

拼合的准噶尔盆地基底： 基底火山岩 Sr—Nd 同位素证据

郑建平¹ 王方正¹ 成中梅¹ 吴晓智² 张义杰²

(1. 中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074; 2. 新疆石油管理局研究院, 克拉玛依 830000)

摘要: 在详细岩相学、主元素和微量元素研究基础上, 报道了准噶尔盆地基底不同区块火山岩的 Sr—Nd 同位素和锆石颗粒年龄研究成果, 结合盆地周缘造山带古生代构造史、古生物、沉积建造、火山岩、侵入岩的综合研究成果, 表明准噶尔盆地基底可能由分属哈萨克斯坦板块、塔里木板块(?) 和西伯利亚板块刚性体外围的岛弧体系经构造软碰撞拼合而成, 它们又经历了块体拼合后的构造—岩浆热事件(如基性岩浆底侵作用)的进一步改造和影响。

关键词: 准噶尔盆地基底; 火山岩; Sr—Nd 同位素; 颗粒锆石年龄; 构造拼合作用; 中生代改造作用。

中图分类号: P597+.2; P588.14 **文献标识码:** A

文章编号: 1000—2383(2000)02—0179—07

作者简介: 郑建平, 男, 副教授, 1964 年生, 1996 年毕业于中国地质大学(武汉), 获博士学位, 现主要从事岩石学教学和研究工作。

0 引言

准噶尔盆地位于哈萨克斯坦板块、塔里木板块、西伯利亚板块之间的金三角, 是解开新疆及其周边地区大陆地壳演化动力学的钥匙, 因此有关其基底大地构造位置及构造区的归属和性质一直是中外地球科学家关注的研究热点。由于还没有来自对基底样品直接研究成果, 对盆地基底的大地构造性质及结构特征的认识分歧很大: 对于盆地基底的大地构造归属主要有独立的微陆块(古陆)^[1~3]、哈萨克斯坦板块的东延部分^[4,5]和塔里木板块的一部分^[6]三种认识; 关于准噶尔盆地基底的结构则主要有: (1) 存在前寒武纪刚性结晶基底(古陆块)^[1,2], (2) 盆地伏地壳为古生代洋壳物质(不存在刚性古陆块)^[7,8]和(3)基本上由古生代有限洋盆(或小洋盆)沉积褶皱而成, 但不排除其中有一些小的古陆块^[4]三种观点。随着油气勘探的纵深发展, 钻井取样已达到盆地古风化壳以下的基底, 为盆地基底属性的研究提供了机遇。基于火山岩区(带)中火山岩各种特

征差异性, 不仅仅是火山岩存在的地表表壳差异性的反映, 也是其代表岩石圈深部组成结构状态乃至演化差异性体现的学术思想, 我们对盆地古风化壳以下基底的不同区块进行取样, 在详细岩相学、主元素和微量元素研究基础上, 本文将对不同区块的盆地基底火山岩 Sr—Nd 同位素研究成果进行报道, 并进一步探讨其同位素区块差异的原因。

1 基本地质背景及基底区块划分

准噶尔盆地西(北)部分扎伊尔山向哈萨克斯坦、(东)南部分天山向塔里木板块、北(东)部分青格里底山向西伯利亚板块呈三角形盆地形态。从基底形态上看则由一系列凸起和凹陷组成(图 1)。东部基底以由克拉美丽山超镁铁质岩带西延横跨盆地中央 SEE—NWW 向展布的高磁异常带(宽近 50 km, 长约 250 km, 磁化率 $> 2000 \times 10^6$ CGSM^①)为界, 分为(东)北块和东(南)块, 重力资料和航磁资料均显示该高磁异常带的西部被由西(北)向东的推覆带所掩盖^①。钻孔岩心和岩相学观察和对比表明: 沿三块体边界的岩石除变形特征明显外均普遍发生绿帘岩

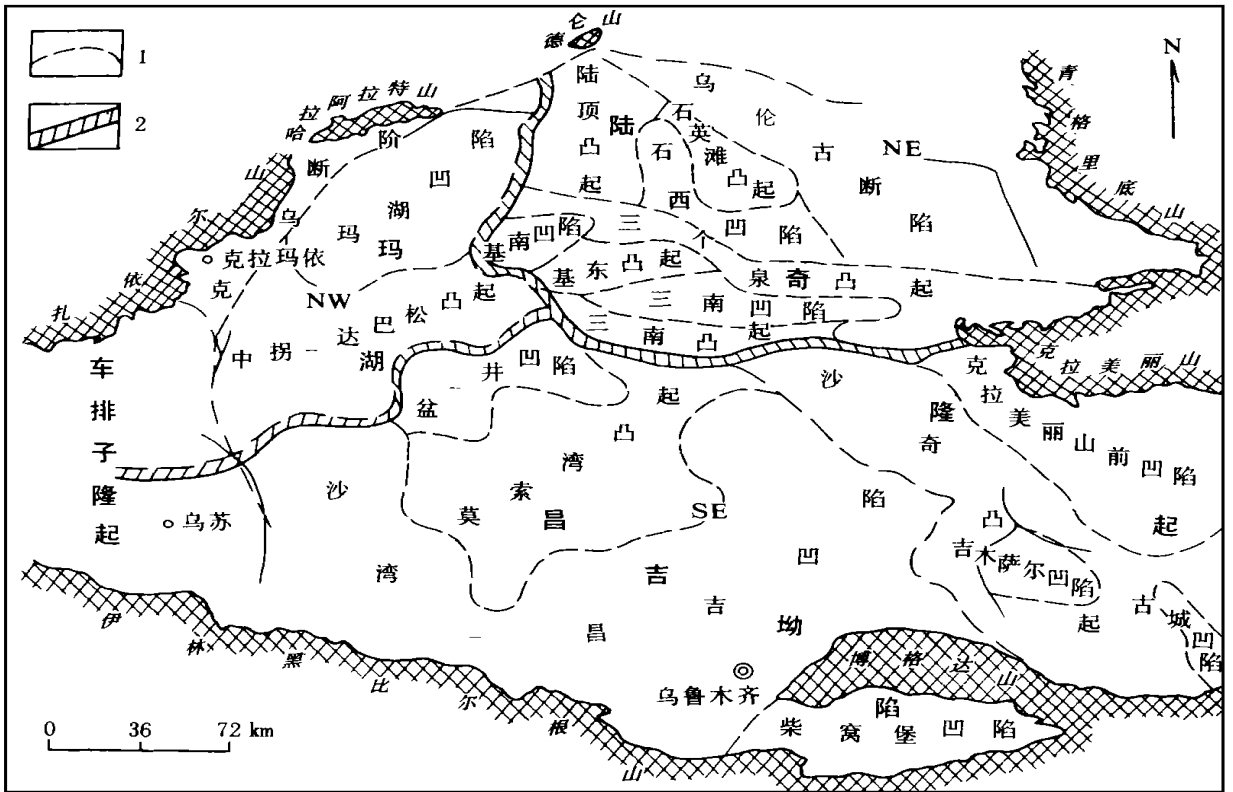


图 1 准噶尔盆地基底区块划分

Fig.1 Sketch map showing the basement division of Junggar basin, Xinjiang

1. 构造分界线; 2. 基底分界线

相的变质作用.

对 109 口钻井火山岩钻孔岩心和地震反射资料研究表明, 盆地东(南)部分基底火山岩主要分布于石炭系巴塔玛依内山组(C_{2b})、滴水泉组(C_{1d})和南明水组(C_{1n})中, 而西(北)部分和(东)北部分主要见于包谷图组(C_{1b}). 目前能够确定打到南明水组的井是位于(东)南块白家海凸起上的彩参 2 井、彩 16 井和彩 26 井, 岩石为灰绿色凝灰岩及褐灰色安山岩, 深灰色玄武岩夹于大套灰色、紫褐色砂泥岩中; 在钻遇滴水泉组的多数井中, 火山岩夹有大套暗色泥岩、泥灰岩、碳质泥岩; 而盆地中普遍钻遇的巴塔玛依内山组, 在棕褐、灰棕色中—基性火山岩中夹有少量正常沉积岩薄层.

从钻孔中统计石炭系火山岩中火山碎屑岩的比例为: 西(北)块占 14.5%~88.1%, (东)北块占 17%~73%, 而东(南)块火山碎屑岩比例最高, 可达 36%~63%, 总体上有火山活动爆发指数从西(北)准噶尔到(东)北准噶尔, 到东(南)准噶尔变强的趋势. 对西(北)块(克夏断阶带、中拐隆起、车排子地区)、北(东)块(陆梁隆起、乌伦古凹陷)和东(南)块

(北天山山前) 48 件火山岩进行全岩湿化学分析表明, 盆地基底火山岩中, 89% 属钙碱性系列, 其中的 81% 属中钾钙碱性岩系, 只有少部分为高钾钙碱性岩系; (东)北块基性岩所占比例最低、东(南)块最高且 SiO₂ 含量变化范围宽、西(北)块 SiO₂ 变化范围狭窄, 西(北)块的中性岩所占比例明显高于(东)北块和东(南)块. 此外, 盆地基底火山的岩石组合特别是组合中不同岩石的比例、相同岩石类型中同种矿物的化学成分以及岩石微量元素特征都存在区块差异.

2 颗粒锆石形态和年龄

盆地基底不同区块火山岩中锆石有结晶自形(图 2a)和熔蚀锆石(图 2b)两种类型. 前者晶形完好, 四方柱和四方双锥晶形完整, 表面干净光滑, 见于西(北)块和北(东)块的陆梁隆起, 大小在 0.191 mm × 0.086 mm ~ 0.127 mm × 0.085 mm 间, 长宽比值稳定于 2.2~2.3; 所有熔蚀型锆石晶面受到不同程度熔蚀而发育蚀坑, 晶棱、晶角圆化钝化. 后者

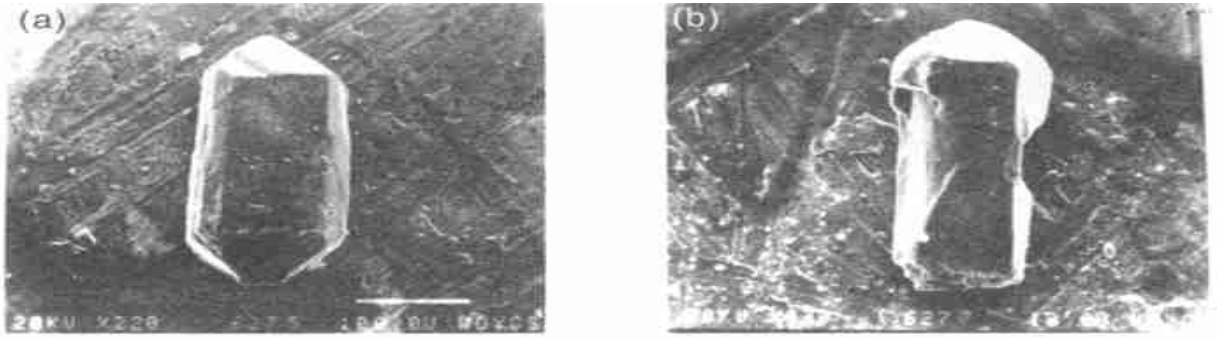


图 2 锆石形态电镜照片

Fig. 2 Electron microscope photograph of zircon

a. 自形锆石(样品号 K67); b. 熔蚀锆石(样品号 K1, 见表 1)

表 1 准噶尔盆地基底火山岩锆石特征及其颗粒年龄

Table 1 Characteristics and isotope ages of zircon in Junggar basin basement, Xinjiang

| 区块 | 地区 | 样品号 | 井号 | h/m | 原定时代 | 岩性 | 锆石特点 | $w(^{207}\text{Pb})/w(^{206}\text{Pb})$ | t/Ma |
|-------|------|------|---------|-------------|----------------------|-------|------|---|--------|
| 西(北)块 | 克夏断阶 | K67 | 和参 1 井 | 2 485~2 486 | 侵入于 C ₁ 中 | 花岗岩 | 略有溶蚀 | 0.050 152(25) | 211±10 |
| | 克夏断阶 | K173 | 古 65 井 | 776~782 | 早石炭世 C ₁ | 玄武岩 | 略有溶蚀 | 0.049 736(29) | 191±14 |
| | 车排子 | K113 | 车 403 井 | 1 219~1 223 | ? | 英安岩 | 结晶自形 | 0.050 466(34) | 225±14 |
| (东)南块 | 天山山前 | K32 | 北 5 井 | 3 500 | 中石炭世 C ₂ | 流纹岩 | 结晶自形 | 0.050 263(80) | 215±36 |
| | 天山山前 | K86 | 北 1 井 | 1 620~1 627 | 早石炭世 C ₁ | 玄武安山岩 | 略有溶蚀 | 0.054 664(22) | 405±10 |
| | 乌伦古 | K1 | 伦 2 井 | 2 088 | 早石炭世 C ₁ | 流纹岩 | 柱面溶蚀 | 0.049 881(03) | 197±14 |
| (东)北块 | 陆梁 | K16 | 石西 4 井 | 4 605~4 608 | 早石炭世 C ₁ | 流纹岩 | 结晶自形 | 0.054 401(18) | 395±08 |
| | 陆梁 | K211 | 夏盐 1 井 | 4 931~4 934 | 早石炭世 C ₁ | 玄武岩 | 略有溶蚀 | 0.053 181(46) | 345±20 |

分布广泛且又进一步分出 3 种类型:(1)四方柱极不发育的扁平锆石,见于东(南)块的车排子地区,大小为 0.053 mm×0.04 mm,长宽比值为 1.33;(2)四方柱相对发育的锆石,见于北(东)块的陆梁隆起,大小为 0.054 mm×0.028 mm,长宽比值中等(2.0);(3)四方柱比较发育的柱状锆石,见于北(东)块的乌伦古凹陷、西(北)块和东(南)块,大小在 0.054 mm×0.023 mm~0.107 mm×0.047 mm 间,长宽比值高(大于 2.3).东(南)、西(北)缘和北(东)块的陆梁火山岩中都存在自形锆石和熔蚀锆石,甚至同一样品中(如北 5 井)也有自形锆石和熔蚀锆石,表明准噶尔盆地基底火山岩经历了后期改造作用的影响.

蒸发法测定的颗粒锆石 Pb-Pb 年龄结果见表 1.除(东)北块和(东)南块少数样品(如 K211)的年龄结果与原定地层时代相似外,大部分明显低于原定地层时代并明显集中在 191~225 Ma,该年龄值与侵入于下石炭统中的黑云母二长花岗岩中结晶锆石年龄相当.由于单颗粒锆石蒸发法年龄有诸多未知因素^[9],因此本文不强调单个年龄数据的意义,而是利用在详细形貌研究和地质背景前提下的整体对比意义.

3 Sr-Nd 同位素

准噶尔盆地基底火山岩的 Sr-Nd 同位素分析结果见表 2.西(北)块克夏断阶带和中拐隆起火山岩的 $w(^{143}\text{Nd})/w(^{144}\text{Nd})$ 现代测试值分别是 0.512 882~0.513 075(平均为 0.512 976)和 0.512 967~0.513 019(平均为 0.512 985),总体高于(东)北块的乌伦古凹陷和陆梁隆起(分别是 0.512 853~0.512 961,平均为 0.512 906; 0.512 806~0.512 990,平均为 0.512 915),更高于(东)南块;5 个岩块的 Nd 模式年龄为 205~538 Ma,峰值为 337 Ma,相当于早石炭世,其中西(北)块均值为 306 Ma,(东)南块均值为 422 Ma,(东)北块的乌伦古凹陷和陆梁隆起均值为 341 Ma 和 366 Ma.西(北)块克夏断阶带和中拐隆起火山岩的 $\epsilon(\text{Nd}, t)$ 分别为 +4.76~+8.52,明显高于(东)北块的乌伦古凹陷和陆梁隆起(分别是 +4.19~+6.30 和 +3.28~+6.91),更高于(东)南块(+3.67~+5.15),显示三块地体幔亏损程度的差异.

西(北)块克夏断阶带和中拐隆起火山岩的

表 2 准噶尔盆地基底火山岩 Sr-Nd 同位素组成
Table 2 Sr-Nd isotope composition of volcanic rocks in Junggar basin basement, Xinjian

| 地区 区块 | 样号 | 井号 | h/m | 时代 | 岩性 | $w_B/10^{-6}$ | | | $w(^{87}\text{Sr})/$ $w(^{86}\text{Sr})$ | $w(^{147}\text{Sm})/$ $w(^{144}\text{Nd})$ | $w(^{143}\text{Nd})/$ $w(^{144}\text{Nd})$ | t_{DM}/Ma | $\epsilon(\text{Nd}, t)$ | | | |
|-------------|-----------------|---------|-------------|----------------|-------|---------------|----------|--------|---|---|---|--------------------|--------------------------|---------------|-------|-------|
| | | | | | | Rb | Sr | Sm | | | | | | | | |
| 东 乌 伦 古 (东) | K1 | 伦 2 井 | 2 088 | C ₁ | 流纹岩 | 91.63 | 36.31 | 59.68 | 11.27 | 7.128 00 | 0.735 527(44)* | 0.119 04 | 0.512 853(07) | 332 | +4.19 | |
| | K1a | 伦 2 井 | 2 088 | C ₁ | 流纹岩 | 93.07 | 37.49 | 59.70 | 11.23 | 7.017 00 | 0.735 390(34) | 0.118 50 | 0.512 857(06) | 332 | +4.27 | |
| | K3 | 伦参 1 井 | 4 973~4 977 | C ₁ | 安山岩 | 74.05 | 155.50 | 18.06 | 4.56 | 1.344 00 | 0.711 752(47) | 0.159 01 | 0.512 860(11) | 536 | +4.33 | |
| | K4 | 伦参 1 井 | 4 973~4 977 | C ₁ | 橄辉粗安岩 | 19.28 | 952.20 | 11.61 | 2.95 | 0.057 10 | 0.704 960(29) | 0.159 98 | 0.512 903(11) | 433 | +5.17 | |
| | K7 | 伦 5 井 | 3 363~3 364 | C ₁ | 橄辉粗安岩 | 23.25 | 687.50 | 30.32 | 7.02 | 0.095 40 | 0.703 673(19) | 0.146 00 | 0.512 953(07) | 246 | +6.14 | |
| | K8 | 伦 5 井 | 3 363~3 364 | C ₁ | 橄辉粗安岩 | 14.21 | 286.60 | 30.68 | 7.80 | 0.139 80 | 0.704 972(57) | 0.160 28 | 0.512 861(08) | 284 | +6.30 | |
| | 北 塔 里 木 盆 地 (东) | K16 | 石西 4 井 | 4 605~4 608 | C | 流纹岩 | 140.00 | 129.30 | 26.39 | 5.84 | 3.055 20 | 0.714 046(43) | 0.139 50 | 0.512 906(07) | 508 | +3.28 |
| | | K23 | 石南 1 井 | 3 593~3 601 | C | 流纹岩 | 204.00 | 79.25 | 58.49 | 13.64 | 7.292 60 | 0.723 882(32) | 0.146 92 | 0.512 871(06) | 422 | +4.55 |
| K25 | | 石南 1 井 | 3 508~3 522 | C | 玄武岩 | 23.28 | 858.70 | 19.65 | 5.01 | 0.076 50 | 0.704 876(45) | 0.160 54 | 0.512 992(09) | 205 | +6.91 | |
| K29 | | 石南 1 井 | 3 330~3 336 | C | 玄武岩 | 17.06 | 447.60 | 19.68 | 5.00 | 0.107 50 | 0.705 530(23) | 0.160 13 | 0.512 990(10) | 209 | +6.87 | |
| K10 | | 夏盐 2 井 | 5 337~5 341 | C | 玄武岩 | 7.75 | 295.50 | 26.34 | 6.43 | 0.074 00 | 0.704 472(38) | 0.153 84 | 0.512 916(07) | 361 | +5.42 | |
| K46 | | 彩参 1 井 | 2 134~2 136 | ? | 玄武岩 | 24.85 | 531.80 | 14.74 | 3.63 | 0.131 80 | 0.704 212(33) | 0.155 30 | 0.512 897(08) | 416 | +5.05 | |
| K53 | | 彩参 1 井 | 2 648~2 652 | ? | 橄辉粗安岩 | 27.87 | 446.70 | 15.86 | 3.69 | 0.176 00 | 0.704 479(43) | 0.146 69 | 0.512 846(08) | 474 | +4.06 | |
| K62 | | 彩参 1 井 | 2 978~2 981 | ? | 玄武安山岩 | 17.68 | 74.05 | 29.82 | 6.56 | 0.067 40 | 0.703 969(29) | 0.128 67 | 0.512 826(07) | 464 | +3.67 | |
| K128 | | 彩 6 井 | 1 719~1 720 | C ₂ | 粗面玄武岩 | 22.04 | 399.50 | 26.56 | 5.92 | 0.155 60 | 0.704 482(47) | 0.140 45 | 0.512 833(06) | 462 | +3.80 | |
| K32 | | 北 5 井 | 3 500 | C ₂ | 流纹岩 | 61.16 | 153.40 | 22.82 | 4.75 | 1.124 20 | 0.708 353(24) | 0.131 27 | 0.512 902(07) | 293 | +5.15 | |
| 中 南 部 (西) | K95 | 克 007 井 | 3 070~3 071 | P ₂ | 粗面岩 | 16.87 | 277.70 | 25.19 | 6.02 | 0.171 40 | 0.704 695(44) | 0.150 39 | 0.512 967(12) | 231 | +6.42 | |
| | K91 | 克 007 井 | 2 797~2 798 | T ₁ | 安山岩 | 1.26 | 155.40 | 18.16 | 5.02 | 0.022 90 | 0.703 977(37) | 0.175 65 | 0.513 017(05) | | +7.39 | |
| | K146 | 拐 10 井 | 3 902~3 907 | P ₂ | 流纹岩 | 17.66 | 166.20 | 23.30 | 6.15 | 0.299 60 | 0.704 759(33) | 0.166 39 | 0.512 993(07) | 225 | +6.92 | |
| | K148 | 拐 10 井 | 3 902~3 907 | P ₂ | 橄辉粗安岩 | 27.68 | 280.60 | 16.45 | 4.63 | 0.278 20 | 0.705 058(28) | 0.177 39 | 0.513 017(07) | | +7.39 | |
| | K97 | 克 007 井 | 3 070~3 073 | P ₂ | 粗面岩 | 9.03 | 306.60 | 25.15 | 6.26 | 0.083 10 | 0.705 033(37) | 0.156 67 | 0.512 931(06) | 341 | +5.72 | |
| | K173 | 古 65 井 | 776~782 | C ₁ | 玄武岩 | 14.81 | 341.70 | 6.06 | 1.72 | 0.122 20 | 0.704 309(50) | 0.178 52 | 0.512 967(16) | | +6.42 | |
| | K178 | 古 65 井 | 711~714 | C ₁ | 玄武安山岩 | 4.05 | 516.40 | 6.82 | 1.95 | 0.022 20 | 0.703 824(38) | 0.180 45 | 0.512 983(08) | | +6.73 | |
| | K191 | 古 65 井 | 559~601 | P ₂ | 粗面玄武岩 | 16.57 | 3 586.00 | 5.79 | 1.65 | 0.013 00 | 0.704 582(39) | 0.179 37 | 0.512 973(11) | | +6.53 | |
| | K204 | 沙丘 1 井 | 3 078~3 081 | C ₁ | 玄武安山岩 | 10.68 | 741.30 | 16.71 | 4.01 | 0.040 60 | 0.703 919(32) | 0.151 41 | 0.512 882(08) | 426 | +4.76 | |
| | K209 | 夏 40 井 | 4 977~4 980 | P ₁ | 玄武岩 | 3.97 | 1 846.00 | 17.15 | 4.70 | 0.006 10 | 0.705 054(29) | 0.172 80 | 0.513 075(11) | | +8.52 | |

* 0.735 527(44) = 0.735 527 ± 0.000 044.

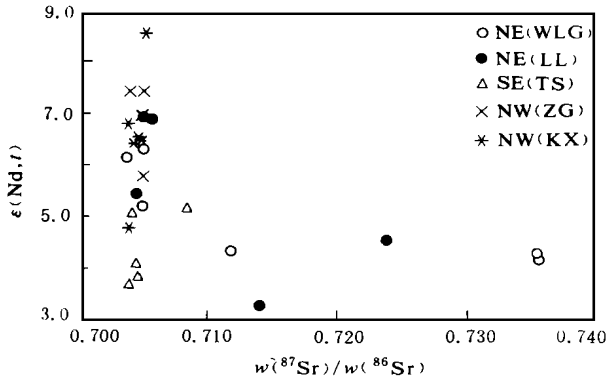


图 3 准噶尔盆地基底火山岩的 $\epsilon(\text{Nd}, t) - w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})$ 相关关系

Fig. 3 $\epsilon(\text{Nd}, t) - w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})$ diagram of volcanic rocks in Junggar basin basement, Xinjiang

NE(WLG): 东北块的乌伦古凹陷; NE(LL): 东北块的陆梁隆起; SE(TS): 东南块的天山山前; NW(ZG): 西北块的中拐隆起; NW(KX): 西北块的克夏断阶带

$w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})$ 现代测试值分别是 0.703 824~0.705 054 (平均为 0.704 328) 和 0.703 977~0.705 058 (平均为 0.704 704), 略低于(东)南块(0.703 969~0.708 353, 均值为 0.705 099), 更低于(东)北块的乌伦古凹陷(0.703 673~0.735 27, 平均为 0.716 994)和陆梁隆起(0.704 742~0.723 882, 平均为 0.710 601). 西(北)块和(东)南块的安山岩、流纹岩与同一岩块的玄武岩在 $w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})$ 上没有明显的差别, 都低于 0.705 000, 而(东)北块的安山岩、流纹岩与同一岩区的玄武岩相比有明显高的 $w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})$.

图 3 所表示的是不同区块基底火山岩的 $\epsilon(\text{Nd}, t)$, $w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})$ 差异, 而图 4 所表示的是不同岩石的 $w(^{143}\text{Nd})/w(^{144}\text{Nd}) - w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})$ 不同区块对比: (1) 狭窄的 $w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})$ 变化范

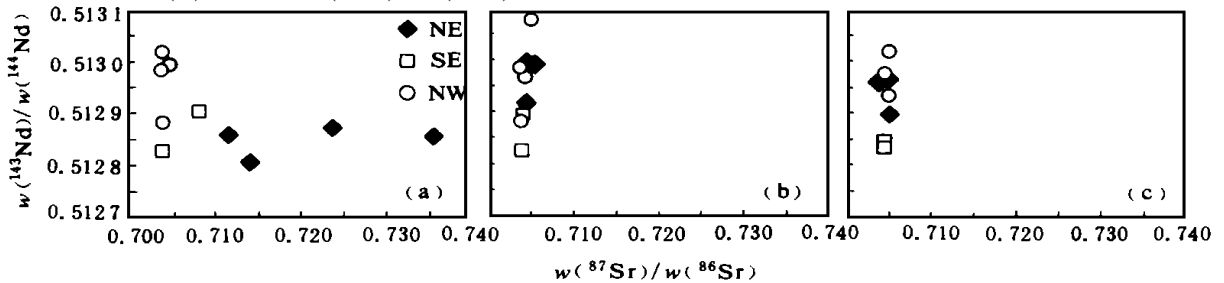


图 4 准噶尔盆地基底火山岩的 $w(^{143}\text{Nd})/w(^{144}\text{Nd}) - w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})$ 对比

Fig. 4 $w(^{143}\text{Nd})/w(^{144}\text{Nd}) - w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})$ diagrams of volcanic rocks in Junggar basin basement, Xinjiang

a. 中钾钙碱性岩系中酸性岩; b. 中钾钙碱性岩系基性岩; c. 高钾钙碱性岩系; NE, SE, NW 分别代表北东、南东、北西三块体

围是准噶尔盆地基底西(北)块和(东)南块的共同特征, 然而西(北)块的 $\epsilon(\text{Nd}, t)$ 值不论是中钾钙碱性岩系中酸性岩石、基性岩石还是高钾钙碱性岩系岩石均明显高于(东)南块相应岩石类型的 $\epsilon(\text{Nd}, t)$ 值; (2) 高 $w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})$ 值且变化大是(东)北块中钾钙碱性岩系中酸性岩石的特征; (3) 尽管各区块的中钾钙碱性岩系基性岩石和高钾钙碱性岩系岩石的 $\epsilon(\text{Nd}, t)$ 有差别, 但低 $w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})$ 值且变化范围狭窄是它们的共同特点.

4 讨论和结论

4.1 拼合的准噶尔盆地基底

现代大陆地壳是由原始古陆核, 通过大陆边缘增生、改造、对接而逐渐增大形成的, 其中陆边岛弧是大陆增生的主要地区, 因此对岛弧发展演化研究是解开大陆增生的关键科学问题. 何国琦^[10]以板块学说为基础, 吸收了“槽台学说”的一些精华, 结合中国大陆造山带及盆地演化的事实提出了陆间造山带地壳发展的五阶段发展模式. 根据这一模式结合准噶尔盆地周边各造山带的地质特征和建造性质^[11~13]表明:

(1) (东)北准噶尔—阿尔泰地区, 自北向南依次分布着北阿尔泰早古生代非岩浆型被动陆缘区、泥盆纪岩浆型被动陆缘和北准噶尔泥盆纪洋内弧. 所确定的(东)北准洋内弧地壳发育历史是: 奥陶—泥盆纪拉张过渡壳形成阶段; 泥盆纪早期出现洋壳, 并发现有博宁岩系; 晚泥盆—早石炭世由北向南依次发育为会聚型过渡壳; 晚石炭世固结, 二叠纪稳定成陆.

(2) 西(北)准噶尔—西(北)缘造山带为古生代弧盆系. 自早奥陶世起为非岩浆型被动陆缘拉张过

渡壳开始形成,经历了中奥陶世、中志留世二次洋壳,晚志留—早石炭世自西向东依次为弧后盆地型汇聚过渡壳发展阶段,中石炭世固结成陆,二叠纪陆内稳定阶段。

(3)(东)南准噶尔—克拉美丽山以南,自南向北依次分布着觉罗塔格石炭纪岩浆型被动陆缘和博格达石炭纪坳拉谷。这一坳拉谷发育历史是:准噶尔地块与吐鲁番—哈密地块原为一整体,早石炭世开始拉张发育博格达坳拉谷,拉张到接近洋壳的条件,但没有出现典型的洋壳而中途夭折;中石炭世即进入汇聚阶段,形成海陆交互的汇聚过渡壳,早二叠世固结成陆。

从上述准噶尔盆地周缘造山带 3 个不同地区古生代地壳发展演化历史,可以为分析准噶尔盆地内古生代大陆地壳提供借鉴,而盆内火山岩建造分析及火山岩区的划分,又是将盆内古生代地壳发展演化与造山带古生代地壳演化耦合起来的一项不可缺少的重要内容。总的来说,近年来准噶尔盆地周缘造山带古生代构造特征、古生物、沉积建造、火山岩、侵入岩的综合研究表明^[14~16],不管是(东)北准噶尔—阿尔泰地区,还是西(北)准噶尔—哈萨克斯坦地区,或是(东)南准噶尔—克拉美丽山与中东天山地区,都是一套大陆周边的岛弧环境。虽然不同地区经历的具体过程在时间上有差异,各研究者对岛弧体系划分的方案各异,术语不同,但对其构造环境属岛弧体系的认识都是一致的,我们也持相似的观点。

不同成熟程度的陆壳岩石有不同的 $w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})$ (或 $w(\text{Rb})/w(\text{Sr})$), $w(^{143}\text{Nd})/w(^{144}\text{Nd})$ (或 $w(\text{Nd})/w(\text{Sm})$) 比值,一般而言,较高成熟度的陆壳有较高的 $w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})$ (或 $w(\text{Rb})/w(\text{Sr})$) 和较低的 $w(^{143}\text{Nd})/w(^{144}\text{Nd})$ (或 $w(\text{Nd})/w(\text{Sm})$) 比值,因此准噶尔盆地基底火山岩石的 Sr—Nd 同位素差异可能反映着各不同岛弧体系演化历史及进程的差别。准噶尔盆地夹持于哈萨克斯坦板块、塔里木板块、西伯利亚板块三块体之间的特殊位置,特有的三角形盆地形态和盆地基底火山岩特征,特别是 Sr, Nd 同位素所表现出的区块差异,可能表示准噶尔盆地基底属性上由分属哈萨克斯坦板块、塔里木板块(?)和西伯利亚板块刚性体外围的具不同演化历史的岛弧体系经构造软碰撞拼合而成。

4.2 中生代的基底改造作用

准噶尔盆地周边地区的后碰撞幔源岩浆岩研究^[17]和盆地基底地球物理研究^[2,6,7]指示盆地基底

下地壳有底侵的基性岩浆存在。盆地基底火山岩不论是基性岩还是中酸性岩,也不论是中钾钙碱性岩系岩石还是高钾钙碱性岩系岩石都有正的 $\epsilon(\text{Nd}, t)$ 值,表明各区块基底火山岩都以地幔成分为主;不同区块的盆地基底火山岩石中所有的高钾钙碱性岩系岩石都存在相似的狭窄 $w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})$ (图 4c),进一步表明拼合晚期所经历的共同壳—幔作用的影响。沿构造拼合的块体边界(见图 1)岩石普遍发生绿片岩相的变质作用,我们把它理解为构造拼合带本身也代表构造薄弱带,是热和流体传输的良好通道。除(东)北块和(东)南块少数样品(如 K211)的单颗粒年龄结果与原定地层时代相似外,大部分明显低于原定地层时代并明显集中在 191~225 Ma 范围内,而且这些年龄值与侵入于早石炭世中的构造后黑云母—二长花岗岩中结晶锆石年龄相当,可能也表明块体拼合后的岩浆热事件在盆地基底岩石的重要影响,看来发生于中生代的强烈壳—幔作用(如基性岩浆底侵作用)及其所引发的地壳熔融作用(如构造后花岗岩的形成)进一步改造了准噶尔盆地的基底性质。

感谢国土资源部壳—幔体系物质组成与交换开放研究实验室凌文黎副教授、王林森副教授和中国地质大学(武汉)路凤香教授在样品测试和成文中所提供的帮助!

参考文献:

- [1] 杨宗仁. 准噶尔盆地基底性质及演化[J]. 新疆石油地质, 1987, 8(2): 42~45.
- [2] 吴庆福. 论准噶尔中间地块的存在及其在哈萨克斯坦板块演化中的位置[A]. 见: 中国北方板块构造论文集编委会编. 中国北方板块构造论文集(2)[C]. 北京: 地质出版社, 1987. 29~38.
- [3] 涂光炽. 新疆北部固体地球科学新进展[M]. 北京: 科学出版社, 1993.
- [4] 肖序常. 新疆北部及其邻区大地构造[M]. 北京: 地质出版社, 1992.
- [5] 张耀荣. 准噶尔盆地区域构造再认识[M]. 新疆石油地质, 1988, 9(4): 1~13.
- [6] 袁学诚, 左愚, 徐新忠. 阿—阿断面与西夏克拉通[J]. 新疆地质科学, 1994, (5): 1~18.
- [7] 江远达. 关于准噶尔地区基底问题的初步探讨[J]. 新疆地质, 1984, (2): 11~16.
- [8] Coleman, R. G. Continental growth of Northwest China [J]. Tectonics, 1989, 8: 621~635.
- [9] 陈道公, 支霞臣, 夏群科. 大别—苏鲁超高压变质地区同

- 位素地质年代学研究进展[A].见:地球和空间科学进展[C].合肥:中国科学技术大学出版社,1998. 47~54.
- [10] 何国琦,李茂松,刘德权.中国新疆古生代地壳演化及成矿[M].乌鲁木齐:新疆人民出版社;香港:香港文化教育出版社,1994. 437.
- [11] 刘德权.新疆北疆准噶尔泥盆纪洋内弧迹博宁岩[J].新疆地质,1993, (1): 21~35.
- [12] 李继亮.碰撞造山带大地构造相[M].南京:南京大学出版社,1992. 9~21.
- [13] 于素华.准噶尔盆地北缘大地构造问题探讨[J].新疆地质,1996, 14(1): 78~85.
- [14] 王广瑞.新疆北部及邻区构造单元与地质发展史[J].新疆地质,1996, 14(1): 12~27.
- [15] 张梓歆,王宝喻.兴蒙-新疆北部及邻区早古生代古生物地理区系[J].新疆地质,1996, 14(1): 37~47.
- [16] 崔可瑞,施央申,洪建明.新疆北天山晚古生代蛇绿混杂岩的变形研究[J].新疆地质,1996, 14(1): 48~54.
- [17] 韩宝福,何国琦,王式枕.后碰撞幔源岩浆活动、底垫作用及准噶尔盆地基底的性质[J].中国科学(D辑),1999, 29(1): 16~21.

NATURE AND EVOLUTION OF AMALGAMATED BASEMENT OF JUNGGAR BASIN, NORTHWESTERN CHINA: Sr-Nd ISOTOPE EVIDENCES OF BASEMENT IGNEOUS ROCK

Zheng Jianping¹ Wang Fangzheng¹ Cheng Zhongmei¹ Wu Xiaozhi² Zhang Yijie²

(1. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China; 2. Research Institute of Xinjiang Oil Administration Bureau, Karamay 830000, China)

Abstract: The basement of Junggar basin in the shape of triangle, interspersed in the Tarim plate, Siberia plate and Kazakhstan plate, is the key to initiating the dispute on the Xinjiang geological evolution. The igneous rocks of basement act as the role of "igneous probe". On the basis of the research into the detailed lithofacies, major elements and trace elements, the age dating research results of Sr-Nd isotope and zircon grain of the igneous rocks in different regions, together with the comprehensive results in Palaeozoic tectonic history, palaeontology, sedimentary formation, igneous rocks, intrusive rocks in the orogenic zone around the basin, indicate that the Junggar basement may have been a product of the soft collision and matching in tectonics between island arc systems located in the periphery of rigid bodies of the Kazakhstan plate, Tarim plates (?) and Siberia plate that occurred in different stages of the Paleozoic and subsequently experienced Mesozoic modification by tectonic-magmatic thermal events (such as the basic magmatic basal erosion).

Key words: Junggar basin basement; volcanic rock; Sr-Nd isotope; grained zircon age; tectonic amalgamation; Mesozoic modification.