

# 湖北黄梅乱泥滩 花岗岩体的冷却史和运动轨迹

李坤英 王小平<sup>①</sup>

(南京地质矿产研究所)

**内容提要** 运用冷却年龄理论研究乱泥滩花岗岩体的冷却史,从124.1Ma岩体定位至80Ma暴露地表,平均冷却速率为 $17.6^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ ,平均隆起上升速度为 $0.11\text{mm}/\text{y}$ ,其间经历了四个冷却和隆起上升阶段。与古地磁学结合确定岩体的移动轨迹:在122Ma—105Ma期间岩体移动方向指向NNW;105Ma—80Ma期间转向NEE方向。其平均推移速度为 $4.0\text{cm}/\text{y}$ 。在不同时期移动方向和速度不同,反映各时期本区构造发展的趋势和强度。这一结果得到本区区域地质构造和同期沉积地层古地磁资料的证实。

**关键词** 花岗岩;封闭温度;冷却史;移动轨迹;湖北黄梅

近年来冷却年龄理论和封闭温度的提出,给同位素年代学开辟了一个新的广阔的研究领域。这一理论的重要意义在于它确切地定义了各种同位素年龄测试方法和不同的测试对象所给出表面年龄的含义,即封闭温度是表面年龄给出的那个时间点的温度;而表面年龄则是达到该计时体系封闭温度时至现在的时间。本文则运用冷却年龄理论和封闭温度来研究乱泥滩花岗岩体的冷却史,并与古地磁学相结合探讨岩体侵位以来在三维空间的运动规律,从而揭示该岩体及其所在的地质体运动轨迹。

## 一、乱泥滩花岗岩体地质特征

乱泥滩花岗岩体为湖北黄梅县梅川杂岩体的主岩体<sup>[1]</sup>,位于下扬子与大别两构造单元会聚带大别山之东南麓,出露面积约 $370\text{km}^2$ 。侵入于元古界大别山群飞虎山组( $\text{Pt}_1\text{f}_4$ )混合片麻岩和红安群七角山组( $\text{pt}_2\text{q}$ )斜长片麻岩中,接触界线呈渐变过渡关系。岩体西南边缘为晚白垩—第三系东湖群紫红色砂岩等不整合覆盖,其底砾岩中普遍发现该花岗岩砾石,岩体为中—细粒黑云母花岗岩组成。边缘相见有大量片麻岩等围岩的残留体(图1)。

根据岩石化学、稀土元素和同位素地球化学等特征,表明该岩体属于S型花岗岩。就成岩时的物理化学和构造环境分析,该岩体为在构造运动过程中,由古老变质基底重熔而

① 1993年3月10日收稿,1993年4月改回。



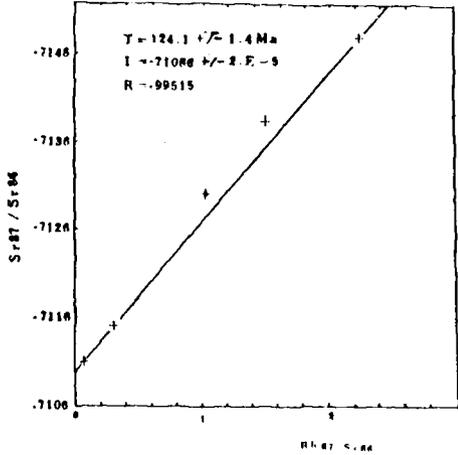


图2 乱泥滩花岗岩 Rb—Sr 等时线图

Fig. 2 Rb—Sr isochron diagram of the Luannitan granite

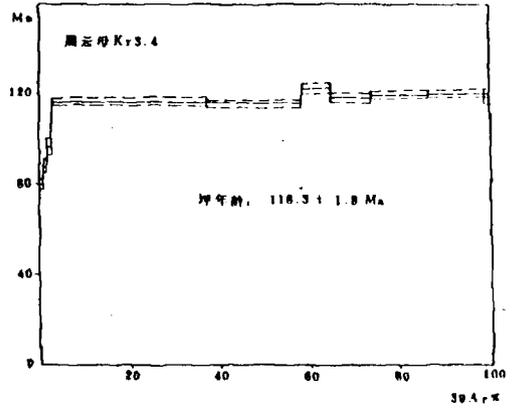


图3 黑云母(Kr3,4) <sup>39</sup>Ar—<sup>40</sup>Ar 年龄坪谱图

Fig. 3 <sup>39</sup>Ar—<sup>40</sup>Ar age spectra diagram of biotite (Kr3,4)

表2 黑云母 Kr3,4 (d=0.7mm) <sup>39</sup>Ar—<sup>40</sup>Ar 测定结果

Table 2 <sup>39</sup>Ar—<sup>40</sup>Ar date on biotite Kr3,4 d=0.7mm)

温度 (°C)	加热时间 (分)	<sup>36</sup> Ar / <sup>39</sup> Ar	<sup>40</sup> Ar / <sup>39</sup> Ar	<sup>40</sup> Ar / <sup>39</sup> Ar	<sup>39</sup> Ar%	T (Ma)
640	20	0.05879	20.6962	3.3640	0.15	80 ± 2.4
710	20	0.05383	19.6024	3.7329	0.08	88.5 ± 2.6
780	20	9.2531 × 10 <sup>-3</sup>	6.8380	4.1102	0.23	97.4 ± 2.8
920	20	1.2770 × 10 <sup>-3</sup>	5.3648	4.9884	34.20	117.2 ± 1.8
985	20	9.8793 × 10 <sup>-4</sup>	5.2255	4.9343	21.90	116 ± 1.7
1125	20	1.9009 × 10 <sup>-3</sup>	5.8164	5.2560	7.10	123.3 ± 2.0
1200	20	1.7795 × 10 <sup>-3</sup>	5.5479	5.0233	9.60	118 ± 1.7
1260	20	5.4734 × 10 <sup>-4</sup>	5.2652	5.1038	12.50	119.9 ± 1.9
1335	20	1.9637 × 10 <sup>-3</sup>	5.7350	5.1561	14.00	121 ± 2.0
1400	20	0.6473	195.8887	5.0445	0.049	118.5 ± 1.8

从图3黑云母年龄坪谱图可见,在低温区(640°C—780°C)出现三个逐步升高的阶梯状坪,虽然较为微弱但很特征,在中、高温区(920°C—1400°C)则基本为一宽广稳定的年龄坪,其坪年龄为 118.3 ± 1.8Ma。图4钾长石年龄坪谱,从低温至高温均呈上升阶梯状坪,其坪年龄为 87.0 ± 1.3Ma。由同一样品分离出这两不同矿物的年龄坪谱,均表现为上升阶梯状特征,而它们与年龄纵轴均同时交于 80Ma 左右,其地质时代相当于晚白垩世中期。更有趣的是在该岩体的西南侧,年青的东湖群(K—R)不整合覆盖在岩体之上,并在东湖群底部不整合于底砾岩中,普遍发育该花岗岩砾石,岩体边缘相常见糜棱岩化和石英波状消光现象。据地层研究和古地磁对东湖群下部红层测定,其时代为晚白垩世中期。上述矿物年

龄坪谱特征和岩体地质构造特征完全的吻合,因而有理由认为,在晚白垩世中期,大约80Ma左右,本区曾发生一次构造热事件,该岩体及其所在地区遭受构造隆起上升运动,并剥蚀出地表。而后接受东湖群的沉积。

图5斜长石年龄坪谱在低温区(710℃)和高温区(1400℃)均出现异常高的表面年龄,约占全部Ar析出量的16.8%,在中温区(885℃-1260℃)则为稳定宽广的坪,占全部Ar析出量的83.2%,其坪年龄为 $102.1 \pm 1.6$ Ma,该年龄坪谱呈马鞍状,具有含过剩 $^{40}\text{Ar}$ 的坪谱特征。可能由于在低、高温区含过剩 $^{40}\text{Ar}$ 异常高的影响,在坪谱图中由热事件所反映的上升阶梯状坪谱特征被掩盖未能显示出来。

表3 钾长石 Kr3,4 ( $d=0.4\text{mm}$ )  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  测定结果  
Table 3  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  date on feldspar Kr3,4 ( $d=0.4\text{mm}$ )

温度 (℃)	加热时间 (分)	$\frac{^{36}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}$	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}$	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}$	$^{39}\text{Ar}\%$	T (Ma)
300	20	2.2152	656.0778	3.03982	0.002	$72.4 \pm 2.0$
440	20	0.6236	187.1185	3.2897	0.014	$77 \pm 2.0$
575	20	0.2384	73.6651	3.3771	0.027	$80.1 \pm 2.1$
885	20	$3.5692 \times 10^{-4}$	3.6215	3.5163	32.6	$83.4 \pm 1.3$
985	20	$1.6179 \times 10^{-4}$	3.5882	3.5405	29.0	$83.9 \pm 1.3$
1125	20	$2.3170 \times 10^{-4}$	3.8234	3.7551	12.5	$89 \pm 1.4$
1260	20	$2.7700 \times 10^{-4}$	4.1363	4.0546	20.4	$95.8 \pm 1.4$
1400	20	$1.4110 \times 10^{-3}$	4.9459	4.5299	5.4	$106.7 \pm 1.5$

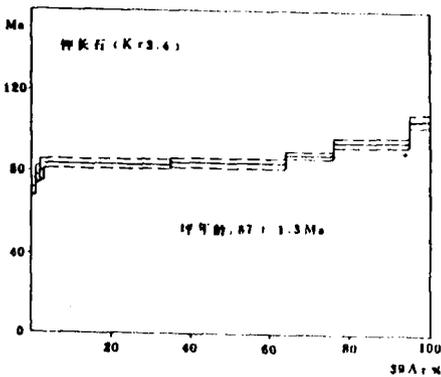


图4 钾长石(Kr3,4)  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  年龄坪谱图  
Fig. 4  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  age spectra diagram of feldspar (Kr3,4)

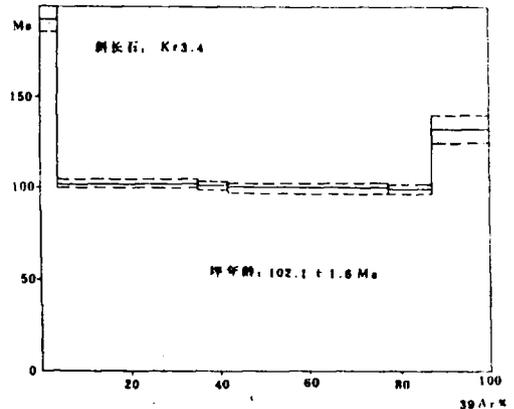


图5 斜长石(Kr3,4)  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  年龄坪谱图  
Fig. 5  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  age spectra diagram of plagioclase (Kr3,4)

表4 斜长石 Kr3,4 (d=0.4mm)  $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$  测定结果  
Table 4  $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$  date on plagioclase Kr3,4 (d=0.4mm)

温度 (°C)	加热时间 (分)	$\frac{^{36}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}$	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}}$	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}$	$^{39}\text{Ar}\%$	T (Ma)
710	20	0.01769	13.9069	8.6933	3.3	195.6±5.0
850	20	$1.3141 \times 10^{-3}$	4.7583	4.3709	31.5	103.2±1.5
985	20	$5.3650 \times 10^{-4}$	4.4742	4.3160	6.6	102±1.5
1125	20	$7.3120 \times 10^{-4}$	4.5111	4.2955	35.0	101.4±1.5
1260	20	$3.5168 \times 10^{-3}$	5.3172	4.2805	10.0	101.1±1.5
1400	20	$2.1969 \times 10^{-3}$	6.3414	5.6937	13.5	133.2±1.8

## 2、封闭温度计算

$^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$  分阶段定时加热扩散实验,分别测得黑云母、钾长石和斜长石坪年龄,同时根据公式(1)和由 M·N·Dodson 根据扩散-热导方程推导出的表达式(2)计算它们的封闭温度<sup>(3)</sup>。

$$\ln \frac{D}{a^2} = \ln \frac{D_0}{a} - \frac{E}{R \cdot T} \quad (1)$$

$$\frac{E}{R \cdot T_c} = \ln \left[ \frac{-AD_0 t_m}{a^2(T_c - T_p)} \cdot \frac{R \cdot T_c^2}{E} \right] \quad (2)$$

(1)、(2)式中: E 为活化能或扩散热(cal/mol);

$D_0$  为高温时子体同位素的扩散系数(D)的初始值( $\text{cm}^2/\text{s}$ );

R 为波兹曼常数,即气体常数(1.9872 cal/mol·°C);

a 为实验矿物颗粒半径(cm),本实验取黑云母:0.035cm,长石:0.02cm;

T 为各阶段加热实验的绝对温度;

A 为矿物几何因子,取决于矿物几何形态,取黑云母为 8.7,长石为 55

$t_m$  直接测定的矿物表面年龄;

$T_p$  岩体上升剥蚀至地表的温度,采用现代地表平均温度 20°C 作为补充;

$T_c$  矿物的封闭温度。

上述参数的计算均通过一定程序由 9845B 计算机完成。各矿物的封闭温度  $T_c$  计算结果列于表 5,其中黑云母的封闭温度 450°C,比一般文献中公布的温度略高些,这可能与本区迅速隆起上升岩浆冷却速率较快有关。但与 G. W Berger 和 D. York (1980) 研究北美大陆块格林维尔冷却史时,所测定的黑云母封闭温度 (371°C±92°C 和 387°C±66°C) 误差范围是一致的。对于全岩 Sr 同位素的封闭温度的确定,通常认为在没有后期热液作用的条件下,花岗岩的 Rb-Sr 全岩体系在结晶过程中封闭。全岩 Sr 同位素封闭温度与花岗岩岩浆结晶的温度是一致的,根据二长石温度计计算,该岩体结晶温度为 789°C, Rb-Sr 等时线年龄为 124.1±1.4Ma。

表5 岩石、矿物的表面年龄和封闭温度

Table 5 The apparent ages and closure temperature of rock and minerals

样 品	实验方法	表面年龄(Ma)	封闭温度(°C)
全 岩	Rb—Sr	124.1±1.4	798
黑云母	<sup>39</sup> Ar— <sup>40</sup> Ar	118.3±1.8	450
斜长石	<sup>39</sup> Ar— <sup>40</sup> Ar	102.1±1.6	170
钾长石	<sup>39</sup> Ar— <sup>40</sup> Ar	87.0±1.3	147

(二) 乱泥滩花岗岩体的冷却史 由上述测得的表面年龄和对应的封闭温度作图, 则得到一条岩体冷却温度随时间而变化的函数曲线, 如图 6, 即为乱泥滩花岗岩体的冷却曲线。该曲线表明, 从岩体定位至隆起上升暴露地表的 4Ma 间, 为一简单冷却过程, 如果岩体自 124.1Ma 定位时为 798°C, 直到 80Ma 露出地表冷却到 20°C, 冷却速率仅与时间呈线性关系变化, 岩体平均冷却速率为 17.6°C/Ma。但是正如图 6 所示, 岩体冷却的全过程并不是简单的直线变化, 由于岩体形成定位后仍处在隆起上升状态, 在各个时期上升速度不同, 因此, 不同阶段冷却速率亦是不同的。本岩体的冷却过程可分为四个阶段。

第一阶段: 岩浆侵入定位开始结晶 798°C 至黑云母封闭温度 450°C, 即在 124.1Ma—118.3Ma 期间, 区内构造活动仍然较强烈, 使之包括岩体的区域地质体急剧上升隆起, 因而此时岩体以 60°C/Ma 的速度迅速冷却。

第二阶段: 从黑云母时钟启动 (450°C, 118.3Ma) 冷却到斜长石的封闭温度 (170°C, 102.1Ma) 期间, 岩体的冷却速度虽然较前缓慢, 但仍以 17.3°C/Ma 的速率冷却。

第三阶段: 从斜长石封闭温度 (170°C, 102.1Ma) 至钾长石时钟开动时 (147°C, 87Ma), 在此期间由于岩体隆起上升速度大大减弱, 处于构造活动相对稳定状态, 其冷却速度亦大为减慢, 仅以 1.5°C/Ma 的冷却速率缓慢降温。

第四阶段: 从钾长石计时开始 (147°C, 87Ma) 由于区内构造活动加剧, 岩体遭受区域构造热事件影响, 使得岩体迅速隆起上升, 并剥蚀出地表, 岩体的冷却速度亦增加为 18.1°C/Ma, 直至冷却到地表温度 20°C, 时间约在 80Ma 左右。

### 三、乱泥滩花岗岩体的隆起上升速度

乱泥滩花岗岩体侵入定位时的深度可由黑云母水压计算 (Wones, 1972 年)<sup>[17]</sup>, 求得为 4.8km 左右, 如果岩体从侵位至隆起上升到地表, 随时间呈均衡速度上升, 其平均隆起上升速度应为 0.11mm/y。但是由于岩体在不同时期所处的构造环境不同, 其隆起上升的速度也不可能是均衡的。一个处于上升运动状态的岩体, 它的上升速度与该岩体的冷却速率密切相关, 而冷却速度与岩体埋藏深度、上升速度、与围岩的温差、岩体规模、岩石热导率和热扩散率等有关。对一个定位后没有后期热流参加的特定岩体来说, 岩体规模、岩石热导率和热扩散率在冷却过程是不变的, 那么岩体冷却速度就仅与岩体上升速度、埋藏深度和与围岩的温差有关。由于岩体在深部缓慢冷却, 岩体与围岩在漫长的地质时间内可以看作近似的平衡状态, 因而冷却速度主要受埋藏深度和上升速度控制。假定上升速度与剥蚀速度是平衡的, 根据冷却速度和平均降温率可以大致确定岩体在各个时期的埋藏深度和

隆起上升剥蚀速度<sup>[5]</sup> (T. M. Harrison, 1979) 如表 6。

表 6 岩体的埋藏深度和上升剥蚀速度

Table 6 The burying depth and rising erosive speed of the granite

岩石矿物	封闭温度(°C)	表面年龄(Ma)	埋藏深度(km)	上升剥蚀速度(mm/y)
剥蚀至地表	20	80.0	0.00	0.110
钾长石	147	87.0	0.73	0.009
斜长石	170	102.1	0.87	0.110
黑云母	450	118.3	2.62	0.380
花岗岩	798	124.1	4.80	—

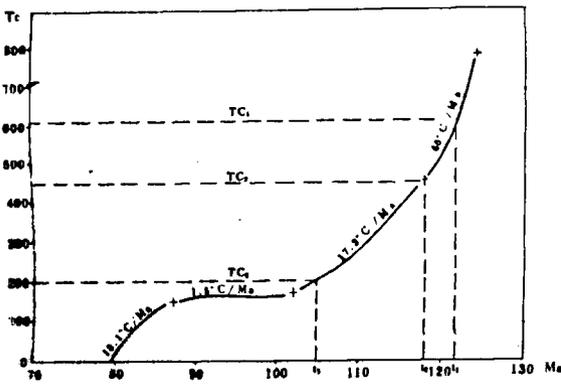


图 6 乱泥滩花岗岩冷却曲线图

Fig. 6 The cooling curve diagram of the Luannitan granite

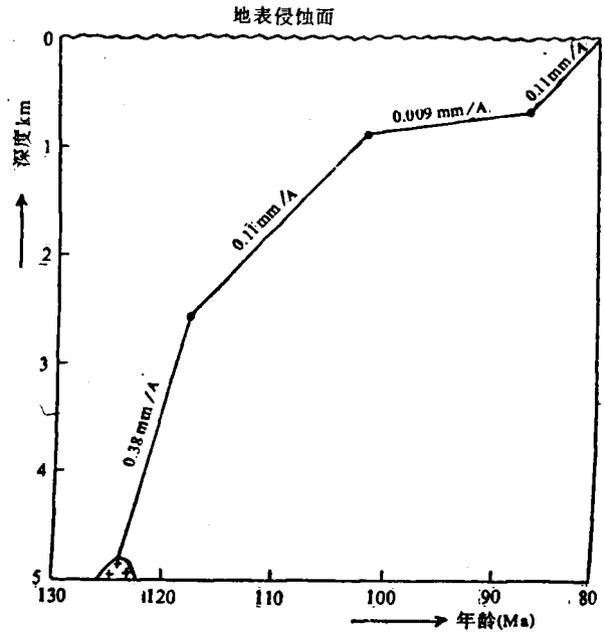


图 7 乱泥滩花岗岩体隆起上升曲线图

Fig. 7 The uplifting curve diagram of the Luannitan granite

由表面年龄和相应深度作图，测得乱泥滩花岗岩体隆起上升运动变化曲线如图 7。

从图 7 曲线可见，124.1Ma 时岩浆上升定位在地表之下 4.8km 深度并开始冷凝结晶，此时由于构造活动仍较强烈，包括岩体在内的地质体以 0.38mm/y 的速度急剧隆起上升，同时地表进行剥蚀，至 2.62km 深度时区内构造活动逐渐减弱，岩体上升速度亦相应减慢为 0.11mm/y。当岩体上升至地表下 0.87km 时，区域构造环境趋于稳定状态，岩体上升速度非常微弱，仅以 0.009mm/y 的速度缓慢上升，当到达地表下 0.73km 钾长石时钟开始计时，即在 87Ma 相当于晚白垩世中期，区内曾一度相对稳定下来的构造活动又开始复活，上升速度加快，以 0.11mm/y 的速度迅速隆起上升至地表，并遭受剥蚀。这一现象亦为本区区域构造运动的事实所证实，乱泥滩花岗岩体位于下扬子与大别山两构造单元的结合处的大

别山一侧,大别山地区自下古生代以来一直处于持续隆起上升过程,中生代特别是晚侏罗—早白垩世构造活动加剧,该区急剧隆起,同时伴随大量岩浆活动。至晚白垩世,南侧的断陷盆地沉积为巨厚层含有花岗岩砾石的红色砂砾岩的东湖群,标志着本区仍处在隆起上升的剥蚀区。

#### 四、乱泥滩花岗岩体磁极移动轨迹

(一) 磁极移动曲线的确定 磁极移动曲线是指磁极随时间变化的曲线,这一概念被用来确定地质体的某一地质历史过程中随着时间移动的轨迹。

在岩体中一般存在多组分天然剩磁,当岩体缓慢冷却时,有的磁性载体如赤铁矿在较高温度达到第一个磁封闭温度(居里点),先磁化了,同时产生第一个磁极位置。随着温度继续下降到第二个矿物如磁铁矿封闭温度时,又磁化产生第二个磁极位置。由于岩体冷却极为缓慢,从第一个矿物磁化到第二个矿物磁化经历了相当长的时间,此时岩体已经发生了移动,因而岩体在不同时期磁极位置不同。由热退磁试验可以测出这些磁性载体的磁封闭温度(居里点)和对应的极位,并根据它们的磁封闭温度在岩体冷却曲线上分别找到对应的磁封闭年龄,由相应的磁极位置可以建立起岩体的磁极位置随时间而移动曲线,即磁极移动曲线,该曲线则描绘出岩体在这个时期内的移动轨迹。

(二) 古地磁测量结果 样品采自岩体边缘相,与同位素年龄样为同一标本,共计采集定向标本六个大样,每一大样制成直径  $D=2.54\text{cm}$ ,高  $2.38\text{cm}$  的圆柱形小样六件,由南京地矿所古地磁实验室美制 DSM-2 型磁通门旋转磁力仪、SSM-1A 模拟旋转磁力仪和 TSD-1 型热退磁仪及 Sada 计算机完成。对每一标本以  $50^\circ\text{C}$  的梯度进行热退磁试验,分别测量其热剩磁强度和矢量产状偏角、倾角,经过一系列数据处理和产状校正后,求得它们在不同温度下的原生剩磁矢量偏角  $D$  和倾角  $I$ ,虚地磁极位的纬度  $LAT$  和经度  $LNG$ ,以及各磁性矿物磁化时所处的古纬度  $P$  值。

根据热退磁试验分析,本组样品出现三个明显的剩磁组分,它们的平均磁封闭温度  $T_c$  和对应的剩磁倾角  $I$ 、偏角  $D$  和虚地磁极位纬度  $LAT$ 、经度  $LNG$ ,以及古纬度  $P$ ,如表 7。

表 7 乱泥滩花岗岩古地磁测量结果

Table 7 Paleomagnetic analytical results of the Luannitan granite

磁封闭温度( $T_c$ )	$D$	$I$	$LAT$	$LNG$	$P$
$T_{c1}$ 610 $^\circ\text{C}$	25.5	55.5	67.9	183.6	36.0
$T_{c2}$ 450 $^\circ\text{C}$	27.3	59.1	65.7	174.8	39.9
$T_{c3}$ 200 $^\circ\text{C}$	48.3	61.0	49.8	175.0	42.1

(三) 乱泥滩花岗岩体磁极移动曲线 表 7 给出的磁封闭温度  $TC_1$ 、 $TC_2$  的  $TC_3$  分别投在岩体冷却曲线图 6 上,得到相应的磁封闭年龄  $t_1$ 、 $t_2$  和  $t_3$ 。此外,由前述可知,如果岩体上升隆起暴露地表后的温度为  $20^\circ\text{C}$ ,岩体遭到剥蚀并接受东湖群(K-R)沉积的时间为 80Ma 左右,相当于晚白垩世中期,此时东湖群下部的红层据古地磁测定为经度  $LNG1653$ ;古纬度  $P$  为  $46.9^\circ$  (据王润华,1990年),岩体在不同时期所处的态位列于表 8。

表 8 乱泥滩花岗岩体移动态位表

Table 8 The horizontal movement path of the Luannitan granite

磁封闭 温度(Tc)	冷却年龄 (Ma)	磁偏角 D	磁倾角 I	经度 LNG	古纬度 p	移动距离 km	移动速度 cm/y
Tc <sub>1</sub> 610℃	122	25.5	55.5	183.6°	36.0°	417	10.4
Tc <sub>2</sub> 450℃	118	27.3	59.1	174.8°	39.9°	278	2.1
Tc <sub>3</sub> 200℃	105	48.3	61.0	175.0°	42.1°	974	3.9
地表 20℃	80	33.7	64.9	165.3°	46.9°		

根据古纬度,参考磁偏角、倾角、经度及磁组构分析等资料,重塑该岩体在冷却过程各时期地理位置和态势。将这些位置点连接起来,即为岩体自定位以来至晚白垩世期间(124.1Ma—80Ma)所移动的轨迹曲线如图8,同时由岩体在冷却过程各个时期所在的地理位置,即可求得它在不同时期所移动的距离和速度见表8。

综上所述,中生代特别晚侏罗—早白垩世,中国东部正处于构造运动活跃时期,此时下扬子地区主要受主体指向北的作用力快速推移,大约在中纬度(35°左右)与华北地块拼贴组成白垩纪华北块体的一部分(据王润华、薛虎,1989)。乱泥滩花岗岩体即在此构造环境下形成,当时由于区域构造运动仍在继续发展,包括岩体在内的区域地质体亦持续隆起上升和水平移动,由表8和图8可见,在岩体从122Ma至80Ma暴露地表后的时间区间内,平均每年以约4.0cm的速度向NNW和NEE方向推移。这与G. M. Berger等1981年研究北美大陆平均迁移速度为4—5cm/y相一致的。但由于承载岩体的地质体在各个时期构造运动发展趋势和强度是不相同的,因而不同时期它们移动的方向和速度亦是不同的。当岩浆体形成定位开始冷凝结晶的早期,由于区内构造活动仍很强烈,此时岩体以60℃/Ma的速率迅速冷却,并以0.38mm/y的速度急剧隆起上升,同时以10.4cm/y的速度快速向NNW方向推移;至118Ma时尽管岩体移动的方向没有发生明显改变,但其活动强度相对减弱,此时岩体冷却速率减为17.3℃/Ma,隆起上升速度亦变慢为0.11mm/y,移动速度明显减慢为2.1cm/y;从105Ma开始至80Ma暴露地表,即相当于早白垩世末到晚白垩世,岩体移动的方向发生较大的改变,由原来指向NNW转向NEE方向,平均移动速度为3.9cm/y,在此期间,早期区内构造活动相对稳定,岩体冷却和上升速度均较缓慢,分别为1.5℃/Ma和0.009mm/y,但至87Ma以后,即晚白垩世时期,区内构造活动又有所增强,岩体冷却和上升速度都相应增加为18.1℃/Ma和0.11mm/y,直至80Ma岩体隆起上升剥蚀

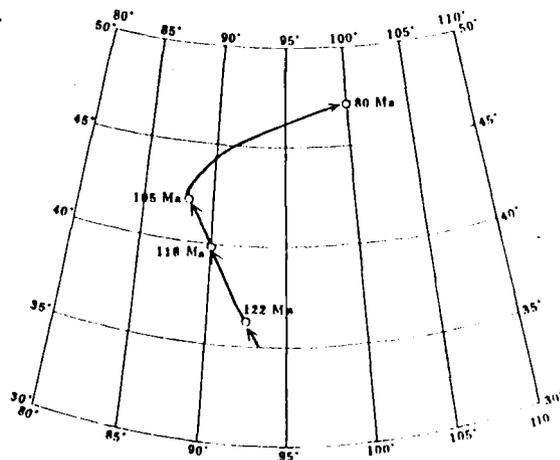


图 8 乱泥滩花岗岩体移动轨迹(白垩纪)图  
Fig. 8 The movement path (Cretaceous) diagram of the Luannitan granite

出地表。

上述对乱泥滩花岗岩运动状态的描述,同时亦为本区内中生代来区域地质构造分析和各地史阶段沉积地层的古地磁研究资料所印证。通过对晚侏罗—白垩纪各时期沉积地层系统的古地磁研究结果表明:晚侏罗—早白垩世中期下扬子地体以  $4.55\text{cm/y}$  的平均速度向 NNW 方向快速运动,从早白垩世末至晚白垩世地体由原来的 NNW 折向 NEE,并以  $3\text{cm/y}$  的中速移动。与本岩体在此期间运动状态基本吻合,因此,不同的学科采用不同的手段和研究对象获得的结果相一致。

## 结 论

1、由岩体中黑云母和钾长石的  $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$  年龄谱特征和区域构造分析表明,乱泥滩花岗岩体在约  $80\text{Ma}$  左右曾经受到一次热事件扰动,这次热事件使得岩体迅速上升并暴露地表遭受剥蚀。

2、对岩体中主要矿物进行同位素扩散实验,分别测得它们的封闭温度和表面年龄,所得该岩体冷却曲线表明,乱泥滩花岗岩从  $124.1\text{Ma}$  定位至  $80\text{Ma}$  隆起上升至地表期间,岩体为一简单的冷却过程,平均冷却速率为  $17.6^\circ\text{C/Ma}$ ,其间经历了四个不同的冷却阶段,反映岩体冷却历史的全过程。

3、岩体侵入定位后,区内仍处于持续隆起上升运动状态,从岩体在  $4.8\text{km}$  深处定位至暴露出地表平均上升速度为  $0.11\text{mm/年}$ 。由于岩体在各时期所处构造环境不同,隆起上升速度亦不同。

4、根据岩体冷却史和热退磁试验,所描绘的岩体移动轨迹表明,从岩体定位至暴露地表  $44\text{Ma}$  期间,平均以每年约  $4\text{cm}$  的速度水平移动。但在此期间内不同时期它们移动的方向和速度是不一致。在  $122\text{Ma}-118\text{Ma}$  以  $10.4\text{cm/y}$  的速度快速向 NNW 方向推移; $118\text{Ma}-105\text{Ma}$  区内构造活动趋于稳定,移动速度减慢为  $2.1\text{cm/y}$ , $105-80\text{Ma}$  时运动方向由原来的 NNW 转向 NEE,推移速度又增加为  $3.9\text{cm/y}$ 。因而反映了地质体在各个时期的趋势和强度。这一认识已为本区区域地质构造分析和沉积地层古地磁研究资料所证实。

运用冷却年龄理论研究岩体的冷却史,并与古地磁学结合探讨地质体在三维空间运动规律还是第一次,在国外亦尚无成熟模式借鉴,再加作者水平有限,谬误在所难免,敬请批评指正。在工作过程中,王润华工程师帮助测试了古地磁样品,国家地震局地质研究所李明同志帮助进行封闭温度计算,本所薛虎研究员、给予热情帮助和积极配合,在此一并感谢。

## 参 考 文 献

- (1) 王小平,李坤英,1991,湖北黄梅乱泥滩花岗岩体的同位素年龄及成因初析,中国地质科学院南京地质矿产研究所刊,第十二卷,第一号。
- (2) 袁海华,1987,同位素地质年代学,重庆大学出版社。
- (3) Dodson. M. H., 1979, Theory of cooling ages in Lect in Isotope Geology.
- (4) Berger G. W. York. D. Dunlop D. J., 1979, Calibration of Grenvillian palaeopoles by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating.
- (5) T. M Harrison (胡世玲译),1982,加拿大不列颠哥伦比亚晋林斯鲁帕特附近海岸深成杂岩的地质年代学和热史,

国外地质, 第5期。

[6] 王润华, 薛虎, 1989, 下扬子中生界古地磁及构造解析, 南京地质矿产研究所所刊 Vol. 10 No. 1

## COOLING HISTORY AND MOVEMENT PATH OF LUANNITAN GRANITE IN HUANGMEI COUNTY, HUBEI PROVINCE

*Li Kunying Wang Xiaoping*  
(IGMR Nanjing)

### Abstract

The cooling history of Luannitan granite has been studied with the theory of cooling ages. The granite intrusive age is 124.1Ma, the exposure age is 80 Ma, its average cooling rate is 17.6°C/Ma, and its average uplift speed is 0.11mm/y, which underwent four stages of cooling and rising between 124.1Ma and 80Ma. The horizontal movement path of the granite has been determined by means of both cooling history and paleomagnetism; the movement direction of the granite is the NNW during 122Ma—105Ma, but it turns to the NEE during 105Ma—80Ma, and the average movement speed of the granite is 4.0 cm/y during 122Ma—80Ma. The movement direction and speed in different periods reflect the tectonic development trend and intensity of this region. The regional tectonic analyses and paleomagnetic data have confirmed the aforesaid conclusion.

**Key words** granite, closure temperature, cooling history, movement path, Hubei province