论文

都兰花岗岩锆石 SHRIMP 定年及柴北缘超高压带
花岗岩年代学格架吴才来^{①②*}, 郜源红^{①②}, 李兆丽^{①②}, 雷敏^{①②}, 秦海鹏^{①②}, 李名则^{①②}, 刘春花^{①②},
Ronald B FROST^③, Paul T ROBINSON^{①②}, Joseph L WOODEN^④

① 大陆构造与动力学国家重点实验室, 北京 100037;

② 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037;

③ University of Wyoming, Laramie WY82072, USA;

④ Department of Earth and Environmental Sciences, Stanford University, CA 94305, USA

* E-mail: wucailai@126.com

收稿日期: 2013-11-28; 接受日期: 2014-04-20; 网络版发表日期: 2014-09-23

中国地质调查局项目(编号: 12120114079901, 1212011120160, 1212010611803)、国家自然科学基金项目(批准号: 40921001, 40472034, 40672049)和国土资源部深部探测技术与实验研究专项项目(编号: SinoProbe 05-05)资助

摘要 柴北缘超高压带东端都兰地区花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果表明, 野马滩东岩体的年龄为(406.6±3.5) Ma, 巴立给哈准西岩体的年龄分别为(407.3±4.3)和(397±6) Ma, 水文站北岩体的年龄分别为(404.5±4.0)和(397.0±3.7) Ma, 水文站南岩体的年龄为(380.5±5.0) Ma, 察察公麻岩体的年龄分别为(382.5±3.6)和(372.5±2.8) Ma. 从年龄上看, 这些花岗岩明显地分为两期: 早期的为 407~397 Ma, 晚期的为 383~373 Ma. 它们主要为准铝质-弱过铝质的石英闪长岩、花岗闪长岩和二长花岗岩. 岩石地球化学研究表明, 大多数样品为钙碱性系列, 少数样品为钙性或碱钙性系列, 其中, 早期花岗岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(0.7082~0.7110)和模式年龄($T_{2\text{DM}}=1.41\sim1.90$ Ga)高于晚期花岗岩(0.7072~0.7091, $T_{2\text{DM}}=1.07\sim1.38$ Ga), 但晚期花岗岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(0.6~-3.0)高于早期花岗岩(-3.2~-9.3), 表明早期花岗岩可能起源于早中元古代的大陆壳; 而晚期花岗岩起源于晚中元古代玄武质地壳. 结合区域地质构造特征, 可以认为, 早期花岗岩的形成与俯冲板块的断离并折返有关, 而晚期花岗岩的形成与造山带岩石圈地幔折沉作用有关.

关键词

花岗岩

锆石 SHRIMP

定年

都兰

柴北缘自 1998 年发现榴辉岩以来, 一直是地学界研究的热点地区之一(杨经绥等, 1998, 2000). 在该区的榴辉岩及其围岩片麻岩中发现了许多超高压变质矿物如柯石英、金刚石和超高压微结构(刘良等, 1996, 2002; 刘家远, 2003; Song 等, 2003, 2005; 杨经

绥等, 2001; Yang 等, 2005; 张建新等, 2002), 因此, 该区成为中国境内平行于苏鲁-大别的又一条超高压变质带(陈丹玲等, 2005; 杨经绥等, 2000). 柴北缘地区呈北西向窄长带状从阿尔金山向东沿伸到鄂拉山, 约 800 km(图 1), 其南北分别被柴达木北缘断裂和中

中文引用格式: 吴才来, 郜源红, 李兆丽, 等. 2014. 都兰花岗岩锆石 SHRIMP 定年及柴北缘超高压带花岗岩年代学格架. 中国科学: 地球科学, 44: 2142~2159
英文引用格式: Wu C L, Gao Y H, Li Z L, et al. 2014. Zircon SHRIMP U-Pb dating of granites from Dulan and the chronological framework of the North Qaidam UHP belt, NW China. Science China: Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-014-4958-5

祁连南缘断裂(宗务隆-青海南山断裂)所切, 北西端被阿尔金左型走滑断裂所切, 东南端被哇洪山断裂所切(林慈奎等, 2006; 陆松年等, 2002, 2004). 该超高压带上出露了大量的早古生代和晚古生代花岗岩体(青海地质矿产局, 1991), 其精确的年龄以及与超高压变质作用之间的关系仍不清楚. 近期, 有部分单个岩体的

年龄发表, 如肖庆辉等(2003)获得了柴北缘鹰峰环斑花岗岩的 TIMS 年龄为 (1776 ± 33) Ma, 而塔塔楞环斑花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 (440 ± 14) Ma(卢欣祥等, 2007). 袁桂邦等(2002)获得了绿梁山滩间山群岛弧火山岩中辉长岩锆石的 U-Pb 年龄为 (496 ± 6) Ma. 吴才来等(2002, 2001)分别获得了噶喇山、柴达木山、

图 1 柴北缘东段(都兰)地质示意图

都兰野马滩花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分别为 (473±15), (446±10) 和 (397±4.2) Ma (吴才来等, 2004).

根据花岗岩岩石地球化学和年代学资料, Wu 等 (2006) 认为柴北缘地区古生代花岗质岩浆作用与洋壳俯冲、陆壳俯冲和板块折返有关. 最近几年, 作者获得了大柴旦地区三组花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄: (446.3±3.9) Ma; (408.6±4.4), (403.±3.8) 和 (401.8±3) Ma; (374.5±1.6) 和 (372±2.1) Ma (吴才来等, 2007) 以及赛什腾山地区四组花岗岩年龄: (469.7±4.6) 和 (465.4±3.5) Ma; (443.5±3.6) Ma; (372.1±2.6) Ma; (271.2±1.5) 和 (259.9±1.2) Ma (吴才来等, 2008). 尽管有这些年龄数据, 但仍未建立起柴北缘地区花岗质岩浆作用的年代学格架, 因为缺少都兰地区花岗岩的定年数据. 都兰地区位于柴北缘超高压带的东端, 区内发育大量的花岗岩类, 为建立柴北缘古生代花岗质岩浆作用的年代学格架提供了可能. 因此, 我们完成了都兰地区花岗岩类的详细地球化学和年代学研究, 以期用这些新数据, 建立柴北缘地区花岗质岩浆作用的期次, 同时, 探讨岩浆作用、超高压变质作用及构造演化的关系.

1 地质背景及样品特征

柴北缘前寒武纪基底由一套中-高级片麻岩、角闪岩和片岩组成, 其上被早古生代奥陶纪火山岩和砂岩、灰岩覆盖, 这是一套大陆活动边缘的海相沉积. 晚古生代地层由晚泥盆世陆相碎屑岩、火山岩和石炭纪浅海相沉积岩组成. 侏罗纪和白垩纪含煤沉积地层覆盖在晚古生代地层之上 (青海地质矿产局, 1991). 柴北缘地区被近 E-W 向的鱼卡-乌兰断裂分为地质特征明显不同的南北两个构造单元 (陆松年等, 2004; 辛后田等, 2002). 北构造单元称为欧龙布拉克微陆块 (陆松年等, 2002), 沿乌兰-德令哈-欧龙布鲁克-全吉山-达肯大坂山一线分布, 由德令哈杂岩、达肯大坂群和新元古代岩群组成, 其上被寒武-奥陶纪稳定的海相沉积岩所覆盖 (陆松年等, 2002, 2004; 王惠初等, 2006). 南构造单元沿都兰北部的沙柳河-野马滩-锡铁山-绿梁山-鱼卡-赛什腾山一线分布, 是一条早古生代俯冲-碰撞杂岩带, 由含榴辉岩的花岗质片麻岩和早古生代滩间山群岛弧火山岩组成 (陆松年等, 2002, 2004; 王惠初等, 2006), 其上被泥盆纪磨拉石沉积岩不整合覆盖.

都兰地块东西长约 70 km, 宽约 30 km, 主要由元古代变质杂岩组成, 包括各种中-高级片麻岩如石榴角闪岩, 正、副片麻岩, 大理岩以及少量的呈透镜状和不同大小的块状产在富铝的泥质片麻岩中的橄榄岩、含石榴辉石片麻岩和榴辉岩. 柯石英主要呈矿物包裹体产在片麻岩和榴辉岩的锆石中 (杨经绥等, 2000; 宋述光 and 杨经绥, 2001). 在这些中元古代变质岩中侵入了大量的花岗岩类, 花岗岩与围岩片麻岩呈明显的侵入接触关系, 局部地方具有混合岩化现象. 主要花岗岩体地质特征分述如下.

(1) 巴立给哈滩西岩体. 该岩体位于巴立给哈滩西, 出露面积约 25 km², 呈 NW 向沿伸 (图 1). 主要由花岗闪长岩和二长花岗岩组成, 两者呈逐渐过渡接触关系. 共采集了三个样品 CL5803, CL5806 和 CL922 进行化学全分析和定年, 取样坐标位置为 36°42'58.8"N, 98°51'8.6"E.

花岗闪长岩 (样品 CL5803) 浅灰色, 中粒半自形粒状结构, 块状构造. 主要矿物为斜长石 (45%~50%), 碱性长石 (15%~20%) 和石英 (10%~15%), 少量的黑云母 (5%~8%) 和角闪石 (3%~7%). 斜长石颗粒较大, 半自形板状, 部分被绢云母和白云母替代. 碱性长石为半自形和他形粒状, 部分被粘土矿物取代. 小颗粒、他形的石英颗粒充填在长石颗粒之间. 黑云母有两种产出状态, 一是呈较大的片状, 另一种是呈包裹体被包裹于碱性长石中. 副矿物为锆石、磷灰石和榍石.

花岗岩 (样品 CL5805 和 CL922) 呈粉红色, 中-粗粒结构, 半自形-他形粒状结构, 主要矿物为碱性长石 (30%~40%), 斜长石 (20%~30%) 和石英 (20%~25%), 少量的黑云母 (2%~3%) 和白云母 (1%~2%). 碱性长石颗粒相对较大, 呈他形, 常包裹斜长石和黑云母. 斜长石为半自形板状, 大多已蚀变成绢云母, 黑云母被绿泥石交代. 副矿物为锆石、磷灰石和磁铁矿以及少量的榍石、黄铁矿、金红石和电气石.

(2) 野马滩东岩体. 该岩体位于野马滩东公路旁, 出露面积约 20 km² (图 1), 除北部侵入到前寒武纪正片麻岩中外, 其余大部分被第四系覆盖. 岩体中发育红色钾长花岗岩脉. 采集了两个样品 CL557 和 CL901, 采样坐标位置: 36°44'29.2"N, 99°23'4.7"E. 花岗岩为灰色, 细粒他形粒状结构, 块状构造, 主要矿物为碱性长石 (35%~45%)、石英 (15%~25%)、斜长石 (10%~20%) 和黑云母 (5%~10%). 所有矿物均为他形, 且具不同的大小. 长石相对比石英和黑云母粗, 斜长

石被绢云母取代, 副矿物为锆石、磷灰石和磁铁矿。

(3) 水文站岩体. 该岩体是都兰地区较大的花岗岩体, 出露面积达 70 km²(图 1), 主要由石英闪长岩、花岗闪长岩和二长花岗岩组成。察察河将该岩体一分为二, 南部称为水文站南岩体, 北部的称为水文站北岩体。在水文站北岩体采集四个样品: CL572, CL566, CL571 和 CL940, 取样坐标分别为: 36°36'45.3"N, 99°21'25.9"E; 36°34'29.3"N, 99°23'39.6"E; 36°36'5.8"N, 99°22'16.3"E; 36°33'33.8"N, 99°24'33.7"E。在水文站南岩体分别采集三个样品: CL560, CL561 和 CL568, 分别取自: 36°33'44.3"N, 99°20'6.5"E; 36°33'47.6"N, 99°20'3.7"E; 36°35'18.5"N, 99°21'38.8"E。

石英闪长岩(样品 CL560)呈灰色, 中粒半自形粒状结构, 主要矿物为斜长石(60%~70%), 其次为碱性长石(10%~15%)和石英(5%~10%), 少量的角闪石(2%~3%)和黑云母(1%~2%)。斜长石半自形板状, 大多蚀变成绢云母。碱性长石和石英为他形粒状, 但石英比碱性长石颗粒小, 比较新鲜。角闪石呈半自形柱状, 大多被绿泥石交代。黑云母也被绿泥石交代。副矿物为锆石、磷灰石和磁铁矿及少量的榍石和黄铁矿。

花岗闪长岩(样品 CL572 和 CL940)呈浅灰色, 中细粒结构, 块状构造, 主要由斜长石(40%~50%)、碱性长石(15%~25%)和石英(15%~20%)以及少量的角闪石(1%~5%)组成。斜长石呈半自形板柱状, 部分被碱性长石包裹。碱性长石和石英为他形粒状, 部分颗粒比斜长石粗大。角闪石为半自形柱状, 部分被绿泥石交代。副矿物为锆石、磷灰石和磁铁矿。

花岗岩(样品 CL566, CL571, CL561 和 CL568)为浅灰色-粉红色, 中粗粒结构, 块状构造, 主要矿物为碱性长石(35%~45%)、石英(20%~30%)、斜长石(10%~15%)和黑云母(5%~10%)。碱性长石和石英为他形粒状, 但碱性长石颗粒比石英颗粒粗。斜长石呈半自形板状, 部分呈包裹体产在粗粒的碱性长石中, 黑云母被绿泥石交代。

(4) 察察公麻岩体. 该岩体为岩株状, 形态不规则, 出露面积约为 40 km²(图 1)。岩体南部与前寒武系呈侵入接触关系, 北部被第四系覆盖。岩体由浅灰色细粒斑状花岗岩、灰白色中粒花岗闪长岩和粉红色中粗粒花岗岩组成。共采集了三个样品: CL5763, CL5766 和 CL577, 采样坐标分别为: 36°34'28.3"N, 98°11'25.4"E(CL5763 和 CL5766), 36°34'48.8"N, 98°11'46.7"E(CL577)。野外见到灰白色花岗闪长岩呈

脉状侵入到细粒似斑状花岗岩中, 但未见到灰白色花岗闪长岩与中粗粒粉红色花岗岩之间的接触关系。不过, 细粒似斑状花岗岩与粉红色中粗粒花岗岩之间似乎呈逐渐过渡关系, 细粒花岗岩可能是中粗粒花岗岩的边缘相。

细粒似斑状花岗岩(样品 5672)呈灰色, 含大小约为 1~1.5 mm 的石英和碱性长石斑晶, 斑晶占整个岩石的 30%~40%, 基质是非常细粒的石英、长石和黑云母。中粗粒花岗岩(样品 CL577)为粉红色, 块状构造, 他形粒状结构, 主要由碱性长石(45%~55%)、石英(20%~25%)和斜长石(10%~15%)以及少量的黑云母(1%~5%)组成, 碱性长石和石英颗粒较大, 呈他形, 部分碱性长石被粘土矿物取代, 斜长石为半自形到他形, 部分被绢云母取代, 片状的黑云母常发生绿泥石化。副矿物为锆石、磷灰石和榍石。

花岗闪长岩(CL5765)呈灰白色, 中粒半自形粒状结构, 主要矿物为斜长石(50%~55%), 其次为碱性长石(20%~25%)和石英(5%~15%), 还有少量的黑云母(1%~5%)。斜长石为自形-半自形粒状, 大多数具有净边结构, 部分具带状结构。碱性长石和石英颗粒大小不一, 为他形粒状, 黑云母分布不均匀, 局部地方呈集合体, 与石英、长石共生。

2 分析方法

2.1 锆石 SHRIMP U-Pb 定年

野外分别采集 8 个定年样品(CL557, CL5803, CL5806, CL572, CL571, CL561, CL5765 和 CL577)各约 2 公斤, 破碎至 60~100 目, 用水淘洗粉尘后, 先用磁铁除去磁铁矿等磁性矿物, 再用重液选出锆石, 最后在双目镜下选出锆石。锆石的分选由河北廊坊区调院完成。将锆石和标样一起粘在玻璃板上, 用环氧树脂胶浇铸, 制成薄片、抛光, 并拍照正交偏光和阴极发光照片, 最后在离子探针 SHRIMP-RG 上测定锆石的 U, Th 和 Pb 同位素含量及定年。样品制备、正交偏光和阴极发光照像以及 SHRIMP 定年均由作者在美国斯坦福大学离子探针实验室完成。实验选择的标样为 R33((419±1.1) Ma)(Black 等, 2004), 数据的误差范围±1σ。分析流程和方法见相关文献(Compston 等, 1992; Williams, 1998)。数据处理使用美国 Berkeley 地质年代学中心 Kenneth R. Ludwig 编制的计算程序(Ludwig, 2001, 2003)。

2.2 化学全分析

本研究选择了 15 个较新鲜的岩石样品进行了化学全分析. 分析单位是中国地质科学院测试所(国家地质实验测试中心). 氧化物用 X 荧光光谱仪 3080E 测试, 执行标准分别为: Na_2O , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 , P_2O_5 , K_2O , CaO , TiO_2 , MnO , Fe_2O_3 和 FeO , 按 GB/T14506.28-1993 标准, H_2O^+ 按 GB/T14506.2-1993 标准, CO_2 按 GB9835-1988 标准; LOI 按 LY/T1253-1999 标准, 分析精度为 5%. 稀土元素 La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y 和微量元素 Cu, Pb, Th, U, Hf, Ta, Sc, Cs, V, Co 和 Ni 用等离子质谱 Excell 测试, 执行标准为 DZ/T0223-2001; 微量元素 Sr, Ba, Zn, Rb, Nb, Zr 和 Ga 用 X 荧光光谱仪 2100 测试, 执行 JY/T016-1996 标准. 稀土元素和微量元素含量为 10 ppm 的测试精度为 5%, 而小于 10 ppm 的精度为 10%, 个别元素含量低的测试误差大于 10%.

2.3 Sr 和 Nd 同位素分析

选择 8 个样品进行了 Sr 和 Nd 同位素分析, 由中国科学院地质与地球物理研究所固体同位素地球化学实验室完成. 测试流程包括溶样、样品分离和测试三个阶段, 实验测得标样 Ames 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.705062\pm 13(2\sigma)$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512630\pm 11(2\sigma)$, Sr, Nd 全流程本底分别为 100 pg 和 50 pg 左右. 通过同位素稀释法, 利用 FinniganMAT-262 质谱仪测试 Sr 同位素组成及 Rb, Sr, Sm 和 Nd 的浓度. 利用 NuPlasamHRMC-ICP-MS 多接受等离子质谱仪(NuInstruments)进行 Nd 同位素分析. Nd 和 Sr 分析结果分别按 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 和 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ 标准化, 进行质量分馏校正. 分析样品期间, Sr 同位素测试标准为 NBS987, 测试值为 $0.710247\pm 12(2\sigma)$. Nd 同位素标准为 JMCNd, 测试值为 $0.511127\pm 12(2\sigma)$. Sr 和 Nd 同位素的测试精度分别为 $\pm 0.000010(n=25)$ 和 $\pm 0.000011(n=25)$. Sr, Nd 同位素组成 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$, $\varepsilon_{\text{Sr}}(t)$ 采用 McCulloch 等(1982)的计算公式, 两阶段亏损地幔 Nd 模式年龄 $T_{2\text{DM}}$ 采用 Liew 等(1988)和李献华等(1991)的计算公式计算.

3 分析结果

3.1 锆石 SHRIMP 定年

8 个样品锆石 SHRIMP U-Pb 定年数据列于网络

版附表 1(<http://earth.scichina.com>).

(1) 样品 CL557. 取自在野马滩东花岗岩. 该样品的锆石为柱状, 长宽比为 2:1~3:1. CL 图像显示, 大多数锆石具有明显的振荡环带(图略), 反映了岩浆结晶锆石的特点(Pidgeon 等, 1998). 有几颗锆石如 9 号, 具有老的继承性核. 测定的 12 颗锆石 U 的含量变化于 49~2935 ppm, Th 的含量变化于 27~1073 ppm, Th/U 比值一般大于 0.3, 但 4 号和 7 号锆石的较低, 分别为 0.17 和 0.19(附表 1). 该样品的 Th 和 U 相关系数为 0.97(图略). 除 9 号锆石的年龄为 (1186.6 ± 12.5) Ma 外, 其余锆石测年得出 U-Pb 年龄变化于 $(387.7\pm 4.2)\sim(422.4\pm 4.3)$ Ma, 其中 1 号 (387.7 ± 4.2) Ma、2 号 (414.0 ± 4.2) Ma、6 号 (422.4 ± 4.3) Ma 锆石 CL 图像颜色很深, 而 5 号 (417.7 ± 8.4) Ma 锆石的核部为白色, 这些锆石几乎看不出岩浆结晶的环带结构, 可能受到后期流体的改造作用, 发生了 Pb 的带入或带出, 因此, 它们不参与平均年龄计算. 其余锆石仍能见到环带结构, 参加平均年龄计算, 得出平均年龄为 (406.6 ± 3.5) Ma(图 2). $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和图得出上、下交点年龄分别为 (1311 ± 140) 和 (405 ± 17) Ma(图 2). 上交点年龄反映老的继承性锆石年龄, 下交点年龄与平均年龄在误差范围内一致, 代表锆石的结晶年龄(图 2).

(2) 样品 CL5803. 取自巴立给哈滩西花岗闪长岩, 样品中的锆石大小不一, 但都呈柱状, 长宽比为 1.5:1~2:1. CL 图像颜色较深, 部分锆石仍能见到同心环带结构(图略). 锆石的 U 和 Th 含量分别为 240~1555 和 237~1134 ppm, 两者的相关系数为 0.68(图略), Th/U 比值通常大于 0.3, 变化于 0.31~1.09(附表 1). 锆石的 16 个分析点得出 U-Pb 年龄变化于 $(337.4\pm 3.3)\sim(459.5\pm 4.6)$ Ma, 除去高 U 的测点如 6 号 (366.0 ± 3.7) Ma、7 号 (459.5 ± 4.6) Ma 和 10 号 (337.4 ± 3.3) Ma 外, 得出平均年龄为 (407.3 ± 8.3) Ma, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和图产生的交点年龄为 (406.8 ± 7.9) Ma, 在误差范围内与平均年龄一致(图 2).

(3) 样品 CL5806. 取自巴立给哈滩西花岗岩, 锆石呈柱状, 长宽比为 1:1~1.5:1. CL 图像颜色较深, 锆石含有大量的大小不同的矿物包裹体, 部分具有复杂的内部结构如锆石 1, 2, 8 和 10, 显示出流体的改造作用, 但部分锆石隐约可见环带结构(图略). 锆石的 U 和 Th 含量高, 分别为 906~30965 和 423~4797 ppm, Th/U 比值通常大于 0.3, 但 4 号和 6 号锆石具有

图 2 柴北缘东段花岗岩锆石 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和图及平均年龄

较低的比值(分别为 0.16 和 0.13)(附表 1)。Th 和 U 之间的相关性较差, 相关系数为 0.58(图略), 也表明

了部分锆石受到后期流体的改造。16 颗锆石分析得出 U-Pb 年龄变化于 $(326.5 \pm 1.2) \sim (460.6 \pm 5.8)$ Ma, 不同锆

石测点年龄相差较大,可能与锆石受后期流体改造和锆石本身含有大量的包裹体成分有关.除去这些测点,其余锆石测点得出平均年龄为 (397.0 ± 6.0) Ma,解释为锆石的结晶年龄(图 2). $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和图得出交点年龄为 $((397.5 \pm 8.5)$ Ma),与平均年龄在误差范围内一致(图 2).

(4) 样品 CL572. 取自水文站北花岗闪长岩,样品中的锆石呈柱状,长宽比为 2:1~3:1. CL 图像显示出明显的振荡环带(图略). 锆石的 U 和 Th 含量分别为 469~8191 和 111~4582 ppm, Th/U 比值大于 0.2 (变化于 0.23~0.80),两者具有良好的相关性,相关系数为 0.97(图略). 8 颗锆石测年产生 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化于 (374.1 ± 6.0) ~ (416.4 ± 5.7) Ma, 平均年龄为 (404.5 ± 4.0) Ma(图 2). $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和图得出交点年龄为 (402.0 ± 4.8) Ma,与平均年龄在误差范围内一致(图 2).

(5) 样品 CL571. 取自水文站北花岗岩,样品中锆石为柱状,锆石长宽比为 2:1~3:1. CL 图像显示,锆石具有不明显的振荡环带,几颗锆石具有老的继承性核(如 1 号和 5 号)和复杂的不规则结构(如 6 号和 11 号锆石)(图略). U 和 Th 含量分别为 279~1603 和 35~2143 ppm, Th/U 比值变化于 0.53~1.68(附表 1), Th 和 U 之间的相关系数为 0.90(图略). 12 颗锆石测年得出 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化于 (368.2 ± 4.7) ~ (415.1 ± 4.6) Ma,除 1 号和 5 号锆石的年龄分别为 (1179.6 ± 19.0) 和 (932.4 ± 10.0) Ma 外,其余锆石得出平均年龄为 (397.0 ± 3.7) Ma(图 2), $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和图得出上、下交点年龄分别为 (1700 ± 540) 和 (399.1 ± 7.0) Ma(图 2),上交点年龄具有较大误差,但下交点年龄与平均年龄 (397.0 ± 3.7) Ma 非常一致,解释为岩体结晶的年龄(图 2).

(6) 样品 CL561. 取自水文站南石英闪长岩,锆石呈自形的棱柱状,长宽比为 1.5:1~2.5:1. CL 图像显示出较好的振荡环带(图略). U 和 Th 含量分别为 149~622 和 87~589 ppm, Th/U 比值大于 0.6(变化于 0.60~1.51)(附表 1),两者的相关系数为 0.72(图略). 12 颗锆石测年得出较为一致的结果, U-Pb 年龄为 (365.6 ± 5.3) ~ (393.1 ± 4.6) Ma, 平均为 (380.5 ± 5.0) Ma (图 2), $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 图得出谐和年龄为 (379.3 ± 5.8) Ma(图 2),在误差范围内与平均年龄一致,代表岩体结晶年龄.

(7) 样品 CL5765. 取自察察公麻西花岗闪长岩,锆石为柱状,长宽比为 2:1. CL 图像显示,锆石具有

明显的同心环带,尽管部分锆石含有不规则的黑色团块(如颗粒 3, 4, 6, 8 和 10),可能反映了后期流体沿裂隙的改造(Cherniak 和 Watson, 2000)(图略). 12 颗锆石分析结果表明, U 和 Th 的含量分别为 260~1240 和 149~926 ppm, Th/U 比值变化于 0.59~1.09, U 和 Th 相关系数高达 0.96(图略). 分析得出平均年龄为 (372.5 ± 2.8) Ma(图 2), $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和图得出交点年龄为 (372.4 ± 3.6) Ma(图 2),两者非常一致,代表岩体结晶年龄.

(8) 样品 CL577. 取自察察公麻西花岗岩,该样品的锆石呈柱状,长宽比在 2:1~3:1. CL 图像表明,大多数锆石具有明显的振荡环带(图略),少数锆石如 2 号和 4 号,具有带状结构,这也是典型的岩浆锆石(Pidgeon 等, 1998). 测试分析表明,锆石的 U 和 Th 含量分别为 140~644 和 106~722 ppm, Th/U 比值大于 0.7(0.78~1.28)(附表 1). Th 和 U 相关系数高达 0.97(图略). 该样品锆石的 10 个测年得出非常一致的年龄 $((360.3 \pm 5.2)$ ~ (391.3 ± 5.6) Ma), 计算平均年龄为 (382.5 ± 3.6) Ma,代表锆石结晶年龄(图 2). $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和图得出交点年龄为 (380.0 ± 5.5) Ma(图 2),与平均年龄一致.

根据上面锆石 SHRIMP 定年结果,都兰地区花岗岩类可分为两期:早期的年龄分别为 407, 405, 404 和两个 397 Ma,可称为 407~397 Ma 花岗岩类;晚期的年龄分别为 383, 381 和 373 Ma,可称为 383~373 Ma 花岗岩类.

3.2 地球化学

15 个样品分析了主量和微量元素,8 个样品分析了 Sr 和 Nd 同位素,对应的数据分别列于表 1 和网络版附表 2(<http://earth.scichina.com>).

3.2.1 主量和微量元素

根据 SiO_2 -($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)分类,都兰地区侵入岩类可分为石英闪长岩、花岗闪长岩和花岗岩(图 3)(Middlemost, 1994; Irvine 和 Baragar, 1971). 随 SiO_2 含量的增加,这些花岗岩类由镁质的钙碱性向铁质的碱钙性方向演化(图 4)(Frost 等, 2001; Frost B R 和 Frost C D, 2008),同时,也由准铝质到弱过铝质(图 5)(Maniar 和 Piccoli, 1989)(附表 2). 两期花岗岩类随硅的增加, K_2O 由中钾到高钾地增加, TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{TFeO}(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$, MgO , CaO 和 P_2O_5 表现出规律性

表 1 柴北缘东段都兰花岗岩类 Sr-Nd 同位素数据^{a)}

样品号	(⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr) _m	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _m	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	(¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd) _m	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _m	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	ε _{Nd} (t)	T _{2DM} (Ga)
CL557(G)	3.3702	0.730465	0.71095	0.1072	0.51206	0.51178	-6.6	1.69
CL5802(GD)	0.7215	0.714404	0.71026	0.1115	0.51194	0.51164	-9.3	1.90
CL5805(G)	3.6630	0.731636	0.71093	0.0863	0.51192	0.51170	-8.4	1.82
CL572(GD)	0.5076	0.711148	0.70824	0.2190	0.51253	0.51195	-3.2	1.41
CL571(G)	5.5619	0.740751	0.70931	0.1457	0.51215	0.51177	-7.0	1.71
CL561(G)	0.6313	0.710887	0.70742	0.1113	0.51233	0.51204	-1.9	1.29
CL5765(GD)	1.1849	0.713511	0.70723	0.1344	0.51252	0.51219	0.6	1.07
CL577(G)	4.6883	0.734672	0.70914	0.0951	0.51223	0.51199	-3.0	1.38

a) m, 样品现在比值; G, 花岗岩; GD, 花岗闪长岩

图 3 SiO₂-Na₂O+K₂O 图

◆, 407~397 Ma 花岗岩类; ●, 383~373 Ma 花岗岩类

地减少, Na₂O 几乎不变(图 6). 同时, 随着岩石中 Si 的增加, Co, Zn, Sr, Zr, Cr, Ni, Cu, Sc 和 Eu 的含量减少(图 7(a)~(d), 附表 2), 而 U, Rb, Ta, Th, La, Ce 和 Rb/Sr 比值增加(图 7(e), (f), (q); 附表 2), 但这些元素如 Ba, Cs, Li, Sm, Yb 和 Be 在早期花岗岩类中增加, 而在晚期花岗岩类中减少(图 7(g), (h), (i); 附表 2), Ga, Hf 和 Y 在晚期花岗岩类中同样减少, 但在早期花岗岩类中基本稳定(图 7(j), (k), (l)), 相反, Nd, Pb 和 REE 在晚期花岗岩类中稳定, 而在早期花岗岩类中增加(图 7(m), (n), (o)), Nb 在两期花岗岩中几乎没有任何变化(图 7(p)). 所有花岗岩类都富集大离子亲石元素(LILE)如 K, Rb, Cs, SrBa 和 Th, 亏损高场强元素(HFS) 如 Sc, Y, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta 和 P(附表 2). 在图 8 中, 早期花岗岩类具有类似的微量元素原始地幔标准化模式, Ba, Nb, Sr, P 和 Ti 为负异常, 但水文站北花岗岩样品 CL572 具有负 Th, La 和 Ce 负异常和 Sr 正异常. 晚期花岗岩类具有两种模式, 水文站南岩体

图 4 SiO₂-Fe^{*}和 MALI 图

◆, 407~397 Ma 花岗岩类; ●, 383~373 Ma 花岗岩类. 据 Frost 等 (2001), Frost B R 和 Frost C D(2008)

具有正 Ba、正到弱负 Sr 和负 Nb, P 和 Ti 异常, 相反, 察罕公麻岩体具有负的 Ba, Nb, Sr, P 和 Ti 负异常, 类似于早期花岗岩类(McDonough 和 Sun, 1985)(图 8).

3.2.2 稀土元素

花岗岩类稀土总量变化于 51.68~249.51 ppm

图5 A/CNK-A/NK 图

◆, 407~397 Ma 花岗岩类; ●, 383~373 Ma 花岗岩类. 据 Maniar 和 Piccoli(1989)

(附表 2), 早期花岗岩类中的水文站北花岗闪长岩样品 CL572 具有最低的稀土总量(51.68 ppm)和最小的轻重稀土元素比值(LREE/HREE=2.26), 而巴立给哈滩西花岗岩样品 CL922 具有最高的稀土元素总量(249.51 ppm). 与晚期花岗岩类不同, 早期花岗岩类的稀土总量与 Zr 的含量成正相关, 表明锆石可能是稀土元素的主要载体矿物(图 7(s)). 所有样品均富集轻稀土元素, LREE/HREE 比值变化于 2.26~19.43 (附表 2). 相对而言, 水文站北岩体的 LREE/HREE 比值(2.26~7.29)低于其他岩体(5.96~19.43)(附表 2). 所有花岗岩类具有两种类型的球粒陨石标准化模式, 一是具有不明显的 Eu 异常($Eu^*=0.76\sim1.05$), 包括样品 CL572, CL560, CL5762 和 CL940, 其中样品 CL572 几乎为平坦的配分模式, 且 $(La/Yb)_N=1.54$; 另一种具有明显的负 Eu 异常($Eu^*=0.35\sim0.74$), 包括余下的样品, 各样品的配分曲线相似, 且基本平行(Boynton, 1984)(图 9). 第一种类型配分模式的岩石包括石英闪长岩、花岗闪长岩和早结晶的花岗岩体边缘相, 表明这些岩石分异演化程度较低, 相反, 其他主要为花岗岩类, 具有较高的分异演化程度.

3.2.3 Sr 和 Nd 同位素

由表 1 可见, 都兰早期花岗岩类比晚期花岗岩类具有较高的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 、较大的 T_{2DM} 和较低的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值, 其中野马滩东、巴立给哈滩西、水文站北岩体分别为: 0.71095, 1.69 Ga, -6.6; 0.71026~0.71093, 1.82~1.90 Ga, -8.4~-9.25; 0.70824~0.70931, 1.41~1.71 Ga, -3.2~-7.0. 属晚期花岗岩类的水文站南、察察公麻

岩体的分别为 0.70742, 1.29 Ga, -1.9; 0.70723~0.70914, 1.07~1.38 Ga, 0.6~3.0(表 1). 图 10 中, 早期花岗岩类主要落入澳大利亚拉克兰(Lachlan)I 型和 S 型花岗岩的重叠区(Keay 等, 1997; Serhat 和 Goncuoglu, 2007), 但水文站北花岗闪长岩样品 CL572 落入 I 型花岗岩区, 所有晚期花岗岩类全部落入 I 型花岗岩区.

4 讨论

4.1 柴北缘古生代花岗岩分布及岩浆作用期次

到目前为止, 我们分析了柴北缘古生代花岗岩类 22 个锆石 SHRIMP U-Pb 年龄, 包括本文的 8 个数据和以前的 13 个以及卢欣祥等(2007)1 个年龄数据. 以前的年龄数据和样品位置列于表 2. 根据柴北缘花岗岩的年龄数据, 并结合花岗岩产状和地球化学特征(Wu 等, 2006; 吴才来等, 2007), 得出柴北缘古生代花岗质岩浆作用 4 期: 465~473, 440~446, 397~408, 372~383 Ma(图 11). 都兰地区早期和晚期花岗岩类应该是柴北缘地区第三期和第四期岩浆作用的产物, 其中野马滩东、巴立给哈滩西和水文站北花岗岩类属第三期, 而水文站南和察察公麻花岗岩类属第四期.

柴北缘第一期花岗岩类(Mg 质钙碱性)主要产在南部构造单元, 他们的侵入围岩是早古生代滩间山群岛弧火山岩, 这套火山岩发生了绿片岩相变质作用. 青海地质志(青海地质矿产局, 1991)将这套火山岩划归晚奥陶世, 而李峰等(2006)认为这套火山岩从早奥陶世到晚奥陶世. 然而, 近期研究表明, 这套火山岩的年龄应该早于奥陶纪, 因为在绿梁山发现侵入到该火山岩中的辉长岩锆石 U-Pb 年龄为 (496.3 ± 6.2) Ma(袁桂邦等, 2002), 锡铁山中酸性火山岩的锆石 U-Pb 年龄为 (486 ± 13) Ma(王惠初等, 2003). 此外, 在柴北缘西段, 侵入到这套滩间山群火山岩中的赛什腾山和团鱼山花岗岩体, 具有锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分别为 465 Ma 和 470 Ma, 也证明这套火山岩的时代应早于早奥陶世(吴才来等, 2008).

第二期花岗岩主要是过铝质, 少部分为准铝质, 主要分布在柴北缘北部构造单元. 过铝质柴达木山花岗岩(S 型)锆石 SHRIMP 年龄为 446 和 440 Ma(卢欣祥等, 2007; 吴才来等, 2007; 吴才来等, 2001b), 而团鱼山准铝质花岗岩的年龄为 443 Ma(吴才来等, 2008). 第三期花岗岩类主要产出在柴北缘的中东段

图 6 哈克图解

◆, 407~397 Ma 花岗岩类; ●, 383~373 Ma 花岗岩类

的南部构造单元, 如绿梁山花岗岩年龄分别为 403 和 408 Ma, 野马滩花岗岩年龄为 407 Ma, 巴立给哈滩

西花岗岩年龄为 404 Ma, 水文站北花岗岩年龄分别为 405 和 397 Ma. 然而, 第四期花岗岩在柴北缘南、

图 7 SiO_2 与微量元素变异图

◆, 407~397 Ma 花岗岩类; ●, 383~373 Ma 花岗岩类

图 8 花岗岩类微量元素蛛网图

样品号同附表 1, 原始地幔值据 McDonough 和 Sun(1985)

图 9 花岗岩类稀土元素球粒陨石标准化图

样品号同附表 1, 稀土球粒陨石值据 Boynton(1984)

北构造单元上均有分布, 例如, 南部构造单元上的水文站南花岗岩(381 Ma)和察察公麻花岗岩(年龄分别为 373 和 383 Ma), 而北部构造单元上的噶喇山石英闪长岩年龄为 372 Ma, 大团鱼沟花岗岩为 372 Ma(吴才来等, 2007)。

4.2 不同期次花岗岩的成因

柴北缘北构造单元欧龙布鲁克地块出露的基底变质表壳岩可以划分为 2 个类型: 第 I 类变质表壳岩的 $T_{2DM}=2.57\sim2.83$ Ga, $\varepsilon_{Nd}(t)=-1.18\sim2.08$, 应属有幔源物质混入的变质陆源沉积岩; 第 II 类变质表壳岩的 $T_{2DM}=1.61\sim2.17$ Ga, $\varepsilon_{Nd}(t)$ 为高的正值(7.23~15.12)。柴北缘南构造单元的沙柳河岩群乌龙滩岩组变质表壳岩的 $T_{2DM}=1.87\sim2.14$ Ga, $\varepsilon_{Nd}(t)=-3.94\sim-7.95$, 落在欧龙布鲁克地块 II 类变质表壳岩系的演化范围(图 12)。说明欧龙布鲁克地块的 II 类基底变质岩可能是柴达木地块沙柳河岩群乌龙滩岩组陆源碎屑岩的蚀源区(陈能松等, 2007)。

都兰第三期花岗岩类的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_s^t=0.7082\sim0.7110$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_s^t=0.51192\sim0.51215$, $\varepsilon_{Nd}(t)=-3.2\sim$

图 10 柴北东段都兰花岗岩类 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t-\varepsilon_{Nd}(t)$ 图解

图例同图 3

-9.3 , $T_{2DM}=1410\sim1820$ Ma。大柴旦第三期花岗岩类(绿梁山岩体) $((^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_s^t=0.7063$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_s^t=0.51203$, $\varepsilon_{Nd}(t)=-3.04$, $T_{2DM}=2066$ Ma(未出版资料)), 其中的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值与都兰第三期水文站北石英闪长岩 ($\varepsilon_{Nd}(t)=-3.2$, $T_{2DM}=1.41$ Ga) 的类似, 与第 II 类变质表壳岩 ($T_{2DM}=1.61\sim2.17$ Ga, $\varepsilon_{Nd}(t)=7.23\sim15.12$) 相差甚远,

表 2 柴北缘花岗岩类锆石 SHRIMP 年龄

样品号	岩体名称及取样坐标	岩石名称	年龄(Ma)	资料来源
CL05-98	赛什腾山, 38°30'48.3"N; 94°14'2.5"E	花岗岩	465.4±3.5	吴才来等(2008)
CL05-96	胜利沟, 38°27'46.3"N; 94°19'11.7"E	花岗岩	469.7±4.6	吴才来等(2008)
CL05-95	团鱼山, 38°26'24.7"N; 94°19'46.1"E	花岗闪长岩	443.5±3.6	吴才来等(2008)
CL05-105	嗽唠山, 38°17.79'N; 94°38.62'E	石英闪长岩	372.1±2.6	吴才来等(2008)
K555	嗽唠山, 样品 CL05-105 之东	花岗岩	473±9.2	吴才来等(2001)
CL05-108	巴嘎柴旦湖东南小岩体, 37°25.975'N, 95°36.672'E	花岗岩	374.5±1.6	吴才来等(2007)
CL05-109	绿梁山南, 37°39.297'N, 95°14.979'E	花岗岩	403.3±3.8	吴才来等(2007)
CL05-115-4	绿梁山北, 37°44.518'N, 95°15.536'E	花岗岩	408.6±4.4	吴才来等(2007)
CL05-114	依克柴达木湖之西小岩体, 37°55.499'N, 95°15.242'E	花岗岩	402±3	吴才来等(2007)
CL05-116	大头羊沟, 37°47.429'N, 95°29.453'E	花岗闪长岩	372.0±2.7	吴才来等(2007)
CL05-117	柴达木山, 37°52.283'N, 95°27.326'E	斑状花岗岩	446.3±3.9	吴才来等(2007)
K554	柴达木山(鱼卡河)	花岗岩	446±3.8	吴才来等(2002)
	塔塔楞环斑花岗岩, 样品 CL05-117 之东	环斑花岗岩	440±14	卢欣祥等(2007)
CL99-40	都兰野马滩, 水文占南石英闪长岩之东	花岗岩	397±3.6	吴才来等(2004)

图 11 柴北缘花岗岩类锆石 SHRIMP 年龄统计直方图

表明它们可能起源于晚古元古-早中元古陆壳物质, 而非欧龙布鲁克陆块的 II 型基底变质岩或沙柳河岩群($T_{2DM}=1.87\sim2.14$ Ga, $\epsilon_{Nd}(t)=-3.94\sim-7.95$). 但都兰第三期巴立给哈滩西岩体 $T_{2DM}(1.82\sim1.90$ Ga) 和 $\epsilon_{Nd}(t)(-9.3\sim-8.4)$ 与沙柳河岩群表壳岩的相同, 说明其源岩可能为沙柳河群表壳岩(图 12). 都兰第四期花岗岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$, $\epsilon_{Nd}(t)$ 和 T_{2DM} 分别为 $0.7008\sim0.7075$, $0.51199\sim0.51219$, $0.6\sim-3.0$ 和 $1069\sim1379$ Ma. 与大柴旦地区花岗岩类明显的不同($(^{87}\text{Sr}/$

$^{86}\text{Sr})_i=0.7054\sim0.7114$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i=0.51157\sim0.51205$, $\epsilon_{Nd}(t)=-2.08\sim-11.42$ 和 $T_{2DM}=1380\sim1729$ Ma(未发表资料)), 表明都兰地区第四期花岗岩类源岩为晚中元古代下地壳, 大柴旦地区该期花岗岩源岩为早中元古代中上地壳, 其中大柴旦大头羊沟花岗岩的源岩可能是沙柳河岩群部分熔融的产物(图 12). 可见, 柴北缘不同区段的第四期花岗岩具有不同的成因. 第一期花岗岩(柴北缘西段赛什腾山岩体)的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i(0.7039\sim0.7049)$ 和 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i(0.51215\sim0.51220)$ 值低于第二期花岗岩(柴达木山岩体)的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i(0.7143\sim0.7311)$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i(0.51157)$ (吴才来等, 2008), 表明第一期花岗岩类源岩可能以地幔成分为主, 而第二期花岗岩类源岩可能以大陆壳成分为主(图 12). 第一期花岗岩类的 $\epsilon_{Nd}(t)>0$, 为 $0.6\sim2.2$, 表明它们的源岩可能为来源于亏损地幔的晚中元古代拉斑玄武质地壳($T_{2DM}=1030\sim1150$ Ma)(吴才来等, 2008). 另一方面, 第二期花岗岩类的 $\epsilon_{Nd}(t)<0$, 为 -9.65 , $T_{2DM}=1853$ Ma(吴才来等, 2008), 类似于沙柳河岩群的表壳岩($T_{2DM}=1.87\sim2.14$ Ga, $\epsilon_{Nd}(t)=-3.94\sim-7.95$), 说明该期花岗岩可能为沙柳河群表壳岩的部分熔融形成.

4.3 花岗质岩浆活动与构造演化

根据柴北缘地区古生代花岗岩类锆石 SHRIMP 定年结果和地球化学特征, 并结合区域地质构造及

图 12 柴北缘花岗岩类及基底表壳岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - $T_{2\text{DM}}$ 图解

据陈能松等(2007)

花岗岩分布特征, 将本区古生代花岗质岩浆活动分为四期, 且分别对应于构造演化的四个阶段(图 13). 研究表明, 柴达木和祁连地体之间存在过古生代的大洋(南祁连洋)(Xu 等, 2006), 柴北缘早古生代处在活动大陆边缘的岛弧环境(陆松年等, 2002; 史仁灯等, 2003; 袁桂邦等, 2002). 部分学者(赖绍聪等, 1996; 邱家骧等, 1998)认为, 寒武纪末, 南祁连洋向北俯冲, 俯冲的岩石圈经历过绿片岩相到角闪岩相再到榴辉岩相的变质作用, 在此过程中, 矿物脱水释放大量的流体(Peacock, 1990; Sorena 和 Grossman, 1993). 这些流体向上迁移, 引起岛弧下面的上地幔和下地壳部分熔融, 形成一套很特征的岛弧型火山岩(赖绍聪等, 1996; 邱家骧等, 1998), 包括部分埃达克质岩石, 如吉绿肃的滩间山群英安岩(史仁灯等, 2003). 第一期花岗岩类具有岛弧火成岩的地球化学属性, 包括部分埃达克质岩石(吴才来等, 2008), 同时, 这些岩石侵入到具有岛弧属性的滩间山群变火山岩中, 表明该区早古生代花岗岩形成于活动大陆边缘(Hugh 和 John, 2005), 俯冲洋壳部分熔融形成埃达

克质岩石(史仁灯等, 2004). 洋壳俯冲应该早于第一期花岗质岩浆作用, 并形成大柴旦鱼卡和沙柳河榴辉岩, 这些榴辉岩的锆石 ^{238}U - ^{206}Pb 年龄为 $(494.6 \pm 6.5)\text{Ma}$ (Yang 等, 2002; 张建新等, 2000) 和 $(484 \pm 3)\text{Ma}$ (宋述光等, 2007; 辛后田等, 2002), 表明柴北缘洋壳俯冲发生在 460 Ma 之前, 与柴北缘石榴橄榄岩的年龄相吻合(宋述光等, 2007). 柴北缘超高压变质作用发生在 494~460 Ma, 与第一期花岗质岩浆作用时代有些重叠.

第二期花岗质岩浆作用时代对应于 $(452 \pm 13.8)\text{Ma}$ 的含柯石英的超高压片麻岩(宋述光等, 2007). 这些变质年龄的差异可能反映了俯冲板块形状不规则, 同时存在陆壳和洋壳的俯冲. 年龄为 443 Ma 的团鱼山准铝质花岗岩和年龄为 446 Ma 的柴达木山过铝质花岗岩几乎同时形成, 证明了上述的解释(王惠初等, 2003; 吴才来等, 2008; 吴才来等, 2007). 因此, 我们推测第二期花岗质岩浆作用同样和板块的俯冲作用有关(Serhat 和 Goncuoglu, 2007; 吴才来等, 2004; Wu 等, 2006).

第三期花岗质岩浆作用形成的岩体主要分布在

图 13 构造演化模式图

柴北缘的中东段, 这些花岗岩与 UHP 岩石也是同时代, 如都兰野马滩岩体(397 Ma)(吴才来等, 2004)、野马滩东花岗岩(407 ± 4 Ma)、巴立给哈滩西岩体(404 ± 6)和(397 ± 6 Ma)和水文站北岩体(405 ± 4)和(397 ± 4 Ma)。都兰糜棱岩化片麻岩黑云母 Ar-Ar 年龄为(402 ± 1 Ma)(杨经绥等, 2000; Song 等, 2005), 锡铁山类似岩石的黑云母 Ar-Ar 年龄为(406 ± 1 Ma)(许志琴等, 2003), 这些年龄代表了 UHP 片麻岩折返的时代, 因为云母的封闭温度大约为(350 ± 50) $^{\circ}\text{C}$ (许志琴等, 2003)。众所周知, 洋壳的深俯冲可能会产生高密度榴辉岩的拆沉作用, 同时相对轻的地壳块体会反弹上浮。折返的块体与相邻块体的摩擦热和来自软流

圈的热产生部分熔融形成花岗质岩浆(Martin, 1986; 吴才来等, 2004; Wu 等 2006)。柴北缘西段缺少这一期岩浆作用, 可能是这时俯冲下去的块体没有折返到地壳的浅部。

继第三期花岗质岩浆作用之后, 该区发生了大规模的岩石圈地幔拆沉和块体折返, 岩石圈地幔折沉导致热的软流圈上升, 同时, 造山带经历伸展和滑塌, 导致地壳的部分熔融, 形成第四期花岗质岩浆作用, 形成年龄为 372~383 Ma 的花岗岩体, 广泛分布于柴北缘不同构造单元上。如噉山石英闪长岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄 372 Ma(吴才来等, 2001), 大柴旦的巴嘎柴旦湖东南的花岗岩和大头羊沟花岗岩年

龄分别为 (374.5 ± 1.6) 和 (372.0 ± 2.7) Ma (吴才来等, 2007), 本文研究的都兰水文站南岩体年龄为 (380.5 ± 5.0) Ma、察察公麻两次侵入体的年龄分别为 (382.5 ± 3.6) 和 (372.5 ± 2.8) Ma. 这些年龄的花岗岩体位于不同的构造单元上, 表明柴北缘地区在该时期花岗质岩浆作用很普遍. 众所周知, 造山带上花岗质岩浆侵位、造山带伸展和滑塌是同时的 (Leake, 1990), 就像东南加里福里亚晚中生代造山带 (Kula 等, 2002)、西班牙华力西造山带 (Aranguren 等, 1996) 和格林兰元古代造山带一样 (Hutton 等, 1990).

5 结论

(1) 柴北缘古生代花岗质岩浆作用可分为 4 期: 465~473, 440~446, 397~408 和 372~383 Ma. 柴北缘东段都兰野马滩东岩体锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 (406.6 ± 3.5) Ma, 巴立给哈滩西岩体年龄分别为

(403.7 ± 6.2) 和 (397 ± 6) Ma, 水文站北岩体的年龄为 (404.5 ± 4.0) 和 (397.0 ± 3.7) Ma, 这些岩体是柴北缘第三期岩浆作用的产物; 水文站南岩体的年龄为 (380.5 ± 5.0) Ma, 察察公麻两次侵位的岩体年龄分别为 (382.5 ± 3.6) 和 (372.5 ± 2.8) Ma, 他们是本区第四期花岗质岩浆作用的产物.

(2) 都兰第三期花岗岩类的源岩类似于大柴旦的同期花岗岩类, 两者起源于晚古元古代-早中元古代陆壳物质; 而都兰第四期花岗岩类的源岩不同于大柴旦同期的花岗岩类, 前者的源岩可能为中元古代下地壳, 而后者源岩为古元古代中上地壳.

(3) 根据不同期次花岗岩类分布, 结合区域地质特征, 我们认为第一、第二期花岗质岩浆作用与板块俯冲和超高压变质作用有关, 第三期与俯冲块体折返有关, 由于榴辉岩洋壳与片麻质陆壳断离, 榴辉岩洋壳下沉, 片麻质陆壳上浮返弹; 第四期与大规模岩石圈地幔拆沉导致造山带上不同块体均衡调整有关.

参考文献

- 陈丹玲, 孙勇, 刘良, 等. 2005. 柴北缘鱼卡河榴辉岩的变质演化——石榴石成分环带及矿物反应结构的证据. 岩石学报, 21: 1039–1048
- 陈能松, 王新宇, 张宏飞, 等. 2007. 柴-欧微地块花岗岩地球化学和 Nd-Sr-Pb 同位素组成, 基底性质和构造属性启示. 地球科学——中国地质大学学报, 32: 7–21
- 赖绍聪, 邓晋福, 赵海玲. 1996. 柴达木北缘奥陶纪火山作用与构造机制, 西安地质学院学报, 18: 8–14
- 李峰, 吴志亮, 李保珠, 等. 2006. 柴达木盆地北缘滩间山群新厘定. 西北地质, 39: 83–90
- 李献华, 赵振华, 桂训唐, 等. 1991. 华南前寒武纪地壳形成时代的 Sm-Nd 和锆石 U-Pb 同位素制约. 地球化学, 3: 255–264
- 林慈奎, 孙勇, 陈丹玲, 等. 2006. 柴北缘鱼卡河花岗质片麻岩的地球化学特征和锆石 LA-ICPMS 定年. 地球化学, 35: 489–505
- 刘家远. 2003. 复式岩体和杂岩体-花岗岩类岩体组合的两种基本形式及其意义. 地质找矿论丛, 18: 143–148
- 刘良, 车自成, 罗金海, 等. 1996. 阿尔金西段榴辉岩的确定及其地质意义. 科学通报, 41: 1485–1488
- 刘良, 孙勇, 肖培喜, 等. 2002. 阿尔金发现超高压 (>3.8 GPa) 石榴二辉橄榄岩. 科学通报, 47: 657–662
- 卢欣祥, 孙延贵, 张雪亭, 等. 2007. 柴达木盆地北缘塔塔楞斑花岗岩的 SHRIMP 年龄. 地质学报, 81: 626–634
- 陆松年, 陈志宏, 李怀坤. 2004. 秦岭造山带中-新元古代(早期)地质演化. 地质通报, 2: 107–112
- 陆松年, 王惠初, 李怀坤, 等. 2002. 柴达木盆地北缘“达肯大坂群”的再厘定. 地质通报, 21: 19–23
- 青海地质矿产局(BGMRQH). 1991. 青海区域地质志, 北京: 地质出版社
- 邱家骧, 杨巍然, 夏卫华. 1998. 南祁连山早古生代海相火山岩及铜、多金属矿床成矿条件及找矿方向. 祁连山及邻区火山作用与成矿. 北京: 地质出版社. 111–163
- 史仁灯, 杨经绥, 吴才来, 等. 2004. 柴达木北缘超高压变质带中的岛弧火山岩. 地质学报, 78: 52–64
- 史仁灯, 杨经绥, 吴才来. 2003. 柴北缘早古生代岛弧火山岩中埃达克质英安岩的发现及其地质意义. 岩石矿物学杂志, 22: 229–236
- 宋述光, 杨经绥. 2001. 柴达木盆地北缘都兰地区榴辉岩中透长石+石英包裹体: 超高压变质作用的证据. 地质学报, 75: 179–185
- 宋述光, 张立飞, 牛耀龄, 等. 2007. 大陆碰撞造山带的两类橄榄岩——以柴北缘超高压变质带为例. 地学前缘, 14: 129–138
- 王惠初, 李怀坤, 陆松年, 等. 2006. 柴北缘鱼卡地区达肯大坂岩群的地质特征与构造环境. 地质调查与研究, 29: 253–262
- 王惠初, 陆松年, 袁桂邦, 等. 2003. 柴达木盆地北缘滩间山群的构造属性及形成时代. 地质学报, 22: 487–493
- 吴才来, 郇源红, 吴锁平, 等. 2007. 柴北缘大柴旦地区古生代花岗岩锆石 SHRIMP 定年. 岩石学报, 23: 1861–1875
- 吴才来, 杨经绥, 李海兵, 等. 2001. 祁连南缘噶喇山花岗岩 SHRIMP 锆石年龄及其地质意义. 岩石学报, 17: 215–221
- 吴才来, 郇源红, 吴锁平, 等. 2008. 柴北缘西段花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其岩石地球化学特征. 中国科学 D 辑: 地球科学, 38:

930-949

- 吴才来, 杨经绥, Wooden J L, 等. 2002. 柴达木山花岗岩锆石 SHRIMP 定年. 科学通报, 47: 1743-1747
- 吴才来, 杨经绥, Wooden J L, 等. 2004. 柴达木北缘都兰野马滩花岗岩锆石 SHRIMP 定年. 科学通报, 49: 1667-1672
- 肖庆辉, 卢欣祥, 王菲, 等. 2003. 柴达木北缘鹰峰环斑花岗岩的时代及地质意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 33: 1193-1200
- 辛后田, 郝国杰, 王惠初, 等. 2002. 柴北缘前震旦纪地层系统的新认识. 前寒武纪研究进展, 25: 113-119
- 许志琴, 杨经绥, 吴才来, 等. 2003. 柴达木北缘超高压变质带形成与折返的时限及机制. 地质学报, 77: 163-176
- 杨经绥, 宋述光, 许志琴, 等. 2001. 柴北缘早古生代高压-超高压变质带中发现典型的超高压矿物——柯石英. 地质学报, 75: 175-179
- 杨经绥, 许志琴, 宋述光, 等. 2000. 青海都兰榴辉岩的发现及对中国中央造山带内高压-超高压变质带研究的意义. 地质学报, 74: 156-168
- 杨经绥, 许志琴, 李海兵, 等. 1998. 我国西部柴北缘地区发现榴辉岩. 科学通报, 43: 1544-1549
- 袁桂邦, 王惠初, 李惠民, 等. 2002. 柴北缘绿梁山地区辉长岩的锆石 U-Pb 年龄及意义. 前寒武纪研究进展, 25: 36-40
- 张建新, 孟繁聪, 戚学祥. 2002. 柴达木盆地北缘柴旦和锡铁山榴辉岩中石榴子石环带对比及地质意义. 地质通报, 21: 123-129
- 张建新, 杨经绥, 许志琴, 等. 2000. 柴北缘榴辉岩的峰期和退变质年龄: 来自 U-Pb 及 Ar-Ar 同位素测定的证据. 地球化学, 29: 217-222
- Aranguren A, Tubia J M, Bouchez J L. 1996. The Guitiriz Granite Variscan Belt of northern Spain: Extension controlled emplacement of magma during tectonic escape. Earth Planet Sci Lett, 139: 165-176
- Black L P, Kamo S L, Allen C M. 2004. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element related matrix effect: SHRIMP, ID-TIMS, EL-A-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. Chem Geol, 205: 115-140
- Boynton W V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P, ed. Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry 2. Amsterdam: Elsevier. 63-114
- Cherniak D J, Watson E B. 2000. Pb diffusion in zircon. Chem Geol, 172: 5-24
- Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, et al. 1992. Zircon U-Pb ages for the early Cambrian time-scale. J Geol Soc London, 149: 171-184
- Frost B R, Barnes C G, Collins W J, et al. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. J Petrol, 42: 2033-2048
- Frost B R, Frost C D. 2008. Ageochemical classification for feldspathic igneous rocks. J Petrol, 49: 1955-1969
- Hugh R R, John T. 2005. Adakites-the key to understanding LILE depletion in granulites. Lithos, 79: 61-81
- Hutton D H W, Dempster T J, Brown P E. 1990. A new mechanism of granite emplacement: Intrusion in active extensional shear zones. Nature, 343: 452-455
- Irvine T N, Baragar W R A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can J Earth Sci, 8: 523-548
- Keay S, Collins W J, McCulloch M T. 1997. A three component Sr-Nd mixing model for granitoid genesis, Lachlan fold belt, eastern Australia. Geology, 25: 307-310
- Kula J L, Spell T L, Wells M L. 2002. Syntectonic intrusion and exhumation of a Mesozoic plutonic complex in the Late Cretaceous, Granite Mountains, southeastern California. Geol Soc Amer Abstracts Programs, 34: 249
- Leake B E. 1990. Granite magmas; their sources, initiation and consequences of emplacement. Geol Soc J, 147: 579-589
- Liew T C, Hofmann A W. 1988. Precambrian crustal components, plutonic assimilations, plate environment of the Hercynian Fold belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. Mineral Petrol, 98: 129-138
- Ludwig K R. 2001. Squid 1.02: A User Manual. Berkeley: Geochronology Center Special Publication. 2: 15-35
- Ludwig K R. 2003. User03. Manual for Isoplot 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Geochronology Center Special Publication. 4: 1-70
- Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geol Soc Am Bull, 101: 635-643
- Martin H. 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. Geology, 14: 53-756
- McCulloch M T, Chappell B W. 1982. Nd isotopic characteristics of S and I-type granites. Earth Planet Sci Lett, 58: 51-64
- McDonough W F, Sun S S. 1985. Isotopic and geochemical systematics in Tertiary-Recent basalts from southeastern Australia and implication for the sub-continental lithosphere. Geochim Cosmochim Acta, 49: 2051-2067
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in magma/igneous rock system. Earth Sci Rev, 37: 215-224
- Peacock S M. 1990. Fluid processes in subduction zones. Science, 248: 329-337
- Pidgeon R T, Nemchin A A, Hitchen G J. 1998. Internal structures of zircons from Archean granites from the Darling Range batholith: Implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. Contrib Mineral Petrol, 132: 288-299
- Serhat G, Goncuoglu M C. 2007. Sr and Nd isotopic characteristics of some S-, I- and A-type granitoids from Central Anatolia. Turk J Earth Sci, 17: 111-127
- Song S G, Yang J S, Xu Z Q. 2003. Metamorphic evolution of the coesite-bearing ultrahigh-pressure terrane in the North Qaidam, Northern Tibet,

- NW China. *J Metamorph Geol*, 21: 631–644
- Song S G, Zhang L F, Niu Y L. 2005. Geochronology of diamond-bearing zircons from garnet peridotite in the North Qaidam UHPM belt, Northern Tibetan Plateau: A record of complex histories from oceanic lithosphere subduction to continental collision. *Earth Planet Sci Lett*, 234: 99–118
- Sorena S S, Grossman J N. 1993. Accessory minerals and subduction zone metasomatism: Ageochemical comparison of two mélanges. *Chem Geol*, 110: 269–297
- Williams I S. 1998. U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. In: McKibben M A, Shanks III W C, Ridley W I, eds. *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes*. *Rev Econ Geol*, 7: 1–35
- Wu C L, Wooden J L, Yang J S. 2006. Granitic magmatism in the North Qaidam Early Paleozoic Ultrahigh-Pressure Metamorphic belt, Northwest China. *Int Geol Rev*, 48: 223–240
- Xu Z Q, Yang J S, Wu C L, et al. 2006. Timing and mechanism of formation and exhumation of the Northern Qaidam ultrahigh-pressure metamorphic belt. *J Asian Earth Sci*, 28: 160–173
- Yang J S, Liu F L, Wu C L, et al. 2005. Two ultrahigh-pressure metamorphic events recognized in the central orogenic belt of China: Evidence from the U-Pb dating of coesite-bearing zircons. *Int Geol Rev*, 47: 327–343
- Yang J S, Xu Z Q, Zhang J X, et al. 2002. Early Palaeozoic North Qaidam UHP metamorphic belt on the north-eastern Tibetan Plateau and a paired subduction model. *Terra Nova*, 14: 397–404