西藏驱龙巨型斑岩 Cu-Mo 矿床的富 S、高氧化性含矿岩浆

——来自岩浆成因硬石膏的证据

肖波[1,2)]，秦克章[1)]，李光明[1)]，李金祥[1)]，夏代祥[3)]，陈雷[1,2)]，赵俊兴[1,2)]

1）中国科学院矿产资源研究重点实验室，中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029；
2）中国科学院研究生院，北京，100049； 3）西藏巨龙铜业有限公司，拉萨，850030

内容提要：西藏冈底斯成矿带上的驱龙巨型斑岩 Cu-Mo 矿床以发育大量的硬石膏为特征。详细的岩相学研究发现：驱龙矿床不仅发育热液脉状的硬石膏，含矿斑岩中还产出岩浆成因硬石膏，这在国内系首次报道。观察表明，在岩浆演化早期的花岗闪长岩、黑云母二长花岗岩中，岩浆硬石膏以矿物包体的形式产于斜长石、石英中；在主成矿期的二长花岗斑岩、花岗闪长斑岩中，岩浆硬石膏以矿物包体产于斜长石斑晶中，局部以斑晶形式产出，并伴有富 S 的磷灰石（SO_3 含量为 0.11%～0.44%）、磁铁矿发育。后期热液活动也形成了大量的硬石膏±石英＋硫化物脉，是矿区主要的矿化类型之一。电子探针分析结果显示，后期的热液硬石膏与岩浆硬石膏相比，在微量成分上明显富集 Sr（分别为 0.24%和 0.03%），可能是由于在岩浆-热液演化过程中，Sr 的不相容性或者/以及粘土化蚀变造成的。岩浆硬石膏以及与之共生的富 S 磷灰石的出现，明确指示驱龙矿床成矿岩浆具有富 S、高氧逸度的特征；同时也为研究 S 在斑岩型矿床岩浆演化过程中的状态、行为，提供了很好的研究对象。

关键词：岩浆硬石膏；磷灰石；富 S 岩浆；氧逸度；驱龙 Cu-Mo 矿床；冈底斯；西藏

大洋板块俯冲形成的岩浆弧（岛弧、陆缘弧）环境和陆-陆碰撞形成的大陆碰撞带环境均是斑岩型矿床产出的主要构造背景（侯增谦，2004；侯增谦等，2009）。尽管同一背景下形成的斑岩铜矿往往具有相似的地质特征和成矿过程，但矿床的规模却相差巨大，例如著名的南美安第斯斑岩成矿带，部分矿床达到巨型矿床规模，而多数矿床则规模相对较小（Cooke et al.，2005）。这表明，巨型斑岩矿床的形成往往受到某些特殊因素的约束（秦克章，1993）。例如，北美的 Bingham 矿区证实存在异常富 Cu 的岩浆活动（Core et al.，2006），智利的 El Teniente 矿床中发现了含有岩浆硬石膏的富 S 岩浆作用（Stern et al.，2007）等。

岩浆硬石膏是指从硅酸盐熔体中直接结晶的硬石膏，在岩浆体系中与硅酸盐熔体达到平衡，具有典型的岩浆成因。目前，仅在美国新墨西哥州的 Santa Rita 斑岩型 Cu 矿床和智利的 El Teniente 斑岩型 Cu-Mo 矿床中发现了岩浆硬石膏。对硬石膏 S 同位素的进一步研究证实其为岩浆来源（Audétat et al.，2004；Stern et al.，2007）。岩浆硬石膏的发育，标志着含矿岩浆具有富 S、富水、高氧化性特征。迄今为止，岩浆硬石膏及其富 S、高氧化性岩浆系统主要见于岛弧或陆缘弧背景（Leslie et al.，1996），与岩浆-热液矿床（特别是斑岩型矿床）具有密切的成因关系。

驱龙矿床是冈底斯斑岩铜矿带内规模最大的斑岩 Cu-Mo 矿床，其铜矿资源量超过藏东玉龙铜矿（650×10^4 t）和江西铜厂铜矿（500×10^4 t），位居全国首位，达到世界级规模。在十余处斑岩型矿床构成的冈底斯斑岩铜矿带，只有驱龙斑岩 Cu-Mo 矿床达到巨型规模，暗示其形成必定受到某些特殊因素控制。通过详细的岩相学工作，我们发现驱龙矿区中新世各类侵入岩中均含有岩浆硬石膏，尤其是在成矿主岩——二长花岗斑岩和花岗闪长斑岩中更为普遍。本文详细研究了岩浆硬石膏以及与之共生的磷灰石，并与热液硬石膏进行了系统对比，证实驱龙巨型 Cu-Mo 矿床成矿岩浆具有富 S 和高氧逸度特征，对巨型

注：本文为国家自然科学基金项目（编号 40772066）、国家基础研究计划 973 项目（编号 2002CB412605）、西藏巨龙铜业有限公司和国家“十一五”科技支撑计划项目（编号 2006BA01A04）联合资助成果。

收稿日期：2009-10-20；改回日期：2009-11-05；责任编辑：周健。

作者简介：肖波，1983 年生。博士研究生，矿床学专业。Email：xiaobo06@mail.iggcas.ac.cn。通讯作者：秦克章，1964 年生。研究员，主要从事造山带成矿作用研究。Email：kzq@mail.iggcas.ac.cn。

斑岩 Cu-Mo 矿床的形成起到了关键作用。

1　驱龙斑岩 Cu-Mo 矿床地质

驱龙斑岩 Cu-Mo 矿床位于冈底斯中新世构造-岩浆带东段，区内地层包括活动大陆边缘环境的中侏罗统叶巴组(J_2y)的一套英安质-流纹质火山岩、火山碎屑沉积岩及碳酸盐岩等。中新世多期次中酸性岩浆侵入到叶巴组地层中，从早到晚依次为：花岗闪长岩(19.5±0.4 Ma，杨志明，2008)；黑云母二长花岗岩(16.35±0.40 Ma，王亮亮等，2006)；二长花岗斑岩(17.58±0.74 Ma，芮宗瑶等，2003)；花岗闪长斑岩(侵入黑云母二长花岗岩中，但未出露)(17.7±0.3 Ma，即 X 斑岩，杨志明，2008)；巨斑石英闪长玢岩(15.7±0.2 Ma，杨志明，2008)；构成了一个复杂的浅成岩浆杂岩系统(图 1)。这些中新世岩石均具有埃达克质岩石的地球化学特征(侯增谦等，2004；Hou et al.，2004)。矿区范围内发育广泛的热液蚀变，形成了国内迄今为止规模最为宏大的蚀变带(东西长 8 km，南北宽 4 km)，面积约 32 km²。以含矿斑岩体为中心，发育呈中心环状对称蚀变或接触式对称蚀变分带的特征(郑有业等，2004)。该蚀变分带特征与国内外常见的斑岩型矿床基本相似(芮宗瑶等，1984；王之田等，1994)。矿体呈半隐伏—隐伏状产出，主要赋存于黑云母二长花岗岩、二长花岗斑岩、花岗闪长斑岩中(图 1)，矿化为典型的细脉浸染状、细脉状(肖波等，2008)；矿区以发育丰富的石英±磁铁矿＋硬石膏＋黄铜矿＋黄铁矿±辉钼矿脉为特征。

驱龙巨型 Cu-Mo 矿床形成于中新世，辉钼矿 Re-Os 年龄介于 16.85～15.82 Ma(孟祥金等，2003；芮宗瑶等，2003；王亮亮等，2006)，形成于印度板块与欧亚大陆碰撞造山的晚期阶段(侯增谦等，2004，2006a，2006b)。它以产出在大陆碰撞带环境而显著区别于岛弧和陆缘弧环境的斑岩铜矿。有学者强调其产于后碰撞地壳伸展阶段(侯增谦等，

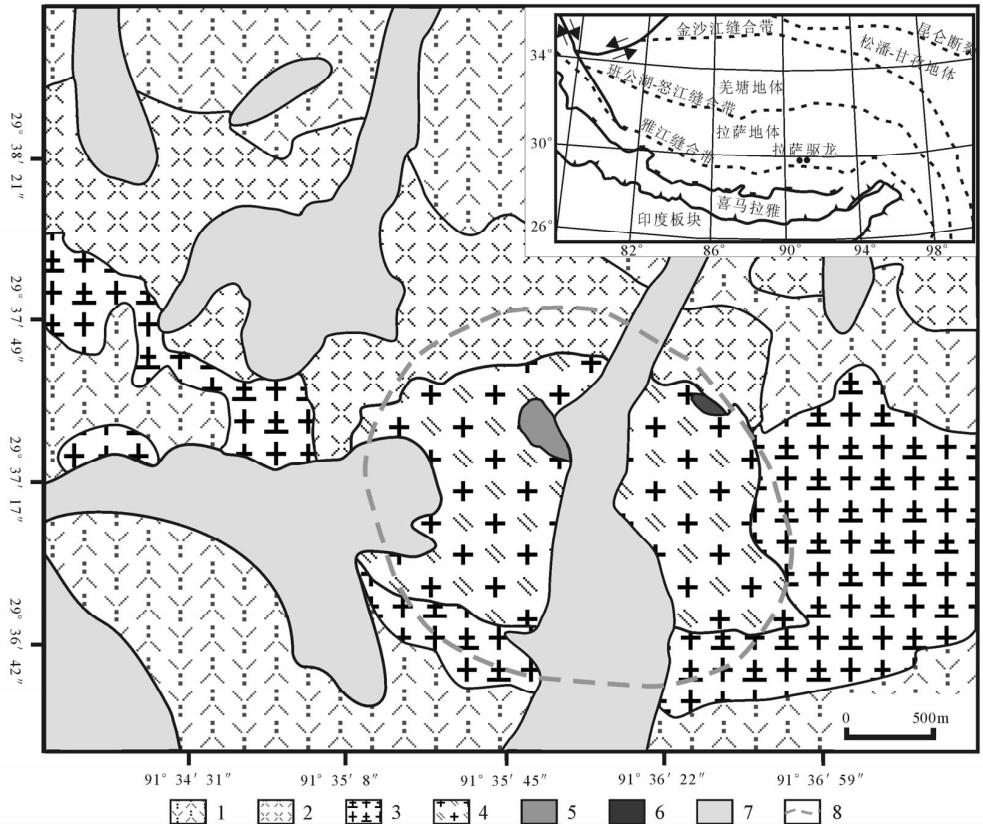

图 1　西藏驱龙斑岩 Cu-Mo 矿床地质图(据西藏巨龙铜业有限公司，2008❶修改)

Fig. 1　Geology sketch map of Qulong porphyry Cu-Mo deposit, Tibet (after Tibet Julong Copper Co., Ltd., 2008❶)

1—中侏罗统叶巴组凝灰岩；2—中侏罗统叶巴组流纹斑岩；3—中新统花岗闪长岩；4—中新统黑云母二长花岗岩；5—中新统二长花岗斑岩；6—中新统闪长玢岩；7—第四纪坡积物；8—矿体边界

1—Jurassic tuff; 2—Jurassic rhyolite porphyry; 3—Miocene granodiorite; 4—Miocene biotite monozogranite; 5—Miocene monozogranite porphyry; 6—Miocene diorite porphyrite; 7—Quaternary; 8—orebody boundary

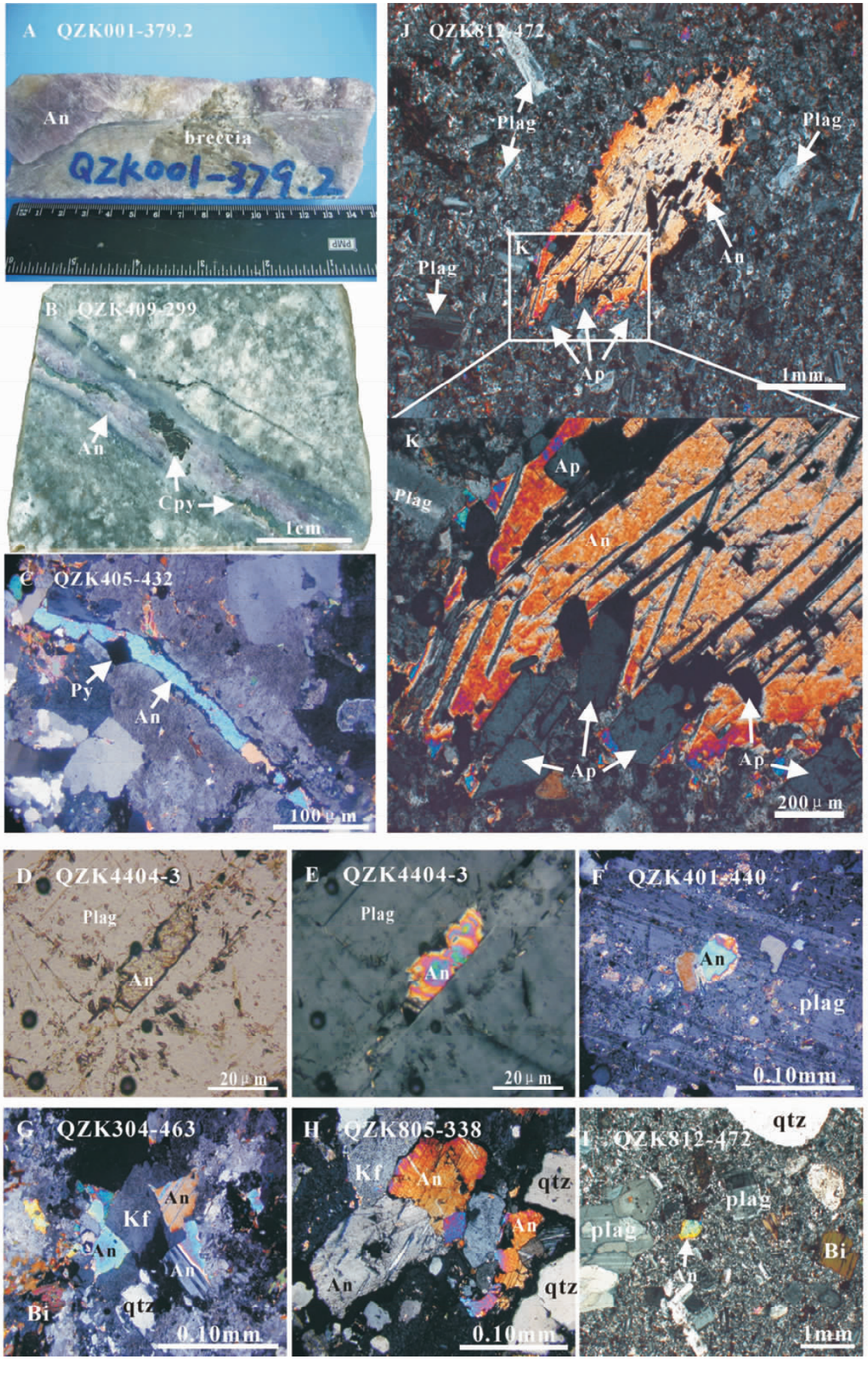
A QZK001-379.2
An
breccia
QZK001-379.2
B QZK409-299
An
Cpy
1cm
C QZK405-432
Py
An
100μm
J QZK812-472
Plag
Plag
Plag
An
K
Ap
1mm
K
Ap
Plag
An
Ap
Ap
200μm
D QZK4404-3
Plag
An
20μm
E QZK4404-3
Plag
An
20μm
F QZK401-440
An
plag
0.10mm
G QZK304-463
An
Kf
An
An
Bi
qtz
0.10mm
H QZK805-338
Kf
An
qtz
An
An
qtz
0.10mm
I QZK812-472
qtz
plag
plag
Bi
An
1mm

图 2　西藏驱龙斑岩 Cu-Mo 矿床硬石膏发育情况

Fig. 2　Photographs and photomicrographs of different anhydrites from Qulong porphyry Cu-Mo deposit, Southern Tibet

A—热液角砾岩中的硬石膏胶结物；B、C—硬石膏-硫化物脉（B 为手标本照片，C 为正交偏光）；D、E—花岗闪长岩长石中包裹的硬石膏（D 为单偏光；E 为正交偏光）；F—二长花岗斑岩中长石斑晶包裹硬石膏颗粒；G—花岗闪长岩中与长石共生的硬石膏；H—黑云母二长花岗岩与石英、长石共生的硬石膏；I—花岗闪长斑岩中的硬石膏斑晶；J、K—花岗闪长斑岩中岩浆硬石膏斑晶及其边部的磷灰石；An—硬石膏；Ap—磷灰石；Plag—斜长石；Kf—钾长石；qzt—石英；Bi—黑云母；Py—黄铁矿；Cpy—黄铜矿

A—Breccia with anhydrite; B—argillic altered biotite monzogranite, with anhydrite + chalcopyrite vein; C—biotite monzogranite, with anhydrite + pyrite vein (cross-polarized light); D, E—granodiorite, with anhydrite inclusion in plagioclase (plain-light and cross-polarized light); F—monzogranitic porphyry, with anhydrite inclusion in plagioclase (cross-polarized light); G—granodiorite, with interstitial anhydrite (cross-polarized light); H—biotite monzogranite, with interstitial anhydrite (cross-polarized light); I—granodiorite porphyry, with magmatic anhydrite phenocryst (cross-polarized light); J and K—granodiorite porphyry, with magmatic anhydrite phenocryst and clusters of apatite (cross-polarized light); An—anhydrite; Ap—apatite; Plag—plagioclase; Kf—K-feldspar; qzt—quartz; Bi—biotite; Py—pyrite; Cpy—chalcopyrite

2004，2006b），另有学者则提出其产出在大陆碰撞造山带由挤压向伸展转换的过渡背景（Qin et al.，2005）。斑岩型矿床往往倾向定位于挤压背景下或挤压向伸展过渡的局部扩容部位（Tosdal et al.，2001；李金祥等，2007）。与此对应，约 15～13 Ma 左右，冈底斯中东段发生东西向伸展（冈底斯西段东西向伸展则在约 18 Ma 开始），产生横跨冈底斯山分布、近南北走向的正断层张性断裂作用（Coleman et al.，1995；Williams et al.，2001；丁林等，2006）。

2　驱龙斑岩 Cu-Mo 矿床岩浆硬石膏特征

2.1　硬石膏发育特征

驱龙矿区发育有丰富的热液硬石膏，主要以热液隐爆角砾岩中的胶结物及各种硬石膏±石英±磁铁矿＋硫化物脉的形式产出。手标本上多为紫红色（图 2A、B、C），偶见淡蓝色及无色透明，其中发育大量呈负晶形（立方体）的气液两相包裹体。

此外，通过详细的岩相学观察，首次发现在驱龙矿区中新世各类侵入岩中均发育有岩浆成因的硬石膏，尤其在成矿主岩——二长花岗斑岩和花岗闪长斑岩中最为发育。驱龙矿区岩浆硬石膏的岩相学特征是：显微镜下清楚地显示，一些新鲜的长石矿物颗粒中含有硬石膏包体（图 2D、E、F）；其次，岩浆成因的硬石膏与岩石中的其他主要矿物均为原生相，与石英、长石等矿物在同一空间同时结晶，呈平整接触关系（图 2G、H）；最典型的是在新鲜的花岗闪长斑岩中，岩浆硬石膏以粒度不等（0.2～5 mm）的斑晶形式产出，伴生磷灰石在其边部或被包裹其中；斑晶硬石膏的颗粒边界往往不平整，被基质硅酸盐溶蚀呈港湾状（图 2I、J、K）。这些特征与上文所述的美国、智利两处斑岩铜矿床中的岩浆硬石膏完全一致，因此可以确定驱龙矿区除发育热液硬石膏外，还的确发育有岩浆硬石膏。

2.2　测试样品及分析方法

测试样品均采自驱龙矿床的钻孔岩芯，前后数字分别代表所采样品对应的钻孔编号及深度。样品 QZK401-430、QZK301-142 为典型的硬石膏±石英＋黄铜矿＋黄铁矿脉，脉宽均＞3 cm，硫化物主要分布在脉边部，硬石膏双晶及解理发育，含脉岩石为中等粘土化的黑云母二长花岗岩。样品 QZK812-472、QZK812-473 为新鲜的花岗闪长斑岩（如图 2I），斑晶含量约为 40%，以自形—半自形奥长石—中长石为主（25%），少量的黑云母（10%）、石英（5%），偶见硬石膏斑晶；基质主要为钠长石和钾长石；含少量（＜5%）星点状的磁铁矿、黄铁矿、黄铜矿。背散射图像观察发现花岗闪长斑岩的长石斑晶中包裹有岩浆硬石膏、磷灰石和黑云母（图 3A）；岩浆硬石膏斑晶与磷灰石、磁铁矿、黄铁矿共生；岩浆硬石膏斑晶颗粒边部被溶蚀呈港湾状（图 3B）。

本次测试采用中国科学院地质与地球物理研究所电子探针实验室的 JXA-8100 型电子探针，测试条件：加速电压为 15 kV，束流为 10 nA。选择上述岩芯中典型的热液硬石膏和岩浆硬石膏及与之密切共生的磷灰石为分析对象，以研究并比较驱龙矿床中不同产状的硬石膏的差别及磷灰石的性质。

2.3　分析结果

电子探针结果（表 1）揭示：岩浆硬石膏与热液硬石膏的主量元素（CaO、SO_3）含量相同，微量元素（P_2O_5、SiO_2、Ce_2O_3、Y_2O_3等）的含量一致，其中 MnO、BaO、F、Cl 等多低于仪器检出限。但是岩浆硬石膏中 SrO 的含量为 0.00%～0.11%，平均为0.03%；热液硬石膏中 SrO 的含量为 0.10%～0.41%，平均为 0.24%。与岩浆硬石膏密切共生的磷灰石属于氟磷

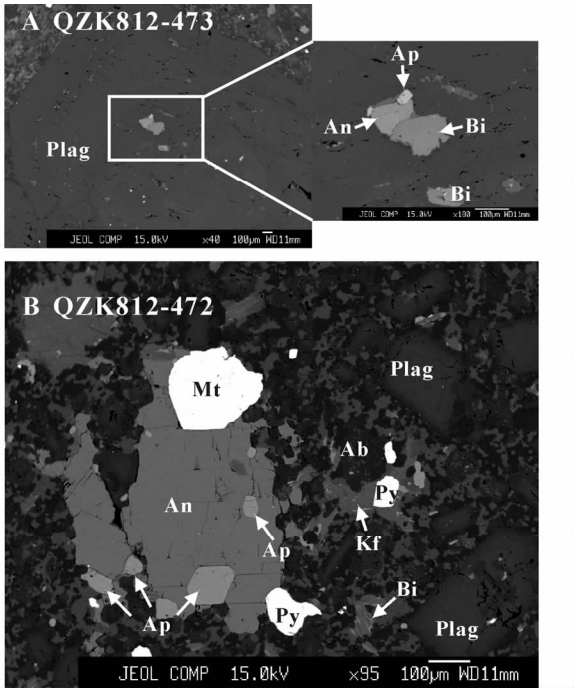

图 3 西藏驱龙斑岩 Cu-Mo 矿床中花岗闪长斑岩中岩浆硬石膏的背散射图像

Fig. 3 Backscattered-electron images of magmatic anhydrite in granodiorite porphyry from Qulong, Tibet

A—长石斑晶中包裹的硬石膏、磷灰石及黑云母，样品 QZK812-473 采自 812 孔 473 m 处；B—斑晶硬石膏边部的磷灰石、磁铁矿、黄铁矿，样品 QZK812-472 采自 812 孔 472 m 处；An—硬石膏；Ap—磷灰石；Plag—斜长石；Kf—钾长石；Ab—钠长石；Bi—黑云母；Py—黄铁矿；Mt—磁铁矿

A—Magmatic anhydrite inclusion in plagioclase, with apatite and biotite, sample QZK812-473; B—magmatic anhydrite phenocryst and clusters of apatite, magnetite, pyrite, sample QZK812-472; An—anhydrite; Ap—apatite; Plag—plagioclase; Kf—K-feldspar; Ab—albite; Bi—biotite; Py—pyrite; Mt—magnetite

灰石 $Ca_5(PO_4)_3F$，含少量的 Cl 和 SiO_2、MnO、BaO，而 Y_2O_3、SrO 多低于检出限；氟磷灰石中 Ca 主要是被 Ce 不完全类质同象替代，SO_4^{2-} 替代 PO_4^{3-}，为主要的微量元素，含量为 0.11%～0.44%。

3 讨论

3.1 硬石膏的 SrO 和磷灰石的 SO_3 含量

造成上述热液硬石膏相对于岩浆硬石膏具有高含量 SrO(图 4)的原因可能是：①Sr^{2+} 与 Ca^{2+} 的晶体化学性质相似，Sr 以类质同象替代硬石膏中的 Ca；②Sr 为不相容元素，当流体从岩浆体系中出溶时，Sr 倾向于进入流体相；③在岩浆结晶过程中，Sr 可置换 Ca 进入斜长石，但在热液交代蚀变过程中，随着斜长石的粘土化、绢云母化，Ca 被大量带出，Sr

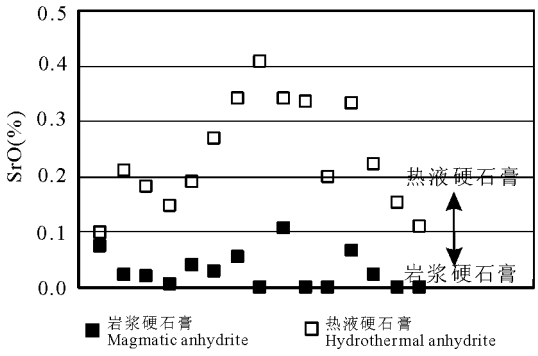

图 4 西藏驱龙斑岩 Cu-Mo 矿床中不同类型硬石膏中的 SrO 含量

Fig. 4 SrO of magmatic and hydrothermal anhydrite from Qulong porphyry Cu-Mo deposit, Tibet

也随之带出而进入流体。后两种因素单独或共同作用，造成驱龙矿区内热液硬石膏中 Sr 含量比岩浆硬石膏明显增加。在经历强粘土化蚀变交代后，驱龙矿区内同一岩性的岩石(黑云母二长花岗岩)Sr 含量从 950×10^{-6}～1000×10^{-6} 降至 415×10^{-6}，Sr 被带出而加入到流体相中，使得流体中 Sr 含量显著提高。同时流体包裹体的研究揭示，热液硬石膏中原生气-液两相包裹体，气相消失的均一温度为 225～400℃，粘土化就主要发生在该温度区间(Titley et al.，1981)，也印证了这种可能。

Imai (2002，2004)曾分析过斑岩型矿床中含矿与不含矿岩体中磷灰石的 SO_3 含量，指出其中含矿的中酸性岩体磷灰石 SO_3 含量一般大于0.1%，而不含矿的中酸性岩体磷灰石 SO_3 含量一般低于0.1%。驱龙矿床的磷灰石中 SO_3 含量为 0.11%～0.44%，平均为 0.20%，明显大于江西铜厂斑岩铜矿中岩浆期磷灰石的 SO_3 含量 0.10%，也略大于其主成矿期的 0.18%(姚春亮等，2007)。影响磷灰石 SO_3 含量的主要因素是岩浆体系的硫逸度、氧逸度，以及压力(Imai，2002)。在氧化条件下，随着岩浆体系中氧逸度的增加，磷灰石 SO_3 含量也增加。驱龙矿床中与岩浆硬石膏共生的这种富 S 磷灰石同样表明其母岩浆具有富 S、高氧逸度、富挥发分的特征。同时，由于硬石膏的沉淀需要大量的 Ca，因而造成驱龙矿床中各种中新世侵入岩中的斜长石牌号普遍偏低(An ≦ 40)，普遍为中—奥长石。

3.2 驱龙斑岩 Cu-Mo 矿床中岩浆硬石膏的意义

实验研究表明硫在硅酸盐熔体中的溶解行为与其氧化状态紧密相关，主要以硫化物(还原态 S^{2-})和硫酸盐类(氧化态 SO_4^{2-})的形式存在，硫在熔体中

表 1　西藏驱龙斑岩 Cu-Mo 矿床硬石膏、磷灰石电子探针数据(%)

Table 1　Electron microprobe analyses (%) of anhydrite and apatite from Qulong porphyry Cu-Mo deposit, Southern Tibet

岩浆硬石膏															
分析元素	QZK812-472						QZK812-473								
CaO	41.12	40.64	40.40	40.68	41.03	40.28	40.16	40.21	40.33	41.15	39.91	40.45	39.83	39.92	39.98
SO_3	59.60	58.71	59.62	59.80	58.91	59.67	58.91	59.56	59.13	58.14	58.43	59.04	58.62	58.09	58.44
P_2O_5	0.05	0.07	0.07	0.10	0.01	0.13	0.02	0.07	0.07	0.07	0.22	0.07	0.09	0.28	0.33
SiO_2	0.07	0.00	0.03	0.00	0.01	0.05	0.02	0.02	0.08	0.01	0.01	0.03	0.01	0.04	0.00
Ce_2O_3	0.04	0.04	0.00	0.11	0.00	0.10	0.00	0.05	0.00	0.05	0.15	0.15	0.13	0.10	0.21
Y_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
BaO	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	0.08	0.02	0.02	0.01	0.04	0.03	0.06	0.00	0.11	0.00	0.00	0.07	0.02	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01
Total	100.95	99.49	100.16	100.73	100.02	100.30	99.17	99.90	99.77	99.42	98.79	99.81	98.73	98.45	98.96
热液硬石膏															
分析元素	QZK401-430										QZK301-142				
CaO	40.31	40.19	39.98	40.30	40.15	39.96	39.51	39.72	39.95	40.17	40.51	40.19	40.07	40.45	40.34
SO_3	59.76	60.17	58.87	58.91	59.56	58.62	59.07	59.75	60.22	59.18	59.46	59.87	59.63	59.72	59.14
P_2O_5	0.03	0.05	0.06	0.07	0.16	0.11	0.05	0.08	0.04	0.02	0.04	0.05	0.00	0.02	0.03
SiO_2	0.04	0.04	0.03	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00
Ce_2O_3	0.00	0.07	0.00	0.06	0.16	0.00	0.05	0.00	0.00	0.07	0.01	0.06	0.00	0.05	0.00
Y_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00
BaO	0.00	0.00	0.10	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
SrO	0.10	0.21	0.18	0.15	0.19	0.27	0.34	0.41	0.34	0.34	0.20	0.33	0.22	0.15	0.11
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00
Cl	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00
Total	100.25	100.73	99.24	99.52	100.24	99.01	99.04	99.99	100.56	99.80	100.27	100.53	99.96	100.47	99.62
与岩浆硬石膏共生的磷灰石															
分析元素	QZK812-472							QZK812-473							
CaO	54.36	54.16	53.86	53.43	53.48	53.96	53.58	53.50	53.64	53.29	53.56	52.90	53.27	53.26	53.01
SO_3	0.13	0.38	0.11	0.17	0.16	0.26	0.14	0.44	0.19	0.27	0.11	0.16	0.13	0.21	0.13
P_2O_5	42.07	42.07	42.63	43.70	43.17	42.25	43.01	43.57	43.91	43.74	44.14	43.75	42.96	43.95	43.44
SiO_2	0.15	0.18	0.15	0.09	0.11	0.19	0.11	0.14	0.18	0.13	0.04	0.15	0.23	0.08	0.13
Ce_2O_3	0.10	0.19	0.09	0.14	0.14	0.18	0.17	0.25	0.18	0.21	0.18	0.20	0.22	0.14	0.20
Y_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.20	0.17	0.19	0.14	0.17	0.10	0.23	0.18	0.19	0.14	0.17	0.21	0.16	0.14	0.20
BaO	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.05	0.00	0.00	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	3.22	3.12	3.06	3.23	3.14	3.29	3.30	3.25	3.54	3.68	3.39	3.47	3.30	3.22	3.34
Cl	0.30	0.30	0.31	0.17	0.25	0.18	0.35	0.29	0.22	0.09	0.27	0.20	0.31	0.25	0.37
Total	99.11	99.20	99.07	99.72	99.23	99.02	99.41	100.19	100.50	99.99	100.48	99.57	99.12	99.84	99.33

注:0.00 表示低于检出限。

的溶解度主要取决于氧逸度 f_{O_2}、硫逸度 f_{S_2} 和 O^{2-} 在熔体中的行为;在 f_{O_2}>NNO 时,硫酸盐(如硬石膏)而不是硫化物是稳定的含硫岩浆相(Carroll et al.,1987; Luhr,1990)。Cu、Mo 为亲硫元素,在岩浆中易进入硫化物相中,在硫化物达到饱和的岩浆中具相容性,在硫化物未达到饱和的岩浆中则不具相容性(Jugo et al.,1999)。从以 S^{2-} 为主向以 SO_4^{2-} 为主的(90%)的转变发生在 $\log f_{O_2}$ 为 NNO−1 和 NNO+1.5 之间、而不取决于熔体化学 p、t 的绝对值(Matthews et al.,1999)。在低氧逸度条件下,S 只能以 S^{2-} 形式存在于岩浆中,S^{2-} 在硅酸盐熔体中溶解度低(Ishihara,1998),因而在低氧逸度条件下结晶分异的岩浆易达到还原硫饱和,硫化物得以析出。如果岩浆经历早期硫化物分离,那么大部分 Cu、Mo、Au 进入早期堆晶岩中的硫化物相中,而难以进入晚期岩浆热液流体中,从而不利于硫化物的富集成矿。在较高氧

逸度条件下，S 主要以 SO_4^{2-} 和 SO_2 存在于岩浆中，氧化态的 S 在岩浆中溶解度很大（朱永峰，1998；张德会等，2001；Jugo，2009）。Jugo 等（2005）实验测定了与硫化物或硫酸盐共存的玄武质熔体中的硫含量，结果表明饱和硫酸盐熔体的玄武质熔体中所测得 S 含量高于饱和硫化物的玄武质熔体的 10 倍，说明氧化的地幔源部分熔融将产生与硫化物饱和源区有关的富硫和亲铜元素及亲石元素的岩浆，这样的岩浆具有较高的成矿潜力。同时这类岩浆不易达到 S 饱和，即使 S 饱和也只能形成不含 Cu、Mo 等成矿元素的硬石膏矿物。在硫化物未达到饱和的情况下，Cu、Mo 在岩浆中具不相容性，结晶分异作用可使 Cu、Mo 在残余相中富集，当岩浆中流体达到饱和时，富集的 Cu、Mo 等成矿元素进入岩浆热液流体中，有利于形成岩浆热液型矿床。

本文仅讨论驱龙矿床成矿母岩浆的氧化还原特征，暂不涉及其岩石地球化学特征。巨型岩浆热液型铜矿床的形成可能需要一期体积巨大的岩浆（Cloos，2001；Stern et al.，2005），或者是几期成分各异的岩浆（Clark，1993；Oyarzún et al.，2001），或二者兼备。对于前者，需要深部具有巨大的岩浆房作为成矿物质、流体及热的来源；而后者，则并不需要巨大的深部岩浆房。含矿斑岩体较大，可能意味着成矿系统的能量、规模较大，热液对流循环的规模和强度较大、持续时间较长。蚀变范围大，则反映热液来源充足（秦克章，1993；王之田等，1994）。斑岩铜矿中有丰富的热液磁铁矿和硬石膏表明其含矿母岩是高氧化态的 I 型磁铁矿系列（Ishihara，1998；Qin et al.，1998）。驱龙矿床的二长花岗斑岩体出露面积仅为 0.45 km^2，由于其东侧被第四纪坡积物所覆盖，推测其实际面积约为 1 km^2。因此要形成如此宏大面积的蚀变和巨量的成矿物质堆积，其母岩浆性质一定有其特殊性。

驱龙矿床中岩浆硬石膏以及与之共生的富 S 磷灰石的出现明确指示其成矿母岩浆具有富 S、高氧逸度的特征。实验岩石学证实：任何成分的硅酸盐岩浆只要含有足够多的 S，在氧逸度大于 Ni-NiO 缓冲剂 log0.5 个单位的情况下都可以有硬石膏的结晶（Carroll et al.，1985，1987；Luhr，1990；Scaillet et al.，1998；Clemente et al.，2004）。针对驱龙矿床花岗闪长斑岩中硬石膏斑晶和黄铁矿共生，根据 Jugo（2009）的实验结果，推测其 $f_{O_2}=\triangle FMQ_C=+2.08$（$\triangle FMQ_C$ 为硫酸盐和硫化物同时达到饱和的氧逸度值），表明驱龙的成矿母岩浆具有很高的氧化状态；正是由于其成矿母岩浆具有高的氧逸度、富 S 等特征才形成了驱龙斑岩 Cu-Mo 矿床中的岩浆硬石膏。后期存在大量的热液硬石膏，暗示该矿床中成矿流体较早的从岩浆体系中出溶。热液流体较早的出溶，对于成矿是十分有利的，例如西藏班公湖带上的多不杂富 Au 斑岩型 Cu 矿床（李金祥等，2006；李光明等，2007）。

4 结论

在西藏冈底斯带上，中新世岩浆活动频繁，形成了世界著名的冈底斯斑岩铜矿带。在该带所含的十余处斑岩型矿床中，只有驱龙斑岩 Cu-Mo 矿床达到了巨型规模，暗示其形成必定受到某些特殊因素控制。

（1）驱龙矿区内，成矿早期的花岗闪长岩、黑云母二长花岗岩，主成矿期的二长花岗斑岩、花岗闪长斑岩中，均发育有不同产状的岩浆硬石膏，并往往有富 S 磷灰石与之共生。

（2）岩浆成因硬石膏及富 S 磷灰石的出现，表明驱龙矿床的成矿母岩浆具有富 S、高氧逸度特征，S 在该岩浆体系中存在氧化态的 SO_4^{2-} 形式。这种富 S、高氧逸度的岩浆具有很大的携带 Cu、Mo 等成矿元素的潜力，系岩浆运载巨量成矿物质的必要条件。

（3）在这种高氧化性的岩浆体系中，还原态的（S^{2-}）硫化物相不易达到饱和，即不会形成大量与硅酸盐熔体不混溶的硫化物相或硫化物沉淀，也就不会造成硅酸盐熔体中成矿元素 Cu、Mo 等的亏损；从而在岩浆演化后期成矿流体出溶时，大量的成矿物质进入流体相，随着热液冷却和沸腾富集成矿。驱龙矿床中后期普遍发育的热液硬石膏和磁铁矿，表明其成矿流体继承了这种富 S、高氧逸度的特征。

（4）产出在板块汇聚边缘的经典的巨型斑岩矿床，其高氧化性岩浆来源于受俯冲沉积物熔体交代的地幔源区部分熔融产生的高氧化性的玄武质岩浆进而底侵导致地壳熔融而形成的较酸性岩浆。驱龙矿区赋矿围岩普遍含有岩浆硬石膏表明在碰撞造山带背景下同样也能产生像俯冲消减带那样高氧化性的岩浆，这为深入理解青藏高原陆-陆碰撞造山带深部壳幔相互作用及地质流体的性质提供了很好的素材。这一特征也为西藏冈底斯成矿带上其他地区找矿勘探提供有力的参考和借鉴。

致谢：本次研究的野外工作承蒙西藏巨龙铜业有限公司给予支持；矿区地质工作得到了矿区管理人员、地质工作人员的大力帮助；电子探针实验得到

毛骞老师、马玉光老师的帮助；文章修改及润色得到侯增谦研究员和张洪瑞博士的帮助，在此一并致谢！

注　释

❶ 西藏巨龙铜业有限公司. 2008. 西藏自治区墨竹工卡县驱龙矿区铜多金属矿勘探报告.

参　考　文　献

丁林，岳雅慧，蔡福龙，徐晓霞，张清海，来庆洲. 2006. 西藏拉萨地块高镁超钾质火山岩及对南北向裂谷形成时间和切割深度的制约. 地质学报，80(9)：1252～1261.

侯增谦. 2004. 斑岩 Cu-Mo-Au 矿床：新认识与新进展. 地学前缘，11(1)：131～143.

侯增谦，高永丰，孟祥金，曲晓明，黄卫. 2004. 西藏冈底斯中新世斑岩铜矿带：埃达克质斑岩成因与构造控制. 岩石学报，20(2)：239～248.

侯增谦，潘桂棠，王安建，莫宣学，田世洪，孙晓明，丁林，王二七，高永丰，谢玉玲，曾普胜，秦克章，许继峰，曲晓明，杨志明，杨竹森，费红彩，孟祥金，李振清. 2006a. 青藏高原碰撞造山带：Ⅱ. 晚碰撞转换成矿作用. 矿床地质，25(5)：521～542.

侯增谦，曲晓明，杨竹森，孟祥金，李振清，杨志明，郑绵平，郑有业，聂凤军，高永丰，江思宏，李光明. 2006b. 青藏高原碰撞造山带：Ⅲ. 后碰撞伸展成矿作用. 矿床地质，25(6)：629～651.

侯增谦，杨志明. 2009. 中国大陆环境斑岩型矿床：基本地质特征、岩浆热液系统与成矿概念模型. 地质学报，83(12)：1779～1817.

李光明，李金祥，秦克章，张天平，肖波. 2007. 西藏班公湖带多不杂超大型富金斑岩铜矿的高温高盐高氧化成矿流体：流体包裹体证据. 岩石学报，23(5)：935～952.

李金祥，秦克章，李光明. 2006. 富金斑岩铜矿的基本特征、成矿物质来源与成矿高氧化岩浆-流体演化. 岩石学报，22(3)：678～688.

李金祥，秦克章，李光明，杨列坤. 2007. 冈底斯中段尼木斑岩铜矿田的 K-Ar、$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄对岩浆-热液系统演化和成矿构造背景的制约. 岩石学报，23(5)：954～966.

孟祥金，侯增谦，高永丰，黄卫，曲晓明，屈文俊. 2003. 西藏冈底斯成矿带驱龙铜矿 Re-Os 年龄及成矿学意义. 地质评论，49：660～666.

秦克章. 1993. 试论大型—超大型铜矿床的主要控制因素. 地学探索，(8)：39～45.

芮宗瑶，黄崇轲，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. 冈底斯斑岩铜矿成矿时代及青藏高原隆升. 矿床地质，22(3)：217～225.

王亮亮，莫宣学. 2006. 西藏驱龙斑岩铜矿含矿斑岩的年代学与地球化学. 岩石学报，22(4)：1001～1008.

王之田，秦克章，张守林. 1994. 大型铜矿地质与找矿. 北京：冶金工业出版社，1～162.

肖波，李光明，秦克章，李金祥，赵俊兴，刘小兵，夏代祥，吴兴炳，彭震威. 2008. 冈底斯驱龙超大型斑岩铜(钼)矿床的岩浆侵位中心和矿化中心：破裂裂隙和矿化强度证据. 矿床地质，27(2)：200～208.

杨志明. 2008. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床——岩浆作用与矿床成因. 中国地质科学院博士学位论文.

姚春亮，陆建军，郭维民. 2007. 江西省铜厂斑岩铜矿磷灰石世代和成分特征研究. 矿物学报，27(1)：31～40.

张德会，张文淮，许建国. 2001. 岩浆热液出溶和演化对斑岩成矿系统金属成矿的制约. 地学前缘，8(3)：193～202.

郑有业，薛迎喜，程力军，樊子珲，高顺宝. 2004. 西藏驱龙超大型斑岩铜(钼)矿床：发现、特征及意义. 地球科学-中国地质大学学报，29(1)：103～108.

朱永峰. 1998. 硫在岩浆熔体中的溶解行为综述. 地质科技情报，17(2)：35～38.

Audétat A, Pettkeb T, Dolejs D. 2004. Magmatic anhydrite and calcite in the ore-forming quartz-monzodiorite magma at Santa Rita, New Mexico (USA): genetic constraints on porphyry-Cu mineralization. Lithos, 72: 147～161.

Carroll M R, Rutherford M J. 1985. Sulfide and sulfate saturation in hydrous silicate melts. Proc. 15th Lunar Planet. Sci. Conf. J. Geophys. Res., 90: 601～612.

Carroll M R, Rutherford M J. 1987. The stability of igneous anhydrite: experimental results and implications for sulfur behavior in the 1982 El Chichon trachyandesite and other evolved magmas. J. Petrol., 28: 781～801.

Clark A H. 1993. Are outsize porphyry copper deposits either anatomically or environmentally distinctive? Society of Economic Geologist Special Publication, 2: 213～283.

Clemente B, Scaillet B, Pichavant M. 2004. The solubility of sulfur in hydrous rhyolitic melts. J. Petrol., 45: 2171～2196.

Cloos M. 2001. Bubbling magma chambers, cupolas, and porphyry copper deposits. International Geology Review, 43: 285～311.

Coleman M, Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east-west extension. Nature, 374: 49～52.

Cooke D R, Hollings P, Walshe J L. 2005. Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls. Econ. Geol., 100: 801～818.

Core D P, Kesler S E, Essene E J. 2006. Unusually Cu-rich magmas associated with giant porphyry copper deposits: evidence from Bingham, Utah. Geology, 34(1): 41～44.

Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene East-west extension in southern Tibet. Earth and Planetary Science Letters, 220: 139～155.

Imai A. 2002. Metallogenesis of porphyry Cu deposits of the western Luzon arc, Philippines: K-Ar ages, SO_3 contents of microphenocrystic apatite and significance of intrusive rocks. Resour Geol, 52 (2): 147～161.

Imai A. 2004. Variation of Cl and SO_3 contents of microphenocrystic apatite in intermediate to silicic igneous rocks of Cenozoic Japanese island arcs. Implications for porphyry Cu metallogenesis in the Western Pacific Island arcs. Resour Geol., 54(3): 357～372.

Ishihara S. 1998. Granitoid series and mineralization in the Circum-Pacific Phanerozoic granitic belts. Resource Geology, 48: 219～224.

Jugo P J, Robert W L, Jeremy P R. 2005. An experimental study of the sulfur content in basaltic melts saturated with immiscible sulfide or sulfate liquids at 1300℃ and 1.0 GPa. Journal of Petrology, 46: 783～798.

Jugo P J. 2009. Sulfur content at sulfide saturation in oxidized magmas. Geology, 37(5): 415～418.

Leslie L B, Malcolm J R. 1996. Crystallisation of anhydrite-bearing magmas. Special Paper 315: The Third Hutton Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks, 243～250.

Luhr J F. 1990. Experimental phase relations of water and sulfur-

saturated arc magmas and the 1982 eruptions of El Chichon Volcano. J. Petrol., 31: 1071～1114.

Matthews S J, Moncrieff D H S, Carroll M R. 1999. Empirical calibration of the sulfur valence oxygen barometer from natural and experimental glasses, method and applications. Mineral. Mag., 63: 421～431.

Oyarzún R, Múrquez A, Lillo J. 2001. Giant versus small copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakite versus normal calc-alkaline magmatism. Mineralium Deposita, 36: 794～798.

Qin K Z, Ishihara S. 1998. On the possibility of porphyry copper mineralization Japanese Islands. International Geology Review, 40(6): 539～551.

Qin K Z, Tosdal R, Li G M, Zhang Q, Li J L. 2005. Formation of the Miocene porphyry Cu(-Mo-Au) deposits in the Gangdese arc, southern Tibet, in a transitional tectonic setting. In: Zhao Caisheng, Guo Baojian, ed. Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge. Beijing: China Land Publishing House, 3: 44～47.

Scaillet B, Clemente B, Evans B W. 1998. Redox control of sulfur degassing in silicic magmas. J. Geophys. Res., 103: 23937～23949.

Stern C R, Skewes M A. 2005. Origin of giant Miocene and Pliocene Cu-Mo deposits in central Chile: role of ridge subduction, decreased subduction angle, subduction erosion, crustal thickening and long-lived, batholith sized, open-system magma chambers. in: Porter T M, ed. Super Porphyry Copper and Gold Deposits—a Global Perspective. Adelaide, Australia, Porter Geoconsultancy Publishing, 1: 65～82.

Stern C R, Funk J A, Skewes M A. 2007. Magmatic anhydrite in plutonic rocks at the El Teniente Cu-Mo deposit, Chile, and the role of sulfur- and copper-rich magmas in its formation. Economic Geology, 102: 1335～1344.

Titely S R, Beane R E. 1981. Porphyry copper deposits. Economic Geology, 75th Anniversary volume, 214～269.

Tosdal R M, Richards J P. 2001. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu ± Mo ± Au deposits. Reviews in Economic Geology, 14: 157～181.

Williams H, Turner S, Kelley S, Harris N. 2001. Age of composition of dikes in southern Tibet: new constraints on the timing of east-west extension and its relationship to post collisional magmatism. Geology, 29: 339～342.

S-rich, Highly-Oxidized Ore-bearing Magma in the Qulong Giant Porphyry-Type Cu-Mo Deposit in Southern Tibet

——Evidence from Magmatogenic Anhydrite

XIAO Bo[1,2], QIN Kezhang[1], LI Gangming[1], LI Jinxiang[1],
XIA Daixiang[3], CHEN Lei[1,2], ZHAO Junxing[1,2]

1) *Key Lab. of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing*, 100029;
2) *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing*, 100049;
3) *Tibet Julong Copper Co., Ltd., Lhasa*, 850030

Abstract

The Qulong giant porphyry Cu-Mo deposit in the Gangdese metallogenic belt, southern Tibet, is characterized with a great amount of well-developed anhydrite. Detailed petrographic study discovered firstly that the Qulong deposit contains not only hydrothermal vein-like anhydrite but magmatic anhydrite. Our observation showed that magmatic anhydrite at granodiorite and biotite monzogranite stock formed at early stage of magmatic evolution occurs as inclusions in plagioclase and quartz. Accompanied with the occurrence of S-rich apatite (0.11%～0.44% of SO_2) and magnetite, magmatic anhydrite occurs as mineral inclusions in plagioclase phenocrysts hosted in monzogranite porphyry and granodiorite porphyry at the main mineralization period, with minor as phenocrysts. Late hydrothermal activity resulted in formation of a large amount of anhydrite + quartz + sulfide veins, constituting one of the dominating mineralization forms in this deposit. Electron microprobe analyses showed that the magmatic anhydrite is enriched in Sr (0.24%) compared with late-phase hydrothermal anhydrite (Sr 0.03%), and this probably resulted from incompatible behavior of Sr or/and from advanced argillic alteration during the hydrothermal evolution of magma. The coexistence of magmatic anhydrite and sulfur-rich apatite indicated that the magmas that formed the Qulong giant porphyry Cu-Mo deposit is characterized with high S and high oxygen fugacity, providing an ideal case for studying the state and behavior of sulphur in the magma evolution of porphyry-type deposits.

Key words: magmatic anhydrite; apatite; S-rich magma; oxygen fugacity; Qulong porphyry Cu-Mo deposit; Gangdese; Tibet