

УДК 551.24

DOI: 10.23671/VNC.2019.1.26787

## Условия формирования альпийской складчатой системы Большого Кавказа и характерные особенности ее структуры

Т. В. Гиоргобиани, к. г.-м. н.

Тбилисский государственный университет им. И. Джавахишвили,  
Грузия, 0179, г. Тбилиси, пр. Чавчавадзе, 1;  
Геологический институт им. А. И. Джанелидзе, Грузия, 0186,  
г. Тбилиси, ул. Политковской, 31, e-mail: ciala\_gugava@mail.ru;

**Аннотация:** В статье рассмотрены условия формирования складчатой системы Большого Кавказа в альпийскую эпоху. Показано, что главная зональная линейная складчатая структура региона была сформирована на ранне- и среднеальпийской стадиях развития в результате проявления батской и пиренейской фаз складчатости. Установлено, что причиной складкообразования было активное столкновение Черноморско-Закавказского микроконтинента на юго-западе с пассивной окраиной Большого Кавказа. Определено, что позднеальпийская стадия в регионе проходила в условиях субмеридионального тангенциального давления, во время проявления плиоцен-четвертичных фаз складчатости. В это время на Большой Кавказ воздействовал не целостный Черноморско-Закавказский микроконтинент, а слагающие его мелкие плиты и блоки-шоли. Выяснено, что они в процессе тектогенеза перемещались и косо вдвигались в складчатую систему Большого Кавказа, вызывая преобразование первичной структуры и возникновение интерференционной складчатости. В результате повторного деформирования отдельных участков региона в его пределах образовалась неоднородная складчатая структура. Изучена основная особенность складчатой системы Большого Кавказа, выраженная структурной неоднородностью складчатости в поперечном и продольном направлениях. Установлено, что она отражает поэтапную и разноплановую деформацию отдельных участков, возникающую в результате последовательного проявления в регионе локальной и региональной геодинамики микроконтинента, а также связанных с ними общих и частных механизмов его формирования.

Структурный анализ морфологии складчатости БК действительно показал неравномерную дислоцированность его С-З и Ю-В сегментов, сложенных в основном ранне- и среднеальпийскими структурами, выраженную в разной степени осложненности коллизионными деформациями. Так, в пределах мальм-эоценового структурного этажа С-З Кавказа, раннеальпийская структура которого меньше всех остальных сегментов усложнена коллизионными деформациями, четко проявлена латеральная асимметричная зональность его складчатой структуры.

Она выражена в последовательной смене с юго-запада на северо-восток интенсивной линейной сильно сжатой складчатости линейными гребневидными, а затем слабо вытянутыми типичными брахиморфными складками, переходящими, в свою очередь, в полого наклонную на северо-восток моноклиналь.

**Ключевые слова:** Большой Кавказ, альпийская складчатая структура, неоднородная складчатость, геодинамика, интерференция, тектогенез, микроконтинент, тангенциальное сжатие, придвигание, денудационный процесс.

**Для цитирования:** Гиоргобиани Т. В. Условия формирования альпийской складчатой системы Большого Кавказа и характерные особенности ее структуры // *Геология и геофизика Юга России*. 2019. Том 9 № 1. С. 43-57. DOI: 10.23671/VNC.2019.1.26787.

## Введение

Складчатая система Большого Кавказа (БК), расположенная на северном краю Анатолийско-Кавказско-Иранского (АКИ) сегмента Средиземноморского подвижного пояса, в течение альпийского цикла тектогенеза была ограничена относительно жесткими и по-разному мобильными геоструктурами. На севере находилась Скифская эпигерцинская платформа (СП), развитая на периферии Евразийского континента (ЕАК), на юге она соприкасалась с Черноморско-Закавказским микроконтинентом (ЧЗМ). Сложенная мощными (более 15 км) мезозойско-кайнозойскими вулканогенно-осадочными толщами, складчатая система БК структурно представляет собой асимметричный мегантиклинорий северо-западного простирания с доальпийским метаморфическим комплексом и гранитоидами в ядре. В пределах БК распространена преимущественно линейная круто наклоненная, в основном на юг, разнопорядковая складчатость различной напряженности, которая на южном крыле мегантиклинория осложнена надвигами и постскладчатými покровами.

Несмотря на достаточно хорошую геологическую изученность мегантиклинория БК, многие вопросы его тектонического строения пока все еще остаются освещенными в литературе явно недостаточно или противоречиво [Gamkrelidze, Giorgobiani, 1990; Giorgobiani, 2003; Adamia et al., 2011; Gorbatikov et al., 2015; Rogozhin et al., 2015; Sharkov et al., 2015; Zaalishvili et al., 2015; Cowgill et al., 2016; Legendre et al., 2017; Shempelev et al., 2017; Tsereteli et al., 2016]. В настоящее время сосуществуют взаимно исключающие представления деформационных способов образования складчатой системы региона. Это относится, в частности, к проблемам времени и механизма формирования складчатости, а также условиям возникновения ее различных морфологических типов, закономерностям и причинам их расположения в пределах современной структуры мегантиклинория [Гиоргобиани, 2004]. Также особого внимания заслуживает рассмотрение некоторых процессов альпийского орогенеза со структурных позиций и определение его роли в создании горно-складчатого сооружения, учитывая при этом важнейшие особенности региональной складчатости БК. Решение этих сложных вопросов геотектоники требует проведения региональных комплексных исследований складчатой системы региона.

## Фактический материал

Поэтому, автором настоящей статьи с Д.П. Закарая, в течение более 40 лет, детально (в масштабе 1:1000) изучались характерные особенности разнотипной складчатости мегантиклинория и развитого здесь структурного парагенезиса. В результате получен большой фактический материал в виде многочисленных геолого-структурных разрезов, целиком пересекающих всю складчатую систему БК или только зону Южного склона региона.

Исследования проводились в пределах Северо-Западного (С.-З.), Центрального (Ц.) и Восточного (В.) сегментов мегантиклинория. Геологическое строение и складчатая структура Юго-Восточного (Ю.-В.) Кавказа изучены по опубликованным источникам, посвященным тектонической структуре этой части Восточного сегмента.

Проведенные многолетние региональные исследования складчатой структуры БК и их анализ дали возможность выяснить морфологические и генетические особенности складчатости региона. Кроме того, удалось изучить характер ее распро-

странения в пределах почти всей территории БК, как вкрест, так и по простиранию мегантиклинория.

На основе полученных данных были установлены особенности механизмов образования современной складчатой структуры БК и альпийская геодинамика Кавказского региона. Достоверность механизмов структурообразования, полученных в результате детального геолого-структурного анализа складчатости БК, проверялась путем экспериментального моделирования процессов складкогенеза, проводимого с соблюдением условий подобия [Гиоргобиани, Закарая, 1989, 1999, 2017].

В настоящей статье, конечно, не изложены все результаты проведенных автором исследований, а рассмотрены только основные особенности складчатой системы БК. Их комплексное изучение имеет решающее значение для правильного определения причин и характера деформаций, действующих в процессе альпийского тектогенеза БК.

Альпийская складчатая структура БК, в основном, была сформирована на ранней (лейас-доггер) и среднеальпийской (мальм-эоцен) стадиях развития в результате складкообразующих движений, происходивших в конце средней юры (батская или адыгейская фаза складчатости) и в конце позднего эоцена (пиренейская фаза тектогенеза), вследствие чего были образованы два структурных этажа соответствующего возраста [Гиоргобиани, 2008].

На этом этапе тектогенеза образовалась главная зональная складчатая структура региона, наблюдаемая сейчас только в пределах С.-З. и Ю.-В. Кавказа. Очевидно, что она была одновременно развита по всему БК, но сохранилась лишь в тех сегментах, которые меньше были осложнены наложенными деформациями. На Центральном и Восточном Кавказе, где первичная структура сильно изменена в новейшую эпоху, удастся проследить лишь фрагменты зональной складчатости.

Поперечная зональность в мальм-эоценовом этаже С.-З. Кавказа проявляется с юго-запада на северо-восток сменой зон сильно, средне, слабо сжатой складчатости и зоны моноклинали. Поперечная зональность установлена и на Ю.-В. Кавказе, где в мел-палеогеновых отложениях представлены все морфологические зоны складчатости, кроме первой, которая здесь преобразована в интерференционные структуры более поздними дислокациями.

Формирование зональной складчатости было обусловлено сближением и началом коллизионного сжатия ЧЗМ к рифтогенному прогибу БК с юго-запада. В процессе деформации в условиях проявления микроплитовой тектоники, выполняющие осадочный бассейн литифицированные толщи испытывали одностороннее продольное горизонтальное сжатие. В результате в структуре БК возникла первичная асимметрично-зональная складчатость, с ниспадающей интенсивностью к северо-востоку с удалением от места столкновения.

На позднеальпийской стадии (олигоцен-антропоген), в течение ее раннеорогенной подстадии (олигоцен-средний миоцен) БК также испытывал северо-восточное тангенциальное сжатие в процессе проявления штирийской фазы складчатости.

Позднеорогенная подстадия (поздний миоцен-антропоген) позднеальпийской стадии проходила уже в условиях субмеридионального горизонтального давления, во время действия аттической, роданской, валахской и четвертичных фаз тектогенеза. Этот новейший этап, который протекал на фоне общего воздымания БК, существенно отличался от предыдущих стадий действия микроплитовой тектоники по характеру складкообразовательных процессов. В это время АКИ на сегменте

произошло изменение главного направления тангенциального сжатия с северо-восточного на субмеридиональное [Гиоргобиани, Закарая, 1989; Гиоргобиани, 1997]. Кроме того, в отличие от предыдущих стадий, это был этап столкновения с уже консолидированной складчатой системой. Поэтому, вместо впечатывания ЧЗМ к пластичным комплексам пород, происходившим на ранних фазах складкогенеза БК, этап проходил в обстановке жесткой континентальной коллизии [Гиоргобиани, 2015].

В течение позднеорогенной подстадии на БК продолжались складкообразовательные процессы, в основном охватывающие краевые части его структуры [Милановский, 1968]. К этому времени относится также развитие в пределах БК интерференционной складчатости в различных тектонических зонах Южного склона БК [Гиоргобиани, 2012].

В начале позднеорогенной подстадии ЧЗМ субмеридиональными разломами была расчленена на поперечные наоплиты и клавишеподобные мелкие блоки – шолы. Поэтому на коллизионном этапе развития на БК воздействовал не целостный ЧЗМ, как на предыдущих стадиях, а разновеликие мелкие плиты и блоки. Они в результате тангенциального давления долготного направления, происходившего в процессе тектогенеза, перемещались к северу и косо вдвигались в складчатую систему БК, вызывая в ней наложенные деформации. Проявление шоловой тектоники привело к переориентировке, преобразованию и разрушению первичной линейной складчатости в южном тектонически активном крае БК. Условия вторичного структурообразования, зависящие от кинематики шолей и наоплит, были разными. При придвигании блоков к БК, образовывалась интерференционная складчатость, поддвигание их под подвижную систему – вызывало формирование тектонических покровов, а сдвиговые перемещения сопровождалось возникновением присдвиговой складчатости [Гиоргобиани, Тверитинова, 2012]. Процесс вторичного деформирования вдоль простираия БК способствовал возникновению в его пределах неоднородной структуры.

Следовательно, раннеорогенная стадия, постепенно сменяя доорогенный этап, характеризуется одноплановыми и однотипными с последним дислокациями. Позднеорогенная коллизионная стадия представляет собой самостоятельный этап деформации, проходивший по другому структурному плану и генетически не связан с предыдущими стадиями. Это качественно новый независимый этап развития БК, который вызывал преобразование и разрушение раннеальпийской и раннеорогенной горно-складчатой системы.

В альпийском геодинамическом развитии региона определяющую роль играл глобальный процесс движения Африкано-Аравийского Континента (ААК) и его сложное сближение с ЕАК, точнее с СП. На раннем геодинамическом этапе (юр-средний миоцен, после раскрытия северной Атлантики, он перемещался в северо-восточном направлении, сближаясь с ЕАК, и как индентор воздействовал на АКИ регион. Вызванное этим процессом, трансрегиональное горизонтальное усилие на большое расстояние передавалось в межкратонную область, в том числе и на ЧЗМ. Последний начал ортогонально придвигаться к БК, вызывая в его пределах процесс регионального складкообразования. Вначале позднего этапа проявления глобальной геодинамики, Аравийская плита, отделившись от Африканского континента в позднем миоцене, стала долготно двигаться на север, и, сближаясь с ЕАК, постепенно вдвигалась в Альпийский пояс. Это обусловило смену предыдущих геодинамических

условий в АКИ и соответственно ориентировки вектора тангенциального давления, которая стала субмеридиональной. Направленный на север стресс, воздействуя на южные регионы АКИ, достиг ЧЗМ и через него передавался БК. В изменившейся обстановке происходило столкновение нано плит и шолей ЧЗМ с БК в различных кинематических условиях, что вызывало в нем коллизионное локальное своеобразное структурообразное развитие, которое продолжается и в современную эпоху.

Важным фактором в формировании современной складчатости альпийского БК была структурная позиция региона – это размещение между ЧЗМ и СП, а также геодинамика последних. Тектонической активностью в процессе складкообразования на БК характеризовался ЧЗМ, а СП оставалась относительно пассивной, выполняя роль жесткого упора.

Таким образом, в результате проведенных исследований было установлено, что изменение ориентировки вектора тангенциального сжатия во время альпийского тектогенеза, проявление в процессе структурообразования в начале микроплитовой, а затем шоловой тектоники и различных механизмов дислоцирования, что не характерно для всех коллизионных орогенов, являются важными отличительными особенностями условий формирования складчатой системы БК.

Другой характерной особенностью складчатой системы БК является неоднородность складчатости в поперечном и продольном направлениях мегантиклинория. На неоднородность зоны полной складчатости БК было указано еще ранее некоторыми авторами [Шолпо, 1978; Рогожин, Шолпо, 1988; Шолпо и др., 1993]. В данных работах рассмотрены основные особенности складчатой структуры БК, которые необходимы для достоверного выяснения условий ее формирования.

В пределах БК отмечена поперечная центростремительная структурная зональность, выраженная постепенным уменьшением напряженности складчатости от осевой зоны к периферии складчатой системы. Указан переход полной складчатости на периклиналях мегантиклинория в промежуточные. Установлено, что зоны морфологически относительно более сложной складчатости обрамлены полосами менее напряженных структур. Обнаружено что, антиклинорий и синклинорий, а также отдельные крупные складки в структуре БК располагаются кулисообразно. У авторов статьи укрепилось мнение, что своеобразная складчатая структура БК, в основном, была сформирована одновременно, в результате единого процесса складкообразования. По их представлениям указанные характерные особенности складчатости БК противоречат возможности применения внешнего горизонтального сжатия для объяснения формирования мегантиклинория БК. Поэтому, более приемлемым механизмом складкообразования принята модель объемного адвективного нагнетания в осадочных толщах, взаимосвязи со сдвиговыми перемещениями по системе глубинных разломов в доальпийском фундаменте.

Детальный анализ региональной складчатой структуры БК показал, что поперечная латеральная изменчивость морфологии складчатости БК является первичной асимметричной зональной структурой, образованной в процессе формирования главной складчатости региона и представляет важную особенность его структуры.

Продольная неоднородность складчатой структуры может наблюдаться и в первичной структуре БК. Вследствие погружения шарнира мегантиклинория от центральной части к периклиналям, отмечается смена сильносжатой складчатости структурами гребневидного типа. Но, в основном, продольная неоднородность складчатости представляет собой вторичную структуру, наложенную позже на пер-

вичную линейную складчатость. Она развита в пределах Южного склона БК вдоль границы с ЧЗМ, где на общем фоне развития линейной напряженной складчатости резко выделяются участки интерференционных складчатых структур. Они имеют в целом субширотные простирания, представлены разнообразными по морфологии и ориентировке брахиформными, а также другими структурами более сложных очертаний [Гиоргобиани, Закарая, 1989; Гиоргобиани, 2012]. Чередование по простиранию БК участков, состоящих из линейных и нелинейных складок различного направления, вызывает нарушение одноплановой линейной структуры региона. Это способствует образованию в пределах С.-З., Ц. и Ю.-В. Кавказа продольной неоднородности складчатости мегантиклинория. А расположенные на Южном склоне БК постскладчатые тектонические покровы еще более осложняют структурное разнообразие региона. Развита в пределах альпийского БК, установленная ранее интерференционная складчатость [Гиоргобиани, Закарая, 1989], является ранее неизвестной важной особенностью складчатой системы региона.

Кроме горизонтальной неоднородности на БК отмечается также вертикальная неоднородность складчатой структуры регионального плана, выраженная дисгармоничной складчатостью – чередование в толщах различной литологии, мощности и характера переслаивания складчатых структур различной величины, морфологии и напряженности. Структурная неоднородность складчатости мезозойско-кайнозойского комплекса в вертикальном разрезе является одной из характерных особенностей БК. По времени формирования она является первичной неоднородной структурой, которая возникла в процессе главного линейного складкообразования в регионе в течение первого этапа деформации. Складчатости свойственна конгруэнтная дисгармония с сохранением одинаковой ориентировки структур различного порядка. Причиной формирования дисгармоничной складчатости, как известно, является изменение с глубиной в земной коре Р-Т условий, влияющих на реологические свойства деформируемых толщ. Это вызывает неидентичность деформации разнослоистых и различно вязких толщ или пачек и слоев в обстановке совместного горизонтального сжатия. В процессе дислокации одновременно действуют неодинаковые механизмы образования складок (изгиб, течение или их комбинация), вызывающие возникновение разнотипной складчатости, обуславливающие, в свою очередь, вертикальную неоднородность складчатой структуры [Гиоргобиани, 2016].

### Обсуждение результатов

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено, что разноликая складчатая структура БК возникла не единовременно, как это считали раньше, а образовалась в течение отдельных этапов его многофазной деформации. Однако, структурные особенности складчатой системы БК и условия их возникновения пока недостаточно изучены и все еще являются предметом дискуссии. Поэтому их образование можно объяснить и другими возможными причинами формирования структурной неоднородности региона.

В первую очередь, нужно учесть в исследованиях наличие конгруэнтной вертикальной структурной дисгармонии альпийских складчатых комплексов, имеющих широкое развитие в пределах БК. Она, почему-то, не использовалась предыдущими исследователями при установлении причин неоднородности складчатой структуры в регионе, характеризующемся контрастными изменениями морфологии поверхности современного эрозионного среза горного сооружения БК.

При анализе особенностей складчатой структуры мегантиклинория Большого Кавказа в первую очередь возникает вопрос: какую морфологию фактически имеют, основные, складчатость в поперечном и продольном направлениях и действительно ли они характеризуются, как это считают некоторые исследователи [Шолпо, 1978; Шолпо и др., 1993], поперечной центробежной структурной зональностью, представленной постепенным ослаблением интенсивности складчатости от осевой части мегантиклинория к периферии.

Региональные детальные многолетние геолого-структурные исследования, проведенные в пределах С.-З., Ц. и В. Кавказа, в результате чего был получен качественно новый фактический материал, а также ознакомление с данными по складчатой структуре Ю.-В. Кавказа, резко изменили ранее существующие представления о морфологии складчатости БК и характере распределения различных ее типов, как в продольном, так и в поперечном сечении мегантиклинория.

Структурный анализ морфологии складчатости БК действительно показал неравномерную дислоцированность его – С.-З. и Ю.-В. сегментов, сложенных в основном ранне- и среднеальпийскими структурами, выраженную в разной степени сложности коллизионными деформациями. Так, в пределах малым-эоценового структурного этажа С-З Кавказа, раннеальпийская структура которого меньше всех остальных сегментов осложнена коллизионными деформациями, четко проявлена латеральная асимметричная зональность его складчатой структуры.

Она выражена в последовательной смене с юго-запада на северо-восток интенсивной линейной сильно сжатой складчатости линейными гребневидными, а затем слабо вытянутыми типичными брахиморфными складками, переходящими, в свою очередь, в полого наклонную на северо-восток моноклиналь [Гиоргобиани, Закарая, 1980]. Уменьшение интенсивности складчатости в том же направлении отмечается и в нижне-среднеюрском структурном этаже в пределах Гойтхского антиклинория [Гиоргобиани, Закарая, 1989]. Никакое ослабление интенсивности складчатости от осевой зоны С.-З. Кавказа к его перифериям в пределах этого сегмента не отмечается, и такое утверждение противоречит фактическому материалу. Напротив, самая интенсивная складчатость развита не в центральной части, а вдоль юго-западного края региона, которая лишь на коллизионном этапе на некоторых участках была преобразована в интерференционную складчатость, сформированную в результате повторного субмеридионального сжатия доорогенных линейных складок северо-западного простирания [Гиоргобиани, Закарая, 1989; Гиоргобиани, 2012].

Интересная картина деформации наблюдается в пределах Ю.-В. Кавказа. Здесь в южной части Закатальско-Ковдагской зоны, сложенной главным образом верхнемеловыми и палеогеновыми толщами [Шихалибейли, 1972; Григорьянц и др., 1972], развита своеобразная складчатость с образованием брахиформных и куполообразных или чашевидных структур. Они расположены полосой вдоль зоны Зангинского краевого разлома западного-северо-западного простирания и имеют поперечные к основной складчатости ориентировки. Предыдущие исследователи рассматривали эту складчатую структуру как прерывистую, образованную в результате несогласного поперечного наложения на первичную мезозойскую складчатость более молодых кайнозойских конседиментационных складок [Григорьянц, 1968; Григорьянц, Хаин, 1958; Мирчинк, Шурыгин, 1972].

В северной части Закатальско-Ковдагской зоны, в области развития меловых толщ, распространена зона линейной гребневидной складчатости, которая, в свою

очередь, к северу сменяется типичными брахиформными складками, развитыми вдоль северного края Ю.-В. Кавказа в пределах Шахдаг-Хизинского синклинория [Шихалибейли, 1972; Григорьянц и др., 1972].

Такой характер распределения морфологических типов складчатости, на первый взгляд, дает основание предполагать наличие в поперечном сечении Ю.-В. Кавказа центробежной структурной зональности. Она выражается в переходе сжатой линейной складчатости, развитой в осевой части региона, в брахиформные структуры, расположенные по его краям. Однако складчатость, развитая вдоль Зангинского разлома, представляет собой типичную перекрестную структуру, которая возникла в новейшее время в результате перестройки первичной линейной складчатости [Григорьянц, 1968]. Поэтому формирование современной складчатой структуры Ю.-В. Кавказа происходило в разное время, и брахиформная складчатость является более поздней наложенной интерференционной структурой, имеющей поперечное к первичной складчатости направление. В этом случае в единую структуру объединяются разновозрастные образования, что заставляет нас усомниться в предположении о якобы центробежной поперечной структурной зональности региона.

Судить о характере распределения морфологических типов складчатости в поперечном сечении по всей альпийской структуре Ц. Кавказа невозможно, поскольку на обширном пространстве ее средней части, представленной главным образом доюрскими метаморфическими комплексами зоны Главного хребта, мезозойско-кайнозойские отложения в результате эрозии практически не сохранились. Также ничего нельзя сказать и о распределении интенсивности складчатости и ее зональности в остальных частях этого сегмента, так как здесь ни ниже-среднеюрские, ни мальм-эоценовые толщи не обнажены по всей ширине этого региона и развиты только фрагментарно на отдельных его участках. Это свидетельствует о том, что, судя по характеру обнаженности современной складчатости, нет оснований утверждать о наличии на Ц. Кавказе центробежной зональности альпийской складчатой структуры.

В пределах В. Кавказа более полно наблюдаются характерные особенности складчатой структуры ниже-среднеюрского этажа региона, на котором широко развита вертикальная дисгармония складчатости слагающих его толщ. Доказательством этого, в частности, может служить детальный геолого-структурный разрез, составленный вдоль ущелий рр. Асса и Хевсурская Арагви протяженностью около 50 км [Гиоргобиани, Закарая, 1991]. Профиль с севера на юг пересекает Агвалинскую наклонную ступень Внешней зоны Горного Дагестана, зону Восточного погружения антиклинория Главного хребта (горст-антиклинорий Бокового хребта) и Казбег-Лагодехскую зону складчатой системы Южного склона.

Мощная (более 10 км) ниже-среднеюрская песчано-глинистая, интенсивно кливажированная толща, в каждой тектонической зоне и подзоне дислоцирована по-разному. Сравнительно простые формы структур, распространенные в пределах северного крыла мегантиклинория, к югу сменяются сильносжатыми, наклоненными на юг складками разного размера и порядка.

Агвалинская наклонная ступень, расположенная в северном крыле мегантиклинория БК, сложена отложениями тоара-байоса. Структурно она представляет собой моноклираль, полого (10–40°) наклоненную на север, которая осложнена крупными и мелкими крутыми (80–85°) падающими на север флексурами. Северное сложенное плинсбах-тоарскими толщами крыло антиклинория Главного хребта, пред-

ставляет собой, круто ( $70-80^\circ$ ) наклоненную на север моноклираль.

Осевая зона антиклинория Главного хребта, сложенная отложениями нижнего плинсбаха, в пределах изученного района, дислоцирована наиболее интенсивно. Она сложена сильносжатыми, линейно вытянутыми складками, с узкими замками и крутыми крыльями трех порядков. Ширина пликативных структур первого порядка составляет 0,6-2,1 км, второго – 80-250 м и третьего – от первых метров до 30-50 м.

Далее к югу обнажено южное крутое крыло антиклинория Главного хребта, сложенное отложениями верхнего плинсбаха и нижнего тоара. В начале в этой толще наблюдается моноклираль с крутыми ( $65-85^\circ$ ) падениями слоев на юг, редко на север под углом  $80^\circ$ . Затем, в отложениях верхнего тоара, крыло имеет складчатое строение с развитием сильно сжатых и наклоненных на юг складок шириной 250-500 м. Далее эта толща дислоцирована в изоклиральные складки, опрокинутые или наклоненные на юг. Ширина складок составляет 700-1600 м.

К югу по профилю развиты структуры Казбег-Лагодехской зоны, представляющее Южное крыло мегантиклинория БК. В пределах перевальной части Главного хребта обнажается наклоненная на юг синклираль, шириной 4 км, сложенная глинистыми сланцами аалена. Южнее в отложениях верхнего тоара расположена антиклиналь и сопряженная с ней синклираль, шириной соответственно 1 и 0,5 км, в ядрах и на крыльях структур осложнены линейными складками второго порядка шириной 200-400 м.

Этот участок профиля представляет собой пример такой неоднородности складчатости, когда сопряженные с широкой синклиалью северные и южные участки сложены более напряженными, иногда двухпорядковыми, значительно (3-8 раз) мелкими структурами, состоящими из верхнетоарских отложений. По существующим сейчас представлениям образование такой складчатости якобы невозможно при боковом сжатии деформируемых толщ, что является, по-видимому, не совсем обоснованным выводом.

Далее на юг расположена крупная синклираль, сложенная глинистыми сланцами аалена, шириной 4,5 км. Это асимметричная, наклоненная на юг сложная структура, пологое крыло которой осложнено крутыми ( $80-85^\circ$ ) к югу флексурными перегибами. Южнее размещена ассимметричная наклоненная на юг антиклиналь, шириной 1,1 км, которая сложена верхнетоарскими отложениями. Затем, ааленские глинистые сланцы, обнаженные южнее, слагают синклираль и сопряженную с ней антиклиналь, которые имеют одинаковую ширину 900 м.

К югу, до южной границы распространения ниже-среднеюрских образований, развиты отложения верхнего аалена-бата флишоидного типа, которые смяты в серию сильносжатых складок, наклоненных на юг. Ширина складок колеблется в широких пределах – 100-1300 м, которые неравномерно расположены в данной складчатой структуре. В разрезе наблюдаются участки развития больших (0,8-1,3 км) структур, которые чередуются со складками значительно меньших размеров, в среднем 100-400 м.

Таким образом, региональный структурный анализ данного пересечения БК показал неравномерную дислоцированность ниже-среднеюрских песчано-глинистых комплексов складчатой системы региона. Ослабление напряженности складчатости отмечается только в крайней северной части профиля, где Агвалинская ступень представлена наклоненной на север пологой моноклиалью. Этот факт свидетельствует о том, что нет оснований утверждать о наличии на В. Кавказе

центробежной поперечной зональности складчатых структур в лейас-доггерском структурном этаже БК.

Как показал детальный анализ морфологии складчатой структуры В. Кавказа, это обстоятельство обусловлено несколькими основными причинами. Первая из них – это неучет широко развитой в регионе вертикальной структурной дисгармонии слагающих его складчатых толщ. Вторая – резкая вертикальная изменчивость дислокаций дневной поверхности мегантиклинория, что препятствует размещению на одном уровне выходов разновозрастных комплексов. В-третьих, неоднородность складчатости региона может быть обусловлена развитием в структуре БК многочисленных крутопадающих, неравномерно расположенных, разрывных нарушений. Вертикальные перемещения различной кинематики по разломам, приводит к контакту разновозрастных и разноскладчатых блоков, в пределах поперечного разреза складчатой зоны.

Развитие вертикальной дисгармонии складчатости определяет также первичную продольную неоднородность БК. Причиной этого является наклон шарнира мегантиклинория от его центральной части в направлении периклиналей, в виду его современного дугообразного очертания. Такое погружение оси главной структуры региона обуславливает последовательную смену вдоль его дневной поверхности по-разному дислоцированных юрско-меловых и палеоген-неогеновых комплексов в сторону перикилиналиных замыканий мегантиклинория. Это приводит к возникновению ассиметричной продольной неоднородной структуры, напряженность которой, в общем, уменьшается от центра к его периклиналям.

Следующей особенностью складчатости региона является кулисообразное расположение антиклинориев и синклинориев, а также крупных складок в структуре БК. Это, по существующим в настоящее время представлениям, противоречит их образованию в результате внешнего тангенциального сжатия. Однако, кулисообразное расположение складок может возникнуть и при боковом тангенциальном сжатии горизонтально залегающих слоистых толщ. Об этом свидетельствуют проведенные физические эксперименты на моделях, сложенных параллельными слоями из различных эквивалентных материалов [Гиоргобиани, Закарая, 1989]. В процессе одностороннего горизонтального сжатия модели всегда возникает кулисно ориентированная система антиклиналей и синклиналей. Причиной этого в природе, возможно, может быть неравномерное тангенциальное сжатие деформируемых толщ вдоль их простирания. Но, во время экспериментов такого явления отмечено не было, поэтому, этот важный вопрос требует дополнительного экспериментального и теоретического исследования.

### Заключение

В заключение следует отметить, что развитая в альпийской складчатой системе БК неоднородность складчатости вызвана двумя основными причинами. Во-первых, неоднородность складчатости является результатом проявления на БК региональных эндогенных процессов складкообразования, в виде латеральной и вертикальной дисгармонии складчатых комплексов. Во-вторых, интенсивным действием на территории БК современных экзогенных денудационных процессов, вызывающих неравномерную и скачкообразную дислокацию дневной поверхности мегантиклинория. Последствием этого и является обнажение в вертикальных поперечных и продольных сечениях БК рядом залегающих разносоставных, разново-

зрастных и по-разному дислоцированных толщ, создающих вид первичной неоднородности складчатой структуры.

Таким образом, на основании вышеизложенного можно сделать вывод о том, что складчатая система БК образовалась в процессе двухэтапного, разнопланового и многофазного альпийского тектогенеза. Происходило это в обстановке многократного северо-восточного и субмеридионального тангенциального сжатия, возникающего в результате разнонаправленного придвигания ЧЗМ к БК региону. Последнее протекало в обстановке глобального геодинамического события альпийской эпохи – сближения Африкано-Аравийского континента с Евразией.

### Литература

1. Гиоргобиани Т.В. Парагенезы коллизионных структур Кавказа // Матер. совещ. Структурные парагенезы и их ансамбли. – М.: ГЕОС, 1997. – С. 39-41.
2. Гиоргобиани Т.В. Основные особенности альпийской складчатой структуры Большого Кавказа // Сб. Тр. посвящ. 100-летию со дня рожд. П.Д. Гамкрелидзе. Труды. Нов. сер. Вып. 119. – Тбилиси. – 2004. – С. 79-89.
3. Гиоргобиани Т.В. К вопросу о механизме образования складчатой структуры Большого Кавказа // Всеросс. конф. к 40-летию создания М.В. Гзовским лабор. Тектонофизики в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Т. 1. ИФЗ. – М. – 2008. – С. 214-216.
4. Гиоргобиани Т.В. Позднеальпийская пересекающаяся складчатость в структуре южного склона Большого Кавказа // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Матер. докл. всеросс. конф. Т. 1. – М.: ИФЗ РАН, 2012. – С. 344-348.
5. Гиоргобиани Т.В. Этапы альпийского складкообразования Большого Кавказа и их связь с геодинамикой Африкано-Аравийского континента // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы. Матер. XLVII тектонич. совещ. Т. 1. – М.: ГЕОС, 2015. – С. 93-97.
6. Гиоргобиани Т.В. Структурная неоднородность Большого Кавказа и причины ее возникновения // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Матер. XLVIII тектонич. Совещ. Т. 1. – М.: ГЕОС, 2016. – С. 103-106.
7. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. О зональности складчатой структуры Северо-Западного Кавказа // Сообщ. АН ГССР. Т. 100. №2. – Тбилиси. – 1980. – С. 357-360.
8. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Складчатая структура Северо-Западного Кавказа и механизм ее формирования // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер., Вып. 97. – Тбилиси. – 1989. – 60 с.
9. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Тектоника полосы развития нижне-среднеюрских отложений // Геологическое строение Асса-Арагвинского пересечения Большого Кавказа. Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 102. – Тбилиси: Мецниереба, 1991. – С. 82-101.
10. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Экспериментальное изучение механизма формирования складчатой структуры Северо-Западного Кавказа // Проблемы геологии и петрологии Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 114. – Тбилиси. – 1999. – С. 229-256.
11. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Экспериментальное моделирование мобилистских механизмов складкообразования Большого Кавказа // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Матер. Тект. Совещ., посвящ. 100-летию акад. Ю.М. Пушаровского. Т. 1. – М.: ГЕОС, 2017. – С. 86-89.
12. Гиоргобиани Т.В., Тверитинова Т.Ю. Новейшая и современная геодинамика Большого Кавказа и приграничного Закавказья // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы. Материалы докладов Всероссийской конференции. ИЗК СО РАН. Т. 1. – Иркутск. – 2012. – С. 79-82.
13. Григорьянц Б.В. Условия образования прерывистой складчатости в геосинклинальных областях на примере востока Большого Кавказа // Геотектоника. – 1968. – №4. – С. 128-136.

14. 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.
15. Григорьянц Б.В., Шихалибейли Э.Ш., Исаев Б.М. Тектоника. Мегантиклинорий Большого Кавказа // Геология СССР. Т. 47. Азербайджанская ССР. Геологическое описание. – М.: Недра, 1972. – С. 290-316.
16. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. – М.: Недра, 1968. – С. 350-373.
17. Мирчинк М.Ф., Шурыгин А.М. Формирование структуры третичных и меловых отложений юго-восточного погружения Кавказа. – М.: Наука, 1972. – 160 с.
18. Рогожин Е.А. Шолпо В.Н. Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа // Геотектоника. – 1988. – № 5. – С. 79-93.
19. Шихалибейли Э.Ш. Тектоника. Положение Азербайджана в общей структуре Кавказа и сопредельных складчатых областей // Геология СССР. Т. 47 Азербайджанская ССР. Геологическое описание. – М.: Недра, 1972. – С. 288-290.
20. Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. – М.: Недра. 1978. – 176 с.
21. Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. – М.: Наука, 1993. – 192 с.
22. Adamia S., Zakariadze G., Chkhotua T., Sadradze N., Tsereteli N., Chabukiani A., Gventsadze A. Geology of the Caucasus: A Review // Turkish Journal of Earth Sciences. – 2011. – Vol. 20, no. 5. – Pp. 489-544.
23. Cowgill E., Forte A.M., Niemi N., Avdeev B., Tye A., Trexler C., Javakhishvili Z., Elashvili M., Godoladze T. Relict basin closure and crustal shortening budgets during continental collision: An example from Caucasus sediment provenance // Tectonics. – 2016. – Dec. – Vol. 35, no. 12. – Pp. 2918-2947.
24. Gamkrelidze J.P., Giorgobiani T.W. Kinematics of the alpine deformation of the Caucasus and adjacent areas // Mechanics of Jointed and Faulted Rock. – 1990. – Pp. 183-186.
25. Giorgobiani T.V. Origin of horst-anticlinorium of the Main Range, the Eastern Caucasus // Doklady Earth Sciences. 2003. – Vol. 388, No. 1. – Pp. 16-20.
26. Gorbaticov A.V., Rogozhin E.A., Stepanova M.Y., Kharazova Y.V., Andreeva N.V., Perederin F.V., Zaalishvili V.B., Melkov D.A., Dzeranov B.V., Dzeboev B.A., Gabaraev A.F. The pattern of deep structure and recent tectonics of the Greater Caucasus in the Ossetian sector from the complex geophysical data // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. – 2015. – Vol. 51, No. 1. – Pp. 26-37.
27. Legendre C.P., Tseng T.L., Chen Y.N., Huang T.Y., Gung Y.C., Karakhanyan A., Huang B.S. Complex deformation in the Caucasus region revealed by ambient noise seismic tomography // Tectonophysics. – 2017. – Aug. – Vol. 712. – Pp. 208-220.
28. Rogozhin E., Gorbaticov A., Zaalishvili V., Stepanova M., Andreeva N., Kharazova Y. New data on the deep structure, tectonics, and geodynamics of the Greater Caucasus // Doklady Earth Sciences. – 2015. – Vol. 462, No. 1. – Pp. 543-545.
29. Sharkov E., Lebedev V., Chugaev A., Zabarinskaya L., Rodnikov A., Sergeeva N., Safonova I. The Caucasian-Arabian segment of the Alpine-Himalayan collisional belt: Geology, volcanism and neotectonics // Geoscience Frontiers. – 2015. – Jul. – Vol. 6, no. 4. – Pp. 513-522.
30. Shempelev A., Zaalishvili V., Kukhmazov S. Deep structure of the western part of the Central Caucasus from geophysical data // Geotectonics. – 2017. – Vol. 51, No. 5. – Pp. 479-488.
31. Tsereteli N., Tibaldi A., Alania V., Gventsadse A., Ehlukidze O., Varazanashvili O., Muller B.I. R. Active tectonics of central-western Caucasus, Georgia // Tectonophysics. – 2016. – Nov. – Vol. 691. – Pp. 328-344.
32. Zaalishvili V., Nevskaya N., Nevskii L., Shempelev A. Geophysical fields above volcanic edifices in the North Caucasus // Journal of Volcanology and Seismology. – 2015. – Vol. 9, No. 5. – Pp. 333-338.

## GEOTECTONICS AND GEODYNAMICS

DOI: 10.23671/VNC.2019.1.26787

## Conditions of formation of the alpine folded system of the Greater Caucasus and unique features of it's structure

T. V. Giorgobiani, Cand. Sci. (Geol.-Min.)

Ivane Javakhishvili Tbilisi State University, 1Chavchavadze Ave, Tbilisi0179, Georgia  
Al. Djanelidze Geological Institute, 31A. Politkovskaia Str., Tbilisi1086, Georgia  
e-mail: ciala\_gugava@mail. ru

**Abstract:** The article considers the conditions of formation of folded system of the Greater Caucasus in the Alpine Epoch. It is shown that main zonal linear folded structure of the region was formed at the early and middle Alpine stages of the evolution in the result of manifestation of Bathonian and Pyrenean stages of folding. It was established that the cause of the folding was an active collision of the Black Sea-Transcaucasian microcontinent in the south-west with the passive margin of the Greater Caucasus. It was also determined that the Late Alpine stage in the region took place under the conditions of submeridional tangential stress, during the Pliocene-Quaternary folding phases. During this period the Greater Caucasus was affected not by the whole Black Sea-Transcaucasian microcontinent, but by its smaller plates and blocks. It was found out that during the process of tectogenesis they drifted and obliquely moved into the folded system of the Greater Caucasus, causing the transformation of the initial structure and the occurrence of interferential folding. In the result of repeated deformation of separate areas of the region the heterogeneous folded structure was formed. The main feature of the folded structures of the Greater Caucasus (expressed by a structural heterogeneity in transversal and longitudinal directions) was studied. It was determined that it reflects the gradual and diverse deformation of individual sections, resulting from the consistent manifestation of the local and regional geodynamics of the microcontinent, as well as the common and specific mechanisms of its formation associated with them.

The structural analysis of the morphology of folding of the Great Caucasus really showed its uneven dislocation, i. e. the N-W and S-E of the segments, composed mainly of early and middle Alpine structures, expressed in varying degrees of complication by collisional deformations. So, within the Malm-Eocene structural floor of the northwestern Caucasus, the Early Alpine structure of which is less than all the other segments, is complicated by collimated deformations, the lateral asymmetric zonation of its folded structure is clearly manifested.

It is expressed in a successive change from the south-west to the north-east of intensive linear highly compressed folding with linear ridge-like, and then slightly elongated typical brachymorphic folds, which turn into a hollow sloping to the north-east monocline.

**Keywords:** Greater Caucasus, Alpine folded structure, heterogeneous folding, geodynamics, interference, tectogenesis, microcontinent, tangential stress, denudation process.

**For citation:** Giorgobiani T. V. Conditions of formation of the alpine folded system of the Greater Caucasus and unique features of it's structure. *Geology and Geophysics of the South of Russia*. 2019;9 (1): 43-57. (In Russ.) DOI: 10.23671/VNC.2019.1.26787.

### References

1. Giorgobiani T. V. Paragenesis of the collision structures of the Caucasus. Meeting materials of Structural Parageneses and Their Ensembles. M. GEOS, 1997. pp. 39-41. (in Russ.)

2. Giorgobiani T. V. The main features of the alpine folded structure of the Greater Caucasus. Proceedings dedicated to 100th anniversary of P. D. Gamkrelidze. Proceedings. Nov. ser. Issue 119. Tbilisi. 2004. pp. 79-89. (in Russ.)
3. Giorgobiani T. V. To the question of the formation mechanism of the folded structure of the Greater Caucasus. All-Russian Conference on the 40th anniversary of the creation of M. V. Gzovsky laboratory. Tectonophysics in IPE RAS. Tectonophysics and current issues of Earth sciences. Vol. 1. IPE. M. 2008. pp. 214-216. (in Russ.)
4. Giorgobiani T. V. Late alpine overlapping folding in the structure of the southern slope of the Greater Caucasus. Tectonophysics and current issues of Earth sciences. Reports of the All-Russian Conference Vol. 1. M. IPE RAS, 2012. pp. 344-348. (in Russ.)
5. Giorgobiani T. V. The stages of the alpine folding of the Greater Caucasus and their relationship with the geodynamics of the African-Arabian continent. Tectonics and geodynamics of the continental and oceanic lithosphere. Materials of XLVII tectonic meeting Vol. 1. M. GEOS, 2015. pp. 93-97. (in Russ.)
6. Giorgobiani T. V. Structural heterogeneity of the Greater Caucasus and its causes. Tectonics, geodynamics and ore genesis of folded belts and platforms. Materials XLVII tectonic meeting. Vol. 1. M. GEOS, 2016. pp. 103-106. (in Russ.)
7. Giorgobiani T. V., Zakaraya D. P. About zoning the folded structure of the North-West Caucasus. Proceedings of Academy of Sciences of GSSR. Vol. 100. No. 2. Tbilisi. 1980. Pp. 357-360. (in Russ.)
8. Giorgobiani T. V., Zakaraya D. P. Folded structure of the North-West Caucasus and the mechanism of its formation. Proceedings GIN AN GSSR. Nov. ser., Issue 97. Tbilisi. 1989. 60 p. (in Russ.)
9. Giorgobiani T. V., Zakaraya D. P. Tectonics of the Lower-Middle Jurassic Development Strip. The geological structure of the Assa-Aragvi intersection of the Greater Caucasus. Proceedings of GIN AN GSSR. Nov. ser. Issue 102. Tbilisi, Mecniereba, 1991. pp. 82-101. (in Russ.)
10. Giorgobiani T. V., Zakaraya D. P. Experimental study of the formation mechanism of the folded structure of the North-West Caucasus. Problems of Geology and Petrology Proceedings of the Georgian Academy of Sciences. Nov. ser. Issue 114. Tbilisi. 1999. pp. 229-256. (in Russ.)
11. Giorgobiani T. V., Zakaraya D. P. Experimental modeling of the mobilistic mechanisms of the Greater Caucasus folding. Tectonics of modern and ancient oceans and their margins. Material of the Tectonic Meeting dedicated to the 100th anniversary of Acad. Yu. M. Pushcharovsky. Vol. 1. M. GEOS, 2017. pp. 86-89. (in Russ.)
12. Giorgobiani T. V., Tveritnova T. Yu. The newest and modern geodynamics of the Greater Caucasus and the Transcaucasian Border. Modern geodynamics of Central Asia and dangerous natural processes. Materials of reports of the All-Russian Conference. IZK SB RAS. Vol. 1. Irkutsk. 2012. pp. 79-82. (in Russ.)
13. Grigor'yants B. V. Conditions for the formation of intermittent folding in geosynclinal areas on the example of the east of the Greater Caucasus. Geotectonic. 1968. No. 4. pp. 128-136. (in Russ.)
14. Grigor'yants B. V., Khain V. E.. Superposed folding in geosynclinal areas and some conditions for its formation. Proceedings of the universities. Geology and exploration. 1958. No. 12. pp. 3-16. (in Russ.)
15. Grigor'yants B. V., Shikhalibeili E. SH., Isaev B. M. Tektonika. Tectonics. Meganticlinorium of the Greater Caucasus. Geology USSR. Vol. 47. Azerbaijan SSR. Geological description. M. Nedra, 1972. pp. 290-316. (in Russ.)
16. Milanovskii E. E. The newest tectonics of the Caucasus. M. Nedra, 1968. pp. 350-373. (in Russ.)
17. Mirchink M. F., Shurygin A. M. Formation of the structure of tertiary and Cretaceous sediments of the south-eastern depression of the Caucasus. M. Nauka, 1972. 160 p. (in Russ.)

18. Rogozhin E.A., Sholpo V.N. Heterogeneity of the complete folding zone of the Greater Caucasus. *Geotectonics*. 1988. No. 5. pp. 79-93. (in Russ.)
19. Shikhalibeili E. Sh. The position of Azerbaijan in the overall structure of the Caucasus and adjacent folded regions. *Geology USSR*. Vol. 47 Azerbaijan SSR. Geological description. M. Nedra, 1972. pp. 288-290. (in Russ.)
20. Sholpo V.N. Alpine geodynamics of the Greater Caucasus. M. Nedra. 1978. 176 p. (in Russ.)
21. Sholpo V.N., Rogozhin E.A., Goncharov M.A. The folding of the Greater Caucasus. M. Nauka, 1993. 192 p. (in Russ.)
22. S., Zakariadze G., Chkhotua T., Sadradze N., Tsereteli N., Chabukiani A., Gventsadze A. Geology of the Caucasus: A Review. *Turkish Journal of Earth Sciences*. – 2011. – Vol. 20, no. 5. – Pp. 489-544.
23. Cowgill E., Forte A.M., Niemi N., Avdeev B., Tye A., Trexler C., Javakhishvili Z., Elashvili M., Godoladze T. Relict basin closure and crustal shortening budgets during continental collision: An example from Caucasus sediment provenance. *Tectonics*. – 2016. – Dec. – Vol. 35, no. 12. – Pp. 2918-2947.
24. Gamkrelidze J.P., Giorgobiani T.W. Kinematics of the alpine deformation of the Caucasus and adjacent areas. *Mechanics of Jointed and Faulted Rock*. – 1990. – Pp. 183-186.
25. Giorgobiani T.V. Origin of horst-anticlinorium of the Main Range, the Eastern Caucasus. *Doklady Earth Sciences*. 2003. – Vol. 388, No. 1. – Pp. 16-20.
26. Gorbatiykov A.V., Rogozhin E.A., Stepanova M.Y., Kharazova Y.V., Andreeva N.V., Perederin F.V., Zaalishvili V.B., Melkov D.A., Dzeranov B.V., Dzeboev B.A., Gabaraev A.F. The pattern of deep structure and recent tectonics of the Greater Caucasus in the Ossetian sector from the complex geophysical data. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. – 2015. – Vol. 51, No. 1. – Pp. 26-37.
27. Legendre C.P., Tseng T.L., Chen Y.N., Huang T.Y., Gung Y.C., Karakhanyan A., Huang B.S. Complex deformation in the Caucasus region revealed by ambient noise seismic tomography. *Tectonophysics*. – 2017. – Aug. – Vol. 712. – Pp. 208-220.
28. Rogozhin E., Gorbatiykov A., Zaalishvili V., Stepanova M., Andreeva N., Kharazova Y. New data on the deep structure, tectonics, and geodynamics of the Greater Caucasus. *Doklady Earth Sciences*. – 2015. – Vol. 462, No. 1. – Pp. 543-545.
29. Sharkov E., Lebedev V., Chugaev A., Zabarinskaya L., Rodnikov A., Sergeeva N., Safonova I. The Caucasian-Arabian segment of the Alpine-Himalayan collisional belt: Geology, volcanism and neotectonics. *Geoscience Frontiers*. – 2015. – Jul. – Vol. 6, no. 4. – Pp. 513-522.
30. Shempelev A., Zaalishvili V., Kukhmazov S. Deep structure of the western part of the Central Caucasus from geophysical data. *Geotectonics*. – 2017. – Vol. 51, No. 5. – Pp. 479-488.
31. Tsereteli N., Tibaldi A., Alania V., Gventsadze A., Enukidze O., Varazanashvili O., Muller B.I. R. Active tectonics of central-western Caucasus, Georgia. *Tectonophysics*. – 2016. – Nov. – Vol. 691. – Pp. 328-344.
32. Zaalishvili V., Nevskaya N., Nevskii L., Shempelev A. Geophysical fields above volcanic edifices in the North Caucasus. *Journal of Volcanology and Seismology*. – 2015. – Vol. 9, No. 5. – Pp. 333-338.