

ISSN 2221-3198

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА ЮГА РОССИИ

№ 2 / 2017



НАШИ ГОСТИ

УДК 551.24

DOI: 10.23671/VNC.2017.2.9500

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ СТРОЕНИЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА ВДОЛЬ ВОЕННО-ГРУЗИНСКОЙ ДОРОГИ

© 2017 Т. В. Гиоргобиани^{1,2}, к.г.-м.н., Д. П. Закарая³, к.г.-м.н.

¹Тбилисский государственный университет им. И. Джавахишвили, Грузия, 0179, г. Тбилиси, пр. Чавчавадзе, 1;

²Геологический институт им. А. И. Джанелидзе, Грузия, 0186, г. Тбилиси, ул. Политковской, 31, e-mail: ciala_gugava@mail.ru;

³ООО «Кавказская Горная группа», Грузия, 0174, г. Тбилиси, ул. М. Алексидзе, 1/9, e-mail: d_zakara@yahoo.com

В статье приведено описание составленного авторами вдоль Военно-Грузинской дороги геолого-структурного разреза, протяженностью более 100 км, пересекающего складчатое сооружение Большого Кавказа. Даны характеристики сложных складчато-разломных структур тектонических зон Большого Кавказа по отдельным участкам Военно-Грузинской дороги, позволяющие получить представление о внутреннем строении этого региона. Приводится краткое описание, пересекающей складчатые структуры юрских и меловых толщ, кливажа осевой плоскости. Рассмотрены диабазовые дайки, секущие складчатость зоны Главного хребта Большого Кавказа. Высказано предположение об их образовании в позднемиоцен-раннеплиоценовое время. Выяснено, что Гвелетский и Дарьяльский гранитоидные массивы находятся во вторичном аллохтонном залегании. Они являются фрагментами пород, оторванных от древнего палеозойского крупного гранитоидного массива. Их современное расположение вызвано субвертикальным протрузивным перемещением и внедрением их в перекрывающие верхнепалеозойские и нижнеюрские толщи. Это происходило в обстановке интенсивного тангенциального сжатия Большого Кавказа в процессе проявления роданской и последующих фаз складчатости.

Ключевые слова: Большой Кавказ, Военно-Грузинская дорога, складчатая структура, разлом, ардонская свита, казбегская толща, кливаж, диабаз, дарьяльские гранитоиды, протрузия.

Введение

Военно-Грузинская дорога (ВГД) представляет собой наиболее доступное для изучения пересечение Большого Кавказа (БК), в пределах которого обнажены все слагающие его тектонические зоны. В результате проведенных детальных исследований вдоль ВГД авторами составлен геолого-структурный разрез, с юга на север пересекающий сложное складчатое сооружение БК. Ниже приводится его описание по отдельным отрезкам ВГД, позволяющее получить полное представление о структурном строении БК.

Интервал ВГД Ананури-Земо-Млети

Гагра-Джавская зона, сложенная юрскими и третичными сильно дислоцированными толщами, на расстоянии 5,3 км к северу от южной границы БК сменяется Местийско-Тианетской (МТ) флишевой зоной. Контакт между этими тектоническими

зонами Южного склона БК проходит на ВГД и в ущелье р. Аркала по крупному региональному Ананури-Ильдоканскому разлому.

От р. Аркала до с. Павлеури, на расстоянии 5,5 км, ВГД пересекает Жинвали-Гомборскую (ЖГ) подзону МТ зоны (рис. 1). Эта подзона сильно дислоцирована и состоит из двух крупных складок – Ананурской антиклинали и сопряженной с ней Цихисдзирской синклинали. Первая представляет собой асимметричную складку, в ядре которой обнажаются терригенные флишевые отложения апта. Южное крыло складки, сложенное флишевыми отложениями мела и палеогена, имеет крутое ($80-85^\circ$) падение и прослеживается на протяжении 1,3 км. Замок антиклинали по ВГД не обнажен, но он хорошо выражен вдоль газотрассы, проходящей над сел. Ананури. Он состоит из нескольких опрокинутых к югу мелких асимметричных складок шириной 30-100 м. Северное крыло структуры вдоль ВГД характеризуется сложным внутренним строением. На фоне его общего пологого ($30-40^\circ$) падения на север, здесь наблюдаются участки крутых ($80-85^\circ$) опрокинутых на юг флексурных перегибов. В целом вдоль ВГД Ананурская антиклиналь прослеживается на расстоянии 4,5 км.

Цихисдзирская синклиналь, в ядре которой залегают флишевые отложения палеогена, по ВГД не обнажена. Ее можно наблюдать лишь только над одноименным селом вдоль газотрассы. Складка представляет собой узкую, опрокинутую на юг структуру, со сравнительно крутым ($50-75^\circ$) северным и более пологим ($30-40^\circ$) и осложненным мелкими (0,5-5 м) складками южным крылом. В целом вдоль ВГД Цихисдзирская синклиналь прослеживается до Павлеурского разлома на протяжении около 1,0 км. Павлеурский разлом представляет собой падающий на север взброс (65°), по которому Шови-Пасанаурская (ШП) подзона МТ зоны контактирует с ЖГ подзоной.

На протяжении 5,0 км от Павлеурского разлома вдоль ВГД обнажены терригенные флишевые отложения аптского возраста. В пределах первых 2,2 км эта толща залегает в целом моноклиально и полого ($35-45^\circ$) падает на север. Моноклиальное падение осложнено многочисленными опрокинутыми на юг асимметричными складками, имеющими острые замки и крутые ($55-80^\circ$) крылья. Мощность зоны их меняется в пределах 1-5 и 10-100 м. В конце этого интервала проходит тектоническая зона, которая имеет крутое (более 80°) северное падение. Ширина ее составляет 110 м, представлена мелкими складками шириной 5-10 м. За разломом на протяжении 2,8 км наблюдаются наклонные на юг синклиальная и антиклиальная складки. Эти структуры осложнены дополнительными субвертикальными складками. Они имеют пологие ($30-45^\circ$) южные и крутые ($80-85^\circ$) северные крылья, которые затем срезаются разломом, падающим на север под углом 75° .

Далее к северу по ВГД на протяжении 750 м обнажаются сеноман-кампанские карбонатные отложения, которые образуют наклоненную узкую синклиналь с углами падения крыльев: пологого $50-60^\circ$ северного, крутого – $80-85^\circ$ южного. В конце этого интервала наблюдается тектоническая зона, мощностью 50 м, представленная мелкими сжатыми складками, размером до 10 м. Зона с севера ограничена падающим под углами $50-55^\circ$ на север крутым надвигом, сопровождаемого зоной смятия и глинизации мощностью порядка 0,2 м.

Далее по ВГД, на протяжении 2,2 км, обнажаются терригенные флишевые породы апта. За отмеченным выше надвигом наблюдается узкая, наклоненная на юг антиклиналь с замком, осложненными мелкими (0,4-10 м) дополнительными складками. Крутое крыло структуры падает на юг под углами $75-80^\circ$. Пологое крыло наклонено на север под углами $40-60^\circ$. На некоторых участках замок осложнен более мелкими опрокинутыми на юг складками, размером 10-70 м. В 100 м севернее от притока Чартали аптские породы постепенно переходят в альбские отложения, на которых залегают карбонатные флишевые толщи сеноман-кампанского возраста,

слагающие ядро узкой опрокинутой на юг синклинали. Пологое крыло структуры осложнено дополнительными мелкими складками, с острыми узкими замками и крутыми крыльями размером 20-40 м. Крутое крыло синклинали падает на север и прослеживается до притока Мугуда, а в конце срезается падающим на север разломом ($70-85^\circ$), ориентированным согласно простиранию пластов.

Далее на север от притока Мугуда на протяжении 750 м, вновь обнажены отложения апта и альба, которые слагают синклиналь и сопряженную с ней антиклиналь. После альбских аргиллитов и песчаников, на протяжении 800 м, следует карбонатная толща, состоящая из верхнемеловых пород залегающих моноκлиально и под углами $55-65^\circ$. Далее у сел. Хамуша, на протяжении 370 м, обнажается песчаниковая толща апта, образующая тесно сжатую антиклиналь с узким замком и падающими на север с узким замком и крутым ($70-80^\circ$) крылом. Антиклиналь с юга и с севера ограничена крутопадающими (75 и 80°) на север разломами. За северным разломом на протяжении 2,4 км выходят интенсивно дислоцированные верхнемеловые карбонатные отложения. Они смяты в складки разного порядка шириной от 30 до 300 м. Складки характеризуются субвертикальными осевыми поверхностями и с острыми замками и крутыми ($60-85^\circ$) крыльями. Мелкая складчатая структура этого участка осложняет более крупную синклиналь и сопряженную с ней антиклиналь, с севера срезанную крутым (85°) разломом. Далее, до р. Хандос-цкали, в узком тектоническом клине, вновь выходят карбонатные породы верхнего мела.

Далее на север на протяжении 1,4 км развиты нижнемеловые отложения, слагающие асимметричную, наклоненную на юг, крупную антиклиналь. Ядро складки сложено песчаниками и аргиллитами верхнеготерив-барремского возраста, а крылья – аптской терригенной толщей. Крутое крыло структуры падает под углами $80-85^\circ$ на север, пологое – $50-60^\circ$ в ту же сторону и срезано северным крутым (80°) взбросом. За разломом на протяжении 1,5 км вновь обнажается верхнеготерив-барремская толща, которая образует асимметричную, наклоненную на юг, синклиналь, пологое крыло которой падает на север под углами $35-45^\circ$, а крутое – тоже на север под углами $75-85^\circ$. Последнее нарушено крутым (70°) разломом северного падения.

Далее на север, на протяжении 2,1 км по ВГД, расположена Пасанаурская сложно-построенная антиклиналь, сложенная верхнеготерив-барремскими и аптскими терригенными толщами. Южное крутое опрокинутое крыло структуры сильно завалено на юг и под углами $35-60^\circ$ падает на север. Замок антиклинали состоит из нескольких сжатых мелких шириной до 30 м складок, опрокинутых на юг. Севернее до р. Чабарухи обнажено пологое крыло Пасанаурской антиклинали, которое также осложнено мелкой, шириной 60 м, синклиналью и сопряженной с ней антиклиналью и срезанной с севера крутым взбросом (65°).

За разломом на протяжении 1,5 км обнажены верхнеготерив-барремские отложения, которые слагают крупную Чабарухскую широкую синклиналь и сопряженную с ней узкую антиклиналь. Синклиналь представляет собой сравнительно открытую наклонную складку с разными углами падения крыльев – пологого $40-50^\circ$ северного, крутого – $70-80^\circ$ южного. Антиклиналь прослеживается на расстоянии 0,8 км и переходит в смежную мелкую (до 250 м) синклиналь, которая срезана крутым (70°) разломом северного падения.

Далее на север, на протяжении 2,5 км прослеживаются отложения валанжина и ниже-среднего готерива образуют асимметричную широкую синклиналь и связанную с ней узкую антиклиналь. Пологое крыло синклинали падает на север под углами от 45 до 65° , что определяет ее волнистость, а крутое – 70° на юг. Далее синклиналь переходит в почти симметричную узкую (до 350 м) антиклиналь, с углами наклона крыльев $45-50^\circ$, которая затем срезается крутым (75°), падающим на север разломом.

Далее на север через 750 м по ВГД обнажен замок синклинали, южное крыло которой падает под углом 55° на север, а северное под углом 65° на юг. Затем к северу, в русле р. Чирики выходит замок антиклинали, северное крыло которого под углом 65° наклонено на север.

От р. Чирики до сел. Земо-Млети, на протяжении 12 км проходит по простиранию структур, которые здесь в основном перекрыты аллювиальными отложениями долины р. Белая Арагви и ее притоков. На левом борту ущелья на четвертичных породах местами горизонтально залегают плейстоцен-голоценовые лавы андезито-базальтового состава.

Таким образом, мел-палеогеновый флишевый комплекс МТ зоны данного отрезка ВГД характеризуется развитием многопорядковой, наклоненной на юг складчатых структуры различной морфологии и размеров. Они осложнены разноамплитудными разломами с крутыми ($60-85^\circ$), в основном северными и редко южными, падениями поверхностей. Кинематически, главным образом, они представляют собой взбросы и крутые надвиги, часто сопровождающиеся зонами смятия и дробления пород. Эти нарушения разбивают складчатую структуру на множество наклоненных на юг тектонические блоки или чешуи шириной 1-3 км, которые по поверхностям разломов надвинуты друг на друга, образуя зоны крутых чешуйчатых надвигов. Несмотря на крутопадающий характер структур на поверхности, эти нарушения могут выполаживаться на глубине и принимать изогнутую морфологию листрических разломов [Гиоргобиани, 2000].

Интервал ВГД Земо-Млети-Коби

В сел. Земо-Млети ВГД переходит на левый склон ущелья р. Белая Арагви и до конца сел. Гудаури пересекает верхнеплейстоцен-голоценовый лавовый поток андезит-дацитового состава, который на этом участке почти полностью перекрывает верхнеюрско-нижнемеловые флишевые породы. Фрагменты других аналогичных лавовых потоков сохранились по ущелью р. Белая Арагви, а также в русле р. Бидара и в других местах. Кроме того, здесь развиты флювиоглациальные, аллювиальные и коллювиальные образования, которые также перекрывают коренные породы. В связи с этим был изменен профиль геолого-структурного разреза. От сел. Земо-Млети до развалин Палакау профиль разреза выбран вдоль ущелья р. Белая Арагви, затем пересекает ВГД и продолжается по линии газотрассы, проложенной в направлении Крестового перевала и далее следует по ВГД вдоль ущелья р. Бидара до сел. Коби.

Рассматриваемый отрезок расположен в пределах складчатой системы Южного склона БК и занимает северную краевую часть ШП подзоны МТ тектонической зоны. Этот участок ВГД, который с юга на север протягивается на 16,5 км, сложен верхнеюрско-нижнемеловыми флишевыми толщами (рис. 2). В южной половине данного отрезка развиты преимущественно нижнемеловые отложения, а верхнеюрские толщи выходят лишь в антиклиналях. В северной части участка распространены в основном верхнеюрские отложения, а нижнемеловые толщи залегают только в синклиналях. Рассматриваемый отрезок ВГД имеет сложное складчатое строение. Мощная (более 2 км) известняковая флишевая толща смята в систему линейных сильно сжатых, близких к изоклинальным, складок с острыми замками и крутыми крыльями.

Складчатая структура данного отрезка ВГД характеризуется неравномерной дислоцированностью, обусловленной распространением вдоль участка складок различного размера и морфологии. Ширина складок колеблется в очень широких пределах от первых сотен метров до нескольких километров. При этом ширина складок к югу от Крестового перевала составляет 0,2-1,2 км, а к северу они имеют сравнительно большие размеры – 0,5-3,0 км. Все складки асимметричны и опроки-

толща, падающая под углами $75-80^\circ$ на север, структурно согласно, но стратиграфически несогласно, переходит в среднебатские породы, и слагает единые складчатые структуры. Их деформация, очевидно, произошла одновременно во время пиринейской и более молодых фаз складчатости [Гиоргобиани, Закарая, 2004а].

Расположенные в начале данного отрезка ВГД оксфордские карбонатные отложения севернее сменяются средне-нижнебатскими и байосскими терригенными толщами бурсачирской свиты (рис. 3). На протяжении 3,3 км до сел. Каноби среднеюрские отложения сложены переслаиванием глинистых сланцев и мелко-, средне- и тонкослоистых песчаников. Они смяты в систему сильно сжатых асимметричных, наклоненных на юг, складок шириной 0,5-0,9 км. Замок первой южной антиклинали осложнен дополнительными мелкими складками аналогичной морфологии размером 50-100 м. Осевые плоскости структур крутые ($60-75^\circ$) и наклонены на север. Крутые крылья складок падают на юг и на север под углами $80-85^\circ$, а пологие только на север под углами $40-60^\circ$.

Далее на север, на протяжении более 1 км, обнажены, в основном, темно-серые глинистые сланцы гудушаурской свиты ааленского возраста. Эта толща выведена на поверхность ограничивающими ее крутыми ($75-80^\circ$) разломами, амплитуда перемещения по краям этого блока, вероятно, достигает 1,5 км. В глинистых сланцах слоистость наблюдается крайне редко, что делает трудным установление здесь складчатости. Зато часто развиты крутые ($75-80^\circ$) падающие на север кливажные плоскости, которые иногда расположены параллельно слоистости. Учитывая развитие фрагментов складок можно предполагать, что сланцевые толщи значительно дислоцированы. Свита смята в тесносжатые складки с крутыми крыльями и острыми замками, ширина которых составляет 150-200 м. Осевые плоскости структур слегка наклонены на север.

Далее на север, на протяжении 4,3 км, вновь развита среднеюрская бурсачирская свита. Терригенная толща дислоцирована неравномерно, поскольку обнаженные здесь складки имеют различную ширину и степень сжатости. Наряду с наклоненными к югу сжатыми складками здесь развиты тесно сжатые, близкие к изоклинальным, опрокинутые структуры. Ширина складок составляет 0,3-1,3 км. Крутые крылья падают под углами $75-85^\circ$ на север и на юг, пологие – $45-55^\circ$ на север. Замки и крылья некоторых структур осложнены более мелкими складками размером до 100 м. Осевые плоскости структур наклонены на север под углами $65-70^\circ$. В середине выхода проходит крутой (75°) разлом, падающий на север.

Далее на север, на протяжении 3,5 км, опять обнажена ааленская глинисто-сланцевая толща гудушаурской свиты. Установить характер складчатости в ней на протяжении ее выхода не представляется возможным. Лучше видна складчатая структура этих обнажений на правом склоне ущелья р. Терек, напротив сел. Арша. Здесь в гудушаурской свите наблюдается наклоненная на юг интенсивно сжатая складчатость с острыми замками и крутыми крыльями. Осевые плоскости структур падают на север под углами $80-85^\circ$. Крутые крылья складок наклонены под углами $70-80^\circ$, пологие – $50-55^\circ$ на север и на юг. Ширина структур составляет 150-300 м. Крылья их осложнены дополнительными складками аналогичной морфологии размером 10-30 м. Гудушаурская свита с севера ограничена крутым (80°), падающим на юг разломом.

Следующий изученный участок находится между левыми притоками р. Терек Паншетис-хеви и Баши, который расположен напротив пос. Степанцминда (бывший Казбег). Здесь, на протяжении 3,4 км, обнажаются тоарские отложения казбегской свиты, которые сложены переслаиванием глинистых сланцев и разнотернистых песчаников. Нижнеюрская терригенная флишевая толща дислоцирована неравномерно с развитием складок различной величины и степени сжатости, которые меняются от характера переслаивания слагающих ее отложений. Поэтому в этой

свите наблюдается многопорядковая складчатость. Самые большие складки фиксируются в толщах, представленных переслаиванием пород, где ширина складок составляет 0,7-0,8 км. В мелко- и среднеслоистых пачках пород величина структур меньше – 0,3-0,5 км. Еще мелкие складки развиты в толщах тонкого переслаивания отложений, где их размеры не превышают 100 м. Морфологически и по степени сжатости структуры всех порядков аналогичны, они представляют собой тесносжатые складки, иногда с очень острыми и крутыми крыльями. Структуры в большинстве полого падают на юг, реже отмечается почти вертикальное падение. Осевые плоскости имеют северное падение под углами 80-85°. Пологие крылья складок падают под углами 60-70° в основном на север, а крутые – 70-85° на юг и на север.

От р. Баши на север по ВГД, которая уже проходит по Дарьяльскому ущелью, на протяжении 2,8 км, развиты верхи циклаурской свиты плинсбах-нижнетоарского возраста. Горизонт представлен, в основном, глинистыми сланцами с редкими прослоями алевролитов и тонких песчаников. В контакте с казбегской свитой эта толща наклонена на юг под углом 80° на протяжении 200 м. Далее до левого притока р. Терек Сакецети циклаурская свита интенсивно дислоцирована в многопорядковые сильно сжатые складки с узкими и острыми замками и крутыми крыльями. Несмотря на слабую обнаженность участка, общий характер складчатости восстанавливается по фрагментам структур. Вдоль ВГД местами наблюдаются мелкие (1,5-3 и 5-15 м) складки, которые, вероятно, осложняют более крупные, до первых сотен метров, структуры. Осевые плоскости складок наклонены в основном на север, редко на юг, под углами 65-75°. Пологие крылья структур падают под углами 50-70°, а крутые – 75-80°. Поверхность зеркала складчатости мелких структур в этой толще полого (15°) наклонена на юг.

Таким образом, КЛ зона БК является наиболее интенсивно мелкодислоцированной толщей на данном интервале пересечения БК.

Вдоль р. Сакецети проходит крупный региональный разлом полого (35–45°) падающий на север. По этому нарушению более метаморфизованная нижняя часть циклаурской свиты с севера на юг надвинута на менее измененные глинистые сланцы верхней толщи той же свиты. По своему расположению Сакецетский разлом представляет собой восточное продолжение Главного надвига Центрального Кавказа, по которому проходит граница между КЛ зоной Южного склона БК и зоной Главного хребта (ГХ) БК. Видимая амплитуда перемещений по линии Сакецетского надвига достигает около 1 км [Гиоргобиани, Закарая, 2002].

К северу от р. Сакецети до притока Хретис-хеви на протяжении 2,3 км в зоне ГХ обнажается нижняя часть циклаурской свиты плинсбахского возраста. Она в основном состоит литологически сходными, но более метаморфизованными аспидными сланцами. Здесь, циклаурская свита слагает крутую моноклинал, в которой падение слоев преимущественно северное под углами 70-85°, но отмечаются также южные падения. Это вызывает слабую извилистость отдельных вертикальных пластов и юрской толщи в целом. В некоторых местах крутые слои осложнены дополнительными сильно сжатыми складками, осевые плоскости которых круто (65–75°), в основном, наклонены на север и редко на юг под аналогичными углами.

Далее на север, в нисходящем разрезе циклаурская свита постепенно переходит в кистинскую свиту синемюрского возраста. Последняя обнажена на протяжении 0,5 км и продолжается до южного контакта Гвелетского гранитоидного массива. Кистинская свита представлена в основном аспидными сланцами. Кроме того, в ней редко отмечаются тонкие (0,1-1,0 м) прослойки алевролитов и песчаников. Эта толща продолжает на север моноклинал циклаурской свиты и слагает крутую (80–85°) наклоненную в основном на север, а иногда на юг, субвертикальную структуру. Иногда, в связи с изменением направлений падения слоев на противоположные южные, их поверхности принимают слабые извилистые очертания.

Южный контакт Гвелетского массива с кистинской свитой имеет падение $80-85^\circ$ на север и характеризуется слабо искривленной поверхностью. Здесь отмечается нетектонический контакт гранитоидов и уплотненных глинистых сланцев, которые затем южнее сменяются аспидными сланцами. Граница между ними структурно согласная и гранитоиды без разлома контактируют с породами кистинской свиты. Аспидные сланцы вдоль контакта припаяны к массиву гранитоидов. На контактной поверхности гранитоидов и на плоскостях сланцев отмечается ярко выраженная субвертикальная штриховка. В вертикальном разрезе кистинской свиты, прилегающей к контакту южной зоны шириной 20 м наблюдаются линзообразные тела более древних пород, в основном, песчаников и реже кварцитов, шириной 0,6-1,2 м и высотой 2-8 м. За ней, на расстоянии 50 м, в кистинской свите выделяется полоса, где в аспидных сланцах развиты включения более крупных глыб гравелитов, грубо- и крупнозернистых песчаников и кварцитов, шириной 7-8 м и видимой высотой 9-20 м.

Далее на север, на протяжении 850 м, обнажен Гвелетский гранитоидный массив, на северной границе которого развиты глинистые сланцы кистинской свиты. Падение контакта южное под углами $75-85^\circ$. На поверхностях сланцев наблюдается четко выраженная вертикальная штриховка.

На северном контакте Гвелетского массива на правом борту ущелья р. Терек развиты более измененные породы другого литологического состава, которые, по видимому, не являются частью кистинской свиты. Это зеленоватая полосчатая метаморфическая толща, которая под углами $70-80^\circ$ наклонена на юг. Полосчатость пород обусловлено чередованием зеленых и серых узких (0,1-2 см) полос, состоящих из роговой обманки, эпидота и хлорита, а также кварц-полевой шпат-серицитового агрегата. Метаморфическая толща постепенно без видимого тектонического воздействия сменяется гранитоидами. Поверхность контакта имеет крутое ($80-85^\circ$) падение на юг.

От северной границы массива зеленосланцевая толща прослеживается далее на север более 170 м, где согласно сменяется аспидными сланцами кистинской свиты. Учитывая сильный метаморфизм и характер контакта с Гвелетским массивом можно считать, что эта толща представляет собой фрагмент тех древних палеозойских образований, в которую внедрились гранитоиды Дарьяльского ущелья. Проведенные изотопно-геохронологические исследования показали среднекарбонный (321-296 млн. лет) возраст пород этих массивов [Дудаури и др., 2000].

Далее на север, до гранитоидов Дарьяльского массива в межгранитной полосе расположена кистинская свита. Она представлена в основном аспидными сланцами, в которых отмечаются прослой алевролитов и песчаников мощностью 0,2-1,2 м. Здесь свита образует круто ($75-80^\circ$) наклоненную на юг моноклираль, которая в центральной части, на расстоянии 0,4 км, осложнена флексурным изгибом. Последний осложнен сильно сжатыми мелкими (до 100 м) складками, которые имеют узкие замки и крутые крылья. Осевые плоскости их под углами $80-85^\circ$ падают на север. Южный контакт Дарьяльского массива под углом 80° наклонен на юг. Здесь гранитоиды согласно контактируют с пачкой аспидных сланцев кистинской свиты, которая сильно припаяна к поверхности массива.

Далее на север, на протяжении 4 км, обнажены Дарьяльские гранитоиды. В средней части массива проходит государственная граница между Грузией и РФ.

Северный контакт Дарьяльского массива падает на север под углами $80-85^\circ$. Гранитоиды согласно контактируют с метаморфизованными глинистыми сланцами мощностью 1,0 м, в которых наблюдаются многочисленные субвертикальные зеркала скольжения.

От контакта к северу развита пачка средне- и крупнозернистых кварцевых песчаников, кварцевых гравелитов и кварцитов, мощностью более 20 м, залегающая по поверхности массива. По своему литологическому составу и структурному положе-

нию, она не принадлежит к синемюрской кистинской свите, и вероятно, относится к более древним верхнекарбонным отложениям. Эти кварцевые породы затем сменяются аспидными сланцами кистинской свиты.

Далее на север до р. Белая, на протяжении 1,1 км, развита однообразная толща аспидных сланцев с редкими прослоями алевролитов и тонких песчаников. Она образует крутую ($75-85^\circ$) моноклираль в основном падающую на север и реже на юг, придающее ей слабо извилистую морфологию. Нижнюю часть данной толщи, мощностью 500 м, представляет синемюрская кистинская свита. Затем она вверх по разрезу согласно переходит в циклаурскую свиту плинсбахского возраста. Толща прослеживается на 600 м до Бурон-Ларского разлома, который круто (80°) падает на север.

Интервал Верхний Ларс – Редант 2

Далее за Бурон-Ларским разломом расположено северное крыло мегантиклинория БК. Здесь ВГД выходит из Дарьяльского ущелья и на протяжении 9,3 км пересекает тоар-ааленские отложения ардонской свиты (джераская свита верхнего лейаса по [Ренгартен, 1937]). Свита состоит из трех подсвит, которые неоднократно повторяются в разрезе. В начале этого интервала развита средняя подсвита ардонской свиты, сложенная глинистыми сланцами и алевролитами с прослоями песчаников, которая прослеживается более 1,2 км. Породы подсвиты залегают моноклиально с углами падения слоев $75-85^\circ$ на север, обуславливая ее слабую извилистость. В конце интервала толща срезается крутым (80°) наклоненным на юг разломом (рис. 4) южного падения.

Далее на север, на протяжении 1,6 км, распространена нижняя подсвита ардонской свиты, представленная в основном глинистыми сланцами с прослоями алевролитов и песчаников. Крутое моноклиальное слегка изгнутое падение слоев на север продолжается и в этой толще до разлома, который имеет северное падение под углом 85° . За разломом, в тектоническом клине, образованном еще одним крутопадающим (80°) на юг разломом, на протяжении 0,4 км, вновь прослеживается нижняя толща ардонской свиты. Она под углом 75° падает на север и осложнена флексурным перегибом.

Еще севернее, на протяжении 2,3 км, обнажены нижняя, а затем средняя подсвита ардонской свиты. Толщи в целом имеют наклон на юг под углами $75-80^\circ$. Крутая моноклираль осложнена дополнительными изгибами, пологими ($30-50^\circ$) наклоненными на север, образующими в ней соответствующие им флексурные перегибы небольшой величины. В конце интервала отмечается крутопадающий (80°) на север разлом.

Севернее разлома, на протяжении 1,1 км, распространена нижняя подсвита ардонской свиты, слагающие породы которой уже слабо метаморфизованы. Они на севере согласно сменяются средней подсвитой, которая продолжается на протяжении 2,0 км. В пределах этого комплекса моноклиальные круто ($75-80^\circ$) наклоненные на юг поверхности, очевидно, на глубине изгибаются и приобретают более пологие (55°) северные падения. Эта изогнутая толща в средней части осложнена падающим на юг крутым (75°) разломом, за которым на протяжении 0,8 км, развита незначительно метаморфизованная верхняя подсвита ардонской свиты. Она сложена глинистыми сланцами и пакетами (до 3 м) переслаивающихся глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Структурно эта толща согласно повторяет искривленную морфологию пород средней подсвиты. В конце этого отрезка ВГД проходит крупный разлом, который круто (85°) падает на север.

Севернее этого разлома ВГД пересекает Скалистый хребет БК, в пределах которого видны слабо дислоцированные толщи, слагающие широкие и пологие струк-

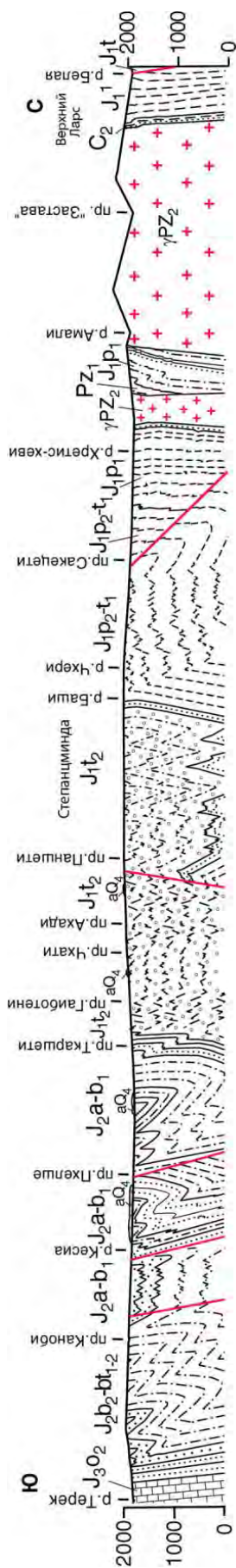


Рис. 3. Геолого-структурный разрез Коби-Верхнеларского отрезка ВГД

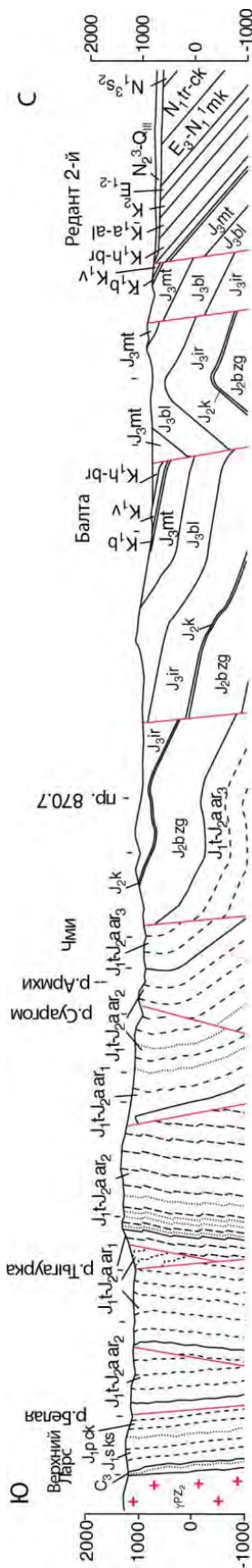


Рис. 4. Геолого-структурный разрез Верхний Ларс-Редант 2-ского отрезка ВГД

туры [Путеводитель экскурсий, 1966]. Здесь на протяжении 4,0 км обнажаются породы згидской свиты байосского возраста, представленные аргиллитами, алевролитами и песчаниками. На них структурно согласно залегает армхинская свита келловея, сложенная аргиллитами, алевролитами и песчаниками, с прослоями известняков и гравелитов, которые сменяются иронской свитой оксфордского возраста, образующую куэсту, состоящую из толстослоистых известняков и массивных доломитов. Эта терригенно-известняковая толща в общем полого ($10\text{--}20^\circ$) наклонена на север, в середине изогнута и образует открытые широкие (до 2 км) синклинальную и антиклинальную структуры. В конце интервала прослеживается крутой (85°), падающий на север, сброс с амплитудой 200 м.

Далее на север, на протяжении более 5 км развита балтинская свита киммериджа-нижнего титона, представленная известняками, песчаниками и доломитами. На них согласно залегает матламская свита верхнего титона, состоящая из известняков и доломитов, которая, в свою очередь, согласно перекрывается нижнемеловой берриас-барремской толщей, сложенной в основном известняками, а также аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Этот комплекс в основном карбонатных пород слагает пологую (10°), слегка прогнувшую в средней части, моноклинал, которая в конце срезана крутым (80°) падающим на север Балтинским взбросом с амплитудой перемещения до 100 м.

Севернее Балтинского взброса, на расстоянии 3,8 км, породы балтинской и матламской свит слагают слабо асимметричную антиклиналь. Южное крыло структуры падает под углом 50° , а северное – более полого (30°) наклонено на север. Более длинное пологое крыло структуры осложнено крутым (80°) сбросом с амплитудой перемещения до 200 м.

Далее на север ВГД, на протяжении 3,5 км, пересекает Осетинскую впадину Терского передового прогиба. Ее от БК отделяет крутой (80°) наклоненный на север Владикавказский краевой разлом. Впадина сложена падающими на север под углом 40° мел-палеоген-нижнеогеновыми толщами, терригенно-карбонатного состава, которые несогласно перекрыты верхнеплиоцен-четвертичными отложениями.

Заканчивая описание геолого-складчатой структуры БК, следует отметить, что ее характеристика в пересечении ВГД будет неполной, если вкратце не рассмотреть особенности развитых в ее пределах кливажа и диабазовых даек.

Кливаж представляет наиболее распространенный структурный элемент складчатости и занимает крупный отрезок ВГД. Его проявление начинается от сел. Павлеури и кончается в 1,5 км севернее сел. Нижний Ларс. На протяжении 75 км кливаж различной степени интенсивности развит в юрских и меловых дислоцированных толщах. Здесь хорошо выражены многочисленные частые поверхности кливажа пересекающие складчатые структуры параллельно их осевым плоскостям. Такая тесная связь кливажа со складками обусловлено тем, что его возникновение и развитие в основном происходило в процессе формирования складчатой структуры БК.

Характерной особенностью секущего кливажа осевой плоскости складок являются крутые ($60\text{--}85^\circ$) падения их поверхностей в основном на север, а иногда на юг. В развитых вдоль ВГД переслаивающихся толщах различного состава секущий кливаж носит селективный характер. Наиболее четко кливаж, в виде прямолинейных параллельных друг другу пластин шириной 1-5 мм, выражен в терригенных глинистых и мелко-среднезернистых, а также мергелистых породах, где его развитие обусловлено их сланцеватой текстурой. В крупно-грубозернистых песчаниках, а также в известняках кливаж вообще не проявлен.

Особенно интенсивно секущий кливаж развит в песчано-глинистых нижнеюрских толщах зоны Главного хребта БК, где слагающие ее породы превращены в аспидные сланцы. К югу от осевой зоны в ниже-среднеюрских отложениях ин-

тенсивность проявления кливажа ослабевает, что обусловлено сменой аспидных сланцев в терригенных толщах глинистыми сланцами. Далее к югу, в терригенно-карбонатных сланцевых толщах верхней юры и мела ШП подзоны МТ зоны, отмечается только кливажированные мергели и аргиллиты, за которыми секущий кливаж полностью исчезает. На севере, за Бурон-Ларским разломом, аспидные сланцы нижнеюрских свит также сменяются глинистыми сланцами, которые развиты в ардонской свите тоар-ааленского возраста. Смена рассланцованных толщ породами, не затронутыми кливажом происходит за сел. Нижний Ларс. Следовательно, интенсивность проявления кливажа в складчатой структуре БК в пересечении ВГД ослабевает от его осевой субвертикальной части в сторону складчатых крыльев мегантиклинория.

В кистинской и циклаурской свитах, а также в гранитоидах Дарьяльского ущелья, в зоне Главного хребта БК, на протяжении 9,5 км вдоль ВГД развиты многочисленные однотипные дайки диабазов. Они пересекают складчатые структуры и вмещающиеся в них массивы, имеют в основном субширотные ($270\text{--}285^\circ$) простирания. Редко встречаются диабазы северо-западной ($300\text{--}310^\circ$), юго-восточной ($240\text{--}260^\circ$) и субмеридиональной ($335\text{--}345^\circ$) ориентировки.

Мощности диабазовых тел составляют 0,3-10 м, редко 20-25 м, которые имеют массивную текстуру и интрузивные контакты с вмещающими породами. Они, в основном, круто наклонены на север или на юг под углами $70\text{--}85^\circ$. Об интрузивном характере диабазов предкеловейского возраста Дарьяльского ущелья было указано и ранее [Андреев, 1945]. Контактное воздействие диабазов на вмещающие породы выражено неширокой (от нескольких сантиметров до первых метров) зоной роговикования, развитой с обеих сторон диабазовых тел.

Диабазовые дайки, по мнению авторов, представляет собой единый, самостоятельный, гипабисальный, интрузивный комплекс основного состава, который образовался на коллизионном этапе развития БК в позднемиоцен-раннеплиоценовое время [Гиоргобиани, Закарая, 2002, 2003].

Заключение

Таким образом, большой геолого-структурный материал, полученный в пересечении БК ВГД и его детальный анализ, дали возможность авторам высказать свои представления по некоторым важным вопросам строения региона. К ним относятся новые данные о возрасте и составе кистинской свиты Дарьяльского ущелья, а также условия происхождения Гвелетского и Дарьяльского гранитоидных массивов.

Проведенными авторами исследованиями было установлено, что в контакте с Дарьяльскими гранитоидами непосредственно залегают грубозернистые песчаниково-кварцитовые отложения, не сопоставимые с песчаниково-сланцевыми толщами кистинской свиты. Такие же кварцевые породы, как отмечалось выше, развиты в южной приконтактной полосе Гвелетского массива, которые в виде больших линзовидных тел, будин и крупных блоков заключены в аспидных сланцах в нижней части кистинской свиты. Кроме того, на юго-восточном склоне г. Гургала в ущелье р. Хде обнажена толща кварцевых песчаников и кварцевых гравелитов, мощностью более 20 м. На восточном контакте Дарьяльского массива она залегает под сланцами кистинской свиты и поэтому считается фрагментами доюрских образований [Чихрадзе, 1975]. В восточной краевой части Дарьяльского массива сохранились участки кровли, которые расположены на коре выветривания этой интрузии. Здесь на гранитоидах полого ($10\text{--}15^\circ$) залегает 30 м толща грубозернистых и мелкозернистых кварцитов с конгломератами в основании [Андреев, 1945].

Следовательно, эта грубозернистая кварцито-песчаниковая толща по составу слагающих ее пород является чужеродной и не может быть отнесена к синемюр-

ской кистинской свите. Аналогичные по своему строению и стратиграфическому положению кварцитоподобные породы развиты в зоне Главного хребта в Северной Осетии, несогласно перекрывающие ранний палеозой и слагающие нижнюю часть баддонской свиты образования верхнего карбона [Моргунов, 1965]. Это дает основание предполагать, что вмещающими породами Дарьяльских гранитоидов кроме нижнеюрских пород, являются также верхнекарбоновые и более древние палеозойские толщи. Таким образом, отложения синемюрской кистинской свиты в действительности состоит из трех самостоятельных разновозрастных толщ. Первая – зеленосланцевая, представляет собой фрагмент той самой древней палеозойской толщи, в которую внедрились среднекарбоновые гранитоиды. Вторая – кварцево-гравелитовая верхнекарбоновая толща баддонской свиты, которая трансгрессивно перекрывает гранитоиды и позже была протрузивно интродуцирована ими. Третья, сама кистинская – глинисто-сланцевая свита, несогласно перекрывающая верхнекарбоновую баддонскую свиту, тоже протрузивно совместно с последней была прорвана Дарьяльскими гранитоидами [Гиоргобиани, 2000]. Т.е. Дарьяльский среднекарбоновый массив перекрывает не сланцевая синемюрская кистинская свита, а на нем трансгрессивно залегает кварцитовая толща верхнекарбонового возраста. Это может быть связано с проявлением на границе среднего и позднего карбона тектонических восходящих движений астурийской фазы, сопровождаемые внедрением дарьяльских гранитоидов.

Приведенные выше установленные факты дают основание предполагать, что Гвелетский и Дарьяльский массивы находятся во вторичном, бескорневом залегании. Они являются фрагментами гранитоидов оторванных от первичного крупного древнего палеозойского гранитоидного массива. Их современное расположение вызвано субвертикальными протрузивными перемещениями совместно припаянной к Гвелетскому интрузиву пачки вмещающей его древних палеозойских зеленосланцевых пород и их внедрением в верхнекарбоновые и нижнеюрские отложения. Эти процессы раздробили трансгрессивно покрывающую гранитоиды палеозойскую осадочную толщу. Ее фрагменты в виде отдельных глыб и пачек вместе с массивами испытывали принудительное протрузивное перемещение и оказались расположенными в мезозойском чехле. Ламинарное течение глинистых толщ увлекало за собой гранитоиды и обломки верхнекарбоновых разных по составу образований. Зона Главного хребта представляла в это время место проявления мощного субвертикального тектонического течения. Это способствовало современному пространственному размещению во вмещающей синемюрской толще гранитоидных массивов и сопутствующих их глыб и пачек отторженных пород баддонской свиты. Следовательно, Гвелетский и Дарьяльский гранитоидные массивы представляют собой структуры тектонического протрузивного выжимания, происходящих в обстановке интенсивного тангенциального сжатия БК. Формирование массивов происходило в течение орогенного (поздний миоцен-антропоген) коллизионного этапа развития региона, в процессе проявления роданской и последующих фаз складчатости [Гиоргобиани, 2000; Гиоргобиани, Закарая, 2004б].

Литература

1. Андреев Д. К. Новые данные о геологическом строении Главного хребта в Дарьяльском ущелье // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1945. – № 2. – С. 127-135.
2. Гиоргобиани Т. В., Чихрадзе Г. А., Закарая Д. П. Особенности тектоники района Крестового перевала // Сообщения АН ГССР. – 1991. – Т. 143. № 2. – С. 161-164.
3. Гиоргобиани Т. В. О протрузивном происхождении гранитоидных массивов Дарьяльского ущелья (Большой Кавказ) // Общие вопросы тектоники. Тектоника

России. М.: ГЕОС, 2000. – С. 123-125.

4. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. К вопросу о присхождении листрических разломов // Материалы научной сессии посвященной 110-летию акад. А.И. Джанелидзе. – Тбилиси. – 2000. – С. 215-226.

5. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Закономерности размещения, возраст и условия формирования диабазов Центрального и Восточного Кавказа // Сборник трудов посвященных 90-летию со дня рождения Г.С. Дзоценидзе. – Тбилиси. – 2002. – С. 384-407.

6. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Позднекайнозойский коллизионный основной магматизм Большого Кавказа // Материалы 11 Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. – Екатеринбург. – 2003. – С. 235-240.

7. Гиоргобиани Т.В. Основные особенности альпийской складчатой структуры Большого Кавказа // Сборник трудов посвященных 100-летию со дня рождения П.Д. Гамкрелидзе. Тр. ГИН. Нов. сер. – Тбилиси. – 2004. – Вып. 119. – С. 79-89.

8. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. О проявлении протрузивной тектоники в осевой зоне Сванетского антиклинория (Большой Кавказ) // Сборник трудов посвященных 100-летию со дня рождения П.Д. Гамкрелидзе. Тр. ГИН. Нов. сер. – Тбилиси. – 2004. – Вып. 119. – С. 98-112.

9. Дудаури О.З., Цимакурдзе Г.К., Вашакидзе Г.Т., Тогонидзе М.Г. Новые данные о возрасте гранитоидов Дарьяльского массива // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. – Тбилиси. – 2000. – Вып. 115. – С. 306-310.

10. Моргунов Ю.Г. Верхнепалеозойские отложения Северной Осетии (Центральный Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1965. – № 7. – С. 108-112.

11. Путеводитель экскурсий // Маршрут 1 Тбилиси-Орджоникидзе. – Тбилиси. – 1966. – С. 15-33.

12. Ренгартен В.П. Военно-Грузинская дорога. Межд. XVII геол. конгр. Экскурсия по Кавказу. Ростов-Тбилиси. ОНТИ. – 1937. – С. 69-110.

13. Чихрадзе Г.А. О кистинской свите бассейна р. Терек // Сообщ. АН ГССР. – 1975. – Т. 80. № 2. – С. 385-387.

DOI: 10.23671/VNC.2017.2.9500

GEOLOGICAL-STRUCTURAL FRAMEWORK OF THE GREATER CAUCASUS ALONG THE GEORGIAN MILITARY ROAD

© 2017 T. V. Giorgobiani^{1, 2}, Sc. Candidate (Geol.-Min.), D. P. Zakaraia³, Sc. Candidate (Geol.-Min.)

¹Ivane Javakhishvili Tbilisi State University, Georgia, 0179, Tbilisi, 1, Chavchavadze Ave.;

²A. Djanelidze Geological Institute, Georgia, 0186, Tbilisi, Politkovskaia Str., 31, e-mail: ciala_gugava@mail.ru;

³Ltd «Caucasus Mining Group», Georgia, 0174, Tbilisi, M. Aleksidze Str., 1/9, e-mail: d_zakara@yahoo.com

In the article is presented description of the more than 100 km length along the Georgian Military Road geological-structural cross section crossing the folded system of the Greater Caucasus. Given characteristics of the complicated fold-fault structure for all the tectonic zones of the Greater Caucasus by separate parts of the Georgian Military Road, allowing to receive notion about inner building of the region. Outlined short description of axial-plane cleavage crossing the folded structures of the Jurassic and Cretaceous formations. Discussed diabase dykes cutting the folded zones of the Main Range of the Greater Caucasus and delivered the idea of their origin during the Late Miocene-Early Pliocene time. Clarified that the Gveleti and the Dariali granitoid massives are in the secondary allochthonous position. They are fragments of rocks detached from Old Paleozoic Massif. Their recent position caused by subvertical protrusion and penetration into covering Upper Paleozoic and Lower Jurassic formations. It took place in conditions of intense tangential compression of the Greater Caucasus, during the Rhodanian and following phases of folding.

Key words: Greater Caucasus, Georgian Military Road, folded structure, fault, Ardon suite, Kazbegi formation, cleavage, diabase, Dariali Granitoids, protrusion.