

藏北唐古拉山木乃中生代末花岗岩 地球化学特征及其构造环境意义

段志明, 李 勇, 张 毅, 李亚林
(成都理工大学沉积地质研究所, 四川 成都 610059)

【摘 要】 根据花岗岩同源岩浆演化序列, 将唐古拉山北坡木乃复式花岗岩体划分为 5 个单元, 归并为木乃超单元。岩石类型依次为紫苏辉石石英二长岩、石英二长岩、二长花岗岩和石英二长斑岩。精确的锆石 U-Pb 法测年及磷灰石裂变径迹定年表明, 它们侵位于晚白垩世晚期, 冷却于古新世末。岩石地球化学以贫硅、富钾、贫铝、轻稀土强烈富集、 δEu 负异常较明显为特征, 初始锶同位素比值($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 为 0.706 039~0.711 251, 上述岩石及岩石地球化学和同位素组成揭示了一个壳幔混熔的物源区。研究表明, 中生代末花岗岩浆起源于壳幔混熔, 为印-亚早期碰撞的产物, 属同碰撞-晚造山期壳幔型花岗岩。

【关键词】 中生代末花岗岩; 地球化学; 构造环境; 木乃

中图分类号: P619.22⁺.2 文献标识码: A

文章编号: 1001-6872(2005)01-0052-06

木乃石英二长岩体位于青藏高原腹地的唐古拉山北坡, 平均海拔在 5 300 m 以上, 长期以来一直被视为人类生存的禁区。区内地质研究程度相对较低, 1990 年中-英青藏高原综合地质考察队对木乃山花岗岩(严格意义上讲是对木乃花岗岩转石)进行了简要评述^[1], 1994 年青海省地矿局区调队完成了 1:20×10⁴ 雁石坪幅、索加幅区域地质调查, 将木乃花岗岩划归独立侵入体, 依据龙亚拉幅同类花岗岩体 Rb-Sr 同位素资料(162.62 MaBP), 将其归属燕山期, 而 1:20×10⁴ 雁石坪幅地质图上标注的 K-Ar 同位素测年值 56.3 MaBP, 则无据可查。与

藏南喜马拉雅^[2]和藏北昆仑花岗岩^[3]相比, 对青藏高原腹地羌塘地区, 尤其是对唐古拉山北坡木乃地区具有特殊意义的石英二长岩专项研究却较为滞后, 研究程度偏低。问题的关键是印度板块向北俯冲到欧亚板块之下, 对青藏高原造山演化产生了何种影响? 羌塘地体唐古拉山花岗岩带是否是印-亚碰撞的构造响应? 在新一轮国土资源大调查青藏高原中部羌塘地区 1:25×10⁴ 区域地质调查中, 针对木乃地区石英二长岩进行了详细研究, 采用精确的锆石 U-Pb 法测年、磷灰石裂变径迹定年和初始锶同位素比值的测定, 以期进一步确定这些花岗岩体的形

收稿日期: 2004-10-30; 改回日期: 2005-01-07

基金项目: 中国地质调查局 1:25×10⁴ 温泉兵站幅(I46C003002)区域地质调查及国家自然科学基金(40202022)

作者简介: 段志明, 男, 42 岁, 博士生, 岩石学及第四纪地质学专业, 研究方向: 沉积盆地与活动构造。

青海省区调综合地质大队。中华人民共和国区域地质调查报告(1:20×10⁴) 雁石坪幅、索加幅、唐古拉山口幅、龙亚拉幅, 1993。

成时代及大陆动力学背景。

1 地质概况

木乃二长岩体位于青藏高原腹地, 大地构造地处羌塘地体中央隆起带唐古拉山北坡, 地理坐标介于 33°20′~33°30′N, 92°15′~92°30′E, 北与拉竹龙-金沙江缝合带毗邻, 南与班公湖-怒江缝合带相界(图 1)。区内主要由中、上侏罗统雀莫错组—雪山组

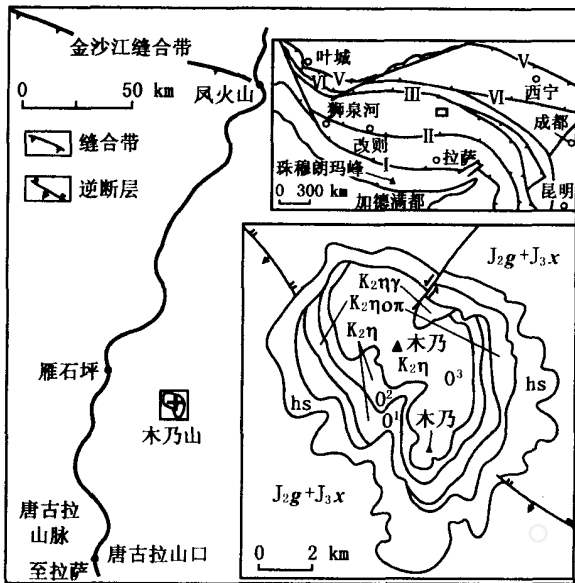


图 1 木乃花岗岩地质简图

K₂n_π 赛日涌单元; K₂n_γ 布曲单元; K₂n_δ 木乃单元; K₂n_ε 达巧陇巴单元; K₂n_ζ 达宗玛单元; J₂g+J₃x 侏罗系雀莫错组—雪山组; hs 角岩带; I~VI 缝合带编号

和白垩纪地层组成, 为一套浅海相和海陆交互相沉积, 厚度达 3 800 m; 地体内的变形主要发生在中生代末, 以南北相挤压为特征^[4], 除上述地质体外, 区内还存在若干花岗岩体, 如木乃、布曲、直钦桑纳玛岩体等。鉴于 1 20×10⁴ 区调无同位素测年数据, 对该区花岗岩体重新进行高精度测年的研究具有重

要意义。

木乃花岗岩岩体呈岩珠状产出, 出露面积约 56 km², 侵入于中、上侏罗统雀莫错组—雪山组中, 其侵入接触界线清楚, 呈锯齿状, 岩体内缺乏定向构造, 并在围岩中形成宽 500 m~1 500 m 的热接触变质堇青石、红柱石长英质角岩带。

2 单元划分及其岩石学特征和形成时代

根据花岗岩类区岩石谱系单位等级体制(侵入体 单元 超单元)划分原则, 通过系统的剖面测制和地质填图, 将木乃复式花岗岩体分解出 6 个侵入体, 划分为 5 个单元, 归并为木乃超单元(表 1)。

表 1 木乃花岗岩单元、超单元划分表
Table 1 Subdivision of Muna granite units and super-units

| 地质年代 | 岩石谱系单位 | | 岩性 | 演化特征 | | 接触关系 | |
|------|--------|------|-------------------|----------------------|------------------|----------------|---------|
| | 名称 | 代号 | | 结构序列 | 成分序列 | | |
| 晚白垩世 | 木乃超单元 | 赛日涌 | K ₂ ηπ | 灰白、浅肉红色细粒石英二长斑岩 | 二期结构 一期结构 | 正长岩 二长岩 | 超动脉脉动脉动 |
| | | 布曲 | K ₂ ηγ | 灰、灰白色似斑状中粗粒黑云二长花岗岩 | | | |
| | | 木乃 | K ₂ ηδ | 肉红色似斑状粗粒黑云石英二长岩 | | | |
| | | 达巧陇巴 | K ₂ ηε | 灰、浅灰色似斑状中粗粒黑云石英二长岩 | | | |
| | | 达宗玛 | K ₂ ηζ | 灰、深灰色似斑状中细粒黑云辉石石英二长岩 | | | |

木乃花岗岩体岩石组合为中细粒辉石石英二长岩 中粗粒石英二长岩 粗粒石英二长岩 中粗粒二长花岗岩 细粒石英二长斑岩, 具明显的成分和结构演化序列, 岩石主要由钾长石、斜长石、石英、黑云母及少量的紫苏辉石、单斜辉石、角闪石和金云母等组成, 副矿物有锆石、榍石、磷灰石及金属矿物等。其中斜长石为中长石, 较酸性者可出现更长石(表 2)。

表 2 花岗岩类造岩矿物电子探针分析结果 .w(B)/%^[1]

Table 2 Microprobe analysis results(5) of main rock-forming minerals(in percentage)

| 岩性 | 矿物 | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | 总量 |
|-------|------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------------------|------------------|--------|
| 石英二长岩 | 金云母 | 42.53 | 12.94 | 3.92 | 0.00 | 7.55 | 0.03 | 20.85 | 0.00 | 0.59 | 8.70 | 97.11 |
| | 单斜辉石 | 55.28 | 0.86 | 0.35 | 0.03 | 19.02 | 0.39 | 23.77 | 1.12 | 0.05 | 0.01 | 100.88 |
| | 斜长石 | 58.59 | 26.77 | 0.10 | 0.00 | 0.26 | 0.00 | 0.02 | 8.16 | 7.04 | 0.32 | 101.26 |
| 岩性 | 矿物 | Si | Al | Ti | Cr | Fe | Mn | Mg | Ca | Na | K | 总量 |
| 石英二长岩 | 金云母 | 5.946 | 2.132 | 0.421 | 0.000 | 0.882 | 0.003 | 4.346 | 0.000 | 0.161 | 1.551 | 15.442 |
| | 单斜辉石 | 1.997 | 0.037 | 0.009 | 0.010 | 0.593 | 0.012 | 1.280 | 0.043 | 0.004 | 0.000 | 3.985 |
| | 斜长石 | 10.377 | 5.588 | 0.014 | 0.000 | 0.039 | 0.000 | 0.005 | 1.549 | 2.419 | 0.071 | 20.062 |

粗粒石英二长岩的单颗粒锆石 U-Pb 同位素经国土资源部天津地质矿产研究所同位素地质研究室测试同位素分析成果(表 3), 应用 ISOPLOT 软件进行

处理得出²⁰⁶Pb/²³⁸U-²⁰⁷Pb/²³⁵U 谐和图(图 2), ²⁰⁶Pb/²³⁸U 表面年龄统计权重平均值为(67.1±2.0) MaBP, 代表花岗岩浆侵位时代; 此外, 还在木乃山

于 5 650 m~ 5 250 m 海拔, 以每件样品高程间距为 100 m, 共采集 5 件裂变径迹样品, 送澳大利亚墨尔本大学作磷灰石裂变径迹测年(测年数据及磷灰石裂变径迹和谐图另文发表), Central Age 值分别为 (66.9 ± 10.9) MaBP, (66.7 ± 16.1) MaBP, (65.2 ± 9.9) MaBP, (55.8 ± 5.4) MaBP, (55.6 ± 7.5) MaBP, 代表花岗岩浆的冷却年龄。青藏高原羌塘地体的古地温梯度为 2.45 °C/100 m~ 2.68 °C/100 m^[5], 磷灰石冷却温度为 120 °C, 据此求得的木乃花

岗岩浆成岩深度(就位深度)为 4 500 m~ 4 900 m, 岩体的平均剥蚀速率为 0.006 7 cm/a~ 0.008 9 cm/a。

3 岩石化学及岩石地球化学特征

木乃花岗岩岩石化学分析结果见表 4, 岩石化学成分以贫硅、铝, 富钾为特征, $K_2O > Na_2O$, $Al_2O_3/(K_2O + Na_2O + CaO)$ 比值 0.66~ 1.05, 随着

表 3 花岗岩类单颗粒锆石 U-Pb 同位素分析结果

Table 3 The analysis result of single-grain zircon U-Pb isotope of the granite body

| 样品情况 | | $w(B)/10^{-9}$ | | | $w(Pb)$ /% | 同位素原子比率 ¹⁾ | | | | | 表面年龄/Ma | | |
|------|--------------|----------------|-------|----|---------------|-----------------------|---------------------|--------------------|---------------------|---------------------|--------------------|---------------------|---------------------|
| 点号 | 锆石特征 | 重量/ μg | U | Pb | | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{206}Pb$ | $^{206}Pb/^{238}U$ | $^{207}Pb/^{235}Pb$ | $^{207}Pb/^{206}Pb$ | $^{206}Pb/^{238}U$ | $^{207}Pb/^{235}Pb$ | $^{207}Pb/^{206}Pb$ |
| 1 | 无色透明 中长柱状 | 20 | 2 109 | 50 | 0 370 | 72 | 0 180 2 | 0 010 58 5 | 0 069 80 510 | 0 047 88 330 | 67. 8 | 68. 5 | 93. 2 |
| 2 | 无色透明 细长柱状 | 30 | 961 | 21 | 0 210 | 81 | 0 246 0 | 0 010 50 7 | 0 068 62 782 | 0 047 41 512 | 67. 3 | 67. 4 | 69. 7 |
| 3 | 无色透明 中长柱状 | 20 | 1 672 | 29 | 0 150 | 118 | 0 194 1 | 0 010 33 6 | 0 069 31 707 | 0 048 68 471 | 66. 2 | 68. 0 | 132. 6 |

注: 天津地质矿产研究所同位素地质研究室测试

岩石 SiO_2 质量分数的增加, SiO_2 和 K_2O 呈较好的正相关关系, 由 $AR-w(SiO_2)$ 图解(图 3)并结合里特曼指数(δ 为 1.60~ 4.22, 绝大部分在 1.8~ 3.3 之间)可知, 岩石属钙碱性系列, 在 R_1-R_2 图解中(图 4), 多数点落入碰撞后隆起期花岗岩及造山晚期花岗岩区; 岩石稀土元素丰度见表 5, ΣREE 175.84 × 10⁶~ 361.86 × 10⁶, $LREE/HREE$ 比值 4.00~ 14.13, 轻稀土强烈富集, δEu 0.35~ 0.88, 铕异常明显, 配分曲线右倾(图 5), 显示了极强的稀土分馏, 岩石稀土向 δEu 负异常增强, $LREE/HREE$ 比值减小的方向演化; $Rb-Sr$ 同位素送国土资源部天津地质矿产研究所同位素室测试表明(表 6), 初始锶同位素比值($^{87}Sr/^{86}Sr$) 为 0.706 039~ 0.711 251, 为中等锶花岗岩^[6], 在微量元素 $Rb-(Yb+Ta)$ 图解中

(图 6), 点都落入同碰撞花岗岩区。上述岩石化学及岩石地球化学和同位素组成揭示了一个壳幔混熔的物源区, 属同碰撞-晚造山期壳幔型花岗岩。

4 关于岩石成因及其构造环境意义的讨论

青藏高原隆升和崛起是晚白垩世以来发生的最重大的地质事件之一。青藏高原是由被 5 条缝合带分隔的 6 个地体组合而成的(图 1), 高原的地质历史是印度洋板块向北俯冲, 特提斯海依次向南退缩, 各地体依次拼合, 造山成陆的演化过程^[7]。一般把高原的厚地壳归结为印度与欧亚板块大约于晚白垩世以来^[8~ 12]的碰撞及随后的陆内汇聚。赵文津等^[13]通

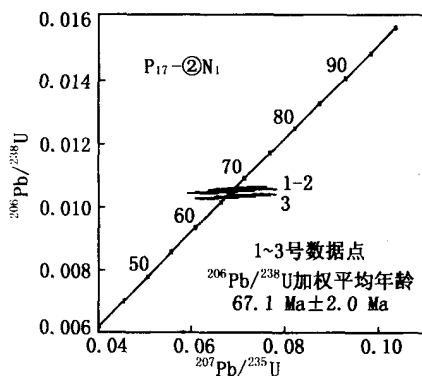


图 2 花岗岩体单颗粒锆石 U-Pb 谐和图

Fig. 2 Single-grain zircon U-Pb concordancy diagram of granite body

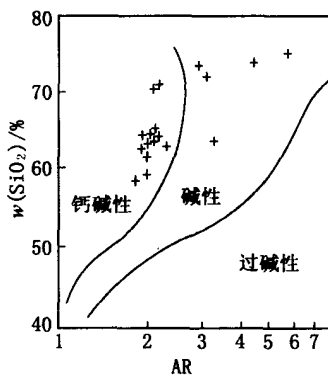


图 3 $AR-w(SiO_2)$ 图解(据 Wright, 1969)

Fig. 3 $AR-w(SiO_2)$ diagram (after Wright, 1969)

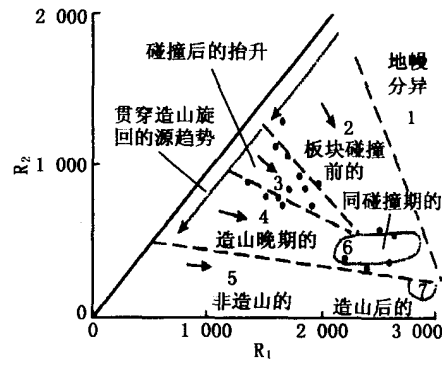


图 4 R_1-R_2 多阳离子图解(据 Batchelor R. A. et al., 1985)

1. 地幔斜长花岗岩; 2. 活动板块边缘花岗岩; 3. 碰撞后隆起花岗岩; 4. 造山晚期花岗岩; 5. 非造山花岗岩; 6. 同碰撞花岗岩; 7. 造山后的 A 型花岗岩

Fig. 4 R_1-R_2 of cations

表 4 花岗岩类岩石化学组成 .w (B) /%

Table 4 Bulk-rock chemical compositions of granitoid rocks (in percentage)

| 单元 | 序号 | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | Loss | 总量 |
|-------------------|----|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|--------|
| K ₂ ηπ | 1 | 63.60 | 15.89 | 0.60 | 0.62 | 0.64 | 0.03 | 1.95 | 4.86 | 5.55 | 3.69 | 0.11 | 2.11 | 99.65 |
| | 2 | 70.72 | 14.49 | 0.30 | 1.13 | 0.92 | 0.06 | 2.05 | 1.83 | 3.15 | 5.42 | 0.13 | 0.32 | 100.52 |
| | 3 | 70.12 | 15.36 | 0.29 | 0.42 | 1.32 | 0.03 | 0.89 | 2.71 | 3.36 | 4.00 | 0.07 | 0.65 | 99.22 |
| K ₂ ηγ | 4 | 74.30 | 14.30 | 0.18 | 1.07 | 0.16 | 0.05 | 0.16 | 1.14 | 5.45 | 1.63 | 0.09 | 1.44 | 99.97 |
| | 5 | 73.10 | 13.47 | 0.15 | 1.01 | 0.75 | 0.02 | 0.24 | 0.90 | 3.55 | 4.98 | 0.11 | 1.62 | 99.90 |
| | 6 | 71.89 | 13.59 | 0.21 | 1.15 | 0.73 | 0.01 | 0.24 | 1.22 | 3.84 | 4.98 | 0.11 | 1.76 | 99.73 |
| K ₂ ηδ | 7 | 63.4 | 15.43 | 0.76 | 1.89 | 2.57 | 0.06 | 2.62 | 3.78 | 3.88 | 4.61 | 0.34 | 0.61 | 99.95 |
| | 8 | 63.96 | 16.13 | 0.68 | 1.10 | 1.91 | 0.04 | 1.98 | 4.03 | 3.76 | 5.65 | 0.23 | 0.70 | 100.17 |
| | 9 | 62.42 | 15.95 | 0.79 | 1.97 | 2.25 | 0.07 | 2.11 | 5.09 | 3.36 | 4.44 | 0.12 | 0.73 | 99.30 |
| K ₂ ηε | 10 | 63.06 | 15.86 | 0.85 | 2.27 | 1.92 | 0.10 | 2.46 | 4.23 | 3.48 | 4.91 | 0.24 | 0.69 | 100.07 |
| | 11 | 64.30 | 15.87 | 0.77 | 1.79 | 1.77 | 0.06 | 2.11 | 4.63 | 3.36 | 4.44 | 0.06 | 0.42 | 99.58 |
| | 12 | 64.08 | 15.72 | 0.72 | 1.92 | 2.19 | 0.07 | 2.15 | 4.29 | 3.51 | 4.44 | 0.12 | 0.80 | 100.01 |
| K ₂ ηζ | 13 | 63.88 | 15.37 | 0.84 | 2.32 | 1.78 | 0.09 | 2.54 | 3.37 | 3.54 | 5.29 | 0.28 | 0.97 | 100.27 |
| | 14 | 65.44 | 15.36 | 0.66 | 1.90 | 1.92 | 0.06 | 1.66 | 3.78 | 3.46 | 4.74 | 0.075 | 0.60 | 99.655 |
| | 15 | 58.26 | 15.65 | 0.83 | 2.12 | 2.89 | 0.09 | 4.38 | 7.23 | 3.26 | 4.00 | 0.16 | 0.82 | 99.69 |
| K ₂ ηη | 16 | 59.60 | 15.74 | 0.90 | 2.14 | 3.11 | 0.14 | 4.02 | 5.83 | 3.59 | 4.07 | 0.35 | 0.73 | 100.22 |
| | 17 | 62.38 | 15.09 | 0.92 | 2.41 | 2.35 | 0.07 | 1.30 | 6.67 | 3.56 | 4.55 | 0.08 | 0.62 | 100.00 |

注: 由四川地勘局攀枝花地检检测中心测试; 5~8 号样品引自青海省地矿局 1:20×10⁴ 雁石坪、索加幅区域地质调查报告, 1994

表 5 花岗岩类岩石的稀土元素与微量元素丰度 .w (B) /10⁻⁹

Table 5 REE and trace element abundances of granitoid rocks (in [×10⁻⁹])

| 单元代号 | K ₂ ηδ | | K ₂ ηε | | K ₂ ηζ | | K ₂ ηγ | K ₂ ηπ | |
|-------------------------|-------------------|--------|-------------------|--------|-------------------|--------|-------------------|-------------------|--------|
| 序号 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| La | 33.55 | 27.09 | 26.59 | 30.07 | 87.85 | 26.92 | 18.31 | 18.28 | |
| Ce | 195.30 | 161.70 | 155.10 | 182.80 | 149.90 | 146.80 | 98.08 | 125.70 | 103.12 |
| Nd | 50.98 | 43.29 | 34.54 | 54.86 | 71.12 | 35.33 | 23.72 | 58.68 | 21.84 |
| Sm | 10.01 | 9.10 | 7.73 | 8.53 | 9.46 | 7.27 | 5.49 | 11.57 | 4.73 |
| Eu | 1.74 | 2.14 | 1.82 | 1.96 | 1.89 | 1.92 | 0.72 | 1.33 | 1.51 |
| Tb | 2.12 | 1.74 | 1.88 | 1.78 | 1.24 | 1.74 | 1.12 | 1.78 | 0.91 |
| Yb | 3.15 | 2.51 | 2.28 | 3.37 | 2.28 | 2.82 | 2.81 | 4.19 | 1.98 |
| Lu | 0.39 | 0.33 | 0.30 | 0.42 | 0.28 | 0.27 | 0.32 | 0.54 | 0.23 |
| ΣREE ¹⁾ | 347.92 | 289.71 | 271.96 | 329.74 | 361.86 | 263.23 | 177.83 | 292.34 | 175.84 |
| LREE/HREE ¹⁾ | 7.87 | 8.04 | 7.09 | 8.54 | 14.13 | 4.00 | 6.65 | 7.03 | 8.65 |
| δEu | 0.44 | 0.62 | 0.54 | 0.61 | 0.64 | 0.63 | 0.35 | 0.35 | 0.88 |
| Sc | 10.97 | 14.54 | 9.00 | 8.97 | 9.20 | 10.87 | 4.64 | 8.74 | 6.25 |
| Cr | 59 | 99 | 46 | 47 | 44 | 56 | 8 | 60 | 25 |
| Co | 25.5 | 26.3 | 24.1 | 24.7 | 31.3 | 22.6 | 30.7 | 12.3 | 21.2 |
| Ni | 59 | 38 | 6 | 24 | 57 | 24 | 9 | 15 | 6 |
| Zn | 58 | 52 | 50 | 61 | 30 | 45 | 117 | 21 | 119 |
| Rb | 219 | 143 | 198 | 225 | 168 | 195 | 64 | 162 | 242 |
| Sr | 687 | 981 | 527 | 729 | 863 | 726 | 40 | 301 | 594 |
| Cs | 15.3 | 11.2 | 13.8 | 18.0 | 8.3 | 13.0 | 1.1 | 3.3 | 27.9 |
| Ba | 1226 | 1665 | 1237 | 1287 | 1556 | 1515 | 159 | 963 | 942 |
| Zr | 597 | 365 | 407 | 398 | 105 | 141 | 128 | 342 | 73 |
| Hf | 12.0 | 5.1 | 7.5 | 10.5 | 4.1 | 5.1 | 4.6 | 7.9 | 4.0 |
| Ta | 2.72 | 1.62 | 1.97 | 1.72 | 2.18 | 1.56 | 1.70 | 2.40 | 2.35 |
| Th | 33.44 | 19.31 | 27.16 | 35.64 | 19.87 | 19.99 | 21.68 | 27.13 | 25.10 |
| U | 5.4 | 4.3 | 3.9 | 4.1 | 4.1 | 1.8 | 2.9 | 5.0 | 3.8 |
| As | 14.8 | 10.1 | 12.7 | 10.5 | 5.0 | 8.6 | 0.1 | 14.1 | 17.0 |
| Sb | 0.2 | 0.3 | 0.5 | 0.9 | 1.7 | 0.4 | 0.6 | 2.0 | 0.9 |
| Ag | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 |
| Mo | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.9 | 1.5 | 1.4 |
| W | 211.8 | 148.2 | 258.5 | 251.5 | 257.3 | 195.1 | 409.0 | 98.6 | 248.4 |
| Se | 3.2 | 1.7 | 0.1 | 0.5 | 0.7 | 0.1 | 1.0 | 0.1 | 0.6 |
| Cu | 17 | 15 | 23 | 28 | 16 | 15 | 22 | 20 | 15 |
| Pb | 31 | 29 | 26 | 27 | 28 | 28 | 24 | 24 | 29 |

测试单位: 成都理工大学应用核技术研究所分析, 2003; 1) ΣREE, LREE 和 HREE 值, 均系根据实测的 8 个元素值, 通过内插法求得 14 个稀土元素而计算的总量

过 NDEPTH 剖面数据, 提出印度大陆地壳分层俯冲到特提斯喜马拉雅之下, 壳内低速层 MHT、Moho、软流圈顶界及软流圈内 180 km 深的界面作为应力调整层。Hauck 等通过 NDEPTH 项目发现 STDS 沿造山带延伸达 2 000 km 以上, 并伸入 27 km 的地下深处, STDS 与 MHT 在地下深部呈会聚趋势。随着昆仑洋盆、金沙

表 6 花岗岩类的 Rb-Sr 同位素地球化学数据表

Table 6 Rb-Sr isotopic geochemical data for granitoid rocks

| 编号 | 单元代号 | w (Rb) /10 ⁻⁹ | w (Sr) /10 ⁻⁹ | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(2σ) ¹⁾ |
|-----------------------------------|-------------------|--------------------------|--------------------------|------------------------------------|--|
| P ₁₇ -5WD ₁ | K ₂ ηπ | 384.842 | 605.108 | 4 | 0.707 108(7) |
| D ₂₀₅₂ WD ₁ | K ₂ ηγ | 145.799 | 6.114 540 | 3 | 0.711 251(11) |
| P ₁₇ -2WD ₁ | K ₂ ηδ | 484.297 | 9.1777 435 | 4 | 0.706 039(7) |
| P ₂₈ -5WD ₁ | K ₂ ηε | 407.085 | 1.358 087 | 0 | 0.706 309(11) |
| P ₂₉ -4WD ₁ | K ₂ ηζ | 420.743 | 2.1332 378 | 3 | 0.706 379(7) |

注: 由天津地质矿产研究所同位素室测试; 1) 括号内的数字 2σ 为实测误差, 例如(10)表示 ±0.000 010

江洋盆、班公错-怒江洋盆及雅鲁藏布江洋盆的消减和随后的碰撞过程中都会发生明显的地壳加厚及地

形隆起,特别是在青藏高原腹地的羌塘地区,自三叠纪末金沙江洋盆闭合以来,本区一直继续着汇聚作用。三叠纪末,伴随拉竹龙-金沙江缝合带的闭合,昆仑地体产生向南逆冲和构造加载作用,在被动大陆边缘多岛洋体制下,形成羌塘复合型前陆盆地^[14],并持续发展至早白垩世。晚侏罗世—早白垩世,由于班公错-怒江洋由东向西逐渐闭合,拉萨地体向北俯

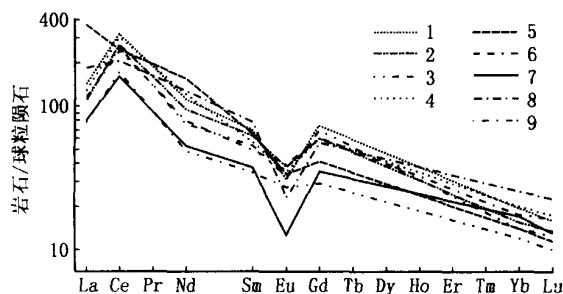


图5 稀土元素球粒陨石标准化曲线(1~9为表5中的样品号)

Fig 5 Chondrite normalized REE patterns

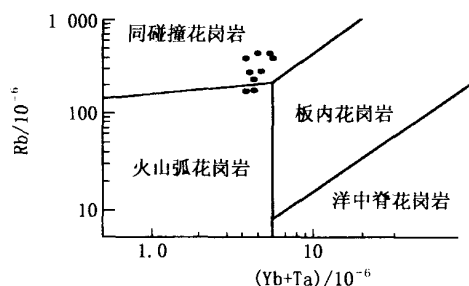


图6 Rb-(Yb+Ta) 差别图解(据 Pearce J A, 1984)

Fig 6 Rb-(Yb+Ta) discriminant diagram

冲于羌塘地体之下,加之昆仑地体向南仰冲,羌塘地体从此结束了海相沉积,并引起羌塘地体的缩短、加厚及地形隆起,唐古拉山出现。班公错-怒江洋盆的形成演化仅限于侏罗纪,这可从放射虫硅质岩、浊积岩及蛇绿岩的时代得到证实^[15]。

晚白垩世以来,由于印度洋发生的海底扩张加速了新特提斯洋的消亡,新特提斯洋壳在晚白垩世中-晚期沿延伸长达2000 km的STDS向北俯冲一直到班公错-怒江缝合带,受阻于岩石圈巨厚的较“软”的羌塘地体,在拉萨地体形成冈底斯岛弧带,并在北侧发育了白垩纪末至老第三纪的弧后盆地;同时,强大的陆内汇聚作用,使羌塘地体发生挤压造山

运动,地壳缩短,岩石圈增厚,由于热动力结果,部分地幔物质被挤进地壳内部,形成壳幔混合层,岩石密度不断增加,处于重力不稳定的状态,通过拆沉及底侵作用进而导致软流圈物质的热扰动上涌,上涌的软流圈物质伸展减压引起部分熔融,从而诱发了羌塘地体板内地幔柱岩浆活动,形成同碰撞的壳幔混熔花岗岩浆,沿剪切破碎带脉动、涌动上侵,在远离印-亚碰撞带达400 km的唐古拉山北坡木乃形成同碰撞期-晚造山期的壳幔型远源花岗岩体(67.1 Ma ± 2.0 Ma)。

青藏高原地壳的横向分带纵向分层的特点十分清楚。从亚东-格尔木地学综合大断面研究的结果^[16]可以得知,高原具有3层地壳结构。在上、中、下地壳的界面之间普遍存在上低速低阻层和下低速低阻层,这被解释为局部熔融的岩浆囊。在地下壳底部与莫霍面之间普遍出现厚度不一的“壳-幔混合层”。青藏高原碰撞造山带最显著的特征就是通过逆冲推覆、不均匀缩短加厚和俯冲来实现接近于正常地壳厚度的两倍。羌塘地体作为青藏高原的核部,在侏罗纪末已产生明显的陆壳增生和加厚^[17],是典型的大陆碰撞造山带。岩石圈地幔可以通过拆沉或底侵作用增厚或减薄^[18,19],加厚的岩石圈地壳底部亦可沿“壳-幔混合层”发生某种形式的快速剥离或平流减薄作用^[20]。大量的幔源岩浆的上侵和在Moho面附近的底侵作用及“壳-幔混合层”的快速剥离或平流减薄作用将更有利于下地壳遭受热侵蚀形成熔融体,而大量的幔源岩浆屯积,亦将诱发大规模变质作用和壳内熔融^[21]。另外,青藏高原的挤压缩短和加厚作用可以更好地封闭壳幔岩浆池,使底侵岩浆有更充分条件与陆壳物质相互作用^[22],包括壳幔岩石的熔融作用,幔源岩浆与壳源岩浆的物质交换以及岩浆结晶分离作用等。羌塘地体唐古拉山北部中生代末花岗岩正是在这种特定的构造环境中,通过加厚岩石圈的脱水熔融和沿“壳-幔混合层”发生快速剥离或平流减薄作用而形成的同碰撞-晚造山期壳幔型花岗岩。

综上所述,青藏高原唐古拉山北坡木乃中生代末花岗岩是印-亚早期碰撞之远源效应的产物,为青藏高原隆升事件的构造响应。

Hauck M L, et al A re-examination of NDEPTH-I data: Evidence for STDS continuation to 27 km depth and internal structure of the MHT. 12th Himalaya-Karakorum-Tibet workshop, 1997, 147-148.

许志琴,等. 青藏高原的深部构造物理作用: 地幔底辟及多向陆内俯冲. 青藏高原动力学研究讨论会论文摘要, 1995, 10.

参考文献

- [1] Harrison T M, Grove M, Lovera O M, *et al*. A model for the origin of Himalayan anatexis and inverted metamorphism [J]. *J Geophys Res*, 1998b, 103: 27 017-27 032.
- [2] 袁超, 孙敏, 李继亮. 西昆仑中带两个花岗岩体的年龄和可能的源区[J]. *科学通报*, 1999, 44(5): 534-539.
- [3] 金成伟, Harris N B W, 许荣华, *et al*. 拉萨至格尔木的深成岩[A]. 见: 中英青藏高原综合地质考察队 青藏高原地质演化[C]. 北京: 科学出版社, 1990, 141-159.
- [4] Coward W P, Kidd W S F, 潘耘, *et al*. 拉萨至格尔木的构造[A]. 见: 中英青藏高原综合地质考察队 青藏高原地质演化[C]. 北京: 科学出版社, 1990, 321-347.
- [5] 赵政章, 李永铁, 叶和飞, 等. 青藏高原中生界沉积相及油气储盖层特征[M]. 北京: 科学出版社, 2001, 304.
- [6] 福尔 G, 鲍威尔 J L. 锶同位素地质学[M]. 北京: 科学出版社, 1975.
- [7] 潘裕生, 孔祥儒. 青藏高原岩石圈结构演化和动力学[M]. 广州: 广东科学技术出版社, 1998, 333-428.
- [8] Beck R A, Burbank D W, Sercombe W J, *et al*. Stratigraphic evidence for an early collision between India and Asia [J]. *Nature*, 1995, 373: 55-58.
- [9] 李廷栋. 青藏高原隆升的过程和机制[J]. *地球学报*, 1995, (1): 1-9.
- [10] Rowley D B. Age of initiation of collision between India and Asia: A review of stratigraphic data [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1996, 145: 1-13.
- [11] 王成善, 丁学林. 青藏高原隆升研究新进展综述[J]. *地球科学进展*, 1998, 13(6): 526-532.
- [12] 尹安. 喜马拉雅-青藏高原造山带地质演化——显生宙亚洲大陆生长[J]. *地球学报*, 2001, 22(3): 193-230.
- [13] 赵文津, 纳尔逊 K D, 车敏凯, 等. 喜马拉雅地区深反射地震——揭示印度大陆北缘岩石圈的复杂结构[J]. *地球学报*, 1996, 17(2): 138-152.
- [14] 李勇, 王成善, 伊海生, 等. 青藏高原中侏罗世—早白垩世羌塘复合型前陆盆地充填模式[J]. *沉积学报*, 2001, 19(1): 20-27.
- [15] 王成善, 伊海生, 李勇, 等. 西藏羌塘盆地地质演化与油气远景评价[M]. 北京: 地质出版社, 2001, 60-82.
- [16] 吴功建, 肖序常, 李廷栋. 青藏高原亚东-格尔木地学断面[J]. *地质学报*, 63(4): 285-296.
- [17] 丁林, 来庆洲. 冈底斯地壳碰撞前增厚及隆升的地质证据: 岛弧拼贴对青藏高原隆升及扩展历史的制约[J]. *科学通报*, 2003, 48(8): 836-842.
- [18] Patino Douce A E, McCarthy T C. *Melting of crustal rocks during continental collision and subduction* [M]. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1998, 27-55.
- [19] Butler R W H, Harris N B W, Whittington A G. Interactions between deformation, magmatism and hydrothermal activity during active crustal thickening: A field example from Nanga Parbat, Pakistan Himalayas [J]. *Mineralogical Magazine*, 1997, 61: 37-52.
- [20] 邓万明. 青藏高原新生代岩浆活动与岩石圈演化[A]. 见: 藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究学术论文年刊[C]. 北京: 科学出版社, 1994, 288-295.
- [21] 赖绍聪. 青藏高原北部新生代火山岩成因机制[J]. *岩石学报*, 1999, 15(1): 98-104.
- [22] 邓晋福, 赵海岭, 莫宣学, 等. 中国大陆根柱构造-大陆动力学的钥匙[M]. 北京: 地质出版社, 1996, 17-20.

GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS AND STRUCTURAL ENVIRONMENT SIGNIFICANCE OF THE LATE MESOZOIC GRANITE IN THE MUNAI TANGGULA MTS, QIANGTANG, NORTHERN TIBET

DUAN Zhiming, LI Yong, ZHANG Yi, LI Ya-ling

(Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China)

Abstract: According to the theory of the consanguineous evolution order, the multiple granite in the northern slope of Tanggula Mts can be divided into five units which are grouped into a Munai super-unit. The rock type includes hypersthene-adamellite, adamellite, monzonite granite and beschtanite. Zircon U-Pb and apatite fission tracks dating indicate that these granite intruded in the latest stage of Cretaceous and cooled in the latest stage of Paleocene. The lithogeochemistry is characterized by the richment of K and LREE, the dilution of Si and Al and the apparent neglect anomalies in δEu , with the isotopic ratios of initial strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ranging from 0.706 039 to 0.711 251. The rocks, lithogeochemistry and isotopics reveal the existence of a crust-mantle mixture melting provenance. The research results indicate that the granite magma from late Mesozoic originates from the crust-mantle mixture melting. The granite is resulted from the Indo-asia collision and belongs to syn collision-late orogenic crust-mantle type granite.

Key words: Late Mesozoic granite; geochemistry; structural environment; Munai

ISSN 1001-6872(2005)01-0052-06; CODEN: KUYAE2

Synopsis of the first author: Duan Zhiming, male, 42 years old, a Ph.D. student of petrology and quaternary geology. Now he is engaged in research of sedimentary basin and active tectonics.