

СВАРАНЦКОЕ
ЖЕЛЕЗОРУДНОЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Г. Б. МЕЖЛУМЯН



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Գ. Բ. ՄԵԺԼՈՒՄՅԱՆ

Ս Վ Ա Ր Ա Ն Ց Ի
Ե Ր Կ Ա Թ Ի Հ Ա Ն Ք Ա Վ Ա Յ Ր Ը

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԱ ՀՐԱՏԱՐԱԿՁՈՒԹՅՈՒՆ
Ե Ր Ե Վ Ա Ն

1974

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Г. Б. МЕЖЛУМЯН

СВАРАНЦКОЕ ЖЕЛЕЗОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1974

Работа посвящена геолого-петрографическим и структурным особенностям, минералогии, геохимии и генезису Сваранцкого железорудного месторождения Армянской ССР.

На основании анализа физико-химического материала выработаны поисковые критерии для обнаружения новых железорудных тел аналогичного типа. В заключение даны перспективная и технико-экономическая оценка Сваранцкого месторождения, показано направление дальнейших поисково-разведочных работ.

ВВЕДЕНИЕ

Размерами производства и потребления черных металлов, главным образом чугуна и стали, определяется технико-экономический уровень развития и обороноспособность любой страны, оценивается ее мощь и культурное развитие.

Для создания материально-технической базы коммунизма, как подчеркивается в Программе КПСС, предусматривается небывалый рост и высокие темпы развития черной металлургии—основы основ тяжелой индустрии.

В соответствии с Директивами XXIV съезда Коммунистической партии Советского Союза намечено к 1975 г. выплавку стали довести до 142—150 млн. тонн, проката—101—105 млн. тонн. По перспективному плану развития народного хозяйства в СССР к 1980 г. черная металлургия достигнет уровня, позволяющего выплавлять примерно 250 млн. тонн стали в год.

В перспективном плане развития народного хозяйства к этому времени в республиках Закавказья предусматривается увеличение потребления черных металлов, между тем в настоящее время черная металлургия в Закавказье пока представлена одним Руставским металлургическим заводом.

Развитие ряда отраслей народного хозяйства нашей страны, в особенности тяжелой промышленности, настоятельно требует скорейшего выявления новых промышленных запасов цветных и черных металлов.

Надо отметить, что за последние 10—15 лет, благодаря кропотливым и целеустремленным геологическим, геофизическим и технологическим работам большого коллектива, наряду с медью, молибденом, золотом, алюминием в Армянской ССР ведущим промышленным металлом стало также железо.

Геолого-геофизическими поисково-съемочными и поисково-разведочными работами на территории нашей республики выявлены и частично разведаны значительные запасы железных руд различных генетических типов. В настоящее время Армянская ССР занимает первое место по перспективным запасам железных руд в Закавказье. Предварительные подсчеты показывают, что разведанные и прогнозные запасы железных руд на территории республики достигают 1,5—2,0 млрд. тонн.

Наличие крупных запасов железных руд и непрерывно возрастающая потребность промышленности в различных марках сталей ставят вопрос скорейшего создания промышленности черной металлургии в республике. В данной стадии геологической изученности наибольший промышленный интерес представляют Разданское, Абовянское и Сваранцкое железорудные месторождения.

Сваранцкое железорудное месторождение является одним из крупных среди железорудных месторождений Закавказья. Положительные результаты предварительных поисково-съемочных работ Сваранцкой геологической партии Управления геологии Совета Министров Армянской ССР за 1957 г. послужили основанием для производства дальнейших детальных геолого-геофизических работ на Сваранцком месторождении для установления масштабов и перспектив титаномагнетитового оруденения. Одновременно для изучения вопросов петрографии интрузивных комплексов, развитых в районе месторождения, минералогии и геохимии железных руд, а также для типизации последних и выяснения геологических условий образования и закономерностей размещения оруденения Институтом геологических наук АН Армянской ССР в 1958 г. был организован Сваранцкий отряд под руководством автора.

Настоящая работа является результатом четырехлетних (1958—1962) полевых геологических исследований и камеральной обработки собранных материалов, выполненных автором на Сваранцком железорудном месторождении. При этом приходилось уделять большое внимание геологическому строению района месторождения с составлением геологических карт района и месторождения, соответственно среднего и

крупного масштабов. Внесены существенные изменения в стратиграфическую схему района месторождения, установлено, что синклиналильная структура района горы Арамазд (центральная часть Баргушатского хребта).

Выяснены закономерности формирования Арамаздского интрузива, выделены три последовательные интрузивные фазы внедрения при образовании этого же массива с изменением состава от ультраосновных-основных к кислым. Установлено, что Сваранцкое титаномагнетитовое оруденение пространственно и генетически тесно связано с ультраосновными-основными породами первой фазы внедрения Арамаздского интрузива; выяснен собственно магматический (гистеромагматический) характер геологических условий образования титаномагнетитовых руд Сваранцкого месторождения.

Особое внимание было уделено фактору структурного контроля, выяснено важное значение рудоконтролирующих прототектонических структур в концентрации и размещении титаномагнетитовых руд.

Детальным минералогическим изучением в рудах и породах месторождения установлен ряд новых рудных и нерудных минералов, выделены этапы и стадии минерализации, выяснены последовательность их выделения и геохимические условия образования.

Даны типизация титаномагнетитовых руд, их полный вещественный состав и текстурно-структурные особенности. Низкое содержание титана и высокое содержание ванадия в рудах позволило сваранцкое титаномагнетитовое оруденение отнести к ванадийсодержащему «малотитанистому» типу железных руд. Установлены закономерности распределения и геохимические условия концентрации железа и элементов его группы (Ti, V, Mn, Cr, Ni, Co) в титаномагнетитовых рудах и вмещающих габброидах рассматриваемого месторождения.

При выполнении настоящей работы автор пользовался систематическими советами и консультациями своего научного руководителя академика АН Армянской ССР, доктора геолого-минералогических наук, профессора И. Г. Магакьяна.

По вопросам петрографии большую пользу принесли консультации доктора геолого-минералогических наук, про-

фессора Н. Ф. Татришвили и члена-корреспондента АН Грузинской ССР, доктора геолого-минералогических наук, профессора Г. М. Заридзе. Считаю своим приятным долгом выразить всем им глубокую признательность.

Сердечную благодарность автор выражает заведующему отделом металлических полезных ископаемых Института геологических наук АН Армянской ССР, доктору геолого-минералогических наук, профессору Э. А. Хачатуряну за ценные замечания при просмотре рукописи работы.

І. ОРОГИДРОГРАФИЧЕСКИЙ И ЭКОНОМИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА

Район Сваранцкого железорудного месторождения находится в пределах г. Арамазд. Исследуемая территория занимает площадь около 90 кв. км и ограничивается с юга рр. Арамазд и Севакунк, с севера — селением Сваранц. Западная граница района проходит через перевал Эшак-мейдан и далее продолжается по течению р. Чинагет (правый приток р. Шенатаг). С востока территория ограничена рр. Гирратах-джур (приток р. Гехи) и Агандзугет (правый приток р. Воротан).

Главная орографическая единица района — Баргушатский хребет, являющийся восточным отрогом Зангезурского хребта, ответвляется от последнего в районе г. Гехакар и протягивается в широтном направлении, постепенно понижаясь к востоку. Центральная часть Баргушатского хребта резко выделяется на фоне сравнительно умеренного рельефа района. Здесь расположены наиболее высокие отметки хребта — гг. Арамазд (3399,2 м), Таркатар и др.

Баргушатский хребет служит водоразделом бассейнов двух больших рек — Воротан на севере и Гехи на юге. Южный склон Баргушатского хребта крутой, обрывистый и сильно расчлененный; северный же сравнительно умеренный. Склоны Баргушатского хребта прорезаны ущельями многочисленных рек, являющихся притоками рр. Воротан и Гехи, Агандзугет, Лусакунк (Албашгет), Хнадзор (Ахсакал), Арамазд, Хуликджур и Гжидзор.

Реки питаются в основном за счет таяния снега и родниковых вод, потому они характеризуются непостоянством режима — максимальным весной и минимальным летом.

Район богат питьевыми водами — студеными родниками и минеральными источниками. В климатическом отношении существует большое различие между северным и южным склонами Баргушатского хребта, что обусловлено его положением и направлением ветров. Северный склон характеризуется облачностью в летние месяцы, большим количеством осадков (700—800 мм), суровой зимой. Протяженность зимнего периода на месторождении 6—7 месяцев. Первый снежный покров появляется во второй декаде октября. Продолжительность снежного покрова зависит от абсолютной высоты, причем в вершинной части г. Арамазд снежный покров держится до начала июля. Лето здесь умеренно прохладное, зима сравнительно холодная.

Согласно климатическому районированию Армянской ССР, предложенному А. Б. Багдасаряном (1958), район Сваранцкого железорудного месторождения отнесен к холодному климатическому поясу с холодной снегообильной зимой и прохладным летом. Среднемесячная температура района в январе—1°C, а в июле—августе—+19—20°C. По климатической схеме И. В. Фигуровского (1930), район расположен на границе между альпийской и лесной зонами Малого Кавказа.

В административном отношении район Сваранцкого железорудного месторождения входит в Горисский район Армянской ССР. Ближайшими населенными пунктами являются сс. Сваранц, Татев, Тандзатап, Галидзор, Малдаш, Хот, Шинуайр, Лернашен и др.

Связь месторождения с райцентром Горис и ближайшей железнодорожной станцией Кафан до местности Уч-агадж (последняя расположена на полпути Горис—Кафан) осуществляется по неблагоустроенной грунтовой дороге, протяженностью 34 км, а далее по шоссейной дороге, длиной 33 км.

Из-за неблагоустроенности дороги на отрезке с. Сваранц—Уч-агадж связь месторождения с Горисом и Кафаном в зимнее время прекращается.

В связи со строительством Татевской ГЭС в 1969 г. закончено строительство новой автомобильной дороги через Сатани-камурдж протяженностью 28 км, которая соединяет по кратчайшему пути Горис с сс. Татев и Сваранц.

Горис связан с Ереваном шоссейной дорогой протяженностью 256 км, а также местной авиалинией.

Промышленность района слабо развита. В Горисе имеется несколько предприятий местной и пищевой промышленности: текстильная фабрика, авторемонтный завод, завод микроэлектроприборов, пивоваренный завод, небольшой завод по обжигу извести и т. д.

Основными отраслями сельского хозяйства являются скотоводство, хлебопашество, табаководство и садоводство.

В ближайшие годы предусматривается проведение подготовительных работ к освоению железных руд, которые будут иметь большое народнохозяйственное значение в развитии экономики Горисского района.

Важным благоприятным экономическим фактором месторождения является близость к источнику электроэнергии (Воротанский каскад) общей мощностью 400 тыс. кВт и годовой выработкой около 1,2 миллиарда киловатт-часов. Через месторождение проходит высоковольтная электролиния единой энергосистемы Армянской ССР. Следовательно, в будущем, при разработке, горнорудное предприятие будет обеспечено дешевой электроэнергией.

II. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ РАЙОНА

До проведения поисково-съемочных и разведочных работ Сваранцкой партией Управления геологии и наших исследований район Сваранцкого железорудного месторождения принадлежал к числу малоисследованных в геологическом отношении районов юго-восточной части Армянской ССР.

Первые предварительные отрывочные сведения по геологии района встречаются в работах Г. В. Абиha (1902), посвященных стратиграфии, тектонике и рудным месторождениям Малого Кавказа.

К северу от исследуемого района, ниже с. Татев, в ущелье р. Воротан в мраморизованных известняках, Г. В. Абиhaм была собрана фауна морских ежей и лилий, на основании кото-

рых эти карбонатные породы Ф. Освальд (1916) отнес к верхнеюрским.

После установления Советской власти в Армении началось планомерное изучение Зангезурского рудного района. Многолетними геологическими исследованиями К. Н. Паффенгольца (1938, 1948) была разработана стратиграфическая схема вулканогенных толщ палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Вулканогенные и нормально-осадочные образования бассейна р. Воротан К. Н. Паффенгольцем отнесены к средней, а позднее — к верхней юре.

В. П. Ренгартен, на основании данных П. Л. Епремяна и своих наблюдений, вулканогенные и карбонатные породы в районе сс. Татев и Сваранц отнес к верхнему мелу.

С 1934 по 1936 гг. геологические исследования в юго-восточном Зангезуре проводили А. Л. Додин и В. Г. Грушевой, в результате чего ими составлена геологическая карта бассейна р. Гехи. А. Л. Додиным известняково-сланцевая толща бассейна р. Гехи (по аналогии с породами г. Хуступ) отнесена к верхнему мелу, а перекрывающие вулканогенные образования — к палеоцену.

Ценные данные по геологии и рудоносности района Баргушатского хребта были получены С. С. Мкртчяном (1948) при проведении в 1939 г. шлиховой и геологической съемки в бассейнах рр. Шишкерт, Вохчи и Гехи. С. С. Мкртчяном впервые фаунистически был доказан верхнедевонский возраст известняково-сланцевых и вулканогенных пород, развитых в бассейнах этих рек. Им установлена также шеелитоносность скарнов р. Гехи и золотоносность аллювиальных отложений рр. Гехи и Мазра. Вулканогенная толща, слагающая водораздельную часть Баргушатского хребта, отнесена С. С. Мкртчяном к нижнему эоцену. Основанием для этого послужило трансгрессивное налегание на ней вулканогенно-осадочной толщи, среднеэоценовый возраст которой в пределах Нахичеванской АССР фаунистически обоснован Ш. А. Азизбековым.

С. С. Мкртчяном выявлено резкое различие между западной и восточной частями Зангезурского рудного района, выражающееся в особенностях их геологического строения и металлогении; границей между ними служит крупный регионально выраженный Гиратахский разлом типа надвига.

В 1944—1945 гг. на северном и южном склонах Баргушатского хребта И. Г. Магакьяном и В. Х. Ароян проводились металлогенические исследования в сопровождении шлиховой съемки. В результате ими были оконтурены многочисленные выходы гранитоидных интрузивных тел, в контактовых ореолах которых обнаружен ряд медно-молибденовых, полиметаллических, редкометальных и железорудных месторождений и рудопроявлений.

В результате многолетних исследовательских работ И. Г. Магакьяном составлена металлогеническая карта Армянской ССР. В монографии И. Г. Магакьяна приведен всесторонний и глубокий анализ рудогенезиса и металлогенической специализации тектоно-магматических комплексов Армянской ССР. На территории республики выделены три структурно-металлогенические зоны, характеризующиеся особенностями стратиграфии, тектоники, магматизма, истории геологического развития и металлогенической специализации.

Выделение И. Г. Магакьяном структурно-металлогенических зон наряду с теоретическим имеет большое практическое значение для направления поисков и обнаружения новых рудных месторождений.

В течение 1950—1953 гг. П. Л. Епремян проводил поисково-съемочные работы крупного масштаба в пределах северных и южных склонов Баргушатского хребта. Им выявлен целый ряд рудопроявлений, гнездообразные и линзовидные тела титаномагнетитовых и хромитовых руд (на северном склоне г. Арамазд).

К палеозою им ошибочно отнесены порфириды г. Арамазд и известняки южного склона Баргушатского хребта, поэтому для увязки этих свит П. Л. Епремян вынужден был допустить наличие в районе целого ряда крупных и мелких разломов, разграничивающих последние.

В 1957 г. на северном склоне г. Арамазд геологом поисково-съемочного отряда при Дастакертской ГРП Управления геологии О. Т. Оганесяном были обнаружены мощные выходы титаномагнетитовых руд.

В период 1950—1959 гг. изучением интрузивов северного и южного склонов Баргушатского хребта занимался Т. Ш. Та-

тевоян. Им приводится детальное геолого-петрографическое описание интрузивных тел и их возрастное расчленение. В частности, им впервые, на вершине г. Арамазд, были выделены граносиениты и сиениты.

В отношении стратиграфии района большой интерес представляют работы В. Т. Акопяна. В 1955—1958 гг., при геологической съемке юго-восточного Зангезура, в районах сс. Татев и Сваранц им впервые фаунистически установлен верхнемеловой возраст осадочных и вулканогенно-осадочных образований, относимых предыдущими исследователями к палеозою и к средней юре.

Первые сведения о форме, размерах и условиях залегания титаномагнетитовых рудных тел Сваранцкого месторождения содержатся в отчетах О. Т. Оганесяна. Для выяснения перспектив месторождения в течение 1957—1959 гг. геофизической партией (Г. Б. Петросян, Г. М. Ванцян и др.) была проведена магнитометрическая съемка, в результате чего выявлены многочисленные участки интенсивных магнитных аномалий.

С 1957—1961 гг. работы Сваранцкой ГПП были в основном направлены на расширение перспектив месторождения путем поисков новых рудных тел и выяснения поведения уже известных рудных тел на глубину. Поисково-съёмочными работами в пределах месторождения были выявлены и описаны многочисленные рудные тела, составлена геологическая карта Сваранцкого месторождения.

Вопросы геологии и рудоносности, а также петрохимические особенности магматических пород северного склона Баргушатского хребта, в частности района Сваранцкого железорудного месторождения, разбираются в работах Э. Х. Гуляна (1958, 1959, 1966).

В последние годы О. П. Гуюмджяном (1963) проводилось детальное геолого-петрографическое изучение интрузивных и метасоматических образований района Баргушатского хребта, в результате чего составлена крупномасштабная геолого-петрографическая карта изучаемого района.

В период 1958—1962 гг. изучением вопросов геологии, петрографии, минералогии, химического состава руд и гене-

зиса Сваранцкого железорудного месторождения занимался автор настоящей работы. Некоторые результаты проведенных исследований частично опубликованы в виде отдельных статей.

III. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Район Сваранцкого железорудного месторождения сложен вулканогенными, вулканогенно-осадочными, осадочными и метаморфическими образованиями верхнемелового и нижнеэоценового возрастов. Эти толщи представлены различными порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, конгломератами, известняками, мергелями, кварц-слюдистыми, хлоритовыми и глинистыми сланцами.

В пределах района месторождения вышеупомянутый комплекс образует синклиналичную структуру северо-западного простираения, прорванную Арамазским массивом, интрузивные и жильные образования которого играют большую роль в геологическом строении месторождения.

1. СТРАТИГРАФИЯ

Стратиграфический разрез района месторождения нами представляется в следующем виде (снизу вверх).

А. ВЕРХНИЙ МЕЛ

Наиболее древними породами являются вулканогенные, вулканогенно-осадочные, осадочные и метаморфические образования верхнего мела, представленные плагиоклазовыми и пироксеновыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, туфоконгломератами, известняками, мергелями, песчаниками, кварц-слюдистыми, хлоритовыми и глинистыми сланцами. Верхнемеловые образования В. Т. Акопяном (1958) подразделены на три свиты, соответствующие следующим ярусам: а) верхний турон—нижний коньяк (татевская свита), б) верхний коньяк (сваранцкая свита), в) сантон (сраберд-такцарская свита).

а) Верхний турон—нижний коньяк. Татевская свита карбонатных пород с прослоями вулканогенного материала развита восточнее с. Сваранц на водоразделе рр. Сваранц и Агандзугет (правые притоки р. Воротан). Эта свита представлена туфобрекчиями, песчаниками, мергелистыми и известковистыми песчаниками, известняками и мергелистыми известняками. Мощность 500 м. Отложения татевской свиты трансгрессивно налегают на размытую поверхность вулканогенной толщи апта (окузаратская свита). На основании фаунистических данных и стратиграфического положения В. Т. Акопян (1958) татевскую свиту относит к верхнему турону — нижнему коньяку.

б) Верхний коньяк. Сваранцкая свита сложена, в основном, туфоконгломератами и туфобрекчиями, содержащими прослой туфопесчаников и линзообразные тела зеленовато-серых и серых мергелистых известняков. На северном склоне Баргушатского хребта полоса этих пород протягивается в северо-западном направлении через северные склоны гг. Сраберд и Такцар. Мощность 750 м. Возраст этой свиты определяется В. Т. Акопяном на основе собранной им фауны: *Callistoceras glatziae* (Fleg.) Andert, *Inoceramus sturmi* Andert (определения В. П. Ренгартена), указывающей на верхнеконьякский возраст пород описываемой свиты. В геологическом строении сваранцкой и отчасти перекрывающей ее сраберд-такцарской свиты определенная роль принадлежит зоне метаморфических пород (кварц-слюдистых, хлоритовых, глинистых сланцев), прослеживающихся в северо-западном направлении от ущелья р. Агандзугет до северного склона г. Такцар.

в) Сантон. Сраберд-такцарская свита представлена мощной толщей вулканогенных пород — различных порфиров и их туфов, туфобрекчий с линзами известняков, которые согласно перекрывают породы сваранцкой свиты. В строении вулканогенной толщи главная роль принадлежит порфиритам. Среди них преобладают андезитовые порфириты и их роговообманковые и пироксен-роговообманковые разновидности. Они представляют собой зеленовато-серые, темно-серые, бурые, плотные породы с порфировой структурой, отличаю-

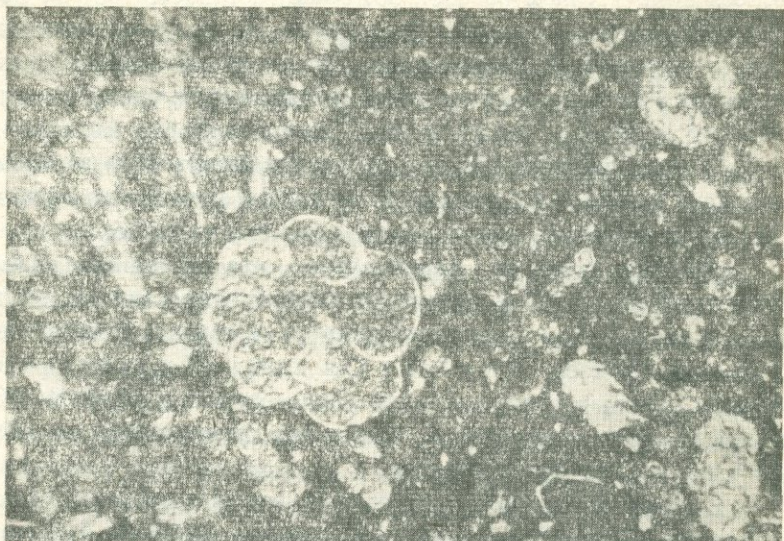
щиеся присутствием роговой обманки. Мощность 1000 м. Сраберд-такцарская свита фаунистически не охарактеризована; она относится В. Т. Аюбяном к сантону на основании согласного налегания на верхнемеловую сваранцкую свиту и постепенного перехода между ними. Такой вывод, по мнению исследователя, подтверждается также региональными данными, согласно которым в Сомхето-Карабахской зоне широко развиты вулканогенные образования нижнего сантона.

Нашими данными установлено, что на южном склоне Баргушатского хребта вулканогенно-осадочная толща, аналогичная сваранцкой и сраберд-такцарской свитам, слагает верховья рр. Хнадзор (Ахсакал) и Хуликджур (Карачангл). Указанная толща состоит из туфоконгломератов и порфиритов с линзами серых известняков. Толща под крутыми углами (50—60°) падает на северо-восток.

В образцах № 46/58 и 47/58 (фиг. 1 и 2), взятых из известняков рр. Хнадзор и Хуликджур (южный склон г. Арамазд) и западного склона г. Кумбургет (северный склон г. Арамазд),



Фиг. 1. Микрофауна верхнего мела в известняках г. Кумбургет. Прозрачный шлиф, ув.× 50.



Фиг. 2. Микрофауна верхнего мела в известняках верховья р. Хнадзор.
Прозрачный шлиф, ув. $\times 50$.

Ю. А. Мартirosян определены одни и те же виды фораминиферы (*Clobotruncana arca* Cushman, *Clobotruncana linnei* d'Orb. и др.) и многочисленные неопределимые *Gumbelina*, указывающие, по ее мнению, на верхнемеловой возраст вмещающих слоев. Исходя из стратиграфического положения этой толщи, литологического сходства с разрезом сваранцкой и сраберд-такцарской свит и заключенной в ней микрофауны (фиг. 1 и 2), она нами относится к верхнему коньяку-сантону. За неимением надежных фаунистических данных она более детально не подразделяется.

Таким образом, на южном склоне г. Арамазд в бассейне рр. Хнадзор и Хуликджур впервые в 1960 г. нами установлен верхнемеловой возраст вулканогенно-осадочных и осадочных пород, ранее относимых к палеозою.

Б. НИЖНИЙ ЭОЦЕН

Нижнеэоценовые образования представлены вулканогенными и вулканогенно-обломочными породами, занимают водораздельную часть Баргушатского хребта, ими сложена

мульда синклинальной структуры северо-западного простирания. Толща состоит из плагиоклазовых, пироксеновых и роговообманковых основных порфиритов, ороговикованных порфиритов и роговиков. В разных горизонтах вулканогенной толщи нижнего эоцена развиты пачки, линзы и прослои туфоконгломератов, туфов, туффитов и туфобрекчий порфиритов. В строении вулканогенной толщи главная роль принадлежит порфиритам и ороговикованным порфиритам. В основании толщи порфиритов, на южном склоне г. Арамазд, встречаются слои и линзы зеленовато-серых и темно-серых плотных конгломератов, сцементированных мелкозернистым туфогенным материалом.

Порфириты нижнего эоцена представляют собой темно-серые, почти черные, иногда с зеленоватым оттенком, плотные породы с порфировыми выделениями плагиоклаза, пироксена и роговой обманки. Среди порфиритов выделяются плагиоклаз-пироксеновые и плагиоклаз-роговообманковые разновидности (последние развиты шире).

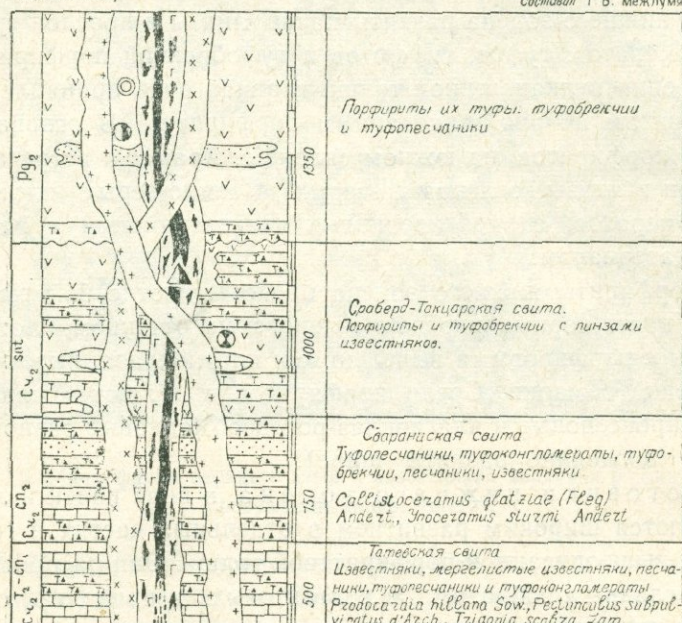
Роговики нижнего эоцена в виде пачек и линз пользуются широким развитием в отдельных частях и горизонтах вышеописанной порфиритовой толщи. Они распространены, главным образом, в контактовых и приконтактных частях интрузива, на северном и южном склонах г. Арамазд. Это—плотные породы с полосчатой текстурой и раковистым изломом. Роговики образовались в результате метаморфизации туфогенных пород под воздействием интрузии.

Туфобрекчии в бассейне р. Хнадзор представляют собой грубообломочные породы, состоящие из остроугольных обломков разложенного порфирита, сцементированных туфовым материалом, обычно замещенных пелитом и хлорит-эпидотовым материалом. Присутствуют также зерна кварца и рудных минералов. Туфобрекчии местами переслаиваются с туфами. Среди туфов сравнительно часто встречаются агломератовые и кристаллические разности серого и зеленовато-серого цветов. Обломки порфиритов в большинстве шлифов представлены как плагиоклазовыми, так и пироксеновыми порфиритами. Структура под микроскопом брекчиевидная.

В среднем течении р. Хнадзор в основании этой толщи

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА РАЙОНА СВАРАНЦСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (с показом приуроченности месторождения к интрузиям и определенным горизонтам)

Составил Г. Б. Межлумян



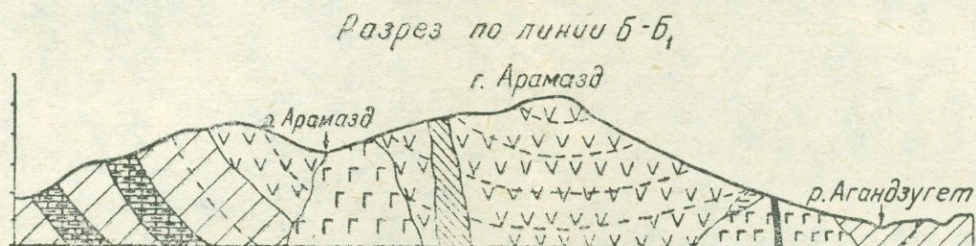
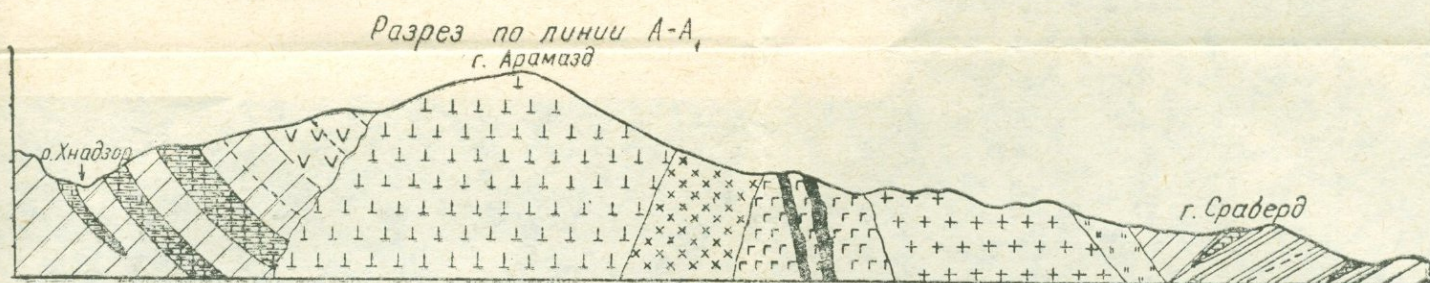
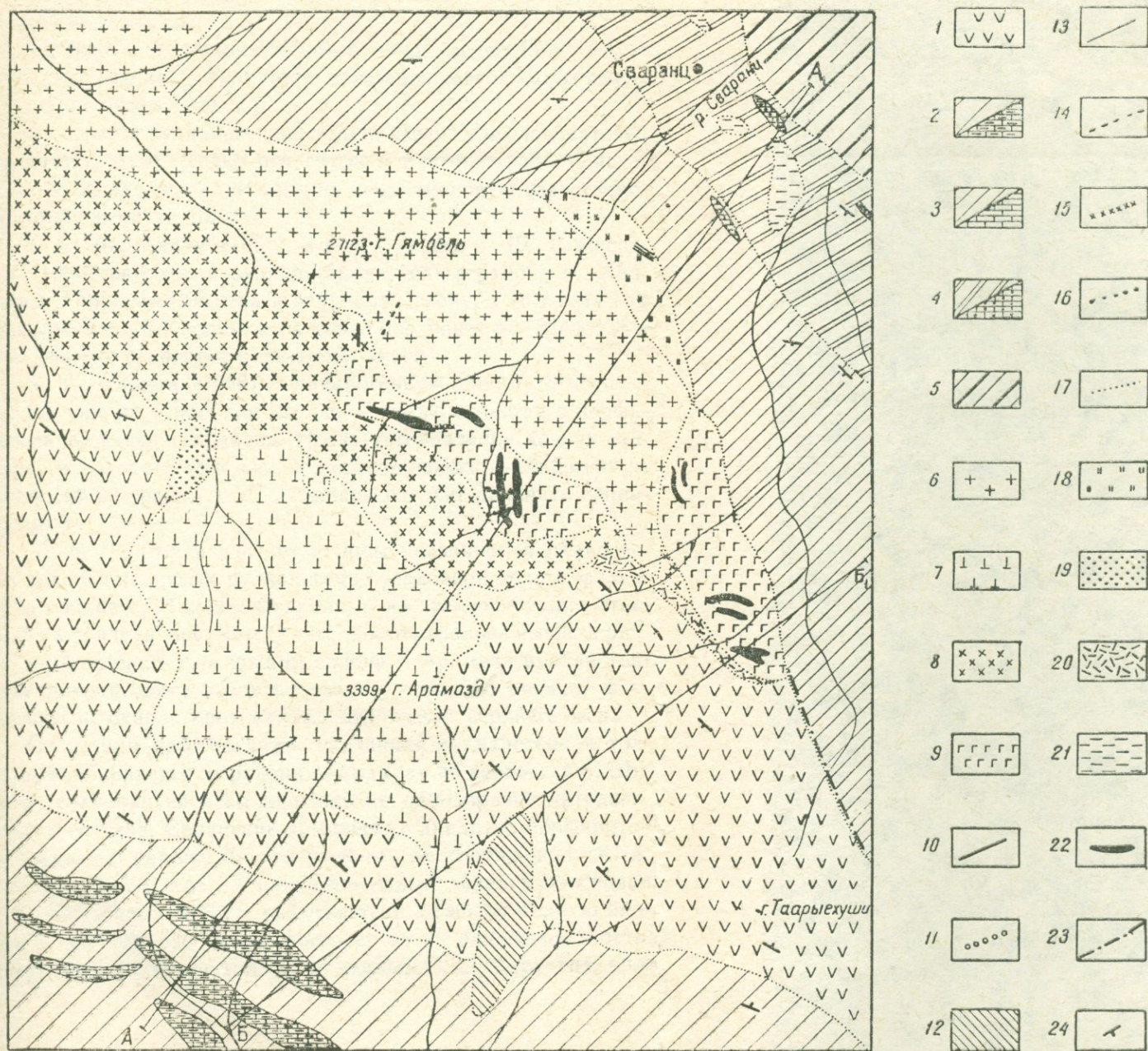
У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я

- Кварцевые диориты, гранодиориты, батолиты
- Сyenиты, граносyenиты и монзониты
- Габбро, оливиновые габбро и троктолиты
- Магнетитовые оливиниты (дайкообразные, линзовидные и шпировые рудные тела)
- Порфиры и их туфы и туфобрекчии
- Известняки
- Песчаники и туфопесчаники
- Туфобрекчии и туфоконгломераты

Типы месторождений и рудопроявлений

- Титаномagnetитовый.
- Рutil-андалузитовый
- Гематитовый
- Жeдно-магнетитовый

Фиг. 3.



Фиг. 4. Геологическая карта района Сваранцкого железорудного месторождения. 1962 г. (составил Г. Б. Межлумян на основании личных исследований с использованием данных В. Т. Акопяна и Сваранцкой ГПП)

Условные обозначения:

1. Нижний эоцен. Порфириды, их туфы и туфобрекчии, туфопесчаники.
2. Верхний коньяк—сантон; а) порфириды, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфобрекчии; б) линзы известняков.
3. Сантон, а) сраберд-такцарская свита вулканогенных пород: порфириды и туфобрекчии; б) линзы известняков.
4. Верхний коньяк, а) сваранцкая туфоосадочная свита: туфопесчаники, туфоконгломераты, известняки и песчаники; б) линзы известняков.
5. Верхний турон—нижний коньяк. Татевская свита карбонатных и туфогенных пород: известняки, мергелистые известняки, песчаники, туфопесчаники и туфоконгломераты.
6. Нижний эоцен. Кварцевые диориты, гранодиориты и банатиты.
7. Нижний эоцен. Сиениты и граносиениты.
8. Нижний эоцен. Монцитоны, кварцевые монцитоны и гиперстеновые монцитоны.
9. Нижний эоцен. Габбро, оливковые габбро и троктолиты.
10. Аплиты и гранит-аплиты.
11. Гранодиорит-порфиры.
12. Андезито-базальты.
13. Роговообманковые габбро-порфиры.
14. Пироксен-роговообманковые габбро-порфиры.
15. Одниты.
16. Веербахиты.
17. Оливковые габбро-порфиры.
18. Кварциты.
19. Гидротермально-измененные порфиры с серноколчеданным оруденением.
20. Эпидотизированные порфиры с оруденением меди и железа.
21. Кварц—слюдистые и хлоритовые сланцы.
22. Рудные тела титаномагнетитовых оливинитов.
23. Тектонические нарушения.
24. Элементы залегания пород.

А. Л. Додин (1940) описывает конгломераты, состоящие из остроугольных и хорошо окатанных галек известняков, порфиритов и обломков фауны, сцементированных известково-песчанистым цементом.

Верхняя часть нижнеэоценовой толщи, вследствие размыва не сохранилась. Мощность сохранившейся части свиты составляет около 1000 м.

О возрасте вулканогенной толщи взгляды исследователей расходятся. А. Л. Додин относит ее к палеоцен-эоцену, исходя из ее согласного налегания на верхнемеловую известняково-вулканогенную толщу.

С. С. Мкртчяном (1958), а вслед за ним Т. Ш. Татевосяном (1960) описанная вулканогенная толща района гг. Арамазд и Таркатар отнесена к верхнему девону, в то время как продолжение этой толщи в бассейне верховьев рр. Шенатаг и Гехи ими же относится к нижнему эоцену.

А. Т. Асланян (1958) вулканогенную толщу относит к нижней юре на основании литологического сходства с порфиритами Кафанского района. После установления коньяк-сантонского возраста отложений, подстилающих вулканогенную толщу, точку зрения А. С. Асланяна следует признать неприемлемой.

Ж. М. Григорян считает породы указанной вулканогенной толщи аналогами вулканогенно-осадочной толщи, развитой в районе сс. Татев и Сваранц, и на этом основании относит их к средней юре, между тем, как отмечалось выше, в районе этих селений и на южном склоне г. Арамазд вулканогенно-осадочная свита вверх по разрезу согласно сменяет фаунистически охарактеризованные отложения верхнего мела.

По нашим наблюдениям, указанная вулканогенная толща прослеживается от района г. Арамазд до верховьев р. Шенатаг, сохраняя на всем протяжении однообразие литологического состава. Сравнение химических анализов порфиритов г. Арамазд и района Дастакертского месторождения (К. А. Карамян, 1952), где их нижнеэоценовый возраст обоснован С. С. Мкртчяном (1958), указывает на их почти полную аналогию, что еще раз свидетельствует об их одновозрастности. Далее вулканогенная толща, по данным С. С. Мкртчяна, про-

слеживается на юг и юго-запад до Ордубадского района Азербайджанской ССР, где она налегает на фаунистически охарактеризованные отложения датского яруса и трансгрессивно перекрывается фаунистически охарактеризованной вулканогенно-осадочной толщей среднего эоцена.

Нами вулканогенная толща водораздельной части Баргушатского хребта отнесена к нижнему эоцену, исходя из следующих соображений:

1. На южном склоне г. Арамазд она трансгрессивно перекрывает отложения верхнего мела, а в Ордубадском районе — фаунистически охарактеризованные отложения датского яруса.

2. Отложения верхнего сенона, которые согласно стратиграфической последовательности должны были сменить толщу сантона, всюду, в пределах Сомхето-Кафанской тектонической зоны, представлены карбонатной фацией, а начало вулканической деятельности совпадает с нижнеэоценовым временем.

Таким образом, в результате геологических исследований вместо господствовавших до сих пор представлений относительно антиклинальной структуры района г. Арамазд устанавливается синклинальная структура, к которой приурочен Арамаздский интрузивный массив.

2. ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ РАЙОНА

Вопросы геологического строения, тектоники и структуры Малого Кавказа и сопредельных его частей неоднократно обсуждались в печати и нашли отражение в работах К. Н. Паффенгольца (1938, 1948), Л. Н. Леонтьева (1949), А. Т. Асланяна (1957, 1958), Е. Е. Милановского (1956), А. А. Габриеляна (1958, 1959, 1968) и др. В этих работах были обстоятельно охарактеризованы отдельные структурные единицы и тектонические элементы первого, второго и более низкого порядков.

По тектонической схеме К. Н. Паффенгольца (1948, 1958) и В. П. Ренгартена (1930), Баргушатский рудный район входит в складчатую зону Армении. Согласно схеме А. Т. Асла-

няна, исследуемый район входит в зону Кафанского моно-клинория.

По А. А. Габриеляну, Баргушатский рудный район является частью Армянского структурного комплекса и в районе сс. Татев и Сваранц граничит с Сомхето-Кафанским комплексом. Границы между выделенными структурными единицами четко отбиваются по контакту палеогеновых и юрских образований.

В геологическом строении Зангезура, охватывающего и Баргушатский рудный район, принимают участие различные образования палеозоя, мезозоя, эоцена, олигоцена, миоцена, плиоцена и постплиоцена. Основным структурным элементом Зангезура является крупный куполовидный антиклинорий общекавказского простираения, осложненный на крыльях вторичной складчатостью. До последнего времени район Баргушатского хребта предыдущие исследователи считали антиклиналью северо-западного простираения, в ядре которой обнаруживаются палеозойские образования.

Исследования, проведенные нами в последние годы, показали, что центральная часть Баргушатского хребта, в районе г. Арамазд, представляет собой синклинальную структуру второго порядка северо-западного простираения, крылья которой сложены верхнемеловыми, а ядро — эоценовыми образованиями.

На северном склоне Баргушатского хребта (в районе сс. Сваранц и Татев) верхнемеловой возраст вулканогенно-осадочных и осадочных пород, ранее относимых к палеозою, впервые в 1958 г. установлен В. Т. Акопяном, а на южном склоне этой же горы — в бассейне рр. Хнадзор и Хуликджур — в 1960 г. нами.

Как видно из геологической карты района Сваранцского месторождения и разрезов к ней, в районе г. Арамазд (центральная часть Баргушатского хребта) устанавливается асимметричная структура. Асимметричность синклинальной складки фиксируется тем, что угол падения юго-западного крыла довольно крутой и составляет $50-65^\circ$ (в бассейнах рр. Хнадзор и Хуликджур), а северо-восточного крыла — пологий — $25-35^\circ$ (в районе сс. Сваранц и Татев). Ось синклинали про-

слеживается от местности Таркатар к северо-западу через гребень Баргушатского хребта. Синклинальный характер складки подтверждается также широким развитием эоценовых вулканогенных образований в центральной части мульды и наличием синклинальной структуры в районе г. Еркатасар и Бичанаг (северо-западное продолжение исследуемой территории).

Баргушатская складчатая зона разбита крупными разломами северо-западного простирания и многочисленными мелкими разрывными нарушениями местного характера. Вдоль этих разломов — нарушений различных типов — внедрялись интрузивы Баргушатского рудного района, представленные более чем десятью выходами весьма различных размеров (Лернашен-Дарабасский, Дастакертский, Гехи-Кяртский, Ковшут-Кюртский, Газаналичский, Арамаздский, Аравус-Бнунисский, Ахлатян-Кызылшафакский и др.) со сложным петрографическим составом.

В частности, Арамаздский интрузивный массив внедрился вдоль разрывного нарушения, являющегося северо-западным продолжением Хуступ-Гиратахского регионального разлома. Об этом свидетельствует широкое развитие зеркал скопления, перетирания, раздробления и брекчирования вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород сраберд-такцарской свиты на северном и северо-восточном контактах Арамаздского интрузива и последующая их цементация интрузивной породой (в ущелье р. Агандзугет и дальше к югу).

Следующий разлом проходит южнее исследуемой территории и выходит за пределы рамок представленной карты района. Этот разлом также имеет северо-западное направление, по которому контактирует интенсивно дислоцированные отложения верхнего девона (впервые фаунистически установлены С. С. Мкртчяном) и верхнемеловые образования р. Хнадзор.

Данные предыдущих исследований и исследования автора позволяют на южном склоне Баргушатского хребта выделить известняки двух возрастов — верхнедевонские и верхнемеловые, которые отличаются по степени дислоцированности, цвету, составу и ряду других особенностей.

Анализируя историю тектонического развития Баргушатского рудного района и факты прорыва вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ указанных возрастов интрузивными массивами, необходимо подчеркнуть, что интенсивная складчатость и разрывные дислокации имели место в верхнем эоцене — миоцене, в результате нескольких этапов развития структур. Последние служили основными путями, вдоль которых внедрялись интрузивы Баргушатского района, проявляя взаимообусловленность интрузивного магматизма и тектонических структур.

С миоценовыми гранитоидами тесно связаны промышленные концентрации меди и молибдена, а с габброидами — титаномagnetита и апатит-магнетита. В Баргушатском рудном районе довольно отчетливо проявляется специфика и взаимосвязь между интрузивным магматизмом, типом оруденения и тектоническими структурами. Возрастные взаимоотношения различных типов пород в пределах одного и того же массива указывают на последовательность фаз внедрения интрузивов Баргушатского района.

Прежде чем перейти к вопросу о возрасте и последовательности образования интрузивных пород Арамаздского массива, остановимся вкратце на существующих точках зрения по этим вопросам.

Интрузивные массивы Баргушатского рудного района изучали А. Н. Соловкин (1939), В. Н. Котляр (1940), И. Г. Магакьян (1946), Г. О. Пиджян (1951), Т. Ш. Татевосян (1957, 1959, 1960) и другие. Однако до настоящего времени нет единой точки зрения относительно возраста интрузивов. По К. Н. Паффенгольцу и В. Г. Грушевому, интрузивная деятельность имела место в промежутке между олигоценом и миоценом. По А. Т. Асланяну и В. Н. Котляру, интрузивы южного и северного склонов Баргушатского хребта относятся к верхнеэоценовому и олигоценовому возрасту. И. Г. Магакьян и С. С. Мкртчян (1957) относят их к миоцену.

Разногласия имеются и в отношении фаз внедрения интрузивов. Так, А. Н. Соловкин в южной части бассейна р. Базарчай отмечает двухфазовое внедрение интрузивов: первая или ранняя — основного состава и вторая — гранитоидного.

И. Г. Магакьян выделяет три последовательные фазы внедрения интрузивов: а) габброиды, б) гранодиориты, переходящие в кварцевые монцониты, и монцониты, в) сиениты, граносиениты и граниты.

В. Н. Котляр на северном склоне Баргушатского хребта выделяет две группы интрузий: а) габбро-пироксенитовую, б) кварцево-монцонитовую.

Ж. М. Григорян выделяет три фазы: 1) габбро-пироксениты; 2) монцониты и 3) граниты, а Г. О. Пиджян — четыре: а) габброиды, б) монцониты, в) сиениты и г) гранитоиды.

На южном и северном склонах Баргушатского хребта Т. Ш. Татевосяном выделяются четыре группы интрузивов.

На основании изучения взаимоотношений различных пород Арамаздского интрузива автором выделяются три последовательные фазы внедрения: а) ультраосновные-основные породы, б) монцониты и сиениты, в) кварцевые диориты и гранодиориты.

Взаимоотношения ультраосновных и основных пород позволяют внутри первой фазы выделить две субфазы — ультраосновную и основную. Среди основной субфазы, а также второй и третьей фаз имеются переходные разновидности пород, являющиеся результатом кристаллизационной дифференциации магмы и ассимиляции боковых пород. Детальная характеристика пород интрузивных фаз, субфаз и фаций Арамаздского массива и их взаимоотношений дается ниже, в специальной главе.

Возраст Арамаздского интрузива устанавливается в широких пределах — от среднего—верхнего эоцена до миоцена включительно. Он прорывает вулканогенную толщу нижнего—среднего эоцена (?) и перекрывается глинисто-диатомитовой толщей плиоцена, по аналогии с другими интрузивными породами Баргушатского района, на размытой поверхности которых трансгрессивно налегают плиоценовые образования. Период между верхним эоценом и миоценом характеризуется интенсивной складчатостью и разрывными дислокациями.

Наше мнение подтверждается данными радиологических исследований Мегринского плутона калий-аргоновым мето-

дом. Абсолютный возраст Мегринского плутона, сателлитами которого, по мнению большинства исследователей, являются интрузивы Баргушатского хребта, в том числе и Арамазский массив, составляет 48—25 млн. лет, что соответствует промежутку верхний эоцен — нижний миоцен.

Интрузивные комплексы Баргушатского рудного района представляют определенный промышленный интерес в отношении содержания молибдена, меди и железа; подчиненное значение имеют полиметаллы и ряд редких и рассеянных элементов. Каждый генетический тип оруденения связан с определенным магматическим комплексом, внедрение и формирование которого обусловлено определенным типом структур и тектонических условий.

Третичные и частично новейшие тектонические движения сыграли важную роль в формировании современного структурно-тектонического плана Баргушатского хребта и в образовании местных структурных элементов. Пространственное распространение современной гидрографической сети, строение водоразделов, общий характер гипсометрии и формы рельефа обусловлены, в основном, интенсивным проявлением третичных (конец плиоцена) и неотектонических движений.

3. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ РАЙОНА

Металлогеническими исследованиями И. Г. Магакьяна (1946, 1950, 1952, 1957, 1959), С. С. Мкртчяна (1948, 1957, 1958), Ш. А. Азизбекова (1947, 1958), Г. А. Твалчредидзе (1960, 1961) и других выявлены основные закономерности металлогении тектоно-магматических комплексов Малого Кавказа. Ими установлена тесная взаимосвязь оруденения с этапами развития структур и магматизма, а также зависимость между характером тектоники, интрузивными комплексами, составом и типом оруденения.

Исходя из геологического строения, истории формирования, магматизма и характера металлогении, И. Г. Магакьяном в пределах Армянской ССР выделяются три структурно-металлогенические зоны, имеющие поясовое расположение: а) Алаверди-Кафанская, б) Памбак-Зангезурская и в) Севано-Амасийская.

В пределах каждой структурно-металлогенической зоны выделяется несколько тектоно-магматических комплексов, под которыми понимаются крупные структурные единицы или их части с присущими им определенными по составу, времени и месту проявления (относительно развития данной структуры) магматическими породами. Интересующая нас Памбак-Зангезурская структурно-металлогеническая зона подразделяется на три тектоно-магматических комплекса: Памбакский, Айодзорский (Даралагязский) и Зангезурский.

В южной и юго-восточной части Армянской ССР Алаверди-Кафанская структурно-металлогеническая зона граничит с Зангезурским тектоно-магматическим комплексом. Эти две различные геологические области, по С. С. Мкртчяну (1958), на юге резко разграничиваются Хуступ-Гиратахским разломом и существенно отличаются по геологическому строению, истории формирования, магматизму и характеру металлогении.

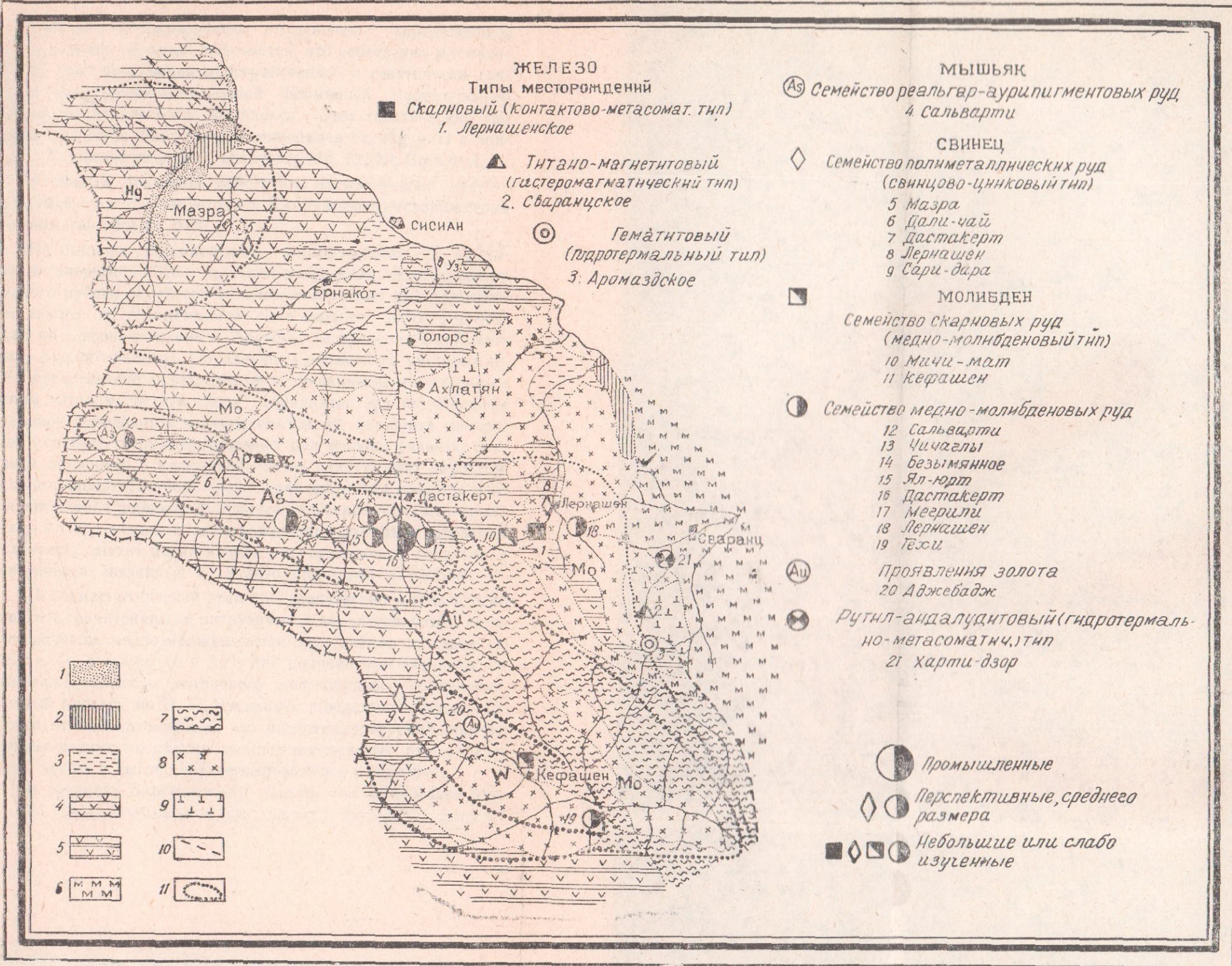
Арамазский интрузивный массив расположен в пределах Баргушатского рудного района, входящего, в свою очередь, в Памбак-Зангезурскую структурно-металлогеническую зону, для которой характерны, главным образом, медно-молибденовый, железорудный (собственно магматический и скарновый) и полиметаллический тип эндогенного оруденения.

Металлогения Памбак-Зангезурской зоны, в основном, олигоцен-миоценового возраста. Исключение составляют небольшие проявления реальгара (Сальварт) и киновари (Биченаг), вероятно значительно более молодого — плиоценового возраста.

Промышленные концентрации меди и молибдена, генетически связанные с миоценовыми гранитоидами, представлены прожилково-вкрапленным типом оруденения.

По геологическим условиям, времени образования и приуроченности оруденения к определенным типам структур и пород эндогенная минерализация в Баргушатском рудном районе протекала в два этапа:

- 1) ранний — собственно магматический и
- 2) поздний — послемагматический (скарновый, гидротермальный).



Фиг. 5. Геолого-металлогеническая карта Баргушатского рудного района по И. Г. Магакьяну (с некоторыми дополнениями Г. Б. Межлумяна по району Сваранцкого железорудного месторождения).

Условные обозначения:

1. Аллювиально-делювиальные и пролювиальные отложения.
2. Четвертичные лавы и вулканические туфы.
3. Плиоцен. Диатомиты, глины, песчаники.
4. Верхнечетвертичная вулканогенная толща.
5. Эоцен. Различные эффузивы, туфы и туфобрекчии.
6. Верхний мел. Известняки, различные порфиры, туфоконгломераты и туфобрекчии.
7. Девон-силур, (?). Вулканогенная толща, известняки.
8. Миоцен. Монзониты, гранодиориты, граносиениты, кварцевые диориты.
9. Миоцен. Габбро.
10. Тектонические нарушения.
11. Ореолы молибденита (Mo), шеелита (W), золота (Au), реальгара (As), киновари (Hg) в шлихах.

При анализе взаимосвязи оруденения с определенными типом структур и пород выясняется, что собственно магматический этап оруденения пространственно и генетически связан с ультраосновной-основной формацией Зангезурского тектоно-магматического комплекса. Этот генетический тип характеризуется присутствием минералов Fe, Mg и Ti с примесью V и незначительных количеств Mn, Cr, Ni, Co и т. д.

Типичным примером собственно магматических месторождений служат Сваранцкое и Камакарское месторождения титаномагнетитовых руд.

На примере Камакарского месторождения И. Г. Магакьян впервые в 1946 г. выделил в пределах Зангезурского рудного района семейство титаномагнетитовых руд. Оруденение такого же генетического типа позднее было установлено на северном склоне г. Арамазд (в пределах Баргушатского рудного района). Оруденение Сваранцкого месторождения представлено вкрапленным и прожилково-вкрапленным типом титаномагнетита среди оливинитов при подчиненном значении перидотитов и пироксенитов. Из нерудных минералов в составе титаномагнетитовых руд широко развиты оливин и серпентин, в малом количестве присутствует пироксен. В виде твердого раствора среди зерен магнетита имеются мелкие выделения шпинели. В отличие от Сваранцкого месторождения на Камакарском месторождении некоторым развитием пользуется апатит-магнетитовый тип оруденения, локально и генетически связанный с сиенито-диоритами и габбро.

Послемагматический этап пространственно и генетически связан с гранитоидными интрузиями и характеризуется, главным образом, медно-молибденовым оруденением (с примесью Re, Se, Te, а также Au и Ag), при подчиненном значении полиметаллического и скарнового железорудного оруденения. Рудный процесс, по И. Г. Магакьяну, представлен всеми стадиями от пневматолитовой до низкотемпературной, причем промышленные скопления медно-молибденовых руд образуются только в высоко-среднетемпературных условиях.

В пределах Баргушатского тектоно-магматического комплекса И. Г. Магакьяном выделяются 4 типа руд: (железо-

рудный (скарновый), медно-молибденовый, полиметаллический и реальгаровый, образование которых имело место в указанной последовательности. Первые три типа представляют этапы единого рудного процесса, связанного с миоценовым циклом, а последний, реальгаровый тип, значительно моложе—плиоценового возраста.

Характерными рудными минералами являются молибденит и халькопирит. Присутствуют также пирит, магнетит, гематит, сфалерит, галенит, местами шеелит, реальгар, медновисмутовые минералы, пирротин, борнит, энаргит, блеклые руды, самородное золото, киноварь, рутил, алабандин и др.

Господствующим типом послемагматического оруденения Баргушатского рудного района является медно-молибденовый (Дастакерт), который представляет основную промышленную ценность. Для этого типа характерна тесная ассоциация меди и молибдена. Дастакертское месторождение, по И. Г. Магакьяну, К. А. Карамяну и Г. О. Пиджяну, относится к типу среднетемпературных гидротермальных образований семейства медно-молибденовых руд и связывается с глубинным очагом гранитоидной магмы верхнетретичного (миоценового) возраста.

Семейство скарновых руд в Баргушатском рудном районе подразделяется на два типа: а) медно-молибденовый и б) железорудный.

Медно-молибденовый скарновый тип оруденения представлен гранат-пироксеновыми (Паягано-Кефашенская группа) и гранатовыми (Мичиматское) скарнами с вкрапленностью и чешуйками сульфидов меди и молибдена, образовавшимися в результате контактового воздействия гранодиоритов и граносиенитов на известняки.

В Паягане среди скарнов имеются небольшие гнезда медных и полиметаллических (цинковых) руд, а в Кефашене — медно-молибденовые гнезда.

Шенатагское скарновое железорудное оруденение представлено эпидот-магнетитовыми скарнами в контакте гранодиоритов с известняками. Последние два генетических типа относятся к контактово-метасоматическим образованиям.

Полиметаллическое оруденение (Мазра, Дали-чай, Дас-

такерт, Лернашен, Сари-дара) представлено жилами сульфидов свинца и цинка гидротермального происхождения среди вулканогенных пород олигоцена (?).

На Сваранцком месторождении также следует выделить гематитовый тип железорудного оруденения. Последнее относится к семейству гематитовых руд гидротермального происхождения и приурочено к вулканогенным породам нижнего эоцена.

Основными морфологическими типами оруденения послемагматических месторождений Баргушатского рудного района являются штокверковый и вкрапленный (Дастакерт, Мегри, Чичаглы, Ялюрт, Пюсек, Сальварт и др.), подчиненную роль играют метасоматические гнезда скарнов (Мичимат, Шенатаг) и трещинные жилы (Мазра, полиметаллические проявления Дастакерта и бассейна р. Дали, гематитовое оруденение г. Арамазд) и т. д.

Послемагматический тип оруденения обычно залегает в экзоконтактовых частях небольших интрузий гранитоидов (в порфиритах, их туфах, известняках); реже оруденение сосредоточено в зоне их эндоконтакта (Гехи, частью Дастакертская группа).

Основными структурами, контролирующими оруденение послемагматического типа, являются нарушения СЗ-ЮВ, местами близширотного простиранья, вдоль которых внедрялись небольшие интрузивные массивы.

Таким образом, металлогеническая специализация Баргушатского рудного района характеризуется двумя этапами эндогенной минерализации: а) ранним — собственно магматическим (ранне- и позднемагматический) и б) поздним — послемагматическим (скарновый, гидротермальный).

Собственно магматический тип оруденения пространственно и генетически тесно связан с ультраосновной-основной формацией, а послемагматический — с умеренно кислыми интрузивами Баргушатского хребта.

4. КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АРАМАЗДСКОГО ИНТРУЗИВНОГО МАССИВА

А. ВЗАИМООТНОШЕНИЕ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ВНЕДРЕНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Необходимость геолого-петрографической характеристики и выяснения закономерностей образования и формирования Арамазского интрузива обусловлена тем, что железорудное оруденение Сваранцкого месторождения пространственно и генетически тесно связано с ультраосновной-основной формацией этого же массива. До открытия Сваранцкого железорудного месторождения Арамазский массив не являлся объектом специального геолого-петрографического изучения. Некоторые общие данные по геологии и петрографии этого интрузива к началу наших исследований встречаются в работах Л. А. Додина (1940), И. Г. Магакьяна и В. Х. Ароян-Иашвили (1946), К. Н. Паффенгольца (1948), С. С. Мкртчяна (1948), Т. Ш. Татевосяна (1957) и других исследователей.

За последние пятнадцать лет по геологии и магматизму района Сваранцкого месторождения проводились детальные исследования, результаты которых освещены в работах многих исследователей (Э. Х. Гулян, 1966, 1966; В. Т. Акопян, 1959, 1962; Т. Ш. Татевосян, 1960; О. П. Гуюмджян, 1963 и других).

Геологическое строение и краткая петрографическая характеристика интрузивных пород упомянутого массива приводится ниже по материалам личных исследований автора.

Арамазский интрузивный массив занимает площадь около 34 кв. км. Конфигурация выхода этого интрузива неправильная и в плане несколько вытянута в северо-западном направлении. По форме массив напоминает небольшой шток с пологопадающими контактами. Судя по эрозионному срезу, выходам многочисленных апофиз в приконтактовых частях интрузива, а также ширине контактовых измененных зон, исследуемый массив на глубине расширяется. Арамазский массив имеет довольно сложный петрографический состав, в

его строении принимает участие почти вся гамма интрузивных пород от ультраосновных-основных до кислых со своими разновидностями. В пределах Арамаздского массива выделяются ультраосновные-основные породы, сиениты и монцониты, кварцевые диориты и гранодиориты, которые по времени образования соответствуют последовательным фазам внедрения материнской магмы. Ниже дается анализ взаимоотношений, характерных особенностей интрузивных пород, а также их пространственное обособление, на основании которых автор рисует последовательность образования и формирования Арамаздского массива. Одной из характерных черт интрузивных пород, слагающих Арамаздский массив, является их пространственная обособленность и грубозональное строение.

Ультраосновная-основная формация характеризуется большим разнообразием интрузивных пород, в состав которой входят члены двух главных рядов — основного и ультраосновного. Основные породы представлены мелко-, средне- и крупнозернистыми оливиновыми габбро, троктолитами, нормальными габбро и габбро-диабазам, амфиболизированными габбро, биотитовыми габбро, анортозитами, а ультраосновные — титаномангнетитовыми оливинитами, перидотитами, пироксенитами, серпентинитами и т. д., которые образуют единую полосу северо-западного направления, шириною 1,0—1,5 км и длиной около 6,0 км. В местности Тахт-юрт ультраосновные-основные породы прорываются гранодиоритами и кварцевыми диоритами того же массива, вследствие чего полоса ультраосновных-основных пород делится на две части — северо-западную и восточную.

Нахождение обломков и ксенолитов оливиновых габбро и троктолитов в монцонитах, а также факты прорыва различных основных пород апофизами кварцевых диоритов и гранодиоритов (на центральном, северо-западном и юго-восточном участках месторождения) явно свидетельствуют о том, что породы ультраосновной-основной формации являются самыми ранними интрузивными образованиями Арамаздского массива. В пользу этого говорят также крупные ксенолиты оливиновых габбро в гранодиоритах г. Гамбель (в пределах этого же массива), описанные Т. Ш. Татевосяном.

Породы основного ряда рассматриваемой формации раз-

личаются количественным соотношением лейкократовых и меланократовых минералов, в том числе второстепенных и акцессорных минералов. Некоторые разновидности основных пород характеризуются присутствием или отсутствием оливина или пироксена. Наиболее характерными и общими акцессорными минералами для всех пород основного состава являются магнетит, ильменомagnetит, ильменит, апатит и сфен.

Породы основного состава связаны между собой постепенными переходами, что затрудняет выяснение возрастных взаимоотношений между ними. Отсутствие резких контактов между породами основного ряда, с одной стороны, и постоянное присутствие одних и тех же акцессорных минералов — с другой, позволяют рассматривать их как результат дифференциации магмы основного состава.

Исходя из различия петрографического и химического состава, текстурно-структурных особенностей, взаимоотношений и постепенного характера переходов, среди пород основного ряда можно выделить три интрузивные фации: а) первая — оливиновые габбро и троктолиты; б) вторая — габбро-диабазы, нормальные габбро и амфиболизированные габбро; в) третья — мелкозернистые габбро, оливиновые габбро и троктолиты.

Среди пород первой интрузивной фации основного состава наиболее широким развитием пользуются крупно- и среднезернистые оливиновые габбро и троктолиты, являющиеся вмещающими породами ультраосновных рудных дифференциатов Сваранцкого железорудного месторождения. Пространственно, вместе с оливиновыми габбро и троктолитами, обособляются также анортозиты, которые по сравнению с первыми имеют резко подчиненное распространение. Анортозиты в виде полос, жил и шлиров приурочены к троктолитам и чередуются с меланократовыми полосами ультраосновных пород.

Для фации габбро и троктолитов характерен основной плагиоклаз (№ 72—96), а из акцессорных минералов — магнетит, ильменомagnetит, ильменит, апатит и сфен. Породы этой фации характеризуются высоким содержанием Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , FeO , MgO и низким содержанием SiO_2 (табл. 1).

Породы второй интрузивной фации: оливи-

Таблица

Результаты химических анализов ультраосновных и основных пород Свараньского железорудного месторождения и их числовые характеристики, вычисленные по методу А. Н. Заварицкого

№ пробы	Наименование пород	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ппп	Сум- ма	a	c	b	s	a'	l'	m'	c'	n	t	θ	φ	Аналитики
263	Серпентинизированный титаномагнетитовый оливинит	22,24	1,40	2,86	30,98	13,42	0,39	22,14	0,43	0,43	0,20	0,13	6,42	101,04	0,5	0,4	74,2	24,9	2,7	49,7	47,6	—	69,7	4,6	—51,6	33,5	А. К. Иванян
170	То же	26,22	1,45	2,97	24,21	13,42	0,39	24,81	1,07	0,15	0,08	0,30	5,10	100,17	0,5	1,2	69,6	28,7	1,1	42,9	56,0	—	71,4	3,8	—44,8	25,69	В. А. Бабаян
265	"	29,62	0,61	0,65	18,68	11,21	0,38	29,87	0,93	0,49	0,36	0,30	7,82	100,12	0,7	0,7	68,5	30,1	—	33,6	65,0	1,4	33,0	1,7	—41,9	19,4	А. К. Иванян
3	"	30,94	0,79	1,14	15,45	11,35	0,38	29,47	0,86	0,77	0,34	0,72	8,18	100,39	1,4	0,5	66,3	31,8	—	31,8	66,8	1,4	73,6	1,9	—39,7	17,3	В. А. Бабаян
489	Перидотит (верлит)	34,20	0,78	0,67	14,83	18,38	0,44	27,17	3,46	0,38	0,04	0,14	—	100,44	0,7	—	66,7	32,6	—	37,8	57,0	5,2	93,5	1,6	—36,2	15,7	З. Ш. Гаспарян
18	Магнетитовый трокто- лит	38,44	0,44	24,43	7,00	6,05	0,10	7,64	13,59	1,14	0,40	0,34	1,10	100,67	3,4	16,8	30,0	49,8	—	44,5	48,8	6,7	81,8	0,7	—24,0	22,6	В. А. Бабаян
451	"	39,40	0,51	23,60	7,18	6,49	0,12	7,46	13,60	1,34	0,26	0,24	0,66	100,86	3,7	15,6	30,5	50,2	—	45,0	45,9	9,1	89,3	0,9	—22,6	22,2	В. А. Бабаян
253	Оливиновое габбро	40,06	0,61	21,23	8,07	6,19	0,16	8,78	13,93	0,74	0,15	—	0,58	100,50	1,9	14,4	33,9	49,8	—	41,0	47,3	11,7	88,7	1,2	—18,6	21,8	А. К. Иванян
440	"	41,56	0,72	19,11	5,92	8,24	—	9,19	14,35	0,54	0,89	—	—	100,52	4,4	15,2	39,9	41,6	2,5	40,3	34,9	—	46,8	1,3	—41,9	22,8	З. Ш. Гаспарян
170a	"	41,15	1,02	16,20	7,66	7,67	0,24	10,31	15,46	0,71	0,10	—	—	100,82	1,7	10,0	40,3	48,0	—	34,9	43,3	21,8	91,8	1,8	—17,4	16,2	А. К. Иванян
10	Уралитизированное магнетитовое габбро	41,25	1,20	16,26	10,09	7,57	0,18	6,00	13,59	1,58	0,96	0,10	1,57	100,35	5,2	8,8	35,9	50,1	—	46,5	29,5	23,9	71,0	2,1	—19,0	25,0	С. Ш. Серопян
235	Габбро нормальное	47,46	0,51	22,63	4,18	6,19	0,13	4,16	9,99	2,77	0,60	—	1,74	100,36	7,7	13,0	18,9	60,4	—	55,9	41,5	2,6	88,1	0,7	—7,2	20,8	А. К. Иванян
302	"	48,64	0,51	21,58	3,52	6,04	0,12	3,36	12,30	3,52	0,61	0,12	0,42	100,74	9,1	10,9	20,5	59,5	—	45,8	29,5	24,7	90,3	0,7	—10,1	15,6	В. А. Бабаян

Анализы произведены в химической лаборатории ИГН АН Армянской ССР

новые габбро и троктолиты по направлению к периферии на отдельных участках габбровой полосы постепенно переходят в амфиболизированные габбро, габбро-диабазы, биотитовые габбро (на центральном участке), калишпатовые и кварц-калишпатовые габбро (к северо-западу от участка Качал-Дош), которые от пород первой фации отличаются как по петрографическому и химическому составу, так и сравнительно низкими номерами платиоклаза (лабрадор), высоким содержанием апатита, сфена и, наконец, габбро-диабазовой структурой. Для пород второй фации основного ряда характерны темноцветные минералы вторичного происхождения — роговая обманка, актинолит, биотит, эпидот, хлорит и т. д.

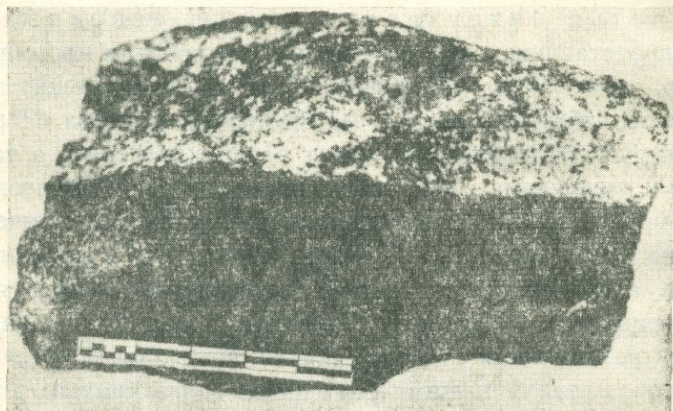
Таким образом, габбро-диабазы, амфиболизированные габбро, биотитовые габбро представляют отдельную фацию комплекса основных интрузивных пород.

Третья интрузивная фация основных пород представлена мелкозернистыми разностями нормальных габбро, оливиновых габбро и троктолитов, занимающих краевые части габбровой полосы Арамаздского массива. Переходы между перечисленными тремя разновидностями, а также другими основными породами постепенные и макроскопически неуловимые. С появлением и возрастанием количества оливина мелкозернистые габбро переходят в оливиновые габбро, а при отсутствии пироксена последние переходят в мелкозернистые троктолиты. Поскольку охарактеризованные породы различаются от пород первой интрузивной фации основного состава меньшими размерами слагающих их компонентов, порфировым сложением и почти полным отсутствием в них ультраосновных рудных дифференциатов, то естественно их отнесение к отдельной интрузивной фации основного комплекса.

Ультраосновные породы. Среди оливиновых габбро и троктолитов первой фации пород основного комплекса развиты зоны и участки с вкрапленными и шлировыми выделениями титаномagnetитовых оливинитов, перидотитов и пироксенитов*.

* По своим масштабам титаномagnetитовые перидотиты и тем более пироксениты имеют весьма подчиненное значение по сравнению с титаномagnetитовыми оливинитами.

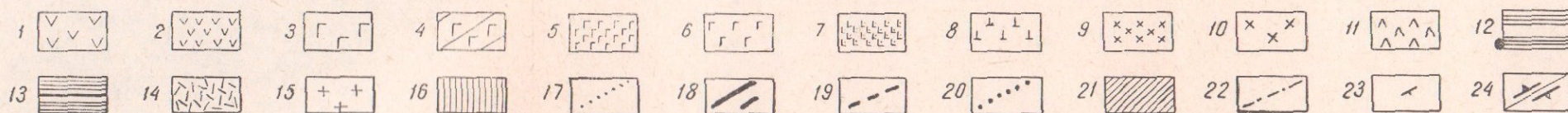
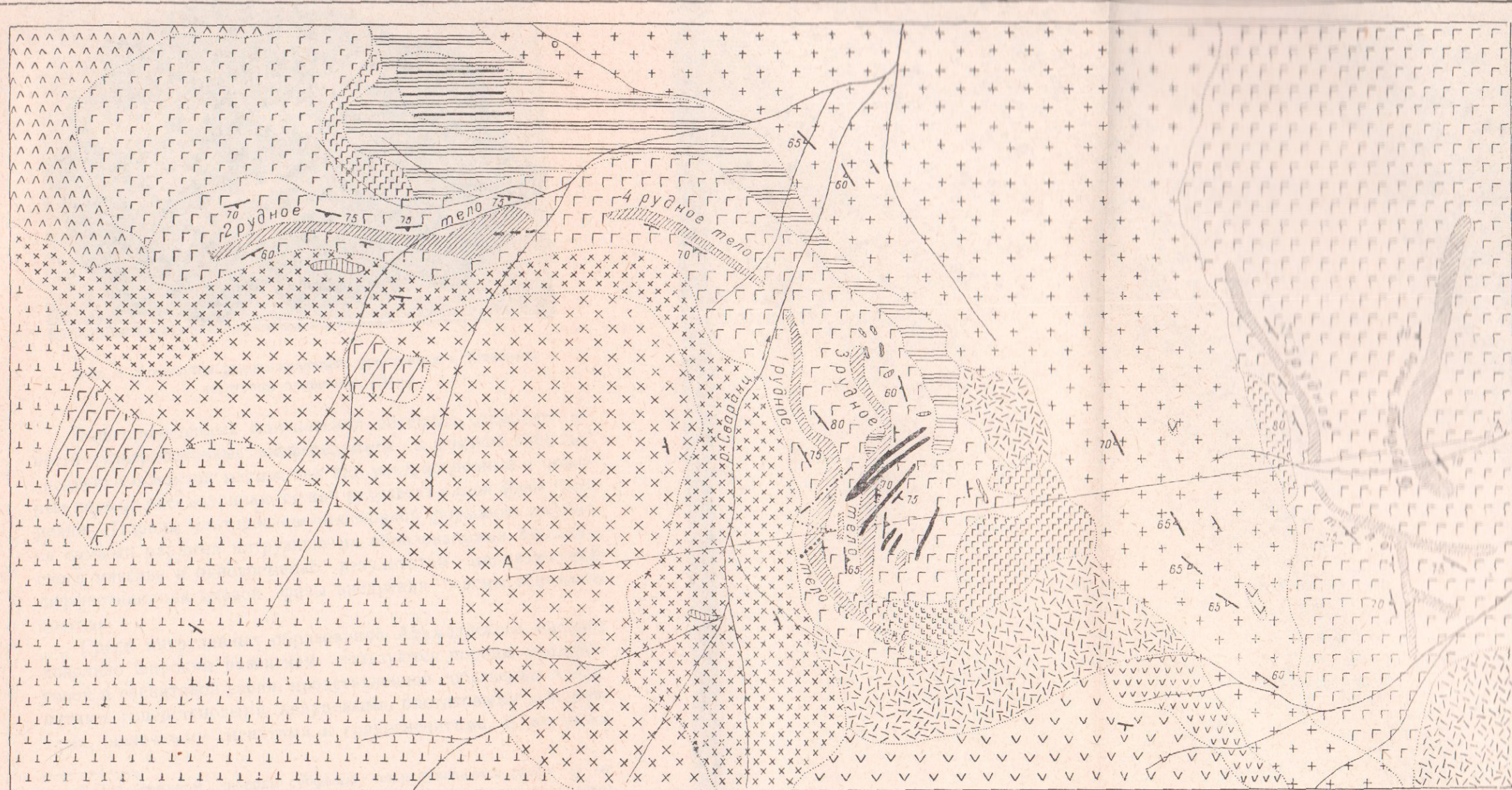
Ультраосновные образования являются результатом магматической дифференциации основной магмы, вероятно, одновременной с ее движением, о чем свидетельствуют полосчатая текстура и трахитоидная структура троктолитов и оливиновых габбро. Наряду с охарактеризованными морфологическими типами выделения ультраосновных дифференциатов, в троктолитах и оливиновых габбро развиты также секущие дайкообразные, линзовидные и жилообразные тела титаномagnetитовых оливинитов, перидотитов и пироксенитов (фиг. 7). Касаясь вопроса взаимоотношений основных пород и дайкообразных, линзовидных, жилообразных ультраосновных дифференциатов, следует подчеркнуть, что последние являются более поздними образованиями по сравнению с вмещающими породами основного состава.



Фиг. 7. Контакт титаномagnetитового оливинита (темно-серый) с рудовмещающим троктолитом (светло-серый). Штуф.

Аналогичные взаимоотношения ультраосновных и основных пород описаны С. Б. Абовяном в Шоржинском массиве на северо-восточном побережье оз. Севан и Т. Ш. Татевсяном в Амасийском районе Армянской ССР.

В зальбандовых частях рудных тел (рудные тела № 1 и 3) наблюдаются также ксенолиты различных размеров и форм (угловатые и округленные), представленные рудовмещающими оливиновыми габбро и троктолитами (фиг. 8).



Фиг. 6. Схематическая геолого-петрографическая карта Сваранцкого железорудного месторождения. 1962 г. (составил Г. Б. Межлумян по личным исследованиям и данным Сваранцкой ГПП).

Условные обозначения:

1. Нижний эоцен. Порфиры.
2. Нижний эоцен. Порфиры с медно-магнетитовым оруденением.
3. Оливиновые габбро, троктолиты.
4. Крупнозернистые магнетитовые габбро.
5. Мелкозернистые габбро.
6. Мелкозернистые оливиновые габбро и троктолиты.
7. Амфиболлизированные магнетитовые габбро.
8. Крупно-среднезернистые сиениты.
9. Крупнозернистые монзониты.
10. Среднезернистые монзониты.
11. Среднезернистые биотитовые монзониты.
12. Кварцевые и кварц-биотитовые монзониты.
13. Кварц-роговообманковые монзониты.
14. Гиперстенные монзониты.
15. Кварцевые диориты, гранодиориты, банатиты.
16. Аплиты и гранит-аплиты.
17. Гранодиорит-порфиры.
18. Андезит-базальты.
19. Одииниты.
20. Беербахиты.
21. Рудные тела титаномагнетитовых оливинитов.
22. Тектонические нарушения.
23. Элементы залегания.
24. Элементы первичной полосчатости и структуры течения габброидов.



Фиг. 8. Ксенолиты рудовмещающего троктолита в титаномagnetитовом оливините. Штуф.

Вышеприведенный фактический материал позволяет отнести ультраосновные дифференциаты к поздней субфазе* внедрения основной магмы, так как ультраосновные и основные породы рассматриваются как результат одной фазы внедрения. Породы ультраосновной-основной формации являются самыми ранними интрузивными образованиями Арамазского массива и одновременно результатом магматической дифференциации первой фазы внедрения магмы основного состава.

Среди интрузивных образований Арамазского массива довольно широким развитием пользуются породы монцонитовой и сиенитовой серии, представленной собственно монцонитами, гиперстеновыми, кварцевыми, биотитовыми монцонитами, щелочными сиенитами и граносиенитами. В пределах

* Под термином «породы субфазы» подразумеваются различные по петрографическому составу и относительному возрасту породы в пределах одной и той же фазы внедрения

массива породы монцонитовой и сиенитовой серии территориально обособляются, занимая его южную и юго-западную часть. Переходы между ними во всех случаях постепенные. Учитывая это обстоятельство, а также петрографический и химический состав, структурные особенности и геологическое положение пород монцонитовой и сиенитовой серий, они нами рассматриваются как две отдельные фации одной и той же интрузивной (монцонитовой) фазы внедрения.

Сиенитовая фация по занимаемой площади и разнообразию пород уступает монцонитовой. Сиениты развиты в вершинных и привершинных частях г. Арамазд и среди всех интрузивных пород массива занимают наиболее высокие гипсометрические отметки (2800—3400 м).

Породы монцонитовой фации распространены к югу и юго-западу от габброидов (в районах центрального и северо-западного участков месторождения) и в виде полосы протягиваются в близширотном направлении. В отличие от сиенитовой, они характеризуются непостоянством количественного соотношения слагающих минералов.

Характерными и постоянно присутствующими акцессорными минералами для монцонитовой и сиенитовой фаций являются апатит, магнетит, ильменомagnetит и сфен. Последний имеет подчиненное развитие по сравнению с апатитом.

По относительному возрасту породы монцонитовой и сиенитовой серий принадлежат ко второй интрузивной фазе внедрения Арамаздского массива. Основанием для отнесения сиенитов и монцонитов ко второй интрузивной (монцонитовой) фазе внедрения служит факт пересечения габброидов апофизами кварцевых монцонитов (канавы № 10 и 12 северо-западного участка месторождения), а последних—гранодиоритами и кварцевыми диоритами (на участках Качал-дош и Тахт-юрт центрального участка месторождения).

Такое взаимоотношение монцонитов и сиенитов с кварцевыми диоритами и гранодиоритами констатировано также Г. О. Пиджяном в районе с. Лернашен, на участке верховьев р. Шенатаг, и Э. Х. Гуляном в местности «Вируни-кар», в ущелье р. Шенатаг, при изучении соседнего Шенатагского интрузива (северо-западное продолжение Арамаздского массива).

Самыми поздними интрузивными образованиями Арамздского массива являются породы гранодиоритовой серии, представленные гранодиоритами, банатитами, кварцевыми диоритами, диоритами, кварцевыми монцонитами и кварц-биотитовыми монцонитами. Они пространственно обособлены в одну широкую зону северо-западного простирания и связаны друг с другом постепенными переходами. Перечисленные породы развиты в северной и северо-западной частях интрузива (в районах Сал-кар и г. Гямбел) и характеризуются непостоянством количественно-минералогического состава и структурно-текстурных особенностей. Среди них преобладающими являются кварцевые диориты и гранодиориты, а затем кварцевые и кварц-биотитовые монцониты. Остальные разновидности этого ряда имеют подчиненное распространение.

На основании пространственного распределения, постоянства минерального состава, структур и характера постепенных переходов, среди гранитоидов можно выделить две интрузивные фации: а) кварц-диоритовую и б) кварц-монцонитовую.

В кварц-диоритовую фацию объединяются кварцевые диориты, гранодиориты, банатиты и диориты. По характеру и составу породообразующих, второстепенных и акцессорных минералов породы близки между собой и отличаются, главным образом, количественными соотношениями плагиоклаза, кварца и ортоклаза. Эта фация богата акцессорными минералами, в частности цирконом и рудным минералом. Иногда встречаются также сфен, турмалин (шерл) и ортит.

Кварц-монцонитовая фация территориально расположена между кварц-диоритовой фацией и фациями пород основного ряда (второй и третьей) центрального и северо-западного участков месторождения; она представлена кварцевыми монцонитами, кварц-биотитовыми и кварц-роговообманковыми монцонитами. Для кварц-монцонитовой фации характерно высокое содержание биотита и роговой обманки, при подчиненном значении пироксена.

В отличие от пород монцонитовой фации второй фазы интрузивной деятельности породы кварц-монцонитовой фации имеют гибридный характер (характеристика их приводится ниже).

Резюмируя вышеизложенное, следует подчеркнуть, что интрузивные породы Арамаздского массива по петрографическому составу, пространственному распределению, условиям образования, характеру переходов и контактов, а также по взаимоотношениям различных типов пород являются результатом следующих трех последовательных фаз внедрения.

1. Первая фаза — породы ультраосновного-основного комплекса.

А. Первая субфаза — породы основного ряда: а) породы первой интрузивной фации, б) породы второй интрузивной фации, в) породы третьей интрузивной фации.

Б. Вторая субфаза — породы ультраосновного ряда.

2. Вторая фаза — породы монцонитовой серии: а) монцонитовая фация и б) сиенитовая фация.

3. Третья фаза — породы гранитоидной серии: а) кварц-диоритовая фация и б) кварц-монцонитовая фация.

Такой порядок образования Арамаздского комплекса подтверждает последовательную смену интрузивных пород во времени — от основных к кислым. Формирование интрузивных пород этого массива происходило в течение значительно времени, на что указывает наличие секущих контактов между породами различных фаз и субфаз. По петрографическим особенностям (высокое содержание Al, Ca, Mg, Fe), идентичности состава акцессорных минералов и элементов-примесей (Ti, V, Mn, Cr, Co, Cu и т. д.) породы отдельных интрузивных фаз Арамаздского массива имеют много общего, что служит основанием говорить о едином источнике их происхождения. Указанные фазы связаны с одним общим магматическим очагом и являются результатом глубинной дифференциации единой материнской магмы.

Как видно из изложенного, внутри каждой фазы и субфазы выделяется несколько разновидностей интрузивных пород, являющихся результатом кристаллизационной дифференциации магмы данной порции внедрения и ассимиляции его останцев и кровли боковых пород. Об этом свидетельствует также наличие в апикальных частях интрузива ксенолитов ороговикованных порфиритов, являющихся первоначально останцами и провесами кровли.

Ниже дается макро- и микроскопическая характеристика интрузивных пород Арамаздского массива в порядке последовательности фаз и субфаз внедрения.

Ультраосновные-основные породы первой фазы внедрения, как указывалось выше, по времени образования, минеральному и химическому составу подразделяются на: а) раннюю или первую субфазу — породы основного ряда и б) позднюю или вторую субфазу — породы ультраосновного ряда.

Породы первой субфазы основного состава в пределах рассматриваемого интрузива пользуются более широким развитием, чем ультраосновные.

Основные породы представляют собой свежие, мелко-, средне- и крупнозернистые интрузивные образования серого и зеленовато-серого цветов. По минеральному составу и количественному соотношению главных породообразующих минералов среди основных пород Арамаздского интрузива выделяются: анортозиты, троктолиты, оливиновые габбро, нормальные габбро или габбро-диабазы, роговообманковые габбро, биотитовые и биотит-роговообманковые габбро, кварц-калцишпатовые габбро и т. д. Структура этих пород офитовая, габбровая, габброидная, габбро-офитовая, реже порфировидная.

При характеристике и систематизации основных пород мы придерживаемся, главным образом, классификации А. Н. Заварицкого, т. е. исходя из состава плагиоклаза, присутствия и преобладания моноклинного пироксена, оливина, роговой обманки и биотита, а также их количественных соотношений.

Указанные разновидности основных пород по принципу количественных соотношений темноцветных минералов и лейкократовых составных частей подразделяются на меланократовые и лейкократовые, а по размеру зерен минералов, составляющих габброиды, подразделяются на: а) мелкозернистые, б) среднезернистые и в) крупнозернистые разновидности.

Таким образом, габброиды являются неоднородными породами, со значительным колебанием количества того или другого главного породообразующего минерала. Внутри интрузивных пород Арамаздского массива, в том числе и габброидов, выделяются фации, характеризующиеся неболь-

шими колебаниями главных породообразующих минералов и химического состава, выдержанностью их структур (в пределах данной фации) и постоянным присутствием определенных аксессуарных минералов.

а) Первая или главная фация основных пород представлена, преимущественно, оливиновыми габбро и троктолитами с подчиненным значением анортозитов. Пространственно эта фация занимает внутренние части габброидов и является вмещающей для пород ультраосновных рудных дифференциатов.

Оливиновые габбро представляют собой совершенно свежие, плотные, средне- и крупнозернистые породы. Окраска свежих оливиновых габбро темно-серая, почти черная, а в выветрелой поверхности—серая, зеленовато-серая.

По минеральному составу оливиновые габбро занимают промежуточное положение между нормальными габбро и троктолитами. В состав оливиновых габбро в убывающем порядке входят: основной плагиоклаз, моноклинный, реже ромбический пироксен и оливин. Из второстепенных минералов в небольшом количестве присутствуют биотит, серпентин, хлорит, вторичный магнетит, апатит и сфен.

Структура оливиновых габбро—габбро-офитовая, реже габбровая и порфировидная. Плагиоклаз представлен битовнитом (№ 84—85) $2v = -88^\circ$. Образует короткопризматические и простые удвойникованные кристаллы, размером в среднем 0,4—1,2 мм. Количество плагиоклаза в оливиновых габбро составляет 45—55% общей массы породы.

Моноклинный пироксен в шлифе обычно бесцветный. Иногда имеет зеленоватый и желтоватый оттенок. Зачастую образует таблитчатые и короткопризматические зерна с неправильными очертаниями. Пироксен по степени идиоморфизма уступает оливину и плагиоклазу и занимает межзерновые пространства этих минералов. Размеры зерен пироксена варьируют в среднем от 0,5 до 1,7 мм. Пироксен характеризуется совершенной спайностью, высоким рельефом. Судя по полученным оптическим константам ($CNg = 41^\circ$; $2v = 59^\circ$; $Ng - Np = 0,030$), пироксен относится к диопсид-геденбергиту.

Количество пироксена в оливиновых габбро составляет 18—26%, иногда достигая 45—50%. При этом порода более

темная, и правильнее ее назвать меланократовым оливиновым габбро. Пироксен часто содержит мелкие пойкилитовые включения магнетита и тонкие пластинки ильменита.

Оливин характеризуется изометрическими округлыми зернами, рассеченными многочисленными тонкими трещинками. Эти трещины заполнены вторичным магнетитом и серпентином зеленоватого, желтовато-зеленого цвета, образовавшимися в результате серпентинизации оливина. Оптические показатели оливина следующие: $2V = \pm 90^\circ$; $Ng - Np = 0,033$. Оливин составляет около 10% площади шлифа. Размеры зерен колеблются в пределах 0,2—1,3 мм.

Биотит — распространенный минерал среди оливиновых габбро. Присутствует в виде мелких листочков и каемок вокруг рудных минералов. В отдельных участках образует относительно крупные таблитчатые коричневые и буровато-коричневые листочки размером до 0,6 мм.

Плеохроирует от темно-коричневого (по Ng) до желтовато-коричневого (по Np) цветов.

Рудные минералы представлены магнетитом, ильменомagnetитом и ильменитом; встречаются также мелкие зерна пирита и халькопирита. Образует почти изометрические округлые, овальные, червеобразные и другие формы. Часто образует небольшие скопления. Рудные минералы составляют 5—8% и в большинстве случаев тесно ассоциируют с оливином и пироксеном. Размеры рудных вкрапленников колеблются от 0,1 до 0,36, реже до 1,0 мм.

Апатит образует мелкие (размером 0,01—0,03 мм) призматические и удлиненные кристаллы, часто в ассоциации с темноцветными и рудными минералами. Характеризуется высоким рельефом, низкими цветами интерференции, прямым погасанием и отрицательным удлинением.

Троктолиты (алливалит и гаррозит) по петрографическому составу занимают промежуточное положение между оливинитами и анортозитами. Количественные соотношения плагиоклаза и оливина непостоянны и колеблются в широких пределах — от почти полного отсутствия того или другого минерала вплоть до образования мономинеральной разновидности. Среди троктолитов Сваранцкого месторождения в основном выде-

ляются две разновидности: а) гаррозит (богат оливином) и б) алливалит (богат плагиоклазом).

Резкой границы между гаррозитом и алливалитом нет, они связаны постепенными переходами и выделяются по цветному индексу. Троктолиты, содержащие более 35% оливина, условно отнесены к гаррозитам, а меньше 35% — к алливалитам.

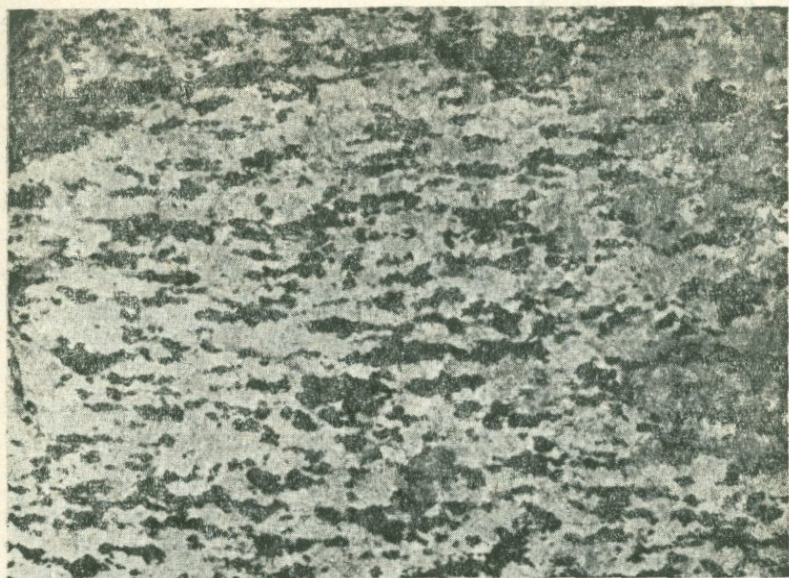
Макроскопически троктолиты характеризуются полосчатым, пятнистым строением, серым и зеленовато-серым цветом. Они свежие, среднезернистые, состоящие из основного плагиоклаза и оливина. Троктолиты богаты магнетитом и ильменитом (в среднем 8—10, реже 15—17%). В небольшом количестве встречаются второстепенные, вторичные и акцессорные минералы, представленные биотитом, пироксеном, роговой обманкой, серпентином, вторичным магнетитом, серицитом, хлоритом, карбонатом, шпинелью, реже апатитом, сумма которых не превышает 3—6%.

Структура панидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая. Плагиоклаз представлен анортитом (№ 90—96); зерна плагиоклаза в троктолитах характеризуются многообразием в одном и том же шлифе: это длиннопризматические, короткопризматические, таблитчатые и изометрические полисинтетические кристаллы, размеры которых колеблются в широких пределах — от 0,2 до 5,0 мм. Совершенно свежие кристаллы плагиоклаза встречаются редко, они разбиты многочисленными мелкими трещинками, по которым иногда развиваются процессы серицитизации и соскюритизации. Часто встречаются катаклазированные зерна плагиоклаза.

Одним из характерных признаков троктолитов является широко развитая в них полосчатость. В шлифе это выражается параллельным расположением призмочек плагиоклаза, напоминающим трахитоидную структуру. Полосчатое строение обусловлено параллельным расположением чередующихся прерывистых меланократовых полосок на общем сером фоне плагиоклазов в троктолитах (фиг. 9).

Микроскопическое изучение показало, что лейкократовые составные части троктолитов представлены анортитом и би-

товнитом, призматические зерна которых обычно ориентированы в одном направлении—параллельно полосчатости.



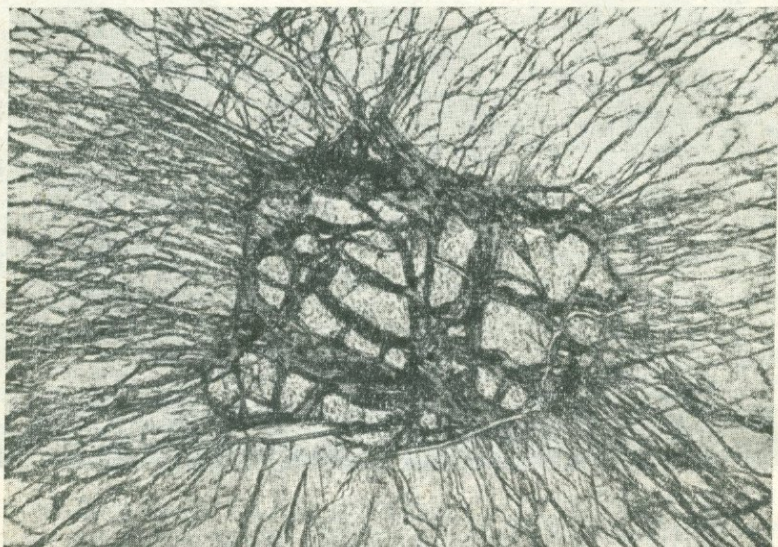
Фиг. 9. Полосчатый троктолит. Центральный участок, канава 13. Штуф. Увеличен 4 раза.

Оливин образует овальные и округлые, неправильных очертаний зерна размером главным образом 0,8—1,6 мм. Оптические константы следующие: $2v = -88^\circ$; $Ng - Np = 0,030$.

Оливин отличается наличием неправильных трещин всевозможных направлений. Вследствие серпентинизации оливина в зернах плагиоклаза, окружающих оливин, также наблюдаются многочисленные тонкие радиальные трещинки, заполненные продуктом изменения оливина—серпентином желтоватого и желтовато-бурого цвета (фиг. 10). Образование этих трещин связано с увеличением объема оливина при серпентинизации.

Рудные минералы в троктолитах почти всегда находятся в тесной ассоциации с оливином и по размеру зерен резко уступают последним.

Анортозиты представляют почти мономинеральную породу, состоящую исключительно из основного плагиоклаза — лабрадора или битовнита. Исходя из состава плагиоклазов, среди анортозитов Арамаздского интрузива могут быть выделены лабрадориты и битовнититы.



Фиг. 10. Характер серпентинизации зерна оливина среди плагиоклазов. Троктолит. Прозр. шлиф, ув. $\times 90$.

В минеральном составе анортозитов в незначительном количестве встречаются второстепенные, вторичные и акцессорные минералы: калиевый полевой шпат, оливин, моноклинный пироксен, роговая обманка, биотит, серпентин, минералы группы эпидота, хлорит, рудные минералы, альбит, карбонаты, цеолит, серицит, апатит. Рудные минералы иногда встречаются в виде прожилков, шлик и небольших скоплений.

Макроскопически анортозиты представляют собой светло-серые, зеленовато-серые, средне- и крупнозернистые породы. Структура панидиоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая.

Плагиоклаз представлен лабрадором и битовнитом (№ 58—82) и образует таблитчатые и призматические поли-

синтетические сдвойникованные кристаллы, размером 0,7—2,0 мм, реже 5,0—7,0 мм. Зерна плагиоклаза часто трещиноваты и изменены. Изменения выражены серицитизацией и сосюритизацией, которые происходят по трещинкам. Среди зерен измененных плагиоклазов встречаются альбит, который образовался, по-видимому, метасоматическим путем, за счет деанортитизации лабрадора и битовнита.

Калиевый полевой шпат относится к ортоклазу и образует ксеноморфные неправильные изометрические кристаллы между зернами плагиоклаза. Количество его достигает 2—5% от общей массы породы.

Описание остальных вышеперечисленных минералов нами не приводится ввиду их незначительного количества; они не имеют существенного значения для характеристики анортозитов.

Из приведенного описания оливиновых габбро, троктолитов и анортозитов следует, что первая или главная интрузивная фация основных пород характеризуется: а) наличием плагиоклаза (лабрадор и битовнит); б) сравнительно однообразным и постоянным минеральным составом (основной плагиоклаз, моноклинный пироксен, оливин); в) высоким содержанием акцессорных рудных минералов; г) габбро-офитовой, гипидиоморфнозернистой, панидиоморфнозернистой структурой.

Породы второй интрузивной фации основного ряда, в отличие от представителей первой интрузивной фации, более разнообразны как по минеральному составу, так и по структурам.

Главными членами рассматриваемой фации основных пород являются нормальные габбро и габбро-диабазы, биотитовые и биотит-роговообманковые габбро, калишпатовые и кварц-калишпатовые габбро.

Нормальные габбро и габбро-диабазы представляют собой средне- и крупнозернистые, слабо измененные породы, состоящие преимущественно из основного плагиоклаза и моноклинного пироксена. В небольших количествах присутствуют роговая обманка, биотит, рудные минералы, оливин, хлорит, кальцит, серицит, цеолит, эпидот, а из акцессорных — апатит, сфен, реже циркон.

Структура габбровая, габбро-диабазовая, диабазовая, реже порфировидная.

Плагноклаз представлен лабрадором (№ 54—58): $2v = +80^\circ$.

Для этих пород характерны призматические и коротко-призматические кристаллы, часто слегка серицитизированные, карбонатизированные, реже сосюритизированные.

Моноклинный пироксен характеризуется следующими оптическими константами: $CNg = 41^\circ$; $2v = 58^\circ$; $Ng - Np = 0,029$, позволяющими отнести его к диопсид-авгиту. Формы кристаллов неправильные. Совершенно свежий пироксен встречается сравнительно редко, он обычно в той или иной степени изменен. Пироксен замещается роговой обманкой (зеленой) и актинолитом. Степень идиоморфизма плагноклаза и пироксена в разных шлифах несколько разная, поэтому описанная группа характеризуется большим разнообразием в отношении структур. Обычно по степени идиоморфизма пироксен уступает плагноклазу.

Роговая обманка образуется по моноклинному пироксену. В шлифе характеризуется зеленым цветом с различными оттенками; плеохроирует от светло-зеленого до желтовато-зеленого и представлена обыкновенной разностью с углом погасания $15-17^\circ$. Удлинение положительное, угол оптических осей $2v = -70^\circ$. Роговая обманка образует либо остроугольные, клинообразные кристаллы между зернами плагноклазов, величиной $0,3-2$ мм, либо длиннопризматические выделения, достигающие $5-8$ мм длины.

Биотит образует листочки и таблички желтовато-бурого и светло-коричневого цвета, с весьма совершенной спайностью.

Размеры листочков биотита варьируют в широких пределах — от $0,2$ до 12 мм. Плеохроизм его по Ng бурый, по Np зеленовато-бурый; схема абсорбции $Ng > Np$. Ассоциирует с темноцветными и рудными минералами.

Актинолит в шлифе зеленый, голубовато-зеленый, бледно-зеленый. Образует беспорядочно разбросанные игольчатые и шестоватые, а также тонкопризматические и удлиненные кристаллы. Плеохроирует от желтовато-зеленого до зеленого цвета. Часто встречается в ассоциации с пироксеном. В отдель-

ных шлифах пироксен полностью замещается актинолитом, т. е. породы подвергнуты процессу уралитизации.

Минералы группы эпидота (цоизит, клиноцоизит и пистацит) широко развиты в сильно измененных (уралитизированных, сосюритизированных и серицитизированных) габбро-диабаззах. Количество этих минералов 1,5—2, иногда 2,5—4%. Образуют таблитчатые призматические и неправильные изометрические зерна, размером 0,2—2,5 мм.

В шлифе они обычно бесцветные, иногда с желтоватым и зеленовато-желтоватым оттенком. Плеохроируют от желтоватого до зеленовато-желтого цвета. Спайность совершенная. Характеризуются аномальными интерференционными цветами.

Хлорит представлен пеннином. В шлифе он имеет зеленый и грязно-зеленый цвет; плеохроирует от зеленого до бледно-зеленого. Образует таблички размером 0,03—0,8 мм. Спайность ясная, угасание близко к прямому. Оптически отрицательный. $N_g = 1,581$; $N_p = 1,578$; $N_g - N_p = 0,003$; $2v = 11^\circ$.

Пеннин ассоциируется с пироксеном и амфиболом и является результатом изменения этих минералов.

Карбонат представлен кальцитом и выполняет межзерновые пространства и мелкие трещины плагиоклаза.

Рудные минералы характеризуются изометрическими неправильными, иногда октаэдрическими выделениями, размером 0,1—1,2 мм. Они распределены крайне неравномерно, местами образуют отдельные небольшие скопления в тесной ассоциации с темноцветными минералами. Обычно габбро-диабазы богаты рудными минералами, содержание которых достигает 10—15% от общей массы породы.

Пренит в шлифе бесцветный, иногда со слабым буроватым оттенком. Представлен чешуйками, розетками, напоминающими мусковит. Образует также прожилки размером 0,1 мм. Погасание волнистое и прямое. Оптически положительный. Интерференционные цвета аномальные.

Пренитовые прожилки пересекают роговую обманку (замещающую пироксен), что свидетельствует о позднем образовании их в габбро-диабаззах.

Цеолит представлен томсонитом. В шлифе он бесцветный с едва заметным розоватым и зеленоватым оттенком. Показа-

тель преломления меньше канадского бальзама. Угасание прямое. $n_g = 1,530$; $n_p = 1,516$; $n_g - n_p = 0,014$; $2v = 57^\circ$.

Цеолит встречается в пустотах и трещинках измененных зерен лабрадора, иногда в виде прожилков (до 2—3 мм).

Сфен является одним из характерных минералов описанной группы пород. Образует клиновидные, ромбовидные и призматические кристаллы, размеры которых колеблются от 0,08 до 0,9 мм. Характеризуется высокой силой двупреломления.

Апатит встречается в виде изометрических и неправильно вытянутых зерен, главным образом в ассоциации с темноцветными и рудными минералами, размер выделений — 0,01—0,7 мм.

Амфиболизированные и биотитовые габбро. Амфиболизированные (роговообманковые) габбро представлены среднезернистыми породами, в которых пироксен в большинстве случаев замещен длиннопризматической роговой обманкой и актинолитом (в случае преобладания последнего порода переходит в уралитизированное габбро). Характерно, что при замещении пироксенов роговой обманкой и актинолитом последние нередко образуют псевдоморфозы по пироксенам, при замещении сохраняя их очертания.

Амфиболизация в большинстве случаев сопровождается изменением плагиоклаза (серицитизация, соссюритизация). В отдельных случаях, вследствие сильной амфиболизации и изменения плагиоклазов, первичная структура породы трудно устанавливается. Структура их габбро-диабазовая и диабазовая. Рассматриваемые породы от вышеописанных нормальных габбро и габбро-диабазов отличаются главным образом присутствием в их минеральном составе в значительном количестве биотита (10—17%), роговой обманки (15—23%) и актинолита.

Биотитовые и роговообманковые габбро характеризуются высоким содержанием апатита и сфена — до 1,8—2,1%.

В роговообманковых габбро роговая обманка обыкновенная. Образует короткие и удлиненные призматические зерна, часто без концевых граней.

Описываемые разновидности пространственно занимают

периферические части основных пород, и по характеру изменения видно, что они образовались под воздействием монцонитовой фазы Арамаздского интрузива. Местами процессы изменения нормальных габбро и габбро-диабазов настолько интенсивны, что пироксен почти полностью превращен в роговую обманку и актинолит.

Калишпатовые и кварц-калишпатовые габбро представляют средне- и крупнозернистые породы, отличающиеся высоким содержанием ортоклаза (до 8,0—12,0%) и кварца (до 5,0—7,0%), обладающего ксеноморфными очертаниями.

Рассматриваемые разновидности в разной степени затронуты вторичными изменениями — амфиболизацией, хлоритизацией, эпидотизацией, серицитизацией и биотитизацией. В отдельных участках пород характерно повышенное содержание хлорита и эпидота, сопровождающих рудную вкрапленность.

Калишпатовые и кварц-калишпатовые габбро характеризуются также значительным содержанием акцессорных минералов: рудных, апатита и циркона.

Охарактеризованные породы обычно имеют габбро-офитовую и гипидиоморфнозернистую структуры. Макроскопически они сходны и различаются лишь под микроскопом.

Калиевый полевой шпат по оптическим константам ($N_g = 1,527$; $N_p = 1,520$; $N_g - N_p = 0,007$; $2v = 73^\circ$) относится к ортоклазу. Зерна ортоклаза явно ксеноморфны по отношению к плагиоклазу и пироксену и заполняют межзерновые пространства этих минералов. Ортоклаз образует почти изометрические формы зерен, размеры которых варьируют в пределах 0,1—0,8 мм.

Кварц образует мелкие неправильные остроугольные выделения в интерстициях зерен главных породообразующих минералов. Подобно ортоклазу, кварц ксеноморфен. По размеру зерен кварц несколько уступает ортоклазу, а последний, в свою очередь, плагиоклазу.

Биотит и роговая обманка присутствуют в виде ксеноморфных выделений, и как вторичные минералы находятся в ассоциации с пироксеном и магнетитом.

Рудные минералы представлены магнетитом, ильменомаг-

нетитом, реже ильменитом, халькопиритом и пиритом, содержание которых составляет 2—3% от общей массы породы. Они образуют изометрические мелкие выделения, размером 0,03—0,7 мм.

К третьей интрузивной фации основных пород относятся мелкозернистые разности оливиновых габбро, троктолитов, нормальных габбро, представляющие собой плотные, свежие темно-серые и почти черные породы.

Под микроскопом обнаруживаются аллотриоморфнозернистые, гипидиоморфнозернистые структуры. В минеральном составе этих пород принимают участие, главным образом, основной плагиоклаз, моноклинный пироксен, оливин и рудные минералы. В небольшом количестве присутствуют серпентин, биотит, эпидот, хлорит, апатит, сфен, гранат, реже калиевый полевой шпат.

Для мелкозернистых оливиновых габбро характерно содержание оливина до 10—12%, а для мелкозернистых троктолитов — 20—30%. В этих двух разновидностях устанавливается прямая зависимость между содержанием оливина и рудных минералов (магнетита, ильменомagnetита и ильменита). Наиболее высокое их содержание намечается в троктолитах, местами достигая 6—8% от общей массы породы. Исходя из того, что указанные разновидности отличаются, в основном, наличием или отсутствием пироксена и оливина, ниже дается общая микроскопическая характеристика этих пород.

Плагиоклаз представлен битовнитом и анортитом (№ 76—91). Образует короткопризматические и таблитчатые с неправильными контурами зерна размером 0,2—1 мм.

Моноклинный пироксен является распространенным и характерным темноцветным минералом. Он представлен диопсид-геденбергитом ($CNg=41^\circ$; $Ng-Np=0,025$; $2v=60^\circ$).

Оливин в рассматриваемой фации относится к главной составной части породы; характеризуется неправильными и округлыми зернами. По размеру последних оливин несколько уступает плагиоклазу и пироксену. Судя по оптическим константам ($2v=\pm 81^\circ$; $Ng=1,723-1,756$; $Np=1,690-1,724$), оливин относится к магнезиальным членам ряда фаялит-форстерит.

Характерными аксессуарными минералами являются магнетит, ильменомagnetит, гранат, апатит и ильменит. Рудные минералы ксеноморфны и занимают межзерновые пространства главных породообразующих минералов.

Породы второй субфазы.

Породы ультраосновного ряда имеют ограниченное развитие по сравнению с остальными. Ультраосновные породы представлены титаномagnetитовыми оливинитами, при резко подчиненном значении титаномagnetитовых перидотитов и пироксенитов. Эти ультраосновные породы образуют весьма разнообразные формы: дайкообразные, линзовидные, шлировые, гнездообразные и вкрапленные выделения среди оливиновых габбро и троктолитов.

В отличие от титаномagnetитовых оливинитов, которые часто образуют крупные дайкообразные, линзообразные и жиллообразные тела, титаномagnetитовые перидотиты и пироксениты представлены лишь включениями, небольшими шлирами, линзочками, гнездами и невыдержанными жилами, размером 30—50 см, реже до 1—2 м.

Возрастных взаимоотношений между титаномagnetитовыми перидотитами и пироксенитами нами не наблюдалось. Учитывая, что эти ультраосновные породы среди габброидов образуют небольшие шлиры, линзы, гнезда и быстро вклинивающиеся жилы, можно полагать, что они образовались почти одновременно с последними или несколько раньше.

Исходя из количественного соотношения и взаимоотношений главных породообразующих минералов, среди ультраосновных пород выделяются следующие разновидности:

А. Оливиниты

- а) собственно или титаномagnetитовые оливиниты;
- б) серпентин-титаномagnetитовые оливиниты;
- в) порфириовидные плагиоклазовые оливиниты,

Б. Перидотиты

- а) собственно или титаномagnetитовые перидотиты;

- б) полевошпатовые перидотиты;
- в) габбро-перидотиты.

В. Пироксениты

- а) собственно или титаномagnetитовые пироксениты;
- б) оливиновые пироксениты;
- в) полевошпатовые пироксениты;
- г) габбро-пироксениты.

Оливиниты. Среди вышеперечисленных ультраосновных пород наиболее широким развитием пользуются собственно или титаномagnetитовые оливиниты. Эти породы иногда образуют довольно большие дайкообразные и неправильные линзовидные тела, мощностью в среднем 30—50, реже до 70 м, прослеженные на глубину более 700—800 м и по простиранию на 200—1400 м. Обычно оливиниты в разной степени серпентинизированы.

Собственно или титаномagnetитовые оливиниты относятся к типичным оливинитам, представляющим собой полевошпатовые породы, состоящие главным образом из оливина при подчиненном значении рудных минералов — титаномagnetита, ильменомagnetита и реже ильменита. В небольшом количестве присутствуют флогопит, серпентин, вторичный magnetит, хлорит, реже шпинель (зеленая), полевошпат, биотит и другие минералы.

Титаномagnetитовые оливиниты или собственно оливиниты* представляют собой плотные, черные и зеленовато-черные породы, которые очень трудно отличить от серпентинизированных оливинитов. Эти разновидности постепенно переходят в титаномagnetитовые серпентиниты, хорошо установленные под микроскопом по количественному соотношению оливина и серпентина. Таким образом, вследствие полной серпентинизации, титаномagnetитовые оливиниты переходят в титаномagnetитовые серпентиниты, а при частной серпентинизации — в серпентинизированные титаномagnetитовые оливиниты.

* Ультраосновные породы, состоящие на 35—80% из оливина, 18—45% — титаномagnetита, при подчиненном значении ильменомagnetита, реже ильменита нами называются титаномagnetитовыми или собственно оливинитами.

В серпентинизированных титаномagnetитовых оливинитах количество серпентина достигает 15—18%.

Количественно-минералогический состав отдельных разновидностей титаномagnetитовых оливинитов в процентах приводится ниже.

Таблица 2

Минералы	Наименование пород		
	Собственно или титаномagnetитовые оливиниты	Серпентинизированные титаномagnetитовые оливиниты	Порфировидные плагиоклазовые оливиниты
Оливин	71,1	55,2	41,4
Моноклинный пироксен	0,7	0,2	1,2
Роговая обманка	0,5	0,8	1,5
Плагиоклаз	—	—	40,6
Серпентин	3,2	17,3	3,7
Вторичный magnetит	0,3	0,9	0,1
Титаномagnetит	19,1	20,7	9,2
Ильменомagnetит	3,6	3,1	1,3
Ильменит	0,1	0,2	0,1
Флогопит	0,2	0,4	0,4
Шпинель	0,9	0,5	0,2
Хлорит	0,3	0,7	0,3
Сумма	100,0	100,0	100,0
Количество шлифов	11	9	4

Оливин является главным породообразующим минералом пород группы оливинитов. В титаномagnetитовых оливинитах содержится 60—70% оливина, а в серпентинизированных оливинитах сравнительно меньше (50—58%). Оливин образует неправильные и округлые зерна с полигональными очертаниями, размером 0,1—1,1 мм, которые почти всегда в той или иной мере серпентинизированы. Зерна оливина рассеяны по всем направлениям серией трещин, заполненных серпентином разного цвета и вторичным magnetитом.

По оптической характеристике ($2v = +88^\circ$; $Ng - Np = 0,032 - 0,038$) оливин принадлежит к существенно магнетиальным разностям, с содержанием в среднем 16—20% фаялитовой молекулы.

Рудные минералы (магнетит, титаномagnetит, ильменомagnetит, ильменит) постоянно присутствуют в оливинитах. По своей распространенности следующим минералом является титаномagnetит, который образует неправильные, иногда отдельные скопления в виде прожилков и шпир.

Наряду с перечисленными рудными минералами в оливинитах в незначительном количестве встречаются халькопирит и пирит.

Рудные минералы ксеноморфны по отношению к оливину и занимают межзерновые пространства последних, образуя сидеронитовую структуру (фиг. 23). Характеристика рудных минералов и взаимоотношение последних с оливином даны в главе минералогии.

Серпентин представлен антигоритом, реже хризотилом. В титаномagnetитовых оливинитах серпентин развивается по трещинкам и по периферии измененных зерен оливина. Образует пластинчатые и чешуйчатые выделения, а также в виде тонких прожилков зеленовато-желтого, желтовато-бурого, коричневого, буровато-коричневого цветов.

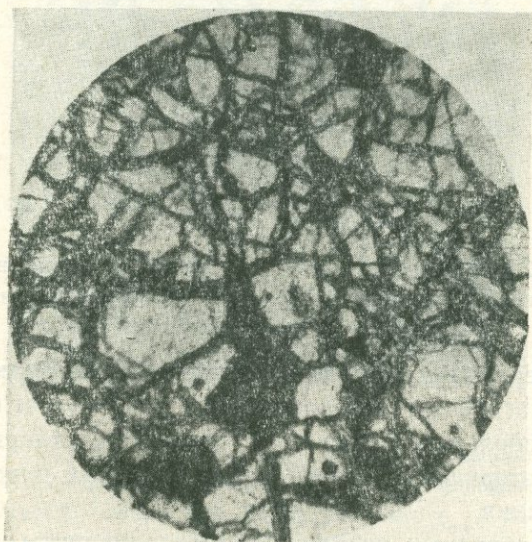
Флогопит подобно биотиту образует листоватые и чешуйчатые агрегаты размером 1—3 мм. От биотита отличается меньшим показателем преломления ($N_g = N_m = 1,597$; $N_p = 1,548$; $N_g - N_p = 0,049$), светло-бурым, красно-оранжевым и красновато-светло-бурым, бледно-розовым цветами. Плеохроирует от светло-коричневого до красновато-бурого. Флогопит широко распространен во всех ультраосновных породах. В большинстве случаев встречается в ассоциации с титаномagnetитом и ильменомagnetитом, окаймляя зерна этих минералов. Этот факт позволяет предположить, что флогопит является результатом метасоматического процесса поздней стадии автометаморфизма.

Шпинель (шлеонаст) в шлифе окрашена в зеленый цвет. Она изотропна и встречается в виде неправильных, почти изометрических трещиноватых зерен размером 0,1—0,5 мм. Поверхность шагреневая. Сравнительно часто встречается в гидротермально измененных оливинитах.

В свежих оливинитах структура панидиоморфнозернистая, при увеличении содержания рудных минералов перехо-

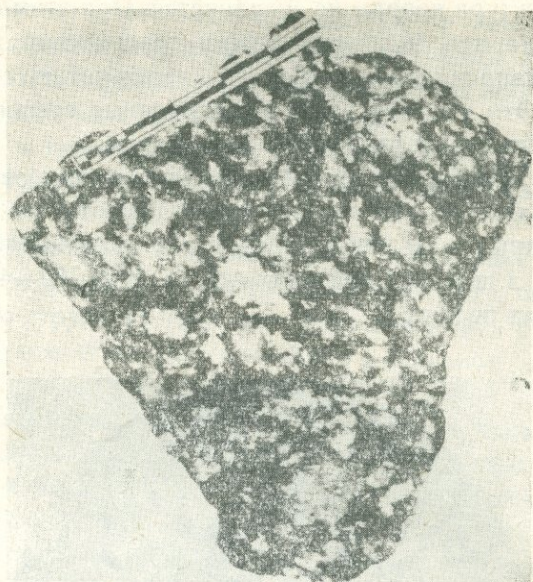
дит в сидеронитовую. Часто вследствие серпентинизации первичная структура породы не сохраняется. При этом зерна оливина рассекаются многочисленными трещинками по всевозможным направлениям, образуя петельчатую структуру (фиг. 11). Эти неправильные петлеобразные трещины заполнены серпентином и вторичным магнетитом.

Порфиroidные плагиоклазовые оливиниты от собственно титаномagnetитовых оливинитов отличаются содержанием порфиroidных выделений плагиоклаза, количество которого колеблется в широких пределах—от 5—18 до 30—40% от общего объема породы.



Фиг. 11. Серпентинизированный оливинит. Петельчатая структура. Прозр. шлиф, ув. $\times 37$.

Макроскопически полевошпатовые оливиниты являются черными, среднезернистыми породами, на общем (черном) фоне которых отчетливо выделяются как таблитчатые и призматические, так и параллельно-ориентированные и дезориентированные порфиroidные зерна плагиоклаза серого, светло-серого и зеленовато-серого цвета, размером 0,2—0,8 см, иногда до 1,5—1,8 см в поперечнике (фиг. 12, 13).



Фиг. 12. Порфировидный плагиоклазовый титаномagnetитовый оливинит. Плагиоклаз (светло-серый) титаномagnetитовый оливинит (темно-серый)—общий фон. Штуф.

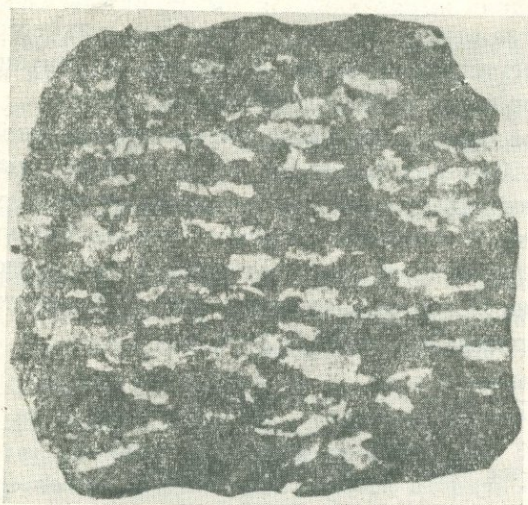
В минеральном составе этой породы принимают участие оливин, плагиоклаз, титаномagnetит, ильменомagnetит, ильменит, в небольшом количестве серпентин, хлорит, биотит, флогопит, вторичный magnetит, реже карбонат, пироксен и роговая обманка.

Порфировидные полевошпатовые оливиниты от титаномagnetитовых оливинитов лишь отличаются присутствием плагиоклаза и нескольких второстепенных и вторичных минералов. Плагиоклаз подвергнут серицитизации и сосюритизации, кристаллы его разбиты многочисленными тонкими прожилками, заполненными продуктами вторичных процессов.

Плагиоклаз по составу соответствует битовниту (№ 87—88; $2v = -86$); представлен идиоморфными кристаллами по отношению к оливинам, поэтому создается впечатление, что титаномagnetитовые оливиниты цементируют зерна плагиоклаза, образуя цементационную структуру. На самом деле, под мик-

роскопом структура диабазовая, а текстура порфировая. Однако не все порфировые выделения состоят из единичных кристаллов плагиоклаза—они часто представляют собой агрегат нескольких ориентированных зерен.

Перидотиты и пироксениты в пределах ультраосновного основного комплекса пространственно обособляются от оливинитов и имеют резко ограниченное распространение.



Фиг. 13. Плагиоклазовый титаномagnetитовый оливинит. Плагиоклаз (светло-серый), титаномagnetитовый оливинит (темно-серый)—общий фон. Штуф. уменьшен в 1,5 раза.

Формы выделения перидотитов и пироксенитов аналогичны оливинитам, но от них отличаются меньшими размерами, которые колеблются в пределах 30—50 см, реже 1—2 м. Описываемые разновидности ультраосновных пород сравнительно широко развиты в северо-западном и юго-восточном участках месторождения. Возрастное взаимоотношение перидотитов и пироксенитов с оливинитами не удалось установить.

Перидотиты в отличие от оливинитов, которые в той или иной степени изменены, в большинстве случаев представляют собой свежие, плотные, мелко- и среднезернистые

породы буровато-черного цвета. Перидотиты макроскопически с трудом отличаются от оливинитов.

В поверхностных условиях, вследствие выветривания, перидотиты становятся коричневато-бурыми и их можно отличить от оливинитов. Перидотиты, в основном, представлены верлитами, реже лерцолитами.

Минеральный состав перидотитов следующий: оливин, в подчиненном количестве пироксен, рудные минералы и плагиоклаз.

В качестве второстепенных, вторичных и аксессуарных минералов присутствуют биотит, флогопит, серпентин, роговая обманка, вторичный магнетит, шпинель и хлорит.

Структура панидиоморфнозернистая, сидеронитовая и порфировидная. Сидеронитовая структура хорошо выражена в разностях перидотитов, богатых рудными минералами. По количественному соотношению главных породообразующих минералов среди перидотитов выделяются три разновидности. Количественное соотношение минералов в выделенных разновидностях приведено в табл. 3 (в %).

Таблица 3

Наименование пород	Минералы				
	Оливин	Пироксен	Плагиоклаз	Рудные минералы	Аксессуарные и другие минералы
Собственно или титаномagnetитовые перидотиты	60—70	5—10	0—5	10—13	0,5—2,0
Полевшпатовые перидотиты	50—60	5—15	5—10	7—10	1,0—5,0
Габбро-перидотиты	30—45	10—20	15—20	5—10	1,0—5,0

Собственно перидотиты — верлиты, макроскопически представляют мелко- и среднезернистые породы, на черном фоне которых отчетливо выделяются порфировые кристаллы (размером 1—3 мм) моноклинного пироксена серого и темно-серого цветов. Пироксеновые вкрапленники составляют около 10—15% от общей массы породы.

Полевошпатовые перидотиты и габбро-перидотиты характеризуются постоянным присутствием в их составе плагиоклаза от 5 до 20%.

Оливин в перидотитах сравнительно свежий и представлен неправильными зернами; характеризуется следующими оптическими константами: $2v = +89^\circ$; $Ng - Np = 0,037$.

Моноклинный пироксен образует призматические, таблитчатые, изометрические кристаллы. Спайность хорошая, совершенная (угол между двумя направлениями спайности равен 87°), вдоль которой иногда развиваются дворики и пятна бледно-зеленой роговой обманки и биотита, замещающих пироксен. Оптические константы следующие: $2v = +56^\circ$; $CNg = +38^\circ$; $Ng - Np = 0,026$, что характерно для диопсида. Кроме роговой обманки, пироксен часто замещается биотитом. Иногда содержит пойкилитовые включения оливина и рудного минерала.

Плагиоклаз относится к битовниту, реже анортиту (№ 90—92). Он сильно изменен: серицитизирован и сосюри-тизирован; ксеноморфен по отношению к оливину.

Рудные минералы представлены титаномagnetитом, ильменомagnetитом и ильменитом, которые всегда заполняют межзерновые пространства оливина и пироксена. Там, где проявляется серпентинизация, наблюдается вторичный magnetит.

Шпинель представлена плеонастом зеленого цвета. Образует трещиноватые, почти изометрические и неправильные зерна; чаще всего встречается совместно с рудными минералами.

Пироксениты обычно среднезернистые, реже крупнозернистые породы темно-серого, зеленовато-серого, иногда почти черного цвета, состоят из моноклинного пироксена, оливина, рудных минералов. В небольшом количестве встречаются плагиоклаз, биотит, серпентин, вторичный magnetит, эпидот, хлорит, апатит и сфен.

Структура пироксенитов панидиоморфнозернистая, реже сидеронитовая. По количественному соотношению главных породообразующих минералов среди пироксенитов могут быть выделены: собственно или титаномagnetитовые пироксениты, плагиоклазовые пироксениты, оливиновые пироксениты и габбро-пироксениты.

В табл. 4 приводится примерный средний количественно-минеральный состав выделенных разновидностей пироксенитов (в %):

Таблица 4

Наименование пород	М и н е р а л ы				
	Пироксен	Оливин	Плаггиоклаз	Рудные минералы	Акцессорные и другие минералы
Собственно или титаномагнетитовые пироксениты	65—70	5—8	0—2	5—15	0,8—5,0
Оливиновые пироксениты	30—45	10—30	0—5	5—15	0,2—5,0
Плаггиоклазовые пироксениты	55—60	5—15	5—10	5—10	0,5—5,0
Габбро-пироксениты	45—50	0—5	20—30	3,0—8,0	4,0—7,0

Как видно из таблицы, в составе пироксенитов постоянно содержатся целые проценты пироксена и рудных минералов, и за некоторым исключением оливина (в габбро-пироксенитах). Пироксен (моноклинный) в шлифе бесцветен, реже имеет очень слабо зеленоватый и желтоватый оттенок. Спайность совершенная. Оптические константы ($CNg=40^\circ$; $2v=+60^\circ$; $Ng-Np=0,032$) подтверждают принадлежность пироксена к диопсиду.

Формы кристаллов пироксена у отдельных разновидностей разные: у собственно пироксенитов призматические, а у оливиновых и плаггиоклазовых пироксенитов короткопризматические, таблитчатые и почти изометрические. По степени идиоморфизма пироксены уступают оливину.

Плаггиоклаз представлен лабрадором (№ 58), иногда в отдельных шлифах — битовнитом (№ 87). Он ксеноморфен по отношению к оливину и пироксену; местами подвержен вторичным изменениям.

Оливин по составу и оптическим свойствам почти не отличается от оливинов из перидотитов и оливинитов, поэтому во избежание повторения здесь не описывается.

Породы второй (монцонитовой) интрузивной фазы внедрения

Ко второй — монцонитовой фазе внедрения Арамаздского интрузива относятся породы двух интрузивных фаций — монцонитовой и сиенитовой.

Монцонитовая фация по петрографическому составу более разнообразна, чем сиенитовая, и пользуется довольно широким развитием. Это мелко-, средне- и крупнозернистые породы серого, розовато-серого, голубовато-серого цветов.

В минералогическом отношении породы рассматриваемой группы характеризуются совместным присутствием плагиоклаза и калишпата (а также микропертита), с одной стороны, и моноклинного пироксена, а также ромбического пироксена — с другой. Наряду с этими минералами, иногда в значительном количестве присутствуют биотит, оливин, роговая обманка, кварц, а из второстепенных и акцессорных — актинолит, апатит, эпидот, хлорит, офен, циркон, бастит, серицит, титаномagnetит, ильменит и ильменомagnetит. В шлихах из протолочек установлен халькопирит, пирит, галенит, сфалерит, блеклая руда, единичные зерна стефанита.

На основании количественных соотношений плагиоклаза, кварца, биотита и ромбического пироксена среди пород монцонитовой серии выделяются четыре разновидности, средний количественно-минеральный состав которых приводится в табл. 5.

Гиперстеновые монцониты макроскопически имеют пятнистый облик, на общем сером фоне которых выделяются пятна темноцветных минералов, величиной 2—4 мм. По минеральному составу они приближаются к чарнокитам. В пользу последнего говорит состав плагиоклаза, часто соответствующий андезину.

Нет необходимости отдельно останавливаться на подробном петрографическом описании каждой выделенной разновидности, так как они, в основном, отличаются относительным количеством того или другого минерала. Поэтому ниже приводится общая характеристика минералов, входящих в состав монцонитов. Структура монцонитовая.

Наименование пород	Минералы							
	Плагиоклаз	Калишпат и микропертит	Пироксен		Роговая обманка	Биотит	Кварц	Аксессуары и другие минералы
			моно-клинный	раэмби-ческий				
Собственно монцониты (среднее из 4 шлифов)	45—50	14—22	8—13	—	1—3	2—5	0—3	2—4
Кварц-биотитовые монцониты (среднее из 3 шлифов)	45—46	11—14	6—8	—	0—2	10—15	4—10	3—5
Кварц-биотит-роговообманковые монцониты (среднее из 2 шлифов)	38—40	11—15	4—5	—	9—13	10—12	8—11	3—4
Гиперстеновые монцониты (среднее из 6 шлифов)	40—47	10—14	3—6	6—13	1—2	7—11	0—2	4—5
Габбро-монцониты (среднее из 2 шлифов)	50—52	7—11	1—5	—	17—21	2—4	—	4—7

Плагиоклаз образует главную, составную часть породы и представлен лабрадором. В гиперстеновых монцонитах состав плагиоклаза несколько меняется от № 41—46; более или менее крупные зерна имеют № 52—53; $2v = +80^\circ$, двойникуется по альбит-карлсбадскому закону. Встречается в виде призматических зерен с отчетливым идиоморфизмом по отношению к калишпату и кварцу. Образует полисинтетические двойникованные кристаллы, иногда с зональным строением. Размеры зерен в среднем 1,5—3,0 мм, а в крупнозернистых монцонитах доходят до 5—6 мм.

Калиевый шпат представлен ортоклазом и микропертитом, соотношение которых в отдельных разновидностях монцонитов меняется. Характеризуется ксеноморфными таблитчатыми, почти изометрическими зернами, размеры которых несколько уступают размерам кристаллов плагиоклаза.

Микропертитовые вроски имеют многообразные формы и при повороте столика микроскопа угасают одновременно.

Таблица 6

Сравнение результатов химических анализов монцонитов Сваранского железорудного месторождения с аналогичными породами района Каджаранского месторождения и по Дзэи

№ проб	Наименование породы	О к и с л ы в %													Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому												Место взятия пробы	Аналитик	Автор
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п. п. п.	Сум-ма	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	θ	φ				
255	Собственно монцонит	51,19	0,42	20,60	4,11	4,66	0,14	1,75	7,09	3,19	4,03	0,11	0,51	98,80	14,2	7,8	13,6	64,4	64,3	23,6	12,1	53,9	0,5	-7,4	28,2	Сваранское желе- зородное место- рождение	М. М. Языджян	Г. Б. Межлумян	
11	Гиперстеновый монцонит	52,20	0,56	17,93	5,00	5,45	0,17	4,47	8,27	3,91	2,21	—	—	100,17	12,2	6,0	21,5	60,3	45,0	35,6	19,4	70,7	0,8	-9,6	19,8		"		В. А. Бабаян
255a	Собственно монцонит	52,40	0,47	20,04	3,20	5,25	0,10	2,05	7,09	3,54	4,63	—	—	98,77	15,3	6,5	14,6	63,6	56,6	25,3	18,1	53,5	0,6	-9,9	19,8		"		М. М. Языджян
399	Гиперстеновый монцонит	53,36	0,81	17,69	4,38	6,05	0,16	4,47	7,95	2,12	3,13	—	—	100,12	9,4	7,5	20,2	62,9	49,3	38,4	12,3	50,6	1,1	-0,5	19,4	"	З. Ш. Гаспарян		
—	Монцонит (среднее из 4 проб)	52,54	0,56	19,04	4,16	5,35	0,14	3,18	7,60	3,19	3,50	0,02	0,12	99,40	12,7	6,9	17,5	62,9	52,3	32,0	15,7	58,4	0,8	-6,5	21,1	Район Каджаран- ского месторож- дения	—		С. А. Мовсисян
—	Монцонит (среднее из 2 проб)	52,41	0,96	18,59	5,12	3,51	0,13	2,72	8,65	4,81	2,17	0,05	—	99,12	14,0	5,8	17,9	62,3	45,2	26,5	28,3	77,2	1,3	-9,2	25,3		"		
—	Монцонит по Дэли	56,12	1,10	16,96	2,93	4,01	0,16	3,27	6,50	3,67	3,76	1,05	—	99,53	13,8	4,7	15,6	65,9	42,0	36,6	21,4	59,6	—	-1,5	—	"	По Дэли		

Как правило, калиевые полевые шпаты заполняют межзерновые пространства плагиоклаза, образуют характерную монцонитовую структуру.

Кварц встречается в виде неправильных и угловатых ксеноморфных зерен, выполняющих промежутки между зернами плагиоклаза.

Моноклинный пироксен характеризуется призматическими и таблитчатыми кристаллами размером 0,2—1,8 мм. Согласно оптическим константам: $CNg=40^\circ$; $Ng-Np=0,026$; $2v=+60^\circ$, пироксен относится к диопсиду. В шлифе бесцветный, имеет хорошую и совершенную спайность. Часто по периферии или в виде пятен замещается роговой обманкой.

Ромбический пироксен представлен гиперстеном. В шлифе бесцветный, плеохроизм ясный: по Ng—светло-зеленый; Np—желтовато-розовый и Nr — розовый. Гиперстен характеризуется следующими оптическими константами: $CNg=0-3^\circ$; $Ng-Np=0,016$; $2v=-62^\circ$.

Встречается в виде короткопризматических зерен с неправильными разъеденными контурами. Спайность не всегда хорошо выражена, часто присутствуют трещины отдельности. Размеры зерен гиперстена колеблются в пределах 0,4—1,5 мм. Гиперстен слагает реакционные каемки вокруг зерен оливина или магнетита. Нередко каемки гиперстена в свою очередь обрастают роговой обманкой радиально-лучистого строения, а также тонкопризматическими и игольчатыми зернами актинолита светло-зеленого цвета, образуя венцовую или венчиковую структуру.

Биотит является преобладающим железо-магнезиальным вторичным минералом монцонитов. Встречается, главным образом, в виде реакционных широких каемок вокруг магнетита и ильменита.

Роговая обманка в монцонитах обыкновенная и присутствует как минерал вторичного происхождения, представляя результат замещения пироксена. Она окрашена обычно в зеленый и буровато-зеленый цвет, обладает ясным плеохроизмом от зеленого по Ng до светло-зеленого по Nr. Спайность совершенная, большей частью в одном направлении, реже встречаются зерна с характерной амфиболовой спайностью.

Угол погасания $CNg = 14-23^\circ$. Роговая обманка развивается по периферии и отдельным участкам среди зерен пироксена. Нередко зерна моноклинового пироксена испещрены мелкими вростками роговой обманки, с одновременным погасанием.

Актинолит в шлифе имеет светло-зеленый и голубовато-зеленый цвет, часто почти бесцветный, с едва заметным зеленоватым оттенком. Он развивается в промежутках между пироксеном и плагиоклазом. Образует тонкие удлиненные призмочки и иголочки радиально-лучистого строения вокруг каемок или зерен гиперстена. $CNg = 13^\circ$; $2v = 78^\circ$; плеохроирует от желтовато-зеленого до светло-зеленого цветов. Длина призмочек и иголочек актинолита 0,18—0,3, иногда до 1,2 мм.

Рудные минералы присутствуют в виде неправильных изометрических зерен, размером 0,08—0,9 мм. В отраженном свете устанавливается, что 80—90% рудных минералов составляет магнетит, а остальные 10—20% — ильменомagnetит, ильменит, реже пирит, халькопирит, сфалерит, галенит и блеклая руда.

Апатит является характерным акцессорным минералом монцонитов исследованного интрузива, как правило, в большинстве случаев встречается в тесной ассоциации с рудным минералом и биотитом, а также пироксеном. Формы выделений апатита разнообразны — от изометрических неправильных зерен до длиннопризматических, весьма различных размеров — от 0,02 до 0,9 мм, реже 1,5—2 мм. В собственно монцонитах апатит образует богатые скопления, достигая 2—4% от всей массы породы.

Эпидот является не очень характерным минералом пород описываемой группы. Встречается в виде неправильных и округлых зерен небольших размеров (0,1—0,5 мм).

Циркон встречается сравнительно редко. Иногда в биотит-роговообманковых монцонитах образует довольно богатое скопление с пирамидальными ограничениями. Наблюдается тесная связь с биотитом. Характеризуется высокой интерференционной окраской и высокой силой двупреломления.

Сфен присутствует во всех разновидностях, в незначительных количествах в виде мелких неправильных и угловатых зерен.

Хлорит в шлифе зеленоватый, образует неправильные зерна в плагиоклазах на границе с пироксеном; встречается редко.

Сиенитовая фация характеризуется более однообразным петрографическим составом и представлена щелочными сиенитами. Это средне- и крупнозернистые породы серого, розовато-серого и розового цветов. В минеральном составе сиенитов принимают участие в основном калиевые полевые шпаты, как чистые, так и с микропертитовыми вростками. В небольших количествах присутствуют кислый плагиоклаз, моноклиный пироксен, зеленая роговая обманка, кварц, эпидот, хлорит, рудные минералы (магнетит, титаномagnetит, ильменомagnetит, ильменит, пирит, халькопирит, рутил, лейкоксен), биотит, апатит, гранат, сфен, кальцит, реже ортит. Структура сиенитов гипидиоморфнозернистая, реже трахитоидная.

Калиевый полевой шпат является главной составной частью сиенитов и составляет около 70—83% породы. Судя по оптическим константам ($N_g=1,525$; $N_p=1,517$; $N_g-N_p=0,008$; $2v=72^\circ$), калиевый полевой шпат относится к ортоклазу. Зерна ортоклаза обычно покрыты очень тонкой пленкой пелитового вещества буроватого цвета. Характеризуется таблитчатыми и короткопризматическими зернами, размером от 2,0 до 10—12 мм. Иногда встречаются простые двойники; двойникуются по карлсбадскому закону.

Плагиоклаз относится к альбит-олигоклазу (№ 8—27), реже—андезину. Размеры зерен плагиоклаза в два-три раза меньше, чем ортоклаза. Нередко по трещинкам зерен плагиоклаза развиваются прожилки эпидота и карбоната. Плагиоклаз составляет 2—3%, реже достигает 7—10% от общей массы породы.

Моноклиный пироксен представлен диопсидом ($CN_g=43^\circ$; $N_g-N_p=0,024$; $2v=+61^\circ$). В шлифе обнаруживает слабо-зеленоватый оттенок; в большинстве случаев замещен роговой обманкой, хлоритом и эпидотом. Свежие кристаллы пироксена встречаются редко, содержание их в сиенитах достигает 2,5—4,0 мм.

Эпидот является одним из часто встречающихся минера-

лов описываемой породы. Отдельные шлифы богаты эпидотом, содержание которого достигает 3—5%.

Апатит присутствует в виде изометрических зерен и призмочек, реже крупных удлиненных призматических кристаллов. Приурочен к скоплениям темноцветных и рудных минералов.

При сопоставлении химического состава щелочного сиенита г. Арамазд с аналогичными породами южного склона Баргушатского хребта (Пиришкая) и средним составом щелочных сиенитов Армянской ССР (табл. 7), наблюдается ва-

Таблица 7

Окислы	Проба № 198	Пробы № 95а и 95б (среднее)	Средний химический состав сиенитов Армянской ССР по 31 анализу
SiO ₂	62,32	57,17	58,78
TiO ₂	0,26	0,32	0,26
Al ₂ O ₃	17,70	18,84	19,14
Fe ₂ O ₃	2,48	2,78	3,14
FeO	1,18	0,46	1,85
MnO	0,03	0,04	0,15
MgO	0,86	1,20	1,25
CaO	2,44	8,06	3,73
Na ₂ O	4,03	3,03	4,60
K ₂ O	8,35	5,48	5,28
H ₂ O	0,14	2,99	0,91
Место взятия	Сваранц, г. Арамазд	Пиришкая	Армянская ССР
Наименование породы	Щелочной сиенит	Щелочной сиенит	Щелочной сиенит
Автор	Г. Б. Межлумян	Т. Ш. Татевосян	С. И. Баласанян

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ проб	И н д е к с ы								
	a	c	b	s'	c'	f'	m	n	Q
№ 198	21,1	1,4	6,3	71,3	21,7	53,0	22,9	42,3	—0,9
Среднее из двух проб (№ 95а и № 95б)	15,5	5,6	9,8	69,1	36,1	41,3	22,4	46,4	1,6
Среднее из 31 анализа (Армянская ССР)	18,5	4,0	7,5	69,9	28,9	41,0	30,1	59,6	—9,7

риация некоторых числовых характеристик. Одной из характерных особенностей химического состава щелочных сиенитов описываемого массива является повышенное содержание K_2O над Na_2O и вообще сумма щелочей—«а». Однако, как видно из результатов проведенных анализов, щелочной сиенит района Свараньского железорудного месторождения характеризуется низким содержанием CaO по сравнению с щелочным сиенитом соседнего района — Пиришкая.

Породы третьей (гранитоидной) интрузивной фазы внедрения

В пределах рассматриваемой интрузивной фазы внедрения выделяются две интрузивные фации: кварц-диоритовая и кварц-монцонитовая.

Кварц-диоритовая интрузивная фация является главной и охватывает диориты, кварцевые диориты, банатиты и гранодиориты Арамаздского массива. Породы этой фации отличаются непостоянством количественных соотношений минералов, невыдержанностью структур и текстур. Преобладающими разновидностями пород этой фации являются кварцевые диориты, представляющие собой серые, светло-серые, зеленовато-серые, среднезернистые породы, в минеральном составе которых принимают участие плагиоклаз, роговая обманка и кварц. В переменных количествах, то в качестве главной, то — второстепенной составной части присутствуют калиевый полевой шпат и биотит. Сравнительно редко встречается монаклинный пироксен. Акцессорные минералы представлены цирконом, рудными минералами, реже сфеном, апатитом и ортитом. В шлихах из протолочек гранодиоритов (Качал-дош) установлены акцессорные: ксенотим, уран-торит, тантало-ниобаты и самородное золото.

В отдельных участках с увеличением содержания калишпата кварцевые диориты через банатиты переходят в гранодиориты. Структура пород кварц-диоритовой фации пиллидиоморфнозернистая, с переходом в порфировидную и монцонитовую. Порфировидный характер обусловлен неравномерным распределением плагиоглаза и роговой обманки.

В текстурном отношении кварцевые диориты в отдельных участках проявляют полосчатое и параллельно-линейное строение. Эти текстуры обусловлены чередованием меланократовых и лейкократовых полос, а также параллельным расположением длиннопризматических кристаллов роговой обманки, плагиоклаза и биотита. В преобладающем большинстве случаев основным фоном служат лейкократовые составные части, среди которых параллельно ориентированы длиннопризматические кристаллы роговой обманки.

Плагиоклаз является одним из ведущих минералов в этой группе пород, количество которого колеблется в пределах от 30 до 43%. В банатитах количество плагиоклаза довольно высокое (45—50%) против 35—40% в кварцевых диоритах и гранодиоритах.

По составу плагиоклаз относится к андезину (№ 37—42). Образует слабо измененные и загрязненные короткопризматические и таблитчатые кристаллы с зональным строением, центральные части которых всегда имеют более основной состав. Средние размеры зерен 0,5—1,4 мм, а порфировидных кристаллов — 2—4 мм. В центральных частях зональных кристаллов зерна плагиоклаза иногда испещрены мелкими чешуйками серицита.

Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом; образует ксеноморфные по отношению к плагиоклазу зерна. Количество ортоклаза колеблется в широких пределах — 9—18% от общей массы породы.

Кварц образует неправильные и угловатые изометрические зерна размером от 0,1 до 1,6 мм в интерстициях кристаллов плагиоклаза. Содержание кварца в породах описываемой фации обычно составляет 11—20%. В кварцевых диоритах содержание кварца варьирует в пределах 10—14%, а в банатитах снижается до 7%.

Роговая обманка является главным цветным минералом гранитоидных пород, количество ее колеблется в широких пределах — от 2—3 до 14%. Относится к обыкновенной роговой обманке. В шлифе часто встречаются базальные разрезы (ромбические сечения) со спайностью по двум направлениям под углом 124 и 56°, характерной для амфиболов. Зерна рого-

вой обманки образуют различные формы: длиннопризматические, короткопризматические, таблитчатые, часто имеют неправильные ограничения. Резко ксеноморфны по отношению к плагиоклазу. Размеры зерен роговой обманки колеблются в пределах 0,2—2, реже 5—6 мм.

Описываемые разновидности пород кварц-диоритовой фации в приконтактовых частях с метаморфическими породами в той или иной степени «загрязнены» чуждыми для этих пород образованиями. Так, например, в некоторых случаях рудные минералы представлены в форме ромбов с келифитовой каемкой, что не характерно для пород кислого и умеренно-кислого состава.

Кварц-монцонитовая фация имеет резко подчиненное распространение, с севера приурочена к габбровой полосе и в виде узкой зоны вытянута в северо-западном направлении. По геологическому положению, степени распространности, пестроте минерального состава и содержанию акцессорных минералов кварц-монцонитовая фация хорошо отличается от монцонитовой фации второй интрузивной фазы внедрения Арамаздского массива. На основании количественного соотношения кварца, биотита и роговой обманки среди пород кварц-монцонитовой фации можно выделить кварцевые, кварц-биотитовые и кварц-роговообманковые монцониты.

Главным пороодообразующим минералом отмеченных разновидностей пород являются плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, роговая обманка, биотит, моноклинный и ромбический пироксен. Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, апатитом, рудными минералами, а вторичные — эпидотом, хлоритом, серицитом, карбонатом и др.

Плагиоклаз по составу довольно изменчив, представлен андезином и андезин-лабрадором (№ 23—52), который часто подвержен сосюритизации и серицитизации.

Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом в количестве 10—12% от общей суммы минералов породы.

Кварц по количеству уступает ортоклазу, его содержание составляет в среднем 3—6%. Образует угловатые и почти изометрические зерна, которые ксеноморфны по отношению к плагиоклазу, образуя монцонитовую структуру.

Моноклинный пироксен относится к диопсиду, а ромбиче-

ский — к гиперстену, по периферии которых развивается роговая обманка. Последняя представлена обыкновенной разностью. Количество роговой обманки в породах кварц-монцонитовой фации варьирует в пределах 2,0—4,5%, а в собственно кварцевых монцонитах достигает 13—15% от общей массы породы.

Биотит присутствует во всех разновидностях пород кварц-монцонитовой фации в разных количествах. Наиболее высокое содержание (10—12%) встречается в кварц-биотитовых монцонитах.

Рудные минералы — магнетит, титаномagnetит, ильменомagnetит, ильменит, халькопирит и пирит присутствуют в значительном количестве (2—3%). Они образуют разнообразные изометрические формы. Среди рудных минералов по количеству первое место занимают магнетит и титаномagnetит, а затем ильменомagnetит и пирит.

Из акцессорных минералов — циркон, сфен и апатит в пределах кварц-монцонитовой фации распределены неравномерно. В отдельных участках преобладает то циркон, то апатит, то сфен. Общее количество циркона, сфена и апатита составляет примерно 1,5—2,0%.

Таким образом, в отличие от собственно монцонитовой фации второй интрузивной фазы внедрения Арамаздского массива, в пределах третьей интрузивной фазы выделяется кварц-монцонитовая фация. Породы этой фации отличаются: а) высоким содержанием таких акцессорных минералов, как апатит и сфен, более характерных для пород основной магмы; б) содержанием олигоклаз-андезина и вариацией последнего (до лабрадора); в) высоким содержанием роговой обманки и биотита, подвергшихся сильным изменениям. Эти факты свидетельствуют об активном воздействии гранитоидной магмы на породы основного состава, что привело к ассимиляции и гибридизму последних.

Метасоматически-метаморфические породы. К породам метасоматически-метаморфического происхождения Арамаздского интрузива нами относятся серпентиниты, скарны и гнейсовидные кварцевые диориты, образовавшиеся при воздействии того или иного процесса метаморфизма на первичные породы.

На основании первичного состава пород и характера процессов среди метасоматически-метаморфических пород рассматриваемого интрузива выделяются: а) автометаморфические и б) динамометаморфические и инъекционно-метасоматические образования.

б) Автометаморфические или автометасоматические породы Арамаздского интрузива представлены оливин-титаномagnetитовыми серпентинитами, которые широко развиты в титаномagnetитовых оливинитах. Оливин-титаномagnetитовые серпентиниты самостоятельных тел не образуют, они не имеют четких границ с вмещающими породами. Границы между титаномagnetитовыми оливинитами и оливин-титаномagnetитовыми серпентинитами неуловимы. Последние через оливиновые серпентиниты и серпентиновые оливиниты постепенно переходят в титаномagnetитовые оливиниты. Оливин-титаномagnetитовые серпентиниты образуют пестрые по окраске и структуре переходные породы. Они представляют собой эпимагматические образования, т. е. являются результатом серпентинизации титаномagnetитовых оливинитов. Макроскопически характеризуются темно-зеленым, голубовато-зеленым и зеленовато-черным цветом, жирным блеском, массивной текстурой.

Минеральный состав этих пород несложный, они состоят преимущественно из группы минералов серпентина, при подчиненном значении рудных минералов и остатков (реликтов) оливина. В незначительном количестве встречаются хлорит, биотит, тальк, реже карбонат и плагиоклаз.

К оливин-титаномagnetитовым серпентинитам нами относятся не только ультраосновные породы, состоящие из серпентина и первичных и вторичных рудных минералов, но также сильно измененные оливиниты, в минеральном составе которых принимают участие реликты (5—10%) оливина.

По степени серпентинизации, а также по содержанию оливина и титаномagnetита выделяются две разновидности серпентинитов: а) оливин-титаномagnetитовые серпентиниты и б) титаномagnetитовые серпентиниты.

Оливин-титаномagnetитовые серпентиниты от серпентин-титаномagnetитовых оливинитов отличаются более интенсив-

ным проявлением процесса серпентинизации, где содержание оливина составляет 7—15% от общей массы породы. Из первичных минералов сохраняются реликты оливина в виде островков среди серпентинизированных масс, часто образуя реликтовые структуры в сочетании с петельчатой.

Титаномagnetитовые серпентиниты в отличие от оливин-титаномagnetитовых серпентинитов характеризуются почти полным отсутствием реликтов оливина, количество которых составляет 0,5—1,0%, реже 2—4%. При этом оливин нацело замещается вторичными минералами, главным образом серпентином (антигорит) и вторичным магнетитом. Встречаются также хризотил, пироксен, хлорит, биотит, плагиоклаз.

Структура титаномagnetитовых серпентинитов вторичная и носит переходный и реликтовый характер. Она вообще характеризуется несколькими разновидностями. Такое разнообразие обусловлено как степенью серпентинизации, так и составом исходных ультраосновных пород. Установлены реликтовая, псевдоморфно-пластинчатая, параллельно-пластинчатая и брекчиевая структуры.

Количественное соотношение минералов в оливин-титаномagnetитовых и титаномagnetитовых серпентинитах примерно следующее (в %):

Таблица 8

Наименование пород	Минералы в %			
	Оливин	Серпентин	Рудные минералы	Аксессуары и другие минералы
Оливин-титаномagnetитовые серпентиниты	8—14	60—64	7—10	2—6
Титаномagnetитовые серпентиниты	0,5—4,0	65—75	9—15	2—5

Серпентин в шлифе окрашен в различные цвета; встречается почти бесцветный, мутно-зеленый, зеленовато-бурый, голубоватый, желтовато-бурый, буровато-желтый серпентин, иногда обнаруживает очень слабый плеохроизм. Представлен антигоритом, реже баститом и хризотилом. Антигорит образу-

ет пластинки, листочки и чешуйки по оливиноу, а бастит—по пироксену. Характеризуется малым углом оптических осей, положительным удлинением и относится к антигориту. Широко развиты листочки и пластинки антигорита с неправильными очертаниями, скорлуповидными формами, в центральных частях которых иногда сохранены остатки зерен оливина; характерны реликты — пластинчатая структура. Резко подчиненное распространение имеет хризотил.

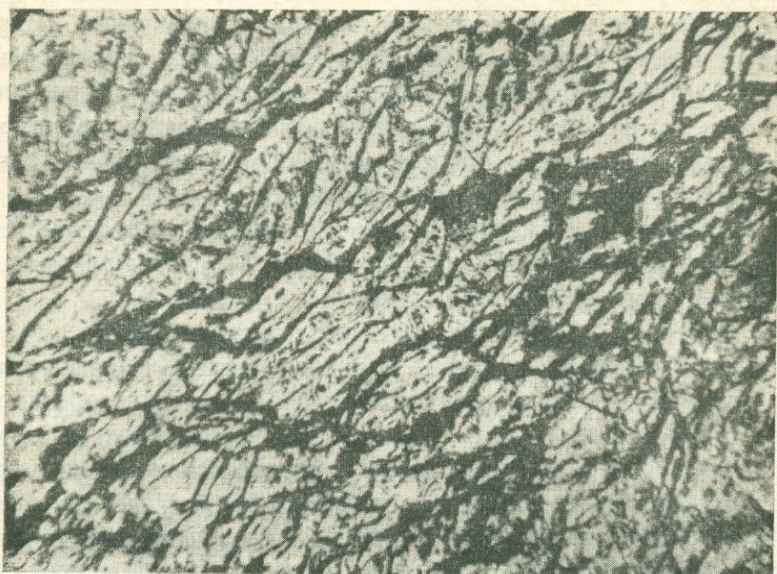
Оливин, как уже отмечено, встречается в виде реликтов и островков среди серпентинизированных масс. Подробное описание оливина дано выше.

Рудные минералы представлены титаномagnetитом, при резко подчиненном значении ильменомagnetита и ильменита.

Вторичный magnetит, в отличие от первичного, широко развит в описываемых разновидностях ультраосновных пород и является результатом серпентинизации оливинов; характеризуется своеобразными агрегатами: образует мелкие пылевидные выделения, рассеянные по всему серпентину в виде точек, сплошных масс, а также цепочек и тонких прожилков (фиг. 14).

б) Инъекционно-метасоматические и динамометаморфические породы. К этим породам относятся гнейсовидные сильно биотитизированные кварцевые диориты. Они пространственно образуют одну узкую полосу, шириной 150—200 м, местами до 300 м, и занимают промежуточное положение между габброидами и гранитоидами Арамазского интрузива. Гнейсовидные кварцевые диориты представляют собой светло-серые и серые среднезернистые породы с отчетливой тонко-полосчатой или гнейсовидной текстурой. Под микроскопом порода состоит из чередующихся полос, отличающихся друг от друга структурой и минеральным составом. Некоторые сравнительно мощные полосы представлены только цветными минералами, из которых преобладающим является биотит. Состав породы: плагиоклаз, кварц, калишпат, моноклинный пироксен, биотит, роговая обманка, хлорит и аксессуарные минералы—апатит, циркон и рудные минералы.

Плагиоклаз представлен андезин-лабрадором и является преобладающим минералом породы. Образует крупные и све-



Фиг. 14. Прожилковые и пылевидные выделения вторичного магнетита (темно-серый) среди серпентинитов (светло-серый).

Прозр. шлиф, ув. $\times 70$.

жие кристаллы, расположенные в виде самостоятельных полос.

Калиевый полевой шпат всегда приурочен к полосам плагиоклаза, который выполняет пространство между кристаллами последнего или же прорастает их, создавая крупнокристаллические антипертиты и пегматитоподобные образования.

Кварц образует обособленные отдельные скопления и полосы. Представлен крупными неправильными зернами с зазубренными контурами.

Цветные минералы, из которых преобладающими являются биотит и моноклинный пироксен, образуют то совместные, то самостоятельные тонкие полосы. Пластинки биотита тоже ориентированы параллельно сланцеватости.

Акцессорные минералы, главным образом, рудные, в большинстве случаев приурочены к полосам цветного минерала, загрязняя полосы плагиоклаза.

Из вышеизложенного следует, что гнейсовидные кварцевые диориты образовались в результате динамометаморфического воздействия гранитоидной магмы третьей интрузивной фазы внедрения на уже застывшие габброиды. В пользу этого предположения говорят контактовые изменения габброидов с образованием биотитовых, биотит-роговообманковых и кварц-кашлишпатовых габбро, с одной стороны, и базификация кварцевых диоритов — с другой.

Б. ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

При геолого-петрографическом исследовании Сваранцко-го железорудного месторождения большое внимание нами уделялось жильным породам Арамаздского интрузивного массива.

В пределах Сваранцкого железорудного месторождения жильные породы весьма разнообразны как по петрографическому составу и структуре, так и по геологическим условиям залегания и морфологическим особенностям. Жильные породы упомянутого интрузива представлены андезито-базальтами, оливиновыми габбро-порфиритами, пироксен-роговообманковыми и роговообманковыми габбро-порфиритами, беербахитами (микрогаббро), единитами, микрогаббро-норитами, гранодиорит-порфирами, аплитами, аплитовидными жильными гранитами, гранит-пегматитами, сиенит-пегматитами и габбро-пегматитами. Они генетически связаны с Арамаздским интрузивом и являются поздними образованиями различных интрузивных фаз внедрения этого массива.

Изучение показало, что существует определенная пространственная и генетическая связь между интрузивными породами каждой фазы и ее жильными образованиями. Так, жильные породы основного состава пространственно приурочены к габброидам, а кислого состава — к кварцевым диоритам и гранодиоритам. Доказательством их генетической связи с определенными интрузивными фазами служит петрографическая и минералогическая близость. Исходя из этих данных, к жильным породам первой фазы внедрения (основные породы) относятся андезито-базальты, беербахиты, единиты, мик-

рогаббро-нориты и габбро-пегматиты; со второй интрузивной (сиенито-монцонитовой) фазой связаны сиенит-пегматиты, а с третьей интрузивной фазой (кварцевые диориты и гранодиориты) — аплиты, аплитовидные жильные граниты и гранодиорит-порфиры.

Оливиновые, роговообманковые и пироксен-роговообманковые габбро-порфириты секут кварцевые диориты и гранодиориты*, что является отклонением от указанной общей закономерности пространственной приуроченности и генетической связи жильных образований с породами отдельных интрузивных фаз внедрения. Следуя генетическим принципам, жильные породы месторождения можно подразделить на два типа: а) непосредственно связанные с магмой различных интрузивных фаз внедрения и б) непосредственно не связанные с породами определенной интрузивной фазы внедрения.

Все жильные породы месторождения, кроме оливиновых, роговообманковых и пироксен-роговообманковых габбро-порфиритов, относятся к первому генетическому типу.

Взаимоотношения жильных пород различного состава, характер изменения их состава во времени, а также структурные особенности позволяют допустить, что в пределах каждой интрузивной фазы внедрения жильные породы первой генетической группы образовались в два этапа: ранний (первый) и поздний (второй).

Следует отметить, что в настоящее время существуют различные принципы классификации жильных пород. При классификации жильных пород Арамазского интрузивного комплекса автор, главным образом, придерживался схемы В. С. Коптева-Дворникова, так как ее применение дает возможность выявить закономерности их образования.

Изучение показало, что соответственно составу магмы различных фаз внедрения рассматриваемого массива (от первой к третьей) происходит изменение состава жильных пород от основного к кислому. Однако при сравнении жильных пород первого и второго этапов интрузивных фаз внедрения выяснилось, что в пределах одной и той же фазы (если встреча-

* Оливиновые габбро-порфириты секут также вторичные кварциты.

ются жильные породы первого и второго этапов) интенсивность проявления даек одного этапа всегда преобладает над другим; к примеру, для первой интрузивной фазы внедрения характерны дайки второго этапа, а для третьей — дайки первого этапа. Жильные породы второго этапа в пределах второй интрузивной фазы внедрения отсутствуют, между тем дайки этого же этапа третьей интрузивной фазы внедрения выражены довольно слабо. В характере пространственного распределения и генетической связи жильных пород с определенными интрузивными фазами весьма важную роль играл структурный фактор. Появление тектонических подвижек после формирования интрузивных пород каждой фазы привело к образованию трещин, заполнявшихся жильными породами.

Жильные породы первой интрузивной фазы внедрения представлены андезито-базальтами, беербахитами, одинитами, микрогаббро-норитами и габбро-шепматитами. К жильным породам первого этапа первой интрузивной фазы внедрения основного состава относятся габбро-пегматиты, имеющие небольшое развитие среди нормальных габбро Арамаздского массива.

Несмотря на тщательные наблюдения, никаких возрастных соотношений между дайками различного состава второго этапа первой фазы внедрения нам установить не удалось.

Андезито-базальты, одиниты, беербахиты, микрогаббро-нориты по относительному возрасту пострудные, так как они пересекают рудные тела титаномагнетитовых оливинитов.

Вторая интрузивная фаза внедрения сопровождается жильными породами только первого типа, представленными сиенит-пегматитами. Последние встречаются в виде жил, линз и шпир размером от десятых долей сантиметров до метров, среди щелочных сиенитов вершины г. Арамазд и, главным образом, к югу и юго-западу от нее. Переходы между сиенит-пегматитами и вмещающими щелочными сиенитами постепенные.

Жильные породы третьей интрузивной фазы внедрения представлены аплитом, аплитовидным жильным гранитом, гранит-пегматитом и гранодиорит-порфиром, которые образовались в два этапа — первый и второй. Для третьей интрузив-

ной фазы внедрения характерны жильные породы первого этапа — аплиты, аплитовидные жильные граниты и гранит-пегматиты.

К дайкам второго этапа третьей интрузивной фазы внедрения относятся гранодиорит-порфиры, обнажающиеся на центральном участке месторождения.

К жильным породам второго генетического типа относятся оливиновые роговообманковые и пироксен-роговообманковые габбро-порфиры. Эти лампрофировые жильные образования представляют собой меланократовые породы и характеризуются сложным вещественным составом и структурой. Структура перечисленных жильных пород порфировая, порфировидная, гипидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая. Порфировые вкрапленники представлены, главным образом, роговой обманкой, пироксеном и оливином.

В. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АРАМАЗДСКОГО ИНТРУЗИВНОГО МАССИВА

В формировании Арамаздского интрузивного массива и железорудного оруденения доминирующая роль принадлежит магматическим процессам.

а) *Интрузивные магматические процессы.* Нами устанавливается трехфазная деятельность интрузивного магматического процесса.

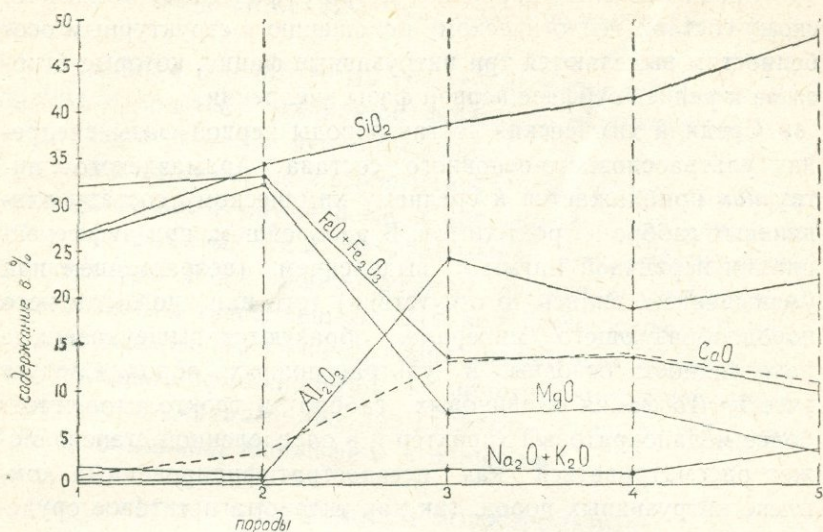
Первая или ранняя фаза магматической деятельности характеризуется внедрением магмы основного-ультраосновного состава. Весь интрузивный комплекс ультраосновной-основной формации дифференцирован. Процесс дифференциации магмы на разных глубинах привел к различным типам интрузивных образований. Так, в глубинных частях до момента внедрения первичной магмы первой фазы внедрения, вследствие дифференциации, происходит обособление ее на ультраосновную и основную. Далее, после внедрения магмы основного состава (ранняя субфаза внедрения) в верхние горизонты на месте она продолжала подвергаться процессам дифференциации, в результате чего образовались различные интрузивные фации основных пород.

Среди основных пород по петрографическому и химическому составу, геологическому положению и структурным особенностям выделяются три интрузивные фации, которые относятся к ранней субфазе первой фазы внедрения.

Средний химический состав породы первой фазы внедрения ультраосновного-основного состава Арамаздского интрузива приближается к среднему химическому составу оливиновых габбро и троктолитов. В дальнейшем, при дифференциации первичной магмы с выделением (возрастанием или уменьшением, вплоть до отсутствия) того или иного главного порообразующего минерала, образуются вышеуказанные разновидности основных и ультраосновных пород. Следует учесть, что фация оливиновых габбро и троктолитов имеет более меланократовый характер и в определенной степени может рассматриваться как псевдостратифицированный комплекс интрузивных пород, так как титаномagnetитовое оруденение приурочено именно к породам этой фации.

Имеющиеся в нашем распоряжении анализы этих пород отражают химические особенности магмы первой фазы внедрения ультраосновного-основного состава. Для основных пород, в частности оливиновых габбро и троктолитов, характерно довольно высокое содержание CaO (достигает 15,46%) и Al_2O_3 (24,43%). На вариационной диаграмме (фиг. 15) наглядно видно, что ультраосновные породы (титаномagnetитовые оливиниты и перидотиты) отличаются повышенной концентрацией железа и магния и весьма низким содержанием Al_2O_3 , CaO и SiO_2 , а также незначительным количеством щелочей.

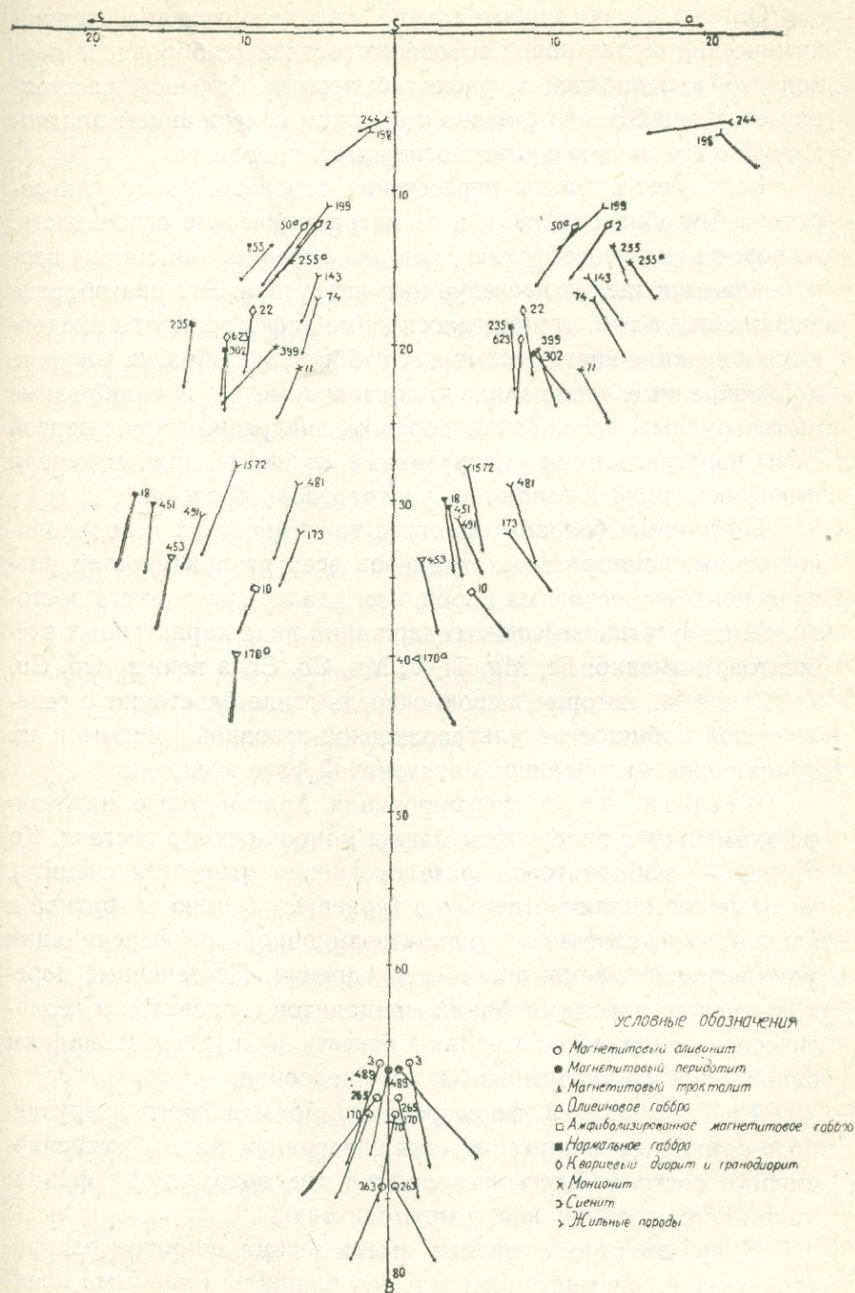
При сравнении среднего химического состава ультраосновных-основных пород и пород фации оливиновых габбро и троктолитов напрашивается определенный вывод: магма первой фазы внедрения указанного состава по своему первоначальному составу была близка к оливиновым габбро и троктолитам, богата Fe, Mg, Ca, Al, частично Ti, V и т. д. В результате дифференциации в ультраосновных породах накапливались Fe, Ti и V в виде окисных соединений (магнетит, ильменомagnetит, титаномagnetит и ильменит), а Mg—в виде силикатного соединения — оливина.



Фиг. 15. Вариационная диаграмма химического состава ультраосновных и основных пород Арамездского интрузивного массива. 1. Титаномagnetитовые оливиниты. 2. Титаномagnetитовые перидотиты. 3. Троктолиты. 4. Оливиновые габбро. 5. Нормальные габбро.

Петрохимические черты габброидов и их ультраосновных дифференциатов выступают еще нагляднее в графическом изображении химического состава пород Арамездского интрузива.

На диаграмме (фиг. 16) отчетливо видно, что фигуративные точки ультраосновных и основных пород разграничены, причем, для первых характерно расположение их фигуративных точек на наибольшем расстоянии от SC и Sa, с одной стороны, и наиболее близком расстоянии от ребра тетраэдра SB — с другой, что обусловлено высоким значением «в». Фигуративные точки основных пород отличаются средним значением («в» около 30) и отходят от оси SB. В этом сказывается высокое содержание феррических составных частей (относительное содержание темноцветных силикатов и количества магнетита, присутствующего в породе) магмы первой фазы внедрения.



Фиг. 16. Диаграмма химического состава горных пород Сваранского железорудного месторождения (составлена по методу А. Н. Заварицкого).

Однако фигуративные точки, характеризующие средний химический состав пород основного состава (габброидов) первой субфазы внедрения, располагаются на большом расстоянии от линии SB, что связано с высоким содержанием плагиоклаза по сравнению с ультраосновными породами.

Если учесть факты пересечения основных пород ультраосновными образованиями и их петрохимические особенности, то перед нами своеобразный ход дифференциации магмы первой фазы внедрения исследуемого интрузива. Это своеобразие выражается в том, что ультраосновные дифференциаты внедряются в верхние части застывших габброидов, образуя секущие дайкообразные, неправильно-линзовидные и жиллообразные железорудные тела. Таким образом, внедрение магмы первой фазы протекало в две интрузивные субфазы, причем первая имела основной, а вторая — ультраосновной состав.

По данным большого количества химических и полуколичественных спектральных анализов всех разновидностей ультраосновных и основных пород, нам удалось установить постоянное присутствие высоких содержаний ряда характерных элементов, а именно: Fe, Mg, Ti, V, Mn, Co, Cr, а также Ga, Cu, Zn, Zr и т. д., которые в свою очередь свидетельствуют о генетической общности ультраосновной-основной магмы и их принадлежности к единой интрузивной фазе внедрения.

Вторая фаза формирования Арамаздского интрузива знаменуется внедрением магмы монцонитового состава. Ко второй — монцонитовой фазе внедрения относятся сиениты, которые составляют отдельную (краевую) фацию интрузива и являются результатом кристаллизационной дифференциации монцонитовой магмы после ее внедрения. Постепенные переходы между породами фаций монцонитов и сиенитов и геологическое положение позволяют отнести их к разным фациям одной и той же интрузивной фазы внедрения.

Третья фаза формирования Арамаздского интрузивного комплекса характеризуется внедрением магмы умереннокислого состава. Здесь выделяются две интрузивные фации: кварц-диоритовая и кварц-монцонитовая.

Кварц-диоритовая фация имеет весьма широкое распространение и занимает значительную площадь. Главными пред-

ставителями этой фации являются кварцевые диориты, банатиты и гранодиориты.

б) *Метасоматически-метаморфические процессы и гибри-дизм.* В пределах Арамазского массива широко развиты процессы ассимиляции, гибридизма и метасоматически-метаморфических процессов.

Гибридные образования. В контактовых и при-контактовых частях габбровой полосы отчетливо проявляется воздействие мапмы умеренно-кислого состава третьей интрузивной фазы внедрения на застывшие габбровые породы. Изменение вещественного состава последних выражается в том, что породы подвергаются калишпатизации, окварцеванию и биотитизации, образуя породы гибридного характера. К последним относятся такие неоднородные промежуточные образования (кварцевые и кварц-биотитовые монцониты, кварцевые и кварц-калишпатовые габбро), которые развиты между габброидами и породами кварц-монцонитовой фации третьей интрузивной фазы внедрения и являются результатом ассимиляции магмой застывших выделений. Новообразования характеризуются наличием таких веществ, которые не характерны для пород всех трех фаз внедрения. Признаки, которые позволяют породы кварц-монцонитовой фации исследуемого массива отнести к гибридным образованиям, следующие:

1) непостоянный и необычный количественно-минералогический состав, характерный для нормальных интрузивных пород. На небольшом расстоянии сильно варьируют главные пороодообразующие минералы. От кварцевых диоритов к габброидам увеличивается содержание пироксена и рудных минералов и уменьшается содержание калишпата и кварца вплоть до их исчезновения.

Плагноклаз становится более основным (лабрадор-би-товнит). Таким образом, кварцевые монцониты переходят в габбро-монцониты и, наконец, в калишпатовые и кварц-калишпатовые габбро. Соответственно меняется и структура. В противоположность этому, от монцонитов магматического происхождения к сиенитам (вторая фаза внедрения) посте-

ленно уменьшается содержание темноцветных минералов и плагиоклаза;

2) одновременно с присутствием минералов-антагонистов, какими являются калишпат и оливин, присутствуют также реликтовые пироксены, замещенные роговой обманкой и биотитом;

3) невыдержанность структуры породы на малом расстоянии;

4) о гибридном происхождении монцонитов говорят также развитие апатита и одновременное присутствие и циркона, и сфена, что свидетельствует о насыщенности магмы летучими компонентами;

5) отклонение химического состава от нормальных пород, вызванное привнесением Si и K, летучих компонентов и т. д.

Гетерогенный состав и резкое колебание некоторых минералов, как и другие факты, говорят о гибридном характере пород кварц-монцонитовой фации третьей интрузивной фазы внедрения Арамаздского массива.

Таким образом, в пределах Арамаздского интрузива различаются монцонитовые породы двух различных фаций: собственно монцониты магматического происхождения (вторая интрузивная фаза внедрения) и кварцевые монцониты гибридного происхождения. Монцониты кварц-монцонитовой фации являются продуктом ассимиляции и гибридизма габброидных пород кварцевыми диоритами и гранодиоритами поздней (третьей) интрузивной фазы внедрения.

Метасоматически-метаморфический процесс, вызванный инъекцией магмы умеренно-кислого состава, механически выражается в образовании гнейсовидной текстуры кварцевых диоритов, и химически — гранитизацией и биотитизацией основных пород. Проникновение магмы третьей интрузивной фазы сопровождалось процессом ассимиляции габброидов, в результате чего на контакте с габброидами кварцевые диориты подверглись базификации, приобрели довольно изменчивый и ненормальный минералогический состав. В пользу этого говорит также загрязнение кварцевых диоритов такими чуждыми минералами, какими являются рудные минералы, биотит, акцессорные — сфен и апатит, которые не характерны для нормальных кварцевых диоритов.

Параллельно-линейные и сланцеватые текстуры метасоматически-метаморфических пород района характеризуются параллельным и субпараллельным расположением темноцветных минералов (вытянутые листочки — бласты биотита, призматические зерна роговой обманки, реже пироксена), с одной стороны, и лейкократовых (плагноклаз, кварц) — с другой.

Текстура метасоматически-метаморфических пород обусловлена механическим (одностороннее давление) воздействием, вследствие внедрения гранитоидов Арамаздского интрузива.

Как указывает А. Н. Елисеев (1953), при контактовом метаморфизме, когда механическое воздействие носит односторонний характер, последствие воздействия давления затухает или уничтожается перекристаллизацией пород. И поэтому в метаморфических породах, наряду с механическим давлением, большую роль играет химическая сторона этих процессов, которая в указанных метаморфических породах выражается гранитизацией, сиенитизацией, биотитизацией и базификацией.

Серпентинизация относится к числу наиболее широко развитых метасоматически-метаморфических процессов в ультраосновных, и в меньшей степени, основных породах Арамаздского интрузива.

По мнению подавляющего большинства исследователей (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, В. Н. Лодочников, А. А. Иванов, И. К. Латыш, Ю. Н. Хильтов и др.), серпентинизация в ультраосновных породах является автометаморфическим процессом, обусловленным воздействием воды и летучих компонентов, и генетически связана с самой же магмой.

Детальное петрографическое исследование Сваранцкого железорудного месторождения позволяет рассматривать серпентинизацию как автометаморфический процесс и связывать ее с оливиновой остаточной рудной магмой. Одним из критериев, позволяющих рассматривать серпентинизацию как автометаморфический процесс, является затухание последней от оливинитов к вмещающим породам и отсутствие ее в основных породах, не говоря уже о породах среднего и кислого состава, так как серпентинизация предшествовала второй и третьей

интрузивным фазам Арамаздского массива. Таким образом, пик интенсивности серпентинизации падает на оливиниты. Следовательно, центр сферы действия серпентинизации находится в оливинитах и обусловлен активным действием воды, CO_2 и других компонентов — минерализаторов магмы оливинитового состава.

Известно, что при серпентинизации увеличивается объем новообразованных веществ в размере 2,9% от объема оливина. В троктолитах это явление характеризуется тем, что от зерен оливина в плагиоклазы расходятся многочисленные радиальные трещинки.

Химическая сторона серпентинизации, как метасоматического процесса, представляется следующим образом. При серпентинизации оливинитов в рудных метасоматитах (магнетитовых серпентинитах) наряду с первичным магнетитом широко развиваются пылевидные, цепочковидные и прожилковые выделения с разрозненными ограничениями вторичного магнетита. По существу серпентинизация происходит в окислительных условиях: об этом свидетельствуют образования вторичного магнетита. Последний является результатом разложения оливина и сопровождается переходом закисного железа в окисное, не считая той части железа, которая идет на образование серпентина.

При серпентинизации выносятся часть Mg, вследствие чего отношение его к кремнезему уменьшается. Серпентинизация в ультраосновных породах Сваранцкого месторождения не являлась одноактным процессом, она происходила в несколько генераций. Установленные антигорит, хризотил асбест и бастит различаются не только оптическими свойствами, но и временем выделения. В отмеченных выше породах самым широким развитием пользуется первая разновидность, являющаяся результатом разложения оливина, а остальные имеют ограниченное распространение. В отдельных шлифах на основании взаимоотношений этих разновидностей серпентина, а также других минералов, устанавливается следующая последовательность выделения: 1) магнетит, 2) флогопит, 3) антигорит, 4) бастит, 5) хризотил и 6) косоволокнистый серпентин. Эти факты говорят о том, что процесс серпентинизации протекал с

разной интенсивностью в четыре стадии, причем последние три выражены очень слабо.

В заключение необходимо отметить:

1. Арамаздский массив представляет собой весьма сложный интрузивный комплекс, в составе которого принимает участие почти вся гамма интрузивных пород. Его формирование протекало в три последовательные интрузивные фазы внедрения с изменением состава пород в направлении от основного к кислому.

2. Первая интрузивная фаза массива характеризуется внедрением ультраосновной-основной магмы, которая имела место в две интрузивные субфазы: ранняя — основного и поздняя — ультраосновного состава.

Породы ранней и поздней субфаз находятся в тесной пространственной и генетической связи.

Среди пород первой субфазы широким развитием пользуются оливиновые габбро и троктолиты, являющиеся рудовмещающими породами; с точки зрения железорудного оруденения их можно рассматривать как псевдостратифицированные интрузивные фации.

3. Образование основных и ультраосновных пород обусловлено процессом дифференциации, как на глубине, так и в приповерхностных частях интрузива первичной магмы ультраосновного-основного состава. В ходе эволюции процесса дифференциации происходит повышение содержания Fe и Mg, частично Ti и V в ультраосновных дифференциатах, за счет уменьшения Al, Ca и Si.

Обеднение первичной основной магмы, близкой по среднему составу к оливиновым габбро и троктолитам, окислами Al, Ca и Si приводит к образованию ультраосновных рудных дифференциатов.

4. Ко второй и третьей интрузивным фазам внедрения соответственно относятся породы монцонитового и кварц-диоритового состава. Интрузивные породы указанных трех фаз внедрения Арамаздского массива связаны с общим (единым) глубинным очагом и имеют магматическое происхождение.

В пользу комагматичности пород Арамаздского массива, помимо приведенных геологических данных, говорят также

особенности вещественного состава всех интрузивных образований, постоянное присутствие повышенных содержаний одних и тех же (сквозных) акцессорных минералов — магнетита, ильменомagnetита, ильменита, апатита и сфена.

5. Наряду с магматическим процессом, разнообразие интрузивных пород Арамаздского массива обусловлено ассимиляцией боковых и раннеобразованных интрузивных пород магмой последующих фаз внедрения, гибрилизмом и метасоматически-метаморфическими процессами.

Среди интрузивных пород метасоматически-метаморфическим процессам — серпентинизации — наиболее интенсивно подвергнуты ультраосновные породы, главным образом, титаномагнетитовые оливиниты. Серпентинизация нами рассматривается как автометаморфический процесс, обусловленный водными растворами магматического происхождения той же интрузивной фазы, вернее, ультраосновной ее субфазы.

6. Интрузивные породы каждой фазы внедрения Арамаздского массива сопровождаются своими жильными образованиями, среди которых наибольшим разнообразием пользуются породы основного состава.

Жильные породы каждой интрузивной фазы развиваются в два этапа: первый и второй, причем дайки второго этапа каждой интрузивной фазы внедрения имеют более основной состав, чем дайки первого этапа.

Относительный возраст большинства жильных пород пока еще остается неясным. Установлено, что все жильные породы Арамаздского массива пострудные.

IV. СВАРАНЦКОЕ ЖЕЛЕЗОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Общие сведения

По предварительным данным, Сваранцкое месторождение является одним из наиболее крупных и перспективных железорудных месторождений в Закавказье. Оно расположено в Горисском административном районе Армянской ССР, в 5 км к югу от с. Сваранц, на северном склоне г. Арамазд. Абсолютные отметки месторождения — 2100—3000 м.

В течение ряда лет (1957—1962) месторождение изучалось геологами Управления геологии при Совете Министров Армянской ССР О. Т. Оганесяном, Э. Х. Гуляном, Г. А. Чубаряном, С. Г. Машуряном, С. Н. Даниеляном, Р. А. Мкртчяном, А. В. Габриеляном, С. Г. Алоян, геофизиками Г. В. Петросяном, Г. М. Ванцяном и др.

В результате проведенных ими работ значительно расширена площадь месторождения и выявлены многочисленные новые железорудные тела. Наиболее крупные рудные тела прослежены по простиранию и на глубину.

В связи с выявлением перспектив Сваранцкого месторождения в 1957—1959 гг. Г. Б. Петросяном, Г. М. Ванцяном и другими проведена магнитометрическая съемка, в результате которой были выявлены многочисленные аномальные магнитные поля меридионального и близмеридионального направления, общей протяженностью 25 км при средней суммарной ширине 200 м.

За период с 1958 по 1962 гг. Сваранцкое железорудное месторождение изучалось автором, при этом особое внимание было уделено геологическому строению района и структуре рудного поля, петрографии интрузивного комплекса, минералогии руд, вопросам геохимии и генезиса месторождения.

Для оценки промышленных перспектив месторождения в 1970 г. Управлением геологии проводились поисково-разведочные работы, в результате которых были выявлены три новых железорудных тела (№ 11, 12, 13) и уточнены контуры некоторых известных рудных тел.

1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И СТРУКТУРЫ РУДНОГО ПОЛЯ

В геологическом строении Сваранцкого железорудного месторождения принимают участие вулканогенные, вулканогенно-осадочные, осадочные и метаморфические образования верхнемелового и нижнеэоценового возрастов, образующие в районе г. Арамазд (центральная часть Баргушатского хребта) синклинальную структуру второго порядка северо-западного простирания, прорванную Арамаздским интрузивным массивом сложного петрографического состава.

Рудное поле Сваранцкого месторождения территориаль-

но расположено в пределах Арамаздского интрузивного массива. Более 95% его площади сложено интрузивными породами различного состава, представленными ультраосновными дифференциатами, габброидами, монцититами, сиенитами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и т. д.

Поскольку в предыдущих главах приведена геолого-петрографическая характеристика как вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, вмещающих Арамаздский массив, так и интрузивных пород, то, во избежание повторения, ниже остановимся лишь на характеристике структуры рудного поля Сваранцкого месторождения.

В истории геологического развития района, в частности интрузивной деятельности и образования структурных элементов месторождения, большую роль играли как пликативные, так и дизъюнктивные дислокации. Пликативные дислокации в районе месторождения привели к образованию синклинальной структуры северо-западного простирания.

На основании структурно-геологических особенностей рудного поля Сваранцкого месторождения, к числу которых относятся первичные структуры течений и трещин, форма рудных тел, взаимоотношения их с вмещающими породами и дайками и характер их контактов, выделяются следующие этапы развития структур: собственно магматический (прототектонический), послерудный—додайковый и последайковый.

Собственно магматический этап. В размещении титаномагнетитового оруденения решающее значение имели прототектонические структуры собственно магматического этапа, определяющие структурный облик рудного поля и, следовательно, характер оруденения.

Рудоконтролирующими структурными элементами титаномагнетитового оруденения месторождения являются внутренние первичные структуры Арамаздского массива: прототектонические трещины и трещиноватые ослабленные зоны, а также участки с первичной текстурой течения (первично-полосчатые и первично параллельно-линейные текстуры течения) верхней части габброидов.

Прототектонические первичные структуры собственно магматического этапа развивались в две стадии: раннюю и позднюю. Выделенные стадии развития структуры внут-

ренной первичной тектоники Арамазского массива отличаются друг от друга интенсивностью проявления, структурным планом, характером и масштабом.

Прототектонические структуры ранней стадии возникли в первую фазу внедрения Арамазского массива в процессе дифференциации первичной магмы на основную и ультраосновную. Эти структуры развиты в верхних и приповерхностных частях габброидов, содержащих небольшие жилы, линзы, гнезда, шлиры, прожилки ультраосновных дифференциатов основной магмы. Прекрасным примером охарактеризованного генетического типа ранних протоструктур, к которым приурочены вышеперечисленные формы выделения оруденения ультраосновных рудных дифференциатов, является оруденелая зона северо-западного участка (второе рудное тело).

Ранние прототектонические трещины и трещиноватые зоны и участки месторождения сравнительно быстро выклиниваются на глубину. Буровыми скважинами (№ 11 и 24) выявлено, что оруденение, приуроченное к участкам развития подобных структур, прослеживается не более чем на 200 м по вертикали (оруденелая зона № 2 северо-западного участка).

Обращает на себя внимание тот факт, что тектонический план рудного поля Сваранцкого месторождения развивается, в основном, по меридиональному и субмеридиональному, реже широтному и северо-западному направлениям. В отличие от структурного плана центрального участка, где рудные тела (№ 1 и 3) и рудоносные зоны имеют соответственно меридиональное и субмеридиональное простирание, на северо-западном участке оруденелая зона № 2 характеризуется широтным направлением с падением на юг под углом 75—80°.

К ранним прототектоническим внутренним структурам относятся также элементы первичной стратификации (псевдостратификации). Эти первичные текстуры течения габброидов представлены полосчатой, параллельно-линейной и трахитоидной текстурами рудовмещающих троктолитов и оливиновых габбро. Необходимо отметить то закономерное явление, что в преобладающем большинстве случаев рудные образования приурочены к участкам полосчатых троктоли-

тов и оливиновых габбро. Однако степень проявления полосчатости этих рудовмещающих пород в пределах рудного поля не всегда одинаково отчетливо выражена макроскопически.

Изучение прозрачных шлифов (особенно шлифов из рудовмещающих габброидов) показало, что габброиды Арамездского интрузива почти всегда в той или иной степени представлены полосчатой или трахитоидной, или же параллельно-линейной текстурами, обусловленными расположением чередующихся прерывистых меланократовых полосок на общем сером плагиоклазовом фоне троктолитов и оливиновых габбро (фиг. 9). Лейкократовые составляющие представлены основным плагиоклазом (лабрадор, битовнит, анортит). Призматические зерна плагиоклаза обычно ориентированы параллельно полосчатости. Меланократовые составные части, в основном, состоят из округлых зерен оливина (часто с моноклинным пироксеном) и рудных минералов — магнетит, ильменомagnetит, ильменит.

Рудовмещающие троктолиты с прекрасно выраженной полосчатостью развиты на центральном участке (район канавы № 13, выше шт. № 2, на участке Качал-дош и многих других местах, в зальбандовых частях рудных тел).

На основании многочисленных замеров выяснено, что на каждом отдельном участке элементы полосчатости и трахитоидности обычно меняются соответственно с направлением полосы габброидов. Так, например, на центральном участке общее направление полосчатости и трахитоидности меридиональное-субмеридиональное ($350-360^\circ$ и $0-10^\circ$, с углом падения $65-85^\circ$ на восток), а на северо-западном — широтное и близширотное ($270-285^\circ$, с углом падения $70-85^\circ$ на юго-запад), что совпадает с простиранием полосы габброидов. Такое закономерное соответствие между направлением габбровой полосы и элементами залегания указанных первичных структур устанавливается и на юго-восточном участке месторождения, где они характеризуются, в основном, северо-западным ($285-310^\circ$ с углом падения $70-80^\circ$ на юго-запад) и близмеридиональными направлениями.

Трахитоидность более характерна для оливиновых габбро

и троктолитов северо-западного и юго-восточного участков месторождения.

Таким образом, элементы первичной полосчатости рудовмещающих габброидов совпадают с элементами залегания рудных тел или же очень близки к ним. Следовательно, можно предположить, что первичная полосчатость габброидов являлась той благоприятной структурой (участки рудного поля), по которой происходило распределение рудных образований.

На Сваранцком месторождении, наряду с ранними протектоническими структурами, развиты также собственно магматические структуры поздней стадии наложенного характера (по отношению к структурам ранней стадии), отличающиеся от первых.

По геологическим условиям образования и приуроченности морфологически разных тел, а также взаимоотношениям, ранние и поздние первичные структуры собственно магматического этапа отличаются. Так, условия перечисленных факторов, вызывающие образования ранних и поздних структур, характеризуются следующим образом: в заключительном этапе остывания основной магмы, когда структуры поздней стадии находились в зародышевом состоянии, уже обособленные в результате дифференциации рудные образования распределялись по только что образовавшимся первичным ранним трещинам. Одновременно в нижних частях магматического резервуара продолжалось накопление рудных дифференциатов, и в момент наступающих тектонических подвижек вдоль уже оруденелых ослабленных и трещиноватых зон образовались трещины более крупных размеров поздней стадии, так называемые наложенные протектонические трещины. Непосредственно вслед за раскрытием поздних наложенных структур внедрилась обособившаяся в более глубоких частях интрузива остаточная рудная магма, образуя крутопадающие дайкообразные, линзовидные и жиллообразные рудные тела (рудные тела № 1 и 3).

Таким образом, к зонам и участкам развития раннемагматических протектонических структур приурочены невыдержанные небольшие жилы, линзы, гнезда, шлиры, прожил-

ки, а к позднемагматическим трещинам—более или менее мощные дайкообразные, линзовидные и жиллообразные тела титаномагнетитовых оливинитов (фиг. 27).

Структуры поздней стадии собственно магматического этапа развиты на центральном, юго-восточном и северо-западном участках месторождения и характеризуются большими размерами по сравнению с ранними прототектоническими структурами. Для поздних наложенных структур собственно магматического этапа характерно, в основном, меридиональное-субмеридиональное направление с крутым углом падения на восток и юго-восток, реже—северо-запад. По простиранию они прослеживаются более чем на 1200 м и выдерживаются на сравнительно большую глубину. По данным буровых скважин Сваранцкой ГПП, оруденение по охарактеризованным трещинам прослеживается на глубину 700 и более метров.

Послерудный—додайковый этап развития структуры рудного поля проявлен не менее интенсивно, чем предыдущие. В пределах месторождения додайковые тектонические структуры характеризуются разнообразием тектонического плана и представляют те основные пути и благоприятные структуры, вдоль которых внедрялись жильные дериваты различного состава.

Касаясь генезиса рассматриваемых трещин, надо отметить, что, исходя из характера прямолинейных контактов и отсутствия амплитуды смещения, додаечные тектонические нарушения тоже относятся к разрывным трещинам. Эти тектонические нарушения широко развиты на центральном участке рудного поля и характеризуются разнообразием элементов залегания и геологических условий образования. Наблюдается взаимосвязь между составом даек и тектоническим планом послерудных—додайковых структур. Так, например, дайки андезито-базальтового состава приурочены к тектоническим трещинам северо-восточного простирания, а дайки пироксен-роговообманкового, габбро-порфиритового и гранодиорит-порфиритового состава—к трещинам северо-западного, широтного и северо-восточного простирания.

Эти факты говорят о том, что на всем протяжении тектонического процесса послерудного-додайкового этапа имели

место неоднократные приоткрывания трещин и внедрения жильных образований различного состава. Эти структуры различаются также по размерам: андезит-базальты прослеживаются по простиранию на 600—700 м, между тем гранодиорит-порфиры и роговообманковые габбро-порфириты—на 100—150 м.

Послерудные—додайковые структуры северо-восточного простирания (центральный участок) пользуются наиболее широким развитием, а северо-западные и широтные структуры имеют подчиненное значение. Отчетливые пересечения рудных тел и оруденелых зон дайками андезит-базальтов, гранодиорит-порфиров, беербахитов (центральный участок) и одинитов (северо-западный участок) определенно указывают на пострудный характер трещин, по которым развивались жильные дериваты Сваранцкого месторождения.

С. Н. Даниелян, Р. А. Мкртчян и С. Г. Машурян на месторождении выделяют дорудные и послерудные тектонические нарушения.

Наряду с этими нарушениями они отмечают и наличие последающих трещин, которые в основном имеют северо-западное 300—320° и частично меридиональное простирание, с углом падения 60—75°.

Последайковый этап развития структур рудного поля фиксирован многочисленными замерами их элементов залегания. В результате документации подземных и наземных горных выработок, а также буровых скважин выяснилось, что в рудном поле широким развитием пользуются последайковые трещины разрывного (сколового) характера, быстро выклинивающиеся на небольшом расстоянии по простиранию.

В штольнях № 1 и 2 хорошо фиксируются трещиноватость и мелкие нарушения, протяженностью до 70—90 см, а иногда до 2—3 м. Встречаются также интенсивно трещиноватые участки (на интервалах 51—64, 187—196, 249—261, 324—340 м, шт. № 1). Трещиноватость сравнительно интенсивно проявлена в зальбандовых и призальбандовых частях рудных тел с вмещающими габброидами. Эти трещины характеризуются в основном диагональным (30—60°) и поперечным (230—250°) простиранием по отношению к простиранию

рудных тел. По плоскости трещин в рудных телах (титаномагнетитовых оливинитах) и в рудовмещающих габброидах наблюдается развитие серпентинизации, глинок трения, зеркал и борозд скольжения по линии падения трещин, которые, несомненно, свидетельствуют о смещении, что и является признаком сброса.

По представлению С. Н. Даниеляна, Р. А. Мкртчяна и С. Г. Машуряна, первое рудное тело у устья шт. № 1 смещено послерудным нарушением северо-западного простирания, с углом падения на север; амплитуда смещения составляет 100 м. Мнение указанных авторов впоследствии было подтверждено проходкой скважин № 9, 12, 15, вскрывших севернее устья шт. № 1 смещенную часть первого рудного тела. Это нарушение представлено зоной раздробленных пород, мощностью 10—12 м. Зона нарушения характеризуется образованием зеркал скольжения, раздроблением, милонитизацией, интенсивным проявлением вторичных изменений (серпентинизация, хлоритизация, карбонатизация), брекчированием и цементацией обломков как рудных, так и вмещающих основных пород.

Из всего изложенного следует, что в пределах Сваранцкого железорудного месторождения широко развиты ранние и поздние первичные структуры собственно магматического этапа, которые характеризуются главным образом меридиональным и субмеридиональным, частично широтным и северо-западным направлениями. К этим структурам приурочены рудные тела и рудоносные зоны титаномагнетитовых оливинитов гистеромагматического происхождения.

Таким образом, для выяснения условий локализации, закономерностей размещения и распределения рудных образований как на глубину, так и на флангах, весьма важное значение имеет точное установление геологических условий образования и элементов залегания вышеуказанных первичных ранних и поздних прототектонических структур (первичные текстуры течения габброидов, поздние и ранние прототектонические трещины) собственно магматического этапа, являющихся главными рудоконтролирующими и рудоподводящими путями и каналами магматического оруденения Сваранцкого месторождения.

2. ФОРМЫ, РАЗМЕРЫ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

В результате геолого-петрографического и минералогического исследования Арамазского интрузивного массива выяснилось, что титаномагнетитовое оруденение Сваранцкого месторождения пространственно и генетически тесно связано с ультраосновной-основной формацией этого же массива.

Месторождение представлено серией (более тридцати) крутопадающих рудных тел меридионального-субмеридионального, реже широтного и северо-западного простирания—титаномагнетитовых оливинитов, из которых двенадцать имеют мощность от 10 до 60—70 м (в раздувах 80—90 м), в среднем 30—40 м, а остальные от 2 до 8 м. Длина рудных тел по простиранию различна. Более мощные тела простираются на расстояние 260—800 м, реже достигают 1200—1400 м и имеют крутое падение (60—85°) на восток, северо-восток, реже—на юг и юго-запад.

По данным буровых скважин № 9, 12, 13, 15 и 17, а также относительных отметок выходов рудных тел № 1 и 3, устанавливается, что на Сваранцком месторождении титаномагнетитовое оруденение прослеживается на глубину 800 м и более.

Морфологически оруденение представлено двумя типами:

а) дайкообразными, линзовидными и жиллообразными крупными рудными телами титаномагнетитовых оливинитов, осложненных раздувами и пережимами;

б) участками и зоной оливиновых габбро и троктолитов с вкрапленными, шлировыми и другими формами выделений титаномагнетитовых оливинитов.

В отличие от первого морфологического типа оруденения, представленного дайкообразными и жиллообразными мощными телами, которые с вмещающими породами имеют резкие и четкие контакты, во втором типе переходы между оруденелой зоной и вмещающими габброидами постепенные и граница проводится главным образом по данным химических анализов бороздовых проб. Отметим, что оруденение в пределах всей зоны неравномерное. На общем фоне оруденелой зоны

выделяются участки оливиновых габбро и троктолитов с различной степенью концентрации рудных образований, на основании чего в пределах оруденелой зоны выделяются слабо и интенсивно оруденелые участки—секции. Типичным примером рассматриваемого морфологического типа оруденения является второе рудное тело северо-западного участка месторождения, подробное описание которого приводится ниже.

Территориально все рудные тела Сваранцкого месторождения группируются в трех участках, именуемых юго-восточный, центральный и северо-западный, располагающихся в пределах габброидов. Расстояние между северо-западным и центральным участками составляет около 1,0 км, а между последним и юго-восточным — 1,5 км.

На основании материалов Сваранцкой ГПП и наших наблюдений ниже приводится краткая характеристика наиболее представительных железорудных тел месторождения по указанным трем участкам.

Центральный участок расположен между северо-западным и юго-восточным участками и в промышленном отношении является наиболее перспективным и сравнительно хорошо изученным. Представлен он двумя большими (рудные тела № 1 и 3) и несколькими небольшими выходами титаномагнетитовых оливинитов.

Первое рудное тело прослежено и оконтурено по простирацию на 1400 м, а на глубину до 600—700 м как подземными, так и надземными горными выработками, а также буровыми скважинами. Мощность непостоянна, в раздувах достигает 60—70 м, а в пережимах снижается до 10—15 м, в среднем 30—50 м. Характеризуется меридиональным, местами субмеридиональным простираением и падением на восток и северо-восток под углом 65—80°. Контакты с рудовмещающими оливиновыми габбро и троктолитами отчетливые и резкие. Среднее содержание железа по рудному телу № 1 (по данным 319 бороздовых проб) составляет 20,7%.

Третье рудное тело находится в 70—100 м восточнее первого и по простирацию прослеживается на 800 м, а на глубину—более 500 м. Мощность его, подобно первому телу, непостоянна—от 10—12 до 90 м, в среднем 40—50 м.

Простираение тела также меридиональное, с падением на восток под углом 70—85°; контуры извилистые. Охарактеризованное рудное тело пока полностью не оконтурено. Среднее содержание железа по 68 пробам составляет 18,8%.

Четвертое рудное тело расположено в местности Кара-сандерк, между рудными телами № 1 и 2. Наземными горными выработками оно прослежено и оконтурено на расстоянии 610 м, при средней мощности 20 м.

В плане имеет дугообразную форму, чем и обусловлено его меняющееся простираение—от северо-западного к близширотному; падение юго-западное под крутым углом. Это рудное тело изучено недостаточно и подлежит дополнительному геологическому исследованию как по простираению, так и на глубину. Среднее содержание железа составляет 23,4%.

Северо-западный участок находится северо-западнее центрального участка месторождения; вытянут в близширотном направлении.

Второе рудное тело. В отличие от четко выраженных дайкообразных, линзовидных и жиллообразных рудных тел центрального участка второе рудное тело представляет собой типичный пример второго морфологического типа оруденения титаномagnetитовых оливинитов. Рудная зона широтного простираения падает на юг под углом 75—85°.

По простираению прослеживается на 1220 м и на глубину около 150 м. Мощность в среднем 38—45 м. Переходы к вмещающим породам постепенные. Рудные выделения распределены неравномерно, в большинстве случаев шлировый характер оруденения по периферии переходит во вкрапленный. Этот тип оруденения не выдержан на большие глубины и выклинивается на расстоянии 150—200 м.

При детальной документации канав № 10 и 12 северо-западного участка месторождения, на основании количественного соотношения рудных фракций и рудовмещающих основных пород, в пределах оруденелой зоны можно выделить следующие отдельные секции:

1) с южного конца, в интервале 0,0—11,1 м, рудная фракция составляет в среднем 8—10% от общей массы рудосодержащих троктолитов;

2) в интервале 11,1—13,3 м оруденелая зона представлена сплошными линзовидными рудными телами титаномagnetитового оливинита, мощностью 2,2 м;

3) в интервале 13,3—18 м рудная фракция титаномagnetитовых оливинитов, перидотитов и пироксенитов составляет в среднем 20—25% от общей горной массы;

4) в интервале 18,0—21,5 м рудная фракция в среднем составляет 2—4% от общей горной массы;

5) в интервале 21,5—32 м рудная фракция в среднем составляет 80—85% от общей горной массы и т. д.

Такое разграничение по секциям рудных выделений и вмещающих пород намного способствует установлению общей картины оруденения на флангах и на глубину для всей зоны в целом.

Юго-восточный участок по удельному весу занимает второе место после центрального участка и с каждым годом перспективы его расширяются. По занимаемой площади больше первых двух.

В настоящее время на юго-восточном участке насчитывается пять крупных рудных тел—№ 5, 6, 7, 8, 9 и несколько рудных тел меньшего размера.

Пятое рудное тело характеризуется сложной морфологией; оно представлено линзовидными, жиллообразными, шлировыми и вкрапленными типами оруденения и на поверхности местами прерывается (пятое рудное тело). Рудное тело по простиранию прослеживается около 1400 м в северо-западном и близширотном направлении с крутым углом (70—80°) падения на запад и юго-запад. Южная половина его разветвляется на три части в близширотном направлении. Средняя мощность пятого рудного тела составляет 15 м. Исходя из характера оруденения и разницы гипсометрических отметок выходов южного и северного концов рудного тела, можно полагать, что оруденение продолжается на глубину до 500 м. Среднее содержание железа (по 33 пробам) составляет 18,38%.

Шестое рудное тело расположено на расстоянии 200—300 м восточнее предыдущего. По простиранию прослежено и оконтурено на 640 м. По данным наземных гор-

ных выработок, средняя мощность составляет 40—50 м. Простирается северо-западное и близмеридиональное с крутым углом падения на юго-запад. Границы рудного тела на юго-востоке и северо-западе не оконтурены. Среднее содержание железа (по 17 пробам) составляет 20,59%.

Седьмое, восьмое и девятое рудные тела расположены в восточной части месторождения и выходят за пределы рамки геологической карты рудного поля месторождения. Они показаны на геологической карте района месторождения.

Седьмое рудное тело расположено на крайнем юге месторождения и имеет дайкообразную и линзовидную формы; к востоку разветвляется на две части. По канавам и шурфам оно прослежено на расстоянии 370 м при средней мощности 30—33 м. Простирается северо-западное, падение юго-западное. В ущелье, где рудное тело пререзается речкой (левый приток р. Агандзугет), оно имеет довольно резкий и четкий контакт с вмещающими габброидами. Среднее содержание железа (по 17 пробам) 19,56%.

Восьмое рудное тело расположено между рудными телами № 5, 6 и 7. Наземными горными выработками оконтурено и прослежено на 500 м. Мощность в среднем 30—35 м; простирается северо-западное 300°; падение юго-западное под углом 70—80°. Среднее содержание железа 18,96%.

Девятое рудное тело расположено между рудными телами № 7 и 8. Наземными горными выработками по простираению прослежено и оконтурено на расстоянии 260 м. Мощность в среднем 20 м; простирается северо-западное 295°; падение юго-западное, под углом 70—80°. Среднее содержание железа 19,41%.

Запасы железных руд Сваранцкого месторождения (по девяти наиболее крупным рудным телам) по состоянию на 1.1.1962 г. составляет 423530,9 тыс. т, в том числе по категориям: В—39631,5 тыс. т, среднее содержание Fe 20,4%; С₁—98065,5 тыс. т, среднее содержание Fe 19,9%; С₂—285833,0 тыс. т, среднее содержание Fe 19,6%.

Общая степень разведанности месторождения определяется следующим процентным соотношением запасов различ-

ных категорий: В—9,3, С₁—23,1 и С₂—67,6%. Как видно из вышеприведенных цифр, степень разведанности месторождения в целом низкая, так как 90,7% всех запасов железных руд оцениваются по категориям С₁ и С₂.

Учитывая это обстоятельство, а также перспективы увеличения запасов железных руд за счет обнаружения новых железорудных тел и прослеживания уже известных, нами в 1969 г. была дана рекомендация о необходимости возобновления поисково-разведочных работ на Сваранцком месторождении, которые уже в 1970 г. привели к выявлению новых рудных тел с общими запасами более 60 млн. т железной руды. Все это еще раз подтверждает потенциальные возможности Сваранцкого рудного поля в отношении увеличения запасов железных руд.

Суммарные запасы железных руд Сваранцкого месторождения по двенадцати наиболее крупным рудным телам по состоянию на 1. I. 1971 г. составляют 484,39 млн. т. Прогнозные и перспективные запасы всего месторождения оцениваются в порядке 800 млн. — 1 млрд. т железных руд.

Надо отметить, что на всех участках месторождения рудные тела разведаны не с одинаковой степенью детальности. Месторождение разведывалось главным образом наземными горными выработками: канавами, шурфами, расчистками и неглубокими буровыми скважинами.

Только первое и третье рудные тела частично разведаны горизонтальными подземными горными выработками—штольнями, по которым подсчет запасов произведен по категориям В, С₁ и С₂. Выдержанность оруденения на больших глубинах центрального участка месторождения дает основание предположить, что на нижних горизонтах рудных тел № 1 и 3 ожидаются значительные концентрации титаномагнетитовых руд. Рудные тела № 2, 4, 5, 6, 7, 8 и 9 прослежены и оконтурены, в основном, незначительными горными выработками, частично буровыми скважинами. Подсчет запасов произведен по категориям С₁ и С₂. В отдельных отрезках контуры большинства этих рудных тел нанесены схематично и условно. Поэтому, при повышении степени разведанности вполне вероятно

увеличение запасов по категориям В, С₁ и С₂. Для выявления потенциальных запасов титаномагнетитовых руд и оценки промышленных перспектив Сваранцкого месторождения необходимо возобновить поисково-разведочные работы, в первую очередь на центральном участке месторождения.

Перспективы увеличения запасов титаномагнетитовых руд Сваранцкого месторождения являются благоприятными, поэтому с целью выяснения характера оруденения на глубину, выявления новых запасов, а также перевода части прогнозных запасов в промышленные категории целесообразна постановка детальных поисково-разведочных работ с проходкой буровых скважин глубиной до 500—600 м в первую очередь для изучения первого и третьего рудных тел на глубину.

Вполне вероятно ожидать здесь наличие глубокозалегающих крупных залежей титаномагнетитовых руд. В случае положительных результатов глубоких буровых скважин запасы руды могут увеличиться почти вдвое, т. е. до 1 млрд. т железной руды.

V. МИНЕРАЛОГО - ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В наших исследованиях особое место занимают вопросы минералогии и геохимии Сваранцкого железорудного месторождения. Одним из существенных пробелов в изучении Сваранцкого месторождения являлось отсутствие минералого-геохимических исследований.

До наших исследований отрывочные данные, главным образом описательного характера, по некоторым минералам приведены в работах П. Л. Епремяна, О. Т. Оганесяна, Э. Х. Гуляна, С. Н. Даниеляна, Р. А. Мкртчяна и С. Г. Машурыана.

За период с 1958 по 1962 гг. на Сваранцком месторождении нами проводились также детальные минералого-геохимические исследования, результаты которых излагаются ниже.

В пределах района Сваранцкого месторождения выделяется несколько генетических типов руд: титаномагнетитовый,

гематитовый, рудные габбро, рутил-андалузитовый и медно-магнетитовый. Последние три типа руд в пределах района Сваранцкого месторождения впервые выделены нами. В результате проведенных минералого-геохимических исследований руд и пород установлен ряд новых рудных и нерудных минералов.

Исходя из практического интереса, при минералого-геохимической характеристике специальное внимание уделено титаномagnetитовым рудам. Дан полный минеральный и химический состав титаномagnetитовых руд, их текстурно-структурные особенности, условия их образования, закономерности распределения и геохимическое поведение отдельных металлов, в частности, железа, титана, ванадия, марганца, хрома, никеля, кобальта и других элементов в ходе процесса пороодо- и рудообразования.

Микроскопическое изучение руд и минералов сопровождалось химическими, полуколичественными спектральными и, в отдельных случаях, рентгеноструктурными анализами.

1. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ТИПЫ ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД

Титаномagnetитовый тип оруденения собственно магматического происхождения, характерный для Сваранцкого месторождения, представлен титаномagnetитовыми оливинитами.

Отличительной чертой титаномagnetитовых руд является их принадлежность к двум этапам эндогенной минерализации: раннемагматическому с переходом к позднемагматическому. Оруденение рассматриваемого генетического типа представлено в основном редкой и густой вкрапленностью, а также жилами, неправильными полосками, струйками, линзочками, гнездами и шлировыми выделениями железорудных минералов среди оливинитов, перидотитов и пироксенитов*.

В минеральном составе титаномagnetитовых руд уста-

* Среди ультраосновных дифференциатов Сваранцкого месторождения перидотиты и пироксениты имеют весьма ограниченное развитие по сравнению с оливинитами.

новлены следующие минералы: рудные—магнетит, ильмено-магнетит, ильменит, вторичный магнетит, мартит, спорадически встречаются халькопирит, пирит, борнит и ковеллин; нерудные—оливин, серпентин, шпинель, в малом количестве моноклинный и ромбический пироксены, основной плагиоклаз, флогопит, биотит и тальк.

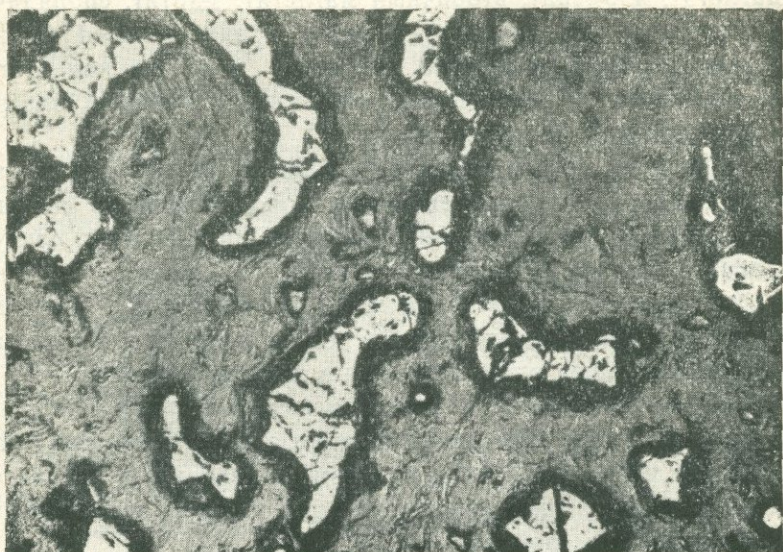
Магнетит самый распространенный минерал титаномагнетитовых руд и рудовмещающих пород основного состава. Как главный рудообразующий минерал он постоянно присутствует в составе титаномагнетитовой руды ранне- и позднемагматического происхождения и по количеству уступает только оливину. Содержание магнетита в ранне- и позднемагматических типах руд колеблется в широких пределах—от 21 до 67%, реже достигает 93% от общего количества рудообразующих минералов. Представлен ангедральными зернами, размером от 0,001 до 1,4 мм, в среднем 0,3—0,6 мм, в массивном богатом типе титаномагнетитовых руд образует эвгедральные кристаллы, размером 0,5—3,2 мм.

В различных срезах в аншлифе из редко- и густовкрапленных руд ангедральные индивиды магнетита часто имеют червеобразную и пламевидную форму, обычно с неровными и извилистыми контурами (фиг. 17). Между тем, в различных сечениях аншлифов массивных богатых руд зерна магнетита характеризуются правильными и прямолинейными шестиугольными очертаниями (фиг. 18).

Преобладающими формами зерен магнетита являются октаэдры, встречаются также ромбододекаэдры. Макроскопически магнетит отличается железо-черной окраской, тускло-металлическим блеском, раковистым изломом, сильной магнитной восприимчивостью.

В отраженном свете имеет светло-серый цвет со слабо голубоватым, иногда коричневатым оттенком. В иммерсии приобретает коричневый оттенок. При структурном травлении никаких агрегатов внутреннего строения магнетита не выявлено.

Магнетит один из наиболее устойчивых рудных минералов в зоне гипергенеза. Это подтверждается незначительным развитием мартита в титаномагнетитовых рудах.



Фиг. 17. Червеобразные и пламевидные выделения титано-магнетита и магнетита (светло-серые) среди серпентинизированных оливинитов (темно-серые)—общий фон. Полиров. шлиф, ув $\times 37$.

Мартит в железных рудах и породах месторождения встречается редко. Представляет собой псевдоморфозы гематита по магнетиту и является результатом мартитизации, т. е. окисления магнетита. Как известно, образование мартита обусловлено изменением (повышением) кислородного режима при длительном воздействии богатых кислородом поверхностных вод на первичные магнетиты. Поскольку в титано-магнетитовых рудах Сваранцкого месторождения мартитизация выражена весьма слабо, то есть основания думать о незначительном изменении кислородного режима после образования первичного магнетита в послемагматических растворах, приводящих к автометаморфическому процессу. Мартит встречается в поверхностных частях месторождения и развивается по периферии и в трещинках зерен магнетита в виде пятен и неправильных выделений. Полное отсутствие мартита даже на небольших глубинах, незначительное и локальное развитие



Фиг. 18. Панидиоморфнозернистая структура массивных титаномагнетитовых руд. Точечно-штриховидные выделения шпинели в зернах магнетита. Полиров. шлиф, ув. $\times 90$.

его в поверхностных частях месторождения позволяют рассматривать мартитизацию как гипергенный процесс. Такое резко ограниченное развитие мартита, по-видимому, объясняется отсутствием благоприятных условий на месторождении, как-то—пористость пород и руд, длительное воздействие богатых кислородом нисходящих вод, умеренный рельеф, высокая температура и т. д.

В этом отношении магнетит Сваранцкого месторождения позднемагматического происхождения характеризуется высокотемпературными условиями образования и, естественно, не должен поддаваться мартитизации.

Вторичный магнетит, в отличие от магнетита собственно магматического происхождения, в ультраосновных породах развит широко как продукт серпентинизации. Под микроскопом представлен тонкошешуйчатыми нитевидными прожилками, размером $0,001—0,05$ мм, а также «паукообразными»,

пылевидными и точечными выделениями с неправильными и разрозненными контурами (фиг. 19).

При внимательном просмотре видно, что первичный магнетит имеет четкие и правильные контуры и представлен целыми сплошными ангедральными пламевидными зернами; между тем вторичные магнетиты представлены расплывчатыми и разрозненными выделениями среди серпентинитовой массы.

Ильменомagnetит. Обычно под названием титаномagnetит подразумевали магнетит с пластинчатыми выделениями



Фиг. 19. Пылевидные и точечные выделения вторичного магнетита среди серпентинов (псевдоморфозы вторичного магнетита по оливину). Магнетит—черный, серпентин—светло-серый. Прозр. шлиф, ув.×56.

ильменита, с одной стороны, и магнетит с изоморфной примесью TiO_2 до нескольких процентов—с другой. Однако для четкого разграничения этих двух форм проявления «титаномagnetита» может быть было бы правильнее:

Ильменомagnetитом называть магнетит с пластинчаты-

ми выделениями ильменита, являющегося результатом распада твердого раствора.

Титаномагнетитом называют магнетит с изоморфной примесью TiO_2 без образования минералов титана. В основе этого разделения лежит также генетический принцип, так как известно, что пластинчатые выделения ильменита в зернах магнетита (ильменомагнетит) образуются при медленном понижении температуры твердого раствора, а титаномагнетит без структуры распада—лишь при резком понижении температуры (закалке).

В железных рудах собственно магматического происхождения среди рудных минералов по количеству и распространению второе место (после магнетита) занимает ильменомагнетит. Содержание его в различных типах титаномагнетитовых руд колеблется от 2 до 15%, реже до 21% от общего количества рудных минералов. Высокая концентрация (в среднем 8—14% от общего количества рудных минералов) ильменомагнетита установлена также в рудовмещающих оливиновых габбро и троктолитах, а несколько меньшая—в амфиболизированных габбро. В ильменомагнетите пластинки ильменита имеют размеры от 0,008 до 0,06 мм в поперечнике.

По данным двух проб полуколичественного спектрального анализа ильменомагнетит отличается высоким содержанием ванадия и марганца (0,3—1%). Более обстоятельно характерные черты и условия образования пластинчатого ильменита рассматриваются ниже, при описании ильменита.

Под влиянием автометаморфического процесса иногда ильменомагнетит изменяется, вследствие чего магнетит частично или полностью замещается силикатными минералами, а пластинки ильменита сохраняются.

Ильменит в небольшом количестве присутствует в титаномагнетитовых рудах и породах основного состава месторождения. В титаномагнетитовых рудах собственно магматического происхождения содержание ильменита варьирует в широких пределах — от десятых долей до 2—3%, реже достигая 5—7% от общего количества рудных минералов. Наивысшее содержание ильменита характерно для массивной титаномагнетитовой руды панидиоморфнозернистой структуры, где

он образует неправильные выделения между зернами магнетита или ильменомagnetита.

В интрузивных породах основного состава и титаномagnetитовых рудах месторождения в отраженном свете устанавливаются две разновидности ильменита: а) тонкие пластинки (0,008—0,06 мм) в зернах магнетита — ильменомagnetит и б) самостоятельные ангедральные зерна (размером 0,01—0,8 мм) в межзерновых пространствах магнетита.

Эти разновидности ильменита нами относятся к разным генерациям (ранняя и поздняя), так как отличаются не только по форме выделений, но и по условиям образования и последовательности выделения.

К ранней генерации ильменита относятся пластинчатые его выделения, являющиеся результатом распада твердого раствора в магнетите. Пластинчатый ильменит образовался при более высоких температурах (при медленном и постепенном понижении температуры), чем самостоятельные ангедральные его выделения между зернами магнетита.

Ильменит второй генерации является сравнительно низкотемпературной разновидностью и образовался, по всей вероятности, путем перегруппировки (перекристаллизации) пластинчатых выделений ильменита.

Следует отметить, что ильменит первой генерации почти постоянно присутствует в титаномagnetитовых рудах и вмещающих габброидах, между тем как ильменит второй генерации часто отсутствует.

Этот факт позволяет допустить, что переход ильменита от первой генерации ко второй произошел в условиях перекристаллизации, причем не весь ильменит первой генерации успел перегруппироваться в крупные зерна.

Сульфиды меди и железа (халькопирит, пирит, ковеллин, вторичный борнит) развиты весьма незначительно, от единичных зерен вплоть до их отсутствия. Встречаются в виде очень мелких и неправильных выделений среди нерудных минералов. Иногда пирит и халькопирит в серпентинизированной массе руды образуют чрезвычайно тонкие прожилки, сингенетичные с продуктом автометаморфического процесса.

Описанные сульфиды в минералогическом и химическом

отношениях в составе титаномагнетитовой руды не играют никакой роли, поэтому нет смысла останавливаться на их подробном описании.

Из нерудных минералов в составе титаномагнетитовых руд постоянно присутствуют оливин, серпентин и шпинель, причем содержание первых двух минералов в бедных титаномагнетитовых рудах всегда преобладает над рудными минералами.

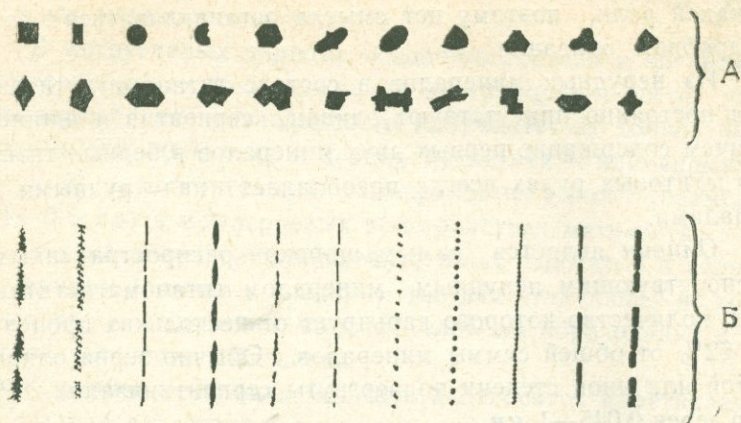
Оливин является самым широко распространенным и господствующим нерудным минералом титаномагнетитовых руд, количество которого варьирует от нескольких процентов до 62% от общей суммы минералов. Обычно зерна оливина в той или иной степени подвергнуты серпентинизации. Размер зерен 0,045—1 мм.

Серпентин как вторичный минерал, продукт автометаморфизма (серпентинизации) оливинов, почти постоянно присутствует во всех разновидностях титаномагнетитовых руд.

В свежих и слабо измененных титаномагнетитовых рудах содержание серпентина составляет 0,2—5%, а в сильно измененных титаномагнетитовых рудах—45—57% от общей суммы минералов.

Шпинель (плеонаст). Микроскопическое изучение полированных шлифов титаномагнетитовых руд и вмещающих габброидов, богатых рудными минералами, позволило установить чрезвычайно интересные сростания шпинели с магнетитом и ильменомagnetитом. Шпинель в этих минералах образует цепочковидные ромбы, квадратные, прямоугольные, шестиугольные (часто с закругленными углами), дендритовидные и весьма разнообразные выделения (фиг. 20). Зерна шпинели чрезвычайно мелкие, от едва различимых при больших увеличениях микроскопа до 0,05 мм.

Несмотря на малое количество, шпинель широко распространена в зернах магнетита и ильменомagnetита и является результатом распада твердого раствора. Формы выделений и характер распределения шпинели в зернах магнетита и ильменомagnetита оказались необычными и интересными. Шпинель является постоянной составной частью титаномагнетитовых руд Сварангского месторождения, в связи с чем



Фиг. 20. Изометрические (А; ув. $\times 120$) и призматические (Б; ув. $\times 70$) формы очертаний шпинели в различных срезах кристаллов магнетита, титаномагнетита и ильменомангнетита. Полиров. шлиф.

проведено ее детальное минералого-геохимическое изучение (Г. Б. Межлумян, 1960).

Исходя из количественного соотношения рудных вкрапленников и нерудных минералов, текстурно-структурных особенностей и среднего содержания железа, титана и ванадия, титаномагнетитовые оливиниты еще в 1959 г. нами подразделены на три типа: а) бедная редковкрапленная титаномагнетитовая руда, б) средняя густовкрапленная титаномагнетитовая руда и в) богатая прожилково-шпировая и массивная титаномагнетитовая руда.

а) **Бедная редковкрапленная титаномагнетитовая руда** морфологически представлена жилами, неправильно-линзовидными и дайкообразными телами, мощностью от нескольких до 50—60 м; по простиранию они прослеживаются от 150 до 1100—1400 м.

В редковкрапленных титаномагнетитовых рудах количество магнетита и ильменомангнетита колеблется в пределах 21—34% от общей площади шлифа.

В табл. 9 приводятся химические анализы трех типов титаномагнетитовых руд из типичных штуфных образцов.

Таблица 9

Результаты химических анализов разных типов титаномagnetитовых руд Сваранского железорудного месторождения

№ пробы	Наименование и типы руд	К о м п о н е н т ы в %																					
		Fe	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	вл.	п. п. п.	V ₂ O ₅	Gr ₂ O ₃	NiO	CoO	P ₂ O ₅	S	As		
3 14/62 265	Бедная редковкра- пленная титано- магнетитовая руда	18,09 21,75 21,79	30,94 29,70 29,62	0,65 0,70 0,61	1,14 0,70 0,65	13,85 15,98 18,68	10,76 12,93 11,21	29,25 29,91 29,87	0,38 0,34 0,38	0,86 н. о. 0,93	0,77 0,46 0,49	0,34 н. о. 0,36	0,72 0,41 0,30	8,48 7,85 7,82	0,02 0,075 —	— 0,40 —	— н. о. —	0,03 0,03 —	н. о. н. о. —	0,37 0,15 —	н. о. н. о. —		
390 415а 100 170 416	Средняя густо- вкрапленная тита- номагнетитовая руда	24,10 26,69 27,13 27,38 34,31	27,15 26,39 26,71 26,22 19,83	0,72 1,12 1,22 1,45 1,94	сл. 0,40 3,70 2,97 2,54	17,68 26,17 21,18 24,21 29,47	15,08 10,77 15,80 13,42 17,60	27,65 24,90 26,70 24,88 21,34	0,34 0,29 н. о. 0,39 0,36	н. о. н. о. 0,37 1,07 н. о.	0,43 0,54 0,38 0,23 1,26	н. о. н. о. н. о. н. о. н. о.	0,34 0,67 0,25 0,30 0,22	8,15 8,17 4,32 5,10 4,71	0,08 0,07 0,10 — 0,25	0,39 0,23 сл. — 0,29	сл. сл. н. о. — н. о.	0,04 0,04 сл. — 0,04	н. о. н. о. н. о. н. о. н. о.	0,32 сл. н. о. н. о. сл.	н. о. н. о. н. о. н. о. н. о.		
21 260 15/62	Богатая прожил- ково-шпировая и массивная тита- номагнетитовая руда	47,48 57,87 58,57	20,04 2,50 2,74	2,04 3,80 3,76	2,83 5,40 3,84	29,87 48,95 49,34	16,52 30,35 30,90	20,51 5,80 5,68	0,38 0,58 0,72	н. о. н. о. н. о.	0,86 сл. сл.	н. о. н. о. н. о.	0,38 н. о. н. о.	5,54 н. о. н. о.	0,22 0,65 1,00	0,50 0,92 1,09	сл. н. о. н. о.	0,04 0,04 0,06	н. о. н. о. н. о.	сл. сл. сл.	н. о. н. о. н. о.		

Примечание: — означает, что определение данного компонента не произведено, а н. о. — не обнаружен.

* Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН Арм. ССР.

Содержание железа варьирует в пределах 18,09—21,79%, TiO_2 —0,61—0,7%, V_2O_5 —0,02—0,07%.

б) **Средняя густовкрапленная** (прожилково-вкрапленная) титаномagnetитовая руда. На Сваранцком месторождении обычно вкрапленные титаномagnetитовые руды повсеместно неоднородные. Среди рудных тел редковкрапленных титаномagnetитовых оливинитов выделяются отдельные участки и ореолы сгущения рудных вкрапленников, поэтому, в отличие от редковкрапленного типа, следует выделить отдельный, так называемый густовкрапленный тип титаномagnetитовой руды. Переходы между редковкрапленными и густовкрапленными титаномagnetитовыми рудами постепенные.

Выделенные участки густовкрапленных титаномagnetитовых руд измеряются от нескольких до десятков метров. Количество рудных минералов в густовкрапленных титаномagnetитовых рудах в среднем составляет 35—45%.

Содержание главных компонентов колеблется в пределах: Fe—24,1—34,31%, TiO_2 —0,72—1,94%, V_2O_5 —0,08—0,25%.

Как редко-, так и густовкрапленные титаномagnetитовые руды характеризуются сидеронитовой структурой и вкрапленной текстурой.

в) **Богатая массивная** титаномagnetитовая руда. Среди вышеохарактеризованных двух типов титаномagnetитовых руд выделяются шпировые скопления, гнезда, линзочки, полосы, жилы и другие морфологические формы богатых массивных титаномagnetитовых руд, размером от 1 до 25—30 см. Количество нерудных минералов в этом типе незначительно. Содержание ильменомagnetита достигает 10—16%, а свободного ильменита (вторая генерация)—3—5% от общей суммы минералов руды. Поскольку в богатых массивных титаномagnetитовых рудах самостоятельные выделения ильменита постоянно присутствуют в количестве 3—5%, то целесообразнее их назвать magnetит-ильменитовыми. Содержание железа и других главных компонентов в богатых массивных рудах варьирует в пределах 47,48—58,57% Fe, 2,04—3,76% TiO_2 , 0,22—1% V_2O_5 . Наиболее высокое содержание титана характерно для богатых массивных титаномagnetитовых руд. По

данным нескольких химических анализов, содержание двуокиси титана варьирует от 2,5 до 8,2%, в среднем—3,5—4%. Относительное содержание титана к железу для титаномагнетитовых руд является сравнительно постоянной величиной и колеблется в пределах 1:15—1:20, что позволяет отнести их к «малотитанистому» типу железных руд.

Характерная текстура магнетит-ильменитовой руды массивная, а структура—гипидиоморфнозернистая и реже панидиоморфнозернистая.

При сравнении выделенных трех типов титаномагнетитовых руд наблюдается прямая зависимость между содержаниями рудных выделений, их размером и формой зерен. Так, в массивных богатых магнетито-ильменитовых рудах размеры рудных зерен в несколько раз больше, чем в редко- и густовкрапленных титаномагнетитовых рудах. Однако в массивных богатых рудах магнетит и ильменомagnetит характеризуется эвгедральными зернами, между тем в редко- и густовкрапленных титаномагнетитовых рудах—ангедральными зернами.

Роль выделенных типов титаномагнетитовых руд весьма различна. В пределах всего месторождения доминирующую роль играет редковкрапленный тип, а густовкрапленный имеет подчиненное значение. Богатые массивные (или магнетит-ильменитовые) руды пользуются довольно ограниченным распространением и составляют примерно 3—5% от общего количества титаномагнетитовых руд месторождения. Богатая массивная руда развита в пределах первого рудного тела, в районе канавы № 13 центрального участка.

2. ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД

Макроскопическим и микроскопическим изучением руд нами выделены и описаны многочисленные разнообразные структуры и текстуры, которые дали возможность обстоятельно выяснить как взаимоотношения между минеральными агрегатами, так и условия минералообразования. Изучение и расшифровка текстур и структур титаномагнетитовых руд, а также познание их генетических особенностей имели исклю-

чительно важное значение для выяснения условий образования месторождения.

Описание текстур и структур титаномagnetитовых руд Свараньского месторождения по их генетическому типу приводится ниже.

ТЕКСТУРЫ

Все текстуры титаномagnetитовых руд месторождения по их генетическим признакам можно подразделить на два типа: собственно магматический и послемагматический—метаморфически-метасоматический.

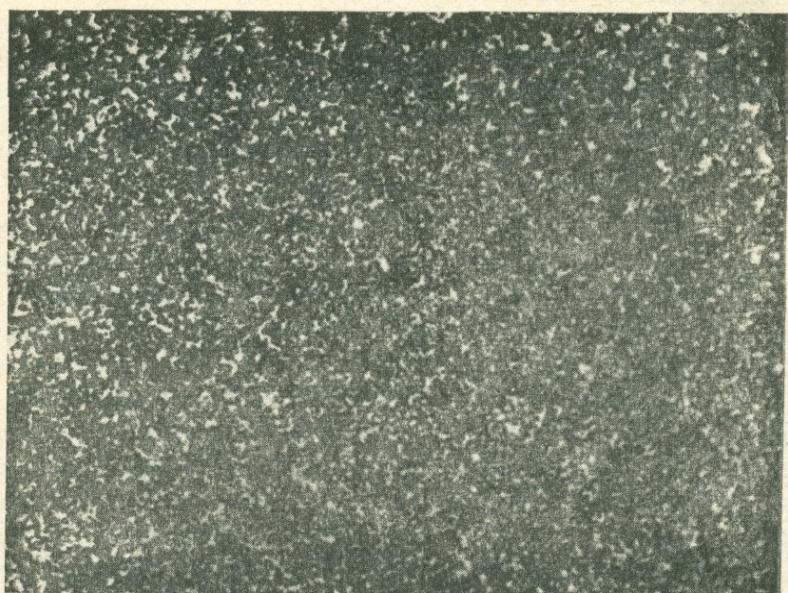
А). Собственно магматический тип. Для титаномagnetитовых руд широко развитыми текстурами являются вкрапленные, при подчиненном значении прожилково-вкрапленных, массивных и шлировопетельчатых или атакситово-шлировых текстур.

а) Вкрапленная текстура характерна для редко- и густовкрапленных титаномagnetитовых руд. Отличительной чертой этой текстуры является то, что вкрапленники магнетита и ильменомagnetита рассеяны среди оливинитов (фиг. 21).

Основанием для разделения титаномagnetитовых оливинитов на редко- и густовкрапленные служила степень густоты рассеянности этих рудных минералов. По степени равномерности распределения рудных вкрапленников среди редко- и густовкрапленных титаномagnetитовых оливинитов можно различить **равномерно вкрапленную и неравномерно вкрапленную текстуры**, а по их размерам—**равномерно зернисто-вкрапленные и неравномерно зернисто-вкрапленные** разности.

В редковкрапленных титаномagnetитовых оливинитах доминирующую роль играют равномерно вкрапленная и равномерно зернисто-вкрапленная текстуры, а в густовкрапленных титаномagnetитовых оливинитах—наоборот.

б) Прожилково-вкрапленная текстура встречается в густовкрапленных неравномерно зернистых титаномagnetитовых оливинитах. Когда наряду с вкрапленни-



Фиг. 21. Редко- и густовкрапленная текстура титаномagnetитовых оливинитов. Титаномagnetит—светло-серый, оливин—темно-серый (общий фон). Полиров. штуф. Увеличен в 4 раза.

ками магнетита и ильменомagnetита в отмеченной руде появляются прожилки этих же минералов, тогда текстура становится прожилково-вкрапленной.

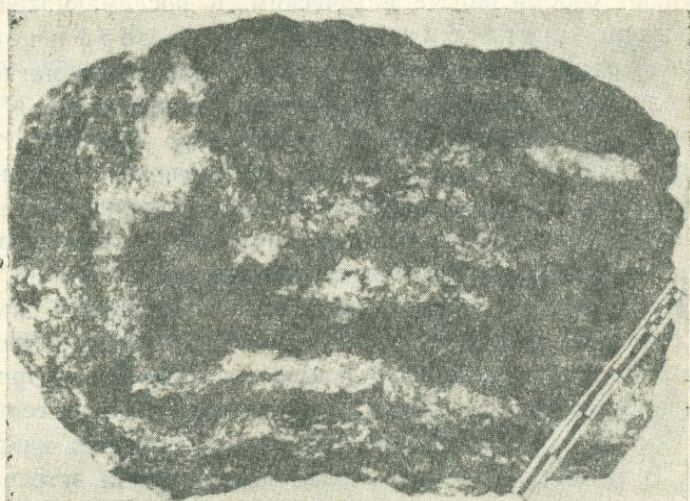
в) Массивная текстура типична для богатой массивной титаномagnetитовой руды, представленной небольшими линзовидными, жиллообразными и шлировыми выделениями магнетита и ильменомagnetита. Она имеет резко подчиненное распространение по сравнению с вкрапленной. Массивная текстура характеризуется однородностью сложения (сплошным расположением) минеральных агрегатов магнетита, ильменомagnetита и ильменита с гипидиоморфнозернистой или панидиоморфнозернистой структурой. В различных срезах зерна этих минералов (кроме ильменита) в аншлифах имеют правильные шестиугольные очертания (см. фиг. 18).

Массивная текстура титаномagnetитовой богатой руды

является результатом кристаллизации магматического остаточного расплава.

г) Атакситово-шлировая или шлирово-петельчатая текстура характеризуется своеобразным сложением и неправильным распределением рудных и нерудных минералов. Исходя из генетического признака, среди титаномagnetитовых руд выделяются два типа атакситово-шлировых текстур:

1) атакситово-шлировая текстура, образующаяся при инъекции титаномagnetитовых оливинитов в верхние, уже застывшие части вмещающих габброидов. При этом основным фоном служат титаномagnetитовые оливиниты, которые частично ассимилируют обломки вмещающих габброидов и имеют расплывчатые границы между собой (фиг. 22);



Фиг. 22. Атакситово-шлировая текстура. Рудовмещающие габброиды — светло-серые шлиры и полосы, титаномagnetитовый оливинит — темно-серый (общий фон). Штуф.

2) атакситово-шлировая текстура, образующаяся в результате магматической дифференциации ранней порции материнской магмы на основную и ультраосновную (на месте). Здесь отсутствуют факты инъекции и ассимиляции вмещающих габброидов со стороны титаномagnetитовых оливинитов.

Характер перехода от руды к вмещающим габброидам выражается количественным преобладанием одной над другим. Различие и пространственное развитие разновидностей атакситово-шпировых текстур в отдельных участках месторождения являлись аргументом для установления двух генетических типов образования титаномагнетитовых оливинитов. Механизм образования этих генетических типов приводится в главе—«Генезис месторождения».

д) Пятнистая текстура часто встречается в титаномагнетитовых перидотитах (верлитах), где порфиновые кристаллы (размером 1—3 мм) моноклинового пироксена серого цвета довольно отчетливо выделяются на черном фоне оливиновой массы.

Б) Послемагматический тип. Текстуры послемагматической группы по своему значению и распространению резко уступают собственно магматическим. К послемагматическим относятся метасоматически-метаморфические текстуры, которые часто встречаются в титаномагнетитовых оливинитах и имеют небольшое распространение. К числу метасоматически-метаморфических текстур относятся также полосчатые и жильные, приуроченные к участкам редковкрапленных титаномагнетитовых оливинитов, интенсивно подверженных постмагматическим автометаморфическим процессам, в частности, серпентинизации.

На общем фоне полосчатых титаномагнетитовых оливинитов отчетливо выделяется полосчатая текстура, представляющая собой ритмичное чередование прямолинейных прослоек (шириною менее 1,5—2 мм) вторичного магнетита и серпентина. Состав полосок хорошо устанавливается под микроскопом. В титаномагнетитовых оливинитах иногда встречаются метасоматические прожилки, мощностью 1,5—3 мм. Эти текстуры имеют вторичное происхождение, причем жильные являются результатом однократного процесса—автометаморфизма титаномагнетитовых оливинитов, а при образовании полосчатых текстур наряду с этим принимает участие также боковое давление пострудного этапа.

В генетическом отношении структуры титаномagnetитовых руд тоже можно подразделить на собственно магматическую и послемагматическую.

1) **Собственно магматические** структуры являются наиболее широко развитыми и характерными для титаномagnetитовых руд. Здесь выделяются: а) структуры кристаллизации, б) структуры распада.

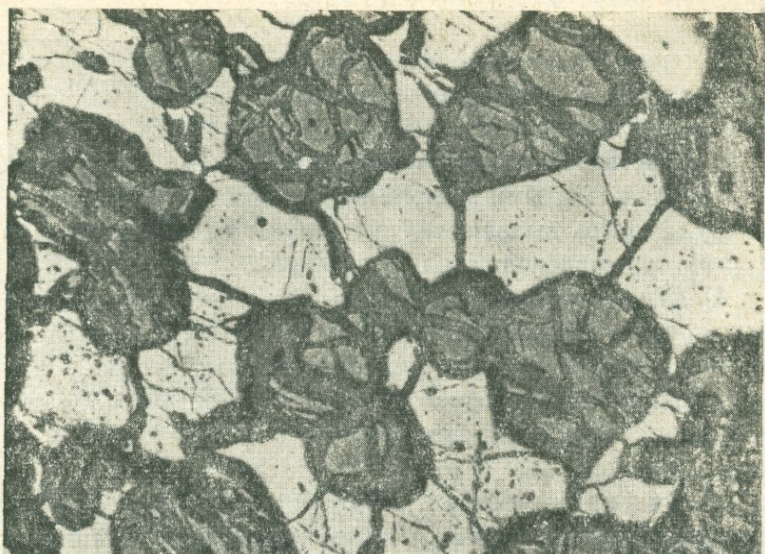
А) *Структуры кристаллизации.* Среди структур магматической кристаллизации титаномagnetитовых руд следует различать сидеронитовую, гипидиоморфнозернистую и панидиоморфнозернистую, образовавшиеся вследствие магматической кристаллизации ультраосновной остаточной рудной массы.

а) Сидеронитовая структура. При микроскопическом изучении редко- и густовкрапленных титаномagnetитовых руд постоянно наблюдается то закономерное явление, что магнетит и ильменомagnetит всегда ксеноморфны по отношению к зернам оливина и располагаются в межзерновых промежутках последнего, образуя типичную сидеронитовую структуру. Под термином «сидеронитовая структура» подразумевается такое соотношение и состояние силикатных и рудных минералов, при котором последние явно ксеноморфны по отношению к первым (фиг. 23).

Нашими исследованиями в титаномagnetитовых оливинитах на основании различных количественных соотношений рудных и силикатных минералов выделяются три основные разновидности сидеронитовых структур: а) силикатные минералы преобладают над рудными, б) количественные соотношения рудных и силикатных минералов почти равны и в) рудные минералы преобладают над силикатными.

В зависимости от количественного соотношения нерудных и рудных минералов, формы последних меняются от ксеноморфного до «субидиоморфного», но во всех случаях они ксеноморфны и выделяются позже силикатов.

б) Панидиоморфнозернистая структура принадлежит к числу одной из наименее распространенных



Фиг. 23. Сидеронитовая структура. Серпентинизированная титаномагнетитовая руда. Титаномагнетит—светло-серый, олив-
вин—серый, серпентин—темно-серый. Полиров. шлиф, ув×60.

структур магматической группы. В массивной богатой титаномагнетитовой руде эвгедральные идиоморфные кристаллы магнетита и ильменомангнетита тесно срастаются друг с другом, образуя панидиоморфнозернистую структуру.

Под микроскопом кристаллы магнетита и ильменомангнетита имеют пяти- и шестиугольные формы с прямолинейными ограничениями. Самые крупные зерна магнетита и ильменомангнетита встречаются в массивных богатых рудах, размером 1—3 мм в поперечнике.

в) Гипидиоморфнозернистая структура распространена шире предыдущей. Она также характерна для массивных богатых титаномагнетитовых руд месторождения. Гипидиоморфнозернистая структура характеризуется неполно развитыми несовершенными гранями кристаллов, имеющими субгедральную форму.

Б) Структуры распада твердых растворов широко развиты в редко-густовкрапленных и, в частности, массивных бо-

Схема классификации структур титаномагнетитовых руд
Сваранцкого месторождения

Типы руд	Генетические типы структур		
	Собственно магматический		Послемагматический
	структуры магматической кристаллизации	структуры распада твердых растворов	метасоматически-метаморфические структуры
Редко- и густо-вкрапленная титаномагнетитовая руда	Сидеронитовая	Пластинчатая, решетчатая, эмульсионная	Решетчатая, ячеистая, дробления
Массивная богатая титаномагнетитовая руда	Панидиоморфно-зернистая, гипидиоморфно-зернистая	Пластинчатая, решетчатая, эмульсионная	Петельчатая

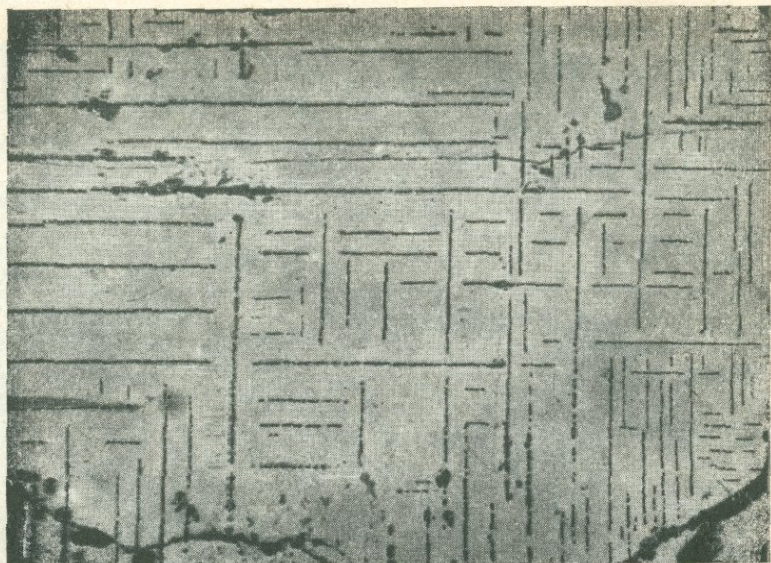
гатых титаномагнетитовых рудах месторождения. Под микроскопом при больших увеличениях, в аншлифах эти структуры представляют собой тончайшие и закономерные прорастания ильменита и шпинели в магнетите.

Ильменит в зернах магнетита образует пластинчатые и решетчатые структуры распада твердых растворов.

а) Пластинчатая структура представлена параллельным расположением тонких пластинчатых вростков ильменита только в одном кристаллографическом направлении магнетита.

б) Решетчатая структура отличается тем, что пластинки ильменита в магнетите развиваются параллельно плоскости (III), т. е. по октаэдрической спайности кристалла магнетита. В отличие от ильменита (первой генерации), который в магнетите представлен только тонкими пластинками и образует пластинчатые и решетчатые структуры распада, шпинель характеризуется весьма разнообразными формами и различными типами структур распада (фиг. 24 и 25).

Наиболее характерной особенностью структуры распада шпинели является то, что она образует как ориентированные, так и дезориентированные срастания с магнетитом.

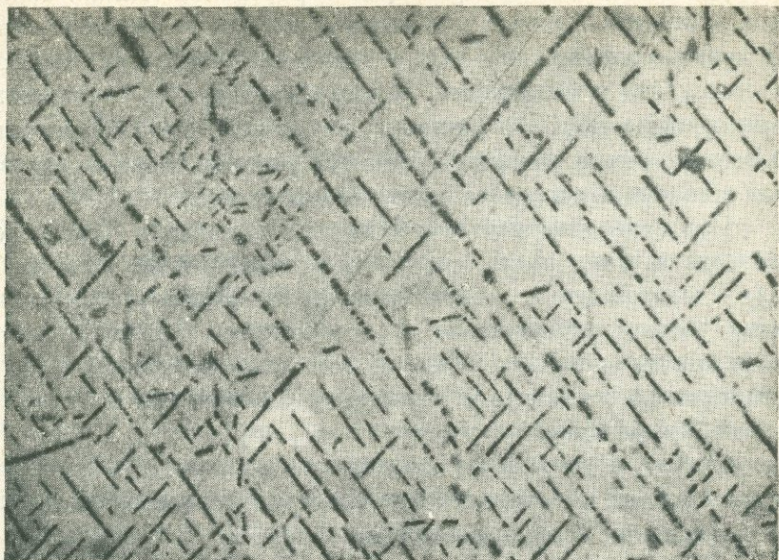


Фиг. 24. Решетчатая структура. Точечно-пластинчатые выделения шпинели в зерне магнетита. Магнетит—серый (общий фон), шпинель—темно-серые пластинки. Полнров. шлиф, ув. $\times 70$.

в) Эмульсионные и эмульсионвидные структуры. Наряду с пластинчатыми, штриховидно-пластинчатыми решетчатыми структурами шпинели среди зерен магнетита и ильменомagnetита титаномagnetитовых руд широким развитием пользуются также эмульсионвидные структуры распада твердых растворов.

Обычно шпинель в зернах магнетита и ильменомagnetита образует очень мелкие выделения, размеры которых колеблются в пределах от 0,005 до 0,01 мм.

Иногда включения шпинели настолько мелкие, что едва различимы даже при очень больших увеличениях микроскопа; они образуют эмульсионную и эмульсионвидную структуры распада. Поскольку шпинель уже описана, во избежание повторения отметим только некоторые особенности ее структуры распада, которые могут служить основанием для предположений генетического порядка.



Фиг. 25. Решетчатая структура. Штриховидные и точечно-пластинчатые выделения шпинели—темно-серый, в зерне магнетита—серый (общий фон). Полиров. шлиф, ув. $\times 90$.

При тщательном просмотре многочисленных полированных шлифов наблюдается, что вокруг более или менее крупных изометрических зерен шпинели на некотором расстоянии отсутствуют ее мелкие или пластинчатые выделения (фиг. 18). Однако при увеличении размеров зерен шпинели поле, лишенное мелких ее выделений, становится более широким, и наоборот. Это явление, по всей вероятности, обусловлено миграцией и перегруппировкой мелких выделений в крупные зерна в твердом состоянии шпинели после распада. Такое стремление шпинели к укрупнению следует связывать со способностью вещества к уменьшению общей поверхности, т. е. уменьшению общей энергии поверхности. Следовательно, по времени образования можно различить две генерации шпинели: раннюю и позднюю.

К ранней генерации относятся мелкие разнообразные выделения, а к поздней—крупные изометрические зерна.

Одним из главных факторов образования мелких включений шпинели (первой генерации), как нам кажется, является низкое содержание Al_2O_3 , а также в дальнейшем переход постепенного и медленного понижения в резкое понижение температуры твердого раствора, что обусловило образование неполных и несовершенных структур распада твердых растворов шпинели в магнетите и ильменомagnetите.

Парагенезис и структуры распада твердых растворов магнетита, ильменита и шпинели в титаномagnetитовых рудах месторождения свидетельствуют об общности геологических условий образования этих минералов. Таким образом, образование шпинели Сваранцкого месторождения следует генетически связывать с основными-ультраосновными породами Арамазского интрузива.

2) Структуры послемагматического этапа объединяются в три группы: метасоматически-перекристаллизационная, гидротермальная и деформационная.

Метасоматически-метаморфические структуры образуются за счет замещения или перекристаллизации первичных минералов под воздействием того или иного постмагматического процесса. К метасоматически-перекристаллизационной группе структур относятся петельчатая и ячеистая.

а) Петельчатая структура встречается в массивных богатых титаномagnetитовых рудах и имеет наложенный характер. Она образуется в результате перекристаллизации пластинчатых ильменитов на ангедральные самостоятельные зерна. При этом новообразованные ксеноморфные зерна ильменита располагаются в межзерновых пространствах магнетита, образуя петельчатую структуру.

В массивных богатых титаномagnetитовых рудах возникновение новых петельчатых структур свидетельствует о воздействии послемагматических автометаморфических процессов на титаномagnetитовую руду позднемагматического происхождения.

Значение этой структуры заключается в том, что по характеру распределения перекристаллизованного ильменита, а также по взаимоотношениям магнетита и ильменита установлена последовательность выделения этих минералов. Та-

ким образом, в массивной богатой титаномагнетитовой руде картина последовательности выделения минералов следующая: магнетит, ильменомagnetит и ильменит.

б) Решетчатая и ячеистая структуры характерны для редко- и густовкрапленных титаномагнетитовых руд, образующихся при автометаморфизме оливинов. Эти структуры также имеют вторичное происхождение и представлены серпентинизацией оливина в виде тонких прожилок по всевозможным направлениям.

К структурам дробления в титаномагнетитовых рудах относятся брекчиевидная и брекчиевая, образующиеся в результате раздробления зерен магнетита и оливина и цементирования вторичным продуктом, обычно серпентином. Как видно из фото, брекчии зерен оливина рельефно выступают среди цементирующей серпентинизированной массы и образуют брекчиевую микротекстуру.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СТРУКТУРЫ РАСПАДА ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ В КАЧЕСТВЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ТЕРМОМЕТРА ПРИ ВЫЯСНЕНИИ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД

Как видно из вышеизложенного, для титаномагнетитовых руд Сваранцкого месторождения характерно широкое развитие структуры распада твердых растворов шпинели и ильменита в магнетите, которые можно использовать в качестве геологических термометров для установления температурных условий их образования.

Поскольку экспериментальными исследованиями доказано, что распад твердых растворов ильменита и шпинели в магнетите происходит при известных геологических условиях и определенном интервале температуры, то эти структуры распада могут служить критерием для установления температуры образования титаномагнетитовых руд месторождения.

На основании опытов, П. Рамдор (1962) показал, что шпинель в магнетите растворяется при нагревании до 1000°C в течение 12 часов, а распад происходит примерно при температуре 800°C.

При микроскопическом изучении титаномагнетитовых руд на основании взаимоотношений структур распада магне-

тит+шпинель и магнетит+ильменит установлено более позднее выделение шпинели по сравнению с ильменитом (речь идет о первой генерации). Что касается ильменита второй генерации, который представлен самостоятельными свободными крупными зернами, то он выделяется позднее шпинели.

Такое взаимоотношение шпинели и ильменита экспериментально показано П. Рамдором (1962). Путем нагревания установлено, что шпинель в магнетите растворяется раньше, чем ильменит. Следовательно, исходя из возрастного взаимоотношения шпинели и ильменита, а также данных экспериментальных исследований, можно допустить следующий порядок последовательности выделения и температурные пределы образования минералов титаномагнетитовых руд Сваранцкого месторождения: магнетит при температуре около 1000° — 900°C , ильменит первой генерации— 800°C , шпинель (плеонаст)— 700°C , ильменит второй генерации— 600 — 500°C .

Наличие структуры распада твердых растворов шпинели и ильменита в магнетите расценивается как свидетельство высоких температур кристаллизации титаномагнетитовых руд, что позволило нам отнести последние к позднемагматическим образованиям.

Таким образом, в титаномагнетитовых рудах Сваранцкого железорудного месторождения значение установления структур распада твердых растворов шпинели и ильменита очевидно, и использование их в качестве геологических термометров, несомненно, поможет правильному пониманию генезиса месторождения.

В заключение необходимо подчеркнуть основные положения, которые следуют из вышеизложенного материала.

1. Титаномагнетитовые руды являются наиболее перспективными и, несомненно, представляют определенный промышленный интерес.

2. На Сваранцком месторождении титаномагнетитовые руды представлены титаномагнетитовыми оливинитами, которые по количественному соотношению рудных и нерудных минералов, текстурно-структурным особенностям, среднему содержанию железа, титана и ванадия подразделяются на три

типа: бедная редковкрапленная, средняя густовкрапленная и богатая массивная руды.

3. Согласно химическим, а также полуколичественным спектральным анализам, титаномагнетитовые руды наряду с титаном содержат также сотые и десятые доли процентов V, Mn, Cr, Ni, Co, что намного повышает промышленное значение охарактеризованного типа руд. Титаномагнетитовые руды при таком содержании указанных примесей могут служить сырьем для получения легированной стали.

4. Детальное минералого-геохимическое изучение показало, что титаномагнетитовые руды, содержащие в среднем 1,5—2% TiO_2 , следует отнести к «малотитанистым» ванадий-содержащим типам железных руд.

5. В минералогическом отношении титаномагнетитовые руды Сваранцкого месторождения характеризуются парагенезисом железорудных минералов (магнетит, ильменомagnetит, ильменит), с одной стороны, и нерудных—оливин, серпентин и шпинель—с другой.

6. В текстурно-структурном отношении редко- и густовкрапленные титаномагнетитовые руды характеризуются вкрапленной текстурой и сидеронитовой структурой, являющимися веским признаком для отнесения их к собственно магматическому (ранне- и позднемагматическому) генетическому типу.

7. Наряду с этим, генетическое значение сидеронитовой структуры заключается в том, что с ее помощью хорошо устанавливается позднее выделение рудных минералов—магнетита, ильменомagnetита и ильменита по сравнению с нерудными (оливин, пироксен и плагиоклаз).

8. Широко развитые структуры распада твердых растворов шпинели и ильменита в магнетите являются надежными критериями для установления собственно магматических условий их образования. Эти структуры используются в качестве геологических термометров для установления температурного предела (700—1000°C) образования титаномагнетитовых руд.

9. На основании анализа опромного фактического материала, полученного при изучении минерального состава, тек-

стур и структур титаномагнетитовых оливинитов, а также учитывая факты взаимоотношения последних с вмещающими основными породами, напрашивается определенный вывод о том, что титаномагнетитовые руды образовались в позднемагматическом этапе рудообразовательного процесса, причем их формирование протекало длительное время, начиная от жидкого состояния основной магмы вплоть до окончательной раскристаллизации остаточного рудного расплава. Следовательно, титаномагнетитовые руды Сваранцкого месторождения по геологическим условиям образования относятся к позднемагматическому типу, а процесс рудообразования происходил в два этапа—ранний и поздний, обстоятельный разбор которых дается в главе «Генезис месторождения».

Магнетитовые габбро (подтип титаномагнетитовых руд). Амфиболизированные габбро, рудовмещающие оливиновые габбро и троктолиты Сваранцкого месторождения обычно богаты минералами железа—магнетитом, при подчиненном количестве ильменомagnetита и ильменита, в процентном соотношении примерно 7:2:1. Суммарное содержание этих минералов в среднем составляет 6—8%, иногда в отдельных участках достигая 14—15% от общего количества минералов породы. Подробная минералого-петрографическая характеристика этих пород приведена в главе петрографии, но здесь напомним, что в их минеральный состав входят основной плагиоклаз (лабрадор, битовнит, анортит), оливин, моноклинный пироксен, роговая обманка, актинолит и другие вторичные и акцессорные минералы.

Магнетит тесно ассоциирует с темноцветными минералами—оливином, пироксеном и роговой обманкой, в виде вкрапленников во всей массе породы. Размеры зерен магнетита колеблются в пределах 0,02—1,3 мм, в среднем 0,6 мм.

Полуколичественными спектральными анализами в различных габбро установлено тридцать элементов, среди них определенный интерес представляет содержание: Fe, Ti, V, Mn, Cr, Co и т. д. Наряду с элементами, указанными в таблице, в единичных пробах спектральные анализы показывают сотые и тысячные доли процента Br, W, Sb.

Химическими анализами в этих же габброидах установлены Fe—10,46—12,94%, TiO₂—0,51—1,20%, MgO—6—10,31%, V₂O₅—0,012—0,37% (табл. 11).

Таблица 11

Содержание основных рудных компонентов в различных габбро
(по данным химических анализов, в %)

№ проб	Наименование породы	Содержание компонентов					
		Fe	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MgO	V ₂ O ₅
451	Магнетитовый троктолит	10,50	7,78	6,49	0,51	7,46	—
229	" "	10,89	7,90	6,90	0,51	6,85	0,012
253	Оливиновое габбро	10,46	8,07	6,19	0,61	8,48	—
170а	" "	11,31	7,67	7,65	1,02	10,31	—
148	Амфиболизированное габбро	12,23	8,14	8,40	1,05	6,76	0,037
10в	" "	12,94	10,09	7,57	1,20	6,00	—

При сравнении результатов полуколичественных спектральных и химических анализов различных габброидов обнаруживается почти полное соответствие содержаний Ti, Fe, Mg, V и других элементов (табл. 12). Как видно из результатов анализируемых габброидов, среднее содержание около десяти элементов, в частности Fe, Ti, V, Cu, Ga, Yt, Li и др., значительно выше (для некоторых более 10—15 раз) их кларковых содержаний в аналогичных породах вообще (по А. П. Виноградову).

При сравнении результатов полуколичественных спектральных анализов (табл. 13) амфиболизированных габбро и мономинеральных фракций—эпидота, магнетита, роговой обманки, биотита и лабрадора этой же породы—устанавливается следующая закономерность:

а) наблюдаются высокие содержания Ti в магнетите и биотите и высокие содержания ванадия, марганца и меди в магнетите и роговой обманке;

б) некоторые элементы сконцентрированы в определенных минералах, как-то: Nb только в биотите, La—эпидоте и биотите, Be—лабрадоре и эпидоте, Cr—роговой обманке, Sn—эпидоте и т. д.

Эти факты свидетельствуют о том, что существовала

общность физико-химических условий образования этих минералов и концентраций элементов в них.

Для Сваранцкого месторождения, характеризующегося дайкообразными, линзовидными и жиллообразными телами мощностью от 10—30 до 60—70 м и низким содержанием железа (18—21%), наиболее рациональным является метод открытой разработки. При этом вместе с титаномагнетитовой рудой (титаномагнетитовым оливинитом) в эксплуатацию будут вовлечены и рудовмещающие породы, т. е. магнетитовые габбро. Учитывая это обстоятельство, рудовмещающие магнетитовые габбро Сваранцкого месторождения, характеризующиеся сравнительно высоким содержанием Fe, V, Ti, а также других ценных примесей, легкой обогатимостью, можно рассматривать как отдельный тип железных руд. По своим перспективам магнетитовые габбро занимают второе место после титаномагнетитовых руд. Титаномагнетитовое оруденение приурочено к рудовмещающим габброидам и относится к раннемагматическому—сегрегационному генетическому типу. Магнетитовые габбро обладают громадными запасами и наряду с титаномагнетитовыми оливинитами могут явиться сырьем для получения природно легированной высококачественной стали.

3. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД И РУДНЫХ ГАББРО

До наших исследований титаномагнетитовые руды и рудовмещающие магнетитовые габбро Сваранцкого месторождения с минералого-геохимической точки зрения не подвергались изучению. Автор работы ставил своей целью детальное изучение вещественного состава титаномагнетитовых руд и рудовмещающих оруденелых габбро с учетом выявления геохимических особенностей и закономерностей распределения наиболее характерных элементов в отмеченных типах железных руд, в частности металлов группы железа, и установления условий и причин их концентрации или рассеяния в ходе процессов породо- и рудообразования.

Таблица 12

Результаты полуколичественных спектральных анализов различных габбро Сваранского железорудного месторождения

№ проб	Наименование пород	Э л е м е н т ы в ‰																									
		Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Zr	Nb	Cu	Pb	Ag	Zn	Ga	Yt	La	Sr	Ba	Na	K	Li	Be
10	Амфиболитовое габбро	>10	>10	3—10	3—10	>10	0,3	0,01	0,01	1,0	0,1	0,001	0,01	×	0,2	0,003—	0,001	0,01—	0,003—	0,003—	×	0,03	0,03	0,1	0,3	0,003	0,0003
448	"	>10	>10	3—10	3—10	>10	0,3	0,01—	0,01—	1—3	0,1	0,003—	0,003—	×	0,1	0,003—	0,0003—	0,001—	0,003—	0,003—	—	0,1—	0,03—	1—3	0,3—	0,003	0,0003
372	Троктолит	>10	>10	>10	~10	>10	0,3	0,03	0,03	0,5	0,03	0,03	0,001—	×	0,003—	0,001—	0,001—	0,03	0,01	—	—	0,03—	×	0,3—	1,0	0,001	—
484	"	>10	>10	3—10	10	~10	0,1	0,001	0,003	1,0	0,01—	0,01	0,001—	—	0,01—	×	0,0003	0,0003—	0,01	0,003—	0,003—	0,003—	0,1—	1,0	0,3	0,001	—
485	"	>10	>10	3—10	~10	10	0,3	0,01—	0,01—	1,0	0,1	0,01	0,003—	×	0,01—	0,03	0,01	0,003—	0,01	0,003—	0,003—	0,003—	0,1—	0,1	0,3—	0,01	0,001
475	Оливиновое габбро	>10	>10	3—10	~10	~10	0,3	0,03	0,03	1—3	0,1	0,01	0,01—	0,01	0,03—	0,03	0,003	0,0003	0,01—	0,003—	0,003—	—	0,1—	0,03—	1—3	0,1—	0,001
476	"	>10	>10	3—10	3—10	~10	0,3	0,003—	0,003—	1,0	0,03	0,01	0,01—	0,01	0,03—	0,01	0,003—	0,03	0,001—	0,003—	0,1—	0,3	0,1	3,0	0,3	0,01	0,001
								0,01	0,01				0,03		0,1	0,01		0,01	0,01	0,3		0,1	0,1	3,0	0,3		

Таблица 13

Результаты полуколичественных спектральных анализов различных минералов из амфиболитового габбро Сваранского железорудного месторождения

№ проб	Характеристика проб	Э л е м е н т ы в ‰																									
		Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Zr	Nb	Cu	Pb	Ag	Zn	Ga	Yt	La	Sr	Ba	Na	K	Li	Be
10	Амфиболитовое габбро	>10	>10	3—10	3—10	>10	0,3	0,01	0,01	1,0	0,1	0,001	0,01	×	0,2	0,003—	0,001	0,01—	0,003—	0,003—	×	0,03	0,03	1,0	0,3	0,003	0,0003
10м	Магнетит из амфиболитового габбро	5,0	3,0	1—3	1,0	>10	0,3	0,03	0,01—	3,0	0,1—	×	0,003—	—	0,1	0,003	—	0,03	0,01	—	—	×	×	0,1	0,1	0,001	—
10а	Роговая обманка из амфиболитового габбро	>10	1—3	10	3—10	10	0,3	0,003—	0,01	0,3	0,1	×	0,003	—	0,01—	0,001	0,0003	0,03	0,003	0,001	×	0,03	×	0,3—	1,0	0,001	—
10а	Роговая обманка из амфиболитового габбро	>10	3—10	10	3—10	10	0,3—	0,01	0,01	1,0	0,03—	0,003—	0,01	—	0,03—	0,001	0,001	0,03	0,003—	0,003—	—	0,01	0,01	0,3—	0,3	0,001	—
10б	Биотит из амфиболитового габбро	3—10	3,0	10	1,0	3—10	1,0	0,003	0,01	3,0	0,03—	×	0,001	0,003	0,1	0,001—	0,0003—	0,03	0,003	?	0,01	0,01	0,1—	0,3—	1,0	0,01—	—
10п	Лабрадор из амфиболитового габбро	>10	>10	0,1—	10	0,1—	0,003	—	×	0,03	0,001	—	0,001—	—	0,01	0,003	0,0001?	?	0,003	0,001	0,01?	0,3	0,03—	1—3	0,1	0,0003	0,0003
10э	Эпидот из амфиболитового габбро	>10	3—10	0,3	10	3,0	0,3	0,001	0,001	0,3	0,1	×	0,003—	—	0,003	0,003	0,0003	0,01	0,003—	0,003	0,01—	0,1—	×	0,3	0,3	0,0003	0,0003

Так как титаномагнетитовые руды и рудовмещающие магнетитовые габбро в отношении минералого-геохимических особенностей имеют много общего и генетически относятся к одной и той же первой интрузивной фазе внедрения, геохимия отдельных элементов обоих типов железных руд дается совместно.

Приведенные ниже геохимические особенности титаномагнетитовых руд, а также особенности поведения отдельных элементов: Fe, Ti, V, Mn, Cr, Co, Ni, Mg, Si, в том числе и вредных примесей, входящих в состав этих руд, основаны на данных минералогических исследований, химических и полуколичественных спектральных анализов руд и минералов. В составе титаномагнетитовых руд химические и спектральные анализы показали наличие 26 химических элементов, причем постоянно присутствуют 13, часто—8 элементов, а остальные встречаются редко. К числу редко встречающихся элементов относятся Nb, Yt, Ge, Sr и K, которые ввиду незначительного содержания (тысячные и сотые доли процента) не приводятся в таблице.

В качестве вредных примесей в выделенных типах титаномагнетитовых руд присутствуют сера—0,04%, пятиокись фосфора—0,05—0,08%, мышьяк отсутствует.

Пробирные анализы редко- и густовкрапленных титаномагнетитовых руд показывают содержание Au, Ag и Pt от сотых до десятых г/т.

Сопоставление результатов химических и полуколичественных спектральных анализов разных типов титаномагнетитовых руд месторождения показывает, что существует прямая корреляционная связь между содержаниями железа, титана и ванадия, причем наблюдается закономерное повышение Ti и V с увеличением содержания Fe. Эта связь в отношении магния и кремния обратная.

Обычно в бедных редковкрапленных титаномагнетитовых рудах среднее содержание MgO и SiO₂ в отдельности составляет 28—29%, между тем в массивных богатых титаномагнетитовых рудах содержание этих компонентов понижается соответственно до 2,5% и 5,8%. Средняя густовкрапленная титаномагнетитовая руда по содержанию этих компонентов

занимает промежуточное положение. В бедных редковкрапленных титаномагнетитовых рудах высокое содержание MgO и SiO_2 обусловлено большим количеством нерудных минералов, в частности оливина и серпентина.

В вещественном составе титаномагнетитовых руд Сваранцкого месторождения, наряду с Ti и V , химические анализы почти постоянно показывают содержание ценных примесей: Mn , Cr и Co , в количествах, представляющих практический интерес (табл. 9). Так как оруденение Сваранцкого месторождения по существу является заключительным этапом пороодообразования ультраосновной-основной магмы первой фазы внедрения Арамаздского интрузивного массива, то для установления закономерностей распределения вышеперечисленных элементов как в титаномагнетитовых рудах, так и в рудовмещающих магнетитовых габбро ниже, на общем фоне этого эволюционного процесса рассматриваются их геологические особенности (тип соединения, степень концентрации или рассеяния, условия их образования и характер миграции).

Железо является самым характерным, широко распространенным и ведущим элементом титаномагнетитовых руд и рудовмещающих магнетитовых габбро Сваранцкого месторождения. Высокая концентрация его установлена в поздних ультраосновных дифференциатах—титаномагнетитовых оливинитах, перидотитах и пироксенитах; в рудовмещающих магнетитовых троктолитах и оливиновых габбро концентрация его ниже. Ультраосновные и основные интрузивные образования являются главными носителями железа, в которых оно концентрируется в виде окисного соединения—магнетита. На Сваранцком месторождении по генетическому принципу следует различать три разновидности магнетита: сегрегационный в рудовмещающих габбро, ранне- и позднемагматический—в оливинитах и постмагматический (вторичный) в серпентинизированных оливинитах и серпентинитах.

Сегрегационный магнетит принадлежит к начальной стадии железорудных образований и представлен, главным образом, вкрапленным типом оруденения среди троктолитов и оливиновых габбро. Интересным и показательным

является тот факт, что в отмеченных габброидах наблюдается постоянная приуроченность сегрегационного **магнетита** к меланократовым главным породообразующим минералам—оливину и пироксену.

Ранне- и позднематматический магнетит приурочен к ультраосновным породам, среди которых оруденение (титаномagnetитовый тип) представлено разнообразными формами.

По А. П. Виноградову (1962), ультраосновные породы содержат 9,85% Fe (из коих 4,62% Fe_2O_3 и 8,01% FeO), а основные—8,56% Fe (или 4,22% Fe_2O_3 и 6,8% FeO).

Как видно из результатов химических анализов (табл. 9), ультраосновные дифференциаты—бедные редковкрапленные и средние густовкрапленные титаномagnetитовые оливиниты Свараньского месторождения—в два-три раза богаче железом, чем аналогичные породы вообще. Так, содержание железа в бедных редковкрапленных титаномagnetитовых рудах составляет в среднем 18—22%, в средних густовкрапленных титаномagnetитовых рудах 24—30%, а в богатых массивных титаномagnetитовых рудах 33—55%.

По данным химических анализов, рудовмещающие габброиды содержат Fe до 10—13%. Содержание его постепенно возрастает по направлению от рудовмещающих стратифицированных габброидов, бедных редковкрапленных, средних густовкрапленных титаномagnetитовых оливинитов вплоть до богатых массивных титаномagnetитовых руд. Однако установлено, что рудовмещающие magnetитовые габбро и титаномagnetитовые оливиниты по времени образования довольно четко различаются. Несколько отличаются также вкрапленные титаномagnetитовые оливиниты от богатых массивных титаномagnetитовых руд, где последние являются явно более поздними выделениями, образуя секущие жилы, прожилки, струи, шлиры и другие формы. Различия во времени образования рудовмещающих magnetитовых габбро, вкрапленных титаномagnetитовых оливинитов и богатых массивных титаномagnetитовых руд не могли не отразиться на их химическом составе и степени концентрации как железа, так и его спутников.

Таблица 14

Химический состав магнетитов из титаномagnetитовых руд и рудовмещающих габброидов
Сваранского железорудного месторождения (по данным химических анализов в%)

№ пп	№ проб	Характеристика проб	Компоненты									
			Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MgO	V ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Сумма
1	10/60	Магнетит из оливни- вых габбро	52,95	33,40	5,27	0,79	0,15	0,29	0,25	—	5,6	98,70
2	250/60	Магнетит из богатой массивной титаномag- нетитовой руды	51,64	32,06	7,22	2,85	0,62	—	—	3,07	1,01	98,47
3	1/59	Магнетит из богатой массивной титаномag- нетитовой руды	54,70	31,86	8,52	3,38	0,20	0,29	не обн.	—	1,72	100,67

Примечание: "—" означает, что определение данного элемента не произведено.

Результаты исследований отмеченных типов титаномagnetитовых руд и вмещающих магнетитовых габброидов позволяют достаточно определенно установить, что как железо, так и его спутники подчиняются общему принципу миграции и закономерности распределения. Сущность этой закономерности заключается в том, что степень концентрации железа и его спутников прогрессивно увеличивается по направлению от наиболее ранней стадии раннемагматического этапа (сегрегационной) к позднемагматическому, поэтому высокая концентрация железа встречается в наиболее поздней стадии позднемагматического этапа кристаллизации рудной магмы.

Для выяснения физико-химических условий концентрации железа и образования магнетита на каждом отдельном этапе и стадии породо- и рудообразования ультраосновной-основной магмы Арамазского интрузива важное значение имеет химический состав магнетита, соотношения окисного и закисного железа в магнетите, титаномagnetитовых рудах и магнетитовых габбро. С этой целью химическому и полуколичественному спектральному анализу подвергнуты сегрегационный и позднемагматический магнетиты.

В химическом составе позднемагматического магнетита обнаруживается высокое содержание двуокиси титана до 7—8,5% и пятиокиси ванадия 0,62%. Полуколичественные спектральные и химические анализы в магнетитах постоянно показывают также Co 0,01—0,04%.

При сравнении результатов химических и полуколичественных спектральных анализов выяснилось, что магнетиты ранне- и позднемагматического этапов отличаются по количественному соотношению элементов-примесей, т. е. магнетит позднемагматического этапа по сравнению с сегрегационным магнетитом отличается повышенным содержанием TiO_2 , V_2O_5 , Al_2O_3 и других компонентов.

Химические анализы показывают, что магнетиты из рудовмещающих магнетитовых габбро и различных титаномagnetитовых руд характеризуются высоким содержанием закисного железа. Коэффициент соотношения окисного и закисного железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$) обычно больше единицы и колеблется в пределах от 1 до 1,6. Для магнетита из рудовме-

шающих магнетитовых габбро бедных редковкрапленных, средних густовкрапленных и богатых массивных титаномagnetитовых руд коэффициент соотношения окисного и закисного железа неодинаков и соответственно составляет 1,1; 1,2; 1,6; 1,6. Из полученных данных видно:

а) чем богаче титаномagnetитовая руда, тем выше коэффициент соотношения окисного и закисного железа, т. е. наблюдается прямая взаимосвязь между абсолютным содержанием железа и его **трехвалентным окислом**;

б) коэффициент соотношения окисного и закисного железа магнетитов из богатых массивных титаномagnetитовых руд составляет 1,6 вместо 2,2 теоретической формулы, что указывает на избыток закисного железа в составе магнетитов Сваранцкого месторождения;

в) наиболее высокое значение коэффициента соотношения окисного и закисного железа характерно для магнетитов из богатых титаномagnetитовых руд.

Приведенные факты указывают на изменение среды в сторону ослабления восстановительных условий, что сопровождается частичным окислением закисного железа в окисное при образовании магнетита.

Для установления физико-химических условий среды, при которых образовался магнетит Сваранцкого месторождения, прежде всего необходимо знать формы нахождения железа и кислорода в магматическом расплаве.

В глубинной магме источником кислорода обычно считают воду. Однако известно, что вода в магматическом расплаве находится в ионизированном состоянии (H^+ и OH^-), поэтому при образовании магнетита она играет роль окислительного агента.

Как справедливо указывал А. С. Уклонский (1953), для образования магнетита при кристаллизации магмы требуется, чтобы часть двухвалентного железа перешла в трехвалентное, иначе говоря, необходимо частичное окисление закиси железа до окиси под воздействием гидроксила.

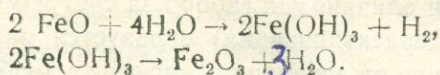
В магматических условиях магнетит образуется при участии гидроксила, путем частичного окисления закисного железа до окисного с одновременным высвобождением водорода,

Сравнительная характеристика раннемагматических и позднемагматических магнетитов Сваранцкого железорудного месторождения
(по данным полуколичественных спектральных анализов, в %)

Этапы	№ проб	Наименование пород и руд	Э л е м е н т ы															
			Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Zr	Cu	Ag	Ga	Sr
Раннемагматический	10а	Магнетит из амфиболизированных габбро	≥5	3,0	1—3	1—3	>10	≥0,3	≥0,03	0,01—0,03	~3,0	0,1—0,3	—	0,003—0,01	~0,1	×	0,1—0,3	×
	10б	Магнетит из амфиболизированных габбро	1—3	0,3	0,3	0,3	>10	~0,3	~0,003	0,003	~1,0	~0,03	~0,001	—	0,03	≥0,0001	~0,003	~0,003
	28	Магнетит из оливковых габбро	1—5	≥0,3	1—3	1—3	>10	~0,3	>0,01	~0,01	1—3	0,1—0,3	~0,003	?	~0,01	×	0,01	×
Позднемагматический	1/59	Магнетит из массивных титаномagnetитовых руд	0,3—1,0	≥3,0	3—10	0,03—0,1	>10	≥0,3	≥0,1	≥0,03	3—10	0,3—1,0	0,01—0,03	~0,01	0,01—0,03	0,0001—0,0003	0,03	0,001
	231в	Магнетит из массивных титаномagnetитовых руд	~1,0	≥3,0	3—10	0,1	>10	~0,3	0,03—0,1	≥0,01	~3	0,1—0,3	0,1—0,3	0,001—0,003	0,0003—0,001	—	0,03	0,001
	250	Магнетит из массивных титаномagnetитовых руд	~1,0	3—10	3—10	0,03	>10	~0,3	~0,03	0,01—0,03	≥3	0,3	1,0	~0,003	~0,001	—	0,03	0,0003

а последний, в свою очередь, может с гидроксидом давать воду.

Эта реакция представлена так:



Окисление двухвалентного железа в трехвалентное легче протекает в щелочной среде, так как последняя, снижая окислительный потенциал железа, способствует реакциям окисления.

В. В. Щербина (1953) указывает, что в магматических условиях вода и уголекислота успешно содействуют переносу кислорода (когда свободный кислород отсутствует) и активно участвует как в окислительных, так и в восстановительных реакциях.

Из всего вышеизложенного следует, что бедные редко-вкрапленные титаномagnetитовые руды (титаномagnetитовые оливиниты) образовались в более восстановительных условиях, чем средние густовкрапленные, а богатые массивные титаномagnetитовые руды в еще менее восстановительных, слабо щелочных условиях. Подтверждением этому является прогрессирующее значение величины коэффициентов соотношения окисного и закисного железа как в указанных рудах, так и в magnetитах из этих же руд.

Широкое развитие серпентинизации во вкрапленных титаномagnetитовых рудах свидетельствует о том, что рудная магма была богата водой, которая сыграла роль частичного окислителя закисного железа в окисное, необходимое для образования magnetита в магматических условиях.

Если учесть общепринятое положение о том, что остаточная рудная магма на конечном этапе рудообразования обогащается минерализаторами, в том числе и водой, то можно предположить большее окисляющее значение воды при образовании magnetита в поздней стадии рудного процесса. Оливин, в состав которого входит только закисное железо, образуется в наиболее раннюю стадию рудного процесса. Отсюда вытекает еще один вывод о том, что на ранних стадиях рудообразования вода не принимала участия в химических реакциях.

В бедных редковкрапленных, средних густовкрапленных титаномagnetитовых рудах и рудовмещающих magnetитовых троктолитах и оливиновых габбро за счет изменения оливина (в процессе серпентинизации) образуется magnetит (вторичный). В отличие от первичного magnetита (собственно магматического), являющегося результатом кристаллизации остаточного рудного расплава, вторичный magnetит—продукт разложения оливина под воздействием послемагматических гидротермальных растворов, генетически связанных с теми же ультраосновными и основными образованиями. Серпентинизация происходит в окислительной обстановке.

В этих условиях, в результате разложения оливина, часть освобожденного закисного железа превращается в окисное, образуя вторичный magnetит.

Титан, несмотря на широкую распространенность, до сих пор относится к числу редких элементов. Он является одним из наиболее характерных и распространенных элементов Сваранцкого месторождения. По данным 204 полуколичественных спектральных и 51 химических анализов, в составе 27 минералов из различных типов руд и горных пород месторождения установлено высокое содержание титана.

Ниже приводятся данные о типах соединений, содержании, характере концентрации и закономерностях распределения титана только в титаномagnetитовых рудах и рудовмещающих рудных габбро месторождения.

В титаномagnetитовых рудах титан в основном представлен ильменитом. Последний образует как самостоятельные ангедральные зерна в межзерновых пространствах magnetита, так и тонкопластинчатые выделения среди зерен magnetита. Если в титаномagnetитовых рудах единственным минералом является ильменит, то в рудовмещающих magnetитовых габбро развито также его силикатное соединение—сфен или титанит (в качестве акцессорного минерала).

По данным химических анализов, среднее содержание двуокиси титана в бедных редковкрапленных титаномagnetитовых рудах составляет 0,8—1%, в средних густовкрапленных титаномagnetитовых рудах—1,5—2%, а в богатых прожил-

ково-шлировых и массивных титаномагнетитовых рудах— 2,5—3,8%.

При сравнении полученных данных обнаруживается определенная корреляционная связь между содержаниями железа и титана в титаномагнетитовых рудах, т. е. с повышением содержания железа повышается и содержание титана. Наиболее высокое содержание двуокиси титана (7,22 и 8,52%) характерно для чистоотборных магнетитов из богатых массивных титаномагнетитовых руд.

При сопоставлении результатов многочисленных химических анализов выясняется, что отношение содержания титана к железу для рудовмещающих магнетитовых габбро, бедных редковкрапленных, средних густовкрапленных и богатых массивных титаномагнетитовых руд и рудовмещающих магнетитовых габбро является постоянной величиной и колеблется в пределах от 1:33 до 1:15. Как видно из табл. 9, от бедных редковкрапленных к богатым массивным титаномагнетитовым рудам устанавливается постоянное повышение содержания титана в абсолютных цифрах и увеличение относительного содержания титана к железу. В поздней стадии рудного процесса концентрация титана происходит в два с лишним раза интенсивнее железа.

Бедные редковкрапленные титаномагнетитовые руды, являющиеся господствующим типом среди титаномагнетитовых руд, характеризуются низким значением отношения содержания титана к железу (1:33,3). Это отношение для средних густовкрапленных титаномагнетитовых руд и рудовмещающих магнетитовых габбро очень близко и составляет соответственно 1:24,7 и 1:23,7. Выявленная прямая зависимость содержания титана от содержания железа в различных типах титаномагнетитовых руд и рудовмещающих магнетитовых габбро подтверждается данными магнитных и электромагнитных сепараций. После обогащения средних густовкрапленных и прожилково-шлировых титаномагнетитовых руд с содержанием Fe 34,61% и TiO_2 2,08% (в исходной руде) в полученном магнитном концентрате содержание железа составляет 52,64%, а двуокиси титана 4,36%.

Полуколичественные спектральные и химические анали-

зы в породообразующих минералах (пироксен, оливин, биотит) из рудовмещающих магнетитовых габбро показывают содержание двуокси титана в количестве 2,1—3,0%. Часть титана из суммы 0,48, установленная в рудовмещающих магнетитовых габбро в качестве изоморфной или абсорбционной примеси, связана с силикатными минералами. В отношении титаносности магнетитовых руд роль силикатов незначительная.

Результаты термодинамических расчетов показали, что при совместном существовании силикатов и окислов железа титан находится преимущественно в окисных фазах.

Наиболее интенсивная концентрация титана происходила в последнюю (заключительную) стадию кристаллизации остаточного рудного расплава, по-видимому, богатого минерализаторами, о чем свидетельствует возрастание относительного количества титана к железу—два с лишним раза—в богатых массивных титаномagnetитовых рудах по сравнению с бедными титаномagnetитовыми рудами (табл. 16).

Таблица 16

Содержание титана и железа в рудовмещающих габброидах и титаномagnetитовых рудах и их соотношения (по данным химических анализов, в %)

Наименование пород и руд	Компоненты		
	Содержание в %		Ti : Fe
	Fe	Ti	
Рудовмещающее магнетитовое габбро (среднее из 13 анализов)	11,38	0,48	1:23,7
Бедная редковкрапленная титаномagnetитовая руда (среднее из 17 анализов)	20,00	0,60	1:33,3
Средняя густовкрапленная титаномagnetитовая руда (среднее из 8 анализов)	26,00	1,05	1:24,7
Богатая прожилково-шпировая и массивная титаномagnetитовая руда (среднее из 11 анализов)	46,50	3,15	1:14,7

Как отмечалось, титан концентрируется, главным образом, в позднюю стадию позднемагматического этапа формирования ультраосновных рудных образований первой фазы

внедрения Арамаздского массива. Наши данные подтверждаются исследованиями И. И. Малышева. В отличие от высказываний ряда исследователей, которые считают титан типичным элементом протокристаллизации, многолетними исследованиями И. И. Малышева убедительно доказано, что титан накапливается в позднемагматическую стадию формирования интрузивов основного состава, часто образуя промышленную концентрацию.

И. И. Малышев (1957) указывает, что в остаточном рудном расплаве скопление четырехвалентного титана при наличии двухвалентного железа приводит к образованию ильменита так же, как в тех же магматических условиях трехвалентное железо с двухвалентным образует магнетит. Следовательно, в остаточном рудном расплаве одновременное накопление Fe^{+2} , Fe^{+3} и Ti^{+4} приводит к образованию магнетита и ильменита, которые при высоких температурах находятся в виде механических смесей, а при дальнейшем падении температуры образуют магнетит и ильменит, причем ильменит в виде тонких пластинок выделяется среди зерен магнетита.

Ванадий — третий элемент семейства железа, широко распространенный в титаномагнетитовых рудах и рудовмещающих основных породах Сваранцкого месторождения. Еще в 1959 г., при минералого-геохимическом исследовании, в титаномагнетитовых рудах и рудовмещающих магнетитовых габбро нами установлено высокое содержание пятиоксида ванадия. Далее, с целью выяснения закономерности распределения ванадия в отмеченных рудах и породах, химическим и полуколичественным спектральным анализом подвергнуты многочисленные представительные пробы. Выяснилось, что рудовмещающие магнетитовые габбро в среднем содержат 0,01—0,03%, бедные редковкрапленные титаномагнетитовые руды 0,03—0,07%, средние густовкрапленные титаномагнетитовые руды 0,1—0,2%, богатые массивные титаномагнетитовые руды 0,2—0,4% V_2O_5 .

Богатые массивные титаномагнетитовые руды содержат в 15, средние густовкрапленные титаномагнетитовые руды в

8, редковкрапленные титаномagnetитовые руды в 2—3 раза больше V_2O_5 , чем рудовмещающие magnetитовые габбро.

Рудовмещающие magnetитовые габбро от титаномagnetитовых руд отличаются не только сравнительно низким содержанием пятиокси ванадия в абсолютных цифрах, но и отношением ванадия к железу. Аналогичная картина содержаний пятиокси ванадия наблюдается и для magnetитов из рудовмещающих рудных габбро по сравнению с magnetитами из титаномagnetитовых руд. Согласно данным А. П. Виноградова, содержание ванадия в ультраосновных породах меньше, чем в основных (0,004% и 0,02%), между тем, как видно из вышеприведенных данных, в аналогичных породах Сваранцкого месторождения наблюдается обратная картина. Эта противоречивость еще раз подтверждает данные о своеобразии и генетическом типе образования ультраосновных рудных дифференциатов и проливает свет на многое новое как в петрологии изверженных горных пород, так и геохимии ванадия в этих интрузивных образованиях.

Сущность закономерности распределения ванадия в рудовмещающих magnetитовых габбро и титаномagnetитовых оливинитах вплоть до массивных титаномagnetитовых руд Сваранцкого месторождения заключается в том, что ванадий накапливается в позднюю стадию позднемагматического этапа собственно магматического процесса.

Подобная же закономерность распределения ванадия отмечается П. Г. Пантелеевым (1938) в аналогичных месторождениях Урала (Качканарское, Первоуральское).

Наблюдаемая закономерность подтверждается также опытом магнитного обогащения. Так, из средних густовкрапленных титаномagnetитовых руд (в исходной руде 0,05—0,08% V_2O_5) получен магнитный концентрат, в котором содержание пятиокси ванадия составляет 0,4—0,5%.

В magnetитовых рудах Сваранцкого месторождения подобно титану содержание ванадия повышается с повышением содержания железа; ванадий обнаруживает тенденцию к накоплению в позднюю стадию кристаллизации магматического рудного расплава.

Таблица 17

Содержание главных рудных компонентов в габброидах и титаномагнетитовых рудах (по данным химических анализов, в ‰)

№ пробы	Наименование пробы	Компоненты					
		Fe	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	CoO
229	Магнетитовый троктолит	10,89	0,51	0,012	0,11	0,13	0,01
448	Амфиболизированное магнетитовое габбро	12,23	1,05	0,037	0,18	0,14	0,01
3	Бедная титаномагнетитовая руда	18,09	0,65	0,020	—	0,38	0,03
14/62	Бедная титаномагнетитовая руда	21,75	0,70	0,075	0,40	0,34	0,03
390	Средняя титаномагнетитовая руда	24,10	0,72	0,080	0,39	0,34	0,04
416	Средняя титаномагнетитовая руда	34,31	1,94	0,25	0,29	0,36	0,04
21	Богатая титаномагнетитовая руда	47,48	2,04	0,22	0,50	0,38	0,04
260	Богатая массивная титаномагнетитовая руда	57,87	3,80	0,65	0,92	0,58	0,04
15/62	Богатая массивная титаномагнетитовая руда	58,57	3,76	1,00	1,09	0,72	0,06

Отсутствие самостоятельных ванадиевых минералов* при наличии относительно высокого содержания ванадия свидетельствует о том, что ванадий в титаномагнетитовых рудах и рудовмещающих магнетитовых габбро распространен в виде изоморфной примеси в кислородных соединениях железа и титана (магнетит, ильменомангнетит и ильменит). Из геохимии ванадия известно, что он входит в состав (или в кристаллическую решетку) магнетита, изоморфно замещая в нем трехвалентное железо и четырехвалентный титан, которые имеют близкие размеры ионных радиусов (для Fe³⁺ 0,67 Å; V³⁺ 0,65 Å; Ti⁴⁺ 0,64 Å).

Наряду с близким ионным радиусом ванадий характеризуется также сходной атомной структурой с железом и тита-

* Несмотря на тщательное минералогическое изучение, нам не удалось в титаномагнетитовых рудах исследуемого месторождения обнаружить минералы ванадия, в частности кулсонит, характерный для титаномагнетитовых руд собственно магматического происхождения.

ном, что, в свою очередь, способствует их изоморфному замещению. Следовательно, широкое распространение ванадия в титаномагнетитовых рудах и частично в рудных габбро Сваранцкого месторождения объясняется близостью его ионного радиуса и энергетического потенциала с трехвалентным железом и четырехвалентным титаном, которые изоморфно замещаются этим элементом в магматических условиях.

Склонность ванадия к образованию кислородных соединений приводит к накоплению его в позднемагматическом этапе. При этом большое значение имело количественное соотношение кислорода, двухвалентного и трехвалентного железа и дальнейшее изменение их соотношения в магматическом рудном расплаве. Но известно, что рудная магма характеризуется недостатком кислорода, и химическое родство между FeO , Fe_2O_3 и кислородом сильнее, чем между последним и ванадием, поэтому возможность образования самостоятельного ванадиевого минерала исключается.

Марганец. Согласно данным более десяти химических анализов, среднее содержание марганца в ультраосновных породах в два раза выше (MnO 0,34%), чем его кларк в аналогичных породах по А. П. Виноградову. Между тем в рудовмещающих габброидах, наоборот, среднее содержание марганца (MnO 0,13%; среднее из 9 химических определений) примерно в два раза ниже его кларка.

Из приведенных данных следует, что в основных и ультраосновных породах Сваранцкого месторождения закономерности распределения и концентрации марганца резко отличаются от общеизвестных закономерностей геохимии этого элемента в аналогичных породах и вообще. Это отличие заключается в том, что марганец в основных породах как правило, имеет высокую концентрацию, а в породах рассматриваемого месторождения, наоборот, высокая концентрация его связана с ультраосновными дифференциатами.

При переходе от вмещающих габброидов к бедным редко-вкрапленным и средним густовкрапленным титаномагнетитовым оливинитам, вплоть до богатых массивных титаномагне-

титовых руд, содержание марганца в абсолютных цифрах повышается, но отношение его к железу почти не меняется.

В некоторых пробах из богатых массивных титаномагнетитовых руд и чисто отобранных магнетитов обнаружено сравнительно высокое содержание марганца.

Магнетиты из богатых массивных титаномагнетитовых руд отличаются высоким содержанием двуокиси марганца (0,66% MnO), по сравнению с магнетитами из рудовмещающих габброидов (0,43% MnO).

По данным химических анализов Уралмеханобра в магнитном концентрате из руд Сваранцкого месторождения содержание двуокиси марганца составляет 0,40%.

С целью установления формы нахождения марганца в титаномагнетитовых оливинитах магнитные концентраты и силикатные (оливиновые) части подверглись химическим и полуколичественным спектральным анализам. Выяснилось, что содержание двуокиси марганца в магнитных концентратах в среднем составляет 0,37%, а в силикатных частях— 0,33%.

Так как в основных и ультраосновных породах и массивных титаномагнетитовых рудах месторождения никаких марганцевых минералов не встречается, то следует предположить, что элемент находится в виде изоморфной примеси в кристаллических решетках магнетита и оливина.

И. В. Вернадский (1937) допускал, что в горных породах марганец в двухвалентной форме содержится в кристаллических решетках железистых минералов в рассеянном виде, в которых он изоморфно замещает двухвалентное железо. Это обусловлено геохимическими особенностями двухвалентного железа и марганца, тем более, что они имеют близкие ионные радиусы (Mn^{2+} 0,91 Å; Fe^{2+} 0,83 Å).

Никель. Основные, в частности ультраосновные, породы Сваранцкого железорудного месторождения содержат значительно меньше никеля, чем его кларк* в аналогичных породах по А. П. Виноградову. По данным полуколичественных

* По А. П. Виноградову, кларк никеля в основных породах составляет 0,016%, а в ультраосновных породах—0,2%.

спектральных анализов, содержание никеля во вмещающих габброидах составляет 0,01 % (среднее из 23 анализов), в редковкрапленных и густовкрапленных титаномагнетитовых оливинитах и в богатых массивных титаномагнетитовых рудах— 0,05 % (среднее из 32 анализов).

Как показали результаты химических анализов (табл. 18), начиная от редко- и густовкрапленных титаномагнетитовых руд, включая богатые массивные руды, вплоть до мономинеральных фракций магнетитов, абсолютное содержание никеля увеличивается.

Таблица 18

Содержание никеля в различных типах титаномагнетитовых руд и магнетитах (по данным химических анализов)

№ проб	Наименование проб	Содержание Ni в ‰
22	Редко- и густовкрапленный титаномагнетитовый оливинит	0,008
21и	Редко- и густовкрапленный титаномагнетитовый оливинит	0,008
21к	Магнитный концентрат из редко- и густовкрапленных титаномагнетитовых оливинитов (проба № 21и)	0,017
256х	Богатая массивная титаномагнетитовая руда	0,039
28/63	Чисто отобранный магнетит из вмещающих габброидов	0,039
50/63	Чисто отобранный магнетит из богатой массивной титаномагнетитовой руды	0,068

Содержание никеля в титаномагнетитовых оливинитах находится в прямой зависимости от количества магнетита.

С целью выяснения достоверности наблюдаемой закономерности, а именно—зависимости содержания никеля от количества магнетитов, а также возможности нахождения силикатного никеля в титаномагнетитовых оливинитах, получены магнитный концентрат и силикатная фракция (состоящая из оливина и продуктов его изменения, главным образом серпентина).

Химические анализы показывают, что содержание никеля в магнитном концентрате (0,010%) в два раза больше, чем в хвостах (0,005%), т. е. никель в основном связан с магнети-

том. В то же время небольшая часть в виде силикатного никеля магнитной сепарации переходит в хвосты. Из-за отсутствия самостоятельных никелевых минералов в рассматриваемых породах можно предположить изоморфное замещение никелем железа в магнетите и магнезия—в оливине. Таким образом, тенденция концентрации никеля в магнетите, особенно в богатых массивных титаномагнетитовых рудах, явно свидетельствует о накоплении его в поздних стадиях породо- и рудообразовательных процессов, с одной стороны, и тесной связи никеля с железом—с другой.

Хром, являясь характерным элементом группы железа, в качестве изоморфной примеси постоянно присутствует в титаномагнетитовых рудах и рудовмещающих магнетитовых габбро исследуемого месторождения. Среднее содержание хрома в габброидах, по сравнению с кларковым (0,02% Cr) в аналогичных породах, по А. П. Виноградову, примерно в три-четыре раза повышено. Ультраосновные рудные дифференциаты также отличаются высоким содержанием хрома (0,35% Cr_2O_3). Наиболее высокое содержание хрома характерно для богатых массивных титаномагнетитовых руд, в которых содержание Cr_2O_3 колеблется в пределах 0,50—1,09% (по данным трех химических определений, табл. 9).

По данным химических анализов чисто отобранные магнетиты из рудовмещающих троктолитов и оливиновых габбро содержат 0,24% Cr_2O_3 , а магнетиты из богатых массивных титаномагнетитовых руд 0,72% Cr_2O_3 (в три раза больше).

Сравнение средних содержаний хрома в исходных титаномагнетитовых оливинитах и магнитных концентратах показывают, что хром преимущественно переходит в магнитный концентрат.

Выявленная закономерность подтверждается также данными химических анализов Уралмеханобра и НИГМИ Арм. ССР. По их данным, содержание хрома в исходных титаномагнетитовых рудах составляет 0,085%, а в магнитных концентратах—0,48%.

При обогащении титаномагнетитовых оливинитов, переход хрома в магнитный концентрат подтверждается также полуквантитативными спектральными анализами (табл. 19) маг-

нитных концентратов и хвостов (состоящих из силикатных минералов—оливина и серпентина).

Таблица 19

Содержание хрома в редко- и густовкрапленных титаномagnetитовых рудах (по данным полуколичественных спектральных анализов)

№ проб	Наименование проб	Содержание Cr в ‰	
		в магнитных концентратах	в хвостах (оливинит)
21	Редко- и густовкрапленный титаномagnetитовый оливинит	0,1	0,003—0,01
813	То же	0,03	0,003
814	То же	0,1	0,003

Вместе с тем, отсутствие хромовых минералов и низкое содержание хрома позволяют предположить изоморфное вхождение этого элемента, главным образом, в магнетит, в силу того, что трехвалентные катионы железа (Fe^{3+} 0,67 Å) и хрома (Cr^{3+} 0,65 Å), а также катионы четырехвалентного титана (Ti^{4+} 0,64 Å) имеют очень близкие ионные радиусы.

Имеющиеся химические анализы показывают, что от рудовмещающих габброндов и бедных редко- и густовкрапленных титаномagnetитовых руд, включая богатые массивные титаномagnetитовые руды, повышается содержание хрома в абсолютных цифрах и увеличивается соотношение его к железу. Наблюдается прямая корреляционная связь между содержаниями хрома, титана, ванадия и железа, что определенным образом свидетельствует о геохимической близости поведения этих элементов и тесной связи их с железом. Следовательно, подобно отмеченным элементам, в процессе образования титаномagnetитовых оливинитов хром постоянно накапливается в поздних стадиях дифференциации ультраосновной-основной магмы. Сущность геохимического поведения хрома в основных и ультраосновных рудных дифференциатах Свараньского месторождения заключается в том, что он в качестве изоморфной примеси входит в основном в магнетит и частично в оливин.

Кобальт в титаномagnetитовых рудах и рудовмещающих magnetитовых габбро присутствует в количестве сотых долей процента (0,01—0,06% CoO). Данные химических анализов (табл. 9) показывают, что аналогично распределению ванадия, содержание кобальта в абсолютных цифрах, начиная от рудовмещающих magnetитовых габбро и бедных редковкрапленных руд к богатым массивным титаномagnetитовым рудам, увеличивается, но соотношение его к железу уменьшается. Повышенное соотношение кобальта к железу в рудовмещающих породах и бедных редковкрапленных титаномagnetитовых рудах (оливинитах), по всей вероятности, обусловлено изоморфным замещением этого элемента в силикатах (силикатный кобальт).

Как указывалось выше, ультраосновная-основная магма в раннем этапе минералообразования отличалась наиболее высоким содержанием закисного железа, что способствовало изоморфному замещению двухвалентных катионов железа кобальтом (их ионные радиусы близки: Fe^{2+} 0,83 Å, Co^{2+} 0,82 Å) в силикатных минералах.

Увеличение абсолютного содержания кобальта от рудовмещающих титаномagnetитовых габбро и бедных редковкрапленных титаномagnetитовых руд к богатым массивным титаномagnetитовым рудам позволяет думать о существовании прямой зависимости содержания кобальта от количества железа.

Магний является одним из главных и наиболее характерных элементов ультраосновных и основных пород. Согласно данным химических анализов, рудовмещающие magnetитовые габброиды содержат 7,48% MgO (среднее из восьми определений), что соответствует его кларковой цифре (7,5% MgO или 4,5% Mg) по А. П. Виноградову. Рудовмещающие magnetитовые габбро (троктолиты и оливиновые габбро) содержат в два раза больше MgO, чем нормальные и амфиболитизированные габбро.

На Сваранцком месторождении ультраосновные дифференциаты—титаномagnetитовые оливиниты характеризуются повышенным содержанием двуокиси магния (табл. 9) по сравнению с его кларком (14,1 Mg). В бедных редковкрап-

ленных и средних густовкрапленных титаномagnetитовых оливинитах содержание MgO (а также SiO_2) колеблется в широких пределах 20—30%. По праву магний называется элементом ультраосновных пород.

В богатых массивных титаномagnetитовых рудах содержание двуокиси магния понижается до минимального значения (5—6%). В чисто отобранных magnetитах и ильменомagnetитах из богатых массивных титаномagnetитовых руд отмечается 2,85% MgO . Ненормальное для magnetита содержание магния объясняется постоянным присутствием вростков шпинели в зернах magnetита. Отсюда следует, что в титаномagnetитовых рудах магний находится в виде двух соединений: силикатного и окисного.

Силикатный магний характерен для бедных редковкрапленных и средних густовкрапленных титаномagnetитовых руд месторождения, в которых он является главной составной частью оливина и серпентина.

Окисное соединение магния представлено шпинелью, которая парагенетически тесно связана с magnetитом и в виде твердого раствора широко развита среди зерен последнего. Небольшая часть магния в процессе кристаллизации рудной магмы вступает в реакцию с двухвалентным железом и трехвалентным алюминием, образуя железо-магнезиальное сложное соединение—шпинель (плеонаст).

Степень концентрации магния в раннем и позднем этапах породо- и рудообразовательного процесса различна. В процессе кристаллизационной дифференциации ультраосновной рудной магмы Арамаздского массива происходит постоянное изменение содержания MgO как в абсолютных цифрах, так и отношения его к сумме окислов железа в следующем порядке. Начиная с раннего этапа к позднему, абсолютное содержание MgO постепенно убывает. Соответственно уменьшается также коэффициент отношения MgO к сумме окислов железа в интервале 1,2—0,06. В среднем для редковкрапленных титаномagnetитовых оливинитов это соотношение составляет 1—1,1, а в богатых массивных титаномagnetитовых рудах—0,05. Следовательно, магний в основном выделяется в раннем этапе кристаллизационной дифференциации ультраосновной магмы

в виде магнезиального оливина (фаялитовая молекула составляет в среднем 12—16%). И, наконец, из коэффициентов соотношения магния к сумме окислов железа титаномагнетитовых оливинитов и богатых массивных титаномагнетитовых руд следует, что, начиная от раннего этапа образования ультраосновных рудных дифференциатов в направлении к позднему, с убыванием количества магния повышается содержание железа. Таким образом, несмотря на то, что магний и железо являются характерными и ведущими элементами ультраосновных-основных пород и находятся в одних и тех же физико-химических условиях, они подчиняются различным законам миграции и концентрации, что объясняется их химическими особенностями.

Однотипные титаномагнетитовые оливиниты, подвергшиеся в разной степени интенсивности процессу аутометаморфизма (серпентинизации), очень мало отличаются по содержанию магния. Первичный железо-магнезиальный силикат—оливин, вследствие серпентинизации, довольно легко разлагается, образуя легкорастворимые гидросиликатные соединения магния (серпентин) и вторичный магнетит. Легкорастворимость соединения магния объясняется его слабощелочным характером.

Сера, фосфор, мышьяк в железных рудах относятся к вредным примесям. Минимальные требования промышленности на вредные примеси в железных рудах исходят из следующих содержаний: сера не должна превышать 0,25%, фосфор 0,1—0,2%, мышьяк 0,05—0,07%.

Сера сравнительно часто встречается в бедных редко-вкрапленных титаномагнетитовых рудах месторождения, содержание ее обычно колеблется в пределах 0,06—0,10%, реже достигает 0,24—0,30%.

Химические анализы показали, что в средних густо-вкрапленных титаномагнетитовых рудах частота встречаемости содержания серы резко сокращается и в богатых массивных рудах она почти отсутствует. Это явление весьма закономерно и подтверждается данными минераграфических исследований. В бедных редко-вкрапленных титаномагнетитовых

рудах среди силикатной массы встречаются мелкие выделения пирита, между тем как в богатых массивных титаномагнетитовых рудах их почти нет.

Содержание серы в рудовмещающих титаномагнетитовых габбро несколько повышается и местами наблюдаются отдельные вкрапленники и прожилки пирита, размером 0,1—0,2 мм, реже 0,4—0,7 мм. По данным около 20 химических и полуколичественных спектральных анализов, фосфор и мышьяк в бедных редковкрапленных, средних густовкрапленных и богатых массивных титаномагнетитовых рудах не обнаружены. При микроскопическом изучении (в проходящем и отраженном свете) этих руд, никаких минералов фосфора и мышьяка не обнаружено.

На основе обобщения результатов проведенных минералого-геохимических исследований титаномагнетитовых руд и рудовмещающих оруденелых габбро, необходимо отметить:

1. По направлению от наиболее раннего этапа к позднему в породо- и рудообразовательных процессах первой фазы внедрения Арамаздского интрузива наблюдается закономерное увеличение абсолютного и относительного содержания суммы окислов железа. С повышением содержания железа наблюдается также и концентрация его спутников. Наивысшая концентрация железа и его спутников происходит в поздней стадии рудообразования.

2. Железо и металлы его семейства в титаномагнетитовых рудах и рудных габбро Сваранцкого месторождения, несмотря на частичные отклонения, подчиняются общим закономерностям распределения. Выяснилось, что в собственно магматических условиях рудообразования концентрации и характер миграции Ti, V, Cr, Mn и Co не случайны, они теснейшим образом связаны с геохимическим поведением железа.

3. V, Mn, Cr и Co, небольшая часть титана самостоятельных минералов не образуют, а входят в решетки окислов и силикатов железа и титана, изоморфно замещая двухвалентные и трехвалентные катионы железа и четырехвалентные катионы титана.

4. В различных типах титаномагнетитовых руд и рудных габбро месторождения наблюдается постоянная прямая

корреляционная связь между содержаниями железа и металлов его семейства. Сущность установленной закономерности распределения Ti, V, Mn, Cr и Co в различных типах титаномагнетитовых руд (бедных редковкрапленных, средних густовкрапленных и богатых массивных титаномагнетитовых) и рудовмещающих магнетитовых габбро заключается в том, что абсолютное содержание этих элементов возрастает с повышением содержания железа.

Коэффициент относительного содержания этих элементов к железу в отдельности для отмеченных типов титаномагнетитовых руд и рудных габбро является постоянной величиной.

5. Корреляционная связь между содержаниями железа, магния и кремния обратная, т. е. с повышением содержания железа уменьшается содержание MgO и SiO_2 .

6. Установленная закономерность распределения железа и элементов его семейства, а также Mg и Si, довольно хорошо увязывается с представлениями автора относительно генезиса месторождения.

4. ЭТАПЫ И СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Сваранцкое железорудное месторождение по геологическим условиям образования и характеру минерализации довольно своеобразное среди существующих рудных месторождений и рудопроявлений Баргушатского рудного района.

Изучение минерального состава и парагенетических ассоциаций минералов руд и вмещающих пород, их текстурно-структурных особенностей, а также анализ всего рудообразовательного процесса позволили на Сваранцком месторождении выделить следующие последовательные этапы эндогенной минерализации: раннемагматический, позднемагматический и послемагматический.

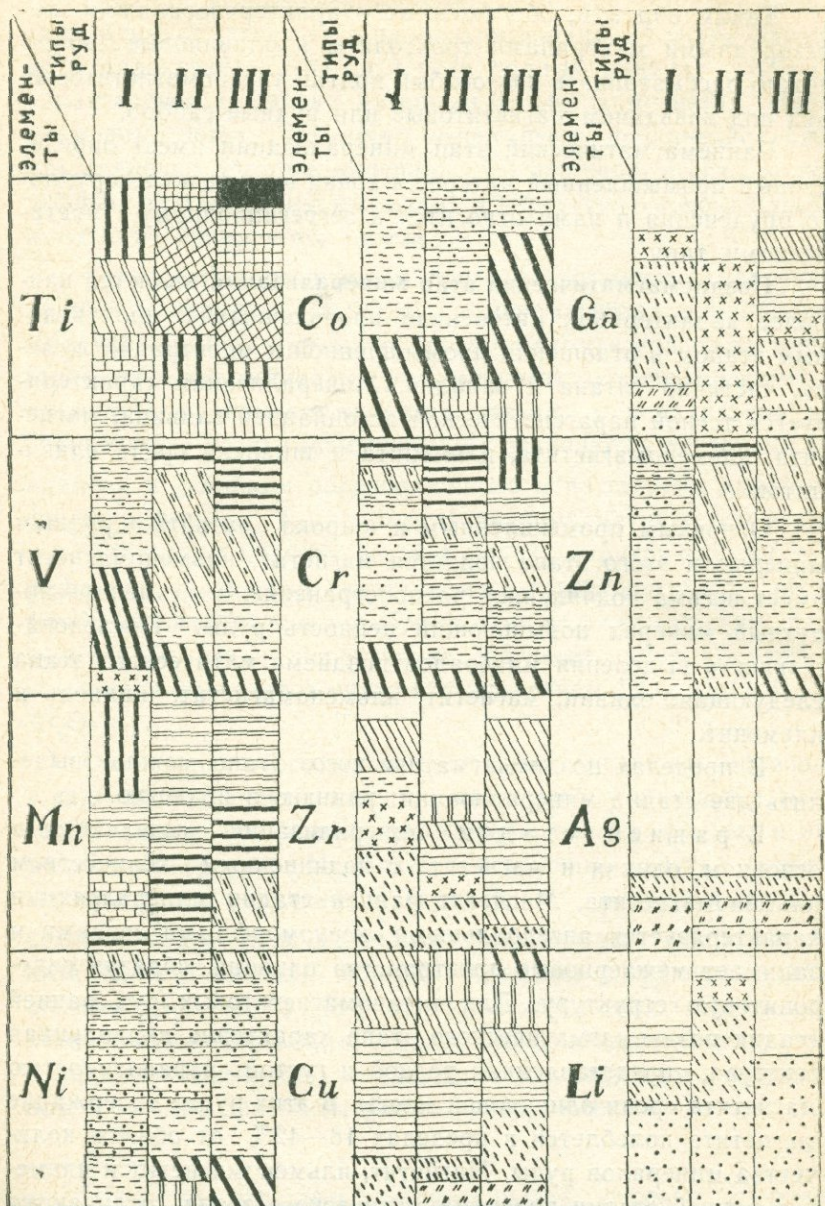
Раннемагматический этап минерализации развит лишь в рудовмещающих основных интрузивных породах: троктолитах и оливиновых габбро. Для этого этапа характерна пара-

генетическая ассоциация железорудных минералов—магнетита, ильменомagnetита и ильменита, с одной стороны, оливина и пироксена—с другой. Среди рудных минералов самым характерным и широко развитым является магнетит, затем ильменомagnetит. Ильменит имеет резко подчиненное распространение. Рудные минералы, как правило, всегда ксеноморфны по отношению к оливину и пироксену (моноклинный) и тесно ассоциируются с ними.

Установлена следующая последовательность выделения рудных минералов: магнетит, ильменомagnetит и ильменит. Как указывалось при минералого-геохимической характеристике титаномagnetитовых руд, магнетит, ильменомagnetит и ильменит раннемагматического этапа минерализации по сравнению с позднемагматическим отличаются не только по времени и условиям образования, но и по степени идиоморфизма и формам. Так, магнетит раннемагматического этапа минерализации характеризуется почти изометрическими, хорошо образованными кристаллами октаэдрического, реже ромбо-додекаэдрического облика с округлыми углами, размером 0,05—1 мм в поперечнике. Магнетит раннемагматического этапа отличается низким содержанием TiO_2 , MgO , V_2O_5 , Al_2O_3 и т. д.

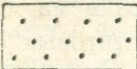
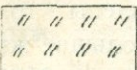
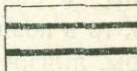
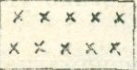
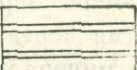
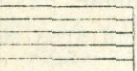
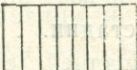
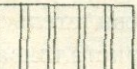
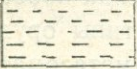
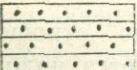
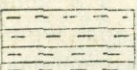
Оруденение этого этапа представлено, главным образом, в виде вкрапленности, пятен*, а также небольших шпир, линзочек, жил и прожилков вышеперечисленных рудных и нерудных минералов. Наиболее обогащенные участки титаномagnetитового оруденения характерны для троктолитов, в которых содержание магнетита, ильменомagnetита и ильменита (вместе взятых) обычно составляет в среднем 6—8%, нередко достигая 12—14% от общей массы пород. Здесь магнетит, а также остальные рудные минералы концентрируются в виде вкрапленников, в совокупности с оливином и пироксеном и хорошо диагностируются невооруженным глазом.

* Пятнистые совместные выделения рудных минералов и оливина очень характерны для троктолитов (фореленштейнов), которые являются рудовмещающими породами магнетитовых руд.



Фиг. 26. Графическое изображение распределения характерных элементов-примесей в различных типах титаномagnetитовых руд Свараньского железорудного месторождения (по данным 30 проб полуколичественных спектральных анализов).

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ к распределению элементов-примесей

	0,0003		0,1—0,3
	0,0003—0,001		0,3
	0,001		0,3—0,5
	0,001—0,003		0,3—1
	0,003		0,5
	0,003—0,01		0,5—1
	0,01		1
	0,01—0,03		1—3
	0,03		3
	0,03—0,1		>3
	0,1		

I—Бедная редковкрапленная титаномagnetитовая руда.

II—Средняя густовкрапленная и прожилково-вкрапленная титаномagnetитовая руда.

III—Богатая прожилково-шиповая и массивная титаномagnetитовая руда.

рождения падают на раннюю стадию минерализации позднемагматического этапа.

Поздняя стадия минерализации позднемагматического этапа тоже развита среди титаномagnetитовых оливинитов, т. е. вкрапленных титаномagnetитовых руд. Если рудные минералы в ранней стадии представлены только вкрапленностью, то в поздней они образуют небольшие жилы, прожилки, шлиры, линзочки, гнезда и другие формы. Наблюдается также резко повышенное содержание ильменомagnetита, ильменита и частично шпинели. Это закономерное явление подтверждается данными микроскопических исследований, химических и спектральных анализов. Соответственно увеличиваются и размеры зерен минералов.

Характерными чертами magnetита и ильменомagnetита поздней стадии минерализации являются большие размеры их зерен (1,5—3,5 мм) по сравнению с размерами этих минералов ранней стадии.

Magnetит поздней стадии позднемагматического этапа минерализации в отличие от magnetита ранней стадии этого же этапа характеризуется эвгедральными, хорошо ограниченными зернами, а руда—панидиоморфнозернистой и гипидиоморфнозернистой структурами. Все эти факты свидетельствуют о том, что физико-химические условия кристаллизации минералов ранней и поздней стадии позднемагматического этапа были разные.

Послемагматический этап минерализации является заключительным этапом эндогенного минералообразования.

В пределах района Сваранцкого месторождения пространственно различаются следующие генетические типы оруденения: автометаморфический, гидротермально-метасоматический и контактово-метасоматический.

Автометаморфический процесс по отношению к ранне- и позднемагматическим этапам является наложенным, интенсивно проявлен в ультраосновных и в меньшей степени в основных породах месторождения. Характерным и широко развитым рудным минералом автометаморфического процесса послемагматического этапа является вторичный magnetит. Наряду с вторичным magnetитом разложение оливина приводит также к образованию серпентина, причем оба

минерала всегда сопровождают друг друга. Образование вторичного магнетита и серпентина обусловлено воздействием магматических вод и минерализаторов ультраосновной-основной магмы на уже раскристаллизованный оливин, т. е. серпентинизацией последнего. Генетическое различие первичного и вторичного магнетитов заключается в том, что первый является результатом кристаллизации остаточного рудного расплава на ранне- и позднемагматических этапах, а второй — автометаморфического процесса (серпентинизации) послемагматического этапа.

Среди вторичных продуктов автометаморфического процесса часто встречаются тончайшие прожилки и зерна халькопирита и пирита, где халькопирит нередко замещается борнитом, халькозином и ковеллином.

К гидротермально-метасоматическим образованиям относятся гематитовые и рутил-андалузитовые руды, образовавшиеся в результате разложения и преобразования первичных минералов пород под воздействием гидротермальных растворов Арамаздского интрузива.

Несмотря на то, что по условиям образования рутил-андалузитовый и гематитовый типы оруденения относятся к гидротермально-метасоматическим процессам, они разорваны не только пространственно, но и по характеру и интенсивности минерализации. Минерализация вторичных кварцитов представлена парагенезисом минералов андалузита, пирита, рутила, халькопирита, пирротина, циркона и серицита.

Взаимоотношение рудных минералов позволяет в рутил-андалузитовых рудах установить следующий порядок последовательности выделения: рутил, пирротин, пирит, халькопирит.

Минерализация гематитовых руд довольно однообразна и представлена только гематитом. В дальнейшем при изменении режима серы и кислорода образуются небольшие количества пирита и мушкетовита.

Контактово-метасоматические образования представлены двумя генетическими типами руд: медно-магнетитовым и серноколчеданным, которые приурочены к контактово-измененным породам: окварцованным, ороговикованным, эпидотизированным и амфиболизированным порфири-

там. Эти измененные породы развиты в контактовых частях Арамаздского интрузива.

Медно-магнетитовая минерализация представлена халькопиритом и магнетитом, при подчиненном значении борнита, ильменомagnetита, ильменита, халькозина, ковеллина, малахита и азурита. Самой однообразной минерализацией послемагматического этапа является серноколчеданная, которая характеризуется интенсивным оруденением пирита. В незначительном количестве встречаются лимонит и халькопирит.

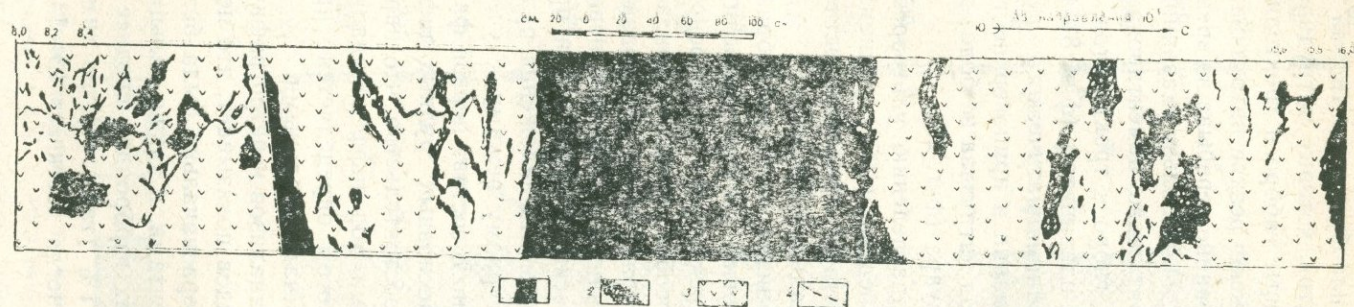
VI. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Генезис ультраосновных рудных дифференциатов Сваранцкого месторождения является одним из основных вопросов для выяснения перспектив титаномагнетитового оруденения.

Исходя из взаимоотношения ультраосновных рудных образований и вмещающих габброидов, степени интенсивности серпентинизации, характера и выдержанности оруденения как на глубину, так и по флангам и морфологии рудных тел, на месторождении можно выделить два генетических типа образования ультраосновных рудных дифференциатов—раннемагматический и позднемагматический, отличающиеся своими геологическими условиями образования, а также масштабами и перспективностью оруденения.

Раннемагматический генетический тип оруденения представлен небольшими шлирами, гнездами, линзочками, невыдержанными жилами, струйками и вкрапленными зонами ультраосновных рудных дифференциатов—титаномагнетитовых оливинитов, перидотитов и пироксенитов (фиг. 27). Здесь самостоятельных больших рудных тел, фактов пересечения рудовмещающих габброидов ультраосновными рудными образованиями и, наконец, отчетливых контактов между ними не наблюдается. В пределах оруденелой зоны наблюдаются большие колебания количественного соотношения ультраосновных рудных дифференциатов: от 3—5 до 80—85% от общей массы горной породы.

Позднемагматический (гистеромагматический) генетический тип оруденения характеризуется секущими дайкообраз-



Фиг. 27. Зарисовка стенки канавы № 10. Северо-западный участок. Взаимоотношение ранне- и позднемагматических ультраосновных рудных дифференциатов.

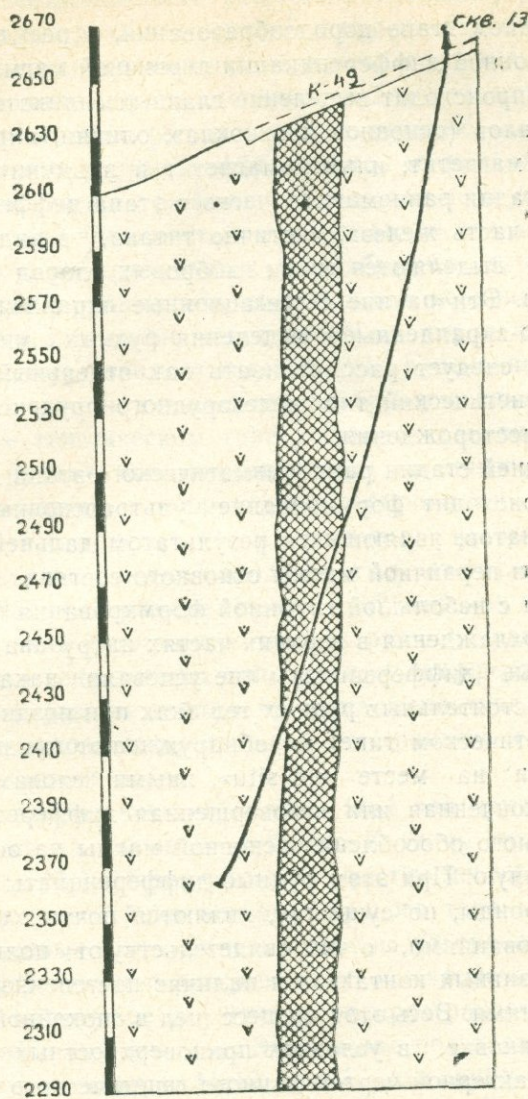
1. Дайкообразные тела титаномagnetитовых оливинитов (позднемагматический тип).
2. Шлировые выделения титаномagnetитовых оливинитов, перидотитов и пироксенитов (раннемагматический тип).
3. Троктолиты и оливиновые габбро.
4. Тектонические нарушения.

ными, линзовидными и жиллообразными телами ультраосновных рудных дифференциатов, которые интродуцированы в габбровые породы — оливиновые габбро и троктолиты. Эти рудные тела с последними имеют резкие интрузивные контакты, что указывает на существование перерыва во времени их образования и внедрения (фиг. 7). В пользу указанного возрастного взаимоотношения говорит также цементирование обломков вмещающих оливиновых габбро и троктолитов рудной массой — титаномagnetитовым оливинитом (фиг. 8). Основной отличительной чертой позднемагматического типа является внедрение рудных образований и приповерхностные застывшие части габбровых пород интрузива из более глубокой части магматического резервуара (фиг. 28).

По фациальному подразделению ультраосновных и основных пород А. П. Лебедева (1955) раннемагматический генетический тип соответствует приповерхностной, а позднемагматический — гипабиссальной фации.

Для понимания механизма всего рудообразующего процесса, выяснения тех условий, которые привели к этим двум генетическим типам образования ультраосновных рудных дифференциатов, нами особое значение придается следующим геологическим факторам: составу первичной основной магмы, глубине формирования, внутренней первичной структуре интрузива, тектоническим условиям при процессе рудообразования, начиная с момента заложения руды до твердого состояния, температурному режиму, с учетом скорости охлаждения магмы основного состава первой фазы внедрения и связанных с ней ультраосновных рудных дифференциатов. Следует подчеркнуть то обстоятельство, что наряду со всеми перечисленными факторами, ход дифференциации и процесса рудообразования во многом определяется преобладанием того или иного фактора над остальными.

Данные химических анализов и петрографический состав рудовмещающих габброидов показывает, что первичная магма основного состава первоначально была богата железомagneзиальными компонентами, а также кальцием и алюминием. В рудовмещающих габброидах среднее содержание железа составляет 10—11% (табл. 11), по химическим анализам отдельных проб иногда достигает 13—14%.



Фиг. 28. Поперечный разрез по первому рудному телу (по С. Н. Даниеляну и С. Г. Машуряну). 1. Оливиновые габбро и троктолиты. 2. Дайкообразное тело титаномагнетитовых оливинитов.

На раннем этапе породообразования, в результате кристаллизационной дифференциации первичной магмы основного состава происходит выделение главных силикатных и рудных минералов (основной плагиоклаз, оливин, пироксен, акцессорный магнетит, ильменомagnetит и ильменит). Значит, в ранней стадии раннемагматического этапа дифференциации небольшая часть железа, частично титана, в виде окисных соединений выделяются среди габбровых пород в качестве аксессуаров. Эти ранние сегрегационные вкрапленные, реже прожилково-вкрапленные выделения рудных минералов в габброидах следует рассматривать как отдельный—сегрегационный генетический тип железорудного оруденения Сваранского месторождения.

На поздней стадии раннемагматического этапа дифференциации происходит формирование ультраосновных рудных дифференциатов, являющихся результатом дальнейшей дифференциации первичной магмы основного состава.

В связи с небольшой глубиной формирования и большой скоростью охлаждения в верхних частях интрузива ультраосновные рудные дифференциаты не успевали накапливаться в виде самостоятельных рудных тел (как при позднемагматическом генетическом типе) и обнаруживают признаки дифференциации на месте «*in situ*», иными словами, имеет место незаконченная или несовершенная дифференциация в смысле полного обособления основной магмы на основную и ультраосновную. При этом рудные дифференциаты и вмещающие габброиды, по существу, являются почти одновременными образованиями, о чем свидетельствуют полное отсутствие интрузивных контактов и наличие постепенных переходов между ними. Весь этот процесс шел в спокойной тектонической обстановке, в условиях приповерхностных и малых глубин. Характерной чертой данного генетического типа оруденения является его невыдержанность на глубину. В настоящее время, по данным буровых скважин № 11 и 24, установлено, что оруденение раннемагматического генетического типа обычно прослеживается на глубину не более 150—200 (рудное тело № 2 на северо-западном участке месторождения), а иногда до 300 м.

В противоположность раннемагматическому типу оруденения, который развит в верхних и приповерхностных частях интрузива, позднемагматический развит в нижних частях, где дифференциация шла до полного разделения первичной основной магмы на основную и ультраосновную. Долгое время ультраосновные рудные дифференциаты сохранялись в состоянии магматического расплава, вследствие чего успевали накапливаться в одном месте и при тектонических движениях в виде более или менее мощных дайкообразных, линзовидных и жиллообразных рудных тел внедрялись в верхние и приповерхностные застывшие части основных пород интрузива.

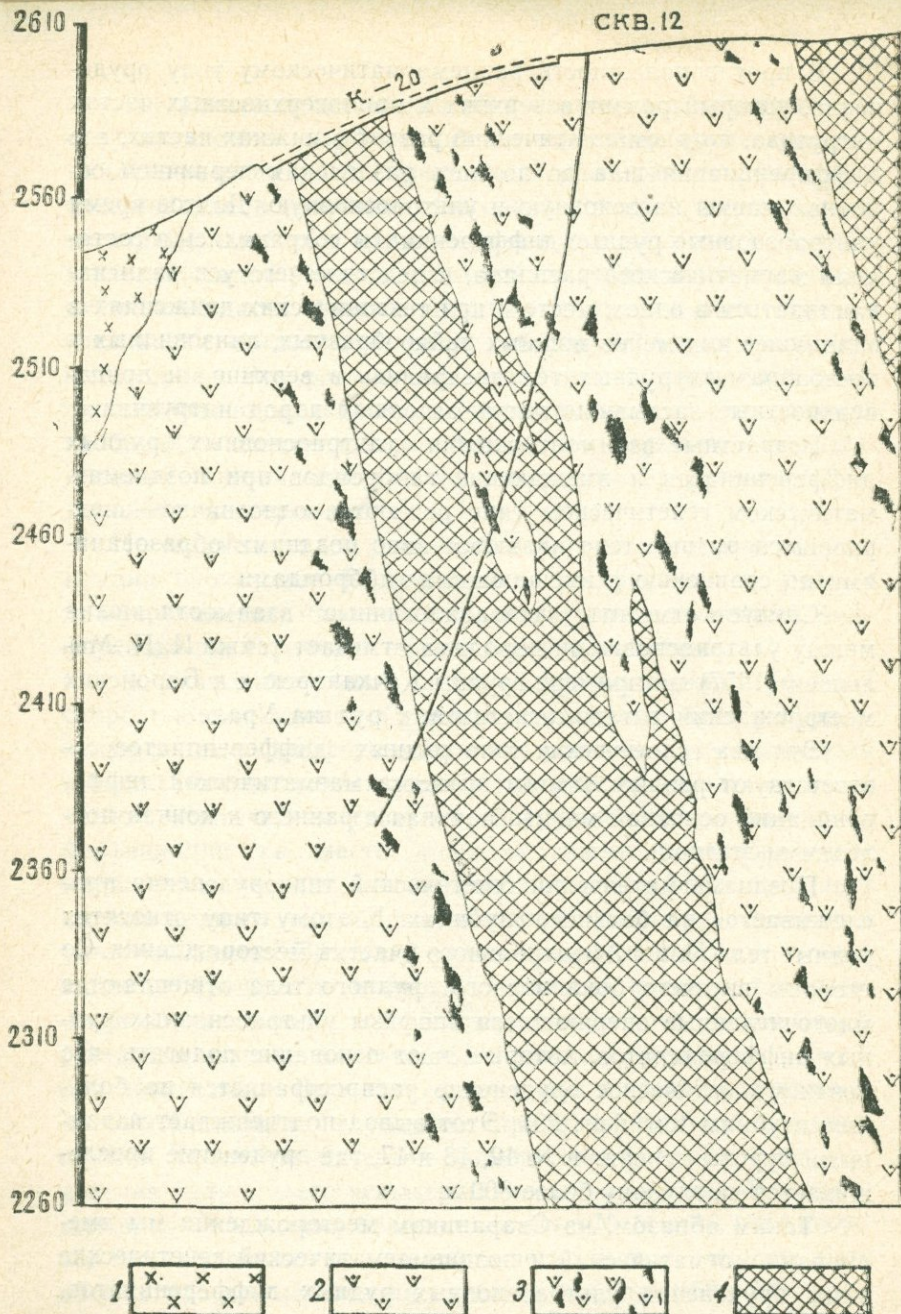
Возрастные взаимоотношения ультраосновных рудных дифференциатов и вмещающих габброидов при позднемагматическом генетическом типе решаются однозначно—внедрившиеся рудные тела являются явно поздними образованиями по сравнению с вмещающими габброидами.

Следует отметить, что аналогичные взаимоотношения между ультраосновными породами отмечает также И. И. Малышев (1957) на примере группы Качканарских и Баронских месторождений титаномагнетитовых руд на Урале.

Эти два генетических типа рудных дифференциатов соответствуют разным этапам процесса магматической дифференциации основной магмы, начиная с раннего и кончая последними этапами.

Позднемагматический генетический тип оруденения прослеживается на больших глубинах. К этому типу относятся рудные тела № 1 и 3 центрального участка месторождения. Со стороны висячего бока первого рудного тела отщепляются многочисленные оперяющиеся апофизы ультраосновных рудных дифференциатов, которые дают основание полагать, что позднемагматическое оруденение распространяется на большие глубины (см. фиг. 29). Этот вывод подтверждается данными буровых скважин № 12, 13 и 17, где оруденение прослеживается на глубину более 800 м.

Таким образом, на Сваранцком месторождении мы имеем раннемагматический и позднемагматический генетические типы оруденения ультраосновных рудных дифференциатов, которые приурочены к определенным типам протоструктур рудного поля.



Фиг. 29. Поперечный геологический разрез по первому рудному телу.
 1. Монзониты. 2. Рудовмещающие оливиновые габбро и троктолиты. 3. Оливиновые габбро и троктолиты с оруденением раннемагматических ультраосновных рудных дифференциатов. 4. Дайкообразное тело позднемагматических ультраосновных рудных дифференциатов (серпентинизированный титаномagnetитовый оливинит).

Как указывалось в главе «Структура рудного поля», рудоконтролирующими структурными элементами железорудного оруденения Сваранцкого месторождения являются внутренние первичные структуры основного комплекса Арамаздского массива, прототектонические трещины и трещиноватые ослабленные зоны, а также участки с первичной текстурой течения (первично-полосчатые и параллельно-линейные текстуры течения) верхней, приповерхностной части габброидов этого же интрузива.

Оруденение раннемагматического этапа контролируется ранними прототектоническими структурами, представленными первичными трещинами, полосчатой и параллельно-линейной текстурами рудовмещающих троктолитов и оливиновых габбро.

Первичные полосчатые и параллельно-линейные текстуры рудовмещающих габброидов, в свою очередь, свидетельствуют о том, что формирование основного комплекса Арамаздского интрузивного массива и образование раннемагматических рудных дифференциатов происходило в условиях боковых тектонических давлений, что привело к выжиманию остаточного рудного расплава в ослабленные тектонические зоны и участки габброидов с образованием позднемагматических крупных самостоятельных тел.

По мнению А. В. Пэка (1936), детально изучившего южноуральские титаномagnetитовые месторождения, механизм образования титаномagnetитовых месторождений в основном сводится к перераспределению межзерновой титаномagnetитовой рудной магмы под влиянием тектонических воздействий.

Позднемагматический тип оруденения приурочен к прототектоническим структурам поздней стадии, которые от раннемагматических отличаются не только временем образования, но и большими размерами. Позднемагматические структуры развиваются вдоль уже ослабленных и трещиноватых оруденелых зон габброидов в момент наступающих тектонических подвижек, вслед за раскрытием которых внедряется обособившаяся в более глубоких частях интрузива остаточная рудная магма, образуя крутопадающие дайкообразные,

линзовидные и жиллообразные рудные тела (рудные тела № 1 и 3).

Первичные полосчатые и параллельно-линейные текстуры оруденелых габброидов указывают на то, что кристаллизация основной магмы в начальной стадии после внедрения протекала в спокойных тектонических условиях и при медленном ее движении. Внедрение мощных рудных тел по прототектоническим структурам поздней стадии (наложенные протоструктуры), которые развивались вдоль оруденелых зон, свидетельствует о последующих тектонических подвижках. Следовательно, в процессе кристаллизации первичной магмы основного состава имели место многократные тектонические подвижки, которые привели к образованию различных основных и ультраосновных пород в указанном возрастном взаимоотношении, при спокойной ее кристаллизации без всяких тектонических подвижек образовались только габбровые породы.

Кристаллизация основной магмы началась с выделения плагиоклазов, что привело к накоплению в остаточном рудном расплаве железо-магнезиальных и летучих компонентов, обусловивших образование локальных гистерогенных залежей ультраосновных рудных дифференциатов.

Значение летучих компонентов для образования ранне- и позднемагматических ультраосновных рудных образований различно. Это выражается степенью интенсивности аутометаморфического процесса, характером концентрации и контактов рудных образований с вмещающими породами. В отличие от раннемагматических образований, позднемагматические характеризуются интенсивным проявлением процесса серпентинизации, резкими контактами рудных тел с вмещающими габброидами. По-видимому, в процессе дифференциации ультраосновной магмы и накопления позднемагматических рудных образований большое влияние оказало высокое содержание летучих компонентов.

В процессе образования титаномagnetитовых руд большинство исследователей (А. Г. Бетехтин, Ф. И. Вольфсон и др., 1955; А. А. Иванов и И. К. Латыш, 1955; И. И. Малышев, 1934) особое значение придает некоторым летучим компо-

нентам (вода, углерод, хлор, фосфор, фтор и др.), свойственным остаточным рудным расплавом основной магмы. В этом отношении И. И. Малышев южноуральские титаномagnetиты по характеру образования рассматривает как пегматитовые дериваты габбровой магмы.

Одной из основных причин недостаточной раздифференцированности (раннемагматического генетического типа) первичной магмы основного состава на руды и породы в верхних горизонтах интрузива, по-видимому, является быстрое удаление летучих компонентов.

Среди ультраосновных рудных образований широким развитием пользуется сидеронитовая структура, генетическое значение которой заключается в идиоморфности силикатных минералов по отношению к рудным. Такое взаимоотношение силикатных и рудных минералов вызвано более поздним выделением последних в промежутках между зернами силикатных минералов.

Характерной особенностью сваранцкой руды является также широкое развитие структур распада твердых растворов ильменита и шпинели в магнетите, которые позволяют судить о составе рудной магмы, о нижнем температурном пределе выделения рудных минералов и тем самым об условиях рудообразовательного процесса. Температуры образования структур распада твердых растворов ильменита и шпинели в магнетите в рудах Сваранцкого месторождения позволяют считать, что расплав кристаллизовался при температуре 900—700°C.

Исходя из геохимии железа и титана, образование магнетита, ильменита и шпинели представляется следующим образом: в случае одновременного присутствия в магматическом расплаве двухвалентного и трехвалентного железа охотно образуется магнетит. При условии одновременного присутствия четырехвалентного титана и двухвалентного железа образуется ильменит. А что касается шпинели, то ее образование можно объяснить избытком двухвалентного железа при наличии Al и Mg в остаточном рудном расплаве. Остаточный рудный расплав представлял собой изоморфную смесь Fe_3O_4 — FeTiO_3 — $\text{FeMgAl}_2\text{O}_4$ в следующем количественном соотношении 93:4:3. В зависимости от условий кристаллиза-

ции, в частности, при постепенном понижении температуры, происходит распад этой рудной смеси с образованием структуры распада твердых растворов ильменита и шпинели в магнетите.

На основании вышеизложенного в заключение следует подчеркнуть:

1. Сваранцкое месторождение титаномagnetитовых руд относится к собственно магматическому генетическому типу с переходом от раннемагматического к позднемагматическому (гистеромагматическому), причем крупные рудные концентрации образовались в позднемагматическом этапе рудообразовательного процесса.

2. В отличие от раннемагматического генетического типа magnetитовых руд, представленных небольшими шлирами, линзочками, гнездами, жилами и зонами вкрапленных выделений ультраосновных рудных дифференциатов, позднемагматический генетический тип характеризуется образованием крупных дайкообразных, линзовидных и жиллообразных тел.

3. Рудовмещающими породами являются оливиновые габбро и троктолиты первой фазы внедрения основной магмы Арамазского интрузива, к которым приурочены элементы первичной стратификации или псевдостратификации.

4. Руды раннемагматического этапа образовались почти одновременно с вмещающими основными породами—оливиновыми габбро и троктолитами. Позднемагматические крупные рудные тела являются более поздними образованиями ультраосновных дифференциатов (титаномagnetитовых оливинитов) той же основной магмы первой фазы внедрения Арамазского массива.

5. Позднемагматический генетический тип оруденения Сваранцкого месторождения относится к фузивному типу по А. Н. Заварицкому (1937), когда рудные минерилы являются результатом кристаллизации последних остатков ультраосновных дифференциатов габбровой магмы.

6. Формы позднемагматических ультраосновных рудных тел и резкость их контактов с вмещающими породами позволяют предположить, что рудный расплав был подвижным в момент внедрения в поздние прототектонические трещины и

ослабленные зоны габброидов. В пользу этого говорят также сидеронитовые структуры и широкое развитие серпентинизации в рудах.

VII. ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РУД

Промышленная пригодность руды, любого типа и состава, определяется ее технологическими свойствами. При разрешении технологических свойств руды, прежде всего, необходимо выяснить ее полный вещественный состав, физические и химические свойства главных и второстепенных компонентов.

Детальное минералого-геохимическое изучение показало, что железная руда Сваранцкого месторождения относится к малотитанистым ванадийсодержащим магнетитовым рудам. Исходя из минералогического состава и степени интенсивности вторичного изменения, руду следует назвать серпентинизированным титаномагнетитовым оливинитом.

Главным рудным минералом является магнетит, который в виде мелкой вкрапленности (размером в среднем 0,06—0,5 мм) рассеян в нерудной массе. Зерна магнетита постоянно включают различные по форме тончайшие выделения шпинели (плеонаст), размеры которой колеблются в пределах 0,001—0,12 мм.

Основным носителем железа в рассматриваемой руде является магнетит. Небольшая часть железа в закисной форме входит в состав оливина и ильменита. В титаномагнетитовой руде месторождения ильменит образует тонкопластинчатые выделения в зернах магнетита (ильменомагнетит), который является результатом распада твердых растворов. Наряду с пластинчатой формой выделений, в массивных богатых титаномагнетитовых рудах ильменит часто образует самостоятельные ангедральные зерна, размером до 0,4—0,7 мм. В таких рудах содержание двуокиси титана иногда достигает 7,2—8,5%.

В титаномагнетитовой руде в качестве легирующих примесей постоянно присутствуют сотые и десятые доли процента ванадия, марганца, хрома и кобальта. Поскольку при тща-

тельном минералогическом изучении в титаномагнетитовых рудах минералов V, Mn, Cr, Ni, Co не было обнаружено, то, исходя из геохимии этих металлов, можно допустить, что эти элементы в составе руды присутствуют в виде примесей и изоморфно замещают железо и титан.

Нерудные минералы представлены оливином и серпентином, которые по размерам зерен несколько больше рудных минералов.

В целях выяснения технологических свойств различных типов титаномагнетитовой руды Сваранцкого месторождения, в обогащательных лабораториях Ереванского политехнического института, Кавказского института минерального сырья—КИМС, Свердловском институте «Уралмеханобр» и в лаборатории черных металлов Армянского научно-исследовательского горно-металлургического института (НИГМИ) проведены научно-исследовательские работы по изучению их обогащаемости, основные результаты которых приводятся в табл. 20. Эти пробы полностью отображают качественно-количественный вещественный состав титаномагнетитовых руд и вмещающих оруденелых габброидов месторождения. Руда характеризуется высоким содержанием двуокиси магния; среднее содержание MgO , входящего в состав оливина и серпентина, в исходной руде колеблется в пределах 25—27%.

Таблица 20

Результаты обогащения титаномагнетитовых руд и вмещающих габброидов Сваранцкого месторождения

Наименование руд	Содержание Fe в %		Извлечение Fe в %	Лаборатория и год выполнения
	в исходной руде	в концентрате		
Рудовмещающие троктолиты и оливиновые габбро	10,70	62,95	55,0	НИГМИ 1962 г.
Редковкрапленная титаномагнетитовая руда с вмещающими габброидами	14,40	60,30	62,70	НИГМИ 1962 г.
Средне- и густовкрапленная титаномагнетитовая руда	23,70	54,48	71,00	НИГМИ 1962 г.
То же	22,08	53,00	60,60	Уралмеханобр. 1961 г.
То же	24,64	45,00	74,05	КИМС 1959 г.
То же	25,35	51,00	70,20	ЕрПИ 1960 г.

При обогащении руды около 85—90% магния уходит в хвосты, где содержание MgO составляет 34—35%, а железа—10%. Вместе с нерудными составляющими в хвосты переходит, в основном, железо, входящее в состав вторичного магнетита и оливина.

Практический интерес представляет возможность получения из хвостов обогащения магниевого концентрата с высоким содержанием MgO . Изучены возможности получения окиси магния из хвостов сваранцкой руды по содовому и магний-аммоний-карбонатному методу. В магнетитовом концентрате коэффициент основности $\left(\frac{MgO + CaO}{\bar{SiO}_2 + Al_2O_3} \right)$ составляет 0,94—0,99, что благоприятствует плавке концентрата и характеризует его как самоплавкий.

Наличие мелких выделений железо-магнезиальной шпинели (плеонаста— $FeMgAl_2O_4$) в виде твердого раствора в зернах магнетита, объясняет постоянное присутствие Mg и Al в магнетитовом концентрате. Это подтверждается данными химических анализов магнетитовых концентратов, содержащих Al_2O_3 0,9—1,8% и MgO 1,2—2,7%.

В исходной руде содержание двуокиси титана обычно составляет 1,2—1,8%. После электромагнитной сепарации в магнетитовом концентрате содержание TiO_2 доходит до 3,2—3,8%. Следовательно, при электромагнитной сепарации магнетитовой руды титан на 90—95% переходит в магнитный концентрат.

Исходная руда характеризуется небольшими количествами вредных примесей—серы, мышьяка и фосфора; содержание фосфора в магнитном концентрате составляет 0,02%, а серы 0,04%. Мышьяк практически отсутствует.

Из вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Вопрос обогащения сваранцкой магнетитовой руды с содержанием 22—25% Fe решается положительно. Электромагнитная сепарация позволила получить концентрат, который характеризуется следующими технологическими показателями: выход концентрата 22—26%; содержание железа в концентрате 53—55%; извлечение железа в концентрат 70—74%. Содержание двуокиси титана в концентрате составляет

Состав исходной титаномагнетитовой руды, концентрата и хвостов
Сваранцкого месторождения (по данным химических
анализов в ‰)

Оксиды и элементы	По данным „НИГМИ“			По данным „Уралме- ханобра“	
	исходная руда (Сва- ранц—1)	концентрат (Сваранц—I)	хвосты*	исходная руда	концентрат
Fe	23,70	54,48	11,37	22,08	53,36
Fe ₂ O ₃	18,70	47,50	8,24	18,74	46,48
FeO	11,64	27,30	7,29	11,55	26,83
TiO ₂	0,98	3,80	0,40	0,91	2,94
V ₂ O ₅	0,075	1,16	—	0,13	0,22
Al ₂ O ₃	3,60	0,50	6,40	1,95	0,96
MgO	27,31	8,98	37,38	28,00	9,08
CaO	0,84	н. о.	3,15	1,21	сл.
SiO ₂	29,99	9,0	38,75	29,02	8,22
P ₂ O ₅	0,052	0,07	0,16	0,008	0,009
S	0,16	0,47	0,28	0,09	0,044
Cr ₂ O ₃	—	0,55	—	0,085	0,41
MnO	—	0,15	—	0,40	0,40
As	—	—	—	сл.	сл.
п. п. п.	2,01	—	—	8,06	4,10
влага	0,47	—	—	—	—

3,2—4,5%, V₂O₅—0,2—0,4%. Полученный концентрат характеризуется высоким коэффициентом основности (0,94—0,99).

2. Представляет интерес самоофлюсованность средних титаномагнетитовых руд, а также присутствие в магнитном концентрате десятых долей процента легирующих металлов (Ti, V, Mn, Cr, Ni, Co) и ничтожное количество вредных примесей (0,04% S; 0,02% P и следы As). Это определенным образом свидетельствует о промышленной ценности сваранцкой титаномагнетитовой руды для получения природно легированной стали.

3. Формы проявления ильменита и его низкое содержание в рядовой титаномагнетитовой руде не позволяют выделить самостоятельный ильменитовый концентрат. Ильменит почти полностью переходит в магнитный концентрат, где содержания TiO₂ колеблется от 3 до 4,5%. При обогащении ру-

* По данным полуколичественных спектральных анализов, в составе хвостов установлены: Ti и Cr 0,1‰; V и Ni 0,001‰; Mn 1‰.

ды в магнитный концентрат уходит также ванадий. В концентрате содержание пятиоксида ванадия составляет 0,2—0,4%. Таким образом, получается малотитанистый ванадий-содержащий магнитный (магнетитовый) концентрат.

4. Получение продукта с высоким содержанием MgO (50—55%) из хвостов обогащения руды резко повысило рентабельность ее комплексного использования, так как продукты, полученные из хвостов, могут быть использованы в качестве огнеупорного сырья.

VIII. КРАТКАЯ ТЕХНИКО-ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СВАРАНЦКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В последние годы наряду с геолого-поисковыми и разведочными работами, в связи с установлением возможности промышленного освоения железных руд Сваранцкого месторождения, институтом «Армгипроцветмет» и ленинградским институтом «Гипроруда» были составлены технико-экономические доклады.

В результате проведенных исследований выяснилось, что разработка месторождения планируется открытым способом одновременно несколькими карьерами, общей производительностью рудника при эксплуатационном сроке в 30 лет 5 млн. т руды в год со средним содержанием железа 19,5%.

Основные технико-экономические показатели, полученные институтом «Армгипроцветмет» следующие:

Содержание железа в исходной руде — 18%, выход магнетитового концентрата — 23,27%, содержание железа в концентрате — 55%, себестоимость 1 т концентрата франко железорудной станции рудничная составит 7,75 руб., себестоимость 1 т концентрата франко Руставского металлургического завода составит 9,2 руб.

Основным недостатком разработанной схемы обогащения является то, что она не позволяет использовать все возможности технологии обогащения для получения магнитного концентрата с относительно высоким содержанием железа (61—63% вместо 54—55%), и малой потерей железа в хвосты. По этому принципу институтом «Уралмеханобр» разрабо-

тана новая схема глубокого обогащения Качканарских руд, заключающаяся в тонком измельчении руды и достаточном количестве перемешивающих операций. Это позволило методом магнитной сепарации получить концентрат с содержанием железа 63—65% и выше.

Таблица 22

Сравнение главных компонентов магнитных концентратов Сваранцкого и Качканарского месторождений по данным химических анализов* в %

Окислы и элементы	Сваранц—1 НИГМИ	Качканарский концентрат
Fe	54,48	63,70
Fe ₂ O ₃	46,50	63,60
FeO	27,30	24,64
TiO ₂	3,80	2,67
V ₂ O ₅	1,16	0,62
MnO	0,15	0,24
MgO	8,98	2,0
CaO	н. о.	1,0
SiO ₂	9,0	2,80
Al ₂ O ₃	0,50	2,47
P ₂ O ₅	0,07	0,023
S	0,47	0,007
Cr ₂ O ₃	0,55	—
Сумма	98,48	100,7

Результаты произведенных ориентировочных расчетов показывают, что себестоимость сваранцкого концентрата выше, чем себестоимость концентрата аналогичных месторождений. Эти исследования недостаточны для окончательной оценки рентабельности Сваранцкого месторождения. Поэтому, с целью получения надежных исходных данных для принятия проектных решений, необходимо:

1) разрешить вопрос комплексного использования титаномагнетитовых руд Сваранцкого месторождения. Следовательно, рекомендуется завершить изучение возможности по-

* Химические анализы в составе магнитного концентрата Сваранц—1 показывают 0,0003% Te; 0,003% Ga; 0,0092% Bi; 0,0002% Se и сумму редких земель в количестве 0,006%, а в составе исходной руды—2,2 г/м Ag.

лучения магния из хвостов по содовому и магний-амоний-карбонатному методам, давшим положительные результаты;

2) разработать новую рациональную схему глубокого обогащения титаномагнетитовых руд при тонком измельчении руды и достаточном количестве перемешивающих операций, что может дать возможность получить магнитный концентрат с содержанием железа до 61—62%*;

3) производить испытания по извлечению гидрометаллургическим способом ванадия из сваранцкого концентрата, в котором содержание V_2O_5 в среднем составляет 0,4%, что также не учтено при составлении ТЭД-ов. По последним данным НИГМИ, содержание пятиоксида ванадия в концентрате составляет 1,16—1,44%.

Надо отметить, что закончены полупромышленные испытания гидрометаллургического способа извлечения ванадия из качканарских концентратов и произведена его технико-экономическая оценка, давшая положительные результаты.

Учитывая предварительный характер проведенных технико-экономических расчетов и ожидаемые положительные показатели по вопросам глубокого обогащения и комплексного использования, себестоимость сваранцкого магнитного концентрата значительно снизится.

Необходимо подчеркнуть, что сваранцкий концентрат по своему составу природно легированный и его оценку следует произвести с учетом содержащихся в нем пятиоксида ванадия и других ценных компонентов (Ti, Mn, Cr, Co).

На базе руд Сваранцкого месторождения можно организовать производство природно легированных высококачественных спецсталей для нужд промышленности Закавказья.

* Руставский металлургический завод принимает магнетитовый концентрат с содержанием железа не менее 60,5%.

IX. СРАВНЕНИЕ СВАРАНЦКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ С АНАЛОГИЧНЫМИ ЖЕЛЕЗОРУДНЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ СОВЕТСКОГО СОЮЗА И ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН

Сравнение Сваранцкого железорудного месторождения с аналогичными месторождениями Советского Союза и зарубежных стран основано на сходстве их геологических условий образования, минерального и химического составов и типов руд, их текстурно-структурных особенностей и других признаков. Сваранцкое месторождение собственно магматического происхождения можно сравнить с титаномагнетитовыми месторождениями г. Качканар, Первоуральским, Гусевогорским, Висимским на Урале и Таберга в Южной Швеции.

Отношение титана к железу для титаномагнетитовых руд Сваранцкого месторождения является сравнительно постоянной величиной и, в среднем, составляет 1:20, что очень близко к Первоуральско-Качканарскому типу титаномагнетитовых руд.

По классификации И. И. Малышева (1957), сравниваемые месторождения, а значит и Сваранцкое, следует отнести к бедным титаном титаномагнетитовым рудам (к малотитанистым типам), частью ильменит-магнетитовым рудам, приуроченным к ультраосновным-основным интрузивным породам.

Этот генетический тип месторождений представлен как зонами вкрапленных руд, так и крупными дайкообразными, линзовидными телами ультраосновных рудных дифференциатов, приуроченных к основным породам. Ультраосновные рудные дифференциаты представлены оливинитами, перидотитами, пироксенитами и серпентинитами, богатыми магнетитом и ильменомagnetитом. В небольшом количестве присутствует ильменит. Среди ультраосновных пород рудные минералы образуют вкрапленники, а также небольшие по размерам шпилы, линзочки, гнезда, жилы и прожилки. Месторождения вкрапленных бедных руд рассматриваемого типа часто имеют запасы до нескольких сот миллионов, а иногда и миллиардов тонн руды. Такие руды используются главным образом в

черной металлургии для производства чугуна и природно легированных спецсталей. В тех случаях, когда в руде содержание свободных зерен ильменита сравнительно высокое, можно попутно получить ильменитовый концентрат.

Группа Качканарских месторождений расположена в пределах Качканаро-Конжаковского массива, находящегося в Исовском районе Свердловской области (на Среднем Урале). Качканарская группа представлена двумя крупными месторождениями—собственно Качканарским и Гусевогорским. Упомянутый массив занимает площадь 100 кв. км, более 70% которой составляют ультраосновные породы, а 30% габброиды, с которыми пространственно и генетически связаны месторождения титаномагнетитовых руд г. Качканар.

Описание месторождений группы горы Качканар приводится по данным И. И. Малышева (1957).

В строении Качканаро-Конжаковского массива принимают участие диаллаговые и оливин-диаллаговые пироксениты с переменным количеством плагиоклаза и роговой обманки, оливиниты, диаллаговые оливиниты, диаллаговые перидотиты, горнблендиты, пироксеновые, оливиновые и рогово-обманковые габбро, габбро-пегматиты, габбро-диориты, диориты и другие разновидности габбровой магмы с взаимными переходами. Все породы массива в том или ином количестве содержат вкрапленность титаномагнетита и магнетита, но наиболее обогащенными являются некоторые зоны пироксенитов и оливинитов, вследствие чего их называют рудными пироксенитами и рудными оливинитами. Среди габброидов Качканаро-Конжаковского массива пироксениты представлены двумя крупными телами—Качканарским и Гусевским; пироксениты включают в себя зоны, линзы и участки перидотитов и оливинитов.

Качканарское пироксенитовое тело имеет согласное залегание с вмещающими его габбро, простирается близ-меридиональное, с падением на восток под углом 30—35°. Среди пироксенитов и оливиновых пироксенитов оливиниты обособляются в виде согласных линз, размером до сотен метров по простирацию и десятков метров по мощности.

Весьма характерным для оливинитов является значительное обогащение их титаномагнетитом, достигающим 50% от общего количества минералов породы. Оруденение, в основном, представлено вкрапленностью рудных минералов в отмеченных ультраосновных и основных породах. Рудные выделения образуют также небольшие линзочки, шпирь, гнезда, струи, жилы и прожилки. Наиболее интенсивное оруденение отмечается в оливиновых пироксенитах и оливинитах.

Главными рудными минералами являются магнетит и титаномагнетит с очень низким содержанием титана; реже присутствуют самостоятельные зерна ильменита. В качестве второстепенных и аксессуарных минералов встречаются халькопирит, пирит, пентландит, платина, золото, а в поверхностных зонах—мартит. Главные нерудные минералы представлены пироксеном (диаллаг), оливином, роговой обманкой, основным плагиоклазом и шпинелью (плеонаст). В отдельных участках и зонах широко развиты хлорит, эпидот, цоизит и клиноцонзит.

Руда характеризуется главным образом сидеронитовой структурой, где рудные минералы всегда ксеноморфны по отношению к оливину и пироксену.

Гусевогорское пироксенитовое тело имеет также меридиональное простирание и восточное падение. По геологическому строению, петрографическому составу и типу руд, текстурно-структурным и др. особенностям Гусевогорское месторождение очень сходно с Качканарским.

Как в Качканарском, так и в Гусевогорском месторождении руда малотитанистая и ванадийсодержащая, с очень низким содержанием вредных примесей: серы (в среднем 0,047%) и фосфора (в среднем 0,12%). Содержание железа в балансовых рудах колеблется от 14 до 34,4% и в среднем составляет 16,6—16,8%. Химические анализы из сплошных богатых руд показывают 56,8% Fe, 2,92% TiO₂, 0,7% V₂O₅, 0,3% S, 0,09% P.

Для рудных зон бортовое содержание железа составляет 14% при среднем содержании его в рудах 16,5%. Несмотря на такое низкое содержание железа в рудах, месторождение эксплуатировать экономически выгодно. Руда легко обогащается методом электромагнитной сепарации с получением

ванадийсодержащего концентрата с высоким содержанием железа—56—62% при его извлечении 68—75% и выходе концентрата 21—25%. В концентрате TiO_2 составляет 1,5—4,5%. Концентраты дают хороший агломерат; при плавке получается ванадиевый чугун.

Генезис месторождения магматический (гистеромагматический). Первыми кристаллизовались нормальные и оливиновые габбро, а последними—рудные пироксениты.

По И. И. Малышеву, формирование массива происходило при многократных подвижках и внедрениях меняющегося по составу остаточного расплава, в котором наряду с железом и титаном накапливался и магний. Неоднократные внедрения остаточного расплава габбровой магмы имели место в следующей последовательности: меланократовые габбро, пироксениты, рудные пироксениты и рудные оливиниты.

Воздействие паров воды на указанные породы привело к образованию пегматоидных разностей рудных пироксенитов, частичному переходу их в горнблендиты с образованием автометаморфических минералов—серпентина, амфибола, эпидота, хлорита, биотита, цоизита и т. д.

Первоуральское месторождение приурочено к Ревдинскому габбро-пироксенито-перидотитовому массиву, который имеет близмеридиональное простирание и протягивается на 70 км, при ширине выхода до 20 км.

К интрузивному комплексу этого массива относятся габбро, горнблендиты, перидотиты, серпентиниты, среди которых широким распространением пользуются габброиды. В отдельных частях габброиды значительно изменены. На западной периферии габбровые породы превращены в габбро-амфиболиты, которые широкой полосой тянутся вдоль западного контакта массива.

Перидотиты имеют подчиненное значение. Они преимущественно развиты в западной части массива и в виде шлирообразных тел согласно залегают с габброидами. Переход от последних к перидотитам представлен пироксенитами.

Горнблендиты приурочены примерно к центральной части массива и в виде полосы размером по простиранию 12 км при ширине выхода до 600 м простираются в меридиональном направлении; с вмещающими габброидами залегают соглас-

но. Первоуральское месторождение титаномагнетитовых руд приурочено к южной части этой горнблендитовой полосы. Рудные минералы образуют вкрапленники, а также шлиры, линзы, жилы, прожилки, струи, сгустки сплошных руд. Горнблендиты состоят почти нацело из зерен роговой обманки, иногда с небольшим количеством полевых шпатов, эпидота, хлорита, цоизита и граната. Концентрация рудных минералов в основном приурочена к горнблендитам, которые и являются рудами. Главным рудным минералом является титаномагнетит, поэтому руда называется титаномагнетитовой. В минеральном составе руды в незначительном количестве встречаются ильменит, халькопирит, реже пирит, халькозин, борнит и сфалерит.

На Первоуральском месторождении различают два типа титаномагнетитовой руды: вкрапленные, содержащие от 14 до 35% Fe и массивные, содержащие свыше 35% Fe. Массивная руда имеет подчиненное распространение.

Титаномагнетит по отношению к роговой обманке ксеноморфен и занимает межзерновые пространства последних, образуя сидеронитовую структуру.

Количество ильменита в руде обычно не превышает 3—5% общей рудной массы. Ильменит представлен как тонкими пластинками в зернах магнетита, так и самостоятельными неправильными зернами. Среднее содержание железа в рудах Первоуральских рудных участков составляет 16%; месторождение эксплуатируется. Руда легко обогащается, получается высококачественный ванадийсодержащий титаномагнетитовый концентрат.

Первоуральское месторождение является типичным представителем малотитанистых титаномагнетитов, приуроченных к горнблендитам. Горнблендиты являются производными той же габбровой магмы, за счет которой образовался Ревдинский массив, и формировались на сравнительно поздней стадии кристаллизации этого же интрузива в последующую интрузивную фазу.

Висимское* месторождение расположено на Сред-

* Описание Висимского месторождения приводится по книге «Железорудная база черной металлургии в СССР» под редакцией академика И. П. Бардина.

нем Урале, в 55 км к юго-западу от Нижнего Тагила. Рудное поле Висимского месторождения имеет 8,3 км длины при средней ширине 420 м. В одном километре к северо-востоку от северной части Висимского месторождения находится рудное поле Егоровкаменного месторождения, протяженностью 6,5 км при средней ширине 500 м.

Месторождение приурочено к крупным телам пироксени-тов меридионального простираия, которое залегает в оливи-новых и роговообманковых габбро Нижнетагильского масси-ва. Оруденение представлено в виде **вкрапленности и реже—** шлировых обособлений титаномагнетита. Наибольшая интен-сивность оруденения наблюдается в оливиновых пироксени-тах, перидотитах и оливинитах, слагающих центральную и южную части Висимского месторождения. Разведанная пло-щадь промышленного оруденения на Висимском месторожде-нии, характеризующаяся содержанием железа от 14 до 20% и более, составляет около 0,44 кв. км. -

Рудные минералы представлены в основном магнетитом. В небольшом количестве встречаются ильменит (2,5—5% рудной части), гематит, пентландит, пирит и халькопирит. Среднее содержание железа в рудах 17,33%. Содержание кремнезема, глинозема, окиси кальция и окиси магния бла-гоприятно для шлакообразования; коэффициент основности руд колеблется от 1 до 1,3.

По химическому составу руды относятся к классу бедных малотитанистых, ванадийсодержащих руд, характеризую-щихся очень низким содержанием серы (0,05%) и фосфора (до 0,1%).

Проведенными технологическими исследованиями уста-новлена выгодность обогащения руд Висимского месторожде-ния. Полученный концентрат содержит 54% Fe; 0,016—0,002% P; 0,003% S, при выходе 21% и извлечении железа в концентрат 66%. Наличие пятиоксида ванадия позволяет вы-плавлять ванадистый чугуи.

Висимское месторождение имеет собственно магматиче-ское происхождение и по геологическим условиям образова-ния очень сходно с Качканарским.

Таберг. Месторождение титаномагнетитовых руд г. Таберг расположено на юге оз. Веттерн; оно приурочено к

габброидному массиву. Самыми распространенными породами являются нориты, и менее развитыми—анортозиты. Рудные тела представлены титаномагнетитовыми оливинитами, которые залегают непосредственно в норитах. Титаномагнетитовые оливиниты пространственно и генетически тесно связаны с норитами (гиперитами), представляют собой отчетливую интрузию и заключают обломки вмещающих пород—гиперитов. Взаимоотношения рудных тел и вмещающих пород, несомненно, говорят о том, что они являются более поздними образованиями по сравнению с норитами.

Руда состоит, главным образом, из магнетита с тонкими пластинками ильменита—титаномагнетита* и оливина. Иногда в небольшом количестве присутствуют основной плагиоклаз, биотит и сульфиды.

Содержание железа в руде составляет в среднем 31,45%, TiO_2 6,3%, V_2O_5 от 0,12 до 0,4%. Запасы титаномагнетитовых руд месторождения г. Таберг исчисляются в 450 млн. тонн.

По условиям образования месторождения титаномагнетитовых руд г. Таберг относятся к собственно магматическому (гистеромагматическому) типу.

В заключение необходимо подчеркнуть следующие общие и характерные черты вышеописанных железорудных месторождений:

1. Все охарактеризованные железорудные месторождения пространственно и генетически связаны с дифференцированным интрузивным комплексом основных пород.

2. Рудные тела представлены ультраосновными дифференциатами (пироксенитами, перидотитами, оливинитами, горнблендитами) габбровой магмы, которые образуются путем отжимания, отфильтрования из междузернового пространства кристаллизующихся силикатов остаточных расплавов, обогащенных рудными выделениями, в прототектонические трещины и ослабленные зоны самих интрузивов.

3. Рудные образования чаще всего представлены в виде оруденелых зон, а также дайкообразных, линзовидных и жиллообразных тел вкрапленных руд, среди которых встречаются

* Магнетит с тонкими пластинками ильменита правильнее называть ильменомангнетитом, а не титаномагнетитом.

небольшие по размерам тела сплошных титаномagnetитовых руд.

4. Руда малотитанистая, с содержанием двуокиси титана от 1 до 3% в вкрапленных типах, 4—6%, реже до 8—10% в сплошных типах руд. В обычных вкрапленных титаномagnetитовых рудах ильменит представлен в виде тонких пластинок среди зерен magnetита, поэтому содержание TiO_2 довольно низкое. В массивных рудах содержание TiO_2 увеличивается за счет самостоятельных зерен ильменита.

В рудах постоянно присутствует пятиокись ванадия, содержание которой колеблется в среднем от 0,1 до 0,4%, в сплошных типах руд до 0,62%.

5. В рудах рассматриваемых месторождений широким развитием пользуются также прорастания шпинели (в виде мелких выделений) в magnetите и ильменомagnetите, общее количество которой не превышает 3—4% общей массы рудных минералов.

6. Структура руды обычно сидеронитовая, а текстура — вкрапленная.

7. По условиям образования эти месторождения относятся к собственно магматическому, главным образом гистеромагматическому генетическому типу; рудные тела являются более поздними образованиями по сравнению с вмещающими габброидами и интродировали в последние стадии магматической деятельности. Среди них встречаются также месторождения переходного типа, начиная от раннемагматического до позднемагматического типов.

Все перечисленные сходные черты свидетельствуют о близости условий образования вышеописанных месторождений титаномagnetитовых руд со Сваранским, что позволяет их считать аналогами.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ И НАПРАВЛЕНИЕ ДАЛЬНЕЙШИХ РАБОТ

Сваранское железорудное месторождение располагается в пределах Арамазского интрузивного массива и генетически связано с ним. Породы, вмещающие Арамазский интрузивный массив, представлены вулканогенными, вулканогенно-осадочными, осадочными и метаморфическими образованиями верхнего мела и нижнего эоцена.

В районе Сваранского железорудного месторождения, на склоне г. Арамазд, в бассейнах рек Хнадзор (Ахсакал) и Хуликджур (Карачангл) нами в 1960 г. установлен верхнемеловой возраст вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород, ранее относимых к палеозою. Вместо господствующих до сих пор представлений относительно антиклинальной структуры района месторождения, устанавливается асимметрическая синклиальная структура второго порядка северо-западного простирания, к которой приурочен Арамазский интрузив верхнеэоцен-миоценового возраста. Синклиальный характер структуры устанавливается тем, что крылья сложены верхнемеловыми, а ядро нижнеэоценовыми образованиями.

В строении Арамазского массива принимает участие почти вся гамма интрузивных пород от ультраосновных-основных до кислых.

Устанавливается трехфазное образование массива. Формирование последнего протекало в следующие последовательные фазы внедрения с изменением состава пород в направлении от основного к кислому: а) первая фаза—породы ультраосновного-основного комплекса, б) вторая фаза—поро-

ды монцонитовой серии, в) третья фаза—породы умереннокислого кварц-диоритового и гранодиоритового состава.

Первая интрузивная фаза внедрения магмы ультраосновного-основного состава характеризуется глубокой дифференциацией и образованием двух субфаз: ранней—основной и поздней—ультраосновной.

Породы ранней и поздней субфаз указанного состава довольно разнообразны: все они находятся в пространственной и тесной генетической связи, образуя единую полосу северо-западного простирания, шириною в среднем 1,5 км и длиной около 6 км.

Породы основного ряда представлены мелко-, средне- и крупнозернистыми разновидностями оливиновых габбро и троктолитов, нормальными габбро и габбро-диабазы, роговообманковыми габбро, биотитовыми габбро, габбро-диоритами, калишпатовыми и кварц-калишпатовыми габбро, анортозитами и т. д. На основании петрографического состава, характера переходов, текстурно-структурных особенностей, а также наличия характерных акцессорных минералов, выделяются три интрузивные фации основных пород:

а) первая или главная—оливиновые габбро и троктолиты;

б) вторая—нормальные габбро, габбро-диабазы, роговообманковые габбро, биотитовые габбро и т. д.

в) третья—мелкозернистые разновидности оливиновых габбро и троктолитов.

Среди пород основного состава наиболее широким развитием пользуются оливиновые габбро и троктолиты, к которым постоянно пространственно приурочены ультраосновные рудные дифференциаты, главным образом, титаномagnetитовые оливиниты. Так как титаномagnetитовое оруденение пространственно и генетически тесно связано именно с дифференцированными разновидностями основных пород—оливиновых габбро и троктолитов, то фация основных пород нами рассматривается как псевдостратифицированный комплекс.

Выявлена закономерная пространственная приуроченность ультраосновных рудных дифференциатов (титаномagnetитовых оливинитов) к отчетливо дифференцированным и псевдостратифицированным породам—оливиновым габбро и

троктолитам, тем самым устанавливается закономерность распределения титаномагнетитовых руд, что является хорошим поисковым критерием.

Поисковыми работами следует охватить также площади развития основных пород в пределах Сисианского, Кафанского и Мегринского районов, где уже известно Камакарское проявление, сходное по типу со Сваранцким. Наряду с этим, на этих площадях необходима постановка магниторазведочных работ с целью выявления участков магнитных аномалий.

Касаясь вопроса взаимоотношения рудовмещающих основных пород и дайкообразных, линзовидных и жиллообразных тел ультраосновных рудных дифференциатов, следует подчеркнуть, что последние по сравнению с вмещающими оливиновыми габбро и троктолитами являются секущими поздними рудными телами. О разрыве во времени внедрения между рудовмещающими габброидами и ультраосновными рудными телами свидетельствуют резкие и интрузивные контакты, а также присутствие ксенолитов первых в последних.

Вторая фаза формирования Арамаздского интрузива знаменуется внедрением магмы монцонитового состава. К монцонитовой же фазе внедрения относятся сиениты, которые составляют отдельную (краевую) фацию интрузива и являются результатом дифференциации монцонитовой магмы. Постепенные и макроскопически почти неуловимые переходы между монцонитами и сиенитами позволяют отнести их к одной и той же интрузивной фазе внедрения.

Третья фаза формирования Арамаздского интрузивного комплекса характеризуется внедрением магм умеренно-кислого состава, среди пород которой выделяются две фации: кварц-диоритовая и кварц-монцонитовая.

Кварц-диоритовая фация имеет весьма широкое распространение и занимает значительную площадь. Господствуют здесь кварцевые диориты, подчиненное распространение имеют также банатиты и гранодиориты.

Интрузивные породы указанных трех фаз внедрения Арамаздского массива связаны с общим глубинным магматическим очагом. В пользу комагматичности пород Арамаздского массива, помимо приведенных геологических данных,

говорит также петрохимическое и геохимическое родство интрузивных образований, постоянное присутствие повышенных содержаний одних и тех же (сквозных) аксессуарных минералов—магнетита, ильменомagnetита, ильменита, апатита и сфена.

Наряду с процессом глубинной магматической дифференциации, которой мы придаем решающее значение, разнообразие интрузивных пород Арамазского массива обусловлено также ассимиляцией боковых пород магмой последующих фаз внедрения, гибрилизмом и метасоматически-метаморфическими процессами.

К породам гибридного происхождения относятся также неоднородные промежуточные породы—кварцевые монцититы, которые образовались путем воздействия магмы умеренно-кислого состава третьей интрузивной фазы внедрения на уже застывшие габброиды.

К числу наиболее широко развитых метасоматически-метаморфических процессов относится процесс серпентинизации в ультраосновных и в меньшей степени в основных породах массива. Серпентинизация нами рассматривается как автометаморфический процесс, обусловленный водными растворами магматического происхождения той же интрузивной фазы, вернее, ультраосновной ее субфазы.

При серпентинизации оливинов ультраосновных дифференциатов, главным образом, титаномagnetитовых оливинитов, наряду с первичным магнетитом, образующимся из остаточного рудного расплава, широко развиты тонкопрожилковые, точечные, пылевидные и субмикроскопические выделения вторичного магнетита.

В районе Сваранцкого месторождения установлено 14 типов жильных пород, которые генетически связаны с заключительными этапами отдельных интрузивных фаз внедрения Арамазского массива. Каждая интрузивная фаза сопровождается своими жильными породами, которые образовались в два этапа. Одним из веских фактов о комагматичности материнских и жильных пород (как первого, так и второго этапов) каждой интрузивной фазы рассматриваемого массива являются петрохимические особенности и общность минерал-

логического состава, в том числе и постоянное присутствие одних и тех же акцессорных минералов.

Относительный возраст большинства жильных пород пока еще остается неясным, так как они пространственно обычно разобщены друг от друга. Однако установлено, что все жильные породы Сваранцкого месторождения являются пострудными и секут рудные тела титаномагнетитовых оливинитов.

На основании структурно-геологических особенностей рудного поля Сваранцкого железорудного месторождения, каковыми являются первичные структуры течений и трещин, формы рудных тел и оруденелых участков, взаимоотношения их с вмещающими породами и дайками, характер их контактов, выделяются три этапа развития структур: собственно магматический (прототектонический), послерудный-дайкавый и последайковый.

К собственно магматическим структурам относятся прототектонические трещины и трещиноватые ослабленные участки, а также элементы первичной псевдостратификации, представленные полосчатой, параллельно-линейной и трахитовидной текстурами рудовмещающих оливиновых габбро и троктолитов, которые образовались в две стадии: раннюю и позднюю.

Прототектонические структуры ранней стадии возникли в верхних и приповерхностных частях габброидов в процессе дифференциации первичной магмы на основную и ультраосновную. Эти структуры развивались в определенных участках и зонах габброидов, к которым приурочены небольшие шилы, линзы, жилы, прожилки, гнезда и другие формы ультраосновных рудных дифференциатов (раннемагматический генетический тип оруденения) основной магмы Арамаздского интрузива.

Прототектонические структуры ранней стадии характеризуются небольшими размерами и быстро выклиниваются на небольших глубинах (до 150—200 м).

Прототектонические структуры поздней стадии собственно магматического этапа являются наложенными на первые и характеризуются более крупными размерами. К ним приурочены значительные по размерам дайкообразные, линзо-

видные и жилообразные железорудные тела титаномagnetитовых оливинитов. Прототектонические структуры поздней стадии собственно магматического этапа имеют в основном меридионально-субмеридиональное, реже северо-западное и близширотное направления с крутым углом падения на юго-восток и юго-запад. По простиранию они прослеживаются на расстояние более 1200 м и выдерживаются на большую глубину (800 м и более).

Таким образом, в пределах габбровой полосы Сваранцкого месторождения устанавливается зависимость закономерностей размещения титаномagnetитовых руд как на глубину, так и по флангам от вышеуказанных протоструктурных факторов. Следовательно, эти протоструктуры являются главными рудоконтролирующими, а для второго этапа—и рудоподводящими путями титаномagnetитовых образований собственно магматического происхождения, и служат хорошим поисковым критерием.

Титаномagnetитовый тип оруденения собственно магматического происхождения является характерным типом железных руд Сваранцкого месторождения. Морфологически оруденение этого генетического типа представлено:

а) дайкообразными, линзовидными и жилообразными крупными телами титаномagnetитовых оливинитов, осложненных раздувами и пережимами; это наиболее перспективный тип.

Среди титаномagnetитовых оливинитов, железорудные выделения (магнетит, ильменомagnetит, ильменит) представлены, в основном, вкрапленностью от редкой до густой, а также в виде жил, неправильных полосок, струек, линзочек, гнезд и шпир.

б) участками и зонами оливиновых габбро и троктолитов с вкрапленными, шлировыми и другими формами выделений титаномagnetитовых оливинитов.

Детальным минералогическим изучением установлено, что в составе титаномagnetитовых руд принимают участие: из рудных минералов—магнетит, ильменомagnetит, ильменит, вторичный магнетит, мартит, спорадически встречаются халькопирит, пирит, борнит и ковеллин; из нерудных—оливин, серпентин, шпинель. В небольшом количестве иногда при-

сутствуют моноклинный и ромбический пироксены, основной плагиоклаз, флогопит, биотит и тальк.

В минералогическом отношении титаномагнетитовые руды месторождения характеризуются парагенезисом железорудных минералов (магнетит, ильменомagnetит и ильменит), с одной стороны, и нерудных—оливин, серпентин и шпинель—с другой.

Титаномагнетитовые руды Сваранцкого месторождения представляют собой серпентинизированные титаномагнетитовые оливиниты, которые по количественному соотношению ведущих рудных и нерудных минералов, текстурно-структурным особенностям, среднему содержанию железа, титана и ванадия нами подразделяются на три типа: а) бедная редко-вкрапленная, б) средняя густовкрапленная и в) богатая массивная титаномагнетитовая руда. Наиболее широко развиты первые два типа.

В текстурно-структурном отношении редко- и густовкрапленные руды характеризуются вкрапленной и сидеронитовой структурами; последняя характерна для собственно магматических месторождений. Сидеронитовые структуры свидетельствуют о том, что рудные минералы—магнетит, ильменомagnetит и ильменит являются явно более поздними выделениями по сравнению с нерудными (оливин, пироксен и плагиоклаз).

Широко развитые структуры распада твердых растворов шпинели и ильменита в магнетите являются хорошими критериями для установления собственно магматических условий их образования. Эти структуры служат геологическими термометрами для установления температурного предела (700—1000°C) образования руд.

Сваранцкие руды содержат в среднем около 20% Fe. Содержание TiO_2 в титаномагнетитовых рудах составляет 1,5—2%, V_2O_5 0,1—0,2%, MnO 0,3—0,5%, Cr_2O_3 0,5—0,6% и CoO 0,04%. Наличие ценных примесей немного повышает промышленное значение охарактеризованной руды. Учитывая низкое содержание двуокиси титана и высокое содержание V_2O_5 титаномагнетитовые руды Сваранцкого месторождения следует отнести к «малотитанистому» ванадийсодержащему типу. Ценность их заключается в том, что они при та-

ком содержании примесей могут служить сырьем для получения природно легированной стали.

При открытом способе разработки Сваранцкого месторождения вместе с титаномагнетитовыми оливинитами будут вовлечены в эксплуатацию также рудовмещающие магнетитовые габбро. В связи с этим, «рудные габбро», характеризующиеся сравнительно высоким содержанием железа, титана, ванадия и других полезных примесей и легкой обогатимостью, можно рассматривать как отдельный тип железных руд. Оруденелые габбро с содержанием в среднем 10—12% Fe обладают громадными запасами, которые, наряду с титаномагнетитовыми оливинитами, могут явиться сырьем для черной металлургии.

Геохимические исследования показали, что железо и металлы его семейства (Ti, V, Mn, Cr, Co, Ni) в титаномагнетитовых рудах и рудовмещающих габброидах Сваранцкого месторождения подчиняются, в основном, общим законам концентрации и закономерностям распределения. В различных типах титаномагнетитовых руд и рудных габбро наблюдается определенная прямая корреляционная связь между содержаниями железа и металлов его группы. Сущность установленной закономерности распределения Ti, V, Mn, Cr, Co и Ni в различных типах титаномагнетитовых руд (бедных редковкрапленных, средних густовкрапленных и богатых массивных магнетитовых рудах) и рудовмещающих магнетитовых габбро заключается в том, что абсолютное содержание этих элементов возрастает с повышением содержания железа. Отсюда следует, что в титаномагнетитовых рудах Сваранцкого месторождения (в собственно магматических условиях рудообразования) судьба миграции и концентрации Ti, V, Mn, Cr и Co не случайны, они геохимически теснейшим образом связаны с геохимическим поведением железа.

Корреляционная же связь между содержаниями железа, магния и кремния обратная, т. е. с повышением содержания железа уменьшается содержание SiO_2 и MgO .

Установлено, что ванадий, марганец, хром, кобальт и никель (а также небольшая часть титана) самостоятельных минералов не образуют, а входят в решетки окислов и силикатов железа, изоморфно замещая двухвалентные и трехвалент-

ные катионы железа, между тем как MgO , так и SiO_2 являются составными частями оливина и серпентина.

В результате технологических испытаний титаномagnetитовых руд Сваранцкого месторождения по обогатимости выяснена промышленная пригодность полученного концентрата.

При электромагнитной сепарации исходных титаномagnetитовых руд (с содержанием 23—25% Fe, 25—27% MgO , 1,2—1,5%, TiO_2 и 0,1% V_2O_5) полученный магнитный концентрат характеризуется следующими технологическими показателями: выход концентрата 22—26%; извлечение железа в концентрат 70—74%; содержание Fe 53—55%, TiO_2 3,2—4,5%, V_2O_5 0,4—0,6%; MnO 0,3—0,5%, Cr_2O_3 0,5—0,7, CoO —0,04%. В магнитном концентрате количество вредных примесей незначительно: 0,04% S и 0,02% P. Мышьяк практически отсутствует. Титаномagnetитовая руда Сваранцкого месторождения характеризуется высоким содержанием двуокиси магния (25—27%), последний входит в состав силикатных минералов—оливина и серпентина. При магнитной сепарации магний уходит в хвосты, в которых содержание MgO достигает 34—37%. Предварительное изучение возможности получения окиси магния из хвостов химическим способом дало положительные результаты. Это обстоятельство повышает рентабельность рядовых титаномagnetитовых руд, так как при этом бедность последних в отношении содержания железа компенсируется их комплексной переработкой, т. е. наряду с магнитным концентратом получается магниевый концентрат.

На Сваранцком месторождении нами выделяются следующие три последовательных этапа эндогенной минерализации: а) раннемагматический, б) позднемагматический и в) послемагматический.

Раннемагматический этап минерализации развит лишь в рудовмещающих оливиновых габбро и троктолитах и представлен парагенетической ассоциацией рудных минералов—магнетита, ильменомagnetита и ильменита, с одной стороны, оливина и пироксена—с другой. Оруденение раннемагматического этапа представлено главным образом вкрап-

ленностью, а также в виде небольших шпир, линзочек, жил и прожилков вышеперечисленных рудных и нерудных минералов.

Позднемагматический этап минерализации является наиболее характерным, интенсивно проявленным и продуктивным этапом в отношении промышленной концентрации железа, частично титана и ванадия. Минерализация позднемагматического этапа характеризуется также тесной парагенетической ассоциацией минералов оливина, магнетита, ильменомagnetита, ильменита и шпиннели среди оливинитов.

В пределах позднемагматического этапа можно выделить две стадии минерализации: раннюю и позднюю.

Послемагматический этап минерализации является заключительным этапом эндогенного минералообразования Сваранцкого месторождения. Он представлен тремя генетическими типами оруденения: автометаморфическим, гидротермально-метасоматическим и контактово-метасоматическим.

Анализируя весь изложенный фактический материал, автор приходит к выводу, что Сваранцкое железорудное месторождение титаномagnetитовых руд относится к собственно магматическому генетическому типу с переходом от раннемагматического к позднемагматическому (гистеромагматическому), причем главные рудные концентрации образовались в позднемагматическом этапе рудообразовательного процесса.

В отличие от раннемагматического генетического типа ультраосновных рудных дифференциатов, т. е. титаномagnetитовых руд, которые представлены небольшими шпирами, линзочками, гнездами, прожилками и зоной вкрапленных выделений ультраосновных рудных дифференциатов, позднемагматический генетический тип характеризуется образованием крупных дайкообразных, линзовидных и жиллообразных секущих тел.

Выделение двух генетических типов титаномagnetитовых руд, помимо морфологических признаков, подкрепляется также взаимоотношениями ультраосновных рудных дифференциатов с вмещающими габброидами, геохимическими их особенностями, степенью интенсивности и характером около-

рудных изменений, выдержанностью оруденения как на глубину, так и на флангах и т. д.

Руды раннемагматического генетического типа образовались почти одновременно с вмещающими оливиновыми породами и троктолитами.

Позднемагматические крупные рудные тела вышеуказанных форм являются внедренными образованиями ультраосновных рудных дифференциатов (титаномagnetитовых оливинитов), т. е. поздней субфазой первой фазы внедрения Арамаздского интрузива.

Позднемагматический генетический тип оруденения Сваранцкого месторождения относится к фузивному типу, где рудные образования являются результатом кристаллизации последних остатков ультраосновных рудных дифференциатов.

По минеральному и химическому составу, типам руд, текстурно-структурным особенностям, геологическим условиям образования Сваранцкое железорудное месторождение аналогично месторождениям титаномagnetитовых руд группы горы Качканар, Первоуральского, Висимского на Урале и горы Таберг в Южной Швеции.

Таким образом, площадь месторождения, глубина распространения оруденения, размеры рудных тел, среднее содержание железа, титана, ванадия и других полезных примесей, а также возможность комплексного использования титаномagnetитовых руд позволяют рассматривать Сваранцкое железорудное месторождение как один из перспективных объектов для черной металлургии республики и всего Закавказья. Все эти показатели ставят вопрос о необходимости скорейшего проведения детальных геолого-разведочных работ с тем, чтобы полностью оконтурить выявленные железорудные тела, в первую очередь в пределах центрального, а затем юго-восточного участков, провести подсчет общих и промышленных запасов, завершить технологические исследования и своевременно подготовить месторождение к эксплуатации.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Абдуллаев Р. Н., Азизбеков Ш. А., Кашкай М. А.* и др. Основные черты металлогении Азербайджана. «Советская геология», 1958, № 4.
- Абих Г. В.* Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Орографическое и геологическое описание. Перевод Б. З. Коленко. Зап. Кавк. отдел. русск. геогр. общ-ва, кн. XXIII, 1902.
- Азизбеков Ш. А. и Абдуллаев Р. Н.* Эоценовые отложения юго-западной части Кунгур-Алангезского хребта. Изв. АН Аз. ССР, № 11, Баку, 1947.
- Акопян В. Т.* О возрасте верхнемеловых образований района сс. Сваранц и Татев. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. XI, № 3, Ереван, 1958.
- Акопян В. Т.* Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
- Алчуджян А. А., Будагян Б. О., Гюльзаян А. А.* Изучение железных руд Сваранцкого месторождения Армянской ССР. Научно-техн. сб., серия геол., горн. дела и металлургии, № 1, Ереван, 1962.
- Алчуджян А. А., Будагян Б. О., Месропян К. Г., Гюльзаян А. А.* Химическая переработка хвостов сваранцкой железо-оливинитовой руды, полученных обогащением магнитной сепарацией. Изв. АН Арм. ССР, серия химич. наук, № 17, 1964.
- Арапов Ю. А.* К петрографии сиенито-диоритов в районе горы Каладаш. Изв. АН Арм. ССР, серия естеств. наук, № 5—6, Ереван, 1944.
- Асланян А. Т.* Тектонические проблемы металлогении Армении. Изв. АН Арм. ССР, т. X, № 4, 1957.
- Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
- Багдасарян А. Б.* Климат Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1958.
- Бетехтин А. Г., Вольфсон Ф. И.* и др. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождений. Изд. АН СССР, М., 1955.
- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д.* и др. Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат, М., 1958.
- Боуэн Н. Л.* Эволюция изверженных пород. Госгеолиздат, М., 1934.
- Вернадский В. И.* Геохимия марганца в связи с учением о полезных ископаемых. Тр. конф. по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд. АН СССР, М.—Л., 1937.

- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре, «Геохимия», № 7, М., 1962.
- Габриелян А. А. Тектонические комплексы Армении. Тр. совещ. по тект. альп. геос. обл. юга СССР. Изд. АН Аз. ССР, 1956.
- Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
- Габриелян А. А., Адамян А. И., Акопян В. Т. и др. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Арм. ССР (объяснительная записка). Изд. «Митк», Ереван, 1968.
- Георг Хевеши. Химия и геохимия группы титана. Основные идеи геохимии. вып. 2, М., 1935.
- Гулян Э. Х. Новое железорудное месторождение в Армении. Бюллетень научно-технич. информации, № 5, (17), М., 1958.
- Гулян Э. Х. Сваранское железорудное месторождение. Тр. УГ и ОН при Совете Министров Арм. ССР, № 2, Ереван, 1959.
- Гулян Э. Х., Дадаян Г. А. Железорудные месторождения Армении. Ин-тут научно-технич. информации Арм. ССР, Ереван, 1963.
- Гулян Э. Х. Некоторые петрохимические особенности магматических пород северного склона Баргушатского хребта. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVII, 1966, № 3.
- Гуюмджян О. П. Об обнаружении пермских отложений в Зангезуре (Армянской ССР). ДАН Арм. ССР, т. XXXVII, 1963, № 5.
- Додин Л. А. Геологическое строение и рудоносность Зангезурского района (Армения). Тр. ВСЕГЕИ, вып. 133, Л., 1940.
- Дэли Р. О. Изверженные горные породы и глубины земли. ОНТИ, М.-Л., 1936.
- Еленцева К. Г. Исследование на обогатимость железных (магнетитовых) руд Азербайджанской и Армянской ССР. Аннотации докл. на науч. сессий, посвящен. итогам работ 1959 г., КИМС, Тбилиси, 1960.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд. ЛГУ, 1953.
- Железорудные месторождения мира. Под редакцией Г. А. Соколова. Изд. АН СССР, тт. I и II, М., 1955.
- Железорудная база черной металлургии СССР. Под редакцией И. П. Бардина. Изд. АН СССР, М., 1957.
- Жуковский Г. В. Глубокое обогащение железных руд Урала. «Горный журнал», 1963, № 2.
- Заварицкий А. Н. О классификации магматических рудных месторождений. Изв. геол. ком., т. 45, вып. 2, Л., 1926.
- Заварицкий А. Н. О фузивных магматических месторождениях. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, М., 1937.
- Зак С. И. Вопросы генезиса магматических ильменито-магнетитовых руд на примере Ельтьозерской интрузии. «Советская геология», 1960, № 3.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. Госгеолтехиздат, М., 1959.
- Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. Госгеолтехиздат, М., 1961.

- Иванов А. А. и Латыш И. К. О магматических рудных месторождениях. Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 6.
- Карамян К. А. Структуры и условия образования Дастакертского медно-молибденового месторождения. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
- Кашин С. А. Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 91, 1948.
- Керимов Г. И. К классификации основных и ультраосновных пород. ДАН Аз. ССР, т. XV, № 10, Баку, 1959.
- Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 4.
- Котляр В. Н. Интрузивы Даралагеца и Сисиана. «Советская геология», № 7, М., 1940.
- Котляр В. Н. О магматических комплексах и оруденении. «Советская геология», 1955, № 43.
- Кратц К. О. О генезисе магматических титаномагнетитовых месторождений. Тр. лабор. геол. докембрия, АН СССР, 1957, № 7.
- Куплетский Б. М. Количественно-минералогический состав основных горных пород. Тр. ин-та АН СССР, вып. 9, 1936.
- Лебедев А. П. Закономерности развития основных и ультраосновных формаций. Тр. I Всес. петр. совещ. по вопр. магматизма и связь с ними полезных ископаемых. Изд. АН СССР, М., 1955.
- Лебедев А. П. Рудные оливиниты Сваранцского месторождения в Южной Армении, как особый генетический тип магматических железных руд. «Геология рудных месторождений», 1962, № 6.
- Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геологического развития Малого Кавказа. БМОИП, отд. геол., т. XXII, 1949, № 4.
- Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38. 1938.
- Магакьян И. Г., Ароян-Нашвили В. Х. Новые данные по геологии и рудоносности Баргушатского хребта. Изв. АН Арм. ССР, серия естеств. наук, № 10, Ереван, 1946.
- Магакьян И. Г. Главные промышленные семейства и типы руд. Зап. ВМО, ч. 79, вып. 4, 1950.
- Магакьян И. Г. О металлогенической специализации в некоторых типах тектоно-магматических комплексов. Зап. ВМО, ч. 81, № 3, М.—Л., 1952.
- Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, № 4, Ереван, 1957.
- Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. «Советская геология», № 7, М., 1959.
- Магакьян И. Г. Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, 1966, № 4.
- Магакьян И. Г. Рудоносные магматические комплексы и рудные формации территории Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. XLIII, 1966, № 4.

- Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. Изд-во «Недра», М., 1969.
- Малышев И. И. Титаномагнетиты как остаточные образования габбровой магмы. Тр. УФАН, серия Ильменская, 1934.
- Малышев И. И., Пантелеев П. Г., Пэк А. В. Титаномагнетитовые месторождения Урала. Тр. СОПС Уральск. Филиала АН СССР, вып. I, 1934.
- Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат, М., 1957.
- Масленников В. А. К вопросу о генезисе сегрегационно-магматического титаномагнетитового оруденения. Тр. лабор. геол. докембрия, вып. 7, М.—Л., 1957.
- Межлумян Г. Б. К минералогии и генезису Сваранцкого железорудного месторождения. Тр. II Закав. конф. молодых научных сотрудников. Изд. АН Аз. ССР, Баку, 1960.
- Межлумян Г. Б. О генезисе Сваранцкого железорудного месторождения. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. XIII, Ереван, 1960.
- Межлумян Г. Б. О находке шпинели в титаномагнетитовых рудах Сваранцкого месторождения. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. XIII, № 3—4, Ереван, 1960.
- Межлумян Г. Б. Вторичные кварциты района Сваранцкого железорудного месторождения. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. XIV, № 2, Ереван, 1961.
- Межлумян Г. Б. Некоторые особенности геохимии железа, титана и ванадия в магнетитовых рудах и вмещающих габброидах Сваранцкого месторождения. Вопросы минералогии и петрографии Арм. ССР. Зап. Арм. отд. Всес. мин. об-ва, вып. 3, Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1966.
- Милановский Е. Е. Некоторые вопросы истории развития Малого Кавказа. Тр. совещ. по тект. альп. геос. обл. юга СССР. Изд. АН Аз. ССР, 1956.
- Мкртчян С. С. Новые данные о геологическом строении южной части Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1948.
- Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1958.
- Освальд Ф. К истории тектонического развития Армянского нагорья. Перевод А. И. Шишкиной. Зап. Кавк. отдел. русск. геогр. общ-ва, кн. XXIX, вып. 2, Тбилиси, 1916.
- Пантелеев П. Г. К вопросу геохимии титана, ванадия и хрома в титаномагнетитах Урала. Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 3.
- Паффенгольц К. Н. К стратиграфии меловых отложений Восточной части Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 1.
- Паффенгольц К. Н. Геология Армении. Госгеолиздат, 1948.
- Полканов А. А. Гравитационное фракционирование твердой фазы. В сб. «Вопросы петрографии и минералогии». Изд. АН СССР, М., 1953.
- Пэк А. В. К вопросу о генезисе южноуральской группы месторождений титаномагнетитов. Титаномагнетитовые месторождения Урала, серия уральская, вып. 2, М.—Л., 1936.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. Перевод с немецкого А. Д. Генкина и Т. Н. Шадлун, И. Л., М., 1962.

- Ренгартен В. П. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Тр. III Всесоюзного съезда геологов, Ташкент, 1930.
- Римская-Корсакова О. М. К вопросу о закономерных сростаниях шпинелей с магнетитом. Зап. Всес. мин. общ-ва, ч. 89, № 3, М.—Л., 1950.
- Соколов Г. А. Типы и условия образования магматогенных железных руд СССР. Железородная база черной металлургии СССР. Изд. АН СССР, М., 1957.
- Соловкин А. Н. Геологический очерк Южной части бассейна р. Базарчай. Тр. Азерб. фил. АН СССР, т. XVI, Баку, 1939.
- Татаринов П. М., Магакьян И. Г. Опыт классификации постмагматических месторождений. Зап. Всес. Мин. общ-ва, ч. 78, вып. 3, 1949.
- Татевосян Т. Ш. Габбровые породы северного склона Баргушатского хребта. Научн. тр. Ерев. Гос. Ун-та, т. 52, вып. 2, 1955.
- Татевосян Т. Ш. О находке оливинового габбро и грано-габбро на Баргушатском хребте. Научн. тр. Ерев. Ун-та, серия геол., т. 59, вып. 3, Ереван, 1957.
- Татевосян Т. Ш. К петрографии основных и ультраосновных пород г. Арамазд. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. XIII, № 3—4, Ереван, 1960.
- Татевосян Т. Ш. Условия образования щелочных сиенитов Баргушатского хребта. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. XIII, 1960, № 5.
- Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. Госгеолтехиздат, М., 1961.
- Уклонский А. С. К вопросу о геохимии эндогенных месторождений железа. В кн. «Вопросы петрографии и минералогии», т. I, Изд. АН СССР, М., 1953.
- Унковская В. А. Иностранные месторождения титаносодержащих железных руд. Титаномагнетитовые месторождения Урала. Изд. АН СССР, серия Уральск., вып. 2, М.—Л., 1936.
- Ферсман А. Е. Геохимические параметры железа. Тр. конф. по генезису железа, марганца и алюминия. Изд. АН СССР, Л., 1937.
- Фигуровский И. В. Краткий климатический очерк Кура-Араксинского бассейна. Мат. к общ. схеме использ. водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна, вып. I, Тбилиси, 1930.
- Фоминых В. Г., Юников Б. А. Шпинель в титаномагнетитовых месторождениях Урала. Зап. Всес. Мин. об-ва, сер. вт., ч. 90, 1961.
- Фоминых В. Г., Юников Б. А. Титаномагнетиты базальтов Челябинской депрессии на Южном Урале. Всес. Мин. об-во, Уральск. отдел, вып. 70, 1965.
- Хачатрян Э. А. Генетические типы железородных месторождений Армянской ССР и перспективы их освоения. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1953.
- Шербина В. В. Окислительные и восстановительные реакции в магме. В кн. посвященной 70-летию со дня рожд. Д. С. Белянкина. Изд. АН СССР, 1946.

- Щербина В. В. О форме нахождения химических элементов в магматическом расплаве. В кн. «Вопросы петрографии и минералогии», т. I, Изд. АН СССР, М., 1953.
- Юденич Г. И. Обогащение руд черных металлов. Металлургиздат, Свердлов.—М., 1948.
- Amin M. S. The ilmenite deposit of Abu Ghalqua, Egypt. *Econ. Geol.* v. 49, № 1, 1954.
- Carl Faessler and G. M. Schwartz. Titaniferous magnetite deposits of Sept-Iles, Quebec. *Econ. Geol.*, v. 36, № 7, 1941.
- Gruner L. M. Magnetite-Martite-Hematite. *Econ. Geol.*, v. XXXI, 1926, 377—383.
- Jopline Germain A. The petrology of the Haptley District. The proceedings Linnean Society. N. S. Wales, 1933.
- Osborne F. F. Certain Magmatic Titaniferous iron Ores and their origin. *Econ. Geol.*, v. 23, № 7—8, 1928.
- Ramdohr P. Beobachtungen an Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz und Überlegungen über das System $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$.
- Uytendogaardt W. Tables for microscopic identification of ore minerals. Princeton University Press, 1951.
- Verhoogen J. Distribution of titanium between silicated and oxides in igneous rocks. „Amer. J. Sci.“, № 3, 260, 1962.
- Vogt H. L. The Physical Chemistry of the Crystallisation and Magmatic Differentiation of igneous Rocks. The Journal of Geol., v. XXIX, № 7, 1921.
- Vogt H. L. Nickel in igneous rock. *Econ. Geol.*, V. 18, 1923.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
I. Орогидрографический и экономический очерк района	9
II. Общие сведения об истории геологической изученности района	11
III. Геологическое строение района	15
1. Стратиграфия	15
А. Верхний мел	15
а) верхний турон-нижний коньяк	16
б) верхний коньяк	16
в) сантон	16
Б. Нижний эоцен	18
2. Тектоника и магматизм района	22
3. Основные черты металлогении района	27
4. Краткая геолого-петрографическая характеристика Арамазского интрузивного массива	32
А. Взаимоотношение и последовательность внедрения интрузивных пород	32
Ультрасосновные-основные породы первой фазы внедрения	41
Породы второй (монцитовой) интрузивной фазы внедрения	63
Породы третьей (гранитоидной) интрузивной фазы внедрения	69
Метасоматически-метаморфические породы	72
Б. Жильные породы	77
В. Закономерности формирования и петрохимические особенности Арамазского интрузивного массива	80
а) Интрузивные магматические процессы	80
б) Метасоматически-метаморфические процессы и гибризм	85
Гибридные образования	85
Серпентинизация	87
IV. Сваранское железорудное месторождение	90
1. Геологическое строение месторождения и структура рудного поля	91
Собственно магматический этап	92
Послерудный-додайковый этап	96
Последайковый этап	97
2. Формы, размеры и условия залегания рудных тел	99

V. Минералого-геохимическая характеристика титаномагнетитовых руд месторождения	105
1. Минеральный состав и типы титаномагнетитовых руд	106
2. Текстуры и структуры титаномагнетитовых руд	116
Текстуры	117
Структуры	121
Использование структуры распада твердых растворов в качестве геологического термометра при выяснении условий образования титаномагнетитовых руд	127
Магнетитовое габбро—подтип титаномагнетитовых руд	130
3. Геохимические особенности титаномагнетитовых руд и рудных габбро	132
Железо (134), титан (140), ванадий (143), марганец (146), никель (147), хром (149), кобальт (151).	
4. Этапы и стадии минерализации	155
Раннемагматический этап	155
Позднемагматический этап	157
Послемагматический этап	160
VI. Условия образования месторождения	162
VII. Технологические свойства руд	173
VIII. Краткая технико-экономическая оценка Сваранцкого месторождения	177
IX. Сравнение Сваранцкого месторождения с аналогичными месторождениями Советского Союза и зарубежных стран	180
Основные выводы и направление дальнейших работ	188
Литература	199

ГАРНИК БАГРАТОВИЧ МЕЖЛУМЯН
СВАРАНЦКОЕ ЖЕЛЕЗОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

*Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук АН Армянской ССР*

Отв. редактор Э. А. Хачатурян
Редактор издательства Р. А. Штибен
Художник К. К. Кафадарян
Технич. редактор С. К. Закарян
Корректор В. Т. Симонян

ВФ 05180 Изд. 3639 РИСО 1391 Зазак 347 Тираж 1000
Сдано в набор 28.6.1973 г. Подписано к печати 17.7.1974 г. Печ. л. 13+8 вкл.,
изд. 11,85, л. Бумага № 1, 60×901/16. Цена 1 р. 32 к.

Типография Издательства Академии наук Армянской ССР,
Ереван, Барекамутия, 24.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
4	4 св.	физического	фактического
133	14 сн.	до десятых г/т.	до десятых долей г/т.
139	5 св.	H_2O	$3H_2O$

Цена 1 р. 32 к.