

安徽铜陵矿集区硅质岩成因及意义

曾普胜¹⁾ 杨竹森¹⁾ 蒙义峰¹⁾ 裴荣富¹⁾ 侯增谦¹⁾ 徐文艺¹⁾ 王训诚²⁾ 田世洪¹⁾

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037

2) 安徽省地勘局321地质队, 安徽 铜陵, 244033

内容提要 铜陵地区二叠系栖霞组到大隆组(P_{1q} — P_2d)各层位中硅质岩分布广泛。通过野外地质填图过程中的详细观察和硅质岩常量元素、稀土元素和微量元素的分析, 结果表明, 这些硅质岩是热水活动间歇式、多次活动的结果。硅质岩构成铜陵地区二叠系主要的矿(源)层或矿胚层(Protore)之一。硅质岩具有低 Fe_2O_3/FeO 、 SiO_2/Al_2O_3 、 $SiO_2/(K_2O+Na_2O)$ 、 SiO_2/MgO 、 MnO_2/TiO_2 值; 低 Co 高 Ni, $Co/Ni < 1$, $U/Th > 1$; 低 ΣREE , 负 Ce 异常, 重稀土相对富集等热水沉积物的特征, 为热水沉积的结果。氧同位素估算的热水古温度为 $49 \sim 249^\circ C$ (高温部分有后期岩浆的叠加扰动)。硅质岩是铜陵地区二叠系层控矿床的重要找矿标志, 对于隐伏矿床的寻找和矿产预测具有重要意义。

关键词 热水沉积型矿床 硅质岩 二叠系 铜陵

铜陵地区的硅质岩属于长江中下游地区晚古生代硅质岩的一部分。长期以来, 这类硅质岩究竟属正常化学沉积还是热水沉积, 以及这类硅质岩对于矿产勘查和成矿预测的意义, 很少给予关注。夏邦栋等(1995)、徐跃通(1997)研究后认为鄂东南孤峰组的硅质岩是热水沉积的。那么, 铜陵地区的如何呢? 判断这类硅质岩究竟是深海沉积(何科昭等, 1996; 孔玉庆等, 1986)还是浅海沉积, 对大地构造研究也有意义。野外调查中, 对铜陵地区二叠系硅质岩出露较好的各背斜两翼和深部工程揭露的冬瓜山、马山等矿区观察和取样, 对铜陵地区硅质岩作了初步研究。

1 硅质岩类的产状和岩石学特征

铜陵地区的硅质岩分布于铜官山背斜的北侧和东侧、永村桥背斜、大成山背斜、舒家店背斜和戴公山等背斜的两翼。主要分布于二叠系的栖霞组(P_{1q})、孤峰组(P_{1g})和大隆组(P_2d)等层位中(图1)。

栖霞组(P_{1q})硅质岩: 主要分布于“栖霞”灰岩的上段, 分上、下两层硅质岩。在铜官山背斜东翼马山—樟木山、青山背斜的冬瓜山—焦冲—五贵桥、大成山背斜等地较发育, 舒家店背斜和戴公山背斜两翼零星分布。由灰—深灰色、黑色燧石层和硅质岩组成, 硅质层厚 $8 \sim 15m$, 杨桃山一带下硅质层可达 $25 \sim 30m$ (图1)。在潘冲、焦冲、马山等地可见到下硅质

层中含有细粒方铅矿层, 矿层厚度 $20cm$ 至 $2m$ 不等。该层位是铜陵地区继黄龙组之后的另一重要“矿胚层(Protore)”。

孤峰组(P_{1g}) (含锰) 硅质岩: 位于孤峰组底部。主要分布于大成山背斜、杨桃山、铜官山背斜东翼。新桥—青阳山以东少见。为紫红色、灰色含锰硅质岩。含数层菱锰矿层, 菱锰矿层单层厚 $0.6 \sim 0.7m$, 风化后呈硬锰矿和软锰矿。在大成山背斜为主要的锰矿层。含锰硅质岩的底部为含锰粘土夹砾石, 指示其沉积环境为浅水相, 与深海锰结核和深水硅质岩无关。东部戴家汇幅内的孤峰组不含菱锰矿, 预示着东部同时期的热水活动要弱得多。

大隆组(P_2d) (含钼) 硅质岩: 位于二叠系顶部的大隆组中, 分布范围与孤峰组相近, 也主要分布于铜官山背斜东翼、永村桥背斜两翼和大成山背斜, 舒家店背斜、戴公山背斜和盛公山背斜的峙门口一带有零星分布。硅质岩主要分布于该组下部, 为薄层状灰黑色硅质岩或硅质页岩夹硅质泥岩。一般厚度为 $10 \sim 15m$, 铜陵市东郊的薄层硅质岩可达 20 余米(图2)。该层内有钼矿化见于狮子山矿田老鸦岭矿床和五贵桥矿床。

无论栖霞组(P_{1q})、孤峰组(P_{1g}) 还是大隆组(P_2d), 各组底部都有沉积间断导致的平行不整合存在, 多处可见不整合面之上的砂砾岩沉积。反映了本

注: 本文为国土资源部科技司专项研究计划(编号: B0002-2、B0002-3)和地质调查项目(编号: 20010000004)的成果。

收稿日期: 2003-06-10; 改回日期: 2003-10-12; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 曾普胜, 1964年生。副研究员, 主要从事岩石学和矿床学研究。Email: zengpusheng@sohu.com。

区硅质岩的浅水沉积环境。铜陵市东郊的 P_2d 硅质岩层序中还可见到透镜状、眼球状泥质沉积(图2),也反映沉积环境为近岸的浅水特征。与孔玉庆等(1986)在巢县一带发现的茅口阶(相当于本区孤峰组— P_2g)含放射虫深水硅质岩有所不同。

由上可见,铜陵地区的硅质岩是热水活动间歇式、多次活动的结果,主要层位为栖霞组到大隆组(P_{1q} — P_{2d})。硅质岩构成铜陵地区二叠系铅锌矿主要的矿胚层(Protore)。

2 硅质岩类的地球化学特征

2.1 硅质岩常量元素含量特征

硅质岩成因归纳起来大致可存在三种:①生物或生物化学沉积成因(许靖华^①);②化学沉积,包括火山喷发成因、超碱性条件下沉积及热水沉积成因(Perterson et al., 1965; Dapples, 1967; Rona, 1988);③交代(硅化)成因(Loyan et al., 1961)。

根据元素的地球化学特点和大量实际资料,总结出一些经验性的判据来分析研究硅质岩的成因

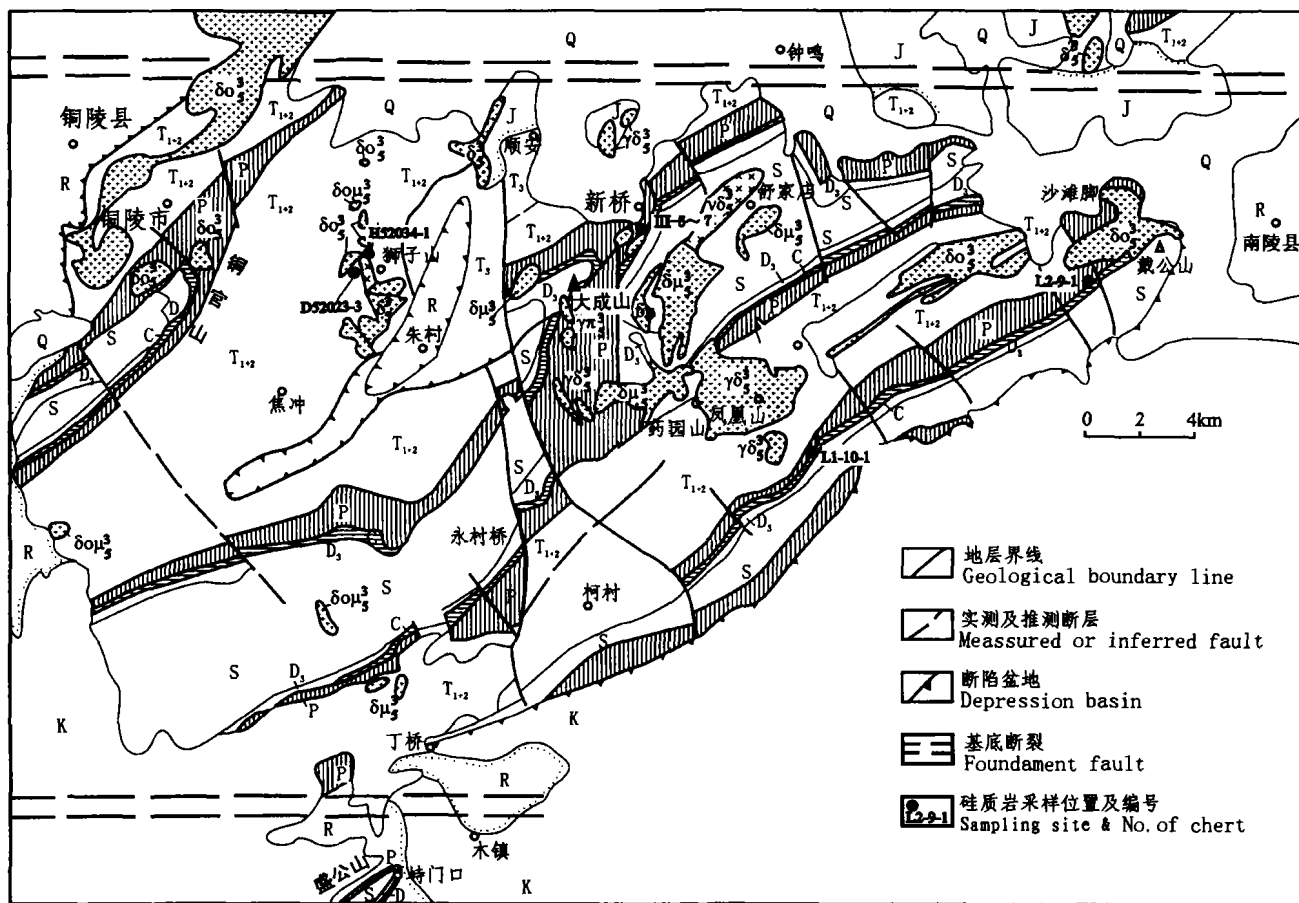


图1 安徽铜陵地块地质简图
[据安徽地质矿产局321队(1997)资料改编]

Fig. 1 Geological sketch of Tongling area, Anhui Province

(Modified after 321 Party, Anhui Bureau of Geology and Mineral Resources, 1997)

Q—第四系浮土;R—古近系—新近系砂砾岩;K—白垩系砂岩、砾岩;J—侏罗系砂岩、火成岩;T₃—三叠系上统砂岩、页岩;T₁₊₂—三叠系中下统灰岩、白云岩;P—二叠系灰岩、硅质岩、页岩;C—石炭系页岩、灰岩;D₃—泥盆系上统石英砂岩;S—志留系砂岩、页岩;δ₀₃³—辉石闪长岩;δ₃₅³—闪长岩;δ_{μ3}³—闪长玢岩;δ_{o3}³—石英闪长岩;δ_{oμ3}³—石英闪长玢岩;γδ₃³—花岗闪长岩;γπ₃³—花岗斑岩
Q—Quaternary; R—Tertiary sandstone and conglomerate; K—Cretaceous sandstone and conglomerate; J—Jurassic sandstone and volcanic rocks; T₃—Upper Triassic sandstone and shale; T₁₊₂—Middle—Lower Triassic limestone and dolomite; P—Permian limestone, cherts and shale; C—Carboniferous shale and limestone; D₃—Upper Devonian quartz sandstone; S—Silurian sandstone and shale; Later Yanshanian intrusives; δ₀₃³ pyroxene diorite, δ₃₅³—diorite, δ_{μ3}³—diorite porphyrite; δ_{o3}³—quartz diorite, δ_{oμ3}³—quartz diorite porphyrite, γδ₃³—granodiorite; γπ₃³—granite porphyry

(杨建民等,1999)。铜陵地区硅质岩的岩石化学资料和判别指标列于表1。

根据岩石化学分析资料给出的数值,可以初步了解硅质岩的成因,不同成因的硅质岩具有不同的岩石化学特征。一般生物成因的硅质岩高 SiO_2 、 P_2O_5 、 Fe_2O_3 而低 Al_2O_3 、 TiO_2 、 FeO 、 MgO 及碱;典型的海相火山沉积硅铁建造以低 K_2O 、低 P_2O_5 、高 TiO_2 为特征。这是因为 K 是陆相元素, P 是亲生物元素,而 Ti 不易形成碳水化合物,难以被生物吸收利用,因而在生物体中贫 Ti。海相热水(火山)沉积硅质岩也以低 P 高 Ti 而区别于高 P 低 Ti 的生物成因硅质岩;典型海相热水(火山)沉积硅铁建造的另一个特点是高 Si 低 Al(Al_2O_3 1.13%) (杨建民等,1999)。另一方面,生物成因硅质岩与火成成因硅质岩之间存在过渡区,比如我国吉林、山东等地,国外高加索、加里福尼亚等地都可见到硅藻土与火山灰或火山岩共生的现象。实际上,在远离大陆的深海盆地,虽然也可能经浮游生物或海流带入陆源 SiO_2 ,但广泛分布的火山物质或海底喷流提供的 SiO_2 占优势。因此, SiO_2 的来源是多种多样的,不同构造—沉积条件下的硅质岩有不同的 SiO_2 来源,有不同的地球化学特征,综合分析硅质岩的岩石化学数据,对于探讨硅质岩的成因及其沉积环境有重要意义,可

以获得有关沉积盆地及大地构造环境发展演化的重要信息。

从表1可见,铜陵地区的硅质岩,栖霞组中的含生物碎屑硅质岩(新桥)经判别多个指标判别,多数显示为生物成因硅质岩,而含燧石条带灰岩和(戴公山背斜的落牛岭)含硅质结核灰岩(戴公山背斜的横山岭)则判别不明确,具有混合成因的趋势;孤峰组(P_1g)和大隆组(P_1d) (均取自狮子山矿田)的硅质岩全部为热水成因硅质岩。应当说明的是,本次研究未能对马山矿区、焦冲矿区和花树坡矿区的栖霞组含矿层内的硅质岩未作取样分析,待后续的工作中补充。

在 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}-\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (a) 和 $\text{SiO}_2/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})-\text{MnO}_2/\text{TiO}_2$ (b) 双变量图解(图3)中,栖霞组多数落入生物成因区,而孤峰组硅质岩大部分落入热水成因硅质岩中。

以上硅质岩结果表明,铜陵地区的硅质岩,栖霞组中既有热水沉积成因硅质岩,又有生物成因硅质岩混入。而孤峰组和大隆组中的多部分为热水沉积成因的。总体看,该区硅质岩以热水沉积成因的占主导地位。这些硅质岩与同生沉积的矿产有着密切的联系。硅质岩往往存在于矿层的顶板或外围一定范围内,因此硅质岩可作为一个粗略的含矿层位的找

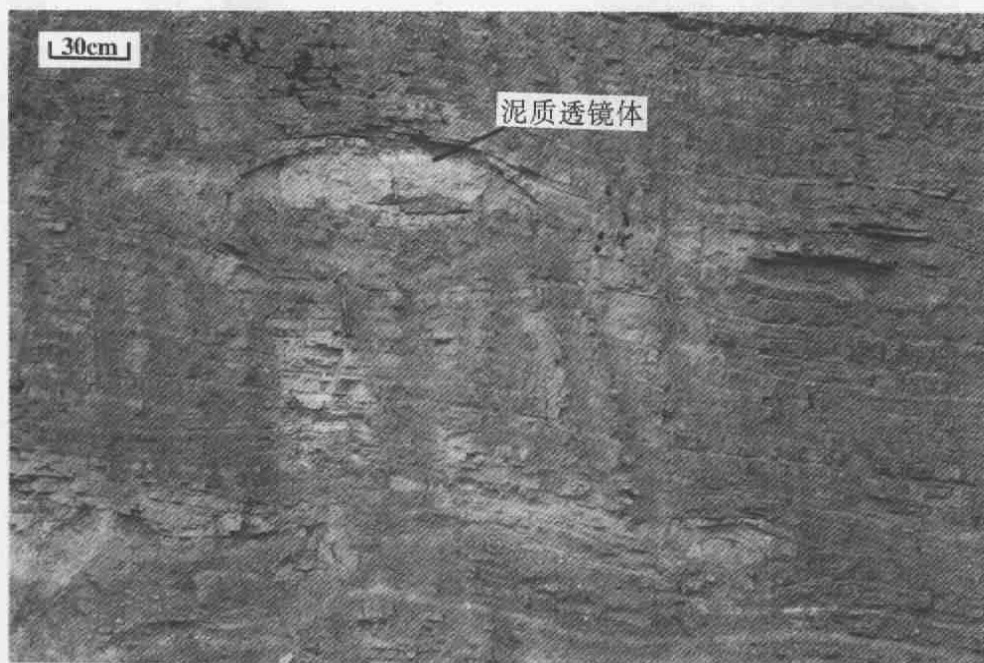


图 2 铜陵市东郊的大隆组薄层状硅质岩

Fig. 2 Thin-bedded chert of the Dalong Formation (P_1d) in the east suburban of Tongling city, Anhui Province

眼球状泥质指示硅质岩形成于浅水环境

Augen clay intercalated in chert beds indicating chert formed in shallow water environment

表 1 铜陵地区硅质岩常量元素分析结果及成因判别特征比值(%)

Table 1 Data of the silicalites in Tongling area (%) and the characteristic ratios for genesis discrimination

| 序号 | 样号 | 岩石名称 | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | MnO | P ₂ O ₅ | 灼失量 | H ₂ O ⁻ | H ₂ O ⁺ | 总和 |
|------|----------|-----------|-------------------------------------|--------------------------------|--|--------------------------------|--|-------|-----------------------|------------------|------------------------------------|-------|-------------------------------|-------|-------------------------------|-------------------------------|--------|
| 1 | ■-5 | 硅质岩 | 87.55 | 0.50 | 0.04 | 2.54 | 1.15 | 3.90 | 0.11 | 0.04 | 0.16 | 0.20 | 0.04 | 3.21 | 0.01 | 0.14 | 99.57 |
| 2 | ■-6 | 硅质岩 | 88.02 | 0.66 | 0.02 | 1.09 | 1.29 | 4.28 | 0.20 | 0.18 | 0.06 | 0.16 | 0.19 | 3.23 | 0.10 | 0.26 | 99.52 |
| 3 | ■-7 | 硅质岩 | 91.08 | 1.87 | 0.08 | 1.03 | 1.32 | 1.70 | 0.46 | 0.46 | 0.09 | 0.09 | 0.14 | 1.95 | 0.10 | 0.38 | 100.37 |
| 4 | ■-10 | 褐铁矿化薄层硅质岩 | 97.06 | 0.37 | 0.02 | 0.32 | 0.81 | 0.32 | 0.03 | 0.09 | 0.09 | 0.092 | 0.13 | 0.21 | 0.07 | 0.17 | 99.54 |
| 5 | L1-10-1 | 薄层暗灰色硅质岩 | 94.68 | 1.66 | 0.05 | 0.44 | 0.32 | 0.16 | 0.09 | 0.19 | 0.04 | 0.05 | 0.09 | 1.82 | 0.35 | 0.84 | 99.59 |
| 6 | L2-9-1 | 深灰色燧石结核 | 62.00 | 0.43 | 0.05 | 0.06 | 0.11 | 20.08 | 0.89 | 0.02 | 0.08 | 0.014 | 0.01 | 16.39 | 0.08 | 0.33 | 100.13 |
| 7 | H52034-1 | 中一薄层状硅质岩 | 68.52 | 5.33 | 0.22 | 0.70 | 0.86 | 17.10 | 0.96 | 3.70 | 0.44 | 0.54 | 0.22 | 1.10 | 0.14 | 0.43 | 99.69 |
| 8 | D52023-3 | 含 Mo 硅质页岩 | 53.98 | 9.19 | 0.38 | 1.57 | 2.94 | 19.96 | 1.17 | 1.32 | 0.34 | 0.14 | 0.17 | 8.08 | 0.28 | 1.17 | 99.57 |
| 9 | L310-6-2 | 灰色硅质岩 | 72.62 | 2.98 | 0.15 | 1.93 | 1.51 | 7.18 | 2.82 | 0.52 | 0.10 | 0.065 | 0.07 | 9.42 | 0.25 | 1.01 | 99.53 |
| 10 | L310-6-4 | 灰色硅质岩 | 65.78 | 11.54 | 0.53 | 1.30 | 1.17 | 4.77 | 2.91 | 4.75 | 1.05 | 0.039 | 1.58 | 4.16 | 1.36 | 2.57 | 99.71 |
| 11 | L310-6-6 | 灰色硅质岩 | 72.94 | 9.44 | 0.34 | 2.91 | 1.74 | 2.88 | 1.64 | 2.90 | 1.47 | 0.042 | 0.25 | 2.79 | 0.46 | 1.19 | 99.54 |
| 12 | L310-6-8 | 灰色硅质岩 | 57.40 | 12.75 | 0.45 | 3.17 | 7.44 | 8.31 | 2.51 | 2.50 | 1.02 | 0.12 | 0.20 | 2.95 | 0.85 | 0.91 | 99.65 |
| 判别指标 | | | Fe ₂ O ₃ /FeO | | SiO ₂ /Al ₂ O ₃ | | SiO ₂ /(K ₂ O+Na ₂ O) | | SiO ₂ /MgO | | MnO ₂ /TiO ₂ | | | | | | |
| 判别标准 | | | 生物成因(张复新,1989) | | 4.40 | | 107 | | 235 | | 346 | | 2.30 | | | | |
| | | | 热水成因(张复新,1989) | | 0.46 | | 13.7 | | 36 | | 69 | | 0.24 | | | | |
| 判别结果 | 样品号 | ■-5 | 2.2 | ※ | 175.1 | ※ | 438 | ※ | 796 | ※ | 5.00 | ※ | | | | | |
| | | ■-6 | 0.8 | ? | 133.4 | ※ | 367 | ※ | 440 | ※ | 8.00 | ※ | | | | | |
| | | ■-7 | 0.8 | ? | 48.7 | ? | 166 | ※ | 198 | ※ | 1.13 | ※ | | | | | |
| | | ■-10 | 12.5 | ※ | 50.0 | ※ | 248 | ※ | 379 | ※ | 0.33 | ? | | | | | |
| | | L1-10-1 | 0.4 | ★ | 262.3 | ※ | 539 | ※ | 3235 | ※ | 4.60 | ※ | | | | | |
| | | L2-9-1 | 1.4 | ? | 57.0 | ? | 412 | ※ | 1052 | ※ | 1.00 | ※ | | | | | |
| | | H52034-1 | 0.5 | ★ | 144.2 | ※ | 620 | ※ | 70 | ★ | 0.28 | ★ | | | | | |
| | | D52023-3 | 0.8 | ★ | 12.9 | ★ | 17 | ★ | 71 | ★ | 2.45 | | | | | | |
| | | L310-6-2 | 0.5 | ★ | 5.9 | ★ | 33 | ★ | 46 | ★ | 0.37 | ★ | | | | | |
| | | L310-6-4 | 1.3 | ★ | 24.4 | ★ | 117 | ★ | 26 | ★ | 0.43 | ★ | | | | | |
| | | L310-6-6 | 1.1 | ★ | 5.7 | ★ | 11 | ★ | 23 | ★ | 0.07 | ★ | | | | | |
| | | L310-6-8 | 1.7 | ★ | 7.7 | ★ | 17 | ★ | 44 | ★ | 0.12 | ★ | | | | | |
| | | ■-5 | 0.4 | ★ | 4.5 | ★ | 16 | ★ | 23 | ★ | 0.27 | ★ | | | | | |

注：样品由中国地质科学院地球物理地球化学研究所用湿化学法测定。成因判别中※为生物成因；★为热水成因；?为成因不确定或者混合成因。

矿标志。

2.2 硅质岩氧同位素与温度

硅质岩氧同位素可较好地
对硅质岩的形成温度作出估计
(Knauth et al., 1976)。铜陵地区
硅质岩的氧同位素测定结果见
下表(表2)。

铜陵地区硅质岩氧同位素
在 8.2‰~26.8‰之间。按
Knauth et al. (1976)的方法估
算的对应古温度为 49~246℃。
由表可见,受后期岩浆活动影响
的地区硅质岩的推测古温度明显
偏高,新桥矿田和狮子山矿田的
推测值范围分别为 160~246℃
和 152~173℃,狮子山矿田
还有从浅部向深部温度逐渐

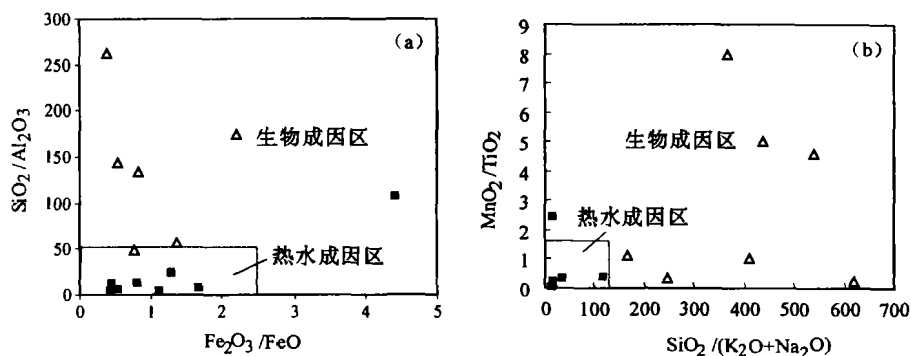


图 3 铜陵地区硅质岩的 Fe₂O₃/FeO—SiO₂/Al₂O₃(a)

和 SiO₂/(K₂O+Na₂O)—MnO₂/TiO₂(b) 双变量判别图解

Fig. 3 Discrimination diagram of bivariates Fe₂O₃/FeO—SiO₂/Al₂O₃(a) and SiO₂/(K₂O+Na₂O)—MnO₂/TiO₂(b) of silicalites in Tongling area
△—Qixia Formation(P_{1q}); ■—Gufeng Formation(P_{1g}) and Dalong Formation(P_{2d})

△—Qixia Formation(P_{1q}); ■—Gufeng Formation(P_{1g}) and Dalong Formation(P_{2d})

表 2 铜陵地区硅质岩氧—硅同位素
Table 2 Oxygen—silicon isotope of the cherts in Tongling, Anhui Province

| 采样地点 | 样号 | 时代 | 岩性 | 测试对象 | $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}(\text{‰})$ | 对应古温度(°C) |
|--------------|----------|--------|-----------------|------|--|-----------|
| 老鸦岭 | L310-6-4 | P_2d | 灰色硅质岩 | 全岩 | 11.4 | 187 |
| | L310-6-8 | P_2d | 灰色硅质岩 | 全岩 | 13.3 | 160 |
| 大团山 | D52023-3 | P_2d | 灰黑色含 Mo(?) 硅质页岩 | 全岩 | 11.8 | 181 |
| 花树坡 | H52034-1 | P_1g | 中—薄层状硅质岩 | 全岩 | 8.2 | 246 |
| 横山岭 | L1-10-1 | P_1q | 薄层暗灰色硅质岩 | 全岩 | 19.9 | 94 |
| 落牛岭(戴公山) | L2-9-1 | P_1q | 深灰色燧石结核 | 全岩 | 26.8 | 49 |
| 新桥采坑 北端剖面 | ■ -7 | P_1q | 硅质岩 | 石英 | 12.3 | 173 |
| | ■ -9 | P_1q | 含孔雀石薄层硅质岩 | 石英 | 13.9 | 152 |
| | ■ -10 | P_1q | 褐铁矿化薄层硅质岩 | 石英 | 12.8 | 166 |

注: 同位素由中国地质科学院同位素开放实验室测定。古温度计算用 Knauth L P et al. (1976) 的公式: $1000\ln\alpha_{\text{chert-H}_2\text{O}} = 3.09 \times 10^6 T^{-2} - 3.29$, 其中 $\alpha_{\text{chert-H}_2\text{O}} = (1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{硅质岩}}) / (1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}})$ 。

升高的趋势。这样高的温度范围显然可能与后期岩浆的扰动有关,也可能与本区部分 SiO_2 来深源有关。但是,那些远离岩体的横山岭—落牛岭一带的栖霞组(P_1q)硅质岩估算温度仍高达 $49 \sim 94^\circ\text{C}$ 。因此,本区的硅质岩可能的确属于热水不同程度地参与活动的产物。

2.3 硅质岩稀土元素

将铜陵地区的硅质岩的 REE 含量及其稀土总量 ΣREE 、 δCe 值列于表3。为了便于对比研究,同时列出了本区的 C_2h 底部的纹层状含铜蛇纹石岩及正常沉积的 D_3w 石英砂岩、泥质粉砂岩和粉砂质页岩。

随着距矿体距离的远近,喷气岩在稀土元素分布上表现出明显的变化 (Lottermoser, 1989, 1991)。典型的热热水沉积岩的 ΣREE 要比混有正常沉积物的低,从远离喷口的块状泥质硅质岩向热水喷口及其附近形成的碧玉岩类、纹层状硅质岩过渡, ΣREE 逐渐减低 (周永章, 1990, 1994)。稀土元素可以帮助判别硅质岩海相沉积环境 (侯增谦等, 1996)。

Graf (1977) 在研究与火山岩有关的块状硫化物床的稀土元素地球化学时指出,富含铅锌的硫化物样品中强的正铈异常及重稀土富集是与长石受浓集卤水蚀变有关,长石的优先蚀变能够使溶液富集铈。但是,如果像大厂矿区(或铜陵地区)一样,没有明显的海底火山作用与成矿作用有关,则不出现强的正铈异常和重稀土的特别富集 (韩发等, 1989)。对于硅质岩有热水沉积的和正常海水生物沉积的两类 (Shimizu et al., 1977); 热水沉积硅质

岩, REE 含量低, 负 Ce 异常, δCe 平均 0.29, 重稀土富集, $n_{\text{La}}/n_{\text{Yb}} < 1$; 正常海水生物沉积硅质岩, REE 含量高, 正 Ce 异常, δCe 平均 1.2, 无重稀土富集, $n_{\text{La}}/n_{\text{Yb}} \approx 1$ 。

应当强调的是,铜陵地区的硅质岩不同程度地遭受后期岩浆活动的叠加扰动,如新桥矿田和狮子山矿田的硅质岩,野外可见局部有硅质岩重结晶现象。这种扰动对硅质岩的原始成分会产生影响。但是,对于稀土元素来说,在温度低于 500°C 时稀土元素抗扰动能力较强,其他活动性组分有强烈的带入带出,而稀土元素可基本保持不变 (Ward et al., 1992)。因而,稀土元素的特征可反映硅质岩的原本

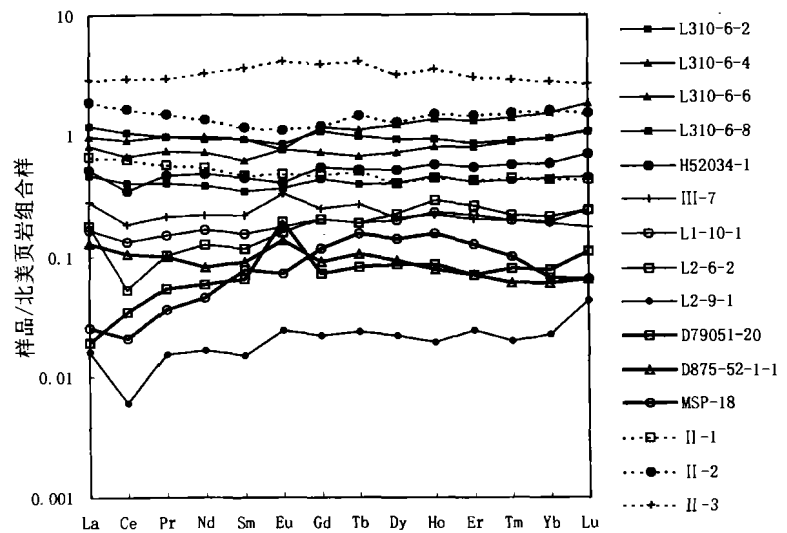


图 4 铜陵地区硅质岩和相关沉积岩 REE 分布型式对比
Fig. 4 REE pattern comparison between silicalites and relative sediments in Tongling area

北美页岩组合样据 Gromet et al. (1984); 样号对应岩性及时代同表3
NASC after Gromet et al. (1984); Lithology and chronology corresponding the sample Nos. see table 3

表3 硅质岩与其它沉积岩的REE对比表($\times 10^{-6}$)Table 3 Comparison between cherts and other sedimentary rocks in REE ($\times 10^{-6}$)

| 样品类型 | 层位 | 样号 | 岩石名称 | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | Y | Σ REE | δ Ce | |
|------------------------------|-----------------|-------------|--------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------------|-------------|--|
| 含硅质岩和硅质岩 | P _{2d} | D52023-3 | 灰黑色含 Mo 硅质页岩 | 27.6 | 49.8 | 5.84 | 21.5 | 3.60 | 0.97 | 3.61 | 0.50 | 3.12 | 0.61 | 1.92 | 0.31 | 0.37 | 2.08 | 17.6 | 121.8 | 0.91 | |
| | | L310-6-2 | 灰色硅质岩 | 14.7 | 26.7 | 3.16 | 11.7 | 2.08 | 0.45 | 2.36 | 0.33 | 2.23 | 0.47 | 1.34 | 0.21 | 0.21 | 1.39 | 14.8 | 67.3 | 0.91 | |
| | | L310-6-4 | 灰色硅质岩 | 30.2 | 60.2 | 7.65 | 29.9 | 5.54 | 0.96 | 6.39 | 0.95 | 6.70 | 1.42 | 4.34 | 0.70 | 0.83 | 4.78 | 36.6 | 160.6 | 0.93 | |
| | | L310-6-6 | 灰色硅质岩 | 25.3 | 44.4 | 5.89 | 22.0 | 3.69 | 0.94 | 3.95 | 0.57 | 3.94 | 0.83 | 2.64 | 0.44 | 0.50 | 2.99 | 26.8 | 118.1 | 0.85 | |
| | | L310-6-8 | 灰色硅质岩 | 37.5 | 69.9 | 7.71 | 28.3 | 5.60 | 1.06 | 5.97 | 0.82 | 5.20 | 0.97 | 2.82 | 0.45 | 0.49 | 2.93 | 26.4 | 169.7 | 0.96 | |
| | P _{2g} | H52034-1 | 中-薄层状硅质岩 | 16.0 | 23.2 | 3.66 | 14.6 | 2.67 | 0.50 | 3.02 | 0.44 | 2.88 | 0.60 | 1.78 | 0.29 | 0.32 | 1.83 | 19.7 | 71.8 | 0.71 | |
| | P _{1q} | Ⅲ-7 | 硅质岩 | 8.8 | 12.3 | 1.70 | 6.7 | 1.32 | 0.41 | 1.36 | 0.23 | 1.14 | 0.23 | 0.67 | 0.10 | 0.08 | 0.58 | 8.1 | 35.6 | 0.73 | |
| | | L1-10-1 | 薄层暗灰色硅质岩 | 5.2 | 8.8 | 1.17 | 5.1 | 0.92 | 0.22 | 1.11 | 0.16 | 1.09 | 0.24 | 0.72 | 0.10 | 0.11 | 0.60 | 8.3 | 25.6 | 0.84 | |
| | | L2-6-2 | 含燧石结核灰岩 | 5.6 | 3.6 | 0.81 | 3.8 | 0.70 | 0.20 | 1.11 | 0.16 | 1.23 | 0.30 | 0.86 | 0.11 | 0.11 | 0.66 | 15.4 | 19.2 | 0.37 | |
| | | L2-9-1 | 深灰色燧石结核 | 0.5 | 0.4 | 0.12 | 0.5 | 0.09 | 0.03 | 0.12 | 0.02 | 0.12 | 0.02 | 0.08 | 0.01 | 0.02 | 0.07 | 1.3 | 2.1 | 0.33 | |
| 纹层状含铜蛇纹石岩 | C _{2h} | D79051-20 | 含黄铜矿蛇纹石岩 | 0.6 | 2.3 | 0.43 | 1.8 | 0.39 | 0.24 | 0.40 | 0.07 | 0.48 | 0.09 | 0.23 | 0.04 | 0.05 | 0.24 | 3.2 | 7.4 | 0.95 | |
| | | D875-52-1-1 | 层状含铜蛇纹石岩 | 4.0 | 7.0 | 0.80 | 2.5 | 0.54 | 0.17 | 0.50 | 0.09 | 0.51 | 0.08 | 0.23 | 0.03 | 0.03 | 0.19 | 3.7 | 16.6 | 0.90 | |
| | | MSP-18 | 含磁黄铁矿蛇纹石岩 | 0.8 | 1.4 | 0.29 | 1.4 | 0.47 | 0.09 | 0.64 | 0.13 | 0.77 | 0.16 | 0.41 | 0.05 | 0.03 | 0.21 | 4.8 | 6.8 | 0.65 | |
| 正常沉积石英砂岩 | D _{3w} | Ⅰ-1 | 石英砂岩 | 20.6 | 42.6 | 4.56 | 16.7 | 2.83 | 0.60 | 2.57 | 0.43 | 2.23 | 0.46 | 1.38 | 0.22 | 0.20 | 1.36 | 12.7 | 96.8 | 1.03 | |
| | | Ⅰ-2 | 泥质粉砂岩 | 58.4 | 112.6 | 11.93 | 41.1 | 6.91 | 1.39 | 6.64 | 1.23 | 7.07 | 1.57 | 4.77 | 0.77 | 0.71 | 5.02 | 37.4 | 260.1 | 0.99 | |
| | | Ⅰ-3 | 粉砂质页岩 | 90.7 | 197.1 | 23.59 | 101.0 | 21.67 | 5.12 | 21.39 | 3.52 | 17.72 | 3.65 | 9.85 | 1.43 | 1.22 | 8.76 | 102.1 | 506.7 | 1.00 | |
| 北美页岩组合样(Gromet et al., 1984) | | | | 31.10 | 67.03 | 7.900 | 30.40 | 5.980 | 1.253 | 5.500 | 0.850 | 5.540 | 1.040 | 3.275 | 0.500 | 3.113 | 0.456 | | | | |

注: 样品由中国地质科学院地球物理地球化学研究所 ICP-MS 测定。

属性。

从北美页岩标准化的稀土元素分布形式(图4)可见,本区硅质岩的正铈异常和重稀土富集均不十分明显,与火山岩不发育的事实吻合;但冬瓜山矿床底部的马尾丝状含铜蛇纹石岩的正铈异常较明显,是否意味着冬瓜山矿层底部也像马山矿区(朱雅林,1992)一样存在石炭纪火山岩尚需进一步调查。

各层位的硅质岩中,栖霞组硅质岩的稀土总量明显偏低,且因硅质的类型不同,相差悬殊, Σ REE(不含Y)变化于 $2.1 \times 10^{-6} \sim 35.6 \times 10^{-6}$ 之间,采自于戴公山落牛岭一带含燧石结核灰岩(L2-9-1和L2-6-2)总量最低;新桥的硅质岩(Ⅲ-7)稍高。并且,含燧石结核灰岩具有大的负Ce异常, δ Ce值为0.33~0.37;相对富集重稀土, n_{La}/n_{Yb} 值为0.37~0.75;显示出典型热水沉积的特征;硅质岩Ce的负异常较弱, δ Ce值为0.73,似乎表明其为部分热水与正常海水混合所致。

采自于狮子山矿田的花树坡孤峰组(H52034-1)稀土总量明显偏高, Σ REE达到 71.8×10^{-6} ,弱Ce负异常, δ Ce为0.71, n_{La}/n_{Yb} 值0.71,重稀土轻微富集。也显示为热水与正常海水混合的沉积特征。与前人(夏邦栋等,1995;Xia Bangdong et al., 1995)对鄂东南地区孤峰组的层状硅质岩研究结果一致。

老鸦岭、冬瓜山的大隆组(L310-6-2~8、D52023-3)的硅质岩,稀土总量进一步增高, Σ REE达到 $67 \times 10^{-6} \sim 170 \times 10^{-6}$,弱Ce负异常, δ Ce为0.

71~0.96, n_{La}/n_{Yb} 值0.53~1.12,重稀土弱富集至不富集。显示了正常海水比例从底部的栖霞组向上逐渐增加的趋势。但 δ Ce值小于1.2,表明热水仍然占相当数量的比例。

与硅质岩相比,正常海相沉积的五通组碎屑岩的稀土元素达到最大值,已看不出重稀土富集的迹象,但其 δ Ce值接近于1,没有出现明显的正Ce异常,不同于Fleet(1983)总结的正常海水沉积有正Ce异常的特点,可能与本区当时的滨浅海环境沉积物缺乏Fe—Mn结核有关。

应当指出,黄龙组底部的纹层状含铜磁黄铁矿蛇纹石岩(如图4中的冬瓜山矿区的D79051-20、D875-52-1-1和MSP-18),显示出与典型的热热水沉积岩完全一致的特征:低稀土总量,重稀土富集。同时,由于其中含有较多的金属矿物(可构成贫矿),形成金属矿物中常见的正Eu异常。这表明,这层区域上可对比的含铜蛇纹石(滑石)岩,也具有热水沉积的特征。

总之,稀土元素分布型式表明,本区从黄龙组(C_{2h})底部开始,经栖霞组(P_{1q})→孤峰组(P_{1g})→大隆组(P_{2d}),由下而上,稀土总量递增,在图3中由下而上依次排列,且重稀土富集程度由大变小,表明正常海水的比例递增而热水逐渐减少。但 δ Ce<1.2,表明各层位硅质岩中存在热水沉积。

2.4 硅质岩微量元素特征

热水沉积岩相对富含Cu和Ni,贫Co,Co/Ni比

值 <1 ;其余重要标志还包括 As、Sb、Ba、B 的高含量,相对富 U 而贫 Th, U/Th 比值 >1 (Bostrom et al., 1979; Marchig et al., 1982)。从微量元素的分析结果(表4)看,本区硅质岩富 Cu、Ag、Au、As、Sb、Ni、Ba、U 等, Co/Ni 比值均小于1, U/Th 比值除老鸦岭矿床的 L310-6-8 样品外其余都大于1。从微量

元素含量看,远离活动中心而热水成分相对较少的戴公山落牛岭的燧石结核(L2-9-1 样品)各元素含量均较低。其余各样品相对较高。因而,微量元素组成特征也反映铜陵地区硅质岩以热水沉积成因为主。

3 硅质岩与成矿作用的关系

硅质岩的成因和指示意义,不应仅是基础地质在研究沉积环境或大地构造背景是要考虑的问题,在矿床的勘查和找矿预测方面硅质岩也有其十分重要的作用,与块状硫化物矿床有关的硅质岩(HREE 富集),为在类似构造环境中找寻块状硫化物矿床提供有效的找矿标志(赵江天等,1999;张复新,1989)。主要表现在以下两个方面:

首先,在一个特定时期形成的热水沉积型矿床,硅质岩的分布是最广泛而相对稳定的沉积物之一,可作为热水沉积作用的标志层。与其他热水沉积岩一起,可作为热水沉积型矿床的近矿指示标志。如铜陵地区,焦冲矿区的“栖霞组上硅质层”和大成山一带的孤峰组硅质岩都是找矿的极好标志。

其次,利用热水硅质岩相对富 Ni 贫 Co,富 U 贫 Th,以及氧同位素随温度变化敏感等特点,适当数量的取样即可帮助判断热水活动中心(矿体)的大致位置。对追踪盲矿和隐伏矿体具有很好的指示作用。

因此,对矿床研究时加强对硅质岩的研究是大有裨益的。

4 结论

(1)铜陵地区的硅质岩是热水间歇式、多次活动的结果,主要层位为栖霞组到大隆组($P_{1q}-P_{2d}$),形成于浅水环境。硅质岩构成铜陵地区二叠系主要的矿(源)层或矿胚层(Protore)。

(2)通过硅质岩常量元素、稀土元素和微量元素的分析结果表明,硅质岩具有低 Fe_2O_3/FeO 、 SiO_2/Al_2O_3 、 $SiO_2/(K_2O+Na_2O)$ 、 SiO_2/MgO 、 MnO_2/TiO_2 比值;低 Co 高 Ni, $Co/Ni < 1$, $U/Th > 1$;低 ΣREE , 负 Ce 异常,重稀土相对富集等热水沉积岩的特征,氧同位素估算的热水古温度为 $49^\circ C \sim 249^\circ C$ (其中高温部分可能有后期岩浆的叠加扰动)。这些结果显示,本区硅质岩是热水参与沉积作用的结果。

(3)硅质岩是铜陵地区二叠系层控矿床的重要找矿标志,局部是矿胚层,对于隐伏矿床的寻找和矿产预测具有重要意义。

致谢 研究工作得到常印佛院士的指导和鼓励。野外工作得到321队、新桥矿和青山金矿的大力支

表 4 铜陵地区硅质岩微量元素含量
(Au、Ag 为 ng/g;其余为 $\mu g/g$)

Table 4 Content of trace element of cherts in
Tongling area, Anhui Province
(Au, Ag ng/g; others $\mu g/g$)

| 元素 | 分析方法 | 检出限 | 样品号 | | | | | |
|-------|---------|------|----------|--------|----------|----------|----------|---------|
| | | | H52034-1 | L2-9-1 | D52023-3 | L310-6-4 | L310-6-8 | L1-10-1 |
| Au | AAN | 0.2 | 6.3 | 2.4 | 9.8 | 10.1 | 10.9 | 4.1 |
| Ag | ANN | 20 | 339 | 32 | 190 | 364 | 738 | 336 |
| As | AFS | 0.5 | 17.3 | 1.0 | 98.5 | 13.0 | 3.3 | 10.8 |
| Se | AFS | 0.01 | 1.51 | 0.24 | 59.8 | 24.8 | 14.8 | 3.1 |
| Sb | AFS | 0.1 | 0.22 | 0.22 | 3.17 | 7.43 | 0.82 | 1.51 |
| Hg | AFS | 2 | 4.9 | 6.9 | 12.9 | 5.9 | 4.9 | 391 |
| Bi | ICP-MS | 0.05 | 5.24 | 1.34 | 3.15 | 16.46 | 7.74 | 0.41 |
| Cs | XRF | 0.1 | 1.2 | 0.1 | 1.0 | 9.6 | 2.7 | 1.1 |
| Rb | XRF | 5 | 122 | 5 | 63 | 243 | 115 | 10 |
| Sr | ICP-OES | 5 | 1137 | 434 | 308 | 554 | 452 | 53 |
| Ba | ICP-OES | 5 | 649 | 15 | 216 | 832 | 306 | 195 |
| Co | ICP-OES | 1 | 5.8 | 0.5 | 13.3 | 11.9 | 22.3 | 0.9 |
| Ni | ICP-OES | 2 | 213.4 | 3.4 | 142.9 | 252.3 | 108.0 | 24.9 |
| Ti | ICP-OES | 10 | 1492 | 31 | 2036 | 3418 | 2748 | 241 |
| V | ICP-OES | 5 | 232.6 | 16.2 | 837.2 | 760.3 | 83.9 | 151.5 |
| Cr | ICP-OES | 5 | 412.6 | 13.4 | 115.2 | 334.2 | 58.1 | 228.9 |
| Sn | ES | 0.5 | 1.2 | 0.2 | 1.9 | 1.0 | 3.6 | 1.0 |
| W | ICP-MS | 0.2 | 4.1 | 1.4 | 5.1 | 5.1 | 6.6 | 0.9 |
| Mo | ICP-MS | 0.2 | 18.4 | 3.7 | 189.4 | 125.3 | 6.0 | 5.8 |
| Sc | ICP-MS | 1 | 8.3 | 1.0 | 9.5 | 15.8 | 11.5 | 1.7 |
| Pb | ICP-MS | 2 | 24 | 4 | 10 | 10 | 9 | 61 |
| Zn | ICP-OES | 2 | 215 | 15 | 60 | 41 | 208 | 167 |
| Cu | ICP-OES | 1 | 502 | 6 | 244 | 349 | 1341 | 29 |
| U | ICP-MS | 0.2 | 19.9 | 11.6 | 30.8 | 50.6 | 3.9 | 5.6 |
| Th | ICP-MS | 0.1 | 4.0 | 0.1 | 9.7 | 10.7 | 17.3 | 1.0 |
| Nb | ICP-MS | 2 | 5.0 | 1.0 | 6.3 | 20.7 | 15.1 | 1.8 |
| Ta | ICP-MS | 0.1 | 0.45 | 0.07 | 0.62 | 1.05 | 1.61 | 0.14 |
| Hf | ICP-MS | 0.1 | 1.4 | 0.1 | 2.5 | 4.4 | 3.8 | 0.6 |
| Zr | XRF | 10 | 46 | 5 | 82 | 176 | 119 | 33 |
| Co/Ni | | | 0.03 | 0.15 | 0.09 | 0.05 | 0.21 | 0.04 |
| U/Th | | | 5.0 | 111.5 | 3.2 | 4.7 | 0.2 | 5.7 |

注:样品由中国地质科学院地球物理地球化学勘探研究所实验室测试。样品号对应样品:H52034-1—花树坡 P_{1q} 薄层状硅质岩;L2-9-1—落牛岭 P_{1q} 深灰色燧石结核;D52023-3—大团山 P_{2d} 含 Mo 硅质页岩;L310-6-4—老鸦岭 P_{2d} 灰色硅质岩;L310-6-8—老鸦岭 P_{2d} 灰色硅质岩;L1-10-1—横山岭 P_{2g} 薄层硅质岩。分析方法:AAN—无火焰原子吸收光谱法;AFS—原子荧光光谱法;ICP-MS—等离子体质谱法;ICP-OES—等离子体光谱法;XRF—压片法 X 射线—荧光光谱法;ES—发射光谱法。

持。审稿专家的修改意见使本文得到改进。在此一并致谢。

注 释

① 许靖华. 1980. 沉积学讲座讲稿汇编. 中国地质科学院成都地质矿产研究所编.

参 考 文 献

- 何科昭, 赵崇贺, 邵道乾, 聂泽同, 乐昌硕, 周正国. 1996. 赣东北蛇绿混杂岩带中多处发现含晚古生代放射虫硅质岩. 现代地质, 10(3): 303~307.
- 侯增谦, 吴世迎, Urabe. 1996. 四川岷村黑矽矿型矿床的硅质岩的硅、氧同位素组成及其与现代海底硅质烟囱比较研究. 地质论评, 42(6): 531~539.
- 孔玉庆, 龚与勤. 1986. 安徽巢县下二叠统茅口阶放射虫硅质岩的发现及其地质意义. 地质论评, 32(5): 505~510.
- 夏邦栋, 钟立荣, 方中, 吕洪波. 1995. 下扬子区早二叠世孤峰组层状硅质岩成因. 地质学报, 69(2): 125~137.
- 徐跃通. 1997. 鄂东南晚二叠世大隆组层状硅质岩成因地球化学及沉积环境. 桂林工学院学报, 17(3): 204~212.
- 杨建民, 王登红, 毛景文, 张作衡, 张招崇, 王志良. 1999. 硅质岩岩石化学研究方法及其在“镜铁山式”铁矿床中的应用. 岩石矿物学杂志, 18(2): 100~112.
- 姚林波, 高振敏, 杨竹森, 等. 2002. 鱼塘坝矽矿床富矽硅质岩的成因. 中国科学(D辑), 32(1): 54~63.
- 张复新. 1989. 秦岭泥盆系中与铅锌矿化有关喷流岩的识别与找矿. 地质与勘探, 第5期: 11~18.
- 赵江天, 夏林圻, 夏祖春, 徐学义. 1999. 北祁连山大陆裂谷硅质岩的稀土元素判别. 科学通报, 44(6): 665~669.
- 周永章, 涂光炽, Chown E H, Guha J, 卢焕章. 1994. 粤西古水剖面震旦系顶部层状硅质岩的热液成因属性: 岩石学和地球化学证据. 沉积学报, 12(3): 1~11.
- 周永章. 1990. 丹池盆地热液成因硅质岩的沉积地球化学特征. 沉积学报, 8(3): 75~83.
- 朱雅林. 安徽铜官山背斜石炭纪地层中火山岩的发现及其意义. 地质与勘探, 1992, (9): 8.

References

- Boatrom K, Kraemer T, Gartners S. 1973. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Fe, Ti, Mn, Ni, and Co in Pacific pelagic sediment. *Chemical Geology*, 11(1~2): 123~148.
- Bostrom K, Rydell H, Joensuu O. 1979. Langbank: an exhalative sedimentary deposit. *Econ. Geol.*, 74(5): 1002~1011.
- Clayton R N, O'Neil J R, Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. *J. Geophys. Res.* 77: 3057~3067.
- Crerar D A, Namson J, Chyi M S, et al. 1982. Manganiferous chert of the Franciscan assemblage: I. General geology ancient and modern analogues and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers. *Econ. Geol.*, 77(3): 519~540.
- He Kezhao, Zhao Chonghe, Tai Daoqian, Nie Zetong, Yue Changshuo, Zhou Zhengguo, Ye Nan. 1996. Discovery of Late Palaeozoic Radiolarian Silicalite in Many Places in Northeastern Jiangxi Ophiolitic Melange Belt. *Geoscience (Journal of Graduate School, China University of Geosciences)*, 10(3): 303~307(in

- Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian, Wu shiyang, Urabe T. 1996. Silicon and oxygen isotopic composition of cherts from the Gacuz Kuroko-type deposit, Sichuan, and comparison with silica chimneys from the modern seafloor. *Geological Review*, 42(6): 531~539(in Chinese with English abstract).
- Kong Yuqing, Gong Yujin. 1986. Discovery of radiolarian siliceous rocks in the Maokou Stage of the Lower Permian in Chaoxian, Anhui, and their geological significance. *Geological Review*, 32(5): 505~510(in Chinese with English abstract).
- Lottermoser B G. 1989. Rare earth element study of exhalites within the Willyama Supergroup, Broken Hill block, Australia. *Mineralium Deposita*, 24: 92~99.
- Lottermoser B G. 1991. Trace element composition of exhalites associated with the Broken Hill sulfide deposit, Australia. *Econ. Geol.*, 86: 870~877.
- Marchig V, Gundlach H, Moller P, et al. 1982. Some geological indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments. *Marine Geology*, 50(3): 241~256.
- Mortlock R A, Froelich P N, Feely R A, et al. 1993. Silica and germanium in Pacific Ocean hydrothermal vents and plums. *Earth and planetary Science Letters*, 119: 379~386.
- Murray R W, Buchholtz T, Jones D L, et al. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology*, 18: 268~271.
- Murry R W, Brink M R B, Jones D L et al., 1990. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology*, 18(3): 268~271.
- Pokrovski G S, Schott J. 1998. Thermodynamic properties of aqueous Ge(IV) hydroxide complexes from 25 to 350°C: Implications for behavior of germanium and the Ge/Si ratio in hydrothermal fluids. *Geochem. Cosmochem. Acta*, 62: 1631~1642.
- Rona P A. 1988. Hydrothermal mineralization at oceanic ridges. *Journal of mineralogical association of Canada*, 226(3): 431~465.
- Rona P A. 1988. Hydrothermal mineralization of oceanic ridges. *Canadian Geology*, 26(93): 447~465.
- Shimizu H, Masuda A. 1977. Cerium in chert as an indication of marine environment of its formation. *Nature*, 266: 346~346.
- Ward C D, McArthur J M. 1992. Rare earth element behavior during evolution and alteration of the Dartmoor graite, SW England. *Journal of Petrology*, 33: 785~815.
- Xia Bangdong, Zhong Lirong, Fang Zhong and Lu Hongbo. 1995. The origin of bedded cherts of the Early Permian Gufeng Formation in the Lower Yangtze area, eastern China. *Acta Geologica Sinica*, 8(4): 372~386 (in Chinese with English abstract).
- Xu Yuetong. 1997. Genetic Geochemistry for the bedded silicalite in the late permian dalong formation and its sedimentary setting in southeastern Hubei. *Journal of Guilin Institute Of Technology*, 17(3): 204~212(in Chinese with English abstract).
- Yang Jianmin, Xue Chunji, Xu Jue, et al. 2001. Geological features and mineralization of the Himalayan alkalic porphyry in Western Yunnan. In: Chen Yuchuan, et al, ed. Study on Himalayan endogenic mineralization, 57-68. Beijing: Seismic Publishing House, 57~68 (in Chinese with English abstract).
- Yamamoto K. 1987. Geological characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and

- Shimanto terranes. *Sedimentary Geology*, 52(1~2): 65~108.
- Yao Linbo, Gao Zhenmin, Yang Zhusen, et al. 2002. Genesis of selenium-rich cherts from Yutangba Selenium Deposit, Hunan. *Science in China (series D)*, 32(1): 54~63.
- Zhang Fuxin. 1989. Recognition and prospecting of Devonian exhalite related to Pb—Zn mineralization in West Qinling Mt. *Geology & Exploration*, (5): 11~18 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Jiangtian, Xia Linqi, Xia Zuchun, Xu Xueyi. 1999. Discrimination of REE of cherts from the North Qilian Mt. Continental Rift. *Chinese Bulletin of Science*, 44(6): 665~669 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Yongzhang, Tu Guangzhi, Chown E H, Guha J, Lu Huanzhang. 1994. Hydrothermal origin of top Sinian chert formation at Gushui, Western Guangdong, China; petrologic and geochemical evidence. *Acta Sedimentologica Sinica*, 12(3): 1~11 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Yongzhang. 1990. On sedimentary geochemistry of siliceous rocks originated from thermal water in Nandan—Hechi Basin. *Acta Sedimentologica Sinica*, 8(3): 75~83 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Yalin. 1992. Discovery of Carboniferous volcanic rock in Tongguanshan Anticline, Anhui and its significance. *Geology & Exploration*, (9): 8 (in Chinese with English abstract).

Petrogenesis and Significance of Cherts in Tongling Mineralization Cluster Area, Anhui

ZENG Pusheng¹⁾, YANG Zhusen¹⁾, MENG Yifeng¹⁾, PEI Rongfu¹⁾, HOU Zengqian¹⁾,
XU Wenyi¹⁾, WANG Xuncheng²⁾, TIAN Shihong¹⁾

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

2) *No. 321 Geological Party of Anhui Bureau of Geology and Exploration, Tongling, 244033*

Abstract

Cherts are widely distributed in the Permian Qixia Formation (P_{1q}), Gufeng Formation (P_{1g}) and Dalong Formation (P_{2d}) in Tongling district. By detailed field observation in mapping, combined with the data of macro-analysis, REE and other trace elements of the cherts, it is suggested that cherts are the consequence of episodic, multi-cycle activities of hydrothermal solution. Cherts make up the main source beds or Protore-beds of the Permian strata in Tongling area, and are of characteristics of hydrothermal sediments with lower Fe_2O_3/FeO , SiO_2/Al_2O_3 , $SiO_2/(K_2O+Na_2O)$, SiO_2/MgO , MnO_2/TiO_2 ratio value; with lower Co and high Ni, $Co/Ni < 1$, $U/Th > 1$; lower ΣREE , negative Ce anomaly, HREE relative enrichment. Estimation of paleotemperature by oxygen isotope is $49\sim 249^\circ C$ (the part with higher temperature may be disturbed by later magmatic activities). Furthermore, cherts formations are important indicators for exploration of the stratabound deposits in Permian, especially for the exploration of the hidden ore deposits and diagnosis of mineral resources in Tongling area.

Key words: SEDEX-type deposits; cherts; Tongling, Anhui

(上接第124页) 对西部开发都具有重要参考价值”。

国务院参事王秉忱教授评价该书“不仅满足了广大读者的需求,而且对贯彻落实我国的可持续发展和西部大开发两大战略均具有理论与实际指导意义”。

中国地质大学原副校长,我国著名水文地质专家沈照理教授指出:“在书中,对地质—生态环境的基本条件与开发效应以及岩溶地区可持续发展的途径,卢院士以其毕生的经验,作了十分有益的探讨,提出的8种带动模式,均有数字依据,很有启迪意义。”

中国科学院地理科学与资源研究员、我国著名岩溶专家宋林华教授指出:“作者在经历了近半个世纪对中国岩溶发育规律和地质—生态环境系统研究,参加解决了国家重点工程建设中所遇到的一些重大生产问题,不断深入解析重大地质灾害的各种实例,科学地回答了岩溶理论和实际问题,特别是作者创造性地提出中国西南喀斯特石山地区农业可持

续发展的8个重要原则,12个“途径以及在不同地质—生态环境背景下与可持续发展的八个带动模式”,对我国开发喀斯特地区资源,保护地质—生态环境系统,可持续地发展地方经济,具有极为重要的指导意义。”

2003在上海同济大学召开的“城市环境与可持续发展”研讨会上,与会的专家、学者对卢院士这本论著,给予了高度评价,认为书中有关地质—生态环境、城乡人口迁移及城市五层结构及功能等方面的论述,具有十分重要的现实意义。大家普遍认为这是一本既有实践经验又有理论基础的,且具有现实意义的一部优秀科技论著。

国际洞穴协会副秘书长宋林华教授说卢耀如院士这本论著是“一部岩溶的时代代表之作”。笔者深信,此论著的出版,将为西部及岩溶地区可持续发展,起着积极推动作用。

(章雨旭 编辑)