

# 江西武功山东区大型韧性剪切带的 显微构造特征\*

吉 磊

(中国科学院南京地理与湖泊研究所 南京 210008)

**摘要** 武功山东区存在一条大型韧性剪切带。鞘褶皱倒向以及旋转变形构造(如 *S-C* 面理组构、旋转碎斑系、雪球构造和粒内显微破裂构造等)显示此剪切带为由南向北逆冲推覆性质。砾石、黄铁矿还原斑和石英斑晶的有限应变分析表明剪切带西段和东段岩石分别以收缩型椭球和压扁型椭球变形为特征。剪切带的主要变形时代是早古生代,可能与早古生代华夏陆块和扬子陆块之间的碰撞造山作用有关。

**关键词** 韧性剪切带 糜棱岩 显微构造 碰撞造山带 武功山

**中图法分类号** P588.332

关于武功山东区韧性剪切带的变形特征已有一些详细的研究(汤加富等,1987a;汤加富等,1987b)。然而以前的工作还只限于构造几何形态和变形期次划分方面的报道。本文着重以小构造和显微构造分析为主要手段,对变形构造的运动学特征作详细的研究,并进一步探讨剪切带与我国东南地区古生代碰撞造山带的关系。

## 1 地质概况

江西武功山东区,即新余以南、分宜—安福以东、峡江以西的范围内,在震旦纪—寒武纪浅变质岩系上发育了一条近东西向延伸的大型韧性剪切带。该带西起分宜大岗山,经杨家桥,东至新余良山,全长约80km,剪切带东窄西宽,杨家桥以西部分为西段,占全长的1/3,宽约30km,杨家桥以东部分为东段,宽10—15km(图1)。汤加富等(1987b)认为此区发育两条韧性剪切带,一条平移剪切带和一条推覆剪切带。但据笔者野外观察和室内研究,两者实际上为一条连续的推覆韧性剪切带。

剪切带中的岩石已糜棱岩化,多为云母—石英质糜棱岩,其中许多属II型 *S-C* 糜棱岩(Lister et al., 1984)。在剪切带边缘地区糜棱岩化逐渐减弱并过渡成原岩浅变质岩。

## 2 运动学特征

对研究区韧性剪切带的变形构造分析,表明它是一条逆冲推覆剪切带,推覆方向由南向北,以下提供了两方面的运动学标志以证明剪切带的推覆性质。

\* 系国家自然科学基金资助项目。

吉磊,男,33岁,副研究员,岩石学专业。

1993-01-21 收稿,1993-05-28 改回,沈丽璞编辑。

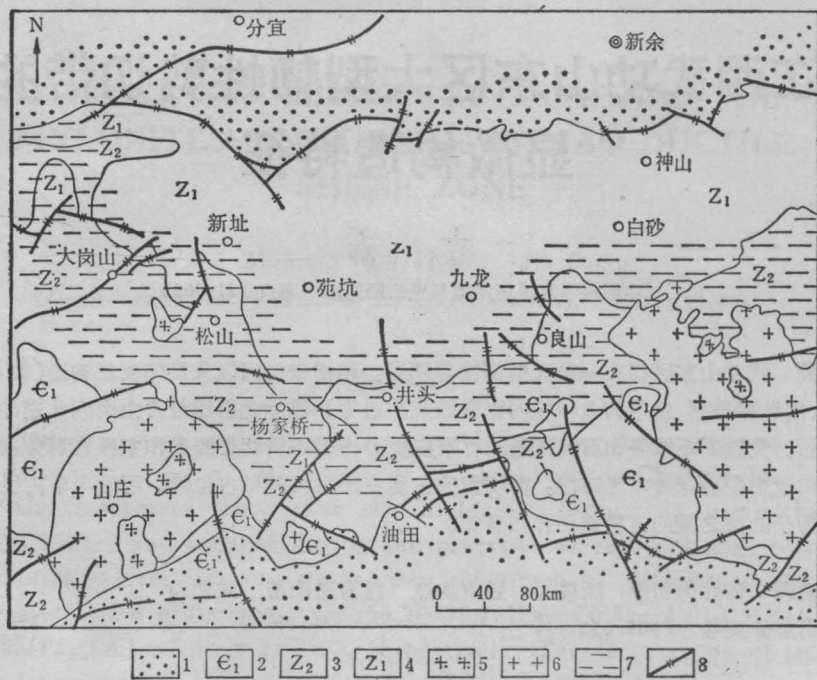


图 1 武功山东区地质构造简图

1. 下古生界及以新地层; 2. 下寒武统; 3. 上震旦统; 4. 下震旦统; 5. 燕山期花岗岩;  
6. 加里东期花岗岩; 7. 韧性剪切带; 8. 断层

Fig. 1 Simplized geological map in east Wugong Mountain

## 2.1 褶皱倒向

韧性剪切带中的 a 型褶皱常表现为各种形态的鞘褶皱, 褶皱轴的方向与剪切方向近于平行, 为推覆剪切带的缩短方向, 代表推覆方向。鞘褶皱的“尖端”指示其运动方向, 或者说是鞘褶皱具缓倾斜的长翼和倒转的短翼, 由长翼到短翼方向代表其剪切方向。在良山寨口的鞘褶皱群中(图版 I-1), 实地测量鞘褶皱轴的倾向是  $210^{\circ}$ , 线理产状是  $210^{\circ} \angle 8^{\circ}$ 。组成此区鞘褶皱的岩石是糜棱岩化变砂岩、石英岩。糜棱线理的产状与鞘褶皱“尖端”指向基本一致。

根据汤加富等 (1987b) 的资料, 松山、杨家桥一带的褶皱枢纽产状是  $336^{\circ} \angle 10^{\circ}$  (81 个褶皱投影极密点产状), 九龙、良山一带的褶皱枢纽产状是  $320^{\circ} \angle 10^{\circ}$  (155 个褶皱投影极密点产状)。

## 2.2 旋转变形

利用旋转变形构造标志来确定剪切带的运动方向, 已有不少成功的方法(如 Simpson et al., 1983; Passchier et al., 1986; Blumenfeld, 1988)。

### 2.2.1 S-C 面理组构

本区云母-石英质糜棱岩中常发育 II 型 S-C 糜棱岩(图版 I-2)。在 S-C 面理组构

中,  $S$  面与应变椭球体压扁面一致,  $C$  面相当于剪切滑移面。  $S$  面和  $C$  面之间有一交角, 随应变的增大, 2 者逐渐接近以至平行 (Lister et al., 1984)。据观察, 石英矿物或集合体呈眼球状, 眼球的两端长尾与剪切面 ( $C$  面) 趋于平行, 而眼球的长轴与  $S$  面大致平行。根据  $S$  面与  $C$  面之间的交角可推测本区剪切带的推覆性质。

### 2.2.2 云母鱼

在上述  $S$ - $C$  面理组构中, 云母鱼 (micafish) 也常是重要的显微构造特征。云母在剪切应力下发生微断裂或布丁化。云母鱼之间的结晶尾相连组成  $C$  面, 云母的 (001) 解理面常与  $S$  面平行 (图版 I-3, I-4)。在新的“鱼”未拉开之前, 可见到即将发生分裂的解理面 (图版 I-5)。同样利用云母鱼结晶尾所代表的  $C$  面与解理面所代表的  $S$  面的交角关系可确定糜棱岩的运动方向。

### 2.2.3 旋转碎斑系

研究区糜棱岩中所见碎斑多为石英、长石, 据其结晶尾的几何形态分有  $\sigma$  型和  $\delta$  型两种 (图版 I-6, II-1)。这种旋转碎斑系亦可指示剪切带的推覆方向是由南向北。

### 2.2.4 雪球构造

雪球构造是一种同构造旋转的变斑晶。观察呈  $S$  型排列的细小包裹体与周围基质片理的关系, 可推测石榴子石斑晶滚动的方向 (图版 II-2), 亦指示了基质运动方向。

### 2.2.5 粒内显微破裂构造

也称多米诺牌式构造, 是指矿物内部存在的一组斜列的脆性微破裂面, 常沿矿物解理面产生破裂。矿物破裂面张开后常被韧性基质充填 (图版 II-3)。如果是云母的显微破裂构造, 进一步发展可形成云母鱼。利用显微破裂构造可推测剪切带的运动方向。

## 3 有限应变分析

为恢复岩石变形前的状态和变形机制, 进行了有限应变分析。由于各个地区糜棱岩中所出现的标志物不同, 所以须相应地采取不同的测量和计算方法。笔者在不同地段分别选用了砾石、石英颗粒和黄铁矿还原斑作为标志物。

### 3.1 砾石的有限应变分析

在分宜大岗山地区的上震旦统杨家桥组地层中, 有一层变质砾岩和砾质砂岩, 砾石已拉伸变形 (图版 II-4)。由于砾石的原始形态是椭球形, 故采用 Ramsay (1967) 提出的并由 Dunnet (1969) 改进的  $R_f/\phi$  法来进行砾石的有限应变分析。

据测量, 变质砾岩的  $S_1$  面理 ( $XY$  面) 产状为  $310^\circ \angle 5^\circ$ , 砾石拉伸线理为  $325^\circ \angle 5^\circ$ , 分别在  $XY$  面和  $YZ$  面上测量每个砾石的  $R_f$  值 (最终应变椭球体主轴比) 和  $\phi$  值 (最终椭圆长轴与主应变方向之间的夹角), 投入  $R_f/\phi$  理论曲线和“50% 资料线” (郑亚东等, 1985), 得出岩石有限应变椭球体的轴率  $R_o$ 。结果,  $R_{f(x,y)} = 4.5$ ,  $R_{f(y,z)} = 2.0$ 。计算出 Flinn 参数 ( $K$  值) 为 3.5, 属收缩型椭球 (图 2, 图 3)。将应变主轴比投影在 Wood (1973) 图解中, 变形岩石沿  $X$  方向拉伸约 220%, 沿  $Z$  轴缩短约 60%, 沿  $Y$  轴也有明显缩短 (图 4)。



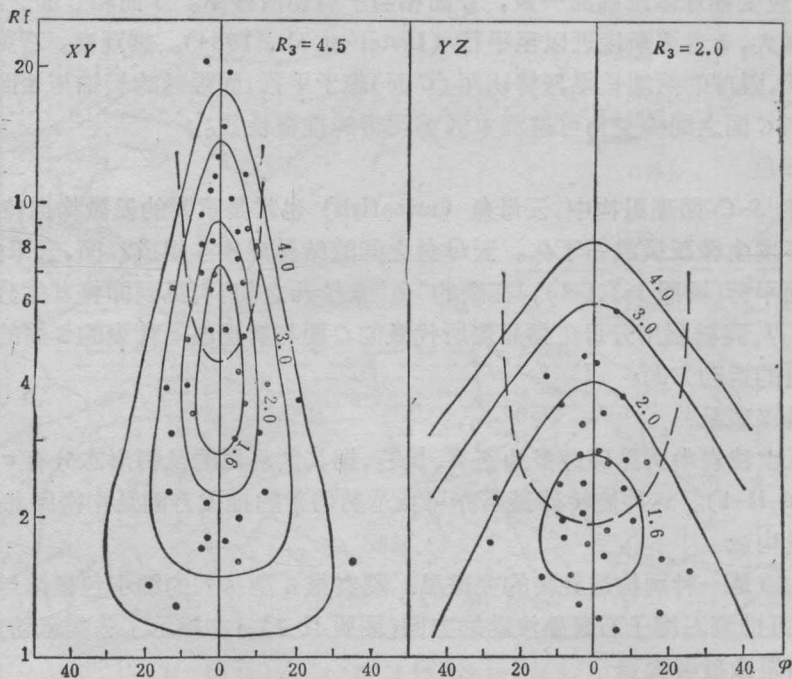


图 2 大岗山杨家桥组变形砾石的有限应变分析

Fig. 2 Finite-strain analysis of deformed pebbles in Yangjiaqiao Formation

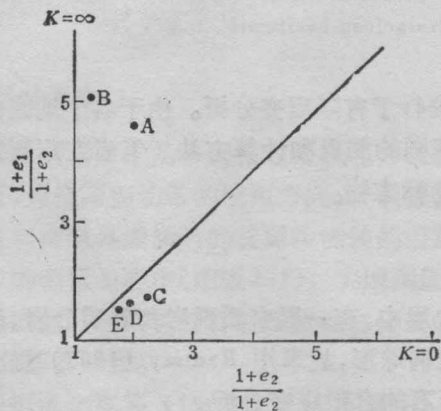


图 3 有限应变分析的 Flinn 图解

A——大岗山变形砾石； B——新址变形黄铁矿还原斑； C、D、E——井头变形石英颗粒

Fig. 3 Flinn diagram of finite-strain analysis

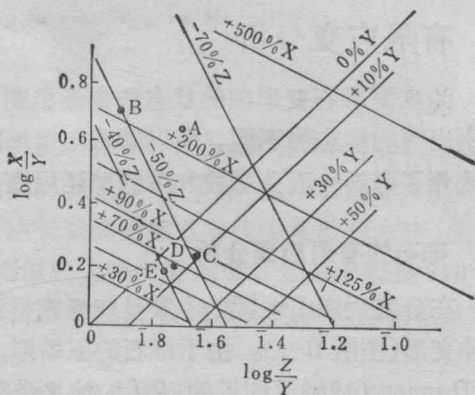


图 4 应变椭球体主轴比图解(据 Wood, 1973)

A——大岗山变形砾石； B——新址变形黄铁矿还原斑； C、D、E——井头变形石英颗粒

Fig. 4 Diagram of axis ratios of strain ellipsoid (from Wood, 1973)

### 3.2 黄铁矿还原斑有限应变分析

在韧性剪切带两段的分宜新址一带云母-石英质糜棱岩中,发育有拉长变形的黄铁矿还原斑(图版 II-5, II-6), 是用于有限应变分析的良好标志物。岩石面理产状是  $155^\circ \angle$

10°, 拉伸线理产状 320°∠10°。在岩石薄片的 XZ 和 YZ 面上测量还原斑的主轴比, 按 Robin (1977) 法计算, 结果表明,  $X/Z = 6.47$ ,  $Y/Z = 1.27$ , Flinn 参数  $K$  为 15.1, 属收缩型椭球(图 3), 应变程度 (strain level)  $r$  为 5.36, 在 Wood (1973) 图解上投影沿 X 轴方向拉伸 210%, 沿 Z 轴缩短约 50%, 沿 Y 轴也为缩短(图 4)。

### 3.3 石英斑晶的有限应变分析

在韧性剪切带的东段, 因为没有较好的变形标志物, 所以选择变形岩石中的石英斑晶进行有限应变测量, 为了反映剪切带内外侧的变化, 在横穿剪切带的剖面中取标本, 所测结果见表 1 所示。计算方法采用 Robin (1977) 法, 在岩石薄片的 XZ 面、YZ 面或 XY 面上测量石英斑晶的应变量。表中  $K$  是 Flinn 参数,  $r$  表示应变程度,  $\Delta V$  表示变形前后的体积变化 (Ramsay, 1967),  $\Delta X$ 、 $\Delta Y$ 、 $\Delta Z$  分别为 3 个轴的拉伸值或缩短值。表 1 反映了安福井头一带剪切带剖面中岩石应变状态, 标本 89X55 取自北部, 位于剪切带的内侧, 其拉伸变形也最为强烈, 向南(依次是 89X53, 89X50) 变形程度减弱。

比较韧性剪切带东西两段的变形, 以大岗山、新址为代表的西段变形程度比以井头为代表的东段更为强烈, 而且西段以收缩型椭球变形为特征, 而东段以压扁型椭球为特征(图 3)。

表 1 韧性剪切带东段(井头)糜棱岩的石英颗粒应变分析

Table 1 Strain analysis of quartz grain of mylonite in Jingtou, east part of the shear zone

标本号	X/Y	Y/Z	K	r	$\Delta V$	$\Delta X$	$\Delta Y$	$\Delta Z$
89X55	1.73	2.21	0.60	2.94	-21.7%	80%	10%	-50%
89X53	1.59	1.90	0.65	2.49	-16.3%	65%	7.5%	-45%
89X50	1.52	1.74	0.69	2.26	-12.6%	60%	5%	-40%

## 4 差异应力和应变速率的估算

### 4.1 差异应力

由于动态重结晶颗粒的粒径与外加差异应力之间存在某种函数关系, 因此可用动态重结晶颗粒的粒径来进行差异应力的估算 (Twiss, 1977)。笔者选择了剪切带东段横穿剪切带的 3 个糜棱岩标本, 在偏光显微镜下统计石英动态重结晶颗粒粒径, 进行差异应力测定。这里采用差异应力 ( $\sigma_1 - \sigma_3$ , 单位为 MPa) 与重结晶颗粒直径 ( $D$ , 单位为  $\mu\text{m}$ ) 的计算公式 (Twiss, 1977):

$$\sigma_1 - \sigma_3 = AD^{-m}$$

其中常数  $A$  和  $m$  分别按 Twiss (1977)、Mercier 等 (1977) 和 White (1979) 的实验数值, 计算结果取其平均值:

$$\sigma_1 - \sigma_3 = 556D^{-0.68}$$

$$\sigma_1 - \sigma_3 = 381D^{-0.71}$$

$$\sigma_1 - \sigma_3 = 500D^{-0.68}$$

结果如表 2 所示,显然从剪切带的中心到边缘,即从标本 89X55、89X53 到 89X50,差异应力逐渐降低。

表 2 韧性剪切带东段(井头)糜棱岩的差异应力和应变速率

Table 2 Differential stress and strain rate of the mylonites in Jingtou, east part of the shear zone

标本号	动态重结晶 石英颗粒直径 D ( $\mu\text{m}$ )	差异应力 $\Delta\sigma$ (MPa)				应变速率 ( $\text{s}^{-1}$ )
		Twiss公式	Mercier公式	White公式	平均值	
89X55	27	59.1	36.7	53.2	49.7	$1.35 \times 10^{-11}$
89X53	41	44.5	27.3	40.0	37.3	$4.28 \times 10^{-13}$
89X50	56	36.0	21.9	32.4	30.1	$4.59 \times 10^{-14}$

## 4.2 应变速率

按上述计算出的差异应力,按 Weertman (1968) 提出的地壳条件下矿物应变速率  $\dot{\epsilon}$  与差异应力及温度的公式来计算剪切带不同部位的应变速率:

$$\dot{\epsilon} = A \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right) \Delta\sigma^n$$

式中:  $A$  为常数,对于石英为  $5.5 \times 10^{-5}$ ;  $Q$  为蠕变活化能,取  $15\text{kcal/mol}$  ( $1\text{kcal} = 4.1868\text{J}$ );  $R$  为气体常数,取  $1.99 \times 10^{-3}\text{kcal} \cdot \text{mol} \cdot \text{K}^{-1}$ ; 指数  $n$  取 4;  $\Delta\sigma$  为差异应力,单位为  $\text{kbar}$  ( $1\text{kbar} = 10^8\text{Pa}$ );  $T$  为剪切变形时的温度,单位为  $\text{K}$ 。

该区韧性剪切带及邻近地区的浅变质岩系的变质相均属于绿片岩相(汤加富等,1987 a)。如按 Suk (1983) 的高压区域变质作用带的形成温度计,为  $200-300^\circ\text{C}$ ,因此估计糜棱岩的形成温度为  $250^\circ\text{C}$  左右。将此值与上述差异应力代入上式计算,结果表明剪切带的变形作用是经过缓慢过程形成的,剪切带的中心变形速率远高于剪切带的边缘部分。

## 5 推覆总位移量

研究区韧性剪切带内岩性不均一,岩石变形程度也不同,剪切带内侧的变形程度高于外侧,而且东西两段的应变椭球体类型也不一样,这样就难以精确估算推覆剪切带的总位移量。这里采用一种比较简便的方法来计算,即利用上述岩石在  $X$  轴向上的应变变量  $\Delta X$  (图 4)。剪切带东段宽  $10-15\text{ km}$ ,如按井头变形岩石的  $\Delta X$  计,平均  $\Delta X$  是  $78\%$ ,岩层拉伸  $1.78$  倍,算得剪切带总位移量约  $18-27\text{ km}$ ;西段的宽度约为  $30\text{ km}$ ,平均  $\Delta X$  (大岗山和新址)为  $215\%$ ,岩层拉伸  $3.15$  倍,结果总位移量达  $95\text{ km}$  之多。

## 6 大地构造意义

目前的研究资料还很难确定武功山东区韧性剪切带的变形时代。然而根据以下事实可以推测剪切带的变形时代是在早古生代。剪切带西段被加里东期花岗岩山庄岩体侵



入,而山庄花岗岩并未受到剪切变形(图1),在山庄岩体外围包括剪切带部位发育有由热接触变质作用所造成的角岩带,剪切带的局部地区被上泥盆统石英砂岩所覆盖。这表明韧性剪切带的上限是加里东期。在剪切带内部已变形的最年轻地层是下寒武统,这暗示剪切带变形时代的下限是早寒武世。

众所周知,中国东南地区地质构造非常复杂,至今仍有各种不同的解释。自从碰撞造山带理论发展以来,国内外不少学者开始用碰撞造山模式解释东南地区的地质构造,如李继亮等(1989)、Hsü 等(1990)、郭令智等(1990)和邢凤鸣等(1992)等。但对该地区存在几条造山带,造山带的碰撞部位,以及碰撞时代等方面还有不少分歧。

近十多年来,由于放射性同位素年龄对浙闽一带前寒武纪变质结晶基底的证实,证明了华夏板块的存在。因此华夏陆块和扬子陆块之间的相互作用关系构成了东南地区板块构造演化历史中的主要内容。

在碰撞造山带中,大型韧性剪切带是其中重要的组成部分之一,也是关键的识别标志之一(李继亮,1992)。对于东南地区,龙泉(浙江)—建瓯(福建)早古生代蛇绿混杂岩带(汪新等,1988)、加里东期花岗岩带(孙明志等,1990)等的发现都暗示在华夏板块和扬子板块之间可能存在早古生代碰撞造山作用。由于武功山东区大型韧性剪切带的位置正处在扬子板块和华夏板块之间,其形成时代亦是早古生代,因此它的形成可能也与东南地区早古生代碰撞造山带有关。当然,目前的研究资料对于确定东南地区早古生代碰撞造山带,还显得过于粗略。但毫无疑问,对武功山东区大型韧性剪切带显微构造的深入研究,将为东南地区早古生代碰撞造山带的确认提供新的地质证据。

## 7 结论

(1) 江西武功山东区分布着一条近东西向延伸的大型韧性剪切带,长约80 km,宽10—30 km。

(2) 根据鞘褶皱倒向和旋转变形构造如 *S-C* 面理组构、旋转碎斑系、雪球构造及粒内显微破裂构造等推测此剪切带是由南向北逆冲推覆的韧性剪切带。

(3) 对剪切带中的砾石、黄铁矿还原斑和石英斑晶所进行的有限应变分析,表明剪切带西段和东段分别属于收缩型椭球变形和压扁型椭球变形。西段和东段的推覆总位移量分别约为95 km 和 20 km。

(4) 韧性剪切带的变形时代是早古生代。剪切带的形成可能与早古生代华夏陆块与扬子陆块之间碰撞造山作用引起的构造变形有关。

这项研究是笔者在中科院地质所期间,在导师孙枢和李继亮指导下完成的。野外工作中曾得到江西地质科研所符鹤琴、汤加富的大力帮助。在此表示诚挚的感谢。

## 参 考 文 献

- 水涛,徐步台,梁如华,等,1988. 中国浙闽变质基底地质. 北京: 科学出版社.  
邢凤鸣,徐祥,陈江峰,等,1992. 江南古陆东南缘晚古生代大陆增生史. 地质学报,66(1): 59—72.  
孙明志,徐克勤,1990. 华南加里东花岗岩及其形成地质环境试析. 南京大学学报(地球科学版),(4): 10—21.  
汪新,杨树锋,施建宁,等,1988. 浙江龙泉碰撞混杂岩的发现及其对华南碰撞造山带研究的意义. 南京大学学报,

24(3): 367—378.

- 汤加富,许温复,1987a. 变质岩构造形迹图册(江西武功山区). 北京:地质出版社.
- 汤加富,肖庆辉,1987b. 武功山东段韧性剪切带的变形特征和形成机制. 地质论评,33(2): 129—137.
- 李继亮,1992. 中国东南地区大地构造基本问题. 见:李继亮(主编). 中国东南海陆岩石圈结构与演化研究. 北京:中国科学技术出版社. 3—16.
- 李继亮,孙枢,许靖华,等,1989,南华夏造山带构造演化的新证据. 地质科学,(3): 217—225.
- 郑亚东,常志忠,1985. 岩石有限应变及韧性剪切带. 北京:地质出版社. 62—78.
- 郭令智,施央申,卢华复,等,1990,武夷—云开震旦纪—早古生代沟、弧、盆褶皱系. 见:中国地质学会构造专业委员会. 造山带、盆地、环太平洋构造地质. 北京:地质出版社. 116—121.
- Blumenfeld P, 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid slates. *Jour Struct Geol*, 10: 361—372.
- Dunnet D, 1969. A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonoph.* 7 (2): 117—136.
- Hsü K J, Li Jiliang, Chen Haihong, et al. 1990. Tectonics of South China: Key to understanding of West Pacific geology. *Tectonoph.* 183: 9—39.
- Lister G S, Snock A W, 1984. S-C Mylonites. *Jour Struct Geol*, 6 (6): 617—638.
- Mercier J C, Anderson D A, Carter N L. 1977. Stress in the lithosphere: inferences from steady-state flow of rocks. *Pure Appl Geophys*, 115: 199—226.
- Passchier C W, Simpson C, 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Jour Struct Geol*, 8: 831—847.
- Ramsay J G, 1967. *Folding and Fracturing of rocks*. New York: McGraw-Hill Book Co.
- Robin D Y. 1977. Determination of geological strain using strain markers of any shape. *tectonoph.* 42: 17—116.
- Simpson C, Schmidt S M, 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol Soc Am Bull*, 94: 1281—1288.
- Suk M, 1983. *Petrology of metaporphic rocks*. Praha: Vydala Academia. 65—86.
- Twiss R J, 1977. Theory and application of a recrystallized grain paleopiezometer. *Pure Appl Geophys*, 115: 227—244.
- Weertman J. 1968. Dislocation climb theory of steady state creep. *Amer Jour Metals Trans*, 61: 681—694.
- White S, 1979. Difficulties associated with paleo-stress estimate. *Bull Mineral*, 102: 210—215.
- Wood D S, 1973. Patterns and magnitudes of natural strain in rocks. *Roy Soc London Philos Trans*, A 274: 373—382.

## MICROSTRUCTURES OF A LARGE-SCALE DUCTILE SHEAR ZONE IN EAST WUGONG MOUNTAIN AREA OF JIANGXI

Ji Lei

(Nanjing Institute of Geography and Limnology, Academia Sinica, Nanjing 210008)

### Abstract

A large-scale ductile shear zone with length of 80km and width of 10—30km was found in East Wugong Mountain area of Jiangxi. The rocks in the shear zone were mylonitized into mica-quartz mylonite, including type II S-C mylonite mostly. The shear zone is inferred to be a thrust shear zone in orientation from S to N according to the occurrence of sheath folds and the rotational microstructures.



The deformation markers indicating sense of shearing are:(1)S-C foliation fabrics, (2)mica fish,(3) rotational porphyroclast systems, (4)snowball structures, and(5) intragranular microfractures.

The pebbles, quartz grains and pyrite reduction spots were Chosen from different positions of the shear zone for finite-strain analysis. The result shows that the pebbles and pyrite spots from the deformed rocks in western part of the shear zone exhibit a strain type of constractional ellipsoid. The Flinn parameters of the pebbles and pyrite spots are 3.5 and 15.1, respectively. The finitestrain analysis of quartz grains in eastern part of the shear zone gave their Flinn parameter of 0.60—0.69 being of flattening ellipsoid.

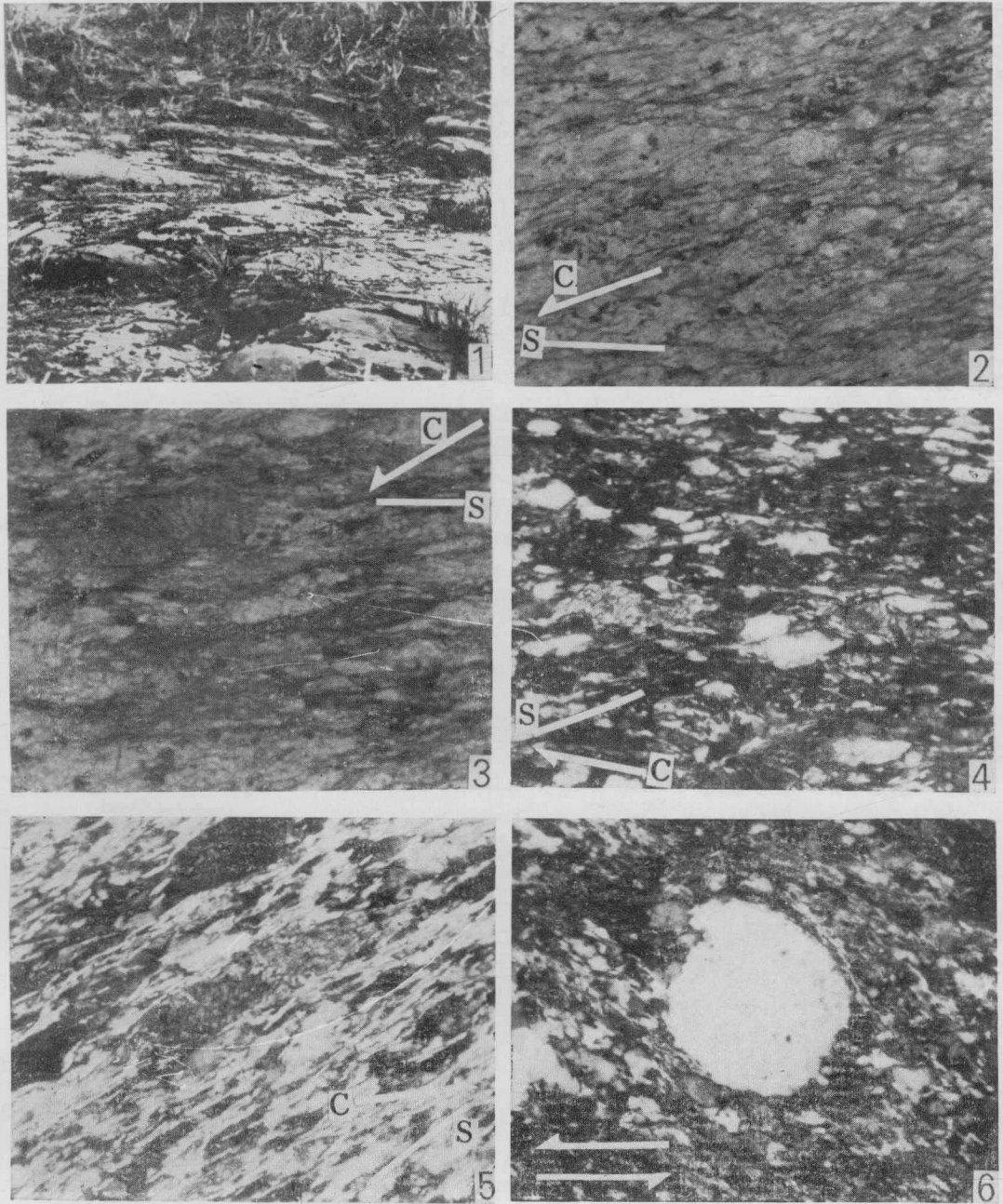
The grain-size of the dynamically recrystallized quartz from mylonite in eastern part of the shear zone was measured in order to estimate the differential stress and strain rate. Analysis of three samples shows that the differential stress is 30.1—49.7 MPa and strain rate is  $4.59 \times 10^{-14}$ — $1.35 \times 10^{-12} \text{s}^{-1}$ . They are higher in internal part than in outer of the shear zone.

According to the strain value of the deformed rocks on x-axis, the amplitude of total thrust displacement along the shear zone may be estimated. The displacement amount along the eastern and western parts of the shear zone is about 20 and 95 km, respectively, calculated from the  $\Delta X$  of 78% and 215% of the deformed rocks in the tow parts respectively.

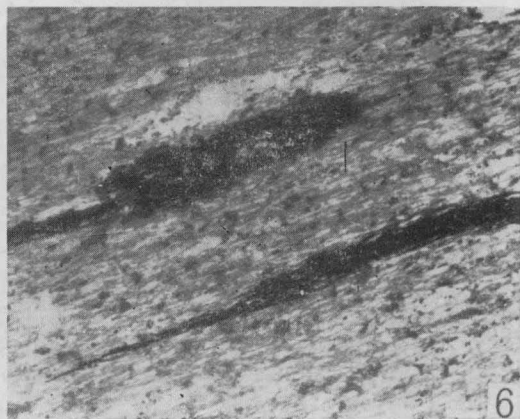
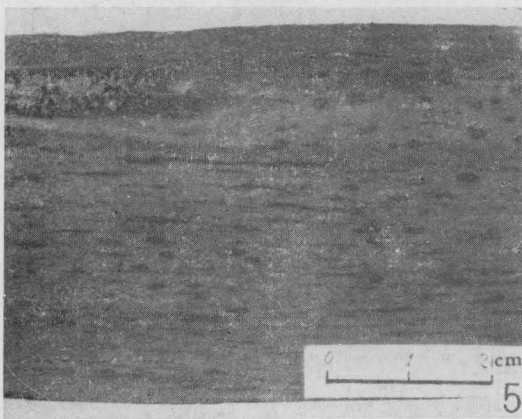
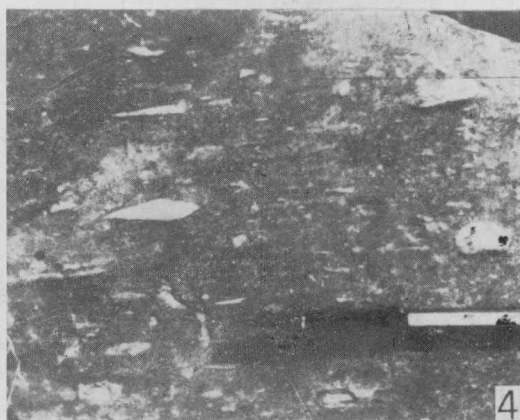
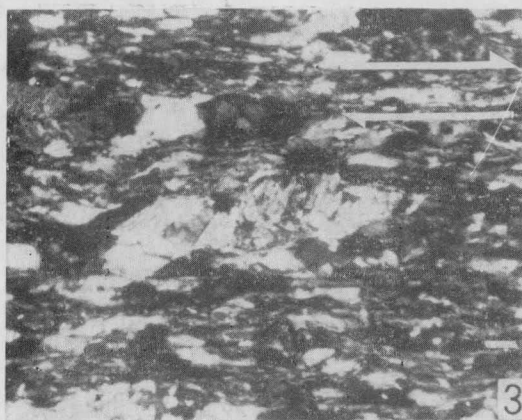
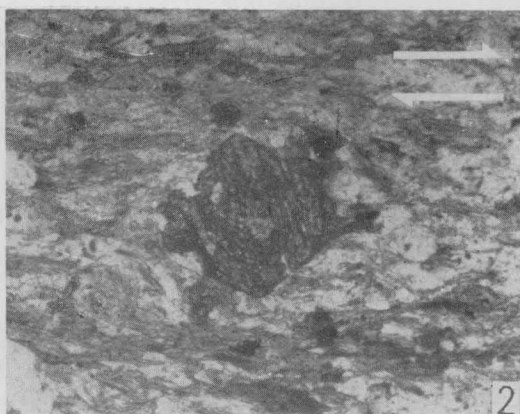
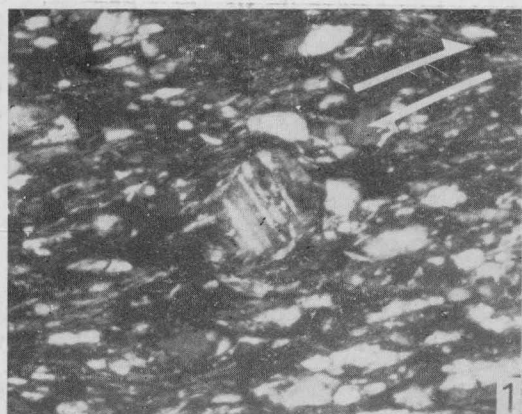
It is suggested that the deformation age of the shaer zone is early Paleozoic on the basis of the stratigraphic age of the deformed rocks in the shear zone and their relationship to the granitic intrusions.

Discovery of the early Paleozoic ophiolitic melange zone and the paired Caledonian granitoid belts in southeastern China imply a early Paleozoic collisional-orogenic belt existing between Cathaysian Block and Yangtze Block. The study on the large-scale ductile shear zone in East Wugong Mountain area may supply some new evidence for confirming the existence of collisional-orogenic belt in southeastern China.

**Key words** Ductile shear zone, Mylonite, Microstructure, Collisional-orogenic belt, Wugong Mountain area, Jiangxi



1.舌状鞘褶皱群,新余寒口。2.云母-石英质糜棱岩的 S-C 面理组构,左旋剪切,单偏光,×20,新余九龙。3.云母-石英质糜棱岩中的云母鱼,左旋剪切,单偏光,×70,安福井头。4.云母-石英质糜棱岩中的云母鱼,右旋剪切,正交偏光,×70,新余白砂。5.云母鱼,发育 S-C 面理组构,单偏光,×140。6.  $\sigma$  型石英碎斑,左旋剪切,正交偏光,×70,分宜大岗山。



1. S型长石碎斑,右旋剪切,正交偏光,×70,分宜大岗山。2.雪球构造,石榴子石斑晶右旋滚动而成,单偏光,×70,分宜大岗山。3.粒内显微破裂构造,云母沿(001)解理面破裂,正交偏光,×140,新余白砂。4.拉伸变形砾石,观察面是XY面,分宜大岗山。5.黄铁矿还原斑拉伸线理,手标本光面,分宜新址。6.黄铁矿还原斑拉伸线理(XZ面),单偏光,×20,分宜新址。