

# 南秦岭早古生代地幔性质: 来自超镁铁质、镁铁质岩脉及火山岩的 Sr-Nd-Pb 同位素证据

张成立<sup>①②\*</sup> 高山<sup>①②</sup> 袁洪林<sup>①</sup> 张国伟<sup>①</sup> 晏云翔<sup>①</sup> 罗静兰<sup>①</sup> 罗金海<sup>①</sup>

(<sup>①</sup> 大陆动力学国家重点实验室, 西北大学地质学系, 西安 710069; <sup>②</sup> 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074)

**摘要** 南秦岭紫阳-岚皋地区早古生代晚期镁铁质岩脉及玄武岩的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +3.28 \sim +5.02$ ,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.70341 \sim 0.70555$ ,  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 17.256 \sim 18.993$ ,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 15.505 \sim 15.642$ ,  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 37.125 \sim 38.968$ ,  $\Delta 8/4 = 21.18 \sim 77.43$ ,  $\Delta 7/4 = 8.11 \sim 18.82$ , 基本与南秦岭区新元古代中期以来的幔源岩石特征一致, 显示了 HIMU, EMII 和少量 EMI 富集地幔端元组分混合而成的 Sr-Nd-Pb 同位素组成特征, 表明与大洋地壳俯冲消减和陆缘物质再循环密切相关, 是新元古代早期扬子北缘大洋地壳俯冲消减及其携带的陆源沉积物再循环进入亏损软流圈地幔的结果。

**关键词** 镁铁质岩脉 Sr, Nd, Pb 同位素 地幔源区 南秦岭

秦岭造山带古生代构造演化历史的研究对揭示秦岭造山带主造山前的地质演化背景有着十分重要的意义. 其中, 南秦岭构造带以出露近乎连续的寒武纪—三叠纪地层、并在陕西紫阳-岚皋-平利和湖北竹溪等地的早古生代地层中发育一套超镁铁质-镁铁质岩脉和碱性火山杂岩而独具特征, 为秦岭造山带早古生代构造演化、深部地幔状态和动力学过程等问题的探讨提供了难得的地质体, 成为揭示秦岭造山带古生代构造演化、深部地幔性质的重要窗口. 前人已对该构造带镁铁质岩脉和火山岩及其幔源捕掳体的岩石学、矿物学及地球化学开展了大量研究, 提出它们是早古生代晚期南秦岭被动陆缘裂陷拉张幔源岩浆活动的产物 [1-6]. 然而, 至今对这些镁铁质岩脉和火山杂岩的同位素的系统研究还十分有限, 对这些岩浆活动的深部地幔性质和动力学过程等问题的认识也较为薄弱, 很大程度上制约了秦岭主造山前构造

演化的深入认识. 本文利用该构造带幔源镁铁质岩脉和玄武岩作为探讨其深部地幔性质的一把钥匙, 通过系统的 Sr, Nd, Pb 同位素示踪研究, 确定其地幔性质, 进而为秦岭造山带主造山前早古生代深部地幔状态和构造演化背景提供有效的约束条件.

## 1 地质概况

出露于南秦岭构造带的陕西紫阳-岚皋地区早古生代地层中的镁铁质岩脉和火山杂岩向东与湖北竹溪地区发育的镁铁质岩脉和火山岩相连, 构成南秦岭区一条特有的早古生代镁铁质岩浆杂岩带, 并以该区出露的镁铁质火山岩和岩脉具代表性. 该区内的岩脉宽数十米到百余米、长数百米到数公里不等, 多成平行或小角度切割地层侵入于早古生代地层中 (图 1). 我们最新利用 LA-ICPMS 技术对该区镁铁质岩脉锆石 U-Pb 定年获得了  $(433.3 \pm 4.1) \text{ Ma} (\text{MSWD} =$

收稿日期: 2007-01-22; 接受日期: 2007-04-11

国家自然科学基金(批准号: 40372039, 40521001)、教育部基金(批准号: IRT0441, B07039)和中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室基金(批准号: MGMR2002-27)资助

\* E-mail: clzhang@nwu.edu.cn

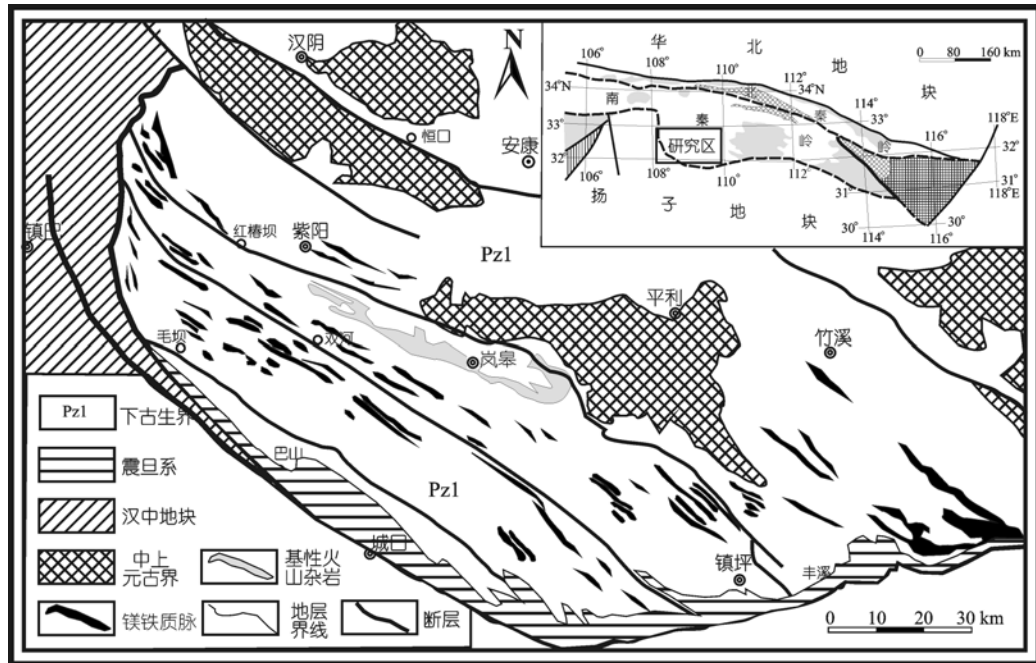


图 1 南秦岭紫阳-岚皋地区地质简图

0.055)的年龄(另文发表), 与前人对这套基性火山岩定年获得的( $431.10 \pm 3.03$ ) Ma年龄<sup>[3,5]</sup>在误差范围一致, 充分证明南秦岭紫阳-岚皋地区的镁铁质岩脉和玄武岩为同期岩浆活动的产物。

紫阳、岚皋地区发育的镁铁质岩脉以辉长辉绿岩、辉绿岩脉为主, 集中出露在紫阳县南部的红椿坝-瓦房店断裂以南的早古生代地层中(图 1)。这些岩脉具典型辉绿或辉长辉绿结构, 矿物成分为斜长石(15%~55%)和单斜辉石(25%~50%)及少量角闪石, 副矿物有锆石、磁铁矿、磷灰石及少许榍石。除少数样品出现绿泥石、绿帘石等蚀变矿物外, 岩石均很新鲜。个别脉体以辉石矿物(> 85%)为主, 成为辉石岩脉。这些岩脉除辉石矿物外, 岩石中还出现少量角闪石、黑云母等, 但基本不含斜长石, 岩石具自形粒状结构, 常见辉石被褐红色角闪石矿物包裹构成反应边结构。该区的火山岩主要分布于岚皋县西北岚皋-铜洞沟一线及北部六口地区志留系以及寒武系和奥陶系地层中(图 1), 为一潜成火山碱性杂岩体。其中的玄武岩以含辉石斑晶的辉石玄武岩为主, 部分岩石不同程度绿泥石化和碳酸盐化。

## 2 分析方法

选择紫阳-岚皋地区新鲜代表性镁铁质岩脉 8 件和 3 件玄武岩, 在西北大学大陆动力学国家重点实验

室同位素室进行 Sr, Nd, Pb 同位素分析。用 AG50W-X8(200~400 mesh)、HDEHP(自制)和 AG1-X8(200~400 mesh)离子交换树脂对 Sr, Nd, Pb 同位素进行分离, 并在多接收电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICPMS, Nu Plasma HR, Nu Instruments, Wrexham, UK)上, 采用静态模式(Static mode)测试, 详细的分析和测试方法将另文报道。其中, Nd 同位素标样 La Jolla 的测定值为  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511859 \pm 6(2\sigma, n = 20)$ , Sr 同位素国际标样 NBS 987 测定值为  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710250 \pm 12(2\sigma, n = 15)$ 。Sr 和 Nd 同位素组成分别用  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  和  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  校正仪器的质量分馏。Pb 同位素比值采用外部加入 NBS 997 Tl 至分离后的样品中, 并利用  $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl} = 2.3872$  来校正仪器的质量分馏, 同时用 NBS 981 进行外部校正。未校正的 NBS 981 的测定值分别为:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9402 \pm 9$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4962 \pm 10$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7214 \pm 22$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.914762 \pm 14$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.167730 \pm 34(2\sigma, n = 25)$ 。分析结果列于表 1。

## 3 结果

表 1 表明, 南秦岭紫阳-岚皋地区镁铁质岩脉和玄武岩的同位素组成十分一致。其中, 8 件镁铁质岩脉的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512578\sim 0.512713$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704118\sim 0.706125$ ; 3 件玄武岩的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} =$

表 1 南秦岭紫阳-岚皋地区镁铁质岩脉和火山岩的 Sr, Nd, Pb 同位素成分<sup>a)</sup>

样号	ZCB-2	ZO99-5	ZS-1	ZCB-6	ZS-3	ZS-8	ZO99-15	ZO99-6	LG99-6	LG99-16	LG99-18
岩性	辉石岩脉	辉石岩脉	辉石岩脉	辉绿岩脉	辉绿岩脉	辉绿岩脉	辉长岩脉	辉长岩脉	玄武岩	辉石玄武岩	辉石玄武岩
Rb/mg·g <sup>-1</sup>	28.3	12.8	10.3	25.8	5.3	31.8	9.2	31.9	36.8	1.6	11.1
Sr/mg·g <sup>-1</sup>	880	322	815	423	1041	736	255	357	732	186	283
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	0.09293	0.11442	0.03643	0.17672	0.01478	0.12489	0.10473	0.25909	0.14533	0.02461	0.11314
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub>	0.704920	0.704118	0.705501	0.705321	0.705638	0.705063	0.706125	0.705799	0.705232	0.704707	0.704402
2σ	0.000006	0.000009	0.000007	0.000007	0.000006	0.000007	0.000006	0.000008	0.000006	0.000008	0.000006
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>i</sub>	0.704346	0.703410	0.705276	0.704228	0.705546	0.704291	0.705478	0.704197	0.704333	0.704555	0.703703
Sm/mg·g <sup>-1</sup>	5.96	10.32	14.68	12.83	7.86	19.24	5.13	13.80	7.79	4.38	10.24
Nd/mg·g <sup>-1</sup>	26.9	55.6	70.6	58.2	40.1	103.4	25.4	65.9	41.4	20.0	52.0
<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	0.13380	0.11221	0.12571	0.13328	0.11841	0.11246	0.12210	0.12660	0.11371	0.13266	0.11901
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.512627	0.512578	0.512623	0.512713	0.512617	0.512607	0.512632	0.512636	0.512568	0.512637	0.512620
2σ	0.000007	0.000005	0.000004	0.000019	0.000005	0.000008	0.000005	0.000015	0.000007	0.000008	0.000008
( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd) <sub>i</sub>	0.51225	0.51226	0.51227	0.51233	0.51228	0.51229	0.51229	0.51228	0.51224	0.51226	0.51228
ε <sub>Nd</sub> (t)	3.32	3.56	3.69	5.02	3.97	4.10	4.07	3.89	3.28	3.58	4.00
T <sub>DM</sub> /Ma	997	859	913	829	853	818	862	899	888	964	854
Th/mg·g <sup>-1</sup>	1.43	5.65	4.71	3.03	1.51	6.94	1.66	5.74	6.51	2.55	5.59
U/mg·g <sup>-1</sup>	0.35	1.30	1.08	0.71	0.34	1.54	0.41	1.31	1.28	0.86	1.07
Pb/mg·g <sup>-1</sup>	0.96	2.51	6.61	1.62	4.54	5.52	6.20	2.97	4.01	4.98	3.13
U/Th	0.25	0.23	0.23	0.23	0.22	0.22	0.25	0.23	0.20	0.34	0.19
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	18.902	20.211	19.13	20.599	18.437	20.047	18.936	20.24	19.862	19.788	19.561
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	15.596	15.666	15.663	15.715	15.66	15.695	15.655	15.717	15.652	15.675	15.638
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	39.275	40.913	39.631	41.219	38.66	40.61	39.342	40.913	40.492	39.723	40.241
( <sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb) <sub>i</sub>	17.256	17.795	18.389	18.546	18.106	18.745	18.546	18.171	18.384	18.993	17.996
( <sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb) <sub>i</sub>	15.505	15.532	15.622	15.601	15.642	15.623	15.601	15.602	15.570	15.631	15.551
( <sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb) <sub>i</sub>	37.125	37.528	38.589	38.377	38.183	38.724	38.377	37.993	38.071	38.968	37.596
Δ7/4	14.34	11.20	13.72	9.97	18.82	10.00	13.70	14.09	8.62	8.11	10.93
Δ8/4	63.57	38.69	72.91	32.71	66.62	43.45	77.43	39.69	21.77	37.85	21.18

a) 计算参数为:  $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.39 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ;  $\lambda^{147}\text{Sm} = 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ ;  $\lambda^{238}\text{U} = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ ;  $\lambda^{235}\text{U} = 9.8485 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ ;  $\lambda^{232}\text{Th} = 0.49475 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ ,  $t = 433 \text{ Ma}$ ; 同位素初始值计算所用参数为:  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0847$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Sm} = 0.1967$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ .  $\Delta 7/4 = [(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}] \times 100$ ;  $\Delta 8/4 = [(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i - (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}] \times 100$ ;  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}} = 0.1084 \times (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + 13.491$ ;  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}} = 1.209 \times (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + 15.627^{[8]}$

0.512568~0.512637;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704402\sim 0.705232$ ; 共同显示了中等偏低的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  和  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值中等变化较大、放射性成因 Pb 高的特征. 以镁铁质岩脉获得的锆石 U-Pb 年龄 433 Ma 代表南秦岭区该期岩浆结晶年龄计算, 获得的镁铁质岩脉和玄武岩的  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  分别为 +3.32~+5.02 和 +3.28~+4.00, 具略亏损幔源岩浆产物的特征. 然而, 镁铁质岩脉的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.703410\sim 0.705546$ ,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.51225\sim 0.51233$ ,  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 17.256\sim 18.745$ ,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 15.505\sim 15.642$ ,  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 37.125\sim 38.724$ ; 玄武岩的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.703703\sim 0.704555$ ,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.51224\sim 0.51228$ ,  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 17.996\sim 18.993$ ,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 15.551\sim 15.631$ ,  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 37.596\sim 38.968$ , 两者高度一致的反映了与 OIB 富集幔源类似的低 Nd、高放射成因 Sr 和 Pb 的同位素组成特征. 在不同同位素初始比值相关图解中, 所有样品点的分布主要呈现了与 NIHU 和 EMII 地幔端元关系密切、并可能有 EMI 端元混入的源区特点(图 2). 指示该区镁铁质岩脉和

玄武岩有着相同的岩浆源区, 是一个主要来自于以 HIMU 和 EMII 为主要端元组分、并有少量 EMI 端元组分加入的富集地幔源区.

## 4 讨论

### 4.1 地壳混染

通常, 大陆地壳幔源岩浆侵入地壳过程中会不同程度受到地壳物质组成的影响, 其源区属性的确定需排除可能存在的地壳物质混染作用的干扰. 一般来说, 幔源岩浆上升过程地壳物质的加入往往造成高 La/Nb 和 Zr/Ba, 低 Nb/U 和  $\varepsilon_{\text{Nd}}$ , 且  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  与  $\text{SiO}_2$ , Rb/Sr,  $\text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5$  以及 Zr/Nb 间呈现良好相关关系 [15,16]. 南秦岭地区紫阳-岚皋地区镁铁质岩脉和玄武岩所有岩石的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  与  $\text{SiO}_2$  和  $\text{Mg}^\#$  无任何相关关系(图 3), 并显示了 LILEs 和 LREE 富集、IEs 贫化和 Nb 明显富集、Pb 亏损的 OIB 特征 [6], 除个别样品的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  较高外, 多数样品的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i < 0.70455$ ,

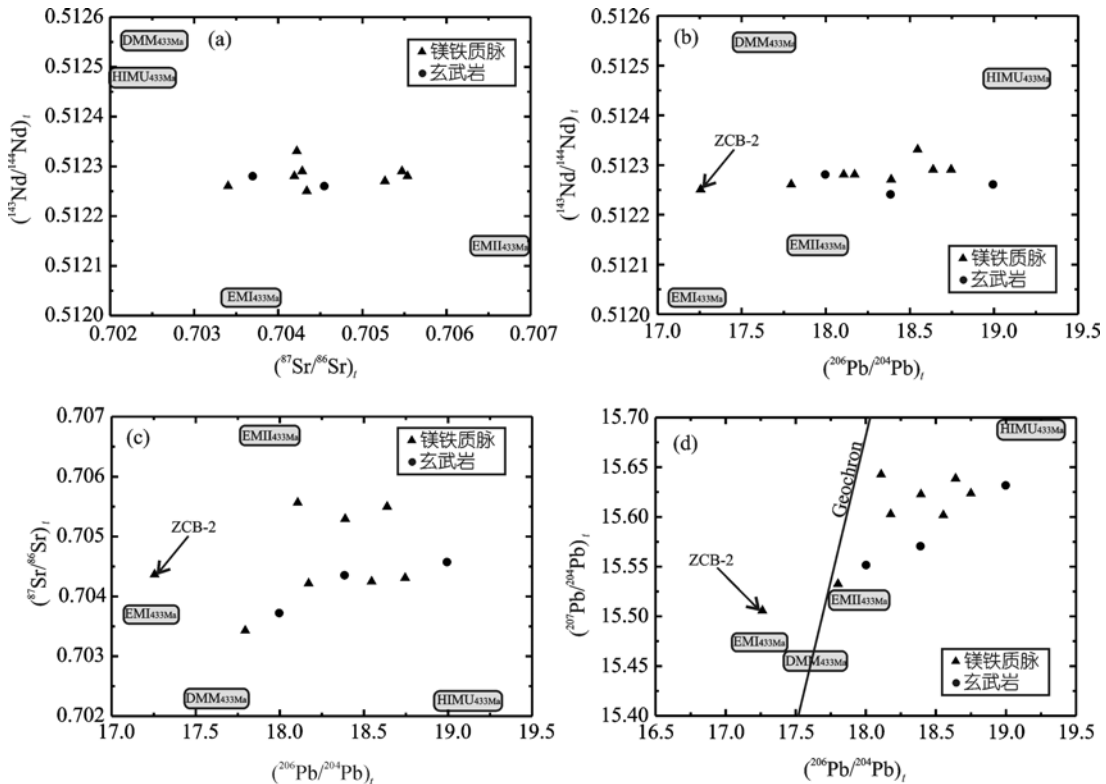


图 2  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (a),  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ - $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ (b),  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ - $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ (c) 和  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ - $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ (d) 图解

DMM: 亏损地幔; EMI: 第 1 类富集地幔; EMII: 第 2 类富集地幔; HIMU: 具高  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  比值地幔; 根据研究区镁铁质岩脉 433 Ma 的锆石 U-Pb 年龄值回算了该时期 DMM, EMI, EMII 和 HIMU 等地幔端元值, 计算所用数据分别来自文献 [9~14] 及其引用文献

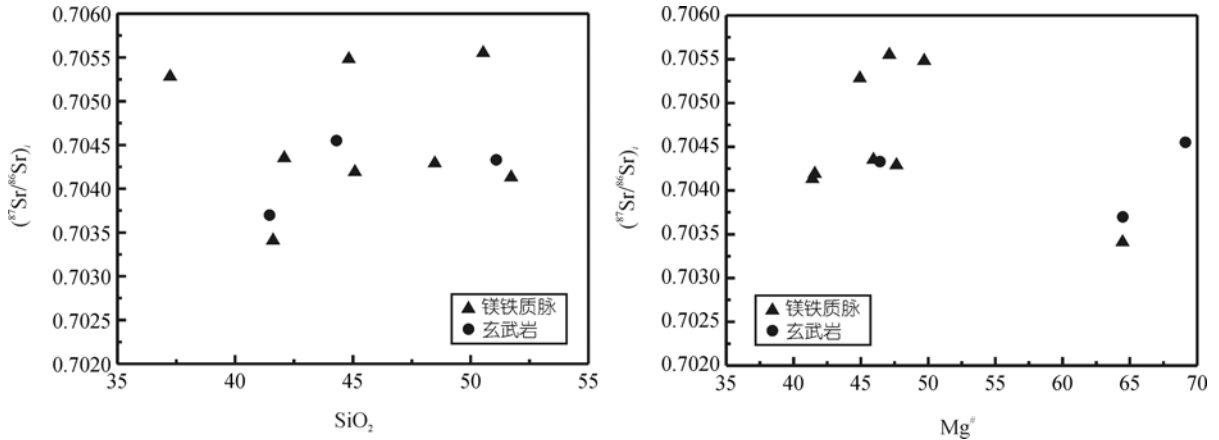


图 3  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ - $\text{SiO}_2$  和  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ - $\text{Mg}^\#$  图解

一致指示该区镁铁质脉岩和玄武岩的形成过程基本没有受到地壳混染作用的影响。部分样品(ZO99-15, ZS-3 和 LG99-16)高Sr(分别为 255, 1041 和 186)和  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (0.70548, 0.70555 和 0.70471), 但它们的 Ce/Pb 低(分别为 6.81, 13.52 和 7.95)、高 Nb/U(分别为 61.49, 61.83 和 52.28), 显然不是地壳混染的结果, 应与俯冲蚀变洋壳流体析出密切相关。其他镁铁质岩脉和玄武岩样品的  $\text{MgO} = 3.46\sim 12.52$  ( $\text{Mg}^\# = 41.43\sim 64.50$ ), 它们的 Ce/Pb 和 Nb/U 比值分别变化于 18.38~58.83, 51.39~60.33, 明显高于大陆地壳对应值(Ce/Pb = 4; Nb/U = 9~12), 与洋岛玄武岩(Ce/Pb =  $25 \pm 5$ ; Nb/U =  $47 \pm 10$ )值 [17] 大致相当(图 4)。南秦岭岚皋地区火山杂岩体中大量幔源辉石岩捕虏体 [4,5] 的出现证明, 这些幔源岩浆形成后有很高的上升速度, 从而它们在上升过程中基本未遭受地壳混染作用的影响。因此, 这些岩石样品的 Sr, Nd, Pb 同位素组成代表了其源区地幔同位素组成特征。

### 4.2 地幔端元组分

Zindler 等 [9] 通过对 MORB 和 OIB 同位素特征的研究, 划分出一亏损地幔(DMM)端元和三个富集地幔端元(HIMU, EMI 和 EMII)组分。其中, HIMU 地幔(具高  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  比值)被认为是消减洋壳组分进入深部地幔的结果 [18~23], EMI 地幔具低  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  和中等  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , 是下地壳物质再循环或地幔交代作用所致 [23~26]; 而具有高  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  和中等的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  的 EMII 地幔则是大陆沉积物和大陆地壳或蚀变洋壳物质再循环的结果 [19,20,26,27]。这三种富集地幔端元组分不同比例的混合就使得 OIB 地幔源区同位素组成具有了一定的差异 [9]。紫阳-岚皋地区镁铁质岩脉和玄武岩显示略微亏损 Nd 同位素( $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = 3.28\sim 5.02$ ), 中等偏高的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ , 高放射性成因 Pb 和正的  $\Delta 8/4$  和  $\Delta 7/4$ (表 1)。其明显高的  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  和  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  致使其成分点在  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$

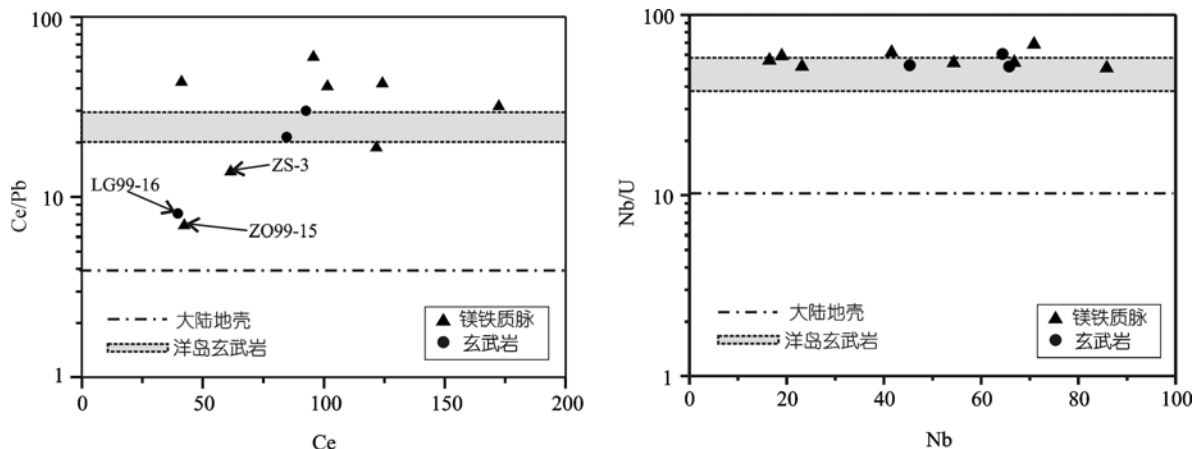


图 4 Ce/Pb-Ce 和 Nb/U-Nb 图解

$^{204}\text{Pb}$ ) $_i$ -( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) $_i$ 图解中主要落在地球等时线右侧 EMII 和 HIMU 之间的过渡区域(图 2(d)). 在( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) $_i$ -( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) $_i$ 和( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) $_i$ -( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) $_i$ 图解中, 样品点的分布也表现了主要与 HIMU 和 EMII 二地幔端元组分混合的特点(图 2(b), (c)). 然而, 个别样品, 特别是 ZCB-2 样品的( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) $_i$ 明显低于其他样品, 表明除 EMII 与 HIMU 二端元混合外, 可能还受到 EMI 端元组分参与的影响(图 2), 这也得到研究区低放射性成因 Pb 的岩石样品类似于 EMI 端元有中等的( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) $_i$ 的支持(表 2). 由于只有大陆下地壳具有明显低的放射性成因 Pb, 因此岩浆作用过程中大陆下地壳组分的参与将会导致放射性成因 Pb 的降低, 从而带有 EMI 端元的特征, 并导致 HIMU 和 EMII 混合的趋势受到明显干扰. 与其他岩石样品相比, ZCB-2 的 Pb 负异常明显<sup>[6]</sup>, 但 Rb, Sr 丰度和 Ce/Pb, Nb/U, La/Nb 等比值并无明显差别, 指示并无受到 Pb 丰度高于地幔的地壳组分的混染, 表明源区存在低放射性成因 Pb 组分. 因此, 紫阳-岚皋地区早古生代基性岩类的源区除主要为 HIMU 与 EMII 二地幔端元混合外, 还存在 EMI 端元组分的加入, 是一个由 HIMU, EMII 和 EMI 三个富集地幔端元组分混合而成的复杂地幔区, 但以 HIMU 和 EMII 二个端元组分混合为主.

### 4.3 成因

通常情况下, 由火成物质构成的大洋地壳再循环后的地幔多表现为明显高的放射性 Pb, 中等  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  和低  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  的 HIMU 特点<sup>[18-23]</sup>. 另一方面, 大洋地壳俯冲过程析出的流体常携带大量的 Pb, 并伴有较高的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , 这又会导致经析出流体交代后的地幔带有 EMII 地幔特征<sup>[11,12,14,26,27]</sup>. 南秦岭紫阳-岚皋地区镁铁质岩脉和玄武岩的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = (+3.28 \sim +5.02)$ , 具略亏损地幔特征. 然而, 它们明显高的放射性 Pb 和高  $\Delta 8/4(21.18 \sim 77.43)$  及  $\Delta 7/4(8.11 \sim 18.82)$  以及中等偏高并有较大变化范围的( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) $_i$  (0.70341~0.70555), 又显示了 HIMU 和 EMII 二端元混合而成的亏损软流圈地幔的 Sr-Nd-Pb 同位素组成特征, 证明其地幔源区主要与大洋地壳消减、同时受大洋地壳俯冲消减过程析出流体的影响. 此外, 由于大洋地壳俯冲消减进入地幔的同时还会携带有陆缘沉积物一同进

入地幔. 这样, 俯冲洋壳析出的流体引起地幔组分高 Ba/Nb(350), La/Nb(20) 和低 Nb/Th(0.3) 的同时, 又会由于陆缘沉积物的卷入导致地幔区相对低的 Ba/Nb(22), La/Nb(1.2) 和高的 Nb/Th(2.3)<sup>[28]</sup>. 同时, 由于陆缘碎屑沉积物高的 Th/U 比值, 含再循环碎屑沉积物具 EMII 特征的 OIB 都会出现高的  $\Delta 8/4$ <sup>[1]</sup>. 显然, 南秦岭紫阳-岚皋地区镁铁质岩脉和玄武岩较大的( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) $_i$  变化范围、高放射性成因 Pb, 主要是其地幔源区由于俯冲蚀变洋壳流体交代作用的发生才导致了亏损软流圈地幔 Sr 同位素的改变, 并造成受流体交代作用改造后的幔源岩浆产物具有明显高的 LILE 和 LREE 特征<sup>[6]</sup>. 然而, 该区镁铁质岩脉和玄武岩所表现的高  $\Delta 8/4(21.18 \sim 74.43)$ , Th/U(2.24~5.25) 和 Nb/Th(1.43~6.94) 比值以及低的 Ba/Nb(2.36~75.52), La/Nb(0.40~1.81), 少数样品有明显低的放射性成因 Pb 等, 指示了它们的源区除受大洋地壳析出流体交代作用影响外, 还与进入亏损软流圈上地幔的陆缘沉积物和可能混入的下地壳物质的影响密切相关. 因此, 南秦岭紫阳-岚皋地区镁铁质岩显示的具 HIMU 和 EMII 端元混合并有 EMI 端元组分参与的亏损软流圈上地幔 Sr-Nd-Pb 特征, 显然主要是大洋地壳物质以及同其一起俯冲的陆源沉积物等一同进入亏损软流圈地幔的结果, 与大洋俯冲消减、析出流体以及消减过程携带一定量大陆物质再循环密不可分.

对秦岭早期幔源岩石的同位素研究揭示, 秦岭造山带新元古代前幔源岩石高  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ , 表明其源区主要为亏损软流圈地幔<sup>[29,30]</sup>. 但自中元古代晚期以来它们的源区开始向着  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  减小、地幔亏损程度降低的方向演变<sup>[29]</sup>, 至新元古代中期  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值明显减小<sup>[29,31-33]</sup>, 并在南秦岭和扬子北缘表现的尤为显著, 时间上与扬子北缘由新元古代早期大洋俯冲消减向中期陆内裂解转变相对应<sup>[29,34-39]</sup>. 其中, 扬子北缘新元古代早期与大洋俯冲消减有关的具活动大陆边缘岛弧属性的西乡群火山岩的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  高, 变化范围大 (+8.8~+2.0)<sup>[32,33]</sup>, 而晚期与大陆裂解密切相关的铁船山、耀岭河火山岩以及同期侵入的镁铁质岩脉的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值及其变化范围均明显减小, 分别变化于 +5.3~+0.11 和 +5.5~-1.9 之间<sup>[31-33]</sup>(图 5). 同时, 新元古代中期以

1) 李曙光, 黄方, 杨蔚. 下地壳对华北克拉通及大别造山带中生代镁铁质岩浆岩地幔源区的贡献. 2005 年全国岩石学与地球动力学研讨会学术年会论文集, 2005. 33-34

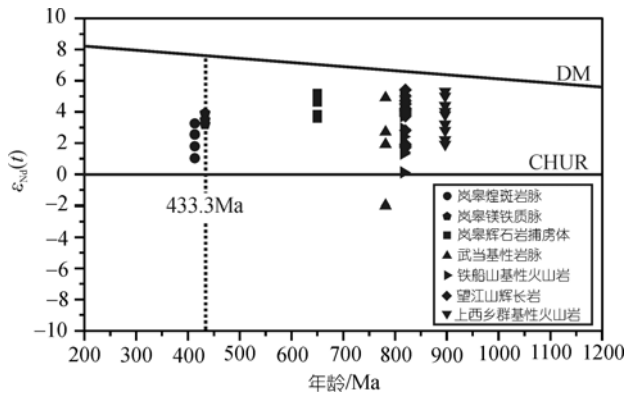


图5 南秦岭基性岩类 $\epsilon_{Nd}(t)$ -年龄图解  
图中所用数据除本文外分别来自文献 [5,33,35]

来与大陆裂解有关的火山岩及基性岩脉均表现为与洋岛玄武岩类似的地球化学特征, 具中等  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  和高放射性成因Pb, 清楚表明它们除来自亏损软流圈上地幔外, 又与地幔柱源有关的富集地幔端元组分的参与密切相关 [29,31]。这种富集地幔端元组分加入的特征还突出表现在, 新元古代中期(800 Ma以来)至早古生代期间, 所有幔源岩石的 $\Delta 7/4$  和 $\Delta 8/4$  均为正值 [29,31],  $\epsilon_{Nd}(t)$ 减小、变化小(图5)。这些特征在南秦岭早古生代镁铁质岩类中也表现的尤为明显, 它们的 $\epsilon_{Nd}(t) = +5 \sim +3$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 中等、高放射性成因Pb, 具类似于OIB的HIMU, EMII和EMI多端元富集地幔组分混合而成的源区特征。这表明, 南秦岭区的地幔性质自新元古代中期至早古生代晚期大约 360 Ma时间内没有发生大的变化, 而保持了相对的稳定, 早古生代地幔基本继承了新元古代中期以来地幔演化特征(图5)。同时暗示, 造成亏损软流圈上地幔具有HIMU, EMII和EMI端元组分参与的大洋地壳俯冲消减事件发生于显生宙以前的新元古代早期。显然, 南秦岭早古生代幔源岩石相对富集LILE和LREE, 很可能与大洋俯冲消减析出流体引起地幔源区流体交代作用直接相关 [40-42]。夏林圪等 [5]对岚皋地区碱质基性杂岩体中辉石岩和角闪石岩幔源捕虏体的研究证明了该区地幔交代作用的存在, 并指出这一作用发生于早古生代碱质火山杂岩形成前的 600~700 Ma的新元古代中期。同时他们根据基性火山岩较低的Ba/Nb和La/Nb比值认为, 造成其初始亏损地幔源发生不相容元素富集的营养力可能为来自板内环境的软流圈地幔柱的富挥发分的硅酸盐熔体 [5]。事实上, 大量研究已经证明了发生于地幔柱源区的地幔富集事件基

本是由大洋地壳和再循环大陆地壳物质进入地幔所致 [22,23,27,43,44]。HIMU, EMII和少量EMI富集端元混合的源区说明了再循环大洋地壳和与其伴随的陆缘沉积物进入了地幔区 [22, 27], 低Ba/Nb和La/Nb幔源岩石的出现往往是俯冲洋壳携带陆缘沉积物进入地幔区的结果 [28]。显然, 南秦岭早古生代幔源岩浆产物表现的亏损软流圈地幔主要为HIMU和EMII二端元组分混合、并有少量EMI组分参与的特征应由大洋俯冲消减及其析出流体和携带的陆源物质进入地幔所致。根据研究区所有镁铁质岩脉和玄武岩的 $T_{DM} = 805 \sim 1040$  Ma推断, 南秦岭早古生代地幔源区的交代富集事件应早于 600~700 Ma, 与新元古代早期(1000~800 Ma)扬子克拉通北缘大洋地壳的俯冲消减时代 [34-37]相当。因此, 发生于扬子北缘新元古代早期的这次大洋地壳的俯冲消减作用是造成南秦岭区亏损软流圈地幔具有HIMU, EMII和EMI多种富集端元混合特征的主因, 且自新元古代中期(800 Ma左右)以来一直持续到早古生代末期(433 Ma)没有发生明显的改变(图5), 这种地幔性质长期保持稳定一致的特点指示了秦岭造山带新元古代中期-早古生代末期的深部地幔动力学背景也十分一致。与此相对应, 在地表地质上表现为长期伸展拉张的构造演化, 反映深部地幔动力学背景与地表地质之间存在良好的耦合关系。自新元古代中期开始, 南秦岭区及扬子北缘由总体的汇聚转向大规模的伸展裂解, 出现了包括大陆溢流玄武岩 [45,46]、各类镁铁质岩脉 [31,33,47,48]以及与裂解有关的A型花岗岩 [49]等岩浆热事件, 这些事件的发生不但与扬子内部南华纪裂解事件 [50]以及与裂解事件密切相关的大规模花岗岩侵入事件 [51-53]相当, 共同反映全球Rodinia超大陆裂解事件在中国大陆的响应, 而且这一伸展拉张作用在南秦岭区一直持续到早古生代末, 表现为在南秦岭区随-枣、武当地块的新元古代中-晚期(750~640 Ma)基性岩墙群 [46,47,54]上又叠加了早古生代镁铁质岩脉 [6,55-57], 并向西延续到西部的陕西紫阳-岚皋地区。南秦岭早古生代被动陆缘上陆缘裂谷和塌陷盆地的出现 [57,58]均一致证明南秦岭区长期处于伸展拉张背景。因此, 秦岭早古生代构造演化, 是自新元古代中期以来统一深部动力学背景下同一构造演化进程的延续, 它们之间的构造体制并无本质的差异。从而说明, 秦岭新元古代中期以来构造演化基本奠定了秦岭早古生代构造演化的格局。

这一认识的提出,为深入探讨秦岭造山带新元古代向古生代构造转化和主造山前早期构造演化过程具有十分重要的意义。

## 5 结论

(1) 南秦岭紫阳-岚皋地区镁铁质岩脉与玄武岩有一致的同位素组成,它们的  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = +3.28 \sim +5.02$ , ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> 中等偏高(0.70341~0.70555)、高放射性成因 Pb 和高的  $\Delta 8/4(21.18 \sim 77.43)$  及  $\Delta 7/4(8.11 \sim 18.82)$ , 具 HIMU, EMII 和少量 EMI 端元组分混合的亏损软流圈上地幔 Sr-Nd-Pb 特征,是再循环俯冲大洋地壳和陆源物质进入亏损软流圈地幔的结果。

(2) 自新元古代中期以来南秦岭区幔源岩浆产物的  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  变化不大(+3~+6.5), 指示南秦岭区地幔性质自新元古代中期至早古生代晚期的大约 360 Ma 时期内保持稳定一致,表明早古生代地幔继承了新元古代中期地幔特征,是该时期以来地幔演化的延续,地表地质演化特征是同一构造背景演化进程中不同阶段深部地质的地表响应。

**致谢** 评审人的建设性意见大大促进了文章的改进,文章修改过程得到凌文黎教授和许继峰研究员的热情帮助,在此一并致以衷心的感谢。

## 参 考 文 献

- 1 黄月华, 杨建业. 北大巴山笔架山-铜洞湾碱性镁铁质熔岩的岩石学研究. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊, 1990, 28: 15—24
- 2 夏祖春, 夏林圻, 张诚. 北大巴山碱质基性-超基性潜火山杂岩的辉石矿物研究. 西北地质科学, 1992, 13(2): 32—30
- 3 黄月华, 任有祥, 夏林圻, 等. 北大巴山早古生代双模式火成岩套——以高滩辉绿岩和嵩坪粗面岩为例. 岩石学报, 1992, 3: 243—256
- 4 黄月华. 岚皋碱性镁铁-超镁铁质潜火山杂岩中金云角闪辉石岩类地幔捕虏体矿物学特征. 岩石学报, 1993, 4: 367—378
- 5 夏林圻, 夏祖春, 张诚, 等. 北大巴山碱质基性-超基性潜火山杂岩岩石地球化学. 北京: 地质出版社, 1994. 62—75
- 6 张成立, 高山, 张国伟, 等. 秦岭早古生代碱性岩墙群的地球化学及其意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2002, 32(10): 819—829
- 7 Sterger R H, Jager E. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. Earth Planet Sci Lett, 1977, 36: 359—362
- 8 Hart S R. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. Nature, 1984, 309: 753—757[DOI]
- 9 Zindler A, Hart S R. Chemical geodynamics. Annu Rev Earth Planet Sci, 1986, 14: 493—571[DOI]
- 10 White W M.  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  in MORB and open system evolution of the depleted mantle. Earth Planet Sci Lett, 1993, 115: 211—226[DOI]
- 11 Chauvel C, Hofmann A W, Vidal P. HIMU and EM: the French Polynesian connection. Earth Planet Sci Lett, 1992, 110: 99—109[DOI]
- 12 Weaver B L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. Earth Planet Sci Lett, 1991, 104: 381—439[DOI]
- 13 Xu J F, Paterno R Castillo, Li X H, et al. MORB-type rocks from the Paleo-Tethyan Mian-Lueyang northern ophiolite in the Qinling Mountains, central China: implications for the source of the low  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and high  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  mantle component in the Indian Ocean. Earth Planet Sci Lett, 2002, 198: 323—337[DOI]
- 14 Rollinson H R. Using Geological Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical, 1993. 231—265
- 15 徐义刚. 拉张环境中的大陆玄武岩浆作用: 性质及动力学过程. 见: 郑永飞, 主编. 化学地球动力学. 北京: 科学出版社, 1999. 119—167
- 16 Maria H B M H, Marcio M P, Diogenes C O, et al. Lithosphere-aesthenosphere interaction and the origin of Cretaceous tholeiitic magmatism in Northeastern Brazil: Sr-Nd-Pb isotopic evidence. Lithos, 2006, 86: 34—49[DOI]
- 17 Hofmann A W, Jochum K P, Seufert M, et al. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. Earth Planet Sci Lett, 1986, 79: 33—45 [DOI]
- 18 Hofmann A W, White W M. Mantle plumes from ancient oceanic crust. Earth Planet Sci Lett, 1982, 57: 421—436[DOI]
- 19 Weaver B L. Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts. Geology, 1991, 19: 123—126
- 20 Chauvel C, Hofmann A W, Vidal P. HIMU-EM: the French Polynesian connection. Earth Planet Sci Lett, 1992, 110: 99—119[DOI]
- 21 Kogiso T, Tatsumi Y, Shimoda G, et al. High  $\mu$  (HIMU) ocean island basalts in southern Polynesia: new evidence for whole mantle scale recycling of subducted oceanic crust. J Geophys Res, 1997, 102: 8085—8103[DOI]
- 22 Hofmann A W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. Nature, 1997, 385: 219—229[DOI]
- 23 Andreas S, Michael B, Vincent J M S. Recycling oceanic crust. Quant Constr, G3, 2003, 4(3): 1525—2027
- 24 Hoernle K. Geochemistry of Jurassic oceanic crust beneath Gran Canaria (Canary Islands): implications for crustal recycling and assimilation. J Petrol, 1991, 39: 859—880
- 25 Milner S C, Le Roex A P. Isotope characteristics of the Okenyenya igneous complex, northwestern Namibia: constraints on the composition of the early Tristan plume and the origin of the EMI mantle component. Earth Planet Sci Lett, 1996, 141: 277—291[DOI]
- 26 Dostal J, Coisens B, Dupuy C. The incompatible element characteristics of an ancient subducted sedimentary component in ocean island basalts from French Polynesia. J Petrol, 1998, 39: 937—952
- 27 Hofmann A W. Sampling Mantle Heterogeneity through Oceanic Basalts: isotopes and trace elements. Treaties Geochem, 2003, 2: 61—101
- 28 李曙光.  $\varepsilon_{\text{Nd}}$ -La/Nb、Ba/Nb、Nb/Th 图对地幔不均一性研究的意义——岛弧火山岩分类及 EMII 端元的分解. 地球化学, 1994, 23(2): 105—114



- 29 张本仁, 高山, 张宏飞, 等. 秦岭造山带地球化学. 北京: 科学出版社, 2002. 145—164
- 30 路凤香, 郑建平, 钟增球, 等. 秦岭显生宙地幔组成及其演化. 地学前缘, 2003, 10(3): 69—75
- 31 张成立, 周鼎武, 金海龙, 等. 武当地块基性岩墙群及耀岭河群基性火山岩的 Sr、Nd、Pb、O 同位素研究. 岩石学报, 1999, 15(3): 430—37
- 32 凌文黎, 高山, 欧阳建平, 等. 西乡群的时代与构造背景: 同位素年代学及地球化学制约. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2002, 32(2): 101—112
- 33 Ling W L, Gao S, Zhang B R, et al. Neoproterozoic tectonic evolution of the northwestern Yangtze craton, South China: implications for amalgamation and break-up of the Rodinia Supercontinent. *Precambrian Res*, 2003, 122: 111—140[DOI]
- 34 Gao S, Zhang B R, Li Z J. Geochemical evidence for Proterozoic continental arc and continental-margin rift magmatism along the northern margin of the Yangtze Craton, South China. *Precambrian Res*, 1989, 47: 205—221
- 35 张宏飞, 张本仁, 骆庭川, 等. 扬子克拉通北缘新元古代岛弧花岗岩类成分极性及其成因的地球化学探讨. 地球科学——中国地质大学学报, 1994, 19(2): 219—226
- 36 凌文黎, 张本仁, 张宏飞, 等. 扬子克拉通北缘中、新元古代洋壳俯冲及壳幔循环作用同位素地球化学证据. 地球科学, 1996, 21(3): 332—335
- 37 Zhou D W, Liu L, Hua H, et al. A Discussion of the Middle and Late Proterozoic Tectonic Regime of Qinling-Dabie Orogenic Belt. *J Northwest Univ*, 1996, 26(1): 133—141
- 38 凌文黎, 程建萍, 王歆华, 等. 武当地区新元古代岩浆岩地球化学特征及其对南秦岭晋宁期区域构造性质的指示. 岩石学报, 2002, 18(1): 25—36
- 39 凌文黎, 王歆华, 程建萍, 等. 南秦岭镇安岛弧火山岩的厘定及其地质意义. 地球化学, 2002, 31(3): 222—229
- 40 Wilson M, Downes H. Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in western and central Europe. *J Petrol*, 1991, 32: 811—849
- 41 Perry F V, Baldrige W S, De Paola D J. Role of asthenosphere and lithosphere in the genesis of Late Cenozoic basaltic rocks from the Rio Grande rift and adjacent regions of the southwestern United States. *J Geophys Res*, 1987, 92: 9193—9213
- 42 Rogers N W, Hawkesworth C J, Ormerod D S. Late Cenozoic basaltic magmatism in the western Great basin, California and Nevada. *J Geophys Res*, 1995, 100: 10287—10303[DOI]
- 43 White W M, Hofmann A W. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. *Nature*, 1982, 296: 821—825[DOI]
- 44 Hawkesworth C J, Norry M J, Roddick J C, et al.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios from the Azores and their significance in LIL-element enriched mantle. *Nature*, 1979, 280: 28—31
- 45 夏林圻, 夏祖春, 徐学义. 南秦岭中、晚元古代火山岩性质与前寒武纪大陆裂解. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1996, 26: 237—243
- 46 张国伟, 张宗清, 董云鹏. 秦岭造山带主要构造岩石地层单元的构造性质及其大地构造意义. 岩石学报, 1995, 11(2): 101—114
- 47 周鼎武, 张成立, 王居里, 等. 武当山地块基性岩墙群研究及其地质意义. 科学通报, 1997, 42(23): 2546—2549
- 48 周鼎武, 张成立, 刘良, 等. 武当山地块基性岩墙群的 Sm-Nd 定年及其相关问题讨论. 地球学报, 1998, 19(1): 25—30
- 49 卢欣祥, 董有, 尉向东, 等. 东秦岭吐雾山 A 型花岗岩的时代及其构造意义. 科学通报, 1999, 44(5): 975—978
- 50 陆松年, 李怀坤, 陈志宏, 等著. 秦岭中-新元古代地质演化及对 RODINIA 超大陆事件的响应. 北京: 地质出版社, 2003. 94—116
- 51 林广春, 李献华, 李武显. 川西新元古代基性岩墙群的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄、元素和 Nd-Hf 同位素地球化学: 岩石成因与构造意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2006, 36(7): 630—645
- 52 李献华, 李正祥, 葛文春, 等. 华南新元古代花岗岩的锆石 U-Pb 年龄及其构造意义. 矿物岩石地球化学通报, 2001, 20(4): 271—273
- 53 李献华, 李正祥, 周汉文, 等. 皖南新元古代花岗岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学、元素地球化学和 Nd 同位素研究. 地质论评, 2002, 48(增刊): 8—16
- 54 薛怀民, 马芳. 桐柏山造山带南麓橄长质岩墙(床)群的矿物化学、地球化学特征与成因意义. 岩石矿物学杂志, 2005, 24(5): 409—417
- 55 胡建民, 马国良, 高殿松, 等. 武当山主要地质事件年代学研究. 中国区域地质, 2000, 19(3): 318—324
- 56 胡健民, 赵国春, 孟庆任, 等. 武当山基性侵入岩群的地质特征与构造意义. 岩石学报, 2003, 19(4): 601—611
- 57 胡健民, 孟庆任, 白武明, 等. 南秦岭构造带中-晚古生代伸展构造作用. 地质通报, 2002, 21(8-9): 471—477
- 58 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 等. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社, 2001. 706—726