

豆荚状铬铁矿床的研究现状及进展

周二斌

(东华理工大学, 江西 抚州 344000)

摘要:豆荚状铬铁矿床是工业上冶金级铬铁矿石的最主要来源,对于其成因研究依然是各国地质学家最为关注的热点之一。文章着重概述了近年来国内外地质学者对豆荚状铬铁矿床成因研究的现状和最新进展。最新研究表明,显生宙以来的豆荚状铬铁矿床具有一定的成矿专属性,主要赋存于蛇绿岩套底部(壳-幔边界,即岩石莫霍面)地幔橄榄岩中的一些层位中。世界上含矿的地幔橄榄岩普遍具有垂直熔融分带特征,即上部偏基性,下部偏酸性。豆荚状铬铁矿床与纯橄岩-方辉橄岩相密接相关,却很少见有豆荚状铬铁矿床产于二辉橄岩中。豆荚状铬铁矿的成矿作用经历了由洋中脊(MOR)扩张环境向岛弧体系俯冲环境的转变过程,而岛弧环境(岛弧、弧后盆地、弧前盆地等)是形成冶金级豆荚状铬铁矿的最有利的构造环境。富铬铬铁矿与纯橄岩、玻安岩(Boninite)均为亏损地幔橄榄岩再次高度熔融的最终产物,而玻安岩普遍产于岛弧环境。虽然玻安岩不是铬的有效载体,但玻安岩的熔离促使铬铁矿达到进一步的富集。铬铁矿中的铬来自原始地幔,主要来自于地幔橄榄岩中两种辉石的不一致熔融及其对副矿物铬尖晶石的改造。随着部分熔融程度的增高,地幔橄榄岩逐渐向富镁方向演变,而对应的造矿铬尖晶石也逐渐向富镁、富铬方向演变。

关键词:豆荚状铬铁矿,地幔橄榄岩,蛇绿岩,玻安岩

中图分类号:P618.33

文献标识码:A

文章编号:1000-6524(2011)03-0530-13

Present situation and advances in the study of podiform chromite deposits

ZHOU Er-bin

(East China Institute of Technology, Fuzhou 344000, China)

Abstract: The podiform chromite deposit constitutes the main source of metallurgical-grade chromite in industry, but its genesis remains one of the problems for which geologists all over the world show great concern. This paper outlined the status and latest progress in the study of podiform chromite deposits. The latest studies show that podiform deposits mainly occur in a certain layer of the mantle peridotite, which has been the lowest part of ophiolite (CMB, crust-mantle boundary) since Phanerozoic. The podiform chromite deposit-bearing mantle peridotites in the world usually exhibit vertical zoning of melting, with more basic material in the upper part and more acid material in the lower part. With the increasing of partial melting from the bottom upward, there appears lherzolite, harzburgite and dunite in turn. Alpine-type podiform chromite deposits generally have a fairly thick dunitic "envelop". After the mineralization of the podiform chromite deposit, the gravity of itself caused the sinking and dragging of some of the dunite around the ore body downward into the harzburgite facies side under the contact interface with the upside dunite facies, thus forming the typical dunitic "envelop" of the Alpine-type chromite deposit. The authors have thus reached the conclusion that the harzburgite facies under the contact interface is the best target area in search for large chromite deposits. Podiform deposits have a very close genetic relationship with harzburgite and dunite; however, it is really rare to find chromite deposits in lherzolite.

收稿日期:2011-03-02;修订日期:2011-04-11

基金项目:国家科技支撑计划重点资助项目(2006BAE01A08)国家危机矿山办公室资助项目(200809951)

作者简介:周二斌(1983-),男,硕士研究生,矿产普查与勘探专业,E-mail:Zhouerbinkmust@163.com。

The abundance of chromium in primitive mantle is much higher than that in the crust, the chromium element of chromitite was derived from primitive mantle itself, mainly coming from the alteration of associated spinel and the incongruent melting of the two pyroxene (chromium diopside and enstatite). With the increase of partial melting, the mantle peridotite gradually evolved in the magnesium-rich direction, and the mineralization of spinel evolved in the magnesium-rich and chromium-rich direction. With the evolution from lherzolite to harzburgite and dunite, the $Mg^{\#}$ values increased significantly. With the decrease of the fusible components of SiO_2 , Al_2O_3 , CaO in rocks, the refractory components of MgO , NiO , Cr_2O_3 content increased relatively. Meanwhile, with the increase of partial melting, the silicate minerals in mantle peridotite gradually evolved in the magnesium-rich direction, while the mineralization of spinel evolved in the magnesium-rich and chromium-rich direction. The discovery of such ultra-pressure minerals as diamonds, SiC and many other "abnormal mineral groups" in mantle peridotite and podiform Cr-deposits suggests that mantle peridotite was mainly derived from deep mantle (transition zone, or even lower mantle). As Cr has a very priority in occupying the octahedral site in the deep mantle, the authors infer that the primitive Cr-rich minerals in the mantle might have been the Cr-rich octahedral silicate minerals which were not conducive to the formation of Cr-spinel, but Cr was easily released from Cr-bearing minerals to form Cr-spinel which became abundant in the shallow upper mantle environment. The ore bodies of the podiform deposits are very complex in form, with most of them mainly having lenticular and tabular forms, and the host rocks extensively developed cleavages always parallel to the long axis of the ore body, suggesting that podiform Cr-deposits were enriched by the mantle plastic deformation under the plastic condition. The mineralization of podiform chromite deposits is characterized by multi-stage, polygenesis and a variety of tectonic settings. Based on a study of the correlation between $Cr^{\#}$ and $Mg^{\#}$ of Cr-spinel and petromineralogy, the authors hold that the formation of the Cr-deposits underwent the process of preconcentration at the early expansion stage of MOR and the subsequent transformation to the subduction setting, and the expansion of the fore-arc basin above the subduction zone (SSZ) in the intra-oceanic island arc was the most favorable structural environment for the formation of metallurgical-grade chromite ore. Podiform chromite deposits, dunite and boninite are products of the highest melting degree of depleted mantle peridotite. Obviously, boninite could not provide the chromium element for chromite deposits; nevertheless, the more boninitic magma existed outside the mantle peridotite, the more Cr-rich chromite deposits could be formed. Therefore, the size of the mantle peridotite, the degree of partial melting and the existence or nonexistence of boninite can serve as a recognition indicator as to whether the mantle peridotite has the potential of podiform chromite mineralization. As we all know, boninite, which has a very close genetic relation with podiform chromite deposit, is one of the typical rocks that always occur in the forearc basin, so we can reach the conclusion that the podiform chromite deposit is also a typical product in the forearc basin.

Key words: podiform chromite; mantle peridotite; ophiolite; boninite

铬是 21 世纪战略性资源,由于其具有质硬、耐磨、耐高温、抗腐蚀等特性,在冶金工业、耐火材料和化学工业中得到了广泛的应用。铬铁矿是铬的最主要来源。目前世界上已有南非、哈萨克斯坦、津巴布韦和芬兰等 40 余个国家和地区发现了铬铁矿,总储量达 37 亿吨,产量达 1 000 万吨以上,其中南非和哈萨克斯坦是世界上两个铬铁矿资源最丰富的国家,其铬铁矿资源量约占世界铬铁矿资源量的 95% (马建明, 2006)。我国的铬铁矿主要产于西藏、新疆、甘

肃、内蒙四省,其中西藏的罗布莎铬铁矿床是我国最大的铬铁矿床,铬铁资源量约为 500 万吨。显然,我国的铬铁矿床储量少,产量低,分布不均衡,是我国严重短缺的战略性矿产资源之一。近年来,随着国民经济的快速发展,我国铬铁矿的进口量逐渐加大,从 2005 年的 302.5 万吨增加到了 2008 年的 683.9 万吨。我国对国外铬铁矿资源的依赖程度已经高达 90% 以上 (马建明, 2006)。当前寻找大型冶金级铬铁矿床是解决资源供不应求、缓解对外铬铁矿资源

高度依赖形势的最根本办法之一。

18世纪末,在前苏联(今哈萨克斯坦)的乌拉尔山区古生代蛇绿岩中首次发现豆荚状铬铁矿(李江海等,2002)。随后的200多年里,又陆续在世界各地发现了该类矿床。因为豆荚状铬铁矿是工业上冶金级铬铁矿的主要来源,而且它与具有特殊构造意义的蛇绿岩套之间具有特殊关系,一直以来备受地学界的关注。Thayer(1970)根据豆荚状铬铁矿矿石中 Cr_2O_3 和 Al_2O_3 含量不同将其分为富铝和富铬两种类型:富铝型的 Al_2O_3 含量通常大于20%,而 Cr_2O_3 含量小于45%,铬尖晶石的 $\text{Cr}^\#/[100\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})]<60$;富铬型的 Al_2O_3 含量小于20%,而 Cr_2O_3 大于45%,铬尖晶石的 $\text{Cr}^\#>60$ (鲍佩声等,1990)。富铝型铬铁矿与富铬型铬铁矿既可产于同一地幔橄榄岩的不同部位(如菲律宾的马欣洛克及圣安东尼奥岩体、古巴的卡马奎岩体、澳大利亚的库拉克岩体),也可分别单独产于地幔橄榄岩中(如菲律宾的卡邦岸岩体、新疆的萨尔托海岩体及洪古勒楞岩体、内蒙的贺根山岩体)(鲍佩声等,1990; Leblanc and Ceuleneer,1992)。中国地质科学院地质研究所金刚石组(1981)在我国西藏罗布莎和东巧地幔橄榄岩的铬铁矿中首次发现金刚石,随后在对罗布莎岩体的深入研究中,又再次发现了包含金刚石在内多达上百种的地幔“不寻常矿物”组合(白文吉等,2000,2001a,2001b,2003;杨经绥等,2004,2007,2008),极大地冲击了前人所谓的豆荚状铬铁矿浅部岩浆成因的观点,再次激起了国内外地质学家对该类型矿床极大的研究兴趣。

目前,地学界对于豆荚状铬铁矿的成因看法可归纳为3种,即岩浆成因说、交代成因说与地幔成因说(王希斌等,1987)。岩浆成因说又包括岩浆早期成因、岩浆晚期成因、岩浆熔离成因、岩浆混合成因、岩浆结晶分异成因、岩浆堆晶成因等(Nicolas *et al.*, 1986; Zhou Meifu *et al.*, 1994; Arai, 1997a, 1997b)。交代成因说则认为纯橄岩-方辉橄岩建造的岩石系顽火辉石的橄辉石化形成,其中铬铁矿则是镁质岩石又被铬交代的产物。地幔成因说的主要观点认为豆荚状铬铁矿形成于地幔中,但对于其形成的地幔深度问题还有不同的认识:一种观点认为铬铁矿是在上地幔浅部环境由原始地幔岩经部分熔融作用所形成的最终产物(王希斌等,1987;鲍佩声等,2009);另一种观点则依据铬铁矿及围岩中所发现的地幔“不寻常矿物组合”以及超高压矿物金刚

石、碳化硅等的存在,认为铬铁矿及地幔橄榄岩形成于地幔过渡带(400~670 km)甚至于下地幔或核-幔边界(白文吉,2000,2001a,2003;杨经绥等,2004,2007,2008)。各种成因假说的演化,也反映了地质学家对于豆荚状铬铁矿成因认识由简单到复杂、由浅入深、由主观到客观的一个演变过程,而产生这些分歧的原因还在于目前人类对于地幔物质组成以及地幔成矿作用和地幔动力学知之甚少。地球在其演化过程中,地幔物质趋于不均匀性,并且伴随着壳-幔物质的混染而致使地幔原始成分以及成矿过程难以恢复再现,来自原始地幔的样品难以获得,导致高温高压实验所用样品不能完全准确地反映原始地幔的物质组成,其实验结果也就存在争议。本文针对国内外对豆荚状铬铁矿床的研究现状,梳理了该类型矿床的全球分布及其与蛇绿岩套的关系以及矿体特征,重点整理了矿床形成的构造背景与成因模型以及铬的富集机制研究的新进展,以期有助于提高对该类型矿床的全面认识。

1 豆荚状铬铁矿床的全球分布特征

世界上重要的铬铁矿床均产于超基性岩和基性岩中。Thayer(1960)将世界上原生的铬铁矿床划分为两种主要类型:一种是层状铬铁矿床(Stratiform deposits),或称为布什维尔德型(Bushveld-Type)铬铁矿床,主要产于古老地台的层状镁铁-超镁铁杂岩体中,铬铁矿层显示明显的岩浆堆晶层理,主要由自形程度较好的呈浸染状和块状的铬尖晶石集合体与橄榄石、辉石等造岩矿物构成,常形成稳定延伸且有彼此平行的矿层,通常未受构造形变。另一种为豆荚状铬铁矿床(Podiform deposits),也称为阿尔卑斯型(Alpine-type)铬铁矿床(Thayer,1964),主要产于显生宙以来被作为外来杂岩体的阿尔卑斯型地幔橄榄岩中,矿体边部普遍存在有一定厚度的纯橄岩外壳(部分或完全蛇纹石化)。从世界铬铁矿床的分布情况(图1)可见,层状铬铁矿床零星散布于稳定克拉通区域,该类型重要的矿床有南非的Bushveld矿床、津巴布韦的Great Dyke、美国的Stillwater杂岩体、芬兰的Kemi杂岩体以及巴西的Campo Formoso等;而豆荚状铬铁矿床主要分布于板块结合带,分别见于古巴、纽芬兰、日本、新喀里多尼亚、哈萨克斯坦、菲律宾、巴布亚新几内亚、澳大利亚、印度、巴基斯坦、伊朗、土耳其、阿尔卑斯山、阿曼、希腊、塞浦路

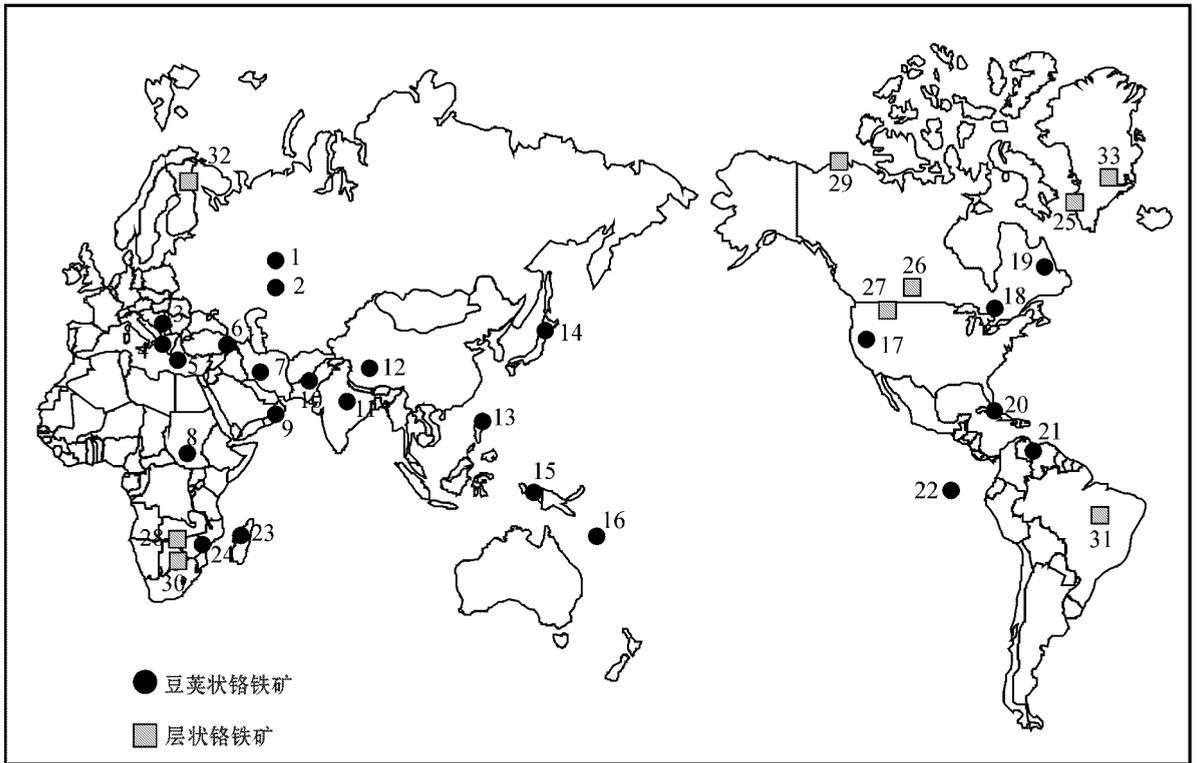


图1 世界上重要铬铁矿床产出位置(据 Kula 和 Misra, 1999 修改)

Fig. 1 Locations of important chromite deposits and ore fields in the world(modified after Kula and Misra, 1999)

豆荚状铬铁矿床: 1—Perm, 哈萨克斯坦; 2—肯皮尔赛, 哈萨克斯坦; 3—阿尔巴尼亚; 4—希腊; 5—Troodos, 塞浦路斯; 6—Pontids and Taurids Mountains, 土耳其; 7—Faryah, 伊朗; 8—Ingessana Hills, 苏丹; 9—Semail, 阿曼; 10—Zhub Valley, 巴基斯坦; 11—Sukinda and Nausahi, 印度; 12—罗布莎, 中国; 13—Zambales, 菲律宾; 14—日本; 15—巴布亚新几内亚; 16—新喀里多尼亚; 17—Oregon and California 美国; 18—Thetford ophiolites, 加拿大; 19—Appalachian Bay of Islands, 加拿大; 20—古巴; 21—Villa da Cura Opiolites, 委内瑞拉; 22—Hess Deep; 23—Tsaratana Serpentinities, 马达加斯加; 24—Selukw(Shurugwi)Complex, 津巴布韦; 层状铬铁矿床: 25—Fiskenaeset Complex, 格陵兰; 26—Bird River Sill, 加拿大; 27—Stillwater Complex, 美国; 28—Great Dyke Complex, 津巴布韦; 29—Muskox Complex, 加拿大; 30—Bushveld Complex, 南非; 31—Campo Formoso Complex, 巴西; 32—Kemi Complex, 芬兰; 33—Skaergaard Complex, 格陵兰

podiform chromite deposits: 1—Perm, Kazakhstan; 2—Kempirsai, Kazakhstan; 3—Albania; 4—Greece; 5—Troodos, Cyprus; 6—Pontids and Taurids Mountains, Turkey; 7—Faryah, Iran; 8—Ingessana Hills, Sudan; 9—Semail, Oman; 10—Zhub Valley, Pakistan; 11—Sukinda and Nausahi, India; 12—Luobusha, China; 13—Zambales, the Philippines; 14—Japan; 15—Papua New Guinea; 16—New Caledonia; 17—Oregon and California, USA; 18—Thetford ophiolites, Canada; 19—Appalachian Bay of Islands, Canada; 20—Cuba; 21—Villa da Cura Opiolites, Venezuela; 22—Hess Deep; 23—Tsaratana Serpentinities, Madagascar; 24—Selukw(Shurugwi)Complex, Zimbabwe; stratiform chromite deposits: 25—Fiskenaeset Complex, Greenland; 26—Bird River Sill, Canada; 27—Stillwater Complex, USA; 28—Great Dyke Complex, Zimbabwe; 29—Muskox Complex, Canada; 30—Bushveld Complex, South Africa; 31—Campo Formoso Complex, Brazil; 32—Kemi Complex, Finland; 33—Skaergaard Complex, Greenland

斯、阿尔巴尼亚、南斯拉夫、芬兰、沙特阿拉伯、摩洛哥、埃塞俄比亚及我国西藏、新疆、甘肃、内蒙等地蛇绿岩地幔橄辉岩内(鲍佩声等, 1999), 其中尤以哈萨克斯坦的肯皮尔赛豆荚状铬铁矿最为著名, 其矿体规模最大, 储量高达上亿吨(Melcher *et al.*, 1997)。

横贯欧亚大陆的特提斯-喜马拉雅构造域以及乌拉尔造山带中的蛇绿岩底部地幔橄辉岩, 是地学界熟知的豆荚状铬铁矿床的产出环境, 也是目前从

地幔橄辉岩科学研究和获取冶金级铬铁矿床的最主要区域。虽然对这一区域内豆荚状铬铁矿床形成构造环境的认识目前还存在有争论, 但大多数学者认为俯冲带之上(supra-subduction zone, SSZ)构造环境是形成豆荚状铬铁矿最为有利环境(Pearce *et al.*, 1984; Yumul and Balce, 1994; Arai and Yurimoto, 1995; Zhou Meifu *et al.*, 1998)。近年来, 在赤道附近东太平洋大洋扩张脊大洋深钻(Hess Deep)

中找到了原位铬铁矿,证明豆荚状铬铁矿可以形成于现代大洋扩张中心,其铬尖晶石 $\text{Cr}^\#[\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})]$ 介于 0.5~0.6 之间,且铬尖晶石中常见含 TiO_2 (<2%) 的小颗粒含水矿物包体,如金云母和韭闪石等(Arai and Matsukage, 1998)。另外在日本岛弧西南部新生代 Takashima 碱性玄武岩内发现有豆荚状铬铁矿捕虏体,具有典型的仅产于蛇绿岩地幔橄榄岩中的豆状结构矿石类型,证明日本岛弧原地的上地幔中存在有豆荚状铬铁矿(Arai and Abe, 1994)。这些构造环境已知的豆荚状铬铁矿的发现,为解释蛇绿岩中豆荚状铬铁矿的成因环境提供了有力的证据。

综上所述,目前世界上已知铬铁矿床主要产于 3 种构造环境:①大洋中脊扩张环境,如东太平洋赤道附近的 Hess Deep 等(Nicolas and Prinzhofer, 1983; Leblanc and Ceuleneer, 1992; Arai and Matsukage, 1998);②俯冲带上部的岛弧体系(弧后盆地、岛弧和弧前环境等),如菲律宾 Zambales 蛇绿杂岩体、新喀里多尼亚、日本岛弧等(Pearce *et al.*, 1984; Zhou Meifu *et al.*, 1996);③产于造山带蛇绿岩中,如特提斯构造域的阿尔卑斯-喜马拉雅褶皱造山带的塞浦路斯、罗布莎等。由世界上豆荚状铬铁矿床所产出的构造环境来看,分别相当于威尔逊旋回大洋演化过程的成熟期、衰落期和消亡期所形成的地缝合线。如此看来,豆荚状的演化过程似乎记录了在威尔逊旋回的地质作用过程中深部地幔物质所经历的地质作用过程和成矿作用过程。

此外,有报道称在元古宙的活动带中也发现有两种类型矿床(Stowe, 1984)。一种赋存于层状片麻岩及钙长质杂岩中,类似于层状铬铁矿床的形态和成分,如南非的 Limpopo 片麻岩带、印度的 Sitampundi 钙长质杂岩等。另一种类型与产在一些绿岩带中岩床状超镁铁杂岩有关,如加拿大的 Bird River Sill 和津巴布韦的 Selukwe 矿床,其中 Selukwe 矿床为该类型矿床典型的代表。该矿床产于津巴布韦早太古代(3 340 ± 60 Ma) Shurugwi 绿岩带中,在超镁铁杂岩体内已发现有 100 多个矿体,矿体厚度为 2~25 m,长 5~1 000 m,矿体的形态特征以及铬铁矿结构与豆荚状铬铁矿床相似,其围岩虽已强烈蚀变为蛇纹岩和滑石-绿泥石-碳酸盐片岩,却仍显示堆晶层理,且其地球化学趋势表明其为一层状杂岩体,说明该类型矿床兼具有层状和豆荚状两种类型的矿床特征。

2 豆荚状铬铁矿床与蛇绿岩套的地质关系

豆荚状铬铁矿床主要赋存于地幔橄榄岩中,地质界普遍将其视为蛇绿岩套底部组成部分,故作为蛇绿岩套的一部分,其将地幔与地壳物质循环和动力学机制有机地结合在一起。因此,对豆荚状铬铁矿床形成环境的探讨必然涉及到对蛇绿岩的形成环境认识。1972 年 Penrose 会议定义了典型的蛇绿岩剖面,自上而下分别为含放射虫硅质岩、枕状熔岩、席状岩墙、均质辉长岩、堆积杂岩和变质橄榄岩。之后相当长一段时间内,很多人都据此并结合现代大洋岩石圈特征来判定蛇绿岩。然而在自然界的造山带中,只有少数蛇绿岩剖面较为完整,如 Troodos、Semail、Bay of Island、希腊、巴布亚新几内亚、古巴、日喀则等,大多数蛇绿岩没有完整的层序,即为所谓的不完整蛇绿岩,而且不同的构造环境造就了不同类型的蛇绿岩,这就造成蛇绿岩的野外判定存在极大的争议。对于蛇绿岩的概述等可以参考肖常序等(1984)、王希斌等(1987)、张旗(1995)、张旗等(1998, 2003)、周国庆(2008)等文献,本文主要对与铬铁矿密切相关的地幔橄榄岩进行概述。

完整的蛇绿岩剖面中有两个铬铁矿床赋存部位,一为产于岩石圈中莫霍面(MOHO)以上堆晶岩中的层状铬铁矿床;另一个则为产于 MOHO 面以下地幔橄榄岩中的豆荚状铬铁矿床(图 2)(Paktunc, 1990)。前人在对世界各地豆荚状铬铁矿床大量野外地质特征观察的基础上,进行了地层剖面的综合对比研究,并结合系统而又细致的岩石矿物学、地球化学以及高温高压实验等分析,对地幔橄榄岩特征以及豆荚状铬铁矿床的赋矿部位得出以下认识:①根据残留地幔橄榄岩的主成分特征,将阿尔卑斯型橄榄岩细分为方辉橄榄岩型和二辉橄榄岩型(Jackson and Thayer, 1972)。②对天然二辉橄榄岩在 2 000 MPa 和 3 500 MPa 下所做的无水实验证明,地幔橄榄岩各亚类岩石是原始地幔岩(尖晶石二辉橄榄岩)不同程度部分熔融的产物(Jaques and Green, 1980)。③世界各地含铬地幔橄榄岩岩体因经历了不同程度的部分熔融作用而具有明显的垂直分带特征,即在剖面上从下到上随着部分熔融程度的不同,依次为二辉橄榄岩-方辉橄榄岩-纯橄岩,具有上部偏基性、下部偏酸性的特征,这与蛇绿岩套中莫霍面

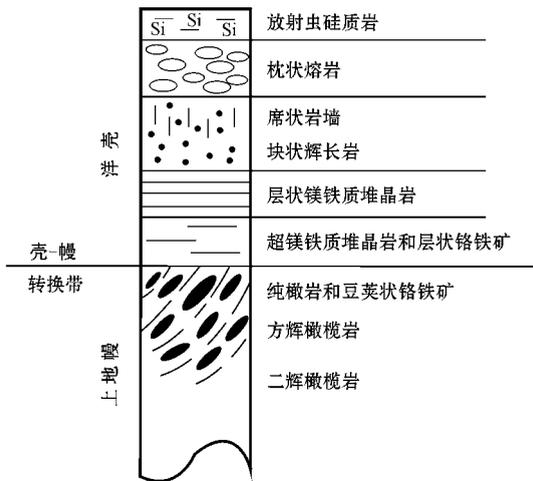


图2 理想蛇绿岩剖面中豆荚状铬铁矿床产出位置示意图 [据 Paktunc(1990)修改]

Fig. 2 Sketch column showing the setting of podiform chromite deposits with regard to plutonic rocks of an idealized ophiolite section (modified after Paktunc, 1990)

上部岩性特征具有下部偏基性、上部偏酸性特征具有明显的不同(图2)(鲍佩声等, 2009)。④莫霍面以下1000~1500 m(并以数百米居多)为壳-幔转换带,该带主要特征是由相互过渡的纯橄岩和方辉橄岩构成,具不规则的几何形态,常见方辉橄岩在纯橄岩中呈孤岛状产出,豆荚状铬铁矿形成于该带及以下范围(Paktunc, 1990)。⑤豆荚状铬铁矿床的一个最明显特征是其主要赋存于以方辉橄岩中,或赋存于以方辉橄岩为主的地幔岩之上的壳-幔转换带的纯橄岩中(Nicolas and Prinzhofer, 1983; Arai *et al.*, 1997),矿体仅产于几乎不含单斜辉石的方辉橄岩中,如东阿尔卑斯带的希腊、塞浦路斯、土耳其以及伊朗等,而二辉橄岩中几乎不含豆荚状铬铁矿床,即便在有大量纯橄岩存在的情况下,以二辉橄岩占主要地位的三位一体橄岩杂岩体中也很少产出豆荚状铬铁矿床,如存在铬铁矿,其矿体的大小和数量也不足论道(Leblanc and Temagout, 1989)。

已有实验数据证明,地幔橄岩中造岩矿物的 $Mg^{\#}$ 值 $100 \times Mg / (Mg + Fe)$ 大小能反映地幔橄岩的部分熔融程度的高低,而铬尖晶石 $Cr^{\#}$ 值亦随地幔橄岩部分熔融程度的增高而增大,且不同亏损程度地幔橄岩中铬尖晶石的 $Cr^{\#}$ 值大小,可以作为推测部分熔融源区的地幔橄岩亏损程度以及结晶压力的灵敏指示标志(Dick and Bullen, 1984)。

地幔橄岩的垂直分带特征表明:二辉橄岩和含单斜辉石方辉橄岩是部分熔融程度较低的产物,其 $Mg^{\#}$ 与 $Cr^{\#}$ 值偏低;方辉橄岩及方辉辉橄岩代表了中-高程度的部分熔融产物,其 $Mg^{\#}$ 与 $Cr^{\#}$ 增高,辉石发育明显的熔融残余结构;纯橄岩和铬铁矿是这一部分熔融过程的最终产物,其对应的 $Mg^{\#}$ 和 $Cr^{\#}$ 值最高(王希斌等, 1987, 1992; 鲍佩声等, 1992)。

3 豆荚状铬铁矿床矿体形态特征

从全球范围来看,蛇绿岩型豆荚状铬铁矿床通常要比层状铬铁矿床分布广泛,且其矿石品位明显优于层状铬铁矿床,但其储量比例要小于层状铬铁矿床。两者无论在构造环境、矿体形态和矿石结构构造上,还是在地球化学特征以及围岩类型上,都存在较为明显的差异。层状铬铁矿床通常产于前寒武纪大陆地壳克拉通中的层状超镁铁质侵入体中,具有典型的堆晶结构,矿体具有一致的层理和很好的侧向延伸。而豆荚状铬铁矿床通常产于蛇绿杂岩中构造侵位的阿尔卑斯型橄岩杂岩体内,矿体多呈整合状至不整合状的透镜体产出。另据Stowe(1984)等报道,在豆荚状铬铁矿床中发现有具层状堆晶结构的铬铁矿石,并认为其为残留的巨大层状橄岩杂岩中铬铁矿石的残留体。该豆荚状铬铁矿床矿石结构是否受构造作用形成假整合层状矿石,还有待进一步的研究。

阿尔卑斯型豆荚状铬铁矿体普遍存在纯橄岩的信封状外壳,且多已发生蛇纹石化(Thayer, 1964),有时可见其切割周围的地幔橄岩。豆荚状铬铁矿矿体形态复杂多样,明显不同于层状铬铁矿体稳定延伸的层状特征,多呈狭窄的扁豆状、透镜状、岩墙状以及板状体,由于受压扁拉长和褶皱变形作用改造,其宏观构造特征类似于变质变形构造,构造形态不规则且分布无规律性。矿体横向延伸较小,长度方向延伸有限。虽然同一蛇绿岩中的豆荚状铬铁矿矿体可达数十到上百个,但分布比较零散,尽管如此,其常具有相对一致的矿物成分和矿石结构特征。铬铁矿矿石多以块状矿石以及浸染状矿石为主,另外,还具有独特的豆状、蚕豆状以及豆状-网脉状矿石结构类型,在变形比较强的地带,豆体还显示出较为一致的定向排列特征,且大多数豆体多呈压扁的椭圆形,表明其是在高温塑性-亚固性条件下发生变

形的。同时,围岩劈理广泛发育,矿体长轴方向与围岩劈理方向近于一致。尽管豆荚状铬铁矿矿体的不规则分布及形态特征使其生产勘探变得困难,但这些特征也同时表明其可能具有更好的潜在资源。

西藏罗布莎铬铁矿床矿体多以板状为主,均属于双向延伸,其中一向具独特的拉长,从而使得矿体的水平投影或横剖面上表现为豆荚状、囊状、似透镜状、似脉状以及似饼状、串珠状等或者介于两种形态之间的过渡形态,长/宽比为 $2/1 \sim 7/1$,长/厚比为 $10/1 \sim 80/1$ 。矿体形态的多变性与复杂性,不但提供了成矿作用的原始地质构造环境信息,而且也指示矿体是在塑性状态下剪切变形,并且在后期多次构造变形中得以定位。尽管矿体形态复杂多样,但具有一定规模的矿体仍具有稳定性和连续性特征,而且矿体在空间上常具有成群集中、呈带状分布特征(张浩勇等,1996)。具有层状堆晶结构矿石的发现可能是由于堆晶作用所致,另一方面也可能是由于铬铁矿在高温塑性流变状态下所产生的形变所致,这种观点也被大量的野外地质现象所证明。

4 铬的来源及富集机制

正如 Thayer 和 Lipin(1978)所指出的,铬铁矿是地幔橄榄岩中固有的。而从地幔及地壳中铬的丰度分析可知,地幔及球粒陨石中的铬含量远远高于地壳,说明铬铁矿中的铬主要来自原始地幔。从以上分析可知,含铬铁矿的地幔橄榄岩具有垂直分带特征,剖面上自下而上随着熔融程度的增加,依次为二辉橄榄岩-方辉橄榄岩-纯橄岩。自然界中,豆荚状铬铁矿主要产于地幔橄榄岩中,且与纯橄岩-方辉橄榄岩杂岩带紧密伴生,很少见有铬铁矿矿体产于二辉橄榄岩中。由此可知,形成铬铁矿所需要的铬无疑来自地幔橄榄岩自身。

据世界幔源包体的研究资料,含铬矿物主要是铬尖晶石、单斜辉石和斜方辉石,含铬的石榴石不多见。铬尖晶石含铬最高(Cr_2O_3 为 $8.22\% \sim 34.87\%$),其次为单斜辉石(Cr_2O_3 多在 $0.76\% \sim 1.44\%$ 之间),斜方辉石含铬最低(Cr_2O_3 为 $0.31\% \sim 0.94\%$),而玻安岩中铬的含量很低,变化于 $252 \times 10^{-6} \sim 2\,343 \times 10^{-6}$ 之间,相当于 Cr_2O_3 含量为 $0.037\% \sim 0.34\%$ 之间,这与地幔包体含铬矿物相比微不足道。那么玻安岩导致铬含量增加的说法也就没有足够的说服力,形成铬铁矿所需要的铬主要来

自地幔橄榄岩中副矿物铬尖晶石和两种辉石(鲍佩声,2009)。Dickey 和 Yoder(1971)发现铬透辉石不一致熔融生成铬尖晶石和橄榄石。Boyd 等(1964)及 Kushiro 等(1968)对顽火辉石在高压下分别进行了干的和饱和水的熔融实验,结果表明顽火辉石在低于 $3 \times 10^8 \text{ Pa}$ 的干条件或在 $0 \times 10^8 \sim 30 \times 10^8 \text{ Pa}$ 的饱和水条件下均可发生不一致熔融转变成橄榄石,因此顽火辉石的熔融残余结构和铬尖晶石的出溶在斜方辉石中屡见不鲜(王希斌等,1987,1992)。不言而喻,只有当二辉橄榄岩通过两种辉石先后消失而转变成为纯橄岩时,岩石中分散的铬才能以铬尖晶石的形式达到集中,纯橄岩中含有较多的铬尖晶石、含有较高铬含量的铬尖晶石就是证明。王希斌等(1987)在对罗布莎铬铁矿的研究过程中提出,铬铁矿中铬主要来自于两种辉石的不一致熔融和对副矿物铬尖晶石的改造,且随着熔融程度的增高,对应的铬尖晶石向富镁、富铬的方向进行演变。

白文吉等(2000)研究认为,罗布莎铬铁矿床形成于地幔过渡带($400 \sim 670 \text{ km}$),而过渡带中的八面体硅酸盐则是 Cr 元素的主要载体, Cr_2O_3 含量较高与 Cr^{3+} 具有八面体优先占位特征而最易进入八面体位置相关;当过渡带中八面体硅酸盐熔融解体时,即释放出大量的 Cr_2O_3 和 MgO 组成高铬铬尖晶石层,并由底辟作用运移到上地幔。此种观点的提出是对传统的辉石分解提供铬铁矿床铬源观点的质疑,并认为铬铁矿对于地幔橄榄岩而言是外来矿块,铬铁矿中不寻常矿物组合的发现即可证明这一点。

陈征等(2004)对遵化地区发现的太古宙豆荚状铬铁矿豆状构造成因解释为:含铬矿浆在狭长的岩浆通道与围岩反应,结晶出铬铁矿晶体,形成浸染状铬尖晶石颗粒;随着岩浆的流动,浸染状铬铁矿可能经过网脉状和反豆状阶段逐步聚集成豆壳状结构,同时发生翻转;豆壳状铬铁矿在旋转过程中不断凝缩,挤出内部的硅酸盐熔体,并最终形成豆状结构矿石,并由于重力作用下沉堆积成致密块状矿石。

笔者在对罗布莎铬铁矿豆状矿石研究中至今仍未发现具豆壳结构的矿石,而豆状矿石作为该矿床中所独有的矿石类型,前人普遍将其解释为熔离作用成因,对其深入研究有助于认识铬铁矿的成矿机制。

其他学者在对铬铁矿富集机制的探讨中也都不约而同地将其与地幔塑性流变作用结合起来,并将具有不同结构类型特征的矿石在铬铁矿的富集过程

中有机地结合起来(王希斌等,1987;张浩勇等,1996),认为当原始地幔橄榄岩高度熔融时,细小而分散的副矿物铬尖晶石和两种辉石不一致熔融释放出来的铬形成铬铁矿的初步富集,甚至形成局部浸染状矿化。随着熔融程度的进一步提高,分散在纯橄岩中的铬尖晶石逐渐熔化成分开的熔滴,并借助于地幔剪切流变作用得以富集成矿,也就是熔融程度越高,剪切流变越强,则铬铁矿聚集程度就越高。故铬铁矿的形成作用与地幔塑性变形是准同时进行的,孤立的豆状矿瘤由于剪切作用而聚集成矿的现象是常见的,而强烈的塑性变形驱使铬铁矿体多平行于地幔橄榄岩的叶理分布。因此,豆荚状铬铁矿体与其伴生的纯橄岩透镜体的产状相一致,而豆荚状铬铁矿体的有限延伸恰恰是受上地幔这种特点的构造环境所制约。

5 豆荚状铬铁矿床形成构造环境及成因模式

显生宙以来的豆荚状铬铁矿床主要赋存于蛇绿岩套最下部的变质地幔橄榄岩中,故对其构造环境的探讨必然要涉及到对蛇绿岩产出构造环境的认识。Pearce等(1984)将蛇绿岩分为俯冲带之上(SSZ)型和大洋中脊玄武岩型。蛇绿岩套中含豆荚状铬铁矿的地幔橄榄岩形成于一种快速扩张的环境,如超级地幔柱或地幔底辟环境,而符合该条件产有蛇绿岩的地质环境主要有岛弧体系(弧前、岛弧、弧后盆地、小洋盆)、转换断层以及大洋中脊等构造环境(张旗,1995)。因此,蛇绿岩套中的豆荚状铬铁矿床的形成环境有大洋扩张脊和俯冲带之上两种环境。

5.1 洋中脊扩张成矿模式

通常认为蛇绿岩组合是形成于大洋岩石圈的增生板块边界,因而John和Dickey(1974)提出豆荚状铬铁矿是沿增生板块边界拉长的岩浆房内受重力堆晶作用所致,并根据其地球化学特征认为豆荚状铬铁矿是原始岩浆分离出基性硅酸盐岩浆之后形成的残余物,而典型的豆状-瘤状结构可能为铬铁矿晶体在岩浆分凝湍流区的雪球效应所致;富集成矿后的铬铁矿受自身重力作用的影响下沉并拖拽其周围的纯橄岩液相物质进入下部残留的方辉橄榄岩和纯橄岩内,形成了具有纯橄岩外壳的典型的阿尔卑斯型铬铁矿。

20世纪80年代末期,根据阿曼、新喀里多尼亚等地蛇绿岩及豆荚状铬铁矿床的野外构造研究,提出豆荚状铬铁矿形成的理想环境为大洋中脊或弧后盆地扩张中心的方辉橄榄岩上地幔(Nicolas,1989;Leblanc and Ceuleneer,1992)。Paktunc(1990)认为洋中脊扩张中心之下的上地幔大区域部分熔融产生的熔体,受浮力影响沿着一些细小的通道上升并逐渐向洋中脊运移,导致部分熔融区域压力降低,使部分熔融程度越来越高;耐熔残留地幔再次熔融所形成的玻安质熔体上升,与洋中脊玄武岩(MORB)熔体在接近洋中脊轴部的相互作用最终导致了铬铁矿的结晶,随后洋中脊扩张作用使冷却结晶的铬铁矿远离洋中脊的轴部。在这一过程中铬铁矿与围岩的产状关系由最初的不整合到次整合,并最终与其围岩单元整合(图3)。洋中脊扩张模式很好地解释了豆荚状铬铁矿产状及结构、构造的变化规律。随着洋中脊的扩张,矿体与地幔橄榄岩面理主要呈不整合、亚整合及整合产出(图3)。上世纪90年代末期在赤道附近的东太平洋大洋中脊上开展的深海钻探首次在现代大洋中脊环境原位获得了豆荚状铬铁矿样品($Cr^{\#}=0.5\sim 0.6$ 之间,常含有一些小的富水矿物包体),其与蛇绿岩豆荚状铬铁矿在结构、构造及其成分上完全可以对比。这一发现为豆荚状铬铁矿形成于大洋中脊上地幔扩张位置提供了最直接的地质依据(Arai and Matsukage,1998)。

5.2 俯冲带之上(SSZ)岛弧体系成矿模式

近年来,根据地球化学研究的积累及许多蛇绿岩形成于小洋盆的认识,随之提出大洋环境的俯冲带之上(如弧后盆地、岛弧及弧前)环境亦是豆荚状铬铁矿床形成的有力环境(Pearce *et al.*,1984;Yumul and Balce,1994;Zhou Meifu *et al.*,1998)。Yumul和Balce(1994)通过对菲律宾Zambales蛇绿杂岩体的细致研究认为,俯冲带环境中的蛇绿岩是产出豆荚状铬铁矿、钼族以及块状硫化物的理想围岩,与此相反,在MORB型蛇绿岩中则几乎不含具有经济意义的矿产资源;俯冲带蛇绿岩所具有的较高级度的部分熔融、高的水分压条件以及氧逸度、温度、压力的变化和岩浆的混合作用等都能很好地解释豆荚状铬铁矿的形成过程;多阶段熔融作用形成的钼族矿物是俯冲带蛇绿岩的典型特征,而与形成于大而开阔洋盆中并在之后发生俯冲的蛇绿岩相比,俯冲带之上蛇绿岩在边缘盆地的构造侵位更容易些。地球化学和构造条件均指示俯冲带之上蛇绿岩是寻找

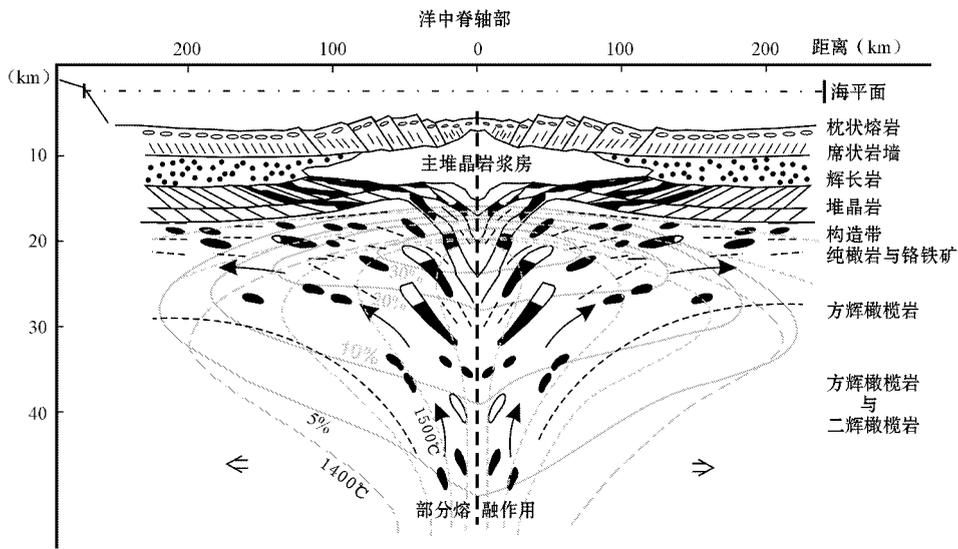


图 3 豆荚状铬铁矿床形成的洋中脊扩张模式 [据 Paktunc(1990) 和 Stow(1984) 修改]

Fig. 3 Schematic section showing mineralization model of a podiform chromite deposit in the mid-ocean ridge setting (modified after Paktunc, 1990 and Stowe, 1984)

浅灰色虚线,代表对流地幔循环中由超绝热温度梯度所形成的等温线(改自 Oxburgh, 1980);浅灰色实线,代表在部分熔融带中等温熔融曲线,百分数指示大概的部分熔融程度,该数值基于 Ito 和 Kennedy(1967)、Green(1975)以及 Jaques 和 Green(1980) 对橄榄岩熔融关系的研究。Dashed lines represent convection displaced isotherms resulting from superadiabatic temperature gradient (after Oxburgh, 1980); Solid lines represent isomelting curves in the partial melting zone, numbers with percentages indicate approximate degrees of partial melting based on peridotite melting relations suggested by Ito and Kennedy(1967), Green(1975), and Jaques and Green(1980)

豆荚状铬铁矿床的最为有利的勘探靶区。

Zhou Meifu 等(1994, 1998)、Zhou Meifu 和 Robinsor(1997)的研究认为富 Os-Ir 铂族元素合金的块状铬铁矿形成于俯冲带上,是由于 H_2O 饱和的玻安岩熔融体与呈地幔楔产出的方辉橄榄岩在地幔浅部发生反应而致,提出“地幔-熔体相互作用”模式,并认为铬铁矿形成在浅部地幔的证据包括铬铁矿的结构和成分以及它们的纯橄岩外壳和脆性变形 (Robinson *et al.*, 2004)。因此,Zhou Meifu 等(1994)提出富铬玻安岩与地幔橄榄岩之间的反应是铬铁矿的形成机制,而相关的岩石构造学研究表明岛弧环境是玻安岩形成的主要构造环境,因此,玻安岩的存在可以很好地反映其形成的构造背景。然而,鲍佩声(2009)对于该成矿模式提出质疑,认为实验岩石学研究表明玻安岩为高温低压下产物,而地幔橄榄岩和铬铁矿中单矿物以及超高压等矿物的存在证明豆荚状铬铁矿形成于高压、高温以及低氧逸度的条件下,并且认为亏损的地幔橄榄岩在富水流体的参与下再次熔融才形成了玻安岩,而此时铬铁矿已经形成,故两者无论在时间还是空间上均具有明显不同的特征;而且,地幔橄榄岩造岩矿物相比

玻安岩含铬量普遍很低,也就是说玻安岩不具有提供铬铁矿富集铬的能力。同时还认为,富铬型豆荚状铬铁矿是原始地幔橄榄岩高度熔融后再造的产物,与玻安岩形成于同一构造背景,即弧前环境。俯冲板块 H_2O 的加入提高了上覆地幔楔的熔融程度,使铬尖晶石更富铬,源区变得更亏损,抽出的基性岩浆更低铝而富镁,可能接近玄武质安山岩,也即玻安岩(鲍佩声, 2009)。

综上所述,自然界中在岛弧环境以及大洋中脊环境下均有铬铁矿的产出,但从两者的铬尖晶石成分上来看,不难发现形成于岛弧体系以及造山带中残留的地幔橄榄岩中铬尖晶石的 $Cr^{\#}$ 值(0.7~0.8)普遍高于现代大洋铬尖晶石的值(0.5~0.6),且在后两种构造环境下产出的地幔橄榄岩中的铬尖晶石成分涵盖了前种构造环境下所产出的铬尖晶石 $Cr^{\#}$ 的成分范围。Dick 和 Buller(1984)对铬铁矿的研究表明,铬尖晶石的 $Cr^{\#}$ 随地幔岩部分熔融程度的增高而增大,且不同亏损程度的地幔橄榄岩中铬尖晶石的 $Cr^{\#}$ 大小可以作为推测地幔岩熔融程度、源区亏损程度以及结晶压力等的灵敏指示标志,而 $Mg^{\#}$ 大小为其部分熔融程度的指示计。前人在对西藏罗

布莎铬铁矿不同岩相中的铬尖晶石矿物学研究发现,存在于方辉橄榄岩中的副矿物铬尖晶石和造矿铬尖晶石具有明显不同的化学成分,前者更富 Al, $Cr^{\#} < 60$; 后者则更加富 Cr, $Cr^{\#} > 60$ (王希斌等, 1987)。而 Dick 和 Bullen (1984) 根据铬尖晶石的 $Cr^{\#}$ 值将阿尔卑斯型橄榄石分为 3 类: I 类的 $Cr^{\#} < 60$, III 类的 $Cr^{\#} > 60$, 而 II 类为过渡型, 其 $Cr^{\#}$ 变化范围大, 包含 I 和 II 类整个区间。I 类橄榄石可能反映洋中脊大洋岩石圈环境, 相当于深海橄榄岩, 其部分熔融程度低; III 类橄榄石形成于岛弧环境, 经历了较高度的部分熔融; II 类橄榄石则反映了其复合来源特征。这就说明后两种构造环境下所产出的铬铁矿经历了早期大洋中心的扩张环境以及晚期岛弧环境的俯冲环境。大洋环境下由于大洋的扩张和地幔的对流作用使其达到预富集, 而在岛弧环境下的俯冲带上 (SSZ) 随着板块俯冲将富 LREE、流体等物质带入且伴随强烈的地幔底辟作用, 压力的快速降低以及流体的介入, 加剧了已亏损地幔的再次高度熔融, 并最终致使富铬的豆荚状铬铁矿富集成矿, 并与纯橄岩紧密共生, 从富铬的铬尖晶石总体具有富 Mg 和 Cr 的特征就可说明其为高度熔融下的产物。豆荚状铬铁矿矿体边部的蛇纹石化外壳以及块状矿石中强烈的蛇纹石化特征均表明成矿作用过程中存在流体的参与, 相关实验研究亦表明 H_2O 等流体挥发分的加入更利于铬铁矿与纯橄岩之间的分离 (Matveev *et al.*, 2002)。辉石等的不一致熔融熔出玻安质成分, 随着玻安质熔体的熔出更利于豆荚状铬铁矿的富集。相比较而言, Cr 更易富集于残留相的地幔橄榄岩中, 玻安岩和豆荚状铬铁矿以及纯橄岩均为这一熔融作用的产物。随着铬铁矿的形成, 由于受自身重力作用的影响, 它会拖拽部分纯橄岩熔体下沉至方辉橄榄岩与纯橄岩相接触带下部的方辉橄榄岩相中, 从而形成阿尔卑斯型豆荚状铬铁矿边部普遍存在的纯橄岩外壳。而密度较低的玻安质岩浆则类似“海绵挤水”原理被挤出地幔橄榄岩并在浅部就位。因此, 笔者认为豆荚状铬铁矿中的 Cr 主要来自两种辉石的不一致熔融和对副矿物铬尖晶石的改造, 而随着玻安质熔体的挤出, 残留相更加富集铬铁矿和纯橄岩相。铬铁矿的演化过程经历了早期的大洋环境下的预富集作用和后期岛弧环境下的成矿作用过程, 且岛弧环境的俯冲带上 SSZ 是形成豆荚状铬铁矿最为有利的部位。世界范围内富铬型豆荚状铬铁矿的分布就可以明显地反映出, 其所产

出的 3 种构造体系在地质演化过程中符合威尔逊旋回的相关演化特征。

6 结论

(1) 豆荚状铬铁矿中 Cr 主要来自地幔橄榄岩自身, 原始富 Cr 矿物可能来自于地幔深部的八面体富 Cr 硅酸盐矿物, 且在高压下 Cr 和 Al 替代硅酸盐中的 Si 位置, 呈分散状进入超高压矿物中。这表明其在地幔深部呈分散状进入八面体晶格中, 对于 Cr 的富集是不利的。而尖晶石-二辉橄榄岩中的两种辉石可能为此种超高压矿物在浅部地幔的相变产物, 也是主要的含铬矿物, 而部分熔融作用使得两种辉石发生不一致熔融和对尖晶石的改造均能提供形成铬铁矿所需要的物质来源。部分熔融过程中形成玻安质熔体和富 Cr 的残留相, 且随着玻安质熔体的挤出使 Cr 更富集成形成豆荚状铬铁矿。因此, 铬主要来自两种辉石的不一致熔融和对副矿物铬尖晶石的改造, 玻安岩不是 Cr 的提供者。随部分熔融程度的增高, 豆荚状铬铁矿总体向富 Cr、Mg 的方向演变, 硅酸盐矿物则向更加富 Mg 的方向演变。上地幔浅部环境是形成铬铁矿富集的有利部位, 铬铁矿及地幔橄榄岩中的超高压矿物指示着其最初应来自地幔深部。

(2) 纯橄岩、豆荚状铬铁矿以及玻安岩均为地幔橄榄岩最高熔融程度的产物, 随着玻安岩熔体的熔出, 其残留物质更加偏基性, 主要为纯橄岩和豆荚状铬铁矿。世界上蛇纹岩套底部的地幔橄榄岩普遍发育的垂性分带特征, 即莫霍面以下地幔橄榄岩由偏酸性(二辉橄榄岩)向偏基性(方辉橄榄岩和纯橄岩)所演变的特征均是很好的证明。阿尔卑斯型豆荚状铬铁矿普遍存在的纯橄岩外壳, 是铬铁矿受自身重力作用影响下沉并拖拽至纯橄岩相与方辉橄榄岩岩相接触界面之下的方辉橄榄岩中, 故接触面之下的方辉橄榄岩(方辉辉橄岩)是寻找豆荚状铬铁矿最为有利的部位, 而玻安岩相的存在与否以及地幔橄榄岩的熔融程度等特征均可成为寻找其下部是否存在有豆荚状铬铁矿的一种很好的找矿标志。

(3) 豆荚状铬铁矿的形成作用过程经历了由大洋中脊向俯冲带环境的演变过程, 而俯冲带环境上 (SSZ) 是形成豆荚状铬铁矿最为有利的构造环境。豆荚状铬铁矿成矿作用过程中存在流体的参与, 且 H_2O 等挥发分的存在更利于铬铁矿与硅酸盐的熔

离,对铬铁矿的富集具有重要的作用。玻安岩是岛弧体系弧前盆地的典型产物,因此,豆荚状铬铁矿其产出最为有利的部位也应是弧前盆地,故富铬的豆荚状铬铁矿可作为构造环境厘定的一种标志;豆荚状铬铁矿预富集、富集以及就位的整个演化过程符合威尔逊旋回的构造特征。

References

- Arai S and Abe N. 1994. Podiform chromitite in the arc mantle: Chromitite xenoliths from the Takashima alkali basalt Southwest Japan arc [J]. *Miner. Deposita*, 29: 434~438.
- Arai S, Matsukage K, Isobe E, *et al.* 1997. Concentration of incompatible elements in oceanic mantle: Effect of melt/wall interaction in stagnant or failed melt conduits within peridotite [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61: 671~675.
- Arai S and Matsukage K. 1998. Petrology of a chromitite micropod from Hess Deep, equatorial Pacific: a comparison between abyssal and alpine-type podiform chromitites [J]. *Lithos*, 43: 1~14.
- Arai S and Yurimoto H. 1995. Possible sub-arc origin of podiform chromitites [J]. *Island Arc*, 4: 104~111.
- Arai S. 1997a. Control of wall-rock composition on the formation of podiform chromitites as a result of magma / peridotite interaction [J]. *Resour. Geol. (Jpn.)*, 47: 177~187.
- Arai S. 1997b. Origin of podiform chromitites [J]. *J. Southeast Asian Earth Sci.*, 15: 303~310.
- Bai Wenji, Yang Jingsui, Fang Qingsong, *et al.* 2001b. Study on a store house of ultrahigh pressure mantle minerals—Podiform chromite deposits [J]. *Earth Science Frontiers (China University of Geosciences, Beijing)*, 8(3): 111~121 (in Chinese with English abstract).
- Bai Wenji, Yang Jingsui, Fang Qingsong, *et al.* 2003. An unusual mantle mineral group in ophiolites of Tibet [J]. *Geology in China*, 30(2): 144~150 (in Chinese with English abstract).
- Bai Wenji, Yang Jingsui, Robinson P T, *et al.* 2001a. Study of diamonds from chromitites in the Luobusa ophiolite [J]. *Acta Geologica Sinica*, 75(3): 404~409 (in Chinese with English abstract).
- Bai Wenji, Zhou Meifu, Robinson P T, *et al.* 2000. Origin of Podiform Chromitites, Diamonds and Associated Mineral Assemblage in the Luobusa, Tibet [M]. Beijing: Seismological Press, 98 (in Chinese with English abstract).
- Bao Peisheng, Wang Xibin, Hao Ziguo, *et al.* 1992. The evolution of alpine ultramafic rocks and partial melting of the upper mantle [J]. *Acta Geologica Sinica*, 66(3): 227~243 (in Chinese with English abstract).
- Bao Peisheng. 2009. Further discussion on the genesis of the podiform chromite deposits in the ophiolites—questioning about the rock/melt interaction metallogeny [J]. *Geological Bulletin of China*. 28(12): 1741~1761 (in Chinese with English abstract).
- Bao Peisheng, Wang Xibin, *et al.* 1999. Chromite Deposits in China [M]. Beijing: Science and Technology Press (in Chinese with English abstract).
- Bao Peisheng, Wang Xibin, Hao Ziguo, *et al.* 1990. A new idea about the genesis of the aluminium-rich podiform chromite deposit—With the Sartuohai chromite deposit of Xinjiang as an example [J]. *Mineral Deposits*, 9(2): 97~110 (in Chinese with English abstract).
- Boyd F R, England J L and Davis B T C. 1964. Effect of pressure on the melting and polymorphism of Enstatite, MgSiO₃ [J]. *Jour. Geophys. Res.*, 69(10): 2101~2109.
- Chen Zheng, Li Jianghai, Huang Xiongnan, *et al.* 2004. Research on the formation mechanism of the nodular texture of archean podiform chromitite: Evidence from podiform chromitite in Zunhua, North China [J]. *Earth Science Frontiers (China University of Geosciences, Beijing)*, 11(1): 215~223 (in Chinese with English abstract).
- Dick H J B and Bullen T. 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lava [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86: 54~76.
- Dickey J S Jr and Yoder H S Jr. 1971. Partitioning of aluminium and chromium between clinopyroxene and spinel [J]. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 71: 384~392.
- Green D H. 1975. Genesis of Archean peridotite magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics [J]. *Geology*, 3: 15~18.
- Institute of Geology (CAGS) Diamond Group. 1981. The first diamond-bearing rock was discovered in Tibet [J]. *Geological Review*, 27(5): 455~457 (in Chinese).
- Ito K and Kennedy G C. 1967. Melting and phase relation in a natural peridotite to 40 kbar [J]. *Amer. Jour. Sci.*, 265(6): 475~518.
- Jackson E D and Thayer T P. 1972. Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complexes [J]. *Internat. Geol. Cong.*, 24th, Montreal, 2: 297~302.
- Jaqes A L and Green D H. 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0~15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73: 287~310.
- John S and Dickey J. 1974. A hypothesis of origin for podiform chromite deposits [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39: 1061~1074.
- Jaqes A L and Green D H. 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0~15 kb pressure and genesis of tholeiitic basalts [J]. *Cont. Miner. Petrol.*, 73: 287~310.
- Kula C and Misra K C. 1999. *Understanding Mineral Deposits* [M]. Kluwer Academic Publishers.
- Kushiro I. 1968. Composition of magma formed by partial melting of the earth's mantle [J]. *Jour. Geophys. Res.*, 73(2): 619~634.
- Leblanc M and Temagout A. 1989. Chromite pods in a lherzolite massif (Collo, Algeria): Evidence of oceanic-type mantle rocks along the West Mediterranean Alpine Belt [J]. *Lithos*, 23: 153~162.
- Leblanc M and Ceuleneer G. 1992. Chromite crystallization in multicellu-

- lar magma flow: Evidence from a chromitite dyke in the Oman ophiolite[J]. *Lithos*, 27: 231~257.
- Li Jianghai, Niu Xianglong, Huang Xiong nan, *et al.* 2002. Podiform chromitites: A key to indentify the ancient oceanic lithospheric relicts [J]. *Earth Science Frontiers* (China University of Geosciences, Beijing), 9(4): 235~246 (in Chinese with English abstract).
- Ma Jianming. 2006. Land and Natural Resources Information Center. Annual Review of Mineral Resources in the World[M]. Beijing: Geological Publishing House, 101~106 (in Chinese).
- Matveev M and Ballhaus C. 2002. Role of water in the origin of podiform chromitite deposits[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 203: 235~243.
- Melcher F, Grum W, Simon G, *et al.* 1997. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite[J]. *Journal of Petrology*, 38(10): 1419~1458.
- Nicolas A. 1986. Structure and petrology of peridotites: clues to their environment[J]. *Rev. Geophys.*, 24: 875~895.
- Nicolas A. 1989. Structure of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere[M]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 223~252.
- Nicolas A and Prinzhofer A. 1983. Cumulative or residual origin for the transition zones in ophiolites, structural evidence[J]. *Journal of Petrology*, 24: 188~206.
- Oxburgh E R. 1980. Heat flow and magma genesis[A]. Hargraves R B. *Physics of Magmatic Processes*[C]. Princeton University Press, 161~199.
- Paktunc A D. 1990. Origin of Podiform chromite deposits by Multistage Melting, melt segregation and magma mixing in the upper mantle [J]. *Ore Geology Reviews*, 5: 211~222.
- Pearce J A, Lippard S J and Robert S. 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites[A]. Kokelaar B P H. *Marginal Basin Geology, Volcanic and Ancient Marginal Basins* [C]. London: Blackwell Scientific Publication, 77~94.
- Robinson P T, Bai W J, Malpas J, *et al.* 2004. Ultra-high pressure minerals in the Luobusa Ophiolite, Tibet, and their tectonic implication[J]. Malpas J, Fletcher C J N, Ali J R, *et al.* *Aspects of the Tectonic Evolution of China*[C]. Geological Society of London, 247~271.
- Stowe C W. 1984. The early Archean Selukwe nappes, Zimbabwe[A]. Kroner A and Greiling R. *Precambrian Tectonics Illustrated*[C]. Stuttgart Germany: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 41~56.
- Thayer T P. 1960. Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite-gabbro complexes[A]. 21st. Int. Geol. Congr. Copenhagen, Ref.[C]. 13: 247~259.
- Thayer T P. 1964. Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Gulemen Soridag district, Turkey[J]. *Econ Geol.*, 59: 1497~1524.
- Thayer T P. 1970. Chromite segregation as petrogenetic indicators[J]. *Geol. Soc. S. Africa Spec. Publ.*, 1: 380~390.
- Thayer T P and Lipin B R. 1978. A geological analysis of world chromite production to the year 2000 A. D.[A]. A. I. M. E. Econ. Council, Ann. Mtg. Proc.[C], 107: 143~152.
- Wang Xibin and Bao Peisheng. 1987. The genesis of podiform chromite deposits—A case study of the Luobusa chromite deposit, Tibet [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2: 166~181 (in Chinese with English abstract).
- Wang Xibin, Hao Ziguo and Bao Peisheng. 1992. A number of mineralization features and genetic types of chromite deposits in China orogenic Ophiolite[J]. *Mineral Deposits*, 11(1): 21~34 (in Chinese).
- Xiao Xuchang and Wang Fangguo. 1984. An Introduction to the Ophiolite of China[J]. *Bulletin of CAGS*, 9: 19~29 (in Chinese with English abstract).
- Yang Jingsui, Bai Wenji, Fang Qingsong, *et al.* 2007. Discovery of diamond and an unusual mineral group from the podiform chromite, Polar Ural[J]. *Geology in China*, 34(5): 950~952 (in Chinese with English abstract).
- Yang Jingsui, Bai Wenji, Fang Qingsong, *et al.* 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).
- Yang Jingsui, Bai Wenji, Fang Qingsong, *et al.* 2004. Coesite discovered from the podiform chromite in the Luobusa Ophiolite, Tibet [J]. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 29(6): 651~660 (in Chinese with English abstract).
- Yumil J R G P and Balce G R. 1994. Supra-subduction zone ophiolites as favorable hosts for chromitite, platinum and massive sulfide deposits[J]. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 10: 65~79.
- Zhang Haoyong, Ba Dengzhu, *et al.* 1996. Study of the Luobusa Chromite Deposits in Qusong Country, Tibet[M]. Tibet: Tibet People's Publishing House (in Chinese).
- Zhang Qi. 1995. A comment on study of Ophiolites in China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 11(Suppl.): 1~9 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Qi and Qian Qing. 1998. Ophiolite, Overlying rock series of ophiolite and their comparison to the oceanic crust[J]. *Earth Science Frontiers* (China University of Geosciences, Beijing), 5(4): 193~199 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Qi, Zhou Guoqing and Wang Yan. 2003. The distribution of time and space of Chinese ophiolites, and their tectonic settings[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 19(1): 1~8 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Guoqing. 2008. Ophiolite: Some key aspects regarding its definition and classification[J]. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences)*, 44(1): 1~23 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Meifu and Bai Wenji. 1992. Chromite deposits in China and their origin[J]. *Mineral Deposits*, 27: 192~199.
- Zhou Meifu and Bai Wenji. 1994. Understanding on the genesis of podiform deposits[J]. *Mineral Deposits*, 13(3): 242~249 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Meifu and Robinson P. 1997. Origin and tectonic environment of

- podiform chromite deposits[J]. *Economic Geology*, 92: 259~262.
- Zhou Meifu, Robinson P T and Bai Wenji. 1994. Formation of podiform chromitites by melt/rock interaction in the upper mantle[J]. *Mineralium Deposita*, 29: 98~101.
- Zhou Meifu, Robinson P T, Malpas J, et al. 1996. Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite(Southern Tibet): implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle[J]. *Journal of Petrology*, 37: 3~21.
- Zhou Meifu, Sun M, Keays R R, et al. 1998. Controls on platinum-group elemental distributions of podiform chromitites: a case study of high-Cr and high-Al chromitites from Chinese orogenic belts[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62: 677~688.
- ### 附中文参考文献
- 白文吉, 杨经绥, Robinson P T, 等. 2001a. 西藏蛇绿岩铬铁矿中的金刚石研究[J]. *地质学报*, 75(3): 404~409.
- 白文吉, 杨经绥, 方青松, 等. 2001b. 寻找超高压地幔矿物的储文库——豆荚状铬铁矿[J]. *地学前缘*, 8(3): 111~121.
- 白文吉, 杨经绥, 方青松, 等. 2003. 西藏蛇绿岩中不寻常的地幔矿物群[J]. *中国地质*, 30(2): 144~150.
- 白文吉, 周美付, Robinson P T, 等. 2000. 西藏罗布莎豆荚状铬铁矿金刚石及伴生矿物成因[M]. 北京: 地震出版社.
- 鲍佩声. 2009. 再论蛇绿岩中豆荚状铬铁矿的成因——质疑岩石/熔体反应成矿说[J]. *地质通报*, 28(12): 1741~1761.
- 鲍佩声, 王希斌, 等. 1999. 中国铬铁矿床[M]. 北京: 科技出版社.
- 鲍佩声, 王希斌, 郝梓国, 等. 1990. 对富铝型豆荚状铬铁矿床成因的新认识——以新疆萨尔托海铬铁矿床为例[J]. *矿床地质*, 9(2): 97~110.
- 鲍佩声, 王希斌, 郝梓国, 等. 1992. 阿尔卑斯超镁铁岩的演化及上地幔的局部熔融[J]. *地质学报*, 66(3): 227~243.
- 陈征, 李江海, 等. 2004. 豆荚状铬铁矿豆状结构成因机制探讨——以遵化地区豆荚状铬铁矿为例[J]. *地学前缘*, 11(1): 215~223.
- 李江海, 牛向龙, 黄雄南, 等. 豆荚状铬铁矿: 古大洋岩石圈残片的重要证据[J]. *地学前缘*, 2002, 9(4): 246.
- 马建明. 2006. 世界矿产资源年评[M]. 北京: 地质出版社.
- 王希斌, 鲍佩声. 1987. 豆荚状铬铁矿的成因——以西藏自治区罗布莎铬铁矿床为例[J]. *地质学报*, 61(2): 166~181.
- 王希斌, 郝梓国, 鲍佩声, 等. 1992. 中国造山带蛇绿岩中铬铁矿的成因类型及其成矿的若干特征[J]. *矿床地质*, 11(1): 21~34.
- 肖序常, 王方国. 1984. 中国蛇绿岩概论[J]. *中国地质科学院院报*, 9: 19~29.
- 杨经绥, 白文吉, 方青松, 等. 2004. 西藏罗布莎蛇绿岩铬铁矿中发现超高压矿物柯石英[J]. *地球科学——中国地质大学学报*, 29(6): 651~660.
- 杨经绥, 白文吉, 方青松, 等. 2007. 极地乌拉尔蛇绿岩铬铁矿中发现金刚石和一个异常矿物群[J]. *中国地质*, 34(5): 950~952.
- 杨经绥, 白文吉, 方青松, 等. 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.
- 张浩勇, 巴登珠, 等. 1996. 西藏自治区曲松县罗布莎铬铁矿床研究[M]. 西藏: 西藏人民出版社.
- 张旗. 1995. 中国蛇绿岩研究概述[J]. *岩石学报*, 11(增刊): 1~9.
- 张旗, 钱青. 1998. 蛇绿岩、蛇绿岩上覆岩系及其洋壳的对比[J]. *地学前缘——中国地质大学(北京)*, 5(4): 193~199.
- 张旗, 周国庆, 王焰. 2003. 中国蛇绿岩的分布、时代及其形成环境[J]. *岩石学报*, 19(1): 1~8.
- 中国地质科学院地质研究所金刚石组. 1981. 西藏首次发现含金刚石的阿尔卑斯型岩体[J]. *地质论评*, 27(5): 455~457.
- 周国庆. 2008. 蛇绿岩研究新进展及其定义和分类的再讨论[J]. *南京大学学报(自然科学)*, 44(1): 1~23.
- 周美付, 白文吉. 1994. 对豆荚状铬铁矿床成因的认识[J]. *矿床地质*, 13(3): 242~249.