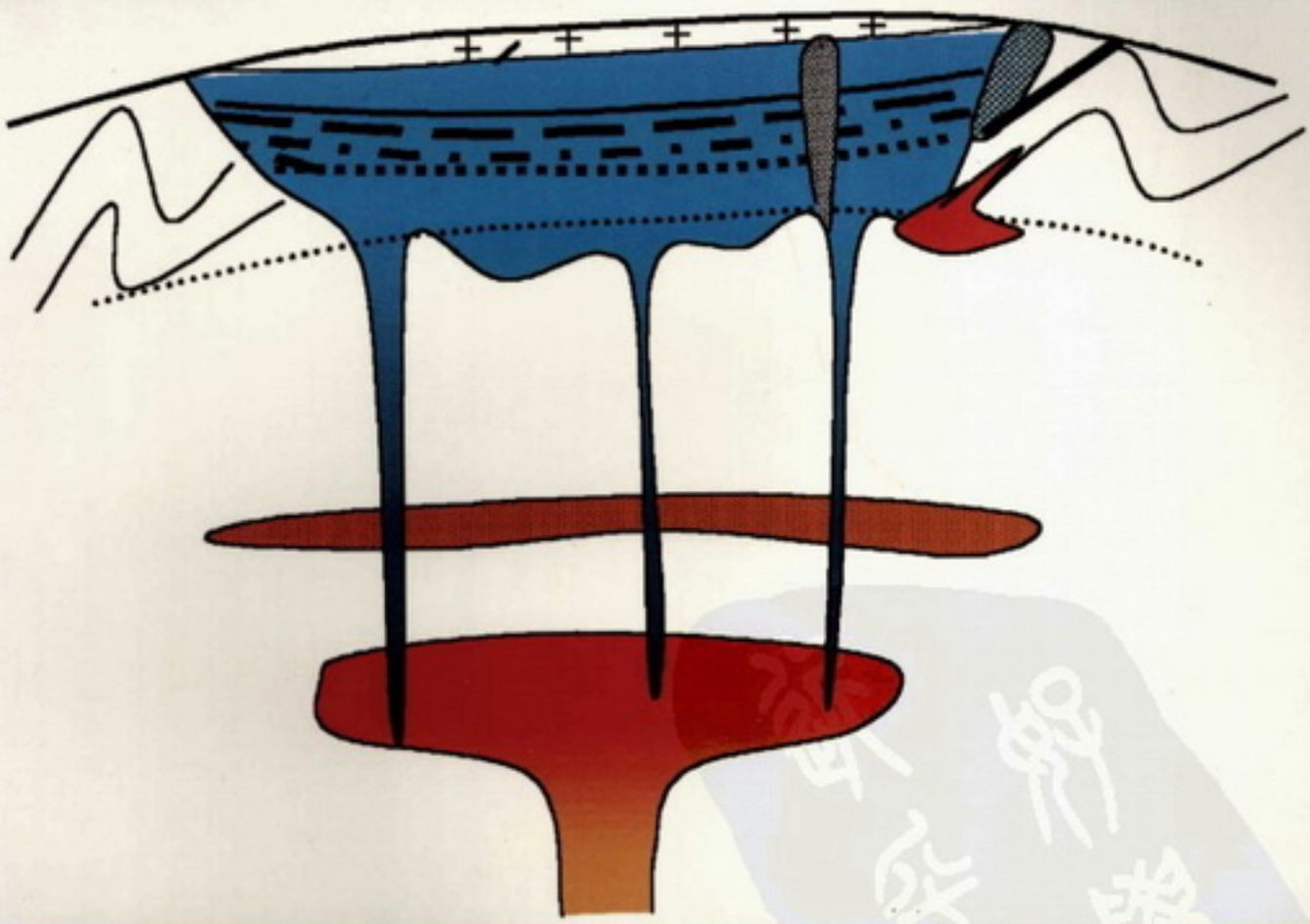
峨眉地幔柱与杨柳坪铜镍铂族元素矿床

王登红 等著



兵器工业出版社

责任编辑：何力群
封面设计：同力永正

The Emei Mantle Plume and the Yangliuping Cu-Ni-PGE deposit in Sichuan,China

作者简介

王登红

1967年6月生，矿床学博士，研究员，研究生导师，长安大学兼职教授，浙江嘉兴人。1989年毕业于成都地质学院（现成都理工大学），1992年～1995年在中国地质科学院师从陈毓川院士。1994年以来发表各类论文108篇，出版第一作者专著2部，主编1部。1999年获得中国地质学会银锤奖，2002年获国土资源科技成果二等奖（排名第一）、国土资源部百名优秀青年科技人才计划资助和中国矿物岩石地球化学学会侯德封奖。现主要承担全国新生代成矿作用、国家973项目西南三江新生代成矿动力学课题（均为第一负责）、国家自然科学基金项目和地质大调查项目的研究工作。

ISBN 7-80172-114-4
9 787801 721143 >

ISBN7-80172-114-4/P·942
定价：30.00元

国土资源部百名优秀青年科技人才计划资助

峨眉地幔柱与杨柳坪铜镍铂族元素矿床

王登红　刘凤山　楚萤石
骆耀南　付德明　罗辅勋　著

P618.401
WDH

兵器工业出版社

内容简介

本书在《地幔柱及其成矿作用》一书的基础上，通过对四川杨柳坪铜镍铂族元素矿床及其与峨眉地幔柱之间成因联系的具体研究，对地幔柱的概念、分类、演化及其对大规模成矿作用的制约机制进行了深入的探讨，提出了铂族元素成矿的多样性和复杂性，并通过与南非布什维尔德地区铂族元素矿床的对比，强调了热液成矿的意义，探讨了中国西南部寻找铂族元素矿床的方向。

本书可供地质院校、科研单位和生产单位的相关人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

峨眉地幔柱与杨柳坪铜镍铂族元素矿床/王登红等著.—
北京：兵器工业出版社，2003.3
ISBN 7-80172-114-4

I. 峨… II. 王… III. ① 峨眉山-地幔涌流-关系-铜矿床-成矿作用 ② 峨眉山-地幔涌流-关系-镍矿床-成矿作用 ③ 峨眉山-地幔涌流-关系-铂族元素矿床-成矿作用 IV. P618

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2003)第 007688 号

出版发行：兵器工业出版社
责任编辑：何力群
责任技编：魏丽华
社　　址：100089　北京市海淀区车道沟 10 号
经　　销：各地新华书店
印　　刷：兵器工业出版社印刷厂
版　　次：2003 年 3 月第 1 版第 1 次印刷
印　　数：1-350

封面设计：同力永正
责任校对：王　绛　　仝　静
责任印制：王京华
开　　本：787×1092　1/16
印　　张：5.25
字　　数：124.80 千字
定　　价：30.00 元

（版权所有　翻印必究　印装有误　负责调换）

前　言

本书是在近年来对中国二叠纪峨眉地幔柱与四川杨柳坪铜镍铂族元素矿床相互关系研究的基础上，以国土资源部国际合作与科技司 1999 年资助项目的科研报告为蓝本，结合新近由“国土资源部百名优秀青年科技人才计划”资助项目取得的新资料编写而成。该书是对 1998 年版《地幔柱及其成矿作用》的一个补充和发展。书中对地幔柱的概念、分类、演化历史及其与大规模成矿作用的关系进行更深入的具体的探讨，并结合对杨柳坪铜镍铂族元素矿床的典型研究，提出并证实了铂族元素成矿的多样性，通过同位素年代学研究揭示了杨柳坪矿床成矿及成矿后构造演化的复杂历史，指出了杨柳坪地区热液型铂族元素矿化的重要性及其对于中国西南部区域找矿的普遍意义。通过与世界上最大的铂族金属矿床产地——南非布什维尔德地区与元古代基性超基性岩杂岩体有关铂族元素成矿系列及与俄罗斯多种类型铂族元素矿床的对比，指出了中国尤其是中国西南部今后寻找铂族元素矿床的方向。

中国是目前世界上最大的铂族元素消费国，随着人民生活水平的提高和现代科学技术的发展，对于铂族元素的需求将更加旺盛，但铂族元素又是中国紧缺的战略资源，迄今还没有找到独立的可供工业开采的质量较好的矿床。因此，本书虽然内容不算丰富，但希望能为从事地幔柱及铂族元素矿床研究的科研人员、地质找矿人员及大专院校的师生提供一本新的参考书，能激发广大群众和科研、找矿人员对于在中国寻找铂族元素矿床的兴趣和热情，能引起各级领导部门对于在中国开展铂族元素找矿工作的重视，从而有助于地质找矿的突破和科学研究的创新。上述工作最初得到国土资源部 1999 年新上一般项目的资助，著者之一的王登红研究员作为国土资源部百名优秀青年科技人才第一批入选人员，得到了国土资源部国际合作与科技司的继续资助，对于我国西南部地区的铂族元素矿床进行更广泛而深入的研究。在此期间还得到了中国地质科学院科技处、中国地质调查局、矿产资源研究所科技处等各级领导的大力支持，得到了四川地质矿产勘查与开发局及其所属 402 地质队的大力协助，得到了贵阳地球化学研究所漆亮高级工程师、武汉岩矿测试中心、国家岩矿测试中心、中国科学院地质所等单位和个人在分析测试方面给予的大力帮助，在此一并致谢。









峨眉地幔柱与杨柳坪铜镍铂族元素矿床

The Emei Mantle Plume and the Yangliuping Cu-Ni-PGE deposit in Sichuan, China

1	3
2	4









峨眉地幔柱与杨柳坪铜镍铂族元素矿床

The Emei Mantle Plume and the Yanglinping Cu Ni PGE deposit in Sichuan,China









峨眉地幔柱与杨柳坪铜镍铂族元素矿床

The Emei Mantle Plume and the Yanglıuping Cu-Ni-PGE deposit in Sichuan, China

目　录

第一章　国内外相关研究的进展与概况 …… 1

第一节　国内外地幔柱与成矿研究的某些进展 …… 1
第二节　关于地幔柱的几点新认识——概念、分类与演化 …… 2
第三节　铂族元素（PGE）矿床的研究概况 …… 6
第四节　本次工作的主要进展 …… 7

第二章　峨眉地幔柱及其含矿性 …… 9

第一节　峨眉地幔柱的基本特点 …… 9
第二节　峨眉地幔柱研究中还存在的问题 …… 15
第三节　峨眉地幔柱的含矿性——杨柳坪地区 …… 16
第四节　地幔柱、科马提（质）岩及成矿机制 …… 21

第三章　典型研究——杨柳坪 Cu-Ni-PGE 矿床 …… 24

第一节　区域地质概况 …… 24
第二节　成矿类型及新类型 …… 25
第三节　交代矿体的产出特征 …… 30
第四节　热液矿石的铂族元素含量 …… 31
第五节　矿床地球化学特征 …… 33
第六节　同位素地球化学及成因 …… 38
第七节　成矿时代与演化 …… 42
第八节　热液成矿机制和成矿模式 …… 48

第四章　找矿前景探讨 …… 53

第一节　峨眉地幔柱活动区的主要矿床 …… 53
第二节　峨眉地幔柱的找矿潜力 …… 56
第三节　南非与布什维尔德杂岩体有关的铂族元素——铬铁矿矿床成矿系列及其与中国西南部同类矿床的对比 …… 57
第四节　铂族元素矿床的找矿方向 …… 63

结　论 …… 69

参 考 文 献 …… 71
英 文 摘 要 …… 75
附：图版说明 …… 77

第一章　国内外相关研究的进展与概况

第一节　国内外地幔柱与成矿研究的某些进展

近年来，对地幔柱的研究在国内外处于重大变革之中，或者说国内外的地学界正在从不同的角度、在不同的学科领域对地幔柱的基本概念、理论与方法进行检验。有两个动向值得注意，日本的地质学家特别是地球物理学家偏多于从现代地球物理资料出发来研究地幔柱的结构，而欧美的地质学家以及独联体国家偏多于从地质、地球化学的角度来研究地幔柱在地球演化进程中的地位。其结论也不完全相同，比如日本地质学家特别强调的冷幔柱观点在欧美反应平平，并在十年前就被欧美地质学界认为“存在明显的差错”（Loper，1991）。笔者查阅了在 1999 年全年的《自然》（Nature）、《地质学》（Geology）、《科学》（Science）等刊物上发表的有关地幔柱的文章，发现几乎无人引用“冷幔柱”的概念。多数意见认为，冷幔柱的存在还需要更多的事实依据，至少可以认为目前还没有地壳（包括洋壳）能够俯冲到下地幔乃至于核幔边界的依据。显然，地幔不是自由空间，不可以任板块自由活动。另外，欧洲的地质学家以往较少研究地幔柱，但目前也已经对欧洲大陆上的新生代地幔柱活动引起了充分的重视（Wedephol 等，1999）。

国外近年来在地幔柱与成矿作用研究方面取得了显著进展，如在卡林型金矿矿集区（Oppliger 等，1998；王登红，2000；Murphy 等，1998）认识到卡林型金矿与热点的内在联系；在与基性超基性岩有关 Cu-Ni-PGE 硫化物矿床的研究方面，以 Naldrett 为首的研究组在第 31 届国际地质大会上对近年来取得重大突破的沃伊塞湾（Voisey's Bay）Ni-Cu-Co-PGE 矿床与地幔柱的关系进行了系统介绍；在条带状铁建造方面，Isley 和 Abbott（1999）等人提出了全新的看法。国内近年来对于地幔柱概念的响应也比较积极，除了邓晋福等人（1992）较早开始运用地幔柱理论研究岩石圈运动之外，《地幔柱及其成矿作用》一书的出版对于国内广大读者比较系统地了解地幔柱理论也具有现实意义。我国在成矿学方面比较多地运用了地幔柱理论，如牛树银等（1996）对于幔枝构造及成矿的研究，陈毓川等（1998）对于分散元素形成独立矿床（如大水沟碲金矿）的研究，王登红等（1998、1999、2000）对于胶东和滇黔桂两大金矿矿集区及新疆北部 Cu-Ni-PGE 成矿系列的研究，谢窦克等（1996）、毛景文等（1998）、华仁民等（1999）、毛建仁（1999）和李子颖等（1998）分别对华南中新生代大规模成矿作用的研究，最近还有人运用于秦岭造山带的金属成矿作用（刘方杰等，2000）。最近，在毛景文和胡瑞忠负责的国家重点基础研究规划 973 项目“大规模成矿作用及大型矿集区预测”中也首次设立了国家级的研究课题（范蔚茗负责），对峨眉地幔柱及其成矿作用进行专门研究，预计将会涌现出大量的新资料、新成果。

近年来，越来越多的研究者从地幔柱与成矿关系的角度入手探讨铜镍（铂族元素）硫

化物矿床的成矿环境。其中，1997 年 4 月 14~18 日，在南非比勒陀利亚大学召开的地幔柱、板块构造与成矿作用讨论会就是一个实例。组织者原打算只开一个国内的小型会议，但许多人都想参加，结果扩展为一个 210 多人出席的国际会议，其中 50 人来自南非以外的国家。有 14 位来自美国、英国、加拿大、澳大利亚和瑞士等国家的专家作了报告。该会议以地幔柱为中心，具体讨论了以下问题：① 地幔柱的性质、规模、形状和温度；② 地幔柱的成因及机制；③ 推断为地幔柱的理由；④ 建立地幔柱模型及有关地幔柱组成的设想；⑤ 地幔柱头部在造成岩石圈穹拱及随后减薄和破裂方面所起的作用；⑥ 大型火成岩区地异常热、地幔减压熔融等问题；⑦ 具体地区大型火成岩省及相关地幔柱或热点位置的讨论；⑧ 地幔柱头部及尾部较缓慢的火山活动引起大规模岩石快速迁移的机制；⑨ 岛链显示的热点轨迹；⑩ 太古代地幔柱产生科马提熔岩流而不是现代高原玄武岩的可能性；⑪ 早期大陆的成因和拼合；⑫ 超大陆的多次组合与分裂；⑬ 地质事件的旋回性、海洋的扩张与收缩；⑭ 全球热流变化对某些类型矿床在地质历史上集中出现的可能影响；⑮ 某些具体类型矿床在历史上集中形成的原因；⑯ 冈瓦纳古陆的分裂；⑰ 热点与板块边缘的关系；⑱ 与板块构造有关的矿床；⑲ 地幔柱形成的矿床类型。会议对于地幔柱形成的矿床类型进行了重点讨论，如地幔柱与金伯利岩之间的成因联系，碳酸岩是否为富含挥发份的地幔柱在地表的显示等等。会议还具体讨论了南非芬特斯多普杂岩、布什维尔德杂岩及卡鲁熔岩是否为地幔柱成因，并讨论了大约 20 亿年前“布什维尔德事件”导致兰德金矿金活化的机制。

2000 年 8 月，在第 31 届国际地质大会上，以 Naldrett AJ 为首的研究组重点介绍了 1993 年发现、并在近年来取得重要进展的加拿大沃伊塞湾（Voisey's Bay）Ni-Cu-Co 矿床的成因及其与地幔柱的关系，其成果已经在《经济地质》（Economic Geology）2000 年第 4 期上以专集形式发表。

第二节　关于地幔柱的几点新认识——概念、分类与演化

自核幔边界上升的物质，当其汇聚成圆柱状的结合体，并因其相对于周围地幔环境来说具有温度更高、活动性更强、粘度更低等特点而能够上升到壳幔边界时，一般可以演化成为具有宽厚的冠状构造和细长的尾部构造的地幔柱。地幔柱进一步与地壳发生作用，可以在地表记录下一系列的热点或形成巨大的火成岩省。根据地幔柱最后出露的位置，可以将其分为洋壳和陆壳环境下产出的两种基本类型，也可以根据其演化历史分出不同的阶段，如初始阶段、上升阶段、成熟阶段和衰退阶段。我国西南部地区可能经历了两次以上的地幔柱冲击，其中，二叠纪的峨眉山玄武岩是一个古生代晚期演化比较彻底的地幔柱留下的记录，而新生代以来的地幔柱活动可能正在发育。

一、一些基本概念与认识

地幔柱的概念目前在国际上还没有一个统一的定义，一般趋向于认为自核幔边界上升、在地幔中演化、到近地表与地壳发生壳幔相互作用的圆柱状地质体。这一地质体在物质、能量和物理化学性质等方面与其成生的环境（主要是正常地幔）之间具有一定的明显或比较明显的差别，因而可以被人类用不同的方法——目前来说主要是地球物理的方法，识别出来。

但是，地球物理方法只能识别现代的正在形成或演化之中的地幔柱，对于古代已经消亡的地幔柱则只有通过研究其在地表留下的地质记录（包括物质的岩石学记录、构造的形态学记录和能量的热演化记录等）来推断地幔柱的存在。要用地球物理的方法去寻找古代地幔柱如峨眉地幔柱的“柱子”在哪里，在目前看来难度很大，但并不能因为找不到而否定其曾经存在。无疑，对于年代越古老的地幔柱，越难研究，但不妨进行多方探讨（王仁民等，1997；Zhou Meifu，2000）。目前人们比较熟悉的也就是 250Ma 以来的地幔柱，但研究古代地幔柱的趋势是势不可挡的，如 Isley 等人（1999）编制了 38~16 亿年间地幔柱活动的时间表；Sproule R A（2000）研究了太古代绿岩带中的地幔柱成因岩浆岩；加拿大地质调查局还将 35 亿年以来全球 200 多个属于地幔柱头部产物的大型火成岩省按地质年代进行了排队，并在 2000 年巴西第 31 届国际地质大会上进行了展示。关于地幔柱及热点概念的形成与发展，笔者已在不同的文献中作过介绍（王登红，1995；王登红等，1996；王登红，1998；王登红等，1999），此不赘述。

古代的地幔柱当它停留在岩石圈下部，没有完全通过火山喷发等形式上升到地表的话，可以称为“固化地幔柱”（fossil plume），Lee 和 Halliday 等（1994）提出固化的地幔柱头部的概念来解释喀麦隆线状分布的火山；地幔柱喷发到地表的部分当其面积很大时一般称为大型火成岩省（LIP，即 large igneous province），面积较小并且是在海洋中喷发的话则一般称为洋岛玄武岩（OIB，即 oceanic island basalt）。实际上，OIB 只是地幔柱留下的部分记录，当地幔柱刚到达洋壳的底部，地幔柱自身的能量也可以导致地壳特别是古老陆壳（如因为裂谷化而沉入海底的古老陆壳）发生重熔形成酸性岩浆；另外，地幔柱中巨量的物质在一定条件下也可能分异出酸性的岩浆来。因此，地幔柱不但可以产生 OIB，同样可能产生中酸性岩浆岩（如 Kergulen 地幔柱产生的粗面岩，SiO_2 含量平均可达 63.46%。参见 Weis 等，1993；Mattielli 等，1996）。这在大陆环境下产生的 LIP 中是常见的（如西伯利亚、峨眉、德干），在大洋主要是新生洋壳环境下产生的 LIP 中也是存在的（如冰岛）。

近现代活动的地幔柱（active plume）在地表留下的记录通常称为热点（hot spot），但仅仅有能量上的异常记录还不足以证明地幔柱的存在，因此，往往需要有一定规模的火山岩尤其是碱性玄武岩（洋壳）或碱性的中、酸性岩浆作用（陆壳）相耦合，才比较容易使人相信是地幔柱在起作用。反之，也并非所有的地幔柱在温度上一定高于周围的环境地幔。为此，Anderson 早在 1975 年就指出地幔柱与其说是“热”柱不如说是“化学”柱，Bonatti（1990）也进一步证实地幔柱不一定真的很“热”。目前一般用化学地幔柱（chemical plume）的概念来指代那些温度不一定明显偏高但在物质成分上与环境地幔明显不同的地幔柱（如拥有大量活动性组分 K、LREE、C、高温压状态的水等）。显然，偏高的温度有助于地幔柱物质的重熔，活动性组分如水的存在也可以降低熔点，从而增强地幔柱物质的活动性。Schilling 等人还提出用“湿热点”来指代那些不是很热也不像是起源于核幔边界的热点，类似于笔者提出的起源 670 km 深处不连续面、活动范围主要在上地幔和地壳中的一类地幔柱（王登红，1998）。

一般将海洋环境中由地幔柱形成的高出海底一定高度又具有一定规模的地质体叫作洋岛，但对于大陆壳环境下形成的面积又不大的地幔柱产物（有别于 LIP）目前还没有深入研究，但可以肯定，自核幔边界上升的地幔柱，既可以出现在洋壳环境，也可以出现在陆壳环

境，因此，当地幔柱在大陆壳上“小荷才露尖尖角”时一定也会留下记录。这一部分“记录”对于成矿作用来说可能更为重要，因为一旦发生大规模火山作用，巨大的玄武质岩浆作用和能量作用的影响可能更显著的是破坏已经形成的矿床。对于这部分在大陆环境下发生的、由地幔柱头部物质和能量形成的地质记录，目前既是地幔柱研究的难点，也是“热点”。说它难，是因为用地球物理的方法难以识别（因为规模小）、用地球化学的办法也难以分辨（因为有地壳物质的混入）；说它“热”，是因为它往往对应着强大的成矿作用，特别是一些大型、超大型矿床以及大型矿集区的形成，很可能与地幔柱有着内在的成因联系，因而引起了矿床学家的特别关注，以至于 Sillitoe 早在 1974 年就在《自然》（Nature）上撰文论述热点与锡矿的关系。但办法总是会有的，对于与热点有关的锡矿，人们可以利用非造山碱性花岗岩来作为热点的一个标志（尽管还存在分歧）；对于其他的成矿作用，人们还在努力寻找办法，目前比较“热门”的一个方向是“煌斑岩是否可以作为地幔柱头部在大陆上留下的记录？”。尽管 Storey M 等人（1989）将煌斑岩（130~110 Ma）作为 Kerguelen 地幔柱头部的标志产物之一，但由于煌斑岩地球化学特征的复杂性，这一标志似乎还没有被广泛运用。

二、关于分类的探讨

虽然 Wilson（1973）曾对热点进行过分类，包括（1）南大西洋中脊和东太平洋隆起或其附近的热点；（2）洋中脊其他部位的热点；（3）与裂谷带有关的年轻热点；（4）可能固定于海底的年轻热点；（5）已被掩盖的老热点。显然，这种分类并未揭示地幔柱的源区特征（或深度），也没有揭示地幔柱的演化特点（阶段性）。笔者（1998）曾提出，在起步阶段，可以根据产出环境的不同将热点分为产于大陆上的热点和产于海洋中的热点两大类，理论上还应分出产于海陆过渡部位的热点；在研究的深化阶段，可以分出起源于核幔边界的深源地幔柱和起源于上地幔与下地幔边界的浅源地幔柱，还可以根据地幔柱本身的演化规律区分出初始阶段的地幔柱、上升阶段的地幔柱、作用于地壳的地幔柱及衰退阶段的地幔柱（表 1-1）。

表 1-1　热点与地幔柱的分类

Table 1-1　A Classification of mantle plume and hotspot

按起源深度分	按演化阶段分	按产出环境分
深源—2900 km 核幔边界 浅源—670 km 不连续面	初始阶段的地幔柱 上升阶段的地幔柱 壳幔相互作用阶段的地幔柱 衰退阶段的地幔柱	产于大陆地壳的地幔柱（热点） 产于大洋地壳的地幔柱（热点） 产于洋壳与陆壳过渡环境的地幔柱（热点）

据王登红（1998）略修改

不难想像，自核幔边界 2900 km 深处上升的地幔柱到了只有几十公里的近地表环境后，其自身的物质、能量和物理化学状态会发生明显的变化；当它与地壳发生壳幔相互作用并喷发出地表之后，人们所得到的样品在物质组成、化学成分等方面又会发生各种各样的变化。对于前者，主要涉及到地幔柱自身的演化及其与环境地幔之间物质和能量的交换问题，目前国际上也还只是通过地球物理的途径来观察并利用实验手段和计算机技术来模拟，尚处于不断探索之中；对于后者，更多地涉及到壳幔相互作用的问题，实际上是地幔柱与地壳之间物

质与能量的交换问题，目前国际上大量的研究都聚焦于此。显然，假设物质组成和能量结构相同的地幔柱，只是由于所作用的对象不同，其结果也会明显不同（当然，不同的地幔柱与不同的对象发生作用，其结果会更复杂），因此，首先有必要将地幔柱按“出露”的环境不同，分为两大类，即陆壳环境下产出的地幔柱（不妨简称陆柱，continental plume 即 CP）和洋壳环境下产出的地幔柱（不妨简称洋柱，oceanic plume 即 OP）。这是为了方便人们研究而划分的，实际上 CP 和 OP 在其发源地并无此区别，只是因为最终作用的对象不同而不同，CP 产物中或多或少会留下陆壳物质混入的记录，而 OP 则会留下洋壳物质混入的记录。洋壳物质主要是硅镁质、陆壳物质主要是硅铝质，因而同样是玄武岩（SiO_2 含量 45%~50%），西伯利亚暗色岩的 Al_2O_3 含量多>15%，MgO 含量多<8%（Sharma 等，1991）；而夏威夷玄武岩的 Al_2O_3 含量多<11%，MgO 含量多>16%（Hauri，1996）。因此，将地幔柱按结果分为两大类是必要的也是可行的。当然，实际上还存在第三大类，即混合型，主要指板块俯冲环境下产出的地幔柱，因为在这种环境下产出的地幔柱既可能受到俯冲洋壳物质的混入，也可能受到地壳物质的污染。一部分埃达克岩（adakite）可能就是在这种环境下形成的。另外，还可能出现更复杂的情况，如地幔柱在上升过程中还没有到达近地表环境就遇到正在下插的或古老的但还没有被地幔“消耗”掉的洋壳板片、或地幔柱在穿透大陆壳时遇到的是由古老洋壳褶皱造山形成的偏硅镁质成分的陆壳，等等。这些情况，在研究新生代以前的地幔柱时会经常遇到，因此，在研究过程中要开拓思路特别是在利用地球化学图解时更应注意。

三、演化

地幔柱自核幔边界上升到地表、最终以大规模岩浆作用的形式喷发或侵位，是一个非常复杂的过程，也是一个演化的过程。笔者认为至少可以分为 4 个演化阶段：

初始阶段——核幔边界由于某些原因而分异出具有明显活动性的物质，并逐渐聚集形成“预地幔柱”，那些原先在地核中富集但又难以在高温高压条件下“安定”下来的元素很可能起了非常重要的作用，离子半径大的元素和轻元素以及放射性元素也可能积极参加进来。从行星对比和地球演化的角度看，地幔柱的形成似乎是必然的，它是导致地球大尺度物质和能量交换的一种重要方式。比如，W、Sn、Mo、Bi、Au、Ag 等等，这些元素在地核中的丰度可远远高于地幔和地壳（黎彤，1976），但它们与地核中的主要元素 Fe、Ni 在地球化学性质上还存在明显的差别，难以为地核所“容纳”，从而可能随着地幔柱的上升而向地表聚集。

上升阶段——趋向于形成地幔柱的物质集中到一起，形成具有一定规模、一定形态的“雏地幔柱”，如 Griffiths 等（1986）所描绘的喷管状（Spout）、蘑菇状（Mushroom）或气球状（Balloon），它们由于与周围地幔存在明显的密度、温度、粘度等差异而具有“浮力”，能够缓慢地脱离核幔边界并穿越厚大的地幔（当然一些小规模的雏地幔柱可能被地幔吃掉而消失）上升到近地表。

壳幔相互作用阶段——规模巨大的雏地幔柱不但本身具有足够的物质和能量，而且能够导致周围环境中的正常地幔物质发生部分熔融，熔融的部分被地幔柱吸纳，从而使地幔柱的体积更加庞大，同时物质成分也会发生明显变化，能量则可能慢慢衰竭。但由于压力的降低，地幔柱的活动性可能更显著。因而，此时的地幔柱趋于“成熟”，当它到达 670 km 处

的不连续面时可能会分化出次级的“幔枝”，并且与上地幔和地壳发生充分的反应。此时的地幔柱一方面向地壳不断输送物质和辐射能量，引起地壳范围的一系列变化（如碱性岩浆的上侵、变质作用、裂谷化、盆地的形成），另一方面地幔柱本身演化出巨大的头冠构造和细长的尾部构造，定位也较浅，能够被人类所探测到，因而是目前研究的重点。

喷发-消退阶段——随着地幔柱的继续上升和地壳的局部张裂，地幔柱物质将在非常短暂的时间间隔内发生大规模的喷发与侵位，从而使地幔柱顶冠的体积萎缩，能量耗尽，只留下残余部分停留在地壳的底部，慢慢失去活动性而成为固化的地幔柱（fossil plume），成为“化石”。但这部分残留地幔柱一旦遇到合适的条件，如深大断裂或超岩石圈断裂，仍然可能发生上侵，并且可能带来与基性超基性岩有关的 Cu-Ni-PGE 矿床。

第三节　铂族元素（PGE）矿床的研究概况

对于铂族元素矿床的研究在最近 30 年间发展很快。1976 年召开了第一届 PGE 会议，1979 年召开第二届 PGE 会议，分别在《经济地质》Economic Geology 和《加拿大矿物学家》（Canadian Mineralogist）上出版了论文专集，所进行的研究均与基型超基型岩体有关。在 1982 年召开的第三届 PGE 会议的论文集中（《经济地质》）Economic Geology 才收录 Kucha 和 Chyi 的两篇与非基型超基型岩体有关的文章。1990 年《加拿大矿物学家》第 3 期出了一个关于“铂族元素进展”的专集，报道了在铂族矿物 PGM 和铂族元素 PGE 矿床、PGE 在蛇绿岩中的分布、PGE 的活动性、PGE 矿物等方面的进展。

在加拿大，一些最高品位的 PGE 矿床是在 Labrador 地槽和 Cape Smith 褶皱带中与科马提岩伴生的 Ni-Cu 矿床中被发现的。硫化物被认为是从科马提岩岩浆中分凝出来的，但硫化物的成分受到后岩浆事件的影响而发生变化，Pt、Pd、Au、Cu 发生重新分布（Beaudoin G 等，1990；Brace TD 等，1990；Barnes SJ 等，1990）。早期硫化物的分凝可以导致 Ni-Cu 硫化物矿床中 PGE 亏损，如 Montcalm（Barrie CT 等，1990）。在 Geordie Lake 侵入岩中还发现与碱性岩有关的 PGM 显示（Mulja T 等，1990）；在阿拉斯加型的 Tulameen 杂岩中还发现了谜一样的 PGE 含量，Nixon GT 等人（1990）认为 Pt-Fe-Cu 合金及 Os-Ir-Ru 矿物是从硅酸盐岩浆中直接结晶的。

随着国际市场对铂族金属需求的持续增长，对铂族元素矿床研究的不断深入，地质找矿工作得到了推动。（Korobeinkov 等，1998；Li CS 等，2000；Naldrett 等，2000；Helmy 等，2001）。其中，加拿大沃伊塞湾（Voisey's Bay）铜镍铂族元素矿床的发现是近十年来的一个重大进展（已经在《经济地质》2000 年第 4 期上出版了专辑）；俄罗斯干谷砂铂矿的勘查也取得突破性的进展。关于铂族元素热液活动性的研究越来越深入，并且不断有新的发现。如，在美国新拉姆特茨（New Ramnltz）和加拿大拉斯巴湖（Rathba Lake）等地陆续发现，PGE 矿化主要出现在辉长岩或辉长苏长岩中的糜棱岩带和破碎带的交汇部位，形成温度 300℃左右，表明铂族元素矿化作用发生在岩浆岩结晶之后并且成矿温度不高。在西伯利亚克拉通边缘也发现了高达 10g/t 以上的 PGE 热液矿化，在我国四川会理大岩子超基性岩内外接触带的 Pt、Pd 含量最高可达 9.52g/t 和 4.9g/t，Cu 和 Ni 可达 1.1%和 0.2%（刘凤山等，2000）。本次工作的重要进展之一，也是发现在杨柳坪地区的确存在热液型的铂族元素矿化，

PGE 平均品位为 2.8369g/t，最高达 6.347g/t（王登红等，1999；2000；2001）。

第四节　本次工作的主要进展

本次工作任务主要来自于国土资源部科技司，属于 1999 年一般科技项目，项目编号 992024，资助经费 8 万元。自 1999 年 10 月立项以来完成的主要工作量包括：

（1）对四川康定-丹巴一带的峨眉山玄武岩及古生代地层进行了路线地质调查，对与峨眉山玄武岩有关的铜炉房金矿、铜炉房-丹巴、烧茶坪-杨柳坪-正子岩窝矿区进行了基础地质调查及矿床地质调查，对杨柳坪正子岩窝矿段的热液矿体进行了深入考察，共采集样品 120 多件，照片 3 卷；

（2）室内磨制光薄片 70 片，常规岩石硅酸盐化学分析 18 件，稀土元素分析 18 件，微量元素（包括 30 个元素）测试 18 件，铂族元素分析 18 件，硫同位素分析 6 件，碳同位素分析 6 件，氧同位素分析 6 件，惰性气体同位素分析 6 件，同位素年代学 Ar-Ar 样品 3 件，铅同位素分析 10 件，矿石组分分析 18 件。

已取得的进展主要包括：

（1）发现在杨柳坪地区不但存在热液型铂族元素成矿作用，而且形成的是富矿。这与以往的认识——即热液成矿作用不重要——具有明显的不同。本次工作发现热液矿石铂族元素的含量变化于 1.035~6.347g/t，平均 2.837g/t，相当于岩浆矿石的 10 倍（岩浆矿石 PGE 含量变化于 0.026~0.510g/t，平均 0.289g/t），相当于正常玄武岩的 100 多倍（平均 0.023g/t）。显而易见，热液成矿作用对于铂族元素来说最为重要，实际上对于铜镍来说也是最重要的；

（2）从铂族元素本身的含量与配分特征看，岩浆矿石与热液矿石具有明显不同的特征，表明这两种成矿作用同时存在而其成因机制即元素的富集机制显著不同；

（3）初步发现杨柳坪围岩地层的黑色岩系中也有铂族元素的一定量的富集；

（4）热液型成矿作用的确认对于我国西南地区特别是峨眉地幔柱作用地区寻找铂族元素矿床具有重要的理论意义和指导意义。根据这一认识，四川 402 地质队最近又在杨柳坪外围鱼海子等地发现了 3 条矿脉，Pt+Pd 最高达 5.05g/t，初步判断同样属于热液成因；

（5）对峨眉地幔柱与铂族元素成矿作用的关系进行了探讨，建立了初步的成矿模式，并探讨了找矿前景，认为除了寻找赋存在基性超基性岩岩体内部的由岩浆结晶分异作用形成的矿石外，还要注意寻找受到构造（包括断裂裂隙和接触带构造）控制比较明显的热液型矿石，同时还要注意对黑色岩系的含矿性进行评价；

（6）同位素年代学研究表明，杨柳坪地区铜镍铂族元素矿床是在二叠纪形成的，但受到了印支期、燕山期和喜马拉雅期的明显的改造。后期改造阶段是否有新的成矿物质加入还有待于研究，但热液矿石可能是从基性超基性岩岩体内部浸染状矿石转移到围岩和接触带，再次成矿的可能性比较大；

（7）上述研究已引起了国内外有关人士的重视，在国土资源部和中国科学院负责的国家重点发展规划 973 项目（毛景文和胡瑞忠任首席科学家）中设立了峨眉地幔柱的课题，国家地调局也在杨柳坪立项目调查。最近，中国科学院也设立专项进行国际合作研究。笔者也

有幸得到国际著名矿床学家、科马提岩的创名人、南非维茨（Witwatersrand）大学矿山应用与勘查地质中心主任 Morris J.Viljoen 教授的邀请到南非考察世界上最重要的铂族金属产地之一——布什维尔德（Bushved）、梅林斯基（Merensky）和 UG2 等矿山。

第二章　峨眉地幔柱及其含矿性

第一节　峨眉地幔柱的基本特点

提出峨眉地幔柱的最根本的原因是由于存在大面积分布的峨眉山玄武岩，而峨眉山玄武岩在地质地球化学等方面与国外其他的典型的被认为属于地幔柱成因的玄武岩相似。峨眉山玄武岩分布于中国西南，喷发于二叠纪与三叠纪过渡期间，不整合于晚二叠的茅口灰岩之上并被三叠系沉积岩覆盖。在扬子地台的西部，火成岩省的分布面积至少达 25 万 km^2(~500 km×500 km)，与西伯利亚、德干、哥伦比亚河等地火成岩省的分布面积属于同一等级。峨眉火山岩层序包括巨厚堆积的玄武岩流和次要的苦橄岩及火山碎屑岩，火山岩的厚度在西部厚达 5 km，到东部则减薄至几百米。此外，在上部层位中存在厚的粗面岩和流纹岩。采自于酸性火山灰层中的锆石用 SHRIMP 方法测得年龄为 251.2Ma (Claoue-Long 等，1991)。所有的火山物质是在短期内喷发的，类似于西伯利亚暗色岩(~250Ma)，并可能与当时的生物大灭绝事件有关。苦橄岩含镁高(MgO=16%~20%)，轻稀土的富集程度变化较大((Ce/Yb)n=4~25)，同位素组成不均匀(εNd(T)= -4~+4)。Sun-Lin Chung 和江博明(1995)认为这些地球化学的特殊性起源主要来自于地幔柱的岩浆和来源于大陆岩石圈地幔的少量煌斑岩流体的混合，并且类似于南非卡罗玄武岩省的 Nuanetsi 苦橄岩。

峨眉地幔柱的活动对于地球的演化进展具有相当深远的影响：

（1）大规模的岩浆活动。包括基性岩浆活动和酸性岩浆活动。地幔柱头部的减压熔融引发大规模玄武岩浆的喷发和大量基性—超基性岩体的侵入；同时，地幔柱对深部地壳的热改造引起大规模酸性岩浆喷发，并形成数百公里长的酸性岩浆岩带。攀西地区的层状基性-超基性侵入体与正长岩体和碱性花岗岩体密切伴生，它们属于碱性橄榄玄武岩浆演化的产物。层状侵入岩的面积一般达几十平方公里，红格岩体超过 100 km^2。酸性火山喷发的产物除流纹岩外，火山灰的分布也遍及整个华南地区（卢记仁，1996）。峨眉山玄武岩包括碱性玄武岩、弱碱性玄武岩和拉斑玄武岩，以后二者为主。全区平均成分属于弱碱性玄武岩，铁、钛含量高，镁含量低。东西向成分变化明显，自西而东铁、钛、钾、磷增高，镁、钙降低。多种构造环境判别的结果均显示板内成因。在地球化学特征上(表 2-1；表 2-2；表 2-3)，峨眉山玄武岩富含不相容元素，尤其是轻稀土和大离子亲石元素。西部地区(La/Yb)n=3.92~5.90；ΣREE(8 个元素)=40~113×10^{-6}；中部地区(La/Yb)n=7.26~11.90；ΣREE (8 个元素) =130~165×10^{-6}；东部地区(La/Yb)n=9~13；ΣREE(8 个元素)=140~320×10^{-6}。大离子亲石元素不但明显高于大洋中脊玄武岩，而且高于德干高原的拉斑玄武岩。与一般峨眉山玄武岩相比，铜炉房地区的玄武岩的特点是，低铝、低钛、高镁、高钙，这可能与成矿有一定的联系。

（2）目前获得的古地磁资料以及沉积记录表明，峨眉地幔柱在二叠纪末期位于南半球，而西伯利亚地幔柱位于北半球，这两大地幔柱一南一北，遥相呼应，其活动可能是导致全球变化的重要原因甚至是主要原因，也是古生代与中生代分界的标志之一。

（3）峨眉地幔柱的强烈上拱和热减薄直接导致了攀西裂谷的形成，因而峨眉山玄武岩具有明显的大陆裂谷特点（张云湘等，1988）。这在构造地球化学图解上可以得到清楚的反映（图 2-1）。地幔柱上升到达岩石圈底部使上覆岩石圈受热软化，伸展变薄。地壳的沉降引起栖霞期海平面的大幅度上升以及茅口期的强烈裂陷拉张，对生物圈、水圈和大气圈产生重要的影响。

表 2-1　峨眉山岩浆岩的岩石地球化学特征（%）

Table 2-1　Geochemical features of the igneous rocks formed by the Emeishan plume

岩　石	样　号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	H_2O^+	总和
苦橄岩 a(7)		44.75	2.24	7.70	13.25		0.18	17.95	9.00	1.18	0.71	0.20	2.03		99.19
玄武岩 b(204)		49.60	3.31	13.82	4.97	9.09	0.20	6.07	8.56	2.71	1.34	0.34			100.01
玄武岩 c(668)		48.18	3.17	13.42	5.46	7.97	0.19	5.70	8.29	2.62	1.32	0.30			96.62
滑石岩	9-20	37.23	0.38	3.03	3.09	8.95	0.13	31.16	1.45	<0.01	0.01	0.05	1.91	10.63	98.03
滑石岩	9-55	38.11	0.36	3.43	1.97	8.94	0.13	31.02	1.74	0.05	0.03	0.06	2.32	10.57	98.73
次闪石岩	9-106.3	45.89	0.82	7.71	0.80	9.00	0.14	18.00	8.42	0.09	4.47	0.09	1.38	2.33	99.14
次闪石岩	9-146.2	41.06	0.64	5.07	1.08	9.84	0.17	27.82	3.63	0.06	0.03	0.07	0.70	8.86	99.03
滑石岩	9-190	38.05	0.45	4.34	3.56	7.63	0.13	25.25	4.50	<0.01	0.04	0.06	6.62	5.72	96.36
滑石岩	9-209	40.38	0.68	5.68	3.42	10.29	0.15	23.02	4.79	0.02	0.02	0.08	1.17	6.68	96.38
辉绿岩	9-218	53.60	1.55	12.65	0.02	8.37	0.11	7.79	6.36	4.20	1.96	0.19	0.35	1.92	99.07
铜炉房玄武岩	TLF 上	50.09	1.88	10.72	1.67	6.00	0.13	8.05	12.85	3.21	0.37	0.39	2.92	1.46	99.74
铜炉房玄武岩	TLF 中	47.63	2.43	15.30	4.54	7.80	0.18	5.29	10.78	3.49	0.27	0.28	0.15	1.61	99.75
铜炉房玄武岩	TLF 下	47.30	1.61	8.75	2.52	7.89	0.18	12.35	13.59	1.34	0.72	0.29	1.46	1.68	99.68
铜炉房玄武岩	平均	48.34	1.97	11.59	2.91	7.23	0.16	8.56	12.41	2.68	0.45	0.32	3.09		99.71
矿化大理岩	ZZY-27	9.71	0.13	1.37	0.93	0.77	0.03	1.43	50.77	0.10	<0.01	0.40	32.13	1.42	99.20

a-Chung S.-L.和江博明，1995；b-武汉地质学院《岩浆岩岩石学》，1985；c-据张云湘等，1988；其余为本文资料，分析单位：地矿部武汉岩矿分析测试中心

表 2-2　峨眉山岩浆岩的微量元素含量（$\times 10^{-6}$）

Table 2-2　Rare element contents of the igneous rocks formed by the Emeishan plume

样　号	样　品	Li	Be	Nb	Ta	Zr	Hf	U	Th	Rb	Sr	Ba	Ga	Sc	V	Cr
9-20	滑石岩	2.1	0.6	5.2	0.4	48	1.2	1.7	0.8	3	16	39	3.3	12.7	104	4378
9-55	滑石岩	2.2	0.6	4.8	0.4	48	1.3	1.7	1.3	3	32	35	3.7	12.4	110	4178
9-106.3	次闪石岩	37.6	1.4	13.9	0.7	114	3.7	1.5	6.7	283	61	643	9.0	22.1	166	1882
9-146.2	次闪石岩	2.3	0.8	6.5	0.4	62	1.8	1.2	1.2	3	34	34	7.3	17.2	148	3854
9-190	滑石岩	1.9	0.6	4.8	0.4	43	1.3	1.1	0.9	3	160	32	5.2	14.3	119	3435
9-209	滑石岩	2.0	0.9	5.6	0.4	79	2.2	1.8	1.4	3	71	35	6.1	17.8	155	3185
9-218	辉绿岩	24.7	2.9	13.1	0.4	127	5.2	0.8	3.3	77	1035	754	17.5	36.2	323	274
TLF 上	铜炉房玄武岩	11.2	2.9	34.7	2.3	199	5.7	0.9	4.6	13	253	182	9.4	30.4	297	327
TLF 中	铜炉房玄武岩	8.4	3.6	16.3	0.7	246	6.8	1.8	3.0	3	311	91	24.7	31.6	395	62
TLF 下	铜炉房玄武岩	10.7	2.3	25.3	1.4	158	4.7	1.1	3.1	17	284	298	10.1	42.1	275	790
ZZY-27	矿化大理岩	2.6	0.7	3.7	0.4	45	1.2	1.5	1.2	3	503	129	0.3	2.3	23	14
	苦橄岩（7）			23	1.4	144	3.8	0.6	3.0	15.9	329	333	15	27	272	1569

续表

样　号	样　品	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	W	Mo	Sn	Ag	Bi	F	Cl,%	Au10^{-9}	S,%
9-20	滑石岩	178.6	2855	1285	14.2	113	0.42	6.9	0.7	0.765	0.30	132	0.015	7.9	0.990
9-55	滑石岩	107.8	1912	665	21.3	110	0.42	3.1	0.7	0.652	0.17	145	0.015	43.9	0.470
9-106.3	次闪石岩	82.7	1293	424	4.9	164	0.52	10.2	1.4	0.369	0.13	550	0.015	2.1	0.230
9-146.2	次闪石岩	99.7	1522	183	13.9	107	0.42	3.4	1.2	0.222	0.14	178	0.017	3.5	0.260
9-190	滑石岩	168.4	5731	1820	5.5	117	0.57	0.9	0.5	2.064	0.51	143	0.017	3.1	2.440
9-209	滑石岩	179.7	4927	2493	2.4	144	0.57	1.3	0.9	2.823	0.73	213	0.020	5.9	2.390
9 218	辉绿岩	32.9	107	238	28.4	64	1.06	3.7	2.7	0.248	<.05	664	0.024	1.8	0.530
TLF 上	铜炉房玄武岩	38.4	150	18	5.5	79	0.67	5.2	3.0	0.049	<.05	698	0.015	5.3	0.002
TLF 中	铜炉房玄武岩	46.5	92	96	5.9	128	0.62	14.2	2.1	0.094	<.05	408	0.013	42.1	0.002
TLF 下	铜炉房玄武岩	54.6	259	68	3.9	101	0.52	4.9	1.1	0.085	<.05	411	0.012	2.5	0.004
ZZY-27	矿化大理岩	23.5	636	501	176.7	49	1.54	0.3	0.8	0.789	0.23	326	0.015	72.1	0.520
	苦橄岩（7）	74	831	138		96									

苦橄岩据 Chung S. L.和江博明，1995；其余为本文资料，分析单位：地矿部武汉岩矿分析测试中心

表 2-3　峨眉山岩浆岩的稀土元素含量（×10^{-6}）

Table 2-3　REE contents of the igneous rocks formed by the Emeishan plume

样　号	样　品	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	REE
9-20	滑石岩	3.88	7.74	1.07	4.66	1.02	0.34	1.08	0.18	0.98	0.20	0.55	0.09	0.49	0.07	5.05	27.4
9-55	滑石岩	6.37	11.00	1.60	6.49	1.24	0.40	1.30	0.22	1.16	0.23	0.62	0.09	0.54	0.08	5.99	37.33
9-106.3	次闪石岩	17.16	35.56	4.12	16.52	3.19	1.24	3.30	0.54	2.95	0.61	1.67	0.25	1.55	0.23	16.80	105.69
9-146.2	次闪石岩	5.09	10.53	1.59	6.72	1.50	0.49	1.71	0.29	1.55	0.31	0.82	0.13	0.71	0.11	7.88	39.43
9-190	滑石岩	4.06	8.41	1.33	5.39	1.07	0.46	1.16	0.17	0.93	0.19	0.49	0.07	0.39	0.06	4.60	28.78
9-209	滑石岩	6.65	13.73	1.95	8.27	1.75	0.54	2.05	0.33	1.87	0.38	1.00	0.16	0.93	0.14	9.67	49.42
9-218	辉绿岩	11.97	30.34	4.30	18.06	3.85	1.32	4.30	0.66	3.77	0.74	1.98	0.30	1.79	0.26	20.27	103.91
TLF 上	铜炉房玄武岩	28.13	63.09	7.28	29.84	5.21	1.80	5.28	0.78	4.19	0.79	2.07	0.31	1.73	0.25	20.90	171.65
TLF 中	铜炉房玄武岩	23.32	52.09	6.99	30.73	6.05	2.16	6.30	0.98	5.27	1.02	2.69	0.39	2.32	0.34	26.70	167.35
TLF 下	铜炉房玄武岩	23.21	46.34	5.87	24.32	4.44	1.51	4.55	0.69	3.59	0.69	1.76	0.26	1.44	0.21	17.78	136.66
ZZY-27	矿化大理岩	5.79	11.63	1.74	6.56	1.39	0.16	1.57	0.28	1.60	0.34	0.94	0.14	0.77	0.12	11.15	44.18
	苦橄岩（7）	25.3	53.3		27.6	5.66	1.62		0.74					1.42	0.18	19	

苦橄岩据 Chung S.-L.和江博明，1995；其余为本文资料，分析单位：地矿部武汉岩矿分析测试中心

（4）对地壳的强烈改造，包括对峨眉地幔柱活动之前形成并赋存在地壳中的矿床及各类矿化地质体的热变质、构造剪切、热流叠加等各种改造作用。在地幔柱强大的应力和热力作用下，康滇古陆被肢解，康滇古陆盖层的矿床特别是早古生代形成的铅锌矿床可能也被改造而重新定位。在改造过程中，地壳物质或多或少进入岩浆体系，从而具有比洋岛玄武岩高得多的铝含量（图 2-2）。一般来说，洋岛玄武岩在形成时由于受到硅镁质洋壳物质的混入而具有低铝、高镁的特点，如夏威夷，而大陆溢流玄武岩由于受到硅铝质陆壳物质的混入而具有高铝、低镁的特点，如巴拉拿、西伯利亚等，尤其是在陆壳裂解基础上新生洋壳环境下的大规模玄武岩，铝的含量可能明显偏高，如南印度洋的克尔格伦。峨眉山玄武岩具有较高的铝含量和中等的镁含量，显示地壳物质的混染。

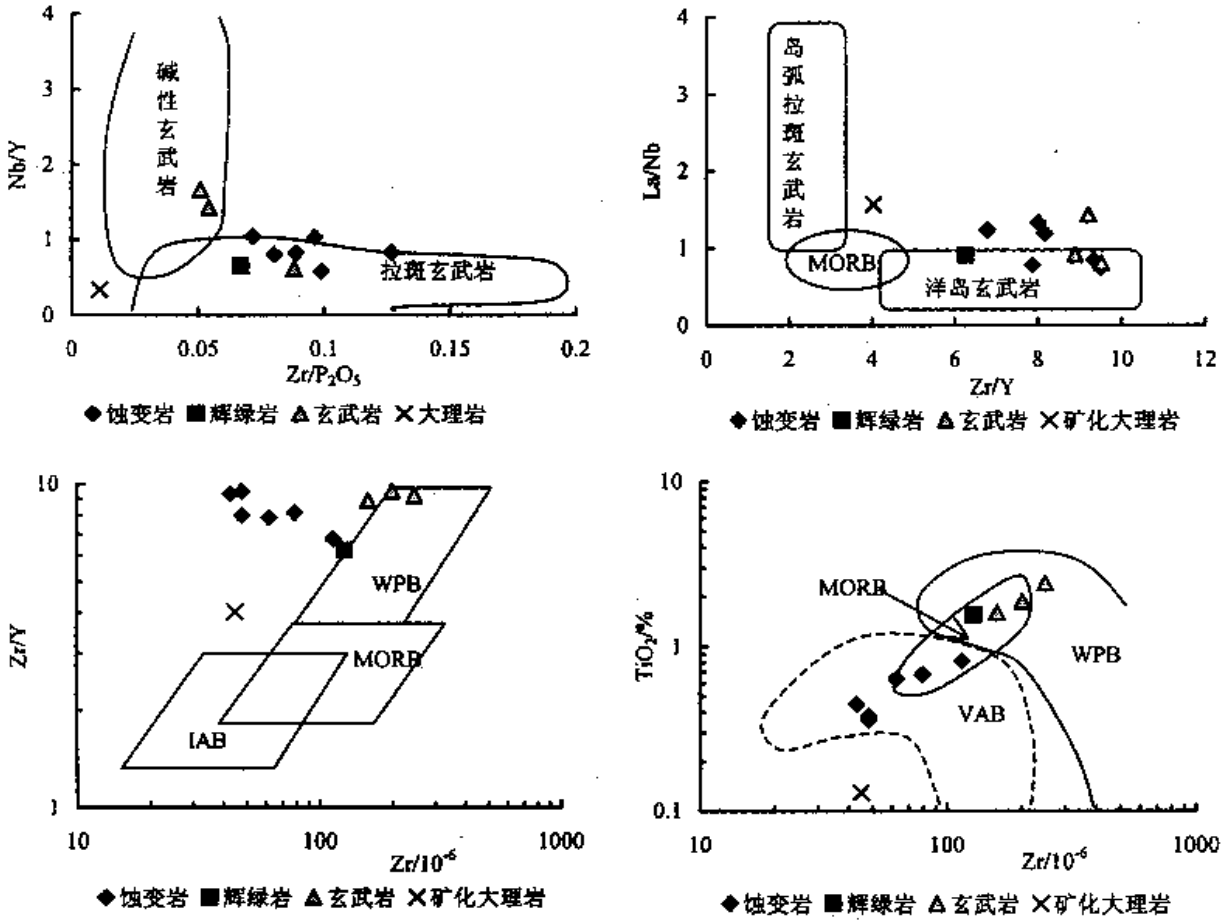


图 2-1　杨柳坪一带玄武岩的构造环境图解

Fig.2-1　Tectonic diagram for basalts in Yangliuping

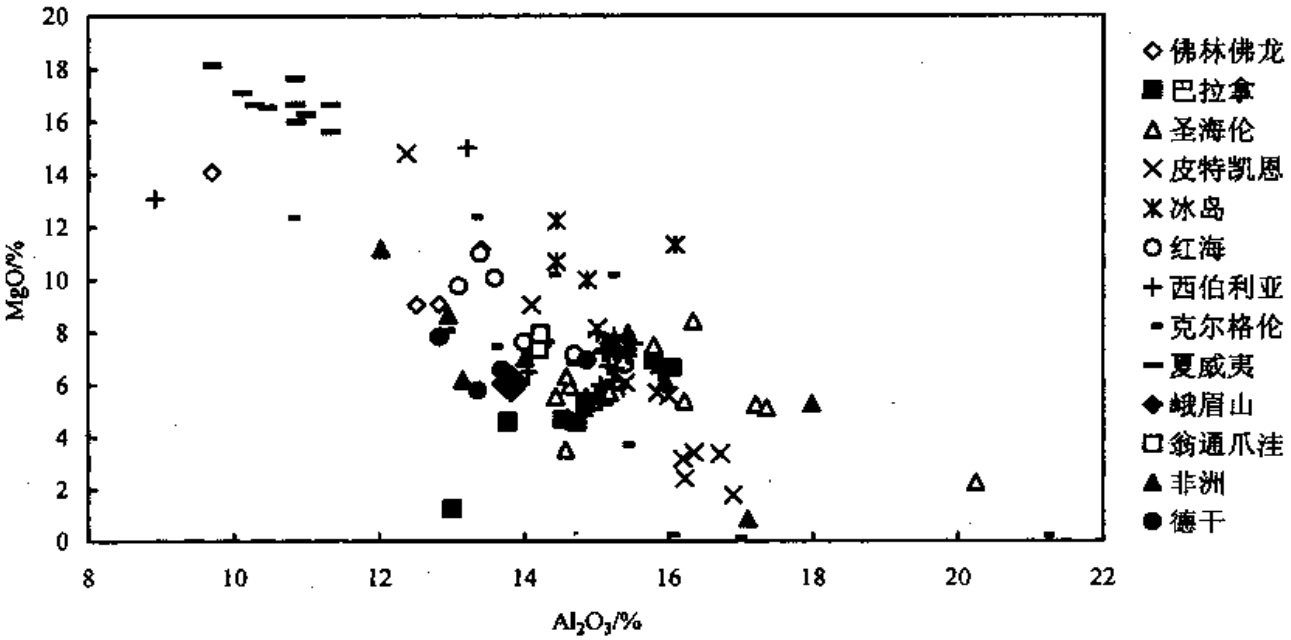


图 2-2　地幔柱成因玄武岩的 Al_2O_3-MgO 图解

Fig.2-2　Al_2O_3-MgO diagram for basalts formed by mantle plume

（5）峨眉山玄武岩在地球化学特征上与一般的大陆溢流玄武岩或洋岛玄武岩相比，既

有共性又有个性。其共性如 TiO_2 与 P_2O_5 呈正相关，且回归到 $TiO_2/P_2O_5=10$ 的趋势线上（图 2-3），这与德干、西伯利亚等大陆溢流玄武岩和夏威夷洋岛玄武岩非常相似，但与非洲、红海等地的地幔柱玄武岩有所不同，后者 P_2O_5 明显偏高。再比如，地幔柱形成的洋岛玄武岩与非地幔柱形成的洋中脊玄武岩在微量元素特征上也有明显的区别，如富集轻稀土元素，富集 Zr、Nb 等微量元素，峨眉山玄武岩也具有这些特点（图 2-4，图 2-5）。杨柳坪地区的基

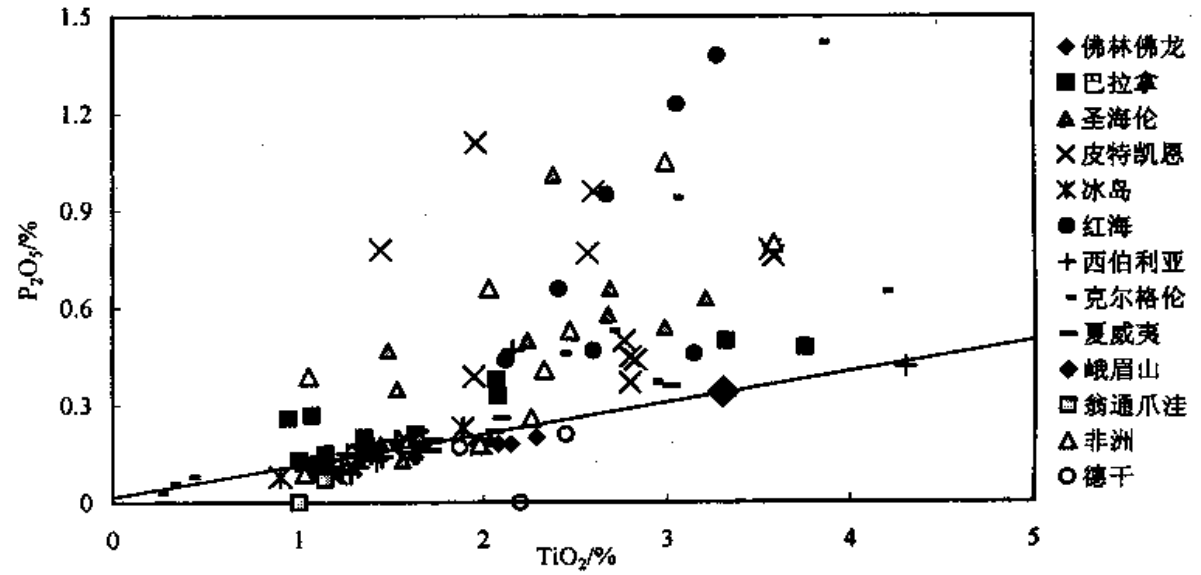


图 2-3　地幔柱成因玄武岩的 TiO_2-P_2O_5 图解

Fig.2-3　TiO_2-P_2O_5 diagram for basalts formed by mantle plume

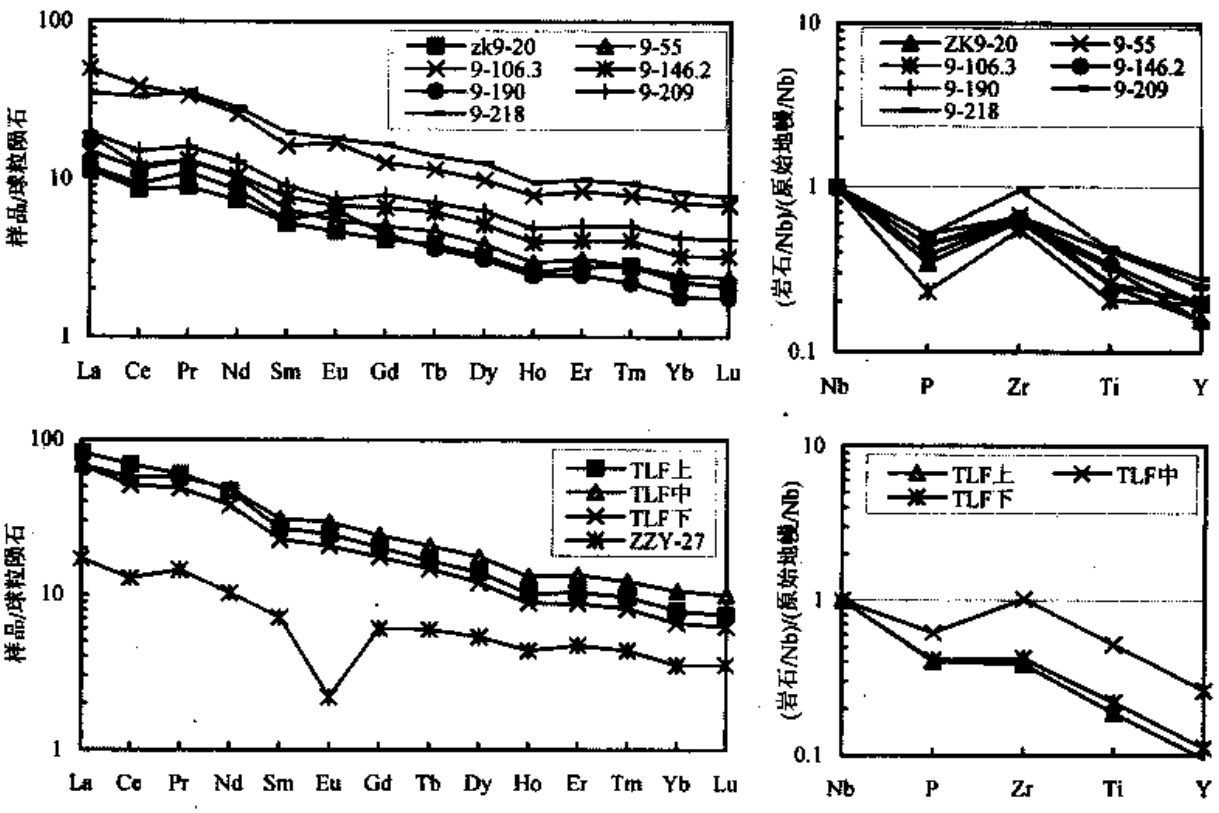


图 2-4　杨柳坪一带岩浆岩稀土及微量元素配分曲线

Fig.2-4　Rare earth elements and rare elements diagrams of igneous rocks in Yangliuping

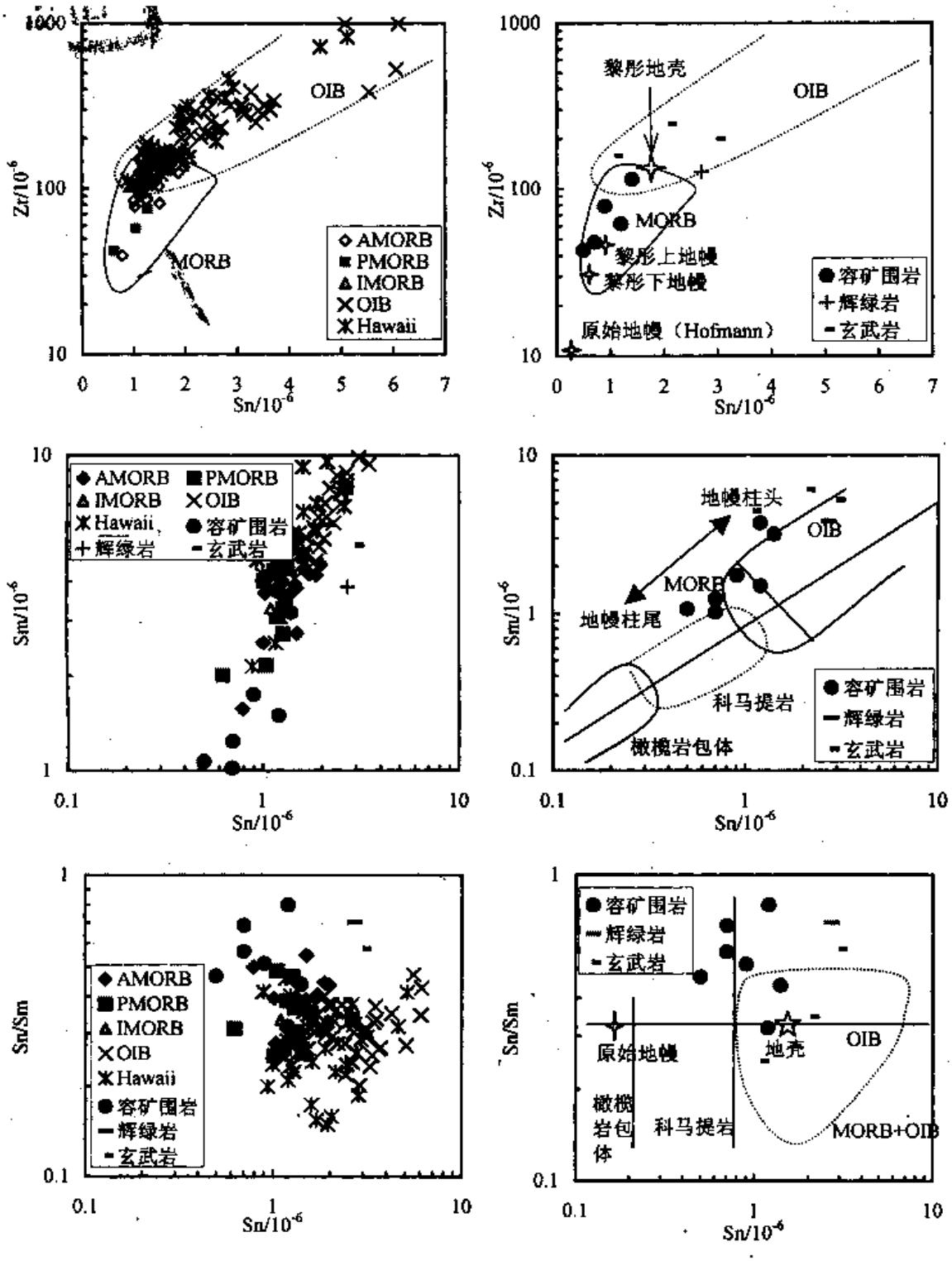


图 2-5　地幔柱玄武岩的微量元素图解

Fig.2-5　Trace element diagrams of basalts formed by mantle plume

性超基性岩也具有显著的轻稀土富集特征（图 2-4），轻稀土的富集有两种可能，一是岩浆岩原始的，二是热液导入的，但从 Nb 值标准化蛛网图上可以看出蚀变超基性岩与矿区外围铜炉房一带玄武岩具有非常相似的配分曲线，表明基性超基性岩与峨眉山玄武岩具有成因联系，均来自于地幔柱型富集地幔。

（6）地幔柱从地幔中直接带上来丰富的矿产资源。攀枝花一带的层状岩体以产有大型

钒钛磁铁矿矿床著称。按岩相可分为两类：橄榄岩—橄辉岩—辉石岩—[redacted]橄长岩—橄榄辉长岩型(如攀枝花、白马、太和等岩体)，二者的底部均产有[redacted]磁铁矿床。在峨眉山玄武岩分布区的西南角和西北角还分布有金宝山和杨柳坪两个国内最主要的达到大型规模的铂族元素矿床，它们同时也是重要的铜镍硫化物矿床。最近，在峨眉山玄武岩中还发现了碲金矿床(即四川大水沟碲金矿)，经陈毓川等(1996)研究，认为地幔柱的存在是稀有元素碲富集成矿的原因。这对于开拓大陆溢流玄武岩地区的找矿思路具有重要意义。

第二节　峨眉地幔柱研究中还存在的问题

近年来，关于玄武岩的地球化学特征已经进行了很多的研究，积累了大量的资料。但也出现了一些问题，对于这些问题的不同认识将导致人们在进行地质找矿部署时采取不同的方法，因此有必要进行讨论。

一、成分问题

有观点认为，峨眉山玄武岩可以分为高钛和低钛两种不同的类型，高钛玄武岩对应于与钒钛磁铁矿有关的成矿作用，因此推测，找矿要先找高钛玄武岩。从局部而言，如杨柳坪地区玄武岩的 TiO_2 含量只有 1.61%~2.43%，低于平均值 3.17%（668 个样，张云湘等，1988），杨柳坪地区也的确尚未发现钒钛磁铁矿；但也并非整个西南地区有高钛玄武岩分布的地方一定会有钒钛磁铁矿。另外，像夏威夷、皮特凯恩、克尔格伦等地幔柱形成的夏威夷中也有高钛玄武岩，甚至比峨眉山玄武岩还高，但尚未发现可与攀枝花地区的钒钛磁铁矿相媲美的矿床。因此，高钛玄武岩与钒钛磁铁矿之间是否存在必然联系，还有待于深入探讨。此处只是表明，就峨眉山玄武岩本身而言，并不能分为高钛和低钛两个具有明显差别的类型，这在图 2-6 中明显可见。

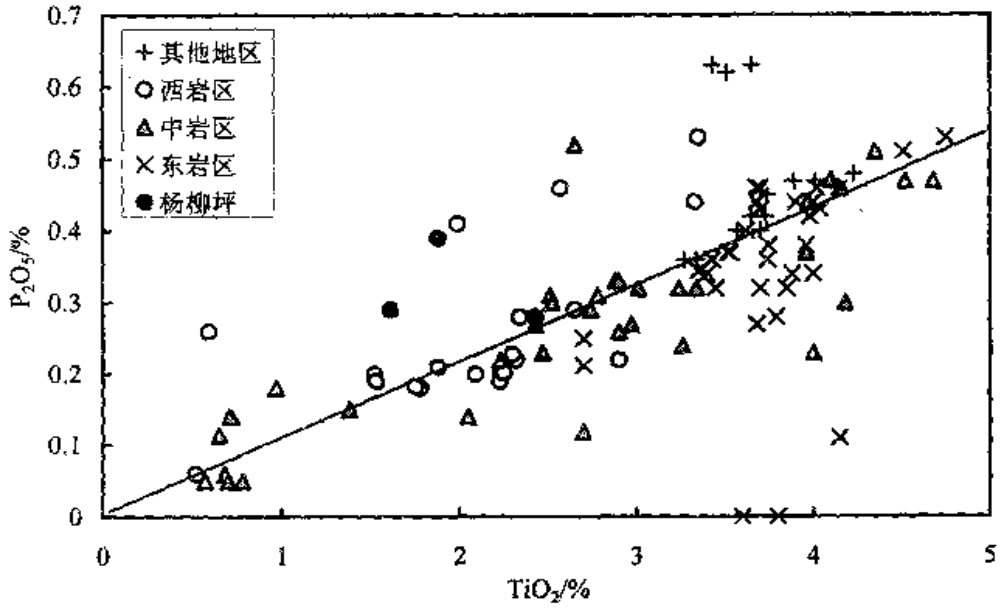


图 2-6　峨眉山玄武岩的 TiO_2-P_2O_5 图解（主要原始资料据张云湘等，1988）

Fig.2-6　TiO_2-P_2O_5 diagram for the Emeishan basalts

二、峨眉山玄武岩与新生代基性超基性岩的关系问题

一般认为，地幔柱在其演化过程特别是在地幔柱从核幔边界上升、穿透地幔、到达壳幔边界或软流圈的漫长过程中，本身的结构（包括物理状态如温度、粘度和化学状态如化学元素的活动性和分布状态）要发生变化。比较明显的变化是分异出地幔柱顶冠（head）、茎干（stem）和尾部（tail），其温度、密度自下而上降低（但高于周围地幔温度），活动性较大的、活动性即使不大但相容性差的元素都可趋于向地幔柱的顶冠集中，从而导致不同时间喷发或侵位的岩浆岩具有明显不同的地球化学性质，但它们的确来自同一源区。这就是地幔柱的演化观点。从这一观点出发，在研究不同类型、甚至成岩时间有一定差距的岩石是否属于同一地幔柱的产物时就不能只依据其某些地球化学特征值是否一致。如稀土元素配分型式不同的两块标本不见得不是同一地幔柱的产物，而稀土元素配分型式完全相同的两块标本也不见得是同一地幔柱的产物。既然同一地区的样品可以有这样大的变化，那么，不同地区的样品在对比就应该充分考虑到这一点。地球化学参数必须结合地质演化过程进行综合分析。如峨眉山玄武岩或其他基性超基性岩的某些地球化学特点与新生代某些同类岩石相似，但不能说峨眉山地幔柱一直影响到喜马拉雅期，或者说新生代的玄武岩也是峨眉山地幔柱的产物。这不符合实际，因为峨眉山地幔柱的源区在二叠纪时的古地理位置处于赤道附近（张云湘等，1988），与目前的位置相差了至少 30 个纬度，即峨眉山玄武岩在喷发之后，其所在板块已经向北移动了至少 3000 km，更何况不是直线漂移。

第三节　峨眉地幔柱的含矿性——杨柳坪地区

杨柳坪矿区的基性超基性岩主要呈层状产出，可以分为两类，即含矿的强蚀变超基性岩和不含矿的弱蚀变或未明显蚀变的基性岩。前者属于苦橄岩并具有科马提岩的地球化学特征（不具鬣刺结构但可称为科马提质的苦橄岩），同时还具有高 H_2O^+、高 CO_2 的特点，并且 H_2O+CO_2 越高矿化越强，表明成矿作用与热液蚀变有关；后者在地质特征和地球化学特征上与峨眉山玄武岩相似，成矿元素含量正常。

杨柳坪矿区几个矿段的矿体在空间上均与层状产出的基性超基性岩浆岩密切相关，大部分矿石产于基性超基性岩中，部分产于岩体与围岩(特别是大理岩)的接触带，但矿石品位以后者为高。并非所有的岩浆岩都含矿，只有那些明显蚀变的岩浆岩才含矿。由于容矿的岩浆岩与不容矿的岩浆岩在岩石化学特征上明显有别，因此准确恢复原岩非常重要。但由于容矿围岩蚀变太强，虽然以往已经有中国科学院地球化学研究所和中国地质科学院矿床地质研究所等单位在 20 世纪 70 年代末 80 年代初分别进行过原岩恢复的专题研究，但都认为原岩恢复非常困难。本次工作通过野外地质调查结合地球化学特点(表 2-4)，可以看出：

表 2-4　杨柳坪地区基性超基性岩的化学成分(质量分数%)

Table 2-4　Chemical compositions of the basic-ultrabasic rocks in the Yangliuping area

序	样号	样　品	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	H_2O^-	和
1	9-20	蛇纹岩	37.23	0.38	3.03	3.09	8.95	0.13	31.16	1.45	<0.01	0.01	0.05	1.91	10.63	98.03
2	9-55	滑石岩	38.11	0.36	3.43	1.97	8.94	0.13	31.02	1.74	0.05	0.03	0.06	2.32	10.57	98.73

续表

序	样号	样 品	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	H_2O^+	和
3	9-106.3	滑石岩	45.89	0.82	7.71	0.80	9.00	0.14	18.00	8.42	0.09	4.47	0.09	1.38	2.33	99.14
4	9-146.2	次闪石岩	41.06	0.64	5.07	1.08	9.84	0.17	27.82	3.63	0.06	0.03	0.07	0.70	8.86	99.03
5	9·190	蛇纹岩	38.05	0.45	4.34	3.56	7.63	0.13	25.25	4.50	<0.01	0.04	0.06	6.62	5.72	96.36
6	9-209	蛇纹岩	40.38	0.68	5.68	3.42	10.29	0.15	23.02	4.79	0.02	0.02	0.08	1.17	6.68	96.38
7	9-218	辉长岩	53.60	1.55	12.65	0.02	8.37	0.11	7.79	6.36	4.20	1.96	0.19	0.35	1.92	99.07
8	TLF 上	铜炉房玄武岩	50.09	1.88	10.72	1.67	6.00	0.13	8.05	12.85	3.21	0.37	0.39	2.92	1.46	99.74
9	TLF 中	铜炉房玄武岩	47.63	2.43	15.30	4.54	7.80	0.18	5.29	10.78	3.49	0.27	0.28	0.15	1.61	99.75
10	TLF 下	铜炉房玄武岩	47.30	1.61	8.75	2.52	7.89	0.18	12.35	13.59	1.34	0.72	0.29	1.46	1.68	99.68
11		蛇纹岩	33.80	0.27	2.64	4.80	8.48	0.13	28.78	2.48	<0.01	0.09	-	2.00	10.10	93.57
12		蛇纹岩	39.02	0.75	4	2.79	8.63	0.13	29.28	2.66	<0.01	0.08	-	3.34	7.12	97.8
13		滑石岩	37.15	0.36	2.9	1.93	8.07	0.12	27.82	2.55	<0.01	0.06	-	10.31	6.40	97.67
14		滑石岩	37.86	0.75	8.77	0.54	9.76	-	25.19	4.61	1.00	0.07	-	-	-	88.55
15		滑石岩	42.13	0.61	4.77	5.06	7.91	-	24.65	2.66	0.16	0.07	0.28	-	-	88.3
16		滑石岩	39.09	0.75	4.82	0.54	9.76	-	25.19	4.61	0.15	0.07	-	-	-	84.98
17		次闪石岩	44.48	0.90	5.86	0.77	10.47	0.16	22.88	7.67	1.16	0.12	-	-	3.74	98.21
18		次闪石岩	44.70	0.75	7.12	2.87	8.09	0.09	24.41	1.94	<0.01	0.09	-	1.26	6.22	97.54
19		蚀变辉长岩	49.50	1.52	14.89	0.75	8.52	0.13	6.32	10.16	3.46	1.28	-	1.26	1.28	99.07
20		方辉橄榄岩	44.73	0.56	5.79	3.94	9.79	0.12	31.11	3.67	0.24	0.05				100
21		二辉橄榄岩	46.40	0.90	6.14	2.60	9.96	0.14	27.27	6.25	0.58	0.23				100.47
22		辉长岩	50.22	1.97	15.46	2.72	7.40	0.10	6.71	11.14	2.99	1.29				100
23		浸染状矿石	40.13	0.62	4.63	3.42	8.19	0.05	26.49	3.76	0.13	0.09				87.51
24		致密块状矿石	13.99	0.20	4.15	-	57.38	0.08	3.46	1.15	0.47	1.36				82.24

1~10 为本文资料，11~20 为矿床所 1980 年末发表资料(据王荫祥、陈殿芬等)，21~24 为 402 地质队资料

（1）在地质上，层状的岩浆岩可以分为两类，含矿的蚀变岩与不含矿的“辉长岩”。后者宏观上与矿区外围铜炉房一带的二叠纪玄武岩非常相似，只是呈薄层状产出，单层厚度小者 1m 左右，大者 10~20m，在矿体的底部及其以下层位常见。在杨柳坪矿段简易公路边上可以看到玄武岩与地层是整合的，没有明显的侵入关系，也没有明显的构造变动或剪切现象。因此怀疑此类“辉长岩”不是侵入岩而是喷发岩。对比表 2-4、图 2-7 可见，“辉长岩”在岩石化学特征上也与铜炉房玄武岩相似，均落在峨眉山玄武岩分布区(图 2-7)，这与其属于

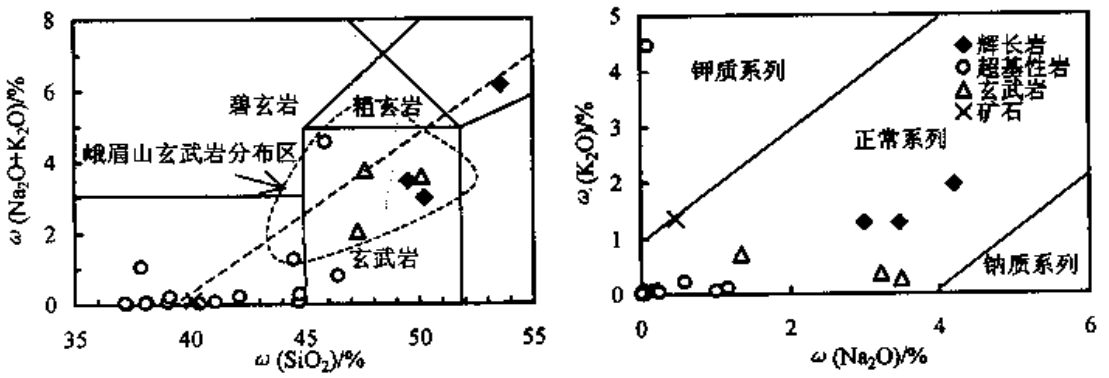


图 2-7 基性超基性岩的硅-碱图解(峨眉山玄武岩分布区据张云湘等，1988)(左图图例同右图)

Fig.2-7 The toatl alkali silica (TAS) diagram of basic-ultrabasic rocks from the Yangliuping area

峨眉山地幔柱产物的一部分是一致的。如果“辉长岩”不是侵入岩，那么它又是什么时代形成的呢？如果与二叠纪玄武岩同期，则以前所定的围岩时代需要重新考虑。此处作为一个问题提出，有待于今后深入研究。

（2）超基性岩由于强烈的蚀变而使岩石化学成分有一定的变化，如 Na_2O+K_2O 的质量分数普遍小于 0.1%；而 $H_2O^+ + CO_2$ 的质量分数则明显偏高，最高达 12.89%。推测导致超基性岩发生蚀变的流体中 H_2O^+和 CO_2 是主要的成分。蚀变过程中其他成分是否发生变化、如何变化目前还不清楚，但从图 2-8 可以看出，SiO_2、Al_2O_3 的质量分数随着 MgO 的降低而升高，与岩浆结晶分异的一般特点相符，即蚀变过程中 SiO_2、Al_2O_3 等主成分的变化尚未掩盖岩浆结晶分异的基本特点。

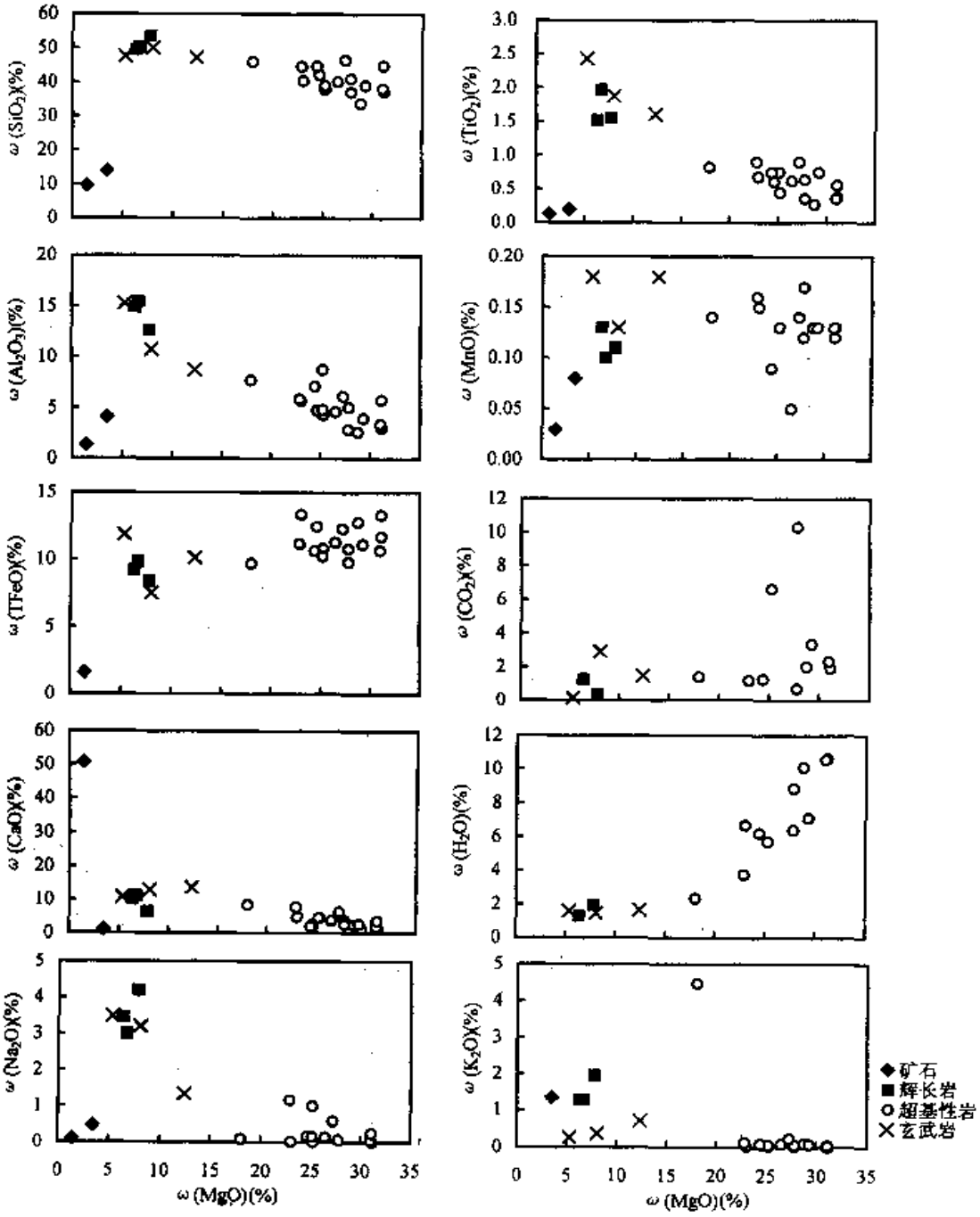


图 2-8　杨柳坪地区基性超基性岩主元素相关图

Fig.2-8　Diagram showing the relathionship between MgO and other oxides of major elements

（3）从野外观察和岩心特点看，杨柳坪矿区的基性超基性岩具有基性程度越高蚀变越强的特点，这在岩石化学特征上也有明显的显示。如正子岩窝矿段 9 号钻孔揭露的上层滑石岩(原岩可能为橄榄岩)MgO 的质量分数为 37.67%，含 H_2O^+高达 10.60%。据 Le Maitre(1976)统计，世界上纯橄榄岩的平均 MgO 质量分数为 37.94%，H_2O^+质量分数为 4.19%。相比之下，上层滑石岩的 H_2O^-质量分数已高出世界平均值 1.5 倍。下部滑石层的 MgO 质量分数 24.14%(接近于二辉橄榄岩)、H_2O^+为 6.20%(虽然低于上部滑石层，但高于世界二辉橄榄岩平均值 3.9 倍)。此时，下部蚀变超基性岩的 Cu、Ni 质量分数达到最高，平均值各为 0.216%和 0.533%，此时 PGE 质量分数也达到最高(0.85g/t)。可见，H_2O^+质量分数代表的流体的量与矿化强度密切有关。导入的流体越多，矿化越强。MgO 含量高者一般 Ni 也高，因此，富 MgO 富水者可能含矿性较好。这在图 2-9 清楚可见。

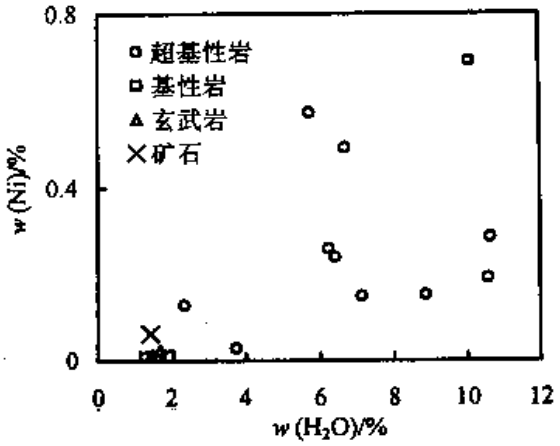


图 2-9　岩浆岩 H_2O 与 Ni 关系图

Fig.2-9　H_2O vs Ni diagram of magmatic rocks

（4）杨柳坪地区的超基性岩含 MgO 在 18.00%~31.16%，在成分上属于橄榄质科马提岩系列(图 2-10)，与甘肃金川相似。图 2-10 中样点呈线性分布，表明样品虽然发生强烈蚀变，但镁、铁、钛没有明显活动，与世界上绝大多数科马提岩类似(Beswick AE，1982)。

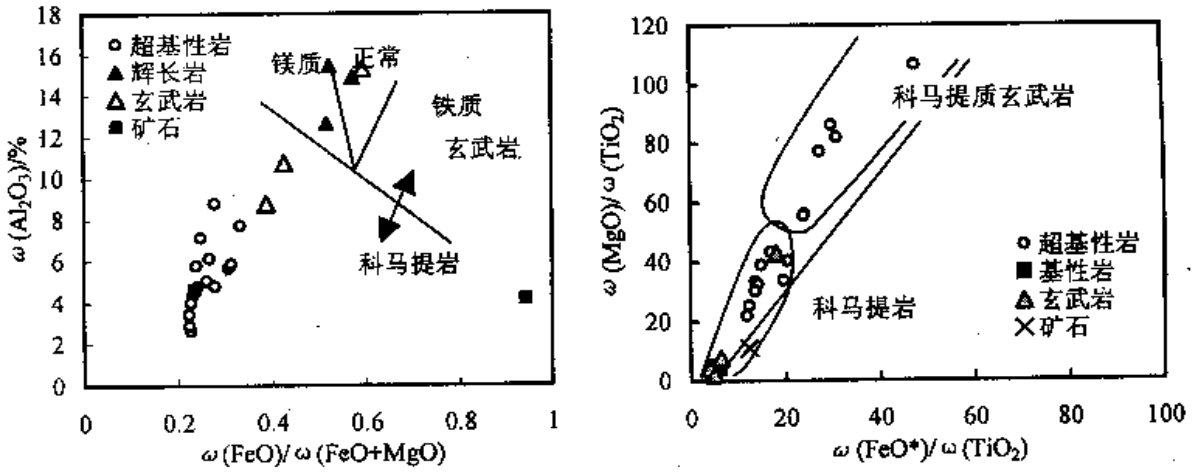


图 2-10　杨柳坪地区基性超基性岩的岩石化学图解(仿 Viljoen 等，1982；Beswick AE，1982)

Fig.2-10　Petrochemical diagram for the basic-ultrabasic rocks in the Yangliuping area

对照 Naldrett 和 Cabri(1976)提出的野外识别科马提岩的 3 个标志，即一个火成岩系列中有喷发岩、有富含橄榄石的岩石及鬣刺结构，杨柳坪地区具有前两个标志，鬣刺结构不发育。但正如诺利尔斯克、布什维尔德、贝辰加、肖德伯里等大多数矿区的基性超基性岩并不具备鬣刺结构一样，鬣刺结构对于铜镍硫化物矿床来说并非绝对必要。

上述资料表明杨柳坪地区的基性岩(主要是辉长岩和辉绿岩)和超基性岩(主要有滑石岩、次闪石岩、蛇纹岩等)具有显著不同的特点，其中与 Cu-Ni-PGE 成矿作用有关的是超基性岩，而基性岩与成矿关系不明显。超基性岩的碱质质量分数除个别样品外，普遍小于 1%，

SiO_2 普遍小于 41%，因而属于苦橄岩(在 TAS 图解中落到副长石岩区)并与科马提岩类似(图 2-10)；基性岩在岩石化学特征上与峨眉玄武岩相似，属于镁质和正常系列的玄武岩类。但不论是基性岩还是超基性岩，Al_2O_3 与 FeO 质量分数的相关性显示了岩浆演化的特点(图 2-10)，因而它们可能是从同一母岩浆体系中通过结晶分异作用演化而成的。科马提岩系列的岩浆岩[w(MgO)=15%~30%]一般是有利的成 Ni 岩体，因此，杨柳坪地区科马提岩质苦橄岩的存在为寻找此类矿床提供了有利条件。

杨柳坪地区的基性超基性岩与其他典型矿区的同类岩石相似，在岩石化学上属于铜镍型岩体(图 2-11)，并具有 MgO 质量分数越高含 Ni 也越高的特点(图 2-12)。其镁铁比值(M/F)在超基性岩为 3.11~5.17(平均 4.21)，属于有利于形成铜镍及铂族元素矿化的岩石(表 2-5)，实际上在超基性岩中也的确已经发生矿化；基性岩的吴利仁 M/F 指数[=(Mg^{2+}+Ni^{2+})/(Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn^{2+}，下同)原子数比]为 1.21~1.65，属于无矿岩类；矿区外围铜炉房一带的玄武岩在 M/F 指数上也属于无矿类，但实际上存在金矿化(即铜炉房金矿)。

在 w(Cu)/w(Cu+Ni)对 w(Pt)/w(Pt+Pd)关系图解上(图 2-13)，杨柳坪具有 w(Ni)>w(Cu)、

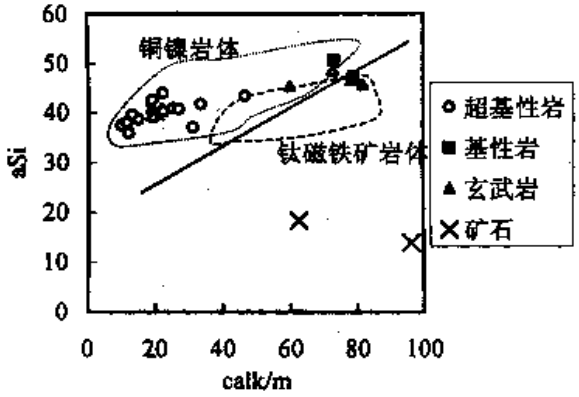


图 2-11　calk/m 对 aSi 图解(仿梅厚钧，1973)

Fig.2-11 calk vs aSi diagram

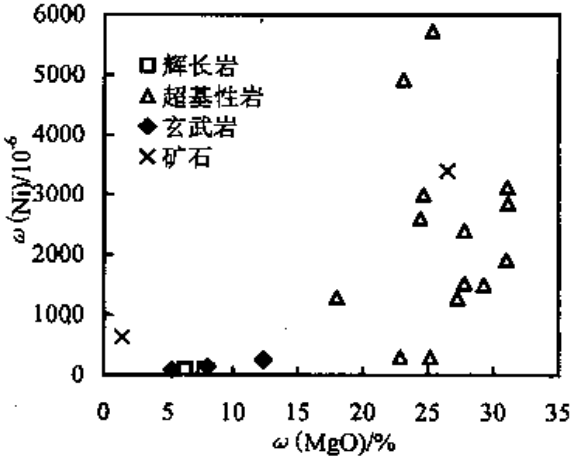


图 2-12　MgO 对 Ni 图解

Fig.2-12 MgO vs Ni diagram

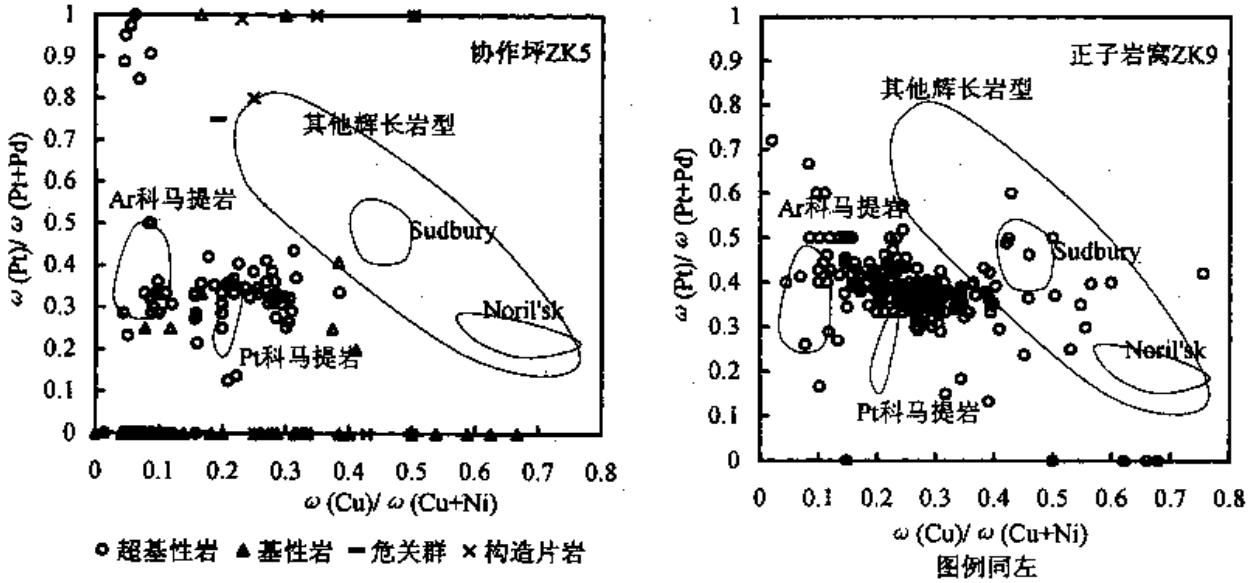


图 2-13　w(Cu)/w(Cu+Ni)对 w(Pt)/w(Pt+Pd)关系图解(此图原始数据由四川 402 地质队提供)

Fig.2-13　w(Cu)/w(Cu+Ni) vs w(Pt)/w(Pt+Pd) diagram for the basic-ultrabasic rocks in Yangliuping

w(Pd)>w(Pt)的特点，并明显不同于诺利尔斯克和其他辉长岩型的同类矿床，而与科马提岩相似，显示与拉斑玄武岩没有成因上的联系，因为与拉斑玄武岩有成因联系的矿床在图上随着 w(Cu)/w(Cu+Ni)比值的增加，w(Pt)/w(Pt+Pd)呈线性下降。

表 2-5　基性超基性岩的镁铁比及含矿性

Table 2-5　M/F ratio and ore potentiality of the basic-ultrabasic rocks

吴利仁判别法			杨柳坪矿区		
岩　石	M/F 指数	矿　化	岩　石	M/F 指数(平均)	实 际 矿 化
镁质超基性岩	6.5~14	铬铁矿	超基性岩	3.11~5.17(4.21)	岩体中铜镍及铂族
铁质超基性岩	2~6.5	铜镍及铂族	基性岩	1.21~1.65(1.36)	岩体无矿，围岩中铜镍及铂族
富铁质超基性岩及铁质基性岩	2~0.5	无矿	铜炉房玄武岩	0.79~2.15(1.61)	金
富铁质基性岩	<0.5	钒钛磁铁矿			

综上所述，四川杨柳坪地区的基性超基性岩可以分为两类，其中基性岩含矿性较差，在地球化学特征上与二叠纪峨眉山玄武岩相似；超基性岩在岩石化学特征上与科马提岩非常类似，与国内外其他同类岩体也相似，同属于具有较好含矿性的岩类，并具有基性程度越高含矿性越好的特点。考虑到超基性岩已经强烈蚀变，蚀变越强烈(H_2O^+和 CO_2 质量分数越高)，矿化也越好，因此，杨柳坪的铜镍-铂族元素成矿作用不完全由岩浆结晶分异作用所完成，而且有大量的后期热液携带矿质参与叠加成矿，一部分热液还进入有利的围岩(如大理岩)中形成独立的热液型和矽卡岩型富矿体。因此，杨柳坪矿区基性超基性岩与部分围岩均受到明显的热液蚀变，这种热液作用对于成矿元素的富集具有重要意义。这种现象在加拿大沃伊塞湾（Voisey's Bay）、萨德贝里（Sudbury）、罗森布（Ruthbun）湖、大西洋洋中脊等地均有发现。

第四节　地幔柱、科马提（质）岩及成矿机制

地幔柱与大规模成矿作用之间有没有联系？如果有，又是什么样的联系，这是一个非常重要的研究课题，国内外都在探索之中。如，虽然 Oppliger 等人(1997)提出了卡林型金矿矿集区与黄石热点存在成因联系，Isley 和 Abbott(1999)建立了地幔柱与 BIF 型铁矿之间的联系，但并不清楚为什么有的地幔柱形成金矿矿集区，有的却只是形成铁矿等等一系列的理论问题。因此，积累资料并加以探索，是目前地幔柱与成矿研究方面的主要现状，但无疑必将有重大的进展或突破。我国西南部是研究地幔柱与成矿作用比较合适的地区，除了大面积分布的峨眉山玄武岩是一个二叠纪地幔柱的产物外，近年来还在雅鲁藏布江大拐弯处发现了现代的“热点”。

考虑到峨眉地幔柱在二叠纪时位于赤道附近（张云湘等，1988），与现代的“热点”相隔数千公里，因此，如果现代的地幔柱能够进一步确认的话，则我国西南部的大陆地壳至少遭到了两个不同地幔柱的两次“冲击”。对于二叠纪的地幔柱，由于玄武岩已经大规模喷发，因此，峨眉地幔柱实际上演化得比较彻底，其所对应的成矿作用除了带来一些与基性超基性岩有关的 Cu-Ni-PGE 矿床和 V-Ti-Mt 外（如杨柳坪、金宝山的 Cu-Ni-PGE 矿床和攀枝花

的钒钛磁铁矿），还可能导致一些先前形成的矿床被破坏或成矿元素发生迁移，重新组合形成新的矿床或矿集区，峨眉山玄武岩分布区外围的热液型 Hg、Sb、Pb-Zn 矿床具有一定的分带性，可能与此有关。另外，峨眉山玄武岩本身携带有大量的铜，在后续热液作用和/或地下水的淋滤下也可以形成铜矿床，如在四川省丹巴县铜炉房等地可以见到玄武岩裂隙中的自然铜，并且已经在古鲁、花滩、吊红崖等地发现了多个中型以上的铜矿。

对于现代的“热点”，或许在新生代之初就已经存在并开始活动，并形成了一系列的活动性很强的岩浆岩，如四川牦牛坪的岩浆碳酸岩、煌斑岩和碱性花岗岩；云南老王寨等地密集分布的煌斑岩，腾冲等地的碱性火山岩，洱海东侧的高钾火山岩和钾镁煌斑岩等等；东喜马拉雅的岩浆碳酸岩(Liu Yan，2000)，藏北的板内火山岩(邓万明，1998)，等等，都可能暗示着地幔柱的存在。这个地幔柱尚在活动、上升，其部分头冠物质可能刚刚到达近地表环境，因而在地表留下的只是蛛丝马迹，需要仔细分辨，因为此时即使是地幔柱直接来源的岩浆岩也会混入大量的地壳物质包括古老的已经消失在地幔中的俯冲残片，以至于在地球化学特征上往往出现复杂性和多解性。边千韬(2000)根据前人地震层析资料，编制了扬子地台西南缘立体速度异常图，发现存在两个低速柱，东侧的低速柱在垂向上对应于个旧、老王寨和都龙，西侧的低速柱对应于腾冲、金顶和临沧。这两个低速区在 50 km 深度明显分开，在 20 km 深度连成一片，但有隔阂，在 200 km 深度连成一个大的低速区。300 km 以下，地幔横向不均匀性依然存在，低速异常仍然存在，它向下至少延深到 1100 km 的下地幔。如果该地幔柱能够被进一步确认的话，则不妨可以从全新的角度来理解为什么青藏高原可以隆升到如此高的地步，那就是因为深部有一个地幔柱在“顶着”。当然，这还只是一个“猜想”。

需要指出的是，本次工作研究表明，杨柳坪矿区的基性超基性岩虽然已经强烈蚀变，但仍保留了一些证实其为科马提岩或科马提质岩的特征。据目前所知，科马提岩与铂族元素成矿作用的关系非常密切，并建立了成矿模式：

描述性模式：以勘巴达（Kambalda）型镍硫化物矿床为代表，主要产于澳大利亚、加拿大、津巴布韦等地太古代绿岩地体的喷发科马提岩层序中。其中第一个开采矿床为安大略省提明斯附近的 Alexo，但最重要的产地是西澳的勘巴达（Kambalda）。伦农肖特（Lunnon Shoot）是其中第一个发现的矿床，规模不大，但富，碎屑状产出。底板是玄武岩，顶板是鬣刺结构的橄榄岩，夹于其间的是块状橄榄岩。块状橄榄岩的上部和顶部有沉积岩，底部为块状硫化物，后期长英质侵入岩穿插块状橄榄岩和顶板科马提岩。含矿层厚度大且富 Mg。矿层中的科马提岩厚可>100 m，但矿体外的科马提岩一般厚 15~20 m，而顶部火山岩的单层厚度一般为 1~10 m。勘巴达（Kambalda）地区 18 个矿床有 34Mt 含 Ni3.2%的矿石（Gresham 等，1981）。杨柳坪的情况与勘巴达（Kambalda）有一定的相似性，如硫化物分布在低部，橄榄岩的顶部有沉积岩等。

成因模式：科马提岩是橄榄岩在 200 km 以下深度的地幔中通过部分熔融形成的，熔融岩浆在海底喷发。科马提岩岩浆已经在上升过程中经过分异，最原始的成分在底部。成矿的 4 个关键阶段：① S 进入岩浆；② 岩浆中硫化物饱和并出现液相；③ 硫化物相不混熔；④ 最后硫化物聚集并侵位。早期模式认为 S 是在地幔中进入部分熔融带中的，Naldrett（1973）推测硫化物在地幔的最上部将熔融，科马提岩的源区将富含下降的渗透液滴。液相出现在熔融带或在岩浆上升过程中，熔融的硫化物以细粒分散的液滴形式被携带上来。硫化

物在底板侵入岩中的分凝和聚集通过侧向流动过程中的搜聚（rifling）作用完成。其他意见认为，硫化物与硅酸盐之间粘度和密度的差异，导致了岩浆在垂直或侧向流动过程中有效分异并可使硫化物早于硅酸盐侵位。关于硫的来源，如果矿石中 Se/S 比值与地壳沉积物类似而明显不同于地幔，表明有地壳 S 加入。Huppert 等人（1984）的定量热和流模式认为当熔岩流流过海底时，含硫化物的沉积物被同化，S 进入岩浆。硫同位素研究显示，杨柳坪的 $\delta^{34}S$ 值集中在 0 附近，表明硫主要来自于地幔。

作用模式：包括 Duke 和 Naldrett(1978)的分馏分异(fractional segregation)模式及 Campbell 和 Naldrett(1979)的批次分异(batch segregation)模式。分馏分异模式强调科马提岩的分异，即最基性的部分在最下部，向上 Mg 含量逐渐降低。岩浆房底部橄榄石和硫化物的结晶分异使之与岩浆保持平衡，而细粒的硫化物将被带到地壳表层。这种情况似乎不适合杨柳坪，因为含 MgO 最高的岩石恰好位于岩层之顶部而不是底部。

总而言之，杨柳坪地区科马提质岩的存在对于岩浆型铜镍铂族金属矿床的形成是非常有利的，而科马提质岩的形成又跟峨眉地幔柱密切有关，正是地幔柱的作用将地幔深处的超基性岩浆岩带到地表，同时也把矿床带到地表，使得人们能够发现并加以开采。

第三章　典型研究——杨柳坪 Cu-Ni-PGE 矿床

四川杨柳坪是我国最主要的独立铂族元素矿床之一，以往控制的储量 97%以上赋存在蚀变超基性岩体中，品位普遍不高。笔者 1999 年与楚萤石、罗辅勋等人通过对杨柳坪主矿体外围热液型矿体的调查，认为其中的热液型矿石可能富含铂族元素。经过初步的分析测试，证实了这一推测，并发现热液成矿作用与岩浆作用在杨柳坪地区具有明显不同的表现形式。根据最近在鱼海子-孔妮坝等地地质大调查的新发现，建议不妨在扬子地台西缘开展寻找热液型 PGE 矿床的工作。

第一节　区域地质概况

杨柳坪 Cu-Ni-PGE 矿床位于四川省丹巴县县城南偏东、直线距离约 20 km 的格宗乡杨柳坪地区，在大地构造上位于扬子地台西北部、新生代“Y”型构造的上部“V”形区。矿区东北部约 6 km 处即是格宗变质核杂岩体，变质作用发生在晋宁期(图 3-1)，但区域的岩浆活动一直延续到新生代。在矿区北部和西北部也分布有大片的变质岩，并且富含云母等伟晶

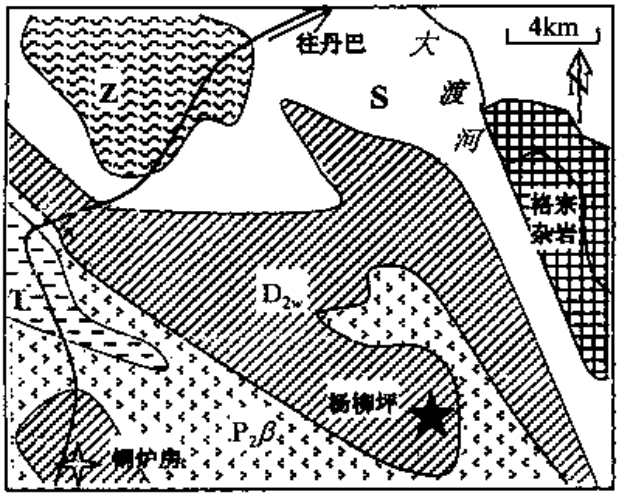


图 3-1　区域地质概图(据 1/20 万地质图简化)

Fig.3-1 Regional geology map(simplified after 1:200000 geological map)

Z—震旦系变粒岩混合岩; S—志留系片岩石英岩夹大理岩; D_{2w}—泥盆系大理岩硅质岩片岩; $P_2\beta$—二叠系玄武岩; T—三叠系砂岩板岩片岩

岩矿产。这些变质岩当属于扬子地台的一部分，变质作用可能主要发生在加里东期。矿区本身分布有一套古生界海相沉积的细碎屑岩、硅质岩和灰岩(石炭系大雪组 C_{1d})，并且有一定程度的变质，但变质程度明显低于加里东构造层。杨柳坪矿区的各种蚀变基性超基性岩即位

于这套浅变质地层中，区域上分布局限，但含矿性很好。20 世纪 70 年代末 80 年代初控制的杨柳坪、正子岩窝、协作坪、打枪岩窝等几个矿段均与基性超基性岩关系密切。在矿区外围古生界地层中常见的各种基性岩脉可能是同期产物。矿区南部、西部及东部分布有大面积的二叠纪玄武岩，厚度普遍在 1000 m 以上，最厚可达 1500 m，属于峨眉山“暗色岩系”的一部分。因而杨柳坪一带也是峨眉山地幔柱影响到的最北地区。

杨柳坪矿区的基性超基性岩主要由橄榄岩、二辉橄榄岩、单辉橄榄岩、辉石岩、辉长岩和闪长岩组成，目前已知的岩体均呈层状产出，与古生界沉积岩的产状基本一致，因而一般认为属于层状侵入岩体，但迄今为止还没有发现岩墙状侵入体或岩管，这些切层的构造通道相基性超基性岩可能含矿更高。大部分的基性超基性岩已经强烈蚀变（图 3-2），下部的超基性岩普遍受到强烈的蛇纹岩化、次闪石化和滑石化，上部的辉长岩和闪长岩则发生钠黝帘石化、绿泥石化和次闪石化。矿化主要有岩浆熔离型和热液交代型两大类，后者已经成为首先开采的对象(王登红等，2000)。

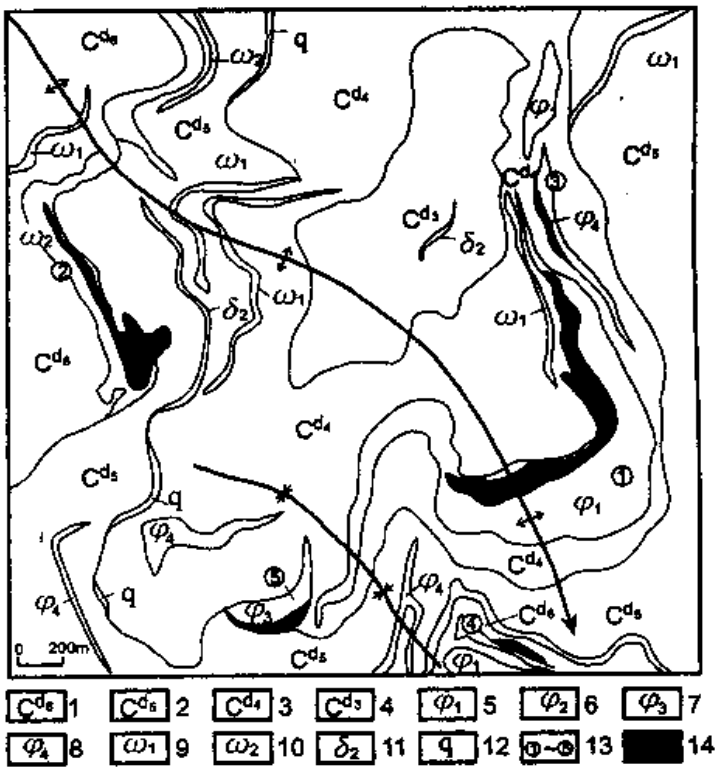


图 3-2　杨柳坪矿区地质概图（四川地质矿产局提供，★示 3515 中段富矿体位置）

Fig.3-2 Geological map of the Yangliuping district showing location of deposits and the rich orebody by ★ (modified after Sichuan Bureau of Geology and Mineral resources)

1-硅化大理岩绢云片岩；2-大理岩绢云片岩；3-硅化大理岩；4-石英岩大理岩；5-方辉橄榄岩；6-滑石化方辉橄榄岩；7-橄榄岩；8-次闪石化橄榄岩；9-辉长岩；10-阳起石岩；11-角闪岩脉；12-石英脉；13-岩体编号；14-矿体。①上杨柳坪矿段；②正子岩窝矿段；③下杨柳坪矿段；④协作坪矿段；⑤打枪岩窝矿段

第二节　成矿类型及新类型

世界上铂族元素矿床在成因上一般分为正岩浆型、冲积型和热液型 3 种主要类型

(Macdonald AJ，1987)，并且主要集中在少数几个矿床（表 3-1）。正岩浆型可进一步分为岩浆混合作用、岩浆被外源物质混染、岩浆晚期流体活动而形成的矿床三个亚类。冲积型包括现代砂矿和古砂矿，现代砂矿常与镁铁质或超镁铁质杂岩如阿拉斯加型或阿尔卑斯型侵入体有关，古砂矿的典型就是南非的维特瓦特斯兰德（可大量回收铂族元素）。热液型矿床的典型例子包括美国怀俄明的新拉姆布莱、加拿大安大略的拉斯本湖、萨斯喀彻温的尼科尔森 2 号铀矿体等。与斑岩铜矿有关的碱性岩系中可含大量的铂和钯。中欧含铜页岩型 Cu-Ag 矿床局部有大量的铂和钯，其富集程度与炭质页岩中的氧化前锋有关。

近年来，随着一些新类型矿床或老类型但新矿床的发现，刘凤山等（2000）将目前的铂族元素矿床成因类型归纳为 3 大类 8 种主要类型（表 3-2），其中岩浆型矿床仍然是主要的，但对于黑色岩系型和热液型矿床的意义进行了强调。在世界范围内，铜镍硫化物及铂族元素矿床主要属于岩浆结晶分异成因，很少有热液交代成因产出者或者说不占重要地位(Hulbert LJ，1991)。虽然已经在理论和实验方面证明，热液可以活化和迁移铂族元素，但矿床实例还不多，典型的包括美国怀俄明州的新拉姆博勒（New Rambler）矿床、南非的沃特堡（Waterberg）和阿顿维拉（Artonvilla）、加拿大萨斯喀彻温的彼得（Peter）湖杂岩体和尼科尔森（Nicholson）海湾矿床、英国谢特兰（Shetland）矿床。在这些矿床中，硫化物除了浸染状产于变辉长岩中，还以块状和浸染状产于蚀变围岩（新拉姆博勒（New Rambler）和阿顿维拉（Artonvilla））或断层、断裂带（彼得（Peter）和尼科尔森（Nicholson））。在我国已经开采的铜镍硫化物矿床中也很少有独立的热液交代型矿体，只在一些矽卡岩型矿床(主要是铜矿)中伴生有 Ni 和 PGE(Platinum group elements，铂族元素)。

表 3-1　铂族元素矿床储量

Table 3-1　Reserves in the major platinum－group element deposits around the world

	布什维尔德杂岩体			津巴布韦大岩墙	萨德伯里	诺里尔斯克	Stillwater J-M 层
	梅林斯基层	UG2 层	普拉特层				
矿石，百万吨	2160	3700	1700	1679	310	1640	49
品位(PGE+Au)g/t	8.1	8.71	7.27	4.7	0.9	3.8	22.3
PGE+Au, t	17496	32227	11900	7890	279	6232	1093
占世界总数的百分数(%)	26.8	49.4	18.2	12.1	0.4	9.6	1.7

据麦克唐纳 AJ 统计

表 3-2　铂族元素矿床的成因类型

Table 3-2　Genetic types of platinum－group metal deposits

大　类	类　型	亚　类	实　例
岩浆型	基性超基性岩型	与基性超基性岩有关的硫化物铜镍铂族金属矿床	南非布什维尔德、俄罗斯诺里尔斯克、加拿大萨德伯里、加拿大斯蒂尔沃特、津巴布韦大岩墙
		与基性超基性岩有关的铬铁矿铂族金属矿床	南非布什维尔德、俄罗斯乌拉尔下塔吉尔
		蛇绿岩杂岩－火山岩铂族金属矿床	印尼加里曼丹
		前寒武纪绿岩带中科马提岩富铱硫化镍矿床	澳大利亚、加拿大
		基性超基性岩杂岩体中铂族金属矿床	加拿大安大略 Coldwell、俄罗斯迈因恰－科图依杂岩体、哥伦比亚南部 Coryell 杂岩体
	中酸性侵入岩型	含铂族金属斑岩型铜钼矿床	美国克莱梅克斯、智利楚基卡玛塔、俄罗斯科翁腊德

续表

大　类	类　型	亚　类	实　例
沉积型	黑色岩系型	含硫砷的铂族金属矿床	波兰蒙希斯坦
		含硫磷的镍钼铂族金属矿床	华南
		含块金的铂族金属矿床	Sukholozhinsky
		含硫化物的黄铁矿铂族金属矿床	贝加尔－帕托姆高原于谷
		含硫硒的铀钒铂族金属矿床	Onega
	砂矿型	残、坡积铂矿床	印度奥里萨邦巴纳－巴拉帕
		冲积铂砂矿	俄罗斯乌拉尔
	大洋结核型	含铂族金属铁锰结核	太平洋夏威夷群岛铁锰结核
热液型	变质热液型	铂-钯-金矿床	美国怀俄明 New Rambler
	岩浆热液型	铜-金-铂矿床	美国内华达波斯
	低温热液型	铀-铂族金属-金矿床	萨斯喀彻温 Nocholson、澳大利亚奥林匹克坝

据刘凤山和王登红（2000）

一般而言，原生的铂族元素（PGE）矿床主要是通过层状侵入的基性超基性岩浆岩的岩浆熔离和结晶分异作用形成的，热液成因者很少，富矿床更少（Naldrett，1999）。近年来，虽然国外如西伯利亚克拉通边缘发现了高达 10g/t 以上的 PGE 热液矿化（刘凤山等，2000），但国内还少见主要由热液作用形成的铂族元素品位达到 1g/t 以上的矿床的报道。位于四川省丹巴县境内的杨柳坪 Cu-Ni-PGE 矿床可能是一个实例。该矿床是在 20 世纪 70 年代末 80 年代初按照岩浆结晶分异成矿的思路布置勘查工作而查证的，当时控制的矿床规模达到大型，包括熔离型、贯入型、夕卡岩型和热液型 4 种主要矿石。其中熔离型矿石占 97%的储量，其 PGE 品位在 Ni>1%时平均 1.44g/t，在 0.3%<Ni<1%时为 0.533g/t，在 Ni<0.3%时更低(0.22g/t)。但 Ni>1%的富矿石不多，因此，绝大多数矿石的 PGE 含量不到 1g/t。

近年来在开发杨柳坪矿区正子岩窝矿段时发现还存在一类富矿体，笔者 1999 年与楚萤石、罗辅勋等人在对杨柳坪矿区考察时意外地发现，此类矿体并不赋存在超基性岩体的内部，而是赋存在蚀变围岩中，成矿作用也不是岩浆的结晶分异而是热液作用。据采矿者介绍，该矿体是在针对原 9 号钻矿控制的主矿体（赋存在超基性岩体内部，图 3-3）打坑道时意外揭露的，因此，对于矿体的形态、规模、储量、品位等情况均不了解。但由于矿体主要由块状和稠密浸染状硫化物矿石构成，Cu、Ni 品位很高（尚无具体数据）。因此，经手选后由拖拉机运至大渡河边的冶炼厂直接入炉冶炼。虽然没有地质资料，笔者估计此类矿石可能含有很高的铂族元素，后经中国科学院地球化学研究所分析，其中 PGE 的品位普遍在 1g/t 以上，最高达 6.347g/t。可见，杨柳坪的富矿体为研究铂族元素的热液成因提供了范例，也有助于开拓地质找矿的新思路。

杨柳坪矿区的矿化类型在以往的勘查过程中，认为主要是岩浆熔离型，约占矿体总厚度 98%，总储量的 96%以上。岩浆熔离矿石除在蚀变辉长岩中无分布外，其他岩相中均有，但主要产于岩体下部的蛇纹岩相中，次为滑石岩和底部的次闪石岩相中。该类矿体在岩相中所占的厚度比例：蛇纹岩相 62%，滑石岩相 20%，次闪石岩相 18%，说明矿体受到岩相控制。矿体厚度与岩体、控矿岩相的厚度互成同消长关系，而镍品位的变化与矿体厚度变化无关。由于岩体、控矿岩相规模多变，矿化不均，往往有若干矿体被一弱矿化的岩石隔开，出

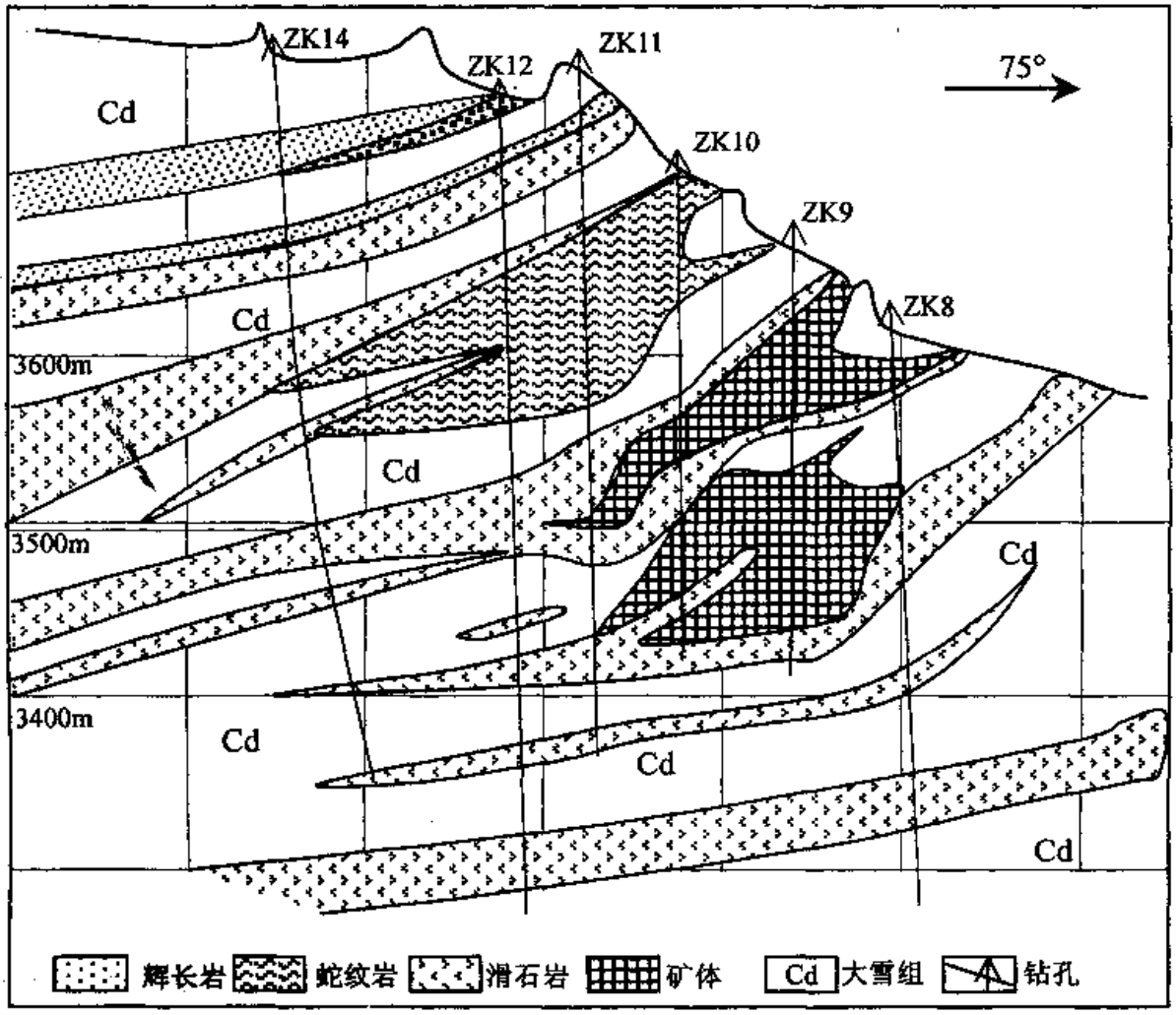


图 3-3　杨柳坪矿区正子岩窝 4-4'线地质剖面图（据 402 地质队）

Fig.3-3　The 4-4' section profile in Zhengziyanwo, Yangliuping mine (after the No.402 Geological team)

现明显的膨缩、尖灭再现和分枝复合，但熔离成矿作用又决定矿体总是呈具有一定规模的似层状矿体和脉状矿体产出，与岩体产状颇为吻合。矿石类型主要有：

（1）按照 20 世纪 70 年代后期的工作，95%是浸染状矿石，少量海绵陨铁状和致密块状富矿石。浸染状矿石与岩体渐变，致密块状特富矿石则界线截然，但边缘比较平滑，多位于主矿体下部或岩体的底盘接触带。此类矿体普遍存在上贫下富，贫富交错的现象，矿体内以稀疏-中等浸染状矿石为主，铂、镍含量不高，因此矿体以中、贫矿石为主。

（2）热液细脉浸染型：该类型数量甚少，一般不能单独构成具工业意义的矿体，但往往叠加于已形成的其他类型矿体中。见于含矿岩体底盘接触带局部地段的 1~3 m 范围内，多沿岩体、其他类型的矿体以及围岩的裂隙呈密网脉、细脉状、透镜状产出，空间变化大。一般长只有数十厘米至数米，厚 0.2~1.5 m，铂、镍、铜的含量普遍较高，有时也构成致密块状富矿，主要由细脉浸染状矿石组成。

（3）接触交代矽卡岩型：数量极少，仅个别工程的局部地段见及。受裂隙控制，不受岩相制约。一般在岩体底盘或外接触带内穿插起伏，形状极不规则，规模甚小但铂、镍、铜含量较高。由斑杂状矿石组成，偶见致密块状矿石。该类型矿体对铂镍的矿化、富集起叠加

作用。

由于在早期地质勘查过程中发现的矿化类型主要是岩浆熔离矿石，虽然岩体底部接触交代矿石中 PGE 的含量可达 1.043~1.95g/t，但地质找矿的思路主要是围绕基性超基性岩岩体进行的，很少有钻孔穿透基性超基性岩岩层，对岩体接触带的成矿条件既没有研究也没有进行深入的勘查。近年来，在采矿过程中意外地发现一些矿体并不产在基性超基性岩体内部，而是产于接触带，比如在正子岩窝悬崖上打的 3515 中段，原先是针对基性超基性岩体内部的矿体设计的，结果却在岩体的外接触带发现了目前正在开采的富矿体。矿体完全产在由浅变质千枚岩、板岩、片岩夹大理岩构成的大雪组地层中，而不在基性超基性岩岩体内部，属于岩体外接触带热液成矿。矿体主要由致密块状、条带状、浸染状、斑杂状等矿石构成。在主要矿石矿物中，除了磁黄铁矿、黄铜矿、镍黄铁矿、黄铁矿等岩浆型铜镍硫化物矿床中常见的硫化物以外，还存在方铅矿等岩浆型矿床中非特征的矿物。在脉石矿物组合方面更与众不同，表现在矿石中粒度粗大的方解石、绿帘石、绿泥石、透辉石、阳起石、绢云母和石英等矿物与金属矿物密切共生。

另一方面，黑色岩系中铂族元素的含矿性研究近年来受到越来越多的重视。在杨柳坪矿区发现铂族元素矿化与围岩中的黑色岩系有关，怀疑黑色岩系本身含矿（表 3-3）。从表 3-3 可以看出，杨柳坪矿区围岩大雪组组的碳质板岩在没有蚀变时含 Pt 为 3×10^{-9}、含 Pd 为 51×10^{-9}，Ag 达 1700×10^{-9}；蚀变后 Ag 含量增加了 1100×10^{-9}，Pt 也增加 1 倍多，但 Pd 降低到只有 3×10^{-9}。黑色岩系中分布有很多自形立方体黄铁矿，其 Pt、Pd 含量在蚀变后普遍较低，而未蚀变板岩中的黄铁矿铂族元素含量极不均匀，Pt 最高可达 20×10^{-9}，Pd 最高达 470×10^{-9}。这些资料初步表明，黑色岩系很可能本身就有铂族元素的富集（不管是否存在黄铁矿），但黄铁矿携带铂族元素的可能性较大。在蚀变后，黑色岩系及其中黄铁矿中的铂族元素可能被活化出来重新成矿。

表 3-3　杨柳坪矿区容矿围岩的贵金属元素含量

Table 3-3　Contents of noble metals in hostrocks in the Yangliuping mine area

样品号	地质产状	分析对象	Pt	Pd	Au	Ag
YLP-Si-PY1	硅化碳质板岩	立方体黄铁矿	3	<1	未分析	未分析
YLP-Si-PY2	硅化碳质板岩	立方体黄铁矿	5	<1	未分析	未分析
YLP-C-PY1	未蚀变碳质板岩	立方体黄铁矿	<1	<1	未分析	未分析
YLP-C-PY2	未蚀变碳质板岩	立方体黄铁矿	20	470	未分析	未分析
YLP-C	未蚀变碳质板岩	岩石（剔除黄铁矿）	3	51	<100	1700
YLP-Si	硅化碳质板岩	岩石（剔除黄铁矿）	7	3	<100	2800

分析单位：中国地质科学院岩矿分析与测试所。单位：10^{-9}，Pt 和 Pd 用等离子质谱法分析，Au、Ag 原子吸收法分析

因此，杨柳坪矿区存在三种类型的成矿作用，即：① 岩浆结晶分异作用，形成浸染状、块状矿石，矿石容于基性超基性岩岩体内部；② 岩浆期后或者独立的热液成矿作用，在岩体接触带形成矽卡岩型致密块状、斑杂状、脉状矿石；③ 同生沉积成矿作用，在碳质板岩中形成铂族元素的初始富集。其中，岩浆结晶分异形成的矿石在数量上是主要的但质量差，而热液交代形成的矿石数量少却是最富的。碳质板岩或黑色岩系中铂族元素的初步富集是最近发现的。杨柳坪地区铜镍铂族元素的富集成矿经历了漫长的历史，石炭纪黑色岩系形成时

有成矿物质的初始富集，二叠纪峨眉山玄武岩大规模喷发时的岩浆侵入作用带来了铜镍铂族元素的集中成矿，更后期的岩浆热液或独立的流体则形成大量的富矿石。

第三节　交代矿体的产出特征

在早期勘查过程中曾发现一些热液细脉浸染型矿化，但数量甚少，一般不能单独构成工业矿体，往往叠加在其他类型矿体中。在 3515 中段开采的致密块状矿石来自于热液交代矿体，长度至少在 50 m 以上，并且已经开采了大量的矿石，具有独立开采的经济价值。本次工作根据实地考察，发现该交代成因的富矿体呈北西走向的“鼻状”，产于金银沟穹隆背斜南西翼次级褶皱的虚脱部位，直接的容矿围岩是大雪组第六岩性段的黑色页岩、碳质板岩及大理岩，矿石与围岩的界线截然。矿体顶板是蚀变基性岩（图 3-2 中的ω_2阳起石岩），底板是正子岩窝①号含镍岩体。矿体主要由致密块状矿石构成，矿石中常见石榴石、绿帘石等矽卡岩矿物，常见方解石和石英，金属矿物主要是磁黄铁矿、黄铜矿，其次是黄铁矿、闪锌矿、方铅矿等。

在 3515 中段发现的以致密块状矿石为主的热液交代矿体，根据采空区显示的矿体长度至少在 50 m 以上，两端未控制，坑道中的见矿厚度一般为 3~5 m，估计已经开采的矿石量在 2 万 t 以上。由于矿区处于非正规开采阶段，未作系统的地质工作，开采者未分析热液矿石中铜、镍、铂族元素的品位，但矿石只需手选即可直接入炉。可见，新发现的交代矿体与前人报告中所述的规模很小，Cu、Ni 品位小于 1%，不具开采价值的热液矿脉完全不同，它是具有独立开采经济价值的，而且已经开采了多年，并且经过简单手选后运到大渡河边的格宗冶炼厂直接入炉，当地已经建成火法冶炼厂并进行了多年生产，可见其品位之高，只可惜 PGE 尚未回收。

矿体完全产在由浅变质千枚岩、板岩、片岩夹大理岩构成的大雪组地层中，主要由致密块状、条带状、浸染状、斑杂状等矿石构成（图版 1~4），其特点为：

1．致密块状矿石：硫化物含量在 90%以上，主要有磁黄铁矿和黄铜矿组成，原岩结构构造已无法辨认，但常见结晶粗大的方解石和绿帘石(可达 5 mm 长、透明、长柱或短柱状，经 X-光衍射分析证实为绿帘石，图 3-4)、绿泥石等矽卡岩矿物。

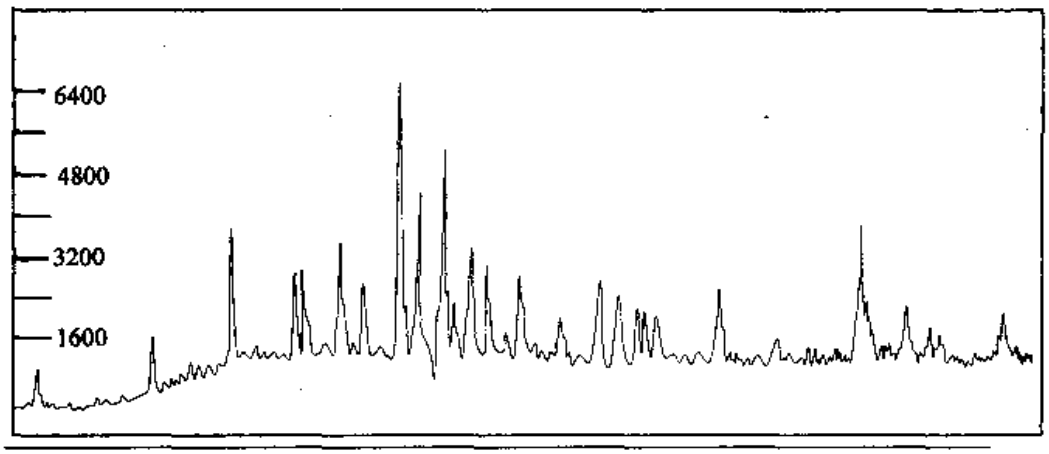


图 3-4　绿帘石的 X-光衍射分析（王立本测）

Fig.3-4　X-ray analysis of epidote in the massive ores from the Yangliuping mine

2．条带状矿石：硫化物(主要是磁黄铁矿和黄铜矿)呈条带状或顺层细脉状分布在硅化片岩或矽卡岩化大理岩中（偶见受到轻微剪切的位移迹象），矽卡岩化矿物组合主要有绿泥石、绿帘石、方解石和石英等。

3．浸染状矿石：硫化物的含量变化很大，包括黄铜矿、磁黄铁矿、黄铁矿、方铅矿等，出现在硅化片岩、大理岩化灰岩、矽卡岩化灰岩等多种围岩中，其中灰白色硅化片岩中的黄铁矿粒度可达 1 cm 左右，通常在 2~5 mm，等离子质谱分析含 Pt0.003~0.005×10^{-6}，Pd<0.001×10^{-6}；硅化不强的灰黑色碳质页岩中立方体黄铁矿同样发育，粒度也一般在 2~5 mm，但 Pt 含量可达 0.020×10^{-6}，Pd 则可高达 0.470×10^{-6}。

4．斑杂状矿石：是最常见的矿石类型，大量出现在硅化、大理岩化、矽卡岩化灰岩中。与致密块状矿石的区别在于脉石矿物含量可大于 20%，且分布不均匀、矿物颗粒大小变化很大。金属矿物主要有磁黄铁矿、黄铜矿、黄铁矿和方铅矿等，脉石矿物则复杂，包括重结晶方解石和原岩残留的细晶方解石、石英、绿泥石、绿帘石、透辉石、阳起石、绢云母等，方解石和石英是主要的。

5．脉状矿石和细脉浸染状矿石：含黄铜矿、磁黄铁矿、方铅矿等硫化物的石英脉、方解石石英脉呈复杂形态的脉状(脉幅宽度可达 5 cm 以上)穿插在硅化、矽卡岩化、大理岩化灰岩中，有时沿硅化片岩的层理面产出，并受到后期轻微剪切或错动。

上述几种矿石除了出现在正子岩窝开采矿体中外，在杨柳坪、协作坪等地的开采坑道中也大量发育。不同地点的矿石在结构构造和矿物组成上没有什么不同。实际上，目前几个开采坑道中采出的矿石几乎全是交代型矿石，没有见到岩浆熔离型矿石，主要是因为交代矿石的 Cu+Ni 含量可到 10%以上（目估），采、选均容易，甚至可以直接入炉；而岩浆型矿石品位较低(如杨柳坪 I 号矿体平均品位 Ni0.38%、Cu0.105%、PGE0.410g/t[①])，难采难选，目前尚未利用。

第四节　热液矿石的铂族元素含量

正开采的杨柳坪热液矿体完全产在由浅变质千枚岩、板岩、片岩夹大理岩构成的大雪组地层中，主要由致密块状、条带状、浸染状、斑杂状等矿石构成。其特点已在有关文献中作了介绍（王登红等，2000；2001）。笔者选择不同特点的热液矿石进行了 PGE 的测定，并且与典型的岩浆熔离矿石进行了对比。分析结果列入表 3-4 并制成图 3-5。

其中热液矿石均采自正子岩窝矿段 3515 的富矿体，而岩浆熔离矿石样品采自正子岩窝 9 号钻孔孔深 20 m、55 m、106.3 m、146.2 m、190 m、209 m 和 218 m 处，后者均为蚀变矿化超基性岩，PGE 含量分别为 434.07×10^{-9}、152.89×10^{-9}、245.07×10^{-9}、79.50×10^{-9}、578.00×10^{-9}、510.53×10^{-9}、26.19×10^{-9}，与 1974 年四川 402 地质队在同一钻孔相应部位取样分析的结果（分别为 341×10^{-9}、509×10^{-9}、390×10^{-9}、416×10^{-9}、1382×10^{-9}、499×10^{-9}、55×10^{-9}）基本一致，表明分析结果是可靠的。

① 四川地质局，1/20 万区域地质调查报告(丹巴幅)，1980 年

表 3-4　不同类型矿石、岩石的 PGE 及 Au 含量（10^{-9}）

Table 3-4　PGE and Au contents of different types rocks and ores（10^{-9}）

类　型	样品编号	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	PGE	Au
热液矿石	ZZY-48	22.37	1722	74.99	46.3	4482	6347.66	13.1
	Y-4	4.37	715.3	136.7	405.7	1367	2629.07	6.43
	YLP-5	3.58	260.6	66.27	61.22	643.5	1035.17	30.57
	YLP-1	1.44	2439	73.57	6.4	592.8	3113.21	2.46
	YLP-8	2.53	491.1	122.9	209.3	1943	2768.83	10.71
	YLP-26	3.27	201.1	31.77	40	851.3	1127.44	2.42
	平均	6.26	971.52	84.37	128.15	1646.6	2836.9	10.95
岩浆矿石	9-20	12.18	29.66	7.93	139.8	244.5	434.07	30.31
	9-55	5.50	15.61	3.31	60.61	67.86	152.89	34.89
	9-106.3	1.86	5.77	0.6	89.94	146.9	245.07	15.67
	9-146.2	3.44	13.59	1.61	27.48	33.38	79.5	11.25
	9-190	7.09	21.2	5.61	239.9	304.2	578	4.91
	9-209	9.56	21.27	9.7	194.6	275.4	510.53	91.31
	9-218	1.20	2.91	0.41	15.98	5.69	26.19	8.97
	平均	5.83	15.72	4.17	109.76	153.99	289.46	28.19
矿区外围玄武岩	TLF-上	1.32	1.9	0.32	9.6	5.12	18.26	5.85
	TLF-中	1.12	2.7	0.59	11.8	15.55	31.76	3.77
	TLF-下	1.21	2.89	0.44	13.6	0.99	19.13	5.21
	平均	1.22	2.5	0.45	11.67	7.22	23.05	4.94

注：热液矿石采自 3515 中段，岩浆矿石采自 9 号钻孔，玄武岩采自矿区外围铜炉房一带剖面，样品测试由中国科学院地球化学研究所漆亮高级工程师完成

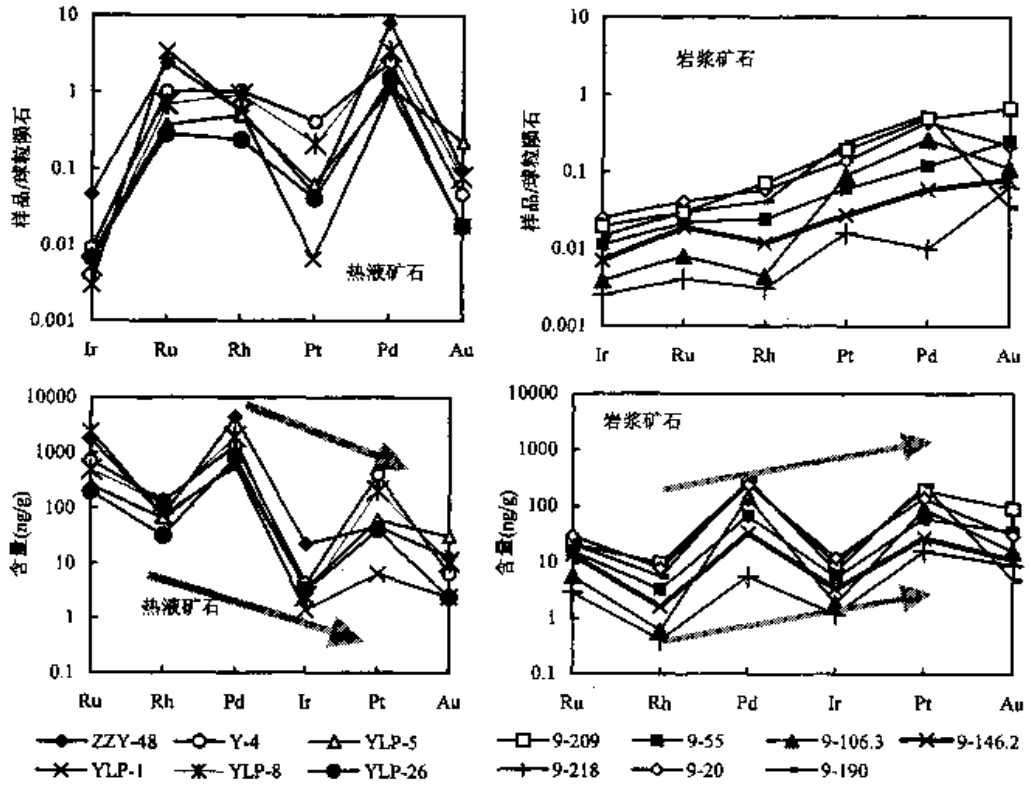


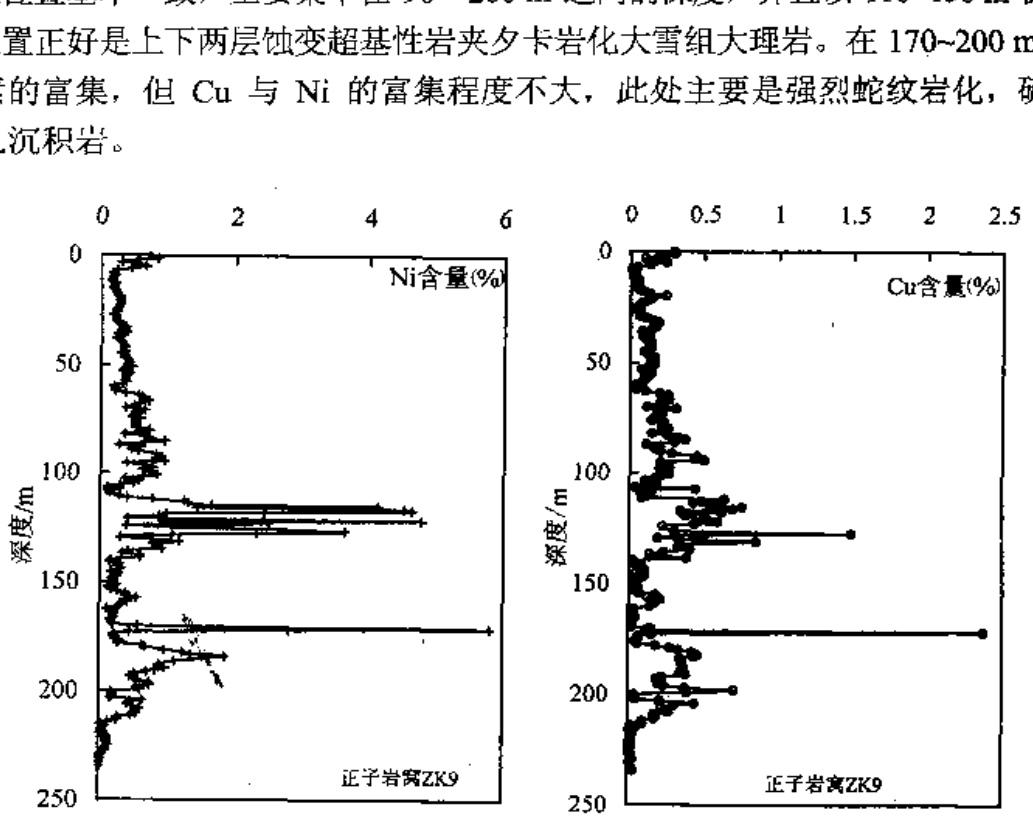
图 3-5　不同类型矿石的 PGE 含量

Fig.3-5　PGE contents of different types of ores

从表 3-4 可以看出，热液矿石的 PGE 含量普遍大于 1000×10^{-9}，最高 6347.66×10^{-9}，平均 2836.9×10^{-9}。这一含量几乎是正常岩浆结晶分异矿石(平均 289.46×10^{-9})的 10 倍，是矿区外围正常玄武岩(平均 23.05×10^{-9})的 123 倍(表 3-4)。从图 3-5 也可以看出，在球粒陨石标准化图中，热液矿石呈 M 型变化，而岩浆矿石则呈向左倾斜的趋势，二者具有明显不同的配分型式。热液型矿石铂族元素的 M 型配分曲线模型，在已有的国内外地质文献中尚未查到先例，是否是首次发现有待于查证，但可能是铂族元素热液成因的一种标志。岩浆型矿石铂族元素配分曲线左低右高的模式是同类矿石的普遍特点（Page 等，1984），与肖德贝里（Sudbury）、德卢斯（Duluth）、布什维尔德（Bushveld）、沃伊塞湾（Voisey's Bay）、金川等国内外典型矿床是一致的（Farrow 等,1996；Naldrett，1999；Theriault 等，2000；Li 等，2000）。就铂族元素的绝对含量看，岩浆矿石与热液矿石的区别也十分明显：随原子序数的增大，岩浆矿石中铂族元素及 Au 的含量趋于增大，而热液矿石正好相反。这表明热液成矿作用与岩浆结晶分异成矿作用在杨柳坪矿区都是存在的。

第五节　矿床地球化学特征

总体上，杨柳坪矿区的铂族元素主要与铜镍硫化物伴生，在 Ni、Cu 品位较高的矿石中铂族元素含量也较高，因而杨柳坪还不属于独立的铂族金属矿床，尽管其控制储量已经达到大型以上的规模。岩浆型矿体中 Ni 的含量普遍高于 Cu，Pd 的含量普遍高于 Pt，局部地段 Ru、Rh、Os、Ir 的含量可达 0.3g/t 以上，但普遍小于 0.1g/t。同一钻孔中（图 3-6），Ni、Cu 与铂族元素的富集位置基本一致，主要集中在 90～200 m 之间的深度，并且以 110~150 m 深度品位最高，这一位置正好是上下两层蚀变超基性岩夹夕卡岩化大雪组大理岩。在 170~200 m 的深度也有铂族元素的富集，但 Cu 与 Ni 的富集程度不大，此处主要是强烈蛇纹岩化，硫化物呈浸染状，未见沉积岩。



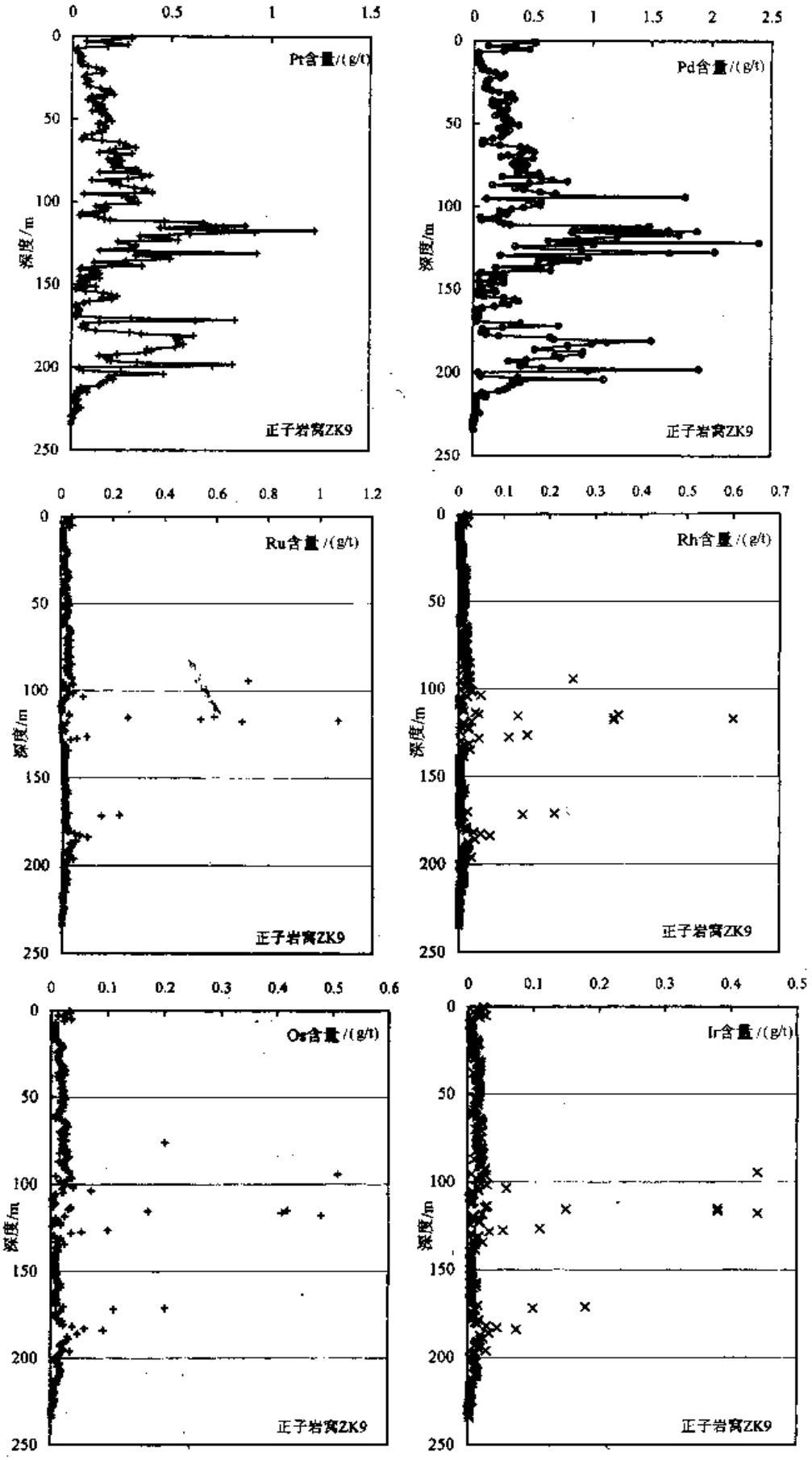


图 3-6　正子岩窝 9 号钻孔中成矿元素的分布（原始资料据 402 地质队）

Fig.3-6　The distribution of major metal elements in the No.9 drill hole, Zhengziyanwo, Yangliuping

前文已经述及杨柳坪地区存在三种类型的矿化，及岩浆型、热液型和黑色岩系型。虽然对于这三种类型矿石地球化学特征的研究程度各不相同，但可以看出其特征是很不相同的。除了黑色岩系型目前资料很少外，岩浆型与热液型矿石在铂族元素含量方面的差异在图3-5中已经一目了然了。这种差异本身也同样反映了成因上的差别。对于岩浆型矿石，当Ni含量小于2%时，Ni与Cu及铂族元素之间呈显著的正相关关系，表明它们可能是共同迁移富集的；但当Ni含量大于2%时，Ni与Cu及铂族元素之间的正相关关系虽然仍存在，但显然复杂化了（图3-7）；如当Ni含量略大于4%时，Ni品位变化不大但铂族元素的品位可增大2~4倍，表明富矿石可能是岩浆型与热液型两种成矿作用的叠加。

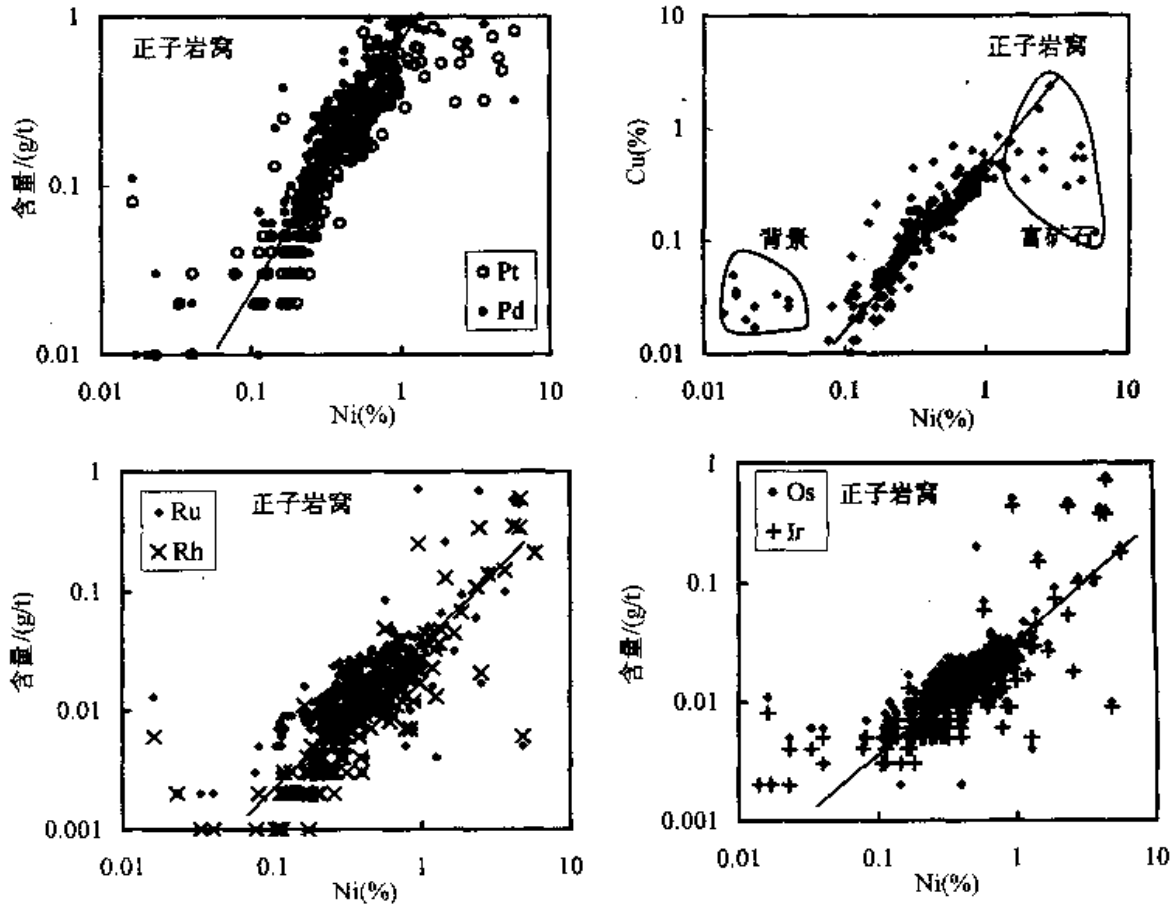


图3-7 矿石中Ni与Cu及铂族元素的相关关系

Fig.3-7 Relationship between Ni and Cu or platinum－group elements

岩浆矿石中铂族元素相互之间也呈正相关性，尤其是Pt与Pd之间基本上呈线性正相关分布（图3-8），无论是正子岩窝还是协作坪均如此。Ir与Pt也有正相关性，但不如Pt与Pd之间那么明显。另外，与加拿大安大略Lac des Iles等国外杂岩体相比，杨柳坪矿区Pt与Pd之间的相关性属于辉长岩杂岩性，但Pt与Ir之间的相关性却属于超基性岩杂岩性（图3-8）。这表明，不同的铂族元素有可能来自于不同的母岩。

矿石中铂族元素及Cu、Ni等成矿元素的分布特征还表明杨柳坪矿区的矿石主要属于高镁玄武岩或层状杂岩型（图3-9）。虽然杨柳坪的滑石岩、蛇纹石岩等蚀变超基性岩具有科马提岩的某些特征，但Ni/Cu比值显著偏低，表明以辉长岩层状杂岩为主的基性岩岩浆活动过程伴随的流体导致超基性岩发生强烈蚀变，并将超基性岩中的成矿物质淋滤出来重新成

矿，Ni 可能主要来自于超基性岩而 Cu 主要来自于基性岩。尽管如此，与国内其他铜镍硫化物铂族金属矿床相比，杨柳坪矿床的 Cu/(Cu+Ni)比值仍然偏低，在图 3-10 中分布于科马提岩与辉长岩型之间，表明杨柳坪地区具有科马提质岩特征的超基性岩在蚀变过程中提供了成矿物质。

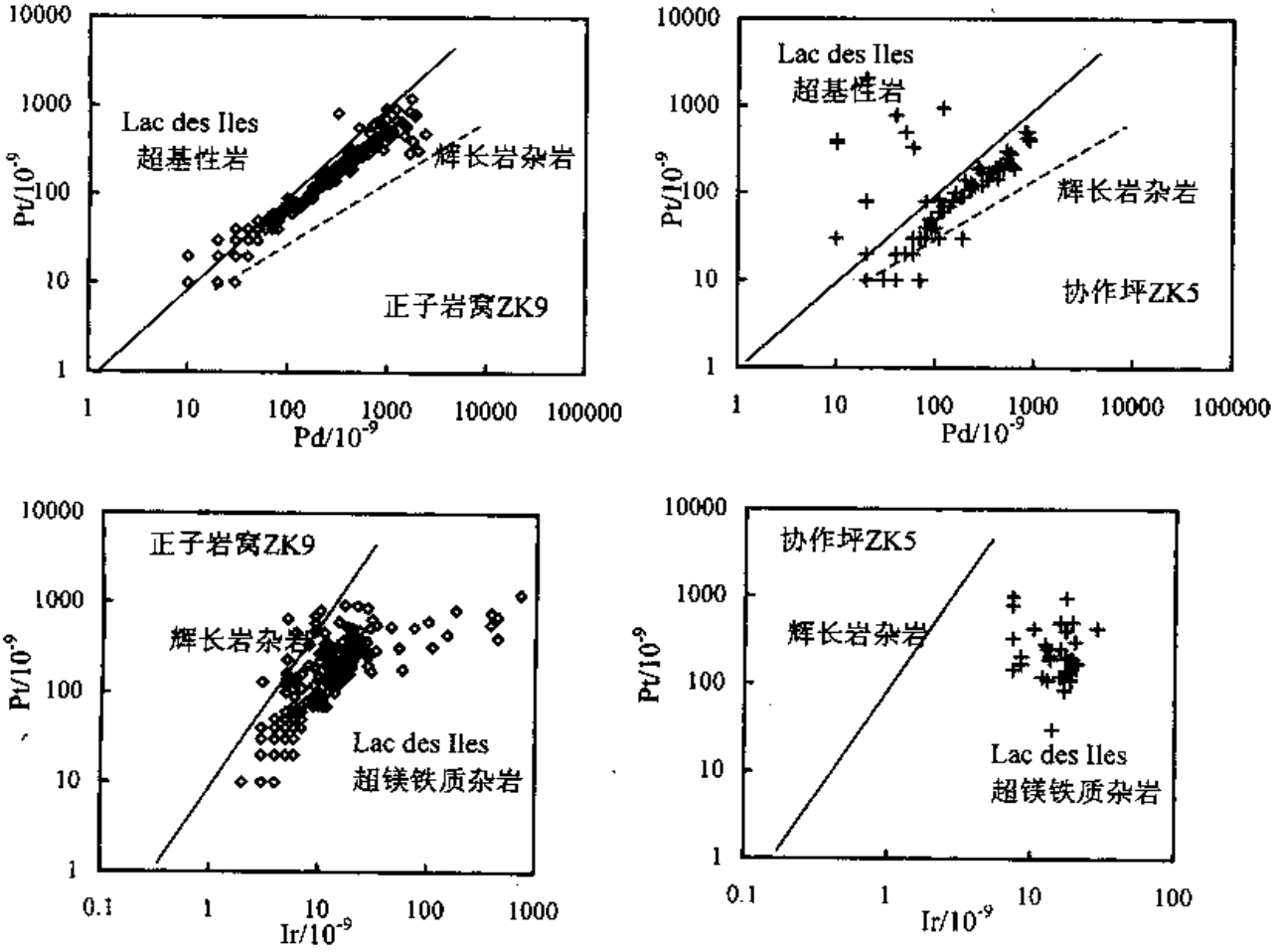


图 3-8 矿石中不同铂族元素之间的相关关系

Fig.3-8 Relationship between different platinum—group elements in ores from Yangliuping

与国外独立 PGE 矿床相比，杨柳坪的铂族元素含量明显偏低，协作坪矿区更是低于正子岩窝，其 Cu/Pd 比值落在正常地幔范围，与主要 PGE 矿床来自于富集地幔的特征有明显不同（图 3-10）。因此，杨柳坪矿床在成因上有可能属于一种过渡状态或混合状态，即富集地幔呈地幔柱的形式在上升过程中与正常地幔相互作用，这种相互作用可能发生在封闭状态也可能持续到开放状态。其具体过程目前还研究得很不够，从地质上看，超基性岩已经强烈蚀变而辉长岩还比较新鲜，超基性岩虽然具有橄榄岩或辉橄岩的成分特征，但薄片检查极少发现橄榄石的晶体或残留的晶形，推测超基性岩有可能是海底喷发或溢流的。海水被加热后有可能是参与淋滤作用并导致超基性岩蚀变的主要原因；但后期辉长岩侵入过程中带入的岩浆热液作用也是不可忽视的，形成的矿石富含黄铜矿。硫同位素研究证实，硫来自于地幔深处而不是海水，$\delta^{34}S$ 变化于-3.3‰～0.1‰。碳氧同位素也证实这一点（详见下一节）。

另外，硅酸盐岩浆部分熔融及岩浆结晶分异形成的矿石一般随着 Pd 含量的提高，Cu/Pd 比值也明显降低，分布范围从正常地幔区进入富集地幔区（Maier 等，1996）。这种变化在

杨柳坪矿区不明显，Cu/Pd 比值基本上集中在 1000~10000 范围内，具有明显的岩浆硫化物矿床特点。杨柳坪热液矿石和岩浆矿石具有不同的(Pt+Pd)/(Os+Ir+Ru)比值(表 3-5)，热液矿石为 1.81，岩浆矿石为 12.2。与科马提岩型矿床及 Sudbury 等典型矿床类似，而与高度结晶分离的矿床如加拿大安大略地区辉长岩中硫化物矿化带明显不同，后者(Pt+Pd)/(Os+Ir+Ru)>9000。由于 Ni、Ir、Ru 具有相对相容性，其富集意味着流体或熔体迁移作用的存在，推测在杨柳坪的深部可能存在高 Pd、Pt 而 Ru、Rh 相对低的第二富矿层。

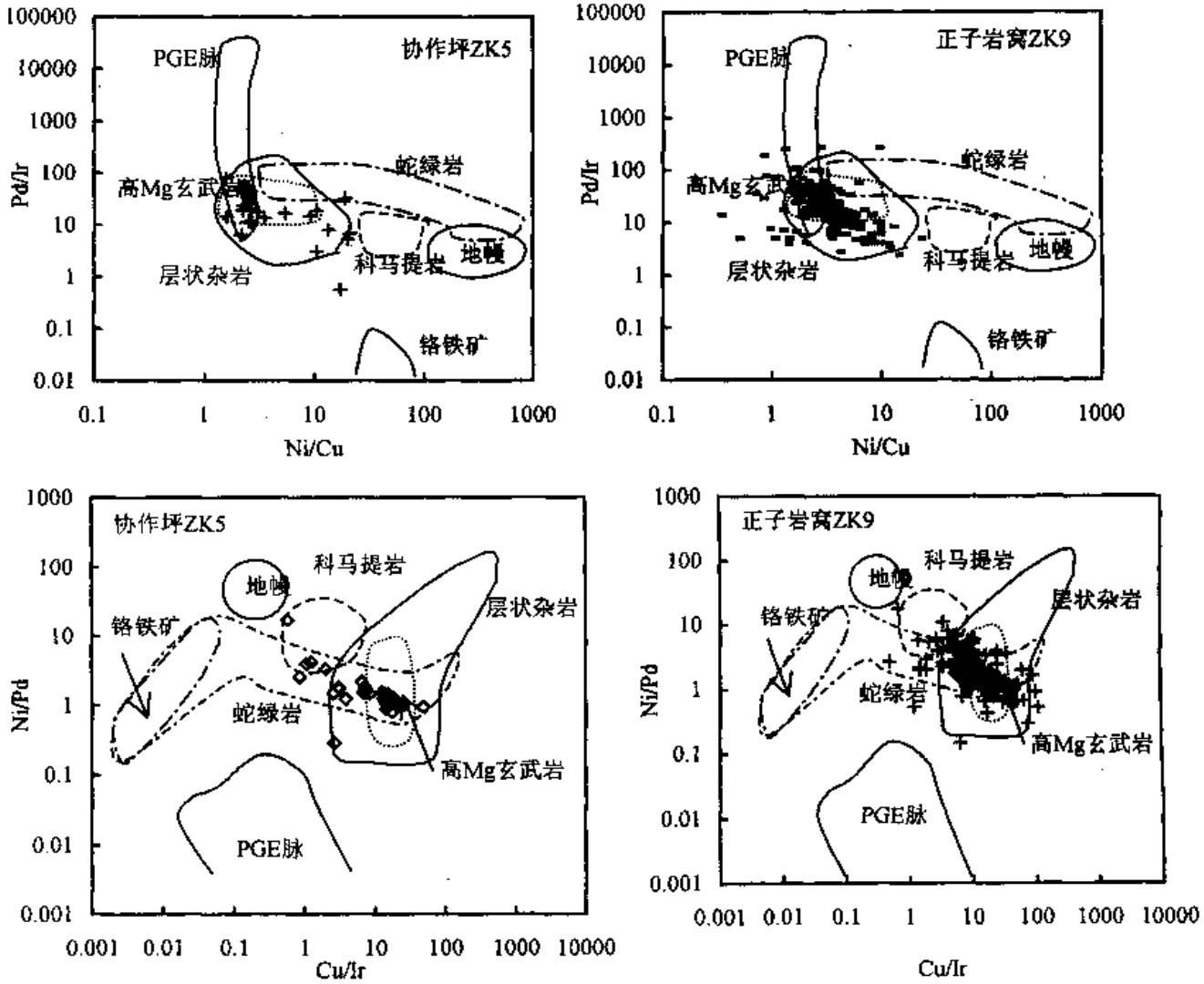


图 3-9 杨柳坪与国内其他铜镍铂族金属矿床的对比（Barnes 等，1993）

Fig.3-9 Comparasion between Yangliuping and other Cu-Ni-PGE deposits in China

表 3-5 不同矿区矿石中成矿元素对比

Table 3-5 Average contents of metal elements in different deposits

矿床式	Ni	Cu	Co	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Os	Au	Re	Ni/Cu	Cu/(Cu+Ni)	(Pt+Pd)/(Os+Ir+Ru)
单位	10^{-2}			10^{-9}										
金川,加权平均	13.17	9.38	0.24	1576	1221	61	124	127	139	1565	17	1.46	0.42	7.17
黄山东	0.42	0.28		5.78	6.22	<1	0.63	1.01	1.08			1.5	0.4	4.41
小南山	0.636	0.458	0.019	400	440	35	43	27	35	400	19	1.39	0.42	8.38
杨柳坪	0.44	0.26		230	300	6	14	13	8	10		1.69	0.37	12.93

续表

矿床式	Ni	Cu	Co	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Os	Au	Re	Ni/Cu	Cu/(Cu+Ni)	(Pt+Pd)/(Os+Ir+Ru)
单位	10^{-2}			10^{-9}										
杨柳坪热液矿石				128.15	1646.6	84.37	971.5	6.26		10.95				1.81
杨柳坪岩浆矿石				109.76	153.99	4.17	15.72	5.83		28.19				12.2
Sudbury 主矿石	5.73	3.72	0.16	1105	1250	800	1980	320	380	460	92	1.54	0.39	0.90
Sudbury 细脉	5.52	27.6	0.027	11430	13670	640	1364	230	350	360	194	0.2	0.83	12.91
Sudbury	3.83	4.1	0.19	1930	2120	120	120	62	29	860	94	0.87	0.54	19.19
Sudbury	4.00	3.60	0.17	2130	3170	300	250	110	46	860	10	1.10	0.48	13.05
科马提岩块状矿	21.3	0.35	0.27	624	1310	1436	4938	598	668	155		60.85	0.02	0.31
科马提岩浸染状	5	30		4202	9111	1160	3138	461	511	695				3.24

杨柳坪热液矿石和岩浆矿石为本文资料，其余引自李文渊(1996), Sudbury 和科马提岩型引自 Naldrett(1989)

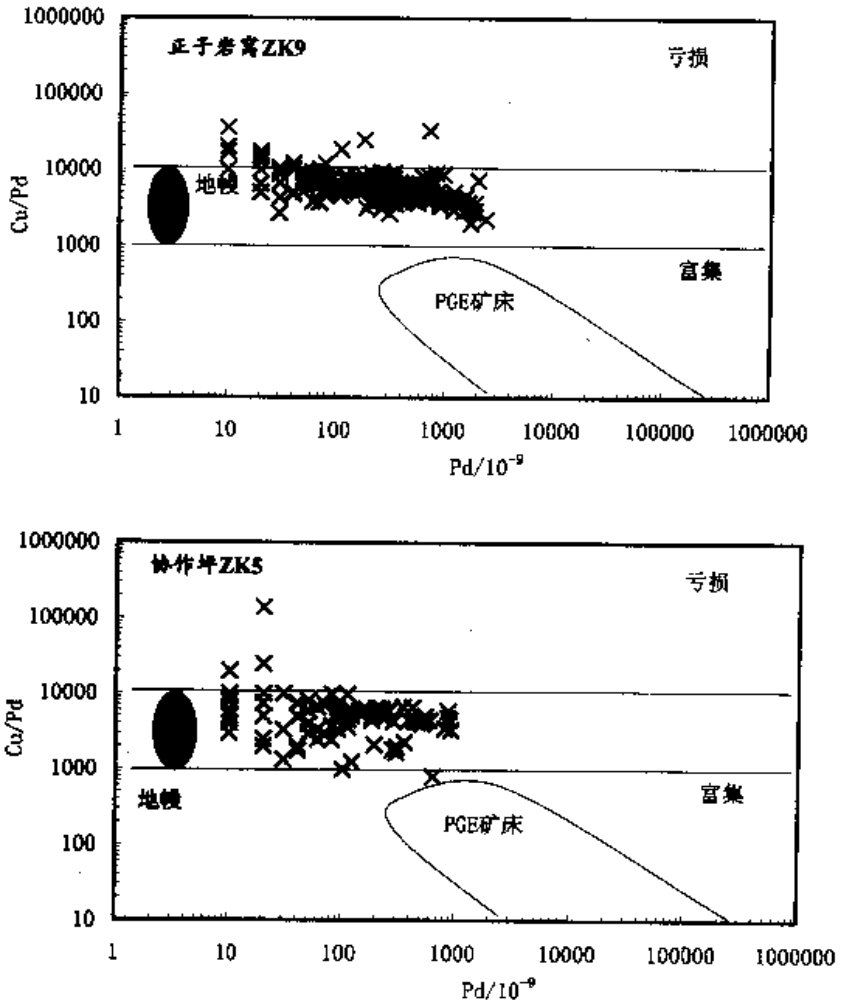


图 3-10　正子岩窝矿段和协作坪矿段矿石的 Pd-Cu/Pd 图解

Fig.3-10　Pd-Cu/Pd diagrams of ores from Zhengziyanwo (upper) and Xiezuoping (low)

第六节　同位素地球化学及成因

由于传统观念认为热液交代作用对于铜镍硫化物矿床意义不大，因而对于热液成矿作

用的机理研究也不多。本次工作对一些典型热液成因矿石进行了硫同位素和碳氧同位素的初步研究(表 3-6，表 3-7)，结果表明硫化物的$\delta^{34}S$ 组成变化于-3.3‰ ～+0.1‰，黄铜矿略高于磁黄铁矿，但整体上属于幔源硫范围。结合矿床所王荫祥等人 1980 年末发表资料(表 3-6 未列，但图 3-11 中加以统计)可以看出，杨柳坪硫化物的硫同位素组成变化不是很大，具有塔式分布特征但以偏负值为主（图 3-11）。这与红旗岭 I*(-1.0‰ ～+0.6‰)、喀拉通克(-0.9‰ ～+1.9‰)等矿床相似(但杨柳坪更偏负值)，而与构造位置较接近的力马河(+3.4‰ ～+15.3‰)及煎茶岭(+6.1‰ ～+16.4‰)等相差较大，后者以$\delta^{34}S$ 显著大于 0 为特征。

表 3-6　硫化物矿物的硫同位素组成

Table 3-6　Sulfur isotopic composition of sulfide minerals

序	样品号	采样地点	样品	产状	$\delta^{34}S_{CDT}$,‰
1	Y6	上杨柳坪矿段	磁黄铁矿	多金属致密块状硫化物矿石	-1.8
2	YLP-Cu	上杨柳坪矿段	黄铜矿	富铜多金属致密块状硫化物矿石	0.1
3	YLP-Ni	上杨柳坪矿段	磁黄铁矿	富镍多金属致密块状硫化物矿石	-2.3
4	YLP-Sn	上杨柳坪矿段	磁黄铁矿	含绿帘石多金属致密块状硫化物矿石	-3.3
5	正 3460	正子岩窝	黄铜矿	富铜多金属致密块状硫化物矿石	-1.4
6	正 52	正子岩窝	磁黄铁矿	多金属致密块状硫化物矿石	-1.7

注：硫化物样品以 Cu_2O 作氧化剂制样；质谱仪 MAT230C；采用 CDT 国际标准；分析精度±0.2‰

表 3-7　碳、氧同位素组成

Table 3-7　Carbon and oxygen isotopic composition of sulfide minerals

样品号	采样地点	样品	产状	$\delta^{13}C_{PDB}$,‰	$\delta^{18}O_{PDB}$,‰	$\delta^{18}O_{SMOW}$,‰
Y7	上杨柳坪矿段	方解石	多金属致密块状硫化物矿石	-7.9	-14.3	16.1
YLP-Sn	上杨柳坪矿段	方解石	含绿帘石致密块状硫化物矿石	-3.8	18.5	11.8
ZZYW-22	正子岩窝	方解石	3515 开采中段块状矿石	-3.7	18.2	12.1
正 3460	正子岩窝	方解石	富铜多金属致密块状硫化物矿石	-5.9	-9.3	21.2
ZZY-27	正子岩窝	大理岩	3515 开采中段围岩	-3.5	-18.2	12.1
9-69	正子岩窝	方解石	9 号钻孔 69 m 处脉状矿石	-7.8	-17.7	12.6

分析方法：100%磷酸法；质谱机型号 MAT251EM；分析精度±0.2‰；$\delta^{18}O_{SMOW}$ 值采用 Friedman 和 O'Neil(1977)公式 $\delta^{18}O_{SMOW}=1.03086\cdot\delta^{18}O_{PDB}+30.86$ 计算

杨柳坪硫化物样品的$\delta^{13}C_{PDB}$组成变化于-7.9‰ ～-3.5‰，变化不大，矿石中的方解石与大理岩全岩的碳同位素组成非常接近；$\delta^{18}O_{PDB}$ 变化于-18.5‰ ～ -9.3‰，变化范围稍大，在碳氧同位素图解中主要落在热液交代和蚀变区(图 3-12)，个别矿石样品落在沉积碳酸盐区，显示部分成矿物质来自于被交代原岩而不完全是岩浆热液；矿化大理岩落在热液方解石区，表明围岩已经受到强烈的热液交代，而热液主要来自于地幔。至于热液是属于岩浆期后热液还是独立的地幔流体，尚待进一步的研究。

尽管幔源流体对于热液型富矿石的形成起了主导作用，对于岩浆型矿石成矿元素尤其是铂族元素的富集机制仍有待深入研究。根据本文资料对比，热液型矿石与岩浆型矿石在铂族元素的相关关系方面具有不同的特征（图 3-13），表现为热液型矿石 Pd>Pt、Ru>Pt、Rh>Pt、Pt>Au、Ru>Rh（而岩浆型矿石出现相反情况），即第五周期的铂族元素比第六周期含量高，同一周期又以原子量小者含量高（Os、Ir 除外）。这表明热液对于铂族元素的搬运能力与原

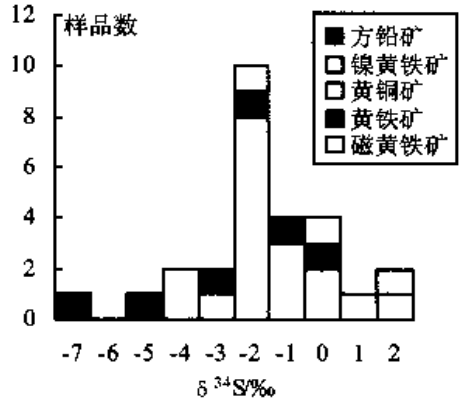


图 3-11 硫同位素组成

Fig.3-11 Sulfur isotopic composition

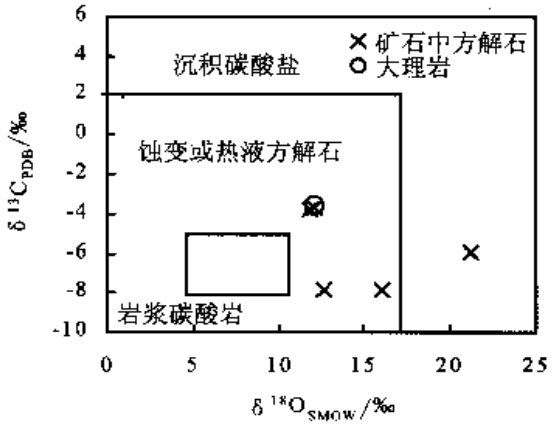


图 3-12 碳氧同位素组成

Fig.3 12 Carbon versus Oxygen isotopic composition

子量有关，原子量小者可能易于搬运而富集。另外，岩浆型矿石虽然铂族元素的绝对含量显著高于玄武岩，但不同铂族元素之间的比值特征很相似，如 Pt/Pd≈1、Pt/Ru≈10、Ru/Rh≈10、Pt>Ru 等，表明岩浆结晶分异作用的确存在并可能是岩浆型矿石形成的主要机制。这些区别对于今后的找矿评价具有现实意义。

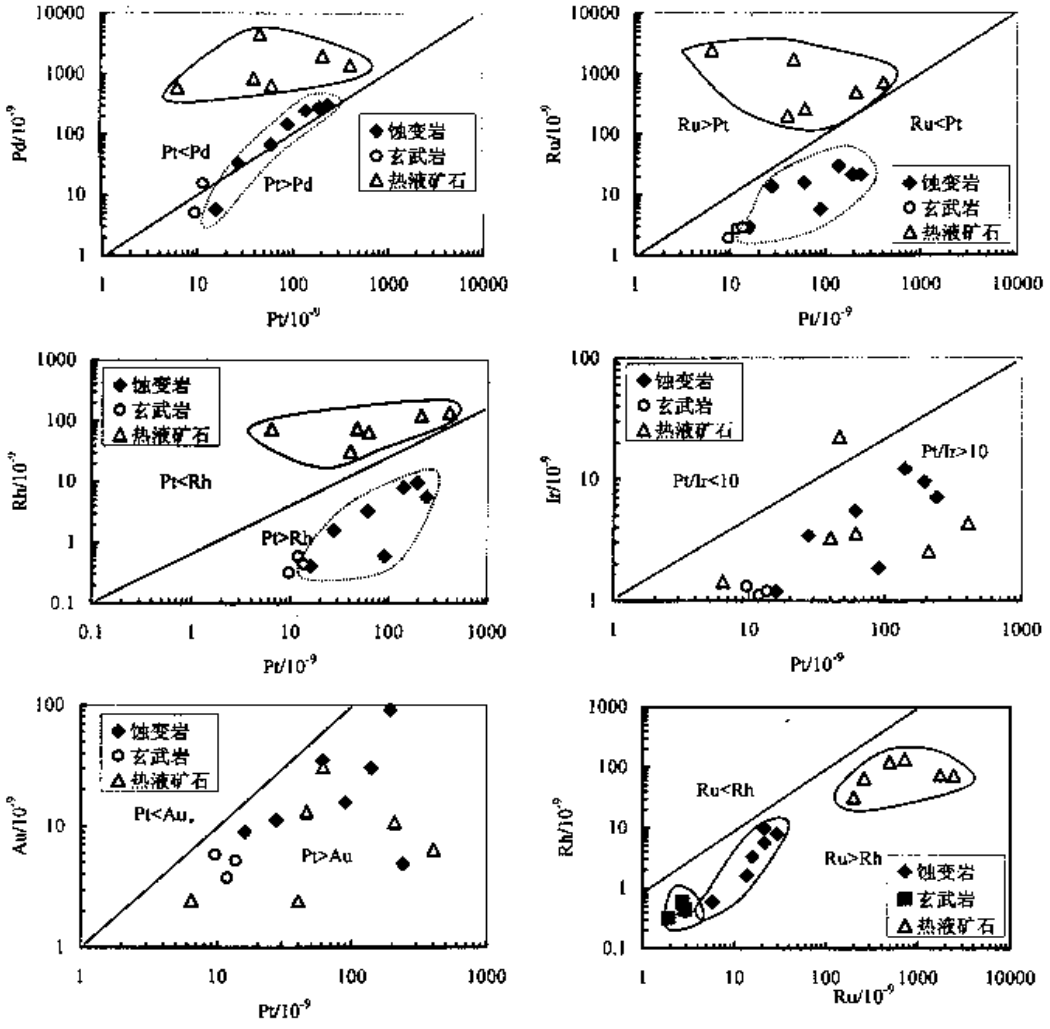


图 3-13 不同类型矿石铂族元素之间的相关关系

Fig.3-13 Relatinship between different platinum—group elements of different ores from Yangliuping

杨柳坪矿区热液矿石中黄铜矿和磁黄铁矿的铅同位素组成示于表 3-8 和图 3-14，其中

表 3-8　矿石矿物的铅同位素组成

Table 3-8　Lead isotopic composition of sulfide minerals from the Yangliuping mine

样号	产地	矿物	^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
YLP-Ni	杨柳坪	磁黄铁矿	1.365	24.981	21.228	52.426	18.301	15.552	38.407
YLP-Cu2	杨柳坪	磁黄铁矿	1.370	25.036	21.260	52.334	18.274	15.518	38.200
Y6	杨柳坪	磁黄铁矿	1.371	25.033	21.243	52.353	18.259	15.495	38.186
YLP-Sn	杨柳坪	磁黄铁矿	1.358	24.965	21.212	52.465	18.384	15.620	38.634
YLP-25	杨柳坪	磁黄铁矿	1.372	25.001	21.257	52.370	18.222	15.493	38.171
YLP-Cu1	杨柳坪	黄铜矿	1.370	24.997	21.262	52.371	18.246	15.520	38.227
正 3460	正子岩窝	黄铜矿	1.347	24.854	21.184	52.615	18.451	15.727	39.061

测试单位：核工业地质分析测试中心

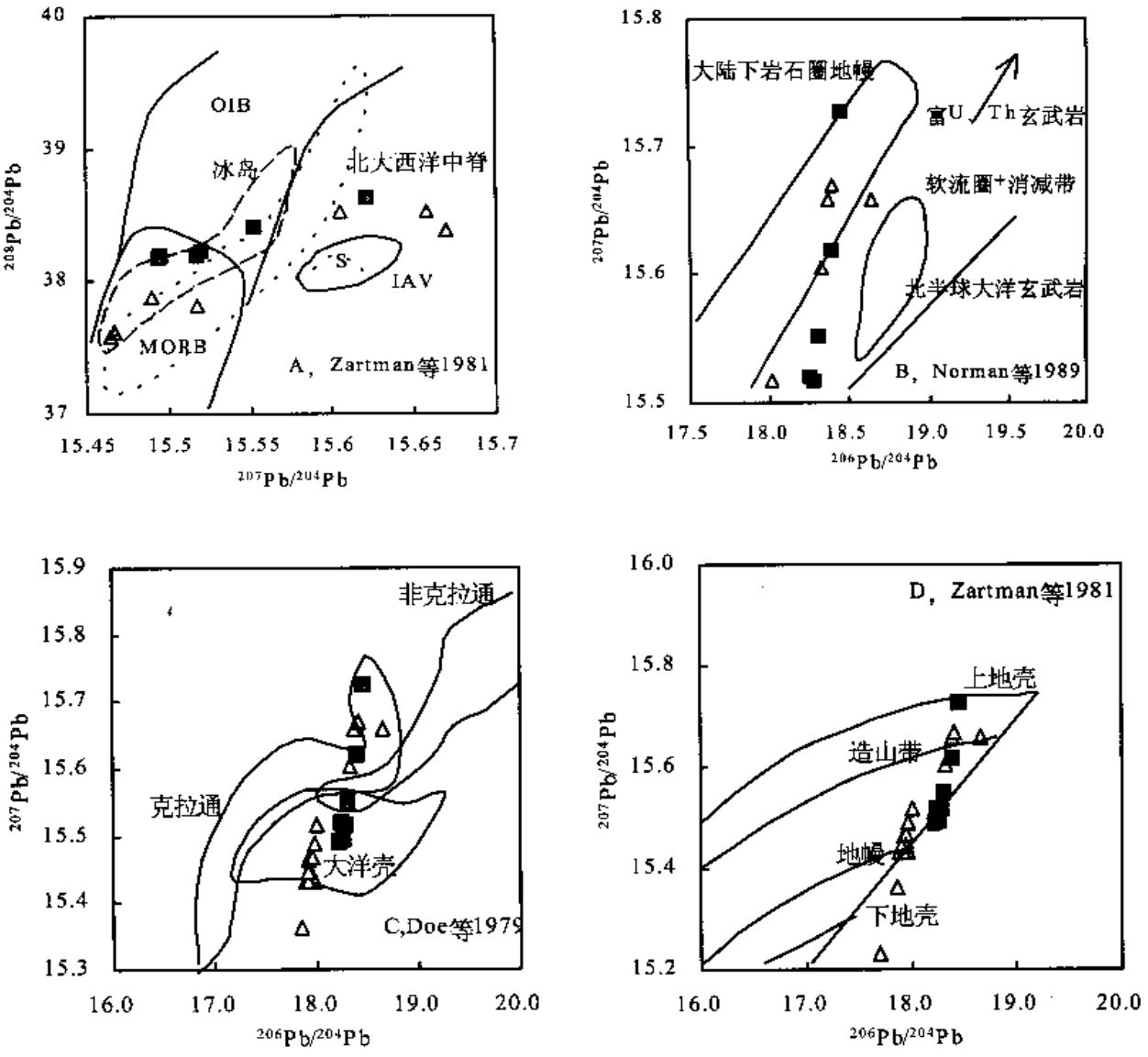


图 3-14　杨柳坪矿石中硫化物的同位素组成

(△为新疆喀拉通克含铂族元素铜镍矿床样品，参见王登红等（2002）；■为杨柳坪样品)

Fig.3-14　Lead isotopic composition of ore minerals from Yangliuping

以 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 比值比较一致，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 比值变化较大，在扎特曼（Zartman）图解中落在地幔和上地壳之间的范围内，跨越造山带线，并与冰岛玄武岩相似而与大西洋中脊玄武岩差别大；在多伊（Doe）和（诺曼）Norman 图解中也分散在不同的区域，表明杨柳坪矿区的成矿物质最初来自于地幔，在后期造山过程中可能有新的物质加入，或原始的幔源岩浆成因矿石在后期造山过程中受到了叠加、改造。

第七节　成矿时代与演化

从地质分析的角度，四川丹巴杨柳坪地区的铜镍铂族元素多金属矿床应该是海西末期峨眉山玄武岩喷发以后的产物。但是，由于热液型矿化和岩浆熔离浸染型矿化两种类型都出现了，这两种类型是否都是海西末期形成的呢？这是一个关键问题，涉及到热液成矿作用发生在什么时代、与什么样的地质事件有关等一系列问题，因此有必要进行年代学的研究。为此，对杨柳坪矿区正子岩窝矿段和杨柳坪矿段不同地段热液型铜镍铂族元素矿石中的热液成因石英进行了 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 同位素年代学研究。其中，样品 YLP 采自杨柳坪矿段的，样品 ZZYW-22 和正 5 采自正子岩窝矿段。样品的分析测试是在中国科学院地质与地球物理研究所 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 同位素年代学实验室由桑海清和王英兰完成的。分析结果列入表 3-9、表 3-10 和表 3-11，并绘制成年龄谱图（图 3-15、图 3-16 和图 3-17）。

从表 3-9、表 3-10、表 3-11、图 3-15、图 3-16 和图 3-17 可以看出，杨柳坪矿区不同地段热液矿石中石英的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 法同位素坪年龄表现出非常复杂的结果，低温槽部位均只有一个或两个年龄数据，难以构成等时线，而且三个样品均未得到等时线年龄。但是，未得到等时线年龄并不意味着坪年龄没有意义，如果升温阶段的温度间距从每 80℃或 100℃升温一次加密到每 20℃一次，则很可能会得到有意义的等时线。根据目前的资料，也不妨得到如下很有意义的信息：

（1）三个样品在高温阶段坪年龄谱图上均没有老于 250Ma 的年龄，250Ma 左右是形成峨眉山玄武岩的高峰期。因此，石英样品最早形成于二叠纪，与峨眉山玄武岩喷发期基本同时，意味着铜镍铂族元素矿床与峨眉地幔柱属于同时代地幔柱活动的产物；

（2）三个样品在坪年龄谱图上记录了多次后期构造的热事件（表 3-12，图 3-18），包括印支期、燕山期和喜马拉雅期构造热事件的记录，表明该地区曾经遭受多次构造运动的影响。这一认识与已有的区域地质调查和研究成果是一致的。如四川地质矿产研究所在矿区进行 1:5 万区域地质调查时曾测得杨柳坪矿区大雪组含矿围岩的 K-Ar 年龄为 62.3Ma（表 3-12），意味着喜马拉雅期构造热事件的叠加；

表 3-9　四川杨柳坪矿区杨柳坪矿段石英(YLP)的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 快中子活化法分析资料

Table 3-9　Analytic $^{40}Ar/^{39}Ar$ data for quartz (YLP)　from the Yangliuping　mine, Sichuan

加热阶段	加热温度/℃	$(^{40}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{36}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{37}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{38}Ar/^{39}Ar)_m$	$^{39}Ar/E^{12}$ (mol/L)	$(^{40}Ar^{*}/^{39}Ar_k)\pm1\sigma$	$^{39}Ar_k(\%)$	视年龄 ±1σ /(Ma)
1	400	61.503	.18796	3.5362	0.88721	0.3078	6.528±0.064	3.77	94.95±6.08
2	480	18.708	0.0614	1.3950	0.27500	1.112	0.7255±0.019	13.6	10.80±0.25
3	560	28.786	0.0953	2.2578	0.45664	0.8014	0.9060±0.032	9.84	13.48±0.47
4	640	28.243	0.08378	2.1975	0.46756	0.8571	3.773±0.033	10.5	55.50±1.95

续表

加热阶段	加热温度/℃	$(^{40}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{36}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{37}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{38}Ar/^{39}Ar)_m$	$^{39}Ar/E^{12}$ (mol/L)	$(^{40}Ar^{\times}/^{39}Ar_k)\pm1\sigma$	$^{39}Ar_k(\%)$	视年龄 t±1σ /(Ma)
5	720	28.953	0.0837	2.5583	0.49767	0.9958	4.535±0.035	12.2	66.49±2.47
6	800	43.000	0.12258	3.7801	0.78387	0.7173	7.276±0.056	8.80	105.52±5.97
7	900	34.455	0.0936	3.3299	0.63797	0.9143	7.188±0.046	11.2	104.29±4.84
8	1000	41.363	0.10909	3.7201	0.71212	0.7636	9.604±0.051	9.37	138.01±7.05
9	1150	45.593	0.11186	3.3237	0.64067	0.6828	12.98±0.046	8.38	184.21±8.40
10	1300	55.882	0.13333	3.5325	0.65098	0.5901	16.98±0.047	7.24	237.38±10.83
11	1500	75.895	0.20231	2.2117	0.53757	0.4007	16.58±0.038	4.92	232.04±8.85

测试者：中国科学院地质地球物理研究所桑海清、王英兰。称样 0.2736 g。照射参数 J=0.008278。坪年龄 Tp1=214.71±7.77, Tp2=11.38±0.78 Ma

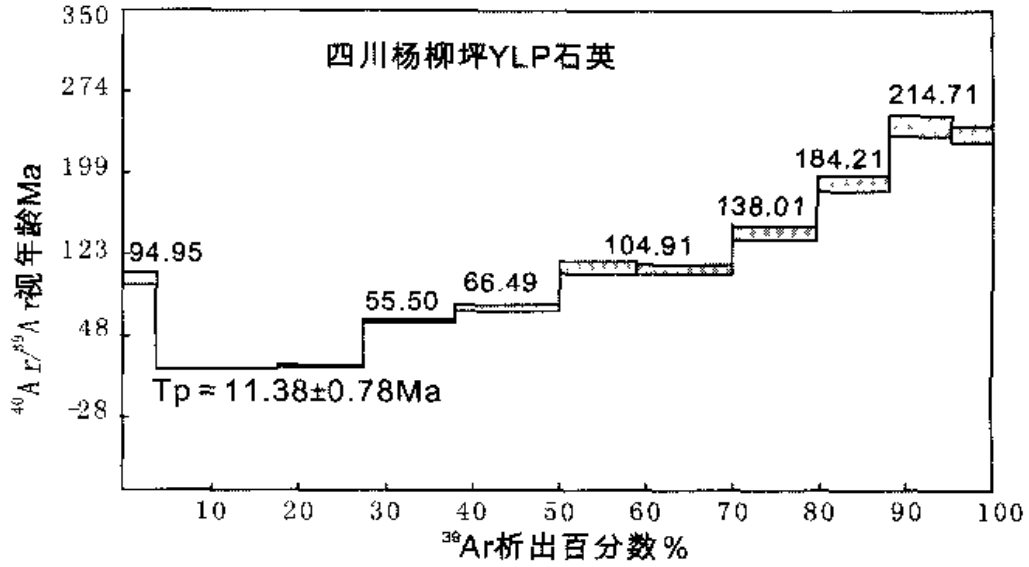


图 3-15　杨柳坪矿床中石英的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄谱图

Fig.3-15　$^{40}Ar/^{39}Ar$ spectrum for quartz from the Yangliuping mine, Sichuan

表 3-10　四川杨柳坪矿区正子岩窝矿段石英(ZZYW-22)的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 快中子活化法分析资料

Table 3-10　Analytic $^{40}Ar/^{39}Ar$ data for quartz (ZZYW-22) from the Yangliuping mine, Sichuan

加热阶段	加热温度/℃	$(^{40}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{36}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{37}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{38}Ar/^{39}Ar)_m$	$^{39}Ar/E^{-12}$ (mol/L)	$(^{40}Ar^{\times}/^{39}Ar_k)\pm1\sigma$	$^{39}Ar_k(\%)$	视年龄 t±1σ/(Ma)
1	400	41.111	0.11111	1.5596	0.36666	1.042	8.548±0.026	11.8	123.35±3.44
2	480	20.490	0.06698	1.5156	0.32641	1.228	0.8963±0.023	13.9	13.34±0.35
3	560	19.868	0.0540	1.6218	0.31639	1.413	4.075±0.022	16.0	59.87±1.50
4	650	26.620	0.0758	2.1965	0.42988	1.007	4.480±0.030	11.4	65.70±2.14
5	780	36.805	0.0944	2.8890	0.49444	0.8335	9.268±0.0356	9.46	133.36±4.84
6	900	49.272	0.12727	3.2900	0.66181	0.6365	12.12±0.047	7.23	172.62±8.14
7	1050	41.139	0.08860	2.2049	0.53924	0.9150	15.27±0.038	10.3	214.79±8.25
8	1180	47.611	0.10447	2.4988	0.57313	0.7758	17.10±0.041	8.81	238.96±9.66
9	1320	59.387	0.14285	3.6238	0.86530	0.5669	17.71±0.062	6.44	246.90±14.79
10	1500	79.393	0.21212	3.4847	0.87878	0.3818	17.33±0.063	4.33	241.90±14.74

测试者：中国科学院地质地球物理研究所桑海清、王英兰。称样 0.2571 g。照射参数 J=0.008278。坪年龄 T=61.79±1.58 Ma

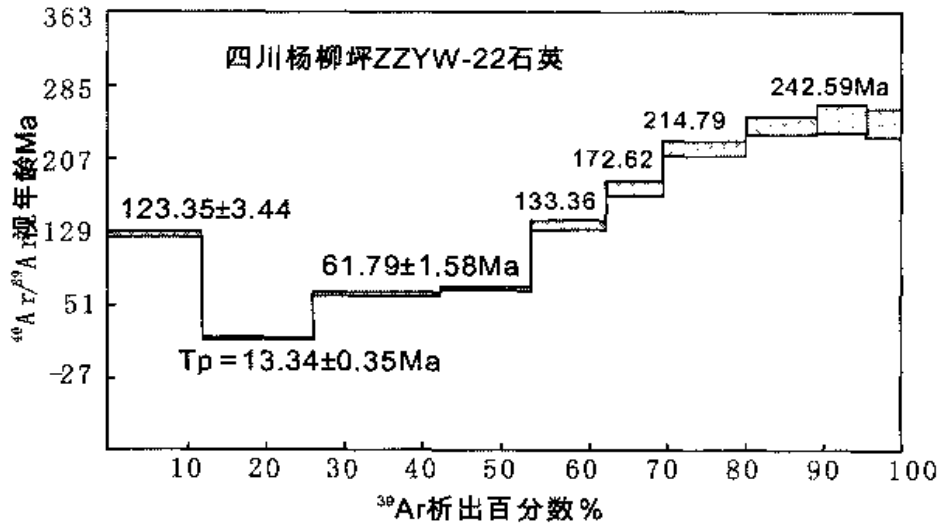


图 3-16　杨柳坪矿床正子岩窝矿段石英的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄谱图

Fig.3-16　$^{40}Ar/^{39}Ar$ spectrum for quartz from the Yangliuping mine, Sichuan

表 3-11　四川杨柳坪矿区正子岩窝矿段石英(正 52)$^{40}Ar/^{39}Ar$ 快中子活化法分析资料

Table 3-11　Analytic $^{40}Ar/^{39}Ar$ data for quartz (正 52) from the Yangliuping mine, Sichuan

加热阶段	加热温度/℃	$(^{40}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{36}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{37}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{38}Ar/^{39}Ar)_m$	$^{39}Ar/E^{-12}$ (mol/L)	$(^{40}Ar^{*}/^{39}Ar_k)$ ±1σ	$^{39}Ar_k$(%)	视年龄 t±1σ/(Ma)
1	400	62.258	0.14838	4.2309	0.60967	0.7171	19.00±0.044	9.60	263.54±11.22
2	480	29.855	0.0434	3.4165	0.25072	1.597	17.35±0.017	21.3	242.21±4.85
3	560	43.692	0.11692	8.3087	0.52923	0.7496	10.00±0.038	10.0	143.55±5.54
4	640	31.060	0.0909	4.1044	0.65454	0.7634	4.664±0.047	10.2	68.35±3.28
5	760	26.615	0.0769	2.9234	0.49743	0.9029	4.225±0.035	12.0	62.03±2.31
6	880	43.571	0.12500	3.5820	0.53214	0.6480	7.100±0.038	8.68	103.04±4.03
7	1050	33.432	0.0805	2.2518	0.42388	0.7759	9.911±0.030	10.3	142.26±4.48
8	1200	48.627	0.12745	3.5298	0.83529	0.5901	11.46±0.060	7.90	163.56±9.69
9	1350	71.306	0.19886	4.6272	1.0909	0.4070	13.25±0.079	5.45	187.79±14.36
10	1500	91.407	0.25925	4.8894	1.0888	0.3121	15.61±0.079	4.18	219.31±16.60

测试者：中国科学院地质地球物理研究所桑海清、王英兰。称样 0.2614 g。照射参数 J=0.008278。

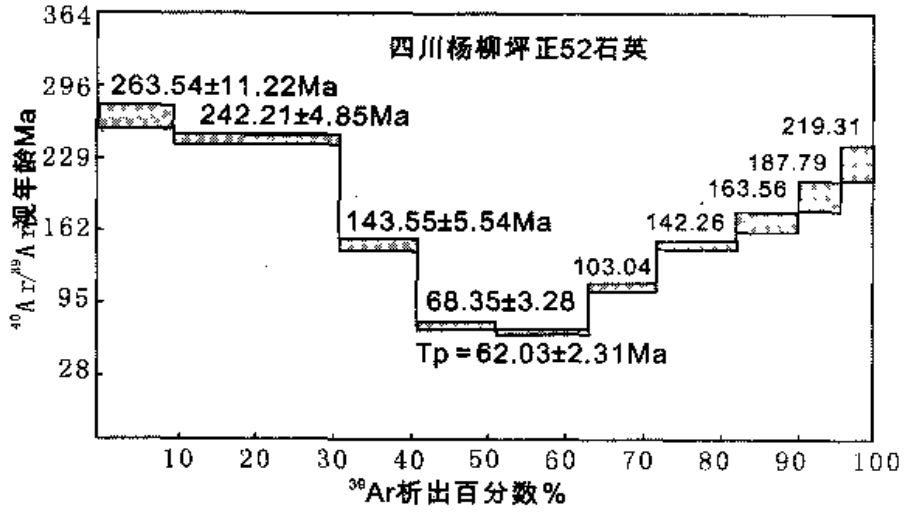


图 3-17　杨柳坪矿区正子岩窝矿段石英的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄谱图

Fig.3-17　$^{40}Ar/^{39}Ar$ spectrum for quartz from the Yangliuping mine, Sichuan

（3）虽然本次测试未能得到等时线年龄，但与区域地质对比（表 3-12），杨柳坪地区的石英显然受到多次后期构造热事件的影响，而这些热事件在杨柳坪外围地区同样有记录（图 3-18）。热事件的高峰期主要发生在 100~120Ma 的白垩纪、50~65Ma 的新生代古新世和 10~30Ma 的新生代中新世；

（4）目前得到的石英的坪年龄还不足以揭示热液活动过程中铂族元素的行为，但可以说明矿石中的石英最早在二叠纪已经形成，后期又受到多次的叠加改造。在改造期间是否有新的成矿物质的加入尚不清楚，而热液矿石是从基性超基性岩体中经过多次热液的迁移而离开原来的位置、到围岩或构造有利部位重新定位的可能性也不能排除。

可见，丹巴杨柳坪地区的铜镍铂族元素矿床很可能形成于二叠纪，成矿之后又受到了印支期、燕山期和喜马拉雅期等多次构造运动的影响，而且越到后期影响越大，尤其是喜马拉雅旋回初期的构造-热事件对于原始铜镍铂族元素矿体的重新定位可能存在巨大的影响。它导致了二叠纪期间在基性超基性岩岩体及岩体内部赋存的矿体被破坏、改造，岩体受到强烈的蚀变，而矿体则被破坏，部分成矿物质迁移到了基性超基性岩岩体以外的围岩或接触带中重新定位，形成了一系列热液矿脉。是否存在独立的后期（印支期、燕山期或喜马拉雅期）成矿事件，目前还缺乏充分的依据。但无论如何，热液矿体可能是普遍存在的，而且分布范围要比原先（20 世纪七八十年代）勘探时查明的范围要宽泛得多。这在今后的地质找矿过程中需要引起充分的注意，因为可能有相当一部分的成矿物质已经转移出了基性超基性岩，因此，找矿工作也就不能只局限于基性超基性岩岩体范围内部。

表 3-12　杨柳坪外围地区同位素年龄表

Table 3-12 Age data of different kinds of rocks and ores from the surrounding area of Yangliuping

产　地	位置(样号)	岩　　石	试　样	方　法	年龄(Ma)	误差	资 料 来 源
龙门山	彭灌杂岩		磷灰石	裂变径迹	4.8	3.0	刘树银 1993
龙门山	彭灌杂岩		磷灰石	裂变径迹	6.5	2.4	刘树银 1993
折多山	川藏公路边	斑状花岗岩	正长石	$^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪	8.23	0.03	王登红，2002
龙门山	宝兴杂岩		磷灰石	裂变径迹	8.7	5.0	刘树银 1993
康定	偏岩子 Au	矿脉中的	白云母	K-Ar	9.55		罗鸿书等,1987
康定	折多塘	花岗岩	全岩+矿物	Rb-Sr	9.9	1.6	王宗秀等
康定	折多塘	花岗伟晶岩	全岩+矿物	Rb-Sr	10.4		王宗秀等
龙门山	宝兴杂岩		磷灰石	裂变径迹	10.5	7.2	刘树银 1993
折多山	偏岩子	金矿石	石英	$^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪	10.56	0.15	王登红，2002
折多山	木格错	粗粒斑状花岗岩	金云母	$^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪	10.58	0.05	王登红，2002
康定	折多塘	花岗岩	全岩+矿物	Rb-Sr	11.6	0.4	王宗秀等
折多山	农戈山铅锌矿	铅锌矿矿石	白云母	$^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪	12.32	0.04	王登红，2002
折多山		花岗岩	全岩	Rb-Sr	12.8	1.4	骆耀南等 1998
康定	折多塘	花岗岩	锆石	U-Pb	12.8		王宗秀等
折多山	折多山西部	角闪花岗岩	角闪石	$^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪	13.31	0.08	王登红，2002
折多山	折多山西部	角闪花岗岩	角闪石	$^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪	13.62	0.13	王登红，2002
丹巴	折多山热水塘	黑云母花岗岩	全岩	Rb-Sr	15		骆耀南等 1998
丹巴	工农村	黑云母角闪石变粒岩	黑云母	K-Ar	15		1/20 万区调
丹巴	公差岩体	岩体边缘混合岩中	角闪石	Ar-Ar	20		许志琴等 1992
丹巴	公差岩体	条带状混合岩	黑云母	Ar-Ar	20.1		许志琴

续表

产 地	位置(样号)	岩 石	试 样	方 法	年龄(Ma)	误差	资 料 来 源
康定	三硐 Au	含金石英脉 TM1	绢云母	K-Ar	20.79	0.28	陈智梁等 1997
康定	三硐 Au	含金石英脉 TM2	绢云母	K-Ar	21.41	0.43	陈智梁等 1997
康定	三硐 Au	含金石英脉	石英	Ar-Ar 等	22.86	0.05	王登红 2000
康定	三硐 Au	含金石英脉	石英	Ar-Ar 反	23.02	0.04	王登红 2000
康定	白金台子 Au	含金石英脉	石英	Ar-Ar 反	23.81	0.04	王登红 2000
康定	白金台子 Au	含金石英脉	石英	Ar-Ar 等	24.09	0.06	王登红 2000
丹巴	D 燕耳崖(变质)	白云母片岩(脉旁)	白云母	K-Ar	24.5	0.6	四川地科所
康定	三硐金矿	含金石英脉	石英	Ar-Ar 坪	24.70	0.70	王登红 2000
丹巴	燕耳崖 (成岩)	花岗伟晶岩 $D9931B_1$	长石	K-Ar	25.0	0.3	四川地科所
康定	白金台子金矿	含金石英脉	石英	Ar-Ar 坪	25.35	0.24	王登红 2000
康定	王家河坝	角闪质糜棱岩	角闪石	K-Ar	26.8		陈智梁等 1997
丹巴	布衣沟 (成岩)	花岗伟晶岩 $D9938B_{12}$	白云母	K-Ar	29.7	0.4	四川地科所
丹巴	边耳两河口	党岭花岗闪长岩	黑云母	K-Ar	38.2		1/20 万
丹巴	水子乡(成岩)	花岗伟晶岩	白云母	K Ar	47.7		1:5 万丹巴幅
康定	下索子	辉绿岩脉 TM3	全岩	K-Ar	47.9	0.8	陈智梁等 1997
丹巴	木兰 (变质年)	混合花岗岩 $II-2Tw_3$	黑云母	K Ar	49.8	0.6	四川地科所
丹巴	水子村(构造热)	黑云斜长角闪片岩	黑云母	K-Ar	52.3	1.4	四川地科所
小杨柳坪	水子村(变质)	混合花岗岩 $92-D_3$		K Ar	55.15		1:20 万丹巴幅
丹巴	工农村	黑云母角闪石变粒岩	角闪石	K-Ar	55.15		1/20 万区调
康定	若吉 Au	含金石英脉	石英	Ar-Ar 反	56.25	0.10	王登红 2000
丹巴	南街桥(变质年)	矽线石榴二云片岩	白云母	K-Ar	56.3	0.9	四川地科所
康定	若吉 Au	含金石英脉	石英	Ar-Ar 等	56.61	0.12	王登红 2000
丹巴	公差可利	黑云斜长片麻岩	黑云母		57		地科院丹巴队
丹巴	东谷 (构造-热)	黑云母千枚岩 $Btwo_{25}$	黑云母	$^{40}Ar-^{39}Ar$	58.74	0.19	四川地科所
康定	若吉 Au	含金石英脉	石英	Ar-Ar 坪	58.95	0.64	王登红 2000
丹巴	春牛场 KA2	黑云斜长片麻岩	黑云母		60		402 队
丹巴	春牛场 (变质)	混合花岗岩 $I-1T_1$	黑云母	K-Ar	60.1	0.8	四川地科所
丹巴	春牛场川	斜长片麻岩 P5-64a	黑云母		60.2		地科院丹巴队
丹巴	(构造-热)	混合花岗岩 $92-D_3$	锆石	U-Pb 下交点	62.0	11	1:5 万丹巴幅
康定	水白秧金矿	含金石英脉	石英	Ar-Ar 反	62.04	0.11	王登红 2000
康定	水白秧金矿	含金石英脉	石英	Ar-Ar 等	62.24	0.10	王登红 2000
丹巴	杨柳坪(构造热)	黑云母角岩 YLP-17	黑云母	K-Ar	62.3	1.3	四川地科所
丹巴	木兰 (构造-热)	片麻状花岗岩 $II-2T_{7g}$	黑云母	$^{40}Ar-^{39}Ar$	62.63	0.05	四川地科所
丹巴	梭坡南(构造热)	二云片岩 $D9935B_3$	白云母	K-Ar	62.8	1.3	四川地科所
丹巴	格宗 (构造-热)	斜长花岗岩 $92-D_{36}$	全岩+矿物	Rb-Sr	63.1	1.8	1:5 万丹巴幅
丹巴	格宗(构造-热)	混合花岗岩 $92-D_{36}$	矿物	Rb-Sr	63.2	2.0	1:5 万丹巴幅
丹巴	木兰 (变质)	混合花岗岩 $II-2Tw_3$	黑云母	K-Ar	63.75	0.04	四川地科所
丹巴	木兰(变质)	混合花岗岩 $II-2Tw_3$	黑云母	$^{40}Ar-^{39}Ar$	63.75	0.04	四川地科所
丹巴	甲居白云母矿	490*矿脉	白云母	K Ar	64.1		唐春华 1980
丹巴	江口北(构造-热)	糜棱岩化二云片岩	黑云母	$^{40}Ar-^{39}Ar$	65.04	0.03	四川地科所
康定	水白秧金矿	含金石英脉	石英	Ar-Ar 坪	65.12	0.66	王登红 2000
丹巴	边耳岩体	黑云母石英闪长岩			67.4		1/20 万区调
丹巴	瓦觉岩体	黑云母石英闪长岩			68.8		402 队

续表

产 地	位置(样号)	岩 石	试 样	方 法	年龄(Ma)	误差	资 料 来 源
丹巴	青杠林	黑云斜长片麻岩	黑云母		69		地科院丹巴队
丹巴	东谷(构造-热)	千枚岩 D9912B_2	黑云母	K-Ar	74.4	1.9	四川地科所
丹巴	农具厂对岸	含榴晶石二云片岩	白云母		78		402 队
丹巴	布衣沟(变质)	混合花岗岩 D9937B_3	黑云母	K-Ar	80.0	1.6	四川地科所
丹巴	伟晶岩	SC-5	白云母		83		地质科学 65(2)
丹巴	伟晶岩	SC-3	白云母		83		地质科学 65(2)
丹巴	甘地	133 脉伟晶岩	黑云母		84		地科院丹巴队
丹巴	南街(变质)	黑云片岩 D9930B_1	黑云母	K-Ar	84.4	1.1	四川地科所
丹巴	甘地	551 脉伟晶岩	黑云母		86		地科院丹巴队
丹巴	甘地	133 脉伟晶岩	黑云母		86		地科院丹巴队
丹巴	杜身小沟	402 矿区 599 脉伟晶岩	白云母		88		地科院丹巴队
康定	白金台子金矿	绢云母化糜棱岩		K-Ar	89.42	1.36	王登红 2000
丹巴	杜身小沟	402 矿区 597 脉伟晶岩	白云母		90		地科院丹巴队
康定	下索子	辉绿岩脉 TM4	全岩	K-Ar	102.1	0.6	陈智梁等 1997
丹巴	纳交	黑云斜长片麻岩	黑云母		105		地科院丹巴队
丹巴	纳交(变质)	斜长角闪岩 D9915B_8	角闪石	K-Ar	105.1	1.4	1:20 万丹巴幅
大金	马奈成岩	石英二长岩 II-2T		K-Ar	106		1:5 万丹巴幅
丹巴	金川马奈岩体	辉石正长岩	黑云母		106		1:20 万丹巴幅
丹巴	道孚葛卡岩体	黑云母闪长花岗岩	黑云母		108.3		1:20 万丹巴幅
大金	马奈 (成岩)	辉石正长岩 D_{82}	全岩+矿物	Rb-Sr	109.9	1	四川地科所
丹巴	南街 (成岩)	细晶花岗岩脉 Two_5	全岩+矿物	Rb-Sr	111.15	4.26	四川地科所
丹巴	道孚登青沟岩体	二长花岗岩	黑云母		112.4		1/20 万丹巴幅
大金	马奈 (成岩)	角闪二长岩 II-2T	全岩+矿物	Rb-Sr	114	0	四川地科所
丹巴	杜身小沟	402 矿区 600 脉伟晶岩	白云母		114		地科院丹巴队
丹巴	公差 (变质)	混合岩基体 D9922B_2	黑云母	K-Ar	114.8	1.5	四川地科所
丹巴	巴旺沟	黑云母斜长片麻岩	黑云母		115		402 队
丹巴	杨柳坪 (变质)	蛇纹岩 YLP-14	全岩	K-Ar	116.9	1.7	四川地科所
丹巴	道孚七格科岩体	黑云母闪长花岗岩	黑云母		122		1/20 万区调
丹巴	积汝 (成岩)	细晶花岗岩脉 D_{515}	全岩+矿物	Rb Sr	124.7	6.1	1:5 万丹巴幅
丹巴	杨柳坪岩床	蚀变超基性岩	角闪石		127		1：20 万丹巴幅
丹巴	甘地	133 脉伟晶岩	白云母		130		地科院丹巴队
丹巴	公差 (变质)	混合岩脉体 D9922B_1	黑云母	K-Ar	131.1	2.6	四川地科所
丹巴	纳交 (变质)	含榴二云片岩 D9915B_1	黑云母	K-Ar	131.9	1.7	四川地科所
康定	塔公 (成岩)	二长花岗岩 D 136		K-Ar	133.66		1:20 万康定幅
丹巴	甘地	551 脉伟晶岩	白云母		138		地科院丹巴队
丹巴	陡水桥 (变质)	含黑云母变砂岩 DT_{01}	黑云母	K-Ar	148.3	6.05	四川地科所
丹巴	索断桥 (变质)	石榴二云片岩 D-126	全岩+矿物	Rb-Sr	148.4	2.9	1:5 万丹巴幅
小金	大河边 (变质)	变玄武岩 D-136	全岩+矿物	Rb-Sr	150.2	0.3	1:5 万丹巴幅
丹巴	川主庙 (变质)	含榴二云片岩III-B_{35}	黑云母	K Ar	152.6	2.6	四川地科所
丹巴	梭坡(变质)	兰晶石榴二云片岩	黑云母	^{40}Ar-^{39}Ar	155.7		四川地科所
丹巴	西河桥 (变质)	石英片岩 D9907B_1	黑云母	K-Ar	158.1	1.9	四川地科所
丹巴	索断桥 (变质)	石榴二云片岩 9911B_3	黑云母	K-Ar	158.4	1.9	四川地科所
丹巴	梭坡 (变质)	斜长角闪岩 D-155	全岩+矿物	Rb-Sr	159.7	3.0	1:5 万丹巴幅

续表

产　地	位置(样号)	岩　　石	试　样	方　法	年龄(Ma)	误差	资 料 来 源
丹巴	金川独松猛古	黑云母花岗岩			167		1/20 万丹巴幅
丹巴	布衣沟 (变质)	石榴二云片岩 Btwo$_1$	独居石	U-Pb	175.3		四川地科所
丹巴	南街 (变质)	含石榴角闪岩	角闪石	^{40}Ar–^{39}Ar	176.2	0.06	四川地科所
丹巴	西河桥	含钙黑云石英片岩	黑云母		180		地科院丹巴队
康定	长征	黑云母花岗岩		K-Ar	190		1:20 万康定幅
丹巴	木兰	混合花岗岩	锆石	U-Pb 下交点	192	55	四川地科所
大金	可尔因	黑云母花岗岩	锆石	U-Pb 下交点	203.8		1:20 万丹巴幅
丹巴	木兰	片麻状花岗岩	锆石	U-Pb 下交点	203.9	8.1	四川地科所
大金	猛古	黑云母花岗岩	锆石	U-Pb 下交点	206		1:20 万丹巴幅
小金	汉牛潘安	黑云石英片岩	黑云母	K-Ar	208.8		1:20 万小金幅

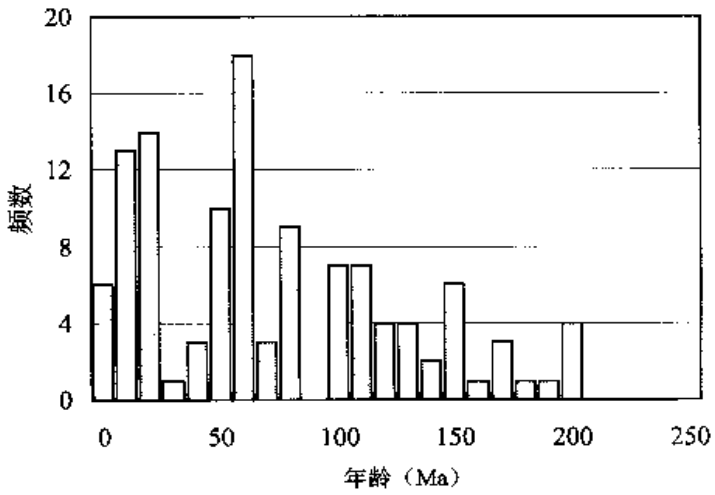


图 3-18　丹巴地区及外围地质样品同位素年龄直方图

Fig.3-18 Age histogram of geological samples from Yangliuping and its surrounding area

第八节　热液成矿机制和成矿模式

考虑到杨柳坪地区三种类型铂族元素矿化中黑色岩系型研究程度极低，此处只对岩浆型和热液型矿石的成因机制进行探讨。由于杨柳坪地区存在玄武岩、辉长岩和蚀变了的超基性岩，目前已知的矿化集中在正子岩窝、协作坪、打枪岩窝、上杨柳坪、下杨柳坪等不同矿段的层状基性超基性岩中，岩体均已经强烈蚀变，蚀变岩中 H_2O 的含量最高可达 10.63%；夹于超基性岩层之间的大雪组沉积岩也已经强烈蚀变甚至夕卡岩化；在围岩和岩体中常见含有石英和方解石的硫化物细脉，在块状硫化物矿石中也常见方解石和石英等脉石矿物。这些特征表明，热液成矿作用是显著存在的。问题是，热液能否搬运铂族元素，一般认为呈“惰性”的铂族元素在流体中的活动性如何？对于这一问题的研究正是目前国际上的一个研究热点，已经取得的新进展和新认识包括：

（1）铂族元素在热液条件乃至表生条件下具有活动性的地质依据不断积累。虽然 PGE 倾向于富集在基型超基型岩体中，95%的 PGE 来自于岩浆矿床，一般也认为 PGE 是惰性的，但近年来 PGE 的热液行为受到了重视，并通过寻找地质依据和成矿学实验进行研究（张生，

1995)。地质上的依据如：①在布什维尔德杂岩体梅林斯基（Merensky）层，岩体风化后在斜长苏长岩的底板重新沉淀出铂族元素（Wagner，1929），梅林斯基（Merensky）层和 UG-2 矿层氧化后亏损 Pd，Pt/Pd 比值从原生硫化物的 2.7 增加到氧化矿石的 5.1，但未见次生富集，可能随地下水流失；②在斯提尔沃特（Stillwater）的风化土壤剖面，Pt、Pd 在表层亏损而在深部富集，且有相当一部分分布在有机物中（Fuchs 等，1974）；③在自由镇（Freetown）层状辉长岩风化红土中见硫钌矿-硫锇矿、锇铱合金、块状铂铁合金，但下伏斜长岩中并没有这些矿物。这些矿物晶体表面光滑、棱角尖锐，显然是原地形成的（Bowles，1986）；④埃塞俄比亚西部约柏多（Yubdo）河蚀变橄榄岩中的铂铁合金块也是 PGE 被地下水活化、再生形成的（Otleman 等，1967）；⑤加拿大、苏联、哥伦比亚等地现代砂矿床中的铂族矿物呈圆形和不规则外形，比原生铂族矿物粒度大得多，并有分带和多种矿物包裹体，显示次生加大（Cousins 等，1976）。

（2）生物和有机物对铂族元素的富集和迁移也可以起到重要作用。如斯提尔沃特（Stillwater）附近大枝松的 Pt 和 Pd 含量可达 12~56×10^{-9} 和 285×10^{-9}（Fuchs，1974），斯里兰卡蒙娜（Mannar）潮坪藻席 Pt 含量达 2050~3294×10^{-9}（Dissanayake 等，1984）。Betsey 等（1990）证实有几种蓝藻细菌可以富集 Ir，而另外一些青霉和杆菌可以从蚀变橄榄岩中溶解 Ir。斯里兰卡最大的穆苏拉贾维拉（Muthurajawela）泥炭矿床含 Pt 达 50~7897×10^{-9}；加拿大布雷克本（Blakeburn）矿山变形煤炭 Pt>10g/t、Pd6.1g/t。

（3）一些矿床的热液成因得到证实。在中等温度下，层状侵入体中的 PGE 就具有热液活动性（Haeney DMW 等,1990; Nyman MW 等,1990）。早在 1929 年，Wagner 就指出，南非沃特堡（Waterberg）地区的铂族元素矿床为热液成因，Mertie（1969）也例举了热液成因铂族元素矿床的特征，包括石英-金-铂族元素矿脉的主岩或者是沉积岩或者是长英质火山岩和侵入岩。典型的热液矿床如南非墨西拿的阿通维拉（Artonvilla）Cu-Pt 矿床和美国怀俄明的新拉姆博勒（New Rambler）Cu-Pt 矿床。前者产于蚀变石英岩和片麻岩的石英脉中，铂族矿物与斑铜矿、辉铜矿、硒铅矿、绿帘石和绿泥石密切伴生，属于后期岩浆热液成矿（Mihalik，1974）。后者与加拿大安大略的拉斯本湖（Rathbun Lake）浸染状 Cu-Pt 矿床一样产于大型剪切带，矿体在已经分解的变闪长岩和变辉长岩中呈不规则透镜状，主要为 Pt、Pd 的铋碲化物和碲化物，Pt4g/t，Pd75g/t，Pd:Pt:(Os+Ir+Ru+Rh) = 1800:100:1；硅化、绢云母化；主矿化期黄铜矿+磁黄铁矿(+黄铁矿)+铂族矿物，<335℃，成因为辉长岩受到热液淋滤沉淀出富 Pt、Pd 的铜硫化物（McCallum，1976）。在富 PGE 的梅林斯基（Merensky）层石英中也发现了高盐度的流体包裹体，其中的黑云母和磷灰石及斯提尔沃特（Stillwater）J-M 层异常富集 Cl(Bondreau,1986)。澳大利亚北部南阿利盖特河铀矿区与不整合有关铀矿床中存在热液型铂族元素矿化。加拿大阿萨巴斯卡盆地中的一些不整合矿床如米德韦斯特也含铂族元素。

东太平洋 21°N 海底喷气矿床中白铁矿和黄铜矿含 Pt 达 1%（Hekinian 等，1980），加里福尼亚盐海（Salton Sea）卤水中 Pt 可达 50×10^{-9}(Mckibben 等,1990; Harrar 等,1984)。Crocket JH（1990）还检查了胡安德富卡及大西洋中脊 Au、Pd、Ir 的分布特点，发现这 3 个元素在最高温热液流体中形成的硫化物中最高，但不同元素的活动性有差异，Au 达 10^{-6} 级，Pd 达 100×10^{-9} 级，而 Ir 不超过 1×10^{-9}。

（4）铂族元素的低温活动性。Ottemann 和 Augustithis(1967)曾经指出，较低温成矿流体

就有搬运铂族元素的可能性。Fuchs 等（1974）也研究过 Pt、Pd 在风化过程中的地球化学行为。据 Kuch（1982）报道，波兰含铜页岩 Pt=700×10^{-9}、Pd=400×10^{-9}、Ir=600×10^{-9}、Au=1100×10^{-9}。Wood SA 等人（1990）也发现 Pd 在表生条件下是可以活动的，他们认为 fulvic 酸可以使 Pd 在热液条件下迁移。

（5）一些岩浆矿床的热液-流体改造作用得到了证实，特别是氧化流体在通过含水层时将使氧化-还原界面越来越深，淋滤出铂和金，并使之再沉淀下来。布什维尔德（Bushveld）杂岩体中 Pt、Pd 的局部富集可能是热液活动引起的（Harney DMW 等，1990）。怀俄明新拉姆伯勒（New Rambler）Pt-Cu-Au 矿床则是一个被反复引证的 PGE 在中温（200~700℃）条件下被热液活化的典型例子。该矿床由蚀变矿物记录的最低 PGE 矿化温度为 335℃，而高盐度 H_2O-NaCl-$CaCl_2$ 流体包裹体与青盘岩化和千糜岩化紧密的时空关系则表明 PGE 是以 Cl 络合物的形式迁移的，理论计算也表明 PGE 可以以 Cl 络合物的形式迁移。流体的成分与一般热液矿床相似（Nyman MW 等，1990）。

（6）实验研究。铂族元素在超临界卤水中具有很大的溶解和迁移能力，在 600℃、1.5×10^{8}Pa 时 1mol（KCl+NaCl）溶液中的溶解度为 200~500×10^{-6}（赤铁矿-磁铁矿缓冲剂）（Orlova 等，1987）；在 300~700℃、1×10^{8}Pa 和近于 Ni-NiO 氧逸度条件下，0~3molNaCl 溶液中 Pd 的溶解度随着温度、NaCl 浓度和酸度的不同而变化于 0.5~73×10^{-6}，溶解度随温度和 pH 增高而下降。在中、低温条件下 Pt、Pd 呈 $PtCl^{-}_{3}$ 和 $PdCl_4^{2-}$ 的迁移能力可>1×10^{-9}，但在还原条件下意义不大，在天然地质热液中更可能以硫氢配合物形式迁移。虽然 Mountain 等（1988）例举了多种可能与 PGE 形成配合物的配位体，包括 Cl^{-}、HS^{-}、OH^{-}、NH_3、SO_4^{2-} 和有机质，但 Wood(1989；1991)排除了羟基配合物对 Pt、Pd 迁移的可能性，PGE 只在某些低温热液中才与 SO_4^{2-} 和有机质形成配合物，在高温下不大可能；对 PGE 迁移具有意义的是 Cl 和 S（H）配合物。Jaireth(1994)认为 Cl 是惟一能够对热液搬运铂有贡献的。实验还表明，PGE 在 1000℃的高温条件下、在含 Cl 和 S 的干体系中同样具有明显的挥发份搬运的特点（Fleet 和 Wu，1993）。

总之，流体对于镁铁质-超镁铁质岩浆杂岩中 PGE 富集的意义已经被很多的研究证实，特别是 Cl 络合物在中、低温条件对于 PGE 搬运具有重要意义(Razin,1968; McCallum 等，1976；Ballhaus 和 Stumpfl，1986；Boudreau 等，1986；Boudreau 和 McCallum，1986，1992；Nyman 等，1990；Mogessie 等，1991；Farrow 和 Watkinson，1992；Ohnenstetter，1992)。Stumpf 和 Tarkian（1976）指出，铂族元素的成矿是一个连续的和继承性的过程，在低温时铂族元素在溶液中就具有活泼特性，因而在地质上铂族元素既不是惰性元素，也不是不可溶解的元素。

相比之下，杨柳坪富矿石的热液成因是明显的，不但具有热液交代的地质特征而且具备热液成因的地球化学特征，如热液矿石与岩浆矿石显著不同的铂族元素配分模式（图 3-5）。此外，峨眉山玄武岩的低 S 含量可能是导致铂族元素成矿的关键因素之一。就杨柳坪外围铜炉房二叠纪玄武岩看，S 含量仅为 0.002%~0.004%（表 2-2），明显低于玄武岩的平均值（0.0517%。海尔，1978。转引自刘英俊等，1984）；即使是已经发生硫化物矿化的蚀变基性超基性岩层，S 含量也只有 0.23%~2.44%，与超基性岩的正常值 0.285%（海尔，1978。转引自刘英俊等，1984）相近。可见，就目前资料而言，杨柳坪地区的基性超基性岩是 S

亏损或不饱和的。Sun.S.S（1991）认为基性超基性岩岩浆具有铂族元素矿化的关键在于硫的不饱和作用，包括三种途径：① 高压条件下(≥25 千巴)的高温(>1400℃)和≥10%的部分熔融；② 低压条件下大洋中脊玄武岩型地幔来源的高度(≥25%)的部分熔融；③ 大陆岩石圈中或俯冲带之上楔形体中贫 Ca、Al、Ti、Fe 及 S(<<250×10^{-6})、Pd≤4×10^{-9}、Pt≤4×10^{-9}、Au≤1×10^{-9}的残留难熔地幔较小程度的熔融。

尽管目前在理论上和实验方面还不能证明 Os-Ir-Ru 矿物及 Pt 合金能从硅酸盐岩浆中直接结晶出来（Peach 等，1989）。许多人根据矿物学和地球化学研究，认为如果岩浆中 S 不饱和，就有可能结晶出铂族元素矿物（Edwards SJ,1990; Peck DC 等, 1990; Corrivaux L 等,1990），否则可能呈分散状态或赋存在别的矿物中而不利于开发利用。杨柳坪地区虽然铂族元素的品位不是很高，但目前已经发现的铂族元素矿物有峨眉矿（砷锇矿）、砷铂矿、铋锑钯矿、等轴铋碲钯矿、铋等轴碲锑钯矿、锑等轴碲铋钯矿、六方碲钯矿、锑钯六方碲镍矿、二砷锇钌矿、自然铂、一锑二钯矿、钯碲镍矿、镍碲钯矿、黄铋碲钯矿及铋碲锑钯矿等十多种（王荫祥等，1980；胡晓强等，2001），它们以砷化物或碲化物等形式出现；另外，矿床所六室王荫祥、陈殿芬、岳树勤等(1980)还在人工重砂中发现过自然锌等易于形成硫化物但实际上也呈单元素存在的矿物，也反过来说明原始岩浆体系中 S 是不饱和的。

应该指出的是，热液矿石与岩浆矿石显著不同的铂族元素配分关系，可能表明岩浆矿石主要属于正常的岩浆结晶分异—熔离成因，而热液矿石显然是由流体作用形成的。由于杨柳坪的超基性岩已经全岩蚀变，而且非常强烈，导致蚀变的流体在同位素特征上显示地幔来源，因此，有理由推测这种强烈的流体作用是独立的地质事件，与基性超基性岩有关，但尚缺乏充分的理由认为是流体从超基性岩中分异出来的，也就是说超基性岩的蚀变并非“自变质”作用，而应是后期事件。因此，还可能存在隐伏的深部侵入体，隐伏侵入体中可能有铂族元素的富集，因为热液矿石中 Ru、Rh 的显著富集难以从超基性岩的蚀变或超基性岩的结晶分异或熔离作用中找到答案。在地球各圈层中，只有地核可出现 Ru>Pt 的情况（表 3-8）。因此，杨柳坪的铂族元素可能还不只是简单的地幔来源。地幔柱的存在可能更有助于理解 Ru、Rh 的高度富集，因为地幔柱可以连通地核与地壳，并可能将在地核中富集的元素（如 Ru、Rh）带到近地表成矿。

表 3-8 杨柳坪矿石与地球各圈层中铂族元素的含量（×10^{-9}）

Table 3-8 The PGE contents in ores from Yangliuping and in different cycles of the Earth

	Ru	Rh	Pd	Ir	Pt	Au	资料来源
地壳	1	1	10	1	50	4	黎彤，1976
上地幔	100	20	90	50	200	5	黎彤，1976
下地幔	100	20	120	50	200	5	黎彤，1976
地核	16000	3000	5500	2600	13000	2600	黎彤，1976
杨柳坪热液矿石	971.52	84.37	1646.6	6.26	128.15	10.95	本文
杨柳坪岩浆矿石	15.72	4.17	153.99	5.83	109.76	28.19	本文
二叠纪玄武岩	2.5	0.45	7.22	1.22	11.67	4.94	本文

在杨柳坪矿区，几个矿段的基性超基性岩均已经发生强烈蚀变，原岩难以恢复，充分证明了热液作用的强度和广度，因此，即使是基性超基性岩岩体内部的浸染状矿体是否完全

由岩浆结晶分异—熔离作用所形成，也值得怀疑。杨柳坪地区热液成矿的机制推测为：幔源岩浆热液由于受到多层超基性岩浆岩的覆盖而不易扩散，一部分流体侧向进入围岩，一部分流体则上升进入基性超基性岩，进入基性超基性岩的流体通过强烈的水岩反应可以活化出部分成矿物质如铂族元素，流体随着温度的降低和成矿物质的加入而变得越来越“重”，更趋向于在下部聚集，而周围尤其是下部的大理岩化灰岩又由于性质活泼、孔隙度大等原因而特别易于被热液交代，由此在基性超基性岩体的底盘围岩(灰岩)中可以形成大量形态复杂但品位很高的热液矿石（图 3-19）。

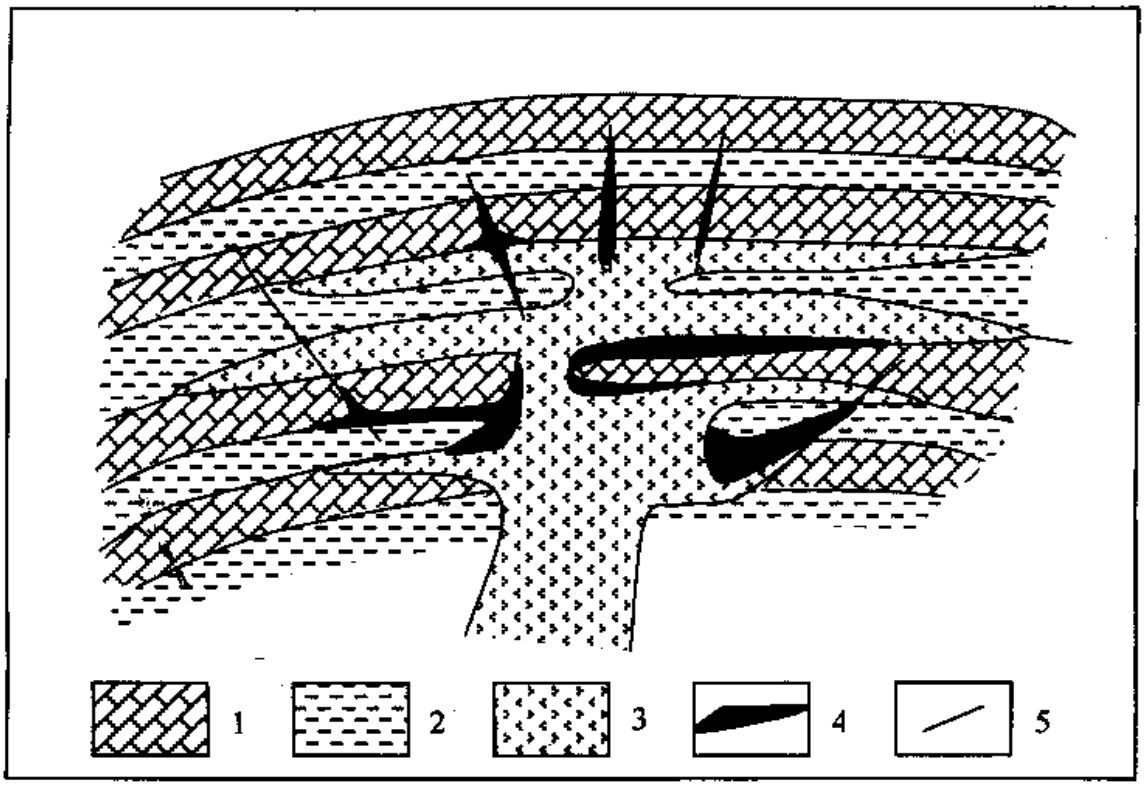


图 3-19　杨柳坪铜镍硫化物—铂族元素矿床的成因模式

Fig.3-19　Genetic model for the formation of the Yangliuping Cu-Ni-sulfide and PGE deposit

1—大理岩；2—板岩片岩；3—基性超基性岩；4—矿体；5—断裂

总之，杨柳坪地区的铜镍硫化物-铂族元素矿化除了岩浆结晶分异—熔离作用成矿外，还存在热液交代成矿，后者的开采价值和找矿意义均应引起重视。最近 2 年，四川地质矿产勘查与开发局在杨柳坪外围鱼海子—孔坭坝等地二叠纪大石包组玄武岩分布区继续开展地质大调查，先后发现了不同程度的铂族元素矿化地段，其中 Pt+Pd 最高品位可达 5.05g/t，并伴随有金矿化。这些矿化体或矿体呈 NNE 走向，脉状产出，分布于玄武岩之中但受到断裂带控制，同样具有明显的热液成因特征。

第四章　找矿前景探讨

第一节　峨眉地幔柱活动区的主要矿床

峨眉地幔柱的影响范围是非常广泛的，仅峨眉山玄武岩目前的分布面积就有几十万平方公里，而没有玄武岩分布的地区并不意味着没有受到地幔柱的影响，这种影响除了岩浆岩外，还应该包括构造方面的、热方面的和环境方面的影响。其中，环境方面的影响表现为随着短期内大规模岩浆岩的喷发，大量的流体和气体也必然进入大气圈和水圈，并同时对生物圈产生影响，其结果必然影响到沉积环境和表生矿床的成矿条件，如环境温度的突然降低、大气圈中 CO_2、S、Cl 等气体组分的显著增加、氧化还原状态的突然变化，等等。其结果可能导致生物的灾变性死亡和快速堆积，生物的死亡又可能大量吸附火山气体中的金属元素，如铂族元素。这样，在峨眉地幔柱影响下，铂族元素既可能在岩浆岩中富集，也可能在沉积岩中富集。因此，地幔柱活动环境中，铂族元素可以形成岩浆矿床，也可以形成热液矿床，还可以出现在沉积岩尤其是黑色岩系中。黑色岩系中的铂族元素又包括两种成因，一种情况是铂族元素与沉积物同时形成，另一种情况是黑色岩系作为已经形成的围岩，对从深部上升的流体起地球化学障的作用，从而吸附流体中携带的成矿物质。

近年来，扬子地台西缘等地黑色岩系中铂族元素的成矿与找矿问题越来越受到重视，并且已经在城口等地取得了初步的突破。杨柳坪矿区的石炭系大雪组也含有多层碳质板岩，与大理岩互层产出。基性超基性岩及矿化体附近的碳质板岩多已经发生蚀变，主要是褪色化（实际上是硅化），由黑色变为灰色、灰白色。不管蚀变与否，碳质岩系以富含自形立方体黄铁矿为特征，黄铁矿粒度大小不一，大者可达粒径 0.5 cm 以上。由于这些黄铁矿广泛分布在碳质板岩地层中，与基性超基性岩及矿体的分布没有直接的联系，可以认为是同生的。对未蚀变碳质板岩中的黄铁矿进行单矿物 Pt、Pd 分析，结果发现 Pd 含量可达 470×10^{-9}，含 Pt 达 20×10^{9}，明显高于蚀变以后板岩中黄铁矿的 Pt、Pd 含量（表 3-3）。同时，未硅化碳质板岩（剔除黄铁矿）的 Pd 含量明显高于硅化后的样品。这可能意味着地层及地层中同生黄铁矿中的 Pd 及 Pt，在硅化蚀变过程中被热液活化转移出来。Pt 的地球化学行为与 Pd 可能不同，硅化后的样品可增高，因而存在着热液导入 Pt 的可能性。尽管对于黑色岩系的含矿性还有待于深入调查研究，但无疑是具有找矿前景的。

岩浆型矿床仍然是主要的找矿方向。目前已经发现的线索很多（表 4-1），矿床成因类型也各不相同，但在空间上主要分布在峨眉山玄武岩分布的西岩区，从南到北均有出现，其中南部以云南的金宝山为代表，北部以四川的杨柳坪为代表，二者均达到大型规模，且均分布在地幔柱大规模岩浆作用的边缘地带。实际上，俄罗斯诺里尔斯克一带的铂族元素矿床也主要分布在西伯利亚地幔柱活动范围的西部边缘。不论这是偶然现象还是存在某种成因上的必然性，都暗示在峨眉山玄武岩分布的西岩区具有一定的找矿前景，需要今后进一步调查。

岩浆型铂族元素矿床除了以铜镍硫化物矿床的形式出现外，在攀枝花一带的钒钛磁铁矿中也有一定程度的富集，即无论是硫化物矿床还是氧化物矿床均可以导致铂族元素的富集。因此，在评价这两类矿床时都应同时对铂族元素进行评价。

表 4-1 四川境内已知铂族元素矿床（点）一览表

Table 4-1 General features of discovered platinum－group element deposits in Sichuan

构造带	产 地	类 型	矿 化 特 点	找矿建议
秦巴(金三角)	邛莫－拉尔玛	黑色岩系(Au-U 硅质岩型)	后期热液改造使金矿化地段 PGE 达 0.033g/t，与金矿层重合，可综合利用。加强金矿带含铂性研究	以金找铂
秦巴	马脑壳金矿	黑色岩系(浊积岩系)	围岩砂板岩 Pt+Pd0.51×10^{-9},蚀变矿化样品 3.8×10^{-9},马脑壳金矿中白钨矿可圈独立矿体。加强金矿带含铂性研究	以金找铂
秦巴	东北寨金矿	黑色岩系(浊积岩系)	板岩 Pt+Pd 2.17×10^{-9},加强金矿带含铂性研究	以金找铂
米仓山地区	南江玉泉	阿拉斯加型 Cu Ni 矿床	26 个岩体已圈出 12 个矿化体（7 个岩体），Ni0.2%、Cu0.17%	可检查铂
米仓山	旺苍大田角，谢家湾	层状基性超基性岩	斜辉橄榄岩-橄榄苏长岩型，岩盆，分异良好	可检查铂
龙门山	芦山白铜尖子	角闪辉石岩型 Cu-Ni	小型 Cu-Ni 矿床，矿石中 PGE1~3g/t，辉石岩 PGE0.5~1g/t，热液蚀变明显	需进一步查证
龙门山	天全昂世河岩碥碥	基性超基性杂岩 Cu-Ni	辉绿岩-辉长岩、辉石岩，见一脉长 25m 厚 1.4~2.27m，平均 Ni2.15%，Cu3.41%，Au0.46g/t，Pt1.3~2.0g/t，平均 1.75g/t	只踏勘，需查证
康滇地轴	丹巴杨柳坪及外围石锅棚子	晚期岩浆分凝型或诺利尔斯克型 Cu-Ni	顺层侵入基性超基性岩，杨柳坪、协作坪、打枪岩窝、正子岩窝、台子坪等，平均 PGE0.65g/t，批准 PGE 储量 45t	宜用新理论新思路深入查证
康滇地轴	泸定水井湾	结晶基地中的蛇绿岩型	橄榄岩中薄层状铬铁矿	作含铂检查
康滇地轴及扬子地台西缘	石棉西油房	基性超基性岩	纯橄榄岩-辉橄岩-辉长岩，强烈蚀变，产石棉，围岩中有铜金矿	以金找铂检查铂
	西昌阿七	基性超基性层状杂岩	含钛磁铁矿、铬铁矿化	含铂性检查
	德昌黄草坪	阿拉斯加型基性超基性杂岩	纯橄岩、辉石岩、橄榄岩及少量辉石岩、辉长岩，矿化位于下部含长辉橄岩中，Ni0.13%~0.15%，Pt0.25g/t，Pd0.2g/t	应进一步查证 PGE
	盐源矿山梁子	诺利尔斯克型	与二叠纪玄武岩有关的基性超基性杂岩，已评价中型铁矿。见苦橄玢岩及变基性岩，有硫化物出现于铁矿点、围岩及岩体中，Cu-Ni 低，Au1g/t	应普查评价
康滇地轴	米易新街	诺利尔斯克型	与二叠纪玄武岩有关的层状基性超基性杂岩。已评价钒钛磁铁矿并圈定独立铂矿体，PGE0.5~1g/t，平均 0.7g/t。底部与玄武岩接触带有橄榄岩、辉石岩，见铂矿化层可达 100m，PGE0.1~0.4g/t，Cu 0.1%~0.3%	应普查评价铂矿
双会地区	以会理龙舟山玄武岩为中心	诺利尔斯克型 Pt-Ni	米易东山岩体见镁质超基性岩、类苦橄岩，硫化物普遍，含量 5%~10%，未检查 PGE。龙舟山二叠纪玄武岩厚 3400m，见火山机构(熔结凝灰岩、角砾岩)及次火山岩，含金属硫化物，有找铂前景。会理清水河超基性岩见 Cu-Ni 矿化，Cu0.19%，Ni0.51%，Pd+Pt0.09g/t。会理打矿山超基性岩 Cu0.2%，Ni0.6%，Pt0.12~1.03g/t，Pd0.02~0.65g/t，Ru0.18g/t	建议运用新理论新技术新方法开展普查找矿
三江	得荣徐麦	海西期蛇绿岩型	小型铬铁矿矿床中伴生 PGE，190 件样品中 11 件>1g/t,最高 4.96g/t，产于 7#、60#、58#、59#四个矿体中。见砷铂矿及硫锇钌矿。与镁质基性超基性岩有关	可进一步调查

续表

构造带	产 地	类 型	矿化特点	找矿建议
三江	白玉洛绒-叶青	印支期蛇绿岩型	小型铬铁矿。与镁质基性超基性岩有关	可调查 PGE
三江	白玉伊科	印支期蛇绿岩型	小型铬铁矿。与镁质基性超基性岩有关	可调查 PGE
三江	德格上色坝	印支期蛇绿岩型	铬铁矿矿点。与镁质基性超基性岩有关	可调查 PGE
三江	巴塘措莫隆	矽卡岩型 Sn(Ag)多金属矿床	43°矿体中黄铜矿单矿物含 Pt1.07g/t,Co0.17%	可进一步调查
米仓山(城口)	城口-巴山	寒武纪黑色岩系	碳质板岩厚 0.5~2m，Ag100g/t，Cu、Zn 达边界品位。该区 Ag1.4~13.6g/t，平均 5g/t	进一步查证
广元大滩区	槽子沟	寒武纪黑色岩系	寒武系底部褐铁矿层、下部含磷层、中段菱锰矿层。化探 Cu-Pb-Zn-Ag-Cr-Ni 复合异常。人工重砂见硫化物、自然金	选择蚀变强烈地段检查 PGE
龙门山	青川乐安-水打坟	寒武纪黑色岩系	Ag 多金属异常沿寒武系断裂破碎带分布，长 16km 宽 2~6km，已知矿化体 Ag17g/t，Au0.6g/t，Cu0.05%~0.19%，Ag 最高 800~1000g/t	选择蚀变强烈地段检查PGE
康滇地轴中北段	乐山范店,甘洛凉红,汉源市荣,汉源关地	寒武纪黑色岩系	在金刚石调查中发现钾镁煌斑质超基性火山岩、凝灰岩夹层	含铂性检查
扬子地台西缘	盐源官房沟	寒武纪黑色岩系	已圈出独立 Cu、Ag 矿体，中、小型规模，3 件组合样 Pt31.1~11.1、Pd 40.6~32.1×10⁻⁹,具有成铂条件	进一步查证 PGE
扬子地台西缘	盐源南天湾	寒武纪黑色岩系	超基性岩与下寒武统碳质粉砂岩中发现细脉、浸染状铂矿化，厚 23m，Pt0.025~0.12g/t，Pd0.011~0.18g/t	铂矿查证地表评价
双会地区	会理菜子园	晋宁期超镁质岩	菜子园-兴隆岩群受 E-W 向基底断裂控制，见蛇纹岩体 16 个，其中牛金树岩体见科马提岩及块状硫化物矿体；兴隆、木格寨岩体见铁镍矿已获工业储量 26 万 t，远景 100 万 t；黄土坡等岩体见红土型风化壳及硅酸镍矿。有 Au、Ni、Cu 异常。此外岩体中常见铬铁矿包体，具有成矿条件。可寻找红土型铂镍矿及 Au-Pt 矿	应开展普查评价
双会地区	力-河口岩群	晋宁期小型基性超基性岩 Cu-Ni 矿床	米易合伍岩体含小型 Cu-Ni 矿床，Ni0.12%~0.15%，Cu 0.2%~0.25%，Pt+Pd0.42g/t。核桃树岩体在评价Cu-Ni时也初步评价了铂，提交Pd+Pt341kg，Pt0.89g/t，Pd0.71g/t，Au75kg、1.43g/t。青矿山岩体小型 Cu-Ni 矿 Ni0.5%、Cu0.75%，Pd+Pt0.13~0.76g/t. 该岩群过去只作Pt、Ni	未系统开展铂研究，可普查
双会地区	通安秧田沟	晋宁期小型基性超基性岩Cu-Ni矿	小型 Cu-Ni 矿，Ni0.48%，Cu0.84%，Pt0.09g/t	可普查铂
双会地区	岔河	矽卡岩型锡多金属矿床	以黄铁矿为主的硫精矿分析：Ag0.07~20.41g/t，Au0.00~0.67 g/t，Pt<0.008~0.12g/t,Pd<0.0008~0.25g/t，Ru0.003~0.025g/t，Rh<0.003~0.01g/t, Os<0.002~0.012g/t,Ir<0.002~0.03g/t. 摩挲营花岗岩及围岩元古界天宝山组黑色火山-沉积变质岩系有 Ag-Pb-Zn 矿,具找铂条件	可普查铂
康滇地轴	攀枝花大田超基性岩群	晋宁期小型超基性岩	拉拉箐、仁和、学房、偏坡、牛厂、大沙拉、云鹿、鹿子厂、珙山箐等岩体，后者见硫化物铜镍铂钯矿，鹿子厂岩体 Ni0.1%~0.17%，PGE0.3g/t。该带南延进入云南铂矿带，有朱布、金宝山等矿床	应普查、研究含铂性
扬子地台西缘	盐边阿布朗当	晋宁期阿拉斯加型	岩体南北向侵位于康定群中，长 8.5km 宽 0.9km，分大槽、放羊坪、阿布朗当 3 个矿段。普查 Cu-Ni，小型，其中阿布朗当 Pt+Pd0.15~0.48g/t	含铂性查定
扬子地台西缘	盐边冷水箐岩体	晋宁期阿拉斯加型	岩群侵位于元古界盐边群中，16 个岩体，仅对 2 个岩体作了评价，小型 Cu Ni，Pt0.01~0.06g/t，Pd0.06~0.2g/t，Os<0.001~0.018g/t,Ru<0.03g/t,Au0.01~0.08g/t,Ag2.2~9.0g/t	岩群铂矿查证评价
扬子地台西缘	盐边高家村	元古代层状基性超基性杂岩	岩体侵位于 Ar_3-Pt，盐边群地层中,150km².PGE 的高丰度出现在单元下部超镁质岩中，平均 0.02~0.055g/t,钻孔中原生晕>0.05~0.261g/t	可进一步普查但较难

续表

构造带	产　地	类　型	矿化特点	找矿建议
扬子地台西缘	1/5 万盐边幅 同德幅		化探圈定近 100km² 的 Pd-Pt-Cr-Ni-Co-Cu 综合异常，处于二叠纪玄武岩中，未发现超基性岩	应普查评价

傅德明编制

第二节　峨眉地幔柱的找矿潜力

虽然目前对于杨柳坪矿床的成因还在研究之中，还有不少问题尚待查明，如成矿时代、PGE 的赋存状态、热液作用与岩浆结晶分异作用的相互关系等等，但可以肯定，热液成矿作用和岩浆结晶分异成矿作用都是存在的，而且以热液作用形成的矿石为富，更具有实际的开采价值，因而值得深入研究并注意在地质找矿实践中开拓新的找矿思路。上述发现和测试结果也表明，以往只根据单一的“基性超基性岩岩浆熔离和结晶分异成矿”的思路来布置找矿勘探工作，显然是片面的。为此，笔者曾建议 402 地质队开展寻找热液型铂族元素矿床（体）的工作，根据四川地质矿产勘查与开发局骆耀南总工的介绍，402 地质队新近在杨柳坪外围鱼海子等地找到了 NE 走向的 3 条矿脉，初步分析 PGE 普遍在 0.1g/t 以上，最高达 5.05g/t。虽然规模不大、品位还不高，但证明在杨柳坪地区及扬子地台西缘其他有利地区寻找热液型（同时不放弃岩浆型）PGE 矿床是很有前景的。为此，笔者认为：

（1）杨柳坪本区扩大 PGE 规模的可能性很大。1980 年以前的资料表明杨柳坪热液型矿石 Ni>1%的矿石 PGE 平均为 1.33g/t，而热液型矿石与夕卡岩型、贯入型三类矿石共占总储量的不到 3%。即热液型矿石虽然在当时已经发现，但只有理论意义而无实际开采价值。近年来的采矿实践表明，热液型矿石不但品位高（本次分析平均达 2.8369g/t）而且规模大，考虑到当时（1999 年 10 月）3515 中段的采空区已有相当规模（长近百米，宽数米，高数米），估计已开采热液矿石中的 PGE 储量可达上吨规模，只可惜综合利用不够。由于对热液型矿体没有作系统的地质工作，对矿体的规模实际上没有控制，因此，在杨柳坪地区对热液型铂族元素进行评价非常必要。

（2）热液型矿石中 Ru、Rh 的高含量（特别是 Ru）是值得注意的找矿新线索。杨柳坪热液矿石中 Ru 的含量非常高，平均值接近 1g/t，最高 2.439g/t，远远高于岩浆矿石（平均 0.0157g/t），也远远高于其他矿床（金川 0.016g/t、红旗岭 0.001g/t、力马河 0.006g/t、金宝山 0.016g/t、克拉通克 0.0048g/t；李文渊，1996）。Rh 的品位虽然只有 Ru 的 1/10，但考虑到铑的市场价格非常昂贵，因此，也应予以特别的重视。

（3）对热液型铂族元素的成矿机制开展深入研究，查明其成因和成矿条件，为今后地质找矿工作的部署提供理论依据。同时应在扬子地台西缘其他老矿区（主要按照单一的岩浆成矿理论勘查过的地区）如金宝山等地重新检查是否存在热液型矿化。

虽然在理论和实验方面已经证实 Pd 和 Pt 可以被热液作用大量活化和富集，但在找矿勘查实践中并未得到重视。在我国的铜镍硫化物-铂族元素矿床中，多阶段成矿是明显的，但像杨柳坪这样具有独立开采价值的热液交代成因富矿体尚未见报道。实际上，在杨柳坪矿区，几个矿段的基性超基性岩均已经发生强烈蚀变，原岩难以恢复，充分表明热液作用的强度和

广度，因此，即使是基性超基性岩岩体内部的浸染状矿体是否完全由岩浆结晶分异—熔离作用所形成，也值得进一步研究。杨柳坪地区热液成矿的机制可能为：岩浆热液由于受到厚层岩浆岩的覆盖或阻挡而不易扩散，一部分流体侧向进入围岩，一部分流体则上升进入基性超基性岩，进入基性超基性岩的流体通过强烈的水岩反应可以活化出部分成矿物质如铜、镍、铂族元素，流体随着温度的降低和成矿物质的加入而变得越来越“重”，趋向于在下部聚集，而周围及下部的大理岩化灰岩又由于性质活泼、孔隙度大等原因而特别易于被热液交代，由此在围岩(灰岩)中形成大量形态复杂但品位很高的热液矿石。

杨柳坪地区 Cu-Ni-PGE 富矿体的发现不但提供了热液成矿的实例，对于重新认识我国铂族元素的找矿前景也具有重要意义。从目前的开采情况看，富矿体均产于基性超基性岩体的接触带，当围岩为灰岩(大理岩化)时矿化最强烈，而这样的成矿条件在整个峨眉山玄武岩及其相关基性超基性侵入岩分布地区都是存在的。特别是褶皱地层的转折端和虚脱部位，最有利于热液充填形成富矿体(如正子岩窝 3515 中段)，因而值得重视。至于主要受到剪切构造或断裂带控制的热液矿化，在杨柳坪一带目前还没有典型实例，但也不可忽视，特别是在有巨大的玄武岩覆盖的地区，构造就是热液活动的有效通道。

第三节　南非与布什维尔德杂岩体有关的铂族元素——铬铁矿矿床成矿系列及其与中国西南部同类矿床的对比

一、南非铂族元素矿床概况

世界上的铂族元素主要集中在南非的布什维尔德（Bushveld）、津巴布韦的大岩墙（Great Dyke）、加拿大的肖德贝里（Sudbury）、俄罗斯的诺里尔斯克（Noril'sk）和美国的斯提尔沃特（Stillwater），据 Macdonald AJ 统计（1987），它们分别占世界总储量的约 80%、10%、0.4%、8%和 1.4%。南非占绝对的优势，其铂族元素矿床又集中在梅林斯基矿层、UG2 矿层和普拉特矿层。1992 年南非矿产能源部宣布的铂族元素储量基础为 58900t，占世界的 87.9%。1997 年布什维尔德出产的铂有 115.2t，占世界的 74.6%；钯 56t，占 24.8%(Wilson 和 Prendergast,1998; Stribrny 等,2000)。

目前，南非的铂族元素矿床主要由英美公司等世界上最大的几个金属矿业公司在开采。其中，英美公司（ANGLO-AMERICA）是全球最大的金属矿业公司之一，总部在英国，主要开采铂矿、金矿等金属矿，其中铂矿生产矿山在西布什维尔德有 6 个，东布什维尔德有 3 个，另有 5 个勘查区（主要在东部，图 4-1），其铂族金属＋金的年产量在 150t 以上。据其下属的 ANGLO 铂业公司统计，2000 年世界上 72%的铂金属是南非出产的（另有 21%来自俄罗斯，5%来自北美），接近于 120t，与 1999 年的产量相近。虽然南非有数万吨铂族金属，但已经开采了 1 个世纪，特别是随着西布什维尔德 UG2 矿层 Pt8.7g/t 以上富矿体的大量开采，包括英美公司在内的许多公司已经开始从西布什维尔德转向东布什维尔德，而东布什维尔德的铂族元素矿床有许多属于接触带热液型，与典型的产于层状杂岩体内部的 UG2 矿层和梅林斯基层有较大的差别，因此这又开拓了新的找矿方向。

二、从成矿系列的角度认识布什维尔德的铂族元素矿床

布什维尔德杂岩体典型地区的岩层厚度可达 9000 m，其下部 1700 m 称为下部带（Lower Zone），1700 m～3150 m 是主要的含矿层因而称为关键带（Critical Zone），3150~7860 m 为厚度最大的主带；7860 m~9000 m 为上部带（Upper Zone）。其中，关键带又分为下部群（Lower Group，简称 LG）、中部群（Middle Group，简称 MG）、上部群（Upper Group，简称 UG）和梅林斯基矿层（Merensky Reef，简称 MR）等不同的含矿层（图 4-2A）。每个含矿层又分为若干个矿层，如 UG2 即是上部群中的第二个矿层，而这里的矿层往往是纯矿石，如东布什维尔德 Lebowa 矿山的 UG2 是一层纯的铬铁矿层，厚度 80 cm，倾角约 5°，据介绍铬铁矿层延伸达 200 km。

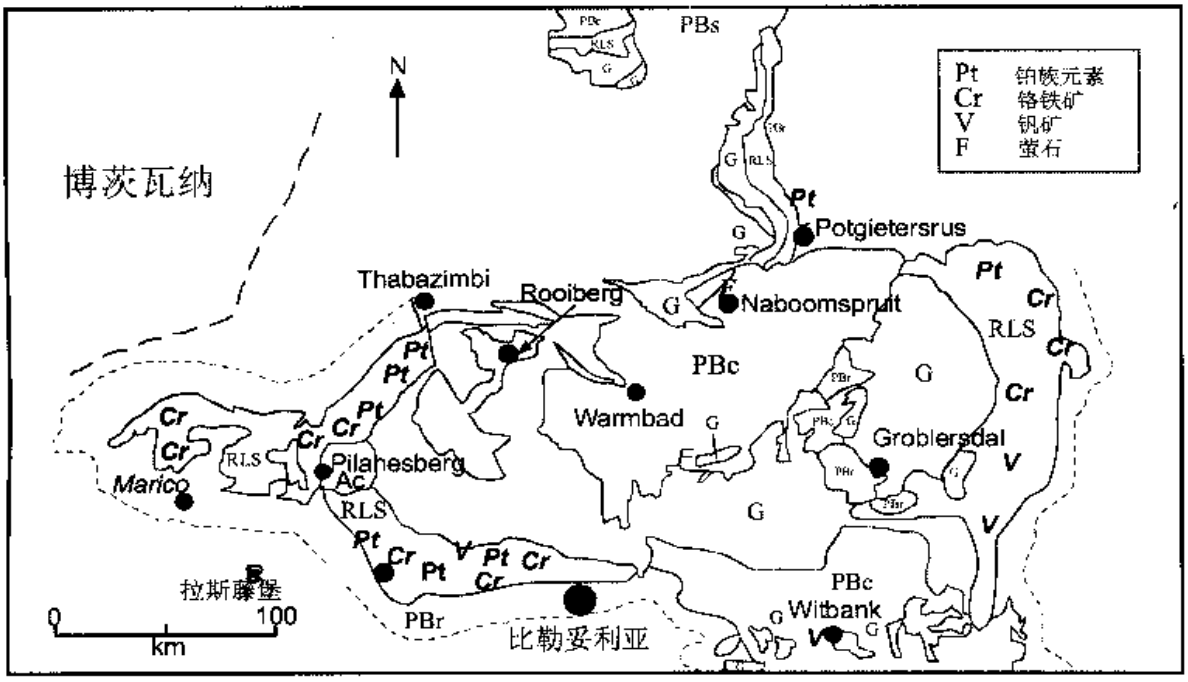


图 4-1　布什维尔德杂岩地质特征和主要矿床分布位置(据 Viljoen 和 Reimold, 1999)

Fig.4-1　Geological features and Major mineral occurrences of the Bushveld complex

PBc－晚于布什维尔德杂岩的盖层；G－花岗岩和花岗斑岩；Ac－碱性杂岩；

RLS－拉斯滕堡（Rustenburg）层状岩套；PBr－早于布什维尔德杂岩

从地质与成矿的角度看，在布什维尔德，无论是最先开采的岩筒型铂矿，还是近百年来一直占主导地位的层状铬铁矿型铂族元素矿床，或是近年来新兴起的接触带型热液矿床，都与古元古代时期发生在南部非洲特兰士瓦省卡普尔克拉通上的基性超基性岩浆活动（形成的地质体一般称为布什维尔德杂岩体）有密切的成因联系。因此，这些不同类型的铂族元素矿床、铬铁矿矿床以及与布什维尔德杂岩体有关的钒钛磁铁矿、顶部碱性花岗岩体中的锡矿等一系列矿床，实际上属于同一个与地幔柱基性超基性岩浆活动有关的矿床成矿系列，该成矿系列产出于南非陆核内的元古代地幔隆起带。

（一）铬铁矿矿床

很大一部分的铂族元素矿床实际上也是铬铁矿矿床，但由于南非的铬铁矿资源非常丰富（占世界第一位），因此，在东布什维尔德，除了部分矿山专门开采铬铁矿外（如万特克

（Vantech）矿山），大多数开采铂矿的矿山还没有综合利用铬铁矿。因此，除了梅林斯基矿层、岩筒型和接触带型铂矿（也有少量的铬铁矿）外，大多数铂族元素矿床实际上也是铬铁矿矿床。在 BHP-比利顿（BHP-Billiton）公司下属的萨蒙科（Samancor）铬业公司开采的伊斯腾（Easten）、特威芳汀（Tweefontein）等铬矿山，年产量几乎占全球铬铁矿产量一半（40%出口亚洲）。主要的铬铁矿层分布在布什维尔德杂岩体关键带的中部群（MG），在特威芳汀（Tweefontein）可以看到铬建造主要是辉石岩，可分 6 个旋回，每个旋回自下而上由铬铁矿→辉石岩→苏长岩→斑点状斜长岩→斜长岩演化。产于下部带（LZ）的铬铁矿虽然质量最好但厚度小，其旋回性自下而上表现为纯橄岩→方辉橄榄岩→橄榄辉石岩→辉石岩，铬铁矿层位于底部。岩层中橄榄石仍然很新鲜，但在剪切带裂隙中充填热液菱镁矿，在地表发育的镁花则是一种很好的植物找矿标志。

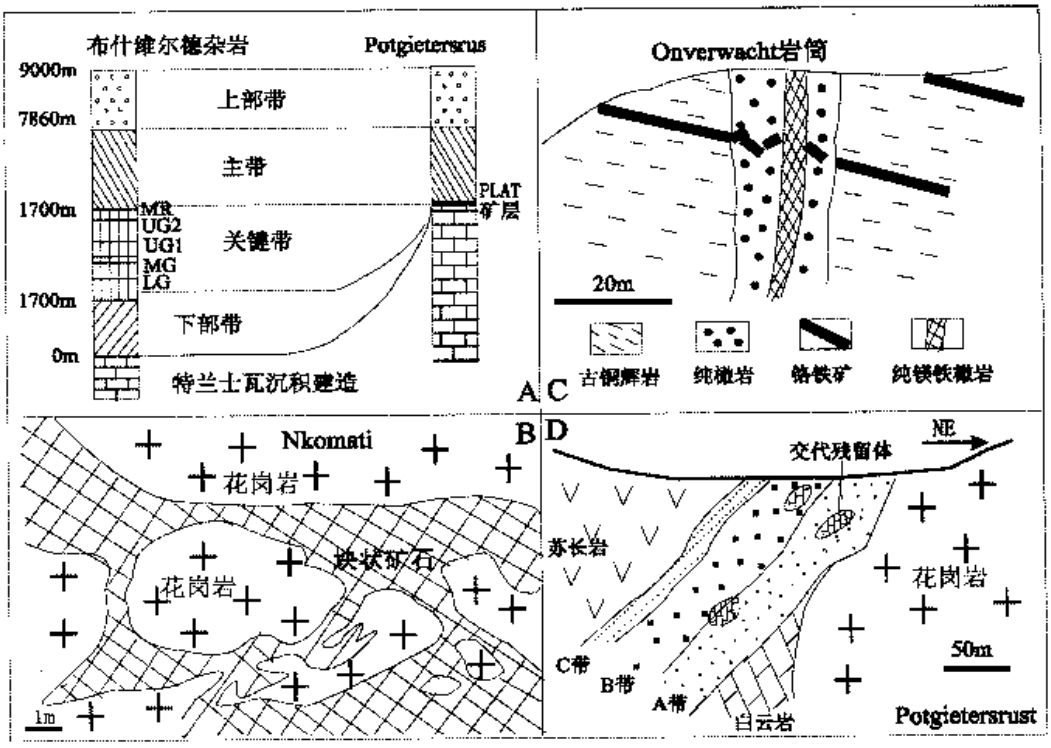


图 4-2　布什维尔德杂岩体不同类型铂族元素矿床的地质特征

Fig.4-2　Geological features of Platinum-group elements deposits related to the Bushveld complex

A-布什维尔德杂岩体的分带及含矿层位（据 White,1994）；北科马提（B-Nkomati）矿床的井下素描（网格状部分为块状硫化物，不规则穿于花岗岩中）；奥沃瓦恰特（C-Onverwacht）岩筒（据 Macdonald ，1987）[1]；衢特吉特拉斯特（D-Potgietersrust）矿区采场露头素描(A 带为边部角岩化辉石岩；B 带为粗粒辉石岩,主矿带；C 带为无矿辉石岩)

（二）产于基性超基性岩岩体内部的铂族元素矿床

UG2 是最典型的代表。安普拉特（Amplats）是 UG2 的第一个出露点，在英美公司蒙达拉斯霍依克（Maandagshoek）矿山新近开拓的坑道及开采掌子面，可以清楚地看到铬铁矿层中及其上下出现伟晶状辉石岩。那里有 6 亿 t 矿石，品位 6~8g/t，至少含 4000 tPGE。英美公司阿托克亚（Atokia）矿区利博瓦（Lebowa）矿山的 UG2 也是铬铁矿层，矿层稳定延伸达 200 km。UG2 矿层的铂族元素矿石主要是铬铁矿型，而梅林斯基层中的矿石多属硫化物型，浸染状为主。关于 UG2 和梅林斯基层的文献颇多，此不赘述。

（三）产于基性超基性岩与围岩接触带的铂族元素矿床

此类矿床以往介绍较少。国内了解不多。主要有两种情况，一种是杂岩体上部基性超基性岩岩体与围岩的侵入接触带，另一种是层状杂岩体底部与基底地层的接触带。前者以葡特吉特拉斯特（Potgietersrust）为例，后者以北科马提（Nkomati）为例（图 4-2B）。

葡特吉特拉斯特（Potgietersrust）铂矿山（简称 PPL，图 4-2D）是 1926 年梅林斯基（Merensky）最先发现原生梅林斯基（Merensky）型矿石的地点(White,1994)，目前至少在 45 km 的延伸范围内，矿层是稳定的，但只开发了 1 处，即 PPL。PPL 自 1992 年开始剥土，还可露采 8 年。其中一个矿体连续长 1700 m，延深至少 400 m，平均厚 30 m，平均品位 3.2g/t。其特点是超基性岩与白云岩的接触带控矿，不同的围岩如白云岩、基底花岗岩等都可以出现矿化，钙硅质接触交代岩发育并含矿，更晚期的热液活动也显著，最晚期的石英脉斜切矿层。石英脉宽 20~40 cm，开采面上连续长 100 m 不间断，虽然无矿但表明了热液活动的存在与强烈。在 PPL 矿山露天揭露的普拉特里夫（Platreef）矿体，矿化剖面自下而上由白云岩→上边部长英质辉石岩带（A 带，也称似辉石岩带）→粗粒辉石岩带（主带，B 带）→下边部长英质辉石岩带（C 带，局部发育）→苏长岩带，其中钙硅酸盐交代岩主要发育在 A 带和 B 带，浸染状矿化主要在 B 带，块状矿化在蚀变白云岩中。存在少量的铜镍硫化物和铬铁矿，铂族元素主要呈浸染状分布在交代岩和围岩中，铂族矿物细小，一般肉眼无法辨认。

北科马提（Nkomati）块状硫化物铜镍铂矿床在成因上与伏特克姆斯特（Uitkomst）杂岩体有关，该杂岩体（2025Ma）属于布什维尔德（Bushveld）杂岩体的卫星岩体，在其底部辉长岩与花岗岩基底（3000Ma）或盖于花岗岩基底之上的白云岩（2600Ma）、黑色页岩之间的不同接触部位均出现矿化，因此，部分矿石产在花岗岩中，部分存在白云岩中。其鲜明的特点是铂族元素产在铜镍硫化物块状矿石中，矿石与围岩界线一目了然。其中北科马提（Nkomati）矿山井下开采的 3 个块状矿体中，以 1 号矿体为主，已探明矿石 240 万 t，平均品位 Ni2%、Cu1.13%、PGE5.8g/t。虽然北科马提（Nkomati）矿床本身未见铬铁矿富集，但矿山外围伏特克姆斯特（Uitkomst）杂岩体的中、上部超基性岩中存在铬铁矿层。据介绍，导致成矿的辉长岩形成于 17 亿年前，显然属于布什维尔德杂岩体形成之后的小岩体。

（四）产于侵入岩岩筒中的铂族元素矿床

在布什维尔德杂岩体中分布有大小不一的岩筒，一般规模不大，直径不超过 30m（如奥沃瓦恰特（Onverwacht）岩筒，图 4-2C），但铂族元素的品位很高因而成为最先开采的一批原生铂族元素矿床。其中德里科普（Driekop）岩筒（17g/t）在 1926~1980 年间开采 7 万 t 矿石；穆伊霍克（Mooihoek）岩筒（20g/t）是 1924 年发现砂铂矿后最先追踪到的砂矿矿源。

（五）其他类型的铂族元素矿床

砂铂矿是 20 世纪初的主要开采对象。热液型铂矿主要指产在布什维尔德杂岩体外侧各种地层中受到断裂或剪切带控制的矿脉。如在布什维尔德杂岩体东北侧的特威芳汀（Tweefontein）山太古代 BIF 型硅铁建造地层中，沿断裂带（均已剪切）分布有很多开采硫化物矿石的地质遗迹。据考证，在欧洲人进入南非之前就已经开采，而且是开采铜镍（地表弃石存在大量孔雀石）。后来欧洲人在其中发现过大颗粒铂矿物（宝石级，存放于大英博物馆）。这些磁铁石英岩建造中的块状~浸染状 Cu-Ni 硫化物矿石，可能基性超基性岩侵入过

程中热液沿剪切带上升而形成。这些剪切带一般宽 40~80 cm，延续几十公里，可能是在杂岩体的侵入过程中形成的，因而具有极好的找矿前景，但目前还没有开展系统工作。另外，在特兰士瓦中部的那布斯普鲁特（Naboomspruit）地区还发现过石英脉型的铂族元素矿床(McDonald I 等，1995)。

（六）其他类型的矿床

包括产于接触带的菱镁矿、石棉矿床、红柱石矿床等。东布什维尔德的斯特克普鲁特（Sterkspruit）石棉矿呈脉状充填在蛇纹石化超基性岩中，已闭坑，但曾经是南非主要的石棉矿。位于斯提尔沃特（Steelpoort）的菱镁矿及红柱石矿也已经停产，但规模均很大。另外，侵入在特兰斯瓦群中的一系列碱性花岗岩（“非洲红”）含有沿剪切带充填的含铜锡石—电气石石英脉（在扎伊普拉特（Zaaiplaats）锡矿山就有 43 处古矿遗址）。

总之，布什维尔德杂岩体中铂族元素成矿的多样性，如经典的岩浆结晶分异的 UG2 和梅林斯基（Merensky）矿层（利博瓦（Lebowa）和蒙达格斯霍伊克（Maandaghoek）铂矿）、块状铜镍硫化物矿石中的伴生铂族元素北科马提（Nkomati 铜镍铂矿）、接触带控制的稀疏浸染状-星点状硫化物-铂族元素矿化（葡特吉特拉斯特（Potgietersrust）铂矿）、岩筒型矿化（穆伊霍克（Mooihoek）和德里科普（Driekop）铂矿）、剪切带热液硫化物型矿化特威芳汀((Tweefontein）铜铂矿）以及石英脉型铂族元素矿化，充分表明，虽然目前铂族元素主要来自于基性超基性岩杂岩体，但矿体可以分布在岩体内部也可以出现在接触带甚至围岩中，实际上构成完整的成矿系列，并具有空间分带性。这对于我国寻找铂族元素矿床无疑具有重大的启示。

三、与布什维尔德杂岩体有关铂族元素——铬铁矿成矿系列的成因

目前，南非的地质界和矿业界对于南非为什么会有这么多的铂族元素矿床有一个比较统一的认识，即长期稳定的地台受到了地幔柱长期的侵入而形成了结晶分异非常完善的布什维尔德杂岩体，杂岩体的形成过程也就是成矿作用的进行过程。为此，他们于 1997 年专门在比勒妥利亚大学召开了一次国际性研讨会。所存在的最大争论是东布什维尔德与西布什维尔德的关系问题，即它们是一个地幔柱形成的，还是两个地幔柱或一个地幔柱的两个分枝形成的？地球物理学家多趋向于前者，而地质学家多趋向于后者。

无论是一个地幔柱还是两个地幔柱，看来地幔柱是目前理解布什维尔德出现大规模成矿作用的合适机制。从成矿系列的角度，我们可以将与布什维尔德杂岩体有关的矿床组合理解为一个成矿系列，其成因与地幔柱密切有关（见图 4-3 示意）。

四、与中国西南部同类矿床的对比

南非共和国的地质情况与中国具有明显的不同，最大的差异表现在中国以显生宙地质为主，尤其是中、新生代地质具有世界上无可比拟的特点（如燕山运动和喜马拉雅造山运动），而南非则以太古代和元古代地质为主，一个稳定，一个活动；一个克拉通及上叠盆地发育，一个造山带及盆岭构造发育。这样的构造格局对矿产资源的制约是显著的，表现为南非的矿老、大、富、层位多但简单、矿种相对单一、产状平缓、剥蚀显著、易采易选、外部开发条件有利，而中国的矿显得年轻、小、贫、层位复杂、矿种多而混杂、产状多陡且复杂、剥蚀

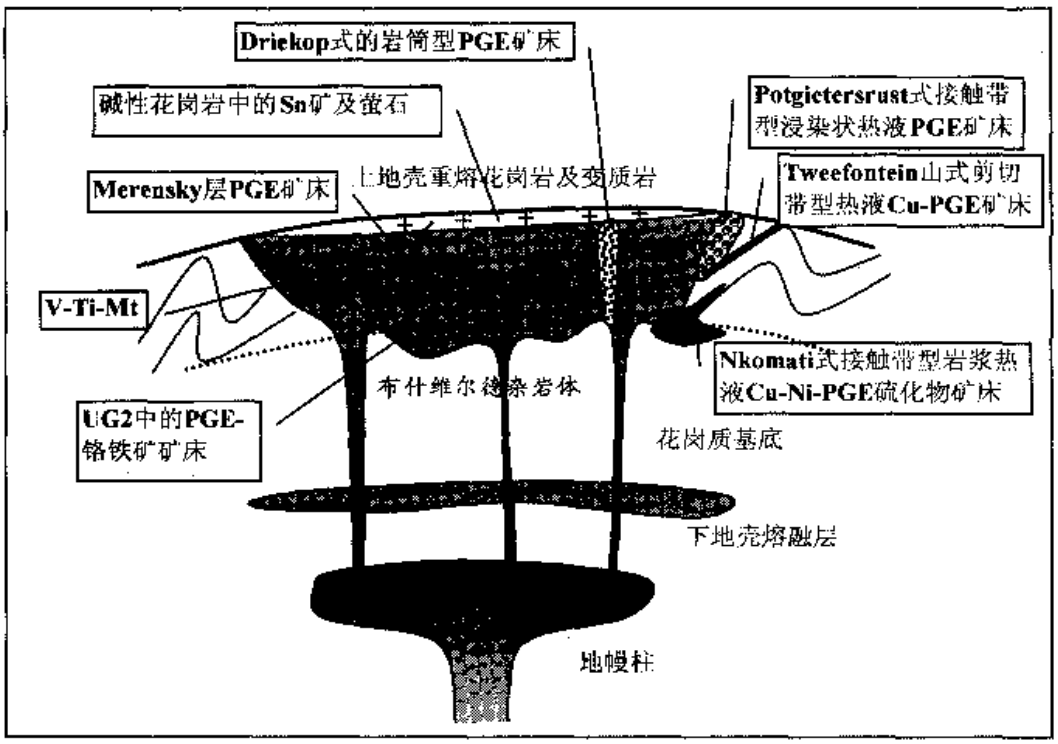


图 4-3　与布什维尔德杂岩体有关矿床成矿系列的成矿模式图

Fig.4-3　Genetic model diagram showing the metallogenic series related to the Bushveld complex

程度低、控制程度也低、难采难选、外部开发条件差。但是，中国也曾经历过太古代和元古代的演化历史，并且也有类似的矿产资源，如绿岩带型金矿、古老的块状硫化物型铜矿；尤其是峨眉地幔柱与布什维尔德地幔柱虽然差别较大，分别属于不同地质构造单元、不同时代形成的两个矿床成矿系列，但本质类似，属于同一成矿系列类型，因而仍然可以对比（表4-2）。

表 4-2　南非布什维尔德成矿系列与中国峨眉成矿系列的概略对比

Table 4-2　General comparison between the Bushveld PGE metallogenetic series in South Africa and the Emei PGE metallogenetic series in China

对　比　项	布什维尔德系列	峨 眉 系 列
时代	古元古代（可能从 2100Ma 延续到 1700Ma）	古生代
构造单元	南非地台	扬子地台西缘
岩浆作用	地幔柱形成的布什维尔德杂岩体	地幔柱形成的峨眉玄武岩及其杂岩体
剥蚀程度	地幔柱顶部的玄武岩已经剥蚀，下部的杂岩体广泛出露	地幔柱顶部的玄武岩正在被剥蚀，下部的杂岩体只有少部分出露
已知矿床组合	铬铁矿－铂族元素－铜镍硫化物－钒钛磁铁矿－石棉－菱镁矿－锡矿	铬铁矿(?)－铂族元素－铜镍硫化物－石棉
铂族元素矿床类型	包括岩筒型、层状分异型（包括铬铁矿型和铜镍硫化物型）、接触带热液交代型和剪切带热液充填型、石英脉型	除岩筒型不发育外，岩浆分异型（以铜镍硫化物为主，铬铁矿型不发育但出现钒钛磁铁矿型）、接触带热液交代（如杨柳坪）和脉型充填矿体（大岩子）均已经见到

应当指出，峨眉地幔柱形成晚，剥蚀程度低，可能绝大多数的矿体埋藏在深部（在适当的时候不妨利用深钻技术进行探测），但在一些基性超基性岩侵入体出露的地区可以进行

系统的评价工作。另外，铂族元素矿床随着时间从老变新有 Pt/Pd 比值变小的趋势，如元古代的布什维尔德 Pt/Pd 比值约为 2～1，津巴布韦大岩墙约为 2，晚古生代的诺利尔斯克则约为 0.35，马来西亚和巴布亚新几内亚等地斑岩铜矿中的 Pd/Pt 比值更是可以低到 0.32~0.06（Sutphin 等，1986; Vermaak，1995；Naldrett，1999; Stribrny 等，2000）。我国晚古生代杨柳坪铜镍铂族元素矿床中也发现了热液型富矿石（王登红，2000；2001），也是 Pd 在热液矿石中富集，岩浆型矿石 Pt/Pd 比值平均 0.7，热液型仅为 0.08。这种 Pt/Pd 比值的变化在成因上可能与地球的演化有关，在找矿实践中具有重要的意义，即与峨眉地幔柱有关的铂族元素矿床中钯的含量可能是主要的，在调查时不能只评价 Pt 而轻视 Pd。

另外，考虑到 Pd 的热液活动性要比 Pt 显著得多，如南非北科马提（Nkomati）热液型铜镍矿石中 Pd 的含量可达 60g/t（此时 Pt 为 5g/t），杨柳坪矿区热液矿石中 Pd 的品位相当于 Pt 的十倍，而热液矿床可以出现在远离基性超基性岩岩体的位置，因此，在我国西南部峨眉地幔柱影响到的区域，寻找热液型的以 Pd 为主的铂族元素矿床是大有希望的而且是具有经济意义的（杨柳坪矿区以 Pt 含量较高的岩浆型矿石总体品位低暂无经济效益）。最近，根据寻找热液型铂族元素矿床（体）的新思路，四川地质矿产勘查与开发局 402 地质队在杨柳坪外围鱼海子等地找到了北东走向的 3 条矿脉，初步分析 PGE 普遍在 0.1g/t 以上，最高达 5.05g/t。虽然规模不大、品位还不高，但证明在杨柳坪地区及扬子地台西缘其他有利地区寻找热液型（同时不放弃岩浆型）PGE 矿床是很有前景的。另外，在会理大岩子地区也发现了产于辉石岩与变质沉积岩接触带（断裂破碎带）的热液型铂族元素矿体，铂族元素矿化受基性超基性岩墙与震旦、寒武系白云质大理岩的接触带控制，矿体主要产于硅质条带白云质大理岩的破碎带中（90%），少量（10%）产于蚀变破碎辉石岩中。产于蚀变破碎白云质大理岩中矿体厚为 1.7~3.5 m，长 430 m，已控制垂深达 100 m，矿体品位 Pt+Pd 为 0.34~16.39g/t,平均 4.84g/t。产于蚀变破碎辉石岩中铂矿体厚度为 0.3~0.5 m，Pt+Pd 含量达 14.42~5.11g/t，Pt/Pd 比值为 1.9~3.5。此外，在位于同一断裂破碎带的打矿山、春天坪等地也发现了新的矿体（赵支刚等，2000；刘凤山等，2000；张光弟等，2001）。因此，只要通过对成矿条件的系统研究，充分认识成矿规律，开拓找矿思路，在我国发现多种类型的铂族元素矿床是完全可能的。

第四节　铂族元素矿床的找矿方向

20 世纪 80 年代以来，世界铂族金属良好的市场前景极大地推动了铂族金属矿产勘查工作，探明储量大幅度增加，不断发现新的成矿区（带、省）、新的成因类型，并加强了研究工作。中国目前铂族金属矿产，特别是非传统型铂族金属矿产研究、预测评价、普查尚未引起足够重视。在世界上黄金价格狂跌（中国地质矿产信息研究院，1996）、铂族金属价格相对稳定、市场前景良好，国内地勘队伍实行属地化的新形势下，国家应重视铂族金属矿产的研究、预测评价、普查，进而引导勘查开发。

中国是目前世界上对于铂的需求量最大的国家。根据《北京青年报》2002 年 12 月 6 日的报道，中国的铂金消费已经跃居世界第一位。2001 年中国一共进口铂金 40 t，占世界总产量的 55%。国内铂金消费已经超过 20 亿美元。随着人民生活水平的不断提高，中国市场

将需求更多的铂。但是，中国目前还没有可独立开采的铂矿，所需求的铂几乎依赖于进口。这对于中国这么大的国家来说是很不相称的。因此，寻找更多的更好的铂族元素矿床，已迫在眉睫。

根据 20 世纪 90 年代以来铂族金属矿床勘查的新发现，中国铂族金属的找矿方向可按照“以绿找铂”、“以黄找铂”和“以黑找铂”的找矿原则，即在蛇绿混杂岩或基性超基性岩分布区寻找基性超基性岩浆岩型、岩浆热液型铂族金属矿以及与之有关的砂铂矿床，在金矿田中寻找伴生铂族金属矿床，在黑色页岩分布区寻找黑色页岩型铂族金属矿床。

一、铂族金属矿床的多样性

国外已知铂族金属矿床绝大多数产在与基性超基性岩有关的铜镍硫化物矿床和铬铁矿矿床中。这两类矿床中所探明的铂族金属储量占世界总储量的绝大部分，但就目前世界铂族金属的产量而言，绝大部分是从铜镍硫化物矿石中提取的，所以以往寻找铂族金属矿床主要是寻找与基性超基性岩有关的铂族金属矿床。但是，近年来随着勘查和研究工作的深入，新的成因类型不断发现，丰富了铂族金属矿床研究和勘查的内容。为了探讨中国铂族金属矿床的找矿方向，有必要强调铂族金属矿床产出状态和成因类型的多样性。赫尔伯特等（1991）曾提出岩浆型、热液型、表生型三大类铂族金属矿床成因类型，涂光炽把已知独立铂族元素找矿类型划分为镁铁-超镁铁质岩体型（包括层状杂岩型、暗色岩型、蛇绿岩型）、黑色页岩型和不整合脉型。Gurskaya（1998）对黑色页岩型进行了更详细的划分。参照他们的意见，刘凤山等（2000）认为按地质作用可以分为岩浆型、沉积型和热液型三大类、若干成因类型及成因亚类（参见第三章表 3-2）。

实际上，铂族元素的产出特征是非常复杂的，绝对不局限于基性超基性岩、黑色页岩和伴生在斑岩铜矿中。比如，南非在开采基性超基性岩中的铂矿之前曾经在石英脉中发现自然铂，1925~1926 年曾在特威芳汀（Tweefontein）农场发现一些直径达 1.85 cm 的砷铂矿（有的砷铂矿至今仍然保存在英国伦敦的自然历史博物馆中），砷铂矿产在侵入于条带状磁铁石英岩的伟晶状和粗粒花岗岩中。在北美阿巴拉契亚造山带寒武系-奥陶系灰岩及其下伏的前寒武基底地层的焦沥青中还发现过自然铂矿物（John Parnell，1988）。可见，在强调基性超基性岩或地幔柱对于铂族元素矿床成因的重要性的同时，还不能忽视铂族元素产出的多样性。尤其是在中国，地质历史非常悠久，地质条件极其复杂，什么样的地质情况都可能出现，更应该注意铂族元素产出的多样性。就像找金矿一样，30 年前人们熟悉的金矿主要还是砾岩型、石英脉型、砂矿型等少数几种，像卡林型金矿都还是后来才认识的。因此，铂族元素的产出很可能与金一样，尽管成矿物质的来源以地幔为主，地幔柱从地核携带铂族元素最有利成矿，但其最终的富集地点可能是多样性的，即对于围岩没有特别的选择。

二、国外铂族金属矿床勘查与研究的新进展

除了南非，俄罗斯是世界上铂族金属探明储量和产量第二大国，而且一直十分重视铂族金属矿产勘查与研究工作，如 1996 年俄罗斯国家基金曾经设立“俄罗斯铂矿研究”项目。该项目在 1998 年 8 月 20~24 日“北亚克拉通和褶皱造山带金属成矿作用、石油资源及其地球动力学”国际研讨会上组织专题讨论，全面反映了其所取得的成果。

（一）铂族金属矿床形成的主要地球动力环境

西伯利亚板块可以分为西伯利亚克拉通和褶皱造山带两大部分，在褶皱造山带目前已识别出大洋、岛弧、大陆边缘、汇聚-碰撞、碰撞后等 4 个主要地球动力学环境，在克拉通活化阶段主要是板内裂谷作用（刘凤山，1999）。大洋环境主要形成与超基性岩有关的 Pt 族、Cr、Au、滑石、软玉和与火山岩、碳酸盐岩一硅质岩有关的菱镁矿-多金属等等。岛弧和大陆边缘环境主要形成与黑色页岩和火山岩有关的金铂矿化等。汇聚-碰撞环境后汇聚-碰撞阶段，有 Au、Ag、W、Pt、Pb、Zn、Sb、Hg、斑岩 Cu（Mo）、稀有金属、稀土等矿化，与之有关的岩浆系列主要是偏碱性系列一碱性系列（即非造山花岗岩类）。碰撞后环境目前尚未发现与 Pt 有关的成矿作用。板内裂谷环境主要形成诺里尔斯克型铜镍铂族金属矿化。

（二）岩浆型铂族金属

诺里尔斯克、乌拉尔和阿尔丹地区是俄罗斯的主要铂族金属产区，诺里尔斯克东北部的迈梅恰—科图伊地区已成为新的铂族金属产区（马利奇等，1997）。该地区分布着众多的基性超基性碱性杂岩体，杂岩体一般由纯橄岩、异剥橄榄岩和磁铁矿单斜辉石岩、霓霞岩—碳酸岩构成，在空间上同厚层超基性岩（麦美奇岩）岩层共存，Os、Ir、Ru 主要分布在蛇纹石化纯橄岩和铬铁岩中，Pt、Pd 主要分布在单斜辉石岩和麦美奇岩中。

在南西伯利亚金加斯加（Kingashsk）地块也新发现了镍铂成矿省（Glazunov,1998）。矿化产在中新世巨层状异剥橄榄岩一辉岩一辉长岩岩盆内，含矿异剥橄榄岩及辉闪苦橄岩和橄榄岩异离体分布在剖面底部，辉长岩则分布在顶部。矿石中 Pt 含量可达 3g/t，矿化岩石平均含 Pd 45mg/t、Pt 43mg/t、Rh3mg/t、Ru 9mg/t、Os 15mg/t、Ir 1mg/t、Ag 583mg/t、Au 59mg/t。

（三）沉积型铂族金属

1．黑色页岩型：黑色页岩指一套富含有机质的细粒沉积岩。近 10 年来，在黑色页岩中发现了一些前所不知的贵金属和有色金属矿床，产于从元古宙到早中生代不同时代的岩石中，具有明显不同的矿化规模、矿体形态、围岩蚀变强度和类型。然而，这些矿床有许多共同特点，如矿体呈层状，经常与含炭沉积岩共生，金、铂族金属、放射性和稀土元素、镍、铜、铬、钒、钼、铅、钨、钴等多金属共生，矿石产在交代蚀变带和硫化物矿化带或硫化物-硫砷化物矿化带中。

干谷金铂多金属矿床是俄罗斯最大的金铂矿床之一，位于贝加尔-帕托姆高原中晚里菲期霍莫尔欣组中。霍莫尔欣组总厚度 750～850 m，但金、铂矿化主要分布在上部有石英-绢云母化和碳酸盐化蚀变的富含有机质（从 2～3 到 5～7 体积%）的黑色页岩中。矿体厚几十米至一二百米；长达几公里，铂含量可达 3~5g/t（季斯特列尔等，1997）。

在布拉亚（Buraya）地块里菲期-寒武纪黑色页岩中发现华南型铂矿床，矿体厚 2～5m，长几百米（Gurskaya,1998）。里菲期含炭页岩含较高的铂（0.28g/t）和钯（0.76g/t）。寒武纪页岩以含金、银的铂钯矿化为特征（Pt 0.15g/t，Pd 0.98g/t，Au 0.45~1.2g/t，Ag 4.5~11.5g/t）。

2．砂矿型：西伯利亚地台砂铂矿广泛分布，但主要是冲积型砂矿。冲积型砂矿主要分布在中生代裂谷作用所形成的河道内，其原岩则形成于太古代到中生代不同构造岩浆演化期间（Prokofyev 等，1998）。但由于 Fe-Pt 和 Pt-Ru-Ir-Os 合金及砷铂矿在岩石风化过程中比较稳定，因此通过矿物标型特征可以识别铂族矿物组合成因类型。西伯利亚地台砂铂矿中铂族矿物组合基本类型是锑铂矿、铱铂矿、铱锇矿-铂矿、铂矿-砷铂矿、钯矿-铂矿和锇铱矿。

西伯利亚地台东部，砂铂矿主要分布在威尔尤依（Vilyui）台向斜、阿拿巴（Anabar）台背斜和澳列涅克（Olenek）裂谷（勒拿（Lena）含铂砂矿省）。铂族矿物组合形成独立的高 Rh 铁铂矿及少量钌铱锇矿，从铂族矿物组合、Fe-Pt 合金中富集亲铜的 Rh、Ru、Pd 等特征可以初步断定母岩是基性岩浆的产物，原生矿物是微量的硫化物。在阿尔丹（Aldan）地盾和斯坦诺沃伊（Stanovoy）地区的南部含金砂矿中常见铂矿-砷铂矿组合（阿尔丹—斯坦诺沃伊（Aldan—Stanovoy）含铂省）。砂矿广泛分布在元古代有钛磁铁矿和铜镍硫化物矿化的似层状超镁铁-镁铁杂岩发育地区，砂矿中亲铜元素和微量元素缺少铂矿合金、高度富集砷铂矿说明砂矿与硫化物矿石有关。在阿尔丹（Aldan）地盾中生代活化期间，有碱质超镁铁质岩侵入，产生 IrPt 型和 IrOsPt 型砂矿。在西伯利亚地台的北部，PdPt 型和 IrOs 型砂矿来源于分异的有 Cu-Ni-PGE 矿化的辉长岩侵入体及含 Cr 纯橄岩侵入体。铁铂、自然铂、铁铂矿、钯铂、锡钯、锡铂矿、砷铂矿是砂铂矿的主要矿物。

（四）热液型铂族金属

在布雷亚（Bureya）地块北部边缘尤斯特—迪普（Ust—Dep）造山带有金和铂族金属矿化。铂族金属成矿作用主要有两期，第一期与元古代早期超基性岩浆作用有关，但成矿作用微弱，超基性岩中仅发现少量铂族矿物、微细金、银和其他自然元素（Fe、Cr）。第二期与中生代花岗质岩浆侵入和喷出有关，使第一期形成的超基性岩发生蛇纹石化，形成矿化滑石菱镁岩，矿体可达 50～60m 厚，600m 长，其中金可达 18g / t。铂族金属矿化是岩浆热液活动的结果。

在西伯利亚克拉通褶皱带边缘许多金矿田内发现金铂矿化，铂矿化主要是热液型金铂矿和岩浆型铂矿。矿化成因类型主要有 3 种：① 裂谷带蛇绿岩和火山岩之间的金铂矿床（塔尔丹（Tardan）、欧尔克霍夫斯克—奇毕哲夫斯克（Ol'khovsk—Chibizhevsk）、准—科霍尔巴（Zun—Kholba）、欧克雅博斯科依（Okfyabr' skoye）、瓦西里耶夫斯克依（Vasilyevskoye）、索维特斯克伊（Sovetskoye）、爱尔多拉多（Eldorado）、伊罗金斯克（Irokindinsk）等矿床）；② 裂谷向斜中的金铂矿床（如涅泽达涅斯克（Nezhdaninsk）、干谷（Sukhoy Log）等）；③ 构造岩浆带中的金铂矿（如奥列皮亚达（Olipiada））。矿石类型主要是细脉-浸染状、浸染状金-硫化物矿石，脉-网脉状石英-金-硫化物矿石，金-石英矿石，矿石含 Au 8～25g/t，Os 4g/t，Pt 1～38g/t，Ir 1～40g/t，Pd 0.1～6g/t。这种区域性铂矿化是裂谷作用和早期已固结构造重新活动形成的大面积深源流体成矿作用的结果，是由于壳幔底劈作用，超基性-基性-斜长花岗质岩浆作用和变质作用综合作用的结果（Korobeynikov,1998）。

俄罗斯纳塔尔卡金铂矿床是一个超大型矿床，位于亚纳-科雷马褶皱区的东南部，阿扬-尤里亚赫复背斜的西南翼。矿化产在二叠纪奥姆恰克组的似复理石岩石、阿特坎组的火山沉积岩和奥涅尔组的炭质-粘土沉积物以及闪斜煌斑岩岩墙中。矿化既分布于岩墙中，也出现在沉积围岩中，但矿体垂直于围岩，矿石主要呈浸染状和细脉浸染状，矿石平均含 Au 0.3～54g/t，Pt 2.6～28g/t，Pd 0.4～12g/t，矿化围岩均已发生了变质作用（西多罗夫等，1998）。

俄罗斯近年在含煤洼地中发现了新的稀土和金-铂族矿化类型（Seredin，1997）。含煤洼地可以划分为始新世—渐新世火山—构造地堑和中新世洼地两类，火山—构造地堑中的稀土和贵金属来源于玄武—粗面流纹岩，非岩浆洼地中的稀土和贵金属来源于中国华南型早前寒武纪含金属黑色页岩和亚碱质的古生代花岗岩，成矿元素均由氯化物热液形式搬运到聚煤

盆地中。巴甫洛夫卡（Pavlovka）矿床含金可达 1.5g/t，铂 1.4g/t，钯 1.4g/t，并且金-铂族金属含量从灰色砂、红色砂、粘土到煤是逐渐增加的。

三、中国铂族金属矿床找矿方向

中国铂族金属成矿地质条件和俄罗斯相比有许多相似之处，同样具有良好的找矿前景。除了继续重视评价与基性超基性岩有关的铂族金属成矿作用外，更要注意寻找非传统型铂族金属矿床，如黑色页岩型、热液型等，也应重视重新评价金矿田伴生铂族金属成矿作用。

（一）“以绿找铂”

在蛇绿混杂岩或基性一超基性岩分布区寻找与基性超基性岩浆岩型、岩浆热液型铂族金属矿以及与之有关的砂铂矿。我国蛇绿混杂岩或基性超基性岩主要有洋脊型、火山弧型、陆内拉张型（高振敏等，1998）。洋脊型主要是形成于不同时代的蛇绿岩套，并有成带产出的特点，如南、北祁连山带（加里东期）、秦岭带、东昆仑南缘带（海西期）、西昆仑北缘带（海西期）、贺根山带（海西期）、甘孜-理塘带（印支期）、金沙江带（印支期）、怒江带（燕山早期）、澜沧江带（燕山早期）、雅鲁藏布江带（燕山晚期）等。火山弧型主要形成以高钾钙碱性系列和钾玄岩系列为主的构造岩浆岩带，如金沙江带（印支期）、澜沧江带（海西期）。陆内拉张型包括大陆溢流玄武岩、大陆裂谷和大陆板内碱性岩发育区。大陆溢流玄武岩如二叠纪晚期峨眉山玄武岩、中国东部新生代玄武岩，均为大面积分布，并伴有各种类型的侵入体生成，如环状、层状侵入体。大陆裂谷基性超基性岩以偏碱性、碱性玄武岩为主，如华北陆块北缘、扬子陆块西北缘均有分布。大陆板内碱性岩、煌斑岩等，主要发育在克拉通周缘及大陆裂谷带。

例如，四川米易-会理龙舟山是一个很有找矿远景的地区。该区位于扬子地台西缘攀西裂谷中段，峨眉地幔柱活动导致了玄武岩的大量喷发，并伴有层状基性超基性岩、中性岩侵入，晚期沿南北向和北西向断裂带及层间裂隙侵入一系列规模不等的浅成基性超基性岩脉群，形成南北向或北西向基性超基性岩带，分布于前震旦系到二叠系地层中。在层状基性超基性岩中存在岩浆型铜镍铂族金属矿化，如米易新街含 Pt 0.35～1.25g/t，Pd 0.2～0.75g/t，会理清水河含 Cu 0.13%～0.23%，Ni 0.38%～0.58%，打矿山含 Pt 0.12～1.03g/t，Pd 0.02～0.6g/t。在基性超基性岩脉附近存在岩浆热液型铜镍铂族金属矿化，如会理大岩子矿化见于含长辉岩内外接触带中，外接触带平均含 Pt 5.3g/t，Pd 2.1g/t，Au 1.24g/t，Ag 10.9g/t，Cu 1.1%，Ni 0.2%，内接触带平均 Pt 9.52g/t，Pd 4.9g/t，Au 0.14g/t，Ag 3.02g/t，Cu 0.91%，Ni 0.2%。

再如甘肃洪水坝河上游一带，也具有找铂族矿的良好地质条件。第一，该地区超基性岩十分发育，含铂岩体广泛分布（如三岔、臭水沟、大拉排、南过龙、九个青羊等），铂族（以锇、钌、铱为主）矿物富集于铬铁矿化地段和纯橄岩中，铂族元素含量多在 0.03～0.4g/t，最高可达 0.768g/t；其次，该地区已发现有砂铂（金）矿床（点），其中小型矿床一处，矿（化）点 9 处，含铂 0.001～0.0036g/m^3（含金 0.18～0.24g/m^3），砂铂矿物以锇铱矿为主；第三，该地区分布有范围大、强度高、铂族元素极好的化探异常。

（二）“以黄找铂”

在金矿田中寻找伴生铂族金属矿床。到目前为止，中国金矿床中伴生铂族金属的比较少见，特别是大型和超大型金矿中还没有发现。原因可能有两个，一是成矿背景问题；二是

测试问题。在基性超基性岩和黑色页岩分布区，应该重视金矿中铂族金属的评价。如陕甘川相邻地区甘肃玛曲县拉尔玛-舟曲县坪定地区已发现金矿产地 10 余处（拉尔玛、坪定、黑多寺等），金矿化主要产在破碎蚀变带、中泥盆统黑色岩系、蚀变闪长岩等之中，一些金矿中含铂族金属、硒（拉尔玛金矿铂族金属含量达 0.33g/t），是寻找金铂矿化有利地区。

（三）“以黑找铂”

在黑色页岩分布区寻找黑色页岩型铂族金属矿。中国黑色页岩分布广泛，从上元古界到二叠系均有报道。如四川万源-重庆城口地区上震旦统陡山沱组及下寒武统水井沱组发育黑色岩系，是区内重要钡矿、锰矿、磷矿赋矿层位。1997 年以来，四川地勘局在上震旦统陡山沱组中下部黑色含炭质砂质页岩中发现铂族金属矿化，含 Pt 0.5～1 g/t，最高达 3.68g/t，控制长 1300 m，是个很好的找铂地区。下寒武统黑色页岩在贵州、湖南、湖北、江西、浙江也广泛发育，并已发现了 Ni、Mo、V、Pb、Zn 等金属矿床。这些岩石平均含 Pt 3～24mg/t，Pd 3.3～298mg/t，Au 2～23mg/t，Os 0.5～134mg/t，Ru 1～5mg/t，Rh 0.5～10mg/t，Ir 1～3mg/t，相对于地壳丰度，除 Rh 外，其他元素在黑色页岩中均有不同程度的富集。在湘黔地区下寒武统牛蹄塘组黑色页岩中已发现铂族金属矿化，铂族金属含量达 0.69g/t，在遵义地区可达 1g/t 以上。因此湘黔地区下寒武统黑色页岩也是很好的找矿层位。

结　论

本书反映的是 1999 年 10 月至 2001 年 10 月期间笔者对于峨眉地幔柱与杨柳坪等铂族元素矿床的成因联系进行研究的初步结果，是在《峨眉地幔柱与铂族元素矿床的关系及找矿前景—以杨柳坪矿床为例》科研报告的基础上，补充了一些新的资料而编写的。其结论主要包括：

（1）通过对杨柳坪铜镍硫化物—铂族金属矿床的典型研究，发现该地区存在三种类型的铂族元素成矿作用，即黑色岩系型、岩浆型和热液型。其中黑色岩系型虽然有所发现但研究程度甚低，值得今后注意。岩浆型仍然是主要的找矿方向，包括铜镍硫化物矿床和钒钛磁铁矿两大类，在评价与幔源基性超基性岩有关的硫化物矿床和氧化物矿床时，不可忽视对铂族元素的评价。热液型铂族元素矿化虽然目前仅在杨柳坪得到证实，但由于品位高，可以综合回收利用，经济价值大，应该是今后需要密切注意的一个新的找矿方向；

（2）首次发现在热液型矿石中具有高含量的铂族元素特别是 Ru 和 Rh，并发现热液型矿石和岩浆型矿石具有显著不同的铂族元素配分特点，证明的确存在两种不同类型的成矿作用，从而打破“热液成矿作用不重要”的传统认识，对于开拓找矿思路、扩大找矿前景具有重要意义。本次工作发现热液矿石铂族元素的含量变化于 1.035~6.347g/t，平均 2.837g/t，相当于岩浆矿石的 10 倍（岩浆矿石 PGE 含量变化于 0.026~0.510g/t，平均 0.289g/t），相当于正常玄武岩的 100 多倍（平均 0.023g/t）。显而易见，热液成矿作用对于铂族元素来说最为重要，实际上对于铜镍来说也是最重要的；

（3）通过对岩浆矿石与热液矿石铂族元素地球化学特征的研究，证明幔源流体对于杨柳坪矿床的形成起了重要作用，建立了成矿模式，探讨了热液流体作用导致铂族元素富集成矿的机制，并提出了杨柳坪超基性岩的蚀变是独立流体作用的结果而不是自变质作用的新认识；

（4）对峨眉地幔柱与铂族元素成矿作用的关系进行了探讨，初步认为峨眉山玄武岩具有地幔柱成因玄武岩的一般特点，又有其个性。其中，杨柳坪一带玄武岩具有很低的 S 含量，而 S 的不饱和可能是铂族元素成矿的关键；

（5）对热液矿石中石英样品进行 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 同位素定年的结果，初步表明成矿作用最初发生于二叠纪，与峨眉山玄武岩的大规模喷发及伴随的基性超基性岩岩浆侵入事件有关，成岩作用与成矿作用均起源于峨眉地幔柱的活动。成矿之后又受到了印支期、燕山期、尤其是喜马拉雅期构造—热事件的强烈改造，各后期热事件均在 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 同位素年龄谱图上留下了可以相互印证的记录，但后期构造—热事件中是否存在成矿物质的叠加或独立的成矿作用，还有待于深入研究。

（6）通过对峨眉地幔柱与南非布什维尔德地幔柱及其成矿作用的概略对比，探讨了峨

眉地幔柱活动区铂族元素矿床的找矿前景，认为除了寻找赋存在基性超基性岩岩体内部的由岩浆结晶分异作用形成的矿床类型外，还要注意寻找受到构造（包括断裂裂隙和接触带构造）控制比较明显的热液型矿石，同时还要注意对黑色岩系的含矿性进行评价，并指出了找矿方向。

由于对于铂族元素矿床及其与地幔柱的成因联系实际上是一个大的新开课题，再加上笔者知识有限、能力有限，问题和错误在所难免，敬请读者批评指正。

参 考 文 献

Anderson DL.Chemical plumes in the mantle.Geol.Soc.AM.Bull.,1975,86:1593-1600.

Beswick AE.Some geochemical aspects of alteration,and genetic relation in komatiitic suites.In Arndt NT et al.eds.Komatites.London:George Allen & Unwin,1982,283-308

Bonatti E.Not so hot "hot spots" in the Oceanic mantle.Science,1990,250 (5):107-111.

Crocket JH.Noble metals inseafloor hydrothermal minerlaization from the Juan de Fuca and Mid-Atlantic Ridges:a fractionation of gold from platinum metals in hydrothermal fluids.The Canadian Mineralogist, 1990, 28(3):639-648

Farrow CEG and Watkinson DH.Geochemical evolution of the epidote zone,Fraser mine,Sudbury,Ontario:Ni-Cu-PGE remobilization by saline fluids.Exploration and mining Geology,1996,5(1):17-32

Farrow CEG,and Watkinson DH.Diversity of precious metal mineralization in footwall Cu-Ni-PGE deposits,Sudbury,Ontario:Implications for hydrothermal models of crystallization.Canada Minerlogist,1997,35:817-839

Griffiths RW.Thermals in extremely viscous fluids,including the effects of temperature-dependent viscosity.J. Fluid Mech.,1986,166:115-138.

Gurskaya L I.Classification of the PGE—bearing black shales as the basis for predictive evolution of territories.Materials of "Metallogeny,Fuel Resources,and Geodynamics of the North Asian Craton and Framing Orogenic Belts" International Metallogenic Conference in Irkutsk,Russia.1998,223-224.

Hauri EH.Major-element variability in the Hawaiian mantle plume.Nature,1996,382(1):415-419.

Isley AE and A bbott DH.Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron formation.J.Geophy.Res.1999,104(B7):15461-15477.

Le Maitre RW.Some problems of the projections of chemical data into mineralogical classifications. Contr.Miner.Petro.,1976,56:181-189.

Lee DC,Halliday AN,Fitton JG,Poli G.Isotopic variations with distance and time in the volcanic islands of the Cameroon line:evidence for a mantle plume origin.Earth and Planetary Sci.Lett.,1994,123:119-138.

Li Chusi and Naldrett AJ.Melting reactions of gneissic inclusions with enclosing magma at Voisey's Bay,Labrador,Canada:implications with respect to ore genesis.Econ.Geol.,2000,95(4):801-814.

Li CS,Lightfoot PC,Amelin Y,and Naldrett AJ.Contrasting petrological and geochemical relationship in the Voisey's Bay and Mushuau intrusions with respect to ore genesis.Econ.Geol.,2000,95(4):771-800.

Liu Yan.Carbonatites from the Eastern Himalayan syntaxis:petrology and tectonic implications.Earth Sciences Frontiers,2000,7(Suppl.):10-11.

Loper DE.Mantle plume.Tectonophysics,1991,187:373-384.

Macdonald AJ.Ore deposit models:12.The Platinum group element deposits:classification and genesis. Geoscience Canada,1987,14(3):1-20.

Maier WD,Barnes S-J.The origin of Cu sulfide deposits in the Curaca valley,Bahia,Brazil:evidence from Cu,Ni,Se,and Platinum-group element concentrations.Econ.Geol.,1999,94(2):165-184

Mattielli N,Weis D,Gregoire M,Mennessier JP,Cottin JY,and Giret A.Kerguelen basic and ultrabasic xenoliths:Evidence for long-lived Kerguelen hotspot activity.Lithos,1996,37(2-3):261-280

McDonald I,Vaughan DJ,and Tredoux M.Platinum mineralization in quartz veins near naboomspruit,central Transvaal.South African.J.of Geology,1995,98:168-175

Murphy JB,Oppliger GL,Brimhall GH,and Hynes A.Plume-modified orogeny:an example from the western united states.Geology,1998,26(8):731-734.

Naldrett AJ,and Cabri LJ.Ultramafic and related mafic rocks:their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum-group elements.Econ.Geol.,1976,71:1131- 1158

Naldrett AJ.World-class Ni-Cu-PGE deposits:Key factors in their genesis.Mineralium Deposita,1999, 34(3):227-240

Oppliger G L 等. 内华达大盆地中第三纪卡林型矿化与黄石公园古热点有关吗？(王登红,王平安译).地质科学译丛,1998,15(1):22-25

Page NJ and Talkington RW.Palladium,platinum,rhodium,ruthenium and iridium in peridotites and chromitites from ophiolite complexes in Newfoundland.Can.Mineral.,1984,22:137-149

Rowell WF,and Edgar AD.Platinum-group element mineralization in a hydrothermal Cu-Ni sulfide occurrence,Rathbun lake,northeastern Ontario.Econ.Geol.,1986,81:1272-1277.

Schilling J.Fluxes and excess temperatures of mantle plumes inferred from their interaction with migrating mid-ocean ridge.Nature,1991,352,397-403.

Seredin. VV.俄罗斯含煤洼地中新的稀土和金一铂族元素矿化类型。贵金属地质,1997(3):237-240.

Sharma M,Basu AR,and Nesterenko GV.Nd-Sr isotopes,petrochemistry,and origin of the Siberian flood basalts,USSR.Geochim.Cosmochim Acta,1991,55:1183-1192.

Sillitoe RH.Tin mineralization above mantle hot spots.Nature,1974,248 :497-499

Sproule RA.Plume-generated magmatism in the Superior province.2000,31th IGC Abstract Volume,Brazil

Storey M,Saunders AD,Tarney J,et al..Contamination of Indian Ocean asthenosphere by the Kerguelen-Heard mantle-plume.Nature,1989,338:574-578.

Stribrny B,Wellmer F-W,Burgath KP,Oberthur T,Tarkian M,Pfeiffer T.Unconventional PGE occurrences and PGE mineralization in the Great Dyke:metallogenic and economic aspects.Mineral Deposita,2000,35(2-3):260-281.

Sutphin DM,and Page NJ.International strategic minerals inventory summary report-platinum group metals.US Geol Surv Circ 930-E.1986.

Theriault RD,Barnes S-J,and Severson J.Origin of the Cu-Ni-PGE sulfide mineralization in the Partridge River intrusion,Duluth complex,Minnesota.Econ.Geol.,2000,95(5):929-943.

Vermaak CF.The platinum-group metals,A global perspective,MINTEK,Randburg,South Africa.1995.

Viljoen M J and Reimold W U.An introduction to South Africa's geological and mining heritage.Mintek in association with the Geological Society of South Africa.1999.193.

Viljoen MJ et al.,The nature and distribution of Archean komatiite volcanics in South Africa.In Arndt NT et al.eds.Komatites.London:George Allen & Unwin,1982,53-79.

Wedepohl KH and Baumann A.Central Europen Cenozoic plume volcanism with OIB characteristics and indications of a lower mantle source.Contrib.Mineral Petrol,1999,136:225-239.

Weis D,Frey FA,Leyrit H,and Gautier I.Kerguelen archipelago revisited:geochemical and isotopic study of the Southeast Province lavas.Earth Planet.Sci.Lett.,1993,118:101-119.

White JA.The Potgietersrus prospect-geology and exporation history.In:Anhaeusser C R(ed.) Proc.XVth CMMI Congress.S.Af.Inst.Minning Metal.,Johannesburg,1994,3,109-114.

Wilson AH,Prendergast MD.The Great Dyke of Zimbabwe.In:Predergast MD(ed) Excursion guidebook 8.Int.Platinum Symp.Geol Soc of Zimbabwe,1998,1-15.

Wilson JT.Mantle plumes and plate motions.Tectonophysics,1973,19:149-164.

Zhou MF.Crustally-contaminated komatiitic basalts in Southern China:products of a proterozoic mantle plume.2000,31th IGC Abstract Volume,Brazil

边千韬.地球壳幔结构与超大型矿床形成关系初议.见:涂光炽等著,中国超大型矿床(I).北京:科学出版社,2000,545-569

陈毓川,毛景文,骆耀南等.四川大水沟碲(金)矿床地质和地球化学.北京:原子能出版社,1996,145p

程裕淇,中国区域地质概论. 北京:地质出版社,1994.407－431

邓晋福,赵海玲,吴宗絮等.中国北方大陆下的地幔热柱与岩石圈运动.现代地质,1992,6(3):267-274

邓万明.青藏高原北部新生代板内火山岩.北京:地质出版社,1998.179p

高振敏,李胜荣.铂族元素低温富集矿化研究.矿床地质,1998,(增刊):393－396

赫尔伯特,LJ 等.铂族元素的地质环境.北京:地质出版社,1991

华仁民,毛景文.试论中国东部中生代成矿大爆发.矿床地质,1999,18(4):300-308

黎彤.化学元素的地球丰度.地球化学,1976,(3):167-174

李文渊.中国铜镍硫化物矿床成矿系列与地球化学.西安:西安地图出版社,1996,228p

李子颖,黄志章,李秀珍等.试论华南中新生代地幔柱构造与铀成矿作用.矿床地质,1998(增刊):99-102.

刘方杰,方维萱,郭健.地幔柱/热点成矿作用与秦岭造山带金属成矿.矿物岩石地球化学通报,2000,19(4):431-432

刘凤山,王登红.中国铂族金属矿床找矿方向初探.中国区域地质,2000,19(4):434-439

刘凤山. 北亚克拉通和造山带金属成矿作用及其相关的地球动力学研究.地学前缘,1999(1):129-137.

马利奇,KH 等. 迈梅恰－科图伊地区是俄罗斯新的铂族金属产区.地质科技动态,1997,(7):18-20

毛建仁,陶奎元,邢光福等.中国南方新生代地幔柱活动的地球化学证据.地质论评,1999,45(增刊):698-702

毛景文,李红艳,宋学信等.湖南柿竹园钨锡钼铋多金属矿床地质地球化学.北京:地质出版社,1998,215p

梅厚钧.西南暗色岩深渊分异两个系列的岩石化学特征与铁镍矿化的关系.地球化学,1973(4):219-253

牛树银,罗殿文,叶东虎等. 幔枝构造及其成矿规律.北京:地质出版社,1996,140p

王登红,陈毓川,徐志刚.新疆北部 Cu-Ni-PGE 硫化物矿床成矿系列探讨.矿床地质,2000,19(2):147-154

王登红,楚萤石,罗辅勋,卢治安,唐志锌.四川杨柳坪 Cu-Ni-PGE 富矿体的成因及意义.地球学报,2000,21(3):260-265

王登红,楚萤石,罗辅勋,卢治安.杨柳坪铜-镍-铂族元素矿床的矿化类型及意义.矿物岩石地球化学通报,2000,19(4):323-325

王登红,骆耀南,付德明,楚萤石,卢治安.四川杨柳坪 Cu-Ni-PGE 矿区基性超基性岩的地球化学特征及其含矿性.地球学报,2001,22(2):135-140.

王登红,林文蔚,杨建民等.试论地幔柱对于我国两大金矿集中区的控制意义.地球学报,1999,20(2):157-

王登红.地幔柱的识别及其在大规模成矿研究中应注意的问题.地球学报,1999(增刊):426-432
王登红.地幔柱及其成矿作用.北京:地震出版社,1998.160p
王登红.卡林型金矿的找矿进展及其意义.地质地球化学,2000,28(1):92-96
王登红.热点研究述评.地质科技情报,1995,14(1):9-16
王仁民,陈珍珍,赖兴运.华北太古宙从地幔柱体制向板块构造体制的转化.地球科学,1997,22(3):317-321
吴利仁.论中国基性岩、超基性岩的成矿专属性.地质科学,1963(1)
西多罗夫,AA 等. 俄罗斯东北部的纳塔尔卡金矿床中的铂族金属.地质科技动态,1998,(4):17-19
谢窦克,马革生,张禹慎等著.华南大陆地壳生长过程与地幔柱构造.北京:地质出版社,1996.257p
张光弟,毛景文,熊群尧.中国铂族金属资源形状与前景.地球学报,2001,22(2):107-110
张云湘,骆耀南,杨崇喜等.攀西裂谷.北京:地质出版社,1988,325p
赵支刚,杨大宏,杨铸生.四川会理大岩子铂矿地质特征及找矿模式.西昌地质,2000,15(1):1-13
中国地质矿产信息研究院.国外矿产资源.北京:地质出版社,1996
中国科学院地球化学研究所.中国含铂地质体铂族元素地球化学及铂族矿物.北京:科学出版社,1981

英 文 摘 要

The Emei Mantle Plume and the Yangliuping Cu-Ni-PGE deposit in Sichuan, China

Wang Denghong[1)], Liu Fengshan[2)], Chu Yingshi[3)], Luo Yaonan[3)], Fu Deming[3)], Luo Fuxun[4)]

(1-Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037)
(2-Chinese Survey of Geology, Beijing 100011)
(3-Sichuan Bureau of Geology and Mineral Resource, Chengdu 610011)
(4- No.402 Party of Sichuan Bureau of Geology and Mineral Resource, Pixian, Sichuan, 611700)

Mantle plume is usually referred to a large amount of materials originated form the mantle/core boundary, with characteristics of higher temperature, lower viscosity and more active than its surrounding mantle, which has a general shape of plume within the mantle and evolve into a mushroom shape with a large head and a small tail beneath the crust. After the interaction between mantle plume and crust, a trail of hotspots and a large igneous province will be formed by mantle plume on the surface of the Earth. Two basic types of mantle plumes can be identified according to their final environment (continental or oceanic), and a typical mantle plume will evolve from initial stage to ascending stage to mature stage and to waning stage. Southwestern China might have been affected by two mantle plumes, i.e. the Permian Emei mantle plume and the Cenozoic mantle plume. The former fossil plume have waned and produced the Emei large igneous province, while the later adolescence plume is swelling up and has produced a lot of mantle-originated magmatism, regional fluid movement, and large scale mineralization in the southwestern China.

As the product of the Permian Emei mantle plume, the banded mafic-ultramafic rocks in the Yangliuping Cu-Ni-PGE mine, Sichuan Province, can be divided into two types, mafic rocks and ultramafic rocks. The ultramafic rocks have been altered strongly and mineralized, which have the similar petrochemical features as komatiite. These altered ultramafic rocks have high contents of H_2O^+ and CO_2, with the more higher contents of H_2O^+ and CO_2 the more stronger mineralization, showing the mineralization of Cu-Ni-PGE related to hydrothermal alteration. The mafic rocks are similar to the Permian Emeishan continental flood basalts geologically and chemically and host no mineralization, with normal contents of ore-forming elements.

The Yangliuping Cu-Ni-PGE deposit is one of the most important PGE deposits in China. About 97% of the reserves in Yangliuping were conformed to be within altered mafic-ultramafic rocks with a low grade of PGE. The authors have pointed out that the hydrothermal ores from the

orebody occurred at the contact zone might have high contents of PGE during the field investigation in 1999. In this book, the authors want to present the analytic data, which will not only show high contents of PGE in hydrothermal ores but also show the different chondrite-normalized patterns of PGE between hydrothermal ores and magmatic ores formed directly by crystallization-differentiation. The recent geological survey in Yuhaizi and other areas suggests a good potential for prospecting hydrothermal PGE-deposits in the western margin of the Yanngzi platform.

Multi-types of PGE mineralization have been confirmed associated with the Bushveld complex in South Africa, including the UG2 and Merensky reefs formed by crystallization and differentiation of the major magma body, the massive sulfide Cu-Ni-PGE deposits related to small intrusive bodies of later stage such as the Nkomati deposit, the hydrothermal sulfide-PGE deposits formed in contact zone such as the Potgietersrust deposit, and pipe-type PGE deposits such as the Mooihoek pipe and the Driekop pipe, shear zone-type of hydrothermal PGE deposits such as the Tweefontein hill deposit and quartz vein-type PGE deposits such as the Naboomspruit deposit. Even these deposits show different modes of geological occurrences (within mafic-ultramafic rocks or at contact zone or even in shear zone or quartz vein away from the main intrusive complex) and different types of ores (chromite-type, massive sulfide-type, silicate-type, or quartz vein-type), the enrichment process or mineralization of PGE was genetically related to the Bushveld mafic-ultramafic complex and resulted in a metallogenic series of PGE deposits, chromite deposits, massive sulfide Cu-Ni-PGE deposits, asbestos deposits, magnesite deposits and other kind of deposits. This metallogenic series of PGE-Cu-Ni-Cr deposits were originated from the Bushveld mantle plume of Proterozoic. It provides a good lessen to exploration new types of PGE deposits in SW China, because similar metallogenic series of PGE-Cu-Ni deposits exists there. The later was formed at the western margin of the Yangtze platform and genetically related to the Emei mantle plume of Paleozoic. Besides the magma-type PGE deposits at Jinbaoshan and Yangliuping, hydrothermal deposits also have been found recently in Yangliuping, Dayanzi, and other areas.

Based on the new dismveries in platinum-group metal prospecting in the 1990s, the authors propose a genetic classification of platinum-group metal deposits, discuss the direction of prospecting platinum-group metals in China and advance three platinum-group metal prospecting principles, i. e. ; look for basic-ultrabasic type and magmatic hydrothermal type platinum-group metal deposits and their related placer platinum deposits in areas of ophiolitic melange or basic-ultrabasic rocks, look for by-product platinum metals in gold fileds, and look for black shale type platinum-group metal deposits in areas of black shale.

附：图版说明

图版 1　杨柳坪矿段沿裂隙交代的热液矿石，产于大雪组硅化灰岩中，原岩的层理仍可见。硫化物（主要是黄铜矿和磁黄铁矿）或沿层理交代，或沿裂隙交代，在两条靠近的裂隙之间矿化较强并具有夕卡岩化。

图版 2　杨柳坪矿段沿层理交代的条带状、浸染状热液矿石，产于大雪组硅化灰岩中，原岩的层理仍可见。硫化物（主要是黄铜矿和磁黄铁矿）沿层理交代，硅化强烈。

图版 3　正子岩窝矿段超基性岩内接触带的条带状矿石，硫化物主要是磁黄铁矿和镍黄铁矿，原岩为超基性岩但已经强烈蚀变，其中发白的部分是硅化石英。

图版 4　正子岩窝矿段超基性岩外接触带的块状矿石，硫化物主要是磁黄铁矿、黄铜矿和镍黄铁矿，脉石矿物主要是方解石、石英、绿泥石和绿帘石。

图版 5　南非布什维尔德杂岩体东部 UG1 含铂铬铁矿矿层（黑色条带状）。照片从左到右为：中国地质科学院王登红研究员，南非纳塔尔（Natal）大学 Alan H. Wison 教授，中国科学院地球化学研究所彭建堂博士，南非维茨（Witwatersrand）大学 Morris J. Viljoen 教授，南非维茨（Witwatersrand）大学钟宏博士，四川地质矿产勘查开发局骆耀南总工，中国科学院地质与地球物理研究所应汉龙副研究员。

图版 6　南非布什维尔德杂岩体东部利博瓦（Lebowa）矿山之 UG2（Upper Group）铂矿层（黑色者），厚 80 cm，延伸 200 km，平均含 PGE 约 8g/t。

图版 7　南非布什维尔德杂岩体东部萨蒙克（Samancor）铬矿山 MG（Main Group）含 PGE 铬铁矿矿层。

图版 8　南非布什维尔德杂岩体东部下部带（LZ=Lower Zone）地表的菱镁矿及镁花。

图版 9　南非布什维尔德杂岩体东部接触带型葡特吉特拉斯特（Potgietersrust）铂矿山（简称 PPL），是 1926 年 Merensky 最先发现原生梅林斯基型矿石的地点。矿化带延伸 45 km，照片上采坑矿体延长 1700 m，曾创单月产 PGE10 t 的记录。照片左侧为基性超基性岩，右边白色者为元古代蚀变白云岩。

图版 10　南非布什维尔德杂岩体东部北科马提（Nkomati）铜镍铂矿山产于元古代沉积岩中的块状硫化物矿体。

图版 11　南非布什维尔德杂岩体东部北科马提（Nkomati）铜镍铂矿山产于元古代花岗岩中的块状硫化物矿体。

图版 12　南非布什维尔德杂岩体东部岩筒型德里科普（Dreekop）铂矿山。从上往下摄。