科 学 通 报
第 42 卷 第 20 期 Chinese Science Bulletin 1997 年 10 月

【研究简报】

中国北方造山带造山后花岗岩的同位素特点与地壳生长意义

吴福元[①*] 江博明(Bor-ming Jahn)[②] 林 强[①]

(①长春科技大学地球科学系,长春 130061; ②Géosciences Rennes, Université de Rennes I, 35042 Rennes, France. *联系人)

关键词 北方造山带 花岗岩 同位素 地壳生长

近几年来,造山带研究取得显著进展,特别是造山后伸展作用问题引起众多学者的注意. 目前的研究表明,横亘于我国北方新疆、内蒙至东北的中国北方造山带,具有与其它造山带明显不同的特点,特别是造山后花岗岩极为发育. 然而,对北方造山带中花岗岩的成因及其与地壳增生的关系问题一直缺乏明确的认识. 近几年来所进行的同位素地球化学工作揭示出,本区的造山后花岗岩具有十分独特的特点,反映出其与构造发展和地壳增生的特有关系. 本文将根据作者所得的最新资料,结合前人的工作,阐述该花岗岩形成的地壳增生意义.

1 研究方法

本文所引用的资料主要来自近几年在法国雷恩第一大学地球化学与地质年代学实验室所测定的结果[1] 1),Pb 和部分 Sr, Nd 同位素见文献[2~6].

Sr, Nd 同位素测定程序参见文献[7]. 其中$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值采用$^{86}Sr/^{88}Sr=0.119\ 4$ 进行标准化,最近一次对标准样 NBS-987 的 7 次测定结果是$^{87}Sr/^{86}Sr=0.710\ 259\pm6$. $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值采用$^{146}Nd/^{144}Nd=0.721\ 9$ 进行标准化,并按$^{143}Nd/^{144}Nd=0.511\ 964$ 进行校正,对标准样 Ames 的 6 次测定结果是$^{143}Nd/^{144}Nd=0.511\ 958\pm7$. 文中涉及的有关符号及其定义如下:

$$\varepsilon_{Nd}(t)=\left[\frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{S,t}}{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR,t}}-1\right]\times 10\ 000,$$

$$f_{Sm/Nd}=\left[\frac{(^{147}Sm/^{144}Nd)_S}{(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}}\right]-1,$$

$$T_{DM}=\frac{1}{\lambda_{Sm}}\ln\left\{1+\frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_S-(^{143}Nd/^{144}Nd)_{DM})}{(^{147}Sm/^{144}Nd)_S-(^{147}Sm/^{144}Nd)_{DM})}\right\},$$

式中下角标 S 代表样品, $(^{147}Sm/^{144}Nd)_{DM}=0.213\ 7$, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{DM}=0.513\ 15$, $(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}=0.1967$, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR,t}=0.512\ 638-0.196\ 7(e^{\lambda t}-1)$, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{S,t}=$

1) Wu F Y, Jahn B M, Lin Q, et al. Highly fractionted I-type granites in northeastern China: geochemistry, petrogenesis and implications for continental crustal growth. J Petrol, 1997(in press)

$(^{143}Nd/^{144}Nd)_S-(^{147}Sm/^{144}Nd)_S\times(e^{\lambda t}-1)$衰变常数 $\lambda_{Sm}=0.654\times10^{-11}a^{-1}$.

2　造山后花岗岩的 Sr，Nd，Pb 同位素地球化学特点

中国北方造山带，作为巨大的中亚造山带的一部分，以广泛发育不同时代的花岗岩为特点，特别是碱性-偏碱性花岗岩(I-分异型和 A-型花岗岩)极为发育. 新疆北部碱性-偏碱性花岗岩主要发育在 300 Ma 左右(Rb-Sr 法)[1~3,8]. 内蒙古地区 A-型花岗岩的年龄大体为 280 Ma(Rb-Sr 法)[9]，而在中国东北地区，目前的同位素资料显示有 3 期此类花岗岩发育[1)]，第 1 期发育在晚二叠世(261～270 Ma，Rb-Sr 法)，第 2 期在晚三叠世-早侏罗世(224～180Ma，Rb-Sr 法)，第 3 期为晚侏罗世-早白垩世(165～118Ma，Rb-Sr 法)，大体显示出自西向东年龄变新的趋势. 不同期次的岩石均呈面型展布，其主要的岩石类型有花岗闪长岩(少量)、石英正长岩、二长花岗岩、碱长花岗岩和碱性花岗岩. 石英和碱性长石是主要的矿物相，斜长石与暗色矿物含量较低. 在绝大多数情况下，暗色矿物相为黑云母，碱性暗色矿物只在少数碱性花岗岩中出现. 岩石中晶洞构造发育，少含暗色包体.

目前所获得的 Sr，Nd，Pb 同位素资料显示，中国北方造山带中的花岗岩具有明显的低初始锶和高初始钕的特点. 新疆近 20 个岩体的初始锶值为 $0.704\ 7\pm6$[1,3,5]，内蒙古地区为 $0.705\ 1\pm16$[9]，东北地区 32 个岩体的初始锶值为 $0.704\ 8\pm8$[1)]，新疆 29 个样品的 $\varepsilon_{Nd}(t)=+5.07\pm1.27$[1,4,5]，内蒙古地区 4 个样品的平均值为 $+4.39\pm0.72$[2)]，东北地区 37 个样品的平均值为 $+2.09\pm0.54$[1)]，铅同位素组成中，以 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 比值较高为主要特征. 新疆地区 41 个样品的平均值是：$^{206}Pb/^{204}Pb=18.28\pm0.24$，$^{207}Pb/^{204}Pb=15.54\pm0.12$，$^{208}Pb/^{204}Pb=38.19\pm0.38$[2~4]，内蒙古地区 27 个样品的比值是：$^{206}Pb/^{204}Pb=18.27\pm0.10$，$^{207}Pb/^{204}Pb=15.50\pm0.07$，$^{208}Pb/^{204}Pb=38.09\pm0.26$，大兴安岭地区 43 个样品的平均值是：$^{206}Pb/^{204}Pb=18.28\pm0.14$，$^{207}Pb/^{204}Pb=15.54\pm0.05$，$^{208}Pb/^{204}Pb=38.23\pm0.27$；张广才岭 54 个样品平均值为：$^{206}Pb/^{204}Pb=18.39\pm0.17$，$^{207}Pb/^{204}Pb=15.58\pm0.07$，$^{208}Pb/^{204}Pb=38.34\pm0.24$[6].

由图 1 可见，中国北方造山带中造山后花岗岩主要落在铅同位素演化的零等时线右侧，且与 NHRL 线呈一定角度相交，显示出与大别造山后花岗岩明显不同的特点[3)]. 锶、钕同位素图(图 2)表明，这些花岗岩不仅表现出高 $\varepsilon_{Nd}(t)$特点，而且平行于 $\varepsilon_{Nd}(t)=0$ 线分布. 由于这些点是不同岩石样品的数据投影，那些 Rb/Sr 比值大的样品在测试过程中的微小误差将会引起 $^{86}Sr/^{87}Sr$ 值的较大变化[2)]；另一种可能性是低 Sr 高度分异的酸性岩浆受到少量高 Sr 地壳物质的混染[1], 1). 但无论如何，由低 Rb/Sr 比值样品确定的岩体初始锶值均较低. 这些特点表明，中国北方造山带造山后花岗岩主要来源于其源岩刚从地幔中分离出来不久的物质. 与此形成对比的是，大别造山后花岗岩高初始 Sr 和低 $\varepsilon_{Nd}(t)$的特点，反映古老地壳物质的循环是大别地区这些花岗岩形成的主要物质来源[3)].

---

1) 见 2188 页脚注

2) Jahn B M, Wu F Y, Hong D W. Important crustal growth in the Phanerozoic: Isotopic evidence of granitoids from East Central Asia. Earth Planet Sci Lett, 1997, in review

3) Chen J F, Jahn B M. Crustal evolution of southeastern China: Evidence from Sr, Nd and Pb isotopic compositions of granitoids and sedimentary rocks. Tectonophysics, 1997(in press)

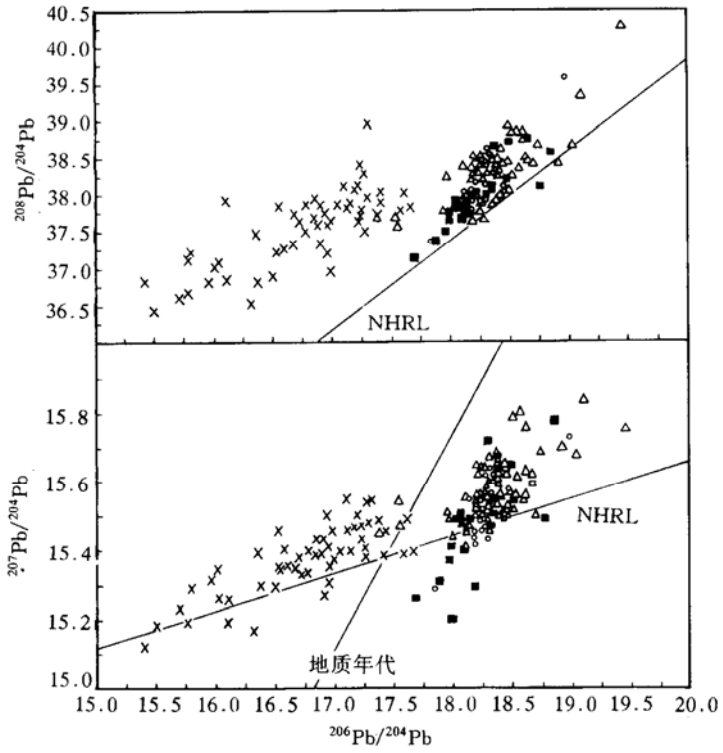

图1 中国北方造山带造山后花岗岩长石铅同位素成分分布

■，新疆地区；○，内蒙古地区；△，东北地区；×，大别地区

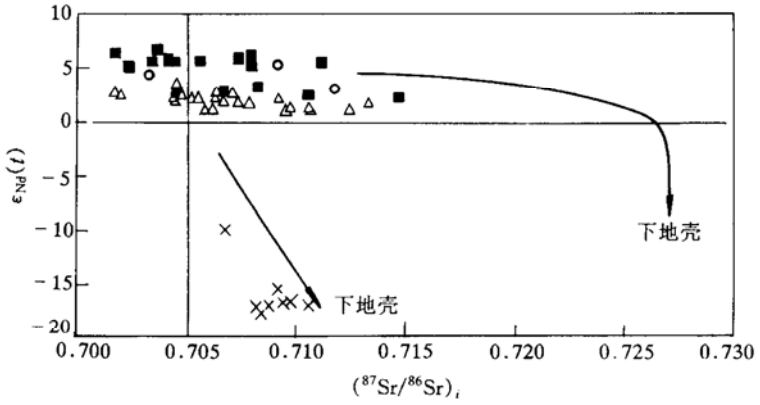

图2 中国北方造山带造山后花岗岩 Sr, Nd 同位素图(图例同图1)

3 Nd 同位素模式年龄及其意义

中国北方造山带中的造山后花岗岩目前积累有68个样品的 Nd 模式年龄资料，除少数样品具有明显不合理的值以外，59个样品的模式年龄值集中在500～1 300Ma，新疆地区26个样品平均值为(708±150) Ma(另有3个样品其 $f_{Sm/Nd}$ 值大于 −0.20 而未计算其模式年龄)，内蒙古地区4个样品平均值为(781±114) Ma，东北地区29个样品平均值为(688±65) Ma(有6

个样品其 $f_{Sm/Nd}$值大于 −0.20 而未计算其模式年龄). 考虑到新疆和内蒙古地区此类花岗岩的 $f_{Sm/Nd}$值多分布在 −0.1～−0.5 之间,而东北地区样品主要集中在 −0.3～−0.7 之间,由于 $f_{Sm/Nd}$值大于 −0.2 或小于 −0.5 样品模式年龄的不可靠性,可以认为整个造山带中的造山后花岗岩具有基本一致的模式年龄(图 3). 这种具有年轻模式年龄的特点明显与其它造山带不同. 典型的大别碰撞造山带,其造山后花岗岩的 Nd 模式年龄为 1 600～2 300 Ma.

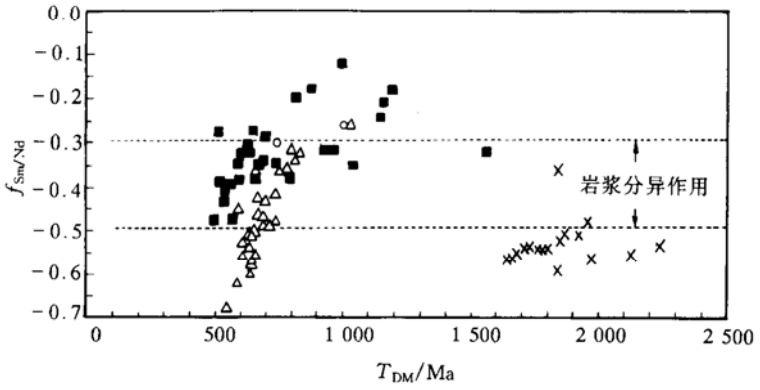

图 3　中国北方造山带造山后花岗岩 T_{DM}-$f_{Sm/Nd}$图(图例同图 1)

如何解释如此年轻模式年龄的意义,是目前仍待研究的问题. 一种可能性是这些花岗岩的岩浆直接来自于亏损地幔,岩浆在上升及就位过程中曾受到少量地壳物质的混染[1],模式年龄为新生地壳与古老地壳的混合年龄. 但这种模型难以解释区域大面积型"花岗岩海"的形成以及较为狭窄的模式年龄分布范围. 另一种可能性就是这些花岗岩浆来源于新元古代从地幔分异出来的地壳物质[1)]. 研究已经表明,新元古代是地球历史上一次重要的超级大陆形成、裂解的时期,也是古亚洲洋形成的重要时期[10],正是这次地壳增生决定了后续花岗岩的物质来源基础.

4　讨论

花岗岩低 I_{Sr}高 $\varepsilon_{Nd}(t)$和年轻 Nd 模式年龄的大面积分布,在世界范围内极为罕见[11]. 我国华南花岗岩的锶、钕同位素特点明显与北方造山带不同[2)]. 澳大利亚 Lachlan 造山带、欧洲加里东造山带和海西造山带中,具有这种同位素特点的花岗岩也实属少见[12～15],只是美洲西海岸少部分晚中生代～早新生代与俯冲成因有关的花岗岩具有这种特点[16,17]. 但是,中国北方造山带中的造山后花岗岩形成于古亚洲洋闭合以后,与俯冲成因并无关系,它的形成在整体上与伸展体制有关,物质来源与近期(<1 000 Ma)的地幔演化相关.

从更大范围上考虑,整个中亚造山带中的大面积造山后花岗岩均具有相同的特点[18,19],即中亚造山带中的主体地壳物质主要是在新元古代从地幔产生的. 而中亚造山带目前占亚洲陆地面积的十分之一左右,它反映地质历史上的新元古代也是地壳生长的重要时期,而先前认为地壳主要形成于早前寒武纪的观点需要重新加以认识和修正.

1) 见 2188 页脚注

2) 见 2189 页脚注 3)

参 考 文 献

1 Han B F, Wang S G, Jahn B M, et al. Depleted-mantle magma source for the Ulungur river A-type granites from north Xinjiang, China: geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implication for Phanerozoic crustal growth. Chem Geol, 1997, 138: 135

2 Kwon S T, Tilton G R, Coleman R G, et al. Isotopic studies bearing on the tectonics of the west Junggar region, Xinjiang, China. Tectonis, 1989, 8:719～727

3 金成伟,张秀棋. 新疆西准噶尔花岗岩类的时代及其成因. 地质科学, 1993, 28(1): 28～36

4 赵振华,王中刚,邹天人,等. 新疆乌仑古富碱侵入岩成因探讨. 地球化学,1996,25:205～220

5 周泰禧,陈江峰,李学明. 新疆阿拉套山花岗岩类高 ε_{Nd} 值的成因探讨. 地质科学,1996,31:71～79

6 张理刚等著. 东亚岩石圈块体地质. 北京:科学出版社,1995

7 Chavagnac V, Jahn B M, Coesite-bearing eclogites from the Bixiling complex, Dabie Mountains, China: Sm-Nd ages, geochemical characteristics and tectonic implications. Chem Geol, 1996, 133:29～51

8 王式光, 韩宝福, 洪大卫, 等. 新疆乌仑古河碱性花岗岩的地球化学及其构造意义. 地质科学,1994, 29(4): 373～383

9 洪大卫, 黄怀曾, 肖宜君, 等. 内蒙古中部二叠纪碱性花岗岩及其地球动力学意义. 地质学报, 1994, 68: 215～226

10 Dobretsov N L, Berzin N A, Buslov M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean. Inter Geol Rev, 1995, 37: 335～360

11 Farmer G L, DePaolo D J. Origin of Mesozoic and Tertiary granite in the Western United States and implications for Pre-Mesozoic crustal structure 1: Nd and Sr isotopic studies in the geocline of the Northern Great Basin. J Geophy Res. 1983, 88: 3 379～3 401

12 Gray C M. An isotopic mixing model for the origin of granitic rocks in southeastern Australia. Earth Planet Sci Lett, 1984, 70:47～60

13 Stphens W E. Granitoid plutonism in the Caledonian orogen of Europe. In: Harris A L, Fettes D J, eds. The Caledonian-Appalachain Orogen, London: Blackwell Scientific Publications, 1988, 38: 389～404

14 Pin C, Duthou J L. Sources of Hercynian granitoids from the French Massif Central: inferences from Nd isotopies and consequences for crustal evolution. Chem Geol. 1995, 125:249～270

15 Siebel W, Hohndorf A, Wendt I. Origin of late Variscan granitoids from NE Bavaria, Germany, exemplified by REE and Nd isotope systematics. Chem Geol, 1995, 125: 249～270

16 DePaolo D J, Linn A M, Schubert G. The continental crustal age distribution: methods of deterimining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the Sounthwestern United States. J Geophy Res, 1991, 96 (B2): 2 071～2 088

17 Pankhurst R J, Hole M J, Brook M. Isotope evidence for the origin of Andean granites. Trans Roy Soc, Edinburgh Earth Sci, 1988, 79: 123～133

18 Kovalenko V I., Tsareva G M, Yamolyuk V V, et al. Sr and Nd isotope composition and age of rare-metal peralkaline granitoids from western Mongolia. Dokl Akad Nauk, 1992, 327(4～6): 570～574

19 Wickham S M, Litvinovsky B A, Zanvilevich A N, et al. Geochemical evolution of Phanerzoic magmatism in Transbaikalia, East Asia: a key constraint on the origin of K-rich silicic magmas and the process of cratonization. J Geophys Res, 1995, 100: 15 641～15 654

(1997-01-29 收稿,1997-04-23 收修改稿)