试论阜平杂岩的深熔作用

任留东[1)]，耿元生[1)]，杜利林[1)]，郭进京[2)]

1）中国地质科学院地质研究所，北京，100037；

2）天津城市建设学院，天津，300384

内容提要：阜平杂岩中广泛产出浅色脉体，从而显示强烈的混合岩化作用。前人把引起混合岩化作用的机制归因于岩汁交代、重熔或无水深熔作用，似乎与实际的岩相结构不是很一致。矿物自形晶、钠长石净边结构和一些典型的矿物转化反应表明，阜平杂岩的混合岩化作用实际上经历了复杂的过程，主要表现为有水条件下的深熔作用。所形成的熔体有较大的流动性，可迁移一定的距离而进入邻近的岩石，对这些部位而言相当于发生了外来熔体的注入活动，造成熔体注入式混合岩化作用，形成一些交代反应和结构。因此，阜平杂岩混合岩化作用中的变质反应过程既包括长英质矿物的熔融（溶解），还涉及一种含水矿物（如黑云母）转化形成另外一种含水矿物（如角闪石）的化学反应。阜平杂岩的混合岩化作用最重要的机制是水致熔融或含水深熔作用，溶解性重熔或无水深熔作用则较为次要。

关键词：岩相结构；深熔作用；水致熔融；混合岩化；阜平杂岩

阜平杂岩是华北克拉通的一个重要单元，也是中部带的重要组成部分（Zhao et al.，2002）。关于其变质作用、深熔作用和混合岩化作用，已有较多的论述（程裕淇等，1998，1999，2000a，2000b，2001，2004；贺义兴和宋书林，1999；程裕淇，1999；贺义兴等，2001；张西平等，2003）。尤其是以已故程裕淇院士为首的研究群体，对阜平杂岩的深熔作用和混合岩化作用进行了一系列详细而深入的观察、分析和研究，使人们对阜平杂岩的深熔作用有了较为明确而清晰的认识。近年来，由于新一轮地调项目的实施，使得我们有机会对阜平杂岩进行新的调查和探索。研究中我们意识到，早期的观察非常细致和精准，只是对混合岩化作用的解释存在问题，有必要加以重新整理和归类。此外，从岩石特征和对比上看，我国有许多地质体与阜平杂岩有类似之处，因此，对阜平杂岩的研究和探讨，实际上也是对变质-混合岩化单元的若干类似现象的认识和理解。

1 区域地质

阜平杂岩包括新太古代TTG片麻岩、新太古代变质表壳岩（狭义的阜平群或陈庄群）、以浅粒岩和副片麻岩为主的古元古代湾子岩系和古元古代的南营正片麻岩以及基性脉岩等（Guan et al.，2002；程裕淇等，2004；Liu et al.，2005）。TTG片麻岩主要形成时期在2.7 Ga、2.5 Ga（Guan et al.，2002），这些正片麻岩包裹着一些斜长角闪岩、麻粒岩、富角闪石的片麻岩和较少量的表壳岩石，间夹少量的浅粒岩、副片麻岩、大理岩、磁铁石英岩和镁铁质变质岩（伍家善等，1989）。湾子岩系分布在阜平杂岩的东南和西部，属角闪岩相的层状表壳岩。

阜平杂岩近似一个片麻岩穹隆（马杏垣等，1963）。张寿广等（1983）认为太古宙阜平群岩系构成了穹状复合褶皱群，并经历了水平构造和垂直构造体制的转换，较明显的变形或韧-脆性破裂性片（麻）理集中在后期剪切带如阜平杂岩西部的龙泉关剪切带和东南部的剪切带上（李江海等，2004）。阜平杂岩变质程度主要为高角闪岩相，局部达麻粒岩相（伍家善等，1989；谭应佳等，1993）。阜平杂岩各组成部分均受到1.88～1.85 Ga区域变质事件的改造（Kröner et al.，2005）。阜平杂岩多数岩石显现出强烈的混合岩化特征（图1a，b；图2a，b），一般认为，这些混合岩化作用代表阜平杂岩经历了中—高

注：本文为国土资源大调查项目（编号1212011120129、1212010811033、1212010811048和1212011120152）和国家自然科学基金项目（编号41072053）资助的成果。

收稿日期：2012-04-24；改回日期：2012-05-22；责任编辑：周健。

作者简介：任留东，男，1965年生。理学博士，研究员，从事变质岩石学和南极地质研究。通讯地址：100037，北京市百万庄26号，中国地质科学院地质研究所；Email：ldren@cags.ac.cn。

http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx 地质学报

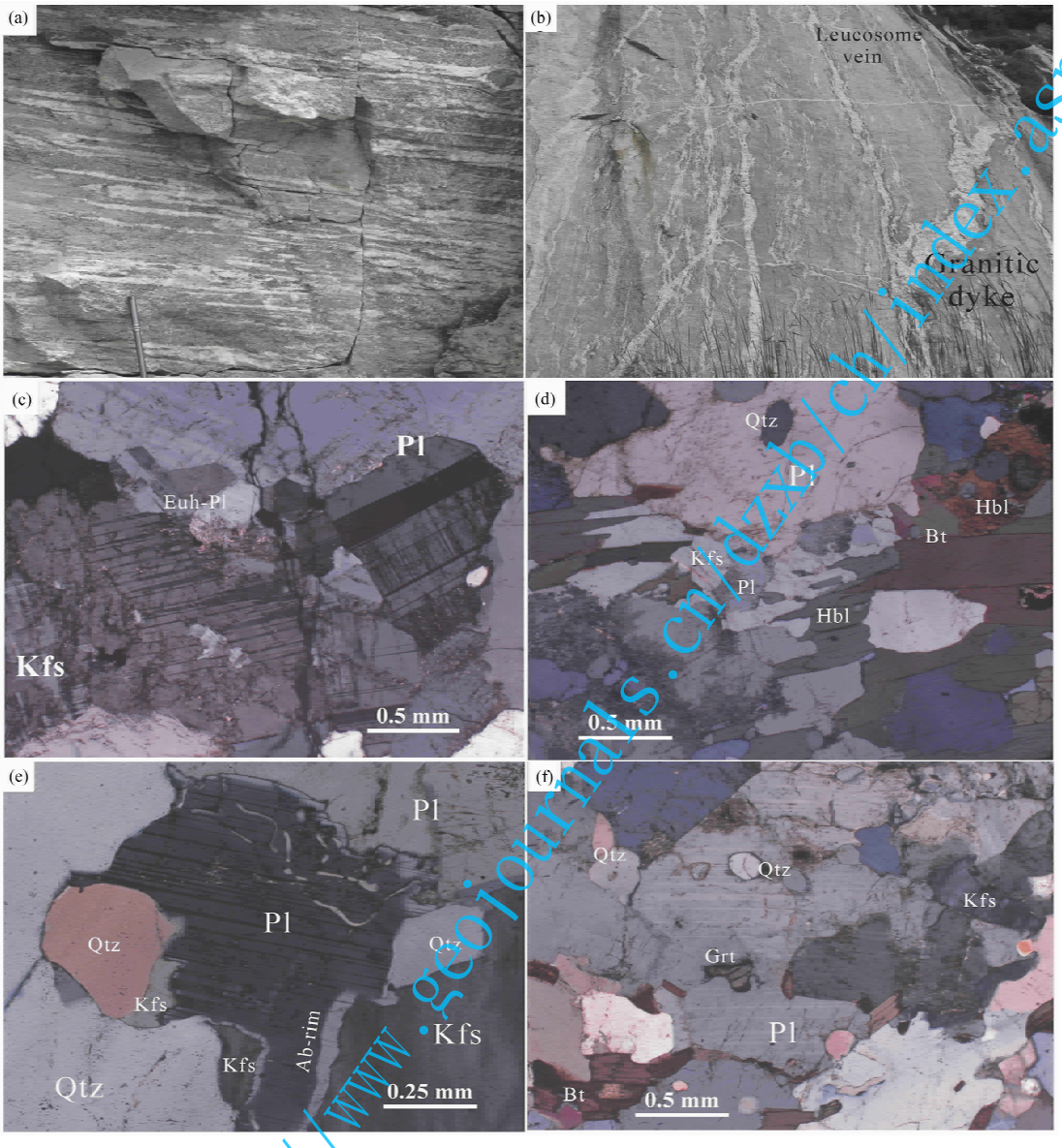


图 1 阜平杂岩 TTG 片麻岩野外及显微照片

Fig. 1 Outcrops and microphotographs of the TTG gneisses in the Fuping complex

(a)—黑云角闪片麻岩中富斜长石-石英浅色体；(b)—黑云角闪斜长片麻岩中浅色体相连为花岗岩脉；(c)—含浅色条带黑云花岗片麻岩中的早期自形斜长石和晚期粗粒他形斜长石；(d)—黑云母向角闪石、钾长石的转化，斜长石中有半自形石英；(e)—黑云花岗片麻岩中斜长石-钾长石间的钠长石净边；(f)—黑云花岗片麻岩中早期残留石榴子石被斜长石包裹；Ab-rim—钠长石净边；Bt—黑云母；Euh-Pl—自形斜长石；Granitic dyke—花岗质脉体；Grt—石榴子石；Hbl—角闪石；Kfs—钾长石；Leucosome vein—浅色体脉体；Pl—斜长石；Qtz—石英

(a)—Plagioclase-quartz rich leucosomes in the Bt-Hbl-Pl gneiss; (b)—leucosomes connected to form granitic dyke in the Bt-Hbl-Pl gneiss; (c)—earlier euhedral plagioclase and late coarse plagioclase in the striped migmatitic gneiss; (d)—transformation from biotite to amphibole and K-feldspar and subhedral quartz in plagioclase; (e)—albite-rim between plagioclase and K-feldspar in the biotite granitic gneiss; (f)—earlier corroded garnet enclosed in plagioclase in the biotite granitic gneiss; Ab-rim—albite rim; Bt—biotite; Euh-Pl—euhedral plagioclase; Granitic dyke—granitic dyke or vein; Grt—garnet; Hbl—hornblende; Kfs—potassium feldspar; Leucosome vein—leucocratic vein; Pl—plagioclase; Qtz—quartz

级变质作用改造和强烈的深熔作用活动(如程裕淇等,2000a,2000b,2004;张西平等,2003)。通过观察和分析得知,阜平杂岩中的混合岩化作用与深熔作用、熔体注入引起的交代作用均有关系,熔体活动对片麻岩的成分、结构均有重大影响。

2 关于混合岩化作用

“混合岩”这一术语是由 J. J. Sederholm 于

http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx
地质学报

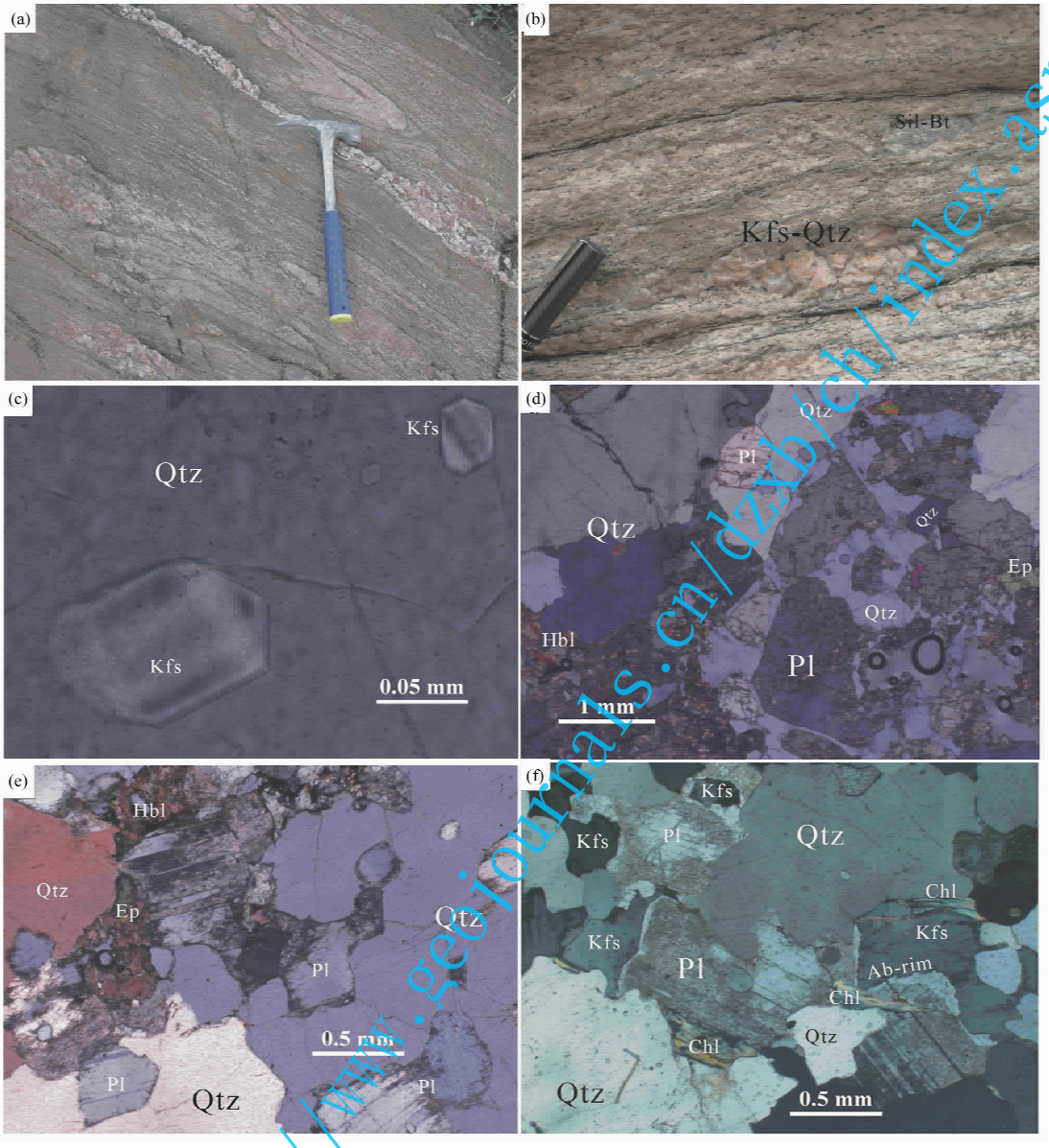


图 2　阜平杂岩湾子表壳岩野外及显微照片

Fig. 2　Outcrops and microphotographs of the Wanzi supracrustals in the Fuping complex

(a)—经历了混合岩化改造的钾长浅粒岩中的浅色脉体进一步变形;(b)—夕线钾长片麻岩中的钾长石-石英注入脉体;(c)—石英颗粒内的微斜长石自形晶,湾子石英岩;(d)—半自形斜长石包裹于石英中,湾子石英岩;(e)—半自形斜长石包裹于石英中,有退变绿帘石,湾子石英岩;(f)—斜长石-钾长石间的钠长石净边,有退变绿泥石;Ab-rim—钠长石净边;Bt—黑云母;Chl—绿泥石;Ep—绿帘石;Hbl—角闪石;Kfs—钾长石;Pl—斜长石;Qtz—石英;Sil—夕线石

(a)—Migmatitized Kfs leptynite was deformed; (b)—injected K-feldspar-quartz vein in the Sil-Bt gneiss; (c)—euhedral microcline enclosed in quartz of the quartzite; (d)—subhedral plagioclase included in quartz and accompanying Hbl, and retrograded epidote; (e)—subhedral plagioclase included in quartz and accompanying Hbl, retrograded epidote; (f)—albite-rim between plagioclase and K-feldspar and retrograded chlorite; Ab-rim—albite rim; Bt—biotite; Chl—chlorite; Ep—epidote; Hbl—hornblende; Kfs—potassium feldspar; Pl—plagioclase; Qtz—quartz; Sil—sillimanite

1907 所创立的,用来描述一种由非花岗质的变质岩部分和花岗质岩、或偏离花岗质和接近花岗质组分的两部分混合而成的非均质岩石,使用过程中一般仅用来做描述术语,而不赋予其成因含义。

Sederholm (1907)认为这种岩石是由较老的岩石(原岩)和外来的花岗质岩浆或岩汁 (ichor)混合形成,并以脉状体分布于岩石中。强调源自于地壳深处的深熔作用形成的外来岩浆或岩汁同原岩混

http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx
地质学报

合、相互作用，并发生注入变质（injection metamorphism）。大致同时，瑞典的 Holmquist (1916)认为混合岩中的脉状体不是外来物质的加入，而是原岩通过变质分异作用产生，后来有人认为是原岩经熔(溶)融作用生成。因此，对混合岩成因的解释，尚未取得一致意见。其实，这两种现象在自然界都存在。混合岩中含有不同比例的基本未变或变化较小的原岩组分或“古成体”和新生组分或“新成体”。原岩组分活动性一般较差，而新生组分多属活动组分。在原岩组分中除不同成分的长石或一定的石英外，常含较多的黑云母、角闪石、辉石等铁镁矿物。新生组分一般主要由长英质或花岗质，有时由含钾、钠等的流体交代原岩组分而生成。其中有的来源于附近的花岗质侵入体，有的可能来自更远或更深的地方。有时这种新生组分主要是原岩经变质分异或经部分熔(溶)融形成的硅酸盐流体相的产物。

在混合岩化过程的初级阶段，岩石中的新生组分，往往形成长英质或花岗质的各种脉状体或不规则条带，以长石为主的交代斑晶，分布于原岩组分中。新生体和原岩间的界限往往较清楚，新生组分可称为脉体，原岩组分称为基体。随着混合岩化程度加深，混合岩的组成和结构皆向均匀化方向发展，外表渐呈厚层状或块状。原岩组分已受到较强烈的改造，在组成物质或外貌上，都不易同新生组分区别，其中属于交代成因的，原岩几乎全部经历交代作用；属于原地熔融的，则在熔体最后凝固以前，大部分可能曾达到流体状态。

从成因上来说，形成混合岩的机制可有 4 种：外来岩浆注入、原地深熔作用、交代作用和变质分异作用。其中变质分异和深熔作用属于封闭体系，体系总成分接近母岩成分，而变质交代和岩浆注入作用则属于开放组分过程，尤其后者，所形成的混合岩中的花岗质组分部分与母岩成分无关。实际上，尤以前两种机制为主。在我国，有一种趋势是把大部分的混合岩的形成简单归因于深熔作用（重熔作用，anatexis）。

深熔作用常见于造山带核部的高级变质地质体中，对于地壳中物质的迁移和化学组分的重新分配是一种重要的地质过程。一般说来，深熔作用涉及一系列复杂的含流体和不含流体的熔融反应，从而产生一些与其原岩组成体系不平衡的熔体（Harris & Inger, 1992; Tomomasini & Davies, 1997; Whittington & Treloar, 2002）。发生地壳熔融的主要构造环境为大陆岛弧和碰撞带（Brown et al., 1995），在大陆岛弧还涉及相当量的幔源熔体加钙碱性花岗岩的产生（Patiño Douce, 1999），即地壳物质的增生；在总体聚敛型造山带中，应变分解使得深部形成收缩性构造，同时在地壳上部为引张性构造（Brown, 2001, 2007）。在不同的构造背景下，地壳深熔作用可以是下列过程中的一种或多种所造成的：①在碰撞造山带（如喜马拉雅）具有丰富生热元素的地壳物质的下部逆冲造成的热效应所引起的（Patiño Douce et al., 1990; Inger & Harris, 1993）；②更深部基性岩浆体系侵位导致的热扰动（Huppert & Sparks, 1988; Bergantz, 1989）；③流体驱动的熔融（Patiño Douce & Harris, 1998）；④在高级变质地质体快速剥露过程中所引起的降压熔融（Carson et al., 1997; Patiño Douce & Harris, 1998）。在中—下地壳麻粒岩快速构造剥露过程中，降压熔融导致巨大的造山后花岗岩的形成。

若混合岩中的浅色体（新生组分）来源于附近的花岗质侵入体，甚至更远或更深的地方，那么，此时浅色脉体的成分与混合岩中的变质岩部分基本没有关系，脉体的形成只不过反映了一次岩浆的活动事件。

3 前人对阜平杂岩混合岩化作用的认识

根据地质规模和背景，程裕淇（1987）把混合岩化作用分为区域性混合岩化作用、花岗岩侵入体边缘混合岩化作用和断裂带混合岩化作用，详尽地论述了交代成因混合岩的一些特征，诸如混合岩化过程中长英质矿物粒度变粗或显示热液蚀变作用（如绢云母、绿泥石）、斜长石中 *An* 牌号变低、钠质交代占主导地位，出现一些典型的交代结构如缝合线结构、棋盘结构、蠕英石、交代条纹长石、绢云母化奥长石的净边结构等。混合岩化程度越高，越接近花岗岩。与交代作用有所不同，深熔作用引起的混合岩化作用仅在初期形成接近花岗质成分的脉体，也有矿物变粗、显示岩浆结晶特征（斜长石呈半自形晶）、晚期热液蚀变等结构形成。程裕淇（1987）指出，多数混合岩由深熔作用形成。

而在实际研究中（程裕淇等，1999，2000a，2000b），对于深熔作用、交代作用的区分并不是很明确，如程裕淇等（1999）强调深熔作用相当于沿构造面循环流动的碱性流体引起矿物的变化，并发生碱交代的结果，流体部分源自阜平群自身，且深熔作

地质学报 http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

用的初级阶段属于矿物的溶解过程、差异性深熔作用,属于初始阶段矿物的再溶解,而不是重熔或再熔融。程裕淇等(2000a,2000b)对阜平岩群中的浅粒岩、黑云变粒岩、斜长角闪岩和角闪片麻岩研究中指出,在较高的温压条件下构造有利部位经受了有流体活动伴生的深熔作用(anatexis)改造,形成了一系列区域混合岩类,包括不同程度的混合岩化岩石、混合岩、甚至混合花岗岩石(程裕淇等,1998,1999,2001)。

这些岩石所显示的岩相特征主要为初期深熔改造,而不是矿物的熔融或相应矿物的变换。程裕淇等(2001)提出识别阜平岩群深熔作用发生发展初期的一些岩相学标志,如不同矿物粒度都较相应的同类变质岩石为粗。由于经历粒间流体作用的重熔、溶蚀乃至再度晶出的过程,长英质岩石中长石、石英等矿物改变为具有弯曲、波纹状外形的缝合线结构,而"铰链状结构"的形成则是两微斜长石颗粒之间出现钠交代的结果;深熔作用过程中微斜长石显示出不均匀的光性特征,形成具交代成因的条纹长石细脉和条痕斜长石出现不规则长方形和补丁状的微斜长石反条纹长石,显示"糟化"或绢云母化,或存在不同程度的"暗化"区域;认为黑云母可部分地发生分解,在适当的温压条件下则完全分解,形成原可能为熔体的物质,也可转变成为纤维状至细柱状夕线石,角闪石存在一定程度的"暗化"。

夕线石的形成也被程裕淇等(2001)当作深熔作用的一种结果,认为区域混合岩类中夕线石的存在,是变质岩经受了深熔作用的一个明显、重要的标志,通常是与岩石中长石、云母类在一定的温压范围并往往有流体活动参与的进变质演化中所发生的分解有关,是在压应力作用下的流体活动产物,并有可能作为难(溶)熔的组分遗留下来而晶出,同时分解出来的钾钠等活动组分则进入溶液或熔体。这些矿物变换是差异性重熔或不一致熔融(即深熔作用)的实例。

块状岩石的熔融实验更是反映了脱水熔融或无水深熔作用的某些特征(程裕淇等,1998;贺义兴和宋书林,1999;贺义兴等,2001)。通过钾长浅粒岩、黑云变粒岩的熔融实验,程裕淇等(1998)认为,黑云母和斜长石的暗化代表黑云母的脱水反应及深熔作用的开始。但他们感到困惑的是,黑云母脱水熔融形成的尖晶石、橄榄石和铁铝直闪石,从未在实际岩石中发现。贺义兴和宋书林(1999)则指出,开放体系条件下钾长浅粒岩和黑云变粒岩的深熔作用性质有一定的独特性,主要表现为非均一局部熔融-再结晶效应,即石英较为难熔、局部形成 SiO_2 不饱和的矿物组合。贺义兴等(2001)认为,在夕线石钾长浅粒岩的高温熔融实验中,先存矿物钾长石、条纹长石、石英、钠长石、黑云母和磁铁矿等,不同程度地被熔蚀,使得主要组成元素发生迁移和重组,沿矿物的解理、裂隙及粒间形成夕线石、石英、云母、长石、金红石等再结晶相。推断,在深熔过程中,元素可能选择性地从先存矿物晶格中移出,形成再结晶磁铁矿、金红石、夕线石和再结晶石英。

4　混合岩的岩相特征

阜平杂岩大多数片麻岩显示了明显的混合岩化作用,甚至有人提出阜平杂岩为具广泛的"阜平混合岩"的地质体(Trap et al.,2008)。混合岩化表现为平行或切割片麻理的浅色体或脉体(Kfs+Pl+Qtz+Bt±Ms)(图 1a,b;图 2a,b)(矿物缩写采用 Kretz(1983)的方案)。这些混合岩脉体均属于熔体结晶所致。

4.1　混合岩的熔体特征

与阜平杂岩的不同类型相对应,混合岩化的特点各有不同。TTG 片麻岩的混合岩化主要表现为花岗片麻岩中不同宽度的浅色脉体(图 1a,b),片麻岩中的造岩矿物为钾长石、斜长石、云母、角闪石(图 1c,d,e)和石英,偶见石榴子石(图 1f)。其中云母、角闪石多呈他形—半自形晶,偶见自形晶,如黑云斜长片麻岩中的黑云母常呈半自形晶,极少溶蚀;可见黑云母与钾长石接触处黑云母转化为白云母边的现象;副矿物有不透明金属氧化物、帘石、榍石、磷灰石、独居石、锆石,偶见萤石。

在阜平杂岩几乎所有单元的长英质片麻岩中,包括 TTG 片麻岩、南营片麻岩和湾子表壳岩,多数岩石内含有黑云母和角闪石,表现为黑云母向角闪石转化(图 1d)。湾子岩系因岩性差异而表现出不同的混合岩化强度:大理岩、磁铁石英岩、斜长角闪岩混合岩化较弱,而云母石英片岩、浅粒岩、黑云斜长片麻岩等往往具有较显著的混合岩化特征,如夕线片麻岩,其造岩矿物为夕线石、钾长石、石英和白云母,少量黑云母和斜长石,混合岩化表现为富钾长石脉体大致沿片麻理注入(图 2b)。

即使在所谓典型的表壳岩如长英质浅粒岩中,往往也表现出明显的熔体特征(图 2a),经受了相当程度的混合岩化作用改造。

地质学报 http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

4.2 矿物的自形晶

一般变质作用很难形成长石、石英的自形晶。湾子岩系石英岩中的石英可包裹自形微斜长石(图 2c)、钾长石中可见半自形、自形斜长石颗粒(图 2d, e),矿物粒间可见微斜长石、石英的半自形晶。虽说石英岩中石英晶体内的微斜长石自形晶亦可以由碎屑石英裹挟而来,但这种自形微斜长石与石英粒间的微斜长石光性、三斜度等特征完全一致,表明了同期形成;阜平杂岩内与正片麻岩、副片麻岩有关的混合岩中,钾长石内包裹早期斜长石自形晶,这些结构均表现为熔体结晶的特征 (Zeck,1970; Vernon, 1988)。花岗质片麻岩中的钾长石斑晶可具有自形斜长石定向包裹体,这种结构代表了晶体可自由漂浮的岩浆环境,在有限的岩浆活动如深熔导致的局部熔体中难以形成类似的结构 (Hibbard,1987)。

石英粒间产出钾长石窄条和近三角状的长英质集合体,实验表明,熔体可在粒间形成熔体膜 (Mehnert et al.,1973),形成三角状或尖状、舌状长英质矿物聚集体,表明发生过熔体的结晶 (Jurewicz and Watson,1984; Sawyer,1999,2001)。

片麻岩中石英的多次生长可能与熔体脉动注入有关。钾长石中常见圆化石英、偶见圆化斜长石,表明经历了熔(溶)蚀而不仅仅是固相变质改造,如同 Büsch 等(1974)所总结的,一些矿物自形晶的出现、早期矿物的圆化和港湾状结构并被新生矿物包裹等,都可以作为熔体存在的依据。

4.3 奥长石的钠长石净边

一般说来,奥长石的钠长石净边是一种典型的交代结构(陈曼云等,2009),被当作交代混合岩的依据之一(程裕淇等,1963;程裕淇,1987;Mehnert et al.,1973)。而阜平杂岩中微斜长石之间的钠长石净边被称为铰链结构,并被当作深熔作用的一种标志 (程裕淇等,2004)。

通过详细观察和对比发现,沿龙泉关剪切带内大部分岩石中钠长石净边量较少,片(麻)岩伴随少量长英质脉体时,仅在脉体中有净边;阜平杂岩中若有明显的熔体过程,即可形成净边(图 1e)。在吕梁群中等变形强度的条带状混合岩(Hbl+Mc+Bt+Pl(±rim)+Qtz+Tit+Ap)中,有一定量的黑云母,以及少量的钠长石净边;随着局部后期韧性变形的叠加,矿物组合发生改变(Hbl+Mc+Pl+Qtz+Tit+Ap),最突出的变化就是黑云母和钠长石净边的消失,表明与熔体有关的混合岩中可见净边,真正的变质岩中钠长石净边则不再出现(另文发表)。我们的观察表明,奥长石的钠长石净边仅见于花岗质岩浆岩或与涉及熔体活动的混合岩、变质岩中,净边与熔体的关系更为密切。

通过镜下观察得知,净边的形成不仅仅是粒间流体结晶所致,而是与钾长石的直接参与有着密不可分的联系,如钾长石的分解可提供成分和空间:

$$Kfs+Na^{+}\rightarrow Ab+K^{+}(Ms) \quad (1)$$

释放出的 K^{+} 直接造成斜长石(奥长石)的绢云母化(脏核)。若是钾长石所致,净边应限于钾长石内部或周围,但是,Kfs-Qtz 间无净边,Kfs-Kfs 间多数情况下亦无净边,因此,钠长石净边的形成相对于钾长石而言是外部因素在起作用。此外,钾长石可有斜长石出溶条纹,条纹似乎晚于净边形成,且出溶条纹的斜长石 *An* 牌号可达更长石,而净边仅为 *An* 牌号极低的钠长石。钠长石净边与斜长石出溶条纹应分属不同的成因机制。

钠长石净边仅限于钾长石-钾长石或钾长石-斜长石之间,表明净边的形成与溶蚀钾长石有关,而不是溶蚀斜长石。游振东等(1996)专门报道过大别罗田黄土岭长英质片麻岩中的钠长石净边,并认为片麻岩实际上是由片麻状 A-型花岗岩,经历了明显的混合岩化,只是其认为净边由交代斜长石而成,这可能与实际情况不符。张春华等(1990)指出,一些混合花岗质岩石或岩浆型花岗质岩石中的钠长石净边起因于岩浆晚期或末期的强烈钠质交代作用。Peng (1970)认为,花岗岩、正长岩矿物粒间钠长石净边结晶于残余岩浆流体,并交代钾长石,而不是钾长石出溶所致。富钠质熔体一般形成于中-酸性岩浆作用的晚期,也就是说,钠交代作用通常情况下与熔体活动有关;典型的固相变质作用有时可出现一些钾质活动,而很难表现出钠质活动,因此,在一般的变质岩中不能见到类似的钠长石净边或相当的结构。

Hasalová 等(2008a,2008b)指出,钠长石净边结构从条痕状混合岩开始出现,并可当作熔体存在的依据之一。即钠长石净边与熔体作用有着更为密切的联系,甚至具有熔体存在的指示意义。正是石英岩中的钠长石净边的出现(图 2f)促使作者意识到,以沉积成因为主的石英岩中的熔体显然是他处迁移而来,该岩石曾经历了熔体的渗透改造。阜平杂岩中钠长石净边的普遍发育与该岩系经历了广泛的熔体渗透式混合岩化作用有关,钠长石净边可能形成于熔体作用后期非岩浆的流体(减少)阶段。钠长石净边仅存在于长石粒间,从不出现于矿物粒内,

地质学报 http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

也表明其时岩石处于岩浆结晶晚期,尚未彻底凝固或变形。类似的,钾长石间晚期愈合而成的长石-石英聚集体亦形成于熔体尚未彻底固结的阶段(Trap et al.,2008,fig.12B)。

5　深熔作用与熔体

混合岩化作用伴随着密切的熔体活动。我们知道,阜平杂岩经历了中—高级变质作用,并具有较高的水活度(刘树文和梁海华,1997),这些条件与深熔作用的温压范围(Thompson and Connolly,1995)大致相当。如前所述,深熔作用可分为无水和有水两种类型,下面分别讨论其可能性。

5.1　无水深熔作用发生的程度

绝大多数脱水熔融反应可形成花岗质熔体,但脱水反应多发生在高角闪岩相—麻粒岩相变质条件下,往往伴随石榴子石、斜方辉石、钾长石、堇青石部分或多数"干矿物"的出现,如东南极拉斯曼丘陵高级变质岩系。因含水矿物含量较少,尽管经历了典型的大面积麻粒岩相脱水部分熔融反应,形成大量的深熔浅色体,但浅色体并不显示明显的岩浆结晶结构(Carson et al.,1997);在长英质片麻岩及深熔浅色体中可形成锆石的变质增生边但极少形成岩浆增生边(Wang et al.,2008),即无水深熔作用或脱水部分熔融作用形成的浅色体反而不具有典型的熔体特征,有一定的流体活动参与时即可形成真正的深熔花岗岩(正长花岗岩)(李淼等,2007)。

不论何种岩石,如花岗质岩石(Schulmann et al.,2008)、花岗闪长岩(Berger et al.,2008)或变花岗岩(Hasalová et al.,2008),在封闭体系中超过800℃时云母的脱水分解也只能形成有限的熔体。阜平杂岩中熔体所致浅色脉体普遍发育,其中有较多的含水矿物如角闪石、黑云母、白云母、帘石、榍石等,但上述"干矿物"极少,如仅有极少量的石榴子石(图 1f)、辉石,大部分情形下甚至缺失这些矿物:

$$\mathrm{Mica+Sil+Qtz \rightarrow Grt+Kfs+Melt}\text{(缺失流体的部分熔融)} \quad (2)$$

此反应的特征是出现石榴子石和钾长石,即典型的无水深熔作用(Kriegsman,2001)或不一致部分熔融(fluid-absent anatexis or incongruent partial melting)。虽有晚期钾化,但阜平杂岩中极难见到这一深熔反应的岩相证据,刚玉、尖晶石的形成可能与此有关,但这类矿物的产出非常局限,意味着片麻岩没有发生明显的脱水深熔作用(Kriegsman,2001),或者,先期有一定程度的无水深熔作用,但被后期大量的含水深熔作用(下文介绍)所叠加、掩盖,仅有残留(图 1f)。阜平杂岩的变质温压条件介于680℃和 0.8 GPa、730℃～750℃和 0.7GPa 附近(刘树文和梁海华,1997),对于通过脱水熔融反应形成足够的熔体(Johannes and Holtz,1996; López et al.,2005; Watkins et al.,2007)来说温度有点偏低。因此,阜平杂岩中没有或极少无水深熔作用的指示结构,绝大多数混合岩熔体并非由无水深熔作用形成。

5.2　有水深熔作用下的熔体生成反应

长英质片麻岩中往往有多期次的长石,如残留岩石中较粗颗粒、呈等轴状的钾长石、斜长石-石英粒间细长条状的钾长石;另外,残留岩石中黑云母、斜长石的比例增加,但石英、钾长石减少;黑云母边界多平直而未有反应关系,即仍处于稳定状态(Büsch et al.,1974)。这些显微结构和矿物的状态均表明,熔融反应中均未涉及黑云母的分解:

$$\mathrm{Kfs+Qtz+Pl+H_2O=Melt} \quad (3)$$

根据实验,在 0.6 GPa 时该反应发生的温度低于700℃(Johannes and Holtz,1996; Watkins et al.,2007),若 TTG 岩石中的钾长石不够多、很快耗尽的话,将发生随后的反应:

$$\mathrm{Qtz+Pl+H_2O=Melt} \quad (4)$$

如果源岩中的斜长石 *An* 牌号低于 *An*40 这一反应发生的温度比第一个反应高不到 50℃(Johannes and Holtz,1996)。程裕淇等(1999)指出,深熔作用的初级阶段相当于矿物的溶解过程、差异性深熔作用,属于初始阶段矿物的再溶解,而不是重熔或再熔融,或许代表了接近这一反应的过程。

通过花岗闪长岩(Naney,1983)、英云闪长岩(Gardien et al.,2000)和英安岩(Conrad et al.,1988)关于 Qtz+Pl+Bt 的部分熔融实验表明,在体系中有自由流体存在的情况下,由于黑云母分解形成稳定的角闪石时,可形成相应的熔体:

$$\mathrm{Bt+Pl+Qtz+H_2O=Hbl+Melt.} \quad (5)$$

该反应的发生需要 3%～5.5%的水,而单斜辉石的形成只需要较低的水含量。由此反应形成的熔体相对富 K,与岩相观测中常见的角闪石-钾长石共生一致。岩石中的角闪石大多经过英云闪长岩和花岗闪长岩的一些反应(Mogk,1992; Gardien et al.,2000; Slagstad et al.,2005; Berger et al.,2008)形成。根据 Slagstad 等(2005),该反应发生的温度介于 700℃和 720℃之间。因此,黑云母向角闪石的转化(图 1d),可能与钠长石净边一样,反映了与熔体

地质学报 http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

活动有关的一种结构。

一些岩石中无角闪石，但具有圆化的黑云母，角闪石可能因逆反应而消失，另有少量的圆化榍石：

$$Pl_1+Qtz+Bt+H_2O=Hbl+Pl_2\pm Tit+Melt \quad (6)$$

在阜平杂岩多种岩石中可识别出角闪岩相的变质矿物组合，在中-基性成分的变质岩内可见 Grt＋Bt＋Hbl＋Pl＋Kfs＋Tit±Ep＋Qtz 组合。

角闪石、钾长石和奥长石的钠长石净边往往相伴出现，反应(6)和(1)可能代表了两个相继发生的反应(递进反应)：反应(6)可能代表了熔体结晶或与之相关的变质反应，反应(1)则反映钠长石净边的形成过程。实际上(1)是一个置换反应，其中 Na^+ 离子可存在于以钾长石为主的长石结晶后的残余流体中，而释放出的 K^+ 离子则迁移至其他位置，形成绢云母(图 1e；图 2f，表现为奥长石的脏核)或钾长石，可能是该杂岩中有较多钾质伟晶岩脉的原因。

由于黑云母未彻底消失，除了反应(3)外，可能还涉及到少量的黑云母不一致熔融分解反应：

$$Pl+Qtz+Bt+H_2O=Melt+Tit \quad (7)$$

英云闪长质和奥长花岗质熔体一般由含角闪石岩石的脱水熔融形成(e. g. ，Rapp et al. ，1991；Wolf and Wyllie，1994)，而含白云母、黑云母岩石的脱水熔融形成花岗质熔体(e. g. ，Gardien et al. ，1995；Patiño Douce and Harris，1998)．Lopez 等(2005)和 Watkins 等(2007)的实验结果表明，角闪石英云闪长岩的脱水熔融形成少量的淡色花岗岩，而同样的岩石在水饱和条件下的熔融可形成的熔体明显增多，且形成英云闪长质熔体。

5.3 外来水的来源推断

对于浅色体比例过高、估算的温度又特别低的混合岩，难以用含水矿物的分解来单独解释时，很容易推断发生了水致熔融(Mogk，1992；Jung et al. ，2000；Burri et al. ，2005；Slagstad et al. ，2005；Berger et al. ，2008；Ward et al. ，2008；Genier et al. ，2008)。阜平杂岩的情况亦如此。前面提到，若是无水不一致熔融，那么，无论在天然岩石中(Sawyer，1999；Cesare，2000；Sawyer，2001；Guernina and Sawyer，2003；Holness et al. ，2005)、还是在实验(Büsch et al. ，1974；Holyoke and Rushmer，2002)中，黑云母的熔融均可产生相对应的结构，如作为反应物的黑云母具港湾状残留结构，同时伴随一些固相产物如石榴子石。阜平杂岩混合岩中的结构则有所不同。黑云母通常具有平直的边界而无反应，由于溶蚀，斜长石、石英、钾长石则具有不规则边界，因此，浅色片麻岩中的 Qtz＋Pl＋Kfs 的深熔作用属于水致熔融。

引起深熔作用的含水流体一般经过剪切带运移(Mogk，1992；Slagstad et al. ，2005；Hasalová et al. ，2008a)，若是封闭体系中含水矿物(如云母或角闪石)的分解生成熔体，其云母与熔体量是 1∶1；考虑到石榴子石、堇青石或斜方辉石的普遍缺失，可以认为，花岗岩、花岗闪长岩和奥长花岗岩原岩的部分熔融因含水流体的注入而发生(McLellan，1988；Mogk，1992；Slagstad et al. ，2005；Burri et al. ，2005；Berger et al. ，2008)，TTG 成分岩石的部分熔融是由于外来水流体影响所致(Sawyer，2010)。

5.4 相关的退变质结构

深熔作用造成的熔体注入可能是多幕次的，从而引起石英的多次生长(图 1f)。早期混合岩化与特定的变质级别相伴随，后期的熔体注入对早期的变质矿物进行改造，形成退变质矿物组合，如叠加的退变质作用形成镁铁闪石、黑云母、白云母、帘石，甚至绿泥石、方解石。与钾长石接触处的黑云母转化为白云母蚀变边，可能与熔体注入对早期矿物的改造有关。当然，白云母可以是退变形成，也可能是岩浆结晶的结果(Jung et al. ，1998)。一般来说，无水深熔作用形成的浅色体本身不能使麻粒岩相组合发生明显的退变质(Carson et al. ，1997)。若后期的水致熔融导致的混合岩化与早期的中—高变质不属于同一个变质过程，后期混合岩化很容易引起早期变质岩的退变质改造。熔体固化结晶过程中，释放出的流体可水化变质体，或向上迁移诱发退变质作用、甚至某些变质体中的熔融作用(Thompson and Connolly，1995)。多次或多种类型的退变质现象与可能发生了熔体的多阶段注入或渗透是一致的，而且，渗透粒径愈是细小，混合岩固结愈是缓慢(Holness and Sawyer，2008)，从而更容易引起退变质改造。黑云母、斜长石的糟化、暗化现象及绢云母化后的净边很可能与熔体结晶过程有关，类似于逆反应(Kriegsman，2001)，属于晚期退变范畴，但一并被当作深熔作用现象了(程裕淇等，2001)。

6 不同混合岩化过程之间的关系

综上所述，阜平杂岩的混合岩化作用实际上经历了复杂的过程，主要表现为有水条件下的深熔作用，较窄的浅色细脉(图 1a)或斜长角闪岩中的扁豆体或许与此有关。这样形成的熔体有较大的流动性，可迁移相当的距离(图 1b)而进入邻近的岩石，

地质学报 http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

如石英岩中,对于后者,即相当于发生了外来熔体的注入活动,引起了熔体注入式混合岩化作用,可能同时伴随一些交代反应和结构(图 2e, f)。

程裕淇等(1998,1999,2000a,2000b,2004)所强调的交代结构可能即与此有关。相反,由于部分长英质片麻岩中偶见石榴子石残留,不排除在有水深熔作用混合岩化之前,有一定的脱水深熔作用的发生,只是由这种机制造成的混合岩化在现今层次的岩石中所占比例极低。程裕淇等(2001)和贺义兴和宋书林(1999)、贺义兴等(2001)所进行的无水块状岩石的熔融实验则与此相当,如黑云母脱水熔融形成尖晶石、橄榄石和铁铝直闪石,这些矿物组合从未在相关实际混合岩石中发现;而刘福来等(1997)对上集宁群孔兹岩系中富铝片麻岩的实验则得出与实际岩石非常接近的组合,说明体系可能接近于"干"体系下的脱水熔融。而阜平杂岩情况则完全不同,不属于"干"体系下的脱水熔融。块状岩石的熔融实验表明石英很难熔融(贺义兴和宋书林,1999),可能与实验中缺水、SiO_2 难以有效活动有关;相反,阜平杂岩中很容易形成各种石英的结晶(程裕淇等,2004),恰与其深熔过程中有较多的水是一致的。

此外,我们可以从体系的矿物组成上来理解有水、无水深熔的不同。在"干"体系下,只有与黑云母接触的钾长石、石英才发生熔融(刘福来等,1997),因为黑云母的脱水对熔融的发生与否及熔融类型和程度均具有重要影响,并形成石榴子石、斜方辉石或堇青石等一些"干"矿物;而在"湿"体系下,由于水分的充足供应,在合适的温压条件下,斜长石、钾长石、石英均可熔融,相反,较高的水分压反而不利于黑云母的分解或熔融,少量黑云母转化为角闪石则对体系的平衡影响不大。

此外,阜平杂岩长英质片麻岩中奥长石的钠长石净边的广泛产出可能也与有流体存在有关。在无水深熔过程中,片麻岩中常常出现蠕英石结构,而斜长石的净边极少形成(任留东和韩景仪,2006)。蠕英石一般为在钾长石分解的基础上形成的斜长石-石英的一种共结,Na、Ca、Si 等均没有实质性的迁移。在本区,蠕英石较少出现,相反,绢云母化的奥长石周围经常发育以钠质斜长石(接近钠长石端元)为主的后期净边,也是在钾长石分解的基础上形成,但没有石英伴随或距净边较远的位置才出现石英,即发生了 K、Si 组分的显著活动与迁移。这种迁移暗示了明显的流体活动,并导致 Pl(Ab)与 Qtz 的分离结晶(图 1e)而不是蠕英石中的共结。

总之,程裕淇等(1998,1999,2000a,2000b,2004)所关注的深熔作用及其造成的混合岩化作用强调了岩相的分析和观察、矿物成分的变化及地球化学方面的响应,认为阜平杂岩的混合岩化作用仅对应于深熔作用的初级阶段矿物的再溶解,而不是重熔或再熔融。实际上,混合岩化作用中的变质反应过程既不是简单的仅涉及到长石、石英的溶解或再结晶的压溶性的物理溶解,也不是一般意义上的升温脱水反应,如白云母、黑云母或角闪石的脱水熔融反应;而是由一种含水矿物(如黑云母)转化形成另外一种含水矿物(如角闪石)的化学反应。溶解性重熔或无水深熔作用在阜平杂岩中即使发生,也只占极少的比例。主要原因可能在于,前人对水含量的多少对深熔作用性质的影响重视不够。这正是本文所强调的。

7　结论

(1)阜平杂岩中产出大量的浅色脉体,显示广泛的混合岩化作用。前人把引起混合岩化作用的机制归因于岩汁交代、重熔或无水深熔作用,似乎与实际结构不是很吻合。

(2)通过特定的岩相结构如矿物自形晶和一些典型的矿物转化反应得知,阜平杂岩的混合岩化作用实际上经历了复杂的过程,主要表现为有水条件下的深熔作用。混合岩化作用中的变质反应过程既不是完全的物理溶解,也不是一般意义上的脱水反应,既包括长英质矿物的熔融(溶解),还涉及一种含水矿物(如黑云母)转化形成另外一种含水矿物(如角闪石)的化学反应。溶解性重熔或无水深熔作用在阜平杂岩的混合岩化作用并不重要,或只占极少的比例。

(3)水致深熔作用形成的熔体有较大的流动性,可迁移一定的距离而进入邻近的岩石,客观上相当于发生了外来熔体的注入活动,引起了熔体注入式混合岩化作用,同时造成一些交代反应和结构。因此,深熔作用或混合岩化作用研究中,除了一般意义上的岩相结构观察外,变质-深熔过程中体系含水性分析也是至关重要的。

参　考　文　献

陈曼云,金巍,郑常青. 2009. 地质调查工作方法指导手册——变质岩鉴定手册. 北京:地质出版社,1～232.

程裕淇. 1987. 有关混合岩和混合岩化作用的一些问题——半个世纪以来某些基本认识的回顾. 中国地质科学院院报,16:5～19.

程裕淇. 1999. 混合岩与混合岩化作用. 见:陈述彭主编. 地球系统科

地质学报 http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

学. 北京:中国科学出版社,368～370.
程裕淇,沈其韩,刘国惠,王泽九. 1963. 变质岩的一些基本问题和工作方法,北京:中国工业出版社.
程裕淇,高吉凤,万渝生,马瑞. 1998. 河北平山阜平群两种岩石类型的初步熔融实验及其启示. 中国地质,3:18～22.
程裕淇,高吉凤,万渝生. 1999. 论河北平山西北部新太古代阜平群一些变质岩类的深熔作用. 见:陈毓川等主编. 第 30 届国际地质大会论文集(中文版). 126～136.
程裕淇,万渝生,高吉凤. 2000a. 河北平山小觉地区阜平群变质作用和深熔作用同位素年代研究的初步报道. 地质学报,74:30～38.
程裕淇,万渝生,高吉凤,马瑞. 2000b. 河北平山小觉地区新太古代阜平岩群中变质岩所显示深熔改造的一些岩相学特征——介绍一组显示深熔特征的显微镜照片. 中国地质,12:13～16.
程裕淇,万渝生,高吉凤,马瑞. 2001. 河北平山小觉地区阜平岩群中三种岩类深熔现象的岩相学特征. 地质论评,47(1):1～8.
程裕淇,杨崇辉,万渝生,刘增效,张西平,杜利林,张寿广,伍家善,高吉凤. 2004. 太行山中北段早前寒武纪地质和深熔作用对地壳岩石的改造. 北京:地质出版社.
贺义兴,宋书林. 1999. 河北平山阜平群两种岩石熔融过程中的矿物相变及成分变化. 地质学报,73(4):315～320.
贺义兴,马瑞,姚杰,王安平,宋书林. 2001. 河北平山阜平群夕线石钾长浅粒岩深熔作用的微区矿物学标志. 地质论评,47(1):82～87.
李江海,牛向龙,陈征,Kusky T,Polat A. 2004. 太行山区深层次推覆构造的发现及其地质意义. 自然科学进展,14:1118～1127.
李森,刘晓春,赵越. 2007. 东南极普里兹湾地区花岗岩类的锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及其构造意义. 岩石学报,23(5):1055～1066.
刘福来,沈其韩,耿元生,徐学纯,马瑞. 1997. 变质反应与脱水熔融成因关系的实验研究:以晋蒙边界孔兹岩系中富铝片麻岩为例,中国科学(D 辑),27(6):481～487.
刘树文,梁海华. 1997. 太行山太古宙变质杂岩中富铝片麻岩的变质作用. 岩石学报,13:303～312.
刘树文,梁海华. 1997. 太行山太古宙变质杂岩中富铝片麻岩的变质作用. 岩石学报,13(3):303～312.
马杏垣,游振东,谭应佳,蔡学林. 1963. 中国东部前寒武纪大地构造发展的样式. 地质学报,43: 27～52.
任留东,韩景仪. 2006. 南极中山站区高级片麻岩中蠕英石的形成. 中国地质,33(6):30～39.
谭应佳,王方正,赵温霞. 1993. 太行山阜平隆起南部早前寒武纪地质——兼论太古宙地质若干问题及研究方法. 武汉:中国地质大学出版社,1～161.
伍家善,耿元生,徐惠芬,金龙国,贺绍英,孙世伟. 1989. 阜平群变质地质专辑. 中国地质科学院地质研究所所刊,19:3～152.
游振东,钟增球,汤中道,陈能松. 1996. 混合岩中斜长石的交代净边结构和倒转双晶研究——以大别罗田黄土岭长英片麻岩为例. 地球科学—中国地质大学学报,21:513～518.
张春生,王启超,高明文,李增龙,石晓兰. 1990. 河北早前寒武纪变质作用. 北京:地质出版社,1～178.
张寿广,金龙国,肖庆辉. 1983. 阜平太古宙穹状复合褶皱群的构造样式及变形史. 中国区域地质,6:97～110.
张西平,万渝生,杨崇辉. 2003. 河北阜平平阳片麻状奥长花岗岩的地质和岩相学特征. 中国地质,30: 61～71.
Bergantz G W. 1989. Underplating and partial melting: implications for melt generation and extraction. Science, 254: 1093～1095.
Berger A, Burri T, Alt-Epping P, Engi M. 2008. Tectonically controlled fluid flow and water-assisted melting in the middle crust: an example from the Central Alps. Lithos, 102: 598～615.
Brown M. 2001. Orogeny, migmatites and leucogranites: a review. Proceedings of the Indian Academy of Science, 110: 313～336.
Brown M. 2007. Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences. Journal of the Geological Society, 164: 709～730.
Brown M, Rushmer T, Sawyer W. 1995. Introduction to special section: mechanisms and consequences of melt segregation from crustal protoliths. J. Geophys. Res., 100: 15551～15563.
Burri T, Berger A, Engi M. 2005. Tertiary migmatites in the Central Alps: regional distribution, field relations, conditions of formation, and tectonic implications. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 85: 215～232.
Büsch W, Schneider G, Mehnert K R. 1974. Initial melting at grain boundaries part II: melting of rocks of granodioritic, quartzdioritic and tonalitic composition. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, 1974: 345～370.
Carson C J, Powell P, Wilson C J L, Dirks P H G M. 1997. Partial melting during tectonic exhumation of a granulite terrane: an example from the Larsemann Hills, East Antarctica. Journal of Metamorphic Geology, 15: 105～126.
Cesare B. 2000. Incongruent melting of biotite to spinel in a quartz-free restite at El Joyazo (SE Spain): textures and reaction characterization. Contributions to Mineralogy and Petrology, 139: 273～284.
Conrad W K, Nicholls I A, Wall V J. 1988. Metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: evidence for the origin of silic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, and other occurrences. Journal of Petrology, 29: 765～803.
Gardien V, Thompson A B, Grujic D, Ulmer P. 1995. Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz + or - muscovite assemblages and implications for crustal melting. Journal of Geophysical Research, 100: 15581～15591.
Genier F, Bussy F, Epard J-L, Baumgartner L. 2008. Water-assisted migmatization of metagraywackes in a Variscan shear zone, Aiguilles Rouges massif, western Alps. Lithos, 102: 575～597.
Guan H, Sun M, Wilde S A, Zhou X H, Zhai M G. 2002. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Fuping complex: implications for formation and assembly of the North China craton. Precambrian Res., 113: 1～18.
Guernina S, Sawyer E W. 2003. Large-scale melt-depletion in granulite terranes: an example from the Archaean Ashuanipi subprovince of Quebec. Journal of Metamorphic Geology, 21: 181～201.
Harris N B W, Inger S. 1992. Trace element modeling of pelite-derived granites. Contrib. Mineral. Petrol., 110: 46～56.
Hasalová P, Schulmann K, Lexa O, Štípská P, Hrouda F, Ulrich S, Haloda J, Týcová P. 2008a. Origin of migmatites by deformation-enhanced melt infiltration of orthogneiss: a new

http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx 地质学报

model based on quantitative microstructural analysis. J. Metamorphic Geol., 26: 29～53.

HasalováP, Štípská P, Powell R, Schulmann K, Janoušek V, Lexa O. 2008b. Transforming mylonitic metagranite by open-system interactions during melt flow. J. Metamorphic Geol., 26: 55～80.

Hibbard M J. 1987. Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. Journal of Geology, 95: 543～561.

Holmquist P J. 1916. Swedish Archean structures and their meaning. Bull. Geol. Inst. Uppsala, 15: 125～148.

Holness M B, Sawyer E W. 2008. On the pseudomorphing of melt-filled pores during the crystallization of migmatites. Journal of Petrology, 49: 1343～1363.

Holness M B, Dane K, Sides R, Richardson C, Caddick M. 2005. Melting and melt segregation in the aureole of the Glenmore Plug, Ardnamurchan. Journal of Metamorphic Geology, 25: 29～44.

Holyoke III C W, Rushmer T. 2002. An experimental study of grain scale melt segregation mechanisms in two common crustal rock types. Journal of Metamorphic Geology, 20: 493～512.

Huppert H E, Sparks R S J. 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. Journal of Petrology, 29: 599～642.

Inger S, Harris N. 1993. Geochemical constrains on leucogranite magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. Journal of Petrology, 34: 345～368.

Johannes W, Holtz F. 1996. Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. Berlin: Springer. 1～335.

Jung S, Mezger K, Masberg P, Hoffer E, Hoernes S. 1998. Petrology of an intrusion-related high-grade migmatite - implications for partial melting of metasedimentary rocks and leucosome-forming processes. Journal of Metamorphic Geology, 16: 425～445.

Jung S, Hoernes S, Mezger K. 2000. Geochronology and petrology of migmatites from the Proterozoic Damara Belt - importance of episodic fluid-present disequilibrium melting and consequences for granite petrology. Lithos, 51: 153～179.

Jurewicz S R, Watson E B. 1984. Distribution of partial melt in a felsic system: the importance of surface energy. Contributions to Mineralogy and Petrology, 85: 25～29.

Kretz R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist, 68: 277～279.

Kriegsman L M. 2001. Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. Lithos, 56: 75～96.

Kröner A, Wilde S A, Li J H, Wang K Y. 2005. Age and evolution of a late Archean to Paleoproterozoic upper to lower crustal section in the Wutaishan/Hengshan/Fuping terrain of northern China. Journal of Asian Earth Sciences, 24: 577～595.

Liu S, Pan Y, Xie Q, Zhang J, Li Q, Yang B. 2005. Geochemistry of the Paleoproterozonic Nanying granitic gneisses in the Fuping complex: implications for the tectonic evolution of the Central Zone, North China Craton. Journal of Asian Earth Sciences, 24: 643～658.

López S, Castro A, Garcia-Casco A. 2005. Production of granodiorite melt by interaction between hydrous mafic magma and tonalitic crust: experimental constraints and implications for the generation of Archaean TTG complexes. Lithos, 79 (1～2): 229～250.

McLellan E L. 1988. Migmatite structures in the Central Gneiss Complex, Boca De Quadra, Alaska. Journal of Metamorphic Geology, 6: 517～542.

Mehnert K R, Busch W, Schneider G. 1973. Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites. N. Jb. Mineral. Mh., 1973:165～183.

Mogk D W. 1992. Ductile shearing and migmatization at mid-crustal crustal levels in an Archean high grade gneiss belt, northern Gallatin Range, Montana, USA. Journal of Metamorphic Geology, 10: 427～438.

Naney M T. 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic system. American Journal of Science, 283: 993～1033.

Patiño Douce A E, Humphreys E D, Johnston A D. 1990. Anatexis and metamorphism in tectonically thickened continental crust exemplified by the Sevier hinterland, western North America. Earth and Planetary Science Letters, 97: 290～315.

Patiño Douce A E, Harris N. 1998. Experimental constraints on Himalayan Anatexis. Journal of Petrology, 39: 689～710.

Patiño Douce A E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro A, Fernandez C, Vigneresse J L. Understanding Granites. Integrating new and classical techniques. eds. Geol. Soc. Spec. Pub., 158: 55～75.

Peng C C J. 1970. The intergranular albite in some granites and syenites of Hong Kong. American Mineralogist, 55: 270～282.

Rapp R P, Watson E B, Miller C F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. Precambrian Research, 51: 1～25.

Sawyer E W. 1999. Criteria for the recognition of partial melting. Phys. Chem. Earth(A), 24: 269～279.

Sawyer E W. 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. Journal of Metamorphic Geology, 19: 291～309.

Sawyer E W. 2010. Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: Microstructures in the residual rocks and source of the fluid. Lithos, 116: 273～286.

Schulmann K, Martelat J-E, Ulrich S, Lexa O, Štípská P, Becker J K. 2008. Evolution of microstructure and melt topology in partially molten granitic mylonite: implications for rheology of felsic middle crust. Journal of Geophysical research, 113, B10406. doi:10.1029/2007JB005508, 2008.

Sederholm J J. 1907. Om Granit och Gneis, deras uppkomst, upptr dande och utbredning inom urberget i Fennoscandia. Bull. Comm. G ol. Finl., 23: 1～110.

Slagstad T, Jamieson R A, Culshaw N G. 2005. Formation, crystallisation and migration of melt in the mid-orogenic crust: Muskoka domain migmatites, Grenville Province, Ontario. Journal of Petrology, 46: 893～919.

Thompson A B, Connolly J A D. 1995. Melting of the continental crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. Journal of Geophysical Research, 100(B8): 15565～15579.

Tomomasini S, Davies G R. 1997. Isotope disequilibrium during anatexis: a case study of contact melting, Sierra Nevada, California. Earth and Planetary Science Letters, 148: 273～

地质学报 http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

285.

Trap P, Faure M, Lin W, Bruguier O, Moni P. 2008. Contrasted tectonic styles for the Paleoproterozoic evolution of the North China Craton. Evidence for a ~2.1 Ga thermal and tectonic event in the Fuping massif. Journal of Structural Geology, 30: 1109~1125.

Vernon R H. 1988. Igneous microtextures in migmatites. Geology, 16: 1126~1129.

Wang Y B, Liu D Y, Chung S L, Tong L X, Ren L D. 2008. SHRIMP zircon age constraints from the Larsemann Hills region, Prydz Bay, for a late Mesoproterozoic to early Nepproterozoic tectono-thermal event in East Antarctica. American Journal of Science, 38: 573~617.

Ward R, Stevens G, Kisters A. 2008. Fluid and deformation induced partial melting and melt volumes in low-temperature granulite-facies metaediments, Damara Belt, Namibia. Lithos, 105: 253~271.

Watkins J M, Clemens J D, Treloar P J. 2007. Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6~1.2 GPa. Contributions to Mineralogy and Petrology, 154: 91~110.

Wolf M B, Wyllie P J. 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar; the effects of temperature and time. Contributions to Mineralogy and Petrology, 115: 369~383.

Whittington A G, Treloar P J. 2002. Crustal anatexis and its relation to the exhumation of collisional orogenic belts, with particular reference to the Himalaya. Mineralogical Magazine, 66: 53~91.

Zeck H P. 1970. An erupted migmatite from Cerro de Hoyazo, S. E. Spain. Contributions to Mineralogy and Petrology, 26: 225~246.

Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A, Sun M. 2002. SHRIMP U-Pb zircon ages of the Fuping complex: implications for late Archean to Paleoproterozoic accretion and assembly of the North China Craton. American Journal of Science, 302: 191~226.

On Anatexis of the Fuping Complex in North China Craton

REN Liudong[1)], GENG Yuansheng[1)], DU Lilin[1)], GUO Jinjing[2)]

1) *Institute of Geology, CAGS, Beijing*, 100037;

2) *Tianjin Institute of Urban Construction, Tianjin*, 300384

Abstract

Leucocratic veins are widely distributed in the Fuping Complex, North China Craton, which demonstrates the intensive migmatization. The migmatization was generally ascribed to ichor metasomatism, pressure solution or fluid-absent partial melting, which are not consistent with the actual petrographic textures. Euhedral crystals of some minerals, albite-rim texture and typical transformation between hydrous minerals suggest that the migmatization has in fact experienced a complicated process which is characterized by water fluxed partial melting. The resultant melt was relatively mobile and can easily migrate into adjacent rocks. This is equivalent to injection of foreign melt into the rocks and resulted in melt-injection migmatization, causing some metasomatism reactions and textures. Therefore, metamorphic reaction of the Fuping Complex, resulting from migmatization, may include both melting or dissolution of feldspathic minerals and chemical transformation of one hydrous mineral (e.g., biotite) to another one (e.g., hornblende). The most crucial mechanism of migmatization of the Complex was dominated by water-fluxed melting or fluid-bearing partial melting, with pressure solution or fluid-absent anatexis as secondary factor.

Key words: petrographic textures; anatexis; water-fluxed partial melting; migmatization; Fuping complex

http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

地质学报