ISSN 013 -3500. Зап. Санкт-Петербургского горного ин-та. 1993. Том 137

УДК 553.31.064.32.078

Н.Л.ШАМАНИНА

ПРИНЦИПЫ РЕГИОНАЛЬНОГО И ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗА СКАРНОВЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ

Скарновые железорудные месторождения являются полиформационными поэтому региональные закономерности их размещения тесно связаны с эволюцией определенных структур земной коры. Локальное прогнозирование определяется прежде всего глубиной формирования месторождений и положением их в пределах вулканоплутонических или метаморфических комплексов.

Существуют различные подходы к выделению формационных, генетических и минеральных типов скарновых месторождений [3, 6, 10, 13, 16, 20], что во многом зависит от трактовки исследователями понятий „скарн" и „скарновое месторождение". Так, в понимании В.А. Жарикова [3], скарны возникают в зоне высокотемпературного контактового ореола интрузий в результате реакционного взаимодействия карбонатных пород с магмой, интрузивными или другими алюмосиликатными породами при посредстве магматогенных растворов. Определенным признаком скарновых месторождений, по мнению В.А. Жарикова, является совмещение образования скарнов и оруденения, приводящее к локализации руд в скарнах и околоскарновых породах; при этом оруденение и скарнирование могут происходить в различные стадии одного гидротермального цикла, представляя закономерный результат эволюции постмагматических растворов".

Ряд геологов вкладывает в понятие „скарн" более широкий смысл и на основе анализа многочисленных и разнотипных скарновых месторождений приходит к выводу о полигенности и конвергентности скарнов. Наиболее крайнюю позицию занимает Л.Н.Овчинников [13, 14], выделяющий среди скарновых месторождений разнообразные генетические типы и приводящий, наряду с И.А.Калугиным [8], факты о накоплении на многих месторождениях рудного вещества в разные этапы эндогенного процесса, как до скарнирования, так и после завершения скарново-рудного процесса. На основе анализа вещественного состава руд и геологической позиции скарновых месторождений железа Г.С.Поротов приходит к выводу, что окончательный облик скарновых месторождений является результатом ряда зависимых и независимых процессов, среди которых ту или иную роль играют и собственно скарновые [16].

Таким образом, выяснение на разных уровнях закономерностей размещения скарновых месторождений и рудных тел представляет сложную задачу. При решении этого вопроса следует прежде всего исходить из геолого-структурной

Горный институт

позиции месторождений в пределах различных структур земной коры [19, 21] с учетом вещественного состава скарнов, играющего важную роль поискового признака. По вещественному составу, наряду с различными минеральными типами и фациями скарнов и метасоматитов, большинство исследователей выделяет известковые и магнезиальные скарны, различающиеся специфическим набором минералов, что свидетельствует о разной температурной обстановке их формирования, а также о различном составе исходных пород. При совмещении тех и других в пределах одного месторождения изредка имеет место наложение более высокотемпературных магнезиальных скарнов на известковые, чаще замещение магнезиальных скарнов известковыми с образованием апомагнезиально-известково-скарновых месторождений [20]. Типоморфными минералами магнезиальных скарнов, как абиссальных, так и гипабиссальных, являются форстерит, диопсид, шпинель, флогопит; известковых - железистые пироксены гранаты ряда гроссуляр - андрадит, волластонит.

При выделении формационных типов скарновых месторождений железа (см. таблицу) за основу нами взята классификация Г.С.Поротова [16]. Наряду с типами геосинклинальным, орогенным, платформенным и кристаллических щитов, - очевидно, необходим учет и формационных областей тектономагматической активизации (ТМА). Многообразие минеральных типов, выделяемых Г.С.Поротовым в зависимости от преобладающих на месторождении скарнов или метасоматитов, а также состава магнетита, сведено к магнезиально-скарновому и известково-скарновому классам. К скарновым, в соответствии с трактовкой В.И.Синякова [17], отнесены месторождения, рудные залежи в которых локализованы в различных скарновых, околоскарновых и апоскарновых породах, причем скарны и руды составляют отдельные стадии единого метасоматического процесса и связаны общностью структурного положения. Для месторождений геосинклинально-складчатых областей, включая орогенные и области ТМА, характерна ортомагматическая, контактово-метасоматическая и конвективная модели рудообразующих систем, для платформенных - фильтрационная и для областей кристаллических щитов - метаморфогенно-метасоматические модели [1

Для скарновых месторождений геосинклинального типа региональным критерием размещения является приуроченность к геосинклинально-складчатым областям фемического профиля развития, а в их пределах - к прогибам, типа троговых, с высокой железистостью вмещающих оруденение пород. Проявляется связь оруденения с вулканогенно-плутоническими комплексами (ВПК) андезит-диоритового либо трахит-сиенитового состава. К этому типу относится большая часть скарновых месторождений Урала, Западного и Восточного Саяна, Тургайского прогиба, частично Дальнего Востока [4-7]. Так, для месторождений Тургайского прогиба устанавливается связь с андезит-диоритовой формацией каменноугольного возраста [1, 6, 7]; в пределах структурно-формационной зоны развиты кольцевые вулканотектонические структуры, к которым приурочено десять рудоносных магматических узлов площадью первые сотни квадратных километров. Количественные соотношения вулканических и интрузивных пород в них, а также характер связи оруденения с магматизмом определяется уровнем эрозионного среза.

Классификация важнейших скарновых месторождений железа

Формационный тип	Класс	Генетический тип	Примеры месторождений
Геосинклинальный	Магнезиально-скарновый	Магматический	Тейское, Железный Кряж, Центральная Швеция (Таберг и др.)
	Известково-скарновый	Гидротермально-метасоматический	Гороблагодатское, Сарбайское, Соколовское, Алешинское, Качарское, Абаканское, Скарновое и многие другие
		Гидротермальный жильный	Центрально-Ломоносовское, Южно-Сарбайское
		Гидротермально-осадочный метаморфизованный	Гаринское, Верхнеомолонское, Холаунское, Инское, Таятское, Сев.Монголия
Орогенный и областей ТМА	Магнезиально-скарновый (в областях ТМА наложенный на известково-скарновый)	Магматический	Леспромхозное, Темир-Тау, некоторые месторождения Северной Финляндии (Колари, Каунисваара)
	Известково-скарновый	Гидротермально-метасоматический	Тахтамыгдинское и другие Амуро-Охотской и Верхояно-Чукотской провинции
		Гидротермально-осадочный метаморфизованный	Сухарянское, Казское
Платформенный (в участках активизации)	Магнезиально-скарновый и известково-скарновый	Гидротермально-метасоматический (или магматический)	Коршуновское, Рудногорское, Нерюндинское, Тагарское, Капаевское
Кристаллических щитов	Магнезиально-скарновый (иногда известково-скарновый)	Метаморфогенно-гидротермальный	Таежное, Десовское, Пионерское, Сивагли; Украина (Белоцерковско-Одесская зона); некоторые месторождения Центральной Швеции

Различают два порядка локального прогноза, учитывающего закономерности размещения скарново-рудных зон в пределах ВПК, а также рудных тел внутри зон [6, 7]. Так, в корневой части скарново-рудные зоны имеют кольцевую форму, опоясывая интрузивные массивы периферических магматических очагов, и месторождения приобретают черты классического контактово-метасоматического типа (Сорское, Алешинское). В центральной части расположены важнейшие месторождения района: Соколовское, Сарбайское, Южно-Сарбайское, Ломоносовское, Куржункульское и др. Скарново-рудные зоны имеют дугообразную или линейно вытянутую форму и контролируются синвулканическими разломами и зонами повышенной проницаемости. Оруденение в центральной части ВПК, в области магмоподводящих каналов, не связано с контактами интрузивных тел. Оно развивается путем замещения литологически благоприятных горизонтов, слагая

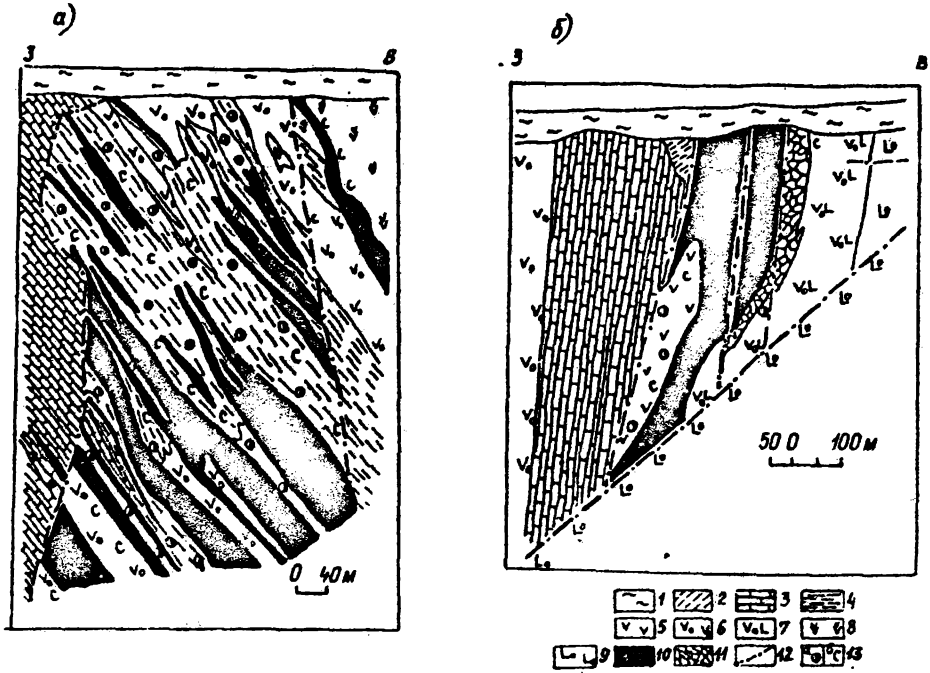


Рис.1. Строение рудной зоны Соколовского месторождения: а – в северной части, по З.В.Худяковой; б – в южной части, по Н.И.Руденко

1 – мезозойско-кайнозойские отложения; 2 – палеозойская кора выветривания; 3 – известняки; 4 – туффиты; 5 – андезитовые порфириты; 6 – туфы андезитовых порфиритов; 7 – туфы андезитово-базальтовых и базальтовых порфиритов; 8 – диабазовые порфириты (субвулканические); 9 – вулканогенные породы "красноцветной" толщи; 10 – магнетитовые руды метасоматические; 11 – магнетитовые руды прожилковые; 12 – тектонические нарушения; 13 – метасоматические изменения (а – скарнирование, б – скаполитизация)

пласто- и линзообразные рудные тела (рис.I,а), реже путем выполнения зон дробления и трещиноватости с образованием штокверков прожилково-брекчиевых руд (рис.I,б). Наиболее легко с образованием вкрапленных и полосчатых руд замещаются маломощные прослои известняков, загрязненных алюмосиликатным материалом, и известковистые туффиты соколовской свиты. В ряде случаев (Южно-Сарбайское месторождение) магнетитовые руды контролируются областью выклинивания известняков при фациальном переходе их в туффиты; прожилково-брекчиевые руды чаще локализуются в порфиритах вышележащей куржункульской свиты.

Формирование рудоконтролирующих структур в условиях взбрососдвиговой тектоники, характерной для данного района, соответствует сложно построенным трещинам отрыва, что обуславливает специфическую S-образную форму рудных зон и отдельных залежей с закономерным изменением их элементов [I8]. При этом скарново-рудные зоны образуются в тех участках, где простирание вулканогенно-осадочных пород совпадает с направлением зон отрыва, имеющих, в свою очередь, определенное пространственное положение по отношению к сколовым трещинам.

Сочетание литолого-стратиграфического и доминирующего структурного факторов наиболее четко проявлено на Соколовском месторождении, скарново-рудная зона которого вытянута вдоль рудоподводящего разлома более чем на 7 км. Рудная зона имеет сложное строение (рис.I) и включает большое количество как компактных, так и невыдержанных по простиранию и падению рудных тел, нередко расщепляющихся на более мелкие либо выклинивающиеся. Метасоматиты и руды образуют единую метасоматическую колонку с центробежным развитием зон; центральную часть ее составляют богатые руды, которые сменяются к периферии магнетит-пироксен-гранатовыми до пироксеновых скарнами, пироксен-скаполитовыми и пироксен-альбитовыми метасоматитами и, наконец, зоной слабо измененных (пропилитизированных) вулканогенно-осадочных пород.

Во фронтальной части вулканокупольных построек интрузивные породы отсутствуют, скарново-рудные зоны имеют изометричные очертания. Оруденение развивается путем замещения благоприятных литологических горизонтов, реже путем выполнения трещин и зон дробления. Так, на Качарском месторождении все рудные тела сосредоточены в пределах вулканотектонической постройки, разбитой на отдельные блоки. Важную роль играют экструзивные и субвулканические тела, создавая различные структурные ловушки. Однако основное значение имеет литологический фактор контроля. Это привело к формированию десятков линзообразных рудных тел, слагающих многоэтажную рудную зону, и широкому развитию скаполитовых и апоскаполитовых метасоматитов.

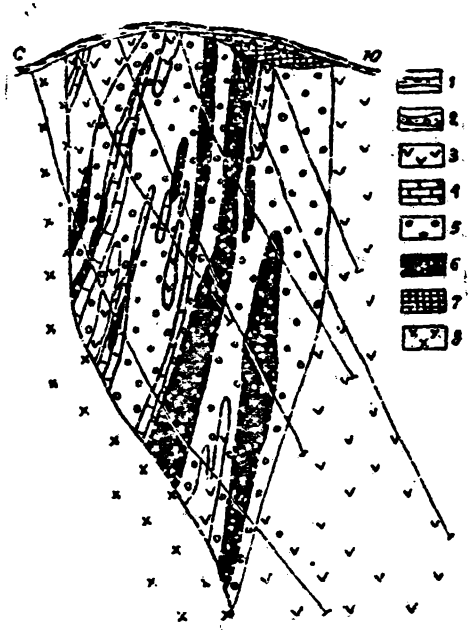


Рис.2. Строение скарново-рудной зоны Сухаринского месторождения [6]

1 – отвалы; 2 – карстовые отложения; 3–8 – верхнепротерозойские-нижнекембрийские отложения (3 – порфириты; 4 – мраморы; 5 – скарны; 6 – первичные магнетитовые руды; 7 – окисленные пористые руды; 8 – диориты)

Месторождения орогенного формационного типа находятся в явно подчиненном количестве, по сравнению с предыдущим, они приурочены к интрагеоантиклинальным зонам геосинклинально-складчатых областей. Отличительной особенностью является присутствие в пределах рудных полей дискордантных интрузивов батолитового типа и отсутствие конкордантных эффузивных пород.

Типичным примером является Тельбесское рудное поле, в пределах которого имеются как скарново-магнезиальные (Темир-Тау), так и известково-скарновые (Сухаринское, Казское) месторождения [6]. Магнетитовые руды приурочены к верхнепротерозойским вулканогенно-терригенно-карбонатным отложениям, прорванным диоритами, диоритосиенитами, гранитами силурийского возраста (рис.2). Рудные тела

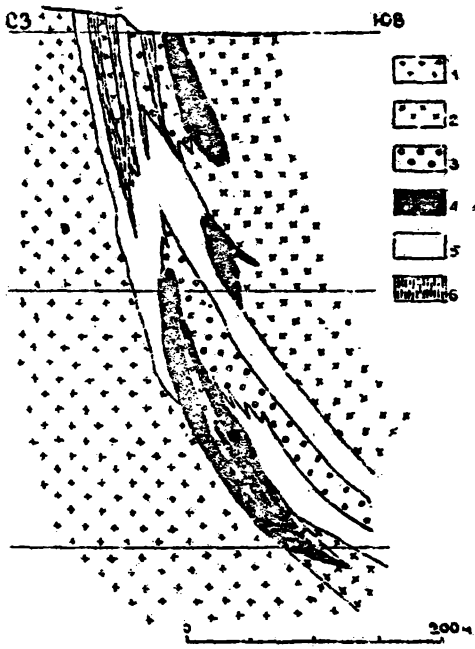


Рис.3. Особенности строения скарново-рудной зоны месторождения Северо-Восточная Раутуваара (Колвоя), по А.Хилтунену
1 – мраморы; 2 – диориты; 3 – скарны; 4 – магнетитовые руды; 5 – кварц-полевошпатовые сланцы; 6 – амфиболиты

имеют линзовидно-пластовую форму. На Казском и Сухаринском месторождениях встречены реликты колломорфных текстур, что позволяет относить их к гидротермально-осадочным, претерпевшим контактовый и дислокационный метаморфизм.

Месторождения данного типа, как магнезиально-, так и известково-скарновые, возникают в приконтактовой зоне малоглубинных батолитов, по облику они сходны с наиболее глубинными месторождениями геосинклинального типа. Основной фактор контроля для гидротермально-метасоматических руд – структурно-магматический.

К этому же типу условно отнесены скарновые месторождения областей ТМА, имеющие определенное сходство с некоторыми месторождениями кристаллических щитов, которые образовались в результате активизации. Характерной особенностью месторождений является процесс наложения более высокотемпературных магнезиальных скарнов, богатых серпентином и флогопитом и тесно ассоциирующих с магнетитовыми рудами, на более древние, известковые. Месторождения такого типа имеют место в Лапландско-Кольско-Карельском блоке, где проявились процессы отраженной активизации, что обусловило формирование как „реакционных" скарнов, возникших при региональном метаморфизме железисто-карбонатно-кремнистых осадков (Каунисваара), так и богатых скарново-магнетитовых руд (Колвоя, рис.3), ассоциирующих с серпентин-оливиновыми с флогопитом скарнами, наложенными на диопсид-роговообманковые с плагиоклазом и скаполитом породы [22]. Основной рудоконтролирующий фактор – структурно-магматический: рудные тела, представляющие неправильные линзы, расположены кулисообразно в зоне контакта интрузивных пород с амфиболит-кварцево-сланцевой формацией.

Предварительно к этой группе отнесены также месторождения и рудопроявления известково-скарновых магнетитовых руд Верхояно-Чукотской зоны, связанные с мезозойской активизацией в пределах геосинклинального прогиба раннепалеозойского возраста [5]. Отличительной особенностью рудопроявлений является сложный полиметальный характер оруденения с совмещением гранат-пироксен-магнетитовой, арсенопирит-касситеритовой, шеелит-вольфрамитовой ассоциаций.

Для скарновых месторождений платформенного типа в региональном плане характерна приуроченность к синеклизам с развитием в их пределах пород траповой формации с повышенной щелочностью, в бортах синеклиз благоприятно проявление крупных разломов [9]. Месторождения магнетитовых руд данного типа, тяготеющие к краевым частям Тунгусской синеклизы, относятся большинством исследователей [2, 3, 17] к автореакционным скарново-рудным образованиям. Они образовались при метасоматозе габброидов и ультрабазитов вследствие повышения активности, главным образом, кальция и особенностей эволюции растворов в условиях основной среды; при этом могут формироваться как известковые, так и магнезиальные скарны.

Формирование скарновых зон происходило в интервале более 4 км на разных стратиграфических уровнях: от нижнего кембрия (Тагарское месторождение) до нижнего мела (Октябрьское). В связи с этим локальные рудоконтролирующие структуры представляют как кольцевые вулканические структуры купольного типа, кальдеры, так и кольцевые надочаговые плутонические структуры диаметром до десятков километров. Локальные критерии прогноза оруденения наглядно иллюстрируются на примере Капаевского месторождения (рис.4), приуроченного к вулканотектонической депрессии на пересечении близширотного и северо-восточного разломов. Рудовмещающими являются трещинно-брекчиевые зоны: кольцевая и радиальные, круто- и пологопадающие (рис.4,а); при этом в крутопадающей близмеридиональной зоне заключены основные запасы руд, на глубинах свыше 600 м есть пологие залежи бедных руд, образованных по известковым алевролитам (рис.4,б). Однако литологический фактор контроля оруденения играет подчиненную роль, по сравнению со структурным.

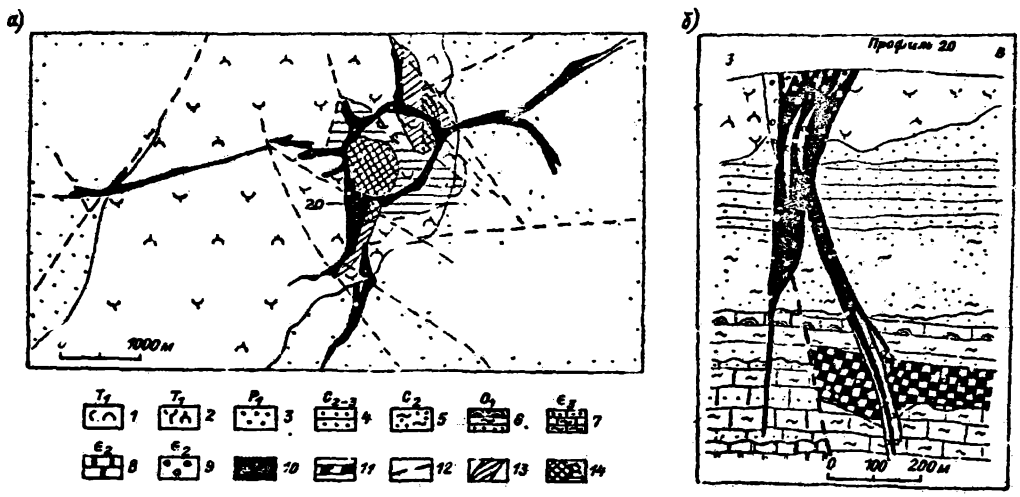


Рис.4. Особенности морфологии рудных залежей Капаевского месторождения [6] на схематической карте (а) и геологическом разрезе (б)

1 – туфоалевролиты; 2 – туффиты; 3 – песчаники; 4 – алевролиты; 5 – песчаники углистые; 6 – известняки; 7 – известковые алевролиты, мергели; 8 – доломиты; 9 – скарны; 10–11 – руды магнетитовые (10 – богатые; 11 – бедные); 12 – разрывные нарушения; 13 – горизонтальная проекция крутопадающих рудных тел; 14 – горизонтальные проекции пологих рудных тел.

В.А.Захрузевым [2] на большинстве этих месторождений установлено два этапа скарнирования: автореакционных известковых и наложенных на них магнезиальных трещинно-жильной формы; при этом от магнезиальных скарнов к известковым развивается зональность, выражающаяся в смене форстерит(монтичеллит)-кальцитовой зоны форстерит(монтичеллит)-шпинель-кальцитовой, форстерит-диопсид-кальцитовой и, наконец, известковым скарнам гранат-пироксенового состава. Основная масса руд связана с магнезиальными скарнами. Примечательно, что скарновое оруденение представляет один из этапов рудного процесса, включающего, по данным В.П.Васильевой (Иркутский политехнический институт), флюидно-магматический этап, проявляющийся в образовании псевдосолитовых руд, содержащих вулканическое стекло и приуроченных к верхней части трубообразных тел (Ангаро-Илимский район); основного скарново-рудного, сопровождаемого дроблением ранних руд, и гидротермально-метасоматического с формированием жил гематит-магнетитового с ангидритом и гипсом состава, которые приурочены к нижней части месторождений.

Указанные особенности распространения оруденения, свидетельствующие о неоднократной эндогенной активизации при формировании скарново-рудных месторождений Сибирской платформы, также необходимо учитывать в процессе их регионального и локального прогноза.

Закономерности размещения скарново-железорудных месторождений в пределах докембрийских щитов определяются наличием зон крупных долгоживущих разломов, развитием полей мигматитов, специфической деформационной обстановкой дилатансии, сменяющей интенсивное структурообразование сдвигового характера [15]; наиболее характерными в этом отношении являются месторождения Центрального Алдана.

Локальные рудолокализующие структуры представляют сочетание разрывных и складчатых форм. При интенсивной деформации и высоких температурах локализующими структурами являются пликативные формы типа сигмоидных складок, а с понижением температуры доминирующую роль играют разломы.

Так, на Леглиерском рудном поле контакты между моноклинально крутопадающими пластинами и линзами пород железорудного комплекса относятся к типу вязких разрывов, субсогласных к полосчатости пород. Таким образом, моноклинали представляют разломные чешуйчатые структуры. Наряду с моноклиналями, имеют место флексуры и вертикальные складки, типичным примером приразломной складки с крутопадающим шарниром является структура Таежного месторождения (рис.5). Важную роль в локализации оруденения Б.Н.Перцев и А.Л.Кулаковский [15] отводят телам серпентинитов (метагипербазитов), которые в силу пластичности способствуют на стадии предрудной деформации образованию сигмоидных складчатых структур (рис.5), которые в процессе дилатансии - разуплотнения превращаются в структурные ловушки.

Формирование и закономерности размещения железорудных месторождений данного типа обусловлены сложной полистадийностью их в процессе тектонической и метаморфической эволюции; источником магнетита, по-видимому, являлась его рассеянная вкрапленность в метаморфических породах, появление которой Д.А.Михайлов [11] связывает с диафторезом гранулитового субстрата.

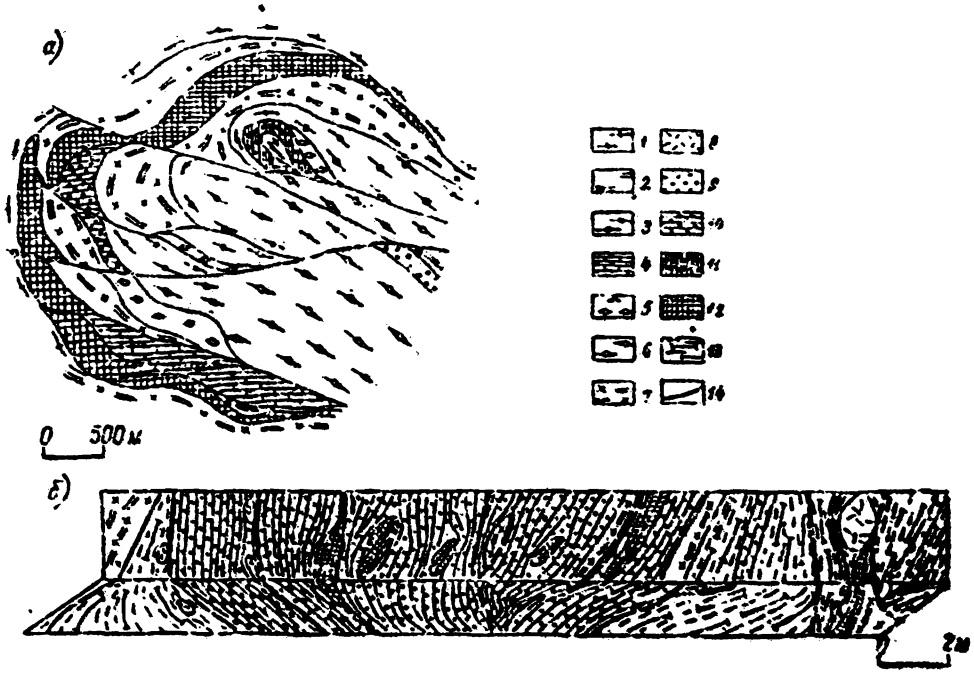


Рис.5. Сигмоидное строение рудной зоны Таежного месторождения [16] на вертикальном плане 750 м (а) и при крупномасштабной документации (б)

1 – биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты, мигматиты; 2 – рогообманково-пироксеновые кристаллические сланцы; 3 – кварц-кордиерит-силлиманитовые метасоматиты; 4 – доломитовые мраморы; 5 – силикатно-карбонатный меланж; 6 – чередование зон меланжа, скарнированных сланцев и метасоматитов; 7 – диопсид-флогопитовые скарны и скарнированные гнейсы, серпентиниты, оталькиты; 8 – гиперстеновые скарны; 9 – скарны с вкрапленным магнетитом; 10 – бедные серпентин-магнетитовые, флогопит-серпентин-магнетитовые и флогопит-магнетитовые руды; 11 – бедные диопсид-магнетитовые руды (на плане); 12 – богатые магнетитовые руды с диопсидом, иногда с оливином; 13 – оливиновые серпентиниты и флогопит-серпентиновые породы; 14 – субсогласные разрывы

Месторождения Центрального Алдана близки к некоторым месторождениям Белоцерковско-Одесской зоны [12] и ряду месторождений Швеции (рудное поле Нордмарк, Клакоберг и др.), однако нередко в них сочетаны два промышленных типа: железистых кварцитов и образованных за их счет скарново-магнетитовых руд. Основная масса магнетитовых руд данного типа связана с магнезиальными скарнами, развитыми по контактам с доломитами или серпентинитами, но в условиях меньших глубин рудовмещающей средой могут служить и известковые скарны.

Подводя итог вышесказанному, необходимо подчеркнуть, что скарновые месторождения являются полиформационными и образуются в различной геологической обстановке, поэтому региональные закономерности их размещения тесно связаны с эволюцией определенных структур земной коры, а в ряде случаев и с более глубинными процессами.

Локальные факторы контроля оруденения для месторождений разных формационных типов сближаются, при этом локальное прогнозирование определяется

прежде всего глубиной формирования месторождений и положением их в пределах вулканоплутонических или метаморфических комплексов.

Так, для месторождений геосинклинального типа в направлении от нижнего к верхнему уровню ВПК происходит смена доминирующего структурно-магматического фактора на структурно-литологический. Для орогенных областей характерны скарновые месторождения контактового типа со структурно-магматическим фактором контроля оруденения. Характерной особенностью месторождений в областях ТМА и активизированных участках других структур является наложение более высокотемпературных магнезиальных скарнов на известковые, а местами полиметальный характер оруденения. Для месторождений платформенного типа, независимо от их глубинности, структурный фактор доминирует. Наконец, для скарновых месторождений в областях кристаллических щитов прогнозирование определяется структурно-метаморфическим фактором, создающим специфическую обстановку дилатансии с мобилизацией рассеянного рудного вещества из вмещающих пород.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Бехмухаметов А.Е. Магматогенные железорудные формации. М.: Недра, 1987. 213 с.

2. Вахрушев В.А. Скарново-железорудные месторождения Сибирской платформы // Скарновые месторождения. М.: Наука, 1985. С. 188–234.

3. Жариков В.А. Общая характеристика скарнов и скарновых месторождений // Скарновые месторождения. М.: Наука, 1985. С. 4–25.

4. Железные и марганцевые руды Дальнего Востока / Г.И.Архипов, Е.А.Кулиш, А.И.Кулиш, К.М.Меркурьев, И.М.Фрумкин. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1985. 296 с.

5. Железорудные месторождения Сибири / А.С.Калугин, Т.С.Калугина, В.И.Иванов и др. Новосибирск: Наука, 1981. 238 с.

6. Железорудные формации Зауралья (северная часть Тургайского прогиба). Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1987. 232 с.

7. Железорудные формации Зауралья (средняя и южная часть Тургайского прогиба). Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1988. 256 с.

8. Калугин И.А. Метаморфизм вулканогенно-осадочных железных руд. Новосибирск: Наука, 1985. 148 с.

9. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д.В.Рундквиста. 2-е изд. Л.: Наука, 1986. 751 с.

10. Мазуров М.П. Генетические модели скарновых железорудных формаций. Новосибирск: Наука, 1985. 189 с.

11. Михайлов Д.А. Критерии рудоносности метасоматитов докембрия. Л.: Наука, 1988. 112 с.

12. Нечаев С.В., Семка В.А. Скарны Украины. Киев: Наукова думка, 1989. 212 с.

13. Овчинников Л.Н. О полигенности скарновых железорудных месторождений // Геология рудных месторождений. 1980. № 3. С. 58–73.

14. Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 255 с.

15. Перцев Н.Н., Кулаковский А.Л. Железоносный комплекс Центрального Алдана: полиметаморфизм и структурная эволюция. М.: Наука, 1988. 237 с.

16. Поротов Г.С. Генетические и минеральные типы скарново-магнетитовых месторождений // Зап. Ленингр. горного ин-та. 1987. Т. 112. С. 102–109.

17. Синяков В.И. Генетические типы скарновых рудообразующих систем. Новосибирск: Наука, 1990. 71 с.

18. Степанов В.А. Основные критерии прогноза магнетитового оруденения на глубину в Соколовско-Сарыбайском рудном районе: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / Ленингр. горный ин-т. 1975. 31 с.

19. Строна П.А. Главные типы рудных формаций. Л.: Недра, 1978. 199 с.

20. Шабынин Л.И. Магнезиально-скарновые железорудные месторождения. М.: Недра, 1978. 232 с.

21. Шеглов А.Д. Основные проблемы современной металлогении: Вопросы теории и практики. Л.: Недра, 1987. 231 с.

22. Hiltunen L. The precambrian Geology and scarn iron ores of the Rautuvaara Area, Northern Finland. //Bull. Geol. Surv. Finl. 1982. N. 318. P. 1-133.