# 柴达木盆地北缘塔塔楞环斑花岗岩的 SHRIMP 年龄

卢欣祥1),孙延贵2),张雪亭2),肖庆辉3),王晓霞4),尉向东1),谷德敏1)

1)河南省国土资源科学研究院,郑州,450053;2)青海省地调院,西宁,810012

3) 国土资源部信息中心,北京,100812;4) 长安大学,西安,710054

内容提要:塔塔楞环斑花岗岩套侵位于柴达木北缘加里东构造带中,面积达 350 km<sup>2</sup>,是我国最大的环斑花岗 岩体。锆石 SHRIMP U-Pb 法测得其地质年龄为 440±14Ma,属加里东期,晚于柴北缘 UP-UPF 榴辉岩、岛弧火山 岩及俯冲型花岗岩的时代约 30~50Ma 左右,形成于造山运动由挤压造山向后碰撞拉张体制的转折构造环境,代表 了加里东运动的终结。榴辉岩一岛弧型火山岩一俯冲花岗岩一环斑花岗岩共同构成了柴北缘构造岩浆演化的完 整旋回。塔塔楞环斑花岗岩的发现和时代的准确确定对认识柴北缘加里东构造带的构造演化特征和物质组成具 有重要科学意义,为阐明柴达木北缘加里东运动的构造演化和结束提供了重要的岩石学约束。

关键词:环斑花岗岩;SHRIMP年龄;加里东运动;造山带;柴北缘

塔塔楞岩体位于柴达木盆地北缘,是青海最大 的花岗岩岩体之一,同时也是由环斑花岗岩和其它 不同花岗岩组成的一个环斑花岗岩套,总面积达 2124 km<sup>2</sup>,其中完全具环斑结构的环斑花岗岩为 350 km<sup>2</sup>。环斑花岗岩的精确定年,对于正确认识 柴北缘区域构造演化历史具有重要的意义。然而, 对其形成时代的认识长期模糊不清,一般认为塔塔 楞岩体是印支一燕山期岩浆活动的产物,其 K-Ar 年龄为163~200Ma(青海省地质志,1991)和151.3 Ma(钾长石,K-Ar,崔军文,1999)。因此,该岩体的 形成时代问题至今没有得到解决,制约了对柴达木 盆地北缘地质发展史的正确认识。继元古宙鹰峰环 斑花岗岩体被发现(肖庆辉,卢欣祥等,2003)之后, 笔者等在塔塔楞岩体中也发现了环斑花岗岩,这也 是我国发现的第一个加里东期环斑花岗岩。由于该 岩体由多种岩石类型构成,可称之为环斑花岗岩套。 众所周知,环斑花岗岩是一种非常重要的岩石类型, 常常被赋予特殊的构造含义(Calzia JP & Tapani Ramo O,2005,Brown P E et al.,2003)。因此,精 确测定塔塔楞岩体中环斑花岗岩的形成时代具有重 要意义。笔者采用高精度锆石 SHRIMP U-Pb 法 定年技术,首次获得了塔塔楞环斑花岗岩年龄 440Ma。本文第一次报导了这一年龄,同时对其地 质意义作了简略讨论。

# 1 岩体地质与岩石学特征

塔塔楞环斑花岗岩套位于柴达木盆地北缘大柴 旦以北的塔塔楞河地区,是秦岭一昆仑巨型环斑花 岗岩带的一部分●(卢欣祥等,2006),大地构造位于 柴北缘加里东构造带(图1)。岩体规模很大,面积 达 350km<sup>2</sup>(青海地质志,1991),是我国目前发现的 最大环斑花岗岩体。岩体西南部及东南部边界都有 较强的韧性剪切带通过,在断裂带处岩石的矿物全 被拉长,钾长石呈拖尾、眼球、旋转斑晶等现象十分 发育。从剪切带中心向外依次出现片岩--糜棱岩--碎裂岩的序列变化。露头尺度上可见球状钾长石斑 晶从球状变成眼球一拉长一长条形,石英则从粒状 变成长条状及片状,岩石由块状花岗岩变成片岩。 岩体的北部、东部为第三系及沙漠覆盖,西南部以断 层和石炭一二叠纪地层接触,西北及西南远一点地 方为下元古界达肯达板群。与岩体直接接触的较老 地层为奥陶系,并在岩体中呈残留顶盖出现(图2)。

塔塔楞环斑花岗岩体的岩石类型主要为浅灰白 色(图 3)、肉红色(图 4)两种粗粒一巨粒球斑花岗 岩、环斑花岗岩,球斑及环斑结构、块状构造。在岩 体中心主要为灰白色球斑一环斑花岗岩,具白色斜

注:本文为国家自然科学基金项目(编号 40372043)资助成果。

收稿日期:2007-01-23;改回日期:2007-03-22;责任编辑:郝梓国。

作者简介:卢欣祥,男,1938年生。岩石和矿床专业。通讯地址:450053,河南省郑州市黄河路 41号,河南省国土资源科学研究院;Email: Luxx1938@163.com。



图 1 柴北缘大地构造略图 (据张建新等修改,2005)

Fig. 1 Tectonic sketch map of the north area of Qaidam basin

Q一第四系;1一上古生界;2一下古生界;3一元古字;4一祁连地体;5一花岗岩;6一榴辉岩;7一石榴橄辉岩;

8-超基性岩;9-辉长岩;10-逆冲断层;11-走滑断层

Q—Quaternary; 1—upper Paleozoic Erathem; 2—lower Paleozoic Erathem; 3—Proterozoic eonothem; 4—Qilian terrane; 5—granite; 6—eclogite; 7—pomegranate peridotite; 8—ultrabasic rock; 9—gabbro; 10—thrust fault; 11—strike-slip fault

长石环边的环斑钾长石十分发育,几乎全部为典型 的环斑钾长石。斑晶钾长石呈灰白色及红褐色的球 状及椭球状(图 3、4、5),具明显的卡氏双晶,双晶面 平行长轴方向,粒度一般为2~4cm,大者可达6~ 7cm,少数达10cm以上,小的不足1厘米,并且多具 白色斜长石环。钾长石球斑中有斜长石、石英及暗 色矿物包裹体(以黑云母为主)。由于长石斑晶不易 风化,使岩石表面呈瘤状。环斑含量 50%~60%, 局部可高达70%以上,高于我国著名的密云环斑花 岗岩(20%±)及秦岭中生代环斑花岗岩的斑晶含 量,与维堡和鹰峰环斑花岗岩一致。基质呈粗粒花 岗结构,粒度可达 0.5~1cm 左右,矿物成分主要为 钾长石、斜长石、石英、黑云母等。钾长石:均为条纹 长石,呈它形晶,含量在50%~60%±。斜长石:呈 自形晶,多呈板状,长石牌号An=15±5,为更长石, 普遍被钾长石、石英交代, 且多已发生绢云母化和轻 微绿帘石化,含量约20%左右。石英:它形粒状,粒 度较粗,可达 3~5mm,有的可达 1cm,使岩石外貌 很粗,含量约15%~18%左右。黑云母为片状,部 分已绿泥石化,含量5%±。岩石中副矿物主要为 磷灰石、榍石、锆石、萤石、

锡石、金红石、电气石等。锆石以短柱状、粒状 为主,颜色呈浅褐色,深褐色及棕红色,透明,可见较 多的熔蚀晶体和熔穴。

红色环斑花岗岩主要由钾长石的红色引起的, 镜下可见红色钾长石具有高岭土化,野外观察可见 红色环斑花岗岩与灰白色环斑花岗岩没有截然界 线,为过渡关系,红色可能是风化造成的,确切原因 正在进一步研究。塔塔楞花岗岩体总面积达 2124 km<sup>2</sup>,是柴北缘构造带中的一个大岩体。其由环斑 花岗岩(石英二长岩)、粗粒斑状二长花岗岩,中粗粒 正长花岗岩,中细粒二长花岗岩,细粒一微粒电气石 化花岗岩和云英岩化花岗岩和基性岩脉等组成,其 中环斑花岗岩产于岩体之东南部,面积为 350km<sup>2</sup>。 它们共同组成一个完整的环斑花岗岩套(面积达 2124 km<sup>2</sup>),类似于维堡环斑花岗岩的岩石组合,尤 其维堡的卫星岩体 Suomennemi 环斑花岗岩基的岩 石组合相似(Rämö & Haapalla, 1995; дяховий,



图 2 塔塔楞岩体地质图

Fig. 2 Geological map of the Tataleng instrusion

Q—第四系; E—第三系; J—侏罗系; T—三叠系; O——中奥陶系; S—志留系; Pt<sub>1</sub>D—下元古界达肯大坂群; CP—石炭—二叠 系; ηγ—中粗粒二长花岗岩;πη—斑状二长岗岩;γ<sub>3</sub>—加里东花岗岩; 1—中细粒二长花岗岩; 2—韧性剪切带; 3—样品位置; 4—环斑花岗岩

Q-Quaternary; E-Tetiary; J-Jurassic; T-Triassic; O-middle Ordovician; S-Pt<sub>1</sub>; D-lower Proterozoic Dakendaban Gr; CP-carboniterous-permian;  $\eta\gamma$ -mid-coarse monzonitic granite;  $\pi\eta$ - phyre monzonitic granite1;  $\gamma_3$ -Caledonian granite; 1granule monzonitic granite; 2-shear zone; 3-sampling position; 4-ring spot granite



图 3 灰白色环斑花岗岩 Fig. 3 Greyish rapakivi granite

1991)。其实世界最著名的维堡环斑花岗岩也是由 多种岩石类型组成的一个环斑花岗岩套,并非全部 都是具环斑结构的环斑花岗岩,但习惯上称之为环 斑花岗岩。塔塔楞岩体也是如此。岩体含暗色微粒 包体,一般呈透镜状,浑圆状、不规则状等,大小10 ~50cm不等。岩体边部环斑钾长石较少,且钾长石 斑晶主要以自形一半自形为主,向岩体内部环斑钾 长石逐渐增多,以至全部都是环斑和球斑。本岩体



图 4 红色环斑花岗岩 Fig. 4 Red rapakivi granite



图 5 环斑钾长石晶体 Fig. 5 Rapakivi K-feldspar

是秦岭一昆仑环斑花岗岩带中环斑结构发育最好的 岩体之一。

岩石的 SiO<sub>2</sub> =  $(68 \sim 74) \times 10^{-2}$ , K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O>8 ×10<sup>-2</sup>, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O>2.5,  $\Sigma$ REE =  $(355 \sim 423) \times$ 10<sup>-6</sup>, (La/Yb)>4.6,  $\delta$ Eu<0.42, Ga/Al'>2.6, 高碱 高 REE 低  $\delta$ Eu 和高的 Ga/Al'均反映出塔塔楞环斑 花岗岩属 A 型花岗岩。(Fea<sup>t</sup>/MgO)-SiO<sub>2</sub>图解(Eby, 1990)和 Whalan(1987)提出的常量和微量元素花岗 岩成因判别图解(略)等, 以及 Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O图解(略), 塔 塔楞环斑花岗岩也都落入 A 型花岗岩区。塔塔楞环 斑花岗岩的地质地球化学特征已另文发表。

# 2 样品的制备及分析方法

本文研究的锆石是从约 10kg 的灰白色环斑花 岗岩样品中挑选出来的。样品经机器破碎,淘洗,然 后用陶盘人工粗选,再用电磁仪和重液等方法精选, 最后在双目镜下挑纯,将晶形较完好的锆石先进行 阴极发光(CL)和透射光进行照射,然后挑选出质量 较好的晶体进行 SHRIMP 测定。锆石的阴极发光 (CL)图象分析在北京大学电子探针仪上完成,高精 度锆石 SHRIMP U-Pb 定年在中国地质科学研究 院北京离子探针中心 SHRIMP Ⅱ上完成,分析时束 斑直径为 30μm。由 CL 图像(图 6)可以看出,岩石 中的锆石以自形柱状为主,颗粒粒度变化于约 200 ~300μm 之间。

样品的制备见宋彪等(2002)和 Compston et at (1992),先将锆石和标准样品用双面胶置于环氧树脂样品靶上打磨,至大部分锆石中心出露再进行抛光。对抛光后的样品进行阴极发光和透反射光系统照相,以便确定测定位置,准备工作完成后再对样品靶进行清洗和镀金(纯度 99.999%)以备测定使用。数据处理见 Wollians(1987),Ludwig (1994)。标准 锆石 SL13 用以 U 含量校正,TEM 用以的年龄校正,年龄计算系用 <sup>207</sup> Pb/<sup>235</sup> U 的比值。SHRIMP 分析数据(表 1)显示,锆石的 U 和 Th 含量总体偏低,U 含量为 83.22~282.69 $\mu$ g/g,个别达 375.24  $\mu$ g/g;Th 含量 76.39~270.77 $\mu$ g/g,个别高达310.92 $\mu$ g/g,符合岩浆型锆石的特征。

### 3 锆石特征及分析结果

样品中锆石的多数长宽比约为 2~3。锆石的 阴极发光图显示:锆石发育密集的震荡环带,表明这 些锆石属岩浆锆石。锆石中未见核边结构,表明这 是一种原生锆石(图 6)。环斑花岗岩中的锆石,选 择了12个颗粒进行测试,分析结果列表1中,其Th 和 U 的质量分数较低,12 个点中 Th 含量为(97.97 ~310.92)×10<sup>-6</sup>, 一般为(97~270)×10<sup>-6</sup>其中2, 3,9 三个测点小于 100×10<sup>-6</sup>,1 号点则高达 310.92 ×10<sup>-6</sup>。表现出变化范围较大的特点。U含量为 (83.82~375.24)×10<sup>-6</sup>,与Th的情况相似,Th/U 比值除 4,9 号测点小于 0.5 外,其余皆大于 0.5,最 高达 2.24(1 号测点)。Claesson 等(2000)在研究俄 罗斯科拉半岛碱性岩和其中的捕虏体中锆石年代时 指出,岩浆型锆石的 Th/U>0.1,且各锆石的 Th 和 U之间有正相关性。Pidgeon 等(1998)则认为岩浆 成因锆石的 Th/U>0.5,变质重结晶锆石则<0.1。 而 Th/U 比值介于 0.5~0.1 者,可能反映了后期流 体的影响(Anthi L et at, 1999)。以上说明塔塔楞 环斑花岗岩是岩浆成因的。测定结果显示:12个 SHRIMP 测点投点全落在谐和线上,12个均年龄 为  $440 \pm 14$  Ma( $2\sigma$ ), mswd = 32, 信度为 95%, 说明



图 6 塔塔楞环斑花岗岩锆石阴极发光图像 Fig. 6 The CL image of zircons of Tatalin rapakivi

加权平均误差和单个分析误差基本一致,所分析的 锆石由单一年龄组成。结果得出塔塔楞环斑花岗岩 的形成年龄为440±14Ma(图7)。

# 4 讨论与结论

柴达木盆地北缘是中国西部构造演化最为复杂 的地区之一,由于各种地质过程的相互叠加改造、强 烈的地表侵蚀和风沙覆盖,区域地质发展史的再造成为一个难题。近年来,随着区域矿产开发、新一轮国土资源大调查和一系列科研项目的展开,发现了许多新的地质事实,相继提出了一些框架性地质模型(如:曹永清等,1999;杨经绥等,2000)。与中国东部相比,这些地区研究程度偏低,仍有许多重要地质事实有待查明。塔塔楞环斑花岗岩高精度锆石

	表 1	塔塔楞环斑花岗岩 (T08)锆石 U-Th-Pb SHRIMP 离子探针分析结果
Table 1	The ion	ic probe analysis data of zircon U-Th-Pb SHRIMP of Tatalin rapakivi granite(T08)

No	$^{206}\mathrm{Pb_c}$	U	Th	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	$^{206}{\rm Pb}{}^*$	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U		$^{207}Pb/^{206}Pb$		<sup>207</sup> Pb * / <sup>206</sup> Pb		$^{207}Pb*\;/^{235}U$		<sup>206</sup> Pb * / <sup>238</sup> U	
	(%)	$(\times 10^{-6})$	$(\times 10^{-6})$		$(\times 10^{-6})$					(±%)		(±%)		(±%)	
1	1.29	143.17	310.92	2.24	8.62	431	$\pm 11$	69	$\pm 200$	0.0474	8.3	0.452	8.7	0.0692	2.6
2	0.10	83.82	76.39	0.94	5.28	456	12	479	160	0.0567	7.1	0.573	7.7	0.0733	2.8
3	1.34	144.54	78.30	0.56	9.06	448	11	248	270	0.0511	12	0.508	12	0.0720	2.6
4	0.54	292.69	129.76	0.46	17.80	439	10	360	82	0.0537	3.6	0.522	4.4	0.0704	2.5
5	0.60	157.92	108.33	0.71	9.16	419	10	296	120	0.0522	5.2	0.484	5.8	0.0671	2.6
6	1.98	104.66	97.97	0.97	6.55	445	12	-137	320	0.0435	13	0.429	13	0.0714	2.7
7	0.50	375.24	270.77	0.75	22.40	431	10	358	87	0.0537	3.8	0.512	4.6	0.0692	2.5
8	0.11	272.42	240.21	0.91	16.30	435	10	543	48	0.0584	2.2	0.562	3.3	0.0698	2.5
9	0.39	142.16	50.61	0.37	9.08	460	12	329	130	0.0530	5.9	0.541	6.4	0.0740	2.6
10	0.58	123.05	134.35	1.13	7.41	434	11	561	160	0.0588	7.1	0.565	7.6	0.0697	2.6
11	0.14	164.79	146.32	0.92	10.60	466	12	605	68	0.0600	3.1	0.621	4.1	0.0750	2.6
12	0.11	84.11	162.32	1.99	5.24	451	$\pm 12$	710	$\pm$ 97	0.0631	4.5	0.631	5.3	0.0725	2.8



Fig. 7 The zircon SHRIMP U-Pb concord diagram of Tatalin rapakivi granite

SHRIMP年龄的获得,不仅证实了该区存在大规模 的早古生代花岗质岩浆活动,而且再次揭示了造山 带环斑花岗岩的存在。

### 4.1 早古生代花岗质岩浆活动

长期以来,柴达木盆地周边的花岗质岩石多作 为华力西期构造岩浆活动的产物。近年来,大量地 质事实表明早古生代和晚古生代一早中生代造山旋 回是柴达木周边两个重要的构造旋回,其中早古生 代高压-超高压变质作用(杨经绥等,1998;许志琴 等,2003)和早中生代的构造岩浆活动(郭正府等, 1998;罗照华等,1999)得到了特别的重视。岩浆活 动是内动力作用下岩石圈-软流圈系统结构调整的 产物,尤其是花岗岩类的形成与造山带的构造演化 息息相关,特定的花岗岩类型往往表征了造山带构 造演化的一个特定阶段(卢欣祥,2000),对于阐明区 域地质演化具有特殊的意义。像塔塔楞环斑花岗岩 体这样的大型岩基,应当象征着区域大规模构造岩 浆活动。然而,由于该岩体所处的特殊构造位置(图 1),既可以将其与早古生代构造岩浆活动联系在一 起,也可以将其视作为中生代岩浆活动的产物。因 此,前人仅依据 K-Ar 法测年结果就将其归属为中 生代。但是,一方面区域上不存在中生代的强烈构 造岩浆活动,另一方面 K-Ar 法测年结果代表的地 质含义受后期构造热事件影响很大,被常常视为经 受最后一次构造热事件的时间,而非岩体形成的时 间,所以前人的结论可能是不确定的。

锆石 U-Pb 体系具有封闭温度高、适用年龄范 围广的特点,是目前国际上应用最普遍的同位素年 龄体系。本文选择锆石 SHRIMP 方法定年,方法上 是可靠的。如前所述,我们选定的测年锆石发育有 规则的震荡环带(图 6),且其 Th/U>0.5,属于典型 的岩浆锆石,是在岩浆结晶作用过程中形成的。因 此,其年龄值(440Ma,相当于晚奥陶世末期)反映了 岩浆形成和定位结晶的时间,即岩浆的成岩时间。 由此,塔塔楞环斑花岗岩锆石 SHRIMP 测年结果的 获得再次证明了柴达木盆地北缘早古生代时期存在 强烈的构造岩浆活动。

### 4.2 造山带环斑花岗岩

自从卢欣祥等(1996,1998)首次报道秦岭造山 带发现环斑花岗岩以来,有关环斑花岗岩的成因问 题引起了广泛的讨论(赵太平等 2001,张静等 2003)。实际上,这种争议在国外也是存在的(OT. Rämö & I. Haapalla, 1995, вв. ляховий, 1991, 赵风 清,2000)。环斑花岗岩的命名实际世界上一直有不 同意见,至今也还没统一,环斑花岗岩的原意就是以 岩石具环斑结构命名的,从岩石分类命名的角度来 说,我们更倾向于岩石的基本特征而不是形成时代 或构造环境。对此作者已进行了初步的阐述(卢欣 祥,王晓霞等,2003)。塔塔楞环斑花岗岩体时代,长 期以来一直被认为是印支—燕山期岩浆活动的产物 (青海省地质志,1991;崔军文,1999),笔者本次获得 锆石 SHRIMP 年龄为 440Ma,表明其属于加里东 期,是柴北缘古生代构造演化期的产物。以往的研 究,不少学者从变质作用、火山岩及 UHF 论述了柴 北缘属加里东构造带(夏林圻等,1991,杨经绥, 2002,袁桂邦,2002,张建新,2000,2001,2002)。塔 塔楞环斑花岗岩的时代的精确定年,为正确认识柴 北缘构造带加里东运动及其物质表现、岩浆作用提 供了确凿的证据。

### 4.3 中国第一个确定的加里东期环斑花岗岩

塔塔楞花岗岩属加里东期的确定,也为我国环 斑花岗岩的时代研究增添了一新的构造岩浆时代的 成员,是继秦岭一昆仑造山带先后发现了中生代印 支期(卢欣祥等,1996,1999)和元古宙吕梁期(肖庆 辉,卢欣祥等,2003)等一系列环斑花岗岩体后的另 一重要发现。从而使秦岭一昆仑造山带成为世界罕 见的元古代一古生代一中生代每个大的构造岩浆旋 回的末期都有环斑花岗岩发育的造山带。为研究和 阐明秦岭—昆仑造山带的构造演化提供了依据。

关于塔塔楞环斑花岗岩的规模,如果作为一个

环斑花岗岩套其面积为 2142km<sup>2</sup>,国外学者也是这 么使用的,如世界最著名的也是最先确定的环斑花 岗岩体——芬兰维堡环斑花岗岩其面积达 4000 多 平方公里,它是由是一系列含斑与不含斑花岗岩组 成的环斑花岗岩套。北京密云环斑花岗岩也是由一 套不同类型的花岗岩组成(郁建华等,1996)。塔塔 楞花岗岩与其具有相同的岩石组合,完全具环斑结 构的环斑花岗岩,面积为 350km<sup>2</sup>,在整个岩体的六 分之一已是国内已知最大的加里东其环斑花岗岩 体。

### 4.4 柴北缘加里东构造岩浆旋回终结的岩石学标 志

根据前人的研究结果,柴达木盆地北缘构造带 是青藏高原东北部的一个重要地质边界,属于加里 东期碰撞造山带(许志琴等,2003)。该造山带呈北 西西一南东东方向延伸,东西长 800 余公里,南北宽 约400 km,由北向南将其分为中祁连变质基底;南 祁连加里东褶皱构造带; 欧龙布鲁克地块和 柴北 缘加里东期火山岛弧带。上述四个构造带中,南祁 连加里东期褶皱构造带和柴北缘加里东期火山岛弧 带大约在大柴旦西的鱼卡河一带已合二为一,成为 柴北缘加里东俯冲碰撞带,其中夹杂了德令哈(欧龙 布鲁克)和达肯大坂群鹰峰等元古代的古老地块,吕 梁期的鹰峰环斑花岗岩就产在达肯大坂群中。而塔 塔楞环斑花岗岩正好在加里东构造带中。柴北缘构 造带与南阿尔金蛇绿混杂岩带(崔军文等,1994),西 昆仑北侧的板块俯冲杂岩带(许荣华等,1994)相连, 东延与西秦岭古生代俯冲杂岩带及北秦岭构造带相 连(张国伟等,2002)。柴北缘火山岛弧带已获得了 较多的同位素年龄,如侵位于滩涧山群(岛弧火山 岩)中的辉长岩为 496.3±0.3Ma(锆石 U-Pb,袁桂 邦,2002),滩涧山群岛弧拉斑玄武岩年龄为515Ma (锆石 U-Pb,史仁灯,2003),其中的中酸性火山岩为 486±13Ma(锆石 U-Pb,李怀坤,1999;王惠初等 2003;赵凤清等,2003)。该带中俯冲型的嗷唠山钙 碱性的 I 型花岗岩的时代为 496 ± 7.6 - 445 ± 15.3 Ma,平均 473Ma(锆石,SHRIMP,吴才来,2001a, 2001b,2004)。经 U-Pb、Rb-Sr、Ar-Ar 等多种方法 测定,柴北缘及阿尔金超高压榴辉岩带,其变质作用 发生在 500~440Ma, 折返时间为 470~460Ma(张 建新,2000,2003;许志琴,2003)。UPF,钙碱性火 山岩、花岗岩是板块俯冲碰撞的标志产物。可见, 440Ma 是柴达木盆地北缘早古生代最年轻的火成 岩年龄,应当是早古生代造山过程结束或近于结束 的标志。此外,研究表明:环斑花岗岩连同同时代 A 型花岗岩都为高钾钙碱性浆岩●。在造山带的造山 作用后期或结束时,会出现与碰撞作用有关的高钾 钙碱性花岗岩(Barbalin, 1990),代表了挤压造山机 制向伸展拉张机制的转折过程,如果 UPF 和过铝质 的钙碱性花岗岩是造山作用顶峰时期形成,而环斑 花岗岩则是在顶峰之后由挤压向拉张转化的松驰阶 段形成,属于后碰撞环境。这同已有的同位素年代 学资料相一致。超高压榴辉岩的形成(主变质期)为 5亿年左右,代表了加里东期的岩浆旋回的早期,而 塔塔楞环斑花岗岩的时代为440Ma,滞后主碰撞期 约 50Ma 左右,是加里东运动晚期构造体制的转折 期,代表了加里东造山过程的终结。这样由火山 岩一榴辉岩-岛弧型花岗岩-环斑花岗岩-起构成 了柴北缘加里东造山带中构造岩浆演化的完整旋 回,对认识柴北缘构造带加里东运动的构造演化特 征和物质组成,具有重要的科学意义。为阐明柴达 木北缘加里东运动的构造演化和结束提供了重要的 岩石学约束。

**致谢:**罗照华教授详细审阅了全文,并提出了多 处修改意见,获益匪浅。匿名审稿人对本文提出了 不少有益的建议和意见,对修改本文很有助益。作 者均表示衷心的感谢!

#### 注 释

- 卢欣祥,等.1999.秦岭一昆仑造山带中的环斑花岗岩.海峡两岸
  三地地质科学讨论会及世界华人地质科学讨论会宣读论文.
- 卢欣祥,王晓霞,肖庆辉,等.2004.秦岭一昆仑环斑花岗岩及构造环境.科研报告.

### 参考文献

- 曹永清,罗照华,邓晋福,等.1999.东昆仑一柴达木北缘地区早古生 代火山活动与构造演化,地质论评,45(增刊):1002~1009.
- 崔军文,唐哲民,邓晋福,邱永军,孟令顺,余钦范,等.1999. 阿尔金断 裂系,北京:地质出版社.
- 杨经绥,许志琴,吴才来,史仁灯.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(2):156~168.
- 杨经绥,许志琴,李海兵,吴才来,史仁灯,张建新,崔军文,陈文. 1998.我国西部柴北缘地区发现榴辉岩.科学通报,43:1544~ 1548.
- 卢欣祥,王晓霞,肖庆辉,等.2006.中国西部造山型环斑花岗岩与造 山运动终结标志.见:肖庆辉,邓进福等著.中国花岗岩与大陆 壳生长.北京:地质出版社(出版中).

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 及其地质意义,中国科学(D辑),2003,33(12):1193~1200.

青海省地质矿产局.1991.青海省区城地质志.北京:地质出版社.

- 宋彪,张玉海,万渝生,等.2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测 定及有关现象讨论,地质论评,48(Supp.)26~30.
- 许志琴,杨经绥,吴才来,李海兵,戚学祥,宋述光,万渝生,陈文,邱海 峻.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(2):163~176.
- 郭正府,邓晋福,许志琴,等.1998.青藏东昆仑晚古生代末-中生代中 酸性火成岩与陆内造山过程,现代地质,12(3):344~352.
- 罗照华,邓晋福,曹永清,等.1999.青海省东昆仑地区晚古生代—— 早中生代火山活动与区域构造演化,现代地质,13(1):51~56.
- 卢欣祥.2000.秦岭花岗岩大地构造图及说明书,西安:西安地图出版 社.
- 卢欣祥,董有,常秋玲,肖庆辉,李晓波,王晓霞.1996.秦岭印支期沙 河湾奥长环斑花岗岩及其动力学意义,中国科学(D辑),26(3): 244~248.
- 卢欣祥,尉向东,肖庆辉,等.1999.秦岭环斑花岗的年代学研究及意 义. 高校地质学报,5(4):373~377.
- 赵太平.2001. 对秦岭奥长环斑花岗岩的质疑,地质论评,17(5):487 ~491.
- 张静,陈衍景,等.2002.陕西西南部秦岭梁花岗岩体的矿物成分研究 和相关问题讨论,中国科学(D辑),2:113~120.
- 赵风清.2000.参加芬兰地质考察总结(II)一古元古代非造山的环斑 花岗岩,前寒武纪研究进展,23(2):116~120.
- 卢欣祥,王晓霞,肖庆辉,等.1993.答"对秦岭奥长斑花岗岩质疑",地 球科学,18(1):67~72.
- 夏林圻,夏祖春,等.1991.祁连、秦岭山系海相火山岩,武汉:中国地 质大学出版社,59~105.
- 杨经绥,许志琴,张建新,宋述光,史仁灯,吴才来,李海兵.2002.青藏 高原北部柴北缘超高压变质带及板块双俯冲模式,中国地质学 会80周年学术文集,北京;地质出版社.173~183.
- 张建新,张泽民,许志琴,等.1999. 阿尔金构造带西段榴辉岩的 Sm-Nd 及 U-Pb 年龄,科学通报,44:1109~1112.
- 张建新,杨经绥,许志琴,张泽民,陈文,李海兵.1999. 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(3):217~222.
- 张建新,万渝生,孟繁聪等.2003.柴北缘夹榴辉岩的片麻岩(片岩)地 球化学、Sm-Nd和 U-Pb 同位素研究——深俯冲的前寒武纪基 底,岩石学报,19(3)443~451.
- 崔军文,邓晋福,唐哲民,孟令顺,余钦范,李冀湘,岳永君,赖绍聪,齐 立.1994.青藏高原北缘变形动力学研究的一些新认识,中国地 质科学院院报,145~146.
- 许荣华,张玉泉,谢应雯,陈福坤,Ph. Vidal,N. Amaut,张巧大,赵敦 敏.1994.西昆仑山北部早古生代构造-岩浆带的发现,地质科 学,29(4):313~328.
- 张国伟,董云鹏,裴先治,姚安平.2002.关于中新生代环西伯利亚陆 内构造体系域问题,地质通报,21(4-5):198~201.
- 史仁灯,杨经绥,吴才来,等.2004.柴达木北缘超高压变质带中岛弧 火山岩,地质学报,78(1):52~64

- 李怀坤,陆松年,赵风清,等.1999.柴达木北缘鱼卡河含柯石英榴辉 岩的确定及其意义,现代地质,13(1):43~50.
- 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,地质通报,22(7):487~493.
- 赵风清,郭进京,李怀坤.2003.青海锡铁山地区滩间群的地质特征及 同位素年代学,地质通报,22.
- 吴才来,杨经绥, Trevor Ireland, 等. 2001. 祁连南缘嗷唠山花岗岩 SHRIMP 锆石年龄及其地质意义,岩石学报,17(2):215~221.
- 吴才来,杨经绥,Wooden J,等.2001.柴达木山花岗岩锆石 SHRIMP 定年,科学通报,46(20):1742~1746.
- 吴才来,杨经绥,许志琴,等,柴达木盆地北缘古生代超高压带中花岗 质岩浆作用,地质学报,78:(5),658~674.
- Anthi L, Dieter G. 1999. Constraining the prograde and retrograde PT-t path of Eocene HP rocks by SHRIMP dating of different zircon domains: inferred rates of heating, burial, cooling and exhumation for central Rhodope, northern Greece. Contributions to Mineralogy and Petrology, 135:340~354.
- Barbarin B. 1990. Granitoids main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting, Geol. J. 25:227~238.
- Brown P E, Dempster T J, Hutton D H W, Becker S M. 2003. Extensional tectonics and mafic plutons in the Ketilidian rapakivi granite suite of South Greenland. Lithos,67:1~13.
- Calzia J P, Tapani Ramo O. 2005. Miocene rapakivi granites in the southern Death Valley region, California, USA. Earth-Science Reviews, 73:221~243.
- Claesson S, Vetrin V, Bayanova T, Downes H. 2000. U-Pb zircon ages from a Devonian carbonatite dyke, Kola peninsula, Russia: a record of geological evolution from the Archaean to the Palaeozoic, Lithos, 51:95~108.
- Compston W, Willians I S, Krischvink J L, et al. 1992. Zircon U-Pb ages of early Cabbrian time—scale, J. Geol. Soc, 149:171~184.
- Ludwig K R. 1994. Isoplot—A plotting and refression program for radiogenic—isotope data, USGS Open—file report, Version 2. 75,91~45.
- Paterson B A, Stephens W E, Rogers G, Williams I S, Hinton R W, Herd D A. 1992. The nature of zircon inheritance in two granite plutons. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science, 83:459~471.
- Rămö O T. 1995. Haapala I, One hundred years of rapakivi granite. Mineralogy and Petrology, 52:129~146.
- Ляхович В. В. Рапакиви : проблема генезиса и рудоносности Изв . АНСССР. Сер. геол. 1991. 8:51~67.
- Willians I S, Claesson S. 1987. Isotope evidence for the Precambrian province and Caledonian metamorphism of high-grade paragneiss from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides, []. Ion microprobe zircon U-Th-Pb, Contrib. Mineral. Petrol, 97: 205 ~ 217.

# The SHRIMP Age of Tatalin Rapakivi Granite at the North Margin of Qaidam Basin

LU Xinxiang<sup>1)</sup>, SUN Yangui<sup>2)</sup>, ZHANG Xueting<sup>2)</sup>, XIAO Qinghui<sup>3)</sup>,

WANG Xiaoxia<sup>4)</sup>, WEI Xiangdong<sup>1)</sup>, GU Demin<sup>1)</sup>

1) Henan Scientific Academy of Land and Resources, Zhengzhou, 450053; 2) Qinhai Institute of Geological Survey, Xining, 810012; 3) The Information Center of the Ministry of Land and Resources, Beijing, 100812; 4) Chang'an University, Xian, 710054

### Abstract

Tatalin rapakivi granite suite is located in Caledonian tectonic belt of the north margin of Qaidam Basin with an area of  $350 \text{km}^2$ , which is the biggest rapakivi granite mass in China. The geologic age of 440  $\pm 14$ Ma is measured by the zircon SHRIMP U-Pb dating, which belongs to Caledonian period and is  $30 \sim 50$ Ma later than UP-UPF eclogite, volcanic rock of island arc and subduction granite. It formed under the hinge tectonic environment of orogeny from compressional orogeny to collision extension and shows the end of Caledonian orogeny. Eclogite-volcanic rock of island arc -subduction granite-rapakivi granite commonly forms the complete cycle of the tectonic magmatic evolution at the north margin of Qaidam Basin. The discovery and accurate confirmation of Tatalin rapakivi granite are of important scientific significance to understand the tectonic evolution characteristics and physical makeup of Caledonian tectonic belt at the north margin of Qaidam Basin and provide the important evidences in lithology for explaining the tectonic evolution of Caledonian tectonic belt at the north margin of Qaidam Basin.

**Key words**: Rapakivi granite; the SHRIMP age; Caledonian orogeny; orogenic belt; the north margin of Qaidam Basin