

Особенности сейсмотектоники и древние землетрясения Южной Осетии

(часть 2)

А.Н. Овсяченко*, А.В. Мараханов**, С.С. Новиков***, А.С. Ларьков****

ВВЕДЕНИЕ

В первой статье («Вестник ВНЦ», № 3, 2011) под этим названием были описаны результаты первого направления в изучении сейсмотектоники Южной Осетии, методы исследований и основные черты сейсмотектонического устройства региона. Первое направление связано с изучением и датированием следов древних сейсмических катастроф в эпицентральной зоне Рача-Джавского землетрясения 1991 г. Конечным итогом работы в этом направлении является восстановление сейсмической истории (долговременного сейсмического режима) сейсмотектонической провинции, в которой произошла катастрофа 1991 г.

Другие потенциальные очаги сильных землетрясений в рассматриваемом регионе изучены лишь поверхностно, в рамках оценки сейсмической опасности для всего Большого Кавказа. До землетрясения 1991 г. в Южной Осетии потенциальные очаги с $M \geq 7,0$ не выделялись [13]. После землетрясения исследования, проводимые в рамках традиционного подхода, основанного на анализе имеющихся сейсмологических данных, привели к повышению оценок сейсмического потенциала. Этот метод выделения сейсмолинеamentов и площадных доменов, контролирующую сосредоточенную и рассеянную составляющие сейсмических проявлений разной энергии, успешно применяется при изучении сейсмической опасности в крупных регионах, каким является, к примеру, Кавказ и Предкавказье в целом [18]. Полученные оценки положены в основу карты Общего сейсмического районирования (ОСР-97) России и Северной Евразии в целом, согласно которой в рассматриваемом регионе прогнозируется сейсмическая опасность в 9 баллов по шкале MSK-64 [14].

Более детальная оценка сейсмической опасности для Кавказского региона, полученная на базе кластерного анализа комплекса геолого-геофизических и сейсмологических данных, названного внерегиональным сейсмотектоническим методом [10], показала, что в рассматриваемом регионе уровень потенциальной сейсмической опасности незначительно дифференцирован на площади [8, 16].

Палеосейсмогеологический подход и соответствующие полевые исследования позволяют проверить надежность различных оценок уровня сейсмической опасности. В связи с этим вторая цель исследований заключается в выявлении и детальном изучении очагов ранее неизвестных землетрясений в других сейсмотектонических зонах региона. Ей и посвящена вторая статья. Эти исследования проведены в районах, выделенных ранее по данным предварительной оценки сейсмической опасности, в качестве потенциальных очаговых зон сильных землетрясений. С этой точки зрения были исследованы зоны Гебско-Лагодехского и Цхинвали-Казбекского региональных разломов.

СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ИЗУЧЕННЫХ СТРУКТУР

Зона Гебско-Лагодехского активного разлома протягивается вдоль осевой части Кавказа [20]. Она трассируется непосредственно южнее зоны Главного Кавказского надвига и нарушает смятые в линейные складки породы Чиаурского флишевого синклинория, представленные флишевым переслаиванием песчаников, аргиллитов, алевролитов и редко известняков раннемелового возраста (см. рис. 2 первой статьи, рис. 1). Северная прямолинейная граница Чиаурской флишевой зоны, выраженная зоной Главного Кавказского надвига, отделяет ее от зоны Главного хребта Большого Кавказа, сложенной на Центральном Кавказе обширнейшими полями древних (палеозойских и протерозойских) гранитоидов и гранито-гнейсов, а также песчано-сланцевыми толщами ранней юры. Толщи флишевой зоны характеризуются опрокидыванием складчатости к югу. В соответствии с этой вергентностью южная граница зоны имеет чешуйчато-надвиговый характер.

В новейшее время осевая часть Кавказа демонстрирует блоковые движения с масштабными вертикальными перемещениями и образованием линейных тектонических депрессий. Депрессии имеют общекавказское простираение и вытянуты вдоль Главного Кавказского хребта, как к северу, так и к югу от него. Наиболее де-

* Овсяченко А.Н. – к. г. - м. н., в. н. с., институт физики Земли РАН, г. Москва.

** Мараханов А.В. – с. н. с., институт физики Земли РАН, г. Москва.

*** Новиков С.С. - н. с., институт физики Земли РАН, г. Москва.

**** Ларьков А.С. – аспирант, институт физики Земли РАН, г. Москва.

тально изученным тектонотипом подобных структур является Мзымтинская шовно-депресссионная зона в Краснодарском крае. Депрессия ограничена региональными разрывами с амплитудой новейших смещений в первые сотни метров, при этом она хотя и пространственно тяготеет к зоне Главного Кавказского надвига, но существенно отличается от нее по морфологии структур и, очевидно, по геодинамической обстановке формирования. Если зона Главного надвига, по крайней мере на раннеорогеном этапе, развивалась в условиях горизонтального сжатия, то Мзымтинская шовная зона представляет собой результат условий растяжения [6]. Южным ограничением Мзымтинской депрессии служит хорошо изученный Аибгинский сброс с амплитудой смещения за четвертичное время около 80 м, демонстрирующий следы сейсмогенных смещений [12]. С восточным бортом депрессии связана серия Краснополянских землетрясений 1955–1956 г. ($M = 4,0-4,4$; $h=3-6$ км), с максимальной силой ощущавшихся в Красной Поляне (7–8 баллов). В восточном направлении Мзымтинская депрессия продолжается Бзыбско-Чхалтинской. В период инструментальных наблюдений на северном ограничении Бзыбско-Чхалтинской депрессии в Абхазии 16 июля 1963 г. произошло 8–9-балльное Чхалтинское землетрясение ($M = 6,4$; $h = 5$ км). К южному ограничению Бзыбско-Чхалтинской депрессии привязывается очаг 6–7-балльного Бзыбского землетрясения ($M = 4,5$; $h = 15$ км), которое произошло 13 мая 1968 г. в приграничном с Россией районе Абхазии (среднее течение р. Бзыбь). С новейшими депрессиями осевой части Кавказа связаны также и выразительные первичные палеосейсмодислокации, обнаруженные ранее в Абхазии и Сванетии [17]. Отличительной особенностью инструментально зарегистрированных в пределах осевой зоны Кавказа землетрясений является неглубокое положение очага, даже при значительной магнитуде, примером чему является Чхалтинское землетрясение.

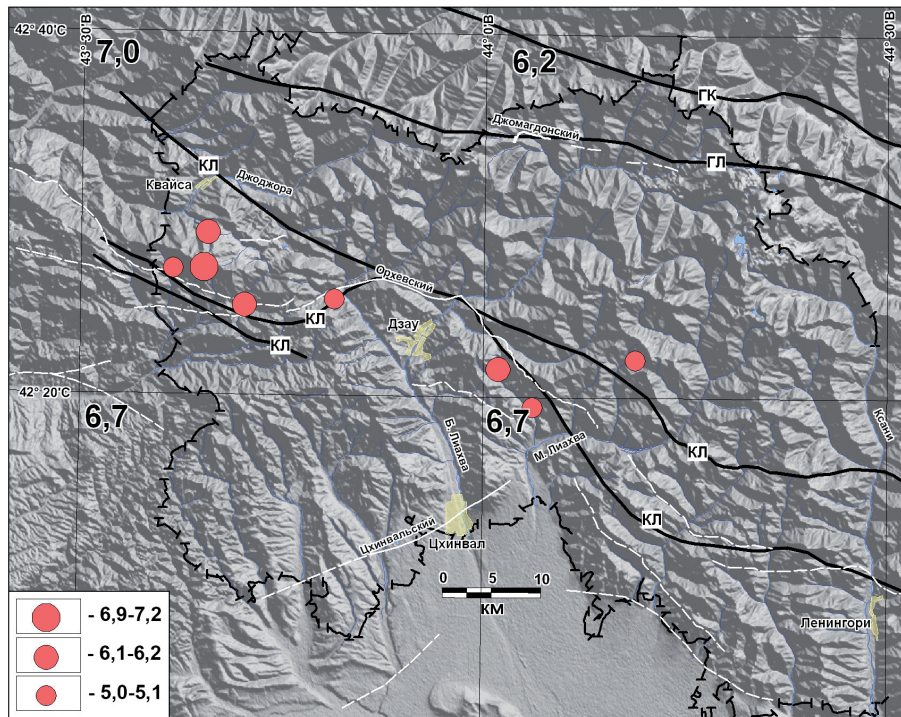


Рис. 1. Схема расположения основных разломов и сейсмического потенциала по данным «внерегionalного» сейсмотектонического метода [Рейснер, Иогансон, 1997]

Сейсмический потенциал (M_{max}) показан в верхних правых углах градусной сетки и соответствует конкретной ячейке сетки. Черные линии – основные складчатые разломы по данным: [Геологическая..., 1976]: ГК – Главный Кавказский; ГЛ – Гебско-Лагодехский; КЛ – сегменты Кахетино-Лечхумского глубинного разлома. Белые линии – основные активные разломы (сплошные линии – установленные на местности и их названия; пунктирные – выявленные по материалам предшественников и дешифрированию материалов ДЗЗ). Кружки – эпицентры основного толчка и сильнейших афтершоков Рача-Джавского землетрясения 1991 г. с указанием их магнитуды

В осетинском секторе осевой зоны Большого Кавказа, непосредственно к северу от Главного хребта, ранее была изучена Нарская зона первичных палеосейсмодислокаций (системы рвов и обрывов протяженностью не более 5 км каждая), тяготеющая к одноименной неотектонической депрессии [7]. По оценкам этих авторов, сейсмический эффект, вызвавший обнаруженные нарушения, должен был составить не менее 9 баллов, что, по-видимому, может отвечать неглубоким ($h = 5-15$ км) землетрясениям с магнитудами 6,0–7,0. К югу от Главного хребта выделяется Южная продольная депрессия. Она образована цепочкой впадин, сформировавшихся вдоль зоны Гебско-Лагодехского разлома в области северного крыла Чиаурской флишевой зоны. Депрессия представляет собой несколько сложно построенных грабенов, активных в четвертичное время, в пределах которых расположены верховья рек Риони, Большой Лиахвы и Белой Арагви [9].

К югу от очаговой зоны Рача-Джавского землетрясения 1991 г. роль фронтального разлома

надвиговых зон южного склона выполняет Цхинвальский сегмент региональной, транскавказской Цхинвали-Казбекской разломной зоны. Она имеет глубинный характер, пересекая различные тектонические зоны и контролируя ареалы плиоцен-четвертичного вулканизма. Геологические данные свидетельствуют о неуклонном возрастании ее тектонической активности в течение всего четвертичного периода, о чем говорит постепенное появление вдоль зоны все новых вулканических центров (особенно в позднем плейстоцене и голоцене), а также возникновение в ней позднеплейстоценовых Кельской и Верхнетерской наложенных впадин [5]. В районе Цхинвала посредством Цхинвальского разлома происходит сочленение Окрибо-Сачхерской зоны (поднятия) с глубоко опущенной частью Дзирульского срединного массива – Верхнекуринской (Тирифоно-Мухранской) впадиной. По данным сейсмомографии, в зоне разлома поверхность фундамента погружается с 8–10 до 17–18 км [1]. В неогеновом чехле Цхинвальский разлом выражен флексурно-разрывной зоной, к которой приурочены эффузивы и мелкие гипабиссальные тела плиоцен-четвертичных вулканитов и субвулканитов. К северо-восточному продолжению Цхинвали-Казбекского глубинного разлома приурочено большинство вулканических центров Казбекского района.

В рамках традиционного подхода, построенного на анализе имеющихся сейсмологических данных, Рача-Джавская сейсмоструктурная зона расположена в пределах протяженного сейсмолинеamenta L41 (Кахетино-Лечхумская шовная зона) с сейсмическим потенциалом $M = 7,0 \pm 0,2$, в осевой части Кавказа выделен сейсмолинеамент L38 с $M = 7,0 \pm 0,2$ (зоны Главного Кавказского надвига и Гебско-Лагодехского разлома), а южная и восточная части Южной Осетии пересекаются сейсмолинеаментом L106 с $M = 6,5 \pm 0,2$ (зона Цхинвали-Казбекского глубинного разлома) [18, 14]. Рассеянная составляющая сейсмических проявлений в этой модели контролируется площадным доменом (квазиоднородным в геодинамическом и тектоническом отношении объемом земной коры) с $M = 5,5$. Следует отметить, что упомянутый домен охватывает огромную территорию – Большой Кавказ и значительную часть Предкавказья, т. е. является однородным при рассмотрении региона только в обзорном масштабе общего сейсмического районирования (1 : 8 000 000).

По данным «внерегионального» сейсмоструктурного метода оценки сейсмической опасности [10, 16], прогнозная максимально возможная магнитуда землетрясения в осевой зоне осетинского сектора Большого Кавказа составляет $M_{\max} = 6,2–7,0$, на юго-западном продолжении Рача-Джавской эпицентральной зоны землетря-

сений 1991 г. $M_{\max} = 6,7$, на юго-западе региона $M_{\max} = 6,7$.

Как было показано выше, наиболее вероятными структурами, ответственными за реализацию сейсмического потенциала, помимо уже проявившей себя Рача-Джавской сейсмоструктурной зоны, являются следующие: на юго-западе региона – зона Цхинвальского разлома, а в осевой части – зона Гебско-Лагодехского разлома. Все эти структуры были изучены на месте.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В осевой части Кавказа был изучен грабен р. Джумагдон – правого притока р. Б. Лиаква. Он является составной частью Южной продольной депрессии, сформировавшейся вдоль зоны Гебско-Лагодехского разлома. По данным «внерегионального» сейсмоструктурного метода оценки сейсмической опасности, прогнозная M_{\max} для этого района составляет 6,2. Здесь, в верховьях р. Джумагдон, был выявлен разрыв, секущий и смещающий молодые формы рельефа (рис. 2). Разрыв прослеживается на поверхностях надпойменных террас, конусов выноса и в левом борту долины в виде четко оформленного, крутого уступа высотой от 2 (на поверхности наиболее молодого конуса выноса) до 10 м (в левом борту долины) (рис. 3). В канаве, пройденной вкрест простирания уступа, на поверхности наиболее молодого конуса выноса обнаружен разрыв сбросового типа с амплитудой одноактного смещения около 1,5 м. Помимо сбросовых смещений по разрыву отмечаются и горизонтальные деформации ручьев, тыловых швов и бровок речных террас, а также мелких отрогов в левом борту долины Джумагдона. Они имеют правосдвиговую морфокинематику и величину от 3,5 (долина наиболее молодого ручья) до 40 м (мелкие отроги в левом борту долины) (рис. 4). Свежесть разрыва и четкая морфологическая выраженность позволяют точно определить его протяженность – 4,4 км и уверенно ассоциировать его с выходом очага древнего землетрясения на поверхность.

Кроме того, в описываемом районе обнаруживаются крупные, вероятнее всего, сейсмогенные обвално-оползневые формы рельефа и следы катастрофических обвално-селевых явлений. Наиболее крупные оползни находятся на водоразделе рек Джумагдон и Сомихдон и спускаются в долину Джумагдона. Здесь наблюдаются два основных участка развития оползней и обвалов. На западном участке наблюдается крупный обвално-оползневой цирк, в центральной своей части перекидывающийся за водораздел, в долину Сомихдона. На восточной периферии цирка отрыва водораздел отдельными дугообразными рвами рассечен на мелкие, линзовидные в плане, блоки. В западной части оползневое тело

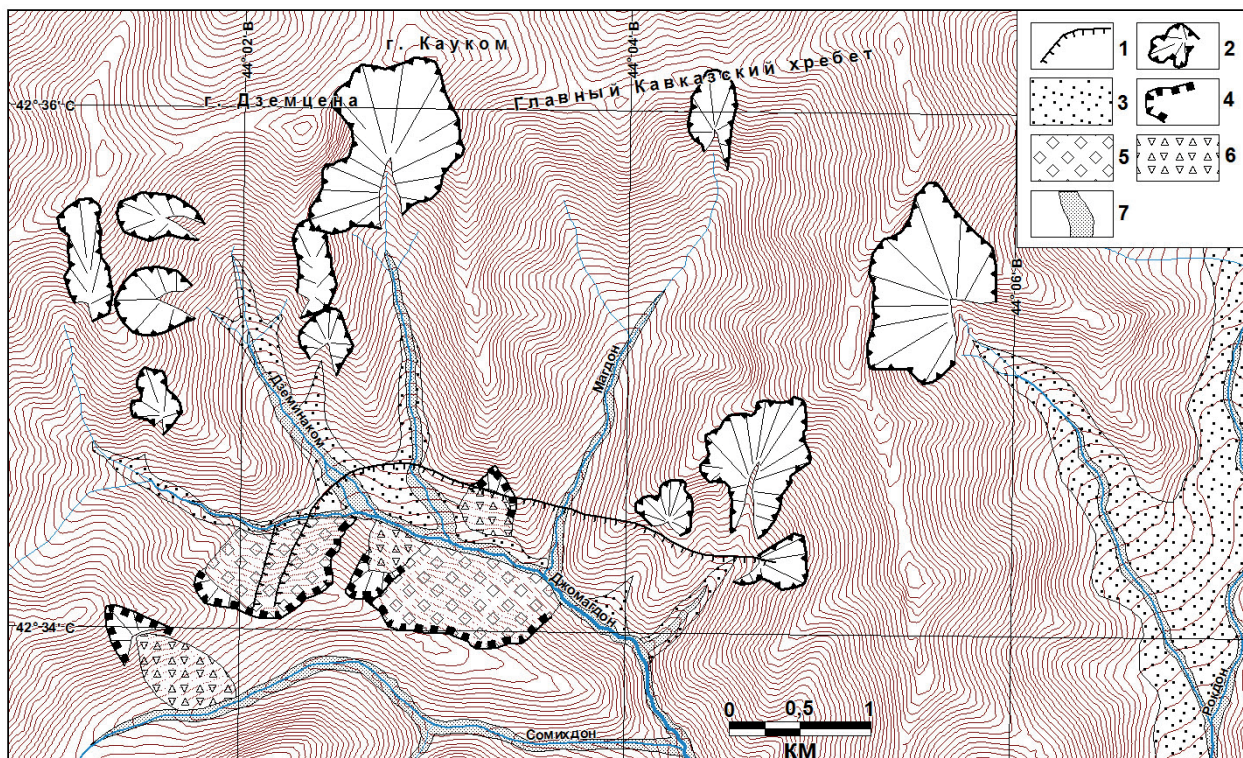


Рис. 2. Схема сейсмогенных форм рельефа в верховьях р. Джомагдон

Условные обозначения: 1 – сейсмотектонический разрыв; 2 – очаги катастрофических селей; 3 – селевые отложения (террасы и конусы выноса); 4 – бровки зон отрыва оползней и обвалов; 5 – оползневые тела; 6 – обвалы; 7 – условной аллювий

оказалось уничтожено небольшим вторичным селевым очагом и его транзитной зоной, представленной узкой щелевидной долиной. Основное оползневое тело, в виде отдельных блоков-чешуй, спускается в днище долины Джомагдона, срезаясь поверхностью 1-й надпойменной террасы. 1-я надпойменная терраса сложена несортированными селевыми отложениями с крупными глыбами, размером до 5 м в поперечнике. Они сливаются с селевым конусом, расположенным ниже устья р. Дземинаком, и, видимо, являются одновозрастными.

Восточный оползневой участок имеет менее сложное строение. Здесь, на поверхности водораздела, наблюдаются две крупные оползневые чешуи, частично переработанные вторичными оползнями-сплывами. Оползневые тела также спускаются в долину Джомагдона, однако здесь вторичные оползни-сплывы и распо-

ложенный западнее обвал спускаются к самому руслу реки. Поверхность чешуй, наблюдаемых на водоразделе, испытывает относительно крутой (до 150) уклон в сторону долины Сомихдона, и, по всей видимости, представляет собой фрагменты противоположного (т. е. сомихдонского) склона в привершинной части водораздела,



Рис. 3. Фото сейсмогенных форм рельефа в верховьях р. Джомагдон
Сейсмотектонический разрыв показан стрелками без подписей

уничтоженного катастрофическим оползанием склона.

На южном склоне Главного Кавказского хребта широко развиты крупные обвально-селевые очаги. Они имеют внушительные размеры – ширину до 1,4 км, при высоте до 700 м. Наиболее крупные из них расположены на горе Кауком и в верховьях мелкого правого притока р. Рокдон. Очаги представляют собой циркообразные, скальные зоны отрыва обвалов. Обвалы, по-видимому, сразу преобразовывались в грубообломочные селевые массы, т. к. весь материал отложен в виде обширных конусов выноса в долине р. Джумагдон, ниже устья р. Дземинаком, и в долине Рокдона. Зоны отрыва лишены почвенного покрова и подвержены активным осыпным процессам, однако следы крупных недавних селей отсутствуют. По-видимому, количество осыпного материала не превышает транспортирующую способность рек, и он целиком поступает в аллювий. В долине Джумагдона, выше уреза реки, селевые осадки сложены тремя пачками, перемежающимися выдержанными горизонтами песчано-илистых отложений со слоями палеопочв. При этом в основании средней пачки наблюдаются корни и фрагменты стволов сосен, сломанных селевой массой, а заброшенное средневековое селение Джумаг стоит на конусе выноса последнего катастрофического селя. В настоящее время сосны в этом районе не растут. Скорее всего, катастрофические сели сходили в глубокой древности с большими временными интервалами и, вероятно, были связаны с землетрясениями, как и в 1991 г.

Сейсмогравитационные формы пространственно тяготеют к описанному молодому раз-

рыву и укладываются в овальную область длиной около 7 км и шириной 4,5 км, длинная ось которой вытянута вдоль разрыва. За пределами этой области подобные образования, аналогичные по своему облику (относительному возрасту), отсутствуют. При этом обнаруживается несколько генераций таких образований, возникших в одном и том же месте. Согласно макросейсмической шкале INQUA [19], предназначенной для оценки интенсивности землетрясений по геологическим эффектам, сила сотрясений могла достигать 9 баллов. Материалы полевых исследований позволяют сделать вывод о том, что в пределах изученного участка ранее происходили землетрясения, эпицентральные зоны которых имели небольшие размеры (4,5×7 км) при большой силе сотрясений и выходе очага на поверхность в виде сейсморазрыва. При этом амплитуда вертикального сейсмостектонического смещения по разрыву достигла 1,5 м, имея также и существенную сдвиговую компоненту. Такие параметры очага указывают на его небольшую глубину (порядка 5 км) при умеренной магнитуде [15]. Оценка M_{max} (6,2), сделанная по результатам формализованного «внерегionalного» сейсмостектонического метода, является правдоподобной и соответствует данным о конкретных землетрясениях, полученным с применением палеосейсмогеологического метода.

На юго-востоке Южной Осетии был выявлен линейный уступ протяженностью около 28 км, связанный с зоной Цхинвальского разлома (положение см. на *рис. 1*). Он имеет северо-восточное простирание и, на своем северном фланге, проходит непосредственно через г. Цхинвал. Уступ проявлен в виде флексуобразного перегиба



Рис. 4. Сейсмостектонический разрыв (показан пунктирной линией) и селевые очаги в верховьях р. Джумагдон

на поверхности высоких надпойменных террас. Так, к западу от с. Авневи, в правом борту р. Проне Восточная, высота перегиба поверхности высокой надпойменной террасы составляет 11 м. В районе Цхинвала величина перегиба наиболее высокой и широко развитой в правом борту р. Б. Лиаква террасы достигает 15 м.

К востоку от Цхинвала перегиб прослеживается на поверхности той же террасы и имеет аналогичную высоту (*рис. 5*). Здесь, в 300 м севернее с. В. Прис, зона Цхинвальского разлома была детально изучена в серии специально пройденных расчисток и шурфов общей длиной 62 м (*рис. 6*). Расчистками было изучено строение голоценовых пролювиальных отложений в левом борту мел-



Рис. 5. Молодой тектонический уступ (показан стрелками) к востоку от г. Цхинвала. Вид на юг

кого ручья. В месте пересечения с описанным перегибом в долине ручья наблюдается местный конус выноса, образование которого значительно выше базиса эрозии может указывать на наличие в этом месте тектонической ловушки для сносимого материала. Последний представлен валунами и галькой с желтовато-коричневым супесчаным заполнителем, переотложенными из миоценовых осадков, слагающих водораздел. В пролювии наблюдается антиклинальная складка с углами наклона на крыльях до 300. В северо-западном крыле складки (т. е. выше по течению ручья) появляются также круто залегающие красновато-коричневые делювиальные суглинки. В юго-восточном крыле, конформно залеганию пролювия, залегают переотложенные суглинки с обломками и рассеянным почвенным гумусом, подошва которых плавно погружается вниз по течению. Эти отложения перекрыты обломочным горизонтом, сложенным валунами и галькой с суглинисто-почвенным заполнителем, выше которого залегают переотложенные суглинки с меньшим количеством обломков. По-видимому, образование складки происходило импульсным путем. На это указывает наличие переотложенных слоев в крыле, расположенном ниже по течению ручья и делювиальных суглинков, перекрывших пролювиальные осадки выше по течению от перегиба продольного профиля ручья. В то же время следы разрывных деформаций в описанном разрезе отсутствуют, что может быть обусловлено взбросо-надвиговой кинематикой сме-

щений в недрах, нашедших выражение на поверхности в виде линейной зоны сжатия.

Таким образом, импульсное обновление изученной складчатой деформации может указывать на ее непосредственную связь с очагом сильного доисторического землетрясения, т. к. какие-либо данные о таких событиях в историческое время здесь отсутствуют. Более конкретные данные, за исключением предполагаемой протяженности, для оценки силы землетрясения для этого очага отсутствуют. В то же время сейсмический потенциал этого района, по данным «вне-регионального» сейсмотектонического метода оценки сейсмической опасности [10, 16], составляет $M_{\max} = 6,7$. Можно полагать, что его реализация связана именно с изученным (Цхинвальским) сегментом Цхинвали-Казбекской разломной зоны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследований позволяют выполнить сейсмотектоническую регионализацию территории Южной Осетии.

На севере республики, в осевой части Кавказа, выделяется сейсмотектоническая зона, протягивающаяся в субширотном направлении в верховьях р. Большая Лиахва. Ее особенность состоит в наличии следов сильных землетрясений с предположительно очень мелким положением очага (первые километры). Такие земле-



Рис. 6. Расчистка в зоне Цхинвальского разлома

трясения даже при умеренной магнитуде могут вызывать серьезные разрушения на относительно небольшой площади.

Южнее располагается Рача-Джавская сейсмодектоническая зона, тяготеющая к зоне Кахетинско-Лечхумского глубинного разлома (см. рис. 1). Полученные результаты позволяют дополнить сегментацию этой сейсмодектонической провинции. Западный сегмент, породивший Рача-Джавское землетрясение 1991 г. с $M = 6,9-7,2$ и надвиговой подвижкой в очаге, по-видимому, заканчивается в долине р. Б. Лиаква (см. статью 1). Его продолжает сегмент с ССЗ-ориентировкой и взбросо-сдвиговой кинематикой смещений, изученный в долине р. Гудисидон. В долине р. М. Лиаква начинается восточный сегмент Рача-Джавской зоны, который в районе г. Ленингори (долина р. Ксани) принимает субширотное простирание. Согласно реконструкции современного поля напряжений [11] и данным структурно-геологическим исследованиям [3], разломы с субширотным простиранием имеют надвиговую кинематику смещений и

реализуют максимальный сейсмический потенциал региона. Можно полагать, что восточный сегмент является таким же потенциально сейсмически опасным, как и западный до землетрясения 1991 г.

Особняком стоит группа гравитационных палеосейсмодислокаций в районе Квайсы (см. рис. 9 статьи 1). На этом участке, в отличие от основной части эпицентральной зоны Рача-Джавского землетрясения, сейсмические события отмечались и до 1991 г. – это толчки 8 августа 1877 г. с $M = 3,7$ и 7 июня 1969 г. с $M = 4,1$ [2]. По-видимому, здесь имеется самостоятельный потенциальный сейсмический очаг, с которым связана отдельная группа палеосейсмодислокаций.

На юго-западе республики, в районе Цхинвала, выделяется активный сегмент Цхинвали-Казбекской разломной зоны. Его сейсмический потенциал, по данным «внерегионального» сейсмодектонического метода, составляет $M_{\max} = 6,7$. Такая оценка подтверждается и результатами полевых исследований.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 05-05-64170, 08-05-00103, 11-05-00205), при частичной финансовой поддержке Президиума РАН (Программа №4) и при поддержке гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых МК-65071.2010.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арёфьев С.С., Рогожин Е.А., Быкова В.В., Дорбат К. Глубинная структура очаговой зоны Рачинского землетрясения по сейсмотомографическим данным. // *Физика Земли*, 2006, № 1. С. 30–44.
2. Арёфьев С.С., Плетнев К.Г., Татеевоян Р.Э. и др. Рачинское землетрясение 1991 г.: Результаты полевых сейсмологических наблюдений. // *Физика Земли*, 1993, № 3. С. 12–23.
3. Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. – Тбилиси: Мецниереба, 1977. 81 с.
4. Геологическая карта Кавказа. Масштаб 1: 500 000. – Л.: ВСЕГЕИ, 1976.
5. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. – М.: Недра, 1968. 483 с.
6. Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа. – М.: Недра, 1992, 254 с.
7. Никитин М.Ю., Никонов А.А., Болотов С.Н., Беляков Г.А. Палеосейсмодислокации в бассейне р. Ардон и их значение для оценки сейсмического потенциала Большого Кавказа. // *ДАН*, 1993, Т. 330, № 6. С. 740–744.
8. Никонов А.А., Рейснер Г.И. Оценка сейсмического потенциала Кавказа с учетом палеосейсмических и сейсмодектонических данных. // *Катастрофические процессы и их влияние на природную среду. Том 2. Сейсмичность*. – М.: 2002. С. 381–401.
9. Растворова В.А. Формирование рельефа гор (на примере горной Осетии). – М.: Наука, 1973. 142 с.
10. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. Комплексная типизация земной коры как основа для решения фундаментальных и прикладных задач. Статьи 1 и 2. // *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, 1997, Т. 72, Вып. 3. с. 5-13.
11. Рогожин Е.А., Арёфьев С.С., Богачкин Б.М. и др. Комплексный анализ геологических и сейсмологических данных и сейсмодектоническое представление об очаге Рачинского землетрясения // *Физика Земли*, 1993, № 3. С. 70–77.
12. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Шеварев С.В., Мараханов А.В., Новиков С.С. Особенности сейсмодектоники Сочи-Краснополянского района. // *Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Пятой межд. сейсмологической школы, Владикавказ*, 2010. – Обнинск: ГС РАН, 2010. С. 174–178.
13. Сейсмическое районирование территории СССР. / Отв. ред. С.В. Медведев. – М.: Наука, 1980. 307 с.
14. Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1:8 000 000: Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. – М.: ОИФЗ РАН, 1999. 57 с.
15. Шебалин Н.В. Об оценке сейсмической интенсивности. // *Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности*. – М.: Наука, 1975. С. 87–109.
16. Шолло В.Н., Рейснер Г.И., Рогожин Е.А. Идеи академика Г.А. Гамбурцева в сейсмодектонике. // *Физика Земли*, 2004, № 5. С. 68–79.
17. Хромовских В.С., Солоненко В.П., Семенов Р.М., Жилкин В.М. Палеосейсмогеология Большого Кавказа. – М.: Наука, 1979. 188 с.
18. Balasarian S., Ashirov T., Chelidze T. et al. Seismic hazard assessment for the Caucasus test area. // *Annali di Geofisica*. 1999. V. 42, № 6, pp. 1139–1153.
19. Michetti A.M., Esposito D., Rogozhin E.A. et al. An innovative approach for assessing earthquake intensities based on seismically-induced ground effects in natural environment. Roma: Carta Geol. D' Italia, 2004. Vol. LXVII (Special Paper). 116 p.
20. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. – М.: Научный мир, 1999. 252 с.