

И. И. ГРЕКОВ, А. Н. ПИСЬМЕННЫЙ, Н. Л. ЭННА (ФГУП «КАВКАЗГЕОЛСЪЕМКА»)

## ТЕКТОДИНАМИКА АРДОНСКОЙ ОЧАГОВОЙ ЗОНЫ НА БОЛЬШОМ КАВКАЗЕ

Рассмотрена тектодинамика Ардонской очаговой зоны на герцинском, индосинийском, киммерийском и альпийском этапах развития региона. Ее формирование связывается с обстановкой конвергентного и дивергентного взаимодействия Скифской и Закавказской эпигерцинских плит. В структуре горно-складчатого сооружения Большого Кавказа она отвечает одноименному перешейку между Центрально-Кавказским и Восточно-Кавказским сегментами и представляет собой аномальную структуру повышенной тектонической активности и высокой магматической и рудно-минеральной проницаемости в режиме мантийного сепаратора. Заложение и развитие Ардонской очаговой зоны связывается с движениями по региональной субширотной Сочи-Махачкалинской зоне деформаций левосдвиговой морфологии в сочетании с субмеридиональным транспрессионным содвигом, компрессионным сжатием и латеральным выжиманием.

It's considered tectonodynamic problems of Ardonic source on Gertsin's, Indosinie's, Kimmeria's and Alpine stage of development region. In the shaping contacts to circumstances of konvergent's and divergent's interaction of skife's and of Transcaucasion epygertsine's plates. In the mountaine's world of a structure of Large Caucasus in answers of the same-name isthmus between Central-Caucasian also in East-Caucasian segments ans represents an anomalous structure uncreased of tectonic's activity and high magmatic and mineragenic permeability in the mode mantle separator. The underlay and development Ardonic of seat's zone contacts to movements on regional sublatitudinal Sochi's—Mahachlaka's zone of strains left shift of morphology in the combiation with submeridional transmissions sodvigom, by compressioning pressing and by lateralian pressing.

Перешеек между Центральным и Восточным Кавказом, известный под названием Ардонского, характеризуется двух- и трехкратным сокращением общей ширины складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа, повышенной магматической активностью и автономной минерагенией. Это всегда привлекало внимание исследователей, в том числе с позиций тектодинамики его формирования (в понимании [17]). К настоящему времени наиболее разработанными являются тектодинамические модели Л. М. Расцветаева [16] и М. Л. Коппа [11, 12], которые в последние годы дополнены материалами крупно- и среднемасштабного геологического картографирования [15] и разработками [8].

Л. М. Расцветаев [16] на основе структурно-парагенетического анализа тектонических трещин, разрывов и зон концентрации деформаций связывает заложение Ардонского перешейка и его современной структуры с деформациями субмеридионального сжатия и правого сдвига, обусловивших сегментацию Большого Кавказа и сложную мозаику его геоблоков. При этом важнейшая роль отводится диагональной (северо-западной) Центрально-Кавказской зоне правосдвиговых дислокаций. По мнению М. Л. Коппа [12], Ардонская деформационная шейка между мегаблоками Цент-

рального и Восточного Кавказа принадлежит к числу структур латерального выжимания и мегабудинажа в горизонтальной плоскости в направлении на запад и на восток от этого пережима. В целом, не возражая против этих кинематических моделей, И. И. Греков и др. [7] обращают внимание на принадлежность Ардонского перешейка к долгоживущей очаговой зоне, связанной с проявлением разнообразных геотектонических обстановок, в том числе субмеридиональной долгоживущей магматически и металлогенически активной глубинной зоны растяжения, входящей в состав Ардонской трехлучевой системы.

Кинематические модели [12, 16] разработаны на основе анализа тектонического строения альпийского и отчасти киммерийского структурных ярусов Большешкавказского региона. Они не учитывают особенности геологического строения герцинского покоя, что делает предложенную модель формирования Ардонского перешейка неполной. Совместный анализ новых материалов по геологическому строению рассматриваемого пережима с привлечением данных о структуре консолидированной коры, домезозойского фундамента и осадочного чехла в рамках всего Большешкавказского региона позволил нам существенно уточнить и дополнить схему тектодинамического развития

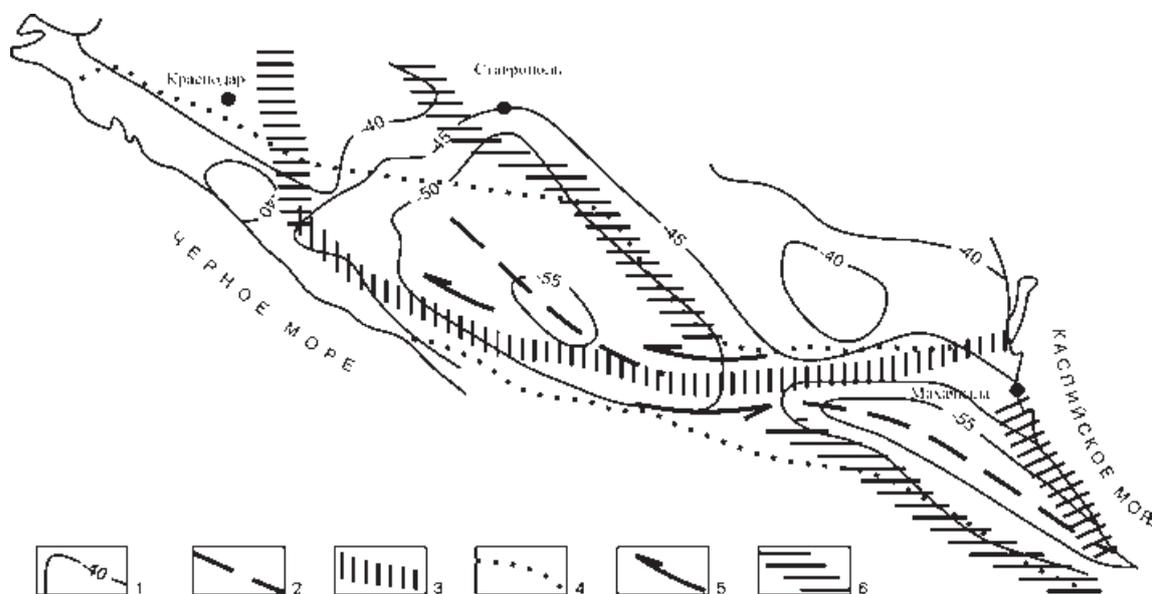
последнего и показать уникальность его рудно-магматического наполнения.

**Региональная тектодинамика.** Ардонская деформационная шейка располагается в области максимального внедрения Закавказского массива в складчатоглыбовое сооружение Большого Кавказа, парагенетически связанного с дрейфом Аравийской плиты на север. Ключевым моментом для расшифровки геодинамики заложения Ардонского перешейка является в целом ромбоидальная или треугольная форма центрального и восточного сегментов Большого Кавказа, отвечающих Центрально-Кавказскому и Восточно-Кавказскому эпигерцинским «жестким» массивам [7, 8]. Ведущим типом тектонических структур на этапе заложения пережима являются системы раннегерцинских региональных субширотных левых сдвигов, затушеванных на последующих этапах развития дислокациями содвигового парагенезиса и латерального выжимания. Приоритет субширотных левых сдвигов на раннегерцинском этапе развития был отмечен в прошлые годы, например, для Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны и для тектонической зоны Передового хребта в целом [7, 13]. Такой схеме развития региона способствовала структурная неоднородность южной окраины Скифской плиты, рассматриваемой как коллаж террейнов или тектонических блоков и микроплит различной жесткости [3, 6, 7, 8].

На современном геологическом срезе зона левосдвиговых деформаций трассируется от Сочи до Махачкалы. На Западном Кавказе ей отвечает линия сопряжения Гагрско-Джавского складчатоглыбового поднятия с альпийскими и киммерийскими складчатыми зонами, на значительном про-

тяжении перекрытая аллохтонными массами этих зон. На Центральном Кавказе зона левосдвиговых деформаций трассируется по Главному Кавказскому разлому, а в районе Ардонского пережима охватывает весь северный склон Большого Кавказа. Представлена она серией кулисообразно сменяющих друг друга субширотных разломов, в том числе Владикавказским, Бурон-Ларским, Северо-Штулинским, Северо-Адайкомским, Шаухохским, Адайком-Казбекским и др. На Восточном Кавказе зона левосдвиговых деформаций перемещается на северную кромку горного сооружения. Здесь ей отвечают Владикавказский и Сулакский глубинные разломы и связанные с ними клиновидные зоны и зоны пересекающейся складчатости. Отнесение Сочинско-Махачкалинской (СМ) зоны деформаций к левому сдвигу и вероятная первичная левосдвиговая природа Ардонского пережима опираются на следующие признаки:

— Сходство глубинного строения Центрально- и Восточно-Кавказского «жестких» массивов (микроплит, мегаблоков) [4, 20, 21, 22] по обе стороны от СМ зоны деформаций и на смещение по схеме левого сдвига некогда единых и ориентированных в северо-западном направлении так называемых «корней гор» и краевых тектонических швов, ограничивающих массивы с северо-востока. По мере приближения к линии сдвига «корни гор» испытывают характерный синтетический подворот, а смещенные фрагменты краевого тектонического шва, ныне представленные Центрально-Кавказской и Восточно-Дагестанской складчато-разрывными зонами [6], срезаются и за его пределами не прослеживаются (рис. 1).



**Рис. 1.** Схема рельефа поверхности Мохоровичича (западный и восточный сегменты региона — по Г. А. Литовко, центральный — по А. Г. Шемпелеву [20]):

1 — поверхность Мохоровичича (км); 2 — положение оси «корней гор» Центрального и Восточного Кавказа; 3 — зона предполагаемых левосдвиговых дислокаций; 4 — контур горного сооружения Большого Кавказа; 5 — направление перемещения тектонических блоков (микроплит); 6 — шовные зоны Центрально-Кавказского и Восточно-Кавказского массивов

— «Срезание» по левосдвиговому сценарию ориентированных в северо-западном направлении тектонических и фациальных зон, в том числе: 1) различных по структурно-петрологическому наполнению тектонических зон протерозой-палеозойского цоколя Центрально-Кавказского кристаллического массива, в том числе Макерской сиалической, Буульгенской сиало-фемической и Шахе-Лабинской метаосадочно-вулканогенной (рис. 2); 2) киммерийских фациальных зон, тектонических депрессий северного склона Центрального Кавказа и Софийского, Тебердинского и Балкаро-Дигорского тектонических блоков Макерской тектонической зоны (рис. 3); 3) киммерийских и альпийских фациальных и складчатых зон северного склона Восточного Кавказа (рис. 4).

— Перемещение отдельных блоков земной коры вдоль сдвиговой зоны. В качестве такого блока рассматривается линеализированный Кассарский тектонический блок, по вещественному составу представляющий собой смещенный на восток аналог Буульгенской тектонической зоны (рис. 2).

— «Растаскивание» некогда единых киммерийских и альпийских складчатых зон Большекавказской рубцовой зоны [5], получивших по обе стороны от СМ сдвига наименования: на Западном

Кавказе — Абино-Гунайская, Гойтхско-Ачишхинская и Новороссийско-Лазаревская складчатые зоны, на Восточном — Главного хребта и Чиауро-Дибрарская. По мере продвижения к сдвигу они испытывают подвороты синтетического типа и постепенно выклиниваются (рис. 3).

— Данные GPS-измерений [19], трансформированные в местную систему координат с пунктом Зеленчук в центре. Современная левосдвиговая компонента СМ зоны отчетливо проступает в трех пересечениях: Центральном, Ардонском и Сулакском (рис. 4). В каждом из них векторы скоростей горизонтальных смещений, расположенные к северу от рассматриваемой зоны, показывают тенденцию к перемещению пунктов GPS-измерений в западных румбах при преобладании субширотной компоненты, тогда как в пунктах южного крыла СМ зоны, напротив, преобладает восточный компонент горизонтальных перемещений.

Амплитуда предполагаемого горизонтального перемещения по системе разломов СМ зоны, рассчитанная по смещению Центрально-Кавказского жесткого массива по отношению к Восточно-Кавказскому, составляет суммарно около 200–250 км, а по смещению складчатых зон Большекавказской рубцовой зоны — 100–150 км.

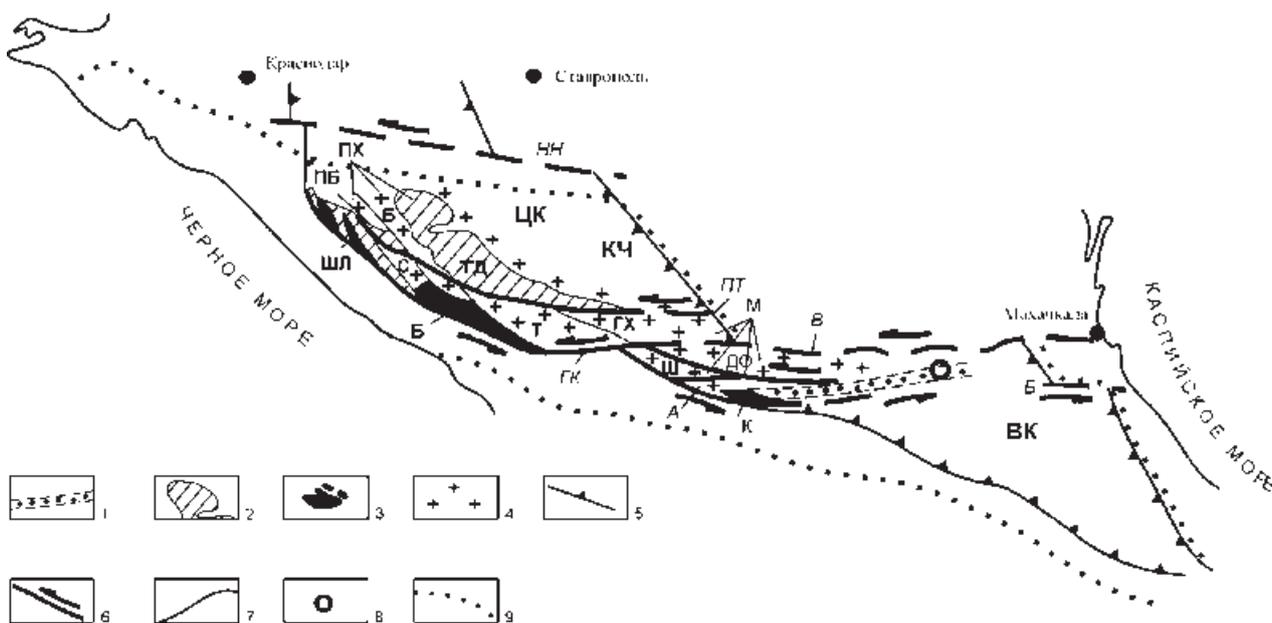


Рис. 2. Схема строения доюрского основания Центрального Кавказа:

1–4 — структурно-вещественные комплексы герцинского основания: 1 — верхнего палеозоя; 2 — среднего и верхнего палеозоя; 3 — сиалофемический буульгенский достоверный (а) и предполагаемый по геофизическим данным (б); 4 — сиалический гранитно-метаморфический; 5 — границы Центрально-Кавказского (ЦК) и Восточно-Кавказского (ВК) кристаллических массивов; 6 — сдвиги ПТ — Пшекиш-Тырныузский, ГК — Главно-Кавказский, В — Владикавказский; 7 — разломы второго порядка: НН — Невинномысско-Нагутский, Б — предполагаемый Буйнакский; 8 — скважины, вскрывшие в фундаменте отложения перми; 9 — тектонические зоны: КЧ — Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий, ПХ — грабен-синклинорий Передового хребта (ТД — Тырныуз-Джентинская синклиальная зона, Б — Блыбское антиклинальное поднятие, ПБ — Пшекиш-Бамбахский тектонический блок), ГХ — горст-антиклинорий Главного хребта (М — Макерский аллохтон, ШЛ — Шахе-Лабинская синклиальная зона, Б — Буульгенская горст-антиклинальная зона (параавтохтон), К — Кассарская горст-антиклинальная зона (параавтохтон)). Тектонические блоки Макерского аллохтона: С — Софийский, Т — Тебердинский, ДО — Дигоро-Осетинский, Ш — Шхарский, А — Адайхохский

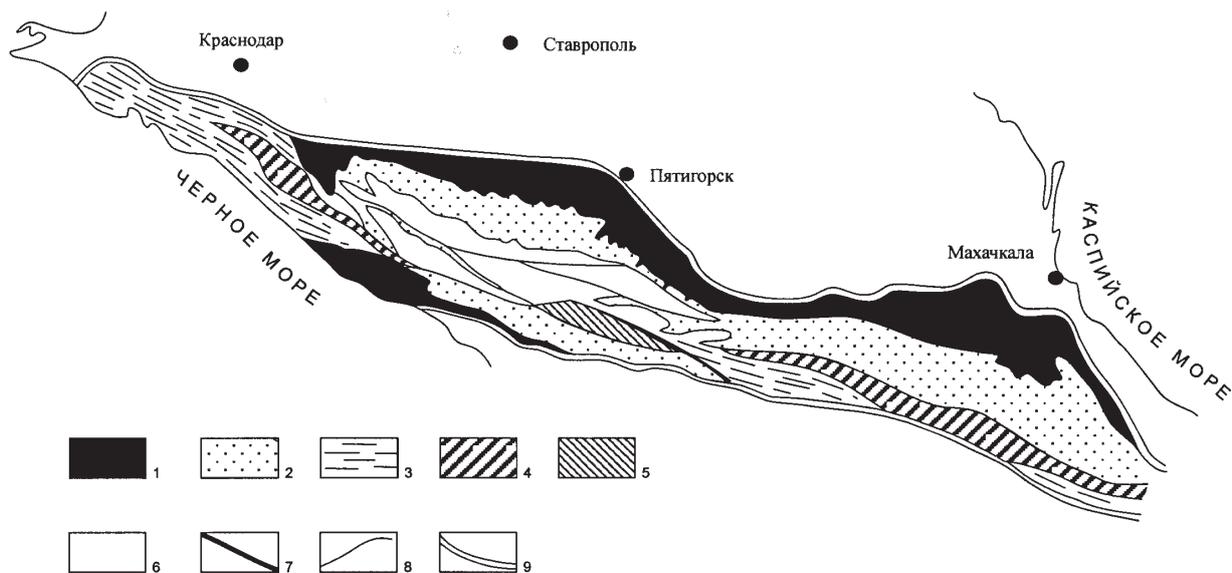


Рис. 3. Схема геологического строения Большого Кавказа:

1–2 — структурно-вещественные комплексы осадочного чехла Скифской и Закавказской плит: мальм-эоценовый (1), ранне-среднеюрский (2); 3–4 — складчатые зоны: альпийские (3), киммерийские (4); 5 — СВК доюрского структурного яруса Закавказской плиты (дезская серия); 6 — доюрский фундамент Скифской плиты; 7–8 — разломы первого (7) и второго (8) порядков; 9 — контур горного сооружения

При такой интерпретации тектодинамики Большого Кавказа естественно возникает предположение о том, что: 1) ныне разобщенные и кулисообразно расположенные Центрально- и Восточно-Кавказские мегаблоки некогда представляли собой целостный Большекавказский массив, первичная ориентировка которого была не кавказской, а северо-западной; 2) западный и восточный сегменты Большекавказской рубцовой зоны принадлежали единому четковидному бассейну той же ориентировки.

СМ левый сдвиг характеризуется дугообразной морфологией линии сместителя и синтетическим типом подворотов тектонических элементов в его крыльях. Это позволяет допускать принадлежность рассматриваемого тектонического элемента Большого Кавказа к структурам поперечного (по классификации [12]) субширотного выдвигания блоков земной коры.

Тектодинамика Ардонского пережима на локальном уровне в значительной степени подчинена не сдвиговым, а содвиговым деформациям и деформациям латерального выжимания в обстановке постепенного нарастания степени тектонической напряженности в направлении от северного склона Большого Кавказа к южному [15, 16, 18]. При этом, киммерийские и альпийские структуры полностью или частично замаскировали первичный левосдвиговый план (рис. 5).

Граничными элементами Ардонского пережима являются: 1) на юге — Большекавказская руб-

цовая зона, представленная киммерийской (Центральной и Казбекско-Лагодехской) и альпийской (Чиауро-Дибрарской) складчатыми зонами; 2) на севере — северо-западная Центрально-Кавказская и субширотная Владикавказская складчато-разрывные зоны (СРЗ), являющиеся поверхностным выражением глубинных разломов Предкавказской межблоковой шовной зоны между кристаллическими массивами горного сооружения и Предкавказским мегаблоком Скифской плиты [8]. В современной тектодинамике СРЗ отвечают сдвигам [12], встречная тектодинамика которых обуславливает инденторное влияние клиновидного выступа Предкавказского мегаблока на Ардонскую шейку. В составе горного сооружения продолжением Центрально-Кавказской СРЗ является диагональная Кион-Фиагдонская система сбросо-сдвигов и сопряженных с ними компенсационных надвигов, а Владикавказская СРЗ затухает в осадочном чехле, но трассируется в кристаллическом фундаменте серией небольших линейно-координированных массивов габброидов туялинского комплекса.

В физических полях важнейшим элементом Ардонского пережима является гравитационная ступень (до 30 мГал), в районе которой в направлении с запада на восток отрицательные аномалии силы тяжести сменяются положительными. Гравитационная ступень прослеживается только на северном склоне Большого Кавказа. Ее ось имеет субмеридиональную ориентировку (СВ 20–30°),

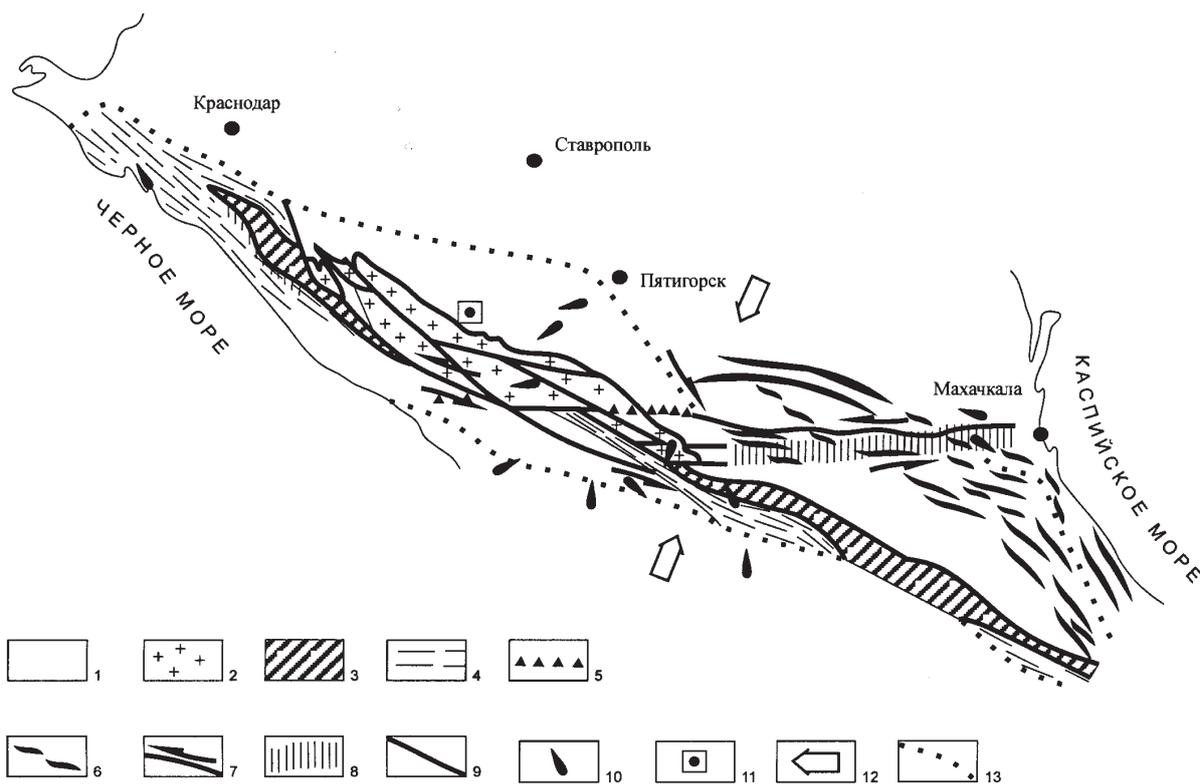


Рис. 4. Тектодинамическая схема Большого Кавказа (киммерийский и альпийский тектоно-магматические циклы):

1 — мезокайнозойский осадочный чехол северной и южной внешних зон Большого Кавказа; 2 — домезозойский фундамент; 3–4 — складчатые зоны Большекавказской рубцовой зоны: киммерийская (3), альпийская (4); 5 — интрузии, трассирующие глубинные разломы; 6 — антиклинали; 7–8 — разломы Сочи-Махачкалинской левосдвиговой системы: прослеженные на поверхности (7), перекрытые осадочным чехлом или аллохтонными массами горных пород (8); 9 — прочие разрывные нарушения; 10 — ориентировка современных горизонтальных перемещений (GPS-измерения, по [19]); 11 — Зеленчукский пункт GPS измерений местной системы координат; 12 — генеральное направление тектодинамических напряжений; 13 — контур горного сооружения

располагается практически в эпицентре пережима и рассматривается в качестве глубинного поперечного разлома [20, 21]. На флангах последнего осадочный чехол, фундамент, возможно, и консолидированная кора имеют различное строение и состав. Ардонский глубинный разлом вместе с СРЗ входит в состав одноименной трехлучевой системы [8], в пределах которой деформационная шейка выступает в качестве зоны растяжения.

Для Ардонской шейки характерно (рис. 5) разнообразие структурных ансамблей южного и северного склонов горного сооружения [16, 18].

Северный склон Большого Кавказа по оси Ардонской шейки рассечен диагональной Кион-Фиангонской системой правых сбросо-сдвигов и сопряженных с ним надвигов, по обе стороны от которой западный и восточный сегменты рассматриваемой структуры имеют различное строение.

1. Западный приподнятый сегмент северного склона Ардонского перешейка отличается значительным участием в строении горного сооружения образований кристаллического основания. В целом

он соответствует юго-восточному замыканию Центрально-Кавказского кристаллического массива в объеме складчато-глыбового поднятия Главного хребта и характеризуется двухъярусным строением.

В структуре фундамента в направлении с севера на юг различаются Макерская тектоническая зона, Кассарский тектонический блок и Ардон-Гизельдонский грабен между ними. Степень дислоцированности блоков нарастает с севера на юг.

Макерская тектоническая зона отвечает одноименному аллохтону, представлена гранитно-метаморфическим псевдостратифицированным комплексом (снизу вверх) — мигматиты и гнейсы (инфраструктура), гранитоиды, сланцево-гнейсовые образования (супраструктура) [3, 23], распадается на две подзоны: Балкаро-Дигорскую и Адайхо-Шхарскую. Зоны разделены системой Северо-Штулинских разрывных нарушений, вдоль которых в киммерийское и альпийское время заложилась Штулу-Харезская депрессия. В первой подзоне, расположенной к северу от СМ левого сдвига, преобладают структуры изометричных

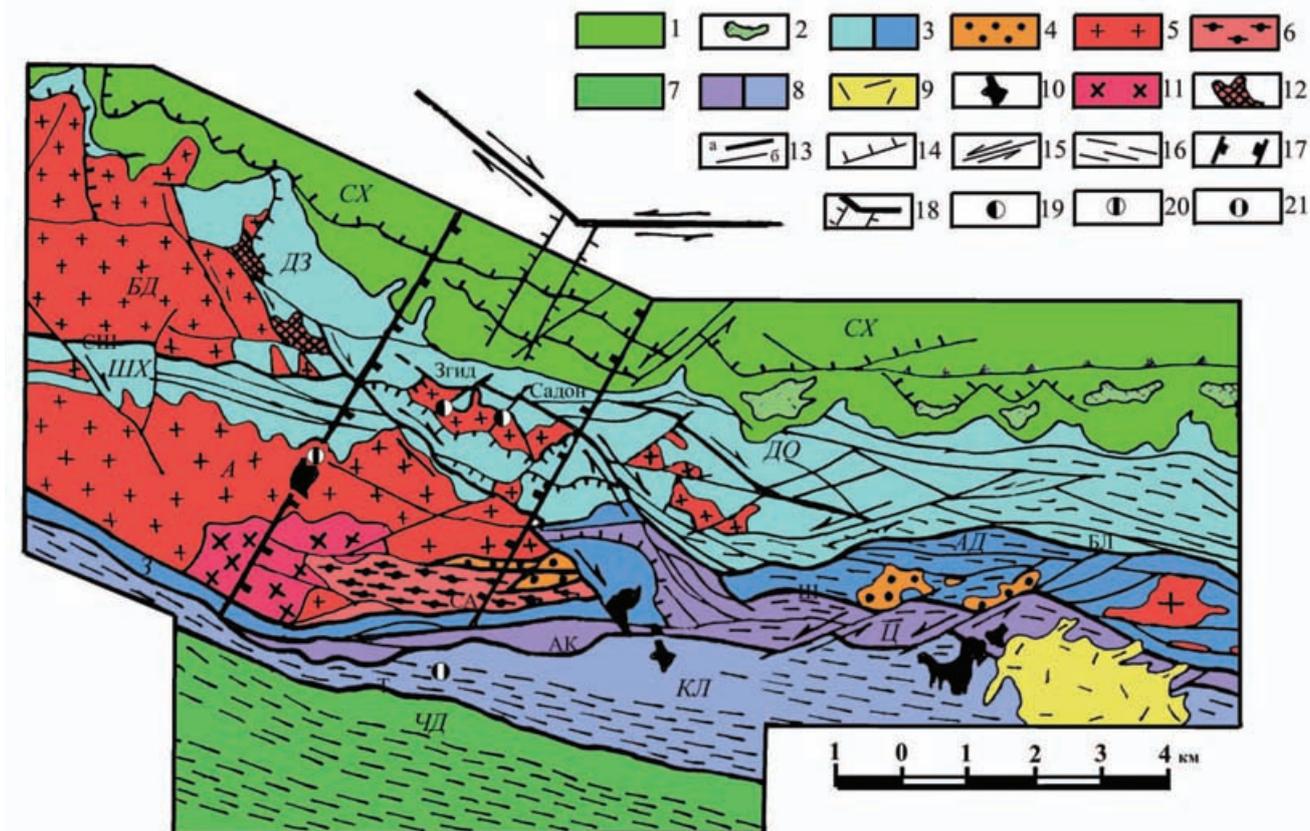


Рис. 5. Схема тектонического строения Ардонского перевалка:

Структурно-вещественные комплексы (СВК) северной внешней зоны складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа: 1 — малым-эоценовый автохтонный; 2 — малым-эоценовый аллохтонный; 3 — ранне-снейреюрский; 4 — моласса верхнего палеозоя (Ардон-Гизельдонский грабен); 5 — гранитно-метаморфический сиалический протерозой-палеозойский (Макерская тектоническая зона); 6 — сиалофемический протерозойский (Кассарский тектонический блок). СВК складчатых зон Большекавказской рубцовой зоны: 7 — альпийский; 8 — киммерийский. Магматические комплексы: 9 — эффузивы горы Казбек ( $N_2-Q$ ); 10 — граниты теплинского магматического комплекса ( $N_2-Q$ ); 11 — граниты, гранодиориты Цейского массива (Т); 12 — граниты Фаснальского массива ( $PZ_3$ ). Элементы тектоники: 13 — разломы первого (а) и второго (б) порядков неясной морфологии; 14 — надвиги, взбросы; 15 — сдвиги; 16 — зоны повышенной деформации; 17 — зона Ардонского глубинного разлома; 18 — модель Ардонской трехлучевой системы. Месторождения: 19 — Садон и Згид полиметаллические; 20 — Сангутидонское медно-молибденовое; 21 — Тибское ртутно-рудное. Тектоническое районирование северной внешней зоны складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа: СХ — моноклираль Скалистого хребта; ДЗ — Донифарс-Зинцарская тектоническая зона, БД — Балкаро-Дигорский тектонический блок, АД — Адайхохский тектонический блок, ШХ — Штулу-Харезская депрессия, З — Зарамагский тектонический блок, ДО — Дигоро-Осетинская тектоническая зона, АД — Адайхох-Дарьяльская тектоническая зона. Тектоническое районирование Большекавказской рубцовой зоны, складчатые зоны: Ц Центральная, КЛ Казбекско-Лагодехская, ЧД Чиауро-Дибрарская. Разломы: СШ Северо-Штулинский, СА Северо-Адайкомский, БД Бурон-Ларский, Ш Шаухохский, АК Адайком-Казбекский

очертаний (Урухский мигматит-гнейсовый выступ), во второй, входящей в состав СМ левого сдвига, напротив, субширотно ориентированные структуры, представленные здесь Агаштан-Караугомским мигматит-гнейсовым выступом (инфраструктура) и Хукалинской впадиной с Буронской линейризированной литопластинкой в ядре (супраструктура). Структуры Адайхох-Шхарской подзоны в отличие от Балкаро-Дигорской нарушены предположительно доюрской системой продольных нарушений неясной морфологии.

Кассарский тектонический блок по аналогии с более западными районами рассматривается [3] как параавтохтон по отношению к Макерскому аллохтону. Представляет собой линейный интенсивно деформированный горст (выступ) и сложен сиалофемическими образованиями кассарского метаморфического комплекса. Породы последнего интенсивно деформированы и смяты в серию субширотных симметричных складок с падением крыльев под углом до  $70-75^\circ$ . Шарниры мелких складок погружаются на восток, подчеркивая

сдвиговую составляющую перемещения по ограничивающим блок разломам.

Ардон-Гизельдонский субширотный грабен в целом принадлежит системе СМ левого сдвига. Выполнен он образованиями карбона, расположен на западном замыкании Адайхохского блока в пограничной тектонической зоне между Кассарским выступом и Макерским аллохтоном.

В осадочном чехле западного сектора Ардонского пережима различаются моноклинали Скалистого хребта, Донифарс-Зинцарская зона, Балкаро-Дигорский и Адайхохский горсты, разделенные Штулу-Харезской депрессией, и Зарамагский блок, степень деформированности которых также нарастает в направлении с севера на юг.

Моноклинали Скалистого хребта отвечает мальм-эоценовому структурному ярусу, представлена терригенно-карбонатным формационным комплексом и выполняет роль соединительного крыла между горным сооружением и Терско-Каспийским краевым прогибом. Устойчивое падение пород на север под углом 10–15° осложнено внутриформационными надвигами и складками высокого порядка.

Донифарс-Зинцарская тектоническая зона принадлежит киммерийскому ярусу, сложена терригенными и вулканогенными образованиями ранней-средней юры и характеризуется в целом моноклиналильным (35–40°) погружением пород на СВ под эскарп Скалистого хребта. На западе зона ограничена серией разломов северо-западной ориентировки (правые сдвиги), на юге — Кионским покровом и разломами Штулу-Харезской системы. По мере приближения к последней моноклинали осложняется мелкими линейными изоклиналильными складками.

Балкаро-Дигорский и Адайхохский тектонические блоки представляют собой односторонние, фронтальной частью обращенные на юг горсты, ступенчато погружающиеся в сторону Южного склона Большого Кавказа. Осадочный чехол развит только на их северных склонах, местами сован с кристаллического основания.

Штулу-Харезская тектоническая депрессия, так же как и Донифарс-Зинцарская тектоническая зона, сложена вулканогенно-терригенными и терригенными отложениями ранней-средней юры и в общем виде представляет собой односторонний грабен. Северная граница депрессии тектоническая и представлена южновергентным Северо-Штулинским разломом взбросового типа. Южная граница грабена эрозионная или тектоническая (срывы с кристаллического основания). В пределах Ардонского пережима депрессия серией взбросов с южной вергентностью расчленена на ряд продольных асимметричных или выжатых тектонических блоков и выступов (горстов) доюрского основания, ступенчато погружающихся в южном направлении. В восточном направлении Штулу-Харезская депрессия теряет свою индивидуальность.

Зарамагский тектонический блок представляет собой узкую складчатую зону, «затащенную» под

фронтальный выступ кристаллического основания. Сложен он опрокинутой на юг вулканогенно-терригенной толщей ранней-средней юры, внутренняя структура которой осложнена системой продольных тектонических нарушений и линейных складок южной вергентности. С севера тектонический блок ограничен Северо-Адайкомским разломом взбросо-надвигового типа (аз. пад. 20°, угол падения 45°).

2. Восточный сегмент северного склона Ардонского пережима сложен преимущественно образованиями осадочного чехла. Кристаллический фундамент выведен на поверхность только в локальных «выжатых» и будинированных тектонических блоках. Здесь различаются следующие тектонические элементы (с севера на юг): моноклинали Скалистого хребта, Дигоро-Осетинская и Адайхох-Дарьяльская зоны. Для этого сегмента характерны резкое сокращение поперечного сечения, интенсивная складчатость, будинаж и структуры продольного удлинения.

Моноклинали Скалистого хребта (10–35°), в отличие от ее западного продолжения, осложнена субширотным Кабано-Балтинским взбросом северной вергентности и серией сорванных (гравитационных) покровов (с запада на восток): Каривхохским, Тбаухохским, Чизджинхохским, Каурджинским и горы Столовой. Последние в прошлом принадлежали единому покрову, перекрывают более круто залегающие образования автохтона и характеризуются полого-волнистой поверхностью надвига и расслоенностью покровных масс. Известняковая часть мальм-эоценового комплекса нарушена сопряженной системой малоамплитудных нарушений, подчиняющихся общему полю напряжений субмеридионального сжатия.

Дигоро-Осетинская зона на севере погружается под мальм-эоценовые образования моноклинали Скалистого хребта, на юге ограничена субширотным Бурон-Ларским разломом (взбросом или поддвигом). Зона сложена вулканогенно-терригенными и терригенными образованиями ранней-средней юры. Для нее характерны продольные надвиги, взбросы и сопряженные с ними складки, в целом осложняющие внутреннее строение зоны и обусловившие членение ее на ряд продольных субширотных тектонических блоков (чешуй). Центральное место среди них принадлежит Садоно-Унальской антиклинали, ядро которой представлено кристаллическими образованиями доюрского фундамента. Антиклинали северо-западными правыми сдвигами, принадлежащими системе правосдвиговых нарушений Центрально-Кавказской складчато-разрывной зоны, разбита на ряд четковидно расположенных выступов кристаллического основания (Мизурского, Джимидонского и Фиагдонского) с эрозионными и тектоническими ограничениями. В кристаллическом основании широко распространены северо-северо-восточные сбросы (раздвиги), частично проникающие в осадочный чехол. К этим разрывным нарушениям приурочены месторождения-гиганты Садон, Згид

и др. На восточном продолжении Садоно-Унальской антиклинали в ниже-среднеюрских отложениях находятся Ханикомская, Кадатская, Армхинская, Джейранская и другие антиклинальные зоны, осложненные, но в меньшей степени, диагональными разрывными нарушениями типа левых сдвигов северо-восточной ориентировки. Расположенное здесь оруденение контролируется субширотными разрывами и локализуется в оперяющих нарушениях высоких порядков (месторождения Кадат, Хампаладаг, Какадур, Хаником и др.).

Граничными элементами Адайхох-Дарьяльской тектонической зоны являются Бурон-Ларский и Шаухохский взбросы (подвижки). Для слагающих ее ранне-среднеюрских образований терригенно-вулканогенного и терригенного состава характерны повышенная дислоцированность, появление большого числа продольных разломов и изоклиналиных складок, запрокидывание толщ на север, кливаж (в северной части зоны), будинирование песчаных слоев, повышенный метаморфизм (аспидные сланцы) и общая линеаризация всей структуры. В целом, Адайхох-Дарьяльская тектоническая зона представляет собой высоко приподнятую антиклинальную зону, по оси которой четко видно расположились тектонически выжатые блоки фундамента, в том числе (с запада на восток) Шаухохский, Царитдонский, Гизельдонский, Цатадонский, Геналдонский и Дарьяльский горст-антиклинальные поднятия. В ядрах последних образования доюрского фундамента представлены гранитоидами, грубообломочной молассой верхнего карбона и терригенно-карбонатными осадками верхней перми, накопление которых парагенетически связано с развитием Ардон-Гизельдонского грабена в доюрском фундаменте. Доюрский фундамент в кровле горст-антиклиналей имеет эрозионные ограничения, на флангах — крутые тектонические.

3. Южный склон Большого Кавказа соответствует киммерийским (Центральной и Казбекско-Лагодехской) и альпийской (Чиауро-Дибрарской) складчатым зонам с ярко выраженным чешуйчатым стилем тектоники. Для зон характерны кливаж (аз. пад.  $355^\circ$ , угол пад.  $40-50^\circ$ ), выжатые покровы, широкое развитие продольных взбросо-сдвигов и сопряженных с ними линейных симметричных или опрокинутых складок с южной вергентностью и др. По линии профиля ГСЗ Степное—Бакуриани [20] здесь происходит трехкратное увеличение мощности мезозойских толщ при одновременном двух-трехкратном сокращении линейных параметров последних.

Центральная складчатая зона ограничена Шаухохским и Адайком-Казбекским подвижками. Последний из них является составной частью Главного Кавказского разлома, имеет то южное, то северное падение под углом от  $50$  до  $80^\circ$  и принадлежит к числу магматически активных. К нему приурочены тела неоген-четвертичного магматизма, в том числе (с запада на восток) Теплинский, Мидаграбинский, Сыртхохский и Колкинский

массивы кварцевых диоритов (теплинский комплекс). Центральная складчатая зона представляет собой бескорневую тектоническую пластину, сложенную нижеюрскими вулканогенно-терригенными образованиями. Вулканиды здесь представлены лавами и лавобрекчиями толеитовых базальтов, сопровождавшихся субвулканическими телами габброидов (фиагдонский эффузивно-интрузивный комплекс). По простиранию зона расчленена несколькими сквозными правыми сдвигами СВ ( $60^\circ$ ) ориентировки, что придает зоне четковидный облик. По геофизическим данным Центральная складчатая зона соответствует блоку с повышенной плотностью, нижняя кромка которого достигает глубины  $4,5$  км [15]. На общем фоне погружения толщ в северных румбах рассматриваемая зона характеризуется наличием кулисообразно расположенных складок различных порядков, осложненных продольными взбросо-надвигами северной и южной вергентности, а также диагональными и поперечными разломами. Наиболее крупная Тархсуадонская антиклиналь имеет аномальное залегание осевой плоскости. Она опрокинута на север, что, вероятно, связано с явлениями выжимания горных масс по восстаную. С этим явлением также связано формирование Фиагдонского покрова, выжатого на Адайхох-Дарьяльскую тектоническую зону (на север), а также покрова горы Чаухи, покровные массы которого выжаты на юг. Дивергентное строение Центральной складчатой зоны в сочетании с выжатыми в обе стороны покровами позволяет относить ее к осевой части содвиговой зоны, формирующейся в обстановке лобового столкновения смежных блоков.

Казбекско-Лагодехская складчатая зона сложена терригенными отложениями ранней-средней юры. Ограничена она Адайком-Казбекским и Тибским (погружается на север под углом  $60-70^\circ$ ) подвижками. С последним из них связано ртутное оруденение. Вошедшие в состав рассматриваемой зоны толщи собраны в изоклиналиные складки южной вергентности и осложнены обращенными на юг продольными разрывными нарушениями взбросового типа. Этими разломами складчатая зона расчленена на ряд продольных тектонических блоков, протягивающихся на десятки километров.

Чиауро-Дибрарская складчатая зона образована верхнеюрским — нижнемеловым карбонатным субфлишем и представляет собой моновергентную систему линейных асимметричных и изоклиналиных часто опрокинутых на юг складок и взбросов. Реже встречаются диагональные сдвиговые нарушения и системы трещиноватости северо-восточного простирания. К ним приурочены проявления ртутного и сурьяно-мышьякового оруденения.

4. В современной структуре Ардонского перешейка отчетливо проявился содвиговый [17] ансамбль тектонических нарушений, включающий субширотные надвижки, взбросы и сопряженные с ними складки высоких порядков, выжатые покровы,

право- и левосдвиговые дислокации северо-западной и северо-восточной ориентировки (соответственно) и субмеридиональные сбросы (раздвиги). Этот ансамбль в значительной степени затушевывает субширотные левосдвиговые дислокации первой генерации. Западный фланг северного склона Ардонского пережима характеризуется складчато-глыбовым стилем тектоники, тогда как восточный фланг и южный склон горного сооружения в целом — чешуйчато-надвиговым с отчетливой южной вергентностью в сочетании с явлениями будинажа выступов доюрского основания и дивергентным строением осевой зоны сплющивания (Центральная складчатая зона). Субширотные тектонические нарушения резко преобладают и являются транзитными, тогда как поперечные нарушения получили развитие только в рамках отдельных тектонических блоков.

Субширотные нарушения принадлежат Сочинско-Махачкалинской левосдвиговой системе. Они, как правило, крутопадающие и несут отчетливые следы деформации сплющивания. Среди них ведущими являются Владикавказский, Северо-Штулинский и Бурон-Ларский, Шаухоский и Адайком-Казбекский. В общей структуре СМ зоны для них характерно встречное погружение.

Владикавказский разлом глубинной природы сопровождается контрастной гравитационной ступенью и является пограничным в доюрском фундаменте между мегаблоками Скифской плиты, а в современной структуре — между горным сооружением и Терско-Каспийским краевым прогибом. В приповерхностной части ему соответствует расчлененная вертикальная флексура с размахом соединительного крыла до 10 км и углом падения до 60°. На более глубоких горизонтах плоскость Владикавказского разлома фиксируется погружающейся на юг под углом 60–70° сейсмофокальной зоной гипоцентров землетрясений. Вместе с системой внутриформационных надвигов моноклинали Скалистого хребта он образует клиновидную зону, подобную клиновидным зонам Восточного [5, 9] и Западного [4] Кавказа. В западном направлении в Центрально-Кавказском кристаллическом массиве он теряется и трассируется цепочкой тел габброидов туялинского комплекса, а затем смыкается с Главным Кавказским разломом.

Коровые Северо-Штулинский (аз. пад. 20–30°, угол 40–60 до 80°) и Бурон-Ларский (80–85° у поверхности и 60–70° на глубине) разломы в целом конформны с Главным Кавказским разломом и имеют взбросовую морфологию при южной вергентности. Северо-Штулинский разлом сопровождается широким развитием в фундаменте милонитов и бластомилонитов.

Шаухоский и магматически активный Адайком-Казбекский разломы в целом отвечают Главному Кавказскому, также погружаются первый на север, а второй на север или на юг под углами 70–85° и 50–80° соответственно и сопровождаются сближенными нарушениями, дроблением, милонитизацией и окварцеванием (50–100 м).

Сдвиговые дислокации, характерные для северного склона Ардонского пережима, образуют две диагональные системы нарушений сдвиговой морфологии.

На западном фланге пережима преобладают правосдвиговые разломы СЗ: 320–330°, через посредство которых происходит погружение доюрского фундамента. Эти разломы принадлежат Кион-Фиагдонской системе, ориентированы параллельно Центрально-Кавказской складчато-разрывной зоне [16], пересекают все тектонические зоны складчато-глыбового поднятия Главного хребта, но не трассируются на южном склоне горного сооружения. Сдвиговые перемещения реализовались в сокращении поперечных размеров восточного сегмента последнего за счет развития складчатости, кливажа, будинирования фрагментов доюрского фундамента, появления на фронте сдвиговых дислокаций надвигов и выжатых покровов, в том числе Кионского и Фиагдонского. Кионский тектонический покров разместился в пределах Мизурского блока, гранитно-метаморфические образования которого надвинуты на толщи Штулу-Харезской депрессии. Ориентировка основного тектонического шва надвига свидетельствует о перемещении покровных масс в направлении с юга на север.

На восточном фланге, напротив, приоритетными являются нарушения и зоны складчато-разрывного типа СВ простираются (60–70°) и продольного удлинения. Они деформируют продольные тектонические зоны и пересекают их по схеме левого сдвига.

Субмеридиональные сбросы немногочисленны. Связаны они с условиями растяжения и растекания горных масс в широтном направлении. Наиболее представительными являются нарушения в теле Мизурского тектонического блока, которые являются рудовмещающими для рудных тел Садонского и Згидского месторождений. Максимально они развиты в зоне Ардонского глубинного разлома, использованы речной системой и не доступны для изучения. Здесь дешифрированием космических снимков и материалов региональной геофизики распознается восемь локальных субмеридиональных ослабленных зон различной протяженности.

5. В целом для рассматриваемого пережима характерно перемещение горных масс в направлении с севера на юг, масштабы которого по материалам GPS-измерений [19] и геологическим наблюдениям нарастают в южном направлении, достигая максимума к востоку от Центрально-Кавказской складчато-разрывной зоны и особенно на южном склоне Большого Кавказа. На северном фланге Ардонской шейки — это малоамплитудные движения по внутриформационным надвигам в мальм-эоценовом комплексе Скалистого хребта и срывам осадочных толщ с кристаллического основания, в осевой части — встречные движения блоков кристаллического основания и ранне-среднеюрского осадочного чехла (Штулу-

Харезская депрессия), а также вертикальное тектоническое выжимание образований кристаллического (Дигоро-Осетинская и Адайхох-Дарьяльская тектонические зоны), на юге — движения в южных румбах по разломам Главно-Кавказской системы с образованием выжатых на север покровов (Фиагдонский) по внешней кромке кристаллического докола.

*Интрузивный и эффузивный магматизм Ардонской деформационной шейки* на северном склоне горного сооружения в целом подчинен Ардонскому глубинному разлому, на южном — структурам Большекавказской рубцовой зоны.

В кристаллическом цоколе складчато-глыбового поднятия Главного хребта, на западном плече последнего и в его осевой части, имеют место соответственно Фаснальский и Цейский массивы гранитоидов, становление которых связано с герцинской и индосинийской коллизиями. Первый разместился в Балкаро-Дигорском тектоническом блоке и представлен позднегерцинскими ( $315 \pm 5,6$  Ма, U-Pb) гранитами с аномальным обликом, строением и химизмом [15]. Для них, в отличие от герцинских гранитоидов Главного хребта, характерно присутствие многочисленных ксенолитов диорит-тоналитового состава, реликтовых монзонитовых структур, меньшая щелочность и значительные отклонения кварц-альбит-ортоклазового отношения от гранитной эвтектики [15]. Цейский массив приурочен к осевой части Адайхохского блока. Он образован единственной на Северном Кавказе интрузией диорит-гранодиоритового цейского комплекса, индосинийский (?) возраст которого недавно геохронологически обоснован (196 Ма, U-Pb) [15].

С киммерийским тектоно-магматическим циклом развития перешейка связаны: 1) на северном склоне горного сооружения — массовые излияния лав и выбросы пирокластического материала дацитового и андезидацитового состава садонского магматического комплекса, а также внедрение даек основного состава казбекского магматического комплекса; 2) на южном склоне — излияние лав основного состава (толеитов) в осевой части Большекавказского бассейна (Центральная складчатая зона).

Альпийская коллизия сопровождалась внедрением магматических тел палеоцен-эоплейстоценового теплинского гранит-гранодиоритового комплекса, наиболее крупные массивы которого (Сангутидонский и Теплинский) оказались по обе стороны от Ардонского глубинного разлома.

Такие особенности размещения продуктов магматической деятельности и их уникальность позволяют отнести Ардонскую структуру в разряд длительно развивающейся очаговой зоны, парагенетически связанной с существовавшими здесь начиная с герцинского периода условий глубоководного растяжения.

**Минералогия.** В пределах рассматриваемой очаговой зоны выделяются три рудных района (с севера на юг), в том числе киммерийский Садонс-

кий (Pb, Zn) и альпийские Сангутидон-Теплинский (Mo, Au) и Наро-Мамисонский (Hg, Sb, As, W). Первые два рудных района расположились в пределах складчато-глыбового поднятия Главного хребта в осевой части и на плечах поперечного Ардонского глубинного разлома. По мере удаления от последнего в западном и восточном направлениях степень рудоносности рудных районов затухает, подчеркивая их приуроченность к рассматриваемой деформационной шейке. Наро-Мамисонский рудный район расположен на южном склоне и ведет себя независимо от Ардонского пережима.

Типоморфным промышленно-генетическим типом руд в Садонском рудном районе является жильный полиметаллический. Представлен он большим количеством месторождений и проявлений свинца и цинка, в том числе месторождениями-гигантами Садон и Згид. Все объекты локализируются в условиях умеренных глубин (0,7—4,0 км), как в породах фундамента, так и в осадочном чехле, не обнаруживая какой-либо связи с продуктами магматизма. Морфология и интенсивность оруденения обусловлены характером вмещающих пород, так Садон и Згид локализируются в осевой части Ардонского глубинного разлома в палеозойских гранитах Садоно-Унальской антиклинали, используя их в качестве благоприятной по физическим свойствам среды. Рудолокализующими здесь являются субмеридиональные сбросы-раздвижки.

Оруденение Сангутидон-Теплинского рудного района представлено единственным на Северном Кавказе медно-молибденовым месторождением Сангутидон, расположенным в эндо- и экзоконтакте Сангутидонского интрузивного массива (западное плечо Ардонского глубинного разлома), а также серией проявлений золота, тяготеющих к Теплинскому интрузивному массиву (восточное плечо того же разлома).

Наро-Мамисонский рудный район является составной частью Рача-Осетинской рудной зоны. Оруденение здесь ртутное, сурьмяно-ртутное, сурьмяное, ртутно-мышьяковое, мышьяковое (реальгар-аурипигментовое), вольфрамо-сурьмяное (ферберит-антимонитовое). Его размещение контролируется разломами общекавказского простирания, из которых основным рудовмещающим является Тибский. Какая-либо поперечная зональность, которую можно было бы связывать с влиянием Ардонского глубинного разлома, здесь не устанавливается [14].

**Выводы.** Совместный анализ особенностей глубинного строения центрального и восточного сегментов Большого Кавказа, региональных структур кристаллического ядра и осадочного чехла вместе с данными GPS-измерений показывает ведущую роль в создании современного облика горного сооружения в целом и Ардонского пережима, в частности, левосдвиговых перемещений вдоль субширотной Сочи-Махачкалинской зоны деформаций. В результате этих движений некогда единый

Большекавказский кристаллический массив был расчленен и растащен с образованием Центрально- и Восточно-Кавказского массивов с Ардонской деформационной шейкой между ними, а Большекавказская рубцовая зона оказалась состоящей из двух изолированных интенсивно деформированных фрагментов. Впоследствии массивы были дополнительно деформированы под воздействием субмеридионального сжатия, следы которого проявились в пределах Ардонского перешейка (надвиги, взбросы, сдвиги, выжатые покровы, будинаж тектонических блоков доюрского основания, субмеридиональные сбросы и раздвиги).

На фоне продолжавшихся левосдвиговых движений и сокращения поперечных размеров горного сооружения в связи с индосинийской, киммерийской и альпийской коллизиями перешеек дополнительно выполнял роль глубокофокусной поперечной зоны растяжения, связанной с инденторным воздействием Предкавказской и Закавказской плит и выжиманием «жестких» массивов в широтном направлении.

Вместе с Центрально-Кавказской и Владикавказской СРЗ перешеек вошел в состав Ардонской трехлучевой системы [8], развивавшейся на этапах коллизии по схеме сдвиг — сдвиг — раздвиг (рис. 5). В качестве сдвигов выступают встречные Армави́ро-Невинномы́сский глубинный разлом северо-западной ориентировки (правый сдвиг), поверхностным выражением которого являются Нальчикская флексура (Центрально-Кавказская СРЗ), и субширотный Владикавказский глубинный разлом (левый сдвиг). Встречное перемещение блоков земной коры по указанным разломам недавно получило обоснование на основе анализа дугообразного рисунка Терско-Сунженской складчатой зоны [12]. В общей схеме Ардонской трехлучевой системы субмеридиональный Ардонский глубинный разлом выполняет роль раздвигателя, который на протяжении

всего мезокайнозоя развивался как устойчивая зона магматической и рудно-минеральной проницаемости. Возникшие рудные объекты Ардонского пережима, и в первую очередь полиметаллические, по классификации [10] принадлежат скорее к разряду корневых, тогда как медно-молибденовые — к числу бескорневых.

Окончательное оформление пережима протекало в обстановке встречного конвергентного сближения Скифской и Закавказской плит, с которыми связано дополнительное сокращение поперечных размеров перешейка. Масштабы сокращения нарастают в южном направлении, достигая максимума в аккреционной призме южного склона Большого Кавказа (киммерийская и альпийская складчатые зоны) с устойчивой южной вергентностью разрывных нарушений и сопряженных с ними складок, кливажа, зон расплющивания и выжатых покровов. Эти процессы сопровождалась резким увеличением мощности земной коры в целом (до 50 км), а также условного «базальтового» слоя [20]. Утолщение земной коры отмечается под зоной лобового столкновения и максимальных значений горного рельефа, что вполне укладывается в развиваемую Л. М. Расцветаевым [17] контракционно-сдвиговую модель горно-складчатого сооружения Большого Кавказа и модель принадлежности осевой зоны Ардонской деформационной шейки зоне глубинного сдвига.

Таким образом, в общей системе горно-складчатого сооружения Большого Кавказа Ардонский деформационный пережим представляет собой аномальную для региона долгоживущую структуру высокой магматической и рудно-минеральной проницаемости в режиме мантийного сепаратора, по [1], развитие которой связано с явлениями поперечного выдвигания (Сочи-Махачкалинский левый сдвиг), сложно сочетающегося с транспрессионным сдвигом и латеральным выжиманием.

1. *Абрамович И. И., Клушин И. Г.* Геодинамика и металлогения складчатых областей. Л.: Недра, 1987. 284 с.
2. *Афанасьев Г. Д.* Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. М.: Из-во АН СССР, 1950. 232 с.
3. *Баранов Г. И., Белов А. А., Дотдугев С. И.* Большой Кавказ // Тектоническая расчлененность и региональные геологические исследования. М., 1990. С. 196–214.
4. *Греков И. И., Корсаков С. Г., Компаниец М. А.* Геолого-геофизическая модель Западного Кавказа и Предкавказья по профилю Туапсе–Армавир (Северный Кавказ) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. 1. М.: ГЕОС, 2003. С. 142–146.
5. *Греков И. И., Литовко Г. В., Расцветаев Л. М.* Глубинное строение Большекавказской коллизионной зоны на примере Восточного Кавказа // Там же. С. 167–172.
6. *Греков И. И., Пруцкий Н. И.* Проблемы тектоники и металлогении Северного Кавказа // Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа. Ессентуки, 2000. С. 208–226.
7. *Греков И. И., Пруцкий Н. И.* Проблемы геодинамики и металлогении Центрального Кавказа в позднегерцинский–триасовый этап развития Северного Кавказа

// Проблемы геологии и геоэкологии Южно-Российского региона: Сб. науч. тр. Новочеркасск: «Набла», 2001. С. 4–16.

8. *Греков И. И., Пруцкий Н. И.* Трехлучевые системы Северного Кавказа и их металлогеническое значение / Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Т. 1. Новочеркасск: НПИ, 2002. С. 53–59.
9. *Гущин А. И., Дотдугев С. И., Короновский Н. В.* и др. Строение Варандийской антиклинали в известняковом Дагестане // Вест. МГУ. Сер.: Геология. 1986. № 4. С. 24–30
10. *Иванкин П. Ф.* Морфология глубоко вскрытых магматогенных рудных полей. М.: Недра, 1980. 288 с.
11. *Котт М. Л.* Кинематика Кавказа на орогенном этапе // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 113–122.
12. *Котт М. Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
13. *Кропачев С. М.* К стратиграфии среднего палеозоя Передового хребта между реками Даут и Малая Лаба // Геология Центрального и Западного Кавказа: Тр. Кавказ. экспедиции ВАГТа и МГУ. Т. 3. 1962. С. 153–174.

14. *Нетреба А. В., Радько В. И., Черницын В. Б.* Ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение Большого Кавказа. М.: Недра, 1980. 180 с.
15. *Письменный А. Н., Терещенко В. В., Перфильев В. А.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Листы К-38-VIII, XIV (Советское). СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 191 с.
16. *Расцветаев Л. М.* Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 69–96.
17. *Расцветаев Л. М.* О некоторых актуальных проблемах структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М.: Изд-во ОИФЗ, 2002.
18. *Шевченко В. И.* Строение Главного хребта Центрального Кавказа между реками Ардон и Терек // БМО-ИП. Отд. Геол. 2002. Т. 77, вып. 2. С. 19–29.
19. *Шевченко В. И., Гусева Т. В., Лукк А. А.* и др. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмическим данным) // Физика земли. 1999. № 9. С. 3–18.
20. *Шемпелев А. Г.* О глубинном выражении Главного Кавказского надвига // Геотектоника. 1978. № 6. С. 57–65.
21. *Шемпелев А. Г.* Разломно-блоковая тектоника Северного Кавказа по геофизическим данным // Геол. журнал. 1982. № 4. С. 97–108.
22. *Шолто В. Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
23. *Энна Н. Л.* Тектоническое строение и геодинамические особенности развития восточного сегмента Главного хребта // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Т. 1. Новочеркасск: НПИ, 1999. С. 75–77.