

谢晋强, 张国伟, 鲁如魁等. 西秦岭温泉岩体的磁组构特征及其侵位机制意义. 地球物理学报, 2010, **53**(5): 1187~1195, DOI: 10.3969/j.issn.0001-5733.2010.05.021

Xie J Q, Zhang G W, Lu R K, et al. Magnetic fabric studies of Wenquan granite pluton in western Qinling Mountains and implications for emplacement mechanism. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2010, **53**(5): 1187~1195, DOI: 10.3969/j.issn.0001-5733.2010.05.021

西秦岭温泉岩体的磁组构特征及其侵位机制意义

谢晋强, 张国伟, 鲁如魁, 郭秀峰, 程 斌, 梁文天, 陈应涛

大陆动力学国家重点实验室, 西北大学地质学系, 西安 710069

摘 要 结合岩石磁学、磁化率各向异性度与区域构造分析了西秦岭温泉岩体的侵位机制及意义. 温泉岩体的样品的平均磁化率 k_m 值总体很大, 岩石磁学表明对于磁化率较低的样品, 顺磁性矿物(如黑云母等)对磁化率的贡献较大, 而少量铁磁性矿物(如磁铁矿等)可能作为剩磁载体. 对于磁化率较高的样品, 其主要载磁矿物为磁铁矿; 花岗岩样品的校正磁化率各向异性度 P_j 总体小于 1.2, 显示了岩体为流动磁组构的特征, 磁化率椭球体形态参数 T 总体大于 0, 扁率 E 总体大于 1, 以压扁椭球体为主; 岩体的磁面理同磁线理相比更为发育, 样品的磁面理普遍表现出围绕岩体边界分布的特点, 且倾角较陡; 而在岩体内部磁线理与磁面理分布相对散乱, 定向性差, 这一特征说明温泉岩体的磁组构主要由侵位时的侧向挤压作用形成的; 虽然岩体的磁组构特征总体显示了 N-NEE 和 SW 向的挤压作用, 但岩体侵位时由商丹缝合带闭合所产生的垂直于缝合带方向的挤压作用已相对较弱. 本文认为, 温泉岩体侵位时是一种弱挤压环境, 或者是一种相对稳定的环境甚至可能是一种相对引张的背景, 这与温泉岩体形成于后碰撞环境, 秦岭造山带已演化至后碰撞拆沉作用发生的伸展阶段所反映的区域构造背景是一致的.

关键词 磁组构, 岩体, 侵位, 西秦岭

DOI: 10.3969/j.issn.0001-5733.2010.05.021 中图分类号 P318 收稿日期 2009-06-10, 2010-03-18 收修定稿

Magnetic fabric studies of Wenquan granite pluton in western Qinling Mountains and implications for emplacement mechanism

XIE Jin-Qiang, ZHANG Guo-Wei, LU Ru-Kui, GUO Xiu-Feng,
CHENG Bin, LIANG Wen-Tian, CHEN Ying-Tao

State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, China

Abstract Wenquan pluton is situated in western Qinling Mountains and is adjacent to the south of Shangdan suture zone. Through analyses of regional tectonics and the anisotropy of low-field magnetic susceptibility (AMS) together with rock magnetism of 125 oriented samples, the emplacement mechanism of the pluton is studied. The values of most mean susceptibilities (k_m) show a wide variation range. Thermomagnetic curves demonstrate that the paramagnetic minerals such as biotite, acting as the main magnetic carriers, made dominant contributions to the magnetic susceptibility of the samples with low values, including a small contribution to remanence from small amount of magnetite. The magnetite, however, acted as the dominant magnetic carrier of the samples with high magnetic susceptibility values. The corrected anisotropy degree (P_j) of less than 1.2 can be regarded as flow magnetic fabrics based on

microscopic observations. The shape parameters (T) of most magnetic susceptibility ellipsoid display that the Wenquan pluton is dominated by oblate compressional fabric, and the magnetic foliations are dominant over magnetic lineations. In addition, it is well marked that most magnetic foliations of the samples on the border seem parallel to the edge of the granite pluton, which have relatively steep inclinations, and the interior magnetic lineations and foliations appear relatively disordered. Hence it can be inferred that the magnetic fabrics of the pluton are mainly formed by the lateral compression during the emplacement. Though the magnetic fabrics show N-NEE and SW compression as a whole, the compression caused by the closure of Shangdan suture zone in Indosinian became much weaker than the one in main orogeny stage. Consequently it can be concluded that the weak compression setting can be reflected by the characteristics of magnetic fabrics when the pluton emplaced, and furthermore the relatively sustained and even extension environment can be probable and understandable, which was consistent with the regional tectonic setting in the extension stage of the emergence of delamination when the Qinling orogenic belt evolved to post-collision stage.

Keywords Magnetic fabrics (AMS), Pluton, Emplacement, Western Qinling Mountains

1 引言

岩石中磁性矿物颗粒形态、结晶方向及分布的差异导致不同方向磁化率的差异,表现为岩石的磁化率各向异性(Anisotropy of low field Magnetic Susceptibility, AMS).研究表明,岩石磁化率椭球体的形态和空间方位与应变椭球体具有良好的对应关系^[1],反映了岩石组构的优势产状.如果岩石中线、面理发育较差或缺少明显的变形标志体时,可采用磁组构方法解析其应变及岩石组构特征.花岗岩的形成和侵位过程是大陆演化极其重要的组成部分,广泛分布的花岗岩类岩石是造山带的一个重要特征,它揭示了造山带构造演化及动力学过程^[2].花岗质岩浆在侵位、冷凝过程中受到力的作用而使其中的磁性矿物显示出一定的优选排列方位,表现为磁化率各向异性,而岩体在完全冷凝固结之后,磁组构就比较稳定,在低温低压的脆性变形条件下较难改变^[3],花岗岩保留了岩浆生成、运移、以及变形的各种记录^[4].因此,利用磁组构方法研究花岗岩岩浆动力学与构造侵位动力学已作为一种重要的研究手段被广泛应用,其理论体系日臻完善^[1,5~10].

前人对温泉花岗岩体开展了岩石学及地球化学等方面的研究工作^[11~14],得出温泉岩体具岩浆混合成因的特点,其岩浆来自于地壳中高 K(Rb)玄武质岩石的部分熔融等认识.但是关于温泉花岗岩体的构造特征和侵位机制及意义等方面至今仍缺乏相关研究,因此本文针对温泉岩体开展了岩石磁学方面

的分析,并结合区域构造特征对这些问题进行了初步探索.

2 岩体的地质背景

中晚三叠世,秦岭板块构造演化进入最后阶段,华北、扬子板块及其之间的秦岭微板块分别沿商丹和勉略两主缝合带发生了全面陆陆碰撞造山,强烈的造山作用引发了巨量花岗岩的产生并侵位于南、北秦岭,尤以西秦岭地区最为发育,集中沿商丹带两侧及勉略带北侧分布^[2].

温泉岩体作为其中之一侵位于西秦岭古生代的浅变质岩系中(图 1).岩体紧邻商丹主缝合带南侧,岩体地表形态似圆形,出露面积约 253 km²,为一复式岩体^[11].岩体以似斑状二长花岗岩为主,岩体的中部和西部分布较多的暗色闪长质微粒包体,少数包体成分较偏基性,同时包体内部捕虏晶(长石斑晶)较发育,其长轴方向与暗色微粒包体的长轴方向基本一致,且寄主岩石中包体群的排列与区域主构造线一致^[12].岩体的东部由北而南出露有岩浆混合作用中基性端元的 3 个岩石团块,其长轴方向与区域主构造线一致.此外,岩体捕虏体发育,且体积巨大,岩体同化混染及壳幔岩浆混合作用普遍强烈^[11~14].岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 223 Ma^[13].岩体与围岩接触边界出现热接触变质晕,接触面较陡.岩体侵吞切割 3 条区域逆冲断裂(F_1, F_2, F_3),这 3 条断裂总体呈 NW 向展布,倾向近 NE,倾角约 50°左右,断裂平直延伸^[15].

表 1 西秦岭温泉岩体磁组构参数

Table 1 Magnetic fabric data of the Wenquan pluton in the western Qinling Mountains

采样点	岩石类型	个数	k_m (μSI)	L	F	P_J	T	E	K_{\max}		K_{\min}		磁面理 产状
									产状	α_{95}	产状	α_{95}	
WQ01	钾长花岗岩	4	127	1.023	1.122	1.159	0.677	1.097	$88^\circ\angle 20^\circ$	3.7	$190^\circ\angle 32^\circ$	2.1	$10^\circ\angle 58^\circ$
WQ02	花岗闪长岩	11	26655	1.016	1.030	1.048	0.350	1.015	$297^\circ\angle 37^\circ$	14.9	$63^\circ\angle 38^\circ$	12.1	$243^\circ\angle 52^\circ$
WQ03	二长花岗岩	8	15666	1.082	1.116	1.210	0.154	1.032	$343^\circ\angle 71^\circ$	16.1	$145^\circ\angle 18^\circ$	5.2	$325^\circ\angle 72^\circ$
WQ04	二长花岗岩	10	20210	1.052	1.040	1.095	-0.137	0.989	$205^\circ\angle 62^\circ$	5.9	$59^\circ\angle 25^\circ$	10.3	$239^\circ\angle 65^\circ$
WQ05	二长花岗岩	12	18311	1.116	1.071	1.198	-0.235	0.960	$338^\circ\angle 9^\circ$	10.6	$81^\circ\angle 48^\circ$	7.1	$261^\circ\angle 42^\circ$
WQ06	二长花岗岩	8	12516	1.048	1.028	1.080	-0.305	0.981	$260^\circ\angle 43^\circ$	12.6	$23^\circ\angle 27^\circ$	16.1	$203^\circ\angle 63^\circ$
WQ07	花岗斑岩	8	36611	1.023	1.076	1.105	0.533	1.052	$106^\circ\angle 35^\circ$	24.3	$0^\circ\angle 27^\circ$	11.9	$180^\circ\angle 63^\circ$
WQ08	钾长花岗岩	11	276	1.037	1.042	1.083	0.086	1.006	$257^\circ\angle 29^\circ$	15.1	$17^\circ\angle 43^\circ$	16.9	$197^\circ\angle 47^\circ$
WQ09	二长花岗岩	9	1552	1.038	1.048	1.090	0.215	1.011	$258^\circ\angle 40^\circ$	13.4	$63^\circ\angle 49^\circ$	9.8	$243^\circ\angle 41^\circ$
WQ10	二长花岗岩	4	6702	1.076	1.077	1.161	0.052	1.003	$307^\circ\angle 10^\circ$	22.9	$202^\circ\angle 55^\circ$	6.3	$22^\circ\angle 35^\circ$
WQ11	二长花岗岩	7	7189	1.038	1.071	1.116	0.269	1.032	$303^\circ\angle 53^\circ$	12.7	$85^\circ\angle 31^\circ$	12.3	$265^\circ\angle 59^\circ$
WQ12	二长花岗岩	6	13116	1.056	1.066	1.127	0.100	1.010	$309^\circ\angle 3^\circ$	22.3	$39^\circ\angle 23^\circ$	23.6	$219^\circ\angle 67^\circ$
WQ13	二长花岗岩	7	12330	1.046	1.070	1.122	0.226	1.024	$196^\circ\angle 53^\circ$	17.8	$61^\circ\angle 36^\circ$	22.0	$241^\circ\angle 54^\circ$
WQ14	二长花岗岩	7	4588	1.035	1.078	1.124	0.362	1.043	$94^\circ\angle 34^\circ$	36.7	$338^\circ\angle 30^\circ$	31.7	$158^\circ\angle 60^\circ$
WQ15	二长花岗岩	7	15419	1.021	1.046	1.071	0.401	1.025	$89^\circ\angle 34^\circ$	17.6	$200^\circ\angle 31^\circ$	14.4	$20^\circ\angle 59^\circ$
WQ16	二长花岗岩	6	10821	1.048	1.038	1.090	-0.042	0.991	$200^\circ\angle 46^\circ$	16.0	$54^\circ\angle 45^\circ$	21.1	$234^\circ\angle 45^\circ$

注： k_m ：平均磁化率； L ：磁线理； F ：磁面理； P_J ：校正磁化率各向异性度； T ：磁化率椭球体形状参数； E ：磁化率椭球体扁率； K_{\max}/K_{\min} ：磁化率椭球体的最大/最小主轴方向； α_{95} ：95%置信圆角半径。

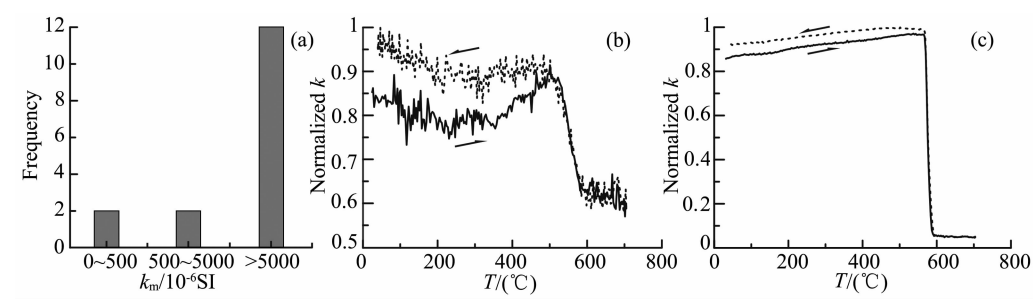


图 2 平均磁化率(k_m)分布直方图(a)和 k - T 曲线(b, c)

(b, c)中,实线代表加热曲线,虚线代表冷却曲线。(b)代表顺磁性矿物为主要的磁化率载体;(c)代表磁铁矿为磁化率的载体。

Fig. 2 Histograms of mean susceptibility (a) and k - T curves (b, c)

In (b, c), block curve represents heating leg, and broken curve represents cooling leg. (b) shows that paramagnetic minerals are the main magnetic carriers of samples. (c) shows that magnetite is the dominant magnetic carrier of samples.

较高的样品($k_m>500\ \mu\text{SI}$),铁磁性矿物如磁铁矿等的贡献可能较大^[1,18,19]。

4.2 磁性矿物

由于磁性矿物的不同,在其加热和冷却的过程中磁化率随温度的变化表现出不同的特征.因此可用这些特征来确定磁性矿物的种类和粒度分布^[20]。对于磁性矿物,在弱磁场中加热接近居里温度时会逐渐解阻,其磁化强度和磁化率通常会升高,并在解阻温度达到最大,然后逐渐下降,直到居里温度减为

零,此现象称为 Hopkinson 效应^[21]。

在对温泉岩体样品的矿物学及平均磁化率综合分析的基础上,为了进一步确定样品的主要载磁矿物,选取代表性样品进行了热磁实验,分析了样品磁化率随温度变化的特征(k - T 曲线)(图 2b, 2c)。

低磁化率样品的 k - T 曲线(图 2b)在初始部分呈现磁化率值随温度增加而减小的趋势,类似于顺磁性矿物的双曲线轨迹特征^[22]。但温度上升至约 300 °C 左右磁化率值开始增加,在温度约 580 °C 左

右磁化率迅速降低,表现出明显的 Hopkinson 效应,由于磁铁矿的居里点温度 $575\sim 585\text{ }^{\circ}\text{C}$ ^[22],表明样品在加热过程中有磁铁矿颗粒的存在^[23,24]. 在 $670\text{ }^{\circ}\text{C}$ 附近磁化率值出现明显的降低,说明可能有赤铁矿的存在^[25]. 从而进一步说明样品在加热过程中可能由于矿物的转变而产生磁铁矿^[24] 以及赤铁矿,冷却曲线与加热曲线是不可逆的,且冷却曲线显示出比加热曲线高的磁化率值,也暗示存在新生成的磁铁矿^[26]. 对于低磁化率样品的 $k-T$ (图 2b)曲线整体呈现出顺磁性矿物的双曲线轨迹与铁磁性矿物峰值的叠加^[27]. 因此,依据热磁实验及对磁化率的综合分析可以认为,对于温泉岩体磁化率较低的样品,顺磁性的页硅酸盐(如黑云母)可能是主要的磁化率载体^[5,28],而少量铁磁性矿物(如磁铁矿等)也可能作为部分剩磁载体.

一般来讲,天然样品的 $k-T$ 曲线同时受到磁性矿物成分和粒径分布等因素的共同影响,从而使其解释相当复杂,尤其不易判断弱磁性的矿物^[29].

高磁化率样品的 $k-T$ 曲线(图 2c)显示磁化率随温度的增加而平稳地升高,至约 $580\text{ }^{\circ}\text{C}$ 迅速降低,表现出一定的 Hopkinson 效应^[30],这是典型的纯磁铁矿的居里点的特性,其居里点温度为 $575\sim 585\text{ }^{\circ}\text{C}$ ^[22],表明样品中磁铁矿颗粒的存在,也暗示样品中磁铁矿在载磁矿物中优势较大^[31].

一般情况下,较大的铁磁性颗粒(MD)通常只有微弱的 Hopkinson 峰,甚至观测不到明显的峰值^[1,18,22],所以,温泉岩体高磁化率的样品中磁铁矿颗粒可能较大^[7]. 且冷却曲线与加热曲线基本可逆,说明样品在加热过程中矿物成分基本不发生变化,磁铁矿颗粒较纯^[29].

依据热磁实验及对磁化率的综合分析可以认为,对于温泉岩体磁化率较高的样品,磁铁矿是主要载磁矿物.

4.3 磁组构特征

4.3.1 磁化率椭球体形态及磁化率各向异性度

温泉岩体样品的形态参数 T 值分布直方图(图 3a)显示总体位于 $T>0$ 的压扁区,处于 $0\sim 0.4$ 的值占优势且分布较平均.

样品的校正磁化率各向异性度 P_J 值较低(图 3b),其频数直方图显示峰值为 $1.08\sim 1.1$,其中采样点 WQ03 的 P_J 值略大于 1.2 ,其余 15 个采样点的 P_J 值均小于 1.2 . 岩体磁化率各向异性度 P_J 值总体较小,符合 I 型花岗岩的磁组构特征^[32]. 磁组构对数 Flinn 图解(图 4)显示,温泉岩体样品多数位

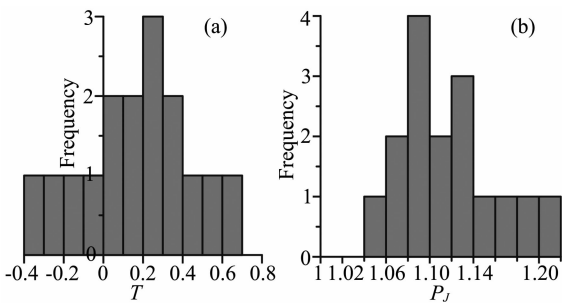


图 3 磁化率椭球体形状参数(T)(a)和校正磁化率各向异性度(P_J)(b)分布直方图
Fig. 3 Histogram of shape parameter (a) and corrected anisotropy degree (b)

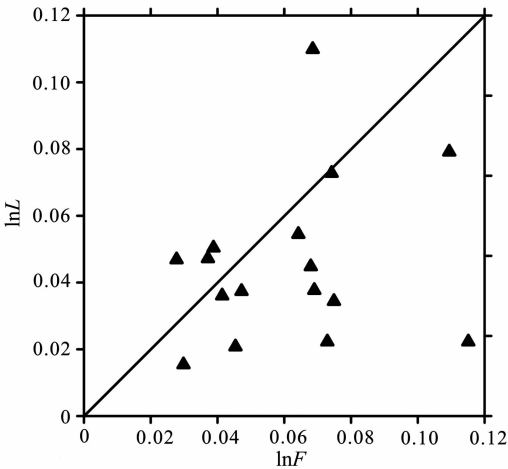


图 4 磁组构对数 Flinn 图解
Fig. 4 Flinn-type plot of $\ln L$ vs. $\ln F$

于 $\ln F=\ln L$ 线以下,即扁率 $E>1$ 的压扁椭球体,只有少数样点落在这一线的附近或上方. 这说明温泉岩体磁化率椭球体以压扁为主,磁面理较磁线理发育.

研究表明,在含有磁铁矿的花岗岩中磁铁矿的磁组构与黑云母的磁组构非常相似^[33],因此,含磁铁矿的岩体的磁组构可能优先反映了黑云母的优选方位^[18,28]. 温泉岩体样品的 $T-P_J$ (图 5a)、 k_m-P_J (图 5b)、 k_m-T (图 5c)图解表明 k_m 、 P_J 和 T 值并无明显的相关性,进一步印证了这一假设. 根据磁化率和岩石热磁分析可以认为,温泉岩体的磁组构主要是由黑云母和磁铁矿共同控制的,同时可能包含了其他磁性矿物(如角闪石)的贡献.

4.3.2 磁化率椭球体主轴方位分析

磁化率椭球体主轴方位与应变椭球体之间有良好的-致性,反映了岩石组构的优势产状,且具有一定的量值关系. 温泉岩体磁化率椭球体主轴方向总体存在一定趋势,但部分点分布相对散乱(图 6).

最小磁化率主轴(磁面理极点)倾角较小,极密中心位于第一象限,反映最小主应变轴多为 N-NEE 和 SW 向(图 6c). 最大磁化率主轴(磁线理方向)倾角较小,极密中心位于第二象限,反映了最大主应变轴以近东西向和 NW 向为主(图 6b). 可以看出,温泉岩体所有采样点的最小主应变轴总体表现为 N-NEE 和 SW 向的挤压,而最大主应变轴总体表现为

近东西向和 NW 向的拉伸的特征,二者所反映的构造应力环境相吻合.

岩体不同部位采样点的磁化率的主轴方向存在不均一性,反映出不同采样点的变形特征和程度也有所不同. 将每个样品的磁面理、磁线理与其实际采样点位置对应起来,从而探究岩体的变形特征和规律(图 7). 可以得出,温泉岩体样品的磁面理和

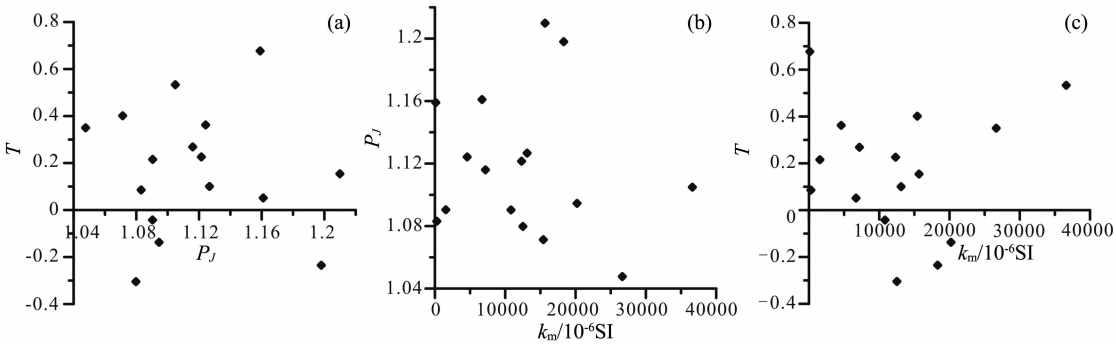


图 5 $T-P_J$ (a), k_m-P_J (b), k_m-T (c) 图解
Fig. 5 Diagram of T vs. P_J (a), k_m vs. P_J (b), k_m vs. T (c)

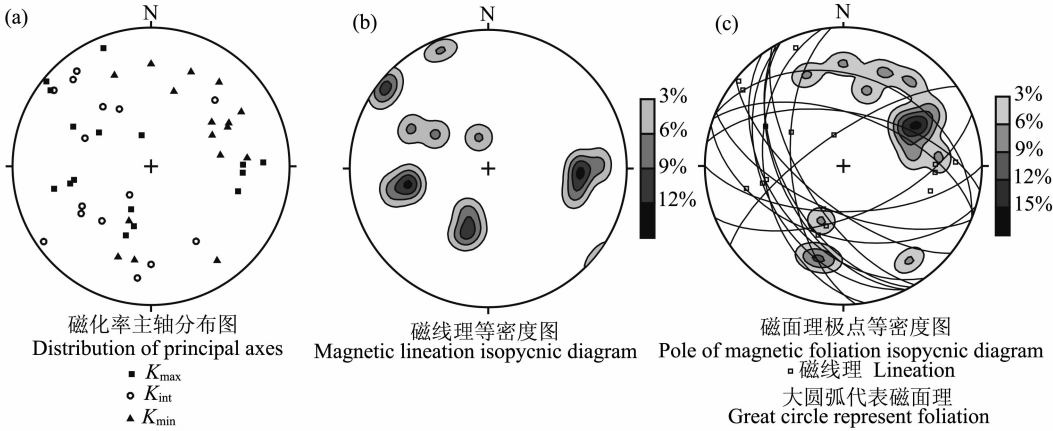


图 6 磁化率主轴方位赤平投影
Fig. 6 Stereographic projection of anisotropy directional data

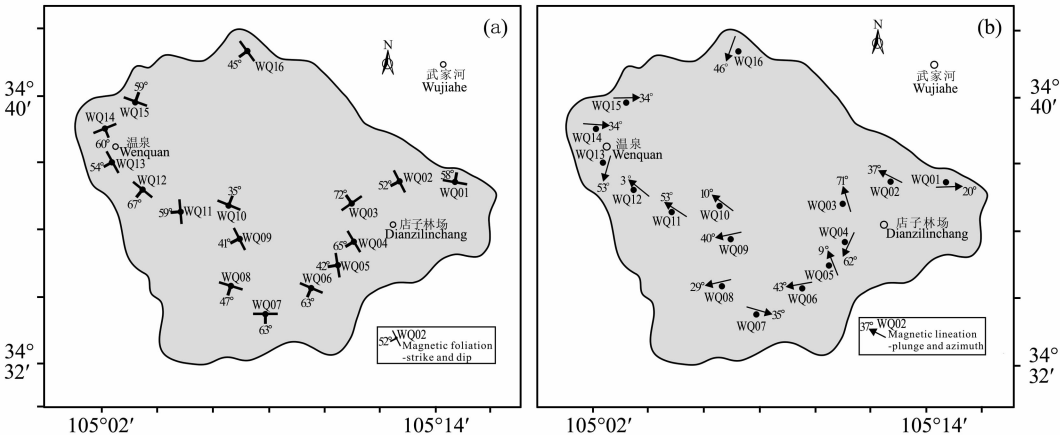


图 7 采样点位置及磁面理(a)和磁线理(b)分布图
Fig. 7 Sample sites and magnetic foliations (a) and lineations (b) map of the study area

磁线理产状与其所在的岩体的位置有关,岩体边缘的采样点样品大都有与岩体边界近平行的磁面理方向,且倾角较陡;岩体内部磁面理与磁线理产状分布相对散乱,一致性较差。

5 讨 论

区分流动磁组还是形变磁组是利用磁组构研究岩体侵位机制的关键。流动磁组形成于岩浆岩成岩时期,而形变磁组则是岩浆岩形成之后因受后期改造形成的^[34,35]。一般来讲,对于流动磁组,其磁化率各向异性度 P_J 值小于 1.2^[36]。从磁组构来看,温泉岩体的 P_J 值变化范围较小,除了采样点 WQ03 的 P_J 值为 1.21 略大于 1.2,其余 15 个采样点的 P_J 值总体变化介于 1.04~1.2 之间,具有岩浆流动磁组构的特征;从变形来看,温泉岩体的薄片观察未见由后期改造形成的塑性变形或动态重结晶和碎裂等固态变形特征^[12],即岩体无明显变质变形^[13],这说明温泉岩体几乎没有受到后期构造的改造或改造极弱^[37]。因此,可认为温泉岩体的磁组构是岩体侵位时形成的流动磁组构。

由于受区域动力学背景控制,板缘构造发展至中三叠世(T_2),南北秦岭之间的残余洋盆沿商丹主缝合带全部闭合,继之发生秦岭地区全面陆陆碰撞造山运动^[2]。研究表明,秦岭地区早中生代时期地壳明显增厚,并可能在增厚地壳的下部发生了高压麻粒岩(或榴辉岩)的相变,由于麻粒岩(或榴辉岩)密度很高而发生拆沉作用^[14,38],进入软流圈上地幔,地幔物质上涌减压熔融形成基性岩浆,最后与地壳中熔融的酸性岩浆发生混合,形成了大量混合成因的花岗岩。温泉岩体具有壳幔岩浆混合成因的特点^[11~14],于晚三叠世^[13](岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 223 Ma)侵位于商丹主缝合带的南侧,形成于缝合带闭合之后,且岩体具有后碰撞成因花岗岩的特点^[14]。

虽然温泉岩体的磁化率椭球体主轴方位总体显示了 N-NEE 和 SW 向的挤压、近东西向和 NW 向的拉伸的构造应力特征。但温泉岩体的磁组构特征区别于典型挤压应力场环境中侵位的花岗岩体的磁组构特征^[39]。后者的磁组构特征表现为磁化率各向异性度值 P_J 及磁化率椭球体形态参数 T 较大^[9],磁面理走向与岩体边界以及区域构造线的一致性较好,且磁线理的方向与岩体流向也具有很好一致性^[40],在岩体内部磁面理与磁线理分布较边部相对

散乱且一致性较差。而温泉岩体的磁组构特征则表现为磁化率各向异性度值 P_J 及磁化率椭球体形态参数 T 较小,采样点样品的磁面理普遍表现出围绕岩体边界分布的特点,而在岩体内部磁线理与磁面理分布相对散乱,定向性差。磁组构总体特征说明在岩体侵位时由于商丹缝合带闭合所产生的垂直于缝合带方向的挤压作用相对较弱。温泉岩体在接近塑性状态下侵位,在岩体内部和边缘形成了流动磁组构,岩浆在侵位时在岩体边缘发生了侧向挤压作用^[4]。而岩体磁面理和磁线理相对较差的一致性指示了岩浆流速缓或流动距离小的特点。

由此可见,温泉岩体的磁组构特征反映了岩体侵位时是一种弱挤压环境,或者是一种相对稳定的环境甚至可能是一种相对引张的背景,这与岩体形成于后碰撞环境,秦岭造山带已演化至后碰撞拆沉作用发生的伸展阶段^[14]所反映的区域构造背景是一致的。文中所得出的温泉岩体的磁组构特征正是从岩石磁学的角度反映了在区域主变形之后的这次重要的垂向增生和岩浆侵位作用。

6 结 论

通过对温泉岩体磁组构及岩石磁学的研究,得出以下结论:

(1)样品的平均磁化率 k_m 值总体很大,岩石磁学表明对于磁化率较低的样品,顺磁性矿物(如黑云母等)对磁化率的贡献较大,而少量铁磁性矿物(如磁铁矿等)可能作为部分剩磁载体。对于磁化率较高的样品,其主要载磁矿物为磁铁矿。

(2)样品的校正磁化率各向异性度 P_J 总体小于 1.2,显示了岩体为流动磁组构的特征,磁化率椭球体形态参数 T 总体大于 0,扁率 E 总体大于 1,以压扁椭球体为主。

(3)磁面理同磁线理相比更为发育,样品的磁面理普遍表现出围绕岩体边界分布的特点,且倾角较陡;而在岩体内部磁线理与磁面理分布相对散乱,定向性差。这一特征说明温泉岩体的磁组构主要由侵位时的侧向挤压作用形成的。

(4)温泉岩体的磁组构特征反映了岩体侵位时是一种弱挤压环境,或者是一种相对稳定的环境甚至可能是一种相对引张的背景,这与温泉岩体形成于后碰撞环境,秦岭造山带已演化至后碰撞拆沉作用发生的伸展阶段所反映的区域构造背景是一致的。

致谢 感谢西北大学地质学系张成立教授和岳乐平教授在本文写作过程中给予的指导,西北大学大陆动力学国家重点实验室王建其高级工程师和硕士生孙落在样品加工与测试分析中提供了无私的帮助,匿名审稿专家中肯的意见和编辑耐心指正使本人受益匪浅,在此深表谢意!

参考文献(References)

- [1] Tarling D H, Hrouda F. The Magnetic Anisotropy of Rocks. London: Chapman and Hall, 1993. 1~189
- [2] 张国伟, 张本仁, 袁学诚等. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社, 2001. 519~581
Zhang G W, Zhang B R, Yuan X C, et al. Qinling Orogen and Continental Dynamics (in Chinese). Beijing: Science Press, 2001. 519~581
- [3] 余钦范, 郑敏. 岩石磁组构分析及其在地质上的应用. 北京: 地质出版社, 1992. 68~78
Yu Q F, Zheng M. Magnetic Fabric Analysis of Rocks and Its Application in Geology (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 1992. 68~78
- [4] 周伟新, 万天丰. 崔召花岗岩岩体的磁组构特征及其构造侵位意义. 岩石学报, 1999, **15**(1): 83~88
Zhou W X, Wan T F. Magnetic fabrics of Cuizhao granitic pluton and its tectonic emplacement significance. *Acta Petrologica Sinica* (in Chinese), 1999, **15**(1): 83~88
- [5] Borradaile G J, Henry B. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Science Reviews*, 1997, **42**: 49~93
- [6] Boummane M H, Olivier P. The Oulad Variscan granitic pluton (Jebilet Massif, Southwestern Moroccan Meseta): a forcibly emplaced laccolithic intrusion characterized by its magnetic and magmatic fabrics. *Journal of African Earth Sciences*, 2007, **47**: 49~61
- [7] Stevenson C T E, Owens W H, Hutton D H W. Flow lobes in granite: the determination of magma flow direction in the Trawenagh Bay Granite, northwestern Ireland, using anisotropy of magnetic susceptibility. *Geological Society of America Bulletin*, 2007, **119**(11/12): 1368~1386
- [8] Nagaraju J, Chetty T R K, Vara Prasad G S, Patil S K. Transpressional tectonics during the emplacement of Pasupugallu Gabbro Pluton, Western margin of Eastern Ghats Mobile Belt, India: evidence from AMS fabrics. *Precambrian Research*, 2008, **163**: 86~101
- [9] 杨坤光, 刘强, 刘育燕等. 大别山双河同构造花岗岩体显微构造与磁组构研究. 中国科学(D辑), 2003, **33**(11): 1050~1056
Yang K G, Liu Q, Liu Y Y, et al. Study on microstructure and magnetic fabrics of syntectonic granite of Shuanghe in Dabie Mountain. *Science in China (Series D)* (in Chinese), 2003, **33**(11): 1050~1056
- [10] 郭秀峰, 张国伟, 梁文天等. 南秦岭金池院与张家坝岩体磁组构特征和构造意义. 地质论评, 2009, **55**(3): 435~443
Guo X F, Zhang G W, Liang W T, et al. Magnetic fabrics and tectonic implications of Jinchiyuan and Zhangjiaba plutons in Southern Qinling Mountains. *Geological Review* (in Chinese), 2009, **55**(3): 435~443
- [11] 李永军, 丁仁平, 陈永彬等. 西秦岭温泉花岗岩体的新认识. 华南地质与矿产, 2003, **3**: 8~11
Li Y J, Ding S P, Chen Y B, et al. New knowledge on the Wenquan granite in western Qinling. *Geology and Mineral Resources of South China* (in Chinese), 2003, **3**: 8~11
- [12] 李永军, 李注苍, 丁仁平等. 西秦岭温泉花岗岩体岩石学特征及岩浆混合标志. 地球科学与环境学报, 2004, **26**(3): 7~12
Li Y J, Li Z C, Ding S P, et al. Petrology features and magma mingling marks of the Wenquan granite from western Qinling. *Journal of Earth Sciences and Environment* (in Chinese), 2004, **26**(3): 7~12
- [13] 张宏飞, 靳兰兰, 张利等. 西秦岭花岗岩类地球化学和Pb-Sr-Nd同位素组成对基底性质及其构造属性的限制. 中国科学(D辑), 2005, **35**(10): 914~926
Zhang H F, Jin L L, Zhang L, et al. The restriction of basal characters and tectonic attributes of West Qinling from geochemistry and Pb-Sr-Nd isotope of granites. *Science in China (Series D)* (in Chinese), 2005, **35**(10): 914~926
- [14] 张成立, 王涛, 王晓霞. 秦岭造山带早中生代花岗岩成因及其构造环境. 高校地质学报, 2008, **14**(3): 304~316
Zhang C L, Wang T, Wang X X. Origin and tectonic setting of the early Mesozoic granitoids in Qinling Orogenic belt. *Geological Journal of China Universities* (in Chinese), 2008, **14**(3): 304~316
- [15] 裴先治, 丁仁平, 李勇等. 1:250000天水市幅区域地质调查报告. 西安: 长安大学地质调查研究院, 2004
Pei X Z, Ding S P, Li Y, et al. Report of 1:250000 Tianshui geological map (in Chinese). Xi'an: Geological Survey Department of Chang'an University, 2004
- [16] 梁文天, 张国伟, 鲁如魁等. 秦祁接合带造山缝合带磁组构特征及其构造意义. 地球物理学报, 2009, **52**(1): 140~149
Liang W T, Zhang G W, Lu R K, et al. Magnetic fabric study and its tectonic significance of suture zones in joint area of Qinling and Qilianshan. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, **52**(1): 140~149
- [17] Trubač J, Žák J, Chlupáčová M, et al. Magnetic fabric of the Říčany granite, Bohemian Massif: a record of helical magma flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2009, **181**: 25~34
- [18] Rochette P. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structure Geology*, 1987, **9**: 1015~1020
- [19] Chadima M, Hrouda F, Melichar R. Magnetic fabric study of the SE Rhenohercynian Zone (Bohemian massif): implications for dynamics of the Paleozoic accretionary wedge. *Tectonophysics*, 2006, **418**: 93~109

- [20] Van Velzen A J, Dekkers M J. The incorporation of thermal methods in mineral magnetism of loess-paleosol sequence: a brief overview. *Chinese Science Bulletin*, 1999, **44**(Suppl. 1): 53~63
- [21] Cillinson D W. Methods in Rock Magnetism and Paleo Magnetism: Techniques and Instrumentation. London: Chapman and Hall, 1983
- [22] Hrouda F, Müller P, Hanák J. Repeated progressive heating in susceptibility vs. temperature investigation: a new palaeotemperature indicator. *Physics and Chemistry of the Earth*, 2003, **28**: 653~657
- [23] Dagmar Gregorová, František Hrouda, Milan Kohút. Magnetic susceptibility and geochemistry of Variscan West Carpathian granites: implications for tectonic setting. *Physics and Chemistry of the Earth*, 2003, **28**: 729~734
- [24] Talbot J Y, Faure M, Chen Y, et al. Pull-apart emplacement of the Margeride granitic complex (French Massif Central). Implications for the late evolution of the Variscan orogen. *Journal of Structural Geology*, 2005, **27**: 1610~1629
- [25] František Hrouda, Marián Putis, Ján Madarás. The Alpine overprints of the magnetic fabrics in the basement and cover rocks of the Veporic Unit (Western Carpathians, Slovakia). *Tectonophysics*, 2002, **359**: 271~288
- [26] Archanjo C J, Silva E R, Caby R. Magnetic fabric and pluton emplacement in a transpressive shear zone system: the Itaporanga porphyritic granitic pluton (northeast Brazil). *Tectonophysics*, 1999, **312**: 331~345
- [27] Krystof Verner, Jiri Zák, František Hrouda, et al. Magma emplacement during exhumation of the lower-to mid-crustal orogenic root: the Jihlava syenitoid pluton, Moldanubian Unit, Bohemian Massif. *Journal of Structural Geology*, 2006, **28**: 1553~1567
- [28] Román-Berdiel T, Casas A M, Oliva-Urcia B, et al. The main Variscan deformation event in the Pyrenees: new data from the structural study of the Bielsa granite. *Journal of Structural Geology*, 2004, **26**: 659~677
- [29] 敖红,邓成龙. 磁性矿物的磁学鉴别方法回顾. 地球物理学进展, 2007, **22**(2): 432~442
- Ao H, Deng C L. Review in the identification of magnetic minerals. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 2007, **22**(2): 432~442
- [30] Ricardo I F Trindade, M Irene B Raposo, Marcia Ernesto, et al. Magnetic susceptibility and partial anhysteretic remanence anisotropies in the magnetite-bearing granite pluton of Tourão, NE Brazil. *Tectonophysics*, 1999, **314**: 443~468
- [31] Salazar C A, Archanjo C J, Babinski M, et al. Magnetic fabric and zircon U-Pb geochronology of the Itaoca pluton: implications for the Brasiliano deformation of the southern Ribeira Belt (SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 2008, **26**: 286~299
- [32] Jelinek V. Characterization of magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 1981, **79**: 63~67
- [33] Grégoire V, Darrozes J, Gaillot P, et al. Magnetite grain shape fabric and distribution anisotropy vs rock magnetic fabric: a three-dimensional case study. *Journal of Structural Geology*, 1998, **20**: 937~944
- [34] Henry B. The magnetic fabric of the egletons granite (France): separation and structural implication. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1988, **51**(4): 253~263
- [35] Venera Z, Schulmann K, Kröner A. Intrusion within a transtensional tectonic domain: the Čistá granodiorite (Bohemian Massif)-structure and rheological modeling. *Journal of Structural Geology*, 2000, **22**: 1437~1454
- [36] Hrouda F. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Surveys in Geophysics*, 1982, **5**: 37~82
- [37] 张进江. 大型走滑带内同构造花岗岩的判别标志. 地质科技情报, 1999, **18**(4): 23~26
- Zhang J J. Indications for syntectonic granites in large-scale strike-slip zone. *Geological Science and Technology Information* (in Chinese), 1999, **18**(4): 23~26
- [38] 高山, 张本仁, 金振民等. 秦岭—大别造山带下地壳拆沉作用. 中国科学(D辑), 1999, **29**(6): 532~541
- Gao S, Zhang B R, Jin Z M, et al. Delamination of lower crust of Qinling-Dabie orogenic belts. *Science in China (Series D)* (in Chinese), 1999, **29**(6): 532~541
- [39] Román-Berdiel T, Aranguren A, Cuevas J, et al. Compressional granite-emplacement model: structural and magnetic study of the Trives Massif (NW Spain). *Lithos*, 1998, **44**: 37~52
- [40] Guillet P, Bouchez J L, Wagner J J. Anisotropy of magnetic susceptibility and magnetic structures in the Guéraude granite massif (France). *Tectonics*, 1983, **2**: 419~429

(本文编辑 何燕)