

# 湖北省罗田凤凰关混合岩浅色体的类型 及其锆石 U-Pb 年龄\*

邓尚贤<sup>①</sup> 王江海<sup>①</sup> 孙 敏<sup>②</sup> 常向阳<sup>①</sup>

(<sup>①</sup>中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640)

(<sup>②</sup>香港大学地球科学系, 香港)

**摘 要** 根据混合岩浅色体的重褶、横切和叠加关系并剔除因粘性褶皱效应引起的重褶皱假象, 在湖北罗田凤凰关识别出 8 个世代的浅色体。它们的主量、微量和稀土元素地球化学研究表明, 用于锆石 U-Pb 定年的浅色体是深熔成因的。锆石 U-Pb 定年结果表明, 在大别杂岩内存在燕山期的混合岩化作用, 其时代为(129.3 ± 0.8) Ma。

**关键词** 锆石 U-Pb 定年 混合岩化 浅色体 大别山 湖北省

## 1 引 言

人们通常将秦岭-大别造山带作为扬子和华北克拉通的缝合带。发育于中国中部的大别山高压-超高压变质带已吸引众多中外地质学家的注意力, 然而, 绝大多数研究工作集中在高压岩石的地质学、岩石学、地球化学和年代学的研究<sup>[1-7]</sup>。对大别山混合岩的研究也主要集中在其区域分布、构造分析和岩石成因等方面<sup>[8-14]</sup>, 迄今为止尚无有关大别杂岩中混合岩形成时代研究的报道。本文基于对湖北罗田凤凰关水库溢洪道及其附近(图 1)混合岩详细的野外地质观察和室内研究的基础上, 拟根据锆石 U-Pb 定年结果探讨本区混合岩化作用的年代。

## 2 混合岩浅色体的特征

鄂东北提供了一个极好的、几乎是连续的剖面来观察前寒武纪大别杂岩中黑云-石英-长石片麻岩、角闪斜长片麻岩、斜长角闪岩和云母片岩等, 而凤凰关则是该剖面中一个非常典型的解剖地段(图 1)。

### 2.1 野外地质特征

从凤凰关可粗略地划分出两大类浅色体, 一类是几乎相互平行的微细脉, 呈层状或条

第一作者简介: 邓尚贤 男 24 岁 硕士研究生 同位素地球化学

\* 国家自然科学基金(49333030 和 49472134) 和中国科学院院长基金项目联合资助

收稿日期 1996-10-11, 改回日期 1996-11-24

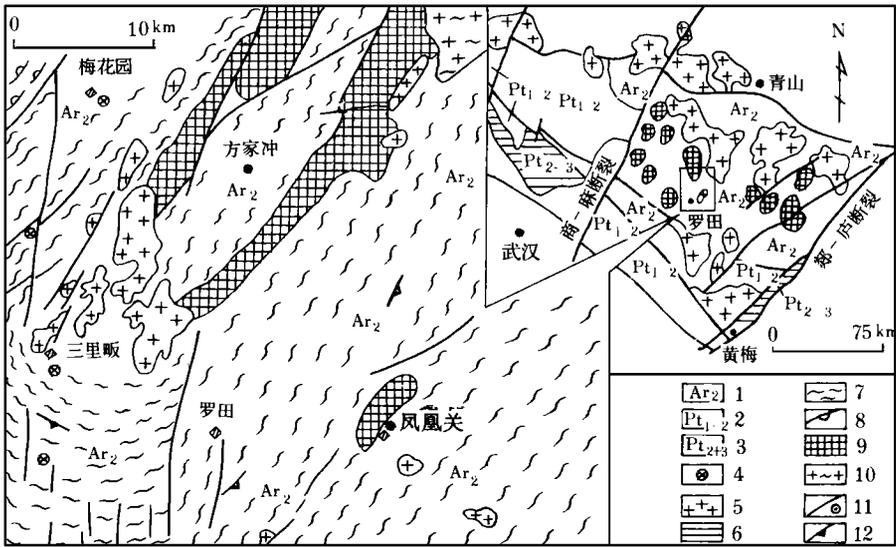


图1 湖北罗田凤凰关一带地质略图, 示混合岩的分布和采样位置

Fig. 1 Schematic geological map for illustrating the distribution of migmatites and the sampling locality in Fenghuangguan, Luotian, Hubei

1. 晚太古代变质岩; 2. 古- 中元古代变质岩; 3. 中- 新元古代变质岩; 4. 麻粒岩出露点;
5. 燕山期花岗岩; 6. 未混合岩化岩石; 7. 条带状混合岩; 8. 眼球状混合岩; 9. 混合岩化热中心(全熔混合岩);
10. 片麻状花岗岩; 11. 断层和取样点; 12. 面理及其方向。

带状产出, 无强烈的褶皱, 且同区域片麻理基本平行, 脉宽较细, 通常小于 1cm, 一般只有 0.2—0.5cm, 它们富含石英(并含少量的斜长石), 暗色矿物很少, 可能与固相线之下的分凝作用相联系。另一类则是既可横切片麻理也可平行片麻理的浅色体, 脉体粗大, 通常大于 1cm, 局部地段(构造扩容部位)可达 1m, 往往发育复杂的褶皱。用于元素地球化学和定年研究的浅色体粗大, 宽度约为 2—15cm, 发育复杂的具剪切流动特征的褶皱。古成体采自与浅色体毗邻的部位, 它与浅色体一起褶皱, 但褶皱样式略有差异, 表现为古成体的褶皱样式开阔且规则, 转折端圆滑。在古成体与浅色体之间往往发育厚度不等的由暗色矿物黑云母和(或)角闪石等矿物构成的帮体(selvage)。

## 2.2 岩石学特征

用于元素地球化学和定年研究的浅色体, 其矿物组合为: 石英+ 斜长石+ 黑云母±磁铁矿±榍石±磷灰石±钛铁矿, 基本上未见到钾长石。根据计积台统计的浅色体和古成体实际矿物的含量, 用 QAP 图解作岩石分类, 浅色体岩石类型为英云闪长岩。古成体矿物组合为: 角闪石+ 斜长石±石英±黑云母±钾长石±磷灰石±榍石±透辉石±磁铁矿, 岩石类型为(含透辉)黑云斜长角闪岩和斜长角闪岩。

根据浅色体和古成体中主要矿物的电子探针、油浸和费氏台测定结果, 采用文献[15]的角闪石分类法, 角闪石为浅闪石质角闪石; 根据文献[16]的黑云母分类法, 黑云母为镁

黑云母,且黑云母和角闪石在境下均为棕褐色,反映其形成温度较高。浅色体中斜长石牌号为 21—32,古成体中斜长石牌号为 35—45,浅色体和古成体中斜长石牌号有明显差异,其差值变化范围为 3—23。费氏台测定结果表明,斜长石发育钠长石律和钠长-阿拉律双晶,少数为翻底双晶。

### 2.3 混合岩成岩的温度和压力条件

根据古成体和浅色体中详细的矿物化学数据<sup>[10]</sup>,采用角闪石-斜长石、二长石和黑云母-角闪石三种温度计<sup>[16,17]</sup>和三种角闪石压力计<sup>[18-20]</sup>,估算了混合岩成岩的温度和压力(表 1)。从表 1 看出,混合岩化的温度和压力分别约为 800 °C 和  $5 \times 10^8$  Pa,即指示所研究的混合岩浅色体曾经历了深熔阶段。

表 1 罗田凤凰关混合岩成岩的温度和压力估算结果

Table 1 The estimated temperature and pressure during the migmatization in the Fenghuangguan area, Luotian

岩带	$t$	$t$	$t$	$t$	计算	$p_1^{(2)}$	$p_2$	$p_3$
	( °C, $p = 4 \times 10^8$ Pa)	( °C, $p = 5 \times 10^8$ Pa)	( °C, $p = 6 \times 10^8$ Pa)	( °C)	方法 <sup>(1)</sup>	( $\times 10^8$ Pa)	( $\times 10^8$ Pa)	( $\times 10^8$ Pa)
浅色体	792	777	761		a	5.20	6.31	4.22
古成体	815	799	783		b	5.65	5.97	4.60
浅色体	780	794	824		c			
浅色体				748	d			

(1) a. 角闪石-斜长石地质温度计<sup>[17]</sup>; b. 二长石地质温度计<sup>[16]</sup>; c. 黑云母-角闪石地质温度计<sup>[16]</sup>。

(2)  $p_1 = 5.03Al^{IV} - 3.92^{[18]}$ ;  $p_2 = 5.64Al^{IV} - 4.76^{[19]}$ ;  $p_3 = 4.28Al^{IV} - 3.54^{[20]}$ ; 其中  $Al^{IV}$  为以 23 个氧计算的角闪石的全铝(摩尔数),压力的单位为  $10^8$  Pa。

用于锆石 U-Pb 定年的样品中没有出现硫化物和碳酸盐矿物,故  $CO_2$ 、 $H_2S$  及其混合相的活度是很低的。在浅色体中出现富  $CO_2$  的流体包裹体,而混合岩内并无碳酸盐岩出现,故它并不一定指示混合岩化过程中具有高的  $p_{CO_2}$ ,即使这些流体包裹体是在混合岩化过程中形成。如果在混合岩化过程中曾经出现过硅酸盐熔体,则  $CO_2$  也可能已强烈地从熔体中分离出来而形成流体相<sup>[21]</sup>。少量的  $P_2O_5$  肯定存在于混合岩中,因为磷灰石在浅色体中是十分普遍的。F 选择性富集于云母中,而 Cl 则富集于流体中,导致该流体非常接近于含少量  $P_2O_5$  的  $H_2O$ -Cl 溶液。 $P_2O_5$ 、F 和 Cl 对花岗质岩石熔融作用的影响类似于  $H_2O$ ,特别是在富  $H_2O$  的溶液中<sup>[22,23]</sup>。因此,这些岩石的固相线温度非常接近水压近乎等于总压时的情况,且部分熔融是非常可能的。

### 3 浅色体期次的划分

在中深变质杂岩区建立构造变形序列的原理是重褶、横切和叠加构造晚于受其改造的构造<sup>[24,25]</sup>,但将该原理用于强烈混合岩化区时,往往因忽略岩石的递进变形和塑性流动而将构造复杂化,尤其是在熔体含量大于 30% 的粘性褶皱(viscous fold)发育的混合岩

区<sup>[26]</sup>。根据“重褶、横切和叠加”原理,并剔除因粘性褶皱效应引起的重褶皱假象,可从凤凰关水库的溢洪道及其附近识别出8个世代的浅色体,其野外特征如图2所示,其详细描述如下。

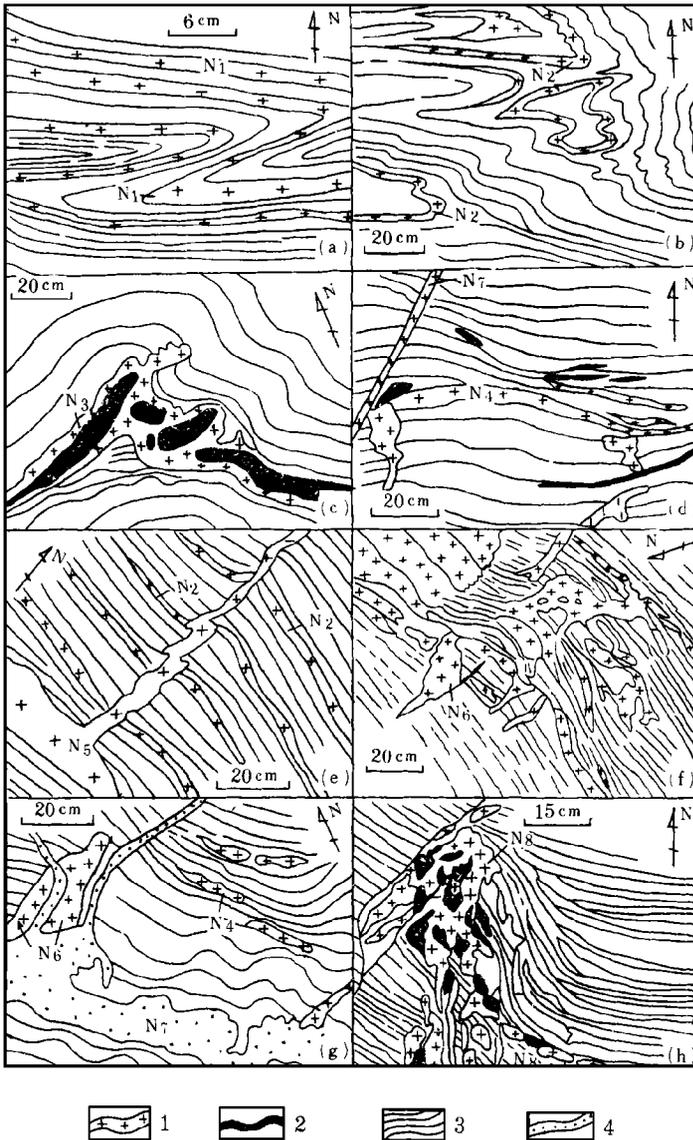


图2 罗田凤凰关浅色体的野外空间关系(据照片素描)

Fig. 2 The field relationship among the leucosomes of the Fenghuangguan migmatites in Luotian

- a.  $N_1$  浅色体及顺层流动褶皱; b.  $N_2$  浅色体及肠状或似剑鞘褶皱; c.  $N_3$  浅色体与毗邻古成体的关系;  
 d.  $N_4$  和  $N_9$  浅色体及与古成体的关系; e.  $N_2$  与  $N_5$  浅色体的关系; f.  $N_6$  浅色体呈不规则分布;  
 g.  $N_6$  和  $N_7$  浅色体的关系; h.  $N_8$  浅色体与毗邻古成体的关系。

1. 浅色体; 2. 古成体(斜长角闪岩); 3. 片麻岩及片麻理方向; 4. 石英脉。

$N_1$ : 分凝状的与原始岩性层理( $S_0$ )或岩性层的包络面( $S'_0$ )平行的条带状英云闪长质浅色体, 它的两侧伴有由加大的黑云母和(或)角闪石集结而成的帮体。由  $N_1$  构成的褶皱与毗邻的成分层褶皱往往是协调的。褶皱既有转折端尖棱的等斜褶皱, 也有转折端圆滑的不对称等斜褶皱, 褶皱类型与岩层、浅色体厚度和岩石的能干性(competence)有关。

$N_2$ : 沿着由  $N_1$  构成的褶皱轴面侵位的石英闪长质—花岗质脉体, 脉体走向  $45^\circ - 60^\circ$ 。 $N_2$  常形成转折端呈 V 型的等斜褶皱, 具微弱的轴面面理。

$N_3$ : 平行于由  $N_2$  构成的褶皱轴面的极不规则的薄板状石英闪长质脉, 总体走向  $110^\circ$ , 它形成的褶皱形态多样, 既有舌形或(和)转折端圆滑的右形不对称褶皱, 也有方型转折端的不对称紧闭褶皱、相似褶皱或肠状褶皱, 同时伴有韧性剪切。

$N_4$ : 厚板状英云闪长质脉体, 它形成走向为 N—NNE 向紧闭—开阔的褶皱, 有的已石香肠化或透镜体化, 轴面面理发育, 平行轴面有由卵形角闪石排列形成的线理; 而黑云母则形成窗棱构造, 其走向为 NW—SE 向, 同时也伴有韧性剪切; 在局部地段如构造扩容部位,  $N_4$  的厚度会剧增到 1m。

上述四期浅色体均发育很好的帮体。通过与湖北黄冈贾庙和总路嘴及罗田县城关等地区的对比可看出, 它们在区域上具有可对比性。

$N_5$ : 南北走向的浅色体, 它易形成 NEE 向直立、棱角—舌形、对称或不对称的褶皱, 局部脉体细颈化或石香肠化, 发育轴面面理并伴有顺轴面的韧性剪切。

$N_6$ : NEE 走向的浅色体。

$N_7$ : 板状石英脉。

脉体  $N_6$  和  $N_7$  常形成尖棱状—圆滑状转折端的右形褶皱, 平行轴面的韧性剪切发育, 且发育平行轴面的板状或细颈化脉体, 它与透镜状斜长角闪岩团块共同组成角砾混合岩。

$N_8$ : 走向  $60^\circ$  的花岗伟晶岩脉和走向  $140^\circ - 170^\circ$  的薄板状富含长石的细晶岩脉。

$N_5 - N_8$  浅色体的共同特征是在区域上不存在可对比性, 不伴生帮体, 这指示它们可能是由晚期的注入作用形成的。

## 4 采样和分析方法

用钢钎采集粗大浅色体的大样 10kg, 以供室内分离锆石之用。沿着该条浅色体的延伸方向, 取若干小样以便在室内作主量、微量和稀土元素分析。从野外对浅色体的观察和构造分析看, 用于锆石 U-Pb 定年的浅色体为浅色体  $N_4$ ; 由于  $N_1$ 、 $N_2$  和  $N_3$  浅色体比较细小, 采集锆石大样有很大的难度, 故本次研究暂未涉及。

样品 FHG1、FHG8 和 D11-1 的主量元素由中国科学院广州地球化学研究所用湿化学方法测定, 其他样品由湖北省地质矿产局测试中心用湿化学方法测定。样品 FHG1、FHG8 和 D11-1 的稀土和微量元素由中国科学院广州地球化学研究所用 ICP-MS 测定, 稀土元素和微量元素的分析重现性(准确度)优于 5%, 分析精确度一般在 3% 以内, 详

细的分析方法见文献[27];其他样品由湖北省地质矿产局测试中心用 ICP- AES 测定。

在碎样前先将浅色体大样中宏观可辨的古成体和帮体尽可能去掉。锆石样品取自近 7kg 的纯净浅色体中。锆石含量很少,且均非常细小,大多小于 100 目。锆石分两类:(1) 无色或浅棕色透明短柱状或双锥状锆石;(2) 无色透明细长柱状锆石。锆石 U- Pb 定年工作在地质矿产部天津地质矿产研究所由周慧芳和李惠民完成。锆石的溶解及其 U、Pb 的分离采用 Krogh 的方法<sup>[28,29]</sup>, U- Pb 同位素组成在 VG354 质谱仪上测定,全流程的 Pb 本底为 50pg, U 本底为 2pg。

### 5 分析结果

#### 5.1 元素

用于定年的浅色体及其毗邻的古成体的主量元素组成列于表 2, 根据 CIPW 标准矿物计算结果,采用 An- Ab- Or 图解判定,浅色体岩石类型为英云闪长岩或奥长花岗岩。古成体相当于变质的玄武岩成分。

浅色体的稀土元素分析结果见表 2, 以 Boynton 球粒陨石数据<sup>[30]</sup> 标准化的浅色体稀土配分曲线如图 3 所示。从图 3 看出,它们可分为两类:(1) 具明显铈正异常(样品 FHG1、F5 和 F6), 平均  $\delta E_{u} = 2.02$ , 轻稀土富集而重稀土亏损,轻重稀土分馏强烈,呈向右的陡倾型,稀土总量低于  $100 \times 10^{-6}$ 。(2) 无铈异常(样品 F2),  $\delta E_{u} = 0.99$ , 轻稀土明显富集,重稀土明显亏损,轻重稀土分馏强烈,呈向右的陡倾型,稀土总量高于  $148 \times 10^{-6}$ 。

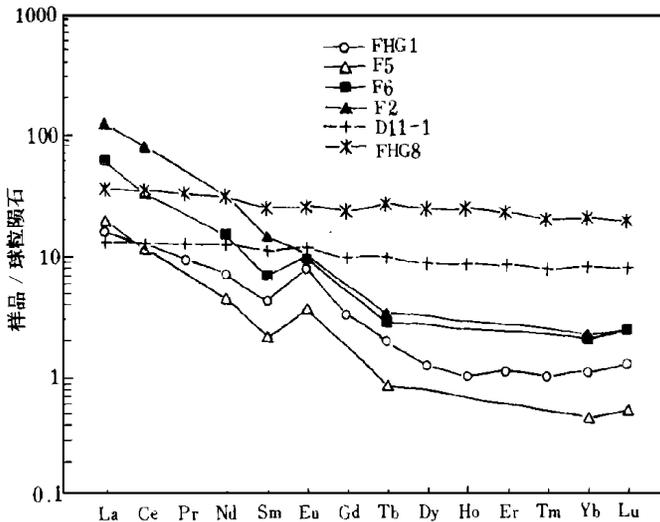


图 3 浅色体和古成体的稀土配分型式

Fig. 3 The REE patterns for the leucosomes and paleosomes of the Fenghuangguan migmatites

浅色体: FHG1、F5、F6 和 F2; 古成体: D11- 1 和 FHG8。

浅色体的微量元素组成列于表 2。根据文献[31]中的方法,将分析结果用古成体(相

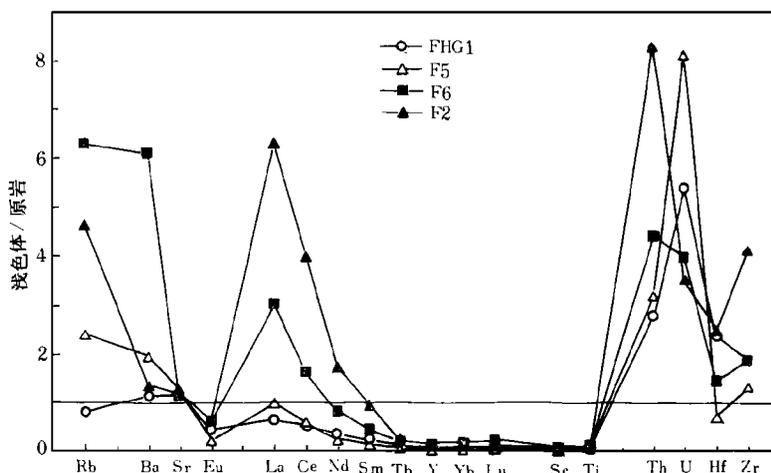


图 4 罗田凤凰关浅色体的微量元素配分型式, 示深熔成因浅色体的特征

Fig. 4 The trace element patterns for the leucosomes of the Fenghuangguan migmatites in Luotian, indicating the features of anatectic leucosomes

当于混合岩的原岩) 标准化, 标准化后的曲线如图 4 所示。把该曲线与文献[ 31] 的曲线作对比可以看出, 浅色体的成因类型可细分为两种: ( 1) 原始未分离或稍有分离结晶的深熔浅色体( 样品 FHG1、F5 和 F6); ( 2) 分离结晶后的深熔浅色体( 样品 F2)。与原岩相比, 上述两种类型都富集了不相容元素(LREE、Th、Hf 和 Zr), 它们之间的区别不是很明显, 而是呈相互过渡的关系。

表 2 罗田凤凰关混合岩浅色体主量(%)、微量和稀土元素( $\times 10^{-6}$ ) 组成

Table 2 The data of the major(%), trace and rare earth elements( $\times 10^{-6}$ ) for leucosomes and paleosomes of the Fenghuangguan migmatites in Luotian

样号	D11- 1	FHG8	古成体	FHG1	F2	F5	F6
名称	斜长角闪岩	斜长角闪岩	平均 <sup>(1)</sup>	浅色体	浅色体	浅色体	浅色体
SiO <sub>2</sub>	50.23	48.91	49.4	73.11	72.51	74.49	73
TiO <sub>2</sub>	0.70	2.58	71.64	0.00	0.23	0.18	0.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.83	14.42	14.13	14.45	14.45	13.9	13.96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.04	1.29	5.17	0.11	0.62	0.37	0.28
FeO	11.35	12.57	11.96	0.57	0.79	1.06	1.27
MnO	0.16	0.26	0.21	0.07	0.02	0.02	0.03
MgO	2.51	4.46	3.49	0.27	0.56	0.81	0.88
CaO	7.31	7.08	7.20	3.68	2.22	2.7	2.48
Na <sub>2</sub> O	2.35	3.02	2.69	4.37	4.16	4.84	4.32
K <sub>2</sub> O	0.40	1.06	0.73	0.54	3.2	0.88	2.28
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.35	0.95	0.65	0.27	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.10	0.23	0.17	0.03	—	—	—

续表 2

样号	D11-1	FHG8	古成体	FHG1	F2	F5	F6
名称	斜长角闪岩	斜长角闪岩	平均 <sup>(1)</sup>	浅色体	浅色体	浅色体	浅色体
P <sub>2</sub>	0.24	0.35	0.30	0.10	0.07	0.04	0.07
CO <sub>2</sub>	1.65	2.17	1.91	1.66	—	—	—
LOI	—	—	—	—	1.06	0.71	0.76
总计	100.02	99.35	99.69	99.23	99.89	100	99.58
Cs	0.469	0.291	0.380	0.337	—	—	—
Rb	4.912	13.566	9.239	7.234	42.9	22.5	58.1
Ba	57.611	193.854	125.733	146.178	172.5	248	767
Sr	473.971	284.944	379.458	443.985	453	483	410
La	3.938	10.545	7.242	4.633	45.6	7.15	21.91
Ce	10.114	27.494	18.804	9.916	75.13	10.99	30.88
Pr	1.507	3.892	2.700	1.121	—	—	—
Nd	7.413	17.969	12.691	4.174	22.4	3.17	10.42
Sm	2.070	4.639	3.355	0.797	3.2	0.48	1.51
Eu	0.816	1.751	1.284	0.556	0.87	0.31	0.8
Gd	2.466	5.858	4.162	0.835	—	—	—
Tb	0.441	1.182	0.812	0.092	0.19	0.05	0.16
Dy	2.642	7.460	5.051	0.379	—	—	—
Ho	0.591	1.641	1.116	0.071	—	—	—
Er	1.658	4.448	3.053	0.226	—	—	—
Tm	0.237	0.617	0.427	0.031	—	—	—
Yb	1.637	4.051	2.844	0.222	0.53	0.11	0.49
Lu	0.246	0.596	0.421	0.040	0.09	0.02	0.09
Y	19.098	40.867	29.983	1.897	4.3	1.06	4.42
Cr	226.582	151.218	188.900	7.000	46	24	20.736
Sc	51.751	44.476	48.114	1.736	1.06	2.78	4.43
Ti	5193.58	14792.35	9992.97	485.74	1378.29	1078.66	1378.29
Th	0.505	0.895	0.700	1.953	5.8	2.25	3.1
U	0.100	0.318	0.209	1.127	0.74	1.7	0.83
Hf	1.210	1.466	1.338	3.154	3.33	0.97	1.92
Zr	44.536	50.108	47.322	89.306	196	63.5	88.8

(1) 古成体平均代表样品 D11-1 和 FHG8 的平均值。—表示未测; LOI 为烧失量。

## 5.2 锆石 U-Pb 定年结果

浅色体(FHG1)的锆石 U-Pb 同位素定年结果列于表 3, 它们在谐和图上的投点如图 5 所示, 无色透明细长柱状锆石的 3 个分析点(表 3 中的 1、2、3) 位于谐和曲线上, 属于一致年龄, 它们的  $t_{6/8}$  年龄加权平均值( $t_1$ ) 为 (129.3 ± 0.8) Ma; 无色或浅棕色短柱状锆石的 2 个分析点(表 3 中的 4 和 5) 稍偏离谐和曲线, 它们的  $t_{6/8}$  年龄加权平均值( $t_2$ ) 为

(162.7 ± 0.8) Ma。镜下观察表明, 细长柱状锆石均为无色透明, 晶形完整, 这种锆石往往是从岩浆中结晶出来的, 其表面年龄应代表该浅色体的形成年龄。短柱状(有些为双

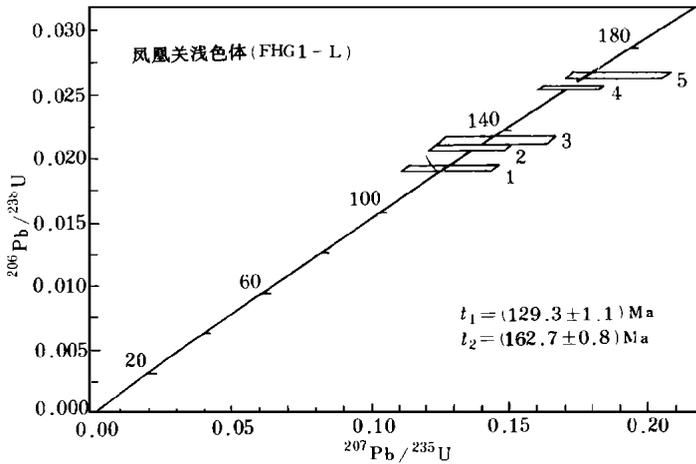


图 5 罗田凤凰关浅色体中 5 个不一致锆石的谐和图

Fig. 5 Concordia diagram for five discordant zircons from a leucosome of the Fenghuangguan migmatites in Luotian

表 3 罗田凤凰关浅色体锆石 U-Pb 测定结果

Table 3 The zircon U-Pb data for a leucosome of the Fenghuangguan migmatites in Luotian

样品情况 点矿物名称 号及特征	浓度 U Pb (μg/g)(μg/g) (μg)	样品 中普 通锆 含量 (ng)	同位素原子比率 <sup>1)</sup>					表面年龄(Ma)			
			$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
1 无色透明细长柱状自形锆石	40	273.5 5.38	0.0045	1851	0.0905	0.01938	0.1343	0.05025	123.7	127.9	206.8
						(21)	(222)	(784)			
2 无色透明细长柱状自形锆石	30	163.2 4.56	0.022	190	0.0887	0.02071	0.139	0.04869	132.2	132.2	132.8
						(23)	(242)	(803)			
3 无色透明长柱状自形锆石	40	91.2 2.84	0.025	156	0.1348	0.02102	0.1463	0.05047	134.1	138.6	216.8
						(26)	(287)	(933)			
4 无色透明短柱状自形锆石	25	178.6 4.75	0.0073	620	0.0484	0.02532	0.1737	0.04976	161.2	162.6	183.7
						(15)	(109)	(293)			
5 无色透明短柱状自形锆石	25	262.5 9.75	0.043	169	0.1082	0.02614	0.1941	0.05388	166.4	180.2	365.2
						(23)	(227)	(587)			

1)  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  已对实验空白(Pb= 50pg, U= 2pg) 及稀释剂做了校正, 括号内的数为  $2\sigma$  绝对误差, 如 0.01938(21) 表示 0.01938 ± 0.001(21)。

锥状) 锆石比长柱状的锆石少, 无色透明或略带浅棕色, 晶形不完整, 这种锆石可能是残留锆石, 它们在后期强烈的混合岩化过程中丢失了大部分放射成因铅, 以致于其表面年龄接近下交点年龄, 该年龄可能没有明确的地质意义。

## 6 讨 论

### 6.1 混合岩的成因

用于定年的浅色体为粗大的脉体, 常伴有复杂的褶皱, 并具剪切流动特征; 主量元素中除  $\text{SiO}_2$  外,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MgO}$  和  $\text{FeO}^T$  等的含量也较高; 稀土配分型式都呈向右的陡倾型, LREE 富集, 而 HREE 亏损, 轻重稀土分离明显; 无铷异常的浅色体, 其稀土元素总量高于具明显铷正异常的浅色体; 微量元素中 Zr、Hf、LREE、U 和 Th 相对原岩是富集的。上述特征表明: 凤凰关地区用于锆石 U-Pb 定年的浅色体是深熔成因的; 该结论与据矿物化学数据用地质温压计估算的温压结果均高于岩石的始熔线相一致。这类英云闪长质浅色体可能是斜长角闪岩(原岩为拉斑玄武岩)在水不饱和条件下部分熔融产生的。该浅色体中富含斜长石, 从而导致较高的铷正异常。在熔融过程中重稀土作为相容元素趋向于保留在残留体中, 而作为不相容元素的轻稀土则进入熔体, 导致浅色体中轻、重稀土的分离。某些浅色体由于受到同侵位的结晶和变形而发生晶体和熔体间的分离; 在分离结晶过程中, 不相容元素集中于残余的熔体内, 因此分离出的熔体, 其轻稀土相对更为富集, 而且由于长石的分离结晶, 原来具有铷正异常的浅色体变成了无铷异常的浅色体。

### 6.2 混合岩的形成时代

Zhang *et al.* 曾根据混合岩的地质特征, 与变质作用之间的关系及超镁铁质岩的 Sm-Nd 年龄结果, 对大别混合岩的形成代做过一些推测, 认为它应晚于印支期(244—224Ma)<sup>[32]</sup>。本次研究表明, 凤凰关 N4 浅色体中有 2 种不同晶形的锆石, 且它们具有不同的时代, 分别为  $t_1 = (129.3 \pm 0.8) \text{Ma}$  和  $t_2 = (162.7 \pm 0.8) \text{Ma}$ (表 3、表 5), 其中  $t_1$  年龄的锆石点均处于谐和曲线上, 这说明细长柱状锆石形成后基本上无铅的丢失, 故  $(129.3 \pm 0.8) \text{Ma}$  的年龄代表锆石结晶年龄, 也即 N4 浅色体的形成时代。 $t_2$  年龄的锆石点也非常靠近谐和曲线, 镜下观察表明这种锆石可能是残留锆石, 它们在后期强烈的混合岩化过程中丢失了大部分放射成因铅, 其表面年龄可能没有明确的地质意义。关于 N<sub>1</sub>、N<sub>2</sub> 和 N<sub>3</sub> 浅色体, 目前尚无非常确凿的年龄数据表明其形成的时代, 但从产于凤凰关的黑云斜长片麻岩(实际上就是混合岩, 其中包含了 N<sub>1</sub>、N<sub>2</sub> 和 N<sub>3</sub> 浅色体)的锆石 U-Pb 定年结果来看, 其上交点年龄(796.1Ma, 锆石数据靠近上交点)<sup>[10]</sup>可能代表 N<sub>1</sub>—N<sub>3</sub> 浅色体的形成时代; 有关它们的确切形成时代还有待做进一步的年代学研究。由于原岩本身的铷含量很低, 且又是难熔组分, 故在深熔过程中真正能进入熔体(浅色体)的铷是非常有限的, 故浅色体中的铷含量非常少, 这增添了用锆石 U-Pb 法定年的难度。浅色体的 Rb-Sr 和 Sm-Nd 年代学研究是我们下一步应努力的方向。

上述数据和讨论表明, 大别杂岩内存在燕山期的混合岩化作用, 其时代为  $(129.3 \pm$

0.8)  $M_{a_2}$ ; 这期混合岩化作用很可能与大别山大规模的燕山期浆活动的诱引有关。至于它是由近缘( locally- derived) 还是远源( far- travelled) 岩浆注入引起的, 这还需做进一步的岩石学和地球化学研究。

本文自始至终得到中国地质大学( 武汉) 游振东和韩郁菁教授的关怀和指导, 锆石 U-Pb 年龄测定由地质矿产部天津地质矿产研究所周慧芳和李惠民老师完成, 主量元素分析由梁凤娴和于赤灵同志完成, 微量元素和稀土元素分析得到刘海臣和刘颖同志的协助, 部分元素分析由湖北省地质矿产局测试中心完成; 在锆石年龄解释过程中曾同孙大中院士和朱炳泉、李献华及周新华研究员进行了有益的讨论, 野外工作曾得到周汉文博士的协助, 在此一并致以衷心的感谢!

### 参 考 文 献

- 1 李曙光, Hart S R, 郑双根等. 中国华北、华南陆块碰撞时代的钐- 钕同位素年龄证据. 中国科学( B 辑), 1989, ( 3): 312-318.
- 2 张树业, 康维国. 扬子陆台北缘中段蓝片岩带. 长春地质学院学报, 1989, ( 专辑): 1-9.
- 3 Wang X, Liu J G, Mao H K. Coesite- bearing eclogite from the Dabie Mountains in central China. *Geology*, 1989, 17: 1085-1088.
- 4 张勇, 江来利, 刘焰灿. 大别山超高压榴辉岩带榴辉岩的特征和变质作用. 岩石学报, 1991, ( 3): 1-13.
- 5 Xu Shutong, Okay A I, Ji Shouyuan, *et al.* Diamond from the Dabie Shan metamorphic rocks and its implication for the tectonic setting. *Science*, 1992, 256: 80-82.
- 6 张泽明, 游振东, 韩郁菁. 大别山地区柯石英榴辉岩变质作用的  $P-T-t$  轨迹及其地球动力学意义. 地球科学, 1992, 17(2): 141-149.
- 7 Zhang L Y, Liou J G. Coesite- bearing eclogite in Henan Province, central China: detailed petrography, glaucophane stability and  $PT$ - path. *Eur J Mineral*, 1994, 6: 217-233.
- 8 湖北省地质矿产局. 湖北省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1990, 477-527.
- 9 霍普古德 A M, 鲍斯 DR, 游振东等. 湖北省凤凰关地区前寒武纪大别杂岩内构造要素及相互关系. 地球科学, 1989, 14(3): 221-238.
- 10 王江海. 大别杂岩的早期演化及混合岩成因机制. 武汉: 中国地质大学出版社, 1991, 1-134.
- 11 王江海. 鄂东北大别杂岩中条带混合岩的质量平衡研究. 岩石学报, 1993, 9(1): 20-32.
- 12 王江海. 大别杂岩中混合岩的矿物空间分布研究. 岩石矿物学杂志, 1993, 12(3): 243-250.
- 13 王江海, 吴金平. 湖北省凤凰关地区前寒武纪大别杂岩内地壳冷却速率的估算. 地球科学, 1991, 16(2): 165-172.
- 14 王江海, 吴金平, 杨问华. 鄂东北大别杂岩中混合岩形成的动力学机制. 地质学报, 1994, 68(4): 308-323.
- 15 Leake B E. Nomenclature of amphiboles. *Am Mineral*, 1978, 63: 1023-1052.
- 16 张儒媛, 从柏林. 矿物温度计和矿物压力计. 北京: 地质出版社, 1983, 150-173.
- 17 Blundy J D, Holland T J B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole plagioclase geothermometer. *Contrib Mineral Petrol*, 1990, 104: 208-224.
- 18 Hammarstrom J M, Zen E- an. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *Am Mineral*, 1986, 71: 1297-1313.
- 19 Hollister L S, Grissom G C, Peters E K, *et al.* Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc- alkaline plutons. *Am Mineral*, 1987, 72: 231-239.
- 20 Johnson M C, Rutherford M J. Experimental calibration of an aluminum- in- hornblende geobarometer applicable to calc- alkaline rocks. *EOS*, 1988, 69: 1511.
- 21 Mysen B O, Arculus R J, Eggler D H. Solubility of carbon dioxide in melts of andesite, tholeiite, and olivine nepheline.

- ite composition to 30 kb pressure. *Contrib Mineral Petrol*, 1975, 53: 227—239.
- 22 Burnham C W. Magmas and hydrothermal fluids. In: Barnes H L ed. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposites*. 2nd ed. New York: Holt, Rinehart and Winston, 1979. 71—136.
- 23 Manning D A C. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz- Ab- Or with excess water at 1 kb. *Contrib Mineral Petrol*, 1981, 76: 206—215.
- 24 Hopgood A M. Polyphase fold analysis of gneisses and migmatites. *Trans R Soc Edinb*, 1980, 71: 55—88.
- 25 Hopgood A M. Structural evolution of Svecofennian migmatites, southern Finland: A study of Proterozoic crustal development. *Trans R Soc Edinb*, 1984, 74: 229—264.
- 26 McLellan E L. Deformational behaviour of migmatites and problems of structural analysis in migmatite terrains. *Geol Mag*, 1984, 121(4): 339—345.
- 27 刘颖, 刘海臣, 李献华. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素. *地球化学*, 1996, 25(6): 552—558.
- 28 Krogh T E. A low- contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim Cosmochim Acta*, 1973, 37(3): 485—494.
- 29 Krogh T E. Vapour transfer for the dissolution of zircons in a multi- sample capsule at high- pressure. In: Zartman R E ed. *Short Papers of the Fourth International Conference on Geochronology, Cosmochronology, and Isotope Geology*. U S Geol Surv Open- File Rep, 1978, (78- 701): 233—234.
- 30 Boynton W V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P ed. *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 1984. 63—114.
- 31 Sawyer E W, Barnes B J. Temporal and compositional differences between subsolidus and anatectic migmatite leucosomes from the Quetico metasedimentary belt, Canada. *J Metamorphic Geol*, 1988, 6: 437—450.
- 32 Zhang R Y, Liou J G, Tsai C H. Petrogenesis of a high- temperature metamorphic terrain: a new tectonic interpretation for the north Dabie Shan, central China. *J Metamorphic Geol*, 1996, 14: 319—333.

## LEUCOSOME TYPES AND AGE OF ONE- GENERATION LEUCOSOME OF THE FENGHUANGGUAN MIGMATITES IN LUOTIAN, HUBEI PROVINCE, CENTRAL CHINA

Deng Shangxian<sup>①</sup> Wang Jianghai<sup>①</sup> Sun Min<sup>②</sup> Chang Xiangyang<sup>①</sup>

(<sup>①</sup> Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640)

(<sup>②</sup> Department of Earth Sciences, The University of Hong Kong, Pokfulam Road, Hong Kong)

### Abstract

Based on the principle of refolding transecting and overprinting, and eliminating the refolding pseudomorph resulting from the effect of viscous folds, 8- generation leucosomes have been distinguished in the Fenghuangguan migmatites in Luotian, Hubei Province, central China. The results of the major-, trace- and rare earth- element geochemistry indicate that the leucosome for dating the U- Pb age was derived from anatexis. The zircon U- Pb age suggests that there was a migmatization during the Yanshan Period, which may represent an important anatexis at the age, (129.3 ± 0.8) Ma.

**Key words:** zircon U- Pb dating, migmatization, leucosomes, Dabie Mountains, Hubei Province