

新疆克拉玛依北西西向岩墙群侵位的磁组构证据

李乐^{1,3)}, 侯贵廷^{1,2)}, 杨彦平³⁾, 肖芳锋¹⁾, 王延欣¹⁾

1) 教育部造山带与地壳演化重点实验室, 北京大学地球与空间科学学院, 北京, 100871;

2) 北京大学石油与天然气研究中心, 北京, 100871;

3) 新兴铸管股份有限公司, 新兴际华集团有限公司, 北京, 100020

内容提要:准噶尔盆地西北缘克拉玛依地区广泛发育二叠纪中基性岩墙群, 该区岩墙被认为是碰撞后伸展的典型产物。本文根据岩墙宏观野外特征和镜下显微构造分析(岩墙分支、捕虏体、矿物线理和定向斑晶)得出研究区北西西—南东东向岩墙侵位方向由北西西向南东东侵位。通过对该区岩墙边界采样后进行磁化率各向异性测量得到磁组构的最大磁化率长轴优势方位分布图和磁组构各向异性特征分析, 进一步指示其岩浆以一定仰角由北西西向南东东侵位。结合克拉玛依地区岩墙群与达拉布特深大断裂的时空分布特征推测该区北西西向岩墙岩浆来源于北西侧的达拉布特断裂, 岩浆沿着达拉布特深大断裂上侵到先存裂隙而形成岩墙。

关键词: 岩墙群; 流动构造; 磁组构; 侵位机制; 新疆克拉玛依

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, 其排列方式常常受岩浆在侵位过程中的构造作用与热动力控制。因此, 可以通过岩石的 AMS 来解释岩浆侵位的构造背景与变形状态(万天丰等, 2000)。中基性岩墙群与其相应的拉张背景下的岩浆活动是岩石圈(地壳)伸展的重要证据, 也是超大陆开始裂解或地幔柱活动的标志(侯贵廷等, 1998; 彭澎等, 2002; Zhai M G et al., 2003)。岩墙群作为一种特殊的构造岩浆类型, 在早期大陆地壳演化研究中具有重要意义, 是古大陆伸展构造和克拉通构造演化的重要构造对比标志(Hoek M G et al., 1995; Li T S et al., 2010), 也是古大陆再造的重要对比标志(侯贵廷等, 2001; Halls, 1987; 陈孝德等, 1992; Hou G T et al., 2010)。对于磁组构作为岩墙群侵位证据方面的研究, 前人做了大量的工作(Gregoire et al., 1995; Rochette et al., 1992; Baragar et al., 1996)。Archanjo 等(2000)对磁组构进行了研究, 发现巴西东海岸白垩纪岩墙群在中心部位的最大磁化率主轴近直立而向边缘逐渐变水平, 由此推断其岩浆源位于其中部。Callot 等(2001)应用岩墙磁化率各向异性(AMS)测量得到的磁组构数据说明了格陵兰东

缘与第三纪大西洋张开相关的岩墙群岩浆侵位机制以水平流动为主, 揭示了岩浆侵位的一种新方式。Craddock 等(2008)利用岩墙磁化率各向异性数据分别研究了冰岛岩墙(平行于裂谷边界型岩墙)、加拿大 Aishihik 岩墙群(垂直于增生边界型)岩浆垂直侵位的特征。

我国新疆地区广泛分布二叠纪岩墙, 近年来国内学者对新疆北部阿尔泰地区、准噶尔西北缘、北天山山前地区、南疆库鲁克塔格地区、巴楚地区以及阿尔金等地区分布的二叠纪岩墙群展开了系统研究(陈立辉等, 2006; 校佩曦等, 2006; Zhang Z C et al., 1998)。准噶尔盆地西北缘地区广泛发育中基性岩墙群, 其时代主要集中于二叠纪, 被认为是碰撞后伸展的典型产物(李辛子等, 2004; 齐进英, 1993)。本文利用磁组构对其侵位机制进行研究填补了相应领域的空白, 有助于解释准噶尔西北缘地区二叠纪的岩浆—构造事件及大地构造环境, 进一步研究准噶尔西北缘地区的地质与构造演化过程。

1 区域地质背景

准噶尔盆地是我国西部重要的大型含油气盆地之一, 经历了多期构造运动。从大地构造位置上看,

注: 本文为国家 973 项目(编号 2009CB219302)和国家自然科学基金项目(编号 40772121)资助的成果。

收稿日期: 2012-04-19; 改回日期: 2013-05-10; 责任编辑: 郝梓国, 黄敏。

作者简介: 李乐, 男, 1985 年生。博士研究生, 构造地质学专业, 主要从事构造裂缝研究。Email: ye4lile@163.com。通讯作者: 侯贵廷, 男, 1964 年生。教授, 博士生导师, 构造地质学专业, 主要从事岩墙群研究。Email: gthou@pku.edu.cn。

准噶尔盆地属于中亚造山带的一部分(图 1)。准噶尔盆地位于哈萨克斯坦板块、西伯利亚板块和塔里木板块的结合部位,周围被造山带分割:南部为天山,北部为阿尔泰,西部为西准造山带,东部为以克拉美丽为代表的东准造山带,与近东西走向的天山山脉和北西—南东走向的阿尔泰山脉构成了陆内大型盆地地貌格局(王伟锋等,1999)。通过对新疆西北缘克拉玛依北西西向岩墙群的磁组构的分析,搞清楚岩墙群的侵位方向,对于研究岩浆流动方向、岩浆源方位和该区构造动力学具十分重要的意义。

准噶尔经历了中奥陶世—泥盆纪洋盆的多次开闭(Coleman,1989;胡霁琴等,1997),造成一系列拉张—汇聚阶段建造的交替和侧向迁移。泥盆纪末,西准噶尔全部转入汇聚阶段,成为宽阔的弧—盆系环境。自石炭纪形成以来,准噶尔盆地先后经历了晚海西、印支、燕山和喜马拉雅运动,发育了多期断裂、褶皱构造。盆地早石炭世末全面固结,有大规模钾长花岗岩生成,晚石炭世后稳定,局部堆积磨拉石及有少量二叠纪孤立非造山侵入体生成。大量的花岗岩类和少量的镁铁—超镁铁杂岩在晚石炭世和二叠

纪期间侵位,同位素年龄在 330~250Ma 之间(Han B F et al.,1997;韩宝福等,1998,2006;何国琦等,1995;李锦轶等,2006)。花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为 321Ma(Kwon et al.,1989)。这些后碰撞幔源岩浆岩是岩浆底垫、地壳垂向生长在上地壳的表现。在后碰撞演化阶段,伴随碰撞后伸展过程,二叠纪岩浆活动是地壳伸展的产物。准噶尔盆地西部的花岗岩及其周围大量二叠纪岩墙群是这种伸展活动的直接证据(Coleman,1989;Feng Y et al.,1989,Han B F et al.,1999),同时西准噶尔地区二叠纪岩墙群的形成代表了后碰撞阶段一次重要的壳幔相互作用的构造—热事件(李辛子等,2005)。其中达拉布特蛇绿混杂岩带北侧的岩墙群主要分布在阿克巴斯套岩体与庙尔沟岩体中,在围岩中也有少量产出。混杂岩带以南的 956 岩体、916 岩体以及包古图地区,其岩墙群主要侵入下石炭统火山岩—硅质岩中,其中克拉玛依西北处的 916 岩体和 956 岩体内广泛分布着近平行的北西西向几千条岩墙,构成规模较大的岩墙群(图 2)。这些岩体由富斜—斜长花岗岩及钾质花岗岩、角闪花岗岩构成,局部产出辉石闪长岩,具

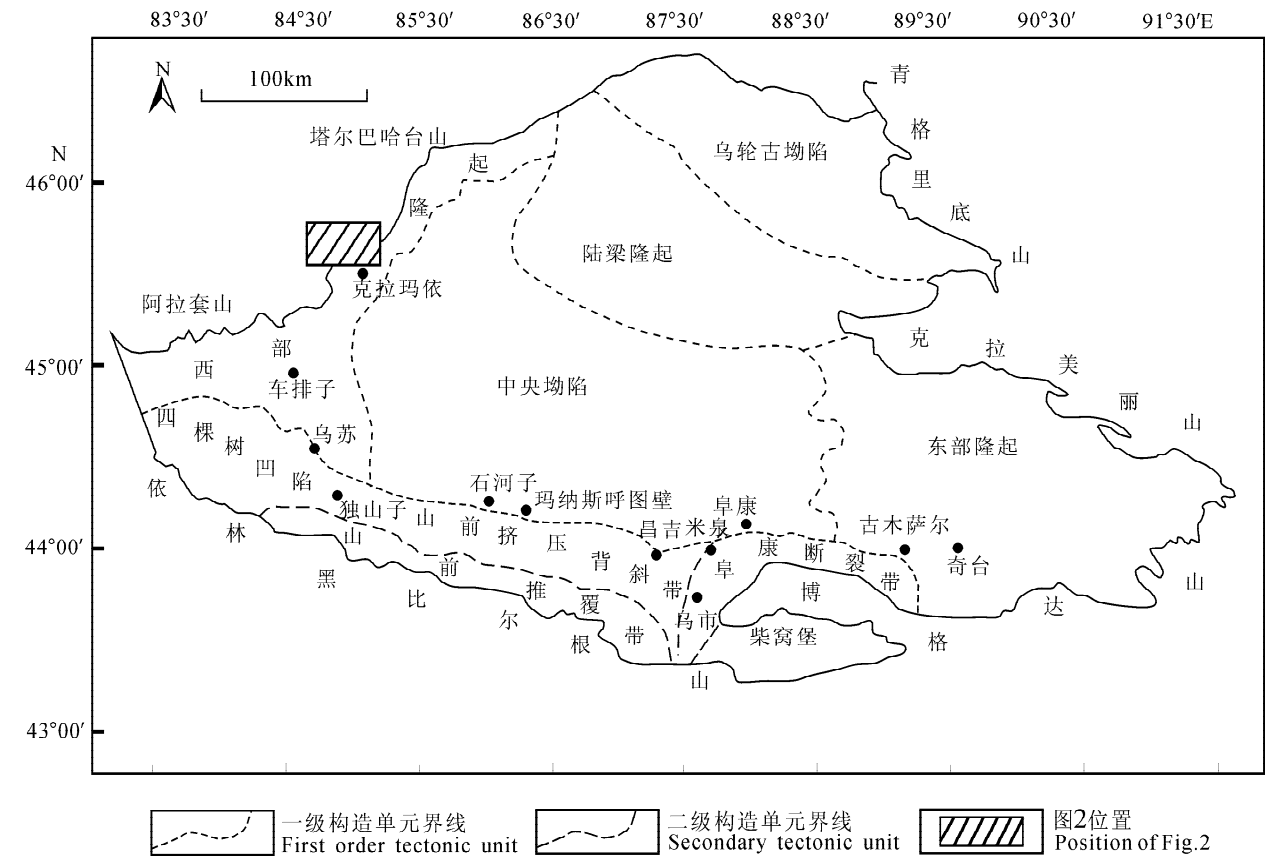


图 1 准噶尔盆地构造格架图(据陈书平等,2007)

Fig. 2 Tectonic map of Junggar Basin (after Chen S P et al., 2007)

亏损地幔特点(李辛子等,2004)。据统计,岩墙群年龄从石炭纪至侏罗纪均有分布,但是以二叠纪为主(王延欣,2009)。

2 岩墙群侵位的流动构造

本文主要研究 956 岩体北部北西西向岩墙的流动构造与磁化率各向异性特征(图 3)。研究区岩墙密集排列,在 956 岩体北部,每相隔 50m 左右就会有 1 条岩墙出露。岩墙一般长 3~4km,最长可达 7~8km,短者仅为 50~60m,一般宽 0.5~5m,最宽者可达 15m,最窄者在 0.3m 以下。平面上岩墙走向较稳定、平直,产状不受地形影响,并且岩墙一般为地形高点或是丘状高地的山脊;剖面上一般较平直,但有少量呈楔状,总体上向上分支变细,继而尖灭。大岩墙末端可分成几个小岩墙。岩墙一般可见 1~3cm 的冷凝边,围岩具 1~3cm 的浅黄褐色弱烘

烤边,少数围岩具挤压片理化构造,说明岩浆侵位与张裂隙形成时间比较接近,并且岩浆以主动方式侵入,冷却速度较快。岩墙以 NWW—SEE(280°~310°)走向为主,亦有少量 NE—SW(30°~60°)走向的小规模岩墙。

岩浆在侵位到现存的破裂并冷却的过程中保留了其流动构造,包括岩墙的分支、分叉,岩墙中围岩捕虏体特征,岩墙或围岩的边缘形态特征,接触带的长轴矿物的排列特征等。根据岩墙的流动构造,可以深入研究岩浆的流动方向和深部侵位机制(Ernst et al.,1992;Liss et al.,2002;Callot et al.,2003;侯贵廷等,2003)。

在克拉玛依地区广泛发育的中基性岩墙群中发现了保存完好的流动构造。岩墙的形成过程中,岩浆作为一种流体,在岩浆通道中如果遇到阻碍,岩浆就会绕道而行或另辟蹊径,从而形成岩墙的分支分

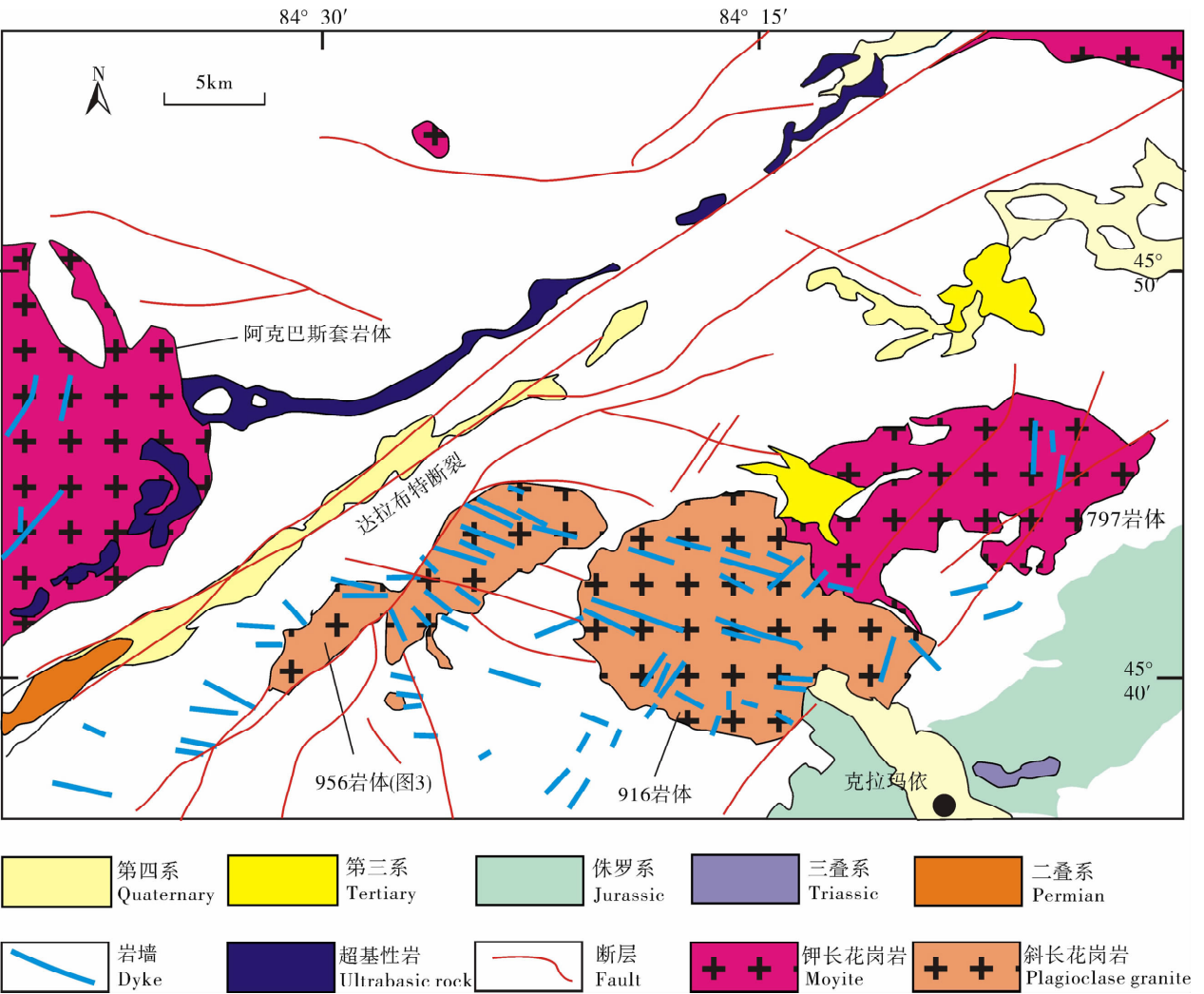


Fig. 2 The simple geological diagram for the Karamay dyke swarm, Xinjiang

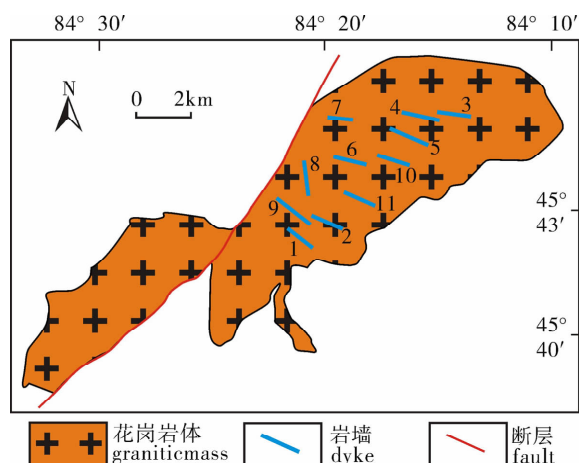


图3 新疆克拉玛依956岩体内岩墙位置及编号图

Fig. 3 Location and serial numbers of dykes in 956 granitic rock, Karamay, Xinjiang

叉。这些构造在一定程度上指示了岩浆的流动方向(侯贵廷等,2010)。特别是在岩墙的尾端,当岩浆的能量不足以继续强有力地开辟道路时,岩浆会屈存于狭小的空间或先存小裂隙中,从而形成明显的尾部分叉,犹如扫帚状,可以看出研究区北西向西岩墙的岩浆流动方向为北西—南东东向(图4a,4b)。

在岩浆侵位的过程中,会将破裂中的围岩碎块捕虏到岩墙内。在岩浆侵位的过程中,由于边缘受到围岩的阻力大,导致捕虏体的长轴和头部顺着岩浆流动方向,靠近岩墙中部高流速带,因此捕虏体是最直接地指示岩墙侵位方向的流动构造(李乐等,2009)。克拉玛依地区岩墙边部捕虏体指示岩墙侵位方向均为岩墙从北西向南东东侵位(图4c)。

岩浆冷却成岩过程中先结晶的长轴矿物的排列可以指示岩浆的流动方向,特别是岩墙与围岩接触带即岩墙边缘的长轴矿物的排列状态,其长轴与岩墙边缘锐夹角指向岩浆流动的反方向,同样指示岩墙的侵位方向从北西到南东东向(图4d)。

对于缺乏直观流动构造的岩墙,可以利用岩墙边部矿物组构的显微构造来分析岩浆的流动方向和特征。岩墙流动构造的矿物组构分析主要利用岩墙边部的长柱状或板状矿物的定向排列来分析岩浆流动的方向和状态。斑晶的长轴一般顺流向,一端靠近岩墙的中部高流速带,另一端靠近低流速带。斑晶长轴与岩墙中线的锐夹角指示岩墙的侵位方向(Liss et al., 2002; Callot et al., 2001)。通过野外采集岩墙冷凝边的定向标本,制成岩墙的定向薄片,可以根据矿物的定向性判断岩浆形成时从北西向南东东侵位(图4e,4f,4g,4h)。

3 岩墙群侵位的磁组构证据

3.1 研究区磁组构的测量

研究区分布有上千条岩墙,故采样工作遵循两个原则:一是采样岩墙必须有代表性;二是采样岩墙尽量未变形、未变质并采样位置方便。岩墙样品的取芯工作在北京科技大学岩石力学实验室进行,对每块样品钻取规格为 $\varphi 2.5\text{cm} \times 2.2\text{cm}$ 的圆柱体,每块样品尽量钻取更多小圆柱体。磁组构测试在中国地质科学院地质力学所古地磁实验室进行,采用捷克HKB-1型卡帕桥试验仪,磁场强度为300A/m,磁场频率为920Hz。实验所得数据为各个小圆柱体样品的主磁化率大小及方位,通过进一步计算得到其磁化率分析的各个参数(磁化率各向异性度、磁面理、磁线理、磁化率椭球的扁率等),通过进一步做各种相关图件(最大磁化率主轴方位玫瑰花图、弗林图解、最大磁化率方位等密图等),分析岩墙磁组构的特征。根据最大磁化率主轴(K_1)方位可以判断岩浆侵位方向;最大磁化率主轴(K_1)倾角较小或近水平、弗林图解显示磁面理发育而磁线理不发育,则反映岩浆近水平流动,距离岩浆源较远,岩浆流动速度较小,能量已较小,为侵位活动后期;最大磁化率主轴倾角较大、弗林图解显示磁线理发育而磁面理不发育,则反之。同时,根据其递减规律,也可以判断岩浆侵位的流动方向(陈柏林等,2007)。

3.2 岩墙流动的磁组构分析

克拉玛依1号中基性岩墙(图5a)位于916岩体南部、达拉布特断裂带的东侧。采样点位于岩墙左侧边部,共获得10个定向岩芯,弗林图解表明磁面理发育。从图中可以明显看出样品最大磁化率主轴的优势方位明显偏向东侧,为 $30^\circ \sim 40^\circ$,与岩墙中轴形成的锐夹角指向SEE,明确指示岩浆向南东东侵位。根据最大磁化率主轴的赤平投影图和等密图分析, K_1 的倾角较小或近水平,从而推测岩墙出露部分的岩浆侵位以水平流动为主,同时说明此处距离岩浆源较远,岩浆运移到此处时能量已经较低。根据弗林图解的分析,大多数投点位于直线 $E=1$ 之下,说明磁组构椭球为压扁的椭球,磁面理较为发育,推测当时岩浆侵位的流动速度较小。同样也说明此处距离岩浆源较远,岩浆运移到此处能量已较低。这与从最大磁化率主轴的赤平投影所得的结论有着很好的一致性。

该区中基性2号岩墙采样点位于岩墙右侧(图5b),共获得12个定向岩芯。最大磁化率主轴 K_1 的

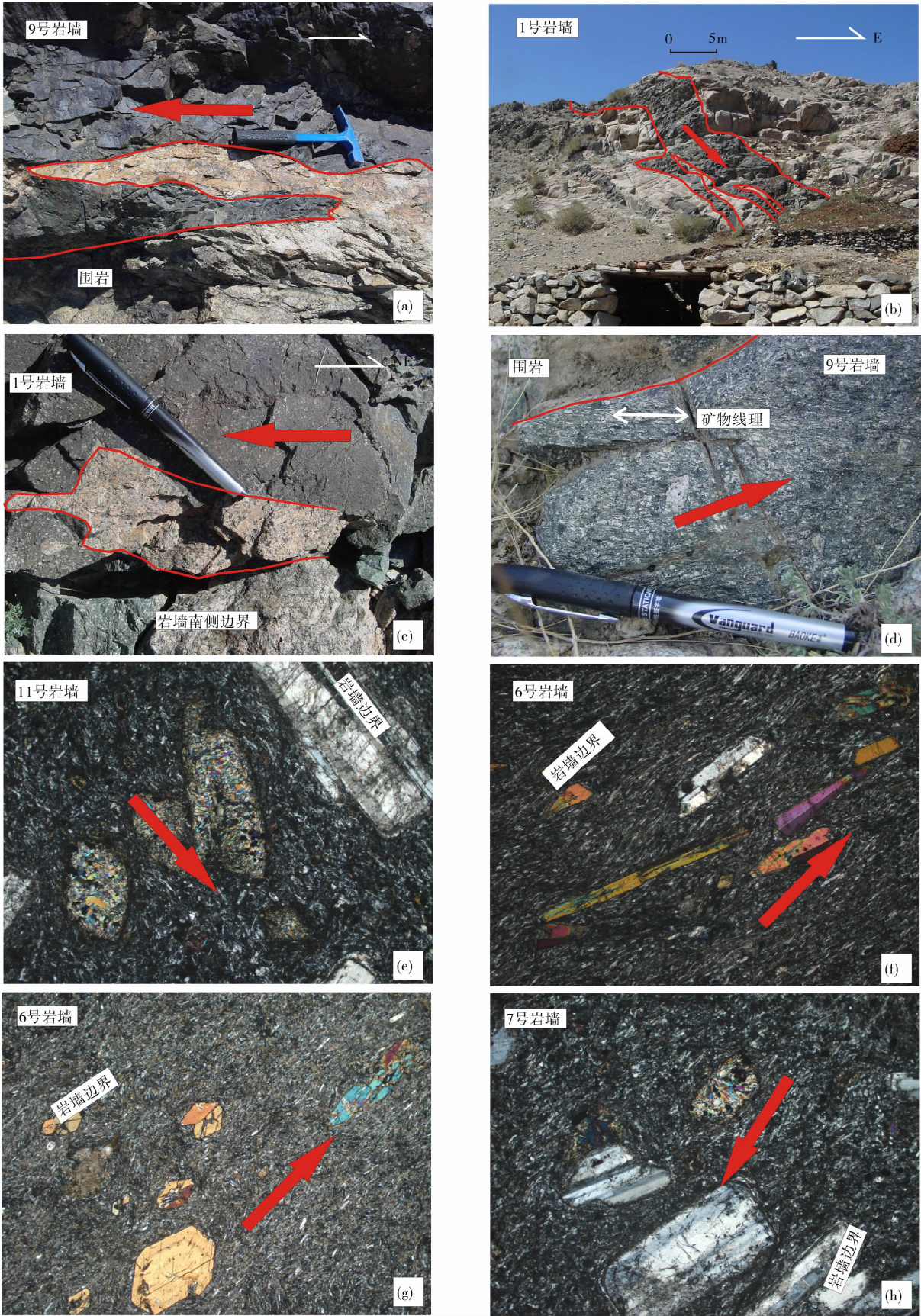


图 4 新疆克拉玛依中基性岩墙的流动构造

Fig. 4 Flow structure of the Karamay dyke swarm in Xinjiang

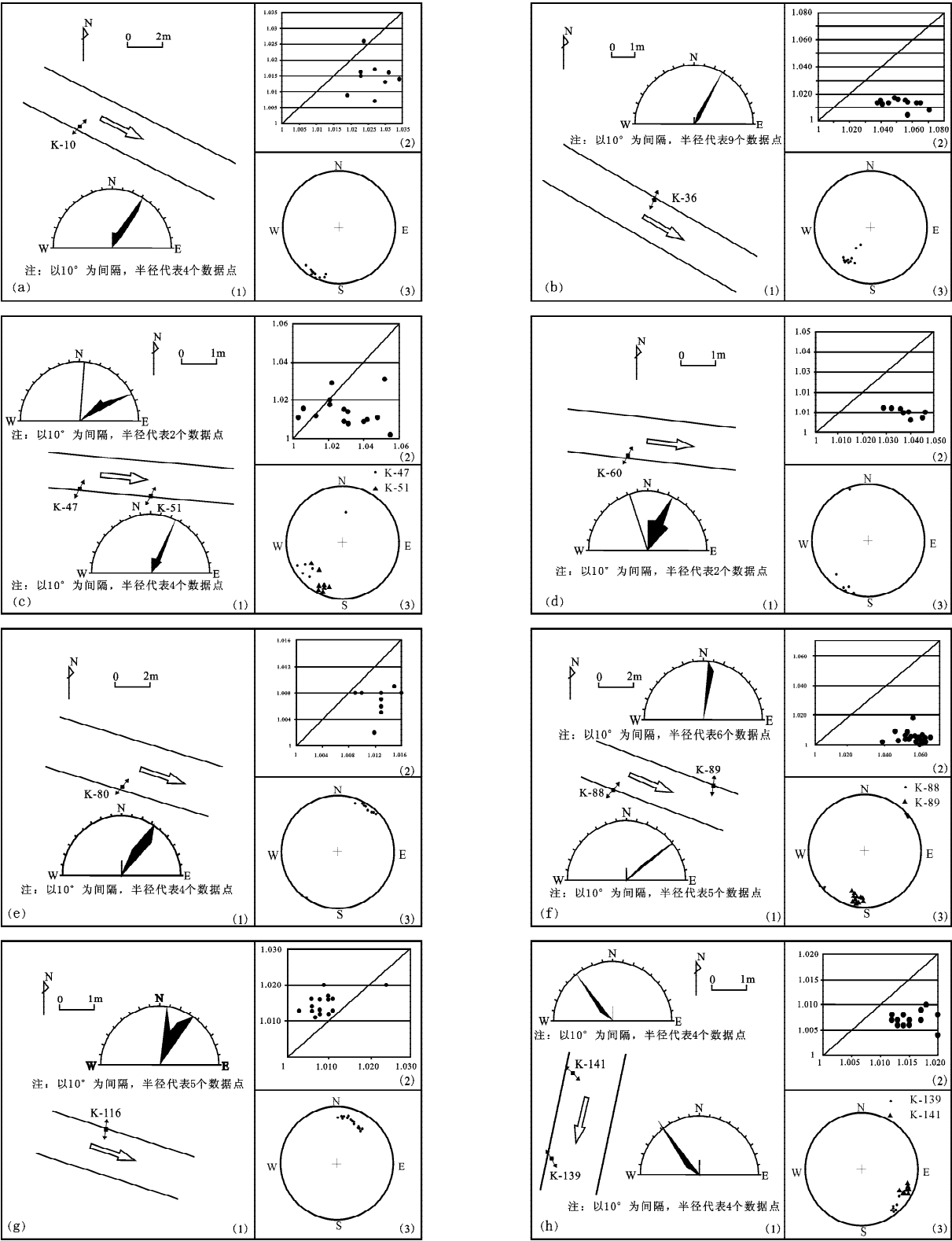


图 5 新疆克拉玛依中基性岩墙群的磁组构统计图

Fig. 5 The statistics of magnetic fabric of basic-intermediate Permian dyke swarm in Karamay, Xinjiang
(1)—采样位置及 K_1 倾向玫瑰图;(2)—弗林图解(横坐标代表面理各向异性度,纵坐标为线理各向异性度);(3)—最大磁化率轴 K_1 的赤平投影;(a)—1 号岩墙;(b)—2 号岩墙;(c)—3 号岩墙;(d)—4 号岩墙;(e)—5 号岩墙;(f)—6 号岩墙;(g)—7 号岩墙;(h)—8 号岩墙
(1)—Sampling location and rose graph of inclination of K_1 ; (2)—flynn diagram; (3)—stereonets of attitude of K_1 ; (a)—No. 1 swarm; (b)—No. 2 swarm; (c)—No. 3 swarm; (d)—No. 4 swarm; (e)—No. 5 swarm; (f)—No. 6 swarm; (g)—No. 7 swarm; (h)—No. 8 swarm

优势方位为 $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$,与岩墙中线的锐夹角指向为南东东向,表明岩浆流动方向为 SEE。弗林图解显示磁面理较为发育,磁化率椭球为压扁的椭球,表明岩浆侵位的流速较慢,该区距离岩浆源较远。

该区 3 号岩墙采样位置位于岩墙左侧边部(图 5c),共获得 14 个定向岩芯。最大磁化率主轴 K_1 的优势方位为 60° 和 30° ,与岩墙中线的锐夹角指向为南东东向,表明岩浆流动方向为 SEE。3 号岩墙弗林图解表明岩墙磁面理较为发育,推测当时岩浆侵位的流动速度较小,距离岩浆源较远,能量减弱,进入岩浆侵位活动的后期,同时磁化率椭球为压扁的椭球,表明岩浆流速较慢,此处距离岩浆源较远。

该区 4 号岩墙采样位置位于岩墙左侧边部(图 5d),共获得 8 个定向岩芯。最大磁化率主轴 K_1 的优势方位为 $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$,与岩墙中线的锐夹角指向为南东东向,表明岩浆流动方向为 SEE,弗林图解表明岩墙磁面理较为发育,磁化率椭球为压扁的椭球,表明岩浆流速较慢,此处距离岩浆源较远。

该区 5 号岩墙采样位置位于岩墙左侧边部(图 5e),共获得 10 个定向岩芯。最大磁化率主轴 K_1 的优势方位为 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}$,与岩墙中线的锐夹角指向为南东东向,表明岩浆流动方向为 SEE,弗林图解表明岩墙磁面理较为发育,磁化率椭球为压扁的椭球,表明岩浆流速较慢,此处距离岩浆源较远。 K_1 的倾角较小或近水平,从而推测岩墙出露部分的岩浆侵位以水平流动为主,同时说明此处距离岩浆源较远,岩浆运移到此处时能量已经较低。

该区 6 号岩墙采样位置分别位于岩墙左侧和右侧边部(图 5f),共获得 19 个定向岩芯。最大磁化率主轴 K_1 的优势方位为 60° 和 3° ,与岩墙中线的锐夹角指向为南东东向,表明岩浆流动方向为 SEE,弗林图解表明岩墙磁面理较为发育,磁化率椭球为压扁的椭球,表明岩浆流速较慢,此处距离岩浆源较远。

该区 7 号岩墙采样位置位于岩墙右侧边部(图 5g),共获得 17 个定向岩芯。最大磁化率主轴 K_1 的优势方位为 $0^{\circ}\sim 5^{\circ}$,与岩墙中线的锐夹角指向为南东东向,表明岩浆流动方向为 SEE。根据弗林图解的分析,几乎全部样品投点位于直线 $E=1$ 之上说明岩墙磁组构椭球为拉长的椭球,磁线理非常发育而磁面理不发育,推测当时岩浆侵位的流动速度较大,距离岩浆源不算太远,岩浆流动能量较大。

该区 8 号岩墙采样位置位于岩墙左侧边部(图 5h),共获得 16 个定向岩芯。最大磁化率主轴 K_1 的

优势方位为 310° 和 320° ,与岩墙中线的锐夹角指向为南东东向,表明岩浆流动方向为 SEE。弗林图解表明岩墙磁面理较为发育,磁化率椭球为压扁的椭球,表明岩浆流速较慢,此处距离岩浆源较远。

4 讨论

研究区分布有晚石炭世—二叠纪的中性火山岩,如托里县北的库吉尔台地区、库甫西部、阿希列地区等,为此时期的安山岩及凝灰岩。特别是沿达拉布特断裂带区域,分布有二叠纪的安山岩与火山岩(布尔克斯台地区及庙尔沟岩体东与阿克巴斯套岩体东的达拉布特断裂带上)。这充分说明了二叠纪时期本地区中性岩浆活动强烈。研究区西北部达拉布特断裂在早石炭世末已经形成(冯鸿儒等, 1990),而该区岩墙的岩浆来源于北西西方向,因此推测该区北西向岩墙的形成机制是在区域性的走滑剪切造山后伸展环境下,岩浆沿着达拉布特深大断裂上侵,侵入到早期的裂隙中形成岩墙群。

根据准噶尔西北缘 916 岩体和 956 岩体岩墙群的边界特征分析,既有张性裂缝的追踪张特征、锯齿状边缘、分支叉叉特征,同时也有边缘平直的压剪性裂缝特征。这可能是由于花岗岩的脆性较大,比较容易形成破裂,在区域性北西西—南东东向最大主压应力的作用下,花岗岩破裂形成张裂隙。同时这些张裂隙受到区域上走滑剪切作用的影响与改造,呈现出张剪性与压剪性裂隙的特征。总之,这些极为发育的原始裂缝为岩浆的侵位提供了通道和空间。稍后的岩浆可以沿这些先存裂缝侵位,并且在侵位过程中不断地推动裂缝扩大(图 6)。

5 结论

准噶尔西北缘克拉玛依地区二叠纪广泛发育岩墙群,这代表了准噶尔盆地西北缘二叠纪存在一期重要的造山后伸展事件,其流动构造(包括分支叉叉、捕虏体特征、边界矿物线理、显微流动构造等)显示北西西—南东东向岩墙的岩浆来源由北西西向南东东侵位。根据岩墙样品磁组构的最大磁化率主轴方向(与岩墙中轴锐夹角指向),同样得出北西西—南东东向岩墙的岩浆侵位机制为岩浆由北西向南东侵位。又根据岩墙磁组构磁化率主轴的赤平投影和弗林图解(磁线理与磁面理发育程度对比)分析了本区北西—南东东向岩墙的形成机制,还原了岩浆侵位特征:大多数岩墙的岩浆侵位为近水平流动,距离岩浆源较远,岩浆流动速度较慢,能量已较小,为侵位

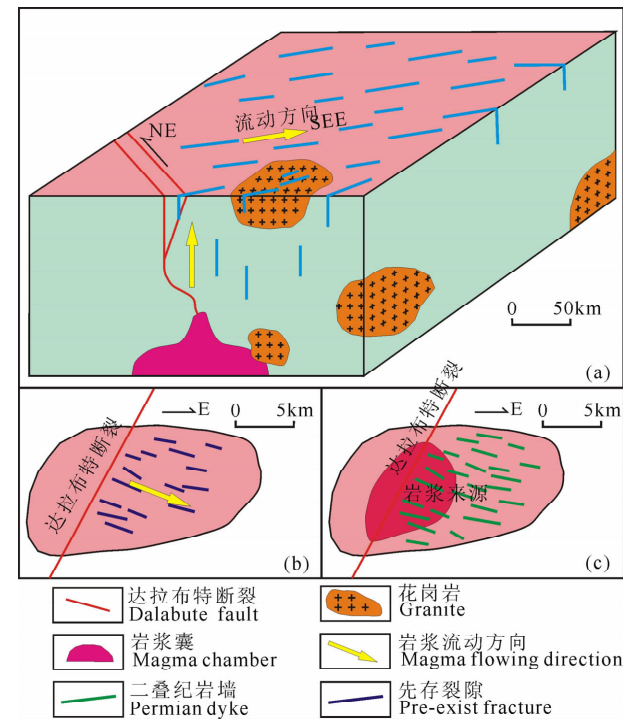


图 6 新疆克拉玛依北西西向岩墙群侵位模式图

Fig. 6 Emplacement model of Karamay Permian NWW dyke swarm in Xinjiang

(a) 岩墙群侵位机制三维模式图; (b) 一研究区岩浆侵位前平面图; (c) 一研究区岩浆侵位后平面图

(a)—3D emplacement model of Karamay dyke swarm; (b)—2D model of Karamay dyke swarm before emplaced; (c)—2D model of Karamay dyke swarm after emplaced

活动后期。也有少数岩墙的最大磁化率主轴倾角较大、弗林图解显示磁线理发育而磁面理不发育,表明岩浆垂直向上侵位的分量较大,岩浆流速较快。结合达拉布特断裂的时空分布特征分析,岩浆沿深大断裂——达拉布特薄弱带上侵,遇到先存的裂隙,便顺势而入冷凝形成该区北西西向岩墙。

致谢: 北京大学地球与空间科学学院张庆莲和舒武林等人在本论文样品采集及处理过程中给予了帮助,地质力学研究所古地磁实验室在本论文磁组构测量及数据处理中提供了热心指导与支持,在此一并表示感谢。

参 考 文 献

陈柏林,张招崇,闫升好,何立新,周刚,李丽,蒋荣宝,王祥,张小林,杨文平. 2007. 阿尔泰南缘东段变形岩石磁组构分析. 地学前缘, 14(3): 138~148.

陈立辉,韩宝福. 2006. 新疆北部乌恰沟地区镁铁质侵入岩的年代学、地球化学和 Sr-Nd-Pb 同位素组成:对地幔源区特征和深部过程的约束. 岩石学报, 22(5): 1201~1214.

陈书平,漆家福,于福生,杨桥. 2007. 准噶尔盆地南缘构造变形特

征及其主控因素. 地质学报, 81(2): 151~157.

陈孝德,史兰斌,贾三发. 1992. 华北元古代基性岩墙群研究. 地震地质, 4: 65~71.

冯鸿儒,李旭,刘继庆. 1990. 西准噶尔达拉布特断裂系构造演化特征. 西安地质学院学报, 12(2): 46~55.

韩宝福,何国琦,王式洸. 1998. 新疆北部后碰撞幔源岩浆活动与陆壳纵向生长. 地质论评, 44(4): 396~406.

韩宝福,季建清,宋彪,陈立辉,张磊. 2006. 新疆准噶尔晚古生代陆壳垂向生长(D)—后碰撞深成岩浆活动的时限. 岩石学报, 22(5): 1077~1086.

何国琦,刘德权,李茂松,唐延龄,周汝洪. 1995. 新疆主要造山带地壳发展的五阶段模式及成矿系列. 新疆地质, 13(2): 99~194.

侯贵廷,张臣,钱祥麟,张宝兴. 1998. 华北克拉通中元古代基性岩墙群形成机制及构造应力场. 地质论评, 44(3): 142~147.

侯贵廷,李江海,钱祥麟. 2001. 晋北地区中元古代岩墙群的地球化学特征和大地构造背景. 岩石学报, 17(3): 352~357.

侯贵廷,李江海, Halls H C, 钱祥麟. 2003. 华北晚前寒武纪镁铁质岩墙群的流动构造及侵位机制. 地质学报, 77(2): 210~216.

侯贵廷,王传成,李乐. 2010. 华北南缘古元古代末岩墙群侵位的磁组构证据. 岩石学报, 26(01): 318~324.

胡霏琴,王中刚,涂光炽. 1997. 新疆北部地质演化及成岩成矿规律. 北京:科学出版社, 78~89.

李乐,侯贵廷,王传成,王延欣,肖芳峰. 2009. 鲁西岩墙群侵位机制的磁组构研究. 北京大学学报(自然科学版), 45(5): 798~804.

李锦铁,何国琦,徐新,李华芹,孙桂华,杨天南,高立明,朱志新. 2006. 新疆北部及邻区地壳构造格架及其形成过程的初步探讨. 地质学报, 80(1): 148~168.

李辛子,韩宝福,季建清,李宗怀,刘志强,杨斌. 2004. 新疆克拉玛依中基性岩墙群的地质地球化学和 K-Ar 年代学. 地球化学, 33(6): 574~584.

李辛子,韩宝福,李宗怀,刘志强,杜蔚. 2005. 新疆克拉玛依中基性岩墙群形成力学习机制及其构造意义. 地质论评, 51(5): 517~522.

彭彭,刘文军,翟明国. 2002. 华北陆块对 Rodinia 超大陆的响应及其特征. 岩石矿物学杂志, 21(4): 343~355.

齐进英. 1993. 新疆准噶尔脉岩群地质及成因. 岩石学报, 9(3): 287~299.

校佩曦,黄玉华,王育习,王兴安,王升勤. 2006. 新疆北山南部地区石炭—二叠纪岩石地层单位厘定及沉积环境分析. 西北地质, 39(1): 76~82.

万天丰, Teyssier C, 曾华霖, 周伟新, Tikoff B C. 2000. 山东玲珑花岗岩质岩体侵位机制. 中国科学(D辑), 30(4): 337~344.

王伟锋,王毅,陆诗阔,马宗晋. 1999. 准噶尔盆地构造分区和变形样式. 地震地质, 21(4): 324~333.

王延欣. 2009. 准噶尔盆地古生代末大地构造动力学数值模拟研究. 北京:北京大学地球与空间科学学院硕士论文, 21~22.

Archanjo C J, Trindadeb R I, Macedo J W P, Marcelus G A. 2000. Magnetic fabric of a basaltic dyke swarm associated with Mesozoic rifting in northeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 13: 179~189.

Baragar W R A, Ernst R E, Hulbert L, Peterson T. 1996. Longitudinal petrochemical variation in the Mackenzie dyke swarm, northwestern Canadian Shield. Journal of Petrology, 37(2): 317~359.

Callot J P, Geoffroy L, Aubourg C, Pozzi J P, Mege D. 2001. Magma flow directions of shallow dykes from the East Greenland colcanic margin inferred from magnetic fabric

- studies. *Tectonophysics*, 366(3-4): 207~222.
- Callot J P, Guichet X. 2003. Rock texture and magnetic lineation in dykes; A simple analytical model. *Tectonophysics*, 336(3-4): 207~222.
- Coleman R G. 1989. Continental growth of Northwest China. *Tectonics*, 8(3):621~635.
- Craddock J P, Kennedy B C, Cook A L, Pawlisch M S, Johnston S T, Jackson M. 2008. Anisotropy of magnetic susceptibility studies in Tertiary ridge-parallel dykes (Iceland), Tertiary margin-normal Aishihik dykes (Yukon), and Proterozoic Kenora - Kabetogama composite dykes (Minnesota and Ontario). *Tectonophysics*, 448: 115~124.
- Ernst R E, Baragar W R A. 1992. Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the Mackenzie giant radiating dyke swarm. *Nature*, 356: 511~513.
- Feng Y, Coleman R G, Tilton G, Xiao X. 1989. Tectonic evolution of the West Junggar region, Xinjiang, China. *Tectonics*, 8(4): 729~752.
- Gregoire V, de Saint B M, Nedelec A, Bouchez J L. 1995. Shape anisotropy versus magnetic interactions of magnetite grains; experiments and application to AMS in granitic rocks. *Geophysical Research Letters*, 22(20): 2765~2768.
- Halls H C. 1987. Mafic dyke swarms and rifting. In: Fahrig W F (eds). *The Mafic Dyke Swarms*. Geological Association of Canada, Special Paper, 34:1~5.
- Han B F, Wang S G, Jahn B M, Hong D W, Kagami H, Sun Y L. 1997. Depleted-mantle source for the Ulungur River A-type granites from North Xinjiang, China: geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. *Chemical Geology*, 138: 135~159.
- Han B F, He G Q, Wang S G. 1999. Postcollisional mantle-derived magmatism, underplating and implications for basement of Junggar Basin. *Sci China (D)*, 42(2): 113~119.
- Hoek J D, Seitz H M. 1995. Continental mafic dykes swarms as tectonic indicators; a example from the Vestfold Hills, East Antarctica. *Precambrian Research*, 75:121~139.
- Hou G T, Kusky T M, Wang C C, Wang Y X. 2010. Mechanics of the Giant radiating Mackenzie dyke swarm; A paleostress field modeling. *Journal of Geophysical Research*, 115:1~14.
- Kwon S T, Tilton G R, Coleman R G, Feng Y. 1989. Isotopic studies bearing on the tectonics of the West Junggar region. *Tectonics*, 8(4):719~727.
- Li T S, Zhai M G, Peng P, Chen L, Guo J H. 2010. Ca. 2.5 billion year old coeval ultramafic - mafic and syenitic dykes in Eastern Hebei: Implications for cratonization of the North China Craton. *Precambrian Research*, 180: 143~155.
- Liss D, Hutton D H W, Owens W H. 2002. Ropy flow structures; A neglected indicator of magma-flow direction in sills and dikes. *Geology*, 30(8): 715~718.
- Rochette P, Jackson M J, Aubourg C. 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, 30(3): 209~226.
- Zhai M G, Shao J A, Hao J, Peng P. 2003. Geological signature and possible position of the North China Block in the Supercontinent Rodinia. *Gondwana Research*, 6(2): 171~183.
- Zhang Z C, Guo Z J, Liu S W. 1998. Age and tectonic significance of the mafic dyke swarm in the Kuruktag region, Xinjiang. *Acta Geologica Sinica*, 72(1): 29~36.

Magnetic Fabric Evidence for the Emplacement of Karamay NWW Dyke Swarm, Xinjiang

LI Le^{1,3)}, HOU Guiting^{1,2)}, YANG Yanping³⁾, XIAO Fangfeng¹⁾, WANG Yanxin¹⁾

1) *The Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, MOE, School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing, 100871;* 2) *Institute of Oil and Gas Research, Peking University, Beijing, 100871;* 3) *Xinxing Pipes Group, Xinxing Cathay International Group, 100020*

Abstract

The mafic-intermediate Permian dykes widely spread in parallel around the Karamay region, northwestern Junggar, are considered as a typical product of late-collision tension. Based on outcrop features and microscope observation, including the dyke branches, oriental xenolith, mineral lineation and oriental porphyrotope, this study concludes that NWW-SEE dykes emplaced from west to east. The measurement of the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), the dominant orientations of the maximum magnetic susceptibility and analysis of susceptibility characteristics also indicate that the mafic dyke swarm emplaced from NWW to SEE. Combined with the space-time distribution characteristics of Dalabute fault, the results shows that the magma transported through the deep fault system of Dalabute to the subsurface and emplaced into the pre-exist fractures system to form dyke swarms.

Key words: dyke swarms; flow structures; magnetic fabrics; mechanism of emplacement; Karamay, Xinjiang