

УДК 551.24: 553.98 (470.6)  
DOI: 10.23671/VNC.2017.1.9478

## ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЗОНЫ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

© 2017 В. Л. Омельченко<sup>1</sup>, Г. В. Рябов<sup>2</sup>, к.г.-м.н., В. С. Исаев<sup>2</sup>, к.г.-м.н.

<sup>1</sup>ОАО «Севкавказгеология», Россия, 357600, Ставропольский кр., г. Ессентуки, ул. Попова, 49, e-mail: vlomelchenko.geo@gmail.com;

<sup>2</sup>ФГБОУ ВО Южно-Российский государственный политехнический университет имени М. И. Платова (Новочеркасский политехнический институт), Россия, 346428, Ростовская обл., г. Новочеркасск, ул. Просвещения, 132, e-mail: georg.riabov@yandex.ru

Зона Передового хребта (ЗПХ) является тектоническим фрагментом Больше-Кавказской складчатой области. Структура зоны сформировалась в процессе нескольких тектоно-магматических циклов, главными из которых были герцинский, определивший её литологическое содержание и первичную покровную структуру, а также индосинийский. В результате последнего герцинские структурно-вещественные комплексы претерпели сложную складчатость и дополнительное расчешуивание, что было результатом сближения (содвига) жёстких блоков соседних зон — Карачаево-Черкесской и Главного хребта. Это привело к сильному сжатию и сужению корневой части ЗПХ и, как следствие, перемещению другой части её вещества вверх. Участие в складчатости герцинских гипербазитов офиолитового комплекса, как в осевой части зоны, так и в разломах её ограничения, приводит к образованию интенсивного и сложного по внутреннему строению аномального магнитного поля. Оно в значительной степени повторяет её очертания.

На соседних площадях наблюдаются достаточно протяжённые и интенсивные магнитные поля, несколько ослабленные чехлом мезозойских осадков. Они территориально совпадают с площадями нефтегазоносных бассейнов.

**Ключевые слова:** Большой Кавказ, зона Передового хребта, тектоническое строение, офиолиты, история развития, аномальное магнитное поле.

### Введение

Тектоно-формационная зона Передового хребта является удлинённым тектоническим фрагментом Больше-Кавказской складчатой области, которая, в свою очередь, представляет собой одно из звеньев Средиземноморско-Альпийского складчатого пояса. Последний сформировался на месте длительно развивавшейся, сложно построенной и геодинамически неоднородной планетарной структуры — океана Тетис. Рассматриваемая зона протягивается с запада на восток на расстояние около 290 км при максимальной ширине в 50 км в Лабино-Урупском пересечении и минимальной, до 1,5-2,5 км, в бассейне р. Чегем.

Считается, что формирование её литокомплексов происходило с допалеозоя, в области Тетиса, примыкавшей с юга и юго-востока к Восточно-Европейской плите, путём поэтапного наращивания последней в процессе нескольких тектоно-магматических циклов [Белов, 1981]. На каждом из этих этапов на пиках тектонической активности менялся как общий геодинамический, так и фациально-формационный планы. Из-за обрывочного характера информации особенно сложными они представляются для самых древних этапов. Формирование этих планов происходило не только за счет седиментации и процессов магматизма. Весьма важными явля-

лись процессы **тектонической аккреции**, значительно усложнившие в дальнейшем расшифровку строения древнего ядра Большого Кавказа.

На начальном этапе изучения геологического строения зоны, как и всего древнего ядра, в сороковые-шестидесятые годы XX века ЗПХ представлялась одной из структурно-фациальных зон геосинклинальной (а впоследствии складчатой) области, разграниченных крутыми долгоживущими разломами. На протяжении всей фанерозойской истории она имела общекавказское простирание и характеризовалась спецификой развития, как в целом, так и в пределах её отдельных продольных тектонических блоков (подзон). Считалось, что конседиментационные движения по разломам, разграничивающим блоки, определяли в этих подзонах особенности осадконакопления, литоформационного состава стратифицированных толщ и магматизма. В монографии Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина [Милановский, Хаин, 1963] она не выделена вообще; её восточная, сильно сжатая, часть описывается как сложно построенная Тырнауз-Пшекишская разломная зона (зона глубинного разлома), западная — как выступ складчатого средне- и верхнепалеозойского основания раннеальпийской Лабино-Малкинской зоны.

Во втором издании тома IX «Геологии СССР» [Баранов, 1968], ЗПХ определялась как узкий среднепалеозойский геосинклинальный трог, который вместе с молассами верхнего палеозоя перекрыт субплатформенными юрскими осадками. Соседние зоны — Главного хребта и Бечасынская (в настоящее время — Карачаево-Черкесская) — рассматривались как интрагеоантиклинальные поднятия, **являвшиеся источником сноса терригенного материала** в ЗПХ. Однако при этом не получал объяснения тот факт, что в её среднепалеозойских отложениях **полностью отсутствовал кластический материал пород смежных зон**, в частности древних сиалических пород.

Эта структурная модель просуществовала довольно долго и даже используется некоторыми геологами и сейчас, что побуждает нас рассматривать этот вопрос более детально. Последовательность напластования в рассматриваемой ЗПХ в пределах доверхнепалеозойской части разреза в течение многих лет принималась нормальной стратиграфической. Непрерывность этого разреза впервые подверг сомнению Г. И. Баранов [Баранов, 1967], выделивший в колонне стратифицированных толщ Ацгаринский тектонический покров, занимающий самое верхнее структурное положение в колонке пород, считавшихся среднепалеозойскими. Несколько позже был идентифицирован залегающий структурно ниже Марухский покров [Греков и др., 1974]. В 1976 году в его составе была выделена офиолитовая ассоциация, занимающая большую часть его объёма [Белов, 1976]. С учётом господствовавшей тогда концепции, она была отнесена к начальной, океанической стадии развития геосинклинали. Девон-турнейские образования, в настоящее время подстилающие Марухский покров, были определены как островодужные и выделены в покровный комплекс, названный Кизилкольским [Баранов, 1980]. В настоящее время нами предлагается разделить этот покров на две части [Омельченко, 2011]. Первая из них (собственно Кизилкольский покров), занимает нижнее положение и включает так называемую карачаевскую серию (внутренняя островная дуга, нижний-верхний девон). Вторая (Лабино-Зараусский покров) залегают структурно выше и состоит из нижнедевонско-турнейских пород урупской-пастуховской серий (внешняя островная дуга). Структурно ниже, в северной части описываемой ЗПХ, располагается терригенный комплекс Тоханского покрова, датируемый верхним девоном —

нижним карбоном. Он предположительно сформировался в условиях континентального склона и его подножья. В основании этой аккреционной колонны находится Блыбский комплекс с пёстрым набором кристаллических пород — от гранито-гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов до гипербазитов. Комплекс долгое время считался автохтонным или параавтохтонным. Обобщающей работой по геологическому строению доюрского фундамента на этом этапе явилась публикация Г. И. Баранова и И. И. Грекова [Баранов, 1980], где обосновывается покровное строение не только ЗПХ, но и соседних тектоно-формационных зон.

С появлением этих данных, и с учётом работ предшественников, публикуются труды, где ЗПХ рассматривается уже не как структурно-обособленная трогообразная часть среднепалеозойской геосинклинальной области. С помощью реконструкций доказывалось, что все её герцинские структурно-вещественные покровные литокомплексы первоначально располагались латерально один относительно другого в различных геодинамических обстановках северной (северо-восточной —?) окраины Палеотетиса и являлись синхронными или субсинхронными [Омельченко и др., 1984; Омельченко, 2011; Хаин, 1984]. Это касается также и офиолитового комплекса, который в полном объёме обычно считался более древним. На наш взгляд возраст туфогенно-осадочных отложений, сопутствующих офиолитам (тебердинская свита), с учётом определений находок фауны в районе озера Кяфар [Чегодаев и др., 2000], также является среднепалеозойским (фаменским). Что касается кристаллических сланцев Ацгаринского покрова, то если принять нашу точку зрения о структурной и литологической сопоставимости их с образованиями Блыбского поднятия [Омельченко, 2007], то они, с учётом результатов работ М. Л. Сомина [Сомин, 2007], могут также оказаться палеозойскими. Строение описываемой колонны в дальнейшем было значительно усложнено более поздними (индосинийскими, киммерийскими и альпийскими) тектоническими движениями, в результате которых была сформирована современная коллизионная покровно-складчатая структура с разломными ограничениями.

В итоге можно сказать, что сейчас мы полностью отвергаем геосинклинально-тропоговую концепцию происхождения зоны Передового хребта, как в варианте рифта [Тамбиев, 1986], так и интрадугового рифта [Адамия, Шавишвили, 1979] и предлагаем рассматривать её как коллизионную структуру, образовавшуюся в результате нескольких тектоно-магматических циклов.

### **Структура зоны Передового хребта**

Зона Передового хребта является осевой для значительной части Большекавказской складчатой области (рис. 1). С севера она отделена серией разломов от Карачаево-Черкесской зоны (КЧЗ), с юга — от Зоны Главного хребта (ЗГХ). Здесь же надо оговориться, что комплексы рассматриваемой зоны местами распространены и за её пределами, хотя и в небольшом объёме. Современная структура зоны, по мнению авторов, во многом сформирована в результате направленного (встречного) взаимодействия жестких блоков, граничащих с нею как с севера, так и с юга и, таким образом, является шовной между смежными зонами. Литоформационный состав последних резко различен по обе стороны от ЗПХ. Это касается как стратифицированных, нестратифицированных, так и интрузивных образований. Точно так же специфична и литология ЗПХ.

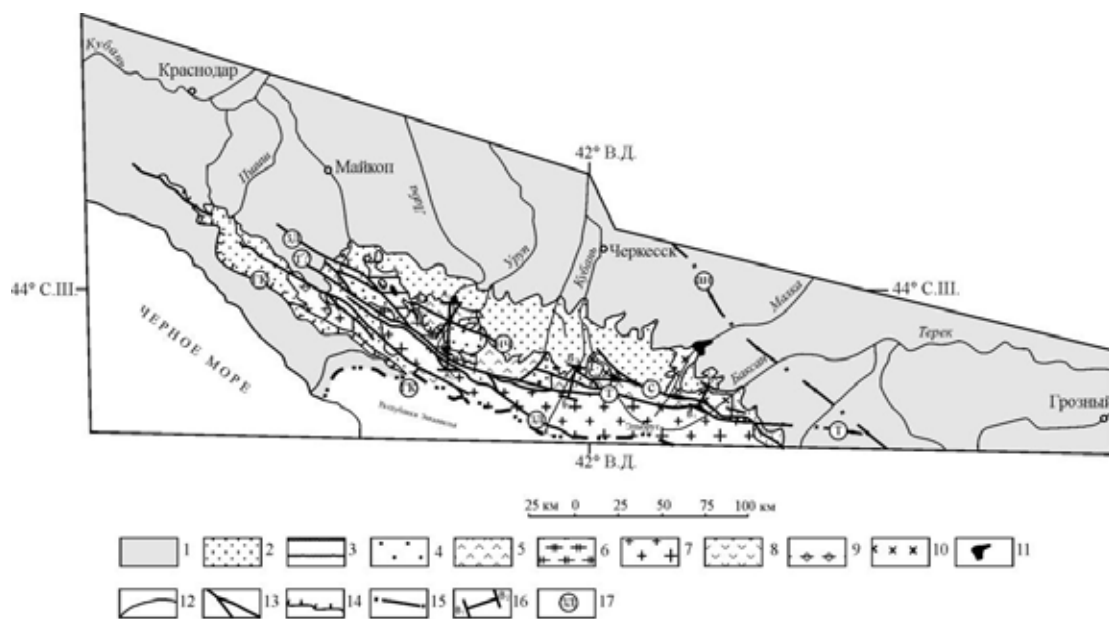


Рис. 1. Тектоническая схема центральной части Большого Кавказа.

1 — Нижнемеловые-кайнозойские отложения; 2 — лeйас-титонские образования;  
 3-6 — зона Передового хребта: 3 — нижне-верхнетриасовые отложения, 4 — герцинские неоавтохтонные породы, 5 — герцинские покровные нижнедевонские-турнейские комплексы, 6 — кристаллосланцевые комплексы Ацгаринского покрова и псевдофундамента зоны Передового хребта; 7-9 — зона Главного хребта: 7 — кристаллические породы, Эльбрусской и Перевальной подзон, 8 — метаморфиты Шахе-Лабинской подзоны и Атамажинского горста, 9 — метаморфиты Чугушского блока; 10 — Карачаево-Черкесская зона; 11 — наиболее крупные массивы гипербазитов из различных зон; 12 — стратиграфические и инъективные контакты; 13-15 — тектонические нарушения: 13 — крутопадающие разломы, 14-надвиги, 15-крупные региональные разломы под чехлом мезокайнозоя; 16 — положение геологических разрезов на схеме, их буквенные обозначения; 17 — буквы в кружках — наиболее значительные разломы: ГК — Главный Кавказский, Т — Тырнаузский, ЗД — Закан-Домбайский, С — Северный, НЧ — Никитинско-Черёмуховский, АН — Армавир-Невинномысск-Нальчикский.

Пакет раннегерцинских тектонических покровов «запечатан» позднегерцинским неоавтохтонным комплексом. Суммируемая мощность пород этой аккреционной колонны — не менее 12-14 км, неоавтохтонных образований — 4-5 км. Покровная структура сильно осложнена нарушениями, возникшими в результате более поздних движений. В целом строение этой зоны в современном эрозионном срезе трудно охарактеризовать как синформное или антиформное. Можно лишь утверждать, что доюрское её основание представляет четко выраженную структуру сжатия или содвига, чётко суживающуюся книзу и расширяющуюся кверху [Омельченко, 2011; Расцветаев, Тверетинов, 1995].

Крайняя западная часть ЗПХ имеет северо-западное простирание; окончание её здесь выражено неясно из-за перекрытия молодыми отложениями, но фиксируется окончанием магнитной аномалии (правобережье рр. Белой, Ходзь и Бугунжа), которая после небольшого перерыва продолжается и северо-западнее; здесь она, видимо, вызвана теми же причинами. В западных эрозионных срезах её структура выглядит как синформная (Лабинское междуречье, рис. 2, разрез А<sub>1</sub> — А<sub>2</sub>), что и давало повод долгое время выделять ЗПХ как грабен-синклинорий. В этом районе хорошо видна её дивергентность. В южном крыле Лабинской синформы

картируется осложняющая её крупная антиформная складка (Блыбское поднятие). В противоположной части структуры, в районе нарушений северного обрамления ЗПХ с сопровождающими их беденскими гипербазитами, намечается южное крыло другой антиформы, большая часть которой скрыта под отложениями мезозоя.

Восточнее, после Тебердинской поперечной складчато-разрывной зоны, ЗПХ выглядит скорее, как антиформная (междуречье Теберда-Дженаит, рис. 2, разрез  $B_1$  —  $B_2$ ). Двустороннее сжатие приводит не только к погружению («засасыванию») пород сблизившихся блоков, но и частичному выжиманию пород ЗПХ вверх с образованием в ней срединного или осевого поднятия типа «mittlere Scheitellung», как это изображается в двухстороннем орогене Л. Кобера (по [Миясино и др., 1985], [Муравски, 1980]).

Центральная и восточная части ЗПХ имеют несколько иное, субширотное, простирание. На правом берегу р. Чегем происходит постепенное сужение её в плане до 1,5-2 км. Здесь породы зоны представлены только верхним палеозоем и уходят под чехол мезозойских отложений. Под ними восточнее р. Черек геофизическими исследованиями установлена цепь интенсивных положительных магнитных аномалий, имеющих примерно то же направление, что и сама ЗПХ, хотя и несколько смещённых на север по отношению к ней. Возможно, это смещение происходит по Армави-ро-Невинномысско-Нальчикскому разлому северо-западного простирания, показанному в доюрском фундаменте на тектонической карте масштаба 1:1000000 [Андреев и др., 1999]. Эти аномалии явно связаны со структурами древнего основания.

По мере движения вдоль ЗПХ с запада на восток, т. е. приближения к Транскавказскому поперечному поднятию, выводится на поверхность глубинная, суженная (корневая) часть структуры, которая и трактовалась ранее как относящаяся к глубинному разлому (рис. 2, разрез  $B_1$  Андреев  $B_2$ ). Следует подчеркнуть, что такие тектонические ограничения ЗПХ на ряде участков до некоторой степени условны.

**Главные крутопадающие разрывные нарушения.** В структуре ЗПХ кроме упоминавшихся герцинских надвигов, разграничивающих покровные комплексы, выделяются три главные группы других крупных разрывных нарушений: 1. *Разломы северного тектонического ограничения.* 2. *Разломы южного тектонического ограничения.* 3. *Разломы осевой части.*

*Разломы северного тектонического ограничения.*

В эту группу включается серия разрывных нарушений с разными морфокинематическими характеристиками, обобщённо называемая Северным разломом. К ним относятся разломы с южным (переменным) углом падения плоскостей сместителя, по которым происходит пододвигание пород Карачаево-Черкесской зоны под образования Передового хребта. Среди поддвигаемых пород надо, прежде всего, упомянуть гипербазиты, принадлежащие, как мы полагаем, хотя бы частично, к Лахранскому покрову. Тела гипербазитов среди поддвигаемых пород маркируют всю северную границу ЗПХ, а по крутопадающим разломам, располагающимся южнее, эти породы позднее выжимались из их погружённых частей в виде протрузий. Примером может служить протяжённое (более 6 км) субширотное субвертикальное тело лиственизированных серпентинитов, залегающих среди палеозойских пород в районе Чучкурского перевала.

В долине р. Большая Лаба известен крупный массив гипербазитов (около 8 км<sup>2</sup>), посещавшийся ещё А. Е. Ферсманом и именуемый Беденским. Он представляет собой плитообразное тело мощностью около 1000 м (с учётом данных бурения).

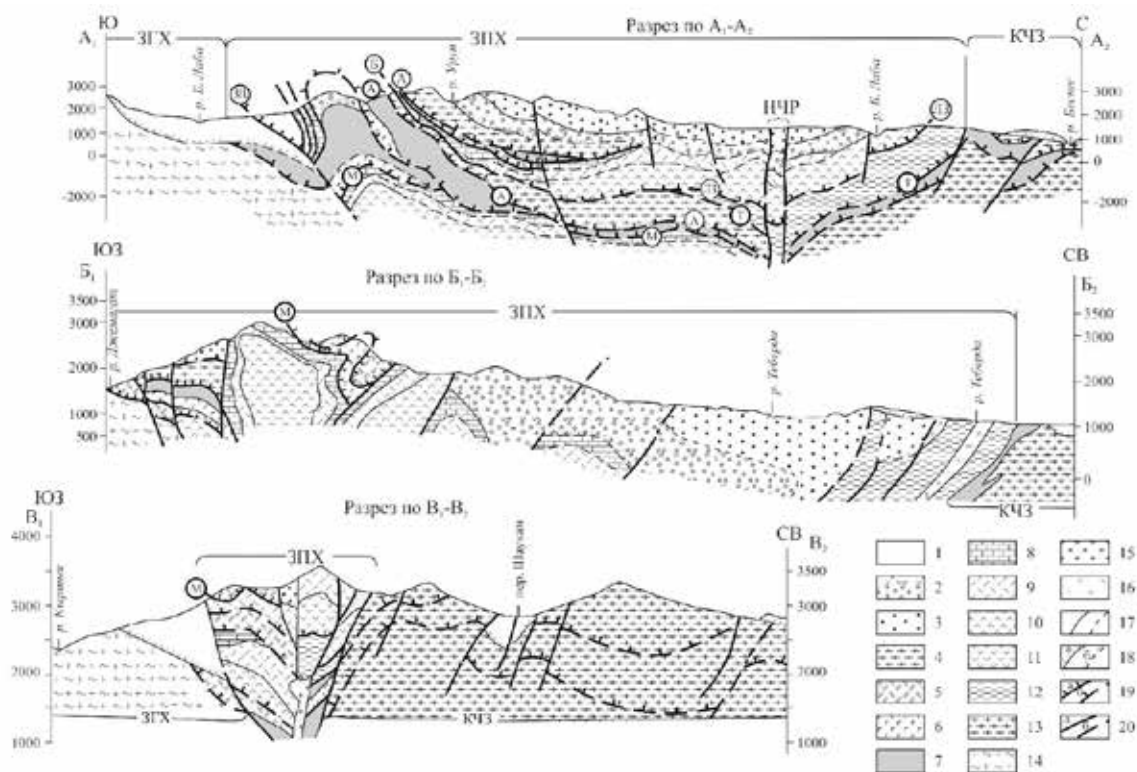


Рис. 2. Геологические разрезы через зону Передового хребта.

1 — нижне-среднеюрские отложения; 2 — поздневизейские — средне-верхнекаменноугольные сероцветные отложения; 3 — пермотриасовые красноцветные грубообломочные (с вулканитами) отложения; 4-12 — герцинские тектонические покровы: 4 — Ацгаринский (включая породы Блыбского выступа); 5-7 — Марухский — офиолитовый комплекс и сопутствующие образования: 5 — средне (?) палеозойские метатифогенные породы (тебердинская и часть аманчатской свиты), 6 — базитовая часть офиолитового комплекса: базальты, габброиды, 7 — гипербазиты (включая породы др. массивов); 8-11 — Лабино-Зараусский и Кизилкольский покровы (средний палеозой): 8 — известняково-терригенные отложения, 9 — метаконгломераты, туфы различного состава, 10 — вулканиты урупской серии, 11 — вулканиты карачаевской серии; 12 — Тоханский покров: среднепалеозойские филлиты и граувакки; 13 — древние метаморфиты Карачаево-Черкесской зоны; 14 — кристаллические породы зоны Главного хребта; 15 — эльджуртинские граниты; 16 — гранодиориты чучкурского комплекса; 17-20 — геологические контакты (а — установленные, б — предполагаемые): 17 — стратиграфические согласные и инъективные, 18 — стратиграфические несогласные, 19 — надвиги и поддвиги, 20 — крутопадающие разломы.

Буквы в кружках на разрезах — названия надвигов, поддвигов и других крупных разломов: А — Ацгаринского, М — Марухского, ЛЗ — Лабино-Зараусского, К — Кизилкольского, Т — Тоханского, Б — Блыбского, ЗД — Закан-Домбайского.

Прочие обозначения: КЧЗ — Карачаево-Черкесская зона, ЗПХ — зона Передового хребта, ЗГХ — зона Главного хребта, НЧР — Никитинско-Черёмуховская разломная зона.

Линейный масштаб рисунков разрезов показан на их вертикальных ограничениях (в м).

Как установлено в последние годы, на левобережье Б. Лабы, гипербазиты в верхней части контактируют с пачкой более молодых кристаллических пород, состоящей в её основании из гнейсов, выше — из гранитоидов. Они идентичны тем породам, что в той же последовательности подстилают тело серпентинитов в руслах ручьёв Бескес-Мощевой.

Восточнее, в бассейне рек Малка и Баксан у северной тектонической границы ЗПХ также происходило пододвигание не только гипербазитов, но и кристалличе-

ских сланцев Карачаево-Черкесской зоны вместе с несогласно перекрывающими их верхнекаменноугольными сероцветными молассами. Этот подвиг трассируется двумя цепями линзовидных тел гипербазитов, северная из которых находится на некотором удалении от ЗПХ. Она чётко фиксируется по ряду их выходов, а также крупной и протяжённой положительной магнитной аномалией. Вторая цепь представлена линзами гипербазитов у перевала Сурьма и массивом офиолитов между рр. Малка и Исламчат, обозначающих здесь собственно северную границу описываемой зоны. В бассейне этих рек картируется протяжённое (более 2 км) линзовидное расслоенное тело, которое слагается не только ультраосновными породами, но и габброидами суммарной мощностью около 250 м. Оно не отличается от аналогичных пород офиолитового комплекса Марухского покрова, с той разницей, что здесь гипербазиты залегают ниже габброидов, т. е. его породы не опрокинуты.

*Разломы южного тектонического ограничения.*

Таким ограничением обычно считалась единая крупная, сложно построенная полоса разломов, именуемая в большинстве публикаций Тырнауз-Пшекишской тектонической зоной. В районе Баксана в своей суженной части сама ЗПХ иногда идентифицировалась, как поверхностное выражение крупнейшего глубинного разлома (тектонического шва), существовавшего в мезозое-палеогене [Милановский, Хаин, 1963]. Предполагалось даже, что она могла заложиться ещё в рифее, когда с нею приблизительно совпадала система разломов, давших начало среднепалеозойскому геосинклинальному прогибу Большого Кавказа [Аджгирей и др., 1976]. В настоящее время существование такого прогиба отрицается многими геологами, а сами разломы в большинстве своём считаются гораздо более молодыми, появившимися уже после процессов герцинского тектонического скупивания.

В том виде, в котором этот разлом был ранее выделен, на наш взгляд, он представлен несколькими разновозрастными нарушениями с различной морфокинематикой. На крайнем западе, на р. Белой, южным ограничением ЗПХ является нарушение, которое обрезает с юго-запада её Пшекиш-Бамбакский тектонический блок. Простирается оно северо-западное ( $\sim 295^\circ$ ) с местными отклонениями. В работе В. А. Лаврищева и др. [Лаврищев и др., 2002] оно представлено как западный фрагмент Тырнауз-Пшекишской шовной зоны. Это нарушение прослеживается от р. Белой до Лабинского водораздела, где срезается другим разломом, который именуется нами Закано-Домбайским. Последний представляет собою единое, местами сложно построенное, тектоническое нарушение, которое пересекает ЗПХ под косым углом (простирается около  $310-315^\circ$ , падение северное). В междуречье Белая — М. Лаба он отделяет основную часть ЗПХ от её фрагмента — Пшекиш-Бамбакского тектонического блока. Далее к юго-востоку на Закан-Архызском участке (длиной около 55 км) именно этот разлом служит границей между ЗПХ и ЗГХ. Затем он входит в ЗГХ, где разделяет её Софийский и Тебердинский тектонические блоки. В таком виде это нарушение выделялось нами с А. А. Беловым [Белов, Омельченко, 1986].

Далее, следуя на восток, видно, что наиболее хорошо выраженным из нарушений южного тектонического ограничения является разлом, протягивающийся между реками Большой Зеленчук и Исламчат-Баксан уже в субширотном направлении. Здесь он в большинстве случаев представлен двумя крутопадающими тектоническими швами с зажатými пермотриасовыми красноцветными осадками и подстилающими их метаморфитами. С ними он и образует узкую рифтообразную структуру.

Нашими предшественниками он выделялся так же, как составная часть Тырнауз-Пшекишского разлома. На Кубано-Тебердинском отрезке красноцветы пермотриаса отделены от подстилающих кристаллических сланцев (блыбский метакомплекс) зоной тектонического смятия; здесь же иногда присутствуют тектонические линзы базальтов с габброидами (офиолитовый комплекс) и лиственитизированных гипербазитов.

В промежутке между р. Кубанью и верховьями р. Эльмез-Тюбе происходит увеличение мощности осадков пермотриаса. Породами, подстилающими отложения пермотриаса, как это видно в верховьях р. Эльмез-Тюбе, являются метаморфиты так называемой аманчатской свиты. Эту часть южного тектонического ограничения ЗПХ вплоть до р. Баксан мы ранее называли просто Тырнаузским разломом [Белов, Омельченко, 1986].

От р. Чемарткол до правобережья р. Малки описываемое двойное нарушение перекрыто лавами Эльбруса. Здесь, по-видимому, начинается расширение этой граничной рифтообразной зоны почти вдвое. Северной составляющей её в Баксан — Малкинском междуречье является близширотное субвертикальное нарушение, которое рассекает ЗПХ примерно на две равные части. Во время детальных геологических съёмок Тырнаузского рудного района, он получил название Водораздельного сброса. В его южном (опущенном) крыле залегают те же пермотриасовые красноцветные отложения. Южное разломное ограничение рассматриваемой тектонической зоны также представлено сбросом с опущенным в послееюрское время южным крылом и амплитудой не менее величины мощности сохранившейся части осадков лейаса, то есть 1-1,2 км. На последней геологической карте А. Н. Письменного [Письменный и др., 2004] показано, что породы, подстилающие пермотриас, представлены в нижней части разреза стратифицированными образованиями среднего палеозоя. Структурно выше них располагаются зеленокаменные метаморфиты той же аманчатской свиты, помещенные здесь И. И. Грековым в выделенный им же Кыртыкский тектонический покров [Греков, 1974]. По нашим данным эти породы в описываемом междуречье обычно не отличаются от тех, которые распространены в западных районах ЗПХ и выделенных там, как тебердинская свита. Последняя постоянно сопутствует офиолитовой триаде и входит вместе с нею в состав Марухского покрова, залегая в его видимом основании, также на отложениях среднего палеозоя. Это позволяет говорить нам, что Кыртыкский покров является восточным аналогом Марухского и, как следствие, считать выделение первого из них излишним.

На правобережье р. Чегем разломы южного ограничения вместе с красноцветными осадками уходят под ниже-среднеюрские отложения, где они выражены трещинами подновления, секущими мезозойские осадки и имеющими ту же ориентировку.

Выше было упомянуто, что, строго говоря, описываемый Тырнаузский разлом не обрезает комплексы ЗПХ с юга, поскольку на территории ЗГХ, местами развиты породы упоминавшейся аманчатской свиты и других образований, свойственных ЗПХ. В ЗГХ в этой свите преобладают хлоритовые, послойно окварцованные сланцы, прослойки светлых известняков, туфов кислого состава, метаконгломератов, присутствуют линзы лиственитов и протяжённые (более 3 км) субогласные тела лиственитизированных гипербазитов, на ряде участков породы аманчатской свиты сильно тектонизированы. Однако, относить эту свиту целиком к катаклазитам



по кристаллическим породам китебердинской свиты, как это делается на современных картах масштаба 1:200000, не следует. Возможно, что какая-то её часть, расположенная в непосредственной близости от пород ЗГХ и сложена тектонически преобразованными кристаллическими породами её супраструктуры, но здесь также встречаются и фрагменты других образований, в частности, мраморизованных известняков и лиственигов. Последние могут свидетельствовать об участии в процессе тектонизации пород офиолитов ЗПХ.

Возможно, что настоящей границей между комплексами ЗПХ и ЗГХ междуречья Б. Зеленчука и Баксана является не Тырнаузский разлом, а крупная надвиговая (или, скорее, поддвиговая) более древняя зона, которая картируется на ряде участков и расположена южнее его. Она имеет северное падение и часто выражена интенсивным катаклизом. Причём, со стороны висячего крыла тектонизации подвергаются преимущественно тебердинские зелёные сланцы Передового хребта, в лежащем боку, наоборот, брекчируются кристаллические породы Главного хребта. Тектонические фрагменты всех этих образований могут находиться в составе катаклизитов. В зависимости от того, где выполнялись работы конкретными геологами, они и относили аманчатские сланцы к образованиям разных зон.

Наконец, в ЗГХ в верховьях рек Б. и М. Лабы известны крупные фрагменты покровных комплексов, близких по литологическому составу и даже по возрасту образованиям ЗПХ [Баранов, 1980]. Это метаморфиты двух покровов — Дамхурцевского (внизу) и Лаштракского (вверху). Мы считаем, что они могут параллелизоваться соответственно с породами Лабино-Зараусского (ранее — Кизилкольского в полном объёме) и Ацгаринского покровов. Кроме того, между двумя названными покровами Главного хребта постоянно фиксируются линзы серпентинитов, которые можно представить, как фрагменты покрова, сопоставимого с офиолитовым Марухским, продолжающимся сюда из ЗПХ.

#### *Разломы осевой части ЗПХ.*

Рассматривая структуру этой зоны в целом, можно отметить другую, местами хорошо просматривающуюся её особенность, описанную ещё И. И. Грековым, В. А. Снежко и С. П. Момотом в 1960-х годах при поисковых работах. В Аксаут-Лабинском междуречье, вблизи осевой части ЗПХ ими была выделена изломанная цепь субвертикальных сбросовых нарушений, названная Пцицерско-Кенделлярским разломом, которому придавалось значение глубинного, контролирующего не только размещение фаций, но и продуктов палеозойского магматизма. Мы не уверены, что в палеозое он был магмовыводящим (если он тогда существовал вообще), однако определяем его как поверхностное выражение осевого нарушения, имеющего достаточно глубокое заложение. Он представлен серией разломов близкого простирания, часто пересекающихся и не всегда чётко выраженных в молодых отложениях. Возникновение его, скорее всего, связано с краткими периодами господства растягивающих усилий, вследствие которых происходило раздвигание субвертикальных разломов корневой (суженной субвертикальной) зоны и возникновение разрывов в породах верхнепалеозойско-мезозойского чехла.

В бассейне р. Малая Лаба он известен под названием Хацавитинского, в Лабино-Урупском районе нарушение выделялось Е. А. Снежко под названием Никитинско-Черёмуховского разлома (рис. 1). В домезозойском фундаменте Лабинского междуречья он может сопровождаться развитием крупных флексур (район Быковского и Бескесского колчеданных месторождений). Восточнее это нарушение плохо

выделяется в сложной мозаике разрывов и предположительно под острым углом приключается к Тырнаузскому разлому на левобережье р. Теберды. Но, как видно ещё восточнее, в междуречье Малка-Баксан, северная ветвь последнего, Водораздельный разлом, вполне может служить осью хорошо выраженной дивергентной структуры этой части ЗПХ, поскольку древние породы по обе стороны от его плоскости падают навстречу, как и в Лабинском районе (рис. 2).

### **Геологическая история зоны Передового хребта и смежных территорий**

Ещё сравнительно недавно в рамках описываемой территории, как и всей Большекавказской складчатой области, большинством северокавказских геологов-тектонистов — как производственников, так и сотрудников научных учреждений, выделялось всего два тектоно-магматических цикла: герцинский и альпийский [Аджигирей и др., 1976; Милановский, Хаин, 1963; и др.]. Это делалось с учётом недоказанности каледонских и более древних тектонических событий. Такое деление приводится и в изданной уже в XXI веке монографии, посвящённой альпийской эпохе на территории Большого Кавказа [Демина и др., 2007]. Начало этой эпохи здесь также определялось с лейаса. По нашему мнению, такая точка зрения предельно упрощает геологическую историю Кавказа, тем более, что ещё в 1960-70-х годах некоторые геологи-металлогенисты, наряду с герцинской и альпийской, выделяли также и киммерийскую эпоху [Черницын и др., 1971].

В настоящее время в рамках описываемой ЗПХ рядом северокавказских геологов [Андреев и др., 1999; Баранов и др., 1995; Белов и др., 1985; Белов, Омельченко, 1986; Лаврищев и др., 2002; Письменный и др., 2004; и др.] в фанерозое выделяются образования нескольких тектоно-магматических циклов: герцинского, индосинийского, киммерийского и альпийского. В.Л. Омельченко [Омельченко, 2011] были предложены временные границы некоторых из перечисленных циклов. При определении их объёма, прежде всего, было учтено положение главной (наиболее масштабно проявленной) тектонической фазы цикла, а окончание определено формированием комплексов пород, которые можно отождествить с молассовыми или молассоидными.

Герцинский цикл длился от нижнего девона (?) до низов инда, представленного нижнетриасовыми гидамотарской и архызской свитами, которые связаны с красноцветной пермской молассой постепенным переходом. Главная (внутривизейская-судетская) фаза приходится на интервал времени между серединой турне и поздним визе. Тогда же была сформирована аккреционная колонна герцинских покровов из комплексов пород, образовавшихся в различных геодинамических обстановках: окраинноморской (Тоханский), двух островодужных (Лабино-Зараусский и Кизилкольский) и океанической (Марухский).

Индосинийский цикл на Кавказе выделен сравнительно недавно [Белов и др., 1985; Белов, Омельченко, 1986; и др.]. Он начинался в среднем инде и, по нашему мнению, заканчивался на границе между нижним и верхним плинсбахом. Главная тектоническая фаза приходится здесь, видимо, на интервал времени между рэтом и плинсбахом. Отложения рэтского яруса на Северном Кавказе, а также Западном Предкавказье отсутствуют [Чаицкий, 2013], неизвестны здесь также и осадки геттанга. К нижнему плинсбаху относится терригенная хумаринская свита, которую можно принять как индосинийскую угленосную молассу. В это время и была, в основном, создана структура ЗПХ с многочисленными поддвигами и складками, в которые были вовлечены как ранне-, так и позднегерцинские

образования. Установлено, что этот цикл имеет магматическое и металлогеническое выражение.

Киммерийский цикл, с учётом вышесказанного, начинается с верхнего плинсбахского. Это время характеризуется мощными растяжениями, приведшими к образованию многочисленных крутопадающих сбросов, интенсивной вспышкой магматизма (маринский вулcano-плутонический комплекс). Главная фаза киммерийского тектогенеза приходится на предкелловейское время. Несмотря на то, что основные тектонические события происходили значительно южнее и связаны с закрытием Мезотетиса [Лаврищев и др., 2002], они проявились и на его северной окраине. В результате был сформирован пояс интрузий санчаро-кардывачского комплекса и другие более мелкие проявления магматитов. К этому же времени, по-видимому, относится образование таких крупных нарушений, как Хорлакельский (Эльмезтубинский) надвиг, или с учётом того, что отмечено нами выше, поддвиг. Так, в бассейне р. Чучкур на большой площади палеозойские отложения подстилаются ниже-среднеюрскими породами [Белов, Омельченко, 1986]. В эту же группу нами включается выявленный совсем недавно И. Н. Семенухой в поле развития юрских образований Урупо-Зеленчукский надвиг. Фрагмент этого нарушения в 2003 г. был откартирован и нами на р. Б. Лаба, где он под небольшим углом пересекает породы лейаса, причём по его шву выдавливаются подстилающие гипербазиты Беденского массива, превращённые здесь в брекчию. Таким образом, возможно, что начавшиеся в индосинийское время процессы формирования дивергентной структуры сжатия ЗПХ, продолжались и в процессе предкелловейской тектонической фазы складчатости, т. е. структурным основанием палеозойских отложений северной части ЗПХ в междуречье Зеленчук-Чучкур местами могут быть даже ниже-среднеюрские осадочные породы.

Киммерийский этап геологической истории заканчивается отложениями оксфорд-титона, включающими гипсоносные красноцветы мезмайской свиты, которые вместе с подстилающими породами, как мы считаем [Омельченко, 2011], можно идентифицировать как образования молассоидной формации.

Таким образом, начало собственно альпийского цикла в нашей схеме приходится на ранний мел, когда субконтинентальные условия титона довольно резко сменились морской трансгрессией, при которой на значительных территориях происходило осадконакопление в неритовых фациях. Граница юры и мела в горной части Центрального и Западного Кавказа отмечена небольшим разрывом без заметного перерыва в осадконакоплении, возможно лишь отсутствие верхов титона и низов берриасса. В то же время, результаты буровых работ, проведенных в Предкавказье [Тимофеев и др., 2009; Чаицкий, 2013], показывают наличие значительного перерыва между нижним мелом и подстилающими породами, представленными триасом и верхним палеозоем.

### **Результаты исследования и их обсуждение**

*Предлагается следующий механизм формирования структуры ЗПХ.*

Как следует из приведенных выше данных, формирование современной структуры ЗПХ происходило преимущественно в обстановке длительного и мощного двустороннего сжатия, вызванного сближением (содвигом) двух жёстких соседних блоков — зон Карачаево-Черкесской и Главного хребта. Усилия растяжения играли здесь подчинённую роль. В глубинной, корневой части ЗПХ, в условиях мак-

симального стресса происходило изменение направления движения пород в противоположных крыльях со встречного на нисходящее субпараллельное с тенденцией к асимптотическому сближению их в зоне «засасывания» или поглощения («*verschluckung*» у О. Ампперера, У. Хаммера и др., по [Миясиро и др., 1985]). Некоторые из крутопадающих нарушений здесь, являются, таким образом, субвертикальными частями поддвигов. В этом отношении совершенно правы были Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин [Милановский, Хаин, 1963], представляя всю ЗПХ в её наиболее узкой восточной, выведенной на поверхность, части как крупную, «шовную» разломную зону.

В содвигании-пододвигании участвуют и гипербазиты ранее сформированных герцинских офиолитовых покровов, как вдоль южной, так и северной тектонических границ рассматриваемой нами зоны, а также из центральной части ЗПХ. Присутствие этих пород здесь ранее и принималось за признак глубинности либо её тектонических ограничений, либо самой зоны в её суженной глубинной части. С учётом вероятности показанных выше встречных латерально-нисходящих движений двух сходящихся блоков, ультраосновные породы не следует напрямую связывать с верхней мантией. Появление их объясняется протрузивным выжиманием ультраосновных масс из предварительно пододвинутых герцинских офиолитов.

Двустороннее пододвигание, по-видимому, было прерывистым и приостанавливалось, когда сопротивление этому процессу превышало усилия содвигания. В этом случае возникали новые поддвиги, отстоящие на большем удалении от осевой части ЗПХ. Этот процесс затрагивал и достаточно большие глубины, поэтому во время главной фазы индосинийской складчатости происходило подплавление корневой части ЗПХ и возникновение многочисленных даек и крупных тел диорит-гранодиоритового состава. Они изучались нами на промежутке от р. Баксан до р. Теберды (чучкурский магматический комплекс [Омельченко, 2000]). Эти магматиты пересекают как ранне-, так и все позднегерцинские образования и «запечатываются» отложениями нижнего плинсбаха.

*Аномальное магнитное поле Северного Кавказа и его связи со структурами доюрского фундамента.*

Особенности геологического строения ЗПХ и прилегающих территорий, охарактеризованные нами выше, хорошо отражены на картах геофизических полей Северного Кавказа. Рассмотрим схему расположения аномалий магнитного поля, показанную на рисунке 3. Она основана на данных, показанных на карте аномального магнитного поля Северного Кавказа масштаба 1:1000000 на площади от Тамани до г. Грозного [Андреев и др., 1999]. На ней, в интересующей нас области, и на соседних в том числе и предгорных, территориях можно выделить три группы крупных положительных аномальных магнитных полей. Их присутствие объясняется нами существованием погребённых, или, как в случае ЗПХ, обнаженных, покровно-складчатых зеленосланцевых и офиолитовых комплексов [Греков, Омельченко, 2006].

На рисунке 3 можно видеть, что первое, наиболее интенсивное из аномальных полей, связано собственно с породами рассматриваемой нами зоны, в большинстве своём выходящими на поверхность. Оно протягивается от левобережья р. Малая Лаба до меридиана г. Эльбрус и характеризуется интенсивностью до 18 мЭ. Далее, в направлении р. Баксан и ещё восточнее, в той части ЗПХ, которая

представлена своей корневой частью, наблюдается пёстрое мозаичное магнитное поле, с точечными аномалиями (интенсивностью до 2 мЭ), без чёткой линейной выраженности.

Ещё восточнее, после аномалий северо-западного направления, связанных с диагональным Армавир-Невинномысск-Нальчикским региональным разломом, который трактуется как межблоковая шовная зона [Письменный и др., 2004], чётко вырисовывается другой, Моздок-Махачкалинский, магнитный максимум. Он представлен здесь своей западной, Прохладненско-Моздокско-Грозненской частью, совпадающей с Терско-Каспийским краевым прогибом, имеющим протяжённость около 150 км. Главными особенностями, обращающими на себя внимание, является интенсивность магнитного поля (до 3,0 мЭ) и её простирание, аналогичное направлению ЗПХ в её восточной части. Кроме этого, заметна относительная симметрия её наиболее интенсивной части, что может быть связано с дивергентностью структуры её доюрского основания. Если предположить вероятность левосторонних перемещений по названному региональному разлому на 25-27 км, то структуры фундамента Терско-Каспийского прогиба могли бы быть продолжением ЗПХ к востоку. В этом случае, магнитная аномалия, приуроченная к Армавир-Невинномысск-Нальчикскому нарушению (до 3,5 мЭ), может оказаться связанной с основными и ультраосновными породами подвёрнутой части основания Терско-Каспийского прогиба. Этим подворачиванием и перемещением крыльев разлома можно объяснить дробление и растаскивание магнитных пород на блоки, что видно на карте масштаба 1:1000000 [Андреев и др., 1999] и на рис. 3.

Как и в ЗПХ, аномальное поле основания Терско-Каспийского прогиба наверняка также дискретно, однако, это маскируется мощной толщей осадков мезокайнозойского чехла. Можно со значительной степенью уверенности предположить, что аномальные магнитные поля, связанные с породами древнего основания Тер-

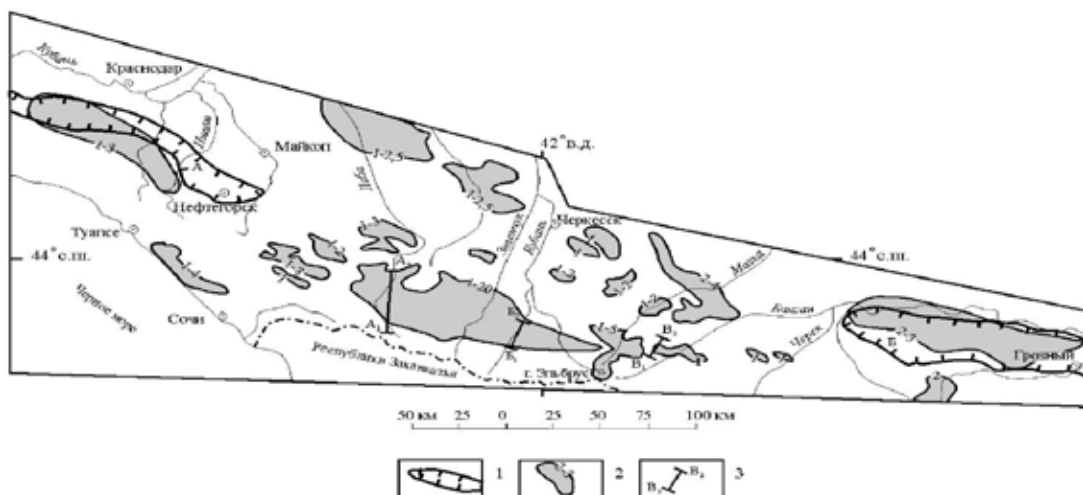


Рис. 3. Схема, показывающая взаимное положение положительных аномалий магнитного поля и нефтегазоносных районов.

1 — ограничения нефтегазоносных районов; 2 — магнитные аномалии и их интенсивность в миллиэрстедах; 3 — положение геологических разрезов. А — Западно-Кубанская нефтегазоносная область; Б — Терско-Сунженский нефтегазоносный бассейн. Схема составлена с использованием данных В. К. Андреева, Г. И. Баранова и др.

ско-Каспийского прогиба, также фиксируют зону схождения тектонических блоков, подобно тому, как мы это наблюдаем в рассматриваемой нами зоне, а не просто связаны со структурами передового прогиба. Последние могут быть наложенными позже, в альпийскую эпоху.

На северо-западе Кавказа, в южном борту Западно-Кубанского краевого прогиба, на продолжении простираня ЗПХ и прилегающих структур Карачаево-Черкесской зоны также фиксируется пояс магнитных аномалий интенсивностью 1-2,5 мЭ. Он протягивается по линии населенных пунктов Крымск-Абинск-Холмск-Горячий Ключ-Нефтегорск. Можно предположить, что здесь мы, так же, как и в Терско-Каспийском прогибе, имеем дело с погребённой зоной сочленения двух литосферных блоков. Между ними оказываются зажатые базит — гипербазитовые комплексы северо-западного продолжения ЗПХ и другие породы, включая верхнепалеозойские и, возможно, раннекиммерийские (нижне-среднеюрские) отложения.

### Заключение

Как следует из приведенных данных, ЗПХ характеризуется сложностью и своеобразием структуры, обусловленными ее граничным положением между двумя сходящимися крупными разнородными блоками Большекавказской складчатой области — зонами Главного хребта и Карачаево-Черкесской. По зеркалу складчатости она бывает даже близка к сложной антиформной, а отнюдь не «грабен-синклинальной». Такая структура образовалась в результате выжимания вещества вверх и, как следствие, сужению её глубинной, части, обнажённой на востоке, где мог происходить процесс подплавления погружённых пород, с возникновением магматитов (чучкурский комплекс малых интрузий). В строении ЗПХ главенствующую роль играют разнообразные по литологии раннегерцинские покровные комплексы, «запечатанные» позднегерцинскими молассами. Все герцинские породы были дополнительно разделены на ряд тектонических чешуй сложного строения во время индосинийских тектонических событий, которые были важными при формировании её современного облика.

Среди раннегерцинских покровных образований ЗПХ значительный объём занимает базит-гипербазитовый (офиолитовый) комплекс, распространенный, как в осевой части зоны, так и в разломах, её ограничивающих. В последнем случае гипербазиты оторваны от герцинского офиолитового покрова (или покровов) и залегают в зонах тектонического пододвигания. Отсюда следует, что эти породы фиксируют зоны крупных разломов, которые, однако, непосредственно не связаны с верхней мантией и, следовательно, не являются глубинными, транскоровыми, какими они часто представлялись.

Именно такие породы в различном структурном положении инициируют ряд аномалий магнитного поля Больше-Кавказской складчатой области. Это относится в первую очередь к хорошо изученной области Передового хребта, где древние породы практически не скрыты под чехлом мезокайнозоя, а также к областям Западно-Кубанского и Терско-Каспийского передовых прогибов, отмеченных протяжёнными положительными аномалиями магнитного поля. Происхождение последних, как следует из вышесказанного, может быть обусловлено теми же причинами, что и аномальное магнитное поле Передового хребта.

## Литература

1. Адамия Ш. А., Шавишвили И. Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап) // Геотектоника. — 1979. — № 1. — С. 30-41.
2. Ажгирей Г. Д., Баранов Г. И., Кропачев С. М., Панов Д. И., Седенко С. М. Геология Большого Кавказа. — М.: Недра, 1976. — 263 с.
3. Андреев В. К., Баранов Г. И., Греков И. И., Ермаков В. А., Литовко Г. В., Ослопов Д. С., Прокуронов П. В., Сааков В. Г., Снежко В. А., Шемпелев А. Г., Энна Н. Л. Геологический атлас Северного Кавказа. Масштаб 1:1000 000. Объяснительная записка, комплект карт. — Ессентуки: Изд-во ФГУП «Кавказгеолсъёмка», 1999. — 130 с.
4. Баранов Г. И. Тектоническое развитие Северного Кавказа в палеозое // В сб. «Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа». Вып. XII. — Ставрополь: Ставропольское книжное издательство, 1967. — С. 72-81.
5. Баранов Г. И. Тектоника. Структура фундамента. Зона Передового хребта // В кн. «Геология СССР, т. IX, часть I, геологическое описание», глава V. — М.: Недра, 1968. — С. 608-617.
6. Баранов Г. И., Греков И. И. Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа // В сб. «Тектоника Средиземноморского пояса». — М.: Наука, 1980. — С. 162-171.
7. Баранов Г. И., Омельченко В. Л., Пруцкий Н. И. Последовательность тектонических событий и их выражение в современной структуре Северного Кавказа // В сб. «Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа (материалы VIII Юбилейной конференции по геологии и полезным ископаемым)». — Ессентуки: Кн. изд-во, 1995. — С. 63-77.
8. Белов А. А., Омельченко В. Л. Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа // Геотектоника. — 1976. — № 2. — С. 44-56.
9. Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. Тр. ГИН, вып. 347. — М.: Наука, 1981. — 212 с.
10. Белов А. А., Гатинский Ю. Г., Мосаковский А. А. Индосиниды Евразии // Геотектоника. — 1985. — № 6. — С. 21-42.
11. Белов А. А., Омельченко В. Л. Поздневарисские и постварисские надвиги в доверхнеюрском фундаменте Северного Кавказа // Изв. высших уч. зав., «Геология и разведка». — 1986. — № 9. — С. 14-21.
12. Греков И. И., Кропачев С. М., Момот С. П., Корень Т. Н. Марухский покров в палеозое Северного Кавказа // Советская геология. — 1974. — № 2. — С. 77-84.
13. Греков И. И. Марухский и Кыртыкский покровы в среднем палеозое Передового хребта // В сб. «Тезисы докладов IV конференции по геологии полезным ископаемым Северного Кавказа». — Ессентуки: Кн. изд-во, 1974. — С. 102-104.
14. Греков И. И., Омельченко В. Л. Раннегерцинская Северо-Кавказская покровно-глыбовая система // В сб. «Проблемы геологии и освоения недр юга России». Материалы международной конференции, сентябрь 2006. — Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2006. — С. 52-55.
15. Демина Л. И., Копп М. Л., Короновский Н. В., Леонов Ю. Г., Ломизе М. Г., Панов Д. И., Сомин М. Л., Тучкова М. И. Большой Кавказ в альпийскую эпоху. — М.: ГЕОС, 2007. — 368 с.

16. Лаврищев В. А., Пруцкий Н. И., Семёнов В. М., Башкиров А. Н., Греков И. И., Черных В. И., Прокуронов П. В., Сааков В. Г. Геологическая карта РФ масштаба 1:200000 (издание второе), лист К-37-V. Серия Кавказская (Красная Поляна). — Санкт-Петербург: изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2002. — 213 с.

17. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. — М.: Изд-во МГУ, 1963. — 357 с.

18. Миясиро А., Аки К., Шенгёр А. Орогенез. — М.: «Мир», 1985. — 285 с.

19. Муравски Г. Толковый словарь немецких геологических терминов. — М.: «Мир», 1980. — 374 с.

20. Омельченко В. Л., Белов А. А., Греков И. И. Ранне-среднепалеозойский вулканизм и палеотектоническая зональность Большого Кавказа // Геотектоника. — 1984. — № 5. — С. 61-72.

21. Омельченко В. Л. Сравнительная характеристика кишкитского гранит-порфирового и чучкурского гранодиорит-порфирового комплексов // В сб. «Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа». Материалы IX международной научно-практической геологической конференции. Статьи и тезисы докладов. — Ессентуки: кн. издательство, 2000. — С. 175-180.

22. Омельченко В. Л. О месте пород Блыбского комплекса в домезозойской структуре зоны Передового хребта (Северный Кавказ) // Геотектоника. — 2007. — № 4. — С. 60-70.

23. Омельченко В. Л. Геологическое строение Центрального Кавказа. Современные представления о геологии и металлогении региона. — Saarbrücken: LAMBERT Academic Publishing, 2011. — 222 с.

24. Письменный А. Н., Пичужков А. Н., Зарубина М. А., Горбачёв С. А., Вертий С. Н., Греков И. И., Гамаса Ю. Н., Терещенко Л. А. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200000, издание второе, серия Кавказская, листы К-38-I, К-38-VII (Кисловодск). Объяснительная записка. — Санкт-Петербург: Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2004. — 275 с.

25. Расцветаев Л. М., Тверитинова Т. Ю. О содвиговой природе Тырнаузской шовной зоны // В сб. «Материалы VIII юбилейной конференции по геологии и полезным ископаемым Сев. Кавказа». — Ессентуки: Кн. изд-во, 1995. — С. 281-283.

26. Сомин М. Л. Структурная позиция и геодинамические условия формирования метаморфических комплексов Большого Кавказа и Кубы. Диссертация в форме научного доклада на соискание учёной степени доктора г.-м. наук. — Москва. — 2007. — 56 с.

27. Тамбиев А. С. Палеоструктурный анализ и прогнозирование колчеданного оруденения в базальтоидных комплексах рифтовых зон. — Тбилиси: Издательство «Сабчота Сакартвело», 1986. — 231 с.

28. Тимофеев В. А., Тимофеев А. А., Парада С. Г. Теоретические предпосылки промышленной нефтегазоносности палеозойских комплексов Предкавказья // Вестник Южного научного центра РАН. — 2009. — Том 5, № 4. — С. 50-51.

29. Хаин В. Е. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. Труды ГИН, вып. 382. — М.: Наука, 1984. — 96 с.

30. Чаицкий В. П. Стратиграфия и газоносность триаса Западного Предкавказья и Северного Кавказа. Монография. — Краснодар: Изд-во Кубанского университета, 2013. — 182 с.



31. Чегодаев Л. Д., Греков И. И., Омельченко В. Л. Региональная стратиграфическая схема девонских отложений Большого Кавказа. Научный редактор М. А. Ржонсницкая. — Ессентуки: Кн. изд-во, 2000. — 87 с.

32. Черницын В. Б., Андрущук В. Л., Рубцов Н. Ф. Металлогенические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа. — М.: Недра, 1971. — 208 с.

DOI: 10.23671/VNC.2017.1.9478

## TECTONICS AND GEOLOGIC HISTORY OF FRONT RANGE ZONE OF THE GREATER CAUCASUS

© 2017 V. L. Omelchenko<sup>1</sup>, G. V. Ryabov<sup>2</sup>, Sc. Candidate (Geol.-Min.), V. S. Isaev<sup>2</sup>,  
Sc. Candidate (Geol.-Min.)

<sup>1</sup>«Sevkavgeologia», Russia, 357600, Stavropol Region, Essentuki, Popov str., 49,  
e-mail: vlomelchenko.geo@gmail.com;

<sup>2</sup>Platov South-Russian State Polytechnic University (NPI), Russia, 346428,  
Rostov Region, Novocherkassk, Prosveschenia str., 132,  
e-mail: georg.riabov@yandex.ru

Front Range Zone (FRZ) is an elongated tectonic fragment of the Great Caucasus folded area. Its structure was being formed during several tectonic-magmatic cycles, main of which were Variscan one that have defined its lithological content as well as the Indosinian cycle. As result of the second of them Variscans structurally-lithological nappe complexes was subjected complicated folding and additional splitting on plates, that have been result of convergence of neighbour rigid blocks (zones) — Karachay-Circassian on the North and Main Range on the South. This has led to a strong compression and bilateral underthrusting of rocks of two opposite blocks and because of this, the movement of the other part of FRZ up. A participation in folding of Variscan hyperbasites of the ophiolite complex of the axial part of FRZ as well as in the frontier faults results to forming an intensive and complicated in internal structure anomal magnetic field. It repeats the outlines of FRZ largely.

The neighboring areas are observed sufficiently long and intense magnetic field weakened by a cover of Mesozoic sediments. They geographically coincide with areas of oil and gas basins.

**Keywords:** Greater Caucasus, Front Range Zone, tectonic-magmatic cycles, thrusts, underthrusts, ophiolites, deep seated faults, anomal magnetic fields.