

# 中国东部 A 型花岗岩形成时代及物质来源的 Nd-Sr-O 同位素地球化学制约\*

魏春生 郑永飞 赵子福

中国科学技术大学地球与空间科学系化学地球动力学研究实验室, 合肥 230026

Laboratory for Chemical Geodynamics, Department of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China

2000-09-20 收稿, 2000-11-26 改回.

WEI ChunSheng, ZHENG YongFei and ZHAO ZiFu. 2001. Nd-Sr-O isotopic geochemistry constraints on the age and origin of the A-type granites in eastern China. *Acta Petrologica Sinica*, 17(1):95-111

**Abstract** Nd-Sr-O isotope studies are systematically carried out for five representative massifs of A-type granites in eastern China. From the north to the south, they are Nianzishan, Shanhaiguan, Laoshan, Suzhou and Kuiqi pluton, respectively. Fitting of whole-rock Rb-Sr isochrons for the Suzhou and Kuiqi plutons proceeds by screened isotopic data, obtaining the ages of  $108 \pm 10$  Ma and  $109 \pm 5$  Ma, respectively. It appears that the isochron ages were not significantly affected by post-magmatic meteoric-hydrothermal alteration and thus represent the closure time of Rb-Sr system in the granites. However, whole-rock Rb-Sr isochrons for the Nianzishan, Shanhaiguan and Laoshan plutons were significantly disturbed by hydrothermal alteration, resulting in geologically meaningless ages. A combined study of whole-rock  $\epsilon_{Nd}(t)$ ,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  and zircon  $\delta^{18}\text{O}$  suggests that the A-type granites in eastern China would be derived from partial melting of hydrothermally altered oceanic crust which would correspond to gabbro layer in lower oceanic crust and thus underwent oxygen isotope exchange with seawater at high temperatures prior to subduction of oceanic plate. A calculation of binary mixing model shows that the decoupling of the  $\epsilon_{Nd}(t)$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values for the Nianzishan, Shanhaiguan and Laoshan granites is probably caused by metasomatic processes of subducted sediment-derived fluid to the underlying oceanic crust of gabbro. An unified model is proposed to account for petrogenesis of the A-type granites in eastern China and its geodynamic implications.

**Key words** A-type granite, Isotope geochemistry, Formation age, Source rock

**摘要** 对中国东部 A 型花岗岩有代表性的碾子山、山海关、崂山、苏州以及魁岐岩体的 Nd-Sr-O 同位素地球化学组成进行了系统研究。经过筛选的全岩 Rb-Sr 等时线拟合结果表明,基本未遭受岩浆期后大气降水交换的苏州和魁岐 Rb-Sr 等时线年龄分别是  $108 \pm 10$  Ma 和  $109 \pm 5$  Ma, 它们代表岩浆冷却结晶时代。其它遭受热液蚀变较为显著的碾子山、山海关以及崂山岩体 Rb-Sr 等时线年龄的地质意义不明确。全岩  $\epsilon_{Nd}(t)$ 、 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  以及锆石  $\delta^{18}\text{O}$  综合示踪研究表明,中国东部 A 型花岗岩可能起源于曾经历过高温海水热液交换的再循环下部俯冲洋壳的部分熔融。模型计算结果表明,碾子山、山海关以及崂山等岩体所表现出的  $\epsilon_{Nd}(t)$  -  $\delta^{18}\text{O}$  脱耦变化与大洋沉积物析出流体与下覆辉长岩洋壳之间不同程度的交代有关。在此基础上,提出了中国东部 A 型花岗岩统一的成因模式,并对其地球动力学意义进行了讨论。

**关键词** A 型花岗岩; 同位素地球化学; 形成时代; 物质来源

中图法分类号 P597; P588.121

\* 中国科学院知识创新工程项目(KZCX2-107)、国家自然科学基金(49603043 和 40033010)以及国土资源部壳幔物质组成、相互作用及动力学演化开放研究实验室联合资助成果。

第一作者简介: 魏春生, 男, 1965 年 4 月生, 博士, 副教授, 同位素地球化学专业。

# 1 引言

沿中国东部板块边缘 NE 向拉张性构造活动带分布有一系列规模不等的中生代 A 型花岗岩体 (图 1), 各主要岩体的地质简况见表 1。

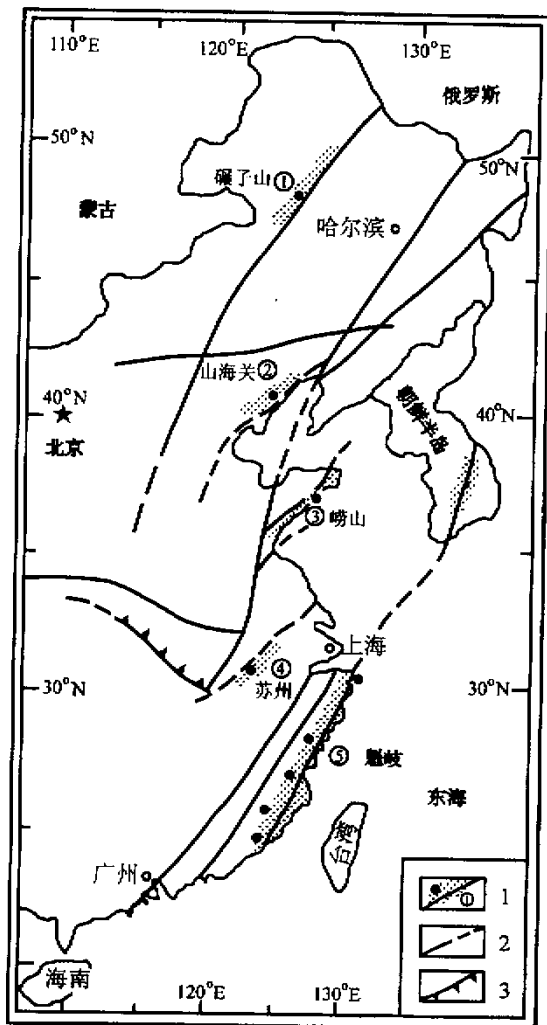


图 1 中国东部主要 A 型花岗岩体分布示意图

1. 主要 A 型花岗岩带, 实心点及其编号是代表性的岩体 (岩基);  
2. 拉张性构造活动带; 3. 古板块缝合线位置 (据王德滋等, 1995 修改)。

Fig. 1 Sketch map of the distribution of A-type granites in eastern China

自八十年代以来, 中外学者对该花岗岩带中代表性的碾子山 (Li *et al.*, 1991; 李培忠等, 1992; 李培忠和于津生,

1993, 1994)、山海关 (Li and Yu, 1989; 许保良等, 1998)、崂山 (桂训唐等, 1989; 袁超, 1990; 袁超和于津生, 1994; 赵广涛等, 1997a, b; Zhao *et al.*, 1998)、苏州 (欧阳焯焯, 1985; Zhang *et al.*, 1987; 汪建明等, 1987; 陈江峰等, 1993; Charoy and Raimbult, 1994; 傅斌等, 1996; 王汝成等, 1998; 魏春生等, 1999) 以及魁岐 (王德滋等, 1985; 黄萱等, 1986; 覃振蔚, 1986; 洪大卫等, 1987; Martin *et al.*, 1994; 邱检生等, 2000) 等单个 A 型花岗岩体的同位素地球化学特征进行了研究, 积累了相当数量的实验数据。虽然 Zhang *et al.* (1984), Sheppard (1986), Qin *et al.* (1987), Yu and Yu (1988), Yu *et al.* (1991) 和魏春生等 (1998) 从总体上探讨了中国东部 A 型花岗岩稳定同位素地球化学特征, 然而综观目前研究结果, 尚存在以下明显不足和不确定性:

(1) 从已经发表的放射成因同位素年龄数据来看, 不仅中国东部各主要 A 型花岗岩之间同位素封闭年龄存在较大差异 (Rb-Sr 等时线年龄值从 93Ma 变化至 155Ma, 表 2), 而且同一岩体不同定年对象、不同定年方法测定结果也不完全一致 (崂山岩体年龄值在 101~134Ma 之间变化, 表 2)。这些同位素年龄值究竟是中国东部 A 型花岗岩形成时代多样性的真实反映还是“噪音”, 值得进一步深入研究予以甄别。

(2) 与花岗岩成因分类体系 (例如 MISAC) 强调源区物质来源的重要性有所不同, A 型花岗岩主要是对熔体性质 (碱性、贫水) 及其产出大地构造背景 (非造山) 的描述 (Loiselle and Wones, 1979), 对源区物质来源的研究相对较为薄弱。这极大地阻碍了对 A 型花岗岩的深入研究, 以致于在关于 A 型花岗岩究竟起源于地壳还是地幔, A 型花岗岩的产生对地壳生长有无贡献以及拉张性大地构造环境中壳-幔相互作用体现在物质交换方面还是通过能量迁移的形式表现出来等一系列科学问题上, 众说纷纭。

(3) 中国东部 A 型花岗岩不同程度地经历了较为复杂的岩浆晚期和/或岩浆期后地质作用 (例如岩浆结晶分异、岩浆去气以及岩浆期后高温水-岩相互作用等), 它们对放射成因同位素定年以及稳定同位素示踪研究有无影响, 经历过强烈热液蚀变的样品能否保留源岩信息, 其同位素年龄的地质年代学意义如何, 以及稳定与放射成因同位素结果彼此之间的相互制约等都是目前同位素地球化学研究急待解决的重要课题。

本文在系统搜集前人已发表和自己新近获得实验数据的基础上, 通过对全岩 Rb-Sr 等时线年龄地质意义的深入剖析, 探讨了中国东部 A 型花岗岩的形成时代。在此基础上, 通过对  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 、 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  等参数的计算以及锆石  $\delta^{18}\text{O}$  激光探针分析, 结合有关理论模型的研究, 对中国东部 A 型花岗岩可能的源区物质来源进行了定量限定, 并讨论了其地球动力学意义。

表 1 中国东部 A 型花岗岩代表性岩体主要地质特征和全岩氢氧同位素组成

Table 1 Geological features as well as the hydrogen and oxygen isotopic compositions of representative A-type granites in eastern China

内容	碾子山	山海关	崂山	苏州	魁岐
总面积(km <sup>2</sup> )	15	20	200	60	284
主要矿物共生组合	石英+碱性长石+钠铁闪石+霓辉石	石英+碱性长石+钠铁闪石+霓辉石±绿帘石	石英+碱性长石±黑云母±角闪石	石英+碱性长石+铁云母±角闪石	石英+碱性长石+钠铁闪石+霓辉石
岩石结构	中-粗粒	中-细粒	中-粗粒	中-粗粒	中-粗粒
晶洞大小	1~5cm	<1cm	1cm±	1~50cm	1~5cm
深源包体	常见	不常见	常见	常见	常见
侵位高度	高	较高	高	中等	高
围岩时代与岩性	白垩纪安山岩	太古代片麻岩 侏罗纪流纹岩	元古代片麻岩 中生代砂岩	泥盆纪石英砂岩	中生代火山岩
围岩渗透性	好	一般	一般	差	好
$\delta^{18}\text{O}_{\text{全岩}}(\text{‰})^*$	2.1±2.4	4.9±1.2	7.1±1.6	7.6±1.0	6.8±1.5
$\delta\text{D}_{\text{全岩}}(\text{‰})^*$	-128±13	-125±3	-101±31	-70±5	-97±13

注：\* 引自 Wei *et al.* (2000)

表 2 中国东部 A 型花岗岩代表性岩体同位素年龄汇编(Ma)

Table 2 Compilation of isotopic ages for A-type granites in eastern China (Ma)

岩体名称	K-Ar	Ar-Ar	Rb-Sr	锆石 U-Pb
<u>碾子山</u>	123±2 (钠闪石) <sup>1</sup>		123±8.6 (16) <sup>1</sup>	
<u>山海关</u>			113±12 (5) <sup>2</sup>	
<u>崂山</u>	104.5±1.2 (全岩) <sup>3</sup> 101.3±1.3 (钾长石) <sup>3</sup>	106.6±2.1 (钠闪石) <sup>3</sup>	134±2.2 (10) <sup>3</sup> 110.7±3.9 (6) <sup>5</sup>	110.8±0.8 <sup>4</sup>
<u>苏州</u>				
早期	99.0 (全岩) <sup>6</sup>	133.0±1.0 (黑云母) <sup>7</sup>	155±1.2 (4) <sup>6</sup>	
主期	121.5±3.4 (黑云母) <sup>7</sup> 123.7±2.2 (黑云母) <sup>7</sup> 114.7±1.7 (钾长石) <sup>7</sup>	123.4±0.8 (黑云母) <sup>7</sup>	140.9±1.1 (7) <sup>6</sup> 128±11 (3) <sup>7</sup> 114.1±4.9 (9) <sup>9</sup>	
晚期	71.7 (全岩) <sup>6</sup> 125.3±0.8 (黑云母) <sup>7</sup> 123.0±0.7 (黑云母) <sup>7</sup>	123.1±0.4 (黑云母) <sup>7</sup> 123±0.5 (黑云母) <sup>8</sup>	132.5±1.5 (5) <sup>6</sup>	
<u>魁岐</u>			107.7±1.1 (8) <sup>10</sup> 108±1.2 (12) <sup>11</sup> 93±1 (6) <sup>12</sup>	

注：1. 据李培忠和于津生 (1993)，括号内数字为样品数，除非特别注明，样品都为全岩；2. 据许保良等 (1998)；3. 据 Zhao *et al.* (1998)；4. 据赵广涛等 (1997b)；5. 据桂训唐等 (1989)；6. 据汪建明等 (1987)，其中早期 Rb-Sr 等时线年龄为矿物内部等时线结果；7. 据 Charoy and Raimbault (1994)，其中主期 Rb-Sr 等时线年龄为矿物内部等时线结果；8. 据陈江峰等 (1993) 分析的不同期次苏州 A 型花岗岩中五个黑云母样品结果；9. 据欧阳婵嫻 (1985)；10. 据王德滋等 (1985)；11. 据覃振蔚 (1986)；12. 据 Martin *et al.* (1994)

## 2 实验方法

全岩样品的 Nd-Sr 同位素组成采用常规离子交换树脂技术进行样品分离,转化成的盐类在中国科学院地质与地球物理所 VG354 和中国地质大学(武汉) MAT-261 热电离蒸发固体质谱计(TIMS)上测定同位素比值,并利用同位素稀释技术(ID)计算元素含量。所有样品的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 统一采用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 以及 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 进行标准化处理(Faure, 1986; DePaolo, 1988)。Rb-Sr等时线采用 ISOPLOT 2.90 专用软件进行拟合(Ludwig, 1996)。全岩样品 $\delta^{18}\text{O}$ 采用常规 $\text{BrF}_5$ 法进行分析(Clayton and Mayeda, 1963),锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 则利用美国威斯康星大学 $\text{CO}_2$ 激光探针进行测定(Valley *et al.*, 1995),上述两种氧同位素分析方法的精度分别优于 $\pm 0.2\%$ 和 $\pm 0.05\%$ 。本文新获得的中国东部 A 型花岗岩 36 件全岩样品 Nd-Sr-O 同位素数据以及部分锆石样品 $\delta^{18}\text{O}$ 测定结果一并列入表 3。

## 3 全岩 Rb-Sr 等时线年龄

将所获五个岩体的 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素数据分别进行投点作图与等时线拟合后发现,尽管各个岩体的 Rb-Sr 同位素数据表现出一定的线性相关分布特征,但是 York 方程拟合结果表明,无论是 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 还是同位素年龄值都存在较大变化范围(图 2a-1 到 e-1),并且 MSWD (37~160)明显高于等时线合理范围(Wendt and Carl, 1991)。这表明,不加选择、不加区分地将所有数据进行等时线拟合是不可取的(魏春生等, 1997)。

此外,与 Rb-Sr 同位素数据相比,几乎所有岩体的 Sm-Nd 同位素数据点都很离散,不存在明显的线性相关关系(图 2a-2 至 e-2)。这可能与二者地球化学行为存在明显差异,形成 A 型花岗岩的物理化学条件不易使其同位素初始组成达到均一化,以及中国东部 A 型花岗岩经历过较为复杂的地质演化历史有关。因此,下文将着重探讨中国东部 A 型花岗岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄的地质意义。

众所周知,待研究样品同时形成、Rb-Sr 同位素数据线性相关、铷同位素初始比值达到均一化以及同位素体系保持封闭,是 Rb-Sr 同位素等时线年龄是否具有地质意义的基本要求(Faure, 1986; Zheng, 1989)。下文将逐一考察中国东部 A 型花岗岩 Rb-Sr 同位素数据是否能够满足上述要求。

### 3.1 “异常”数据点的剔除

虽然数据点较大的分布范围有利于等时线拟合(Zheng, 1989; Kullerud, 1991),但是对某一确定研究对象中超出合理变化范围“异常”数据点的筛选,是保证等时线拟合结果可靠性以及是否具有地质意义的重要前提之一。研究表

明,除碾子山岩体外,中国东部其余四个有代表性 A 型花岗岩都不同程度地存在异常的 Rb-Sr 同位素数据点(图 2 b-1 至 e-1 中标有样品号的数据点)。

Collins *et al.* (1982)以及 Whalen *et al.* (1987)对澳大利亚东南部和世界各地 A 型花岗岩的研究表明,微量元素是判别 A 型花岗岩的重要标志之一。由于 A 型花岗岩碱性长石含量较高而斜长石几乎不发育,并且结晶分异程度通常较高,因此典型 A 型花岗岩 Rb/Sr 通常大于 3.52。假定这一判别指标对中国东部 A 型花岗岩同样有效,可对研究岩体的属性进行判别。如图 2 所示,山海关岩体 SHN1, 97SHG09, 97SHG12 以及 97SHG16 四个样品(Rb/Sr=0.35~2.61), 崂山岩体 84-YG-141, 84-YG-143 和 84-YG-144 三个样品(Rb/Sr=1.71~2.60)以及魁岐 46-1 样品(Rb/Sr=2.16),明显不属于 A 型花岗岩范畴,在下文进行 Rb-Sr 等时线拟合时应予以剔除。事实上仔细观察图 2 还会发现,中国东部 A 型花岗岩中不仅存在 Rb/Sr 比明显偏低的“异常”样品,而且还存在 Rb/Sr 比显著偏高的“异常”样品。根据 Collerson (1982), Poitrasson *et al.* (1995)和 Whalen *et al.* (1996)对加拿大和法国 A 型花岗岩的研究, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比值的最高值通常小于 320。所以,崂山 84-YG-147 样品( $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=587$ )以及魁岐 81-12, 81-13, 81-20-1, 81-22-1, CM11, CM14 以及 CM67 七个数据明显偏高的样品( $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=380\sim 2005$ ),在等时线拟合时也不应考虑。如图 2d-1 所示,苏州 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比值明显偏高的样品全部是黑云母和钾长石单矿物数据,为便于和其它岩体全岩 Rb-Sr 等时线拟合结果进行对比,后文的讨论中也不包括这些单矿物数据。

### 3.2 混合作用与铷同位素初始比值均一化

与构成等时线的同位素数据点应具有较高线性相关关系的基本要求相比,混合作用也可使研究对象的同位素数据表现出很好的线性关系,形成所谓的混合线、假等时线或表观等时线(Zheng, 1989; Wendt, 1993)。Faure (1986)通过严格的理论推导,提出了区分混合线和等时线的基本方法。如果样品 Rb-Sr 同位素数据点的线性分布关系与混合作用有关,那么 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 与 $1/\text{Sr}$ 呈线性变化关系,体系铷同位素初始比值不会达到均一化。反之,二者不存在明显的线性相关关系, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 在误差范围内为一条与 $1/\text{Sr}$ 变化无关的水平直线,这是体系铷同位素初始比值达到均一化、分析数据构成 Rb-Sr 等时线的重要标志之一。据此对中国东部 A 型花岗岩全岩 Rb-Sr 同位素数据进一步进行了筛选。

首先,剔除了前人只发表同位素比值而未给出铷含量测定结果的实验数据,因为无法根据上述准则对这些数据是否与混合作用有关、铷同位素初始比值是否达到均一化进行评价。其次,依据图 2 等时线拟合结果对各岩体样品点铷同位素初始组成进行反算。在 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 1/\text{Sr}$ 相关图解中,凡是落在铷同位素初始组成拟合误差范围之外的样品数据点一律剔除(图 3 中位于两条虚线外侧标有样品号的数据点),

表 3 中国东部 A 型花岗岩代表性岩体 Nd-Sr-O 同位素数据

Table 3 Nd-Sr-O isotopic data for representative A-type granites in eastern China

样品号	Rb ( $\mu\text{g/g}$ )	Sr ( $\mu\text{g/g}$ )	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sm ( $\mu\text{g/g}$ )	Nd ( $\mu\text{g/g}$ )	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{全岩}}$ ( $\text{‰}$ )	$\delta^{18}\text{O}_{\text{锆石}}$ ( $\text{‰}$ )
<b>碾子山</b>										
97NZS05	162.8	4.86	98.60	0.8777	19.41	119.30	0.0984	0.512603	-1.2	3.52
97NZS07	196.9	7.15	80.79	0.8523	20.80	103.31	0.1217	0.512722	0.8	
97NZS11	141.8	4.34	96.38	0.9082	16.06	94.15	0.1031	0.512707	-1.6	3.12 1.11 <sup>a</sup> 1.26 <sup>a</sup>
97NZS13	149.9	4.92	89.71	0.8785	13.42	74.48	0.1090	0.512686	-2.4	
97NZS19	172.3	11.59	43.36	0.7878	6.95	35.33	0.1190	0.512722	0.6	3.54 3.62 <sup>b</sup>
97NZS20	142.5	6.06	68.89	0.8387	15.65	86.98	0.1088	0.512783	-0.8	
97NZS32	125.3	12.78	28.54	0.7669	16.00	91.08	0.1062	0.512784	-1.9	
97NZS39	146.9	9.38	45.72	0.7991	17.22	93.83	0.1109	0.512740	-1.8	
97NZS45	155.9	10.74	42.34	0.7922	19.67	97.49	0.1220	0.512676	1.6	4.14 4.19 <sup>b</sup>
97NZS53	186.7	18.79	28.89	0.7561	17.00	87.52	0.1175	0.512748	1.6	4.01 4.03 <sup>b</sup> 4.03 <sup>b</sup>
<b>山海关</b>										
97SHG09	78.2	198.0	1.14	0.7122	6.88	38.82	0.1071	0.511883	6.1	
97SHG12	76.7	219.2	1.01	0.7131	6.93	39.12	0.1070	0.511833	5.9	
97SHG16	94.7	231.7	1.18	0.7125	7.62	42.49	0.1084	0.511854	6.4	
97SHG33	166.7	14.08	34.51	0.7832	11.69	63.86	0.1106	0.511947	2.7	1.82 <sup>a</sup>
97SHG37	218.1	8.91	71.75	0.8437	13.16	61.62	0.1291	0.512010	5.9	4.07 4.06 <sup>b</sup>
97SHG46	137.0	13.92	28.64	0.7701	11.43	59.92	0.1153	0.511987	5.3	
97SHG49	180.5	10.28	51.33	0.8122	11.63	66.40	0.1058	0.511988	4.0	
97SHG50	168.0	8.37	58.77	0.8350	12.11	66.97	0.1093	0.512208	5.3	4.71
<b>崂山</b>										
95LS02	178.0	8.24	63.18	0.8237	2.55	12.80	0.1203	0.512037	6.3	5.12
95LS05	162.4	7.26	65.49	0.8257	3.19	16.96	0.1136	0.511645	7.4	4.86 4.80 <sup>b</sup>
<b>苏州</b>										
96SZ01	429.8	40.90	30.51	0.7630	10.79	50.94	0.1281	0.512090	6.2	
96SZ11	553.8	13.84	117.80	0.9048	9.54	40.62	0.1421	0.512165	6.0	
96SZ12	574.4	14.16	119.45	0.9100	12.90	59.24	0.1317	0.512169	6.9	
96SZ17	356.7	34.37	30.13	0.7604	14.54	80.49	0.1093	0.512165	6.3	
96SZ28	340.8	33.16	29.82	0.7604	10.09	47.82	0.1276	0.512194	8.2	
96SZ33	303.6	44.21	19.90	0.7437	9.61	45.81	0.1269	0.512195	6.9	
96SZ45	319.6	75.27	12.30	0.7357	9.04	43.39	0.1260	0.511923	8.7	
96SZ50	414.1	43.83	27.40	0.7529	6.86	29.62	0.1401	0.512064	7.2	
96SZ54	287.1	39.31	21.17	0.7453	11.62	51.03	0.1378	0.512238	6.1	
96SZ57	573.4	11.21	151.37	0.9620	9.10	23.69	0.2324	0.512245	8.0	
96SZ69	326.3	33.44	28.31	0.7568	8.78	42.28	0.1256	0.512216	7.4	
96SZ79	526.0	15.21	101.60	0.8870	15.25	62.39	0.1479	0.512184	8.3	
96SZ81	413.1	37.66	31.85	0.7637	8.21	39.69	0.1251	0.512174	8.4	
96SZ83	386.6	43.52	25.77	0.7559	11.05	58.78	0.1137	0.512109	7.4	
96SZ91	363.6	32.66	32.33	0.7640	9.34	47.44	0.1191	0.512183	8.0	
96SZ100	1134.9	19.26	175.10	1.0047	6.33	25.99	0.1472	0.512271	6.6	

注：a 蜕晶质锆石；b 同一样品重复分析结果

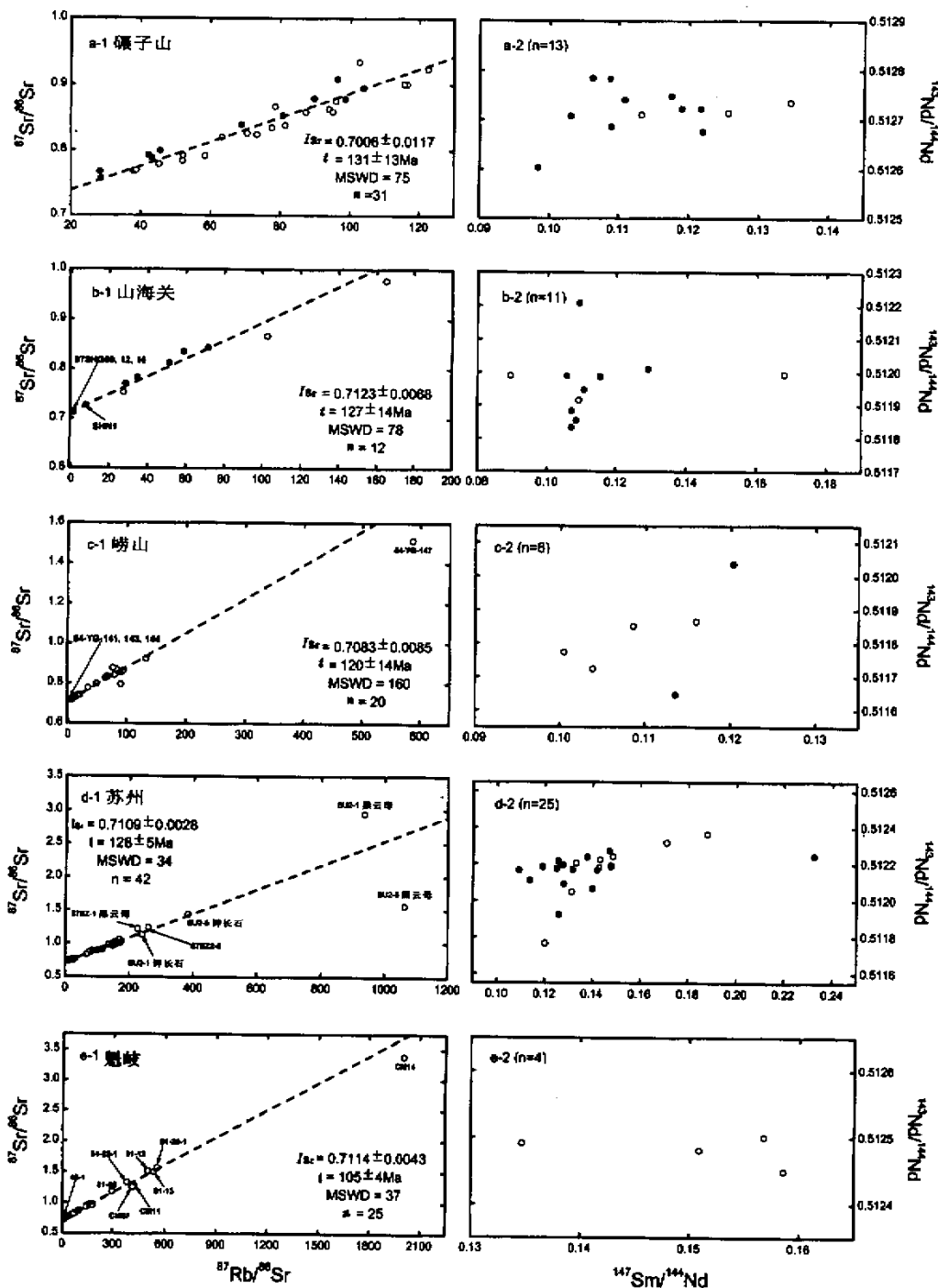


图 2 中国东部 A 型花岗岩代表性岩体 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素数据分布图

Rb-Sr 同位素相关图解中的虚线为 York 方程 1 拟合结果 (95% 置信水平), 数据是 ISOPLLOT 2.90 计算值,  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  和  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  的相对分析误差统一采用 1% 和 0.1% ( $1\sigma$ ), 并且误差不相关。为保证不同岩体 Rb-Sr 同位素拟合结果具可比性, 只将苏州 A 型花岗岩全岩数据参与计算, 单矿物数据只在 d-1 中标出而未参与计算。实心数据点为本文分析结果, 空心点代表前人已发表的实验数据。

Fig. 2 Whole-rock Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data of the A-type granites in eastern China

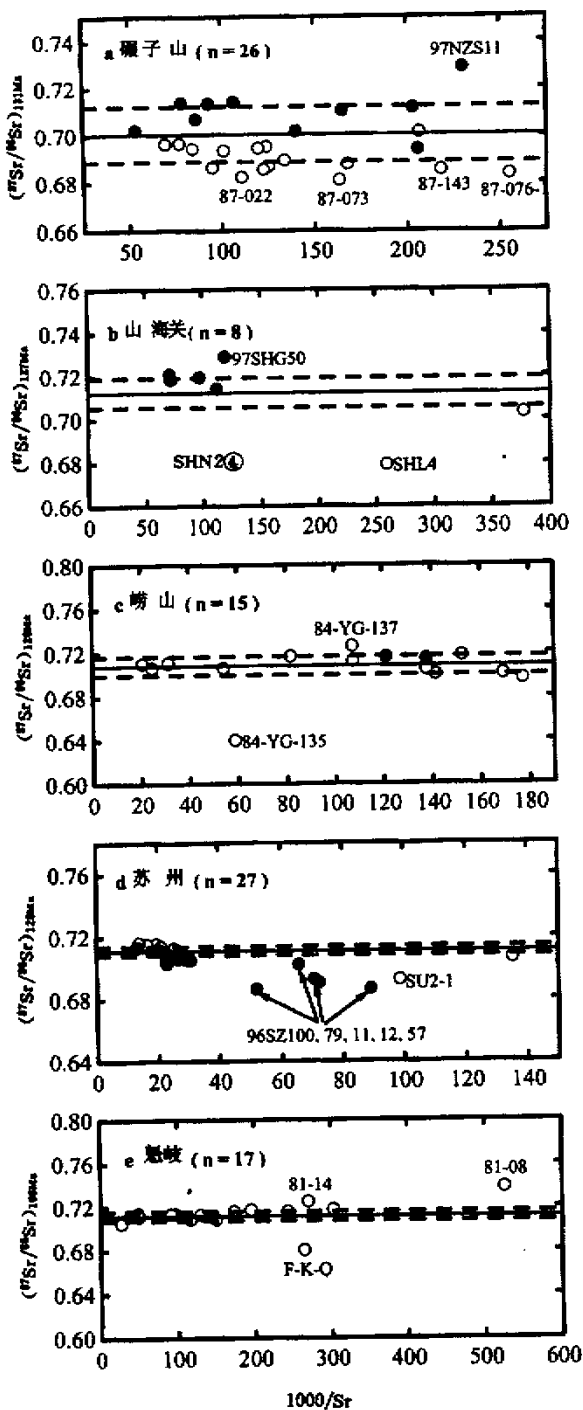


图 3 中国东部 A 型花岗岩代表性岩体全岩  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 1/\text{Sr}$  相关图解

其中纵坐标数据是各岩体样品按图 2 拟合出的年龄进行反算的结果,水平实线及其两侧的虚线是图 2 对锶同位素初始组成及其变化范围的拟合结果,其余说明参见图 2。

Fig. 3 Whole-rock  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 1/\text{Sr}$  diagram of the A-type granites in eastern China

因为这些样品锶同位素初始值没有均一化。

关于中国东部 A 型花岗岩部分全岩样品没有达到锶同位素初始组成均一化的可能原因包括:(1) 实验岩石学证据表明, A 型花岗岩是源岩在水不饱和条件下、低程度部分熔融的产物 (Creaser *et al.*, 1991; Skjerlie and Johnston, 1992, 1993; Patino Douce, 1997; Dall' Agnol *et al.*, 1999)。与其它类型花岗岩相比, 由于源区物质的继承性会导致 A 型花岗岩同位素初始组成难以完全达到均一化, 这是影响 A 型花岗岩等时线定年结果可靠性的重要内在原因之一;(2) 由于 A 型花岗岩富含 F、Cl 等卤族挥发份、粘度相对较低、结晶分异程度通常较高以及 Rb、Sr 配分行为存在较大差异等原因, 估计岩浆结晶分异作用可能是导致  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  偏高的重要原因之一 (McCarthy and Cawthorn, 1980; Cavazzini, 1994); (3) 岩浆期后水-岩相互作用对 Rb-Sr 同位素封闭体系的扰动等 (Andre and Deutsch, 1986; Lutz and Srogi, 1986; Gerstenberger, 1989; Zuddas *et al.*, 1995), 本文将对此予以进一步讨论。

### 3.3 岩浆期后热液活动的影响

放射性衰变同位素体系是否保持封闭是制约等时线测年结果可靠性的重要因素之一。由于 A 型花岗岩在地壳中侵位相对较高并且规模相对较小, 因此易遭受后期地质作用的扰动。对中国东部 A 型花岗岩全岩及主要造岩矿物氢氧同位素地球化学研究表明, 这些岩体都不同程度地遭受过岩浆期后大气降水交换作用的影响 (Wei *et al.*, 2000)。图 4 所示碾子山、山海关和崂山岩体中锆石与全岩之间氧同位素不平衡分馏关系, 清楚表明岩浆期后存在较为显著的大气降水热液交换。

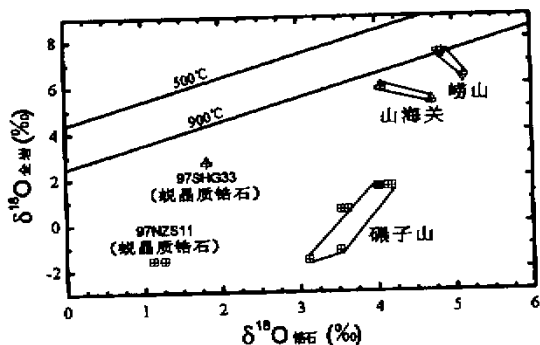


图 4 中国东部 A 型花岗岩代表性岩体全岩与锆石氧同位素相关图解

其中锆石  $\delta^{18}\text{O}$  值为激光探针分析结果, 全岩样品  $\delta^{18}\text{O}$  值采用常规  $\text{BrF}_5$  法进行分析, 数据来源参见表 3。碾子山和山海关标有样品号的是蛻晶质锆石, 其余都是晶态锆石样品。标有温度的两条直线代表 A 型花岗岩与锆石之间氧同位素平衡分馏关系。

Fig. 4 Whole-rock and zircon  $\delta^{18}\text{O}$  diagram of the A-type granites in eastern China

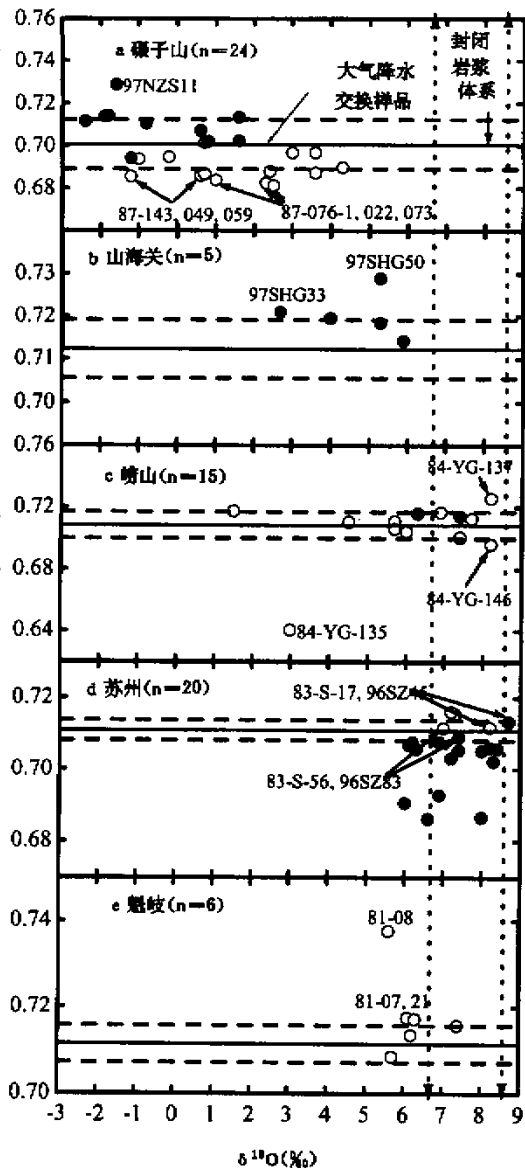


图 5 中国东部 A 型花岗岩代表性岩体全岩  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - \delta^{18}\text{O}$  相关图解

其中两条带箭头的垂直虚线代表未受扰动的 A 型花岗岩氧同位素初始组成变化范围 ( $7.5 \pm 1.0\text{‰}$ , Wei *et al.*, 2000), 其余说明参见图 2 和 3。

Fig. 5 Whole-rock  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - \delta^{18}\text{O}$  diagram of the A-type granites in eastern China

由于氧同位素组成能够较为灵敏地指示水-岩交换程度, 所以将  $\delta^{18}\text{O}$  与  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  相结合, 可进一步剔除那些明显遭受过热液蚀变扰动不平衡的样品, 并且能够区分出锶同位素初始组成均一化究竟是岩浆封闭体系的真实反映, 还是岩浆期后热液再造的结果。

由图 5 可见, 根据中国东部 A 型花岗岩样品 Sr-O 同位素数据点分布特征可划分出三种主要类型:

(1) 碾子山和山海关岩体由于明显受到岩浆期后大气降水交换的影响, 全岩  $\delta^{18}\text{O}$  值低于正常岩浆值范围并且与锆石氧同位素之间表现为不平衡分馏关系 (图 4 和 5a, b)。因此这两个岩体锶同位素初始组成均一化是开放体系重置再造的结果, 其 Rb-Sr 等时线年龄不代表岩浆冷却结晶年龄。

(2) 苏州岩体被岩浆期后地质作用的扰动不明显, 全岩  $\delta^{18}\text{O}$  值基本在正常岩浆值范围内变化 (图 5d) 并且主要造岩矿物氧同位素基本保持平衡分馏关系 (Wei *et al.*, 2000), 所以其 Rb-Sr 等时线年龄代表岩体冷却结晶封闭年龄。

(3) 崂山岩体的情况较为复杂, 部分样品保持封闭岩浆体系不变, 而另一部分样品则明显遭受大气降水作用的影响 (图 4 和 5c)。

目前所获魁岐  $\delta^{18}\text{O}$  与 Rb-Sr 同位素配套数据较少并且这些数据沿封闭岩浆体系与后期热液开放体系边界分布 (图 5e), 其 Rb-Sr 等时线年龄的地质意义并不十分明确。然而, 考虑到魁岐岩体主要造岩矿物基本表现为氧同位素平衡分馏关系、全岩氢氧同位素同步亏损特征并不显著等地质事实 (Wei *et al.*, 2000), 估计其 Rb-Sr 等时线年龄可能代表岩浆冷却结晶年龄。

### 3.4 Rb-Sr 等时线年龄拟合结果

依据上述准则对中国东部 A 型花岗岩全岩 Rb-Sr 同位素数据进行了系统筛选, 并采用 ISOPLOT 2.90 程序对实验数据重新进行了计算。Rb-Sr 等时线拟合结果如图 6 所示, 并得到以下一些基本认识:

(1) 与不加选择的拟合结果相比, 对筛选后实验数据进行的 Rb-Sr 等时线拟合结果的可靠性明显提高, MSWD 从 34 ~ 160 (图 2) 迅速降低到 0.9 ~ 15 范围 (图 6)。

(2) 经过筛选后的样品点  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  基本能够达到均一化 (沿图 6 水平线分布的较小数据点), 这也同样确保了 Rb-Sr 等时线年龄的可靠性。

(3) 中国东部未明显遭受大气降水交换的苏州和魁岐两个岩体全岩 Rb-Sr 等时线年龄分别为  $108 \pm 10\text{Ma}$  和  $109 \pm 5\text{Ma}$  (图 6d 和 e), 二者在误差范围内基本一致, 这表明它们在形成时代上可能具有同时性。由于魁岐岩体 MSWD 明显比苏州岩体大得多 (10 vs 0.9), 因此推测魁岐岩体 Rb-Sr 等时线年龄的可信度不如苏州岩体高。

(4) 虽然依据全岩样品  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - \delta^{18}\text{O}$  分布特征可以区分出崂山岩体遭受扰动和未遭受扰动的样品 (图 5c), 但 Rb-Sr 等时线年龄拟合结果却存在较大的误差 ( $\pm 13 \sim \pm 14\text{Ma}$ ) 和不确定性 ( $\text{MSWD} = 7 \sim 17$ , 图 6c)。这表明在岩浆期后水-岩相互作用过程中, 体系锶同位素初始组成无法通过再造达到完全均一化。此外, 分别对崂山岩体遭受扰动和未遭受扰动样品进行 Rb-Sr 等时线拟合结果表明, 年龄出现了倒转这一异常现象, 即岩体冷却结晶年龄  $102 \pm 14\text{Ma}$



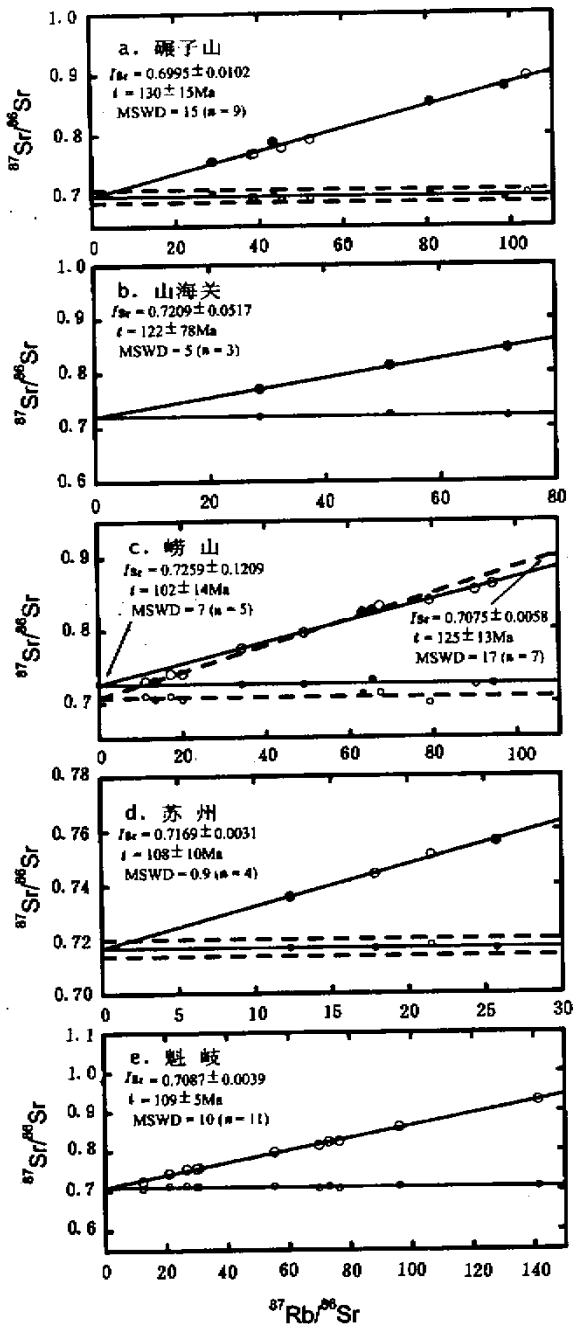


图 6 中国东部 A 型花岗岩经过筛选的全岩 Rb-Sr 同位素数据分布图

其中实斜线代表等时线拟合结果, 水平实线及其两侧的水平虚线代表锶同位素初始组成及其变化范围, 较小数据点是相应样品通过拟合出的等时线年龄反算出的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ , 其余说明参见图 2 及正文。

Fig. 6 The screened whole-rock Rb-Sr isotopic data of the A-type granites in eastern China

(图 6c 中实线所示) 明显小于后期热液蚀变年龄  $125 \pm 13\text{Ma}$  (图 6c 中虚线所示)。初步推测在水-岩相互作用过程中有外来 Sr 的带入, 估计岩体周围古老的元古代片麻岩是高  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值最有可能的提供者。需要指出的是, 由于崂山是多期次活动的 I-A 复合岩体, 因此不完全排除上述异常的 Rb-Sr 等时线年龄拟合结果与此有关的可能性。

(5) 与崂山岩体遭受过热液蚀变作用影响的样品类似, 碾子山和山海关这两个受后期地质作用扰动较为明显岩体 Rb-Sr 等时线年龄拟合结果不仅误差大 (分别是  $\pm 15\text{Ma}$  vs  $\pm 78\text{Ma}$ ), 而且可靠性低 (MSWD 分别是 15 vs 5, 图 6a 和 b)。如果在水-岩交换过程中只有 Sr 的带出, 那么这两个年龄值应  $\leq$  岩体冷却结晶年龄; 如果与崂山岩体一样, 在水-岩相互作用过程中有外来放射成因锶的明显加入的话, 这两个年龄值应大于或等于岩体冷却结晶年龄。目前实验数据尚无法进一步确定碾子山和山海关全岩 Rb-Sr 等时线年龄的确切地质年代学意义 (岩浆冷却结晶年龄 vs 后期热液事件年龄)。如果将理论模型计算 (例如 Lutz and Srogi, 1986; Zud-das *et al.*, 1995 以及 DePaolo and Getty, 1996) 与锆石 U-Pb、常见造岩矿物 Rb-Sr 内部等时线以及黑云母、钾长石  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  坪年龄测定等定年技术相结合, 根据不同放射性衰变同位素体系封闭温度的差异以及抵抗后期地质作用扰动能力的不同, 将能够合理确定岩浆冷却结晶年龄以及后期热液事件年龄并重建中国东部 A 型花岗岩相对完整的热演化史。不过, 下文在计算  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  和  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  进行源区物质来源示踪时, 仍采用图 6 给出的 Rb-Sr 等时线年龄拟合结果。关于造成本文全岩 Rb-Sr 等时线年龄值与前人定年结果 (参见前文表 2) 不一致的原因, 目前尚不完全清楚。

(6) 除碾子山岩体外, 中国东部其余四个 A 型花岗岩体的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  均偏高 (图 6), 这表明其源区物质直接来自亏损地幔的可能性不大。由于 A 型花岗岩  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  通常较高, 定年误差对  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  反算结果影响较大, 因此仅利用全岩锶同位素初始值示踪源区物质来源存在较大的不确定性。下文将全岩 Sr、Nd 同位素组成与锆石  $\delta^{18}\text{O}$  值结合起来, 对中国东部 A 型花岗岩源区物质来源进行综合示踪研究。

## 4 源区物质来源的 Nd-Sr-O 同位素体系联合制约

### 4.1 源区物质来源的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 示踪

地球不同源区的 Nd-Sr 同位素端元组成存在差异是示踪物质来源的基础 (Faure, 1986; DePaolo, 1988)。为消除放射成因同位素组成随时间变化而产生的累积衰变效应的影响, 根据样品同位素组成测定结果, 按下列公式分别计算  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  和  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  来进行示踪研究:

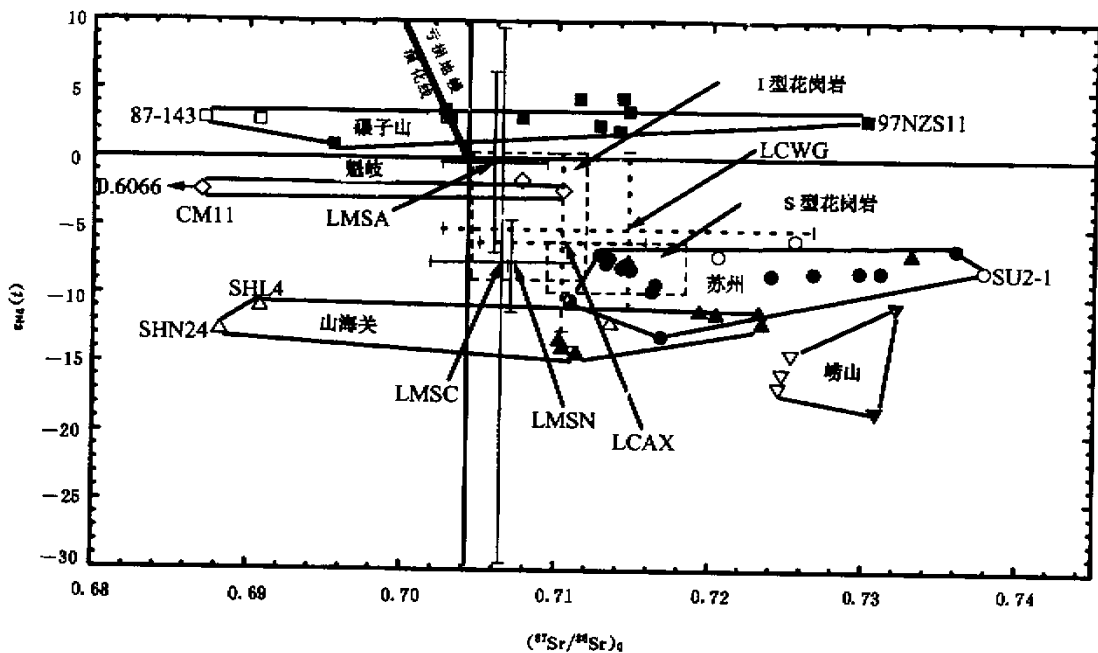


图 7 中国东部 A 型花岗岩代表性岩体全岩  $\epsilon_{Nd}(t) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  图解

其中亏损地幔演化线据 DePaolo (1988), 由虚线圈定的 I 型与 S 型花岗岩 Nd-Sr 同位素变化范围来自 McCulloch and Chappell (1982), LCWG 和 LCAX 两个粗点线大十字分别代表世界各地下地壳麻粒岩以及澳大利亚下地壳包体 Nd-Sr 同位素变化范围 (Ben Othman *et al.*, 1984; Rudnick, 1990)。LMSN, LMSC 和 LMSA 三个细线黑十字分别表示美国西部山地内华达、西伯利亚克拉通以及南非大陆岩石圈富集地幔 Nd-Sr 同位素变化范围 (Farmer *et al.*, 1989; Walker *et al.*, 1989; Pearson *et al.*, 1995)。其余说明参见图 2 说明。

Fig. 7 Whole-rock  $\epsilon_{Nd}(t) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  diagram of the A-type granites in eastern China

$$\epsilon_{Nd}(t) = 10^4 \cdot \left[ \frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_m - (^{147}Sm/^{144}Nd)_m \cdot (e^{\lambda_{Sm}t} - 1)}{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} - (^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR} \cdot (e^{\lambda_{Sm}t} - 1)} - 1 \right] \quad (1)$$

$$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = (^{87}Sr/^{86}Sr)_m - (^{87}Rb/^{86}Sr)_m \cdot (e^{\lambda_{Rb}t} - 1) \quad (2)$$

其中角标为 m 的项代表样品实测值,  $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} = 0.512638$ ,  $(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR} = 0.1967$ ,  $\lambda_{Sm} = 6.54 \times 10^{-12} a^{-1}$ ,  $\lambda_{Rb} = 1.42 \times 10^{-11} a^{-1}$ , t 代表中国东部 A 型花岗岩年龄 (参见图 6 Rb-Sr 等时线拟合结果)。

将中国东部 A 型花岗岩钐-铷同位素组成与地球各主要端元进行对比 (图 7) 后发现, 不仅总体上  $\epsilon_{Nd}(t)$  变化范围很大 (从崂山岩体的 -18.3 变化到碾子山岩体的 +4.4), 而且  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  也在很大的范围内变化 (从魁岐岩体的 0.6066 变化到苏州岩体的 0.7378)。这些变化是源区物质来源多样性的反映还是与 A 型花岗岩特殊的形成过程有关呢?

如图 7 所示, 除碾子山岩体的  $\epsilon_{Nd}(t) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  组成具有较为明确的亏损地幔信息外, 其余四个岩体的源区物质既可能来自地壳, 也可能来自富集地幔。根据 Wei *et al.*

(2000) 模型计算结果, 中国东部 A 型花岗岩氢氧同位素初始组成分别是  $-50 \pm 5\%$  和  $7.5 \pm 1.0\%$ , 这基本排除了源区物质来自曾经历过化学风化循环的上部地壳的可能性。近年来实验岩石学研究表明, 以富集 Al、Ca 而亏损 K、Si 为主要特征的麻粒岩相下地壳无法直接衍生出 Al、Ca 相对亏损而 K、Si 相对富集的 A 型花岗岩 (Rutter and Wyllie, 1988), 因此中国东部 A 型花岗岩完全起源于下地壳的可能性也不大。

与单个岩体  $\epsilon_{Nd}(t)$  变化范围相对较为有限形成鲜明对照的是, 除崂山岩体外, 中国东部其余四个 A 型花岗岩体  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  变化范围非常大 (图 7 中标有样品号的数据点)。中国东部不仅存在高  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  的样品 (如 97Nzs11, SU2-1), 而且也存在铷同位素初始值低于地球总体组成的样品 (如 87-143, CM11, SHL4 以及 SHN24 等)。除前文 3.2 节提到的原因外, 由于 A 型花岗岩  $^{87}Rb/^{86}Sr$  通常较高, 较小的定年误差也可能是导致铷同位素初始组成发生明显漂移的重要原因, 这给通过全岩  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  示踪 A 型花岗岩源区物质来源带来了较大的困难和不确定性。以碾子山岩体为例, 对 97Nzs05 样品而言,  $^{87}Rb/^{86}Sr = 98.60$ ,  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.8777$ ,  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{130Ma} = 0.6955$ , 该值甚至低于 BABI

(0.69897), 为一不合理的低值。如果取  $t=125\text{Ma}$  (即在图 6a 拟合误差范围内仅比原年龄值减少 5Ma),  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{125\text{Ma}}=0.7025$ , 基本接近亏损地幔演化线范围。针对 A 型花岗岩这一显著特点, 今后选取 Rb 含量相对较低的钙质矿物 (如磷灰石、绿帘石、方解石和萤石等) 进行锶同位素示踪研究, 可能是克服上述困难的重要途径之一。

#### 4.2 锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 值对源区的制约

与 Nd、Sr 等微量元素不同, 利用  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  示踪物质来源具有以下独特优势:

(1) 氧是常见元素, 几乎存在于地球所有物质中, 因此利用  $\delta^{18}\text{O}$  示踪具有广泛的应用性;

(2) 氧是常量元素 (地球平均含量约为 50%), 缓冲能力较强, 能有效抵抗各种地质作用的扰动;

(3) 氧同位素分馏是温度的函数, 由于地球内部和外部层圈的温度变化较大, 所以通过  $\delta^{18}\text{O}$  能够较为灵敏地研究壳-幔相互作用以及物质再循环程度;

(4) 虽然地球不同端元之间氧同位素组成存在差异, 但氧的含量却基本相同, 因此只需精确测定  $\delta^{18}\text{O}$  值就可定量计算出地球各主要端元的相对贡献大小。

与常见造岩矿物不同, 锆石稳定性较高 (Speer, 1982), 即使在麻粒岩相变质条件下和强烈的热液蚀变过程中也能够保持原岩初始  $\delta^{18}\text{O}$  值不变 (Valley *et al.*, 1994; King *et al.*, 1997, 1998), 因此是示踪源区物质来源的理想手段。对中国东部碾子山、山海关和崂山三个 A 型花岗岩中部分有代表性锆石样品  $\delta^{18}\text{O}$  值激光探针初步研究结果表明, 其  $\delta^{18}\text{O}$  值均不同程度地低于地幔值 (表 3 和图 8)。

由于锆石结晶较早、封闭温度较高、氧扩散及晶体生长速率十分缓慢, 因此低  $\delta^{18}\text{O}$  值锆石通常来源于亏损  $^{18}\text{O}$  的岩浆, 而与岩浆期后水-岩交换无关 (Bindeman and Valley, 2000)。中国东部碾子山、山海关以及崂山 A 型花岗岩锆石氧同位素组成在单个岩体尺度上所表现出的均一性 ( $1\sigma < 0.5\text{‰}$ ) 同样支持低  $\delta^{18}\text{O}$  成因岩浆的观点, 并且与亏损  $^{18}\text{O}$  围岩对正常岩浆的混染作用 (AFC) 无关 (Balsley and Gregory, 1998)。受氧同位素分馏温度效应的制约, 与海水进行低温水-岩交换的上部玄武岩洋壳  $\delta^{18}\text{O}$  值通常较高 ( $8\text{‰} \sim 10\text{‰}$ , Staudigel *et al.*, 1995), 而下部与海水在高温条件下进行同位素交换的辉长岩洋壳  $\delta^{18}\text{O}$  值 ( $3.5\text{‰} \sim 5.5\text{‰}$ , Hart *et al.*, 1999) 则低于地幔平均值。因此, 中国东部 A 型花岗岩锆石  $\delta^{18}\text{O}$  值不同程度低于地幔平均值这一事实表明, 中国东部 A 型花岗岩最有可能起源于经历过高温海水热液蚀变、再循环俯冲下部辉长岩洋壳通过部分熔融所衍生出的低  $\delta^{18}\text{O}$  岩浆 (Gillam and Valley, 1997; Valley *et al.*, 1998; Wei *et al.*, 2001)。这与中国东部 A 型花岗岩濒临太平洋板块俯冲带分布、产于中国东部中生代拉张性大地构造背景中等宏观地质事实相吻合。

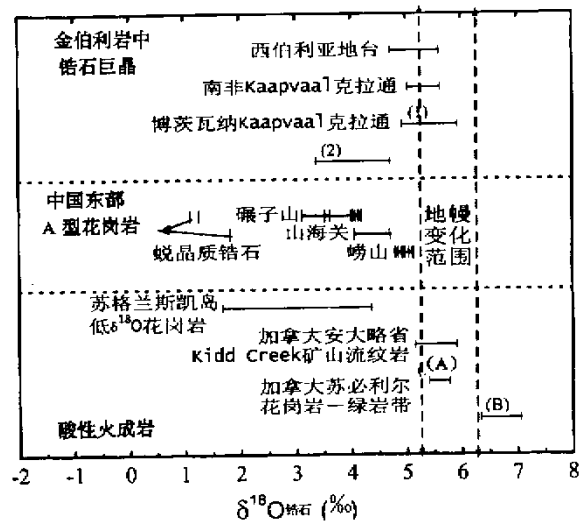


图 8 中国东部 A 型花岗岩中锆石与世界各地锆石氧同位素组成对比图

金伯利岩中的锆石巨晶氧同位素组成变化范围据 Valley *et al.* (1998), 其中博茨瓦纳 Kaapvaal 克拉通编号 (1) 和 (2) 分别代表显生宙和前寒武纪金伯利岩中锆石巨晶  $\delta^{18}\text{O}$  值变化范围。苏格兰 Isle of Skye 低  $\delta^{18}\text{O}$  花岗岩数据引自 Gilliam and Valley (1997)。加拿大安大略省 Kidd Creek 块状硫化物矿床容矿流纹岩所含锆石  $\delta^{18}\text{O}$  值变化范围引自 King *et al.* (1997)。加拿大苏必利尔花岗岩-绿岩带中锆石氧同位素数据来自 King *et al.* (1998), 其中 (A) 代表 TTG 岩套, (B) 是方辉安山岩 (sanukitoid)  $\delta^{18}\text{O}$  值变化范围。图中两条带箭头的垂直虚线代表全球地幔氧同位素组成变化范围 ( $5.7 \pm 0.5\text{‰}$ )。

Fig. 8 The plot of zircon oxygen isotope ratios observed for the A-type granites in eastern China and the other occurrences in the world

#### 4.3 混合作用与 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - \delta^{18}\text{O}$ 脱耦

Nd 属于难熔元素, 地球化学行为相对较为稳定, 并且在水-岩相互作用过程中 Sm/Nd 比值变化不大。因此将全岩  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  与锆石  $\delta^{18}\text{O}$  结合起来, 是示踪经受过强烈热液蚀变样品源区物质来源的可靠手段 (Peck *et al.*, 2000)。如图 9 所示, 与同一岩体尺度上全岩氧同位素组成变化范围较大形成强烈反差的是, 单个岩体中锆石  $\delta^{18}\text{O}$  值相对较为均一。虽然中国东部碾子山、山海关和崂山三个 A 型花岗岩中锆石样品  $\delta^{18}\text{O}$  值变化范围不大且均低于地幔  $\delta^{18}\text{O}$  平均值, 但不同岩体之间  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  却存在显著差异。

尽管亏损地幔与古老的下地壳、富集地幔与上地壳以及玄武岩洋壳与大洋沉积物之间不同比例的混合都可能是导致中国东部 A 型花岗岩钕同位素变化的潜在原因 (参见图 7

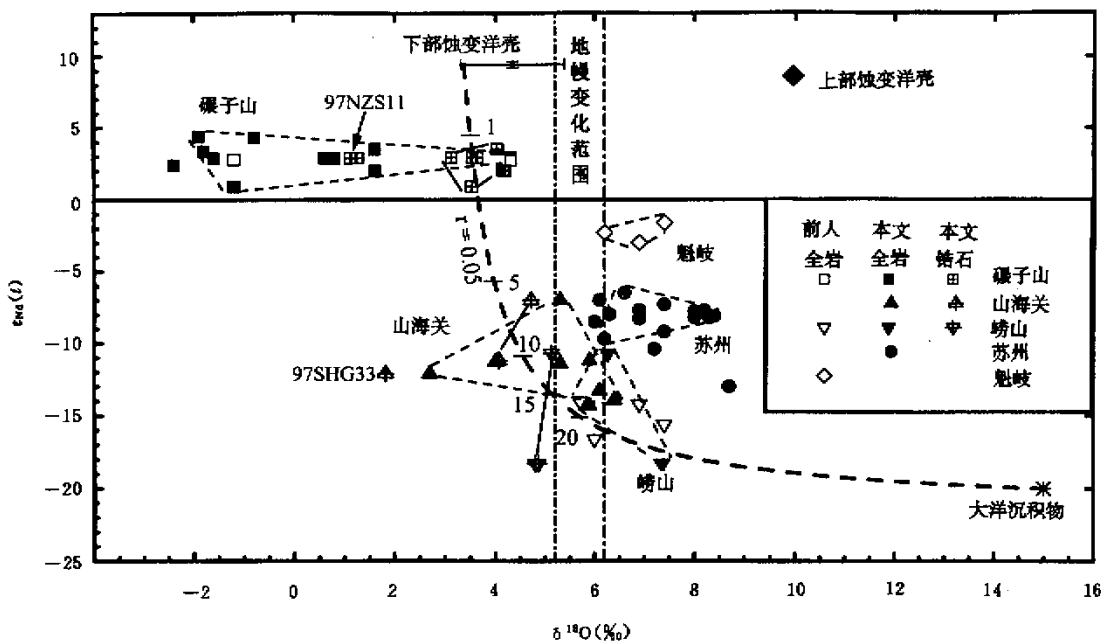


图 9 中国东部 A 型花岗岩代表性岩体  $\epsilon_{Nd}(t) - \delta^{18}O$  组成图

其中碾子山和山海关标有样品号的是蜕晶质锆石,地幔氧同位素变化范围据 Harmon and Hoefs (1995),上部低温热液蚀变的玄武岩洋壳同位素组成引自 Staudigel *et al.* (1995),经历过高温热液蚀变的下部辉长岩洋壳  $\epsilon_{Nd}(t)$ 、 $\delta^{18}O$  变化范围据 Hart *et al.* (1999),大洋沉积物钕-氧同位素组成据 White *et al.* (1985), Vroon *et al.* (1995) 以及 Savin and Epstein (1970)。虚线为下部蚀变洋壳与大洋沉积物二元混合方程计算结果,计算方法据 Vollmer (1976), Langmuir *et al.* (1978),虚线上标出的数字代表大洋沉积物所占比例的高低,r 为曲率,其余说明参见图例及图 2 说明。

Fig. 9  $\epsilon_{Nd}(t) - \delta^{18}O$  diagram of the A-type granites in eastern China

和 9),然而根据前文 4.1 提到的理由以及中国东部 A 型花岗岩全岩  $\epsilon_{Nd}(t)$  与锆石  $\delta^{18}O$  数据实际分布特征推测,能够同时满足锆石  $\delta^{18}O$  值低于地幔氧同位素变化范围以及  $\epsilon_{Nd}(t)$  从  $-18.3$  变化到  $+4.4$  最有可能的原因是,经历过高温海水热液蚀变的下部辉长岩洋壳与大洋沉积物之间不同比例的混合。模型计算结果表明,下部蚀变洋壳与大洋沉积物二元混合能够较好地拟合中国东部 A 型花岗岩  $\epsilon_{Nd}(t) - \delta^{18}O$  变化规律(图 9 中的虚线),其中碾子山岩体源区物质中大洋沉积物所占比例最低(2% ~ 3%),崂山岩体中大洋沉积物的比例最高(约 15%左右),山海关岩体源区物质中大洋沉积物所占比例介于二者之间,大约为 8%。尽管目前尚未获得苏州与魁岐两个 A 型花岗岩锆石氧同位素数据,但根据全岩钕-氧同位素分布特征推断,大洋沉积物混合比例可能低于 10%(图 9)。

由于大洋沉积物  $^{143}Nd/^{144}Nd$  比值高低主要受古老陆源碎屑物的控制, $\epsilon_{Nd}(t)$  通常  $\ll -10$  并且其 Nd 含量比下部蚀变洋壳高得多(White *et al.*, 1985; Vroon *et al.*, 1995),因

此在下部蚀变洋壳与大洋沉积物混合过程中,其  $\epsilon_{Nd}(t)$  值会发生显著的变化(Nelson, 1992)。以碾子山岩体为例,2% ~ 3% 的大洋沉积物加入,就会使再循环俯冲洋壳源区物质的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值从  $+9.5$  迅速降低至  $+1$  左右。与之相反,尽管大洋沉积物是在低温条件下沉积形成的,其  $\delta^{18}O$  与下部蚀变洋壳相比普遍偏高(Savin 和 Epstein, 1970),但考虑到大洋沉积物与下部蚀变洋壳氧的含量基本相同,计算结果表明在混合比例不高( $<20\%$ )的情况下, $\delta^{18}O$  值变化并不明显。然而仔细观察图 9 可以发现,随着再循环俯冲洋壳源区物质中大洋沉积物混合比例的逐渐增加,碾子山、山海关以及崂山 A 型花岗岩中的锆石  $\delta^{18}O$  值也有逐步增高的趋势(它们分别从  $3.85 \pm 0.33\%$ ,  $4.28 \pm 0.38\%$  变化到  $4.98 \pm 0.13\%$ ),这也同样支持中国东部 A 型花岗岩源区物质来自混合的下部蚀变洋壳与大洋沉积物的认识。中国东部三个 A 型花岗岩钕-氧同位素组成在空间上的变化规律也与上述结论一致。碾子山岩体由于距离俯冲带较远,大洋沉积物及其析出流体的参与较为有限(2% ~ 3%),而相邻俯冲带分布的

崂山岩体中大洋沉积物所占比例相对较高。离板块俯冲带较远的碾子山 A 型花岗岩仍有大洋沉积物参与其中的事实还意味着，至少在中生代太平洋板块的俯冲角度较小，具有平缓俯冲的特点 (Gutscher *et al.*, 2000)。

## 5 A 型花岗岩成因及其地球动力学意义

### 5.1 混合源区 vs 流体交代

根据前文讨论，特别是锆石  $\delta^{18}\text{O}$  以及  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - \delta^{18}\text{O}$  模型计算结果，中国东部 A 型花岗岩起源于再循环俯冲洋壳。众所周知，洋壳从上到下大体可连续划分为三层，即大洋沉积物、玄武岩洋壳以及辉长岩洋壳。本文研究结果表明，大洋沉积物与经历过高温海水热液蚀变的下部辉长岩洋壳按一定比例混合（即第一层 + 第三层）是产生中国东部 A 型花岗岩源区的基本要求。实验数据分布以及理论计算结果都不需要第二层玄武岩洋壳的参与。这有两种可能的原因：

(1) 产生中国东部 A 型花岗岩的俯冲洋壳第二层玄武岩洋壳不发育，由此导致只有第一层大洋沉积物和第三层辉长岩洋壳为 A 型花岗岩提供源区物质。这与近年来太平洋板块深海钻探结果相悖，因此可能性不大。

(2) 在板块俯冲过程中，第一层大洋沉积物析出的流体向下渗透交代下覆第三层辉长岩洋壳，使其部分熔融衍生出 A 型花岗岩浆。第二种机制不仅能解决机制 (1) 的矛盾，而且能够满足图 9 二元混合方程计算中较低曲率 ( $r = 0.05$ ) 的要求。大洋沉积物 Nd 含量一般为  $30 \sim 50 \mu\text{g/g}$ ，辉长岩洋壳  $\text{Nd} \approx 10 \mu\text{g/g}$ 。如果是大洋沉积物直接与下覆辉长岩洋壳混合的话（尽管这在物理机制上存在较大困难），曲率变化范围为  $0.2 \sim 0.3$ ，远远高于图 9 二元混合计算所需  $0.05$  的曲率。考虑到 REE 为不相容元素，在大洋沉积物脱水过程中易进入流体相，因此只有通过流体交代作用才能满足本文二元混合计算所需较低的曲率要求。

Beard and Lofgren (1991), Peacock *et al.* (1994) 以及 Muir *et al.* (1995) 的实验岩石学研究证实，基性洋壳物质通过部分熔融和结晶分异作用可以衍生出  $\text{SiO}_2 \geq 70\%$  的酸性岩浆。其次，由于海水富含 F、Cl 等卤族挥发份，所以大洋沉积物也富集上述组份。由大洋沉积物析出流体交代下部蚀变洋壳，使其部分熔融所产生的 A 型花岗岩浆也相对富集 F、Cl 等卤族挥发份。另外，King *et al.* (1998) 提出由再循环俯冲洋壳低程度部分熔融产生的酸性岩浆富集 K、LILE 和 HSFE 等不相容微量元素，这些都与 A 型花岗岩的基本地球化学特征相吻合 (Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987)。

当然，为进一步确定中国东部 A 型花岗岩源区物质是否来自再循环俯冲蚀变洋壳，今后还需开展  $\delta^3\text{Li}$ 、 $\delta^{11}\text{B}$  和  $\delta^{36}\text{Cl}$  同位素地球化学研究 (Smith *et al.*, 1995; Magenheim *et al.*, 1995; Seyfried *et al.*, 1998)，以全面限定中国东部 A 型花岗岩源区物质来源。

### 5.2 地球动力学意义

根据  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  数据分布特征 (图 7)，碾子山岩体明显具有地幔同位素信息，因此不能完全排除中国东部 A 型花岗岩直接起源于地幔（包括亏损地幔和/或富集地幔）的可能性。然而锆石  $\delta^{18}\text{O}$  对比研究以及  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - \delta^{18}\text{O}$  模型计算结果表明 (图 8 和 9)，中国东部碾子山、山海关以及崂山等 A 型花岗岩源区物质的地球化学特征具有一定的共性，可能与俯冲再循环蚀变洋壳的部分熔融有关。中国东部不同 A 型花岗岩所表现出的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  脱耦变化规律与俯冲过程中大洋沉积物释放出的流体不同程度交代经历过高温海水蚀变的下部洋壳有关。洋壳通过板块俯冲发生低程度部分熔融衍生出 A 型花岗岩浆并直接侵位到大陆地壳浅部，成为上部地壳的一部分，这可能是洋陆转换（即由镁铁质的大洋地壳转化为以长英质为主的大陆地壳）的重要方式。同时，这也是地壳物质再循环并导致中国东部中生代大陆岩石圈地壳垂直生长的途径之一，尽管中国东部 A 型花岗岩浆活动的规模相对较为有限。结合全岩 Rb-Sr 等时线定年的初步结果 (图 6)，中国东部大陆岩石圈地壳可能具有多期次脉动生长的特点。

A 型花岗岩常产于非造山和/或造山后大地构造环境的地质本质是拉张-减压。实验岩石学研究证实，低压条件下 ( $\leq 400\text{MPa}$ ) 部分熔融产生岩浆的地球化学组成更接近实际观测到的 A 型花岗岩特征 (Patino Douce, 1997)。因此，中国东部有 A 型花岗岩产出这一基本地质事实意味着，至少在中生代的某些时段，中国东部大陆岩石圈曾处于拉张减薄状态。由于大陆岩石圈地壳拉张减薄持续时间通常较为有限 (Pedersen and Ro, 1992; Turner *et al.*, 1992)，所以 A 型花岗岩规模一般不大，往往以小岩体（多为复式环状杂岩体）而不是规模较大的岩基形式在地壳浅部产出。中国东部大小湖泊纵横交错分布的地貌特征以及规模不等的众多中生代含油气沉降盆地的广泛发育也是大陆岩石圈地壳拉张减薄效应在地表的直接体现。

与地壳挤压增厚热模式不同，在拉张性大地构造环境中通过部分熔融产生岩浆活动需要外来热量的供给。结合前文对中国东部 A 型花岗岩起源于俯冲洋壳的基本认识，估计伴随着板片断离和软流圈地幔物质的不断上涌，这既是提供下部洋壳部分熔融所需能量的主要途径，也是导致中国东部大陆岩石圈拉张减薄的主要原因 (Charlton, 1991)。

将前文关于中国东部 A 型花岗岩形成时代以及源区物质来源研究结果综合起来，得到这幅统一的成因地球动力学模式：在大约  $130 \sim 100\text{Ma}$ ，伴随着中生代太平洋中脊的快速扩张，太平洋板块发生俯冲 (Larson and Chase, 1972; Hilde *et al.*, 1977; Ma, 1988)。在洋壳俯冲过程中，上部大洋沉积物通过脱水反应析出流体，并向下渗透到曾经经历过高温海水热液蚀变的下覆辉长岩洋壳。随着地幔软流圈物质不断上涌，一方面造成被大洋沉积物析出流体交代的下覆蚀变洋

壳通过部分熔融产生 A 型花岗岩浆,另一方面导致俯冲板片发生断离以及大陆岩石圈地壳拉张减薄。由于作为常量元素氧的缓冲能力较强,因此在大洋沉积物析出流体较低程度交代下覆洋壳的情况下,锆石  $\delta^{18}\text{O}$  值能基本保持再循环下部俯冲蚀变洋壳的基本特征不变。相反,微量组份  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  随着流体交代程度的不同则发生较为显著的变化,这可能是导致起源于再循环俯冲洋壳的中国东部 A 型花岗岩  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - \delta^{18}\text{O}$  出现脱耦变化的内在原因。

## 6 结论

(1) 根据 Rb/Sr 变化范围、 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 1/\text{Sr}$  分布特征以及  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - \delta^{18}\text{O}$  变化规律,对中国东部 A 型花岗岩全岩铷-锶同位素数据进行了筛选。Rb-Sr 等时线拟合结果表明,未明显遭受后期热液交换的苏州和魁岐岩体形成年龄分别为  $108 \pm 10\text{Ma}$  和  $109 \pm 5\text{Ma}$ ,二者在误差范围基本一致。对碾子山、山海关以及崂山三个不同程度遭受过大气降水交换的岩体而言,其 Rb-Sr 等时线年龄是否具有地质意义需要结合锆石 U-Pb、矿物内部 Rb-Sr 等时线以及  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  等同位素定年手段予以甄别。

(2) 全岩  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 、 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  以及锆石  $\delta^{18}\text{O}$  综合研究表明,中国东部 A 型花岗岩起源于曾经历过高温海水热液蚀变的再循环俯冲下部洋壳低程度的部分熔融。大洋沉积物在俯冲过程中析出的流体不同程度地交代下覆辉长岩洋壳是导致中国东部 A 型花岗岩  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  出现脱耦变化的主要原因。

(3) 中国东部存在中生代 A 型花岗岩这一基本地质事实意味着,至少在中生代中国东部大陆岩石圈地壳处于拉张减薄状态。同时,A 型花岗岩的产生是洋陆转换以及物质再循环并导致中国东部中生代大陆岩石圈地壳垂直生长的途径之一。

致谢 本文 Nd-Sr 同位素工作得到中国科学院地质地球物理所乔广生高级工程师以及中国地质大学(武汉)凌文黎博士的大力支持,锆石氧同位素分析由美国威斯康星大学 J. W. Valley 教授完成,论文初稿承蒙周新华、沈渭洲以及李献华教授审阅并提出许多宝贵的修改意见,在此一并表示衷心感谢。

## References

Andre L and Deutsch S. 1986. Magmatic  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  relicts in hydrothermally altered quartz diorites (Brabant Massif, Belgium) and the role of epidote as a Sr filter. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92: 104–112

Balsley SD and Gregory RT. 1998. Low- $^{18}\text{O}$  silicic magmas: why are they so rare? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 162: 123–136

Beard JS and Lofgren GE. 1991. Dehydration melting and water-sat-

urated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kb. *J. Petrol.*, 32: 365–401

Ben Othman D, Polve M and Allegre CJ. 1984. Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust. *Nature*, 307: 510–515

Bindeman IN and Valley JW. 2000. Formation of low- $\delta^{18}\text{O}$  rhyolites after caldera collapse at Yellowstone, Wyoming, USA. *Geology*, 28: 719–722

Cavazzini G. 1994. Increase of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in residual liquids of high Rb/Sr magmas that evolve by fractional crystallization. *Chem. Geol.*, 118: 321–326

Charlton TR. 1991. Postcollision extension in arc-continent collision zone, eastern Indonesia. *Geology*, 19: 28–31

Charoy B and Raimbault L. 1994. Zr-, Th-, and REE-rich biotite differentiates in the A-type granite pluton of Suzhou (Eastern China): the key role of fluorine. *J. Petrol.*, 35: 919–962

Chen JF, Foland KA and Liu YM. 1993. Precise  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  dating of the Suzhou composite granite. *Acta Petrologica Sinica*, 9: 77–85 (in Chinese with English abstract)

Clayton RN and Mayeda TK. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxide and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27: 43–52

Collerson KD. 1982. Geochemistry and Rb-Sr geochronology of associated Proterozoic peralkaline and subalkaline anorogenic granites from Labrador. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81: 126–147

Collins WJ, Beams SD, White AJR and Chappell BW. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80: 189–200

Creaser RA, Price RC and Wormald RJ. 1991. A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model. *Geology*, 19: 163–166

Dall'Agnol R, Scaillet B and Pichavant M. 1999. An experimental study of a lower Proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian Craton, Brazil. *J. Petrol.*, 40: 1673–1698

DePaolo DJ. 1988. Neodymium Isotope Geochemistry: an Introduction. New York: Springer

DePaolo DJ and Getty SR. 1996. Models of isotopic exchange in reactive fluid-rock systems: Implications for geochronology in metamorphic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60: 3933–3947

Farmer GL, Perry FV, Smeken S, Crowe B, Curtis D and DePaolo DJ. 1989. Isotopic evidence on the structure and origin of subcontinental lithospheric mantle in southern Nevada. *J. Geophys. Res.*, 94: 7885–7898

Faure G. 1986. Principles of Isotope Geology (2nd ed.). New York: John Wiley & Sons

Fu B, Wei CS, Zheng YF. 1996. The Suzhou A-type granite of low  $\delta^{18}\text{O}$  magmatic origin. *Bull. Mineral. Petrol. Geochem.*, 15: 211–215 (in Chinese with English abstract)

Gerstenberger H. 1989. Autometasomatic Rb enrichments in highly evolved granites causing lowered Rb-Sr isochron intercepts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 93: 65–75

Gilliam CE and Valley JW. 1997. Low  $\delta^{18}\text{O}$  magma, Isle of Skye, Scotland: Evidence from zircon. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61: 4975–4981

- Gui XT, Cheng ZL, Yu FJ and Yu JS. 1989. Isotopic geochemistry of Laoshan miarolitic alkaline granite. *Acta Petrologica Sinica*, 5(3): 37–44 (in Chinese with English abstract)
- Gutscher M-A, Maury R, Eissen J-P and Bourdon E. 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology*, 28: 535–538
- Harmon RS and Hoefs J. 1995. Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global  $^{18}\text{O}$  systematics of basalts from different geotectonic settings. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 120: 95–114
- Hart SR, Blusztajn J, Dick HJB, Meyer PS and Muehlenbachs K. 1999. The fingerprint of seawater circulation in a 500-meter section of ocean crust gabbros. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63: 4059–4080
- Hilde WC, Uyeda S and Kroenke L. 1977. Evolution of the western Pacific and its margin. *Tectonophys.*, 38: 145–165
- Hong DW, Guo WQ, Li GJ, Kang W and Xu HM. 1987. The Petrology of Miarolitic Granites along the Southeast Coast of Fujian Province and Their Generation. Beijing: Beijing Science & Technology Press (in Chinese with English abstract)
- Huang X, Sun SH, DePaolo DJ and Wu KL. 1986. Nd-Sr isotope study of Cretaceous magmatic rocks from Fujian province. *Acta Petrologica Sinica*, 2: 50–63 (in Chinese with English abstract)
- King EM, Barrie CT and Valley JW. 1997. Hydrothermal alteration of oxygen isotope ratios in quartz phenocrysts, Kidd Creek mine, Ontario; Magmatic values are preserved in zircon. *Geology*, 25: 1079–1082
- King EM, Valley JW, Davis DW and Edwards GR. 1998. Oxygen isotope ratios of Archean plutonic zircons from granite-greenstone belts of the Superior Province: Indicator of magmatic source. *Precam. Res.*, 92: 47–67
- Kullerud L. 1991. On the calculation of isochrons. *Chem. Geol.*, 87: 115–124
- Langmuir CH, Vocke RD, Hanson GN and Hart SR. 1978. A general mixing equation with application to Icelandic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37: 380–392
- Larson RL and Chase CG. 1972. Late Mesozoic evolution of the western Pacific Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 3627–3644
- Li PZ and Yu JS. 1989. H-O isotope composition of Shanhaiguan miarolitic alkaline granite. *Chinese Sci. Bull.*, 34: 770–771
- Li PZ and Yu JS. 1993. Nianzishan miarolitic alkaline granite stock, Heilongjiang — Its ages and geological implications. *Geochimica*, (4): 389–398 (in Chinese with English abstract)
- Li PZ and Yu JS. 1994. Isotopic geochemistry of Nianzishan miarolitic alkaline granite. In: Chen HS (ed.). *Isotopic Geochemistry Researches*. Hangzhou: Zhejiang University Press, 269–286 (in Chinese)
- Li PZ, Shen YL, Li CL and Yu JS. 1991.  $\delta^{18}\text{O}$  contours and ancient fossil hydrothermal system of miarolitic alkaline granite, Nianzishan, Heilongjiang. *Science in China*, 34(B): 732–740
- Li PZ, Yu FJ, Liu DP and Yu JS. 1992. The relationship between  $\delta\text{D}$  and magma degassing of the Nianzishan miarolitic alkaline granite, Heilongjiang. *Geochimica*, (1): 70–76 (in Chinese with English abstract)
- Loiselle MC and Wones DR. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Am. Abstr. Progr.*, 11: 468
- Ludwig KR. 1996. ISOPLOT: A plotting and regression program for radiogenic-isotope data (Ver. 2.90). U. S. Geological Survey Open-File Report, 91-445: 1–47
- Lutz TM and Srogi LA. 1986. Biased isochron ages resulting from subsolidus isotope exchange: a theoretical model and results. *Chem. Geol.*, 56: 63–71
- Ma X. 1988. Lithospheric dynamics of China. *Episodes*, 11: 84–90
- Magenheim AJ, Spivack AJ, Michael PJ and Gieskes JM. 1995. Chlorine stable isotope composition of the oceanic crust: Implications for Earth's distribution of chlorine. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 131: 427–432
- Martin H, Bonin B, Capdevila R, Jahn BM, Lameyre J and Wang YX. 1994. The Kuiqi peralkaline granitic complex (SE China): petrology and geochemistry. *J. Petrol.*, 35: 983–1015
- McCarthy TS and Cawthorn RG. 1980. Changes in initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio during protracted fractionation in igneous complexes. *J. Petrol.*, 21: 245–264
- McCulloch MT and Chappell BW. 1982. Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 58: 51–64
- Muir RJ, Weaver SD, Bradshaw JD, Eby GN and Evans JA. 1995. Geochemistry of the Cretaceous Separaton Plint Batholith, New Zealand; Granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere. *J. Geol. Soc. Lond.*, 152: 689–701
- Nelson DR. 1992. Isotopic characteristics of potassic rocks; evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis. *Lithos*, 28: 403–420
- Ouyang XW. 1985. The geochemical characteristics and petrogenesis of Suzhou and Geyuan granites. M. Sc. Thesis. Guiyang: Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences (in Chinese)
- Patino Douce AEP. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25: 743–746
- Peacock SM, Rushmer T and Thompson AB. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121: 227–244
- Pearson DG, Shirey SB, Carlson RW, Boyd FR, Pokhilenko NP and Shimizu N. 1995. Re-Os, Sm-Nd, and Rb-Sr isotope evidence for thick Archean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multi-stage metasomatism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 959–977
- Peck WH, King EM and Valley JW. 2000. Oxygen isotope perspective on Precambrian crustal growth and maturation. *Geology*, 28: 363–366
- Pedersen T and Ro HE. 1992. Finite duration extension and decompression melting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 113: 15–22
- Poitrasson F, Duthou JL and Pin C. 1995. The relationship between petrology and Nd isotopes as evidence for contrasting anorogenic granite genesis; example of the Corsican Province (SE France). *J. Petrol.*, 36: 1251–1274
- Qin ZW. 1986. The O-H-Nd-Sr isotopic geochemistry study of Kuiqi alkaline granite, Fuzhou. M. Sc. Thesis. Guiyang: Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences (in Chinese)
- Qin ZW, Yu FJ and Yu JS. 1987. D/H evidence for magmatic degassing of miarolitic alkaline granites in Kuiqi and Qingdao, China. *Geochem. J.*, 21: 149–157

- Qiu JS, Wang DZ, Kanisawa S and McInnes BIA. 2000. Geochemistry and petrogenesis of aluminous A-type granites in the coastal area of Fujian Province. *Geochimica*, 29: 313–321
- Rudnick RL. 1990. Nd and Sr isotopic composition of lower crustal xenoliths from North Queensland, Australia: Implications for Nd model ages and crustal growth processes. *Chem. Geol.*, 83: 195–208
- Rutter MJ and Wyllie PJ. 1988. Melting of vapour-absent tonalite at 10 kbar to simulate dehydration melting in the deep crust. *Nature*, 331: 159–160
- Savin SM and Epstein S. 1970. The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34: 25–42
- Seyfried WE Jr, Chen X and Chan L-H. 1998. Trace element mobility and lithium isotope exchange during hydrothermal alteration of seafloor weathered basalts: An experimental study at 350 °C, 500bars. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62: 949–960
- Sheppard SMF. 1986. Igneous rocks; III. Isotopic case studies of magmatism in Africa, Eurasia, and oceanic island. In: Valley JW, Taylor HP Jr, O'Neil JR (eds.). *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. *Rev. Mineral.* 16, 319–371
- Skjerlie KP and Johnston AD. 1992. Vapor-absent melting at 10kbar of a biotite- and amphibole-bearing tonalitic gneiss; implication for the generation of A-type granites. *Geology*, 20: 263–266
- Skjerlie KP and Johnston AD. 1993. Fluid-absent melting behaviour of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites. *J. Petrol.*, 34: 785–815
- Smith HJ, Spivack AJ, Staudigel H and Hart SR. 1995. The boron isotopic composition of altered oceanic crust. *Chem. Geol.*, 126: 119–135
- Speer JA. 1982. Zircon. *Rev. Mineral.*, 5: 67–112
- Staudigel H, Davies GR, Hart SR, Marchant KM and Smith BM. 1995. Large scale isotopic Sr, Nd and O isotopic anatomy of altered oceanic crust; DSDP/ODP sites 417/418. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 130: 169–185
- Turner SP, Sandford M and Foden JD. 1992. Some geodynamic and compositional constraints on 'postorogenic' magmatism. *Geology*, 20: 931–934
- Valley JW, Chiarenzelli JR and McLelland JM. 1994. Oxygen isotope geochemistry of zircon. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 126: 187–206
- Valley JW, Kitchen N, Kohn MJ, Niendorf CR and Spicuzza MJ. 1995. UWG-2, a garnet standard for oxygen isotope ratio: Strategies for high precision and accuracy with laser heating. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 5223–5231
- Valley JW, Kinny PD, Schulze DJ and Spicuzza MJ. 1998. Zircon megacrysts from kimberlite: oxygen isotope variability among mantle melts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 133: 1–11
- Vollmer R. 1976. Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of alkaline rocks; the alkaline rocks from Italy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 283–295
- Vroon PZ, van Bergen MJ, Klaver GJ and White WM. 1995. Strontium, neodymium, and lead isotopic and trace-element signatures of the East Indonesian sediments: Provenance and implications for Banda Arc magma genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 2573–2598
- Walker RJ, Carlson RW, Shirey SB and Boyd FR. 1989. Os, Sr, Nd and Pb isotope systematics of southern African peridotite xenoliths: Implications for the chemical evolution of subcontinental lithospheric mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 1583–1595
- Wang DZ, Pen YM and Yuan P. 1985. Petrology, geochemistry and genesis of Kuiqi granite batholith. *Geochimica*, (3): 197–205 (in Chinese with English abstract)
- Wang DZ, Zhao GT and Qiu JS. 1995. The tectonic constraint on the late Mesozoic A-type granitoids in eastern China. *Geol. J. China Universities*, 1: 13–21 (in Chinese with English abstract)
- Wang JM, Yang NQ, Li KQ, Ding GC, Hua H, Liu NH, Zhu LH and Qian XZ. 1987. The preliminary characteristics of igneous rocks in western part of Suzhou and their relationship to base-metal metallogenesis. Report of Analytic Center of the Bureau of Geology and Mineral Resources of Jiangsu Province, Nanjing (in Chinese)
- Wang RC, Shen WZ, Xu SJ, Xu KQ and Lai MY. 1998. Oxygen isotope study on the Suzhou granite. *Acta Mineral. Sin.*, 18: 303–308 (in Chinese with English abstract)
- Wei CS, Zheng YF and Tu GZ. 1997. The geological significance of the extremely hydrothermal metasomatized auriferous ore Rb-Sr isochron. *Acta Geosci. Sin.*, 18: 290–298 (in Chinese with English abstract)
- Wei CS, Zheng YF and Zhao ZF. 1998. Hydrogen and oxygen isotopes of alkaline granites distributed along continental margins in the eastern China and geodynamic implications. *Acta Geophys. Sin.*, 41 (Suppl.): 169–183 (in Chinese with English abstract)
- Wei CS, Zheng YF and Zhao ZF. 1999. The hydrogen and oxygen isotope geochemistry of the Suzhou A-type granite. *Acta Petrologica Sinica*, 15(2): 224–236 (in Chinese with English abstract)
- Wei CS, Zheng YF and Zhao ZF. 2000. Hydrogen and oxygen isotope geochemistry of A-type granites in the continental margins of eastern China. *Tectonophys.*, 328:205–227
- Wei CS, Zheng YF, Zhao ZF and Valley JW. 2001. Oxygen isotope evidence for two-stage water-rock interactions of the Nianzishan A-type granite in NE China. *Chinese Sci. Bull.* (in press)
- Wendt I and Carl C. 1991. The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem. Geol.*, 86: 275–285
- Wendt I. 1993. Isochron or mixing line? *Chem. Geol.*, 104: 301–305
- Whalen JB, Currie KL and Chappell BW. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: 407–419
- Whalen JB, Jenner GA, Longstaffe FJ, Robert F and Garipey C. 1996. Geochemical and isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails igneous suite, Newfoundland Appalachians. *J. Petrol.*, 37: 1463–1489
- White WM, Dupre B and Vidal P. 1985. Isotope and trace element geochemistry of sediments from the Barbados Ridge — Deme-



- ara Plain region, Atlantic Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 1875—1886
- Xu BL, Wang SG, Han BF, Yan GH and He ZF. 1998. A-type granites with the character of enrichment and loss with particular reference to both studies of the Yanshan, North China and Wulunguhe, Northwest China. *Acta Sci. Natural. Universit. Pekin.*, 34: 352—362 (in Chinese with English abstract)
- Yuan C. 1990. The isotope geochemistry study of the complex batholith of Qingdao granitoids. M. Sc. Thesis. Guiyang: Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences (in Chinese)
- Yuan C and Yu JS. 1994. A study on the fossil hydrothermal convection system in the Qingdao complex batholith of granitoids. *Geochimica*, 23: 50—59 (in Chinese with English abstract)
- Yu JS and Yu FJ. 1988. The altitude and latitude effects of H-O isotopic system in granitoid rocks. *Sci. Sin.*, 31B: 748—759
- Yu JS, Gui XT, Huang L, Li XH and Hu RZ. 1991. Sr-O isotope system of some granitoids in China. *Science in China*, 34B: 118—128
- Zhang GX, Shieh YN and Liu YM. 1987. A low  $^{18}\text{O}$  Mesozoic body-Suzhou granitic body. Abstracts of the International Symposium on Petrogenesis and Mineralization of Granitoids, Guangzhou, China, 447—448
- Zhang LG, Guo Y and Qu P. 1984. A study on the oxygen isotopes of some Mesozoic granitoids in Southeastern China. In: Xu KQ, Tu GC (eds.). *Geology of Granites and their Metallogenic Relations*. Beijing: Science Press, 905—919
- Zhao GT, Wang DZ and Cao QC. 1997a. The geochemistry and genesis of the Laoshan granitoids, Shandong province. *Geol. J. China Universities*, 3: 1—15 (in Chinese with English abstract)
- Zhao GT, Cao QC, Wang DZ and Li HM. 1997b. Zircon U-Pb dating on the Laoshan granitoids and its significance. *J. Ocean Univ. Qingdao*, 27: 382—388 (in Chinese with English abstract)
- Zhao GT, Wang DZ, Cao QC and Yu LS. 1998. Thermal evolution and its significance of I-A type granitoid complex — The Laoshan granitoid as an example. *Science in China*, 41D: 529—536
- Zheng YF. 1989. Influences of the nature of the initial Rb—Sr system on isochron validity. *Chem. Geol.*, 80: 1—16
- Zuddas P, Seimille F and Michard G. 1995. Granite-fluid interaction at near equilibrium conditions; Experimental and theoretical constraints from Sr contents and isotopic ratios. *Chem. Geol.*, 121: 145—154
- 桂训唐, 成忠礼, 虞福基, 于津生. 1989. 青岛崂山晶洞碱性花岗岩同位素地球化学研究. *地球化学*, (3): 37—44
- 洪大卫, 郭文岐, 李戈晶, 康炜, 徐海明. 1987. 福建沿海晶洞花岗岩的岩石学和成因演化. 北京: 北京科学技术出版社
- 黄萱, 孙世华, DePaolo DJ, 吴克隆. 1986. 福建省白垩纪岩浆岩 Nd, Sr 同位素研究. *岩石学报*, 2: 50—63
- 李培忠, 于津生. 1993. 黑龙江碾子山晶洞碱性花岗岩岩体年龄及其意义. *地球化学*, (4): 389—398
- 李培忠, 于津生. 1994. 碾子山晶洞碱性花岗岩同位素地球化学. 见: 陈好寿主编. *同位素地球化学研究*. 杭州: 浙江大学出版社, 269—286
- 李培忠, 虞福基, 刘德平, 于津生. 1992. 黑龙江碾子山晶洞碱性花岗岩氩同位素组成与岩浆去气作用. *地球化学*, (1): 70—76
- 欧阳婵媛. 1985. 苏州、葛源花岗岩的地球化学特征及其形成演化过程的探讨 [硕士论文]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所
- 覃振蔚. 1986. 福州魁岐碱性花岗岩 O、H、Nd、Sr 同位素地球化学研究 [硕士论文]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所
- 邱检生, 王德滋, 蟹泽聪史, McInnes BIA. 2000. 福建沿海铝质 A 型花岗岩的地球化学及岩石成因. *地球化学*, 29: 313—321
- 王德滋, 彭亚鸣, 袁朴. 1985. 福建魁岐花岗岩的岩石学和地球化学特征及成因探讨. *地球化学*, (3): 197—205
- 王德滋, 赵广涛, 邱检生. 1995. 中国东部晚中生代 A 型花岗岩的构造制约. *高校地质学报*, 1: 13—21
- 王汝成, 沈渭洲, 徐士进, 徐克勤, 赖鸣远. 1998. 苏州花岗岩的氧同位素研究. *矿物学报*, 18: 303—308
- 汪建明, 杨年强, 李康强, 丁桂春, 华桦, 刘宁海, 朱立华, 钱夏忠. 1987. 苏州西部地区岩浆岩基本特征与多金属成矿关系的研究. 江苏省地质矿产局中心实验室报告
- 魏春生, 郑永飞, 涂光焯. 1997. 强烈热液交代金矿石 Rb-Sr 等时线意义讨论. *地球学报*, 18: 290—298
- 魏春生, 郑永飞, 赵子福. 1998. 中国东部碱性花岗岩氢氧同位素特征及其地球动力学意义. *地球物理学报*, 41 (增刊): 169—183
- 魏春生, 郑永飞, 赵子福. 1999. 苏州 A 型花岗岩氢氧同位素地球化学研究. *岩石学报*, 15(2): 224—236
- 许保良, 王式光, 韩宝福等. 1998. 富集性和亏损性 A 型花岗岩——以华北燕山和新疆乌伦古河地区岩石为例. *北京大学学报*, 34: 352—362
- 袁超. 1990. 青岛花岗岩类复式岩基同位素地球化学研究 [硕士论文]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所
- 袁超, 于津生. 1994. 青岛花岗岩类复式岩基的古化石热水体系研究. *地球化学*, 23: 50—59
- 赵广涛, 王德滋, 曹钦臣. 1997a. 崂山花岗岩岩石地球化学与成因. *高校地质学报*, 3: 1—15
- 赵广涛, 曹钦臣, 王德滋, 李惠民. 1997b. 崂山花岗岩锆石 U-Pb 年龄测定及其意义. *青岛海洋大学学报*, 27: 382—388

## 附中文参考文献

- 陈江峰, Foland KA, 刘义茂. 1993. 苏州复式花岗岩体的精确  $^{40}\text{Ar}$ — $^{39}\text{Ar}$  定年. *岩石学报*, 9(1): 77—85
- 傅斌, 魏春生, 郑永飞. 1996. 低  $\delta^{18}\text{O}$  岩浆成因的苏州 A 型花岗岩. *矿物岩石地球化学通报*, 15: 211—215