

Зона владикавказского активного разлома С.К. на территории РСО-А

А.Н. Овсяченко¹, А.В. Мараханов², С.С. Новиков³, Е.А. Рогожин⁴

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что Северный Кавказ является сейсмоактивным регионом. В то же время ранее проводимые здесь исследования по оценке сейсмической опасности, как правило, носили обзорный характер, а количественные оценки (в частности уровня максимально возможной магнитуды) базировались в основном на сейсмостатистике инструментального периода наблюдений. Для адекватной оценки сейсмической опасности этого региона период инструментальных наблюдений слишком краток, а представительность уровня регистрируемой сейсмичности и точность локализации эпицентров недостаточны. Произошедшие в недавнем прошлом на Кавказе катастрофические Спитакское (1988 г., $M = 6,9$) и Рачинское (1991 г., $M = 7,1$) землетрясения в корне изменили представления об уровне сейсмической опасности этого региона, основанные на традиционных методах. Итогом исследований в этом направлении, проводимых в ИФЗ РАН, стала разработка внерегионального сейсмотектонического метода на базе кластерного анализа комплекса геолого-геофизических данных. При исследованиях с применением этого метода в Республике Северная Осетия-Алания (РСО-А) в зоне Владикавказского глубинного разлома, разломов Главного Кавказского хребта и Бокового хребта были выявлены зоны возникновения ожидаемых землетрясений (зоны ВОЗ) с $M_{\text{макс}} = 6,5-7,1$ [8].

В процессе проведенных в 2002–2003 гг. в пределах зон ВОЗ высокогорной части РСО-А полевых палеосейсмогеологических работ были обнаружены очевидные следы древних сейсмических катастроф – палеосейсмодислокации [7]. Представлены они, прежде всего, грандиозными обвалами, оползнями и древними сейсмическими разрывами, структурно приуроченными к зонам разломов, демонстрирующих признаки молодой геологической активности. Соответственно, сейсмические сотрясения в прошлом носили не случайный характер, а были локализованы в достаточно узких зонах на активизированных участках известных разломов. Датирование сейсмогенных нарушений рельефа радиоуглеродным

методом позволило восстановить возраст древних сейсмических катастроф. Так, в горной части Республики Северная Осетия-Алания для периода в 9 тысяч лет выявлены следы 7 сильных сейсмических событий с периодом повторяемости от 500 до 3 тысяч лет. То есть периоды сейсмических активизаций в этой части северного Кавказа имеют четкую временную периодичность.

Летом и осенью 2007 г. сотрудниками сейсмотектонического отряда ИФЗ РАН в осетинском секторе северных предгорий Большого Кавказа проводилось изучение зоны Владикавказского разлома, носившее палеосейсмогеологическую направленность. Основной целью исследований являлось выявление следов древних проявлений сейсмической активности в зоне этого глубинного разлома. Работы включили в себя структурно-геологическое и геоморфологическое картирование опорных участков, детальное изучение зон разломов в обнажениях и специально пройденных горных выработках, а также выяснение условий залегания позднечетвертичных образований. При этом ставилась задача обнаружения и документирования всех известных типов палеосейсмодислокаций (как первичных (сейсмотектонических), так и вторичных (сейсмогравитационных и вибрационных)). В ходе изучения палеосейсмодислокаций отбирались образцы захороненного в результате соответствующих процессов материала, содержащего пригодное для получения сведений о времени их возникновения органическое вещество, а следовательно, и для определения времени породивших их землетрясений.

Первые результаты проведенных исследований приведены в настоящей статье.

ЗОНА ВЛАДИКАВКАЗСКОГО АКТИВНОГО РАЗЛОМА В СИСТЕМЕ ЗОН ВОЗ РСО-А

Зоны ВОЗ для территории РСО-А были выделены на основании интерпретации данных дистанционных зондирований. Проводилось дешифрирование спектральнозональных, трехканальных космоизображений Landsat-4/5 (разрешение 30 м) и Landsat-7 (разрешение 15 м). Дешифрирование космофотоснимков осуществлялось как в цветном спектральнозональном варианте, так и в чер-

¹Овсяченко А.Н. – н.с. Института физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ РАН),

²Мараханов А.В. – н.с. ИФЗ РАН,

³Новиков С.С. – н.с. ИФЗ РАН,

⁴Рогожин Е.А. – д.г.-м.н., ИФЗ РАН.

но-белом. Для анализа многозональных сканерных снимков использовались различные варианты синтеза изображений. Кроме того, выявление линеаментов производилось и раздельно по каналам. Для выявления линеаментов применен совместный дедуктивно-индуктивный подход: дешифрировались обобщенные структуры на базе сильно генерализованных изображений с последующим увеличением масштаба для детализации и наоборот, выявлялись локальные особенности тектонических и экзогенных структур с последующим уменьшением масштаба и обобщением. При этом использован метод ступенчатой генерализации с квантованием на уровнях 1:25 000; 1:50 000; 1:100 000; 1:200 000; 1:300 000; 1:400 000; 1:500 000. В диапазоне масштабов 1:25 000–1:1 500 000 использована космофотокарта на базе снимков Landsat–7, а в диапазоне 1:500 000–1:2 млн – космофотокарта, созданная на базе снимков Landsat–4/5.

Протяженные системы линеаментов идентифицировались с известными разломами, и эти разломы были квалифицированы в качестве активных на современном этапе. По названию разломов или крупных населенных пунктов формулировалось название зон ВОЗ. Морфо-кинематика активных разломов служит основанием для квалифицирования преобладающей кинематики сейсмогенных смещений в зонах ВОЗ. Глубина гипоцентров ожидаемых землетрясений рассчитывалась, исходя из сведений о глубине заложения разломов по геофизическим данным и из магнитуды ожидаемых событий.

Максимальная магнитуда ожидаемых землетрясений (сейсмический потенциал, M_{\max}) оценивалась по результатам применения внерегионального сеймотектонического метода оценки сейсмической опасности, предложенного Г.И. Рейснером. Использование внерегионального сеймотектонического метода оценки сейсмического потенциала, основы которого описаны в ряде публикаций [6; 9], показало, что Северный Кавказ представляет собой область весьма высокой сейсмической опасности. Исследуемый район (в границах РСО-А) в этом отношении не является исключением. На его территории выделяется несколько зон ВОЗ с разным уровнем сейсмического потенциала (M_{\max}). Наибольшую опасность для урбанизированных территорий представляют Владикавказская, Моздокская, Сунженские и Терская зоны ВОЗ. Для Владикавказской зоны $M_{\max} = 6,5-7,1$.

СТРОЕНИЕ ЗОНЫ ВЛАДИКАВКАЗСКОГО РАЗЛОМА И ИСТОРИЯ ЕЕ НОВЕЙШЕГО РАЗВИТИЯ

Владикавказский глубинный разлом, как единая структура 1-го порядка, выделяется прежде всего по геофизическим данным [4]. В поле горизонтальных градиентов силы тяжести он характеризуется аномально высокими значениями го-

ризонтовых градиентов. В приповерхностной части ему соответствует расслоенная вертикальная флексура с размахом смыкающего крыла до 10 км и углом падения до 60° [12]. По конфигурации изоомм он интерпретируется как поддвиг Предкавказского мегаблока Скифской эпигерцинской плиты под кристаллический массив горного сооружения [4]. Поверхность фундамента в районе Владикавказского разлома смещена на величину до 5–6 км. Связанная с ним низкоомная зона интерпретируется как зона скупивания, графитизации и насыщения высокоминерализованными растворами. По данным горизонтальных градиентов силы тяжести установлено, что разлом прослеживается не повсеместно. В зонах поперечных структур он либо прерывается, либо меняет свое направление. Так, в районе Коринского выступа он смещается в южном направлении на 6–6,5 км с правосдвиговой кинематикой.

В региональном плане зона Владикавказского разлома образует дизъюнктивную границу Северной моноклинали Большого Кавказа с Осетинской впадиной Терско-Каспийского краевого прогиба. Зона моноклинали имеет ширину от 8 до 20 км и охватывает Лесистый, Пастбищный и Скалистый хребты, представляющие собой типичные куэсты с пологими северными склонами и крутыми, обрывистыми южными. Южная граница ее проводится по пологому надвигу (подвигу), проходящему в основании эскарпа Скалистого хребта.

Северная моноклинали сложена среднеюрскими неогеновыми осадочными формациями, образующими догер-миоценовый структурный этаж. Здесь снизу вверх выделяются известняковая (J_2ar-J_3mt), песчано-глинисто-карбонатная (K_1-K_2), карбонатная (K_2-Pg_{1-2}), глинистая (Pg_3-N_1) и глинисто-песчаниковая (N_1) формации [3]. Породы, слагающие Северную моноклинали, имеют региональное северное падение, при этом наиболее крутые (до 60°) углы падения наблюдаются в междуречье рек Терек и Ардон. К западу, в междуречье Ардон-Урух, залегание пород выполаживается до 20° . Породы олигоцен-миоценового структурного этажа несогласно перекрываются континентальной молассой верхнеплиоценового – эоплейстоценового возраста, мощность которой резко нарастает к северу от зоны Владикавказского разлома, при переходе в пределы Осетинской впадины.

Осетинская впадина выполнена отложениями морской молассовой (Pg_3-N_1) и континентальной молассовой (N_1-Q – Лысогорская свита и свита Рухс-Дзуар) формаций. Глубина залегания поверхности, отождествляемой с отражающим горизонтом подсолевой юры (J_{2-3}), здесь составляет 9,5 км [4]. В основании континентальной молассы располагаются осадки верхнего сармата – понта, объединяющие конгломераты и галечники Лысогорской свиты, мощность которой достигает 700 м [5]. На конгломератах лысогорской свиты располагаются туфогенно-конгломерато-

вые отложения свиты Рухс-Дзуар. Эти осадки выполняют значительную часть котловины. Мощность их достигает 1 450 м. Завершается разрез верхней молассы четвертичными плейстоцен-голоценовыми аллювиальными и флювиогляциальными образованиями мощностью до 750 м. Крупнейшей структурой на описываемом участке Осетинской впадины является Гизельский прогиб, наиболее глубокая часть которого, находящаяся у северной оконечности с. Гизель, располагается на глубине 4 000 м (по подошве верхнего сармата) от поверхности [3]. С юга прогиб обрывается Владикавказским разломом, южнее которого мощность континентальной молассы резко уменьшается, а через 2–8 км и вовсе сходит на нет.

В течение первой фазы новейшей стадии тектонического развития, т.е. в конце миоцена – среднем плиоцене описываемый участок подвергся довольно интенсивным складчато-надвиговым деформациям, которые происходили на фоне воздымания Северной моноклинали и продолжающегося опускания Осетинской впадины [2]. В результате возникла структура типа сложной моноклинали, впервые детально изученная Л. А. Варданянцем [1]. Общее падение мезокайнозойских толщ к северу здесь осложняется несколькими опрокинутыми к югу антиклинальными складками, южные крылья которых срезаются системой взбросо-надвигов, придающей всей структуре чешуйчатый характер с общим смещением масс к югу, т.е. от краевого прогиба в сторону поднятия Большого Кавказа. Суммарная амплитуда горизонтальной составляющей нескольких взбросо-надвигов достигает своего максимума в Фиагдонском сечении (около 15 км) между Ардоном и Тереком [11].

Южная часть описываемой зоны в первую фазу новейшей стадии была поднята на 1–1,2 км, тогда как северный край ее продолжал в конце миоцена – начале плиоцена унаследованно погружаться и покрывался грубообломочными молассами Лысогорской свиты. В дальнейшем, в раннем–среднем плиоцене и эта, самая северная, часть северного крыла Большого Кавказа была втянута в неравномерное поднятие, нарушена взбросами и надвигами и подверглась размыву. К началу позднего плиоцена в результате возникновения чешуй-

чатой взбросо-надвиговой структуры верхнеюрских и меловых толщ и ее эрозионного расчленения в процессе общего поднятия северного крыла создались прообразы нескольких куэст Скалистого хребта, прорезанных сквозными поперечными консеквентными долинами [5]. Их глубокому врезанию способствовало резкое понижение общего базиса эрозии – уровня Каспия в среднем плиоцене. В начале позднего плиоцена, во время ачкагыльской трансгрессии северный край описываемой зоны вновь включается в область аккумуляции и покрывается залегающими резко несогласно на разных горизонтах более древних третичных отложений туфогенно-обломочными континентальными образованиями свиты Рухс-Дзуар.

Последующие движения, имевшие место в конце плиоцена и в четвертичное время, привели к существенным деформациям отложений свиты Рухс-Дзуар. В целом она приобрела пологий моноклиальный наклон к северу. У южного края Северной моноклинали останцы свиты в

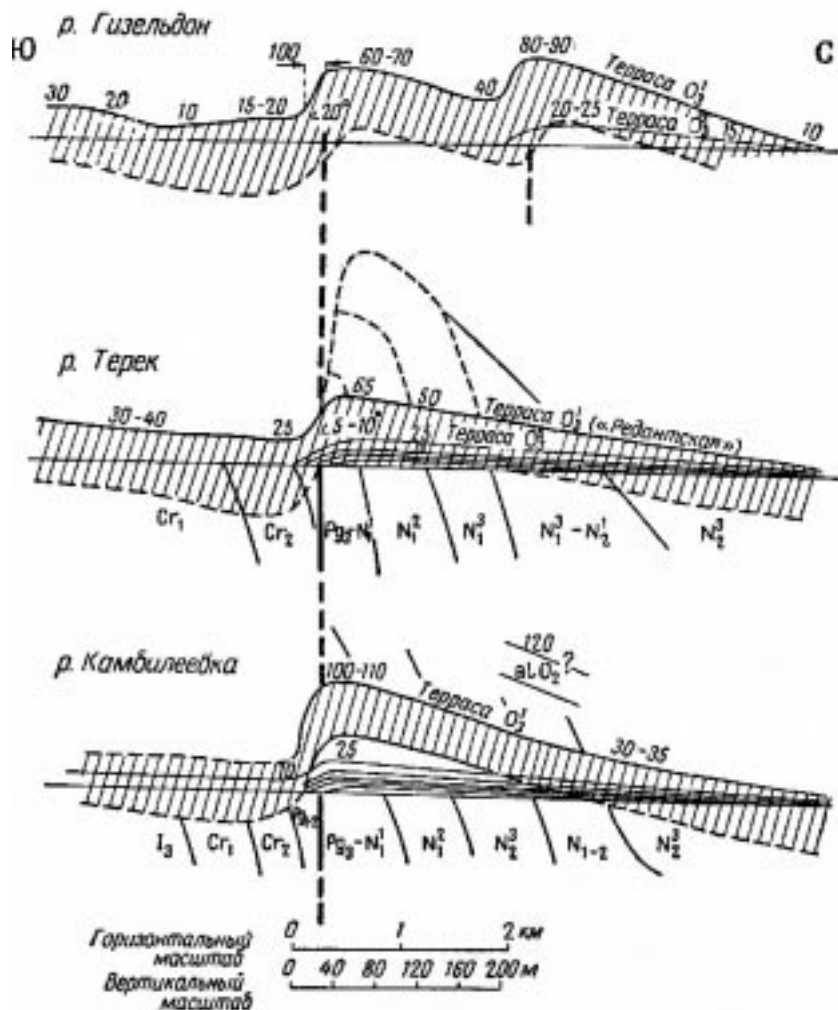


Рис. 1. Продольные профили террас в долинах рр. Гизельдон, Терек и Камбилеевка. Штриховкой показана Редантская толща (Q_3^1). Высотные отметки показаны в метрах [2]

древних долинах испытали поднятие до 2 км, тогда как за ее северным краем в Осетинской впадине подошва свиты опустилась до 1 км и даже ниже.

На фоне этой моноклинали в залегании свиты Рухс-Дзуар наблюдаются разрывно-складчатые деформации, детально описанные Е.Е. Милановским [2] (рис. 1). В долине р. Терек, в зоне Владикавказского разлома, по подошве свиты им была выявлена асимметричная приразломная антиклиналь с пологим северным ($10-15^\circ$) и крутым южным ($30-40^\circ$) крыльями, переходящая к югу в Редантскую приразломную синклинали. Позднечетвертичные деформации отражены в локальных деформациях ранне-позднеплейстоценовых и голоценовых террас рр. Терек, Гизельдон и Камбилеевка, поверхности которых на северном крыле разлома подняты на величину до 50–90 м (в долине р. Гизельдон и западнее разлом выражен двумя уступами). Южнее уступа поверхности террас круто (под углами $10-20^\circ$) опускаются до 10–20 м над уровнем реки. Таким образом, юные деформации по зоне Владикавказского разлома ранее были зафиксированы в антиклинальном изгибе позднеплейстоценовых и голоценовых террас.

Итак, резюмируя краткий обзор результатов многочисленных ранее проведенных исследований, можно отметить, что в зоне Владикавказского глубинного разлома наблюдается крупнейшая региональная флексурно-разрывная структура, особенно крутая (до вертикальной) в породах палеогена и миоцена и более пологая в плиоцен-четвертичных слоях. Эта зона проникает в фундамент и смещает его поверхность на величину до 5–6 км. В нижних слоях земной коры, по данным А.Г. Шемпелева [13], разлом уходит в мантию. Непосредственно к северу от разломной зоны происходит резкое увеличение мощности осадков самого молодого структурного этажа, выделяемого по подошве верхнего сармата и включающего свиты Лысогорскую и Рухс-Дзуар. Мощность последних к северу от Владикавказского разлома достигает 4 000 м. В зоне разлома и непосредственно к югу от него отложения этих свит резко сокращаются в мощности и исчезают. При этом, в зоне разлома выявлены и очень молодые деформации, отраженные в антиклинальных изгибах и смещениях речных террас.

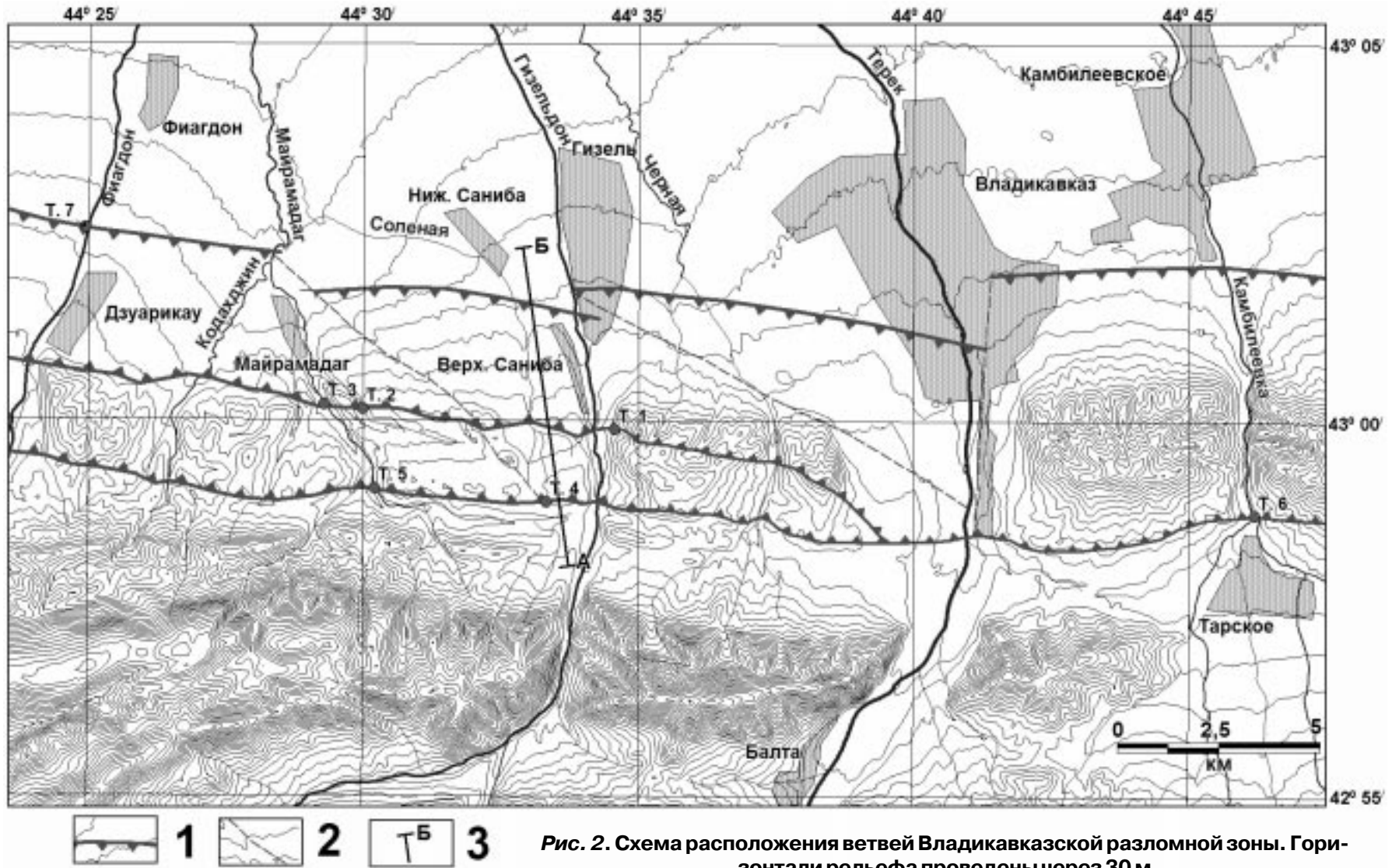
ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ЗОНЫ ВЛАДИКАВКАЗСКОГО РАЗЛОМА

В результате проведенных полевых исследований, в соответствии с характером плиоцен-четвертичных тектонических деформаций в области сочленения Осетинской впадины с поднятием Большого Кавказа, выделены три ветви Владикавказской разломной зоны, представляющие собой дизъюнктивные ограничения морфоструктур 2-го порядка (рис. 2). Все три ветви выражены в смещениях молодых

террасовых уровней и слагающих их осадков.

Внутреннее строение разломной зоны в целом и отдельных ветвей в частности наиболее детально изучено в долине р. Гизельдон. Здесь, вдоль левого борта реки, в разрезе высокой надпойменной террасы, возраст поверхности которой определяется как позднеплейстоценовый [2], наблюдается разрез деформированных плиоцен-четвертичных отложений (рис. 3). Разрез террасы сложен толщей аллювиальных, преимущественно валунно-галечных отложений, в которых отмечается пачка несортированных разноокатанных (глыбы, в меньшей степени валуны, щебень, галька, дресва, гравий) грубообломочных отложений с суглинистым матриксом. Состав обломков – преимущественно юрские сланцы, в меньшей мере позднеюрско-раннемеловые известняки и магматические породы. Мощность пачки 10–13 м. В залегании этой пачки наблюдаются довольно резкие изгибы, закономерно сочетающиеся с антиклинальными изгибами и уступами, нарушающими поверхность верхнеплейстоценовой террасы (рис. 4). В ядре самой южной приразломной антиклинали наблюдается выход конгломератов свиты Рухс-Дзуар. К северу происходит резкое погружение как конгломератов, так и вышележащих пород, маркируемое по залеганию пачки грубообломочных отложений. Вблизи средней ветви разлома наблюдается погружение грубообломочной пачки под уровень реки (рис. 5). Далее к северу она появляется вновь через 500 м, на высоте около 25 м над урезом воды. Деформации завершаются крутым уступом, высота которого на поверхности позднеплейстоценовой террасы составляет около 10 м. В районе этого уступа происходит резкое погружение грубообломочной пачки, окончательно исчезающей из разреза. Ниже по течению реки разрезы надпойменных террас сложены исключительно аллювиальным материалом.

Строение средней ветви разлома детально изучено в правом борту р. Гизельдон, вблизи южной окраины с. Гизель (рис. 6, т. 1 на рис. 2). Здесь, в стенке карьера, обнажены вулканомиктовые осадки свиты Рухс-Дзуар, возраст которой по положению в разрезе и абсолютным датировкам принимается как плиоцен-четвертичный (акчагыл–средний плейстоцен) [5; 4]. Осадки представлены конгломератами, состоящими из гальки и валунов андезитов, дацитов, реже известняков, песчаников, сланцев, с линзами и маломощными (до 3 м) прослоями андезитовых туфопесчаников. Описанные породы смяты в антиклинальную складку, у которой южное крыло и присводовая часть осложнены серией разрывов. Основную роль в структуре описываемой разрывно-складчатой деформации играет система взбросов, нарушающих южное крыло антиклинали, вдоль которых резко изменяется характер залегания пород. К югу от системы взбросов отложения свиты Рухс-Дзуар принимают обычное для этих мест монокли-



нальное залегание с падением к северу под углами 15–20°. Амплитуду смещения по описанному нарушению измерить затруднительно, однако можно предположить, что она достигает нескольких десятков метров, так как характер отложений в разных крыльях структуры совершенно различен.

Северное крыло только что описанной антиклинали имеет одну интересную особенность, наблюдаемую в залегании осадков свиты Рухс-Дзуар. Особенность заключается в наличии клинообразных линз грубообломочного материала, нарушающих нормальное осадочное переслаивание конгломератов и пес-

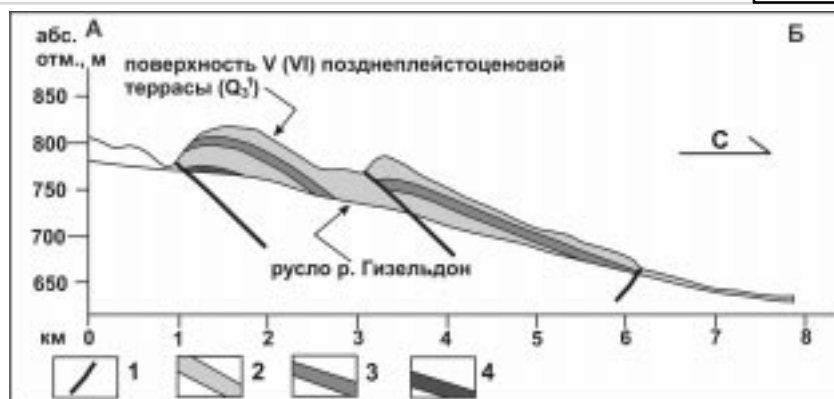


Рис. 3. Продольный профиль террас вдоль левого борта р. Гизельдон

1 – разрывы, установленные в неоген-четвертичных отложениях; 2 – аллювиальные отложения; 3 – пачка грубообломочных отложений с суглинистым матриксом; 4 – конгломераты свиты Рухс-Дзуар



Рис. 4. Деформации верхней надпойменной (позднеплейстоценовой) террасы в левом борту р. Гизельдон. Видны изгиб, сопровождающий приразломную антиклинали вдоль средней ветви разломной зоны, и уступ в зоне северной ветви (в крайне правой части фотографии)

чаников (рис. 7). Наличие таких линз, по всей видимости, свидетельствует о локальных нарушениях условий осадконакопления, связанных с резкими изменениями угла склона. Можно предположить, что причиной нарушений условий осадконакопления являлись импульсные подвижки по антиклинально-разрывной структуре, обнаженной в карьере. В таком случае эти события происходили во время формирования отложений свиты, т. е. в позднеплиоцен-ранне-четвертичное время.

Все ветви разломной зоны обнаруживают отчетливое проявление в современных рельефообразующих процессах. Так, в долине р. Майрамадаг средняя ветвь выражена уступом, расположенным в южном подножии валообразного поднятия, пережимающего долину (рис. 8, т. 2 на рис. 2). В долине правого притока Майрамадага валообразное поднятие сформировало каньон, в бортах которого развиты многочисленные оползни. Выше по течению долина

притока резко расширяется, высота уступа пойменной террасы уменьшается с 1–1,3 м до 0,5–0,6 м, а в днище долины происходит аккумуляция аллювиального материала. В районе приразломного уступа происходит резкое понижение и двух высоких надпойменных террас. Амплитуда вертикального смещения верхней надпойменной террасы достигает 10 м. В пределах валообразного поднятия происходит резкое воздымание надпойменных террас и сла-

гающего их аллювиального материала. Так, в 1,5 км ниже по течению, в районе устья притока,



Рис. 5. Погружение подошвы грубообломочных отложений с суглинистым матриксом в 500 м к югу от средней ветви Владикавказского разлома. Левый борт р. Гизельдон

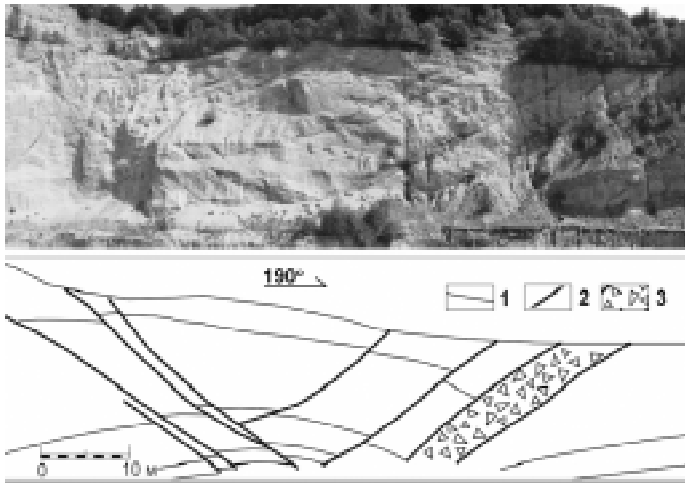


Рис. 7. Зарисовка стенки карьера, демонстрирующая характер залегания осадков свиты Рухс-Дзуар в северном крыле антиклинально-разрывной структуры в зоне средней ветви Владикавказского разлома. Карьер вблизи южной окраины с. Гизель. Т. 1 на рис. 2
1 – глыбы и валуны; 2 – галька и щебень; 3 – песчано-гравийный заполнитель

бровка уступа верхней (2-й) надпойменной террасы расположена на высоте 20 м над урезом воды. В своде поднятия высота бровки уступа той же террасы достигает 55 м над руслом притока. В бровке пойменной террасы, сразу выше по течению от приразломного уступа, появляются два горизонта песчано-глинистых осадков с горизонтальной слоистостью. В подошве обоих горизонтов залегает светло-серая, аллювиальная палеопочва, из которой отобраны образцы на радиоуглеродное датирование. Образование горизонтально слоистых песчано-глинистых отложений, вероятно, связано с неоднократным подпруживанием долины каньонообразного участка, в пределах которого развиты многочисленные разновозрастные оползни. Большинство оползней представляют собой активные в настоящее время оползни-сплывы, развитые по более древним блоковым оползням. Активный современный эрозионный врез в каньонообразном участке долины, масштабное развитие здесь активных оползней, вероятно, свидетельствуют в пользу развития складчато-разрывных деформаций и в настоящее время, а нали-

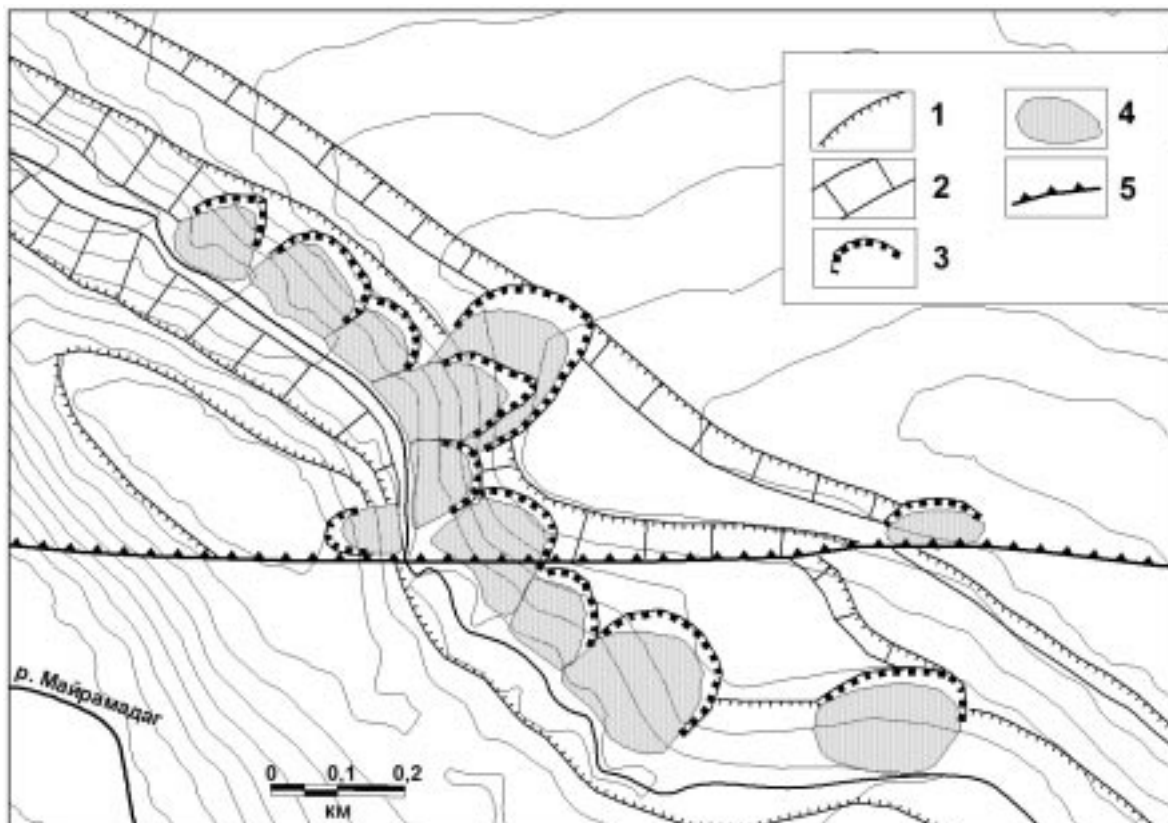


Рис. 8. Геоморфологическая схема долины правого притока р. Майрамадаг. Горизонтالي рельефа проведены через 10 м. Т. 2 на рис. 2
1 – бровки уступов речных террас; 2 – высокие эрозионные уступы; 3 – бровки цирков отрыва оползней; 4 – оползневые тела; 5 – привзбросовый уступ, бергштрихи направлены в сторону поднятого крыла

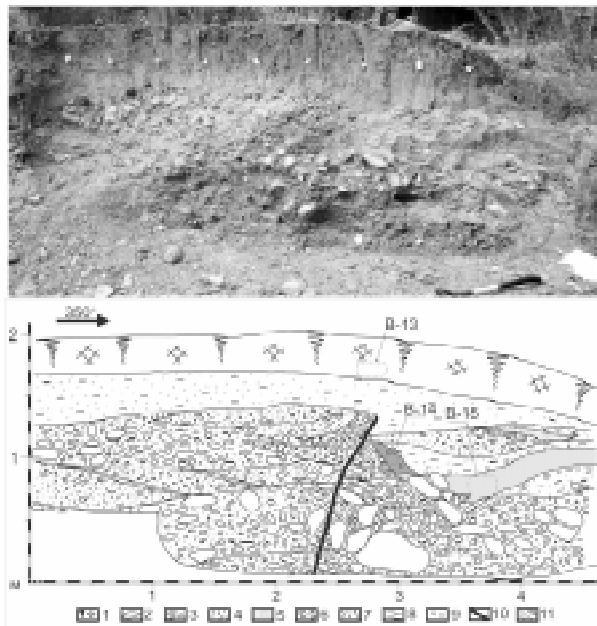


Рис. 9. Зарисовка и фото стенки расчистки пройденной вкрест простирания средней ветви Владикавказского разлома. Правый борт р. Майрамадаг, вблизи южной окраины с. Майрамадаг. Т. 3 на рис. 2

1 – почвенно-растительный слой; 2 – валуны; 3 – гальки; 4 – гравий; 5 – песок; 6 – щебень; 7 – дресва; 8 – суглинки (при наличии условного обозначения «песок» – супеси); 9 – рассеянное ожелезнение; 10 – сместитель; 11 – слои погребенных палеопочв. В-13, В-14, В-15 – места отбора образцов на радиоуглеродное датирование

чие озерных осадков, захоронивших палеопочву, может указывать на импульсное обновление разлома в недавнем прошлом.

ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

С целью изучения характера самых молодых движений по средней ветви Владикавказского разлома в левом борту р. Майрамадаг была пройдена расчистка, в которой обнажен разрез деформированных, ожелезненных аллювиальных осадков (рис. 9, т. 3 на рис. 2). В морфологическом отношении вскрытый расчисткой разрез приурочен к сводовой части пологого вала субширотного простирания, осложняющего площадку пойменной террасы (рис. 10). Вал имеет ассиметричное строение; северный склон – пологий, южный – более крутой и ос-



Рис. 10. Общий вид расчистки пройденной вкрест простирания средней ветви Владикавказского разлома. Правый борт р. Майрамадаг, вблизи южной окраины с. Майрамадаг. Т. 3 на рис. 2

ложнен крутым невысоким уступом высотой около 30 см.

В разрезе террасы, вскрытом расчисткой, уступу отвечает круто падающий на север разрыв. Последний выражен зоной ожелезнения и дробления. Весьма характерным обстоятельством является наличие расколотых по сместителю валунов, что, очевидно, является следствием импульсных сейсмотектонических смещений.

Типичный для аллювиальных отложений разрез (галечно-валунные отложения с песчано-гравийным заполнителем и косой слоистостью), залегающий к северу от разрыва, в его южном крыле резко меняется. Здесь залегают несколько сильно ожелезненных клинообразных линз, сложенных переотложенным и измененным, сильно выветрелым аллювиальным материалом. Наиболее уверенно выделяются три таких линзы, которые, вероятно, можно отождествлять с коллювиальными клиньями, образующимися в подножии сейсмотектонических разрывов с вертикальной компонентой смещения. Самый нижний из выделяемых клиньев сложен расколотыми валунами и галькой с ожелезненным супесчано-гравийным заполнителем и мелкими линзами темно-серых глин. Выше залегают клинья, сложенные расколотыми валунами и галькой другой ориентировки с ожелезненным гравийным заполнителем. В 0,5 м от сместителя в нем появляется примесь светло-серых супесей, подстилающих светло-серую, засоренную супесью и сильно деформированную палеопочву. Вышеописанные образования перекрыты неслоистыми, ожелезненными, буровато-серыми супесями, выше которых залегают линзы мелкогалечно-гравийного материала со следами аллювиальной сортировки и косой слоистостью. Вблизи разрыва в супесях появляется линза светло-коричневой палеопочвы. Мощность клиньев вблизи разрыва, где она, как правило, максимальна, не превышает 40 см, в среднем составляя 30 см. Разрыв проникает в перекрывающие весь описанный разрез пойменные осадки, представленные светло-серой супесью, и смещает их подошву на величину 18–20 см.

Описанная структура позволяет констатиро-

вать, что средняя ветвь Владикавказской разломной зоны является активной вплоть до настоящего времени. Кроме того, наличие расколотых по сместителю валунов, коллювиальных клиньев, деформированных и погребенных палеопочв позволяет говорить о сейсмотектоническом характере смещений по этому нарушению.

Южная ветвь Владикавказского разлома имеет аналогичное внутреннее строение и выражение в формах рельефа. Кроме того, с голоценовыми тектоническими движениями по этому нарушению, очевидно, связан перехват речных долин, наблюдаемый в верховьях рек Майрамадаг и Соленая (т. 4 на рис. 2). Здесь бывшие верховья р. Соленой оказались оторванными от среднего течения реки и ныне оказались в бассейне р. Майрамадаг. Река Соленая в среднем течении и низовьях обладает широкой (до 400 м), хорошо проработанной, разложистой долиной, не соответствующей величине ее водосборного бассейна. В своде приразломной антиклинали, преградившей путь реке, наблюдается мощная аллювиальная толща, деформированная разрывно-складчатыми движениями.

Внутреннее строение южной ветви разломной зоны детально изучено в верховьях р. Майрамадаг. Здесь, в каньонообразном врезе реки, отвечающем валообразному поднятию, наблюдаются коренные породы палеоген-неогенового возраста, смятые в антиклинальную складку (т. 5 на рис. 2). Высота уступа пойменной террасы, на локальном участке соответствующем поднятию, составляет примерно 5 м. Коренные породы на этом участке представлены глинистыми голубовато-серыми мергелями с зеленоватым оттенком и маломощными прослоями мелкозернистых песчаников, относимыми к белоглинской свите эоцена [3]. Породы этого возраста падают на север под углом до 25°. Далее к югу в этих осадках наблюдается ядро антиклинальной складки, южное крыло которой обрезано взбросом. В южном (опущенном) крыле взброса залегают более молодые, темно-коричневые глины макопской серии (олигоцен-миоцен) с характерными сланцеватой отдельностью, примазками ярозита и маломощными прослоями песчаников. Темно-коричневые глины испытывают пологий наклон к северу под углами 10–15°, характерный для этого участка Северной моноклинали. Валообразному антиклинальному поднятию в рельефе сопутствуют воздымание надпойменных террас и широкое развитие оползней, а подножию уступа – резкое расширение долины, погружение террас и развитие тех же двух горизонтов горизонтально слоистых песчано-глинистых озерных отложений, перекрывающих палеопочву, отмечаемых также в районе средней ветви разлома.

На простирации разрыва в коренных породах, в поверхности пойменной террасы реки прослеживается невысокий (до 0,8 м) пологий уступ. Строение аллювиальных отложений в районе уступа изучено в специально пройденной расчистке (рис. 11).

В месте расчистки уступ осложнен небольшим оползнем, отсевающим в направлении наклона уступа, т. е. вверх по течению реки. Зона отрыва оползня (в левой части зарисовки) проникает в аллювий на глубину примерно 80 см. Вдоль нее наблюдается карман черной палеопочвы и разрыв слоя серовато-коричневых пойменных супесей. На этом, видимо, оползневые деформации исчерпываются, т. к. ниже по разрезу наблюдается лишь слабое ожелезнение, а разрывы слоев отсутствуют. В 1 м к северу слой серовато-коричневых супесей изгибается вверх, при этом мощность его уменьшается с 20 до 5 см. Далее слой выклинивается. Здесь же наблюдается антиклиналеобразный изгиб слоя черной палеопочвы с многочисленными обломками (щебень, дресва). Такой же изгиб отмечается и в залегающих ниже аллювиальных гравийно-галечных осадках с примесью песка и валунов. Изгиб маркируется линзой песчано-гравийного материала. Южное крыло антиклинали имеет совершенно другое строение. Разрез здесь сложен в целом первоначально аллювиальным материалом, выветрелым, со следами дробления (расколотые гальки) и переработки почвообразовательными процессами. В южном крыле описываемой структуры можно выделить три различных горизонта (линзы). Все они берут свое начало вдоль круто падающей к северу линии, которую условно можно определить как тектонический сместитель. Условное выделение этой зоны как сместителя заключается в ее очень слабой тектонической переработке. Однако здесь отмечается существенная переориентировка обломков, что в совокупности с резким изменением разреза позволяет выделить ее в роли дизъюнктивной границы.

Верхний из выделяемых горизонтов (линз) в южном крыле антиклинали представлен гравийно-галечными отложениями со светло-коричневым супесчаным заполнителем. Ниже залегает размытая верхним горизонтом линза гравийно-галечных, переотложенных образований, в нижней части которых отмечается линза валунно-галечного материала с заполнителем, состоящим из тонно-серой бесструктурной палеопочвы. Эти отложения подстилаются клином, сложенным преимущественно валунными отложениями с примесью галечно-гравийного материала и серовато-коричневым супесчаным заполнителем, в нижней части которого наблюдается линза палеопочвы с многочисленными обломками. Мощность верхнего горизонта (линзы) составляет 15–25 см; двух нижних – до 30 см.

Итак, вскрытый расчисткой разрез свидетельствует о наличии антиклинально-разрывной зоны, выраженной в молодых аллювиальных отложениях. При этом в ее южном (опущенном) крыле происходило неоднократное, импульсное переотложение обломочного материала, перекрывавшего палеопочву, мощность которого не превышает 30 см.

В левом борту долины р. Терек происходит объединение средней и южной ветвей, в связи с

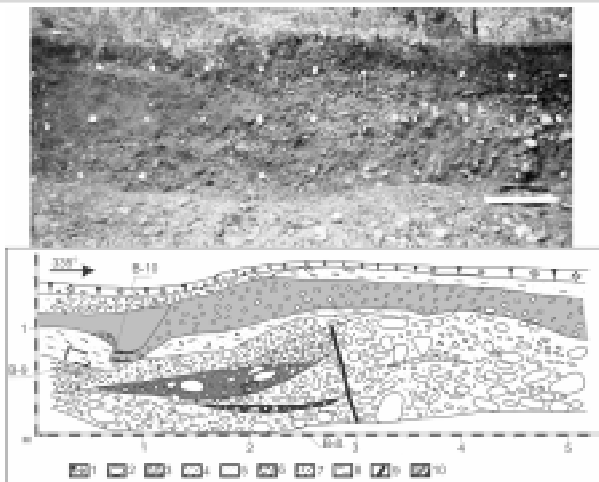


Рис. 11. Зарисовка и фото стенки расчистки пройденной вкост простираия южной ветви Владикавказского разлома. Левый борт р. Майрамадаг. Т. 5 на рис. 2

1 – почвенно-растительный слой; 2 – валуны; 3 – гальки; 4 – гравий; 5 – песок; 6 – щебень; 7 – дресва; 8 – суглинки (при наличии условного обозначения «песок» – супеси); 9 – сместитель; 10 – палеопочвы. В-8, В-9, В-10 – места отбора образцов на радиоуглеродное датирование

чем восточная часть этой ветви разлома была изучена отдельно, в долине р. Камбилеевка, на северной окраине с. Тарское (т. 6 на рис. 2). Здесь, в уступе 1-й надпойменной террасы была пройдена расчистка, в которой вскрыты аллювиальные отложения, налегающие на глины майкопской серии олигоцен-миоцена (рис. 12). На поверхности террасы в этом месте наблюдается пологий уступ высотой около 1,5 м. Подножию уступа в разрезе террасы и коренном цоколе отвечает круто падающий к северу разрыв, проникающий в аллювиальные отложения. Разрыв сопровождается зоной ожелезнения и смятия в майкопских глинах. В рыхлых отложениях наблюдается смещение аллювиального галечно-валунного слоя с амплитудой около 0,5 м. Галечно-валунный слой перекрыт светло-коричневым суглинистым слоем с расколотыми валунами и галькой. В южном (опущенном) крыле разрыва этот слой перекрывает темно-серую аллювиальную палеопочву. При этом сам слой смещен по разрыву с амплитудой 20 см. В 1 м к северу от разрыва этот слой выклинивается. Здесь же наблюдается выклинивание залегающего выше слоя светло-коричневых суглинков с незначительной примесью гальки и гравия, тем самым маркируя молодой антиклинальный изгиб в северном крыле разрыва.

Северная ветвь Владикавказской разломной зоны на поверхности выражена уступом, секущим все осадки молодого комплекса отложений предгорий Большого Кавказа. Уступ прослеживается от р. Ардон на западе до р. Камбилеевка на вос-

токе. Максимальную высоту уступ имеет на поверхности позднеплейстоценовых 5-й и 6-й террас в междуречье рр. Майрамадаг и Камбилеевка. Высота уступа здесь достигает 8 м. Далее к западу высота его снижается до 2–2,5 м в долине р. Фиагдон и 1–1,5 м в долине р. Ардон. Высота уступа на поверхности 1–2-й надпойменных террас в долинах рр. Майрамадаг, Гизельдон, Терек и Камбилеевка не превышает 2,5 м.

Строение ветви детально изучено в расчистке, пройденной в уступе надпойменной террасы р. Фиагдон, в 1 км к северу от с. Дзуарикау (рис. 13, т. 7 на рис. 2). Расчисткой вскрыт разрез аллювиальных отложений, нарушенный разрывом взбросовой кинематики. Разрыв выражен бесструктурной зоной, сложенной сильно выветрелым первично аллювиальным материалом с суглинисто-гравийным заполнителем. Зона ограничена резкими, круто падающими к югу границами, отождествляемыми со сместителями. К югу от зоны разрыва залегают галечно-валунные аллювиальные отложения с гравием и галькой. Зона разрыва проникает под самую почву, подошва которой здесь резко изгибается вверх. В северном (опущенном) крыле разрез резко изменяется. В верхней части появляется горизонт светло-коричневых суглинков с почвенным гумусом, мощность которого плавно нарастает до 40 см. Ниже залегают наклонный к югу суглинистый горизонт с валунами, часть которых расколота, и мелкими фрагментами палеопочвы. Мощность слоя вблизи разрыва достигает 60 см. Этот слой подстилается суглинистой линзой с гальками и гравием, обрезанной разрывом, мощностью до 25 см. По простираанию линза замещается линзами гравийно-песчаного и песчаного материала. Ниже

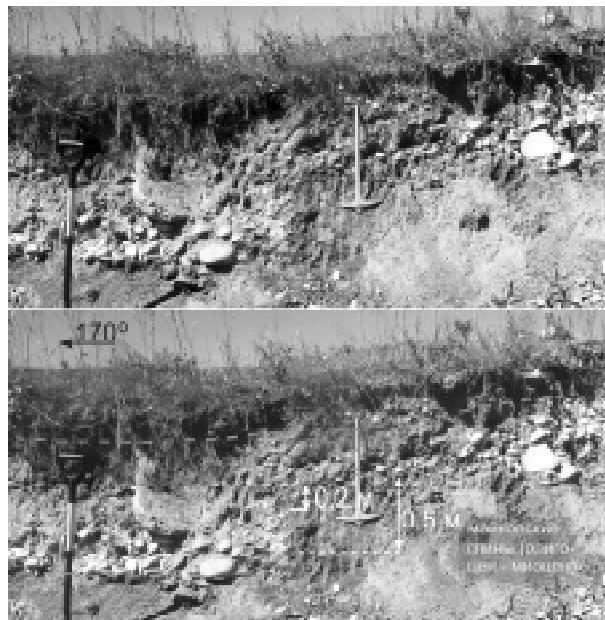


Рис. 12. Стенка расчистки в зоне южной ветви Владикавказской разломной зоны. Левый борт р. Камбилеевка, северная окраина с. Тарское. Т. 6 на рис. 2

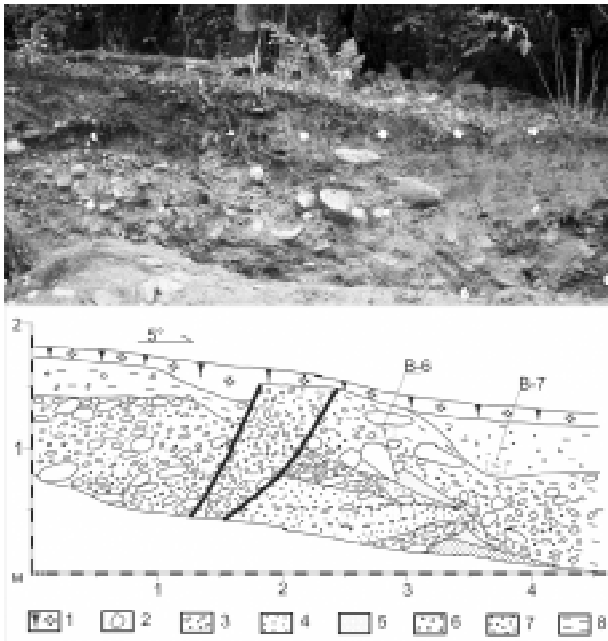


Рис. 13. Зарисовка и фото стенки расчистки пройденной вкрест простирания северной ветви Владикавказского разлома. Левый борт р. Фиэгдон. Т. 7 на рис. 2

1 – почвенно-растительный слой; 2 – валуны; 3 – гальки; 4 – гравий; 5 – песок; 6 – щебень; 7 – дресва; 8 – суглинки (при наличии условного обозначения «песок» – супеси). Жирные линии – сместители. В-6, В-7 – места отбора образцов на радиоуглеродное датирование

по разрезу наблюдается линза гравийно-песчаных отложений с галькой, также обрезанная разрывом, видимая мощность которой достигает 40 см. Завершается разрез суглинистой линзой с гальками и гравием, вскрытой только частично. По простиранию линза замещается гравийно-песчаными отложениями. Видимая мощность суглинистой линзы достигает 20 см.

Описанная структура позволяет констатировать, что северная ветвь Владикавказской разломной зоны является активной вплоть до настоящего времени, на что указывает резкое изменение мощности современной почвы над разрывом. Кроме того, наличие расколотых по сместителю валунов, колювиальных клиньев, деформированных и погребенных палеопочв позволяет говорить о сейсмотектоническом характере смещений по этому нарушению.

Таким образом, описанные деформации позволяют предполагать, что в прошлом все ветви Владикавказской разломной зоны испытывали импульсные обновления, причиной чего, видимо, являлись землетрясения. При этом, помимо сейсморазрывов, по всей видимости, происходило образование и крупных, блоковых оползней. Примером может служить оползень, развитый в пра-

вом борту р. Гизельдон, в оползневом теле которого разрабатывается вышеописанный карьер (рис. 14, 15). Оползень имеет сложное, чешуйчатое строение. Нижняя часть оползневого тела покрыта вторичными оползнями-сплывами. Длина оползневого тела достигает 1 км. Ширина – 600 м. Высота стенок отрыва блоковых оползней достигает 30 м.

Особый интерес представляет обнажение, обнаруженное и изученное на правом борту р. Ардон в районе села Бираганг. Здесь наблюдается интенсивная современная разрывно-складчатая деформация аллювиального комплекса четвертичных отложений в теле второй надпойменной террасы. Деформация соответствует южной ветви Владикавказского разлома. Террасовые отложения нарушены разрывом, полого (под углом 35–40°) погружающимся к северу и выраженным зоной ожелезнения и милонитизации вмещающего материала общей мощностью около 2 м. Осевую часть зоны разрыва занимает пласт черной или черно-бурой палеопочвы мощностью около 1 м, от которого в южном направлении ответвляются три близкосторонне залегающие линзы длиной 1–3 м и мощностью 30–40 см, также выполненные почвенным материалом (рис. 16). Материал палеопочвы очень твердый, ожелезненный, как бы спекшийся, так что трудно даже отломить руками фрагмент от этих тел.

Описанная зона милонитизации и ожелезнения, сопровождающаяся пластом погребенной палеопочвы, очевидно, представляет собой зону активного современного разрыва надвиго-сдвиговой кинематики. Наличие сдвиговой составляющей, по-видимому, определяет затягивание палеопочвы в зону разрыва, поскольку только в сдвиговой обстановке в случае сейсмогенной подвижки в основном надвигового типа могут наблюдаться открытые, зияющие трещины, в кото-



Рис. 14. Схема блок-оползня в правом борту р. Гизельдон. Т. 1 на рис. 2.

1 – стенки отрыва блок-оползней; 2 – стенки отрыва оползне-сплывов; 3 – оползневые тела; 4 – активные, крутые эрозионные врезы; 5 – карьер; 6 – линия взбросо-надвига, бергштрихи направлены в сторону поднятого крыла

рых накапливается почвенный материал. Линзообразное оперение основного пласта палеопочвы свидетельствует, по-видимому, о явной надвиговой составляющей. Кулисообразно подставляющие друг друга субгоризонтально залегающие линзы, заполненные почвенным материалом, можно рассматривать в качестве сколов Риделя в лежачем крыле надвига.

Разрыв разделяет несколько различающиеся между собой комплексы аллювиальных отложений, слагающих его крылья. Южное крыло образовано мощным слоем крупногалечникового аллювия светло-серого цвета, не сортированного, но с преобладающей ориентировкой галек и валунов в пределах некоторых горизонтов. В верхней части этого комплекса располагается более мелкообломочная толща аллювия. Гальки и валуны в основном представлены известняками и песчаниками. Северное крыло разрыва сложено также аллювиальным материалом с окатанными валунами и гальками. Цвет толщи желтовато-серый (рис. 17). Отмечается некоторая сортировка окатанных обломков и наличие прослоев и линз песчано-глинистого и песчано-гравийного (более мелкообломочного) материала.

Очевидно, два разных аллювиальных комплекса совмещены в одном разрезе в силу того, что в этом месте в Ардон впадает мелкий правый при-



Рис. 15. Фото блок-оползня в правом борту р. Гизельдон. Т. 1 на рис. 2

ток. Южное крыло разрывной зоны образовано аллювиальным материалом самого Ардона, а северное, вероятно, – конусом выноса притока. Отсюда различия в составе и характере слоистости аллювиального материала по обе стороны от разрыва. Описанный активный разрыв возник в зоне Владикавказского глубинного разлома, к которой, по-видимому, приурочена и долина правого притока Ардона. Палеопочва попала в зону разрыва в момент быстрой, сейсмической подвижки, когда образовались зияющие трещины, достигавшие поверхности.

О молодой активности разлома говорит также деформация поверхности надпойменной террасы. К югу от разлома поверхность террасы полого наклонена к северу, параллельно руслу Ардона, а к северу – также полого наклонена к югу (рис. 17). Эта деформация поверхности связана с выгибанием висячего крыла разлома вверх в силу медленных или быстрых смещений в зоне разлома.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Описанные деформации позволяют предполагать, что в недалеком геологическом прошлом все ветви Владикавказской разломной зоны испытывали импульсные обновления, причиной чего, видимо, являлись землетрясения. Особенностью строения зоны разлома является то, что на поверхности его ветви выступают часто в виде флексур или молодых асимметричных антиклинальных складок. Собственно разрывные смещения наблюдаются сравнительно редко в силу того, что по геофизическим данным зона глубинного разлома в значительной мере перекрыта

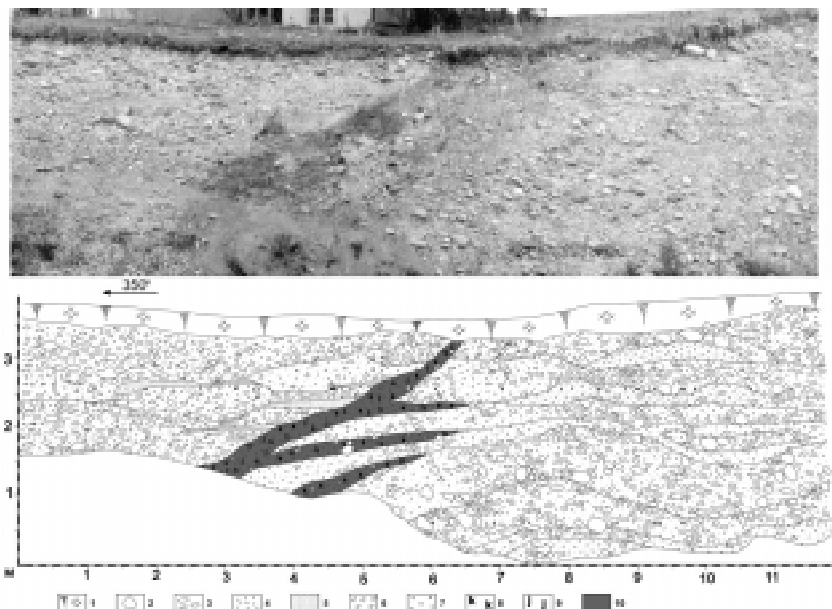


Рис. 16. Зарисовка и фото обнажения в правом борту р. Ардон

1 – почвенно-растительный слой; 2 – валуны; 3 – валуны; 4 – гальки; 5 – песок; 6 – щебень, дресва; 7 – гравий; 8 – ожелезнение; 9 – известкование; 10 – палеопочвы



Рис. 17. Фото обнажения в правом борту р. Ардон. Виден контакт двух по-разному окрашенных толщ аллювиальных отложений (показан стрелкой), а также деформация поверхности надпойменной террасы

комплексом отложений моноклинали Скалистого хребта [13]. Тем не менее в ходе сейсмоструктурных исследований все же удалось найти и задокументировать ряд активных разрывных смещений, нарушающих толщи четвертичных отложений разного генезиса. Примеры современных разрывных смещений обнаружены во всех трех ветвях зоны Владикавказского разлома. По своей морфо-кинематике активные разрывы представляют собой, по большей части, крутые взбросы, амплитуда смещений по которым обычно не превы-

шает 0,5 м. Как правило, взброшенным является северное крыло разрыва, хотя имеются примеры взбрасывания и южного крыла. При этом, помимо сейсморазрывов, по всей видимости, происходило также образование и крупных, блоковых оползней. Возраст породивших эти палеосейсмодислокации землетрясений определить пока не удалось, поскольку не получены результаты радиоуглеродного датирования отобранных образцов. Характерно формирование пологих антиклиналей и флексур в крыльях ветвей Владикавказского разлома, что свидетельствует в пользу направленных медленных смещений по разломам в течение голоцена.

Следует отметить, что вибрационные структуры (грифоны, нептунические дайки) в изученных разрезах молодых отложений предгорий отсутствуют. По-видимому, для их образования не было подходящих гидрогеологических условий.

В целом в результате проведенных исследований удалось показать, что высокий сейсмический потенциал зоны Владикавказского разлома действительно реален, и это надо учитывать при оценке сейсмической опасности крупных городов, сел и ответственных сооружений на территории Республики Северная Осетия-Алания.

Литература

- 1. Варданянц Л.А.** Сейсмоструктурная Кавказа. – М.: Изд-во АН СССР, 1935. 190 с.
- 2. Милановский Е.Е.** Новейшая тектоника Кавказа. – М.: Недра, 1968. 483 с.
- 3. Ольховский Г.П., Тибилев С.М., Трощак С.А. и др.** Составление специализированной геологической основы масштаба 1:50000 для прогнозно-металлогенической карты Горной Осетии. – Владикавказ: ГПП «Севосгеологоразведка», 1998.
- 4. Письменный А.Н., Горбачев С.А., Вертий С.Н. и др.** ГДП-200 в пределах восточного сегмента зоны Главного хребта Центрального Кавказа (листы К-38-IX, XV). – Ессентуки: ФГУПП «Кавказгеолсъёмка», 2006.
- 5. Растворова В.А.** Формирование рельефа гор (на примере горной Осетии). – М.: Наука, 1973. 142 с.
- 6. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И.** Комплексная типизация земной коры как основа для решения фундаментальных и прикладных задач // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1997, Т.72, вып.3. С. 5–13.
- 7. Рогожин Е.А., Гурбанов А.Г., Мараханов А.В., Овсяченко А.Н., Спиридонов А.В., Бурканов Е.Е.** О соотношении проявлений землетрясений, вулканизма и катастрофических пульсаций ледников Северной Осетии в голоцене // Вестник Владикавказского научного центра, 2004. Т. 4, № 3. С. 41–50.
- 8. Рогожин Е.А., Рейснер Г.И., Иогансон Л.И.** Оценка сейсмического потенциала Большого Кавказа и Апеннин независимыми методами // Современные математические и геологические модели в задачах прикладной геофизики: Избр. науч. тр. под ред. акад. В.Н. Страхова. – М.: ОИФЗ РАН, 2001. С. 279–300.
- 9. Рогожин Е.А., Собисевич Л.Е., Нечаев Ю.В. и др.** Геодинамика, сейсмоструктурная и вулканизм Северного Кавказа / Под ред. акад. Н.П. Лаверова. – М., 2001. 338 с.
- 10. Цогоев В.Б.** Гидроминеральные ресурсы Северной Осетии. – Орджоникидзе: Ир, 1969. 411 с.
- 11. Шевченко В.И.** Тектонические дислокации на территории Осетии и механизм их формирования // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм формирования. – М.: ИФЗ АН СССР, 1962. С. 42–77.
- 12. Шемпелев А.Г.** Разломно-блоковая тектоника Северного Кавказа по геофизическим данным // Геол. журн. 1982. Т. 42. № 4. С. 97–108. Глубинное строение Казбекского мегаблока Большого Кавказа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Мат-лы тект. совещания. – М.: ГЕОС, 2007. Т. II. С. 463–466.