

УДК 551.243

DOI: [10.23671/VNC.2019.4.44490](https://doi.org/10.23671/VNC.2019.4.44490)

Оригинальная статья

Интерференционная складчатость южного склона Большого Кавказа

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 «Геология», Грузия, 0179, г. Тбилиси, ул. Я. Николадзе, 5а,
e-mail: d_zakara@yahoo.com*Статья поступила: 04.10.2019, после рецензирования: 27.10.2019, принята к публикации: 07.11.2019*

Аннотация: **Актуальность работы.** В результате проведенных многочисленных детальных геолого-структурных исследований Большого Кавказа (БК) было установлено, что имеющиеся в настоящее время представления об объекте исследования – морфологии альпийской складчатости региона не совсем верны и нуждаются в существенном пересмотре. **Цель работы** - установить механизм формирования современной складчатой структуры региона. **Методы исследования:** полевые исследования проявлений и простираения структур складчатости с привлечением современных подходов. Они позволили получить совершенно другие данные о структурном строении БК, чем это было известно по предшествующим работам. **Результаты работы.** Установлено развитие интерференционной складчатости. Она слагает краевую южную часть отдельных участков Северо-Западного, Центрального и Юго-Восточного Кавказа. Полоса развития интерференционной складчатости, длиной более 85 км и шириной до 25 км, имеет в общем субширотное простираение, в отличие от северо-западной ориентировки главной линейной складчатости региона. Все участки характеризуются развитием однообразных почти идентичных по морфологии и ориентировке пересекающихся складчатых структур. Они представлены как линейными складками, так и брахиформными, а также нелинейными округлыми структурами. В линейных коротких линзовидных складках часто наблюдается изгибание шарниров как в плане, так и в разрезе. Иногда отмечается разветвление структур, фестончатая морфология их периклиналей и клиновидные формы складок. Куполовидные, чашеобразные и брахиформные структуры имеют в плане округлые, овальные, каплевидные, четырехугольные и подковообразные очертания. Возникли они путем преобразования первичных пликативных структур, сформированных на ранне-среднеальпийском и раннеорогенном этапах, в обстановке северо-восточного тангенциального сжатия Большого Кавказа. Во время позднеорогенной стадии ориентация раннего давления в регионе сменилась субмеридиональным стрессом. Это вызвало придвигание на север отдельных блоков-шолей Черноморско-Закавказского микроконтинента и их внедрение в складчатую систему Большого Кавказа. Такая деформация обусловила косое наложение на локальных участках развития ранней складчатости субмеридионального давления и повторное сжатие структур. В результате сочетания этих разноориентированных процессов дислокации в краевой южной зоне Большого Кавказа произошло образование типичной интерференционной структуры. Таким образом, механизм формирования интерференционной складчатости представляет собой результат проявления разновозрастных внешних односторонных, но разноплановых тангенциальных деформаций, происходящих в альпийском цикле на Большом Кавказе.

Ключевые слова: Большой Кавказ, интерференционная складчатость, субмеридиональное сжатие, шолы, складчатая система, придвиг, линейные складки.

Для цитирования: Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Интерференционная складчатость южного склона Большого Кавказа. *Геология и Геофизика Юга России*. 2019. 9(4): 72-86. DOI: [10.23671/VNC.2019.4.44490](https://doi.org/10.23671/VNC.2019.4.44490).

DOI: [10.23671/VNC.2019.4.44490](https://doi.org/10.23671/VNC.2019.4.44490)

Original paper

Interference Folding of the Southern Slope of the Greater Caucasus

T.V. Giorgobiani ^{1, 2}, D.P. Zakaraia³¹Ivane Javakhishvili Tbilisi State University, 1 Chavchavadze Ave., Tbilisi 0179, Georgia;²Al. Djanelidze Geological Institute, 31 Politkovskaia Str., Tbilisi 1086, Georgia,
e-mail: ciala_gugava@mail.ru;³LTD "Geologi", 5a J. Nikoladze Str., Tbilisi 0179, Georgia, e-mail: d_zakara@yahoo.com

Received: 04.10.2019, revised: 27.10.2019, accepted: 07.11.2019

Abstract: Relevance. As a result of numerous detailed geological and structural explorations of the Greater Caucasus, it was found that the current understanding of the study object (the morphology of the alpine folding of the region) is not correct exactly and it needs to be substantially revised. **Aim.** To establish a mechanism for the formation of a modern folded structure of the region. **Methods.** Field studies of the manifestations and stretching of folding structures using modern approaches. They made it possible to obtain completely different data on the structure of the Greater Caucasus than was known from previous works. **Results.** The development of the interference folding has been established. It builds up southern marginal part of separate areas of North-West, Central and South-East Caucasus. The 85 km long and 25km wide stripe of development of the interference folding in general has sublatitudinal directions in distinction from NW orientation of main linear folding of the region. All areas are characterized with development of uniform intersecting folded structures of nearly identical morphology. They are represented by linear folds as well as by brachiform folds and nonlinear rounded structures. Individual folds in the plane have NW, sublatitudinal and submeridional orientation. It's built up with multi-order structures of folds of different shape and size, from first hundred meters to several kilometers and first tenth kilometers. In short linear lens-shaped folds bending of fold hinges in plane and section are observed. Sometimes branching of the structures, festoon morphology of their pericline and wedge-shaped forms are recorded. Domes, pit-like (cuppy) and brachiform structures in plane have rounded, oval, drop-shaped, four-sided (quadrangular), horseshoe shapes. It occurred due to the transformation of the primary linear plicative structures, formed at the Early-Middle Alpine and Early Orogenic stages during the NW tangential compression of the Greater Caucasus. At the Late Orogenic collision stage, the orientation of the previous stress in this region was replaced by the submeridional stress. It caused the northward movement of certain block-schols of the Black Sea-Transcaucasian micro-continent and its intrusion into the folded system of the Greater Caucasus. Such deformation caused the oblique superposition of submeridional strains and the repeated compression of the structures on the local areas of development of the previous folding of submeridional strains. In the result of combination of these processes of different orientation typical interferential structure was formed in the southern edge zone of the Greater Caucasus. Thus, mechanism of the formation of interferential folding represents manifestation of external unilateral, but diversified (in plane) tangential deformations occurred during the Alpine cycle in the Greater Caucasus.

Keywords: Greater Caucasus, interference folding, submeridional compression, schols, folded system, movement, linear folds.

For citation: Giorgobiani T.V., Zakaraia D.P. Interference Folding of the Southern Slope of the Greater Caucasus. *Geologiya i Geofizika Yuga Rossii = Geology and Geophysics of Russian South*. 2019. 9(4): 72-86. (In Russ.) DOI: 10.23671/VNC.2019.4.44490.

Введение

В результате проведенных многочисленных детальных геолого-структурных исследований Большого Кавказа (БК) авторами было установлено, что имеющиеся в настоящее время представления о морфологии альпийской складчатости региона не совсем верны и нуждаются в существенном пересмотре. Новые исследования позволили получить совершенно другие данные о структурном строении БК, чем это было известно по предшествующим работам [Adamia, 1975; Adamia et al., 1977, 2017; Gamkrelidze, 1986, 1997; Gamkrelidze, Giorgobiani, 1990]. Поэтому появилась возможность по-новому рассмотреть историю и механизм формирования современной складчатой структуры изучен-

ного региона.

Было установлено, что в сложной современной структуре БК присутствуют складчатые образования различной морфологии, ориентации, возраста и генезиса. Кроме основной линейной складчатости общекавказского направления, в его пределах развиты и более молодые пликативные структуры, наложенные на первичную складчатость, что фиксируют два главных качественно новых этапа деформации региона.

Главная альпийская линейная северо-западная разнотензионная складчатость БК возникла в результате северо-восточного сжатия слагающих его мезозойско-кайнозойских слоистых толщ в результате придвигания жесткого единого Черноморско-Закавказского микроконтинента (ЧЗМ) к заполненному отложениями пластичному осадочному прогибу БК [Гиоргобиани, 1999а]. Придвигание и прижатие ЧЗМ к БК вдоль плоскости Южного краевого глубинного разлома обусловило его альпийскую дислокацию. Этот тип деформации условно можно назвать стадией «пластичной» коллизии. Происходило это в течение проявления ранне-среднеальпийского и раннеорогенного этапов складкообразования (предкелловейская, пиренейская и штирийская фазы тектогенеза).

Структурными особенностями основной складчатости являются: линейный морфологический облик, в разной степени сжатый поперечный профиль, однообразное крутое залегание осей складок, преимущественно селективный кливаж течения, а также слабый уровень соскладчатого регионального метаморфизма не превышающий фации зеленых сланцев.

С позднеорогенной стадии на БК изменился план тектонического горизонтального давления с северо-восточного направления на субмеридиональное [Гиоргобиани, 1997]. Наиболее молодые (поздний миоцен-антропоген) деформации происходили в условиях «твердой» коллизии, когда продвигались на север и сталкивались отдельные блоки (шоли) ЧЗМ с участками интенсивно сжатой уже консолидированной складчатой системы БК. Наложённые коллизионные деформации сильно исказили общую раннюю линейную структуру региона. Новейшее коллизионное структурообразование проявилось на его территории уже весьма неравномерно в пределах различных тектонических зон.

На неотектоническом этапе особенно сильные деформации происходили ранее и продолжают развиваться сейчас в зоне столкновения южного склона БК и ЧЗМ. Долготное напряжение обусловило формирование принципиально новых неоднородных коллизионных дислокаций – субширотной складчатости, диагональных разрывов, кливажа, покровно-надвиговых и других структур.

Отметим, что ранее на новые коллизионные структуры обычно не обращали внимание и их неправильно рассматривали совместно с предыдущей главной складчатостью в регионе, на которую они несогласно наложены. Поэтому они выделены авторами как самостоятельный класс тектонических структур, присущий только коллизионному этапу развития БК [Гиоргобиани, 2004]. В связи с этим молодые коллизионные структуры приобретают чрезвычайно важное значение при определении механизмов альпийского тектогенеза и заслуживают специального изучения, отдельно от основной складчатости.

Расположение интерференционной складчатости в структуре БК

К коллизионным складчатым структурам также относится интерференционная (перекрестная, пересекающаяся, преобразованная, переориентированная) складчатость, образующая одну из значительно распространенных групп пликативных структур южного склона БК. Как известно, она формируется в результате интерференционного наложения складчатых волн различной величины и ориентировки. Структуры возникают вследствие повторного косоугольного сжатия ранее сформированной линейной многопорядковой складчатости подвижной зоны. Таким образом, молодая наложенная складчатость является суммарным результатом такой разноплановой деформации [Паталаха, Слепых, 1974]. В отличие от ранней линейной доколлизионной складчатости, которая развита регионально по всей территории БК, интерференционные структуры имеют в регионе только локальные распространения [Giorgobiani, Zakaraia, 2010].

Интерференционная складчатость, в пределах БК, длиной более 85 км и шириной до 25 км, слагает южную краевую часть отдельных участков складчатой системы Северо-Западного, Центрального и Юго-Восточного Кавказа. В этих сегментах БК интерференционная складчатость размещена на участках прилегания разновеликих блоков (шолей) ЧЗМ, имеющих на новейшем этапе придвиговую кинематику (рис. 1).

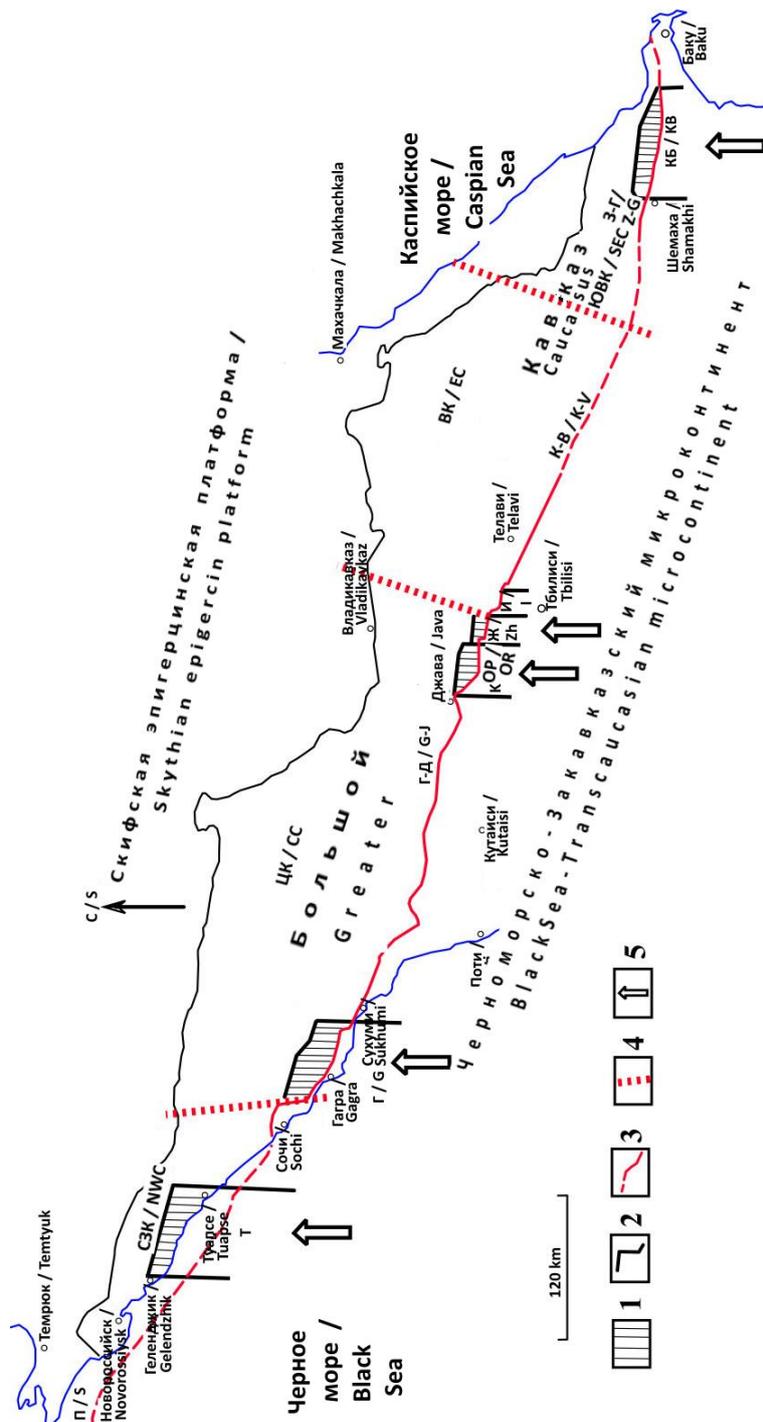


Рис. 1. Схема расположения участков развития интерференционной складчатости в пределах южного склона Большого Кавказа

1 – участки интерференционной складчатости; 2 – границы шолой; 3 – Южный краевой разлом Большого Кавказа; 4 – разломные границы сегментов Большого Кавказа; 5 – направление придвигания шолой. СЗК – Северо-Западный Кавказ, ЦК – Центральный Кавказ, ВК – Восточный Кавказ, ЮВК – Юго-Восточный Кавказ. Шолой: Гл – Геленджикская, Т – Туапсинская, Г – Гудаутская, С – Сухумская, К – Ксанская, Ж – Жинвальская, И – Иорская, КБ – Кобыстанская. Краевые разломы: П – Приморский; Г-Д – Гагра-Джавский; ОР – Орхевский; К-В – Кахети-Вандамский; З-Г – Зангинско-Геральдинский. /

Fig. 1. The scheme of the areas of interference folding development within the southern slope of the Greater Caucasus

1 – areas of interference folding; 2 – the boundaries of the scholles; 3 – Southern marginal fault of the Greater Caucasus; 4 – fault boundaries of the Greater Caucasus segments; 5 – direction of the scholles moving. NWC – Northwest Caucasus, CC – Central Caucasus, EC – Eastern Caucasus, SEC – Southeast Caucasus. Scholles: Gl – Gelendzhik, T – Tuapse, G – Gudauta, S – Sukhumi, K – Ksani, Zh – Zhinvali, I – Iora, KB – Kobystan. Edge faults: P – Primorsk; G-J – Gagra-Java; OR – Orhevi; K-V – Kakheti-Vandams; ZG – Zanginsk-Geralda.

Полосы развития интерференционной складчатости имеют в общем субширотные простирания, чем они отчетливо выделяются на фоне северо-западной ориентировки главной сжатой линейной складчатости БК. Кроме того, эти участки характеризуются сложным внутренним строением, где с линейными структурами сочетаются складки другой морфологии, имеющие кроме субширотного и антикавказские юго-западные, юго-восточные и субмеридиональные направления.

На этих местах складчатой системы БК осуществлялось коренное изменение первичной линейной складчатой структуры, выражающееся в образовании интерференционной складчатости, в связи со сменой расположения планов деформации. Повторное субмеридиональное сжатие уже существующей линейной складчатости северо-западной ориентировки в косом, под углом примерно 45° , относительно ее простирания направления, вызвало преобразование ранней складчатой структуры. В результате произошло формирование новых, отличных по морфологии, генезису, размеру и ориентировке интерференционных структур. Складки имеют как линейные, так и многообразные нелинейные формы и представлены в основном куполовидными, брахиморфными и более сложными пликативными образованиями. Это значительно усложнило тектоническое строение отдельных участков южного края БК, а иногда сильно завуалировало ее первоначальную складчатость. Наличие широкого спектра морфологически разновидных структур создает структурную дисгармонию в плане между интерференционной и ранней линейной складчатостью [Giorgobiani, 1995].

Описание интерференционных структур по участкам

Ниже приводится краткое описание выделенных участков распространения интерференционной складчатости в пределах южного склона БК.

Северо-Западный Кавказ. В пределах этого сегмента БК интерференционная складчатость отмечается на южном склоне региона в Новороссийско-Лазаревской тектонической зоне. Участок находится к северу от Туапсинской шолы и представлен складчатыми структурами весьма своеобразной морфологии, имеющими аномальную относительно основной складчатости близширотную, в общем, ориентировку (рис. 2).

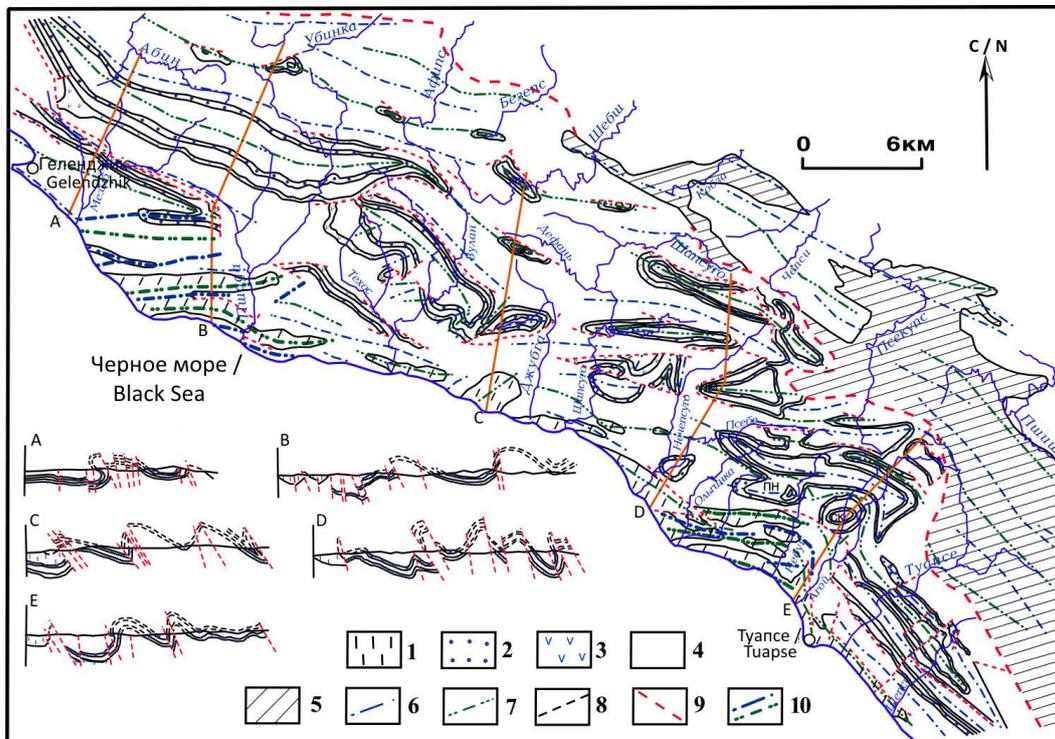


Рис. 2. Схема геологического строения р. Мезыб – г. Туапсе участка БК.
(Составлена по геологической карте Резникова В.И., Григоренко В.В., 1984).

1 – палеоген; верхний мел; 2 – сантонский ярус, 3 – сеноманский ярус; 4 – нижний мел, а также турон-коньякский и кампан-датский ярусы объединенные; 5 – нижняя-средняя юра; 6 – оси антиклиналей; 7 – оси синклиналей; 8 – разрывные нарушения; 9 – разломы; 10 – оси новообразованных антиклиналей и синклиналей. А, В, С, D – геолого-структурные профили. /

Fig. 2. The scheme of the geological structure of the river Mezyb – Tuapse city of the GC segment. Compiled from the geological map of Reznikov V.I., Grigorenko V.V., 1984).

1 – Paleogene; Upper Cretaceous; 2 – the Santonian stage, 3 – the Cenomanian stage; 4 – the Lower Cretaceous, as well as the Turonian-Cognac and Campanian-Danish stages combined; 5 – Lower-Middle Jurassic; 6 – axis of anticlines; 7 – axis of synclines; 8 – disjunctive dislocations; 9 – faults; 10 – axis of the newly formed anticlines and synclines. A, B, C, D, E – geological and structural profiles.

Изменение главного северо-западного (аз. 295–305°) направления складчатой структуры на субширотное (аз. 270–275°) происходит на меридиане г. Туапсе. Такая ориентация сохраняется на участке длиной более 85 км, простирающемся на запад до устья р. Мезыб. Здесь складки вновь меняют свою ориентировку и приобретают обычное северо-западное направление. Северная граница развития интерференционных структур, восточнее р. Вулан, проходит по водоразделу Кавказского хребта, западнее – в осевой части южного склона и затем уходит под воды Черного моря. В пределах последнего расположена и вся южная граница рассматриваемого участка. Максимальная ширина этой полосы наблюдается в ее восточной половине, где она достигает 20–25 км, а к западу ширина уменьшается до 5–10 км. Развитие интерференционной складчатости в крайней восточной части данной территории было отмечено и ранее [Островский, Бурлакин, 1974].

В указанных пределах данный отрезок Новороссийско-Лазаревской зоны сложен флишевыми и субфлишевыми мел-среднепалеогеновыми отложениями. Они представлены согласно залегающими терригенными, карбонатно-терригенными и карбонатными толщами, общая мощность которых составляет 8,2–10,5 км.

Как показали проведенные авторами детальные исследования [Гиоргобиани, Закарая, 1989], участок развития этих мощных осадочных комплексов характеризуется очень сложным внутренним строением. Они представлены разнообразными по морфологии и ориентировке складками, сильно отличающимися от окружающей складчатости. Эти структуры имеют юго-западные (аз. 235–255°), северо-западные (аз. 285–320°), субмеридиональные (аз. 10°) и субширотные (аз. 273–277°) простирания осей. Структуры с субширотным простиранием имеют наиболее крупные складки, ширина которых составляет 1–2,7 км, а длина – 10–20 км. В этой полосе часто наблюдается изгибание шарниров складок как в плане, так и в вертикальном разрезе. Наряду с этим существенно меняется и морфология складчатости, в которой отмечаются брахиформные структуры длиной 3–5 км и шириной – 1–2 км, также разветвление складок и фестончатые очертания их периклиналей, а также необычные клинообразные формы структур, размером до 7 км.

На рассматриваемом участке антиклинали иногда имеют изометричную или овальную куполообразную форму, а синклинали чашевидный или корытообразный вид, величиной 3,5–5 км. Кроме того, наблюдается развитие мелких новообразованных складок субширотного направления, на пологих крыльях крупных первичных складок северо-западного простирания, шириной 1–2 км. Некоторые структуры осложнены крутопадающими взбросами и взбросо-сдвигами, в основном субширотного простирания.

Сочетание всех этих структурных форм создает на этом участке Большого Кавказа чрезвычайно сложный рисунок морфологии интерференционной складчатости, которая резко выделяется на общем фоне основных северо-западных линейных складок региона.

Центральный Кавказ. В пределах этого сегмента БК интерференционная складчатость развита в его крайних западной и восточной частях. Первый участок расположен в Западной Абхазии, а второй – в междуречье Малой Лиахви и Пшавской Арагви.

В Западной Абхазии интерференционные структуры размещены в Гагра-Джавской тектонической зоне, между селами Гантиади и Приморское. Протяженность этой полосы составляет 60 км, а ширина меняется от 20–25 км на востоке, до 15 км на западе. На этом участке складчатая структура БК имеет дисгармоничную, в целом близширотную (аз. 275–285°) ориентировку. Северная граница развития интерференционной складчатости проходит на широте оз. Рица, за которой севернее расположены зоны, характеризующиеся обычными общекавказскими (аз. 290–300°) простираниями. В западном направлении эти структуры распространяются до ущ. р. Псоу, а в восточном – до меридиана, проходящего через с. Ахали-Атони. На юге данная полоса ограничена крутой флексурой и расположена напротив Гудаутского шоля ЧЗМ. Ширина рассматриваемого участка неоднородна и составляет на востоке 21 км, в центральной части – 24 км, а на западе – 14 км (рис. 3).

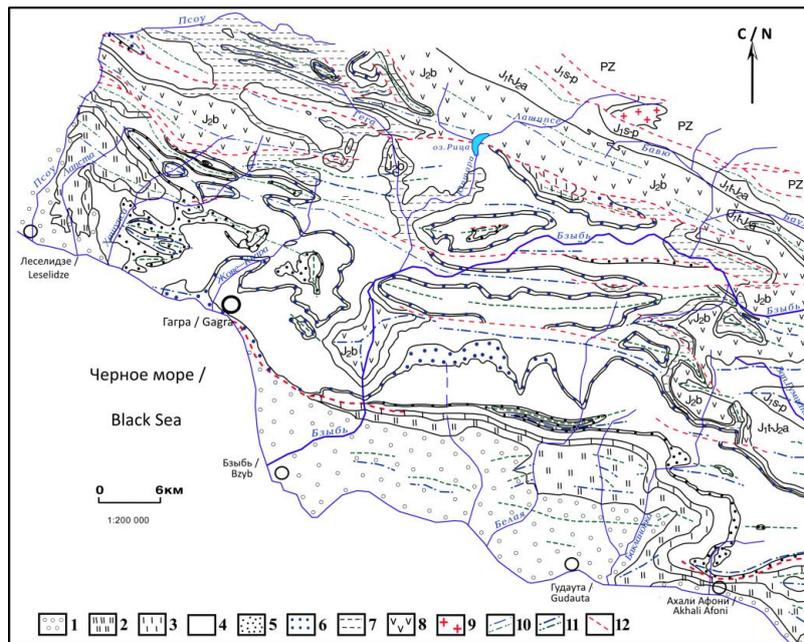


Рис. 3. Схема геологического строения Гантиади-Приморского участка БК (составлена по Атласу геологических карт, Букия С.А. и др., 1971).

1 – неоген-антропоген, 2 – верхний эоцен-олигоцен, 3 – палеоцен-эоцен; 4 – верхний мел, баррем, титон, тоарс-аален, синемюр-плинсбах, палеозой; 5 – апт-альб; 6 – берриас-готерив; 7 – келловей-киммеридж; 8 – байос-бат; 9 – гранодиориты; 10 – оси антиклиналей и синклиналей; 11 – оси новообразованных антиклиналей и синклиналей; 12 – разломы. /

Fig. 3. Scheme of the geological structure of the Gantiadi-Primorsk section of the GC. Compiled according to the Atlas of geological maps, Bukia S.A. et al., 1971.

1 – Neogene-Anthropogen, 2 – Upper Eocene-Oligocene, 3 – Paleocene-Eocene; 4 – Upper Cretaceous, Barrem, Tithon, Toars-Aalen, Cinemiure-Plinsbach, Paleozoic; 5 – Aptian-Albian; 6 – Berrias-Hauteriv; 7 – Callovian-Kimmeridge; 8 – Bayos-Bat; 9 – granodiorites; 10 – axis of anticlines and synclines; 11 – axis of the newly formed anticlines and synclines; 12 – faults.

В названных пределах Гагра-Джавская зона сложена вулканогенной толщей основного состава байосского возраста, глинисто-песчанистыми породами бата, карбонатными свитами верхней юры и мела, а также глинисто-мергелевыми отложениями палеогенового возраста. Общая мощность этих образований, среди которых иногда отмечаются трансгрессивные несогласные контакты, составляет 5,2-6,3 км.

Детальный анализ складчатости участка показал, что полоса развития этих различных комплексов пород имеет сложную внутреннюю структуру и представлена разнообразными по морфологии и ориентировке складками [Гиоргобиани, 1991]. Среди них выделяются линейные складки и полускладки, простирание которых колеблется в пределах азимутов 270–295°. Длина единичных крупных складок достигает 8–13 км, а ширина – 3,5 км. Более мелкие структуры протягиваются на 5–10 км, имея ширину 0,5–0,8 км. Кроме того, широким развитием на этом участке пользуются куполовидные, овальные, линзовидные и брахиформные структуры, а также искаженные четырехугольные, корытообразные складки, с изогнутыми вовнутрь сторонами. Размеры этих разнообразных по форме нелинейных структур меняются в широком диапазоне: длина – от 0,8 км до 5 км, а ширина – 0,5–3 км. Оси этих структур, часто слабо изогнутые, имеют северо-западные (аз. 295–315°), близширотные (аз. 265–285°), северо-восточные (аз. 25–40°) и субмеридиональные (аз. 350–360°) направления. Для складок любой морфологии и ориентации характерны извилистые очертания в плане, представляющие собой их осложнение более мелкими дополнительными структурами размером 0,3–0,5 км.

Развитие по-разному ориентированных морфологически линейных и нелинейных, овальных, брахиформных или более сложных причудливых складок создает в плане весьма причудливый структурный рисунок складчатости. Такая неоднородная складчатая структура, как известно, является результатом новейшего преобразования первичных линейных складок, путем повторного косога сжатия. Это свидетельствует о проявлении на локальном участке Гагра-Джавской зоны Западной Абхазии хорошо выраженной интерференционной складчатости.

В междуречье Малой Лиахви и Пшавской Арагви существование интерференционной складчатости, как и на предыдущем участке, впервые было выявлено авторами. Строение складчатой структуры данного сегмента БК установлено в результате детального структурного изучения ущелий рек Ксани, Белой и Пшавской Арагви, а также анализа существующих материалов геологических съемок крупно- и среднемасштабных карт региона.

Южная граница области распространения интерференционных структур протягивается вдоль зоны соприкосновения складчатой системы БК с Ксанской и Жинвальской шолями ЧЗМ (см. рис. 4). С севера она ограничена полосой расположения главной сжатой линейной складчатости, которая резко отличается от преобразованных складок своей северо-западной (аз. 290–300°), несогласной с ними, ориентацией. Западная и восточная границы развития переориентированных структур проходят по названным ущельям, проходящим вдоль сс. Белоти и Гудрухи, расстояние между которыми составляет 57 км. Наиболее большую ширину эта территория имеет по ущелью р. Ксани, напротив расположения одноименной шоли, где она достигает 23 км. К западу ее ширина постепенно сужается до 7 км. Восточнее полосы, в районе прилегания Жинвальской шоли, тоже наблюдается сужение ее ширины до 10–12 км. Причиной такого неодинакового развития новейших структур является более интенсивная деформация, размещенной к северу от Ксанского шоля площади, чем контактирующего с Жинвальским шолем участка, разграниченного проходящим вдоль р. Ксани меридиональным разломом. Это способствовало передаче субмеридионального горизонтального напряжения и возникновению преобразованных структур на территории, значительно превосходящей область приложения тектонических усилий.

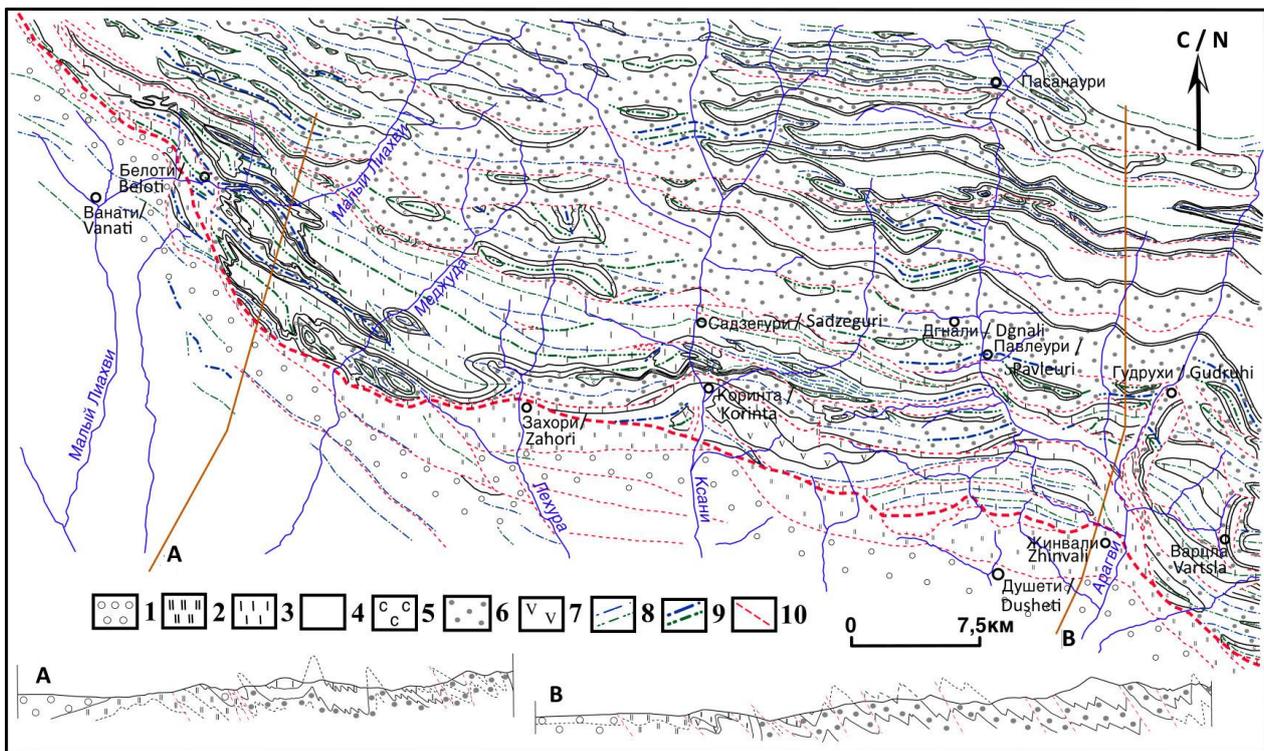


Рис. 4. Схема геологического строения междуречья Малый Лиахви-Арагви участка БК (составлена по геологическим картам Авалишвили П.И. и др., 1958; Шириаивили О.И. и др., 1959, 1962, 1963; Канделаки Д.Н. и др., 1981).

1 – плиоцен- антропоген; 2 – миоцен, 3 – палеоген; 4 – верхний мел, верхний готерив-баррем, аален; 5 – сеноман; 6 – апт-альб; 7 – байос; 8 – оси антиклиналей и синклиналей; 9 – оси новообразованных антиклиналей и синклиналей; 10 – разломы; А, В – геолого-структурные профили. /

Fig. 4. Scheme of the geological structure of the Malyy Liakhi-Aragvi interfluve of the GC segment. Compiled from geological maps Avalishvili P.I. et al., 1958; Shiriaivili O.I. et al., 1959, 1962, 1963; Kandelaki D.N. et al., 1981.

1 – Pliocene-Anthropogen; 2 – Miocene, 3 – Paleogene; 4 – Upper Cretaceous, Upper Hauteriv-Barrem, Aalen; 5 – Cenomanian; 6 – Aptian- Albian; 7 – Bajocian; 8 – axis of anticlines and synclines; 9 – axis of the newly formed anticlines and synclines; 10 – faults; А, В – geological and structural profiles.

Полоса распространения интерференционной складчатости между реками Пшавская Арагви и Меджуда, в общем, имеет близширотное (аз. 270–275°) простирание. Далее до р. Малая Лиахви, в крайней западной части участка, его направление резко изменяется, и складки приобретают северо-западную (аз. 300–310°) ориентировку. Изгибание простираний структур происходит вблизи восточного края Центральной части микроплиты ЧЗМ. В отмеченных выше границах складчатая система БК размещена в пределах Гагра-Джавской на юге и Местиа-Тианетской на севере тектонических зон.

В пределах первой зоны главным образом развиты ааленские песчано-глинистые отложения и байосская вулканогенная толща основного состава. Кроме того, здесь наблюдается несколько выходов, трансгрессивно залегающих на более древних породах меловых платформенных осадков мергелей и известняков. Здесь также распространены верхнеэоценовые отложения, несогласно перекрывающие ааленскую толщу, сложенные аргиллитами, мергелями, песчаниками и олистостромами с глыбами, в основном, верхнеюрских (оксфорд-титон) рифовых известняков. Общая видимая мощность мезозойско-кайнозойских отложений в Гагра-Джавской зоне составляет 1,5 км.

В Местиа-Тианетской зоне развиты отложения, согласно сменяющие друг друга: нижнемеловая (апт-альб) терригенная аргиллито-песчаниковая флишевая толща и верхнемеловые (сеноман-маастрихт) карбонатные флишевые отложения, представленные мергелями, известковыми песчаниками и известняками. Выше расположена палеогеновая (палеоцен-эоцен) терригенно-карбонатная толща, состоящая из аргиллитов, мергелей, песчаников и известняков. Суммарная мощность мел-палеогеновых флишевых отложений в этой зоне достигает более 3 км.

Развитая на рассматриваемой площади мощная мезозойско-кайнозойская флишевая толща сложно и своеобразно дислоцирована. Она образует ряд продольных полос развития различных по морфологии и ориентировке складчатости. В средней части участка расположена крупная, сложенная палеогеновыми отложениями, Садзегурская синклиналь, которая прослеживается, в общем, в субширотном направлении на всей его территории. Она представляет собой сильно сжатую, асимметричную, наклоненную на юг структуру, ширина которой 1–4 км. Простирается синклиналь, в целом, конформно южной границе складчатой системы БК. Аналогично, параллельно северному субширотному контакту Ксанского и Жинвальского шолей с БК, ориентирована интенсивно сжатая складчатость юра-палеогеновых отложений Гагра-Джавской тектонической зоны. Их интерференционная деформация выразилась только в изменении первоначального северо-западного направления на субширотное, происшедшем в результате вращения структуры против часовой стрелки в условиях косоугольного субмеридионального сжатия.

Размещенные в пределах Местиа-Тианетской тектонической зоны к северу и югу от Садзегурской синклинали полосы развития апт-альбских флишевых отложений представлены широким спектром морфологически разнообразных структур. Поэтому они резко выделяются на фоне окружающей их однородной ранней линейной складчатости северо-западной ориентировки. На этих территориях наблюдается сонахождение линейных и нелинейных брахискладок, которые среди сложно дислоцированной нижнемеловой толщи, образуют прихотливо расположенные структуры, сложенные более молодыми отложениями.

Среди них в северной полосе отмечаются линейные, но сравнительно короткие и более широкие, антиклинали и синклинали, а также полускладки с отрезанными разрывами крыльями, простирание которых меняется в интервале азимутов 275–285°. Протяженность крупных структур достигают 8,5 км, а ширина их составляет 1–1,5 км. Более мелкие складки имеют длину до 5 км и ширину 0,5–1 км. В пределах южной полосы в междуречье Меджуды и Малой Лиахви, также распространены аналогичные линейные складки, но уже северо-западного (аз. 300–310°) направления. Длина их колеблется в пределах 5–7 км, а ширина равняется 0,8–2 км. В ядрах синклинали структур расположены верхнемеловые и палеогеновые отложения, а в западных частях антиклиналей выходят нижнемеловые толщи.

Значительно более широким развитием на этом участке пользуются нелинейные брахиформные, преимущественно синклинали, складки и полускладки, различных размеров, морфологии и ориентировки. Они имеют в плане весьма разнообразные овальные, линзовидные, округлые чашевидные и другие причудливые формы. Здесь складчатые структуры характеризуются отсутствием единого направления складок и субширотными (аз. 265–275°), северо-западными (аз. 285–290°, редко 300–320°), а также близмеридиональными (аз. 340–345°) простираниями. Длина развитых в

северной полосе брахискладок составляет 1,5–4,5 км, а ширина – 0,5–1,3 км. В южной полосе, напротив Ксанского шоля, где направления этих структур северо-западные (аз. 300–320°), протяженность их изменяется в пределах 0,8–2,1 км, а ширина – 0,4–0,8 км. Брахискладки, расположенные севернее Жинвальского шоля, имеют близширотные (аз. 265–285°) ориентировки, и более крупные размеры: длину – 2,6–5 км, а ширину – 0,8–1 км. Для описанных выше структур характерно плавное изгибание осей складок в плане и развитие в периклиналях конгруэнтных значительно более мелких структур, размером до 100 м.

В пределах рассматриваемой площади отмечается ряд крупных региональных разломов взбросового и сбросового характера, имеющих субширотные и северо-западные простирания. Кроме того, в складчатой структуре широко распространены более мелкие, в основном, пологие сколовые близширотные разрывные нарушения, обладающие различной кинематикой. Такая совокупность развитых локально в разновозрастных толщах складок различной морфологии и ориентировки, указывает на существование на этом участке складчатой системы БК типичной интерференционной складчатости.

Юго-Восточный Кавказ. Интерференционная складчатость, развитая в данном сегменте, размещена в краевой восточной части Закатала-Ковдагской тектонической зоны южного склона БК в пределах Северного Кобыстана. Участок распространения этих структур в целом ориентирована в близком к широтному (аз. 265–280°) направлении, и простирается между р. Пирсагат и устьем р.

Сумгаит, на расстояние 75 км.

Его западная граница проходит по меридиану, расположенному вдоль долготного отрезка р. Пирсагат, а восточная – граничит с Апшеронским полуостровом. С севера он ограничен Алтыагат-Куркачидагской антиклинальной зоной, сложенной меловыми терригенно-карбонатными флишевыми отложениями. Она характеризуется развитием обычных первичных интенсивно сжатых линейных складок северо-западного (аз. 290–295°) простирания, шириной 4–6 км. Южная граница участка проходит по Зангинско-Герадильскому близширотному краевому разлому, по которому складчатая система Большого Кавказа контактирует с Кобыстанским шолем Черноморско-Закавказского микроконтинента (рис. 5). Максимальная ширина этой полосы отмечается на западе, где она достигает 16 км, а на востоке ее ширина уменьшается до 6 км. Размещенная в этих контурах по-разному ориентированная складчатая структура сложной морфологии имеет в общем дисгармоничное строение, по сравнению с окружающими ее с севера и запада ранними основными складками северо-западного направления.

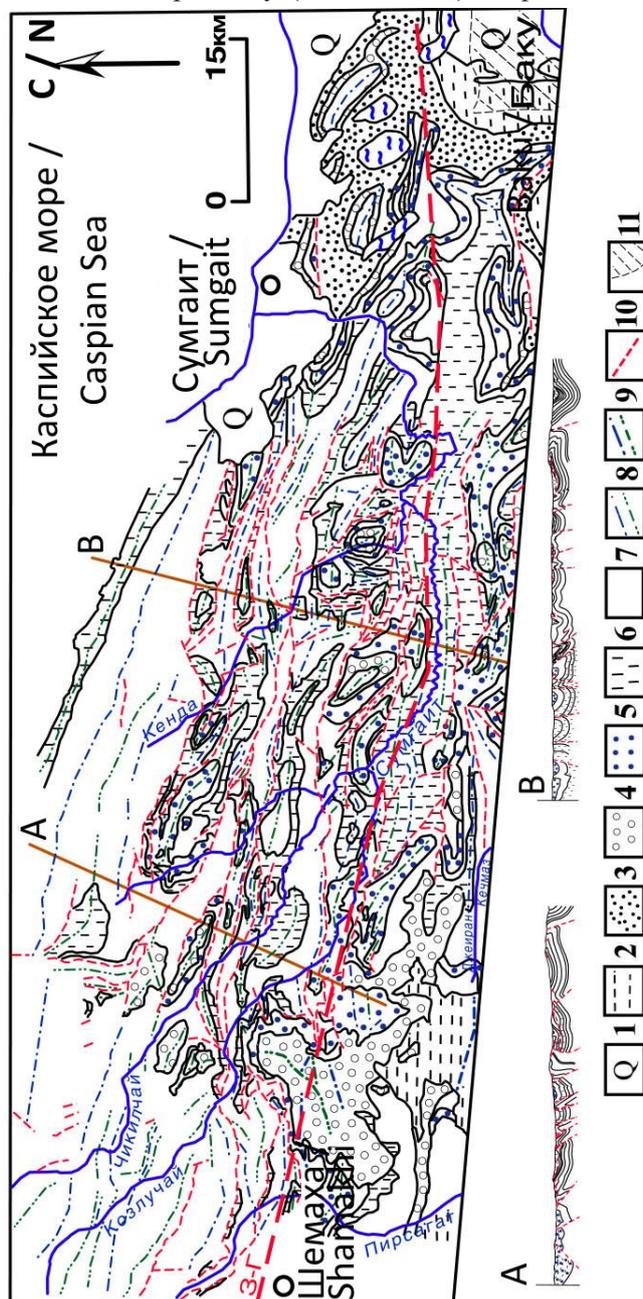


Рис. 5. Схема геологического строения р. Пирсагат и устья р. Сумгаит участка БК (составлена по Геологической карте Азербайджанской ССР, ВСЕГЕИ, 1974; по материалам Мирчинк М.Ф., Шурыгин А.М., 1972).

1 – антропоген, 2 – акчагил-апшерон, 3 – продуктивная толща; 4 – понт; 5 – тархан-чокрак, 6 – палеоцен и эоцен; 7 – сармат и меотис, олигоцен-нижний миоцен, даний, верхний и нижний мел; 8 – оси антиклиналей

и синклиналей; 9 – оси новообразованных антиклиналей и синклиналей; 10 – разломы; 3-Г – Зангинско-Геральдинский; 11 – территория г. Баку. А, В – геолого-структурные профили. /

Fig. 5. Scheme of the geological structure of the river Pirsagat and the mouth of the river Sumgait GC segment.

Compiled on the geological map of the Azerbaijan SSR, VSEGEI, 1974;

based on materials Mirchink M.F., Shurygin A.M., 1972.

1 – Anthropogen, 2 – Akchagyl-Apsheron, 3 – productive stratum; 4 – Pontian; 5 – Tarkhan-Chokrak, 6 – Paleocene and Eocene; 7 – Sarmatian and Meotis, Oligocene-Lower Miocene, Denian, Upper and Lower Cretaceous; 8 – axis of anticlines and synclines; 9 – axis of the newly formed anticlines and synclines; 10 – faults; Z-G – Zanginsk-Geralda; 11 – the territory of city Baku. A, B – geological and structural profiles.

Предыдущие исследователи рассматривали такую своеобразную аномальную складчатую структуру этого участка как прерывистую складчатость, образованную в результате несогласного наложения на первичную мезозойскую главную складчатость более молодых конседиментационных складок. Последние представляют собой отдельные самостоятельные мульды, которые формировались синхронно с накоплением кайнозойских осадков в поперечных меридиональных прогибах [Григорьянц, Хайн, 1958; Григорьянц, 1968; Мирчинк, Шурыгин, 1972].

Однако детальное изучение литературного геологического материала по Юго-Восточному Кавказу, а также структурный анализ существующих разномасштабных геологических карт региона, убедили авторов в том, что развитая на этом участке новейшая складчатая структура имеет не осадочное, а тектоническое интерференционное происхождение.

В геологическом строении, локального участка складчатой системы БК, расположенного к северу от Кобыстанскимшоли ЧЗМ, принимают участие верхнемеловые, палеогеновые и нижне-среднемиоценовые отложения. На разных уровнях стратиграфического разреза иногда наблюдаются трансгрессивные переходы между отдельными свитами, слагающими отдельные яруса мезозоя и кайнозоя.

Верхнемеловые (сеноман-маастрихт) породы занимают ограниченные площади и расположены только в антиклинальных структурах. Они представлены, в основном, карбонатными флишевыми толщами, сложенными из чередующихся слоев аргиллитов, песчаников, мергелей и известняков. Палеогеновые отложения (дат-олигоцен) имеют наиболее широкое распространение в пределах рассматриваемой территории. Они размещены, главным образом, в синклинальных структурах и характеризуются развитием, в основном, терригенных флишевых образований, состоящих из чередования аргиллитов, песчаников, гравелитов и конгломератов, редко мергелей и доломитов. Нижне-среднемиоценовые толщи развиты на небольших площадях и представлены терригенно-карбонатными отложениями, сложенными глинами, алевролитами, песчаниками, конгломератами, а также доломитами и известняками. Суммарная мощность всех этих отложений в рассматриваемой полосе колеблется в пределах 4,2-5,7 км. В отдельных складчатых структурах на нижележащих породах несогласно залегает маломощная (до 500 м) толща глин, песчаников, конгломератов, мергелей и известняков понтского яруса.

Эта мощная разновозрастная (верхний мел–средний миоцен) терригенно-карбонатная толща смята в многочисленные, различные по форме и величине, неодинаково ориентированные складки. Среди них, в северной части данного участка, выделяются линейно-вытянутые в основном в субширотном (аз. 275–280°) и северо-западном (аз. 290–300°) направлениях синклинали и антиклинали. Они, в отличие от главных линейных складок, имеют меньшие продольные и намного большие поперечные размеры. Эти складки являются наиболее крупными структурами в этой полосе, протяженность которых составляет 10–30 км, а ширина колеблется в пределах 0,5–6 км. Иногда их шарниры испытывают слабые изгибания, а на периклиналях часто наблюдается разветвление складок в плане, с образованием фестончатых окончаний структур.

В южной части участка отмечается смена плана складчатости и в его пределах, в основном, развиты по-разному расположенные на площади брахиструктуры. Среди них преобладают брахисинклинали, ядра которых слагают миоценовые отложения, а брахиантиклинали с палеогеновыми толщами в замках имеют более ограниченное распространение. По морфологии на этой территории выделяются различающиеся по размерам складки округлой, овальной и линзообразной формы. Некоторые брахискладки характеризуются чашевидными, каплевидными и подковообразными (horseshoe-shaped) очертаниями. В пределах межструктурного пространства наблюдается очень сложная складчатость, имеющая самую причудливую конфигурацию.

На площади развития брахиструктур отмечаются различные ориентировки их осей. Здесь фиксируются складки субширотного (аз. 265–280°), северо-западного (аз. 285–295°, иногда 310–330°), юго-западного (200–250°) и близмеридионального (355–10°) простирания. В некоторых структурах наблюдается изгибание их шарниров в плане от субширотного (аз. 265–280°) до северо-западного (290–320°) направления.

В пределах рассматриваемой полосы развиты разнопорядковые складки, поэтому их размеры меняются в широких пределах. Более крупными являются различно вытянутые линзовидные структуры, длина самых больших из которых – 1,5–6,8 км, а иногда достигает 9–15 км. Ширина их, в основном, меняется в интервале 0,3–1 км и редко – 1,7–2 км. Сравнительно меньшие размеры имеют овалы брахискладки, протяженность которых составляет 1,2–6,7 км, а ширина изменяется от 1,1 км до 3,3 км. Кроме того, среди них выделяются и более мелкие структуры длиной 0,6–2,2 км и шириной 0,2–0,7 км.

Складчатая структура участка осложнена многочисленными региональными продольными разрывными нарушениями взбросового, сбросового и надвигового характера. Резкое различие в морфологии складчатости в его южных и северных секторах, указывает на изменение интенсивности интерференционных деформаций с юга на север. Сходные по морфологии брахиструктуры субширотного, в основном, направления, наблюдаются в палеоген-миоценовых отложениях в пределах Кобыстанской шолы, вдоль ее границы со складчатой системой БК. Формировались они, в краевой периферической менее погруженной части Куринской молассовой впадины, в результате субмеридиональной деформации, возникающей в зоне коллизии этих геоструктур.

Вышеотмеченные характерные морфологические особенности структуры этого локального участка складчатой системы БК, позволяют отнести ее к классическому типу интерференционной складчатости.

Механизм формирования интерференционной складчатости

При определении возможного механизма образования интерференционной складчатости на БК в первую очередь необходимо учитывать альпийскую кинематику и геодинамику региона, поскольку она представляет собой отражение деформационных процессов. Выше было отмечено, что на ранней-среднеальпийской стадии происходило смещение целостного ЧЗМ в северо-восточном направлении, перпендикулярно к южной разломной границе БК и формирование сжатой линейной зональной складчатости северо-западной (аз. 290–310°) ориентировки. На позднеальпийском этапе геодинамические условия в регионе резко изменились, что выразилось в смене тангенциальных деформаций от северо-восточного на субмеридиональный [Giorgobiani, Zakaraia, 2013].

В обстановке близдолготного сжатия на коллизионной стадии произошло раздробление ранее единого ЧЗМ крутыми поперечными разломами на сравнительно узкие разновеликие блоки-шолы. Расположены они поперек южного краевого разлома и прослеживаются вдоль всей границы микроконтинента с БК. Среди них, как указывалось выше, отчетливо выделяются: Туапсинская, Гудаутская, Ксанская, Жинвальская и Кобыстанская шолы [Гиоргобиани, 19996] (рис. 5). Названные структуры на новейшем этапе в условиях общей субмеридиональной деформации региона продвигались на север и внедрились в уже существующую линейную складчатую структуру южного склона БК [Гиоргобиани, 2005].

Направление субдолготного горизонтального перемещения этих мелких поперечных блоков (шолей-плит) было ориентировано примерно под углом 45° по отношению к северо-западному простиранию линейных структур ранней стадии. На тектонической границе участков соприкосновения шолей с соответствующими отрезками складчатой системы БК происходило интенсивное сжатие первичной складчатости. Особенно сильные деформации испытывали сегменты сравнительно узкой краевой части развития складок, прилегающих к зонам горизонтального сдвигания отдельных шолей. Вектор коллизионного горизонтального сжатия, вызванный движением блоков-плит в северном направлении, имел субмеридиональную (аз. 350–10°) ориентировку, что обусловило локальное новейшее складкообразование на участках интерференционного наложения дислокаций двух направлений. Повторное близдолготное косое сжатие структуры БК, в условиях разноплановой тангенциальной деформации, вызвало переориентировку и преобразование первичных линейных структур. В результате возникла новая типичная морфологически своеобразная интерференционная складча-

тость. В результате северного продвижения шолей ЧЗМ на этих участках происходила трансляция вглубь субмеридиональных сжимающих тангенциальных напряжений вкрест простирания складчатой системы БК. Поэтому интерференционные структуры хорошо выражены на расстоянии многих километров от места приложения тектонических усилий. В результате локального развития интерференционных деформаций складчатость приурочена только к участкам, прилегающим к шолевым образованиям и слагает прямолинейные субширотные отрезки на отдельных участках тектонической зоны соприкосновения БК и ЧЗМ. Следовательно, возникновение интерференционной складчатости на БК обусловлено проявлением в регионе на позднеорогенной коллизионной стадии процессов шоловой тектоники [Гиоргобиани, 1999б]. Образование интерференционных структур осуществлялось в результате сложения разноплановых складчатых деформаций, происходящих на разных этапах альпийского тектонического цикла. Структурные данные позволяют предполагать, что формирование интерференционной складчатости в пределах южного склона БК происходило после среднего миоцена, в основном в предпозднеплиоценовой (роданской) фазе тектогенеза, и продолжается в современную эпоху.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Коллизионные структуры, в том числе и интерференционная складчатость, имеют очень важное значение при выяснении механизмов альпийского тектогенеза на БК. Существование интерференционных структур противоречит имеющимся в настоящее время представлениям о формировании складчатости БК в результате однопланового однократного или даже многократного однонаправленного или двухстороннего тангенциального сжатия. Установленная авторами и описанная выше интерференционная складчатость, в пределах южных периферических тектонических зон БК свидетельствует о проявлении в регионе более сложных деформационных процессов.

В течение альпийского цикла развития БК выделяются два независимых главных этапа тектогенеза, происходившие в разных кинематических и геодинамических условиях. Каждый этап, в свою очередь, включает несколько основных фаз складкообразования, выраженных внешним южным тангенциальным сжатием региона. Первый этап проходил на ранне-среднеальпийской и раннеорогенной стадии (юра-средний миоцен) в обстановке регионального северо-восточного сдвига жесткого ЧЗМ к выполненному мощными осадочными толщами большекавказскому прогибу. Протекало это во время проявления в регионе батской (предкелловейской), пиренейской и штирийской фаз складчатости. Сложение таких сходных последовательных деформаций привело к формированию основной линейно-зональной складчатости БК.

Второй этап, представляющий позднеорогенную стадию (поздний миоцен-антропоген), характеризуется сменой первоначального направления деформации сжатия с северо-восточного на субмеридиональное. Кроме того, в условиях коллизии ЧЗМ с БК, отмечаются локальные проявления процессов шоловой тектоники. В связи с этим, на отдельных участках южного склона БК наблюдались в основном сдвигания с севера, а иногда поддвигание шолей-плит под уже сформированную складчатую систему. Вследствие наложения на нее новейшей деформации образовались новые коллизионные структуры, в том числе и типичная интерференционная складчатость. Происходило это в период проявления аттической, роданской, валахской, пасаденской и четвертичной фаз складчатости.

Коллизионные локальные субмеридиональные блоковые деформации, вызывали деструкцию первичной приграничной с ЧЗМ краевой зоны региона. Это было обусловлено субширотной переориентировкой при вращении прилегающих к шолям участков первичной складчатой структуры БК.

Возникшая в результате этих процессов сжатия новейшая складчатость сложной морфологии, в совокупности с ранними более простыми линейными складками, слагают современную неоднородную складчатую структуру БК. Механизм формирования такой складчатости представляет собой сочетание разновозрастных, внешних односторонних, но разноплановых тангенциальных деформаций, происходящих в альпийском цикле на Большом Кавказе.

Литература

1. Гиоргобиани Т.В. Интерференционные складчатые структуры Западной Абхазии. // Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность. Тез. докл. – М.: ИФЗ АН СССР, 1991. – С. 33-34.

2. Гиоргобiani Т.В. Парагенезы коллизионных структур Кавказа. // Структурные парагенезы и их ансамбли. Матер. совещ. – М.: ГЕОС, 1997. – С. 39–41.
3. Гиоргобiani Т.В. Позднекайнозойская геодинамика Большого Кавказа. // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Т. 1. – М.: ГЕОС, 1999а. – С. 174–178.
4. Гиоргобiani Т.В. Шолевая тектоника Большого Кавказа и прилегающего Закавказья // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Мат. Совещ. Т. I. – М.: ГЕОС, 1999б. – С. 178–181.
5. Гиоргобiani Т.В. Позднеколлизионные структуры Большого Кавказа. // Матер. XXXVII Тект. совещ. Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 1. – Новосибирск: ГЕО, 2004. – С. 94–96.
6. Гиоргобiani 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.
7. Гиоргобiani Т.В., Закарая Д.П. Складчатая структура Северо-Западного Кавказа и механизм ее формирования. – Тбилиси: Мецниереба, 1989. – 60 с.
8. Григорьянц Б.В. Условия образования прерывистой складчатости в геосинклинальных областях на примере востока Большого Кавказа. // Геотектоника. – 1968. – №4. – С. 128–136.
9. Григорьянц Б.В., Хаин В.Е. Наложённая складчатость в геосинклинальных областях и некоторые условия ее образования. // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1958. – №12. – С. 3–16.
10. Мирчинк М.Ф., Шурыгин А.М. Формирование структуры третичных и меловых отложений юго-восточного погружения Кавказа. – М.: Наука, 1972. – 60 с.
11. Островский А.Б., Бурлакин В.Е. Об интерференционных тектонических структурах (на примере южного склона Западного Кавказа. // Тез. Докл. IV Конф. по геологии и полез. ископ. Северного Кавказа. – Ессентуки. – 1974. – С. 96–97.
12. Паталаха Е.И., Слепых Ю.Ф. Пересекающаяся складчатость. – М.: Недра, 1974. – 118 с.
13. Adamia S.A. Plate tectonics and evolution of the Alpine system. Discussion. // Bull. Geol. Soc. America. – 1975. – V. 86. – Pp. 15–17.
14. 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.
15. Adamia S.A., Chkhotua T.G., Gvatzadze 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.
16. Gamkrelidze I. Geodynamic evolution of the Caucasus and adjacent areas in Alpine time. // Tectonophysics. – 1986. – No. 127. – Pp. 261–277.
17. Gamkrelidze I. Geologic structure and evolution of the Republic of Georgia. // Encyclopedia of European and Asian regional geology. Chapman and Hall. – London. – 1997. – Pp. 256–261.
18. 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.
19. Giorgobiani T. Condition of formation of the Alpine structure of the North-Western Caucasus. // Geologica Balcanica. – 1995. – No. 25. – Pp. 27–34.
20. 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. V. 1. – Tbilisi. – 2010. – Pp. 39–41.
21. 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.

References

1. Giorgobiani T.V. Interferential folded structures of Western Abkhazia. Mechanisms of structure formation in the lithosphere and seismicity. Proceedings. Moscow. IPE AS SSSR, 1991. pp. 33–34. (In Russ.)

2. Giorgobiani T.V. Paragenesis of the collision structures of the Caucasus. Structural parageneses and their ensembles. Conference Proceedings. Moscow. GEOS, 1997. pp. 39–41. (In Russ.)
3. Giorgobiani T.V. Late Cenozoic geodynamics of the Greater Caucasus. Tectonics, geodynamics and processes of magmatism and metamorphism. Vol. 1. Moscow. GEOS, 199a. pp. 174–178. (In Russ.)
4. Giorgobiani T.V. Scholle tectonics of the Greater Caucasus and adjacent Transcaucasia. Tectonics, geodynamics and processes of magmatism and metamorphism. Conference Proceedings. Vol. I. Mscow. GEOS, 199b. pp. 178–181. (In Russ.)
5. Giorgobiani T.V. Late Collision Structures of the Greater Caucasus. Proceedings. XXXVII Tectonic conference. The evolution of tectonic processes in the history of the Earth. Vol. 1. Novosibirsk: GEO, 2004. pp. 94–96. (In Russ.)
6. 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. M. GEOS, 2005. pp. 143–146. (In Russ.)
7. Giorgobiani T.V., Zakaraya D.P. The folded structure of the Northwest Caucasus and the mechanism of its formation. Tbilisi: Metsniereba, 1989. 60 p. (In Russ.)
8. Grigor'yants B.V. The conditions for the formation of intermittent folding in geosynclinal regions as exemplified by the east of the Greater Caucasus. Geotectonics. 1968. No. 4. pp. 128–136. (In Russ.)
9. Grigor'yants B.V., Khain V.E. Superimposed folding in geosynclinal areas and some conditions for its formation. Proceedings of universities. Geology and exploration. 1958. No. 12. pp. 3–16. (In Russ.)
10. Mirchink M.F., Shurygin A.M. The formation of the structure of the Tertiary and Cretaceous deposits of the southeast submergence of the Caucasus. M. Nauka, 1972. 60 p. (In Russ.)
11. Ostrovskii A.B., Burlakin V.E. On interference tectonic structures (on example of the southern slope of the Western Caucasus). Proceedings of reports, IV Conferece on geology and mineral deposits of North Caucasus. Essentuki. 1974. pp. 96-97. (In Russ.)
12. Patalakha E.I., Slepikh Yu.F. Intersecting folding. Moscow. Nedra, 1974. 118 p. (In Russ.)
13. Adamia S.A. Plate tectonics and evolution of the Alpine system. Discussion. Bull. Geol. Soc. America. 975. Vol. 86. pp. 15–17.
14. 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.
15. Adamia S.A., Chkhotua T.G., Gvatzadze 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.
16. Gamkrelidze I. Geodynamic evolution of the Caucasus and adjacent areas in Alpine time. Tectonophysics. 1986. No. 127. pp. 261–277.
17. Gamkrelidze I. Geologic structure and evolution of the Republic of Georgia. Encyclopedia of European and Asian regional geology. Chapman and Hall. London. 1997. pp. 256–261.
18. 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.
19. Giorgobiani T. Condition of formation of the Alpine structure of the North-Western Caucasus. Geologica Balcanica. 1995. No. 25. pp. 27–34.
20. Giorgobiani T., Zakaraia D. Intersecting Fording of Some Tectonic Zones of the Greater Caucasus. The problems of Geology of the Caucasus. International Science Conference. Proceedings. 25–27 November 2010. Vol. 1. Tbilisi. 2010. pp. 39–41.
21. Giorgobiani T., Zakaraia D. The Newest and Modern Tectonics of the Grater 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.