

内蒙古大青山地区古元古代早期榴云片麻岩(大青山表壳岩)深熔作用:地质、锆石年代学和地球化学研究^{*}

马铭株¹ 董春艳¹ 徐仲元² 谢士稳¹ 刘敦一¹ 万渝生^{1**}

MA MingZhu¹, DONG ChunYan¹, XU ZhongYuan², XIE ShiWen¹, LIU DunYi¹ and WAN YuSheng^{1**}

1. 中国地质科学院地质研究所,北京离子探针中心,北京 100037

2. 吉林大学地球科学学院,长春 130061

1. Beijing SHRIMP Center, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

2. College of Earth Science, Jilin University, Changchun, 130061, China

2014-08-27 收稿, 2014-11-02 改回.

Ma MZ, Dong CY, Xu ZY, Xie SW, Liu DY and Wan YS. 2015. Anatexis of Early Paleoproterozoic garnet-biotite gneisses (Daqingshan supracrustal rocks) in Daqingshan, Inner Mongolia: Geology, zircon geochronology and geochemistry. Acta Petrologica Sinica, 31(6):1535–1548

Abstract Late Paleoproterozoic khondalites of the Upper Wulashan Subgroup are well developed in the Daqingshan area, central segment of the Khondalite Belt, western North China Craton. Early Paleoproterozoic metasedimentary rocks, named as the Daqingshan supracrustal rocks, have recently been identified from the Upper Wulashan “Subgroup”. They underwent strong metamorphism and anatexis, resulting in formation of Early Paleoproterozoic garnet granite. Hademengou is a typical area where, both the garnet-biotite gneisses (the Daqingshan supracrustal rocks) and garnet granite (Hademengou garnet granite) extensively occur. From garnet-biotite gneiss, through anatectic garnet-biotite gneiss, to garnet granite, garnet grains increases both in content and size, whereas biotite is getting less, with leucosomes becoming more abundant. Garnetite in the garnet granite is mainly composed of garnet with biotite, quartz and plagioclase inclusions and contains rounded to elliptical zircon grains commonly with core-mantle-rim or core-rim textures. Detrital cores recorded an age of ~2.5 Ga, whereas the metamorphic zircon domains recorded ages of ~2.45 Ga and ~1.90 Ga, respectively. The zircon grains are similar in shape, texture and age to those from the garnet-biotite gneiss, anatectic garnet-biotite gneiss and garnet granite, but with the metamorphic age of the late Paleoproterozoic (~1.90 Ga). Similar to the garnet-biotite gneiss and anatectic garnet-biotite gneiss, the garnet granite is high in Al₂O₃ content and FeO^T/MgO ratio and has a large variation in CaO content and K₂O/Na₂O ratio, characterized by enrichment of light REE and large ion lithophile elements and depletion of Nb, Ta, P and Ti. Combined with early studies, main conclusions can be drawn as follows. 1) Garnet in the leucosome and garnet granite is formed by dehydration melting of biotite (Bt + Qz + Pl → Grt + Kfs + Melt), instead of being crystallized from magma; 2) the garnetite was formed as a result of the migration, differentiation and accumulation of garnet during the formation and evolution of garnet granite magma; 3) the Hademengou garnet granite occurs in a somewhat large scale and appears as a magma body, but it still shows anatectic features; 4) the composition variations of the garnet granite are mainly due to differences of the source region and local variations of residual minerals (mainly garnet and zircon).

Key words Anatexis; Garnet-biotite gneiss; Garnet granite; Garnetite; SHRIMP dating; Geochemistry; Daqingshan

摘要 大青山位于华北克拉通西部孔兹岩带中段,古元古代晚期孔兹岩系(上乌拉山岩群)十分发育。近年来,在上乌拉山岩群中分辨出一套古元古代早期变质碎屑沉积岩(大青山表壳岩,榴云片麻岩),它们遭受强烈变质变形和深熔作用改造,形成古元古代早期石榴石花岗岩。包头哈德门沟是古元古代早期榴云片麻岩典型出露区,并有古元古代早期石榴石花岗岩(哈德门沟石榴石花岗岩)形成。由榴云片麻岩经深熔榴云片麻岩再到石榴石花岗岩,浅色体增多,石榴石增多且颗粒增大,

* 本文受国家 973 项目(2012CB416600)和中国地质调查局项目(12120113013700、12120114021301、1212010811033、1212011120142)联合资助。

第一作者简介:马铭株,女,1986 年生,博士生,地球化学专业,E-mail: mingzhu_1015@163.com

** 通讯作者:万渝生,男,1958 年生,研究员,主要从事前寒武纪地质和同位素年代学研究,E-mail: wanyusheng@bjshrimp.cn

黑云母减少,石榴石包裹黑云母、石英、斜长石等矿物。石榴石岩的锆石呈浑圆状,普遍具核-幔-边或核-边结构,碎屑锆石年龄为~2.5Ga,变质锆石年龄为~2.45Ga和~1.90Ga。锆石形态、内部结构和年龄与榴云片麻岩、深熔榴云片麻岩和石榴石花岗岩中的锆石类似,但记录了古元古代晚期变质事件年龄。石榴石花岗岩与榴云片麻岩和深熔榴云片麻岩的地球化学组成特征总体上类似,高 Al_2O_3 含量和 FeO^T/MgO 比值, CaO 含量和 K_2O/Na_2O 比值存在较大变化,富集轻稀土和大离子亲石元素,亏损Nb、Ta、P和Ti。研究表明:1)浅色体和石榴石花岗岩中的石榴石是黑云母转熔的产物,并非岩浆结晶形成的;2)石榴石岩是在石榴石花岗岩岩浆形成之后进一步演化过程中石榴石不断地发生运移、分异和聚集的结果;3)尽管哈德门沟石榴石花岗岩具有一定或较大的规模,但具有深熔岩浆的性质;4)石榴石花岗岩地球化学组成变化与熔融母岩组成变化和深熔及岩浆演化过程中残余矿物相石榴石、锆石局部变化有关。

关键词 深熔作用;榴云片麻岩;石榴石花岗岩;石榴子岩;SHRIMP定年;地球化学;大青山地区

中图法分类号 P588.345; P597.3

1 引言

古元古代晚期孔兹岩系在华北克拉通西部孔兹岩带广泛分布,变质原岩主要由富铝碎屑沉积岩、碳酸盐岩、钙硅酸盐岩和少量基性岩组成。孔兹岩带在古元古代晚期普遍遭受高角闪岩相-麻粒岩相变质,局部甚至出现超高温变质(金巍等,1991;李江海等,1999;Zhao *et al.*, 2005; Li *et al.*, 2011; Guo *et al.*, 2012)。富铝碎屑沉积岩发生不同程度深熔作用改造,浅色体广泛分布,局部形成不同规模的古元古代晚期石榴石花岗岩,它们在孔兹岩带从西向东的不同地区(贺兰山、大青山、集宁等)都有分布(Condie *et al.*, 1992; 曹林和曲以秀, 1996; 卢良兆等, 1996; 陶继雄和胡凤翔, 2002; 宋海峰等, 2003, 2005; 徐仲元等, 2002, 2005, 2007)。深熔作用及其产物石榴石花岗岩的形成标志着华北克拉通古元古代晚期构造体制从挤压向伸展的转换。

大青山地区位于华北克拉通西部孔兹岩带中段,古元古代晚期孔兹岩系(上乌拉山岩群)十分发育(徐仲元等, 2002, 2005, 2007; Wan *et al.*, 2009; 董春艳等, 2012)。近年来,在上乌拉山岩群中分辨出一套古元古代早期变质碎屑沉积岩(榴云片麻岩)。它们遭受强烈变质变形和深熔作用改造,形成古元古代早期石榴石花岗岩(Wan *et al.*, 2009; Dong *et al.*, 2014)。与古元古代晚期石榴石花岗岩相比,孔兹岩带中的古元古代早期石榴石花岗岩空间分布范围明显更小,但其成因研究对于了解古元古代早期地质作用过程具有重要的意义。包头哈德门沟是古元古代早期榴云片麻岩典型出露区。结合已有工作,本文对其遭受深熔作用改造,形成石榴石花岗岩的过程进行了野外地质、岩相学、地球化学和年代学综合研究。

2 地质背景

大青山地区前寒武纪变质表壳岩被划分为桑干岩群麻粒岩系(深色麻粒岩岩组和中色麻粒岩岩组)、下乌拉山岩群黑云角闪片麻岩系(深色片麻岩岩组和浅色片麻岩岩组)和上乌拉山岩群孔兹岩系,早期的研究认为它们形成于太古宙

不同时代(杨振升等, 2000, 2003; 徐仲元等, 2001, 2002, 2005)。根据近年来的研究,桑干岩群的形成时代为新太古代晚期,下乌拉山岩群的形成时代为新太古代晚期-古元古代早期,上乌拉山岩群的主体形成时代为古元古代晚期(Wan *et al.*, 2009; Ma *et al.*, 2012; 董春艳等, 2012; 万渝生等, 未发表资料)。除表壳岩外,该区还存在新太古代晚期-古元古代晚期不同类型的(变质)深成侵入岩(董春艳等, 2009; 马铭株等, 2012; Wan *et al.*, 2008, 2009, 2013; Ma *et al.*, 2012; Liu *et al.*, 2013, 2014)。

上乌拉山岩群为孔兹岩系岩石组合,经历高角闪岩相-麻粒岩相变质作用,被进一步划分为榴云片麻岩岩组、透辉片麻岩岩组和大理岩岩组(杨振升等, 2000, 2003; 徐仲元等, 2001, 2002, 2005)。榴云片麻岩岩组是一套变质富铝片麻岩系,变质原岩为杂砂岩、粉砂质粘土岩、泥岩夹石英砂岩;透辉片麻岩岩组是一套钙硅酸盐岩,变质原岩为钙泥质-钙质碎屑沉积夹泥灰岩沉积;大理岩岩组是一套富镁的碳酸盐岩建造。近年来,从上乌拉山岩群中分辨出古元古代早期变质碎屑沉积岩(榴云片麻岩),称之为大青山表壳岩。它们在岩石类型和变质作用等方面与古元古代晚地上乌拉山岩群榴云片麻岩岩组类似,两者的主要区别是:1)岩石组合:上乌拉山岩群榴云片麻岩岩组与大理岩和钙硅酸盐岩空间上共生,大青山表壳岩则不包括大理岩和钙硅酸盐岩;2)含矿性:上乌拉山岩群中存在石墨矿,大青山表壳岩中存在条带状铁建造(BIF)(董春艳等, 2012; Dong *et al.*, 2014)。大青山表壳岩榴云片麻岩普遍遭受深熔作用改造,导致石榴石花岗岩的形成。本文将介于榴云片麻岩和石榴石花岗岩之间状态的深熔岩石称为深熔榴云片麻岩。

3 深熔作用的地质特征

哈德门沟是最早识别出古元古代早期石榴石花岗岩的地区。除BIF和桑干岩群麻粒岩外,石榴石花岗岩还包裹榴云片麻岩,可作为大青山地区存在古元古代早期变质表壳岩的重要证据之一(董春艳, 2008; Wan *et al.*, 2009; Dong *et al.*, 2014)。石榴石花岗岩位于哈德门沟沟口以北约2km,称之为哈德门沟石榴石花岗岩。岩体近东西向延长约10km,

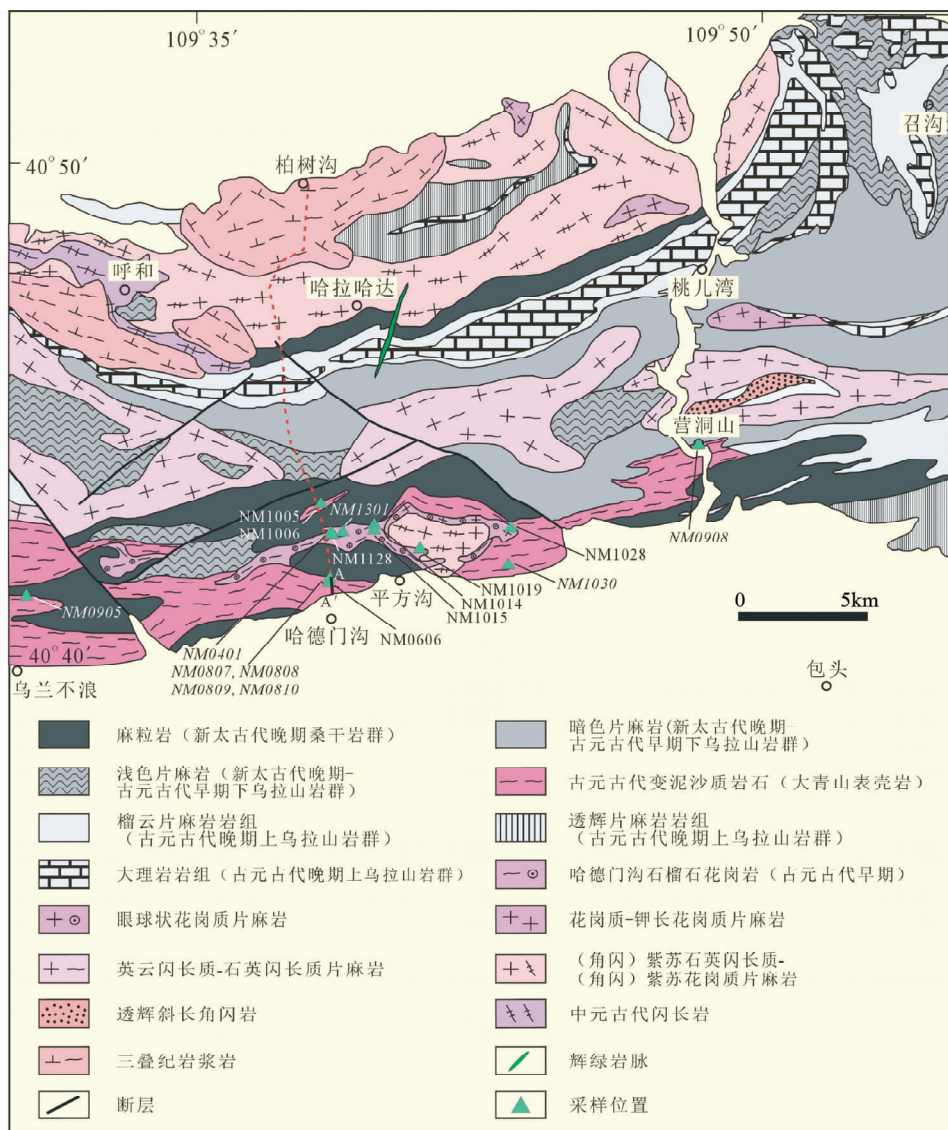


图1 大青山哈德门沟地区地质简图(据杨振升等, 2006^①; Ma *et al.*, 2012)

图中给出了样品位置, 完成 SHRIMP 定年的样品(Wan *et al.*, 2009; Dong *et al.*, 2014; 本文)用斜体表示

Fig. 1 Geological map of the Hademengou area, Daqingshan (after Ma *et al.*, 2012)

Also shown are the locations of samples in this study. Samples with SHRIMP dating (Wan *et al.*, 2009; Dong *et al.*, 2014; this study) are shown in italics

宽几百米到 1km, 出露面积为 3~4km² (图 1)。石榴石花岗岩与桑干岩群、下乌拉山岩群浅色片麻岩、大青山表壳岩和紫苏石英闪长质-紫苏花岗质片麻岩相邻。在哈德门沟-柏树沟公路剖面, 可见石榴石花岗岩“漂在”桑干岩群麻粒岩之上, 在两侧山顶变宽, 沟中变窄。从三维空间看, 哈德门沟石榴石花岗岩是无根的(徐仲元等, 2002, 2007)。在石榴石花岗岩与其南侧桑干岩群麻粒岩接触处, 侵入关系清楚可见(图 2a)。

哈德门沟剖面是观察大青山表壳岩榴云片麻岩深熔作

用发生发展, 形成石榴石花岗岩的理想地段。该剖面近南北向, 长约 700m (A-A'), 其北侧出露哈德门沟石榴石花岗岩, 两者之间被桑干岩群相隔离(图 1、图 3)。剖面主体为榴云片麻岩, 片麻理近东西向分布, 产状大都近于直立。榴云片麻岩普遍遭受深熔作用改造, 但深熔强度存在空间变化。从南向北可划分为深熔作用弱(以榴云片麻岩为主)、深熔作用较强(以深熔榴云片麻岩为主)、深熔作用很强(以石榴石花岗岩为主)和深熔作用较强等 4 个带, 前 3 个带总体上有深熔作用向北不断增强的变化趋势(图 3a, b)。大青山表壳岩

① 杨振升, 徐仲元, 刘正宏等. 2006. 1:25 万包头幅区域地质调查报告

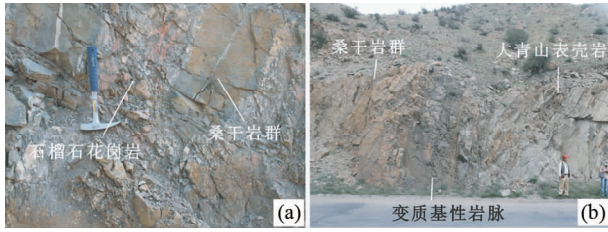


图2 哈德门沟地区不同地质体相互关系

(a) 石榴石花岗岩侵入桑干岩群麻粒岩; (b) 麻粒岩相变质基性岩脉位于桑干岩群麻粒岩和大青山表壳岩深熔榴云片麻岩之间

Fig. 2 Photos showing relationships of different geological bodies in Hademengou

(a) garnet granite intruding the granulite of the Sanggan Group; (b) granulite-facies meta-basic dyke occurring between the granulite of the Sanggan Group and the anatectic garnet-biotite gneiss of the Daqingshan supracrustal rocks

与北侧桑干岩群之间被麻粒岩相变质基性岩脉隔离(图2b)。在剖面南部,未变形不定向分布的红色正长伟晶岩脉发育。在哈德门沟西侧的乌兰不浪沟,获得该类岩脉的岩浆锆石 U-Pb 年龄为 1.84Ga (马铭株等, 2012)。

Dong *et al.* (2014) 对剖面北侧同一露头毗邻的榴云片麻岩(NM0808)、深熔榴云片麻岩(NM0807)和石榴石花岗岩

(NM0809)进行了锆石定年。它们代表了榴云片麻岩深熔形成石榴石花岗岩的不同阶段产物,随着深熔程度增加,岩石中黑云母含量减少,石榴子石含量增多且颗粒变大,浅色体含量增多(图3c-f)。它们的锆石特征十分类似,几乎都为圆形,具核-边或核-幔-边结构。锆石年龄结构也十分类似,碎屑锆石年龄为 2.5Ga 左右,变质和深熔锆石年龄为 2.45Ga 左右。

榴云片麻岩转变成石榴石花岗岩的具体过程,可从不同露头的对比来进一步说明。榴云片麻岩具片麻理,黑云母含量较高,石榴石含量较低,且颗粒细小(有些变泥沙质岩石甚至不含石榴石),总体成分较均匀(图4a)。深熔作用初期,榴云片麻岩中开始出现浅色体(图4b),随着深熔作用进一步发展,榴云片麻岩中浅色体比例越来越高,浅色体中石榴子石增多,颗粒变粗,但分布可不均匀。浅色体与榴云片麻岩多呈过渡关系,定向、弱定向或不定向分布(图4c-e)。浅色体空间上发生不同程度运移,在榴云片麻岩中呈小规模的脉状或团块状产出,石榴石颗粒增大(图4f)。浅色体不断聚集,形成相当规模,具有石榴石花岗岩的岩石外貌,榴云片麻岩在其中呈残余体存在(图4g)。随后的分异作用最终导致在露头尺度上组成相对均匀的石榴石花岗岩形成(图4h)。

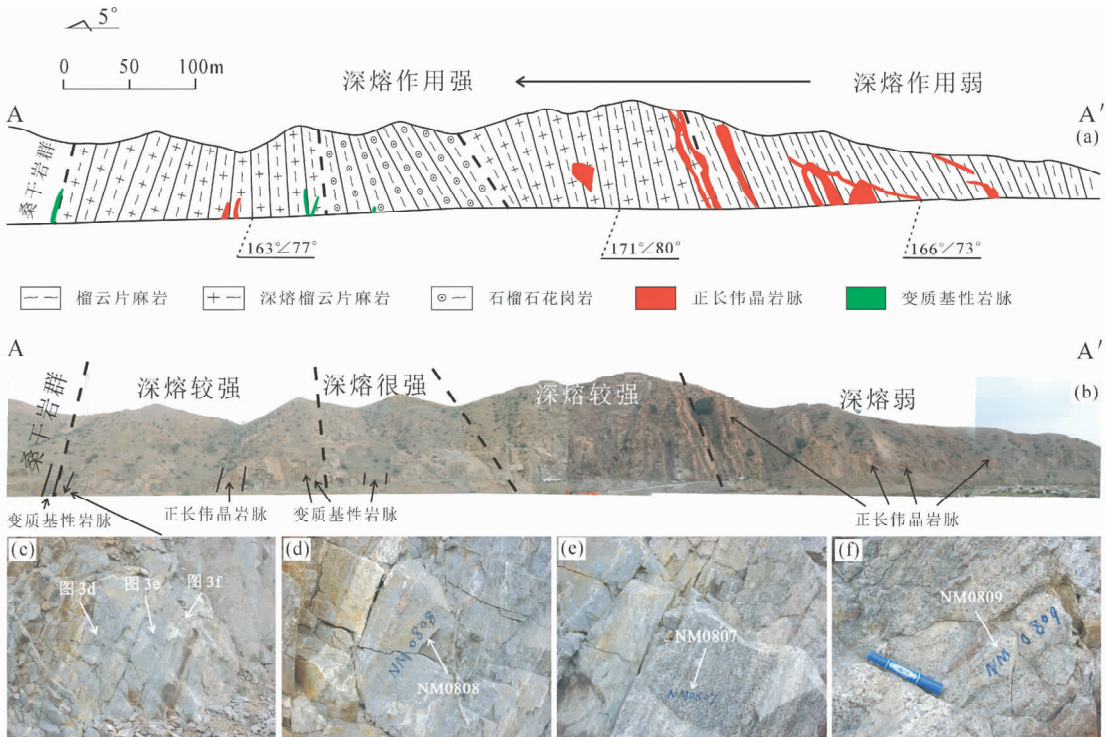


图3 哈德门沟地质剖面(a,b)及局部放大照片(c-f)

(a,b)地质剖面;(c)为榴云片麻岩(d, NM0808)、深熔榴云片麻岩(e, NM0807)和石榴石花岗岩(f, NM0809)相互关系,3个样品都有锆石定年(Dong *et al.*, 2014)

Fig. 3 Hademengou geological section and photos showing local outcrops in the section

(a, b) geological section; (c) relationship between garnet-biotite gneiss (d, NM0808), anatectic garnet-biotite gneiss (e, NM0807) and garnet granite (f, NM0809), Dong *et al.* (2014) carried out zircon dating on the three samples

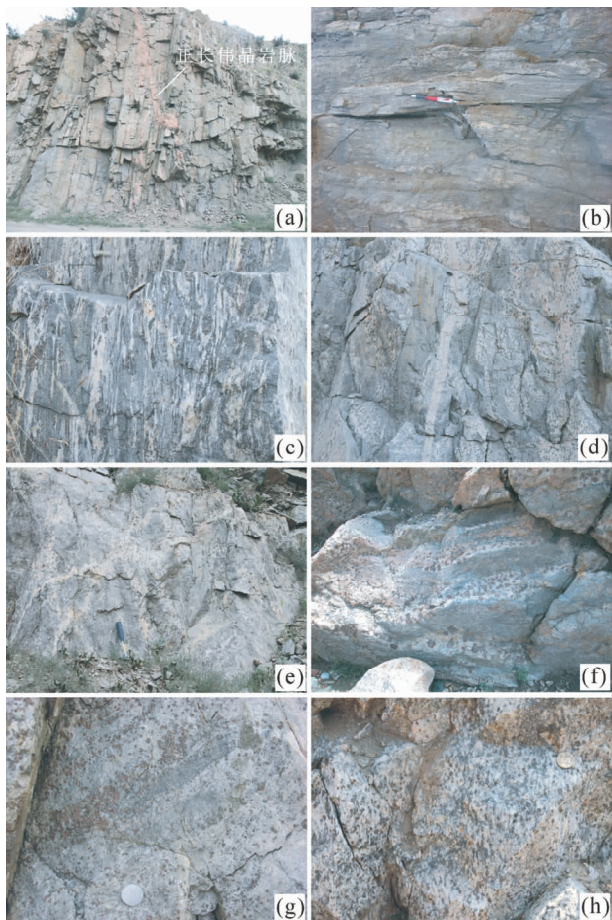


图4 哈德门沟地区古元古代早期大青山表壳岩及深熔产物的野外照片

(a) 榴云片麻岩, 被古元古代晚期红色正长伟晶岩脉切割, 哈德门沟; (b) 榴云片麻岩中存在少量含石榴石浅色体, 乌兰不浪; (c) 榴云片麻岩中定向分布的含石榴石浅色体, 哈德门沟; (d) 榴云片麻岩中半定向分布的含石榴石浅色体, 被一不含石榴石浅色岩脉切割, 哈德门沟; (e) 榴云片麻岩中半定向-不定向分布的含石榴石浅色体, 哈德门沟; (f) 榴云片麻岩中的石榴石花岗岩脉和团块, 平方沟; (g) 石榴石花岗岩中的榴云片麻岩残余体, 哈德门沟; (h) 组成相对均匀的哈德门沟石榴石花岗岩, 哈德门沟

Fig. 4 Photos showing how garnet-biotite gneiss becomes garnet granite via anatexis in Hademengou

(a) garnet-biotite gneiss cut by red syenogranite veins of the Late Paleoproterozoic, Hademengou; (b) garnet-bearing leucosomes sporadically occurring in garnet-biotite gneiss, Wulanbulang; (c) oriented garnet-bearing leucosomes in garnet-biotite gneiss, Hademengou; (d) semi-oriented garnet-bearing leucosomes in garnet-biotite gneiss, Hademengou; (e) non-oriented garnet-bearing leucosomes in garnet-biotite gneiss, Hademengou; (f) garnet granite blocks and veins in garnet-biotite gneiss, Pingfanggou; (g) garnet-biotite gneiss occurring as residuals in garnet granite, Hademengou; (h) Hademengou garnet granite showing relatively homogenous features, Hademengou

4 石榴石岩的形成及锆石年龄

在石榴石花岗岩岩浆形成及之后的进一步演化过程中,

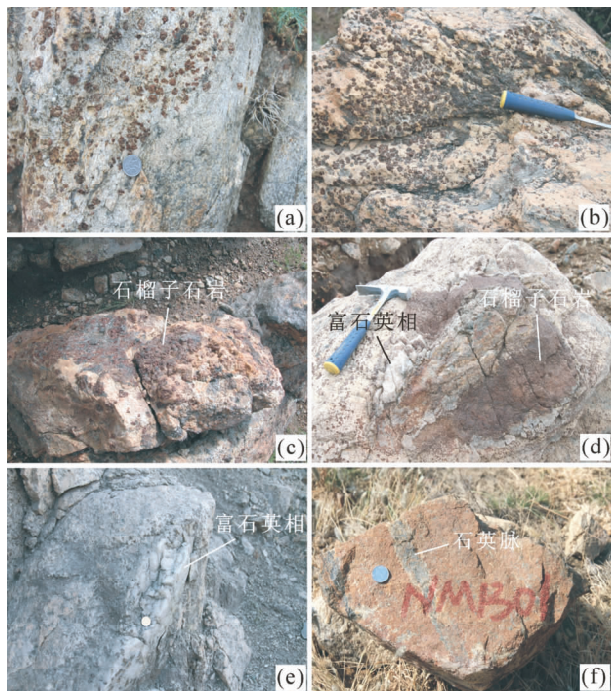


图5 哈德门沟地区石榴石岩形成过程的野外照片

(a) 石榴石花岗岩中石榴石不均匀分布, 平方沟; (b) 石榴石花岗岩中石榴石局部集中分布, 平方沟; (c) 石榴石花岗岩中的石榴石岩, 平方沟; (d) 石榴石花岗岩中的石榴石岩, 平方沟; (e) 石榴石花岗岩中的含石榴石石英团块, 哈德门沟; (f) 富石英条带的石榴石岩(NM1301), 取自石榴石花岗岩中, 哈德门沟

Fig. 5 Photos showing how garnetite is formed via garnet accumulation in Hademengou

(a) garnet granite showing a variation in garnet content, Pingfanggou; (b) garnet locally concentrating in garnet granite, Pingfanggou; (c) garnetite in garnet granite, Pingfanggou; (d) garnetite in garnet granite, Pingfanggou; (e) garnet-bearing quartz block in garnet granite, Hademengou; (f) garnetite containing quartz-rich band (NM1301) in garnet granite, Hademengou

石榴石发生运移、分异和聚集。在露头尺度上, 可见石榴石花岗岩中石榴石含量存在大的变化, 有的石榴石含量高, 有的几乎不含石榴石(图5a)。一些露头上石榴石分布密度很大, 向外密度逐渐变小(图5b)。随着石榴石的不断聚集, 形成不同规模的团块, 即石榴石岩,(图5c, d)。石榴石岩包体规模通常较小, 分布不多。在一些石榴石富集的部位或石榴石岩中还存在富石英的团块和条带(图5d-f)。深熔榴云片麻岩中的石榴石岩可能为熔融残余物。

对1个石榴石岩(NM1301)进行了SHRIMP锆石U-Pb定年。锆石分选和测定在北京离子探针中心完成。分析流程与Williams(1998)的类似。一次离子流 O_2^- 强度为5nA, 束斑大小为25~30 μm 。测年采用5组扫描。标准样TEM和待测样之比为1:3~4。标准锆石TEM(年龄417Ma)和M257(U含量为 840×10^{-6})分别用于 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄和U,Th含量校正。数据处理采用SQUID和ISOPLOT程序(Ludwig, 2001a, b)。根据实测 ^{204}Pb 进行普通铅年龄校正。锆石年龄

表 1 哈德门沟石榴石花岗岩中石榴石岩 (NM1301) 的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄

Table 1 SHRIMP U-Pb data for zircons zircon from garnetite (NM1301) in Hademengou garnet granite

Spot No.	U ($\times 10^{-6}$)	Th ($\times 10^{-6}$)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ ($\times 10^{-6}$)	$^{207}\text{Pb}^*$ $^{206}\text{Pb}^*$	$\pm \%$	$^{207}\text{Pb}^*$ ^{235}U	$\pm \%$	$^{206}\text{Pb}^*$ ^{238}U	$\pm \%$	err corr	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		Disc. (%)
												Age(Ma)	\pm	Age(Ma)	\pm	
1. 1M	656	54	0.08	246	0.1524	0.40	9.132	1.0	0.4345	0.96	0.92	2326	± 19	2373	± 7	2
2. 1M	1006	16	0.02	395	0.1580	0.37	9.970	1.0	0.4574	0.96	0.93	2428	± 19	2434	± 6	0
3. 1D	155	133	0.88	63	0.1658	0.64	10.84	1.3	0.4741	1.1	0.87	2502	± 23	2516	± 11	1
3. 2M	1158	43	0.04	464	0.1565	0.39	10.05	1.0	0.4657	0.94	0.92	2465	± 19	2418	± 7	-2
4. 1D	139	88	0.66	50	0.1467	0.64	8.470	1.3	0.4188	1.2	0.87	2255	± 22	2308	± 11	2
5. 1M	1729	31	0.02	694	0.1617	0.17	10.42	0.93	0.4674	0.91	0.98	2472	± 19	2474	± 3	0
6. 1M	1233	26	0.02	368	0.1167	0.26	5.598	1.0	0.3478	0.97	0.97	1924	± 16	1907	± 5	-1
6. 2M	1553	28	0.02	427	0.1153	0.25	5.092	0.95	0.3203	0.92	0.96	1791	± 14	1885	± 5	5
7. 1D	177	96	0.56	70	0.1616	0.95	10.27	1.5	0.4612	1.1	0.76	2445	± 22	2472	± 16	1
8. 1M	1928	16	0.01	778	0.1627	0.16	10.54	0.92	0.4700	0.91	0.98	2483	± 19	2484	± 3	0
9. 1M	1512	54	0.04	598	0.1556	0.21	9.874	0.95	0.4602	0.92	0.97	2441	± 19	2408	± 4	-1
10. 1M	1653	38	0.02	664	0.1597	0.18	10.30	0.93	0.4677	0.92	0.98	2473	± 19	2453	± 3	-1
11. 1M	448	23	0.05	186	0.1613	0.50	10.75	1.2	0.4835	1.1	0.92	2542	± 24	2469	± 8	-3
12. 1M	2173	32	0.02	696	0.1296	0.30	6.660	0.96	0.3727	0.91	0.95	2042	± 16	2093	± 5	2
13. 1M	403	32	0.08	156	0.1623	0.61	10.11	1.2	0.4517	0.99	0.85	2403	± 20	2480	± 10	3
14. 1M	1210	11	0.01	376	0.1276	0.30	6.368	0.99	0.3619	0.94	0.95	1991	± 16	2065	± 5	4
15. 1M	1692	21	0.01	685	0.1610	0.64	10.47	1.1	0.4715	0.92	0.82	2490	± 19	2466	± 11	-1
16. 1M	1051	159	0.16	388	0.1537	0.31	9.090	1.2	0.4292	1.1	0.96	2302	± 22	2387	± 5	4
16. 2M	1470	16	0.01	548	0.1563	0.22	9.352	0.95	0.4341	0.92	0.97	2324	± 18	2416	± 4	4
17. 1M	1183	32	0.03	308	0.1170	0.35	4.890	0.99	0.3030	0.92	0.94	1706	± 14	1912	± 6	11
17. 2M	875	13	0.02	327	0.1357	0.38	8.133	1.0	0.4347	0.95	0.93	2327	± 19	2173	± 7	-7
18. 1M	2082	368	0.18	761	0.1507	0.19	8.847	0.93	0.4257	0.91	0.98	2286	± 18	2354	± 3	3
19. 1M	1478	53	0.04	580	0.1587	0.20	10.00	0.95	0.4570	0.92	0.98	2426	± 19	2442	± 3	1
20. 1M	1905	23	0.01	798	0.1569	0.21	10.55	0.98	0.4876	0.95	0.98	2560	± 20	2423	± 4	-6

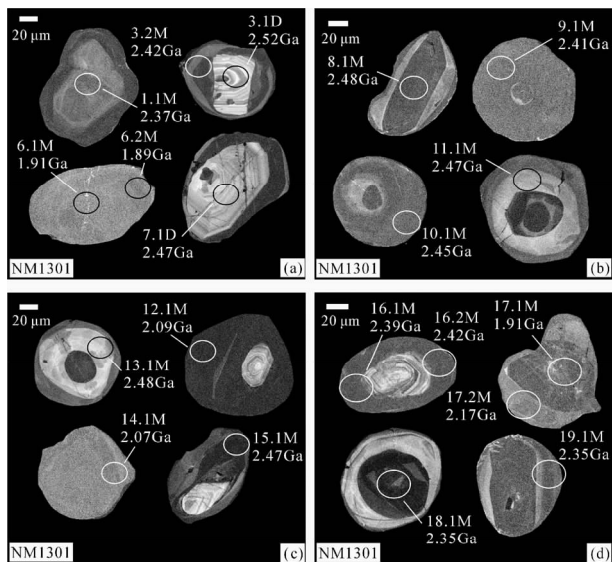


图 6 哈德门沟石榴石花岗岩中石榴石岩 (NM1301) 的锆石阴极发光图像

Fig. 6 Cathodoluminescence images of zircon from garnetite (NM1301) in Hademengou garnet granite

使用 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄。年龄单个数据误差为 1σ ,加权平均年龄误差为95%置信度。

锆石呈浑圆状,在阴极发光下,锆石普遍具核-幔-边或核-边结构,大部分核部碎屑锆石遭受强烈变质重结晶,无环带,深灰色(图6b中的颗粒8、10和11,图6c中的颗粒13,图6d中的颗粒18和19),仅少数保留了振荡环带,呈浅灰色(图6a中的颗粒3和7,图6c中的颗粒12和15,图6d中的颗粒16);幔部锆石呈深灰色,无环带(图6a中的颗粒3和颗粒7,图6c中的颗粒15)或呈浅灰色具有扇形环带(图6b中的颗粒11,图6c中的颗粒13,图6d中的颗粒18);边部锆石呈灰色无环带(图6a中的颗粒3和7,图6b中的颗粒8和11,图6c中的颗粒12、13和15)。有的锆石均一,无核-边结构,呈浅灰色(图6a中的颗粒6,图6c中的颗粒14)。

共在20颗锆石上进行了24个数据分析(表1、图7)。3个岩浆环带仍很好保留的碎屑锆石的Th/U比值为0.56~0.88(3.1D, 4.1D, 7.1D),年龄值范围为2308~2516Ma。最大年龄为 $2516 \pm 11\text{Ma}$ (3.1D),可能接近于原岩浆锆石形成年龄,而其它年龄偏小,被认为与变质作用改造有关。数据点18.1M所在核部虽遭受强烈重结晶,但原岩浆环带结构仍依稀可见,Th/U比值偏大(0.18);由于一次离子流部分位

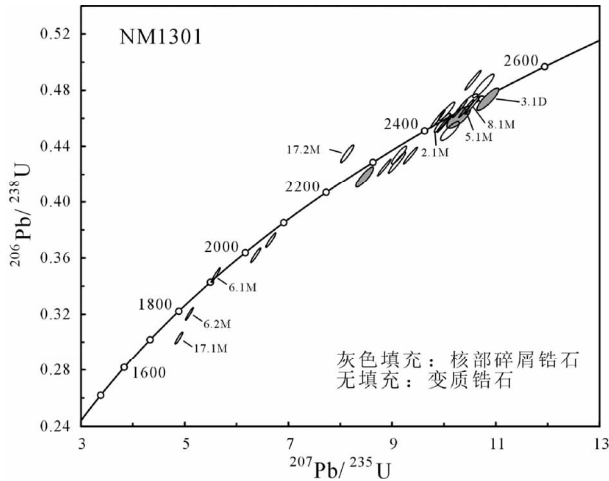


图7 哈德门沟石榴石花岗岩中石榴石岩(NM1301)的锆石年龄

Fig.7 Concordia diagram of SHRIMP U-Pb data of zircon from garnetite (NM1301) in Hademengou garnet granite

于核部碎屑锆石,数据点 16.1M 的 Th/U 比值为 0.16。大多数具变质结构特征的锆石 Th/U 比值为 0.01 ~ 0.04,但具扇形结构的灰色幔部锆石的 Th/U 比值稍大,为 0.05 ~ 0.08 (1.1M, 11.1M, 13.1M)。尽管根据 CL 结构难以准确确定幔部和边部锆石的具体成因(新生锆石或完全重结晶锆石),但 Th/U 比值和结构特征表明它们为变质成因。变质锆石年龄存在很大变化(1885 ~ 2480Ma),解释为古元古代早期和晚期两期变质作用叠加的缘故。古元古代早期变质锆石年龄集中在 2354 ~ 2480Ma 之间(15 个数据点),部分数据点年龄偏低,与古元古代晚期变质作用叠加或后期铅丢失有关,推测变质年龄大约为 2.45Ga。古元古代晚期变质锆石年龄大约为 1.91Ga(6.1M)。一些划分为古元古代晚期的变质锆石年龄偏大,实际上为混合年龄或不完全重结晶锆石年龄,无地质意义。

5 深熔作用的岩相学特征

榴云片麻岩中的石榴石颗粒细小,呈不规则粒状或条带状,包裹石英、长石和黑云母等矿物。存在两种类型黑云母,一种呈黄绿色-浅棕色,长条状,解理发育,大多定向排列,也有呈不定向排列的;另一种呈深棕色,不规则片状,无解理或解理不发育,细小且具有熔蚀的港湾状(图 8a, b)。深棕色黑云母明显大于黄绿色-浅棕色黑云母的含量。深熔榴云片麻岩中的石榴石粒度变粗,呈长条状、不规则粒状或细粒集合体产出。石榴石包裹深棕色黑云母、石英和斜长石,部分石榴石中存在针状夕线石。黑云母变细且含量减少,有些黑云母分布在石榴石周围。细粒微斜长石与石英共生,还可见长条状石英集合体(图 8c, d)。石榴石花岗岩中的石榴石颗粒通常更为粗大,石榴石包裹深棕色无解理黑云母(图

8e),深棕色黑云母呈港湾状(图 8f),部分存在针状不透明矿物(可能为钛铁矿),为熔融残余物(Wan *et al.*, 2009; Dong *et al.*, 2014)。

从榴云片麻岩到深熔榴云片麻岩再到石榴石花岗岩,黑云母总量减少,但深棕色无解理黑云母增多,一些石榴石花岗岩中的具解理的黄绿色-浅棕色黑云母可能形成于岩浆演化阶段,部分看来与熔体和石榴石的反应有关;石榴石含量增高,矿物粒度增大;不论石榴石花岗岩或其它类型岩石,钾长石含量都存在较大变化,一些样品几乎无钾长石,一些样品中钾长石含量很高,包括微斜长石和条纹长石,部分以斑晶形式存在。石榴石岩主要是由石榴石组成,还有少量石英和暗色金属矿物,斜长石和黑云母含量很低(图 8g, h)。石榴子石粒度非常大,被黄棕色物质呈脉状穿插,可能为后期蚀变产物。

6 不同类型岩石的地球化学特征

本文对榴云片麻岩、深熔榴云片麻岩和石榴石花岗岩进行了主、微量元素以及稀土元素分析。常量元素含量用 X 荧光光谱法测定,测定精度为 2% ~ 8%,稀土和微量元素用 POEMS ICP-MS 测定,分析精度好于 5%,均在国家地质实验测试中心完成。

榴云片麻岩 SiO₂、Al₂O₃ 和 CaO 含量分别为 61.41% ~ 66.77%、15.24% ~ 17.95% 和 1.42% ~ 3.79%,相对高 FeO^T (5.15% ~ 6.67%) 低 MgO (2.40% ~ 3.71%), Na₂O 含量 (2.72% ~ 3.74%) 大于 K₂O 含量 (1.97% ~ 3.44%) (表 2)。稀土总量 (ΣREE) 变化大,为 89.4 × 10⁻⁶ ~ 314.2 × 10⁻⁶,轻稀土富集,(La/Yb)_N 为 13.5 ~ 25.6,除 NM1005 具明显正铈异常 (Eu/Eu* = 3.17) 外,其它样品无明显铈异常 (Eu/Eu* = 0.75 ~ 1.32) (图 9a)。在微量元素蛛网图上,Nb、Ta、P 等高场强元素相对亏损,富集 Sr、K、Rb、Ba 等大离子亲石元素 (图 9b)。

深熔榴云片麻岩与榴云片麻岩组成特征类似, SiO₂、Al₂O₃ 和 CaO 含量分别为 62.62% ~ 66.26%、14.65% ~ 17.63% 和 1.14% ~ 1.74%,相对高 FeO^T (5.71% ~ 6.57%) 低 MgO (2.41% ~ 2.63%),但 Na₂O 和 K₂O 含量变化较大,分别为 2.43% ~ 4.47% 和 1.49% ~ 5.60% (表 2)。稀土总量 (ΣREE) 变化大,为 148.7 × 10⁻⁶ ~ 427.1 × 10⁻⁶,NM0810 轻重稀土强烈分离,(La/Yb)_N 为 52.5,具有一定程度负铈异常 (Eu/Eu* = 0.51);其余两个样品轻重稀土分离程度相对较弱,(La/Yb)_N 为 9.1 ~ 13.2,无明显铈异常 (Eu/Eu* = 0.82 ~ 0.94) (图 9c)。在微量元素蛛网图上,高场强元素 Nb、Ta、P、Ti 亏损,大离子亲石元素 Sr、K、Rb、Ba 富集 (图 9d)。

石榴石花岗岩与前两类岩石的常量元素组成特征类似,但相对高 SiO₂。SiO₂、Al₂O₃ 和 CaO 含量分别为 64.95% ~ 72.03%、13.66% ~ 17.71% 和 1.33% ~ 3.33%,相对高 FeO^T

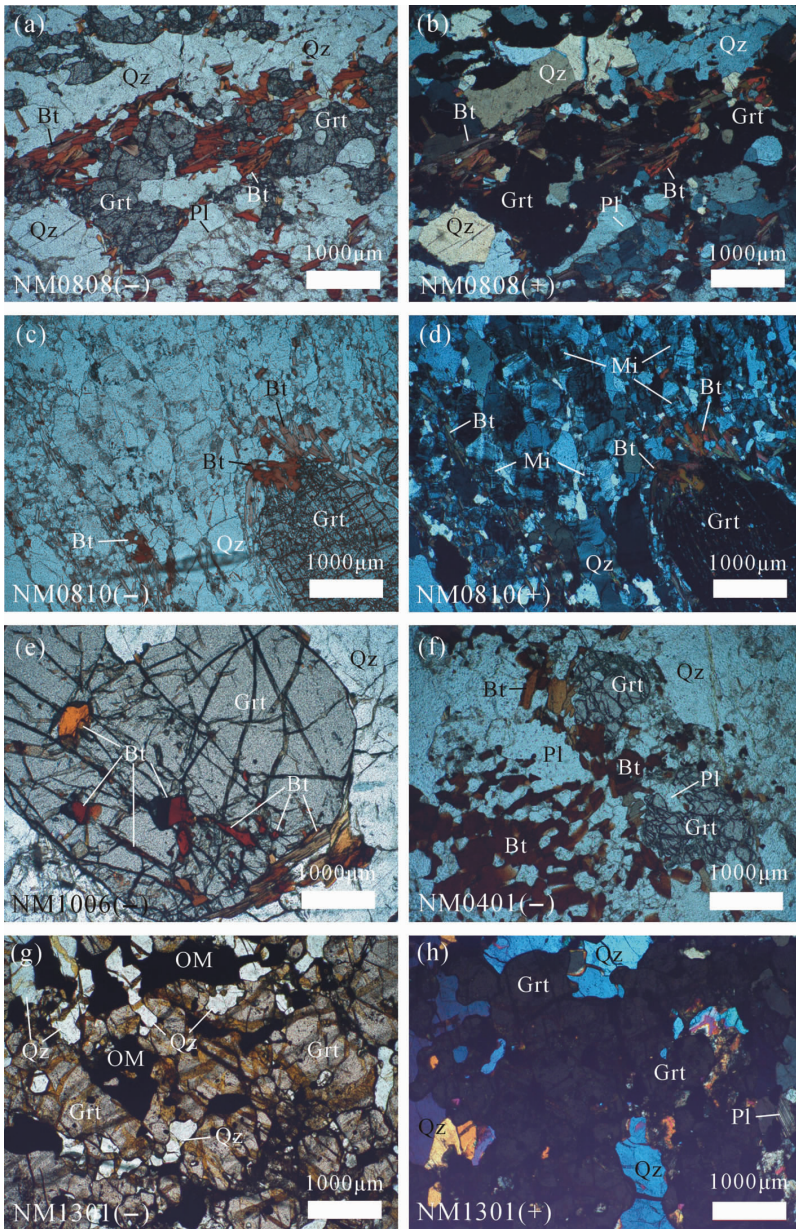


图8 哈德门沟地区岩石的岩相学照片

(a, b) 榴云片麻岩, 石榴石中包裹石英、斜长石和黑云母等矿物, 具两种黑云母, 哈德门沟; (c, d) 深熔榴云片麻岩, 黑云母分布在石榴子石周围, 细粒微斜长石与石英共生, 哈德门沟; (e) 石榴石花岗岩, 石榴石颗粒粗大, 包裹深棕色黑云母, 石榴石边部存在解理发育的黄绿色-浅棕色黑云母, 哈德门沟; (f) 石榴石花岗岩, 深棕色黑云母呈港湾状, 哈德门沟; (g, h) 石榴石岩, 石榴石粒度非常大且含量高, 含少量石英和金属矿物, 哈德门沟。(+)和(-)分别代表正交偏光和单偏光。Bt-黑云母; Grt-石榴石; Pl-斜长石; Qz-石英; Mi-微斜长石; OM-不透明矿物

Fig. 8 Petrographic photographs of rocks in Hademengou

(a, b) garnet-biotite gneiss, garnet with inclusions of quartz, plagioclase and biotite which shows two different forms, Hademengou; (c, d) anatectic garnet-biotite gneiss, biotite surrounding garnet and fine-grained microcline coexisting with quartz, Hademengou; (e) garnet granite, coarse-grained garnet containing dark brown biotite, Hademengou; (f) garnet granite, dark brown biotite showing harbour shape, Hademengou; (g, h) garnetite, coarse-grained garnet with high content and a small amount of quartz and metal mineral, Hademengou. (+) and (-) mean cross and plane polarized light, respectively. Bt-biotite; Grt-garnet; Pl-plagioclase; Qz-quartz; Mi-microcline; OM-opaque mineral

(3.71% ~ 6.84%) 低 MgO (1.56% ~ 2.16%), Na₂O 和 K₂O 含量分别为 2.34% ~ 4.14% 和 0.84% ~ 5.16% (表 2)。稀土总量 (Σ REE) 为 75.4×10^{-6} ~ 240.1×10^{-6} 。三个样品稀土模式与前两类岩石类似, (La/Yb)_N 和 Eu/Eu* 分别为 12.9

~ 37.8 和 0.99 ~ 2.71; 而 NM1006 和 NM1019 富集重稀土, (La/Yb)_N 为 1.6 ~ 5.2, NM1019 具明显正铕异常 (Eu/Eu* = 5.73) (图 9e)。在微量元素蛛网图上, 高场强元素 Nb、Ta、P、Ti 亏损, 大离子亲石元素 Sr、K、Rb、Ba 富集 (图 9f)。

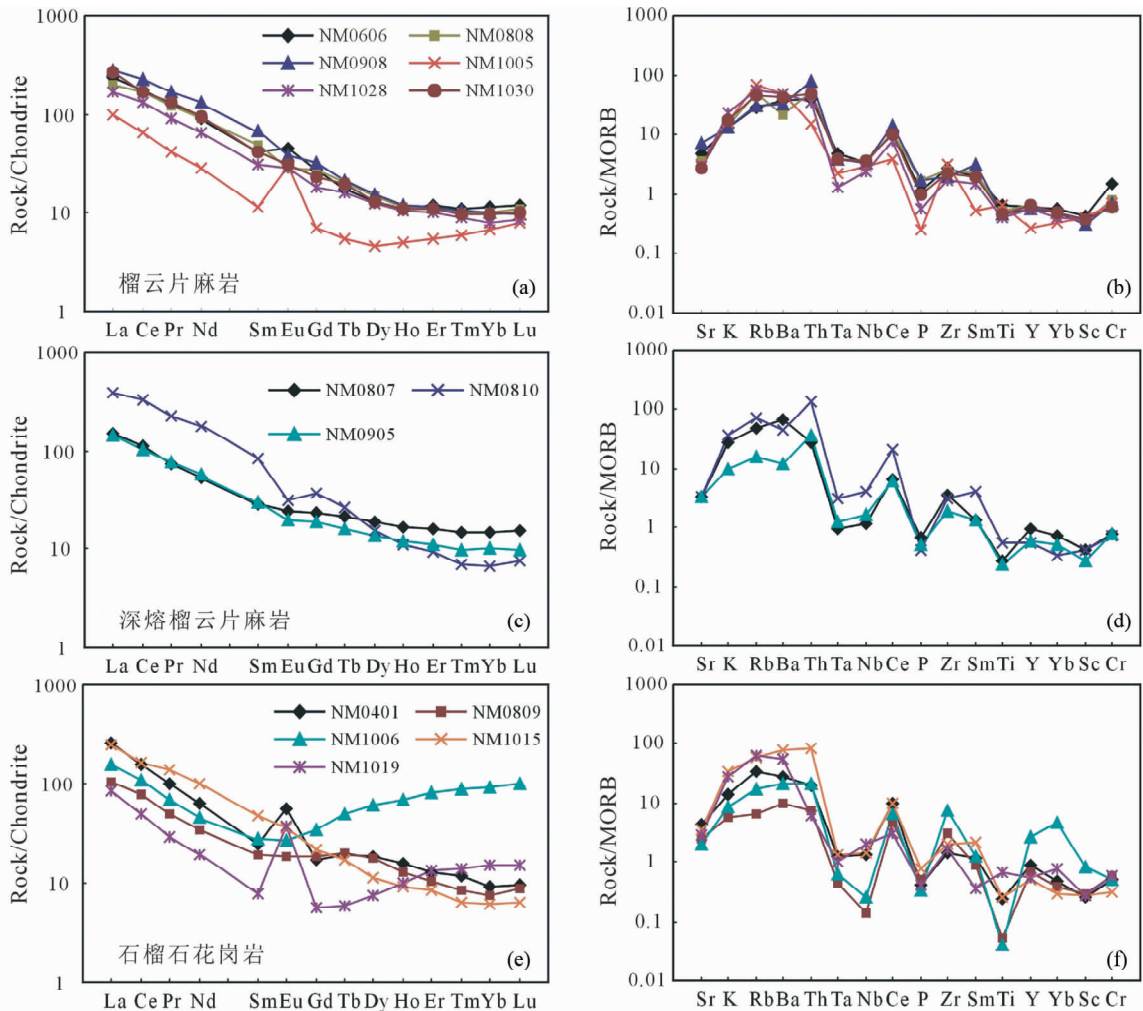


图9 哈德门沟地区岩石的稀土模式(a, c 和 e)和微量元素图解(b, d 和 f) (标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig.9 chondrite-normalized REE patterns (a, c and e) and MORB-normalized trace element diagrams (b, d and f) of rocks in Hademengou (normalization values after Sun and McDonough, 1989)

7 讨论

深熔作用是壳源花岗岩形成的重要方式。大青山哈德门沟地区为研究 S 型壳源花岗岩形成过程提供了典型实例。从榴云片麻岩发生初始深熔, 浅色体逐渐聚集, 到石榴石花岗岩形成的每一环节几乎都可观察到。榴云片麻岩、深熔榴云片麻岩和石榴石花岗岩之间多呈过渡渐变, 这种关系既可见于小的露头尺度, 也可反映在大的剖面上(图 3), 表明包括哈德门沟岩体在内的石榴石花岗岩具有原地-半原地性质, 岩浆未远离物源区。虽然深熔榴云片麻岩中的浅色体不一定是严格意义上原地的, 但与石榴石花岗岩(脉)相比, 它们与榴云片麻岩之间通常更呈渐变关系, 与其更接近于物源区的认识相一致。大多数情况下难以确定具体露头深熔岩浆是否为原地的或迁移距离远近, 但通常是深熔岩浆比例越高, 离开物源区的位置就越远。随着深熔程度的加深, 浅色

体和石榴石越来越多, 岩石塑性越来越强 (McKenzie, 1987; Sawyer, 2001)。当浅色体到达一定比例后, 整个体系(岩浆+残余物)可整体发生运移, 并导致岩浆与残余物之间的分离和不同岩浆的相互混合。这一过程在应力存在的情况下更易发生(刘正宏等, 2008)。剖面横向上显示出的浅色体和石榴石花岗岩与榴云片麻岩比例的不同, 在很大程度上反映了深熔岩浆向上运移程度的差异。小规模岩浆不断聚集, 形成更大规模的岩浆, 残留的榴云片麻岩越来越少, 石榴石花岗岩组成变的均匀, 具有岩浆岩的外貌特征。哈德门沟石榴石花岗岩“漂在”桑干岩群麻粒岩之上, 呈无根状态产出, 很可能是岩浆侧向运移的结果。

根据野外地质和其它方面特征, 认为石榴石花岗岩中的石榴石岩是岩浆演化过程中石榴石聚集形成的, 与 Jiao *et al.* (2013) 对集宁-凉城地区古元古代晚期石榴石岩的成因认识类似。石榴石岩中锆石的特征进一步支持了这一认识。锆石呈浑圆状, 具有核-边或核-幔-边结构, 存在新太古代晚期

表2 哈德门沟地区岩石地球化学组成(主量元素:wt%;稀土和微量元素: $\times 10^{-6}$)Table 2 Geochemical composition of rocks in Hademengou (major element: wt%; trace element: $\times 10^{-6}$)

样品号	NM0606	NM0808	NM0908	NM1005	NM1028	NM1030	NM0807
岩性	榴云片麻岩						深塔榴云片麻岩
采样位置	哈德门沟口, 石哈线 103km	哈德门沟	昆都仑水库南 2km	哈德门沟	杨树沟	杨树沟	哈德门沟
经纬度	N40°41'32", E109°38'29"	N40°41'38", E109°38'28"	N40°44'14", E109°48'19"	N40°43'8", E109°38'17"	N40°42'34", E109°43'20"	N40°41'52", E109°43'15"	N40°41'38", E109°38'28"
SiO ₂	61.41	63.02	62.36	63.83	66.77	64.57	66.19
TiO ₂	1.01	0.82	0.71	1.01	0.62	0.71	0.42
Al ₂ O ₃	17.52	16.81	17.95	15.30	15.24	15.87	15.67
Fe ₂ O ₃	2.26	0.79	0.43	1.74	0.75	1.45	0.26
FeO	4.39	4.94	5.14	5.10	4.47	3.99	6.34
FeO ^T	6.42	5.65	5.53	6.67	5.15	5.30	6.57
MnO	0.09	0.07	0.10	0.09	0.07	0.10	0.10
MgO	2.91	3.71	2.82	3.17	2.40	2.58	2.41
CaO	3.19	2.81	3.79	2.94	1.42	2.21	1.17
Na ₂ O	3.60	3.74	3.34	2.72	3.03	3.42	2.55
K ₂ O	1.97	2.19	2.03	2.50	3.44	2.68	4.08
P ₂ O ₅	0.14	0.20	0.20	0.03	0.07	0.12	0.08
H ₂ O ⁺	1.44	0.88	1.24	1.00	0.90	1.44	0.42
CO ₂	0.25		0.34	0.60	0.78	0.60	
Total	100.18	99.98	100.45	100.03	99.96	99.74	99.69
Cr	364	197	173	170	154	149	197
Ni	46		63				
Sc	17	15	12	16	15	15	16
Rb	58	98	60	134	113	91	95
Ba	724	424	662	1005	984	871	1389
Sr	556	450	866	369	356	322	388
Nb	12.20	12.00	11.50	10.00	8.41	12.30	4.16
Ta	0.85	0.72	0.68	0.41	0.23	0.69	0.17
Hf	6.52	5.94	5.40	8.62	4.60	5.67	7.69
Zr	245	231	172	287	153	207	317
Y	18	19	17	8	17	19	28
Th	8.22	10.6	15.7	2.97	7.18	9.59	5.55
U	0.59	1.41	2.26	0.54	0.65	2.08	0.87
La	56.70	47.30	66.80	23.00	40.50	62.10	35.00
Ce	107.0	105.0	140.0	40.00	79.30	104.0	67.40
Pr	12.20	11.40	16.10	3.99	8.60	12.50	6.88
Nd	41.90	43.10	62.60	13.40	30.40	43.40	24.40
Sm	6.34	7.59	10.40	1.79	4.76	6.34	4.34
Eu	2.60	1.65	2.19	1.71	1.68	1.80	1.38
Gd	5.62	5.52	6.65	1.45	3.65	4.72	4.68
Tb	0.64	0.76	0.79	0.20	0.59	0.72	0.80
Dy	3.31	3.70	3.83	1.15	3.11	3.24	4.86
Ho	0.63	0.65	0.68	0.28	0.60	0.63	0.93
Er	1.96	1.85	1.90	0.92	1.69	1.84	2.61
Tm	0.28	0.26	0.27	0.15	0.23	0.25	0.37
Yb	1.95	1.70	1.72	1.12	1.36	1.64	2.52
Lu	0.31	0.28	0.25	0.20	0.22	0.26	0.39
ΣREE	241.4	230.8	314.2	89.36	176.7	243.4	156.6
(La/Yb) _N	19.15	18.33	25.58	13.53	19.62	24.94	9.15
Eu/Eu*	1.32	0.75	0.76	3.17	1.2	0.97	0.94

续表 2

Continued Table 2

样品号	NM0810	NM0905	NM0401	NM0809	NM1006	NM1015	NM1019
岩性	深熔榴云片麻岩		石榴石花岗岩				
采样位置	哈德门沟	哈德门沟西 10km	哈德门沟	哈德门沟	哈德门沟	平方沟	虎本汉沟西侧沟内
经纬度	N40°41'37", E109°38'29"	N40°41'17", E109°30'30"	N40°42'30", E109°38'34"	N40°41'38", E109°38'28"	N40°43'08", E109°38'17"	N40°42'34", E109°39'40"	N40°42'17", E109°40'56"
SiO ₂	62.62	66.26	64.95	72.03	70.67	68.43	66.80
TiO ₂	0.80	0.36	0.37	0.08	0.06	0.38	1.00
Al ₂ O ₃	17.63	14.65	17.71	13.81	13.66	15.30	14.90
Fe ₂ O ₃	0.08	1.08	0.80	0.55	0.88	0.73	1.14
FeO	5.64	4.78	3.61	5.57	6.05	3.05	3.32
FeO ^T	5.71	5.75	4.33	6.07	6.84	3.71	4.35
MnO	0.05	0.08	0.04	0.12	0.17	0.06	0.05
MgO	2.63	2.53	1.89	1.96	2.07	1.56	2.16
CaO	1.14	1.74	3.33	1.84	2.13	1.33	1.70
Na ₂ O	2.43	4.47	4.14	2.92	2.34	2.70	3.01
K ₂ O	5.60	1.49	2.09	0.84	1.33	5.16	4.21
P ₂ O ₅	0.05	0.06	0.05	0.06	0.04	0.09	0.05
H ₂ O ⁺	1.20	1.48	0.74	0.44	0.14	0.60	1.10
CO ₂		0.43	0.09		0.09	0.34	0.09
Total	99.87	99.41	99.81	100.22	99.63	99.73	99.53
Cr	174	194	126	146	125	79	145
Ni		52					
Sc	17	11	10	12	34	11	11
Rb	141	31	67	13	34	122	128
Ba	927	248	556	192	417	1527	1099
Sr	396	380	533	291	244	429	332
Nb	13.90	5.68	4.79	0.48	0.89	4.84	7.11
Ta	0.56	0.23	0.23	0.08	0.11	0.24	0.18
Hf	7.47	4.82	3.65	7.18	23.00	5.68	4.78
Zr	271	165	133	271	695	179	152
Y	17	18	26	20	83	15	17
Th	27.00	7.47	4.05	1.46	4.28	17.30	1.24
U	1.47	0.76	0.28	0.49	1.30	1.10	0.43
La	90.10	34.40	61.90	24.80	37.60	59.10	20.30
Ce	204.0	62.30	97.80	47.60	66.10	101.0	30.70
Pr	21.60	7.24	9.54	4.77	6.55	13.00	2.82
Nd	80.60	26.50	29.90	16.30	21.40	46.30	8.85
Sm	13.00	4.48	3.83	2.99	4.23	7.34	1.18
Eu	1.77	1.14	3.27	1.09	1.54	2.05	2.19
Gd	7.55	3.88	3.50	3.85	7.03	4.48	1.15
Tb	0.97	0.59	0.71	0.74	1.89	0.65	0.22
Dy	3.88	3.47	4.68	4.47	15.30	2.88	1.87
Ho	0.62	0.67	0.90	0.73	3.97	0.53	0.56
Er	1.55	1.85	2.15	1.74	13.50	1.39	2.21
Tm	0.18	0.25	0.30	0.22	2.21	0.16	0.36
Yb	1.13	1.72	1.58	1.27	15.50	1.03	2.59
Lu	0.19	0.25	0.24	0.22	2.50	0.16	0.38
ΣREE	427.1	148.7	220.3	110.8	199.3	240.1	75.38
(La/Yb) _N	52.52	13.17	25.81	12.86	1.60	37.80	5.16
Eu/Eu*	0.51	0.82	2.71	0.99	0.87	1.02	5.73

核部碎屑锆石和古元古代早期变质锆石,与榴云片麻岩、深熔榴云片麻岩和石榴石花岗岩中的锆石特征十分类似(董春艳等, 2012; Wan *et al.*, 2009; Dong *et al.*, 2014)。在石榴石聚集过程中,锆石也进入石榴石岩中。榴云片麻岩、深熔榴云片麻岩和小规模的石榴石花岗岩团块和脉体中的新生锆石通常无封闭环带,后者只在北侧规模较大的哈德门沟石榴石花岗岩中的部分新生锆石中出现,显示出岩浆锆石的结构特征,但 Th/U 比值仍然很低 (< 0.1 , Wan *et al.*, 2009)。这表明只有深熔岩浆聚集到一定规模才能进入正常岩浆演化阶段。哈德门沟石榴石花岗岩中的锆石具有深熔岩浆的锆石特征,与正常酸性侵入岩中的岩浆锆石存在很大区别。根据榴云片麻岩、深熔榴云片麻岩和石榴石花岗岩脉中部分变质锆石具有 2.1 ~ 2.4Ga 年龄, Dong *et al.* (2014) 认为它们遭受了古元古代晚期变质作用叠加改造。本次研究获得 1.91Ga 变质锆石年龄,进一步支持了这一认识。

从榴云片麻岩经深熔榴云片麻岩再到石榴石花岗岩,黑云母减少而石榴石增多,还伴随矿物粒度增大。浅色体和石榴石花岗岩中的深棕色黑云母无解理,呈不规则侵蚀状,石榴子石包裹深棕色黑云母、石英和斜长石。所以,石榴石是黑云母转熔的产物,并非岩浆结晶形成的。浅色体与围岩过渡而浅色体两侧没有黑云母等暗色体也说明了这一点。石榴石花岗岩中石榴石含量普遍较高,多数情况下大于 15%,岩体中存在石榴石岩包体,表明石榴石花岗岩的残留体或残留矿物相没有与熔体发生明显分离,也表明石榴石花岗岩不仅是岩浆,而且是熔体与残留(难熔)矿物的混合物构成的。

在熔融母岩存在矽线石的情况下,可能的转熔反应为: $Sil + Bt + Qz \pm Pl \rightarrow Grt + Kfs + Melt$ (Patiño Douce and Johnston, 1991)。然而,在哈德门沟地区,许多榴云片麻岩和深熔榴云片麻岩中都不存在矽线石,推测更可能的反应为: $Bt + Qz + Pl \rightarrow Grt + Kfs + Melt$ (Vielzeuf and Montel, 1994)。值得注意的是,不论上述哪一深熔作用过程都应有新生钾长石形成,但一些深熔榴云片麻岩和石榴石花岗岩中钾长石含量不高,甚至很低,表明深熔作用和后期演化的实际过程可能更为复杂。

石榴石花岗岩与榴云片麻岩和深熔榴云片麻岩的地球化学组成特征总体上类似,高 Al_2O_3 含量和 FeO^T/MgO 比值, CaO 含量和 K_2O/Na_2O 比值存在较大变化,富集轻稀土和大离子亲石元素,亏损 Nb、Ta、P 和 Ti,表明了它们物质组成上的继承关系。与(深熔)榴云片麻岩相比,石榴石花岗岩 SiO_2 含量增高, Nb、Ta、Ti 更为亏损。然而,石榴石花岗岩本身常量元素、微量元素和稀土组成也显示出大的变化(表 2、图 9e, f)。 CaO 含量和 K_2O/Na_2O 比值变化可能在很大程度上与熔融母岩组成变化有关,并受岩浆混合、分异等因素的影响。稀土模式更易反映岩石组成矿物的制约。由于石榴石和锆石富集重稀土,岩石稀土模式的变化与其关系更为密切。样品 NM1006 锆石含量高(Zr 含量高)和石榴石含量高,重稀土十分富集,向上翘起;样品 NM1019 虽然石榴石含量

不多,但岩石主要由长石、石英组成,稀土总量低,只要少量石榴石存在,就引起重稀土向上翘起。石榴石花岗岩中存在大量未分异的难熔固体物质(包括石榴石,深棕色黑云母,锆石等),看似无规律地球化学组成大的变化在很大程度上反映了它们的含量变化,与局部迁移、分异和聚集有关。这与典型岩浆结晶分异引起地球化学组成有规律变化的特征明显不同。在一些露头上,一部分石榴石花岗岩中黑云母含量较低,一部分石榴石花岗岩中黑云母含量较高。这可能意味着,石榴石花岗岩的组成变化部分也许还是不同物源区形成的深熔岩浆汇聚在一起而未充分混合的缘故。

8 结论

(1)在大青山哈德门沟地区,从榴云片麻岩发生初始深熔,浅色体逐渐聚集,到石榴石花岗岩形成的每一环节几乎都可观察到。石榴石花岗岩中的石榴石岩是深熔岩浆演化过程中残余矿物相石榴石迁移、分异和聚集的产物。

(2)石榴石花岗岩与榴云片麻岩和深熔榴云片麻岩的地球化学组成特征总体上类似,富集轻稀土和大离子亲石元素,亏损 Nb、Ta、P 和 Ti。石榴石花岗岩的稀土组成特征在很大程度上受石榴石、锆石的控制。

(3)石榴石岩中的锆石普遍具核-幔-边或核-边结构,碎屑锆石年龄为 ~ 2.5Ga, 变质锆石年龄为 ~ 2.45Ga 和 ~ 1.90Ga。

(4)尽管哈德门沟石榴石花岗岩具有一定或较大的规模,存在榴云片麻岩、桑干岩群的 BIF 和麻粒岩包体,具有岩浆岩的岩石外貌,但多方面特征表明其不是典型的岩浆侵入岩,具有原地-半原地花岗岩的特征。

致谢 样品靶由杨淳、甘伟林制作;周丽萍、车晓超帮助进行锆石阴极发光照相;张玉海和刘建辉保障 SHRIMP 仪器正常工作。锆石标准由 Ian Williams 和 Lance Black 提供;研究过程中得到刘福来研究员、颀颀强副研究员、刘守偈博士、任鹏博士的帮助;审稿人李旭平教授提出了宝贵的修改意见;在此一并深表谢意。

References

- Cao L and Qu YX. 1996. Anatexis origin and tectonic environment of Early Proterozoic K-feldspar granitic rocks in Daqingshan area. *Journal of Changchun University of Earth Sciences*, 26(1): 24–30 (in Chinese with English abstract)
- Condie KC, Boryta MD, Liu JZ and Qian XL. 1992. The origin of Khondalites: Geochemical evidence from the Archean to Early Proterozoic granulite belt in the North China Craton. *Precambrian Research*, 59(3–4): 207–223
- Dong CY. 2008. Khondalite series and crustal evolution in the Daqingshan area, Inner Mongolia: Constraints of zircon SHRIMP dating and geochemistry. Post-Doctor Research Report. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences, 1–131 (in Chinese with

English abstract)

- Dong CY, Liu DY, Wan YS, Xu ZY, Liu ZH and Yang ZS. 2009. Crustally derived carbonatite from the Daqingshan area; Zircon features and SHRIMP dating. *Acta Geologica Sinica*, 83(3): 388 – 398 (in Chinese with English abstract)
- Dong CY, Wan YS, Xu ZY, Liu DY, Yang ZS, Ma MZ and Xie HQ. 2013. SHRIMP zircon U-Pb dating of Late Paleoproterozoic khondalites in the Daqing Mountains area on the North China Craton. *Science China (Earth Sciences)*, 56(1): 115 – 125
- Dong CY, Wan YS, Wilde SA, Xu ZY, Ma MZ, Xie HQ and Liu DY. 2014. Earliest Paleoproterozoic supracrustal rocks in the North China Craton recognized from the Daqingshan area of the Khondalite Belt: Constraints on craton evolution. *Gondwana Research*, 25(4): 1535 – 1553
- Guo JH, Peng P, Chen Y, Jiao SJ and Windley BF. 2012. UHT sapphirine granulite metamorphism at 1.93 ~ 1.92Ga caused by gabbro-norite intrusions; Implications for tectonic evolution of the northern margin of the North China Craton. *Precambrian Research*, 222 – 223; 124 – 142
- Jiao SJ, Guo JH, Harley SL and Windley BF. 2013. New constraints from garnetite on the *P-T* path of the Khondalite belt; Implications for the tectonic evolution of the North China Craton. *Journal of Petrology*, 54(9): 1725 – 1758
- Jin W, Li SX and Liu XS. 1991. A study on characteristics of Early Precambrian high-grade metamorphic rock series and their metamorphic dynamics. *Acta Petrologica Sinica*, 7(4): 27 – 35 (in Chinese with English abstract)
- Li JH, Qian XL and Liu SW. 1999. Geochemistry of khondalites from central portion of North China craton (NCC): Implications for the continental cratonization in the Neoproterozoic. *Science in China (Series D)*, 43(3): 253 – 265
- Li XP, Yang ZY, Zhao GC, Grapes R and Guo JH. 2011. Geochronology of khondalite-series rocks of the Jining Complex: Confirmation of depositional age and tectonometamorphic evolution of the North China Craton. *International Geology Review*, 53(10): 1194 – 1211
- Liu PH, Liu FL, Liu CH, Liu JH, Wang F, Xiao LL, Cai J and Shi JR. 2014. Multiple mafic magmatic and high-grade metamorphic events revealed by zircons from meta-mafic rocks in the Daqingshan-Wulashan Complex of the Khondalite Belt, North China Craton. *Precambrian Research*, 246: 334 – 357
- Liu SJ, Dong CY, Xu ZY, Santosh M, Ma MZ, Xie HQ, Liu DY and Wan YS. 2013. Paleoproterozoic episodic magmatism and high-grade metamorphism in the North China Craton: Evidence from SHRIMP zircon dating of magmatic suites in the Daqingshan area. *Geological Journal*, 48(5): 429 – 455
- Liu ZH, Xu ZY and Yang ZS. 2008. Partial melting and the rheologic mechanism of high-grade metamorphic rock: A case study on Daqingshan high-grade metamorphic rock in Inner Mongolia. *Earth Science Frontiers*, 15(3): 168 – 177 (in Chinese with English abstract)
- Lu LZ, Xu XC and Liu FL. 1996. Early Precambrian Khondalite Series of North China. Changchun: Changchun Publishing House, 1 – 276 (in Chinese)
- Ludwig KR. 2001a. SQUID 1.02, A User's Manual. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2: 1 – 19
- Ludwig KR. 2001b. User's Manual for Isoplot/Ex rev. 2.49: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1: 1 – 58
- Ma MZ, Wan YS, Santosh M, Xu ZY, Xie HQ, Dong CY, Liu DY and Guo CL. 2012. Decoding multiple tectonothermal events in zircons from single rock samples; SHRIMP zircon U-Pb data from the Late Neoproterozoic rocks of Daqingshan, North China Craton. *Gondwana Research*, 22(3–4): 810 – 827
- Ma MZ, Wan YS, Xu ZY, Liu SJ, Xie HQ, Dong CY and Liu DY. 2012. Late Paleoproterozoic K-feldspar pegmatite veins in Daqingshan area, North China Craton: SHRIMP age and Hf composition of zircons. *Geological Bulletin of China*, 31(6): 825 – 833 (in Chinese with English abstract)
- McKenzie DP. 1987. The compaction of igneous and sedimentary rocks. *Journal of the Geological Society*, 144(2): 299 – 307
- Patiño Douce AE and Johnston AD. 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: Implications for the origin of peraluminous granulites and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107(2): 202 – 218
- Sawyer EW. 2001. Melt segregation in the continental crust: Distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 19(3): 291 – 309
- Song HF and Xu ZY. 2003. Sub-horizontal shearing structures and anatectic of Archean lower crustal rocks in Daqingshan area, Inner Mongolia. *Global Geology*, 22(1): 30 – 35 (in Chinese with English abstract)
- Song HF, Xu ZY and Liu ZH. 2005. Geochemical characteristics and origin of garnet migmatitic granites in Daqingshan area, Inner Mongolia. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 24(5): 489 – 495 (in Chinese with English abstract)
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; Implication for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in Oceanic Basins*. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond., 42(1): 313 – 345
- Tao JX and Hu FX. 2002. The formation of the garnet-bearing migmatitic granite in Zhuozishan area, Inner Mongolia, China. *Progress in Precambrian Research*, 25(1): 59 – 64 (in Chinese with English abstract)
- Vielzeuf D and Montel JM. 1994. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 117(4): 375 – 393
- Wan YS, Liu DY, Xu ZY, Dong CY, Wang ZJ, Zhou HY, Yang ZS, Liu ZH and Wu JS. 2008. Paleoproterozoic crustally derived carbonate-rich magmatic rocks from the Daqingshan area, North China Craton; Geological, petrographical, geochronological and geochemical (Hf, Nd, O and C) evidence. *American Journal of Science*, 308(3): 351 – 378
- Wan YS, Liu DY, Dong CY, Xu ZY, Wang ZJ, Wilde SA, Yang YH, Liu ZH and Zhou HY. 2009. The Precambrian Khondalite Belt in the Daqingshan area, North China Craton: Evidence for multiple metamorphic events in the Paleoproterozoic era. *Geological Society, London, Special Publications*, 323(1): 73 – 97
- Wan YS, Xu ZY, Dong CY, Nutman A, Ma MZ, Xie HQ, Liu SJ, Liu DY, Wang HC and Cu H. 2013. Episodic Paleoproterozoic (~2.45, ~1.95 and ~1.85Ga) mafic magmatism and associated high temperature metamorphism in the Daqingshan area, North China Craton; SHRIMP zircon U-Pb dating and whole-rock geochemistry. *Precambrian Research*, 224: 71 – 93
- Williams IS. 1998. U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. In: McKibben MA, Shanks WC III and Ridley WI (eds.). *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes: Reviews in Economic Geology Volume 7*. Society of Economic Geologists, 1 – 35
- Xu ZY, Liu ZH and Yang ZS. 2001. The composition and characteristics of the Early Precambrian metamorphic strata in Daqingshan region, Inner Mongolia. *Global Geology*, 20(3): 209 – 218 (in Chinese with English abstract)
- Xu ZY, Liu ZH and Yang ZS. 2002. The strata texture of khondalite in Daqingshan area, Inner Mongolia. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 32(4): 313 – 318 (in Chinese with English abstract)
- Xu ZY, Liu ZH and Yang ZS. 2005. Structures of early metamorphic strata in the khondalite series in the Daqingshan-Wulashan area, Inner Mongolia; Results of the sub-horizontal bedding-parallel detachment deformation in the lower crust. *Journal of Stratigraphy*, 29 (Suppl. 1): 423 – 432 (in Chinese with English abstract)
- Xu ZY, Liu ZH, Yang ZS, Wu XW and Chen XF. 2007. Structure of metamorphic strata of the khondalite series in the Daqingshan-Wulashan area, central Inner Mongolia, China, and their geodynamic implications. *Geological Bulletin of China*, 26(5): 526

-536 (in Chinese with English abstract)

Yang ZS, Xu ZY and Liu ZH. 2000. Khondalite event and Archean structure evolution. *Progress in Precambrian Research*, 23(4): 206-212 (in Chinese with English abstract)

Yang ZS, Xu ZY, Liu ZH and Peng XD. 2003. Consideration and practice of the construction of lithostratigraphic system in high-grade metamorphic terrains: A case study in the Daqingshan-Wulashan area. *Geology in China*, 30(4): 343-351 (in Chinese with English abstract)

Zhao GC, Sun M, Wilde SA and Li SZ. 2005. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: Key issues revisited. *Precambrian Research*, 136(2): 177-202

附中文参考文献

曹林, 曲以秀. 1996. 内蒙古大青山一带早元古宙钾长花岗岩系的深熔成因及其构造环境. *长春地质学院学报*, 26(1): 24-30

董春艳. 2008. 内蒙古大青山地区孔兹岩系及地壳演化——锆石 SHRIMP 年代学和地球化学制约. 博士后研究报告. 北京: 中国地质科学院, 1-131

董春艳, 刘敦一, 万渝生, 徐仲元, 刘正宏, 杨振升. 2009. 大青山地区古元古代壳源碳酸岩: 锆石特征及 SHRIMP 定年. *地质学报*, 83(3): 388-398

董春艳, 万渝生, 徐仲元, 刘敦一, 杨振升, 马铭株, 颜颜强. 2012. 华北克拉通大青山地区古元古代晚期孔兹岩系: 锆石 SHRIMP U-Pb 定年. *中国科学(地球科学)*, 42(12): 1851-1862

金巍, 李树勋, 刘喜山. 1991. 内蒙大青山地区早前寒武纪高级变质岩系特征和变质动力学. *岩石学报*, 7(4): 27-35

李江海, 钱祥麟, 刘树文. 1999. 华北克拉通中部孔兹岩系的地球化学特征及其大陆克拉通意义. *中国科学(D辑)*, 29(3): 193-203

刘正宏, 徐仲元, 杨振升. 2008. 部分熔融与高级变质岩流变机制——以内蒙古大青山高级变质岩为例. *地学前缘*, 15(3):

168-177

卢良兆, 徐学纯, 刘福来. 1996. 中国北方早前寒武纪孔兹岩系. 长春: 长春出版社, 1-276

马铭株, 万渝生, 徐仲元, 刘守偈, 颜颜强, 董春艳, 刘敦一. 2012. 华北克拉通大青山地区古元古代晚期钾长伟晶岩脉 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素组成. *地质通报*, 31(6): 825-833

宋海峰, 徐仲元. 2003. 太古宙高级变质杂岩的近水平顺层剪切构造变形及岩石深熔作用——以内蒙古大青山地区为例. *世界地质*, 22(1): 30-35

宋海峰, 徐仲元, 刘正宏. 2005. 内蒙古大青山地区石榴混合花岗岩岩石地球化学特征及成因. *岩石矿物学杂志*, 24(5): 489-495

陶继雄, 胡凤翔. 2002. 内蒙卓资山地区深熔作用形成的石榴混合花岗岩. *前寒武纪研究进展*, 25(1): 59-64

徐仲元, 刘正宏, 杨振升. 2001. 内蒙古大青山地区早前寒武纪变质地层的组成及特征. *世界地质*, 20(3): 209-218

徐仲元, 刘正宏, 杨振升. 2002. 内蒙古大青山地区孔兹岩系的地层结构. *吉林大学学报(地球科学版)*, 32(4): 313-318

徐仲元, 刘正宏, 杨振升. 2005. 内蒙古大青山-乌拉山地区孔兹岩系的早期变质地层结构——下地壳近水平顺层滑脱变形的产物. *地层学杂志*, 29(S1): 423-432

徐仲元, 刘正宏, 杨振升, 吴新伟, 陈晓峰. 2007. 内蒙古中部大青山-乌拉山地区孔兹岩系的变质地层结构及动力学意义. *地质通报*, 26(5): 526-536

杨振升, 徐仲元, 刘正宏. 2000. 孔兹岩系事件与太古宙地壳构造演化. *前寒武纪研究进展*, 23(4): 206-212

杨振升, 徐仲元, 刘正宏. 2003. 高级变质区岩石地层系统建立的思考与实践——以内蒙古大青山-乌拉山地区为例. *中国地质*, 30(4): 343-351