中国科学
1983 年 7 月　　B 辑　　第 7 期

磷灰石中锶同位素地球化学特征及其应用的研究

伍勤生　许俊珍　林天根　徐信根
(冶金部地质研究所，桂林)

摘　　要

本文用质谱法精确地测定了我国各种类型花岗质岩石中若干磷灰石的Rb，Sr含量及Sr同位素组成；着重研究了各种磷灰石的Sr同位素地球化学特征及其在岩石成因、岩浆演化、岩带划分、构造运动、同位素地质年代学以及普查找矿等方面的应用.

岩浆岩的初始锶同位素比值 $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ 是一个重要的地球化学参数. 迄今，国内外普遍采用全岩 Rb-Sr 等时线法测定 $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ 比值. 其明显的缺点是工作量大、费时、成本太高，更由于地质作用的长期性、复杂性和多期次，往往得不到拟合的等时线和准确的 $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ 比值. 特别是那些遭受蚀变或风化作用的岩石，因难于采集符合实验要求的样品而束手无策. 为克服全岩 Rb-Sr 等时线法的缺点，寻求一条加速我国锶同位素地质学研究的途径，作者在进行与岩浆作用有关的金属矿床的研究中，对我国东北、华东、华南、西南以及西藏南部等地区若干岩浆岩体中磷灰石的锶同位素地球化学特征进行了初步探讨. 本文仅将与花岗质岩石有关的部分实验研究结果进行讨论.

一、实 验 方 法

称取 5—20 毫克以高纯试剂处理过的磷灰石样品，用高纯 HCl 或 H_3PO_4 分解. 在国产 71-616×20×0.7H^+ 型多孔型强酸性阳离子交换柱上分离 Rb 和 Sr[1]. Sr^{87}/Sr^{86} 比值在 MAT 260 型质谱计上直接测定，在电子计算机的程序中，以 $Sr^{86}/Sr^{88}=0.1194$ 校正 Sr 同位素分馏效应，并以标准 Sr NBS987 校正 Sr^{87}/Sr^{86} 比值. Rb，Sr 定量测定用同位素稀释质谱法. 采用常数 $\lambda=1.42\times10^{-11}$ 年$^{-1}$，Rb，Sr 空白本底值在实验误差范围内可以忽略.

二、实验结果及其地质意义

1. 用同位素稀释质谱法测定一些磷灰石的 Rb，Sr 含量，其结果与 Sr^{87}/Sr^{86} 比值一并列于表1. 由表可见：(1) 不同地区、不同时代、不同岩性的一些磷灰石其含 Sr 量一般为 100—200 ppm，高达 717ppm，含 Rb 量一般为几个 ppm 至 30ppm，有的甚至低达 0.26ppm，即磷灰石是一种贫 Rb 富 Sr 的副矿物. 在地质历史中，由如此低的 Rb^{87} 衰变而形成的放射成因 Sr^{87*}，在具有

本文 1982 年 9 月 7 日收到，1982 年 12 月 15 日收到修改稿.

表 1　我国某些花岗质岩石中磷灰石的 Rb，Sr 含量及 Sr^{87}/Sr^{86} 比值

样品号	位置、岩体、岩性	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sr^{87}/Sr^{86}
80037-1	辽宁清源花岗岩			0.70289±2
74-382	藏南曲水斑状花岗闪长岩	15.4	259.7	0.7034±2
L-πr-1	辽西 LG 粗粒似斑状花岗岩(强烈风化)			0.7040±1
L-πr-2	辽西 LG 中粒斑状花岗岩(未蚀变无矿化)	11.2	136.1	0.7043±2
L-πr-3	辽西 LG 细粒似斑状花岗岩(强烈钾化、矿化)		138.0	0.7046±2*
V27	辽西碱厂黑云母花岗岩			0.7051±3
F8	辽西北大山似斑状花岗闪长岩			0.7053±1
F4	辽西草口沟花岗闪长岩			0.70485±5
F11	辽西青石岭闪长岩			0.7048±1
DS-1	江西德兴花岗闪长斑岩	0.26	611	0.7044±2
富-1	江西富家坞花岗闪长斑岩	64.6	610.7	0.7045±2*
朱-1	江西朱砂红花岗闪长斑岩			0.7047±3
75-724	藏南阿扎贡拉岩体古铜村南闪长岩			0.7042±6
74-1	藏南曲水岩体花岗闪长岩			0.7045±2
75-606	藏南朗县岩体花岗闪长岩			0.7051±2
75-118	藏南南木林岩体花岗闪长岩			0.7053±2
76-40	藏南冈仁布奇岩体花岗闪长岩			0.7055±2
G057	安徽铜官山花岗闪长岩	0.64	450.2	0.7067±3
G049	安徽铜官山老庙基山花岗闪长岩	34.24	457.4	0.7083±1
G003	宁芜太山岩体花岗闪长岩	1.18	716.6	0.7070±4
G083	江西城门山花岗闪长斑岩			0.7074±2
K6	云南九道湾花岗岩			0.7070±2
大-2-A	云南东川红色斑状花岗岩	0.64	265.0	0.7095±2
大-2-B	云南东川红色斑状花岗岩			0.7099±3
Sr-48	云南M岩体花岗岩			0.7095±2
大-9	海南岛石碌大坡花岗岩			0.7109±2
大-8	海南岛石碌河斑状黑云母花岗岩	4.93	115.8	0.7134±2
Sr-43	云南L岩体斑状花岗岩			0.7113±3
Sr-44	云南L岩体细粒花岗岩			0.71266±5
Sr-51a	云南S岩体斑状黑云母花岗岩			0.7117±2
Sr-51b	云南S岩体斑状黑云母花岗岩			0.7208±9
76-124	昆仑山黑云母花岗岩			0.7141±4
75-510	藏南麦拉粗粒斑状黑云母花岗岩			0.7138±3
75-608	藏南甲格岩体粗粒斑状二云母花岗岩			0.7140±3
75-612	藏南皮康岩体粗粒斑状黑云母花岗岩			0.7211±2
74-256	藏南打拉岩体片麻状二云母花岗岩			0.7221±4
794-R1	浙江象山石英正长岩			0.71428±5
L-771-R1	浙江象山正长岩			0.7126±4
1216	浙江塔坑岩体石英正长斑岩			0.7137±4
容 45	广西大容山堇青石花岗岩	1.11	85.3	0.7198±2
GS-6	江西上富二云母花岗岩			0.7278±7
Sr-18a	广西 DS 黑云母花岗岩	24.4	214.2	0.7222±7
Sr-18b	广西 DS 黑云母花岗岩			0.7217±3
Sr-19	广西 DS 花岗岩混合样			0.7203±4
FM-1	福建麻沙混合花岗岩	4.55	110.7	0.7241±2
Sr-2	江西 WS 花岗岩	35.6	96.8	0.7272±2*
74-33	藏南告乌岩体电气石白云母花岗岩	35.9	75.0	0.7458±7
CK-127	广西栗木钠化花岗岩	31.8	199.4	0.8307±1
WR-1	贵州梵净山白岗岩	7.02	445.6	1.8933±5

* 扣除了放射成因 Sr^{87*} 的影响.

如此高的普通锶的磷灰石中所引起的 Sr^{87}/Sr^{86} 比值的变化是很小的，对中、新生代的岩浆岩体而言更是如此.(2)某些岩体伴随着矿化蚀变作用所形成的磷灰石往往具有明显高的含 Rb 量，如跟W，Sn 矿化作用有密切关系的广西 DS 地区黑云母花岗岩和江西 WS 地区花岗岩含 Rb 量高达 24.4—35.6ppm. 尤为明显的是采自江西德兴富家坞同一花岗闪长斑岩岩体不同部位的两个磷灰石（DS-1 和富-1）产状有别，二者含锶量基本一致，而含 Rb 量却明显不同. DS-1 采自于未蚀变、矿化弱的岩体，而富-1 却采自于强烈矿化、蚀变的岩石. 后者磷灰石含 Rb 高达 64.6ppm，比 DS-1 高 200 多倍. 与此相应的是富-1 磷灰石的 Sr^{87}/Sr^{86} 比值为 0.7052±2，比 DS-1（0.7044±2）约高 1‰，经扣除放射成因 Sr^{87*} 后，则 Sr^{87}/Sr^{86} = 0.7045±2，二者十分一致. 由此可见，矿化蚀变（钾化、钠化）了的岩体，其磷灰石有时有两种产状，此时最好分别测定早、晚期的磷灰石的 Sr^{87}/Sr^{86} 比值及 Sr^{86}，Rb^{87} 的量；如果采用混合的磷灰石，则必须对 Sr^{87}/Sr^{86} 比值进行校正. 至于少数含 Rb 高达十万分之几且时代较老的磷灰石亦需对其中的放射成因锶加以扣除.

2. 为了确定岩体中用磷灰石测得的 Sr^{87}/Sr^{86} 比值所具有的地质意义，作者同时用全岩 Rb-Sr 等时线法和磷灰石测定了一些岩体的锶同位素组成，其结果列于表 2. 实验结果表明，

表 2　同一岩体用全岩 Rb-Sr 等时线法测得的 $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ 与磷灰石之 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 比值的比较

岩　　体	IR	$(Sr^{87}/Sr^{86})ap$
藏南曲水岩体斑状花岗闪长岩	0.7036[2]	0.7034±2
江西德兴富家坞花岗闪长斑岩	0.7043±1	0.7044±2
		0.7045±2
安徽铜官山花岗闪长岩	0.7064	0.7067±3
云南九道湾花岗岩	0.7070±9	0.7070±2
云南L岩体斑状黑云母花岗岩	0.7097±5	0.7113±3
江西 WS 花岗岩	0.7273±6	0.7272±3
福建宁化中粗粒斑状黑云母花岗岩	0.7135	0.7124±10[1)]
藏南告乌岩体电气石白云母花岗岩	0.7478[2]	0.7458±7
江西相山酸性火山岩	0.7109±4	0.7105±3[1)]

1）北京铀矿地质研究所 Rb，Sr 实验室，Rb-Sr 测定新成果及其认识，1982.

同一岩体中用全岩 Rb-Sr 等时线法测定的初始 Sr^{87}/Sr^{86} 比值，在实验误差范围内与磷灰石的 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 比值基本上是一致的. 进一步的研究表明，幔源型、过渡型和深成的壳源型花岗岩类中的磷灰石，其 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 比值跟用全岩 Rb-Sr 等时线法求得的 $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ 比值相当吻合，即此时磷灰石的 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 比值，可以表征花岗岩岩体冷凝结晶或重熔重结晶时所具有的初始锶同位素组成；采自于上述某些岩体中的磷灰石，在同一岩体的不同空间具有相当一致的 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 比值，如德兴富家坞花岗闪长斑岩两个磷灰石的 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 分别为 0.7044 ± 2，0.7045 ± 2；云南东川红色斑状花岗岩的磷灰石 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 分别为 0.7095±2，0.7099±3；广西 DS 地区黑云母花岗岩的 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 分别为 0.7222±7，0.7217±3. 与上述情况相反，某些典型的陆壳改造型花岗岩 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap > (Sr^{87}/Sr^{86})_i$，而且其不同岩相甚至同一岩相不同部位的磷灰石却具有明显不同的 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 比值. 如贵州梵净山白岗岩 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 分别为 1.980±3，1.8933±5，1.7302±5；广西 LM 钠化花岗岩 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 为 0.8307±1 及 0.8215 ± 2. 某些花岗岩的磷灰石具有不均一的锶同位素组成和异常高的 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 比

值，可能是由于下列原因造成的：①陆壳改造作用不彻底，未能导致整个岩体中的 Sr 同位素均一化；②后期的地质事件(如钾化、钠化作用)带入了大量放射成因 Sr^{87*} 并伴随着晚期磷灰石的形成；③岩体内部发生局部的均一化作用；④围岩的严重同化混染作用等．磷灰石所具有的上述特点除用于判明这些花岗岩属于典型的陆壳改造型花岗岩类之外，还为我们提供研究其他地球化学作用的有用信息．如古老富 Rb 贫 Sr 壳源型花岗质岩石的重熔，不均一岩浆结晶作用早期阶段放射成因 Sr^{87*} 是否优先进入磷灰石的晶格，磷灰石中含 Rb 量较高以及后期地质作用的影响等．这方面的工作有待进一步研究．

3. 从同一岩体中采集新鲜未蚀变无矿化、半风化弱蚀变以及强烈风化、钾化和钼矿化等几种类型的岩石，其同一成因(即早期形成的)磷灰石具有相当一致的锶同位素组成．如辽宁西部 LG 粗粒似斑状花岗岩，长石已风化成高岭土，但其中的磷灰石为无色透明的短柱状晶体，$(Sr^{87}/Sr^{86})ap = 0.7040 \pm 1$，跟该岩体中未风化无蚀变岩石中的磷灰石的 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 相当吻合，即使是遭受强烈钾化和矿化的磷灰石其 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap = 0.7046 \pm 2$，亦无明显的变化．由此可见，磷灰石具有很强的抵抗风化、蚀变的能力．

三、磷灰石在锶同位素地质研究中的应用

1. 花岗质岩石的成因分类

表 1 中列出的 40 多个花岗质岩体中磷灰石的 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 比值，除个别异常高外，绝大部分介于 0.703—0.725 之间．如果将它们及对应的花岗质岩体的年龄值投影到 Faure 等绘制的大洋玄武岩源区(上地幔)及大陆壳锶的演化图上[3]（图 1），则一部分点落于玄武岩源区，一部分点落于大陆壳锶演化线的上方，而其余的点落于二者之间的过渡区．结合同位素地质、岩石化学和地质地球化学的其他证据，可将上述岩体划分为：

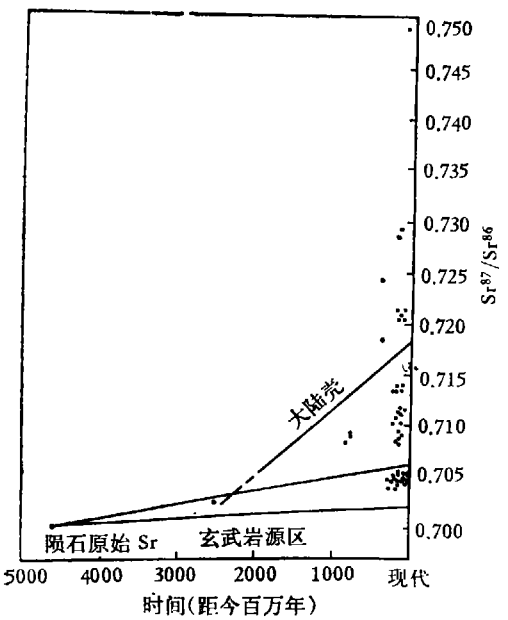

图 1 大洋玄武岩源区及大陆壳锶的演化

幔源型 $(Sr^{87}/Sr^{86})_i < 0.705$，物质来源于上地幔玄武岩浆的结晶分异，或地幔与部分洋壳物质的同熔或早期存在的地幔物质的重熔，并非指大陆地壳上的花岗质岩浆直接来源于地幔．如清源花岗岩，分布于西藏南部冈底斯岩带一系列闪长岩和花岗闪长岩体，辽西 LG 地区一套中性-中酸性-超酸性的花岗质岩石，江西富家坞、铜厂、朱砂红花岗闪长斑岩，桂北一带的英云闪长岩，浙江西裘英云闪长岩等，甚至华北地台及长江中下游与内生 Fe，Cu，Mo 矿床有密切成因关系的一些中酸性岩类亦属此类型．

过渡型 $(Sr^{87}/Sr^{86})_i = 0.705—0.710$，部分地幔物质与地壳硅铝质物质的同熔，或早期存在的中基性岩浆岩、火山岩跟部分壳源物质的局部重熔，形成的深度较大，温度较高，锶同位素高度均一化．如东起宁芜西至鄂东南地区与 Fe，Cu 矿床有关的某些中酸性花岗岩，九道湾花岗岩，东

川红色斑状花岗岩，峨山花岗岩［$(Sr^{87}/Sr^{86})_i = 0.706$，骆万成，1979］，莲花山花岗岩［$(Sr^{87}/Sr^{86})_i = 0.7069 \pm 6$，黎彤等，1982］以及东南沿海的一些花岗岩等.

壳源型　$(Sr^{87}/Sr^{86})_i > 0.710$，主要由高 Rb 低 Sr 的陆壳物质改造而成. 其中部分岩体是深成岩体，它们具有相当均一的 Sr 同位素组成，而一部分岩体则相反. 如广泛分布于南岭地区的一些花岗岩：大容山堇青石花岗岩，邓阜仙花岗岩［$(Sr^{87}/Sr^{86})_i = 0.725 \sim 0.735$，孙明志，1982］，摩天岭花岗岩，大茅山花岗岩基［$(Sr^{87}/Sr^{86})_i = 0.7163$，华仁民等，1982］，三房花岗岩，清明山花岗岩，梵净山白岗岩，海南岛占县岩体大部分花岗岩以及西藏南部拉轨冈日岩带、喜马拉雅岩带和冈底斯岩带的相当一部分酸性花岗岩体等.

根据作者所测定的不同地区、不同时代的 16 个闪长岩、花岗闪长岩和花岗闪长斑岩岩体，其中大部分磷灰石具有明显低的 Sr^{87}/Sr^{86} 比值，这些岩体的成岩物质主要来源于上地幔、下部地壳或大洋壳.

根据磷灰石 $(Sr^{87}/Sr^{86})_{ap}$ 和 $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ 比值的测定，我国南岭及长江中下游地区明显地存在着幔源型和过渡型花岗岩类.

关于花岗岩的成因分类，国内外学者有着不同的方案[4,5]. 值得强调的是，磷灰石的 Sr^{87}/Sr^{86} 比值为进行花岗岩类乃至整个岩浆岩的成因分类，提供了一个重要的依据，但还必须将其与 O，Nd 等同位素以及岩石化学，副矿物与微量元素组合，稀土配分等其他资料密切结合予以综合分析.

2. 研究同源岩浆的演化

辽宁西部地区广泛分布着与钼矿床在成因上有密切关系的许多岩浆岩体. 它们可分为两个系列：

1）分布于山海关隆起与辽西凹陷带的一套岩浆岩. 它们由若干中性、中酸性和酸性花岗岩组成，受青龙-锦西-阜新深大断裂控制，呈线型分布，形成以杨家杖子型钼矿为主的成矿系列.

2）分布于内蒙隆起与燕山沉陷带的一套中基性-中性-碱性岩浆岩体，它们受宣化-承德-北票深大断裂的控制，形成以 SG 型钼矿为主的成矿系列.

为研究钼矿的物质来源，作者较系统地测定了第一个系列一些岩体中磷灰石的 $(Sr^{87}/Sr^{86})_{ap}$ 比值（表 1）. 由表 1 可清楚地表明：

（1）在辽西 LG 地区广泛分布的一些闪长岩、花岗闪长岩和花岗岩，其磷灰石的 $(Sr^{87}/Sr^{86})_{ap}$ 均 $\leqslant 0.705$，与钼矿共生的方铅矿，其铅同位素组成具有异常低 U^{238}/Pb^{204} 比值的特征，表明它们的成岩和成矿物质主要来源于上地幔.

（2）上述地区一些闪长岩、花岗闪长岩、似斑状花岗闪长岩、等粒黑云母花岗岩、粗粒似斑状花岗岩和细粒似斑状花岗岩中的磷灰石，其 $(Sr^{87}/Sr^{86})_{ap} \leqslant 0.705$，且彼此十分接近，形成时代属于印支晚期或燕山早中期，具有相同的副矿物组合、化学成分连续变化以及空间上伴生，表明它们是同源岩浆分异演化的产物. 尤其是与 Mo 矿化成因关系很密切的晚期细粒似斑状花岗岩小岩体，SiO_2 高达 78% 以上，属超酸性花岗岩，其 $(Sr^{87}/Sr^{86})_{ap} = 0.7046 \pm 2$ 是十分有意义的.

3. 用于岩带的划分

涂光炽教授等将青藏高原的花岗岩类划分为昆仑、唐古拉、冈底斯、拉轨冈日和喜马拉雅

等五个岩带[6]. 本文作者测定了其中四个岩带 14 个岩体中磷灰石的 Sr^{87}/Sr^{86} 比值,得出如下几点认识:

1) 上述磷灰石的 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 变化范围很大(0.7034—0.7458),表明它们物质来源的显著不同;

昆仑岩带 昆仑山黑云母花岗岩的 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap = 0.7141 \pm 4$;

冈底斯岩带 闪长岩和花岗闪长岩的 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap = 0.7034—0.7055$,而斑状黑云母花岗岩和二云母花岗岩 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap = 0.7138—0.7211$;

拉轨冈日岩带 打拉片麻状二云母花岗岩的 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap = 0.7221 \pm 4$;

喜马拉雅岩带 告乌电气石白云母花岗岩的 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap = 0.7458 \pm 7$.

2) 上述岩体中 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 跟相应岩体的 $(Sr^{87}/^{86})_i$ 相当吻合,表明磷灰石 Sr^{87}/Sr^{86} 比值的可靠性. 四个岩带的 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 呈现出明显的分带现象. 其中所测定的昆仑岩带、拉轨冈日岩带和喜马拉雅岩带的全部磷灰石,以及冈底斯岩带的一部分岩体的磷灰石均具有明显高的 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 比值,反映它们是典型的壳源型花岗质岩石,至于它们之间 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 的差异还反映出这些岩体的物质来源和形成深度等方面有所不同.

3) 根据文献资料[6,7] 冈底斯岩带的主体部分主要由闪长岩、花岗闪长岩和碱长花岗岩组成. 它们形成于 120—70 百万年以前. 所测定的几个闪长岩和花岗闪长岩的 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap \leqslant 0.7055$,表明它们的成岩物质主要来自于上地幔或大洋壳. 值得指出的是该岩带的一些酸性花岗岩中的 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 比闪长岩和花岗闪长岩中的 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 高得多. 这些岩体虽然与花岗闪长岩体或闪长岩体伴生在一起,它们的 K-Ar 年龄值分别为 88 ± 4 百万年,116.7 ± 5.0 百万年和 117 ± 6 百万年,即与该岩带的主体岩石形成的时代 120—70 百万年相当,然而它们却是典型的壳源型花岗岩. 根据冈底斯岩带闪长岩—花岗闪长岩跟其他酸性花岗岩的熔化温度、同位素年龄值、常量与微量元素地球化学特征(王一先等, 1981; 李统锦等, 1981),以及 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 的显著差异应将该岩带的岩体至少划分为幔源型和壳源型两大类. 它们的物质来源和形成机制是不同的,应该是两个以上不同地质时期的不同地质作用的结果.

在一些大岩带上往往分布着数十甚至数百个大小花岗质岩体,利用其中磷灰石的 Sr 同位素特征来进行岩带的划分,研究成岩物质的来源及演化则是经济、快速且行之有效的.

4. 磷灰石的 Sr^{87}/Sr^{86} 比值在研究构造运动中的应用

伴随着板块运动或深大断裂或裂谷的形成,会出现一系列沿一定方向分布、具有特征岩石组合的岩浆岩. 通过这些岩体中 $(Sr^{87}/S^{86})ap$ 的特征及其变化规律的研究,有助于确定板块缝合线,深大断裂或裂谷的位置、走向方向及其规模和延伸的深度等. 如沿着长江中下游分布着与 Fe、Cu 矿床有关的火山岩和中酸性岩浆岩. 从宁芜至鄂东南地区的一些岩体分布广,规模大和具有低的 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 和 $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$,表明自黄河口至湖北大冶很可能存在着一条大裂谷,以致出现了大量幔源型和过渡型岩浆岩,并伴随着丰富的 Cu, Fe 矿床的形成.

5. 磷灰石 Sr^{87}/Sr^{86} 比值在普查找矿中的应用

不同成因类型的岩浆岩有着不同的岩浆演化系列和成矿系列.

从矿化特点看,与某些类型的 Nb, Ta, Li, Be, Rb, Cs, W, Sn 等矿化有密切成因联系的花岗质岩石,其磷灰石具有明显高的 Sr^{87}/Sr^{86} 比值,如广西 DS 地区含 Sn 细粒黑云母花岗岩,$(Sr^{87}/Sr^{86})ap = 0.7223 \pm 7$,江西 WS 地区与W矿化有关的花岗岩体 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap = 0.7272 \pm$

2，与 Nb，Ta，W，Sn 矿化有关的广西 LM 地区弱钠化花岗岩 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 高达 0.8307±1；与此相反，与斑岩型 Cu，Mo 矿化有关的花岗岩类却具有明显低的 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$，如辽宁西部 LG 地区细粒似斑状花岗岩 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap = 0.7046 \pm 2$，江西德兴与斑岩铜矿有关的岩体中 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap = 0.7043—0.7045$. 无疑，前者与壳源型花岗岩及其演化有关，后者与幔源型和过渡型花岗质岩浆作用有关. 如果在一个已知成矿区或成矿带上分布着不同成因类型的许多花岗质岩体，则可以通过快速测定岩体中磷灰石的 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$，将岩体区分为 III 大类或 I 型和 S 型[4] 两大类，则对普查找矿是有指导意义的. 如在辽宁西部地区应在幔源型花岗岩晚期侵入体中及其接触带寻找钼矿，而不是去寻找壳源型花岗岩；Sn 矿主要应在分异良好的含 Sn 的壳源型花岗岩的周围去寻找等等.

6. 磷灰石在 Rb-Sr 年代学中的意义

大量的研究结果表明，由于云母类和钾长石类单矿物在自然界中分布广，Rb/Sr 比值高，且其晶体结构稳定，对 R，Sr 有良好的保存性，因此在相当长的时期内它们被认为是 Rb-Sr 年龄测定的合适对象. 然而，自采用全岩 Rb-Sr 等时线法以来，人们误认为凡是用单个岩石或单矿物测定的 Rb-Sr 年龄都是不可信的表面年龄，事实并非如此.

从表 1 的结果可见，绝大多数花岗质岩石的 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 可以代表岩石结晶或重结晶时的初始锶同位素比值. 其数值范围在 0.703—0.725 之间，只有个别例外. 因此以往采用 0.7095—0.712 来扣除 $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ 对于那些 Rb/Sr 比值相当高、形成时代较老的云母、钾长石类单矿物和全岩样品（现代的 $Sr^{87}/Sr^{86} > 0.9$）而言，对年龄值造成的误差并不显著.

为了发扬云母、钾长石类单矿物的优点，并得到精确的年龄值，可以采用与之共生的磷灰石以准确扣除 $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$，从而可以大大减少工作量. 对于全岩已遭受风化或蚀变而其中的云母或钾长石类单矿物仍然是新鲜的岩体，亦可以采用磷灰石扣除 $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$，用上述单矿物来获得真实的地质年龄.

磷灰石在 Rb-Sr 年代学中的另一个意义是，由于野外采样条件的限制，往往所采集到的全岩样品的 Rb/Sr 比值很接近，或只有 Rb-Sr 等时线的高点. 此时，既不能得到准确的年龄值，也得不到可靠的 $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$. 在这种情况下采用磷灰石是十分有利的. 如果全岩和磷灰石及其他单矿物样品点很好地构成同一条等时线，表明该岩体在全岩和单矿物范围内实现了锶同位素均一化，而且对 Rb，Sr 保持着良好的化学封闭体系. 相反，若全岩、磷灰石或其它单矿物样品点不落在同一条等时线上，则可提供其他地质作用的信息.

四、结　　语

根据 Faure 等的研究，164 个海岛玄武岩的平均 $(Sr^{87}/Sr^{86})_i = 0.7037 \pm 1(1\sigma)$，采自环太平洋带不同区域的安山岩其平均 $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ 是 0.7037±3. 它们均来源于上地幔[3]. 而典型的壳源沉积物及其衍生物却具有高得多的 $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$.

很难设想岩浆作用过程或后期的地质作用能使壳源型和过渡型岩浆岩体中的磷灰石 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap$ 降低到 0.705 以下. 因此，那些 $(Sr^{87}/Sr^{86})ap < 0.705$ 的岩体其原始物质主要应来源于上地幔或大洋壳. 此时，磷灰石的 Sr^{87}/Sr^{86} 比值可以代表岩体的初始锶同位素比值. 值得强调的是，由于超基性岩至中基性岩浆岩一般高度贫 Rb 富 Sr，用全岩 Rb-Sr 等时线测定其 $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ 技术是较困难的，而其中磷灰石的含量却较高，因此，利用磷灰石来研究成岩物质

的来源及其演化是具有特殊的意义.

磷灰石具有异常高的 Sr^{87}/Sr^{86} 比值且 Sr 同位素组成很不均一的花岗岩属于典型的陆壳改造型花岗岩.

花岗岩类中磷灰石的 Sr 同位素地球化学特征在矿床地质，特别是在区域地质研究与对比中，诸如研究岩石成因分类及其演化，岩带的划分，板块运动及深大断裂或裂谷的形成，乃至普查找矿等方面具有一定的理论和实践意义，是一种经济快速且行之有效的手段；对岩浆岩的 Rb-Sr 年龄测定有实用价值. 磷灰石在锶同位素地质研究中的应用，为锶同位素地质研究开辟了一条新途径；打破了风化、蚀变的岩浆岩难于进行 Rb-Sr 年代学和锶同位素地质研究的被动局面.

本研究工作得到骆万成工程师热情支持. 张绍立和雷书浩工程师、张玉泉助理研究员热情地提供了部分样品，作者深表谢意.

参 考 文 献

[1] 伍勤生等，全国同位素地质会议文集，第一集，地质出版社，1977，56—66.
[2] 王俊文等，地球化学，1981，3: 243—246.
[3] Faure, G. & Powell, J. L., *Strontium Isotope Geology*, 1972, 34—62.
[4] Chappell, B. W. & White, A. J. R., *Pacific Geology*, 8 (1974), 173—174.
[5] Takahashi, M., Aramaki, S. & Ishihara, S., *Mining Geology Special Issue*, 8 (1980), 13—28.
[6] 涂光炽等，地球化学，1981，1: 1—7.
[7] 张玉泉等，同上，1981，1: 9—17.