

从几个地质特征初步探讨大石桥 晶质菱镁矿矿床成因^①

罗耀星 朱钧瑞 王耀坤

(天津冶金地质研究院) (青山杯镁矿)

内容提要: 大石桥晶质菱镁矿产于含方柱石及微含沉积菱镁质的中元古代硅质白云岩中, 受区域挤压带控制, 与元古代混合岩有空间联系。受千枚岩遮挡层和层间断裂控制时, 矿体成层状, 否则成不规则状。围岩具脱硅化、菱镁矿化及滑石化等蚀变, 具热晕。成矿温度介于240—370°C之间。因白云石变成菱镁矿时体积有收缩, 故出现收缩构造, 如张性角砾岩和张性断裂等。角砾岩胶结物中有菱镁矿和滑石。成矿热液为贫硅富镁碱性热液, 晚期转为含硅酸性热液。矿床成因(蒸发) 沉积-热液富集。

关键词: 晶质菱镁矿 控矿因素 围岩蚀变 成矿温度和热晕 收缩构造 矿床成因

以白云岩为主岩的晶质菱镁矿矿床具共同特征, 但对其成因看法分歧很大。总的可分沉积^[4,5,17]、沉积成岩^[6-8,18]、沉积变质^[1,19]及热液交代^[9,10,20,21]等观点。而每一种观点自身也有不少分歧。除Смолин^[22]未详加解释推测为外生物源、内生成矿外, 明确提出蒸发沉积-热液富集之说者很少。已知分类方案^[11,19,23]中也无此分类。本文以大石桥矿床为例, 着重从矿体分布和形态的控制因素、围岩蚀变、收缩构造及环矿热晕等方面来探讨矿床的沉积-热液成因。

一、与矿床分布有关的区域地质因素——硅、镁含量高的碳酸盐岩、压性断裂带及元古代混合岩(M₂)

(一) 含矿地层(图1)^②及岩性

含矿层元古界辽河群大石桥组三段为低级区域变质岩(Rb/Sr等时年龄14.47—14.78亿年, 吴家弘), 台子后以西主要为中厚层至厚层硅质含镁碳酸盐岩, 偶见硅质或碳质条带, 厚3300m以上。该段可再分为上、下两部。下部出露在F₅断层以西的向斜两翼(图2)及F₅以东的向斜南翼; 上部则构成向斜的主体。

下部地层(Pt₁hd³-I) 可细分为四层, 自下至上:

l₁: 出露于小圣水寺矿床下盘, 其他地区多断失; 为硅质白云岩与千枚岩互层; 与下部地层关系不明。厚120m以上。

①本文为1985年10月在长春“国际早前寒武纪成矿作用讨论会”上宣读的“大石桥—海城菱镁矿地质”一文的部分内容

②据辽宁区测队(1975)

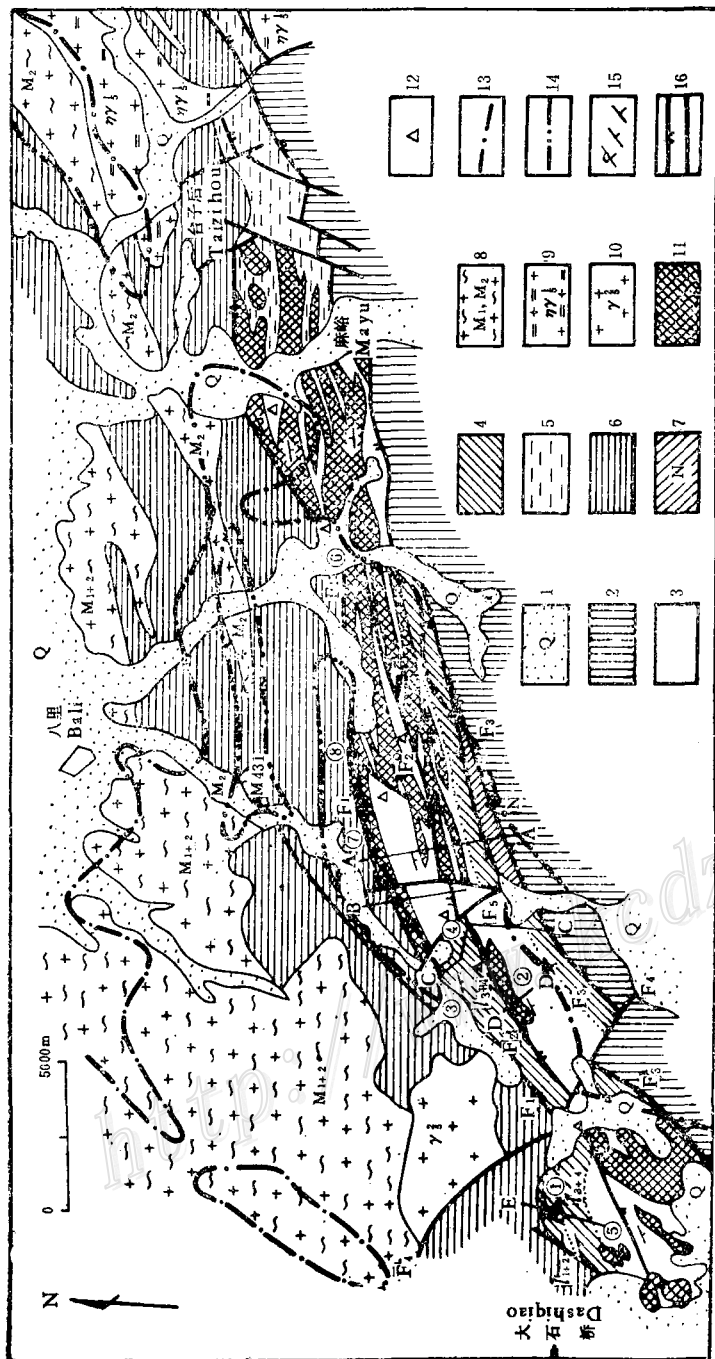


图 1 大石桥至台子后一带地质略图

1—第四系；2—盖县组；3—4—元古界辽河群大石桥组三段(未分)；5—大石桥组三段(未分)；6—前大石桥组三段(未分)；7—一位位归属未定的地层；8—混合岩(M₁为太古代混合岩，M₂为元古代混合岩)；9—三叠纪二长花岗岩；10—侏罗纪花岗岩；11—菱铁矿矿体；12—一部分主要滑石矿床；13—低磁异常带区；14—高磁异常带区；15—地层产状；16—断层；A、B、C、D、E为采样线编号；M₁—混合岩采样点。①小圣水寺；②青山杯；③邬家堡子；④水泉；⑤圣水寺；⑥下房身；⑦范家峪；⑧桦子岭

Fig. 1. Schematic geological map of Dashiqiao-Taizihou area.

1-Quaternary; 2-Gaxian Formation; 3-4-Upper and lower parts of Third Member of Dashiqiao Formation(1₃₊₄ refers to upper part, and 1₁₊₂ to lower part); 5-Third Member of Dashiqiao Formation (undivided); 6-Strata earlier than Third Member of Dashiqiao Formation; 7-Indeterminate strata; 8-Migmatite (M₁-Archean, M₂-Proterozoic); 9-Triassic monzonitic granite; 10-Jurassic granite; 11-Magnetite orebody; 12-Main talc deposit; 13-Boundary of low and gentle magnetic anomaly area; 14-Boundary of high magnetic anomaly area; 15-Attitude of strata; 16-Fault. A, B, C, D, E stand for number of sampling line; M₁-Sampling point in migmatite. ①Xiaoshengshuisi; ②Qingshanhuai; ③Wujitapuzi; ④Shuiquan; ⑤Shenshuisi; ⑥Xiafangshen; ⑦Fanjiayuy; ⑧Huaziyu.

l_2 : 出露于小圣水寺一带, 其他地区可能断失; 为白云岩夹薄层微方解石质白云岩和白云质灰岩; CaO/MgO比值以 1.4—9.1 为主(图3); SiO_2 含量一般为 1.00—6.67%, 平均为 2.98%。最大厚度约 618m。为次要含矿层位。

l_3 : 出露于小圣水寺至圣水寺、邬家堡子至 F_2 断层及南翼; 岩性以硅质白云岩和硅质极微菱镁质白云岩互层为主; CaO/MgO 比值波动较小, 为区内含镁较高的层位(图3); SiO_2 含量一般为 2.30—19.82%, 平均为 6.13%; 夹千枚岩薄层, 含喀什叠层石等^[1]。厚 755m。矿体罕见。

l_4 : 因断层切割, 零星出露于圣水寺、青山怀及下房身矿体下盘, 在向斜南翼向东尖灭。

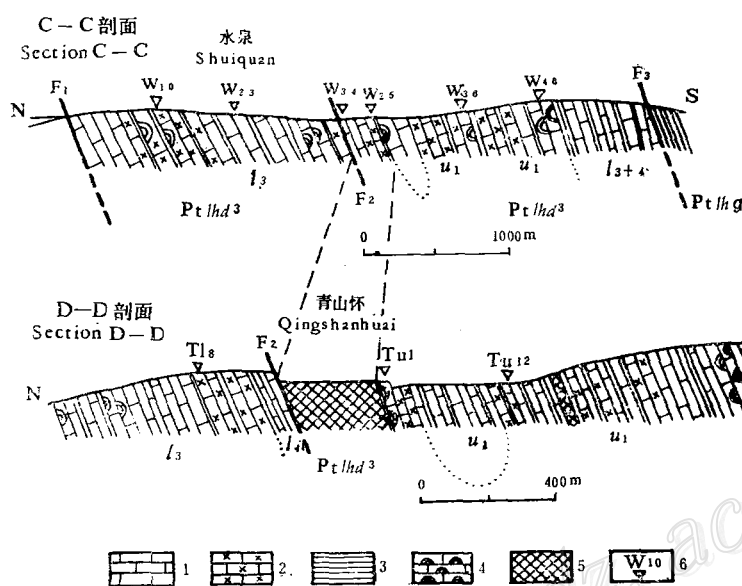


图 2 区域地质构造剖面略图(剖面位置见图 1)

$Pt lhd^3$ —大石桥组三段; $Pt lhg$ —盖县组; 1—白云岩; 2—含菱镁质白云岩; 3—千枚岩; 4—叠层石产状; 5—菱镁矿矿体; 6—采样点及编号

Fig. 2. Sketch geological-structural sections of the area (For locations, see Fig. 1).

$Pt lhd^3$ —Third Member of Dashiqiao Formation; $Pt lhg$ —Gaixian Formation; 1—Dolomite; 2—Magnesitic dolomite; 3—Phyllite; 4—Attitude of stromatolite; 5—Magnesite orebody; 6—Sampling site and its serial number.

岩性为红色、黄色至青灰色薄层硅质白云岩夹灰绿色、黄色至紫红色板岩及炭泥质岩, 在下房身则为薄层白云岩与千枚岩互层。具交错层、龟裂纹及变形层理。炭泥质岩中见含铁镁质碳酸盐结核, 厚 130—300m。不含矿。

上部地层($Pt lhd^3-u$) 分为上下两层:

u_1 : 岩性近似 l_3 , 但 CaO/MgO 比值波动最大(图 3)。 SiO_2 含量一般为 6.37—21.69%, 平均为 10.93%。含薄层千枚岩较多。顶部泥质渐增。含假裸枝、拟锥藻及铁岭叠层石等^[2]。厚度大于 1520m。为最重要的含矿层位。

u_2 : 仅见于水泉西山, 为千枚岩夹钙镁质板岩, 厚近 200m。

应该指出, 上述各层中方柱石常见, 且多集中于一定层位。上、下部地层均自下至上镁

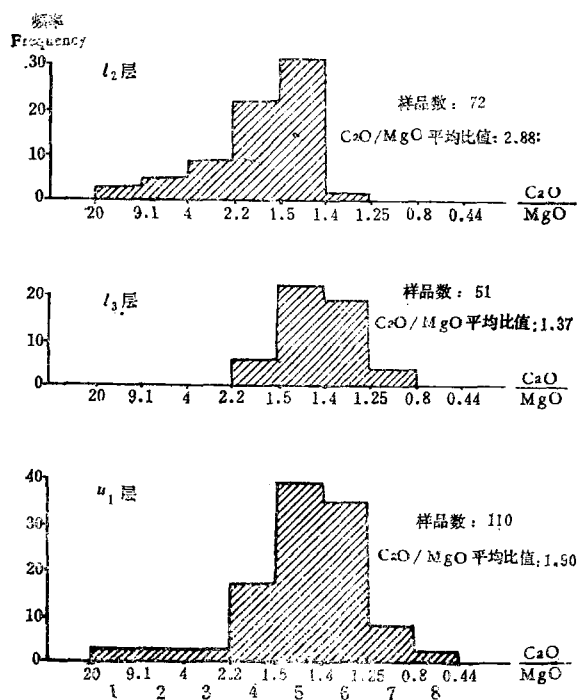


图3 麻峪以西大石桥组三段主要碳酸盐岩层CaO/MgO比值样品频率直方图

(采样线位置见图1)

资料来源： l_2 据本文、罗耀星等(1952,1953)、杜春耀等(1953)、齐开扬(1965)； l_3 据本文、王耀坤(1984,1985)、庄仁山(1985)。样品均未遭蚀变

分类标准：CaO/MgO为71.4者据Фролова(1959)；<1.4者据Chilingar(1967)

1—微白云质灰岩；2—白云质灰岩；3—方解质白云岩；4—微方解质白云岩；5—白云岩；6—极微菱镁质白云岩；7—微菱镁质白云岩；8—菱镁质白云岩

Fig. 3. Histogram showing variations in CaO/MgO ratios of samples from the main carbonate strata in the Third Member of Dashiqiao Formation west of Mayu.

1—Micro-dolomitic limestone; 2—Dolomitic limestone; 3—Calclitic dolomite; 4—Micro-calclitic dolomite; 5—Dolomite; 6—Ultramicro-magnesian dolomite; 7—Micromagnesian dolomite; 8—Magnesian dolomite.

质及硅质含量有递增趋势。

麻峪以东构造复杂，岩石镁含量渐减，厚度亦减，至大安口（在图1图幅以东）出现石灰质成分，千枚岩增多，矿体少，品位低。因此含矿层位主要是 u_1 ，其次是 l_2 。含矿岩石以硅、镁质含量较高，厚度较大为特征。但镁含量最高的 l_3 ，含矿性很差。

(二) 强挤压构造

区域构造为一复向斜，但大石桥至台子后之间以强烈挤压为特征，出现紧闭向斜、强压性走向断裂及挤压破碎带，矿带以外不多见。大石桥向斜(图2)以 F_5 断裂为界，以西为轴面南倾的同斜褶皱^[2]，以东为两翼倾向及倾角变化都很大的不对称向斜。 F_1 、 F_2 、 F_3 三条主要的压性走向断层使地层部分断失，伴有很发育的次级平行挤压破裂带或叠瓦式逆冲。压扭性横斜断层也很发育。

走向断裂和挤压带中见菱镁矿化和滑石化。 F_2 的角砾岩带中(图4)有菱镁矿胶结的角砾，并见滑石化断层泥。镜下，菱镁矿波状消光普遍；菱镁矿矿体中糜棱岩化和构造扁豆体常见。这说明构造运动早于成矿作用，但成矿过程中应力作用始终存在。

(三) 混合岩

区内发育有太古代(M_1)和元古代(M_2)混合岩。 M_1 (同位素年龄为 24 ± 0.5 亿年，据辽宁区测队)被 M_2 叠加混合。 M_2 的Rb/Sr等时年龄为 14.5 ± 0.5 亿年(据吴家弘)。低缓磁异常分布于主要矿床分布区及北部的混合岩区。值得注意的是台子后以北的低缓磁异常及下房身与八里之间的高磁异常带均与 M_2 露头重合。此外，邬家堡子至下房身西也有一高磁异常带。

M₂为条痕状黑云角闪混合岩，含分布不均匀的磁铁矿副矿物较M₁多。矿区磁异常，特别是郭家堡子至下房身西的高磁异常带是否意味着深部有隐状的M₂。该高磁异常带紧邻优质菱镁矿矿床(包括青山怀、范家峪、桦子峪、金家堡、下房身等)集中区。

矿床分布与上述三个因素的综合作用有关。如I₃含镁量最高，但挤压破碎带不发育，矿化罕见。台子后以东及盖县虎皮峪一带，除M₂外，其他两个条件均差，只有小矿体。局部矿化的主要控矿因素为岩性与构造。

二、矿体形态

矿体形态呈层状或似层状和不规则状(图1)。当矿体上、下盘围岩为千枚岩，控矿构造为走向断裂带时，矿体呈层状或似层状。有时围岩为薄层白云岩夹薄层千枚岩，千枚岩具平行层面的千枚状构造，偶见不同成分组成的条带。挤压应力下层面间易破碎或发育产状不同的千糜岩，但沿走向仍可追索到千枚岩。此时，矿体与滑石化千枚岩或千糜岩成互层(如下房身86平台矿体)。矿化沿层面裂隙交代，矿体端部尖灭处的蚀变围岩中菱镁矿顺层面发育，晶体垂直层面生长成梳状。微观也可见局部有垂直层面生长的晶芽(照片1)。如青山怀(图4)及F₅断层以东诸矿床。当近矿围岩无千枚岩时，矿体多受挤压带和(或)褶皱控制，形态不规则，如小圣水寺(图5)及F₄以西诸矿床。

F₂断层在青山怀矿床下盘为角砾岩带，含千枚岩角砾。角砾岩带向东尖灭后，断层通过千枚岩与白云岩间，故该矿床下盘原有千枚岩因角砾岩化而消失。矿体中部亦有一层滑石化千枚岩，偶见滑石固结的断层泥，其中见角砾状碎屑残余，估计矿化前亦有断层作用。故青山怀矿体夹于三层千枚岩之间，受沿千枚岩发育的断层控制。但上盘千枚岩有时尖灭再现，

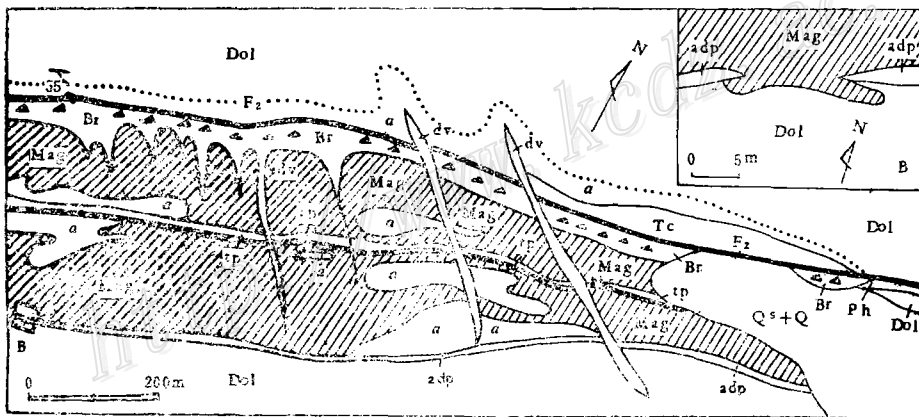


图4 青山怀菱镁矿矿床采场220—240m平台地质略图(据王耀坤, 1985)

Q—第四系; Dol—白云岩; Ph—千枚岩; Mag—菱镁矿; a—蚀变白云岩; Tc—滑石; tp—滑石化千枚岩; adp—蚀变白云岩夹滑石化千枚岩; Br—角砾岩带; dv—白云石脉; Q^s—废石堆; 粗实线—断裂或矿化前断层; B—露头素描图位置

Fig. 4. Sketch geological plan of the Qingshanhuai magnesite open work (at 220—240m level). Q—Quaternary; Dol—Dolomite; Ph—Phyllite; Mag—Magnesite; a—Altered dolomite; Tc—Talc; tp—Talcized phyllite; adp—Altered dolomite intercalated with talcized phyllite; Br—Breccia zone; dv—Dolomite vein; Q^s—Goaf; B—Location of outcrop sketch. Coarse solid line stands for fracture or pre-mineralization fault.

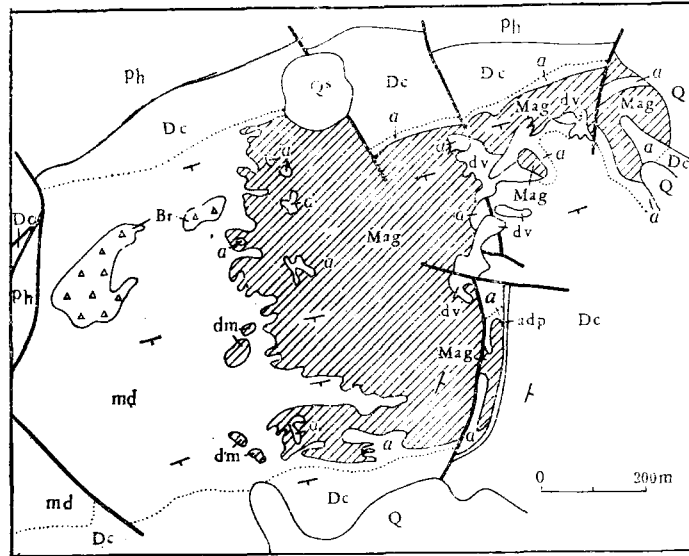


图 5 小圣水寺菱镁矿矿床地质略图(据罗耀星等1953年资料修改)

Dc—白云岩夹含方解石的白云岩和白云质灰岩；md—菱镁矿化白云岩；dm—白云石菱镁矿。其他图例同图 4

Fig. 5. Schematic geological map of the Xiaoshengshuisi magnesite deposit.

Dc—Dolomite intercalated with calcite-bearing dolomite and dolomitic limestone; md—Magnesitized dolomite; dm—Dolomitic magnesite. Other symbols as for Fig. 4.

矿体即乘隙“逸出”。小圣水寺矿床产于向南东倾伏的局部褶皱与压扭带交汇处，矿体西端及上盘围岩均无千枚岩，边界成港湾状。西端边界垂直地层走向曲折延伸达 700m。蚀变白云岩残留体亦多。但矿体东南部围岩夹千枚岩，边界成整合状。综上所述，遮挡层与控矿构造是控制矿体形态的主要因素。

三、近矿围岩蚀变

近矿围岩蚀变主要有菱镁矿化、脱硅化、滑石化、褪色及白云石化。此外还有环矿热晕。

菱镁矿化以小圣水寺西部围岩最发育，宽达 500m(图 5)，一般不超过 5—50m，近矿围岩为千枚岩时，一般不超过千枚岩。弱菱镁矿化白云岩为微晶质，具侵蚀结构，菱镁矿沿残余层面方向(照片 1)或裂隙和晶隙交代，可见核晶状交代晶体(照片 2)。强菱镁矿化白云岩具交代残余结构，白云石呈残碎斑驳状(照片 3)，矿体边部进一步变为白云石菱镁矿(图 5)。菱镁矿化与脱硅作用关系密切(表 1)。青山怀矿体沿走向同层位的未蚀变白云岩含硅很高，经菱镁矿化后硅含量骤减(表 2)。与硅质条带白云岩同层位的菱镁矿中只见很少量的石英微粒(照片 1)，硅质条带消失。一般说来，两种作用共存，仅有时脱硅明显。但无菱镁矿化时一般无脱硅作用。

滑石化主要有两类：①滑石化千枚岩、滑石化方柱石（滑石呈方柱石假象）及菱镁矿层间的滑石薄膜。偶见滑石化断层泥。这一类由含镁贫硅热液作用于含硅物质而成，形成时间较早。②各种滑石脉，可分四个世代，分别由黑绿色、黄绿色、淡绿色和白色滑石组成，一、二世世代仅见于菱镁矿体外围，三、四世代分布较广，有工业价值。

褪色现象表现为灰黑色白云岩变白，见于热晕边部。白云石化可分为早期红色白云石化（成不规则体或脉状，使菱镁矿体品位降低）和晚期白色白云石化（亦成脉，对菱镁矿不发生蚀变作用）。

表1 矿区内岩石及矿石中硅质含量和CaO/MgO比值对比

Table 1. Relationship between SiO₂ contents and CaO/MgO ratios of rocks and ores from the ore district

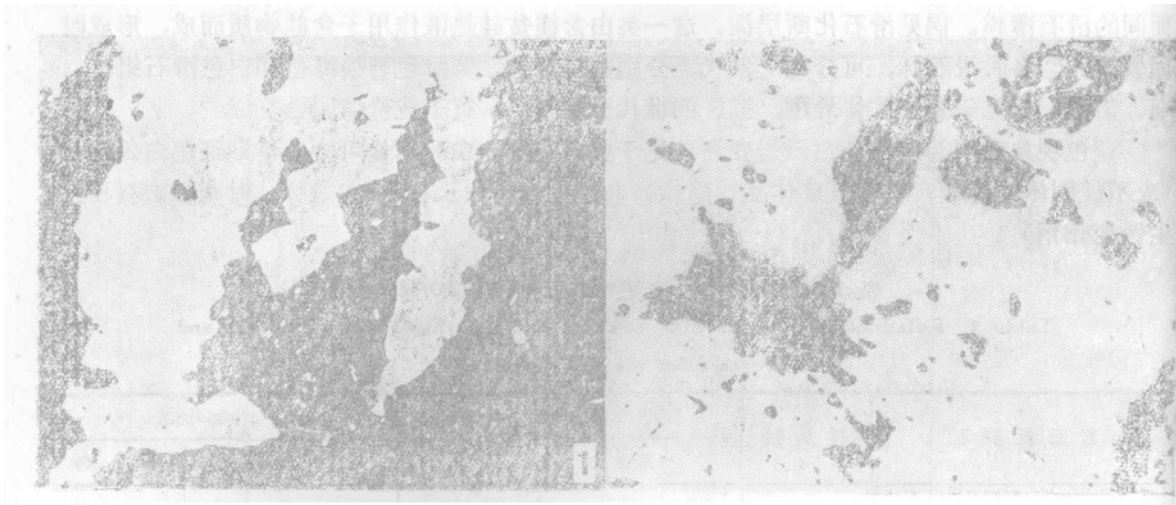
岩石及矿石	样品数	SiO ₂ (%)		CaO/MgO比值	
		一般含量	平均	一般比值	平均
未蚀白云岩	97	2.00—28.62	10.31	1.15—6.42	1.54
弱菱镁矿化白云岩	1427	0.49—5.36	2.62	0.78—1.40	1.07
强菱镁矿化白云岩	57	0.12—2.96	1.13	0.09—0.74	0.38
菱 镁 矿	4523	0.03—2.03	1.15	0.01—0.05	0.02

表内平均值为算术平均值，不包括含滑石或千枚岩的样品。被挑选的未蚀变白云岩样品都与菱镁矿体同层位。据本文、罗耀星(1953)、杜春耀等(1953)资料综合

表2 与青山怀矿体同层位的未蚀变白云岩的主要化学成分

Table 2. Major chemical composition of unaltered dolomites stratigraphically correlated to the Qingshanhuai magnesite orebody

剖面号	样号	岩石名称	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	CaO/MgO
C—C (自南向北)	W ₂₅	硅质白云岩	7.64	0.65	1.45
	W ₂₇	硅质白云岩	3.69	0.40	1.38
	W ₂₈	硅质白云岩	6.73	0.64	1.44
	W ₂₉	白云岩	0.72	0.59	1.42
	W ₃₀	含硅质条带白云岩	25.49	0.54	1.41
	W ₃₁	硅质白云岩	4.36	0.28	1.38
	W ₃₂	硅质白云岩	5.18	0.54	1.38
	W ₃₃	含硅质条带白云岩	14.60	0.26	1.39
	W ₃₄	硅质白云岩	11.10	0.16	1.38
			平均	8.83	
青山怀菱镁矿平均			0.66		0.02



照片1 菱镁矿化白云岩(定向切片)

菱镁矿(黑灰)沿白云岩(白)的残余层面方向发育。菱镁矿中的白色小点为石英(背散射电子图象, 15kV, 25nm, 白标=100 μ m)

照片2 弱菱镁矿化白云岩

侵蚀结构: 菱镁矿(黑)沿白云石(灰白)晶隙或微裂隙发育(背散电子图象, 测试条件同照片1)



照片3 强菱镁矿化白云岩

交代残余结构。Mag——菱镁矿; Dol——白云石,具双晶,双晶纹断续相连,边界弯曲 (+) $\times 22$

四、收缩构造

矿床范围内收缩性张裂常见,包括崩塌角砾岩、张性角砾岩带、张性断裂及张性网状裂隙。

崩塌角砾岩(图6中A、B、C)见于小圣水寺西部菱镁矿化白云岩中(图5)。呈不规则

面状分布,上部被白云石胶结的角砾,有些仅碎裂而方向未变,而下部白云岩角砾被菱镁矿胶结。这说明崩塌作用至少有两期,下部与菱镁矿化作用基本同时,上部的略晚。

张性角砾岩带见于青山怀矿体下盘,在矿床范围内为一宽达30—50m的角砾岩带,与矿体一致,但在矿床范围以外则变为一紧闭压性断裂(图1与图4中 F_2),表明角砾岩化与成矿作用有关。角砾和胶结物的多样性和重叠关系(图6D—J)表明:①成矿是脉动式的,大致

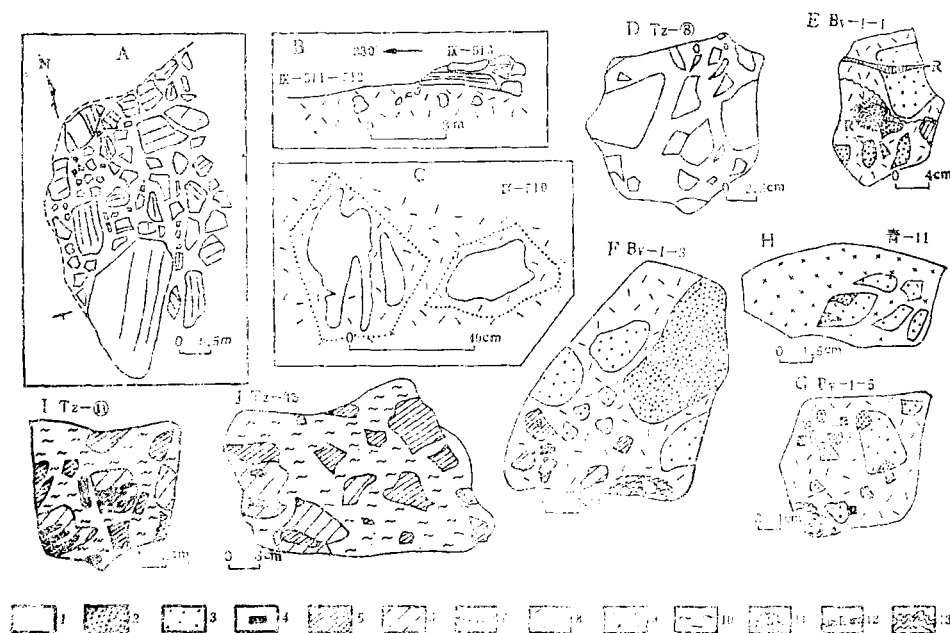


图6 小圣水寺西部(A—C)及青山怀矿体下盘(D—J)角砾岩素描图

A为露头素描;B—C为探槽素描;D—J为标本素描。A、B之上部及D为晶质白云石胶结的白云岩角砾,其余角砾:1—蚀变白云岩;2—灰色残余条带状细粒菱镁矿;3—白色细粒菱镁矿;4—滑石化千枚岩;5—暗绿色滑石;6—黄绿色滑石;7—角砾残影边界。胶结物:8—中粒菱镁矿;9—粗粒菱镁矿;10—淡绿色滑石。晚期产物:11—放射状红色粗粒菱镁矿;12—脉状红色粗粒菱镁矿;13—浅绿色滑石脉

Fig. 6. Sketch of breccias from west Xiaoshengshui (A—C) and lying wall of Qingshanhuai orebody (D—J) (A—outcrop sketch; B—C—exploratory trench; D—J—specimen sketch).

D and upper parts of A and B are dolomite breccias cemented by crystalline dolomite. Other breccias: 1—Altered dolomite; 2—Grey relic banded fine-grained magnesite; 3—White fine-grained magnesite; 4—Talcified phyllite; 5—Dark-green talc; 6—Yellowish green talc; 7—Boundary of relic breccia shade. Cements: 8—Medium-grained magnesite; 9—Coarse-grained magnesite; 10—Light green talc. Late products: 11—Radiated red coarse-grained magnesite; 12—Veinlike red coarse-grained magnesite; 13—Light green talc vein.

依下列顺序:灰色残余条带状细粒菱镁矿、滑石化千枚岩→白色细粒菱镁矿、暗绿色滑石→黄绿色滑石→中粒菱镁矿→粗粒菱镁矿→浅绿色滑石,不同世代的菱镁矿和滑石互相超覆。

②角砾岩带的脉动式张裂与脉动式矿化相适应,贯穿于整个矿化过程。③ F_2 断裂可能是矿液通道。

张性断裂多为粗粒菱镁矿脉和白云石脉(图4)充填,离矿体后即行消失。块状粗粒菱镁矿与中粒菱镁矿的界线成犬牙交错状,表明粗粒者沿中粒者的张裂充填,条带罕见。而中粒者似是沿细粒者的张性网状裂隙交代而成,其中尚有模糊断续的条带残留。细粒者中残余条带

较多。张性网状裂隙带还见于大安口矿体下盘围岩黑云片岩中，带宽20m余，单个裂隙宽几十厘米至2m，被富含云母的菱镁矿脉充填。

钙、镁碳酸盐类转换有体积对体积(等体积转换)和分子对分子(实为离子对离子)两种形式^[3]，白云石变菱镁矿经研究证实为离子对离子，则体积缩小百分之几是有可能的。上述收缩性张裂应与此有关。但F₅断裂至台子后断裂之间罕见(可能是该断块上升，剥蚀较深而收缩性张裂在深部不太发育所致)，唯粗粒菱镁矿脉及白云石脉充填的张裂仍很发育。

五、环矿热晕

通过矿物气液包裹体测温发现环矿热晕。样品严格按照地质剖面及矿物共生序列系统采取。包裹体为正常包体，多数小于2μm。叶片状菱镁矿及白云石的测温结果见表3。叶片状菱镁矿爆裂温度介于240—370℃之间。桦子峪及范家峪矿床(图1)有三个均一温度，即150℃左右、230℃左右及300℃左右^①。这是否与该两处出现菱形六面体菱镁矿有关，尚需研究。据Bone^[15]，菱形六面体者均一温度一般低于150℃，而叶片状者相反。

各矿床均发育有近矿围岩热晕。青山怀矿体上盘有千枚岩遮挡层，围岩白云岩中仅见褪色带，但热晕明显，并有蒸发晕的迹象，晕带宽约5m，下盘晕带宽约30m。小圣水寺无

表3 菱镁矿矿床矿物气液包裹体爆裂温度表

Table 3. Decrepitation temperatures of gas-liquid inclusions in minerals from the magnesite deposits

岩石及矿石		样品数	温 度 (°C)		测 定 矿 物
			变 化 范 围	平 均	
菱镁矿	块 状	11	315—348	331	菱 镁 矿
	细 粒	11	280—325	308	
	中 粒	8	260—307	288	
	粗 粒	6	240—287	264	
菱镁矿化白云岩		32	245—370		菱 镁 矿、白 云 石
滑石及滑石化岩石		7	225—327		滑 石 或 滑 石 化 白 云 石
红色白云石脉		3	290—295		白 云 石
白色白云石脉		2	202—210		白 云 石

由夏桂兰测定

千枚岩处，热晕及蒸发晕均很发育，一般宽20—50m，西部最宽达500m。

区内至少存在两类热液活动。一类为与菱镁矿和滑石成矿有关的碱性含镁热液，因脱硅作用晚期转酸性(图7)，活动范围局限于矿体及近矿围岩。其特点是除滑石脉外围外，一般无硅化作用。另一类作用范围较广，为与挤压带有关但不含矿的酸性转弱碱性热液。早期以硅化为特征，晚期出现绿泥石化及黄铁矿化，也有热晕(爆裂温度介于300—370℃)，且很

①任美娟等(1983)“辽南菱镁矿矿床矿物流体包裹体特征及成因探讨”

宽。两类热液关系尚不清楚，可能后者早于前者。因后者活动范围虽广，但迄今未发现矿体及蚀变围岩叠加硅化、绿泥石化及黄铁矿化现象。

六、结 论

本类型菱镁矿矿床的成因初步认为是蒸发沉积-热液富集。本区微含沉积菱镁矿的变质白云岩中，方柱石常见，故推测可能沉积于蒸发环境。白云石沉积时有少量水菱镁矿或三水菱镁矿生成^[16,23]，成岩时变为菱镁矿，为(蒸发)沉积期。热液富集过程如图7。脱硅形成的酸性热液，通过渗滤效应在矿体外围形成一、二世带滑石脉。矿物共生序列为灰色细粒菱镁矿→白色或浅褐色细粒菱镁矿、第一世代暗绿色滑石→第二世代黄绿色滑石→中粒菱镁矿→粗粒菱镁矿→粗粒脉状菱镁矿→白云石脉→三、四世代淡色滑石。至于元古代混合岩与矿床的空间关系尚需进一步研究。小圣水寺西部蚀变带及热晕宽达数百米，矿体可能向西倾伏。

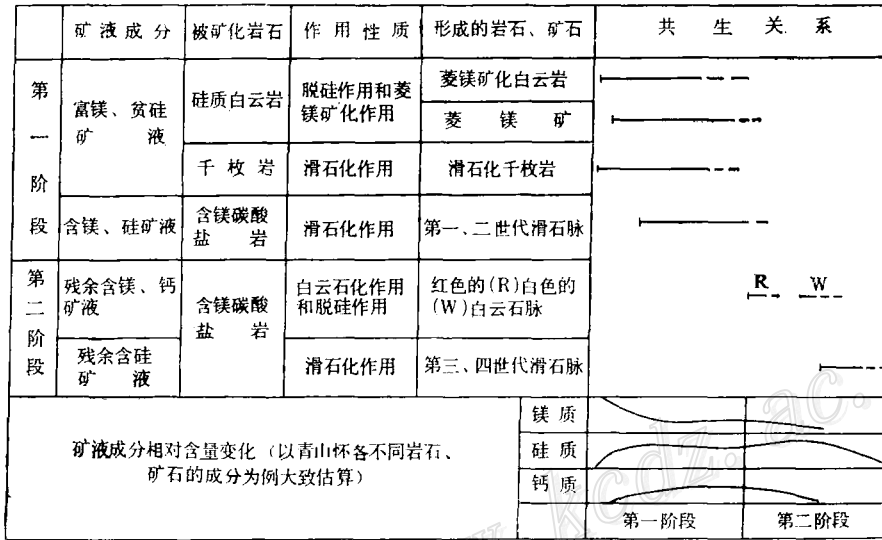


图 7 热液作用成矿过程示意图

Fig. 7. Schematic diagram showing the process of hydrothermal mineralization.

野外工作期间承鞍山冶金地质公司尹成俊、周世泰、郑宝鼎、袁本先、金贵喜、401队张永金及青山怀刘仲凯等的大力支持，江克一及庄仁山、任美娟、吴家弘、迟文仲等提供了部分资料，姜春潮、刘如琦等对区域地质提出了宝贵意见，包裹体测温由夏桂兰完成，均此谨致谢忱！

主 要 参 考 文 献

[1] 张秋生等 1984 中国早前寒武纪地质及成矿作用 吉林人民出版社
 [2] 姜春潮 1984 再论辽东前寒武纪地层的划分和对比——“辽河群”一词使用的商榷 中国地质科学院院报 第9期
 [3] G.V.奇林格等(冯增昭等译) 1978 碳酸盐岩 石油化学工业出版社

- [4] Nishihara, H., 1956, Origin of the bedded magnesite deposits of Manchuria. *Econ. Geol.*, Vol. 51, pp. 698-711.
- [5] Lesko, I., 1972, Über die Bildung von Magnesitlagerstätten. *Mineral. Deposita*, Vol. 7, pp. 61-72.
- [6] Valdiya, K. S., 1968, Origin of the magnesite deposits of southern Pithoragarh, Kumaun Himalaya, India. *Econ. Geol.*, Vol. 63, pp. 924-934.
- [7] Siegl, W., 1969, Entwurf zu einer salinar-sedimentären Entstehung der Magnesite vom Typ Entachen (Salzberg). *Mineral. Deposita*, Vol. 4, pp. 225-233.
- [8] Langbein, R., Peter, H., und Schwahn, H.-J., 1982, Karbonat- und Sulfatgesteine, Kalkstein-Dolomit-Magnesit Gips-Anhydrit. VEB Deut. Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
- [9] Leopold, G., 1960, Lagerstättenkundliche Studie über Magnesit in den Ostalpen. *Z. Deut. Geol. Ges.*, B. 112, T. 1, pp. 183-187.
- [10] Frost, M. T., 1982, The magnesite deposit at Main Creek, Savage River, Tasmania. *Econ. Geol.*, Vol. 77, pp. 1901-1911.
- [11] Ilić, M., 1968, Problems of the genesis and genetic classification of magnesite deposits. *Geol. Zbornik*, XIX, No. 1, pp. 149-160.
- [12] Rosenberg, P. F., Burt, D. M. and Holland, H. D., 1967, Calcite-dolomite-magnesite stability relations in solutions; the effect of ionic strength. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 31, pp. 391-396.
- [13] Johannes, W., 1966, Experimentelle Magnesitbildung aus Dolomit + $MgCl_2$. *Contr. Mineral. Petrol.*, Vol. 13, pp. 51-58.
- [14] Johannes, W., 1967, Experimente zur metasomatischen Magnesitbildung. *N. Jb. Mineral. Mh.*, H. 11, 321-333.
- [15] Bone, Y., 1983, Interpretation of magnesite at Rum Jungle, N. T., using fluid inclusions. *J. Geol. Soc. Austral.*, Vol. 30, pp. 375-381.
- [16] Langmuir, D., 1965, Stability of carbonates in the system $MgO-CO_2-H_2O$. *J. Geol.*, Vol. 73, pp. 730-754.
- [17] Петров, В. П., Вакаянц, Б., Йоксимович, Д., и др., 1979, Магнетитовые месторождения Сербии и их генезис. *Изв. АН СССР, Серия геол.*, №2, стр. 83-98.
- [18] Ходак Ю. А. и Чеботарев М. В., 1961, К генезису синийских Магнетитовых пород Малого Хингана. *ДАН СССР*, Т. 138, №1, стр. 184-187.
- [19] Золотов К. К., Тарханеев Р. Б. и Гарап М. И., 1973, Магнетит. Вкн. «Геология СССР», Т. 12, М. «Недра», стр. 483-499.
- [20] Варлаков А. С., 1960, К вопросу о дедоломитизации и образовании магнетитов. *ДАН СССР*, Т. 134, №2, стр. 425-428.
- [21] Игнатова М., Д., 1963, Магнетитовые месторождения Красноярского края. Вкн. «Геохимия петрография и Минералогия осадочных образований», Изд-во АН СССР, Т. 3, стр. 447-451.
- [22] Смолин П. П., 1963, К вопросу о генезисе Сеткинских магнетитов, в кн. «Магматизм, Метаморфизм, Металлогения Урала», Т. 3, Свердловск, стр. 281-282.
- [23] Смолин П. П., Шевелев А. И., Урасице Л. П., и др., 1984, Генетические типы, закономерности размещения и прогноз месторождений брусита и магнетита. М. «Наука».

A PRELIMINARY STUDY ON THE GENESIS OF THE DASHIQIAO SPARRY MAGNESITE DEPOSITS IN THE LIGHT OF SOME GEOLOGICAL FEATURES

Luo Yaoping and Zhu Junrui

(Tianjin Geological Academy, Ministry of Metallurgical Industry, Tianjin)

Wang Yaokun

(Qingshanhuai Magnesite Mine, Liaoning)

Abstract

Taking the Dashiqiao ore deposit as an example, this paper deals with some of the important geological features of dolomite-hosted sparry magnesite deposits including regional ore-controlling factors, conditions governing shapes of orebodies, wall rock alterations associated with thermal halos, and contraction structures.

There are three critical parameters governing the localization of magnesite deposits, i. e., dolomite containing high siliceous materials and a little sedimentary magnesian substances, strong compressive belt and Proterozoic migmatite. Generally speaking, the CaO/MgO ratio of most of unaltered dolomites varies from 1.5 to 1.25, while the SiO₂ content from 2.98 to 21.69%. Magnesite deposits are developed usually along three main strong compressive strike fault zones in the area, and there also exists a field of low and gentle magnetic anomalies. In the northern part of this magnetic field lie outcrops of Proterozoic migmatite which contains unevenly scattered accessory magnetites, while in the southern part, exposed magnesite deposits are seen. It is supposed that there may exist concealed migmatite below the magnesite deposits. In the eastern part of the area, if merely one or two of these three parameters are present, no orebody or only small and very lean orebodies can be discovered. The magnesite deposits have two shapes of orebodies, i. e., stratiform or stratoid and irregular. The former is formed in connection with impermeable phyllite barriers and bedding fractures, while the latter only with compressive-shear zones with no phyllite barrier.

Five sorts of wall rock alteration are discerned, i. e., magnesianization, desilication, talcification, decolorization and dolomitization. Magnesianization known as magnesite replacing dolomite is frequently accompanied with desilication which

reduces the SiO_2 content of magnesite to the extent of being lower than that of dolomite. Talcization finds expression in the replacement of silicate rocks or minerals by talc or the formation of different-colored talc veins of various generations. The rock alterations are all associated with thermal halos whose margins show decolorization. The dolomitization is manifested by the formation of dolomite veins. The homogenization temperatures of gas-liquid inclusions in bladed magnesite are in the range of 230-300°C, whereas those of rhombohedral magnesite are around 150°C.

The contraction structures, which comprise collapse breccia, tensile brecciated zones, tensional fractures and tensional network fissures, may be formed as a result of volume contraction during the replacement of dolomite by magnesite. Collapse structures and brecciated zones result from the cementation of breccias of altered dolomite, fine-grained magnesite, talcized rocks and talcs by dolomite crystals, medium-to coarse-grained magnesite or leucocratic talc. Tensional fractures and network fissures are usually filled with magnesite or dolomite, forming veins.

From the above discussion, this paper advances a polygenic hypothesis of evaporation-sedimentation followed by hydrothermal enrichment.

<http://www.kcdz.ac.cn/>