

大别山双河同构造花岗岩体显微构造 与磁组构研究*

杨坤光** 刘 强 刘育燕 马昌前 徐亚军 杨奎锋

(中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074)

摘要 双河岩体应变分析结果显示, 主应变面发生明显变形, XZ 面应变轴比达 1.59~2.18, 付林指数 K 在 0.11~0.82. 磁化率各向异性结果显示, 磁面理主体倾向 SE, 与岩体宏观面理一致; 磁线理主体向 SE 倾伏; 磁化率各向异性度 P 在 1.109~1.639; 形态参数 T 在 0.079~0.534; 应变分析与磁化率各向异性分析均表明岩体受到了强烈的挤压变形. 石英 C 轴组构以沿 b 轴的高极密为特点, 显示石英以高温的柱面 $(10\bar{1}0)\langle a \rangle$ 滑动为主, 这与赋存在岩体中的高压-超高压岩石及围岩的石英 C 轴组构明显不同. 综合分析表明, 双河岩体在稍晚于超高压岩石形成的区域挤压背景下侵位, 具有同构造花岗岩变形特点.

关键词 应变分析 磁化率各向异性 石英 C 轴组构 同构造花岗岩 大别山

近年来造山带花岗岩和古岩浆弧的研究取得很大进展, 主要体现造山带多阶段变形的精细化与花岗岩体定年的准确性. 人们发现许多原来认为是构造前或晚构造的花岗岩实质是同构造(造山)花岗岩^[1,2], 如澳大利亚塔斯曼造山带古生代岩体群、西班牙伊比利亚半岛晚古生代岩体群、美国加州中生代岩体群等. 尤其是 Paterson 等^[3]对不同造山带中的 14 个古岩浆弧构造应力场研究后发现, 这些岩体均是在板块汇聚的构造背景下侵入的, 具有同构造花岗岩特点.

我国大别造山带分布着巨量花岗岩, 它们当中是否存在同构造花岗岩一直是地质学家关注的焦点. 南大别造山带中出露的片麻状含石榴石花岗岩与超高压(UHP)岩石相伴生而具其特色. 由于对这类岩体的构造变形研究相对薄弱, 因而以往区域地质填图中多都将这类岩石划为元古代甚至更老的区域深变质岩. 近年的研究则不支持这一结论, 如徐树桐等^[4]认为这类岩体是超高压带中的一个特别成员, 其形成晚于 UHP; 张宏飞等^[5]测出西大别片麻状含榴花岗岩结晶年龄在 234~227 Ma. 前人对这类岩体成分是碱质的认识是一致的, 但对这类岩体与造山带演化关系仍存在不同认识. 出露在东大别南缘的双河片麻状含榴花岗岩体面积小, 露头好, 研究程度高, 又含有 UHP 捕虏体, 是极好的构造解剖对象. 本文通过对该岩体的显微构造与磁组构研究, 揭示这类岩体的变形特征与区域变形背景, 同时希望对整个大别山构造演化与超高压岩石折返的研究有一定借鉴意义.

2003-02-11 收稿

* 国家自然科学基金(批准号: 40172069)与湖北省地球表层开放实验室基金(批准号: LESS-200201)资助项目

** E-mail: dxyjw@cug.edu.cn

1 地质背景

双河岩体出露于安徽省潜山县黄浦镇双河村, 大地构造位于东大别造山带东南缘, 郯庐断裂西北侧(图 1)。前人曾对该地区片麻岩做过 U-Pb 同位素、大理岩的氧、碳同位素等研究^[6,7], 详细构造研究相对较少。岩体侵入在大别杂岩中, 面积约 13 km², 平面呈不规则透镜状, 长轴走向 NE-SW。整个岩体发生片理化, 片麻理走向 NW-SE, 倾向 SE, 倾角中等, 与围岩片麻理产状基本一致。在岩体内部和围岩中均捕获有榴辉岩、硬玉石英岩等超高压岩石透镜体, 透镜体多在几到十几米, 其 AB 面与片麻理基本一致。组成岩体主体的片麻状花岗岩以中细粒结构为主, 矿物粒径多在 0.5 ~ 2.0 mm, 具有火成结构向花岗变晶结构过渡的特点。石英(含量在 25% ~ 40%)颗粒呈它形定向排列, 发生明显压扁拉长, 常见波状消光, 局部见带状消光。长石(含量在 35% ~ 55%)多有弱定向, 以半自形为主并发生弱变形, 常见聚片双晶和格子双晶。黑云母(3% ~ 5%)呈半自形定向排列, 常见扭折与异常消光。此外, 还有石榴石、磁铁矿、绿帘石、多硅白云母、榍石、磷灰石等其他矿物。

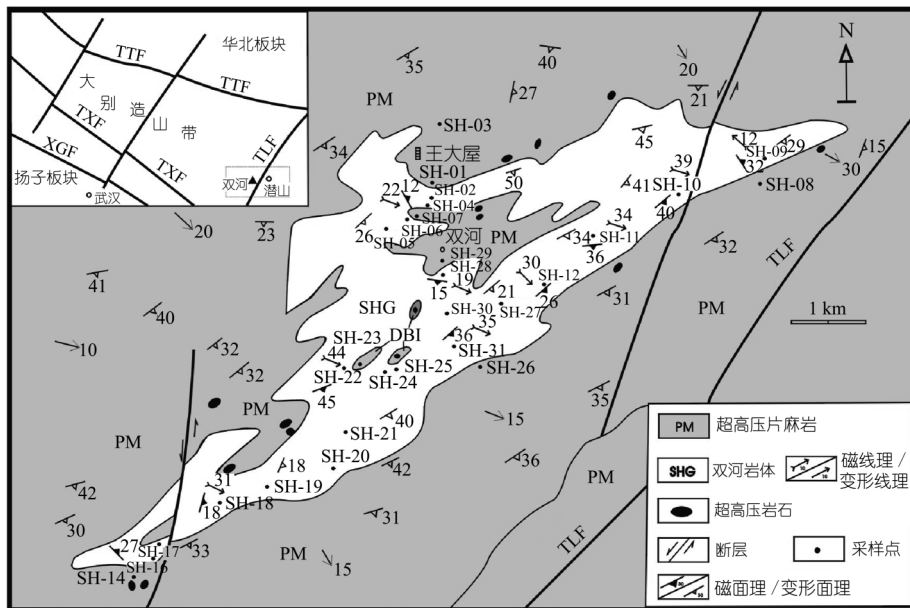


图 1 大别山双河地区地质简图

XGF, 襄樊-广济断裂; TTF, 桐柏-桐城断裂; TLF, 庐江断裂

双河岩体同位素年代学资料显示, 片麻状花岗岩锆石 U-Pb 的上交年龄达 726 ± 15 Ma, 下交年龄为 224.5 ± 6.3 Ma, 该岩石的角闪石与黑云母的 Ar-Ar 坪年龄分别为 203.9 ± 3.5 和 180.8 ± 2.5 Ma^[8]。

2 有限应变测量

为了定量研究岩体的应变量和应变型式, 在岩体内部采集了 26 块定向标本, 尽量做到分布均匀(图 1)。在室内, 对每块定向标本切制三个相互垂直的主应变面薄片(XZ, YZ, XY 面), 对三个主应变面中的石英颗粒采用 Robin 法进行测定, 每个薄片测定 40 ~ 50 个颗粒。得到三个

主应变面应变变量之后,再计算出三维应变值和应变参数(付林指数)。由于石英含量大且对变形较为敏感,是较好的应变标志体,因而它的应变特点能极好地代表整个岩石的变形行为。

应变测量结果(表 1)显示,主应变轴比(X/Z)最大,在 1.59 ~ 2.18; Y/Z 在 1.37 ~ 2.02; X/Y 最

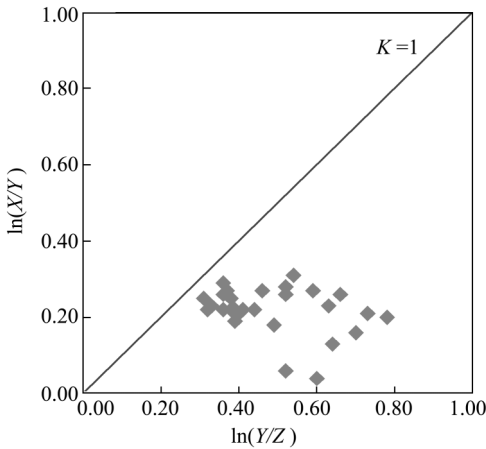


图 2 双河岩体付林图解

小,在 1.06 ~ 1.34。应变参数付林指数在 0.11 ~ 0.82,投影均落在挤压变形区(图 2)。应变长轴主要向 SE 倾伏,倾角较缓,多在 15° ~ 40° 。应变中轴向 NE 或 SW 缓倾。应变短轴主要向 NW 陡倾,仅少数向 NE 或 SE 倾伏。从应变分析可得出:(1) 由于主应变轴比(X/Y)最小,且 $XY//$ 片理面,因此,片理面主要是挤压变形面;(2) 付林指数 K 值均小于 1.0,表明整个双河岩体是在挤压状态下发生强烈变形;(3) 应变短轴主要向 NW 陡倾,显示岩体变形主要来自 NW 向 SE 的仰冲挤压,变形过程中物质向 SE 流动,这与 AMS 的结果一致(见下文)。部分样品(SH-09, SH-19, SH-20)与宏观变形不协调,可能是局部应力差异或后期局部叠加变形的结果。

表 1 双河岩体有限应变测量结果

样品	XY	YZ	XZ	K	X 轴产状/ $(^{\circ})$	Y 轴产状/ $(^{\circ})$	Z 轴产状/ $(^{\circ})$
SH-02	1.31	1.45	1.93	0.73	$175 \angle 17$	$55 \angle 17$	$353 \angle 80$
SH-03	1.25	1.48	1.76	0.57	$142 \angle 12$	$68 \angle 2$	$304 \angle 85$
SH-04	1.25	1.38	1.68	0.69	$127 \angle 57$	$43 \angle 6$	$330 \angle 43$
SH-06	1.32	1.41	1.68	0.54	$128 \angle 15$	$51 \angle 10$	$323 \angle 85$
SH-07	1.34	1.43	1.72	0.82	$162 \angle 79$	$52 \angle 11$	$353 \angle 5$
SH-08	1.25	1.56	1.80	0.50	$95 \angle 20$	$212 \angle 17$	$285 \angle 71$
SH-09	1.31	1.51	1.80	0.46	$263 \angle 28$	$190 \angle 14$	$98 \angle 62$
SH-10	1.14	1.90	1.98	0.20	$129 \angle 33$	$213 \angle 2$	$326 \angle 52$
SH-11	1.23	1.85	2.08	0.28	$149 \angle 30$	$49 \angle 2$	$321 \angle 59$
SH-12	1.17	2.02	2.13	0.22	$269 \angle 42$	$185 \angle 44$	$95 \angle 54$
SH-16	1.30	1.69	1.99	0.50	$135 \angle 40$	$225 \angle 18$	$331 \angle 52$
SH-17	1.20	1.63	1.77	0.37	$134 \angle 25$	$228 \angle 12$	$338 \angle 52$
SH-18	1.22	1.81	2.18	0.26	$217 \angle 13$	$124 \angle 30$	$23 \angle 64$
SH-19	1.06	1.46	1.69	0.11	$237 \angle 70$	$111 \angle 27$	$35 \angle 22$
SH-20	1.26	1.64	1.88	0.37	$200 \angle 15$	$102 \angle 32$	$15 \angle 81$
SH-21	1.30	1.64	1.93	0.40	$126 \angle 53$	$50 \angle 12$	$332 \angle 44$
SH-22	1.31	1.58	1.88	0.59	$113 \angle 25$	$12 \angle 17$	$316 \angle 61$
SH-23	1.15	1.37	1.71	0.59	$212 \angle 2$	$120 \angle 18$	$300 \angle 78$
SH-24	1.28	1.46	1.70	0.65	$141 \angle 30$	$214 \angle 11$	$315 \angle 60$
SH-25	1.24	1.50	1.68	0.53	$147 \angle 15$	$204 \angle 11$	$325 \angle 85$
SH-26	1.21	1.47	1.61	0.49	$174 \angle 35$	$8 \angle 37$	$350 \angle 65$
SH-27	1.30	1.43	1.68	0.73	$104 \angle 29$	$198 \angle 18$	$318 \angle 67$
SH-28	1.26	1.39	1.59	0.70	$122 \angle 45$	$13 \angle 31$	$302 \angle 50$
SH-29	1.25	1.43	1.66	0.62	$121 \angle 40$	$223 \angle 14$	$343 \angle 50$
SH-30	1.25	1.51	1.69	0.54	$130 \angle 17$	$209 \angle 12$	$327 \angle 68$
SH-31	1.23	1.49	1.67	0.52	$144 \angle 40$	$29 \angle 14$	$322 \angle 50$

3 磁化率各向异性分析

磁化率各向异性(AMS)来自岩石中所含磁性矿物的不同排列方式, 该排列方式常常受岩体在侵位过程中的构造作用与热动力控制^[9]. 因此, 可以通过岩石的 AMS 来揭示岩体侵位的构造背景与变形状态. 双河岩体主要磁性矿物为磁铁矿, 它的居里温度为 578℃^[10], 岩石的 AMS 反映了高温期间的构造变形与热动力状态. 在共轴应变状态下(磁面理 K_1K_2 与岩石面理一致), 可将 AMS 的椭球体视为应变椭球体^[11,12], 即 $K_1//a$, 代表线理方向; $K_2//b$; $K_3//c$, 代表挤压应力方向, 其中 K_1, K_2 和 K_3 分别为 AMS 椭球中最大、中间和最小主轴($K_1>K_2>K_3$; $a>b>c$). 利用磁化率各向异性参数, 在 $P-T$ 图上投影(P 为各向异性度, T 为形态参数^[11,12]), 与有限应变测量的付林图解具有相同构造意义, 其中

$$P = \exp \sqrt{2 \left[\left(\ln \frac{K_1}{K_m} \right)^2 + \left(\ln \frac{K_2}{K_m} \right)^2 + \left(\ln \frac{K_3}{K_m} \right)^2 \right]}; \quad T = \frac{2(\ln K_2 - \ln K_3)}{\ln K_1 - \ln K_3}, \quad K_m = \frac{K_1 + K_2 + K_3}{3}.$$

在野外采集 19 块定向标本, 在室内钻取直径 2 cm 的岩芯, 每个标本钻取 2~6 个, 使用 HKB-3 磁化率仪(15 方位测试, 南京地质矿产研究所)进行 AMS 测定, 测定结果见表 2. 在所测 19 样品中, 虽然磁化率绝对数值相差较大(如 sh-18c 的 K_1 达 33193SI, 而 sh-07 仅 592.4SI), 但反映变形程度的 P 值变化不大, 在 1.109~1.639 之间; 反映三维变形状态的 T 值全为正值

表 2 双河岩体磁化率各向异性测定结果

样号	样品数	K_1 (SI)	K_2 (SI)	K_3 (SI)	K_m (SI)	P	T	磁线理 产状/(°)	野外线理 产状/(°)	磁面理 产状/(°)	野外面理 产状/(°)
Sh-01d	6	3316.3	3174.3	2810.9	3100.5	1.187	0.471	205/19	226/25	176/32	139/45
Sh-04b	6	13312.0	12583.0	11421.0	12438.7	1.168	0.265	125/22	150/43	74/12	133/15
Sh-06	6	9721.5	9323.0	8657.5	9234.0	1.125	0.278	305/7	305/15	324/9	140/15
Sh-07c	6	592.4	562.14	473.0	542.5	1.266	0.534	307/4	353/5	238/9	110/10
Sh-09c	2	18098.0	17022.0	15081.0	16733.7	1.204	0.329	330/13	263/28	56/32	157/29
Sh-10c	5	3924.6	3601.4	2984.6	3503.6	1.324	0.372	112/39	129/33	155/40	153/31
Sh-11c	6	3037.9	2621.9	1880.3	2513.4	1.639	0.386	127/34	149/40	183/36	161/31
Sh-12c	3	681.4	634.9	514.9	610.4	1.339	0.496	161/30	125/44	144/26	125/41
Sh-17c	2	10372.0	9868.5	9153.0	9797.8	1.134	0.204	24/36	134/37	63/27	163/19
Sh-18c	3	33193.0	31315.0	27242.0	30583.3	1.225	0.410	154/36	125/19	232/17	115/34
Sh-19c	3	17735.0	16599.0	15039.0	16457.6	1.181	0.198	137/31	111/27	100/18	178/29
Sh-20c	3	14356.0	13806.0	12396.0	13519.3	1.164	0.468	106/38	102/32	87/32	140/39
Sh-21c	3	13336.0	12744.0	11832.0	12637.3	1.129	0.241	173/31	126/53	129/39	150/34
Sh-22c	6	4379.5	4049.5	3371.2	3933.4	1.309	0.401	137/44	113/25	169/45	145/30
Sh-24c	5	11691.0	11240.0	10554.0	11161.8	1.109	0.231	163/12	141/30	130/20	120/30
Sh-27c	6	10251.0	9822.0	8770.2	9614.4	1.175	0.452	130/33	104/31	38/13	145/21
Sh-28c	1	16568.0	15218.0	13776.0	15187.3	1.203	0.079	132/19	122/53	213/15	210/43
Sh-30c	2	7340.5	7146.5	6574.0	7020.3	1.122	0.514	121/28	130/16	166/17	145/30
Sh-31c	4	13985.0	13108.0	11555.0	12882.5	1.214	0.321	128/35	144/46	125/36	153/36

($T > 0$, $T = 0$ 和 $T < 0$ 分别为挤压、平面、拉伸变形^[11,12]), 在 0.079 ~ 0.534 之间. 由此推断磁化率绝对值相差较大, 由磁铁矿分布不均匀所引起. 而 P 和 T 数值侧显示岩体受到了高温且强烈的挤压变形(图 3(a)). 需要说明的是, 19 个样品的 78 个岩芯测定数值全部为正, 显示岩石整体变形的一致性. 在 AMS 赤平投影图中(图 3(b)), 挤压应力($K_3//\sigma_1$) $330 \angle 61^\circ$, 由 NW 向 SE 仰冲挤压. 物质流动方向($K_1//\delta_3$)向 SE, 倾角约 30° . 磁面理(K_1K_2)与宏观面理基本一致, 主要向 SE 倾斜(图 1), 与应变分析结果相吻合. 另外, 有少数磁面理、磁线理产状与野外宏观面线理不一致(如 sh-09c, sh17c 等), 这可能是岩浆流动保留的磁组构未被后期彻底改造的结果.

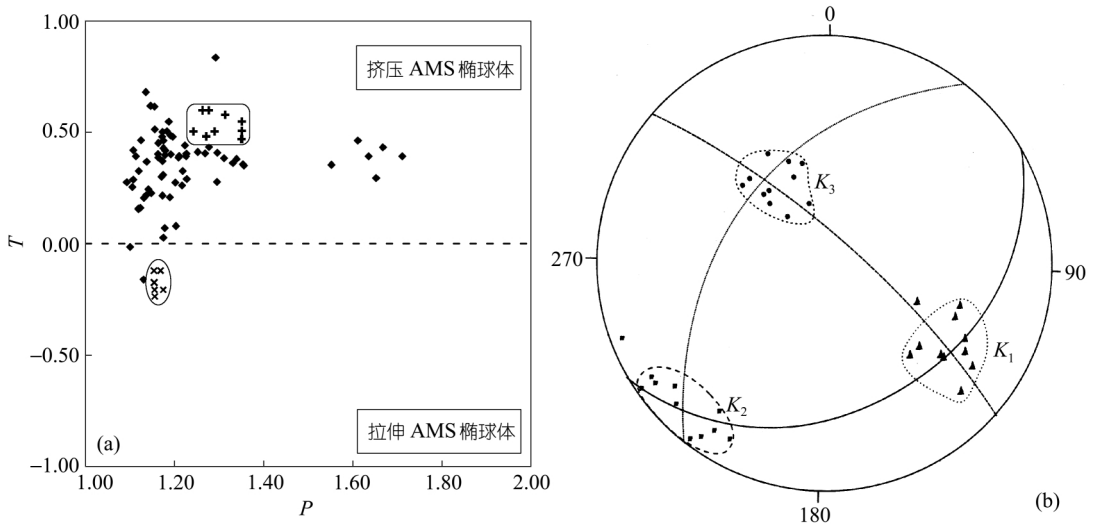


图 3 双河岩体磁化率 P - T 投影(a)与 AMS 赤平投影(b)

(a) ◆, 双河岩体; +, 双河岩体围岩; ×, 榴辉岩. 赤平投影采用施密特网, 下半球投影

4 石英 C 轴组构

对 32 块定向标本切制水平薄片进行石英 C 轴组构测定, 每个薄片测定 149 ~ 182 个石英颗粒(因篇幅所限, 图 4 仅列 10 个). 在水平岩组图中, 大多数岩组坐标 a 轴向 SE 缓倾, b 轴 NE-SW 近水平, c 轴向 NW 陡倾. 石英组构 ac 面呈单斜对称(SH-03, SH-16, SH-24, SH-26, SH-29)或三斜对称(其他样品), 不发育 ac 环带, 极高密主要受面理 S 控制. 因此, 变形岩石具有 S 构造岩向非旋转 B 构造岩过渡的特点, 显示挤压状态下的变形. 大多极高密沿 b 轴分布, 表明石英滑动面以柱面 $(10\bar{1}0)\langle a \rangle$ 为主, 其滑动温度高于 550°C ^[13,14]. 部分组构(SH-04, SH-10, SH-16, SH-20)中发育了除沿 b 轴之外的次极高密, 这些极密多向 NW 或 SE 缓倾, 极密附近发育小圆环带, 这种组构是底面 $(0001)\langle a \rangle$ 滑动的结果, 其滑动温度低于 400°C ^[13,14], 由此显示岩体冷凝低温阶段受到的 SE-NW 方向的挤压变形.

值得注意的是, 赋存在含榴花岗岩 UHP(硬玉石英岩和榴辉岩)中的石英组构呈一点极高密的简单轴对称(图 4(a), (b)), 显示了高温状态下的拉伸变形机制^[15]. 由于 UHP 呈包裹体赋存在含榴花岗岩中, 因此硬玉石英岩和榴辉岩的拉伸变形稍早, 显示了岩体的主期变形晚于超高压岩石的形成.

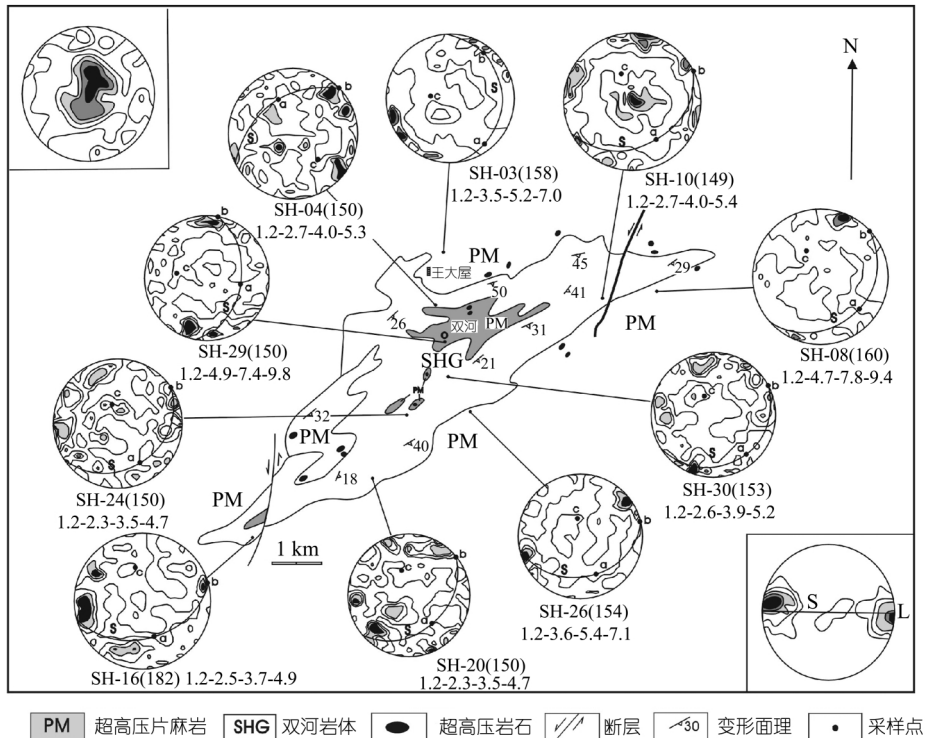


图 4 双河岩体石英 C 轴组构图

施密特网, 下半球投影, 括号中数字为测定颗粒数; 下行数字为等密线(%); a, b, c 为岩组坐标轴. 左上角图为双河石英硬玉岩中石英(100)组构; 右下角图为双河榴辉岩绿辉石(001)组构

5 讨论与结论

5.1 关于含榴花岗岩的形成时代

目前, 关于大别山含榴花岗岩的同位素年龄主要集中在三个时间段: 大于 700Ma^[8], 240 ~ 220 Ma^[5]和 205 ~ 180 Ma^[4,8]. 通过构造研究认为, 大于 700 Ma 应是岩浆捕获早期变质岩石残留体的年龄; 240 ~ 220 Ma 是岩浆侵位结晶的年龄; 205 ~ 180 Ma 是岩体后期变形与隆升的年龄. 主要理由是: (1) 虽然片麻状花岗质岩石具有火成结构向花岗变晶结构过渡的特点, 但是长石较自形, 聚片双晶与格子双晶未发生扭曲变形. 因此, 片麻状花岗岩不具备古老花岗岩的变质与变形特点. 如果解释为原岩形成年龄, 那么, 这些花岗质岩石就是受到后期的高温再重熔侵位. (2) 西大别含榴花岗岩的 227 ~ 234 Ma 被认为这是岩浆的结晶年龄^[5], 这与我们的构造分析一致. (3) 在含榴花岗岩中捕获有 UHP 岩石, 岩体侵位年龄应该不早于 UHP 的形成年龄.

5.2 双河岩体的同构造花岗岩特点

双河岩体构造分析显示, 该岩体具有同构造(同造山)花岗岩变形特点. 其客观证据有: (1) 岩体内片麻状花岗质岩石具有火成结构向花岗变晶结构过渡的特点, 即具有高温固态流变特点, 显示岩浆在冷凝过程中受到同构造变形作用; (2) 应变分析表明, 主应变面 XZ 和 YZ 应变值远大于 XY 面, 应变参数付林指数均小于 1.0, 磁化率形态参数 T 值全为正值, 由此证明

岩体侵位冷凝时在较为强烈的挤压状态下发生同构造变形; (3) 花岗质岩石石英的 C 轴组构显示以高温状态的挤压变形为主, 并且发生了从高温向低温的持续挤压变形. 赋存在花岗岩中的 UHP 的石英组构与岩体明显不同, 显示了岩体的主期变形稍晚于 UHP 的变质年龄.

关于含榴花岗岩形成的构造背景与演化过程应是: 当 UHP 从地幔折返到地壳时, 被构造卷入的陆块在超高压带中部分重熔, 伴随深部碰撞收缩、浅部逆冲花状双侧造山带形成的同时, 陆块重熔物质(或新生岩浆)夹带 UHP 向南逆冲, 在上升冷凝过程中受到自下而上(NW 向 SE)的强烈挤压发生同构造变形, 最后与 UHP 一起折返至地表. 本文结果与徐树桐等的推断基本吻合^[4].

5.3 结论

通过对东大别双河含榴花岗岩体的显微构造与磁组构研究得出几点认识: (1) 分布在南大别的含榴花岗岩应是在 UHP 形成稍后而侵位的, 它们应代表 UHP 形成的最小限制年龄, 这与 Hacker^[16,17] 等人得出的大别地区 UHP 变质时代应早于 240 Ma 是一致的; (2) 含榴花岗岩主期变形发生在高温环境, 不论是岩浆成因还是古老岩石的再改造, 它均是超高压中的一个特别单元, 它对 UHP 的折返作用与在造山带中的构造意义是相同的; (3) 南大别含榴花岗岩远多于北大别, 这表明这类岩石成因与超高压形成相关, 它们捕获 UHP 后上升侵位, 使得南大别折返出露更多的 UHP 岩石.

参 考 文 献

- 1 Davis B K, Henderson R A. Syn-orogenic extensional and contractional deformation related to granite emplacement in the northern Tasman Orogenic Zone, Australia. *Tectonophysics*, 1999, 305: 453~475
- 2 Escuder J V. Relationship between structural units in the Tomes gneiss dome (NN Iberian massif, Spain): geometry structural and kinematics of contractional and extensional Variscan deformation. *Geol Rundsch*, 1998, 87: 169~179
- 3 Paterson S R, Miller R B. Magma emplacement during arc perpendicular shorting: an example from the Cascades crystalline core, Washington. *Tectonics*, 1988, 17: 571~586
- 4 徐树桐, 吴维平, 苏文, 等. 大别山东部榴辉岩带中的变质花岗岩及其大地构造意义. *岩石学报*, 1998, 14(1): 42~59
- 5 张宏飞, 钟增球, 高山, 等. 大别山西部片理化含榴花岗岩的锆石 U-Pb 年龄. *科学通报*, 2001, 41(10): 843~846
- 6 李曙光, 黄方, 周红英, 等. 大别山双河超高压变质岩及北部片麻岩的 U/Pb 同位素组成——对超高压岩石折返机理的制约. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(12): 977~984
- 7 王清晨, Douglas R. 中国大别山双河超高压变质大理岩的氧、碳同位素. *中国科学, D 辑*, 1999, 29(3): 214~221
- 8 方中, 徐士进, 王汝成, 等. 大别山超高压变质带花岗岩两期变质作用和造山带抬升的年代学证据. *矿物岩石地球化学通报*, 2001, 20(4): 256~258
- 9 万天丰, Teyssier C, 曾华霖, 等. 山东玲珑花岗质岩体侵位机制. *中国科学, D 辑*, 2000, 30(4): 337~344
- 10 李色篆, 蒲绍东, 张益民, 等. *岩石磁性研究方法*. 北京: 冶金工业出版社, 1988. 37
- 11 Bolle O, Diot H, Duchesne J. Magnetic fabric and deformation in charnockitic igneous rocks of the Bjerkreim-Sokndal layered intrusion (Rogaland, Southwest Norway). *J Struct Geol*, 2000, 22: 647~67
- 12 Teenken A, Siegesmund S, Heinrichs T. The emplacement of the Rieserferner Pluton (Eastern Alps, Tyrol): constraints from field observation, magnetic fabric and microstructures. *J Struct Geol*, 2000, 22: 1855~873
- 13 Schofield D L, Dlemos R S. Relationship between syn-tectonic granite fabric and regional P-T-t paths: an example from the gander-Aralon boundary of NE Newfoundland. *J Struct Geol*, 1998, 30: 459~71
- 14 嵇少丞. 部分熔融的构造意义: (1) 变形机制转变的试验研究. *地质科学*, 1988, 23(4): 347~56
- 15 焦述强, 金振民, 金淑燕, 等. 大别超高压岩石中石英的组构和变形. *长春科技大学学报*, 2001, 31(1): 32~35
- 16 Hacker B R, Ratschbacher W L, Webb L, et al. U/Pb zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qinglin-Dabie orogen, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 161: 215~230
- 17 Hacker B R, Ratschbacher W L, McWilliams M O, et al. Exhumation of ultrahigh-pressure continental crust in east central China: Late Triassic-Early Jurassic tectonic unroofing. *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105: 13339~13364