

10. Бутаков Г. П. Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1986. 144 с.
11. Ступишин А. В. Снеговая асимметрия и асимметрия склонов // Вопр. географии. № 21. М.: Географгиз, 1950. С. 82—85.
12. Дедков А. П., Мозжерин В. И. Медленные гидротермические движения почвенно-грунтовых масс на склонах (крип) // Методы полевых геоморфологических экспериментов в СССР. М.: Наука, 1986. С. 77—90.
13. Илларионов А. Г. Геоморфология // Геология СССР. Т. 34. Тургайский прогиб. Кн. 2. М.: Недра, 1971. С. 230—256.
14. Дедков А. П. Геоморфологические наблюдения в центральном Казахстане // Геоморфологические сообщения. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1975. С. 31—32.
15. Айзенштат Б. А. Климатические факторы ландшафтных различий склонов восточной и западной экспозиции // Метеорология и гидрология. 1966. № 2. С. 22—29.
16. Боков В. А., Макальская В. Н. Радиационный баланс территории Удмуртии // Природно-территориальные и производственные комплексы Приуралья. Ижевск, 1977. С. 56—61.
17. Хабутдинов Ю. Г. Исследование мезометеорологических характеристик приземного слоя атмосферы // Вопросы мезоклимата, циркуляции и загрязнения атмосферы. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1988. С. 81—87.
18. Гейгер Р. Климат приземного слоя воздуха. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 486 с.

Казанский государственный
университет

Поступила в редакцию
30.III.1989

TOPOGRAPHIC ASYMMETRY DUE TO INSOLATION

DEDKOV A. P., GLEISER I. V., KISLOVA S. S.

S u m m a r y

Various kinds of the asymmetry in topography are discussed which are typical of glacial, periglacial, humid temperate and semiarid zones. Differences in insolation of differently facing slopes account for various rates of glacial erosion, solifluction landslides and earthflows, creep and fluvial erosion. In general case most heated are the slopes facing SSW. The direction of maximum disymmetry deviates from S—N line by 25° on the average, probably due to discrepancy between diurnal march of insolation and surface heating (peaks of these curves do not coincide in time).

УДК 550.348.436(479.25)

© 1990 г.

Е. А. РОГОЖИН, Л. Н. РЫБАКОВ, Б. М. БОГАЧКИН

СЕЙСМОДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПРИ СПИТАКСКОМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ 1988 г.

Землетрясение в Северной Армении 7 декабря 1988 г. было сильнейшим на Кавказе за последние 80 с лишним лет после Шемахинской катастрофы 1902 г. Его магнитуда по объемным волнам — 6,8, интенсивность в эпицентре составила 10 баллов по шкале MSK-64. Изосейсты высших баллов — 9-го и 10-го эллипсоидальные, вытянутые в запад-северо-западном направлении согласно с общим простираанием геологических структур в этой части Малого Кавказа. По сейсмологическим и макросейсмическим данным очаг главного толчка распространился до глубины 13—14 км и вышел на поверхность в виде протяженной системы сейсмогенных разрывов (рис. 1) [1, 2].

Изучение Спитакского землетрясения носило комплексный характер. В нем принимали участие сейсмологи многих организаций СССР, Франции и США. Кроме сейсмологического изучения очаговой зоны сразу же после события были проведены аэрофотосъемка и повторное нивелирование по нескольким направлениям. С весны 1989 г. начаты режимные светодальномерные наблюдения

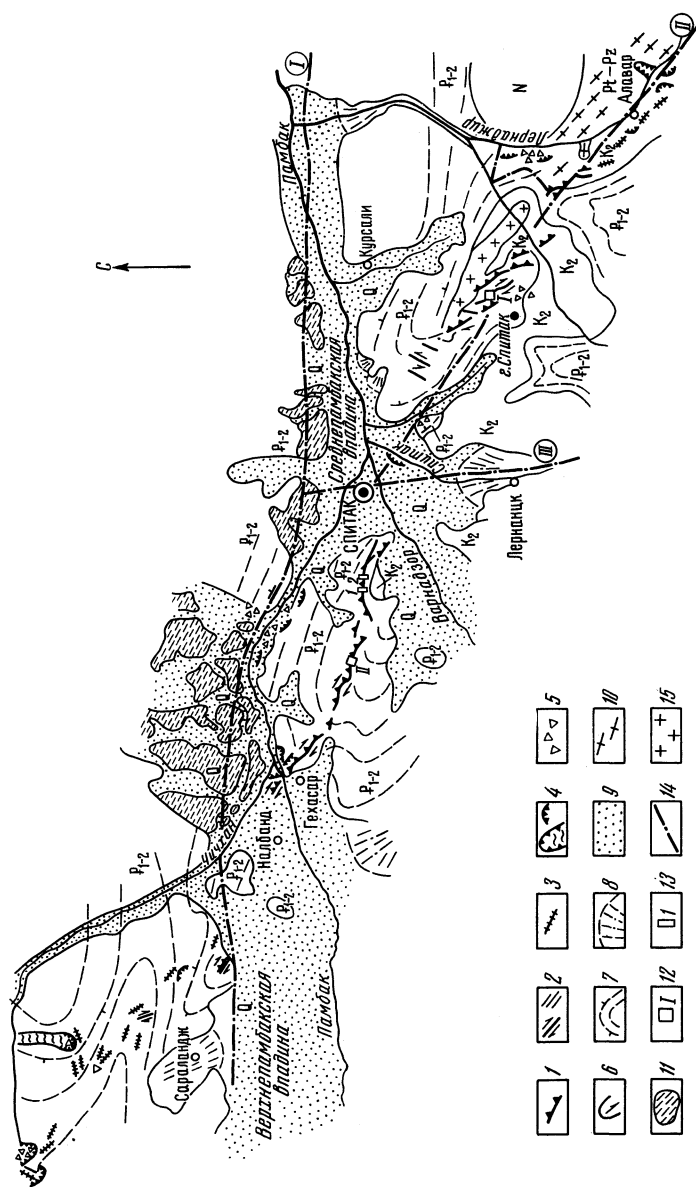


Рис. 1. Карта сейсмодислокаций Спитакского землетрясения (составил Е. А. Рогожин)

Сейсмогенные разрывы и трещины: 1 — взбрососдвиги; 2 — сдвиги; 3 — разрывы и трещины встрайки; 4 — оползни; 5 — обвалы; 6 — селевые потоки; 7 — простирание и направление падения слоев в вулканогенной толще палеоцена-эоцена; 8 — конуса выноса; 9 — современные отложения; 10 — метаморфизованные породы

протерозоя (?)-палеозоя; 11 — аномально поднятые надпойменные террасы; 12 — микрополюгоны, на которых детально закартирована морфология сейсмогенных разрывов (см. рис. 2); 13 — траншеи (см. рис. 3); 14 — крупные разломы (римские цифры в кружках): I — Севано-Памбакский, II — Алавердский, III — Арагац-Спитак-Калининский; 15 — диориты

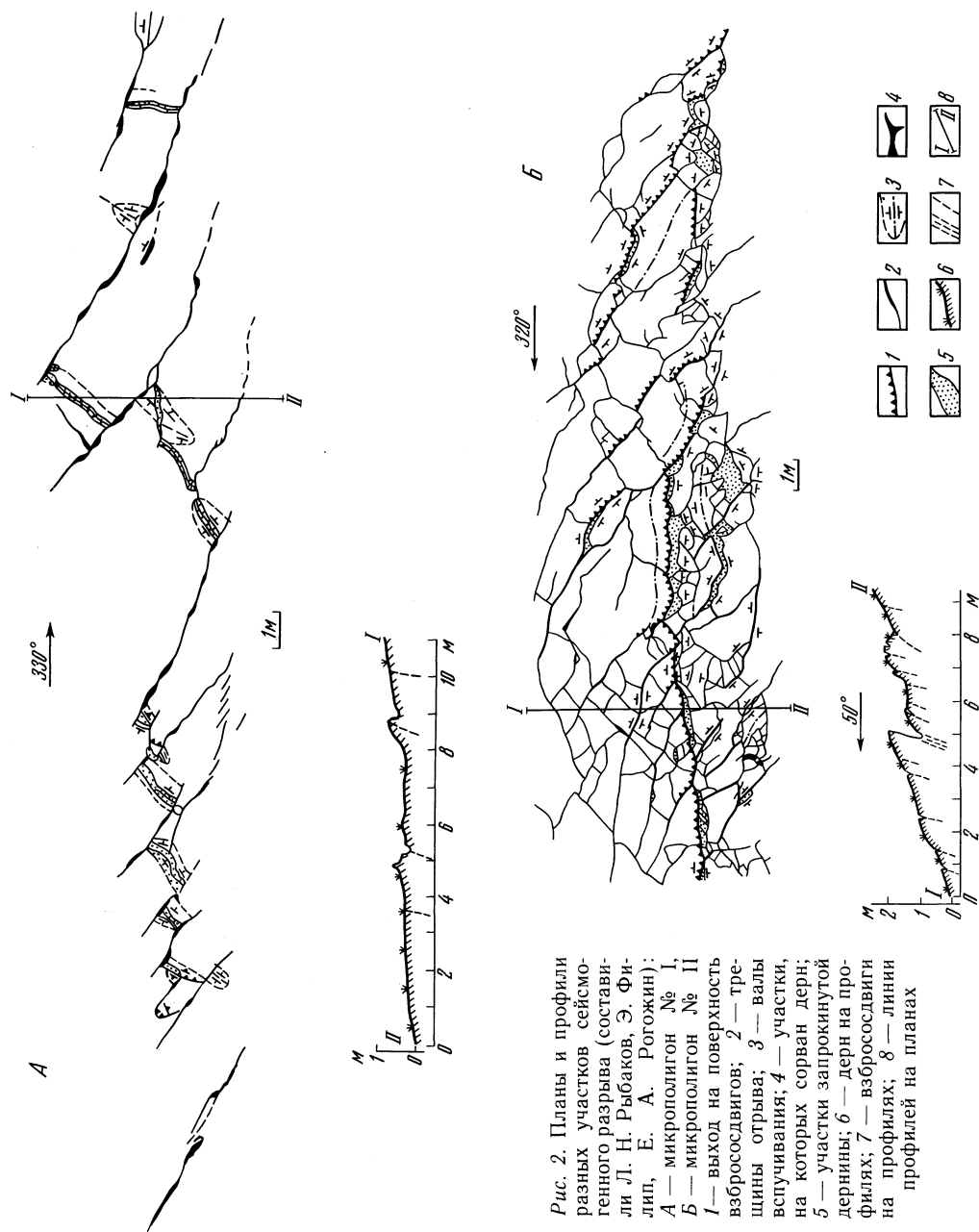


Рис. 2. Планы и профили различных участков сейсмического разрыва (составили Л. Н. Рыбаков, Э. Филипп, Е. А. Рогожин): А — микрополигон № I, Б — микрополигон № II 1 — выход на поверхность взбрососдвигов; 2 — трещины отрыва; 3 — валы вспучивания; 4 — участки, на которых сорван дерн; 5 — участки запрокинутой дернины; 6 — дерн на профилях; 7 — взбрососдвиги на профилях; 8 — линии профилей на планах

в центральной части системы сейсмогенных разрывов. Весной же и летом 1989 г. при помощи пройденных каналов изучено их приповерхностное строение.

Геологическое обследование эпицентральной зоны проводили ученые из разных организаций СССР: А. С. Караханян, А. С. Кожурин, Г. П. Симонян, Б. А. Борисов, А. А. Никонов, В. Г. Трифонов и др., а также Э. Филип, Ж.-К. Буске (Франция) и Б. Шарп (США). Во время работы в плейсто-сейстовой зоне в декабре 1988 г. и летом 1989 г. авторы статьи подробно

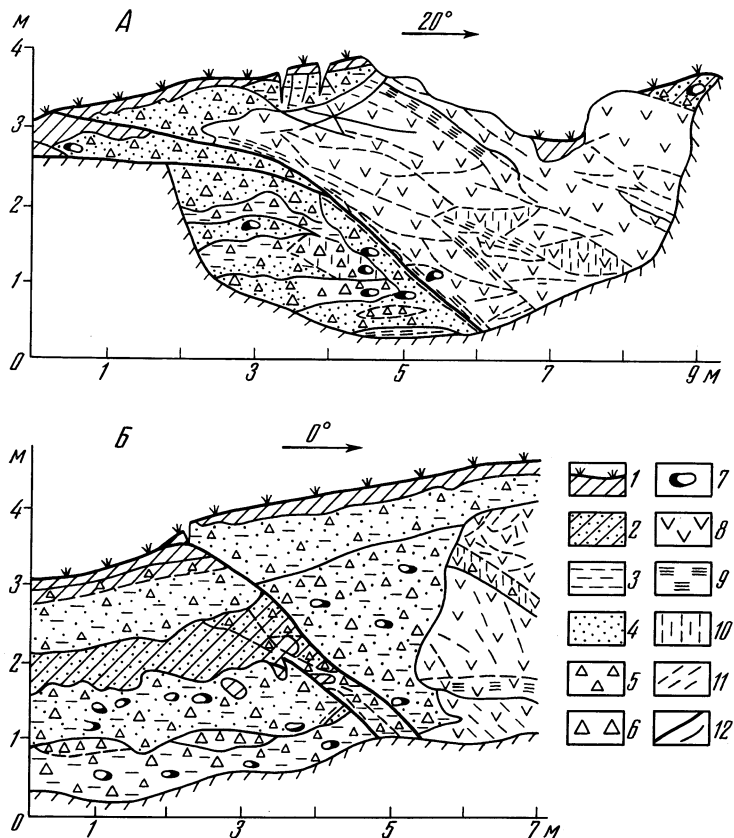


Рис. 3. Приповерхностное строение сейсмогенных разрывов в траншеях: А — № 1, Б — № 2 (см. рис. 1)

1 — дерн и современная почва; 2—7 — верхнеплейстоцен-голоценовые отложения: 2 — древняя погребенная почва; 3 — суглинки; 4 — пески и супеси; 5, 6 — обломки: мелкие (5), крупные (6); 7 — гальки и мелкие валуны; 8 — вулканыты палеогена; 9 — зоны трещиноватости; 10 — зоны ожелезнения; 11 — крупные трещины; 12 — взбрососдвиги, возникшие при Спитакском землетрясении

изучили геолого-тектоническое строение и составили геологическую карту района с показом основных морфологических типов сейсмодислокаций, выяснили приповерхностное строение сейсмогенного разрыва в специально пройденных каналах, закартировали разные морфологические типы сейсмодислокаций в детальном масштабе (рис. 1—3). Полученные сейсмологические, геологические, геоморфологические и другие виды материалов позволяют составить представление о тектоническом устройстве и геологической позиции очага этого тяжелейшего по своим социальным последствиям сейсмического события.

Район землетрясения характеризуется активными новейшими и современными тектоническими движениями, запечатленными в различных формах рельефа и деформациях как относительно древних, так и очень молодых — средне-

верхнеплейстоценовых пород. Вместе с сейсмогенными поверхностными нарушениями они представляют интерес для выяснения соотношения современных и палеосейсмодислокаций и определенных типов морфоструктур.

Геолого-тектоническое положение очаговой зоны

Эпицентральная область Спитакского землетрясения целиком расположена в пределах западной части Севанского синклинория — позднеальпийской складчатой зоны в системе Малого Кавказа, развившейся на месте геосинклинального прогиба мел-палеогенового возраста. Синклинорий вклинивается с востока в обширную область вулканических плато: Ахалкалакского (Джавахетского), Карского (на территории Турции), Армянского, которое отделяет Ахалкалакское плато от Армянского и скрывается западнее под молодыми лавами Карского плато. На восток-юго-восток синклинорий протягивается на северный берег оз. Севан, а еще восточнее подставляется структурами Севанского офиолитового пояса.

Стратиграфический разрез западной части Севано-Акеринской структурно-формационной зоны, к которой относится Севанский синклинорий, включает древние (протерозойско-палеозойские) зеленые и кристаллические сланцы с прослоями и линзами мраморизованных известняков, слабо метаморфизованных туффигов и порфиригов, меловые карбонатные флишевые отложения, имеющие с более древними толщами тектонические взаимоотношения. На тонкослоистых известняках верхнего мела с некоторым угловым несогласием залегают туфо- и лавобрекчии, туфопесчаники палеоцена (?) — эоцена. Образования мела и палеогена интродуцированы небольшими гранитоидными массивами (Спитакский массив) и телами щелочных сиенитов и кварцевых диоритов [3, 4].

Кроме описанных в бассейне р. Памбак широко представлены разнообразные типы плиоцен-четвертичных образований, как вулканогенных (андезитобазальтов, туфов и туфобрекчий), так и осадочных (аллювиальных, озерных, пролювиальных, делювиальных и коллювиальных).

Древние кристаллические толщи смяты в сложные узко сжатые складки, комплекс меловых и палеогеновых пород — в простые дугообразные антиклинали и синклинали довольно крупного размера, а плиоцен-нижне-среднечетвертичные образования местами значительно дислоцированы: нарушены молодыми активными разломами, пологими флексурами и складками (например, Гюлладжинской антиклиналью северо-западного простирания, по Е. Е. Милановскому [5]).

В целом по составу и степени литификации горные породы района землетрясения можно охарактеризовать как жесткие, причем отчетливо выделяются кристаллический фундамент и геосинклинальный чехол (мел-палеогеновый комплекс пород).

Новейшая структура Севанского синклинория была детально изучена Е. Е. Милановским. К запад-северо-западу от оз. Севан в ядре синклинория располагается эшелонированная система очень молодых наложенных впадин (Верхне-, Средне- и Нижнепамбакские), разделенных горстообразными перемычками и поперечными поднятиями. Мощность плиоцен-четвертичных пород во впадинах измеряется первыми сотнями метров [5].

Цепочка Памбакских впадин трассирует на поверхности, по мнению Е. Е. Милановского и В. Е. Хайна [5, 6], главный тектонический шов Малого Кавказа — Севано-Памбакский (Севано-Акеринский) разлом фундамента — зону крупных глубинных нарушений. Е. Е. Милановский отметил «строгую приуроченность» сейсмических очагов к этой зоне [5]. Ориентировка и характер строения Памбакских впадин указывают на присутствие в движениях по предполагаемому глубинному разлому правосдвиговой составляющей. Взбросовая составляющая в механизме очага Спитакского землетрясения и его афтершоков свидетельствует об условиях субмеридионального регионального сжатия [1, 2].

К сейсмодислокациям Спитакского землетрясения относится целый комплекс явлений, отмеченных в его плейстосейстовой области: поднятие земной поверхности на протяжении около 50 км с центром в районе г. Спитак (по данным проведенной ГУГК повторной нивелировки вдоль железной дороги Ленинакан—Спитак—Кировакан); нарушения дневной поверхности, не согласующиеся с рельефом территории — первичные сейсмогенные разрывы; трещины встряхивания и расщепления склонов в их привершинных частях; сейсмогравитационные явления; оползни (как сошедшие, так и зародившиеся, почти без смещения по склону); обвалы горных масс, осыпи, просадки насыпных грунтов и т. д. (рис. 1). Общая длина зоны прослеженных разрывов составляет около 35 км [7]. Зона сейсмодислокаций пересекает, не считаясь с рельефом, северные склоны и отроги Памбакского хребта в районе горы Спитак и между г. Спитак и селения Гехасар, долину р. Памбак выше устья ее левого притока — р. Чичхан — и выходит на южные склоны Базумского хребта (образующие левый, северный борт долины р. Памбак) между селениями Ширакамут и Сараландж. Зона по диагонали пересекает южный склон Базумского хребта и оканчивается в среднем течении р. Чичхан на ее правом борту напротив селения Дзорашен.

Разрывы хорошо выражены в виде единых линий со значительной амплитудой смещения в скальных породах — палеогеновых вулканогенно-осадочных толщах и на их контактах с верхнемеловым карбонатным флишем — и значительно хуже, в виде валов нагнетания, структур течения, небольших разрывов дернины и т. д. в местах развития рыхлых четвертичных отложений. Местами в этих отложениях дислокации сеймотектонического типа теряются (по первичным оценкам там, где мощность рыхлых толщ превышает 10—12 м). Выделено три протяженных (по 8—9 км) отрезка интенсивного проявления первичных нарушений поверхности, разделенные участками, где деформации не выражены (рис. 1). Первый отрезок, юго-восточный, охватывает северный склон Памбакского хребта между селением Алавар (долина р. Лернаджир) и долиной р. Спитак. Наиболее ярко деформации выражены на северном и северо-западном склонах горы Спитак. Здесь развита система разрывов — правых взбрососдвигов и сдвигов, выстраивающихся в кулисообразный ряд. Каждый отдельный разрыв имеет длину 500—1000 м. Амплитуда взбросовой подвижки (взброшено северо-восточное крыло взбрососдвигов) максимальна у разрывов центральной части этого отрезка поля сейсмодислокаций и составляет до 1,5 м. В направлении к краям отрезка эта величина уменьшается сначала до 0,1—0,3 м, а на его окончаниях равна нулю. Так же изменяется и горизонтальная амплитуда правосдвигового смещения. В центральной части отрезка по отдельным разрывам она достигает 0,5—0,7 м, а к краям сначала убывает до 0,2—0,3 м, а затем исчезает вообще.

На юго-восточном окончании этого отрезка сейсмодислокаций, в районе с. Алавар, отмечаются лишь тонкие трещины практически без смещений, очевидно, связанные со впастью. А на северо-западном, примерно в 3 км восток-юго-восточнее г. Спитак, обнаружены четыре непротяженные ветви, обособленные от основного поля деформаций этого отрезка. Они образованы кулисообразными рядами сравнительно коротких зияющих трещин отрыва, свидетельствующими о левосторонних сдвиговых смещениях с небольшими амплитудами (первые сантиметры). Ориентировка этих рядов субмеридиональная, а отдельных трещин, их образующих, — юго-восточная (130—140°), совпадающая с общим простираанием всего этого отрезка поля сейсмодислокаций. Отдельные правые сдвиги и взбрососдвиги ориентированы при этом на юго-юго-восток (150—160°). Простираание окончаний некоторых таких разрывов часто также становится субмеридиональным (рис. 1).

Отличительной чертой юго-восточного отрезка поля первичных сейсмодислокаций является кроме кулисообразного расположения отдельных довольно протяженных сейсмогенных разрывов наличие среди них чисто сдвиговых нарушений. Эти разрывы на поверхности выражены сочетающимися эшелониро-

ванными трещинами отрыва и почти перпендикулярными к ним валами вспучивания. Такой тип деформаций изучен на структурном микрополигоне № II (рис. 2, А) и напоминает по морфологии сейсмодислокации Кумдагского землетрясения в Западной Туркмении в 1983 г., а также результаты лабораторного моделирования сдвиговых смещений [8, 9].

Второй, центральный отрезок поля первичных сейсмодислокаций протягивается от западной окраины г. Спитак через с. Гехасар до правого борта р. Чичхан в районе ее впадения в р. Памбак. Остаточные нарушения поверхности выражены здесь наиболее ярко (рис. 1). Это — взбрососдвиги запад-северо-западного и субширотного простирания. Величина вертикального смещения местами достигает 1,5—2,0 м, подныта северо-восточное (или северное) крыло, падение плоскости сместителя — приблизительно 40—50° к горизонту (в отдельных случаях встречается очень крутое падение, до вертикального). Максимальное горизонтальное правосдвиговое смещение — около 1,5—1,8 м, обычно же оно не превышает 0,5 м. Подвижка хорошо выражена на пересечениях разрывов с шоссейными дорогами, с полотном железной дороги, легко устанавливается по смещению бетонной облицовки ирригационных каналов, грядок и борозд на полях и огородах, отдельных следов автомашин, а также по характерным особенностям морфологии сейсмогенного разрыва, по зеркалам скольжения и т. п.

Отличительной чертой сейсмодислокаций на центральном отрезке является их принадлежность в основном к единому сейсмогенному разрыву. Этот разрыв не образует, по сути дела, отдельных протяженных кулис, они встречаются лишь на уровне сравнительно мелких деформаций. Кулисообразный ряд трещин отрыва (длиной от 1 до 100 м каждая) сопровождается здесь почти сплошным валом вспучивания, подрезанным с юго-западного крыла (а иногда и с обоих крыльев) взбросом (рис. 2, Б). Сейсмодислокация в плане имеет фестончатый вид, иногда распадается на 2—3 субпараллельные ветви. Наиболее характерный вид этих нарушений задокументирован на структурных микрополигонах № I и II (рис. 2). Ширина зоны, затронутой сейсмодислокациями на центральном отрезке, составляет обычно 10—20 м, но иногда сокращается до 3—5 м или увеличивается до 40—50 м (рис. 3).

Приповерхностное строение сейсмогенного разрыва на центральном отрезке поля сейсмодислокаций изучено в траншеях, пройденных вкост его простирания (простирание разрыва здесь субширотное). В траншее № 1 разрыв выглядит как пологий взброс с падением поверхности сместителя к северу под углом около 45°, переходящий к поверхности в пару почти горизонтальных параллельных друг другу надвигов (рис. 3, А). Взброшенное северное крыло сложено вулканитами палеогена, перекрытыми маломощным рыхлым чехлом делювия. Опушенное крыло образовано делювиально-пролювиальными рыхлыми верхне-четвертичными отложениями мощностью более 5 м (установлена в естественном обнажении в овраге), под которыми также залегают вулканиты. В зоне разрыва эти четвертичные отложения отличаются повышенной грубостью состава и ожелезнены. Амплитуда взбросовой подвижки, связанной со Спитакским землетрясением 1988 г., в этом месте составляет всего около 0,5 м. Очевидно, суммарная амплитуда вертикальных движений в 5 м связана с более ранними поздне-четвертичными смещениями по этому разрыву.

Траншея № 2 (рис. 3, Б) была пройдена примерно в 100 м восточнее. Здесь разрывная зона имеет несколько иное строение: это тоже правый взбрососдвиг с двумя параллельными сближенными поверхностями сместителя, погружающимися к северу под углами 40—50°. В северном крыле, которое при землетрясении было взброшено примерно на 0,3 м, наблюдаются практически выходящие на поверхность вулканиты эоцена и перекрывающие их кое-где делювиально-коллювиальные голоценовые отложения, а в южном — мощная (более 5 м) толща делювиально-пролювиального шлейфа с горизонтами коллювиального состава и погребенной древней почвой.

Из горизонта палеопочвы, расположенного на глубине около 1,5 м в опушен-

ном крыле взбросодвига, авторами статьи совместно с французским сейсмогеологом Э. Филиппом были отобраны два образца на определение возраста радиоуглеродным методом. Анализ, проведенный сотрудником Центра петрографических и геохимических исследований при Национальном центре научных исследований Франции Ф. Альбареле, показал возраст одного из них 17565 ± 770 лет, а другого — 19960 ± 225 лет. Наличие в разрезах горизонта палеопочвы и линз грубого материала вдоль разрыва позволяет полагать, что подвижки по разлому, имевшие место здесь в конце плейстоцена и в голоцене, носили импульсный характер, т. е., вероятно, были связаны с землетрясениями, подобными Спитакскому.

Таким образом, сейсмогенные разрывы проходят местами вдоль существующих геологических разломов того же структурного типа с большой амплитудой молодых взбросовых смещений, причем не только на центральном, но и на юго-восточном отрезке. В последнем случае они приурочены к зоне известного Алаварского диагонального разлома (рис. 1). Вдоль этих разрывов развита глина трения мощностью до 5 см, хорошо видна штриховка зеркал скольжения (как более древних, так и связанных с подвижкой при землетрясении 1988 г.).

На центральном отрезке сейсмогенный разрыв рассекает гребень активной в новейшее время Спитакской (Гюллиджинской, по Е. Е. Милановскому [5]) антиклинали, ядро которой сложено верхнемеловыми породами, а северо-западная периклиналь и крылья — палеогеном. Неотектонические и геоморфологические данные свидетельствуют о новейшем блоковом поднятии этой ориентированной в северо-западном направлении антиклинали: в долине р. Памбак и на левом борту р. Чичхан здесь на протяжении нескольких километров развиты аномально высокие цокольные надпойменные террасы, а по обе стороны от этого поперечного (диагонального) поднятия, в пределах которого долина р. Памбак имеет облик каньона, последняя переуглублена и заполнена мощным рыхлым аллювием.

О совсем молодых движениях, отражающих рост антиклинали, говорит нарушение взбросами среднелейстоценовых (?) озерно-речных отложений и горизонта серых туфов, формирующих цоколь позднеплейстоценовой надпойменной террасы в районе слияния рек Памбак и Чичхан [5]. По одному из этих взбросов прошел сейсмогенный разрыв на северо-западном окончании центрального отрезка поля сейсмодислокаций. Здесь же на стрелке этих долин авторами статьи была замечена пликативная флексурообразная деформация этих молодых образований в цоколе террасы, а также зафиксировано теодолитной съемкой аномальное задириание поверхности террасы в восточном направлении на правом борту р. Чичхан на высоте около 2 м, а на левом — более чем на 20 м относительно уреза воды р. Памбак (рис. 4).

Наконец, третий — северо-восточный — отрезок системы сейсмодислокаций расположен на южном склоне Базумского хребта и на водоразделе рек Памбак и Чичхан. Здесь развиты в основном короткие (первые десятки метров) тонкие трещины без смещения как прямолнейных, так и ломаных очертаний, разбивающиеся в виде параллельных серий вершины и гребень водораздельной гряды. По-видимому, этот морфологический тип дислокаций, возникший непосредственно над очагом землетрясения, в основном оставшимся здесь под землей, не вышедшим на поверхность, является результатом совместного действия пликативного деформирования пород на поверхности и сильной встряски. Так что эти трещины сродни тем, которые возникли при Газлийском землетрясении 1984 г. [10]. Имеются два участка, где установлены также первичные сейсмодислокации. Первый такой сейсмогенный разрыв протяженностью около 200 м расположен в подножии южного склона Базумского хребта между селеньями Налбанд и Сараландж (рис. 1). Это правый взбросодвиг, ориентированный по азимуту $135-140^\circ$. Взброшено северо-восточное крыло. Вертикальная и горизонтальная амплитуды смещений соизмеримы и составляют 20—30 см. Второй разрыв обнаружен на гребне водораздела. Это — меридионально ориентированный кулисный ряд зияющих трещин отрыва. Общая протяженность этого разрыва также около 200 м, амплитуда правосдвиговых смещений по нему измеряется первыми сантиметрами.

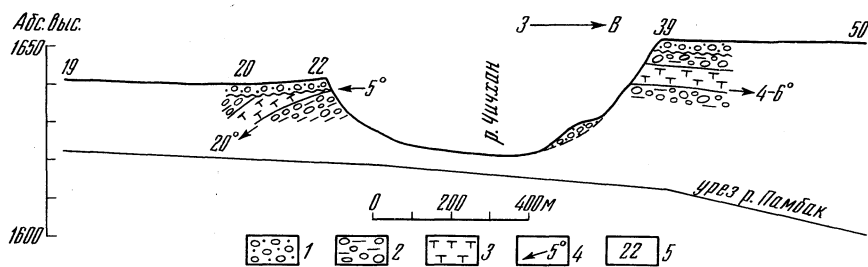


Рис. 4. Деформация Налбандской террасы в районе устья р. Чичан
 1 — аллювиальные отложения террасы (галечники, пески); 2, 3 — цоколь террасы: 2 — валуно-галечные отложения с прослоями суглинков и глин, 3 — игнимбритовые туфы; 4 — углы падения подошвы туфов; 5 — относительные высоты поверхности террасы

Кроме этих двух нарушений, остальные трещины этого отрезка поля сейсмодислокаций, очевидно, не могут считаться прямым отражением на поверхности подвижки в очаге.

Как уже отмечалось, простираение главного сейсморазрыва Спитакского землетрясения не согласуется в рельефом территории и особенностями склоновых процессов, что позволило трактовать его как выход на поверхность очага. Однако при более детальном анализе местоположения отдельных ветвей сейсмодислокации обнаруживается, что, сохраняя свое генеральное направление вне зависимости от рельефа, сейсморазрыв определенным образом приурочен к его структурным особенностям, в основном к ослабленным участкам земной коры, подчеркнутым избирательной денудацией: седловинам, тыловым швам нагорных террас и уступов водоразделов, тальвегам и т. п.

Так, на центральном отрезке сейсмодислокаций между с. Гехасар и г. Спитак он последовательно проходит по тальвегу ручья, совпадающего по простираению с генеральным направлением разлома, затем по седловине, приурочен к ее северному тыловому шву и, пересекая верховья ручья другого простираения, тем не менее около 80 м протягивается по его тальвегу. В 200—300 м к востоку от описанных выше траншей, где сейсмогенный разрыв характеризуется максимальной встреченной амплитудой подвижки (около 2 м), эскарп в целом выше (более 3 м). Он разделяет участки склона с разным характером микро-рельефа. В южном, опущенном крыле сейсморазрыва склон имеет «мягкий», округлый вид, обусловленный развитием здесь сравнительно мощных голоценовых рыхлых отложений, а в северном, взброшенном — «жесткий, шагреневый», обусловленный выходами на поверхность эффузивов эоцена.

На вершинной поверхности северного отрога горы Спитак сейсморазрыв с максимальным для этого участка взбросовым смещением приурочен к уступу водораздельной ступени. Подобные примеры можно привести практически для каждой ветви сейсморазрыва: при внимательном рассмотрении все они оказываются тем или иным образом согласованы со структурными (но не склоновыми) особенностями рельефа территории. Это, по всей видимости, объясняется двумя причинами. Первая состоит в том, что, как уже отмечалось, подвижка произошла по уже намеченной в земной коре и частично освоенной избирательной денудацией линии проходящего на том или ином участке разлома (одного из разрывов Севано-Памбакской зоны или Алаварского разлома). И вторая: сейсморазрыв реализовывался в наиболее ослабленных, трещиноватых местах, также подчеркнутых денудацией. Не исключено также, что некоторые структурные формы рельефа (уступы, рвы, «плечи» склонов) являются неустановленными ранее палеосейсмодислокациями, и сейсмогенный разрыв возник там, где подобный ему возникал и в прошлом.

Кроме описанных первичных сейсмогенных разрывов и трещин встряски на всех трех отрезках поля сейсмодислокаций имеются многочисленные сейсмогравитационные нарушения: оползни и обвалы горных пород, просадки насыпных грунтов и т. п. Крупнейшие оползни обнаружены на северо-западном

окончании поля сейсмодислокаций на правом борту р. Чичхан в районе с. Дзора-шен А. С. Караханяном. Наиболее мощный из них, обследованный авторами статьи, охватил северо-западный склон горы Мец-Цмак на площади $1,0 \times 0,5$ км и вызван срывом делювиального чехла, залегающего на структурном склоне, выработанном по пластам наклоненных вулканитов палеогена. Оползень имеет трехъярусное строение (выделяются три зоны отрыва на разных высотных уровнях склона и две отдельные зоны сгущивания материала). Нижняя зона сгущивания перегородила ручей и вызвала возникновение запрудного озера напротив развалин с. Гетин.

Многочисленные сейсмогенные оползни отмечаются на правом борту р. Чиххан, в долине р. Лернаджир у с. Алавар и в других местах. Практически во всех случаях сейсмогенные оползни возникли в местах, где уже имелись древние гравитационные структуры этого типа. Связанные с землетрясением обвалы охватили все подходящие для этого горные склоны.

Система описанных сейсмодислокаций первичного типа полностью укладывается внутри изосейст 9-го и 10-го баллов [1]. Ориентировка разрывов соответствует как направлению длинных осей высших изосейст, так и характеристикам механизма очага землетрясения, установленным Европейским сейсмологическим центром в Страсбурге [1] и С. Л. Юнгой [11].

Сейсмогравитационные нарушения распространились на большую площадь, чем сеймотектонические. Они укладываются в поле изосейст 8-го и более высоких баллов. Причем наибольшую площадь эти нарушения занимают на дистальных окончаниях системы сейсмодислокаций: в пределах массивов гор Чачан и Спитак. Это связано как с особенностями образования самого разрыва, так и с рельефом территории. Оба горных массива являются наиболее приподнятыми блоками района, обладают максимальными абсолютными и относительными высотами и приуроченность к ним сейсмогравитационных сейсмодислокаций подтверждает гипотезу об увеличении макросейсмического эффекта на крутых протяженных склонах и особенно в верхних их частях. В зоне первичных дислокаций отмечаются протяженные (40—60 м) участки обгорелых кустов (иногда вдоль тонких, еле различимых трещин), свидетельствующие о выходе и возгорании газов — вероятно, водорода или метана.

Сеймотектоническая позиция очага Спитакского землетрясения

По имеющимся сведениям о размещении крупных разломов, а также согласно информации, полученной при анализе разномасштабных космических и аэрофотоматериалов, в плейстоценовой зоне располагается крупный дизъюнктивный узел. Кроме уже упомянутых выше субширотного Севано-Памбакского глубинного разлома и диагонально простирающегося с юго-востока Алаварского регионального разлома на территории района пролегает мощная зона меридионального Арагац-Спитак-Калининского линеамента, являющегося одной из тектонических линий, образующих Транскавказское поперечное поднятие (рис. 1) [12]. Все три перечисленные структурные направления, как мы видели, отразились в первичных сейсмодислокациях землетрясения. Диагональные юго-восточные взбрососдвиги и сдвиги всех трех отрезков поля сейсмодислокаций, очевидно, приурочены к северо-западной части Алаварского разлома; субширотный отрезок сейсмогенного разрыва (центрального сегмента) к западу от Спитака является, по-видимому, выходом на поверхность одного из разрывов Севано-Памбакской зоны глубинного разлома. Непротяженные меридиональные кулисные ряды левых и правых сдвигов могут рассматриваться как сейсмогенные подвижки по разрывам Арагац-Спитакского структурного направления.

Интересно, что два из этих структурных направлений выражены в конфигурации поля эпицентра афтершоков, образующего в плане пологую дугу, выпуклую к северо-востоку [2]. Юго-восточный сегмент этой дуги хорошо согласуется с юго-восточным отрезком системы сейсмогенных разрывов, приуроченным к зоне Алаварского разлома. Гипоцентры афтершоков распростра-

наются здесь до глубин 7—8 км и концентрируются в основном в висячем крыле плоскости, погружающейся к северо-востоку под углом около 50°. Центральный сегмент облака гипоцентров повторных толчков хорошо согласуется по своему положению с выраженными на поверхности разрывами центрального отрезка поля сейсмодислокаций. Здесь также гипоцентры концентрируются на северном или северо-восточном крыле падающей в этом же направлении под углами 40—50° плоскости, по-видимому, ассоциирующей с одним из разрывов зоны субширотного Севано-Памбакского глубинного разлома.

Наконец, на северо-западном окончании дуги единое облако гипоцентров распадается на две отдельные ветви. Одна в плане имеет субширотное простираение, отвечающее простираению Севано-Памбакского глубинного разлома, а вторая ориентирована на северо-запад, т. е. продолжает структурное направление Алаварского диагонального разлома. Причем гипоцентры, образующие первую ветвь, концентрируются, как и в двух вышеописанных случаях, в основном в висячем крыле разрыва, погружающегося к северу под углами 40—60° до глубины 14 км. Вторая ветвь характеризуется вертикальным погружением облака гипоцентров на глубину до 7—10 км.

По-видимому, очаг Спитакского землетрясения был образован сочленением этих двух крупнейших разломных зон — широтной Севано-Памбакской и диагональной Алаварской. Об этом совершенно определенно говорят материалы изучения сейсмодислокаций, афтершоковой деятельности и механизма главного удара.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шебалин Н. В., Борисов Б. А. Спитакское землетрясение // Природа. 1989. № 4. С. 69—72.
2. Ciesternas A., Philip H. et al. Spitak (Armenia) Earthquake of December, 7, 1988: Field observations, Seismology and Tectonics // Nature. 1989, V. 340. P. 675—679.
3. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959. 359 с.
4. Варданян А. В., Мкртчян Г. Р., Ананян Э. В. Особенности строения земной коры по сквозному профилю Леникан — Ноемберян // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1976. № 4. С. 31—38.
5. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 464 с.
6. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.
7. Никонов А. А., Караханян А. С. Активные разрывы эпицентральной области Спитакского землетрясения 7/XII-1988 года в северной Армении. Активные разломы: методы изучения, морфология, кинематика, геодинамика // Тез. докл. Всесоюз. школы-семинара «Тектоника, геодинамика и металлогения Урала». М.: Иркутск, 1989. Ч. I. С. 20—22.
8. Рогожин Е. А., Борисов Б. А. Сейсмодислокации в эпицентральных зонах землетрясений Западной Туркмении. Детальные инженерно-сейсмологические исследования. М.: Наука, 1986. С. 116—126.
9. Tchalenko J. S. Similarities between Shear Zones of Different Magnitudes // Geological Society of America Bulletin. 1970. V. 81. P. 1625—1640.
10. Рогожин Е. А., Борисов Б. А. Тектоническая обстановка и сейсмодислокации Газлийского землетрясения 1984 г. Детальные инженерно-сейсмологические исследования. М.: Наука, 1986. С. 135—142.
11. Агаронян В. Т., Данилова М. А., Юнга С. Л. Изучение фокальных механизмов главного толчка и афтершоков Спитакского землетрясения // Международ. семинар ЮНЕСКО «Спитак-88». Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1989. С. 191—192.
12. Назаретян С. Н. Глубинные разломы территории Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1984. 138 с.

Институт физики Земли АН СССР

Поступила в редакцию
18.XII.1989

SEISMIC DEFORMATIONS OF THE LAND SURFACE DURING THE SPITAK EARTHQUAKE 1988

ROGOZHIN E. A., RYBAKOV L. N., BOGACHKIN B. M.

Summary

Seismic disjunctive deformations formed during the Spitak earthquake are recorded over large area. Total length of the outlined fault zone (including normal and reverse right- and left-slip faults) adds up to 35 km. Maximum displacement in reverse faults is up to 2 m, in strike-slips —

1,8 м. The zone consists of three sections of active dislocations, each section having distinct morphological features. While the seismic faults vary widely in near-surface structure, the main fault mostly coincides with older fault-line. The downthrown wall to the latter reveals a sequence of buried soils which suggests repeated movements in the past probably due to earthquakes similar to Spitak one.

Morphology and spatial pattern of seismic dislocations as well as data on the aftershock activity indicate that the Spitak earthquake focus is situated on the intersection of two large fault zones (Sevan — Pambak and Alavar).

УДК 551.432.8

© 1990 г.

Н. С. БЛАГОВОЛИН

ОСОБЕННОСТИ МОРФОСТРУКТУРЫ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМЕННЫХ РАВНИН СССР

В недавно опубликованной статье [1] мы рассмотрели черты сходства и различия в морфоструктуре древних и молодых платформенных равнин (ПР). Теперь поставлена несколько иная задача — проанализировать морфоструктуру трех *молодых* ПР в пределах СССР — Западно-Сибирской, Туранской и Скифской, а также выявить историю и возможные механизмы становления их морфоструктурного плана и зависимость его от горного обрамления и соседних субокеанических впадин. Поскольку морфоструктура Западно-Сибирской ПР была достаточно подробно охарактеризована в упомянутой статье, мы остановимся на этом вопросе вкратце и основное внимание уделим двум другим ПР.

Напомним, что структурно-геоморфологическое (морфотектоническое) понятие «платформенная равнина» было предложено Ю. А. Мещеряковым [2, 3]. Определение этого термина им не дано, но из упомянутых работ следует, что платформенные равнины — это территории с преимущественно равнинным рельефом, отвечающие в структурном плане платформам и характеризующиеся в неоген-четвертичное время относительно спокойным (платформенным) тектоническим режимом.

К молодым платформенным равнинам Ю. А. Мещеряков отнес равнинные территории, пространственно соответствующие платформам с палеозойским или более молодым складчатым фундаментом. Этим условиям отвечают все три рассматриваемые ниже ПР. Однако если первые две представляют собой крупные и целостные морфоструктурные образования (их можно с полным основанием назвать геотектурами в понимании И. П. Герасимова), то Скифская ПР выражена сравнительно узкой полосой, пограничной зоной между Русской платформой и горами Кавказа и Крыма; в морфологическом отношении она является южной окраиной обширной гетерогенной Русской равнины; при этом рельеф в зоне сочленения обеих платформ резких изменений не претерпевает. В связи с этим мы начнем рассмотрение указанных ПР с определения их границ, точнее, принципов их проведения.

При решении этого вопроса можно руководствоваться либо чисто орографическим принципом — «равнина — все, что равно», либо геологическим — «ПР — территория с платформенным фундаментом». Но в данной работе мы поставили целью *морфоструктурный анализ* молодых ПР, понимая морфоструктуры как трехмерные образования. Следовательно, было бы нелогично относить к платформенной равнине всю территорию предгорных прогибов, поскольку в своем развитии они тесно связаны с соответствующими орогенами, а равнинный рельеф их дневной поверхности обусловлен интенсивным осадконакоплением, компенсировавшим прогибание. Все предгорные прогибы имеют асимметричное строение: прилегающий к орогену борт крутой и относительно короткий, противоположный — платформенный — значительно более пологий и протя-