

УДК 550.837.31

DOI: 10.23671/VNC.2015.3.55274

ОПТИМИЗАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ КРИТЕРИЕВ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ИЗВЕСТНЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ГОРНОЙ ЧАСТИ РЕСПУБЛИКИ СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ-АЛАНИЯ

2015 © В.Б. Заалишвили, д.ф.-м.н., Х.О. Чотчаев, Л.Н. Невский, Г.П. Ольховский, С.М. Тибилов, Р.Р. Гогичев

Геофизический институт ВНЦ РАН (ГФИ ВНЦ РАН), Россия, 362002, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93 а, e-mail: cgi_ras@mail.ru

В статье рассмотрены тектонические и магматические условия локализации плутоногенных гидротермальных месторождений колчеданно-полиметаллических и кварц-полиметаллических формаций, приуроченных к Бурон-Саухохскому и Садоно-Унальскому рудным полям Центральной части Большого Кавказа. Приведены результаты комплексных геофизических и геохимических исследований при поисках неглубоко залегающих полиметаллических месторождений. Рассмотрены перспективы использования упругих волн и импульсных электрических полей для глубинных поисков.

Ключевые слова: Северный склон Центрального блока Большого Кавказа, тектоника, магматизм, рудные формации, рудные поля, гидротермальные колчеданно-полиметаллические и кварц-полиметаллические месторождения, комплексирование, геофизика, геохимия, гравиразведка, магниторазведка, методы сопротивления, ВП-КЭП, МПП, импульсное электромагнитное возбуждение, индуктивная поляризуемость.

Геофизика, являясь инструментом отображения геологического разреза в физических полях, не должна ограничиваться простым моделированием объекта в поле того или иного физического явления. Ее основная роль заключается в умении правильно интерпретировать особенности полученной физической модели на основе знания геологической ситуации региона в целом и района в частности.

При поисках месторождений твердых полезных ископаемых геофизический метод или комплекс методов, как правило, нацелен на обнаружение самого рудного тела, отклик которого в том или ином физическом поле используемого комплекса заведомо спрогнозирован и ожидается определенным графическим отображением прямой задачи. Между тем, любое отклонение реальной геологической ситуации ведет к искажению прогнозируемого ожидания конечного отклика. Такие отклонения могут быть за счет изменения глубины залегания и способа локализации рудного тела, генезиса, типа и минерального состава оруденения, литологии вмещающих пород, присутствия явных рудоконтролирующих или сопутствующих тектонических и магматических факторов, уровня сингенетических или эпигенетических первичных геохимических ореолов, колебаний гидрогеологического режима разреза.

Каждый из приведенного перечня фактор, если имеет место его участие в событии, включая и само рудное тело, трансформирует геофизическое поле искусственного или естественного источника. Иначе говоря, все подверженные воздействию потенциального поля геологические факторы формируют некую интегральную функцию реального состояния определенного геологического объекта, разлагаемую в ряд Фурье в виде элементарных функций влияния каждого из них в отдель-

ности. Высокая весовая значимость влияния отдельного фактора по амплитудному или частотному показателю, не имеющего никакой генетической связи с оруденением определенного типа, может быть ложно интерпретирована как перспективная, в то время как рудоконтролирующий фактор с невысоким или даже низким весовым показателем будет игнорирован, если не знать геологические условия образования интересующего типа оруденения. К примеру, электрические аномалии, вызванные структурами, подверженными графитизации, в разы превышают аномалии от вкрапленного оруденения или сплошных руд, независимо от того, какая рудная формация рассматривается.

Основным формационным признаком образования плутоногенных гидротермальных месторождений региона следует признать подвижные зоны тектоносферы – активные геосинклинальные области, тектонические структуры, способствующие внедрению магмы и образованию в осадочной толще интрузивов, частично дифференцированных по минеральному составу и ассимилированных с вмещающими породами. Последующее отделение от интрузива горячего рудообразующего флюида, его миграция и попутная концентрация металлов характеризуют общий механизм образования плутоногенных гидротермальных месторождений.

Преимущественное развитие на территории плутоногенных гидротермальных месторождений, связанных с внедрением в осадочный комплекс гранитоидной магмы, предопределяет типизацию набора геологических признаков, которые могут наиболее резко влиять на физические поля или сами могут быть источниками физических полей. Создание алгоритма оценки присутствия того или иного геологического признака по характеру изменения физических полей была и остается актуальной задачей.

Статья посвящена геофизическим и геохимическим критериям поисков месторождений известных рудных формаций северного склона Центрального блока Большого Кавказа на основе оценки структурно-тектонических, магматических, литологических особенностей их генезиса.

1. Особенности локализации рудных месторождений

Горная часть территории Республики Северная Осетия-Алания представляет повышенный экономический интерес как район богатый полиметаллическими месторождениями, расположенными в пределах единой киммерийской металлогенической зоны, сформировавшейся в конце юрского – начале мелового периодов в эпоху проявления тектонических процессов складчатости, горообразования и гранитоидного интрузивного магматизма мезозойской эры.

В состав наиболее крупных структурно-формационных единиц киммерийской металлогенической зоны входят подзоны Приводораздельная и Южная.

На рассматриваемой территории Приводораздельная подзона представлена центральной своей частью, известной в литературе как Адайхох-Дарьяльская подзона, и контролирует месторождения основных рудных формаций: колчеданно-полиметаллических и кварц-полиметаллических.

Рудные тела Восточного и Саухохского месторождений, залегающие в кристаллических сланцах буронской свиты (PR₂-PZ₁br) согласно кристаллизационной сланцеватости, принадлежат к колчеданно-полиметаллической формации. Руды этого типа состоят из пирротина, пирита, магнетита, халькопирита, сфалерита, галенита и арсенопирита. Локализуются в виде линз, ограниченных по простиранию и паде-

нию десятками и первыми сотнями метров. Их мощность не превышает нескольких метров, реже первых десятков метров. Для всех известных рудных тел этого типа характерно крутое падение, согласно кристаллизационной сланцеватости (50-80°). Из породообразующих минералов присутствуют кварц, серицит, хлорит.

Кристаллические сланцы вблизи рудных линз, как правило, гидротермально изменены и несут гнездово-вкрапленное, реже прожилковое, оруденение сульфидов.

По типу локализации и особенностям строения колчеданно-полиметаллические месторождения следует относить к сплошным рудным телам, образованным путем метасоматического замещения.

Кварц-полиметаллические рудопоявления и месторождения Южной металлогенической подзоны отличаются однообразием форм, минерального состава и генезиса. Все они принадлежат к единому гидротермальному типу одной рудной формации среднетемпературных кварц-полиметаллических тел жильного типа с незначительной примесью других сульфидов. Среди них редко встречаются рудные тела пирротинового состава. Оруденения полиметаллического типа, как правило, локализируются в палеозойском (PZ₃) и нижнесреднеюрском (J₁-J₂) структурных ярусах.

Для полиметаллических месторождений в целом характерна локализация в виде сплошных жильных тел путем выполнения трещин в системе нарушений либо в виде неравномерной вкрапленности в нерудном жильном теле (малой интрузии).

Оруденение этого типа приурочено к Дигоро-Осетинской структурно-формационной зоне Центрального Кавказа, в пределах Садоно-Згидской антиклинали. Ядро антиклинали сложено палеозойскими гранитами, крылья – осадочными (песчаники и глинистые сланцы) и вулканогенными породами (андезитовые и дацитовые порфириты, их туфы, агломераты, туфопесчаники) нижней и средней юры. Мощность вулканогенной толщи колеблется от 30 м в сводовой части до 700–800 м на северо-восточном крыле. Крылья складки осложнены региональными сбросами и сбросо-сдвигами. Трещины северо-восточного простирания выполнены рудными жилами крутого падения. Форма рудных тел – зоны, жилы, линзы, разбитые многочисленными тектоническими нарушениями. Руды бедные и средние. Большинство рудных тел выходят на поверхность, остальные залегают на глубине 50–250 м. Мощность рудных тел составляет от 1 до 5 м. Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, пиритом, пирротинном, главными компонентами из которых являются свинец и цинк.

Размещение и распространение гидротермальных плутоногенных месторождений определяется интенсивностью и физико-химическими свойствами флюидов, литологическими и структурными факторами вмещающей среды, магматической активностью и составом интрузивных внедрений, степенью разрывной тектоники и трещиноватостью, характеризующими проницаемость флюидов во вмещающие породы. Каждая из этих особенностей геологического разреза в отдельности, являясь прямым или косвенным поисковым признаком, одновременно может контрастировать или ослаблять влияние рудного тела на геофизические поля. Это важно учитывать при решении задач структурного контроля рудных провинций, фаций и тектонических особенностей локализации рудных тел.

Представляя салическую группу плутоногенных гидротермальных месторождений, обе формации обязаны своим образованием гранитоидам разных генетических групп, обеспечивающим термальный режим выделяющимся флюидам до их кристаллизации.

Колчеданно-полиметаллические гидротермальные месторождения локализируются во вмещающих кристаллических сланцах согласно их сланцеватости, что свидетельствует об относительно высоком температурном режиме расплава, позволяющего сохранить подвижность флюидов на значительном удалении от интрузива.

В отличие от колчеданно-полиметаллических месторождений, кварц-полиметаллические месторождения характеризуются низкотемпературным режимом, о чем свидетельствует локализация месторождений в самом интрузивном массиве и его апикальных частях, подверженных разрывной тектонике высокого порядка.

2. Тектонический фактор рудной локализации

Представляет интерес научная гипотеза [Ольховский, Тибилов, 1998] истории развития горного сооружения Большого Кавказа с позиций парадигмы тектоники плит, нашедших наиболее полное отражение в работах геологов Северо-Кавказского территориального геологического управления [Баранов, Греков, 1982; Баранов, 1991; Баранов и др., 1995; Тибилов, 1988].

Согласно этой гипотезе «...в результате непрекращавшейся субдукции в конце байоса с южным краем Скифской плиты сталкивается Южная (Закавказская) микроплита – террейн. Происходит закрытие в этой части океанического бассейна и формирование Малокавказской микроплиты. Геодинамическая обстановка коллизии вызвала расслоение южного края Скифской плиты на шולי, перемежаемые внутрикоровыми горизонтами астеносферы, и интенсивную шолевую тектонику с торошением, скупиванием, ротацией и дроблением шолей, а также с образованием клиновидных зон растяжения – минисфенохазмов, сопровождаемое, как правило, базальтоидными излияниями (Ходские анамезиты). По-видимому, в этот период происходит активизация среднеюрского магматизма с внедрением по многочисленным зонам разломов массивов, штоков и даек субинтрузивной и интрузивной фаций габбро-диорит-гранодиоритовой формации. С последней предполагается генетическая связь свинцово-цинкового оруденения Горной Осетии, пространственное размещение которого контролируется структурами зон растяжения».

Месторождения характеризуемых рудных формаций контролируются структурно-тектоническими элементами региона, ранжированных величинами соответствующего порядка от горста до трещиноватости. Можно выделить три основные тектонические структуры: Садоно-Унальский горст, Штулу-Хоресскую грабен-синклиналь (депрессию) и Фиагдонскую антиклиналь, раздробленные тектоническими нарушениями на блоки.

2.1. Садоно-Унальский горст

Горст протягивается в субширотном направлении на 27 км между долиной р. Донисардон на западе и перевалом Кора на востоке. Сложен горст породами кристаллического основания, представленными средне-верхнепалеозойскими гранитоидами мигматит-гранитовой и гранитовой формаций, а также перекрывающими их раннесреднеюрскими отложениями андезидацитового, морской терригенной и глинистых сланцев формаций. Горст представляет собой тектонически сложно построенное сооружение, сложенное разновеликими блоками, претерпевшими в разной степени ротацию, и аллохтонными пластинами и покровами, надвигаемыми, как правило, с юга на север.

Его ядро, сложенное гранитоидами, ограничивается Байрагонским и Куройтинским пологими (10-30°) надвигами, которые от пос. Садон до долины р. Баддон сменяются крутым (70-90°) Садоно-Нузальским сбросом. Далее этот контакт проходит по Дейкаускому взбросу в северо-восточном направлении до долины р. Архондон, где упирается в крутой (80-90°) Диагональный взбросо-сдвиг. Последний ограничивает горст с юга до участка Бозанг (объект назван в честь двух главных геологов Садонского рудоуправления Бочкарева Валерия Федоровича и Зангиева Константина Борисовича, последний трагически погиб при исполнении служебных обязанностей), где, по-видимому, перекрывается пологим (15-30°) Сланцевым надвигом, завершающим на востоке южное обрамление ядра Садоно-Унальского горста.

Садоно-Унальский горст осложнен многочисленными разломами, из которых морфологически наиболее значимым является Диагональный взбросо-сдвиг, который ограничивает с севера Ногкау-Мизурский блок. Переходя через долину р. Ардон, Диагональный взбросо-сдвиг косо пересекает Садоно-Унальский горст, смещаясь в долине р. Архондон с его северного обрамления на южное. Далее разлом принимает субширотную ориентировку и прослеживается до участка Бозанг Джимидонского рудопроявления, ограничивая уже с юга Луарский и Холстинский блоки Садоно-Унальского горста. Мощность Диагонального взбросо-сдвига на правом борту р. Ардон, на поверхности определяется в 20–25 м [Рыпинский и др., 1963]. Здесь же на горизонте штольни 22 (954,2 м) разлом, в большей части сохраняя мощность в 20 м, имеет местами раздувы до 50 м [Лобков, Кучиев и др., 1992]. На левом борту р. Ардон, на северных склонах хребта Сонайраг, вскрытый горными выработками висячий борт Диагонального взбросо-сдвига представлен тектоническим меланжем, сложенным блоками и глыбами преимущественно гранитоидов, а также реже встречающихся вулканитов и алевролитов [Мерочкин, 1979]. Ширина приразломной зоны меланжированных пород более 400 м. Падение взбросо-сдвига юго-западное и южное крутое (65-75°).

В пределах северной приконтактной полосы гранитов садонского типа и лав порфириров, туфов, туфопесчаников осетинской свиты в интервале порядка 15 км локализуются 8 месторождений, приуроченных к оперяющим тектоническим нарушениям высоких порядков и зонам развития трещиноватости.

Диагональный сбросо-сдвиг, пересекая Садоно-Унальский горст, делит его на две неравные части. Западная большая часть поднята по отношению к восточному блоку примерно на 1 км и перемещена к западу на 3,5–4 км, а поперечными разломами разделена на три участка: Гаудор-Кионский, Куройтинский и Ногкау-Мизурский.

По данным гравиметрии [Квят, Тибилов, 1976] и сейсморазведки [Макаровский, 1976] Гаудорской и Фасниджонадонской гранитные выходы представляются плитами, под которыми на глубине 1,0–1,5 км от поверхности имеется, как минимум, еще одна надвинутая гранитная плита, разбитая на более мелкие блоки. Верхние, обнажающиеся на поверхности, и нижние, установленные сейсморазведкой, гранитные плиты полого погружаются на юг и юго-восток. Между ними зажаты отложения вулканитов и глинистых сланцев [Чотчаев, 1990].

По данным бурения мощность Фасниджонадонской гранитной пластины в западной части равна 300 м [Долгов, Мерочкин, 1974].

Гранитоидное ядро Куройтинского блока, занимающего площадь между Згидским и Садонским месторождениями, сложено преимущественно гранитами верхнепалеозойской гранитовой формации. Глубинное строение блока изучено лишь в

западной части, на Згидском месторождении до горизонта 1315 м. Здесь горными выработками установлено, что почти все дизъюнктивные нарушения, осложняющие гранитное ядро, имеют крутое (70°) западное и пологое ($25-40^\circ$) юго-западное падение. Эти разломы, пересекаясь, образуют довольно густую сеть, ориентировка которой в пространстве согласуется во всем с ориентировкой Северного взброса, ограничивающего блок с севера.

Восточный шов главного Садонского разлома является взбросо-сдвигом и осложняет западную и северо-западную части Ногкау-Мизурского блока, ориентирован в северо-восточном ($\sim 38^\circ$) направлении и имеет субвертикальное падение. Разлом изучен горными выработками Садонского месторождения на 4,3 км по простиранию и на 1,6 км по падению. Он представлен мощной (5–15 м) зоной смятия и дробления с характерными линзами глинки трения мощностью от 0,2 м до 1,5 м. По разлому западный блок взброшен с амплитудой на северо-востоке – 20 м, на юго-западе – 170 м и смещен к северо-востоку на юго-западе на 380 м, на северо-востоке на 450 м.

Восточный шов вместе со 2-м западным швом ограничивают Рудный подблок, содержащий основные рудные тела Садонского месторождения. Факта пересечения этими разломами Северного взброса не наблюдалось. Однако многие исследователи предполагают возможность такого пересечения, что может расширить перспективы Садонского месторождения.

Восточная, меньшая часть Садоно-Унальского горста, также как и описанная западная, делится разломами на отдельные блоки, наибольшим из которых является Луарский, занимающий западную котловину этой части. Ограничивается блок на юго-западе и на юге Диагональным взбросо-сдвигом, на восток-юго-востоке Цамадским взбросом. Северное ограничение его, в связи с широко развитыми здесь делювиально-коллювиальными образованиями, неясно. Как отмечено выше, некоторые исследователи предполагают наличие здесь разломов, другие отрицают это и считают, что поверхность блока, погружаясь на север, уходит под эскарп Скалистого хребта.

Сложен блок породами кристаллического фундамента и перекрывающим его комплексом юрских образований. Кристаллический фундамент, представлен преимущественно гранитоидами белореченского комплекса, которые обнажаются лишь в долинах рек Архондон-Архонский и Октябрьский массивы, и Кутардон-Холстинский массив. В последнем появляются сравнительно крупные останцы верхнепротерозойской супраструктуры, сложенные кристаллическими сланцами буронской свиты, а также неправильной формы массивы и дайки микродиоритов, гранодиоритов и диоритовых порфиритов среднеюрской вулканоплутонической ассоциации. На гранитоидах располагаются породы андезидацитово-нижне-средней асово-вулканогенной формации, занимающие значительную часть блока на правобережье р. Ардон. Вулканогенные породы перекрываются отложениями морской терригенной формации и формации глинистых сланцев, располагающихся на левом склоне долины р. Ардон и на его правом борту в нижней части р. Уналдон.

Структура блока определяется антиклинальной складкой, ось которой протягивается на северо-восток (45°) от Октябрьского гранитного массива, к устью р. Уналдон и далее по долине р. Ардон. Ось складки полого ($20-30^\circ$) погружается в этом же направлении. Северо-западнее крыло ее имеет сравнительно пологое ($20-45^\circ$) падение на север и осложнено мелкими разломами. Юго-восточное крыло имеет северо-восточное падение под углами $30-50^\circ$ и также осложняется мелкими нарушениями.

В строении блока отмечается увеличение интенсивности тектонической нарушенности к его южному ограничению. Возможно, что это является результатом лучшей изученности этой части блока. Здесь подземными горными выработками установлено, что гранитное основание у Диагонального взбросо-сдвига разбито субширотными и юго-восточными разломами на сравнительно узкие блоки. В юго-западной части, у Архонского месторождения располагается Октябрьский линзовидный блок 1,5 км длины и максимальной ширины 0,5 км. Его сменяет Центральный блок, имеющий форму сравнительно узкой (0,25–0,5 км) и протяженной (3,5 км) пластины, протягивающейся между Архонским и Холстинским месторождениями. Севернее Центрального располагается блок, размеры и северное ограничение которого не установлены. Выделенные выработками блоки содержат рудные жилы с промышленными запасами полиметаллов.

На вулканогенных породах, в южной части блока расположены несколько останцев песчаников и алевролитов морской терригенной формации.

Луарский блок по отношению к расположенному западнее (Ногкау-Мизурскому) и восточнее (Холстинскому и Майрамдон-Восточно-Джимидонскому) блокам является опущенным по Диагональному и Цамадскому разломам. Последние, ограничивая Луарский блок, придают ему форму клина, обращенного узкой частью к югу.

Цамадский взброс является одним из крупных разломов, секущих Садоно-Унальский горст. Он пересекает Холстинский гранитный массив и пространственно совпадает с Уаллагфандагской и Лабыртской рудными зонами Холстинского месторождения. Простирается его северо-восточное (20–30°), падение крутое (70–85°) на юго-восток. Юго-восточный блок по разлому поднят ориентировочно на 300–500 м [Рыпинский и др., 1963].

Восточнее Луарского блока находятся Холстинский и, расположенный севернее, Майрамдон-Восточно-Джимидонский блоки.

Холстинский блок занимает оба склона долины р. Кутардон и Кутардон-Джимидонское междуречье. Ограничивается блок на северо-западе Цамадским взбросом, на юге Диагональным взбросо-сдвигом, на севере – Цагатдонским и на востоке Западно-Джимидонским сбросами.

Сложен блок, выходящими на поверхность, преимущественно на левом склоне р. Кутардон и в долинах его истоков Гурондон и Кайдон, гранитоидами среднепалеозойского белореченского комплекса, а также перекрывающими их в стратиграфической последовательности в междуречье Кутардон-Джимидон нижне-средней-асовыми андезидацитами, средней-асовыми песчаниками и алевролитами и нижне-среднеюрскими глинистыми сланцами. Породы супраструктуры, обнажающиеся узкой полосой на правом борту р. Кутардон, уходят на площади междуречья Кутардон-Джимидон под вулканиты андезитодацитовой формации, где приобретают главную роль в строении кристаллического фундамента Холстинского блока. Представлены они верхний протерозой-нижнепалеозойскими кристаллическими сланцами буронской свиты и достигают по мощности 400 м. В целом, поверхность фундамента Холстинского блока сравнительно полого (15°) наклонена на северо-восток (35–40°). Она осложнена серией мелких разломов, не вносящих принципиальных изменений в ее характер. Южная часть, обнажающегося гранитного массива, насыщена сравнительно крупными телами неправильной формы, дайками и мелкими штоками диоритов, гранодиорит-порфиоров, габбро-диорит-гранодиоритов Ди-

горской вулканоплутонической ассоциации и, по-видимому, не случайно именно в этой части располагается основная масса жил с полиметаллическим оруденением Холстинского месторождения.

Блоки, расположенные северо-восточнее и восточнее Холстинского блока, завершают на востоке Садоно-Унальский горст и образуют Джимидонское поднятие. Здесь выделяются крупный Майрамдон-Восточно-Джимидонский и мелкий Западно-Джимидонский блоки. Последний рассматривается как промежуточная ступень между погруженной частью Холстинского блока и Восточно-Джимидонским подблоком.

2.2. Штулу-Харесская грабен-синклиналь

Штулу-Харесская грабен-синклиналь выделяется только в западной части Горной Осетии и располагается между Балкаро-Дигорским и Таймази-Лабагомским (Центральным) поднятиями. В Горной Осетии грабен-синклиналь протягивается от перевала Штулу на западе до перевала Кора на востоке, в общей сложности на 66 км. Ширина этой структуры колеблется от 6 км в наиболее широкой части (Сангутидонский прогиб) до полного выклинивания на Кионском поперечном поднятии. Восточное окончание депрессии, зажатое между Джимидонским поднятием и Фиагдонской антиклиналью, имеет ширину в 1–1,5 км и называется Дихкомским швом. В целом Штулу-Харесскую грабен-синклиналь в настоящее время можно рассматривать как шовную зону между Балкаро-Дигорским и Таймази-Лабагомским поднятиями. Предполагается, что в раннем лейасе Штулу-Харесская грабен-синклиналь представляла собой обширный грабен примерно аналогичный ныне существующему грабену Альтиплано в Андийских Кордильерах Южной Америки.

Площадь, занимаемая Штулу-Харесской грабен-синклиналью, равна 252 км², что составляет, примерно, 14% площади зоны Центрального Кавказа.

Кионское поперечное поднятие делит грабен-синклиналь на 2 грабена – Урухский и Ардонский (рис. 6.5.).

Урухский грабен расположен между водоразделами рек Черек-Балкарский-Урух на западе и Урух-Ардон на востоке. Длина его 40 км. Выполнен грабен песчано-глинистыми отложениями нижнесреднеюрской формации глинистых сланцев. Подстилающие их песчаники и вулканиты морской терригенной и андезидацитовых формаций имеют резко грабеновую структуру Урухского грабена, что хорошо иллюстрируется в его западной части, где на поверхность выведены породы фундамента. Преобладающее направление разломов субширотное, реже северо-западное. Широтные разломы имеют мощные зоны дробления с глиной трения или притертыми плоскостями. Северо-западные представлены зонами дробления мощностью от 0,2 м до 25 м. Подавляющее большинство северо-западных нарушений сопровождается густой сетью прожилкового окварцевания, а местами и довольно мощными кварцевыми жилами с вкрапленностью сульфидов [Рыпинский и др., 1965].

Ардонский грабен расположен между водоразделами рр. Урух-Ардон на западе и Ардон-Фиагдон на востоке. Длина его 26 км. На севере он ограничивается Садоно-Унальским горстом, на юге – восточным окончанием Таймази-Лабагомского поднятия, Колотинским покровом Мамисон-Казбекской геосутуры и Фиагдонской антиклиналью. Ширина грабена варьирует от 6 км до 1 км.

Выполнен грабен песчано-глинистыми отложениями ниже-среднеюрской формации глинистых сланцев и подстилающими их песчаниками и вулканитами

морской терригенной и андезидацитовых формаций. Последние развиты вдоль южной границы грабена, где наблюдается полная стратиграфическая последовательность осадков нижней юры. На северной границе песчаники и вулканиты встречаются только в зонах разломов, где образуют маломощные линзы (Дейкауский взброс). В структурном плане Ардонский грабен является более сложным сооружением, нежели Урухский, и представляет сложно построенную, опрокинутую на север синклиналь, в которой выделяется северная узкая глубоко погруженная мульда и южная субгоризонтальная или слабо наклоненная на север плита (Нузальские блоки и Кайдонская плита). Южное крыло складки имеет крутое (75°) южное падение. Северное осложнено надвигами, по которым глинистые сланцы из грабена выдавливаются и надвигаются на гранитоиды ядра Садоно-Унальского горста, в результате ротации и перемещения на север Таймази-Лабагомского поднятия. Строение кровли кристаллического фундамента Ардонского грабена Штулу-Харесской депрессии исследовалось на ее западном фланге, к западу от р. Урсдон и на восточном фланге, в Дихкомской шовной зоне. На западном фланге бурились скважины №№ 493 и 495. Первая пробурена вблизи южной границы грабена до глубины 585 м. Скважина из нижнетюркских глинистых сланцев не вышла. При этом скважина пробурена почти по падению этих пород. Вторая – № 495 пробурена у северной границы до глубины 740 м. Скважина на глубине 634 м вошла в песчаники мизурской свиты и до конца бурения из них не вышла. По этой скважине глубина залегания фундамента в этой части грабена определяется ориентировочно в 1200 м от поверхности [Цибиров, Албегова, 1976]. В Дихкомской шовной зоне бурилась скважина № 494 и, в последующие годы, несколько поисково-разведочных скважин, показавшие неглубокое залегание фундамента и его пологое погружение на юг под высоко поднятое сооружение Фиагдонской антиклинали. Общность геологического разреза, а также характер магматизма и металлогении, позволили ряду исследователей предположить единство Джимидонского и Фиагдонского поднятий [Давыдов и др., 1991].

2.3. Фиагдонская антиклиналь

Фиагдонская антиклиналь расположена в центральной части Горной Осетии, где занимает долины реки Фиагдон и ее левого притока Цазиудон, к югу от с. Харисчин. Различными исследователями неоднократно предпринимались попытки отнесения Фиагдонской антиклинали к какой-либо региональной в масштабах Горной Осетии тектонической положительной структуре. Одни считали ее перемещенным с юга на север блоком Таймази-Лабагомского поднятия [Рыпинский и др., 1963], другие же определяли ее как перемещенный с севера на юг блок Садоно-Унальского горста [Газданов, 1977]. По нашему мнению, обособленное расположение антиклинали от других тектонических структур района позволяет выделить ее как самостоятельную структурную единицу.

Фиагдонская антиклиналь представляет собой сундучную складку, протягивающуюся в юго-восточном направлении почти на 10 км и имеющую размах крыльев в центральной части около 5,5 км. Ее ядерная часть сложена породами кристаллического фундамента. Последние представлены образованиями супраструктуры и средне-верхнепалеозойскими гранитоидами белореченского и уллукамского комплексов. Крылья антиклинали сложены породами нижне-среднелейасовой андезидацитовых, среднелейасовой морской терригенной формации и нижнесредне-

юрской формацией глинистых сланцев. Северное крыло складки падает на север под углами 25-30°. Южное крыло осложнено серией субпараллельных сбросов северо-западного простирания, придающих крылу ступенчатый характер. Широкое восточное крыло сравнительно полого (25-45°) погружается на восток-юго-восток (95-110°) в долину р. Цариитдон, где ее левый склон «бронирован» нижней частью галиатской свиты нижнего тоара. Осевая плоскость складки проходит вдоль центральной части кристаллического ядра в направлении 290-295° с крутым падением на юго-запад. Шарнир складки погружается на юго-восток, на правом борту р. Фиагдон, и на северо-запад, в долине р. Гурондон.

Глыбовая структура Фиагдонской антиклинали определяется субширотными разломами взбросового характера на севере и сбросового – на юге. Все эти разломы, как на севере, так и на юге, имеют грубо параллельную ориентировку с крутым (70-85°) падением в южном направлении. Амплитуды перемещений по ним определяются в пределах 600–800 м.

3. Магматический контроль плутоногенных гидротермальных месторождений

Генетическая связь плутоногенных гидротермальных месторождений известных формаций региона с гранитоидами и мелкими интрузивами подтверждается присутствием магматических тел в качестве вмещающей среды либо присутствием в качестве пространственного спутника [Смирнов, 1968].

Из распространенных в структуре Большого Кавказа интрузивных комплексов известные колчеданно-полиметаллические и кварц-полиметаллические плутоногенные гидротермальные месторождения Северной Осетии связаны с гранитоидами Белореченского и Уллукамского комплексов.

3.1. Кассарский комплекс (g PZ₂ ks)

Граниты кассарского комплекса пространственно приурочены к кассарской подзоне зоны Главного хребта. В структурном плане это Таймази-Лабагомское (Центральное) поднятие, его Водораздельный и Лагау-Цмиакомдонские блоки. С породами баддонской, чанчахской свит они имеют тектонические контакты. На участке развития Караугомского и Цейского ледников кассарские граниты прорываются цейскими гранитами дигорской вулcano-плутонической ассоциации.

В составе кассарского комплекса выделяются две фазы: собственно гранитовая и жильная – аплит-пегматитовая.

В пробах и протолочках кассарских гранитов обнаружены магнетит, пирротин, ортит, ильменит, малахит, халькопирит, циркон (до 250 г/т), барит, апатит (до 400 г/т), арсенопирит, пирит, в массивных разновидностях кроме того, – монацит. Средняя магнитная восприимчивость гранитов – 8×10^{-6} СГС, плотность 2,60–2,63 г/см³.

В геохимическом отношении более массивные граниты северной части массива несколько отличаются от собственно кассарских гранитов. При не существенном различии в содержании микроэлементов в первых свинец, цинк и медь участвуют в жильной ассоциации марганец-никель-хром-ванадий-фосфор-олово, во вторых – только свинец. Можно отметить, что кассарские граниты в целом обладают содержанием (10⁻³%): цинка – 5,0; свинца – 4,7; олова – 1,3. Эти данные указывают на то, что в отличие от тектонических зон и связанных с ними процессов, развитых в

гранитах Главного хребта, в кассарских blastsмилонитовых гранитах не происходило перераспределения металлов.

На основе анализа химического состава разновидностей гранитов кассарской свиты [Ермаков, 1981] сделан следующий вывод.

1. Кассарские граниты в дометаморфический этап представляли собой магматические крупнозернистые порфиоровидные породы, видимо, гранодиоритового состава. Обогащение их микроклином, по всей видимости, произошло в заключительные стадии магматического процесса. На это указывает ксеноморфный характер микроклина в массивных разновидностях.

2. В процессе мионитизации происходило перераспределение калия внутри массива, однако, оно не имело столь мощного значения, чтобы объяснить вообще образование гранитов за счет калиевого метасоматоза. На это в первую очередь указывает удивительно однообразный химический и минеральный состав гранитов по всей территории, как в интенсивно мионитизированных разновидностях, так и в относительно целых, близость же кварц-ортоклаз-альбитового отношения среднего состава кассарских гранитов к эвтектоидным вряд ли является случайной. Последнее обстоятельство может указывать также на изохимический характер blastsмилонитовых процессов.

3. Образование мелкочешуйчатого биотита, апатита и турмалина в постформационный этап указывает на богатство летучими компонентами флюидов этого периода и принципиальную возможность наличия редкометального оруденения.

4. В кассарских гранитоидах не известны проявления полиметаллов. Это подтверждается геохимическими данными, которые указывают на отсутствие процесса, разрушающего их связь с другими микроэлементами.

Гранитоидам кассарского комплекса, представленными Дарьяльским, Гвилетским и Кистинским массивами вдоль р. Терек на крайнем востоке рассматриваемой территории, дается [Энна и др., 1988] следующая характеристика.

Вдоль северного контакта гранитов Дарьяльского массива наблюдается мало мощная (до 100 м) толща кварцитов, хлорит-серицитовых сланцев и филлитов, относимых к мидаграбинской свите. При петрографическом изучении наблюдается, как кварциты с приближением к гранитам переходят в миониты. Мощность зоны мионитов 20–25 м. Дарьяльские граниты были тектонически интродуцированы в отложения мидаграбинской свиты. Контакт впоследствии был залечен (затушеван) окварцеванием.

Интенсивная раздробленность обусловила преобладание среди гранитов гнейсовидных, катаклазированных и мионитизированных разновидностей. Все это вместе с интенсивным калиевым метасоматозом привело, практически, к полному уничтожению первичных структурно-текстурных особенностей пород, первичной протектоники интрузива.

Породы собственно гранитовой фазы представлены светло-серыми порфиоровидными крупнокристаллическими гранитами. В центральной части массива встречаются плагиограниты и гранодиориты.

Породы жильной фации представлены аплитами и пегматитами.

Гвилетский массив сложен гнейсовидными, полосчатыми, катаклазированными и мионитизированными разновидностями. В центральной части массива наблюдаются порфиоровидные, более крупнокристаллические разновидности. В краевых же зонах это преимущественно массивные мелкокристаллические породы со сланцеватой, гнейсовидной текстурой. Состав их: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит.

Кистинский массив также представлен гнейсовидными катаклазированными разностями как порфировых, так и афировых гранитоидов.

Отличительной особенностью дарьяльских гранитоидов от кассарских является отсутствие в них ксенотима и значительное содержание ортита.

Возраст кассарских гранитов среднепалеозойский. По петрографической характеристике и структурно-текстурным особенностям эти породы можно отнести к гранито-гнейсовой формации.

3.2. Белореченский комплекс (γ PZ₂ bI)

Гранитоидные образования белореченского комплекса пользуются достаточно широким площадным распространением. Выходы гранитоидов белореченского комплекса наблюдаются в пределах Садоно-Унальского горста, Фиэгдонской антиклинали, Таймази-Лабагомского (Центрального) поднятия и в выжатых чешуях фундамента в Штулу-Харесской грабен-синклинали.

Крупнозернистые непорфировидные граниты являются одними из наиболее широко развитых пород белореченского комплекса. Они образуют в плане штокообразные и удлиненные, вытянутые в северо-западном направлении тела.

Вмещающими породами для крупных тел гранитов служат мигматиты верхнебалкарского комплекса, контакты с которыми в большинстве случаев собственно магматические и тектонические, обычно кососекущие, реже субсогласные, последние встречаются чаще в кровельной части гранитных массивов.

В кровле гранитных тел обычны многочисленные апофизы гранитов во вмещающие породы. Контактные изменения пород незначительны. В пределах гранитных тел наблюдается увеличение количества мусковита, появление пегматоидных шлировых обособлений и иногда уменьшение размерности слагающих породу минералов. Как правило, эти изменения отмечаются в верхних незначительно эродированных частях массивов и вблизи пологих контактов. Экзоконтактовые изменения в мигматитах верхнебалкарского комплекса визуально не фиксируются, что объясняется близостью термодинамических условий образования гранитов и мигматитов.

При пересечении контрастных пород, какими являются габброиды туялинского комплекса, отмечается замещение амфибола биотитом. Зальбанды в габброидах сложены практически мономинеральным биотитом.

В гранитах содержатся многочисленные ксенолиты, в распределении которых нет четкой закономерности. Встречаются участки с повышенным их количеством. По составу среди них выделяются ксенолиты мигматитов верхнебалкарского комплекса и ксенолиты габброидов туялинского магматического комплекса. Кроме того, в строении гранитных массивов участвуют различные новообразования – шлиры и жилы пегматоидного состава, их секут многочисленные дайки гранитов уллукамского комплекса, иногда дайки диабазов казбекского комплекса. Останцы кровли представлены либо кристаллическими сланцами и гнейсами макерской серии, либо мигматитами верхнебалкарского комплекса.

Внешний облик породы даже в пределах одного массива подвержен незначительным вариациям. Это выражается в неравномерном распределении порфировых выделений калиевого полевого шпата и их размеров, структурно-текстурных изменениях, а именно колебаний размерности слагающих минералов, и появлении в некоторых местах гнейсоватости, различимой по ориентированному расположе-

нию биотита. Кроме того, это выражается в изменении цветовых оттенков. Так, например, в одних случаях цвет породы светло-серый, в других – розовато-серый, при замещении биотита хлоритом, зеленовато-светло-серый, а иногда, в местах скопления ксенолитов, содержащих значительное количество амфибола, цвет буровато-оранжево-красный.

Порфиробластовые граниты прослеживаются субширотной полосой вдоль южной границы Дашихохского блока. Они обнажаются к югу от Скалистого хребта по долине р. Урух. Кроме этого, небольшие их тела площадью до 1–1,5 км² обнажены в верховьях р. Сехоладон, к северо-востоку от г. Ваза-Хох и в междуречье Хазнидон-Лахумедон. Отдельные массивы порфириформных гранитов (от 1,5 до 12,5 км²) обнажаются в южной части района в долинах рек Караугом (г. Барзи-Исар), Бартуидон. Вмещающими граниты породами служат различные мигматиты верхнебалкарского комплекса. Редкие маломощные (3–5 м) жилы и дайки, секущие мигматизированные вмещающие породы, встречаются вблизи экзоконтактовых зон и, по всей видимости, являются апофизами массивов. Контактные изменения практически не отмечаются.

Сами граниты прорваны магматическими образованиями более молодого возраста. Это массивы и дайки двуслюдяных гранитов уллукамского комплекса и связанные с ними жилы мусковитовых пегматитов и кварцевых жил.

Характерной особенностью порфиробластовых гранитов является как гнейсоватый облик основной массы, хорошо различимый по расположению слюдистых минералов (биотит, хлорит), так и наличие крупных порфиробласт микроклина размером до 1,0–2,0 x 5,0–7,0 см, распределение последних внутри массива неравномерно. Иногда отмечается их повышенное количество в ассоциации с дайками уллукамских гранитов; в других случаях в ассоциации с повышенным количеством реститов и ксенолитов. Внешне это серая с буроватыми оттенками порода порфириформного облика с крупнозернистой гнейсоватой основной массой. Микроструктура нечеткая гранитовидная и порфириформная. Кроме того, имеет место структура коррозии и замещения, обусловленная наличием микроклина, корродирующего плагиоклаз, и кварца, корродирующего полевые шпаты. Участками она катакластическая, бластоцементная и симплектитовая, образованная кварц-мусковитовым агрегатом со сложными взаимопрорастаниями. Текстура массивная и гнейсоватая.

Химический и минералогический состав порфиробластовых гранитов варьирует в широких пределах. Наибольшие количественные вариации характерны для микроклина – от 11,3 до 30,0%; биотита от 3,5 до 20,5%; плагиоклаза – от 17,5 до 30,5% и мусковита – от 2,8 до 10%.

На петрохимических диаграммах порфиробластовые граниты характеризуются большим разбросом фигуративных точек, что, в первую очередь, связано с неравномерным распределением метасоматического микроклина.

Так, на диаграммах Штрекайзена, они присутствуют во всех семействах от низщелочных гранитов до субщелочных лейкогранитов. Здесь отмечается прямая корреляция количества кремнезема и суммы щелочей, что не характерно для более молодых гранитоидных образований описываемого района.

Химический и минеральный состав непорфириформных гранитов довольно стабилен. Наибольшие количественные вариации характерны для мусковита – от 2,3 до 11,70%, в меньшей степени это отмечается у биотита – от 4,5 до 11,1%, плагиоклаза – от 21,8 до 31,5% и микроклина – от 17,9 до 29,5%. На петрохимических диа-

граммах крупнокристаллические граниты образуют довольно кучный рой точек, что [Энна и др., 1997], само по себе уже свидетельствует о хорошей гомогенизации вещества.

При сравнении средних содержаний элементов с кларками геохимических элементов гранитоидных образований [Виноградов, 1962] отмечается, что граниты порфиробластовые, как и гранодиориты и тоналиты, имеют пониженные содержания фтора, стронция, бария, ниобия и циркония, при повышенных количествах олова, молибдена, свинца, цинка, ванадия, хрома, никеля и кобальта. Редкометалльный их индекс близок к палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда по Л.В. Таусону.

Внедрение гранитоидов белореченского комплекса сопровождалось слабым термально-метаморфическим воздействием на вмещающие породы, причем, если для анатектит-гранитной части субстрата было характерно палингенно-метасоматическое замещение, то для другой, мигматитовой части, контактово-метаморфические изменения сходны с соответствующими изменениями при эпидот-амфиболитовой (?) фации метаморфизма. Соответственно, контур контактово-измененных пород местами приобретает огибающий куполовидный облик, субсогласный контуру гранитного тела, что хорошо прослеживается в мигматито-гнейсах субстрата по ориентированной гнейсоватости, реститам, шлирам меланосомы, ксенолитам фемических пород. Прослеживаемая мощность куполовидных надинтрузивных образований от 200 до 600 м, причем, чем разнороднее вмещающий субстрат, тем отчетливее и мощнее зона надинтрузивного «купола».

Характерным признаком мигматитовых надинтрузивных «куполов» является неравномерное пятнистое проявление высококонтрастных аномалий калия небольших размеров, выявленное на данной территории аэрогаммаспектрометрическими исследованиями.

По своим физическим свойствам (плотность, магнитная восприимчивость) белореченские гранитоиды практически не отличаются от вмещающих их мигматитов и, соответственно, не отражаются в физических полях. При изучении контактовых зон белореченских гранитов с вмещающими их мигматитами верхнебалкарского комплекса (левобережье р. Урух) по методу Т. Барта наблюдается вынос из мигматитов и, соответственно, привнос в граниты кремния, натрия и калия [Энна и др. 1997].

На аэрофотоснимках порфиробластовые граниты характеризуются ровным серым фототонном, устойчивым к эрозии рельефом с крутыми склонами, дендритовидным рисунком речной сети. Крупнокристаллические непорфировидные граниты характеризуются серым фототонном, устойчивым к эрозии рельефом с образованием скальных массивов, дендритовидным рисунком речной сети.

Возраст гранитов предполагается среднепалеозойский, что подтверждается присутствием в белореченских гранитах датировок в интервале 350–425 млн. лет. Более древние реликтовые датировки, по мнению авторов, фиксируют сохранившиеся минеральные виды гранитизируемого субстрата. Имеющиеся определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом, дающие возрастной интервал от 254 до 338 млн. лет, что соответствует позднему палеозою, видимо отражают воздействие на них герцинских орогенных тектоно-магматических процессов.

Характеристика гранитоидов белореченского комплекса приведена по материалам Энны Н.Л., Киричко Ю.А. и Письменного А.Н. и касается только западной

части Горной Осетии (листы К-38–28-В, К-38–39-Б и К-38–40-А). Имеющие место гранитоиды белореченского комплекса восточнее меридиана р. Урух, т. е. на Дигорском и Садоно-Унальском горстах, Фиагдонской антиклинали и Таймази-Лабагомском поднятии, описаны Ермаковым В. А. (1981) как образования первой фазы комплекса гранитов главного хребта и фаснальского комплекса. Последние известны в литературе под названием фаснальских и садонских гранитов.

Белореченские граниты представляют собой средне – и крупнозернистые порфиробластовые массивные, чаще такситовые породы. Такситовость обусловлена, как правило, колебанием содержания биотита, неравномерным распределением порфиробласт микроклина, реже изменением зернистости. Цвет серый, розовато-серый, реже – розовый.

Характерным для крупных кристаллов микроклина является наличие в них ранней внутренней идиоморфной части, обрастание которой ксеноморфной внешней оболочкой по К. Менерту (1971) указывает на метасоматический характер последней. Магнитность гранитов белореченского комплекса колеблется в пределах $1-8 \cdot 10^{-6}$ СГС, плотность – 2,56–2,64 г/см³.

В геохимическом отношении белореченские граниты специализированы на свинец, цинк, медь и кобальт. С их выходами пространственно сопряжены все рудопроявления свинца и цинка, включая месторождения Садон и Холст [Энна и др. 1997].

3.3. Уллукамский комплекс (γ PZ₃ u)

Однородные мелкозернистые, обычно двуслюдяные граниты, занимающие большие площади в зоне Главного хребта выделяются в уллукамский комплекс.

Граниты уллукамского комплекса являются широко распространенными интрузивными образованиями описываемого района. Они присутствуют в зоне Главного хребта, где принимают участие в строении Балкаро-Дигорского поднятия, Садоно-Унальского горста, Таймази-Лабагомского (Центрального) поднятия и его блоков: Рудного, Саухохского, Хуппаринского, а также Фиагдонской антиклинали (Бакотинского блока). Наиболее значительные их выходы обнажаются в верховье рек Караугом, Бартуидон и в междуречье Хазнидон-Псыгансу. Слагают они небольшие субизометричные, неправильные, часто вытянутые в широтном направлении массивы размером до 25 км², вскрытые эрозионной деятельностью рек на глубину от 200 до 2200 метров и различно ориентированные мелкие дайки, расположенные обычно вблизи массивов.

Вмещающими породами для мелкозернистых двуслюдяных гранитов служат мигматиты верхнебалкарского комплекса, граниты белореченского магматического комплекса, а также метаморфические образования буронской свиты.

Контакты с вмещающими породами магматические, реже тектонические. Контактные изменения в гранитах проявлены слабо и, там, где они отмечены, сводятся обычно к уменьшению размерности слагающих минералов (зоны закалки) и увеличению количества мусковита и кварца (апикальные выступы и пологозалегающие контакты). При внедрении гранитов уллукамского комплекса в гранитоиды белореченского последние зачастую подвергались микроклинизации.

К апикальным частям интрузивных тел приурочены жилы пегматитов и аплитов, ассоциирующие с гранитами.

Внутреннее строение гранитных тел двуслюдяных гранитов уллукамского комплекса, в отличие от гранитоидных образований белореченского комплекса, харак-

теризуется выдержанностью состава и структурно-текстурного узора, незначительным содержанием, а иногда и полным отсутствием ксенолитов. Новообразования здесь представлены редкими шширами и жилами пегматоидного сложения кварц-альбит-мусковитового состава. Граниты уллукамского комплекса секутся мало-мощными дайками диабазов казбекского комплекса и дайками дацитов, андезидацитов теплинского комплекса.

В составе уллукамского комплекса выделяются граниты, лейкократовые граниты, аплиты, пегматиты, альбитовые и грейзеновые метасоматиты, которые формировались в две фазы. К первой, главной интрузивной фазе, относятся крупные массивы, штоки гранитов; а ко второй – дайки лейкократовых гранитов, аплитов, пегматитов и связанные с ними метасоматические образования.

Граниты первой фазы ($\gamma_1 PZ_3 u$) макроскопически представлены породами серого, светло-серого цвета, иногда со слабым розоватым или зеленоватым оттенком, мелко-среднекристаллические, иногда заметно порфировидные. Микроструктура гипидиоморфнозернистая, гранитовая, реже порфировидная с гипидиоморфнозернистой структурой основной массы. На фоне этого узора наблюдается структура замещения и коррозии, обусловленная сложными взаимоотношениями полевых шпатов, когда микроклин корродирует ранний плагиоклаз и содержит его серицитизированные реликты. В свою очередь, поздний альбит корродирует микроклин с образованием мирмекитов.

Вторая фаза представлена дайками лейкократовых гранитов ($\gamma_2 PZ_3 u$), аплитами, пегматитами, грейзенизированными гранитами и грейзенами, реже кварцевыми и турмалин-кварцевыми жилами. Дайки лейкократовых гранитов являются наиболее широко развитыми образованиями в зоне Главного хребта. Обычно они встречаются в апикальных частях массивов, хотя в отдельных районах (верховья р. Псыгансу) встречаются и отдельно от гранитных массивов. Жильные лейкограниты от аплитов отличаются большей зернистостью и существенно полевошпатовым составом. Макроскопически это светло-серые до белых, мелко-среднезернистые породы, в которых биотит встречается очень редко, мусковит присутствует в количестве до 10%. Сложены они альбитом, микроклином и кварцем, последний присутствует в количествах от 5–10% до 20–30%. Иногда в одной дайке наблюдаются переходы от лейкогранитов к аплитам и кварцевой жиле. Мощность даек от первых метров до первых десятков метров, протяженность до одного километра.

По сравнению со средним содержанием химических элементов в гранитах земной коры [Виноградов, 1962], мелко-среднекристаллические двуслюдяные граниты имеют заметно пониженные содержания фтора, стронция и бария, при заметно повышенных количествах олова, свинца и вольфрама, а также умеренно повышенных количествах молибдена, бора, бериллия, цинка, ванадия, никеля, кобальта и хрома. При сравнении данных редкометального состава гранитов с другими типами описываемых гранитов отмечается стабильность состава, что находит свое подтверждение в единой их редкометальной формуле. Редкометальный их индекс 123 близок к таковому у палингенных (коровых) гранитов известково-щелочного ряда. Индекс концентрации (ИНК), равный 10,2, позволяет говорить об этих гранитах как потенциально рудоносных. В то же время низкое содержание фтора и других летучих элементов является неблагоприятным фактором для рудной локализации. Таким же неблагоприятным фактором для концентрации рудных минералов является широ-

кое развитие денудационных процессов, практически разрушивших большинство кровельных частей гранитных массивов.

В связи с этим, наиболее интересными участками для выделения рудно-магматических систем, связанных с мелко-среднекристаллическими двуслюдяными гранитами уллукамского комплекса, следует считать участки незначительно эродированной кровли гранитных массивов, в которой присутствуют в значительном количестве пегматоидные образования, свидетельствующие о скоплении летучих элементов. Кроме того, одним из необходимых признаков является наличие тел амфиболитов и других высококальциевых образований, являющихся естественными геохимическими барьерами на путях флюидных возгонов.

Имеющиеся определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом дают возрастной интервал от 268 до 325 млн. лет, что соответствует позднему палеозою (карбону).

По результатам изотопного анализа по стронцию, возраст гранитов садонского типа составляет порядка 270 млн. лет, что соответствует пермской системе верхнего палеозоя, а источником вещества гранитов этого типа являются вмещающие их кристаллические сланцы [Волкова и др., 2014], т. е. в процессе конвекционного опускания кристаллическая кора, богатая кремнеземом, попадая в магматический очаг или в струю восходящего плюма, может расплавляться, а мигрируя в верхние горизонты осадочного чехла, частично ассоциируется с вмещающими породами и, в конечном счете, превращается в гранит.

Завершающий этап юрского магматизма сопровождался многократными газовыми прорывами и образованием взрывчатых брекчий, занимающих промежуточное положение между вулканическими породами и гидротермальными образованиями [Побыванец, 1984]. При последующем наложении газовых прорывов и выделяемых гидротермальных растворов образовывались взрывчато-гидротермальные брекчии, являющиеся важными составляющими рудообразующей системы. Выявлено, что с глубиной роль взрывчато-гидротермального брекчирования в формировании рудных тел уменьшается. Такая глубинная связь рудных столбов с участками развития взрывчато-гидротермальных брекчий установлена на месторождении Верхний Згид.

Есть мнение, что проявление взрывчатых процессов в складчатой области знаменует собой начало ее стабилизации и переход в субплатформенное состояние [Борсук, Мисуренков, 1964].

4. Оптимизация комплекса геофизических и геохимических методов поиска гидротермальных месторождений

История использования геофизических методов поисков гидротермальных месторождений основных рудных формаций Горной части Северной Осетии заложена ведущими научно-образовательными центрами СССР (МГРИ, МГУ, ВСЕГЕИ, ИМ-ГРЭ, УДН и т. д.) и продолжается непрерывно почти 80 лет.

Основными «параметрическими» полигонами для опробования геофизических методов являлись месторождения Садонское и Буронское, представляющие две основные рудные формации региона. Первые успехи и последующая череда и успехов и неудач, складывались, частично, из объективной возможности геофизики определенного времени и, в большей степени, из-за недостаточного знания текто-

нических, магматических и структурно-литологических особенностей территории, представляющей чрезвычайно сложный дислоцированный геологический разрез, характерный для областей субдукции.

Многолетний опыт прикладного использования различных комплексов геофизических методов применительно к современному уровню знаний о геологии региона, позволяет критически оценить положительные и отрицательные результаты различных геофизических методов и их модификаций и предложить наиболее эффективный и экономически выгодный комплекс для дистанционного поиска и разведки характерных для региона рудных месторождений.

4.1. Основные этапы проведения геофизических методов и анализ их эффективности

Северо-Кавказская комплексная экспедиция МГРИ в 1932 году рекомендует, как поисковый комплекс для руд буронского типа, естественное поле и магниторазведку, исходя из аномальных показателей вертикальной составляющей вектора магнитной напряженности до 1000 гамм и естественного потенциала (ЕП) до -300 мВ. Аномалии обязаны неглубоко залегающему уровню пирротиновой минерализации и интенсивному поступлению кислорода с трещинными и грунтовыми водами в апикальную часть рудного тела.

Недостатком методов явилась слабая разрешающая способность для слепых рудных тел, залегающих на глубинах ниже 40–50 м.

Садонская опытная Геофизическая партия ВСЕГЕИ [Семенов, 1968] в 1940 году в поисковых целях опробовала на Буронском месторождении методы естественного поля, заряженного тела (МЗТ) и комбинированного электропрофилирования (КЭП) на постоянных токах. Результаты положительны, но разрешения ограничены глубинам меньше 50 м.

Геофизическая экспедиция института физики и геофизики АН Грузинской ССР [Чантурашвили, 1949] провела исследования на Згидском месторождении Садонского типа методами ЕП и КЭП. Результаты по методу ЕП отрицательны, метод КЭП рекомендован для картирования слепых рудных тел неглубокого залегания.

Згидско-Буронская Геофизическая партия Кубанской КГЭ [Багишева, 1954] провела опытные исследования и каротажные работы в штольне для обоснования геофизических методов исследования месторождений Садонского типа. Аномалия ЕП на уровне -270 мВ, фиксируемая в штольне на поверхности не прослеживается из-за недостаточной разрешающей способности метода и измерительных систем. Метод КЭП отмечается положительными результатами, но ограничен глубиной, определяющейся разносами установки (установки КЭП, ориентированные на глубины залегания рудных объектов 100 м и ниже с соответствующими токами питающей линии никто не опробовал).

Опытно-методическая партия КБ КГЭ СКТГУ [Гезин, 1963] проводит опробование метода ВП в разных модификациях на рудных объектах Садонского типа. Рекомендована производственному внедрению модификация ВП-КЭП (метод вызванной поляризации по способу комбинированного электропрофилирования).

Технические и методические возможности поисков глубинных объектов методом ВП-КЭП не исследованы.

Начиная с 1961 года, различными научными и производственными организациями регулярно проводятся обособленные геохимические исследования, результаты

которых не сопоставляются с данными геофизических исследований, что значительно снижает результативность методов, хотя отдельные геохимические индикаторы и мультипликативные ореолы несут весьма ценную качественную и количественную информацию о состоянии аномального объекта.

В начале 80-х годов прошлого столетия этот пробел был исправлен и геофизические и геохимические исследования проводились одной специализированной организацией, за время деятельности которой было отобрано порядка 600 тысяч геохимических проб, основополагающие результаты которых ниже будут приведены.

Методическим прорывом в продолжительной цепи использования геофизических методов в картировочно-поисковых целях, явилось внедрение рудной сейсморазведки для решения задач блокового строения геотектонических структур, метода глубинного заряда (600 м) для поисков стратиформных полиметаллических месторождений в карбонатно-флишевой толще и глубокозалегающих рудных тел буронского типа в кристаллических сланцах, геофизических методов скважинной геофизики для оценки глубоких горизонтов разведываемых площадей.

Каждый из этих методов имел большие перспективы, если учесть, что период легко открываемых неглубоко залегающих месторождений безвозвратно закончился, и прирост запасов можно было обеспечить только за счет глубоко залегающих месторождений.

4.2. Оптимизация геофизических и геохимических критериев поисков плутогенных гидротермальных месторождений

4.2.1. Кварц-полиметаллические месторождения

Комплекс геофизических и геохимических исследований оптимизирован на основании анализа результатов ранее проведенных исследований методами естественного поля (ЕП), вызванной поляризации способом комбинированного электропрофилеирования (ВП-КЭП) или вертикального электрического зондирования (ВП-ВЭЗ), методов: переходных процессов (МПП), заряженного тела (МЗТ), электрической корреляции (МЭК), сейсморазведки (МОВ, МОГТ), магнито- и гравиметрии, литохимического опробования и петрофизических исследований.

Перечисленные работы проводились в разное время и разными исполнителями отдельными методами или сжатыми комплексами для решения определенных прикладных задач, но при этом обобщений не проводилось.

Специализированные исследования для рекомендации наиболее эффективного комплекса геофизических и геохимических методов поиска известных рудных формаций были проведены в 1978 году [Невский, Буньков, 1976]. В задачу этих исследований не были включены глубинные тектономагматические аспекты рудной минерализации и исследования ограничили поисково-картировочными задачами.

В качестве демонстрационного графического материала, характеризующего отражение кварц-полиметаллических месторождений на геофизических полях, использованы результаты исследований на Садонском месторождении – типичном для кварц-полиметаллических месторождений Садоно-Унальского рудного поля (рис. 1).

На месторождениях Садонского типа методы ЕП и магниторазведки, как методы площадной оценки перспектив рудоносности разреза, не эффективны.

Магнитный параметр недостаточно информативен из-за малого содержания пирротина на верхних уровнях рудной залежи, а его повышенного содержания на нижних глубоких уровнях рудного тела недостаточно для создания локальных магнитных аномалий, уверенно регистрируемых на дневной поверхности. Сплошные пирротиновые руды, залегающие на глубинах 50–70 м, отмечаются колебаниями вертикальной составляющей вектора магнитного поля, не превышающими точность наблюдений.

Отсутствие интенсивных и дифференцированных естественных электрических полей связано со слабым протеканием окислительных процессов, вызванных полупроводниковым эффектом окисной пленки, образующейся на поверхности свинцово-цинковых руд.

Сфалерит, к примеру, играя роль жильного минерала, в силу своего большого сопротивления определяет низкую электропроводимость полиметаллических руд в том случае, если является цементом.

Полиметаллические руды могут обладать низкой проводимостью, если сульфиды кристаллизовались раньше породообразующих минералов (кварца, полевых шпатов, карбонатов), если последние играют роль цемента в рудной массе.

Значительное содержание в рудах сфалерита (15–20%) ведет к повышению электродного потенциала, компенсирующего окислительно-восстановительный потенциал.

К резкому падению величины окислительно-восстановительного потенциала приводит искусственная разгрузка грунтовых и пластово-трещинных вод горными выработками, что влечет ускорение инфильтрационного процесса и сокращение временного цикла окислительно-восстановительной реакции.

Причиной слабой выраженности естественных электрических полей над рудными объектами является отсутствие электронной проводимости между разобщенными рудными минералами, вызванное электрической изолированностью зерен

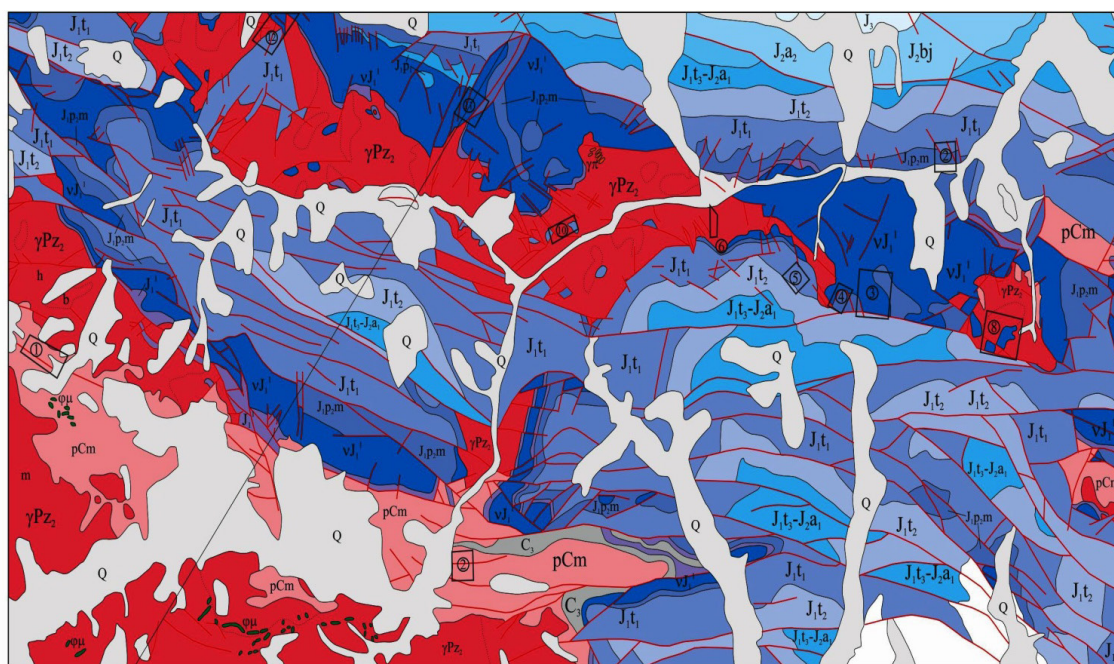
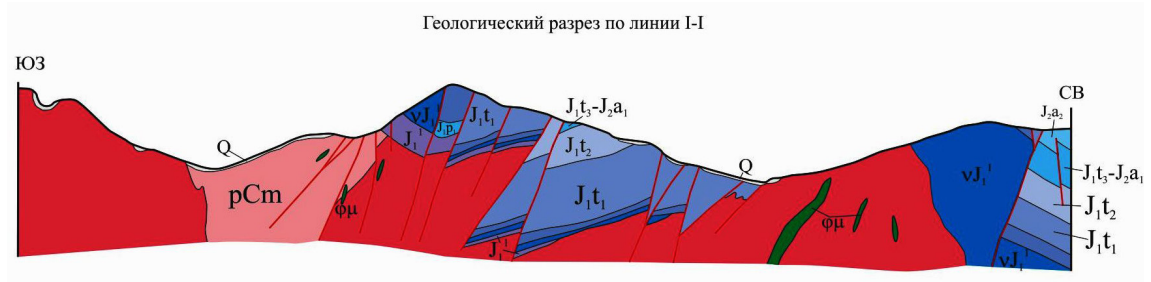


Рис. 1. Геологическая карта. Масштаб 1:100000

Геологический разрез по линии I-I
Масштаб 1:100000



Приложение 1 к рис. 1.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

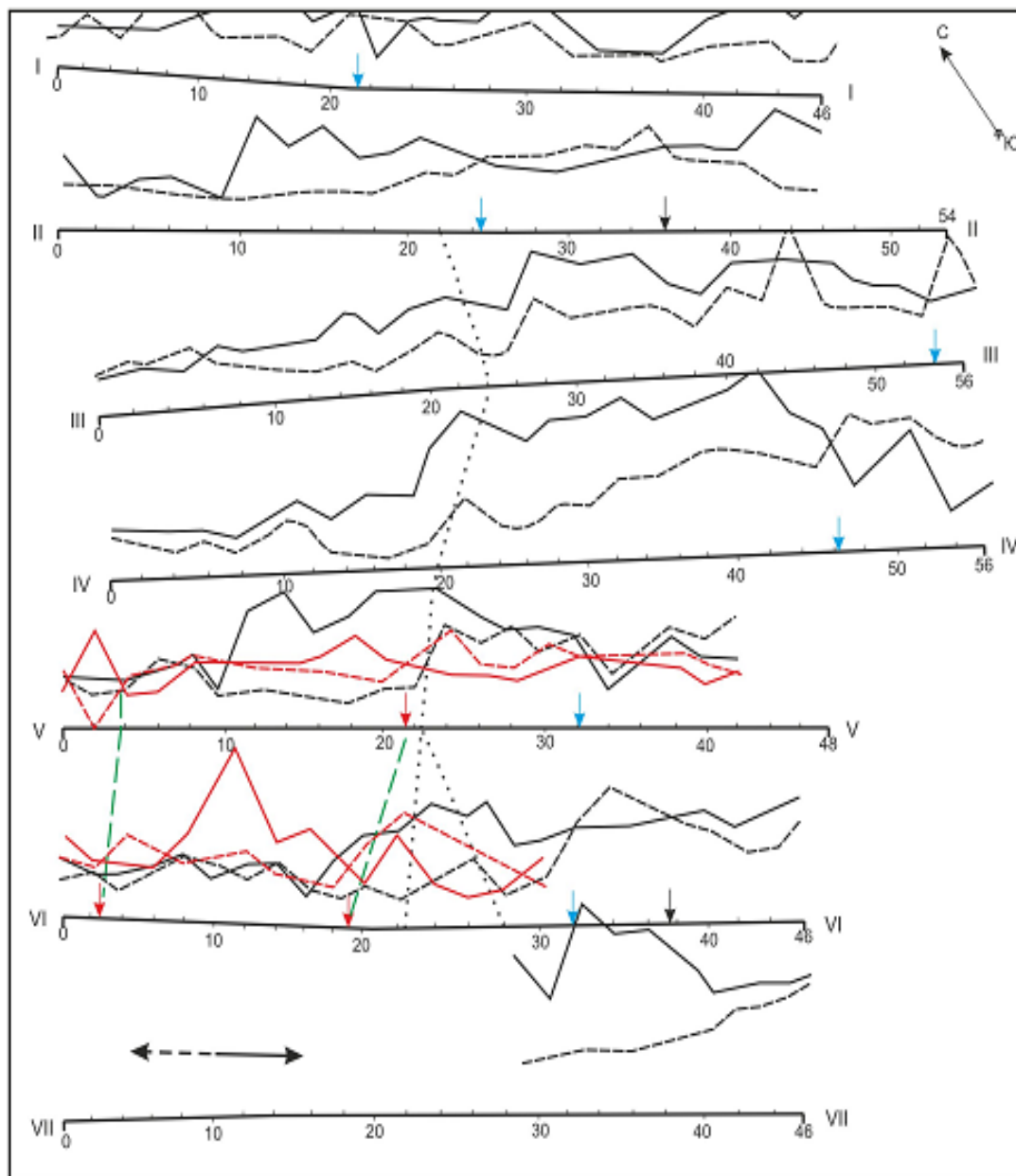
Q	Четвертичная система. Аллювиальные, делювиальные, оползневые и прочие рыхлые образования
J ₃	Юрская система. Верхний отдел. Мальм. Известняки, реже известковистые песчаники
J _{2bj}	Байосский ярус. Глины реже аргиллиты
J _{2a2}	Ааленский ярус. Верхний подъярус. Песчаники, аргиллиты с редкими пластами и пачками алевролитов, редко глины
J _{1t3-J2a1}	Тоарский ярус. Верхний подъярус. Ааленский ярус. Нижний подъярус. Свита Гули. Аргиллиты с пластами и пачками алевролитов и песчаников
J _{1t2}	Тоарский ярус. Средний подъярус. Аргиллиты с частыми пластами алевролитов и песчаников, реже алевролиты
J _{1t1}	Тоарский ярус. Нижний подъярус. Аргиллиты
J _{1p2m}	Плинсбахский ярус. Мизурская свита. Песчаники и алевролиты грубоплитчатые с аргиллитами и конгломератами в основании
J _{1p1}	Плинсбахский ярус. Нижний подъярус. Ходская свита. Туфопесчаники, туфы, агломераты с линзами конгломератов, лавы порфиритов
vJ _{1'}	Осетинская свита. Лавы порфиритов, альбитофиров, агломераты, туфы, туфопесчаники
J _{1'}	Конгломераты, гравелиты с линзами графита и песчаников
C ₃	Бадская свита. Метаморфизованные конгломераты, кварциты, филлиты
pCm	Буронская свита. Кристаллические сланцы
γπ	Мезозой. Жилы фельзитов
φμ	Нижний лейас. Порфириты, дайки
γPz ₂	Граниты Садонского типа
	Постепенные переходы между разновидностями магматических пород
	Тектонические нарушения

- ① Участок Саухох
- ② Участок Восточный
- ③ Участок Октябрьский
- ④ Жила Южная
- ⑤ Жила Новогодняя
- ⑥ Жила Промежуточная
- ⑦ Месторождение Левобережное
- ⑧ Месторождение Холст
- ⑨ Месторождение ногкау
- ⑩ Участок Нузальский
- ⑪ Месторождение Садон
- ⑫ Месторождение В.Згид

Приложение 2 к рис. 1.

проводящих минералов в кварц-кальцитовых жилах, что характерно для месторождений Садонского типа.

Наиболее эффективным представляется метод ВП (рис. 2) с разносами питающей линии 240 м, чувствительность и глубина исследований которого превышают возможности метода ЕП за счет использования искусственного источника тока, позволяющего регулировать силу тока в питающей цепи.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ








- | | | | |
|---|---|---|--|
|  | Сеть геофизических наблюдений (арабская цифра - номер швета, римская - номер профиля) |  | Аномальные пересечения графиков η_k |
|  | Графики ρ_k и η_k (1 см=200 Ом*м). 1. Установка АМНС
2. Установка ВМНС |  | Линии корреляции аномальных пересечений η_k |
|  | Графики ρ_k (1 см=1%). 1. Установка АМНС
2. Установка ВМНС |  | Контакты пород различного сопротивления |
|  | Точки пересечений графиков ρ_k .
1. «Проводящих». 2. «Непроводящих» | | |

Рис. 2. План графиков ρ_k и η_k по методу ВП-КЭП. Участок Садон

На месторождении «Октябрьское» площадной съемкой выделена аномалия, где поляризуемость достигает 5% при фоне 0,75–1,0%. Контур аномалии совпадает с расположением рудного тела на глубинах 40–80 м и погружающегося к северу на глубину более чем 100 м. Аномалия постепенно уменьшается с увеличением глубины залегания и снижается до фоновых значений в северной части площади, где глубина залегания рудного тела достигает 100 м. При этом ореол вкрапленной сульфидной минерализации над рудным телом, ограниченным кровлей гранитов, достигает 40 м. Т.е. метод ВП-КЭП с разносами 240 м выделяет рудные объекты, залегающие на глубине до 60–70 м, что составляет четверть длины разносов питающей линии. Для обнаружения рудных объектов на глубине порядка 100 м и глубже соответственно следует увеличивать разносы установки ВП-КЭП до 400–500 м. В условиях реального рельефа известных рудных месторождений выполнить полевые исследования такими длинными установками не просто, и требуется особый профессионализм исполнителей и совершенная беспроводная дуплексная связь.

Следует подчеркнуть, что результаты метода ВП-КЭП характеризуют глубину залегания не самих рудных тел, а верхней границы окolorудного вкрапленного оруденения. Мощность зоны ореола вкрапленного оруденения достигает 30–40 м.

В случае серии сближенных рудных жил, ореолы смыкаются и дифференцированию не подлежат, так как образуется единый аномальный объект. Аномалиеобразующим объектом практически являются не сами рудные тела, а сопровождающие их ореолы вкрапленности колчеданных минералов – пирита, халькопирита, пирротина.

Относительно эффективности методов электрического сопротивления следует признать их удовлетворительную разрешающую способность при детализации структурно-тектонического положения площади аномального объекта для картирования разрывных нарушений высоких порядков, зон гидротермальных изменений, контактов вмещающих пород и интрузивов, магматических и осадочных комплексов.

Геофизические аномалии электрической проводимости в пределах Садоно-Унальского рудного поля очень часто связаны с пиритизацией, графитизацией, фильтрационными и диффузионными электрическими полями. Определения природы этих аномалий наиболее эффективно решается геохимическими исследованиями химических элементов-индикаторов по первичным и вторичным ореолам рассеяния.

Геохимические аномалии выделяются, в основном, по мультипликативным ореолам на основе сравнения с параметрами фонового распределения по принципу трехкратного превышения на не менее трех соседних профилях наблюдений. Опробовано более 15 вариантов мультипликативного набора. Наиболее оптимальным вариантом выделения аномальных геохимических ореолов является обобщенный контур двух мультипликативных наборов – (Pb, Zn, Ba, Ag, As) и (Cu, Co, Mo, Sn) (рис. 3). Вторая мультипликация имеет гораздо меньшее распространение и ее контур часто располагается внутри первой. Лишь в единичных случаях контур второй мультипликации расширяет обобщенную аномальную площадь.

Мультипликативные ореолы первого набора элементов часто характеризуются средне- и высокоинтенсивными значениями в противоположность второму набору, представляющему слабоинтенсивные участки.

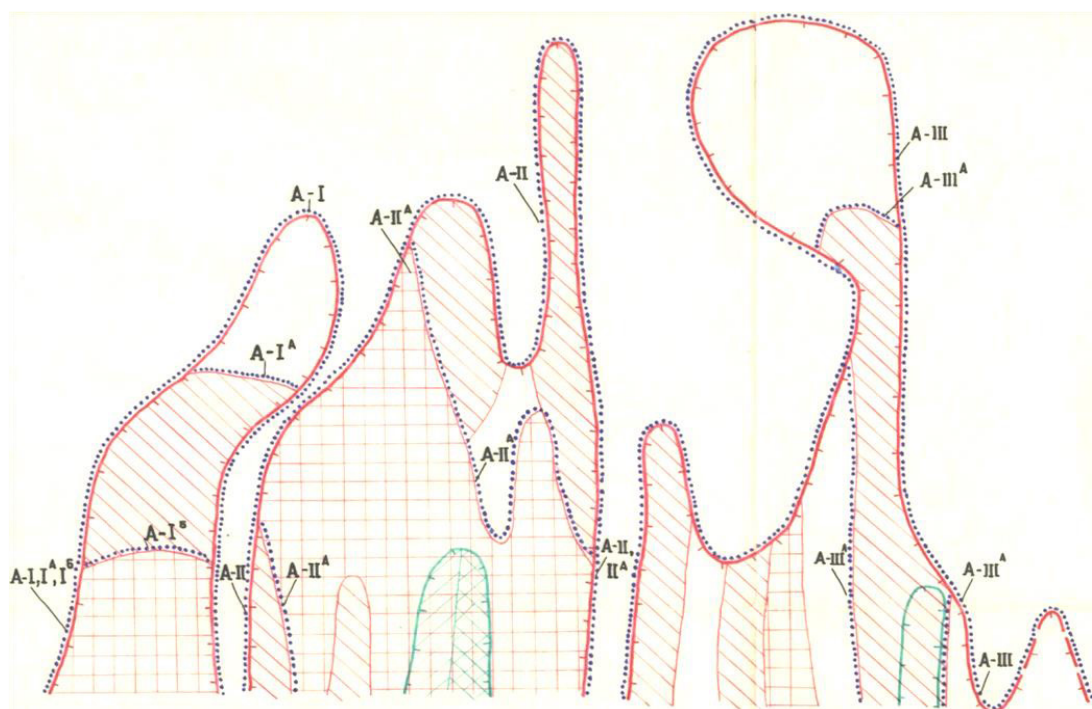


Рис. 3. Вторичные мультипликативные ореолы по *Pb, Zn, Ag, Ba, As* и *Cu, Co, Mo, Sn*
Участок Садон.

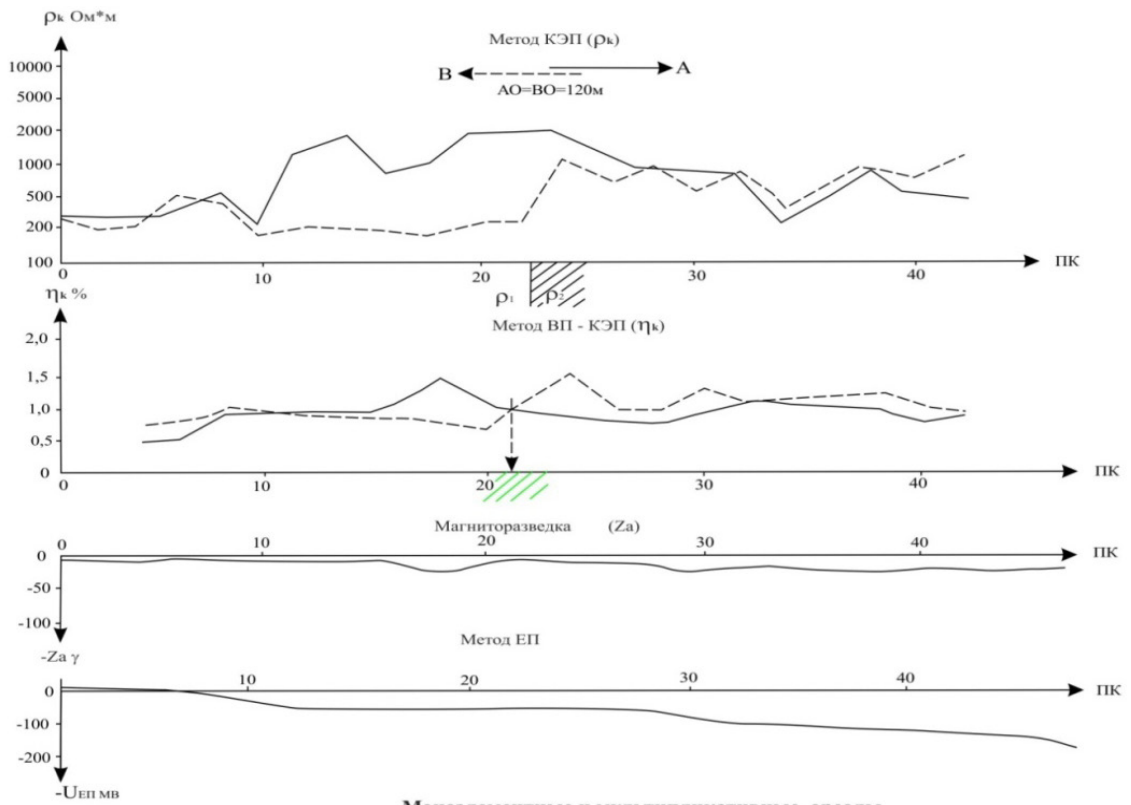
Выделенные ряды представляются оптимальными для данного рудного поля, но в пределах отдельного месторождения, в зависимости от фациальных особенностей рудообразования, их комплекс может меняться.

Для оценки перспектив рудного объекта очень важно знать уровень его эрозионного среза. Оценить его геофизическими методами практически не представляется возможным. Определение уровня эрозионного среза является очень важной задачей и от ее решения зависит промышленная ценность рудного тела как месторождения.

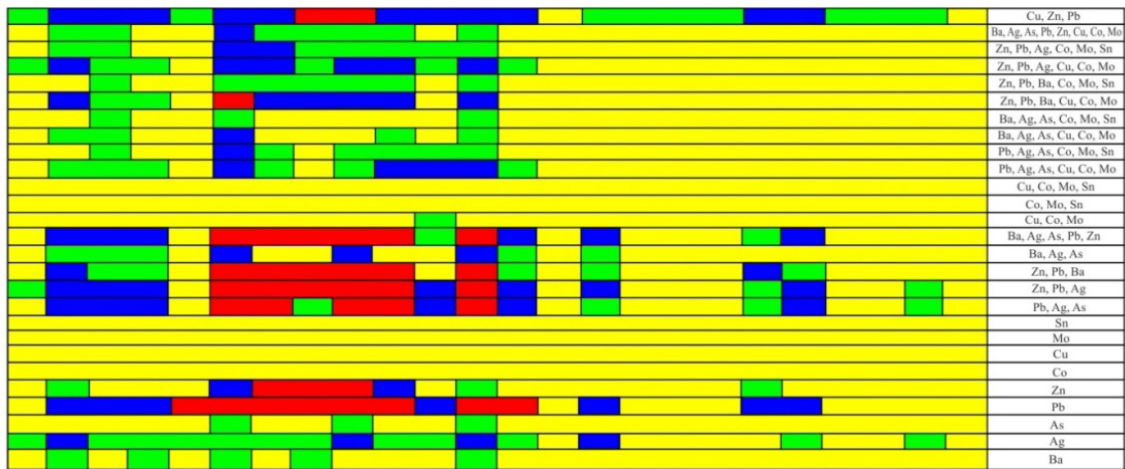
Для кварц-полиметаллических руд Садонского типа определение уровня эрозионного среза выделенных мультипликативных аномалий проводилось установлением ряда осевой зональности на примере известной жилы Южной, на которой литохимическому опробованию были подвергнуты 7 горизонтов (550 м по падению рудного тела).

Обобщенный мультипликативный ореол составили элементы: Pb, Zn, Ba, Ag, As и Cu, Co, Mo, Sn. Показатель зональности определялся отношением нормированного среднего геометрического содержания данного элемента к сумме аналогичных средних содержаний всех элементов-индикаторов в мультипликации. Получен следующий ряд элементов-индикаторов вертикальной зональности: Pb-As-Ba-Sn-Cu-Co-Ag-Zn-Mo. Нехарактерный сдвиг вправо серебра объясняется влиянием элементов проб, отобранных в кровельной части смежного слепого рудного тела, расположенного параллельно жиле Южной и вскрытого выработками на 2-м и 4-м горизонтах.

Нетипичное место в ряду олова, по-видимому, определяется его не гидротермальным генезисом, а палингенным происхождением интрузий гранитов за счет расплавления осадочных пород, обогащенных оловом [Барсуков, 1964].



Моноэлементные и мультипликативные ореолы



Геоэлектрический разрез по профилю V

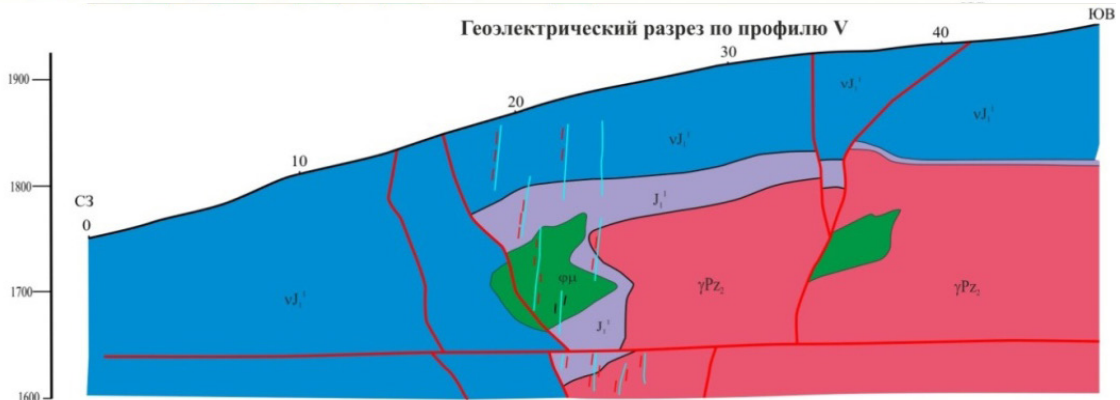


Рис. 4. Результаты геофизических и геохимических работ Участок Садон

Рис. 4. Результаты геофизических и геохимических работ. Участок Садон

Аномальный мономинеральный ореол из элементов этого ряда на уровне отбора указывает на уровень эрозионного среза рудного тела на поверхности, где были отобраны геохимические пробы первичных ореолов.

Смещения вторичных ореолов относительно первичных, часто наблюдаемые при геохимических исследованиях в высокогорных районах, корректируются геофизическими аномалиями, как правило, тяготеющими к первоисточнику, т. е. к рудному телу.

Результаты геофизических и геохимических исследований обобщены в геологический разрез (рис. 4).

4.2.2. Колчеданно-полиметаллические месторождения

Особенности геофизических полей над колчеданно-полиметаллическими рудными объектами региона приводятся на примере месторождения Саухох, использованного в качестве эталонного объекта для опробования широкого комплекса геофизических методов с целью рекомендации оптимального комплекса для поисков руд колчеданно-полиметаллического типа.

Рудная зона представлена серией обособленных, кулисообразно расположенных линзовидных тел. Общая мощность зоны составляет 50–80 м, протяженность зоны 600 м.

Основными факторами локализации оруденения являются наличие зоны смятия и разломов западного-северо-западного простирания, сопровождающихся опережающими зонами пиритизации, хлоритизации, окварцевания и серицитизации вмещающих кристаллических сланцев буронской свиты. Вмещающие породы характеризуются кварц-андалузит-двуслюдяными и кварц-полевошпат-двуслюдяными сланцами.

Плотность разновидностей вмещающих пород составляет 2,60–2,74 г/см³ при колебаниях удельного электрического сопротивления от 1000 до 1600 ом, фоновом уровне поляризуемости 1,3–1,5% и магнитной восприимчивости 12–18×10⁻⁶CGS.

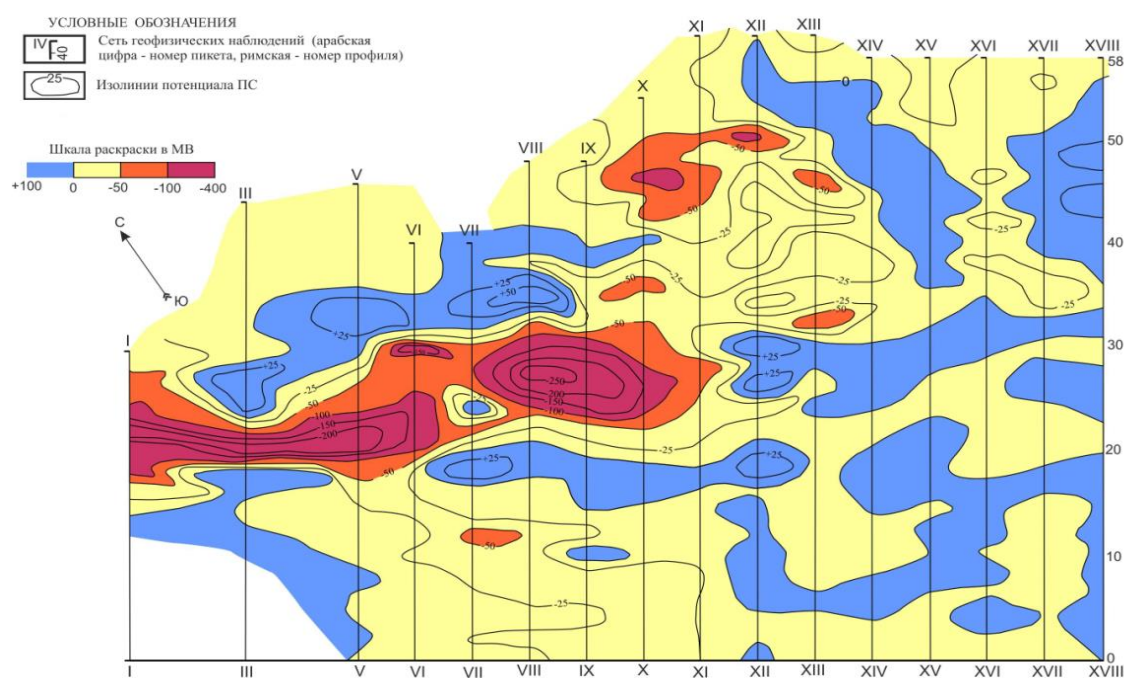
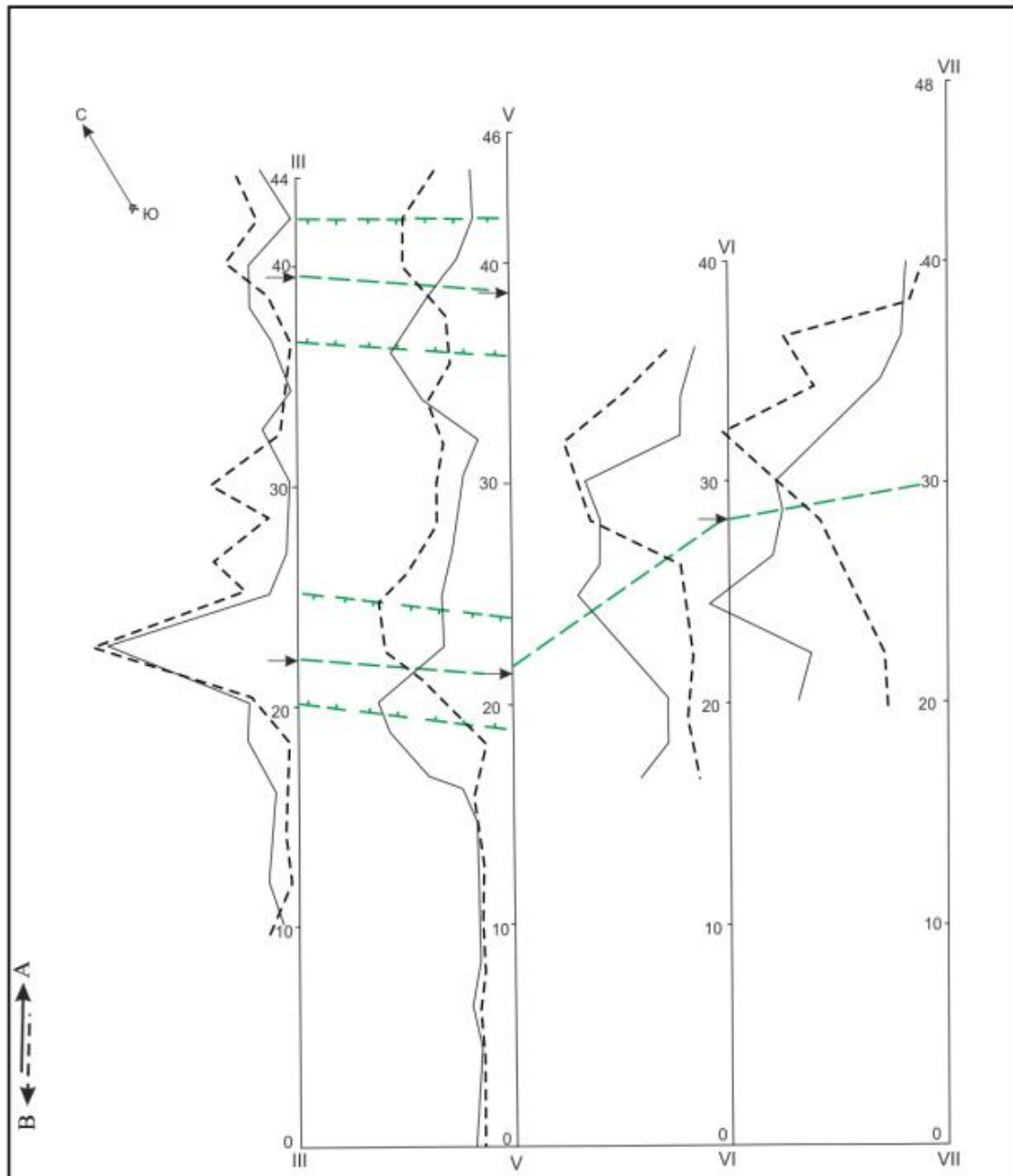


Рис. 5. План изолиний ЕП. Участок Саухох.



Условные обозначения:

- графики η_k методом ВП-КЭП установкой АМНС
- графики η_k методом ВП-КЭП установкой ВНМС
- - - линии корреляции аномальных пересечений графиков η_k
- Т Т Т контуры аномальных зон графиков η_k
- ⊥ ⊥ ⊥

Рис. 6. План графиков η_k по методу ВП-КЭП. Участок Саухох

Соответствующие значения физических параметров для графитизированных зон вмещающих пород составляют: $2,5 \text{ г/см}^3$, $0\text{--}50 \text{ омм}$, $22,0\%$, $16 \cdot 10^{-6} \text{ CGS}$.

Для руды эти параметры следующие: $3,75 \text{ г/см}^3$, $0\text{--}1 \text{ омм}$, $20,0\%$, $5000 \cdot 10^{-6} \text{ CGS}$.

Рудная зона отмечается отрицательным потенциалом естественного электрического поля, достигающим абсолютной величины 250 мВ , которая образуется за счет окислительно-восстановительного процесса, протекающего в рудном теле (рис. 5).

Вертикальная составляющая вектора магнитной напряженности над рудными телами достигает $1000-2000 \cdot 10^{-6}$ CGS, дифференцируя зону на кулисообразно расположенные рудные тела. Вмещающие породы, подверженные гидротермальному изменению и пирротинизации на порядок имеют меньшую магнитную восприимчивость.

Аномалии вертикальной составляющей вектора магнитной напряженности от рудных тел, пересчитанные на высоту 50–70 м, уменьшаются до $30 \cdot 10^{-6}$ CGS, что соответствует, практически, погрешности аэромагнитной съемки, т. е. объекты, подобные рудным телам месторождения Саухох, не будут фиксироваться аэромагнитной съемкой.

На кривых методов ВП-КЭП и ВП-ВЭЗ, проведенных с целью прослеживания рудной зоны по простиранию и падению, объект уверенно отмечается низкими значениями удельного электрического сопротивления до 1 ом·м и поляризуемостью до 8–30% (рис. 6).

На глубинах 150–220 м вертикальными электрическими зондированиями отчетливо отмечается высокоомный горизонт, который можно увязать с подошвой рудной зоны либо кровлей гранитной интрузии.

Положительные результаты над рудной зоной Саухохского месторождения получены методами переходных процессов (МПП) и заряда, по аномальным отклонениям которых прогнозные запасы месторождения оценены в 10–20 тыс. т металла (при последующем вскрытии рудных тел горными выработками подсчет запасов был проведен методами электрической корреляции и заряженного тела, который составил 42 тыс. т металла).

По данным геохимических исследований на участке Саухох выделены три обобщенных мультипликативных ореола, площадь развития которых хорошо согласуется с комплексными результатами геофизических наблюдений (рис. 7). Рудное тело на месторождении Саухох отчетливо отмечается всеми геофизическими методами и геохимическими ореолами (рис. 8).

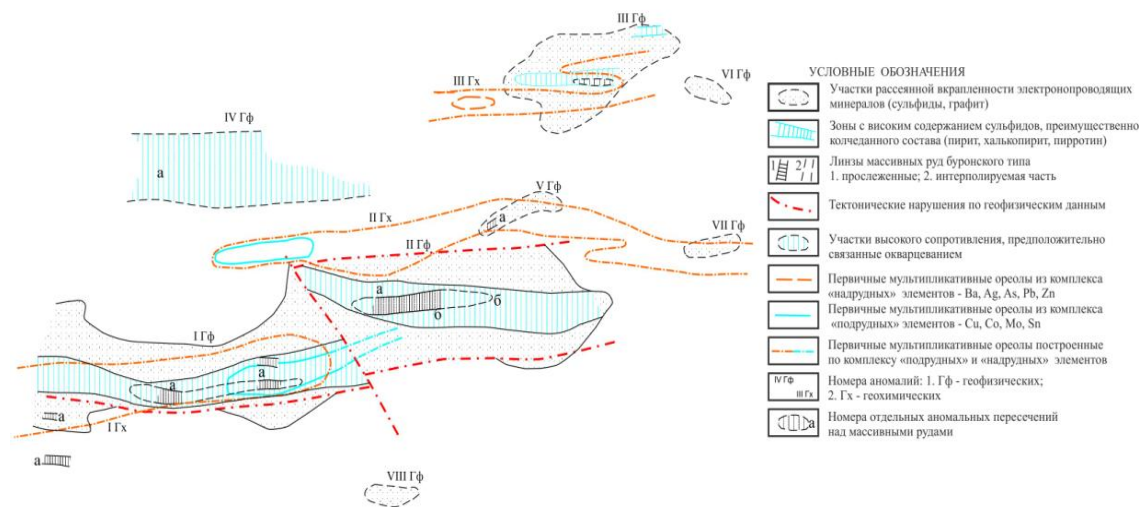


Рис. 7. Карта результатов геофизических и геохимических работ. Участок Саухох

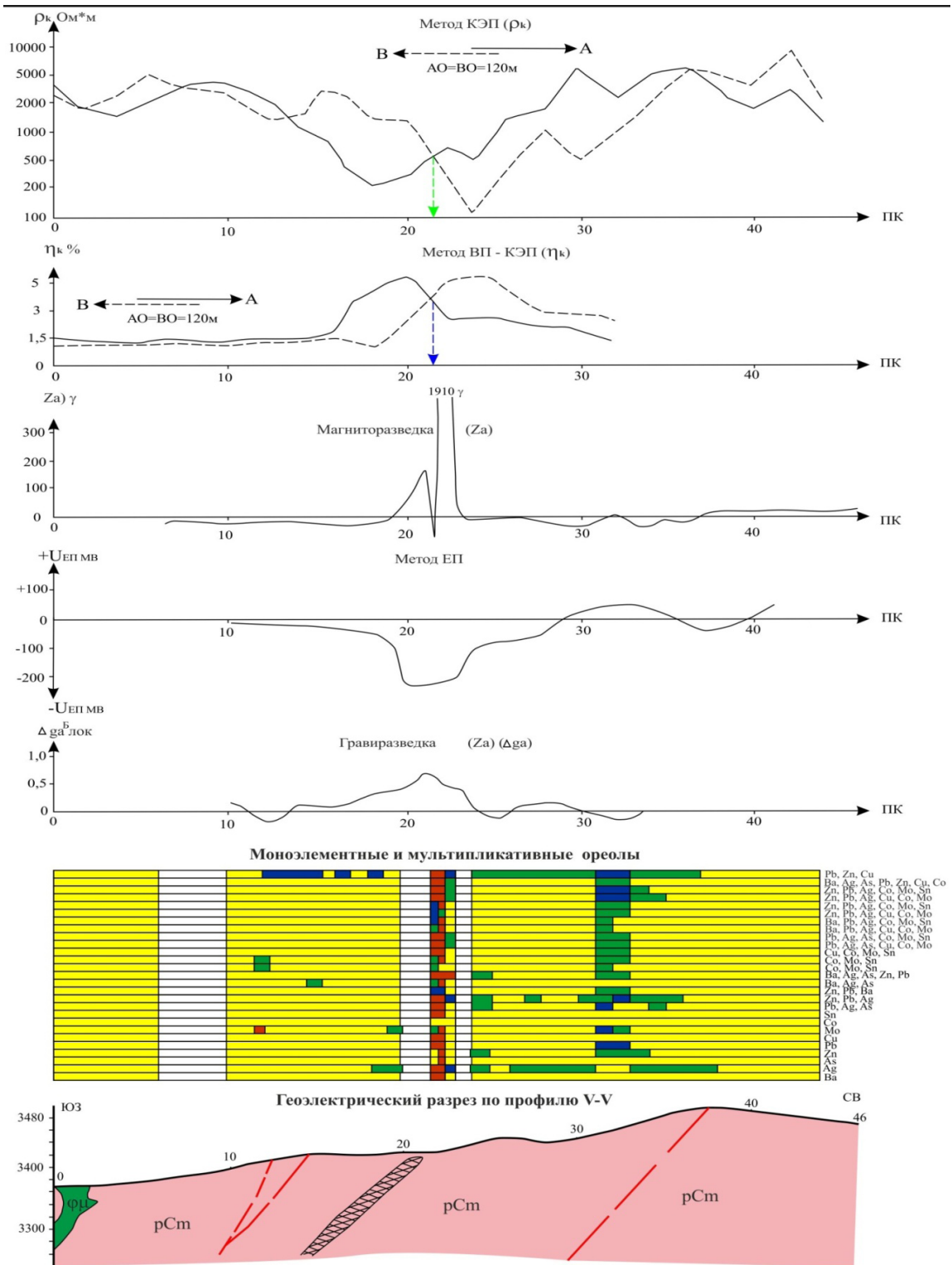


Рис. 8. Результаты геофизических и геохимических работ Участок Саухох

Рис. 8. Результат геофизических и геохимических работ. Участок Саухох

Как было отмечено ранее, рекомендованный к опробованию геофизический комплекс методов включал, в основном, малоглубинные поисково-картировочные методы геофизики, нацеленные на обнаружение неглубоко залегающих рудных тел.

Исключение составил метод гравиметрии, глубинность которого определяется не методикой полевых наблюдений, а решаемой задачей и способом обработки полевых материалов, системой вводимых поправок в измеренное значение ускорения силы тяжести.

При погрешности измерений 0,07–0,08 мГал, рудные тела Саухохского месторождения отмечаются аномальными значениями ускорения силы тяжести до 0,7–0,8 мГал, что соответствует влиянию объекта с параметрами $15 \times 100 \times 110$ м, обладающего избыточной плотностью 1,0–1,1 г/см³ и залегающего на глубине порядка 15 м. Даже в случае использования высокоточных кварцевых гравиметров с погрешностью измерения 15 мкГал такие мелкие рудные объекты могут фиксироваться на глубинах не более 45 м.

Руды Садонского типа, несмотря на протяженность зон по простиранию и падению в сотни метров, не обладают достаточной объемной концентрацией, чтобы создавать локальные аномалии силы тяжести, которые можно было бы уверенно фиксировать высокоточными гравиметрами.

Таким образом, прямые поиски плутоногенных гидротермальных месторождений колчеданно-полиметаллической и кварц-полиметаллической формаций приведенными выше геофизическими методами в комплексе с изучением особенностей первичных и вторичных геохимических ореолов ограничиваются глубинами 60–70 м и в условиях, когда практически все неглубоко залегающие месторождения территорий перспективных рудных полей открыты, разведаны и выработаны, могут быть признаны эффективными, если технологии их проведения предусматривают исследования глубин до 250–300 м.

На такой глубине центра возмущающей массы с избыточной плотностью 1,2 г/см³ гравиметры с разрешением 15 мкГал могут фиксировать объекты объемом порядка $50 \cdot 10^6$ м³, какие на известных рудных полях описываемой территории и изведенных глубинах не известны, что прямо указывает на бесперспективность использования гравиметрии в поисковых целях. Однако это не означает бесперспективность метода гравиметрии при структурно-тектоническом контроле рудоконтролирующих факторов (слепые гранитоидные тела и жильные интрузии второй фазы магматического внедрения, флюидоподводящие тектонические нарушения, зоны повышенной трещиноватости, брекчирования).

Основным признаком выделения магматического тела гравиметрическим методом во вмещающих породах Садонского рудного поля следует ожидать протяженные положительные аномалии ускорения силы тяжести порядка 0,5–0,7 мГал, в то время как в кристаллических сланцах аномалия силы тяжести такого же порядка будет отрицательной.

Поскольку локализация магматического тела будет определять дальнейшую последовательность комплексных исследований для определения рудной минерализации, совместно с гравиметрией, желательны проведение сейсмические наблюдения по методике МОВ или КМПВ (для протяженных и неглубоко залегающих магматических тел).

Метод ВП-КЭП, эффективный при поисках руд как колчеданно-полиметаллической, так и кварц-полиметаллической формаций, необходимо проводить с измерительными установками, в которых длина питающей линии будет превышать ожидаемую глубину рудной минерализации не менее чем в 3–4 раза. В высокогорных ландшафтных условиях бригадный способ передвижения с установкой ВП-КЭП

значительно ограничивает маневренность, а сам метод позволяет получать сведения об удельном электрическом сопротивлении и поляризуемости пород на определенной глубине, ограниченной фиксированным значением питающей линии. Геологический разрез выше и ниже этой определенной глубины остается неинформативным. Между тем, известно, что многочисленные модификации метода электрического сопротивления имеют различную разрешающую способность, детальность и информативность о глубине, при одних и тех же соотношениях питающей линии. Эти атрибуты обратной задачи для каждой модификации различны, как известно, и в разных геологических средах.

Устанавливая для метода ВП-КЭП нижнюю границу исследований, определяется и часть геологического разреза выше этой границы, попадающая в зону тени для зондирующего тока. Для каждого определенного геологического разреза зона тени будет разной.

Этот существенный пробел может быть разрешен, если использовать электро-томографическую установку, с равнозначным максимальным разносом и предусматривающую проведение большинства модификаций метода электрического сопротивления.

Индивидуальное независимое перемещение членов бригады при секционной сборке электро-томографической установки позволяет без особого труда растянуть установку любой длины с любым количеством однотипных электродов. Используемые в дальнейшем модификации метода электрического сопротивления могут быть определены на основе опытно-тематических разработок для каждого обособленного геологического разреза.

Месторождения рудных формаций региона часто сопровождаются зонами графитизации, отражающимися в электрических полях, как и рудные тела. Недостаток масс графитизированных зон ($0,25 \text{ г/см}^3$) относительно кристаллических сланцев является недостаточным фактором для их дифференцирования в разрезе кристаллических сланцев.

Геохимические исследования по первичным и вторичным ореолам рассеяния элементов-индикаторов рудных тел громоздки в лабораторном исполнении и трудоемки в обработке, а современная действительность и вовсе ставит под сомнение возможность выполнения лабораторного комплекса определений. Кроме того, часто нет возможности эталонной разработки для создания оптимальной мультипликации элементов-индикаторов и сравнительного анализа мультипликативных аномалий.

В этой связи уповать на плодотворные геохимические исследования не приходится.

Между тем задачу определения рудной природы аномалии поляризуемости можно решить, используя параметр индуктивной вызванной поляризуемости (ИВП), возникающей при использовании электромагнитных полей как самоиндукция геологической среды в момент протекания переходных процессов.

Теория и практика методов МПП и ВП свидетельствует о тесной связи явлений переходных процессов и поляризуемости в среде, так как первичное поле возбуждает оба процесса одновременно. Поляризуемость определяется, как способность частиц на молекулярном уровне приобретать определенный (не всегда коллинеарный вектору первичного поля) дипольный момент под действием электрического поля.

Для поиска глубокозалегающих рудных залежей, контролируемых не выходящими на поверхность гранитоидными массивами, метод вызванной поляризации проводится в импульсном варианте. Изучаются изменения в пространстве и во времени вторичные электрические поля индуцируемые неоднородностями разреза под воздействием прямоугольных импульсов гальванически возбужденного первичного электрического поля.

Длительность первичного электрического импульса должна обеспечить дистанцирование во времени индуктивной поляризуемости от влияния наведенного поля переходных процессов.

Переходный процесс в электрической цепи определяет кратковременное становление поля от одного энергетического состояния к другому энергетическому состоянию, при котором возникает внесенная индуктивность, эквивалентная вещественной части вторичного потока электромагнитного поля петли, индуцированной от среды.

Постоянная времени переходного процесса, в течение которой амплитуда электромагнитного поля изменяется в $e = 2,71$ раз, зависит от параметров магнитной и диэлектрической проницаемости и проводимости среды. Эти параметры определяют активный или реактивный характер геологической среды, т.е. в какой степени расходуется ток на прогрев пород пропорционально их проводимости, поляризацию электронно- и ионопроводящих объектов либо на генерацию вторичных индуктивных полей за счет переходных процессов. Реактивная составляющая обязана вторичным электромагнитным полям, возникающим за счет неоднородностей среды, включая и рудную минерализацию. Такими вторичными (индуктивными) электромагнитными полями являются токи поляризации диэлектриков, сегнетоэлектриков и токи, индуцированные переходными процессами.

Сигнал наведенной индуктивной вызванной поляризуемости по знаку противоположен сигналу индуктивности самой петли, эквивалентной электромагнитному потоку от проводящей рудной залежи, что ведет к ее частичной, а иногда и к полной компенсации и пропуску рудной залежи. Разделение индукционного и поляризационного эффектов представляет большой практический интерес как для устранения искажающего влияния ИВП при интерпретации данных метода МПП, так и для получения дополнительной информации о поляризуемости среды [Евдокимов С., Евдокимов И. 2014] на начальной стадии формирования дипольного момента.

Процесс становления электромагнитного поля зависит от особенностей геологического разреза, а индуцированные при этом вторичные электромагнитные поля обязаны неоднородностям разреза, представляющим поисковый интерес.

Амплитудно-частотные характеристики вторичных полей и особенность их затухания несут информацию о качественном содержании возмущающего объекта и позволяют распознавать аномалии рудной и нерудной природы.

Заключение

Сырьевой дефицит Мизурского горно-обогатительного комбината явился основной причиной закрытия предприятия, в сфере деятельности которого было занято до 30 тыс. человек.

Запасы разведанных и освоенных месторождений известных рудных полей региона были практически выбраны, а неглубоко залегающие скрытые месторождения исчерпаны.

Ограниченные масштабы известных гидротермальных месторождений колчеданно-полиметаллической и кварц-полиметаллической формаций Бурон-Саухохского и Садонского рудных полей позволяют их выделять традиционными поисково-картировочными геофизическими методами на глубинах не более 60–70 м.

Согласно статистики геотектонических условий образования плутоногенных гидротермальных месторождений [Смирнов, 1968], глубины их локализации могут достигать 4–5 км, где, помимо сквозных батолитов, штоков, даек могут иметь место внедрения продуктивных пластовых интрузий (Гаудор-Кионский), контролируемых разрывной тектоникой и зонами повышенной деформированности.

Оценка геотектонических условий, выделение магматических тел и участков аномальных отклонений характерных параметров геофизических полей на глубинах порядка 400–500 м в пределах известных рудных полей, представляются важными задачами на пути возрождения горнодобывающей отрасли региона.

Основная роль в глубинных поисковых исследованиях должна принадлежать импульсным электромагнитным геофизическим исследованиям, нацеленным на качественное определение аномальных отклонений, какими могут быть методы МПП с измерением индуктивной составляющей вызванной поляризуемости (ИВП) и собственно импульсной вызванной поляризуемости с относительно длительным прямоугольным импульсом первичного поля.

Литература

а. Опубликованная

1. Баранов Г.И., Греков И.Н. Геодинамическая модель Большого Кавказа (Сб. докладов на 2 семинаре по геодинамике Кавказа в Тбилиси, апр.1980). Наука, М., 1982, с. 51.
2. Баранов Г.И. Тектонические исследования на Северном Кавказе. Тезисы докладов VII краевой конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1991, с. 91–93.
3. Баранов Г.И. и др. Геодинамическое развитие Большого Кавказа в палеозое. Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. Материалы VIII Юбилейной конференции по геологии и полезным ископаемым, Ессентуки, 1995, с. 54–56.
4. Барсуков В.Л. О металлогенической специализации гранитоидных интрузий «Химия земной коры», т.2, Изд-во «Наука», М. 1964.
5. Борсук А.М., Мисуренков Ю.П. Об эксплозивных формах интрузивного процесса. Изв. АН СССР, сер. геол., №4, 1964.
6. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, 1962 №7, с. 555–571.
7. Волкова М.М. и др. Материалы VII Сибирской научно-практической конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск, НГУ. 2014
8. Евдокимов С.И., Евдокимов И.М. О влиянии индуктивно вызванной поляризации среды на результаты методом индуктивности петли. Аннотация. Геологический сборник №11. Информационные материалы, 249, VII, Геофизика. 2014
9. Побыванец В.С. Эксплозивные и эксплозивно-гидротермальные брекчии и их роль в формировании рудных месторождений на примере свинцово-цинковых месторождений Садонского рудного района. Научная библиотека диссертаций и авторефератов. УДН им. П. Лумумбы, М.,1984

10. Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Недра, Л., 1968.

11. Смирнов В. И., 1968. Генезис эндогенных рудных месторождений. Недра, М., 1968

б. Фондовая

12. Багишева Т. Н. Отчет по работам Згидско-Буронской геофизической партии за 1954 г. Фонды СОКГЭ. Орджоникидзе, 1955.

13. Газданов А. Ц. и др. Отчет по поисковым геолого-геофизическим работам на полиметаллы в масштабе 1:25000 и разработка комплексных методов поисков. Отчет СОГРЭ. Орджоникидзе, 1977.

14. Гезин А. Е. Отчет опытно-методической партии ВП за 1962 г. Фонды КБКГЭ, г. Нальчик. 1963.

15. Давыдов К. В. и др. Отчет по детальным поисковым работам на юго-западном фланге Восточно-Джигидонского месторождения и Цамадском участке за 1982–1988 гг. Отчет СОГРЭ. Орджоникидзе, 1991.

16. Долгов Г. А., Мерочкин А. Г. Геологический отчет Садонской ГРП о поисково-разведочных работах на участке Западный Кион за 1972–1974 гг. Отчет СОГРЭ. Орджоникидзе, 1974.

17. Ермаков В. А. Отчет Северо-Осетинской геологосъемочной партии по работам 1975–1980 гг. в Северо-Осетинской АССР. Ессентуки, 1981.

18. Квят З. Г., Тибилов С. М. Отчет о гравиметрической съемке масштаба 1:50000 в Садонском, Фиагдон-Ассиновском рудных районах Горной Осетии за 1973–75 гг. Геофпартия, Нальчик, 1976.

19. Лобков И. Г., Кучиев А. А. и др. Подсчет запасов по Архонскому месторождению по состоянию на 01.01.92 г. ССЦК, п. Мизур, 1992.

20. Макаровский О. Б. Геофизические сейсмические работы с целью картирования поверхности кристаллического фундамента, перекрытого чехлом осадочных отложений в пределах Горной части СОАССР (за 1968–1975 гг.). Дисс., УДН им. П. Лумумба. М., 1976.

21. Мерочкин А. Г. Результаты поисково-оценочных работ на участке Верхний Мизур (отчет Мизурской ГПП за 1978–1979 гг.). СОГРЭ, Орджоникидзе, 1979.

22. Невский Л. Н., Буньков Ю. Д. Отчет о результатах комплексных геофизических и геохимических исследованиях на полиметаллических месторождениях и рудопроявлениях Садоно-Унальского и Бурон-Саухохского рудных полей. Фонды СОКГЭ СКТГУ, г. Орджоникидзе. 1976.

23. Ольховский, Г. П., Тибилов С. М. Отчет по теме: «Составление специализированной геологической основы масштаба 1:50000 для прогнозно-металлогенической карты Горной Осетии». Фонды «Севосгеологоразведка», г. Владикавказ. 1998.

24. Рыпинский С. М. и др. Геологическое строение и металлогения Центральной и Восточной частей Горной Осетии. Отчет геологосъемочной партии треста СКЦМР по работам 1956–1962 гг. Орджоникидзе, 1963.

25. Рыпинский С. М. и др. Геологическое строение и металлогения западной части Горной Осетии (Дигория). Отчет геосъемочной партии по работам 1958–1963 гг. СКЦМР, Орджоникидзе, 1965.

26. Тибилов С. М. Пояснительная записка к геологической карте Горной Осетии. СОГРЭ, Орджоникидзе, 1988.

27. Цибиров У.И., Албегова Р.М. Геологический отчет Ардонской ГПП по изучению глубинного строения Штулу-Харесской депрессии за 1973–76 гг. СОГРЭ, Орджоникидзе, 1976.

28. Чантурашвили Л.С. Отчет по работам электрометрической экспедиции института физики и геофизики АН ГССР на Садонском полиметаллическом месторождении. Фонды СОКГЭ. Орджоникидзе. 1949.

29. Чотчаев Х.О. Результаты сейсмических работ МОГТ к проекту «Доразведка нижних горизонтов Згидского месторождения» за 1989 г. СОГРЭ, Орджоникидзе. 1990.

30. Энна Н.Л. и др. Геологическая карта Кавказа М 1:50000. Листы: К-38–41-Б-в,г; К-38–41-Г; К-38–42-А-в, г; К-38–42-В; К-38–53-А-а, б. ЦГСЭ, Ессентуки, 1988.

31. Энна Н.Л. и др. Отчетные материалы по ГДП-50. Листы: К-38–28-В; К-38–39-Б; К-38–40-А. Урухская ГСП, Ессентуки, 1997.

DOI: 10.23671/VNC.2015.3.55274

OPTIMIZATION OF GEOPHYSICAL AND GEOCHEMICAL CRITERIA OF THE DEPOSITS' SEARCH OF KNOWN ORE FORMATIONS OF THE MOUNTAIN PART OF THE REPUBLIC OF NORTH OSSETIA-ALANIA

© 2015 V.B. Zaalishvili, Sc.Doctor (Phys.-Math.), Kh.O. Chotchaev, L.N. Nevskiy, G.P. Olkhovskiy, S.M. Tibilov, R.R. Gogichev

Geophysical institute VSC RAS, Russia, 362002, Vladikavkaz, Markov street, 93a
cgi_ras@mail.ru

The article considers tectonic and magmatic conditions of pluton-related hydrothermal deposits of sulphide-polymetallic and quartz-polymetallic formations confined to the Buron-Shaukhokh and Sadon-Unal ore fields of the Central part of Greater Caucasus. The results of integrated geophysical and geochemical investigations at the search of shallow polymetallic deposits are given in the article. Prospects of the usage of elastic waves and pulsed electric fields for deep search are considered.

Key words: Northern slope of the Central block of Greater Caucasus, tectonics, magmatism, ore formations, ore fields, hydrothermal sulphide-polymetallic and quartz-polymetallic deposits, integration, geophysics, geochemistry, gravity prospecting, magnetic survey, resistance methods, IP-CEP (induced polarization method by means of combined electric profiling), TEM (transient electromagnetic method), impulsive electromagnetic excitation, inductive polarizability.