

山东幔源岩浆岩的碳-氧和锶-钕同位素地球化学研究*

刘建明^① 张宏福^① 孙景贵^② 叶杰^①

(^① 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; ^② 吉林大学地球科学学院, 长春 130061)

摘要 系统研究了鲁西早白垩世碳酸岩、方城玄武岩、胶东白垩世煌斑岩、蒙阴古生代金伯利岩的碳-氧和锶-钕同位素组成特征。古生代金伯利岩的碳氧同位素组成中, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 分别在 -4.8‰ ~ -7.6‰ 和 $+9.9\text{‰}$ ~ $+13.2\text{‰}$ 之间, 属正常情况, 而白垩纪 3 类岩浆岩的碳氧同位素则变化较大, 并暗示当时的地幔源区可能局部受到过含有机碳的地壳物质的混染。白垩纪 3 类岩浆岩的锶钕同位素一致显示了 EMII 型富集地幔的源区特征, 暗示了再循环地壳物质对地幔源区的改造。碳-氧和锶-钕同位素特征的系统对比显示, 华北东部克拉通下岩石圈地幔在早古生代、早白垩世、第三纪时期的特征互不相同, 表明该陆下岩石圈地幔自古生代以来至少经历了两次改造过程。目前的资料暗示, 第 1 次改造过程可能主要发生在三叠纪-侏罗纪, 带有缓慢渐变的特征, 第 2 次改造过程主要发生在白垩纪, 显示为快速突变。种种迹象表明, 华北东部早白垩世 (尤其是 120~130 Ma) 可能是华北东部中生代动力学体制转折的关键时段。

关键词 幔源岩石 碳酸盐相矿物 碳氧同位素 钕-锶同位素 岩石圈地幔 山东

华北东部含金刚石金伯利岩的研究表明, 该区古生代时存在一个冷而厚(达 200 km)、具典型大陆克拉通型地幔的岩石圈^[1,2]。然而新生代玄武岩及其中幔源捕虏体的研究又暗示新生代时该区岩石圈的厚度不超过 80 km, 且具有大洋型岩石圈地幔特征^[3~5]。古生代以来岩石圈的巨厚减簿和岩石圈性质的重大转变, 尤其是介于古生代和新生代之间的中生代时期的岩石圈地幔特征, 就成为大陆动力学领域关注的焦点。山东是我国最著名的巨型金矿集中区, 同时产出有古生代金伯利岩、中生代碳酸岩-煌斑岩-玄武岩、新生代玄武岩等幔源岩浆岩。在以往的研究中, 对其中所含的不同比例的碳酸盐矿物相对较少涉及。本文在翔实的岩相学和矿物学研究的基础上, 系统分析了这些岩石中碳酸盐相矿物的碳、氧、锶和钕同位素比值, 试图了解中生代岩石圈地幔同位素地球化学特征并探讨古生代-中生代-新生代岩石圈地幔的演变历史, 从而为探讨华北东部中生代动力学体制转折的过程和机制提供地球化学约束。

研究深部地质时使用的“岩石探针”主要指硅酸质基性-超基性岩。然而, 随着研究的深入, 人们越来越认识到火成碳酸岩及经常与其共生的各种碱性岩的重要性。最新研究表明^[6~9], 碳酸岩及其共生的碱性火成岩(包括煌斑岩和金伯利岩)是软流圈与岩石圈复杂相互作用的产物,

2002-12-18 收稿, 2003-03-21 收修改稿

* 中国科学院知识创新工程重大项目(编号: KZCX1-07)、国家重点基础研究发展规划项目(编号: 1999043210)和自然科学基金项目(批准号: 49873022)共同资助

常与拉张性构造背景和上升地幔热柱相联系. 碳酸岩岩浆可以是地幔极低度分熔生成的初始岩浆, 也可以是从富 CO_2 的硅酸盐熔浆经熔离作用或结晶分异而成, 因此可能出现以碳酸盐矿物为主的火成碳酸岩和以硅酸盐矿物为主、但含有不同比例碳酸盐矿物的碱性-基性-超基性岩浆岩. 碳酸岩熔体不仅显示高的化学活性, 而且由于粘度小、密度低、二面润湿角小而具有高的物理活动性, 扩散速率大, 是引起地幔交代作用和成分不均一性的重要介质之一. 更为重要的是, 这些主要产出在大陆环境的岩石是人们了解古老克拉通岩石圈地幔地球化学特征不可多得的窗口, 这是年轻的洋壳玄武岩所无法比拟的. 因此本文选择山东若干幔源岩浆岩中的碳酸盐矿物相作为主要研究对象.

1 样品地质特征

鉴于华北新生代玄武岩及其中的橄榄岩包体研究程度高, 有大量的数据积累, 本文将仅引用前人资料. 本文主要研究下述 4 类产自山东境内的深源岩浆岩.

(1) 鲁西蒙阴早古生代含金刚石金伯利岩筒: 产在泰山群太古代片麻岩和混合岩中^[10], 本次研究采集了常马岩带胜利 1 号大岩管较深部位的新鲜金伯利岩. 岩管呈椭圆形, 长 98 m, 宽 50 m. 岩石具粗晶斑状结构, 粗晶为橄榄石和金云母, 基质除橄榄石和金云母外, 还有钙钛矿、磷灰石、碳酸盐、绿泥石和蛇纹石. 粗晶呈浑圆状, 多认为属地幔解体物质, 基质矿物呈自形、半自形, 为岩浆结晶和自蚀变产物. 岩体侵位时代为早古生代^[11].

(2) 鲁西巴陵中生代火成碳酸岩岩墙: 通常厚度仅一至数米, 侵入于古生代灰岩中^[12], K-Ar 年龄为 123~135 Ma^[1]. 主要由方解石和铁质金云母组成, 还含少量霓辉石、钾长石、磷灰石, 构成以方解石为主的云母方解石岩和以云母为主的富方解石金云母岩系列. 最近的相平衡实验表明, 直接从地幔岩分熔出的碳酸岩熔浆应该是白云质的^[2], 因此鲁西的方解石碳酸岩很可能是由富含碳酸盐的硅酸盐熔浆分离而成. 岩石常呈斑状结构(云母斑晶)和角砾状构造. 本次研究系统采集了碳酸岩及其中的灰岩角砾和岩墙两侧的灰岩样品.

(3) 胶东金矿区内各种暗色岩脉: 包括各类煌斑岩, 大多属钙碱性煌斑岩类, 以闪斜煌岩为主, 少数为云斜煌岩, 侵位年龄多在 140 ~ 90 Ma 之间^[13,14]. 具斑状结构, 少数为细粒等粒结构. 斑晶主要为角闪石, 少数黑云母; 基质由斜长石($An \approx 40$)、角闪石、单斜辉石和少量钾长石、石英、黑云母和橄榄石等构成. 这些煌斑岩具有高碱富钾、较高的铝含量、 $Mg^\#$ 值较大等特征, 相当于玄武质-玄武安山质岩石. Sun 等认为可能是成熟的富集地幔低度分熔的熔浆, 并可能经受了结晶分异和地壳物质混染作用的影响^[14]. 岩脉中常有碳酸盐矿物或球状方解石集合体(含量在 6%~12%之间), 显示岩浆熔离作用的结构特征.

(4) 鲁西南临沂-方城含地幔岩捕虏体的中生代玄武岩: 产在平邑火山岩盆地中, 属早白垩世青山组火山岩的一部分. 岩石类型为碱性玄武岩和橄榄拉斑玄武岩, 均以富镁、钙和贫碱、钛、磷为特征, 具有高度富集的 Sr-Nd 同位素组成和亏损的 Pb 同位素组成, 显示富集地幔源区的特征, 喷出年龄为 125 Ma(K-Ar 年龄)^[15]. 岩石中碳酸盐含量很低(约 0.5%~2%).

2 样品测试方法

硅酸盐样品洗净晾干后初碎, 挑其中 1 ~ 2 cm 的小碎块反复洗净烘干后无污染破碎细磨

1) 万国栋, 等. 山东省金伯利岩与偏碱性超基性岩、碳酸盐岩及暗色岩的关系. 1983

至 200 目. 碳酸岩和灰岩样品则直接用微钻取样. 碳氧同位素分析由中国科学院地质与地球物理研究所稳定同位素实验室张福松、霍卫国和陈健完成. 碳酸盐样品采用常规磷酸法制样, 非碳酸盐样品(煌斑岩、玄武岩和金伯利岩)的称样量为 200 ~ 800 mg, 制样流程与李龙等^[16]的报道一致. 在 Delta S 气体质谱仪上测定碳氧同位素组成, 工作标样为国际标样 NBS-18 和国家一级标准 4405, 质谱测定精度高于 ± 0.1‰, 样品重复测试的全流程误差 ± 0.2‰, 测试结果分别以 δ¹⁸O 和 δ¹³C 值相对于 SMOW 和 PDB 标准报道(表 1). 样品的铷-钐同位素分析由中国科学院地质与地球物理研究所张仁祜和乔广生完成, 其中碳酸盐样品用 2.5 mol/L 盐酸在室温下溶解 2 h, 选择性溶解样品中的碳酸盐矿物, 经离心分离出清澈样品溶液后过柱分离出 Rb-Sr 和 Sm-Nd, 用双稀释剂法在 VG354 上测定同位素比值. Sr 和 Nd 同位素质量分馏分别用 ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0.1194 和 ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219 来校正, Rb-Sr 和 Sm-Nd 全流程空白本底分别为 (2 ~ 5) × 10⁻¹⁰ g 和 5 × 10⁻¹¹ g. 其中煌斑岩的全岩铷-钐同位素分析在南京大学现代分析中心完成, 分析流程见 Sun 等(2001)^[14]. 测试结果列于表 2.

表 1 山东不同时代幔源岩浆岩以及古生代灰岩的碳氧同位素组成测定结果/‰

样品编号	样品描述	δ ¹⁸ O/‰	δ ¹³ C/‰	样品编号	样品描述	δ ¹⁸ O/‰	δ ¹³ C/‰	样品编号	样品描述	δ ¹⁸ O/‰	δ ¹³ C/‰
1) 鲁西巴陡碳酸岩				J435-5-1	斜云煌岩	9.8	-1.4	SL-1b	金伯利岩	10.8	-4.8
BD-c4	黄色碳酸岩	13.1	-4.1	J435-5-3	云煌岩	6.0	-1.4	SL-2	金伯利岩	12.1	-6.4
BD-c2	灰色碳酸岩	11.3	-1.4	SJ-186-1	煌斑岩脉	7.5	-4.2	SL-3a	金伯利岩	9.9	-7.1
BD-b1	灰色碳酸岩	11.8	-2.7	Sh-186-3	斑状斜云煌岩	8.7	-3.4	SL-3a	金伯利岩	10.0	-7.0
BD-b3	灰色碳酸岩	11.6	-3.2	Sh-186-4	斑状斜云煌岩	8.6	-3.2	SL-3b	金伯利岩	13.2	-6.2
BD-b2	绿色碳酸岩	10.7	-1.3	L108-2	闪斜煌斑岩	8.5	-1.3	XY1-1a	金伯利岩	11.5	-6.2
BD-a8	基质碳酸岩	10.6	-0.9	L108-13	等粒斜云煌岩	9.7	-3.5	XY1-1b	金伯利岩	11.8	-7.6
BD-a7	基质碳酸岩	11.1	-0.8	L108-14	黑云安山玢岩	10.4	-3.6	XY1-1b	金伯利岩	12.3	-7.2
BD-a6	基质碳酸岩	11.1	-0.8	L108-1	闪斜煌斑岩	10.6	-3.5	XY1-1a2	金伯利岩	11.2	-6.7
BD-a5	基质碳酸岩	11.6	-1.4		平均值(19)	8.2	-3.1		平均值(11)	11.2	-6.4
BD-a4	基质碳酸岩	10.2	-1.1	3) 中生代方城玄武岩				5) 鲁西寒武纪灰岩			
BD-a3	基质碳酸岩	9.5	0.1	FC-5-1	玄武岩	17.6	-11.0	JZ-2c	寒武纪灰岩	21.7	1.7
BD-a2	基质碳酸岩	10.2	-1.0	FC-1-1	玄武岩	18.7	-12.2	JZ-3b	寒武纪灰岩	21.5	1.6
BD-a1	基质碳酸岩	10.3	-1.1	FC1-2	玄武岩	13.8	-7.8	JZ-5c	寒武纪灰岩	21.4	0.8
	平均值(13)	11.0	-1.5	FC4	安山岩	15.9	-5.3	JZ-6b	寒武纪灰岩	21.1	1.3
2) 胶东煌斑岩				FC7	玄武岩	15.8	-6.2	JZ-7	寒武纪灰岩	20.4	1.5
S-40	煌斑岩脉	7.6	-2.8	FC-16	玄武岩	18.9	-7.7	S14	寒武纪灰岩	22.1	-0.1
S-41	煌斑岩脉	4.8	-3.6	FC-17	玄武岩	19.9	-7.5	S12	寒武纪灰岩	17.0	-0.4
JJ-12	煌斑岩脉	8.8	-4.5	FC-23	玄武岩	18.3	-7.7	S11	寒武纪灰岩	20.2	1.1
JJ-22	煌斑岩脉	9.5	-5.5	FC-37	玄武岩	17.5	-7.7		平均值(8)	20.7	0.9
JJ-27	煌斑岩脉	7.8	-5.3	FC-30-L	玄武岩	18.8	-8.7	6) 鲁西碳酸岩墙中的灰岩角砾和灰岩			
RS-346-1	煌斑岩脉	8.2	-3.9	FC-30-S	玄武岩	17.9	-8.8	BD-b4	灰岩角砾	15.9	-2.0
RS-346-5	煌斑岩脉	7.8	-2.8		平均值(11)	17.6	-8.2	BD-a9	灰岩角砾	13.8	-0.8
RS-346-4	煌斑岩脉	7.5	-1.3	4) 蒙古古生代金伯利岩				BD-c1	灰岩	14.3	-1.8
RS-346-2	煌斑岩脉	9.4	-2.2	SL-1a	金伯利岩	10.4	-5.3	BD-c3	灰岩	12.3	-1.5
RS-535-1	煌斑岩脉	5.3	-1.9	SL-1a1	金伯利岩	9.9	-5.6		平均值(4)	14.8	-1.5

表 2 山东部分幔源岩浆岩的铷-钆同位素测定值和计算的初始值^{a)}($t = 125 \text{ Ma}$)

样品编号	样品描述	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
1) 鲁西巴陡碳酸岩							
BD-a1	基质碳酸岩	0.008	0.709942 ± 20	0.70993		0.511765 ± 11	-13.9
BD-b1	灰色碳酸岩	0.338	0.709859 ± 19	0.70926		0.51173 ± 08	-14.6
BD-c2	灰色碳酸岩	0.006	0.710083 ± 14	0.71007		0.511849 ± 09	-12.3
	磷灰石斑晶 ^{b)}	0.007	0.710300 ± 30	0.71029	0.10328	0.511826 ± 6	-14.4
2) 胶东煌斑岩							
D-x-1	闪斜煌岩	0.131	0.709641 ± 15	0.70941	0.0997	0.511910 ± 08	-12.7
J435-1	闪煌岩	1.031	0.713085 ± 39	0.71126	0.1119	0.512013 ± 14	-10.8
J435-3	闪煌岩	0.103	0.710317 ± 15	0.71013	0.0919	0.511412 ± 30	-22.3
L108-11	闪斜煌岩	0.198	0.710077 ± 12	0.70973	0.1026	0.511547 ± 35	-19.8
L108-13	闪煌岩	0.193	0.709884 ± 16	0.70954	0.104	0.511677 ± 08	-17.3
Sh186-3	闪煌岩	0.275	0.709402 ± 27	0.70891	0.1021	0.511705 ± 32	-16.7
Sh186-4	闪煌岩	0.164	0.711234 ± 55	0.71094	0.0975	0.511763 ± 27	-15.5
3) 鲁西寒武纪灰岩							
S-11	寒武纪灰岩	0.010	0.709461 ± 14	0.70944		0.511861 ± 15	-12.0
S-12	寒武纪灰岩	0.014	0.709489 ± 19	0.70946		0.512017 ± 10	-9.0
S-35	寒武纪灰岩	0.047	0.714001 ± 19	0.71392		0.511593 ± 10	-17.3

a) 计算时采用 CHUR (Chondrite Uniform Reservoir) 参数: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$. 而且 $\lambda_{\text{Rb}} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Steiger 和 Jäger, 1977)^[17], $\lambda_{\text{Sm}} = 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ (Lugmair 和 Harti, 1978)^[18], $t = 125 \text{ Ma}$

b) 据文献[12]

3 结果与讨论

3.1 碳氧同位素

据表 1 和图 1 所示, 山东不同时代、不同类型的幔源岩浆岩, 其碳-氧同位素组成具有不同的分布范围, 可以清楚地相互区别.

鲁西巴陡早白垩世碳酸岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别在 $-0.8\text{‰} \sim -4\text{‰}$ 和 $+10\text{‰} \sim +13\text{‰}$ 之间, 平均 -1.5‰ 和 $+11\text{‰}$, 均略大于世界典型碳酸岩和地幔碳氧同位素组成范围^[19,20], 显示向海相沉积碳酸盐漂移的趋势. 但是, 最近据 Ray 等^[21,22] 的资料, 全球原生碳酸岩 (primary carbonatites) 的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值区域远大于以往所预计的, 达到如图 1 中五边形所示的范围. 而鲁西碳酸岩基本落在该五边形的右上角. 值得注意的是, 对碳酸岩脉内的灰岩角砾和脉旁的灰岩的采样分析结果显示, 其碳氧同位素组成明显向碳酸岩漂移 (图 1), 二者之间显然发生了较强的同位素交换, 相当于 Deines 定义的沉积岩混染效应^[20]. 而远离岩脉的正常灰岩则保持了典型沉积碳酸盐的同位素特征 (图 1). 因此, 巴陡碳酸岩可能与周围的灰岩发生了一定程度的碳氧同位素交换. 根据图 1 中显示出的寒武纪灰岩-巴陡碳酸岩二元混合趋势, 巴陡碳酸岩的初始 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值可能大致在 $-2\text{‰} \sim -4\text{‰}$ 和 $+8\text{‰} \sim +10\text{‰}$ 之间. 这也略大于典型碳酸岩和地幔碳氧同位素组成范围^[19,20].

胶东金矿各类中生代煌斑岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与鲁西碳酸岩相似, 在 $-1\text{‰} \sim -5\text{‰}$ 之间; 但 $\delta^{18}\text{O}$ 值则较低, 在 $+5.3\text{‰} \sim +10\text{‰}$ 之间, 平均 8.2‰ , 更接近地幔氧同位素组成范围. 本次研究还采用常规 BrF_5 法分析了 13 个煌斑岩样品的全岩氧同位素组成, $\delta^{18}\text{O}$ 值变化在 $+5.2\text{‰} \sim +9.7\text{‰}$ 之间, 平均 7.2‰ , 比岩石中的碳酸盐矿物相低 $1.0\text{‰} \pm$. 矿物学研究表明, 这些煌斑岩中的主要矿物相是斜长石 ($n \approx 40$)、黑云母和碱性角闪石. 根据郑永飞和陈江峰^[24] 提供的矿物氧同位素分

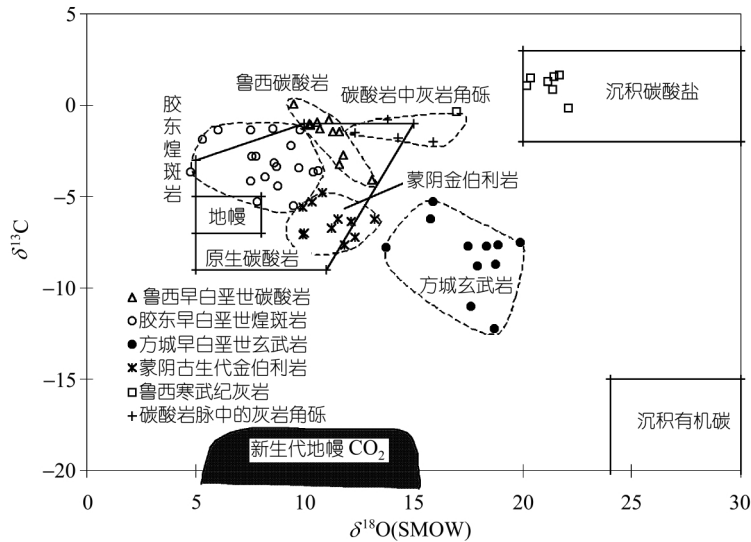


图 1 山东古生代和中生代深源岩浆岩的 $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ 图解

图中“地幔范围”、“原生碳酸岩”、“沉积碳酸盐”和“沉积有机质”以及“中国东部新生代幔源 CO_2 ”的数据范围分别引自文献[19, 20]、[21, 22]、[23~25]、以及[26~29]。其中沉积有机质的 $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ 区间在图中仅显示了一部分

馏系数, 在 1000°C (煌斑岩结晶的大致温度) 时这 3 种矿物与方解石的氧同位素分馏值 $\Delta_{\text{A-B}}$ 均很小, 分别约为 -0.5‰ 、 -1.7‰ 和 -1.5‰ 。若这些煌斑岩的平均标准矿物组成为斜长石 50%、黑云母 20%、角闪石 20%、方解石 10%, 则在 1000°C 结晶时全岩与方解石之间的氧同位素平均分馏值约为 -1‰ , 与实测得到的平均差值 -1‰ 一致。这表明煌斑岩中的方解石与硅酸盐主矿物相基本达到了氧同位素平衡, 确是以岩浆结晶的方解石为主, 而后期蚀变产物的可能性较小。

鲁西方城中生代玄武岩中微量碳酸盐相矿物的碳氧同位素组成与鲁西碳酸岩和胶东煌斑岩迥然不同。其 $\delta^{13}\text{C}$ 值显著降低, 在 -5‰ ~ -12‰ 之间, 平均 -8‰ ; 而 $\delta^{18}\text{O}$ 值则显著增高, 在 $+13\text{‰}$ ~ $+20\text{‰}$ 之间, 平均 17.5‰ 。在 $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ 图解上清楚地显示出受有机碳混染的趋势 (图 1)。究竟是源区混染还是后期混染, 尚无法肯定。但值得注意的是, 方城玄武岩的碳氧同位素二者均受到了较大的改变。众所周知, 正常地幔的 $\delta^{18}\text{O}$ 值稳定变化在 5‰ ~ 7‰ 之间^[23-25], 而地幔是一个非常巨大的氧储库, 要使地幔源区物质的氧同位素组成发生显著改变是非常困难的, 需要向地幔源区加入相当数量的高 $\delta^{18}\text{O}$ 值的物质才有可能。仅仅是富 CO_2 流体的地幔交代作用可能会有效地改变源区的碳同位素组成, 但却很难使其氧同位素组成发生如此大的改变。因此, 如果是源区混染, 则可能是大别-苏鲁深俯冲的地壳物质 (富有机质的沉积岩) 熔融出的岩浆上升至岩石圈地幔后形成的局部混染, 结果造成山东白垩纪岩石圈碳氧同位素组成在较小尺度上的不均一。这与 Zhang 等^[15] 研究方城玄武岩的 Sr-Nd-Pb 同位素和微量元素所得出的认识一致。Zheng 等^[30] 的研究也表明, 俯冲的扬子板块的确含有低 $\delta^{13}\text{C}$ 的榴辉岩, 有机碳的影响确实存在。

鲁西蒙阴早古生代金伯利岩中微量碳酸岩相矿物的碳氧同位素组成相对比较集中 (与文献 [10] 报道的数据一致), 介于方城玄武岩和胶东煌斑岩之间 (图 1)。其 $\delta^{13}\text{C}$ 值与正常地幔接近, 变

化在 $-4.8‰ \sim -7.6‰$ 之间, 平均 $-6.4‰$; $\delta^{18}\text{O}$ 值则在 $+9.9‰ \sim +13.2‰$ 之间, 平均 $11.2‰$ (表 1). 方解石是金伯利岩中常见的碳酸盐矿物相, 积累了较多的碳氧同位素研究资料. 其中, Kobelski 等^[31]对南非众多金伯利岩的系统研究显示, 金伯利岩中方解石的碳氧同位素组成变化较大, $\delta^{13}\text{C}$ 值主要变化在 $-2‰ \sim -9‰$ 之间, 平均 $-5.9‰$; $\delta^{18}\text{O}$ 值变化更大, 主要在 $+8.5‰ \sim +18‰$ 之间. 显然, 蒙阴金伯利岩的碳氧同位素组成属于正常情况, 而且变化范围较小. 罗宣声等^[10]测定了蒙阴金伯利岩中金刚石的碳同位素组成, $\delta^{13}\text{C}$ 值集中在 $-4‰ \sim -8‰$ 之间, 平均 $-6.6‰$, 与世界上大多数金刚石的测定值基本一致, 也与蒙阴金伯利岩中碳酸盐矿物的 $\delta^{13}\text{C}$ 一致.

目前对包括金伯利岩、金刚石、碳酸岩、玄武岩在内的各类地幔样品的碳同位素组成积累了丰富资料^[19-30], 一个重要的认识是, 地幔 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布范围大, 显示双峰特征, 主峰众数为 $-5.5‰$ (主要范围: $-2‰ \sim -9‰$), 同时在很负的 $-15‰ \sim -25‰$ 区间还有一个低缓的次峰^[25]. 对地幔碳同位素组成不均一的解释有多种, 包括地幔原始不均一, 深俯冲陆壳物质的混染, 多阶段去气, 岩浆结晶分异, 等. 通常认为 $\delta^{13}\text{C}$ 高值主峰可能代表了正常地幔原始碳的组成, 而很负的低值次峰则可能是陆壳深俯冲、拆沉作用等引起的再循环陆壳物质或地幔多阶段脱气作用造成的^[19-29]. 显然, 蒙阴早古生代金伯利岩显示与正常地幔基本相符的碳同位素特征. 而白垩纪几种深源岩浆岩的碳氧同位素组成变化范围显著增大, 暗示当时华北东部壳幔相互作用的强烈发育和岩石圈地幔的极度不均一.

中国东部众多新生代碱性玄武岩经常含有来自岩石圈地幔的橄榄岩包体, 人们用分步加热法提取其中的 CO_2 并分析其同位素组成, 发现无论是橄榄岩包体还是玄武岩, 无论是低温段($< 600^\circ\text{C}$)还是高温段($> 600^\circ\text{C}$), 其 $\delta^{13}\text{C}$ 值都主要分布在 $-16‰ \sim -27‰$ 之间^{[26-29]1)}, 与上述低值次峰的范围一致, 而与前述白垩纪的样品完全不同. 从碳同位素的角度指示了中国东部中生代与新生代的地幔源区特征显著不同. 暗示中生代末期中国东部陆下地幔发生了显著的变化. 相对而言, 古生代蒙阴金伯利岩与白垩纪样品之间的碳同位素组成差别并不大, 甚至小于白垩纪不同岩石类型样品之间的差别. 以往的研究证明了华北东部新生代岩石圈地幔明显不同于古生代时期^[1-5], 本次研究进一步从碳同位素的角度表明, 新生代岩石圈地幔还显著不同于早白垩世时期, 而且这一差异似乎远甚于中生代地幔与古生代的差别. 这暗示着, 对于华北东部古生代以来岩石圈的重大变革(包括岩石圈减薄)而言, 中生代晚期可能是最为关键的时段.

值的强调的是, 玄武岩分步加热法收集到的 CO_2 气体可能包括了有机污染物($< 600^\circ\text{C}$)、溶解于玄武岩玻璃中或存在于玄武岩气孔中的 CO_2 气体($> 600^\circ\text{C}$)、以及玄武岩中的碳酸岩相矿物热分解($500 \sim 1000^\circ\text{C}$)放出的 CO_2 . 本次研究采用常规磷酸法制样, 所收集的 CO_2 气体是岩石中碳酸盐矿物与磷酸的反应产物, 大致相当于碳酸盐矿物热分解 CO_2 . 岩浆温度下 CO_2 气体与平衡的碳酸岩矿物之间的同位素分馏通常在 $2‰ \sim 4‰$ 之间, 亦即玄武岩气孔中 CO_2 气体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值比碳酸盐矿物重 $2‰ \sim 4‰$. 这意味着对同一样品而言, 加热法(包含气体 CO_2)得到的 $\delta^{13}\text{C}$ 值比磷酸法偏高. 因此, 尽管中生代样品和第三纪样品采用的收集气体的方法不同, 但并不影响本文所得出的推论, “与白垩纪相比, 第三纪地幔源区的碳同位素组成显著变轻”. 如果使用相同的制样方法, 二者的差异将更大.

1) 刘 艳. 苏皖地区地幔捕虏体的流体-熔体包裹体及地质意义. 北京科技大学硕士学位论文, 2001. 1-71

3.2 锶钕同位素

鲁西巴陡碳酸岩的方解石和磷灰石的锶-钕同位素比值变化范围较小, 均显示较高的初始锶和低的初始钕同位素比值特征(表 2), ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 变化在 0.70926 ~ 0.71029、 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 在 -12.3 ~ -14.6 之间, 与文献[32]报道的数据一致, 可与 EMII 型富集地幔相对比(图 2). 碳酸岩高的锶和稀土元素丰度使其具有在上升过程中减少地壳物质污染、保存原始锶-钕同位素信息的优势^[6-9,33,34]. 全球已经发现的 350 多处碳酸岩绝大多数都具有类似 OIB 型的锶-钕-铅同位素特征, 因此经常将碳酸岩的成因与上升地幔柱相联系^[33], 而一些年轻的碳酸岩(尤其是东非地区)则大致显示由 HIMU 和 EMI 混合而成的特征^[34]. 但鲁西巴陡的碳酸岩既不具备 OIB 型、也不显示 HIMU 和 EMI 混合的锶-钕同位素特征, 而是较典型的 EMII 型, 无明显地幔柱参与的迹象¹⁾. 本次研究还测定了作为碳酸岩墙围岩的寒武纪灰岩的锶-钕同位素组成, 其数据变化范围大(图 2). 而碳酸岩墙的锶-钕同位素组成稳定, 似乎并未受到围岩灰岩的明显影响.

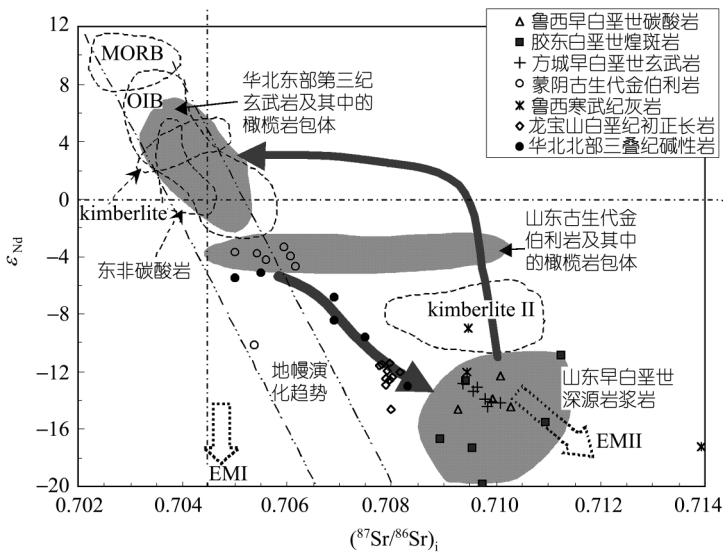


图 2 山东古生代和中生代深源岩浆岩的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i- $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解($t = 125 \text{ Ma}$)

图中方城玄武岩、第三纪碱性玄武岩及其中橄榄岩包体以及金伯利岩及其中橄榄岩包体的锶-钕同位素数值范围根据文献 [10]、[15]和[36], 华北北部三叠纪碱性岩引自文献[37, 38], 鲁西南龙宝山白垩纪初正长岩引自文献[39], 金伯利岩 I 型和 II 型的范围引自文献[40, 41]

方城玄武岩的锶钕同位素特征与巴陡碳酸岩基本一致, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 在 0.70940 ~ 0.71009, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 在 -12.8 ~ -14.4 之间. 胶东煌斑岩也大体相似, 但显示较大的变化范围, 具有更高的初始锶和更低的初始钕同位素比值, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 变化在 0.70891~0.71125、 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 在 -10.8 ~ -22.3 之间(表 2 和图 2). Rock^[35]收集并研究了全球各类煌斑岩的锶-钕同位素数据后指出, 除澳大利亚的钾镁煌斑岩具有负的钕同位素和很富集的锶同位素而显示 EMII 特征外, 其他煌斑岩大都落在正常地幔演化趋势线附近. 胶东煌斑岩尽管不是钾镁煌斑岩, 但却与澳大利亚钾镁煌斑

1) 笔者初步的铅同位素数据(尚未发表)也证明了这一点

岩相似, 具有 EMII 的同位素特征, 显示了与鲁西巴陡碳酸岩和方城玄武岩的一致性。

山东这 3 类深源岩浆岩样品, 在时代上基本一致($125 \text{ Ma} \pm$), 较一致地显示了 EMII 型富集地幔的源区特征, 既暗示了它们之间的成因联系, 更重要的是共同描绘了当时地幔源区的特征, 暗示了再循环地壳物质对地幔源区的改造, 从而印证了从碳同位素得出的认识. Zhang 等^[15]根据 Th/U 比值和铅同位素研究认为, 这种地壳物质可能是中-下地壳物质, 而且将其与大别-苏鲁深俯冲的中-下地壳物质联系在一起。

根据罗宣声等^[10]以及郑建平和路凤香^[36]的资料, 鲁西蒙阴古生代金伯利岩的铈-钕同位素组成大致落在地幔演化趋势附近, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 变化在 0.70501 ~ 0.70616, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 主要在 -3.3 ~ -4.7 之间, 显示较小的变化范围和较弱的富集趋势. 而金伯利岩中的橄榄岩包体则显示类似金伯利岩的钕同位素组成和变化更大的铈同位素组成(图 2). 这与本文测定的白垩纪样品迥然不同, 表明古生代岩石圈地幔与白垩纪完全不同. 世界金伯利岩被分为 I 型和 II 型两类, 通常将 I 型金伯利岩与尚未分异的、或仅仅微弱富集的地幔源区相联系, 而将 II 型金伯利岩与古老富集地幔相联系^[40,41]. 蒙阴的金伯利岩在 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i- ϵ_{Nd} 图解上位于 I 型和 II 型金伯利岩之间(图 2), 显示过渡特征. 其地幔岩捕虏体中石榴石的主、微量元素显示富集地幔特征^[42].

近年发现, 在华北克拉通北部有较多的三叠纪碱性岩, 如矾山岩体、孙各庄岩体、大同碳酸岩-煌斑岩墙群等, 被认为是幔源岩浆岩^[37,38]. Zhang 等研究鲁西南龙宝山白垩纪初的正长岩-二长岩后也认为是源于岩石圈地幔^[39]. 有意思的是, 这些三叠纪和白垩纪初碱性岩的铈-钕同位素数据正好落在古生代金伯利岩和白垩纪幔源岩浆岩之间(图 2), 大致显示出从古生代经三叠纪向早白垩世逐步演化的趋势, 似乎暗示一种相对连续的演化进程。

对华北东部(包括山东)广泛分布的第三纪碱性玄武岩及其中的地幔捕虏体已经积累了十分丰富的铈-钕同位素资料, 普遍显示未富集的大洋型岩石圈地幔的源区特征^[15](图 2), 既有别于古生代金伯利岩, 更与白垩纪样品迥然不同, 暗示了一种短时限、大幅度的突变。

可见, 华北东部克拉通陆下地幔在古生代、早白垩世、第三纪时期的特征均互不相同, 表明该陆下地幔自古生代以来至少经历了两次改造过程. 华北东部中生代广泛的岩浆活动始于早侏罗世, 而高潮出现在早白垩世(尤其是 120 ~ 130 Ma), 经过晚白垩世短暂平静后, 古新世(60 Ma \pm)又开始了大陆碱性玄武岩的喷溢, 而且在中新世(10 ~ 25 Ma)达到了高潮^[43]. 目前的资料暗示, 第 1 次改造过程(早古生代-侏罗纪)可能带有缓慢渐变的特征, 而第 2 次改造过程(白垩纪-第三纪)则显示快速突变的特征, 而且 120 ~ 130 Ma 可能是其最关键的时段。

4 结语

山东早白垩世幔源岩浆岩的碳-氧和铈-钕同位素地球化学特征表明, 当时的地幔源区可能局部受到过含有机碳的地壳物质的混染, 很可能与大别-苏鲁早中生代深俯冲陆壳物质熔出的富硅岩浆与局部地幔的相互作用有关。

华北东部克拉通陆下地幔在早古生代、早白垩世、第三纪时期的特征互不相同, 表明该陆下地幔自古生代以来至少经历了 2 次改造过程. 目前的资料暗示, 第 1 次改造过程(早古生代-侏罗纪)带有缓慢渐变的特征, 而第 2 次改造过程(白垩纪-第三纪)则显示快速突变的特征, 而且 120 ~ 130 Ma 可能是其最关键的时段。

华北东部早白垩世, 多种来源的岩浆岩广泛发育(幔源 + 壳源 + 壳幔混合), 幔源岩浆暗

示地幔碳氧同位素组成不均一, 指示了地幔物质-能量上涌和强烈壳幔相互作用, 同时与岩石圈快速减薄-拉伸^[44]、下地壳大规模置换、大规模流体成矿^[45]、北北东向构造(包括郯庐断裂带)强烈活动等现象密切耦合。种种相互关联的迹象表明, 早白垩世可能是华北东部中生代动力学体制转折的关键时段。

致谢 工作中得到翟明国、朱日祥、周新华、霍卫国、储雪蕾、刘伟、李潮峰、邵济安、李铁军、张福松、陈健、张仁祜、乔广生、仇艾夫、张福勤等老师和同事的帮助, 谨致谢忱。

参 考 文 献

- 1 Meyer H O A, Zhang A, Milledge H J, et al. Diamonds and inclusions in diamonds from Chinese kimberlites. In: Meyer H O A, Leonardos O H (ed). Proc 5th Int Kimb Conf 1. Diamonds: characterisation, genesis and exploration, 1994. 98~105
- 2 Harris J W, Duncan D J, Zhang F, et al. The physical characteristics and syngenetic inclusion geochemistry of diamonds from Pipe 50, Liaoning province, People's Republic of China. In: Meyer H O A, Leonardos O H, ed. Proc 5th Int Kimb Conf 1. Diamonds: characterisation, genesis and exploration. 1994. 106~115
- 3 Zhou X H, Armstrong R L. Cenozoic volcanic rocks of eastern China-secular and geographic trends in chemistry and strontium isotopic composition. Earth Planet Sci Lett, 1982, 59: 301~32
- 4 Fan Q, Hooper P R. The Cenozoic basaltic rocks of Eastern China: petrology and chemical composition. Journal of Petrology, 1991, 32: 765~810
- 5 Fan W M, Zhang H F, Baker J, et al. On and off the North China Craton: where is the Archaean keel? Journal of Petrology, 2000, 41: 933~950
- 6 Bell K, Blenkinsop J. Neodymium and strontium isotope geochemistry of carbonatites, in: Bell K, ed. Carbonatites: Genesis and evolution. London: Umwin Hyman, 1989. 278~300
- 7 Bell K, Kjarsgaard B A, Simonetti A. Carbonatites— Into the Twenty-first Century. Journal of Petrology, 1999, 39: 1839~1845
- 8 Kogarko L N. Foreword: Alkaline and carbonatitic magmatism. Journal of Asian Earth Sciences, 2000, 10: 123~124
- 9 Gwalani L G, Lytwyn J, Ramasamy R. Preface: Alkaline and carbonatitic magmatism and associated mineralization (Part II). Journal of Asian Earth Sciences, 2001, 19: 261~264
- 10 罗声宣, 任喜荣, 朱 源, 等. 山东金刚石地质. 济南: 山东科学技术出版社, 1999. 1~131
- 11 路凤香, 赵 磊, 邓晋福, 等. 华北地台金伯利岩岩浆活动时代讨论. 岩石学报, 1995, 11(4):365~ 367
- 12 储同庆, 沈渭洲. 鲁中碳酸岩中磷灰石同位素地球化学. 矿物学报, 1997, 17: 82~85
- 13 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
- 14 Sun J G, Hu Sh X, Liu J M, et al. A study of Sr, Nd and O isotope of the K-rich melanocratic dykes in the Late Mesozoic gold field in the Jiaodong Peninsula. Acta Geologica Sinica, 2001, 75: 432~444
- 15 Zhang H-F, Sun M, Zhou X H, et al. Mesozoic lithosphere destruction beneath the North China Craton: evidence from major, trace element, and Sr-Nd-Pb isotope studies of Fangcheng basalts. Contrib Mineral Petrol, 2002, 144: 241~253
- 16 李 龙, 郑永飞, 周根陶, 等. 硅酸盐岩中微量碳酸盐的碳氧同位素分析及其地球化学应用. 岩石学报, 2002, 18: 109~116
- 17 Steiger R H, Jäger E. Subcommission on geochronology; convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. Earth Planet Sci Lett, 1977, 36: 359~362
- 18 Lugmair G W, Marti K. Lunar initial ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd: differential evolution of the lunar crust and mantle. Earth Planet Sci Lett, 1978, 39: 349~357
- 19 Nelson D R, Chivas A R, Chappel B W, et al. Geochemical and isotopic systematic in carbonatites and implications for the evolution of oceanic-island source. Geochemica et Cosmochimica Acta, 1988, 52: 1~17

- 20 Deines P. Stable isotope variations in carbonatite. In: Bell K, ed. Carbonatites: Genesis and evolution. London: Umwin Hyman, 1989. 301~359
- 21 Ray J S, Ramesh R, Pande K. Carbon isotopes in Kerguelen plume-derived carbonatites: evidence for recycled inorganic carbon. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 170: 205~214
- 22 Ray J S, Ramesh R, Pande K, et al. Isotope and rare earth element chemistry of carbonatite-alkaline complexes of Deccan volcanic province: implications to magmatic and alteration processes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2000, 18: 177~194
- 23 Hoefs J. Stable isotope geochemistry. Heidelberg: Springer, 1997. 1~201
- 24 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学. 北京: 科学出版社, 2000. 50~57, 143~217
- 25 郑永飞. 地幔稳定同位素地球化学. 见: 郑永飞, 主编. 化学地球动力学. 北京: 科学出版社, 1999. 62~118
- 26 储雷雪, 范祺诚, 刘若新, 等. 中国东部新生代玄武岩中超镁铁质的 CO₂ 包裹体的 C, O 同位素初步研究. *科学通报*, 1995, 40: 62~64
- 27 杨晓勇, 郑永飞, 刘德良, 等. 中国东部橄辉岩包体和榴辉岩中 CO₂ 流体包裹体的碳同位素组成. *岩石学报*, 2000, 16: 473~481
- 28 刘 刚, 王先彬, 文启彬. 张家口大麻坪碱性玄武岩内深源包体流体的碳同位素组成. *科学通报*, 1998, 43: 2098~2101
- 29 张铭杰, 王先彬, 刘 刚, 等. 中国东部新生代碱性玄武岩中的流体组成及其 C, O 同位素地球化学特征. *地球化学*, 1998, 27: 452~457
- 30 Zheng Yong-Fei, Gong Bing, Li Yiliang, et al. Carbon concentrations and isotopic ratios of eclogites from the Dabie and Sulu terranes in China. *Chemical Geology*, 2000, 168: 291~305
- 31 Kobelski B J, Golg D P, Deines P. Variation in stable isotope compositions for carbon and oxygen in some South Africa and Lesothan Kimberlites. *SIKC*, 1979, 1: 252~271
- 32 英基丰, 周新华. 鲁西地区中生代碳酸岩类的微量元素和锶、钕同位素组成特征. *矿物岩石地球化学通报*, 2001, 20: 309~311
- 33 Bell K, Simonetti A. Carbonatite magmatism and plume activity: implications from the Nd, Pb and Sr isotope systematics of Oldoinyo Lengai. *Journal of Petrology*, 1996, 137: 1321~1339
- 34 Bell K. Radiogenic isotope constraints on relationships between carbonatites and associated silicate rocks—a brief review. *Journal of Petrology*, 1998, 39: 1987~1996
- 35 Rock N M S. Lamprophyres. Blackie: Glasgow and London, 1990. 1~285
- 36 郑建平, 路凤香. 胶辽半岛金伯利岩中地幔捕虏体岩石学特征: 古生代岩石圈地幔及其不均一性. *岩石学报*, 1999, 15: 65~74
- 37 阎国翰, 牟保磊, 许保良, 等. 燕辽-阴山三叠纪碱性侵入岩年代学和 Sr, Nd, Pb 同位素特征及意义. *中国科学, D 辑*, 2000, 30: 384~387
- 38 邵济安, 张履桥. 华北北部中生代岩墙群. *岩石学报*, 2002, 18: 312~318
- 39 Zhang H-F, Sun M, Lu F-X, et al. Geochemical significance of a garnet lherzolite from the Dahongshan kimberlite, Yangtze Craton, southern China. *Geochemical Journal*, 2001, 35: 315~331
- 40 Alibert C, Albarede F. Relationship between mineralogical, chemical and isotopic properties of some North American kimberlites. *J Geophys Res*, 1988, 93: 7643~7671
- 41 Smith C B. Pb, Sr and Nd isotopic evidence for sources of African Cretaceous kimberlite. *Nature*, 1983, 304: 51~54
- 42 张宏福, Menzies M A, 路凤香, 等. 华北古生代地幔岩捕虏体中石榴石和巨晶石榴石的主、微量元素. *中国科学, D 辑*, 2000, 30: 128~134
- 43 陈江峰, 周泰禧, 陈道公. 中生代火山岩年代学. 见: 于津生, 主编. 中国同位素地球化学研究. 北京: 科学出版社, 1997. 36~48
- 44 郑建平, 路凤香, O'Reilly S Y, 等. 华北东部地幔改造作用和置换作用: 单斜辉石激光探针研究. *中国科学, D 辑*, 2000, 30: 373~382
- 45 翟明国, 杨进辉, 刘文军. 胶东大型黄金矿集区及大规模成矿作用. *中国科学, D 辑*, 2001, 31: 545~552