

## 湘东邓阜仙-锡田印支期花岗岩体的侵位机制

倪永进<sup>1,2</sup>, 单业华<sup>1</sup>, 伍式崇<sup>3</sup>, 聂冠军<sup>1,2</sup>, 张小琼<sup>1,2</sup>, 朱浩峰<sup>3</sup>, 梁新权<sup>1</sup>

(1.中国科学院 广州地球化学研究所 边缘海地质重点实验室, 广东 广州 510640; 2.中国科学院大学, 北京 100049; 3.湖南省地质矿产勘查开发局 四一六队, 湖南 株洲 412007)

**摘要:** 印支期似斑状花岗岩构成了湘东中生代邓阜仙-锡田岩体的主体, 其内发育两种类型的叶理构造, 即流面和构造成因的片麻理。二者的标志性区别在于长石(斜长石和钾长石)斑晶在前者呈自形的短柱状, 没有任何可见的韧性变形, 而在后者呈椭圆状, 明显被压扁拉长。流面基本上围绕岩体边界呈面状分布, 整个侵入体从外到内依次可划分出流面不发育、欠发育和发育三个相带, 对应着由早至晚的三次岩浆脉动侵位。该期花岗岩侵位机制总体上类似于气球膨胀模型。与典型气球膨胀岩体不同的是, 由于岩浆供给量在该期最后一次脉动侵位时的急剧减少, 虽然流速增大, 但对外挤压减弱, 造成岩石应变强度从外到内趋向增加, 而不是递减。构造成因的片麻理局部出现, 走向总体上呈 NE 向, 表明该花岗岩在准固态甚至固态下遭受到 NW-SE 向区域挤压作用。

**关键词:** 叶理; 气球膨胀; 侵位; 同构造; 邓阜仙-锡田花岗岩侵入体

中图分类号: P583 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2014)01-0082-012

岩浆上升和侵位机制一直是侵入体构造研究的热点问题(Castro, 1987; 马昌前, 1988; 张志强, 1993; 郭进京, 1994; 吕贻峰, 1994; Brown, 1994; Vigeresse, 1995; Hutton, 1996; 许顺山, 1998; 王涛等, 1999; Petford et al., 2000; 郭春丽和吴福元, 2002; 杨坤光和刘强, 2002)。自 1794 年 Hutton 发现岩浆侵入到围岩的事实以来, 人们先后提出了各种各样的侵位模型, 诸如底辟(Grout, 1945; 赖绍聪和隆平, 1997)、气球膨胀(Ramsay, 1981)、岩墙扩展(Bateman et al., 1984; Clemens and Mawer, 1992)、岩浆顶蚀(Daly, 1903a, 1903b; Marsh, 1982)和火山口塌陷等。根据岩浆上涌速度与由构造变形产生的侵位空间扩张速度之间的关系, 这些模型可以简单地归纳成主动和被动两种端元类型, 分别代表着高应力和低应力环境(Hutton, 1988)。当岩浆上涌速度超过侵位空间扩张

速度时, 岩浆就会侧向挤压围岩, 形成前者(包括底辟、气球膨胀等); 反之, 围岩未受到侧向挤压, 出现后者(包括顶蚀、火山口塌陷、岩墙扩展等)。然而, 自然界的侵入体更多地表现出一种复合的侵位机制, 即在不同部位可以出现不同的机制(张志强, 1993; 王涛等, 1999; Pitcher, 1979; Bateman, 1985; Hutton, 1988)。目前还不很清楚机理不同的两类侵位为什么会同时出现在一个侵入体中(Paterson and Vernon, 1995; Stevenson, 2009)。

岩体侵位机制的认识对于指导内生矿产勘查有重要意义, 因为成矿元素富集过程本身就是岩浆作用的一部分。不同侵位机制会导致岩体内部或者围岩形成不同的变形构造(如顶蚀作用会产生大量的围岩碎块, 气球膨胀作用产生环状的褶皱和断裂等), 有利于含矿岩浆的运移和淀积(郑建民等, 2007)。总

收稿日期: 2013-03-15; 改回日期: 2013-07-29

项目资助: 国土资源部公益科研专项(编号: 201211024-03)和国家自然科学基金项目(批准号: 40872080, 41072081)资助。

第一作者简介: 倪永进(1988-), 男, 硕士研究生。主要从事构造地质学研究。Email: niyongjin11@mails.ucas.ac.cn

体而言, 主动侵位机制形成于地壳相对深部、封闭-半封闭的空间, 这里的环境温度和压力高但变化小, 易于成矿元素的聚集和成矿流体保存; 被动侵位机制形成在地表附近、开放的空间, 当岩浆上升到地壳浅部时, 随着围岩温度和岩浆压力的骤降, 高温流体中的成矿物质淀积, 形成接触交代或岩浆热液矿床(吴良士, 1998; 郑建民等, 2007; 冯佐海, 2009; 王磊, 2011)。

位于湘赣交界的邓阜仙-锡田岩体是两个相邻的中生代复式花岗岩侵入体(图 1), 内部密集分布着多种成因的矿化点和小-大型矿床, 其中大型矿床有正在开采的湘东钨矿(石英脉型)和垄上锡多金属矿(云英岩脉和矽卡岩型)。以往的研究主要偏重于花岗岩岩石学(宋新华等, 1988)、岩石地球化学(罗洪文等, 2005; 杨晓君等, 2007; 蔡杨等, 2011; 黄卉等,

2011)、同位素年代学(马铁球等, 2005; 刘国庆等, 2008; 付建明等, 2009)、成矿学(陈子龙等, 1991; 蔡新华和贾宝华, 2006; 吴自成等, 2010; 伍式崇等, 2012)方面, 很少深入到岩体结构、构造和与成矿有关的后期多阶段变形, 因而在某种程度上制约了该区找矿勘探(杨晓君等, 2007; 伍式崇等, 2012)。

本文以邓阜仙-锡田岩体中主要的印支期花岗岩为研究对象, 通过大量的野外观测, 查明其中普遍发育的叶理构造的类型、产状和分布特征, 由此探讨该期岩浆的构造属性、侵位机制及其与成矿之间的关系。

### 1 区域地质概况

中生代邓阜仙-锡田岩体位于扬子地块与华夏

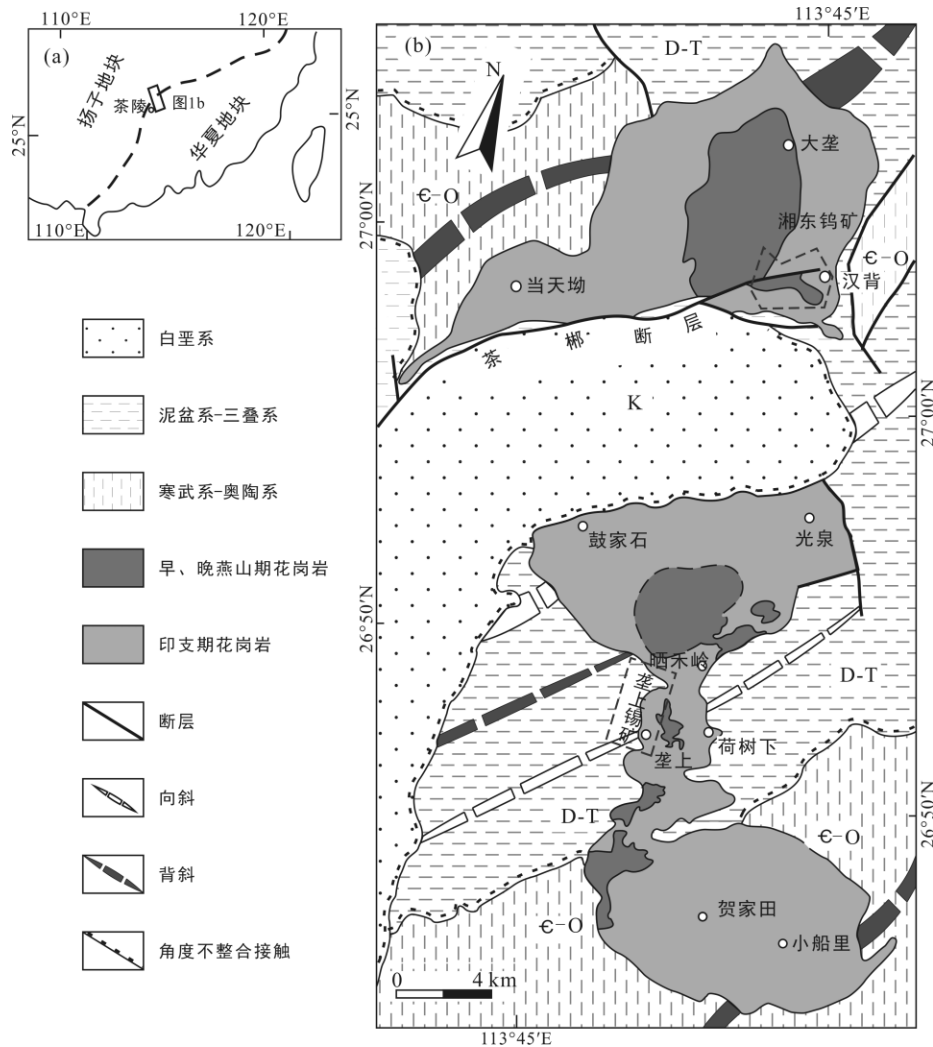


图 1 研究区构造位置(a)和地质简图(b, 据湖南省地质调查院, 2009 )  
Fig.1 Location (a) and simplified geological map (b) of the study area

① 湖南省地质调查院. 2009. 湖南诸广山-万洋山地区锡铅锌多金属矿评价报告.

地块的交界处,在中部被白垩纪断陷盆地分隔成两个岩体。北部为邓阜仙岩体,呈近半圆形,出露面积约 171 km<sup>2</sup>;南部为锡田岩体,呈 NNW-SSE 向展布的哑铃状,出露面积约 230 km<sup>2</sup>(图 1)。区域性的 NE 向茶陵-郴州断裂发育于白垩纪盆地西北缘,控制着该盆地的形成和演化。

野外观察和室内测试分析表明,邓阜仙-锡田岩体主要是三期花岗岩岩浆侵入活动的产物(宋新华和周珣若,1992;蔡杨等,2011;黄卉等,2011),第一期发生于印支期,时代 230~180 Ma,为灰白色粗粒似斑状花岗岩(马铁球等,2005;付建明等,2009);第二期发生在燕山早期,时代 176~155 Ma(马铁球等,2005;刘国庆等,2008;付建明等,2009),为灰白色细粒花岗岩;第三期发生在燕山晚期,时代 120~91 Ma(马铁球等,2005;刘国庆等,2008;付建明等,2009),亦为灰白色细粒花岗岩。在岩浆冷凝过程中形成的叶理构造(如流面和片麻理),广泛地出现在印支期花岗岩中,而在燕山期花岗岩中却不明显。

印支期花岗岩构成该岩体的主体,主要由钾长石(40%)、斜长石(20%)、石英(30%)和黑云母(10%)组成,具有粗粒似斑状结构,其中斑晶为自形、短柱状的长石(钾长石和斜长石),粒径达 5 cm 以上,含量 20%~60%,常相互平行排列。该岩石属于 S 型花岗岩,拥有较高的 SiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 K<sub>2</sub>O 含量,低 MgO、CaO 和 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 含量,较大的 K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O,出现萤石、电气石等过铝质矿物(郭春丽等,2012)。

区域内发育古生代至新生代地层(图 1b)。下古生界为寒武-奥陶系浅变质碎屑岩,厚度大于 1500 m,分布在锡田岩体南侧和邓阜仙岩体西侧。上古生界出露在锡田岩体东、西两侧及邓阜仙岩体北、东和南侧,为泥盆-三叠系碎屑岩和碳酸盐岩,地层厚度大于 1000 m,构成一些 EW 向至 NEE 向展布的区域性褶皱。白垩纪地层由半固结的河、湖相沉积组成,厚度大于 2000 m,产状近水平,直接覆盖在锡田岩体和泥盆系至三叠系之上。岩体周边的古生界由于岩浆烘烤作用而发生不同程度的大理岩化、角岩化或矽卡岩化,接触变质的宽度取决于围岩的岩性,一般不超过数百米。

中三叠世晚期,由于周边大洋的俯冲消减甚至关闭,构造运动开始席卷长期稳定的扬子地块和华夏地块(舒良树,2012)。区内泥盆-三叠纪地层首先

发生 NEE 向褶皱和断裂,稍后大规模的同造山花岗岩岩浆侵入,铸造了邓阜仙-锡田岩体的主体。这种挤压状态基本上持续到中侏罗世末才结束,因为不断机械加厚的岩石圈最终在此时发生拆沉(谢桂青等,2005)。岩石圈的拆沉触发了强烈的壳幔相互作用,导致大量岩浆的生成和成矿物质的初次富集。在含矿岩浆上升和侵位的过程中,含矿物质会在适合的时机发生分离和沉淀,聚集成为具有工业价值的矿床(韦昌山等,2004;华仁民等,2005)。区内石英脉型钨锡矿(如湘东钨矿)基本上都形成在这一岩浆高温成矿阶段。随后,在早白垩世出现区域性伸展体制,广泛发育红层断陷盆地,花岗岩侵入活动大幅度减弱,与其对应的是中或低温热液成矿作用。

## 2 叶理构造

野外观察表明,邓阜仙-锡田印支期花岗岩发育两种成因类型的叶理,即流面和构造成因的片麻理。肉眼上,二者之间的主要区别在于定向矿物(如长石斑晶)是否自形。作为较早结晶的矿物,长石斑晶在前者普遍保持完好的自形程度,呈短柱状(图 2a、c 和 e),而在后者发生压扁拉长,呈椭圆状(图 3a)。此外,前者呈面状分布,更广泛,而后者呈条带状或块状分布。二者之间没有截然的分界线。

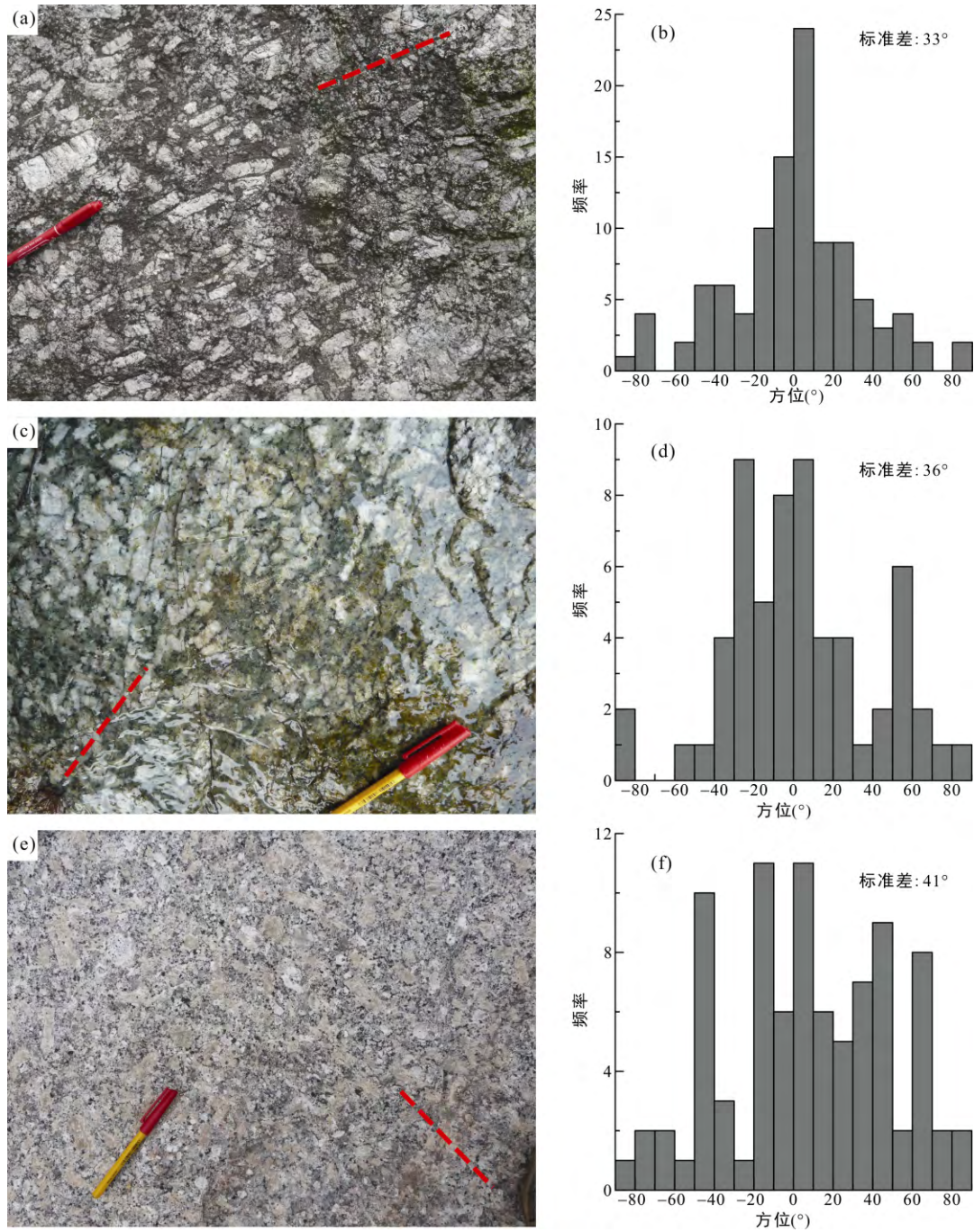
### 2.1 流面

在岩浆流动过程中,悬浮于其中的等轴或不等轴矿物斑晶会发生主动旋转。如果矿物斑晶具有足够大的长宽比(Passchier, 1987)或足够高的含量(Lin et al., 2003),那么在独立旋转和/或相互碰撞下,这些不等轴矿物会逐渐旋转到与流面平行的稳定方向。显然,后一种情形适用于本次研究的流面构造,因为印支期似斑状花岗岩的长石(斜长石和钾长石)斑晶长宽比小于 2,而含量一般可达 20%,局部甚至高达 60%。在流面上,长石斑晶没有明显的取向(即流线),意味着岩浆流动具有平面变形的特征和小的动力学涡度。根据长石斑晶的定向程度,即流面构造的发育程度,将印支期花岗岩划分成流面发育、欠发育和不发育三类区域(图 2)。

#### 2.1.1 发育区

这类岩石主要分布在邓阜仙岩体东部(湘东钨矿)、锡田岩体南部贺家田附近和东北部光泉一带(图 4a)。在与流面直交的截面上,长石斑晶定向性好

② 湖南有色集团湘东钨业有限公司. 2011. 湖南省茶陵县邓阜仙矿区湘东钨矿资源储量核实报告.



印支期似斑状花岗岩可分为流面构造发育(a, b: 光泉)、欠发育(c, d: 当天坳)和不发育(e, f: 鼓家石)三个等级。照片中的红色虚线代表长石斑晶长轴的平均方位, 对应着右侧直方图的零度。

图 2 流面构造不同等级发育的花岗岩及其长石斑晶长轴方位统计

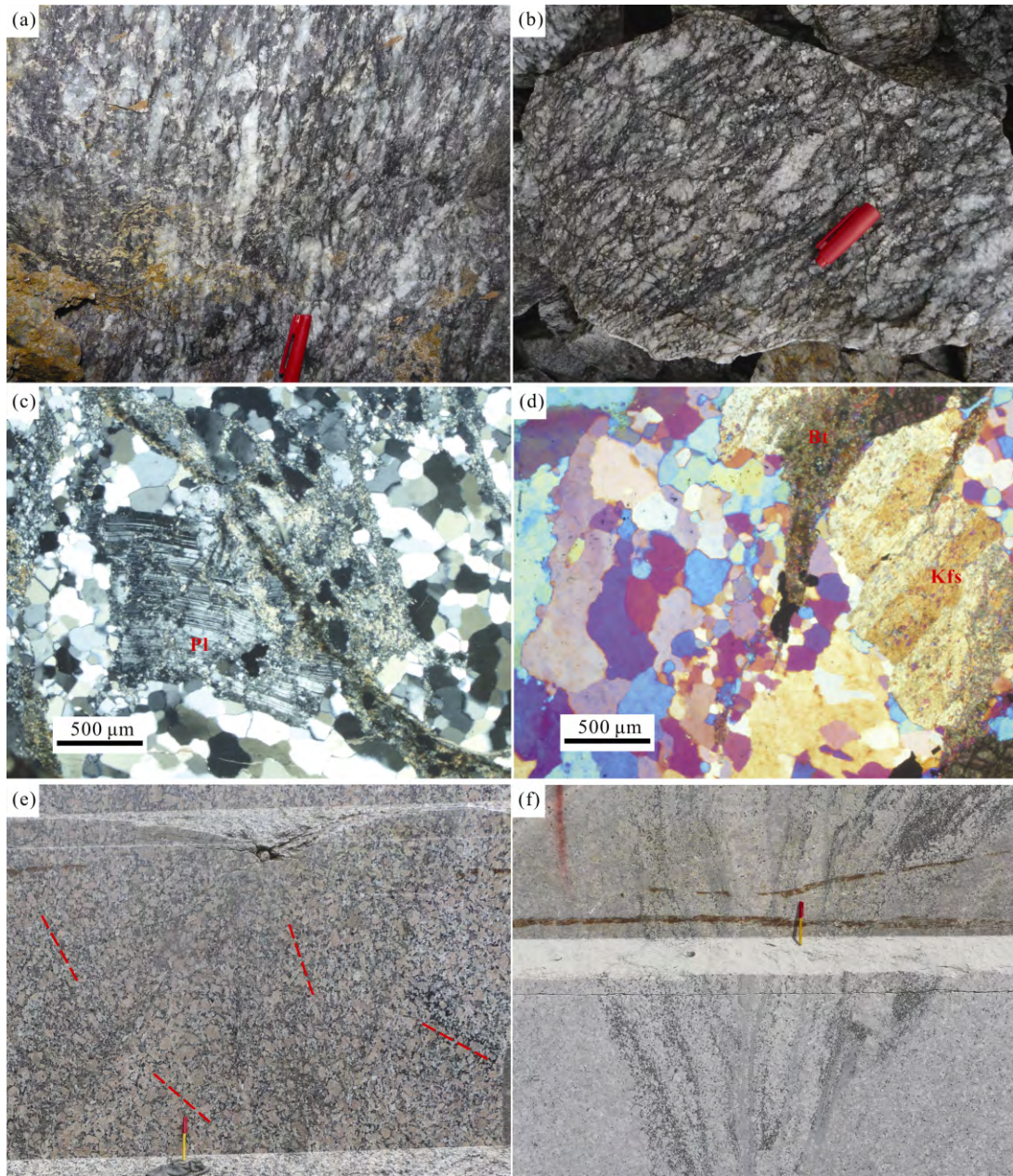
Fig.2 Photos showing the granites with developed, underdeveloped and non-developed flow foliations and histograms of the long axes of feldspar phenocrysts on them

(图 2a, b), 局部可以见到少量与其平行、轴比为 5~10 的透镜状暗色包体(图 7b)。这种定向性与长石斑晶的含量、大小无关。在邻近的露头上, 流面产状基本上保持稳定, 高倾角, 多在 60°以上。

2.1.2 欠发育区

此类区域环绕着流面发育地区, 具有更广泛的

分布范围(图 4a)。流面的产状具有小圆环带的分布趋势(图 5), 其走向总体上平行岩体边界, 倾角以 50°~80°为主。从对区内众多上百平方米的花岗岩采石场的观察来看, 这种流面似乎有两种分布状态: 均匀和不均匀。在均匀状态下, 长石斑晶定向性较好(图 2c, d), 流面产状在整个采石场的范围里变化



(a) 湘东钨矿 10 中段: 发育构造成因片麻理, 长石斑晶被对称地压扁拉长; (b) 湘东钨矿尾石堆: 粗糜棱岩, 长石斑晶被偏对称地压扁拉长; (c) 湘东钨矿尾石堆: 构造成因的片麻理中, 斜长石斑晶发生强烈的脆性破裂, 周围为代表后期硅化和绿泥石化的细晶矿物(如自形的石英、隐晶的绿泥石等), 正交偏光; (d) 湘东钨矿尾石堆: 明显遭受后期蚀变的流面中, 左侧相对粗大的石英晶体具有不规则的边界, 反映高温塑性变形的界面迁移, 正交偏光叠加云母试板; (e) 小船里采石场: 欠发育的流面构造(红色虚线)分布不均匀; (f) 小船里采石场: 放射状的析离体条带。

图 3 印支期花岗岩的野外和镜下照片

Fig.3 Field and microscope photos of the Indosinian granites

小。这种情形比较多见, 例如在邓阜仙岩体西部、锡田岩体贺家田南部和南西部等。在邓阜仙岩体西部当天坳的采石场, 局部可见的一些暗色包体呈圆状或椭圆状, 直径 1~17 cm, 轴比 1~2.3(图 7a); 经常可见以暗色矿物(如黑云母、角闪石和电气石等)富集为特征的析离体厚数厘米至数十厘米, 呈直线、曲线或不规则状, 与流面平行或斜交。在流面不均匀

状态下, 长石斑晶定向性在观察的小范围内都较好, 但是由其定义的流面产状在大范围内却变化大。这在露头上通常表现为定向构造的分块性分布, 流面产状在每个块内是一致的, 但在不同块内往往是不一致的。最典型的例子来自锡田岩体南部小船里采石场(图 3e)。这里分块的界线清晰, 可以是析离体, 也可以是可能的愈合破裂或其他。此处的析离体相

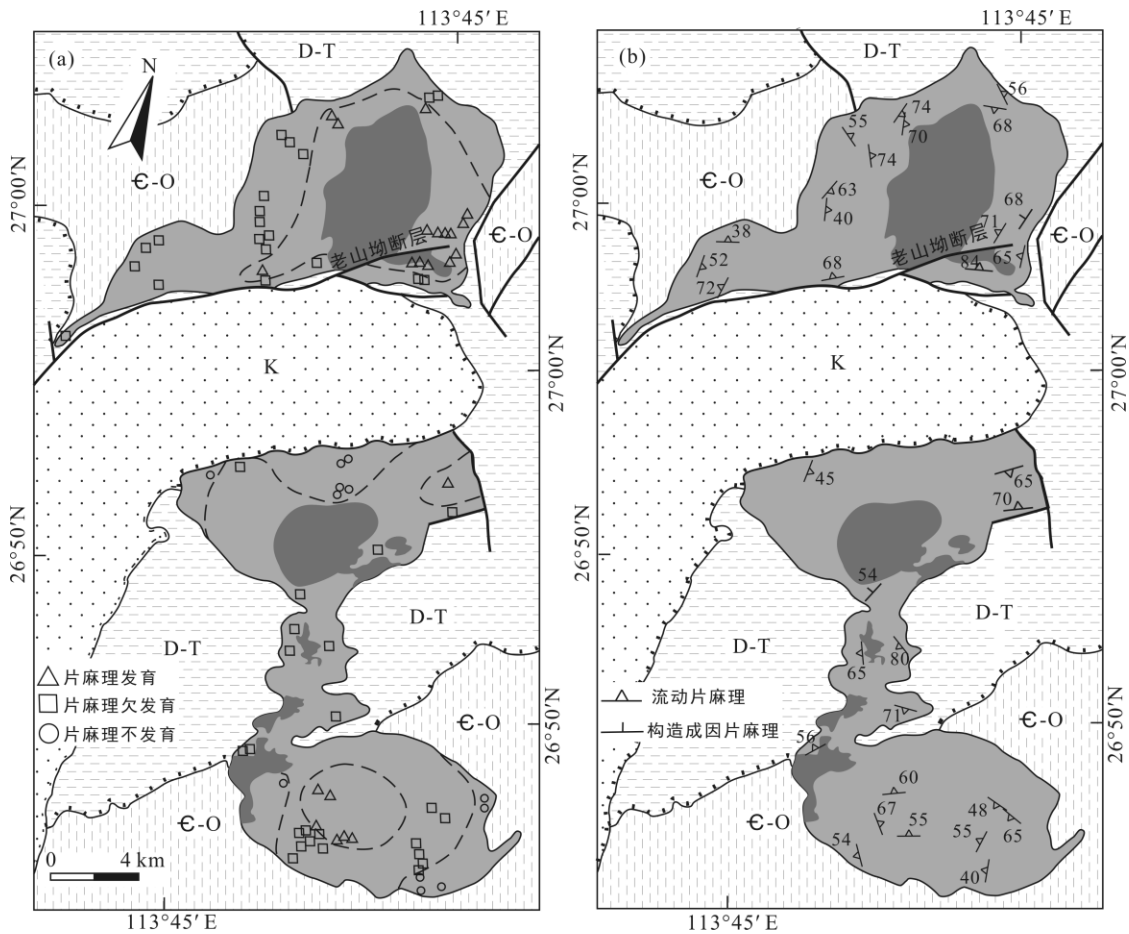


图 4 不同等级的叶理构造的分布范围(a)和产状(b)  
 Fig.4 The distribution (a) and occurrence (b) of the foliations

对发育, 出现一些区内罕见的的不规则形态, 如放射状(图 3f)、蘑菇状等。

2.1.3 不发育区

流面不发育的印支期花岗岩主要分布在锡田岩体北缘和南部两侧, 范围十分有限。在任何截面上, 长石斑晶的长轴在方向上散乱分布, 没有明显的优选方位(图 2e, f)。

2.2 构造成因的片麻理

构造成因的片麻理是花岗岩在准固相甚至固相下发生塑性变形的产物。长石斑晶明显地被压扁拉长(图 3a), 轴比最大可达 8。在显微镜下, 长石斑晶发生复杂的破碎, 表明起主要贡献的显微变形机制是碎裂(图 3c)。在研究区范围内, 片麻理产状较为稳定, 走向多呈 NE 向, 倾角 40°~80°, 以 70°~80° 为主(图 5), 反映出形成时的最大水平挤压方向为 NW-SE 向。

在湘东钨矿 10、13 和 15 中段, 该矿山的主干断层——老山坳断层(图 1b; 茶陵-郴州断裂东端分支之一)的下盘, 紧邻断层面可以见到由该类叶理组成的直立岩带, 宽度最大可达 30~50 m。在局部, 强

烈的细粒化使得这些片麻理化花岗岩进一步变成粗糜棱岩(图 3b), 甚至纹层状的干糜岩, 其中石英矿物呈现出轻微或强烈的拔丝构造。此外, 显微镜下, 流面发育的岩石中经常可见两种不同成因的石英颗粒, 早期岩石冷凝过程中结晶的石英颗粒, 它形、粗大, 后期与成矿有关的硅化形成的石英集合体, 自形、细小(图 3d)。前者的颗粒边界呈港湾状, 代表高温塑性变形的边界迁移。这种现象很可能与附近构造成因片麻理的形成密切相关。

在锡田岩体中西部的花棚一带, 出露一条走向近 EW、陡立的右行走滑断层(图 6)。同断层活动的热液沿着断层面贯入、结晶和沉淀, 在西侧形成平行断层的平板状石英脉, 其表面发育一系列相互平行、近水平的槽脊构造, 代表断层擦线; 在东侧形成充填在断层阶步附近的剪切脉, 指示右行走滑。构造成因的片麻理发育在该断层北盘的中央和西侧两处, 在西侧宽约 20 cm, 呈马尾状分布, 也显示右行走滑, 其内长石斑晶的压扁拉长现象在断层面上最为明显, 向外逐渐减弱直至过渡为流面。

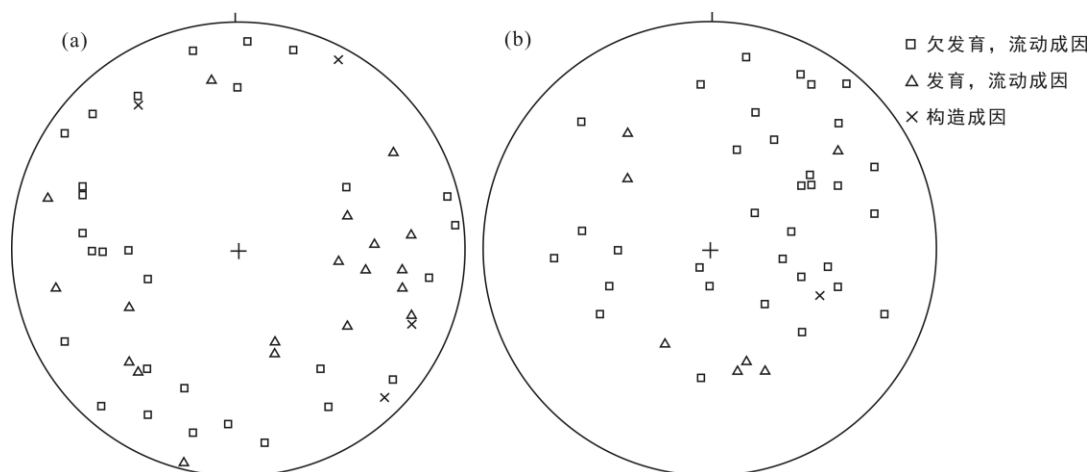


图 5 邓阜仙岩体(a)和锡田岩体(b)中印支期花岗岩实测叶理产状的下半球等面积投影图

Fig.5 Equal-area, lower-hemispheric projection of poles to the measured foliations in the Dengfuxian pluton (a) and Xitian pluton (b)

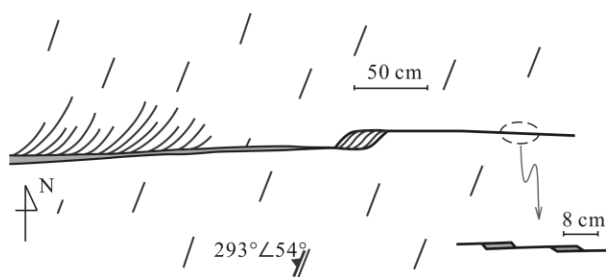


图 6 晒禾岭西约 2 km 处一条直立右行走滑断层的素描图(沿着该断层充填有灰白色-深灰色石英脉, 构造成因的片麻理出现在断层北盘的东侧和中央连接区, 向外逐渐过渡到欠发育的流面)

Fig.6 Sketch showing a dextral strike-slip, vertical fault, ca. 2 km west of Shaiheling

### 2.3 包体的有限应变分析

尽管因包体与花岗岩岩浆之间存在着黏度差而不能直接反映岩石的有限应变, 暗色包体仍然是研究花岗岩体侵位机制时广泛选用的重要应变标志物(Coward, 1976)。暗色包体在邓阜仙-锡田印支期花岗岩体中不常见, 主要由斜长石、角闪石和黑云母等矿物组成, 呈近圆状至纺锤状, 平均直径从 2 cm 至 30 cm 不等, 轴比介于 1.1~8.5 之间。

本次工作只收集到邓阜仙岩体西部流面欠发育的当天坳采石场(图 7a, b)和东部流面发育的湘东钨矿(图 7c, d)两个截面上的暗色包体数据(如长轴长度、长轴倾伏角和短轴长度)。这些截面上代表着  $\lambda_1$ - $\lambda_3$  面上的有限应变, 因为在与其高角度相交的截面上包体的轴比明显较小。测量的暗色包体轴比( $R_f$ )在当天坳采石场介于 1.1~2.3 之间, 而在湘东钨矿介于 1.4~8.5 之间。其几何平均值(见

Ramsay, 1967; Lisle, 1985)作为应变轴比( $R_s$ ), 分别为 1.5 和 3.0, 很可能反映岩石的应变程度随着流面逐渐发育而增大。

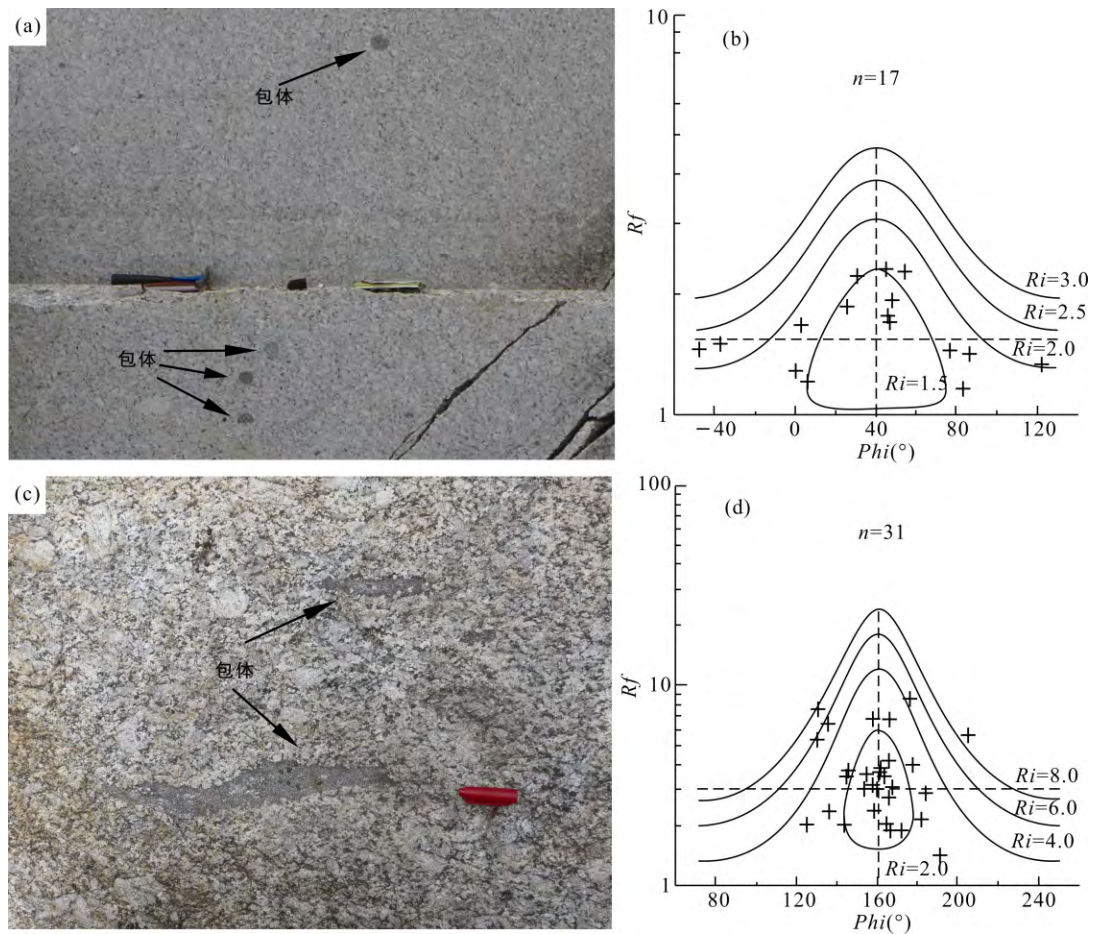
## 3 讨论

花岗岩的结构和构造是从岩浆分离阶段到最终冷凝阶段的综合产物, 不同程度地记录了各演化阶段岩浆的自身状态及其与围岩之间的相互作用, 因而成为研究岩浆形成、上升和侵位过程的直接依据。

### 3.1 同构造侵位

岩石地球化学研究表明, 邓阜仙-锡田岩体印支期花岗岩属于 S 型花岗岩, 形成在早中生代造山环境中(宋新华和周珣若, 1992; 马铁球等, 2005; 吴自成等, 2010; 郭春丽等, 2012)。在天然露头和矿山坑道中观察到的一些特殊变形构造也清楚地体现了挤压构造背景。

(1) 压扁拉长的长石(图 3a): 在构造成因的片麻理中, 由拉长的矿物(如长石、石英、黑云母等)组成的片麻理产状在岩体范围内较为稳定(图 5), 走向近 NE 向, 反映区域最大水平挤压方向为 NW-SE 向。在自然界, 长石斑晶发生碎裂的温度接近于其塑性变形所需温度的下限, 约 500 (Altenberger and Wilhelm, 2000; 向必伟等, 2007); 石英晶体发生边界迁移的温度下限同样为 500 (Urai, 1986; Stipp et al., 2002)。因此, 构造成因片麻理的形成温度应在 500 附近。考虑到后期最高温的热事件仅表现为燕山期钨锡矿化都是沿着先存的破裂发生, 其影响范围十分有限, 有关的蚀变明显与这些显微变形构造无关, 我们认为这种片麻理构造发生在岩



(a) 当天坳采石场, 截面走向 160°近直立,  $R_s=1.5$ ; (c) 湘东钨矿, 截面产状为  $99^\circ \angle 37^\circ$ ,  $R_s=3.0$ 。截面上包体长轴的侧伏角( $\phi$ )以向北侧伏为正, 向南侧伏为负。b, d 中虚线表示的应变轴比( $R_s$ )为截面上包体轴比的调和平均值, 应变长轴方位为包体主轴方位的几何平均值(Ramsay, 1967; Lisle, 1985), 能够很好地平均分割测量数据。

图 7 邓阜仙岩体的暗色包体及其  $R_f/\phi$  应变分析

Fig.7  $R_f/\phi$  strain analysis of dark enclaves observed in the Dengfuxian pluton

浆侵位后还处于准固态(局部可能是固态)下。

(2) 不均匀分布的欠发育流面(图 3e)和不规则状的析离体(图 3f): 这些很难用岩浆流动模型来解释, 因为花岗岩岩浆具有非常大的黏度, 通常表现出层流的特征。一种似乎合理的解释是, 岩浆流动首先形成欠发育的流面, 然后在准液态或准固态下, 侵入体遭受到区域挤压作用, 于局部发生网络状破裂和碎块旋转, 同时在挤压下部分晶间岩浆聚集, 向上流动并分异成各种图案的析离体。由析离体构成的某些图案(如蘑菇状)类似于 Weinberg et al. (2001) 在巴西 Tavares 浅色花岗岩体内部所见, 后者被理解为露头尺度的岩浆上涌和停止的直接记录。

### 3.2 侵位机制

综上所述, 流面构造整体上呈平行接触带的同心环带分布, 发育程度由外向内逐渐增强(图 4a),

且由包体(图 7)记录到的应变强度由外向内也很可能加强。在前面列出的各种侵位模型中, 只有底辟模型和气球膨胀模型能够很好地解释大部分的这些特征。考虑到岩体周边没有底辟模型需要的平行接触带的牵引向斜, 我们认为气球膨胀模型更为适合。尽管如此, 就前面的三个特征而言, 与底辟模型和气球膨胀模型的一般特征相比, 前一点相似, 后二点完全不同。其他的差别包括在最后一次脉动侵入的岩浆供给量在南非 Chindamora 岩体(气球膨胀, 见 Ramsay, 1981)、北京房山岩体(气球膨胀, 见马昌前, 1988; 底辟, 见何斌等, 2005)等典型的岩体都达到最大, 而在邓阜仙-锡田岩体却达到最小。

岩浆侵位机制的选择取决于岩浆上涌速度和由构造变形产生的侵位空间扩张速度, 当从以空间扩张速度为主到岩浆上涌速度为主, 岩浆侵位由被动转变为主动(Hutton, 1988)。这样可以合理地解释为



什么邓阜仙-锡田岩体虽然整体上具有与气球膨胀模型相同的特征,但是也有很多不同之处。在该印支期岩体,由接触带到中央依次轴状(锡田岩体南端)或非轴状(邓阜仙和锡田岩体北端)对称分布着不发育、欠发育到发育流面的相带(图 4a),应代表着由早到晚的三次脉冲侵入活动(图 8):

(1) 早期(图 8a): 可能在区域 SN 向挤压,EW 向拉张的状态下,岩浆首先侵入在锡田岩体北部和南

部。此时,侵位空间扩张速度大于岩浆上涌速度,但岩浆流速相对较小,悬浮在岩浆内的长石(斜长石和钾长石)等非等轴矿物斑晶没有发生定向排列。

(2) 中期(图 8b): 随着侵位空间扩张速度减缓,岩浆供给量增大,在邓阜仙岩体的位置开始侵入。此时上涌速度相对加快,强烈的岩浆流动使得其中密集的长石斑晶发生旋转和频繁的相互碰撞,开始出现平行流面的优选方位,即欠发育的流面构造。

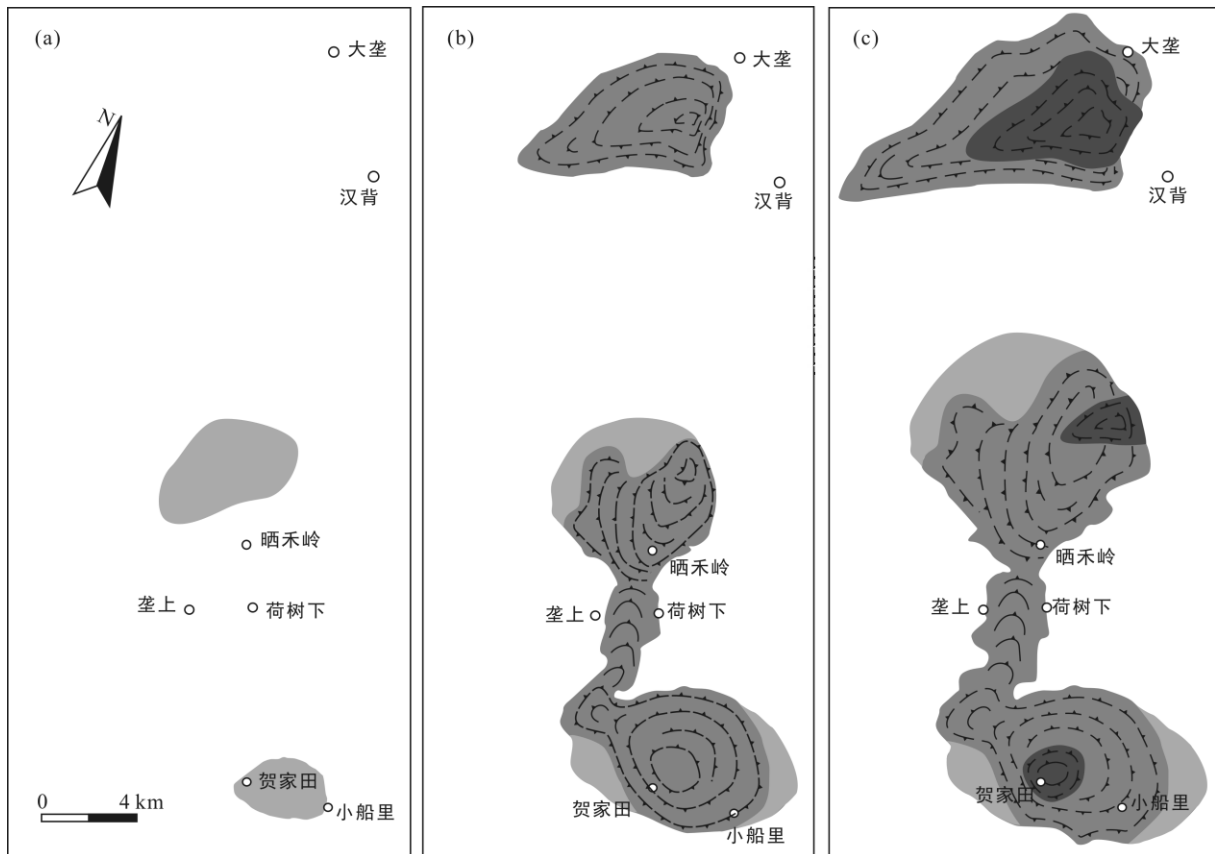


图 8 邓阜仙-锡田岩体印支期岩浆的侵位过程示意图

Fig.8 A three-stage scenario of the emplacement of Indosinian granitic magma in the Dengfuxian-Xitian area

(3) 晚期(图 8c): 可能由于区域挤压作用的不断加强,侵位空间扩张速度和岩浆供给量同时大幅度减缓,但是岩浆上涌速度却继续增大,岩浆的流变程度急剧加大,长石斑晶定向强烈。

平面上(图 4a),从早到晚,岩浆供给量趋向减小,而上涌速度却逐渐增大,最终导致岩浆侵位机制由被动为主转变到主动为主。此外,在岩浆供给量不变的情形下,如果区域挤压作用增强,那么侵位空间扩张速度降低,也会造成岩浆上涌速度增大。在这种岩浆侵位机制的转变中,究竟是岩浆上涌速度增大还是区域挤压作用增强起着主要贡献?这已经超出本文研究的范畴。

### 3.3 侵位与成矿的关系

在锡田岩体中部、北部与上古生界碳酸岩接触的边界及其附近普遍出现不同程度的矽卡岩化,形成大量的矿化点和众多的小型至大型多金属矿床(伍式崇等,2012)。由于迄今没有同位素年代学数据的制约,该期矽卡岩化及其相关矿化的时代还有不同的认识,即印支期和燕山期。考虑到燕山期花岗岩体分布零星,且规模很小,我们认为它们主体或全部形成在印支期花岗岩岩浆的侵位过程中。

如上所述,末次脉动侵位的岩浆供给量急剧减小,意味着岩浆对外围的挤压力大幅度减小。尽管在内侵过程中晚期侵位的岩浆难与围岩进行物质或

能量的交换,不利于成矿(冯佐海等,2009),但是在此情形下,由于先前侵位岩浆的冷凝甚至冷却,在侵入体边界上容易形成与其平行的张性裂缝,吸引同时或稍后的高温含矿热液注入、交代和沉淀出具有工业价值的矿床。相似的成矿机制出现在湖南川口三角潭钨矿床(宋宏邦等,2002;柳智,2012)。与该矿床有关的印支期-燕山早期花岗岩体同样经历了多期岩浆内侵活动。由于受逐次岩浆侵位、冷凝和冷却的影响,在围岩及较早期的侵入体内形成了大量平行或垂直侵入体边界的张性裂隙,这些裂隙不仅是矿液运移的重要通道,而且还是矿液结晶的主要空间。

## 4 结 论

在湘东中生代邓阜仙-锡田岩体的主体——印支期似斑状花岗岩中广泛发育流面构造,呈大致平行岩体边界的环带状分布,从外到内依次可识别出流面不发育、欠发育和发育三个相带,代表着由早至晚的三次岩浆脉动侵位。从仅有的两处包体轴比的测量结果上看,岩石应变强度很可能由外向内增大,意味着岩浆流动速度向内增大。

该期花岗岩侵位机制总体上类似于气球膨胀模型,即后续注入的岩浆不断向外推挤早先侵位的岩浆而获得空间。尽管岩浆流动速度很可能向内增大,但是岩浆供给量在最后一次脉动侵位时的急剧减少使得这种后续挤压作用突然变得不重要起来,导致该期花岗岩与典型的气球膨胀岩体如南非Chindamora岩体(Ramsay,1981)具有迥然不同的应变强度分布。这种变化非常有利于在岩体接触带上形成砂卡岩型矿床。

构造成因的片麻理局部出现,与流面的不同在于长石斑晶在前者呈椭圆状,明显被压扁拉长,而在后者呈短柱状,自形。该类型的片麻理多为陡立,走向总体上呈NE向,变形温度约500℃,说明印支期花岗岩在准固态至固态下遭受到NW-SE向的区域挤压作用。这种出现在岩浆冷凝过程中的同变形构造还可能包括欠发育流面的不均匀分布及其中不规则状的析离体。

致谢:参加野外地质调查的还有付建刚和李晖两位同仁,中国地质大学(武汉)马昌前教授和一位匿名审稿专家评阅了本文,提出了宝贵的意见和建议,在此一并表示感谢。

## 参考文献(References):

- 蔡新华,贾宝华.2006.湖南锡田锡矿的发现及找矿潜力分析.中国地质,33(5):1100-1108.
- 蔡杨,马东升,陆建军,黄卉.2011.湖南邓阜仙岩体和锡田岩体的地球化学及成矿差异性对比.矿物学报(增刊):4-6.
- 陈子龙,孙振家,杨楚雄.1991.邓阜仙钨矿床地质地球化学特征及成因研究.中南矿冶学院学报,22(2):117-122.
- 冯佐海,王春增,王葆华.2009.花岗岩侵位机制与成矿作用.桂林工学院学报,29(2):183-194.
- 付建明,伍式崇,徐德明,玛丽艳,程顺波,陈希清.2009.湘东锡田钨锡多金属矿区成岩成矿时代的再厘定.华南地质与矿产,3:1-7.
- 郭春丽,吴福元.2002.花岗岩定位机制研究进展.世界地质,21(4):313-320.
- 郭春丽,郑佳浩,楼法生,曾载林.2012.华南印支期花岗岩类的岩石特征、成因类型及其构造动力学背景探讨.大地构造与成矿学,36(3):457-472.
- 郭进京.1994.花岗岩构造和定位机制研究进展.华北地质矿产杂志,9(2):211-216.
- 何斌,徐义刚,王雅玫,韦必则.2005.北京西山房山岩体岩浆底劈构造及其地质意义.地球科学——中国地质大学学报,30(3):298-308.
- 华仁民,陈培荣,张文兰,姚军明,林锦富,张展适,顾晟彦.2005.南岭与中生代花岗岩类有关的成矿作用及其大地构造背景.高校地质学报,11(3):291-304.
- 黄卉,马东升,陆建军,蔡杨,谢旭.2011.湖南邓阜仙复式花岗岩体的锆石U-Pb年代学研究.矿物学报(增刊):590-591.
- 赖绍聪,隆平.1997.岩浆底劈侵位机制研究进展.地学工程进展,14(1-2):54-58.
- 刘国庆,伍式崇,杜安道,付建明,杨晓君,汤质华,魏君奇.2008.湘东锡田钨锡矿区成岩成矿时代研究.大地构造与成矿学,32(1):63-71.
- 柳智.2012.湖南川口三角潭钨矿床控矿构造研究.长沙:中南大学硕士学位论文:1-71.
- 吕贻峰.1994.国外花岗岩构造研究的某些新进展.地质科技情报,13(4):21-25.
- 罗洪文,曾钦旺,曾桂华,伍式崇,余阳春.2005.湘东锡田锡矿田矿床地质特征及矿床成因.华南地质与矿产,2:61-67.
- 马昌前.1988.北京周口店岩株侵位和成分分带的岩浆动力学机理.地质学报,62(4):329-341.
- 马铁球,柏道远,邝军,王先辉.2005.湘东南茶陵地区

- 锡田岩体锆石 SHRIMP 定年及其地质意义. 地质通报, 24(5): 415-419.
- 舒良树. 2012. 华南构造演化的基本特征. 地质通报, 31(7): 1035-1053.
- 宋宏邦, 黄满湘, 樊钟衡, 孙振家. 2002. 湖南川口三角潭黑钨矿床控矿构造特征及其与成矿的关系. 大地构造与成矿学, 26(1): 51-54.
- 宋新华, 周珣若. 1992. 邓阜仙花岗岩的构造环境、岩浆来源与演化. 现代地质, 6(4): 458-469.
- 宋新华, 周珣若, 吴国忠. 1988. 邓阜仙花岗岩熔融实验研究. 地质科学, 3: 247-258.
- 王磊, 汪雄武, 秦志鹏, 彭慧娟, 雷传扬, 张俊成, 周宇雄, 胡志莲, 唐晓倩. 2011. 浅谈岩浆侵位机制与成矿的关系. 矿物学报(增刊): 855-856.
- 王涛, 王晓霞, 李伍平. 1999. 试论花岗岩质深成岩体的复合定位机制及定位空间问题. 地质论评, 45(2): 142-150.
- 韦昌山, 蔡明海, 蔡锦辉, 汪雄武, 车勤建, 杜海燕. 2004. 华南地区中生代构造控矿规律探讨. 地质力学学报, 10(2): 113-121.
- 吴良士. 1998. 江西九瑞地区两种岩浆侵位类型及其成矿特征. 矿床地质, 17(1): 36-46.
- 吴自成, 刘继顺, 舒国文, 王伟, 马慧英. 2010. 南岭燕山期构造-岩浆热事件与锡田锡钨成矿. 地质找矿论丛, 25(3): 201-205.
- 伍式崇, 龙自强, 徐辉煌, 周云, 蒋英, 潘传楚. 2012. 湖南锡田锡钨多金属矿床成矿构造特征及其找矿意义. 大地构造与成矿学, 36(2): 217-226.
- 向必伟, 朱光, 王勇生, 谢成龙, 胡召齐. 2007. 糜棱岩化过程中矿物变形温度计. 地球科学进展, 22(2): 126-135.
- 谢桂青, 毛景文, 胡瑞忠, 李瑞玲, 曹建劲. 2005. 中国东南部中-新生代地球动力学背景若干问题的探讨. 地质论评, 51(6): 613-620.
- 许顺山, 吴淦国, 邓军. 1998. 岩浆侵位机制研究综述. 地质科技情报, 17(4): 8-14.
- 杨坤光, 刘强. 2002. 花岗岩构造与侵位机制研究进展. 地球科学进展, 17(4): 546-550.
- 杨晓君, 伍式崇, 付建明, 黄惠兰, 常海亮, 刘云华, 魏君奇, 刘国庆, 玛丽艳. 2007. 湘东锡田垄上锡多金属矿床流体包裹体研究. 矿床地质, 26(5): 501-511.
- 张志强. 1993. 花岗岩体定位机制研究进展综述. 地球科学进展, 8(2): 19-28.
- 郑建民, 谢桂青, 陈懋弘, 王三民, 班长勇, 杜金利. 2007. 岩体侵位机制对矽卡岩型矿床的制约. 矿床地质, 26(4): 481-486.
- Altenberger U and Wilhelm S. 2000. Ductile deformation of K-feldspar in dry eclogite facies shear zones in the Bergen Arcs, Norway. *Tectonophysics*, 320(2): 107-121.
- Bateman P C, Kistler R W and Degraff J V. 1984. Courtright intrusive zone: Sierra national forest, Fresno county, California: A field guide. *California Geology*, 37: 91-98.
- Bateman R. 1985. Aureole deformation by flattening around a diapir during in situ ballooning: The Gannibal Greek granite. *The Journal of Geology*, 93(3): 293-310.
- Brown M. 1994. The generation segregation, ascent and emplacement of granite magma: The migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews*, 36(1-2): 83-130.
- Castro A. 1987. On granitoid emplacement and related structures: A review. *Geologische Rundschau*, 76(1): 101-124.
- Clemens J D and Mawer C K. 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, 204(3-4): 339-360.
- Coward M P. 1976. Archean deformation patterns in southern Africa. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A*, 283(1976): 313-331.
- Daly R A. 1903a. The mechanics of igneous intrusion. *American Journal of Science*, 15: 269-298.
- Daly R A. 1903b. The mechanics of igneous intrusion (second paper). *American Journal of Science*, 16: 107-126.
- Grout F F. 1945. Scale models of structures related to batholiths. *American Journal of Science*, 243: 260-284.
- Hutton J. 1794. Observations on Granite. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 3(2): 77-85.
- Hutton D H W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: Inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79(2-3): 245-255.
- Hutton D H W. 1996. The 'space problem' in the emplacement of granite. *Episodes*, 19(4): 114-119.
- Lin J Z, Zhang Z C and Yu Z S. 2003. Investigation of the interactions between two contact fibers in the fiber suspensions. *Journal of Materials Science*, 38(7): 1499-1505.
- Lisle R J. 1985. Geological Strain Analysis: A Manual for the Rf/ method. Pergamon Press.
- Marsh B D. 1982. On the mechanics of igneous diapirism,

- stopping and zone melting. *American Journal of Science*, 282: 808–855.
- Passchier C W. 1987. Stable positions of rigid objects in non-coaxial flow: A study in vorticity analysis. *Journal of Structural Geology*, 9: 679–690.
- Paterson S R and Vernon R H. 1995. Bursting the bubble of ballooning plutons: A return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Geological Society of America Bulletin*, 107(11): 1356–1380.
- Petford N, Cruden A R, Mccaffrey K J W and Vigneresse J L. 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, 408: 669–673.
- Pitcher W S. 1979. The nature ascent and emplacement of granite magma. *Journal of Geology Society of London*, 136: 617–662.
- Ramsay. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill: 185–250.
- Ramsay. 1981. Emplacement mechanics of the Chindamora batholiths, Zimbabwe. *Journal of Structural Geology*, 3(1): 93–105.
- Stevenson C. 2009. The relationship between forceful and passive emplacement: The interplay between tectonic strain and magma supply in the Rosses granitic complex. *Journal of Structural Geology*, 31: 270–287.
- Stipp M, Stunitz H, Heibronner R and Schmid S M. 2002. The eastern Tonale fault zone: A 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology*, 24(12): 1861–1884.
- Urai J L. 1986. Dynamic recrystallization of minerals // *Mineral and rock deformation: Laboratory studies—The Paterson Volume*: 161–199.
- Vigneresse J L. 1995. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, 249(1995): 173–186.
- Weinberg R F, Sial A N and Pessoa R R. 2001. Magma flow within the Tavares pluton, northeastern Brazil: Compositional and thermal convection. *Geological Society of America Bulletin*, 113: 508–520.

## Emplacement Mechanism of Indosinian Dengfuxian-Xitian Granite Pluton in Eastern Hunan, South China

NI Yongjin<sup>1,2</sup>, SHAN Yehua<sup>1</sup>, WU Shichong<sup>3</sup>, NIE Guanjun<sup>1,2</sup>, ZHANG Xiaoqiong<sup>1,2</sup>, ZHU Haofeng<sup>3</sup> and LIANG Xinquan<sup>1</sup>

(1. CAS Key Laboratory of Marginal Sea Geology, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. 416 Geological Team, Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development of Hunan Province, Zhuzhou 412007, Hunan, China)

**Abstract:** In an Indosinian porphyritic granite that comprises a majority of the Mesozoic Dengfuxian-Xitian granite batholith in eastern Hunan, central South China, there exist two types of foliations, flow foliation and tectonic gneissosity. Their discrimination hinges on the configuration of plagioclase phenocrysts: they appear euhedral in the former and flattened in the latter. Flow foliations tend to parallel the contact between the pluton and the wall rocks, and they are non-developed, underdeveloped, and developed towards the center. On this point, the ballooning model can best explain the emplacement of the pluton. Owing to the dramatic decrease in magma supply at the final pulse, the strain intensity tends to increase towards the center, as is different from the strain distribution observed in classic ballooning plutons. Tectonic gneissosity is much more locally distributed, but strikes towards northeast in general, indicating that it should have formed in the subsolidus or solidus state during the NW-SE regional compression.

**Keywords:** foliation; ballooning; emplacement; syntectonic; Dengfuxian-Xitian granite pluton