

DOI: 10.13745/j.esf.sf.2020.1.1

# 石榴石微量元素地球化学及其在沉积物源分析中的应用

洪东铭<sup>1</sup>, 简星<sup>1,\*</sup>, 黄鑫<sup>1</sup>, 张巍<sup>1</sup>, 马金戈<sup>2</sup>

1. 厦门大学 海洋与地球学院 近海海洋环境科学国家重点实验室, 福建 厦门 361102

2. 中国科学院 南京地理与湖泊研究所 中国科学院流域地理学重点实验室, 江苏 南京 210008

HONG Dongming<sup>1</sup>, JIAN Xing<sup>1,\*</sup>, HUANG Xin<sup>1</sup>, ZHANG Wei<sup>1</sup>, MA Jing<sup>2</sup>

1. State Key Laboratory of Marine Environmental Science, College of Ocean and Earth Sciences, Xiamen University, Xiamen 361102, China

2. CAS Key Laboratory of Watershed Geographic Sciences, Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China

HONG Dongming, JIAN Xing, HUANG Xin, et al. Garnet trace elemental geochemistry and its application in sedimentary provenance analysis. *Earth Science Frontiers*, 2020, 27(3): 191-201

**Abstract:** Garnet is a common heavy mineral in sediments. It can come from a variety of rocks and shows a variety of geochemistry compositions in different parent-rocks. Therefore, geochemical analysis of detrital garnet is widely used in sedimentary provenance research. The elemental geochemistry of single detrital mineral is easily obtained by electron microprobe and applied to the provenance analysis. However, there are certain limitations. For instance, the major elemental compositions of garnet in both intermediate-acid igneous rocks and metasedimentary rocks are usually characterized by high Fe and Mn. Here, we systematically investigated trace elemental geochemical data of garnet from different types of rocks and attempted establishing some useful trace elemental proxies for detrital garnet provenance analysis. The main conclusions are: (1) Rare earth elements and yttrium can be employed to distinguish detrital garnets from intermediate-acid igneous and metasedimentary rocks; (2) Garnets from basic rocks (peridotite, pyroxenite) and the corresponding meta-basic rocks (eclogite) had fairly consistent major and trace elemental geochemistry, but some garnets from peridotite rocks had unique praseodymium/holmium ( $Pr_N/Ho_N$ ) values and total heavy rare earth elements ( $\Sigma HREE$ ), which can be applied to sedimentary provenance analysis with basic rock-dominated backgrounds; (3) Garnet in skarn was characterized by overwhelmingly high Ca, but rare earth element compositions were diverse, which can be interpreted as magma type (indicating rich iron and oxidation environment) or contact metasomatic type (reflecting rich aluminum and reducing environment). Collectively, the trace elemental geochemistry of garnet can be effectively used in sedimentary provenance analysis, which is an important supplement to the major element-based provenance analysis.

**Keywords:** garnet; major elements; trace elements; provenance analysis

**摘要:**石榴石是沉积物中常见的重矿物,其可来源于多种岩石,而且不同类型母岩中石榴石具有多样的地球化学组成,因此碎屑石榴石的地球化学分析在沉积物源研究中应用广泛。通过电子探针分析可以容易地获得单颗粒碎屑石榴石的主量元素地球化学组成,可借此探讨其母岩类型,但也存在一定的局限性,比如中酸性火成岩和部分变沉积岩来源的石榴石通常都具有高 Fe、Mn 的特征,不易于区分。本文系统地收集了不同岩石类型的石榴石微量元素数据,尝试利用微量元素地球化学的差异性对碎屑石榴石物源分析进行补充。最终得

收稿日期:2018-05-28;修回日期:2019-01-02

基金项目:福建省自然科学基金项目(2017J05067);厦门大学校长基金项目(20720160114)

作者简介:洪东铭(1994—),男,硕士研究生,海洋地质专业,主要从事沉积物源研究。E-mail:dmhong@stu.xmu.edu.cn

\* 通信作者简介:简星(1987—),男,副教授,主要从事沉积地质学及沉积地球化学研究。E-mail:xjian@xmu.edu.cn

出以下结论:(1)石榴石的稀土元素(REE)组成与钇(Y)元素指标可区分中酸性火成岩和变沉积岩来源的碎屑石榴石;(2)基性岩(橄榄岩、辉石岩)及所对应的变基性岩石(榴辉岩)中石榴石的微量元素地球化学组成相近,但部分橄榄岩来源的石榴石在镨/钕( $Pr_N/Ho_N$ )值和重稀土总量( $\Sigma HREE$ 含量)上与辉石岩和榴辉岩的有显著差别,这一特点可运用于以基性岩母岩为主的碎屑沉积物源研究中;(3)夕卡岩中的石榴石在主要元素地球化学组成上表现为高度一致的高Ca特征,而稀土元素组成具有两种典型的分配模式,岩浆型(指示富铁、氧化环境)与热液型(指示富铝、还原环境)。综上所述,石榴石微量元素地球化学可以有效地运用于沉积物源分析研究中,是其主要元素物源分析方法的重要补充。

**关键词:**石榴石;主要元素;微量元素;物源分析

**中图分类号:**P512.2;P578.947;P595 **文献标志码:**A **文章编号:**1005-2321(2020)03-0191-11

## 0 引言

沉积物源分析在确定物源区的位置和性质,碎屑物质搬运的路径,甚至整个盆地的沉积作用及盆地耦合关系等方面有重大的意义<sup>[1-3]</sup>。沉积物质组成首先受控于物源区母岩岩石类型,同时又会受到风化、剥蚀、搬运、沉积分选和成岩等多方面影响<sup>[4-5]</sup>。因此,在物源分析研究中,寻找理想的研究对象和最有利的手段,准确反演源区信息是物源分析的难点。

传统的物源分析方法可以归为三类:(1)砂岩中重矿物的特征和组合分析;(2)基于薄片观察的碎屑模式分析;(3)全岩主量、微量和同位素地球化学元素分析<sup>[6-9]</sup>。例如,Morton和Hallsworth<sup>[9]</sup>提出利用具有相同物理和化学稳定性,在相似的水动力条件下存在的重矿物特征指数来获取物源信息;Dickinson<sup>[7]</sup>总结了世界上典型地区的砂岩碎屑组分模式,编绘出了迪金森三角图解,用于解释构造背景。但是,这些传统手段的分析方法反映的是物源供给的混合平均效应,当沉积物来源于多种物源时,这些方法并不适用,对于一些被强烈改造的沉积岩来说,使用这些方法难免会曲解沉积物源信息。砂岩中碎屑副矿物(重矿物)的单颗粒原位地球化学分析(包括主量、微量和同位素分析),能够很好地弥补这些缺陷。一个重矿物颗粒只可能来源于一个物源区,因而挑选砂岩中某一类的重矿物,分析一定数量的颗粒,所获得的地球化学结果,可以反映不同源区对沉积物的供给程度。随着先进的原位分析技术手段,如电子探针(EMP)、激光剥蚀-电感耦合等离子体质谱(LA-ICP-MS)和同位素定年技术的广泛应用,单矿物原位的地球化学分析变得简单而可靠,选择未蚀变的矿物或者未蚀变的颗粒区域进行分析,可以避免沉积成岩作用的影响<sup>[10-14]</sup>。

石榴石可存在于许多种类的变质岩中,如榴辉

岩、角闪岩、片岩、片麻岩、麻粒岩等<sup>[15-16]</sup>,既可存在于基性变质岩,也可产生于变泥质岩;其在火成岩中也有广泛分布,如花岗岩、伟晶岩、酸性火成岩和金伯利岩、橄榄岩和辉石岩等<sup>[17-20]</sup>。石榴石在一些岩石中的丰度相当可观,如花岗岩、榴辉岩、橄榄岩和辉石岩中,石榴石的含量可达5%以上。碎屑石榴石在沉积、成岩过程中相对较为稳定<sup>[5]</sup>,来自不同类型母岩的石榴石,其主要元素组成(即端员组成)和微量元素组成具有明显的不同<sup>[21]</sup>,因此对母岩类型的指示可以发挥重要作用。

石榴石的主要元素地球化学物源分析研究已经比较成熟,Teraoka等<sup>[22-23]</sup>、Mange和Morton<sup>[24]</sup>、Aubrecht等<sup>[25]</sup>都根据自己的研究区提出了相应的石榴石主要元素物源判别图解,但在不同类型的判别图解中仍然存在一定的母岩类型重叠。例如:在Teraoka等三元图解中,变质岩中的原岩成分(铁镁质或泥质)无法区分;在Mange和Morton图解中,岩浆来源的石榴石(伟晶岩或花岗岩)与麻粒岩相变沉积岩无法区分。本文主要以前人总结的碎屑石榴石主要元素地球化学研究为基础,收集来自不同岩石类型的石榴石微量元素数据,尝试对主要元素判别图解中的母岩重叠区域进行进一步区分,以期了解石榴石微量元素地球化学分析运用于沉积物源分析中的可行性。

## 1 石榴石的矿物学及矿物化学基本特征

### 1.1 石榴石的矿物学特征

石榴石属于等轴晶系,在结晶体结构上属岛状硅酸盐,常见结晶形态为菱形十二面体、四角三八面体、六八面体及聚形,晶面可见生长纹,集合体为粒状或块状。石榴石的折射率为1.74~1.90,具有玻璃光泽,透明至微透明,无解理,有{110}裂理,断口

呈贝壳状或不规则形状, 密度  $3.5 \sim 4.3 \text{ g/cm}^3$ 。由于其化学成分复杂, 颜色也因其组分而异, 不同端员组分石榴石的颜色有以下对应关系: 镁铝榴石→深红色, 铁铝榴石→褐红色, 锰铝榴石→棕红色, 钙铝榴石→黄褐色, 钙铁榴石→绿色, 钙铬榴石→翠绿色, 因此成色较好的石榴石也经常用来作为宝石观赏<sup>[26]</sup>。

## 1.2 石榴石矿物化学基本特征

石榴石化学表达式为  $X_3Y_2(\text{SiO}_4)_3$ , 其晶体结构为孤立的硅氧四面体  $\text{SiO}_4$ , 由 X 和 Y 位的金属阳离子联系, 结构紧密。X 位的二价阳离子呈八次配位, 形成畸变的配位立方体; Y 位阳离子作六次配位, 形成配位八面体。其中 X 代表二价元素 ( $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Fe}^{2+}$ 、 $\text{Mn}^{2+}$  等), Y 为三价元素 ( $\text{Al}^{3+}$ 、 $\text{Fe}^{3+}$ 、 $\text{Cr}^{3+}$  以及  $\text{Ti}^{3+}$ 、 $\text{V}^{3+}$ 、 $\text{Zr}^{3+}$  等)。三价阳离子半径相近, 彼此间易发生类质同象代替, 二价阳离子则不同, 由于  $\text{Ca}^{2+}$  比  $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Fe}^{2+}$ 、 $\text{Mn}^{2+}$  等离子的半径大, 难于与之发生类质同象代替, 因此, 通常将石榴石划分为两个系列: 铝质系列是以半径较小的  $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Fe}^{2+}$ 、 $\text{Mn}^{2+}$  等二价阳离子和以  $\text{Al}^{3+}$  为主要三价阳离子组成的类质同象系列; 钙质系列是以大半径的二价阳离子  $\text{Ca}^{2+}$  为主的类质同象系列。

石榴石主量元素成分具有广泛的范围, 不仅可以反映母岩的成分性质, 还与形成的温度、压力条件有关。一般认为, 在变质岩中, 随着变质级别的增加, Mg 的进一步置换增加<sup>[27]</sup>, 而 Ca 的含量随着压力条件的变化而变化, 往往随着  $p$ 、 $T$  值的增加而增加<sup>[28]</sup>。在花岗质岩浆中, 石榴石中 Mn 的含量可以表征结晶温度的变化, Mn 含量的增高预示着结晶温度的降低<sup>[29]</sup>。因此, 碎屑石榴石的地球化学分析, 可以揭示石榴石母岩的来源及其形成的环境。

## 2 基于碎屑石榴石主量元素地球化学的物源分析研究

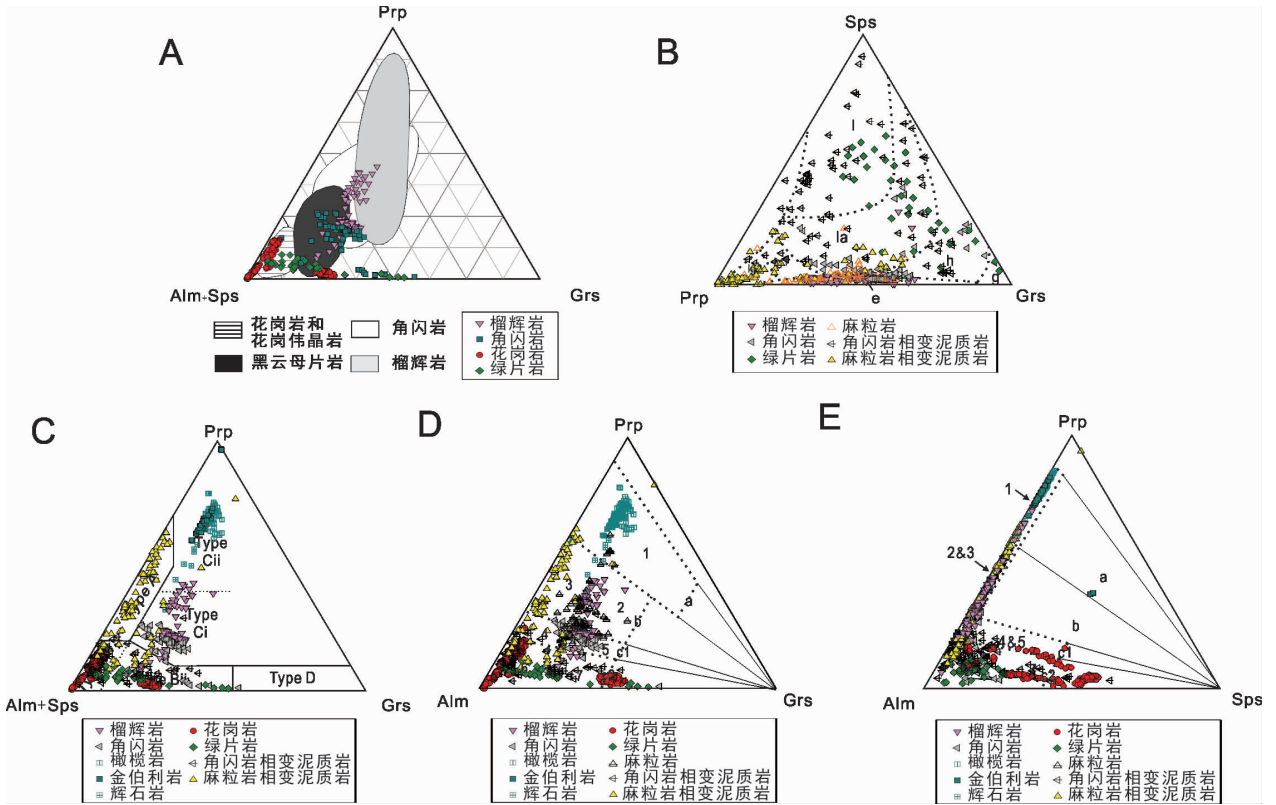
过去的几十年, 已有许多学者对不同岩石当中石榴石的地球化学进行了大量的研究, 根据其端员组分含量绘制出了表征来自不同母岩类型的石榴石主量元素判别图, 比较常见的有以下 5 种三元图解 (图 1)。下面将对这 5 种图解进行一一评述。

石榴石主量元素判别图解最早由 Wright<sup>[21]</sup> 开始使用, 他总结了花岗岩、花岗质伟晶岩、角闪岩、黑云母片岩和榴辉岩中的石榴石地球化学特征, 提出了  $\text{Mg}-(\text{Fe}+\text{Mn})-\text{Ca}$  三元判别图解。本文共收集

了榴辉岩石榴石主量元素数据 100 个, 角闪岩 100 个, 麻粒岩 78 个, 橄榄岩 54 个, 金伯利岩 50 个, 辉石岩 10 个, 花岗岩 237 个, 绿片岩 33 个, 角闪岩相变泥质岩 87 个, 麻粒岩相泥质变质岩 86 个用于五种判别图解投点。在 Wright 图解投点中, 只有 23% 的榴辉岩石榴石投点落在预期范围内, 角闪岩、绿片岩、花岗岩来源的石榴石落在预期范围的比例分别为 57%、51%、70% (表 1)。从投点来看, 榴辉岩和角闪岩石榴石的投点存在较大重合区域, 但可以从镁含量大于 26% 来确定其来源于榴辉岩。总的来说, 利用 Wright 的图解来区分 4 种岩石来源的石榴石是困难的。

Teraoka 等<sup>[22-23]</sup> 根据变质作用的温压条件, 分析了日本西南九州东部小野川古生代和中生代砂岩和日本西南中部地区白垩纪和古近纪沉积物的碎屑石榴石, 提出了根据  $\text{Mn}-\text{Mg}-\text{Ca}$  含量的三元物源判别图解。在 Teraoka 等图解投点中, 87% 榴辉岩石榴石落入预期范围 e, 但除了榴辉岩石榴石, 比例较高的麻粒岩石榴石和角闪岩石榴石也落在该区域内; 角闪岩相变质岩来源的石榴石投点本应落在 la 或者 h 区域, 但实际上, 角闪岩相变泥质岩来源的石榴石在整个图解的投点是均匀分布的。由于存在上述两个问题, 因此利用该图解来区分各种来源的变质岩石榴石是不可行的。

Morton 等<sup>[31]</sup>、Mange 和 Morton<sup>[24]</sup> 分析了大量来自现代河砂和海滩砂的碎屑石榴石, 发现石榴石的化学成分  $\text{Mg}$ 、 $\text{Fe}+\text{Mn}$  和  $\text{Ca}$  与三类母岩有一定的关联性, 提出了新的  $\text{Mg}-(\text{Fe}+\text{Mn})-\text{Ca}$  三角图解。在 Mange 和 Morton 图解投点中, 超过 80% 的超基性岩和变基性岩来源的石榴石落在预期范围内; 角闪岩相、麻粒岩相变泥质岩和花岗岩来源的石榴石落在预期范围的比例分别为 52%、68%、72% (Type Bii, Type A, Type Bi), 超出范围之外的变沉积岩石榴石投点大多数落入花岗岩区域。总的来说, Mange 和 Morton 三元图解对不同岩石来源的石榴石区分能力上是高的, 尤其在超基性岩和变基性岩来源的石榴石的区分方面, 该图解在实际判断沉积物源的研究中, 也为多个学者所使用, 如 Jian 等<sup>[32]</sup> 利用该图解分析了柴达木盆地北缘地区第三系野外露头 and 岩心砂岩中的碎屑石榴石化学成分特征, 将柴北缘地区分为三个沉积区, 很好地区分了 3 大物源区。但是对于中酸性火成岩和变沉积岩来源的石榴石, 其还不能完全区分。



A—石榴石 Mg-(Fe+Mn)-Ca 三元判别图解, 来源于文献[21]。B—Mn-Mg-Ca 三元判别图解, 来源于文献[22-23]。1—低  $p-T$ ; la—中  $p-T$  (直至角闪岩相); e—榴辉岩; g—钙铝铁榴石; h—高  $p-T$ ; lg1, lg2—中  $p-T$  (麻粒岩相)。C—Mg-(Fe+Mn)-Ca 三元判别图解, 来源于文献[24]。Type A—高级麻粒岩相变沉积岩、紫苏花岗岩和中酸性火成岩 (来源于地壳深处, 高 Mg, 低 Ca); Type Bi—中酸性火成岩 (高 Fe, 高 Mn); Type Bü—中低级变沉积岩, 最高至角闪岩相 (低 Mg, Ca 含量不一); Type Ci—变基性岩; Type Cii—超基性岩 (高 Mg, Ci 与 Cii 以 Mg 含量 50% 为界); Type D—低级变基性岩或接触交代变质岩 (高 Ca)。D, E—Mg-Fe-Ca 和 Mg-Fe-Mn 三元判别图解, 来源于文献[25]。a—高压 (HP) 和超高压 (UHP) 岩石; b—榴辉岩和麻粒岩相岩石; c—角闪岩相岩石, 可再分为两个亚类, c1—高级角闪岩相到麻粒岩相, c2—角闪岩相, 包括其他岩石, 如蓝片岩、夕卡岩、蛇纹岩、火成岩; 1—UHP 榴辉岩或石榴石橄榄岩; 2—HP 榴辉岩和 HP 基性麻粒岩; 3—中酸性麻粒岩; 4—片麻岩过渡到麻粒岩和角闪岩相; 5—角闪岩过渡到麻粒岩和角闪岩相; 6—角闪岩相变质作用下的片麻岩; 7—角闪岩相变质作用下的角闪岩。Prp、Alm、Sps、Grs 分别为镁铝榴石、铁铝榴石、锰铝榴石、钙铝榴石, 表示石榴石端员分子的百分数。石榴石主量元素数据来源于文献[30]所提供的附录。

图 1 基于石榴石主量元素的母岩类型判别图解

Fig.1 Discrimination diagrams of mother rock based on major elements of garnet.

(A) Mg-(Fe+Mn)-Ca (after [21]); (B) Mn-Mg-Ca (after [22-23]); (C) Mg-(Fe+Mn)-Ca (after [24]); (D) Mg-Fe-Ca (after [25]); and (E) Mg-Fe-Mn (after [25]). Major elemental compositions of garnet adapted from [30].

表 1 不同母岩来源石榴石的主量元素数据投点落在预期范围内的比例[21-22, 24-25]

Table 1 The proportion of garnet major elemental data from different mother rocks falling within the expected range. Adapted from [21-22, 24-25].

图解	在不同判别图解中利用石榴石主量元素判定母岩来源的正确比例/%									
	榴辉岩	角闪岩	麻粒岩	橄榄岩	金伯利岩	辉石岩	花岗岩	绿片岩	角闪岩相变泥质岩	麻粒岩相变泥质岩
Wright	23	57					70	51		
Teraoka	87	62	87					85	22	74
Morton	92	86		99	99	99	72	73	52	68
Aubrecht	45	93	83	96	96	96	96	100	96	72

Aubrecht 等<sup>[25]</sup>研究了来自喀尔巴阡山脉阿尔必阶沉积物的碎屑石榴石, 提出了 Mg-Fe-Mn 和 Mg-Fe-Ca 两种三元判别图解。两种图解主要包括 3 类岩石, 可再细分为 7 个亚类。综合 Mg-Fe-Mn

和 Mg-Fe-Ca 两个三元图解投点来看, 约 96% 超基性来源的石榴石投点落在预期范围内 (区域 1); 约 45% 的榴辉岩石榴石 (区域 1 和 2)、83% 的麻粒岩石榴石 (区域 2 和 3)、72% 的麻粒岩相变泥质岩

石榴石(区域 2~5)、96%的角闪岩相变泥质岩石榴石(区域 4~7)、93%角闪岩石榴石(区域 5 和 7)、96%的花岗岩石榴石和 100%的绿片岩石榴石落在预期范围内(区域 c2)。Aubrecht 等<sup>[25]</sup>的两种三元图解所分的 3 个大类和 7 个亚类,每个类别所含的岩石种类大多不止一种(尤其是 c2 区域,包含多种岩石类别,若投点到该区域,则该石榴石的母岩来源可能性有多种),且其在榴辉岩石榴石的投点上存在较大误差,因此想利用 Aubrecht 的两种三元图解来区分碎屑石榴石母岩来源是困难的。

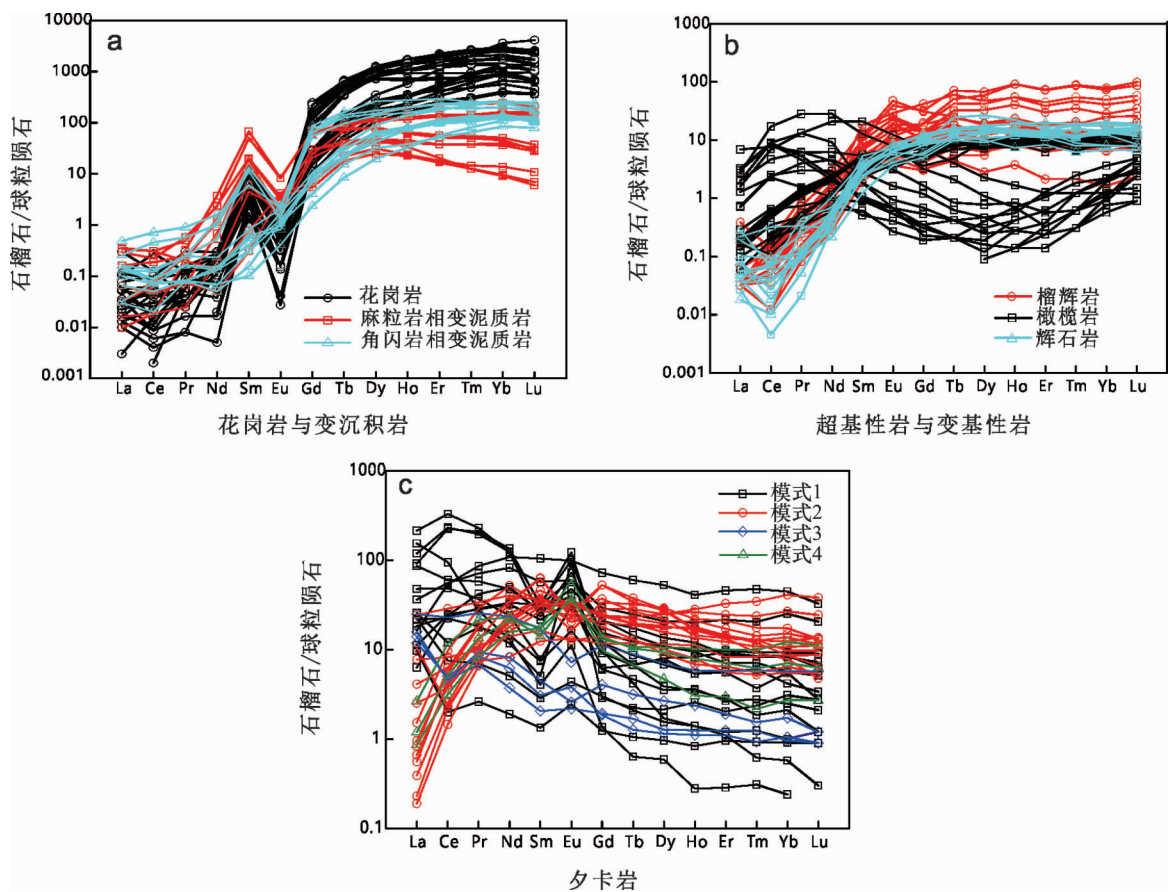
综上所述,目前利用碎屑石榴石主量元素来判别其母岩来源,Mange 和 Morton<sup>[24]</sup>的 Mg-(Fe+Mn)-Ca 三元判别图解精度是最高的,但是也存在部分母岩类型区域重叠的问题(如中酸性火成岩与变沉积岩),因此本文在 Mange 和 Morton 图解主量元素研究基础上,尝试利用微量元素对其重叠区域进行进一步区分。

### 3 基于碎屑石榴石微量元素地球化学的物源分析研究

不同岩石中的石榴石除了具有主量元素地球化学组成的多样性之外,在微量元素地球化学组成上也具有一定的差别<sup>[33]</sup>,如 Bea 等<sup>[34]</sup>研究了意大利西北部 Ivera-Verbano 地区变泥质岩中石榴石的稀土元素(REE),发现不同变质程度岩石中的石榴石存在 REE 含量的明显不同。

#### 3.1 中酸性火成岩与变沉积岩的石榴石微量元素地球化学特征

石榴石矿物在钙-碱性火成岩中,尤其是中酸性、酸性花岗岩类岩石中广泛分布,包括与花岗岩质岩石相关的伟晶岩与细晶岩,在变沉积岩则常见于片岩、片麻岩和麻粒岩中。花岗岩中的石榴石具有较为一致的稀土元素配分模式:轻稀土(LREE)亏损,



a—麻粒岩相变泥质岩石榴石数据来源于文献[34-35],角闪岩相变泥质岩石榴石数据来源于文献[34,36],花岗岩石榴石数据来源于文献[37-41];b—榴辉岩石榴石数据来源于文献[42-46],橄榄岩石榴石数据来源于文献[43,47-50],辉石岩石榴石数据来源于文献[18];c—夕卡岩石榴石数据来源于文献[51-54]。

图 2 不同岩石来源石榴石中的 REE 特征图

(部分花岗岩、榴辉岩、橄榄岩、辉石岩石榴石 REE 数据特征图展示。CI 球粒陨石标准据文献[55])

Fig.2 REE features in garnet from different rocks. CI chondrite standard values adapted from [55].



重稀土(HREE)富集和明显的 Eu 负异常(图 2a), REE 特征图左倾, 其他微量元素特征如图 3 所示。

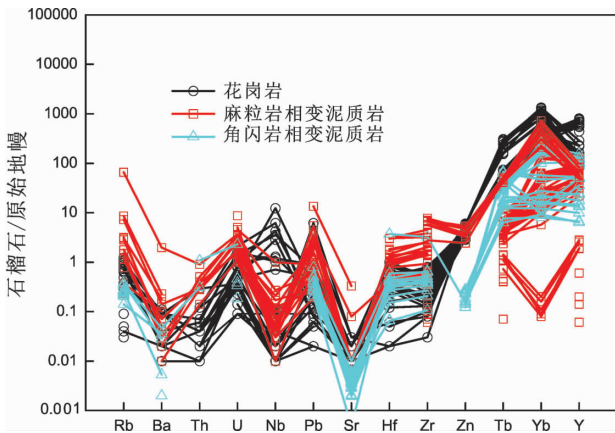


图 3 石榴石的其他微量元素蛛网图 (原始地幔标准据文献[56])

Fig.3 Spider diagram of other trace elements of garnet. Primary mantle standards adapted from [56].

从图 2 可以得出, 麻粒岩相变泥质岩中的石榴石稀土元素存在两种配分模式: 第一种为 LREE 亏损, HREE 富集和明显的 Eu 负异常, 或者 HREE 相较于中稀土(MREE)略微亏损; 第二种为 LREE 亏损, MREE 富集, HREE 略微亏损, Eu 无异常。角闪岩相变泥质岩的石榴石 REE 也存在两种配分模式: 一种为 LREE 亏损, HREE 富集, Eu 负异常, 与花岗岩石榴石的 REE 配分模式相同; 另外一种为 LREE 亏损, HREE 富集, Eu 无异常。通过花岗岩和变泥质岩石榴石的 REE 特征图直观地来看, 两类岩石的石榴石 REE 都存在着 LREE 亏损, HREE 富集, Eu 负异常的配分模式, 但是对于花岗岩来说, 其 HREE 富集程度会更明显。

对比花岗岩与变泥质岩的石榴石 REE 特征参数(表 2), 发现在 REE 含量上, 两类岩石存在着较大区别, 尤其在 HREE 方面, 花岗岩类石榴石的  $\Sigma$ HREE 含量普遍较高, 变化范围为(200.8~9 951.1)  $\times 10^{-6}$ , 变泥质岩类石榴石的  $\Sigma$ HREE 含量普遍较低, 变化范围为(3.089~1 661.220)  $\times 10^{-6}$ 。对两类岩石进行判别时, 石榴石中 HREE 总量  $> 600 \times 10^{-6}$  的基本可以确定其来源于花岗岩类岩石, HREE 总量介于(300~600)  $\times 10^{-6}$  的, 则可能来源于花岗岩或变泥质岩, 而 HREE 总量  $< 300 \times 10^{-6}$  的, 则可以推断其来源于变泥质岩类岩石。由于麻粒岩相变泥质岩来源的石榴石还存在着 MREE 富集的模式, 因此  $Gd_N/Yb_N$  还存在大于 1 的情况, 利用  $Gd_N/Yb_N > 1$  也可以将部分来自麻粒岩相变泥质岩的石榴石与角闪岩相变泥质岩及花岗岩来源的石榴石区分开来, 也就是说, 在 Mange 和 Morton<sup>[24]</sup> 主量元素判别图解的基础上, 根据石榴石的  $Gd_N/Yb_N$  值, 大于 1 则来源于麻粒岩相变沉积岩, 反之, 则来源于中酸性火成岩(图 4a)。

此外, 将  $\Sigma$ LREE 和  $\Sigma$ HREE 两种特征参数结合起来分析, 发现在轻稀土含量上, 麻粒岩相变泥质岩来源的石榴石要明显高于角闪岩相变泥质岩来源的石榴石, 花岗岩来源的则介于两者之间, 三种岩石来源的石榴石在投点上存在着明显的分区(区域一, 麻粒岩相变泥质岩; 区域二, 角闪岩相变泥质岩; 区域三, 花岗岩), 分区如图 4b 所示(共计花岗岩石榴石 99 个, 麻粒岩相变泥质岩石榴石 222 个, 角闪岩相变泥质岩石榴石 109 个用于成图)。因此从石榴石 REE 特征方面来区分中酸性火成岩和变沉积岩两类岩石是可行的。

表 2 不同花岗岩中石榴石的 REE 特征参数

Table 2 REE characteristic parameters of garnet in different types of granite

岩石	$w(\Sigma$ LREE)/ $10^{-6}$	$w(\Sigma$ HREE, 除 Y)/ $10^{-6}$	Eu/Eu*	La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub>	Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	Sm <sub>N</sub> /Gd <sub>N</sub>
淡色花岗岩	0.34~3.28	200.8~1 836.8	0.002~0.034	0~0.047	0.008~0.176	0.047~0.175
A 型花岗岩	3.4~40.78	2 029.5~9 951.1	0.008~0.03	0~0.001	0.027~0.302	0.087~0.181
过铝质花岗岩	12.75~116.63	557~5 917.5	0.002~0.487	0.160~0.772	0.071~0.397	0.121~0.365
中粒黑云母花岗岩	2.53~545.9	701.3~7 913.7	0.001~0.004	0.002~0.322	0.019~0.176	0.117~0.673
细粒二云母花岗岩	2.85~101.34	1 462.6~9 172.6	0.001~0.002	0.012~0.378	0.017~0.189	0.123~0.682
S 型花岗岩	1.3~7	211.2~771.7	0.133~0.251	0.033~0.105	0.044~0.245	0.151~0.346
麻粒岩相变泥质岩	0.426~41.730	3.089~676.760	0.006~1.440	0~0.440	0.102~11.266	0.015~0.948
角闪岩相变泥质岩	0.120~7.933	21.226~1 661.220	0.102~1.151	0~0.419	0.012~4.503	0.038~0.348

注: 淡色花岗岩数据来源于文献[37]; A 型花岗岩数据来源于文献[38]; 过铝质花岗岩数据来源于文献[39]; 中粒黑云母花岗岩和细粒二云母花岗岩数据来源于文献[40]; S 型花岗岩数据来源于文献[41]。

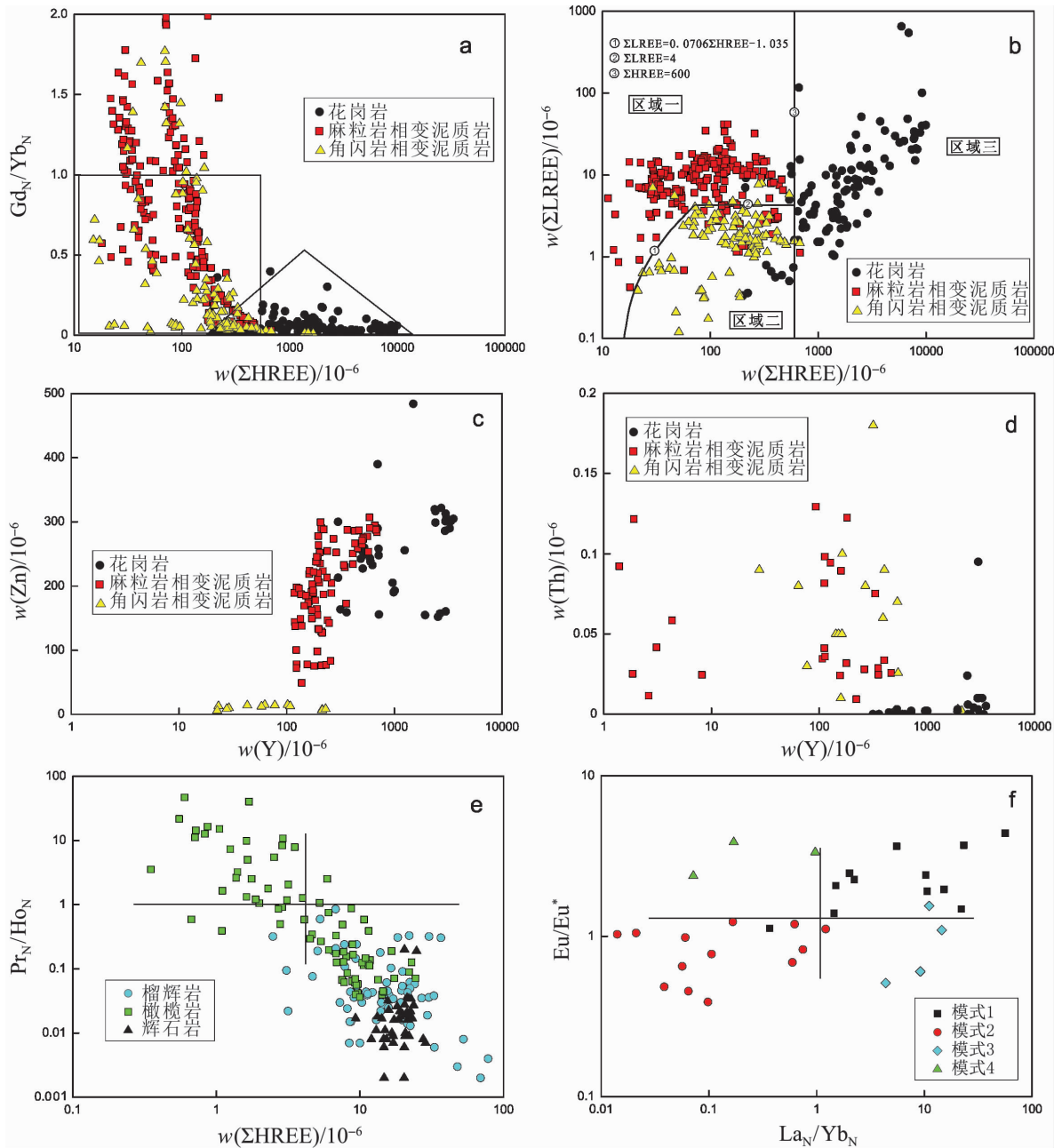


图4 不同岩石来源石榴石的REE特征参数投点图

Fig.4 REE characteristic parameters of garnet from different rocks

花岗岩来源的石榴石的钇(Y)含量,与其他HREE元素一致,也具有较高的含量,其变化范围为 $(315.4 \sim 3\ 532) \times 10^{-6}$ ,而麻粒岩相变泥质岩来源的石榴石Y含量变化范围为 $(1.392 \sim 824.5) \times 10^{-6}$ ,因此在主量元素判别的基础上,也可利用石榴石的Y元素含量对其源岩进一步区分,若Y含量 $>800 \times 10^{-6}$ ,则其极有可能来源于花岗岩,Y含量 $<800 \times 10^{-6}$ ,则其来源于麻粒岩相变泥质岩(图3)。此外,高丽娥等<sup>[37]</sup>在研究喜马拉雅造山带新生代花岗岩中石榴石的地球化学特征时,曾

将花岗岩与变沉积岩来源的石榴石的Zn含量进行对比,其认为来自变沉积岩的石榴石Zn含量普遍 $<100 \times 10^{-6}$ ,岩浆岩来源的石榴石Zn含量则 $>150 \times 10^{-6}$ ,并可以据此对两类岩石进行划分,但从本文搜集到的数据来看,来源于变沉积岩的石榴石Zn含量也可达 $(200 \sim 300) \times 10^{-6}$ (图4c),因此利用石榴石的Zn含量判别其来源于火成岩或变沉积岩可能有一定的困难。此外,通过对比发现,花岗岩当中的Th元素含量会比变沉积岩的更低一些(图4d)。

表 3 榴辉岩、橄榄岩、辉石岩中石榴石的 REE 特征值

Table 3 REE characteristic values of garnets in eclogite (after [42-46]), peridotite (after [43,47-50]) and pyroxenite (after [18])

岩石	$\omega(\Sigma\text{LREE})/10^{-6}$	$\omega(\Sigma\text{HREE})/10^{-6}$	Ce/Ce*	Eu/Eu*	La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub>	Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	Sm <sub>N</sub> /Gd <sub>N</sub>	Pr <sub>N</sub> /Ho <sub>N</sub>
榴辉岩	0.332~27.69	2.41~78.09	0.048~1.019	0.683~2.784	0~0.587	0.120~2.823	0.220~1.899	0.002~0.835
橄榄岩	0.11~38.28	0.35~24.37	0.455~2.244	0.588~2.075	0~3.739	0.103~7.090	0.241~5.313	0.036~21.775
辉石岩	0.69~5.06	9.33~28.62	0.064~1.534	0.508~1.584	0.005~0.865	0.313~1.590	0.247~0.756	0.002~0.201

注: 榴辉岩石榴石数据来源于文献[42-46]; 橄榄岩石榴石数据来源于文献[43,47-50]; 辉石岩石榴石数据来源于文献[18]。

### 3.2 超基性岩与变基性岩的石榴石微量元素地球化学特征

橄榄岩和辉石岩是超基性岩浆深层侵入形成的, 榴辉岩是变质岩中比重最大的岩石, 一般认为它是由基性、超基性岩浆岩在极大的压力条件下变质形成的, 而温度条件不限, 低温到高温范围内都可形成。从图 2b 可以看出, 榴辉岩、橄榄岩、辉石岩中石榴石都存在着一种相同的 REE 配分模式——LREE 亏损, HREE 富集, Eu 轻微正异常或无异常, 部分榴辉岩和辉石岩存在着 Ce 负异常。同一种配分模式下, 榴辉岩、橄榄岩、辉石岩来源的石榴石投点区域完全重合在一起, 利用 REE 特征参数很难将三者分开。但由于橄榄岩中还存在着环带石榴石, 其中心的 REE 配分模式与边缘相差甚多, 呈现出另一种正弦态(高-低-高)的配分模式<sup>[57-58]</sup>(该模式下, 石榴石的 HREE 亏损程度极高), 因此可利用 Pr<sub>N</sub>/Ho<sub>N</sub>>1,  $\omega(\Sigma\text{HREE})<6\times 10^{-6}$  将其与榴辉岩和辉石岩来源的石榴石分开(图 4e、表 3)。

### 3.3 夕卡岩的石榴石微量元素地球化学特征

夕卡岩中的石榴石稀土元素分配存在两种比较典型的模式:(1)轻稀土富集, 重稀土亏损, Eu 正异常;(2)轻稀土亏损, 重稀土富集, Eu 负异常或无异常。郑震等<sup>[51]</sup>研究了安徽冬瓜山夕卡岩铜矿中的石榴石稀土元素特征, 将其分为 I 期和 II 期两类, 其中 I 期石榴石来源于岩浆型夕卡岩, II 期石榴石来源于热液交代型夕卡岩, 石榴石具 Eu 正异常, 则说明夕卡岩在比较高温、氧化的条件下形成, 而还原状态下的石榴石中 Eu 亏损。肖成东等<sup>[52]</sup>通过对东蒙地区黄岗梁等地不同阶段的石榴石夕卡岩矿物学研究, 划分出早晚两期夕卡岩石榴石矿物: 早期以浅色、它形细粒、均质的钙铁榴石为主, 多形成环带的核心; 晚期以深色、半自形中粗粒、弱非均质的钙铝榴石为主。同样也得出了早期岩浆阶段的岩浆型夕卡岩和晚期热液交代型夕卡岩的多成因认识。Gaspar 等<sup>[54]</sup>通过对 Crown Jewel 金矿床夕卡岩中石榴石的 REE 特征研究发现: 富铝的石榴石一般会富集

HREE, 而 LREE 相对亏损; 富铁的石榴石  $\Sigma\text{REE}$  相对较低, 并且 LREE 富集, HREE 亏损。他通过动力学效应控制和矿物间的静电作用解释了钙铝榴石富集 HREE 的分布模式, HREE 优先与钙铝榴石结合, 而 LREE 优先与钙铁榴石结合。

综合以上陈述, 夕卡岩中石榴石稀土元素分配模式与其形成环境应有如下对应关系: Eu 正异常, LREE 富集, HREE 亏损(图 4f, La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>>1, Eu/Eu\* >1)——氧化环境、富铁(岩浆型夕卡岩); Eu 负异常, LREE 亏损, HREE 富集(La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> 大部分都 <1, Eu/Eu\* <1)——还原环境、富铝(热液交代型夕卡岩)。

除了岩浆型和热液交代型, 夕卡岩石榴石的 REE 特征还有其他两种模式(模式 3 和模式 4, 仅部分出现), 表现为 LREE 富集、HREE 亏损、Eu 负异常(La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> >1, Eu/Eu\* <1) 和 LREE 亏损、HREE 富集、Eu 正异常(La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> <1, Eu/Eu\* >1), 根据前文分析, 其成岩环境应分别为还原环境、富铁和氧化环境、富铝。因此, 推断夕卡岩型石榴石 REE 特征共有四种分配模式(表 4)。

表 4 夕卡岩石榴石 4 种 REE 配分模式对应特征参数

Table 4 The characteristic parameters of four REE patterns of garnet in skarn

模式	$\omega(\Sigma\text{LREE})/10^{-6}$	$\omega(\Sigma\text{HREE})/10^{-6}$	Eu/Eu*	La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>
模式 1	6.52~468.26	1.19~395.86	1.39~5.98	1.45~159.67
模式 2	14.42~144.26	10.74~176.84	0.39~1.23	0.01~0.62
模式 3	11.67~130.55	1.61~20.72	0.51~1.09	4.38~14.53
模式 4	14.73~24.58	4.54~10.22	2.38~3.86	0.07~0.97

### 3.4 石榴石微量元素地球化学在碎屑沉积物源分析研究中的应用

石榴石微量元素在沉积物源研究中受到的关注并不多。Čopjaková 等<sup>[59]</sup>研究了 Bohemian Massif 下石炭统 Culm 盆地的碎屑沉积物当中的石榴石, 在主量元素研究的基础上研究了微量元素, 发现其微量元素特征表现为 LREE 亏损, Eu 负异常, Y 和 HREE 富集, 并将其与 Moldanubian 组中的麻粒岩



石榴石微量元素进行比较, 最终判定 Moldanubian 组的变泥质岩为 Culm 盆地碎屑沉积物的物源。

实际上, 花岗岩和变沉积岩来源的石榴石都可呈现 LREE 亏损, Eu 负异常, HREE 富集的特征, 但是花岗岩来源的石榴石  $\Sigma$ HREE 总量上会更高。通过碎屑石榴石主量元素, 基本上可以准确判别出富镁的石榴石来自超基性岩或变基性岩, 但对于超基性岩内部, 如橄榄岩和辉石岩, 主量元素无法进行进一步区分, 而在微量元素上, 橄榄岩和辉石岩来源的石榴石存在着部分不同, 正弦态 REE 分配模式的橄榄岩在  $Pr_N/Ho_N$  比值上会更高, 因此, 对于物源分析, 微量元素可以指示的母岩更细、更准确。夕卡岩来源的石榴石在主量元素上具有高 Ca 特征, 在微量元素上, 其稀土元素含量特征与成岩环境密切相关, 在不同的成岩环境下, 石榴石稀土元素中富集的元素不同。基性岩石和夕卡岩中石榴石微量元素地球化学的不同, 均可运用于特定母岩背景下的碎屑沉积物源分析研究中, 石榴石的 REE 指标有助于深入了解碎屑沉积物的物源和母岩类型。综上所述, 石榴石的微量元素地球化学是对主量元素碎屑沉积物源研究的一种重要补充。

## 4 结论

结合前人对碎屑石榴石主量元素物源判别图解的研究和本文搜集到的石榴石微量数据进行分析, 得出以下结论:

(1) 前人提出的利用碎屑石榴石主量元素来判别其母岩来源的三角图解中, Mange 和 Morton<sup>[24]</sup> 提出的 Mg-(Fe+Mn)-Ca 三元图解精度最高。但是其对于中酸性火成岩和变沉积岩来源的石榴石仍然不能很好的区分开。在 Mange 和 Morton 石榴石主量元素判别图解基础上, 可以通过石榴石的 Y 含量和 REE 特征对中酸性火成岩(数据来源主要为花岗岩中的石榴石)和不同类型的变沉积岩进行进一步区分。通常花岗岩来源的石榴石具有较高的 Y 含量和 HREE 总量, 而变沉积岩来源的石榴石 Y 含量和 HREE 含量较低。

(2) 由于存在相同的稀土元素配分模式, 基性岩(橄榄岩、辉石岩)及所对应的变基性岩石(榴辉岩)中石榴石的微量元素地球化学组成相近, 但根据  $Pr_N/Ho_N$  值和  $\Sigma$ HREE 含量, 还是可以区分出部分来自橄榄岩的石榴石。

(3) 夕卡岩中石榴石 REE 存在着两种较为典型的配分模式: 岩浆型与热液交代型。岩浆型夕卡岩中的石榴石 REE 具有 Eu 正异常、LREE 富集、HREE 亏损的特征, 指示富铁、氧化环境; 热液交代型夕卡岩石榴石具有 Eu 负异常、LREE 亏损、HREE 富集的特征, 指示富铝、还原环境。

## 参考文献

- [1] 王成善, 李祥辉, 胡修棉. 再论印度-亚洲大陆碰撞的启动时间[J]. 地质学报, 2003, 77(1): 16-24.
- [2] BASU A. A perspective on quantitative provenance analysis [J]. Quantitative Provenance Studies in Italy, 2003, 61: 11-22.
- [3] WELTJE G J, EYNATTEN H V. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook [J]. Sedimentary Geology, 2004, 171(1): 1-11.
- [4] MORTON A C. Heavy minerals in provenance studies [M]// ZUFFA G G. Provenance of arenites. Dordrecht: Reidel Publishing Company, 1985: 249-277.
- [5] MORTON A C, HALLSWORTH C R. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones [J]. Sedimentary Geology, 1999, 124(1/2/3/4): 3-29.
- [6] BHATIA M R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstone [J]. Journal of Geology, 1983, 91(6): 611-627.
- [7] DICKINSON W R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones [M]// ZUFFA G G. Provenance of arenites. Dordrecht: Reidel Publishing Company, 1985: 333-361.
- [8] MCLENNAN S M, HEMMING S, MCDANIEL D K, et al. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics [J]. Special Paper of the Geological Society of America, 1993, 284: 21-40.
- [9] MORTON A C, HALLSWORTH C. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones [J]. Sedimentary Geology, 1994, 90(3/4): 241-256.
- [10] HENRY D J, GUIDOTTI C V. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine [J]. American Mineralogist, 1985, 70(1/2): 1-15.
- [11] FEDO C M, SIRCOMBE K N, RAINBIRD R H. Detrital zircon analysis of the sedimentary record [J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2003, 53(1): 277-303.
- [12] CONDIE K C, BELOUSOVA E, GRIFFIN W L, et al. Granitoid events in space and time: constraints from igneous and detrital zircon age spectra [J]. Gondwana Research, 2009, 15(3/4): 228-242.

- [13] TRIEBOLD S, EYNATTEN H V, LUVIZOTTO G L, et al. Deducing source rock lithology from detrital rutile geochemistry: an example from the Erzgebirge, Germany[J]. *Chemical Geology*, 2007, 244(3/4): 421-436.
- [14] MEINHOLD G. Rutile and its applications in earth sciences [J]. *Earth-Science Reviews*, 2010, 102(1): 1-28.
- [15] ZHANG Z M, LIOU J G, ZHAO X D, et al. Petrogenesis of Maobei rutile eclogites from the southern Sulu ultrahigh-pressure metamorphic belt, eastern China [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 2006, 24(8): 727-741.
- [16] SONG S, SU L, NIU Y, et al. Petrological and geochemical constraints on the origin of garnet peridotite in the North Qaidam ultrahigh-pressure metamorphic belt, northwestern China [J]. *Lithos*, 2007, 96(1/2): 243-265.
- [17] XU L, XIAO Y, WU F, et al. Anatomy of garnets in a Jurassic granite from the south-eastern margin of the North China Craton: magma sources and tectonic implications [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013, 78(12): 198-221.
- [18] 罗彦, 高山, 袁洪林, 等. 大别-苏鲁榴辉岩和石榴辉石岩中矿物 Ce 异常: 对氧化环境下形成沉积物深俯冲作用的示踪 [J]. *中国科学: 地球科学*, 2004, 34(1): 14-23.
- [19] LENZA D, MAZZOLI C, VELICOGNA M, et al. Trace and rare earth elements chemistry of detrital garnets in the SE Alps and Outer Dinarides flysch basins: an important tool to better define the source areas of sandstones [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2018, 98: 653-661.
- [20] BIZIMIS M, SEN G, SALTERS V J M, et al. Hf-Nd-Sr isotope systematics of garnet pyroxenites from Salt Lake Crater, Oahu, Hawaii: evidence for a depleted component in Hawaiian volcanism [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2005, 69(10): 2629-2646.
- [21] WRIGHT W I. The composition and occurrence of garnets [J]. *American Mineralogist*, 1938, 23: 436-449.
- [22] TERAOKA Y, SUZUKI M, HAYASHI T, et al. Detrital garnets from Paleozoic and Mesozoic sandstones in the Onogawa area, East Kyushu, Southwest Japan [J]. *Bulletin of the Faculty of School Education*, 1997, 19: 87-101.
- [23] TERAOKA Y, SUZUKI M, KAWAKAMI K. Provenance of Cretaceous and Paleogene sediments in the Median Zone of Southwest Japan [J]. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 1998, 49: 395-411.
- [24] MANGE M A, MORTON A C. Geochemistry of heavy minerals [M] // MANGE M A, WRIGHT D T. Heavy minerals in use. *Developments in sedimentology*. Amsterdam: Elsevier, 2007: 345-391.
- [25] AUBRECHT R, MÉRES Š, SÝKORA M, et al. Provenance of the detrital garnets and spinels from the Albion sediments of the Czorsztyn Unit (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia) [J]. *Geologica Carpathica*, 2009, 60(6): 463-483.
- [26] 朱琳. 红色-黄色系列石榴石的宝石学特征研究 [D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2015.
- [27] MIYASHIRO A. Calcium-poor garnet in relation to metamorphism [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1953, 4(4): 179-208.
- [28] SPEAR F S, CHENEY J T. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO-MgO-K<sub>2</sub>O-H<sub>2</sub>O [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1989, 101(2): 149-164.
- [29] DAHLQUIST J A, GALINDO C, PANKHURST R J, et al. Magmatic evolution of the Peñón Rosado granite: petrogenesis of garnet-bearing granitoids [J]. *Lithos*, 2007, 95(3): 177-207.
- [30] KRIPPNER A, MEINHOLD G, MORTON A C, et al. Evaluation of garnet discrimination diagrams using geochemical data of garnets derived from various host rocks [J]. *Sedimentary Geology*, 2014, 306(6): 36-52.
- [31] MORTON A C, HALLSWORTH C, CHALTON B. Garnet compositions in Scottish and Norwegian basement terrains: a framework for interpretation of North Sea sandstone provenance [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2004, 21(3): 393-410.
- [32] JIAN X, GUAN P, ZHANG D W, et al. Provenance of Tertiary sandstone in the northern Qaidam Basin, northeastern Tibetan Plateau: integration of framework petrography, heavy mineral analysis and mineral chemistry [J]. *Sedimentary Geology*, 2013, 290(1): 109-125.
- [33] 陈能松, 孙敏, 杨勇, 等. 变质石榴石的成分环带与变质过程 [J]. *地学前缘*, 2003, 10(3): 315-320.
- [34] BEA F, MONTERO P. Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: an example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(7/8): 1133-1153.
- [35] HERMANN J, RUBATTO D. Relating zircon and monazite domains to garnet growth zones: age and duration of granulite facies metamorphism in the Val Malenco lower crust [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 2003, 21(9): 833-852.
- [36] BEA F, MONTERO P, GARUTI G, et al. Pressure-dependence of rare earth element distribution in amphibolite- and granulite-grade garnets: a LA-ICP-MS study [J]. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 1997, 21(2): 253-270.
- [37] 高利娥, 曾令森, 石卫刚, 等. 喜马拉雅造山带新生代花岗岩中两类石榴石的地球化学特征及其在地壳深熔作用中的意义 [J]. *岩石学报*, 2012, 28(9): 2963-2980.
- [38] HÖNIG S, ČOPJAKOVÁ R, ŠKODA R, et al. Garnet as a major carrier of the Y and REE in the granitic rocks: an example from the layered anorogenic granite in the Brno Batholith, Czech Republic [J]. *American Mineralogist*, 2014,

- 99(10): 1922-1941.
- [39] BRAY E A D. Garnet compositions and their use as indicators of peraluminous granitoid petrogenesis: southeastern Arabian Shield[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1988, 100(2): 205-212.
- [40] YANG J H, PENG J T, HU R Z, et al. Garnet geochemistry of tungsten-mineralized Xihuashan granites in South China[J]. Lithos, 2013, 177(1): 79-90.
- [41] VILLAROS A, STEVENS G, BUICK I S. Tracking S-type granite from source to emplacement: clues from garnet in the Cape Granite Suite[J]. Lithos, 2009, 112(3): 217-235.
- [42] 李静. 大别山榴辉岩石榴石和绿辉石中稀土元素配分特征[D]. 北京: 中国地震局地震预测研究所, 2012.
- [43] 张宏福, MENZIES M A, 路凤香, 等. 华北古生代地幔岩捕虏体中石榴石和巨晶石榴石的主、微量元素[J]. 中国科学: 地球科学, 2000, 30(2): 128-134.
- [44] JERDE E A, TAYLOR L A, CROZAZ G, et al. Diamondiferous eclogites from Yakutia, Siberia: evidence for a diversity of protoliths[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1993, 114(2): 189-202.
- [45] SNYDER G A, TAYLOR L A, CROZAZ G, et al. The origins of Yakutian eclogite xenoliths[J]. Journal of Petrology, 1997, 38(1): 85-113.
- [46] 石超, 张泽明. 超高压变质过程中的元素地球化学行为: CCSD 主孔榴辉岩的矿物化学研究[J]. 岩石学报, 2007, 23(12): 3180-3200.
- [47] BURGESS S R, HARTE B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9-G10 garnets in peridotite xenoliths. II: REE chemistry[J]. Journal of Petrology, 2004, 45(3): 609-633.
- [48] LIATI A, GEBAUER D. Crustal origin of zircon in a garnet peridotite: a study of U-Pb SHRIMP dating, mineral inclusions and REE geochemistry (Erzgebirge, Bohemian Massif)[J]. European Journal of Mineralogy, 2009, 21(4): 737-750.
- [49] POKHILENKO N P, AGASHEV A M, LITASOV K D, et al. Carbonatite metasomatism of peridotite lithospheric mantle; implications for diamond formation and carbonatite-kimberlite magmatism[J]. Russian Geology and Geophysics, 2015, 56(1/2): 280-295.
- [50] AGASHEV A M, IONOV D A, POKHILENKO N P, et al. Metasomatism in lithospheric mantle roots: constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya [J]. Lithos, 2013, 160/161(1): 201-215.
- [51] 郑震, 杜杨松, 曹毅, 等. 安徽冬瓜山夕卡岩铜矿石榴石成分特征及其成因探讨[J]. 岩石矿物学杂志, 2012, 31(2): 235-242.
- [52] 肖成东, 刘学武. 东蒙地区夕卡岩石榴石稀土元素地球化学及其成因[J]. 中国地质, 2002, 29(3): 311-316.
- [53] 王剑波. 安徽铜陵包村夕卡岩型金矿特征和成因[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2016.
- [54] GASPAR M, KNAACK C, MEINERT L D, et al. REE in skarn systems: a LA-ICP-MS study of garnets from the Crown Jewel gold deposit[J]. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 2008, 72(1): 185-205.
- [55] BOYNTON W V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies[J]. Developments in Geochemistry, 1984, 2(2): 63-114.
- [56] PALME H, O'NEILL H S C. Cosmochemical estimates of mantle composition[J]. Treatise on Geochemistry, 2007, 2: 1-38.
- [57] SHIMIZU N. Chemical zoning of garnets in peridotites and diamonds[J]. Mineralogical Magazine, 1994, 58(2): 831-832.
- [58] HOAL K E O, HOAL B G, ERLANK A J, et al. Metasomatism of the mantle lithosphere recorded by rare earth elements in garnets[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1994, 126(4): 303-313.
- [59] ČOPJAKOVÁ R, SULOVSKÝ P, PATERSON B A. Major and trace elements in pyrope-almandine garnets as sediment provenance indicators of the Lower Carboniferous Culm sediments, Drahaný Uplands, Bohemian Massif [J]. Lithos, 2005, 82(1/2): 51-70.