Записки Ленинградского ордена Ленина, ордена Октябрьской Революции
и ордена Трудового Красного Знамени горного института им. Г.В.Плеханова,
т. XXII, вып. 2, 1977 г.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ДЕКРЕПИТАЦИИ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ НА ТУРГАЙСКИХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Н.Л.ШАМАНИНА

Метод декрепитации основан на том, что при нагревании газово-жидких включений после их гомогенизации даже незначительное приращение температуры приводит к резкому возрастанию давления внутри включения. Это давление в результате превышения предела прочности минерала, образующего стенки включения, вызывает их разрыв.

Возможности метода декрепитации для определения температуры образования минералов весьма ограничены [3, 4, 6, 9]. Температура декрепитации далеко не всегда соответствует температуре образования включений, и даже более высокие значения температуры декрепитации не всегда соответствуют более высокотемпературным генерациям минералов [II].

Метод декрепитации тем не менее оказывает существенную помощь при выделении стадий минералообразования; при установлении относительного изменения температуры минералообразования между стадиями по смещению температуры массового взрывания включений; при выявлении зон гидротермально измененных пород около рудных тел [7], а также при решении многих других задач. Метод декрепитации может быть использован и для выявления вертикальной зональности и определения относительной глубины эрозионного среза магнетитовых месторождений Тургая.

Результаты декрепитационного анализа ряда минералов Тургайских магнетитовых месторождений приводятся рядом исследователей [I, 2, 5, 8, I2, I3]. Магнетит декрепитирует при температуре от 300 до 700°С [8], что связывается с широким температурным интервалом его образования от надкритических до гидротермальных условий. Для магнетита Елтайско-Куржункульского рудного района В.М.Щербак [I3] выделяет два температурных интервала декрепитации: для скарновых месторождений 350-600°С (с максимумом при 400-5I0°С) и для гидросиликатных 300-450°С (с максимумом при 340-390°С). Для Качарского месторождения, относимого к скаполитовому подтипу, значения температуры декрепитации магнетита (370-450°С) также сравнительно низкие [2], а для Соколовского скаполито-скарнового – довольно высокие 550-720°С.

Некоторые недостатки приводимых данных: анализы были сделаны по небольшому числу проб; температура декрепитации иногда отождествлялась с температурой образования минералов; не сопоставлялись значения температуры декрепитации проб, отобранных с различных глубин.

Декрепитационный анализ проб магнетита проводился в лаборатории рудообразующих растворов ЛПИ на акустической установке. Средний объем проб был принят 0,25 $см^3$; скорость нагрева составляла 5-7°С в минуту. Количество взорвавшихся включений фиксировалось через каждые 20° нагрева, начиная от 20° до 800°С.

Декрепитационному анализу было подвергнуто 69 проб магнетита с размерами зерен во фракции от 0,1-0,2 до 0,2-0,5 мм, в том числе 20 проб из месторождений скаполитового, 40 – скаполито-скарнового и 9 – скарново-гидросиликатного подтипа (табл. I, 2).

При обработке результатов анализа были введены следующие условные обозначения: $T_н$ – температура начала декрепитации (фиксирует начало непрерывной декрептограммы); $T_{нм}$ – температура начала максимума декрепитации (массового растрескивания), которая предшествует пику с числом импульсов $n \geqslant 5$; $T_м$ – температура максимума декрепитации; $T_с$ – средняя температура декрепитации (среднее значение между $T_{нм}$ и $T_м$).

В пробах из месторождений скаполитового подтипа декрептофоническая активность начиналась в температурном интервале 200-560°С, а максимальное число звуковых импульсов наблюдалось в интервале 480-760°С (в среднем при 650°С), общее число пиков менялось от I до 9, число импульсов при $T_м$ составляло 6-150.

Средние значения температуры декрепитации у магнетитов из месторождений скарново-гидросиликатного и скаполитового подтипов близки при незначительных колебаниях в ту и другую сторону (см. табл.2), однако число пиков колеблется в более узких пределах (3-6), а число импульсов при $T_м$ – в более широких (от 9 до 490).

Для месторождений скаполито-скарнового подтипа средние значения температуры декрепитации от начальной 390°С до максимальной 720°С – наибольшие, что позволяет надежно отличать магнетиты этих месторождений от других подтипов. Диапазон изменения числа импульсов при $T_м$ наиболее широкий: 10-900 (без прожилкового магнетита 10-590), т.е. максимальное число импульсов превышает соответствующее их количество для магнетитов из скаполитовых месторождений в 6 раз, а для скарново-гидросиликатных в 2 раза. Среднее число импульсов при $T_м$ превышает соответственное им число для скаполитового подтипа в 3 раза, а для скарново-гидросиликатного в 2 раза (см. табл.2). Пределы колебаний числа пиков (2-6) близки данным для месторождений скарново-гидросиликатного подтипа.

Как видно из табл.2, начальная температура декрепитации магнетита $T_н$ последовательно возрастает от скаполитового к скарново-гидросиликатному и скаполито-скарновому подтипу, что, видимо, связано с большей насыщенностью магнетита из месторождений скаполитового и скарново-гидросиликатного подтипов более крупными включениями, взрывающимися при более низких значениях температуры [4]. Это предположение согласуется с уменьшением коле-

Таблица

Результаты декрепитационного анализа мономинеральных проб магнетита

Месторождение	Скважина	Число проб	Фракция, мм	Средняя температура декрепитации				Средний температурный интервал $T_м - T_{нм}$	Среднее число импульсов n		Среднее число пиков $n \geqslant 5$		Среднее число разрозненных пиков до $T_н$ (в низкотемпературной части)
				$T_н$	$T_{нм}$	$T_с$	$T_м$		при $T_с$	при $T_м$	в интервале $T_м - T_{нм}$	общее от $T_{нм}$ до 800°С	
Давыдовское	1281	4	0,1–0,2	460	520	575	630	110	6	10	2	3	> 2
Качарское	137	8	0,1–0,2 0,2–0,5	360	465	550	630	170	18	70	2	>3	1
	338	8	0,1–0,2 0,2–0,5	310	370	525	680	310	14	89	4	5	2
		16		335	420	540	655	240	16	79	3	>4	1
	1545	15	0,1–0,2 0,2–0,5	410	470	595	720	250	28	160	>3	>4	< 2
	859	2	0,2–0,5	400	420	555	690	270	165	590	3–4	5	2
Соколовское	884	5	0,1–0,2 0,2–0,5	400	450	590	730	275	50	350	3	4	3
	876	8	0,1–0,2 0,2–0,5	360	395	575	755	360	27	255	4	>4	1
	896	8	0,2–0,5	370	420	565	710	290	33	245	3	4	1–2
	916	1	0,1–0,2	400	560	590	620	60	6	10	2	3	3
		39		390	440	580	720	280	38	240	>3	>4	<2
Алешинское	229	1	0,1–0,2	500	580	630	680	100	3	11	2	4	4
Куржункульское	7	3	0,1–0,2	385	440	535	625	185	8	22	<3	5	>2
	418	8	0,2–0,5	365	440	545	655	215	31	167	2	4	>2
		9		370	440	540	645	205	23	118	>2	4	>2

баний общего числа пиков активности от скаполитового к скарново-гидросиликатному подтипу и с закономерным возрастанием числа импульсов при $T_м$ от магнетитов из скаполитового подтипа к магнетитам скаполито-скарновых месторождений. Приведенные данные свидетельствуют о более устойчивой обстановке формирования скаполито-скарновых месторождений и о наибольшей насыщенности их магнетитов включениями.

Число малоамплитудных разрозненных пиков, обычно составляющих первые импульсы и предшествующих непрерывной части графика, в низкотемпературной

Таблица 2

Зависимость параметров декрепитации магнетита
от генетических подтипов месторождений

Подтип месторождений	Число проб	Температура декрепитации[x]				$T_м - T_{н.м}$	Число импульсов n		Число пиков с $n \geqslant 5$		Число разрозненных пиков до $T_н$ (в низкотемпературной части)
		$T_н$	$T_{н.м}$	$T_с$	$T_м$		при $T_с$	при $T_м$	в интервале $T_м - T_{н.м}$	общее от $T_{н.м}$ до 800°С	
Скаполитовый	20	200–560 (360)	260–620 (440)	490–640 (545)	480–760 (650)	20–420 (210)	5–60 (14)	6–150 (65)	1–7 (3)	1–9 (4)	0–4 (1–2)
Скаполито-скарновый	40	260–540 (390)	280–580 (445)	490–670 (585)	620–800 (720)	60–480 (275)	4–305 (37)	14–900 (234)	1–6 (>3)	2–6 (4)	0–4 (<2)
Скарново-гидросиликатный	9	300–460 (370)	340–540 (440)	450–640 (540)	560–800 (645)	40–320 (205)	2–100 (23)	9–490 (118)	1–4 (>2)	3–6 (4)	0–4 (>2)

[x] В скобках – среднее значение.

области колеблется от 0 до 4 для магнетитов всех генетических подтипов месторождений. Эти пики, видимо, соответствуют крупным включениям, образованным при последующих изменениях первичного магнетита, главным образом при перекристаллизации.

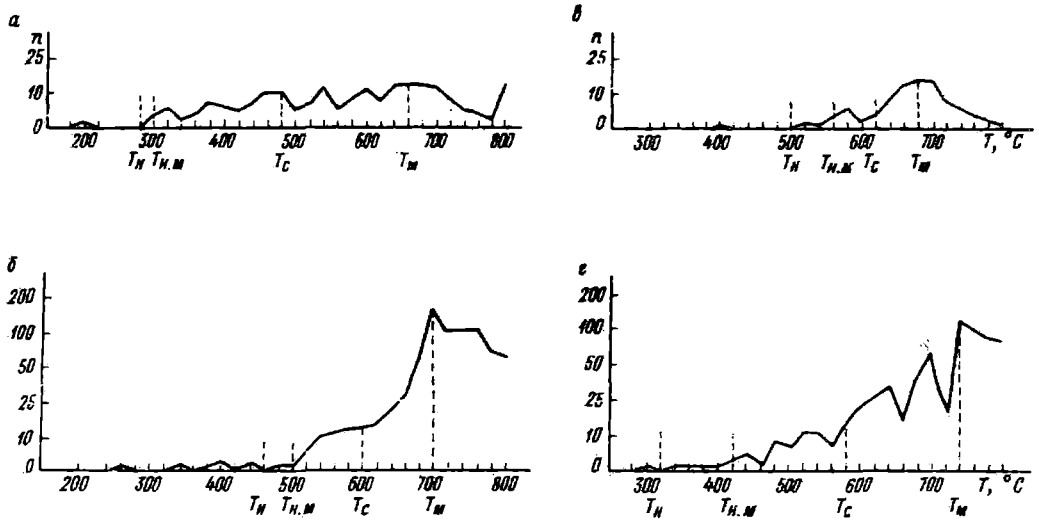
Зависимость параметров декрепитации магнетита от состава вмещающих пород и руд не установлена (табл.3). В некоторых случаях отмечается незначительное понижение начальной температуры $T_н$ и температуры начала массовой декрепитации $T_{н.м}$ в скарнах и метасоматитах по сравнению с рудами, однако средняя температура $T_с$ и температура максимума импульсов $T_м$ для скарнов и метасоматитов близки или превышают соответствующие параметры для магнетита руд. Не установлено сколько-нибудь существенных различий и в значениях температуры декрепитации для магнетита прожилков и магнетита богатых и бедных руд, что подтверждает одновременность формирования прожилковых, вкрапленных и сплошных руд. Однако прожилковый магнетит четко выделяется по среднему максимальному числу импульсов, составляющему 276, в то время как соответствующее их количество для бедных и богатых руд (Соколовское месторождение) составляет 84 и 138 (см. табл.3). Резкое возрастание среднего числа импульсов для магнетита прожилковых руд, возможно, в какой-то мере отражает преобладающий способ образования его свободным отложением в отличие от магнетита вкрапленных и сплошных руд, образующегося метасоматическим путем.

С глубиной прежде всего наблюдается изменение характера графиков декрепитации (см. рисунок): возрастает их асимметричность со смещением мак-

Таблица 3

Параметры декрепитации магнетита из различных вмещающих пород

Месторождение	Вмещающие породы, руды	Число проб	Средняя температура декрепитации				$T_м - T_{н.м}$	Среднее число импульсов n		Среднее число пиков с $n \geq 5$		Среднее число разрозненных пиков до $T_н$ (в низкотемпературной части)
			$T_м$	$T_{н.м}$	$T_с$	$T_м$		при $T_с$	при $T_м$	в интервале $T_м - T_{н.м}$	общее от $T_{н.м}$ до 800°С	
Давыдовское	Скаполитовые и пироксен-скаполитовые метасоматиты с вкрапленностью магнетита	3	440	515	580	645	135	7	10	>2	3	<3
	Бедные руды скаполитового состава	1	520	540	560	580	40	5	10	1	3	4
Качарское	Пироксен-скаполитовые и скаполит-альбитовые метасоматиты, слабо оруденелые	7	315	390	560	675	285	13	651	4-5	6	<2
	Бедные и убогие руды скаполитового состава	3	375	485	585	680	195	9	61	2	>3	1
	Богатые и сплошные руды	6	335	420	520	625	205	24	104	2	3	1-2
Соколовское	Прожилки и прожилковые руды:	26	395	445	595	720	280	44	276	3-4	>4	<2
	в гранат-пироксеновых скарнах по порфиритам и их туфам	3	365	445	580	715	265	24	154	>3	4	<1
	в гранат-пироксеновых скарнах по туффитам	2	380	450	575	700	250	31	294	3-4	5	0-1
	в пироксеновых скарнах	3	395	455	595	735	280	24	217	4	5	<3
	в пироксен-скаполит-альбитовых и других метасоматитах по порфиритам и их туфам	13	405	450	590	725	275	37	234	>3	4	2
	в пироксен-скаполит-альбитовых метасоматитах по туффитам	5	390	430	580	730	300	88	486	4	5	<2
	Альбит-скаполитовые с эпидотом метасоматиты по туфам, слабо оруденелые	2	360	430	575	720	290	40	355	3	3-4	3
	Пироксен-гранатовые скарны, слабо оруденелые	3	360	395	555	715	320	23	190	>3	4	>1
	Бедные руды различного состава	4	395	440	575	710	270	15	84	>3	4	1-2
	Богатые руды различного состава	3	365	465	595	725	255	37	138	3	>3	2
Куржункульское	Бедные руды пирит-скаполитового состава	1	300	340	500	660	320	50	490	2	5	1
	Богатые и сплошные руды	8	380	450	545	640	190	20	72	>2	3	2-3



Декрептограммы магнетита с различных глубин Качарского (а, б) и Соколовского (в, г) месторождений: а – из пироксен-скаполитового оруденелого метасоматита, магнетит вкрапленный в октаэдрических кристаллах 1,5–2 мм; скв.338, глубина 210 м; б – из богатой руды апатит-пироксенового состава, магнетит в октаэдрических кристаллах <1 мм; скв.338, глубина 881,4 м; в – из прожилков пирит-магнетитового состава в гранат-пироксеновом скарне по туфам порфиритов, магнетит в октаэдрических и гексоктаэдрических кристаллах 0,5–3 мм; скв. 1545, глубина 92 м; г – из прожилков пирит-магнетитового с кальцитом состава в пироксен-скаполит-альбитовых метасоматитах, магнетит в гексотаэдрических кристаллах 2–3 мм; скв. 1545, глубина 382,5 м

симумов декрепитации в более высокотемпературную область. Для верхних частей разреза характерно плавное воздымание или симметричное строение декрептограмм магнетита. С глубиной отмечается более резкая конфигурация пиков, в верхних частях разреза пики менее четкие, характерна ступенчатость.

По абсолютному числу импульсов декрептограммы резко различны, однако с глубиной отмечается некоторое возрастание числа импульсов. Четкой зависимости числа пиков активности от глубины также не наблюдается, однако, в целом, на более глубоких горизонтах количество пиков возрастает (табл.4,5).

Для магнетитов отдельных месторождений, а также для генетических подтипов в целом отмечается некоторое понижение с глубиной температуры начала декрепитации магнетита $T_н$ (см. табл.4, 5). Аналогичные изменения за исключением отдельных флуктуаций отмечаются для температуры начала массового растрескивания $T_{н.м}$ и средней температуры декрепитации $T_с$ Температура же максимального числа импульсов $T_м$ с глубиной имеет тенденцию к возрастанию. Наиболее отчетливо это видно для скаполитового подтипа, менее отчетливо – для скарново-гидросиликатного и скаполито-скарнового подтипов месторождений (см. табл.5).

Таблица 4

Зависимость средних значений параметров декрепитации магнетита от глубины взятия проб

Месторождение	Интервал абсолютных отметок, м	Число проб	$T_н$	$T_{нм}$	$T_с$	$T_м$	$T_м - T_{нм}$	n при $T_с$	n при $T_м$	Число пиков с $n \geq 5$ в интервале $T_м - T_{нм}$	Число пиков с $n \geq 5$ общее от $T_{нм}$ до 800°С	Число разрозненных пиков до $T_н$ (в низкотемпературной части)
Давыдовское	От 0 до -100		520	540	560	580	40	5	10		3	4
	-100 " -200	1	480	500	520	540	40	9	13	1	2	3
	-200 " -300	2	420	520	610	700	180	6	9	3	3-4	1
Качарское	От 0 до -100	1	280	300	480	660	360		14	6	7	
	-100 " -200	4	375	480	580	685	205	8	76	>2	4	
	-200 " -300	3	345	435	515	595	160	13	91	2	4	>1
	-300 " -400		440	580	600	620	40	5	6		3	
	-400 " -500	3	220	335	495	655	320	31	79	>4	6	<2
	-600 " -700		460	500	600	700	200	13	150			4
	-700 " -800	2	300	360	520	680	320	24	82	5	5-6	1-2
	-800 " -900	1	360	380	530	680	300	18	116	3	4	
Соколовское	От +100 до 0	7	445	485	605	725	240	14	73	<4	>4	2
	0 " -100	12	395	450	590	730	280	61	313	3	4	2
	-100 " -200	7	370	415	560	705	290	45	420	>3	>4	2
	-200 " -300	7	385	440	575	710	270	22	210	3	4	1-2
	-300 " -400		280	360	540	720	360	18	93	5	5	Нет
	-400 " -500	3	325	380	575	775	395	40	142	>4	>4	
	-800 " -900	2	390	490	595	670	180	14	74	3-4	4	2-3
Алешинское	От -400 до -500	1	500	580	630	680	100	3	11	2	4	4
Куржункульское	От +200 до +100	1	480	540	560	580	40	6	9	1	3	3
	+100 " 0	1	300	340	500	660	320	50	490	2	5	
	0 " -100	3	405	500	600	700	200	7	27	<3	<4	<4
	-100 " -200	2	320	370	500	630	270	57	225	2-3	4-5	1-2
	-200 " -300	2	350	420	510	660	180	8	17	2-3	5	1-2

Итак, основная масса включений в магнетитах Тургайских железорудных месторождений декрепитирует в высокотемпературной области (550-800°С). Наличие отдельных максимумов декрепитации в низкотемпературной области свидетельствует о том, что часть магнетита претерпела последующие изменения, в первую очередь перекристаллизацию.

Зависимость характера декрептограмм и параметров декрепитации магнетита от состава вмещающих пород не обнаружена.

Зависимость средневзвешенных параметров декрепитации магнетита от глубины взятия проб по генетическим подтипам и в целом по изученным месторождениям

Генетический подтип месторождения	Интервалы абсолютных отметок, м	Число проб	$T_н$	$T_{нм}$	$T_с$	$T_м$	$T_{нм}-T_м$	n при $T_с$	n при $T_м$
Скаполитовый	От 0 до -200	7	396	466	566	645	178	8	49
	-200 " -400	6	386	488	558	632	148	9	49
	-400 " -600	3	220	335	495	655	320	31	79
	-600 " -800	3	353	407	547	687	280	20	105
	-800 " -1000	1	360	380	530	680	300	18	116
		20	358	440	545	651	212	14	65
Скарново-гидросиликатный	От +200 до 0	2	390	440	530	620	180	28	250
	0 " -200	5	371	448	560	672	228	27	106
	-200 " -400	2	350	520	510	600	180	8	17
		9	371	440	542	645	207	23	118
Скаполито-скарновый	От +200 до 0	7	445	485	605	725	240	14	73
	0 " -200	19	386	437	579	721	284	55	352
	-200 " -400	8	372	430	571	711	281	27	195
	-400 " -600	4	370	430	590	750	320	31	109
	-600 " -800								
	-800 " -1000	2	390	490	595	670	180	14	74
		40	392	446	584	720	274	37	234

С глубиной возрастает асимметричность декрептограмм магнетита со смещением в более высокотемпературную область, усиливается резкость пиков, осложняющих общий характер графика.

Для различных генетических подтипов месторождений наблюдается понижение с глубиной температуры начала декрепитации, начала массового растрескивания и средней температуры декрепитации магнетита. Температура максимального числа импульсов с глубиной имеет тенденцию к возрастанию, что наиболее отчетливо выражено в магнетитах скаполитового подтипа месторождений.

Значения параметров декрепитации магнетита дают возможность четко различать генетические подтипы месторождений. Средняя начальная температура декрепитации магнетита возрастает от скаполитового (358°С) к скарново-гидросиликатному (371°С) и, наконец, к скаполито-скарновому (392°С) подтипу. Температура максимального числа импульсов для месторождений указанных подтипов находится в пределах 480–760°С (скаполитовый), 560–800°С (скарново-гидросиликатный), 620–800°С (скаполито-скарновый). Средние параметры декрепитации для магнетитов скаполито-скарнового подтипа, в том

числе и количество импульсов при $T_м$, наибольшие; для магнетитов скаполитового и скарново-гидросиликатного подтипа они значительно меньше и близки между собой. Для магнетитов из месторождений скаполитового подтипа, в отличие от магнетитов скарново-гидросиликатного, отмечается широкий размах колебаний общего числа пиков от I до 9.

Наибольшие числовые значения основных параметров декрепитации и наименьшая их изменчивость с глубиной в скаполито-скарновом подтипе являются, по-видимому, следствием большей глубины его формирования по отношению к скаполитовому и скарново-гидросиликатному подтипам месторождений. Поскольку скаполитовый и скарново-гидросиликатный подтипы соответствуют обычно верхним или периферическим частям месторождений [I0], то по параметрам декрепитации можно судить о месте нахождения богатых руд.

Для выявления вертикальной зональности по каждой скважине следует анализировать не менее 8-I0 проб, удаленных друг от друга на 50-I00 м. Для декрепитационного анализа достаточна крупность исходного материала 0,I мм.

Литература

Бекмухаметов А.Е. Формирование скарново-рудных зон магнетитовых месторождений Южного Тургая. Алма-Ата, „Наука", 1970.

2. Беляшов Н.М. Геология, структурные особенности, метасоматические образования и генезис Качарского магнетитового месторождения. - Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, изд. ИГН КазССР, 1963.

3. Бутузова В.К., Хетчикова Л.Н., Шапошникова А.А. Включения в искусственных кристаллах и их значение для термобарометрии минералов. - Тр. ВНИИСИМС, 1971, т. 14.

4. Дыбков В.Ф., Шаронов Б.Н. Изучение включений рудообразующих растворов в ралах методом гомогенизации. Изд. ЛГИ, 1976.

5. Дымкин А.М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. Новосибирск, „Наука", 1966.

6. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М., „Недра", 1972.

Ермаков Н.П., Громов А.В. Испытания декрептофонического и шлиховзрывного методов на некоторых месторождениях Центрального Казахстана. - Тр. ВНИИСИМС, 1971, т. 14.

8. Кобэарь П.Н. Метасоматоз на магнетитовых месторождениях Тургайского прогиба. Алма-Ата, изд. КазИМС, 1966.

9. Пальмова Л.Г. О соотношении температур образования и декрепитации искусственны кварцев, кальцитов и пиритов. - Изв. вузов, „Геология и разведка", 1972, 3.

10. Руденко Н.И. К вопросу о локальной и региональной зональности в пределах Главы железорудной полосы Тургайского прогиба. - В кн.: Вопросы рудничной геологии. Ч. 1. Белгород, изд. ВИОГЕМ, 1970.

11. Хетчиков Л.П., Самойлович Л.А. К вопросу о возможностях метода декрепитации в термометрии минералов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, №

12. Шангиреев Х.Г. Особенности формирования магнетитовых руд Давыдовского и Соколовского месторождений в Тургае. - Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, изд. ИГН АН КазССР, 1971.

13. Щербак В.М. Геолого-структурные и генетические особенности магнетитовых месторождений Елтайско-Куржункульского рудного района. - В кн.: Геология и генетические особенности магнетитовых месторождений Тургая. Алма-Ата, „Наука", 1969.