

型。NYF 型伟晶岩除了富集典型的 Nb、Y 和 F 元素外，还富集 Be、Ti、Sc、Zr、HREE 和 Ta 等元素，通常被认为是后造山或非造山 A 型花岗岩岩浆分异演化的产物。而 LCT 型则以尤其富集 Li、Cs、Ta 元素以及 Be、B、F、P、Mn、Ga、Rb、Sn 等为特征，为同造山或后造山阶段变泥质岩重熔形成的 S 型花岗岩岩浆分异演化的产物 (Černý, 1991)。因此，不同学者对于伟晶岩，尤其是 NYF 型伟晶岩的成因认识存在明显的分歧。

早前基于 Rb-Sr 和 Ar-Ar 测年方法的年代学研究表明，阿尔泰伟晶岩形成于中生代(448~370 Ma)和中生代(248~154 Ma) (王登红等, 2002)。近年来，作者利用锆石 U-Pb 对 60 余条伟晶岩进行年代学研究，发现伟晶岩的形成时代贯穿造山运动过程 (478~180 Ma)，以二叠纪和三叠纪时代为主，并在三叠纪达到伟晶岩的成岩成矿峰期。该时期形成了可可托海 3 号脉超大型 Li-Be-Nb-Ta-Cs 矿床 (215~212 Ma, 陈剑峰, 2011)，卡鲁安超大型 Li 矿床 (228~211 Ma, 马占龙等, 2015)、柯鲁木特 112 号脉中-大型 Li-Be-Nb-Ta 矿床 (238~211 Ma, Lv et al., 2012)、阿斯卡尔特中型 Be 矿床 (229 Ma, 刘文政等, 2015)和阿巴宫、佳木开、群库 Be-Nb-Ta 等 (任宝琴等, 2011; Zhang et al., 2016) 众多伟晶岩型稀有金属矿床。由于伟晶岩岩浆-热液演化过程中，持续的热液活动对同位素体系进行干扰或重置，因而不同的同位素测定结果常常存在显著差异。以可可托海为例，K-Ar 或 Ar-Ar 测年结果显示该脉体形成于侏罗纪(198~148 Ma) (Chen et al., 1999; Zhou et al., 2015)，而全岩 Rb-Sr (Zhu et al., 2006)、锆石 SHRIMP 锆石 U-Pb (Wang et al., 2007)、铌钽矿 U-Pb (Che et al., 2015)、辉钼矿 Re-Os (Liu et al., 2014)等方法得出的年龄集中于印支期(220~209 Ma)，与作者通过锆石 LA-ICPMS U-Pb 定年得到的年龄较为一致，表明锆石 U-Pb 定年方法对伟晶岩体系仍具普适性和可靠性。

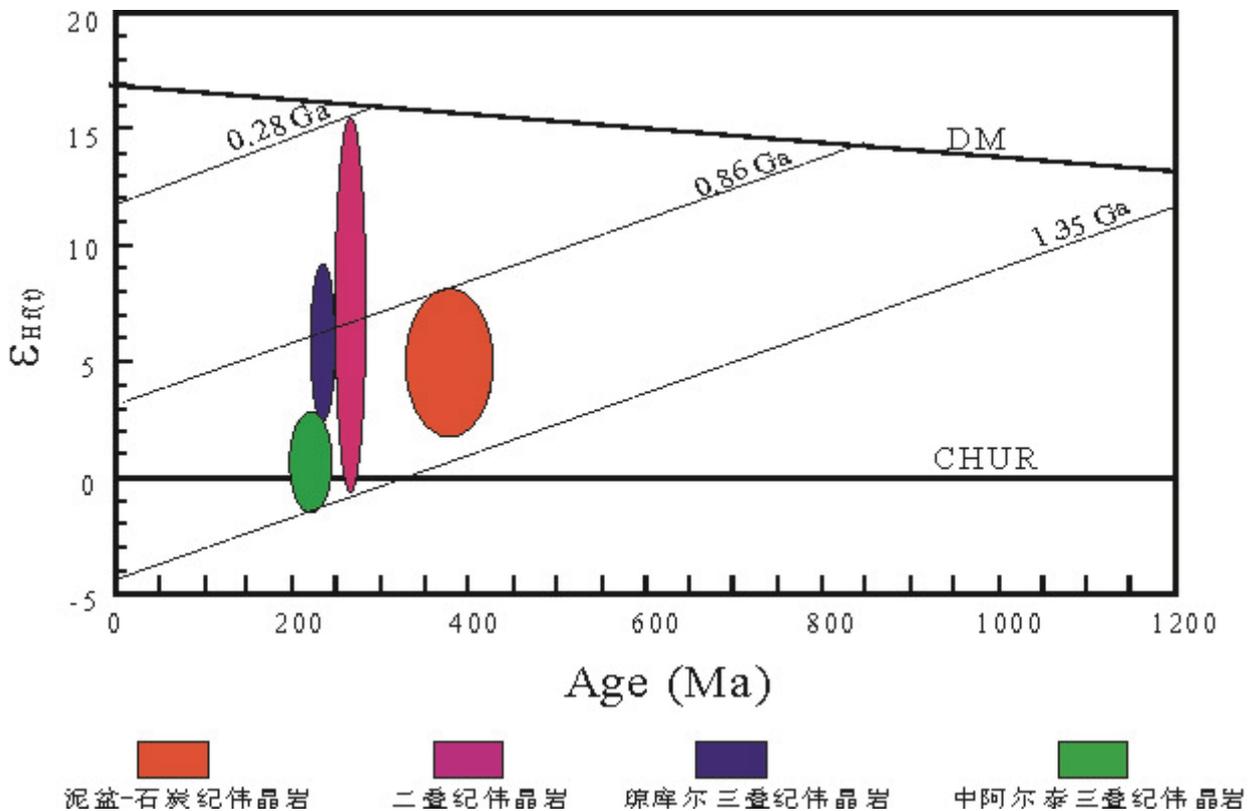


图 2. 新疆阿尔泰不同时代稀有金属伟晶岩锆石 Hf 同位素组成

对已有年代学研究的伟晶岩进行时空分布统计表明, 古生代伟晶岩(476~250 Ma)主要分布于琼库尔构造单元, 三叠纪伟晶岩(248~200 Ma)则广发出露于中阿尔泰和琼库尔构造单元, 侏罗纪伟晶岩则局限于中阿尔泰。此外, NYF 型伟晶岩主要分布于琼库尔单元, 而 LCT 型伟晶岩则分布较为广泛。对数十条伟晶岩锆石的 Hf 同位素研究表明, 中-晚古生代(403~333 Ma)伟晶岩具有正的 $\text{Epsilon}_{\text{Hf}(t)}$ 值为 +2.06 ~ +8.28, 二阶段模式年龄 TDM2 为 1,234 ~ 860 Ma。二叠纪伟晶岩则显示较大范围的 $\text{Epsilon}_{\text{Hf}(t)}$ 值 -0.59 ~ +15.8 和二阶段模式年龄 1,316 ~ 280 Ma。琼库尔单元中三叠纪伟晶岩的 $\text{Epsilon}_{\text{Hf}(t)}$ 值和段模式年龄分别集中于 +2 ~ +9 和 1,140 ~ 680 Ma, 区别于三叠纪伟晶岩的 $\text{Epsilon}_{\text{Hf}(t)}$ 值 -1.50 ~ +2.50 和模式年龄 1,350~1,090 Ma (图 2)。以上 Hf 同位素特征表明阿尔泰伟晶岩具有壳-幔混源特征, 但不同时期的伟晶岩在物源上又有所差别, 表明阿尔泰不同构造单元之间的地壳组成差异, 以及造山运动过程中不同阶段的壳-幔相互作用强度制约了伟晶岩的形成。

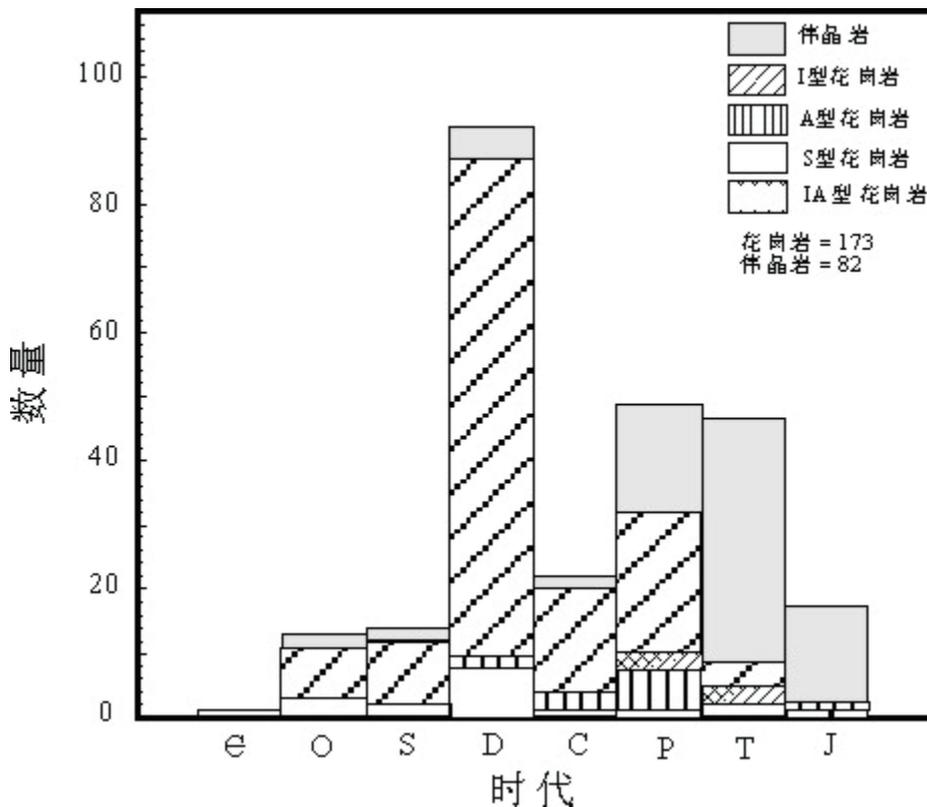


图 3. 阿尔泰伟晶岩与花岗岩的形成时代对比

对已有充分研究的阿尔泰花岗岩进行年龄和类型统计, 花岗岩形成年龄跨度较大, 形成于 510~150 Ma, 但主要集中于中生代并在泥盆纪达到成岩峰值。花岗岩类型众多, 涵盖 I、S 和 A 型以及 IA 过渡型。其中, 早中生代花岗岩以 I 型为主, 广泛分布于阿尔泰, 而 S 型数量较少, 仅局限于中阿尔泰。晚古生代以 A 型花岗岩为主, 伴随少量的 IA 过渡型, 主要分布于琼库尔和额尔齐斯构造单元 (Wang et al., 2006, 2009, 2014; Yuan et al., 2007; Sun et al., 2008, 2009; Cai et al., 2011a, b; Tong et al., 2012, 2014)。相比之下, 中生代以来的花岗岩数量非常稀少, 除较大规模的阿拉尔岩基(219~210 Ma)外, 仅有尚克兰(220 Ma)、将军山(151 Ma) (Wang et al., 2014) 以及阿斯卡尔特(231 Ma, 刘文政, 2015) 等数个小岩体。伟晶岩和花岗岩的时空分布统计和对比发现, 二者的岩浆活动规律存在显著的不一致性, 大规模的伟晶岩岩浆活动显著滞后于花岗岩岩浆活动峰期 (>100 Ma, 图 3)。而对已有的花岗岩化学组成和同位素进行统计, 并与加拿大典型的伟晶岩母岩花岗岩对比, 发现阿尔泰的花岗岩普遍显示低分异和壳幔混源的特征。目前的研究认为新疆阿尔泰属于活动大陆边缘的岩浆岛弧, 其地壳主要由早古生代不成熟陆壳沉积物和火成岩组成 (Long et al., 2007,

2008, 2010; Jiang et al., 2016)。因此, 阿尔泰的地壳属性并不利于大量 S 型花岗岩的形成。据此, 本文认为由花岗岩岩浆分异演化形成伟晶岩的模式在新疆阿尔泰存在局限性。

综上所述, 本文提出阿尔泰伟晶岩主要为不成熟地壳物质在不同造山阶段小比例部分熔融的产物。结合已有研究, 本文认为在泥盆纪时期, 大洋板块尤其是洋中脊的持续俯冲引发了软流圈地幔上涌, 大量热源和幔源物质加入导致阿尔泰中下地壳物质的重熔和改造, 形成大量花岗岩。由高温引发的阿尔泰地壳大比例部分熔融限制了伟晶岩的形成, 仅在阿尔泰南缘的弧前盆地, 由局部拉张作用引发的中下地壳物质减压熔融, 形成了少量的伟晶岩。二叠纪时期, 准葛尔弧拼贴至阿尔泰南缘, 弧-弧(陆)碰撞导致俯冲板片折断并形成板片窗, 软流圈地幔沿板片窗上涌, 引发地幔岩石圈和中下地壳部分熔融, 形成基性岩和 A 型花岗岩。同时, 不同比例的地幔流体混合地壳物质, 导致后者部分熔融形成伟晶岩。之后, 哈萨克斯坦板块与西伯利亚板块在三叠纪发生陆-陆碰撞, 增厚地壳发生岩石圈拆沉。在后造山拉张伸展背景下, 减压作用诱发阿尔泰地壳物质大范围的小比例部分熔融, 形成了大量的三叠纪伟晶岩。

本研究由国家自然科学基金(编号 41372104 和 41403016)资助。