

# 青海天峻县智合玛地区奥陶世火山岩锆石U-Pb年龄及构造环境分析

翟杰 邓昌生 徐岩 郑军 闫泽兴  
陕西地矿研究院有限公司 陕西 咸阳 712000

**摘要:** 研究区火山活动主要发生于晚奥陶世, 岩石类型以酸性火山碎屑岩为主夹有少量的流纹岩和粗面质凝灰岩, 3件流纹岩样品的锆石U-Pb年龄:  $458.8 \pm 1.8\text{Ma}$ 、 $457.6 \pm 2.4\text{Ma}$ 和 $452.4 \pm 2.4\text{Ma}$ , 将其形成时代厘定为晚奥陶世。岩石地球化学特征及构造环境判别图解均显示晚奥陶世高分异的I型流纹岩可能形成于后碰撞的构造环境。

**关键词:** 天峻县; 火山岩; U-Pb同位素; Sr-Nd-Pb同位素; 构造环境

多索曲组为分布于南祁连区整合于多索曲组陆源碎屑岩组合之上的一套由中性-中酸性火山碎屑岩为主体夹火山熔岩及少量板岩的地层序列(孙崇仁于1995年建), 该套火山岩在以往的文献中均以上奥陶统示之。天峻县智合玛地区1:5万区域地质矿产调查在该组内新发现有火山地层, 以酸性火山岩为主, 根据本区多索曲组( $O_3d$ )岩石组合特征, 将其划分为两个岩性段; 两段之间为整合接触。研究区火山活动主要发生于晚奥陶世, 且分布范围较为局限, 见于多索曲组第一段中, 岩石类型以酸性火山碎屑岩为主夹有少量的流纹岩和粗面质凝灰岩。

## 1 地质特征

晚奥陶世火山岩仅分布在上奥陶统多索曲组第一段( $O_3d^1$ )中, 主要分布在加陇村和勒黑陇切一带, 岩性主要为流纹岩、流纹质晶屑凝灰岩、流纹质沉凝灰岩、粗面质凝灰岩及英安质岩屑晶屑凝灰岩等, 均遭受了区域变质作用改造, 变质程度为低绿片岩相, 板理发育。

## 2 地球化学特征

晚奥陶世火山岩岩石组合主要为中酸性火山碎屑岩及少量酸性熔岩, 本次共采集15件样品。根据TAS图解, 分别落入粗面岩区及流纹岩区, 结合显微镜下特征, 将本区晚奥陶世火山岩岩石类型划分为粗面质凝灰岩和流纹岩。

### 2.1 主量元素特征

变流纹岩11件样品的主量元素分析结果显示, 与粗面质凝灰岩和相比, 变流纹岩样品明显具高的 $\text{SiO}_2$ 含量(77.11%~80.66%)和低的 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 含量(12.55%~14.54%); 贫碱,  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 平均值为3.09%; 相对富钾贫钠且二者含量总体较低和变化范围大,  $\text{Na}_2\text{O}$ 含量为0.03%~0.29%,  $\text{K}_2\text{O}$ 含量为

1.42%~3.79%,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 为9.76~97.67, 在 $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$ 图解上, 样品大多数落入钙碱性区域内; 低的MgO含量(0.09%~0.33%)和 $\text{TiO}_2$ 含量(0.04%~0.11%)。分异指数DI为84.90~88.34, 固结指数SI为2.41~6.73, 反映岩石固结程度较低岩浆结晶分异程度较高。总体具有板内火山岩或后碰撞火山岩的特征。

### 2.2 稀土元素特征

流纹岩11件样品的稀土元素总量 $\Sigma\text{REE}$ 平均值为 $105.03 \times 10^{-6}$ 。轻、重稀土元素比值( $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ )平均值为3.75。球粒陨石标准化稀土元素配分模式图显示, 样品稀土元素配分曲线均呈轻稀土元素富集的右倾型。轻、重稀土元素分馏明显,  $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 平均值为3.04, 且轻稀土元素分馏强于重稀土元素,  $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 平均值为4.59; 重稀土元素相对平坦,  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ 平均值为0.89。Eu负异常明显,  $\delta\text{Eu}=0.16-0.37$ , 平均值为0.27, 可能与源区岩石斜长石强烈分离结晶作用有关。

### 2.3 微量元素特征

变流纹岩在原始地幔标准化的微量元素蛛网图上显示, 样品均具有相似的配分曲线模式, 大离子亲石元素(LILE)K、Rb及高场强元素(HFSE)Th、Zr、Hf等相对富集, Ba元素出现明显的负异常, 大离子亲石元素(HFSE)Sr及P、Ti元素强烈亏损, 而Nb、Ta高场强元素相对亏损, 与后碰撞环境形成的A型和高分异I型花岗岩具有相似的特征。

## 3 锆石U-Pb同位素年代学及归属

### 3.1 锆石U-Pb同位素测年

本次工作对流纹岩的3件样品进行了锆石U-Pb测年分析, 其分析结果如下:

#### (1) DS01样品

DS01样品的锆石干净、透明, 短板状为主, 粒

径多为70 $\mu\text{m}$ ~110 $\mu\text{m}$ 。阴极发光图像显示岩浆韵律环带清晰,为典型的岩浆结晶锆石。对该样品30粒锆石进行了30个测点的分析,获得24个测点的有效年龄。显示锆石的Pb、Th、U含量分别为11ppm~104ppm、170ppm~671ppm和390ppm~1247ppm, Th/U比值为0.38~0.79,大多数大于0.4,因此这些锆石应属于典型的岩浆成因锆石。在锆石的U-Pb谐和曲线图中,除5个测点年龄偏老,可能为继承性锆石或捕获锆石的年龄。剩余的19个测点均位于U-Pb谐和线上或其附近的一个很小的区域内,表面年龄变化于454Ma~462Ma,其加权平均年龄为458.8 $\pm$ 1.8Ma (MSWD=0.45)。

#### (2) DS05样品

DS05样品的锆石干净、透明,短板状为主,粒径多为60 $\mu\text{m}$ ~90 $\mu\text{m}$ 。阴极发光图像显示岩浆韵律环带清晰,为典型的岩浆结晶锆石。对该样品34粒锆石进行了34个测点的分析,获得26个测点的有效年龄。显示锆石的Pb、Th、U含量分别为60ppm~122ppm、214ppm~517ppm和705ppm~1384ppm, Th/U比值为0.29~0.51,反映这些锆石应属于典型的岩浆成因锆石。在锆石的U-Pb谐和曲线图中,剩余的26个测点均位于U-Pb谐和线上或其附近的一个很小的区域内,表面年龄变化于454Ma~466Ma,其加权平均年龄为457.6 $\pm$ 2.4Ma (MSWD=0.18)

#### (3) DS09样品

DS09样品:锆石干净、透明,短板状为主,粒径多为70 $\mu\text{m}$ ~100 $\mu\text{m}$ 。阴极发光图像显示岩浆韵律环带清晰,为典型的岩浆结晶锆石。对该样品30粒锆石进行了30个测点的分析,获得15个测点的有效年龄。显示锆石的Pb、Th、U含量分别为26ppm~131ppm、137ppm~898ppm和328ppm~1626ppm, Th/U比值为0.33~0.91,反映这些锆石应属于典型的岩浆成因锆石。在锆石的U-Pb谐和曲线图中,剩余的15个测点均位于U-Pb谐和线上或其附近的一个很小的区域内,表面年龄变化于442Ma~459Ma,其加权平均年龄为452.4 $\pm$ 2.4Ma (MSWD=0.98)。

#### 3.2 时代讨论

通过对流纹岩进行的锆石U-Pb年龄分析,3件流纹岩样品的锆石U-Pb年龄分别为458.8 $\pm$ 1.8Ma (MSWD=0.45)、457.6 $\pm$ 2.4Ma (MSWD=0.18)和452.4 $\pm$ 2.4Ma (MSWD=0.98),按照国际上最新划分的奥陶纪方案,将该套火山岩的形成时限厘定为晚奥陶世。

#### 4 岩石类型、成因及构造环境分析

晚奥陶世火山岩主体以火山碎屑岩为主,发育少量

的熔岩,考虑到岩石成分的均一性,本次仅对流纹质熔岩的岩石类型、成因及构造背景进行分析。

##### 4.1 成因类型

晚奥陶世流纹岩样品中无角闪石,总体富硅(SiO<sub>2</sub>平均值为78.98%)、富钾贫钠(K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O比值平均为30.66)和高TFeO/MgO值(平均值为6.37),表明它们经历了高程度结晶分异。该岩石富含稀土元素和高场强元素(Ga、Th、Y、Zr、U和Nb),10000Ga/Al(平均值为3.03)略高于A型花岗岩的下限值2.6且TFeO/MgO比值较高(4.52-9.53),与华南佛冈高分异花岗岩非常相似。Zr、Nb、Ce、Y的元素的含量较低,Zr+Nb+Ce+Y=157.5-327.6,平均值为216.48 $\times$ 10<sup>-6</sup>,也显著低于Whalen et al (1987)建议的A型花岗岩的下限值(350 $\times$ 10<sup>-6</sup>),其形成的锆石饱和温度为809-892 $^{\circ}\text{C}$ (平均值为849 $^{\circ}\text{C}$ )也明显低于A型花岗岩的形成温度。在SiO<sub>2</sub>-Ce图解上,样品均落入I型花岗岩区域内;在Zr+Nb+Ce+Y-TFeO/MgO图解上,样品落入高分异(FG)区域内,在10000Ga/Al-TFeO/MgO图解和10000 Ga/Al图解上,样品均落入华南佛冈高分异I型花岗岩的区域内,表明晚奥陶世流纹岩应属高分异的I型花岗岩。

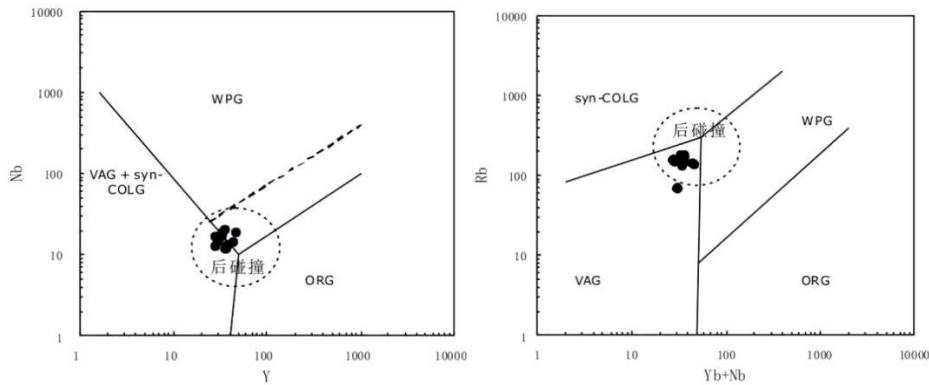
##### 4.2 岩石成因及基底属性

晚奥陶世流纹岩样品的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为-8.6~-7.0,其对应的亏损地幔Nd模式两阶段年龄 $T_{2\text{DM}}$ 为1761-1890Ma,表明其源区来自于古-中元古代残留地壳源区。与张宏飞等(2006)报道的祁连山带前寒武纪基底岩系(0.75-2.5Ga,峰值为2.1Ga)和古生代花岗岩类(1.07-2.14Ga)Nd同位素亏损地幔模式年龄相似,揭示了祁连造山带地壳增长主要发生在元古宙,缺乏太古宙地壳增长的信息。晚奥陶世流纹岩样品的全岩Pb同位素组成特征也与张宏飞等(2006)报道的祁连山带前寒武纪基底岩系和古生代花岗岩类相似,它们均具有高放射性成因的铅同位素组成特征。因此,祁连造山带地壳增长特征和铅同位素特征与华北陆块存在明显的差异,而与扬子陆块一致,从而表明祁连造山带具扬子型陆块的构造属性。在<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb-<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb增长曲线图解和<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb-<sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb增长曲线图解上,晚奥陶世流纹岩样品均落入造山带(B区)与上地壳(C区)的过渡区域内。因此,Sr-Nd-Pb同位素数据及图解结果表明,晚奥陶世流纹岩的岩浆源区是以古元古代的残留地壳物质为主,其次是中元古代地壳物质,同时也有少量幔源物质的混入。其可能是幔源岩浆诱发古老地壳物质重熔并与壳源熔体混合形成母岩浆,再经历高程度分离结晶作用形成的。

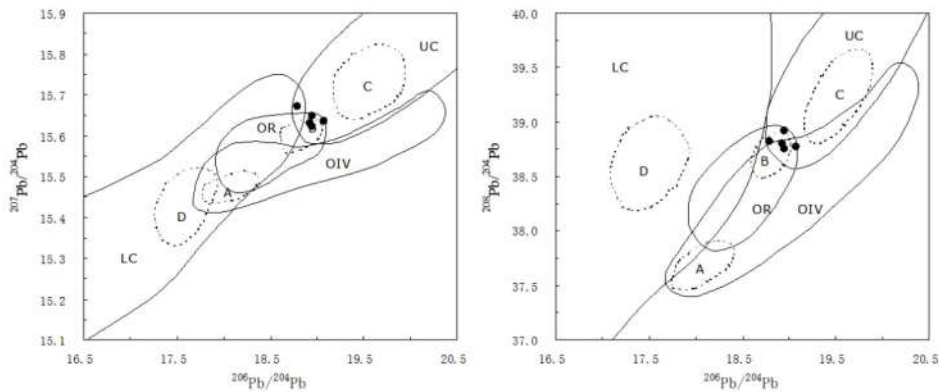
##### 4.3 构造环境分析

晚奥陶世流纹岩为高分异的I型花岗岩，在球粒陨石标准化稀土元素配分模式显示，样品稀土元素配分曲线均呈轻稀土元素富集的右倾型且Eu 负异常明显（ $\delta\text{Eu}$  平均值为0.27）。微量元素原始地幔蛛网图呈现Sr、P、Ba和Ti明显的低谷，而Th、Zr、Hf等元素呈高峰，而Nb、Ta高场强元素亏损不明显，与后碰撞环境形成的A型和高分异I型花岗岩具有相似的特征，而明显不同于

弧火山岩（后者Nb-Ta亏损）。在Y-Nb图解和Yb+Nb-Rb图解的（图1-1）中，所有样品均落入后碰撞花岗岩的区域内。在Pb同位素 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 构造环境判别图解（图1-2）中，样品也均落入造山带与上地壳的重叠区域内。总之，岩石地球化学特征及相关构造环境判别图解均显示晚奥陶世高分异的I型流纹岩可能形成于后碰撞的构造环境。



WPG- 板内花岗岩；ORG- 洋中脊花岗岩；VAG- 火山弧花岗岩；  
图1-1 Y-Nb和Yb+Nb-Rb构造环境判别图解（据Pearce, 1984）



LC-下地壳；UC-上地壳；OIV-洋岛火山岩；OR-造山带；A、B、C、D分别为各区域中样品相对集中区。

图1-2 Pb同位素 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 构造环境判别图解（据Zartman and Doe, 1981）

## 5 结论

5.1 变流纹岩微量元素显示，与后碰撞环境形成的A型和高分异I型花岗岩具有相似的特征。

5.2 根据U-Pb同位素年龄测试分析，将该套火山岩的形成时限厘定为晚奥陶世。

5.3 岩石地球化学特征及相关构造环境判别图解，均显示晚奥陶世高分异的I型流纹岩可能形成于后碰撞的构造环境。

## 参考文献

- [1] 赖少聪，青海高原北部新生代火山岩的成因机制[J].岩石学报，1991. 1, 98~104
- [2] 许保良、阎国翰、张臣等，A型花岗岩的亚类型及其物质来源[J].地学前缘，1998. 3, 113~124
- [3] 李天福、马鸿文，钾质火山岩的成因研究[J].地学前缘，1998. 3, 133~144
- [4] 李昌年，1992，火山岩微量元素岩石学[J].武汉：中国地质大学出版社。