

УДК 551.24

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНОГО РЕЛЬЕФА ГОРНЫХ РАЙОНОВ ЮЖНОГО КАВКАЗА (ЗАПАДНЫЙ ФРАГМЕНТ)

И. В. Бондырев¹, Ю. К. Бахтадзе², Али Узун³, С. А. Гогмачадзе⁴

¹ Тбилисский Государственный университет им. И. Джавахишвили, Институт географии им. Вахушти Багратиони, Грузия 0193, Тбилиси ул. Алексидзе, 1, e-mail: ibondyrev@yahoo.com

² Грузинский технический университет, Грузия 0175, Тбилиси, ул. Костава, 77.

³ Самсунский университет, г. Самсун, Турция.

⁴ Предприятие инженерно-геологических и геофизических исследований, г. Тбилиси, Грузия

Рассмотрено геолого-тектоническое строение горных районов западного фрагмента Южного Кавказа. На примере геологической карты, выполненной совместными усилиями турецких и грузинских специалистов показаны результаты, которые можно получить при проведении крупномасштабного (1:50000-1:25000) геологического картирования. В свою очередь, выполненный нами анализ информации, полученной в результате дешифрирования данных космической съемки, позволил обрисовать региональные особенности геологической структуры (линии тектонических нарушений, участки несогласных контактов геологических единиц, всю гамму кольцевых структур). Сопоставление материалов этих двух подходов к изучению геологического строения территории, позволило лучше разобраться в особенностях строения верхней части земной коры данного региона и, осветить не только характер литологии слагающих пород, но и тенденции функционирования разнонаправленных магмато-тектонических процессов геодинамики этой территории.

Ключевые слова: морфоструктуры, тектонические нарушения, кольцевые структуры, структурно-геоморфологическое районирование, Южный Кавказ (западный фрагмент).

Исследуемый район расположен на западе Грузии и крайнем востоке Турции. Геологическое строение региона содержит почти полный набор стратиграфических единиц (рис. 1).

Докембрий (Pr) предположительно выделен по характеру осадочно – метаморфических образований, залегающих ниже определённых по фауне нижнепалеозойских отложений (кемрийских) и представлен гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и пр. Эти породы секутся габброидами и гранитоидами палеозоя. Докембрийские породы обнажаются вдоль водораздельной части Главного хребта Большого Кавказа (рис. 1).

Палеозой (Pz) – отложения кембрия, силура, девона и нижнего карбона представлены теми же вышеотмеченными породами, а также серицитизированными, графитизированными сланцами, филлитами и др., которые метаморфизированы также глубоко, но степень метаморфизма чуть слабеет с возрастом. Верхний карбон и пермь представлены нормальными отложениями. На Южном склоне Б. Кавказа палеозой-девон-пермь представлены однообразными отложениями – чередованием глинистых сланцев и песчаников.

Юрская система (Y) представлена широко и в разнообразном литолого-формационном составе. Наиболее полно она развита на Южном склоне Б. Кавказа.

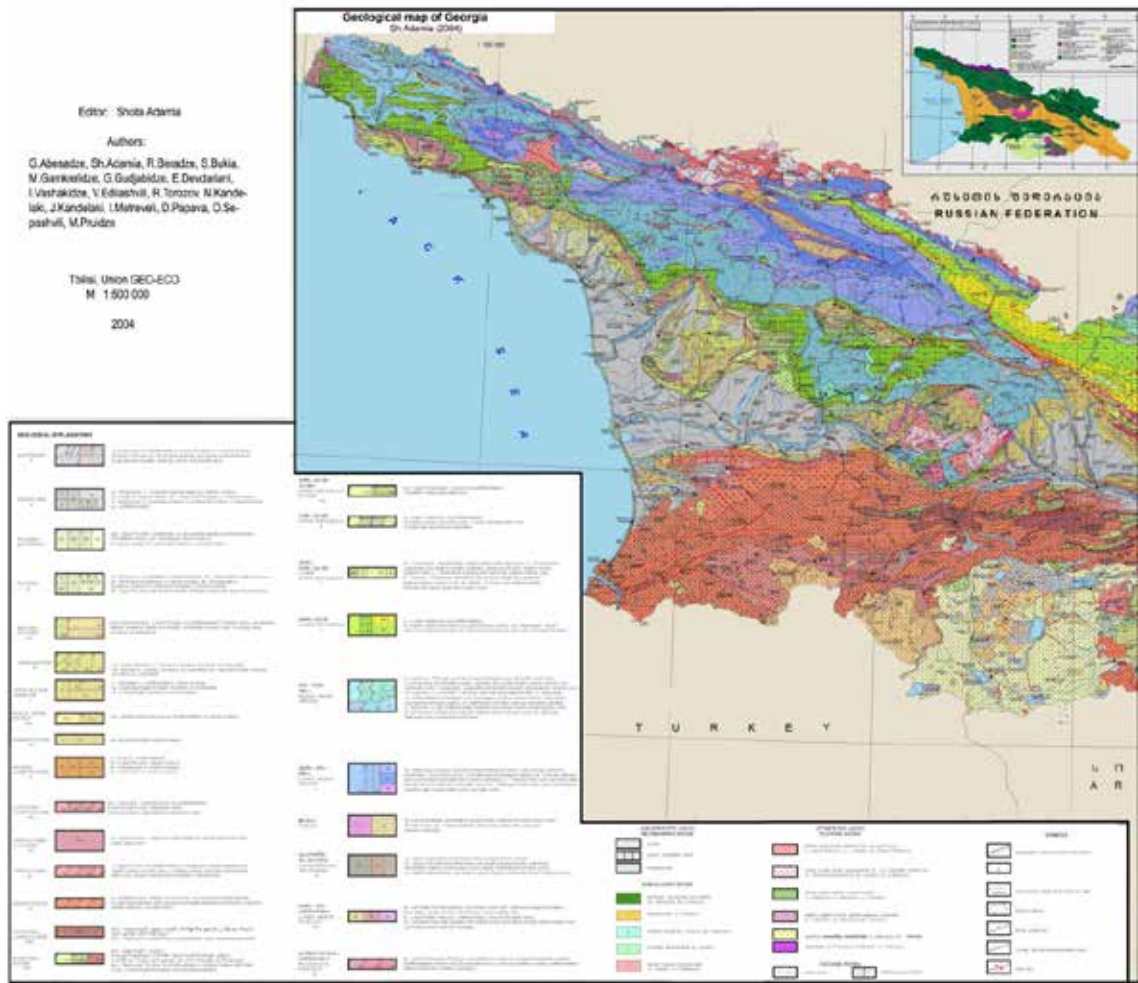


Рис. 1. Геологическая карта исследуемой территории [Abesadze et al., 2004]

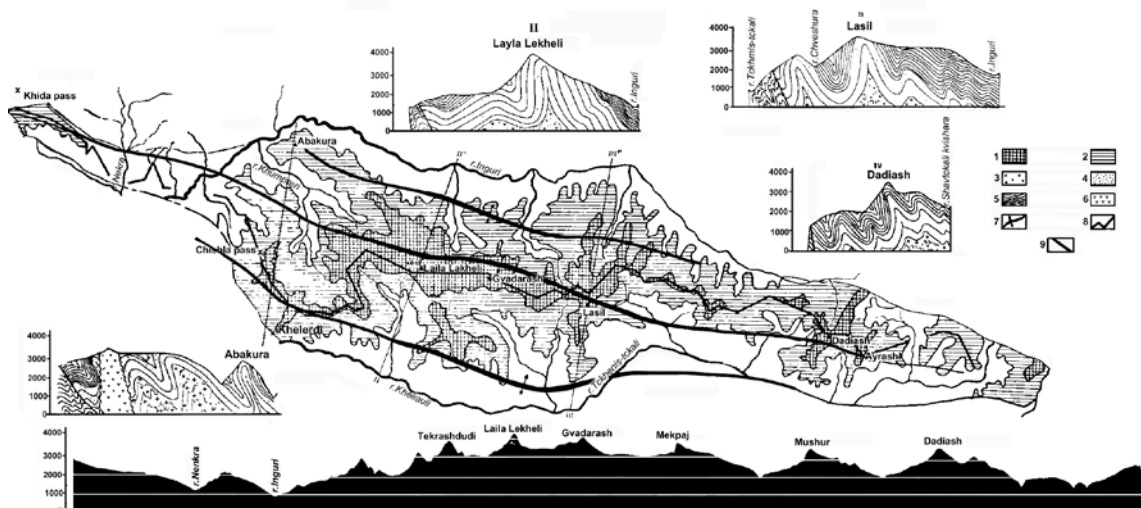


Рис. 2. Структурно-геоморфологическая схема Сванетского антиклинально-блокового хребта [Астахов, 1973]:

1- поверхности с высотой свыше 3000 м, поверхности с высотой 2000 м, 3 – гранитоидно-метоморфическая толща доюрского фундамента, 4 – палеозой-триас, 5 – нижний лейас, 6 – диабазы, 7 – антиклиналь, 8 – орографическая ось, 9 – разломы.

В Гагро-Джавской зоне нижняя и средняя юра представлена в контрастных литологических формациях, а полный разрез верхней юры в этой зоне имеется только в Верхней Раче.

Базальты региона представлены крайне пестрой гаммой генетических типов – пластовые, дайковые и покровные.

Меловая система (К) представлена нижним (К₁) и верхним (К₂) отделами. Первый сложен мергелистыми глинами, мергелями, обычными известняками и известняками ургонской фации, а также туфами и туфопесчаниками (свита Мтавари).

Кайнозой (КФ) – палеогеновая (Р) и неогеновая (N) системы. Отложения этих систем сложены мергелями, реже известняками, глинами, песчаниками и конгломератами. Такой состав отложений можно встретить на перифериях склонов Б. Кавказа и в Рионской депрессии.

Четвертичная система (Q) разделяется здесь на три раздела. Нижний отдел (Q₁) представлен эффузивно-пирокластолитовыми породами, средний (Q₂) – древними аллювиальными отложениями, а верхний аллювий-делювием.

Согласно схеме геоморфологического районирования Грузии [Астахов, 1973; Бондырев, 2000], в пределах описываемой территории, с запада на восток выделяются следующие крупные морфоструктуры: Абхазский, Сванетский и Рачинский блоки Большого Кавказского хребта, а также Аджаро-Артвиский блок зоны сочленения Понтийского хребта с западными ответвлениями Малого Кавказа.

Рачинский блок представлен Рачинским отрезком Большого Кавказского хребта и тремя его ответвлениями – хребтами Лечхумским, Рачинским и Шода-Кедела.

Основная его часть представлена горст-антиклинальным хребтом Главного водораздела с выходами пород кристаллического фундамента. Юрская система (Y) представлена здесь широко и в разнообразном литолого-формационном составе. Следует отметить, что полный разрез верхней юры в этой зоне имеется только в Верхней Раче.

Базальты региона представлены крайне пестрой гаммой генетических типов – пластовые, дайковые и покровные. Здесь следует особо выделить андезитовую иглу ледника Зопхито, которая в середине XX века достигала высоты около 24 м. Однако, после землетрясений 1991 г и 2009 г. она значительно укоротилась.



Рис.3. Порфиритовый массив Каррета (Лечхумский хребет) [Джанелидзе и др., 1990; Бондырев, 1991]

Меловая система (К) представлена нижним (K_1) и верхним (K_2) отделами. Первый сложен мергелистыми глинами, мергелями, обычными известняками и известняками ургонской фации, а также туфами и туфопесчаниками (свита Мтавари) [Гамкрелидзе, 1976].

Кайнозой (КФ) – палеогеновая (Р) и неогеновая (N) системы. Отложения этих систем сложены мергелями, реже известняками, глинами, песчаниками и конгломератами. Такой состав отложений можно встретить на перифериях склонов Б. Кавказа и в Рионской депрессии.



Рис. 4. Выходы базальтов в долине р.Каджиани

Четвертичная система (Q). Она разделяется на три раздела. Нижний отдел (Q_1) представлен эффузивно-пирокластолитовыми породами, средний (Q_2) – древними аллювиальными отложениями, а верхний аллювий-делювием. Здесь следует отметить лавовый поток Цители-мта у Мамисонского перевала.



Рис. 5. Хребет Кедела и вершина Геске (3426 м)

Таблица 1

| Морфометрические параметры горных хребтов и межгорных долин Рачи [Бондырев, Заалишвили, 2010] Г о р н ы е с о о р у ж е н и я | | | |
|---|--|------------------------------------|---|
| наименование | протяжен- ность (км) | высота сред./мах. (м) | отроги |
| Лечхумский хребет | 78 | 2080,4/3584 (<i>Самерцхле</i>) | Гумуристави, Гарагони, Самерцхле, Квацixe и др. |
| Шода | 36,6 | 3027,9/3609 (<i>Шода</i>) | Сакаоcмта |
| Кедела | 19,2 | 3129,9/3426 (<i>Геске</i>) | Хварисцвера, Заурдзен- жи, Горгисмагали |
| Рачинский | 96,2 | 2512,4/3593 (<i>Майхара-хох</i>) | |
| Р е ч н ы е б а с с е й н ы | | | |
| бассейн | участки | | |
| Цхенисцкали | Рцхимелури, Цагерская котловина, Сароцкельская теснина, Ниж- нее-Сванетская котловина | | |
| Риони | Верхнее-Рачинская котловина, Нижнее-Рачинская котловина, Чи- дросское ущелье, Ташский участок, долина р.Ладжанури, долина р.Джеджоры | | |

В тоже время, на территории Рачи можно выделить как линейно вытянутые, так и кольцевые структуры. Интересны кольцевые структуры долины Лухумисцкали (рис.6). Своеобразный рельеф долины совпадает с общим планом оро- и гидрографии Рача-Лечхумского региона. Ярко выраженная antecedentная долина р. Лухумисцкали прорезает не только породы сравнительно молодого Лухумского взбросасдвига, но и толщу Сакауру-Лухумской антиклинали, сложенную юрскими песчаниками и глинистыми сланцами. Если учесть, что протяженных субмеридиональных тектонических нарушений здесь не выявлено, то, по-видимому, есть основания считать, что формирование рельефа этой территории связано с крупной локальной Квацixe-Зопхитской кольцевой структурой (рис. 2), ответственной как за формирование трассы речной долины, так и за наличие резкого уступа в рельефе, отвесно обрывающегося к западу, образуя своеобразную куэстообразную форму водораздела рек Лухумисцкали и Сакаура [Бондырев 1991, 2000].

Нелинейные морфоструктуры

местные: I – Низутисцверский антисклинально-надвиговой массив, испытавший незначительное сводовое поднятие с активным развитием оползневых и селевых процессов, II – Дидмосахвевский сводовый массив с присводовым штокообразным участком, сложенным мраморизованными известняками, III – Каджианский приподнятый овально-блоковый участок водораздела р.р. Каджиани и Безымянной, с многочисленными выходами диабазовых и дабаз-порфировых даек, IV – Латашурский приподнятый овальный блок водораздела рек Латашурисцкали и Каджиани, с выровненными поверхностями и выходами диабазовых даек и жильных тел, V – Саламгуманский инверсионный овальный массив, приуроченный к замку антиклинали на контакте будзгорской и саглольской подсвит (свита геске) нижнего мела, VI – Кольцевой фрагмент плоской водораздельной поверхности Кваишхе-Квацixe, в зоне выклинивания ноцарульской свиты;

региональные: А – Будзгорский овално-приподнятый блок Шодского хребта, обрывающийся на западе к долине р.Лухумисцкали резким Саламгруанским уступом, а на востоке переходящий в Зопхитский участок долины р.Риони.



*Рис. 7. Штоковидная форма в ущелье Диди-Мосахвеви (Лухунис-цкали)
[Бондырев, 1986, Бондырев, Таварткиладзе, Церетели и др., 2007]*

Помимо Квацixe-Зопхитской кольцевой структуры размером 8,5 x 10 км, здесь выявлено несколько более мелких структур: Леписцверская, Диди-Мосахвеви, Каджианская, Латашурская и др. Диаметр этих структур колеблется от 2,0 до 4,2 км. Детальное изучение этих участков показало, что в центре или же в пределах контура этих кольцевых структур фиксируются либо четко выраженные штокообразные формы – Дидмосахвевская кольцевая структура, сложенная мраморизированными известняками, либо резкие выступы рельефа (Каджианская кольцевая структура), образованные диабазовыми телами позднеюрского возраста. Все это позволяет предположить, что в основе генезиса этих кольцевых структур могут лежать не вскрытые эрозией интрузивные тела. Следует отметить, что контур выраженной на космофотоснимках Квацixe-Зопхитской кольцевой структуры представляет собой зону шириной 0,5-1,2 км, вдоль которой размещаются гидротермальные рудные месторождения с шагом 2-5 км от осевой части этой зоны, отображенной на рис. 6 в виде внешнего контура Квацixe-Зопхитской кольцевой структуры. Среди петрогенных форм следует выделить башни Саирме – останцевые формы грандиозного оползневого тела сложенного юрскими известняками [Abesadze et al., 2004].

Сванетский отрезок представлен:

1. Хребты, массивы и межгорные котловины Южного склона:
 - 1.а. Сванетский антиклинально-блоковый хребет
 - 1.б. Адишский антиклинальный хребет
 - 1.в. Местийская межгорная троговая котловина

Верхне-Сванетская котловина имеет в длину 100-120 км, а в ширину – достигает 46 км. Осью орографической котловины является русло р.Мулхура (приток р. Ингури). В геологическом отношении она слагается среднеюрскими сланцево-песчаниковыми толщами, которые местами нарушаются выходами метаморфизированных пород (сланцы, глыбовые конгломераты, кварциты и т. д.), порфирировой

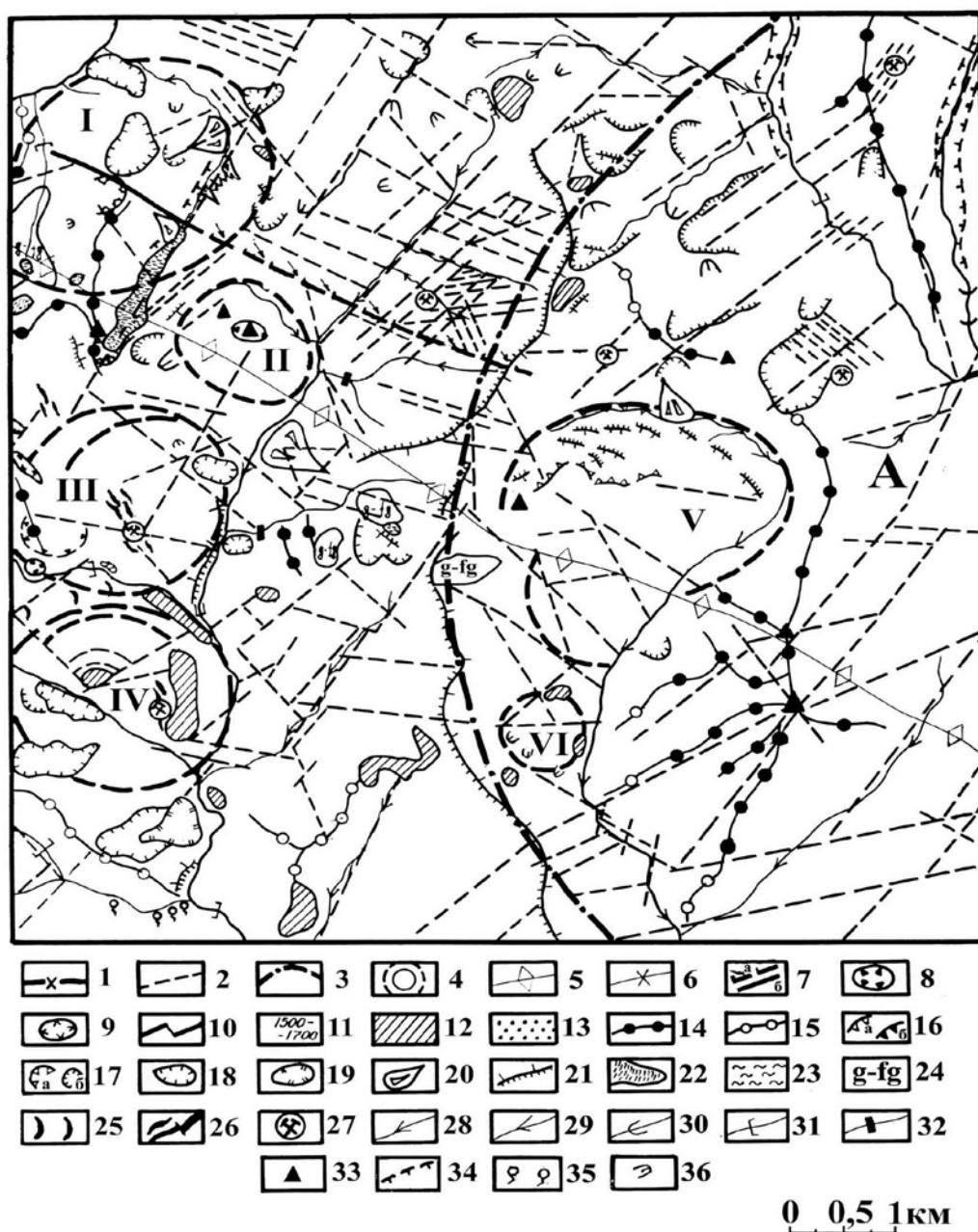


Рис.6. Кольцевые структуры долины Лухумисцкали [Бондырев, 1991, 2003]
 1 – региональные разломы, 2 – линии тектонических нарушений и зон трещеноватости, 3 – региональные кольцевые структуры, 4 – локальные и местные кольцевые структуры, 5 – оси антиклиналей, 6 – оси синклиналей, 7 – взбросо-сдвиг (а) и глубинный разлом (б), фиксируемые по данным геофизики, 8 – штокообразная форма, 9 – подножья отдельных массивов, 10 – границы структурных блоков, 11 – отметки высотных уровней, 12 – выровненные поверхности, 13 – плоские межгорные долины, 14 – острые зубчатые гребни водоразделов, 15 – округлые водоразделы, 16 – небольшие уступы в рельефе: а) эрозионные, б) денудационные, 17 – а) цирки, б) кары, 18 – оползни живые, 19 – оползни стабилизировавшиеся, 20 – конус выноса пролювиального материала, 21 – куэсты и резкие уступы в рельефе, 22 – современные ледники, 23 – заболоченные депрессии, 24 – отложения ледниковых и флювиогляциальных наносов, 25 – конечные морены, 26 – рудоносные дайки, 27 – месторождения рудного сырья, 28-31 – речные долины: а) V-образная симметричная, б) V-образная асимметричная, в) U-образная, г) корытообразная, 32 – водопады, 33 – отдельные вершины; 34 – боковые морены, маркирующие троговые долины, 35 – выходы родников; 36 – нивационные ниши.

свиты байоса и верхнеюрским флишем, сложенным мергелями и мергелистыми известняками. Несколько севернее расположена крупная Ушба-Уцерская интрузия батского возраста. Среди гранитоидов следует отметить кварцевые диориты верховьев рек Местиа-чала и Твибери.

Горные породы, слагающие эти морфоструктуры интенсивно разрушаются в результате действия ледников и водных потоков, а также физического выветривания, и переносятся вдоль склонов тальными и дождевыми потоками, лавинами и мощными селевыми процессами активно переформируют рельеф местности, выполаживая склоны [Геоморфология Грузии, 1971].



Фото 8. Фрагмент обширной поверхностной морены (мощность – 56 м) вскрытой речной эрозией р.Мулхури (в 5км к ЮВ от Местии)

В пределах Сванетской котловины мы можем так же наблюдать целую группу кольцевых структур (КС).

На Абхазском участке наблюдается четко выраженная связь баритовых и полиметаллических проявлений Абхазского рудного района с одноименной кольцевой структурой [Bondyrev, Uzun, 2011; Бондырев, 1986]. К этой структуре приурочено жильное медно-пирротиновое оруденения расположенное к периферийной части концентрических кольцевых структур данного района.

Иначе обстоит дело на участке Аапстинской кольцевой структурой, также расположенной на внешнем контуре Абхазской региональной кольцевой структуры. Опробование, проведенное по внешнему кольцу Аапстинской кольцевой структуры показало высокое содержание барита, цинка, свинца, золота и др. Сама Аапстинская кольцевая структура ограничивает отложения низов верхней юры, представляя собой отраженный батолит. Слагающие эту структуру породы, по-видимому, насыщались гидротермальными растворами именно из этого очага.

В 1988 году во время полевых работ в долине р. Восточная Гумиста были выявлены образования, которые не укладывались в концепция юрского рудогенеза

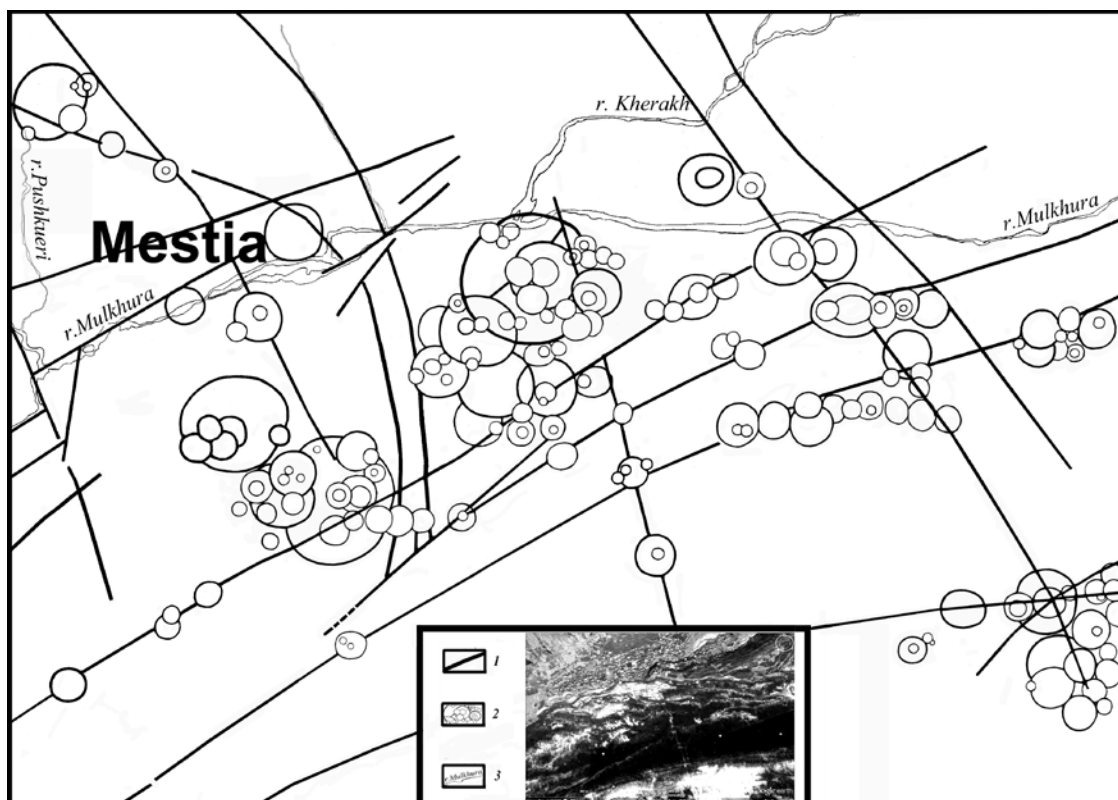


Рис. 9. Структурная карта части Местийского района: 1 – кольцевые структуры (КС) – отраженные на поверхности энергетические концентры; 2 – линии тектонических нарушений; 3 – речные долины [Бондырев, Гогмачадзе, 2011].



Рис. 10. «Апшева дорога» на левом борту ущелья р. Восточная Гумиста

этого региона. Так, обнаруженная здесь так называемая «Апиева дорога» [Бондырев, 1989], представляет собой феномен, который ставит вопрос о пересмотре наших взглядов на эту проблему. Протяженность этой «мощенной дороги» достигает 523 м, при ширине 1,0-1,5 м. Она представляет собой вытянутую полосу вертикально вздыбленных плит известняка, залегающих среди пологонаклонных слоев массивных блоков, разбитых трещинами. [Бондырев И. В., 1989; Бондырев И. В., Бахтадзе Ю. К., 1989].

Данные химического и спектрального анализов показали, что «дорога» представляет собой жильное тело, сложенное гидротермально измененными породами (известняки).

Сам пласт известняков залегает среди юрских и среднепалеозойских отложений и представляет собой тектонический клин. Все это свидетельствует о тектонно-гидротермальном генезисе этой структуры [Бондырев, Бахтадзе, 1989].

Таблица 2

Результаты химического и спектрального анализа проб, взятых на участке «Апиевой дороги» [Бондырев, Бахтадзе, 1989]

| Определяемые компоненты (%) | Место взятия пробы и ее характер | | |
|--------------------------------|----------------------------------|---|--|
| | Жильное тело (известняки) | Нижний пласт вмещающей толщи (известняки) | Верхний пласт вмещающей толщи (известняки) |
| CaO | 53,07 | 54,08 | 54,63 |
| MgO | 0,88 | 0,39 | 0,38 |
| SiO ₂ | 2,70 | 1,52 | 1,31 |
| Al ₂ O ₃ | 0,60 | 0,68 | 0,51 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,70 | 0,46 | 0,30 |
| SO ₂ | 0,25 | - | - |
| K ₂ O | 0,40 | 0,45 | 0,30 |
| Na ₂ O | 0,35 | 0,30 | 0,30 |
| P ₂ O ₅ | 0,30 | - | - |
| Ba | 0,02 | 0,01 | 0,01 |
| Ag | 0,1·10 ⁻⁴ | - | - |

Одним из наиболее интересных и наименее исследованных участков является территория на юго-западе Грузии (Горная Аджария) и сопредельных территориях Турции, занимающая площадь 6750 км². Основной орографической осью этого региона является Шавшетский хребет, который в широтном направлении протянут от р. Мачахелисцкали на западе до его сочленения с Арсианским и Эршутетским хребтами на востоке. Он разделяет два основных водных бассейна этой территории – р. Аджарисцкали и р. Мейданчик (Имерхеви). Первая берет свои истоки на Арсианском хребте и, петляя, прорезает свое русло в узкой и глубокой долине, расширяющейся к устью (слияние с р. Чорохи), а вторая – впадает в р. Чорох вблизи от г. Артвин.

Согласно предложенной нами схеме структурно-геоморфологического районирования территории Грузии [Бондырев, 2000], а так же, данным анализа материалов дешифрирования космических снимков GOOGLE 2005-2008 гг. [Bondyrev, Uzun,

2011, Bondyrev, Tatashidze, Singh et al., 2006], и данным полевых исследований 2003-2010 гг., исследуемая территория представлена следующими структурными единицами:

1. Месхетский (Аджаро-Имеретинский) блоково-антиклинорный хребет, сложенный палеогеновыми вулканитами и сиенит-диоритовыми интрузиями, со следами древнего оледенения
2. Узкая грабен-синклинальная (моноклиналиная?) долина, широкого овалобразного бассейна р.Аджарисцкали
3. Блоково-антиклинальный Чаквинский хребет
4. Сводово-вулканогенный Шавшетский хребет
5. Блоковый, вулканогенно-тектонно-эрозионный Арсианский хребет с вулканическим массивом Арсиан
6. Складчато-глыбовый Лазистанский (Восточно-Понтийский) хребет с вулканическим массивом Карчхал со следами четвертичного оледенения.
7. Тектонно-эрозионная долина р.Чорох
8. Вулканический массив Атиан-даг
9. Грабен-синклинальная, эрозионная долина овалобразного бассейна р. Мейданчик (Имерхеви)
10. Структурный, тектонно-вулканический изометрический Камерадагский хребет
11. Грабен-синклинальная изометрическая (кольцевая) структура Ардаганской заболоченной равнины.

Основным генератором сейсмической нестабильности региона, определяющим тектонический режим данной территории является Северо-Анатолийский разлом, продолжение которого наблюдается и в системе разломов Аджаро-Триалетской складчатой системы (рис. 3).

Мощность среднеэоценовых отложений вулканогенной толщи исследуемой территории (за исключением Ардаганской равнины и фрагментов бассейна р.Кура) достигает 4000-4800 м. Для северной части региона и Понтийского участка Турции характерна линейная складчатость основных морфоструктур. В тоже время, локальные вершины Эрушетского хребта (нагорья) представляют собой неогеновые экструзивные купола [Abesadze et al., 2004], причем последние проявления вулканизма имели место здесь еще в верхнем плиоцене. В Кедском районе, вблизи с. Мериси, зафиксированы отдельные массивы образованные сиенит-диоритовыми интрузиями этого времени. Аналогичные формы встречаются и у с.Намонастреви.

Все это определяет характер развития рельефа, и в первую очередь – горных склонов. Так, сильная раздробленность поверхностных блоков земной коры обусловила уровень ее нестабильности, что выражается в высокой оползневой активности этой территории. Так, только в долине р. Аджарисцкали зафиксировано 126 оползневых участка на которых развито более 590 оползневых тел [Бондырев, 2000].

Ранее, рассматривая проблему кольцевых структур Грузии [Бондырев, 1991], мы уже отмечали такие феномены, как Хулойская КС, выраженная в рельефе Хулойским участком бассейна р. Аджарисцкали и КС Эрушетского вулканическое нагорья. Многолетние исследования в этой области, показали, что консолидация большого числа локальных и местных кольцевых структур, в виде отдельных скоплений или групп на небольших участках окружности региональных кольцевых структур,

сопровождается субширотными и меридиональными разломами, представляет собой важный рудоконтролирующий признак. Об этом свидетельствует и факт приуроченности порфиритизированных зон Кириати, Марадиди, Учхоби, Схалта, Лаклакети, Диди-Ачара, Чаквистави, Кеда, Джочо, Ахо, Атара, Тбети, Бахмарос-геле и др., а также рудных месторождений Аджарии к этим участкам. Многочисленные интрузии жильных базальтов и сиенит-диоритов отмечаются у Хуло и селений Горджоми, Тавкудиани, Чанчхало, Дгваниси, Бари, Мериси, Дологани и др. На турецкой территории к этим зонам приурочены: Базигирское медно-полиметаллическое месторождение в верховьях р. Имерхеви, Мургульская группа медно-цинковых месторождений (к востоку от исследуемого региона): Мургул, Аналтас, Дамар, Чакмаккая, Чайнели-Маденкей и др. В окрестностях г. Шавшат расположено гидротермально-жильное месторождение марганца.

Проведенные в 2008-2010 гг. исследования позволили отрисовать довольно сложную картину структурного рельефа данной территории. Широтной осью региона является вулканогенный, сводово-эрозионный Шавшетский хребет с высотами от 1800 до 2990 м над уровнем моря. Центральный меридиан проходит по линии Бахмаро-Шавшат, пересекая Месхетский, Шавшетский и Арсианский хребты с их отрогами и, по профилю имеет практически те же высоты.



Рис. 11. Река Мейданчик (Имерхеви) являющаяся базисом эрозии Имерхевской КС.

Здесь выделяются три крупных региональных кольцевых структуры – Хулойская, Имерхевская и Ханак-Чилдырская. В верховьях р. Бахвис-цкали – Супса расположена Хулойская региональная кольцевая структура (КС), имеющая несколько оваловидную форму с диаметром 66,7 км. С юга к ней примыкает Имерхевская (Шавшат-Ардаганская) КС диаметром 9,1 x 7,6 км (рис. 4), в центре этой структуры расположен гребень Арсианского хребта, с вершиной Дерин (2759м), от которого ответвляется Кемердагский хребет. Внутри нее фиксируется более 25 более мелких КС, представленных преимущественно вулканическими конусами (почти снивели-

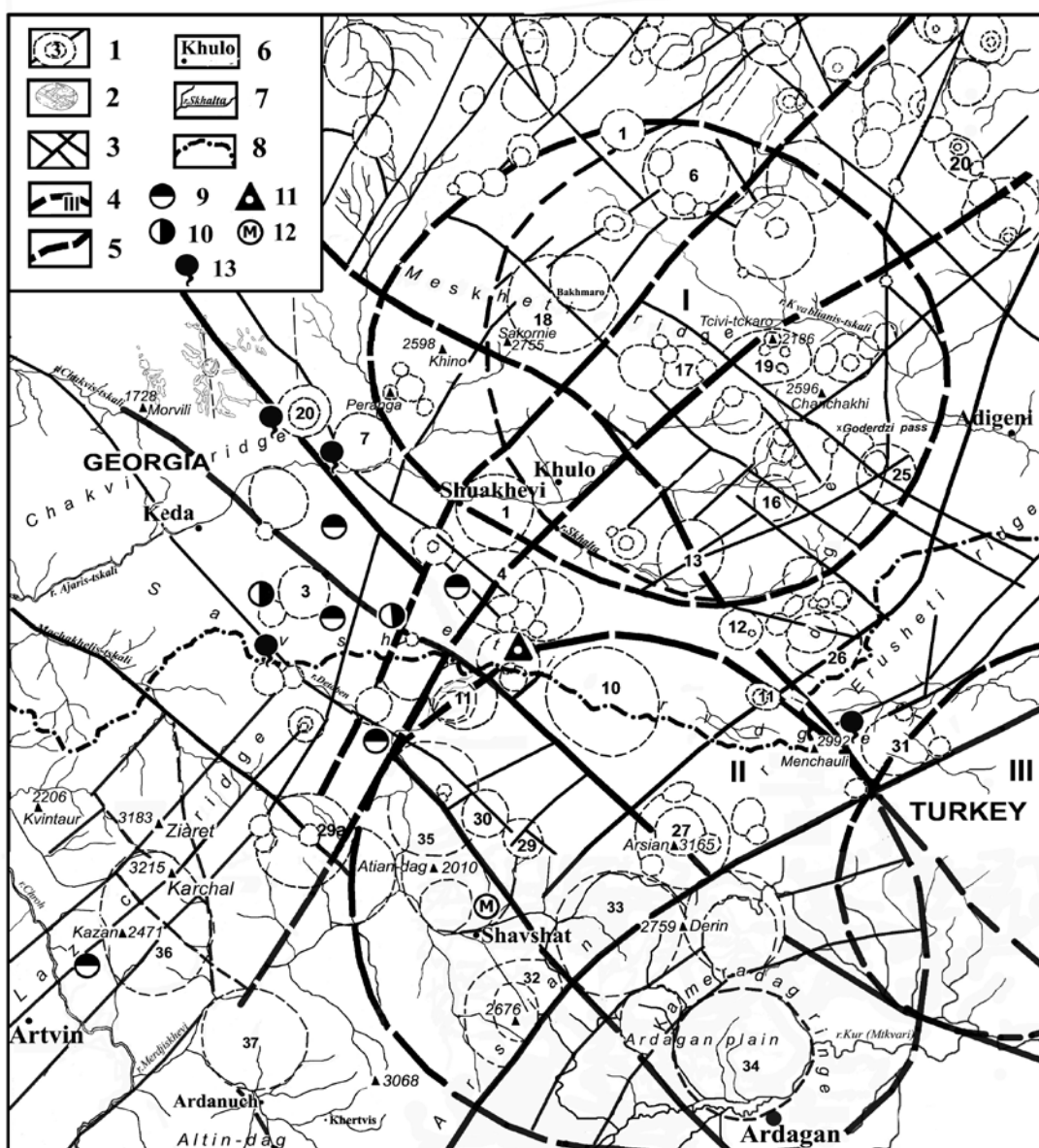


Рис. 12. Структурно-геоморфологическая карта исследуемой территории [Bondyrev, Uzun, 2011, Бондырев, 2012].

Условные обозначения:

1 – местные кольцевые структуры и их номер, 2 – региональные кольцевые структуры и их номер, 3 – линии тектонических нарушений, 4 – граница региональной структуры, 5 – зоны региональных разломов, 6 – районные центры, 7 – основные реки, 8 – государственная граница.

Рудопроявления: 9 – свинцово-полиметаллическое, 10 – свинцово-цинковое, 11 – серно-колчедановое, 12 – марганец, 13 – выходы минеральных вод

Основные региональные кольцевые структуры:

I – Хулойская, II – Шавшат-Ардаганская, III – Ханак-Чилдирская

Основные локальные кольцевые структуры:

- 1 – Штвирская, 2 – Геглидзееская, 3 – Кочлатавская, 4 – Дзвямская, 5 – 6 – Мучутская,
- 7 – Чанчалойская, 8 – Кабенская, 9 – Шамбалетская, 10 – Барек-хевская, 11 – Тавсахнисская,
- 12 – Магалмтисская, 13 – Намансерская, 14 – Тхилванская, 15 – Ракатская, 16 – Деспараульская,
- 17 – Цивикаройская, 18 – Гарикульская, 19 – Квabis-джварская, 20 – Калвская,
- 21 – Датвиссадумская, 21а – Джварисцварская, 22 – Сахирийская, 23 – Дидлабортская,
- 25 – Замборская, 26 – Самкинарская, 27 – Чидогельская, 28 – Квемодзавская, 29 – Кочлатавская,
- 30 – Дубечурская, 31 – Юкавийская, 32 – Шавшетская, 33 – Деринская, 34 – Ардоганская (отрицательная), 35 – Атияндагская, 36 – Качкар-Казанская, 37 – Арданучская

рованные процессами эрозии и денудации). Днище долины гораздо более широкое, нежели у р.Аджарисцкали (см. рис. 6), хотя ее многочисленные притоки прорезают в крест, по линиям тектонических трещин и ослабленным зонам толщи горных массивов.

К западу от этих двух региональных кольцевых структур расположена Ханак-Чилдырская КС, которая входит на исследуемую территорию лишь своей западной частью. Ее общий диаметр приблизительно такой же, как и у Хулойской структуры (60-72 км), но она имеет более сложный контур, что обусловлено многочисленными излияниями лав и многократной перестройкой, как речной сети, так и общей конфигурации водоразделов.

Особое место занимают зоны расположенных в крест региональных разломов имеющих СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ простирание. Именно к этим участкам и приурочены все рудные месторождения данного региона и, многочисленные выходы минеральных источников.

Таблица 3

**Размерность основных линейных и кольцевых морфоструктур
[Bondyrev, Uzun, 2011]**

| № | Наименование | Протяженность (км) / высшая точка (м) | | | Общая | Геологическое строение |
|-------------------------|--|---------------------------------------|--------------------------|---------------------------|-----------------------------|---|
| | | В пределах исследуемой территории | Турция | Грузия | | |
| Горные хребты и массивы | | | | | | |
| 1 | Месхетский | 78 км / Сакорние, 2755 м | - | 78 км | 138 км / Меписцкаро, 2850 м | Эоценовые вулканогенно-осадочные толщи, интрузии сиенитодиоритов |
| 2 | Чаквинский | 24 км / Морвили, 1726 м | - | 24 км / 1726м | 24км | – “ – |
| 3 | Арсианский (Ialnizcam Daglari) | 203 км / Арсиан, 3165м | 150 км | 56 км / 2987м | 203км | Сильно денудированные складчатые структуры: среднеэоценовые туфобрекчии, туфопесчаники и андезитовые покровы, сланцевые песчаники |
| 4 | Карчхальский массив (Лазистанский, Восточно-Понтийский хребет) | 21 км / Карчхал, 3215 м | 21 км / Карчхал, 3215 м | - | 21 км / Карчхал, 3215 м | Вулканогено-осадочные породы мел-палеогена, гранитоидные интрузии |
| 5 | Шавшетский | 70 км / Хева, 2812 м | 63 км / Менчаули, 2992 м | 7 км / Шабанибели, 2646 м | 70 км | Слоистые пирокластиты, андезито-базальтовые покровы, туфобрекчии, реже – терригенные песчаники |

| | | | | | | |
|--|-------------------------|---|-------------------------------------|-----------------------------------|--|---|
| 6 | Эрушетский | 57 км / Канлыдаг, 2912 м | 23 км / Канли, 2912 м | 33 км / Гумбати, 2964 м | 90 км / Гумбати, 2964 м | Сильно дислоцированные вулканогенные породы среднего эоцена, верхнего миоцена и нижнего плиоцена |
| 7 | Кемердагский | 56,5 км / Дерин, 2759 м | 56,5 км / Дерин, 2759 м | | 56,5 км / Дерин, 2759 м | Породы гонердзской свиты, долеритовые базальты |
| Структурные равнины – площадь (км ²) | | | | | | |
| 1 | Ардаганская | 150 км ² | 150 км ² | - | 150 км ² | Al-pl отложения, покровы из пород гонердзской свиты, на бортах – коллювий |
| Речные долины – протяженность и площадь бассейна (км/км ²) | | | | | | |
| 1 | Чорохская | 18 км / 91,2 км ² | 412 км / 19,91 тыс. км ² | 31 км / 2,09 тыс. км ² | 438 км / 21,1 тыс. км ² | Al-pl-dl отложения на вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах |
| 2 | Аджарисцкальская | 90 км / 1,54 тыс. км ² , истоки – Арсианский хр. | - | 90 км / 1,54 тыс. км ² | 90 км / 1,54 тыс. км ² | Чередование V – образных долин с теснинами, сложенными внутриформационными андезитовыми покровами |
| 3 | Кваблианская | 41 км / 908 км ² | - | 41 км / 908 км ² | 41 км / 908 м ² | - « - |
| 4 | Чаквисцкали | / 172,6 км ² | | | | - « - |
| 5 | Мачахелисцкали | 40 км / 368 км ² | 40 км / 245 км ² | 40 км / 123 км ² | 40 км / 368 км ² | - « - |
| 6 | Мейданчик (Имерхевская) | 108 км / 433 км ² | 108 км / 433 км ² | - | 108 км / 433 км ² | - « - |
| 7 | Куринская | 89 км / 2060 км ² | 185 км / 5500 км ² | 390 км / 46200 км ² | истоки – мас, Кызылгядик (2742 м) 1364 м / 188 тыс км ² | dl, pl, al – отложения, андезито-базальты, туфопесчаники и породы гонердзской свиты |

Следует отметить, что эти структуры представляют собой небольшие фрагменты более масштабных разломов, которые фиксируются от Ирана до Крыма и, от Центральной Анатолии до Сурамского хребта и далее, к Казбегскому массиву.

Именно здесь расположен один из основных узлов их пересечения, что с одной стороны способствует высокой геодинамической активности исследуемой территории, а с другой, указывает на его место в общей картине тектоники Евразии [Avdeev, 2011]. Прекрасным примером роли подобных разломов в перестройке рельефа может служить пример глубокого речного вреза р. Мейданчик (Имерхеви).

Приведенная на рис. 13 геологическая карта приграничной зоны исследуемой территории, выполненная совместными усилиями турецких и грузинских специалистов, отражает ту реальную картину, которую можно получить при проведении

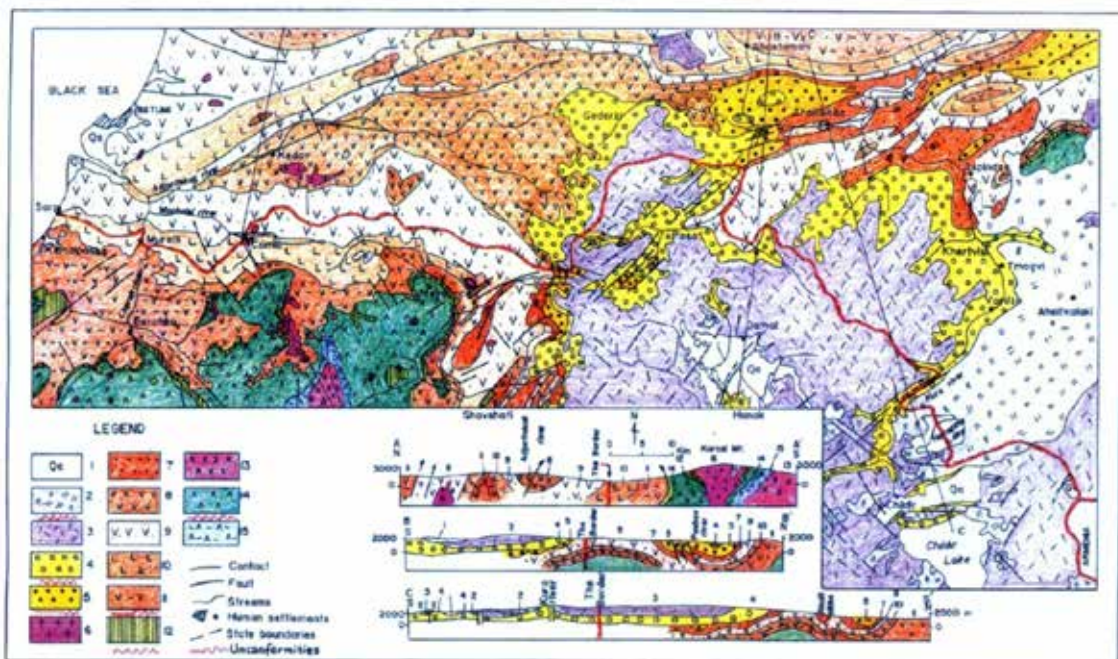


Рис. 13. Геологическая карта приграничной зоны Грузии и Турции [Yilmaz et al., 2001].

Условные обозначения

Современный аллювий. 2) Четвертичные базальты, местами – андезиты 3) Плиоценовые андезиты, 4) Верхней миоцен – нижнеплиоценовые вулканокластические породы, местами – базальтовые лавы, 5) Оligоценовые кластиты, 6) Эоценовые интрузивы, 7) Верхнеэоценовые мелкие морские кластиты, 8) Верхнеэоценовые мелкие морские вулканические образования, 9) Среднеэоценовые базальтовые вулканогенно-кластические (верхний горизонт), 10) Среднеэоценовые дациты и андезиты (средний горизонт), 11) Верхнеэоценовые дациты и андезиты (верхний горизонт), 13) Маастрихт-палеоценовые известняки и кластиты, 14) Верхнемеловые гранитоиды, 15) Верхнемеловые присводовые ассоциации, 16) Предверхнемеловые метаморфические вулканические осадочные породы

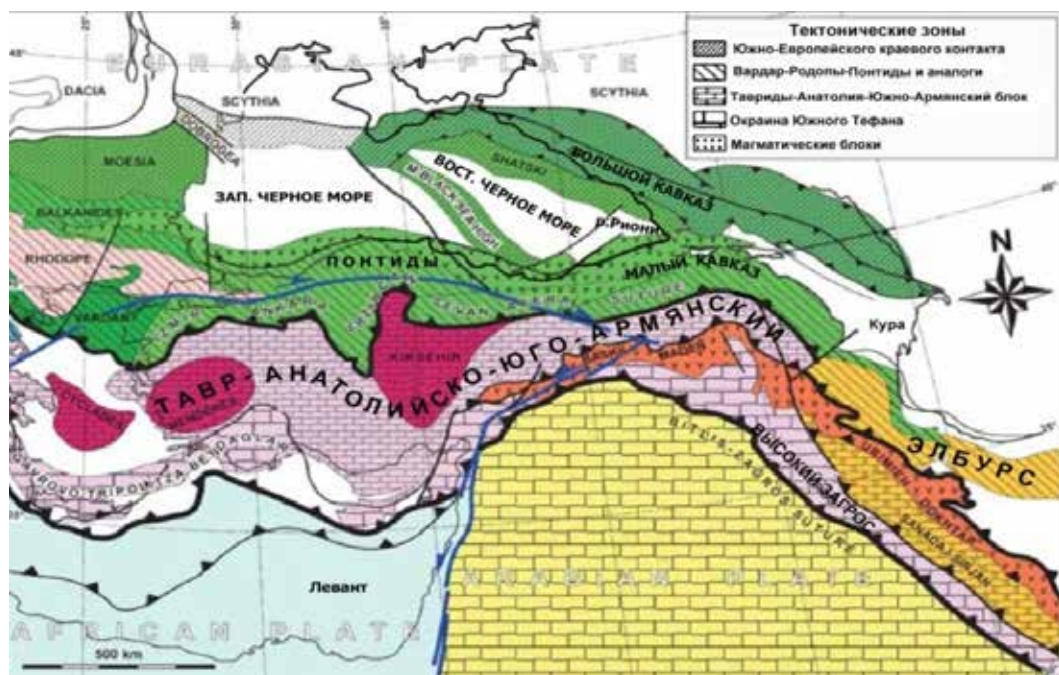


Рис. 14. Характер тектоники Кавказско-Малоазиатского региона [Sosso et al., 2010]

крупномасштабного (1:50000-1:25000) геологического картирования. В свою очередь, выполненный нами анализ информации, полученной в результате дешифрирования данных космической съемки (Google, 2008), позволил обрисовать региональные особенности геологической структуры (линии тектонических нарушений, участки несогласных контактов геологических единиц, всю гамму кольцевых структур). Сопоставление материалов этих двух подходов к изучению геологического строения территории, позволило лучше разобраться в особенностях строения верхней части земной коры данного региона и, осветить не только характер литологии слагающих пород, но и тенденции функционирования разнонаправленных магмато-тектонических процессов геодинамики этой территории. Без изучения этой сложной связи невозможно выявить морфогенетические особенности литодинамики и генезиса рельефа изучаемой территории.

В данном конкретном случае, рассмотрим это на примере исследуемого региона М. Соссон и др. исследователи [Sosson et al., 2010] считают крайне важной роль тектоники киммерийского эпохи в формировании, как самого Черного моря, так и его прибрежной части, т. к. именно в это время формировались как геологические особенности, так и основные горные сооружения региона. На приводимой ниже карте тектоники Восточного Средиземноморья (рис. 14) видно, как выдавливаются Понтийский и Малокавказско-Анатолийский сегменты горных систем к северу. Считается, что в результате развития дуг горных хребтов Восточного Средиземноморья, северная ветвь этих хребтов сформировалась в виде Понтида, Тавра, Анатолийского и Армянского нагорий. Подъем и полное развитие этих горных систем началось в юре и, достигло высшей точки в олигоцен-миоцене, в результате надвига с юго-запада жесткой Аравийской плиты.

Широкое развитие на данной территории процессов вулканизма во многом определило характер рельефа. Это можно видеть и сейчас на многочисленных примерах широко распространенных по всей территории, многочисленных фрагментов вулканических сооружений (куполов, пиков, обелисков, некков и т. д.). Примечательно, что с древности они использовались местным населением для постройки на них оборонительных сооружений (рис. 15).

Лазистанский хребет сформировался на месте типичной эвгеосинклинали и сложен вулканогенно-осадочными породами мел-палеозоя.

Практически все горные хребты достигающие в высоту 2100-2300 м над у.м. сохраняют не только следы древнего оледенения – кары, цирки, троговые долины, которые во множестве наблюдаются на гребнях Арсианского, Шавшетского, Лазистанского и Месхетского хребтов, но, местами (Карчхальский массив) сохранили небольшие ледниковые бассейны с фрагментами довольно значительных троговых долин (рис. 16).

Особое место, при анализе стабильности геоморфологического режима территорий занимает оценка как количества уровней, как речных террас, так и выровненных поверхностей. На исследуемой территории наблюдается следующая картина:

Наиболее четко выровненные поверхности фиксируются на Шавшетском хребте, где они занимают три высотных диапазона от 1500 до 2600 м (см табл. 3).

Данные бурения показали, что на территории региона имеются не только современные, но и реликтовые участки выровненных поверхностей, уровень которых соответствует верхней границе куяльницких отложений (650-900 м) [Надареишвили, Садрадзе, 2004]. При этом, они имеют наклон в сторону моря или Колхидской низменности и, в большинстве случаев, образованы миоценовыми пластовыми интрузиями, мощность которых достигает 1,5 км.



Рис. 15. Артвинская крепость на вулканическом выступе при спуске от города к р. Чорох (фото И. В. Бондырева)



Рис. 16. Сводово-вулканогенный массив Карчхал (3215 м) с небольшими очагами современного оледенения

Таблица 4

Ступени речных террас северной части региона [Цховребашвили, 1978]

| Речной бассейн | Террасовые уровни (м. над у.м.). | | | | | |
|----------------|----------------------------------|-------|---------|---------|---------|---------|
| | I | II | III | IV | V | VI |
| Бахвис-цкали | 3,5-5 | 70-80 | 160-170 | 315-320 | | |
| Супса | 3-6 | 10-25 | 25-60 | 70-95 | 100-120 | |
| Аджарисцкали | 10-18 | 25-40 | 55-60 | 100-130 | 120-160 | 200-260 |
| Кваблиани | 5-9 | 15-18 | 25-50 | 55-60 | 70-120 | 130-150 |

Таблица 5

Выровненные поверхности

| Район | Высота выровненных поверхностей (м над у.м.) | | | | | |
|---|--|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| | I | II | III | IV | V | VI |
| Западная часть Месхетского хребта [Канделаки и др., 1955] | 1770 | 1880 | 2100 | 2300 | 2450 | 2500 |
| Долина р. Аджарисцкали [Джакели Х. Г., 1962] | 900-1000 | 1220-1400 | 1800-1620 | 1900-1970 | 2170 | 2500 |
| Шавшетский хребет [Астахов, 1973] | | | | 1500-1650 | 1900-2000 | 2200-2600 |

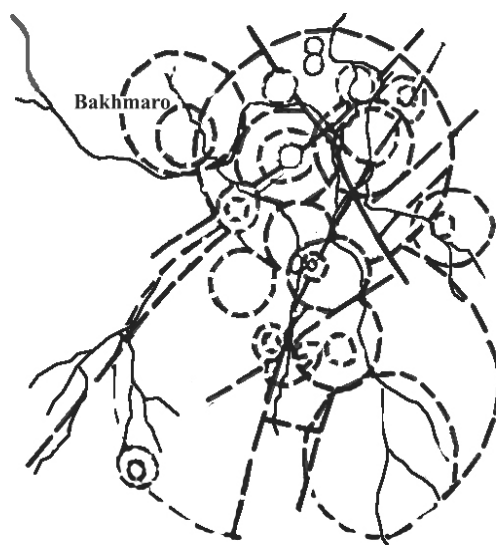


Рис. 17. Характерные структуры района Бахмаро, Месхетский хребет

По мнению Л. И. Маруашвили [Геоморфология Грузии, 1971] все выровненные поверхности Грузии (а, по-видимому, и Восточной Турции) имеют возраст от нижнего миоцена до нижнего плейстоцена. Исключение составляет лишь Дзирульский массив, расположенный в 125 км к СВ от изучаемой территории. Классическим примером таких образований является поверхность одного из отрогов Месхетского хребта – Лоборта.

На севере исследуемой территории структурные формы рельефа, а так же следы древнего оледенения четко фиксируются на блокового-антиклинальном Месхетском

хребте сложенном туфобрекчиями и сиенит-диоритовыми эффузивами, что особенно ярко проявляясь в районе курорта Бахмаро.

Наряду с линиями тектонических разломов, осей складок и надвигов-сбросов, которые хорошо отражены на рис. 12, в результате анализа космоснимков с высокой разрешающей способностью (Google, 2009), в районе окрестностей Бахмаро были выделены как субмеридиональные линии небольших тектонических нарушений или ослабленных зон верхнего структурного яруса, так и целая система концентрических кольцевых структур (рис. 17). Последние, по всей видимости, представляют собой проявления термальных нестабильностей земной коры этого участка, что подтверждается как особенностями рельефа (наличие многочисленных, мелких плоских или полого наклонных поверхностей, выходы грунтовых вод и т. д.). Об этом же свидетельствуют как ярко выраженные тектонические формы рельефа (каньоны и теснины) р. Джехеннем Дереси протекающей по южным склонам Шавшетского хребта в окрестностях г. Ардануч (бывшая столица Тао-Кларджети – Артануджи).

Широкая, троговая форма долины одного из основных истоков р. Бахвис-цкали на высоте 1925 м над у.м., так же может служить свидетельством ледниковой обработки поверхности (рис. 18).



Рис. 18. Типично троговая долина одного из основных истоков р.Бахвис-цкали (на заднем плане п. Бахмаро)

Далее, к югу от этого района, расположена область Восточной Анатолии или западной части Армянского нагорья, сложенная преимущественно вулканогенными отложениями и лавами, образуя складчатые горные цепи и котловины. Этот район «...является связывающим звеном между Анатолийским и Иранским нагорьями, с которыми оно имеет значительное сходство» [Бальян, 1969, с.331] и, представляет собой тектонически приподнятое плато-плоскогорье, обрамленное со всех сторон мощными горными цепями складчатых систем Понтийских гор, Тавра и Малого Кавказа. Здесь особо выделяются Карское плоскогорье, горные системы Агри-даг и расположенная южнее Араратская котловина.

Литература

1. Астахов Н.Е. Структурная геоморфология Грузии, Тбилиси: Мецниереба, 1973. 268 с.
2. Бальян С.П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей, Ереван: ЕГУ, 1969. 388 с.
3. Бондырев И.В. Опыт применения структурно-геоморфологического метода при поисках полезных ископаемых в Абхазском рудном районе. В кн. «Актуальные вопросы наук о Земле» (ред. И.В. Бондырев), Тбилиси: Изд.ТГУ, 1986. С. 44-47.
4. Бондырев И.В. Апиева дорога в Абхазских Альпах // «Природа Грузии», №2. 1989. С. 11.
5. Бондырев И.В. Аэрокосмические исследования и проблема кольцевых структур, Тбилиси: Техинформ, 1991. 64 с.
6. Бондырев И.В. Новый взгляд на некоторые проблемы геоморфологии Грузии, Тбилиси: Ин-тут географ. АН Грузии, 2000. 72с.
7. Бондырев И.В. Кольцевые структуры Грузии // Геотектоника, №2. 2003. С. 98-108.
8. Бондырев И.В. Нивально-гляциальные процессы (сели) Месхетского хребта (Юго-Западная Грузия) и их отражение в современном рельефе //Мат. междунар. конф. «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита», посв. 100-летию С.М. Флейшмана, (Москва, 17-19 октября 2012), Геофак. МГУ, 2012. С. 48-59.
9. Бондырев И.В., Бахтадзе Ю.К. О возможном нахождении гидротермальных рудоносных структур постмелового возраста в Западной Грузии, ИЛ, «Передовой производственно-технический опыт», сер. «геология», №8, Тбилиси: ГрузНИИНТИ, 1989.
10. Бондырев И.В., Гогмачадзе С.А. Геоморфология и геофизика Верхней Сванетии (Грузия) //«Seismic hazard and seismic risk management in Caucasus» (Proceedings of the IV Caucasus international school-seminar, October 24-26, 2011), Vladikavkaz, 2011. С. 85-98.
11. Бондырев И.В., Заалишвили В.Б. Геоморфология и палеогеография Рачи // Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа. Владикавказ: ЦГИ ВНИЦ РАН и РСО-А, 2010. С. 105-140.
12. Бондырев И.В., Таварткиладзе А.М., Церетели Э.Д., Маммадов Р.М. и др. География катастроф и риска хоны влажных субтропиков Кавказско-Понтийского региона, Тбилиси: Полиграф, 2007, 375с.
13. Гамкрелидзе И.П. Механизмы формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 226 с.
14. Геоморфология Грузии (ред. Л.И. Маруашвили), Тбилиси: Мецниереба, 1971. 610 с.
15. Джанелидзе Т.В., Панцулая В.В., Бондырев И.В. Перспективы системного анализа рудоносных структур и методы поиска минерального сырья в Грузии. Тбилиси: Груз НИИНТИ, ОИ, сер. геол. 1990. 48 с.
16. Джакели Х.Г. Физико-географическое районирование Аджаро-Имеретинского хребта //«Сборник трудов Азерб. Гос. ун-та», серия «физическая география», №1. 1962. С. 68-74.
17. Канделаки Н.А., Давидова А.Д., Вашакидзе И.Г., Дзоценидзе Н.М. Отчет о геологической съемке Аджарии в 1955г, Тбилиси: Фонды Управления геологии Грузии, 1955. 181 с.

18. Надареишвили Г. Ш., Садрадзе Р. Г. Корреляция палеогенового вулканизма Восточных Понтидов (Турция) и ЮЗ части Аджаро-Триалетской зоны (Грузия) // Труды института геологии Грузии, новая серия, т. 119. 2004. С. 599-612.

19. Цховребашвили Ш. А. Геоморфология Аджаро-Триалетского хребта, часть 1, Тбилиси: ТГУ, 1978. 295 с. (на грузинском языке).

20. Abesadze G., Adamia Sh., Beradze R., Bukia S et al. (Edit. – Adamia Sh., Gudjabidze G. Geological map of Georgia, Tbilisi: Union GEO-ECO, M 1:500000. 2004.

21. Avdeev B. Tectonics of the Greater Caucasus and the Arabia-Eurasia orogen, University of Michigan, 2011. 147 pages; AAT 3476323

22. Bondyrev I. V., Ali Uzun (2011) Geomorphology and paleogeography of the Meskheti range (South-western part of Georgia) // Proceedings II Intern. Scien.-practical Conf.: «Dangerous natural and man-made geologic processes in mountain and about foothill areas of the Northern Caucasus.: Vladikavkaz: CGI VSC Russian Acad. Sci. and RNO-A, 2011. pp. 86-96.

23. Bondyrev I. V., Tatashidze Z. K., Singh V., Tsereteli E. D., Yilmaz A. Impediments to the Sustainable Development of the Caucasus-Pontides region, in «New Global Development», Journal of Intern & Comparative social welfare, Twentieth anniversary special, v. XX, № 1, 2006. pp. 33-48.

24. Sosson M., Kaymakci N., Stephenson R., Bergerat F. and Starostenko V. Sedimentary basin tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform: introduction. Geological Society, London, Special Publications, 2010; v. 340; p. 1-10

25. Yilmaz, A., Engin, T., Adamia, SH. & Lazarashvili, T. (eds) Geological Studies of the Area Along Turkish-Georgian Border. Mineral Research and Exploration Institute (MTA) of Turkey Report, 1-388. 2001.

GEOLOGICAL-TECTONIC FEATURES OF STRUCTURAL RELIEF OF MOUNTANOUS REGIONS OF THE SOUTH CAUCASUS (WESTERN PART)

I. V. Bondyrev¹, U. K. Bakhtadze², Ali Uzun³, S. A. Gogmachadze⁴

¹ Ivane Javakhishvili Tbilisi State University, Bakhushy Bagrationy Institute of Geography, 1 Aleksidze str. 0193, Tbilisi, Georgia, e-mail: ibondyrev@yahoo.com

² Georgian Technical University, 77, Kostava Str., 0175, Tbilisi, Georgia

³ Ondokuz Mayıs University, Rektörlük Binası 55139 Kurupelit / SAMSUN

⁴ Geological engineering and geophysical studies Company, Tbilisi, Georgia

Geological-tectonic structures of mountainous regions of western part of the South Caucasus are considered. In example of geological map prepared by joint efforts of Turkish and Georgian specialists results those can be obtained by large-scale (1:50000-1:25000) are shown. In turn, analysis of information derived from the data from satellite imagery, allowed to describe regional characteristics of the geological structure (line faults, sections unconformable contact of geological units, the full range of ring structures). Comparison of the materials of the two approaches of geological structures investigation allowed to understand features of structure of the upper crust in this region, and highlight not only the nature of the constituent rock lithology, but also the functioning of countervailing trends magmatic and tectonic processes of geodynamics of the territory.

Keywords: morphological structures, tectonic dislocations, ring structures, structural and geomorphological zoning, the South Caucasus (western fragment)