

ОБЩАЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.243

DOI: [10.46698/VNC.2020.58.70.002](https://doi.org/10.46698/VNC.2020.58.70.002)

Оригинальная статья

Складчатая структура южного склона Большого Кавказа в пересечении ущелья реки Ксани

Т. В. Гиоргобиани^{1, 2}, Д. П. Закарая³¹Тбилисский 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;³НЮЛ «Геологи», Грузия, Тбилиси, 0174, ул. Я. Николадзе 5, e-mail: d_zakara@yahoo.com*Статья поступила: 01.04.2020, доработана: 08.06.2020, одобрена в печать: 11.06.2020*

Резюме: Актуальность работы. В статье рассмотрена складчатая структура Большого Кавказа в пересечении ущелья р. Ксани, которая все еще недостаточно изучена. Вместе с тем исследование складчатости Большого Кавказа имеет решающее значение для выяснения условий формирования современной складчатой структуры региона. **Цель работы.** Установление важных особенностей складчатости Большого Кавказа необходимых для выявления причин и механизмов образования его структуры, представляющих еще не до конца решенную проблему. **Методика** исследований заключалась в весьма детальной зарисовке складчатости региона вдоль ущелья р. Ксани в масштабе 1:1000, что позволяло фиксировать все особенности изучаемой структуры. Составленный при полевых исследованиях разрез был уменьшен до 1:50000 масштаба. Полученный геолого-структурный профиль достаточно полно и точно отражает основные черты структурного строения региона. **Результаты.** В изученном разрезе установлен ряд новых важных особенностей складчатой структуры, сложенной из мезозойско-кайнозойских толщ. Выявлена многопорядковость и разновозрастность складчатых структур и их субширотное простирание. Структуры первого порядка являются более ранними складками и представлены асимметричными наклоненными на юг сильно сжатыми складками, шириной 1-3 км. Более поздние складки высоких порядков, осложняющие крупные структуры, тоже тесно сжаты, асимметричны и характеризуются падением осей складок на север. Размер их колеблется в широких пределах – от 0.5 м до нескольких десятков метров. Субширотная ориентировка складчатости указывает на то, что она сформировалась в другой обстановке деформации, чем основная северо-западная структура Большого Кавказа. **Обсуждение результатов и выводы.** Установленный характер складчатости свидетельствует о различном генезисе структур в процессе двухэтапной разноплановой деформации региона. Выяснено, что на первом доверхнеорогенном этапе дислокации (юра-средний миоцен) Кавказ испытал северо-восточное тангенциальное сжатие, вызванное придвиганием и прижатием Черноморско-Закавказского микроконтинента к Большому Кавказу. В результате в регионе была сформирована основная линейная складчатая структура северо-западного простирания, крупные региональные разломы и слоевой кливаж. На втором позднеорогенном этапе деформации (поздний миоцен-антропоген) складчатая структура Большого Кавказа испытывала косое субмеридиональное горизонтальное сжатие. Установлено, что причиной деформации явилось долготное придвигание Ксанского шоля, блока микроконтинента и его внедрение в складчатую структуру Большого Кавказа. Эти дислокации способствовали возникновению в регионе наложенной на раннюю структуру поздней малой складчатости, мелких разрывов скалывания и секущего кливажа субширотного направления. Сделан вывод, что в указанных условиях, разными механизмами дислокации была образована современная сложная складчатая структура южного склона Большого Кавказа в пересечении ущелья р. Ксани в альпийском цикле тектогенеза региона.

Ключевые слова: Большой Кавказ, Ксани, складчатая структура, этапы деформации, механизм формирования, геодинамика, тангенциальное сжатие, зональность структуры, фазы складчатости.

Для цитирования: Гиоргобиани Т. В., Закарая Д. П. Этапы, механизмы и геодинамика формирования складчатой системы Большого Кавказа. *Геология и геофизика Юга России*. 2020. 10 (2): 22-37. DOI: 10.46698/VNC.2020.58.70.002.

GENERAL AND REGIONAL GEOLOGY

DOI: [10.46698/VNC.2020.58.70.002](https://doi.org/10.46698/VNC.2020.58.70.002)

Original paper

Folding Structure of the South Slope of the Great Caucasus in Crossing the Gorge of the River Ksani

T. V. Giorgobiani ^{1,2}, D. P. Zakaraia ³

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

²Al. Djanelidze Geological Institute, 31 A. Politkovskaia Str., Tbilisi 1086, Georgia, e-mail: ciala_gugava@mail.ru

³NPLE "Geologi", Georgia, 0174, Tbilisi, I. Nikoladze str., 5, e-mail: d_zakara@yahoo.com

Received: 01.04.2020, revised: 08.06.2020, accepted: 11.06.2020

Abstract: Relevance. The article considers the folded structure of the Greater Caucasus at the intersection of the gorge of the river Ksani, who is still not well understood. At the same time, the study of the folding of the Greater Caucasus has crucial significance for the determination of the conditions of formation of the modern folded structure of the region. **Aim.** The establishment of important features of the Greater Caucasus folding essential for identification of the reason and mechanisms of its structure formation, which are not yet fully resolved problem. The research **methodology** was a very detailed sketching of the folding of the region along the river Ksani gorge in a scale of 1:1000, which allowed to record all the features of the studied structure. The section compiled during field studies was reduced to 1:50000 scale. The resulting geological and structural profile sufficiently fully and accurately reflects the main features of the structural construction of the region. **Results.** In the studied section, a number of new important features of the folded structure of its Mesozoic-Cenozoic strata are established. First of all is revealed, it should be noted that the fold structures are multi-order and of different ages and of sublatitudinal strike. The first-order structures are earlier folds and are represented by asymmetric southwardly declined highly compressed 1-3 km wide folds. Complicating later large structures folds of higher orders are also tightly compressed, asymmetric with the axes dipping to the north. Their sizes vary widely – from 0.5 m to several tens of meters. The sublatitudinal strike of the folding indicates that it formed in a different deformation environment than the main northwestern structure of the Greater Caucasus. **Discussion of the results and conclusions.** Established character of folding indicates a different genesis of the structures during the two-stage diverse deformation of the region. It was found that at the first suprahorogenic stage of dislocation (Jurassic-Middle Miocene), the Caucasus experienced northeast tangential contraction caused by the pulling and pressing of the Black Sea-Transcaucasian microcontinent to the Greater Caucasus. As a result, the main linear folded structure of the northwestern strike, large regional faults, and layered cleavage were formed in the region. At the second latehorogenic stage of deformation (Late Miocene-Anthropogene), the folded structure of the Greater Caucasus experienced oblique submeridional horizontal compression. It is established that the cause of the deformation was the longitudinal movement of the Ksani schol, a block of the microcontinent and its emplacement into the folded structure of the Greater Caucasus. These dislocations in the region contribute generation of the late low folding superimposed on the early structure, small shear faults, and crosscutting cleavage of the sub-latitudinal direction. It is concluded that, under indicated conditions, by different dislocation mechanisms was formed the modern complex folded structure of the southern slope of the Greater Caucasus at the intersection of the river Ksani gorge during the alpine cycle of regional tectogenesis.

Keywords: Greater Caucasus, Ksani, folded structure, deformation stages, formation mechanism, geodynamics, tangential compression, structure zonality, folding phases.

For citation: Giorgobiani T. V., Zakaraia D. P. Folding Structure of the South Slope of the Great Caucasus in Crossing the Gorge of the River Ksani. *Geologiya i Geofizika Yuga Rossii = Geology and Geophysics of Russian South*. (in Russ.). 2020. 10 (2): 22-37. DOI: 10.46698/VNC.2020.58.70.002.

Введение

Рассматриваемая территория Большого Кавказа расположена в его южной краевой части вдоль границы с Картлийской подзоной Куринской молассовой впадины Закавказской межгорной области. В схеме тектонического расчленения Грузии изученный регион в основном входит в Жинвали-Гомборскую подзону Местиа-Тианетской тектонической зоны складчатой системы Большого Кавказа (БК). С севера эта подзона граничит с более широкой и протяженной Шови-Пасанаурской подзоной названной тектонической зоны [Гамкрелидзе, 1964].

Несмотря на хорошую геологическую изученность БК, характерные особенности его складчатой структуры, все еще недостаточно выявлены. Поэтому она в настоящее время нуждается в дальнейшем более детальном и всестороннем исследовании. Вместе с тем установление характера складчатости БК имеет решающее значение для выяснения механизмов и геодинамики современной структуры рассматриваемого региона.

Река Ксани вкрест пересекает обе подзоны Местиа-Тианетской зоны, а также прилегающую к ней с юга Картлийскую молассовую депрессию, расположенную на Черноморско-Закавказском (ЧЗ) микроконтиненте (микроплите). Наши исследования были проведены на участке ущелья р. Ксани между сс. Икоти и Ларгвисси, охватывающем целиком Жинвали-Гомборскую подзону, а также краевые части смежных с ней подзон. Геологическое строение участка приведено на карте (рис. 1).

Слагающие рассматриваемую полосу мезозойско-кайнозойские толщи протягиваются в целом в субширотном направлении вдоль ущелья р. Ксани, меняя простирания за его пределами на юго-западное и на северо-западное.

Данная территория была детально изучена авторами с целью установления основных особенностей складчатой структуры южного склона Большого Кавказа. Данная работа была проведена по общей программе региональных исследований, предусматривающая изучение складчатости и механизма формирования складчатой системы Большого Кавказа.

Методы исследования

Методика исследования заключалась в весьма детальной, почти непрерывной зарисовке складчатой структуры, в основном, вдоль автомобильной дороги, а иногда и в русле р. Ксани и ее притоков. Масштаб этих зарисовок (1:1000) был выбран так, чтобы отразить почти все особенности исследуемой складчатой структуры. При этом изучались морфология и размеры складок в зависимости от литологического состава пород, мощности слоев и места расположения в структуре, а также закономерности соотношения мелких и крупных складок. Исследования складчатости сопровождалась систематическими наблюдениями над кливажом и разрывными нарушениями разного масштаба.

В процессе изучения тектонической структуры района, нами был составлен геолого-структурный профиль-разрез, протяженностью 12,2 км. Этот разрез, изобра-

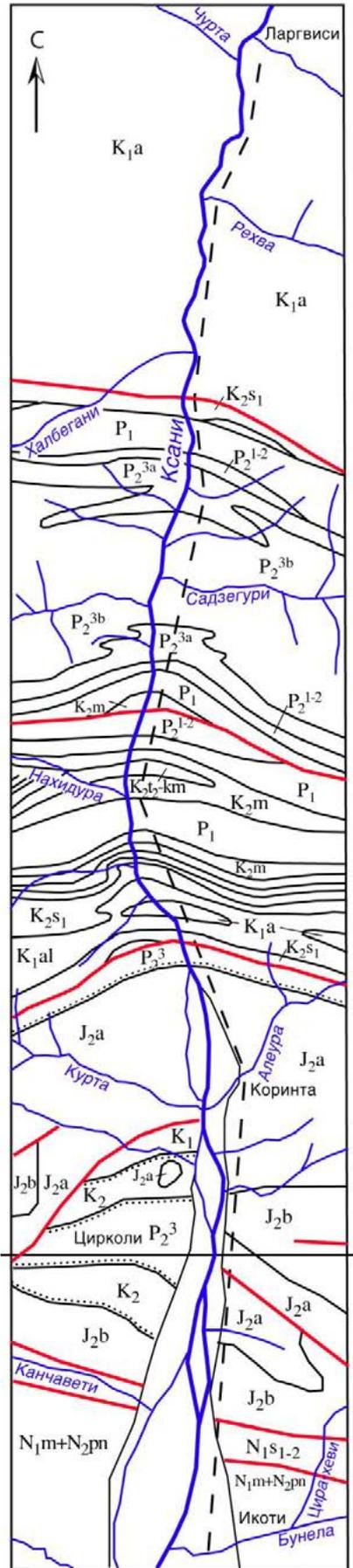


Рис. 1. Геологическая карта южного склона Большого Кавказа вдоль ущелья р. Ксани

N_{1m}-N_{2pn} – Миоцен-Плиоцен. Мэотис-понт. **N_{1s1-2}** – Миоцен. Нижний и средний сармат. Палеоген. **P₂^{3b}** – Верхний эоцен. Верхняя свита. **P₂^{3a}** – Верхний эоцен. Нижняя свита. **P₂¹⁻²** – Нижний и средний эоцен. **P₁** – Палеоген. Верхний мел. **K_{2m}** – Маастрихт. **K₂-km** – Турон-кампан. **K_{2s2}** – Верхний сеноман. **K_{2s1}** – Нижний сеноман. **K₂** – Нерасчлененный. Нижний мел. **K_{1al}** – Альб. **K_{1a}** – Апп. **K₁** – Нерасчлененный. Средняя юра. **J_{2b}** – Байос. **J_{2a}** – Аален. Толстые линии – разломы. Пунктир – линия геолого-структурного профиля. /

Fig. 1. Geological map of the southern slope of the Greater Caucasus along the gorge of the river Ksani. **N_{1m}-N_{2pn}** – Miocene-Pliocene. Meotis Pont. **N_{1s1-2}** – Miocene. Lower and middle Sarmatian. Paleogene. **P₂^{3b}** – Upper Eocene. Upper Suite. **P₂^{3a}** – Upper Eocene. Lower Suite. **P₂¹⁻²** – Lower and Middle Eocene. **P₁** – Paleocene. Upper Cretaceous. **K₂-km** – Turon – Campan. **K_{2s2}** – Upper Cenomanian. **K_{2s1}** – Lower Cenomanian. **K₂** – Unpartitioned. Lower Cretaceous. **K_{1al}** – Alb. **K_{1a}** – Apt. **K₁** – Unpartitioned. Middle Jurassic. **J_{2b}** – Bayos. **J_{2a}** – Aalen. Thick lines are faults. The dotted line is the line of the geological and structural profile.

женный в крупном масштабе, громоздок и плохо обозрим. Поэтому он был уменьшен до масштаба 1:50000, с сохранением по возможности относительных размеров и морфологии складок (рис. 2). Несмотря на некоторую упрощенность рисовки, особенно сложнодислоцированных участков, в своей принципиальной основе разрез довольно полно и точно отражает основные особенности складчатой структуры Ксанского пересечения южного склона БК. Поэтому по нему определялись общая морфология складчатости и характер крупных разрывных нарушений, а также уточнялись мощности отдельных стратиграфических единиц мезозойско-кайнозойских отложений изученной полосы.

Рассматриваемый регион в разные годы исследовали [Адамия, 1958; Варенцов, 1950; Вассоевич, 1941; Гамкрелидзе, 1964; Канделаки, 1975; Кахадзе, Канделаки, 1946; Шириашвили и др., 1960] и многие другие геологи, которые внесли большой вклад в изучение геологического строения, в том числе тектонической структуры этой и соседних с ней территорий. На основе проведенных исследований авторами получены новые материалы о складчатой структуре южного склона БК и механизмах ее формирования. Они существенно отличаются от современных представлений, изложенных в литературе по этой проблеме [Adamia, 1975; Adamia et al., 1977, 2017; Ershov, 2004; Gamkrelidze, 1986, 1997; Gamkrelidze, Giorgobiani, 1990; Philip et al., 1989]. В предлагаемой статье нет возможности рассмотреть мнения, которые высказывались перечисленными авторами по этому вопросу. Интересующихся данными читателей мы отсылаем к приложенному списку публикаций.

Складчатая структура

Складчатая структура данного пересечения являлась предметом наших специальных исследований и, естественно, заслуживает более подробной характеристики. Описание складчатости региона приводится по профилю (рис. 2) с юга на север по стратиграфическим подразделениям, выделенным на геологической карте (рис. 1). При этом основное внимание уделено тем структурным элементам, которые ранее были изучены недостаточно или не рассматривались вообще.

Разрез начинается от левого притока р. Ксани Бунела, где за с. Икоти обнажена мэотис-понтская конгломератовая толща. Она имеет субширотное (280°) простирание и нечетко выраженную слоистость, которая полого (до 20°) наклонена на север. Далее вдоль профиля обнажения не наблюдаются, но к востоку от разреза в правом притоке р. Бунела Цира-Хеви выходят глины и песчаники ниже-среднего сармата. Они соприкасаются с мэотис-понтскими отложениями тектонически, по крутопадающему (85°) на север взбросу. Сарматская толща, залегающая субвертикально ($85\text{--}88^\circ\text{С}$) и имеющая субширотное ($270\text{--}275^\circ$) простирание, продолжается выше по притоку на расстоянии 150 м, после чего выходят туфо-брекчии байоса. Контакт между этими толщами не наблюдается и скорее всего он представлен крутопадающим ($80\text{--}85^\circ$) на север разломом.

Далее выше по течению р. Цира-Хеви обнажены туфобрекчии, туфы и туфопесчаники байоса, которые круто ($80\text{--}85^\circ$) наклонены на север. Протяженность вулканогенных пород байоса здесь составляет 120 м. Севернее по притоку через 90 м фиксируется антиклинальный перегиб пластов, за которым обнажено его пологое крыло, падающее под углом 40° на север. Оно протягивается на 120 м и в конце срезается крутым (85°) наклоненным на север взбросом.

Далее описание складчатой структуры этого пересечения дано по наблюдениям вдоль левого борта ущелья р. Ксани. В начале этого отрезка профиля обнажены песчано-глинистые отложения аалена, которые имеют субширотное простирание и по-

логий ($40\text{--}50^\circ$) наклон к северу. Ааленская толща протягивается по разрезу на расстояние 650 м, где проходит крутопадающий (80°) на север взброс. Средняя часть участка нарушена крутым (80°) наклоненным на север разломом. В первом блоке, протяженностью 400 м, развиты наклоненные на юг сильно сжатые складки, размерами от нескольких десятков метров до 150 м. Во втором блоке, шириной 250 м, ааленские отложения слагают пологую ($40\text{--}50^\circ$) моноклиналию.

Далее по профилю, вновь обнажена вулканогенная толща байоса, которая прослеживается на расстоянии 340 м и в общем моноклиналию падает под углами $35\text{--}45^\circ$ на север. На этом участке выходы отложений байоса расположены высоко по склону ущелья и поэтому труднодоступны для наблюдения. Кроме того, установление элементов залегания вулканогенной толщи не всегда представляется возможным. На некоторых местах разреза простирания слоев изменяются от субширотного до субмеридионального. В связи с этим на профиле наклон пластов показан несколько в искаженном виде. В конце этого отрезка проходит крутопадающий (80°) на север взброс, за которым расположены отложения ааленского возраста. Далее складчатая структура меняет свое простирание с субширотного на северо-западное ($320\text{--}330^\circ$), а затем на субмеридиональное ($345\text{--}360^\circ$). Такое простирание структуры продолжается до левого притока р. Ксани Алеура на протяжении почти 1,2 км. Развитое в пределах этого участка долготное направление складчатости, ааленские песчано-глинистые отложения, в целом наклонены под углами $40\text{--}50^\circ$, но уже на восток. В связи с субпараллельностью линии профиля и простирания складчатости ее структуры на разрезе представляет пологую ($5\text{--}10^\circ$), наклоненную на север моноклиналию. На некоторых участках разреза она осложнена сильно сжатыми складками шириной от нескольких десятков метров до 100 м.

Осевые поверхности их субвертикальны или падают на восток под углами $60\text{--}80^\circ$. Особенно часто мелкие складки развиты вблизи р. Алеура, где происходит изменение простирания структур с субмеридионального на северо-западное. В глинистых слоях ааленской толщи развит несовершенный кливаж параллельный напластованию, с толщиной пластин 3-10 мм.

Далее на север за р. Алеура на протяжении 600 м продолжают выходы ааленских отложений. Это толща в целом также имеет моноклиналию структуру, наклоненную на север под углами $45\text{--}60^\circ$, которая местами осложнена дополнительной многопорядковой складчатостью. Здесь развиты, как почти симметричные, так и асимметричные сильно сжатые структуры, с падением осевых поверхностей под углами $60\text{--}80^\circ$. Они осложняют в основном пологопадающие слои или замки сравнительно крупных складок, шириной до 70 м. Мелкие складки имеют разные размеры – от 0,5-1 м до 2-30 м. В пологонаклонных пластах аргиллитов наблюдается едва заметный, параллельный напластованию кливаж с толщиной пластин 3-10 мм. На крутых крыльях складчатых структур в глинистых сланцах развит совершенный кливаж параллельный слоистости, толщина пластин которого составляет 1-5 мм. На этом сложноскладчатом участке профиля расположены три крупных разлома, из которых один круто (75°) падает на север, а два наклонены на юг под углами $60\text{--}80^\circ$.

Завершает этот интервал мощная (более 70 м) пачка толстослоистых, мощностью 0,5-5,0 м, песчаников, которая по крутопадающему (75°) на север разлому контактирует с другой толщей глинистых сланцев и песчаников. Суммарная мощность пород в зоне разлома достигает 330 м. С севера они ограничиваются крутопадающим (85°) разломом.

Далее за разломом тонкослоистая ааленская терригенная толща, имеющая субширотное ($260\text{--}275^\circ$) простирание круто ($80\text{--}85^\circ$) падает на север. Общее крутое падение слоев осложнено многочисленными сильно сжатыми, нередко почти изоклинальными, угловатыми, малыми складками разного порядка. Они имеют узкие острые замки и крутые крылья, изменчивые размеры. Мощность их меняется в больших пределах – от первых метров до 5-20 м. Они, как правило, асимметричны и опрокинуты на юг, осевые поверхности их под углами $65\text{--}70^\circ$ наклонены на север. Эти пликативные мелкие структуры, очевидно, образовались в результате вдоль пластовых сдвиговых смещений, возникающих в обстановке косоугольного сжатия субвертикальной моноклинали.

Далее на север на ааленские отложения трансгрессивно залегают отложения верхнего эоцена, мощностью около 100 м, которые представлены крутыми ($70\text{--}80^\circ$) моноклинально падающими на север пластами. Они сложены аргиллитами, мергелями, алевролитами, тонко- и мелкозернистыми песчаниками, иногда известковистыми. В этой толще развит кливаж параллельный напластованию, толщины пластинок которого составляют 1-5 мм. В верхней части они переходят в микситовый комплекс, который содержит многочисленные включения различных пород, более древних, чем вмещающие образования. Последние представлены обломками, валунами и глыбами, главным образом, верхнеюрских рифогенных известняков, а также алевролитов, аргиллитов, песчаников ааленской толщи и очень редко порфиритов байоса. Матрикс в брекчиях имеет тот же состав, что и обломки. Размеры микситового материала достигают в длину 5 м, в ширину 3 м. Вверху этих отложений расположены большие блоки верхнеюрских известняков, размеры которых составляют десятки метров в поперечнике. Этот глыбовый комплекс по своему внутреннему строению принадлежит к классу тектоногравитационных микситов [Леонов, 2007].

К северу микситовый комплекс сменяет верхнемеловая-нижнесеноманская флишевая толща. Видимый контакт между ними субвертикальный, но неровной изогнутой формы, который на глубине, возможно, имеет крутое (до 80°) падение на юг.

Обнажающиеся севернее нижнесеноманские отложения слагают южное крутое крыло наклоненной на юг крупной антиклинали. Толща, имеющая в общем субширотное ($260\text{--}275^\circ$) простирание и крутое ($80\text{--}85^\circ$) южное падение сильно дислоцирована. Это выражается в развитии мелких дополнительных складок, представленных многопорядковыми структурами, размер которых колеблется в широких пределах – 0,5-8 м.

Далее по профилю на север сеноманские породы постепенно переходят в альбские отложения. Эта толща тоже имеет близширотное простирание, залегают субвертикально и в основном под углом 85° наклонена на север. Крутопадающие пачки пород осложнены мелкими разномасштабными тесно сжатыми складками, шириной 1-5 м. Они имеют узкие острые замки и, как правило, опрокинуты на юг. Осевые плоскости их падают на север под углами $70\text{--}80^\circ$. Дополнительная складчатость, очевидно, представляет собой складки волочения, возникшие в результате вдоль пластового сдвигового перемещения субвертикальной толщи в процессе сильного косоугольного горизонтального сжатия. В пологих крыльях мелких складок развит секущий пласты аргиллитов довольно интенсивный кливаж, простирание которого 265° , угол падения 80°СЗ . В крутых (85°) слоях в глинистых породах отмечается кливаж параллельный напластованию.

Севернее по разрезу альбские породы сменяются аптскими отложениями, которые имеют близширотные ($260\text{--}275^\circ$) простирания и крутые (80°) падения на

север. В аргиллитовых слоях развит кливаж, поверхности которого, в основном, параллельны напластованию. Но одновременно имеются аномальные участки, где в глинистых породах наблюдается секущий кливаж, который залегает вертикально, либо очень круто ($85-88^\circ$) наклонен на юг. Толщина их пластин колеблется в пределах 0,5-3 мм. Моноклиальная структура крутого крыла антиклинали на этом участке местами осложнена мелкими, шириной первые метры, редко до 15 м, сильно сжатыми складками. Осевые поверхности их, в основном, под углами $60-70^\circ$, наклонены на север.

Далее на север отложения апта срезаны по крутопадающему (80°) на север разлому, за которым вновь выходит альбская толща. Она слагает замковую часть крупной антиклинали, которая имеет узкую угловидную форму с крутым (80°) южным и более пологим (55°) падающим на север крыльями. Альбская толща, слагающая пологое крыло смежной синклинали, прослеживается на север на протяжении около 70 м и затем согласно сменяется отложениями сеноманского возраста. Последние залегают моноклиально, с падениями слоев под углами $35-50^\circ$ на север. В пластах аргиллитов параллельно напластованию развит слоевой кливаж. Местами наблюдается интенсивная деформация толщи, которая выражается в образовании мелкой, шириной 0,5-5 м, дополнительной тесно сжатой, иногда изоклиальной, наклоненной на юг складчатости.

Далее на север по профилю сеноманские породы сменяет турон-кампанская карбонатная толща. Она простирается субширотно ($265-280^\circ$) и полого ($40-45^\circ$) моноклиально наклонена на север. Кливаж развит селективно, только в аргиллитах и мергелях. Поверхности их расположены параллельно слоистости, но наблюдается и секущее их расположение. Толщина пластинок колеблется в пределах 1-3 мм.

Далее в пологом крыле синклинали выходят маастрихтские и палеоценовые флишевые отложения, которые имеют субширотные ($260-280^\circ$) простирания и пологие падения ($40-45^\circ$) на север. Кливаж, который развит только в слоях аргиллитов и мергелях в основном параллелен напластованию. Толщина пластин кливажа составляет 1-3 мм, редко достигает 5 мм. Но наряду с этим встречаются участки, где кливажные плоскости занимают резко секущее положение по отношению к слоистости. Пологое крыло структуры часто осложнено тесно сжатыми складками, с крутыми ($65-80^\circ$) крыльями и узкими острыми замками, ширина которых составляет 1-3 м.

Затем по разрезу на север обнажено ядро синклинали, сложенное нижнепалеогеновой толщей. Оно осложнено дополнительными мелкими, размером до 5 м, сильно сжатыми, складками с острыми замками и крутыми крыльями. Складки опрокинуты на юг, осевые плоскости их падают на север под углами $50-55^\circ$.

Крутое крыло синклинали, расположенное напротив правого притока р. Ксанди Нахидура, представлено палеоценовыми и маастрихтскими отложениями. Они представлены опрокинутым на юг пластами, которые имеют субширотные ($260-275^\circ$) простирания и крутые ($80-85^\circ$) падения на север. В аргиллитовых и мергеловых слоях отмечаются круто ($70-80^\circ$) наклоненные на север поверхности кливажа, секущие слоистость и также ориентированные субширотно. Характерной особенностью этого крыла синклинали является широкое развитие в нем пачек с дополнительными изгибами пластов по падению, особенно часто встречаемые в тонкослоистых породах. Наблюдается также осложнение крутых слоев сильно сжатыми мелкими складками с узкими замками, шириной первые метры.

Далее на север на профиле выходят турон-кампанские флишевые отложения, которые слагают крутое смежное крыло описанной выше синклинали и располо-

женной севернее антиклинали. На крутом крыле антиклинали простирание пластов 270-280°, падение 80-85°СВ. Плоскости кливажа рассекают слои в тонкозернистых и мергелистых породах под углами 55-80°СВ, в зависимости от литологического состава пластов. На отдельных участках профиля опрокинутое крутое крыло антиклинали осложнено мелкими единичными сильно сжатыми складками с узкими замками, иногда имеющими острые стреловидные формы. Размер их колеблется в пределах 1-5 м. Кроме того в разрезе отмечается узкие зоны складчатости, шириной 30-50 м, в которых развиты тесно сжатые, опрокинутые на юг складки, размером 5-10 м, редко до 20 м. Осевые поверхности этих структур падают на север под углами 55-60°. Севернее по профилю, в турон-кампанских отложениях обнажен замок антиклинали, который имеет сильно сжатую узкую остроугольную морфологию. Далее в пологом крыле антиклинали простирание слоев представляет 280-300°, падения 50-65° на северо-восток. Кливаж развит селективно и отмечается только в мергелях, где он параллелен напластованию, а в известняках и карбонатных песчаниках кливаж не наблюдается. Протяженность пологого крыла составляет только 100 м. Большая же часть его срезана крутопадающим (75°) на север сбросом, за которым расположена Садзегурская синклиналь.

Южная краевая часть пологого крыла Садзегурской синклинали к северу от разлома на протяжении 300 м осложнена мелкой разнопорядковой складчатостью. Складчатая зона сложена асимметричными наклонными и опрокинутыми на юг и почти симметричными сильно сжатыми складками, шириной 5-15 м. Они в свою очередь осложнены многочисленными более мелкими, размером 0,3-3 м, складками с острыми и узкими замками и крутыми, иногда почти параллельными крыльями. Последние в основном развиты на пологих крыльях крупных структур, но нередко осложняют замковые части складок и их крутые крылья. Простираения складчатых структур субширотные. Крылья складок всех порядков падают под углами 50-85° на север и на юг. Осевые плоскости большинства структур круто (60-85°) наклонены на север, редко залегают субвертикально.

Необычное расположение кливажа наблюдается в мелких дополнительных складках, развитых в пологом крыле Садзегурской синклинали ([Гиоргобиани, Закарая, 2003]). На пологих крыльях складок отмечается возникший ранее слоевой кливаж параллельный напластованию, а на крутых фиксируется секущий кливаж, образованный позже в обстановке меридионального сжатия.

К северу эта палеогеновая складчатая зона ограничена крутым (80°) падающим на север разломом, по которому маастрихтские отложения взброшены на нижнепалеогеновую толщу. Амплитуда перемещения составляет около 100 м. Верхнемеловые породы также сильно дислоцированы и представлены тесно сжатыми многопорядковыми, аналогичными с палеогеном, складчатыми структурами, продолжающимися на расстоянии 100 м.

Далее по профилю на протяжении более 1,2 км обнажена нижне- и среднепалеогеновая флишевая толща, слагающая южное пологое крыло Садзегурской синклинали. Представлена она моноклинально залегающими слоями, которые имеют субширотные (255-275°) простирания и северные падения под углами 45-55° и сложены в основном темно-серыми аргиллитами с прослоями песчаников. В однообразно залегающих пластах селективно развит кливаж параллельный слоистости толщи в глинистых сланцах. Толщина их пластинок в зависимости от литологического состава прослоев колеблется в пределах 1-3 мм, редко до 5 мм.

Ядро Садзегурской синклинали обнажено на правом борту ущелья р. Ксани напротив с. Садзегури. Здесь проходит крутопадающий (85°) на север сброс вдоль осевой плоскости синклинали.

Северное крутое крыло Садзегурской асимметричной наклоненной на юг синклинали, протяженностью 1,75 км, в целом, характеризуется субвертикальным моноклиналильным строением. Оно представлено толщей переслаивания от темно-серых до черных аргиллитов и серых мелкозернистых песчаников. Простираение слоистости в северной части структуры субширотное (275°), угол от 60° СВ до субвертикального. Кливаж селективный и развит только в глинистых сланцах. Поверхность кливажа параллельна плоскостям напластования и толщина их пластинок составляет 1-5 мм.

В средней части крутого крыла синклинали на протяжении 100 м наблюдается осложняющая его мелкая складчатость. Складки имеют узкие острые замки и крутые крылья. Они опрокинуты на юг и осевые плоскости их под углами $70-80^\circ$ падают на север, а ширина структур составляет 5-30 м. На пологих крыльях складок отмечается развитие секущего кливажа, а на крутом развит более ранний слоевой кливаж. Эти структуры, вероятно, представляют собой складки волочения, возникшие путем сдвигового скольжения при косом сжатии крутозалегающей толщи [Ги-оргобиани, Закарая, 2003].

Северное крыло Садзегурской синклинали протягивается по профилю далее на север до крутого (80°) падающего на север разлома, вдоль которой взброшена аптская флишевая толща, относящаяся к Шови-Пасанаурской подзоне. Аптские отложения слагают здесь южное пологое крыло крупной синклинали, которая представляет собой круто ($60-70^\circ$) наклоненную на север моноклинали, имеющую субширотное ($265-280^\circ$) простираение. Местами ее структура осложнена дополнительными мелкими сильно сжатыми угловатыми складками, а также небольшими флексурами, шириной 1-5 м. В глинистых слоях, развит интенсивный секущий кливаж, аналогичного пластам направления, с толщиной пластин 1-3 мм.

Далее на север на протяжении 0,5 км, наблюдается сильно дислоцированное ядро синклинали, с развитием тесно сжатой многопорядковой складчатости, которая имеет меняющиеся размеры и различную морфологию. Пологие крылья структур падают под углами $45-65^\circ$, иногда до 75° , а крутые – $70-85^\circ$. Ширина складок колеблется в больших пределах от 0,5 до 20 м в мелких складках и от 30 до 130 м в крупных структурах. Мелкие складки осложняют как пологие, в основном, крылья, так и замки более крупных складок. В большинстве случаев наклоны осевых плоскостей складок северные под углами $70-80^\circ$, также наблюдаются складки с субвертикальными осевыми поверхностями.

Затем севернее до левого притока р. Ксани Рехва наблюдается моноклинали представляющая северное крыло антиклинали. Элементы залегания пластов – простираение 280° , падение 45° СВ, кливажа – простираение $265-270^\circ$ угол наклона 65° на северо-восток. Вдоль р. Рехва, вероятно, проходит крупный разлом, по которому северное крыло нарушения взброшено на южное.

Далее за мостом на р. Рехва, на протяжении 250 м, наблюдается мелкоскладчатый участок симметричных и асимметричных складок, ширина которых колеблется в интервале 1-10 м, иногда до 20 м. Они сильно сжаты, имеют узкие замки и крутые крылья, с субвертикальными осевыми плоскостями или крутыми ($70-80^\circ$) их падениями на север. На этом отрезке профиля развит интенсивный крутой секущий кливаж субширотного ($265-280^\circ$) простираения, который под углами $60-85^\circ$ падает на север.

Далее по профилю наблюдается моноклиальное залегание пород, протяженностью около 700 м. Элементы залегания слоев – простирание 285° , падение $55-60^\circ$ СВ. Кливаж пересекает эти слои под более крутыми углами – простирание 290° и падение – $70-75^\circ$ СВ. Толщина их пластинок кливажа, который развит только в глинистых породах, составляет 2-7 мм. Моноклиально падающие на север слои местами осложнены дополнительными мелкими складками, размером 1-1,5 м, иногда более крупными структурами шириной – до 70 м. Моноклиальное падение пород заканчивается у крутого (80°) разлома, падающего на север и представляющего собой взброс с поднятым северным крылом.

Сразу же за разломом обнажен участок развития мелкой, очевидно, приразломной складчатости, протяженностью более 150 м. Ширина складок составляет от 1-3 м до 10-30 м. Они, в основном, почти симметричны и их осевые плоскости очень круто (85°) наклонены на север. В дислоцированной толще распространен субширотный ($260-280^\circ$) секущий кливаж, падающий на север под углами $70-85^\circ$.

Севернее, на расстоянии около 400 м, аптская толща залегает моноклиально и под углами $50-60^\circ$ падает на север. Структура рассечена крутыми ($60-70^\circ$) секущими слои поверхностями кливажа, которые падают на север и развиты только в глинистых сланцах.

Далее на север, на протяжении почти 400 м, до конца профиля наблюдается сильно дислоцированный участок, осложненный разнопорядковой складчатостью. Крупные складки имеют ширину 100-250 м и крутые ($60-70^\circ$) крылья. Осевые плоскости их наклонены на север под углами $80-85^\circ$. Пологие крылья структур местами осложнены мелкими (1-20 м) дополнительными тесно сжатыми угловатыми складками, осевые плоскости которых под углами ($60-80^\circ$) падают на север. В складках развит крутой ($75-85^\circ$) кливаж субширотного ($265-275^\circ$) простирания, но только в глинистых сланцах, с толщиной пластинок 1-3-5 мм. Описанная структура, вероятно, представляет собой часть сильно дислоцированного ядра крупной синклинальной складки.

Заканчивая описание геолого-структурного профиля, следует отметить широкое развитие в среднеюрско-палеогеновых толщах изученной территории мелких разрывов скальвания. Провести их детальную характеристику вдоль разреза не позволяет объем статьи, поэтому здесь приводятся только присущие им важные особенности.

Разрывы скальвания пересекают складчатые структуры и связанные с ними поверхности разновидного кливажа. В отличие от крупных разломов разрывы скальвания имеют значительно меньшие размеры, углы наклона и более различную кинематику. Они образуют в мезозойско-кайнозойских толщах системы новейших в основном прямолинейных мелких разрывов, имеющих субмеридиональные простирания.

Среди сколовых нарушений выделяются пологие и крутые разрывы, падающие на север или на юг. Углы наклона пологих мелких разрывов скальвания меняются от 10° до 45° , а крутых – достигают $70-85^\circ$. Иногда в изученном разрезе наблюдаются разрывы скальвания изогнутой листрической формы [Giorgobiani, Zakaraia, 2006, 2010, 2013]. Длина сколовых разрывов незначительна и составляет 3-10 м, а иногда – 15-30 м. Амплитуды перемещения вдоль этих разрывов колеблются в пределах от нескольких сантиметров до десятков сантиметров, редко достигают первых метров.

Крутые разрывы по характеру перемещений представляют собой взбросы или сбросы. Кинематика смещения вдоль пологих разрывов более разнообразна. По

ним, кроме выше названных, отмечаются надвиговые или обратные поддвиговые движения.

Мелкие разломы скалывания развиты в складчатых толщах в виде единичных или системных, падающих на юг или на север структур. Нередко встречается сопряженная диагональная система сколовых нарушений.

Разрывы скалывания представляют собой новейшие образования, наложенные на раннюю и более позднюю складчатые структуры. Возникают сколовые разрывы при тангенциальном сжатии уже консолидированной жесткой складчатой системы, по поверхностям максимальных скалывающих напряжений (Ажгирей, 1966; Заика-Новацкий, Казаков, 1989).

Обсуждение результатов

В изученном пересечении установлен ряд важнейших особенностей складчато-разрывных структур и кливажа слагающих его толщ.

В первую очередь следует отметить многопорядковость, неодновременность и различный генезис складчатых структур и субширотные их простирания. Пликативные структуры первого порядка в данном разрезе являются более ранними образованиями и представлены асимметричными, наклоненными или опрокинутыми на юг, сильно сжатыми складками, шириной от 1 до 3 км. Складки второго и более высоких порядков, осложняющие крупные структуры, также тесно сжаты, с узкими острыми замками и крутыми крыльями. Размеры структур колеблются в широких пределах от 0,5 м до нескольких десятков метров, редко достигающие первых сотен метров. Они также, в основном, асимметричны и наклонены или опрокинуты на юг.

Наложение дополнительной мелкой складчатости и сокращение первичной ширины складок происходило в основном за счет смятия пологих крыльев, редко их замков. На крутых крыльях складок, осложняющая их мелкая складчатость, представляет собой складки волочения, которая возникла в результате сдвиговых смещений вдоль пластов. В моноклинально круто залегающих слоях иногда наблюдается дополнительная дислоцированность, выраженная в изгибании пластов по падению, имеющих различную морфологию. Это свидетельствует об их образовании в результате поздних деформаций. В пределах изученного профиля отмечается ряд крупных региональных нарушений субширотного направления, взбросового и сбросового характера, разграничивающих крупные тектонические структуры и стратиграфические комплексы. Кроме того, в складчатой структуре широко развиты более мелкие пологие и крутые субширотные разрывы скалывания различной кинематики. Среди сколовых нарушений иногда встречаются разрывы листрической формы, что указывает на последующие их деформации, испытанные полугими ранее возникшими прямолинейными сколами [Гиоргобиани, Закарая, 2000]. Образованы мелкие нарушения после того, когда деформации пород путем складчатых дислокаций исчерпали себя и на дальнейшее сжатие, складчатые и до предела раздавленные толщи, реагировали формированием сколовых разрывов.

В тектонической структуре изученного профиля распространен кливаж двух типов, развитый только в глинистых породах. Первый является более ранним образованием и представлен слоевым кливажом, параллельным напластованию и получившим развитие только в крупных складках. Второй тип, в основном распространенный в дополнительных мелких складках, является более поздней текстурой и представлен исключительно секущим кливажом субширотного простирания.

Заключение

Особенности складчатой структуры изученного пересечения свидетельствуют о различном ее генезисе, происходящем в процессе двухэтапной разноплановой деформации слагающих его толщ. На первом раннеорогенном этапе дислокации (юра-средний миоцен) Кавказ испытал северо-восточное тангенциальное сжатие, вызванное придвиганием и прижатием ЧЗ микроконтинента к БК. В результате в регионе была сформирована основная линейная складчатая структура северо-западного простирания, крупные региональные разломы и слоевой кливаж. На втором позднеорогенном или новейшем этапе деформации (поздний миоцен-антропоген) складчатая структура БК испытывала косое субмеридиональное горизонтальное сжатие. Причиной деформации явилось долготное придвигание Ксанского шоля, блока ЧЗ микроконтинента и его внедрение в складчатую структуру БК [Гиоргобиани, 1999, 2005]. Смена направления тангенциального сжатия способствовала возникновению в регионе, наложенной на раннюю структуру, поздней малой складчатости субширотной ориентации, мелких разрывов скалывания и секущего кливажа субширотной ориентировки.

Перечисленные выше особенности складчатой структуры изученной территории БК свидетельствуют о неоднократных, разноплановых, последовательно накладывающихся друг на друга, складчатых деформациях слагающих ее толщ. В таких условиях, разными механизмами была образована современная сложная складчатая структура южного склона БК на протяжении ущелья р. Ксани, в альпийском цикле тектогенеза региона.

Литература

1. Адамия Ш.А. Материалы о геологическом строении предгорий Большого Кавказа между Бассейном р. Малой Лиахви и меридианом г. Душети. – Тбилиси: Мецниереба, 1958. – 34 с.
2. Ажгирей Г.Д. Структурная геология. – М.: Изд-во Московского университета, 1966. – 348 с.
3. Варенцов М.И. Геологическое строение и нефтеносность западной части Куринской депрессии. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1950. – 258 с.
4. Вассоевич Н.Б. Геологический очерк северо-западной части Кахетии и восточной части Эрцо-Тианетского района. Азнефтеразведка. Фонды ГУ Грузии. – 1941.
5. Гамкрелидзе П.Д. Тектоника. // Геология СССР. Т.Х. Ч. 1. Грузинская ССР. Геологическое строение. – М.: Недра, 1964. – С. 453-491.
6. Гиоргобиани Т.В. Шолевая тектоника Большого Кавказа и прилегающего Закавказья. // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Мат. Совещ. Т. 1. – М.: ГЕОС, 1999. – С. 178-181.
7. Гиоргобиани Т.В. Альпийская коллизионная геодинамика Большого Кавказа и прилегающего Закавказья. // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 143-146.
8. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. К вопросу о происхождении листрических разломов. // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. – 2000. – Вып. 115. – С. 215-226.
9. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Коллизионный кливаж Центрального Кавказа. // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. – Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «ГЕО», 2003. – С. 280-282.
10. Заика-Новацкий В.С., Казаков А.Н. Структурный анализ и основы структурной геологии. – Киев: Выща Школа, 1989. – 279 с.
11. Канделаки Д.Н. История геологического развития предгорий Большого Кавказа (междуречье Лиахви и Иори). // Автореф. кандид. дисс. – 1975. – 25 с.

12. Кахадзе И. Р., Канделаки Н. А. Геологическое описание листа К-38-ХУ (Душети). Фонды УГ ГССР. – Тбилиси. – 1946.
13. Леонов М. Г. Тектоногравитационные микситы центрального сегмента Южного склона Большого Кавказа. // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 231-250.
14. Шириашили О. И., Вашакидзе И. Г. и др. Геологическое описание бассейнов рр. Малая Лиакви, Меджуда, Лехура и Ксани (отчет Лиаквской г/с партии, листа К-38-65-Б, по работам 1959 г.). Фонды ГУ ГССР. – Тбилиси. – 1960. – 340 с.
15. Adamia S. A. Plate tectonic and evolution of the Alpine system. Discussion. // *Bul. Geol. Soc. America*. – 1975. – V. 86. – pp. 15-17.
16. Adamia S. A., Lortkipanidze M. B., Zakariadze G. S. Evolution of an active continental margin exemplified by the Alpine history of the Caucasus. // *Tectonophysics*. – 1977. – V. 40. No. 3-4. – pp. 183-199.
17. Adamia S. A., Chkhotua T. G., Gvartadze T. T., Lebanidze Z. A., Lursmanashvili N. D., Sadradze N. G., Zakaraia D. P., Zakariadze G. S. Tectonic setting of Georgia-Eastern Black Sea: a review. // *The Geological Society of London*. – 2017. – pp. 11-40.
18. Ershov, A. V. Newest geodynamics of Caucasian-Arabian-East-African region / A. V. Ershov, A. M. Nikishin. // *Geotectonica*. – 2004. – No. 2. – pp. 55-72.
19. Gamkrelidze I. P. Geodynamic evolution of the Caucasus and adjacent areas in Alpine time. // *Tectonophysics*. – 1986. – No. 127. – pp. 261-277.
20. Gamkrelidze I. P. Geologic structure and evolution of the Republic of Georgia. // *Encyclopedia of European and Asian Regional Geology*. Publ. Chapman & Hall. – 1997. – pp. 256-261.
21. Gamkrelidze I. P., Giorgobiani T. V. Kinematics of the Alpine deformation of the Caucasus and adjacent areas. *Mechanics of Jointed and Faulted Rock*. – Rotterdam. – 1990. – pp. 183-186.
22. Giorgobiani T., Zakaraia D. Listric Faults Structure in Folded-faulted Regions. // XVIIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association. Belgrade. September 3-6. – 2006. – pp. 178-181.
23. Giorgobiani T., Zakaraia D. Intersecting Folding of Some Tectonic Zones of the Greater Caucasus. // *The Problems of Geology of the Caucasus*. International Science Conference. Proceedings. 25-27 November 2010. – Tbilisi. – 2010. – V. 1. – pp. 39-41.
24. Giorgobiani T., Zakaraia D. The Newest and Modern Tectonics of the Greater Caucasus and of the Adjacent Transcaucasus. // 1st International Conference and Workshop. Caucasus Active Tectonics and Magmatism. Hazards and Resources. 29 August-3 September. – Tbilisi. – 2013. – pp. 17-18.
25. Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. // *Tectonophysics*. – 1989. – V. 161. – pp. 1-21.

References

1. Adamia Sh. A. Materials on the geological structure of the foothills of the Greater Caucasus between the River Basin of Lesser Liakhvi and the meridian of Dusheti. Tbilisi. Metzniereba, 1958. 34 p. (In Russ.)
2. Azhgirey G. D. Structural geology. Moscow. Publishing House of Moscow University, 1966. 348 p. (In Russ.)
3. Varentsov M. I. Geological structure and oil content of the western part of the Kurinsk depression. Moscow-Leningrad. Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1950. 258 p. (In Russ.)
4. Vassoevich N. B. Geological profile of the northwestern part of Kakheti and the eastern part of Ertso-Tianeti region. *Aznefterazvedka*. Funds of the GD of Georgia. 1941. (In Russ.)
5. Gamkrelidze P. D. Tectonics. *Geology of the USSR*. Vol. X. Part 1. Georgian SSR. Geological structure. Moscow. Nedra, 1964. pp. 453-491. (In Russ.)

6. Giorgobiani T.V. Shol tectonics of the Greater Caucasus and adjacent Transcaucasia. Tectonics, geodynamics and processes of magmatism and metamorphism: Proceedings of session. Vol. 1. Moscow. GEOS, 1999. pp. 178-181. (In Russ.)
7. Giorgobiani T.V. Alpine collision geodynamics of the Greater Caucasus and adjacent Transcaucasia. Tectonics of the Earth's crust and mantle. Tectonic patterns of the location of minerals. Vol. 1. Moscow. GEOS, 2005. pp. 143-146. (In Russ.)
8. Giorgobiani T.V., Zakaraya D.P. To the question of the origin of listric faults. In: Proceedings of GIN AN of Georgia. New ser. 2000. Issue 115. pp. 215-226. (In Russ.)
9. Giorgobiani T.V., Zakaraya D.P. Collision cleavage of the Central Caucasus. Stress-strain state and seismicity of the lithosphere. Novosibirsk. Publishing House of the SB RAS. Branch "GEO", 2003. pp. 280-282. (In Russ.)
10. Zaika-Novatsky V.S., Kazakov A.N. Structural analysis and the fundamentals of structural geology. Kiev. Vyscha Shkola, 1989. 279 p. (In Russ.)
11. Kandelaki D.N. The history of the geological development of the foothills of the Greater Caucasus (between the Liakhvi and Iori rivers). Abstract. Candidate diss. 1975. 25 p. (In Russ.)
12. Kakhadze I.R., Kandelaki N.A. Geological description of the sheet K-38-HU (Dusheti). Funds of the DG GSSR. Tbilisi. 1946. (In Russ.)
13. Leonov M.G. Tectonogravity mixites of the central segment of the southern slope of the Greater Caucasus. The Greater Caucasus in the Alpine era. Moscow. GEOS, 2007. pp. 231-250. (In Russ.)
14. Shiriazhvili O.I., Vashakidze I.G. et al. Geological description of the basins of the river Malaya Liakhvi, Medzhuda, Lekhura and Ksani (report of the Liakhva geological party, sheet K-38-65-B, on the works of 1959). Funds of the GD GSSR. Tbilisi. 1960. 340 p. (In Russ.)
15. Adamia S.A. Plate tectonic and evolution of the Alpine system. Discussion. Bul. Geol. Soc. America. 1975. Vol. 86. pp. 15-17.
16. Adamia S.A., Lortkipanidze M.B., Zakariadze G.S. Evolution of an active continental margin exemplified by the Alpine history of the Caucasus. Tectonophysics. 1977. Vol. 40. No. 3-4. – pp. 183-199.
17. Adamia S.A., Chkhotua T.G., Gavtadze T.T., Lebanidze Z.A., Lursmanashvili N.D., Sadradze N.G., Zakaraia D.P., Zakariadze G.S. Tectonic setting of Georgia-Eastern Black Sea: a review. The Geological Society of London. 2017. pp. 11-40.
18. Ershov, A. V., Nikishin. A. M. Newest geodynamics of Caucasian-Arabian-East-African region. Geotectonica. 2004. No. 2. pp. 55-72.
19. Gamkrelidze I.P. Geodynamic evolution of the Caucasus and adjacent areas in Alpine time. Tectonophysics. 1986. No. 127. pp. 261-277.
20. Gamkrelidze I.P. Geologic structure and evolution of the Republic of Georgia. Encyclopedia of European and Asian Regional Geology. Publ. Chapman&Hall. 1997. pp. 256-261.
21. Gamkrelidze I.P., Giorgobiani T.V. Kinematics of the Alpine deformation of the Caucasus and adjacent areas. Mechanics of Jointed and Faulted Rock. Rotterdam. 1990. pp. 183-186.
22. Giorgobiani T., Zakaraia D. Listric Faults Structure in Folded-faulted Regions. XVIIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association. Belgrade. September 3-6. 2006. pp. 178-181.
23. Giorgobiani T., Zakaraia D. Intersecting Folding of Some Tectonic Zones of the Greater Caucasus. The Problems of Geology of the Caucasus. International Science Conference. Proceedings. 25-27 November 2010. Tbilisi. 2010. Vol. 1. pp. 39-41.
24. Giorgobiani T., Zakaraia D. The Newest and Modern Tectonics of the Grater Caucasus and of the Adjacent Transcaucasia. 1st International Conference and Workshop. Caucasus Active Tectonics and Magmatism. Hazards and Resources. 29 August-3 September. Tbilisi. 2013. pp. 17-18.
25. Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. Tectonophysics. 1989. Vol. 161. pp. 1-21.