

★★世纪期刊网-专业期刊论文原文服务网站★★

【关于我们】

世纪期刊网专业提供中文期刊及学术论文、会议论文的原文传递及下载服务。

【版权申明】

世纪期刊网提供的电子版文件版权均归属原版权所有人，世纪期刊网不承担版权问题，仅供您个人参考。

【联系方式】

电子邮件 support@verylib.com

【网站地址】

世纪期刊网 <http://www.verylib.com>

【网上购书推荐商家】

[当当网](#) [卓越网](#) [读书人网](#)

[京东IT数码商城](#)

本次文章生成时间：2011-6-19 21:44:08

[文章内容从第二页开始!](#)

请将本站向您的朋友传递及介绍!

94(1)

1-12

镇源老王寨金矿床 (含东瓜林矿床)

中一新代岩浆岩特征及矿床成因

吕伯西

云南省地质科学研究所

p 618.510.1

关键词 更长玄武岩、中生代慢型双峰套、矿床成因

矿床地质简介

镇源金矿田是哀牢山金成矿带三个金矿田中居首的矿田。本文讨论的老王寨金矿床 (含东瓜林矿床) 矿床工业储量占镇源矿田的 80—90%。

老王寨金矿床产于哀牢山断裂南西侧上古生界浅变质岩系中, 矿区出露上泥盆统含放射虫硅质岩、硅质板岩、泥灰岩、变石英杂砂岩; 下石炭统深灰色薄层碳质灰岩、碳质砂质绢云母板岩、变石英杂砂岩、少量放射虫硅质岩、夹变凝灰岩; 上三叠一碗水组 (T_3y^9) 沿断裂线呈楔形断续分布, 该组由紫红色砂砾岩、砂岩、粉砂岩及泥岩组成, 与下古生界呈不整合接触。

岩浆岩特别发育, 主要有

1. 超基性岩: 区域上超基性岩呈构造块体沿九甲—墨江深断裂带产出, 矿区内岩体数个, 岩石类型以二辉辉橄岩、二辉橄橄岩为主, 纯橄岩、斜辉橄岩、辉石岩等次之。镁铁比值 6—9.51, 属超镁质、富镁质超基性岩。岩体呈断层接触侵位于下石炭统及上三叠统中, 即构造侵位。超基性岩强烈蛇纹石化、硅化、碳酸盐化。硅化、碳酸盐化同金矿化有关;

2. 变基性熔岩: 分布于老王寨东, 为片理化粗玄岩 (有人称为辉石玄武岩、蚀变辉长辉绿岩);

3. 斑状更长玄武岩: 呈等轴状, 产于老王寨北西 (见图 1), 其出露面积达 $400 \times 300 m^2$, 岩石以低 An 值之更长石斑晶和基质钠长石为特征, 其块状构造、斑状构造与变基性熔岩 (强烈片理构造) 相区别;

4. 偏碱性斑岩类: 岩石类型有花岗闪长斑岩、石英二长斑岩、石英斑岩、花岗斑岩等。主要产于矿区南部 (即东瓜林矿区); 矿区北部也有出露, 见其产在超基性、基性岩体边部。

5. 煌斑岩类: 岩石类型有云煌岩、辉石云煌岩、橄辉云煌岩、云斜煌岩、橄辉云斜煌岩, 均呈岩脉产出。

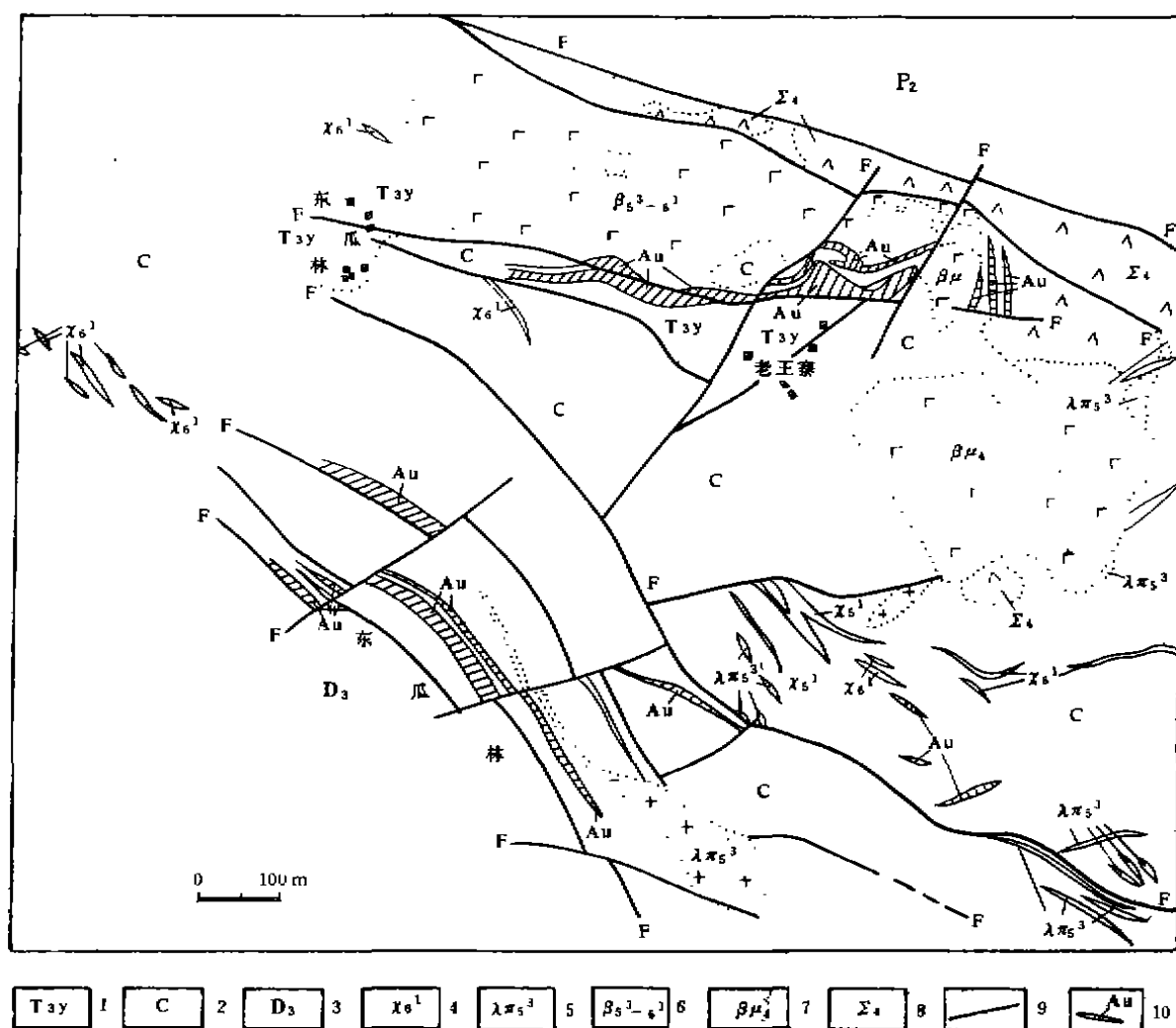


图1 云南镇源老王寨金矿区地质简图

(据唐尚鹑, 略加修改)

1. 上三叠统 2. 石炭系 3. 上泥盆统 4. 煌斑岩 5. 花岗斑岩—石英斑岩 6. 中—新生代更长玄武岩
7. 石炭纪辉石玄武岩(蚀变辉长辉绿岩) 8. 蛇纹石化橄榄岩 9. 断层 10. 金矿体

金矿体呈脉状、不规则脉状、似层状、透镜体产出, 规模较大的老王寨4号矿体长520m, 厚2.65—10.95m, 最厚25.37m, 倾斜延深400—420m。

矿体围岩较多为上述岩浆岩, 也有不少产出於沉积岩中。

矿石类型主要为蚀变岩浆岩型(包括更长玄武岩、煌斑岩、花岗斑岩、粒玄岩, 少超基性岩)黄铁矿—金矿石和构造蚀变岩型黄铁矿—金矿石。

矿床成因的争论追叙

田农认为该金矿床形成, 与石炭纪蛇绿岩建造密切相关, 田农详细描述了“保留较完

整”的老王寨蛇绿岩套序列：底部由全蛇纹石化斜辉橄榄岩、斜辉辉橄岩和少量纯橄岩等超基性岩组成， $m/f=7-8.4$ ，属镁质超基性岩；中部主要为辉绿岩和辉长岩组合；上部是基性火山岩与大洋深海沉积物组成的具韵律复理石建造。蛇绿岩套上部的玄武岩按化学成分可分为富钠深海拉斑玄武岩（古洋壳成分）和富铝杏仁状岛弧拉斑玄武岩（岛弧和大陆边缘玄武岩）。金矿主要与下部超基性岩残块和上部玄武岩及火山碎屑岩有关，产于超基性岩接触带的含金石英脉和石英岩型金矿；产于玄武岩和火山碎屑岩中之构造蚀变岩型金矿。然而，田农也承认成矿时间为喜马拉雅期，这足以明白地告诉读者：金矿床与石炭纪的蛇绿岩套的关系，至多是物源关系，即金来自蛇绿岩套，而成矿的热动力事件都是新时代的，那么，何以称之为蛇绿混杂岩建造金矿床，令人费解。

反上述观点，郑品才、何文举将镇源金矿确定为煌斑岩型金矿床，据说中科院地化所王联奎支持这种观点。该观点基于以下事实：其一，矿区广泛发育煌斑岩脉，煌斑岩普遍金矿化；其二，煌斑岩成岩时间与金成矿时间比较协调，控岩（脉）与控矿（脉）构造一致性。该观点认为金矿床金物源是幔源的，云煌岩浆为载体。

罗均烈、林文信等否认与蛇绿岩、中基性火山岩有成因联系，强调矿床同脆—韧性剪切带有关，罗称之为构造蚀变岩矿床，林称之为含金剪切带类型。

唐尚鹑将哀牢山北段金矿分为五种类型，其中主要类型是：火山—一次火山热液型金矿、蚀变超基性岩型和变质热液型三种类型。火山热液型金矿指老王寨3号矿体，矿体与古火山口（颈）——奥斑玄武岩有关，次火山岩即花岗闪长斑岩—花岗斑岩—石英斑岩，斑岩金矿实例是此幅的金矿床。唐也认为蚀变超基性岩也是构造侵位的“无序蛇绿岩”的组成，蚀变超基性岩型金矿床实例指哀牢山中段金厂金矿床和双沟金矿点。唐尚鹑对上述矿床类型的叙述有着可以让人理解和有益的思索，然而，唐将库杜木金矿和东瓜林金矿床划为变质热液型金矿类型，强调有一定层位（同石炭系火山岩有关）。但是，东瓜林矿床金矿化同特别发育的花岗斑岩—石英斑岩和煌斑岩有密切关系，库杜木矿区出露大量喜马拉雅期金矿化煌斑岩（脉）和矿化中基性火山岩，两个矿床（段）具备有整个镇源矿田所共同具有的特点——金矿化在时、空上同燕山晚期—喜马拉雅期幔源岩浆岩共生，何以将其独自划为变质热液型？

从种种分歧意见中看出，金矿床成矿地质背景和构造环境、成矿作用和矿床特征都比较复杂，复杂的问题只能细致地去叙述。上述不同见解的意见里趋于认同的基本点有：1. 金的物源以幔源为主；2. 金成矿时间为燕山晚期—喜马拉雅期，矿化晚于花岗斑岩和煌斑岩成岩时间，与金矿化有关的蚀变矿物锆水云母同位素年龄为32.8—39.7Ma；3. 控矿构造为左行扭性剪切带（脆—韧性剪切带）。

不同意见所争论的焦点有：1 如果承认石炭纪蛇绿混杂岩套在该构造带是存在的话，老王寨金矿区产出的超基性岩、基性岩是不是都属于蛇绿岩套中的成分？有无热侵入的超基性、基性岩？有无非收敛边界、非大洋拉斑玄武岩系列的玄武岩呢？2 石炭纪蛇绿岩套作为提供金物源和含金层位（空间）而存在的话，成矿时代公认是新的，那么促成金的活

化、重新迁移和沉淀的热动力事件又是什么？3.煌斑岩是否作为独立的载金和含金的岩浆岩存在？那它与花岗闪长斑岩—石英二长斑岩—花岗斑岩—石英斑岩，以及一些时代较新的超基性岩、基性岩又是什么关系？4.脆—韧性剪切带如果是控矿构造的话，那么它同区内岩浆活动关系如何？5.该金矿床的成因类型、控矿因素在总体上如何把握？

本文不可能对每一个问题作详尽的研究和作出准确无误的答复，仅希望提供一个新的思路和解决的途径。

请给予特别注意的老王寨斑状更长玄武岩

岩体出露于矿区北部，老王寨子西旁侧，岩筒状、岩床状，出露面积 $400 \times 300 \text{m}^2$ ，岩石地表紫红色，深部呈灰绿色，斑状结构，斑晶含量 40%，粒度 0.5—5mm，斑晶矿物成分主要为斜长石，少见辉石。斜长石厚板状、粒状， $\perp (010)$ 晶带最大消光角为 8° ， $A_n = 22$ ，为更长石，斜长石强烈蚀变，绢云母化，裂纹发育，边缘多具熔蚀现象，形态呈浑圆状，钠长石律双晶发育，辉石已绿泥石化、碳酸盐化，基质呈间隐结构，即在杂乱分布的密集的斜长石条状微晶构成的近三角间隙中，充填有隐晶—玻璃质的蚀变产物——绢云母、碳酸盐等，基质斜长石矿物粒度 $< 0.5 \text{mm}$ ， $\perp (010)$ 晶带最大消光角为 -12° ， $A_n = 5$ （查高温线）—10（查低温线），为钠长石，斑晶边部的基质矿物有定向排列趋势。

斑晶更长石，基质斜长石为钠长石，是该岩石本质的特征，定名为更长玄武岩。

岩石化学成分列于表 1 中，由于近矿蚀变强烈，岩石化学成分有较大变化，碳酸盐化和硅化使 CaO 和 SiO_2 含量增加，而地表因风化作用致使碱金属（ $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ）流失，如 YQ27 和 YQ6 等样品，尽管如此，总共 11 件样品分析结果，可以对其特征有概略的了解， SiO_2 含量 44—51% 平均 48.88%， Al_2O_3 14.00—29.76% 平均 20.05%，属高铝玄武岩， TiO_2 1.3—3.71%，平均 1.78% 属中 TiO_2 型； P_2O_5 平均 0.19%； K_2O 含量 0.26—4.34%，平均 1.86%， $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3.87$ ， $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} = 1$ ， K_2O 与 Na_2O 含量相近，其特点与粗面玄武岩相近。

标准矿物计算结果，有 5 件获得霞石矿物成分，量较少者 0.16—0.36，个别件样品达 10.53。

在 D.W.Hynde 的碱— SiO_2 图解（图 2）中，多数点落入碱性岩区，在莱特（J.B.Wright）碱度图（图 3）中落入碱性区间。

有充分证据表明，老王寨斑状更长玄武岩为大陆碱性玄武岩，而非大洋或大陆拉斑玄武岩，将其视为蛇绿混杂岩建造的组成部分是不对的：

（1）斑晶斜长石牌号较低，基质斜长石为碱性长石，矿物学特点决定其为碱性玄武岩；

（2）标准矿物计算出现霞石矿物成分，常为欧美和日本学者确定碱性岩系火山岩的岩石化学标志；

表1 老王寨更长玄武岩岩石化学分析成果

| 表1 七宝镇长兴武石七石化学成分成果 | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------|-----------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------|-------------|
| 样号 | 取样位置 | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O ⁺ | H ₂ O ⁻ | 烧失量 | 资料来源 |
| 白1 | ※ | 44.62 | 1.49 | 21.20 | 7.76 | 4.56 | 0.17 | 7.48 | 5.70 | 3.50 | 0.25 | 0.13 | 3.88 | | | 白嘉芬 |
| | | 46.07 | 1.54 | 21.89 | 8.01 | 4.71 | 0.18 | 7.72 | 5.88 | 3.61 | 0.26 | 0.13 | | | | |
| 白2 | ※ | 46.7 | 1.33 | 25.29 | 4.65 | 4.87 | 0.12 | 4.09 | 1.60 | 1.48 | 1.80 | 0.08 | | | | |
| | | 50.75 | 1.45 | 27.49 | 5.05 | 5.29 | 0.13 | 4.45 | 1.74 | 1.61 | 1.96 | 0.09 | | | | |
| YQ52 | 282K ₁ H32m ※ | 36.53 | 1.11 | 19.35 | 1.35 | 5.07 | 0.14 | 1.97 | 10.80 | 1.27 | 1.82 | 0.18 | 4.47 | 1.69 | 16.43 | 三大队 6分队 |
| | | 45.90 | 1.39 | 24.31 | 1.70 | 6.37 | 0.18 | 2.60 | 13.57 | 1.59 | 2.28 | 0.23 | | | | |
| HQ3 | 282K ₁ H43m ※ | 36.94 | 1.49 | 13.03 | 6.86 | 4.68 | 0.20 | 2.98 | 9.09 | 0.33 | 2.90 | 0.23 | 2.27 | 0.70 | 17.11 | 三大队 11分队 |
| | | 46.92 | 1.89 | 16.55 | 8.71 | 5.94 | 0.25 | 3.79 | 11.55 | 0.42 | 3.68 | 0.29 | | | | |
| HQ4 | 282K ₁ H25m ※ | 39.70 | 1.59 | 13.97 | 4.07 | 5.65 | 0.11 | 3.44 | 8.28 | 0.34 | 3.51 | 0.21 | 1.92 | 0.68 | 14.64 | |
| | | 49.09 | 1.97 | 17.27 | 5.03 | 6.99 | 0.14 | 4.25 | 10.24 | 0.42 | 4.34 | 0.26 | | | | |
| IL28 | ※ | 42.68 | 1.57 | 27.48 | 8.11 | 2.97 | 0.08 | 4.75 | 0.09 | 2.50 | 2.11 | | 7.27 | 1.08 | | 田 农 |
| | | 46.22 | 1.70 | 29.76 | 8.78 | 3.22 | 0.09 | 5.14 | 0.10 | 2.71 | 2.29 | | | | | |
| L415 | 362K ₁₃ H59.5m ※ | 41.64 | 2.98 | 17.99 | 12.16 | 1.71 | 0.20 | 2.52 | 8.94 | 4.35 | 1.13 | 0.30 | 2.87 | | | 唐尚鹤 |
| | | 44.34 | 3.17 | 19.15 | 12.95 | 1.82 | 0.21 | 2.68 | 9.52 | 4.63 | 1.20 | 0.31 | | | | |
| 白5 | ※ | 46.72 | 1.04 | 19.79 | 7.00 | 4.00 | 0.15 | 6.67 | 4.16 | 4.25 | 0.00 | 0.11 | 6.15 | | | 白嘉芬 |
| | | 49.76 | 1.11 | 21.08 | 7.46 | 4.26 | 0.16 | 7.10 | 4.43 | 4.52 | 0.00 | 0.12 | | | | |
| YQ50 | 282K ₁ H106m ※ | 41.14 | 1.10 | 12.61 | 1.26 | 7.63 | 0.16 | 5.79 | 9.67 | 1.94 | 0.83 | 0.15 | 3.06 | 0.56 | 16.32 | |
| | | 50.00 | 1.34 | 15.33 | 1.53 | 9.27 | 0.19 | 7.03 | 11.75 | 2.36 | 1.01 | 0.18 | | | | |
| YQ51 | 362K ₁₇ H131m ※ | 34.76 | 1.13 | 12.05 | 1.37 | 7.50 | 0.24 | 4.98 | 10.72 | 0.54 | 2.39 | 0.12 | 1.74 | 0.64 | 21.28 | |
| | | 45.86 | 1.49 | 15.90 | 1.81 | 9.89 | 0.32 | 6.57 | 14.14 | 0.71 | 3.15 | 0.16 | | | | |
| HQ5 | 282K ₁ H139m ※ | 43.09 | 1.83 | 15.35 | 11.02 | 2.79 | 0.13 | 1.50 | 4.08 | 0.60 | 3.36 | 0.32 | 2.36 | 0.71 | 12.42 | |
| | | 51.27 | 2.18 | 18.26 | 13.11 | 3.31 | 0.15 | 1.78 | 4.85 | 0.71 | 4.00 | 0.38 | | | | |
| HQ6 | 362K ₁₇ H134m ※ | 36.36 | 1.00 | 10.74 | 2.06 | 7.00 | 0.23 | 5.91 | 10.90 | 0.47 | 1.97 | 0.09 | 1.48 | 0.61 | 21.16 | |
| | | 47.39 | 1.30 | 14.00 | 2.68 | 9.12 | 0.30 | 7.70 | 14.20 | 0.61 | 2.57 | 0.12 | | | | |
| YQ27 | BT ₂ 北 地表 ※ | 49.86 | 2.30 | 19.16 | 10.05 | 3.83 | 0.16 | 5.51 | 0.50 | 0.71 | 0.87 | 0.21 | 7.40 | | 7.16 | |
| | | 53.52 | 2.47 | 20.57 | 10.79 | 4.11 | 0.17 | 5.91 | 0.54 | 0.76 | 0.93 | 0.23 | | | | |
| YQ6 | BT ₂ 北 ※ | 52.57 | 1.78 | 17.54 | 8.51 | 4.19 | 0.17 | 5.43 | 0.25 | 0.71 | 0.63 | 0.08 | | | | |
| | | 57.23 | 1.94 | 19.09 | 9.26 | 4.56 | 0.18 | 5.91 | 0.27 | 0.77 | 0.68 | 0.09 | | | | |
| 平 均 | | ※ | | | | | | | | | | | | | | |
| | | ※ | 48.88 | 1.78 | 20.05 | 6.92 | 5.63 | 0.19 | 5.18 | 7.34 | 1.81 | 1.86 | 0.19 | | | |

(3) 岩石化学成分富含钾, K₂O 含量达 1.86%, K₂O+Na₂O = 3.67; 高钾并非洋脊玄武岩特征, 现代太平洋和大西洋洋脊拉斑玄武岩 K₂O 含量 0.1—0.3%, 仅 TOR—K 具热点型岩浆特征, 但仍在扩张洋脊之上, 其 K₂O 含量 0.69% (Dmitriec, 1989), 硅碱图解中落入碱性玄武岩区、碱度图中落入碱性区间;

(4) 稀土总量 90—180ppm, 远比拉斑玄武岩稀土含量 (50ppm) 高, 符合碱性玄武岩一般特点;

(5) 斑状结构, 斑晶广泛被熔融, 岩体边部见斑晶定向排列, 显示流动构造, 反映浅

成、超浅成特点;

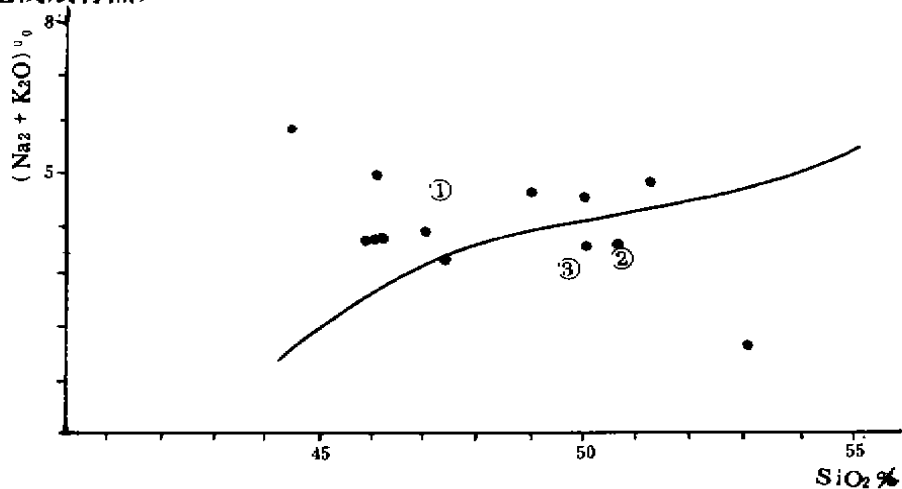


图2 全碱—硅图 (仿 D.W.Hyndman 1972)

①碱性玄武岩平均值;②大陆拉斑玄武岩平均值;③大洋拉斑玄武岩平均值。

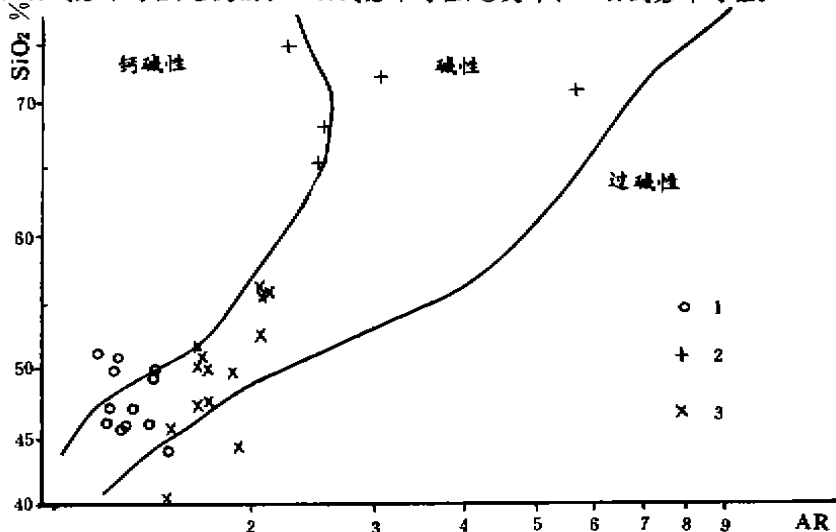


图3 碱度率图解 (仿 J.B.Wright)

1. 更长玄武岩 (老王寨); 2. 花岗闪长斑岩—花岗斑岩—石英斑岩 (镇源金矿田); 3. 煌斑岩 (镇源矿田)

(6) 岩体近地表部分氧化率 $[I(x)]$ 值高, 较深部位降低, 反映超浅成特点;

(7) 据唐尚鹑和白嘉芬报导, 岩体边部有玄武熔结角砾岩出现, 反映陆相火山岩特点。

据此, 很难同意将其视为洋脊玄武岩 (田农) 和准洋脊玄武岩 (莫宣学) 的看法。

更长玄武岩区域分布及形成时代

在镇源矿田中, 不仅在老王寨矿区出现更长玄武岩, 澜泥塘矿区也出现较多该类型小岩体, 呈岩颈、岩床、脉状, 规模较小。在镇源矿田北西端, 景东邦海也出露更长玄武岩

体, 岩体宽(厚) 200m, 长度不大。可见, 老王寨更长玄武岩代表着哀牢山金成矿带北段一次重要的大陆碱性玄武岩浆活动。

这一次碱性玄武岩浆活动时间, 至今尚无法准确地说出。老王寨更长玄武岩进行过 Rb—Sr 法同位素年龄测定, 因岩石蚀变较强, 测定效果不佳。但是, 有蛛丝马迹表明, 其形成年代较新:

1. 更长玄武岩块状构造, 同其围岩之一的石炭系浅变质岩和变辉长辉绿岩有明显不同, 后者片理化构造非常发育(糜棱岩 S—C 结构), 显然, 石炭系深海沉积岩代表古缝合线地质事件(石炭纪), 糜棱岩代表更晚期的脆韧性剪切地质事件, 块状更长玄武岩就代表最新的地质事件了;

2. 老王寨更长玄武岩体南侧同 T_3y 红层断层接触, 断层为含金裂隙, 断层性质为平推正断层, 下降盘为更长玄武岩, 上升盘为 T_3y 红层, 可以由此推测, 玄武岩筒定位的层位高于 T_3y , 形成年代晚于晚三叠世;

3. 景东邦海更长玄武岩体, 见其切穿 T_3 —碗水组红层, 证明该期碱性玄武岩浆活动晚于 T_3 ;

4. 更长玄武岩边部有花岗斑岩、煌斑岩脉穿插, 上述岩石时空上密切相关, 同为幔源岩浆活动的双峰套产物, 活动时间应同属燕山晚期—喜马拉雅期。

与更长玄武岩共一端的幔源基性、超基性岩问题

因为矿区范围较小, 研究程度和现状等因素, 目前尚难具体指出矿区内与更长玄武岩有关的幔源基性、超基性岩体。

哀牢山构造岩浆带中极为发育的基性、超基性岩(包括侵入岩和喷出岩)前人占统治的看法有两个: 其一, 构造侵位石炭系蛇绿混杂岩套中的为橄榄岩、辉长岩、玄武岩类; 其二为陆相二叠系玄武岩, 扬子板块中峨嵋玄武岩名气太大了, 该区凡出现玄武岩, 也容易往峨嵋玄武岩靠拢。

基性、超基性岩年代学研究, 存在不少难题, 如冷热侵位的争论, 老的同位素年龄侵位较新地层事实的解释等, 再加上客观上, 该带研究程度较低。

然而, 仍然可以轻而易举地指出, 哀牢山构造岩浆带存在较新的基性、超基性岩, 九甲—墨江—李仙江基性、超基性岩带, 不少岩体侵入于 T_3 红层, 为热侵位, 发育蚀变角岩, 金平基性、超基性岩带蒋家坪岩体同位素 K—Ar 法年龄 113Ma, 曼仗岩群侵入于 T_3 地层中, 都是证据。

偏碱性斑岩

与基性、超基性岩对应的另一端元, 是偏碱性斑岩的发育, 斑岩岩石类型为石英斑岩—花岗斑岩—花岗闪长斑岩, 呈脉状、不规则状及岩墙状, 厚数米—40m, 长数米, 十几米, 最长 1500m, 沿 NW 向与 EW 向断裂及层间裂隙产出。

表2 老王寨金矿区斑岩及煌斑岩化学成分

| 岩性 | 件数 | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O ⁺ | 灼减 | 资料来源 |
|-----------------|----|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|------|------|
| 花岗闪长斑岩 | 1 | 67.11 | 0.42 | 16.92 | 1.63 | 0.96 | 0.02 | 1.28 | 0.64 | 0.54 | 3.91 | 0.18 | 3.26 | 4.55 | 唐尚鹤 |
| 石英斑岩 | 1 | 66.95 | 0.35 | 14.77 | 1.52 | 1.74 | 0.05 | 1.08 | 2.20 | 0.27 | 3.26 | 0.17 | 2.55 | 5.99 | |
| 花岗斑岩 | 1 | 74.53 | 0.13 | 14.16 | 0.55 | 1.53 | 0.01 | 0.44 | 0.93 | 0.44 | 3.72 | 0.30 | | 2.58 | |
| 偏碱性斑岩 (镇源矿田) | 6 | 72.63 | 0.17 | 13.63 | 0.73 | 1.63 | 0.04 | 0.73 | 1.12 | 2.17 | 4.05 | | | | |
| 云煌岩 | 4 | 44.25 | 0.61 | 9.81 | 2.07 | 4.35 | 0.14 | 6.40 | 9.68 | 0.25 | 4.67 | 0.38 | | | 何文举 |
| 云煌岩 (库杜木矿区) | 6 | 49.34 | 0.73 | 12.26 | 1.82 | 4.02 | 0.16 | 7.02 | 6.24 | 2.58 | 2.07 | 0.46 | | | 郑品才 |

岩石斑状结构, 斑晶主要由石英、长石及少量黑云母组成, 斑晶含量 10—15%, 经常由于斑晶矿物成分分布不均匀, 常见同一岩体(脉)中出现上述三种岩性的渐变过渡, 基质由石英、长石、黑云母组成, 副矿物有磷灰石、锆石等, 岩石常见强烈绢云母化、黄铁矿化, 并具金的矿化。

岩石化学特点: $\text{SiO}_2 = 66.95 - 74.53\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3.43 - 4.45\%$, $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} = 7.24 - 8.45$, $\text{AR} = 2.45 - 5.41$, 在莱特碱度率图中, 基本上落入碱性区间, 岩石化学偏碱性, 同该区更长玄武岩、煌斑岩是相适应的。

在 Kymowh 的 $\text{Al}_2\text{O}_3 - (2\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{Fe} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{Fe} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ 花岗岩成因判别图解上, 与金沙江—哀牢山众多富碱侵入岩一样, 被判别为玄武岩浆分异形成的花岗岩。

斑岩切穿的最新地层为 T_3y , 老王寨矿区石英斑岩—花岗斑岩全岩 Rb—Sr 法等时线年龄 115.9Ma, $(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_0 = 0.760$ (据唐尚鹤)。

煌斑岩类

煌斑岩类皆为脉岩产出, 按长石和铁镁矿物划分为云煌岩、云斜煌岩、闪斜煌岩; 主要的岩石类型是橄辉云煌岩, 少量云斜煌岩, 偶见闪斜煌岩。

橄辉云煌岩 煌斑结构, 斑晶含量 25—55%, 以黑云母为主 (20—40%), 偶见钾长石, 基质为黑云母、钾长石, 少量更钠长石、辉石、石英及方解石, 副矿物有磁铁矿、钛铁矿、磷灰石、铬尖晶石及少量黄铁矿。

橄辉云煌岩(脉)中, 常见富含铁白云石、菱铁镁矿、铬尖晶石和镍矿物的地幔包体。

云斜煌岩 煌斑结构, 自形一半自形粒状结构, 球粒结构, 斑晶为黑云母 (10—15%) 和少量辉石、橄榄石 (1%±), 基质由黑云母、更钠长石及少量钾长石组成, 副矿物磷灰石、磁铁矿。

闪斜煌岩 自形一半自形粒状结构, 主要由斜长石(更钠长石)和角闪石组成, 有少量黑云母和钾长石, 副矿物为磷灰石和磁铁矿。

矿区及整个矿田内煌斑岩化学成分偏基性, Mg、Fe、Ca 组分含量接近玄武岩, Si 和碱组分比玄武岩略高一点。该区煌斑岩可视为双峰套基性端元的成员。

煌斑岩三件黑云母拟合等时线, 获得年龄值 $49.3 \pm 59\text{Ma}$ (薛晓峰), 其 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.70697$ 。煌斑岩黑云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法测定, 获得视年龄最高一组 73.7Ma , 低的一组 36.1Ma , 前者是否为斑晶黑云母结晶年龄, 后者是否为基质矿物结晶年龄?

邻区库杜木金矿区云煌岩 Rb—Sr 法模式年龄 29.1Ma (薛晓峰)、云煌岩全岩 K—Ar 法同位素年龄 $72.9 \pm 2.6\text{Ma}$ 、 $73.2 \pm 1.8\text{Ma}$ 、 $95.3 \pm 30\text{Ma}$ (唐尚鹑, 唐将该岩石定名为粗面—碱性橄榄玄武岩); 同一类岩石另一件来自成都地院资料为 $265.2 \pm 12.7\text{Ma}$, 因用 K—Ar 法测定古火山岩是无法获得可靠的数据的, 这是一般的常识, 显然, K—Ar 法获得的 $265.2 \pm 12.7\text{Ma}$ 的数据是不能采用的。

可见, 煌斑岩同位素年龄集中于两个时限 $95.3-70\text{Ma}$ 和 $45-30\text{Ma}$, 即燕山晚期至喜马拉雅期。

老王寨金矿区 (以至整个镇源金矿田) 双峰套——金沙江——哀牢山富碱侵入岩带的重要一个链环

研究本矿区、以至整个矿田、甚至哀牢山金矿带的学者们, 至今忽视一个基本事实: 著名的金沙江—哀牢山富碱侵入岩带通过本区。本区西北方向, 为大理地区富碱侵入岩区, 还有共生的碱性玄武岩、辉长岩、橄榄岩、规模巨大的粗面岩产出。本区东南方向, 有金平—绿春地区碱性斑岩和基性、超基性岩分布区, 金平—绿春地区即哀牢山金矿带的南段。可见如同银河贯天的该富碱侵入岩带成员必然在本区出现, 富碱侵入岩成岩成矿规律必然左右本区的成岩和成矿作用。本区的更长玄武岩是富碱侵入岩带中很有特色的一员。

老王寨金矿床成因的讨论

1. 成矿时间: 燕山晚期至喜马拉雅期

老王寨金矿区与金成矿有关的蚀变矿物铬水云母 Rb—Sr 法模式年龄 32.8Ma , 三件铬水云母拟合成的等时线, 获得年龄值 $39.7 \pm 6.3\text{Ma}$, 近矿蚀变矿物绢云母模式年龄 48.9Ma 。邻区库杜木矿区蚀变矿物绢云母模式年龄为 61.1Ma 、 64.2Ma , 表明主要成矿期为燕山晚期至喜马拉雅期, 同位素年龄 $64.2-32.8\text{Ma}$ 区间。此年龄值, 同区内碱性斑岩和煌斑岩的同位素年龄是相谐合的, 蚀变矿物同位素年龄稍晚于斑岩和煌斑岩。更长玄武岩、碱性斑岩和煌斑岩广泛金矿化的事实, 印证了同位素年龄测定结果。

2. 区内控岩 (碱性斑岩、煌斑岩、更长玄武岩) 和控矿 (金矿脉) 构造协调性和相一致——都为哀牢山走滑断裂系。

3. 碱性斑岩、煌斑岩和更长玄武岩等基性、超基性岩广泛直接金矿化, 对金的物源和

成矿过程的热动力机制的有力暗示。

4. 金矿床地球化学特征对成因的指示

(1) 硫同位素地球化学

包括老王寨金矿床在内的整个镇源金矿田硫同位素成果三十多件, $\delta^{34}\text{S}$ 平均值接近陨石硫, 分布集中, 塔式效应明显 (图 4), 说明硫化物的硫来自幔源。田农等进一步研究硫的来源, 取爆裂温度接近 200°C 的部分黄铁矿样品, 查出其相应富集系数, 再根据 Hohmoto (1971) 公式: $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{O}} = \delta^{34}\text{S}_i - \Delta i$, 计算热液中 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{O}}\text{‰}$, 结果变化于 $-2.2 \sim 0.74$, 进一步推断成矿热液的 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma} \approx \delta^{34}\text{S}_{\text{熔体}}$, 应为 $7 \sim 10\text{‰}$, $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma}$ 值正向偏离陨石硫, 而一般认为, 与部分熔融岩浆有关的硫同位素组成, 具有极值不大、并正向偏离陨石硫的特征。因此, 硫同位素特征表明幔源岩浆来源, 岩浆为上地幔部分熔融作用形成。

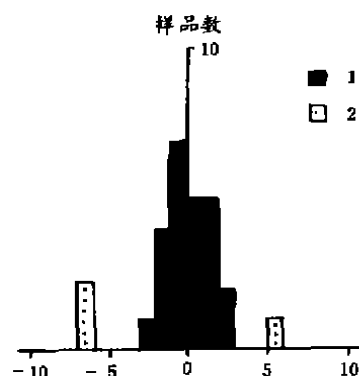


图4 镇源金矿田硫同位素 ($\delta^{34}\text{S}\text{‰}$) 直方图

1 矿石硫化物(黄铁矿、毒砂) 2 泥岩黄铁矿

(2) 氢、氧同位素

表 3 中列举矿石石英氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 石英 (8 件) 和包裹体水 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}\text{‰}$ 值 (4 件), 按张理刚石英—水氧同位素平衡交换经验分馏方程 $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.42 \times 10^6 T^{-2} - 2.86$, 获得成矿流体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值在 $4 \sim 9.56\text{‰}$ 之间, $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值在 $-68.1 \sim 105.1\text{‰}$ 之间。矿体围岩板岩 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值仅为 2.63‰ , 显然低得多。

表 3 镇源金矿田石英氢氧同位素组成

| | 样号 | 产 状 | $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}(\text{‰})$ | T/°C | $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}(\text{‰})$ | $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}(\text{‰})$ | 资料来源 |
|-------|------|-----------------|---|-------|--|---|------|
| 老王寨矿区 | II69 | III号矿体(围岩玄武岩) | 22.75 | 187.2 | 9.56 | | 田 农 |
| | II40 | II号矿体(超基性岩中石英脉) | 18.08 | 182.2 | 4.43 | | |
| | L187 | 石英脉(超基性岩中) | 17.13 | 244 | 7.19 | -68.1 | 唐尚鹤 |
| | L189 | 超基性岩中石英—白钨矿脉 | 14.45 | 240 | 1.45 | | |
| 库杜木矿区 | L133 | 含金石英脉 | 18.61 | 223.3 | 4.73 | -94.1 | |
| | L147 | 含金石英脉 | 21.72 | 230 | 8.20 | -105.1 | |
| | II17 | 含金石英脉 | 19.83 | 191.9 | 4.01 | | 田 农 |
| | L136 | 含金蚀变板岩 | 17.20 | 170 | 2.63 | -95.8 | 唐尚鹤 |

成矿流体氢氧同位素主要落入于张理刚所拟金铜—铁钴花岗岩初始岩浆范围和克雷格初生水范围 (图 5)。张理刚的金铜—铁钴花岗岩, 指玢岩型铁钴矿床有关玢岩和与金铜矿化有关的斑岩, 后者实际上包含了同熔型 (相当 I 型) 的斑岩 (如德兴斑岩) 和金沙江—哀牢山富碱侵入岩带 (相当 A 型) 中过铝花岗岩 (玉龙二长花岗斑岩)。上述两类花岗岩物源有较大比重的幔源成分。玉龙斑岩铜矿床, 张理刚计算出初始岩浆水 $\delta^{18}\text{O}$ 值

8‰, $\delta D = -100$ ‰, 老王寨金矿床氢、氧同位素值与玉龙斑岩铜矿是可以对比的。

可见, 老王寨金矿成矿热液主要为岩浆水, 即与斑岩、煌斑岩和更长玄武岩岩浆有关的岩浆水, 部分有天水参加, 产出于蚀变板岩中的金矿体的成矿热液有较多天水参加。

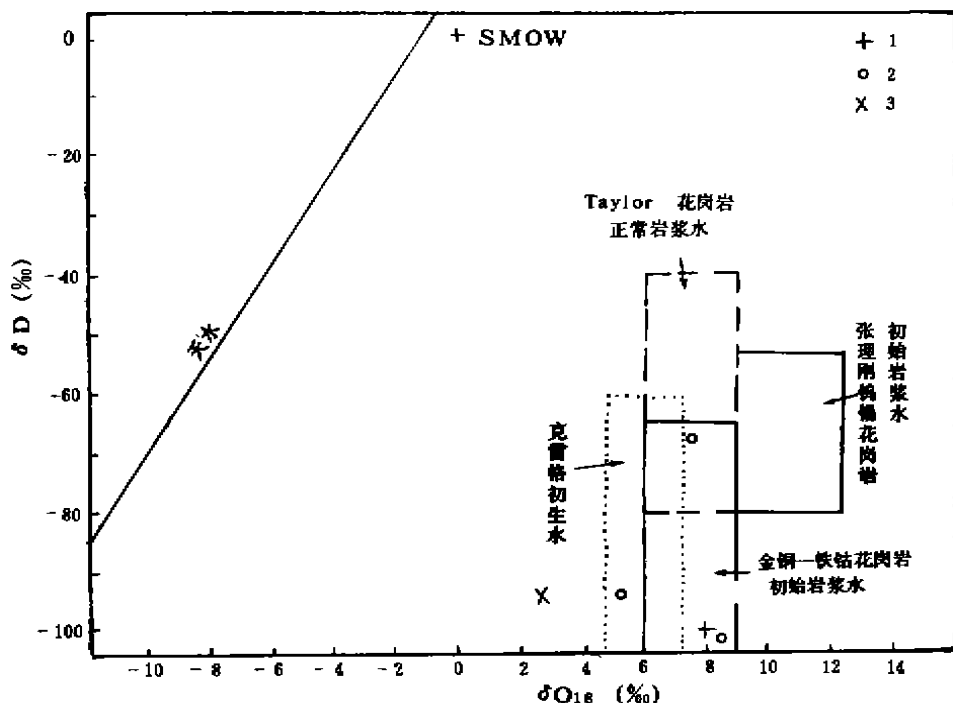


图5 镇源金矿床成矿流体氢、氧同位素组成

1. 西藏玉龙铜矿初始岩浆水; 2. 镇源金矿床岩浆岩中矿石; 3. 镇源金矿田蚀变板岩中矿石

(3) 碳、氧同位素

将唐尚鹤等所做碳氧同位素联测结果, 采用 $\delta^{18}O (SMOW) = 1.03037 \delta^{18}O (PDB) + 30.37$ 公式计算, 下石炭统浅变质岩系中大理岩化灰岩的方解石 $\delta^{13}C$ 值为 $+1.76 - -1.06$, 接近海相灰岩 $\delta^{13}C$ 值范围 ($+2 - -2$ ‰), 而更长玄武岩中金矿体铁白云石 $\delta^{13}C = -2.58 - -2.70$, 显然与海相沉积灰岩不同, 更接近玄武岩中碳酸盐碳同位素组成 ($-4.9 - +2.1$ ‰), 超基性岩体中金矿体的铁白云石 $\delta^{13}C$ 为 -9.95 , 具有岩浆流体 $\delta^{13}C$ 特征。以上说明, 金成矿流体中的 C 来自岩浆 (碱性玄武岩、碱性斑岩浆)。

(4) 矿石成分地球化学

A. 矿石矿物有铂族元素矿物、辉镍矿、钛铁矿、铬水云母;

B. 矿石化学组分富含 Cr、Co、Ni 和铂族元素;

C. 黄铁矿含 Co $0.01 - 0.09$ %, 含 Ni $0.02 - 0.17$ %, Co/Ni 比值 $0.5 - 1.5$, 比值范围集中 ($1 \pm$), 反映矿床黄铁矿 Co 和 Ni 物源比较单一, 没有复杂多样的来源;

D. 含金载体黄铁矿 Co+Ni+As 总量, 粗粒 (含 Au100ppm) 0.59 %, 细粒 (含 Au157ppm) 2.99 %, 黄绍峰统计了不同成因金矿床黄铁矿的 Co+Ni+As 含量分别为: 地

下热(卤)水溶滤金矿床 6591.9ppm, 火山一次火山热液金矿床 3045.03ppm, 岩浆—热液金矿床 1022.68ppm, 变质热液金矿床 1028.15ppm。老王寨金矿床含 Au 黄铁矿 Co+Ni+As 值更接近火山一次火山热液金矿型。

从矿床地球化学特征看出, 老王寨金矿床成矿物质是幔源, 成矿热液以岩浆水为主, 矿床成因应属火山一次火山热液矿床。

小结

1. 老王寨金矿床(区)产出幔型双峰套浅成、超浅成岩浆岩, 斑状更长玄武岩是双峰套中有特色的岩石类型, 煌斑岩(脉)广泛发育并矿化, 也是特色。

2. 矿床成因类型为与幔型双峰套有关的次火山热液金矿床。

3. 成岩成矿时代为中新生代(燕山晚期至喜马拉雅期)、构造环境为板内大陆环境, 控岩控矿构造为金沙江—哀牢山大型走滑断裂系。

4. 金的物源并不排除部分来自泥盆系硅质岩和石炭系的蛇绿混杂岩系, 也许应认为存在着金的矿源层。

本文使用云地三大队勘察和科研部分资料, 对此, 深表感谢; 高子英参加野外和室内部分工作, 潘长云帮忙标准矿物计算, 一并致谢。

参考文献(略)

伊朗的下古生界及其构造格局

蒋志文

云南省地质科学研究所

伊朗, 居三大陆块(欧亚、阿拉伯、印—巴)接合部, 具有重要而特殊的地理、构造位置, 基础地质及大地构造研究成果一向受世人瞩目。由于历史的原因, 也由于岩层本身受后期多次剧烈地壳运动的影响而变形变质厉害, 致使基础地质、特别是基础地层研究极大地滞后于别的领域。

1990年开始, 笔者三次应邀赴伊朗工作, 主要应用生物地层学手段, 建立统一的伊朗全境上前寒武统一寒武系地层系统。详细研究该时期生物组合, 创建五个具有地层意义的又各具特色的生物群, 据此提出确定地层时代的可靠依据。结合古地磁、同位素、古地理、古生态、构造地层学研究成果深入讨论该时期重大地质问题。全部成果将以《伊朗晚前寒武纪—寒武纪岩石—生物地层学》(波斯文、英文)公开出版, 全书约50万字、100幅图版。本文择其要点作一简介。