目　录

喜马拉雅期内生成矿作用的研究概况与意义(代前言)
…… 陈毓川、王登红（1）
试论成矿强度与喜马拉雅期成矿大爆发
…… 王登红、陈毓川、杨建民、徐　珏、薛春纪、闫升好（4）
喜马拉雅旋回构造——成矿时空演化的初探
…… 徐　珏、陈毓川、王登红、杨建民、闫升好、薛春纪（30）
青藏高原西藏地区的喜马拉雅期成矿 …… 闫升好、王登红、余金杰（38）
滇西喜马拉雅期斑岩单元-超单元划分及其与金顶超大型矿床的成因联系
…… 罗君烈、李志伟（46）
滇西北喜马拉雅期富碱斑岩地质特征及其成矿作用
…… 杨建民、薛春纪、徐　珏、陈毓川、王登红（57）
云南省兰坪白秧坪 Cu-Ag-Co 多金属成矿学特征
…… 薛春纪、杨建民、陈毓川、王登红、徐　珏、杨伟光、杨清标（69）
西南三江-大渡河地区喜马拉雅期金成矿作用的同位素年代学依据
…… 王登红、杨建民、薛春纪、闫升好、陈毓川、徐　珏（84）
龙门山-锦屏山陆内造山带喜马拉雅期构造-岩浆作用主要特征及其动力学模式
…… 骆耀南、俞如龙（88）
四川省折多山花岗岩的剪切作用及其成矿远景 …… 付德明、楚萤石（96）
攀西地区稀土成矿历史演化与喜马拉雅期成矿基本特征 …… 蒲广平（104）
广东省三水盆地及西缘喜马拉雅期内生成矿的地质特征与同位素年代学证据
…… 伍广宇、梁　伟、魏　琳、李晓焰（117）
广东省高明市富湾银矿矿床特征及其成矿时代 …… 魏　琳、张国恒（130）

喜马拉雅期内生成矿作用的研究概况与意义

（代前言）

陈毓川[1]　王登红[2]

（1. 中国地质科学院，北京　100037；
2. 中国地质科学院矿产资源研究所，北京　100037）

喜马拉雅期（简称喜山期）是地质演化历史过程中最近也是最短的一个历史阶段，这个阶段虽然短暂（如以 66 Ma 为界，则只占地球整个历史的 1.5%），但形成的矿产资源却十分丰富。众所周知，大量的油气、煤、温泉及地热（水）等能源矿产形成于喜马拉雅期；大量的砂矿形成于喜马拉雅期；大量的金属矿产资源也形成于喜马拉雅期，尤其是铜、金、银等大宗有色、贵重金属矿产资源几乎一半以上是在喜马拉雅期形成的。据目前研究程度，我国最大的铜矿（西藏的玉龙斑岩铜矿）、最大的铅锌矿（云南的金顶铅锌矿）和最大的金矿（台湾的金瓜石金矿）也都是在喜马拉雅期形成的。形成于喜山期的典型矿床如克莱梅克斯式的斑岩钼矿、玻利维亚式的斑岩锡矿、亚利桑那式的斑岩铜金矿、菲律宾、勒盘陀（Lepanto）式的火山岩容矿铜砷锑矿、墨西哥式的流纹岩容矿型锡矿、卡林型金矿，等等。浅成低温热液型金矿大多数形成于喜马拉雅期，包括热泉型、克里德（Creede）型、库姆斯托克（Comstock）型、佐渡（Takeno）型等等（Cox 和 Singer，1986）。

近年来，国内外在地质找矿方面取得了一系列的重要进展，其中有相当一部分矿床形成于喜马拉雅期。如 20 世纪 80 年代发现的五处超大型金矿中除赫姆洛可能形成于太古宙外，其余在美国西部卡林金矿带上的金坑和深部波斯特贝茨金矿、巴布亚新几内亚的波尔盖拉和利希尔金矿都属于喜马拉雅期金矿。进入 90 年代以后（戴自希，1997），卡林金矿带的深部找矿工作取得了更加令人瞩目的突破（王登红，2000），如新发现的派普莱恩和特阁伊斯里齐金矿已控制的金储量分别达到 251t 和 155t。秘鲁北部发现的产于第三纪凝灰岩及其下伏长石斑岩中的皮里纳金矿已获金 230t。新发现的喜马拉雅期铜矿也很多，如菲律宾远东南斑岩铜金矿、智利的埃斯康迪达斑岩铜矿；1988 年发现的印度尼西亚格拉斯贝格斑岩铜金矿（Au1217 t，Ag 2062 t，Cu9.53 Mt），经过 90 年代的继续勘探，已扩大到 Au 2227 t，Ag 7208 t，Cu 21.42 Mt。我国近年来在广东三水盆地第三纪粗面岩中发现的西樵山银矿应属于喜马拉雅期的产物，与西樵山相隔约 10km 的富湾银矿也有可能属于同期成矿的产物，而富湾银矿是我国目前最大的独立银矿（魏琳等，2001）。

从全球角度看，喜马拉雅期的成矿作用（本文集主要指内生成矿作用）集中在环太平洋带和特提斯-喜马拉雅带，而我国正好与这两个全球性成矿带都有关，因而具有良好的找矿前景，并在国内形成东西两个成矿带。这样的成矿格局在国际上是少有的，而且东西两带在地质背景与成矿特征上明显不同。这种不同集中反映在大地构造环境方面的大起大落或者说“东降西隆”和成矿方面的东西差异。我国西部特别是西南三江地区的喜马拉雅期成矿作用是显而易见的，但成矿作用的范围目前看来已经扩展到大渡河一带，如越来越多的资料表明，从南

部石棉田湾的菩萨岗金矿及往北到泸定等地的瓦斯沟、姑咱、白金台子、黑金台子、水白秧、三碉等金矿，与造山隆升过程构造剪切作用及地质流体活动密切有关，形成于喜马拉雅期。位于四川西北部大“Y”形构造交会处的折多山花岗岩岩体及其相关的一系列矿床，如偏岩子金矿、农戈山铅锌银铜矿床及色拉哈钨锡矿床等均属于喜马拉雅期产物。冕宁县的牦牛坪稀土矿床经多年来的研究，证明形成于喜马拉雅期。随着对喜马拉雅期成矿作用的认识程度的深化，攀西地区先后又发现了大陆乡等大、中型稀土矿床，从而发展成为一个新兴的稀土矿带。云南是目前我国喜马拉雅期成矿作用最发育的地方之一，已知矿床数量最多，成矿类型也最复杂，而且不断有新的矿床被发现，如最近发现的楚雄小水井金矿，位于哀牢山成矿带，初步控制已达大型规模，成矿条件与哀牢山成矿带中的其他金矿床类似，与矿脉相伴出现的煌斑岩形成于50.95Ma（杨建民等，2001），表明也可能属于喜马拉雅期成矿，目前正在进行研究。在我国其他地区，喜马拉雅期形成的矿床还不多见，但可以肯定是不同程度地存在的，如与第三纪玄武岩有关的宝石矿床在东北、华北及山东、海南等地均有发现。因此，在我国寻找喜马拉雅期形成的内生矿床与寻找油气矿床一样是很有希望的(王登红等，1998)，在胶东-渤海等地，能源、非金属、宝石等矿产资源与金属矿床特别是金矿之间的成因联系，已经引起了专家们较大的兴趣。

总体上，喜马拉雅期的内生成矿作用具有以下特点：①时间短但强度大；②大型特大型矿床多；③成矿环境从洋中脊到青藏高原均有，且变化很大；④矿种多但类型相对集中(以斑岩型、卡林型、浅成低温热液型等为主)；⑤特定的元素往往集中产出(如在土耳其大量出现汞矿)。

与国外相比，我国的喜马拉雅期成矿作用还具有以下特点：①已发现的类似于南美安第斯造山带中常见的大型、超大型斑岩型矿床较少，类似于日本岛弧环境中出现的矿床(尤其是黑矿)也较少；②浅成低温热液型Cu-Au多金属矿床还有待于突破；③大陆环境之下的成矿作用特别是陆内造山带的成矿作用非同小可。这是中国的一大特点，可望有较大、较快的突破；④成矿的继承性比较明显，特别是燕山期成矿作用在中国的东部和华南表现得非常明显，但可能延续到喜马拉雅期；⑤在我国大西南，喜马拉雅期的成矿作用具有虽然复杂但较为显著的大区域性环状分带。

另一方面，地质学的基本原则是“将今论古”。喜马拉雅期作为最近的一个地质时代，是过去几十亿年地球演化的一个缩影。因此，只有将喜马拉雅期的成矿作用研究得更深入，才能更清楚地了解在这之前各个时代的成矿作用。同时，对于研究其他的地质问题如成矿作用与大地构造背景的关系问题也具有重要意义。

为了进一步查明我国喜马拉雅期成矿作用的特点，了解其成矿规律进而为今后的地质勘查工作提供理论依据，原国家计划委员会设立了《中国喜山期内生成矿作用的主要特点、成矿条件、成矿系列及成矿预测研究》课题。本书就是该项研究的部分成果。当然，由于对喜马拉雅期成矿作用的系统研究还刚刚起步，许多问题尚未查明，因而本书中肯定还存在许多不当或错误之处，敬请广大读者批评指正，以期共同推动喜马拉雅期成矿作用的研究深入下去。

参 考 文 献

戴自希，90年代以来世界金属矿产勘查的进展与思考，中国地质，1997(11)：34～36。

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、陈毓川、徐 珏，中国喜山期成矿作用的特点及地质背景，矿床地质(增刊)：23～24，1998。

Cox，D.P.，and Singer，D.A.，Mineral Deposit Models，U.S.Geological Survey Bulletin，1976.

杨建民、薛春纪、徐 钰、陈毓川、王登红，滇西北喜马拉雅期富碱斑岩地质特征及其成矿作用。见，陈毓川、王登红主编，喜马拉雅期内生成矿作用研究，北京：地震出版社，2001，56～67。

魏 琳、张国恒，广东省高明市富湾银矿矿床特征及其成矿时代。见，陈毓川、王登红主编，喜马拉雅期内生成矿作用研究，北京：地震出版社，2001，129～138。

试论成矿强度与喜马拉雅期成矿大爆发

王登红[1]　陈毓川[2]　杨建民[1]　徐　珏[1]　薛春纪[1]　闫升好[1]

（1. 中国地质科学院矿产资源研究所，北京　100037；
2. 中国地质科学院，北京　100037）

摘要　本文提出成矿强度的概念和个体成矿强度与金属量成矿强度两种定量分析成矿强度的方法。成矿强度是指单位时间单位空间中形成的矿床的数量和质量。个体成矿强度是指每百万年中形成的矿床的个数，金属量成矿强度是指每百万年中在矿床中聚集的金属量。采用成矿强度的概念有助于对金属矿床的成矿作用进行横向和纵向的对比。从个体成矿强度和金属量成矿强度两种方法来考查，在全球范围内，喜马拉雅期（或新生代）的成矿强度最大，尤其是铜、金、银等矿种，意味着新生代无疑是一个成矿大爆发期。

关键词　成矿强度　个体成矿强度　金属量成矿强度　成矿大爆发　喜马拉雅期　新生代

如何客观的对比不同地区、不同历史时期成矿作用的强度是矿床学研究的一个重要内容。以往的研究往往局限于定性地对比，以此可以大致了解全球或地区、某成矿省或成矿带在不同地质历史时期成矿演化的特点。本文采用成矿强度的概念对金属矿床的成矿作用进行横向和纵向的对比，成矿强度指的是单位时间单位空间中形成的金属矿床数及质和量。显然，从全球的角度来看，喜马拉雅期（或新生代）的成矿强度最大，尤其是铜、金、银等矿种，意味着新生代无疑是一个成矿大爆发期。考虑到新生代矿床在空间上集中产出的特点，这种爆发性成矿的特点更加明显，具体表现在环太平洋成矿带集中产出一批斑岩型铜金矿床和浅成低温热液型金银矿床。

一、喜马拉雅期矿床的统计资料

喜马拉雅期形成的内生矿床在世界各地均有分布，但具有明显的集中产出的特点，不论是时间还是空间上均如此。以特大型矿床为例，裴荣富等（1998）曾经对14个矿种的108个世界最大的金属矿床进行统计，其中新生代铜矿（>1 000万t）10个（各时代总共21个），占47%；铅锌矿1个（占5%）；金矿8个（占44%）；银矿6个（占75%）；钼矿2个（占67%）；未出现其他类型超大型金属矿床。可见，银、钼、铜、金主要形成于喜马拉雅期。根据Laznicka（1999）的统计，在世界各地的巨型（Giant Deposit）矿床中，铜矿103个，其次是金矿（99个）、铅矿（55个）、钼矿（41个）、锑矿（24个）和锡矿（22个），有11个矿种缺少巨型矿床。其中，25～60Ma的老第三纪期间的巨型矿床有103个，是地质历史上成矿强度最大的一个地质历史时期；而25～2Ma的新第三纪期间形成的巨型矿床有59个，仅次于老第三纪。第四纪形成的巨型矿床也有23个。因此，新生代形成的巨型矿床达185个，占各时代总量（528个）的35%。

根据搜集到的世界各地喜马拉雅期内生矿床的有关资料(表1),可以看出,喜马拉雅期形成的金属矿床主要是铜、金、银矿床及钼、铅锌、锑、汞等,成因类型主要是斑岩型(铜、钼)和浅成低温热液型(金、银)及卡林型(金)等,成矿时代以中新世和古新世最为集中(表1),但不同的矿种有所区别。

巨型矿床固然重要,但不容易发现,因而矿集区的意义同样重要。一个地区虽然没有巨型矿床,但如果有几个、乃至于十几个大型或大中型矿床集中出现,其经济意义同样非同小可。如美国卡林型金矿分布地区,巨型矿不多,但大型矿床很多,从而成为美国最重要的金矿产地之一。为此,本文将提出个体成矿强度和金属量成矿强度两种反映成矿强度的定量分析方法。个体成矿强度是指每百万年中形成的矿床的个数,金属量成矿强度是指每百万年中在矿床中聚集的金属量。采用成矿强度的概念有助于对金属矿床的成矿作用进行横向和纵向的对比。

表1 国外喜马拉雅期内生矿床概况

国家地区	矿床名称	位置	年龄/Ma	矿种(伴生)	矿化类型	开采情况
土耳其	Alasehir		新生代	Hg, Sb	硫化矿	
土耳其	Ergani-Maden		始新世	Cu(Co,Au)	块状浸染状硫化矿	
土耳其	Ergani-Weiss		第三纪	Au	块状硫化物	
土耳其	Ladik		新生代	Hg	硫化矿	
土耳其	Murat dagi		新生代	Hg	硫化矿	
土耳其	Seyhsaban		新生代	Hg,Sb	硫化矿	
土耳其	Siit-medenkoy		始新世	Cu,Zn(Fe)	块状硫化矿	
土耳其	Sizma		新生代	Hg	硫化矿	
土耳其	Turkonu		新生代	Hg	硫化矿	
马来西亚	Bau		新生代	Hg	硫化矿	
马来西亚	Mamut		中上新世	Cu,Au	网脉状硫化矿	
马来西亚	Sarawak		新生代	Sb	硫化矿	
厄瓜多尔	Chaucha		9.9Ma	Cu(Mo,Au,Ag)	细脉浸染状硫化矿	
巴布亚新几内亚	Frieda		13.5～16.6	Cu-Au,Mo	网脉状硫化矿	
巴布亚新几内亚	Landolam	新爱尔兰 Lihir 岛	0.7	Au		莱斗拉姆
巴布亚新几内亚	Lihir island	利希尔岛	6～5.5	Au	浅成低温热液型	
巴布亚新几内亚	Morobe	Upper Edie Creek 附近	3.5(4～2.4)	Au	角砾状	总产量>120t,15%来自脉金
巴布亚新几内亚	Ok Tedi		1.2～1.5	Au,Cu(Mo)	浸染状块状硫化矿	产量 13t/a
巴布亚新几内亚	Panguna		第三纪	Cu,Mo(Au,Ag)	网脉浸染硫化氧化矿	
巴布亚新几内亚	Porgera	波格拉	6.1～5.1	Au-Ag	浅成热液型,网脉状硫化矿	1990 年投产,26t/a
巴布亚新几内亚	Wau	Morobe 地区	2.4～4	Cu-Au	斑岩型	Wau 矿产 18t
巴布亚新几内亚	Yandera		第三纪	Cu-Au,Mo,Ag	细脉浸染状硫化矿	

续表

国家地区	矿床名称	位置	年龄/Ma	矿种(伴生)	矿化类型	开采情况
巴布亚新几内亚	乌木那	密西马岛中部	第三纪	Au,Ag		
巴布亚新几内亚	希登瓦利		第三纪	Au		
巴　西	Serra Pelada		第四纪	Au		
巴拿马	Cerro Colorado	8°20′N, 81°26′W	5～6	Cu,Mo (Au,Ag)	硫化矿	
巴基斯坦	Saindak		早 Mio	Cu,Mo(Au)	浸染状硫 化氧化矿	
日　本	Akenobe		老第三纪	Cu,Sn,Zn	硫化矿	
日　本	Akeshi	Kyushu	3.7	Au-Ag	高硫化型	1912～1990
日　本	Bajo	Kyushu	中新世	Au-Ag	火山热液型	
日　本	Fukazawa	本州东北	晚第三纪	Zn-Pb-Cu- Au-Ag	黑矿型	
日　本	Fuke	Kyushu	1.1	Au-Ag	火山热液型	1896～1966
日　本	Hanakago	Kyushu	1.1	Au-Ag	火山热液型	
日　本	Hanaoka	北鹿	中新世	Cu,Zn,Pb (Ag, Au)	块状硫化矿	
日　本	Hasami	Kyushu	1.4	Au-Ag	火山热液型	1896～1947
日　本	Hikiji	Kyushu	3.6	Au-Ag	火山热液型	1905～1966
日　本	Hishikari	Kyushu	第四纪	Au-Ag	火山热液型	1935～1962
日　本	Hishikaris 菱刈	九州南部鹿儿岛	1,0.98,0.97	Au(Ag)	浅成热液型, 贫硫化矿	日本惟一超 大型金矿
日　本	Hokkaido		新生代	Hg	硫化矿	
日　本	Hoshino	Kyushu	0.69	Au-Ag	火山热液型	1912～1942
日　本	Iriki	Kyushu	第四纪	Au-Ag	火山热液型	
日　本	Iriyama	Kyushu	1.5	Au-Ag	火山热液型	
日　本	Iwato	Kyushu	4.4	Au-Ag	高硫化型	1938～1986
日　本	Kago	Kyushu	中新世	Au-Ag	火山热液型	1888～1948
日　本	Karuizawa	本州东部福岛府	12.8	Ag	网脉状	16 世纪发现
日　本	Kasuga	Kyushu	4.5	Au-Ag	高硫化型	1929～1990
日　本	Kokko	北海道西南	晚第三纪	Mn	锰结核	二战时 800t/a
日　本	Konomai	鸿武	新生代	Ag		
日　本	Koryu	Hokkaido	0.8～1.2	Au-Ag	浅成低温热液	1899 年发现
日　本	Koryu	北海道西南	1.0(K-Ar)	Au-Ag	石英脉型	1899 年发现
日　本	Kosaka	北鹿	中新世	Cu,Zn,Pb (Ag,Au)	块状硫化矿	
日　本	Kosaka	本州东北	晚第三纪		黑矿型	1861 年发现
日　本	Kunitomi	北海道西南	12.6 (K-Ar)	Zn-Pb- CuAg	典型黑矿型	
日　本	Kuronita	Kyushu	1.3	Au-Ag	火山热液型	
日　本	Kushikino	Kyushu	4.0	Au-Ag	火山热液型	1906～1991
日　本	Magane	Kyushu	第四纪	Au-Ag	高硫化型	1912～1950
日　本	Maruyama	Hide-Kamioka	63.3	Pb-Zn	矽卡岩型	始于 8 世纪～?
日　本	Minami-shiraoi	北海道西南	13.6	重晶石	层状	

续表

国家地区	矿床名称	位置	年龄/Ma	矿种(伴生)	矿化类型	开采情况
日　本	Mozumi	Hide-Kamioka	63.3	Pb-Zn	矽卡岩型	始于8世纪～?
日　本	Nakatatsu	Hide-Kamioka	64.9	Pb-Zn-Cu	矽卡岩型	
日　本	Oguchi	大口	新生代	Au		
日　本	Ohgachi		第三纪	Au(Ag)	贫硫化矿	
日　本	Okuchi	Kyushu	0.9	Au-Ag	火山热液型	1985～1991
日　本	Onoyama	Kyushu	0.55	Au-Ag	火山热液型	1640～1953
日　本	Ora-Takamine	Kyushu	1.8	Au-Ag	火山热液型	1894～1943
日　本	Osarizawa	本州东北	晚第三纪	Cu-Pb-Zn	浅成低温热液	8世纪～1978
日　本	Osorezan	41°20′N, 141°5′E	1～0.2～0	Au	热液型	最高 6510g/t
日　本	Sado	佐度	中新世	Au Ag		
日　本	Shakanai	北鹿	中新世	Cu,Zn,Pb (Ag,Au)	块状硫化矿	
日　本	Shizuoka		新生代	Sb	硫化矿	
日　本	Suita City		新生代	Sb	硫化矿	
日　本	Taio	鲷生	3.6	Au		
日　本	Taio	Kyushu	更新世	Au-Ag	火山热液型	
日　本	Tamagawa	本州东北	晚第三纪		热泉	
日　本	Tochibora	Hide-Kamioka	63.3	Pb-Zn	矽卡岩型	始于8世纪～?
日　本	Toyoha	北海道西南	2.93～0.49	Ag-Pb-Zn- Sn-In	火山热液脉型	1915年开采
日　本	Usa	Kyushu	更新世	Au-Ag	火山热液型	1904～1953
日　本	Yamakuni	Kyushu	更新世	Au-Ag	火山热液型	1896～1942
日　本	Yunotaki Fall	北海道东北Akan	现代	Mn-Fe	火山热泉	1951年采
加拿大	Bell Copper	50°0′N, 126°14′W	第三纪	Cu(Au)	浸染状硫化矿	
加拿大	Berg	53°48′N, 127°25′W	50	Cu(Mo)	硫化矿	
加拿大	Catface Mt	49°15′N, 125°59′W	48	Cu(Mo)	硫化矿	
加拿大	Cinola	不列颠哥伦比亚	14	Au		
加拿大	Eguitty Silver	54°11′N, 126°16′W	始新世	Ag ,Cu	浸染状硫化矿	
加拿大	Equity/埃奎蒂	不列颠哥伦比亚 休斯顿 SE38km	58	Ag,Cu, Sb, Au	硫化物	又名 Sam Goosly
加拿大	Gibraltar	52°31′N, 122°17′W	33	Cu,Mo (Au,Ag)	浸染状硫化矿	
加拿大	Granisle	54°58′N, 126°12′W	第三纪	Cu(Ag, Au)	浸染状硫化矿	
加拿大	Maggie Creek	50°40′N, 121°20′W	61	Cu(Mo)	硫化矿	
加拿大	Morrison lake	55°02′N, 127°8′W	52	Cu(Mo, Au,Ag)	网脉状硫化矿	

续表

国家地区	矿床名称	位置	年龄/Ma	矿种(伴生)	矿化类型	开采情况
加拿大	Pinchi Lake		新生代	Hg	硫化矿	
加拿大	Rossland	不列颠哥伦比亚	第三纪	Au		
加拿大	Takla		新生代	Hg	硫化矿	
加拿大	比弗得尔	不列颠哥伦比亚	58.8	Ag	脉型富矿	
加拿大	布莱克多姆		始新世	Au		
加拿大	Premier	科迪勒拉	第三纪	Au		1918～1967采矿石 4.7Mt
尼加拉瓜	El Limon		第三纪	Au		
尼加拉瓜	La Libertad	Santo Domongo	第三纪	Au	浅成热液型	
尼加拉瓜	La Luze	=Rosita	第三纪	Au		
尼加拉瓜	Rosario & Siuna		第三纪	Au(Ag)	贫硫化矿	
伊　朗	SarChesgmeh	56°E,30°N	中新世	Cu-Mo	斑岩型	
伊　朗	Sungun	45°E,39°N	中新世	Cu-Mo	斑岩型	
匈牙利	Recsk		第三纪	Cu(Mo)	网脉状硫化矿	
印度尼西亚	Batu Hijau	8°57′55″, 11°65′21″	第三纪	Cu-Au	斑岩浅成热液	
印度尼西亚	Big Gossan	Ertsberg 地区	3	Cu-Au-Ag	斑岩-矽卡岩	
印度尼西亚	Cabang Kiri		晚中新世	Au,Cu		
印度尼西亚	Cikotok		第三纪	Au(Ag)	贫硫化矿	
印度尼西亚	Dom	Ertsberg 地区	3	Cu-Au-Ag	斑岩-矽卡岩	
印度尼西亚	DOZ	Ertsberg 地区	3	Cu-Au-Ag	斑岩-矽卡岩	
印度尼西亚	Ertsberg		3.00	Fe,Cu (Au,Ag)	硫化矿	
印度尼西亚	Grasberg	格拉斯贝格	2.83	Au-Cu		产量 52t/a
印度尼西亚	Gunung Bijih Timur	Ertsberg 地区	3	Cu-Au-Ag	斑岩-矽卡岩	
印度尼西亚	IOZ	Ertsberg 地区	3	Cu-Au-Ag	斑岩-矽卡岩	
印度尼西亚	Kelian	Ertsberg 地区	第三纪	Au		产量 14t/a
印度尼西亚	Kucing Liar	Ertsberg 地区	3	Cu-Au-Ag	斑岩-矽卡岩	
印度尼西亚	Lembah Tembaga	Ertsberg 地区	3	Cu-Au-Ag	斑岩-矽卡岩	
印度尼西亚	Tombulilato-Cabang Kiri	苏拉威西北部	中新世	Cu-Au	硫化矿	
印度尼西亚	Wanagon	Ertsberg 地区	3.8～3.46	Cu-Au-Ag	斑岩-矽卡岩	
多米尼加	Pueblo Viejo		第三纪	Au	浅成热液型	
多米尼加	老树桩	多米尼加中部	第三纪?	Au(Ag)	氧化带热泉型	世界级
西班牙	Almaden		第三纪	Hg		已采 2000 年
西班牙	Cabo da Gata	Betic	中新世	Pb-Au-Ag	钙碱性岩浆岩	
西班牙	Cartagena	Betic	中新世	Pb-Zn	钙碱性岩浆岩	
西班牙	Mazaron	Betic	中新世	Pb-Zn-Ag	钙碱性岩浆岩	
希腊	Olympias	希腊北部哈尔基季基半岛东部	29.6,<65	Ag,Au,Pb,Zn		1986 年产矿石 1600 万吨
西班牙	Rodalquilar	Betic	中新世	Au-Ag	钙碱性岩浆岩	
阿尔及利亚	An-Kram		新生代	Sb	硫化矿	

续表

国家地区	矿床名称	位置	年龄/Ma	矿种(伴生)	矿化类型	开采情况
阿尔及利亚	Bir Beni Salah		新生代	Hg(Pb,Zn)	硫化矿	
阿尔及利亚	Hamman N' Bails		新生代	Sb,Pb,Zn	综合矿	
阿尔及利亚	Ras Al Ma		新生代	Hg	硫化矿	
阿尔及利亚	Taghit		新生代	Hg(Pb,Zn)	综合矿	
阿根廷	Bajo de la Alumbrera		8	Cu,Mo (Au,Ag)	脉状硫化矿	
阿根廷	El Pachon		第三纪	Cu,Mo,Au	网脉状硫化矿	
阿根廷	El Queva		上新世	Ag-Pb		
阿根廷	Farallon Negro		7～8	Cu-Au	斑岩型	
法　国	Castello	Corsica (阿尔卑斯)	Plio-Q	Sb	钙碱性岩浆岩	
法　国	Vallone	Corsica (阿尔卑斯)	Plio-Q	Sb	钙碱性岩浆岩	
波　兰	Zawiercie		古新世	Cu (Mo, Pb,Zn)	网脉块状硫化矿	
波多黎各	Puerto Rico		41～62	Cu(Au,Ag)	网脉状硫化矿	
罗马尼亚	Baia Mare	喀尔巴阡山	中上新世	Au(Ag,Cu)	贫硫化矿	
罗马尼亚	Deva		晚第三纪	Cu(Mo,Re)	网脉状硫化矿	
罗马尼亚	Moldova Noua		第三纪	Cu	网脉状硫化矿	
罗马尼亚	Mound Apuseni		第三纪	Au	浅成低温热液	
罗马尼亚	Rosia Poieni		晚第三纪	Cu(Mo)	网脉状硫化矿	
罗马尼亚	萨卡姆(布拉德)		第三纪	Au, Ag, Cu,Pb		
俄罗斯	Etyka	Transbaikal	上新世	Sn	云英岩型	
前苏联	Agalak	阿加拉克	中新世	Cu,Mo	硫化氧化矿脉	
前苏联	Baley		第三纪	Au	浅成热液型	
前苏联	Dalinigoesk	达利涅戈尔斯克	第三纪	CuZnPb	硫化矿	
前苏联	Kadzalan	卡扎兰	中新世	Cu,Mo(Au)	硫化氧化矿脉	
前苏联	Каджаран		第三纪	Cu,Mo(Au)	浸染状硫化脉	
前苏联	Межозерск	俄罗斯	第三纪	Cu(Au,Zn)	块状硫化矿	
南斯拉夫	Bor		晚 K～Tr	Cu(Au,Ag, Mo,Pt)	细脉浸染状硫化矿	
南斯拉夫	Bucim		第三纪	Cu(Au)	网脉状硫化矿	
洪都拉斯	Rosario	罗萨里奥	上新世	Ag,Au		
玻利维亚	Carracota		新生代	Sb(Au)	锑金矿	
玻利维亚	Potosi 波托西	波托西市里科山	第三纪	Ag,Sn	至少已采 6 万吨	世界最大银矿
玻利维亚	San Antonio de Lipez		中新世	Ag,Pb,Zn		
玻利维亚	Tupiza		新生代	Sb(Au)	锑金矿	
美　国	Ajo	32°21′N, 112°52′W	63	Cu,Mo(Au, Ag,Zn)	网脉状硫化矿	
美　国	Alligator Ridge		第三纪	Au	浸染状矿石	
美　国	Aurora	内华达	10	Au		

续表

国家地区	矿床名称	位置	年龄/Ma	矿种(伴生)	矿化类型	开采情况
美 国	Battle Mt.	内华达	59～57	Au		
美 国	Battle Mt.	40°37′N, 117°02′W	39	Cu(Mo)	网脉状硫化矿	
美 国	Bell	内华达	第三纪	Au		
美 国	Bingham	盐湖城 SW32km	37Ma	Au,Ag,Re, Cu,Mo	网脉硫化氧化矿	产量 19t/a
美 国	Boise	爱达荷	中新世	Au		
美 国	Borealis		第三纪	Au	卡林型	
美 国	Butte	比尤特	老第三纪	Cu Ag		
美 国	Butte	蒙大拿州	第三纪	Ag,Au,Cu, Pb,Zn		9 亿 t 矿石
美 国	Carlin	内华达州尤里卡	6～43	Au	卡林型	年产 5～6t
美 国	Chino		第三纪	Cu,Ag(Au, Mo,Re)	细脉浸染状硫化矿	
美 国	Christmas	亚利桑那	60	Cu	网脉状硫化矿	
美 国	Climax	科罗拉多	第三纪	Mo,Cu		
美 国	Comstock	内华达雷诺南东 20km	12.6～13.7	Ag,Au	Ag 1.92 亿盎司*	1859～1957 年
美 国	Copper Basin	34°29′N, 112°35′W	64	Cu(Mo)	网脉状硫化矿	
美 国	Copper City		60	Cu	网脉状硫化矿	
美 国	Cortez	内华达	第三纪	Au		
美 国	Cove	内华达	39.5	Au,Ag	网脉状硫化矿	1988 年投产
美 国	Creede	科罗拉多西南落基山脉	24.6	Ag-Pb-Zn	冰长石-绢云母型,网脉型	
美 国	Cripple Creek	科罗拉多丹佛市东 120km	31.3～29.6	Au-Ag-Te	硫化物型	美国第二大产金地 1891～1962 年产金 653t
美 国	Crofoot-Lewis	内华达西北部	4～0.7	Au-Ag	热泉型(冰长石)	年产 8.5tAg 2835 kg Au
美 国	Cyprus Pima		59	Cu(Mo)	网脉状硫化矿	
美 国	De Lamar	爱达荷州 SW	15.7	Au,Ag	贫硫化矿	1863～1914 年间开采
美 国	Deep Star	卡林	35～53	Au	卡林型	
美 国	Emmons Mt	科罗拉多	17	Mo		
美 国	Esperanza		62	Cu,Mo, Ag, Au	网脉状硫化矿	
美 国	Eureka	科罗拉多	13～16	Au	浅成热液型	
美 国	Farrbanks		新生代	Sb	硫化矿	
美 国	Fortitude	内华达巴特尔山镇 SW19km	第三纪	Au,Cu,Pb, Zn,(Ag)	北美最大矽卡岩型金矿	产量美国第三,8t/a
美 国	Getcheell		第三纪	Au	卡林型	

* 1 盎司=31.1g，据《牛津现代高级英汉双解辞典》。香港：牛津大学出版社，1985。

续表

国家地区	矿床名称	位置	年龄/Ma	矿种(伴生)	矿化类型	开采情况
美　国	Glacier Peak	48°12′N，120°58′W	22	Cu(Mo)	网脉状硫化矿	
美　国	Gold Acres	金地内华达	第三纪	Au		
美　国	Gold Bug		第三纪	Au(Ag)	贫硫化矿	
美　国	Gold Quarry	内华达，金坑	第三纪	Au(Cu，Ag，Pb)	网脉状硫化矿	
美　国	Goldbug-Rodeo	卡林	35～53	Au	卡林型	
美　国	Golden pit		6～43	Au		
美　国	Golden Sunlight	蒙大拿	第三纪	Au	贫硫化矿	
美　国	Goldfeild	内华达	21.0	Ag-Au	浅成热液型	
美　国	Hardie Footwall	卡林	35～53	Au	卡林型	
美　国	Herderson		第三纪	Mo		
美　国	Homestack	南达科他西，利德	N+PreC	Au		美最大金矿
美　国	Inspiration		58	Cu，Mo(Au)	浸染硫化矿脉	
美　国	Jamestown	加利福尼亚	第三纪	Au	贫硫化矿	
美　国	Jerritt Canyon		第三纪	Au	卡林型	
美　国	Junean	阿拉斯加	55	Au		
美　国	Kokomo	科罗拉多 Summit	40	Ag-Pb-Zn	块状交代硫化物	
美　国	Lake City I	科罗拉多	22.5～25	Ag-Au-Pb-Zn-Cu	浅成热液型	
美　国	Lake City II	科罗拉多	22.5	Au	浅成热液型	
美　国	Lakeshore	32°32′N，111°52′W	64	Cu，Mo	硫化矿氧化矿	
美　国	Leadville	科罗拉多中部	第三纪 K-E	Ag，Au，Pb，Zn	硫化矿氧化矿	1860年起，价值>8.3亿$
美　国	Mariposa		新生代	Hg	硫化矿	
美　国	McDermit	内华达	12	Hg-U	脉型，硫化矿	
美　国	Mclaughlin	加州圣佛兰西斯科北 110km	0.5～2	Au(Ag)	浅成热液型，细脉浸染状	世界上保存最好的热泉金矿
美　国	Meikle	卡林	35～53	Au	卡林型	
美　国	Mercur	犹他州	31.6	Au	卡林型	
美　国	Middle Fork	47°29′N，121°22′W	18	Cu	网脉状硫化矿	
美　国	Misson		60	Cu，Mo(Ag)	浸染状硫化矿	
美　国	Morenci	莫伦锡	55	Cu，Mo (Au，Ag)	细脉浸染状硫化矿	
美　国	New Almaden		新生代	Hg	硫化矿	
美　国	New Idria		新生代	Hg	硫化矿	
美　国	North Fork	47°37′N，121°37′W	9.9	Cu(Mo，W)	网脉状硫化矿	
美　国	Nortkumberland		第三纪	Au	卡林型	
美　国	Oatman	亚利桑那	18.2	Au	浅成热液型	
美　国	Ortiza	科罗拉多	28～29	Au	角砾岩筒型	

续表

国家地区	矿床名称	位置	年龄/Ma	矿种(伴生)	矿化类型	开采情况
美　国	Paradise Peak	内华达	19-18	Au		
美　国	Park City	犹他州	38～33	Au		
美　国	Pinson		第三纪	Au	卡林型	
美　国	Pioche	内华达	28	Au-Ag	多金属交代	
美　国	Post-Betze	内华达	37	Au		
美　国	Poston Butte	33°7′N, 111°0′W	62	Cu	网脉状硫化矿	
美　国	Qoesta	科罗拉多	22	Mo		
美　国	Rain	内华达	第三纪	Au		
美　国	Ray	33°10′N, 111°0′W	65	Cu,Mo (Au,Ag)	硫化矿氧化矿	
美　国	Red Devil		第四纪	Hg	硫化矿	
美　国	Red Mt.	科罗拉多	23.1	Au	浅成热液型	
美　国	Republic	华盛顿	渐中新世	Au		
美　国	Round Mt.	内华达卡林带中部	25.1～9.5	Au	脉型及网脉型	1906～1969 产金 10.77t
美　国	Safford	亚利桑那	53	Cu(Au,Ag)	网脉状硫化氧化矿	
美　国	San Francisco	亚利桑那	第三纪	Au		
美　国	San Juan		中新世	Au	浅成热液型	
美　国	San Manuel-Kalamazo		67	Cu,Mo(Au, Ag,Re)	网脉硫化矿氧化矿	
美　国	Santa Rita	32°47′N, 108°04′W	老第三纪	Cu	网脉状硫化矿	
美　国	Screamer	卡林	35～53	Au	卡林型	
美　国	Silver Bell		67Ma	Cu,Mo(Ag)	网脉状硫化氧化矿	
美　国	Sierrita	亚利桑那	古新世	Cu,Mo(Ag)	网脉状硫化矿	
美　国	Silver City	爱达荷	15.2	Au	浅成热液型	
美　国	Sneffels	科罗拉多	中新世	Au		
美　国	Steamboat Spring		第四纪	Hg	硫化矿	
美　国	Storm(Rossi)	卡林	35～53	Au	卡林型	
美　国	Sulphur-Bank		新生代	Hg	硫化矿	
美　国	Summitiville	科罗拉多	22.4		酸性硫酸盐型	采到 1947 年
美　国	Sunnyside	科罗拉多	17～13	Au(Pb, Zn,Ag)	硫化矿	
美　国	Tintic	犹他州	第三纪	Au		
美　国	Tonopah	内华达	19.1	Au-Ag	浅成热液型	
美　国	Turf	卡林	35～53	Au	卡林型	
美　国	Twin Buttes		58.6	Cu,Mo(Ag)	网脉状硫化氧化矿	
美　国	Twin Creeks	内华达	第三纪	Au	卡林型	产量 15.5t/a
美　国	Twin Creeks	犹他州	第三纪	Be	火山热液型	
美　国	Tyrone		56Ma	Cu,Mo	网脉状硫化矿	
美　国	Van Horn	Texas,Allamoore	10	Ag,Cu,Au		13 万 t 矿石
美　国	Waterloo	加里福尼亚州	中新世	Ag		
美　国	West Leeville	卡林	35～53	Au	卡林型	

续表

国家地区	矿床名称	位置	年龄/Ma	矿种(伴生)	矿化类型	开采情况
美　国	Zortman-Landusky	蒙大拿州	62.6	Ag/Au=4～20		飞马公司1985年产Au1879kg，Ag4899kg
美　国	菲利普斯堡		新生代	Ag		
美　国	霍里斯特		37	Au	卡林型	
美　国	金斯坎宁	犹他州	第三纪	Au		
美　国	Mercur	内华达	第三纪	Au		
美　国	派普莱恩	内华达	第三纪	Au		
美　国	深部 Post Betze		第三纪	Au		
美　国	Telluride		新生代	Ag		
美　国	西圣胡安山	科罗拉多西南	第三纪	Ag,Au		
美　国	锡尔韦尔顿	特卢莱德	20～18	Au,(Ag),Cu,Zn,Pb		1873～1977产 Au245t
美　国	尤里卡阿尼马斯		新生代	Ag		
哥伦比亚	Pantanos+Pegadorcito		第三纪	Cu,Mo	网脉状硫化矿	
哥斯达黎加	Abangares		第三纪	Au		
哥斯达黎加	Santa Clara		第三纪	(Au,Ag)	贫硫化矿	
埃　及	*Umm* Saminki		中新世	Cu,Zn,Pb	浸染状硫化矿	
格陵兰	斯凯尔嗝德		第三纪			
秘　鲁	Antamina		第三纪	Cu	网脉状硫化矿	
秘　鲁	Arcata		5.4	Ag,Au		岛弧主带
秘　鲁	Calera		18.5～17	Ag-Au	浅成低温脉型	多阶段
秘　鲁	Canarico		第三纪	Cu,Mo	网脉状硫化矿	
秘　鲁	Casapalca	卡萨帕尔卡	第三纪	Ag		年产＞100t
秘　鲁	Caylloma	凯洛马	第三纪	Ag,Au		San Cristobal
秘　鲁	Cerro de Pasco		14～15	Ag(Pb,Zn,Cu,Sb)	脉型多金属矿	塞罗德帕斯科
秘　鲁	Cerro Verde	16°32′S,71°37′W	58.8	Cu,Mo	氧化＋硫化矿	
秘　鲁	Chapi		第三纪	Cu,Mo	网脉状硫化矿	
秘　鲁	Colqui		10.5	Au	浅成热液型	
秘　鲁	Guajone	17°01′S,70°43′W	第三纪	Cu,Mo(Ag)	硫化氧化矿脉	
秘　鲁	Huancavelica		新生代	Hg	硫化矿	
秘　鲁	Michiquillay	7°01′S,78°18′W	39	Cu,Mo	硫化氧化矿脉	
秘　鲁	Morococha	11°36′S,76°10′W	34	Cu,Mo(Au,Ag)	网脉状硫化矿	
秘　鲁	Nevado Portugueza		2	Ag-Au	脉型	
秘　鲁	Quellaveco	17°05′S,70°40′W	53	Cu,Mo(Pb,Zn)	网脉状硫化氧化矿	
秘　鲁	Santa Babara		23.5	Ag(Cu,Pb)		

续表

国家地区	矿床名称	位置	年龄/Ma	矿种(伴生)	矿化类型	开采情况
秘　鲁	Tintaya		第三纪	Cu	网脉状硫化矿	
秘　鲁	Toguepala	17°15′S. 70°36′W	59	Cu,Mo (Au,Ag)	浸染状硫 化氧化矿	
秘　鲁	基鲁维尔卡	特鲁希略 东 80km	中新世	Ag,Cu, Pb, Zn		1789 年以来 采矿石 8Mt
秘　鲁	卡斯特罗维雷纳		新生代	Ag		
秘　鲁	米路阿查奎		26	Au		
秘　鲁	皮里纳		第三纪	Au		
菲律宾	Amacan		古新世	Cu,Au(Ag)	网脉状硫化矿	
菲律宾	Arroyo		第三纪	Au	贫硫化矿	
菲律宾	Atlas		第三纪	Cu(Au,Ag)		
菲律宾	Bagacay		晚 K～Pale	Cu,Fe	块状硫化矿	
菲律宾	Baguio	碧瑶	第三纪-Q	Cu(Au)	贫硫化矿	
菲律宾	Basay		古新世	Cu,Au (Ag,Mo)	网脉状硫 化氧化矿	
菲律宾	Biga		第三纪	Cu,Au (Ag,Mo)	网脉状硫 化氧化矿	
菲律宾	Carmen		第三纪	Cu,Au	网脉状硫化矿	
菲律宾	Dizon	迪宗	中新世	Cu,Au(Ag)	斑岩,硫化 氧化网脉	
菲律宾	Guinaoang		3	Cu-Au	斑岩型	
菲律宾	Hinobaan		古新世	Cu,Au	网脉状硫化矿	
菲律宾	Kennon		第三纪	Cu,Mo, Au(Ag)	网脉状硫 化氧化矿	
菲律宾	Lepanto	勒班陀	第三纪	Cu,Au(Ag)	网脉状硫化矿	
菲律宾	Lumbay		新生代	Cu		
菲律宾	Lutopan		第三纪	Cu,Au(Ag)	网脉状硫化矿	
菲律宾	Lutopan 远东南		中新世	Au		
菲律宾	Masara		古新世	Cu	网脉状硫化矿	
菲律宾	Palawang		新生代	Hg	硫化矿	
菲律宾	Pantukan		古新世	Cu	网脉状硫化矿	
菲律宾	San Antonio		第三纪	Cu(Au)	细脉浸染状硫化矿	
菲律宾	Santo Tomas II		9.7	Cu(Au, Ag)	细脉浸染状硫化矿	
菲律宾	Sipalay		古新世	Cu,Au (Ag,Mo)	网脉状硫化氧化矿	
菲律宾	Tapian		Mio	Cu,Au (Ag,Mo)	硫化矿氧化矿	
菲律宾	Santo Nino		中新世	Cu-Au	网脉状硫化矿	
菲律宾	Taysan		中更新世	Cu,Au(Mo)	网脉状硫化氧化矿	
菲律宾	阿库潘-安 塔莫凯	吕宋岛中 南部碧瑶	1.5～25, 35～60	Au		菲律宾最 大金矿
菲　济	Vatukoula		3.7	Au(Ag,Cu)	贫硫化矿	
萨尔瓦多	San Sebastian		第三纪	Au		

国家地区	矿床名称	位置	年龄/Ma	矿种(伴生)	矿化类型	开采情况
斐 济	Emperor	恩佩罗	3.7	Au-Te	浅成热液型	
斐 济	Namosi		5.5	Cu-Au-Mo	斑岩型	
斐 济	Vatukoula		上新世	Au-Te	脉型	
智 利	Andacollo		第三纪	Cu,Mo,Au	网脉状硫化矿	
智 利	Andina		4.59	Cu,Mo	网脉状硫化矿	
智 利	Ataspaca		40	Cu	斑岩型	
智 利	Cerro Colorado		第三纪	Cu,Mo	网脉状硫化矿	
智 利	Chaquelimpie		第三纪	Au		
智 利	Chuqui Norte	楚基北	早第三纪	Cu		
智 利	Chuquicamata	楚基卡马塔	33.4	Cu,Mo	硫化矿氧化矿	
智 利	Co. Romero		44	Cu	斑岩型	
智 利	Collahuasi		第三纪	Cu		
智 利	Copaquire		36.3	Cu	斑岩型	
智 利	Disputada	33°09′S, 70°17′W	4.59	Cu,Mo	网脉状硫化矿	
智 利	El Abra	21°56′S, 68°51′W	33.2	Cu,Mo	硫化氧化矿脉	
智 利	El Indio		中新世	Au,Cu(Ag)	硫化矿	
智 利	El Salvador		41	Cu,Mo(Au, Ag,Pb)	网脉状硫 化氧化矿	
智 利	El Teniente	34°06′S, 70°20′W	4.32	Cu,Mo	网脉状硫 化氧化矿	
智 利	Exploradora		第三纪	Cu	斑岩型	
智 利	La Coipa		中新世	Au		
智 利	La Escondida	埃斯康迪达	31.9	Cu		
智 利	Lobo		13	Au		
智 利	Los Pelambres		9.96	Cu,Mo	硫化氧化矿脉	
智 利	Mansa Mina		第三纪	Cu	斑岩型	
智 利	Marte		13～14	Au		
智 利	Mocha		56.4	Cu,Mo	网脉状硫化矿	
智 利	Pampa Norte		29	Cu	网脉浸染 硫化氧化矿	
智 利	Potreillos		34	Cu,Mo	网脉状硫化矿	
智 利	Potrerillos		35.65	Cu	斑岩型	
智 利	Quebrada Blanca		35	Cu,Mo	网脉状硫化矿	
智 利	Quebrada Puno		37.0	Cu	斑岩型	
智 利	Queen Elizabeth		36	Cu	斑岩型	
智 利	Radomiro Tomic		第三纪	Cu	斑岩型	
智 利	Refugio		23	Au		
智 利	Rio Blanco	Disputada	4	Cu-Mo	斑岩型	
智 利	Rosario	Collahuasi	32.9	Cu-Mo-Au	斑岩型	
智 利	Sur Sur		4.59	Cu	网脉状硫化矿	
智 利	Telegrafo		第三纪	Cu	斑岩型	

续表

国家地区	矿床名称	位置	年龄/Ma	矿种(伴生)	矿化类型	开采情况
智　利	Ticnamar		41	Cu	斑岩型	
智　利	Ujina		34	Cu	斑岩型	
缅甸	Lipian		新生代	Sb	硫化矿	
意大利	Abbadia San Salvatore	北亚平宁	Plio-Q	Hg	火山岩	
意大利	Acquaorte	北亚平宁	上新世-Q	CaF_2	酸性火山岩	
意大利	Bosano	Sardinia 地区	23.6～25.5	Au	浅成低温热液	
意大利	Brosso	南阿尔卑斯	渐新世	FeS_2	矽卡岩	
意大利	Brusson	意大利西北	31	Au	脉型	
意大利	Chiaramonte	Sardinia	渐-中新世	Mn	钙碱性凝灰岩	
意大利	Elba	Ligurian	中-渐新世	FeS_2	花岗岩	
意大利	Furtei	Sardinia 地区	23.6～25.5	Au-Ag-Cu	浅成低温热液	
意大利	Monte-Amiata		第三纪	Hg	火山热液型	开 120 多年
意大利	Monti Ferru	Sardinia 地区	23.6～25.5	Au	浅成低温热液	
意大利	Nulvi	Sardinia 地区	23.6～25.5	Au	浅成低温热液	
意大利	Osilo-S. Martino	Sardinia 地区	23.6～25.5	Au	浅成低温热液	
意大利	Piancano	北亚平宁	上新世-Q	CaF_2	酸性火山岩	
意大利	San Pietro	Sardinia	渐-中新世	Mn	钙碱性凝灰岩	
意大利	Sarroch	Sardinia 地区	23.6～25.5	Au	浅成低温热液	
意大利	Tafone	Ligurian	Plio-Q	Sb	火山岩	
意大利	Traversella	南阿尔卑斯	渐新世	Fe-Py-Cu	矽卡岩	
意大利	Viterbo	北亚平宁	Plio-Q	U	凝灰岩	
新西兰	Endeavour Inlet		新生代	Sb(Au)	硫化矿	
新西兰	Golden Cross		早中新世～更新世	Au	浅成低温热液型	
新西兰	Hauraki	科罗蔓德尔半岛	中新世	Ag,Au	浅成低温热液型	长 200km 地区有 47 个矿
新西兰	Puhipuhi		新生代	Hg	硫化矿	
新西兰	Thames		中新世	Au	浅成低温热液	
新西兰	Tui	Waioroogomai	4	Pb-Zn-Ag-Au	浅成低温热液型	
新西兰	Waihi	豪拉基地区	中新世	Au	浅成热液型	
墨西哥	Cananea	卡纳内阿	59	Cu,Mo (Au,Ag)	硫化矿氧化矿	
墨西哥	Catorce		始新世	Au		
墨西哥	Cumobabi		58	Cu,Mo	网脉状硫化矿	
墨西哥	El Oro	埃尔-奥罗	第三纪	Au		
墨西哥	Fresnillo	萨卡特卡斯州	32～28	Ag,Pb,Zn, Cu,(Au)	硫化矿	
墨西哥	Guadalcazar		新生代	Hg(多金属)	综合矿	
墨西哥	Guanajuato 瓜纳华托	墨西哥城 NW300km	37.4～28.3	Ag,Au		400 多年,到 1971 年产 Au141t, Ag28350t

续表

国家地区	矿床名称	位置	年龄/Ma	矿种(伴生)	矿化类型	开采情况
墨西哥	Huitzuco		新生代	Sb	硫化矿	
墨西哥	La Caridad		53	Cu,Mo(Ag)	硫化矿氧化矿	
墨西哥	La Natividad	拉纳蒂维达德	新生代	Ag-Au	浅成热液型	
墨西哥	Naica		第三纪	Pb,Zn,Cu (Au,Ag)	浸染状块状硫化矿	
墨西哥	Nvo. Mercuri		新生代	Hg	硫化矿	
墨西哥	Ocampo		29～27	Au,Ag	贫硫化矿	
墨西哥	Pachuaca Readel		中-上新世	Ag		
墨西哥	Pachuca	列阿尔杰尔-蒙杰	中-上新世	Au		
墨西哥	Pedernales		新生代	Hg	硫化矿	
墨西哥	Pilares		53	Cu	网脉状硫化矿	
墨西哥	Real de Angeles	萨卡特卡斯州 SE	45.2	Ag,Pb,Zn		
墨西哥	San Francisco del Oro		晚于 K	Pb,Zn, Ag-(Au)	硫化矿	
墨西哥	Santa Barbara		第三纪	Cu,Pb, Zn (Au)	硫化矿	
墨西哥	Tayoltita 塔约尔提塔	杜兰哥州首府西北	40	Ag,Au, Pb, Cu	硫化矿	200 多年超大型银金矿床
墨西哥	Texco	塔克斯科	新生代	Ag		
墨西哥	Torres-Cedros		第三纪	Au,Ag	贫硫化矿	
墨西哥	Zimapan		新生代	Sb	综合矿	
墨西哥	博拉尼奥斯	哈利斯科	中新统	Ag		
墨西哥	帕楚卡,雷尔德尔		新生代	Ag,Au		
墨西哥	圣巴巴拉	奇瓦瓦州南部	新生代?	Ag		360 多年,年产矿石90 万t

本表据各种资料综合而成，限于篇幅，参考文献不一一列出，详见参考文献。年龄一列中 Q 为第四纪，Plio 为上新世。

二、全球不同时代巨型矿床成矿强度的历史对比

从地质演化历史看，各个地质时代延续的时间并不一样长，以第四纪、老第三纪和新第三纪延续时间最短，因此，有必要从单位时间的角度来重新认识成矿强度，即单位体积单位时间内形成的矿床的个数或金属量。应当说，以金属量的聚集程度来衡量更加客观，但在资料不全或统计困难的情况下，也可以用单位时间内形成的矿床个数(称为个体成矿强度)来考查。从这一概念出发，利用 Laznicka(1999)的统计资料(关于不同类型巨型矿床的划分界限同样参照 Laznicka，1999)，可以看出，全球成矿的最高峰无疑是新生代。按成矿强度(个数)排序，第四纪雄居第一，然后是老第三纪和新第三纪，再接下来是侏罗纪、石炭纪、晚白垩世、早白垩世、三叠纪、志留-泥盆纪、二叠纪、寒武纪、奥陶纪、老元古宙晚期、新元古宙、太古宙、老元古宙早期和中元古宙。另外，30 亿年来，在相同的单位时间内，第四纪、第三纪、中生代-古生代、元古宙-太古宙形成的矿床数各差一个数量级(表 2，图 1)。因此，可以认为喜马拉雅期是一个成矿大爆发期。

表 2　全球各时代巨型金属矿床的个体成矿强度

序	成矿期	时间/Ma	时间长度/Ma	巨型矿床数	成矿强度/(个/Ma)	成矿强度排序
1	无年龄资料			5		
2	第四纪	0～2	2	23	11.500	1
3	新第三纪	2～25	23	59	2.565	3
4	老第三纪	25～60	35	103	2.943	2
5	晚白垩世	60～100	40	21	0.525	6
6	早白垩世	100～150	50	26	0.520	7
7	侏罗纪	150～210	60	39	0.650	4
8	三叠纪	210～245	35	14	0.400	8
9	二叠纪	245～290	45	13	0.289	10
10	石炭纪	290～354	64	37	0.578	5
11	志留-泥盆纪	354～440	86	28	0.326	9
12	奥陶纪	440～500	60	8	0.133	12
13	寒武纪	500～550	50	9	0.180	11
14	新元古宙	550～1000	450	31	0.069	14
15	中元古宙	1000～1600	600	25	0.042	17
16	老元古宙晚期	1600～2000	400	33	0.083	13
17	老元古宙早期	2000～2450	450	23	0.051	16
18	太古宙	2450～3000	550	31	0.056	15
19	总平均	0～3000	3000	528	0.176	

成矿时代划分及矿床个数据 Laznicka(1999)。

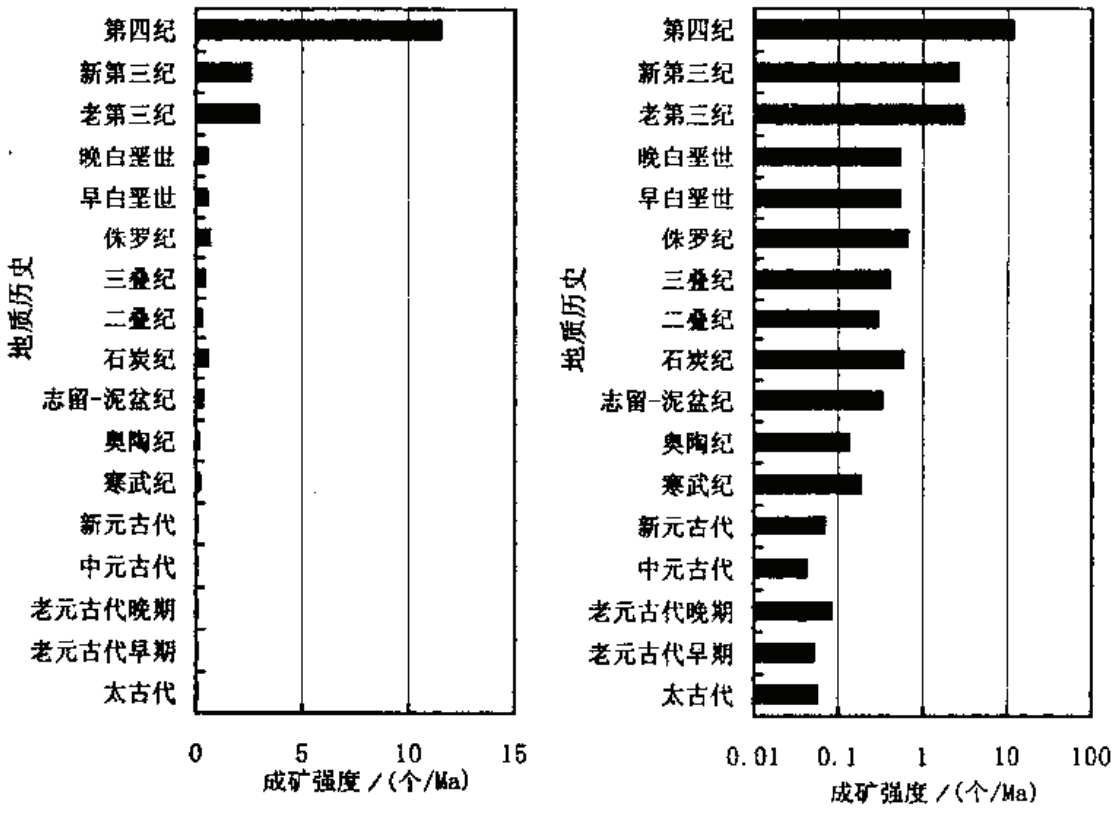


图 1　全球巨型金属矿床个体成矿强度的时间分布

就单矿种而言，全球范围内巨型铜矿的成矿强度(单矿种或元素成矿强度)同样以新生代最大(表 3)，尤其是老第三纪和新第三纪分别排在第 1 和第 2 位，然后是三叠纪和第四纪，

表 3　全球各时代铜金银单矿种或元素成矿强度

成矿期	时间/Ma	时间长度/Ma	Cu/10^6t	Au/10^3t	Ag/10^4t	Cu 成矿强度/(Mt/Ma)	Cu 成矿强度排序	Au 成矿强度/(10^3t/Ma)	Au 成矿强度排序	Ag 成矿强度/(10^4t/Ma)	Ag 成矿强度排序
第四纪	0～2	2	3.30	8.14	1.09	1.65	4	4.07	1	0.545	2
新第三纪	2～25	23	180	12.1	5.50	7.83	2	0.526	2	0.239	4
老第三纪	25～60	35	382	2.63	34.0	10.91	1	0.075	6	0.971	1
晚白垩世	60～100	40	41.8	0.646	2.03	1.05	5	0.016	9	0.051	5
早白垩世	100～150	50	27.6	4.26		0.55	7	0.085	5		
侏罗纪	150～210	60	26	2.59	2.00	0.43	9	0.043	7	0.033	7
三叠纪	210～245	35	135		18.2	3.86	3			0.520	3
二叠纪	245～290	45			0.70					0.016	10
石炭纪	290～354	64	61.9	5.56	1.70	0.97	6	0.087	4	0.027	8
志留-泥盆纪	354～440	86		2.34				0.027	8		
奥陶纪	440～500	60			2.16					0.036	6
寒武纪	500～550	50			0.813					0.016	11
新元古宙	550～1000	450	228	2.30		0.51	8	0.005	11		
中元古宙	1000～1600	600	76.1	1.57	3.29	0.127	11	0.003	12	0.005	12
老元古宙晚期	1600～2000	400	52.8	2.65	9.73	0.132	10	0.007	10	0.024	9
老元古宙早期	2000～2450	450	14.1	0.60	1.29	0.031	12	0.001	13	0.0029	13
太古宙	2450～3000	550	3.5	51.9	1.46	0.006	13	0.094	3	0.0027	14
总平均	0～3000	3000	1232	97.29	83.96	0.41		0.032		0.028	

成矿时代划分及矿床数据 Laznicka(1999)。

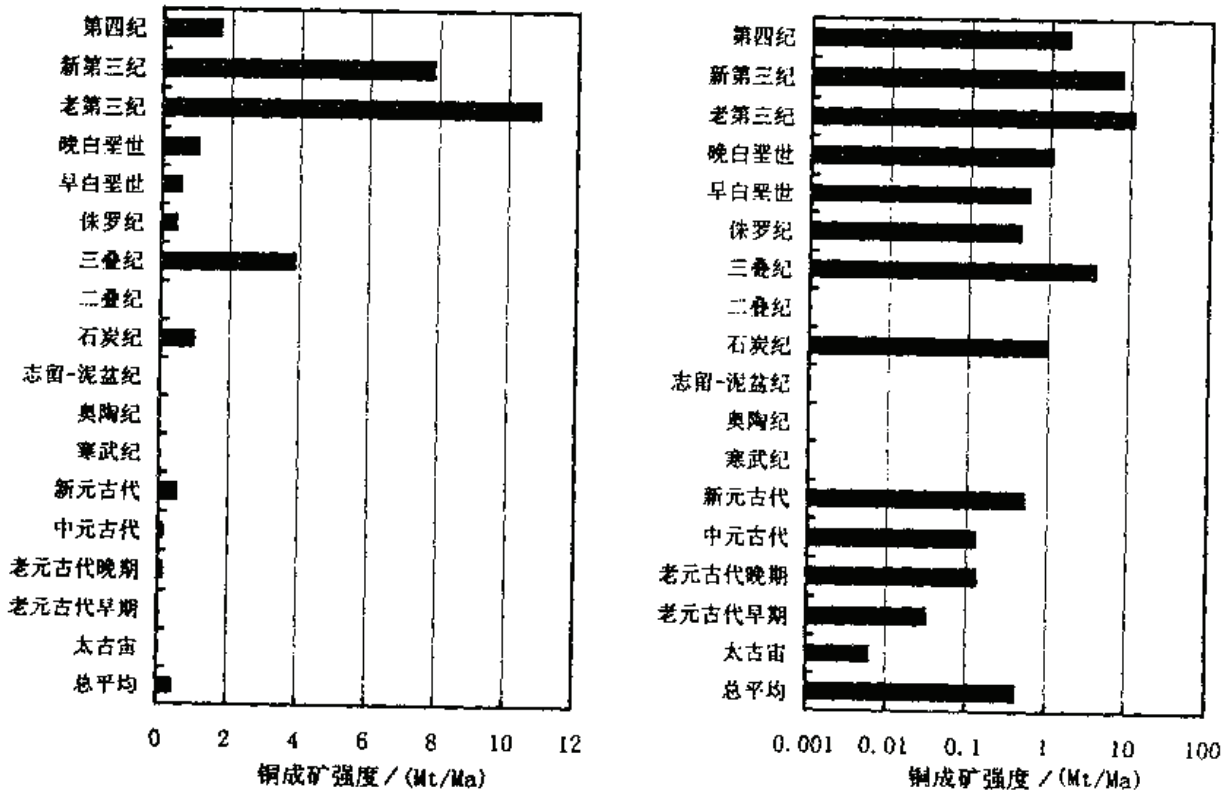


图 2　全球不同时代巨型铜矿的成矿强度(原始统计资料据 Laznicka，1999)

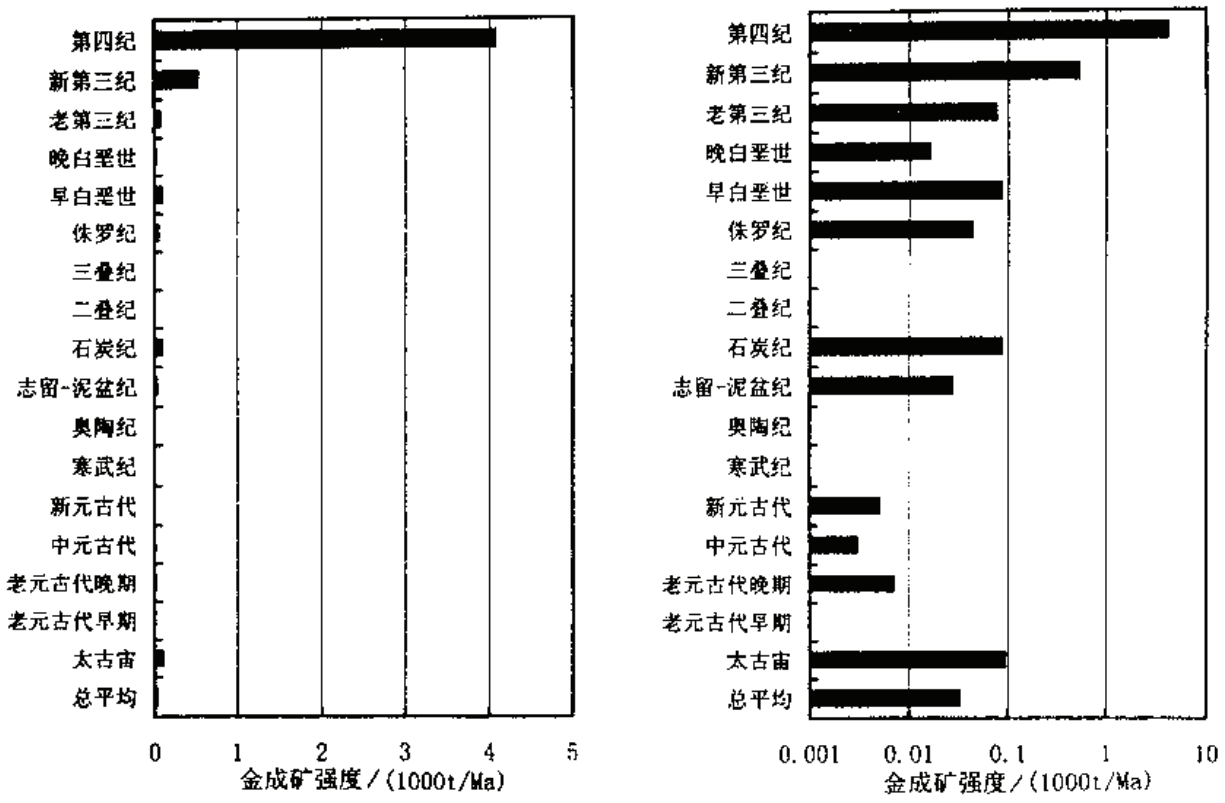


图 3　全球不同时代巨型金矿的成矿强度(原始统计资料据 Laznicka，1999)

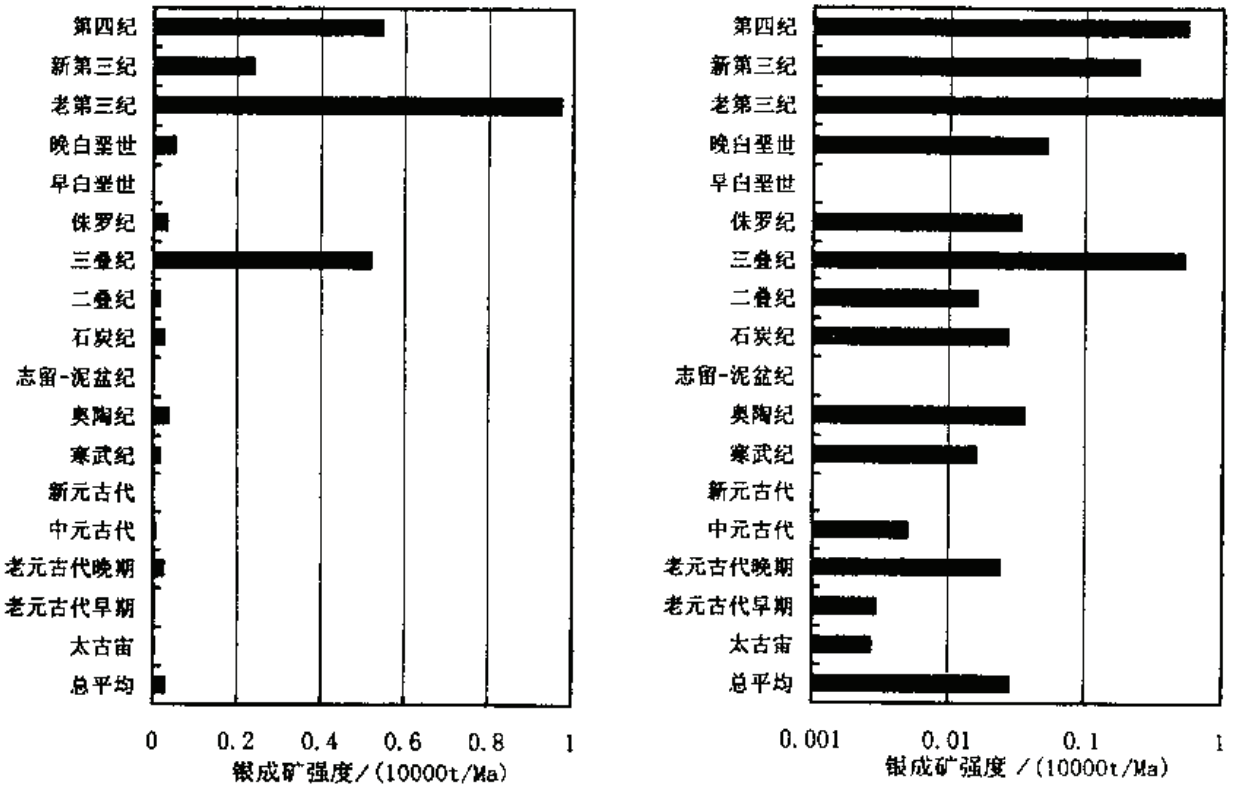


图 4　全球不同时代巨型银矿的成矿强度(原始统计资料据 Laznicka，1999)

晚白垩世第5，石炭纪第6，早白垩世第7，新元古宙第8，侏罗纪第9，老元古宙晚期和早期各排第10和12位，中元古宙在11位，太古宙排13位，而寒武纪、奥陶纪、志留-泥盆纪和二叠纪未发现巨型铜矿(图2)。巨型金矿的成矿强度则以第四纪最大，新第三纪第二，太古宙第三，石炭纪第四，早白垩世第五，老第三纪第六。如果不考虑砂金矿和古砂金矿(南非维特瓦德斯兰德)，则新第三纪是最重要的金矿成矿时代(图3)。巨型银矿的成矿强度以老第三纪排第一，次为第四纪和三叠纪，然后是新第三纪、晚白垩世(图4)。

三、喜马拉雅期内生矿床成矿强度的全球对比

考虑到成矿强度应该具有的空间概念，从新生代主要金属矿床分布图上可以明显看出，巨型矿床的产出在空间上是非常集中的，如果以矿床所在国家或地区的面积代表矿床所具有的空间涵义，再加上时间概念，则可以得到某地某矿种的成矿强度(即真正的成矿强度，表4)。表2中的巨型矿床的个体成矿强度实际上就是全球范围的成矿强度，在比较不同国家或地区，甚至于不同成矿省、不同的造山带或其他具有空间范围内的成矿强度时还应考虑其所代表的空间概念，为方便起见，一般以面积代表空间。从表4可以明显看出，新生代最容易成矿的地区是南美和北美(个体成矿强度相近)，其次是亚洲和大洋洲，最不容易成矿的地区是非洲。从金属量聚集的程度(即金属量成矿强度)看，南美最强，每百万平方公里面积集聚的铜矿床中的金属量达1282万t，其次是北美和大洋洲。但就国家而言，菲律宾第三纪内生铜矿的个体成矿强度达60个/百万km^2，比智利(约23个/百万km^2)和其他美洲国家要高得多。虽然在菲律宾找到矿床的几率最高，但金属量最集中的国家仍然是智利。

表4　第三纪内生铜矿床的成矿强度

国家或地区	面积/百万km^2	铜矿床/个数	铜金属量/万t	个体成矿强度/(个/百万km^2)	金属量成矿强度/(万t/百万km^2)
北美洲	26.68	37	13585.7	1.387	509.21
南美洲	20.70	44	26942.3	2.13	1301.56
欧洲	10.16	3	336.0	0.295	33.07
非洲	30.20	0	0	0	0
亚洲	44	26	3052.87	0.591	69.38
大洋洲	8.97	5	1342.7	0.557	149.69
全球	140.71	115	45259.57	0.817	321.65
加拿大	9.956	7	485.5	0.703	48.76
美国	9.363	24	9201.2	2.563	982.72
秘鲁	1.285	9	2524	7.004	1964.20
智利	0.741	31	23490	41.84	31700.40
日本	0.377	2	158.0	5.305	419.10
菲律宾	0.3	18	1283.17	60.000	4277.23
巴布亚新几内亚	0.462	4	1123.7	8.658	2432.25
墨西哥	1.973	4	1942.0	2.027	984.29

注：在考察欧洲和亚洲的成矿强度时需注意前苏联地域的矿床统计不全(下同)的问题。表中面积据地图出版社《世界地图册》，1982(下同)。

据统计，全球新生代形成的有储量资料可查的铜矿中，10万t以上有102个，其中6000万t以上2个(楚基卡玛塔和埃尔特尼恩特)，(1000～6000)万t之间9个，(100～1 000)万

t 之间 48 个，(10～100) 万 t 之间 43 个。在空间上，大洋洲有 5 个铜矿，北美洲 37 个，南美洲 31 个，亚洲 26 个，欧洲 3 个。在不同的国家，以美国最多，达 24 个，其次是菲律宾(18 个)、智利(18 个)、秘鲁(9 个)、加拿大(7 个)、墨西哥(4 个)和巴布亚新几内亚(4 个)。在构造-成矿带上，环太平洋成矿带西带有 28 个，东带 68 个，特提斯成矿带不到 10 个。这 102 个铜矿 Cu 的总金属量为 45259.57 万 t，其中美国 9201.2 万 t(平均 Cu0.68%)，加拿大 485.5 万 t(平均 0.398%)，墨西哥 1942 万 t(平均 0.81%)，秘鲁 2524 万 t(平均 0.87%)，智利 23490 万 t(平均 1.02%)，阿根廷 482.5 万 t(平均 0.575%)，日本 158 万 t(平均 1.62%)，菲律宾 1283.17 万 t(平均 0.58%)，印度尼西亚 1302.5 万 t(平均 1.875%)，巴布亚新几内亚 1123.7 万 t(平均 0.41%)。第三纪内生铜矿全球平均品位 0.794%，其中品位最高的矿床是土耳其的 Ergani-Maden(6.5%)，其次是菲律宾的 Bagacay(2.65%)、印度尼西亚的 Ertsberg(2.5%)和日本的 Hanaoka(2.2%)。品位介于 1%～2%之间的有 17 个矿床，介于 1%～0.5%之间的有 50 个。

不同地区第三纪内生铜矿的成矿强度在个体和金属量上均以南美最大，其次是北美(表 5)，但就国家而言，个体成矿强度以菲律宾＞智利＞巴布亚新几内亚＞秘鲁＞日本＞美国，金属量成矿强度的排序为智利＞菲律宾＞巴布亚新几内亚＞秘鲁＞墨西哥＞美国＞日本。这表明在南美和北美以外的地区(主要指环太平洋成矿带)寻找新生代形成的铜矿具有同样重要的机会，在菲律宾找到矿床的机会可能多一些，而在智利找到大型矿床的机会可能更好一些。

表 5　第三纪内生金矿床的成矿强度

国家或地区	面积/百万 km^2	金矿床/个数	金金属量/t	个体成矿强度/(个/百万 km^2)	金属量成矿强度/(t/百万 km^2)
北美洲	26.68	91	11977.62	3.41	448.94
南美洲	20.70	16	1973.31	0.77	95.33
欧洲	10.16	9	450.2	0.89	44.31
非洲	30.20	0	0	0	0
亚洲	44	26	4918.89	0.59	111.79
大洋洲	8.97	16	5674.09	1.78	632.56
全球	140.71	158	24994.11	1.12	177.63
加拿大	9.956	7	373.35	0.70	37.50
美国	9.363	61	9441.95	6.52	1008.43
秘鲁	1.285	4	292.16	3.11	227.36
智利	0.741	8	851.15	10.80	1148.65
日本	0.377	8	422.20	21.22	1119.89
菲律宾	0.3	9	1810.96	30	6036.53
巴布亚新几内亚	0.462	11	3301.10	23.81	7145.24
墨西哥	1.973	14	1408.28	7.10	713.78
印度尼西亚	1.904	6	2445.73	3.15	1284.52

据统计(表 5)，全球新生代形成的有储量资料可查的 10t 以上金矿中(计 157 个)，1000t 以上有 5 个，其中 2000t 以上 1 个(印度尼西亚的 Grasberg)，1000～100t 之间 62 个(其中 100～200t之间者占一半)，100～10t 之间 71 个，另有未知具体数字大型金矿床 19 个。在空间上，大洋洲有 16 个金矿，北美洲 91 个，南美洲 16 个，亚洲 26 个，欧洲 9 个。在不同的国家，以美国最多，达 61 个，其次是墨西哥(14 个)、巴布亚新几内亚(11 个)、菲律宾(9 个)、智利(8 个)、加拿大(7 个)、日本(8 个)和印度尼西亚(6 个)。在构造-成矿带上，环太平洋成

矿带西带有 40 个，东带 108 个，特提斯成矿带不到 10 个。在 158 个有资料可查的金矿中，Au 的总金属量为 24994.11t，其中美国 9441.95t，加拿大 373.35t，墨西哥 1408.28t，秘鲁 292.16t，智利 851.15t，日本 422.2t，菲律宾 1810.96t，印度尼西亚 2445.73t，巴布亚新几内亚 3301.1t。体现为个体成矿强度以北美＞大洋洲＞欧洲＞南美洲＞亚洲，金属量成矿强度则为大洋洲＞北美洲＞亚洲＞南美洲＞欧洲；其中个体成矿强度最大的国家是美国，其次是巴布亚新几内亚、印度尼西亚、菲律宾和墨西哥，金属量成矿强度最大的国家则是巴布亚新几内亚、菲律宾、印度尼西亚、智利、日本和美国。美国金矿的个数虽然多，但并非都是最大的。

据统计，全球新生代形成的有储量资料可查的 100t 以上银矿床中(计 49 个)，10 万 t 以上有 1 个(玻利维亚的波托西)，1 万 t～10 万 t 之间 11 个，10000～1000t 之间 31 个，1000～100t 之间 6 个。这些矿床中，品位在 1000g/t 以上的有两个，即美国的 Comstock(3000g/t)和秘鲁的 Santa Babara(1530g/t)；300g/t 以上的还有 11 个。在空间上，大洋洲有 3 个，北美洲 33 个，南美洲 9 个，亚洲 3 个，欧洲 1 个。在不同的国家，以美国最多，达 17 个，其次是墨西哥(12 个)、秘鲁(7 个)、巴布亚新几内亚(2 个)、智利(1 个)、加拿大(3 个)、日本(2 个)、玻利维亚和洪都拉斯各 1 个。在构造-成矿带上，环太平洋成矿带西带有 6 个，东带 42 个，特提斯成矿带 1 个。在 49 个有资料可查的银矿中，Ag 的总金属量为 619683 吨，其中美国 106534.3t，加拿大 6883t，墨西哥 187711t，秘鲁 61951t，智利 527t，日本 3543t，巴布亚新几内亚 2281t，玻利维亚 195600t，洪都拉斯 4665t。可见，北美和南美是银矿成矿强度最大的地区，其中洪都拉斯个体最发育，而玻利维亚金属堆积最强。不同国家之间个体成矿强度的排序是洪都拉斯＞墨西哥＞秘鲁＞日本＞巴布亚新几内亚，金属量成矿强度排序为玻利维亚＞墨西哥＞秘鲁＞洪都拉斯＞美国；不同地区之间个体成矿强度的排序是北美洲＞南美洲＞大洋洲＞欧洲＞亚洲，金属量成矿强度的排序为南美洲＞北美洲＞大洋洲＞亚洲＞欧洲(表 6)。

表 6　第三纪内生银矿床的成矿强度

国家或地区	面积/百万 km^2	银矿床/个数	银金属量/t	个体成矿强度/(个/百万 km^2)	金属量成矿强度/(t/百万 km^2)
北美洲	26.68	33	305793	1.237	11461.51
南美洲	20.70	9	258078	0.435	12467.54
欧洲	10.16	1	1920	0.098	188.98
非洲	30.20	0	0	0	0
亚洲	44	3	10751	0.068	244.34
大洋洲	8.97	3	43141	0.334	4809.48
全球	140.71	49	619683	0.348	4403.97
加拿大	9.956	3	6883	0.301	691.34
美国	9.363	17	106534	1.816	11378.19
秘鲁	1.285	7	61951	5.447	48210.89
智利	0.741	1	527	1.350	711.20
日本	0.377	2	3543	5.305	9397.88
玻利维亚	1.098	1	195600	0.911	178142.08
巴布亚新几内亚	0.462	2	2281	4.329	4937.23
墨西哥	1.973	12	187711	6.082	95139.89
洪都拉斯	0.112	1	4665	8.929	41651.78

注：由于前苏联(即独联体国家)的资料欠缺，因此在考察欧洲的成矿强度时未计前苏联。

四、喜马拉雅期不同阶段的成矿强度

喜马拉雅期是全球最重要的成矿阶段之一，尤其是对铜、金、银、钼等重要矿种来说，几乎一半(甚至一半以上)的金属量都是在此期间堆积在少数矿床中的。但喜马拉雅期不同的演化阶段，成矿强度也是明显有别的，表明即使在较短的地质历史时期内，成矿强度的变化也是很大的，体现出内生矿床成矿作用的非均一性或“灾变性”。在参加统计的335个铜、金、银矿床中，金矿床169个，铜矿床124个，银矿床68个(表7，图5)，其中渐新世虽然只有9个铜矿床但聚集的铜金属量达13901万t，远高于其他阶段；金矿床在中新世无论是个体数量还是聚集的金属量都达到最大，银矿也是在中新世具有最大的个体数和最多的金属量。

表7 喜马拉雅期不同阶段内生矿床统计

时代	距今年代/Ma	延续时间/Ma	矿床/个	铜矿床/个	铜金属量/万t(参加统计的矿床数)品位/%	金矿床/个	金金属量/t(矿床数)	银矿床/个	银金属量/t(矿床数)
第四纪	2～0	2	12	2	240(2)0.59	7	1383(6)	1	
上新世	5～2	3	13	5	8094(5)1.01	8	396(6)	2	4665(1)
中新世	24～5	19	62	22	3844(19)0.77	39	6046(34)	15	131145(15)
渐新世	38～24	14	20	9	13901(9)0.904	10	2691(9)	5	40850(5)
始新世	55～38	17	27	15	1871(12)1.32	19	1877(19)	5	34267(5)
古新世	70～55	15	31	30	7261(30)0.9	5	126(3)	2	3783(1)
无年龄数据者			170	41	11261(32)0.73	81	11489(53)	39	405040(15)
合计		70	335	124		169		69	

注：有的矿床属于多元素组合，因此矿床个数少于单矿种矿床数之和。有的矿床无储量和品位资料，故参加金属量统计的矿床数不超过实际矿床数。

就单矿种而言，铜矿床个体成矿强度排序为古新世＞上新世＞中新世＞第四纪＞始新世＞渐新世，金属量成矿强度上新世＞渐新世＞古新世＞中新世＞第四纪＞始新世(表8)；金矿床的个体成矿强度第四纪＞上新世＞中新世＞始新世＞渐新世＞古新世，金属量成矿强度第四纪＞中新世＞渐新世＞上新世＞始新世＞古新世，显示时代越新成矿强度越大的特点(表9)。喜马拉雅期银矿床不同阶段之间成矿强度的差别不如金矿大，其中个体成矿强度中新世＞上新世＞第四纪＞渐新世＞始新世＞古新世，金属量成矿强度中新世＞渐新世＞始新世＞上新世＞古新世(表10)，显示中新世成矿强度最大，古新世成矿强度最小。这种特点在图5中一目了然。

表8 喜马拉雅期不同阶段内生铜矿成矿强度

时代	距今年代/Ma	延续时间/Ma	铜矿床/个	个体成矿强度/(个/Ma)	统计的铜金属量/万t	铜金属量成矿强度/(万t/Ma)	统计的矿床数/个	统计矿床的品位/%
第四纪	2～0	2	2	1	240	120	2	0.59
上新世	5～2	3	5	1.67	8094	2698	5	1.01
中新世	24～5	19	22	1.16	3844	202	19	0.77
渐新世	38～24	14	9	0.64	13901	993	9	0.901
始新世	55～38	17	15	0.88	1871	110	12	1.32
古新世	70～55	15	30	2.00	7261	484	30	0.9
无年龄数据者			41		11261		32	0.73
合计		70	124	1.77	46472	664	109	0.778

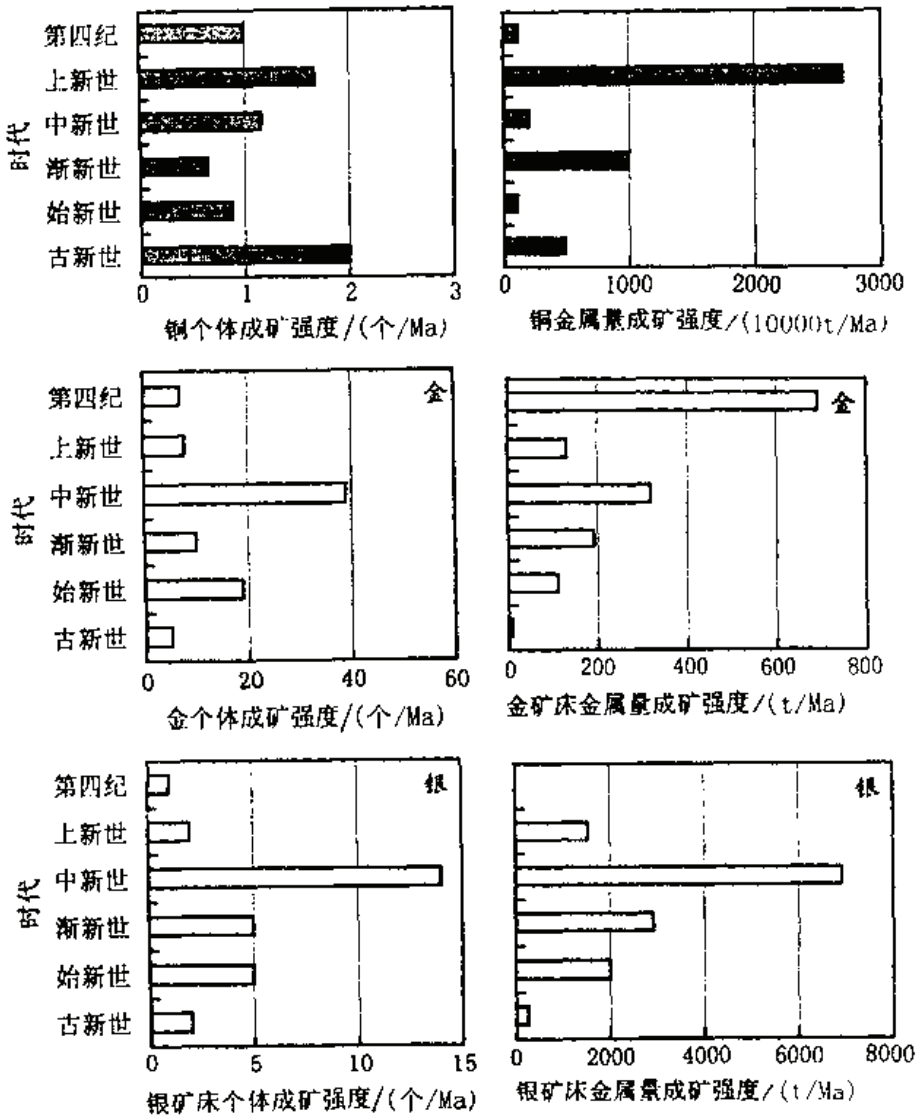


图 5　喜马拉雅期不同阶段铜、金、银矿床成矿强度

表 9　喜马拉雅期不同阶段内生金矿成矿强度

时代	距今年代/Ma	延续时间/Ma	金矿床/个	个体成矿强度/(个/Ma)	统计的金金属量/t	金金属量成矿强度/(t/Ma)	统计的矿床数/个
第四纪	2～0	2	7	3.50	1383	691.5	6
上新世	5～2	3	8	2.67	396	132.0	6
中新世	24～5	19	39	2.05	6046	318.2	34
渐新世	38～24	14	10	0.71	2691	192.2	9
始新世	55～38	17	19	1.12	1877	110.4	19
古新世	70～55	15	5	0.33	126	8.4	3
无年龄数据者			81		11489		53
合计		70	169	2.41	24008	343	130

表 10　喜马拉雅期不同阶段内生银矿成矿强度

时代	距今年代 Ma	延续时间 Ma	银矿床/个	个体成矿强度/(个/Ma)	统计的银金属量/t	银金属量成矿强度/(t/Ma)	统计的矿床数/个
第四纪	2～0	2	1	0.50			0
上新世	5～2	3	2	0.67	4665	1555	1
中新世	24～5	19	14	0.74	131145	6902	15
渐新世	38～24	14	5	0.36	40850	2918	5
始新世	55～38	17	5	0.29	34267	2016	5
古新世	70～55	15	2	0.13	3783	252	1
无年龄数据者			39		405040		15
合计		70	68	0.97	619750	8854	

五、结论——喜马拉雅期成矿大爆发

近年来关于成矿集中区的概念得到了推广，但仅仅强调成矿作用在空间上的集中出现还是不够的，还需要探讨成矿作用在时间上有没有集中出现的问题。从上文的统计分析可以明显看出，对于铜、金、银、钼等重要金属矿种来说，喜马拉雅期无疑是最重要的成矿集中期。因此，成矿作用不仅具有“集中区”而且具有“集中期”，这两者往往是统一的，如环太平洋成矿带既是斑岩铜矿和浅成低温热液型金银矿及卡林型金矿的集中区，这些集中区的矿床实际上主要是在“喜马拉雅期”这一“集中期”形成的。也就是说，喜马拉雅期是一个成矿大爆发期。

目前在我国发现的喜马拉雅期矿床在数量上还不是很多，与中生代矿床无法相比，但却拥有规模最大的金矿(台湾金瓜石)、最大的银矿(广东富湾)、最大的铜矿(西藏玉龙)和最大的铅锌矿(云南金顶)。可见，喜马拉雅期也是我国的一个“成矿集中期”。

应指出，本文没有考虑剥蚀作用对于矿床保存的影响。虽然一般认为时代越老的矿床，被剥蚀的可能性越大，但实际上无论是在安第斯山脉还是在青藏高原，新生代形成的矿床同样存在已被大量剥蚀的可能性，如四川的折多山花岗岩出露面积约 800km^2，其中的色拉哈钨-锡矿已被剥蚀大半。

参 考 文 献

聂凤军、张辉旭，碱性岩浆活动与金成矿作用，国外矿床地质，1997(3)：1～36。

裴荣富等著，中国特大型矿床成矿偏在性与异常成矿构造聚敛场，北京：地质出版社，1998。

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。

中国有色金属工业总公司北京矿产地质研究所主编，国外主要有色金属矿产，北京：冶金工业出版社，1987。

Agard, J. and Emberger A, Introduction to Southwest Europe, In: Dunning FW, Garrard P, Haslam HW and Ixer RA. (eds). Mineral Deposits of Europe. vol. 4/5: Southwest and Eastern Europe, with Iceland. The Institution of Mining and Metallurgy, The Mineralogical Society. 1989, 1～31.

Bogdanov, B., Bulgaria, In: Dunning FW, Mykura W and Slater D eds. Mineral Deposits of Europe. vol. 2: Southeast Europe. London: Spottiswoode Ballantyne Ltd. 1982, 215～232.

Boni, M., Iannace A, Koeppel V, Frueh-Green G, Hansmann W, Late- to post-Herynian hydrothermal activity and mineralization in southwest Sardinia (Italy), Econ. Geol., 1992, 87: 2113～2137.

Bouladon, J., France and Luxebourg, In: Dunning FW, Garrard P, Haslam HW and Ixer RA. (eds), Mineral Deposits of Europe. vol. 4/5: Southwest and Eastern Europe, with Iceland. The Institution of Mining and Metallurgy, The Mineralogical Society. 1989, 37～104.

Craw, D., Teagle DAH, Belocky R. Fluid immiscibility in late-Alpine gold-bearing veins, Eastern and Northwestern European Alps. Mineral Deposita, 1993, 28(1): 28～36.

Elevatorski, E.A., World Gold, vol. I and vol. II. MINOBRAS Mining Services, 1988.

Evans, A.M., Mineralization in geosynclines-the Alpine enigma. Mineral. Deposita, 1975, 10: 254～260.

Fulignati, P., Gioncada A, Sbrana A. Geological model of the magmatic-hydrothermal system at Vulcano (Aeolian Islands Italy). Mineral Petrol, 1998, 62: 195～222.

Hadjistavrinou, Y. and Constantinou G. Cyprus. In: Dunning FW, Mykura W and Slater D eds. Mineral Deposits of Europe. vol. 2: Southeast Europe. London: Spottiswoode Ballantyne Ltd. 1982, 255～290.

Holzer, H.F., Austria. In: Dunning FW, Evans AM eds. Mineral Deposits of Europe, 1986, vol. 3 IMM London, 15～40.

Ianovici, V. and Borcos M. Romania. In: Dunning FW, Mykura W and Slater D eds. Mineral Deposits of Europe. vol. 2: Southeast Europe. London: Spottiswoode Ballantyne Ltd. 1982, 55～142

Jankovic. Yugoslavia. In: Dunning FW, Mykura W and Slater D eds. Mineral Deposits of Europe. vol. 2: Southeast Europe. London: Spottiswoode Ballantyne Ltd. 1982, 143～202.

Lattanzi, P., Epithermal precious metal deposits of Italy- an overview. Mineralium Deposita, 1999, 34 (5～6):630～638.

Laznicka. P., Quantitative relationships among giant deposits of metals. Econ. Geol., 1999, 94(4): 455～474.

Lexa, J., Stohl J, Konecny V. The Banska Stiavanica ore district: relationship berween metallogenetic processes and the geological evolution of a stratovolcano. Mineralium Deposita, 1999, 34(5～6): 639～654.

Marinos, G., Greece. In: Dunning FW, Mykura W and Slater D eds. Mineral Deposits of Europe. vol. 2: Southeast Europe. London: Spottiswoode Ballantyne Ltd. 1982, 233～251.

Meinert, L.D., Hefton KK, Mayes D, and Tasiran I. Geology, zonation and fluid evolution of the Big Gossan Cu-Au skarn deposit, Ertsberg district, Irian Jaya. Econ. Geol., 1997, 92(5): 509～534.

Morvai. G., Hungary. In: Dunning FW, Mykura W and Slater D eds. Mineral Deposits of Europe. vol. 2: Southeast Europe. London: Spottiswoode Ballantyne Ltd. 1982, 13～54.

Mosier, D.L., Menzie WD, and Kleinhampl FJ. Geologic and grade-tonnage information on Tertiary epithermal precious- and base-metal vein districts associated with volcanic rocks. U.S. Geological Survey BULLETIN 1666, 1985.

Petrascheck, W.E., Introduction. In: Dunning FW, Mykura W and Slater D eds. Mineral Deposits of Europe. vol. 2: Southeast Europe. London: Spottiswoode Ballantyne Ltd. 1982. 1～12.

Petrascheck, W.E., Typical features of metallogenic provinces. Econ. Geol., 1965, 60: 1620～1634.

Pettke, T., Diamond LW. Oligocene gold quartz veins at Brusson, NW Alps: Sr isotopes trace the source of ore-bearing fluid to over a 10km depth. Econ. Geol., 1997, 92: 389～406.

Pohl, W., Belocky R. Metamorphism and metallogeny in the Eastern Alps. Mineralium Deposita, 1999, 34 (5～6): 614～629.

Pohl, W., Defining metamorphogenic mineral deposits- an introduction. Mineral Petrol, 1992, 45: 145～152.

Pohl, W., Metallogenetic evolution of the East Alpine Paleozoic basement. Geol. Rundsch, 1984, 73: 131～147.

Prochaska, W., Pohl W, Belocky R, Kucha H. Tertiary metallogenesis in the Eastern Alps-the Walsenstein hematite deposit. Geol Rundsch, 1995, 85: 831～842.

Pumo, E., Melo V and Ostrosi B. Albania. In: Dunning FW, Mykura W and Slater D eds. Mineral Deposits of Europe. vol. 2: Southeast Europe. London: Spottiswoode Ballantyne Ltd. 1982, 203～214.

Ratschbacher, L., Frisch W, Neubauer F, Schmid SM, Neugebauer J. Extension in compressional orogenic belts: the eastern Alps. Geology, 1989, 17: 404～407.

Richard, D., European phanerozoic metallogenesis. Mineralium Deposita, 1999, 34(5～6): 417～421.

Ridge, J.D.. Annotated bibliographies of mineral deposits in Europe, including selected deposits in the USSR. 1990. 2 vols Pergamon, Oxford, 1285pp.

Routhier, P.A., new approach to metallogenic provinces: the example of Europe. Econ. Geol., 1976, 71: 803～811.

Ruggieri, G., Lattanzi P, Luxoro SS, Dessi R, Benvenuti M, Tanelli G. Geology, mineralogy, and fluid inclusion data of the Furtei high-sulfidation gold deposit, Sardinia, Italy. Econ. Geol., 1997, 92: 1～19.

Sagiroglu, G.N., Turkey. In: Dunning FW, Garrard P, Haslam HW and Ixer RA. (eds). Mineral Deposits of Europe. vol. 4/5: Southwest and Eastern Europe, with Iceland. The Institution of Mining and Metallurgy, The Mineralogical Society. 1989, 409～420.

Sigursson, F. and Torfason H. Iceland. In: Dunning FW, Garrard P, Haslam HW and Ixer RA. (eds). Mineral Deposits of Europe. vol. 4/5: Southwest and Eastern Europe, with Iceland. The Institution of Mining and Metallurgy, The Mineralogical Society. 1989, 421～432.

Sillitoe, R.H., Gold metallogeny of Chile—an introduction, Econ. Geol., 1991, 86(6): 1187～1205.

Smirnow, V.I., European part of the USSR. In: Dunning FW, Garrard P, Haslam HW and Ixer RA. (eds). Mineral Deposits of Europe. vol. 4/5: Southwest and Eastern Europe, with Iceland. The Institution of Mining and Metallurgy, The Mineralogical Society. 1989, 279～408.

Thadeu, D., Portugal. In: Dunning FW, Garrard P, Haslam HW and Ixer RA. (eds). Mineral Deposits of Europe. vol. 4/5: Southwest and Eastern Europe, with Iceland. The Institution of Mining and Metallurgy, The Mineralogical Society. 1989, 197～220.

Vazquez Guzman. Spain. In: Dunning FW, Garrard P, Haslam HW and Ixer RA. (eds). Mineral Deposits of Europe. vol. 4/5: Southwest and Eastern Europe, with Iceland. The Institution of Mining and Metallurgy, The Mineralogical Society. 1989, 105～196.

Zuffardi, P., Italy. In: Dunning FW, Garrard P, Haslam HW and Ixer RA. (eds). Mineral Deposits of Europe. vol. 4/5: Southwest and Eastern Europe, with Iceland. The Institution of Mining and Metallurgy, The Mineralogical Society. 1989, 221～278.

Preliminary Study on Metallogenic Intensity and Himalayan Explosive Mineralization

Wang Denghong[1] Chen Yuchuan[2] Yang Jianmin[1]
Xu Juel Xue Chunji[1] Yan Shenghao[1]

(1. *Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing* 100037;
2. *Chinese Academy of Geoloical Sciences, Beijing* 100037)

Abstract Based on the idea of metallogenic intensity, This paper presents two quantitative methods to analyse the intensity of mineralization at different period of geological history and in different aera, i.e numerical metallogenic intensity and metallometric intensity. Metallogenic intensity express the number and quality of ore deposits formed at unit time scale and unit space. In this paper, numerical metallogenic intensity indicates the number of deposits formed with 1 million years, metallometric intensity indicates the reserves of all deposits formed within 1 million years. The idea of metallogenic intensity can be used to compare the intensity of mineralization historically and spacially. By these two index or methods, the metallogenic intensity of Himalayan (Cenozoic) is the strongest, especially Cu, Au and Ag deposits, suggesting Cenozoic is a stage of explosive mineralization.

Keywords intensity, numerical metallogenic intensity, metallometric intensity, explosive mineralization, Himalayan, Cenozoic

喜马拉雅旋回构造——成矿时空演化的初探

徐　珏[1]　陈毓川[2]　王登红[1]　杨建民[1]　闫升好[1]　薛春纪[1]

（1. 中国地质科学院矿产资源研究所，北京　100037；
2. 中国地质科学院，北京　100037）

摘要　本文作者按照控矿构造产出的地质时序和地理空间将喜马拉雅构造旋回分为两个方面：①按地质时序分出四幕喜马拉雅运动和十期构造活动；②按地理空间划分出两个喜马拉雅构造-成矿域，包括9条构造成矿带；并指出中国东、西两大喜马拉雅成矿域中构造主应力场的特征及其差异；还阐明了控矿断裂呈现拉风箱式的张闭交替活动特征。诸构造主应力活动轨迹，总体也呈现一张一压或一压一张的螺旋式运动趋势。在结论中，作者强调了控制喜马拉雅期成矿的构造均属地球上巨型推覆-滑覆及走滑韧-脆性断裂系，极有利于各类大型—特大型矿床的形成。

关键词　喜马拉雅旋回　构造幕　构造-成矿域　主应力场　控矿断裂

中白垩世时期，中国西部特提斯洋壳向欧亚大陆最后急剧俯冲，滇藏地区剧烈下降，形成了晚三叠世—第三纪初的巨厚含膏盐的红色岩系，自 K_2-E_2 印度板块和欧亚板块全面碰撞，西部受到强烈的挤压褶皱逆冲造山（肖序常等，1988；Mattauer M，1986）。而在中国东部滨太平洋区 J_{2-3}，华北板块和扬子板块拼合并形成东亚环太平洋主动陆缘的基础，从110Ma（中白垩世）到45Ma（始新世）时期，西太平洋沿着NE30°方位从千岛、日本列岛、琉球、台湾到巴拉望岛延伸达5000km的直线状边缘以NW方向斜向俯冲，由于库拉-太平洋洋脊及特提斯洋脊俯冲（He G. and Li M.，1991；Hsu KJ et al.，1990；Taira A et al.，1989），使中国东部大陆内侧受到强烈拉张与广泛酸性岩浆活动，在台湾区于86Ma形成大南澳双变质带。我们认为，任纪舜等（1980）把喜马拉雅旋回下界置于中白垩世较合理、这个时期是否可作为喜马拉雅旋回的序幕值得研究。

近年来通过对全国喜马拉雅期的构造-成矿带的实地考察及大量前人资料的查阅分析，提出了以下几个问题供大家一起探讨商榷。

一、喜马拉雅旋回的构造演化

我们把喜马拉雅构造运动划分四幕，10期构造活动（表1，表2）。

喜马拉雅构造运动总体上看中国西部比东部发育齐全而强烈。第一、二幕构造运动期间在中国西部比东部略滞后。

表 1　喜马拉雅旋回构造幕

中国西部			中国东部		
时代	构造幕	大地构造运动及矿产	时代	构造幕	大地构造运动及矿产
Q_1-Q_4	第四幕	中国西部发生急剧整体抬升，使高原区从 1000m 升到 8000 多 m(任纪舜等，1980；许志琴等，1992)，第四纪中心式火山喷发，藏北滇西南热气泉，热泉金矿，铯、硼、锂、盐湖矿	Q_1^1-Q_4	第四幕	中国东南沿海边缘海，陆缘海急剧下降(任纪舜等，1980；许志琴等，1992)，第四纪火山喷发，台湾等地 Au-Cu 矿
N_2-Q_1	第三幕	青藏高原开始强烈降升(Copeland et al.，1987)，在高原两侧及天山秦岭等大山南北两侧形成规模巨大山前拗陷带褶皱及逆掩(马杏垣等，1984；谢鸣谦等，1992)，形成 Cu-Au-Ag，U 矿带	N_2-Q_1^1 (2.48Ma)	第三幕	东亚大陆边缘形成一系列陆缘岛弧系及海盆扩张(马杏垣等，1983；任纪舜等，1990)形成油气矿，主陆拉张郯庐断裂系形成逆掩及小幅度右行平移，在台湾发生台湾运动，形成大洋锰结核，礁灰岩，岛弧带 Au，Ag 矿
E_3^3-N_1^1	第二幕	印度大陆和亚洲大陆强烈碰撞，特提斯海关闭，喜马拉雅地槽强烈褶皱，变质，岩浆活动(肖序常等，1988)。形成与幔源型为主的碱性-酸性侵入岩及有关的丽江，北衙(蔡新平等，1991)，宁蒗-华坪，四川冕宁，楚雄姚安(骆耀南等，1996)等地的 Cu，Ag，Au，Mo 等多金属矿床	N_1^1-N_1^2 (25Ma±)	第二幕	台湾的埔里运动(33Ma)开始形成中国东部陆缘海，边缘海及南沙隆起，形成弧后拉张盆地及拗陷带(李思田等，1997；任纪舜等，1997)。形成煤及油气等矿，在三水-广州盆地形成 Ag，Au，Pb，Zn 多金属矿床，在内蒙、河北、山西、雷州半岛等形成玄武岩中宝石矿
E_2^3-E_3^1	第一幕	欧亚大陆与印度次大陆碰撞，喜马拉雅地槽封闭，藏北滇西中新生代红色地层褶皱，形成巨型推覆-滑覆挤压-张剪型(许志琴等，1992；唐若龙，1991；马杏垣等，1984)Pb，Zn，Au，Ag 多金属成矿带及壳幔混源型富碱浅成侵入岩及有关 Cu-Mo 矿床(玉龙)及碰撞带上的罗布莎铬铁矿，墨江 Au 矿	E_2^2-E_2^3 (45Ma)	第一幕	从 K_2→E_2 西太平洋以 NW 方向斜向俯冲，从 E_2 开始，西太平洋以 NWW280°方向向东亚大陆边缘正面俯冲(徐嘉炜等，1992；任纪舜等，1990)，使外岛弧带受挤压、内带东亚边缘海受拉张，形成油气矿床及煤

表 2　喜马拉雅旋回构造期

构造期次		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
构造幕			第一幕	第二幕		第三幕	第四幕				
时代		E_1	E_2	E_3	N_1	N_2	新构造运动时期				
							Q_1	Q_3	Q_1^1	Q_1^2	Q_1^3
西部	主应力方向	NE-SW	E-W	NW-SE	S-N	E-W	S-N	NW-SE	NE-SW	E-W	S-N
东部		NW-SE	NE-SW	E-W	S-N	E-W					

二、中国喜马拉雅构造-成矿域的划分

喜马拉雅构造-成矿域在中国西部和东部具有很大差异：中国西部为特提斯—喜马拉雅构造域，喜马拉雅运动以强烈挤压、褶皱、隆起为主要特点，其控矿构造带方向多为东西向或南北向；而中国东部则是大陆边缘及岛弧褶皱带与其弧后张裂盆地的发展，喜马拉雅运动以东部大陆边缘整体张裂、沉降为其特点，其构造线方向为北东向或北北东向。

根据区域地质构造特点，参照地球物理方法得到的岩石圈分区(彭聪等，2000)、莫霍面深度图及布格重力异常图(任纪舜等，1980；1997)，我们把银川—成都—昆明一线(即贺兰山—龙门山—大雪山)作为划分东西2个喜马拉雅构造成矿域的界线，其内又划出9个构造成矿带(图1)：

1. 中国西部特提斯-喜马拉雅构造成矿域(Ⅰ)

$Ⅰ_1$. 东西向喜马拉雅冈底斯-念青唐古拉地槽 Cu，Au，W，Sn，Sb，Cr，B，Li，Cs，Sr，钾盐等构造成矿带；

$Ⅰ_2$. 南北向康滇地轴-龙门山 Cu，Au，Ag，REE，Li，Be 等剪切带型成矿带；

$Ⅰ_3$. 南北向三江弧形地槽 Pb，Zn，Cu，Ag，Au，Sn 多金属推覆-滑覆剪切带型成矿带；

$Ⅰ_4$. 东西向天山山前拗陷砂岩型 Cu，U 金刚石(砂矿)成矿带；

$Ⅰ_5$. 东西向昆仑-秦岭 Au-U(Cu)多金属走滑断裂型成矿带。

2. 中国东部喜马拉雅滨太平洋构造成矿域(Ⅱ)

$Ⅱ_1$ 中国东南边缘海拉张型油气成矿带；

$Ⅱ_2$ 西太平洋弧形岛弧-陆缘海盆扩张型 Au，Ag，Cu，非金属及煤-油气成矿带；

$Ⅱ_3$ 东南沿海走滑断裂型的 Ag，Au，Pb，Zn，U 等多金属及低温非金属火山岩成矿带；

$Ⅱ_4$ 东部内陆断陷-走滑断裂活动的煤、油气、盐类、宝玉石成矿带。

三、喜马拉雅运动中的构造应力场演变特征

中国西部喜马拉雅控矿构造活动的主应力方向从早(E_1)到晚(N_2)，显示为右旋旋扭特征，西部新构造运动时期主应力方向从 Q_1→Q_4 为左旋旋扭应变特征。而在中国东部从 E_1→N_2，喜山期构造主应力方向显示左旋的旋扭特点，这与中国东部长达5000km 的 NNE 向郯庐断裂系的左旋走滑剪切运动(赵越等，1994；徐嘉炜，1995)相一致。这表明喜马拉雅期成矿活动中，构造主应力场变化都统一显示出旋扭活动为主的特点，但又有东、西两大成矿域中主应力旋扭方向相反的差异性，这是否与西部印度板块自老第三纪以来的向北，向北东推挤作用及东部库拉板块、太平洋板块由早→晚自 NW→W 俯冲作用有关(图2)。

四、喜马拉雅成矿域中主要控矿构造活动性质特征

喜马拉雅成矿期的控矿断裂呈现拉风箱式张、闭交替活动，中国西部成矿域中发育 EW 向，NE，NW 及 SN 向控矿断裂构造，在每期构造活动中，都表现为早阶段逆冲(逆掩)性质为主而晚阶段的右旋张滑性质；而中国东部构造成矿域中的每期构造活动主要显示早阶段以

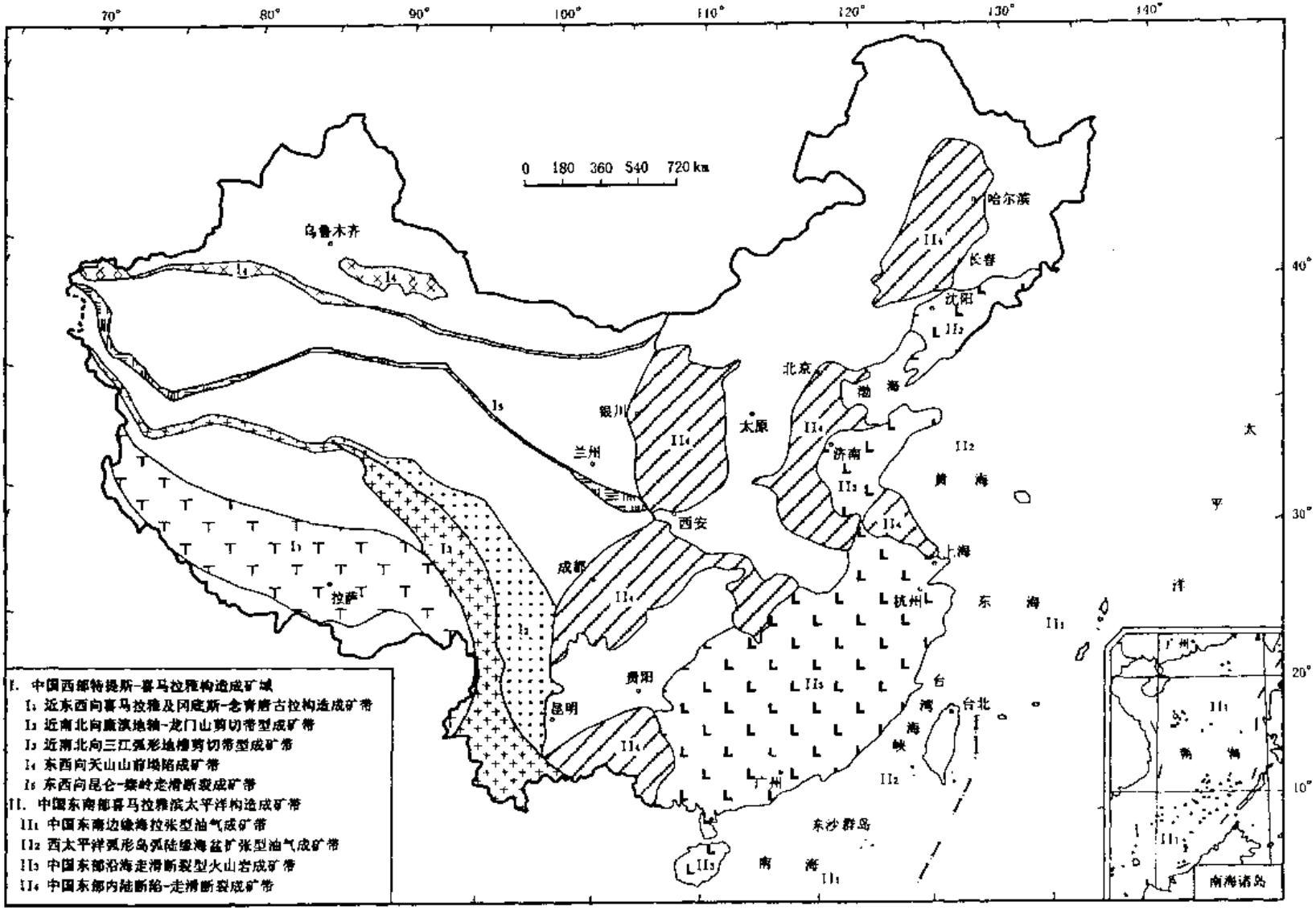


图 1　中国喜山期构造成矿域分带略图

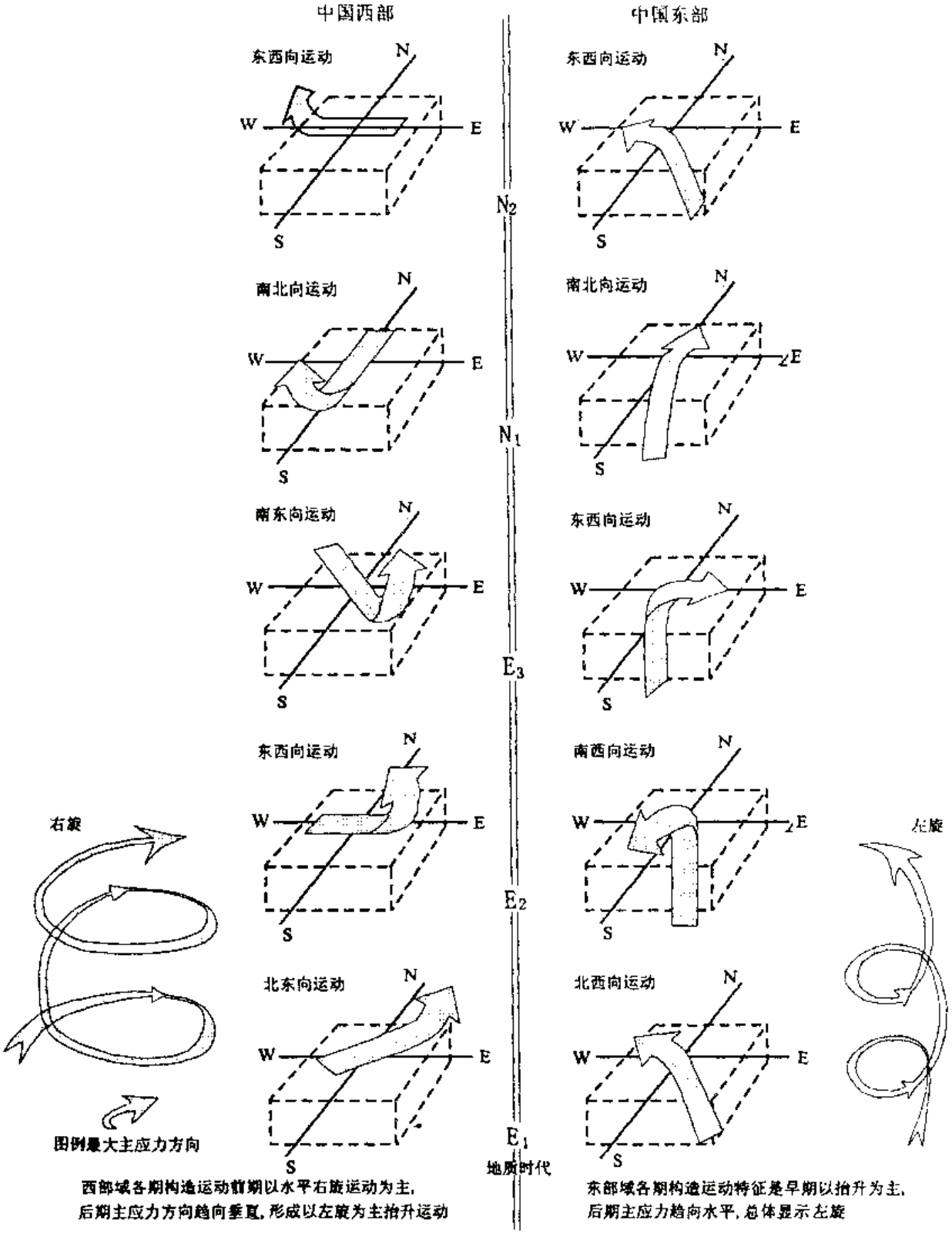


图 2　喜山期中国东西成矿构造域各期构造运动主应力示意图

张性走滑断裂性质为主，晚阶段出现时而左旋或右旋的逆冲性质(表3)。即它们在喜马拉雅期都具有拉风箱式的一拉一张或一张一拉的张，闭交替运动的特征，只是东、西两域在喜马拉雅早-中期显示张、闭交替的反向差异性。

表3　中国东、西成矿域中控矿断裂活动性质一览表

地区 \ 期次 / 时期 / 性质	I	I	Ⅲ	Ⅳ	Ⅴ	Ⅵ	Ⅶ	Ⅷ	Ⅸ	Ⅹ	断裂构造方向
	E_1	E_2	E_3	N_1	N_2	Q_1	Q_3	Q_4^1	Q_4^2	Q_4^3	
中国西部	右逆→左正 早→晚	右正	左逆→右正 右逆	左逆→右正 (左正)	左 右逆	左逆→左正	左正	左正→ 右正	右逆	左逆	NE-SW
	左逆→右正 左正	左逆→右正	左逆→右正 右逆→左正	右逆→右正	左逆→左正	右正→右逆 左正	左逆		右逆		NW-SE
	右逆→右正	左 右逆	左逆→左正	左逆→右正 左正		右逆→左正	左正→ 左逆	右逆→ 右正	右逆	右正→ 左正	S-N
中国东部	左右逆→左正 右正	右逆	左逆→左正 右正	左逆→右正 左正	左、右正						E-W
	左正→左逆 右逆	左、右正→ 右逆	右正→右逆	左逆	右逆						NE-SW
	左正→右逆 左逆	右正→右逆 左逆	左正→左逆	右正→右逆	右正 左正→左逆						NW-SE
	右正左正	右逆		左逆	左逆						S-N
	左正→右逆	左逆	左正		右正						E-W

从实测两大成矿域部分构造主应力角度变化来看，凡是断裂构造在张剪性阶段，主应力角度多表现为近垂直方向；而处于逆冲(逆掩)构造活动阶段，主应力角度往往为近于水平的挤压力，从而反映了喜马拉雅成矿旋回中每期控矿构造活动均是垂直构造主应力和近水平主应力上、下交替活动，主应力活动轨迹总体呈现一张一压螺旋式运动；这种构造主应力活动形式是有利于成矿流体活动的动力学机制。

喜马拉雅成矿域中广布着有利于成矿的控矿断裂系。喜山期成矿域中，西部发育巨型推覆-滑覆断裂系(早期逆冲、逆掩、晚期伸展拉张走滑)及东部发育NNE向巨型张性走滑断裂系，都是地球上巨型剪切带中有利于成矿的韧-脆性断裂，它们规模大，断面下切深，分布广，它们既可在基底，也可分布在基底与盖层之间，还大量分布在盖层各层面之间形成滑脱断裂系(马杏垣等，1984)。该类大断裂两盘活动摩擦动能大，深部动热变质带发育及剪切加热形成熔融岩浆房多，由于下切深易于引导深部地幔，壳幔成矿流体上升活动(朱元清等，1990；Brown et al.，1988；Brun et al.，1980；Ertheridge et al.，1988；Fleitour et al.，1980；Thpomson et al.，1986)。同时大型走滑拉张区易发育碱性的基性火山岩及次火山岩有关的Cu，Pb，Zn，Au，Ag，稀土等矿床；而在走滑平移挤压区发育与中酸性岩浆有关的Cu，Pb，Zn，Au，Ag等矿床，在剪切糜棱岩带区多形成剪切带型的Au，Ag，U，Hg，Sb等矿床。像喜山期如此巨大走滑断裂系往往又能形成新生代的走滑沉积盆地（发生在走滑断层同构造产生的局部拉张地区，李思田等，1997)。这类沉积盆地形成速度快，沉积厚度大，有利于成矿热流体生成和发展。

喜山期巨型推覆-滑覆断裂系及走滑断裂系普遍存在于中国大陆区，特别分布在各大地块

交界处，它强烈改造了大陆先前构造及矿化带，它们是大陆喜马拉雅期最主要控矿贮矿构造是不能忽视的。

参 考 文 献

蔡新平等，滇西北衙金矿矿床特征及成因初探，黄金科技动态，1991(1)。

李思田、路凤香、林畅松等著，中国东部及邻区中、新生代盆地演化及地球动力学背景，北京：中国地质大学出版社，1997。

骆耀南等，扬子地台西南缘陆内造山带地质与矿产论文集，成都：四川科学技术出版社，1996。

马杏垣、索书田，论滑覆及岩石圈内多层次滑脱构造，地质学报，1984，(3)：205～213。

马杏垣等，中国东部中、新生代裂陷作用和伸展构造，地质学报，1983，(1)：22～32。

彭 聪、高 锐，中国大陆及邻近海域岩石圈/软流圈结构横向变化研究，北京：地震出版社，2000。

任纪舜、陈廷愚、牛宝贵、刘志刚、刘凤仁，中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿，北京：科学出版社，1990。

任纪舜、姜春发，张正坤等，中国大地构造及其演化，北京：科学出版社，1980。

任纪舜、王作勋、陈炳蔚、姜春发等，新一代中国大地构造图，中国区域地质，1997，16(3)。

唐若龙，龙门山-大雪山-锦屏山推覆构造带的特征，四川地质学报，1991，11(1)。

肖序常、李廷栋等，喜马拉雅岩石圈构造演化总论，北京：地质出版社，1988。

谢鸣谦、张启锐等，柴达木盆地的基底结构及第三纪变形特征，大陆岩石圈构造与资源，北京：海洋出版社，1992。

徐嘉炜，论走滑断层作用的几个主要问题，地学前缘，1995，2(1～2)。

徐嘉炜、马国锋，郯庐断裂带研究的十年回顾，地质论评，1992，38(4)。

许志琴、侯立玮等，中国松潘-甘孜造山带的造山过程，北京：地质出版社，1992。

张以弗等著，可可西里-巴颜喀拉三叠纪沉积盆地的形成和演化，西宁：青海人民出版社，1997。

赵 越、杨振宇等，东亚大地构造发展的重要转折，地质科学，1994，29(2)。

中国科学院青藏高原综合科学考察队，西藏第四纪地质，北京：科学出版社，1983。

朱元清、石耀霖，剪切生热及花岗岩部分熔融——关于喜马拉雅地区逆冲断层与地壳热结构分析，地球物理学报，1990，33(4)：400～416。

Brown, K. and Westbrook, G. K., Mud diapirism and subcretion in the Babados ridge accretionary Complex, the role of fluid in accretionary processes, Tectonics, 1988, 7(4): 613～640.

Brun, J. P. and Cobbold, P. R., Strain heating and thermal softening in Continental shear zone: a review, J. Struct Geol., 1980, 2: 149～159.

Copeland, P., Harrison, T. M et al., Rapid early Miocene acceleration of uplift in the Gungdese Belt. Xizung (Southern Tibet), and its bearing on accommodation mechanism of the India-Asia Collision, Earth and Palanetary Science letters, 1987, 86: 240～252.

Ertheridge, M. A., Wall, V. J. and Vernon, R. H., The role of fluid phase during regional metamorphism and deformation, J. Metamorph Geol., 1988, vol. 1.

Fleitour, and FrouideVaux, C. Thermal and mechanical evolution of shear zone. J. Struct. Geol. 1980, 2: 159～164.

He, G., Li, M., Geotectonic division and evolution in North Aisa, (Abstracte) 1991, In: proceedings of the Ist International sympasium on Gondwana Dispersion and Aisan Accretion-Geological evolution of Eastern Tethys, Kunming: IGCP project 321, 139～140.

Hsu, K. J., Chen. H., Wang, Q., Sun, S., Sengor, A. M. C., Tectonics of South China, Key to understanding west Pacific geology, Tectonophys., 1990, 183: 9～39.

Mattauer, M., Intracontinental subduction, crust-mantle decollement and crustal stacking wedge in the Himalayas and other collision Belts. In M. P. Coward and A. C. Ries (editors). Collision Tectonies, Geol. Society spec. Publ. 1986, 19: 37～50.

Taira, A., Tokuyama, H., Soh, W., Accretion tectonics and evolution of Japan. In: Ben-Avraham Z., ed. The evolution of the Pacific Ocean margins 1989, Oxford: Oxford Univ, press, Oxford monographs on geology and geophysics, 100～123.

Thpomson, A. B. and Connolly, J. A. D., Metamorphic fluid and anomalons porosities in the lower Crust, Tectonophysis, 1986, 182(1～2): 47～56.

A Preliminary View on the Time-space Evolution of the Ore-control Structures in Himalaya Tectonic Cycle, China

Xu Jue[1] Chen Yuchuan[2] Wang Denghong[1] Yang Jianmin[1]
Yan shenghao[1] Xue Chunji[1]

(1. *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037; 2. *Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037)

Abstract According to the order of geologic time and geographic space of the Ore-control structure occurrences, the authors of this paper (article) divide Himalaya tectonic cycle into following two Categories: 1) Four generations of tectonic movement and ten stages of tectonic activities (according to the order of geologic time); 2)Two tectonic-mineralization areas containing nine tectonic-mineralization belts (according to the geographic space). The authors explain the features and their differences of the principal stress field of structures; Both the above-cited two areas, the East Himalaya tectonic-mineralization area and the west Himalaya tectonic-mineralization area. The authors point out that many features of the ore-control tectonic belts and fissures show tensional activity and compressive activity had happened alternatively as pulling a bellows. The trajictories of the general trend of the principal stresses are also showing the same characters, namely, once a tensional activity following a compressive activity (or) vice versa, just like a spiral movement.

In conclusion, the authors stress that the ore-control structures within Himalaya tectonic cycle are controlled by a series of ductile-brittle giant napp-detachment structures and shove-faults in the Earth. These structures are all advantagious to the formation of various giant-huge mineral deposits.

Keywords Himalayan cycle, tectonic episode, tectonic-metallogenic region, main stress field, ore-control faulting

青藏高原西藏地区的喜马拉雅期成矿

闫升好　王登红　余金杰

（中国地质科学院矿床地质研究所，北京　100037）

摘要　青藏高原西藏境内喜马拉雅期成矿带主要有5个：玉龙-芒康斑岩Cu-Mo-Au矿带、类乌齐-左贡Sn-W成矿带、雅鲁藏布江Cr-Au-PGE成矿带、冈底斯火山岩浆弧Cu-Au-Pb-Zn多金属成矿带、拉轨岗日Au-Sb成矿带。喜马拉雅期成矿作用有3个突出特点：成矿作用与喜马拉雅期强烈的岩浆活动密切有关；成矿作用受喜马拉雅期陆内造山过程强烈的逆冲推覆、走滑剪切和热穹隆构造控制；成矿物质具明显的幔源或壳幔混源特色，显示极其强烈的壳幔物质能量大交换。在时-空四维空间上，喜马拉雅期成矿作用具极为明显的不均一性、分段集结性和大区域分带性特点，并可能受陆内造山过程中构造-岩浆-热水流体等事件的“幕式”活动控制。

关键词　青藏高原　喜马拉雅期　区域成矿　陆内造山

喜马拉雅期虽然只有短短的66Ma(程裕淇等，1994)，其成矿潜力却是巨大的(王登红等，1998)。素有“世界屋脊”之称的青藏高原，不仅是地球上平均海拔最高的高原，也是全球新生代巨型特提斯-喜马拉雅造山带的重要组成部分。青藏高原以双倍的地壳厚度(70 km)、独特的岩石圈结构、处于特提斯-喜马拉雅构造带特殊的转折部位，以高原整体在晚近时期的快速隆升等而格外引人注意。同时，青藏高原现今的大地构造格局是由多条不同时代的缝合带和微陆块镶嵌而就的，它比较完整地记录了显生宙以来全球洋陆体制转换和特提斯洋萌生→扩展→萎缩→消亡→会聚造山以及碰撞后陆内造山的整个演化过程(潘桂棠等，1997)，成为研究全球大陆动力学的最佳窗口。青藏高原在其漫长的地史演化过程、特别是新生代陆内造山过程中，各种地质作用包括构造变形-变位、岩浆活动、沉积和变质作用以及热水流体活动十分强烈，显示了极其强烈频繁的壳幔之间物质和能量的大交换和大运移，这为各种矿产资源、地热等的形成创造了极为有利的条件和背景。已有资料表明，青藏高原蕴藏着十分丰富的铬、铜、钼、金、铂族元素、铅、锌、锡、钨等金属和贵金属矿产资源，其中不乏大型—超大型规模者，如罗布莎大型铬铁矿、玉龙超大型斑岩铜钼矿(图1)。这些矿产的成矿时代大多属喜马拉雅期或具“大器晚成”的特点，与喜马拉雅期陆内造山过程关系密切，形成一个极具特色的喜马拉雅成矿域(陈毓川等，1999)。本文在研究大量前人成果的基础上，结合近年来在该地区的科研工作，对青藏高原喜马拉雅期成矿的若干问题进行探索和总结，不当之处，敬请专家和同行批评指正。

一、青藏高原西藏境内喜马拉雅期主要成矿带及典型矿床

1. 拉轨岗日Au-Sb成矿带

该成矿带位于吉隆-定日-岗巴断裂与札达-拉孜-邛多江断裂之间，与拉轨岗日构造带相

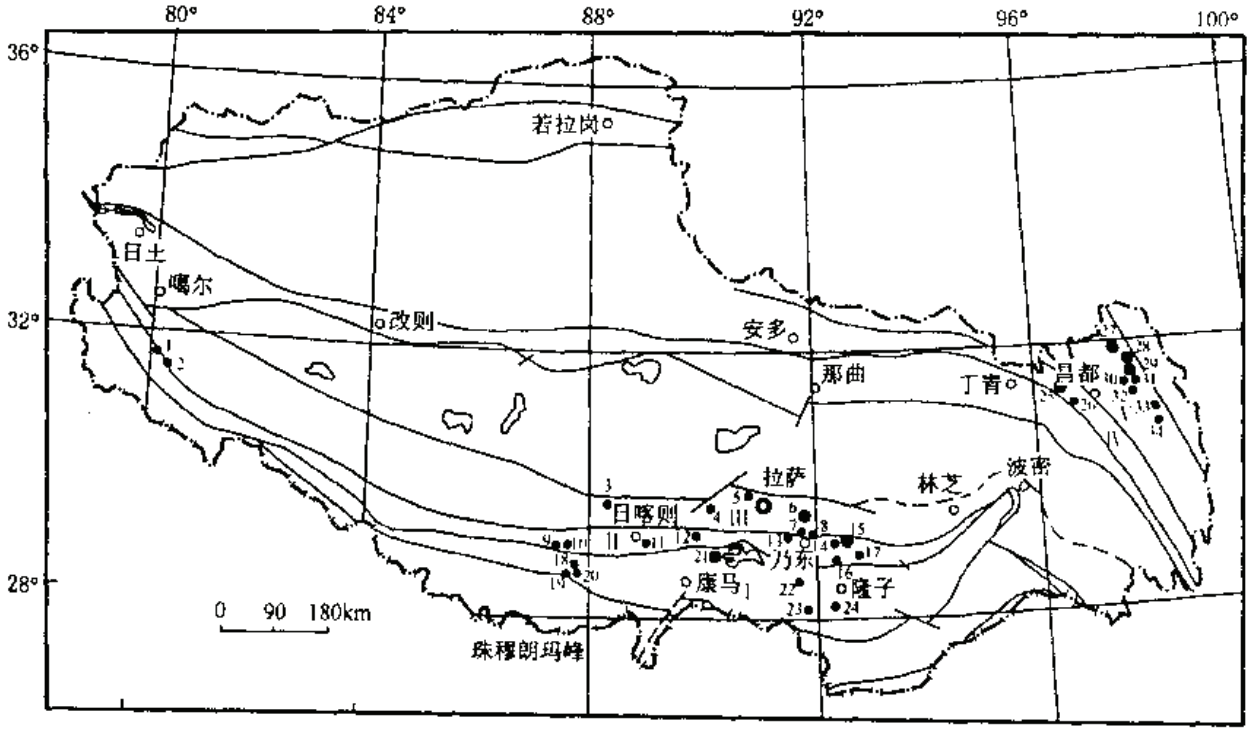


图 1 青藏高原西藏境内喜马拉雅期主要成矿带及典型矿床(点)分布图

Ⅰ—拉轨岗日 Au-Sb 成矿带；Ⅱ—雅鲁藏布江 Cr-Au-PGE 成矿带；Ⅲ—冈底斯火山岩浆弧 Cu-Au 多金属成矿带；Ⅳ—类乌齐-左贡 Sn-W 成矿带；Ⅴ—玉龙-芒康斑岩 Cu-Mo-Au 成矿带。1—噶尔县达吉翁铬矿；2—巴尔西沟铬矿；3—荣马洞嘎金矿；4—尼木厅宫铜矿；5—林周撒当金银矿；6—甲马赤康铜多金属矿床；7—乃东娘古处金银矿；8—乃东冲木达铜矿；9—昂仁县布马浦铬矿；10—拉孜唐嘎铬矿；11—日喀则加龙共巴铬矿；12—仁布铬矿；13—扎囊县生布加莱铜矿；14—曲松康金拉铬矿；15—罗布莎铬矿；16—加查洛林金矿；17—朗县洞嘎秀琼铬镍矿；18—巴布底含金银多金属矿；19—白巴洛洛锑矿；20—多吉浦铅矿；21—浪卡子金矿床；22—哲古错锑矿；23—错那洞嘎铅矿；24—错那颇章罗维铅矿；25—赛北弄锡矿；26—夏雅锡矿；27—夏日多铜钼矿；28—恒星错铜矿；29—玉龙铜钼多金属矿；30—扎尔拉铜钼矿；31—莽总铜钼矿；32—多霞松多铜钼多金属矿；33—各贡弄铜多金属矿；34—马牧普金银多金属矿

当。自西而东，分布着拉轨岗日、萨加、哈金桑惹、康马等 5 个热穹隆构造。带内出露一套中生代地层，三叠系为陆坡-半深海浊积岩系，侏罗-白垩系为滑塌堆积钙质复理石建造。喜马拉雅期淡色花岗岩呈小岩株、岩床和岩脉沿东西向冲断层产出，K-Ar 同位素年龄为 20.4～43.3Ma。已知矿化点有定日巴布底含金银铅锌矿、白巴洛洛锑矿、多吉浦铅矿、浪卡子金矿、措美县哲古错锑矿，其中浪卡子金矿研究程度相对较高。

浪卡子金矿：矿区地层为上三叠统涅如群浅变质砂板岩，为一套浊积岩建造。断裂构造主要有 NWW 和 SN 向两组，NWW 向断裂是区域性昂拉仁错-羊卓雍错构造带的一部分，沿断裂有花岗斑岩脉顺层侵入，SN 向断裂横切岩层，沿断裂见辉绿岩脉、花岗斑岩脉及石英脉产出，金矿化带大致呈 SN 向展布。金矿化受断裂控制，矿体呈脉状、透镜状产于辉绿岩或闪长岩、千枚状碳质板岩破碎带内，矿化类型有石英脉型、浊积岩型、蚀变辉绿岩型。成矿作用可能是在上三叠统涅如群矿源层的基础上，经喜马拉雅早期变质作用使金进一步富集，最终经喜马拉雅晚期构造岩浆活动的叠加改造而富集成矿(杜光树等，1993)。

2. 雅鲁藏布江 Cr-Au-PGE 成矿带

该成矿带展布与著名的雅鲁藏布蛇绿岩带吻合，在西藏境内近东西走向，西起达吉翁，经门土、达吉岭、昂仁、仁布，到加查、郎县一带，长达 1500km，其西与印度河蛇绿岩带相连，向东经墨脱大拐弯折向南东延入缅甸境内。矿种以产于蛇绿岩中的铬铁矿为主，伴生金、镍、铂族元素。已知矿点有印度境内的德拉斯、西藏噶尔县的达吉翁、巴尔西沟和曲松县罗布莎等，其中罗布莎铬铁矿为大型规模(王希斌等，1984)。

雅鲁藏布江蛇绿岩体是在新特提斯闭合时大洋洋壳沿断裂带发生仰冲而形成的，即构造侵位形成的。蛇绿岩多侵位于上白垩统日喀则群和泽当群、上侏罗-下白垩统桑日群以及上三叠统朗杰学群，底部橄榄岩与围岩接触处常见动热变质晕，其石榴角闪岩中的角闪石 K-Ar 同位素年龄为 81Ma(王希斌等，1987)，可代表蛇绿岩侵位的最早时间。雅鲁藏布江缝合带北界断裂在日喀则一带见上白垩统日喀则复理石逆冲于第三纪磨拉石建造之上，而在西段和东段北界断裂与主断裂汇合，致使蛇绿岩体直接逆推到冈底斯陆缘山链磨拉石和岩浆弧之上。因此，蛇绿岩侵位时代基本上为晚白垩世—第三纪。

蛇绿岩体以昂仁-仁布一带最为发育，并保存了较好的洋壳结构，如吉定蛇绿岩剖面层序为：变质橄榄岩(超基性岩)、堆晶杂岩、席状岩墙(床)群、枕状基性熔岩及含放射虫硅质岩，与世界上典型蛇绿岩剖面可以对比，铬铁矿化一般产于超基性岩内。规模较大的超基性岩体有日喀则、大竹卡、仁布、泽当及罗布莎等，主要侵位于上白垩统日喀则群和泽当群。岩体内部岩相、岩性变化较大，主要有 3 种岩石组合类型：①斜辉橄榄岩；②斜辉辉橄岩-纯橄岩；③斜辉辉橄岩-纯橄岩-二辉橄榄岩。铬矿体主要产于纯橄岩岩相与斜辉辉橄岩岩相接合部位靠近斜辉辉橄岩一侧。其中，纯橄岩中矿化以浸染状为主，致密块状为次，斜辉辉橄岩中矿石以致密块状为主，往往形成大的工业矿体。

3. 冈底斯火山岩浆弧 Cu-Au-Pb-Zn 多金属成矿带

已知矿床有冲江、厅宫斑岩型铜矿，甲马赤康、冲木达矽卡岩型铜多金属矿，洞嘎、林周撒当、娘古处热液金矿，成矿与燕山晚期—喜马拉雅期中酸性岩浆活动有关。

厅宫-冲江斑岩铜矿：位于尼木县彭岗，冈底斯火山岩浆弧中段。矿区出露地层主要有早白垩世海相细碧岩-英安岩、砂板岩以及始新统帕拉组安山岩、凝灰岩等，侵入岩有喜马拉雅期浅成-超浅成钾长花岗斑岩、黑云母斑状花岗岩。矿化沿斑岩体与围岩接触带及其附近分布，矿石以细脉浸染状和网脉状为主，矿石矿物有黄铜矿、赤铜矿、蓝铜矿、辉铜矿和黄铁矿等。

甲马赤康矽卡岩型铜多金属矿：位于墨竹工卡县甲马乡，拉萨以东 75km。矿区地层主要有上侏罗统多底沟组碳质或粉砂质结晶灰岩、白垩系林布宗组砂板岩夹中酸性火山岩以及楚木龙组变砂板岩。区内出露 5 个小岩株(面积小于 0.3km^2)和大量中酸性脉岩，小岩株岩性为花岗斑岩、花岗岩，脉岩主要为花岗(闪长)斑岩、花岗细晶岩及辉绿(长)岩。断裂构造有 NWW、NW 和 NNE 向 3 组，矿化主要受 NW 和 NNE 向断裂控制。矿床存在 2 种矿化类型：一类矿化沿多底沟组与林布宗组岩性接触带分布，呈层状-似层状产于具多期推覆性质的断裂破碎带底部的矽卡岩带中，矿体长 5000 多 m，厚度稳定，铜平均品位为 1.27%，伴生 Ag、Au；二类矿化产于多底沟组矽卡岩化大理岩中，矿体受 NNE 向裂隙控制，成矿可能与喜马拉雅晚期隐伏次火山岩体有关。矿石类型主要有浸染状、致密块状和细脉浸染状，矿石矿物有黄铜矿、斑铜矿、辉铝矿、方铅矿和闪锌矿。

洞嘎金矿：位于谢通门荣马乡北，构造上处于冈底斯火山岩浆弧西段南缘。矿化赋存于

白垩系中酸性火山岩中，受NW-SE向断裂控制，矿化类型有含金石英脉型和角砾岩型，成矿与燕山晚期-喜山早期中酸性浅成侵入岩有关。

林周撒当金银矿：位于林周县撒当，冈底斯火山岩浆弧东段北缘。矿化产于始新世早期石英斑岩岩颈及其与老第三系林子宗群火山岩接触带上的构造糜棱岩、角砾岩中。金主要赋存于黄铁矿、褐铁矿及石英中，矿化类型为次火山热液型。

娘姑处金矿：位于乃东县泽当镇西。矿区地层为桑日群火山岩，大面积出露第三纪黑云母细粒花岗闪长岩。矿化主要产于近EW向的剪切破碎带内，破碎带宽10～50m，已发现矿体4个，平均金品位为5g/t。

4. 类乌齐-左贡Sn-W成矿带

成矿带位于羌塘-昌都微板块西部边缘，夹持于怒江-澜沧江结合带之间。在北起类乌齐、南至左贡长200km、宽20km的狭长带内展布着两条中酸性花岗岩带，东带花岗岩侵入时代为晚三叠世，与铁铜多金属矿化有关，西带花岗岩形成时代为晚白垩世-早第三纪，与锡钨及贵金属矿化有关，后者即本文所指的锡钨成矿带。该带已发现锡钨矿点10余处、银金矿点7处和若干原生晕异常。典型矿床有锡石(黑钨矿)-电气石-石英岩型(如赛北弄)和云英岩型(夏雅)。矿化与类乌齐-夏雅含锡花岗岩(斑岩)带有关，单个岩体面积一般不大，多呈小岩株和岩脉产出，同位素年龄为63.7～87.7Ma(陈福忠等，1994)，属晚白垩世-早第三纪侵入产物。如夏雅似斑状黑云母二长花岗岩(K-Ar同位素年龄88Ma、Rb-Sr等时线年龄75Ma)、恩达似斑状黑云母二长花岗岩(K-Ar同位素年龄63～65Ma)和赛北弄花岗闪长斑岩群(K-Ar同位素年龄75Ma)。

该带成矿作用具以下特点：①赋矿围岩为前寒武系吉塘群、下古生界西西群和上三叠统巴贡组中W、Sn、Ag、B、As、Sb、Bi、Pb等元素丰度高出地壳克拉克值数倍或数十倍，为区内重要的矿源层；②与矿化有关的花岗岩或花岗斑岩具高硅、铝过饱和、富碱富钾(K_2O+Na_2O平均7.95%)、高Rb/Sr比值(6～12.45)、富硼(51.2～639)$\times10^{-6}$和氟(2000～24000)$\times10^{-6}$等典型含锡花岗岩的特点，成因类型属陆壳改造型；③成矿时代属晚白垩世到早第三纪，其中金银多金属矿化晚于锡钨矿化。矿化受NW向主干断裂和次级NNW、NNE向断裂和含锡花岗岩体控制，岩体旁侧为锡钨矿化，外围是银金多金属矿化；④该成矿带在含锡花岗岩的形成时代、岩石学和地球化学特征以及矿化类型等方面与滇西腾冲-来利山地区及东南亚锡矿带具相似的特征(罗君烈等，1994)。

5. 玉龙-芒康斑岩Cu-Mo-Au成矿带

该成矿带位于藏东、三江地区，沿金沙江和澜沧江的分水岭展布。矿带北起夏日多，南到芒康、徐中，南北延长近400km，东西宽达40～60km，面积约1.8万km^2。已发现特大型矿床1处(玉龙)、大中型矿床4处(马拉松多、多霞松多、扎那尕、莽总)，矿点27处。其中，玉龙铜矿伴生的Re、Ag、Au、Co、W、Bi、Fe、S及铂族元素等均达大中型矿床规模(唐仁鲤等，1995)。除Cu、Mo外，近年来在斑岩铜矿床外蚀变带中还发现多处金银多金属矿化及独立的金银矿体(马牧普、吉错、俄察地、各贡弄、哈冲玛)。矿带位于中生代察雅盆地的东缘，夹持于车所和察雅断裂之间。带内地层以三叠系为主，赋矿地层主要是下三叠统马拉松多组中酸性火山岩和上三叠统甲丕拉组砂页岩、波里拉组灰岩。断裂和褶皱呈NNW向，矿化多受温泉断裂以西呈右行雁行展布的次级褶皱断裂控制。矿带内分布着近百个喜马拉雅期中酸性斑岩体，呈带状沿NNW-SSE区域构造线走向成群展布，自北向南主要有：恒星错-玉

龙岩体群(包括恒星错、玉龙、玉龙东山和玉龙外围 Y_1 到 Y_{10}等)、然达拉-马拉松多岩体群(然达拉、扎拉尕、莽总、莽扎龙木、错扎拉、多霞松多和马拉松多等)、色礼-遵喜岩体群(色礼、色错、吉错、日曲、遵喜和马牧普等)。岩体多呈岩株、岩脉、岩筒、岩枝产出，面积多数小于 $1km^2$，主要侵位于上三叠统砂页岩和中下三叠统中酸性火山岩中，钾-氩同位素年龄为 25～57.3Ma(唐仁鲤等，1995)。岩石类型主要有二长花岗斑岩、花岗斑岩、石英二长斑岩、正长斑岩和花岗闪长斑岩等。

铜钼成矿作用的特点：①斑岩铜钼矿是矿带内最主要的成矿类型，遍及整个成矿带。根据矿化特征的不同，可分为斑岩铜-钼和斑岩铜-多金属两个亚类。前者以矿带北段成矿最好，包括玉龙、马拉松多、多霞松多、莽总矿床和扎拉尕、恒星错、夏日多等矿床(点)，成矿岩体主要为黑云母二长花岗斑岩，矿化发育在斑岩体内及接触带上，矿体伴生多种有益组分；后者主要分布于矿带南段，有马牧普、各贡弄等矿点，成矿与偏碱性的正长斑岩有关，岩体及接触带部位的铜钼矿化一般微弱，但岩体外蚀变带受断裂控制的金银多金属矿化较好，形成重要的含金银、铜、铅锌矿化体。②斑岩铜钼矿床矿化具明显的分带性。以玉龙为例，斑岩体中细脉浸染状矿石构成矿化内带(Ⅰ号矿体)，主要金属矿物为黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿，矿石含铜低但钼较富；接触带处为块状含铜黄铁矿型矿石，金属矿物以黄铁矿为主，含量15%～70%，含铜矿物有黄铜矿、少量斑铜矿及次生蓝辉铜矿、辉铜矿、铜蓝等，矿石铜品位较富含钼较低；外带为块状富铜铁矿石(Ⅱ、Ⅴ号矿体)，该类矿石虽只占矿石总量的 15%，但铜金属量却占矿床总储量的 46%。铜主要呈次生氧化铜、铜铁矿、孔雀石、赤铜矿、辉铜矿、铜蓝等，矿石以富铜为特点。③成矿元素水平分带性十分清楚。岩体内是 Cu、Mo，伴生 Au、Ag、Re 及铂族元素；接触带以 Cu、Fe 为主，次为 Co、W、Bi、Mo，伴有 Au、Ag、Ni、铂族元素等；外带由 Fe、Cu、Pb、Zn、Au、Ag、Sb、As、Hg、Mn 等元素晕组成。④岩体及围岩蚀变强烈，蚀变分带明显。以斑岩体为中心向外分 3 个带：中心带为钾硅化带，接触带为绢英岩化带，外带为角岩化、矽卡岩化、粘土化及青磐岩化等。⑤成矿作用分 3 个阶段：气成高温热液阶段，成矿温度 400～700℃，造成斑岩体钾硅化和接触带角岩化、矽卡岩化，发生 Cu、Mo 矿化；高中温热液阶段，温度为 200～500℃，形成石英绢云母化和 Cu、Mo、Fe 矿化；中低温热液阶段，成矿温度低于 230℃，沿接触带及围岩发生粘土化和青磐岩化，形成 Au、Ag 多金属矿化。⑥带内金银矿化有斑岩铜矿中伴生金银矿、斑岩铜矿外蚀变带的多金属金银矿、斑岩铜矿带两侧中低温热液型金银矿 3 种类型。

二、青藏高原西藏境内喜马拉雅期成矿的主要特点

通过上述对青藏高原西藏境内喜马拉雅期各成矿带及典型矿床(点)的地质特征、成矿条件和成矿作用的概括介绍，可以看出喜马拉雅期成矿作用具有以下几个重要特点：

1. *成矿作用与喜马拉雅期强烈的岩浆活动密切有关*

喜马拉雅期青藏高原的岩浆活动十分强烈，并受中生代形成的条块镶嵌的板块构造格局的制约而多成群、成带展布，其延展方向与各微板块区域构造线或板块结合带大致平行。在藏南冈底斯-喜马拉雅地区，喜马拉雅期岩浆活动以中酸性侵入岩为主，自北向南依次形成冈底斯碰撞期Ⅰ型花岗岩带、拉轨岗日和高喜马拉雅碰撞期Ｓ型花岗岩带。前者典型岩体有恰萨-努马、曲水、拉萨、尼木和羊八井等，同位素年龄为 65～40Ma，岩性为石英二长闪长岩、

花岗闪长岩和黑云母花岗岩等。拉轨岗日带典型岩体有昌果、加措拉、拉轨岗日、康马、洛扎等，同位素年龄集中于35～15Ma，岩性为二长花岗岩、片麻状二云母花岗岩、(电气石)白云母花岗岩等。高喜马拉雅带岩体有聂拉木、札郎布、告乌等，同位素年龄为30～10Ma，岩性主要为电气石白云母花岗岩。在藏东三江地区，自西向东分布有类乌齐-左贡和玉龙-芒康两个花岗岩带。类乌齐-左贡岩带花岗岩为I型和S型间过渡类型，典型岩体赛北弄、恩达和夏雅等，同位素年龄63.7～87.7 Ma，属晚白垩世-早第三纪，岩石类型为二长花岗岩、黑云母花岗岩、白云母花岗岩。玉龙-芒康中酸性斑岩带属壳幔同融型，典型岩体如然达拉、玉龙、莽总、马牧普等，同位素年龄57.3～25 Ma。在藏北的羌塘、昆仑山、可可西里山地区，喜马拉雅期岩浆活动主要表现为强烈的火山喷发，形成大面积的高钾钙碱火山岩、钾玄岩和碱性火山岩。火山活动差不多贯穿整个新生代，同位素年龄集中分布在60～40Ma、30～10Ma和<10Ma三个年龄组，以中新世火山活动最为强烈(邓万明，1998)。

与上述几条火山岩浆带相对应，喜马拉雅期成矿作用也表现为成带集中并富集在岩浆活动强烈的地段，显示喜马拉雅期岩浆活动对矿化具明显的控制作用。如玉龙-芒康斑岩带控制了玉龙等斑岩型Cu、Mo、Au、Ag、Pb、Zn矿化；类乌齐-左贡含锡花岗岩控制了赛北弄、夏雅等Sn、W矿化；冈底斯花岗岩带控制了厅宫、甲马赤康、洞嘎等斑岩-矽卡岩-热液型Cu、Au、Pb、Zn等矿化，拉轨岗日花岗岩带岩浆活动对Au、Sb、Pb-Zn等矿化的控制作用主要表现为层控-改造成矿。关于藏北新生代火山岩的成矿作用目前尚不太清楚，但火山岩分布地区发育着大量膏盐矿产，两者之间是否有成因联系值得进一步研究。

2. 成矿作用受喜马拉雅期陆内造山过程强烈的逆冲推覆、走滑剪切和热穹隆构造控制

印度-亚洲板块碰撞以后(约45Ma)，印度地块仍以4.8～6.4cm/a的速率北移，由此造成青藏高原进入全面的陆内造山阶段。在印度地块持续的向北挤压作用和塔里木-扬子地块向南西方向的反向阻挡应力的共同作用下，青藏高原原有的构造格局势必发生均衡调整，从而产生强烈的区域性逆冲推覆、走滑剪切和局部的热穹隆构造。这些区域性构造作用从根本上制约了高原内部新生代岩浆-热水流体的形成与分布、壳幔物质的活化迁移及壳-幔相互作用的方式与途径，从而间接控制了喜马拉雅期各种内生矿产的形成和分布。

区域性逆冲推覆构造的控矿作用在雅鲁藏布铬铁矿成矿带中表现最为清楚。已有资料表明，雅鲁藏布缝合带由3条主干逆推断裂组成，自北而南依次为达吉翁-彭错林-郎县断裂、达吉岭-昂仁-仁布断裂和札达-拉孜-邛多江断裂。其中达吉岭-昂仁-仁布断裂(被称为主中央蛇绿岩仰冲逆推断层)即控制了与蛇绿岩有关的Cr矿带的产出与分布。藏东玉龙-芒康斑岩铜钼矿带则明显受NNW向车所-德钦大断裂派生的次级温泉左旋走滑断裂控制，在温泉断裂的东侧为贡觉第三纪走滑拉分盆地，西侧则形成一系列与温泉断裂斜交并呈左行雁列的次级背向斜和断裂，这些背、向斜直接控制了含矿斑岩体的就位。拉轨岗日Au-Sb成矿带分布着拉轨岗日、萨加、哈金桑惹、康马、浪卡子等5个热穹隆构造，穹隆核部常见喜马拉雅期淡色花岗岩小岩株、岩脉，已知矿化点多围绕穹隆构造产出。这种类似“岩浆核杂岩”的热穹隆构造在其形成过程中的热动力作用和岩浆侵入活动可能对成矿起到了关键作用。

3. 成矿物质具明显的幔源或壳幔混源特色，显示极其强烈的壳幔物质和能量大交换

如前所述，喜马拉雅期成矿受新生代岩浆活动控制明显，与矿化有关的侵入岩体多具幔源或壳幔混源的特点，显示成矿与壳幔之间物质能量大交换。在玉龙-芒康斑岩铜钼矿带成矿物质具深源性的特点最为清楚，如矿化在时空分布上与喜马拉雅期中酸性斑岩体密切有关，

矿化直接产于岩体内部及其边缘并形成以斑岩体为中心向四周从高温到低温的面型蚀变和矿化分带，斑岩体及含矿斑岩主要造岩矿物中成矿元素显著富集，成矿元素 Cu、Au、Ag 等与 Cl、F、S 间的正相关关系等均表明成矿物质直接来源于岩浆。其次，110 件硫化物样品的 $\delta^{34}S$ 值为−0.4‰～5.5‰，平均 2.9‰，变化范围窄、具塔式分布、接近陨石硫，显示为均一的深源岩浆硫；氢氧同位素组成显示流体的 $\delta^{18}O$ 和 δD 属于原始岩浆水；玉龙、多霞松多、马牧普等成矿斑岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值为 0.7064～0.70663，$^{143}Nd/^{144}Nd$ 值为 0.512451～0.512495，与原始地幔 Nd 同位素组成(0.5125～0.51262)接近，充分证明成矿物质是直接来自下地壳或上地幔(唐仁鲤等，1995；李兴振等，1999)。

三、青藏高原西藏境内喜马拉雅期成矿作用的时空分布与陆内造山

喜马拉雅构造期，青藏高原内生成矿作用在时-空四维空间上具极为明显的不均一性、分段集结性和大区域分带性。不均一性即成矿分带性表现为，喜马拉雅期成矿在空间上主要沿古板块结合带(雅鲁藏布江 Cr 矿带)、大陆边缘火山岩浆弧(冈底斯火山岩浆弧 Cu-Au-Pb-Zn 矿带)、板内走滑剪切带(玉龙-芒康斑岩 Cu-Mo-Au 矿带和类乌齐-左贡 Sn-W 成矿带)和滑脱推覆构造带(拉轨岗日 Sb-Au 矿带)分布。分段集中性表现为，沿各成矿带走向上矿化种类、矿化强度等具分段集结的特点，如 Cr 矿带，铬铁矿化主要集中在昂仁-仁布一带；斑岩 Cu-Mo-Au 矿带，北段主要为铜钼矿化、南段主要为铜多金属矿化，分段集中特点明显。从时间维上看，青藏高原内生成矿作用表现出以雅鲁藏布缝合带为中心、向东向南逐渐扩展、成矿时代依次变新的大区域分带性特点。

青藏高原喜马拉雅期成矿作用的大区域分带性特点可能与造山带演化过程有关，受陆内造山过程中构造-岩浆-热水流体等事件的“幕式”活动控制。已有研究资料表明，青藏高原陆内造山阶段岩浆活动主要沿造山带南、北两侧发育，北侧为火山喷发、南侧为花岗岩侵入，同位素年龄显示岩浆活动有 3 期(40～20Ma、25～10Ma 和<3Ma)，可能对应 3 次造山幕(邓晋福等，1996)。玉龙中酸性斑岩带含矿斑岩同位素年龄也可划分出 3 个阶段：57～41Ma、41～35Ma 和 35～25Ma(唐仁鲤等，1995)。在扬子地块西南缘发育有大量喜马拉雅期富碱斑岩群、钾质煌斑岩群和花岗岩基，同位素年龄表明岩浆活动也具明显的阶段性(65～35Ma、40～30Ma 和 15～10Ma)发育特点(骆耀南等，1998)。中英科考队(1990)对构造变形的研究成果也表明碰撞后有 3 期造山幕式事件：45～33Ma、30～5Ma 和 5～0Ma。可见，青藏高原陆内造山过程阶段性幕式发展的特点是十分明显的，而阶段性活动的构造-岩浆-热水流体事件是控制高原内部喜马拉雅期成矿大区域分带性特色的直接因素。

参 考 文 献

陈福忠、刘朝基、雍永源等，藏东花岗岩类及铜锡金成矿作用，北京：地质出版社，1994。

陈毓川主编，中国主要成矿区带矿产资源远景评价，北京：地质出版社，1999。

程裕淇主编，中国区域地质概论，北京：地质出版社，1994。

邓晋福、赵海玲、莫宣学等，中国大陆根-柱构造——大陆动力学的钥匙，北京：地质出版社，1996。

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。

杜光树、冯孝良、陈福忠等，西藏金矿地质，成都：西南交通大学出版社，1993。
黄怀曾、王松产、黄路桥等，青藏高原岩浆活动及岩石圈演化，北京：地质出版社，1993。
赖祥政、余其美，喜马拉雅成矿带矿床地质的基本特征，地学进展，1988，(2)。
李兴振、刘文均、王义昭等，西南三江地区特提斯构造演化与成矿，北京：地质出版社，1999。
刘振声、王吉民，青藏高原南部花岗岩地质地球化学，成都：四川科学技术出版社，1994。
罗君烈、杨友华、赵　准等，滇西特提斯的演化及主要金属矿床成矿作用，北京：地质出版社，1994。
骆耀南、俞如龙、侯立玮等，龙门山-锦屏山陆内造山带，成都：四川科学技术出版社，1998。
潘桂棠、陈智梁、李兴振等，东特提斯地质构造形成演化，北京：地质出版社，1997。
唐仁鲤、罗怀松，西藏玉龙斑岩铜钼矿带地质，北京：地质出版社，1995。
王登红、陈毓川、徐　珏，中国喜马拉雅期成矿作用的特点及地质背景。矿床地质，1998(增刊)：23～24。
王希斌、鲍佩声等，西藏蛇绿岩，北京：地质出版社，1987。
西藏自治区地矿局，西藏自治区区域地质志，北京：地质出版社，1993。
中英青藏高原综合地质考察队，青藏高原地质演化，北京：科学出版社，1990。

Himalayan Mineralization in Tibet, Qingzang Plateau

Yan Shenghao　Wang Denghong　Yu Jinjie

(*Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing*　100037)

Abstract　There are five mineralization belts in Tibet, Qingzang (Qinghai-Xizang) Plateau, which formed during the stage of Himalayan. They are the Yulong-Mangkang porphyry-type Cu-Mo-Au belt, the Leiwuqi-Zuogong Sn-W belt, the Yaluzangbo Cr-Au-PGE belt, the Gangdisi Cu-Au-Pb-Zn polymetal belt, and the Laguigangri Au-Sb belt. The major features of Himalayan mineralization can be concluded as: closely relationship with the magmatism of Himalayan, controlled by thrust-nappe, strike-shear, and hot-dome during the stage of Himalayan intracontinental orogeny, and originated from mantle or mantle-crust mixed source for the ore-forming materials, showing a strong interchange of material and energy between crust and mantle. The Himalayan mineralization also show obvious features of inhomogeneity, locally clustering and regional zonation. Those features may be controlled by the episode activity of tectonism-magmatism-hot fluid during the stage of intracontinental orogeny.

Keywords　Qiangzang plateau, Himalayan, Regional mineralization, Intracontinental orogeny

滇西喜马拉雅期斑岩单元-超单元划分及其与金顶超大型矿床的成因联系①

罗君烈　李志伟

（云南省国土资源厅，昆明　650011；云南省地质调查院，昆明　650011）

摘要　滇西喜马拉雅期存在五类岩浆岩：幔型富钾煌斑岩、幔型碱性岩、幔壳混熔型富碱斑岩、壳型花岗岩和壳型伟晶岩。

富碱斑岩包括三类岩石组合：以花岗斑岩为主的组合；以二长斑岩为主的组合；以正长斑岩为主的组合。富碱斑岩有两个侵入时段(67.9～51Ma、49～27.3Ma)和两种成矿元素组合(Cu-Mo、Au-Pb-Zn)；可划分出6个超单元、18个单元，从岩类、岩石化学、侵位时代、含矿性等差异特征，反映出岩浆活动的总体演化规律。根据铅同位素的特征对比，认为兰坪金顶超大型矿床与斑岩类矿床有着深部同一物源的共生联系。

关键词　喜马拉雅期　斑岩　单元-超单元　铅同位素　矿床成因

一、问题的提出

在研究中国西南部喜马拉雅期成矿作用的进程中，有两个热点引人注目：一是以金顶超大型铅锌矿床为代表的兰坪盆地北缘其成矿机理的独特性及区域前景；二是沿金沙江-哀牢山断裂及盐源-丽江台缘坳陷展布的富碱斑岩群成矿专属性及其与西藏玉龙超大型铜矿的对比。陈毓川院士和王登红博士领导的国家计委科技攻关项目(1998～2001)提出了喜马拉雅期内生成矿作用总体性研究的新任务，其中，上述两种重要类型矿床(及成矿系列)的关系也是命题之列。

限于篇幅，本文从单元-超单元这一新的角度探讨滇西喜马拉雅期斑岩的类型及其演化趋势；再从铅同位素的一个侧面讨论斑岩与浅成中低温热水矿床的可能关系。

二、喜马拉雅期富碱斑岩类的新认识

1. 滇西喜马拉雅期5种类型的岩浆岩

新生代时期，云南西部形成5类岩浆岩，其侵入时限见图1。

(1) 幔型富钾煌斑岩。分布于红河西岸的镇源老王寨、元阳大坪及洱海东面的大理海东、宾川茹中等地。常与碱玄岩、等色岩共生。同位素年龄值28.2～49.38Ma，贯入期与幔壳混熔型富碱斑岩的第二个高峰期所形成的超单元大体相同。与中大型金矿床关系密切(镇源搭桥箐)。

① 国家计委“九五”项目中间性成果。

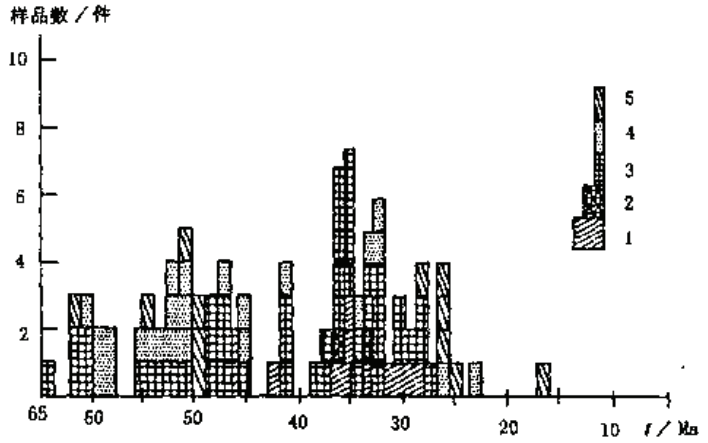


图 1　云南中西部喜马拉雅期各类岩浆 岩同位素年龄直方统计图

1—幔型富钾煌斑岩；2—幔型碱性岩；3—幔壳混熔型富碱斑岩；4—壳型花岗岩；5—壳型伟晶型

(2) 幔型碱性岩。仅分布于澜沧江东岸的永平卓潘，为由碱性辉石岩、霓辉正长岩或霞石正长岩构成的中小型杂岩体。同位素年龄值 33.8～37Ma，侵位于晚始新世－渐新世。除稀土矿化外，无工业矿床。

(3) 幔壳混熔型富碱斑岩。分布于金沙江、红河沿岸，南延入越南黄连山，北经西藏延至青海杂多的纳日贡玛，国境内长达 1500km。在金沙江-哀牢山断裂两侧斑岩带宽 20～40km，在与杨子地台西缘小金河-丽江断裂、箐河-程海断裂相复合的地段，宽达 100～150km。岩体多达 80 个以上，但规模小，面积一般 0.05～0.17km^2，个别最大的达 30km^2。为超浅成-浅成的岩株、岩墙、岩床及不规则状。侵位时间从古新世－渐新世，同位素年龄值 27.3～67.9Ma，持续时间较长，但高峰期极有规律(详见后述)，是本区不同类型中小型金、铅锌、铜、铝矿床的母岩。

(4) 壳型花岗岩。分布于怒江以西地区，属腾冲－梁河花岗岩带三个亚带中西边的槟榔江亚带。它是自燕山早期、燕山晚期侵入的延续产物，包括三个超单元(新岐、来利山、百华脑)和 8 个单元(罗君烈，1991)。主要由紫苏角闪黑云二长花岗岩、黑云母钾长花岗岩、白云母钠长花岗岩等组成。同位素年龄值 51～59.79Ma，少数延续至 32.4～47.6 Ma，主要侵位于古新世－早始新世。形成大型锡矿(来利山)、中小型稀土矿(新岐)。

(5) 壳型伟晶岩。分布于哀牢山南段和高黎贡山变质岩带中，为与混合岩化花岗岩等有关的伟晶岩群。同位素年龄值在贡山－潞西为 54.5～67.4Ma，红河－元阳为 25.6～28.7Ma。前者与壳型花岗岩相同，后者与富碱斑岩末期相当。

2. 滇西富碱斑岩的单元-超单元划分

(1) 富碱斑岩体的不同认识

富碱斑岩泛指(K_2O+Na_2O)≥8%的浅成、超浅成中酸性岩。涂光炽等(1986)称为富碱侵入岩，是深源浅成被动侵位的产物。吕伯西等(1993)划入偏碱性岩系，认为属幔源成因。张玉泉等(1998)提出其为钾玄岩系并产自接近 EM Ⅰ 地幔源区。刘忠俊等(1983)认为大部分属碱钙性和碱性岩系。甫为民等(1994)将其归属广义的碱性花岗岩类，系壳幔混合型岩浆的产物。

(2) 划分富碱斑岩单元-超单元的原则

由于富碱斑岩类的演化时间较长，岩类比较复杂，但各岩体规模小，其中不同时段岩性间相互穿插关系发育不完善，故单元-超单元研究必须依据区域性的对比并考虑微观(岩性、岩石化学、含矿性)与宏观(岩体组合类型、同位素年龄)特征的综合归纳。其中侧重于三个方面：

①按岩体岩石组合及其演化趋势，富碱斑岩包括三类：一是以酸性岩为主正常钙碱性岩系的花岗斑岩组合，包括斑状花岗岩—花岗斑岩—二长花岗斑岩；二是以中酸性岩为主正常钙碱岩系的二长斑岩组合，包括花岗闪长斑岩—二长斑岩—石英二长斑岩—石英正长岩；三是以更富碱的碱钙岩系中酸性岩的正长斑岩组合，包括辉石正长岩—正长斑岩—石英正长斑岩—粗面斑岩。

②在侵位时间上集中于 2 个大阶段和 7 个小阶段。即以喜马拉雅运动第 I 幕为主的热事件，其同位素年龄值 67.9～51Ma(含 67.9～64.98 Ma、62～60.6Ma、55.7～51Ma)；以喜马拉雅运动第 II 幕为主的热事件，其同位素年龄值 49～27.3Ma(含 49～45.7Ma、42～41.6Ma、38.3～33Ma、31～27.3Ma)。

③成矿特点不同，尤其是反映岩浆源地、侵位方式的成矿元素组合、矿床规模和区域富集度差异较大。

(3) 富碱斑岩的单元-超单元划分

按(2)节依据的三个方面的综合特征，对滇西富碱斑岩共划出 6 个超单元、18 个单元。其相互对比关系见表 1，命名的单元、超单元所在岩体地理位置见图 2。

表 1　云南中西部富碱斑岩的单元-超单元划分及对比

花岗斑岩为主的岩体组合		二长斑岩为主的岩体组合		正长斑岩为主的岩体组合	
宝丰寺超单元	宝丰寺早期单元 67Ma（与马厂箐早期 64.8Ma 对比	罗卜地超单元		松桂超单元	老街子早期单元 67.9Ma
			小龙潭早期单元 62Ma		干海子单元 60.6～62Ma（与铺台山 61Ma 对比）
	宝丰寺晚期单元 51Ma		各救母单元 53.7～55.7Ma（与罗卜地 52.75Ma、小龙潭晚期 52Ma、雪鸡坪南 54.8Ma 对比）		
马厂箐超单元	九顶山单元 49Ma（与马厂箐中期 45.7～48Ma 对比）	铜厂超单元	大莲花山单元 46.9～48Ma（与朵谷 48Ma 对比）	北衙超单元	北衙早期单元 48.2～48.66Ma
	马头湾单元 42Ma		黑牙谷单元 41.75Ma		南板桥单元 41.6Ma
	马厂箐晚期单元 35.1～36.3Ma		桃花村单元 34.59Ma（与玉召块 38.3Ma、哈播 37.3Ma、铜厂 33.9～36.1Ma 对比）		姚安单元 41.6Ma（与北衙中期 33Ma、小桥头 33Ma、香多 33～36.2Ma、石鼓 33～36Ma、文化村 33.5Ma、白马苴 31Ma、老街子晚期 35Ma 对比）
	马厂箐末期单元 29Ma		烂泥塘单元 29.2Ma		老君山单元 28.2Ma（与北衙晚期 27.3Ma 对比）

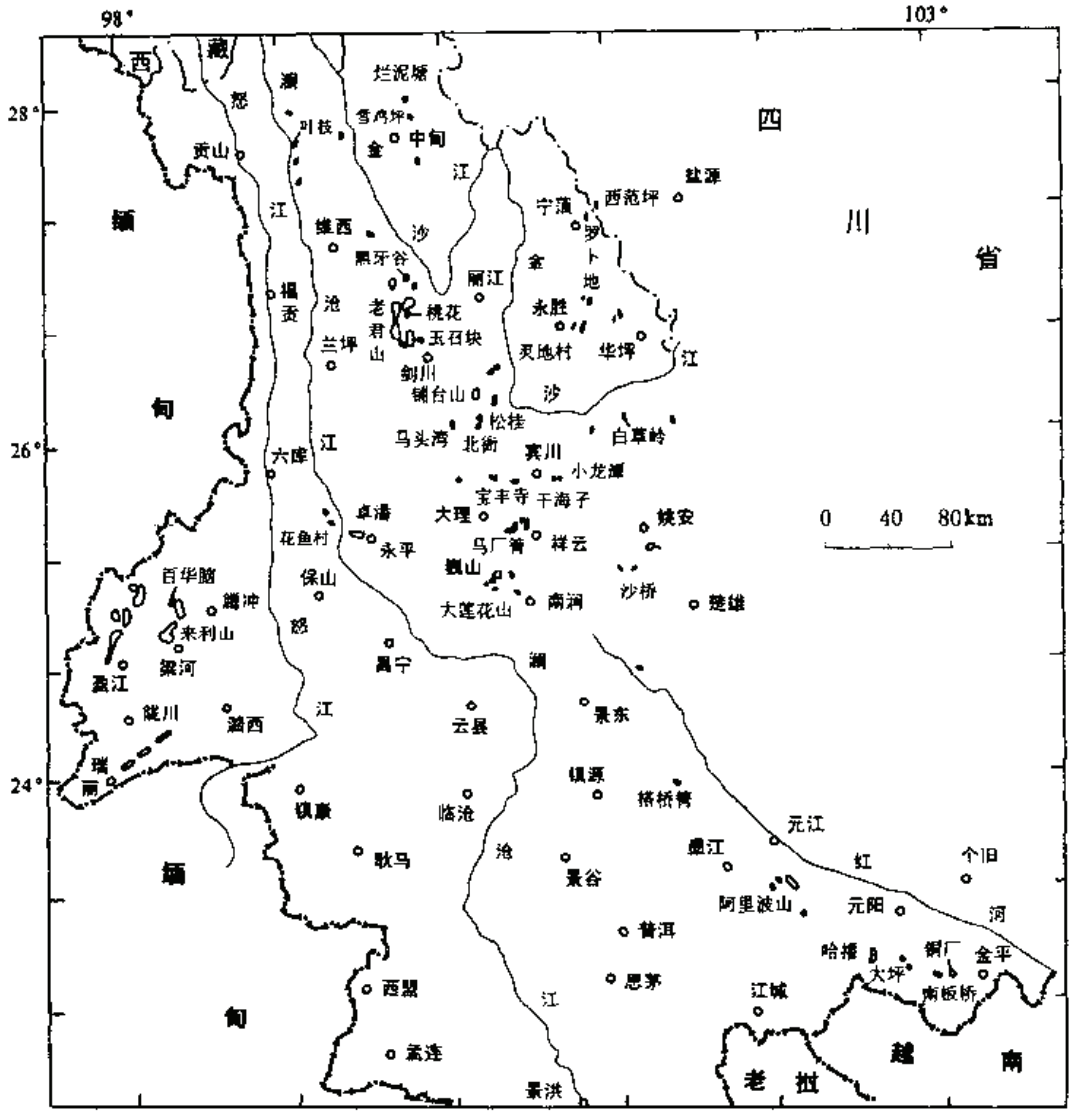


图 2　云南中西部喜马拉雅期主要岩体分布略图

(4) 富碱斑岩各单元、超单元若干特征

①按 J. B. Wright 的 SiO_2-A. R 图解(图 3)，全区斑岩均处于钙碱性与碱性过渡区间，即 SiO_2 60.42%～71.46%，A.R 2.09～3.43。其中，主体部分落于钙碱性者：罗卜地超单元；主体部分落于钙碱性与碱性分界处者：铜厂超单元；主体部分落于碱性区间者：宝丰寺超单元、马厂箐超单元、松桂超单元；而北衙超单元 A.R 值跨度很大，从钙碱性到碱性。

②如果按 Giret 和 Sorensen 以 $(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$(分子比)划分碱度时，则本区斑岩变化于 0.56～0.91，全属偏碱性。但不同超单元碱度从低到高排序有规律：罗卜地超单元(0.56～0.70)、铜厂超单元(0.62～0.76)、宝丰寺超单元(0.72)、马厂箐超单元(0.77～0.83)、北衙超单元(0.84～0.89)、松桂超单元(0.91)。最后的松桂超单元也可划入碱性类型。

③按固结指数(SI)判断，全区除极少数达 14 外，绝大部分为 3～8，属安山英安岩类，且各超单元区别不明显。按组合指数(σ)分析，各超单元变化于 1.99～4.55，彼此变化不大，全属太平洋型岩系。按 K/Na 值分析，除极个别达 8.91 外，全部变化于 0.82～2.96 区间，其中

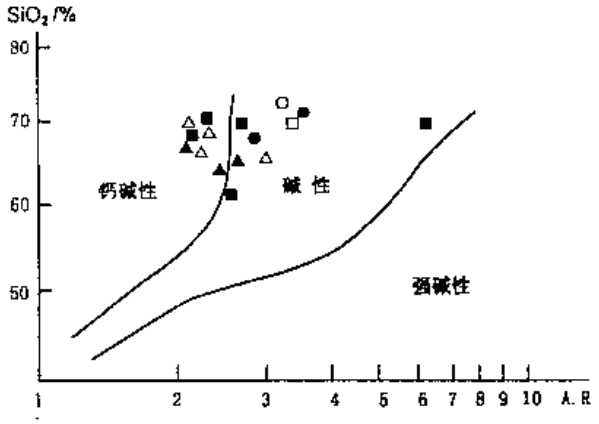


图 3　云南中西部富碱斑岩 SiO_2-A.R 图解

○宝丰寺超单元；●马厂箐超单元；△罗卜地超单元；

▲铜厂超单元；□松桂超单元；■北衙超单元

宝丰寺超单元、北衙超单元略富于钾(K/Na>2)外，其余超单元均<2。

④从岩石锶初始值，稀土特征和副矿物组合则突出反映出富碱斑岩类的成岩均一性。

$^{87}Sr/^{86}Sr$ 数据集中，变化于 0.703～0.709，其中 2/3 以上集中于 0.706～0.708。比较而言，花岗斑岩类组合的超单元$^{87}Sr/^{86}Sr$ 更集中于 0.706～0.7072；二长斑岩类及正长斑岩类的超单元更集中于 0.7069～0.709。总的反映出幔壳混熔的表征。

岩石稀土配分曲线普遍表现出向右倾斜的平滑曲线，斜率趋势相近，彼此差异幅度不大。ΣREE 除少数岩石为(44.56～90.22)×10^{-6}及(512.41～962.21)×10^{-6}外，一般为(101.44～375.20)×10^{-6}。LREE/HREE 为 1.11～21.17，一般 3.38～13.59，平均 8.34，属轻稀土富集型。δEu 为 0.25～1.82，平均 0.97，铕异常不明显。

副矿物组合特征，本区 6 个超单元岩石均属磁铁矿-榍石-磷灰石型。

⑤区别各超单元特征则以 CIPW 中 Q-A-P-F 图解(图 4)最明显。花岗斑岩类最早的宝丰寺超单元分布于石英二长闪长岩—二长花岗岩和碱长花岗岩两个区间。花岗岩类演化后期的马厂箐超单元则处于由石英二长岩—正长花岗岩和碱长花岗岩两个狭长区间。

二长斑岩类最早的罗卜地超单元比较接近宝丰寺超单元，唯斜长石含量略高、石英略低，故落点包括花岗闪长岩—二长花岗岩—石英二长岩。二长斑岩类演化后期的铜厂超单元全部落在二长花岗岩—石英二长岩区间，较之同时代的马厂箐超单元表现为范围扩宽，更富于碱长石。

正长斑岩类早期及晚期的松桂超单元、北衙超单元明显富于碱长石而贫于石英，其落点显著左移至石英正长岩—石英二长岩，并有部分石英碱长花岗岩。

这些区别点反映出富碱斑岩的两种演化趋势：一种是主体由闪长岩类(含石英二长闪长岩及花岗闪长岩)向二长花岗岩的演化，包括宝丰寺超单元、马厂箐超单元、罗卜地超单元、铜厂超单元。另一种由石英二长岩向石英碱长花岗岩的演化，包括松桂超单元、北衙超单元，而北衙超单元最末期的老君山单元已与较广泛分布的剑川粗面岩类有关。

⑥在含矿专属性上不难看出：花岗斑岩和二长斑岩类的 4 个超单元主要是铜、钼，次为金、硫；正长斑岩类的 2 个超单元主要是金、铅锌。但各超单元随时间尺度不同，其富集程

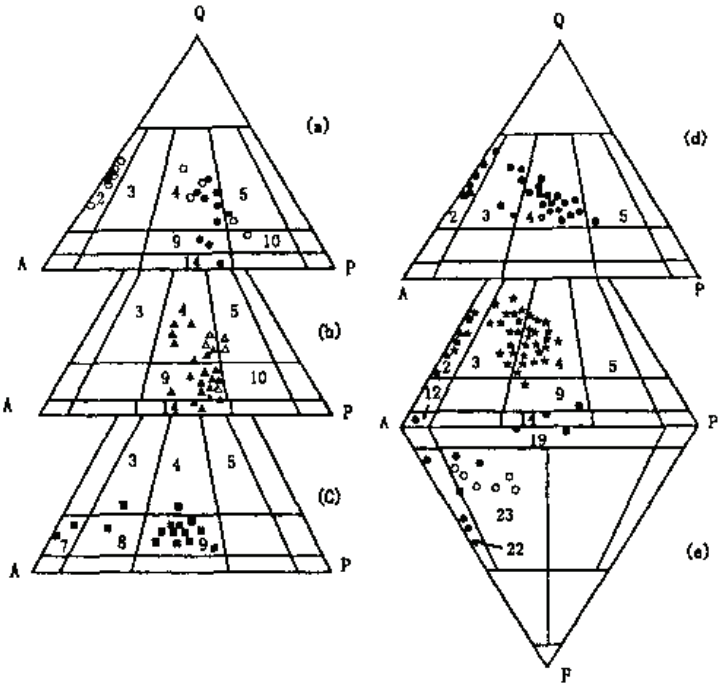


图 1　云南中西部喜马拉雅期斑岩及其他岩浆岩 Q-A-P-F 图解

2—碱长花岗岩；3—正长花岗岩；4—二长花岗岩；5—花岗闪长岩；7—石英碱长花岗岩；8—石英正长岩；9—石英二长岩；10—石英二长闪长岩；12—碱长正长岩；14—二长岩；19—含副长石二长岩；22—副长石二长岩；23—副长石二长正长岩；(a)，(b)，(c)：○宝丰寺超单元；●马厂箐超单元；△罗卜地超单元；▲铜厂超单元；■北衙超单元(含松桂超单元)；(d)：●西藏地区斑岩；(e)：★壳型花岗岩；●碱性杂性；○富钾煌斑岩

度差异大，不论铜、钼或金、铅锌成矿，其高成矿丰度均于 49～27.3Ma 的马厂箐超单元、铜厂超单元和北衙超单元，尤其是这些超单元分异中后期的 38.3～31Ma 单元成矿最佳。

⑦如果对比富碱斑岩成矿的硫同位素值，可以看出：各类斑岩 $\delta^{34}S$ 比较均一，变化在－0.8‰～＋3.7‰之间，只有金厂箐个别样品达＋7.4‰，大莲花山＋4.4‰～＋6.6‰。比较而言，不同超单元有微小差别：早期形成的超单元由于成矿差，硫同化素变化幅度较小，宝丰寺超单元 $\delta^{34}S$ 值＋0.2‰～＋1.7‰，罗卜地超单元＋0.43‰～＋1.01‰。晚期形成的超单元由于成矿强度大，其硫同位素值变化加大，马厂箐超单元－0.8‰～＋3.8‰(甚至＋7.4‰)，铜厂超单元－0.1‰～＋6.6‰，北衙超单元＋0.7‰～＋3.7‰。

(5) 富碱斑岩与喜马拉雅期其他岩浆岩的对比

①富碱斑岩形成的时限比其他 4 类岩浆岩都宽。其中，怒江以西的壳型花岗岩大体与宝丰寺超单元、罗卜地超单元、松桂超单元同期；哀牢山及洱海东面的幔源富钾煌斑岩基本上与马厂箐超单元、铜厂超单元、北衙超单元同期；澜沧江东岸的幔型碱性岩侵位只分别相当于上述后面 3 个超单元中的马厂箐后期单元、桃花村单元、姚安单元；哀牢山的壳型伟晶岩与马厂箐末期单元、烂泥塘单元、老君山单元同期，但还延续至 16.2Ma；高黎贡山的壳型伟晶岩主体上与宝丰寺、罗卜地、松桂 3 个超单元同期。

②从 CIPW 中的 Q-A-P-F 图解(图 4)更清楚地看出其演化趋势的相互关系及彼此的差别。壳型花岗岩主要落于二长花岗岩—正长花岗岩—碱长花岗岩区间，与宝丰寺超单元、马厂箐超单元、罗卜地超单元、铜厂超单元仅局部重叠，虽酸度相似但大部分落点更富于碱长

石区间。碱性杂岩全落于石英二长岩—二长岩甚至含副长石二长岩—副长石二长正长岩—副长石正长岩中，与北衙超单元相邻，但不重叠。富钾煌斑岩投影点落于相当碱玄质响岩的副长石二长正长岩区间，与富碱斑岩无直接联系，却与碱性杂岩相近。

③如果将滇西富碱斑岩与西藏、青海的大型、超大型斑岩铜矿对比，可看出：

——从时代上，玉龙岩体(40.2～57.9Ma)及莽总岩体(35.0Ma)主要相当于铜厂超单元，但也包括一部分罗卜地超单元的晚期单元。青海纳日贡玛岩体(22～49.4Ma)则主要相当于铜厂超单元。

——从岩石化学特征及CIPW图解上，西藏、青海的斑岩铜矿较均匀地集中于花岗闪长岩—二长花岗岩—正长花岗岩区间，线性分异明显。铜厂超单元大部分与其重叠，而罗卜地、宝丰寺、马厂箐三个超单元仅部分重叠。

三、斑岩岩浆活动与兰坪地区热水矿床的关系

1. 滇西喜马拉雅期内生成矿系列的独立性

按照程裕淇、陈毓川院士(1979、1984)倡导的成矿系列概念，滇西喜马拉雅期无疑独立存在着几种成矿系列(若严格划分，有些只相当于亚系列)，例如：

①与古新世—始新世早期花岗岩有关的锡、钨、稀土矿床成矿系列；

②与古新世—渐新世富碱斑岩有关的铜、钼、金、银、铅锌矿床成矿系列；

③与古新世—中新世热水沉积(或热水作用)有关的铅锌、银、铜、锑、金、锶、砷矿床成矿系列；

④受始新世中期—渐新世富钾煌斑岩成矿叠加的韧性剪切带蚀变岩型及石英脉型金矿成矿系列；

⑤与古新世—渐新世超深变质带伟晶岩、石英脉有关的宝玉石、云母、稀有金属矿床成矿系列等等。

它们之间的区别是明显的。为讨论上述第②与③两个成矿系列的关系，在此先概述它们之间的区别。在空间上，它们分别处于苍山与石鼓两个变质地体的两侧；在构造背景上，两者的盆地演化及大地构造性质互不相同；在与岩浆活动的关系上，一个地区广泛出露斑岩群，另一地区岩浆活动基本是消声匿迹；在成矿方式上，一是存在岩浆晚期、矽卡岩期、热液期的连续序列，另一是层控为主或断裂容矿较单一的远成(中)低温热水成矿；在矿床专属性和矿床规模上，两者也大相径庭。因此要找出它们之间的成因联系，其难度是很大的。

2. 从铅同位素成果探讨金顶超大型矿床与各类岩浆活动的可能关系

本文不全面讨论上述成矿系列的成因联系，仅以兰坪金顶矿床为例探讨其与斑岩及各类岩浆岩成矿的关系。

(1) 金顶与斑岩的$^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$对比（图5）

①金顶矿床的铅同位素十分特殊，其呈密集的带状投点跨越地幔铅、造山带铅、上地壳铅三种平均演化曲线，显示出其物源的连续性及深源—浅源的混杂(罗君烈等，1994)。它是造成超大型矿床的重要标志，也是研究云南喜马拉雅期内生矿床十分难得的参照系。

②富碱斑岩不同超单元铅同位素集中于不同地段。北衙超单元集中于上地壳铅演化曲线上；宝丰寺超单元集中于造山带与上地壳铅演化曲线之间；松桂超单元集中于造山带与地幔

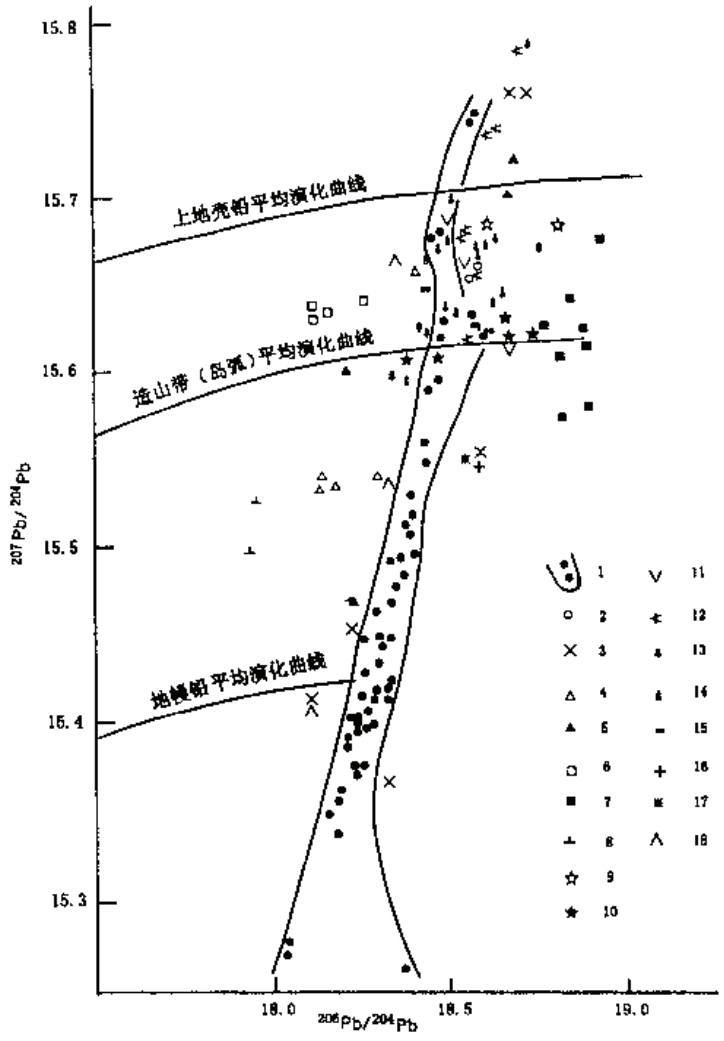


图 5　金顶矿床及喜马拉雅期各类矿床和
岩浆岩$^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解

1—金顶铅同位素范围；2—宝丰寺超单元；3—马厂箐超单元；4—松桂超单元；5—北衙超单元；6—川西西范坪斑岩铜矿；7—藏东斑岩铜矿；8—中甸斑岩铜矿（印支期）；9—壳型花岗岩；10—碱性杂岩；11—富钾煌斑岩；12—白羊厂；13—扎村；14—老王寨；15—冬瓜林；16—大坪；17—金厂箐；18—老街子

铅演化曲线之间；马厂箐超单元主要集中于地幔铅演化曲线附近，但也有上地壳铅为主的极端单元，说明其混熔程度极不均一。

③喜马拉雅期其他岩浆岩的铅同位素也是相对集中于不同地段。其中碱性杂岩（卓潘）投点集中于造山带；富钾煌斑岩（老王寨、大坪）投点集中于造山带与上地壳之间；壳型花岗岩（来利山）投点集中于上地壳附近。

④印支期的中甸斑岩铜矿带和邻省喜马拉雅期斑岩，其铅同位素均偏离于金顶矿区。西藏（玉龙、多霞松多）集中于造山带附近，但$^{206}Pb/^{204}Pb$ 值偏大；四川（西范坪）集中于造山带与上地壳之间，且$^{206}Pb/^{204}Pb$ 值偏小；印支期的中甸（雪鸡坪）斑岩集中于造山带与地幔铅之间，$^{206}Pb/^{204}Pb$ 值也偏小。

⑤尽管滇西各超单元斑岩、邻省斑岩、其他各类喜马拉雅期岩浆岩等铅同位素分别局部

集中于不同区段，但其投影点的总和则与金顶接近，即投影点总和也具贯穿从地幔到造山带再到上地壳的特点。这清楚地说明它们之间的同源性，也反映出金顶能形成超大型矿床其铅的矿源的稳定性和多部位性，而不同斑岩、岩浆岩在整个链条中的分段集中则系不同时空、不同分异阶段所造成。

（2）金顶矿床与斑岩及其他岩浆岩 K_3-μ、ω-μ 的对比(图 6)

①金顶铅同位素在图 5 的$^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{208}Pb/^{204}Pb$ 比值具十分稳定的斜率，说明其从不同源区到演化定位，^{238}U 和^{235}U 两者衰变产物始终保持固定比例。再分析金顶 K_3、ω 值与 μ 值，其线性关系也十分明显，跨度很大，但在 μ=9.6 附近，K_3 和 ω 值的斜率有突然变化。

②各超单元的富碱斑岩及碱性杂岩、富钾煌斑岩的投影点既十分集中而且相近。其 K_3 值集中于 3.8～4.0 间，ω 值于 37～39.2 间，μ 值于 9.43～9.7 间。比较而言，金顶成矿的铅来源比这些斑岩、岩浆岩更广泛。

③滇西喜马拉雅期各类岩浆岩的铅同位素投点处于金顶线性区的上方，显示 K_3 值、ω 值稍大的特点，说明各类岩浆在形成及侵位过程中，较之金顶其钍比铀略稍富集。令人感兴趣

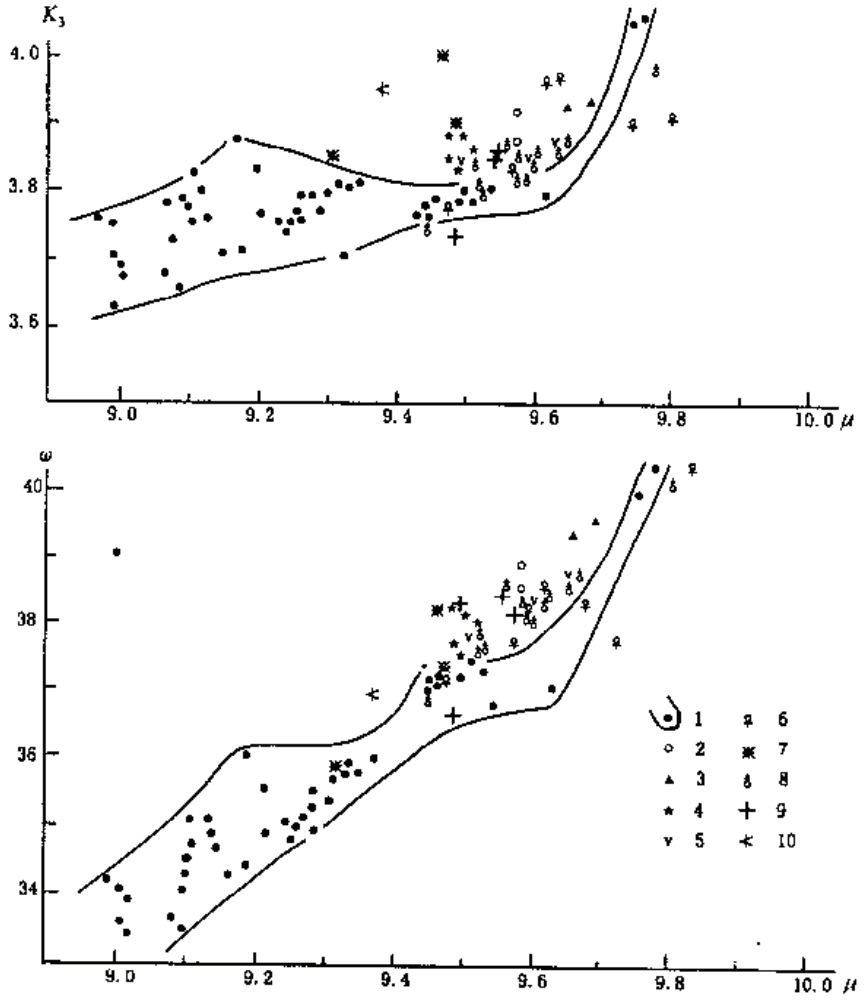


图 6　金顶矿床及喜马拉雅期各类矿床和岩浆岩 K_3-μ，ω-μ 图解

1—金顶铅同位素范围；2—宝丰寺超单元；3—北衙超单元；4—碱性杂岩；5—富钾煌斑岩；6—白羊厂；7　扎村；8—老王寨；9—冬瓜林；10—大坪

的是，斑岩及各类岩浆岩的投点恰集中在金顶线性曲线的拐点附近，其原因值得探讨。

④还需注意，在三江褶皱系内，包括岩浆岩(卓潘、老王寨)及金顶的大部分投点，其μ值相对较低（一般9.55以下)；而扬子地台西缘的岩浆岩(北衙、宝丰寺等)μ值较高。可能说明扬子地台区的地幔及地壳比三江褶皱系在成岩、成矿萃取时更富于铀。

(3) 金顶矿床与斑岩 ^{206}Pb-^{207}Pb-^{208}Pb 图解的对比

不论是金顶矿床，还是喜马拉雅期富碱斑岩、碱性杂岩、富钾煌斑岩、壳型花岗岩，无例外地属于卡农(1960)^{206}Pb-^{207}Pb-^{204}Pb 三角形坐标图解的正常铅范围，且其投点彼此重叠集中。

(4) 对金顶矿床与富碱斑岩成矿关系的认识

①根据铅同位素的上述特点，初步认为，金顶超大型矿床与斑岩有关矿床虽属于不同成矿系列、不同成因类型、不同的空间展布和不同的成矿时段，但其物源有着本质上的重要联系。

②据薛春纪对 He、Ne、Ar、Xe 等惰性气体同位素的研究(1999，面告)，肯定幔源物质对金顶矿床和外围白秧坪矿床等的形成都有重要意义。张玉泉等(1995、1997) 从 Nd、Sr 同位素对斑岩的研究也有类似结论。

③金顶矿床与斑岩类矿床有着上述物源及成因上的密切联系，但现有资料并不说明两者之间系母子派生关系，只能是并列的对等共生关系。王登红(1998)提出地幔柱的思路也值得研究。在没有完全搞清滇西壳下成矿体系前，作者倾向于将金顶及兰坪盆地北缘的热水成矿过程作为一种与地幔-幔壳混合有一定关联的独立成矿作用。

本文承蒙陈毓川院士指导，丁 俊总工程师、徐 珏研究员、王登红博士、薛春纪教授、杨伟光和周升好博士给予帮助，特此致谢。

参 考 文 献

刘忠俊等，滇西大理地区喜山期斑岩岩石化学特征及其成矿性，云南地质，1983，2(4)：277～288。

吕伯西等，三江地区花岗岩类及其成矿专属性，1993，北京：地质出版社，70～96。

罗君烈，滇西锡矿的花岗岩类及其成矿作用，矿床地质，1991，10(1)：81～96。

罗君烈等，滇西特提斯的演化及主要金属矿床成矿作用，1994，北京：地质出版社。

涂光炽等，华南两个富碱侵入岩带的初步研究，花岗岩地质和成矿关系，南京：江苏科学技术出版社，1986，21～37。

王登红，地幔柱及其成矿作用，1998，北京：地震出版社。

张玉泉等，钾玄岩系斑岩成因与成矿，矿床地质，1998，17(增刊)：587～589。

Division for the Superunits-Units of Porphyry in Western Yunnan and Which Were Genetically Related to Lanping Jinding Super-Large Pb-Zn Deposit

Luo Junlie[1] Li Zhiwei[2]

(1. *Yunnan Bureau of Land and Resources*)

(2. *Yunnan Institute of Geological Survey*)

Abstract There are five kinds of the Himalayan igneous rocks in western Yunnan, i.e., mantle-derived type K-rich lamprophyre, alkalic rock, and mantle-crust-melting-derived type alkali-rich porphyry as well as crust-derived type granite, granite pegmatite.

The alkali-rich porphyry includes three types of rock associations. They consist in the granite porphyry; the monzonite porphyry and the syenite porphyry, respectively. The alkali-rich porphyry has two sequences of intrusion (67.9～51Ma, 49～27.3Ma) and exist two types of metallogenic elements: Cu-Mo, Au-Pb-Zn. According to a series of characteristics of the alkali-rich porphyry, it is divided into 6 superunits and 18 units in all. The regularities of the magmatic activities are generally reflected through the differences of the rock types, rock chemistry and intrusive periods, element-bearing degree.

Comparing lead isotopes between Jinding super-large deposit and the alkali-rich porphyry, the authors believe that both exist the paragenetic relation for the same deep material-source.

Keywords Himalayan Porphyry, Superunits—Units, Lead isotope, Ore deposit origin

滇西北喜马拉雅期富碱斑岩地质特征及其成矿作用

杨建民[1]　薛春纪[1]　徐　珏[1]　陈毓川[2]　王登红[1]

（1. 中国地质科学院矿床地质研究所，北京　10007；
2. 中国地质科学院，北京　100037）

摘要　滇西北喜山期富碱斑岩是哀牢山－金沙江－昆仑山富碱侵入岩带的一部分，是燕山晚期至喜马拉雅期第二幕之间侵入的产物。富碱斑岩呈带状分布，成群出现，岩石组合主要由二长花岗斑岩、石英二长斑岩、正长斑岩构成，并具演化关系，总体属钙碱-弱碱性岩系、中酸性岩类，其岩浆来源于上地幔，有壳源物质加入。富碱斑岩成岩成矿作用受多级构造的控制，矿化集中区多在构造交汇处附近。由斑岩体向围岩依次分布着斑岩型、矽卡岩型、热液脉型、微细浸染型原生矿床，构成喜山期一个独特的金、银、铜、钼、铅、锌、硫成矿系列。成矿物质主要来源于岩浆，受岩浆的化学成分和成矿元素丰度的影响。

关键词　滇西北地区　喜马拉雅期　富碱斑岩　成矿作用

一、空间分布

哀牢山-金沙江-昆仑山富碱侵入岩带是世界上著名的富碱侵入岩带之一，在我国境内长达 3000km，宽 40～60km。随着近年来在该带陆续发现了几十处大、中、小型 Cu、Mo、Pb、Zn、Au 矿床(点)，对其成矿研究也开始受到重视。在云南西北部，沿金沙江-哀牢山断裂两侧分布的富碱斑岩带宽 20～40km，在与扬子地台西缘小金河-丽江断裂，箐河-程海断裂相复合的地段，富碱斑岩带宽达 100～150km(图 1)。滇西北的富碱斑岩呈面状分布，成群出现。由北到南可分为宁蒗-永胜、剑川、北衙、马厂箐、姚安和巍山等 6 个片区。每一片区都出露在几组断裂带相交的部位，都以斑岩为主并有少量基性熔岩伴生。每一片区都包含数个岩体群或岩体，而每一岩体群又由多个岩体组成。斑岩体数量多规模小，出露面积一般 0.05～0.17km^2，最大的岩株可达 30km^2，岩体为超浅成的岩株、岩墙、岩脉、岩床、岩筒及不规则状。

1. 宁蒗-永胜片区

在南北向箐河-程海深大断裂带以东、北东向金棉-木里深大断裂以南，形成了以包都-波罗南北向弧形断裂为中心，总体呈南北向分布的浅成酸性-中酸性富碱斑岩带。自北而南出露的主要岩体群有罗卜地斑岩群、光马山斑岩群、湾河斑岩群、大火山斑岩群、他尔布子斑岩群、光茅山斑岩群、杨柳河斑岩群等。该斑岩片区长达上百公里，其北端延至四川木里一带。斑岩体侵入的最高层位为下第三系。斑岩体呈岩床、岩枝、岩墙和岩株产出。斑岩带侵位活动强度自南而北有逐渐递减的趋势，侵位高度明显向北逐渐倾伏，并过渡为隐伏斑岩体。

岩石组合主要为闪长斑岩-二长斑岩-花岗斑岩-正长斑岩，其中二长斑岩为主要岩石，约

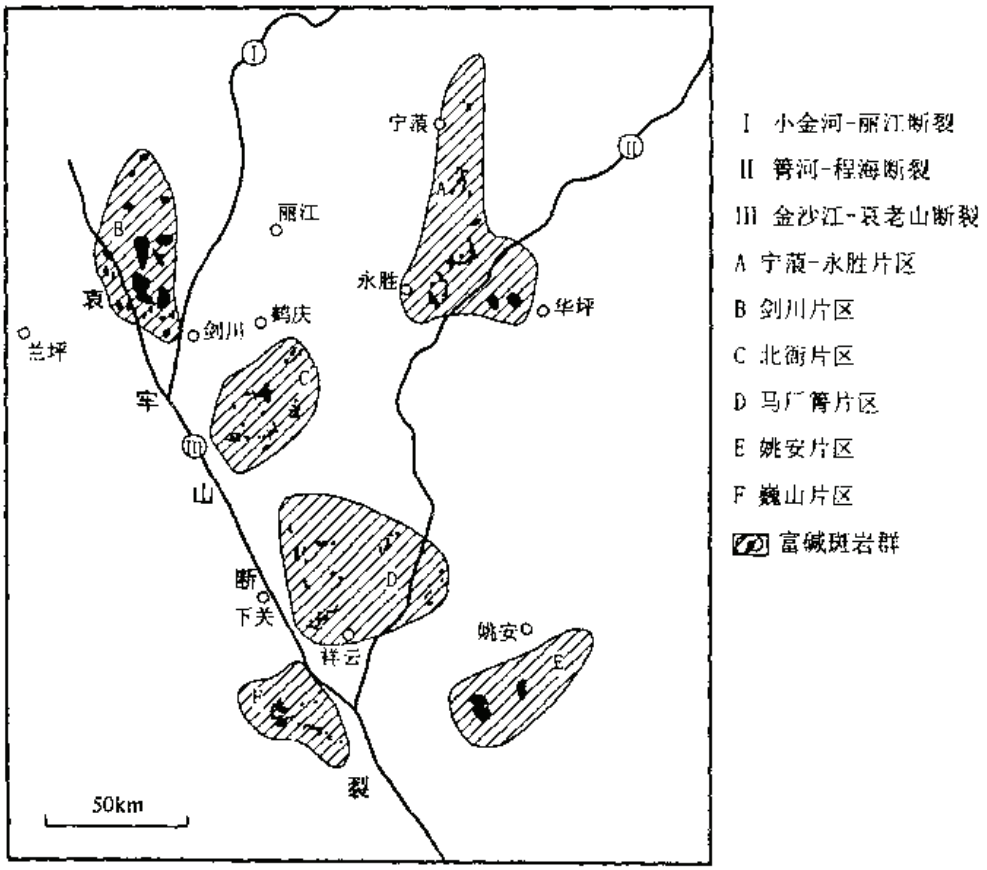


图 1　滇西北喜山期富碱斑岩分布图

占斑岩总量的 60%以上。

2. 剑川片区

剑川富碱斑岩群分布在小金河-丽江断裂带与金沙江-哀牢山断裂带交汇部位，总面积约 250km^2，自北向南包括了小桥头、桃花、老君山、玉召块等 6 个斑岩群。斑岩体均为面积仅数平方公里的小岩株、岩墙或岩脉。除少数斑岩体侵入于石鼓群(前寒武纪)变质杂岩外，多数斑岩体与双河组(古新世-始新世)的粉砂岩呈侵入接触关系。

富碱斑岩主要有粗面斑岩、角闪正长斑岩、黑云母二长斑岩、黑云母花岗斑岩等。岩石具典型的斑状结构并含有粗大的自形正长石斑晶，部分岩石含有普通角闪石。剑川北的粗面斑岩还有具环带构造的普通辉石斑晶，内带可能含有少量的霓石分子。

在剑川匈心与三家村煤厂的霓辉正长斑岩中发现了碱性辉长岩深源包体(吕伯西等，1999)；在小桥头石英二长斑岩中发现了斜方辉石变粒岩、辉石岩、斜长角闪片岩等深源包体(孙德明等，1999)。为其幔源成因提供了直接证据。

3. 北衙片区

北衙-六合地区处在由三叠系沉积岩组成的一个轴部为 NE 向的断陷盆地中，NNE 向的一组大断裂从区内通过，并在 WS 方向与金沙江大断裂带呈锐角相交。斑岩体均呈小岩株、岩筒和岩墙等侵入于三叠系沉积岩中。区内包括北衙、辅台山、马头湾、云合、六合等 10 余个斑岩群。岩石类型有石英正长斑岩、石英二长斑岩和角闪正长斑岩等。

在六合岩体中有榴辉岩、石榴石辉石岩的深源包体(蔡新平，1992)以及角闪岩或角闪片

岩等变质岩捕虏体。在北衙西山有苦橄质玄武岩产出，推测其与富碱斑岩为伴生关系。

4. 马厂箐片区

马厂箐、小龙潭、宝丰寺，白泉厂、团山等11个斑岩群位于NNW向的金沙江大断裂带与NNE向的程海-宾川大断裂交汇部位，这两条大断裂均切割到地幔，并且至今仍是引发破坏性地震的活动构造，为源区的部分熔融作用和岩浆上侵提供了良好的构造条件。主要的岩石类型为正长岩、正长斑岩、石英二长斑岩、花岗斑岩。团山富碱斑岩体中常见到斜长角闪片岩或片麻岩的捕虏体。在大营街岩体群的暗橄碱煌岩中有含镁铝榴石的二辉橄榄岩等上地幔包体(云南区调队，1995)。在宾川水库附近出露有喜山期橄榄玄武岩。

5. 姚安片区

受NEE向基底断裂控制，高峰寺、老街子、白马苴、格其坪、石冠山、天子庙等6个斑岩群呈NEE向展布于长约60km，宽约10km的范围内，其单个斑岩体则多呈NNW向分布。斑岩体侵位于白垩系及第三系始新统陆相粗面质火山岩系中。岩石类型以正长斑岩为主。

6. 巍山片区

巍山片区位于金沙江大断裂带与程海-宾川大断裂带交汇部位西南侧，包括朵谷、大莲花山、大佛山等5个斑岩群。岩石类型以石英正长斑岩为主。

以上6个喜山期富碱斑岩片区岩体群有以下几个方面的共同特征：

(1) 斑岩体分段集中，成群密集，并受低级次断裂控制而呈准线性分布；

(2) 每个片区中都包含着若干个斑岩岩体群，每个岩体群又由若干个小的岩株、岩枝、岩墙、岩脉或岩筒构成，它们与不同时代的围岩呈侵入接触关系；

(3) 斑岩体数量多，但规模不大，近3/4的岩体出露面积$<1km^2$，其中不少$<0.12km^2$，极个别的岩株可达$30km^2$，一般多期次的复式岩体为$1\sim7km^2$；

(4) 各片区富碱斑岩在岩石组合上基本相似，主要是正长斑岩、二长斑岩和花岗斑岩等；

(5) 在剑川小桥头、北衙六合、祥云大营街等富碱斑岩中发现过榴辉岩、二辉橄榄岩、石榴石辉石岩、辉石岩等深源包体，表明其来源较深；

(6) NNW向的金沙江断裂带与NNE向的次级断裂的交汇部位是富碱斑岩群发育最为有利的地段，喜山期以来的板内构造作用对滇西新生代的岩浆活动起了直接的控制作用。

二、喜山期富碱斑岩同位素年代

滇西北喜山期富碱斑岩的同位素年龄资料见表1。从同位素年龄值统计结果可看出，喜山期富碱斑岩同位素年龄值集中于23～68Ma之间，相当于燕山晚期延至喜马拉雅第二幕之间侵入的产物。在侵位时间上，滇西北喜山期富碱斑岩集中于7个小阶段，即67.9～64.8Ma、62.0～60.6Ma、55.7～51.0Ma、49.0～45.7Ma、42.0～41.75Ma、38.3～31.0Ma、29.0～26.5Ma。其中最强烈的侵入活动发生于38.3～31.0Ma (图2)。

三、岩石组合及地球化学特征

滇西北富碱斑岩的岩石组合主要由二长花岗斑岩、石英二长斑岩和正长斑岩构成。涂光炽先生定义的富碱侵入岩包括碱性花岗岩和碱性岩，属于硅饱和与硅不饱和两个独立的岩石

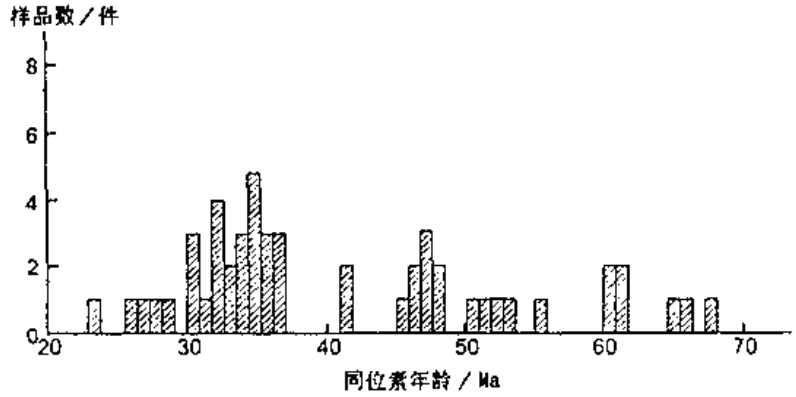


图 2　滇西北喜马拉雅期富碱斑岩同位素年龄值直方统计图

系列。本区的富碱斑岩表现出从碱性岩向碱性花岗岩演化的特征，表明它们应为同源分异演化关系。如马厂箐斑岩体具正长岩→含透长石石英正长岩→角闪正长斑岩→石英二长斑岩→花岗斑岩的演化特征，宾川小龙潭斑岩体显示出石英正长斑岩→石英二长斑岩→石英闪长斑岩→花岗斑岩的演化特征。

表 1　滇西北喜马拉雅期富碱斑岩同位素年龄值

序号	岩　体	岩　性	测定对象	测定方法	年龄/Ma	资料来源
1	宁蒗罗卜地	石英二长斑岩	全　岩	Rb－Sr	52.75	云南省科研所
2	宁蒗大火山	二长斑岩	全　岩	K－Ar	37.6	邓万明等
3	剑　川	粗面岩	黑云母	K－Ar	36.7	涂光炽等
4	剑川北	正长斑岩	全　岩	K－Ar	26.5	邓万明等
5	剑川老君山	正长斑岩	长　石	K－Ar	28.2	张玉泉等
6	剑川水晶山	正长斑岩	全　岩	K－Ar	31.3	邓万明等
7	剑川马鹿山	正长斑岩	全　岩	K－Ar	36.1	邓万明等
8	丽江玉召块	正长斑岩	全　岩	K－Ar	23.4	邓万明等
9	丽江小桥头	透辉石正长岩	黑云母	K－Ar	33	张玉泉等
10	丽江石鼓	正长斑岩	黑云母	K－Ar	36	谢应雯等
11	丽江石鼓	云闪正长斑岩	黑云母	K－Ar	33	谢应雯等
12	丽江香多	正长斑岩	黑云母	K－Ar	36.2	涂光炽等
13	丽江香多	辉石正长岩	黑云母	K－Ar	33	张玉泉等
14	鹤庆北衙	石英二长斑岩		K－Ar	48.66	甫为民
15	鹤庆北衙	正长斑岩		K－Ar	48.2	有色科研所
16	鹤庆北衙	石英正长斑岩	黑云母	K－Ar	37	省科研所
17	鹤庆北衙	石英正长斑岩	黑云母	K－Ar	31	省科研所
18	鹤庆北衙	正长斑岩	钾长石	K－Ar	27.3	张玉泉等
19	鹤庆北衙	正长斑岩	全岩	K－Ar	32.3	邓万明等
20	鹤庆马头湾	花岗斑岩		K－Ar	42	胡祥昭等
21	鹤庆铺台山	石英正长斑岩	锆　石	U－Pb	61	区调队

续表

序号	岩　体	岩　性	测定对象	测定方法	年龄/Ma	资料来源
22	鹤庆六合村	正长斑岩	全 岩	K－Ar	33.9	邓万明等
23	祥云马厂箐	斑状花岗岩	黑云母	K－Ar	64.8	有色 310 队
24	祥云马厂箐	斑状花岗岩	钾长石	K－Ar	46.5	有色 310 队
25	祥云马厂箐	煌 斑 岩	黑云母	K－Ar	45.7	有色 310 队
26	祥云马厂箐	花岗斑岩	黑云母	K－Ar	48	有色科研所
27	祥云马厂箐	花岗斑岩	全 岩	Rb－Sr	36.3	省地科所
28	祥云马厂箐	角闪正长岩	钾长石	K－Ar	29	张玉泉等
29	祥云马厂箐	二长花岗斑岩	黑云母	K－Ar	35.1	张玉泉等
30	祥云九顶山	花岗斑岩	黑云母	K－Ar	49	有色 310 队
31	祥云大营街	二长斑岩	全 岩	K－Ar	37.4	邓万明等
32	宾川宝丰寺	花岗斑岩			67	有色 310 队
33	宾川宝丰寺	花岗斑岩		K－Ar	51	区 调 队
34	宾川小龙潭	石英二长斑岩	全 岩	K－Ar	62	高宛生
35	宾川小龙潭	石英二长斑岩		K－Ar	52	胡祥昭等
36	宾川干海子	正长斑岩	钾长石	K－Ar	62	谢应雯等
37	宾川干海子	正长斑岩	钾长石	K－Ar	60.6	区 调 队
38	姚　安	花岗正长斑岩	黑云母	K－Ar	36	张玉泉等
39	姚　安	石英正长斑岩	黑云母	K－Ar	33	张玉泉等
40	姚安老街子	石英正长斑岩	全　岩	Rb－Sr	67.9	有色地研所
41	姚安老街子	石英正长斑岩	黑云母	K－Ar	35	有色地研所
42	姚安文化村	粗面斑岩	黑云母	K－Ar	33.5	有色地研所
43	姚安白马苴	石英正长斑岩	黑云母	K－Ar	31	有色地研所
44	巍山大莲花山		黑云母	K－Ar	46.9	区调队
45	巍山大莲花山	角闪二长花岗斑岩	黑云母	K－Ar	48	区调队
46	巍山各救母	二长斑岩		K－Ar	55.7	区 调 队
47	巍山各救母	二长斑岩		K－Ar	53.7	区 调 队
48	北衙五里盘	糜棱岩化正长斑岩	全岩	K－Ar	38.36±0.57	本次工作
49	北衙笔架山	粘土化矿石	全岩	K－Ar	37.81±1.25	本次工作
50	北衙红泥塘	糜棱岩化正长斑岩	全岩	K－Ar	47.75±1.07	本次工作
51	北衙万洞山	糜棱岩化正长斑岩	全岩	K－Ar	35.98±1.43	本次工作
52	鹤庆松桂	角闪石英斑岩	全岩	K－Ar	37.28±0.63	本次工作
53	楚雄小水井	煌斑岩	绢云母	K－Ar	50.95±0.89	本次工作
54	北衙红泥塘	石英斑岩	长石	K－Ar	37.50±1.36	本次工作
55	宁蒗罗卜地	糜棱岩化正长斑岩	全岩	K－Ar	32.37	本次工作

本次工作资料在中国地质科学院地质研究所测定。

根据滇西北富碱斑岩的 134 个岩石地球化学分析资料及镜下鉴定结果，其主要岩石化学特征可归纳为以下几点：

①富碱斑岩的 SiO_2 含量范围为 56.24%～75.07%，平均值为 66.18%，应属中性岩向酸性岩的过渡类型，并且有半数以上的样品属酸性岩类。根据岩浆岩 Q-A-P 分类，富碱斑岩主

要集中在花岗岩、二长花岗岩、石英正长岩、石英二长岩四个区，少量分布在花岗闪长岩、石英二长闪长岩两个区。但用Or-An-Ab分类(Streckeisen，1976)，富碱斑岩均落在碱长花岗岩、钾长花岗岩和二长花岗岩区。在K_2O-SiO_2分类图中，富碱斑岩主要落在英安岩与流纹岩区，少量落入安山岩区(图3)。

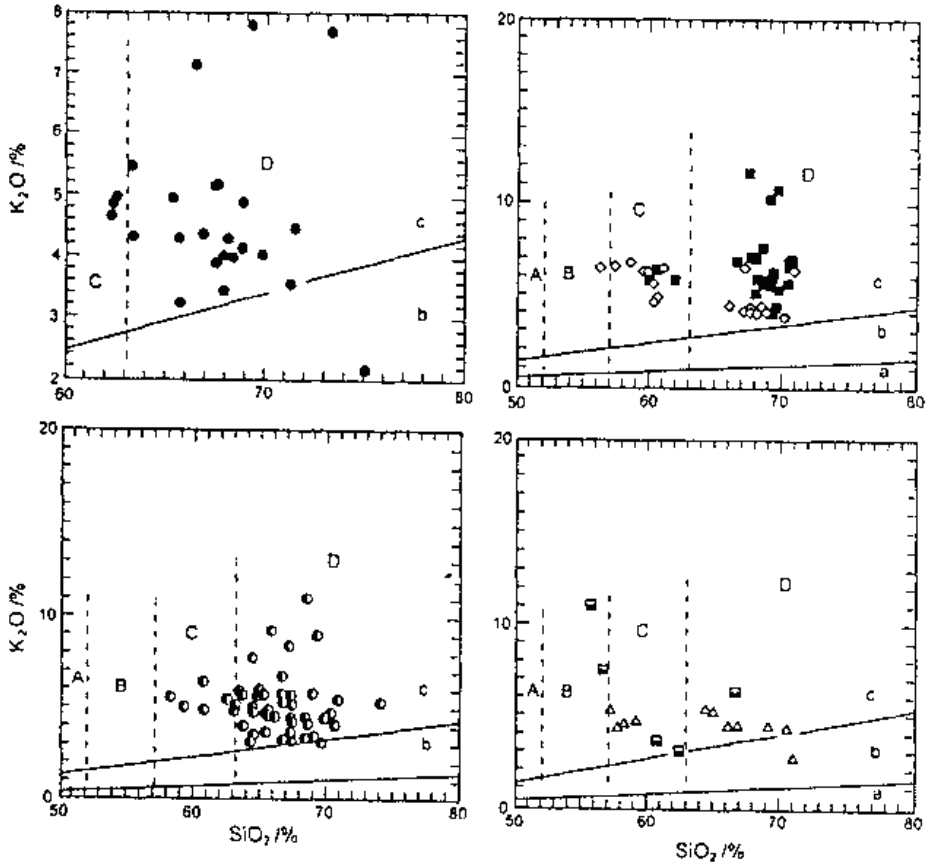


图3　滇西北富碱斑岩K_2O-SiO_2图解

A—玄武岩，B—玄武安山岩，C—安山岩，D—英安岩与流纹岩；a—低钾，b—中钾，c—高钾

②富碱斑岩的Na_2O含量范围为0.33%～6.53%，平均3.83%；K_2O含量范围2.15%～11.64%，平均5.35%，Na_2O+K_2O含量主要为7%～12%，K_2O/Na_2O比值普遍>1.0，富碱斑岩均处于钙碱性与碱性过渡区间，其中宁蒗、北衙、马厂箐、姚安片区主要落入钙碱性区，落入碱性区的主要为剑川、巍山片区(图4)。从岩体大小来看，小岩体的富碱趋势更强且富钾的特征更明显，而较大的岩体的总碱量略低。

③从图5中可看出，北衙、宁蒗、马厂箐、剑川、巍山片区的富碱斑岩多落入I型花岗岩区域。在富碱斑岩中与二长石共生的矿物有黑云母、角闪石，甚至存在单斜辉石，在计算出的标准矿物中出现了紫苏辉石、磁铁矿和钛铁矿等镁铁质矿物分子；但很少见到副长石类矿物和碱性镁铁质矿物，在计算出的标准矿物中白榴石、霞石很少出现。这些都表明滇西北富碱斑岩不是典型的碱性岩类，只是较为富碱的中酸性岩类。

④从图6中可看出，滇西北各片区富碱斑岩的TiO_2与Al_2O_3无线性关系，涂光炽等(1982)认为此为岩浆成因花岗岩的标志之一。

⑤与原始地幔元素丰度相比，滇西北富碱斑岩有Cs、Rb、Sr、Ba、Th、U、Pb、Nb、Ce、Zr、Tb、Y、Cu、Zn、Ta的强烈富集(图7)。宁蒗罗卜地石英二长斑岩的U含量高达1126μg/

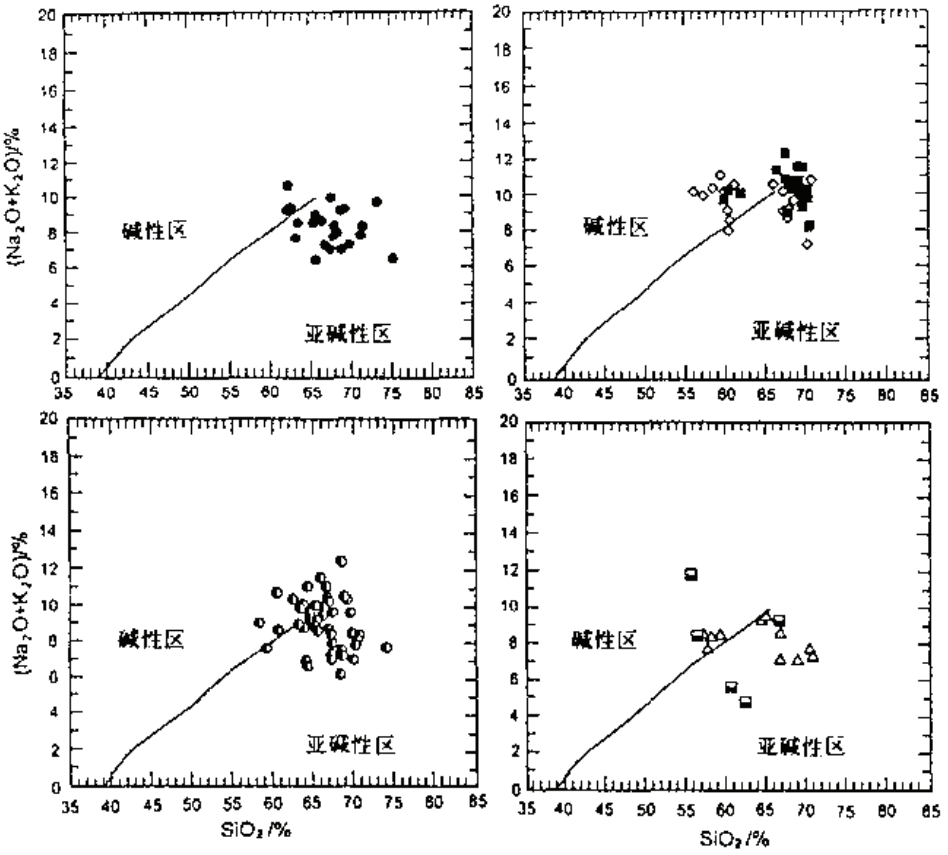


图 4　滇西北富碱岩 Na_2O+K_2O-SiO_2 图解

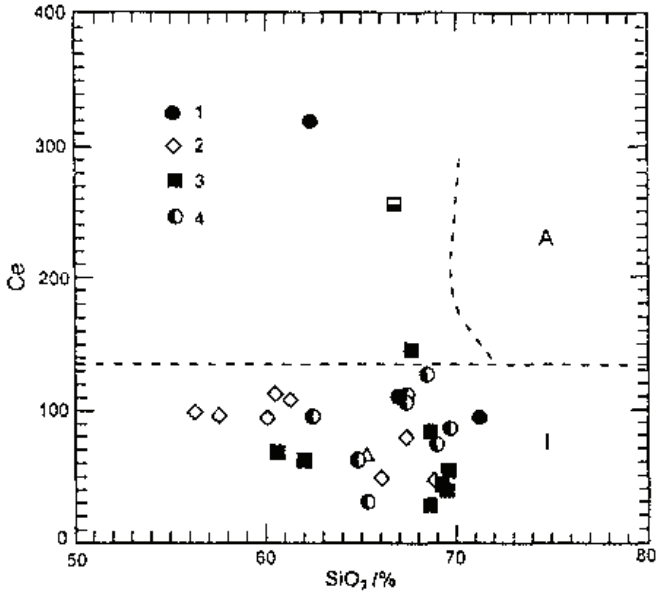


图 5　滇西北富碱斑岩 Ce-SiO_2 图解

A-A 型花岗岩；I - I 型花岗岩；1—宁蒗片区；2—剑川片区；3—北衙片区；4—马厂箐片区

g 的情况值得注意。滇西北富碱斑岩具有非常独特的地球化学性质，它们既富集了一组幔源岩石相容元素，同时又富集了壳源岩石的大离子亲石元素，这是其壳幔混熔成因的表征反映。

⑥滇西北富碱斑岩的稀土元素分配模式均为轻稀土富集型，为左高右低的平滑曲线(图 8)，它们的斜率趋势相近，彼此幅度差异不大。除花岗斑岩外，其他的分配模式均无明显的

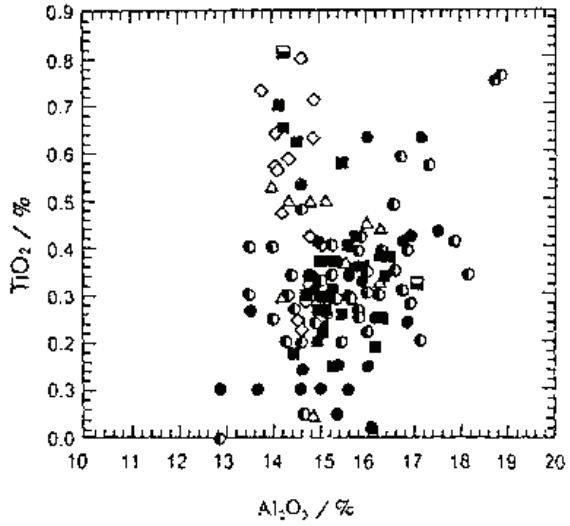


图 6　滇西北富碱斑岩 TiO_2-Al_2O_3 图解

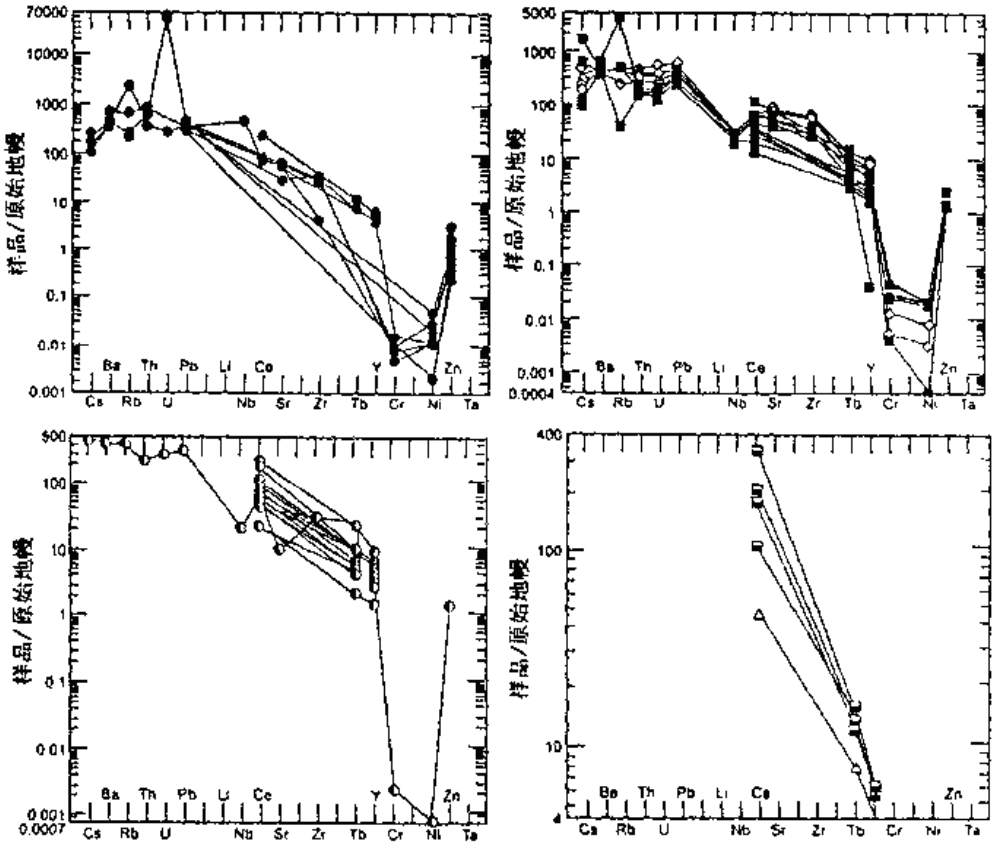


图 7　富碱斑岩微量元素原始地幔标准化图解

Eu 异常。不同片区富碱斑岩的稀土元素总量(ΣREE)、轻重稀土元素比值(ΣHREE/ΣLREE)以及 δEu 值等基本相似，表明它们具有相同的物质来源，相同的演化特征，以及相同的成因。它们具有与国内外同类其他碱性岩体相同的特征，说明它们具有共同的物源——来自地幔，但又含地壳成分。在 La/Sm-La 的关系图解中，富碱斑岩的投影点均位于部分熔融线附近，说明

富碱斑岩系地幔部分熔融所形成的岩浆上侵而形成。

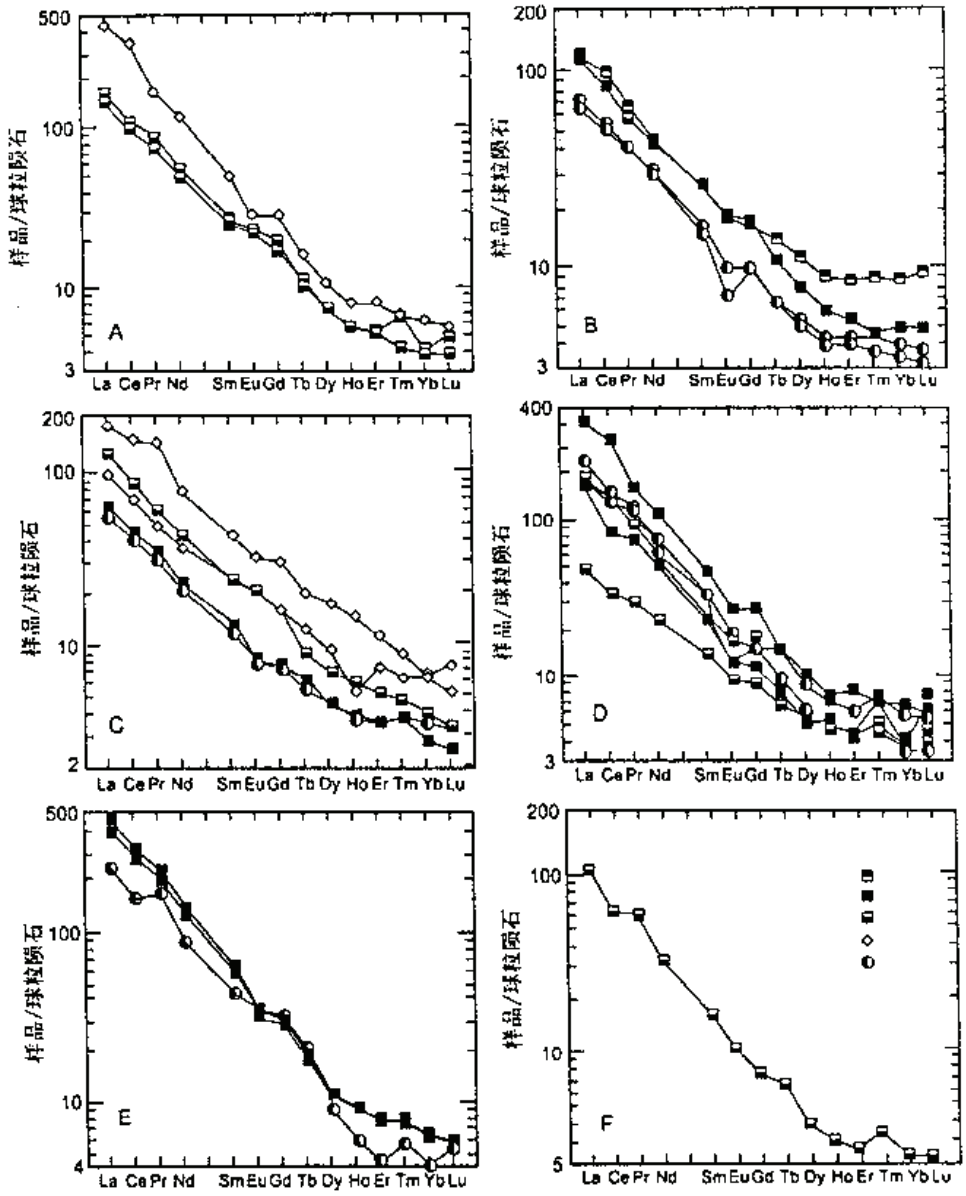


图 8　滇西北喜山期富碱斑岩稀土元素球粒陨石标准化模式图

A—宁蒗片区；B—剑川片区；C—北衙片区；D—马厂箐片区；E—姚安片区；F—巍山片区

四、富碱斑岩成矿作用

根据已有的地质与地球化学资料以及前人的研究结果，多数学者都认为滇西北富碱斑岩岩浆属幔源，并有壳源物质加入。由于地层中提供的成矿物质微不足道，与富碱斑岩矿化有关的成矿物质来源又可归结到富碱斑岩的源岩。成矿物质或直接来源于地幔分异，或来源于先成地层的风化，归根结底都是由于上地幔 Cu、Au 等成矿物质相对富集的结果。

富碱斑岩的化学成分特征对矿化有专属性，一般酸度大、碱度低对铜多金属矿化有利，尤其是铜，无一例外地与高酸低碱的斑岩体有关。斑岩体中成矿元素丰度也是控制矿化作用的主要因素，成矿元素含量较高的斑岩体矿化明显，一般斑岩体中 Cu、Pb、Zn 含量达到 100μg/

g 左右即可见到矿化现象。如宁蒗罗卜地斑岩体的成矿元素 Cu、Pb、Zn、Ag 等明显高于同类岩石的丰度值，Cu、Zn 含量分别达到 270μg/g 与 147μg/g，指示了区内斑岩体的含矿性和斑岩型铜矿存在的可能性。

富碱斑岩矿床的成矿物质来源于岩浆，成矿作用与成岩作用、岩浆的形成和演化分异密切相关。在含矿专属性上，富碱花岗斑岩和二长斑岩主要与 Cu、Mo、Au 成矿密切，富碱正长斑岩主要与 Pb、Zn、Ag、Au 成矿密切。斑岩群多是岩浆多期次侵位贯入的结果，其晚次序岩体含矿性更好，且多个岩体的复合叠加部位对成矿更为有利。富碱斑岩的成矿作用受构造控制，富碱斑岩铜多金属矿化集中区多在构造交汇处附近形成。

与富碱斑岩有关的金银、铜钼、铅锌、硫等矿床是喜山期一个独具特色的成矿系列，由斑岩体向围岩依次分布着斑岩型、矽卡岩型、热液脉型、微细浸染型原生矿床。此外，岩体及矿体中某些元素的富集对于形成氧化淋积型、风化壳离子吸附型及砂矿型矿床非常有利。目前已查明的具有工业意义的矿床有姚安老街子大型斑岩型铅银金矿；弥渡马厂箐中型斑岩型＋矽卡岩型铜钼矿；鹤庆北衙中型斑岩型＋矽卡岩型＋热液脉型铅锌银金矿；宁蒗余家村破碎带蚀变岩型金银矿。已发现的矿化点，有宁蒗罗卜地斑岩型铜金矿点、宁蒗白牛厂热液脉型铅锌银金矿点，祥云金厂箐微细浸染型金矿，丽江玉湖热液脉型金矿等。经初步总结，将滇西北喜山期各片区富碱斑岩的岩石组合特征及与之有关的金属矿床类型列于表 2。

表 2　滇西北喜马拉雅期富碱斑岩与成矿

片区	宁蒗-永胜片区	剑川片区	北衙片区	马厂箐片区	姚安片区	巍山片区
大地构造位置	丽江台缘褶皱带扬子准地台西缘	松潘-甘孜褶皱带	扬子准地台丽江台缘褶皱带与三江褶皱带接合部	扬子准地台丽江台缘褶皱带与三江褶皱带接合部	扬子准地台丽江台缘褶皱带	三江褶皱带
岩群(体)	罗卜地、铜厂河、光马山、大火山、湾河、杨柳河、巴大湾、他尔布子等岩群	桃花、玉召块、老君山等 6 个岩群	北衙、辅台山、马头湾、云合、六合等 10 余个岩群	马厂箐、小龙潭、宝丰寺、白泉厂等 11 个岩群	老街子、白马苴、格其坪、石冠山等 6 个岩群	朵谷、大莲花山、大佛山等 5 个岩群
主要岩石类型	闪长斑岩-正长斑岩-二长斑岩-花岗斑岩-煌斑岩	正长斑岩	闪长斑岩-二长斑岩-花岗斑岩-正长斑岩-石英正长斑岩	正长岩-正长斑岩-石英二长斑岩-花岗斑岩-煌斑岩	正长斑岩	石英正长斑岩
斑岩属性	碱钙系列，SiO_2：62.6%～73.28%，K_2O+Na_2O 平均值为 8.33%	碱钙系列，SiO_2 平均值为 63.66%，K_2O+Na_2O 平均值为 9.1%	碱钙系列，SiO_2 平均值为 67.56%，K_2O+Na_2O 为 10.75%	碱钙系列，SiO_2 平均值 69.6%，K_2O+Na_2O 为 9.68%	碱钙系列，SiO_2 平均值为 64.04%，K_2O+Na_2O 为 10.12%	
成岩年龄/Ma	37.6～52.8	23.4～41.8	27.3～61.0	29.0～64.8	31.0～67.9	46.9～55.7
成矿元素	Cu-Au，Pb-Zn-Ag-Au		Pb-Zn-Fe-Au	Cu-Mo-Au	Pb-Ag-Au	
成矿类型	斑岩型，热液脉型		斑岩型，矽卡岩型热液脉型	斑岩型，矽卡岩型微细浸染型	热液脉型	

参 考 文 献

蔡新平，扬子地台西缘新生代富碱斑岩中的深源包体及其意义，地质科学，1992(2)：183～189。

陈吉琛，滇西A型花岗岩的确定及其意义，云南地质，1984，3(2)：2～10。

邓万明、黄　萱、钟大赉，滇西新生代富碱斑岩的岩石特征与成因，地质科学，1998，33(4)：412～425。

胡瑞忠、毕献武、邵树勋等，云南马厂箐铜矿床氢同位素组成研究，科学通报，1997，42(14)：1542～1545。

胡受权、曹运江、郭文平，滇西北宁蒗县白牛厂铅锌矿成矿地质条件，火山地质与矿产，1998，19(1)：47～52。

胡受权、曹运江、郭文平，宁蒗地区喜山期斑岩带成矿系列地质特征，矿产与地质，1998，12(4)：217～224。

胡受权、郭文平，云南宁蒗地区喜山期斑岩体岩石化学特征与成矿性及其岩浆来源探讨，岩石矿物学杂志，1998，17(2)：136～144。

胡祥昭、黄　霞，扬子地台西缘富碱花岗斑岩特征及成因探讨，大地构造与成矿学，1997，21(2)：173～180。

赖健清、彭省临、王核等，云南中部富碱斑岩区域成矿条件，有色金属矿产与勘查，1997，6(5)：257～262。

刘忠俊、邹　树等，滇西大理地区喜山期斑岩岩石化学特征及其成矿性，云南地质，1983，2(4)。

罗君烈，对云南区域成矿的几点认识，云南地质，1984，3(2)：107～112。

罗君烈，云南矿床的成矿系列，云南地质，1995，14(4)。

沈秋纬，论滇中喜山期碱性岩浆作用有关金矿床，长春地质学院学报，1991，21(4)。

涂光炽，关于富碱侵入岩，矿产地质，1989(3)。

谢应雯、张玉泉、胡国相，哀牢山-金沙江富碱侵入岩带地球化学与成矿专属性初步研究，昆明工学院院报，1984(4)。

徐旃章、张寿庭，云南宁蒗地区喜山期斑岩带岩石化学特征和岩浆来源与成矿，矿物岩石，1995，15(4)：20～29。

杨荆舟、罗君烈、赵　淮，云南矿床区域成矿模式，云南地质，1998(增刊)：1～112。

云南省地方志编纂委员会，云南矿产志，云南人民出版社，1997。

云南省地质矿产局，云南省区域地质志，北京：地质出版社，1990。

张玉泉、谢应雯等，三江地区花岗岩类Rb-Sr同位素研究，地球化学，1990(4)：318～326。

张玉泉等，哀牢山-金沙江富碱侵入岩及其与裂谷构造关系初步研究，岩石学报，1987(1)：17～26。

赵振华等，我国某些富碱侵入岩的稀土元素地球化学，中国科学(B辑)，1994，24(10)：1109～1120。

周玲棣，我国富碱侵入岩的岩石学和岩石化学，中国科学(B辑)，1994，24(10)：1093～1101。

Geological Features and Mineralization of Alkalic Porphyry in Northwestern Yunnan Province

Yang Jianmin[1] Xue Chunji[1] Xu Jue[1] Chen Yuchuan[2] Wang Denghong[1]

(1. *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037; 2. *Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037)

Abstract The Himalayan alkalic-rich porphyry belt in northwestern Yunnan Province is part of the Ailaoshan-Jinshajiang-Kunlunshan alkalic-rich intrusive rock belt, which was formed during the period from late Yenshanian to the second episode of Himalayan. All of the alkalic rocks distribute along a belt and cluster at some district. Monzonitic granitic porphyry, quartz monzonite-porphyry, orthoclase porphyry are the main type of magmatic rocks, showing an evolution relationship among them and a general genetical type of calc-alkali to weakly alkali igneous rocks, which were originated from upper mantle and contaminated by crustal materials. The rock-forming process was controlled by multigrade of tectonics, while most of the central-district of mineralization were located near the intersection area. Porphyry-type, skarn-type, hydrothermal vein-type, and disseminated-type of primary deposits are distributed from within porphyry to in hostrocks, constituting a special Au-Ag-Cu-Mo-Pb-Zn-S metallogenic series of Himalayan. Ore-forming materials were originated mainly from magma and affected by the chemical composition and the contents of metal elements in magma.

Keywords Alkalic porphyry, mineralization, Himalayan, Northwestern Yunnan

云南省兰坪白秧坪 Cu-Ag-Co 多金属成矿学特征

薛春纪[1]　杨建民[2]　陈毓川[1]　王登红[2]
徐　珏[2]　杨伟光[3]　杨清标[3]

(1. 中国地质科学院，北京　100037；2. 中国地质科学院矿产资源研究所，北京　100037；3. 云南地质三大队，大理　671000)

摘要　白秧坪是新近在金顶超大型矿床北约 30km 处发现的 Cu-Ag-Co 多金属矿田。它形成在中新生代以来板内构造体制下大陆地壳强烈活动的地质背景中，从区域到矿田不同方向大型构造交汇处的热点活动明显且与矿田(床)分布相一致；矿田内矿体呈脉状严格受喜马拉雅中晚期大型构造断裂控制，成矿应在始新世之后的一段持续拉张热点活动过程中；银黝铜矿-砷黝铜矿和辉砷钴矿—含钴毒砂两个系列是矿石中 Cu-Ag-Co 的主要硫化物矿物，宏观和显微成矿特征都显后生性质；成矿物质为壳幔混合来源，其中成矿元素 Cu、Ag、Co 为深部来源，还原硫来自地层中 SO_4^{2-} 的有机还原。壳幔成矿流体在盖层构造中的混合作用(导致矿质沉淀)是最主要的成矿方式；建议找矿工作应注意的关键因素应是大型构造及其交汇处的热点活动。

关键词　白秧坪矿田　成矿背景　后生成矿　壳幔流体　滇西北

白秧坪 Cu-Ag-Co 多金属矿田位于云南省兰坪县北部河西乡，是云南地质三大队近年在金顶超大型 Pb-Zn 矿床北侧外围新发现的以 Cu、Ag、Co 为主的多金属矿田，它与金顶 Pb-Zn 矿床、金满 Cu 矿床、白羊场 Cu-Zn-Pb-Ag 矿床及温水河 Hg 矿田同处于兰坪中新生代盆地区，构成了引人瞩目的多金属成矿带。对这个成矿带内矿床的研究始于 80 年代初(覃功炯，1981；施加辛等，1983)，80 年代中后期开展了较广泛的多学科研究(白嘉芬等，1985；高建华，1989；赵兴元，1989；高怀忠，1989；高广立，1989；吴淦国等，1989；胡明安，1989；潘忠华等，1989；孙勇等，1989；何文举，1987)，进入 90 年代以来，对这些矿床的地质地球化学研究更为深入(覃功炯等，1991；王京彬等，1991；陈式房，1991；王汝兴，1991；张乾，1993；温春齐等，1995；胡瑞忠等，1998；季宏兵，1994；李朝阳，1993；李雷，1993；王根，1991；李峰，1991，1993；甫为民，1992；王江海等，1998；肖荣阁等，1993)，取得了十分重要的研究成果。但到目前，不同学者对矿带内矿床的成矿学及找矿学认识尚存较多分歧，如主期成矿是后生还是同生，成矿物质是壳源、幔源，还是壳幔混合来源，是否存在深部作用对于成矿的贡献等。一些新的成矿事实的发现无疑有助于对成矿过程的深入研究，并有效地指导地质找矿工作。

白秧坪多金属矿田于 1993 年发现，云南地质三大队已对矿田成矿地质特征作了一定的研究总结(田洪亮，1997，1998)。作者们近期又对该矿田作了较系统的野外调研和室内研究，本文揭示了白秧坪矿田的后生成矿特征，提出深部作用过程参与成矿的可能性。

一、成矿地质背景

白秧坪多金属矿田处在滇西“三江”地区的兰坪中新生代盆地内，在大地构造上属于特提斯构造-成矿域的一个重要组成部分。兰坪盆地位于阿尔卑斯-喜马拉雅巨型构造带东段弧形转弯处，濒临特提斯构造域与太平洋构造域的交接部位。滇西“三江”区包括了怒江、澜沧江和金沙江-哀牢山三条板块缝合线，兰坪盆地是处在澜沧江和金沙江-哀牢山缝合线之间的一个微板块，其东侧与扬子板块相接，西侧与藏滇板块毗邻。由于受后期印度板块向欧亚板块强烈俯冲、顶撞，加之扬子板块的阻抗，结果在印度板块的右犄角处形成了横断山构造结及相应的弧形弯折，研究区正处于该弧形弯折南端的北北西向构造带之中(阙梅英等，1998)。

从区域构造-岩浆-沉积充填历史演化分析，研究区在元古宙到早古生代为原特提斯洋中的一个小陆块，元古宙地层为深变质的火山岩、片岩、片麻岩和大理岩，分布在盆地两侧的古隆起带，早古生代地层为以碎屑沉积为主夹泥质碳酸盐的复理石，大部分已浅变质，在盆地内部及边部的许多小隆起中有出露。随着加里东末期原特提斯洋的消失，本区转为稳定地块发展阶段，部分志留纪地层缺失。海西早中期(D-C)由于澜沧江带和金沙江带古特提斯洋的打开，本区被分解成处在扬子与藏滇两板块之间的一个微板块，古特提斯洋中发育泥盆纪和石炭纪大量复理石建造，分布在兰坪盆地两侧；海西晚期(P)由于洋壳俯冲，则在微板块两侧形成火山弧，发育大量二叠纪玄武岩；海西末期(P_3-T_1)古特提斯洋封闭，使本区与扬子和藏滇板块的保山陆块相互拼接，构成了北部劳亚大陆的一部分(阙梅英等，1998)。

进入中、新生代以来，本区主要为(大陆)板内构造环境，但由于所处的特殊大地构造位置，其构造演化仍较复杂(叶庆同等，1992；阙梅英等，1998)，经历了印支期的裂谷作用、燕山期的拗陷过程及喜马拉雅期的走滑拉分。导致古特提斯洋消亡和本区下三叠统缺失的挤压应力释放后，本区在隆起基础上出现引张背景，中三叠世由于金沙江-哀牢山和澜沧江两条深大断裂的作用，盆地东西边缘分别发生断陷，在盆地边缘形成了(T_2-T_3)海相-海陆交互相碎屑岩-碳酸盐建造及酸性、基性火山岩巨厚堆积，火山岩为双峰式拉斑玄武岩-碱性玄武岩系列(覃功炯等，1991)，显示出印支期大陆裂谷特征(肖荣阁等，1993)；印支末由于西侧怒江洋开始打开，所产生的向东推挤使本区逐渐抬升，进入陆内拗陷期。燕山期(J_2-K_2)受雅鲁藏布江洋快速扩张的影响，怒江洋闭合，本区在隆起的背景下产生相对拗陷，形成以陆相碎屑岩为主的盆地充填，白垩纪末期雅鲁藏布江洋开始闭合，印度和欧亚两大板块的前缘部分发生碰撞，导致本区再次抬升，K_2与E_1之间形成平行不整合面。第三纪以来，早期印度板块向欧亚板块俯冲碰撞，强烈的挤压使本区NNW向断裂带发生走滑拉张，形成兰坪等走滑拉分盆地，发育红色碎屑岩建造；晚期雅鲁藏布江洋全部封闭，印度板块与欧亚板块对接和强烈碰撞使本区强烈变形，产生大规模走滑与推覆构造，晚第三纪有粗面质火山碎屑岩和红色碎屑岩盆地充填；第四纪则表现为断块隆升。喜马拉雅期地幔上隆在盆地内部的永平和巍山等地形成幔源碱性侵入体，地幔热流沿盆地内部断裂系统上涌使盆内出现多个构造穹隆和变质带(如无量山变质带)。可见，中新生代以来，该地区板内构造体制下的大型构造、岩浆活动、地层中的多个不整合、平行不整合及深部过程构成的大陆地壳强烈运动是成矿基本地质背景。

二、成矿地质特征

白秧坪 Cu-Ag-Co 多金属矿田内出露的地层以中生界为主，其次为新生界和元古界(图1)，从老到新依次为：上元古界雪龙山变质岩群(Pt_3xl)；中三叠纪攀天阁组(T_2p)中酸性火山岩及火山碎屑岩、催依比组(T_2c)中基性火山岩及火山碎屑岩，上三叠统三合洞组(T_3s)碳酸盐岩、挖鲁扒组(T_3wl)页岩、麦初箐组(T_3m)碎屑岩；侏罗系下统漾江组(J_1y)红色碎屑岩，侏罗系中统花开左组(J_2h)碎屑岩、碳酸盐岩夹泥质岩组合，侏罗系上统坝注路组(J_3b)红色碎屑岩；白垩系下统景星组(K_1j)石英砂岩及细砂岩、南新组(K_1n)岩屑砂岩、虎头寺组(K_1h)岩屑石英砂岩；第三系古新统云龙组(E_1y)石英砂岩及细砂岩，始新统果郎组(E_2g)和宝相寺组(E_2b)含膏盐粗碎屑岩，中新统双河组(N_1s)泥岩及粉砂岩，上新统剑川组(N_2j)中性及中基性火山岩及火山碎屑岩、三营组(N_2s)含砾粗砂岩及砂岩。未见侵入体出露。

地层在区内因受褶皱和断裂构造影响成条块镶嵌的特点，在区域上属于金顶-白秧坪复式向斜的北端。断裂构造与成矿关系密切，华昌山断裂北北东走向，倾向 SEE，倾角小，表现出逆冲推覆性质，上三叠统被推覆到古新统和始新统之上(田洪亮，1998)，控制了矿田内东矿带的分布；上下庄断裂(图 1a 中 F_3)北北东展布，倾向北西，西盘白垩系高角度逆冲于东盘古新统之上，其西侧次级富隆厂断裂控制着矿田内西矿带；此外，矿田内发育着更晚期的东西向断裂，西北部发育北西向早期深大断裂(图 1)。

与在金顶和白羊场两个矿田内发现的遥感影像环形构造相似，在白秧坪矿田内也发现环形构造(图 2)，这些环形构造均出现在两组不同方向大型构造的交汇处，是热点活动的有利部位。再考虑到盆地边缘断裂附近发育有多个幔源小岩体的事实，可以推测这些环形构造代表了隐伏岩体的影像。

矿田分作东、西两个矿带。东矿带从北向南分为东至岩、下区五、燕子洞、华昌山、灰山、黑山等矿段，各矿段矿体均为脉状、透镜状，严格受华昌山逆冲推覆构造控制；这个逆冲推覆断裂向北与控制盆地东界的通甸—乔后断裂斜交，向南至金顶矿区北侧，10～20m 宽的断裂破碎带中主要发育断裂角砾岩，砾径 1～5cm 者居多，次棱角状，并有碎裂岩，其中构造透镜体之展布与主断裂构成的锐角揭示了断裂东盘向西向上逆冲的性质；矿体主要呈大脉状，产在华昌山断裂破碎带内及其上盘上三叠统三合洞组(T_3s)角砾状白云质灰岩和灰岩之中，少部分(如燕子洞矿段)矿体产在断裂下盘第三系始新统宝相寺组碎裂的岩屑砂岩之中(图 1b，图 3)，矿体的产状与华昌山断裂的产状一致(图 3)。矿化角砾岩和碎裂岩又明显表现张性特点，说明华昌山断裂在成矿时又转为正断层性质。西矿带位于西倾的上下庄逆冲推覆断裂 (F_3) 的西侧，包括了白秧坪、富隆厂等矿段，矿体严格受发育在下白垩统景星组砂岩中的北东向和东西向张性断裂构造控制(图 1a)，控矿断裂主要表现为砂岩碎裂带；矿体为脉状、板状，斜穿地层(图 4)。可见整个矿田内，矿化作用发生在断裂及碎裂带之中，后生成矿特点明显。

原生矿石是碎裂碳酸盐岩(主要在东矿带)及碎裂碎屑岩(主要在西矿带)的低温蚀变 Cu-Ag-Co 多金属硫化物矿化综合体。在成矿元素组合上，东矿带为 Cu-Ag 多金属，西矿带为 Cu-Ag-Co 多金属。矿石中 Co 的原生矿物主要是辉砷钴矿—含钴毒砂类质同象系列，黝铜矿系列矿物中 Co 也有很高的含量；Cu 的原生矿物主要为砷黝铜矿—银黝铜矿系列，其次为黄铜矿、

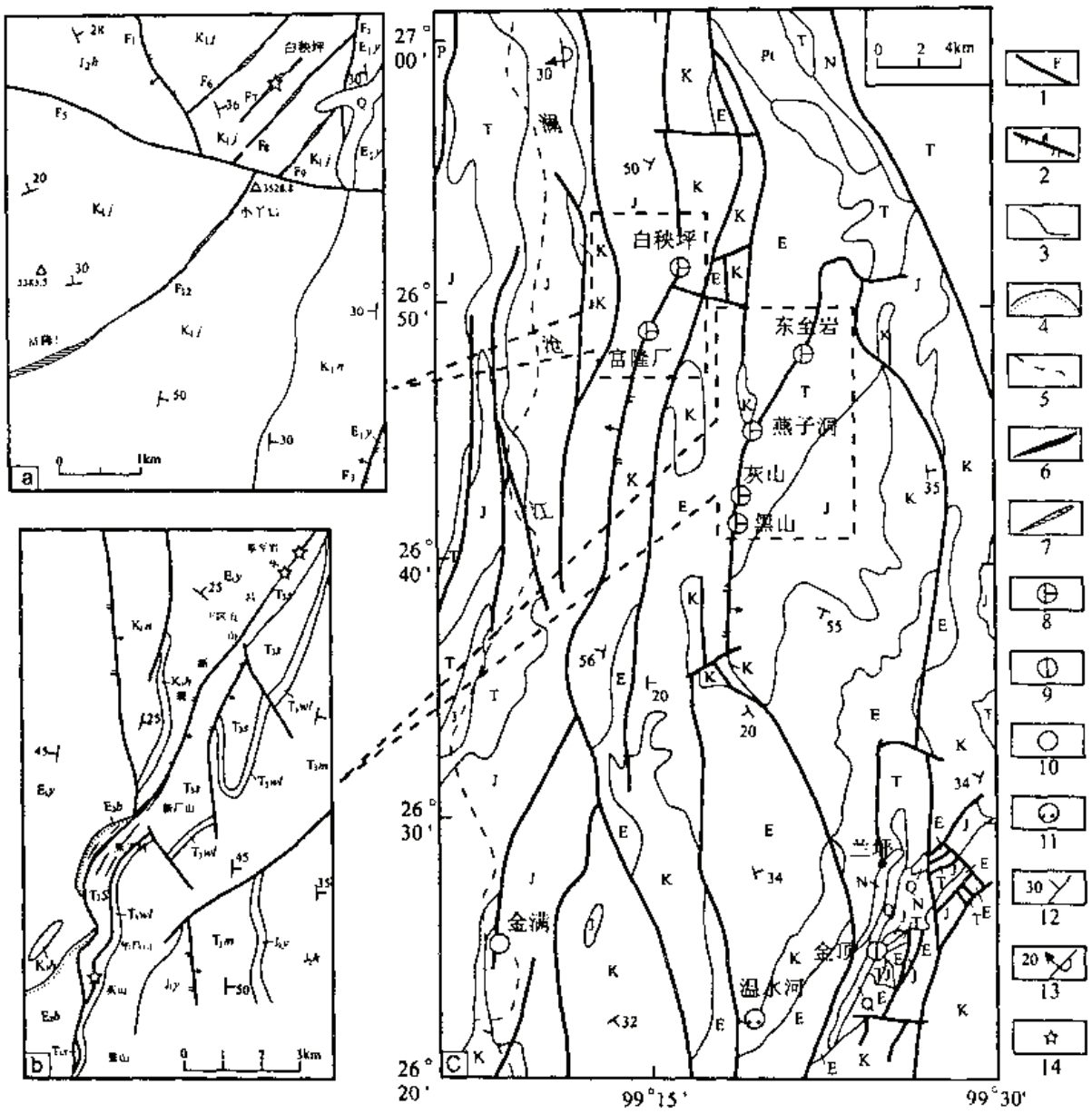


图 1　滇西北兰坪金顶-白秧坪多金属矿带地质矿产简图(据云南地质三大队资料修编)

Q—第四系；N—新第三系砂岩和火山碎屑岩；E—老第三系含膏盐红色砂岩和砂砾岩；E2*b*—始新统宝相寺组；E1*y*—古新统云龙组；K—白垩系砂岩夹砂砾岩；K1*h*—下白垩统虎头寺组；K1*n*—下白垩统南新组；K1*j*—下白垩统景星组；J—侏罗系粉砂岩和泥岩；J2*h*—中侏罗统花开左组；J1*y*—下侏罗统溪江组；T—三叠系英安岩、流纹岩、安山岩、玄武岩和砂岩、灰岩；T3*m*—上三叠统麦初箐组；T3*wl*—上三叠统挖鲁扒组；T3*s*—上三叠统三合洞组；P—二叠系灰岩及粉砂岩；Pt—元古宇雪龙山群片麻岩和变粒岩；1—性质不明断裂；2—逆冲推覆断裂；3—地质界线；4—不整合界面；5—主要水系；6—Cu-Ag矿体；7—Cu-Co矿体；8—Cu-Ag-Co多金属矿床；9—Pb-Zn矿床；10—Cu矿床；11—Hg矿床；12—正常地层产状；13—倒转地层产状；14—重点调研地段

斑铜矿、车轮矿、辉铜矿、硫铜铋矿；Ag除出现极少量独立矿物(黝银矿、辉银矿)外，主要呈类质同象赋存在黝铜矿系列的矿物之中；此外原生矿石中还常见黄铁矿、磁黄铁矿、方铅矿、闪锌矿等多金属硫化物矿物。原生矿石中的脉石矿物在东矿带主要为方解石和白云石，这些碳酸盐矿物主要呈灰岩、白云岩中的泥晶或微晶出现，在矿石中，多角砾团块状集合体，次要脉石矿物为与矿石矿物共生的热液成因的白云石、方解石、石英等；在西矿带脉石矿物可

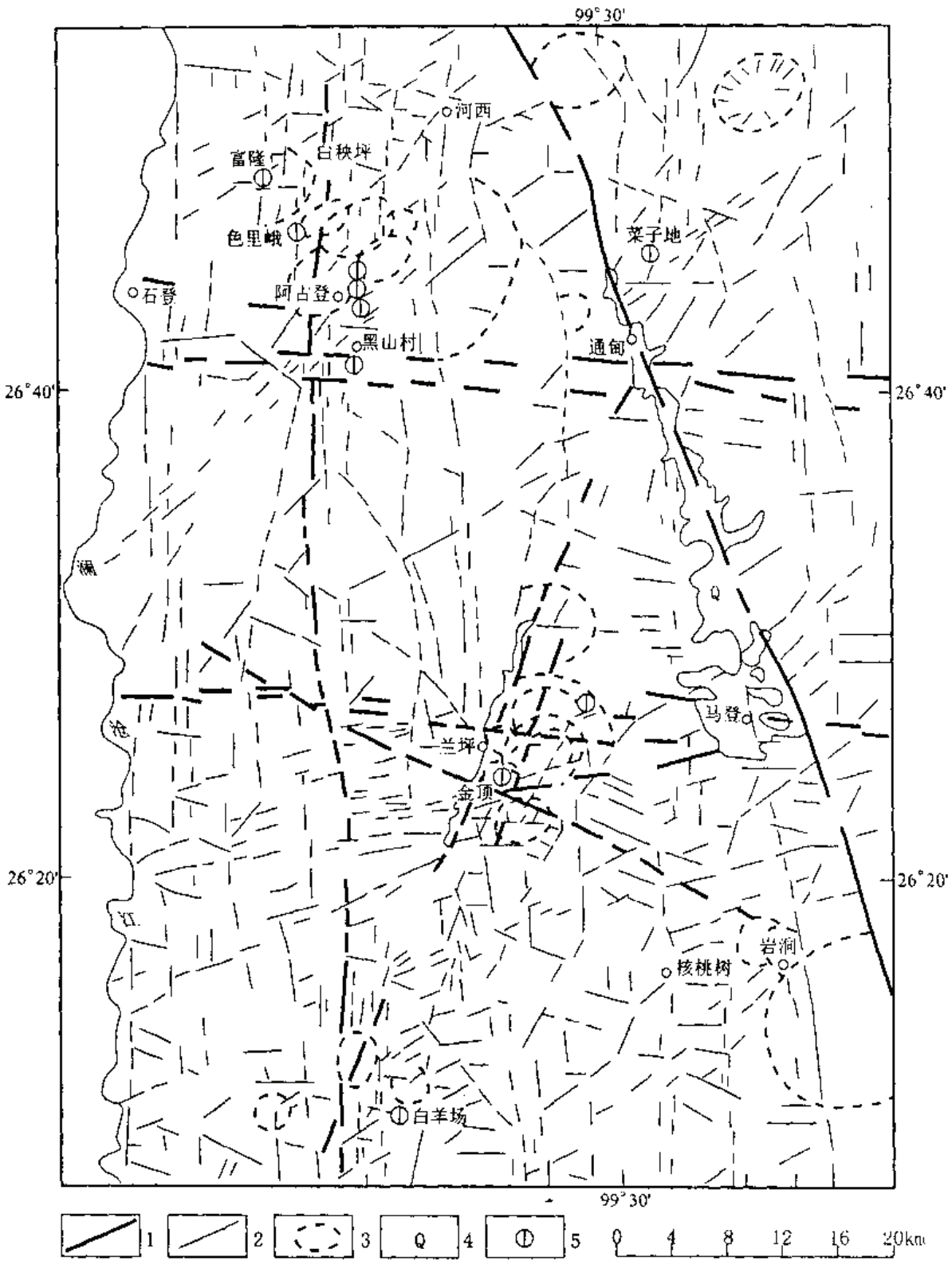


图 2　河西-金顶地区遥感影像构造解译图(据云南地质三大队)

1—大型构造断裂；2—一般断裂；3—环形构造；4—第四系；5—矿床(点)

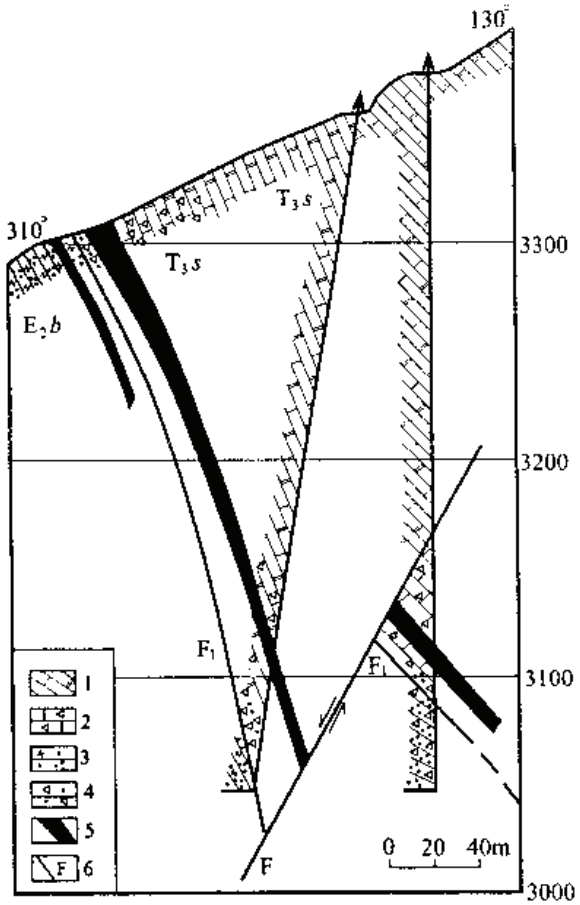


图 3　燕子洞矿段 63 号勘探线剖面图

（据云南地质三大队）

1—灰岩夹白云岩；2—角砾化灰岩及角砾化白云岩；3—岩屑砂岩；4—碎裂岩屑砂岩；5—Cu-Ag 多金属硫化物矿体；6—断层；E2*b*—始新统宝相寺组；T3*s*—上三叠统三合洞组

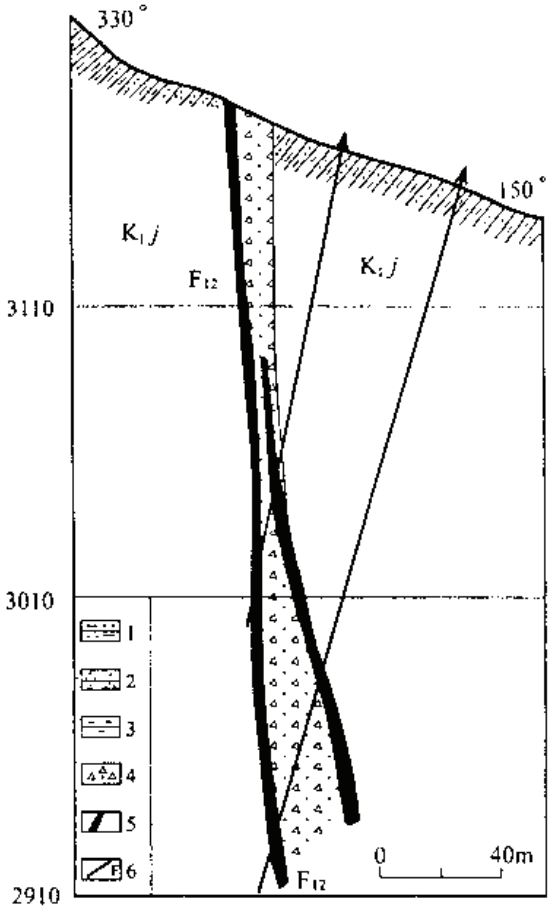


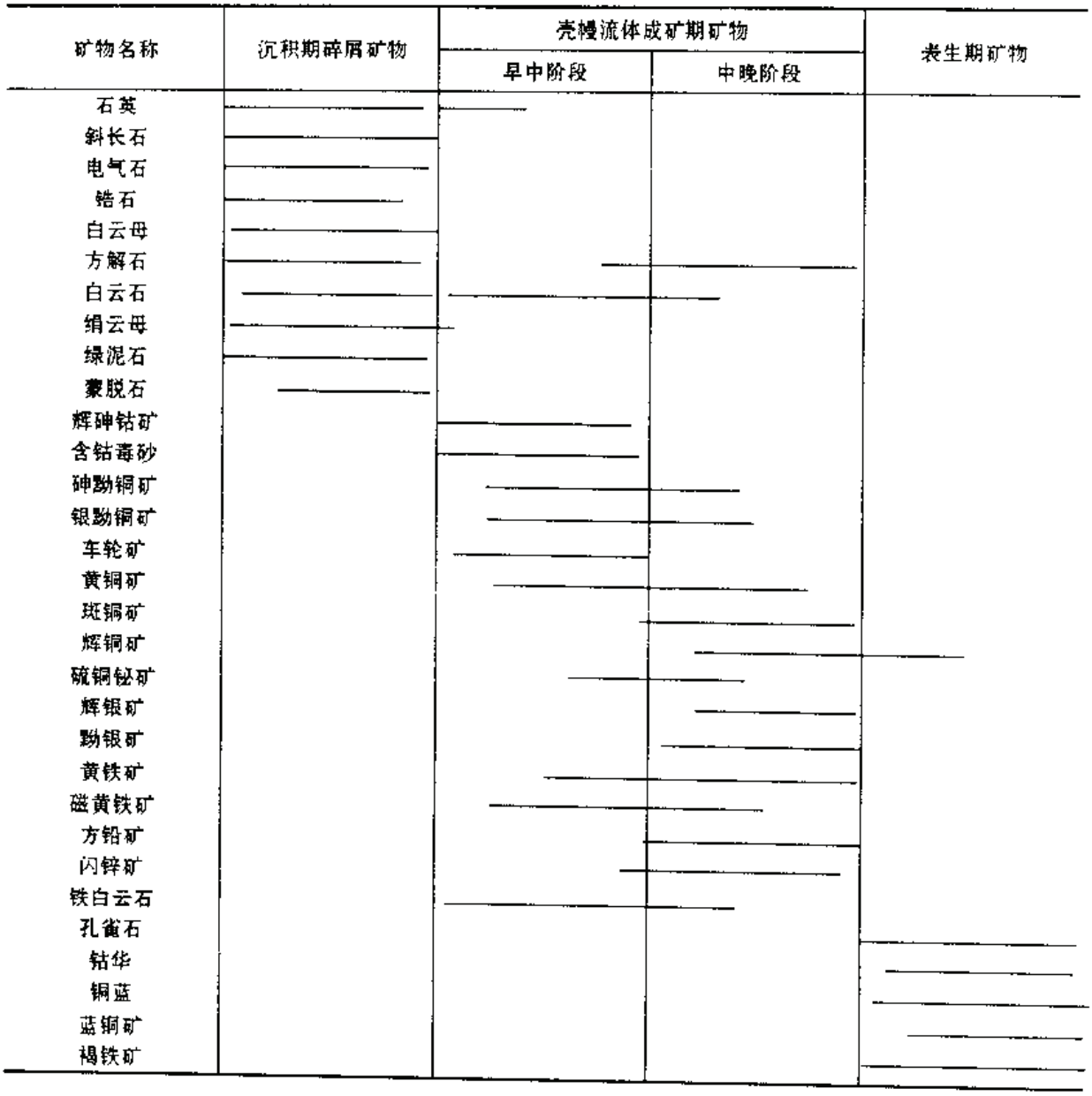
图 4　富隆厂矿段 12 号勘探线剖面图

（据云南地质三大队）

K_1j—下白垩统景星组；1—粉砂质泥岩；2—石英砂岩；3—泥岩；4—断裂破碎带；5—Cu-Ag-Co 硫化物矿体；6—断层

分作两类，主要的一类是浑圆状石英及其集合体角砾团块、斜长石、电气石、锆石、白云母等风化碎屑矿物及它们填隙物绢云母、绿泥石、蒙脱石，次要的一类脉石矿物是作为主期成矿前奏的硅化作用形成的硅化石英，伴随主期成矿的热液成因白云石、方解石、重晶石及成矿晚期的菱铁矿。原生矿石普遍而典型的组构是碎裂-显微碎裂构造和胶结结构，即碳酸盐岩围岩(东矿带)和砂岩围岩(西矿带)在断裂构造影响下产生碎裂-显微碎裂及张性角砾化，成矿流体沿这些高孔渗岩石交代充填，硫化物矿物沉淀分布在灰岩、砂岩砾间及方解石、白云石、石英等碎屑矿物粒间成胶结状；原生矿物一般半自形－他形，粒度变化大(一般 0.005～3.0mm)，热液石英、方解石、白云石中粗粒(0.1～1.0mm)；矿石中交代现象明显，主要表现为原生硫化物对碎屑岩中胶结物(方解石等)、砾岩中填隙物及硫化物之间的交代，矿石多浸染状、团块状、细脉浸染状构造。依据显微矿化特征把白秧坪矿田矿石中矿物的成因及生成顺序列于表 1 中。很显然，主要脉石矿物和主要矿石矿物是不同期的产物，前者早于后者，后生成矿特点清楚。

表 1　白秧坪 Cu-Ag-Co 矿田矿石中矿物的成因及生成顺序



整个矿田内围岩蚀变作用较弱，主要表现为沿矿化构造带分布的线型蚀变，低温且规模有限。主要蚀变类型是(主期成矿之先的)硅化，伴随矿化作用而发生的铁白云石化、白云石化及成矿末期的重晶石化、方解石化、菱铁矿化。

三、成矿地球化学特征

1. *矿石的化学组成*

白秧坪矿田矿石的化学组成见表 2。矿石基本化学成分中 SiO_2、TiO_2、Al_2O_3、Na_2O、K_2O 相对(兰坪盆地中新代地层平均值)较低，而 TFe、MnO、MgO、CaO、CO_2、S 等相对(兰坪盆地中新生代地层平均值)较高，结合上文中矿石的矿物组成及组构，可以认为 Ti、Al、Na、

K 反映矿石中的陆源碎屑成分，Si 主要为碎屑成分，部分代表了硅化成分，Fe、Mn、S 反映了矿石中大量的硫化物，而 Mg、Ca 和 CO_2 主要构成矿石中破碎角砾状灰岩、白云岩，少部分代表了热液成矿中形成的方解石、白云石、铁白云石脉和团块。化学成分反映出矿石的基本矿物构成。成矿元素主要是 Cu、Ag、Co，伴生成矿元素有 Pb、Zn、As、Fe、Mn、Ni、Ga 等，含量也相对(兰坪盆地中新生代地层)较高，可见矿石中造矿元素明显可分为铁族元素(Fe、Co、Ni、Mn、Cr)和硫化物矿床典型元素族(Cu、Ag、Pb、Zn、As、Ga、Ge、Sb)两大类。

表 2　兰坪白秧坪矿田矿石化学组成(wt%)

样品编号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	TFe	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO	CO_2	S
BYP-1	11.51	0.11	2.14	23.74	12.36	3.47	0.07	0.06	0.61	21.52	15.86
BYP-3	15.43	0.14	3.14	17.21	16.41	5.49	0.12	0.07	0.56	24.64	9.19
BYP-21	36.83	0.15	3.33	4.03	3.01	1.16	0.20	0.06	0.12	4.44	12.61
兰坪盆地中新生代地层	—	0.27	4.96	2.43	9.27	0.77	1.00	0.51	0.04	—	—

样品编号	H_2O^+	Cu	Pb	Zn	As	Co	Ni	Ag	Ga	
BYP-1	1.30	2.40	1.21	0.55	3.20	0.1400	0.02006	0.0123	0.00687	100.29
BYP-3	2.18	1.82	0.13	0.39	1.90	0.05332	0.005983	0.00726	0.004928	98.89
BYP-21	1.78	23.80	1.81	1.84	6.90	0.1400	0.01192	0.0231	0.001564	101.70
兰坪盆地中新生代地层	—	0.0013	0.0027	0.0052	0.0005	0.000713	0.001789	0.0000023	0.001197	

注：样品由国家地质实验测试中心测定；兰坪盆地中新生代地层的化学组成据叶庆同等(1992)；—代表未测。

铁族元素中的 Co、Ni、Fe、Mn(克拉克值分别为 30×10^{-6}、80×10^{-6}、5.1×10^{-2}、0.09×10^{-2})在整个兰坪盆地中新生代地层中(分别为 7.13×10^{-6}、17.89×10^{-6}、2.43×10^{-2}、0.04×10^{-2})是典型的贫化元素(叶庆同等，1992)，而在白秧坪矿田矿床已探明 Co 具有中型规模(云南地质三大队，1998)①，而且 Co 品位高出工业品位(100×10^{-6})一个数量级还多，Ni、Fe、Mn 也均有富集(浓度克拉克值分别平均为 1.57、9.01、13.22)，这说明兰坪盆地中新生代地层不可能提供这部分铁族元素成矿物质。铁族过渡金属元素在内生作用通常被理解为地球深部来源，与超基性-基性侵入岩关系密切。亲铜元素中的 Cu、Ag、Ga(克拉克值分别为 100×10^{-6}、0.1×10^{-6}、15×10^{-6})在兰坪盆地中新生代地层中(分别为 13.48×10^{-6}、0.023×10^{-6}、11.97×10^{-6})也是典型贫化元素，无疑作为白秧坪矿田主要成矿元素的 Cu、Ag 从盆地地层提供的可能很小；Pb 在兰坪盆地中新生代地层中(27.30×10^{-6})相对其克拉值(16×10^{-6})表现富集，有提供铅物质成矿之可能，Zn 和 As 在该盆地中新生代地层中(分别为 52.01×10^{-6}、5.31×10^{-6})属稳定元素，含量接近克拉克值(分别为 50×10^{-6}、5×10^{-6})。很可能不同成矿元素具有不同的来源和成矿方式，但主要成矿元素 Cu、Ag、Co 为深部来源。

2. *矿石的 REE 组成*

矿石的 REE 组成见表 3，球粒陨石标准化的 REE 配分曲线与兰坪盆地中新生代地层沉积岩石相似(图略)，但 ΣREE(平均 59×10^{-6})明显低于后者的平均值，接近下地壳平均值(54×10^{-6})。这种情况映证了矿石中脉石矿物主要为陆源碎屑岩和灰岩，使矿石和地层岩石之间配分曲线相似，但由于深源成矿物质的加入而造成 ΣREE 明显降低。

① 云南地质三大队，1998，云南兰坪县白秧坪地区铜多金属矿普查地质工作专报。

表 3　兰坪白秧坪矿田矿石的 REE 组成($\times10^{-6}$)

样品编号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	REE
BYP-1	11.45	19.82	1.67	7.83	1.69	0.37	2.28	0.03	0.97	0.20	0.58	0.10	0.58	0.10	47.67
BYP-3	14.74	24.58	2.47	9.44	2.41	0.56	2.23	0.31	1.75	0.35	1.06	0.15	0.92	0.14	61.11
BYP-21	17.56	30.00	2.98	11.53	2.51	0.61	1.82	0.30	1.36	0.28	0.79	0.12	0.75	0.13	70.74
兰坪盆地中新生代地层	21.29	41.49	—	21.66	3.06	—	4.76	—	3.09	—	—	—	1.53	—	—

注：由国家地质实验测试中心测定；兰坪盆地中新生代地层 REE 组成据叶庆同(1992)，—代表未测。

3. *矿石矿物的硫、铅同位素组成*

矿石中硫化物矿物的硫同位素组成见表 4。矿石 $\delta^{34}S$ 变化于−3.67‰ ～ −19.9‰，仅一件样品 7.0‰（黄铁矿），即以轻硫为特征。流体成矿阶段的硫化物之间的 $\delta^{34}S$ 值存在着 $\delta^{34}S_{黄铁矿}>\delta^{34}S_{闪锌矿}>\delta^{34}S_{方铅矿}$ 的趋势，说明该阶段硫化物之间存在着平衡现象。

兰坪盆地区域地球化学研究表明，中新生代含膏盐地层中沉积硫酸盐矿物的 $\delta^{34}S$ 变化于 14.67‰～15.90‰，具有海水硫酸盐或盆地卤水硫的硫同位素特征，以富重硫为特征（叶庆同等，1992）。SO_4^{2-} 还原作用中会产生明显硫同位素分馏，其中 SO_4^{2-}—H_2S 体系的平衡分馏系数最大，在 200℃～300℃时，$\triangle SO_4^{2-}$—H_2S 达到 20‰～30‰(H. Ohmoto,1979)。可以推断，沉积膏盐地层中 SO_4^{2-} 受有机质和细菌(矿石中发现沥青和石油)作用而发生还原，为成矿作用提供了还原硫，其反应式可表示为：

$$H_2^{34}S + {}^{32}SO_4^{2-} \leftrightarrows H_2^{32}S + {}^{34}SO_4^{2-}$$

由于成矿温度介于 200℃～300℃之间，SO_4^{2-} 与 H_2S 之间的硫同位素分馏趋于平衡，使硫化物的 $\delta^{34}S$ 值变低。

表 4　兰坪白秧坪矿田硫化物矿石矿物的硫同位素组成

样品编号	BYP35	SJ-3	SJ-6	HS-1	HS-4	1	2	3	4
样品	黄铁矿	方铅矿	方铅矿	闪锌矿	闪锌矿	方铅矿	方铅矿	方铅矿	闪锌矿
$\delta^{34}S_{V-CDT}$‰	7.0	−15.5	−19.9	−4.0	−4.6	−3.67	−3.89	−3.97	−7.33
资料来源	本文					田洪亮(1998)			

注：本文样品由国土资源部同位素地质开放研究实验室白瑞梅测定。

白秧坪 Cu-Ag-Co 矿田铅同位素组成见表 5，矿石铅 4 件，三叠纪火山岩 4 件，中新生代沉积地层 8 件。从表 5 中可看出，矿石铅同位素组成：$^{206}Pb/^{204}Pb$=18.619～18.696，$^{207}Pb/^{204}Pb$=15.602～15.625，$^{208}Pb/^{204}Pb$=38.701～38.772；火山岩平均 $^{206}Pb/^{204}Pb$=18.592（变化于 18.524～18.597），$^{207}Pb/^{204}Pb$ 平均为 15.636（变化于 15.539～15.696），$^{208}Pb/^{204}Pb$ 平均 38.862（变化于 38.809～38.950）；中新生代沉积地层岩石中铅同位素组成 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 18.822（变化于 18.488～20.289），$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.805（变化于 15.636～16.051），$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 39.278（变化于 38.632～40.890）。矿石铅显正常铅特征，模式年龄在 31.7～76.3Ma，火山岩和沉积岩的铅同位素组成高于矿石铅，主要显正常铅并混有异常铅，岩石铅具有多阶段演化特点。

矿石铅的 μ 值为 9.44～9.48，平均为 9.46，Th/U 值为 3.69～3.72，平均为 3.71，接近

并略高于陨石的特征数值，表明铅属于壳幔混合来源。三叠纪火山岩 μ 值为 9.33～9.63，υ 值为 0.068～0.070，ω 值为 36.93～38.13，U/Pb 值为 0.156～0.161，Th/Pb 值为 3.77～3.876（陈式房等，1991），大多相似于上地壳的特征值；另据该火山岩系岩石化学研究，它们应是一套起源于陆壳熔融的次生岩浆源岩系，产于大陆岛弧造山带的裂谷环境，同属于亚碱性拉斑玄武岩（肖荣阁，1993），其成分与地幔无关。中新生代沉积岩石铅同位素的特征值（μ=9.53～10.47，υ=0.069～0.074，ω=37.42～41.75）明显高于陨石特征值，反映铅主要来自上地壳。

表 5　白秧坪矿田铅同位素组成

样品	方铅矿	方铅矿	方铅矿	闪锌矿	三叠纪火山岩①	中新生代灰岩和砂岩②
$^{206}Pb/^{204}Pb$	18.696	18.670	18.619	18.659	18.592	18.822
$^{207}Pb/^{204}Pb$	15.625	15.602	15.607	15.603	15.636	15.805
$^{208}Pb/^{204}Pb$	38.772	38.707	38.701	38.748	38.862	39.278
资料来源	田洪亮(1998)				陈式房等(1991)	中国地质大学(武汉),1989

注：①为 4 件样品的平均；②为 8 件样品的平均。

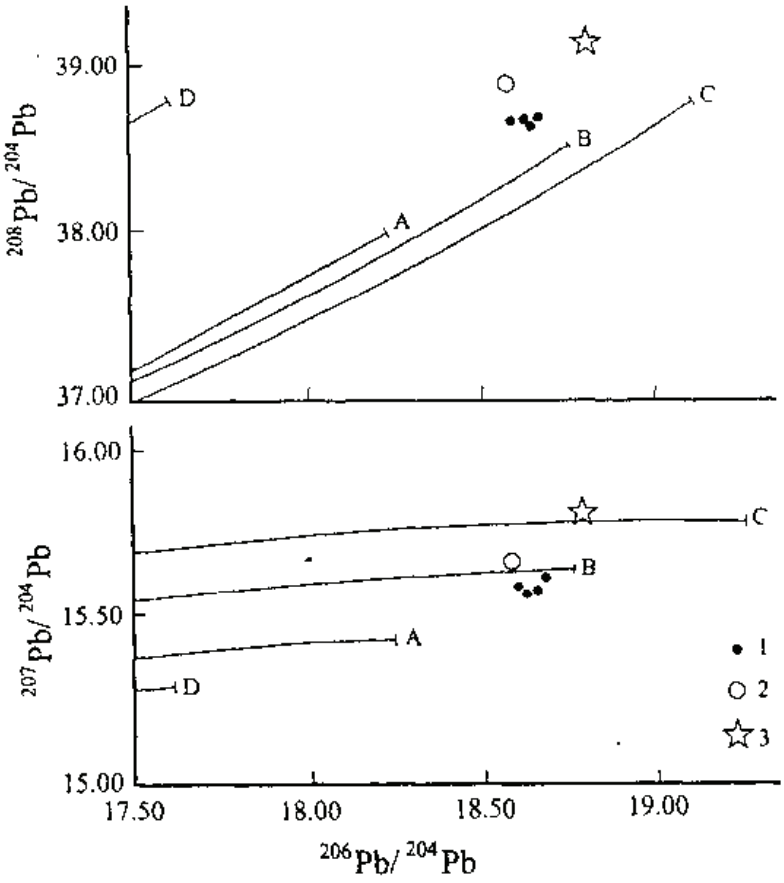


图 5　白秧坪矿田铅同位素组成（背景图据 Zartman 等，1981）

A—地幔；B—造山带；C—上地壳；D—下地壳；1—矿石铅；2—三叠系火山岩石；3—兰坪盆地中新生代地层沉积岩石

从图 5 中可以看出，矿石铅主要沿地幔铅演化线与造山带铅演化线之间分布，映证出铅的壳幔混合来源特征，火山岩岩石铅则分布在造山带与上地壳铅演化线之间且靠近造山带铅演化线，反映其属于大陆岛弧裂谷环境的成因性质，沉积岩石铅则分布在上地壳铅演化线之

上。在矿田范围不存在岩浆岩，而矿石铅中之地幔铅从何而来成为问题。考虑到成矿地质背景及在盆地边缘发育幔源小岩体的事实，作者们推测或者在矿田及附近有切割深达上地幔的断裂，或者矿田深部存在幔源岩体。

4. 碳、氧同位素特征

白秧坪矿田碳、氧同位素组成见表 6，产于矿石中的热液成因白云石(团块状)样品的 $\delta^{13}C=-1.4‰\sim-2.2‰$，$\delta^{18}O=-0.2‰\sim0.8‰$，矿石中热液方解石(团块状)样品 $\delta^{13}C=2.1‰\sim2.7‰$，$\delta^{18}O=20.8‰\sim22.6‰$，三叠系地层中灰岩 5 件样品平均 $\delta^{13}C=-20.45‰$，$\delta^{18}O=22.85‰$。和灰岩比较，热液白云石的碳、氧同位素均有明显差别，而热液方解石的碳同位素差别大，氧同位素比较一致，反映形成白云石和方解石的碳、氧有不同的来源，白云石中 C、O 可能为深部来源，而方解石中 C、O 来自地壳。由于碳同位素在自然界的分馏机制太复杂，导致利用单一的碳同位素来判断成矿流体源区特征有很大难度，但若把碳、氧同位素结合起来就有效得多(Zheng Minghua，Liu Jianming，et al，1993)，在自然界不同物质的 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$分布与演化图中，白云石样品位于火成碳酸岩和地幔包体附近，方解石样品处在碳酸盐溶解作用和去碳酸作用两条演化线之间(图 6)，反映出矿石中热液白云石属于幔源流体成因，C、O 均来自深部，而方解石是壳源流体成因，物质来自地层就地取材。

表 6　兰坪白秧坪矿田碳、氧同位素组成

样品编号	BYP9	BYP15	BYP16	HS12	HS14	灰岩
样品性质	矿石中热液成因白云石(团块)			矿石中热液方解石(团块)		泥晶灰岩
$\delta^{13}C_{PDB}‰$	−1.5	−2.2	−1.4	2.1	2.7	--20.45
$\delta^{18}O_{SMOW}‰$	−0.2	0.8	0.5	20.8	22.6	22.85

据姚永(1 件)、云南地质三大队(2 件)、叶庆同(2 件)共 5 件样品的平均值；其余样品为本文由国土资源部同位素地质开放研究实验室白瑞梅、万德芳测定。

三件硅化蚀变岩中的石英样品 $\delta^{18}O_{SMOW}$集中于 20.1‰～20.5‰之间，与矿石中热液方解石及三叠纪灰岩的相应值十分一致，说明硅化作用中的氧也是来自地壳地层。

5. 成矿流体碳同位素组成

为了进一步探讨成矿流体的性质和起源，本文对流体包裹体作了初步研究。显微镜下发现与矿石矿物共生的热液成因天青石、重晶石等矿物富含流体包裹体，个体均匀(3～8μm)，其在矿物内的分布与矿物晶形相似，以气液包裹体为主，均一温度 200～300℃，常见 CO_2 包体和有机包裹体，多为原生包裹体。加之硫酸盐矿物与其晶体内部包裹体中流体之间不易发生碳同位素交换和分馏，故选取重晶石和天青石作为研究流体成分的目标矿物。

挑选了纯净(100%)重晶石和天青石矿物后，60～80 目粒度样品首先在 90℃内使部分包裹体爆裂，以排除次生包裹体，然后依次使样品升温到 500℃，使绝大多数包裹体爆裂气体排放，收集并分离 CO_2 气后在 MAT251EM 质谱仪上测定碳同位素组成，分析精度±0.2‰。分析表明，热液成因天青石、重晶石晶体内包裹体中 CO_2 的 $\delta^{13}C_{PDB}=-2.2‰\sim-18.3‰$，平均为−11.5‰，此同位素组成应该代表成矿流体中 CO_2 的初始碳同位素组成。

地幔岩中 CO_2 包裹体的发现至少表明在地幔仍有流体活动，且这种流体富含 CO_2。世界各地地幔岩捕获的流体碳同位素变化很宽，大致在−2‰～−29‰之间(储雪蕾，1998)。Baruch

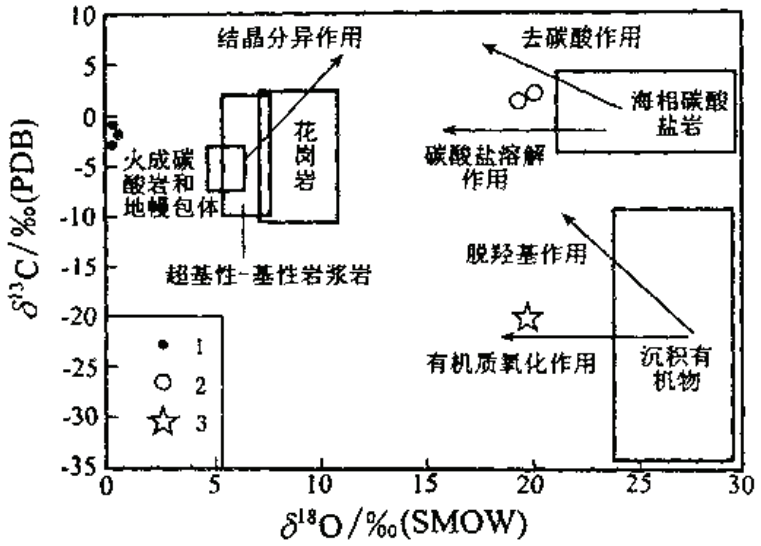


图 6　自然界不同物质的碳、氧同位素分布与演化

1—矿石中热液白云石；2—矿石中热液方解石；3—灰岩

（背景据刘建明等，1998，箭头表示 C、O 同位素演化趋势）

Spiro(1997)利用$^3He/^4He$作为识别标志，研究了 Andes 中央区热泉气中 CO_2 的碳同位素组成，发现$^3He/^4He$较高(Rc/Ra=1～6)的幔源 CO_2 气体样品的 $\delta^{13}C_{PDB}$= −3‰～−9‰。白秧坪矿田流体包裹体的 He 同位素(Rc/Ra=1.97)研究证明，成矿流体中存在地幔 He(薛春纪、王登红等，1999)，结合实测成矿流体中 CO_2 的 $\delta^{13}C$（−2.2‰～−18.3‰)平均为−11.5‰接近幔源 CO_2 气碳同位素组成的事实，推测成矿流体活动早期阶段应有一定比例的深源碳。这也与上文中热液早阶段成因白云石固体样品 C、O 同位素反映出的特点相吻合。

四、白秧坪矿田成矿时代分析

兰坪白秧坪矿田东西两个矿带内的矿体均呈脉状、板状产在推覆构造及其次的构造断裂带之中，后生成矿特征明显，从构造矿化体显著的张性宏观和显微特征分析，矿体的定位应在强烈的推覆挤压活动晚期或之后的张裂活动阶段，即主期成矿应晚于推覆构造阶段。构造矿化体对地层及岩性无明显选择性，矿化既可在三叠系灰岩中，也可发生在始新统宝相寺组岩屑砂岩中，在西矿带则发生在早白垩统景星组砂岩和粉砂岩之中，从后生矿化发生的地层时代分析，主期成矿应在始新世之后，即渐新世以来。

由于成矿时代新，利用放射同位素体系精确测定成矿时代的工作有一定难度，到目前尚未获得可靠的数据。不过矿石铅同位素均属于正常铅，模式年龄 31.7～76.3Ma(田洪亮，1998)有一定参考价值。

五、初步认识

对兰坪白秧坪矿田成矿学的初步研究有如下认识：

(1) 中新生代以来板内构造体制下的大型构造、岩浆活动、地层中多个不整合及深部作用

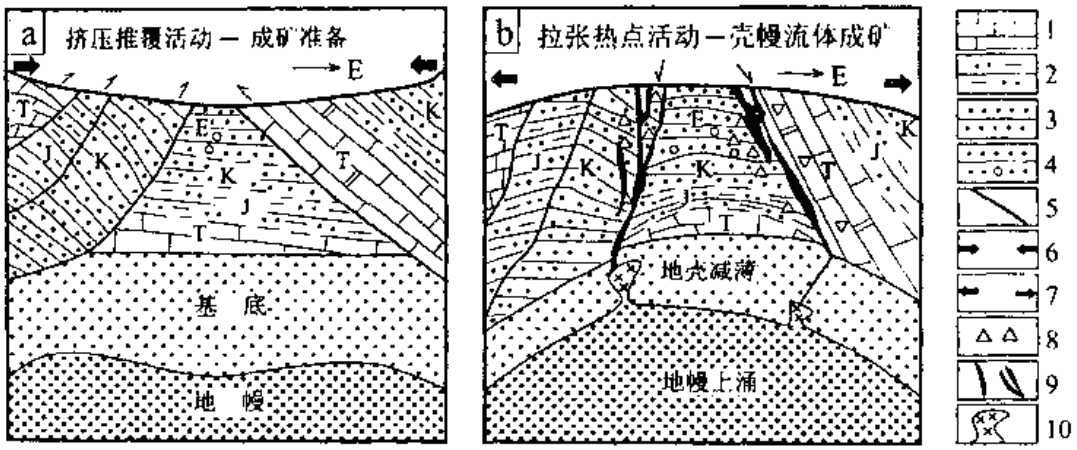


图 7　白秧坪 Cu-Ag-Co 多金属成矿假想模式

1—三叠系三合洞组灰岩夹白云岩；2—侏罗系花开左组粉砂泥岩；3—白垩系景星组砂岩；4—始新统宝相寺组砂岩和砂砾岩；5—断裂；6—挤压应力方向；7—拉张应力方向；8—引张角砾化；9—Cu-Ag-Co 矿体；10—侵入体和热点活动；T—三叠系；J—侏罗系；K—白垩系；E—老第三系

过程构成的大陆地壳强烈运动是成矿基本地质背景。

(2) 矿田范围内以中新生代地层为主，未见侵入体出露，但可能的幔源隐伏岩体所引起的热点活动从区域到矿田多有显示，矿田(床)分布与代表热点的环形构造相一致。

(3) 宏观上矿田内矿体均呈脉状产在喜马拉雅中晚期活动的构造断裂之中，并对地层及岩性无明显选择性，成矿时代在始新世晚期或之后，显微矿化特征主要表现为 Cu (银黝铜矿—砷黝铜矿系列矿物)-Ag-Co (辉砷钴矿-含钴毒砂系列矿物)的硫化物矿石矿物呈(交代)充填胶结状分布在构造碎裂岩砾间和碎屑岩碎屑颗粒(脉石矿物)之间的组成和组构，具有典型后生成矿特征。

(4) 成矿地球化学表明成矿的物质是多来源的，但成矿元素 Cu、Ag、Co 由于在中新生代地层(包括火山岩)中均属典型贫化元素，成矿可能与深部作用有一定关系，成矿伴生元素(Pb-Zn)和成矿流体则明显属于壳幔混合来源，还原态硫由地层提供。

(5) 白秧坪 Cu-Ag-Co 多金属成矿的假想模式(图 7)可以认为有两个阶段：首先是(始新世末)挤压背景下的推覆过程，为成矿造就了有利空间，是成矿的准备(图 7 中 a)；其次，随挤压应力的释放，渐新世以来伴随张性环境下的幔源热点(柱)活动和上涌，在已转化为张性的继承性构造中发生壳幔成矿流体混合作用而成矿(图 7 中 b)，即热点活动引起携带 Cu、Ag、Co 等主要成矿元素的深部成矿流体向上运移，在盖层构造中与携带还原态硫和部分成矿伴生元素的盆地流体混合发生矿质沉淀而成矿，这种过程和背景持续了很长时间，直到新第三纪上新世出现中基性火山喷发(溢)作用(形成剑川组)。

(6) 作为找矿的关键因素：①大型继承性构造断裂带；②大型构造交汇处的热点活动。

致谢：野外工作得到罗君烈、丁俊、霍乡生等同志的帮助和支持，文中样品测试在国家地质实验测试中心及国土资源部同位素地质开放研究实验室测定，对以上个人和单位谨致谢忱。本文为国家计委地质科学专门项目(编号：98-01)资助。

参 考 文 献

白嘉芬、王长怀、纳荣仙，云南金顶铅锌矿床地质特征及成因初探，矿床地质，1985，4(1)：1～9。

陈式房，德钦—下关铅锌矿带矿床类型及成矿规律研究，云南地质，1991，10(2)：119～144。

储雪蕾，地幔流体的碳同位素地球化学，见欧阳志远主编《世纪之交矿物学岩石学地球化学回顾与展望》，北京：原子能出版社，1998，327～333。

甫为民，兰坪金满铜矿床成矿地质特征及成因探讨，云南地质，1992，11(1)：63～67。

高广立，论金顶铅锌矿床的地质问题，地球科学，1989，14(5)：467～476。

高怀忠，关于金顶铅锌矿床地质及沉积相问题的几点见解，地球科学，1989，14(5)：457～466。

高建华，滇西金顶铅锌矿床和蒸发岩建造成因关系的初步探讨，地球科学，1989，14(5)：317～325。

何文举，云龙白洋厂银-多金属矿床成矿地质条件及控矿因素，云南地质，1987，6(4)。

胡明安，有机质的热液成熟作用在金顶铅锌矿床形成过程中的意义，地球科学，1989，14(5)：503～512。

胡瑞忠、钟　宏、叶造军、毕献武，金顶超大型铅锌矿床氮、氩同位素地球化学，中国科学(D辑)，1998，28(3)：208～218。

季宏兵，滇西金满铜矿床地质、地球化学特征及成矿机理，地质地球化学，1994，(5)。

李朝阳，滇西地区陆相热水沉积成矿作用，铀矿地质，1993，(9)：5～14。

李　峰，兰坪盆地区域成矿特征初探，西南矿产地质，1991，5(1)：16～23。

李　峰，兰坪盆地西缘铜矿床流体包裹体研究及找矿意义，昆明工学院学报，1993，18(3)：338～347。

李　雷，云南兰坪金满砂岩铜矿床描述性模式，西南矿产地质，1993，7(1)：1～8。

刘建明、刘家军、郑明华、顾雪祥，微细浸染型金矿床的稳定同位素特征及成因探讨，地球化学，1998，27(6)：585～591。

潘忠华，金顶铅锌矿区硬石膏岩的特征，地球科学，1989，14(5)：544～552。

毗梅英、程敦模、张立生、夏文杰、朱创业，兰坪-思茅盆地铜矿床，北京：地质出版社，1998。

施加辛、易风煌，兰坪金顶铅锌矿床的岩矿特征及成因，云南地质，1983，2(3)：179～194。

孙　勇、许绍卓，云南金顶铅锌矿床成矿溶液运移通道的古水文地质分析，地球科学，1989，14(5)：487～494。

覃功炯、朱上庆，金顶铅锌矿床成因模式及找矿预测，云南地质，1991，10(2)：145～190。

覃功炯，关于金顶构造活动型冲积扇的认识，地质研究，1981，(1)。

田洪亮，兰坪白秧坪铜银多金属矿床地质特征，云南地质，1997，16(1)：105～108。

田洪亮，兰坪三山多金属矿床地质特征，云南地质，1998，17(2)：199～206。

王　根，云南兰坪-思茅盆地砂岩型和热液型铜矿床成因探讨，西南矿产地质，1991，5(4)：35～45。

王江海、颜　文、常向阳等，陆相热水沉积作用—以云南为例，北京：地质出版社，1998。

王京彬、李朝阳，金顶超大型铅锌矿床REE地球化学研究，地球化学，1991，19(4)：359～365。

王汝兴，云南兰坪县金满铜矿床成矿地质特征及找矿前景，西南矿产地质，1991，5(1)：8～19。

温春齐、蔡建明、刘文周、覃功炯、陈式房，金顶铅锌矿床流体包裹体地球化学特征，矿物岩石，1995，15(4)：78～84。

吴淦国、吴习东，云南金顶铅锌矿床构造演化及矿化富集规律初探，地球科学，1989，14(5)：477～486。

肖荣阁、陈卉泉、袁见齐，云南中生代地质与矿产，北京：海洋出版社，1993。

薛春纪、王登红、杨建民、陈毓川，兰坪金顶-白秧坪成矿流体中发现地幔He-壳幔流体成矿证据，1999，地球学报，20(增刊)：385～389。

叶庆同、胡云中、杨岳清等，三江地区区域地球化学背景和金银铅锌成矿作用，北京：地质出版社，1992。

张　乾，云南金顶超大型铅锌矿床的铅同位素组成及铅来源探讨，地质与勘探，1993，29(5)：21～28。
赵兴元，云南金顶铅锌矿床成因研究，地球科学，1989，14(5)：521～530。
赵兴元，云南金顶铅锌矿床稳定同位素地球化学研究，地球科学，1989，14(5)：495～502。
Baruch Spiro, Leonore Hoke and Carolyn Chenery. Carbon Isotope Characteristic of CO_2 and CH_4 in Geothermal Spring from the Central Andes. International Geology Review, 1997, 39: 928～947.
Zheng Minghua, Liu Jianming, Schulz O, et al. Schitgebundence Goldlagerstaetten in Kambrischen und triassischen Gesteinen in NW-Sichuan (China). wien: Arch. Largest. forsch. Bd. 15, 1993, 1～152.

Copper-Silver-Cobalt Multimetallogenic Characteristics of Baiyangping, Lanping

Xue Chunji　Yang Jianmin　Chen Yuchuan　Wang Denghong　Xu Jue

(*Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037)

Yang Weiguang　Yang Qingbiao

(*No. 3 Geological Party of Yunnan, Dali* 671000)

Abstract　Baiyangping is a copper-silver-cobalt polymetal orefield which was recently found about 30 km north to the Jinding super large scale ore deposit. The metallogenic setting is strong continental crustal movement under the intraplate tectonic regime in Mesozoic-Cenozoic era, and the hotspot plume at the intersect of large scale structures was evident and its distribution corresponds to the orefield (deposits). The orebodies in the orefield are veins and strictly controlled by large scale faults of Himalayan cycle, the metallogenic epoch was during a long period of extension plume activity after Eocene epoch. The main sulfide of copper-silver-cobalt in the ore are the two mineral serieses of freibergite-tennantite and cobaltite-cobalt bearing arsenopyrite, and the mineralization show epigenetic characteristics according to macroscopic and microcosmic researches. The metallogenetic material was from both crust and mantle, yet the metallogenetic elements was from the deep, the reduction sulfur is organic reduction of SO_4^{2-} in the strata, the mixing of crustal and mantle metallogenic fluid (leading to precipitating of metals) in the overburden structures is the most important mineralization. We suggest that the key factors in prospecting are larger scale structures and hotspot plume at structures intersect.

Keywords　Baiyangping orefield, Metallogenic setting, Epigenic mineralization, crust-mantle fluid, NW Yunnan

西南三江-大渡河地区喜马拉雅期金成矿作用的同位素年代学依据

王登红[1]　杨建民[1]　薛春纪[1]
闫升好[1]　陈毓川[2]　徐　珏[1]

（1. 中国地质科学院矿产资源研究所，北京　100037；
2. 中国地质科学院，北京　100037）

摘要　西南三江及大渡河沿岸地区是近年来金矿勘查与开发的重点地区，发现了北衙、余家村、菩萨岗、白金台子、黑金台子、若吉、三雕等一系列金矿床。目前对于此类金矿床的成因及成矿机制尚在研究之中，本文从同位素年代学的角度初步证实，在喜马拉雅期至少存在两个金的成矿集中期，早期成矿作用发生在早第三纪之初，晚期成矿作用发生在晚第三纪之初。因此，每一构造旋回的开始阶段可能是有利的成矿阶段。

关键词　金矿　成矿期次　西南三江　大渡河沿岸

一、地质概况

我国喜马拉雅期成矿作用尤其是陆内成矿作用非常强烈，影响广泛，除了喜马拉雅本地外，其周边也很有影响，但在空间上影响到什么范围（如是否扩展到大渡河沿岸），在时间上主要在什么时期，则是需要研究的问题。扬子地台西缘大渡河沿岸是近年来证实的一个重要的金成矿带，如大渡河沿岸北部的瓦斯沟、姑咱、白金台子、黑金台子、水白秧、若吉、三碉等金矿区，南部石棉田湾-田坪一带的菩萨岗金-铜多金属矿区，云南境内余家村-脂肪沟铜金矿区、丽江玉湖金矿区、鹤庆北衙铅锌金银多金属矿区等。这些金矿床形成于不同的地质环境，如大渡河沿岸北部的金矿产于老地层变质岩中、而南部的北衙金矿则形成于中新生代陆内小盆地环境。矿床地质特征也明显不同，大渡河金矿主要是石英脉型和构造蚀变岩型，而北衙金矿则呈红土型或微细浸染状。但这些表面上不同的矿床却形成于相同的时期。

二、同位素年代学研究

前人虽然对西南三江及大渡河一带的喜马拉雅期岩浆活动进行过一定量的同位素年代学研究，但对成矿时代的准确界定仍然不够。为此，在前人工作的基础上，本次工作重点对不同类型矿床的成矿时代进行了同位素年代学研究，结果列入表1。

表 1　西南三江-大渡河地区喜马拉雅期金矿的成矿时代

序	产地	岩石或矿石	样品号	测试对象	方法	年龄/Ma	误差/Ma	资料来源
1	四川菩萨岗	糜棱岩	PSG-2	全岩	K-Ar	17.0	0.28	本次工作
2	四川白金台子	绢云母化糜棱岩	BJT-6	全岩	K-Ar	89.42	1.36	本次工作
3	四川白金台子	糜棱岩化辉绿岩	BJT-12	全岩	K-Ar	113.58	1.69	本次工作
4	云南北衙五里盘	糜棱岩化正长斑岩	WLP-34	全岩	K-Ar	38.36	0.57	本次工作
5	云南北衙笔架山	粘土	BJS-31	全岩	K-Ar	37.81	1.25	本次工作
6	云南北衙红泥塘	糜棱岩化正长斑岩	HNT-52	全岩	K-Ar	47.75	1.07	本次工作
7	云南北衙万洞山	糜棱岩化正长斑岩	WDS-42	全岩	K-Ar	35.98	1.43	本次工作
8	云南宁蒗罗卜地	糜棱岩化正长斑岩	LBD-17	全岩	K-Ar	32.37	0.58	本次工作
9	云南鹤庆松桂	角闪石英斑岩	SG6	全岩	K-Ar	37.28	0.63	本次工作
10	云南北衙红泥塘	石英斑岩	HNT42	长石	K-Ar	37.50	1.36	本次工作
11	云南北衙万洞山	绢云母化糜棱岩	S-8	绢云母	K-Ar	27.76	0.60	本次工作
12	云南小水井	煌斑岩	XSJ16	绢云母	K-Ar	50.95	0.89	本次工作
13	四川白金台子	含金石英脉	BJT-13	石英	Ar-Ar 坪	25.35	0.24	本次工作
14	四川白金台子	含金石英脉	BJT-13	石英	Ar-Ar 等	24.09	0.06	本次工作
15	四川白金台子	含金石英脉	BJT-13	石英	Ar-Ar 反	23.81	0.04	本次工作
16	四川菩萨岗	含金-铜石英脉	PSG-4	石英	Ar-Ar 坪	26.67	0.25	本次工作
17	四川菩萨岗	含金-铜石英脉	PSG-4	石英	Ar-Ar 等	24.82	0.04	本次工作
18	四川菩萨岗	含金-铜石英脉	PSG-4	石英	Ar-Ar 反	24.16	0.04	本次工作
19	四川三雁	含金石英脉	SD-17	石英	Ar-Ar 坪	24.70	0.31	本次工作
20	四川三雁	含金石英脉	SD-17	石英	Ar-Ar 等	22.86	0.05	本次工作
21	四川三雁	含金石英脉	SD-17	石英	Ar-Ar 反	23.02	0.04	本次工作
22	四川若吉	含金石英脉	RJ-1	石英	Ar-Ar 坪	58.95	0.64	本次工作
23	四川若吉	含金石英脉	RJ-1	石英	Ar-Ar 等	56.61	0.12	本次工作
24	四川若吉	含金石英脉	RJ-1	石英	Ar-Ar 反	56.25	0.10	本次工作
25	四川水白秧	含金蚀变岩	SBY-1	石英	Ar-Ar 坪	65.12	0.66	本次工作
26	四川水白秧	含金蚀变岩	SBY-1	石英	Ar-Ar 等	62.24	0.10	本次工作
27	四川水白秧	含金蚀变岩	SBY-1	石英	Ar-Ar 反	62.04	0.11	本次工作
28	云南鹤庆红泥塘	斑岩中斜长石	HNT42	斜长石	Ar-Ar 坪	24.56	0.06	本次工作
29	云南鹤庆红泥塘	斑岩中斜长石	HNT42	斜长石	Ar-Ar 等	24.30	0.03	本次工作
30	云南鹤庆红泥塘	斑岩中斜长石	HNT42	斜长石	Ar-Ar 反	24.82	0.04	本次工作
31	云南宁蒗脂肪沟	斑岩	ZFG10	斜长石	Ar-Ar 坪 1	58.82	0.17	本次工作
32	云南宁蒗脂肪沟	斑岩	ZFG10	斜长石	Ar-Ar 等 1	58.96	0.50	本次工作
33	云南宁蒗脂肪沟	斑岩	ZFG10	斜长石	Ar-Ar 反 1	59.24	0.10	本次工作
34	云南宁蒗脂肪沟	斑岩	ZFG10	斜长石	Ar-Ar 坪 2	24.54	0.08	本次工作
35	云南宁蒗脂肪沟	斑岩	ZFG10	斜长石	Ar-Ar 等 2	24.69	0.04	本次工作
36	云南宁蒗脂肪沟	斑岩	ZFG10	斜长石	Ar-Ar 反 2	25.17	0.04	本次工作
37	云南宁蒗罗卜地	斑岩	LBD1	斜长石	Ar-Ar 坪	24.60	0.22	本次工作
38	云南宁蒗罗卜地	斑岩	LBD1	斜长石	Ar-Ar 等	23.34	0.06	本次工作
39	云南宁蒗罗卜地	斑岩	LBD1	斜长石	Ar-Ar 反	23.82	0.04	本次工作
40	云南金厂箐	斑岩	JCQ1	钾长石	Ar-Ar 坪 1	55.49	0.09	本次工作
41	云南金厂箐	斑岩	JCQ1	钾长石	Ar-Ar 等 1	54.27	0.12	本次工作
42	云南金厂箐	斑岩	JCQ1	钾长石	Ar-Ar 反 1	54.84	0.09	本次工作

续表

序	产地	岩石或矿石	样品号	测试对象	方法	年龄/Ma	误差/Ma	资料来源
43	云南金厂箐	斑岩	JCQ1	钾长石	Ar-Ar 坪 2	23.18	0.03	本次工作
44	云南金厂箐	斑岩	JCQ1	钾长石	Ar-Ar 等 2	23.24	0.03	本次工作
45	云南金厂箐	斑岩	JCQ1	钾长石	Ar-Ar 反 2	23.81	0.04	本次工作
46	云南兰坪白秧坪	含矿石英脉	BYP13	石英	Ar-Ar 坪	62.78	0.60	本次工作
47	云南兰坪白秧坪	含矿石英脉	BYP13	石英	Ar-Ar 等	61.13	0.19	本次工作
48	云南兰坪白秧坪	含矿石英脉	BYP13	石英	Ar-Ar 反	60.94	0.10	本次工作
49	四川康定偏岩子	含金石英脉		白云母	K-Ar	9.55		罗鸿书等
50	四川三雕	1 号矿体热液蚀变岩		绢云母	K-Ar	21.41	0.43	陈智梁等
51	四川三雕	1 号矿体热液蚀变岩		绢云母	K-Ar	20.79	0.28	陈智梁等

注：Ar-Ar 坪表示坪年龄，Ar-Ar 等表示等时线年龄，Ar-Ar 反表示反等时线年龄；K-Ar 法测试在中国地质科学院地质研究所同位素实验室完成；Ar-Ar 法测试在中国科学院地质研究所实验室完成。

从表 1 可以看出，K-Ar 法测定得到的与成矿有关的岩浆岩或构造岩的年龄变化于 17～113.58Ma，多数出现在 27～51Ma，没有明显的集中期。本文集杨建民等的论文中搜集了更多的喜马拉雅期岩浆活动的同位素年代学资料，也显示同样的特点。Ar-Ar 法测定的成矿年龄变化范围较小，主要集中在 22～65Ma，但明显分两个期次，早期金矿成矿作用出现在早第三纪的早期(从 65.12 Ma 到 56.25Ma)，包括四川的水白秧和若吉金矿及云南的金厂箐、脂肪沟和白秧坪；晚期金矿成矿作用出现在晚第三纪的早期(从 26.67Ma 到 22.86Ma)，包括四川的白金台子、三雕、菩萨岗和云南的红泥塘、罗卜地等。其中，在云南的脂肪沟和金厂箐，在同一样品中可以将这两期成矿作用同时记录下来，如脂肪沟斑岩中斜长石显示两个坪年龄(58.62Ma 和 24.54Ma)，对应于两期成矿。可见，尽管岩浆活动的时间较为分散，但成矿时代却相对集中。

三、结　论

从本次工作获得的西南三江和大渡河地区的金矿床成矿年代学资料可以看出，喜马拉雅期内生金矿床已经扩展到扬子地台西北缘的龙门山-锦屏山造山带。大渡河地区的金矿具有老地层成新矿的特点，矿体产在康定杂岩中，但成矿作用主要与喜山期陆内造山及相关其他地质作用有关，与岩浆作用的关系不明显。从四川龙门山褶皱带西侧到甘肃玛曲即松潘—甘孜三角带的边缘也发育喜山期挤压推覆构造，实际上也在喜马拉雅期成矿作用波及范围之内。在玛曲大水金矿，白垩系砾岩层构造破碎带中发现有金矿的网脉，可见成矿作用至少延伸到白垩纪之后，进一步证明喜马拉雅期的金成矿作用已从喜马拉雅山延伸到扬子地台的西北边缘。

另外，喜马拉雅期至少存在两个金的成矿集中期，早期成矿作用发生在早第三纪之初，晚期成矿作用发生在晚第三纪之初。因此，每一构造旋回的开始阶段可能是最有利的成矿阶段，显示构造活动特别是与区域性的构造活动伴随的流体活动对金矿的形成具有显著的影响，今后应加强在中生代与新生代、早第三纪与晚第三纪两个构造旋回影响的地区加强金矿找矿工作。

参 考 文 献

陈智梁、刘宇平、魏少青等，康定大渡河两岸主要金矿区矿田构造研究，北京：地质出版社，1997。
罗鸿书、毛玉元、陆彦等，康定氟镁石金矿，成都：四川科学技术出版社，1987。

Isotopic Geochronology Constraint on the gold Mineralization of Himalayan in the Sanjiang (Laicangjiang-Nujiang-Jinshajiang) - Daduhe River Region, Southwestern China

Wang Denghong[1] Yang Jianmin[1] Xue Chunji[1]
Yan Shenghao[1] Chen Yuchuan[2] Xu Jue[1]

(1. *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037; 2. *Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037)

Abstract A lot of gold deposits have been found in the Sanjiang (Laicangjiang-Nujiang-Jinshajiang) - Daduhe region, southwestern China, such as the Sandiao deosit, the Ruoji deposit, the Baijintaizi deposit, the Heijintaizi deposit, the Pusagang deposit in Sichuan province, and the Beiya deposit and the Yujiacun deposit in Yunnan province. These deposits have different features and located in different geological settings, but they were formed at similar metallogenic epochs and concentrated at the beginning periods of Eogene and/or Neogene. That means gold mineralization during the Himalayan Cycle occurred not only at the Himalayas, but also spread eastern to the Yangzi Platform, showing obvious tectonic (regional tectonic movement) control on the regional mineralization of gold and gold-polymetals.

Keywords Gold deposit, metallogenic epoch, Sanjiang area in southwestern China, Daduhe River

龙门山-锦屏山陆内造山带喜马拉雅期构造-岩浆作用主要特征及其动力学模式

骆耀南[1]　俞如龙[2]

（1. 四川省地勘局，成都　610081；
2. 四川省地勘局科研所，成都　610081）

摘要　新生代崛起的龙门山-锦屏山陆内造山带，喜山期重要的构造特征之一是垂向挤出构造（Vertical Extrusion Structure），即因陆壳块体相对挤压，引起古老变质杂岩体急速向上挤出，前缘形成前陆逆冲带，后缘为正断层或走滑断层所限。垂向挤出构造延入深部，导致莫霍面错动乃至地幔物质上涌，进而产生以大陆幔源为特征的岩浆活动，并伴随相应的金属成矿作用。结合阿坝-简阳地震剖面揭示的深部关系，本文提出龙门山-锦屏山陆内造山带的“上冲下楔”模式，合理解释了本区喜山期构造—岩浆—成矿作用的形成过程。

关键词　陆内造山带　垂向挤出构造　喜山期构造-岩浆带　上冲下楔模式

龙门山-锦屏山造山带呈南北向纵贯四川省中部，在构造上位于扬子地台西缘，在地理-地貌上组成青藏高原的东部边界。经近期研究表明（骆耀南等，1998），它是经前震旦系基底形成后，继而转化为震旦纪—三叠纪被动大陆边缘阶段，以后卷入中生代碰撞造山过程，最终在新生代发生陆内造山作用而建立的陆内造山带。同时还提出，这一新生代陆内造山带是由“陆块对挤”机制所引起的，即自 66Ma 起，由于印度板块与亚洲大陆边界发生局部碰撞和持续自南而北楔入，使碰撞边界以北的陆块发生破裂，并依次向南东方向挤出（escape），其前缘受阻于扬子陆块，导致两陆块边缘部位相对挤压，成为应力集中带，从而引起强烈的新生代陆内造山作用（图 1）。

基于上述研究成果，本文以龙门山-锦屏山造山带为例，着重阐述该带喜山期构造—岩浆—成矿作用的主要特征及其相互关系，进而结合现有深部资料探讨造山动力学模式。

一、喜山期主要构造特征

陆块对挤可以导致边界部位出现狭窄的应力集中带，强烈的挤压往往引起向上挤出作用，即深部古老变质地体快速上隆，其前缘以逆冲断层为界，后缘常为正断层、走滑断层或反向逆冲断层所限（图 2）（许志琴等，1999）。为区别于伸展环境形成的变质核杂岩构造型式，建议命名为垂向挤出构造（Vertical Extrusion Structure）。据现今研究可以认为，这应是龙门山-锦屏山陆内造山带喜山期主要构造特征之一。

在北段龙门山地区，龙门山前陆逆冲带由一系列逆冲叠置岩片及飞来峰组成，其西侧出现由前震旦系彭灌杂岩、宝兴杂岩、雅德斯杂岩等构成的古老变质地体。变质地体呈 NNE—SSW 走向，其后缘发育伸展型韧性正向剪切带（图 3）。据彭灌杂岩所采岩样作磷灰石裂变径迹年龄测定（刘树根，1993），为（6.5±2.4）Ma 和（4.8±3.0）Ma。另据宝兴杂岩 2 个岩样的

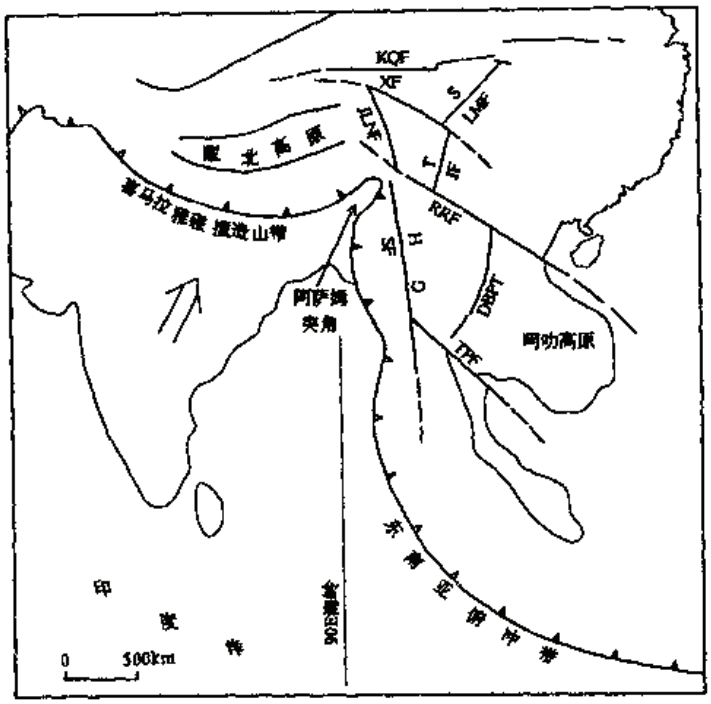


图 1　龙门山-锦屏山新生代陆内造山带形成的构造背景示意图

KQF—东昆仑—西秦岭断裂带；JLNF—三江断裂带；SF—实皆断裂带；LMF—龙门山断裂带；JF—锦屏山断裂带；DBPF—莫边府断裂；XF—鲜水河断裂带；RRF—红河断裂带；TPE—三塔山断裂带

裂变径迹年龄测定(刘树根，1993)，分别为(8.7±5.0)Ma 和(10.5±7.2)Ma。上述数据表明，龙门山地区这些杂岩体快速隆升的主要时代为中新世，其上至少有 5～6km 地层被剥失，估计隆升速度约为 0.6mm/a。这些杂岩东侧的龙门山前陆逆冲带，主要由始新世及其以下时代地层组成。北段可见早侏罗世的砂砾岩不整合盖在褶皱与断裂的地层上，表明本区有印支运动的影响。南段逆冲作用已波及白垩纪和老第三纪地层，说明龙门山的崛起应于渐新世开始，强烈隆升应发生在渐新世至中新世。这些杂岩后缘的伸展型韧性正向剪切带，在北段汶川一带发育于变质杂岩与呈强烈剪切应变特征的奥陶纪一志留纪浅变质岩系之间，在 XZ 面上不对称的变斑晶体系，显示了正向滑移的剪切指向。中段位于雅斯德杂岩(由 Pt_3 变火山岩系及花岗闪长岩组成)与古生代浅变质地层之间，在宽约 30m 的糜棱岩中，由钾长石及钠长石组成的不对称碎斑体系，也指示正向滑移。在南段康定一带，变质杂岩与震旦系一奥陶系之间可见糜棱岩带，其中 S—C 构造、石榴子石碎斑体系、长石结晶尾以及震旦系一奥陶系地层中白云质大理岩条带的“拖曳”褶皱，同样指示自上而下的正向剪切滑移(许志琴等，1992)。根据龙门山西部丹巴地区公差混合岩化片麻岩中角闪石和黑云母^{40}Ar-^{39}Ar 封闭温度年龄为 20Ma，雪隆包变质杂岩周围的角闪石年龄为 25～30Ma(黄明华等，1996)，可以推断后缘伸展型韧性正向剪切带主要发育时代应为中新世。

在龙门山-锦屏山造山带南段的康定以南地区，出露呈南北向展布的前震旦系康定杂岩，其东侧为由震旦系、古生界以及中生界地层组成的逆冲岩片构成，西侧发育有一系列韧性平移剪切带。据石棉田湾一田坪一带研究获知(图 4)，康定杂岩西侧发育的一系列较陡角度的韧性剪切带，自东而西依次为：

(1) 得妥剪切带，居于杂岩体内部；

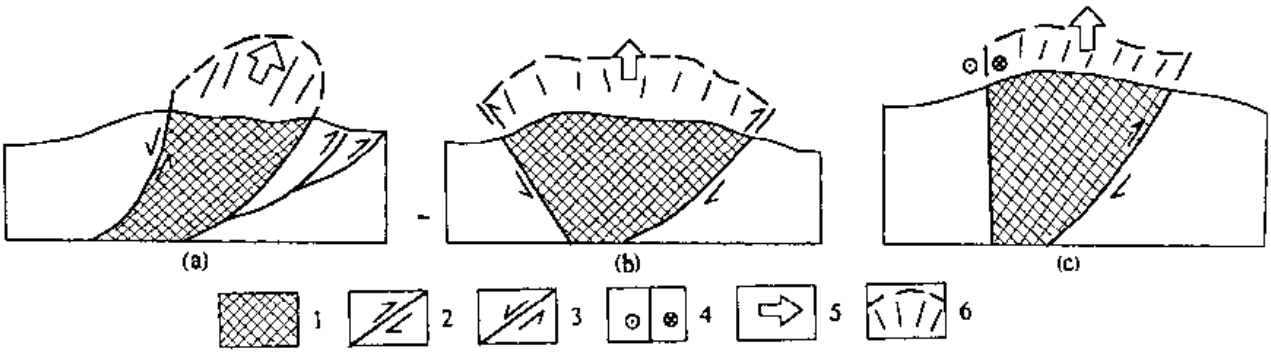


图 2　三类垂向挤出构造型式(据许志琴等，1999)

a—喜马拉雅型(逆冲断层＋正断层)；b—祁连山型(双向逆冲)；c—阿尔金山型(逆冲断层＋走滑断层)

1—古老变质体；2—逆冲断层；3—正断层；4—走滑断层；5—挤出方向；6—古老变质体被挤出的原轮廓

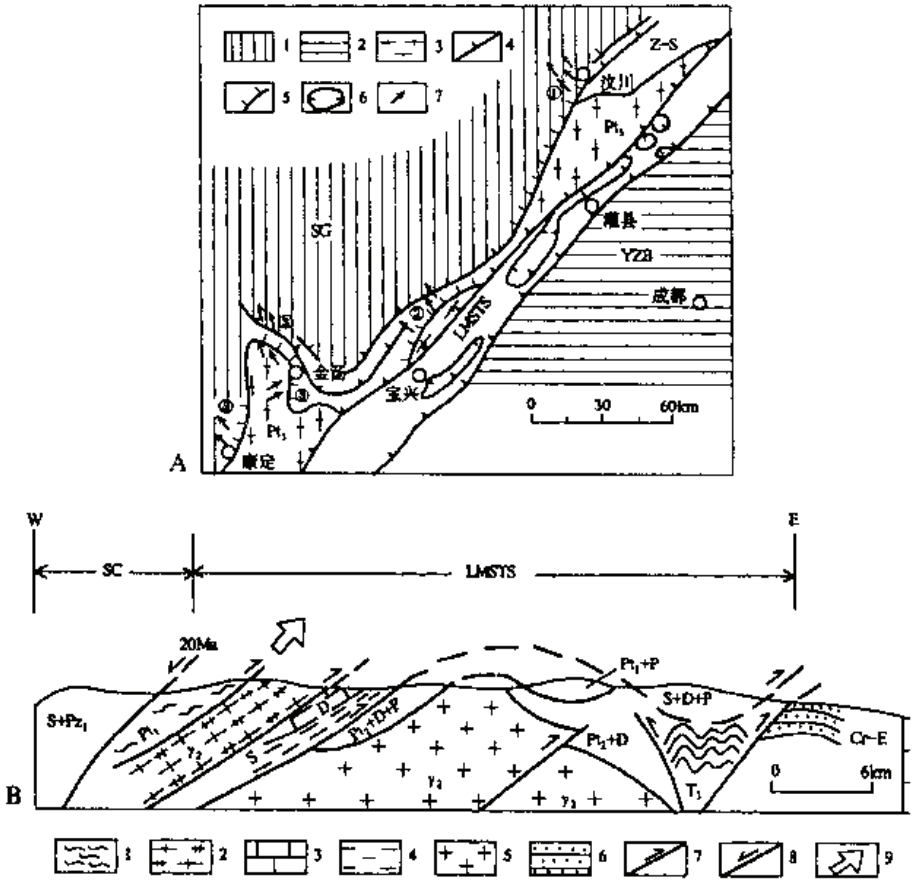


图 3　龙门山逆冲-伸展型垂向挤出构造剖面图

A. 龙门山逆冲带构造平面图：1—松潘-甘孜造山带(SG)；2—扬子地块(YZB)；3—变质杂岩体；4—逆冲断层；5—正断层；6—飞来峰；7—拉伸线理；B. 龙门山逆冲带构造剖面图：1—绿片岩；2—糜棱岩化花岗片麻岩；3—灰岩；4—千枚岩；5—花岗岩；6—砂岩；7—逆冲断层；8—正断层；9—垂向挤出方向(引自许志琴等，1992)

(2) 磨西-田湾剪切带，主要沿杂岩体与盖层震旦系之间发育，已知千糜岩多硅绢云母 K-Ar 测定年龄为 15.4Ma；

(3) 湾东-西油房剪切带，分布于震旦系与二叠系浅变质岩系之间，多硅绢云母 K-Ar 测定年龄为 19.9～21.2Ma；

(4) 田坝-洪坝剪切带，发育于二叠系与三叠系浅变质岩系之间。经显微构造和运动学研究表明，这些韧性剪切带均显示新生代平移运动性质，且具中温—高温演化趋势(骆耀南等，1998)。但是，在康定杂岩体西北部(金汤—孔玉一带)及西部(康定跑马山)，均发现有滞后伸展作用造成的韧性正向剪切带存在(许志琴等，1992)；另从野外实测剖面观察，地层叠置显示“新盖老”的特征，因此可以推断，平移运动应兼具伸展分量。至于康定杂岩快速隆升地表的确切年龄数据，尚待工作证实。

由上所述可知，龙门山-锦屏山新生代陆内造山作用，主要是以形成垂向挤出构造为特征的，即陆内造山带中基底变质杂岩因陆块边界受到强烈挤压而急速向上挤出，前侧表现为一系列叠置岩片的逆冲带，后缘以正断层或走滑断层为界。这类垂向挤出构造常因波及深部地幔或发生走滑剪切生热，可以引起特征的岩浆活动及其专属的成矿作用。

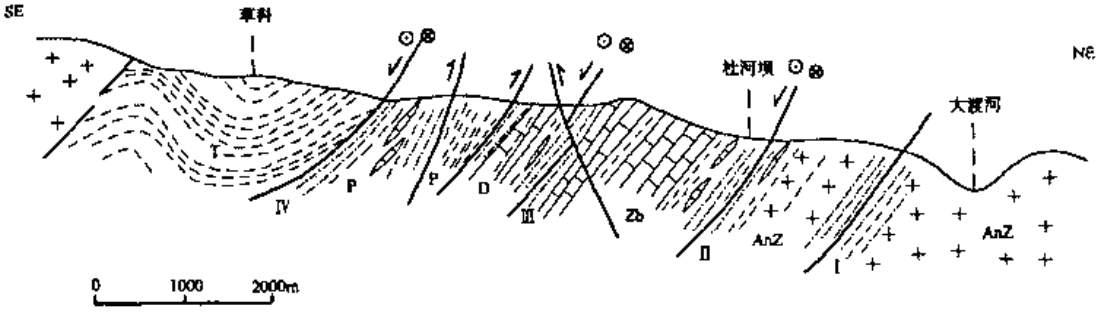


图 4　田湾杜河坝-草科构造剖面示意图

Ⅰ—得妥剪切带；Ⅱ—磨西-田湾剪切带；Ⅲ—湾东-西油房剪切带；Ⅳ—田坝-洪坝剪切带；AnZ—康定杂岩体

二、喜山期岩浆作用特征

本区喜山期岩浆活动颇为频繁且具特色，尤以南段锦屏山地区较为显著(图 5)。据岩石类型、地球化学、同位素测年及与构造关系等方面初步认为，可以分为三类岩浆组合：

(1) 壳幔混源型富碱浅成-超浅成侵入岩组合，以石英二长斑岩、二长花岗斑岩、花岗斑岩和正长斑岩为代表，主要分布于四川木里—盐源地区并延入云南宁蒗—宾川一带。同位素测年时代集中于 35～65Ma，推断源区为下部地壳变质火成岩类，且加入有较多的地幔组分。普遍显示铜、金、铅、锌、银矿化特征。

(2) 幔源型碱性侵入岩组合，以钾质煌斑岩和碱性侵入岩为特征。同位素测年时代集中在 30～40Ma 之间。经地球化学特征分析，推断其源区应为约 100km 深度的地幔区。主要伴随轻稀土和金矿化。

(3) 壳源型花岗岩组合，以折多山—贡嘎山黑云母花岗岩为主要代表，形成时代为 10～15Ma。推断其源区为中上部地壳。主要显示钨锡和铅锌(银)矿化特征。

上述喜山期三类岩浆组合，无疑是本区新生代陆内造山作用的产物。它们一般具有以下特点：

(1) 岩浆组合由西而东表现为时代渐新、碱性增强和源区变深；由南而北显示时代渐新和源区变浅的趋势。

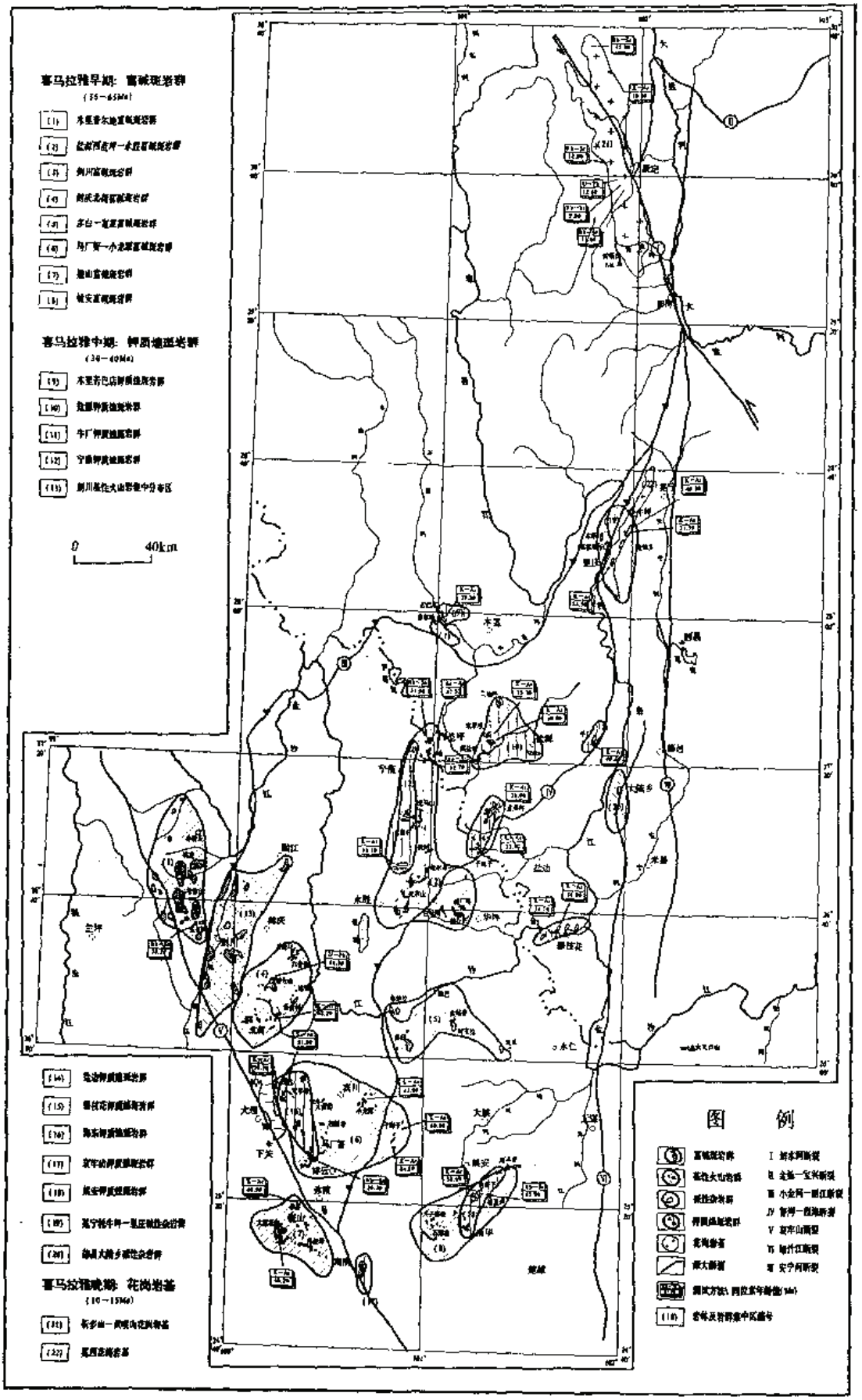


图 5　锦屏山-贡嘎山地区喜马拉雅期岩浆岩分布图

(2) 岩浆活动先以深源浅成侵入作用为主，后以浅源深成侵入作用为主。

(3) 深源岩浆活动，一般与垂向挤出构造卷入下地壳及地幔引起深部过程有关；浅源岩浆活动，主要由走滑剪切运动产生。

(4) 它们的产出均受附近的主要断裂带所控制。

(5) 显示大陆幔源特征的第一和第二组合，生成于陆内造山总体挤压局部引张的构造环境；壳源型组合发育于以走滑剪切作用为主的构造环境。

喜山期岩浆作用是龙门山-锦屏山造山带的重要组成部分。随着造山作用的发展，源区和生成构造环境相应发生变化，依次形成独立且有联系的三个岩浆组合，并伴随有相应的金属成矿作用，从而构成一个完整的构造-岩浆-成矿带(见表 1)。

表 1　本区与喜山期岩浆作用有关的主要金属矿床类型

成矿类型	构造幕 Ma	构造环境	成矿母岩	矿石类型	主成矿(伴生)元素	规模	成因类型	典型矿床
与壳幔混源富碱斑岩有关的 Cu-Mo-Pb-Zn-Au-Ag	陆内造山早期(第一幕)(25～65)	总体挤压，局部引张	二长花岗斑岩	细脉浸染型	Cu-Mo(Au)	中型	斑岩型	祥云马厂箐
			石英二长斑岩	细脉浸染型	Cu-Au(Mo)	大中型	斑岩型	金坪铜厂盐源西范坪
			石英正长斑岩	脉型	Pb-Zn-Au	中型	热液脉型	北街
			正长斑岩-粗面岩	脉型	Pb-Ag	大中型	热液脉型	姚安老街子
与幔源钾质煌斑岩有关的 Cu-Au-Ag	陆内造山中期(第二幕)(30～40)	总体挤压，局部引张	钾质煌斑岩	脉型	Au	小型	热液型	姚安
与幔源碱性花岗岩有关 Li-La-Mo-Pb			钠闪石花岗岩、霓石石英正长岩、碳酸岩	伟晶脉型网脉型碳酸岩型	Li(La、Mo、Pb、Ba、F、Sr)	大型-超大型	热液型	冕宁牦牛坪
与壳源花岗岩有关的 W-Sn-Pb-Zn-Ag	陆内造山晚期(第三幕)(10～15)	走滑为主	花岗岩及边缘混合岩带	浸染状	W-Sn-Pb-Zn(Ag)	中小型	石英脉-云英岩型构造蚀变岩型混合岩化	康定色拉哈农戈山大龙布沟

三、龙门山-锦屏山新生代陆内造山动力学模式探讨

关于扬子陆块与川西高原(青藏高原东部)的深部关系，已由 NW-SE 向阿坝-简阳地震剖面(图 6)以及龙门山岩石圈结构解释(图 7)揭示。该剖面穿过高原东部、龙门山及四川盆地西缘，全长 770km，特征如下：

(1) 地壳厚度自东而西从 40km 增至 68km；

(2) 龙门山西侧高原东缘下部 20～25km 深处，存在两条由低速层组成的滑脱带，向上与后龙门山正断层相连；

(3) 龙门山前缘逆冲带叠置于四川盆地之上；

(4) 逆冲带与正断层之间主要为上隆的前震旦纪变质杂岩体；

(5) 龙门山之下 40～50km 处，莫霍面被向东缓倾的逆断层所切，使之错断达 10km 左右；

(6) 扬子陆块呈楔形体插入龙门山地壳之中，造成其上岩片和其下地壳同向朝前陆方向

分别逆冲和俯冲。

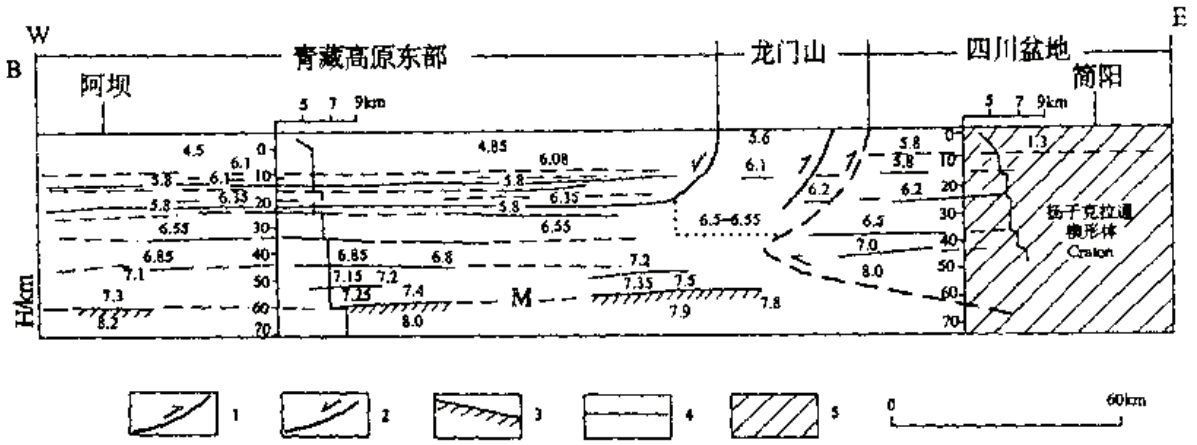


图 6　阿坝-简阳地球物理剖面

1—逆冲断层；2—正断层；3—莫氏面；4—低速层；5—扬子克拉通楔(引自许志琴等，1999)

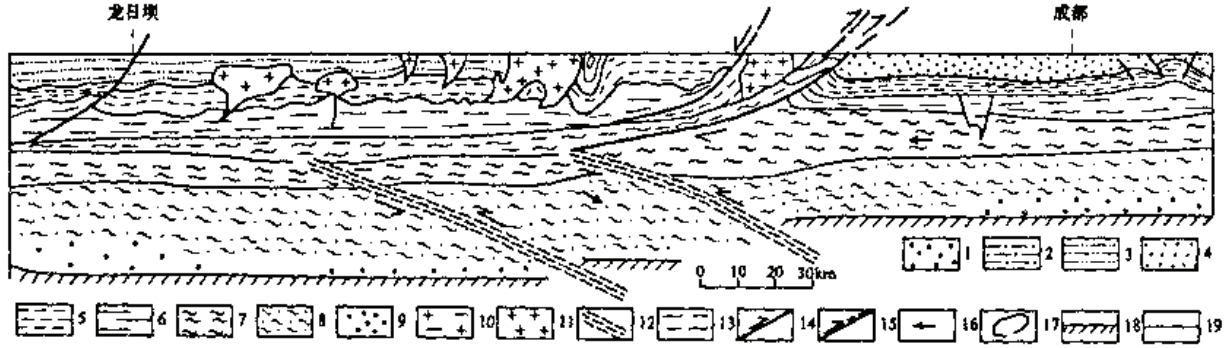


图 7　龙门山造山带岩石圈结构略图

1—新生界；2—须家河群；3—三叠系浅变质岩；4—中生界；5—震旦系-古生界；6—元古宙中浅变质岩系；7—太古宙中深变质岩系；8—下地壳中基性岩类；9—下地壳麻粒岩类；10—前震旦纪花岗岩；11—中生代花岗岩；12—壳-幔韧性剪切带；13—壳内软层；14—逆冲断裂带；15—早期逆冲断层，晚期正断层；16—板块运动方向；17—层速度等值线；18—莫霍面；19—速度界面(引自蔡学林等，1999)

根据阿坝-简阳地震剖面及其岩石圈结构解释所揭示的深部关系，结合上述龙门山—锦屏山地区喜山期构造-岩浆-成矿作用的主要特征，作者尝试提出陆块对挤机制导致陆内造山的“上冲下楔”模式，如图 8 所示。该模式主要说明以下几点：

(1) 由于两侧陆块相对挤压，受挤压边界的岩石圈中深部地壳古老变质杂岩体沿 20～25km 处滑脱带急速向上挤出，前缘形成前陆逆冲带，后缘则以较陡的正断层或走滑断层为界，构成陆内造山带的主体。

(2) 在深部，受挤压的中下部地壳及上地幔顶部，则可向前陆深处发生俯冲，从而形成“鳄鱼构造”特征，并使莫霍面发生错断，导致地幔物质上涌。

(3) 随着深部过程的进行，上涌地幔可以引起下地壳局部熔融，并加入有地幔物质，发生钙碱性或碱性岩浆活动，沿边界断裂带附近局部引张环境产生壳幔混源性浅成-超浅成侵入岩；后随熔融深度延入地幔更深处，则导致幔源碱性岩浆作用，产生钾质煌斑岩和碱性杂岩；走滑运动可使地壳增温变热，最后发生地壳局部熔融，引起壳源花岗岩沿走滑断层侵位。

(4) 由陆块对挤机制引起的陆内造山作用，具有特征的构造-岩浆运动，相应表现出鲜明

的成矿专属性，如与富碱斑岩有关的铜、金矿床，与碱性杂岩有关的轻稀土矿床，与剪切型花岗岩有关的钨锡和铅锌(银)矿床，以及与韧性剪切带相关的金矿床。

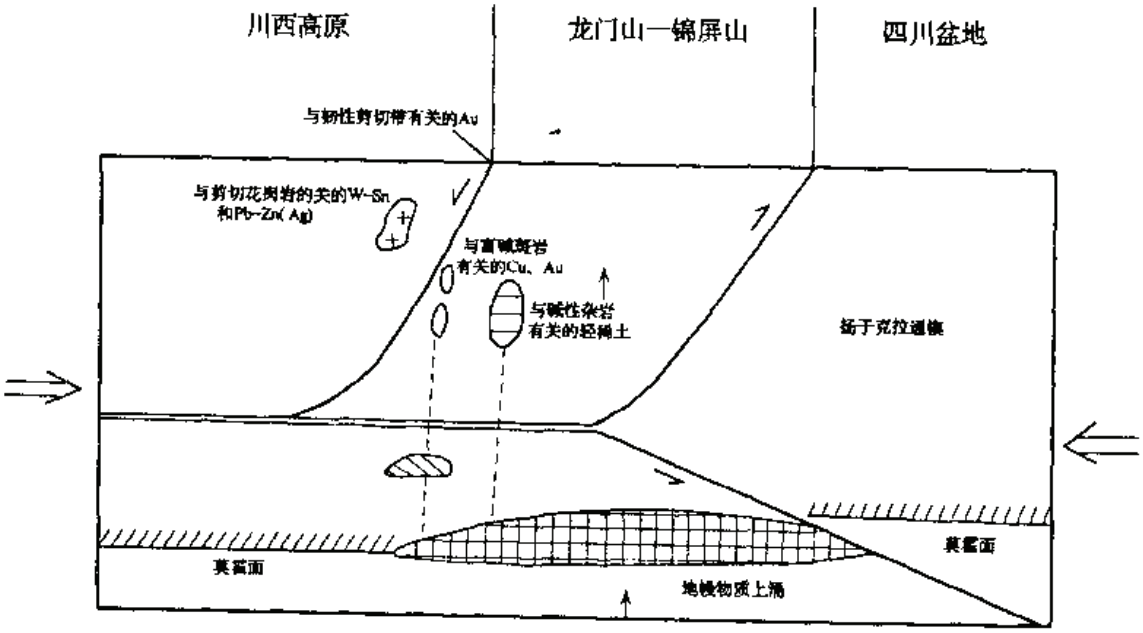


图 8　龙门山-锦屏山陆内造山的“上冲下楔”模式

四、结　　语

(1) 龙门山-锦屏山新生代陆内造山带喜山期的主要构造特征之一，应是垂向挤出构造，即在陆块对挤机制作用下引起古老变质杂岩体急速向上挤出，其前侧形成逆冲带，后缘以正断层或走滑断层为界。它有别于变质核杂岩构造型式，是在挤压应力和地壳增厚环境下产生的。

(2) 龙门山-锦屏山新生代陆内造山带喜山期岩浆活动别具特色，主要由壳幔混源型富碱浅成-超浅成侵入岩、幔源型碱性侵入岩以及壳源型花岗岩构成三个岩浆组合，其与基底杂岩体向上急速挤出引起的构造作用密切相关，且伴随相应的成矿专属性。

(3) 提出“上冲下楔”陆内造山模式，即由陆块相对挤压引起古老变质杂岩体急速向上挤出，在浅部形成前陆逆冲带，在深部则发生向前陆方向俯冲，扬子陆块呈楔形体插入造山带深部地壳中，造成莫霍面错断，导致地幔上涌，产生相应的幔源和壳源岩浆活动。

参　考　文　献

蔡学林等，青藏高原多向碰撞-楔入隆升地球动力学模式，地学前缘，1999，6(3)，181～190。

黄明华、侯立玮等，丹巴地区穹隆状变质体变质的 P-T-t-D 轨迹，载于“扬子地台西南缘陆内造山带地质与矿产论文集”，成都：四川科学技术出版社，1996，41～50。

刘树根，龙门山冲断带与川西前陆盆地的形成演化，成都：成都科技大学出版社，1993，45～61。

骆耀南、俞如龙等，龙门山-锦屏山陆内造山带，成都：四川科学技术出版社，1998，1～35。

许志琴、侯立玮等，中国松潘-甘孜造山带的造山过程，北京：地质出版社，1992，1～190。

许志琴等，大陆俯冲作用及青藏高原周缘造山带的崛起，地学前缘，1999，6(3)：139～151。

Major Features and Dynamic Model of the Himalayan Tectonic-magmatism in the Intracontinental Orogenic Belt in Longmenshan-Jingpingshan Mountains, Sichuan Provinces

Luo Yaonan[1] Yu Rulong[2]

(1. *Sichuan Bureau of Geology and Exploration, Chengdu* 610081;
2. *Institute of Geological Sciences, Sichuan Bureau of Geology and Exploration, Chengdu* 610081)

Abstract The Longmenshan-Jinpingshan intracontinental orogeny belt was formed in Cenozoic. One important tectonic features of this Cenozoic Orogen is vertical extrusion structure, which means old metamorphic blocks were squeezed upward quickly because of the press of continental massifs. The front part of metamorphic block change into thrust belt and its rear margin bounded by normal fault or strike fault. Such a vertical extrusion structure can extend into deep part of the crust or even into mantle and triggered the upswell of mantle materials, resulting in the continental magmatism from a mantle-source and metallization. Refering to the Aba-Jianyang seismic profile, we put forward a " upper thrusting and lower wedging" model for the Longmenshan-Jinpingshan intracontinental orogenic belt, which can explain the tectonism-magmatism-mineralization process at the stage of Himalayan in this area.

Keywords Intracontinental orogenic belt, Vertical extrusion structure, Himalayan tectonic-magmatic belt, " Upper thrusting and lower wedging"

四川省折多山花岗岩的剪切作用及其成矿远景

付德明[1]　楚萤石[2]

（1. 四川省地勘局科研所，成都　610081；
2. 四川省地勘局矿产公司，成都　610081）

摘要　我国喜山期陆内造山带同构造期花岗岩不断被发现，而且这类花岗岩的成岩机理及成矿作用日益受到人们关注。本文以折多山花岗岩为例，着重探讨它们与鲜水河走滑断裂带的关系及其剪切成因，并结合韧性—韧脆性—脆性演化过程论述成矿作用及成矿远景。

关键词　四川折多山　花岗岩　走滑断层　富银多金属矿

我国喜山期构造运动非常活跃，陆内造山带范围内与构造-岩浆活动相关的成岩-成矿作用十分强烈。许志琴等(1993)在松潘-甘孜造山带造山过程研究中指出，同构造及后构造的岩浆作用主要与地壳急剧增厚抬升相伴的大规模滑脱及剪切活动有关。并根据这一构造环境划分出“滑脱型”、“平移型”两类壳源重熔花岗岩。其中“平移型”花岗岩主要产出于陡倾斜且深延的韧性剪切带。剪切带及剪切作用不仅可为花岗岩浆提供通道，而且也是花岗岩浆的形成机理。折多山黑云母花岗岩可作为“平移型”花岗岩的代表。近年勘查实践表明，折多山花岗岩北段与韧性-韧脆性剪切作用相关的富银多金属矿化十分普遍，其中农戈山矿床已达大型规模，并具有类型新、找矿潜力大等特点，且矿床外围及邻区相似的矿产地不断被发现，显示了该区的找矿远景。

一、折多山花岗岩岩体特征及其剪切成因

1. 岩体特征

折多山黑云母花岗岩呈北北西向沿鲜水河与磨西两条断裂带展布(图 1)，长 120km，宽 7～16km，平均宽 12km。以康定为界，其北岩体侵入于中三叠世砂板岩地层中；南部东侧与古生代地层呈断裂接触。岩体岩性单一，岩相分带清楚。中心相为中粒(等粒状)黑云母花岗岩；边缘及过渡相主体为中粗粒(不等粒状)似斑状黑云母花岗岩。外粗内细特征反映岩体是在相对封闭的环境中被动侵位的(热气球效应产物)，与多期次形成的复式岩体有很大差异。

鲜水河及磨西断裂带除制约岩体分布外，对岩体的破坏与改造也十分明显。如岩体北端被切割为“板钳状”两条分枝，并全由花岗碎裂岩及少量花岗糜棱岩组成；岩体东侧沿断裂带分布，有长 80 余 km、宽 1～4km 的边缘(构造)-混合岩化带，其间常见宽度达 600～1500m 的糜棱岩及变晶糜棱岩夹层；岩体北段构造-混合岩尚见于岩体内及角岩化围岩中。上述特征说明断裂构造活动是多期次的，并具由地壳深部向浅部演化的趋势，显示韧性—韧脆性—脆性变形变质转换，而且强度及规模也是很大的。

从上述可知，折多山花岗岩的岩石类型除正常的等粒状和不等粒状黑云母花岗岩之外，还

发育着大量不同层次的构造岩。其中形成部位较深的混合岩具明显的注入—交代成因，按形态可分为眼球状、条带状、条痕状等片麻岩；按岩性可分为黑云母(石英)斜长片麻岩、花岗片麻岩、辉石二长片麻岩等，不同的片麻岩类均为渐变过渡，无明显的分带特征。它们与主岩(黑云母花岗岩)无截然分界，与沉积围岩呈断层接触，并有透辉石、方柱石、堇青石等角岩出现。中深层次是韧性-韧脆性变形变质构造岩，可细分为糜棱岩化花岗岩、花岗糜棱岩及超糜棱岩等三类，中浅层次是等粒和不等粒状碎裂花岗岩及花岗碎裂岩类构造岩，它们是韧脆性-脆性变形变质产物。

2. 折多山花岗岩的剪切成因

折多山岩体与戴里及我国同类花岗岩相比，SiO_2 含量变化于 71.3%～78.1%，平均 73.30%，具硅、铝、钾高，铁、镁值低等特点(表 1)，属酸度高、铝过饱和的富碱性岩石类型；初始锶$^{87}Sr/^{86}Sr$ 值 0.709～0.713，为典型来自地壳上部岩浆源。岩石的稀土元素含量为 218.89×10^{-6}(表 2)，稀土配分模式为轻稀土富集型，为明显负 Eu 异常，$\delta Eu=0.46$，显示为上地壳部分熔融产物，岩体总体具 S 型花岗岩特征(刘枞，1990)。

表 1　折多山花岗岩的岩石化学特征(%)

岩石	样数	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	总计
折多山岩体	16	73.3	0.23	14.10	0.64	1.27	0.05	0.49	0.90	2.99	4.83	0.10	98.90
构造岩类	15	70.7～0.65								0.01～4.02	2.6～6.96	H_2O^+ 0.25～2.10	
戴里平均值		69.21	0.41	14.41	1.98	1.67	0.12	1.15	2.19	3.48	4.23		98.85
中国平均值		71.99	0.21	13.81	1.37	1.72	0.12	0.81	1.55	3.42	3.81		98.81

据 1/20 万康定幅资料和 1/5 万折多山地区普查资料。

表 2　折多山花岗岩的稀土元素含量($\times10^{-6}$)

La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Td	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Sc	REE
59.34	97.64	11.25	34.97	4.59	0.58	2.82	0.42	1.86	0.34	0.76	0.11	0.71	0.07	8.83	2.22	218.89

折多山花岗岩在空间分布上受北西向鲜水河断裂带及北北西向磨西断裂带制约。其中鲜水河断裂带横贯松潘-甘孜造山带，全长达 1800 余 km，影响宽度达 7～20km。由密集的劈理带、碳化带、破碎褶皱带、碎裂岩或糜棱岩带组成，具规模宏大、多期活动等特征。尤其在喜山期，随印度大陆与亚洲大陆的持续碰撞和向北东推进，鲜水河断裂带作为陆内构造应力的调节和释放带，进入了极为活跃的构造活动期，显示左行走滑，挽近时期还有频繁的破坏性地震发生。

折多山花岗岩产出部位正好在北西向鲜水河断裂带与南北向康滇地轴边界磨西断裂带的交汇处。构造上是走滑断裂的拉分-热扩容空间，具有转换挤压(简单剪切和横向挤压)及转换拉张(伴有横向拉张的简单剪切)的活动历史及特征，证据是岩体中发育了透入性叶理和水平拉伸线理。此外，据糜棱岩及混合岩石英组构分析，显示高温—中温左行剪切(许志琴等，1993)。

折多山花岗岩被动侵位的主体与东侧沿断裂带分布 1～4km 宽度的构造-混合岩呈渐变关系，显示了岩体的同剪切、同构造成因。片麻状花岗质混合岩具动态重结晶及碱质交代等特点，可视为“半原地重熔花岗岩”，推测其深部存在有花岗质的熔融体。其成岩机制完全与

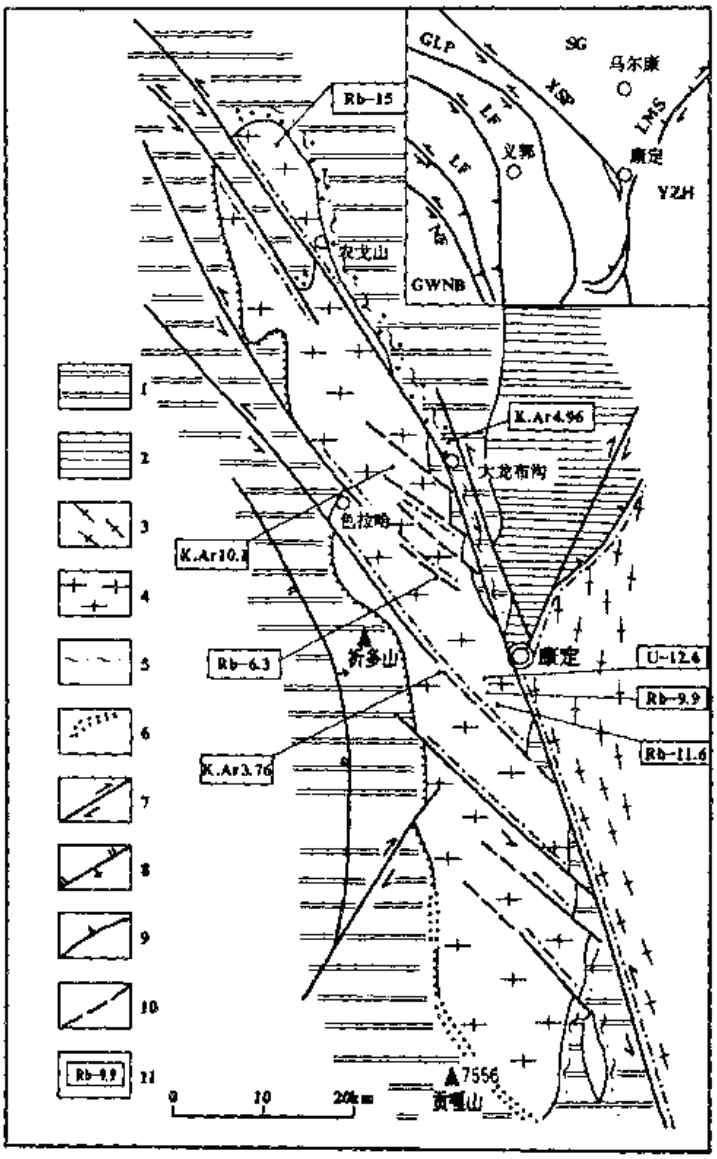


图 1　折多山花岗岩地质平面图(据侯立玮，1993)

1—三叠系；2—古生界(或包括上震旦统)；3—前震旦纪结晶基底；4—折多山花岗岩岩体；5—混合岩化；6—接触变质带；7—平移剪切带；8—逆冲断层；9—滑脱带；10—糜棱岩；11—同位素年龄(Ma)。SG—松潘-甘孜造山带；YZB—扬子地块；XSF—鲜水河断裂；LMS—龙门山造山带；GLF—甘孜-理塘断裂；JF—金沙江断裂；LF—澜沧江断裂；N—怒江断裂；GWNB—冈瓦纳地块

剪切构造有关，即深部重熔花岗岩沿剪切带拉分-扩容空间上升和定位(骆耀南等，1998)。

折多山花岗岩体内(含构造-混合岩化带)出现的规模巨大的糜棱岩及碎裂岩带，均是成岩后鲜水河断裂带后期构造活动的产物，与成矿作用有密切的关系。

1/20 万区调在折多山岩体获黑云母 K-Ar 年龄值三件，分别为 3.76Ma、4.96Ma 和 10.1Ma，一件全岩 Rb-Sr 模式年龄 8.3Ma。其后，在中法合作研究项目中，法国 S.Calassou 在蒙贝利埃大学地球中心系同位素实验室获丹巴热水塘 Rb-Sr 年龄 15Ma、康定大桥湾—折多塘锆石 U-Pb 年龄(12.8±1.4)Ma，全岩和矿物(长石、黑云母)Rb-Sr 等时年龄二件，分别为(9.9±1.6)Ma 和(11.6±0.4)Ma(图 1)。据此，折多山花岗岩成岩年龄初定为 8～15Ma，而 3.76Ma、4.96Ma 等更新年龄均为后期构造叠加改造显示。这些年龄数据证实本区在喜山期是处于极为活跃的构造活动时期。

二、折多山花岗岩的成矿作用及成矿远景

折多山花岗岩的地球化学异常及已知矿床、矿(化)点主要集中分布在岩体的北段(色拉哈—农戈山)，而该段正好是鲜水河断裂带方向由北西向南北的转折带，是走滑拉张扩容区，同时也是规模巨大的韧性、韧脆性及脆性变形变质交替出现的地段(王宗秀等，1997)。岩体中含钨(锡)多金属矿的石英及伟晶岩脉带、含重稀土矿物的混合岩以及含富银(铜)多金属的花岗碎裂岩及糜棱岩等均是构造岩类，是变形变质构造的产物，因此其主成矿作用是断裂构造对岩体的叠加和改造，矿床富集定位为喜山期。按成矿作用产出部位可细分为：

(1) 产于岩体西侧内外接触带有断裂叠加部位的石英脉及云英岩化花岗碎裂岩型钨(锡)银多金属矿(色拉哈式)。经地表评价规模仅为小型矿床；

(2) 与构造-混合岩有关的伟晶岩型磷钇矿-独居石(重稀土)矿(大龙布沟式)。经异常查证规模为矿点及矿化点；

(3) 产于岩体内韧-脆性剪切带中蚀变构造岩型富银(铜)多金属矿(农戈山式)。经地表评价，规模已达大中型矿床。

上述矿床类型构成了折多山黑云母花岗岩中特殊的喜山期岩浆-构造成因的成矿系列。其中农戈山式富银(铜)多金属矿床及矿床类型在该区有极大的找矿前景，现就矿床特征及远景论述如下：

1. 农戈山式矿床特征

农戈山矿床位于折多山岩体北段断块性质的分支中(图1、图2)，整个东支岩体沿鲜水河断裂带展布，在宽2～6km、长近20km范围内均遭受了多期次韧性、韧脆性及脆性动热变形变质改造而成为花岗质碎裂岩、糜棱岩等构造岩。

在矿床范围内自下而上(由西而东)见片麻状碎裂花岗岩带、碎裂花岗岩带、花岗糜棱岩带等构造岩分带，其间还见有少量的构造角砾岩带。矿体主要赋存于有明显蚀变的碎裂花岗岩及构造角砾岩中，显示与后期脆性断裂叠加有直接关系。

主要的构造热液蚀变为绢云母化、硅化、黄铁矿化、绿泥石化、高岭土化，部分地段见黑云母化、碳酸盐化。

在矿床范围内主矿化蚀变构造破碎带长＞1500m、宽50～150m，经地表工程揭露圈定工业矿体长918m，宽5.67～68.73m，有用组分品位Pb 0.86%～4.42%、Zn 0.09%～1.19%、Cu 0.033%～0.33%、Ag 15g/t～360g/t。

矿石类型有稀疏浸染状、稠密浸染状、网(细)脉状及少量微密(角砾)状等矿石。它们普遍具交代残余、连晶、镶嵌等结构，部分地段金属硫化物中见片理化改造形成的片状构造及片理。

矿石矿物以方铅矿为主，次为闪锌矿，少量黄铁矿、黄铜矿，偶见白铅矿、菱锌矿、异极矿、磁铁矿、辉银矿或自然银(?)及胶金矿等。

矿床主金属Pb与矿体厚度呈正相关，Pb与Zn为不同成矿期产物，当Pb＞0.3%时，Pb＞Zn，而Pb＜0.3%时，Zn＞Pb。且Pb愈高而Zn则愈低；Cu与Zn相关；Ag与Cu、Pb呈正相关。

矿床中方铅矿、黄铜矿、闪锌矿的铅同位素组成为：$^{206}Pb/^{204}Pb=18.30\sim18.36$、$^{207}Pb/^{204}Pb=15.56\sim15.61$、$^{208}Pb/^{204}Pb=38.54\sim38.71$，为正常铅(罗鸿书等，1989)，模式年龄值

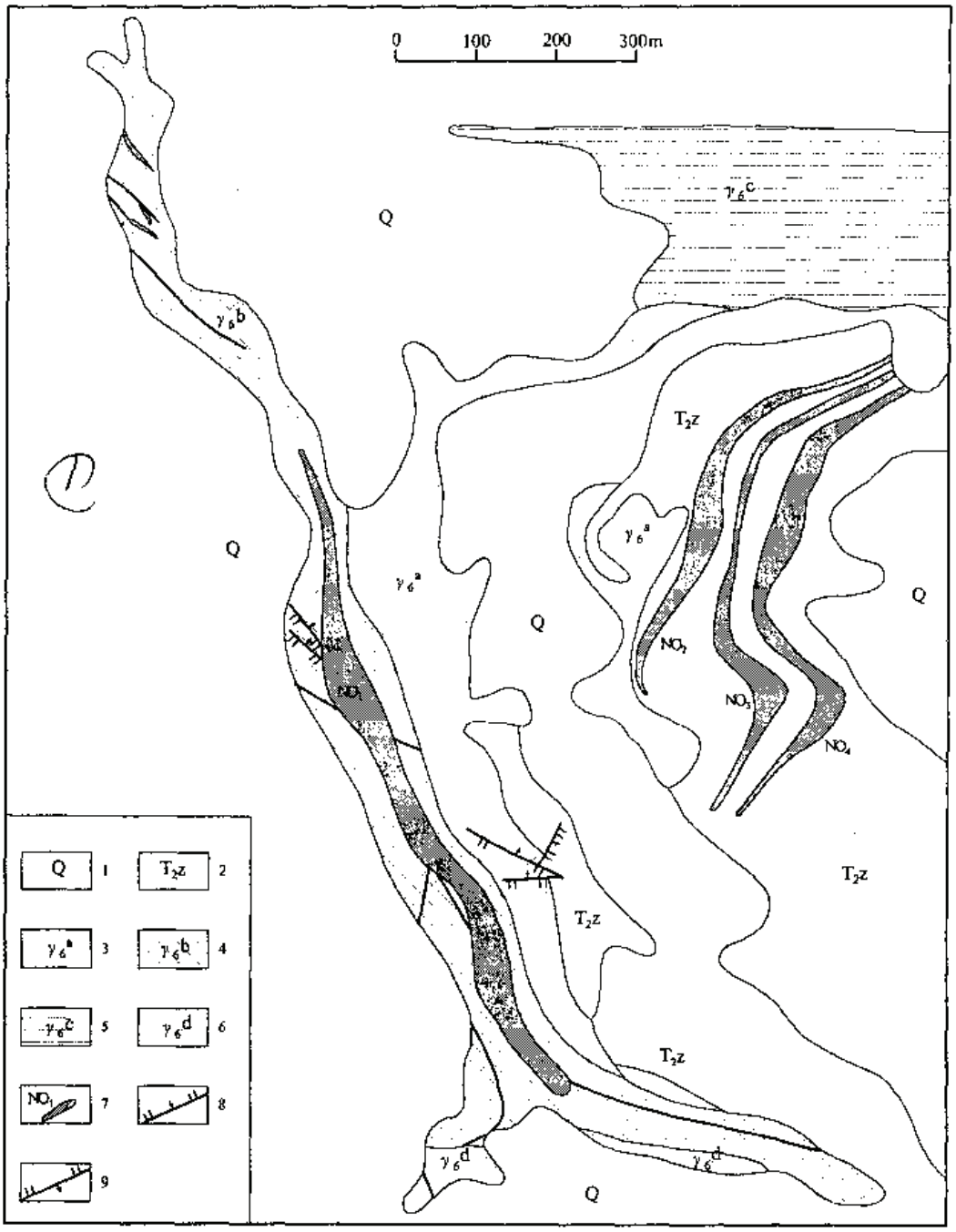


图 2　农戈山铅锌铜银矿床地质简图(据区调队资料)

1—第四系；2—三叠系中统杂谷脑组；3—花岗糜棱岩；4—含矿碎裂花岗岩；5—碎裂花岗岩；6—片麻状碎裂花岗岩；7—矿体编号；8—正断层；9—逆断层

计算为 178～219Ma。而花岗岩中长石的铅同位素组成为：$^{206}Pb/^{204}Pb=18.67\sim18.70$、$^{207}Pb/^{204}Pb=15.65\sim15.82$、$^{208}Pb/^{204}Pb=39.40\sim39.64$，为异常铅，说明矿床金属物质主要源于围岩而不是岩体本身。硫同位素 $\delta^{34}S=0.8‰\sim3.8‰$，属深部幔源硫；爆裂温度 200℃～240℃。这说明矿床是深源构造-热液成因，并具有多期成矿特征。

2. 农戈山式矿床远景

农戈山矿床仅仅是折多山花岗岩北段韧性-韧脆性断裂变形变质改造区中一个组成部分，

在区域上类似农戈山的蚀变矿化构造破碎带已发现15处，其中长>1000m、宽>20m(最宽达300m)者有4处。过去的矿产普查未实现找矿突破的主要原因是矿床研究及工程(尤其是深部坑钻工程)的投入不够。通过实地考察和分析，该区存在极为良好的找矿前景，主要表现在：

(1) 花岗岩内受断裂控制的蚀变构造岩型贵金属、多金属矿床多出现在断裂韧脆性向脆性转换并有脆性断裂的叠加地段，矿体在空间上呈盲矿且具有延深大于延长等特征。因此，评价时不能仅据地表分析未达工业品位就予以否定，应注重构造部位分析。

(2) 农戈山矿床民采调查发现矿体具有地表贫薄、深部变富变厚和有用组分垂直分带(上为铅锌银、下为铜铅锌银)等特征。以2号勘探线为例，深部的矿化明显强于地表(表3)。

(3) 加强矿床综合评价，尤其是贵金属。农戈山矿床地表含银仅7～37g/t，而深部Ag为160～230g/t，已达独立银矿工业要求，应注意更深部位是否变为铜金矿体(这一矿产地已在邻区同一鲜水河断裂中马孜措岩体中发现)。

表3 折多山多金属矿床地表与深部矿化的对比

部位	矿体厚/m	品位			
		Cu/%	Pb/%	Zn/%	Ag/(g/t)
地表	68	0.033	2.31	0.72	7-37
垂深60m 民采坑道①	90	0.59 (最高1.37)	16.94	8.30	160～230 (最高480.4)

注：民采坑道①编号PD1坑，其0～70m为碎裂花岗岩，70～160m为细(网)脉状矿石，160～230m为花岗糜棱岩。

参 考 文 献

刘 林，大雪山-锦屏山推覆带花岗岩地球化学特征及其成因机制，四川地质学报，1990，10(2)。

罗鸿书等，康定氟镁石金矿，成都：四川科技出版社，1989。

骆耀南等，龙门山-锦屏山陆内造山带，成都：四川科技出版社，1998。

王宗秀、许志琴等，折多山花岗岩的成因及构造环境，成都理工学院学报，1997，24(1)，48～55。

许志琴、侯立玮、王宗秀等，松潘-甘孜造山带的造山过程，北京：地质出版社，1992。

Shearing and Mineralization Related to the Zheduoshan Granites in Sichuan Province

Fu Deming[1] Chu Yingshi[2]

(1. *Institute of Geology, Sichuan Bureau of Geology and Exploration Chengdu* 610081 2. *Mineral Reource Company of the Sichuan Bureau of Geology and Exploration, Chengdu* 610081)

Abstract Recently, more and more syn-tectonic Himalayan granites have been discriminated in the intra-continental orogenic belts, especially in the Qinghai-Xizang Plateau and its

marginal regions. The rock-forming process and mechanism of these kinds of granite are also interested geologists. This paper take the Zheduoshan granitic pluton as an example and discuss its original relationship with the Xianshuihe slip fault zone.

Keywords Zheduoshan, Sichuan, granite, slip fault, Ag-Pb-Zn polymetal deposit

攀西地区稀土成矿历史演化与喜马拉雅期成矿基本特征

蒲广平

（四川地质勘查与开发局109地质队，成都，610100）

摘要 本文初步总结了攀西地区稀土成矿的历史演化进程，提出了多时代、多期次、多类型成矿，喜山期大器晚成的观点。从控矿条件、矿床特征、地球化学、矿床成因等方面初步总结了喜山期稀土成矿的主要特征，并与国内、外重要同类型矿床进行详细对比，指出了本区喜山期牦牛坪式稀土矿找矿远景。

关键词 攀西 稀土成矿 演化 喜山期

在我国西南攀西地区，南北向展布着一条十分重要的稀土成矿带——攀西稀土成矿带。该带北起四川冕宁，经西昌、德昌，南到会理、会东及攀枝花市，长约270km，分布着与喜山期碱性岩—碳酸岩有关的牦牛坪式氟碳铈矿型轻稀土矿、与印支期碱性花岗岩—花岗伟晶岩有关的铌钽伴生褐钇铌矿型稀土矿、与晋宁期酸性火山岩有关的铌钽伴生硅铈铌钡矿—氟碳钙铈矿型稀土矿，碱、酸性火成岩第四系风化壳淋积型离子吸附稀土矿和重稀土砂矿（褐钇铌矿）等几种类型。最具工业价值的当属牦牛坪式稀土矿，目前，已发现该类稀土矿床、矿点8个，其中大型2个、中型1个，其中牦牛坪是我国第二大的稀土矿床；淋积型离子吸附型稀土矿床的地质工作程度低，具有一定的找矿潜力；其他类型工业价值不大，但对总结攀西稀土成矿带的成矿规律和历史演化具有重要意义。

一、地质背景

攀西地区位于扬子地台西南缘康滇台隆中北段，具二重结晶基底结构。即太古宙康定群杂岩古老结晶基底和元古宙会理群绿片岩相结晶基底。震旦纪以后的盖层以中生代地层为主，其余时代地层次之。在漫长的地质历史进程中，区内形成了以几条南北向主干断裂带及其配套的北北东和北北西向断裂网络。安宁河断裂带、箐河-程海断裂带（北段为马头山断裂）、甘洛-小江断裂带等南北向断裂带都是有名的岩石圈断裂，它们多期次活动并将深部的成岩成矿物质运送到地壳有利构造场所成岩成矿。由此，区内岩浆活动十分强烈而频繁，深成作用与火山活动并重，生成了种类繁多、系列齐全的各种各样火成岩共生组合体。重要的有晋宁期中酸性火山岩及侵入岩、海西期峨眉山喷溢玄武岩—层状堆晶杂岩、印支期环状碱性杂岩和喜山期碱性杂岩体、富碱斑岩群、钾质煌斑岩群等。随之形成了区内钒钛磁铁矿、锡、铅锌、铜、金、稀土等特色优势矿产资源。因此人们将攀西称之为中国的“乌拉尔”。

二、攀西稀土成矿历史演化

攀西地区稀土矿化最突出的特点是多时代多期次多类型，喜山期大器晚成。历次稀土成矿与裂谷作用似乎有千丝万缕的成生联系。

本区稀土矿化的历史可追索到晋宁—澄江地裂期。据张云湘、骆耀南等人(1988)研究，震旦纪攀西地区所在的扬子地块还与澳大利亚板块相连，在置后造山裂谷期，喷发了大量钙碱性火山岩及碱性玄武岩。钙碱性火山岩中稀土元素含量较高，在一些有利地段形成了铌钽伴生稀土矿点(会理干沟等)，在该类火山岩风化壳形成了淋积型稀土矿化(会理半山田、冕宁泸沽等)。到了晚震旦纪扬子地块脱离母体板块而独立存在，此时攀西地区由板内大陆裂谷位置演变为被动大陆边缘靠陆侧位置，开始了新的历史演化。到了早古生代末攀西裂谷开始孕育，地幔呈穹状隆起，层状基性、超基性堆晶杂岩及其演化生成的正长伟晶岩、碱性花岗岩、钠长岩侵入，形成了本区第二次与侵入岩有关的铌、钽共生稀土矿化(路枯等)。晚古生代至早中生代(印支期)裂谷发育，进入隆起阶段，随着A型花岗岩(幔源)和黑云母花岗岩(壳幔混合型)的侵入，发生了第三次仍与铌钽共生的稀土矿化。这三次稀土成矿强度一次比一次大，而且以重稀土为主，但都没有形成大规模的工业矿床。随攀西裂谷的萎缩，木里—盐源推覆构造达到发育高峰，因其向本区的强力推挤，原有的通道封闭，深源乃至上升到一定高度的深源物质均难以成岩成矿，而只能停留于原地或滞留于途中的驿站(次生岩浆房或储体)，因此燕山期本区深源物质成矿没有大的作为，稀土亦然。

到了喜马拉雅期，随着该推覆构造定形就位，区域释压，前述岩石圈断裂及其次级断裂带张开(尤其是转折部位，如南河断裂、马头山断裂、普威断裂等)，促使上地幔局部熔融沸腾，新生成的和原已上升到地壳次生岩浆房内的富含稀土元素成矿物质的岩浆，沿其通道上侵，经过多阶段的演化，首先可能在深部生成隐伏的基性—超基性岩基，少量基性-超基性岩浆上升到浅部生成煌斑岩脉和辉绿岩脉，在深断裂上盘的次级断裂带中继而形成英碱(霓辉)正长岩株。随着深断裂带的进一步多阶段活动，新生成的岩株及其围岩又产生了带有继承性的断裂、节理。岩浆房内的熔浆进一步分异演化出富含轻稀土元素的碱性基性伟晶岩浆、碳酸岩浆和碱性花岗斑岩残浆，以及富含多金属的岩浆期后热液。它们先后脉动侵入到次级断裂带局部引张的转折部位成岩、成矿。本次稀土成矿强度空前，规模宏大，形成了牦牛坪、木洛、大陆乡等大中型矿床和众多小型矿床(点)，使轻稀土一举成为四川省的优势矿产之一。袁忠信等人通过对牦牛坪矿床中方铅矿、微斜长石和方解石的Pb、Sm-Nd同位素模式年龄研究指出矿石母体形成于海西—印支期(袁忠信等，1995)，表明了攀西裂谷发展与稀土成矿的渊源关系。

由上述可见，攀西地区稀土成矿历经艰辛，通过继承、发展、不断分异、分馏、富集，终于在喜山期大器晚成(表1)。

在第四纪表生作用下，历次形成的富含稀土元素的岩体和矿床均发生了不同程度的稀土元素活化、迁移，再度分馏、富集等地质地球化学作用，形成了半山田、麻地等众多风化壳淋积型稀土矿和茨达等地稀土砂矿。在牦牛坪式稀土矿床氧化带还形成了独特的胶态相稀土矿石新类型。

表 1　攀西地区稀土成矿与火成作用演化系列

期次		裂谷阶段	火成作用			稀土成矿	
			深成	浅—超浅成	喷（溢）出	规模	实例
喜山期	晚古生代—中生代裂谷	封闭		碱性杂岩体		大、中、小型	牦牛坪、大陆乡、三岔河、包子村、里庄、麦地等
燕山期		卷缩	碱长花岗岩				
		坳陷	地壳重熔				
印支期		断陷隆升		碱性花岗岩 碱性花岗伟晶岩、正长岩、正长伟晶岩		小型	西昌长村、乱石滩、羊圈房、高草
海西期		破裂	碱性花岗伟晶岩 伟晶正长岩		峨眉山玄武岩	小型	会理路枯
		成岩	深成伟晶岩 层状伟晶岩	层状碱性杂岩			
加里东期			小型超基性岩体				
			地幔底辟局部熔融				
澄江期	晚元古后造山陆缘裂谷				钙碱性火山岩		沪沽
晋宁期	火山—深成岩浆岛弧		黑云母花岗岩		钾长流纹岩 流纹质凝灰岩	矿点	会理于沟、半山田
				洋陆碰撞岩浆			

历次形成的稀土矿床及其成因类型列于表 2。

表 2　攀西地区稀土矿床类型划分表

大类	亚　类	类　型	主要工业矿物	主要有用组分	经济价值	矿床(点)实例	成矿时代
内生	与碱性岩-碳酸岩有关的矿床	氟碳铈矿-重晶石碱性伟晶岩、碳酸岩脉	氟碳铈矿、重晶石(钡天青石)、萤石	LREE、Ba、(Sr)、CaF_2	重要的大型矿床	牦牛坪、大陆乡、木洛、三岔河、包子村、麦地沟、马颈子、羊房沟等	喜马拉雅期
	与花岗岩有关的矿床	褐钇铌矿(硅钛铈矿)—铌铁矿黑云母花岗岩	褐钇铌矿(硅钛铈矿)、铌铁矿、锆石	HREE、Nb、Zr	与铌矿伴生的稀土矿点	草场、横海	印支期—海西期
		褐钇铌矿-烧绿石-铌钽铁矿碱性花岗伟晶岩	褐钇铌矿、烧绿石、铌钽铁矿	HREE、Nb、Ta	与铌钽矿伴生的稀土矿点	路枯、猫猫沟、解放乡(长村、乱石滩、高草、羊圈房)等	
	与酸性火山岩有关的矿床	铌钽铁矿—硅铈铌钡矿变质钾长流纹岩、流纹质凝灰岩	铌钽铁矿、硅铈铌钡矿、烧绿石、氟碳钙铈矿、独居石	REE、Nb、Ta	与铌钽矿伴生的稀土矿点	干沟	晋宁期
外生	砂　矿	褐钇铌矿、锆石坡洪积型	褐钇铌矿、锆石	HREE、Nb、Zr	小型	茨达	第四纪
	淋积型	变质酸碱性火山岩风化壳离子吸附		LREE	矿点，价值不明	半山田、泸泸等	
		碱性花岗岩风化壳离子吸附		REE	矿点，价值不明	麻地	
		钾长花岗岩风化壳离子吸附		LREE	矿点，价值不明	石马村	
		黑云母花岗岩风化壳离子吸附		REE	矿点，价值不明	阿月	

三、喜山期稀土成矿基本特征

1. 成矿年龄

对牦牛坪和大陆乡两个代表性稀土矿床成矿年代学地质及同位素绝对年龄研究表明：牦牛坪含矿碱性杂岩体侵入燕山期碱长花岗岩中。后者又侵入上三叠系白果湾组，K-Ar 同位素绝对年龄 78～134Ma，因此，含矿碱性杂岩体当晚于 78Ma。0281 部队和一〇九地质队先后于 70 年代和 90 年代初分别采取碱性基性伟晶岩矿脉中的钍石、钠铁闪石和黑云母测试，获得的同位素绝对年龄分别为 23Ma 和 27～(40±0.7)Ma。杨光明获得大陆乡成矿母岩霓辉正长岩年龄为 64.9Ma；矿石成矿年龄为 9.82～(15.28±0.49)Ma(表 3)。显然为喜马拉雅期无疑。

2. 矿床围岩及其蚀变

矿床围岩类型广泛，无明显选择性和依赖性，既有花岗岩、正长岩类(牦牛坪、木洛、麦地、三岔河、包子村、里庄、大陆乡等)，又有正、付变质岩(木洛、包子村、大陆乡等)。其

围岩蚀变随岩性不同而有较大差异，花岗岩、正长岩类多发育长霓岩化；变辉绿岩、煌斑岩及千枚岩、变质砂岩则黄铁矿化普遍；各类岩石均可发生碳酸岩化；矿脉旁侧各类岩石均具有萤石、重晶石化。

表 3　牦牛坪、大陆乡稀土矿床绝对同位素成矿年龄

矿　床	矿　物	产　状	年龄/Ma	资料来源	测试单位
牦牛坪	钍石	重晶霓辉伟晶岩	23	0281 部队(U-Th 法)	中国有色金属工业总公司矿产地质研究院矿床室，1992
	黑云母	细网脉	27.8±0.5	109 队(K-Ar 法)	
	黑云母	霓石萤石伟晶岩	40.3±0.7		
	钠铁闪石	大脉	31.8±0.7		
	镁钠铁闪石	方解石碳酸岩脉	31.7±0.7		
大陆乡	黑云母	霓辉正长岩株	64.9	中国地质大学(武汉)杨光明 (K-Ar 法)	中国地质科学院同位素研究与测试中心
		碳酸化霓辉萤石钡天青石型矿脉	9.82～10.6		
	白云母		11.3		
	Rb、Sr 等时线	黑云母、方解石矿石全样	15.28±0.49	(Rb-Sr 法)	地矿部壳幔体系物质交换及动力学开放实验室

3. 含矿碱性杂岩体

含矿碱性杂岩体岩石组合及演化系列为：煌斑岩、辉绿岩脉——英碱(或霓辉)正长岩株——碱性基性伟晶岩脉——方解石碳酸岩脉——(霓石碱性花岗斑岩脉)，以英碱(霓辉)正长岩株为主体。该岩株富含霓石、霓辉石等碱性暗色矿物和氟碳铈矿、氟碳钙铈矿、稀土磷灰石、钍石、钡塔石等稀土、稀有及放射性元素副矿物，岩石碱质含量高($(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3=0.60$±)，稀土元素(REE)含量 1131.73×10^{-6}～5405×10^{-6}(表 4)，为碱性岩平均值(210×10^{-6})的 5～25 倍以上，显示了成矿母岩特征。

由表 4 可以看出，组成杂岩体的其他岩脉稀土元素含量亦很高。而事实上组成杂岩体的碱性基性伟晶岩脉和方解石碳酸岩脉都是矿(化)脉，而且多数品位较高，它们代表了稀土成矿的两次高潮。含霓石碱性花岗斑岩的生成，宣告了稀土成矿的结束，随后而来的是岩浆期后富含铅、铋、钼、银等多金属的热液在成矿中心及其附近叠加成矿。可以认为，杂岩体的生成过程就是稀土成矿的过程，其发育程度，尤其是成矿高潮阶段碱性基性伟晶岩和方解石碳酸岩的发育程度决定着矿床的规模和价值。

表 4　含矿碱性杂岩体稀土元素丰度一览表

岩石名称	牦牛坪丰度值/10^{-6}	大陆乡丰度值/10^{-6}	备　注
煌斑岩、辉绿岩	1000～3100		
英碱(或霓辉)正长岩	2552～5405	1131.73～4209.67	
碱性基性伟晶岩	1974～<10000		≥1%者未计入
方解石碳酸岩	2300～9440		≥1%者未计入
含霓石碱性花岗斑岩	620～1800		

4. 地质构造

攀西地区深部构造为南北向康滇幔隆与龙门山-锦屏山幔坡陡倾带之间向北西侧伏的过

渡带(图 1)为陆壳脆弱活动带，张云湘、骆耀南等还发现攀西地区地幔顶部遗存裂谷期“异常地幔”体，指出“如遇到合适的板块活动条件，推测将会又一次出现构造岩浆活化”(张云湘等，1998)，而印度-欧亚板块碰撞缝合引起强大的喜山运动提供了这一契机，使其可能局部活化，成为本区稀土成矿的发源地。与深部构造区相对应的表层为攀西裂谷轴部南北向构造岩浆杂岩带，区域性深断裂发育(图 2)，它们控制着矿田，沿其上盘次级断裂带含矿碱性杂岩体及稀土矿床往往成串株状展布，矿体和矿脉受更次一级的断裂、节理控制。例如冕西稀土矿田受南河深大断裂和马头山深大断裂控制；大陆乡矿田受普威断裂和大陆乡断裂交汇部位控制。牦牛坪、三岔河、包子村、麦地、里庄等矿床沿哈哈次级断裂带呈串珠状分布，木洛、郑家梁子矿床则受棉沙湾次级断裂带控制。大陆乡矿床则受大陆乡次级断裂控制，矿(脉)体则充填于更次一级的断裂、节理中 。因而，矿床(点)成群成带展布。每一个矿田均有 1～2 个大中型矿床和众多卫星小矿床(点)产出。如冕西矿田目前已发现大型和中型矿床各一个，小型及矿点 5 处。

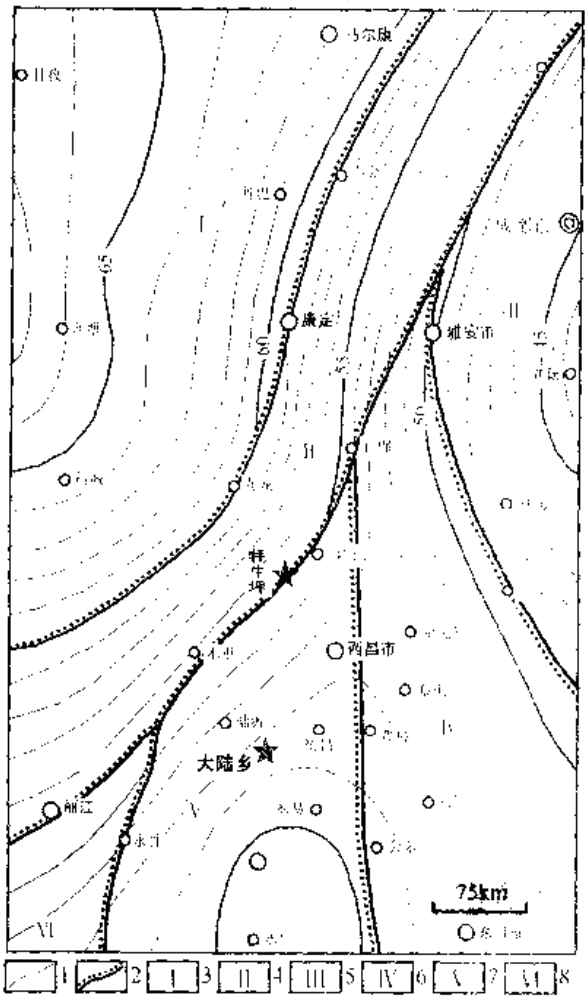


图 1　攀西裂谷带莫霍界面深度及深部构造分区图（据《地质专报·攀西裂谷》）

1—莫霍面等深线；2—深部构造分区线；3—西部缓坡缓倾区；4—龙门山—锦屏山缓坡陡倾区；5—东部缓坡区；6—凉山缓凹区；7—康滇缓隆区；8—滇西缓凹区

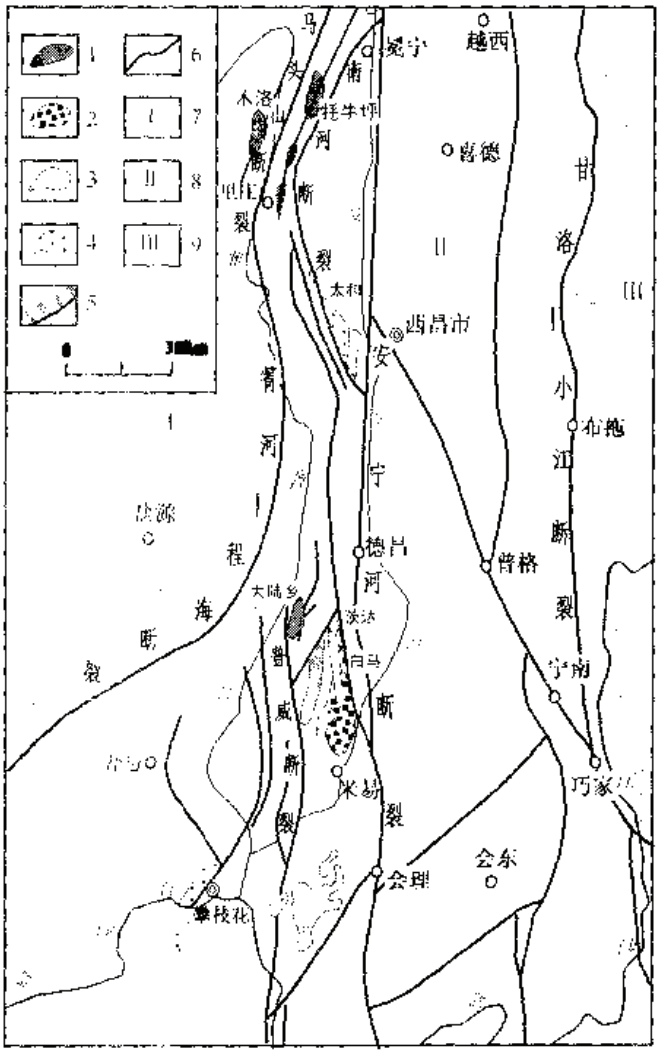


图 2　攀西裂谷带稀土成矿带地质构造略图

1—富稀土英碱正长岩和碱性花岗岩；2—正长岩；3—富碱花岗岩；4—碱性花岗岩；5—基底断裂；6—断裂；7—陆缘海相中生界分布区；8—前震旦系古陆分布区；9—古生界即陆相中生界分布区

5. 矿体、矿石

矿体除个别为单条厚大的矿脉外，绝大多数是由1至数条厚大的矿脉及大量平行脉或网脉带构成，少部分矿体几乎是由平行脉或网脉带构成。矿体呈脉状，具分支复合，尖灭再现或侧现特点。原生矿石类型有碱性基性伟晶岩型、方解石碳酸岩型和细网脉(浸染)型三大类。矿物成分较复杂，粒度较粗大一粗大。工业稀土矿物为单一氟碳铈矿，其稀土元素占有率大于90%以上。此外有少量仅具矿物学意义的硅钛铈矿、氟碳钙铈矿等。矿石属铈族轻稀土强选择配分型。矿石中重晶石或钡天青石、萤石、方铅矿等达工业品位，可以综合回收利用，铀、钍、磷含量低微(U<0.0025%～0.02%，Th<0.001%～0.079%，P_2O_5 0.033%～0.68%)，选矿后的稀土精矿Fe、F、Ca也低于国家标准。

6. 胶态稀土矿——表生作用产物

本类稀土矿床的另一个显著特点是在矿床氧化带首次发现胶态相稀土矿，其稀土占有率4.0%～10%。据杨光明等对牦牛坪稀土矿床的研究，该类稀土呈胶态相赋存于黑色土状风化物中的铁-锰非晶质体内。由于稀土元素在氧化带重新迁移、富集，配分得到了有利调整，铁-锰非晶质体中 Sm_2O_3、Eu_2O_3、Gd_2O_3 和 Y_2O_3 等中重稀土明显富集，其配分分别为原矿的1.56～2.3倍，而 La_2O_3、Ce_2O_3、Pr_4O_{11} 配分则不同程度降低，特别是 La_2O_3 降低最显著(表5)。据施泽民等研究①，不仅冕西稀土矿田是这样，就是更南的大陆乡稀土矿床的氧化带亦存在胶态相稀土矿。

7. 地球化学特征

目前，这方面的研究工作主要集中在牦牛坪稀土矿床，其次是大陆乡稀土矿床。先后参与研究的有四川省地勘局一〇九地质队施泽民等①、中国科学院广州地质新技术研究所牛贺才(1995)、中国地质科学院矿床所袁忠信等(1995)、中国地质大学(武汉)杨光明②、成都理工学院阳正熙等，本文将其成果简要综述。

(1) 原生包裹体

通过对碱性基性伟晶岩型和方解石碳酸岩型矿石中的萤石、石英、方解石、氟碳铈矿等矿物研究，发现其包裹体有气-液、气-液-CO_2 和流体-熔融(在牛贺才、袁忠信等人文献中称为气液-子晶相)和熔融及沸腾等五种类型，同一矿物中往往有几种包裹体，即气液与熔流、熔融包裹体共存于同一矿物，反映了稀土成矿始于岩浆—热液不混溶过渡流体，晚期进一步演化为热液流体②。通过均一化测温结果(表6)表明，同一矿物中包裹体类型不同，均一温度差别较大，但主要在200～450℃±。经上覆地层(约5000m)的静压力(1500Pa)校正，成矿温度为390至>600℃。成矿末阶段生成的含霓石碱性花岗斑岩成矿温度为700～750℃。说明稀土成矿阶段主要是岩浆熔体向热液阶段演化的过渡期，成矿温度较高。

成矿流体富含Na、K及 CO_2、SO_4^{2-}、Cl^-，总盐度在牦牛坪较高(16NaCl%～58NaCl%)，个别样品高达70NaCl%；大陆乡低些，(5.6NaCl%～17.7NaCl%)。表明成矿流体属Na-K-CO_2-SO_4-Cl型高盐度高挥发分物质。高盐度(28%～43%)包裹体都有子晶矿物产出。密度与盐度有关，中温(250℃)中低盐度(<14NaCl%)的流体密度为0.8～1.0g/cm³，高温(380℃±30℃)高盐度(>14NaCl%～43NaCl%)流体密度为0.95～1.10g/cm³。平均密度大约在1.0g/cm³

① 施泽民等，四川省德昌县大陆乡稀土矿床稀土元素的赋存状态及综合利用研究报告，109队，1997。
② 杨光明，四川省德昌县DL槽稀土矿床成矿地质条件研究，1998。

左右。根据均一温度和成分，按 $NaCl-H_2O-CO_2$ 和 $NaCl-H_2O$ 体系综合估计均一压力(近似捕获压力)为 25～37MPa，成矿深度约 0.8～1.8km，与地质估计上覆地层厚度(约 1.5km)相近，为浅成开放环境。可见，本矿成矿流体是富含挥发分的高盐度物质，在较高温度和较低压力(可能是开放环境)的浅成条件下成矿。

表 5　黑色土状风化物与矿石稀土配分对比表(%)

组　分	碱性伟晶岩型矿石(55 件)	黑色土状风化物						
		AK13	AK18	M01	M01-01		晶质矿物	非晶质体
La_2O_3	28.79	32.41	32.92	26.51	23.74	31.90	31.39	22.15
Ce_2O_3	45.82	42.71	39.06	43.90	47.63	56.01	52.46	47.48
Pr_6O_{11}	4.31	3.43	3.74	5.22	3.74	4.79	3.30	5.69
Nd_2O_3	12.64	12.20	12.44	17.04	15.54	1.80	10.47	17.89
Sm_2O_3	1.17	1.87	2.08	2.47	2.16	2.18	1.12	2.40
Eu_2O_3	0.23	0.61	0.63	0.58	0.52	0.43	0.16	0.53
Gd_2O_3	0.71	1.22	1.45	0.97	1.31	0.97	0.48	1.11
Tb_4O_7	0.10	0.15	0.21	0.13	0.16	0.09	0.04	0.18
Dy_2O_3	0.20	0.69	1.02	0.52	0.69	0.34	0.10	0.58
HO_2O_3	0.05	0.15	0.18	0.09	0.13	0.07	0.02	0.09
Er_2O_3	0.06	0.34	0.53	0.20	0.29	0.13	0.04	0.18
Tm_2O_3	0.03	0.04	0.07	0.04	0.04	0.02	0.00	0.04
Yb_2O_3	0.06	0.27	0.42	0.18	0.32	0.13	0.03	0.17
Lu_2O_3	0.006	0.06	0.07	0.03	0.03	0.01	0.00	0.03
Y_2O_3	0.77	3.85	5.18	2.13	3.72	1.12	0.38	1.48
ΣCe_2O_3	98.15	93.23	90.87	95.72	93.33	97.11	98.90	96.14
ΣY_2O_3	1.9	6.77	9.13	4.29	6.67	2.88	1.09	3.86
LREO	96.75	90.75	88.16	92.67	90.65	94.50	97.62	93.21
MREO	2.37	4.69	5.57	4.76	4.97	4.08	1.92	4.89
HREO	0.93	4.56	6.27	2.58	4.38	1.41	0.45	1.90
ΣTSE		1.01	1.16	0.87	0.88	0.62	0.22	0.87

表 6　喜山期主要稀土矿床包裹体类型及均一温度测定结果表(℃)

包裹体 / 矿物	气液包裹体 (V+L)		含子矿物多相包裹体 (L+V+$S_子$)		含 CO_2 多相包裹体(L+V+L_{CO_2})		熔流包裹体 (L+V+S)		熔融包裹体(S+V)
	牦牛坪	大陆乡	牦牛坪	大陆乡	牦牛坪	大陆乡	牦牛坪	大陆乡	大陆乡
氟碳铈矿	116～196	274～430		351～361				～740	
萤　石		249～330	360～410	260～350	328～376	270～339	493.7～502.3*	740～760	
方解石	150～250	256～296	311(爆裂)	414		—			
重晶石		200～235							
石　英	249～395	228～560	232～394	439～570	232～470	328～390	454～519.5*		900～960
霓辉石	277～346				270～395				
闪锌矿		245							

注：1. 大陆乡资料据中国地质大学(武汉)杨光明等《四川德昌县 DL 稀土矿床成矿地质条件研究》1998。
2. 牦牛坪据袁忠信等(1995)；带 * 者据牛贺才等 (1994)。

(2) 稳定同位素地球化学特征

成矿母岩英碱正长岩全岩中石英、方解石、氟碳铈矿、微斜长石、霓辉石等 $\delta^{18}O$ 5.1‰～

16.8‰，石英、方解石 $\delta^{18}O$ 计算的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 变化范围分别为＋3.9‰至－6.1‰和＋7.22‰至－4.2‰，揭示了成矿流体具有岩浆流体和大气降水两个端元；碳同位素 $\delta^{13}C$ 6.3‰～10.6‰，碳主要来自富含 CO_2 的高温岩浆流体。硫同位素表明早期重晶石和天青石中硫（$\delta^{34}S$＋2.5‰至＋6.85‰）以岩浆来源为主；后期硫化物（黄铁矿、方铅矿、辉钼矿等）中的硫（$\delta^{34}S$ 为－2.1‰～10.9‰），可能来源于地壳中富含 ^{32}S 的沉积物或大气降水下渗循环的地下热水。霓辉正长岩全岩 $\delta^{34}S$ 为 1.97‰，接近陨石硫或上地幔硫同位素组成，应视为幔源。铅同位素反映了矿化体系中的铅是下部地壳中某个储体派生的，该储体于 283Ma 左右形成，并基本脱离了 U-Pb 演化系统，没有进一步放射性成因的铅同位素积累。喜山期该储体产生的英碱正长岩质岩浆和稀土成矿流体仍保留了其特征。锶同位素初始值（0.706～0.709）反映了成矿流体和其他成矿物质来自下部地壳或壳幔混熔源区，而上部地壳物质的混染微弱。

对大陆乡稀土矿石及氟碳铈矿的钕同位素研究表明，矿床 $^{134}Nd/^{144}Nd$ 为 0.512313～0.512297，与陨石（0.511836～0.5126387）相当，显示了稀土物质来自地幔源区的特点。

综上所述，成矿物质来自深部（下部地壳或壳幔混熔源区），稀土成矿结束后叠加的硫化物矿化（方铅矿、辉钼矿）流体中有一定的大气降水下渗后参与到循环热液中。

8. *成矿物质来源*

上述各种同位素的研究结果均反映出矿床主要成矿物质来自地幔源区，仅有部分成矿热液是大气降水下渗循环热水。矿床成矿杂岩体及矿脉的稀土配分型式向右陡倾，与金伯利岩、钾镁煌斑岩相似，也反映了幔源特征（牛贺才，1995）。因此，本区喜山期内生稀土矿成矿物质主要来自上地幔。

9. *成矿阶段及矿床成因类型*

根据野外观察到的岩矿脉（体）穿插关系、矿物共生组合及矿物均一温度，初步将成矿期划分为 4 期 8 阶段（表 7）。笔者将云煌岩和辉绿岩作为基性-超基性岩无矿阶段浅成相的产物，推测其深成相主体隐伏于深部；英碱（霓辉石）正长岩矿化阶段以稀土矿物呈稀浸状副矿物均匀产出为特征；碱性基性伟晶岩成矿阶段和方解石碳酸岩成矿阶段使成矿先后达到高潮，且以前者为最，但两者早序次矿化均较弱（表 3）。这反映了成矿过程中物理化学条件（包括熔

表 7　成矿阶段划分表

成矿期	成矿阶段	矿物共生组合	成矿温度/℃
正岩浆期	基性—超基性岩无矿阶段	黑云母、斜长石	＞800
	英碱正长岩矿化阶段	霓石、正长石、石英、氟碳铈矿、氟碳铈钙矿、钛石	700～770
残余岩浆期	碱性基性伟晶岩成矿阶段	霓辉石、重晶石（天青石）、正长石、石英、氟碳铈矿	400 至＞637
	方解石碳酸岩成矿阶段	方解石、重晶石、正长石、石英、氟碳铈矿、硅钛铈矿	247 至＞510
	含霓石碱性花岗斑岩无矿阶段	霓石、石英、长石	700～750
热液期	石英硫化物叠加成矿阶段	方铅矿、辉钼矿、辉银矿、石英、萤石、正长石、重晶石、黄铁矿	
	无矿石英阶段	石英	
表生期	风化-胶态稀土成矿阶段	方铈矿、彩钼铅矿、绢云母、高岭土、铁锰土（霓辉石风化产物，含胶态相稀土）	常温

体物质成分)的演化特点。碱性基性伟晶岩成矿阶段除生成大量的伟晶岩型矿脉外，在次级裂隙中生成更富含挥发分的较远程石英萤石(重晶石、正长石)氟碳铈矿气液细网脉；含霓石碱性花岗斑岩结束了稀土成矿作用，续之而来的是岩浆期后热液叠加 Pb、Mo、Bi、Ag 矿化，进一步提高了矿床经济价值。因此，本区喜山期内生稀土矿床属幔源物质上侵与碱性岩—碳酸岩有关的裂隙充填式氟碳铈矿型轻稀土矿床。

10. 攀西地区喜山期主要稀土矿床与国内、外同类矿床之比较

攀西地区喜山期主要稀土矿床与国内、外同类矿床之比较列入表 8、表 9。

表 8　国内外重要内生稀土矿床地质对比

产地及矿床名称	牦牛坪稀土矿床	大陆乡稀土矿床	内蒙白云鄂博铁铌稀土矿床	湖北庙垭稀土矿床	山东微山稀土矿床	美国芒廷帕斯稀土矿床	加拿大雷神湖铍铌稀土矿床	蒙古木苏盖-胡都卡稀土矿床
矿床规模	大型	大型	超大型	大型	中型	大型	大型	大型
成矿时代/Ma	喜山期(23～40.3)	喜山期(9.8～64.9)	加里东期(400～800)	海西期(213～278)	燕山期(110～140)	元古宙(840～950)	元古宙(2094)	晚侏罗世
大地构造位置	攀西裂谷北段，扬子地台西缘与甘孜-松藩地槽过渡带	攀西裂谷中段，扬子地台西缘与甘孜-松藩地槽过渡带	狼山-白云鄂博裂谷带，华北地台北缘与内蒙地槽过渡带	扬子地台北缘武当隆起与东秦岭地槽过渡带	鲁西台背斜西南缘与滕县地堑凹陷过渡带	美国西部盆地—山脉裂谷带	加拿大西北部	蒙古南部东西向隆起带
控岩控矿构造	NNE 向南河深断裂系统	近 NS 向普威深断裂系统	EW 向、NS 向深断裂交会处	NS 向深断裂，EW 向表层断裂	NW 向、NNW 向、NE 向断裂	NW 向深断裂系统		
含矿杂岩体	中心式带状云煌岩-辉绿岩-英碱正长岩株、正长霓辉伟晶岩脉、重晶霓辉伟晶岩脉方解石碳酸岩脉、霓石碱性花岗斑岩脉	岩石组合为：霓辉正长岩株、云煌岩、辉绿岩、含霓辉石萤石锶重晶石—钡天青石脉、方解石碳酸岩型、细网脉型	白云石碳酸岩、方解石碳酸岩脉、金云母岩脉、钠铁闪石磁铁矿脉	碱性正长岩株、岩脉、黑云母碳酸岩、方解石碳酸岩、铁白云石碳酸岩	碱性正长岩株、石英正长岩、霓辉石英正长岩、重晶石方解石白云石碳酸岩	富辉石正长岩株、方解石碳酸岩株、白云石碳酸岩脉	环状，碱性正长岩类、碱性花岗岩	粗面岩、暗霞岩、暗色白榴岩、粗面质岩、富辉石正长岩、正长岩、角砾岩、碳酸岩、磷灰石岩
矿(脉)石类型	碱性伟晶岩型、方解石碳酸岩型、细网脉型	含霓辉萤石锶重晶石(钡天青石)型、含霓辉萤石碳酸岩脉	铁-稀土矿石、白云石稀土矿石、硅酸盐岩稀土矿石	铁白云石碳酸岩型、含炭质方解石碳酸岩型、正长斑岩型	石英重晶石碳酸岩型、霓辉花斑岩型、铈磷灰石型、霓辉石型	铁白云石碳酸岩型、方解石重晶石碳酸岩型、硅化方解石碳酸岩型	正长岩型、碱性花岗岩型	角砾岩型、碳酸岩型、磷灰石岩型。最重要的是呈角砾岩产出酸岩矿石

续表

主要稀土、稀有矿物	氟碳铈矿。少量硅钛铈矿、氟碳铈钙矿、方铈石	氟碳铈矿、少量稀土榍石、独居石	氟碳铈矿、独居石、易解石、烧绿石、铌铁矿	独居石、氟碳铈矿、氟碳铈钙矿、铌铁矿、铌金红石	氟碳铈矿。少量氟碳铈钙矿、碳铈钠石	氟碳铈矿。少量氟碳铈钙矿、钍石、独居石	硅铍钇矿、磷钇矿、独居石、氟碳铈矿、烧绿石、铀钍石	氟碳铈矿(10%～15%)
可综合回收利用矿物	重晶石、萤石、方铅矿	钡天青石、萤石	烧绿石、铌铁矿、重晶石、萤石	铌铁矿、黄铁矿、沥青铀矿，磷灰石	重晶石	重晶石、钍石	晶质铀矿、锆石、锡石	重晶石，天青石，方铅矿
主要脉石矿物	霓辉石、正长石方解石。少量石英、黑云母、钠铁闪石	方解石、霓辉石。少量毒重石、石英、黑云母	白云石、正长石、方解石、黑云母	钾长石、方解石、铁白云石、钠长石、绢云母、石英、黑云母	方解石、白云石、萤石、霓辉石、钠铁闪石、石英、钾(钠)长石	方解石、铁白云石、黑云母、石英、少量兰石棉、萤石	条纹长石，石英，钠闪石，霓辉石，黑云母、星叶石、萤石	方解石

表 9　国内外稀土矿床地球化学特征对比

产地及矿床	牦牛坪稀土矿床	大陆乡稀土矿床	内蒙白云鄂博铁铌稀土矿床	湖北庙垭稀土矿床	山东微山稀土矿床	美国芒廷帕斯稀土矿床	加拿大雷神湖铍铌稀土矿床	蒙古木苏盖-胡都卡稀土矿床
主要有益成分	REO，伴生 CaF_2，$BaSO_4$，Pb，Mo，Ag，Nb，Th	REO，伴生 $SrSO_4$、CaF_2	Fe，REO，Nb，$BaSO_4$，CaF_2	REO，Nb_2O_5	REO，BaO	REO，$BaSO_4$，ThO_2	LREO，HREO，Nb，BeO，Zr	REO，Sr，Ba，Pb
有害杂质含量/%	ThO_2=0.02～0.05；P_2O_5=0.37～0.68；CaO=2.8～12.4；F=4.53～6.0；TiO_2=0.02～0.40	ThO_2=0.001～0.027；P_2O_5=0.0～0.005；CaO=19.9～33.4；F=8.9～16.0；TiO_2=0.0～0.33	ThO_2=0.03～0.05；P_2O_5=0.22～2.85；CaO=1.65～35.06；F=0.34～16.83；TiO_2=0.05～0.62	ThO_2=0.0004～0.005；P_2O_5=1.1～4.9；CaO=5.2～43.20；TiO_2=0.18～1.03	Th=0.002；P=0.12；CaO=1.18；F=0.7；TFe=2.81	稀土及钍矿化破碎带的氧化带 ThO_2=6	U=0.00014～0.045；Th=0.0037～0.1702；CaO=0.37～4.24 P_2O_5=0.19～0.51；F=0.18～3.13	TiO_2=0.03～0.76；CaO=8.86～43.60；P_2O_5=0.27～30.25；F=0.55～22.16
成矿母岩岩石化学/%	SiO_2 66.75；Al_2O_3 17.01；Fe_2O_3 2.59；CaO 0.43；Na_2O 5.26；K_2O 4.46；$Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$=1.68	SiO_2 60.28；Al_2O_3 17.64；Fe_2O_3 2.59；CaO 2.88；Na_2O4.68；K_2O 5.99；$Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$= 1.28	SiO_2 11.21；Al_2O_3 1.31；Fe_2O_3 3.33；CaO 35.03；Na_2O 0.94；K_2O 1.14；$Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$= 0.04	SiO_2 62.26；Al_2O_3 16.07；Fe_2O_3 3.72；CaO 0.96；Na_2O 6.17；K_2O 4.71；$Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$=1.39			SiO_2 61～69.9；Al_2O_3 11.80～13.9；Fe_2O_3 3.80～4.90；Na_2O 2.7～4.05；CaO 0.91～1.61；K_2O 5.09～5.17；Ce+La=0.00315～0.0322	

续表

产地及矿床	牦牛坪稀土矿床	大陆乡稀土矿床	内蒙白云鄂博铁铌稀土矿床	湖北庙垭稀土矿床	山东微山稀土矿床	美国芒廷帕斯稀土矿床	加拿大雷神湖铍铌稀土矿床	蒙古木苏盖-胡都卡稀土矿床
成矿母岩稀土元素丰度及特征值，含量单位/10^{-6}	英碱正长岩 REE=3363，δEu=0.77，Eu/Sm=0.20，ΣCe/ΣY=29.55，$(Ce/Yb)_N$=67.37，$(La/Yb)_N$=123.23，$(La/Sm)_N$=11.91	霓辉正长岩 REE=1131 δEu=0.88，Eu/Sm=0.23，ΣCe/ΣY=16.95，$(Ce/Yb)_N$=51.24，$(La/Yb)_N$=76.25，$(La/Sm)_N$=6.58	白云石碳酸岩，δEu=0.71～1.18，ΣCe/ΣY=39.25～93.55，方解碳酸岩 δEu=0.73～0.78，ΣCe/ΣY=70.37～94.01	碱性正长岩 δEu=0.85～1.14 ΣCe/ΣY=7～33，碳酸岩 δEu=0.80～1.12，ΣCe/ΣY=9～123				
矿石稀土配分型式	Ce>La>Nd 富铈族稀土强选择配分型	Ce>La>Nd 富铈族稀土强选择配分型	Ce>La>Nd 富铈族稀土强选择配分型	Ce>La>Nd 富铈族稀土强选择配分型	Ce>La>Nd 富铈族稀土强选择配分型	Ce>La>Nd 富铈族稀土强选择配分型	轻稀土选择配分型	富铈族稀土强选择配分型
稀土氧化物分布/(%)	LREO 95.60～96.75 MREO 2.37～3.34; HREO 0.83～1.04	LREO 97.44～98.0 MREO 1.48～2.08 HREO 0.48～0.52	LREO 96.25 MREO 3.18 HREO 0.58		LREO 97.28 MREO 2.29 HREO 0.44	LREO 98.90 MREO 0.91 HREO 0.10	HREO 60上	ΣCe/ΣY = 15.9～41.00
物、化探异常	放射性γ异常 Ce-La-Pb-Mo-Ba(Ag、Th)组合异常	放射性γ异常 Ce-La-Pb-Mo-Ba (Ag、Th)组合异常		放射性γ异常	放射性γ异常	放射性γ异常	放射性γ异常	

本表综合了袁忠信等(1995)、潘广平，牦牛坪稀土矿床地质特征及成矿模式探讨、潘启宇，白云鄂博铌稀土铁矿的成矿地质条件及矿床成因、徐光宪主编，稀土、刘源骏，湖北竹山庙垭稀土矿床、王志中，山东微山都山稀土矿地质特征及开发利用现状、袁忠信等，碳酸岩地质及矿产、一〇九地质队，四川省冕宁县牦牛坪稀土矿区普查地质报告等资料。

由表 8 可见，它们具有相同或相似的大地构造背景，矿床都受控于区域性大断裂带，成矿直接与碱性杂岩体有关；普遍伴生有萤石、重晶石(或天青石)及放射性元素矿物；均具有放射性γ异常。也可看出，攀西地区稀土矿床具有：成矿时代最新、主要工业矿物单一、有害杂质含量低微、氧化带产出配分更优化的胶态相稀土等突出特点(表 9)。

四、找矿模式及找矿远景

攀西地区稀土最具远景的是喜山期牦牛坪式稀土矿。根据矿床特征和找矿实践，本区牦牛坪式稀土矿床受木里—盐源推覆构造前缘冲断带之深断裂带控制，含矿碱性杂岩体即矿床

所在；围岩蚀变以长霓岩化、重晶石萤石化为特征；氧化带以多发育铁锰土且易见识；同时放射性物探异常常与矿带或矿体群分布吻合；水系沉积物化探 La-Ce 异常或 Ce、La、Pb、Mo、U、Ag(Th、Ba)组合异常发育。它们都是很好的找矿标志，据此初步建立找矿模式为：深断裂带＋含矿碱性杂岩体＋长霓岩化、萤石重晶石化、铁锰土化＋放射性异常＋La-Ce 或 Ce、La、Pb、Mo、U、Ag(Th、Ba)化探异常。

根据这个找矿模式，四川地勘局 109 地质队曾于 1994 年在德昌县境内成功地找到了又一个大型牦牛坪式轻稀土矿床——大陆乡稀土矿床。

根据这一模式，在牦牛坪以北 5～10km 处的环单山一带，冕宁西部马头山断裂上盘的棉纱湾次级断裂带的张家坪子岩株和大川毫一带、西昌解放乡一带，以及大陆乡稀土矿区外围均是较好的找矿远景地段。

区内已发现众多风化壳离子吸附型稀土矿点，由于工作程度低，其远景尚不清楚。

参 考 文 献

牛贺才、林传仙，论四川冕宁稀土矿床的成因，矿床地质，1994，13(4)：345～353。

牛贺才，萤石中流体—熔融包裹体的研究，地质论评，1995，41(1)28～33。

袁忠信等，四川冕宁牦牛坪稀土矿床，北京：地震出版社，1995。

张云湘、骆耀南等，攀西裂谷，北京：地质出版社，1988。

The Evolution History of Rare Earth Elements Mineralization and Major Features of Himalayan REE Deposits in the Panzhihua-Xichang aera, Sichuan

Pu Guangping

(109th *Geological Party, Sichuan Bureau of Geology and Mineral Resources, Chengdu* 610100)

Abstract Based on the study of the evolution history of rare earth elements mineralization in the Panzhihua-Xichang area, this paper concluded that even the REE mineralization has a feature of polystage and poly-type, the most important deposits were formed at the stage of Himalayan. Based on the comparision with typical REE deposits both in China and aborad, this paper also poin out the prospective area and type of REE mineralization for the future exploration

Keywords Panzhihua-Xichang, Rare earth element deposit, mineralization evolution, Himalayan

广东省三水盆地及西缘喜马拉雅期内生成矿的地质特征与同位素年代学证据

伍广宇[1]　梁　伟[1]　魏　琳[2]　李晓焰[2]

(1. 广东地质勘查开发局；2. 广东地质勘查开发局 757 地质大队　529040)

摘要　90 年代初，在三水盆地西南侧的晚古生代三洲盆地内，发现长坑大型微细粒金矿和富湾特大型独立银矿，为世人所瞩目。除金、银外，区内尚有 Cu、Pb、Zn、Mn 和 U 等小型或中型矿床分布，为一极具诱惑力的找矿远景区。近年来的研究发现，这些内生金属矿床与三水盆地的形成、演化和发展有非常密切的关系，许多宏观、微观地质构造现象和测试数据表明，它们可能形成于喜马拉雅期，或虽形成于燕山期或更早但延续至喜马拉雅期才宣告结束。

关键词　长坑金矿　富湾银矿　喜马拉雅期　内生成矿

三水盆地及其西缘位于广东省高要至惠来东西向构造带与恩平至从化北东向深断裂带的交汇部位。以北西向西江断裂为界，东部为相对下陷的中新生代三水盆地，西部为相对隆起的晚古生代三洲(高明)盆地(图 1)。在三水盆地内，已知的典型内生金属矿产有西樵山银矿；在三洲盆地内，分布有长坑金矿、富湾银矿、横江铅锌铜矿、鹿洲银矿、叠坪银矿、茶山铅锌(铜、金)矿以及一批尚未查明的 Au、Ag、Pb、Zn、Cu 矿点或地球化学异常。

一、三水盆地的地质特征及其内生金属矿床

1. 盆地特征

三水盆地南北长约 41～115km，东西宽约 10～80km，面积 3075km^2。盆地边界受东西向、北西向和北东向三组断裂构造互相交切复合控制，盆地形态近似呈北西向伸展的菱形。在地球物理场上，它是一条呈东西向展布的地幔隆起带，布格重力异常以正值为特征。基底主要为晚三叠—早侏罗世碎屑岩、晚古生代碎屑岩和碳酸岩，部分为元古宙变质岩、加里东期片麻岩状花岗岩和燕山早期花岗岩。盆地由白垩纪和老第三纪沉积岩组成，岩石类型以碎屑岩和泥岩(含钙)为主，并夹有碳酸盐岩和火山岩。

白垩纪由下至上可划分出百足山组(Kb)、白鹤洞组(Kbh)、三水组(Kss)、大朗山组(Kdl)4 个岩石地层单位，岩性主要是砾岩、砂岩、粉砂岩和泥岩，总厚达 4000m；老第三纪由下而上可划分出莘庄组(Ex)、布心组(Eb)、宝月组(Eby)和华涌组(Eh)4 个岩石地层单位，岩性为砂岩、粉砂岩、砾岩和泥岩夹碳酸岩和火山岩，厚度 3900m 以上。

据佛山地质局 1998 年搜集整理盆地内火山岩同位素年龄测定结果共 31 个，包括 K-Ar 法、U-Pb 法和 Rb-Sr 等时线的测定数据，其中 K-Ar 法和 U-Pb 法同位素年龄一般偏新，但基本上是可靠的，与中国科学院南海海洋研究所(1991)和原地矿部第二海洋地调队(1991)提供的古地磁年龄以及与古生物群提供的相对年代及地质解释基本吻合(表 1)。由表 1 可见，白垩纪大朗山组按同位素年龄值应归入第三纪古新世，但当前地层工作者坚持白垩纪与第三纪

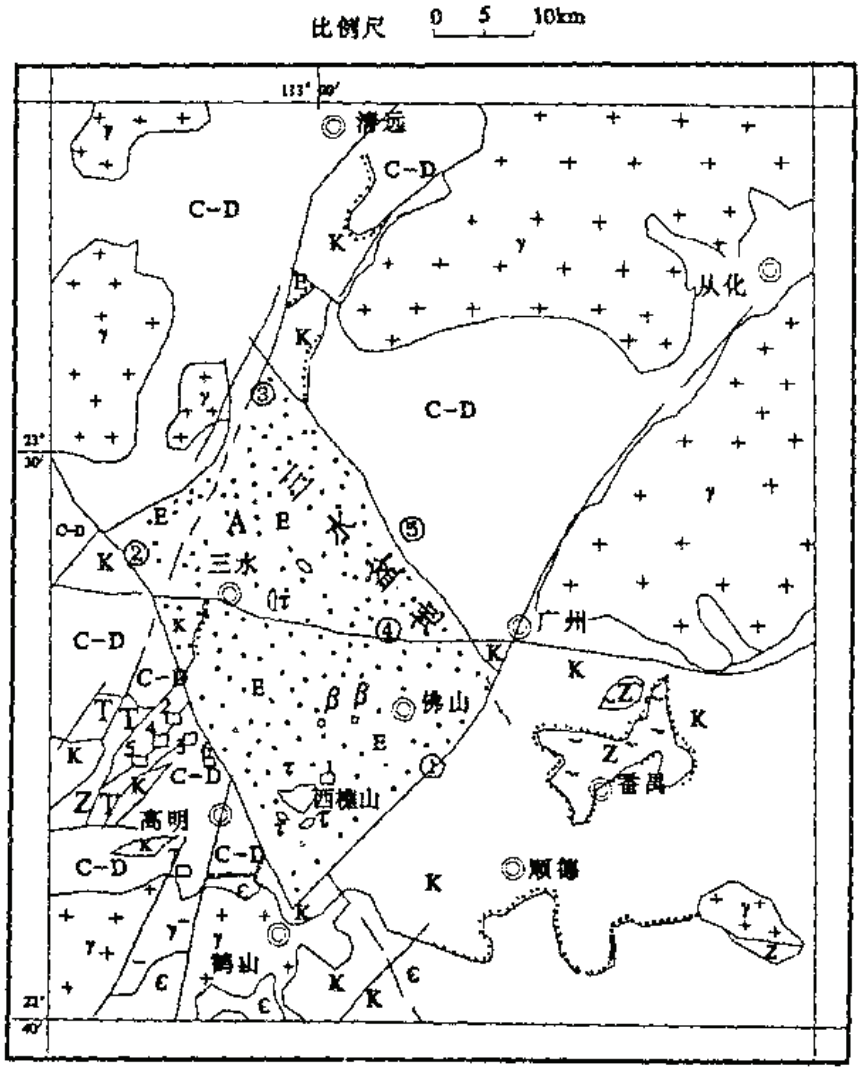


图 1　三水盆地及其西部边缘地区矿床分布图

A—三水盆地；γ—燕山期花岗岩；Z—震旦系；∈—寒武系；C-D—石炭系-泥盆系；T—三叠系；K—白垩系；E—老第三系；β—玄武岩；τ—粗面岩；①恩从断裂带；②—西江断裂带；③—北江断裂带；④—守狗岭断裂带；⑤—番禺断裂带；1—西樵山银矿；2—长坑金矿；3—高湾银矿；4—鹿洲银矿；5—迭平银矿；6—横江铅锌矿；7—茶山铅锌矿

的界线应以扣星介(*Porpocypris*)的消失和中华金星介(*Sinocypris*)的出现为标志，故暂划在莘庄组与大朗山组之间。

盆地内火山活动十分频繁，计有近百次喷发活动，可划分出 13 个喷发期(见表 2)，以玄武岩、安山岩、粗面岩为主，属幔源分异型岩浆演化系列。

2. *矿床及成矿时代*

盆地内惟一具工业价值的金属矿床为西樵山银矿。矿区位于西樵山北东端的黄旗峰附近(图 2)，区内出露华涌组(Eh)沉积岩、砂岩、砂砾岩与火山岩、粗面岩、粗面质凝灰岩、沉凝灰岩、复成分砾集块岩，粗面质集块岩互层等，矿体受北北东向层间断裂控制，断裂切穿粗面岩和粗面质凝灰岩，局部岩石碎裂，发育网状硅质细脉，断裂附近，热液蚀变痕迹明显，以硅化和黄铁矿化为主，矿石中主元素银的含量 69～455g/t。已被工程控制的银矿体有 4 个(图 3)，其规模、产状及品位情况见表 3。

表 1　三水盆地主要化石、古地磁及同位素年龄

年龄 \ 门类			介形虫	叶肢类	腕足类	双壳类	鱼类	爬行类	哺乳类	轮藻	孢粉类	植物	古地磁年龄/Ma	同位素年龄/Ma	备注
老第三纪	始新世	华涌组	E_2		E_2	E_2	E_2			E_2	E_2—E_1		<44	平均 49.78	21个K-Ar法年龄变化于(43～63.93)Ma
		宝月组	E_2		E_2	E_2	E_2		E_1	E_2	E_2	E_2	44.59	平均51.39	K-Ar法
	古新世	布心组	E_2		E_2	E_1—E_2	E_2			E_2	E_2	E_2		平均 52.67	
		莘庄村组	E_1	E_1	E_1	E_1	E_1			E_1—E_2	E_1		50.55		
白垩纪	晚白垩世	大朗山组	K_2		K_2	K_2				K_2	K_2		56.70	50.49～63.7	
		三水组	K_2		K_2	K_2		K_2		K_2	K_2		80～93	52.6～59.38	
	早白垩世	白蚂洞组		K_2						K_1	K_1	K_1	93～129		
		百足山组		K_1						K_1					

表 2　三水盆地白垩—早第三纪火山活动特征表

活动期	喷发期	岩类	喷发次数	厚度/m	层位	主要岩性	次火山岩
喜马拉雅期	13	玄武岩	3	11.60	Eh^3	玄武岩	较发育
	12	粗面岩	3	9.00～84.00		粗面质凝灰岩-角砾岩	
	11	安山-玄武岩	3	1.74～29.50		玄武岩，局部见碱性玄武岩和安山集块岩	
	10	粗面岩	30	0.80～>1000		粗面岩、粗面质凝灰岩-角砾岩，局部粗安岩	较发育
	9	安山-玄武岩	17	2.00～277.70	Eh^4	玄武岩、玄武质凝灰岩-角砾岩，夹安山岩	
	8	流纹岩	9	4.91～384.50		流纹斑岩、流纹质凝灰岩-集块岩，局部见英安岩	较发育
	7	安山-玄武岩	5	1.50～72.00	Eby^2	凝灰岩、凝灰质砂、泥岩，局部有玄武岩和安山岩	
	6	安山-玄武岩	5	1.00～86.00	Eby^2	凝灰岩、凝灰质砂、泥岩，局部见玄武岩和安山岩	
	5	粗面-流纹岩	7	0.50～281.50	Eby^1	粗面岩、流纹岩、流纹质凝灰岩-角砾岩、凝灰质砂、泥岩	较发育
	4	安山-玄武岩	12	0.85～220.50	Eb	玄武质或安山质凝灰岩，局部见玄武岩和安山岩	
	3	流纹岩	1	0.80～3.37	Ex	流纹质凝灰岩-角砾岩	
	2	安山-玄武岩	4	0.87～55.50	Kd	玄武岩、局部见安山岩、安山质凝灰岩	
燕山期	1	流纹岩	1	1.00	Khh	流纹斑岩、英安斑岩、凝灰岩等	较发育

注：资料来源于735地质队，广东三水盆地白垩—早第三纪火山活动特征及其对油气的影响，1993。

表 3　西樵山银矿矿体规模及品位

矿体编号	长度/m	厚度/m		Ag 品位/（g/t）		备　注
		最薄—最高	平均	最低—最高	平均	
V_1	600	4～5	5	133～455	286.5	似层状
V_2	100					Au 0.75g/t
V_3	450	2～14.43	7	80～330	165.0	脉状
V_4	300	5～6	55	69～193	130.96	

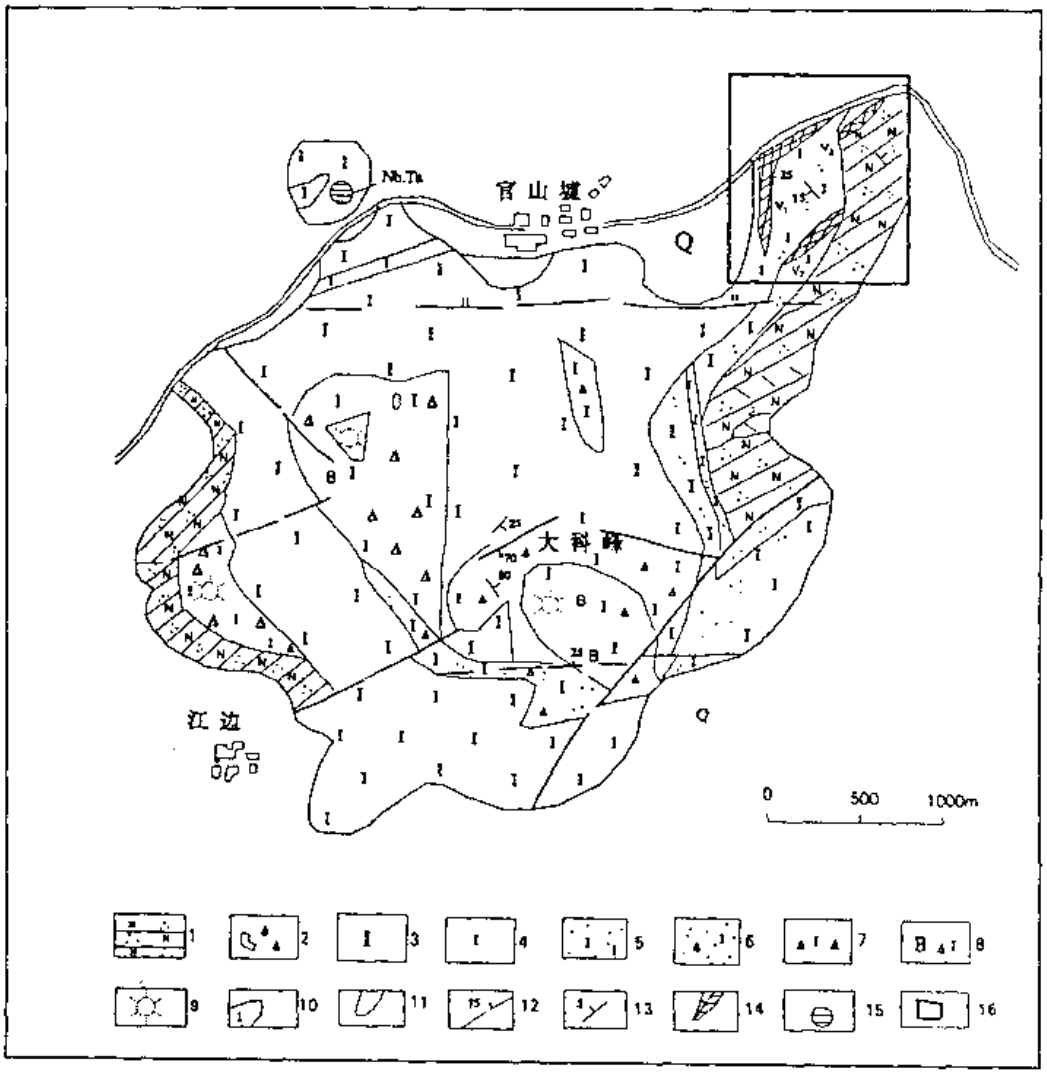


图 2　西樵山火山机构与矿床分布

1—长石石英砂岩；2—复成分角砾集块岩；3—粗面斑岩；4—粗面岩；5—粗面质凝灰岩及沉凝灰岩；6—粗面质角砾凝灰岩；7—粗面质角砾岩；8—粗面质集块岩；9—推测火山口；10—岩墙；11—玉髓；12—断裂及产状；13—地层产状；14—银矿(化)体编号及倾角；15—铌钽矿点；16—西樵山银矿位置

矿区土壤中除 Ag 显示强大的异常外，同时有 Au、As、Sb、Hg(Cu、Pb)异常套合，元素组合特征，与西江断裂西侧三洲盆地内的长坑、富湾、横江、茶山等 Au、Ag 矿或 Pb、Zn 矿显示的异常元素组合极为相似。

可以肯定，西樵山银矿主成矿期应发生在老第三纪始新世(40～50Ma)，此时三水盆地处于萎缩至消亡的过渡演化阶段，与恩从断裂、西江断裂的持续活动有关。西江断裂走向310°～330°，倾向北东，倾角 50°～70°，由 5～6 条断裂组成，称为西江断裂束，长近百公里，从四

会沿西江主航道至磨刀门出海。断裂初发于早白垩世，在晚白垩世、古新世、始新世、甚至中晚更新世，曾多次活动，并不断改变运动方式，至今仍未见停止。张裕明等(1990年7月)对西江断裂第四纪以来的活动进行了详细研究，见表4。说明第四纪以来，至少还有两次明显的活动，第一次发生在中更新世晚期(35～20万年)，以逆断层方式运动；第二次在中晚更新世晚期(4～1万年)，以正断层方式运动，并伴随有热液活动。从宏观上观察恩从断裂的持续活动当与此相适应。

表4　第四纪以来西江断裂热释光测年结果

采样位置	样号	样品物质	测年方法	年龄/万a
珠海挂碇角	D49	断层泥	TL	35.43±0.236
斗门水鬼岩	D50	断层泥	TL	20.08±2.02
磨刀门大桥13孔	43.7～52.4m	蚀变碎裂带	TL	2.34±0.15

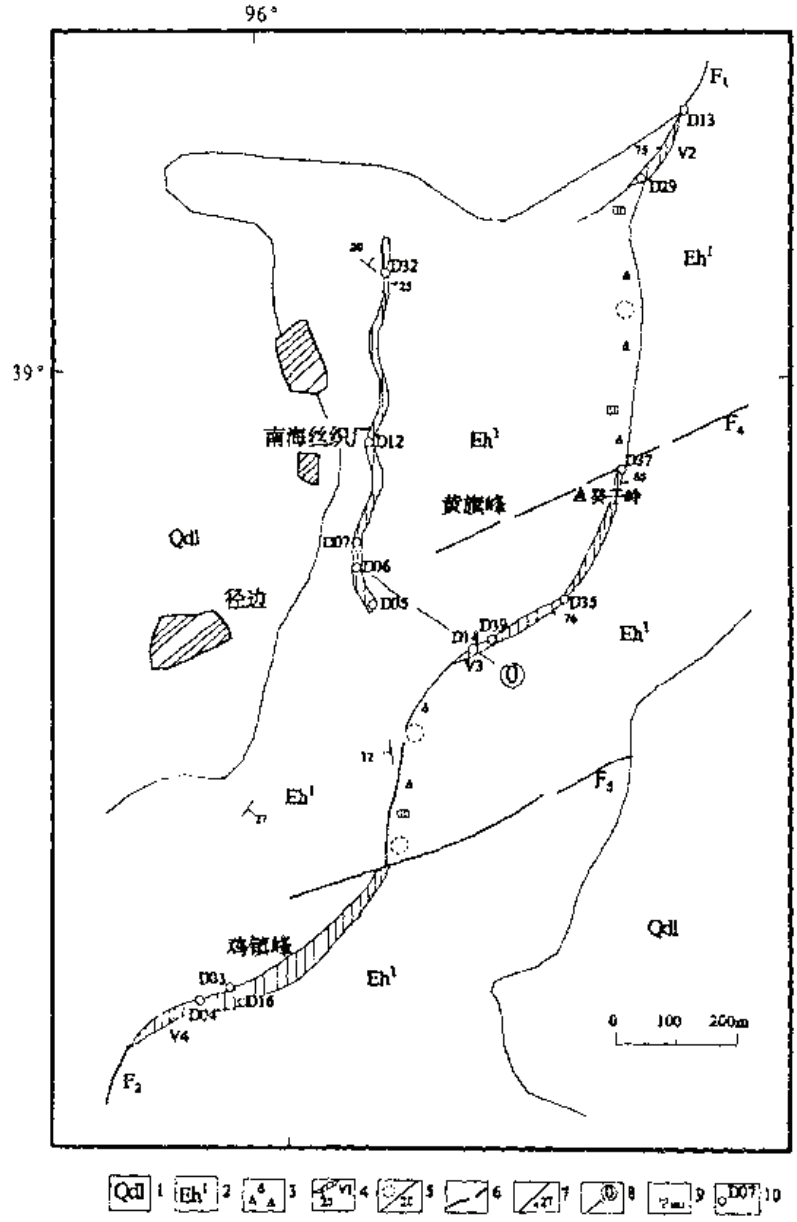


图3　西樵山银矿地质简图

1—灯笼沙组；2—华涌组一段；3—构造角砾岩；4—矿体及编号；5—硅化/黄铁矿化；6—断层；7—地质界线；8—剖面线位置及编号；9—老硐；10—地质观测点

二、三洲盆地及其内生金属矿床

1. 盆地特征

三洲盆地位于三水盆地以西，为一晚古生代断陷盆地，受西江断裂(北西向)、北江断裂(北东向)、恩平-从化断裂(北东向)以及高要-惠来(东西向)断裂带的联合控制，大致呈三角形，面积约 500km²。盆地基底为震旦纪和寒武纪地层，前者为一套深变质片岩类或混合岩类，原岩为巨厚的浅海相类复理石碎屑岩建造；后者为一套浅变质的也是很厚的浅海相类复理石碎屑岩建造。晚古生代沉积主要有中晚泥盆世和早石炭世地层，由河流、海陆交互、潮坪及浅海相沉积的碎屑岩、砂泥质岩和碳酸岩建造组成。中生代沉积主要有晚三叠世与白垩纪地层，前者为海陆交互相含煤碎屑岩建造；后者陆相碎屑岩建造(红层)。

除盆地南部外侧出露有晚侏罗世(燕山三期)花岗岩外，盆地内部侵入岩不发育。仅根据重磁资料推断，存在一个以西安为中心的隐伏侵入体(重力低)，该侵入体北至长坑、富湾，南达三洲接近高明市城区(图 4)，推断其岩性为花岗岩、花岗斑岩或次火山岩类。西江断裂东侧常见流纹斑岩或安山斑岩，与西樵山粗面岩应为同一演化系列。

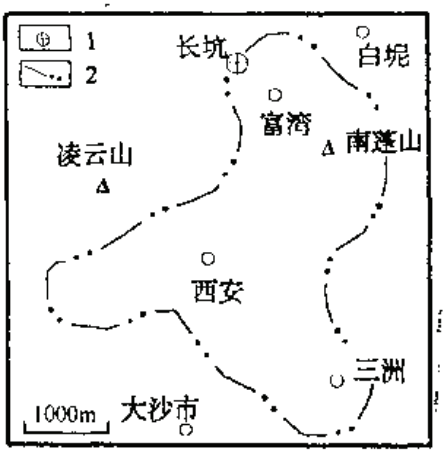


图 4　西安—长坑一带隐伏花岗岩的分布

1—矿床；2—隐伏花岗岩边界

2. 主要矿床

盆地内生金属矿床众多，其中最典型最具代表性的矿床为长坑金矿、富湾银矿、横江铅锌(铜)矿和南海茶山铅锌矿。这些矿床看来很可能属于同一成矿系列，并与西樵山银矿的形成有内在联系。

长坑金矿与富湾银矿的地质特征：

矿区出露地层有石炭系以及第三系和第四系。石炭系石磴子组(C_1sh)为一套浅海台地相碳酸盐沉积，其上整合测水组(C_1c)为陆相砂泥质碎屑岩为主的海陆交替相沉积。梓门桥组(C_1z)为一套浅海泻湖相炭泥质、硅质不纯碳酸盐沉积，下为泥质灰岩、泥岩，上为含生物碎屑角砾状灰岩夹粉砂岩。其上不整合的三叠系小坪组(T_3x)为一套陆相碎屑岩夹少量海陆交替相泥质碎屑岩，为粤中地区主要含煤层位。不整合于三叠系之上的白垩系百足山群(Kbz)为一套山麓洪积相粗碎屑沉积。晚白垩地层(K_2)为三角洲海相-海陆相交替相碎屑岩(图 5)。

金矿的控矿和容矿构造位于石炭纪地层与三叠纪地层之间，为一典型的伸展型滑脱断裂构造(或称剥离断层)(图 6)。可见历经多次活动，走向北东，倾向南东，倾角上陡下缓或呈波状起伏，可追索长度在 20km 以上。断裂破碎带厚数米至数十米，主要成分为角砾状硅化岩，其次是硅化砂砾岩和硅化角砾状灰岩，角砾成分以硅化岩为主，少数为早期形成的草莓状黄铁矿，它们均为晚期黄铁矿和硅质胶结。

金矿石类型有两种：主要为硅质(硅化岩)矿石；少量铝硅质(硅化碎屑岩)矿石。金矿物为自然金，特征共生矿物主要有黄铁矿、辉锑矿、雄黄、雌黄。自然金粒度极细，一般为0.05～0.075μm，呈串珠状、小圆球状沿石英、伊利石、黄铁矿内晶隙或裂隙生长。

银矿的控矿和容矿构造发育于金矿容矿断裂之下的石炭纪灰岩中，为次一级的平行剥离

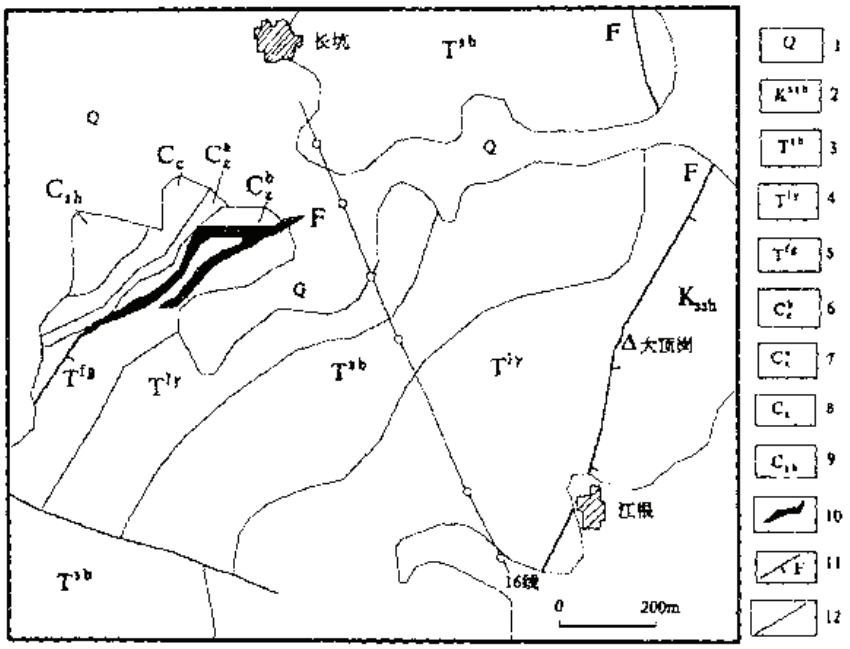


图 5　长坑金矿和富湾银矿矿区地质简图

1--第四系；2—三水组；3--三叠系小坪组松柏段；4—三叠系小坪组凌云山段；5--三叠系小坪组凤岗段；6—石炭系梓门桥组上段；7—石炭系梓门桥组下段；8—石炭系测水组；9—石炭系石磴子组；10—矿体；11--断层；12--勘探线

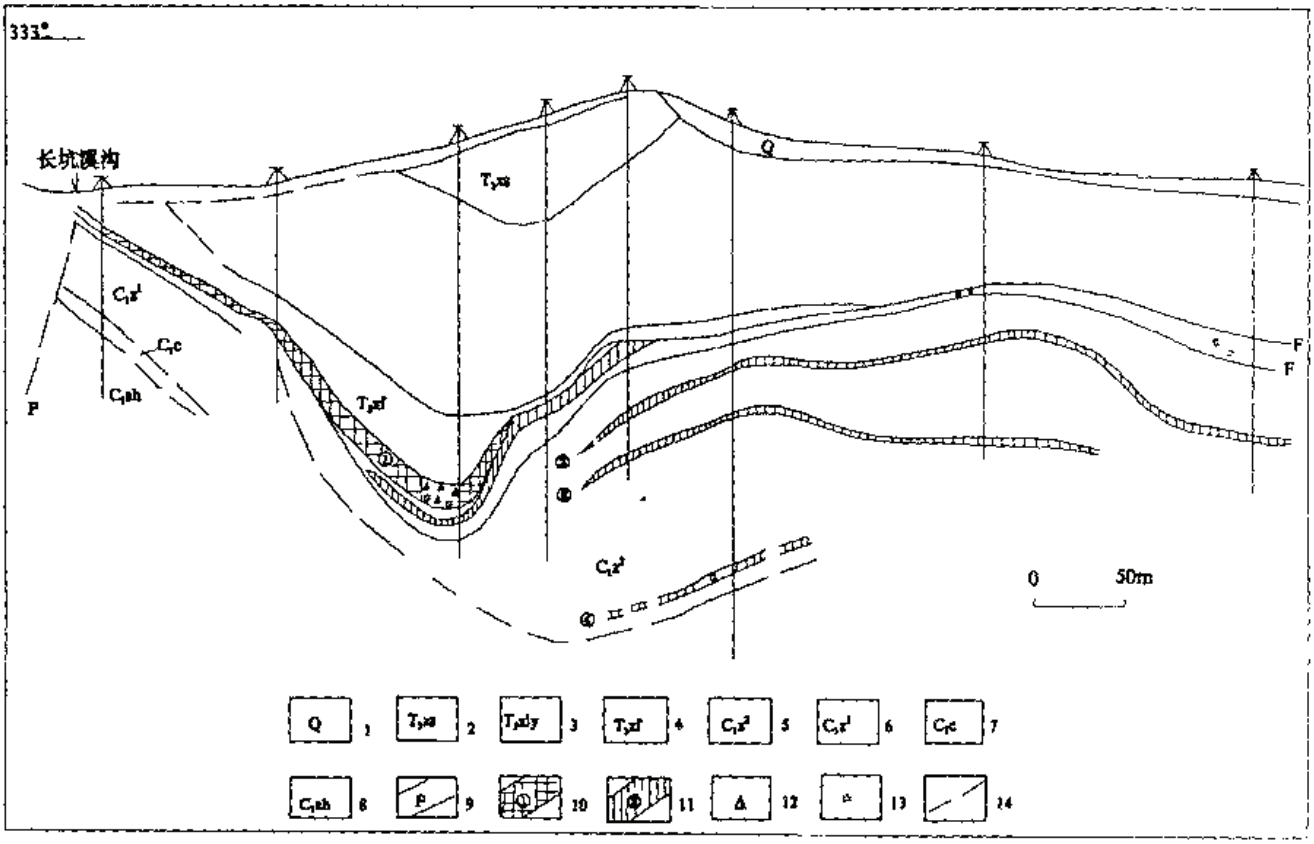


图 6　长坑-富湾矿区 16 线剖面图

1--第四系；2—三叠系小坪组松柏段；3--三叠系小坪组凌云山段；4—三叠系小坪组凤岗段；5--石炭系梓门桥组上段；6—石炭系梓门桥组下段；7--石炭系测水组；8—石炭系石磴子组；9--破碎带；10—金矿体及编号；11—银矿体及编号；12—角砾岩；13—硅化；14—黄铁矿化；15--雄黄和雌黄；16--地质界线

断层面，一般为 3～4 层，成组出现，单层厚度 0.7～17m 不等，断层中岩石多硅化，但不及金矿彻底，常见石英、方解石脉穿插，以 Ag、Pb、Zn 矿化为特征。

银矿石类型主要为钙硅质(硅化灰岩)矿石，其中的银矿物种类繁多，以含锑硫盐矿物为特征，常见的深红银矿、黝锑银矿、硫锑铅银矿、辉锑银矿及银黝铜矿、银毛矿、硫锑铜银矿等。特征共生矿物主要为黄铁矿、闪锌矿、方铅矿，但几乎不出现辉锑矿。

三、同位素年代学研究

1. 长坑金矿 Rb-Sr 同位素年龄

在长坑金矿区中部的勘探坑道和钻孔中采集类型近似的三个含金硅化岩全岩样品作 Rb-Sr 同位素全岩等时线年龄测定，年龄值为 23Ma±2.9Ma，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.71685± 0.00330。年龄值显然偏小，误差较大(见表 5 和图 7)。

表 5　长坑金矿 Rb-Sr 全岩同位素年龄测定结果

序号	样品号	采样位置	样品名称	$Rb/10^{-6}$	$Sr/10^{-6}$	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
1	C-T9	CD4	硅化岩(金矿石)	23.1	21.0	3.17866	0.71688
2	C-T23	ZK0406	硅化岩(金矿石)	31.2	12.9	6.98927	0.72111
3	C-T18	ZK1902	硅化岩(金矿石)	30.5	7.9	11.1962	0.71963

$\lambda^{87}Rb=1.42\times10^{-11}a^{-1}$；斜率：0.00033±0.00042；$^{87}Sr/^{86}Sr=0.71685\pm0.00330$；$t=23Ma\pm2.9Ma(1\sigma)$。

为了证实全岩等时线显示年轻的趋势，又特别从金矿石中挑选出三个样品，从中再挑出明显与金矿物共生的石英，测定其包裹体的 Rb-Sr 等时线年龄(见表 6 和图 8)。这次测定的样品虽少，但误差极小，年龄为 32Ma±0.2Ma。尤其值得注意的是，全岩与石英包裹体测得的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.71685 和 0.71712，非常接近。

表 6　长坑金矿石中石英包裹体 Rb-Sr 同位素数据

序号	样品号	采样位置	样品名称	$Rb/10^{-6}$	$Sr/10^{-6}$	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
1	N57	ZK1604	石英	2.809	3.971	2.0413	0.71702±0.00035
2	N58	ZK1604	石英	0.175	0.144	3.4938	0.71769±0.00008
3	N60	ZK1604	石英	0.571	0.310	5.3107	0.71853±0.00005

注：$\lambda^{87}Rb=1.42\times10^{-11}a^{-1}$；斜率：0.00046±0.00000；$^{87}Sr/^{86}Sr=0.71712\pm0.00068$；$t=32Ma\pm0.2Ma(1\sigma)$；表 5 和表 6 的数据皆由李华芹提供。

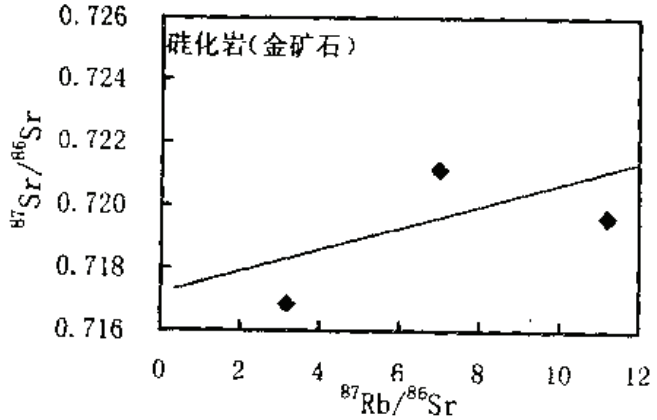


图 7　长坑金矿全岩 Rb-Sr 等时线年龄

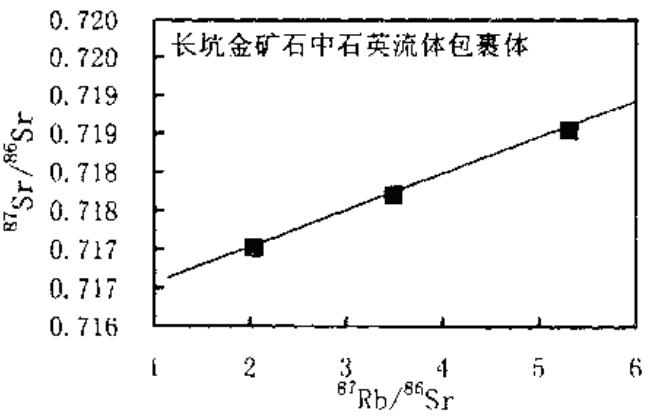


图 8　长坑金矿石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线年龄

2. 富湾银矿 Rb-Sr 同位素年龄

样品主要取至富湾银矿深部钻孔的银矿石，矿石类型为钙硅质矿石，共生矿物有方铅矿、闪锌矿、银独立矿物、石英、方解石。挑选石英作包裹体 Rb-Sr 等时线年龄测定，8 个样品大致覆盖了整个富湾银矿床，而且样品分布在不同层次的矿体上。最终测得的 Rb-Sr 等时线年龄为 66Ma±3.4Ma，初始值$^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.71685±0.00022(见表 7 和图 9)。

表 7　富湾银矿石英包裹体 Rb-Sr 年龄测定结果

序号	样号	样品	$^{87}Rb/10^{-6}$	$^{86}Sr/10^{-6}$	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
1	Ck250	石英	0.2819	0.0801	10.166	0.72602
2	Ck252	石英	0.5444	0.9981	1.5841	0.71768
3	Ck262	石英	0.6859	0.8421	2.3150	0.71897
4	Ck266	石英	2.5124	3.3738	1.9409	0.71847
5	Ck288	石英	0.5136	1.4183	1.0451	0.71774
6	Ck1164	石英	1.528	0.906	4.871	0.72162
7	Ck1202	石英	0.642	0.489	3.791	0.71947
8	Ck1197	石英	0.945	1.754	1.554	0.71808

宜昌所测。$\lambda^{87}Rb=1.42\times10^{-11}a^{-1}$；斜率 0.00093±0.00005；$^{87}Sr/^{86}Sr=0.71658\pm0.00022$；$t=66Ma\pm3.4Ma$。

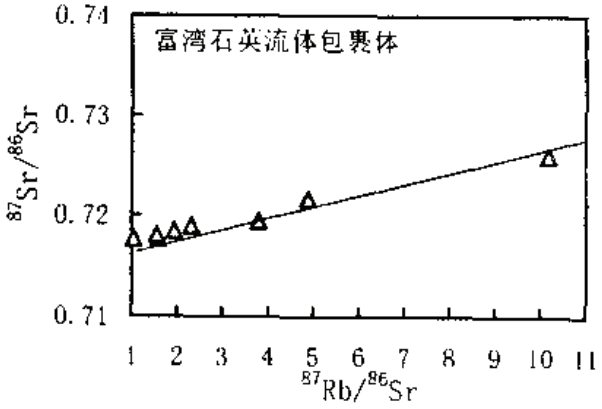


图 9　富湾银矿石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线年龄

由以上的三条等时线可以说明，长坑金矿和富湾银矿的成矿作用，发生在中生代末与新生代之间。银矿可能形成较早，金矿形成较晚。金矿和银矿的初始锶$^{87}Sr/^{86}Sr$ 也极为相近，平均为 0.71685，0.71712(金)和 0.71658(银)，说明它们有一个共同的来源。

3. 长坑金矿与富湾银矿的 K-Ar 年龄

K-Ar 同位素年龄测定结果(表 8)与 Rb-Sr 同位素等时线年龄测定有极大矛盾。这可能与早成的粘土质矿物(如伊利石)的隋性有关，它保持了早期热事件的痕迹，免受晚期热事件的干扰。因此，雏形期的成矿作用很可能在燕山期已经发生。

表 8　K-Ar 同位素年龄测定结果

矿　床	样　号	取样位置	测定对象	K/‰	$Ar^{40}(10^{-6}g/t)$	Ar^{40}/K^{40}	年龄值/Ma	备　注
长坑金矿	C-T23	ZK0406	全岩	0.515	0.00489	0.007970	132.2±2.5	金矿石(硅化岩)
富湾银矿	C-T24	ZK1003	全岩	0.058	0.0005712	0.008257	136.8±11.3	银矿石(硅化灰岩)

注：衰变常数 $Ke=0.581\times10^{-10}/a$；$Kh=4.964\times10^{-10}/a$；$K^{40}/K=0.01167\%$。

4. 燕山期末南海茶山 Pb-Zn 矿

矿区位于恩从断裂带中段西侧的次级桂田断裂上。区内出露地层主要有寒武纪八村群，由浅变质石英砂岩、粉砂岩、泥质粉砂岩、千枚岩等组成，属复理石建造。不整合于其上的地层为晚白垩世红色砾岩、砂砾岩、含砾砂岩和少量红色或灰色泥岩。

走向 NE 的桂田断裂为一由东南盘向西北盘作逆冲推覆的断裂构造，规模较大，致使寒武系八村群直接覆盖于晚白垩世地层之上，破碎带宽度一般为数十米至百米以上。产状 120°～150°∠40°～75°，上陡下缓，具铲形特征。晚期发育的北西向断裂构造属脆性剪切构造，规模较小，但往往成组呈束出现，同时切穿寒武纪八村群和晚白垩世地层，长度数十米至五、六百米(图 10)，宽度为几十厘米至几米。一般走向为 300°～320°，多数倾向南西，少数倾向北东，倾角 50°～70°不等。主矿体赋存在北东向桂田逆冲断裂带上，靠近主推覆面，依次向上平行产出几个矿体，以 Pb、Zn 为主，局部出现独立 Cu 矿体，伴生 Ag 和 Au。已控制的 Pb、Zn 矿金属储量约 20～30 万 t。受北西向组断裂控制的矿体主要是富铅锌矿，并伴生有 Cu。挑选北东向 Pb、Zn 矿体的石英作包裹体 Rb-Sr 等时线年龄测定，结果见(表 9 和图 11)。年龄为(189±6)Ma，属印支期—燕山期，显示矿床在逆冲推覆发生以前已经存在。

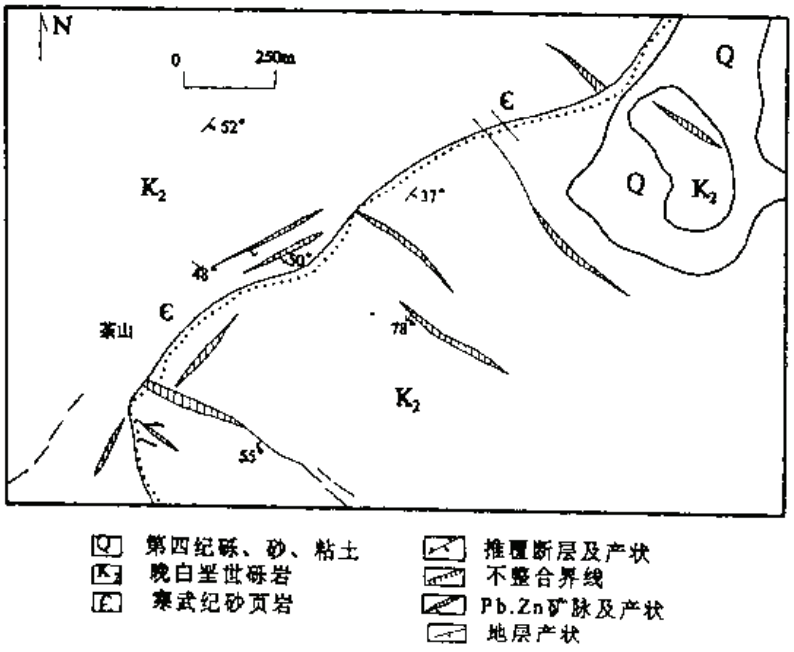


图 10　南海市茶山铅锌矿地质简图

表 9　南海茶山铅锌矿 Rb-Sr 同位素年龄测定结果

序号	实验室编号	原送样号	样品名称	$Rb/10^{-6}$	$Sr/10^{-6}$	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr(1\sigma)$
1	389280-1	Csk5	石英	11.22	3.548	9.148	0.74165±0.00008
2	389280-2	Csk6	石英	10.8	2.691	11.61	0.74849±0.000081
3	389280-3	Csk10	石英	2.777	2.628	3.051	0.72532±0.00014
4	389280-4	Csk12	石英	1.871	2.757	1.959	0.72319±0.00006
5	389280-5	Csk14	石英	2.279	2.246	2.9229	0.72376±0.00003
6	389280-6	Csk16	石英	4.403	3.156	4.031	0.72843±0.00008

$\lambda^{87}Rb=1.42\times10^{-11}a^{-1}$；斜率：0.00269±0.000089；$^{87}Sr/^{86}Sr=0.71712\pm0.00058$ (1σ)，$t=189Ma\pm6Ma$。

根据野外地质的宏观证据(图 10)，茶山矿区北西向的 Pb、Zn 矿脉，显然发生在晚白垩世之后，这是最有力的可以直接观察到的宏观地质证据。另外 He 同位素组成特征($^3He/^4He$ 为 3.3×10^{-6})与西樵山银矿极为相近，说明成矿物质可能来源于喜马拉雅早期的火山岩。可以认为：矿床形成于印支期或燕山早期，但成矿作用持续地阶段性地发生，并终止于喜马拉雅期。

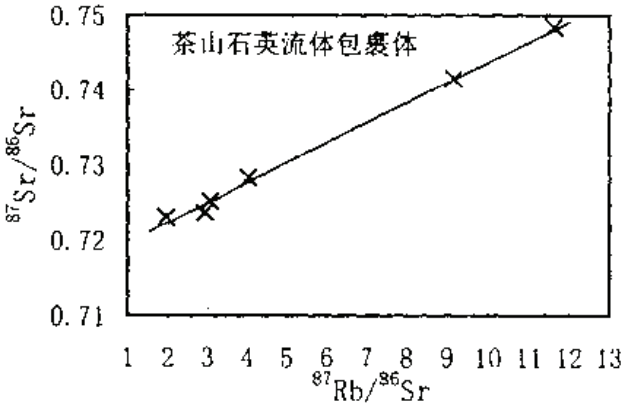


图 11　茶山铅锌矿石英包裹体 Rb-Sr 等时线

四、氦同位素组成及黄铁矿标型特征

孙晓明(1998)曾根据对长坑-富湾矿区的氦同位素研究(表 10)，认为：①所有的数据均落在建造水(沉积热卤水)和裂谷玄武岩或流纹岩有关岩浆水范围，排除了成矿流体来源于大气降水的可能，但不排除有 10%～15%幔源岩浆水加入的可能；②富湾银矿与长坑金矿的$^3He/^4He$ 比值差别很大，银矿比金矿高出 1～2 个数量级，显示银矿流体明显有幔源水的加入，而金矿流体则主要来源于沉积建造水；③幔源岩浆水的加入，是成矿作用的一个阶段，或可称为一次叠加。我们又测试了西樵山含矿粗面岩的 He 同位素组成，其$^3He/^4He$ 为 2.0×10^{-6}，与富湾银矿的 He 同位素组成接近，进一步说明富湾银矿与西樵山银矿有相近的物质来源。

表 10　长坑金矿、富湾银矿成矿流体包裹体 N_2、Ar、He 同位素组成 (10^{-6})

样号	矿物	采样位置	碎样次数	N_2	Ar	He	$^3He/^4He$	R/Ra
9629	含金石英	金矿 ZK0406，132m	1 2 3	0.642500 0.638432 0.841124	4.52E-04 1.48E-03 1.20E-03	3.63E-03 6.01E-03 6.45E-03	0.0076	0.0054
9767	含金石英	金矿 ZK0406，135m	1 2 3	1.579015 3.083491 0.861116	3.57E-03 7.39E-03 4.00E-03	1.19E-03 2.62E-03 9.28E-03	0.0240	0.0171
9698	石　英	银矿 ZK3206，132.15m	1	2.95E-04	3.19E-04	2.99E-03	1.1700	0.8357
96107	石　英	银矿 ZK3206，177.34m	1 2 3	0.1433524 0.094718 0.103830	1.68E-03 5.40E-04 1.80E-04	5.35E-03 2.53E-03 2.95E-03	0.8500	0.6071
F03	闪锌矿	银矿 ZK1609，179m	1 2	*n.d* 0.00195	5.66E-05 6.99E-05	8.07E-03 4.26E-03	0.8300	0.5930

据孙晓明(1998)。*R* 指样品$^3He/^4He$ 比值；Ra 指大气$^3He/^4He$ 比值；取 1.4×10^{-6}；*n.d* 指低于检测值。

He 同位素组成的特点与矿床中常见的多个世代黄铁矿的某些标型特征可以互相映证，见表 11。

表 11　各世代黄铁矿的化学成分

矿床	含量	Au	Ag	As	Sb	Bi	Cu	Pb	Zn	S	Co	Ni	Se	Te	Tl	Co/Ni	世代
银矿	中粒黄铁矿	25.7	6300	1.66	1.54	1.3	1.45	3.78	3.32	47.76	20.1	11.8	6.80	0.21	1.3	1.70	Ⅰ
	中粒黄铁矿	1.68	470	0.62	0.17	47	0.32	2.24	1.69	50.88	14.4	11.9	0.96	0.13	3.8	1.21	Ⅱ
金矿	草莓状黄铁矿	29.0	55	0.79	0.16	32.2	0.011	0.07	0.06	48.03	17.9	116	4.44	1.33	47.7	0.15	Ⅰ
	中粗粒黄铁矿	12.7	64	1.80	0.05	299	0.016	0.26	0.18	49.30	20.4	152	3.98	1.56	37.7	0.13	Ⅱ
	细粒黄铁矿	1.24	60	1.06	0.04	1.0	0.003	0.06	0.04	48.79	4.1	31.9	0.81	0.25	66.1	0.13	Ⅲ

注：As、Sb、Cu、Pb、Zn 为%，其他为 10^{-6}。

陈光远指出，黄铁矿 Co、Ni 值及 Co/Ni 值，具有一定的标型意义，特别是 Co/Ni 比值有指示成因的意义。如沉积型(或沉积改造)一般为 (Co/Ni) <1，长坑金矿床为 0.13～0.15；与火山作用或中-基性岩浆热液有关的矿床一般为 (Co/Ni) >1，富湾银矿为 1.21～1.70。富湾银矿中叠加有幔源岩浆水而长坑金矿很可能主要是建造水的结论与 He 同位素的研究不谋而合。

幔源岩浆水不可能来自别处，只可能通过西江断裂的沟通，来自三水盆地内的火山岩或西安隐伏的次火山岩(可能为流纹斑岩或粗面斑岩)。三水盆地火山活动发生于第三纪初并持续到老第三纪末，也就是喜马拉雅期。

五、结　论

(1) 三水新生代盆地与三洲上古生代盆地以西江断裂为界，西侧上升，东侧下陷，互为因果关系。在三水盆地内，除形成石油、膏盐等非金属矿产外，由于喜马拉雅期火山喷发作用，还导致了西樵山银矿的生成。

(2) 三洲盆地内的内生金属矿产 Au、Ag、Pb、Zn、Cu 等其主成矿期可以与三水盆地的火山活动的时间相联系，如长坑金矿和富湾银矿的主成矿期发生在 32～66Ma 间。He 同位素和黄铁矿的 Co/Ni 标型特征说明有与火山作用有关的幔源岩浆水的加入。

(3) 有些金属矿床，如南海茶山 Pb、Zn 矿，其主成矿期很可能发生较早，甚至印支期已成雏形，但持续至喜马拉雅期才结束。

(4) 三水盆地与三洲盆地内的一些金属矿床可归入同一成矿系列。

本文参考了广东 757 地质队及黎汉明等人的资料(《陆相火山岩及陆相红色沉积盆地 1：25 万区域地质填图方法》) 在此表示感谢。

参　考　文　献

陈光远等，成因矿物学，重庆：重庆出版社，1987。

陈毓川、王登红、林文蔚，中国岩金矿床成矿系列，矿床地质，1998，17(增刊)：87～92。

黄崇轲、朱裕生等，南岭银矿，北京：地质出版社，1997，194～216。

梁华英等，广东富湾银矿脉矿化地球化学特征研究，地球化学，1998，27(3)。

孙晓明、D. I. Norman 等，长坑大型金银矿成矿流体 N_2-Ar-He 示踪体系，矿床地质，17(增刊)：315～318。

Geology Feature and Isotopic Dating of Himalayan Endogenetic Mineralization in the Sanshui Basin and Its West Margin, Guangdong Province

Wu Guangyu[1] Liangwei[1] Wei Lin[2] Li Xiaoyan[2]

(1. *Guangdong Bureau of Geology and Mineral Resources, Guangzhou* 510080;
2. *No. 757 Geological Party of Guangdong, Jiangmen* 529040)

Abstract About 10 years ago, a large-scale Karlin-type gold deposit in Changkeng and a superlarge-scale independent silver deposit in Fuwan were discovered in the southwestern margin of the later Palaeozoic Sanzhou basin, Guangdong Province. In this area, beside the gold and silver deposits, there also exist a lot of deposits of Cu, Pb, Zn, Mn, U and others, showing a potential prospecting future. All of these deposits have a close relationship with the formation and evolution of the Sanzhou basin, with a metallogenetic epoch from Yenshanian to Himalayan.

Keywords Changkeng Au deposit, Fuwan Ag deposit, Himalayan, endogenetic mineralization

广东省高明市富湾银矿矿床特征及其成矿时代

魏　琳　张国恒

（广东地质勘查开发局757地质大队，江门　529040）

摘要　富湾银矿为一独立的、隐伏的超大型碳酸盐岩容矿型银矿，产于上三叠统与下石炭统之间的破碎带内，矿石类型包括硅质矿石和钙质矿石两种。矿石矿物主要是一些含Sb的硫盐矿物。微量元素特征及流体包裹体测温研究表明成矿温度属于低温。稳定和放射性同位素研究表明，硫同位素具有沉积成因特征，铅同位素表明成矿物质来自于下地壳或上地幔，氢氧同位素表明成矿热液中有大气降水参与。含矿石英流体包裹体Rb-Sr等时线研究表明，富湾银矿的成矿时代属于喜马拉雅期。

关键词　广东富湾银矿　矿床特征　成矿时代

广东富湾银矿为一品位较高的独立的超大型的隐伏矿床，属于碳酸盐容矿的微细浸染型矿床。这是广东省境内首次发现的矿床类型。它与高要市境内的长坑金矿同处于上三叠统与下石炭统之间的破碎带内，但它们之间似乎没有必然的成因联系，彼此不包容、不重叠（杜均恩等，1994），属于伴生矿床（王登红等，1999）。

一、成矿地质背景

富湾银矿位于华南褶皱带边缘粤中拗陷三洲晚古生代断陷盆地的西北边缘。三洲盆地毗邻中新生代三水盆地，它既受到三水盆地中强烈的火山活动的影响，同时还受到NE向恩从断裂带与EW向高要-惠来断裂带的双重控制。此外，盆地周边还发育NE向石洲断裂、NW向西江断裂及EW向达石断裂（图1）。区内地层主要是下泥盆统和石炭系（为一套硅质含泥碳酸盐岩建造）及上三叠统（含煤碎屑岩建造）。

1. 地层

长坑-富湾矿区的地层主要是石炭系和三叠系，其中石炭系主要有石磴子组、测水组和梓门桥组，三叠系主要是小坪组。

石磴子组（C_{1sh}）：浅灰色灰岩，厚层块状，偶夹含炭粉砂质页岩，产珊瑚、腕足类及海百合茎等化石，厚度＞60m。

测水组（C_{1c}）：浅灰色细砂岩夹页岩、钙质粉砂岩、薄层灰岩及煤线，含植物及腕足类化石，厚20～40m。

梓门桥组：可分两段，上段（C_{1z}^{b}）为浅灰色含生物碎屑角砾状灰岩，角砾直径一般数厘米，是区内主要的容矿地层，含丰富的珊瑚、腕足类化石，厚30～50m；下段（C_{1z}^{a}）为深灰色泥质灰岩，中厚层状，含丰富的腕足类、珊瑚及海百合茎化石，厚30～55m。

上三叠统地层主要是小坪组（T_{3x}）：炭质页岩、页岩、粉砂岩、长石石英砂岩、砂砾岩等，

夹薄层煤，含丰富的植物化石，与下伏地层断层接触，厚>60m。

2. 构造

矿区为一平缓的向斜构造，轴向NE，两翼倾角30°～45°，由梓门桥组和小坪组组成。矿区断裂构造主要是梓门桥组和小坪组之间的平缓正断层，袁正新等人(1997)认为是剥离断层。断层倾向SE，倾角平缓，有波状起伏。断裂破碎带厚数十米，由角砾状硅化岩、碎裂岩、粉碎岩等构造蚀变岩组成。南颐曾对此做过研究，称硅化角砾岩。在破碎带中含有小坪组砂砾岩和梓门桥组角砾状灰岩。该断裂带延展十余公里，是区内主要的控矿构造。

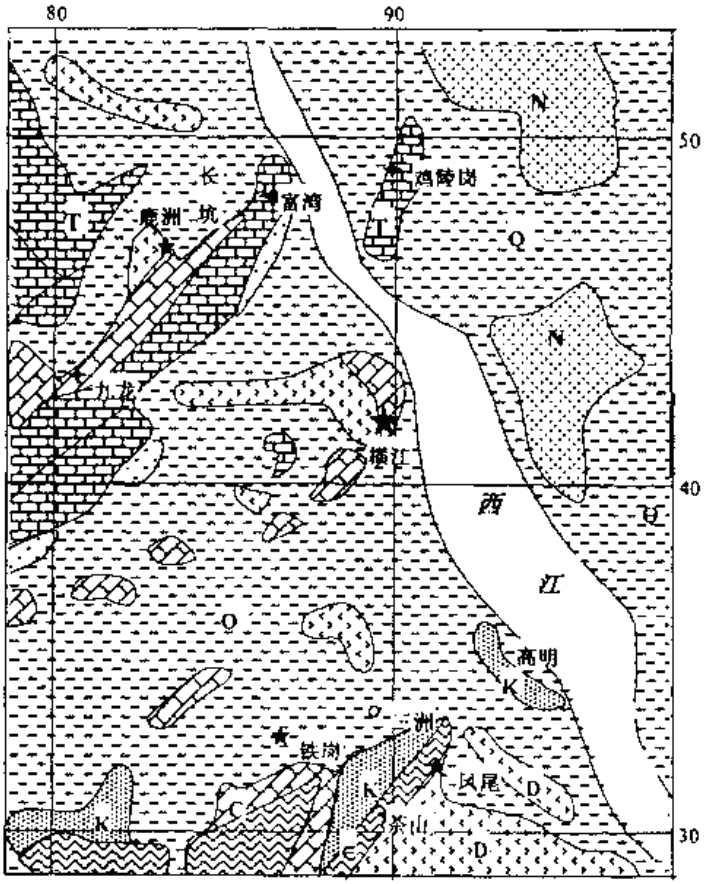


图1　长坑-富湾地区区域地质图

Q—第四系；N—等时线；K—白垩系；T—三叠系；C—石炭系；D—泥盆系；∈—寒武系

二、矿床地质特征

1. 矿体产状、形态规模和空间分布

富湾银矿和长坑金矿共存于同一破碎带内，彼此不重叠，不包容。银矿矿体呈似层状和大透镜状。已圈定的4个矿体大致平行产出，自上而下分别编号①、②、③、④号矿体，其中①号银矿体位于金矿体之下，即小坪组与梓门桥组之间的滑脱断裂(带)的底部，产状与断裂带一致，其余②、③、④号矿体产于断裂带下盘的次级断裂中(图2)。

①号银矿体：为主要矿体，长2380m，平均宽度317.9m，平均厚度4.84m，厚度变化系数达85%，属于不稳定矿体；

②号银矿体：长 1740m，平均宽 379m，平均厚度 1.74m，厚度变化系数 90%，属于不稳定矿体；

③号银矿体：长 840m，平均宽 366.5m，平均厚度 2.84m，厚度变化系数 40%，属于稳定矿体；

④号银矿体：长 720m，平均宽 370m，平均厚度 1.92m，厚度变化系数 77%，属于较稳定矿体。

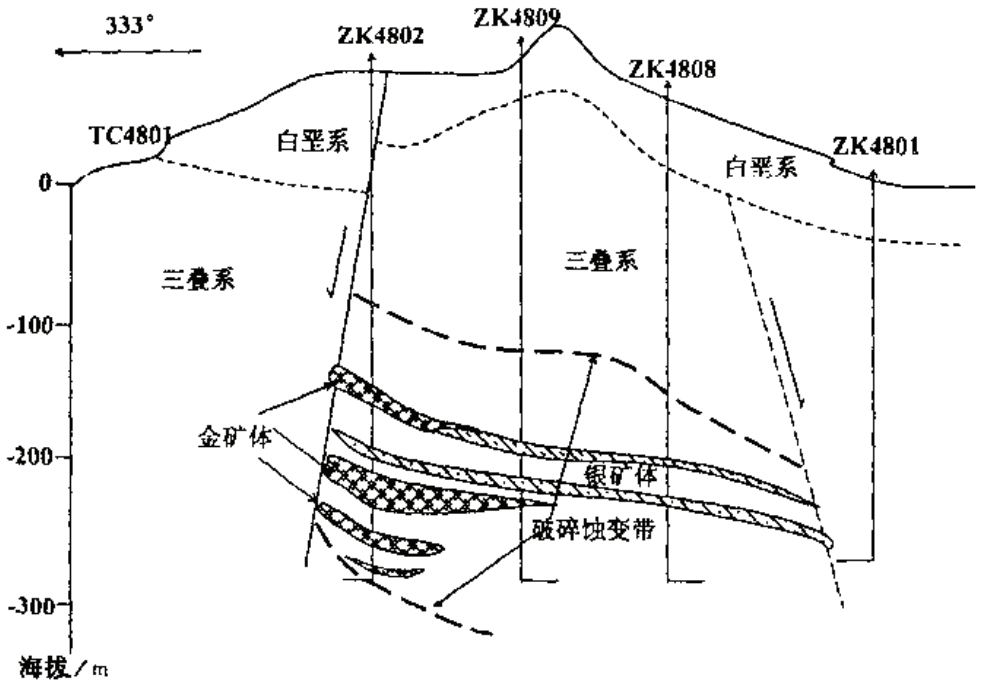


图 2　长坑-富湾 48 线地质剖面简图

2. *矿石类型*

区内银矿为原生矿，其原岩灰岩经不同程度矿化蚀变作用后形成硅质矿石(硅化岩)、钙硅质矿石(硅化灰岩)。

硅质矿石：浅灰—深灰色，块状，岩性较坚硬。主要矿物组成为硅化次生石英，其次为伊利石、泥质、炭质及黄铁矿等，常见残余的生物化石。在构造应力作用下，矿石普遍发育微裂隙及孔洞，具角砾状构造，见方铅矿、闪锌矿多沿囊状石英脉的边缘分布，或与石英构成花瓣状构造。

钙硅质矿石：浅灰—深灰色，硅化作用较强烈，矿石由大量硅化交代石英及交代残留的灰岩及方解石、黄铁矿组成。原岩灰岩被石英交代残留呈参差不齐的树枝状、孤岛状及斑点状。硅化灰岩发育于硅化岩的顶、底板或滑脱断裂带下盘碳酸盐岩的次级滑脱断裂中，并常见闪锌矿、方铅矿沿石英和方解石短脉浸染状产出。

3. *矿石的化学成分*

矿石含较高的硅质，并含一定量的铝和钙，在硅钙质矿石中 CaO 含量更高(表 1)。

表 1　黛湾银矿矿石化学成分(wt%)

矿石	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Pb_2O	H_2O^-	H_2O^+	CO_2	总量
硅质矿石	89.96	0.04	1.66	0.85	1.17	0.09	1.28	0.08	0.43	0.086	0.21	0.86	0.87	97.586
钙硅质矿石	52.99	0.43	3.40	0.72	0.64	0.18	22.47	0.07	0.40	0.032	0.30	1.84	18.23	101.70

4. *矿石微量元素特征*

银矿石中含有较高的 Zn、Pb 和 Cu(表 2)，另外，Sb、As、Hg 及 Ba 的含量也比地壳克拉克值高出 2～3 个数量级。银矿带上部，以硅质矿石为主的①号银矿体含 As、Sb、Hg、Ba 较高，中、下部以钙硅质矿石为主的②、③、④号矿体含 Zn、Pb、Cu 相对较高。

表 2　矿石微量元素含量(g/t)

矿石	样数	Au	Ag	As	Sb	Bi	Hg	Cu	Pb	Zn	Ba	S	C
硅质矿石	2	0.32	174	0.105	364	0.07	0.45	0.02	0.07	0.15	0.413	0.71	0.127
钙硅质矿石	3	0.42	209	0.045	226	0.07	0.15	0.04	0.15	0.20	0.015	0.83	0.473

5. *矿石矿物组成及其特征*

银矿石中银矿物已知有 7 种，均为含 Sb 硫盐矿物，其中出现最多的是深红银矿、黝锑银矿、硫锑铅银矿、辉锑铅银矿、辉锑银矿，其次是银黝铜矿、银毛矿，硫锑铜银矿较少见。其他矿物主要是黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、微量的毒砂、黄铜矿、车轮矿、蓝辉铜矿。脉石矿物主要是石英，次为方解石，少量绢云母、水云母、重晶石。

深红银矿(Ag_3SbS_3)：他形粒状，少见小球粒状，粒度粗细不一，粗者可达 0.3mm，细者 0.005mm 左右，一般 0.06～0.1mm，主要分布在方铅矿中或石英、方解石晶粒之间，少数与闪锌矿连生，呈粒状集合体、蠕虫状、微细脉分布。反光镜下呈灰蓝色反射色，可见双反射和反射多色性，强非均质性，偏光色为灰-蓝白-黄白色。具有特征的红色内反射，硬度低易磨光。化学成分见表 3。

黝锑银矿($(Ag, Cu)_{12}Sb_4S_{13}$)：他形粒状，常与硫锑铅银矿、车轮矿构成文象连生体，有时呈毛脉状切割闪锌矿，颗粒粒度 0.01～0.46mm，具均质性，反射色呈灰白带淡黄褐色，反射率中等，硬度中等。化学成分见表 3。

硫锑铅银矿($AgPbSbS_6$)：呈他形粒状交代闪锌矿、黄铁矿，常与黝锑银矿构成文象连生体。粒度 0.01～0.75mm。非均质性中～弱，反射色银白色，偏光色淡灰黄褐色-亮灰蓝色；反射率高，无内反射；硬度低，有时见聚片双晶。化学成分见表 3。

表 3　含银矿物的化学成分(wt%)

矿物	Cu	Ag	Sb	Fe	As	Zn	Pb	S	总量
深红银矿	0.01	59.51	22.35					17.61	99.48
黝锑银矿	22.22	21.04	28.14	0.38		5.74		22.37	99.89
硫锑铅银矿	0	23.84	25.93			0	26.43	23.81	100.01
辉锑银矿	0	37.23	41.92			0		20.85	100
银黝铜矿	34.68	4.60	29.53	2.67	0.41	2.22		25.90	100.01
银毛矿	0	6.90	27.96				41.62	23.53	100.01
硫锑铜银矿	15.86	29.00	24.93	0.52		12.44		22.37	105.12

辉锑银矿($AgSbS_2$)：他形粒状，从边缘交代闪锌矿、黄铁矿、方铅矿，或呈他形嵌布于硅化石英颗粒之间，粒度 0.04～0.1mm。非均质性较明显，反射色带淡灰蓝的银白色，偏光色灰蓝-浅褐色，内反射可见血红色，反射率高，硬度低。化学成分见表 3。

银黝铜矿($(Ag)Cu_{12}Sb_4S_3$)：他形粒状，常与方铅矿构成文象连生体，粒度 0.14～0.70mm。均质性，反射色灰白带淡黄橄榄绿色；反射率中等；硬度中等。化学成分见表 3。

银毛矿(脆硫锑银铅矿)($Ag_2Pb_5Sb_6S_{15}$)：呈柱状、纤状、柱纤状杂乱无章排列，聚成银毛矿斑块，单晶大小 0.01mm×0.05mm～0.25mm×0.02mm，单矿聚晶斑块大小 0.15mm×1.5mm。常与硫锑铅银矿共生，并溶蚀交代硫锑铅银矿，强均质性，有弱双反射；带淡黄色的铅白色-银白色，后者具油脂感，偏光色带土褐的银白-灰蓝，反射率高，无内反射。化学成分见表 3。

硫锑铜银矿($(AgCu)_{16}Sb_2S_{11}$)：板条状、他形粒状嵌布于闪锌矿中，或从边缘交代闪锌矿。粒度 0.01～0.1mm；非均质性中等—弱，反射色带淡褐的银白色；偏光色淡灰蓝绿-灰蓝，无内反射，硬度低。化学成分见表 3。

6. *矿石特征*

银矿石的结构包括粒状结构、文象结构、交代文象结构、溶蚀交代结构、交代毛脉结构、嵌晶结构、出熔结构、压碎结构、压裂结构。其中粒状结构有两种：自形半自形结构和他形结构。前者如黄铁矿的自形十二面体、立方体，毒砂的自形、半自形菱切面，闪锌矿的等轴多边形、半自形晶。后者如深红银矿、硫锑铅银矿呈他形粒状嵌布于脉石矿物中。文象结构如方铅矿与银黝铜矿、硫锑铅银矿与黝锑银矿常呈文象连生体出现，硫锑铅银矿与车轮矿也见文象连生体。交代次文象结构如黝锑银矿被其他硫盐矿物溶蚀交代形成次文象连生体。溶蚀交代结构如硫盐矿物呈他形粒状溶蚀交代闪锌矿、黄铁矿、方铅矿。交代毛脉结构如辉锑银矿、黝锑银矿、四方硫铁矿呈毛脉状沿闪锌矿裂开填充交代。嵌晶结构如硫锑铜银矿呈半自形嵌布于闪锌矿中。

7. *矿石构造*

银矿石构造以斑点状构造和浸染状构造为主，条带状构造及晶洞状构造为次。浸染状构造如黄铁矿、毒砂呈自形半自形-他形晶粒呈浸染状嵌布于灰黑色硅化岩中；又如黄铁矿歪晶、闪锌矿半自形、他形晶呈星点状浸染于硅化石英及碳酸岩化方解石晶粒间隙中。

斑点状构造：闪锌矿、方铅矿、少许黄铁矿，常与硫盐矿物聚成斑点，斑块嵌布于硅化石英中或石英、方解石的分界面上。斑点、斑块大小 0.15～9mm，一般 1～3mm。银矿物主要赋存于此类金属矿物斑点、斑块中。

条带状构造有两种：①脉石本身呈条带状，有的是胶体凝固作用产物，有的是构造运动多期次影响，有的是矿液组分改变所致，形成不同颜色灰色与乳白色石英条带，变胶状梳状石英条带，石英、方解石互成条带。②金属矿物斑块、斑点，晶粒呈条带状聚集，富含金属矿物的条带与脉石条带相间出现。

晶洞构造：在硅化岩中常见小晶洞，洞内无填充物，洞壁有短柱状石英生长，晶洞大小 2～15mm。

8. *围岩蚀变*

银矿的围岩蚀变主要是硅化，其次为碳酸岩化及硫化物矿化，发育于长坑滑脱断裂带，以及其下盘梓门桥组的次一级滑脱断裂带破碎构造岩中，硅化蚀变强者为硅化岩，硅化弱者为

硅化灰岩。

9. 银的赋存状态

银主要以独立矿物形式出现，并全部为银的硫盐矿物，且无例外地与 Sb 共结、而又常与 Pb、Cu 伴生。银矿物粒度一般 0.01～0.75mm。另外，少量银呈分散状态赋存于黄铁矿、闪锌矿、方铅矿中。银在矿物中的含量见表 4。

表 4　银在不同矿物中的含量

矿物	Ag 含量/wt%	分析方法
深红银矿	59.51	能谱分析
黝锑银矿	21.04	能谱分析
硫锑铅银矿	23.84	能谱分析
辉锑银矿	37.23	能谱分析
银黝铜矿	4.60	能谱分析
银毛矿	6.90	能谱分析
硫锑铜银矿	23.90	能谱分析
黄铁矿	0.3385	化学分析
闪锌矿	0.245	化学分析
方铅矿	0.161	化学分析

三、矿床地球化学

1. 微量元素地球化学

与银矿共生的矿物如方铅矿、闪锌矿、黄铁矿等，含 Ag、Cu、Pb、Zn、Sb 高，含 Bi 低。黄铁矿 Co/Ni>1，具有热液成因特征。闪锌矿 Ga/In=78，明显属于低温成矿范畴。黄铁矿含 Tl 低，平均 2.6×10^{-6}，也属于低温范畴。这与孙晓明等人(1998)的研究结果相同。

2. 稀土元素地球化学

银矿体的稀土总量很低，为 1.93×10^{-6}～5.51×10^{-6}，平均 3.72×10^{-6}。$\Sigma Ce/\Sigma Y=2.06$～7.61，平均 4.84；$\delta Eu=1.12$～1.22，平均 1.17；具有明显的正 Eu 异常。说明成矿物质中有未分异的地幔物质的参与。

3. 流体包裹体地球化学

富湾银矿的流体包裹体以液相包裹体为主，次为含气体 CO_2 包裹体和有机包裹体。通过 9 件样品的测定，富湾银矿的成矿温度大约为 250℃。流体包裹体的成分中阳离子含量：$Ca^{2+}>Na^{+}>K+>Mg^{2+}$，或 $Ca^{2+}>K^{+}>Na^{+}>Mg^{2+}$；$K^{+}/Na^{+}=0.46$～$1.57$，平均 0.89；$Ca^{2+}/Na^{+}=2.56$～$7.23$，平均 4.89。阴离子以 SO_4^{2-} 为主，其次为 Cl^{-} 和 F^{-}，$Cl^{-}/F^{-}=1.36$～4.13，平均 2.94。$Cl^{-}/SO_4^{2-}=0.09$～0.84，平均 0.36。气相成分中 $CO_2>N_2>CO>CH_4>H_2$。

4. 同位素地球化学

硫同位素：对 23 件样品(黄铁矿 3 件、方铅矿 8 件、闪锌矿 12 件)分析，得 $\delta^{34}S=-7.21‰$～$7.39‰$，变化系数 124%，相对分散，具有沉积成因的特征。

氢氧同位素：通过对银矿单矿物氧同位素组成的测定(表 5)，将矿石 $\delta^{18}O$ 值换算成平衡

水的 $\delta^{18}O$ 值并结合包裹体水的 δD 值，在 H-D 图解上落在大气降水与岩浆水之间(图 3)，说明成矿热液有大气降水参与。这与关康等人(1997)的研究结果一致。

表 5　氢氧同位素组成

样号	矿物及岩石	采样位置	$\delta^{18}O/‰$		$\delta D/‰$		与水平衡的	
			包体水	矿物及全岩	包体水	全岩	平衡温度/℃	$\delta^{18}O/‰$
C-2	石英	鹿洲		5.54	−44.8		279	−2.51
X-2	石英	西樵山		9.61	−44.4		355	4.44
C-T1	重晶石	长坑		4.13	−43.1		185	−5.50
C-T5	泥灰岩	长坑		10.01		−37.2		
C-T7	炭质页岩	长坑		8.64		−81.7		
C-T9	石英	长坑		16.50	−118.7		234	6.75
C-T13	石英	富湾		9.84	−49.1		225	−0.39
C-T13	方解石	富湾		13.91	−48.3		300	8.98
C-T13	闪锌矿	富湾	−4.12		−58.7			
C-T16	页岩	富湾		11.07		−145.5		
C-T17	灰岩	富湾		15.14				
C-T12	黄铁矿	长坑	−7.82		−80.4			
C-T21	黄铁矿	长坑	−3.95		−58.7			
C-T15	石黄	长坑		9.43	−44.5		260	0.98

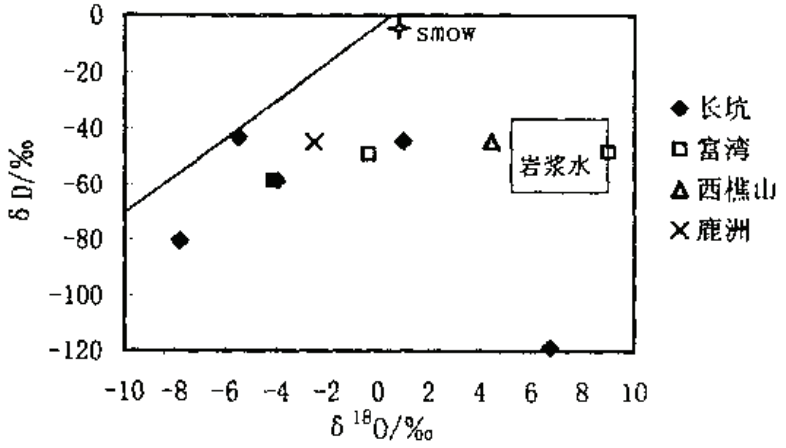


图 3　成矿流体氢氧同位素组成

5. 铅同位素地球化学

分析了 11 件单矿物的铅同位素组成，发现其组成变化较大，$^{206}Pb/^{204}Pb=18.585\sim19.539$，$^{207}Pb/^{204}Pb=15.721\sim16.586$，$^{208}Pb/^{204}Pb=39.179\sim41.457$。在铅同位素演化 U-Pb 图解上，几乎全部落点在上地壳演化线上或其上方。在 Th-Pb 图解上，数据点全部落在下地壳与造山带铅同位素演化曲线之间，表明铅来自于壳源。夏萍等人(1996)的研究也得出相近的结论。

四、成矿时代

与梁华英等合作，通过对富湾银矿含矿石英流体包裹体中 Rb、Sr 含量及 $^{87}Rb/^{86}Sr$、$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值的测定，得到成矿年龄为(66.34±3.4)Ma，Sr 初始比值为 0.71658±0.00022，属于喜马拉雅期成矿(表 6，图 4)。

表 6　富湾银矿含矿石英流体包裹体 Rb、Sr 分析结果

样品号	样品名称	$Rb/10^{-6}$	$Sr/10^{-6}$	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
Ck250	石英	0.2819	0.0801	10.166	0.72602
Ck252	石英	0.5444	0.9981	1.5841	0.71768
Ck262	石英	0.6859	0.8421	2.3150	0.71897
Ck266	石英	2.5124	3.3738	1.9409	0.71847
Ck288	石英	0.5136	1.4183	1.0451	0.71774
Ck1164	石英	1.528	0.906	4.871	0.72162
Ck1202	石英	0.642	0.489	3.791	0.71947
Ck1197	石英	0.945	1.754	1.554	0.71808

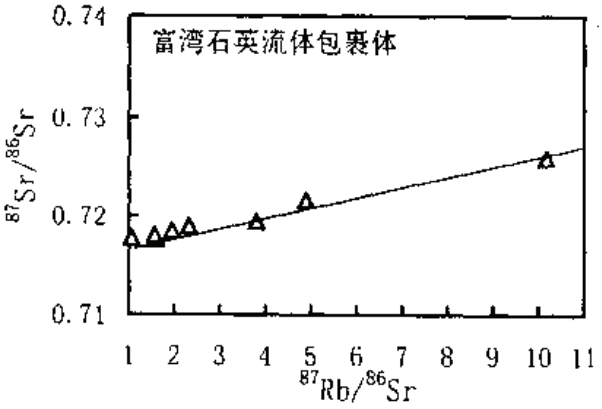


图 4　富湾银矿含矿石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线图

五、小　结

由于富湾银矿位于晚古生代三洲盆地及中新生代三水盆地边缘，两个盆地被 NW 向西江大断裂分割，同时又受到 NE 向恩-从深大断裂带控制，形成一个构造活跃地区。三洲盆地以形成大型滑脱构造及推覆构造为特征；三水盆地以多期次的大规模火山活动为特征，形成一系列火山岩。这为该地区提供了良好的成矿条件。富湾银矿就是在这种地质背景下形成的。三水盆地的火山喷发，不断将地幔物质运送到地表，其中含有大量的成矿物质，并以火山热液的形式存在。同时，该地区的断裂活动发育，导致大量的大气降水下渗并与之混合，形成更具流动性的含矿流体。这种热流体在流动过程中，不均匀地淬取地层中的成矿物质，沿一定的构造通道，流向合适的空间，而长坑-富湾断裂作为滑脱断裂体系存在明显的构造虚脱，正好提供成矿空间。

参　考　文　献

杜均恩、马超槐，长坑微细粒型金矿与银矿地质特征，见：刘东升主编，中国卡林型(微细浸染型)金矿，南京：南京大学出版社，1994：343～355。

杜均恩、马超槐、魏　琳，广东长坑金银矿地球化学特征，广东地质，1996(1)：49～59。

关　康、裘有守、颜竹筠，长坑金矿床地质特征与成因探讨，贵金属地质，1997，6(1)。
南　顾，广东银矿区赋矿地层及时代，广东地质，1993，8(3)：17～24。
孙晓明、孙　凯、陈敬德等，长坑金银矿赋矿硅质岩的硅-氧同位素地球化学特征及其成因意义，矿物岩石地球化学通报，1998(4)：110～113。
王登红、陈毓川、徐　珏、伍广宇等，试论伴生矿床——以长坑金矿和富湾银矿为例，地球学报，1999，20(增刊)：346～350。
夏　燕、程景平、王秀璋，粤西长坑金银矿矿床成因的硫、铅同位素地球化学研究，地球化学，1996(1)：78～81。
袁正新、谢岩豹、余纪能、种国芳，粤中地区构造对金、银、铜、铅、锌成矿作用的控制，武汉：中国地质大学出版社，1997。

Feature and Minerogenetic Age of the Fuwan Silver Deposit in Gaoming, Guangdong

Wei Lin, Zhang Guoheng

(*No. 757 Geological Party, Guangdong Bureau of Geology and Mineral Resources, Jiangmen* 529040)

Abstract The Fuwan deposit is an independent buried superlarge silver deposit, which is hosted within sedimentary carbonate rocks and located along the fault zone between Upper Triassic System and Lower Carboniferous System. There exist two types of ores, one is siliceous ore, the other is calcareous ore. The major ore minerals are some Sb-bearing sulfosalts, including pyrargyrite, kenngottite, silver-tetrahedrite, silver-jamesonite and so on. Study on geochemistry of trace elements and fluid inclusions show low-temperature of mineralization. Sulfur isotopic composition indicate that sulfur isotope has a feature of sedimentary. Lead isotopic composition show lead originated from lower crust or upper mantle. Oxygen and hydrogen isotopic composition show that part of the hydrothermal solution come from meteoric water. Rb-Sr isochron dating of fluid inclusions in quartz give a minerogenic age of 66.34 Ma.

Keywords feature of deposit, minerogenetic age, Fuwan silver deposit, Guangdong