

УДК 551.242.3.053(479.22)

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ГОРСТ-АНТИКЛИНОРИЯ ГЛАВНОГО ХРЕБТА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

© 2003 г. Т. В. Гиоргобиани

Представлено академиком Е.Е. Милановским 30.06.2002 г.

Поступило 01.07.2002 г.

Горст-антиклинорий, расположенный в пределах складчатой структуры южного склона Восточного Кавказа, сложен интенсивно дислоцированными глинистыми и песчано-глинистыми сланцевыми толщами ниже-среднелейасового, частично верхнелейасового возраста с суммарной мощностью до 4.4 км. Антиклинорий находится в Горной Кахетии, где он прослеживается с северо-запада на юго-восток от истоков р. Иори до верховьев р. Белоканчай, на расстоянии около 130 км. Ширина его обычно составляет 6–12 км, а в крайней восточной части она возрастает до 20 км. Отличительной особенностью его структуры является наличие в осевой части горст-антиклинория среди глинистых сланцев нижнего лейаса выходов более древних и сравнительно высоко метаморфизованных пород, слагающих линзовидные тела различной величины. Протяженность их колеблется в пределах 3–13 км, а ширина 0.4–4.5 км, иногда отмечаются и более мелкие (длиной 0.3–1 км, толщиной 0.1–0.2 км) выходы. Расположены они в основном согласно с простиранием горст-антиклинория в северо-западном (290°–310°) направлении, но встречаются тела и субширотной (265°–275°) ориентировки. Вмещающие эти образования нижнелейасовые глинистые сланцы согласно окаймляют линзообразные выходы этих пород (рис. 1).

Древние породы (ДП) представлены в различной степени измененными толщами разного состава – кварцевыми песчаниками и гравелитами с маломощными прослоями конгломератов и аспидных сланцев (верховья р. Алазани, хребт Спероза), песчаниками, гравелитами с редкими пропластами конгломератов и аспидных сланцев, а также кварцитами с прослоями кварцево-серицитовых сланцев (р. Стори), кварцитами (г. Сакорне), конгломератами, кварцитами и мраморами (р. Дидхеви) и милонитизированными гранитами,

различными метаморфическими сланцами, песчаниками и мраморами (р. Лопота). По своему составу и степени метаморфизма эти породы очень сходны с доюрскими толщами дизской серии Сванетского антиклинория, имеющими, как известно, девон-триасовый возраст [6], но в отличие от них они здесь представлены отдельными разобщенными выходами. Общая видимая мощность их по р. Стори составляет 2200 м.

В настоящее время существуют разные представления о возрасте ДП, развитых в пределах горст-антиклинория. Одни исследователи считали их палеозойскими образованиями [1–4], см. [6, 7]), а другие относили эти породы к верхнему палеозою и триасу [5]. Некоторые авторы рассматривали их как триасовые (см. [5, 6]) или триас-нижнелейасовые (см. [6, 7]) отложения. Наиболее распространено мнение о принадлежности этой толщи к базальной части нижнелейасовых глинистых сланцев [6, 7]. Поводом для отнесения этих толщ к палеозою, по мнению большинства авторов, явились значительно большая, чем во вмещающих их глинистых сланцах, метаморфизованность этих пород и их литологическое сходство

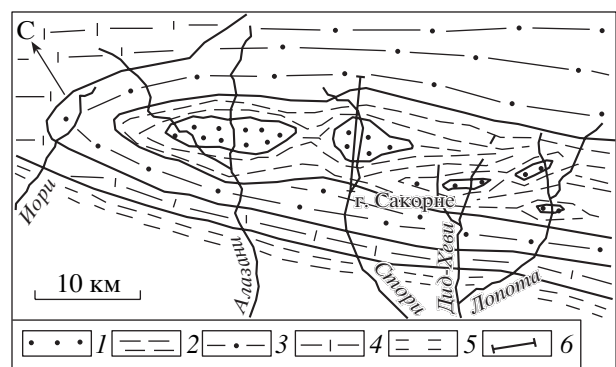


Рис. 1. Схема геологического строения западной части горст-антиклинория Главного хребта Восточного Кавказа. 1 – древние породы (средний палеозой–триас). Нижняя юра: 2 – нижний и средний лейас, 3 – верхний лейас, 4 – средняя юра, 5 – верхняя юра–нижний мел, 6 – линия геолого-структурного разреза.

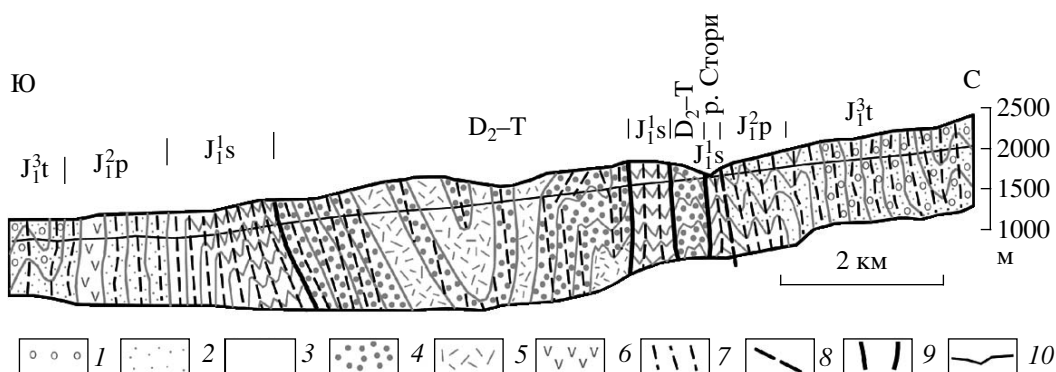


Рис. 2. Схематический геолого-структурный разрез горст-антиклинория вдоль ущелья р. Стори. 1 – тоарский ярус – глинистые сланцы с прослоями и пачками песчаников; 2 – плинсбахский ярус – глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников; 3 – синемюрский ярус – глинистые сланцы с единичными прослоями тонкослоистых алевролитов и песчаников. Древние породы (средний девон–триас): 4 – переслаивание песчаников, гравелитов, конгломератов и глинистых сланцев, 5 – кварциты с прослоями кварцево-серицитовых сланцев; 6 – дайка диабаза; 7 – плоскости кливажа (сланцеватости); 8 – зона разлома; 9 – границы блоков древних пород; 10 – уровень эрозионного вреза.

во с доюрскими образованиями южного склона Центрального Кавказа. Эти исследователи утверждали, что ДП имеют разломные контакты с включающими их породами и рассматривали их как тектонические клинья, размещенные в нижнелейасовой толще [1–4]. Другие авторы, принимающие эти отложения за нижнелейасовые, считают, что ДП имеют с вмещающими их фаунистически охарактеризованными глинистыми сланцами нижнего лейаса (синемюра) согласные стратиграфические контакты и связаны с ними постепенными переходами [6–8]. Поэтому они рассматривают ДП как базальные образования лейаса, слагающие ядра отдельных антиклинальных структур и нормально залегающие под обрамляющими их глинистыми сланцами. Последнее представление получило широкое признание и нашло свое отражение на последних геологических и тектонических картах Кавказа, где ДП уже датированы как нижнеюрские образования. Поэтому выяснение взаимоотношений этих толщ имеет решающее значение не только для определения возраста ДП, но и для установления происхождения современной складчатой структуры горст-антиклинория, которое практически не изучено.

Структура горст-антиклинория исследовалась нами вдоль ущелья р. Стори, где она прослеживается на расстоянии почти 12 км. В этом пересечении нами составлен детальный геолого-структурный разрез, который в упрощенном виде изображен на рис. 2, где по его краям, сложным средне-верхнелейасовыми песчано-глинистыми толщами, четко фиксируются северное и южное крылья антиклинория. Слагающие их слои круто (75° – 85°) падают на северо-восток и юго-запад или залегают субвертикально. В средней части горст-анти-

клинория развиты плинсбахские и синемюрские глинистые сланцы, которые смяты в сильно сжатые, асимметричные, круто (75° – 85°) наклоненные на северо-восток разнопорядковые складки, размером от первых метров до нескольких сот метров. Пологие крылья их падают под углами 40° – 60° , крутые 70° – 85° . В ядре антиклинория расположены два выхода ДП, именуемые сторской свитой [7], шириной 0.4 и 4.5 км. Слагающие их породы залегают более или менее однообразно и в основном круто (65° – 85°) падают на северо-восток. Сравнительно высокий уровень метаморфизма слагающих их пород резко выделяет их на фоне значительно менее измененных глинистых сланцев. Размещены ДП только в синемюрских глинистых сланцах, в которых развит интенсивный кливаж, параллельный осевой плоскости, часто переходящий в сланцеватость. Вмещающая толща почти лишена слоистости, в связи с чем складчатость распознается с трудом из-за наличия в ней фрагментов разномасштабных складок и слоистости пород. Кроме того, широко развитые здесь частые поверхности кливажа (сланцеватости), которые круто (75° – 85°) наклонены в основном на северо-восток, сильно затушевывают складчатость нижнеюрских и древних толщ. Вся эта структура пронизана многочисленными дайками диабазов, размещенных вдоль плоскостей кливажа, а также крутопадающими, главным образом на северо-восток, вязкими и хрупкими разрывами. Совокупность всех этих однообразно, почти параллельно залегающих разных структур, главной из которых является кливаж (сланцеватость), создает ложное впечатление крутонаклоненной на северо-восток простой моноклинали, а не горст-антиклинория. Однако при детальном изучении участков развития мелких

складок, развитых в осевой зоне структуры, устанавливается пологая поверхность зеркала складчатости, которая, очевидно, целиком обрисовывала сводовую часть антиклинория. Кроме того, после установления структуры ДП оказалось, что они образуют лишь единичные складки, которые имеют гораздо более крупные размеры и другую морфологию, чем сильно сжатая складчатость в нижне-среднелейасовых толщах (см. рис. 2).

Предыдущие исследователи считали данную структуру горст-антиклинорием [9], а также сжатым веерообразным антиклинорием [6, 10] или рассматривали ее как крупную тектоническую чешую с южной вергентностью [8]. Наши данные подтверждают горст-антиклинорное строение этой структуры в данном пересечении. Она представляет собой слабо наклоненный на юг горст-антиклинорий с широким пологим, сильно деформированным сводом, усложненным мелкой складчатостью (см. рис. 2).

Детальное изучение взаимоотношений ДП сторской свиты с вмещающими их глинистыми сланцами показало, что контакты между ними резкие и четкие, но не разломные, лишены зон дробления и смятия пород. Глинистые сланцы крепко припаяны к поверхностям ДП, что указывает на отсутствие между ними зон разрывных нарушений. Такой характер их залегания исключает возможность рассматривать ДП как тектонические клинья, размещенные в нижнелейасовых глинистых сланцах. Контактующие породы расположены почти параллельно друг другу, без признаков разломных соотношений, что создает видимость их согласного расположения. Поэтому на первый взгляд действительно создается ложное впечатление, что между этими толщами существует нормальный стратиграфический переход, без явно выраженного несогласия. Однако, как выяснилось, этот факт не свидетельствует как об их структурном согласии, так и о непрерывности напластования между ними. Установлено, что это лишь кажущееся согласие, поскольку пласты ДП на контакте с глинистыми сланцами постепенно сменяются не конформно залегающими в последних слоями, а расположены параллельно плоскостям кливажа (сланцеватости), рассекающим напластование синемюрских пород. В обоих выходах ДП залегают только в крутых поверхностях сланцеватости, но несогласно со слоями, образующими складчатую структуру окаймляющих их глинистых сланцев. Поэтому постепенные переходы между этими толщами в действительности нигде не отмечаются, что противоречит существующим представлениям о согласном стратиграфическом залегании этих образований. Кроме того, между данными толщами отмечается и структурное несогласие,

выраженное несоответствием их внутреннего строения как в целом, так и на участках непосредственного соприкосновения этих пород (см. рис. 2). На этом основании можно заключить, что ДП, судя также по присущей им высокой степени регионального метаморфизма, нельзя рассматривать как единую с глинистыми сланцами серию отложений.

Следовательно, выходы ДП не имеют с включающими их глинистыми сланцами синемюрского яруса ни разломных контактов, ни нормальных стратиграфических и согласных структурных взаимоотношений. Поэтому очевидно, что породы сторской свиты не являются нижнелейасовыми образованиями, а представляют собой более древнюю толщу, чем вмещающие их синемюрские глинистые сланцы. Учитывая сходство ДП с дизкой серией, мы разделяем существующее представление об их среднепалеозойско-триасовом возрасте. По нашему мнению, они являются выведенными на поверхность при позднейших деформациях в регионе фрагментами доюрского фундамента и находятся во вторичном, безкорневом, аллохтонном залегании, включенными во вмещающую их нижнелейасовую глинистую толщу. Наиболее вероятно протрузивная природа этих образований, чем обусловлено их согласное с кливажем (сланцеватостью) залегание. В этом случае контакт между ними действительно является тектоническим, точнее, протрузивным, т.е. особым вязким типом контакта, совпадающим с кливажными плоскостями и лишены зоны дробления пород. ДП не слагают ядра антиклинальных структур, а представляют собой отдельные блоки герцинского фундамента, согласно обрамленные со всех сторон в разрезе и в плане только поверхностями сланцеватости (кливажа), развитыми в нижнелейасовой толще. Учитывая изложенное выше, мы приходим к выводу об идентичности доюрских фундаментов антиклинорий Сванетского Центрального Кавказа и Главного хребта Восточного Кавказа, сложенных в основном однообразными непрерывными терригенными морскими толщами девона–триаса.

Формирование горст-антиклинорной структуры происходило в течение позднеорогенной коллизионной стадии (поздний миоцен–антропоген) развития региона в процессе его сводово-блокового поднятия. Она образована в течение двух главных этапов разнотипных деформаций путем наложения этих процессов. В позднем миоцене–раннем плиocene в пределах ранее созданной складчатой структуры южного склона Восточного Кавказа в результате вертикальных перемещений блоков доюрского фундамента в покрывающем его мезозойском складчатом чехле был образован горст-антиклинорий Главного хребта

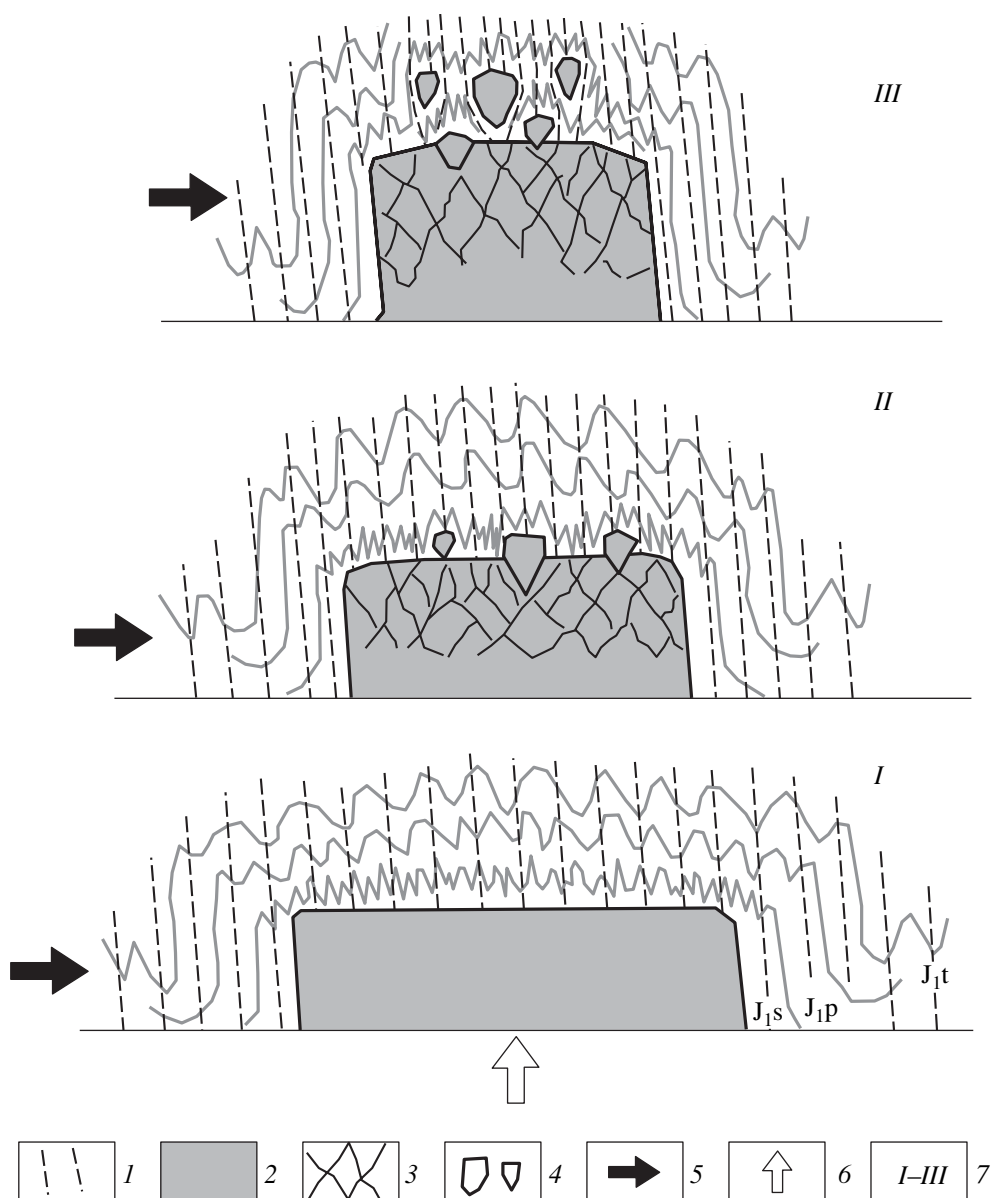


Рис. 3. Принципиальная схема формирования складчатой структуры горст-антиклинория Главного хребта Восточного Кавказа. Складчатая структура различных толщ: J_1^3 – тоарской, J_1^2 – плинсбахской, J_1^1 – синемюрской. 1 – поверхности кливажа (сланцеватости); 2 – доюрский фундамент; 3 – сколовые разрывы в фундаменте; 4 – блоки фундамента; 5 – направление тангенциального сжатия; 6 – направление перемещения фундамента; 7 – этапы образования структуры горст-антиклинория.

(рис. 3, I). На рубеже раннего и позднего плиоцена, во время проявления роданской фазы складчатости, произошло сильное поперечное горизонтальное сжатие региона, направленное с юго-запада, что было обусловлено приближением Закавказского микроконтинента к Восточному Кавказу и его пододвиганием под него. Тангенциальное сжатие вызвало совместную деформацию относительно пластичного чехла и более хрупкого основания антиклинория. В результате этого процесса происходило раздробление фундамента

возникшими при этом сколовыми разрывами на различные клиновидные блоки. При дальнейшем сжатии эти глыбы палеозойских пород откололись и оторвались от цоколя и оказались выжатыми и вдавленными в покрывающие их пластичные нижнелейасовые глинистые сланцы. При возрастании тангенциального давления происходили отток глинистого материала к центральной зоне антиклинория, его выдавливание вверх и диапироподобное внедрение глинистой толщи в ядерной части структуры. Причиной этого про-

цесса явилось проявление вязкостной инверсии, выражающееся в выжимании и подъеме вверх, в результате тангенциального сжатия, маловязкого материала (глинистые сланцы) и в прорывании им покрывающей более вязкой (песчано-глинистой) толщи [11]. В итоге отторженцы доюрских образований вместе с включающими их глинистыми сланцами, которые испытывали пластическое течение, начали продвигаться вверх к своду горст-антиклинория (рис. 3, II). При этом определяющим являлся процесс вертикального растяжения глинистых пород, путем ламинарного вдолькливажного течения, вызванного поперечным их расплющиванием. В возникшем при этом тектоническом потоке [12] под действием интенсивного сжатия толщ осуществлялось принудительное протрузивное передвижение путем выдавливания в твердом состоянии блоков палеозойских пород, которые ориентировались по направлению течения пород. Нижнелейасовая глинистая толща, служившая оболочкой, увлекала за собой эти тела и тем самым обеспечивала вертикальную тектоническую транспортировку гетерогенных осколков доюрского фундамента. При этом все блоки независимо от размеров оказались расположенными вдоль поверхностей сланцеватости (кливажа), которые обрамляли их со всех сторон, что создает ложное представление о согласном залегании и постепенном переходе между ними. В ходе деформации вмещающими пластичными глинистыми сланцами была почти утрачена исходная складчатая структура вследствие раздавливания ранних складок в тектоническом потоке.

Процесс протрузивного продвижения вверх фрагментов палеозойских пород продолжался и в последующие фазы складчатости, что способствовало выведению их совместно с включающими глинистыми сланцами на уровень современного эрозионного среза, но базальная часть последних здесь не обнажена (рис 3, III). Величина суммарных вертикальных неоген-четвертичных поднятий в пределах рассматриваемого региона составляет 2.5–3 км [13]. Следовательно, размещенные среди глинистых сланцев нижнего лейаса ДП являются эксгумированными гетерогенными крупными обломками доюрского фундамента и не представляют собой нормальные члены юрского стратиграфического разреза. Существующее представление о нижнелейасовом их возрасте не находит подтверждения. Новые фактические данные дают возможность решить проблему исходя из совершенно других представлений. На последних стадиях новейшего этапа усиления горизонтального сжатия в пределах горст-антиклинория происходит вторичное тектоническое перераспределение материала с выдавливанием доюрских масс в его сводовую часть как в зону наименьшего

литостатического давления. В результате этого процесса, который, возможно, продолжается и в современную эпоху, на одном гипсометрическом уровне оказались совмещенными чужеродные образования – породы палеозойского основания и перекрывающей его мезозойской толщи. Таким путем ДП, слагающие герцинский этаж, оказались включенными в структуру альпийского чехла.

Выходы этих ДП маркируют осевую часть антиклинория, испытывающую интенсивное тектоническое течение слагающих ее глинистых сланцев. Возникновение в пластичной глинистой толще, расположенной над зоной сильно раздробленного фундамента, в результате вязкостной инверсии тектонического потока и выдавливания фрагментов этого цоколя в перекрывающие его глинистые сланцы является главным фактором, способствующим воздыманию блоков основания и образованию современной структуры горст-антиклинория. В процессе субвертикального движения в тектоническом потоке глинистой толщи с огромными включениями палеозойских пород в осевой зоне антиклинория происходило образование новой, вторичной структуры, подобной крутой, наклоненной на северо-восток моноклинали, подчеркнутой в основном частыми поверхностями кливажа (сланцеватости).

Таким образом, современная структура горст-антиклинория сформировалась в течение разных этапов деформаций Большого Кавказа. Вначале в доорогенную стадию в процессе многократного горизонтального сжатия региона здесь возникла интенсивная наклоненная на юг многопорядковая складчатость. Затем во время коллизионного этапа вследствие вертикальных движений блоков фундамента в пределах складчатого чехла был образован горст-антиклинорий. Позднее при сильном тангенциальном сжатии произошли деформация и преобразование этой структуры, сопровождающееся протрузивным перемещением вверх по направлению к дневной поверхности обломков палеозойского основания. Причиной этого процесса являлась реализация механизма вязкостной инверсии, обусловившей экспонирование включенных в нижнеюрскую толщу фрагментов пород доюрского фундамента.

Автор приносит глубокую благодарность акад. Е.Е. Милановскому за оказанное содействие и полезные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Варданянц Л.А.* // Изв. ВГРО. 1932. В. 98. С. 1–12.
2. *Вассоевич Н.Б.* // Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та. Сер. А. 1932. В. 20. С. 3–32.
3. *Беликов Б.П.* Мраморы Грузии // Тр. Ин-та геол. наук. 1940. Петрогр. сер. В. 34. № 12. 44 с.

4. *Крестников В.Н., Робинсон В.Н.* // ДАН. 1955. Т. 105. № 5. С. 1076–1079.
5. *Мельников В.А., Мельников Ю.В., Марунч В.Н.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 7. С. 149–150.
6. *Адамия Ш.А.* // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1968. В. 16. 292 с.
7. *Топчшвили М.В.* // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. 1996. В. 108. 215 с.
8. *Гуцин А.И., Никитин М.Ю., Панов Д.И., Шевченко В.И.* // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 71. В. 2. 1996. С. 53–63.
9. *Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 356 с.
10. *Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А.* Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 192 с.
11. *Паталаха Е.И.* // Геотектоника. 1971. № 4. С. 15–25.
12. *Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В.* Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: Феникс, 1995. 158 с.
13. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 481 с.