

НЕОТЕКТОНИКА

УДК 551.248.2 + 903.5(235.222)

НЕОТЕКТОНИКА И ПАЛЕОСЕЙСМИЧНОСТЬ ДОЛИНЫ НИЖНЕЙ КАТУНИ
(Горный Алтай)

Е.В. Деев, И.Д. Зольников*, А.П. Бородовский**, С.В. Гольцова*

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

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

*** Институт археологии и этнографии СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Лаврентьева, 17, Россия*

Проведенный анализ показал, что изученный район имеет сложную неотектоническую блоковую структуру. Ключевой разломной зоной территории является Катунский раздвиг, состоящий из ряда надстраивающих друг друга грабенов. Изучение разрезов осадочного выполнения раздвигало показало, что в неоплейстоценовых толщах содержатся разнотипные сейсмогенные деформации (сейсмиды). Обоснованы отличия сейсмидов от схожих по морфологии деформаций другого генезиса, а также критерии их соотнесения с древними землетрясениями. Показано, что внешние и внутренние нарушения конструкций курганов группы Чултуков Лог-1 могли сформироваться в результате землетрясения, произошедшего в конце I тыс. до н.э. Выявленные сейсмодислокации неоплейстоценовых толщ, а также нарушения конструктивных особенностей погребений эпохи железа свидетельствуют, что в районе Нижней Катунь происходили древние сейсмические события с минимальной интенсивностью в 5—6 баллов и магнитудами 4.5—6.0.

Неотектоника, сейсмиды, неоплейстоцен, курганы, эпоха железа, землетрясения, Горный Алтай.

NEOTECTONICS AND PALEOSEISMICITY OF THE LOWER KATUN' VALLEY
(Gorny Altai)

E.V. Deev, I.D. Zol'nikov, A.P. Borodovsky, and S.V. Gol'tsova

The lower Katun' area has a complex neotectonic framework, with the largest fault zone of Katun' consisting of several en-echelon graben segments. Late Pleistocene sediments that fill the Katun' Fault bear signature of earthquake-induced soft-sediment deformation (seismites). Deformation due to seismic triggers can be discriminated from nonseismic one on the basis of special features and be related to prehistoric earthquakes according to a number of criteria. The observed deformation inside and outside burial mounds of the Chultukov Log-1 group may result from an earthquake that occurred at the end of the first millennium BC. Fault scarps in Late Pleistocene sediments, as well as deformed Iron Age tomb patterns, indicate that the Katun' lower reaches can have experienced past earthquakes of intensity at least 5 or 6 and magnitudes from 4.5 to 6.0.

Neotectonics, seismites, Late Pleistocene, burial mounds, Iron Age, earthquakes, Gorny Altai

ВВЕДЕНИЕ

Горный Алтай — классическая территория неотектонического горообразования. Очевидно, что процессы орогенеза сопровождались и продолжают сопровождаться высокой сейсмичностью. Однако о ее проявлениях до последнего времени можно было судить лишь по данным инструментальных наблюдений, немногочисленным историческим сведениям, а также по голоценовым макросейсмодислокациям, представленным главным образом оползнями и обвалами. Более древние интервалы кайнозоя в этом отношении оставались «немыми». Перспективы расшифровки следов доголоценовых сейсмических со-

бытий на территории Горного Алтая наметились после обнаружения авторами в осадочных комплексах его юго-восточной части сейсмогенных деформационных текстур (сейсмитов) [Деев и др., 2009]. В настоящей работе приводятся новые сведения о следах древней сейсмичности северной части Горного Алтая, выявленных в пределах нижней части горной долины р. Катунь (Нижняя Катунь), на участке от пос. Чемал на юге до ее выхода на предгорную равнину. Нижняя Катунь представляет собой уникальную территорию еще и с точки зрения многообразия распространённых здесь археологических памятников эпох каменного века, бронзы, железного века, средневековья, ряд из которых в своей архитектуре содержит признаки проявления древних землетрясений [Бородовский, Бородовская, 2009].

НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ТЕРРИТОРИИ И СОВРЕМЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

Ориентированная в субмеридиональном направлении долина р. Катунь в пределах рассматриваемого участка окружена двумя параллельно протягивающимися крупными хребтами: Семинским с запада и Иолго с востока. Кроме того, с востока выделяется ряд более мелких хребтов, соответствующих разноориентированным удлинённым неотектоническим блокам: Стамовой, Сугульский, Мажиган, Гарлат, Чемало-Кубинский водораздел, Куминские белки. Высоты хребтов находятся в диапазоне от 300 до 2500 м и характеризуются густым эрозионным расчленением, которое зачастую достигает 500—600 м. Вместе с тем в их пределах сохранились значительные фрагменты мел-раннепалеогенового пенепплена, разнесённые неотектоническими движениями на разные гипсометрические уровни. Анализ пространственного и высотного распределения фрагментов пенепплена, а также положения разломных зон, на которые указывают характер гидросети, распределение неоднородностей рельефа по площади, вертикальные тектоногенные уступы и т.д., позволил создать схему неотектоники территории (рис. 1).

Схема демонстрирует общую тенденцию снижения высоты неотектонических блоков с юга на север. Так, в южной части листа схемы доминируют блоки с абсолютными отметками свыше 1250 м, в центральной части — от 750 до 1250 м, на севере — ниже 750 м. Наконец, на северо-западе хребты Горного Алтая обрываются субширотным неотектоническим уступом (Северный фас Алтая). К северу от него по системе сбросов палеозойские комплексы погружаются до –1000 м, формируя фундамент Бийско-Барнаульской впадины Западно-Сибирской плиты.

Такая субширотная зональность в распределении абсолютных отметок неотектонических блоков частично нарушена субмеридиональными структурами растяжения, самой крупной из которых является Катунский раздвиг, дренируемый р. Катунь. Наши исследования показали, что раздвиг имеет более сложное строение, нежели он представлялся на мелкомасштабных неотектонических схемах Горного Алтая [Лукина, 1996; Новиков, 2004]. Вдоль него обособлено три самостоятельных грабена: Чемальский, Усть-Семинский и Манжерокский. Кроме того, с востока от раздвиг ответвляются Горно-Алтайский и Ишинский грабены. В целом ширина зоны растяжения с учетом блоков «отседания» варьирует от первых километров до 20 км (рис. 2).

Практически все оперяющие раздвиг разломные зоны дренируются крупными и мелкими правыми и левыми притоками Катунь. Молодость Катунского раздвиг подчеркнута резким понижением местного базиса эрозии для ряда притоков, в результате чего они имеют невыработанный профиль равновесия и обрываются к Катунь крутопадающими участками или водопадами (реки Камышла, Соузга, южнее листа карты — Бельтертуок, Бол. Сумульта, Кадрин, Урсул).

Сейсмологические наблюдения в пределах Горного Алтая с помощью сети сейсмостанций показывают, что Нижняя Катунь является относительно слабосейсмичной территорией. Согласно литературным источникам [Жалковский и др., 1995; Лукина, 1996], в ее пределах зафиксировано два сейсмических события, эпицентр первого из которых с $K = 11$ ($M \approx 3.9$) тяготеет к Чемальскому разлому (см. рис. 1), второго с $K = 13$ ($M = 4.6—5.0$) — к Татарьинскому разлому. Кроме того, с Ишинским грабеном пространственно связан эпицентр исторически зарегистрированного землетрясения с $K = 16$ ($M > 6.0$).

ПОЗДНЕПЛИОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ТОЛЩИ

Считается, что основной этап неотектонических движений в пределах Горного Алтая начался в позднем кайнозое и фиксируется накоплением в разрезе межгорных впадин отложений «буроцветной серии», представляющих собой позднеплиоцен-нижнелептоценовую молассу [Девяткин, 1965]. Буроцветный аллювий также фиксируется и в долине Нижней Катунь, в районе пос. Аскат [Ефимцев, 1964]. Стратиграфически выше залегают среднепозднеоплейстоценовые осадки, формирующие комплексы высоких и средних террас. Согласно Н.А. Ефимцеву [1964], цоколь высоких террас представлен среднеоплейстоценовой ининской толщей, достигающей по мощности 300 м, цоколь средних террас сложен верхнелептоценовой сальджарской толщей, мощность которой редко превышает 60 м. Высокие и средние террасы являются эрозионными, а мощности залегающих на их площадках постининского и постесальджарского аллювия не превышают 3—5 м.

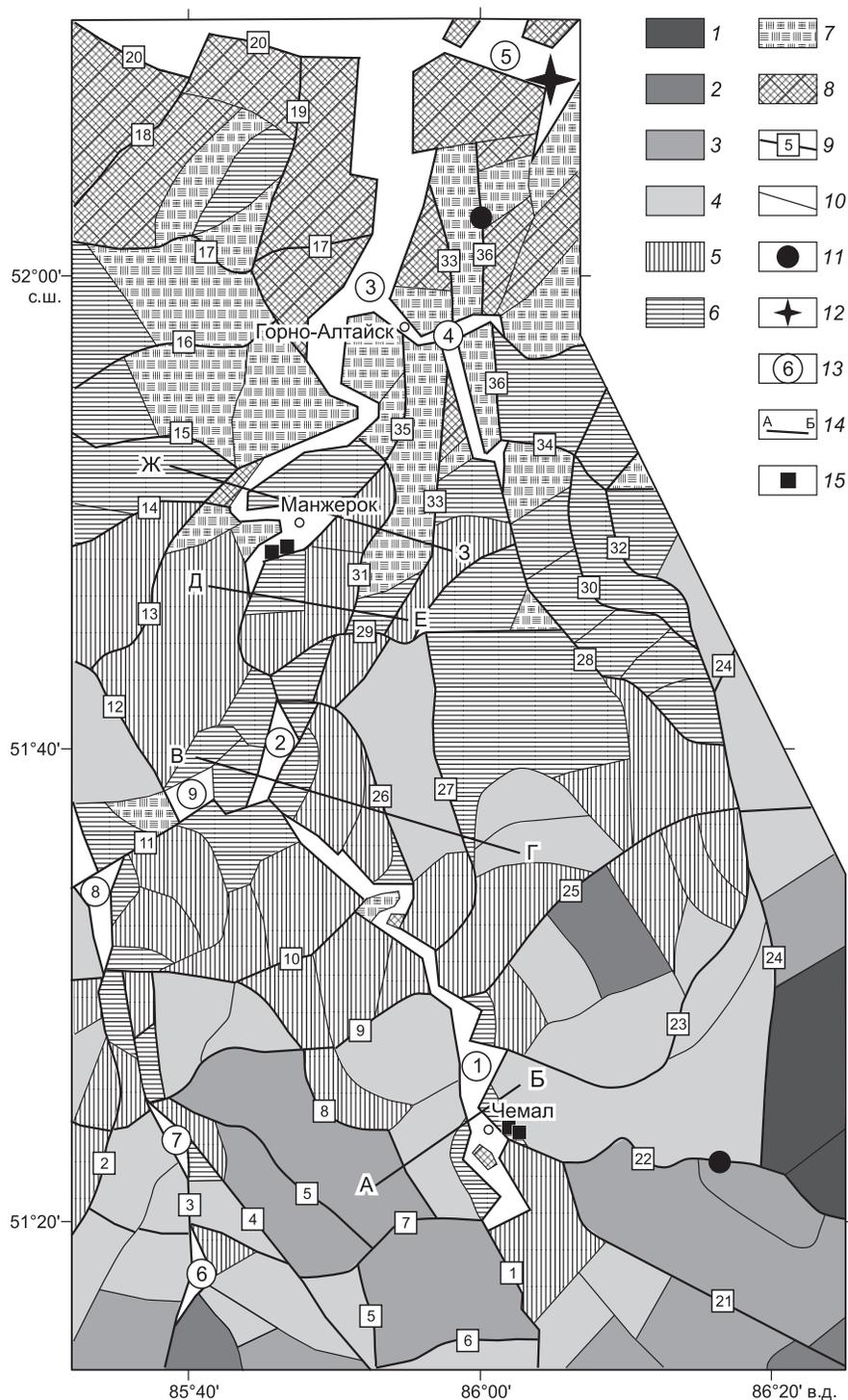


Рис. 1. Неотектоническая схема района исследований.

1—8 — блоки с высотами (м): 1 — 2250—2000, 2 — 2000—1750, 3 — 1750—1500, 4 — 1500—1250, 5 — 1250—1000, 6 — 1000—750, 7 — 750—500, 8 — ниже 500; 9 — основные разломы (цифры в квадратах): 1 — Катунский разрыв, 2 — Чергушский, 3 — Семинский, 4 — Марчелинский, 5 — Сингужский, 6 — Апшухтинский, 7 — Бергский, 8 — Кандынско-Емурлинский, 9 — Аносский, 10 — Емурлинский, 11 — Камлакский, 12 — Малокамлакский, 13 — Устюбинский, 14 — Нижнекаянчинский, 15 — Каянчинский, 16 — Айский, 17 — Бабырганский, 18 — Поперечный, 19 — Сетовченский, 20 — Северный фас Алтая, 21 — Чемальский, 22 — Кубинский, 23 — Элекманарский, 24 — Малоишинский, 25 — Куюмский, 26 — Мажиганский, 27 — Узнезинский, 28 — Майминский, 29 — Мунинский, 30 — Сайдыс-Таштатский, 31 — Соузгинский, 32 — Ильчик-Карасукский, 33 — Малосиульский, 34 — Сайдыский, 35 — Манжерокский, 36 — Татарьинский; 10 — второстепенные разломы; 11 — эпицентры инструментально зарегистрированных землетрясений; 12 — эпицентр исторического землетрясения; 13 — грабены (цифры в кружках): 1 — Чемальский, 2 — Усть-Семинский, 3 — Манжерокский, 4 — Горно-Алтайский, 5 — Ишинский, 6 — Шебалинский, 7 — Маютинский, 8 — Чергинский, 9 — Камлакский; 14 — линии профилей; 15 — места расположения разрезов с сейсмитами, приведенных на рис. 4—7.

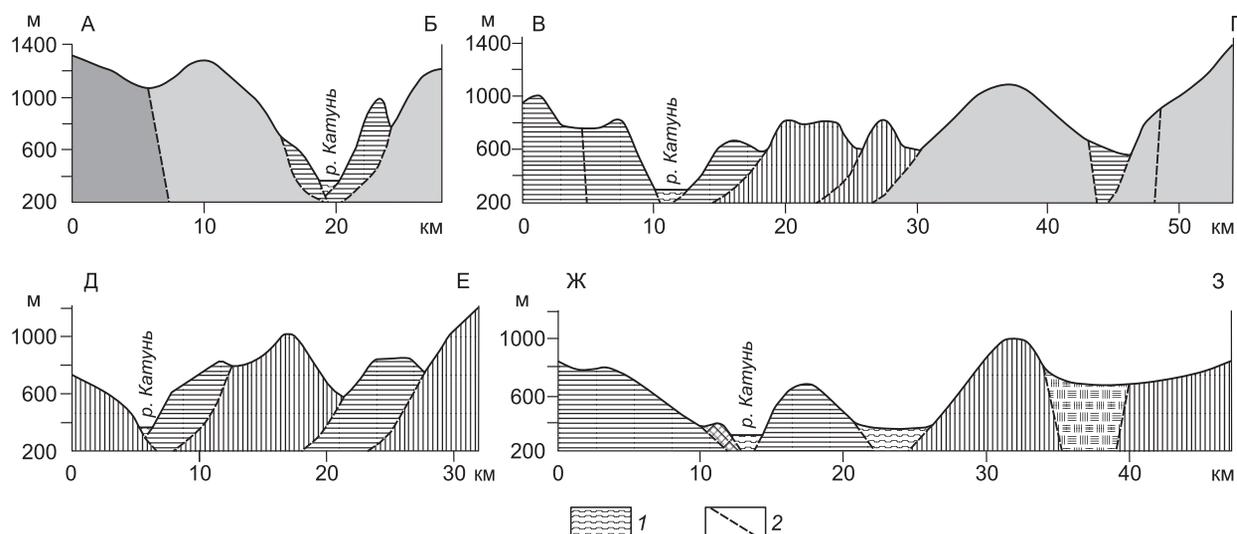


Рис. 2. Поперечные профили зоны Катунского раздвига.

1 — осадочные комплексы, выполняющие раздвиг; 2 — разломы. Остальные усл. обоз. см. на рис. 1.

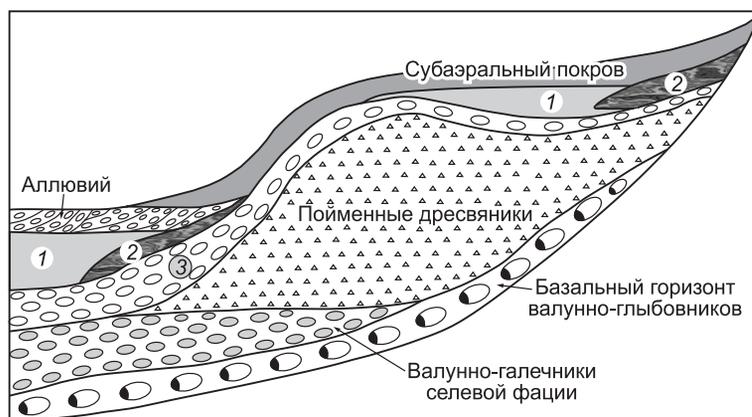
Проведенные в последнее время фациально-генетические исследования ининской и сальджарской толщ в свете теории гигантских гляциальных паводков (ГПП) позволили выявить цикличность обсуждаемых толщ и охарактеризовать набор слагающих их литофаций [Бутвиловский, 1993; Парначев, 1999; Рудой, 2005; Зольников, Мистрюков, 2008]. Так, в ининской толще насчитывается до семи литоседиментационных циклов, тогда как в сальджарской только три. В разрезе полного цикла выделяется следующий набор фаций: селевая, пойменная, русловая, оплывневая, вторично-подпрудных озер (рис. 3).

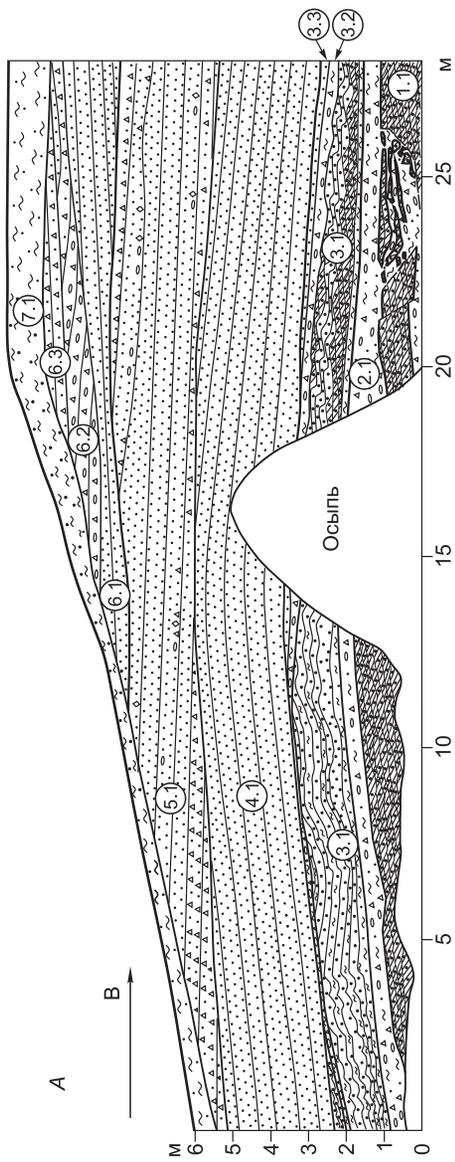
Селевая фация — отложения влекомого наноса суперпаводкового потока, сложенные в разной степени окатанными обломками более 1 м в поперечнике и представляющие собой глыбовник или валунно-глыбовник. Вверх по разрезу базальные валунно-глыбовники наращиваются валунно-галечниками или гравийно-галечниками с отдельными включениями глыб. Для отложений селевой фации характерна невыдержанная параллельная и слабоволнистая наклонная слоистость, местами грубая косая слоистость. Мощность селевых отложений может достигать 40 м.

Пойменная фация сложена отложениями взвешенного наноса и представлена дресвяниками, пескодресвяниками, алевропесками и алевритами. Иногда происходило «насыщение» отложений пойменной фации фрагментами влекомого наноса, в результате чего они содержат в себе примесь галечного материала. Появление наряду с дресвяниками песков и алевритов в разрезах Нижней Катунки является отличительной чертой литологического состава фации от ее существенно дресвяных разрезов на территории Юго-Восточного Алтая. Быстрое, фактически одномоментное (в режиме «лавиной» седиментации) накопление отложений пойменной фации осуществлялось при резком падении скорости и, как следствие, несущей способности потока. При этом типичная для отложений фации параллельная слоистость отражает особенности седиментации в глубоководном потоке с ламинарным характером течения. Присутствующие элементы косой и наклонной слоистости, текстуры асимметричной ряби течения указывают на то, что во время формирования отложений пойменной фации поток зачастую имел не только ламинарный характер движения, но и турбулентный, а также высокие скорости

Рис. 3. Соотношение фаций гигантского гляциального паводка, по [Зольников, 2011].

1 — алевриты вторично-подпрудных озер, 2 — оплывневые миктиты, 3 — «русловые» галечники.





- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11

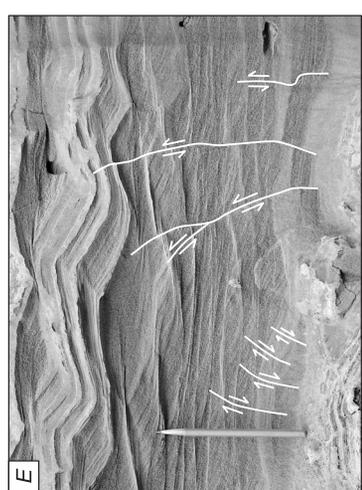
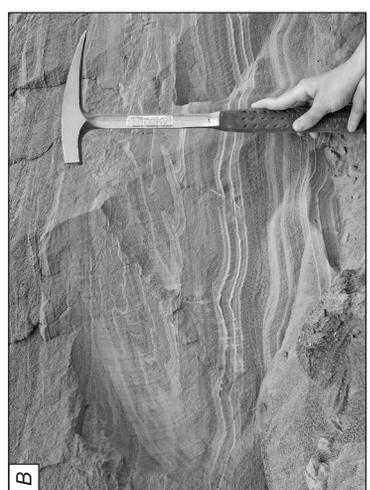
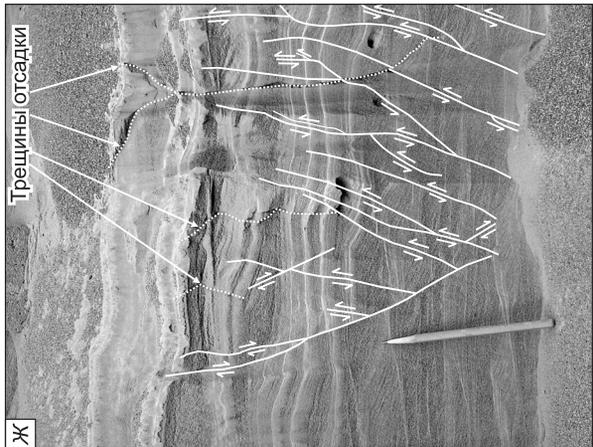
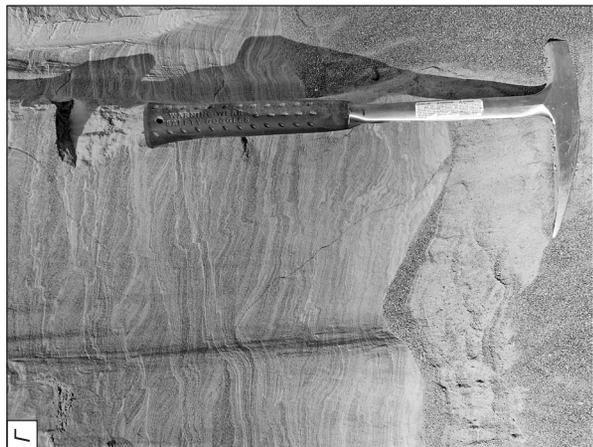


Рис. 4. Разрез Карьер-Чемал-2.

А — схема разреза; *Б* — структура растяжения в слое 1.1, заполненная отложениями слоя 2.1 с «плавающими» фрагментами деформированного слоя; *В* — сплошности и пластичные срывы, нарушающие первичную параллельно-слоистую текстуру в слое 3.1; *Г* — сплошности и флексурные изгибы, нарушающие асимметричную рябь течения в слое 1.1; *Д* — микроразломы различной кинематики, нарушающие замок пологой антиклинальной складки в слое 3.1; *Е*, *Ж* — микроразломы, нарушающие текстуры асимметричной ряби течения в слое 3.1. *1* — алеврит; *2* — песок; *3* — дресва; *4* — гравий; *5* — щебень; *6* — галька; *7* — валуны; *8* — гумусовый горизонт; *9* — номера слоев; *10* — разломы; *11* — текстуры асимметричной ряби течения.

и был перегружен обломочным материалом. Благоприятными для накопления осадков пойменной фации были участки эрозионной тени на поворотах русла, перед сужением долины, а также широкие приустьевые части крупных притоков.

Во многих разрезах в основании отложений пойменной фации встречаются не-слоистые алевропески мощностью от первых десятков сантиметров до 1 м, которые облекаяще ложатся на подстилающие отложения. Их, согласно Ю.А. Лаврушину [2005], можно рассматривать как отложения потока (зернового потока, суспензита), перегруженного достаточно однородным в гранулометрическом отношении материалом, имеющим пастообразную высокоплотную консистенцию.

Отложения русловой фации в разрезах Нижней Катунь представлены не только привычными для Юго-Восточного Алтая галечниками, но и дресвяно-галечниками, а также дресвяниками и песками с характерной косой слоистостью. Представляется, что мелкозернистые разности формировались при перемыве отложений пойменной фации множеством мелких потоков, образующихся на этапе спада паводка.

Наконец, необходимо отметить, что в изученных разрезах Нижней Катунь не обнаружено осадков фации вторично-подпрудных озер и сколько-нибудь существенного распространения отложений оплывневой фации.

Неоплейстоценовые отложения перекрываются позднеоплейстоцен-голоценовым субаэральным комплексом, включающим лессы и эоловые пески, делювиально-пролювиальные шлейфы. В них вложен голоценовый аллювий, формирующий низкие террасы и пойму.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ТЕКСТУРЫ В НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Разрезы фаций ГПП, сложенные мелкозернистыми гранулометрическими фракциями, как подсказывал наш опыт изучения подобных комплексов в Юго-Восточном Алтае, наиболее благоприятны для возникновения и последующей «консервации» сейсмиков. Эта тенденция подтвердилась и при изучении цоколя высоких и средних террас на изученном участке долины р. Катунь.

Наиболее представительными в плане наличия деформационных текстур оказались разрезы средней террасы р. Катунь в районе пос. Чемал (Чемал-Карьер-1, Чемал-Карьер-2). Они расположены в области пересечения Катунского раздвига с Чемальским и Кубинским разломами, из которых последний является сейсмогенерирующим. Разрезы находятся в области выклинивания террасы вверх по р. Чемал и одновременно ее прилегания к коренному склону. Поэтому в разрезах наблюдается сильная фациальная изменчивость, а слагающие слои не выдержаны по простиранию и мощностям. В связи с этим разрезы скоррелированы на уровне пачек.

Разрез Карьер-Чемал-2 (51.39166° с.ш., 86.03271° в.д., абсолютная отметка над уровнем моря (Alt) 456 м, здесь и далее координаты приводятся в десятичных градусах по определениям GPS с точностью ±6—7 м) (рис. 4, А). Снизу вверх обнажены следующие пачки.

Пачка 1. Слой 1.1 — серый мелко-, среднезернистый песок с текстурами резко асимметричной ряби течения. Отложения слоя отнесены к пойменной фации ГПП. Видимая мощность более 1 м. В восточной части обнажения слой раздроблен, а блоки погружены в отложения слоя 2.1 (см. рис. 4, Б). Кроме того, в пределах слоя отмечаются вторичные деформации (сплошность и множественные флексурные изгибы), нарушающие элементы первичной седиментационной слоистости (см. рис. 4, Г).

Пачка 2. Слой 2.1 — серый плотный миктит с нечетко выраженной параллельной слоистостью, содержащий в своем составе обломочный материал дресвяно-галечной размерности, сцементированный алевропеском. Мощность вне участков выполнения деформационных структур в слое 1.1 достигает 1.2 м. Отложения грядекаменного потока.

Пачка 3. Слой 3.1 — в основании слоя прослеживается белесый алевропесок (возможно, отложения зернистого потока) мощностью 0.2 м, облекаящий подстилающие отложения. Выше в восточной части обнажения преобладает серый песок с редкими тонкими прослоями белесого алеврита. В осадках наблюдаются текстуры асимметричной ряби течения, которым свойственны различные соотношения длины пологого и крутого склонов (см. рис. 4, Е, Ж). Характер ряби указывает на движение потока с запада на восток. В западной части обнажения доминируют параллельно-слоистые текстуры, а в гранулометрическом отношении отложения слоя представлены желтовато-

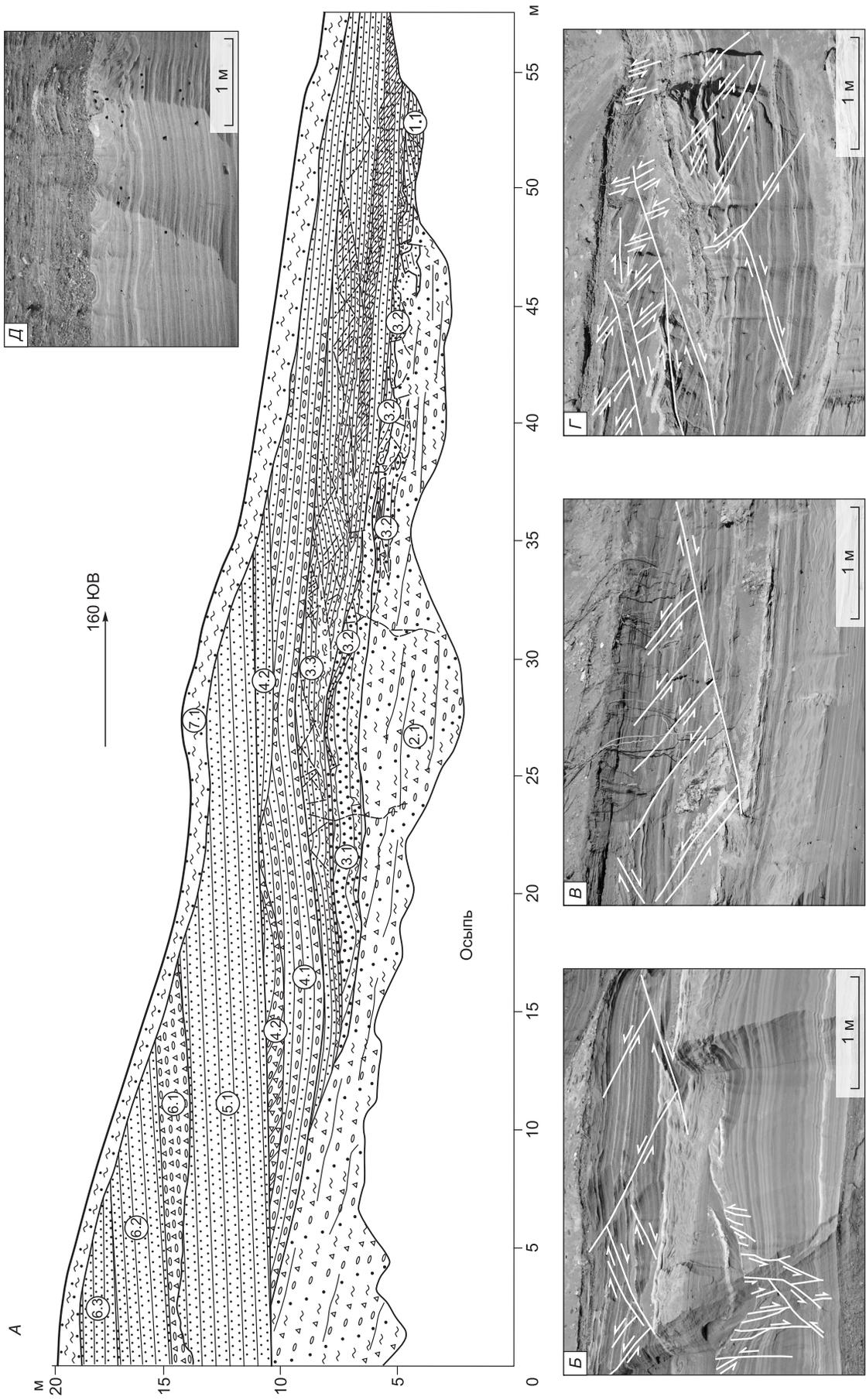


Рис. 5. Разрез Карьер-Чемал-1.

A — схема разреза; *Б* — в нижней части фотографии — грабенообразная просадка в кровле слоя 3.1, в верхней — системы взросов, нарушающие отложения слоя 3.3; *В, Г* — системы взросов, нарушающие отложения слоя 3.3; *Д* — деформационные текстуры в кровле слоя 5.1. Усл. обозн. см. на рис. 4.

серыми песками, алевропесками с тонкими прослоями белесого алеврита. В фациальном отношении отложения слоя рассматриваются нами как пойменная фацция ГПП. В западной части обнажения отложения собраны в пологие складки, крылья и замки которых осложнены складками следующих порядков. Отмечаются системы трещин с малоамплитудными смещениями различной кинематики (см. рис. 4, Д—Ж), плейчатость и пластичные срывы (см. рис. 4, В). Мощность слоя до 1.2 м.

Слой 3.2 — серый дресвяно-галечник с алевропесчаным цементом. Верхний контакт ровный резкий. Подошва резкая, волнистая с угловым несогласием срезающая первично-седиментационные и вторично-деформационные текстуры слоя 3.1. Мощность до 0.3 м.

Слой 3.3 — серые и желто-серые пески с различными текстурами, сменяющими друг друга по латерали и вертикали: параллельно-слоистые, волнистые, асимметричной ряби течения. В результате срезания перекрывающимися отложениями слой обнажается в форме линз в кровле пачки. Мощность до 0.3 м.

Пачка 4. Слой 4.1 — серый субгоризонтально-параллельно-слоистый песок. Слоистость подчеркнута тонкими светлыми прослоями алевропеска. В подошве отмечается слабое угловое несогласие. Отложения пойменной фацции ГПП. Мощность до 2.5 м.

Пачка 5. Слой 5.1 — серый субгоризонтально-параллельно-слоистый песок, в нижней и верхней частях пачки переслаивающийся с пескодресвяником. Слоистость подчеркнута тонкими светлыми прослоями алевропеска. В некоторых прослоях встречаются отдельные мелкие валуны и гальки. В подошве отмечается слабое угловое несогласие, подчеркнутое белесым прослоем алеврита. Отложения пойменной фацции ГПП. Мощность до 2 м.

Пачка 6. Слой 6.1 — серый пологонаклонно-параллельно-слоистый песок. В подошве угловое несогласие, подчеркнутое белесым прослоем алеврита. Отложения пойменной фацции ГПП. Мощность до 1.5 м.

Слой 6.2 — серый косослоистый дресвяно-галечник, в верхней части замещающийся пескодресвяником и песком. Отложения пойменной фацции ГПП. Мощность до 1.3 м.

Слой 6.3 — серый пологонаклонно-параллельно-слоистый пескодресвяник. Отложения пойменной фацции ГПП. Видимая мощность до 0.7 м.

Пачка 7. Слой 7.1 — палево-серый неслоистый алевропесок. Облекаяще ложится на подстилающие отложения с угловым несогласием. Лесс. Мощность до 1.1 м.

Разрез Карьер-Чемал-1 (51.39238° с.ш., 86.03103° в.д., Alt = 451 м) расположен в 100 м ниже по течению р. Чемал от разреза Карьер-Чемал-2 (рис. 5, А). Снизу вверх обнажены 7 пачек.

Пачка 1. Слой 1.1 — серый мелко-, среднезернистый песок с параллельно-слоистой текстурой, сменяющейся текстурой асимметричной ряби течения. Первичные текстуры нарушены микроразломами взбросовой и сбросовой кинематики с амплитудой смещения до 2 см, приразломными складками. Отложения слоя отнесены к пойменной фацции ГПП. Видимая мощность более 1 м. Слой частично раздроблен, а блоки «погружены» в отложения слоя 2.1.

Пачка 2. Слой 2.1 — серый плотный миктит с нечетко выраженной параллельной слоистостью, содержащий в своем составе обломочный материал дресвяно-галечной размерности, сцементированный алевропеском. Отложения грязекаменного потока. Видимая мощность более 5.8 м. В кровле слоя намечаются структуры дробления, растяжения и просадки.

Пачка 3. Слой 3.1 — параллельное переслаивание серого песка и желто-серого алевропеска с редкими тонкими прослоями белесого алеврита. Местами в алевропесках наблюдается волнистая текстура. Расположенные в основании белесые алевропески облекают подстилающие отложения. Отложения пойменной фацции ГПП. Слой собран в пологие складки. Внутри самого слоя и в его кровле отмечаются мелкие грабенообразные просадки (см. рис. 5, Б). Мощность до 1 м. Она сокращается к востоку в результате срезания верхних частей слоя отложениями слоя 3.2. Здесь же наблюдаются его совместные с верхней частью слоя 2.1 деформации.

Слой 3.2 — серые параллельно-, неявно-, косо- и наклонно-слоистые пески, выполняющие структуры растяжения и просадки в кровле слоев 2.1 и 3.1 и содержащие отторженцы этих слоев. Мощность до 1 м.

Слой 3.3 — чередование серых песков, желто-серых алевропесков, тонких белесых прослоев алеврита. Первичные седиментационные текстуры параллельно-слоистые и асимметричной ряби течения. Подошва четкая, срезающая элементы слоистости слоев 3.1 и 3.2. Отложения пойменной фацции ГПП. Мощность сокращается в западном направлении от 2.7 м вплоть до полного выклинивания. Отложения слоя интенсивно деформированны. В них развиты две системы пологих взбросов (с доминированием сместителей северо-западного падения) и их оперений (см. рис. 5, Б—Г). Амплитуды смещения по разломам в зависимости от их масштаба составляют от первых миллиметров и сантиметров до 1.5 м. Кроме того, наблюдаются приразломные складки, плейчатость и другие текстуры пластического течения мате-

риала. В ряде мест в результате наложения деформаций не удается диагностировать первичные осадочные текстуры.

Пачка 4. Слой 4.1 — параллельное переслаивание серого песка и серого дресвяно-галечника. В восточной части разреза происходит опесчанивание слоя. Подошва резкая, пологоволнистая, срезающая первичные (седиментационные) и вторичные (деформационные) текстуры слоя 3.3. В западной части обнажения залегают на слое 2.1. Отложения пойменной фации ГПП. Мощность до 2.2 м.

Слой 4.2 — косослоистые серии серого дресвяно-галечника и серого песка. Залегают с угловым несогласием, формируя линзы, срезающие верхнюю часть слоя 4.1. Отложения пойменной фации ГПП. Мощность до 1.2 м.

Пачка 5. Слой 5.1 — серый песок со слабонаклонной параллельной слоистостью. В прикровельной части появляются тонкие прослои светлых алевропесков. Здесь же присутствуют пластичные срывы, пloyчатость, нарушающие первично-седиментационную слоистость шарообразные текстуры внедрения более грубозернистых осадков перекрывающего слоя 6.1 (см. рис. 5, Д). Нижний контакт резкий. В подошве отмечается резкое, угловое несогласие. Отложения пойменной фации ГПП. Мощность до 3.5 м.

Пачка 6. Слой 6.1 — серый дресвяно-галечник с невыдержанной пологонаклонной параллельной слоистостью. Нижний контакт пологоволнистый, срезающий текстуры нижележащего слоя. Отложения пойменной фации ГПП. Мощность до 1.5 м.

Слой 6.2 — серый песок с пологонаклонной параллельной слоистостью. Верхний и нижний контакты ровные резкие. Отложения пойменной фации ГПП. Мощность до 2.3 м.

Слой 6.3 — серый субгоризонтально-параллельно-слоистый песок. Отложения пойменной фации ГПП. Мощность до 1.8 м.

Пачка 7. Слой 7.1 — палево-серый неслоистый алевропесок. Облекаяще ложится на подстилающие отложения с угловым и стратиграфическим несогласием. Лесс. Мощность до 1 м.

Изучение разрезов средней террасы р. Катунь в районе пос. Чемал показало наличие в них нескольких разновозрастных уровней развития деформаций. Первый уровень развития деформационных текстур выделяется в кровле слоя 1.1. Здесь обнаружены разномасштабные структуры растяжения шириной от 0.5 до 2.5 м. Они заполнены миктитом слоя 2.1. При этом фрагменты раздробленного слоя 1.1 погружены в миктит. Можно было бы связать эти деформации с динамическим воздействием грязекаменного потока на подстилающие нелитифицированные отложения, но внутри слоя 1.1 нами зафиксированы многочисленные текстуры пластической деформации (плойчатость, флексуры, приразломные складки), а также различные в плане кинематики микроразломы. При этом они находятся вне зон развития структур растяжения и дробления. Это может свидетельствовать о том, что процесс деформирования отложений слоя 1.1 напрямую не связан с динамическим воздействием грязекаменного потока на свое ложе, но оба этих процесса сближены во времени и имеют один спусковой механизм.

Аналогичная ситуация наблюдается и на уровне слоя 3.1. Структуры взлома, дробления, растяжения и просадки, которым подвержена и верхняя часть слоя 2.1, заполнены песками слоя 3.2, где «плавают» фрагменты деформированных слоев. Причем пески слоя 3.2. иногда заполняют образовавшиеся при деформации слоев полости таким образом, что оказываются стратиграфически ниже слоя 3.1. Опять же внутри самого слоя 3.1 развит широкий спектр деформаций (см. описание слоя в разрезах), которые никоим образом нельзя связать с динамическим воздействием песчано-водного потока, сформировавшего слой 3.2. Таким образом, образование разнотипных деформаций и песчано-водный поток сближены во времени и являются следствием единого процесса.

Следующий уровень развития преимущественно разрывных нарушений — слой 3.3 в разрезе Карьер-Чемал-1. Следует отметить, что выявленные разломы четко ограничиваются пределами слоя и не прослеживаются ни в подстилающие, ни в перекрывающие отложения. Наконец, в пределах разреза Карьер-Чемал-1 присутствует еще один уровень развития постседиментационных деформаций — прикровельная часть слоя 5.1.

Таким образом, в изученных разрезах Карьер-Чемал-1 и Карьер-Чемал-2 выделяются четыре самостоятельных разнесенных во времени деформационных события.

Еще два разреза с хрупкими деформациями (Карьер-Манжерок-2 и Едрала-5) выявлены в отложениях средней террасы р. Катунь в районе пос. Манжерок. Они расположены в области пересечения Катунского раздвиг с Манжерокским разломом.

Разрез Карьер-Манжерок-2 (51.811689° с.ш., 85.78145° в.д., Alt = 317 м) — левый борт р. Едрала, правого притока р. Катунь. В стенке карьера, вскрывающего среднюю террасу р. Катунь, снизу вверх обнажаются (рис. 6, А) следующие слои.

Слой 1 — серые субгоризонтально-слоистые пескодресвяники, нарушенные системами сбросов и взбросов (см. рис. 6, Б). Отложения пойменной фации ГПП. Нижняя часть слоя скрыта под осыпью. Видимая мощность более 1.4 м.

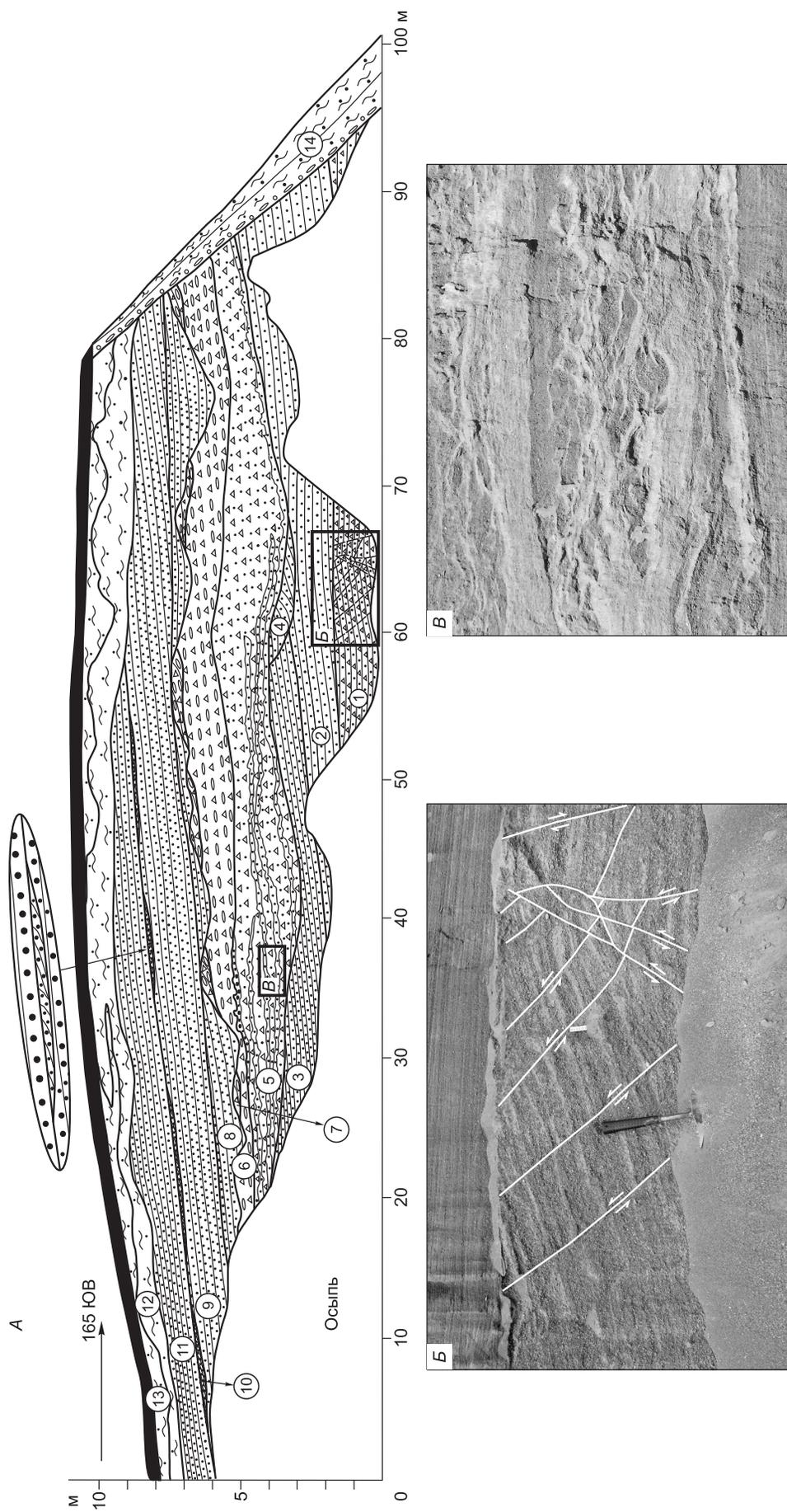


Рис. 6. Разрез Карьер-Манжерок-2.

A — схема разреза; *Б* — системы микровзбросов и микровзбросов в слое 1; *В* — текстуры мутьевых потоков в слое 5. Усл. обозн. см. на рис. 4.

Слой 2 — субгоризонтально-тонкопараллельно-слоистые пески. Отложения пойменной фации ГПП. Залегают на подстилающем слое с угловым несогласием. Мощность до 3.4 м.

Слой 3 — субгоризонтально-тонкопараллельно-слоистые серые пески. Отложения пойменной фации ГПП. Мощность до 1 м.

Слой 4 — линзовидная вложка серых косослоистых песков. Отложения русловой фации ГПП. Нижний контакт срезает отложения слоев 11 и 12. Мощность до 0.6 м.

Слой 5 — переслаивание серых параллельно-слоистых пескодресвяников и светло-серых среднезернистых песков с «петельчатыми» текстурами. Отложения пойменной фации ГПП с прослоями отложений мутьевых потоков (см. рис. 6, В). Мощность до 2.2 м.

Слой 6 — серые дресвяно-галечники с пологолинзовидной слоистостью. Отложения русловой фации ГПП. Контакт с подстилающим слоем переходный. Мощность до 1.2 м.

Слой 7 — серые дресвяно-галечники с линзовидной косою слоистостью. Отложения русловой фации ГПП. Мощность до 0.4 м.

Слой 8 — пологонаклонно-параллельно-слоистые пески. Отложения пойменной фации ГПП. В нижней части выполняет карманы и врезки в кровле подстилающего слоя. Мощность до 1.4 м.

Слой 9 — пологонаклонно-параллельно-слоистые пески. Отложения пойменной фации ГПП. Залегают с пологим угловым несогласием на слое 6. Мощность до 1.4 м.

Слой 10 — линзовидные вложки косослоистых песков на границе слоев 3 и 5. Русловая фация ГПП. Мощность до 0.2 м.

Слой 11 — пологонаклонно-параллельно-слоистые пески. Отложения пойменной фации ГПП. Мощность до 1.4 м.

Слой 12 — палево-серый неслоистый алевропесок. Нижний контакт резкий пологоволнистый, срезающий отложения слоев 3 и 5. Субаэральные отложения (лесс). Мощность до 1.4 м.

Слой 13 — почва, представленная гумусовым горизонтом (буро-коричневый неслоистый алевропесок) толщиной 0.2—0.3 м и подстилающим его иллювиальным горизонтом толщиной около 0.5 м. Подошва неровная с карманами. Мощность до 1.2 м.

Слой 14 — с юго-востока отложения перекрываются делювиальным шлейфом, гранулометрический состав которого соответствует переотложенным осадкам основного разреза.

Разрез Едрала-5 (51.81533° с.ш., 85.78681° в.д., Alt = 326 м) — правый борт р. Едрала. В стенке карьера обнажается разрез, сверху вниз представленный (рис. 7, А) следующими слоями.

Слой 1 — серые наклонно-параллельно-слоистые дресвяно-галечники. Нижняя часть перекрыта осыпью. Отложения селевой фации ГПП. Видимая мощность более 12 м.

Слой 2 — серый линзовидно-косослоистый галечник. Контакт с нижним слоем эрозийный пологоволнистый. Отложения русловой фации ГПП. Мощность до 3 м.

Слой 3 — алевритовый прослой мощностью 0.3 м, маркирующий угловое несогласие на границе слоев 9 и 10. Предполагаемый механизм формирования — суспензит (зерновой поток повышенной плотности).

Слой 4 — серый субгоризонтально-параллельно-слоистый пескодресвяник, являющийся отложениями пойменной фации ГПП. Мощность до 3 м. В средней части разреза выявлена система трещин, представленных главным образом сбросами. Амплитуда смещения до 1 см (см. рис. 7, Б).

Слой 5 — волнисто-мульдообразное переслаивание: в приподошвенной части — мелкого и среднего галечника; в прикровельной части — песка и дресвяника. Контакт с нижележащей толщей эрозийный неровный. Отложения русловой фации ГПП. Мощность 2.2 м.

Слой 6 — алевритовый прослой мощностью 0.3 м, маркирующий угловое несогласие на границе слоев 6 и 7. Предполагаемый механизм формирования — суспензит (зерновой поток повышенной плотности).

Слой 7 — серый субгоризонтально-параллельно-слоистый пескодресвяник. В средней части наблюдается линзовидный прослой серого валунно-галечника, мощностью 0.7 м. Мощность пескодресвяника, представляющего собой отложения пойменной фации ГПП, достигает 5 м.

Слой 8 — серый косослоистый галечник. Отложения русловой фации ГПП. Мощность до 1.8 м.

Слой 9 — линзы пескодресвяника серого, местами фациально замещающегося на алевропесок. Отложения пойменной фации ГПП. Мощность до 1 м.

Слой 10 — буро-коричневый неслоистый лессовидный алеврит. Мощность 1 м.

КРИТЕРИИ СООТНЕСЕНИЯ ВЫЯВЛЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ТОЛЩ С ДРЕВНИМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

Деформационные текстуры (в том числе и морфологически сходные) в осадочных толщах могут иметь гляциогенное, криогенное, солифлюкционное, обвальное, оползневое, подводно-оплывневое, седиментационное и сейсмогенное происхождение.

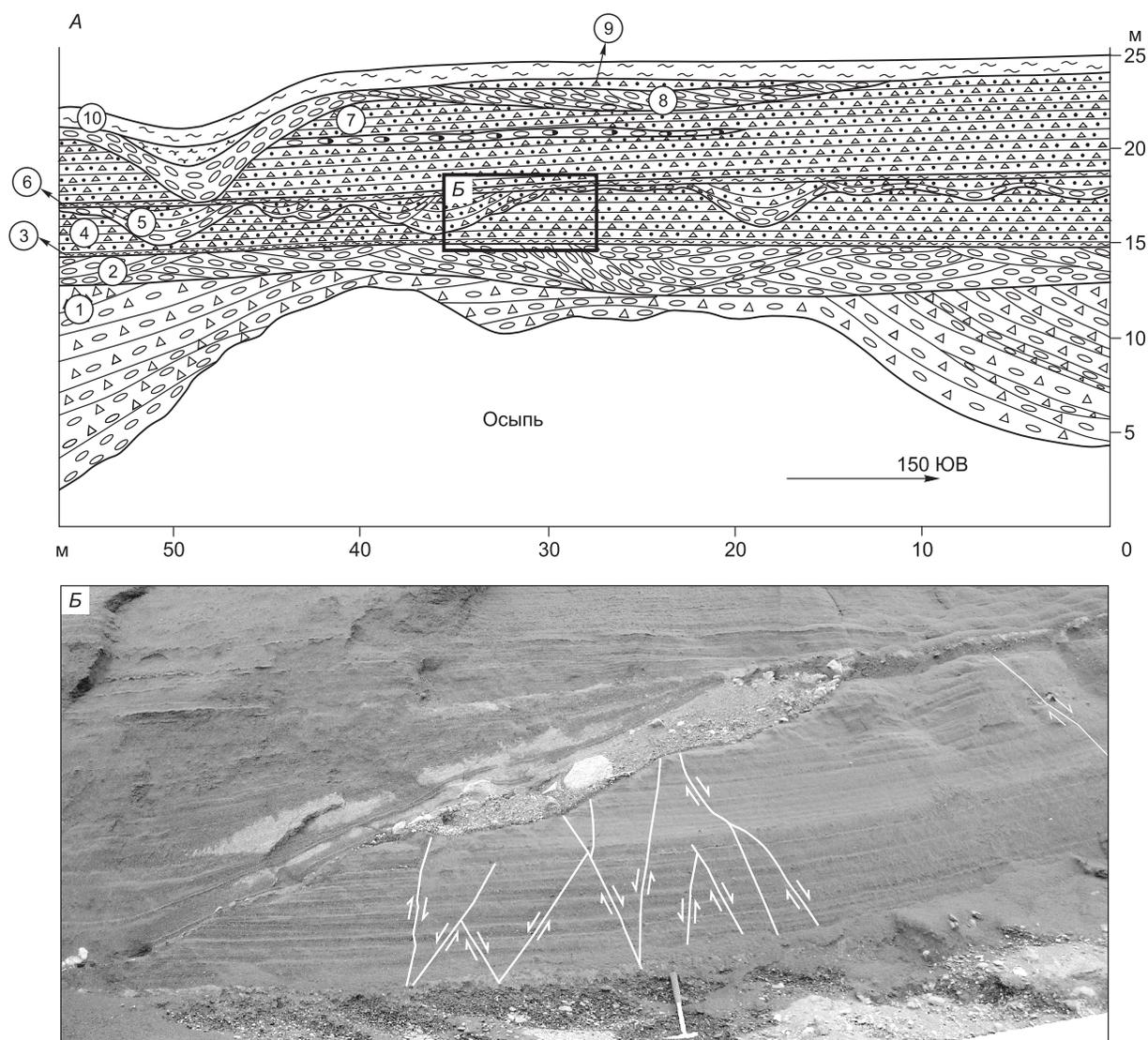


Рис. 7. Разрез Едрала-5.

A — схема разреза; *B* — две доминирующие системы микросбросов, нарушающие слой 4. Усл. обозн. см. на рис. 4.

Очевидно, что подавляющее большинство выявленных деформаций не являются синседиментационными, поскольку видно, как они нарушают первичные седиментационные текстуры.

Легко исключить присутствие гляциодинамических и гляциотектонических текстур в неоплейстоценовых разрезах Нижней Катунь, поскольку изученные разрезы расположены во внеледниковой палеогеографической зоне Горного Алтая [Зольников, 2011].

Фстончатые и грибообразные текстуры разжижения, образующие маломощные горизонты дисгармоничных нарушений, могут быть признаком исчезнувшей многолетней мерзлоты. Однако в изученных разрезах отсутствуют деформационные текстуры, свойственные стадиям формирования и деградации сегрегационных и инъекционных льдов. Кроме того, для мерзлотных инволюций типичен парагенез с текстурами, образованными при формировании повторно-жильных льдов. Основной же формой подземных льдов являются клинья с характерными отворотами слоев на краях, что в вышеприведенных разрезах не наблюдается. Вышесказанное указывает на то, что изученные неоплейстоценовые комплексы не были подвержены воздействию криогенных процессов. По причине отсутствия мерзлотных текстур исключается и солифлюкционный генезис дислокаций, которые могли образоваться в результате таяния подземного льда.

Морфологически сходные деформации слоистых толщ могут возникать и в результате подводно-оползневых деформаций. Но для этого, как минимум, нужен озерный бассейн, а лимнических осадков в

приведенных разрезах не зафиксировано. По этой же причине исключается и образование деформаций в результате волноприбойной деятельности.

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.

Таким образом, комплексный анализ описанных в четвертичных разрезах текстурных парагенезисов деформаций как в отдельных слоях, так и в их последовательностях с учетом палеогеографической обстановки позволяет нам предположить их сейсмогенный генезис и объединить в группу сейсмитаов. В пользу такого предположения свидетельствуют следующие факты: изученные разрезы расположены в узлах пересечения выявленных неотектонических разломов, в том числе сейсмогенерирующих; в пределах обнажений интервалы с деформациями разделены недеформированными слоями, что указывает на дискретность и повторяемость деформационных событий, а такое положение дел характерно для сейсмоактивных зон, в которых наблюдается чередование периодов сейсмического затишья и сейсмической активизации; зафиксированные деформационные текстуры масштабно и морфологически соответствуют сеймитам, выявленным в пределах юго-восточной части Горного Алтая и в других внутриконтинентальных сейсмоактивных зонах [Seilacher, 1969; Plaziat et al., 1990; Деев и др., 2009].

Обнаруженные сейсмогенные деформации имеют различные механизмы формирования. Очевидно, что разломы различной кинематики, грабенообразные просадки и другие структуры растяжения и дробления слоев на блоки являются следствием хрупкой деформации. С процессами разжижения среды во время землетрясения связано образование плейчатости, флексур, пластичных срывов, разнотипных складок. Наконец, землетрясения могли способствовать развитию грязекаменных и песчано-водных потоков, отложения которых наблюдались в разрезах Карьер-Чемал-1 и Карьер-Чемал-2 в парагенезе с сейсмогенными деформациями слоев.

СЛЕДЫ ДРЕВНЕЙ СЕЙСМОАКТИВНОСТИ НА КУРГАНАХ ЭПОХИ РАННЕГО ЖЕЛЕЗА В ДОЛИНЕ НИЖНЕЙ КАТУНИ

Целый ряд признаков древней сейсмоактивности был выявлен при изучении курганной группы Чултуков Лог-1, расположенной в пределах северо-западной окрестности пос. Манжерок. Каменные надмогильные конструкции группы расположены в пределах древней поймы р. Катунь, частично примыкая к горному склону. Всего в курганной группе выявлено и исследовано 98 курганов эпохи раннего железа, надмогильные конструкции которых были изначально хорошо задернованы. Здесь сосредоточены захоронения фактически всех археологических культур эпохи раннего железа Горного Алтая (быстрянской, северного локального варианта пазырыкской, кара-кобинской). Судя по сопроводительному инвентарю, некрополь формировался в период с V—III вв. до н.э. [Бородовский, Бородовская, 2009]. На южном краю Чултукова Лога-1 располагались 10 курганов майминской культуры (Чултуков Лог-1г), относящихся к началу I тыс. н.э.

Насыпи курганов, расположенные у подножия коренного скального склона г. Черепан, перекрывали участки горной осыпи (рис. 8, А), а их поверхность была засыпана камнями с горного склона (см. рис. 8, Б). На удалении до 25 м от склона по поверхности площадки, где расположена курганная группа, хаотично разбросаны глыбы размером до 1.5—2 м (см. рис. 8, В). Ряд из них залегает на курганах V—III вв. до н.э. вне связи с конструктивными особенностями каменных кладок курганов (см. рис. 8, Г), более того они деформируют каменные насыпи и продавливают кольцевые крепиды курганов (см. рис. 8, Д). Внутри таких захоронений сильно сдвинутыми оказались стенки погребальных каменных ящиков (кур-

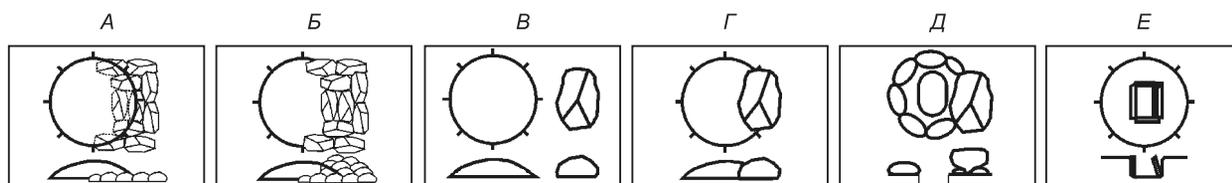


Рис. 8. Следы древней сейсмоактивности на курганной группе эпохи раннего железа Чултуков Лог-1.

А — насыпь кургана, перекрывающая склоновый коллювий; Б — насыпь кургана, перекрытая склоновым коллювием; В — обломки глыбовой размерности около насыпи кургана со стороны горного склона; Г — глыбы, перекрывающие и деформирующие насыпь кургана; Д — глыбы, деформирующие кольцевую крепиду кургана; Е — деформации стенок каменных ящиков курганов со стороны горного склона.

ганы кара-кобинской культуры, см. рис. 8, *Е*) или разрушены конструкции каменной обкладки могильных ям (курганы северного локального варианта пазырыкской культуры). В ряде случаев стенки погребальных каменных ящиков даже упали внутрь погребения, нарушив анатомический порядок расположения костей погребенных, хотя все исследованные курганы не ограблены. В то же время в некоторых курганах, удаленных на 50 м от коренного склона и расположенных вне зоны распространения коллювия, также наблюдается нарушение анатомического порядка расположения костей погребенных. Примечательно, что для расположенных в пределах курганной группы погребальных комплексов начала I тыс. н.э. (майминская культура) подобные признаки деформаций каменных конструкций не присущи. Приведенные выше признаки позволяют предполагать, что они являются следами сильного землетрясения, произошедшего на Горном Алтае в конце I тыс. до н.э.

О ВОЗМОЖНЫХ МАГНИТУДАХ И ИНТЕНСИВНОСТИ ДРЕВНИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Использование сейсмитов для определения палеомагнитуд и интенсивности древних землетрясений ограничено. Это связано, прежде всего, с тем, что существующие шкалы интенсивности землетрясений (MSK-64, Меркалли) плохо разработаны в плане характеристики остаточных постсейсмических деформаций в рыхлых грунтах. Однако в шкалах, построенных с учетом остаточных деформаций в рыхлых грунтах [Леонов, 1975; Медведев и др., 1975; Солоненко, 1975; Шерман и др., 2003], в качестве нижнего порога их возникновения приводится величина в 6 баллов. В модифицированной шкале Меркалли [Sims, Garvin, 1995] нижний порог для возникновения мелкомасштабных сейсмогенных остаточных деформаций в рыхлых осадках также оценен в 6 баллов, а в работе [Kuribayashi, Tatsuoka, 1975] показано, что текстуры, связанные с разжижением, появляются в рыхлых грунтах только при землетрясениях с $M \geq 5.5$. В качестве нижней планки интенсивности землетрясения, необходимой для образования сейсмогенных обвалов, называется величина в 6 баллов [Медведев и др., 1975].

Разнотипные и разномасштабные сейсмогенные деформации наблюдались в рыхлых грунтах как следствие Чуйского землетрясения 2003 г. ($M = 7.3$). Они были выявлены в пределах зон 6—9-балльных сотрясений, а отдельные камнепады встречались и в 5-балльной зоне [Новиков, 2004; Деев и др., 2006].

Таким образом, в качестве минимальной интенсивности древних землетрясений для района Нижней Катунки следует рассматривать величину в 5—6 баллов, а магнитуды в 4.5—6.0.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований существенно детализирована структура крупной неотектонической зоны растяжения в пределах северной части Горного Алтая — Катунского раздвиг и его обрамления. Изучение разрезов неоплейстоценовых толщ, выполняющих раздвиг, позволило впервые для этой части Горного Алтая выявить сейсмогенные деформации, нарушающие их структуру. Кроме того, следы сейсмического события конца I тыс. до н.э. обнаружены в пределах курганной группы Чулутоков Лог-1. Эти данные позволяют говорить о том, что разломы, ограничивающие и оперяющие раздвиг, проявляют свои сейсмогенерирующие свойства на протяжении длительного временного интервала. Интенсивность древних землетрясений могла составлять минимум 5—6 баллов, а магнитуды достигать 4.5—6.0. Полученные данные хорошо согласуются с имеющимися сведениями о современной и исторической сейсмичности территории и могут говорить о высоком сейсмическом потенциале долины Нижней Катунки. Последний факт, несомненно, должен быть учтен при возможном проектировании и строительстве Катунской ГЭС в районе пос. Еланда.

ЛИТЕРАТУРА

Бородовский А.П., Бородовская Е.Л. Археологическое наследие горной долины нижней Катунки: учебно-методическое пособие. Новосибирск, ДДТ им. В. Дубинина, 2009, 124 с.

Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1993, 252 с.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., Наука, 1965, 244 с. (Тр. ГИН, вып. 126).

Деев Е.В., Гибшер А.С., Чигвинцева Л.А., Буряк Е.А., Рябинин А.Б. Сейсмодислокации Чуйского землетрясения 2003 года и их палеоаналоги в кайнозойской структуре Горного Алтая // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX тектонического совещания. М., ГЕОС, 2006, т. 1. с. 207—210.

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.

Ефимцев Н.А. О строении и происхождении антропогенных отложений долин рек Чуи и Катунь в Горном Алтае // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1964, № 29, с. 115—131.

Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 20—30.

Зольников И.Д. Роль оледенений и гляциальных суперпаводков в геологическом строении осадочных комплексов верхней половины неоплейстоцена Горного Алтая и Предальтайской равнины: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2011, 32 с.

Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катунь. Новосибирск, Параллель, 2008, 184 с.

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

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.

Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004, 313 с.

Парначев С.В. Геология высоких алтайских террас (Яломано-Катунская зона). Томск, Изд-во ИПФ ТПУ, 1999, 137 с.

Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). Томск, Изд-во ТПУ, 2005, 224 с.

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

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.

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

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.

Seilacher A. Fault-graded bends interpreted as seismites // Sedimentology, 1969, v. 13, p. 155—159.

Sims J.D., Garvin C.D. Recurrent liquefaction induced by the 1989 Loma Prieta earthquake and 1990 and 1991 aftershocks: implications for paleoseismicity studies // Bull. Seismol. Soc. Amer., 1995, v. 85, № 1, p. 51—65.

*Рекомендована к печати 21 октября 2011 г.
М.И. Эповым*

*Поступила в редакцию
27 апреля 2011 г.*