

柴西缘花土沟超高温变质地体中的镁铝麻粒岩 岩石成因及其与熔体行为的关系

滕霞¹, 张建新², 毛小红², 武亚威^{1,2}, 郭祺^{1,2}

(1. 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871; 2. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037)

摘要: 镁铝麻粒岩泛指一类全岩化学成分富镁、铝的麻粒岩相变质岩, 是研究超高温变质作用的峰期变质条件和变质演化历史的重要对象, 但目前对它的原岩属性和岩石成因的认识仍十分有限。本文以柴达木地块西缘的花土沟超高温变质地体为例, 在野外调查基础上, 对镁铝麻粒岩和泥质片麻岩进行了岩相学和全岩地球化学分析, 发现镁铝麻粒岩与含浅色体的泥质片麻岩的 SiO_2 、 TiO_2 、 P_2O_5 含量相似, $^{\text{r}}\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 Al_2O_3 、 MnO 、 CaO 、 Na_2O 含量虽有差异但变化范围存在交集。此外, 两类岩石具有相似的微量和稀土元素配分曲线, 结合两者的矿物组合也存在相似性, 提出花土沟镁铝麻粒岩的原岩可能是与泥质片麻岩类似的泥质沉积岩。从低角闪岩相变泥质岩到含浅色体的泥质片麻岩, 再到镁铝麻粒岩, 其全岩化学成分向着贫铝、钙、钾、钠, 富铁、镁的趋势变化。其中, 高 X_{Mg} 值 (0.51~0.69) 是镁铝麻粒岩与其他泥质片麻岩 ($X_{\text{Mg}} = 0.34 \sim 0.43$) 的最大差别。通过对变泥质岩的相平衡模拟和理论计算, 发现部分熔融和熔体丢失能解释大部分的变化趋势, 但基本不影响全岩 X_{Mg} 值; 只有在进变质升温过程中丢失含石榴子石的熔体才能造成变泥质岩的镁铝麻粒岩化。此外, 富石榴子石的泥质残留体相比附近的含浅色体泥质片麻岩, 贫硅、钠、钾, 富集铝、铁、镁、锰、钙, 重稀土元素含量显著高于后者, 上述地球化学特征对应石榴子石熔体的加入而后长英质熔体的丢失, 支持野外观察到的熔体携带石榴子石迁移的现象。最后, 对镁铝麻粒岩只呈透镜体产出的原因做出了推测, 即熔体很难带着石榴子石完成长距离迁移, 只有被长英质正片麻岩包围的泥质沉积物, 其进变质加热阶段形成的熔体才能携带石榴子石完全迁出原岩, 促成变泥质岩透镜体的镁铝麻粒岩化, 目前仍需更多的相关研究来验证这一推测。在世界其他高温-超高温变质岩区, 石榴子石熔体的迁出和泥质岩的镁铝麻粒岩化可能也不同程度的有所保留和记录。

关键词: 柴西缘; 高温-超高温变质作用; 镁铝麻粒岩; 岩石成因; 含石榴子石熔体

中图分类号: P588.34⁺5

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2024)02-0201-18

Petrogenesis of Mg-Al granulite from Huatugou ultrahigh-temperature metamorphic terrane in the western Qaidam Block and its relationship with the behavior of the melts

TENG Xia¹, ZHANG Jian-xin², MAO Xiao-hong², WU Ya-wei^{1,2} and GUO Qi^{1,2}

(1. School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China; 2. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract: Mg-Al granulite is a collective term for a class of granulite-facies metamorphic rocks that are enriched in magnesium and aluminum. Although its petrographic characteristics have been widely used to infer the peak metamorphic conditions and metamorphic evolution history of ultra-high temperature (UHT) metamorphism, our knowledge about the protolith and petrogenesis of Mg-Al granulite is still very limited. Taking the Huatugou UHT meta-

收稿日期: 2023-12-01; 接受日期: 2024-02-10; 编辑: 尹淑苹

基金项目: 国家自然科学基金项目 (U2344214); 中国地质科学院基本科研业务费项目 (JKYZD202310)

作者简介: 滕霞 (1993-), 女, 博士后, 主要从事变质地质学研究, E-mail: tengxia@pku.edu.cn。

morphic terrane of the western Qaidam Block as an example and based on the field observation, this study investigated the petrography and whole-rock geochemistry of Mg-Al granulites and pelitic gneisses. Mg-Al granulites and leucosome-bearing pelitic gneisses have similar contents of SiO_2 , TiO_2 , and P_2O_5 , with overlapped variation ranges of $^{\text{T}}\text{Fe}_2\text{O}_3$, Al_2O_3 , MnO , CaO and Na_2O . Meanwhile, Mg-Al granulites and pelitic gneisses exhibit similar distribution patterns of trace and rare earth elements. Combined with the similar mineral assemblages in parts of Mg-Al granulites and pelitic gneisses, we concluded that the protolith of the Huatugou Mg-Al granulite is similar to that of pelitic gneisses. From the lower-amphibolite facies metapelite to leucosome-bearing pelitic gneisses and Mg-Al granulites, the whole-rock compositions show descending trends in aluminum, calcium, potassium, and sodium, with increases in iron and magnesium. Mg-Al granulites have high X_{Mg} values (0.51~0.69), which distinguish them from other pelitic gneisses ($X_{\text{Mg}}=0.34\sim0.43$). According to the phase equilibrium modeling and related calculation on the metapelite, the partial melting and melt loss account for most of the chemical trends, but basically do not affect the whole-rock X_{Mg} value; only the removal of partial melts with garnet during prograde heating can transform the metapelite into Mg-Al granulite. In addition, compared with the nearby leucosome-bearing pelitic gneisses, the garnet-rich pelitic residue is depleted in silicon, sodium, and potassium, and enriched in aluminum, iron, magnesium, manganese, and calcium, with significantly higher contents of heavy rare earth elements. These geochemical features require the addition of garnet-bearing melts and then the removal of melts, which supports the movement of garnet-bearing melts observed in the field. Finally, we provide a hypothesis on why Mg-Al granulite in the Huatugou region only occurred as lenses. It is speculated that, because it is difficult for the melt to move with garnet for a long distance, only metapelite surrounded by felsic orthogneiss can get rid of garnet-bearing melts and transform into Mg-Al granulite during the prograde heating process. More studies are needed to verify this hypothesis, and we believe that evidence for the migration of garnet-bearing melts and the transformation of the Mg-Al granulite probably have been preserved within other HT-UHT metamorphic regions.

Key words: western Qaidam Block; HT-UHT metamorphism; Mg-Al granulite; petrogenesis; garnet-bearing melt

Fund support: National Natural Science Foundation of China (U2344214); Basic Research Foundation of Chinese Academy of Geological Sciences (JKYZD202310)

镁铝麻粒岩泛指一类全岩化学成分富镁、铝,但原岩属性和岩石成因存在争议的麻粒岩相变质岩石(Kelsey and Hand, 2015)。镁铝麻粒岩中出现的特征矿物组合(假蓝宝石+石英、富铝斜方辉石+夕线石等)是识别超高温(>900℃)变质作用的重要矿物学标志(Harley, 1998a, 2004; Kelsey, 2008),因而镁铝麻粒岩成为超高温变质作用中最重要的研究对象。然而,镁铝麻粒岩记录的矿物组成主要形成于变质峰期至退变质阶段,因此,只能用于约束超高温变质峰期后的 p - T 轨迹。鉴于镁铝麻粒岩通常缺失有关进变质阶段的信息(例如 p - T 轨迹、加热速率),目前通过超高温麻粒岩指示相关构造背景及环境方面仍存在多解性,如斯里兰卡和马达加斯加的“泛非”期超高温变质作用(Sajeev *et al.*, 2010; Jöns and Schenk, 2011; Boger *et al.*, 2012; Horton *et al.*, 2016; Dharmapriya *et al.*, 2021)。镁铝麻粒岩是超高温变质作用的产物,研究其原岩特征和形成机制

不仅能解决其岩石成因问题,也有助于理解进变质作用过程,进而为反演构造演化过程提供更多的信息。

前人曾对镁铝麻粒岩或成分与之相似但形成温度更低的堇青石-直闪石岩的岩石成因提出过不同观点:① 镁铝麻粒岩是泥质沉积物经历部分熔融和熔体丢失的残留相(Grant, 1968);② 镁铝麻粒岩形成于同变质交代作用(Vry and Cartwright, 1994);③ 镁铝麻粒岩是基性岩在岩浆期后和成岩阶段的低温富水环境下经历极端交代作用形成的(Vallance, 1967)。考虑到大多数超高温变质岩呈透镜状或似层状产于以泥质和长英质片麻岩为主的高级变质岩区,部分熔融和熔体迁移形成的浅色体在泥质片麻岩中十分常见,因而超高温镁铝麻粒岩是泥质沉积物部分熔融残留相的观点普遍被大家接受(Ellis, 1980; Raith *et al.*, 1997; Harley, 1998b; Baba, 2003)。然而,仅是长英质熔体的迁出不能造

成明显的镁铁分异,所以难以形成相较泥质片麻岩更加富 MgO (相对于 FeO) 的镁铝麻粒岩 (Kelsey *et al.*, 2003),也不能解释为什么在以泥质片麻岩为主的高温-超高温变质地区镁铝麻粒岩总是少量、孤立产出。最近,中国西部的柴达木地块被报道存在早寒武世超高温变质作用,为限定柴达木地块与冈瓦纳超大陆的关系提供了重要证据(滕霞等, 2020; Teng *et al.*, 2020)。此例超高温变质作用的峰期条件主要被镁铝麻粒岩和基性麻粒岩透镜体所记录 (Teng *et al.*, 2020),而研究区内的主要岩石类型泥质片麻岩只记录了 $820\sim 830^\circ\text{C}$ 的麻粒岩相条件(滕霞等, 2022)。确定该研究区内镁铝麻粒岩的岩石成因,尤其是镁铝麻粒岩与泥质片麻岩的关系,有助于判断镁铝麻粒岩记录的超高温变质条件是否具有区域意义。这是柴西缘超高温变质作用能与东冈瓦纳陆块在“泛非”造山活动晚期经历的超高温变质事件对比的前提。因此,本文以柴西缘的花土沟高温-超高温变质地体为研究对象,将观测与模拟计算相结合,分析熔体行为对变质源区成分的影响以及与一些特殊成分岩石的关联,揭示镁铝麻粒岩的成因机制和形成过程。

1 地质背景

研究区位于青藏高原东北缘的柴达木盆地西缘(图 1a),北邻阿尔金断裂。柴达木盆地是青藏高原内最大的山间盆地,大面积被新生代沉积物所覆盖,柴达木地块的结晶基底只在盆地边缘出露地表。柴达木前寒武纪基底主要由变质表壳岩和 $1.1\sim 0.9\text{ Ga}$ 花岗片麻岩构成 (Zhang *et al.*, 2006; Mattinson *et al.*, 2006, 2009; Yu *et al.*, 2013; Fu *et al.*, 2015; He *et al.*, 2018; Teng *et al.*, 2022),夹少量基性岩透镜体。柴达木盆地东北缘出露的变质基底经历了早古生代 ($460\sim 420\text{ Ma}$) 深俯冲 (Song *et al.*, 2006; Zhang *et al.*, 2008, 2010; Chen *et al.*, 2009; Zhou *et al.*, 2019),形成的高压-超高压变质岩与基性-超基性岩块 ($535\pm 2\text{ Ma}$)、弧岩浆岩 ($514\sim 465\text{ Ma}$) 和花岗岩共同组成了柴北缘俯冲-碰撞带 (史仁灯等, 2004; 朱小辉等, 2014; 张建新等, 2015; Zhang *et al.*, 2017)。柴达木盆地以南的昆中缝合带中断续出露早古生代 ($537\sim 498\text{ Ma}$) 蛇绿岩残片 (祁晓鹏等, 2016b; Li *et al.*, 2019),柴南缘东段的变质基底

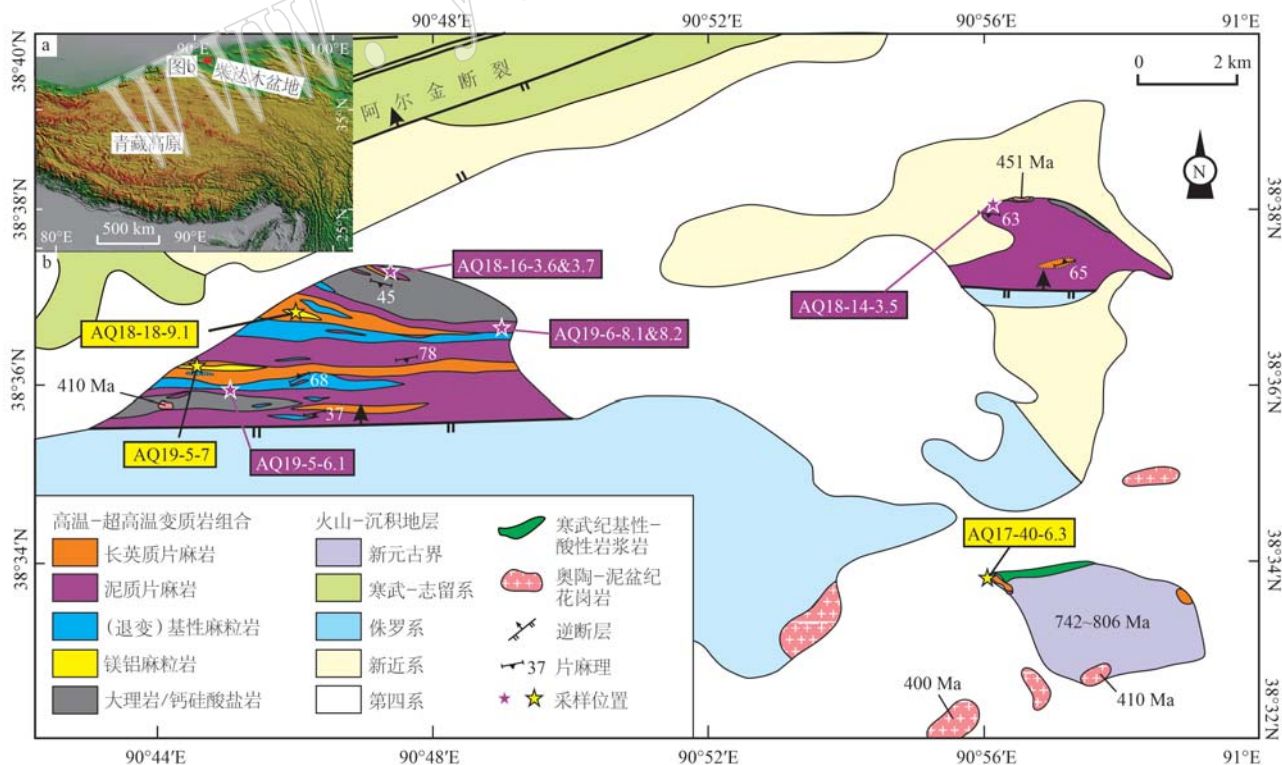


图 1 柴达木地块西缘花土沟地区地质简图[据 Teng *et al.* (2020) 修改; 岩浆岩年龄引自 Teng *et al.* (2022, 2023)]

Fig. 1 Geological sketch map of the Huatugou region on the west margin of the Qaidam Block (modified after Teng *et al.*, 2020; cited magmatic ages are from Teng *et al.*, 2022, 2023)

在 517~460 Ma 经历了高温变质作用(张建新等, 2003; 李怀坤等, 2006; Chen *et al.*, 2008), 峰期变质条件在局部达到超高温(900~950℃和 0.9~1.3 GPa, Bi *et al.*, 2021), 而与弧相关的基性岩浆岩(490~440 Ma)主要分布在西段(高晓峰等, 2011; 王秉璋等, 2012; Meng *et al.*, 2015), 南缘与俯冲作用的高压-超高压榴辉岩透镜体形成于 430~420 Ma(Meng *et al.*, 2013; 祁生胜等, 2014; 祁晓鹏等, 2016a; Song *et al.*, 2018)。

不同于柴南缘和柴北缘, 柴达木盆地西缘目前没有与俯冲相关的榴辉岩相变质岩报道, 但部分前寒武纪变质基底记录了埃迪卡拉纪晚期—寒武纪早期(560~520 Ma) 高温-超高温变质作用(Teng *et al.*, 2020)。本文研究的高温-超高温变质地体出露于青海省茫崖市花土沟镇的北部。研究区内的柴达木地块基底出露规模有限, 主要位于山顶和山沟处, 并与侏罗系沉积岩层呈断层接触(图 1b)。最近, 通过详细的野外地质调查和室内研究, 在基底岩石中识别出两套变质程度差别明显的岩石组合(Teng

et al., 2020, 2022): 一套是在埃迪卡拉纪晚期至寒武纪经历了麻粒岩相高温-超高温变质作用的片麻岩夹基性麻粒岩和镁铝麻粒岩, 它们的形成时代与“泛非”造山活动晚期发生的超高温变质事件同期, 是目前为数不多能指示柴达木地块经历了“泛非”造山作用的地质证据; 另一套则是浅变质的火山-沉积岩, 其中的酸性火山岩形成于 800~740 Ma 的大陆裂谷环境。两套岩石组合的接触关系被新生代沉积物所覆盖, 但均被早古生代(450~400 Ma) 花岗岩侵入(Teng *et al.*, 2023)。

2 野外地质特征与样品

花土沟高温-超高温变质地体主要由泥质片麻岩、长英质片麻岩和大理岩组成, 夹基性麻粒岩透镜体和少量镁铝麻粒岩(图 1b)。在野外, 泥质片麻岩层与钙硅酸盐岩、含橄榄石大理岩层交替出现(图 2a), 构成了变沉积岩主体。长英质正片麻岩呈透镜体或层状分布于泥质片麻岩中; 锆石 U-Pb 年龄结果

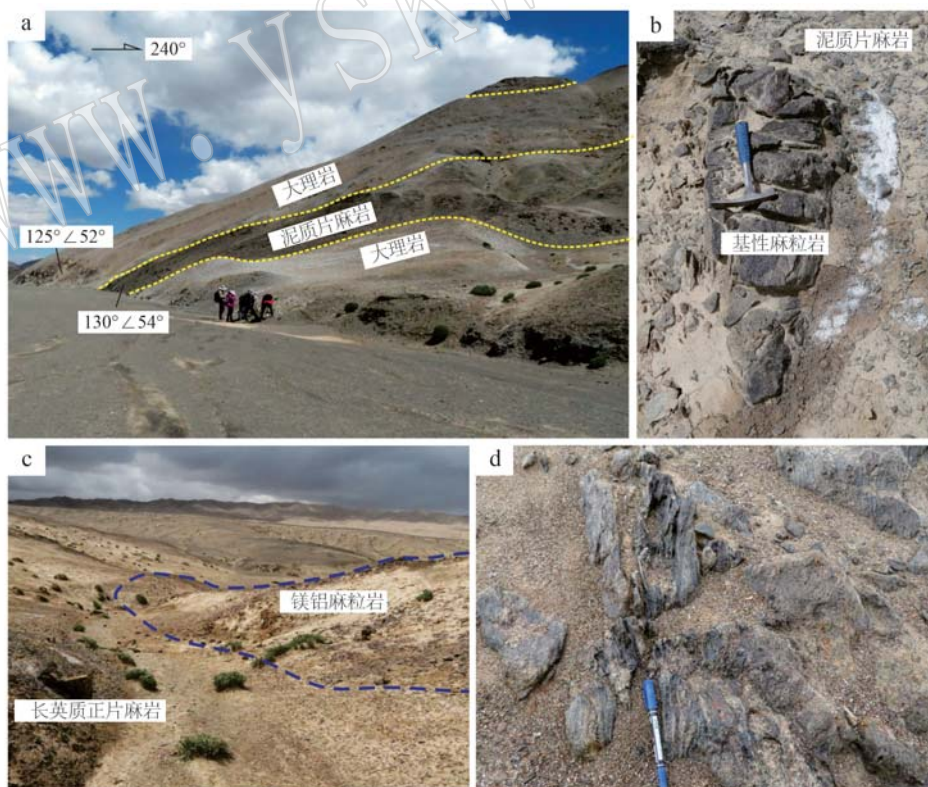


图 2 柴西缘高温-超高温变质岩的野外关系

Fig. 2 Field relationship of high- to ultrahigh-temperature metamorphic rocks in the western Qaidam Block

a—泥质片麻岩与大理岩互层; b—夹于泥质片麻岩中的基性麻粒岩透镜体; c—长英质正片麻岩中的镁铝麻粒岩层;

d—一条带状长英质正片麻岩

a—pelitic gneiss interlayered with marble; b—a mafic granulite lens in pelitic gneiss; c—a layer of Mg-Al granulite in felsic orthogneiss;

d—striped felsic orthogneiss

指示其原岩形成时代为 $1.2 \sim 1.1$ Ga (Teng *et al.*, 2020, 2022)。基性麻粒岩透镜体通常出露于风化、破碎严重的泥质片麻岩之中(图 2b)。镁铝麻粒岩似层状出露于长英质正片麻岩中(图 2c), 长英质正片麻岩围岩中浅色体条带发育(图 2d)。

本文的主要研究对象是镁铝麻粒岩和泥质片麻岩(图 1b)。镁铝麻粒岩呈块状或条带状, 露头风化后表面呈锈红色(图 3a)。新鲜石榴子石呈粉紫色

或紫红色(图 3b), 与石英之间被堇青石+斜方辉石冠状体分隔(图 3c、3d)。此类样品(AQ17-40-6.3)的峰期矿物组合为石榴子石+石英+斜方辉石+金红石(图 3d), 残留的进变质矿物(蓝晶石+黑云母+斜长石+铝直闪石)主要呈包裹体保留在石榴子石中, 退变质矿物(堇青石、晚期斜方辉石、黑云母)围绕石榴子石呈冠状体发育(图 3d)。在一些更为富铝的镁铝麻粒岩中(AQ18-18-9.1 部分样品、AQ19-5-7),

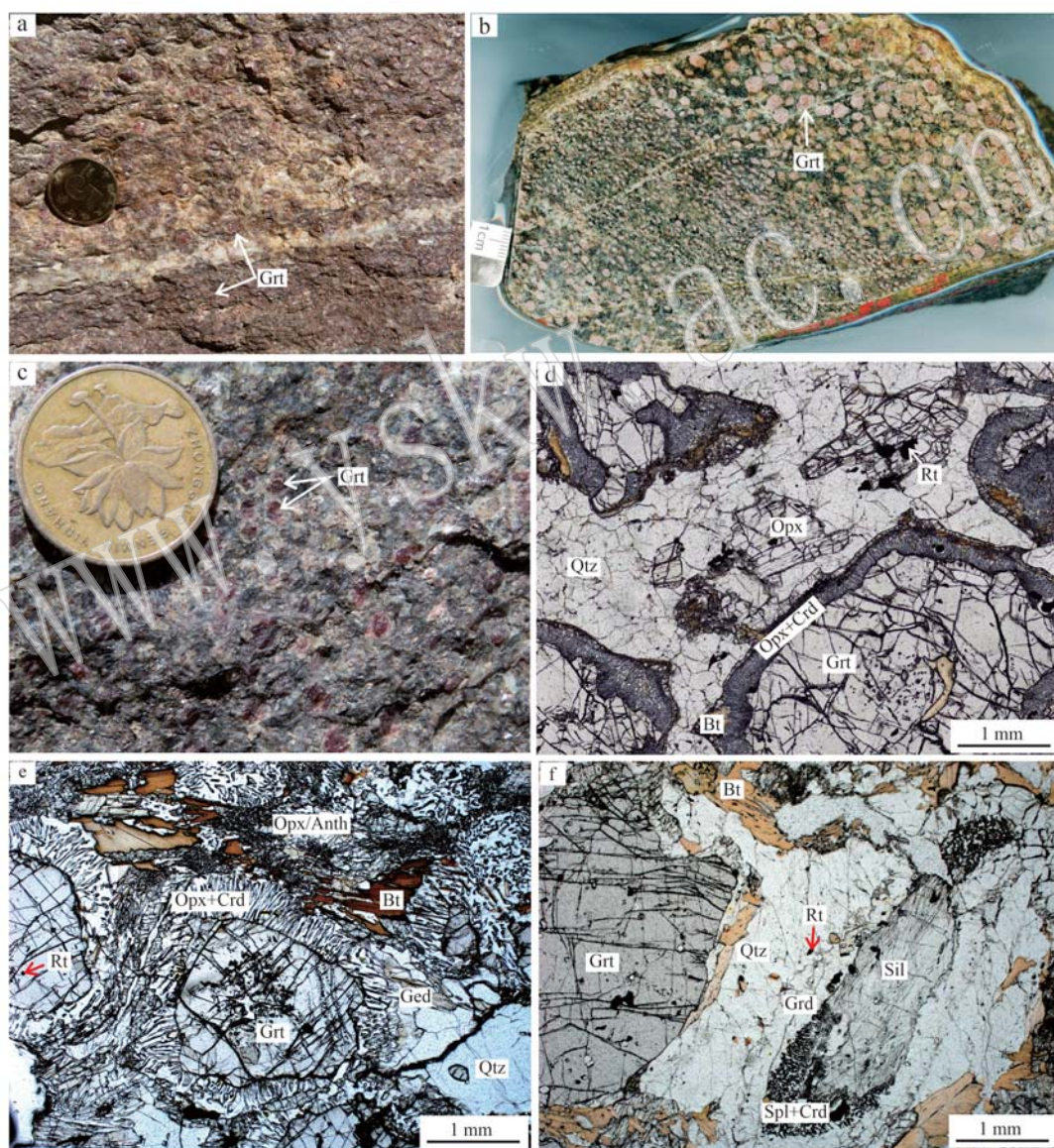


图 3 镁铝麻粒岩的典型结构与矿物组合

Fig. 3 Typical textures and mineral assemblages in Mg-Al granulite

Anth—直闪石; Bt—黑云母; Crd—堇青石; Grt—石榴子石; Ged—铝直闪石; Opx—斜方辉石; Qtz—石英; Rt—金红石; Sil—夕线石;
Spl—尖晶石
Anth—anthophyllite; Bt—biotite; Crd—cordierite; Grt—garnet; Ged—gedrite; Opx—orthopyroxene; Qtz—quartz; Rt—rutile; Sil—sillimanite;
Spl—spinel

保留柱状的夕线石变斑晶及其边部发育的堇青石+尖晶石后成合晶,以及最外圈的堇青石冠状体(图3f);这些样品中的石榴子石被晚期(铝)直闪石包围,两者之间发育堇青石+斜方辉石/(铝)直闪石后成合晶(图3e)。此类样品的峰期矿物组合为石榴子石+夕线石+石英+金红石,麻粒岩相退变成堇青石±斜方辉石和堇青石±尖晶石,角闪岩相退变出现大量(铝)直闪石。此外,两类样品中均保留少量假蓝宝石,与夕线石或斜方辉石组成复合包裹体产于石榴子石中。

花土沟典型的泥质片麻岩具有混合岩化特征(图4a),浅色体在露头上分布不均,一般呈斑块、平行细脉,由相交的浅色体连通(图4b、4c),残留的浅色体主要围绕石榴子石分布(图4d)。泥质片麻岩主要由石榴子石、夕线石、石英、黑云母、斜长石构成(图4e),石榴子石在泥质残留体中尤为富集(图4f),而钾长石只出现在富浅色体中的样品中,部分样品中出现堇青石,未保存指示超高温变质条件的矿物组合。

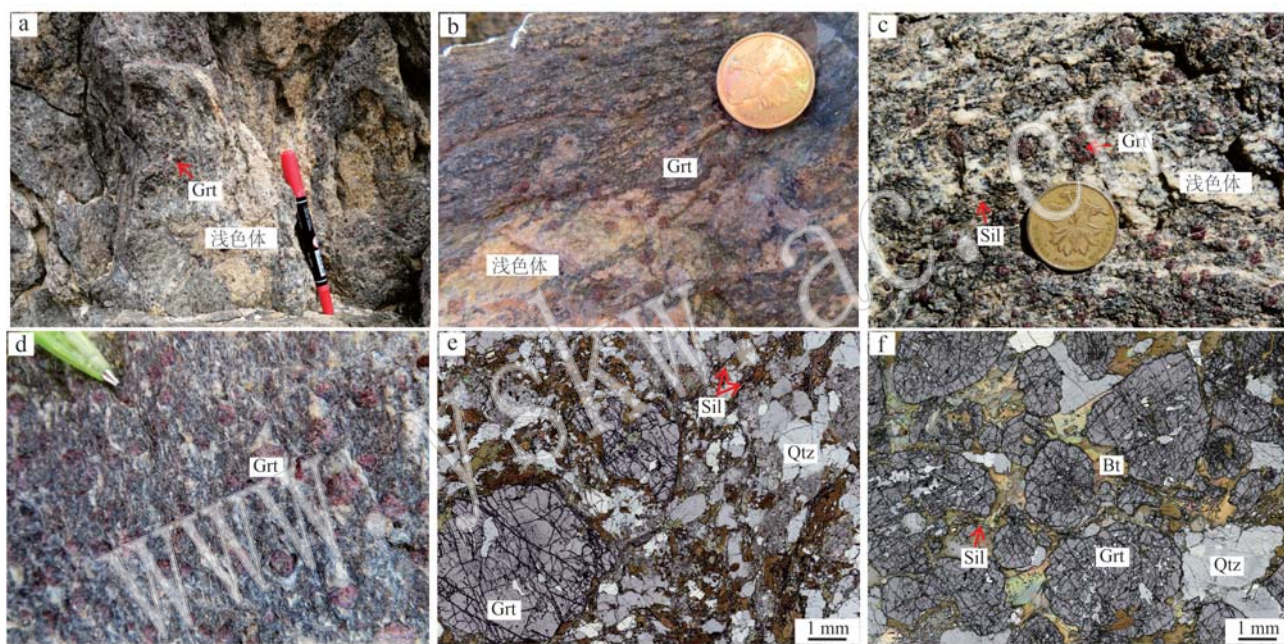


图4 泥质片麻岩的典型结构与矿物组合(矿物符号缩写同图3)

Fig. 4 Typical textures and mineral assemblages in pelitic gneisses (mineral abbreviations are the same as in Fig. 3)

3 全岩主量与微量元素地球化学

对花土沟高温-超高温变质地体中的15件样品(包括9件镁铝麻粒岩、5件富浅色体的泥质片麻岩和1件以残留体为主的泥质片麻岩)进行全岩主、微量元素分析,在此基础上开展相平衡模拟,分析泥质片麻岩在进变质升温过程中的部分熔融作用和熔体迁移行为,并应用于解释镁铝麻粒岩的形成。

3.1 测试方法

样品的全岩主量和微量元素分析在国家地质实验测试中心和武汉上谱分析科技有限责任公司分批完成。分别使用荷兰帕纳科(PANalytical)公司生产的AxiosPW4400型X射线荧光光谱仪(XRF)和日

本理学(Rigaku)公司生产的ZSX Primus II型XRF进行主量元素分析。主量元素的分析方法依据为: Al_2O_3 、 CaO 、 K_2O 、 MgO 、 MnO 、 Na_2O 、 P_2O_5 、 SiO_2 、 $^{\text{T}}\text{Fe}_2\text{O}_3$ 以及 TiO_2 按GB/T 14506.28-2010标准; FeO 按GB/T 14506.14-2010标准; LOI按LY/T 1253-1999标准,分析精度为5%,测试相对标准偏差 $< 2\%$ 。分别使用美国珀金埃尔默(PerkinElmer)公司生产的NexION 300Q型电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)和美国安捷伦(Agilent)公司生产的7700e型ICP-MS进行微量元素分析。微量元素的分析方法依据GB/T 14506.30-2010,仪器分析精度为5%。

3.2 主量元素组成

镁铝麻粒岩和泥质片麻岩的全岩化学分析结果见表1。镁铝麻粒岩和泥质片麻岩的主量元素含量

表 1 花土沟镁铝麻粒岩与泥质片麻岩的全岩主量 ($w_B/\%$)、微量元素 ($w_B/10^{-6}$) 组成Table 1 Major ($w_B/\%$) and trace element ($w_B/10^{-6}$) data for Mg-Al granulites and pelitic gneisses from the Huatugou region

样品号	AQ17- 40-6.3b	AQ17- 40-6.3c	AQ17- 40-6.3d	AQ18- 18-9.1a	AQ18- 18-9.1b	AQ19- 5-7.1	AQ19- 5-7.3	AQ19- 5-7.4	AQ19- 5-7.7	AQ18- 14-3.5	AQ18- 16-3.6	AQ18- 16-3.7	AQ19- 5-6.1	AQ19- 6-8.1	AQ19- 6-8.2
SiO ₂	60.88	58.26	59.53	55.31	53.08	53.06	58.44	58.24	49.34	57.57	61.94	61.58	55.37	58.19	43.30
TiO ₂	1.18	1.22	1.15	1.05	0.84	0.88	0.77	0.81	0.90	1.03	1.15	0.99	1.12	1.14	0.60
Al ₂ O ₃	12.57	13.57	12.90	17.67	15.24	15.37	13.74	13.56	17.68	18.34	16.08	16.79	18.23	18.67	19.54
TFe ₂ O ₃	11.25	11.85	11.47	15.1	15.52	16.51	16.28	17.31	18.12	12.34	10.92	8.95	13.61	12.45	28.74
FeO	9.30	9.60	9.60	11.01	13.09	13.56	13.40	15.29	13.30	9.83	8.96	—	12.05	10.18	23.50
MnO	0.04	0.04	0.04	0.16	0.17	0.18	0.13	0.13	0.14	0.26	0.14	0.12	0.15	0.17	0.49
MgO	12.22	11.93	12.50	8.89	13.34	11.26	8.89	9.14	10.99	3.27	3.20	3.37	4.25	3.45	4.98
CaO	0.44	0.42	0.39	0.81	1.15	0.77	0.44	0.63	0.69	1.08	1.03	0.71	0.85	0.73	1.56
Na ₂ O	0.13	0.22	0.14	0.30	0.49	0.41	0.33	0.18	0.23	2.05	1.32	1.12	0.87	0.46	0.44
K ₂ O	0.82	1.41	0.92	1.42	0.42	0.52	0.64	0.42	1.28	3.45	2.95	4.14	3.66	3.34	1.53
P ₂ O ₅	0.08	0.08	0.08	0.04	0.02	0.07	0.06	0.17	0.10	0.05	0.05	0.08	0.07	0.05	0.13
烧失	0.29	0.63	0.86	0.27	0.17	0.78	-0.02	-0.4	-0.16	1.1	1.49	1.91	1.26	1.30	-0.98
总量	99.89	99.64	99.97	101.2	100.44	99.81	99.69	100.19	99.32	100.54	100.27	99.75	99.44	100.31	88.58
La	23.0	20.8	14.3	9.74	9.11	18.0	10.5	18.9	16.5	48.8	52.2	44.6	64.6	59.5	41.3
Ce	48.8	44.3	32.3	21.6	20.6	40.9	26.8	35.4	38.7	97.7	106	91.2	115	104	84.2
Pr	5.81	5.44	3.96	3.00	2.95	4.96	3.39	4.86	4.88	12.9	14.7	10.8	14.3	12.8	9.92
Nd	24.0	21.7	15.7	12.3	12.8	19.7	13.6	23.7	19.9	47.8	55.9	41.2	59.9	54.0	39.0
Sm	5.01	4.76	3.63	2.96	3.55	4.29	3.28	4.93	4.66	9.79	11.6	8.67	11.1	10.1	9.45
Eu	1.06	1.17	0.81	1.60	1.18	1.31	1.31	1.66	1.88	2.57	1.91	1.50	1.53	1.71	1.33
Gd	4.97	4.79	4.30	4.00	4.04	4.07	3.61	4.93	4.76	8.38	10.2	7.64	10.3	9.18	17.0
Tb	0.77	0.81	0.69	0.68	0.57	0.72	0.65	0.77	0.89	1.34	1.64	1.34	1.76	1.51	4.04
Dy	4.80	5.21	4.34	4.65	3.73	4.32	3.83	4.82	5.27	8.55	10.3	8.90	11.1	9.58	29.4
Ho	1.01	1.08	0.90	0.97	0.76	0.90	0.72	1.03	1.07	1.78	2.12	1.87	2.27	1.98	6.15
Er	3.05	3.04	2.57	2.83	2.14	2.65	2.13	2.78	3.02	5.27	6.19	5.95	5.86	5.15	17.8
Tm	0.45	0.45	0.37	0.49	0.36	0.40	0.32	0.44	0.45	0.9	1.04	0.92	0.94	0.84	2.70
Yb	2.89	2.86	2.47	2.89	2.13	2.66	2.13	2.92	3.03	5.5	6.29	5.94	6.17	5.41	17.8
Lu	0.45	0.44	0.39	0.49	0.35	0.38	0.31	0.44	0.46	0.92	1.03	0.92	0.90	0.81	2.61
ΣREE	126	117	86.8	68.2	64.3	105	72.7	108	105	252	281	231	306	277	283
δEu	0.65	0.75	0.63	1.42	0.95	0.96	1.16	1.03	1.22	0.87	0.54	0.56	0.44	0.54	0.32
(La/Yb) _N	5.72	5.21	4.17	2.42	3.07	4.86	3.55	4.64	3.91	6.36	5.95	5.39	7.51	7.89	1.66
Pb	3.18	3.58	3.18	54.1	38.5	5.65	5.89	5.2	8.27	27.4	16.3	18.1	15.7	10.7	8.57
Rb	23.4	41.3	25.1	60.8	26.3	89.4	99.4	107	283	156	143	157	175	141	71.5
Ba	88.6	151	96.8	75.4	19.3	41.3	32.9	38.1	84.6	467	337	572	463	449	88.4
Th	7.04	6.35	5.13	3.68	4.48	6.23	4.41	7.5	5.95	15.2	17	16.2	19.9	18.3	13.9
U	1.40	1.43	1.07	1.02	1.02	1.54	1.17	2	1.22	1.94	2.82	1.96	3.22	1.69	2.53
Nb	8.79	7.98	7.87	7.72	5.81	6.87	7.70	8.45	7.65	16.7	16.1	17.1	18.2	17.7	13.4
Ta	0.67	0.59	0.59	0.69	0.53	0.49	0.71	0.68	1.42	1.2	1.11	0.91	1.13	1.06	1.13
Sr	11.9	12.6	11.3	13.5	8.65	10.8	10.8	15.2	12.8	166	101	125	95.3	81.9	18.4
Zr	156	147	147	150	123	149	126	156	137	206	264	236	217	214	147
Y	28.7	29.2	24.6	22.7	17.5	25.4	22.6	25.2	30.7	46	55.2	55.1	59	47.6	175
Hf	4.15	3.90	3.97	4.61	3.81	3.95	3.41	4.28	4.23	6.58	8.25	6.76	6.21	6.24	4.42
Sc	37.6	39.4	36.2	57.7	40.1	33.4	33.3	38.5	50.4	28	28.1	24.4	30.3	27.1	86.4
V	373	375	353	366	292	281	262	316	312	160	143	133	188	170	101
Cr	14.1	12.7	8.59	90.1	70.7	36.6	31.9	43.5	37.2	103	94.7	84.2	99.7	103	78.0
Co	34.6	33.9	32.4	43.7	35.9	29.6	14.6	13.5	16.2	32	31.3	20.8	32.8	29.7	41.6
Ni	29.1	29.2	29.3	75.8	68.0	66.4	38.3	53.4	54.7	49.4	35.7	28.1	59.8	50.7	27.5

变化及平均值见表 2, 文中不再赘述。镁铝麻粒岩 AQ17-40-6.3 ($n=4$) 的成分比较均一且最富镁 ($X_{Mg}=0.67\sim0.69$), 相比另外两处采样点出露的镁铝麻粒岩更加富 SiO_2 和 TiO_2 , 贫 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 MnO 、 Na_2O (图 5)。镁铝麻粒岩 AQ18-18-9.1 ($n=2$) 的 MgO 含量 ($8.89\%\sim13.34\%$) 和对应 X_{Mg} 值 ($0.54\sim0.63$) 变化较大, 其次是 K_2O ($0.42\%\sim1.42\%$)。镁铝麻粒岩 AQ19-5-7 ($n=4$) 的 SiO_2 ($49.34\%\sim58.44\%$)、 Al_2O_3 ($13.37\%\sim17.68\%$)、 MgO ($8.89\%\sim11.26\%$) 变化较大, 且具有 3 处镁铝麻粒岩中最低的 X_{Mg} 值 ($0.51\sim0.57$)。

表 2 镁铝麻粒岩和泥质片麻岩化学组成的变化

范围及平均值

$w_B/\%$

Table 2 The ranges and mean values of chemical compositions of Mg-Al granulites and pelitic gneisses

氧化物	镁铝麻粒岩		泥质片麻岩		泥质 残留 相(1)	低角 岩相泥 质岩 ⁴
	范围(10) ³	平均值	范围(5)	平均值		
SiO_2	49.34~61.57	56.77	55.37~61.94	58.93	43.30	56.25
TiO_2	0.77~1.22	1.00	0.99~1.15	1.09	0.60	1.05
Al_2O_3	12.57~17.68	14.56	16.08~18.67	17.62	19.54	20.18
Fe_2O_3	11.07~18.12	14.45	8.95~13.61	11.65	28.74	9.31
MgO	8.89~13.34	11.14	3.20~4.25	3.51	4.98	3.23
MnO	0.04~0.18	0.11	0.12~0.26	0.17	0.49	0.18
CaO	0.39~1.15	0.61	0.71~1.08	0.88	1.56	1.54
Na_2O	0.06~0.49	0.25	0.46~2.05	1.16	0.44	1.80
K_2O	0.42~1.42	0.87	2.95~4.14	3.51	1.53	4.02
P_2O_5	0.02~0.17	0.08	0.05~0.08	0.06	0.13	0.19
LOI	-0.40~0.86	0.26	1.10~1.91	1.41	-0.98	1.56
FeO^1	9.30~15.29	11.76	8.96~12.08	10.26	23.50	6.82
X_{Mg}^2	0.51~0.69	0.60	0.34~0.43	0.38	0.26	0.41

¹ FeO 通过化学滴定法测得; ² $X_{Mg} = MgO / (MgO + FeO) = (MgO / 40.3) / (MgO / 40.3 + Fe_2O_3 / 159.69 \times 2)$, 摩尔分数; ³ 包括 1 个引自 Teng et al. (2020) 的全岩成分; ⁴ 数据引自 Ague (1991)。

6 件泥质片麻岩样品中, 除样品 AQ19-6-8.2 外, 其余 5 件样品都是富浅色体的泥质片麻岩 (图 4), 其成分变化范围和平均值见表 2, 文中不再赘述。考虑到主量元素变化范围, 花土沟泥质片麻岩与 Ague (1991) 统计的低角闪岩相泥质岩类成分相近 (图 5), 除了后者的 Al_2O_3 、 CaO 、 P_2O_5 含量略高出前者的变化范围 (表 2)。通过对比平均值可以发现, 花土沟泥质片麻岩的 Al_2O_3 、 CaO 、 Na_2O 、 K_2O 、 P_2O_5 含量比低角闪岩相泥质岩稍低, 而 Fe_2O_3 、 MgO 含量稍高 (表 2)。样品 AQ19-6-8.2 是富石榴子石的泥质残留相 (图 4e), 相比富浅色体的泥质片麻岩

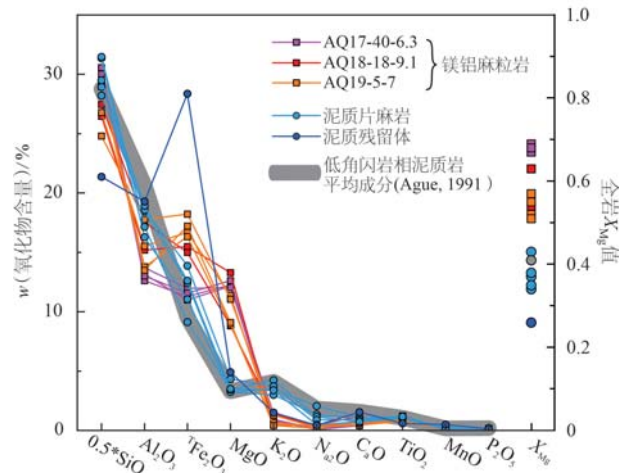


图 5 镁铝麻粒岩和泥质片麻岩的化学组成 (已均一化)

Fig. 5 Chemical compositions of Mg-Al granulite samples and pelitic gneiss samples (normalized to 100%)

样品, 泥质残留体贫 SiO_2 、 TiO_2 、 Na_2O 、 K_2O , 富 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 MgO 、 CaO 、 MnO (图 5), 尤其富铁, 并具有最低的 X_{Mg} 值 (0.26)。

3.3 微量元素组成

镁铝麻粒岩的稀土总量为 $64.3 \times 10^{-6} \sim 126 \times 10^{-6}$ (表 1), 在球粒陨石标准化图中均表现出轻稀土元素相对重稀土元素富集分布特征 (图 6a), $(La/Yb)_N$ 值为 $2.42 \sim 5.72$; 在原始地幔标准化蛛网图中具有相似分布特征, 均亏损 Ba、Nb、Sr 和 Ti, 而相对富集 Rb 和 Th (图 6b)。不同的是, 镁铝麻粒岩 AQ17-40-6.3 具有轻微的 Eu 负异常 ($\delta Eu = 0.63 \sim 0.75$); 而其余两处镁铝麻粒岩 (AQ18-18-9.1 和 AQ19-5-7) 无 Eu 异常或显示 Eu 正异常 ($\delta Eu = 0.95 \sim 1.42$)。

富浅色体的 5 件泥质片麻岩样品的稀土总量为 $231 \times 10^{-6} \sim 306 \times 10^{-6}$, $(La/Yb)_N$ 值为 $5.39 \sim 7.89$, δEu 值为 $0.44 \sim 0.87$ (表 1); 轻稀土元素相对重稀土元素中等富集, 显现 Eu 负异常 (图 6a); 它们在蛛网图呈现出 Ba、Nb、Ta、Sr、Ti 的相对亏损 (图 6b)。泥质残留体 (AQ19-6-8.2) 的稀土元素含量为 283×10^{-6} , 自身的轻、重稀土元素分异不明显, $(La/Yb)_N$ 值为 1.6; 相比富浅色体的泥质片麻岩富集重稀土元素 (图 6a), Eu 的负异常更加显著 ($\delta Eu = 0.32$)。与上述稀土元素特征对应, 在蛛网图中, 泥质残留体与富浅色体的泥质片麻岩具有相似的微量元素变化趋势, 只是前者的 Sr、Ba 亏损更明显, Y 也更高 (图 6b)。

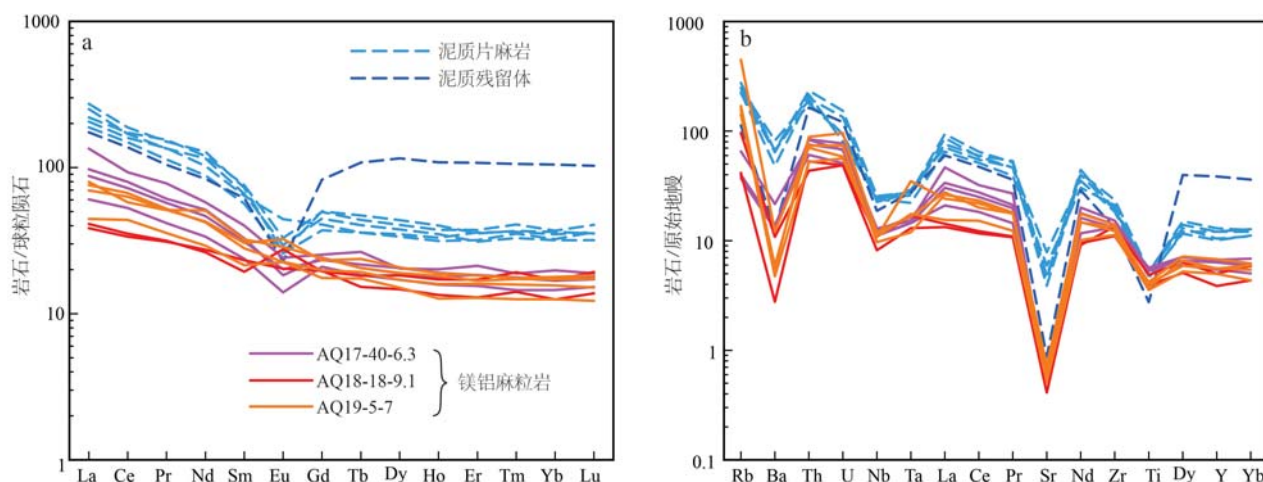


图6 全岩稀土元素球粒陨石标准化分布图(a)与微量元素原始地幔标准化蛛网图(b) [球粒陨石和原始地幔标准化值据 Sun and McDonough(1989)]

Fig. 6 Whole-rock chondrite-normalized REEs distribution (a) and primitive mantle-normalized trace elements spider diagram (b) (chondrite and primitive mantle values for normalizations are after Sun and McDonough, 1989)

4 相平衡模拟

4.1 p - T 视剖面计算方法

使用相平衡模拟软件 GeoPS v3.4 (Xiang and Connolly, 2022) 和热力学数据库 ds62 (Holland and Powell, 2011) 在理想化学体系 MnNCKFMASHT (MnO-Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂) 下进行视剖面图计算。计算过程中涉及的固溶体模型包括：白云母、黑云母、堇青石、石榴子石、斜方辉石和硅酸盐熔体 (White *et al.*, 2014), 钛铁矿 (White *et al.*, 2000), 钾长石和斜长石 (Holland and Powell, 2003), 磁铁矿和尖晶石 (White *et al.*, 2002)。涉及的纯相包括夕线石、蓝晶石、金红石、纯水。模拟使用的全岩成分为 Ague (1991) 中统计的低角闪岩相泥质岩平均值 (表 2), 原因主要有两点：① 花土沟的泥质片麻岩在高温-超高温变质作用过程中经历了部分熔融和熔体迁移, 与原岩成分存在未知的差异；② 镁铝麻粒岩在世界范围内都有报道, 本文探究的形成机制应具有普适性, 使用低角闪岩相的平均泥质岩成分进行模拟比用某一样品成分更能印证这一点。模拟之前, 先将全岩成分从质量分数换算成摩尔分数, 然后按磷灰石化学式扣除 P₂O₅ 和相应比例的 CaO。模拟不考虑 Fe 的价态, p - T 视剖面中的 $X_{Mg} = x(\text{MgO})/x(\text{MgO} + \text{FeO})$, 与表 2 和文中保持一致。使用到的矿物名称代号包括：Bt (黑云

母)、Crd (堇青石)、Grt (石榴子石)、Ilm (钛铁矿)、Kfs (钾长石)、Ky (蓝晶石)、Ms (白云母)、Opx (斜方辉石)、Pl (斜长石)、Qtz (石英)、Rt (金红石)、Sil (夕线石)、Spl (尖晶石)、St (十字石)。

4.2 p - T 视剖面计算结果

图 7a 是低角闪岩相泥质岩平均成分的 p - T 视剖面图。在 0.4~1.5 GPa 和 600~1 050℃ 范围内, 该平均泥质岩成分对应的固相线温度为 670~760℃, 固相线随压力升高而升高。随温度升高, 含水矿物 (白云母、黑云母) 减少、消失, 直至石英消失, 不会出现假蓝宝石+石英、尖晶石+石英、富铝斜方辉石+石英等特征超高温矿物组合。假设超高温变质作用 (775~1 500℃/GPa, Brown and Johnson, 2019) 的进变质 p - T 轨迹是地热梯度为 930℃/GPa 的简单直线 (图 7a), 从 600℃ (A 点) 加热至 1 000℃ (B 点), 泥质岩将依次经历 (图 7b)：

(1) 十字石、白云母脱水：St+Ms+Qtz→Ky+Grt+Bt+Pl+H₂O, Ms+Grt+Qtz→Ky+Bt+Pl+H₂O；

(2) 白云母水致熔融：Ms+Grt+Qtz+Pl+H₂O→Ky+Bt+熔体；

(3) 白云母脱水熔融, 以及蓝晶石向夕线石转变：Ms+Grt+Qtz→Bt+Ky/Sil+Pl+熔体,

Ms+Grt+Qtz+Pl→Bt+Sil+Kfs+熔体；

(4) 黑云母脱水熔融：Bt+Pl+Sil+Qtz→Kfs+Grt+熔体；

(5) 无水熔融：Kfs+Pl+Qtz+Sil→熔体。

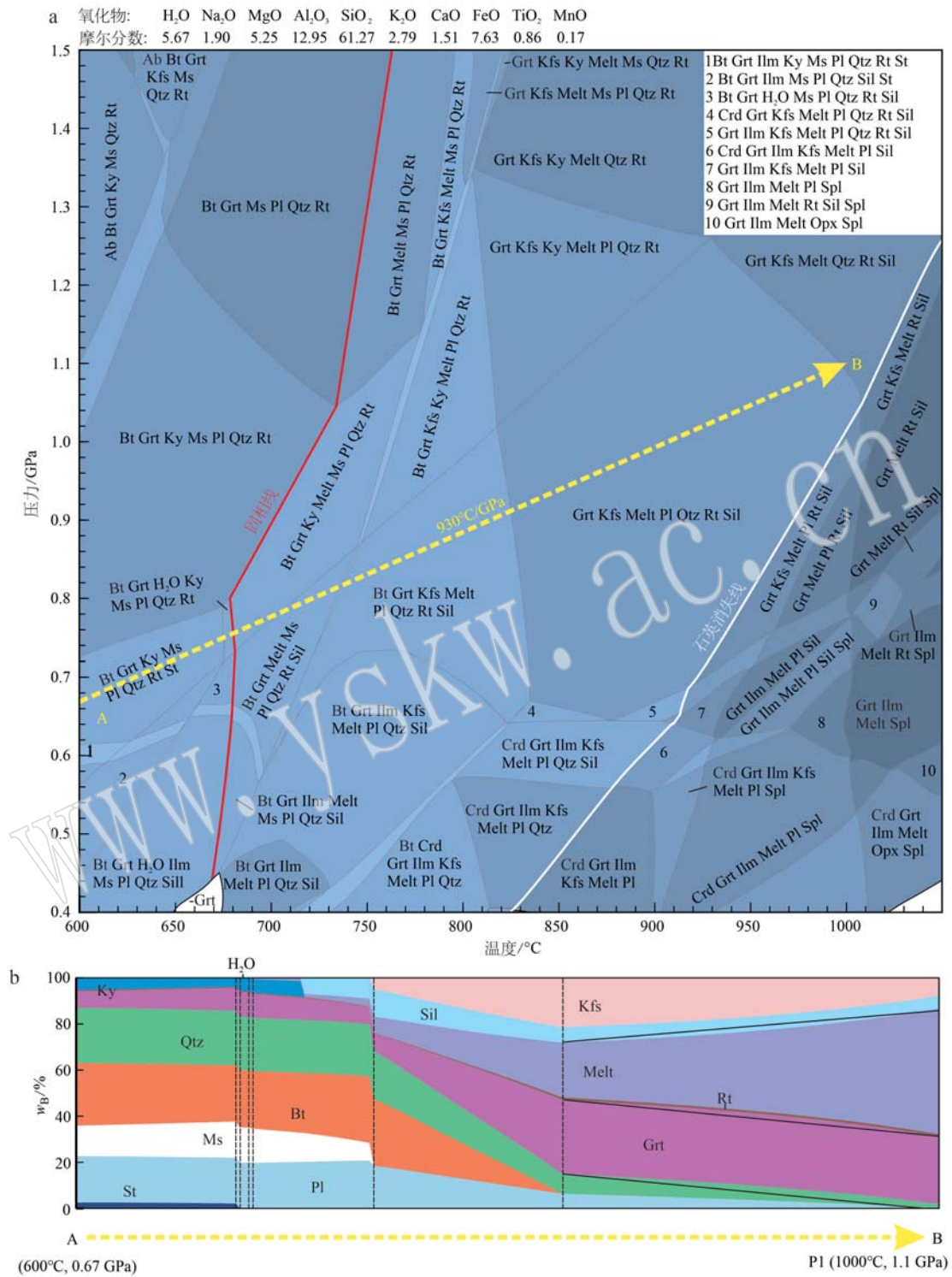


图 7 泥质片麻岩的相平衡模拟结果

Fig. 7 Results of phase equilibrium modeling for the pelitic gneiss

a—MnNCKFMASHT(MnO-Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂)体系下的 p - T 视剖面图,带箭头的黄色虚线是假定的进变质 p - T 轨迹 AB; b—沿图 a 中轨迹 AB 的矿物相和熔体(Melt)含量变化。模拟所用全岩成分为 Ague(1991)统计的低角闪岩相平均泥质岩

a— p - T pseudosection under the MnNCKFMASHT(MnO-Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂) chemical system. The dashed line with an arrow in yellow is an assumed p - T path during prograde metamorphism; b—changes in phase proportions along the path AB; The bulk composition for modeling is a mean composition of lower-amphibolite phase pelites given by Ague (1991)

在封闭体系中, 反应(2)~(5)形成的熔体含量随升温或减压而增加, 在石英消失前至多可以形成70% ($x_B/\%$, 图8a)。此过程中, 熔体的 X_{Mg} 值变化范围为0.23~0.41(图8b), 并具有以下变化规律: 由白云母发生熔融而形成的熔体随升温或降压而愈加富铁(X_{Mg} 值变小); 由黑云母脱水熔融形成的熔体随温度升高而变得富镁(X_{Mg} 值变大); 黑云母消失后继续升温, 熔体的 X_{Mg} 值再次减小; 此外, 在堇

青石稳定的低压域, 熔体成分也是随压力降低而变得富铁。

石榴子石是泥质片麻岩中常见的镁铁矿物(图4), 且在高温-超高温变质条件下稳定存在(图7a)。根据对石榴子石含量和成分的模拟结果, 在600~1050℃和0.6~1.5 GPa范围内, 封闭体系下至多形成约14%(摩尔分数)的石榴子石(图8c), 其 X_{Mg} 值变化范围为0.14~0.52(图8d)。在固相线温度以

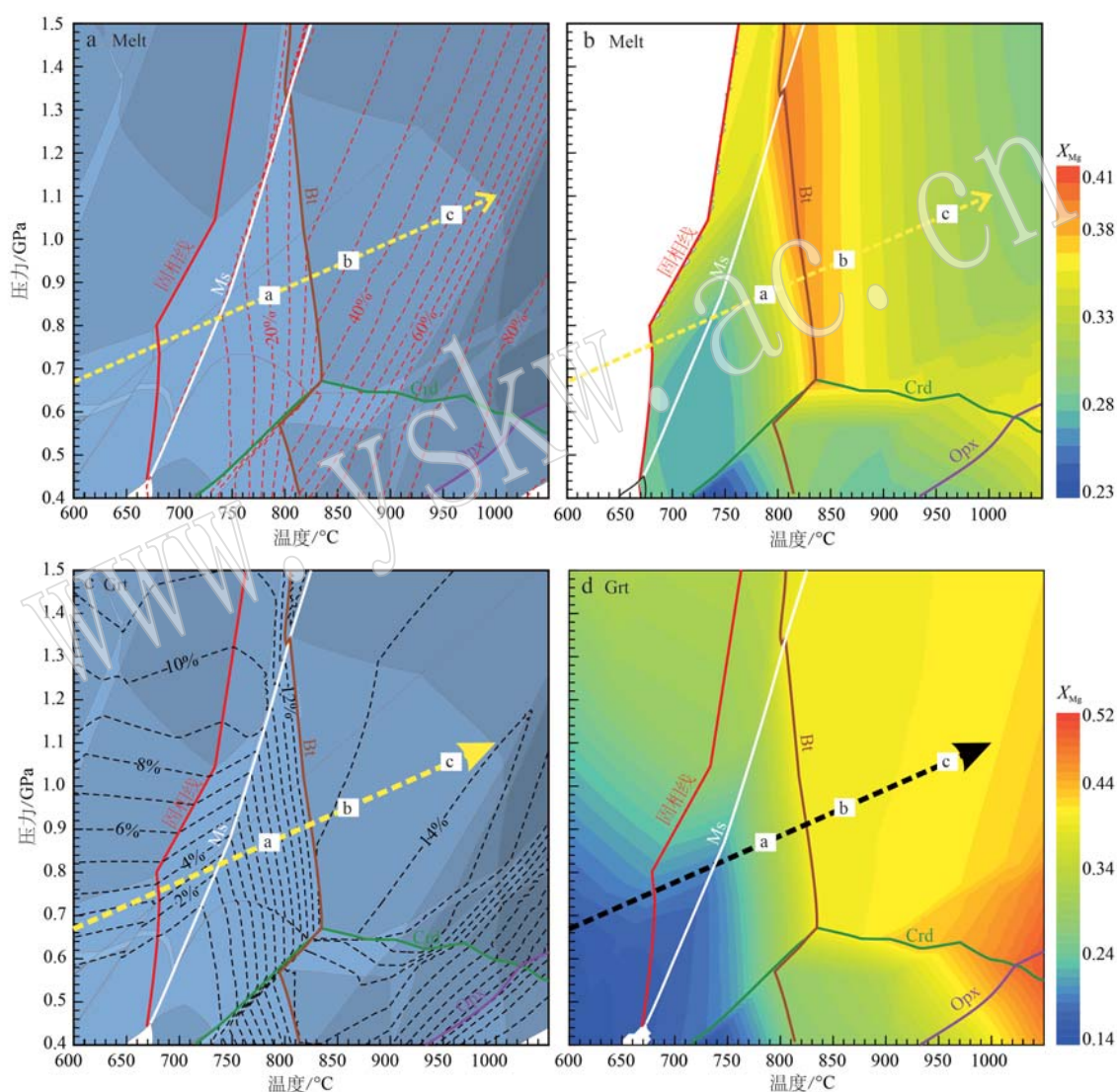


图8 熔体、石榴子石的含量及成分随温度-压力变化图(全岩成分和相关系同图7)

Fig. 8 Trends in content and composition of partial melt and garnet in the p - T space (the bulk composition and phase relations are the same as Fig. 7)

a—熔体含量($x_B/\%$)等值线图; b—熔体成分(X_{Mg})等值线图; c—石榴子石含量($x_B/\%$)等值线图;

d—石榴子石成分(X_{Mg})等值线图; 图中的a、b、c对应表3,将在后文详细讨论

a—a plot of isopleths of melts content ($x_B/\%$); b—a plot of isopleths of X_{Mg} values of melt; c—a plot of isopleths of garnet contents ($x_B/\%$); d—a plot of isopleths of X_{Mg} values of garnet; The labels of a, b, and c correspond to Table 3 and are discussed in detail later

下,石榴子石出现在压力 >0.58 GPa 的条件下,其含量和 X_{Mg} 值均随压力升高而升高;在白云母发生熔融时,石榴子石含量和 X_{Mg} 值随压力升高而升高,并在蓝晶石/夕线石稳定域随温度升高而降低;在黑云母发生熔融的区间,石榴子石含量和 X_{Mg} 值主要受温度控制,随温度升高,石榴子石含量显著增加,成分趋向富镁(X_{Mg} 值变大);黑云母完全消失后继续升温,石榴子石含量缓慢增加,在石英消失前达到最高,然后减少,被尖晶石取代,此过程中石榴子石的 X_{Mg} 值继续升高。

5 讨论

5.1 镁铝麻粒岩的原岩类型

虽然普遍认为镁铝麻粒岩在高温-超高温变质作用中经历了熔体丢失,但是由于丢失熔体成分和含量的不确定性,很难进行原岩恢复。因此,目前对其原岩性质仍存在不同看法。部分学者提出镁铝麻粒岩的原岩为泥质沉积物(Ellis, 1980; Raith *et al.*, 1997; Harley, 1998b; Baba, 2003);也有学者提出其是经历了(海水)热液交代作用的基性火山岩(Valance, 1967; Schreurs and Westra, 1985; Spear, 1993);还有学者主张其原岩特殊,如富镁矿体(Vry and Cartwright, 1998)。针对于花土沟地区,在野外工作中并未找到存在特殊原岩的证据。结合镁铝麻粒岩可以在高温-超高温变质岩区重复出现,不与特定时代关联,推测多数镁铝麻粒岩的原岩可能并不罕见。

在花土沟地区,从全岩成分来看,镁铝麻粒岩的 SiO_2 、 TiO_2 、 P_2O_5 含量与泥质片麻岩相似(表2);它们的 ^{T}FeO 、 Al_2O_3 、 MnO 、 CaO 、 Na_2O 含量虽有不同但变化范围仍重叠(图5)。从微量元素组成来看,镁铝麻粒岩的微量元素含量整体虽低于泥质片麻岩,但其分布曲线集中且与含浅色体的泥质片麻岩类似(图6)。除了上述相似的化学特征,富铝的镁铝麻粒岩的矿物组合(石榴子石-夕线石-堇青石)与一些泥质片麻岩表现出相似性(图3f),因此,本文提出,花土沟镁铝麻粒岩的原岩是与研究区泥质片麻岩类似的变沉积岩类。

对比低角闪岩相变泥质岩、泥质片麻岩以及镁铝麻粒岩的全岩成分,不难发现,从变泥质岩到泥质麻粒岩,再到镁铝麻粒岩,其化学组成向着相同的趋势变化,即愈加贫铝、钙、钾、钠,而富铁、镁(表2)。

这一变化规律也支持镁铝麻粒岩的原岩可能是变泥质岩的观点。

5.2 镁铝麻粒岩的形成与熔体行为

麻粒岩相部分熔融伴随熔体丢失,是岩石在经历峰期后并发生退变质作用后仍保存近峰期的矿物组合的重要条件(White and Powell, 2002)。泥质片麻岩露头上分布不均的浅色体是熔体发生迁移的直接证据(图4a~4d)。相比一般变泥质岩类,镁铝麻粒岩最显著的化学特征是富镁和高 X_{Mg} 值,其次是贫钙、钠、钾(图5)。化学组成的变化是否是部分熔融和熔体丢失而导致的,是值得深入研究的科学问题。

首先,可以通过理论计算分析丢失熔体对泥质岩全岩成分的影响。在变泥质岩的 p - T 视剖面图中选择代表进变质加热历史的 a、b、c 3 个位置(图8),对比熔体成分可以发现:从 a 到 b、c,随熔体的水含量减半(表3),熔体中的主要氧化物(Na_2O 除外)含量均升高。当从原岩中分别减去全部的熔体成分得到 3 个残留相成分(A1、B、C),并将其与原岩成分对比(扣除 H_2O 影响)时发现:变泥质岩在随加热过程发生熔体丢失后,其残留相的 SiO_2 、 Na_2O 、 K_2O 含量会降低, Al_2O_3 、 TiO_2 、 FeO 、 MgO 、 MnO 含量升高, CaO 含量先升后降,全岩 X_{Mg} 值几乎不变(0.41)。这些变化特征只是部分与前文总结的从变泥质岩到镁铝麻粒岩的变化规律相符,比如 Na_2O 、 K_2O 含量降低, FeO 、 MgO 相对升高。然而, X_{Mg} 值却没有明显变化。这点可能是因为熔体中的镁铁含量很低,所以尽管熔体比原岩富铁($X_{Mg} = 0.32 \sim 0.37$),也不能造成显著的镁铁分异。此外,从低角闪岩相变泥质岩到泥质麻粒岩,再到镁铝麻粒岩,全岩 Al_2O_3 和 CaO 含量是在减少的(表2),这也与熔体丢失造成的变化趋势不符。

如果长英质熔体的迁出能且只能解释一部分的化学变化,其他变化需要由不具备独立迁移能力的矿物相引起,那么,发生活动的矿物最可能是被迁出熔体“搬出”原岩体系的。作为与长英质熔体的“同伙”,迁出的矿物相不仅富镁铁,而且其 Al_2O_3 和 CaO 含量也应高于全岩。泥质片麻岩中只有石榴子石符合条件。同样可以利用 p - T 视剖面图中的信息进行简单计算,比如在 a 位置移除熔体的基础上再扣除全部的石榴子石成分($X_{Mg} = 0.29$)。这一步骤降低了残留相(表3中的“残留相 A2”)的 Al_2O_3 和 CaO 含量;更重要的是,残留相的 X_{Mg} 值将从 0.41 升

表 3 变泥质岩丢失相与残留相成分的计算结果

 $x_B/\%$

Table 3 Calculation results for chemical compositions of the migrated and residue

组合	位置 c (1.06 GPa,960℃)				位置 a (0.87 GPa,785℃)		位置 b (0.95 GPa,860℃)		原岩
	Bt+Grt+Kfs+Pl+Qtz+Rt+Sil+熔体				Grt+Kfs+Pl+Qtz+Rt+Sil+熔体				
	熔体	Grt	残留相 A1	残留相 A2	熔体	残留相 B	熔体	残留相 C	
SiO ₂	60.20	42.86	61.49	67.16	64.84	59.58	68.06	55.46	61.27
TiO ₂	0.00	0.00	1.03	1.35	0.00	1.26	0.00	1.60	0.86
Al ₂ O ₃	7.81	14.29	13.98	13.89	8.77	14.91	9.75	15.68	12.95
FeO	0.35	28.19	9.08	3.25	0.65	10.92	1.16	13.16	7.63
MgO	0.17	11.59	6.26	4.64	0.38	7.54	0.55	9.27	5.25
MnO	0.00	0.84	0.20	0.01	0.00	0.25	0.00	0.32	0.17
CaO	0.65	2.24	1.68	1.51	1.03	1.74	1.47	1.56	1.51
Na ₂ O	3.39	0.00	1.60	2.09	3.06	1.35	2.87	1.05	1.90
K ₂ O	2.95	0.00	2.75	3.59	3.52	2.44	3.83	1.91	2.79
H ₂ O	24.48	0.00	1.92	2.51	17.73	0.00	12.31	0.00	5.67
X _{Mg}	0.33	0.29	0.41	0.59	0.37	0.41	0.32	0.41	0.41

高至 0.59, 十分接近镁铝麻粒岩的平均值 (0.60)。因此, 理论上, 在进变质过程中移除含石榴子石的熔体可能使变泥质岩转变为镁铝麻粒岩。需要指出的是, 上述每次计算都是一次性扣除全部的熔体或石榴子石, 这样模拟的熔体丢失过程在自然界基本不可能发生。熔体发生迁移的前提条件是在部分熔融岩石中形成通道。根据部分熔融实验, 岩石中的熔体含量从 0 增加到 7% 的过程中, 岩石强度会显著降低, 达到 7% 后, 熔体在岩石空隙中相互连通, 熔体继续增多对岩石强度的改变很小, 直至遇到下一个阈值 (35% 左右), 此时岩石不再维持其完整的固体结构 (Rosenberg and Handy, 2005)。这个让熔体通道形成的含量值 (7%) 不仅是熔体迁移的下限, 同时也是熔体不发生迁移的含量上限。因此, 对于熔体产量超过 45% 的超高温变泥质岩 (图 8a), 熔体分次或持续丢失, 且不完全丢失的设定更为合理。靠熔体搬运的石榴子石更是如此。尽管在细节上与实际过程存在差异, 通过定量计算得到的变化趋势依然是可靠的, 并且与观察到的现象吻合。

含石榴子石的浅色体在泥质片麻岩中并不罕见 (图 4b), 它的迁移也可以在泥质残留体中找到证据。样品 AQ19-6-8.1 和 AQ19-6-8.2 采自同一处, 两者在岩相学上的差别主要是前者富浅色体, 而后者富石榴子石 (图 4e、4f)。在化学成分上, 后者 (AQ19-6-8.2) 的 SiO₂、TiO₂、Na₂O、K₂O 显著低于前者 (AQ19-6-8.1), 而前者 Al₂O₃、^TFe₂O₃、MgO、CaO、MnO 含量高于后者 (图 5)。之前通过计算已经得知, 熔体迁出后会降低全岩中的 SiO₂、Na₂O、K₂O 含

量, 而 Al₂O₃、TiO₂、FeO、MgO、MnO 含量相对升高, 这些基本上符合 AQ19-6-8.1 和 AQ19-6-8.2 中主要氧化物的相对大小关系 (TiO₂ 除外)。然而, AQ19-6-8.2 的实测全岩在数值上与理论计算的泥质残留体有较大差别 (对比表 2 和表 3), 尤其是其高全铁含量和低 X_{Mg} 值 (0.26)。如前所述, 全岩的 X_{Mg} 值是很难通过部分熔融熔体的迁移而改变的, 只能通过镁铁矿物的加入或丢失实现。值得注意的是, 与镁铝麻粒岩的形成原因相反, AQ19-6-8.2 的低 X_{Mg} 值需要通过富铁石榴子石的加入实现, 这恰好能与该样品富重稀土元素和 Y 的地球化学特征相互佐证 (图 6)。石榴子石的运移需要介质, 表明该样品先后经历了熔体的迁入和迁出, 这可能也是为什么泥质残留体 AQ19-6-8.2 虽然比镁铝麻粒岩更加贫硅, 但轻稀土元素含量与含浅色体的泥质片麻接近, 均高于熔体只迁出的镁铝麻粒岩 (图 6a)。熔体从迁入到迁出的转变可能是由于熔体“搬运”石榴子石的能力下降。在黑云母脱水熔融反应中, 石榴子石作为转熔相在增多、变大, 而熔体也会因为水含量降低而迁移能力减弱, 最终可能在密度差驱动下熔体从富石榴子石的泥质残留体间被“挤出”。综上所述, 在高温-超高温变质过程中, 石榴子石随熔体的迁移可能是造成泥质麻粒岩 MgO 等化学成分差异的主要原因之一, 当含石榴子石的熔体完全迁出泥质岩原岩, 残留相的化学组成将向镁铝麻粒岩成分转变。

5.3 镁铝麻粒岩的独特性与普遍性

镁铝麻粒岩可以通过泥质片麻岩丢失含石榴子石熔体而形成, 而且含石榴子石熔体迁移也曾发生

在泥质片麻岩中,为什么镁铝麻粒岩只能呈透镜体/似层状零星出露于长英质片麻岩之中呢?目前花土沟地区并未发现同时代的含石榴子石花岗岩体,表明含石榴子石熔体可能并未有效从变泥质岩源岩中分离、汇聚形成独立的岩体。丢失的成分没有完全离开泥质岩体系,在退变质过程中可能经历部分或全部的逆反应过程,这也能解释为什么泥质片麻岩岩相学记录的“峰期”温度明显低于镁铝麻粒岩和基性麻粒岩(Teng *et al.*, 2020; 滕霞等, 2022)。晚期(铝)直闪石在部分镁铝麻粒岩样品中大量出现,表明镁铝麻粒岩在降温过程中也有熔体或流体的加入。因此,镁铝麻粒岩的独特性并不是此体系对熔体只进不出,而是其进变质加热阶段形成的含石榴子石熔体迁出了原岩。基于镁铝麻粒岩与长英质正片麻岩的野外接触关系(图2c)推测,镁铝麻粒岩透镜体的原岩很可能是在花岗片麻岩侵位时被裹挟的泥质沉积物。这样的泥质岩透镜体发生部分熔融时,产生的熔体在石榴子石附近聚集,最后裹挟石榴子石进入长英质围岩中,残留镁铝麻粒岩透镜体的同时加剧了附近石榴子石花岗片麻岩的混合岩化(图2d)。上述认识主要基于野外观察,是否成立仍需要进一步研究。

镁铝麻粒岩在超高温变质地区往往都是零星出露,很少作为主要岩石单元而存在。镁铝麻粒岩透镜体/薄层与长英质片麻岩密切共生的野外关系在其他超高温变质地区也有报道,比如在印度南部的 Madurai 地块(Brandt *et al.*, 2011),东南极布里斯湾附近的 Rauer 群岛(Harley, 1998b),以及在斯里兰卡的 Highland 杂岩中(Osanai *et al.*, 2006)。基于野外关系,即长英质片麻岩围岩基本不可能提供镁铝麻粒岩化所需的化学成分,本文未将变质前的低温热液交代作用和同变质交代作用作为可能成因进行讨论。根据滕霞等(2020)的总结,上述地区的镁铝麻粒岩在野外分为条带状和块状,根据(峰期)矿物组合可以细分成多种不同的过渡类型。这些镁铝麻粒岩的化学特征(富镁、高 X_{Mg} 值等)应形成于峰期变质作用之前,可能与花土沟镁铝麻粒岩具有相似的形成过程。

6 结论与展望

为探究花土沟镁铝麻粒岩的原岩类型,以及其形成是否与部分熔融和熔体迁移有关,本文在野外

调查基础上,选择了泥质片麻岩和镁铝麻粒岩进行岩相学和全岩地球化学分析,并利用相平衡模拟手段计算变泥质岩在部分熔融和熔体迁入、迁出过程中的成分变化,并将其与实测的全岩成分对比,得到以下3点结论:

(1) 在全岩化学成分上,镁铝麻粒岩与含浅色体的泥质片麻岩的 SiO_2 、 TiO_2 、 P_2O_5 含量相似, Fe_2O_3 、 Al_2O_3 、 MnO 、 CaO 、 Na_2O 含量虽有差异但变化范围存在交集,微量和稀土元素分布特征相似,结合两者矿物组合也有相似性,认为花土沟镁铝麻粒岩的原岩可能是与泥质片麻岩类似的泥质沉积岩。

(2) 从低角闪岩相变泥质岩到含浅色体的泥质片麻岩,再到镁铝麻粒岩,其全岩成分向着贫铝、钙、钾、钠,富铁、镁的化学趋势变化。镁铝麻粒岩的高 X_{Mg} 值(0.51~0.69)是与其他泥质片麻岩(X_{Mg} = 0.34~0.43)的最大差别。相平衡模拟结果显示,部分熔融和熔体丢失能解释其他大部分的变化趋势,但基本不影响全岩 X_{Mg} 值;只有在进变质升温过程中丢失含石榴子石的熔体才能造成变泥质岩向镁铝麻粒岩转变。

(3) 富石榴子石的泥质残留体相比附近的含浅色体泥质片麻岩,贫硅、钠、钾,富集铝、铁、镁、锰、钙,重稀土元素含量也显著高于后者,这样的化学特征对应石榴子石熔体的加入而后长英质熔体的丢失,支持野外观察到的熔体携带石榴子石迁移的现象。

此外,本文对镁铝麻粒岩只能呈透镜体孤立产出的原因做出了推测,提出只有被长英质正片麻岩包围的泥质沉积物,其进变质加热阶段形成的熔体才能携带石榴子石完全迁出原岩,促成变泥质岩透镜体的镁铝麻粒岩化。而在以泥质片麻岩为主的部位,熔体很难带着石榴子石完成长距离迁移,并在峰期变质前汇聚形成独立的石榴子石花岗岩体,因而没能实现大面积的镁铝麻粒岩化。进一步检验这些推测,还需更加深入的研究工作。比如可以通过碎屑锆石定年和同位素地球化学来确认泥质片麻岩和镁铝麻粒岩的原岩是否相同,以及长英质正片麻岩围岩是否受到了外来含石榴子石熔体的改造。同时,优化计算思路,模拟开放体系下镁铝麻粒岩成分和矿物组合的形成过程。镁铝麻粒岩所记录的超高温变质事件发生在晚太古代以来的各个地质历史时期(Kelsey and Hand, 2015; Jiao *et al.*, 2023),类似

的研究工作也可以在其他地区开展。某些地区的超高温变质事件可能会因为峰期变质温度更高或持续时间更长,而出现较大规模的镁铝麻粒岩化,并形成富石榴子石的花岗岩体(如华北克拉通孔兹岩带凉城地区),这种情况更可能发生在前寒武纪早期。探究熔体携带石榴子石迁移的行为不仅是在试图解决镁铝麻粒岩的成因问题,解释高温-超高温变质原岩的物理化学变化条件,也对富石榴子石的花岗岩类型(比如紫苏花岗岩和部分淡色花岗岩)的成因解释提供了新思路。

致谢 感谢中国地质科学院的王丹副研究员和山东科技地质学的曹玉亭副教授对论文初稿提出的建设性修改意见。

References

- Ague J J. 1991. Evidence for major mass-transfer and volume strain during regional metamorphism of pelites[J]. *Geology*, 19(8): 855~858.
- Baba S. 2003. Two stages of sapphirine formation during prograde and retrograde metamorphism in the Palaeoproterozoic Lewisian complex in South Harris, NW Scotland[J]. *Journal of Petrology*, 44(2): 329~354.
- Bi H Z, Song S G, Whitney D L, *et al.* 2021. HP-UHT granulites in the East Kunlun Orogen, NW China: Constraints on the transition from compression to extension in an arc setting of the Proto-Tethys Ocean[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 39(8): 1 071~1 095.
- Boger S D, White R W and Schulte B. 2012. The importance of iron speciation ($\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$) in determining mineral assemblages: An example from the high-grade aluminous metapelites of southeastern Madagascar[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 30(9): 997~1 018.
- Brandt S, Schenk V, Raith M M, *et al.* 2011. Late Neoproterozoic *p-T* evolution of HP-UHT granulites from the Palni Hills (South India): New constraints from phase diagram modelling, LA-ICP-MS zircon dating and in-situ EMP monazite dating[J]. *Journal of Petrology*, 52(9): 1 813~1 856.
- Brown M and Johnson T. 2019. Metamorphism and the evolution of subduction on Earth[J]. *American Mineralogist*, 104(8): 1 065~1 082.
- Chen D L, Liu L, Sun Y, *et al.* 2009. Geochemistry and zircon U-Pb dating and its implications of the Yukahe HP/UHP terrane, the North Qaidam, NW China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 35(3~4): 259~272.
- Chen N S, Sun M, Wang Q Y, *et al.* 2008. U-Pb dating of zircon from the Central Zone of the East Kunlun Orogen and its implications for tectonic evolution[J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 51(7): 929~938.
- Dharmapriya P L, Kriegsman L M and Malaviarachchi S P K. 2021. Spatial distribution of ultrahigh-temperature granulites of the Highland Complex of Sri Lanka: Lowermost continental crust above an ultrahot palaeo-Moho[J]. *Lithos*, 404~405: 106484.
- Ellis D J. 1980. Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: *p-T* conditions of metamorphism, implications for garnet-cordierite equilibria and the evolution of the deep crust[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74(2): 201~210.
- Fu J, Liang X, Zhou Y, *et al.* 2015. Geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Hf isotopes of granitic rocks in the Xitieshan area, North Qaidam, Northwest China: Implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of North Qaidam[J]. *Precambrian Research*, 264: 11~29.
- Gao Xiaofeng, Xiao Peixi and Jia Qunzi. 2011. Redetermination of the Tanjianshan Group: Geochronological and geochemical evidence of basalts from the margin of the Qaidam Basin[J]. *Acta Geologica Sinica*, 85(9): 1 452~1 463 (in Chinese with English abstract).
- Grant J A. 1968. Partial melting of common rocks as a possible source of cordierite-anthophyllite bearing assemblages[J]. *American Journal of Science*, 266(10): 908~931.
- Harley S L. 1998a. On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 138(1): 81~107.
- Harley S L. 1998b. Ultrahigh temperature granulite metamorphism (1 050°C, 12 kbar) and decompression in garnet (Mg70)-orthopyroxene-sillimanite gneisses from the Rauer Group, East Antarctica[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(4): 541~562.
- Harley S L. 2004. Extending our understanding of ultrahigh temperature crustal metamorphism[J]. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 99(4): 140~158.
- He D F, Dong Y P, Liu X M, *et al.* 2018. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotope of granitoids in East Kunlun: Implications for the Neoproterozoic magmatism of Qaidam Block, Northern Tibetan Plateau[J]. *Precambrian Research*, 314: 377~393.
- Holland T J B and Powell R. 2003. Activity-composition relations for phases in petrological calculations: An asymmetric multicomponent formulation[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145(4): 1 065~1 082.

- 492~501.
- Holland T J B and Powell R. 2011. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 29(3): 333~383.
- Horton F, Hacker B, Kylander-Clark A, *et al.* 2016. Focused radiogenic heating of middle crust caused ultrahigh temperatures in southern Madagascar[J]. *Tectonics*, 35(2): 293~314.
- Jiao S J, Brown M, Mitchell R N, *et al.* 2023. Mechanisms to generate ultrahigh-temperature metamorphism[J]. *Nature Reviews Earth & Environment*, 4(5): 298~318.
- Jöns N and Schenk V. 2011. The ultrahigh temperature granulites of southern Madagascar in a polymetamorphic context: Implications for the amalgamation of the Gondwana supercontinent [J]. *European Journal of Mineralogy*, 23(2): 127~156.
- Kelsey D E. 2008. On ultrahigh-temperature crustal metamorphism[J]. *Gondwana Research*, 13(1): 1~29.
- Kelsey D E and Hand M. 2015. On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings[J]. *Geoscience Frontiers*, 6(3): 311~356.
- Kelsey D E, White R W and Powell R. 2003. Orthopyroxene-sillimanite-quartz assemblages: Distribution, petrology, quantitative *p-T-X* constraints and *p-T* paths [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 21(5): 439~453.
- Li Huaikun, Lu Songnian, Xiang Zhenqun, *et al.* 2006. SHRIMP U-Pb zircon age of the granulite from the Qingshuiquan area, Central East-Kunlun Suture Zone[J]. *Earth Science Frontiers*, 13(6): 311~321 (in Chinese with English abstract).
- Li R B, Pei X Z, Wei B, *et al.* 2019. Constraints of late Cambrian mafic rocks from the Qushi'ang ophiolite on a back-arc system in a continental margin, East Kunlun Orogen, Western China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 169: 117~129.
- Mattinson C G, Wooden J L, Liou J G, *et al.* 2006. Geochronology and tectonic significance of Middle Proterozoic granitic orthogneiss, North Qaidam HP/UHP terrane, Western China[J]. *Mineralogy and Petrology*, 88(1~2): 227~241.
- Mattinson C G, Wooden J L, Zhang Jianxin, *et al.* 2009. Paragneiss zircon geochronology and trace element geochemistry, North Qaidam HP/UHP terrane, western China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 35(3~4): 298~309.
- Meng F C, Cui M H, Wu X K, *et al.* 2015. Heishan mafic-ultramafic rocks in the Qimantag area of Eastern Kunlun, NW China: Remnants of an early Paleozoic incipient island arc[J]. *Gondwana Research*, 27(2): 745~759.
- Meng F C, Zhang J X and Cui M H. 2013. Discovery of Early Paleozoic eclogite from the East Kunlun, Western China and its tectonic significance[J]. *Gondwana Research*, 23(2): 825~836.
- Osanai Y, Sajeev K, Owada M, *et al.* 2006. Metamorphic evolution of high-pressure and ultrahigh-temperature granulites from the Highland Complex, Sri Lanka[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 28(1): 20~37.
- Qi Shengsheng, Song Shuguang, Shi Lianchang, *et al.* 2014. Discovery and its geological significance of Early Paleozoic eclogite in Xiarihamu-Suhaitu area, western part of the East Kunlun[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 30(11): 3345~3356 (in Chinese with English abstract).
- Qi Xiaopeng, Fan Xiangang, Yang Jie, *et al.* 2016a. The discovery of Early Paleozoic eclogite in the upper reaches of Langmuri in eastern East Kunlun Mountains and its significance[J]. *Geological Bulletin of China*, 35(11): 1771~1783 (in Chinese with English abstract).
- Qi Xiaopeng, Yang Jie, Fan Xiangang, *et al.* 2016b. Age, geochemical characteristics and tectonic significance of Changshishan ophiolite in central East Kunlun tectonic mélange belt along the east section of East Kunlun Mountains[J]. *Geology in China*, 43(3): 797~816 (in Chinese with English abstract).
- Raith M, Karmakar S and Brown M. 1997. Ultra-high-temperature metamorphism and multistage decompressional evolution of sapphirine granulites from the Palni Hill Ranges, southern India[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 15(3): 379~399.
- Rosenberg C L and Handy M R. 2005. Experimental deformation of partially melted granite revisited: Implications for the continental crust [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(1): 19~28.
- Sajeev K, Williams I S and Osanai Y. 2010. Sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb dating of prograde and retrograde ultrahigh-temperature metamorphism as exemplified by Sri Lankan granulites[J]. *Geology*, 38(11): 971~974.
- Schreurs J and Westra L. 1985. Cordierite-orthopyroxene Rocks: The granulite facies equivalents of the Orijarvi cordierite-anthophyllite rocks in West Uusimaa, southwest Finland [J]. *Lithos*, 18(3): 215~228.
- Shi Rendeng, Yang Jingsui, Wu Cailai, *et al.* 2004. Island arc volcanic rocks in the North Qaidam UHP metamorphic Belt[J]. *Acta Geologica Sinica*, 78(1): 52~64 (in Chinese with English abstract).
- Song S G, Bi H Z, Qi S S, *et al.* 2018. HP-UHP metamorphic belt in

- the East Kunlun Orogen; Final closure of the Proto-Tethys Ocean and formation of the Pan-North-China Continent[J]. *Journal of Petrology*, 59(11): 2 043~2 060.
- Song S G, Zhang L F, Niu Y L, *et al.* 2006. Evolution from oceanic subduction to continental collision: A case study from the Northern Tibetan Plateau based on geochemical and geochronological data[J]. *Journal of Petrology*, 47(3): 435~455.
- Spear F. 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Path* [M]. Washington D C: Mineralogical Society of America, 1~799.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313~345.
- Teng Xia and Zhang Jianxin. 2020. Ultrahigh temperature metamorphism in collisional orogen and its tectonic significance: An example from the Pan-African orogens [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 38(11): 2 963~2 982 (in Chinese with English abstract).
- Teng X, Zhang J X, Mao X H, *et al.* 2020. The earliest Cambrian UHT metamorphism in the Qaidam block, western China: A record of the final assembly of Greater Gondwana? [J]. *Gondwana Research*, 87: 118~137.
- Teng X, Zhang J X, Mao X H, *et al.* 2022. Qaidam block situated in the interior of Rodinia and Gondwana: New magmatic and metamorphic constraints[J]. *Precambrian Research*, 381, 106866.
- Teng Xia, Zhang Jianxin, Mao Xiaohong, *et al.* 2022. Cambrian metamorphism of the Qaidam block: Constraints from phase equilibrium modeling and monazite U-Pb dating[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 38(11): 3 247~3 258 (in Chinese with English abstract).
- Teng X, Zhang J X, Mao X H, *et al.* 2023. Geochemistry, zircon U-Pb age and Hf isotope for the Huatugou granitoid in western Qaidam: Petrogenesis and tectonic implications[J]. *Frontiers in Earth Science*, 11: 1105992.
- Vallance T G. 1967. Mafic rock alteration and isochemical development of some cordierite-anthophyllite rocks[J]. *Journal of Petrology*, 8(1): 84~96.
- Vry J K and Cartwright I. 1994. Sapphirine-kornerupine rocks from the Reynolds Range, central Australia: Constraints on the uplift history of a Proterozoic low pressure terrain[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(1): 78~91.
- Vry J K and Cartwright I. 1998. Stable isotopic evidence for fluid infiltration during contact metamorphism in a multiply-metamorphosed terrane: The Reynolds Range, Arunta Block, central Australia[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(6): 749~765.
- Wang Bingzhang, Luo Zhaohua, Pan Tong, *et al.* 2012. Petrotectonic assemblages and LA-ICP-MS zircon U-Pb age of Early Paleozoic volcanic rocks in Qimantag area, Tibetan Plateau[J]. *Geological Bulletin of China*, 31(6): 860~874 (in Chinese with English abstract).
- White R W and Powell R. 2002. Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(7): 621~632.
- White R W, Powell R and Clarke G L. 2002. The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, central Australia: Constraints from mineral equilibria calculations in the system K_2O -FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-Fe₂O₃ [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(1): 41~55.
- White R W, Powell R, Holland T J B, *et al.* 2000. The effect of TiO₂ and Fe₂O₃ on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: Mineral equilibria calculations in the system K_2O -FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-Fe₂O₃ [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(5): 497~511.
- White R W, Powell R and Johnson T E. 2014. The effect of Mn on mineral stability in metapelites revisited: New a - x relations for manganese-bearing minerals [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 32(8): 809~828.
- Xiang H and Connolly J A D. 2022. GeoPS: An interactive visual computing tool for thermodynamic modelling of phase equilibria[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 40(2): 243~255.
- Yu S Y, Zhang J X, Li H K, *et al.* 2013. Geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotopic composition of eclogites and their host gneisses in the Dulan area, North Qaidam UHP terrane: New evidence for deep continental subduction[J]. *Gondwana Research*, 23(3): 901~919.
- Zhang J X, Mattinson C G, Meng F C, *et al.* 2008. Polyphase tectono-thermal history recorded in granulitized gneisses from the north Qaidam HP/UHP metamorphic terrane, western China: Evidence from zircon U-Pb geochronology[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 120(5~6): 732~749.
- Zhang J X, Mattinson C G, Yu S Y, *et al.* 2010. U-Pb zircon geochronology of coesite-bearing eclogites from the southern Dulan area of the North Qaidam UHP terrane, northwestern China: Spatially and temporally extensive UHP metamorphism during continental subduction[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 28(9): 955~978.
- Zhang Jianxin, Meng Fancong, Wan Yusheng, *et al.* 2003. Early Paleozoic tectono-thermal event of the Jinshuiou Grop on the southern

- margin of Qaidam: Zircon U-Pb SHRIMP age evidence[J]. Geological Bulletin of China, 22(6): 397~404 (in Chinese with English abstract).
- Zhang J X, Yang J S, Meng F C, *et al.* 2006. U-Pb isotopic studies of eclogites and their host gneisses in the Xitieshan area of the North Qaidam mountains, western China: New evidence for an early Paleozoic HP-UHP metamorphic belt[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 28(2~3): 143~150.
- Zhang Jianxin, Yu Shengyao, Li Yunshuai, *et al.* 2015. Subduction, accretion and closure of Proto-Tethyan Ocean: Early Paleozoic accretion/collision orogeny in the Altun-Qilian-North Qaidam orogenic system[J]. Acta Petrologica Sinica, 31(12): 3 531~3 554 (in Chinese with English abstract).
- Zhang J X, Yu S Y and Mattinson C G. 2017. Early Paleozoic polyphase metamorphism in northern Tibet, China[J]. Gondwana Research, 41: 267~289.
- Zhou G S, Zhang J X, Yu S Y, *et al.* 2019. Metamorphic evolution of eclogites and associated metapelites from the Yuka terrane in the North Qaidam ultrahigh pressure metamorphic belt, NW China: Constraints from phase equilibrium modeling[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 173: 161~175.
- Zhu Xiaohui, Chen Danling, Liu Liang, *et al.* 2014. Geochronology, geochemistry and significance of the Early Paleozoic back-arc type ophiolite in Liliangshan area, North Qaidam[J]. Acta Petrologica Sinica, 30(3): 822~834 (in Chinese with English abstract).
- 李怀坤, 陆松年, 相振群, 等. 2006. 东昆仑中部缝合带清水泉麻粒岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究[J]. 地学前缘, 13(6): 311~321.
- 祁生胜, 宋述光, 史连昌, 等. 2014. 东昆仑西段夏日哈木-苏海图早古生代榴辉岩的发现及意义[J]. 岩石学报, 30(11): 3 345~3 356.
- 祁晓鹏, 范显刚, 杨 杰, 等. 2016a. 东昆仑东段浪木日上游早古生代榴辉岩的发现及其意义[J]. 地质通报, 35(11): 1 771~1 783.
- 祁晓鹏, 杨 杰, 范显刚, 等. 2016b. 东昆仑东段东昆中构造混杂岩带长石山蛇绿岩年代学、地球化学特征及其构造意义[J]. 中国地质, 43(3): 797~816.
- 史仁灯, 杨经绥, 吴才来, 等. 2004. 柴达木北缘超高压变质带中的岛弧火山岩[J]. 地质学报, 78(1): 53~64.
- 滕 霞, 张建新. 2020. 碰撞造山带超高温变质作用及构造意义——以泛非造山带为例[J]. 岩石学报, 36(10): 2 963~2 982.
- 滕 霞, 张建新, 毛小红, 等. 2022. 柴达木地块寒武纪变质作用——来自相平衡模拟和独居石 U-Pb 年代学的约束[J]. 岩石学报, 38(11): 3 247~3 258.
- 王秉璋, 罗照华, 潘 彤, 等. 2012. 青藏高原祁漫塔格地区早古生代火山岩岩石构造组合和 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄[J]. 地质通报, 31(6): 860~874.
- 张建新, 孟繁聪, 万渝生, 等. 2003. 柴达木盆地南缘金水口群的早古生代构造热事件: 锆石 U-Pb SHRIMP 年龄证据[J]. 地质通报, 22(6): 397~404.
- 张建新, 于胜尧, 李云帅, 等. 2015. 原特提斯洋的俯冲、增生及闭合: 阿尔金-祁连-柴北缘造山系早古生代增生/碰撞造山作用[J]. 岩石学报, 31(12): 3 531~3 554.
- 朱小辉, 陈丹玲, 刘 良, 等. 2014. 柴北缘绿梁山地区早古生代弧后盆地型蛇绿岩的年代学、地球化学及大地构造意义[J]. 岩石学报, 30(3): 822~834.

附中文参考文献

- 高晓峰, 校培喜, 贾群子. 2011. 滩间山群的重新厘定——来自柴达木盆地周缘玄武岩年代学和地球化学证据[J]. 地质学报, 85(9): 1 452~1 463.