Записки Ленинградского орденов Ленина и Трудового Красного Знамени горного института им. Г. В. Плеханова, т. LVIII, вып. 2, 1969 г.

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НОВОГО ЮЖНО-САРБАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАГНЕТИТОВЫХ РУД

А. И. Москаленко

Месторождение находится в 300 *м* южнее эксплуатирующегося Сарбайского месторождения на западном крыле Соколовско-Сарбайской антиклинали в толще осадочно-вулканогенных палеозойских пород, перекрытых молодыми ($Cr_1 - Q$) рыхлыми отложениями мощностью 80—120 *м* (рис 1, 2). Протяженность месторождения 2800 *м*, азимут падения вмещающих палеозойских пород СЗ 305—280°, минимальные углы падения 35° установлены в южной части месторождения; в северной они увеличиваются до 60°, а в зоне, прилежащей к нарушению *I* — до 80—85°. Вмещающие палеозойские породы интенсивно метаморфизованы, местами превращены в скарны и метасоматиты. Магнетитовое оруденение связывается с постмагматической деятельностью глубоко залегавших интрузивных масс, представителем которых является массив диоритов, зафиксированный в восточной части Сарбайского месторождения, и выносом железа постмагматическими растворами в благоприятные для локализации руд участки из пород лежачего бока, на что указывает резкое осветление последних.

Особенности строения осадочно-вулканогенной толщи. Осадочно-вулканогенная толща мощностью более 1300 *м* расчленена на 3 свиты, в которых выделено 9 пачек, коррелируемых с пачками горных пород Сарбайского месторождения [13]. Основными рудоносными пачками являются *IV* и *VI* (рис. 1), к которым приурочены соответственно Нижнее и Верхнее рудные тела. К пачкам *V*, а также (в ничтожном объеме) *VIII* приурочено убогое магнетитовое оруденение. Наибольший интерес представляют взаимоотношения горных пород в пачках *IV*, *V* и *VI*. Остальные пачки в литолого-петрографическом отношении более или менее однородны, а в отношении рудоносности бесперспективны и здесь не рассматриваются.

IV **пачка** состоит из 64,2% известняков и 35,2% туффитов, резко различных по химическому составу и физическим свойствам (1 — известняк; 2 — известняк с примесью пирокластического материала;

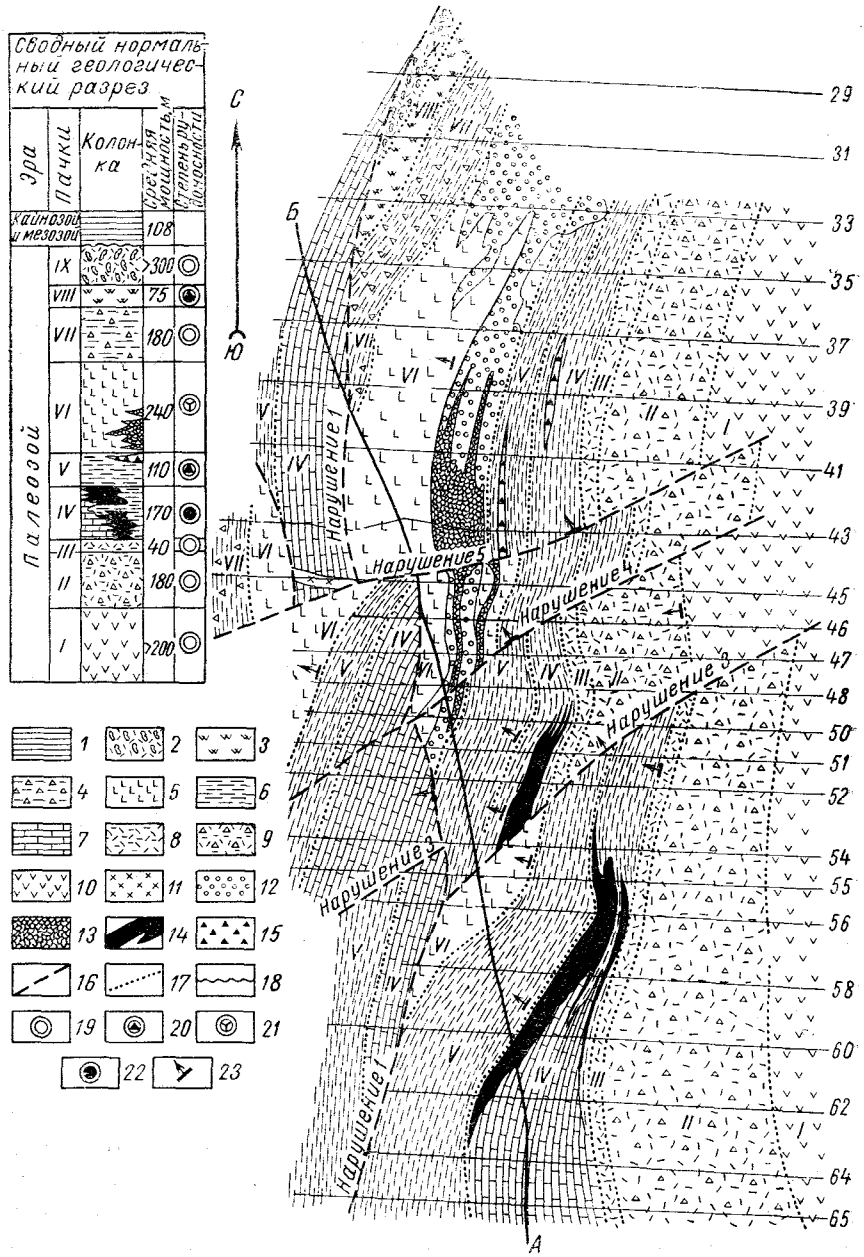


Рис. 1. Предварительная геологическая карта палеозойского фундамента Южно-Сарбайского месторождения

1 — рыхлые покровные отложения; *2* — грубообломочные туфы *IX* пачки; *3* — крупнолейстовые плагиоклазовые андезито-базальтовые порфириты; *4* — туффиты и туфы *VII* пачки; *5* — полифировые плагиоклазовые андезито-базальтовые порфириты; *6* — туффиты; *7* — известняки и мраморы; *8* — туфы псаммитовые; *9*—грубообломочные туфы (вулканические брекчии) *II* пачки; *10* — андезитовые порфириты; *11* — диоритовые порфириты; *12* — гранатовые и пироксен-гранатовые скарны; *13* — крупнозернистые прожилковые руды Верхнего рудного тела; *14* — тонкозернистые руды Нижнего рудного тела; *15* — зоны непромышленного магнетитового оруденения; *16* — досульфидные тектонические нарушения; *17* — границы пачек; *18* — стратиграфические несогласия; *19* — пачки неперспективные (безрудные); *20* — пачки с незначительным магнетитовым оруденением; *21* — пачки с магнетитовым оруденением прожилкового типа; *22* — пачки, характеризующиеся максимальной степенью рудоносности; *23* — элементы залегания

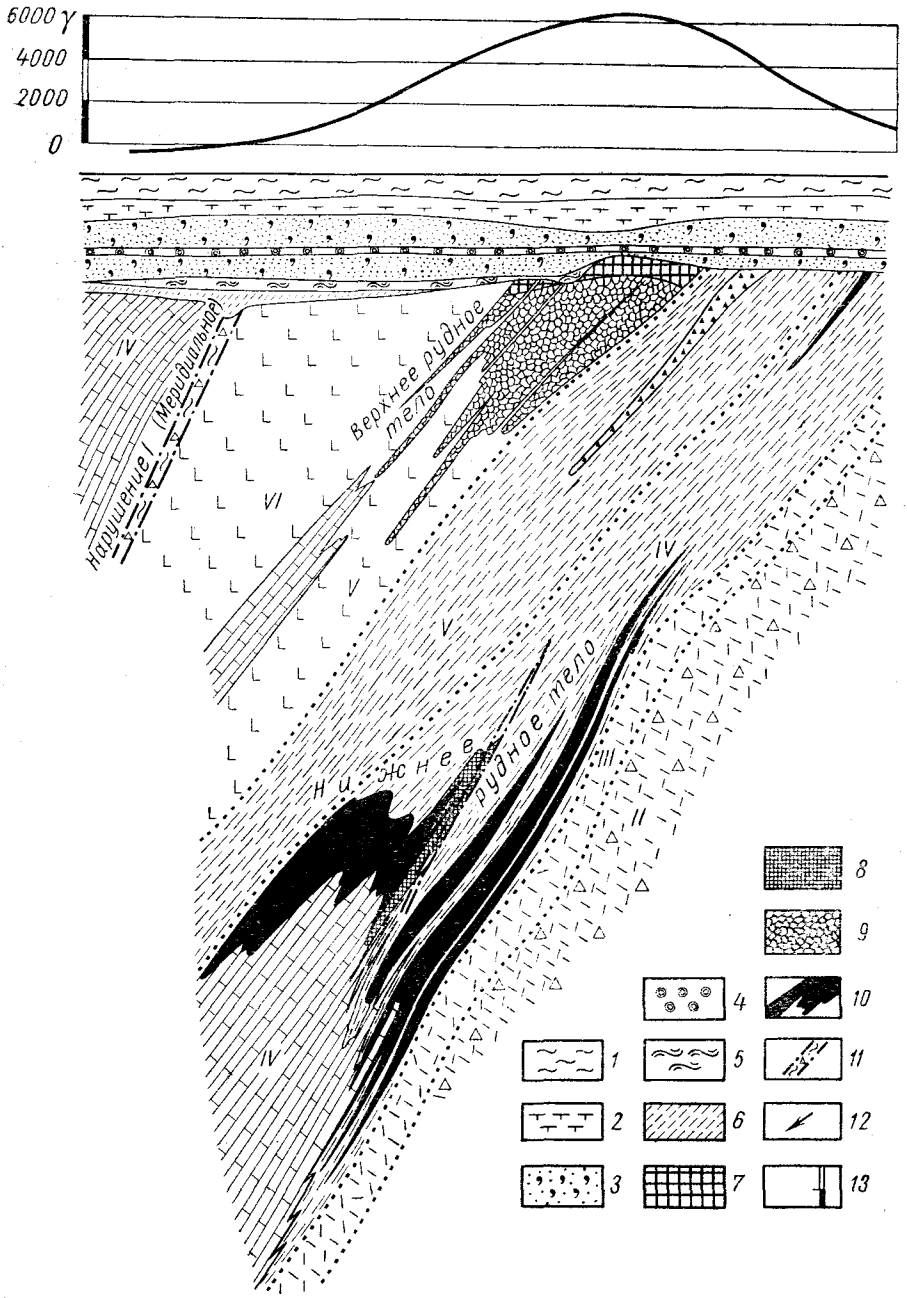


Рис. 2. Геологический разрез по профилю *43*

1 — суглинки, супеси, пески, глины сланцеватые; *2* — глины опоковые; *3* — пески кварцево-глауконитовые; *4* — оолитовые бурожелезняковые руды; *5* — глины каолиновые; *6* — кора выветривания палеозойских пород; *7* — окисленные руды Верхнего рудного тела; *8* — окисленные руды Нижнего рудного тела; *9* — крупнозернистые прожилковые магнетитовые руды Верхнего рудного тела; *10* — тонкозернистые магнетитовые руды Нижнего рудного тела; *11* — тектонические зоны; *12* — направления падений реликтовой слоистости в породах и рудах; *13* — шкала магнитных напряжений

3 — туффит; 4 — туффит скарнированный; 5 — туффит известковистый):

	1	2	3	4	5
SiO_2	4,51	15,14	53,34	36,22	36,54
TiO_2	0,19	0,20	0,87	0,61	0,58
Al_2O_3	1,39	6,27	17,24	13,97	14,37
Fe_2O_3	0,81	1,50	1,97	6,47	3,67
FeO	0,25	0,45	1,46	2,73	2,29
MnO	0,02	—	0,15	1,26	0,69
MgO	0,99	2,50	5,39	40,1	6,78
CaO	50,03	40,49	8,13	28,93	21,00
Na_2O	0,03	—	4,62	0,29	0,69
K_2O	0,11	—	2,77	0,60	1,60
P_2O_3	следы	0,01	—	0,21	0,53
П. п. п.	37,52	25,85	3,05	4,50	10,52
Сумма	95,85	92,41	98,99	99,80	99,26

Исследователи, занимавшиеся изучением Соколовско-Сарбайского рудного узла, выделяют известняки в самостоятельную свиту или пачку [3, 11, 15], считая другие комплексы пород стратиграфически ниже- или вышележащими. Результатом этого являлись проводившиеся без достаточных оснований крупноамплитудные (до 1 *км* и более) тектонические нарушения, отделявшие известняки от других пород и неоправданные увеличения мощности осадочно-вулканогенной толщи в 1,5—2 раза. Фактические данные по Южно-Сарбайскому месторождению свидетельствуют о том, что известняки по восстанию, а также в направлении с юго-востока на северо-запад фациально полностью замещаются туффитами (рис. 2). Следовательно, говорить о свите, сложенной известняками, и относить туффиты к другой свите [3] нет оснований. Известняки и туффиты слагают единый неделимый комплекс и объединены нами в одну пачку.

Фациальное замещение наблюдается во всех разведочных профилях и фиксируется постепенным увеличением в известняках примеси пирокластического материала (вулканическая пыль, обломки альбита, андезитовых порфиритов и их основной массы) с вытеснением карбонатного материала по восстанию известняков. Маркирующие горизонты — пачки *III* и *VI* подсечены последовательно многочисленными скважинами, что исключает возможность тектонического контакта между известняками и туффитами [5]. В направлении от профиля *62* к профилю *35* фациальное замещение известняков туффитами происходит на все более значительных глубинах, результатом чего явилось отчетливо выраженное склонение зоны фациального перехода в северо-западном направлении (азимут склонения 335—345°, средний угол склонения 40°, угол ныряния 25°). Этим обусловлена важная структурная деталь месторождения: известняки восточнее нарушения *1* выходят на поверхность палеозоя лишь в южной части. К северу они постепенно погружаются и в профиле *35* залегают на глубине более 800 *м*.

Известняки повсеместно перекристаллизованы, часто превращены в мраморы. Специфической их особенностью является массивное сложение. Слоистость наблюдается очень редко (как правило — в зоне фациального перехода в туффиты, где известняки содержат примесь пирокластического материала).

Туффиты, в отличие от известняков, характеризуются отчетливо выраженной слоистостью, которая наблюдается практически повсеместно.

Таблица 1

Характеристика удельной слоистости в известняках и туффитах *IV* пачки

Породы	Общий метраж	Распространенность групп, % к общему метражу							Среднее число слоев на 1 *м* мощности породы
		0	I	II	III	IV	V	итого	
Известняки	2790	86,7	8,6	4,3	—	0,4	—	100,0	0,3
Известняки в зоне фациального перехода в туффиты	370	16,2	48,7	37,8	8,1	5,4	—	100,0	4,3
Туффиты	1825	—	56,0	15,0	12,0	13,0	4,0	100,0	16,0

По керну разведочных скважин произведены замеры удельной слоистости пород *IV* пачки по пятибалльной системе с выделением групп: I — менее 1; II — от 1 до 5; III — от 5 до 25; IV — от 25 до 100 и V — более 100 макроскопически различимых слоев на 1 *м* мощности породы. Кроме того, под индексом 0 выделены массивные породы без признаков слоистости. Из табл. 1 видно, что в зоне фациального перехода в туффиты слоистость известняков увеличивается в 14 раз; слоистость туффитов превышает слоистость известняков более чем в 50 раз. Эти факты имеют важнейшее значение для выяснения условий локализации магнетитового оруденения.

В туффитах резко преобладают тонко-, мелко- и среднеобломочные разности (пелитовые, алевритовые, псаммитовые). По мере приближения к зоне фациального замещения в них увеличивается количество кальцита, постепенно вытесняющего терригенный материал. Известковистые туффиты по физическим свойствам (отчетливая слоистость, хорошая сортировка обломочного материала) не отличаются от обычных, но бурно вскипают при смачивании соляной кислотой.

Пачка *V* на 99,7% сложена туффитами, среди которых, как и в *IV* пачке, резко преобладают пелитовые, алевритовые и псаммитовые разности. Известняки и известковистые туффиты практически отсутствуют. Приведем химический состав туффитов *V* пачки, %:

SiO_2	51,80	MnO	0,19	P_2O_5	0,08
TiO_2	0,66	MgO	2,09	П. п. п.	6,37
Al_2O_3	13,92	CaO	10,95	Сумма	98,96
Fe_2O_3	2,44	Na_2O	5,25		
FeO	2,14	K_2O	3,07		

Туффиты *V* пачки более грубо слоисты, чем *IV* пачки. Они в большей степени замещены гранатом; для туффитов *IV* пачки, содержащих примесь карбонатного материала, характерны диопсид и интенсивное развитие хлорита (табл. 2).

Таблица 2

Содержание граната и пироксена (в ассоциации с хлоритом) в туффитах *IV* и *V* пачек

Пачки	Метраж	Содержание граната по группам, % к общему метражу						Среднее содержание, %		Отношение содержания пироксена к гранату
		I (<1)	II (1—5)	III (5—25)	IV (25—50)	V (>50)	итого	гранат	пироксен	
V	1660	11	5	30	16	38	100	39	29	0,74
VI	1880	68	3	11	11	7	100	11	25	2,28

На границе *IV* и *V* пачек расположен слой зеленовато-бурых алевропелитовых и псаммитовых туффитов от нуля до нескольких метров мощностью, обладающих характерной порфировидной структурой. Кубические порфировидные выделения выполнены гидроокислами железа и представляют продукт окисления пирита. Количество их составляет 5—15% от объема породы, размеры колеблются от 0,5 до 2—3 *мм*. Бурые и красно-бурые тона окраски обусловлены пылевидной вкрапленностью гематита и гидроокислов железа. По-видимому, вдоль контакта *IV* и *V* пачек насыщенные кислородом грунтовые воды проникали на большие глубины, вызывая окисление пирита. В туффитах *V* пачки лишь между профилями *41—35* зафиксированы линзы убогих магнетитовых руд. Промышленно ценное оруденение отсутствует.

VI **пачка** состоит на 75% из полифировых плагиоклазовых андезито-базальтовых порфиритов. В направлении с юга на север и вниз по падению пластов порфириты фациально переходят в вулканические брекчии. Ничтожное распространение имеют туффиты и известняки (соответственно 4 и 3%).

Тектоника. Для месторождения характерна блоковая структура, обусловленная наличием дизъюнктивных нарушений, среди которых по отношению к стадиям рудной минерализации выделены доскарновые, досульфидные, внутрисульфидные, послесульфидные.

Доскарновые нарушения фиксируются в керне скважин зонами дробления и трещиноватости, по которым развивается прожилковый гранат и реже пироксен. Как правило, доскарновые тектонические подвижки были послойными или малоамплитудными (сантиметры и первые десятки сантиметров) и их наличие не влияет на увязку геологических разрезов. Эти подвижки, получавшие разрядку главным образом по плоскостям напластования в слоистых породах и по плоскостям отдельности в порфиритах, служили путями проникновения скарнирующих растворов и создавали благоприятные условия для осуществления метасоматоза. Они неоднократно подновлялись. По возникавшим при этом новым трещинам и зонам дробления проникали рудоносные растворы и в ряде случаев отлагались рудные минералы (магнетит, пирит и др.).

Досульфидные нарушения *1*, *3*, *4*, *5* характеризуются значительными амплитудами (от 200 до 1300 *м*) и играют решающую роль в формировании блоковой структуры месторождения. Их досульфидный возраст устанавливается по наличию в тектонических зонах сульфидной минерализации (обычно пирита, реже халькопирита, сфалерита, галенита). Магнетитовые руды Нижнего рудного тела в зонах досульфидных нарушений раздроблены, перемяты. Тектонически растертый

магнетит отмечается на значительном удалении от рудного тела. Из нерудных минералов в зонах досульфидных нарушений в наибольшем количестве присутствуют кальцит и хлорит. Вмещающие породы близ нарушений хлоритизированы, содержат многочисленные прожилки кальцита, а в некоторых случаях в них развиваются цеолиты и низкотемпературный альбит. По данным макро- и микроскопических исследований наиболее интенсивные подвижки, сопровождавшиеся значительными перемещениями блоков, произошли после отложения раннего тонкозернистого магнетита (главный рудный минерал Нижнего рудного тела) и до отложения основной массы пирита (за исключением наиболее раннего пирита, имеющего на месторождении ничтожное распространение). Незначительные тектонические подвижки имели место и после отложения пирита. Таким образом, эти нарушения отнесены к досульфидным условно — по максимальной интенсивности тектонических процессов после отложения тонкозернистого магнетита и до отложения сульфидов. С тектоническими подвижками по зонам досульфидных нарушений, выходившим на поверхность палеозойского рельефа и имевшим прямую связь с грунтовыми водами и кислородом воздуха, тесно связано повышение концентрации кислорода в сульфидизирующих гидротермальных растворах, обусловившее отчетливо выраженную гипогенную мартитизацию руд Нижнего рудного тела. Анализ взаимоотношений рудных минералов показывает, что гипогенный мартит образовался в узкий промежуток времени — после отложения пирита-I (в начале процесса, возможно, одновременно с ним) и до отложения пирита-II (основной генерации пирита), т. е. до отложения практически всех сульфидов. Характерна ассоциация гипогенного мартита с гипогенными гетитом и лепидокрокитом. Возникновение этих минералов — звенья единого процесса, прервавшего начавшееся отложение сульфидов и обусловленного резким повышением концентрации кислорода в гидротермальных растворах [1]. По мере затухания тектонических движений и «закупорки» тектонических зон новыми минеральными образованиями концентрация кислорода в растворах снижалась и вновь создавались благоприятные условия для отложения сульфидов.

Установлены две системы досульфидных нарушений: меридиональная (нарушение *1*) и северо-восточная (нарушения *3*, *4*, *5*).

Нарушение *1* разделяет площадь месторождения на два крупных структурных блока — Восточный и Западный и характеризуется наибольшей амплитудой (примерно 1300 *м*). Сопровождается зоной тектонически раздробленных пород мощностью от 10 до 40—50 *м*, падающей к западу под углом 65—75°. По зоне нарушения Западный блок был надвинут на Восточный и эродирован. В связи с этим, а также вследствие выклинивания рудных тел с востока на запад промышленное оруденение на Западном блоке отсутствует. При надвиге произошло сдвоение пачек горных пород и западнее нарушения *1* в плане и разрезах пачки *III*, *IV*, *V*, *VI* и *VII* повторяются. В структуре Сарбайского рудного поля нарушение *1* играет определяющую роль. На Сарбайском месторождении оно детально изучено В. М. Изоитко [5] и Г. С. Поротовым [15].

Второе меридиональное нарушение зафиксировано в крайней западной части месторождения (рис. 1). По аналогии с нарушением *1* оно также относится к досульфидным. Амплитуда его измеряется сотнями метров.

Нарушения северо-восточного простирания разбивают Западный и Восточный блоки на ряд более мелких блоков. За исключением нару-

шения *3* они пересекают и смещают зону дробления горных пород нарушения *1*, т. е. являются более молодыми.

Нарушение *3* вскрыто скважинами, в керне которых зафиксированы насыщенные кальцитом и кальцитовыми прожилками зоны перемятых, развальцованных, раздробленных пород и магнетитовых руд, а также мощные зоны хлоритизации. Рудная минерализация представлена прожилками и вкрапленностью пирита. Простирание нарушения 25—45°, падение северо-западное под углом 60—73°. Породы и руды висячего бока приподняты и сдвинуты к юго-западу — в результате на участке между профилями *56—51* произошло сдвоение Нижнего рудного тела (рис. 3). В блоке, расположенном севернее нарушения *3*, в результате поднятия и последующей эрозии *VI* пачка почти нацело эродирована. Амплитуда нарушения уменьшается к северо-востоку до нуля (в крайней восточной части месторождения), тогда как в Западном структурном блоке она достигает максимума (до 450 *м*). Средняя амплитуда составляет 300 *м*.

В керне скважин нарушения *4* зафиксированы перемятые, раздробленные породы и руды, сцементированные хлоритом, кальцитом, пиритом и другими минералами гидротермальной стадии. Простирание нарушения 43—60°, падение северо-западное под углом 70—76°. Это шарнирное нарушение. Ось шарнира расположена на глубине 850—1000 *м* и ориентирована перпендикулярно к плоскости сместителя. Часть блока, расположенная восточное шарнира, опущена, а расположенная западнее — приподнята. Амплитуда перемещения колеблятся от 0 (у оси шарнира) до 200 *м*.

Нарушение *5* установлено по смещению *IV*, *V*, *VI* и других пачек, а также магнетитовых руд Нижнего рудного тела в плане и на продольных геологических разрезах. Средний азимут простирания 73°, падение северо-западное под углом 76°. Амплитуда перемещения 75—125 *м*. Породы и руды висячего бока были опущены по отношению к лежачему и сдвинуты на юго-запад.

Внутрисульфидные (по отношению к крупнозернистому прожилковому магнетиту-III — внутримагнетитовые) нарушения установлены по наличию в керне скважин тектонических брекчий эффузивных, пирокластических и осадочно-пирокластических пород, сцементированных поздним (крупнозернистым) магнетитом и пиритом, которые обычно окаймляются магнетитовыми и пирит-магнетитовыми (с резким преобладанием крупнозернистого магнетита) прожилковыми зонами. Эти нарушения чаще всего встречаются в породах *VI* и *V* пачек, являются, как правило, послойными, тяготеют к зонам распространения доскарновых нарушений и нередко пространственно с ними совпадают. Внутрисульфидные нарушения образовались в очень узкий промежуток времени: в период образования основной генерации пирита (пирита-II) и до образования сульфидов меди, свинца и цинка. В результате нарушившегося режима серы и кислорода в определенных участках месторождения процесс образования пирита был прерван. Вместо пирита начал отлагаться поздний магнетит (взаимоотношения этих минералов отчетливо видны в полированных шлифах). Увеличение концентрации кислорода в гидротермальных растворах, обусловившее отложение магнетита (вместо пирита) по А. Г. Бетехтину [1] могло иметь место при относительно слабых тектонических подвижках прежде всего в верхах разрезах, близко расположенных к дневной поверхности (откуда по тектоническим зонам и трещинам мог поступать кислород). Действительно, зоны крупнозернистого прожилкового магнетитового оруденения (Верхнее рудное тело и рудные линзы *V* пачки) занимают

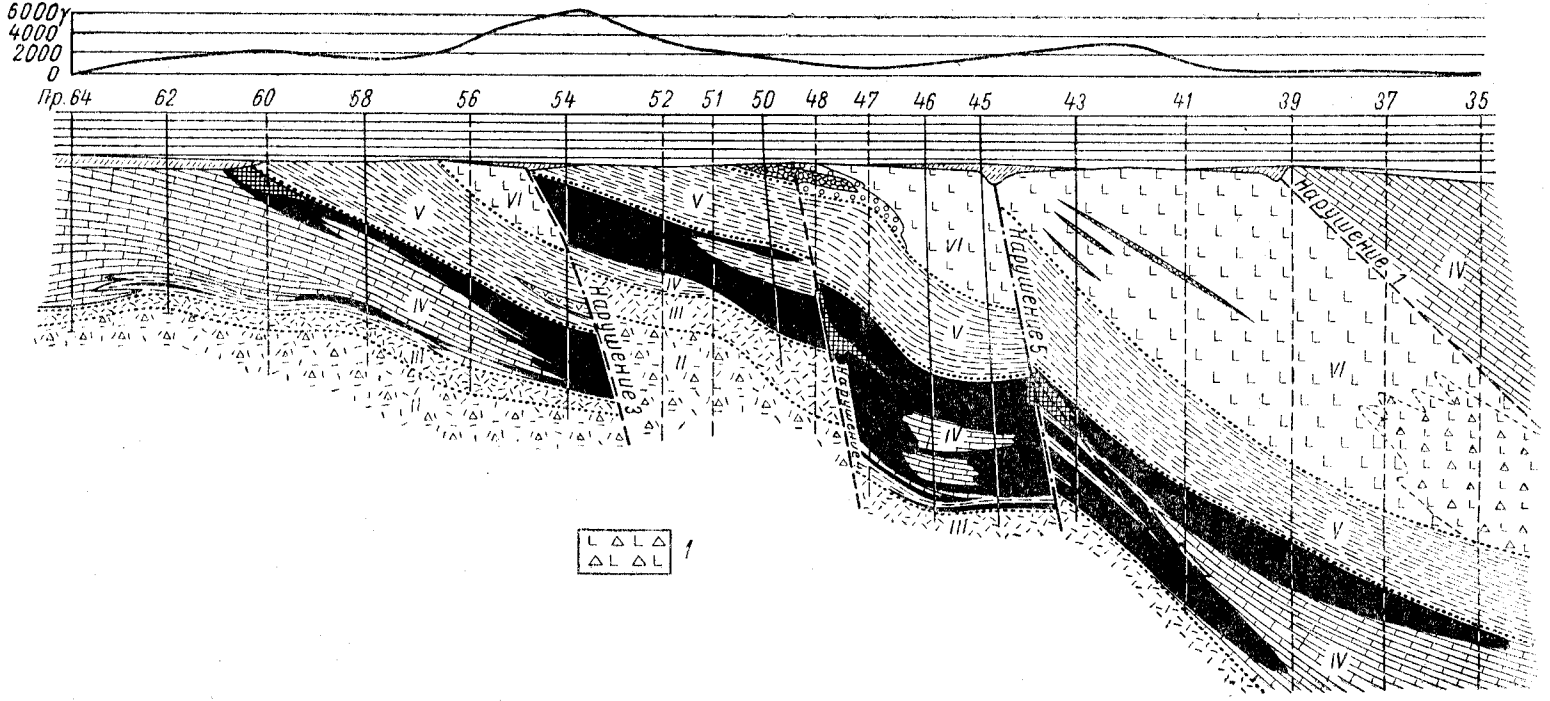


Рис. 3. Геологический разрез по линии *А — Б*

1 — грубообломочные туфы полифировых плагиоклазовых андезито-базальтовых порфиритов (сплошные — скважины, пунктир — профили).

Условные обозначения см. рис. 1, 2

более высокое по сравнению с тонкозернистыми рудами Нижнего рудного тела пространственное положение в разрезе и довольно резко выклиниваются на глубину (рис. 2). Содержание пирита в таких зонах, наоборот, увеличивается сверху вниз.

Послесульфидные нарушения распространены относительно широко. Их амплитуды измеряются несколькими метрами (как исключение — до 30 *м*). Они секут породы под очень острым углом (рис. 2) или являются послойными. В последнем случае они чаще приурочены к почве Нижнего рудного тела. Помимо самостоятельного развития, послесульфидные подвижки происходили и по досульфидным нарушениям. В зонах послесульфидных нарушений либо не отмечается никакой наложенной минерализации, либо присутствует скудная минерализация, представленная гидроокислами железа, хлоритом (по плоскостям скольжения), в незначительном количестве кальцитом и гипсом (без сульфидов). В контурах рудных тел послесульфидные нарушения фиксируются по наличию магнетитовых руд с листоватыми и сетчатыми текстурами. Примыкающие к зонам этих нарушений магнетитовые руды часто превращены процессами гипергенного окисления в мартиты.

Структурно-геологические условия локализации рудных тел. Широко распространено мнение [9, 10, 5], что залежи магнетитовых руд Тургайского прогиба образовались главным образом путем метасоматического замещения известняков. Некоторые исследователи [14, 2, 9, 11, 12, 16] считают при этом рудоконтролирующим фактором наличие контакта известняков или той части литолого-стратиграфического разреза, к которой приурочены известняки, с интрузивными породами (диоритами, диорит-порфиритами и др.).

На Южно-Сарбайском месторождении рудные залежи удалены от массива диоритов на 1—2,5 *км* и резко выклиниваются в сторону известняков (Нижнее рудное тело, рис. 2). Верхнее рудное тело залегает в эффузивных породах. Магнетитовое оруденение здесь контролируется иными факторами, среди которых основная роль принадлежит структурному, литологическому и тектоническому контролю оруденения. Именно они обусловили не только приуроченность к определенным структурным элементам, но и основные параметры рудных тел: их форму, размеры, условия залегания, а также минералогические и текстурные особенности руд.

Нижнее рудное тело залегает в средне-верхневизейских образованиях *IV* пачки и приурочено к зоне фациального перехода известняков в туффиты. Отмеченное выше склонение и ныряние зоны фациального перехода к северо-западу обусловило отчетливо выраженное склонение и ныряние Нижнего рудного тела в том же направлении. В связи с этим Нижнее рудное тело выходит на поверхность палеозоя лишь в южной части месторождения (рис. 1, 3); в центральной и северной частях оно постепенно погружается и севернее профиля 39 залегает на глубине более 700 *м* от поверхности. Азимут склонения составляет в среднем 345°, угол склонения 40°, угол ныряния 25°. Рассмотрим, чем обусловлена строгая приуроченность рудного тела к зоне фациального перехода.

Большинство исследователей считает, что при образовании скарновых магнетитовых месторождений железо осаждается путем непосредственной реакции постмагматических рудоносных растворов с карбонатами. Приводятся формулы, отражающие химические реакции между кальцитом и хлоридами железа [4], в результате которых образуется магнетит. На Южно-Сарбайском месторождении, в зоне оруденения и прилегающих к ней участках, известняки, как правило, пре-

вращены в мраморы или претерпели значительную перекристаллизацию. В них практически отсутствует слоистость (табл. 1), а эффективная пористость не превышает 0,85%, т. е. аналогична пористости базальтовых и диабазовых порфиритов [6]. Приведенные факты свидетельствуют о том, что в известняках отсутствовали благоприятные условия для просачивания рудоносных растворов. Возникавшие под воздействием тектонических напряжений редкие трещины быстро залечивались кальцитом, о чем свидетельствуют кальцитовые прожилки, не несущие никакой рудной минерализации. По существу комплекс известняков следует рассматривать как своеобразный химически активный экран.

Туффиты, по сравнению с известняками, характеризуются отчетливой слоистостью (табл. 1) и резкой анизотропией физических свойств. Здесь существовали идеальные условия для проникновения рудоносных растворов вдоль плоскостей наслоения. Этому способствовали тектонические подвижки, получавшие разрядку по тем же плоскостям. Наиболее благоприятными для локализации оруденения были химически активные известковистые туффиты, содержащие примесь кальцита. Эти породы приурочены к зоне фациального перехода, сменяясь по падению известняками, а по восстанию — пассивными в химическом отношении туффитами алюмосиликатного состава. В зоне фациального перехода резко возрастает удельная слоистость известняков (табл. 1), что благоприятно для образования магнетитовых руд также и по известнякам.

Изложенным объясняется причина залегания Нижнего рудного тела преимущественно в туффитах. Пластообразная форма последних обусловила пластообразную форму рудного тела. В направлении от зоны фациального перехода по падению (в сторону известняков), а также по восстанию (в сторону туффитов силикатного состава) рудное тело выклинивается. Выклинивание в сторону известняков происходит резко, часто с резким раздувом мощности (в северной части месторождения контакт с известняками почти вертикальный), а в сторону туффитов — постепенно, на протяженнии сотен метров. Последнее связано с постепенным уменьшением в туффитах примеси карбонатного материала. На участках месторождения, где известковистые туффиты быстро сменяются силикатными, отмечается относительно резкое выклинивание рудного тела и по восстанию.

Четко выраженный литологический контроль оруденения определил согласное залегание рудного тела с вмещающими породами. Азимут падения составляет 280—300°, угол падения меняется от 30—35° в южной части месторождения до 60—65° в северо-западной. Протяженность рудного тела 2800 *м*, вкрест простирания 200—800 *м*; мощность меняется от нескольких метров до 120—160 *м*.

Образовавшись путем метасоматического замещения известковистых туффитов и в меньшей степени известняков и туффитов, содержащих незначительное количество карбонатного материала, магнетитовые руды Нижнего рудного тела сохраняют характерные текстурные особенности этих пород и прежде всего слоистость. В рудах она проявляется в более или менее отчетливо выраженной полосчатости, обусловленной избирательным метасоматозом по отношению к микрослоям первичной породы. Полосчатые руды в Нижнем рудном теле составляют 42,9%. Менее распространены оспенные 28,3, массивные 11,3, вкрапленные 12,4, порошковатые 1,4%. Оспенные текстуры характерны для руд, образованных путем замещения известняков, реже — неслоистых известковистых туффитов. Присутствующий в оспинах кальцит — перекристаллизованный остаточный кальцит известняков.

Минеральный состав руд также связан с составом первичных пород. В рудах, заместивших туффиты, нерудная часть представлена минералами, содержащими повышенное количество алюминия и кремния (хлорит, пироксен, альбит, актинолит). В рудах по известнякам в составе нерудных минералов резко преобладают карбонаты (кальцит, сидерит), а также ангидрит.

Верхнее рудное тело залегает в низах верхневизе-намюрских образований *VI* пачки и приурочено к зоне контакта полифировых плагиоклазовых андезито-базальтовых порфиритов и скарнов, образованных по этим порфиритам (рис. 1, 2). Скарнирование порфиритов *VI* пачки распространяется от профиля *50* к профилю *35* на все более значительные глубины. Этим объясняются склонение и ныряние рудного тела к северо-западу. Средний азимут склонения 350°, угол склонения 27°, угол ныряния 25°. Севернее профиля *39* Верхнее рудное тело погружается под поверхность палеозоя и в профиле *35* залегает на глубине более 190 *м*.

Порфириты *VI* пачки и образованные по ним скарны представлены хрупкими породами с массивной текстурой, в составе которых карбонаты практически отсутствуют. Основной фактор, контролирующий локализацию оруденения, — тектонический контроль. Значительное число трещин и зон дробления в порфиритах возникло до скарнирования, т. е. задолго до отложения рудных минералов. Для подтверждения этого предположения по керну скважин проведены замеры удельной доскарновой трещиноватости порфиритов и образованных по ним скарнов по пятибалльной системе с выделением групп: I — менее 1, II — от 1 до 5, III — от 5 до 25, IV — от 25 до 100 и V — более 100 трещин на 1 *м* мощности породы (табл. 3).

Таблица 3

Характеристика удельной доскарновой трещиноватости

Общий метраж	Распространенность групп, % к общему метражу						Среднее число трещин на 1 *м* мощности
	I	II	III	IV	V	итого	
390*	17,9	25,7	40,5	7,9	8,0	100,0	22
630**	95,2	3,2	1,6	—	—	100,0	0,9

* В скарнах, образованных по полифировым плагиоклазовым андезито-базальтовым порфиритам *VI* пачки.
** В нескарнированных и слабоскарнированных породах.

Из табл. 3 видно, что скарнирование пород *VI* пачки определялось прежде всего степенью их тектонической нарушенности. В породах, не претерпевших существенных деформаций, скарнирование резко затухает. Тектонические подвижки, обусловившие эти деформации, были в основном послойными, а сопровождавшие их трещины ориентированы преимущественно в двух направлениях: параллельно пластовой отдельности порфиритов и под крутым углом к ней. Зона интенсивной доскарновой трещиноватости расположена у контакта хрупких порфиритов *VI* пачки с пластичными туффитами *V* пачки. Учитывая это, а также исследования А. В. Королева и П. А. Шехтмана [7, 8], предполагается, что она возникла в процессе пликативных дислокаций при формировании Соколовско-Сарбайской антиклинали, что подтверждается пликатив-

ными деформациями пород *VI* пачки на участке распространения гранатовых скарнов.

В процессе скарнообразования возникла неустойчивая в физическом отношении система, состоящая из скарнов и массивных порфиритов, сменяющих скарны по падению. При дальнейших тектонических подвижках (предшествовавших магнетитовому оруденению и сопровождавших его), которые также в основном были послойными и обычно совпадали с зонами доскарновых нарушений, в первую очередь и в максимальной степени подвергался дроблению этот контакт. Сюда устремлялись рудоносные растворы и отлагали свой полезный груз.

Главным рудным минералом Верхнего рудного тела является крупнозернистый магнетит гидротермальной стадии (магнетит-III), отлагавшийся в трещинах и зонах дробления пород вместо пирита в результате нарушившегося режима серы и кислорода под влиянием внутрисульфидных тектонических подвижек. Об интенсивности последних можно судить по числу трещин, выполненных крупнозернистым магнетитом и пиритом (табл. 4).

Таблица 4

Характеристика внутрисульфидной * трещиноватости

Общий метраж	Распространенность групп, % к общему метражу						Среднее число трещин на 1 *м* мощности
	I	II	III	IV	V	итого	
450**	11,1	26,7	38,9	13,3	10,0	100,0	30,0
450***	71,6	21,3	7,1	—	—	100,0	0,5

* По отношению к магнетиту-III — внутримагнетитовый.
** В магнетитовых рудах по полифировым плагиоклазовым андезито-базальтовым порфиритам и скарнам.
*** В безрудных и слабо оруденелых породах *VI* пачки.

Форма рудного тела определяется пространственным положением зон тектонического дробления и трещиноватости и лишь в общих чертах приближается к пластообразной, с резким выклиниванием руд по падению, а в отдельных случаях и по восстанию. Протяженность тела по склонению 1040 *м*, по падению — в среднем 350 *м*. Мощность — от нескольких до 60 *м*. Азимут падения СЗ 270—285°, угол падения 35—45°.

Из гидротермальных растворов в условиях свободного роста в тектонических трещинах и зонах дробления возникали хорошо ограниченные или деформированные кристаллы магнетита, размеры которых часто измеряются миллиметрами, достигая иногда десятков миллиметров (в отличие от Нижнего рудного тела, где зерна магнетита имеют неправильную форму и измеряются сотыми, реже десятыми долями миллиметров). В общем виде руда представляет интенсивно скарнированный, раздробленный или разбитый многочисленными трещинами порфирит, обломки которого цементируются крупнозернистым магнетитом. Широко распространены прожилковые, брекчиевидные и сплошные жильные текстуры руд. Их минеральный состав также тесно связан с составом пород, подвергшихся оруденению. Основными нерудными минералами здесь являются гранат, минералы первичных пород (альбит, плагиоклаз и др.), а также развивающийся по ним хлорит и в меньшей степени — пироксен.

Выводы

1. Формирование месторождения происходило на фоне тектонических движений, которые не только создавали и обновляли пути проникновения рудообразующих растворов, но в ряде случаев оказывали решающее влияние на режим процессов рудообразования, а также являлись причиной значительных перемещений крупных блоков вмещающих пород и руд в вертикальном и горизонтальном направлениях. Зоны тектонических нарушений нередко служили местами локализации магнетитовых руд.

2. В осадочно-вулканогенной толще выделены две основные рудоносные пачки: *IV* и *VI*, в которых залегают соответственно Нижнее и Верхнее рудные тела.

3. Магнетитовые руды Нижнего рудного тела приурочены к зоне фациального перехода известняков в туффиты, Верхнего — к зоне контакта полифировых плагиоклазовых андезито-базальтовых порфиритов и скарнов, образованных по этим порфиритам.

4. В Нижнем рудном теле магнетитовое оруденение контролируется литологическим, в Верхнем — тектоническим факторами. В литологическом отношении наиболее благоприятными являлись известковистые туффиты, обладающие высокой химической активностью и обилием плоскостей наслоения, по которым проникали рудообразующие растворы. В тектоническом отношении наиболее благоприятными были зоны трещиноватости и дробления в скарнах и порфиритах *VI* пачки, обусловленные послойными внутрисульфидными тектоническими подвижками.

5. Структурный, литологический и тектонический контроль оруденения определяют пространственное положение рудных тел, их форму, размеры, условия залегания, а также основные минералогические и текстурные особенности магнетитовых руд.

6. При проведении поисковых работ на магнетитовые руды в Тургайском прогибе следует особенно тщательно проверять и изучать зоны фациальных переходов известняков в осадочно-пирокластические и пирокластические породы, так как в зонах фациальных переходов существовали весьма благоприятные условия для локализации мощных и высококачественных залежей магнетитовых руд.

7. Рудовмещающие известняки и туффиты (последние иногда переслаиваются с туфами) вследствие явлений фациального замещения образуют единый комплекс. Попытки выделить известняки в самостоятельную свиту или пачку неверны и при проведении поисковых работ могут привести к пропуску рудных тел и месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1955.

2. Гайс С. Н. Выступление на Кустанайской научной сессии. Тр. Объединенной Кустанайской научной сессии, т. II. Изд. АН Каз.ССР, 1958.

3. Галкин П. С. Некоторые вопросы геологии, вулканизма и металлогении. Зап. Тургая. В сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Изд-во АН Каз.ССР, 1963.

4. Дымкин А. М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. Наука, 1966.

5. Изоитко В. М. Закономерности строения вулканогенно-осадочной толщи Сарбайского месторождения. Зап. ЛГИ, т. XLVII, вып. 2, 1964.

6. Кобзарь П. Н. Метасоматоз на магнетитовых месторождениях Тургайского прогиба. Изд. МГ СССР и КазНИИМС, 1966.

7. Королев А. В., Шехтман П. А. Послемагматические рудные тела и методы их геологического анализа. Госгеолтехиздат, 1954.

8. Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд. Недра, 1965.

9. Кочергин И. А. Сарбайское месторождение. В сб. «Магнетитовые руды Кустанайской области». Изд-во АН СССР, 1958.

10. Кочергин И. А. Литологический контроль магнетитового оруденения в Соколовско-Сарбайской группе месторождений. Изв. АН Каз.ССР, сер. геол., вып. 2, 1962.

11. Кочергин И. А. Основные закономерности локализации магнетитовых месторождений Соколовско-Сарбайского рудного района. Изв. АН Каз.ССР, сер. геол., вып. 6 (57), 1963.

12. Мазина Е. А. Геологическое строение палеозойского фундамента северной части Тургайского прогиба. Тр. Объединенной Кустанайской научной сессии, т. II. Изд-во АН Каз.ССР, 1958.

13. Москаленко А. И. К вопросу о геологическом строении Сарбайского месторождения. Зап. ЛГИ, т. LV, вып. 2, 1968.

14. Онтоев Д. О. Особенности генезиса магнетитовых месторождений Кустанайской области. В сб. «Магнетитовые руды Кустанайской области». Изд-во АН СССР, 1958.

15. Поротов Г. С., Лазаренков В. Г., Ларионов А. Г. О ритмичном строении вулканогенно-осадочной толщи Соколовско-Сарбайского рудного поля. «Литология и полезные ископаемые» № 2, 1966.

16. Пятунин В. К. Выступление на Объединенной Кустанайской научной сессии. Тр. Объединенной Кустанайской научной сессии, т. II. Изд-во АН Каз.ССР, 1958.