第 20 卷 第 1 期 岩 石 矿 物 学 杂 志 Vol. 20, No. 1
2001 年 3 月 ACTA PETROLOGICA ET MINERALOGICA Mar., 2001

胶东金矿区矿田体系中基性- 中酸性脉岩的碳、氧同位素地球化学研究*

孙景贵[1,2] 胡受奚[1] 沈 昆[3] 姚凤良[2]

(1. 南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京 210093; 2. 吉林大学地球科学学院, 长春 130061; 3. 山东省地质科学研究院, 济南 250013)

主题词 中基性- 中酸性脉岩 碳、氧同位素 地球化学 胶东金矿区

提 要 胶东金矿区矿田体系产出的脉岩是一套富含碳酸盐矿物相的中基性- 中酸性脉岩, 岩石类型主要有煌斑岩、安山玢岩类。对部分矿田体系产出脉岩的碳酸盐(方解石)碳、氧同位素及全岩氧同位素的研究表明: 该套脉岩的 $\delta^{18}O_{SMOW,方解石}$、$\delta^{13}C_{PDB,方解石}$ 和 $\delta^{18}O_{SMOW,全岩}$ 值分别为 6.9‰~ 11.6‰、- 0.9‰~ - 3.6‰、5.8‰~ 7.4‰。通过对源区的 $\delta^{13}C_{PDB}$、$\delta^{18}O_{SMOW}$ 特征和同位素效应与就位环境关系的探讨, 初步认为: 各矿田内的脉岩为同源岩浆演化的产物; 初始岩浆来源于洋壳俯冲提供的流体与岩石圈地幔发生交代作用而形成的富集地幔, 源区的 $\delta^{18}O_{SMOW,碳酸盐}$、$\delta^{13}C_{PDB,碳酸盐}$、$\delta^{18}O_{SMOW,岩浆}$ 分别为9.2‰±、- 4.4‰±和 5.8‰±; 岩浆演化过程中同位素效应的差异是导致各矿田体系脉岩的碳、氧同位素相对独立的主要原因。

国内外学者对世界大中型内生中温热液金(铜)成矿区的研究发现, 该类矿化作用过程中常密切伴生中基性- 中酸性脉岩[1~9]。许多学者试图通过对脉岩的成因、形成环境等方面的研究, 揭示内生热液金矿成矿作用机理, 并探讨与壳- 幔循环过程有关的热液成矿理论[1~8]。然而, 由于脉岩组成复杂, 研究者深入的角度不同, 目前无论是成因解释, 还是对成矿物质、成矿热液等方面的认识均存在较大分歧[6~9]。本文试图通过对该区部分矿田体系中基性- 中酸性脉岩内碳酸盐(方解石)碳、氧同位素研究, 揭示碳酸盐/流体的来源及其与金矿化作用的成因关系。

1 区域地质概况

胶东地区位于华北地台东段, 处于郯庐断裂、苏鲁榴辉岩带(五- 荣断裂)和秦- 威断裂之间。研究表明[10], 该区前寒武纪地壳演化属华北陆台边缘性质, 中生代进入环太平洋大陆边缘活动域, 是一个构造、岩浆作用十分复杂、内生热液金成矿作用发育的典型地区。总体地质格架以胶莱中生代火山- 沉积岩为中心, 周边为晚太古—古元古代变质变形的表壳岩、古深成岩和中生代大面积就位的各类花岗岩, 并发育一系列韧性、韧- 脆性、脆性断裂构造。金矿成矿作用(124~ 88 Ma)[11~14]和伴生的中基性- 中酸性脉岩的岩浆作用(129~ 84

* 国家自然科学基金项目(49133120)资助。
第一作者简介 孙景贵, 男, 1961 年生, 博士, 南京大学矿床学专业博士后。
收稿日期 2000- 03- 20, 改回日期 2000- 09- 05

Ma[15~17]) 主要发生在中生代交代重熔型花岗岩体内部和接触带的断裂体系内(图 1) 。

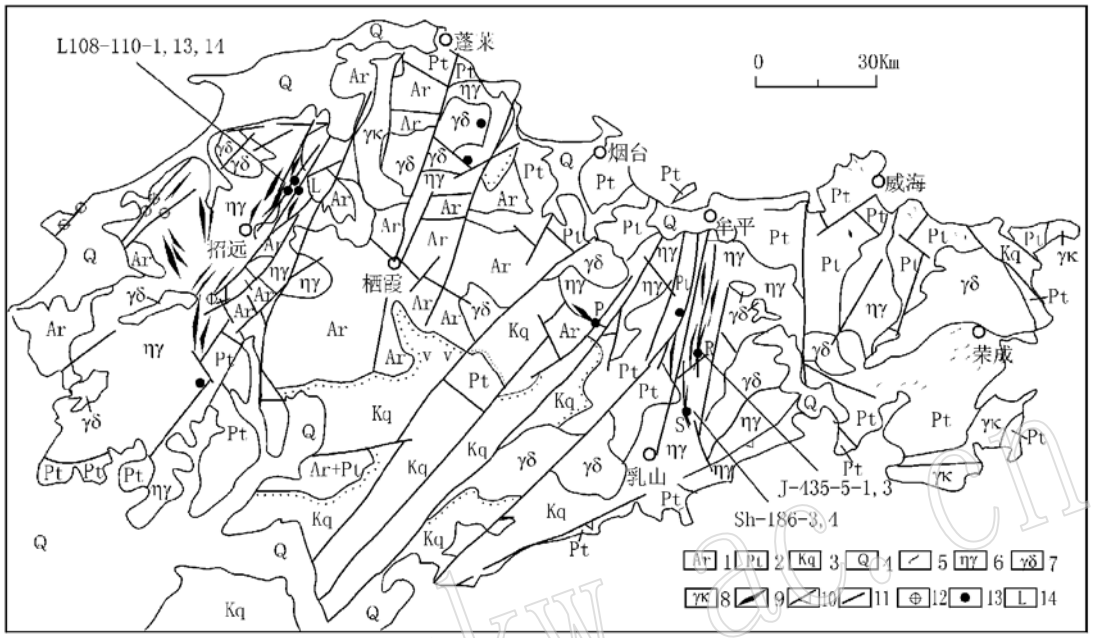

图 1 胶东地区金矿地质简图

Fig. 1 Geological sketch map of gold deposits in eastern Shandong

1—太古宙岩系; 2—元古宙岩系; 3—中生代中基性、酸性火山- 沉积岩系; 4—第四系; 5—榴辉岩和基性- 超基性岩; 6—交代重熔花岗岩; 7—正长岩/ 碱性花岗岩; 8—壳幔混合型花岗岩; 9—中基性- 中酸性脉岩; 10—荣威超壳断裂; 11—压扭- 张扭性断裂; 12—蚀变岩型金矿床; 13—石英脉岩型金矿床; 14—取样矿区代号(L—玲珑, R—乳山/ 金青顶, Sh—三甲)

2 脉岩地质、岩相学特征

胶东金矿区是一个典型中基性- 中酸性脉岩发育的中温内生热液金成矿区[12~19] 。区域脉岩地质研究表明: 中基性- 中酸性脉岩在该区广泛分布, 空间上呈多组产出(NNE- SN、S- N、NNW 等方向), 并在矿田内或强矿化带尤为发育, 可构成岩脉群、岩脉带(图 1) 。脉岩规模大小不一, 大者长达数公里, 宽达十余米, 小者长在 1 m 以内, 宽只有数厘米。岩石类型主要为煌斑岩、细粒闪长岩、辉绿岩、闪长玢岩等[10,14~18] 。

矿田体系产出的脉岩与区域脉岩的发育状况略有不同。与矿化作用密切伴生的脉岩主要是斜云煌岩、闪斜煌斑岩、安山玢岩。如: 玲珑矿田见到的脉岩主要是斑状斜云煌岩- 闪斜煌斑岩, 其次是等粒斜云煌岩、安山玢岩; 乳山矿田的脉岩主要是含碳酸盐球颗等粒斑状斜云煌岩; 三甲矿田主要是斑状斜云煌岩等。各类的岩相学主要特征为:

闪斜煌斑岩类: 煌斑结构或自形- 半自形结晶结构(d= 0.1~ 0.5 mm), 有时呈斑状或似斑状结构(斑晶矿物为斜长石、角闪石和辉石, d= 1~ 1.5 mm); 多呈块状构造, 局部矿物略有定向。矿物以斜长石、碱性角闪石为主, 含少量黑云母、碱性长石、辉石、橄榄石, 副矿物主要是磷灰石、磁铁矿及其它不透明矿物; 硅酸盐热液矿物有绿泥石、绢云母、石英等, 碳酸盐热液矿物主要是方解石, 偶见菱铁矿。该岩类包括斑状闪斜煌斑岩、等粒闪斜煌斑岩等。

斜云煌岩类: 岩石结构、构造与闪斜煌斑岩类基本相同, 但矿物以斜长石、黑云母为主, 次要矿物为碱性长石、碱性角闪石等, 副矿物有磷灰石、磁铁矿及其它不透明矿物等。硅酸盐热液矿物有绿泥石、绢云母、石英等; 碳酸盐热液矿物主要为方解石, 有时见菱铁矿。该岩类包括等粒斜云煌岩、斑状斜云煌岩等。

安山玢岩类: 半自形- 他形结构(d= 0.02~ 0.03 mm) , 矿物定向明显, 呈似流纹状构造。斑晶矿物主要为半自形斜长石, 含少量黑云母, 基质为细晶斜长石、碱性长石、石英、黑云母及副矿物磷灰石和磁铁矿、黄铁矿等不透明矿物。硅酸盐热液矿物有绢云母、钠长石、绿泥石、石英等; 碳酸盐热液矿物主要为方解石、菱铁矿。该岩类主要有黑云母安山玢岩。

上述各岩类普遍具较强的热液蚀变, 在原生岩浆主期矿物相(斜长石+ 角闪石+ 黑云母+ 辉石等) 的晶体内部或/ 和边缘被较多的绢云母、绿泥石、石英、方解石、菱铁矿及不透明矿物等取代, 使其矿物晶体呈现残留状, 甚至出现假象晶。在热液矿物中, 球颗状的碳酸盐集合体(以方解石为主, 含少量石英、磁铁矿、黄铁矿等) 较为特殊, 并不依附主期矿物相。方解石晶体内部干净、清晰, 无主期结晶矿物相残留, 说明该矿物相与主期结晶较接近, 属岩浆期末的熔离碳酸岩熔体结晶形成。因此, 岩相中的碳酸盐矿物记录了岩浆期末到岩浆热液期的结晶特征。显然, 碳酸盐的成因研究是追溯该类脉岩成因的重要补充; 同时, 金矿成矿过程普遍有碳酸盐的形成。碳酸盐碳、氧同位素作为理想的桥梁, 可进一步解释脉岩的岩浆作用与成矿作用的成因联系。

3　碳、氧同位素地球化学

3.1　实验过程和方法

在上述地质、岩相学研究基础上, 选取新鲜、具代表性的脉岩和共生矿脉进行碳、氧同位素测试。由于选取的样品中碳酸盐含量较少, 有的方解石只呈微晶形式存在, 无法选取单矿物, 故采用向全岩加入 100% 的磷酸(5 g) 、在 25 ℃条件下分解方解石的方法收集 CO_2 来进行碳酸盐的碳、氧同位素测试。为了使得到的数据充分反映其岩浆的性质(硅酸质熔体+ 流体) , 对全岩样品采用 BrF_5 法收集 O_2, 通过灼烧碳炉(在 Pt 催化下) 提取 CO_2, 再将 CO_2 经反复冷却提纯, 由气体同位素(NAT252) 质谱仪测定, 测定误差不大于 0.02% 。实验在南京大学成矿作用国家重点实验室完成, 测试结果见表 1。

3.2　实验数据有效性

$\delta^{18}O_{SMOW,方解石}$、$\delta^{13}C_{PDB,方解石}$是指从全岩中分解方解石获得的数据, 单相反应为: 25 ℃, $CaCO_3+ H_3PO_4= Ca_2(PO_4)_2+ 3H_2O+ CO_2\uparrow$, 这种条件只有方解石被分解, 与纯的方解石测试精度基本一致。$\delta^{18}O_{SMOW,全岩}$值可能有些误差, 由于被测样品均含有较高的碳酸盐, 采用 BrF_5 法可能有碳酸盐中的部分氧(1/3) 未被回收, 但若去掉其中的碳酸盐又不能充分反映岩浆本身硅酸盐+ 碳酸盐属性。根据岩浆体系不同类型矿物对氧同位素分馏递减[石英、白云母(硬石膏) →碱长石、方解石、文石→白榴石→白云母→钙长石→辉石、角闪石→黑云母→橄榄石(榍石) →绿泥石→钛铁矿→磁铁矿等] 和岩浆体系向酸性演化的规律、从矿物组合和 CIPW 矿物分子[21, 22] 含量的角度对全岩氧同位素实验结果进行检验, 结果表明: 随岩石的酸性增加, $\delta^{18}O_{SMOW,全岩}$逐渐增大, 并且各体系的偏基性、碳酸盐含量较高的端员要比相对酸性、碳酸盐含量低的端员有略高的 $\delta^{18}O_{SMOW,全岩}$, 这说明 $\delta^{18}O_{SMOW,全岩}$的实验值不仅

完全反映了岩石硅酸盐矿物的氧同位素组成,而且在一定程度上也反映了碳酸盐的 $\delta^{18}O$。严格地讲,此次 $\delta^{18}O_{SMOW,全岩}$的实验值大于纯碳酸盐的 $\delta^{18}O$,小于硅酸盐+ 碳酸盐 $\delta^{18}O$ 的定性值。

表 1 中基性- 中酸性脉岩的 C、O 同位素实验结果 $w_B/10^{-3}$

Table 1 Stable carbon and oxygen isotopic compositions of intermediate_basic and intermediate_acid dykes

序号	样品号	测试样品	$\delta^{13}C_{PDB,方解石}$	$\delta^{18}O_{PDB,方解石}$	$\delta^{18}O_{SMOW,方解石}$	$\delta^{18}O_{SMOW,全岩}$	$\delta^{18}O_{SMOW,全岩}-\delta^{18}O_{SMOW,方解石}$	来源
1	L108- 1	斑状闪斜煌斑岩/方解石	- 3.5	- 18.6	+ 11.6	+ 6.6	- 5	本文
2	L108- 13	等粒斜云煌岩/方解石	- 3.5	- 20	+ 10.2	+ 5.8	- 4.4	
3	L108- 14	黑云安山玢岩/方解石	- 3.5	- 19.2	+ 11.0	+ 6.3	- 4.7	
4	L108- 8	含金黄铁矿多金属矿石	- 4.0	- 21.6	+ 8.5			
5	L1	方解石	- 5.4		11.6			[17]
6	L2	方解石	- 4.4		10.5			
7	L3	方解石	- 5.1		11.6			
8	J435- 1	含碳酸岩球颗的等粒斜云煌岩/方解石	- 1.1	- 19.8	+ 10.3	+ 5.7	- 4.6	本文
9	J435- 3		- 0.9	- 23.2	+ 6.9	+ 7.1	+ 0.2	
10	J435- 3	含金黄铁矿多金属矿石/方解石	- 5.1	- 18.3	+ 11.9			
11	R- 1	方解石	- 5.6		9.9			[19]
12	R- 2	菱铁矿	- 4.5		9.4			
13	Sh186- 3	斑状斜云煌岩/方解石	- 3.1	- 20.9	+ 9.2	+ 7.4	- 1.8	本文
14	Sh186- 4		- 3.0	- 21.0	+ 9.2	+ 6.2	- 3.0	
15	Sh186s- 1	含金黄铁矿多金属矿石/方解石	- 4.1	- 21.1	+ 10.0			
16	SY- 1	大理岩	+ 1.0	- 5.3	+ 25.3			
17		岩浆碳酸岩	- 2~ - 8		+ 5.5~ + 14.5			[20]

注:样品 1~ 4 采自玲珑 108 号脉 110 中脉;5~ 6 采自玲珑 61 号脉;8~ 10 采自乳山金矿 435 中段;11~ 12 采自乳山金矿脉;13~ 15 采自三甲金矿 186 中段;16 采自滕家石灰窑。

3.3 岩浆的同源性和源区性质

脉岩的碳、氧同位素测试结果表明:$\delta^{13}C_{PDB,方解石}$、$\delta^{18}O_{SMOW,方解石}$值域分别为- 3.5‰~ - 0.9‰(均值为- 2.7‰)和 6.9‰~ 11.6‰(均值为 9.8‰)。$\delta^{18}O_{SMOW,全岩}$值为5.7‰~ 7.4‰,均值为 6.4‰。因此,无论从其碳酸盐的碳、氧同位素角度,还是从全岩氧同位素角度分析,它们的值域均在岩浆碳酸岩范围[20]。

在同位素对比图解(图 2)上[23]:脉岩的 $\delta^{18}O_{SMOW,方解石}$和 $\delta^{18}O_{SMOW,全岩}$值域与正常的安山岩、流纹岩、花岗岩和变质岩接近,并且 $\delta^{18}O_{SMOW,全岩}$低值接近岩石圈地幔(5.7‰~ 0.3‰)、地幔源碱性玄武岩(5.6‰);$\delta^{13}C_{PDB,方解石}$在灰岩、大理岩、金刚石、岩浆碳酸岩和碳质球粒陨石区间,均值更接近金刚石和大理岩重心区域,接近地幔区域,显示出深源岩浆的特征。同时高的碳、氧同位素值,一方面可能反映源区富集 ^{18}O、^{13}C,另一方面可能是岩浆演化过程中同位素效应或与壳源流体加入所致。

考察各矿田体系脉岩的 $\delta^{18}O_{SMOW,方解石}$与 $\delta^{18}O_{SMOW,全岩}$变异特征发现:$\delta^{18}O_{SMOW,方解石}$与 $\delta^{18}O_{SMOW,全岩}$的变异系统性较差,各矿田呈相对独立线性变异特征。从岩浆演化角度分析,

www.yskw.ac.cn

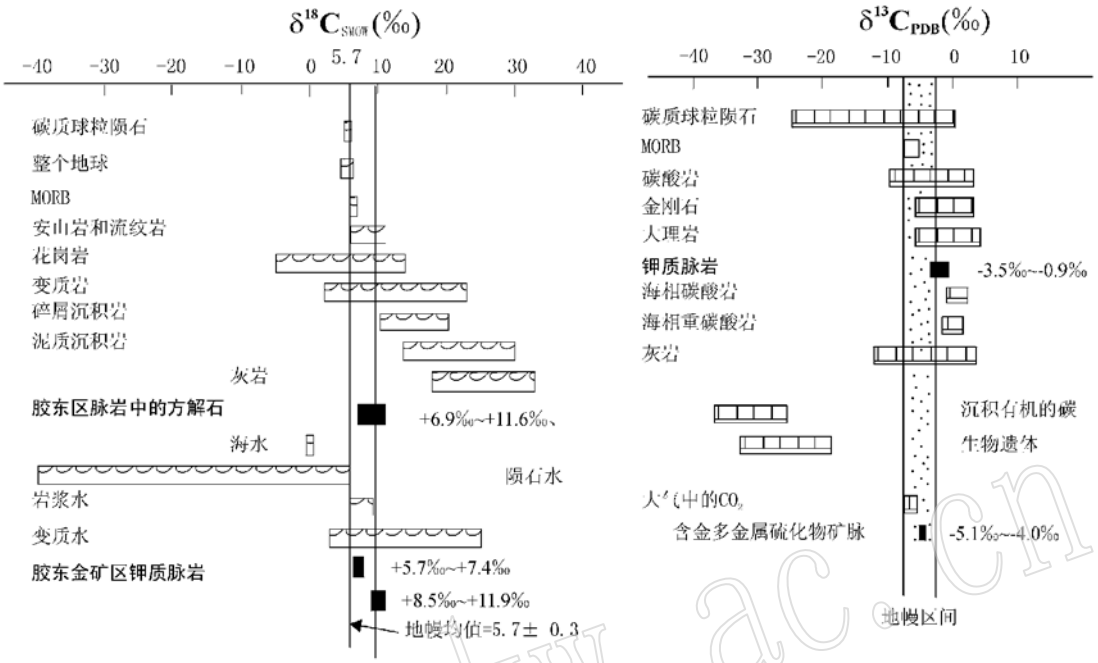

图 2　脉岩的 $\delta^{18}O_{SMOW,\text{全岩}}$、$\delta^{18}O_{SMOW,\text{方解石}}$和 $\delta^{13}C_{PDB,\text{方解石}}$ 同位素含量对比图解(据文献[23])

Fig. 2　Comparative diagram of $\delta^{18}O_{SMOW,\ \text{whole rock}}$、$\delta^{18}O_{SMOW,\text{carbonate}}$和 $\delta^{13}C_{PDB,\text{carbonate}}$ isotope compositions of whole rorks and carbonates on the calcite in the dykes[23]

在同源岩浆平衡演化过程中, $\delta^{18}O_{SMOW}$应随岩浆演化逐渐增加, 但本区除了玲珑矿田的变化规律明显外, 三甲和乳山矿田均不具该演化特征(图中的虚线为推测演化线), 而是呈现非平衡特征。尽管如此, 仍可看出它们之间的同源性, 即存在公共区(图 3a)。根据公共区域的

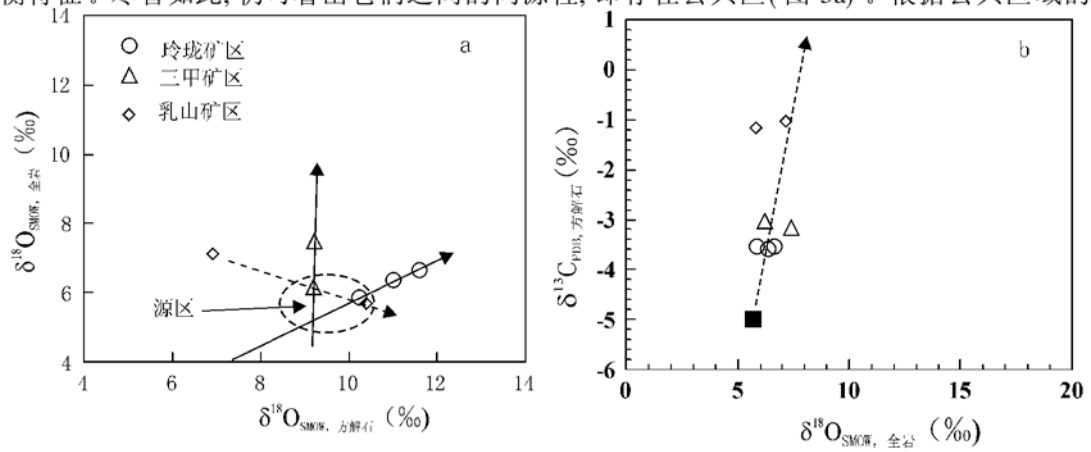

图 3　脉岩的 $\delta^{18}O_{SMOW,\text{全岩}}$- $\delta^{18}O_{SMOW,\text{方解石}}$(A)和 $\delta^{18}O_{SMOW,\text{全岩}}$- $\delta^{13}C_{PDB,\text{方解石}}$(B)变异图

Fig. 3　$\delta^{18}O_{SMOW,\text{whole rock}}$ versus $\delta^{18}O_{SMOW,\text{calcite}}$(A) and $\delta^{18}O_{SMOW,\text{whole rock}}$ versus $\delta^{13}C_{PDB,\text{calcite}}$(B) variogramsof whole rorks and calcite of carbonates on the calcite in dykes

www.ysku.ac.cn

同位素范围和玲珑与三甲矿田相交于一点的特征(图 3a),并结合 $\delta^{18}O_{SMOW,全岩}$ 与 $\delta^{13}C_{PDB,碳酸盐}$相关性(图 3b),初步确定源区的碳、氧同位素值分别为: $\delta^{18}O_{SMOW,碳酸盐}$ = 9.2‰±, $\delta^{13}C_{PDB,源区}$ = - 4.8‰±, $\delta^{18}O_{SMOW,源区}$ = + 5.5‰±。该结果与岩石圈地幔相比, $\delta^{18}O_{SMOW,碳酸盐}$、$\delta^{13}C_{PDB,碳酸盐}$均偏高,指示下地壳或富集地幔起源的岩浆特征。

此外,在碳酸盐的 $\delta^{18}O$- $\delta^{18}C$ 成因判别图解(图 4)上,各矿田脉岩碳酸盐(方解石)的碳、氧同位素组成落在岩浆碳酸岩区,同时它们源区的碳、氧同位素组成落在地幔与海水的混合线上,充分显示了岩浆形成过程中海水(约 20%)渗透岩石圈地幔(约 80%)的成因特征,属于大陆边缘和岛弧背景下的成岩作用。这一点与岩石地球化学特征判别的源区性质和构造环境是一致的[22],即源区与洋壳俯冲脱水交代岩石圈地幔形成的富集地幔有关[29~30]。研究区位于苏鲁榴辉岩带西侧,该带俯冲作用结束于印支期末[31~33],下行的黄海地体(华南板块一部分)是洋壳为主的板片[34~35];从被折返的苏鲁榴辉岩带内的大理岩(原岩为海相)[10]与源区、地幔的碳、氧同位素关系分析,它们的碳、氧同位素组成在 $\delta^{18}O$- $\delta^{18}C$ 图解上的连线与地幔和海水的混合线一致或重叠(图 4),间接暗示了脉岩的碳酸盐岩浆源区是洋壳俯冲提供流体(CO_2+ H_2O 等)交代岩石圈地幔而形成的,即以岩石圈地幔为主的混合源——富集地幔。

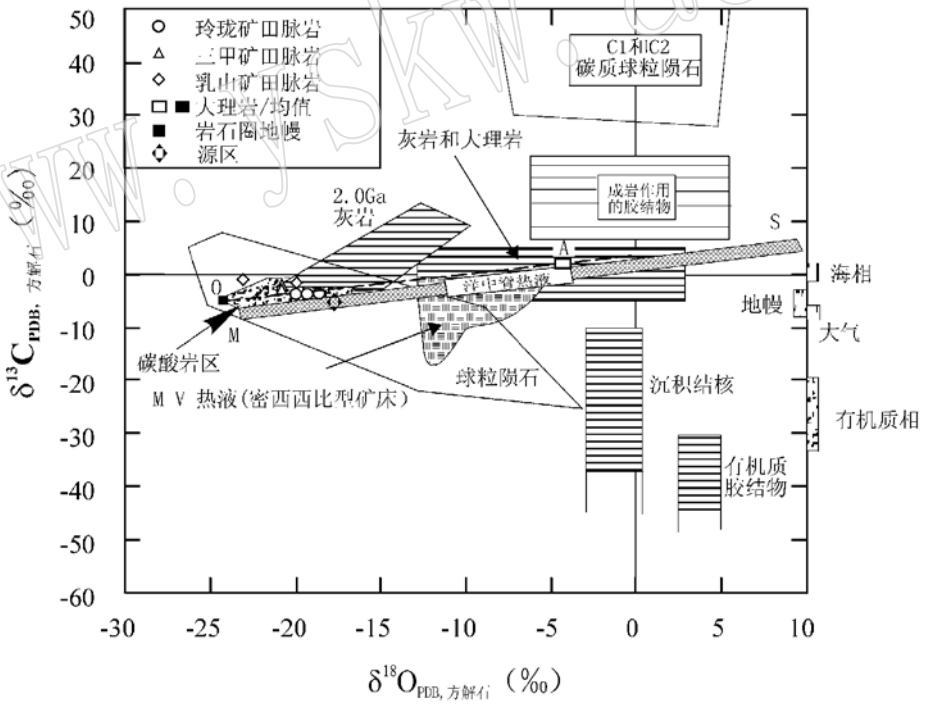

图 4 碳酸盐类各种形成环境的 $\delta^{18}O$- $\delta^{13}C$ 图解(据文献[23])

Fig. 4 $\delta^{18}O$ versus $\delta^{13}C$ plot showing the composition of carbonates (calcite) of dyke rocks and gold_bearing polymetallic veins from a variety of environments

数据来源:沉积岩、碳酸盐据文献[24~25];热液方解石来源于洋中脊,并指示介于地幔(M)提供和海水(S)混合之间的区域,据文献[26];热液方解石的 M- V 区指示密西西比型矿床,据文献[27];球粒陨石区域据文献[28];岩浆碳酸岩区据文献[20]。O 一地幔端员;A 一榴辉岩带高压大理岩(藤家)端员

www.jskw.ac.cn

3.4　同位素演化及其地质意义

碳、氧同位素研究表明, 各体系的碳、氧同位素组成分别呈相对独立特征, 说明脉岩的成岩过程存在不同性质的同位素交换。根据 Deines(1989)[36] 对碳酸岩的 $\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$ 地球化学行为的概括, 同源岩浆或来源于地幔的岩浆在其演化过程中可以产生不同的同位素效应。在 $\delta^{18}O$- $\delta^{13}C$ 同位素效应图上(图 5), 玲珑矿田脉岩的同位素组成(Ⅰ) 落在幔源多相体系流体演化的高温效应/ 沉积岩混染的趋势线上, 三甲(Ⅱ) 和乳山矿田(Ⅲ) 不同程度偏向海水渗透作用的趋势, 并且乳山矿田具较高的 $\delta^{13}C$。从围岩对岩浆影响的角度分析, 上述三个矿田的就位空间均在片理不发育的张扭性构造体系中, 围岩是交代重熔型花岗岩(无沉积岩)。因此, 可推测玲珑矿田脉岩- 碳酸盐的碳、氧同位素组成特征是岩浆高温效应的结果, 三甲矿田脉岩- 碳酸盐的碳、氧同位素组成特征指示以岩浆高温效应为主, 并受弱的海水渗透作用影响, 而乳山矿田脉岩- 碳酸盐高的 $\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$ 组成显示同时受到岩浆高温效应和较强的海水渗透作用影响[36~39]。

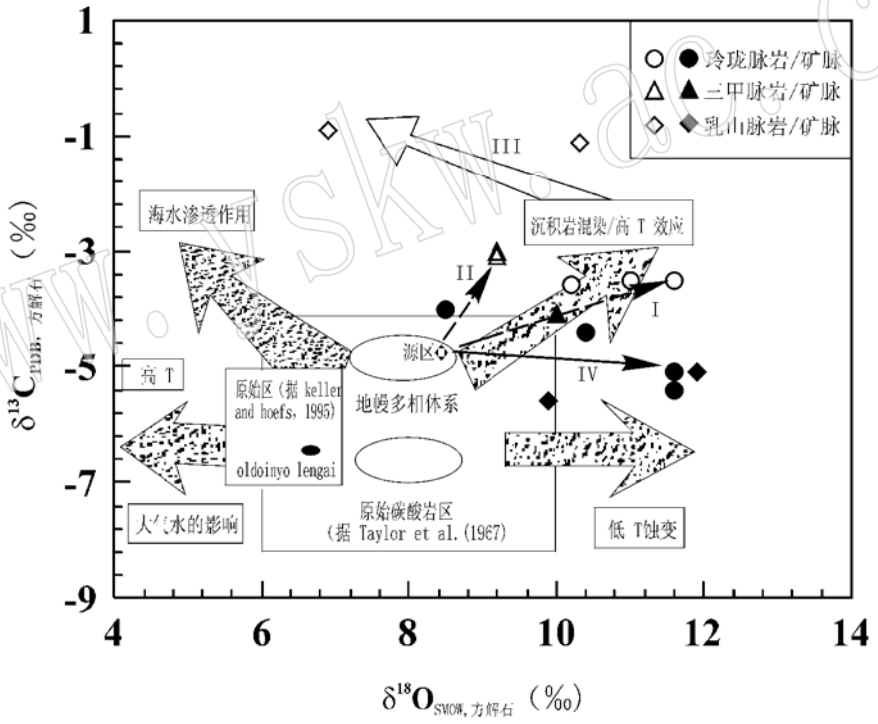

图 5　脉岩和含金多金属硫化物矿脉中的碳酸盐(方解石) $\delta^{18}O$- $\delta^{13}C$ 组成变异图[36~39]

Fig. 5　$\delta^{18}O$ versus $\delta^{13}C$ compositional variogram of carbonates in dyke rocks and gold_bearing polymetallic veins

(图例同图 3)

此外, 表 1 还列出了含金多金属硫化物矿脉内碳酸盐(方解石) 的碳、氧同位素组成, 具明显的深源岩浆性质。在 $\delta^{18}O$- $\delta^{13}C$ 同位素效应图上(图 5), 成分点落在地幔多相体系的高温效应/ 沉积岩混染趋势线和原始碳酸岩的低温蚀变趋势线之间偏高温效应/ 沉积岩混染趋势线的一侧, 反映高温效应到低温蚀变的特征, 这一点与矿床形成过程的温度是一致的

www.skw.ac.cn

(中高温到低温) 。本文没有对矿脉原始岩浆的 $\delta^{13}C_{PDB}$和 $\delta^{18}O_{SMOW}$进行推算,但从矿脉趋势线(Ⅳ) 和脉岩的源区关系分析,脉岩和矿脉的初始岩浆的来源具一致性或同源性 。

4 结 论

通过胶东金矿区矿田内与金成矿伴生脉岩中的碳酸盐碳 、氧和脉岩全岩氧同位素研究,初步得出:

(1) 各矿田体系与金成矿密切伴生脉岩的岩浆源区性质基本一致,指示岩浆来源于洋壳俯冲过程提供流体(CO_2+ H_2O 等) 交代岩石圈地幔而形成的富集地幔源区 。

(2) 不同体系脉岩的碳 、氧同位素差别,主要是岩浆演化过程和成岩后期的同位素效应不同所致 。

(3) 中基性- 中酸性脉岩和矿脉的碳酸盐碳 、氧同位素的组成揭示了它们的同源性 。但是,中基性- 中酸性脉岩与相应矿田的矿脉相比,多具高的 $\delta^{18}O$,反映脉岩成岩过程中同位素交换以高温效应为主并有不同程度的海水渗透作用,而矿脉形成和演化过程的同位素交换则表现出中高温效应到低温效应或低温蚀变作用的特征 。

论文拟草 、成文过程得到南京大学沈渭洲教授的慧点,南京大学凌洪飞教授 、赵懿英和孙明志副教授参加了野外工作,在此谨表感谢 。

参 考 文 献

1 Rock N M S, Groves D I. Can Lamprophyres resolve the genetic controversy over mesothermal gold deposits. Geology, 1988, 16(6): 538~ 541.

2 Ashley P M, Cook N D J, Nill R L, *et al*. Shoshonitic lamprophyre dykes and their relation to mesothermal Au_Sb veins at Hillgrove, New South Wales. Australia Lithos, 1994, 32(3/4): 249~ 272.

3 Muller D, Groves D I. Direct and indirect associated between potassic igneous rocks Shoshonities and gold_copper deposits. Ore Geol. Rev., 1993, 8(5): 383~ 406.

4 Muller D, Stumpfl E F, Taylor W R. Shoshonities and lamprophyres with elevated Au and PGE concentrations from the Kreuzeck mountains, Eastern Alps, Austria. Mineral Petrol., 1992, 46(1): 23~ 42.

5 Muller D, Rock N M S, Groves D I. Geochemical discrimination between Shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study. Mineral Petrol., 1992, 46(2): 259~ 289.

6 李献华, 孙贤沐.“煌斑岩”与金矿的实际观察与理论评述. 地质论评, 1995, 41(3): 252~ 260.

7 Rock N M S. The nature and origin of lamprophyrs: An overview. Geol. Soc. Spec. Publ., 1987, 30: 191~ 226.

8 Taylor W R, Rock N M S, Groves D I. Archean shoshonitic lamprophyres from the Yilgan Block, western Australia: Au abundance and association with gold mineralization. Geology, 1994, 9: 197~ 222.

9 邱检生, 王德滋, 周金城. 山东中生代橄榄安粗岩系火山岩的地质地球化学特征及岩石成因. 地球科学, 1996, 21(5): 546~ 551.

10 孙景贵, 胡受奚, 姚凤良. 初论胶东地区金矿成矿模式. 矿床地质, 2000, 19(1): 26~ 36.

11 骆万成. 应用蚀变矿物测定胶东金矿的成矿年龄. 科学通报, 1987, 32(16): 1245~ 1248.

12 李华芹, 刘家齐, 魏 林. 热液矿床流体包裹体年代学研究及其应用. 北京: 地质出版社, 1993, 1~ 199.

13 张德全, 徐洪林, 孙桂英. 山东邓格庄金矿与昆嵛山花岗岩的定位时代及其地质意义. 地质论评, 1995, 41(5): 514~ 425.

www.yskw.ac.cn

14 孙丰月, 石准立, 冯本智. 胶东金矿地质及幔源 C- H- O 流体分异成岩成矿. 长春: 吉林人民出版社, 1995, 1~ 170.
15 罗天明. 脉岩与热液脉状金矿化的时空伴生及其地质意义. 矿产与地质, 1992, 6(2): 118~ 125.
16 刘辅臣, 卢作祥, 范永香, 等. 玲珑金矿中基性脉岩与矿化关系探讨. 地球科学, 1984, 9(4): 354~ 361.
17 李兆龙, 杨敏之. 胶东金矿床地质地球化学. 天津科学技术出版社, 1993, 1~ 168.
18 姚凤良, 刘连登, 孔庆存, 等. 胶东西北部脉状金矿. 长春: 吉林科学出版社, 1990, 1~ 156.
19 李治平. 胶东乳山金矿成因. 矿床地质, 1992, 11(2): 165~ 176.
20 Deines P, Gold D P. The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep seated carbon. Geochim. Cosmochim Acta, 1973, 37: 1709~ 1733.
21 沈渭洲. 同位素地质学教程. 北京: 原子能出版社, 1997, 1~ 257.
22 孙景贵, 胡受奚. 胶东金矿区高钾- 钾质脉岩地球化学与俯冲- 壳幔作用研究. 岩石学报, 2000, (3): 401~ 412.
23 Rollinson H R. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. New York: Longman science and technical, Copublished in the united states with John wiley and Sons, Inc. 1~ 343.
24 Hodson J D. Stable isotopes and limestone lithification. J. Geol. Soc. Lond, 1977, 133: 637~ 660.
25 Baker A J, Fallick A G. Evidence from Lewisian limestones for isotopically heavy carbon in ten_thousand_million_year_old seawater. Nature, 1989, 337: 352~ 354.
26 Stakes D S, O' Neil J R. Mineralogy and stable isotope geochemistry of hydrothermally altered oceanic rocks. Earth Planet Sci. Lett., 1982, 26: 207~ 221.
27 Richardson C K, Rye R O, Wasserman M D. The chemical and thermal evolution of the fluids in the Cave_in_rock fluorspar district, Illinois: Stable isotope systematics at the Deardorff mine. Econ. Geol., 1988, 83: 765~ 783.
28 Wright I P, Grady M M, Pillinger C T. Carbon, Oxygen and nitrogen isotopic composition of possible martian weathering products in Eeta 79001. Geochim. Cosmochim Acta, 1988, 52: 917~ 924.
29 Pearce N J G, Leng M J. The origin of carbonatites and related rocks from the Igaliko Dyky Swarm, Gardar province, south Greenland: field, geochemical and C_O_Sr_Nd isotope evidence. Lithos, 1996, 39: 21~ 40.
30 Brent I A M, Jannene S M, *et al*. Osmium isotope constraints on ore metal recycling in subduction zones. Science, 1999, 286(15): 4~ 8.
31 Ames L, Zhou G Z, Xing B C. Geochronology and isotpic character of ultrahigh_pressure metamophism with implications for collision of the Sino_korean and Yangtze cratons, Central China. Tectonics, 1996, 15(2): 472~ 489.
32 胡受奚, 赵懿英, 徐　兵, 等. 苏鲁超高压变质岩带从上地幔返回地表的证据. 地质学报, 1998, 71(3): 245~ 253.
33 从柏林, 张儒瑗, 李曙光, 等. 中国苏北—胶东南高压变质带的同位素地质年代学初探. 岩石圈构造演化开放研究实验年报, 1990, 73~ 76.
34 樊金涛. 苏北东海晋宁期蛇绿岩与苏胶造山带的演化. 江苏地质, 1996, 20(1): 1~ 7.
35 李曙光, 刘德良, 葛宁洁, 等. 青岛榴辉岩相蛇绿杂岩——俯冲"洋壳"推覆体的发现及其意义. 科学通报, 1991, 36(15): 1161~ 1164.
36 Deines P. Stable isotope variations in carbonatites. In: Bell K ed. Carbonatites: Genesis and evolution. Umwin Hyman London Boston Sydney Wellington, 1989, 301~ 359.
37 Taylor H P, Frechen J, Degens E T. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher see District. West Germany and the Alno District Sweden. Geochim. Cosmochim Acta, 1967, 31: 407~ 431.
38 Keller J, Hoefs J. Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai, In: Bell K, Keller J eds. Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites. Springer Berlin, 1995, 113~ 123.
39 Demény A, Ahijado A, Casillas R, *et al*. Crustal contamination and fluid/ rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura Canary Islands, Spain: A C, O, H isotope study. Lithos, 1998, 44: 101~ 115.

www.yskw.ac.cn

Research on C, O Isotopic Geochemistry of Intermediate_Basic and Intermediate_Acid Dykes In Goldfields of Jiaodong Peninsula

Sun Jinggui[1,2], Hu Shouxi[1], Shen Kun[3], Yao Fengliang[2]

(1. Metallic Deposit Mineralization Laboratory of Nanjing University, Nanjing 210093; 2. Earth Science Institute of Jilin University, Changchun 130062; 3. Shandong Bureau of Geology and Mineral Resources, Jinan 250013)

Key words: intermediate_basic and intermediate_acid dykes; C, O isotope; geochemistry; Jiaodong Gold fields

Abstract

The intermediate_basic and intermediate_acid dykes existent in the gold fields of Jiaodong peninsula, China, belong to a suite of intermediate_basic and intermediate_acid carbonate minerals_rich rocks consisting of lamprophyres and andesite porphyrites. Detailed studies of carbon and oxygen isotopes of carbonate minerals of the dykes and oxygen isotopes of the dykes in the gold fields (i. e. Linglong, Rushan and Sanjia gold deposits) show that $\delta^{13}C_{PDB,\ calcite}$, $\delta^{18}O_{SMOW\ calcite}$ and $\delta^{18}O_{SMOW,\ whole-\ rock}$ values of the intermediate_basic and intermediate_acid dykes in the gold fields are in the range of -3.6‰~ -0.9‰, 6.9‰~ 11.6‰ and 5.8‰~ 7.4‰ respectively. These data were used to determine the $\delta^{18}O_{SMOW,\ whole-\ rock}$, $\delta^{18}O_{SMOW\ calcite}$ and $\delta^{13}C_{PDB,\ calcite}$ values of the magmas in the source region and to study the isotope exchange of the magmas with the country rocks. Combined with the study of the geological setting for emplacement of the dykes, it is suggested that the magmas forming the intermediate_basic and intermediate_acid dykes in the gold fields are products of the evolution of the cognate magmas. The parent magmas originated from an enriched mantle ($\delta^{18}O_{SMOW,\ carbonate}$: 9.2‰、$\delta^{13}C_{PDB,\ carbonate}$: -4.4‰ and $\delta^{18}O_{SMOW,\ magma}$: 5.8‰), which experienced metasomatism of the lithosphere mantle with the fluids that were generated during the subduction of the oceanic plate and then infiltrated into the lithosphere. Different isotopic effects in the evolution of magma seem to have been the main factors leading to the distinctive features of carbon and oxygen isotopes in the gold fields.

www.yskw.ac.cn