

文章编号: 1009-6248(2010)03-0047-10

一种新构造类型的含铜镍矿化基性-超基性杂岩体

李丽, 王育习, 李行, 栗亚芝, 张雨莲

(中国地质调查局西安地质调查中心, 陕西 西安 710054)

摘要: 甘肃北山地区的怪石山含铜镍硫化物矿化基性-超基性杂岩体, 为一个岩浆底侵-隆升造山过程侵入体的构造类型典型实例。主要依据是: 它与平头山-砂井序列的中酸性侵入岩类共同构成一种壳幔岩浆混合型的“双峰式”火成构造组合; 在岩体发育时段 (410 ~ 350 Ma 或泥盆-石炭纪) 内, 区内缺少相应时代的地层沉积和火山作用, 表明发生在非挤压造山事件中, 相对处于一种伸展裂解的动力学环境; 所见中酸性序列侵入岩多具 TTG 组合和含有辉长质岩石包体, 揭示下地壳主要由辉长质岩石构成等。依此提出岩体的成岩机制是: 在一种大陆岩石圈伸展减压条件下, 地幔橄辉岩发生部分熔融, 形成 $Mg^{\#}$ 值为 0.831 的苦橄质岩浆, 并上侵到地壳或壳幔边界, 进而引起辉长质的下地壳产生局部熔融, 形成一套 TTG 组合的混合岩浆, 尔后以岩浆底侵方式随张扭帚状构造系发育和隆升造山过程入侵上地壳而成。

关键词: 甘肃北山; 含铜镍矿化; 基性-超基性杂岩体; 造山侵入体

中图分类号: P588.12 **文献标识码:** A

通常认为, 具铜镍铂或钨钛、铁成矿系列的铁质类型基性超基性杂岩体和镁铁质-超镁铁质大型层状杂岩体, 不是形成大陆裂谷, 就是形成克拉通或大陆边缘深大断裂环境 (董显扬等, 1996; 杨星等, 1993; 邓晋福等, 2004)。但最近笔者在参与甘肃营毛沱地区两幅 1:5 万矿产远景地质调查工作过程中, 于营毛沱地区的砂井和平头山之间, 发现一种与岩浆底侵隆升造山过程有关新的岩浆型铜镍矿化基性-超基性杂岩体——怪石山岩体。这一类型岩体的发现对在与扩张有关的构造背景下寻找铜镍矿的找矿和认识基性-超基性岩的构造类型有一定的理论意义 (王虹等, 2009; 高永宝等, 2008; 苏春乾等, 2009; 梁志录等, 2008)。

1 区域地质概况

甘肃北山地处哈萨克斯坦、准噶尔和塔里木三大古陆系统或板块的汇集部, 地质构造较复杂。目前, 对该区的大地构造格局和归属仍存在多种看法或认识: 左国朝等提出以碱泉子—明水—小黄山一线为界, 以北归属哈萨克斯坦板块, 以南归属塔里木板块 (左国朝等, 2003; 龚全胜等, 2003); 何世平等则将两板块界线往南推至红柳河—牛圈子—洗肠井一线 (何世平, 2005); 而聂凤军等却将北山主体归属于哈萨克斯坦的部分, 并称之为哈北板块 (2001; 聂凤军等, 2003); 最新研究成果显示^{①②③}, 真正具有分割两大板块的界线应在方山口—碱泉子

收稿日期: 2010-03-16; 修回日期: 2010-05-14

基金项目: 中国地质调查局矿调项目 [内蒙古月牙山地区矿产远景调查项目 K47E014009 (石桩子幅)、K47E014010 (石板井幅)、K47E015009 (黄山幅)、K47E015010 (月牙山幅)]

作者简介: 李丽 (1965-), 女, 内蒙古包头人, 高级工程师, 1987年毕业于长春地质学院, 从事矿产资源调查工作。E-mail: lilil1834@163.com

① 甘肃地质调查院. 1:25 万红宝石区域地质调查报告, 2004.

② 甘肃地质调查院. 1:25 万马鬃山区域地质调查报告, 2001.

③ 西安地质调查中心. 1:5 万甘肃北山营毛沱地区矿产地质调查报告, 2008.

一线，以北可归属东天山古陆系统的东延部分，即前人所称的“北山中间地块”(聂凤军, 2003; 刘雪亚, 1984) 或“北山中央古陆隆起带”(杨兴科等, 1996)，以南为塔里木板块或古陆系统。

怪石山含铜镍矿化基性-超基性杂岩体，出露于东天山古陆系统南缘或与塔里木古陆系统分界的黑山-双鹰山断裂带北侧，恰处在一个北西向张扭性帚

状构造系统南缘的次级短轴背斜的近轴部(图1)^①。其帚状构造系统的头部或收敛中心，大体位于平头山南，由晚太古—早元古代敦煌群、中元古代长城系和蓟县系构成，并以敦煌群和长城纪中酸侵入岩体为轴心，断裂构造均呈半环状向北撒开。向西依次出现平头山似环状中酸性侵入体，蓟县系、寒武系和奥陶系的北西向褶皱断裂构造束，砂井系列中

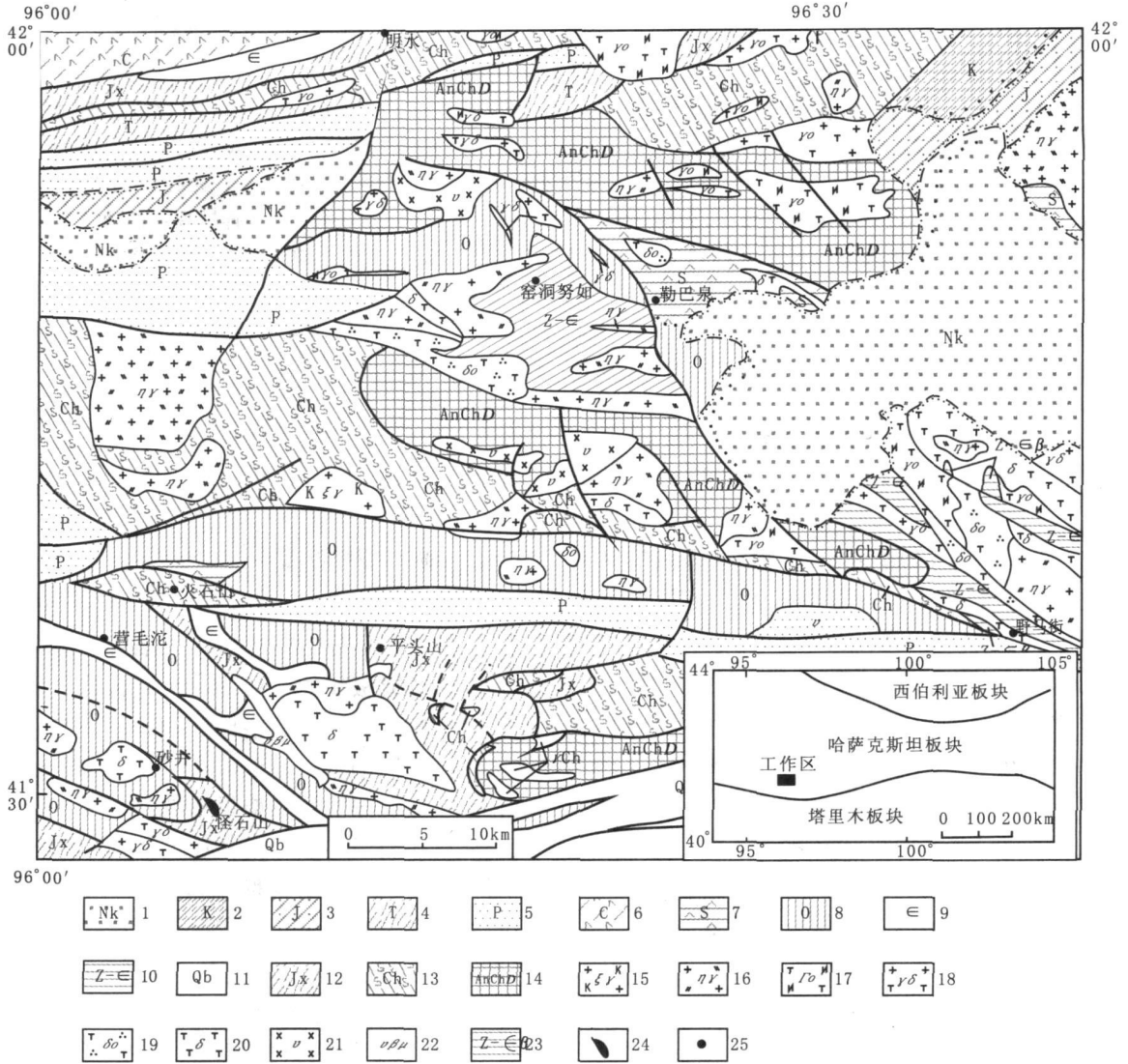


图1 甘肃北山营毛沱及邻区地质构造略图

Fig.1 Geologic and tectonic map of Yinmaotuo, Beishan, Gansu and its adjacent region

(据1:25万马鬃山区域地质报告, 甘肃地质调查院调查, 2001)

1. 古近系-新近系; 2. 白垩系; 3. 侏罗系; 4. 三叠系; 5. 二叠系; 6. 石炭系; 7. 志留系; 8. 奥陶系; 9. 寒武系; 10. 震旦-寒武系; 11. 青白口系; 12. 蓟县系; 13. 长城系; 14. 敦煌群; 15. 钾长花岗岩; 16. 二长花岗岩; 17. 英云闪长岩; 18. 花岗闪长岩; 19. 石英闪长岩; 20. 闪长岩; 21. 辉长岩; 22. 辉长辉绿岩; 23. 震旦-寒武系玄武岩; 24. 怪石山岩体; 25. 地名

酸性侵入体及一系列北西向断裂构造组合。从运动学和应力场条件分析, 该带状构造系统可能是受南侧塔里木与东天山两古陆系统间的近东西向左行走滑交界断裂和东侧勒巴泉-马鬃山北西向右行走滑断裂的双重夹持控制的结果。

区域出露地层主要为蓟县系平头山组、下寒武统双鹰山组和下奥陶统罗雅楚山组。区域上, 蓟县系和寒武系为不整合接触, 寒武系和奥陶系为连续沉积。其中, 蓟县系平头山组是北山地区红山式沉积变质型铁矿的重要含矿层。

区域岩浆活动强烈, 受帚状构造系统的控制。岩体主要出露于平头山-砂井一带, 岩石类型较为复杂, 包括有二长花岗岩、花岗闪长岩、英云闪长岩、石英闪长岩、闪长岩、辉长岩、辉长辉绿岩等, 以二长花岗岩和花岗闪长岩为主。此外在帚状构造收敛部位出露有少量长城纪花岗片麻岩。产出上, 闪长岩和辉长岩多以中心或内部相与外缘二长花岗岩、花岗闪长岩相呈渐变过渡关系。所见基性超基性岩类除怪石山岩体外, 主体为辉长辉绿岩或辉绿岩类, 主要集中出露在平头山环状岩体西缘, 呈北西向长条带或似脉状产出, 时代稍后于中酸性岩类。

据有关项目获得, 三道梁斜长花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 418~368 Ma, 怪石山含铜镍矿化基性-超基性杂岩的辉长岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 405~353 Ma^①。平头山环状岩体 Rb-Sr 法等时线年龄为 351 Ma, U-Pb 法年龄为 379 Ma、389 Ma(龚全胜等, 2003); 白头山南辉长辉绿岩 Rb-Sr 法等时线年龄为 351 Ma^②。结合野外岩体之间的接触关系, 表明区内的基性-超基性岩和中酸性侵入岩基本是同时的, 是一种较典型的“双峰式”火成构造组合。时代为泥盆-石炭纪, 属华力西期构造-岩浆旋回产物。

2 岩体地质特征

怪石山岩体出露于红山铁矿东南, 呈一扁豆体状侵入于北西向倾没背斜轴部的蓟县系内, 长 260 m, 宽 20~50 m, 走向北 310 西, 倾向南西, 倾角 80°(图 2)。围岩蓟县系为薄层状白云质灰岩, 与岩

体接触带岩石有被烘烤、褪色和重结晶大理岩化现象, 属热侵入接触关系。岩体略显垂直分带, 从北往南可分边缘细粒辉长岩—伟晶状角闪辉长岩—中粒角闪辉长岩—蚀变橄榄辉石岩—橄榄二辉岩—含铜镍矿化橄榄二辉岩六个岩相带。各岩相带间均为渐变过渡关系, 为基性-超基性杂岩体。

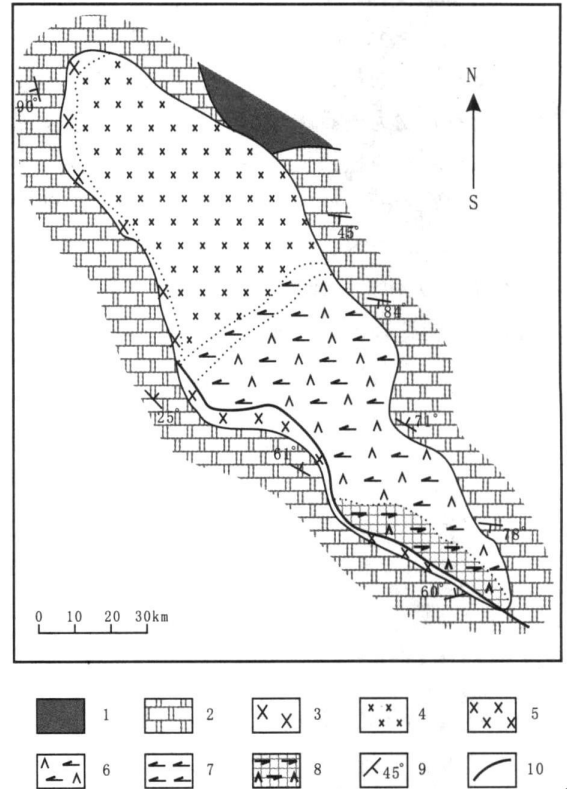


图 2 怪石山岩体岩相图

Fig. 2 Geologic litho-facies of Guashishan rocks

1. 第四系残破积物; 2. 大理岩; 3. 伟晶辉长岩; 4. 细粒辉长岩;
5. 中粒辉长岩; 6. 橄榄石辉岩; 7. 辉石岩; 8. 含铜镍硫化物橄榄;
9. 产状; 10. 断层

2.1 岩石学特征

橄榄二辉岩: 块状构造, 变余网环-鳞片变晶和嵌晶包含结构, 组成矿物为橄榄石、辉石和少量磁铁矿。橄榄石多已蛇纹石化、滑石化、伊丁石化和菱铁矿化, 并常呈浑圆状被包裹于粗粒辉石中, 含量约 $35 \times 10^{-2} \sim 40 \times 10^{-2}$ 。辉石分顽火辉石和紫苏辉石两种, 呈他形粗大颗粒, 含量约 55×10^{-2} , 有蛇纹石、绿泥石和滑石等次生变化。

①西安地质调查中心. 1:5万甘肃北山营毛沱地区矿产地质调查报告, 2008.

②甘肃地质矿产开发局. 1:5万云母头幅区调报告, 1997.

块状含铜镍硫化物橄榄二辉岩: 特征与橄榄二辉岩基本相同, 其特征为含较多硫化物矿物, 可见嵌晶状橄榄石与辉石呈反应边结构以及橄榄石本身的溶蚀结构。硫化物矿物有镍黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿和磁铁矿, 常呈连生体产出。

橄榄辉石岩: 块状构造, 变余网环和嵌晶包含结构, 特征与橄榄二辉岩基本相同。辉石亦为顽火辉石和紫苏辉石两种, 金属矿物主要为尘点状磁铁矿。

辉长岩: 具细粒、粗粒伟晶状辉长结构, 块状构造。主要矿物为辉石、角闪石和斜长石; 副矿物有榍石、磷灰石、钛铁矿和磁铁矿。辉石主要为透辉石, 其次含少量顽火辉石, 部分被纤闪石交代, 含量为 40×10^{-2} 。角闪石为普通角闪石, 含量约 15×10^{-2} 。斜长石为他形—半自形板状晶角形块状晶, 多具环带状构造, 含量约 45×10^{-2} 。岩石遭轻微纤闪石化、黝帘石化和碳酸盐化。

2.2 岩石地球化学特征

岩体的岩石相对富 Fe 贫 P、Ti, 属铁质系列的基性-超基性岩类(表 1)。 $[Mg^{2+} + Ni^{2+}] / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn^{2+})$ 值为 $0.692 \sim 0.428$, 平均为 0.573 (吴利仁, 1980)。 SiO_2 变化于 $39.63 \sim 51.15$, Al_2O_3 为 $5.22 \times 10^{-2} \sim 11.25 \times 10^{-2}$, $(Fe_2O_3 + FeO)$ 为 $11.17 \times 10^{-2} \sim 7.2 \times 10^{-2}$, MgO 为 $28.71 \times 10^{-2} \sim 9.94 \times 10^{-2}$, CaO 变化于 $4.19 \times 10^{-2} \sim 14.19 \times 10^{-2}$, $Na_2O + K_2O$ 为 $0.6 \times 10^{-2} \sim 2.15 \times 10^{-2}$, 且 $Na_2O > K_2O$ 。按 TAS 图解大多落在苦橄岩或苦橄玄武岩成分区内。

稀土元素和微量元素地球化学特征(表 1、图 3、图 4) 各岩石间明显表现为一种平坦富集型稀土分布模式, 展示出一种岩浆结晶分离成岩作用的稀土元素分馏模型, 这在微量元素蛛网式上也能一致的反映出来。

表 1 甘肃怪石山基性-超基性岩主量、微量、稀土元素分析数据

Tab.1 Analysis data of major, rare earth elements analyses for samples of basic-ultrabasic rocks from Guaishishan, Gansu

样品 编号	岩石 名称	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO	P ₂ O ₅	MnO ₂	LOI	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	总和
		/ × 10 ⁻²														
2047b	橄榄二辉岩	39.63	5.68	0.47	4.39	5.68	0.59	0.06	7.38	27.85	0.074	0.14	7.39	6.74	0.00	99.33
2048b	橄榄方辉岩	42.34	6.15	0.43	2.89	6.78	0.70	0.27	5.32	27.99	0.061	0.14	6.31	5.42	0.10	99.38
2049b	橄榄方辉岩	42.45	5.22	0.65	2.73	8.38	0.62	0.12	4.40	28.60	0.092	0.15	5.95	4.84	0.04	99.36
2050b	橄榄二辉岩	41.30	5.70	0.40	4.21	7.12	0.49	0.11	4.19	28.71	0.077	0.16	7.67	6.88	0.08	100.14
2051b	辉长岩	50.15	11.25	0.97	0.92	6.28	1.96	0.19	14.19	9.94	0.099	0.15	3.32	1.12	0.04	99.42
2052b	橄榄方辉岩	43.05	8.17	0.38	2.37	8.80	1.28	0.34	4.91	26.50	0.050	0.16	4.38	3.84	0.06	100.39
样品 编号	岩石 名称	Ce	Dy	Er	Eu	Gd	Ho	La	Lu	Nd	Pr	Sm	Tb	Tm	Y	Yb
		/ × 10 ⁻⁶														
2047b	橄榄二辉岩	9.6	1.87	1.07	0.45	1.40	0.35	4.6	0.15	5.27	1.30	1.49	0.28	0.15	20.4	1.05
2048b	橄榄方辉岩	6.3	1.53	0.84	0.38	1.16	0.28	2.7	0.14	4.24	0.96	1.11	0.23	0.14	7.9	0.89
2049b	橄榄方辉岩	9.7	2.67	1.54	0.60	2.02	0.51	3.8	0.27	6.90	1.58	1.88	0.41	0.25	10.8	1.61
2050b	橄榄二辉岩	8.9	1.74	0.92	0.44	1.28	0.31	3.9	0.17	5.43	1.30	1.32	0.25	0.16	12.1	1.04
2051b	辉长岩	9.7	3.71	2.07	0.78	2.61	0.69	3.6	0.34	7.81	1.67	2.27	0.54	0.33	5.1	2.16
2052b	橄榄方辉岩	9.2	1.87	1.08	0.44	1.38	0.35	4.1	0.20	5.02	1.22	1.32	0.28	0.18	13.6	1.16
样品 编号	岩石 名称	Ba	Co	Cr	Hf	Nb	Ni	Rb	Sc	Sr	Ta	Th	U	V	Zr	
		/ × 10 ⁻⁶														
2047b	橄榄二辉岩	21.9	98.1	2221	1.25	1.20	832	3.00	12.4	98.8	0.10	0.37	0.15	97.9	46.7	
2048b	橄榄方辉岩	55.0	100	1800	1.08	1.20	752	5.50	15.3	102	0.11	0.45	0.11	102	45.7	
2049b	橄榄方辉岩	29.8	111	1918	1.54	2.10	987	3.80	18.9	113	0.18	0.51	0.13	134	58.6	
2050b	橄榄二辉岩	35.2	111	1307	1.06	1.50	633	3.90	14.2	103	0.14	0.39	0.12	100	41.8	
2051b	辉长岩	74.0	38.1	120	2.17	2.00	69.8	3.70	49.5	298	0.17	0.73	0.19	220	73.6	
2052b	橄榄方辉岩	38.8	131	1290	1.22	1.70	1471	14.3	19.9	96.5	0.18	1.16	0.31	91.7	50.4	

注: 测试单位为西安地质矿产研究所实验测试中心。

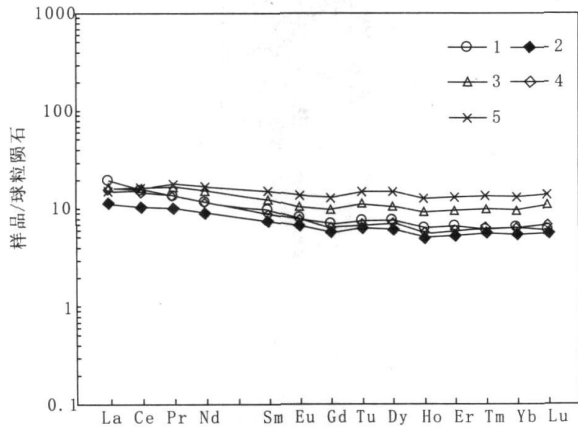


图 3 怪石山基性-超基性岩岩石 REE 分配模式

Fig. 3 REE Distribute pattern of basic-ultrabasic rocks in Guaiishishan

(据球粒陨石标准化值, Boyton 等, 1984)

- 1. 橄榄二辉岩; 2. 橄榄方辉岩; 3. 橄榄辉石岩;
- 4. 蚀变橄榄二辉岩; 5. 中粒辉长岩

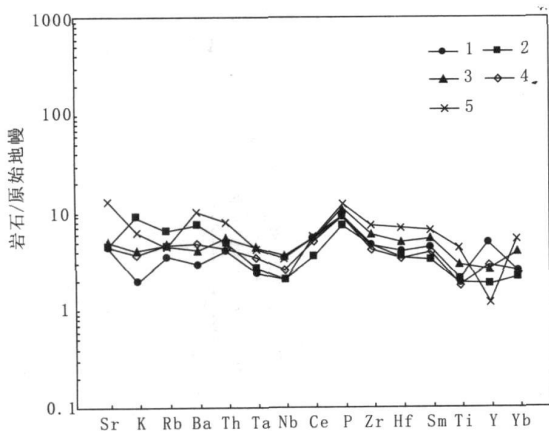


图 4 怪石山基性-超基性岩岩石微量元素蛛网图

Fig. 4 Spider diagram of trace elements of basic-ultrabasic rocks in Guaiishishan

(据球粒陨石标准化值, 用 Boyton 等, 1984)

(图例说明同图 3)

超基性岩类岩石中 Cr 含量为 $2.221 \times 10^{-6} \sim 1.307 \times 10^{-6}$, 平均为 1.709×10^{-6} ; Ni 为 $147 \times 10^{-6} \sim 633 \times 10^{-6}$, 平均为 955×10^{-6} , ($Mg^\# = Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$) 为 $0.844 \sim 0.814$, 平均为 0.831 , 均大于 WilSon (1989) 判定原始岩浆的 $w(Cr) > 1.000 \times 10^{-6}$, $w(Ni) > 400 \times 10^{-6}$, $Mg^\# = 0.68 \sim 0.72$ 的数值要求。且按 $Mg^\#$ 值有略高于原始岩浆的 $Mg^\#$

($0.68 \sim 0.72$), 而略于底残留地幔橄辉岩的 $Mg^\#$ ($0.89 \sim 0.92$) 的特点, 说明形成怪石山基性-超基性杂岩体的岩浆应属一种地幔橄辉岩相对较高、部分熔融的苦橄质岩浆的结晶分离作用产物。

2.3 矿化特征

铜镍矿化体主要产出于岩体底部的橄榄二辉岩岩相带内, 岩相带即为铜镍矿化体, 长 $50 \sim 60$ m, 宽 $5 \sim 20$ m。金属硫化物主要有镍黄铁矿、磁黄铁矿和黄铜矿。分两种产出方式, 一种为他形—自形呈稀疏或星点状散布于橄榄石和辉石矿物中, 粒径一般为 $0.02 \sim 0.1$ mm; 另一种呈不规则状、羽状、火焰状集合体或连生体呈某些陨铁结构, 集合体或连生体大小为 $0.25 \sim 0.45$ mm。经采样分析, Cu 含量为 $0.01 \times 10^{-2} \sim 0.19 \times 10^{-2}$, 平均为 0.064×10^{-2} ; Ni 含量为 $0.09 \times 10^{-2} \times 10^{-2} \sim 0.32 \times 10^{-2}$, 平均为 0.16×10^{-2} , 是具铜镍矿化的基性-超基性条岩体。据 1:1 万高精度磁测、1:1 万激电中梯和激电测深, 在地表岩体南 500 m \times 200 m 范围内有视极化率高达 9.55% 的异常体出现, 推测可能由深部硫化物矿体所引起。

3 成岩构造环境讨论

(1) 野外观察, 出露于平头山—砂井一带与中酸性侵入岩呈半产出的寒武系和奥陶系, 多呈残留顶盖形式覆于或平铺于中酸性岩体之上, 褶皱变形不强, 产状近水平, 其下出露的中酸性岩侵入体多为平卧状出露于沟谷底洼地带。在偏南高山地区还可见中酸性岩顺层侵入和被同褶皱。这说明这种“双峰式”组合的岩浆作用是在寒武系和奥陶系未发生强烈褶皱和挤压造山作用侵入的非造山环境。

(2) 根据平头山—砂井序列中酸性侵入岩成分所见有的两源性 (表 2、表 3、表 4、图 5) 和所表现出的壳幔岩浆混合成因模型, 某些研究者提出高钾钙碱性 “ ” 型花岗岩 ($K_2O: 1\% \sim 3\%$, $SiO_2: 55\% \sim 70\%$) 的分布, 指示在陆壳深部存在着大量钙碱性和高钾钙碱性的安山质源岩, 不一定要和俯冲作用相联系, 或者说“双峰式”组合也可出现非造山和后造山环境 (邓晋福等, 2004)。

(3) 如图所见, 构成平头山—砂井中酸性侵入岩序列的二长花岗岩和花岗闪长岩在 K_2O-SiO_2 图中

表2 甘肃北山营毛沱地区中酸性侵入岩岩石化学成分 ($w_B\%$)

Tab. 2 Chemical composition of intermediate-acid intrusion rocks from Yinmaotuo, Beishan, Gansu ($w_B\%$)

岩体名称	岩石类型	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 ⁻	CO ₂	Los	总计
平头山序列	钾长花岗岩 ^②	73.41	0.26	13.95	2.01	0.55	0.01	0.44	0.97	4.21	4.73	0.08					
	花岗岩 ^②	77.00	0.07	12.32	1.39	0.75	0.02	0.20	0.54	3.72	4.80	0.06					
	花岗岩 ^②	75.96	0.11	12.97	0.00	0.90	0.011	0.20	0.82	4.34	4.05	0.02	0.46	0.00		0.44	99.82
	二长花岗岩 ^①	75.33	0.00	13.30	1.35	0.20	0.02	0.46	0.41	4.14	3.87	0.04	0.57		0.00	0.03	99.72
	二长花岗岩 ^①	74.78	0.06	12.56	0.56	1.12	0.07	0.73	1.01	4.10	4.00	0.05	0.37				99.58
	花岗闪长岩 ^①	62.35	0.92	16.11	0.96	4.64	0.13	2.27	6.20	4.00	4.00	1.40	0.22	0.12	0.44	0.05	99.81
	闪长岩 ^①	50.97	1.72	15.74	6.20	4.84	0.18	5.36	9.61	3.30	3.30	0.95	0.40	0.88	0.28	0.05	100.48
	闪长岩 ^①	52.87	1.75	16.89	3.34	5.65	0.15	5.20	7.60	3.64	3.64	1.11	0.36	0.96	0.00	0.02	99.54
	辉长辉绿岩 ^①	51.71	2.19	12.32	4.29	8.88	0.18	4.92	7.00	3.63	3.63	0.40	0.24	2.60	1.18	0.05	99.53

注:资料来源:①1:25万马鬃山幅区调查报告;②1:20万牛圈子幅区调查报告;③1:5万甘肃北山营毛沱地区矿产资源调查报告(西安地质调查中心,2008)。

表3 营毛沱地区中酸性侵入岩类岩石稀土元素分析结果 ($\times 10^{-6}$)

Tab. 3 Rare earth elements analyses results for intermediate-acid intrusion rocks from Yinmaotuo, Beishan, Gansu ($\times 10^{-6}$)

序号	岩体名称	岩石类型	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Σ
18	平头山	二长花岗岩 ^①	12.8	21.3	2.76	13.6	4.11	0.11	5.33	0.97	6.63	1.47	4.10	0.64	3.83	0.62	41.00	119.27
19		二长花岗岩 ^②	59.6	61.9	8.28	19.8	5.34	0.71	3.42	0.54	3.12	0.60	1.70	0.25	1.48	0.23	17.10	
20	沙井序列	花岗闪长岩 ^①	39.3	55.0	7.66	20.3	6.18	1.62	4.70	0.77	4.19	0.83	2.09	0.32	1.92	0.30	21.00	166.18
21		闪长岩 ^①	28.5	45.9	6.21	20.2	6.36	1.65	5.34	0.83	5.72	0.99	2.31	0.35	2.06	0.30	26.60	153.32

注:资料来源:①1:25万马鬃山幅区调查报告;②1:5万马鬃山幅区调查报告。

表4 营毛沱地区中酸性侵入岩类岩石微量元素分析结果 ($\times 10^{-6}$)

Tab. 4 Trace elements analyses for intermediate-acid intrusion rocks from Yinmaotuo, Beishan, Gansu ($\times 10^{-6}$)

序号	岩体名称	岩石类型	Sr	K	Rb	Ba	Th	Ta	Nb	Ce	P	Zr	Hf	Sm	Ti	Y	Yb	Sc	Cr	?
18	平头山序列	花岗岩 ^①	55.3	40 500	206	269	17.5	2.56	28.2	13.2	190	172	7.11	3.10	1 100	12.8	7.72	2.70	16.3	
19		二长花岗岩 ^②	114.0	35 100	129	535	16.3		10.1	79.0	1 800	265	6.70	6.80	2 400	19.0	2.20		11.5	
序号		二长花岗岩 ^②	23.0	36 000	249	72	14.7		108	23.0	600	61	3.10	3.50	600	43.0	4.90	7.0	20	

注:资料来源:①1:5万甘肃北山营毛沱地区矿产资源调查报告(西安地质调查中心,2008);②1:5万马鬃山幅区调查报告。

为高钾钙碱性系列，石英闪长岩和闪长岩则属低—中钾钙碱系列。在 Na-K-Ca 成分图解 (图 6) 中大都落入 TTG 组合范围。在 K₂O-Na₂O 图解 (图 7) 上，石英闪长岩和二长花岗岩为“A”型，石英闪长岩和闪长岩则为“1”型花岗岩类。相应，反映在稀

土元素分布形式图上，石英闪长岩和闪长岩为一种 Eu 异常不明显的轻稀土富集的右倾型图式，而二长花岗岩和花岗闪长岩则为具明显负 Eu 异常的近平坦型模式 (图 8、图 9)。充分显示出一种壳幔岩浆混合的成因特征。

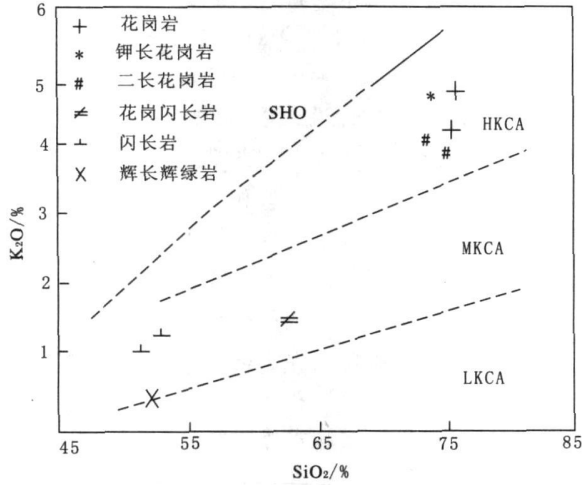


图 5 平头山-砂井序列中酸性岩 K₂O-SiO₂ 图解 (据 Irvine 等, 1999)

Fig. 5 Diagram of K₂O-SiO₂ composition of intermediate-acid intrusions of the Pintoushan sand-drain sequence

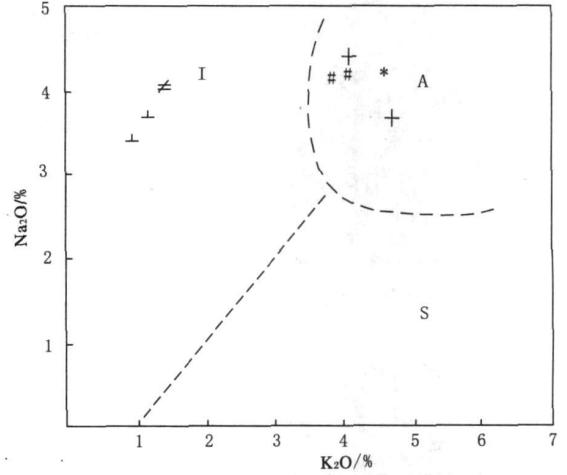


图 7 平头山-砂井序列中酸性侵入岩岩石 Na₂O-K₂O 图解 (据 Irvine 等, 1999)

Fig. 7 Diagram of Na₂O-K₂O composition of intermediate-acid intrusions of the Pintoushan Sand-drain sequence

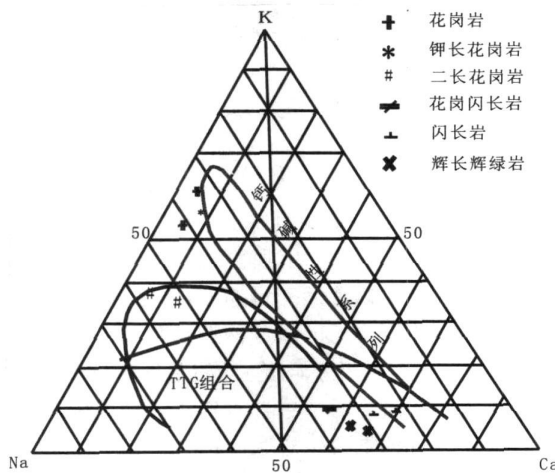


图 6 平头山-砂井序列中酸性侵入岩岩石 Na-Ca-K 图解 (据 Defant 等, 2002)

Fig. 6 Diagram of Na-Ca-K composition of intermediate-acid intrusions of the Pintoushan Sand-drain sequence

(4) 同位素年代学资料揭示，怪石山含铜镍矿化基性-超基性杂岩体，与处于同一构造带中的平头山-砂井序列的中酸性侵入岩和基性的辉长辉绿岩或辉绿岩共同构成一种“双峰式”火成构造组合。

从区内 (或北山中央古陆隆起带) 缺少泥盆—石炭纪地层沉积和火山作用，以及无明显的挤压褶皱造山事件分析，在泥盆—石炭纪 (410~350 Ma)，区内相对应表现为一种单一的岩浆作用事件，而且除怪石山苦橄质岩浆侵入事件外，由平头山-砂井序列的基—中酸性岩浆成分的两源性和具有某些 TTG 组合特性说明，这种壳幔混合岩浆的形成，可能是通过地幔橄榄岩部分熔融形成苦橄质岩浆上侵至壳幔边界，使下地壳加热形成热点，而发生局部熔融的结果。据区域地质资料，在北山地区所见不同时代中酸性侵入岩序列内，几乎都含有辉长岩，超基性岩和暗色岩类岩石包体。如，在东部震旦—寒武纪野马街构造混杂带中的辉长岩和花岗片麻岩中

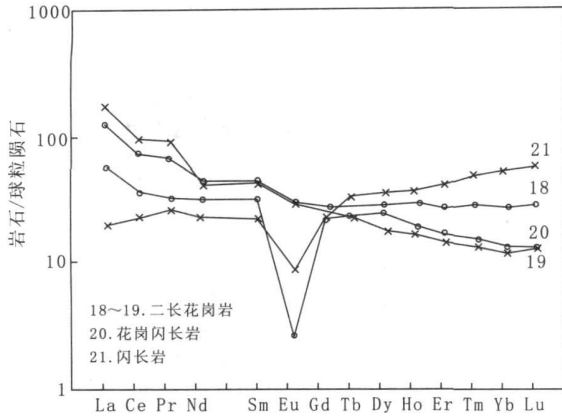


图8 平头山序列岩石REE分配模式

Fig. 8 REE distribute pattern of Pintoushan sequence rocks

(据球粒陨石标准化值, 用 Boyton 等, 1984)

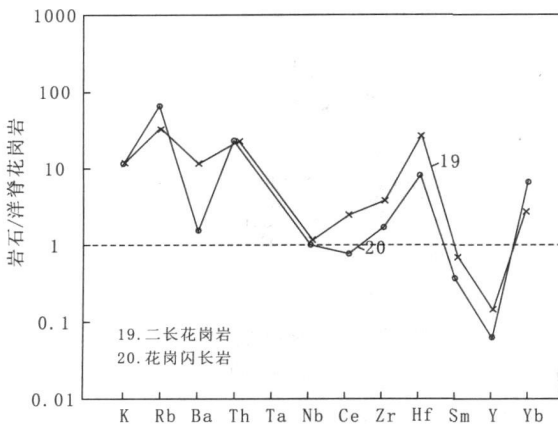


图9 平头山序列岩石微量元素蛛网图

Fig. 9 spider diagram of trace element of Pintoushan sequence rocks

(据球粒陨石标准化值, 用 Boyton 等, 1984)

的超基性岩石包体或捕掳体; 非堆积单元闪长岩中的角闪辉长岩包体; 北部勒巴泉震旦纪英云闪长质片麻岩中的基性岩包体; 早古生代野马街构造混杂岩带中的英云闪长质糜棱岩片内的辉长质暗色岩包体; 志留纪勒巴泉石英闪长质糜棱岩片内的暗色深源包体; 晚古生代野马街构造混杂岩带中细粒闪长质糜棱岩内的辉长闪岩包体; 以及北部二叠纪火石山序列中的闪长岩和花岗闪长岩内的辉长岩包体或残留体等。这样, 由包体所反映的深源岩石信息

似乎可揭示所在地段的下地壳可能由辉长质(部分可含超镁铁质)或玄武质岩石构成。这同具TTG组合的中酸性侵入岩要求源岩区成分较一致。BarKer Arth (1996) 曾把T₁T₂组合分为高Al₂O₃和低Al₂O₃两类。并提出高Al₂O₃型(Al₂O₃>15%)是由含水玄武质岩浆的角闪石控制的分离作用或玄武质岩石的局部熔融,留下角闪石和石榴石而形成;而低Al₂O₃型(Al₂O₃<15%)系由低钾安山质岩浆分离作用或是含角闪石的辉长岩局部熔融,留下斜长石残余矿物而形成。亦即PPTG组合的源区下地壳不是玄武岩就是辉长岩,这和该内深源包体所反映的信息也完全相一致。而且,从中酸性侵入岩中包体出现的最早时限判断,区内辉长质的下地壳可能在早古生代初期就已形成和存在。对辉长质或玄武质下地壳的形成邓晋福等曾提出过一种基性岩浆底侵-混合作用模型(邓晋福等,2004)。认为下地壳包体的物质组成具有双峰式分布的特征。其中的基性部分(基性麻粒岩)是幔源熔体在壳幔边界或下地壳底侵的产物,并提出岩浆底侵相互作用是壳幔相在作用的一种重要机制,且还认为:岩浆底侵作用可发生在:①大陆碰撞地壳加厚。②活动大陆边缘俯冲过程。③大陆裂谷。④与热点有关的底侵作用。根据如上区内岩体产出特征判断,所见“双峰式”火成构造组合明显是一种与热点有关的岩浆底侵作用。

另一方面,在岩浆底侵和隆升造山关系上,Dowus H, Depng C, Leyre loup A, (1990); Furlong K P, Fountain D M (1986); Rudnick R L (1990)等曾提出:传统认为造山作用是板块碰撞的结果,但碰撞后的底侵作用同样可引起造山隆升,底侵的幔源物质就可以使地壳增厚6~8 km。这同北山地区在泥盆—石炭纪的基本构造演化相一致。因此,怪石山含铜镍硫化矿化基性-超基性岩体和“双峰式”火成构造组合的形成,可作为一种岩浆底侵和隆升造山过程的重要标志和实例。

4 结论

由上可知,怪石山含铜镍硫化物矿化的基性-超基性杂岩体的形成基本可归因一种岩浆底侵和隆升造山作用的成岩模型。其主要机制是:在一种大陆岩石圈伸展减压条件下,地幔橄榄岩发生部分熔融,

产生一种 $Mg^{\#}$ 为值 0.831 的苦橄质岩浆, 并上侵到下地壳或壳幔边界, 从而引起辉长质或玄武质下地壳物质局部熔融, 形成一套 TTG 组合的混合岩浆, 其后随张扭性帚状构造系统的发育一同以岩浆底侵和隆升造山作用上侵入于上地壳而形成。

参考文献 (References):

董显扬, 李行, 叶良和, 等. 中国超镁铁岩 [M]. 北京: 地质出版社, 1996.

Dong Xianyang, Li Hang, Ye Lianghe, et al. Ultramafic rocks in china [M]. Geological Publishing House, Beijing, 1996.

杨星, 李行. 中国含铂基性超-基性岩体与铂(族)矿床 [M]. 北京: 交通大学出版社, 1993.

Yang Xing, Li Hang. Pt-bearing mafic-ultramafic intrusions and Platinum group deposit in China [M]. Jiaotong University Press, Beijing, 1993.

邓晋福, 罗照华, 苏尚国, 等. 岩石成因、构造环境与成矿作用 [M]. 北京: 地质出版社, 2004.

Deng Jinfu, Luo Zhaohua, Su Sangguo, et al. Petrogenesis, tectonic setting and metallogenesis [M]. Geological Publishing House, Beijing, 2004.

王虹, 桑少杰, 彭明兴, 等. 新疆彩霞山铅锌矿床稀土元素地球化学研究 [J]. 地球科学与环境学报, 2009, 31 (2): 142-147.

Wang Hong, San Shaojie, Peng Mingxing, et al. Geochemistry of Rare Earth Elements in the Caixiashan Pb-Zn Deposit, Xinjiang [J]. Journal of Earth Sciences and Environment, 2009, 31 (2): 142-147.

高永宝, 薛春纪, 曾荣. 兰坪金顶铅锌硫化物成矿中硫化氢成因 [J]. 地球科学与环境学报, 2008, 30 (4): 367-372.

Gao Yongbao, Xue Chunji, Zeng Rong. Forming Mechanism of H₂S in the Jinding Pb-Zn Deposit, Lanping Basin, Northwest Yunnan Province [J]. Journal of Earth Sciences and Environment, 2008, 30 (4): 367-372.

左国朝, 刘义科, 刘青燕. 甘新蒙北山地区构造格局及演化 [J]. 甘肃地质学报, 2003, 12 (1): 1-15.

Zuo Guocao, Liu Yike, Liu Qingyan. Framework and evolution of the tectonic structure in beishan area across gansu province, Xinjiang Autonomous Region And Inner Mongolia Autonomous Region [J]. Acta Geologica Gansu, 2003, 12 (1): 1-15.

龚全胜, 刘明强, 梁明宏, 等. 北山造山带大地构造相应构造演化 [J]. 西北地质, 2003, 36 (1): 11-17.

Gong Quansheng, Liu Mingqiang, Liang Minghong, et al. The tectonic facies and tectonic evolution of Beishan orogenic belt [J]. Northwestern Geology, 2003, 36 (1): 11-17.

何世平, 周会武, 任秉琛, 等. 甘肃内蒙北山地区古生代地壳演化 [J]. 西北地质, 2005, 38 (3): 6-15.

He Shiping, Zhou Huiwu, Ren Bingchen, et al. Crustal evolution of Palaeozoic in Beishan area, Gansu and Inner Mongolia, China [J]. Northwestern Geology, 2005, 38 (3): 6-15.

聂凤军, 江思宏, 赵省民, 等. 蒙-甘-新相邻(北山)地区两种类型贵金属矿床的发现及其意义 [J]. 地球学报, 2001, 32 (5): 397-403.

Nie Fengjun, Jiang Sihong, Zhao Xingming, et al. The Discovery of Two New Precious Metal Deposits in the Inner Mongolia-Gansu-Xinjiang Juncture (Beishan) Area and Its Geological Significance [J]. Acta Geoscientia Sinica, 2001, 32 (5): 397-403.

聂凤军, 江思宏, 白大明, 等. 内蒙古北山及邻区金属矿床类型及时空分布 [J]. 地球学报, 2003, 77 (3): 360-377.

Nie Fengjun, Jiang Sihong Bai Daming, et al. Type and Temporal-Spatial Distribution of Metal Deposits in the Beishan Mountains, Inner Mongolia, and Its Neighboring Region [J]. Acta Geologica Sinica, 2003, 77 (3): 360-377.

刘雪亚. 甘肃北山地质钙碱性系列岩浆活动及其大与板块构造关系 [J]. 中国地质科学院院报, 1984, (10): 151-164.

Liu Xueya. Magmatism of calc-alkaline series in the beishan region of GanSu province and its relation to plate tectonics [J]. Bulletin of The Chinese Academy of Geologica Sinica, 1984, (10): 151-164.

苏春乾, 李勇, 赵欣, 等. 西秦岭礼县—武山杨河一带石炭纪地层的重新厘定 [J]. 地球科学与环境学报, 2009, 31 (2): 135-141.

Su Chunqian, Li Yong, Zhao Xin, et al. Revision of the Carboniferous Strata in the Lixian-Yanghe (Wushan) Area, West Qinling [J]. Journal of Earth Sciences and Environment, 2009, 31 (2): 135-141.

梁志录, 王云斌, 刘宏伦, 等. 白银市乌金峡一带志留纪中酸性侵入岩特征及构造意义 [J]. 地球科学与环境学报, 2008, 30 (3): 240-248.

Liang Zhilu, Wang Yunbin, Liu Honglun, et al.

Characteristic and Tectonic Significance of Intermediate-Acid Intrusive Rock in Wujinxia Area of Baiyin City [J]. Journal of Earth Sciences and Environment, 2008, 30 (3): 240-248.

杨兴科, 陶洪祥, 罗桂图, 等. 东天山板块构造基本特征 [J]. 新疆地质, 1996, 14 (3): 221-228.

Yang Xingke, Tao Hongxiang, Luo Guitu, et al. Basic features of plate tectonics in east TianShan [J]. XinJiang Geology, 1996, 14 (3): 221-228.

Wilson M. Igneous Petrogenetogenesisisio Lonalondon Unuin Hymam [J]. 1988, 1-466.

BarRer F, Arth J G. Generation of trondhjenuitu-tmalitu ligui-d and Arehean bimodal trondhjemitu-baaalt suites

[J]. Ged, 1976, (4): 596-600.

Downes H, Depuy C, leyheloup A F. Cruotal evolution of the Hercynian belt of Weetem Europe: evidence from lower cwetel granulite xenalicho. Chem [J]. Geol. 1990, 209-231.

Funlong K P, Fountain D M. Continental cruetal underplating: thermal conederation and seirmic-petrolog: c conequences[J]. Geophys. Res, 1986, 8285-8294.

Rudnick R L. ndan sr isatoc eomporitono of lower erurtal xenolifhs from north queenrlamd, Aurcralia implications for Nd modal ages and eiurtal growth process [J]. Ehem. Geed, 1990, 83: 195-208.

A New Structural Type of Basic-Ultrabasic Complex with Ni-Cu Mineralization

LI Li, WANG Yu-xi, LI Hang, LI Ya-zhi, ZHANG Yu-lian
(Xi'an Institute of Geology and mineral Resources, Xi'an 710054, Shaanxi, China)

Abstract: Our study shows that the Guaishishan basic-ultrabasic complex with Ni-Cu mineralization in Beishan area, Gansu, is a typical example of intrusion bodies related with the magma under-plating and uplifting orogenic movement. The main evidences are that ①the complex and intermediate-acid intrusions of the Pintoushan Sand-drain sequence form the double-peak igneous structural assemblage mixed with crust-mantle magma; ②Within the developing period (410-350Ma) of rock bodies, neither sedimentary strata nor volcanism can be seen in this area, showing an extensional and cracking dynamics environment during the non-compressive orogenic event; and ③the intermediate-acid sequence intrusions usually contains TTG assemblage with some gabbroic inclusions, indicating that the crust is composed of gabbroic rocks. Therefore, the rock-forming mechanism is that, under the decompression conditions of continental lithosphere extending, the peridotite from mantle were partially melted to form picritic magma with a Mg value of 0.831. The magma intruded upward to crust or crust-mantle boundary and caused partial melting of the gabbroic in lower crust to form mixed magma with TTG assemblage. Subsequently, the magma developed in terms of magma under-plating according to tense-shearing brush structure series and then intruded into the upper crust to form rocks during the uplifting orogenic movement.

Key words: Beishan area of Gansu; Ni-Cu mineralization; basic-ultrabasic complex; intrusion bodies of orogenic movement