第三十卷 第五期 地 球 学 报 Vol.30 No.5
二〇〇九年十月: 599-606 Acta Geoscientica Sinica Oct. 2009: 599-606
www.cagsbulletin.com www.地球学报.com

新疆萨尔托海铬铁矿造矿铬尖晶石蚀变特征及指示意义

张 建[1,3], 徐海山[2], 王登红[1], 张作衡[1,3], 陈振宇[1], 张让民[2]

1)中国地质科学院矿产资源所, 北京 100037; 2)新疆地矿局第七地质大队, 新疆乌苏 833000;
3)中国地质科学院矿产资源所 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037

摘 要: 本文通过对萨尔托海矿区 25 矿群矿体边部、接近围岩造矿铬尖晶石的镜下观察发现: 造矿铬尖晶石由三部分组成, 自核部至边部依次是未蚀变的核部(灰色)、早期蚀变的中间带(灰白色)和晚期蚀变的边部(浅灰色)。探针分析上述三部分的成分, 得出早期蚀变中 Al 大量流失, 而 Fe 发生富集, 晚期蚀变 Al、Cr、Mg 相对于早期蚀变发生富集, 而 Fe 大量流失。通过研究区造矿铬尖晶石与国外变质超基性岩副矿物铬尖晶石对比, 认为早期蚀变对应的低角闪岩相变质, 温度为 550℃~600℃, 晚期蚀变对应的是绿片岩相变质, 温度为 350℃~500℃, 核部对应蚀变环境介于低角闪岩相和高角闪岩相之间, 稳定温度高于 600℃, 故未发生蚀变。通过分析区域变质特征并结合造矿铬尖晶石所处的空间部位, 认为晚期蚀变是达拉布特蛇绿岩定位后期区域构造作用的结果, 推测早期蚀变可能与蛇绿岩构造侵位有关。

关键词: 新疆萨尔托海; 铬尖晶石; 蚀变特征
中图分类号: P571; P618.33 文献标志码: A 文章编号: 1006-3021(2009)05-599-08

Alteration Characteristics of Ore-forming Cr-spinel in the Sartokay Chromite Ore District, Xinjiang

ZHANG Jian[1,3], XU Hai-shan[2], WANG Deng-hong[1], ZHANG Zuo-heng[1,3], CHEN Zhen-yu[1], ZHANG Rang-min[2]

1) *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037;
2) *No. 7 Geological Party, Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Usu, Xinjiang* 833000;
3) *MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037

Abstract: The altered Cr-spinel in disseminated ore is composed of three parts, namely, unaltered core (gray), early altered middle zone (gray) and late altered edge (light gray). Electron microprobe analyses of these three parts show that the altered Cr-spinel experienced loss of Al and enrichment of Fe in early alteration, and enrichment of Al, Cr, Mg and loss of Fe in late alteration relative to early alteration. A comparison with chromium spinel in metamorphic ultrabasic rocks abroad has led the authors to believe that the early alteration corresponds to low-amphibolite facies metamorphism with the temperature being 550~600℃, the late alteration corresponds to greenschist facies metamorphism characterized by the temperature of 350~500℃, and the unaltered core is equal to metamorphism between the low amphibolite facies and the amphibolite facies, with the stable temperature higher than 600℃, hence resulting in no alteration. Based on an analysis of the characteristics of regional meta-

CAGS

本文由中央级公益性科研院所基本科研业务费资助项目(编号: K0815 和 K0805)、中国地质调查局项目(编号: 1212010733803)、(编号: 1212010535804)、(编号: 1212010786006)和科技部“十一五”国家科技支撑计划重点项目(编号: 2006BAB07B00)联合资助。
收稿日期: 2009-04-19; 改回日期: 2009-09-10。
第一作者简介: 张建, 男, 1979 年生。博士研究生。 矿产普查与勘探专业。通信地址: 100037, 北京西城区百万庄大街 26 号。电话: 010-68999077。E-mail: wing30119791@163.com。

morphism in combination with the location of altered Cr-spinel, it is considered that the late alteration might have resulted from regional tectonic activity after the location of Dalabute ophiolite, whereas the early alteration was probably related to ophiolite tectonic emplacement.

Key words: Sartokay in Xinjiang; Cr-spinel; alteration characteristics

无论是造矿铬尖晶石还是副矿物铬尖晶石在晶体边部或沿裂隙都常见蚀变现象(Panagos, 1966; Bernard 和 Ronald, 1975; Thomas, 1971; Dorothee 和 Burkhard, 1993; Roeder, 1994; Abzalov, 1998; Barnes, 2000; Proenza 等, 2007, 戚长谋等, 1978, 1980; 白文吉, 1964)。表现为在正交镜下, 核心部位为红棕色, 而边部为黑色; 在偏光镜下, 中心为低反射的灰色, 而边部为高反射的灰白色。一般认为超基性岩中未蚀变的副矿物铬尖晶石可以作为岩石成因的指示标志(Dick 和 Bullen, 1984; Barnes 和 Roeder, 2001), 而发生蚀变的铬尖晶石可以反映超基性岩的变质程度(Eales 等, 1988; Burkhard, 1993; Abzalov, 1998; Barnes, 2000, 陈世忠等, 2006)。

新疆萨尔托海铬铁矿是我国已知的第二大铬铁矿床, 产于达拉布特蛇绿岩带中的萨尔托海超基性岩体内(图 1)。矿石中铬尖晶石通常具有明显的蚀变

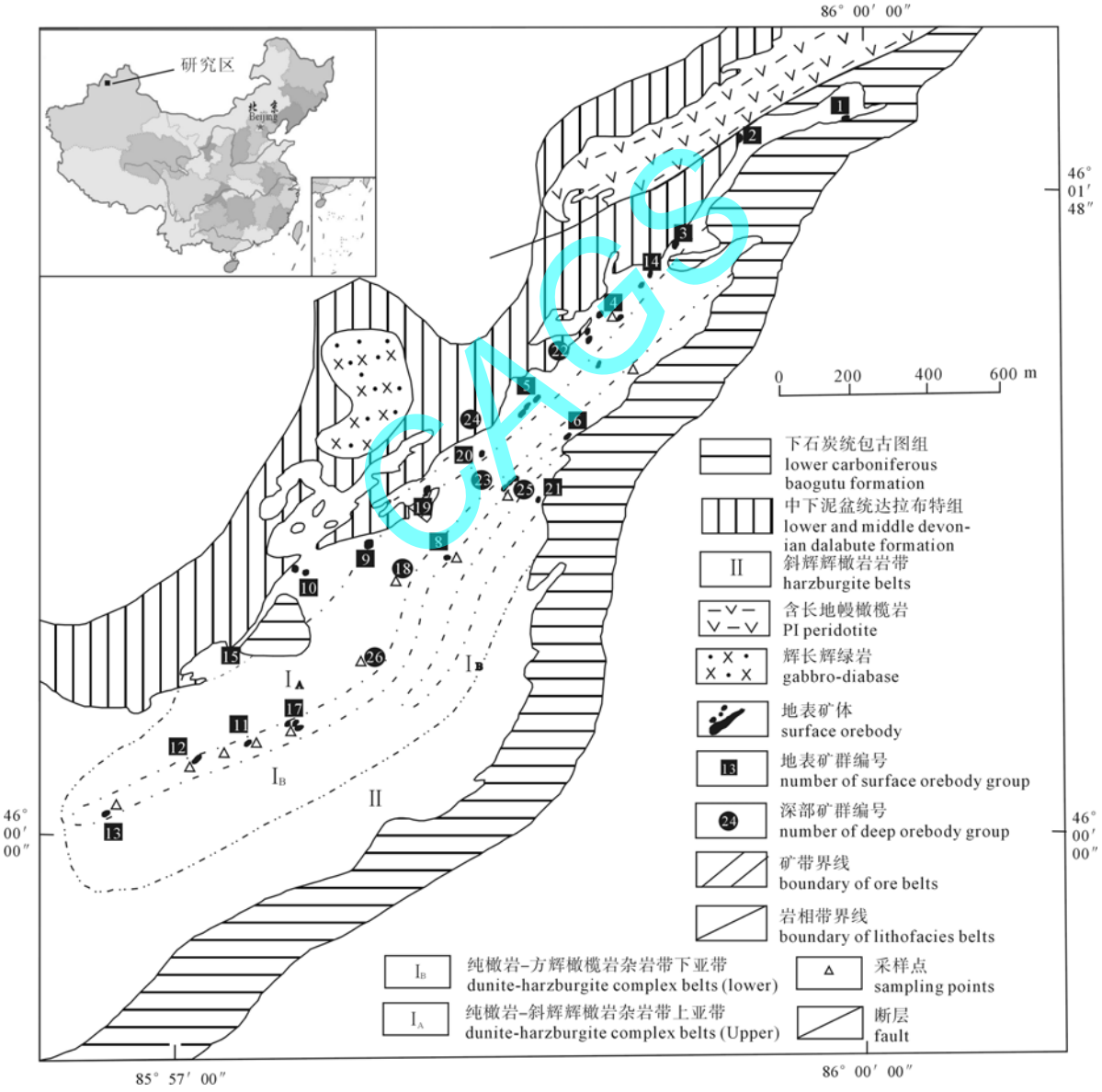


图 1 新疆萨尔托海铬铁矿矿区地质简图(据新疆地矿局第七地质队)

Fig. 1 Geological map of the Sartokay chromite ore district in Xinjiang (modified after No. 7 Geological Party, Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development)

表 1　新疆萨尔托海矿区 25 矿群浸染状矿石蚀变铬尖晶石的电子探针分析

Table 1　Electron microprobe analyses of altered Cr-spinel in disseminated ore in 25 orebody group of Saertuohai mining area, Xinjiang

样号	ZJ13-1-9	ZJ13-1-8	ZJ13-1-10	ZJ13-1-14	ZJ13-1-15	ZJ13-1-12	ZJ13-1-13	ZJ13-1-16
探针点编号	2	1	3	7	8	4	5	6
Na_2O	0.00	0.07	0.00	0.02	0.02	0.05	0.00	0.03
Cr_2O_3	38.91	32.22	33.13	34.72	35.37	44.09	50.80	47.47
Fe_2O_3	30.40	2.80	35.11	3.15	4.60	36.26	33.82	4.43
FeO	16.86	11.40	16.06	11.28	9.97	16.39	17.49	10.35
MgO	15.83	10.67	9.85	10.15	9.30	19.40	17.64	18.47
CaO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
NiO	0.05	0.09	0.13	0.10	0.12	0.03	0.00	0.00
Al_2O_3	28.23	4.85	3.24	2.85	2.99	8.48	7.66	8.51
K_2O	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02
MnO	0.16	0.24	0.30	0.29	0.24	0.27	0.25	0.32
SiO_2	0.01	1.61	0.00	0.00	0.11	7.49	4.12	5.48
TiO_2	0.14	0.12	0.18	0.16	0.15	0.19	0.20	0.16
Total	97.24	94.16	94.49	97.31	96.23	94.16	94.81	94.81
Al^{3+}	8.05	1.69	1.08	0.92	0.99	3.39	2.74	3.15
Fe^{3+}	0.51	6.77	7.49	7.51	7.15	0.80	1.05	1.05
Cr^{3+}	7.44	7.54	7.43	7.56	7.86	11.81	12.21	11.80
Fe^{2+}	2.30	3.76	3.82	3.80	4.11	1.97	1.93	1.91
Mg^{2+}	5.70	4.24	4.18	4.20	3.89	6.03	6.07	6.09

注: 分析测试由中国地质科学院矿产资源研究所电子探针实验室陈振宇博士完成.

CAGS

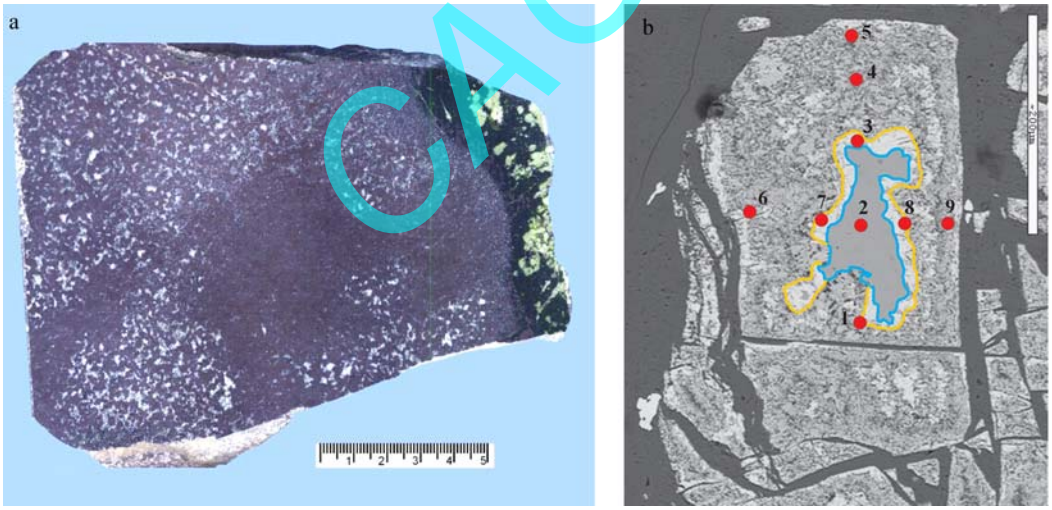


图 2　萨尔托海矿区 25 矿群浸染状矿石中蚀变铬尖晶石(红点为探针点, 1-9 为编号)

Fig. 2　Altered Cr-spinel in disseminated ore in No.25 ore body group of the Sartokay ore district (red point indicates probe point, 1-9 as serial number)

现象, 特别是在矿体边部蚀变现象非常明显(图 2), 本文通过电子探针对造矿铬尖晶石不同蚀变部位化学成分分析, 结合矿区地质特征, 探讨萨尔托海矿区造矿铬尖晶石的蚀变特征。

1　矿床地质特征

萨尔托海铬铁矿位于西准噶尔海西期地槽褶皱带扎依尔复向斜南翼, 达拉布特深大断裂的北侧, 产于达拉布特超基性岩带东端的萨尔托海超基性岩体内。该岩体呈 SE-NW 向展布, 受达拉布特深大断裂次级断裂构成的“入”字型构造控制。岩体下盘是下石炭统包古图组, 两者呈断层接触, 受后期构造作用, 内接触带产出大量滑石碳酸盐化超基性岩; 上盘为一套由中基性火山岩、凝灰质粉砂岩、硅质

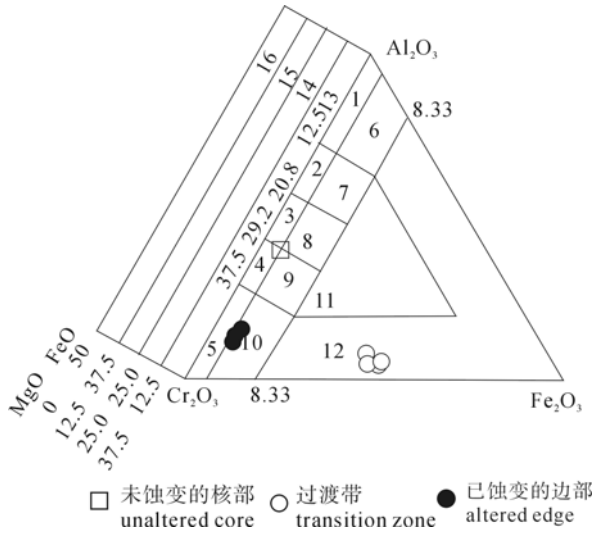


图 3 蚀变铬尖晶石分类(引自索科洛夫, 1958)

Fig. 3 Classification of altered Cr-spinel (from Sokolov, 1958)

1-铬尖晶石; 2-铝富铬尖晶石; 3-富铬尖晶石; 4- 铝铬铁矿; 5-铬铁矿; 6-富铁铬尖晶石; 7-富铁铝富铬尖晶石; 8-富铁富铬尖晶石; 9-富铁铝铬铁矿; 10-富铁铬铁矿; 11-高铁富铬尖晶石; 12-高铁铬铁矿; 13-镁; 14 含镁; 15-含铁的; 16-铁

1-Picotite; 2-Alumopicotite; 3-Chromopicotite; 4-Alumochromite; 5-Chromite; 6-Ferropicotite; 7-Ferro-Alumo-picotite; 8-Ferro-Chromopicotite; 9-Ferro-Alumochromite; 10-Ferro-chromite; 11-Ferri- Chromopicotite; 12-Ferri- Chromite; 13-Magnesian; 14- Magnesium-containing; 15-Ferreous; 16-Ferriferous

岩及少量辉橄岩组成的混杂岩。矿区内超基性岩以斜辉辉橄岩为主, 次为呈异离体产出的纯橄岩、斜辉橄榄岩、二辉橄榄岩, 脉岩(钠长斑岩、石英脉、橄长岩、橄榄辉长岩脉等)。

矿区包括 26 个矿群, 共有 563 个铬矿体, 矿体产状受岩体形态和岩体界面控制。铬矿体均产于含矿岩相带, 主要赋存在纯橄榄岩–斜辉辉橄岩岩相带内, 其次为斜辉辉橄岩岩相带。矿体的分布在平面上构成南、北两条矿带。矿带内岩石偏基性, 碳酸盐化超基性岩发育, 岩石退色现象明显。矿体形态复杂, 主要有透镜状、似透镜状、囊状和脉状。

本次采集的样品主要来自于萨尔托海 4、8、11、12、13、17、18、25 和 26 矿群(图 1), 从矿体的采样部位, 样品可以大致分为两组, 一组是矿体内部的矿石, 另一组是矿体边部带有绿泥石壳的矿石。矿石主要类型有: 块状构造、稠密浸染状矿石、中等浸染状矿石、稀疏浸染状矿石, 条带状、斑杂状矿石。

2 铬尖晶石蚀变特征

萨尔托海矿区含矿超基性岩体已全部发生蛇纹石化, 其中橄榄石蚀变成蛇纹石、绿泥石, 辉石蚀变成具有辉石假象的绢石, 副矿物铬尖晶石具有不同程度的蚀变。矿体中, 边部蚀变强于内部, 浸染状矿石蚀变强于块状矿石。

本次研究铬尖晶石来自矿区 25 矿群第三中段矿体边部浸染状矿石, 按不同的光性特征, 可将造矿蚀变铬尖晶石划分为三部分: 未蚀变的核部、早期蚀变的中间带和晚期蚀变的边部, 其中未蚀变核部为灰色, 物质成分稳定且均一; 早期蚀变带为主要为灰白色; 晚期蚀变的边部为浅灰色, 是由破碎的细小铬尖晶石组成, 裂隙中充填硅酸盐矿物(图 2)。

利用电子探针对造矿铬尖晶石不同蚀变部位进行了化学成分分析, 结果见表 1, 通过对比和分析, 认为具有以下特征:

铬铁矿中铬尖晶石主要是由 Cr_2O_3、FeO、MgO、Al_2O_3 、Fe_2O_3 组成, 占总组分的 90%以上。将不同部位铬尖晶石投入巴甫洛夫铬尖晶石分类图(图 3), 得出未蚀变铬尖晶石为铝铬铁矿, 早期蚀变的铬铁矿为高铁铬铁矿, 晚期蚀变的铬尖晶石为富铁铬铁矿。

将未蚀变的核部作为标准, 早期蚀变铬尖晶石流失大量 Al 及少量 Cr、Mg, 而富集大量 Fe; 晚期蚀变铬尖晶石相对于早期蚀变富集 Al、Cr、Mg, 而 Fe 大量流失, 其中三价铁变化较为明显(图 4, 图 5)。

3 讨论

我国主要铬铁矿产区有四个: 罗布莎矿区、萨尔托海矿区、大道尔吉矿区以及贺根山矿区。上述四个矿区中超基性岩中副矿物铬尖晶石和铬铁矿中造矿铬尖晶石具有不同的蚀变特征: 罗布莎地区常见新鲜的超基性岩, 造矿铬尖晶石为红棕色; 萨尔托海矿区超基性岩已全蛇纹石化, 矿石中脉石矿物以绿泥石为主, 造矿铬尖晶石多为黑色; 贺根山超基性岩体部分蛇纹石化, 矿石中脉石矿物以叶蛇纹石为主, 可见黑色及棕褐色造矿尖晶石; 大道尔吉超基性岩体部分蛇纹石化, 矿石中脉石矿物以蛇纹石为主, 多见棕褐色。通过四个矿区造矿铬尖晶石蚀变特征的对比发现, 超基性岩的变质程度与造矿铬尖晶石的蚀变具有密切的联系。

萨尔托海超基性岩体内主要岩石类型为斜辉辉橄岩, 次要为纯橄岩、斜辉橄榄岩和二辉橄榄岩的异离体。岩石已全部蛇纹石化、滑石化、碳酸盐化。与其它具有相似变质程度的超基性岩对比, 推测萨尔托海超基性岩蛇纹石化的温度在 250~350℃(Dorothee 和 Burkhard, 1993; 陈正国和孙继文, 1992)。

CAGS

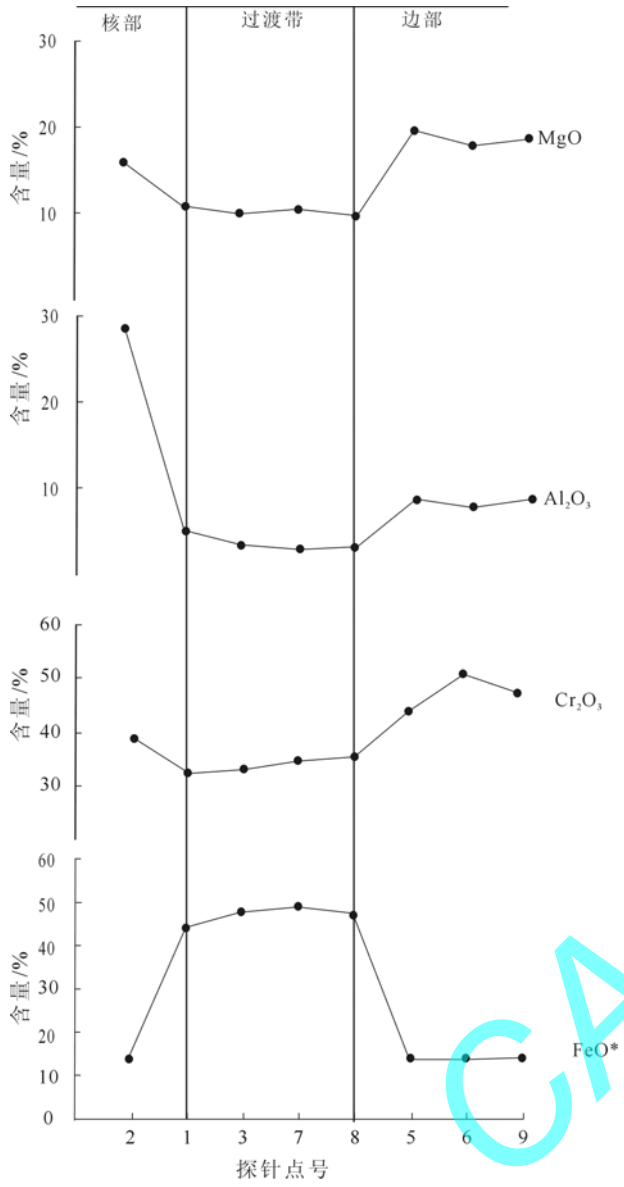


图 4　蚀变铬尖晶石不同部位主元素含量
Fig. 4　Contents of major elements in different positions of Cr-spinel

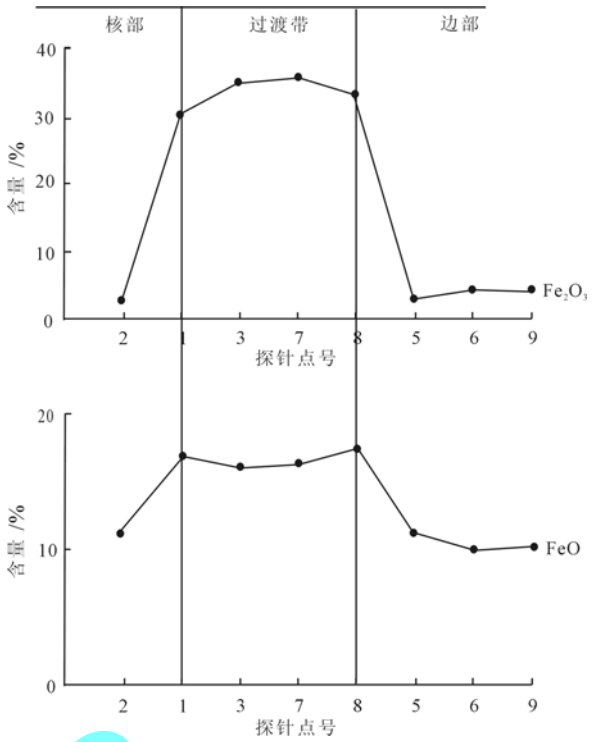


图 5　蚀变铬尖晶石不同部位 **FeO** 和 **Fe_2O_3** 含量
Fig. 5　FeO and Fe_2O_3 contents in different positions of Cr-spinel

张立飞(1997)根据岩相学研究结合电子探针分析，表明萨尔托海岩体上盘(北侧)出露的中基性岩石普遍经历了葡萄石-绿纤石相变质作用，其主要的变质矿物有绿纤石、葡萄石、钙铝榴石、绿帘石、绿泥石等。变质条件为 T=325~335℃, P=0.45~0.475 GPa。由此可以看出超基性岩体与围岩具有相近的变质温度，因此推测矿区整体上经历了一次达拉布特蛇绿岩定位后期变质程度为葡萄石-绿纤石相的区域变质作用。这与其他研究者对造山带中超基性岩体具有与围岩同等变质程度的认识(Evans, 1977; Winter, 2001)是一致的。

尽管区域上具有变质程度的一致性，但是在超基性岩与围岩之间、超基性岩与矿体之间较窄的接触带却具有不同的变质特征：蛇纹石化斜辉辉橄岩与帘石化葡萄石化辉绿岩之间进一步变质至闪石化、甚至石榴石化(图 6)；蛇纹石化斜辉辉橄岩与粉砂岩之间的接触变质作用的结果为辉橄榄进一步绿泥石化，而粉砂岩变质程度达到石榴石化(图 7)，铬铁矿体与蛇纹石化围岩之间常发育由绿泥石组成的壳体，上述现象表明在同一区域构造作用下，接触部位的变质程度要高于区域。所以认为接触带变质温度也高于区域变质温度，也就高于超基性岩蛇纹石化温度，即大于 350℃。

一些学者认为随着超基性岩变质程度的增加，副矿物铬尖晶石可以通过物质组分的变化对应不同的变质相 (Evans 和 Frost, 1975; Suita 和 Streider, 1996; Barnes 和 Roeder, 2001)。通过矿区蚀变造矿铬尖晶石物质组分与国外其他地区变质超基性岩中副矿物铬尖晶石的对比发现(图 7):

1) 晚期蚀变对应的变质相为绿片岩相(图 8)，这与造矿铬尖晶石所处的超基性岩变质环境是一致的(铬铁矿体多被由纯橄岩蚀变而成的绿泥石壳包裹)，因此推测晚期蚀变是与蛇绿岩定位后期的区域变质作用有关。通过上述分析并结合铬尖晶石与 F_{90} 橄榄石平衡的温度(图 9)，认为铬尖晶石蚀变温度在 350~500℃之间。

2) 早期蚀变对应于低角闪岩相(图 8)，蚀变温

CAGS

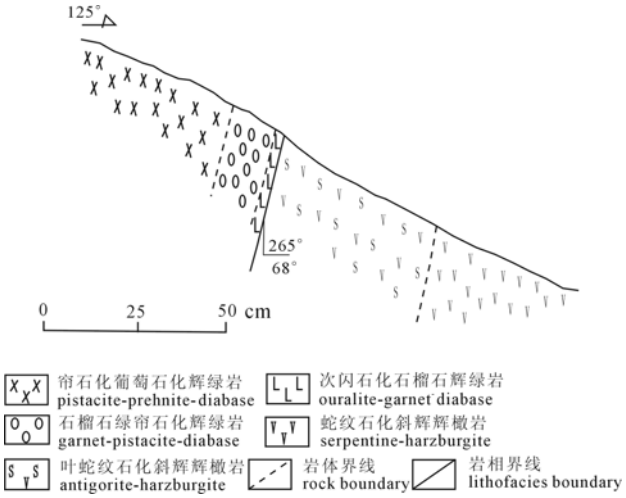


图 6 辉橄岩与辉绿岩的接触带

Fig. 6 Contact zone between harzburgite and diabase

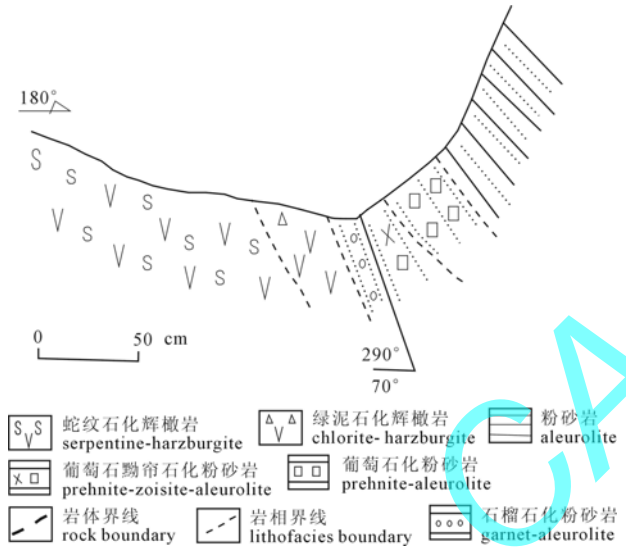


图 7 辉橄岩与砂岩的接触带

Fig. 7 Contact zone between harzburgite and siltstone

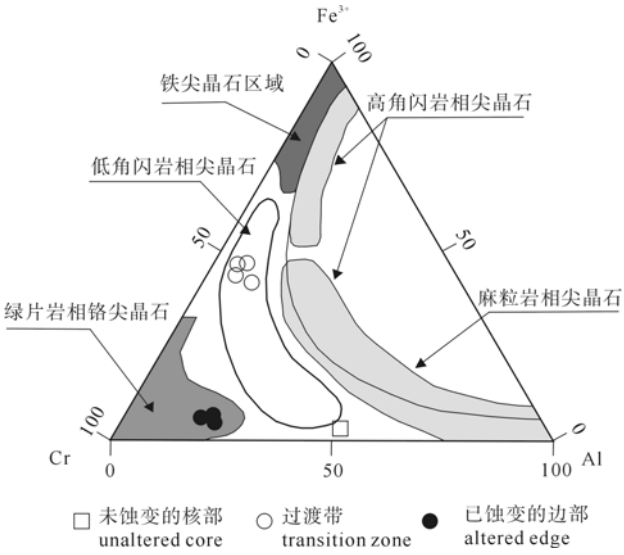


图 8 尖晶石成分对应不同的蚀变相(Purvis 等, 1972; Evans 和 Frost, 1975; Suita 和 Streider , 1996)

Fig. 8 Spinel compositions corresponding to different metamorphic facies (after Purvis et al., 1972; Evans and Frost, 1975; Suita and Streider, 1996)

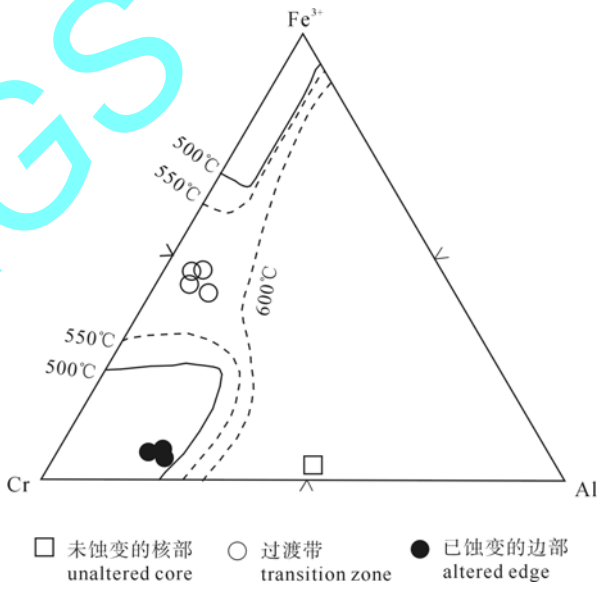


图 9 与 Fo_{90} 橄榄石平衡的尖晶石稳定性判别 (Barnes, 2000)

Fig. 9 Spinel stability distinguished by spinel in equilibrium with Fo_{90} olivine(after Barnes, 2000)

度在 550~600℃之间(图 9)。矿区在已蚀变的超基性岩当中发现具有众多尘点状磁铁矿，表明蚀变的过程中变质流体是富铁流体。这一流体渗透进入铝铬铁矿中((Wylie 等 1987; Barnes, 2000)，并使得流体中的铁置换了铬铁矿中的铝，造成铬铁矿中铝大量流失，而在反应边产生大量的铁，形成高铁铬铁矿。造矿铬尖晶石早期蚀变发生的温度条件要高于晚期蚀变，故推测早期蚀变可能与达拉布特蛇绿岩构造侵位有关。

3) 铬尖晶石核部未发生蚀变，介于低角闪岩相和高角闪岩相之间，表明造矿铬尖晶石生成的温压条件要高，其稳定温度要高于 600℃(图 9)。新疆地矿局科研所用爆裂法测出，造矿铬尖晶石成矿温度在 600~850℃之间，平均值为 700℃。西安地矿所对造矿铬尖晶石中晶体–流体包裹体用同一方法测定的爆裂温度为 713~760℃(引自王玉山，1988)，目前认为在西藏罗布莎铬铁矿中发现超高压矿物表明铬铁矿的生成温压条件非常高(杨经绥等，2008)，因此，对于萨尔托海铬铁矿铬尖晶石的生成温度还需要进一步研究。

4 结论

通过对萨尔托海矿区造矿铬尖晶石蚀变特征的

CAGS

描述及分析，获得了以下认识：

造矿蚀变铬尖晶石由三部分组成：未蚀变的核部、早期蚀变的中间带和晚期蚀变的边部。相对应的矿物名称依次为铝铬铁矿、富铁铬铁矿和高铁铬铁矿。

蚀变分为两个期次：早期蚀变对应的变质环境是低角闪岩相，形成温度为550~600℃，晚期蚀变对应的蚀变环境是绿片岩相，形成温度为 350~500℃，并认为晚期蚀变可能是蛇绿岩定位后期区域构造作用的结果，推测早期蚀变可能与蛇绿岩的侵位有关。

铬尖晶石核部对应蚀变环境介于低角闪岩相和高角闪岩相之间，稳定温度要高于600℃，故未发生蚀变。

参考文献:

白文吉. 1964. 关于超基性岩蛇纹石化的几个问题[J]. 中国地质, 7: 8-16.

陈世忠，杨经绥，许志琴，李天福，陈方远. 2006. 铬尖晶石和石榴石的相变：大陆科学钻探 CCSD-PP3 孔超镁铁岩超高压变质作用的证据[J]. 地球科学——中国地质大学学报，4: 475-487.

陈正国，孙继文. 1992. 青海茫崖超镁铁质岩蛇纹石化作用的氢氧同位素研究[J]. 地球化学, 4: 366-374.

戚长谋，稂玫，贾克实，范国传. 1980. 铬铁矿次变的地球化学[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 4: 1-12.

戚长谋. 1978. 造矿铬尖晶石的蚀变[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 3: 33-43.

索科洛夫著；朱福湘，李秉伦，袁敞林等译. 1958. 乌拉尔铬铁矿[M]. 地质出版社, 12.

王玉山. 1988. 萨尔托海铬铁矿矿石学特征及其成因浅析[J]. 新疆地质, 3: 92-97.

杨经绥，白文吉，方青松，戎合. 2008. 西藏罗布莎蛇绿岩铬铁矿中的超高压矿物和新矿物(综述)[J]. 地球学报，29(3): 263-274.

张立飞. 1997. 含钙铝榴石的葡萄石-绿纤石相平衡：以新疆萨尔托海蛇绿岩中变基性岩石为例[J]. 岩石学报, 3: 406-417.

References:

ABZALOV M Z. 1998. Chrome spinels in gabbro wehrlite intrusions of the Pechenga area, Kola Peninsula, Russia: emphasis on alteration features[J]. Lithos, 43: 109-134.

BAI Wen-ji. 1964. Some questions about Serpentined ultra-mafic[J]. Geology in China, 7: 8-16. (in Chinese with English abstract).

BARNES S J, ROEDER P L. 2001. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks[J]. J. Petrol, 42: 2279-2302.

BARNES S J. 2000. Chromite in Komatiites, II. Modifications during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism[J]. J. Petrol, 41: 387-409.

BERNARD W, EVANS B, RONALD F. 1975. Chrome-spine1 in progressive metamorphism—a preliminary analysis[J]. Geochimica et Coemochimics Acta, 39: 959-972.

BURKHARD D J M. 1993. Accessory chromium spinels: their coexistence and alteration in serpentinites[J]. Geochim Cosmochim Acta ,57: 1297-1306.

CHEN Shi-zhong, YANG Jing-sui, XU Zhi-qin, LI Tian-fu , CHEN Fang-yuan. 2006. Transformation of Chromium Spinel and Garnet : Evidence of CCSD-PP3 Ultramafic Rocks Processed UHP Metamorphism[J]. Earth Science — Journal of China University of Geosciences, 4: 475-487. (in Chinese with English abstract).

CHEN Zheng-guo, SUN Ji-wen. Oxygen and hydrogen isotope studies of the serpentinization of ultramafic rocks at Mongya, Qinghai province[J]. Geochimica, 4: 366-374. (in Chinese with English abstract).

DICK H J B, BULLEN T. 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotite and spatially associated lavas[J]. Contrib. Mineral Petrol , 86: 54-76.

DOROTHEE J, BURKARD M. 1993. Accessory chromium spinels: Their coexistence and alteration in serpentinites[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 37: 1297-1306.

EALES H V, WILSON A H, REYNOLD I M. 1988. Complex unmixed spinels in layered intrusions within an obducted ophiolite in the Natal-Namaqua mobile belt[J]. Mineral Deposits, 23: 150-157.

EVANS B W, FROST B R. 1975. Chome-spinel in progressive metamorphism — a preliminary analysis[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 39: 959-972.

EVANS B W. 1977. Metamorphism of alpine peridotite and serpentinites. Ann. Rev. Earth Planet. Sci, 5: 397-447.

PANAGOS A, OTTEMANN J. 1966. Chemical Differentiation of Chromite Grains in the Nodular-Chromite from Rodiani (Greece)[J]. Mineralium Deposita, 1: 72-75.

PROENZA J A, ZACCARINI F, ESCAYOLA M, CÁBANA C, SCHALAMUK A, GARUTI G. 2007.Composition and textures of chromite and platinum-group minerals in chromitites of the western ophiolitic belt from Pampean Ranges of Córdoba, Argentina[J]. Ore Geology Reviews, 1: 1-17.

PURVIS A C, NESBITT R W, HALLBERG J A. 1972. The geology of part of the Carr Boyd Complex and its associated nickel mineralization, Western Australia[J]. Economic Geology, 67: 1093-1113.

QI Chang-mou, RANG Mei , JIA Ke-shi, FAN Guo-chuan. 1980. Geochemistry of the alteration process of chromite[J]. Journal of Jiling University (Earth Science Edition), 4: 1-12. (in Chinese with English abstract).

QI Chang-mou. 1978. Alteration of ore-forming Cr-spinel[J]. Journal of Jiling University (Earth Science Edition), 3: 33-43. (in Chinese with English abstract).

CAGS

ROEDER P L. 1994. Chromite: from the fiery rain of chondrules to the Kilauea Iki lava lake[J]. The Canadian Mineralogist, 32: 729-746.

SACK R O, GHIORSO M S. 1991. Chromian spinels as petrogenetic dicators: thermodynamic and petrological applications[J]. American Mineralogist, 76: 827-847.

SUITA M T, STREIDER A J. 1996. Cr-spinels from Brazilian mafic–ultramafic complexes: metamorphic modifications[J]. International Geology Review, 38: 245-267.

THOMAS F. 1971. Alteration of chrome spinel in a dunite nodule from Lanzarote, Canary Islands[J]. Lithos, 4: 83-91.

WANG Yu-shan.1988.The characteristics of ore in Saertuohai chromite deposit and origin analysis[J]. Xinjiang geology, 3: 92-97. (in Chinese with English abstract).

WINTER J W. 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology[M]. Prentic-Hall Inc., Englewood Cliffs, NJ, 697.

WYLIE A G, CANDELA P A, BURKE T M. 1987. Compositional zoning in unusual Zn-rich chromite from the Sykesville district of Maryland and its bearing on the origin of the ‘ferritchromit’[J]. American Mineralogist, 72: 413-422.

YANG Jing-sui, BAI Wen-ji, FANG Qing-song, RONG He. 2008. Ultrahigh-pressure Minerals and New Minerals from the Luobusa Ophiolitic Chromitites in Tibet: A Review[J]. Acta Geoscientica Sinica, 29(3): 263-274(in Chinese with English abstract).

ZHANG Li-fei. 1997. Phase equlibrium of grossular bearing prehnite pumpellyite facies:An example from metabasites in Saertuohai ophiolite of Xinjiang[J]. Acta Petrologica Sinica. 3: 406-417(in Chinese with English abstract).

Г.А.Соколов (edited); ZHU Fu-xiang, LI Bin-lun, YUAN Qi-lin (translated). Chromite deposit in Ural[M]. Geological publishing house, 12.

CAGS