

# 冈底斯斑岩铜矿成矿模式

芮宗瑶<sup>1)</sup>, 侯增谦<sup>1)</sup>, 李光明<sup>2)</sup>, 刘波<sup>2)</sup>, 张立生<sup>2)</sup>, 王龙生<sup>1)</sup>

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037; 2) 中国地质调查局成都地质矿产研究所, 610082

**内容提要:**已有的斑岩铜矿成矿模式都是建立在“B”型俯冲基础上的, 而冈底斯斑岩铜矿成矿为18~12Ma, 主碰撞期为65Ma, 因此属于“A”型俯冲时期, 即印度大陆壳俯冲到亚洲大陆壳之下的早期, 此时夹于两者之间的新特提斯洋壳尚未消失掉, 由此上地幔脱水和部分熔融提供了斑岩铜矿的主要成矿的物质来源。本文讨论了俯冲作用与斑岩铜矿的关系, 通过驱龙和冲江两个代表性矿床的 Nd、Sr 同位素讨论了冈底斯斑岩铜矿成矿物质来源, 通过矿带结构和成矿年代等制定了冈底斯斑岩铜矿成矿模式。

**关键词:** 冈底斯; 斑岩铜矿; 俯冲; 成矿模式; 西藏

斑岩铜矿形成于板块汇聚过程中, 特别产于板块缝合带的上盘。通常洋壳板块的俯冲称之为“B”型俯冲 (Benioff subduction), 例如纳兹卡板块对南美板块的俯冲; 而大陆板块之间的俯冲称之为“A”型俯冲 (Ampferer Subduction), 例如印度大陆板块俯冲到亚洲大陆板块之下。“B”型俯冲形成巨量斑岩铜矿已由 Sillitoe (1972) 和 Sawkins (1972) 等人在文章中阐明清楚了, 但是“A”型俯冲是如何形成斑岩铜矿的? 它们的潜力有多大? 与其他类型矿床的关系? 迄今少有讨论。本文以冈底斯矿带为例来讨论这些问题。

## 1 俯冲与斑岩铜矿

Sillitoe (1972) 和 Sawkins (1972) 等首先讨论“B”型俯冲与斑岩铜矿的关系。Sillitoe (1972) 认为大洋中的沉积物、玄武质熔岩和辉长岩等含铜较高的岩石为斑岩铜矿成矿物质的主要来源。Sawkins (1972) 论述了这些岩石随俯冲带到深部后形成三种变质相: 大约在30km处为蓝片岩相; 在40~80km处为角闪岩相; 在100~120km处为榴辉岩相; 到更深时榴辉岩脱水和部分熔融, 产生中性—基性岩浆 (图1)。当这种岩浆很少与地壳发生混合作用而保持亏损上地幔原有的地球化学特征时, 它们具有较高的  $f_{O_2}$  ( $10^{-8} \sim 10^{-12}$ ), 较低的初始铈值 ( $< 0.708$ ), 亏损强场元素, 富集大阳离子不相容元素, 具有右斜式 REE 模式等, 此时便相当于含铜斑岩的花岗质岩

浆。如果这种岩浆上升到离地表6~8km的中间岩浆房停留时, 有35%~70%先结晶出斑晶, 其余残浆在继续上升时挥发相将达到饱和或过饱和, 从而引发残浆二次沸腾, 同时残浆凝结形成基质, 形成斑岩体。出现独立挥发相的斑岩体有两个显著特点: ①引发残浆体积极剧膨胀, 造成已凝结斑岩体外壳和周围围岩的破裂, 为后继的热液交代和充填提供了构造空间; ②挥发相与斑岩和邻近围岩产生碱质硅酸盐交代作用, 产生富镁黑云母化、金云母化、钾长石化和钠长石化, 归结为钾硅酸盐交代岩和钠

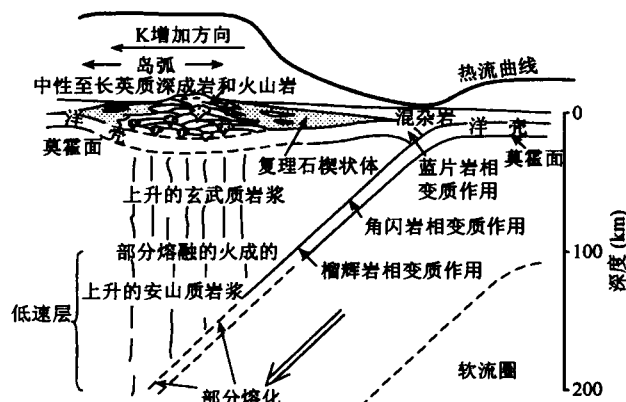


图1 大洋板块俯冲时 (“B”型俯冲) 构造和岩浆关系图 (据 Sawkins, 1972)

Fig. 1 Relationship between oceanic plate subduction (B-type subduction) and tectono-magmatism (from Sawkins, 1972)

本文为国家重点研究发展规划项目 (2002CB4126010) 和国土资源部地质大调查项目 (1999 10200246) 的成果。

收稿日期: 2005-10-10; 改回日期: 2006-04-07; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 芮宗瑶, 男, 1935年生。研究员, 主要从事金属矿床和矿床地球化学研究。电话: 010-68999054; Email: Ruizy@sina.com。

硅酸盐交代岩。

总之,板块汇聚的前期,为洋壳消失过程,是大洋壳对大陆壳的俯冲,新特提斯洋的消失根据李光明等<sup>①</sup>研究,为217~65Ma(图2)。据戴自希(1996)统计:此阶段在智利西部形成超过500万吨的斑岩铜矿床就有11个,共达24809万吨铜。而冈底斯迄今尚未发现65Ma之前的斑岩铜矿。是剥蚀掉了或是没有形成至今未有结论。

而板块汇聚的后期,为一个大陆壳俯冲到另一个大陆壳之下,例如印度大陆壳俯冲到亚洲大陆壳之下(图3)。据莫宣学等研究,冈底斯主碰撞期可能为65Ma(莫宣学等,2003)。此时,夹于两个大陆壳之间的新特提斯洋壳并没有完全消失,在深部随着雅鲁藏布江缝合带俯冲下去,构成亏损上地幔物质的主要来源,也是冈底斯斑岩铜矿(18~12Ma)矿质主要来源。

1978年芮宗瑶、黄崇轲和张洪涛等赴西藏冈底斯矿带对厅官铜矿进行地质调查,提出厅官铜矿(当时叫礼木铜矿)是很有前景的斑岩铜矿,随后(1984年)芮宗瑶等即在《中国斑岩铜(钼)矿床》中建立了冈底斯斑岩矿带。1999年中国地质调查局设立了西藏一江两河地区成矿规律和找矿方向综合研究项目;2002年科技部建立了印度与亚洲大陆主碰撞带成矿作用研究项目,正式揭开了“A”型俯冲(碰撞造

山)与斑岩铜矿关系的神秘面纱。

王全海、王保生等(2002)认为冈底斯矿带东段铜多金属资源总量不低于1500万吨;冈底斯矿带的

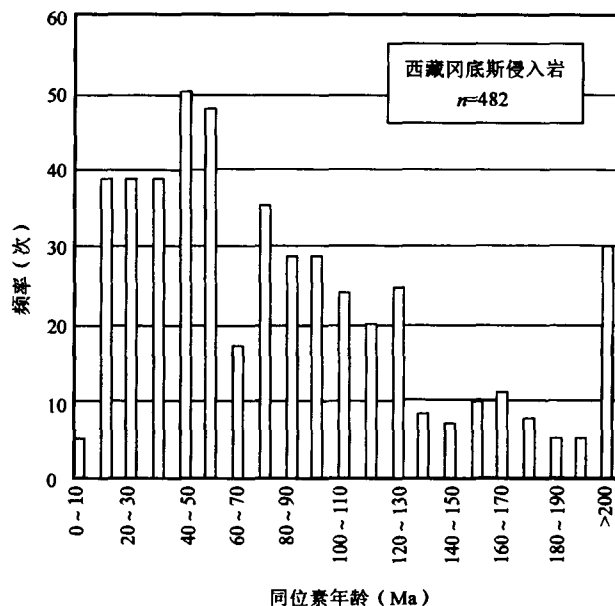


图2 冈底斯矿带花岗质岩石年龄频率图  
(据李光明等,2003)

Fig. 2 Ore-forming age spectrum for granitic rocks from the Gangdisé porphyry copper zone  
(from Li Gunagming, 2003)

表1 西藏驱龙(Q)和冲江(C)斑岩、冲江斑岩中暗色包体(bc)Sm-Nd 同位素分析结果

Table 1 Sm-Nd isotopic data for Qulong (Q) and Chongjiang (C) porphyry and mianthite (bc) within the chongjiang porphyry

样品编号	岩石类型	Sm	Nd	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \pm 2\sigma$	铽模式 年龄(Ma)	$t$ (Ma)	$I_{\text{Nd}}(t)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)^*$
		$(\times 10^{-6})$							
Qzk001-50	石英二长花岗斑岩	1.762	11.319	0.09416	0.512566 $\pm$ 0.000023	745	17.68	0.512555	-1.2
Qzk001-185	石英二长花岗斑岩	2.732	16.361	0.1010	0.512270 $\pm$ 0.000012	1189	17.68	0.512258	-7.0
Qzk001-260	石英二长花岗斑岩	1.952	13.368	0.08813	0.512545 $\pm$ 0.000011	736	17.68	0.512535	-1.6
Qzk001-296	石英二长花岗斑岩	1.483	10.034	0.08940	0.512582 $\pm$ 0.000014	697	17.68	0.512572	-0.8
Qzk001-365	石英二长花岗斑岩	5.713	30.451	0.1135	0.512611 $\pm$ 0.000007	820	17.68	0.512598	-0.4
Czk121-85	二长花岗斑岩	3.006	17.918	0.1015	0.512441 $\pm$ 0.000008	963	15.60	0.512431	-3.6
Czk141-292	二长花岗斑岩	3.071	18.092	0.1027	0.512428 $\pm$ 0.000008	991	15.60	0.512418	-3.9
Czk051-83	二长花岗斑岩	3.797	23.193	0.09903	0.512381 $\pm$ 0.000006	1022	15.60	0.512371	-4.8
Czk051-174	二长花岗斑岩	2.754	16.855	0.09884	0.512468 $\pm$ 0.000009	905	15.60	0.513458	-3.1
Czk051-200	二长花岗斑岩	2.633	16.631	0.09573	0.512508 $\pm$ 0.000009	830	15.60	0.512498	-2.3
Czk051-477.4	二长花岗斑岩	2.575	15.807	0.07854	0.512450 $\pm$ 0.000009	937	15.60	0.512440	-3.5
bczk051-157	二长花岗斑岩中包体	5.559	33.926	0.09912	0.512458 $\pm$ 0.000007	921	15.60	0.512432	-3.0
bczk051-150	二长花岗斑岩中包体	7.465	39.939	0.1131	0.512282 $\pm$ 0.000008	1314	15.60	0.512253	-6.5
bczk051-287.5	二长花岗斑岩中包体	4.376	25.052	0.1057	0.512496 $\pm$ 0.000009	923	15.60	0.512468	-2.3
bczk051-237.2	二长花岗斑岩中包体	5.596	26.494	0.1278	0.512390 $\pm$ 0.000010	1347	15.60	0.512356	-4.5
bczk051-387.6	二长花岗斑岩中包体	5.862	33.445	0.1060	0.512449 $\pm$ 0.000007	992	15.60	0.512421	-3.2
bczk051-437.4	二长花岗斑岩中包体	3.527	20.735	0.1041	0.512423 $\pm$ 0.000008	1011	15.60	0.512396	-3.7

分析者:国土资源部同位素重点实验室,唐索寒,2004; \*:  $t$  的数值分别为驱龙、冲江的 SHRIMP 的测定值。

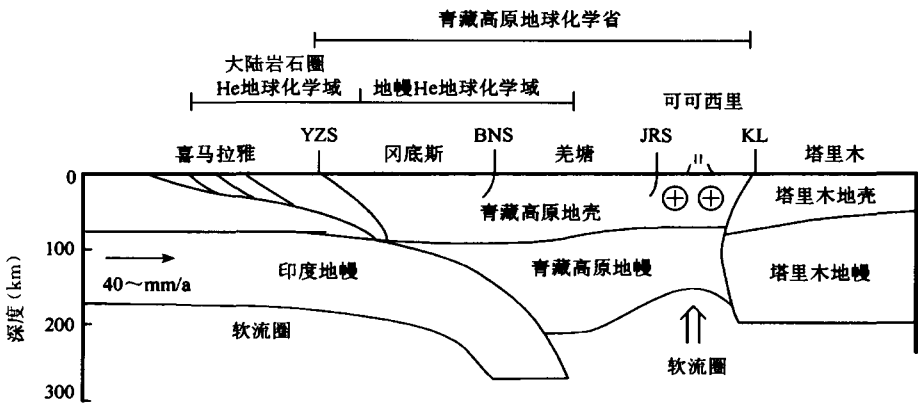


图 3 印度—亚洲俯冲带结构模型(据赵志丹等,2003)

Fig. 3 A structure pattern for the Indian—Asian subduction  
(from Zhao Zhidan et al. , 2003)

YZS—雅鲁藏布江缝合带;BNS—班公错—怒江缝合带;JRS—金沙江缝合带;KL—昆仑山断裂  
YZS—Yarlung Zangbo suture zone; BNS—Bangong Co—Nujiang suture zone;  
JRS—Jinshajiang suture zone; KL—Kunlunshan fracture

中段和西段的前景正等待地质大调查去揭开。

2 从 Nd、Sr 同位值来看冈底斯斑岩铜矿

冈底斯斑岩铜带的两个主要矿床:驱龙和冲江的含矿斑岩的 Nd、Sr 同位素值列于表1和表2,同时冲江含矿斑岩体穿过下地壳捕获了暗色包体(角闪

岩)的 Nd、Sr 同位素值也列于表中。将这些数据投影于图4,得到与江西德兴和西藏玉龙斑岩铜矿相近的数值。如果以洋脊玄武岩与喜马拉雅浅色花岗岩分别代表亏损上地幔和地壳成分端元,大约驱龙和冲江含矿斑岩具有76%~86%的亏损上地幔的成分,14%~24%的地壳成分( $Nd = 13.368 \times 10^{-6}$ ,  $I_{Nd}(t) = 0.512535$ ,  $Sr = 72.33 \times 10^{-6}$ ,  $I_{Sr}(t) = 0.704643$ ;  $Nd = 16.855 \times 10^{-6}$ ,  $I_{Nd}(t) = 0.513458$ ,  $Sr = 603.0 \times 10^{-6}$ ,  $I_{Sr}(t) = 0.706229$ )。驱龙含矿石英二长花岗斑岩的 $\epsilon_{Nd}(t) = -7.0$

$\sim -0.4$ ,  $\epsilon_{Sr}(t) = -0.5 \sim 7.6$ ; 冲江含矿二长花岗斑岩的 $\epsilon_{Nd}(t) = -4.8 \sim -2.3$ ,  $\epsilon_{Sr}(t) = 1.0 \sim 22$ , 冲江二长花岗斑岩中包体的 $\epsilon_{Nd}(t) = -6.5 \sim -2.3$ ,  $\epsilon_{Sr}(t) = -0.3 \sim 25$ 。初始锶值驱龙石英二长花岗斑岩的 $= 0.704643 \sim 0.705216$ , 冲江二长花岗斑岩的 $= 0.705390 \sim 0.706229$ , 冲江二长花岗斑岩中

表 2 西藏驱龙(Q)和冲江(C)斑岩、冲江斑岩中暗色包体(bc)Rb-Sr 同位素分析结果  
Table 2 Rb-Sr isotopic data for Qulong (Q) and Chongjiang (C) porphyry and  
mianthite (bc) within the chongjiang porphyry

样品编号	岩石类型	Rb	Sr	$\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}$	$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \pm 2\sigma$	$t$ (Ma)	$I_{\text{Sr}}(t)$	$\epsilon_{\text{Sr}}(t)$
		$(\times 10^{-6})$						
Qzk001-50	石英二长花岗斑岩	201.5	353.1	1.653	$0.705629 \pm 0.000015$	17.68	0.705216	7.6
Qzk001-185	石英二长花岗斑岩	196.1	816.3	0.6956	$0.705071 \pm 0.000013$	17.68	0.704897	3.1
Qzk001-250	石英二长花岗斑岩	162.9	72.33	6.520	$0.706271 \pm 0.000015$	17.68	0.704643	-0.5
Qzk001-296	石英二长花岗斑岩	182.6	132.5	3.992	$0.705812 \pm 0.000016$	17.68	0.704815	1.9
Qzk001-365	石英二长花岗斑岩	163.1	516.1	0.9150	$0.705248 \pm 0.000012$	17.68	0.705020	4.8
Czk121-85	二长花岗斑岩	666.1	573.9	3.361	$0.706864 \pm 0.000014$	15.60	0.706119	20
Czk141-292	二长花岗斑岩	195.6	482.6	1.174	$0.706043 \pm 0.000014$	15.60	0.705783	16
Czk051-83	二长花岗斑岩	76.65	312.0	0.7112	$0.706331 \pm 0.000014$	15.60	0.706173	21
Qzk001-174	二长花岗斑岩	202.6	603.0	0.9729	$0.706445 \pm 0.000015$	15.60	0.706229	22
Qzk001-200	二长花岗斑岩	190.0	376.1	1.463	$0.705714 \pm 0.000015$	15.60	0.705390	10
Qzk001-437.4	二长花岗斑岩	202.4	480.3	1.220	$0.706094 \pm 0.000014$	15.60	0.705824	16
bczk051-157	二长花岗斑岩中包体	95.75	661.5	0.4191	$0.706686 \pm 0.000022$	15.60	0.706448	25
Qzk001-150	二长花岗斑岩中包体	413.9	563.1	2.128	$0.707347 \pm 0.000012$	15.60	0.706138	21
Qzk001-287.5	二长花岗斑岩中包体	312.8	608.0	1.490	$0.705979 \pm 0.000014$	15.60	0.705133	6.8
Qzk001-237.2	二长花岗斑岩中包体	435.7	416.8	3.027	$0.706797 \pm 0.000014$	15.60	0.705078	6.0
Qzk001-387.6	二长花岗斑岩中包体	101.6	95.60	3.076	$0.706375 \pm 0.000016$	15.60	0.704628	-0.3
Qzk001-437.4	二长花岗斑岩中包体	241.5	592.1	1.181	$0.705961 \pm 0.000012$	15.60	0.705290	9.0

分析者:国土资源部重点同位素实验室,唐索寒,2004; \*:  $t$  的数值分别为驱龙、冲江的 SHRIMP 的测定值。

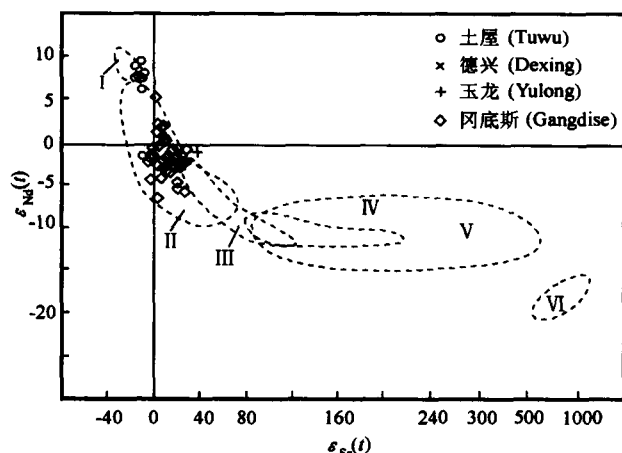


图 4 西藏冈底斯斑岩铜矿的  $\epsilon_{Nd}(t)-\epsilon_{Sr}(t)$  图解，并与土屋、德兴、玉龙对比

Fig. 4  $\epsilon_{Nd}(t)-\epsilon_{Sr}(t)$  diagram for the Gangdisé porphyry copper deposits and Tuwo, Yulong, and Dexing porphyry copper deposits

I—洋脊玄武岩；II—美国西部的内华达山脉和 Peninsular Range 花岗岩；III—澳大利亚 I 型花岗岩；IV—澳大利亚 S 型花岗岩；V—华南和马来西亚 S 型花岗岩；VI—喜马拉雅浅色花岗岩

I—Oceanic ridge basalt；II—granite from the Sierra Nevada and Peninsular Range；III—I-type granite from Australia；IV—S-type granite from Australia；V—S-type granite from south China and Malaysia；VI—Leucogranite from the Himalayas

包体的  $\epsilon = 0.704628 \sim 0.706448$ 。含矿斑岩与暗色包体的差别在于 Nd 模式年龄，暗色包体的 Nd 模式年龄比含矿斑岩大得多，这证明含矿斑岩岩浆是从深部穿上来的。驱龙含矿石英二长花岗斑岩的 Nd 模式年龄为 697~1189Ma，冲江含矿二长花岗斑岩中 Nd 模式年龄为 830~1022Ma，冲江二长花岗斑岩中包体的 Nd 模式年龄为 921~1347Ma。这进一步证明是新特提斯洋壳岩石俯冲到深部发生脱水和部分熔融产生的花岗质岩浆，而不是下地壳岩石。从展布上也可以看出，如果是下地壳部分熔融的结果，则分布比较广泛，而冈底斯铜矿带的斑岩矿床仅呈线性分布，与雅鲁藏布江缝合带几乎平行。

最近，赵文津等(2005)，通过地震层析成像，得到青藏高原存在两个低速层(图 5)：第一个低速层的深度大约为 15~20 km，推测为 S 型花岗岩岩

浆房，这可以通过喜马拉雅带和冈底斯带的 S 型浅色花岗岩侵位得到证实，它反映壳源花岗质岩浆熔融(Nelson et al., 1996)；第二个低速层在 100~300 km 之间，可由冈底斯带大量壳幔混合的 I 型花岗质岩浆侵位及其斑岩型和共生的夕卡岩型、浅成热液型矿床生成得到证实，也与 Sawkins 等人的观点比较接近(图 1)。第二个低速层夹于地幔之间，上部地幔一直向北推移，越过唐古拉山口，在青海省的二道沟之前与亚洲大陆岩石圈地幔相接；下部地幔以 25°~30°角度下沉，也越过了唐古拉山口消失于软流圈之中(图 5)。

按照赵文津等(2004)认识，青藏高原岩石圈地幔并不独立存在，只是印度岩石圈地幔与亚洲大陆岩石圈地幔的对接(图 5)。

赵志丹等(2003)划分了印度岩石圈地幔、青藏高原岩石圈地幔和塔里木岩石圈地幔，并认为青藏高原岩石圈地幔和塔里木岩石圈地幔隶属于亚洲大陆岩石圈地幔，印度岩石圈地幔与亚洲大陆岩石圈地幔的分界线应当为雅鲁藏布江缝合带(图 3)。

滕吉文(2002)认为青藏高原为厚壳薄幔，青藏高原的地壳厚度 60~75 km，软流圈埋深为 90~100 km，也就是说地幔厚度才只有 25~30 km 厚。这与青藏高原的地质事实是有出入的。

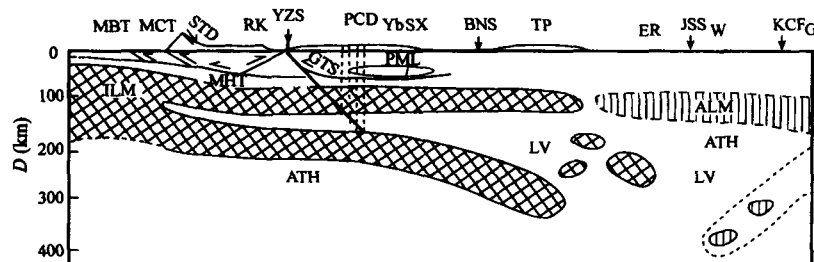


图 5 冈底斯斑岩铜矿模式(构造底图据赵文津等, 2004, 修改)

Fig. 5 A genetic model for the Gangdisé porphyry copper deposits (Tectonic model from Zhao Wenjin et al., 2004)

MBT—主边界冲断裂；MCT—主中央冲断裂；MHT—主喜马拉雅逆冲断裂；STD—藏南拆离系；GTS—冈底斯冲断裂；PCD—冈底斯斑岩铜矿；YZS—雅鲁藏布江缝合带；BNS—班公错怒江缝合带；PML—部分熔融层；KCF—昆仑中央断层；JSS—金沙江断裂；ILM—印度岩石圈地幔；ALM—亚洲大陆岩石圈地幔；LV—低速区；ATH—软流圈；RK—日喀则；Yb—羊八井；Sx—桑雄；TP—唐古拉山口；Er—二道沟；W—五道梁；G—格尔木

MBT—Main Boundary Thrust；MCT—Main Central Thrust；MHT—Main Himalaya Thrust；STD—South Tibetan Detachment；GTS—Gangdisé Thrust；PCD—Gangdisé porphyry copper deposits；YZS—Yarlung Zangbo suture zone；BNS—Bangong Nuijiang suture zone；PML—Partial melting layer；KCF—Kunlun Central Fault；JSS—Jinsha Suture；ILM—Indina lithosphere mantle；ALM—Asia lithosphere mantle；LV—Low velocity region；ATH—Asthenosphere；RK—Xigaze；Yb—Yangbajain；SX—Sangxung；TP—Tanggula Pass；Er—Erdaogou；W—Wudaoliang；G—Golmud

### 3 冈底斯矿带的成矿年龄

冈底斯矿带基本近 EW 向,平行于雅鲁藏布江缝合带,距缝合带 20~240km。可以划分为三段;仁布以东为东段,仁布到萨嘎之间为中段,萨嘎以西为西段。由于一江两河大地调和“973”项目等研究主要集中于东段,中段仅有零星资料,西段尚未触及。

冈底斯东段:东西长 400km,南北宽 120~200km,东段又可以划分南、中和北三个亚带:

南亚带,已发现克鲁、冲木达等层状夕卡岩型 Cu(Au)矿床,受控于角闪黑云母花岗岩与上侏罗统一白垩统桑日群比马组火山—沉积岩接触带,成矿年龄 48~20Ma(Ar-Ar 法、Re-Os 等时线法等)(表 3);中亚带已发现吹败子、驱龙、拉抗俄、达布、厅官、冲江和白容等斑岩型 Cu(Mo)矿床,斑岩以二长花岗斑岩为主,围岩有侏罗系、白垩系和古近系等的砂页岩、火山熔岩和火山凝灰岩等。在驱龙外围、甲马和邦浦等见夕卡岩型铜多金属矿床。含矿斑岩的 SHRIMP 年龄为 18~13Ma,辉钼矿的 Re-Os 等时线年龄为 20~12Ma(表 3);北亚带已发现勒青拉

和洞中松等夕卡岩型 Pb—Zn—Ag 矿床,产于石炭系—二叠系地层中,石炭系为旁多群浅变质碎屑岩和板岩,下二叠统洛巴堆组由块状灰岩、板岩和火山岩组成,夕卡岩和含矿层均产于洛巴堆组三段。目前尚未获得北亚带有关矿床的同位素年代数据。

冈底斯中段东西长 360km,南北宽 80~220km,为斑岩型、夕卡岩型和浅成热液型等矿床。对该带的地质大调查项目等才刚刚起步,仅在雄村铜(金)矿床获得少量年龄数据,证明岩浆侵位时间与主碰撞幕相近,为  $56.0 \pm 7 \sim 63.3 \pm 2.5$  Ma(K-Ar 和 U-Pb 法),成矿主幕石英绢云母化的水云母化  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  年龄为  $38.68 \pm 0.67$  Ma(表 3)。

冈底斯西段转为 NWW 向,近 660km,从地质背景分析,与东段类似,有望找寻到斑岩型和夕卡岩型等矿床。

### 4 冈底斯矿带的结构

冈底斯矿带包括斑岩型、夕卡岩型、浅成热液型等,成矿年龄总的为 65~12Ma,可能夕卡岩和浅成热液型为 65~20Ma,斑岩型为 20~12Ma(表 3)。

表 3 西藏冈底斯矿带矿床年龄一览表

Table 3 Isotopic ages of some mineral deposits(ore spots) from Gangdise porphyry Copper belt, Xizang (Tibet)

矿床	岩性	测试对象	测试方法	年龄(Ma)	资料来源
冲木达夕卡岩型铜(金)矿床	角闪黑云母花岗岩	斜长石	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	$57.0 \pm 1.0$	本文
	含辉钼矿的矿石	辉钼矿	Re-Os 等时线(6 件样)	$41.4 \pm 8.4$	本文
吹败子斑岩型铜(钼)矿床	含辉钼矿的矿石	辉钼矿	Re-Os 等时线(5 件样)	$20.70 \pm 0.59$	本文
甲马夕卡岩型铜多金属矿床	花岗闪长斑岩	全岩	K-Ar	14.9	杜光树等,1998
	花岗斑岩	全岩	K-Ar	13.4	杜光树等,1998
	含辉钼矿的矿石	辉钼矿	Ke-Os 等时线(7 件样)	$15.18 \pm 0.98$	本文
驱龙斑岩型铜(钼)矿床	石英二长花岗斑岩	锆石	SHRIMP	$17.68 \pm 0.74$	芮宗瑶等,2003
	石英二长花岗斑岩	钾长石	K-Ar	$15.77 \pm 0.45$	芮宗瑶等,2003
	含辉钼矿的矿石	辉钼矿	Re-Os 等时线(4 件样)	$15.99 \pm 0.32$	芮宗瑶等,2003
驱龙外围夕卡岩型铜多金属矿床	含辉钼矿的矿石	辉钼矿	Re-Os 等时线(5 件样)	$16.90 \pm 0.64$	本文
邦浦夕卡岩型铜多金属矿床	含辉钼矿的矿石	辉钼矿	Re-Os 等时线(5 件样)	$15.32 \pm 0.79$	孟祥金,2004
拉抗俄斑岩铜(钼)矿床	石英二长斑岩	全岩	K-Ar	12.2~12.9	①
	石英二长斑岩	长石	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	12.5	曲晓明等,2003
	石英二长斑岩	黑云母	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	13.42	曲晓明等,2003
	含辉钼矿的矿石	辉钼矿	Re-Os 模式年龄(2 件样)	$13.5 \pm 0.1 \sim 13.6 \pm 0.1$	侯增谦等,2003
达布斑岩型铜(钼)矿床	含辉钼矿的矿石	辉钼矿	Re-Os 等时线(5 件样)	$14.53 \pm 0.80$	本文
冲江斑岩型铜(钼)矿床	二长花岗斑岩	全岩	K-Ar	12.2	②
	二长花岗斑岩	锆石	SHRIMP	$15.60 \pm 0.52$	芮宗瑶等,2003
	含辉钼矿的矿石	辉钼矿	Re-Os 等时线(5 件样)	$14.85 \pm 0.69$	芮宗瑶等,2003
厅官斑岩型铜(钼)矿床	二长花岗斑岩	全岩	K-Ar	16.5~12.9	①
	二长花岗斑岩	锆石	SHRIMP	$17.0 \pm 0.6$	本文
	二长花岗斑岩	钾长石	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	$26.51 \pm 0.43$	本文
	含辉钼矿的矿石	辉钼矿	Re-Os 等时线(7 件样)	$15.49 \pm 0.26$	本文
雄村浅成热液型铜金矿床	黑云母二长花岗岩	全岩	K-Ar 稀释	$61.9 \pm 1.2 \sim 63.3 \pm 2.5$	③
	黑云母二长花岗岩	锆石	U-Pb	$56.0 \pm 7$	③
	绢云母石英蚀变岩	水白云母	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	$38.68 \pm 0.67$	本文

冈底斯矿带的金属分带由南而北总的为: Cu (Au) → Cu (Mo)、Fe (Cu—Au)、Cu—Pb—Zn → Pb—Zn—Ag。铜(金)矿化大多数产于南亚带; 铅锌银矿化产于北亚带, 而中亚带为铜(钼)型和铜多金属型。

南亚带矿床结构较复杂, 其中有夕卡岩型和浅成热液型矿床等; 中亚带基本为斑岩型, 有时有夕卡岩型矿床; 北亚带以夕卡岩型为主(图 6)。

## 5 冈底斯斑岩铜带的动力学过程

受印度洋扩张影响, 从 217Ma 以来印度板块一直向北推移, 新特提斯洋向北发生 B 型俯冲, 冈底斯岩浆弧形成大量印支期和燕山期花岗质岩浆(217~200Ma、180~140Ma、130~65Ma), 以及雅鲁藏布江缝合带留下许多晚燕山期—喜马拉雅早期的蛇绿岩套(130~81Ma)(西藏自治区地质矿产局, 1993)。到 70~65Ma 印度板块与亚州板块汇聚速度达到高峰, 每年汇聚速度达 170mm (Lee 和 Lawver, 1995)。到 65 Ma 新特提洋基本闭合(莫宣学等, 2003), 冈底斯带进入 A 型俯冲时期, 亦即印度板块与亚洲板块发生碰撞造山, 60~42Ma 称之为软碰撞, 汇聚速度为 110~60mm/a, 42Ma 至今称之为硬碰撞, 汇聚速度为 60~50mm/a (Lee 和 Lawver, 1995)。受 A 型俯冲影响, 青藏高原 65~10Ma 有大量花岗质岩浆侵位(图 2)。如果将雅鲁藏布江缝合带南北作一个对比, 我们便不难发现: 雅鲁藏布江缝合带南侧, 高喜马拉雅带为碰撞造山带, 成岩成矿物质主要为壳源, 在核杂岩中都为 S 型花岗岩侵位, 又称为浅色花岗岩, 岩性以电气石—二云母花岗岩为主, K—Ar 年龄和 Rb—Sr 年龄为 10~20Ma, 初始 $\epsilon$ 值变化于 0.7140~0.7458 (西藏自治区地质矿产局, 1993)。高喜马拉雅带的金属矿床主要为与 S 型花岗质岩浆热液有关的金锑汞银铅锌矿床, 例如浪卡子金矿、沙拉岗锑矿、车穹卓布锑矿和马扎拉金锑矿等。而雅鲁藏布江缝合带北侧, 冈底斯带不仅涉及碰撞造山, 而且涉及俯冲造山 (Allegre et al. 1984; Willett et al., 1994), 其成岩成矿物质既涉及壳源, 也涉及幔源, 为典型壳幔混合带。从燕山早期 (192 Ma) 到喜马拉雅期 (17 Ma) 许多石英闪长岩—花岗闪长岩表现为 I 型花岗岩特征, 其 $\epsilon$ 初始值都在

0.708 之内变化, 有时也出现类似高喜马拉雅的浅色花岗岩, 具有 S 型花岗岩特征 (西藏自治区地质矿产局, 1993)。冈底斯带的金属矿床总的以与 I 型花岗质岩浆热液有关的斑岩型、夕卡岩型和热液型的铜金矿、铁(铜)矿、铜(钼)矿、铜锌铅矿、铅锌银矿等, 以幔壳混合或幔源为主, 也有壳源的金锑汞矿床。

## 6 冈底斯斑岩铜矿模式

冈底斯斑岩铜矿带与智利西部的斑岩铜矿有所不同, 智利西部斑岩铜矿形成于“B”型俯冲时期。“B”型俯冲形成的斑岩铜矿可能比“A”型俯冲的规模要大, 二者都形成相似的成矿系列, 也就是说在亏损上地幔发生脱水和部分熔融, 并在上升时与地壳物质发生不同程度的混合, 通过演化形成与花岗质岩浆热液有关的矿床时, 随着成矿地质条件的千差万别, 会形成一系列有成生联系的矿床, 诸如产于斑岩体及砂泥围岩中的细脉浸染状斑岩型矿床, 产于碳酸盐围岩接触带的夕卡岩型矿床, 产于韧性剪切带或构造蚀变带, 在花岗岩体附近或火山机构中浅成热液型矿床等。它们共生于斑岩铜矿带中。在矿石沉淀时, 时间有前有后, 参差不齐, 但总的限制在一定时间内。如冈底斯矿带成矿从 63~12Ma, 斑岩铜矿带成矿高峰期为 18~14Ma (图 5)。

冈底斯矿带从成矿金属来说, 包括 Cu (Au), Fe

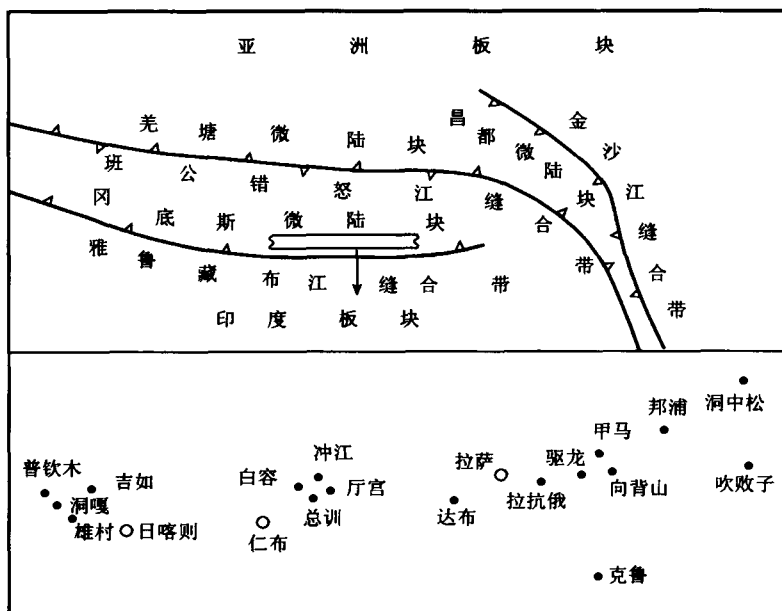


图 6 冈底斯矿带东段及中段部分矿床(矿化点)分布示意图

Fig. 6 Distribution of some mineral deposits (ore spots) in the eastern and middle sectors of the Gangdisê porphyry copper zone

(Cu—Au), Cu(Mo), Cu—Pb—Zn(Au), Pb—Zn—Ag等。

## 7 结论

(1) 板块汇聚是通过板块俯冲来完成的,因此俯冲与斑岩铜矿必然发生千丝万缕的联系。不过斑岩铜矿是在汇聚过程松弛阶段形成的。例如冈底斯矿带在成矿期有南北向谷裂构造活动,但矿带为东西向非常清楚。又例如玉龙矿带成矿期正好为拉分盆地发育期。成矿斑岩体总的为被动侵位,这说明构造条件已具备才有成矿斑岩体的侵位,这一特点也说明成矿斑岩体是松弛阶段的产物。

(2) 从成矿斑岩 Nd、Sr 同位素和初始锆值等都证明以亏损上地幔物质为主。冲江成矿斑岩明显穿过下地壳,捕虏了角闪岩也证明了这一点。

(3) 斑岩型铜(钼)矿与夕卡岩型铜(金)矿、铁铜(金)矿、铜多金属矿和铅锌银矿等,以及与浅成热液型铜(金)矿共生,构成统一的成矿系列。

(4) “A”型俯冲形成的矿带在成矿前景上可能赶不上“B”型俯冲形成的矿带。

## 注 释

- ① 李光明等. 2003. 西藏—江两河地区成矿规律与找矿方向综合研究. 中国地质调查局成都地质矿产研究所科研报告.
- ② 西藏地质矿产局. 1993. 1:20万区域地质调查报告.
- ③ 西藏自治区地质矿产勘查开发局第六地质大队. 2004. 西藏自治区谢通门县雄村(金)铜矿区普查地质报告.
- ④ 中国地质调查局成都地质矿产研究所. 2003. 西藏—江两河地区成矿规律与找矿方向综合研究. 科研报告.

## 参 考 文 献 / References

- 西藏自治区地质矿产局. 1993. 西藏自治区区域地质志. 北京:地质出版社, 1~707.
- 戴自希. 1996. 铜. 见:中国地质矿产信息研究院, 编著. 国外矿产资源. 北京:地震出版社, 1~339.
- 杜光树, 姚鹏, 潘凤雏, 栗登逢, 李文彬, 宁英毅. 1988. 喷发成因夕

- 卡岩与成矿——以西藏甲马铜多金矿床为例. 成都:四川科学技术出版社. 1~156.
- 侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 高永丰, 杜安道, 黄卫. 2003. 西藏高原冈底斯斑岩铜矿带 Re—Os 年龄:成矿作用时限与动力学背景应用. 中国科学(D辑), 33(7):609~618.
- 孟祥金. 2004. 西藏碰撞造山带冈底斯中新世斑岩铜矿成矿作用研究(博士论文). 北京:中国地质科学院, 1~104.
- 莫宜学, 赵志丹, 邓晋福, 董国臣, 周肃, 郭铁鹰, 张双全, 王亮亮. 2003. 印度—亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应. 地学前缘, 10(3):135~148.
- 曲晓明, 侯增谦, 李振清. 2003. 冈底斯铜矿带含矿斑岩的<sup>40</sup>Ar—<sup>39</sup>Ar 年龄及地质意义. 地球学报, 77(2):245~252.
- 芮宗瑶, 黄崇珂, 齐国明, 徐珏, 张洪涛. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床. 北京:地质出版社, 1~350.
- 芮宗瑶, 侯增谦, 曲晓明, 张立生, 王龙生, 刘玉琳. 2003. 冈底斯斑岩铜矿时代及青藏高原隆升. 矿床地质, 22(3):217~225.
- 滕吉文. 2002. 中国地球深部结构和深层动力过程与主体发展方向. 地质论评, 48(2):126~138.
- 王全海, 王保生, 李金高, 姚鹏, 李志, 周祖翼, 程力军, 刘鸿飞. 2002. 西藏冈底斯岛弧及其铜多金属带的基本特征与远景评价. 地质通报, 21(1):35~40.
- 赵志丹, 莫宜学, 罗照华, 周肃, 董国臣, 王亮亮, 张凤琴. 2003. 印度—亚洲俯冲带结构——岩浆作用证据. 地学前缘, 10(3):149~157.
- 赵文津, 薛光琦, 吴珍汉, 赵逊, 刘葵, 史大年, J Mechie, D Welson, L Brown, T Hearn. 2004. 西藏高原上地幔的精细结构与构造——地震层析成像给出的启示. 地球物理学报, 47(3):449~455.
- Allegre C J, Courtillot V, Tapponnier P, et al. 1984. Structure and evolution of the Himalaya—Tibet orogenic belt. Nature, 307:17~22.
- Lee T Y and Lawver L A. 1995. Cenozoic plate reconstruction of southeast Asia. Tectonophysics, 251(1~4):85~138.
- Nelson K D, Zhao W, Brown L D, et al. 1996. Partially molten middle crust beneath Southern Tibet: Synthesis of project indepth result. Science, 274:1684~1688.
- Sawkins F J. 1972. Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics. Jour. Geol., 80(4):377~397.
- Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. Econ. Geol., 67:184~197.
- Willett S D, Beaumont C. 1994. Subduction of Asian lithospheric mantle beneath Tibet inferred from models of continental collision. Nature, 369:642~645.

## A Genetic Model for the Gandisê Porphyry Copper Deposits

RUI Zongyao<sup>1)</sup>, HOU Zengqian<sup>1)</sup>, LI Guangming<sup>2)</sup>

LIU Bo<sup>2)</sup>, ZHANG Lisheng<sup>2)</sup>, WANG Longsheng<sup>1)</sup>

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

2) Chengdu Institute of Gology and Mineral Resources, Chinese Geological Survey, 610082

## Abstract

Existing genetic models for porphyry copper deposits are based on B-type subduction. The Indian plate came into collision with the Asian plate 65 Ma ago. Ore-formation for the Gandisê porphyry copper deposits took place during 18 Ma to 12 Ma when early subduction of the Indian continental crust beneath the Asian

continental crust occurred. Such a subduction belongs to A-type subduction. Then, Tethyan oceanic crust between the Indian continental crust and the Asian continental crust still existed. Thus, dehydration and partial melting of the upper mantle provided ore matter for the Gangdisê porphyry copper deposits. This paper deals with relationship between plate subduction and ore-formation of porphyry copper deposits and ore matter sources for the Gangdisê porphyry copper deposits based on Nd, Sr isotope compositions for the Qulong and Chongjiang porphyry copper deposits. A genetic model for the Gangdisê porphyry copper deposits is advanced on the basis of ore zone structure and ore-forming ages.

**Key words:** porphyry copper deposits; subduct; genetic model; Gandisê; Xizang (Tibet)

## 纪念中国早期地质工作的开拓者之一——李捷先生

李捷先生是中国著名的地质学家,是中国早期地质工作的开拓者之一,是中国地质学会的26位创始会员之一。在长达60余年的地质生涯中,李捷先生在区域地质、矿产地质、第四纪冰川、工程地质等方面做了大量工作,在许多方面具有开创性。他是中国第一代由本国培养成长并有重大贡献的地质学家,他把毕生精力献给了他所热爱的地质事业,硕果累累,为社会主义建设作出了重大贡献,无愧于中国地质事业的先驱与奠基人。李捷先生是周口店遗址发掘和研究的中方第一负责人,为北京猿人头盖骨等重大发现奠定了坚实的基础。今年是周口店遗址发掘80周年,李捷先生诞辰112周年,为了纪念李捷先生对中国地质事业和周口店遗址发掘所作出的贡献,在中国第一个“文化遗产日”(2006年6月10日),作为“文化遗产日”的活动之一,由中国地质学会、国务院台湾事务办公室、北京市房山区人民政府、北京市文物局等有关单位在周口店猿人遗址博物馆馆内展厅共同举办了“李捷先生生平事迹展”和“李捷先生铜像揭幕”仪式。

房山区副区长李惠英女士主持了活动,中共房山区委副书记崔国民发表讲话,高度评价了李捷先生为发现北京猿人作出的伟大贡献。朱立新秘书长代表中国地质学会为李捷先生生平事迹展揭幕。刘东生院士、吴新智院士为李捷先生铜像揭幕。中国地质学会秘书处处长王艳君,综合处处长禹启仁等参加了本次活动。李捷先生长子,台湾淡江大学美国问题研究院院长李本京教授代表家属对有关单位举办此次活动表示感谢。

中国科学院院士刘东生先生专门为“李捷生平事迹展”题词:李捷先生是中国地质学奠基时期的开拓者之一,周口店最初的发掘和地质工作就是由他和步林开始的。李先生终生从事地质工作,为国家的资源开发、工程建设和科学研究做出了重大贡献。这一展览展示李捷先生生平事迹,对后人有很大的教育意义。希望周口店遗址博物馆能多举办这类展览。

参加“李捷先生生平事迹展”和“李捷先生铜像揭幕”的

还有从世界各地赶来的李捷先生的亲朋好友及热爱李捷先生的各界人士。

6月11日,为了怀念并纪念李捷先生,学习他为科学献身的精神,中国地质学会委托地质学史专业委员会在中国地质大学学术交流中心举行了“纪念李捷先生学术研讨会”。

中国地质学会和中国地质大学领导、中国地质学会地质学史专业委员会新老会长及在京部分委员,李捷先生亲属以及生前好友,地质大学学生等百余人参加了研讨会。中国地质学会名誉理事王弼力研究员应邀主持了研讨会。

中国地质大学党委副书记尹开业教授表示,李捷先生严谨的治学精神将鼓舞和激励中国地质大学的师生们在科学的道路上勇往直前。

中国地质学会秘书长朱立新研究员高度赞扬了李捷先生作为中国地质事业第一批培养的18位地质工作者之一,像种子一样,在地质园地中开花结果,带动并推动了中国地质事业的前进;并对李捷先生的亲属表示诚挚的欢迎。

中国地质学会地质学史专业委员会名誉主任王鸿祯院士、主任翟裕生院士、中国科学院陈梦熊院士、原水利水电总局刘效黎教授、中国地质科学院地质力学研究所马胜云研究员、中国科学院研究生院潘云唐教授先后在研讨会上发言,从不同侧面介绍了李捷先生对中国地质事业作出的贡献。特别提到,李捷先生在晚年不顾年老体衰,依然跋涉,足迹遍及全国,为新中国的水利建设和工程地质事业的发展呕心沥血,功勋卓著,值得我们永远怀念。

中国地质大学学生孙晶代表青年学子也在会上发言,并表示将以李捷先生为楷模,学习他热爱祖国,热爱社会主义和治学严谨、刻苦钻研、勤奋好学的精神,为社会主义建设做贡献。

李捷先生的女婿俞杰先生和女儿李本明女士也先后发言,对主办单位举办纪念李捷先生研讨会和给予李捷先生的高度评价表示由衷的感谢。

(王艳君 供稿 章雨旭 编辑)