地 质 学 报
1991 年 ACTA GEOLOGICA SINICA 第 3 期
http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

中国东南部两类萤石矿床的成矿模式

李长江 蒋叙良
(浙江省地质矿产研究所,杭州)

本文对中国东南部萤石矿床,根据野外地质和锶、氢、氧同位素,REE 地球化学等研究以及成矿年龄测定,建立了晚白垩世地热水环流汲取成矿模式,并划分为深循环淋滤汲取和浅循环淋滤汲取两种机制。中生代火山岩区的萤石成矿主要与前者有关,成矿物质主要来自赋矿岩石下伏基底的前寒武纪变质岩;燕山期花岗岩区的萤石成矿则以后者为主,成矿物质主要来自赋矿岩石(花岗岩及沉积岩)。

引 言

中国东南部(包括皖南、浙江、福建、粤东及赣西南)是环太平洋矿带中最著名的萤石矿产地之一。长期以来,国内外对在空间上与火山岩和花岗岩有关的脉状萤石矿床的研究论著1),[1-5],多认为其成矿物质主要来自地幔或岩浆热液,或将其成因归属于火山-次火山热液或岩浆期后热液矿床。例如,Щеглов (1976,1982)[4] 认为包括中国东南部在内的环太平洋萤石矿带与地幔作用有关,成矿的氟主要来自地幔溶液。Б. С. Панов (1986)2)来浙江武义考察萤石矿床,也认为成矿物质主要来源于地幔。Lamarre 和 Hodder(1978)[2] 对美国西部在产状上与第三纪火成岩有关的萤石矿床提出了洋壳向陆壳俯冲导致上地幔中金云母分解释放氟随碱性岩浆上升与富钙岩石反应成矿的模式。

作者在先前的几篇文章中[6,7],3-6),对中国东南部,尤其是浙江萤石矿床的成矿年龄、物质来源及成因作了多方面的探讨,曾初步提出了古地热水环流汲取成矿观点,近年来,结合矿床地质进行的 Sr、H、O 及 Nd 同位素、REE 和成矿年龄等研究揭示的大量事实已提供这一观点的证据。本文在先前的研究成果基础上,进一步综合研究,建立了中国东南部萤石矿床的晚白垩世地热水环流汲取成矿模式,并将其划分为深循环淋滤汲取和

1) 浙江等七省地质矿产局(1984),东南沿海中生代火山岩区非金属成矿带成矿远景区划。
2) Б. С. Панов (1986),在浙江省地质矿产局学术报告会的演讲。
3) 李长江(1984),有关脉状萤石矿床成矿预测的若干问题。浙江地质科技情报,第 3 期。
4) 李长江(1986),我国东南地区萤石矿床矿源建造之初见。华东地质科技情报,第 1 期。
5) 李长江、蒋叙良(1987),有关萤石矿床地质的若干问题讨论。地矿部"七·五""东火"项目会议交流论文。
6) 李长江、蒋叙良(1988),萤石矿床的 REE 三元混合模式研究。浙江地质科技情报,第 2 期。

本文 1990 年 12 月收到,1991 年 2 月改回。郝梓国编辑。

浅循环淋滤汲取两种成矿机制。

一、成矿地质构造环境

中国东南部萤石矿床主要为石英-萤石建造的脉状矿床，按矿床与岩浆岩产状的空间关系主要分为两种类型：I、产于中生代火山岩区的；II、产于燕山期花岗岩区的(以下简称 I 类、II 类矿床)。

全区已知萤石矿床(点)达 600 余处，其中绝大部分集中分布在宁波—丽水—政和—大埔断裂西北侧的前寒武系褶皱基底隆起及古生代拗陷区(图 1，表 1)，而该断裂东南侧的浙闽粤沿海火山活动带萤石矿床的数量和规模都很少和很小。与萤石矿床的两种类型相对应，其成矿地质构造环境也可分为两类：I 类矿床主要产于在前寒武系褶皱基底隆起背景上，既有中生代火山岩，又有在火山岩(J_3)之上形成的白垩纪沉积(断陷)盆地及其边缘，含矿断裂主要为控盆断裂或盆边断裂，或是控盆断裂次级构造的盆内断裂，如浙江武义-东阳等地区；II 类矿床，则主要见于古生代拗陷区内的中生代隆起，及前寒武系基

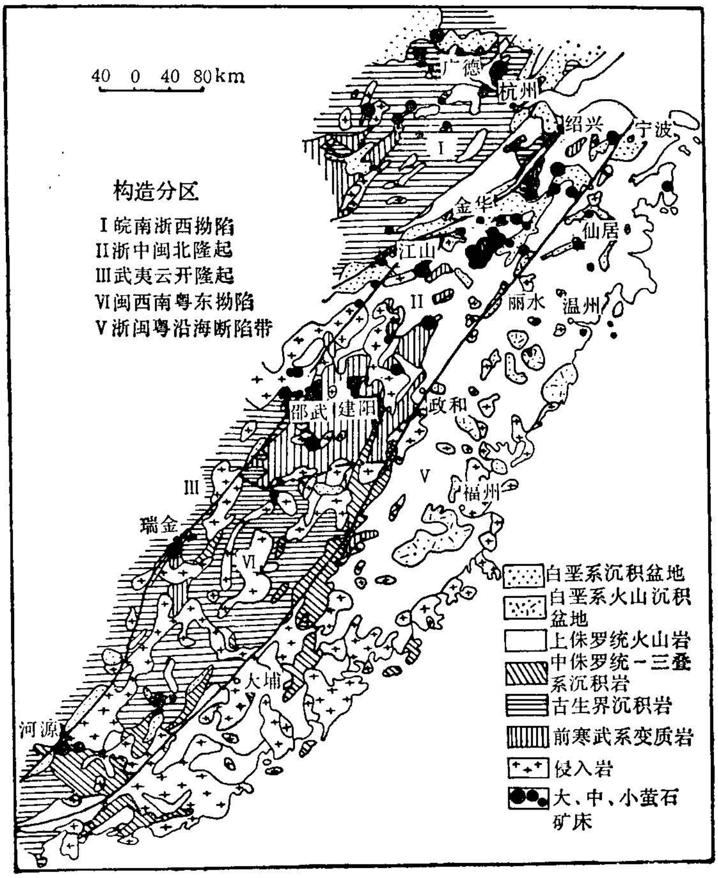


图 1 中国东南部地质和萤石矿分布略图

Fig. 1 Outline geological map of southeastern China showing distribution of fluorite deposits

表1　中国东南部萤石矿床和矿点在不同大地构造单元中的分布情况

Table 1　Distribution of fluorite deposits and occurrences in various geotectonic units, southeastern China

构造单元名称	矿床(%)			矿点(%)
	大型	中型	小型	
皖南浙西古拗陷(加里东一海西印支期)	12.5	12.5	16.2	20.6
浙中闽北后加里东隆起	71.9	68.8	62.5	53.5
武夷云开后加里东隆起	9.4	3.1	1.5	7.5
闽西南粤东海西印支拗陷	6.3	6.3	2.9	2.2
浙闽粤沿海中生代火山活动断陷带	/	9.4	16.9	16.2

底隆起背景上断块隆起部分的燕山期花岗岩的接触带断裂处，如浙西皖南、闽北及粤东等地的萤石矿床。

二、两类萤石矿床的矿化特征

两类矿床之间，除了在产出地质环境上的异同外，在矿化特征上也表现出一些明显的同一性和差异性。

1. 同一性

(1) 一致的成矿年龄

由萤石和方解石裂变径迹及矿物-蚀变围岩的 Rb-Sr、K-Ar 等定年方法获得的本区两种地质构造环境中的 I、II 两类萤石矿床，具有一致的成矿年龄(表 2)，均在 70—90Ma 左右，主要属晚白垩世(个别矿床可能为第三纪)，并且恰对应于太平洋板块快速扩张俯冲之后减速(松弛)的年龄(图 2)，表明中国东南部萤石成矿活动总的与太平洋板块向大陆俯冲松弛期的引张构造环境密切有关。此外，成矿年龄与赋矿火山岩、花岗岩的成岩年龄时差约在 40—70Ma 左右(表 2)。野外地质观察结果也证实（李长江、蒋叙良，1987、1989)，许多萤石矿床是在岩浆喷发-侵入作用已趋停熄，先前喷发的熔岩-碎屑物或侵入的花岗岩浆，已固结成岩并遭受风化剥蚀之后形成的[6,7]。这些事实表明，两类矿床的成矿物质，都主要是由流体从岩石内淋滤汲取来的，并非直接来自某种特定的岩浆或岩浆分异的热液。

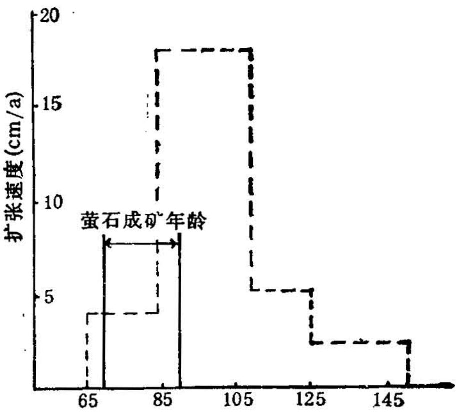


图 2　萤石成矿年龄与太平洋板块扩张速度(虚线，Larson 等[12]，1972)对比

Fig. 2　Comparison between the age of fluorite mineralization and the spreading rate of Pacific plate (dashed line, after larson et al, 1972)

(2) 近似的成矿温度

根据萤石中包裹体的均一温度测定(表 3)，两类矿床的均一温度变化范围基本一致，

表2 萤石矿床成矿年龄与赋矿岩浆岩成岩年龄对比

Table 2 Isotopic age comparison between fluorite deposits and host magmatic rocks

类	矿床	赋矿岩性	成矿年龄 样品及方法	成矿年龄 年龄(Ma)	赋矿岩浆岩成岩年龄 样品及方法	赋矿岩浆岩成岩年龄 年龄(Ma)
I类	杨 家	火山岩	萤石裂变径迹	82.7±8.01	全岩 Rb-Sr 等时线	135.44±8①
		火山岩	矿脉中蚀变围岩角砾,全岩 K-Ar*	89.5		140±14④
	余山头	沉积岩	萤石裂变径迹等时线	92.42①	黑云母 $^{39}Ar-^{40}Ar$ 坪年龄	160.82①
			萤石 Sm-Nd 等时线	85.8±3.8①		
	南山坑	火山岩	萤石、方解石裂变径迹等时线	83.96		
	后 树	火山岩	萤石、方解石裂变径迹	73.25—86.18①		
II类	庾 村	花岗闪长岩	萤石裂变径迹	81.8±7.97	黑云母 K-Ar (花岗闪长岩)	142⑤
		火山岩	萤石—蚀变围岩 Rb-Sr 等时线	84±10②	全岩 Rb-Sr 等时线(火山岩)	139—145⑥
	银子山	火山岩	矿脉中蚀变围岩角砾,全岩 K-Ar*	92.0		
		沉积岩				
	芦 塘	花岗岩	钾长石 K-Ar 稀释	85.64±1.01③	黑云母 K-Ar	148③
		沉积岩				
	泗 岭	花岗岩	蚀变花岗岩全岩 K-Ar*	99.1③		
		沉积岩				
	到 吉	花岗岩	地层法(矿脉切割最新地层为 K_2)	≤70	锆石 U-Pb	139⑦
		沉积岩				

* 岩石可能蚀变不完全而存在少量继承氩,使年龄偏大(李长江等,1989)[6]。

资料来源: ①韩文彬等 1989,浙江武义盆地萤石矿田地质特征及成矿规律研究报告; ②卢武长等(1990)[8]; ③梁修睦等 1986,与花岗岩侵入有关的浙西北若干萤石矿床成因研究报告; ④施实(1979)[9]; ⑤徐步台(1984)[10]; ⑥ 浙江省第一地质大队 1988,莫干山幅 1/5 万区调报告; ⑦朱志辰(1980)[11];余者为本文作者。

表 3　一些萤石矿床萤石包裹体均一温度测定结果

Table 3　Homogenization temperatures of fluid inclusions in fluorite from some fluorite deposits

矿床		均一温度(℃)		气液比(%)	资料来源
		范围	峰值		
I类	南山坑	60—180	160	<5—20	本文
	茭塘	130—197	165	5—10	本文
	杨家	90—280	130	5—10	本文
	湖山	60—210	130	<5—20	本文及杨益明等①
II类	庚村	80—240	120	<5—20	本文
	芦塘	90—199	130	5—10	梁修睦等②
	泗岭	83—128	105	5—15	梁修睦
	八都	85—155	115	5—15	胡向明等③
	南山下	80—216	140	5—10	本文
	到吉	100—230	160	<5—10	本文

① 杨益明等(1988)，浙江遂昌县湖山萤石矿床地质特征及成因研究报告。
② 梁修睦等(1986)，与花岗岩侵入有关的浙西北若干萤石矿床成因研究报告。
③ 胡向明等(1989)，浙江省龙泉县八都萤石矿床特征与成因研究报告。

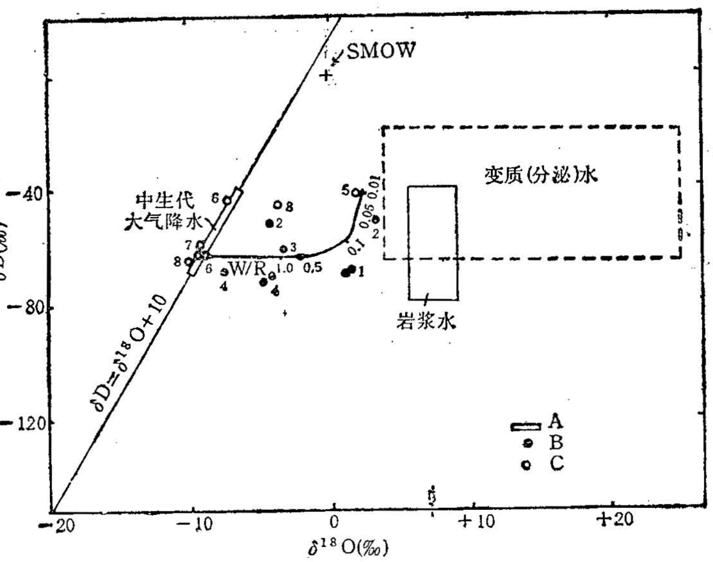


图 3　水来源模式的 δD-$\delta^{18}O$ 相关图

Fig. 3　$\delta^{18}O$ (‰) versus δD (‰) diagram of water source model

A——中生代大气降水，根据张理刚(1985)[13]，徐步台(1986)[14]。余者据 Sheppard (1977)[15]的图 5。
B——中生代火山岩区萤石矿床(I 类)：1.东寺山等(本文)； 2.后树(韩文彬等，1989)； 3.蒋马洞等(张理刚，1985)[13]； 4.南山坑(本文)。
C——燕山期花岗岩区萤石矿床(II 类)：5.到吉(本文)； 6.新桥(梁修睦等，1986)； 7.南山下(张理刚，1985)[13]； 8.八都(胡向明等，1988)。
曲线表示在不同水/岩比值和300℃条件下，晚白垩世大气降水 ($\delta D = -62‰$) 与岩石 ($\delta D = -70‰$, $\delta^{18}O = +7‰$) 发生交换的平衡热水流体的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值的变化

主要集中在 100—165℃左右,气液比一般小于 20%,大多仅为 5—10%,属低温热液范畴。

(3) 成矿流体来源相同

根据两类矿床中萤石、石英等矿物的氢氧同位素研究,其成矿流体的 $\delta^{18}O$ 和 δD 组成如图 3 所示,I 类矿床分布在大气降水线与原生岩浆水或变质水之间;II 类矿床除 2 个点外,均落在大气降水线上。在本区,两类矿床的 $\delta^{18}O$ 特征差异,显然不能完全归因于纬度效应。据张理刚(1985)和徐步台(1986)研究,本区中生代大气降水的 δD 值为 −70—−40‰[13,14]。为便于计算,在此由大气降水线上较集中的 4 个点,进一步推测晚白垩世成矿时期,本区大气降水的 δD 值约为 −62‰,$\delta^{18}O$ 值为 −9‰ 左右,将与其发生同位素交换反应的岩石取 $\delta D = -70‰$, $\delta^{18}O = +7‰$,并取岩石中含水矿物平均含量为 5%,由水-岩交换作用原理[16]获得一条在 300℃ 和不同水/岩值条件下,热水流体的氢氧同位素组成变化曲线,并对比成矿流体的氢氧同位素组成(图 3),表明两类矿床的成矿流体,均主要为晚白垩世大气降水成因的地热水。差别仅在于 I 类矿床热液系统的水/岩值主要在 0.05—1.5 之间,II 类矿床热液系统的水/岩值一般 >1.5,反映了在大气降水形成地热水过程中,前者经历的水-岩交换反应比后者强烈(即 ^{18}O 漂移明显),并由此造成了在两个成矿体系中产生了不同的 $\delta^{18}O$ 特征。至于 II 类矿床中的到吉萤石矿,$\delta^{18}O$ 值偏高(系萤石包裹体水测定值,为 +1.8‰),因仅有一个样品,原因有待进一步研究。I 类矿床热液系统的水-岩交换反应较强烈,主要与其热水循环的深度较大有关。

(4) 类似的矿物组合和围岩蚀变

萤石的共生矿物组合简单,除了方解石、重晶石等次要共生矿物在不同矿床中含量有变化外,均以石英为主。

I 类矿床围岩主要为火山岩、沉积岩,个别产于变质岩中。围岩蚀变以硅化为主,其次有粘土化、绢云母化、绿泥石化、碳酸盐化,少数矿床见有冰长石化、黄铁矿化。蚀变带宽 0.n—20m±。

II 类矿床围岩主要是花岗岩、变质岩、沉积岩,个别为火山岩。围岩蚀变类型主要为绢云母化、粘土化、硅化,其次是黄铁矿化,绿泥石化,个别矿床出现叶蜡石化。蚀变带宽度一般为 n—70m 以上。

因此,除了蚀变强度及个别次要蚀变类型外,两类矿床的围岩蚀变在总体上是相似的。

2. 差异性

(1) 锶同位素特征不同

表 4 及图 4 对比了两类矿床中萤石、方解石及重晶石和有关岩石的锶同位素组成特征。其中,I 类矿床,早期(主矿化阶段)萤石的 $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7306—0.7710$,多数样品介于赋矿岩石下伏的基底岩石(An∈ch)在成矿时期(80Ma)的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值范围内,晚期萤石和方解石的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值为 0.7102—0.7133,与赋矿岩石在成矿时期(80Ma)的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值基本一致,II 类矿床,无论早期萤石还是晚期萤石及重晶石,均具较低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值,为 0.7094—0.7188,介于赋矿岩石在成矿时期(80Ma)的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值范围内。由于萤石、方解

表 4　萤石矿床及有关岩石的锶同位素组成特征

Table 4　Strontium isotope composition of fluorite deposits and related rocks

矿床类型		赋矿岩石	矿床的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值①	样品数	岩石的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值②	样品数
I 类	代表性矿床：杨家、余山头、南山坑、荷叶塘、陈岗等	火山岩 (J_3) 沉积岩 (K_1)	早期萤石： 0.7306—0.7710 晚期萤石和方解石 0.7102—0.7133	 12 4	赋矿岩石： 火山岩 0.7085—0.7260 沉积岩 0.7157—0.7298 下伏基底变质岩 0.7454—0.9090	 10 8 6
II 类	代表性矿床：新桥、庚村、垧潭、到吉等	花岗岩 (γ_5^{2-3}) 沉积岩(O_1、J_1、K_2 等) 变质岩 (An-∈) 火山岩 (J_3)	早期萤石： 0.7094—0.7166 晚期萤石及重晶石 0.7099—0.7188	 12 9	花岗岩： 0.7059—0.7216 火山岩、沉积岩： 0.7071—0.7276	 6 12

资料来源：① 除庚村、新桥及杨家矿床中部分萤石、方解石、重晶石样品的数据引自曹俊臣(1985)[17]梁修睦等(1986)及卢武长等(1990)[8]外，均为本文作者。

② 由本文作者及施实(1979)[9]、郑人来等(1985，内部交流资料)等的岩石 Rb—Sr 测定数据计算的在成矿时期(80Ma)的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值。

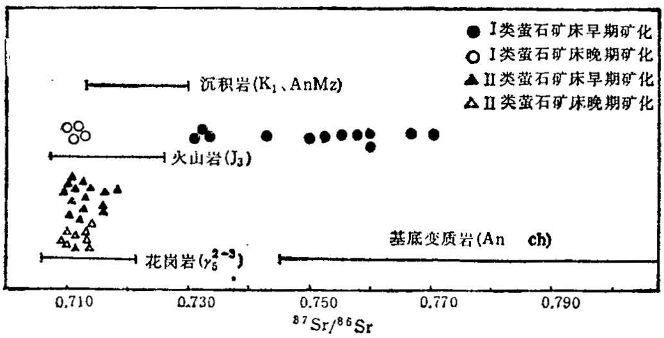


图 4　萤石矿床与岩石在成矿时期(80Ma)的锶同位素组成对比

Fig. 4.　Strontium isotope composition comparison of fluorite deposits and host rocks in fluorite-forming period (80 Ma)

石及重晶石这类铷含量甚低(<1ppm)的矿物，其 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值反映了它们晶出时成矿流体的锶同位素组成，可以提供矿质来源的信息1)[18,19]，因此，两类矿床的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值多数大于 0.710 (图 4)，显著高于中生代上地幔的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 平均比值 0.7045[20]以及中国东部第三纪玄武岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值 0.70134—0.70532[21]。表明其成矿物质并非主要来自 Щеглов (1982)认为的地幔溶液[4]，同时，两类矿床在锶同位素组成上的差异，也揭示了它们在成矿物质来源上的不同。

I 类矿床早期（主矿化阶段）萤石成矿物质主要来自赋矿岩石下伏的基底变质岩

1) 李长江，1986，利用锶同位素识别热液矿床物质来源。地质科技信息，第 3 期(浙江省地质科学研究所)。

(An∈ch)[7]这一结论也为韩文彬等[1)](1989)报道的钕同位素资料所证实，浙江武义盆地13个萤石样品的 $T_{CHUR}^{Nd}=1.3—2.6Ga$，$(^{143}Nd/^{144}Nd)_I=0.511868—0.511915$，十分接近赋矿岩石下伏基底的形成年龄 1.4—2.0Ga[22] 以及岩石的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ (80Ma) = 0.511251—0.512829（据凌洪飞的 Sm-Nd 测定资料[2)]计算）。晚期萤石和方解石的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值与赋矿岩石在成矿时期(80Ma)的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值基本一致，可以解释为，含有较高 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值锶（基底岩源锶）的深循环地热水在上升成矿过程中，由于溶液和岩石的锶同位素交换作用不断进行，以及萤石不断晶出沉淀，溶液中低 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值的围岩锶比例是逐渐增高的，所以到晚期萤石和方解石晶出时，溶液便具有和近矿围岩相似的锶同位素特征。

II 类矿床成矿物质主要由地热水的淋滤汲取作用，而来自赋矿的花岗岩等围岩，所以不论早阶段还是晚阶段矿化，萤石、重晶石的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值都与成矿时期 (80Ma) 围岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值基本一致。

两类矿床在锶同位素特征上的不同，与前述的成矿流体 $\delta^{18}O$ 特征互相印证，再一次揭示了 I 类矿床成矿热液体系的循环深度大于 II 类矿床。

(2) 萤石的稀土元素配分类型不同

两类矿床中萤石的 REE 特征参数（表 5）及经球粒陨石标准化的 REE 分布模式如

表 5 萤石矿床的稀土元素特征参数

Table 5 REE parameters of fluorite deposits

矿床类型	样品	样品数	ΣREE (ppm) $\bar{x}$ δ	Y (ppm) $\bar{x}$ δ	ΣCe/ΣY $\bar{x}$ δ	δEu $\bar{x}$ δ	La/Tb $\bar{x}$ δ
I	萤石	77	81.6±23.8	28.1±12.6	1.38±0.59	0.92±0.37	22.02±8.79
II	萤石	18	151.4±65.9	78.3±33.4	0.41±0.14	0.65±0.37	5.90±1.70

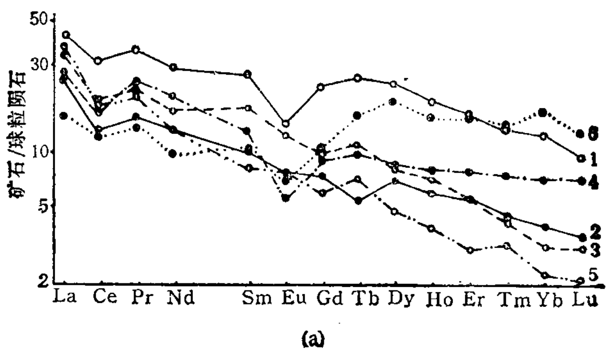


图 5a I 类矿床萤石的 REE 分布模式

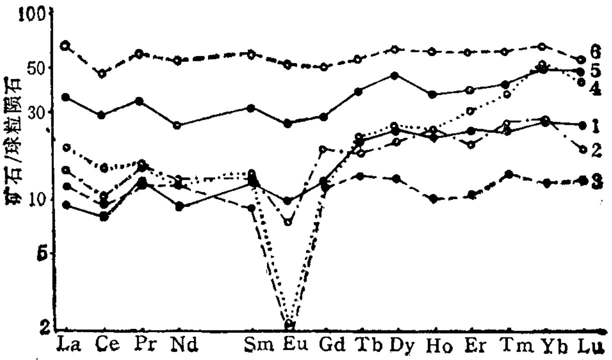
Fig. 5a Chondrite-normalized REE patterns of fluorites from type-I deposits

1.南山坑 2.杨家 3.余山头 4.湖山 5.茭塘 6.后树

资料来源：4据本文作者及杨益明等(1988)，6据韩文彬等(1989)，余者为本文作者。

1) 韩文彬等(1989)，浙江省武义盆地萤石矿田地质特征及成矿规律研究报告。

2) 凌洪飞(1990)，南京大学博士学位论文。



(b)

图 5b　II 类矿床萤石的 REE 分布模式

Fig. 5b Condrite-normalized REE patterns of fluorites from type-II deposits

1.庚村　2.笔架尖　3.泗岭　4.岩前　5.到吉　6.垌潭

资料来源：2、3 据梁修睦等(1986)，4 据韩文彬等(1989)，余者为本文作者。

图 5 所示。I 类矿床，萤石的 REE 分布模式曲线，主要表现为右倾的轻稀土富集型($\Sigma Ce/\Sigma Y = 1.38 \pm 0.59$，$La/Tb = 22.02 \pm 8.79$)，具正或弱负的铕异常 ($\delta Eu = 0.92 \pm 0.37$)。II 类矿床，REE 分布模式曲线略呈左倾或近似水平的重稀土富集型($\Sigma Ce/\Sigma Y = 0.41 \pm 0.14$，$La/Tb = 5.90 \pm 1.70$)，为正或强负铕异常($\delta Eu = 0.65 \pm 0.37$)。这种差异主要与两类矿床的物质来源及成矿机制不同有关。先前的研究亦表明，I 类矿床中萤石的 REE 组成与围岩下伏的基底变质岩(An∈ch)有着明显的渊源关系，而 II 类矿床的 REE 组成则主要受围岩影响。

三、成 矿 模 式

综上所述，中国东南部两类萤石矿床成因在本质上是一致的。总的属于晚白垩世引张构造环境下的地热水环流汲取成矿作用。即在 J_3—K_1 期间喷发的熔岩-碎屑物质或侵入的花岗岩浆已固结成岩，并遭受风化剥蚀之后，大气降水下渗，经循环加热成为地热水过程中，从岩石内淋滤汲取出 F^-、Ca^{2+} 等成矿组分后，上升与在浅部岩石中渗流的相对“冷”水，不断混合，随着温度、压力降低，pH 值升高，在这种环流活动的混合区内有利空间，导致萤石沉淀出来。在这个过程中，深部岩体或次火山岩，可能主要是起着一种热源作用。这种成矿作用，根据大气降水渗流循环深度和成矿物质来源的不同，可以分为深循环淋滤汲取和浅循环淋滤汲取两种机制：I 类矿床成矿作用中，大气降水升温成地热水的过程，经历了深部循环作用和较强烈的 Sr、O 同位素改变，成矿物质主要来源(汲取)的深度较大(主要来自赋矿岩石下伏的变质基底)；II 类矿床是大气降水，经浅部循环作用形成，只有较轻微的 Sr、O 同位素变化，成矿物质也是浅(汲取)来源的(主要来自赋矿岩石)。两类萤石矿床的成矿作用如图 6、7 所示。

两类矿床成矿热液系统的循环汲取深度不同，原因可能主要有两点：(1)，在中生代火山岩区，火山岩喷发于前寒武系褶皱基底隆起背景上，与 I 类矿床产出密切有关的白垩

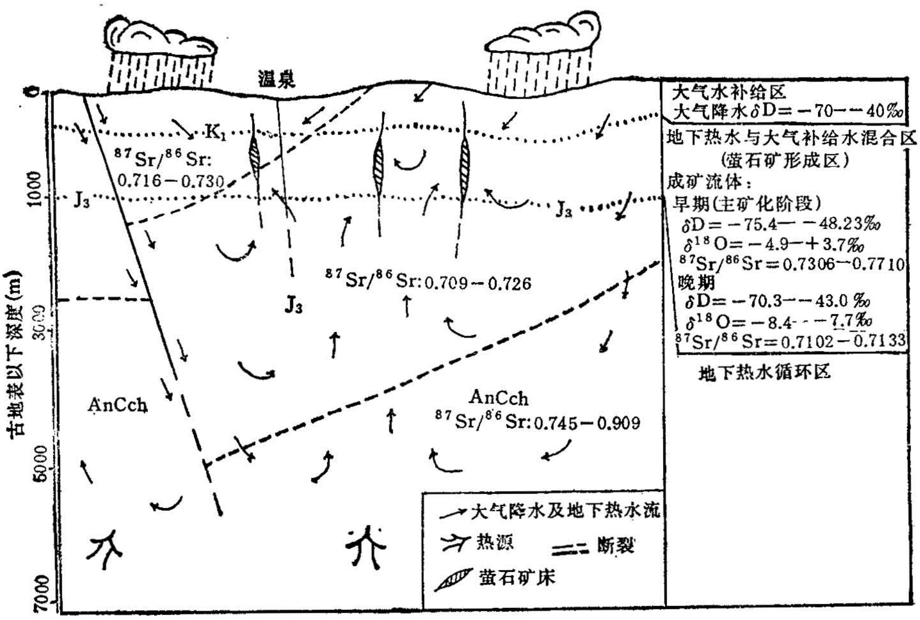


图 6 晚白垩世地热水深循环汲取成矿示意图（I 类矿床）

Fig. 6 Schematic diagram showing mineralization through deep circulation and drawing of Late Cretaceous geothermal waters (type-I)

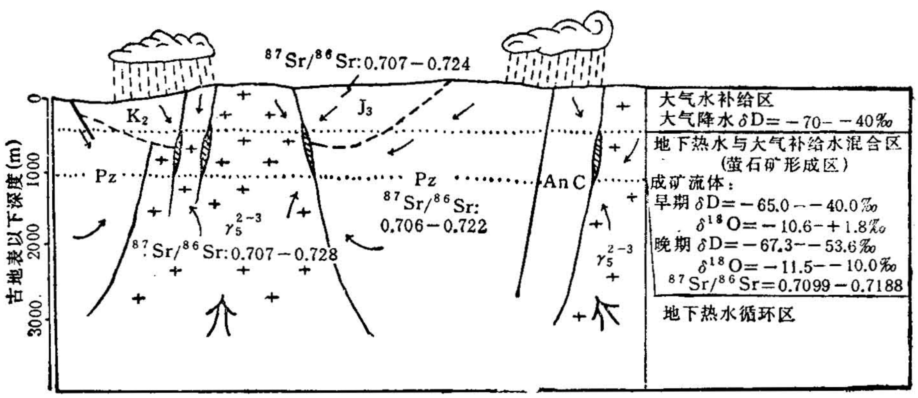


图 7 晚白垩世地热水浅循环汲取成矿示意图(II 类矿床)

Fig. 7 Schematic diagram showing mineralization through shallow circulation and drawing of Late Cretaceous geothermal waters (type-II)

图例符号与图 6 相同

纪断陷盆地的一些控盆或盆边断裂，通常是长期存在和多次活动的，往往可深入盖层下伏刚性程度较高的变质基底，而 II 类矿床，在成矿区，多存在古生代的沉积岩，其中常含渗透性差的泥页岩类，或是花岗岩直接侵入于前寒武纪变质岩；(2)，喷出地表的火山岩冷却迅速，尤其当它已冷凝和遭受剥蚀时，形成环流地热水的能量往往要由较深部位的热源体提供，或来自地热梯度增温。而与 II 类矿床有关的花岗岩，虽在成矿时都已固结成岩并

且表部或上部受到了风化剥蚀，但由于侵入岩与其围岩达热平衡之后的冷却较缓慢，岩体内部可能仍具较高温度，因此可以向下渗的大气降水传递热能，使其不需下渗较深，就已成为热水上升。

本文在写作中，承蒙徐步台高级工程师和胡永和工程师提供有益的建议，特此致谢！

参 考 文 献

[1] 袁见齐、朱上庆、翟裕生，1979，矿床学。地质出版社。

[2] Lamarre, A. L. and Hodder, R. W., 1978, Distribution and genesis of fluorite deposits in the western United States and their significance to metallogeny, Geology, Vol. 6, P. 236—238.

[3] Sato, K., 1980, Distribution of fluorite deposits in Japaneses Islands, Miner. Deposita, Vol. 15, P. 327—334.

[4] Щеглов, А. Д., 1982, Флюоритовые пояса тихоокеанского сегмента земли, докл. АН. СССР., Т. 263. №. 6. С. 1437—1440.

[5] 韩文彬、张文育，1985，武义—东阳一带萤石矿化与次火山岩的成生关系。浙江地质，第 1 卷，第 2 期，第 28—36 页。

[6] 李长江、蒋叙良，1989，浙江萤石矿床的裂变径迹年龄测定及有关问题讨论。地球化学，第 2 期，第 181—188 页。

[7] 李长江、蒋叙良，1989，浙江武义—东阳地区萤石矿床的锶同位素地球化学研究。矿床地质，第 8 卷，第 3 期，第 65—74 页。

[8] 卢武长、杨绍全、张平，1990，德清庾村萤石矿的同位素研究。矿物岩石，第 10 卷，第 2 期，第 77—81 页。

[9] 施实，1979，浙江中生代酸性火山岩的同位素地质年龄研究。地球化学，第 1 期，第 1—11 页。

[10] 徐步台，1984，浙江省燕山期花岗岩的同位素地质年代问题。地球化学，第 3 期，第 217—225 页。

[11] 叶伯丹、申永治、朱志辰，1986，全国同位素地质年龄数据汇编，第四集，地质出版社，第 692—693 页。

[12] Larson, R. L., and Pitmam, W. C., 1972, World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications, Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 83, P. 3645—3662.

[13] 张理刚，1985，稳定同位素在地质科学中的应用。陕西科学技术出版社，第 54—120 页。

[14] 徐步台、邵益生，1986，浙江高岭土矿床中氢氧同位素的研究。地质科学，第 1 期，第 91—96 页。

[15] Sheppard, S. M. F., 1977, Identification of the origin of ore-forming solutions by the use of stable isotopes, Volcanic Processes in Ore genesis, Chameleon press limited, London, P. 25—41.

[16] 徐步台，1990，水—岩石同位素交换作用及其对成矿流体源的判别应用。地质地球化学，第 4 期，第 30—32 页。

[17] 曹俊臣，1985，初论中国层控萤石矿床分类及某些地球化学特征。地质与勘探，第 7 期，第 8—14 页。

[18] Norman, D. I., and Landis, G. P., 1983, Source of mineralizing components in hydrothermal ore fluids as evidenced by $^{87}Sr/^{86}Sr$ and stable isotope data from the Pasto Bueno deposit. Peru, Econ. Geol. Vol. 78, P. 451—465.

[19] Ruiz J., Kesler, S. E., and Jones, L. M., 1985, Strontium isotope geochemistry of fluorite mineralization associated with fluorite-rich igneous rocks from the Sierra Madre Occidental, Mexico: Possible exploration significance, Econ. Geol. Vol. 80, P. 33—42.

[20] Faure, G., 1977, Principles of isotope geology, New York, John Wiley and Sone, P. 97—146.

[21] Peng, Z. L., Zartman, R. E., and Futa, K., 1986, Pb-, Sr-, and Nd- isotopic systematics and chemical characteristics of Cenozoic basalts, eastern China, Chem. Geology, Vol. 59, P. 3—31.

[22] 徐步台，1987，浙东南古基底变质岩的同位素地质年代问题。地质论评，第 33 卷，第 5 期，第 468—474 页。

THE MINEROGENETIC MODEL OF TWO TYPES OF FLUORITE DEPOSITS IN SOUTHEASTERN CHINA

Li Changjiang and Jiang Xuliang

(Zhejiang Institute of Geology and Mineral Resources, Hangzhou)

Abstract

The flourite deposits of southeastern China mainly belong to vein-type deposits with quartz-flourite formation. Judging by the spatial relationship between the deposits and magmatic rocks, these flourite deposits may be divided into two types (I and II) occurring respectively in Mesozoic volcanic rock areas, and in Yanshanian granite areas.

The present study has revealed the following facts:

1) The two types of flourite deposits have the same age with respect to their mineralization (70—90 Ma). Wherever they occur, either in volcanic rocks or in granites, the age of flourite mineralization always lags behind by 40—70 Ma than that of the host rocks.

2) The two types of flourite deposits show the similar wall rock alteration, mineral association and ore-forming temperature (100—200°C).

3) The ore-forming fluids of both types belong to geothermal waters derived from the meteoric waters of Late Cretaceous age. The only difference lies in that the water-rock ratios (0.05—1.5) of the hydrothermal system related to type I are lower than those (generally more than 1.5) of the hydrothermal system related to type II.

4) Early-stage (main mineralization stage) flourites from type I have $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios ranging from 0.7306 to 0.7710. Most of these flourite $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios are in the range (0.7454—0.9090) of underlying Precambrian metamorphic rocks at the time of mineralization (~80 Ma), but they differ significantly from those (0.7085—0.7298) of the host rocks at the mineralization time. Only late-stage flourites and calcites from type-I have $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios similar to those of the host rocks at this time. However, for type-II, the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios (respectively, 0.7094—0.7166 and 0.7099—0.7188) of early flourites or late flourites and barites fall into the range (0.7059—0.7276) of the host rocks of type-II at the time of mineralization (~80 Ma).

On the basis of the above-mentioned data, combined with field geologic and REE geochemical investigations, for the two types of fluorite deposits, the authors suggest a minerogenetic model of circulation and drawing of Late Cretaceous geothermal waters. The model includes two mechanisms: (1) the leaching-out and drawing through deep circulation of the geothermal water, and (2) the leaching-out and drawing through shallow circulation of the geothermal waters. Deposits of type I are mainly related to the former mechanism and ore substances were mainly derived from the Precambrian metamorphic rocks underlying the host rocks, while deposits of type II are mainly related to the latter mechanism and ore substances were mainly derived from host rocks (granite and/or sedimentary rocks).

作 者 简 介

李长江，男，1951 年生，1981 年毕业于浙江大学地质系，硕士，主要从事矿床地质研究。现任浙江省地质矿产研究所高级工程师。

通讯处：杭州市体育场路 232 号，邮政编码：310007。