柴达木盆地北缘西端埃达克质 花岗岩的发现及地质意义

邱士东1),董增产2),辜平阳2)

1) 中国地质调查局基础调查部,北京,100037;

2) 西安地质调查中心(岩浆作用成矿与找矿重点实验室),西安,710054

内容提要:盐场北山英云闪长岩位于柴达木盆地北缘西端青海冷湖地区。岩体 Si₂O>56%(62.86%~64.83%),A1₂O₃>15%,MgO<3%(含量为1.73%~1.96%),Mg[#]=33.4~37.0,小于 50。Sr>400×10⁻⁶(平均为409×10⁻⁶),Y<18×10⁻⁶(Y=3.09×10⁻⁶~6.6×10⁻⁶),Yb<1.9×10⁻⁶(Yb=0.4×10⁻⁶~0.58×10⁻⁶),具有埃达克岩地球化学特征;Na₂O/K₂O=2.39~2.73,富 Na 贫 K,Eu、Sr 正异常(δ Eu=1.22~1.44),属 O 型埃达克岩。岩体富集大离子亲石元素(K,Rb、Sr、Ba),亏损高场强元素(Nb、Ta、P),具火山弧型花岗岩特征。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年结果表明,岩体形成于 263±2 Ma。结合区域地质背景和岩石地球化学特征,认为柴达木盆地北缘西端埃达克质花岗岩可能产于与俯冲有关的活动大陆边缘火山弧环境,是俯冲板片直接熔融的产物。进而揭示中二叠世末柴达木盆地北缘地区处于洋陆俯冲的构造演化阶段。

关键词:埃达克质花岗岩;地球化学;年代学;柴达木盆地北缘西端

埃达克岩由 Defant 和 Drummond(1990)首次 提出,原意是指形成于火山弧环境、由俯冲的年轻 (≤25 Ma)大洋板片熔融所形成的火成岩,因其首 次发现于美国阿留申群岛中的埃达克(Adak)岛而 得名(Defant and Drummond, 1990)。该类型火山 岩一经提出,就引起国际地学界广泛关注。然而,国 内研究起步相对较晚,于2000年始有报道(王焰等, 2000;王强等,2000;Xu et al.,2000)。数十年来,埃 达克岩的研究已取得了长足进步,并将其与陆壳的 生长、演化及地球动力学过程等基础地质问题紧密 联系起来。目前,对于埃达克岩的命名、分类、成因 仍存在较大争议。那么,什么样的火成岩可谓埃达 克岩, Defant (2002) 认为, 具有埃达克岩地球化学特 征的中酸性岩浆岩都可称之为埃达克岩(Defant, 2002;张旗等,2008),而且指出埃达克岩不是指某一 种具体的岩石,而是具有特定地球化学性质的一套 中酸性火成岩组合的术语(张旗等,2002)。研究表 明,典型埃达克岩具有如下特征:①矿物组合为斜长 石+石英+角闪石±黑云母±辉石和不透明矿物; ②岩石组合为岛弧安山岩、英安岩、流纹岩及相应的 侵入岩;③SiO₂≥56%,A1₂O₃%≥15%,MgO < 3%(很少>6%),富钠,一般 Na₂O>K₂O, Na₂O 含 量为 $4\% \pm K_2$ O 含量多在 $1\% \sim 2\%$;④相比正常 的岛弧安山岩-英安岩-流纹岩,高 Sr(大多数> 400×10⁻⁶),低Y和Yb(如Y<18×10⁻⁶,Yb<1.9 ×10⁻⁶);⑤高场强元素(HFSEs)Nb、Ta、Hf、Ti、P 含量相对较低;⑥具有正 Eu、Sr 异常或无异常 (Defant and Drummond, 1990; 王焰等, 2000; 王强 等,2000;钱青等,2002;张旗等,2002)。目前,对于 埃达克岩的成因集中于两种认识:其一,Defant 等 (1990)认为埃达克岩只可能是俯冲的玄武质洋壳熔 融的结果。其二,在增厚(>40 km)的下地壳环境 中,底侵玄武质下地壳的熔融也可形成与埃达克岩 的地球化学特征类似的岩石(Atherton et al., 1993; Peacock et al., 1994; Muir et al., 1995; Petford et al., 1996)。由此, 根据成因不同将埃达 克岩分为Ⅰ类和Ⅱ类两种:即Ⅰ类为俯冲板片的熔 融形成(Martin et al., 1999);Ⅱ类是指由底侵玄武 质下地壳的熔融形成(Martin et al., 1999; Atherton et al., 1993; 王强等, 2000)。另外, 张旗

收稿日期:2014-11-24;改回日期:2015-04-22;责任编辑:周健。

注:本文为中国地质调查局基础地质调查项目"青海阿尔金1:5万打柴沟等6幅区调"(编号1212011121193)、国家自然科学基金青年基金项目(编号41002063)资助的成果。

作者简介:邱士东,男,1975年生。高级工程师,主要从事区域地质调查与研究。Email:qiushidong@126.com。

等(2001a, 2001b, 2002)在分析了中国东部中生代 类似埃达克岩岩浆岩后,按照 Na₂O/K₂O 比值、Sr-Nd 同位素特征和产出位置将埃达克岩又分为 O 型 和 C 型(张旗等, 2001a, 2001b, 2002)。O 型埃达克 岩富 Na,分布于太平洋及其周边地区,其成因主要 与板块的消减作用有关;C 型埃达克岩富 K,产于大 陆内部,主要可能是加厚陆壳(>50 km)底部的下 地壳中基性麻粒岩部分熔融形成。少数可能是底侵 的大陆溢流玄武质岩浆或岩石圈地幔中的基性岩部 分熔融的产物(张旗等, 2002)。

众所周知,柴北缘以发育早古生代大陆深俯冲 的高压一超高压变质岩而引起地学界广泛关注,并 且在研究柴北缘早古生代地球动力学背景和构造演 化等方面已取得重大成果(杨经绥等,1998,2001, 2003; Yang et al., 2002; Liou and Zhang, 2002; Song et al., 2003a, 2004; 陈丹玲等, 2005, 2007, 2008; Zhang et al., 2009a, 2009b)。然而, 较之早古 生代,柴达木盆地北缘晚古生代的地质研究相对较 弱。晚古生代是柴达木盆地北缘及相邻地区的构造 转折时期,尤其是南祁连造山带与柴达木盆地北缘 构造带(柴达木地块北缘)之间发育的宗务隆构造 带,其晚古生代构造演化史成为研究青藏高原东北 缘早古生代板块构造活动如何转入到中生代陆内造 山运动的关键(郭安林等,2007)。近年来,笔者在柴 达木盆地北缘西端冷湖地区从事基础地质调查工 作,发现该地区发育大量晚古生代中酸性侵入岩,岩 石组合由北到南主要表现为英云闪长岩一花岗岩闪 长岩一二长花岗岩一正长花岗岩及出露面积较小的 闪长岩等。测年结果表明均为二叠纪岩浆活动产 物●。笔者通过对工区内出露的英云闪长岩进行地 球化学分析发现,该岩体具有埃达克岩地球化学特 征,属于埃达克质花岗岩。该类岩体的发现和厘定 在柴达木盆地北缘西端乃至整个柴达木盆地北缘即 为首次。因此,本文拟通过分析岩体地球化学和 Hf 同位素特征,结合年代学及区域地质背景,揭示其成 因及形成环境,为进一步研究柴达木盆地北缘晚古 生代构造演化提供依据。

1 地质背景

研究区位于青藏高原北部边界,地处阿尔金造山 带、柴达木地块,祁连地块等构造单元衔接部位,隶属 柴达木盆地北缘西端(图1)。柴达木盆地北缘古生 代岩浆岩分布广泛,断续出露于塞什腾山、大柴旦、绿 梁山以及锡铁山等地。现有资料表明,早古生代岩浆 岩大体可分为3阶段,且对应于3种类型:晚寒武 世一早中奧陶世为俯冲型(吴才来等,2001a,2008; Wu et al.,2009;袁桂邦等,2002);晚奧陶世为碰撞型 (吴才来等,2001c);晚志留世一早泥盆世则转化为碰 撞后拉张型(卢欣祥等,2007;孟繁聪等,2005;Song et al.,2004;吴才来等,2004)。由此可见,柴达木盆地 北缘早古生代岩浆岩可能保存了一个较为完整的岩 浆构造旋回记录。然而,较之早古生代,柴达木盆地 北缘晚古生代岩浆岩分布面积相对较小,且较为零 散。目前,地表出露主要为晚泥盆世和二叠纪花岗 岩。其中,晚泥盆世岩体被认为是造山后隆起阶段的 产物(吴才来等,2007,2008)。与柴达木盆地北缘地 区缺失早、中泥盆世沉积记录所反映的构造环境一致 (郝国杰等,2004;辛后田等,2006)。

工作区出露地层为古元古代达肯大坂岩群,主 要为一套片岩、片麻岩组合。在片麻岩中发育大量 的花岗岩脉和长英质脉岩。经野外地质调查,脉体 为后期岩浆侵入产物或变质分异脉。本文研究的英 云闪长岩局部以脉体的形式沿片理或构造面理灌入 片麻岩之中,与片麻岩为明显的侵入接触关系。除 此之外,盐场北山还发育志留纪石英闪长岩、中二叠 世花岗闪长岩、晚二叠世黑云母二长花岗岩和少量 闪长岩及基性一超基性岩等⁹。英云闪长岩主要出 露于研究区东部,多见于盐场北山东南部,区内出露 面积约 190 km²,区域上则向东延伸较远。表现为 对达肯大坂岩群的破坏和侵吞作用。

2 岩石学特征

岩体位于冷湖镇北西约 50 km 盐场北山地区 (图 1),地理坐标为 E 93°14′11″;N39°04′07″。区内 英云闪长岩呈带状北西向展布,呈枝状或脉状侵位 于达肯大坂岩群之中,岩体风化面呈深灰色,新鲜面 为浅灰色,粒状结构,块状构造,主要矿物包括斜长 石(55%~60%)、石英(20%~25%)、黑云母(15% ~20%)及少量磷灰石和锆石。斜长石晶体多呈半 自形板状或粒状,粒径大小不等,为0.3~4 mm,石 英晶体多呈不规则粒状,粒径大小一般在 0.3~2 mm之间,黑云母多呈片状聚晶体,少数晶体发生绿 泥石化现象(图 2a)。在 R_1 - R_2 图解上,样品落在英 云闪长岩区(图 2b)。

3 分析测试方法

对采集的 6 件花岗岩地化样品利用 X 射线荧 光法(XRF)和电感耦合等离子体质谱法(ICP-MS)





Fig. 1 The Geological sketch map of Yanchangbeishan in the Lenghu area of Qinghai

进行主量、微量及稀土元素测试分析,该项测试在西 安地质矿产研究所实验室完成。锆石 CL 照相、测 年工作在西北大学扫描电镜实验室和西北大学大陆 动力学国家重点实验室的激光剥蚀电感耦合等离子 体质谱仪(LA-ICP-MS)上完成,首先将挑选锆石的 样品在实验室粉碎至 80~100 目,经常规浮选和磁 选方法分选后,在双目镜下先根据锆石的颜色、自形 程度、形态等特征初步分类,挑选出具有代表性的锆 石作 为测定 对象。将分选出的锆石分组置于 DEVCON 环氧树脂中,待固结后将其抛磨至粒径的 大约二分之一,使锆石内部充分暴露,然后进行锆石 显微(反射光和透射光)照相、阴极发光(CL)显微图 像研究及锆石微区 U-Pb 同位素年龄测定。详细分 析步骤和数据处理方法参考有关文献(柳小明等, 2002;Gao et al.,2002;袁洪林等,2003)。

4 地球化学

4.1 主量元素特征

岩石主量元素(表 1)SiO₂含量变化于 62.86% ~64.84%,平均含量为 62.54%;Al₂O₃变化于 17.25%~18.15%,铝饱和指数 A/CNK 为 1.02 ~ 1.04,具弱过铝质花岗岩特征(图 3a);Na₂O 含量为





Fig. 2 Petrologic feature of the rock in the Yanchangbeishan area

(a)一岩体显微特征(正交偏光);(b)一R₁-R₂图解;Qtz一石英;Pl一斜长石;Bit一黑云母;

(a)—Microscopic characteristics of the rock (cross-polarized light); (b)— R_1 - R_2 diagrams of the rock;

Qtz-quartz; Pl-plagioclase; Bit-biotite

表 1 盐场北山埃达克质花岗岩主量元素丰度(%)

 Table 1
 Abundances (%) of major elements of the Yanchangbeishan adakitic granite

		0		0			
长已	Pm13	Pm013	Pm013	Pm013	Pm013		
件亏	-29-7	-29-8	-29-9	-29-10	-29-11		
SiO_2	63.12	63.15	64.83	62.86	63.76		
Al_2O_3	18.15	18.11	17.25	17.98	17.74		
Fe_2O_3	1.05	1.10	0.95	1.05	1.14		
FeO	3.17	3.14	2.99	3.36	3.02		
CaO	4.18	4.19	4.15	4.22	4.29		
MgO	1.84	1.84	1.73	1.96	1.82		
$\mathrm{K}_2\mathrm{O}$	1.89	1.88	1.67	1.93	1.75		
Na_2O	4.70	4.69	4.56	4.61	4.59		
${\rm TiO}_2$	0.73	0.73	0.64	0.74	0.69		
P_2O_5	0.20	0.20	0.17	0.19	0.17		
MnO	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06		
Lot	0.85	0.85	0.97	0.97	0.89		
$\mathrm{H_2O^+}$	0.40	0.32	0.36	0.48	0.20		
$\mathrm{FeO^{T}}$	3.73	3.69	3.52	3.95	3.55		
$Fe_2 O_3^T \\$	4.14	4.11	3.91	4.39	3.95		
A/NK	1.86	1.86	1.85	1.86	1.88		
A/CNK	1.04	1.04	1.02	1.04	1.03		
Mg #	50.85	51.09	50.77	50.98	51.79		
δ	2.16	2.14	1.78	2.15	1.94		
R_1	1878.89	1877.49	2114.60	1883.93	1977.53		
R_2	894.56	894.84	868.23	901.46	897.29		

注: $A/CNK = Al_2O_3$) / $CaO + Na_2O + K_2O$; $R_1 = 4Si - 11(Na + K)$ - 2 (Fe+Ti), $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al_{\circ}$

4.56%~4.70%, K_2 O 含量为 1.67%~1.96%, $Na_2O/K_2O=2.39\sim2.73$;里特曼指数 $\sigma=1.78\sim$ 2.16,在 K_2O -SiO₂图解上,样品落在钙碱性岩系(图 3b)。CaO 含量介于 4.15%~4.29%之间; P_2O_5 含量变化于 0.17%~0.2%, TiO₂含量为 0.64%~

0.74%, MgO 含量变化于 1.73%~1.96%, Mg[#]=50.8~51.8, 平均为 51.3。

4.2 微量元素特征

分析结果显示(表 2)岩体 LREE 富集, HREE 亏损, $\Sigma REE = 37.04 \times 10^{-6} \sim 80.78 \times 10^{-6}$, 平均为 62.07×10^{-6} , LREE 含量变化于 $30.37 \times 10^{-6} \sim$ 69.10×10⁻⁶,平均为 52.12×10⁻⁶, 重稀土 HREE =6. 67 \times 10⁻⁶ \sim 11. 76 \times 10⁻⁶, Y<18 \times 10⁻⁶ (Y= 3. $09 \times 10^{-6} \sim 6.6 \times 10^{-6}$), Yb < 1. 9×10^{-6} (Yb = $0.4 \times 10^{-6} \sim 0.58 \times 10^{-6}$), LREE/HREE = 4.56 ~ 5. 92, $La_N/Yb_N = 11.03 \sim 19.41$, $La_N/Sm_N = 2.98 \sim$ 4.12。Sr/Y>20(67.3~117),平均为79,Sr>361 ×10⁻⁶,平均为409×10⁻⁶(Sr= 361×10⁻⁶~444× 10⁻⁶);球粒陨石标准化稀土元素呈 Eu 正异常的右 倾型曲线特征(图 4a),δEu=1.22~1.44。原始地 幔标准化微量元素模式图显示岩体富集大离子亲石 元素 K、Rb、Sr、Ba、Th、U、Pb, 尤其是 Pb、K 的强烈 富集(图 4b),可达原始地幔的 100~600 倍。亏损 高场强元素 Nb、Ta、La、Ce 和 P; 而 Zr、Hf 相对富 集,约为原始地幔丰度的 20~40 倍,具有火山弧型 花岗岩特征。

5 锆石年代学及 Hf 同位素特征

5.1 锆石特征

在显微镜下可见锆石无色透明干净无杂质,晶体呈自形或半自形,长短轴之比介于4:1~2:1之间,粒径为50~120 μm,CL 图像呈灰一深灰色,锆石发育明显的岩浆震荡环带,具岩浆锆石特征。







Fig. 4 Chondrite normalized REE (a) and primitive mantle normalized patterns (b) of the rock in the Yanchangbeishan area (chondrite dates from Boynton et al. ,1984; primitive mantle dates from McDonough and Sun,1995)

5.2 分析结果

根据前述测年方法,对 25 粒锆石进行了分析测 试,获得总测点数 30 个,其中谐和年龄测点 23 个 (图 5),分析结果显示(表 3),大部分年龄集中变化 于 260~280 Ma(n=13),其中有 6 粒锆石年龄集中 于 260~270 Ma 之间,在谐和曲线上形成一个集中 区(图 5),加权平均值为 263 ± 2 Ma,MSWD= 0.53。锆石 Th/U=0.4~0.8,比值均大于 0.1,为 岩浆成因锆石;另外有 10 个测点年龄分布较为零 散,分别为 226±2 Ma、351±2 Ma(n=2)、419±5 Ma、445±3 Ma、448±3 Ma、530±4 Ma、900±7 Ma、1189±34 Ma、1577±13 Ma。其 Th/U 比值均 大于 0.4,且锆石生长环带可见,为岩浆成因锆石。 结合英云闪长岩南部发育石炭系(怀头他拉组)、奥 陶系(滩间山群)和前寒武系(全吉群),笔者认为变 化于 350~1189 Ma 的锆石可能来自于该类地层, 是岩浆在就位过程中捕获围岩所致,而 273±7 Ma 的加权年龄应代表了岩体形成时代。

5.3 锆石 Hf 同位素特征

对已获得 U-Pb 年龄的 10 粒锆石进行原位 LA-MC-ICPMS 锆石 Hf 同位素分析,样品分析点 与 U-Pb 年龄编号一致(表 4)。¹⁷⁶ Yb/¹⁷⁷ Hf和 ¹⁷⁶ Lu/¹⁷⁷ Hf比值范围分别为 0.0158226~0.0384579 和 0.0003734~0.0016274 之间,¹⁷⁶ Lu/¹⁷⁷ Hf比值均小 于 0.002,表明锆石在形成以后有极少的放射成因 Hf 的积累,因而可以用初始¹⁷⁶ Hf/¹⁷⁷ Hf比值代表锆 石形成时的¹⁷⁶ Hf/¹⁷⁷ Hf比值(吴福元,2007)。用锆 石 U-Pb 年龄计算的 Hf 同位素初始比值(¹⁷⁶ Hf/¹⁷⁷ Hf)*i* 和 $\epsilon_{\rm Hf}(t)$ 分别介于 0.2820074~0.2830345 和 - 2.06~14.14 之间。单阶段模式年龄 $T_{\rm DM1}$ (Hf)介于 306~1767 Ma 之间, $T_{\rm DM2}$ (Hf)两阶段模 式年龄变化于 354~1877 Ma 之间。

Table 2 Trace elements and rare earth elements abunda	nce
---	-----

$(imes 10^{-6})$ of the Yanchangbeishan tonali	ite
---	-----

	Pm013	Pm013	Pm013	Pm013	Pm013
样兮	-29-7	-29-8	-29-9	-29-10	-29-11
Cu	34.50	33.40	30.80	36.40	37.60
Pb	7.13	7.63	6.96	7.25	18.10
Zn	91.80	88.90	75.10	84.80	87.70
Cr	18.70	11.60	11.40	14.10	10.80
Ni	9.35	7.85	6.96	8.97	7.86
Со	9.73	10.20	8.95	10.40	10.10
Li	36.50	39.50	34.90	39.80	36.20
Rb	44.85	49.50	35.80	53.60	32.00
Cs	2.06	3.78	3.19	3.71	3.12
Sr	361.00	444.00	390.00	444.00	405.00
Ba	194.00	245.00	199.00	233.00	201.00
V	74.00	77.80	66.20	80.10	72.50
Sc	4.48	10.00	7.82	9.39	8.18
Nb	4.18	4.47	4.06	4.90	4.08
Ta	0.41	0.48	0.45	0.56	0.42
Zr	128.00	132.00	130.00	154.00	115.00
Hf	2.98	3.14	2.95	3.66	2.59
Be	1.03	1.00	1.03	1.14	0.91
Ga	19.20	20.10	18.70	19.90	19.20
Ge	0.88	0.84	0.93	0.86	0.89
U	0.33	0.31	0.32	0.30	0.25
Th	0.95	2.72	2.07	3.15	1.86
La	6.15	14.00	10.30	15.70	10.10
Ce	13.40	29.60	22.30	31.70	21.60
Pr	1.73	3.68	2.83	3.78	2.64
Nd	7.20	13.90	11.10	14.60	10.60
Sm	1.33	2.37	1.85	2.46	1.83
Eu	0.56	0.86	0.80	0.86	0.76
Gd	1.24	1.88	1.56	1.89	1.60
Tb	0.18	0.26	0.21	0.27	0.21
Dy	0.97	1.41	1.13	1.40	1.07
Ho	0.18	0.26	0.21	0.26	0.21
Er	0.48	0.65	0.57	0.66	0.55
Tm	0.07	0.09	0.08	0.09	0.08
Yb	0.40	0.53	0.47	0.58	0.52
Lu	0.06	0.08	0.07	0.09	0.08
Y	3.09	6.60	5.48	6.44	5.55
REE	37.04	76.17	58.96	80.78	57.40
LREE	30.37	64.41	49.18	69.10	47.53
HREE	6.67	11.76	9.78	11.68	9.87
LREE/HREE	4.56	5.48	5.03	5.92	4.82
δEu	1.33	1.25	1.44	1.22	1.36
La _N /Yb _N	11.03	18.95	15.72	19.42	13.93
La_N/Sm_N	2.99	3.81	3.59	4.12	3.56
Sr/Y	116.83	67.27	71.17	68.94	72.97
Y/Yb	7.73	12.45	11.66	11.10	10.67

注:ôEu= Eu/SQRT(Sm * Gd);La_N/Yb_N为球粒陨石标准化后之比。

6 讨论

6.1 岩体成因

盐场北山英云闪长岩 SiO₂ 含量平均为 63.54%,大于56%,A1₂O₃含量平均为 17.85%,大



pattern of zircons in the Yanchangbeishan adakitic 于 15%; MgO 含量介于 1.73%~1.96%,小于 3%,Mg[#] = 33.4~37.0,小于 50。里特曼指数和 K₂O-SiO₂图解均指示岩体属于钙碱性岩石系列。 重稀土含量低,Y<18×10⁻⁶(Y=3.09×10⁻⁶~6.6 ×10⁻⁶),Yb<1.9×10⁻⁶(Yb=0.4×10⁻⁶~0.58× 10⁻⁶), C. 金島京 平均次 400×10⁻⁶

 10^{-6}),Sr含量高,平均为 408×10^{-6} ,大于 400×10^{-6} 。岩体为高Sr低Y型花岗岩,Eu、Sr正异常(δ Eu=1.22~1.44),与典型埃达克岩浆岩地球化学特征较为一致(Defant and Drummond,1990)。在K-Na-Ca图(钱青等,2002)中,岩体相对低K富Na、Ca,整体表现为向富钠端员演化的趋势,且落在埃达克岩分布区(图 6a),而且在 Rb-Sr-Ba、Sr/Yb-Yb和(La/Yb)_N-Yb_N判别图上,样品同样落在埃达克岩区(图 6b、c、d),可见,盐场北山英云闪长岩属埃达克岩。另外,岩体 Na₂O 含量为 $4.56\% \sim 4.70\%$,K₂O含量为 $1.67\% \sim 1.96\%$,Na₂O/K₂O

PM013-24

0.0518

0.0055

0.2999

0.0313

0.0420

表 3 盐场北山英云闪长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年数据

		1a	ble 3 L	A-ICP-N	18 zircon	U-Pb ag	ge dates o	of the Ya	mgenang	beisnan	ionalite			
	²⁰⁷ Pb/	$^{/206}\mathrm{Pb}$	²⁰⁷ Pb	$/^{235}$ U	$^{206}\mathrm{Pb}$	$/^{238}$ U	$^{207}Pb/$	^{/206} Pb	²⁰⁷ Pb	$/^{235}$ U	$^{206}\mathrm{Pb}/^{238}\mathrm{U}$			
编号	山佐	误差	山佐	误差	山佐	误差	年龄	误差	年龄	误差	́ст нА	误差	谐和度	Th/U
	比阻	(18)	比阻	(18)	比阻	(18)	(Ma)	(18)	(Ma)	(18)	牛酘	(18)		
PM013-01	0.0542	0.0021	0.3302	0.0125	0.0442	0.0004	381	90	290	10	279	2	1.04	0.42
PM013-02	0.0520	0.0039	0.3025	0.0222	0.0422	0.0006	287	141	268	17	266	4	1.01	0.77
PM013-03	0.0562	0.0013	0.6647	0.0143	0.0857	0.0006	461	35	518	9	530	4	0.98	0.40
PM013-04	0.0543	0.0015	0.5391	0.0133	0.0720	0.0005	383	42	438	9	448	3	0.98	0.53
PM013-05	0.0975	0.0014	3.6428	0.0435	0.2710	0.0017	1577	13	1559	10	1546	9	1.01	0.46
PM013-06	0.0538	0.0013	0.4153	0.0092	0.0560	0.0004	363	38	353	7	351	2	1.01	0.39
PM013-07	0.0523	0.0018	0.3338	0.0108	0.0463	0.0004	300	58	292	8	291	2	1.00	0.39
PM013-08	0.0510	0.0013	0.3102	0.0071	0.0441	0.0003	243	40	274	6	278	2	0.99	0.30
PM013-09	0.0550	0.0026	0.5089	0.0235	0.0672	0.0008	410	81	418	16	419	5	1.00	0.58
PM013-10	0.0561	0.0013	0.5526	0.0116	0.0714	0.0005	458	34	447	8	445	3	1.00	0.49
PM013-11	0.0514	0.0024	0.2946	0.0134	0.0416	0.0005	260	83	262	10	262	3	1.00	0.76
PM013-12	0.0570	0.0032	0.3239	0.0177	0.0412	0.0005	493	98	285	14	260	3	1.10	0.41
PM013-13	0.0486	0.0019	0.2812	0.0106	0.0420	0.0004	127	70	252	8	265	2	0.95	0.27
PM013-15	0.0797	0.0013	2.0841	0.0324	0.1897	0.0012	1189	34	1144	11	1120	6	1.04	0.36
PM013-16	0.0562	0.0024	0.3226	0.0131	0.0417	0.0005	459	71	284	10	263	3	1.08	0.41
PM013-17	0.0533	0.0014	0.4106	0.0099	0.0559	0.0004	342	42	349	7	351	2	0.99	0.37
PM013-18	0.0564	0.0029	0.3127	0.0153	0.0402	0.0005	468	86	276	12	254	3	1.09	0.13
PM013-19	0.0510	0.0028	0.2856	0.0154	0.0406	0.0005	243	102	255	12	256	3	1.00	0.73
PM013-20	0.0541	0.0026	0.3362	0.0156	0.0451	0.0006	374	83	294	12	284	3	1.04	0.25
PM013-21	0.0555	0.0023	0.3505	0.0136	0.0458	0.0005	431	68	305	10	289	3	1.06	0.35
PM013-22	0.0500	0.0014	0.2466	0.0065	0.0358	0.0003	196	48	224	5	226	2	0.99	0.36
PM013-23	0.0695	0.0017	1.4360	0.0315	0.1498	0.0012	914	32	904	13	900	7	1.00	0.49

表 4 盐场北山英云闪长岩锆石 Hf 同位素组成

274

196

266

24

265

6

1.00

0.49

0.0009

Table 4	Hf isotope	composition	of	zircon f	or	the	Yamgchangbeishan	tonalite
---------	------------	-------------	----	----------	----	-----	------------------	----------

样品编号	t	¹⁷⁶ Yh/ ¹⁷⁷ Hf	20	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	20	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	(¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf):	20	ғн(())	EHF(t)	20	$T_{\rm DM1}$	$T_{\rm DM2}$	f1/Hf
1⊤нн лп, у	(Ma)	10/ 111	20		20	111/ 111	(111/ 111/1	20	CIII (0)	em(v)	20	(Ma)	(Ma)	J Lu/ m
PM013-03	530	0.0255736	0.0000632	0.0009321	0.0000033	0.2824620	0.2824574	0.0000082	-11.13	0.21	0.29	1122	1475	-0.97
PM013-04	448	0.0158226	0.0000267	0.0005970	0.0000008	0.2823513	0.2823454	0.0000082	-15.09	-5.42	0.29	1268	1767	-0.98
PM013-05	1577	0.0348805	0.0002478	0.0013110	0.0000095	0.2820184	0.2820074	0.0000063	-27.04	6.65	0.22	1767	1877	-0.96
PM013-06	351	0.0239549	0.0002667	0.0009041	0.0000097	0.2825959	0.2825689	0.0000098	-7.18	0.32	0.35	965	1331	-0.97
PM013-09	419	0.0266163	0.0001337	0.0010418	0.0000050	0.2826025	0.2826025	0.0000075	-5.99	2.93	0.27	921	1217	-0.97
PM013-11	262	0.0329173	0.0002876	0.0011670	0.0000111	0.2829124	0.2829033	0.0000070	4.64	10.20	0.25	497	634	-0.96
PM013-10	445	0.0206128	0.0000342	0.0007848	0.0000014	0.2824502	0.2824436	0.0000090	-11.61	-2.06	0.32	1137	1553	-0.98
PM013-12	260	0.0384579	0.0001298	0.0016274	0.0000042	0.2825366	0.2825366	0.0000095	-8.32	-2.90	0.34	1030	1465	-0.95
PM013-22	226	0.0179664	0.0000681	0.0007066	0.0000027	0.2830345	0.2830345	0.0000045	9.28	14.14	0.16	306	354	-0.98
PM013-23	900	0.0122904	0.0000222	0.0003734	0.0000006	0.2822696	0.2822680	0.0000054	-17.82	1.83	0.19	1367	1656	-0.99

 $\epsilon_{\rm Hf}(t) = 10000 \{ [(^{176} \, {\rm Hf}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Lu}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} \times (e^{t\nu} - 1)] \, / [(^{176} \, {\rm Hf}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm c}_{\rm HUR} \, , \, 0 - (^{176} \, {\rm Lu}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm c}_{\rm HUR} \, \times (e^{t\nu} - 1)] \, - 1 \} \, , \\ T_{\rm DMI} = 1 \, / \lambda \times \ln\{1 + [(^{176} \, {\rm Hf}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Lu}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Lu}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Lu}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Lu}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Lu}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Lu}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Lu}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Lu}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Lu}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Lu}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Lu}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Lu}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Lu}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Lu}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Lu}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Lu}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Lu}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Lu}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Hf}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Lu}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Hf}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Lu}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Hf}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Hf}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Hf}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Hf}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm s} - (^{176} \, {\rm Hf}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm Hf}) \, {\rm Hf} \, {\rm Hf}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm Hf}/^{177} \, {\rm Hf}/^{177} \, {\rm Hf}) \, {\rm Hf}/^{177} \, {\rm Hf}/^{177}$ $\frac{1^{76} \text{Hf}^{177} \text{Hf}_{DM}}{[(^{176} \text{Lu}^{/177} \text{Hf}) \text{s}^{-(^{176} \text{Lu}^$ 中,(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)s和(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)s为样品测定值,(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_{CHUR}=0.0332,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHUR.0}=0.282772;(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_{DM}=0.0384,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{DM}=0.0384,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{DM}=0.0384,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHUR}=0.0384,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHU}=0.0384,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHU}=0.0384,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHU}=0.0384,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHU}=0.0384,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHU}=0.0384,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHU}=0.0384,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHU}=0.0384,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHU}=0.0384,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHU}=0.0384,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHU}=0.0384,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHU}=0.0384,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHU}=0.0384,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHU}=0.0384,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHU}=0.0384,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHU}=0.0384,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHU}=0.0384,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHU}=0.0384,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHU}=0.0384,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHU}=0.0384,(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf/¹⁷⁷Hf/¹⁷⁷Hf/¹⁷⁷Hf/¹⁷⁷Hf/¹⁷⁷Hf/¹⁷⁷Hf/¹⁷⁷Hf/¹⁷⁷Hf/ =0.28325. f_{cc}, f_s和 f_{DM}分别为大陆地壳、样品和亏损地幔的 f_{Lu/Hf}。t 为每个锆石样品测试所得的 U-Pb 年龄,λ=1.867×10⁻¹¹/a。

=2.39~2.73,贫钾富钠,CaO、MgO含量与世界上 埃达克岩基本一致(Martin, 1999), 初步判断为 O 型埃达克岩(张旗等,2001a,2001b,2002)。一般认 为,O型埃达克岩成因主要与板块的消减作用有关 (张旗等,2002),与产于加厚陆壳底部的C型埃达 克岩不同,更类似于典型的埃达克岩。然而,研究表 明,O型埃达克岩很可能也可以由加厚下地壳部分 熔融形成(Smithies, 2000)。由此看来,O型和C 型埃达克岩并无固定的构造含义。研究表明,新生 代岛弧上的埃达克岩被认为是年轻俯冲板片以小角 度俯冲,并在角闪岩相一榴辉岩相过渡带发生板片 部分熔融作用形成(Defant and Drummond, 1990, 1993; Defant et al., 1991; Kay et al., 1993; Martin, 1999; 王焰等, 2000) 或是由底侵的玄武质地壳部分



图 6 盐场北山地区埃达克岩 K-Na-Ca(a,据钱青等,2002)、Rb-Sr-Ba (b,据 Tarney and Jones,1994)、Sr/Yb-Yb (c,据 Defant and Drummond,1993)和(La/Yb)_N-Yb_N判别图(d,据 Drummond et al., 1990)

Fig. 6 K-Na-Ca (a, after Qian et al., 2002), Rb-Sr-Ba (b, after Tarney and Jones, 1994), Sr/Yb-Yb (c, after Defant and Drummond, 1993) and (La/Yb)_N-Yb_N(d, after Drummond et al., 1990) digram of adakite in Yangchangbeishan area

熔融形成(Atherton et al., 1993; Perford et al., 1996; Martin, 1999)。样品在(La/Yb)_N-Yb_N图解 中落在榴辉岩和 10%石榴石角闪岩的演化线之间 (图 6d),揭示了岩体源岩应该是角闪榴辉岩甚至是 榴辉岩等变质岩(张永北等,2003),由于热的消减洋 壳下插到深达角闪岩一榴辉岩过渡带时发生部分熔 融,在10%~40%脱水熔融下可以熔出 adakite 熔 体。其残留相为石榴子石和辉石,而不含斜长石,形 成埃达克岩特有的富 Al、Sr,亏损 HREE 和正 Eu 异常等地球化学特征(Rapp et al., 1991, 1995; 熊 小林等,2001;张旗等,2001b),由此推断盐场北山 埃达克质花岗岩应起源于晚古生代俯冲到增生地体 下地壳的榴辉岩化变质洋壳板片。结合区域地质背 景,认为可能与宗务隆裂谷小洋盆的俯冲作用有关, 是宗务隆小洋盆俯冲到消减带深处的 MORB 和地 幔残片,在增生带下地壳榴辉岩化变质后,发生了部 分熔融作用,进而生成埃达克质花岗岩(张永北等,

2003)。另外,样品在 La/Sm-La 图解(Allegre, 1978)上显示岩体基本呈斜线分布(图7),恰好也说 明这一点。刘洪涛等(2004)认为埃达克岩的成因主 要取决于源岩性质、压力、热源以及区域地球动力学 背景。其中源岩是决定埃达克岩地球化学特殊性的 基本控制因素(张旗等,2002)。

6.2 岩体源区性质

近年来,锆石 Hf 同位素示踪在地学方面的应 用广泛,就岩浆岩而言,Hf 同位素可为鉴别岩浆源 区和具体的岩浆过程提供证据(吴福元等,2007)。 特别是通过与锆石 U-Pb 定年相结合,使锆石原位 Hf 同位素分析成为揭示地壳演化和示踪岩浆源区 的重要手段(Scherer et al.,2000; Griffin et al., 2002)。对岩浆岩锆石 Hf 同位素的研究表明,低的 ¹⁷⁶ Hf/¹⁷⁷ Hf和 ε_{Hf}(t)值的岩石往往指示其源区为地 壳或是经过地壳的混染;而较高者指示其直接来自 地幔或有幔源物质分异的新生壳源物质,如现代大





洋玄武岩 ε_{Hf}(t)值高达 23(Peter and Roland, 2003; Corfu and Stott, 1993;李广伟等, 2009)。

柴达木盆地北缘西端英云闪长岩体形成年龄为 273±7 Ma,由于本文数据所限,只能利用接近于该 时代的年龄数据 262±3 Ma 和 260±3 Ma 回算其 两阶段模式年龄,分别为 634 Ma 和 1465 Ma,其对 应的 $\epsilon_{\rm Hf}(t)$ 为 10.20 和 -2.90,揭示中新元古界地 壳物质可能参与了英云闪长岩的形成。在锆石年 龄-Hf 同位素相关性图解中,两个样品位于亏损地 幔源区附近。其锆石 U-Pb 年龄为 260±3 Ma 和 226±2 Ma,结合 262±3 Ma $\epsilon_{\rm Hf}(t)$ 为负值 (-2.90),认为其源区具有幔源分异物质加入的特 点(图 8a)。而在 Nb/Ta-Zr/Hf 图解中,样品全部 落入下地壳,深海沉积区(图 8b),进而揭示盐场北 山英云闪长岩物源主要来自下地壳,但有幔源物质 的混染。另外,如前述,有 10 个测点年龄分布较为 零散,分别为 226±2 Ma、351±2 Ma、419±5 Ma、 445±3 Ma、448±3 Ma、530±4 Ma、900±7 Ma、 1189±34 Ma、1577±13 Ma。除了 445±3 Ma、448 ±3 Ma $\epsilon_{Hf}(t)$ 为负值(-2.06 和-5.42),其他均为 正值(0.21~6.65)。除了 226±2 Ma 的 T_{DM2} (Hf) = 354 Ma,其他两阶段模式年龄变化于 1877~1217 Ma,说明该类锆石具有古一中元古代地壳印记。

6.3 构造环境

研究表明,泥盆纪是柴达木盆地北缘地质构造发 展的重要转换期,早、中泥盆世由于缺失沉积记录表 明区内处于隆升状态,而晚泥盆世地层与前泥盆纪地 层均呈角度不整合关系的特征,响应了古特提斯洋的 形成演化(郝国杰等,2004)。吴才来等(2001b)通过 研究冷湖海西期花岗闪长岩,认为柴达木盆地北缘晚 古生代的隆升与柴达木地块与祁连地块的碰撞有关, 具有岛弧花岗岩性质(吴才来等,2001b),又如柴达木 盆地北缘西段形成于 271.2±1.5 Ma 和 260.4±2.3 Ma 的三岔沟两期花岗岩体,地球化学特征也显示岛 弧或活动陆缘花岗岩属性(吴才来等,2008)。然而, 辛后田等(2006)认为中石炭一早二叠世,巴颜喀拉洋 的扩张才是导致柴达木盆地北缘构造应力场由拉张 转为收缩的主要原因,进而使柴达木地块中-下地壳 重熔侵位(辛后田等,2006)。

研究区隶属柴达木盆地北缘西端,古特提斯洋 位于柴达木陆块以南,其形成及演化并未涉及本区。 盐场北山英云闪长岩具有 O 型埃达克岩属性,其成



图 8 盐场北山埃达克质花岗岩锆石年龄-Hf 同位素(a,底图据李广伟等,2009) 和 Nb/Ta-Zr/Hf 图解(b,底图据张永北等,2006)

Fig. 8 U-Pb age vs. Hf isotope of zircon (a, after Li et al., 2009) and

Nb/Ta-Zr/Hf (b, after Zhang et al., 2006) for Yanchangbeishan adakite

M-地幔;PM+DM-原始地幔和亏损地幔范围;EM-富集地幔范围;C-地壳;UC-上地壳;LC-下地壳,深海沉积;L-可能的地壳和地幔分界

M-Mantle; PM+DM-Primitive mantle and Depleted mantle; EM-Enriched mantle; C-Crust; UC-Upper crust;

LC—Lower crust, Abysmal deposit; L—line maybe the boundary of Crust and Mantle

因与板块消减作用关系密切(张旗等,2002);研究认为,该类型埃达克岩一般出现在板块俯冲环境的火山弧,远离海沟的大陆一侧(张永北等,2006),如安 第斯山脉南部埃达克岩(Kay and Kay,2002)。另 外,岩体富集大离子亲石元素 K、Rb、Sr、Ba,亏损高 场强元素 Nb、Ta、P和 La、Ce,具有岩浆弧型花岗岩 特征。在 Rb-(Y+Nb)和 Nb-Y 构造环境判别图 (图 9a,b)上,同样显示火山弧花岗岩特征,表明岩 体很可能产于火山弧环境。另外,在 La/Yb-Sc/Ni (图 9c)和 La/Yb-Th/Yb 图解上(图 9d),岩体基本 落在安山弧区,显示安第斯山型大陆边缘产物特征。

盐场北山英云闪长岩位于柴达木盆地北缘构造 带与南祁连造山带的衔接部位,而宗务隆构造带就 夹持于两者之间。多年来,宗务隆构造带构造归属 一直存在争议(王培俭和王增寿,1980;张以第, 1982;李平安和聂树人,1982;青海省地矿局,1991, 1997;潘桂棠等,2002;郝国杰等,2004;陆松年等, 2006)。之后,随着研究程度的逐渐深入,对于该构 造带构造属性有了初步认识。郭安林等(2007)通过 对出露于宗务隆构造带以南(三岔沟、天峻南山、青 海湖南山、二郎洞、同仁等地),位于柴达木盆地北缘 构造带北部的晚二叠世至早三叠世的岛弧型火山岩 和花岗岩研究,结合带内晚古生代海相沉积建造、镁 铁一超镁铁质岩的一系列发现等(孙延贵,2004;张 克信等,2007;寇晓虎等,2007;吴才来等,2008;;王 绘清等,2009,2010)认为石炭纪一二叠纪柴达木盆 地北缘构造带与南祁连构造带之间存在宗务隆小洋 盆,洋壳向南俯冲发生于晚二叠世一中三叠世(郭安 林等,2007;董增产等,2014)。结合上述,盐场北山 花岗岩宏观特征具有由北向南的演化序列和成分变 化极性,认为晚古生代宗务隆裂谷型洋盆俯冲极性 由北向南,而盐场北山英云闪长岩可能是板块俯冲 机制下靠陆一侧火山弧环境的产物。结合其形成年 龄为 273 ± 7 Ma, 与柴达木盆地北缘三岔沟与俯 冲一碰撞作用相关的两期岩体(270~260 Ma)形成 时代较为一致(吴才来等,2008),应为同期岩浆活动 产物。因此,笔者认为区内英云闪长岩应该形成于 火山弧构造环境,进而揭示中二叠世末柴达木盆地 北缘具有活动大陆边缘性质。

7 结论

(1)盐场北山英云闪长岩高 Sr,低 Y、Yb 以及



图 9 盐场北山地区花岗岩构造环境判别图(a,b 据 pearce 等,1984;c,d 据 Condie,1986) Fig. 9 Tectonic discrimination diagrams for granites in Yanchangbeishan area (a, b — after pearce,1984; c, d—after Condie,1986) VAG—火山弧花岗岩;ORG—洋脊花岗岩;WPG—板内花岗岩;Syn-COLG—同碰撞花岗岩 VAG—Volcanic arc granite; ORG—ocean-ridge granite; WPG-within plate granite; Syn-COLG—syncollision granite 高 Sr/Y、和 La/Yb 比值,富 Na 贫 K,Eu、Sr 正异常,与典型埃达克岩类似,属于 O 型埃达克岩,是俯 冲板片直接熔融的产物。

(2)盐场北山埃达克质花岗岩形成于 263±2 Ma,为中二叠世岩浆活动产物。

(3)岩体属于弱过铝质钙碱性岩石系列,富集大 离子亲石元素(K、Rb、Sr、Ba),亏损高场强元素 (Nb、Ta、P),具火山弧型花岗岩特征。结合区域地 质背景认为,盐场北山埃达克质花岗岩可能形成于 活动大陆边缘的火山弧环境,与晚古生代裂谷型洋 盆俯冲有关。

致谢:本文实验测试部分得到西北大学张瑞英博士、张宇昆硕士的帮助,在此表示感谢。

注 释

- 中国地质调查局西安地质调查中心. 2014. 青海阿尔金 1:5 万打 柴沟等 6 幅区域地质调查报告.
- 中国地质调查局西安地质调查中心. 2014. 青海阿尔金1:5万打 柴沟等6幅区域地质调查报告.

参考文献

- 陈丹玲,孙勇,刘良,张安达,罗金海,王焰.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(4):1039~1048.
- 陈丹玲,孙勇,刘良.2007.柴北缘鱼卡河榴辉岩围岩的变质时代及其 地质意义.地学前缘,14(1):108~116.
- 陈丹玲,孙勇,刘良.2008. 柴北缘野马滩超高压榴辉岩中副片麻岩夹 层的锆石 U-Pb 定年及其地质意义. 岩石学报,24(5):1059~ 1067.
- 董增产, 辜平阳, 魚和, 查显锋, 陈锐明, 张海迪. 2014. 柴北缘西端冷 湖盐场北山辉长岩地球化学及年代学研究. 地质科学, 49(4): 1132~1149.
- 郭安林,张国伟,强娟,孙延贵,李广,姚安平.2007. 青藏高原东北缘 印支期宗务隆造山带. 岩石学报,25(1):1~12.
- 郝国杰,陆松年,王惠初,辛后田,李怀坤.2004.柴达木盆地北缘前泥 盆纪构造格架及欧龙布鲁克古陆块地质演化.地学前缘,11(3): 115~122.
- 寇晓虎,张克信,林启祥,朱云海,陈奋宁,罗根明,徐亚东.2007.秦祁 昆接合部二叠纪沉积建造时空分布.地球科学,32(5):681~ 690.
- 李广伟,方爱民,吴福元,刘小汉,潘裕生,王世刚.2009. 塔里木西部 奥依塔克斜长花岗岩锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素研究 岩石学 报,25(1):166~172.
- 李平安,聂树人.1982. 宗务隆裂陷槽的构造特征. 青海地质,2:65~ 76.
- 刘红涛,张旗,刘建明,叶杰,曾庆栋,于昌明.2004. 埃达克岩与斑岩 铜矿-浅成热液金矿:有待深入研究的岩浆成矿关系. 岩石学报, 20(2):205~218.
- 柳小明,高山,袁洪林, Hattendorf B, Günther D,陈亮,胡圣虹.

2002.193nmLA-ICPMS 对国际地质标准参考物质中 42 种主量 和微量元素的分析. 岩石学报,18(3):408~418.

- 卢欣祥,孙延贵,张雪亭,肖庆辉,王晓霞,尉向东,谷德敏.2007.柴达 木盆地北缘塔塔楞环斑花岗岩的 SHRIMP 年龄.地质学报,81 (5):626~634.
- 陆松年,于海峰,李怀坤,郭坤一,王惠初,金巍,张传林,刘永顺. 2006.中国前寒武纪重大地质问题研究——中国西部前寒武纪 重大地质事件群及其全球构造意义.北京:地质出版社.
- 孟繁聪,张建新,杨经绥.2005.柴北缘锡铁山早古生代 HP/ UHP 变 质作用后的构造热事件——花岗岩和片麻岩的同位素与岩石地 球化学证据.岩石学报,2(1):45~56.
- 潘桂棠,李兴振,王立全,丁俊,陈智梁.2002. 青藏高原及邻区大地构 造单元初步划分. 地质通报,21(11):701~706.
- 钱青,钟孙霖,李通艺,温大任.2002. 八达岭基性岩和高 Ba-Sr 花岗 岩地球化学特征及成因探讨:华北和大别-苏鲁造山带中生代岩 浆岩的对比.岩石学报,18(3):275~292.
- 青海省地质矿产局.1991.青海省区域地质志.北京:地质出版社.
- 青海省地质矿产局.1997.青海省岩石地层.北京:中国地质大学出版 社.
- 孙延贵,张国伟,王谨,詹发余,张智勇.2004.秦-昆结合区两期基性 岩墙群⁴⁰ Ar/³⁹ Ar 定年及其构造意义.地质学报,78(1):65~ 71.
- 王德滋,周新民,2002.中国东南部晚中生代花岗质火山-侵入杂岩成 因与地壳演化.北京:科学出版社,160~188.
- 王绘清,朱云海,林启祥,李益龙.2009.西秦岭同仁隆务峡蛇绿岩矿 物成分特征及构造环境.岩石矿物学杂志,28(4):316~328.
- 王绘清,朱云海,林启祥,李益龙,王坤.2010. 青海尖扎一同仁地区隆 务峡蛇绿岩的形成时代及意义——来自辉长岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄的证据.地质通报,29(1):86~92.
- 王培俭,王增寿.1980.青海"中吾农山群"及其有关几个问题的讨论. 青海地质,3:1~15.
- 王强,许继锋,王建新,赵振华,王人镜,邱家骧,熊小林,桑隆康,彭练 红.2000.北大别山 adakite 型灰色片麻岩的确定及其与超高压 变质作用的关系.科学通报,45(10):1017~1024.
- 王焰,张旗,钱青.2000.埃达克岩(Adakite)的地球化学特征及其构造意义.地质科学,35:251~256.
- 王毅智,拜永山.2001.青海天竣南山蛇绿岩的地质特征及其形成环境.青海地质.21(1):29~35.
- 吴才来, 部源红, 吴锁平, 陈其龙, Joseph L, Wooden, Frank K, Mazadab, Mattinson C. 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, 38(8):930 ~949.
- 吴才来,部源红,吴锁平,陈其龙,Joseph L, Wooden, Frank, Mazadab, Mattinson C. 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(8):1861~1875.
- 吴才来,杨经绥, Wooden J L,史仁灯,陈松永, Meibom A, Mattinson C. 2004. 柴达木北缘都兰野马滩花岗岩锆石 SHRIMP 定年. 科 学通报,49(16):1667~1672.
- 吴才来,杨经绥,Wooden J L,Loiu J G,李海兵,孟繁聪,Persing H, Meibom A. 2001c. 柴达木山花岗岩锆石 SHRIMP 定年.科学通 报,46(20):1743~1747.
- 吴才来,杨经绥, Ireland T, Wooden JL, 李海兵, 万渝生, 史仁灯.

2001a. 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,王志红,乔德武,李海兵,史仁灯.2001b. 柴达木盆 地北缘西端冷湖花岗岩.中国区域地质,20(1):67~81.
- 吴福元,李献华,郑永飞,高山.2007.Lu-Hf 同位素体系及其岩石学 应用.岩石学报.23 (2):185~220.
- 辛后田,王惠初,周世军,2006.柴北缘的大地构造演化及其地质事件 群.地质调查与研究.29(4):311~320.
- 熊小林,赵振华,白正华,梅雪钧,王一先,王强,许继峰,包志伟. 2001.西天山阿吾拉勒 adakite 型钠质中酸性岩及地壳垂向增 生.科学通报,46(4):281~286.
- 杨经绥,刘福来,吴才来,万渝生,张建新,史仁灯,陈松永.2003.中央 碰撞造山带中两期超高压变质作用来自含柯石英错石的定年证 据.地质学报,77(4):463~477.
- 杨经绥,宋述光,许志琴,吴才来,史仁灯,张建新,李海兵,万渝生,刘 焰,邱海峻,刘福来,Maruymana S. 2000. 柴达木盆地北缘早古 生代高压一超高压变质带中发现典型超高压矿物-柯石英. 地质 学报,75(2):175~179.
- 杨经绥,许志琴,李海兵,吴才来,崔军文,张建新,陈文.1998.我国西 部柴北缘地区发现榴辉岩科学通报,43(14):1544~1549.
- 袁桂邦,王惠初,李惠民,郝国杰,辛后田,张宝华,王青海,田琪. 2002.柴北缘绿梁山地区辉长岩的锆石 U-Pb 年龄及意义.前寒 武纪进展与研究,25(1):37~40.
- 袁洪林,吴福元,高山,柳小明,徐平,孙德有.2003.东北地区新生代 侵入体的锆石激光探针 U-Pb 年龄测定与稀土元素成分分析. 科学通报,48(14):1511~1520.
- 张克信,朱云海,林启祥,寇晓虎,樊光明,陈奋宁,罗根明.2007.青海 同仁县隆务峡地区首次发现镁铁质-超镁铁质岩带.地质通报, 26(6):661~667.
- 张旗,钱青,王二七,王焰,赵太平,郝杰,郭光军.2001a.燕山中晚期 的"中国东部高原":埃达克岩的启示.地质科学,36:248~255.
- 张旗,王焰,钱青,杨进辉,王元龙,赵太平,郭光军.2001b.中国东部 中生代埃达克岩的特征及其构造一成矿意义.岩石学报,17:236 ~244.
- 张旗, 王焰, 刘伟, 王元龙. 2002. 埃达克岩的特征及其意义. 地质通 报, 21(7): 431~435.
- 张旗,王焰,熊小林,李承东.2008. 埃达克岩和花岗岩:挑战与机遇. 北京:中国地质大学出版社,45~68.
- 张以茀.1982.对青海地质构造若干基本特征的认识.青海地质,3:10 ~19.
- 张永北,孙世华,本间弘次,毛骞.2003.大兴安岭南段林西地区中生 代酸性岩类岩浆的混染作用.岩石学报,19(3):369~384.
- Allegre C J, Minster J F. 1978. Quantitative method of trace element behavior in magmatic processes. Earth Planet Sci. Lett., 38(1):1~25.
- Atherton M P, Petford N. 1993. Generation of Sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. Nature, 362 : $144 \sim 146$.
- Boynton W V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. Rare Earth Element Geochemistry, 2: $63 \sim$ 114.
- Condie K C. 1986. Origin and early growth rate of continents.

Precambrian Research, 32(4): 261~278.

- Corfu, F, Stott, G M. 1993. Age and Petrogenes is of two late archean magmatic suites, northwestern superior province, Canada: zircon U-Pb and Lu-Hf isotopic relations. Journal Petrology, 34: 817~838.
- Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithospheres. Nature, $347: 662{\sim}665.$
- Defant M J, Drommond M S. 1993. Mount St. Helens. Potential example of the partial melting of the subducted Lithosphere in a volcanic in arc. Geology, 21: 547~550.
- Defant M J, Clark L F, Stewart R H, Drummond M S, de Boer J Z, Maury R C, Bellon H, Jackson T E and Restrepo J F. 1991. Andesite and decite genesis via contrasting processes. The geology and geochemistry of EI Valle volcano, Panama. Contrib. Mineral. Petrology, 106: 309~324.
- Defant M J, Xu J F, Wang Q, Xiao L. 2002, Adakite: Some vatition on a theme. Acta Petrologica Sinica, 18(2), 129~142.
- Drummond M S, Defant M J. 1990. A model for trondhjenitetonalitedacite genesis and crustal grown via slab melting: Aschaean to modern composition. J. Geophs. Res., 95: 21503 ~21521.
- Gao S, Liu X M, Yuan H L. 2002. Determination of forty-two major and trace elements in USGS and NIST SRM glasses by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. Geostandard Newsletters, 26(2): 181~196.
- Griffn W L, Wang X, Jackson S E, , Pearson N J, O'Reilly S Y. 2002. Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-Situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. Lithos, 61(3): 237~269.
- Kay R W, Kay S M. 2002. Andean adakites: three ways to make them. Acta Petrologica Sinica, 18 (3): 303~311.
- Kay S M, Ramos V A, Marquez M. 1993. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America. The Journal of Geology, 101:703~ 714.
- Liou J G, Zhang R Y. 2002. Ultrahigh-pressure metamorphic rocks: Encyclopedia of physical sciences and technology. Third ed. Tarzana, CA: Academia Press, 227~244.
- Martin H, 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. Lithos, 46(3):411~429.
- Muir R J, Weaver S D, Bradshaw J D, Eby G N, Evans J A. 1995. Geochemistry of the cretaceous separaton plint batholith, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithospheres. J. Geol. Soc. Lond., 152: 689~701.
- Peacock S M, Hushmer T, Thompson A B. 1994. Partial melting of subducting oceanic crush. Earth Planet. Sci. Lett., 121: 227 ~244.
- Pearce J A, Harris, N B W, Tindle, A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25(4): 956~983.
- Peter, D K, Roland M. 2003. Lu-Hf and Sm-Nd Isotope Systems in

Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53(1): 327 $\sim\!341.$

- Petford N, Atherton M. 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: The cordillera blanca batholith, Peru. Petrology, 37: 1491~1521.
- Rapp R P. Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8 ~ 32 Kbar: Implications for continental growth and crustmantle recycling. Journal of Petrology, 36(4);891~931.
- Rapp R P, Watson E B, Miller C F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogue and the origin of Archaean trondhjemites and tonalities. Precambrian Research, 51:1~25.
- Scherer, E E, Cameron K L, Blicheri-Toft J. 2000. Lu-Hf garnet geochronology: Closure temperature relative to the Sm-Nd system and the effects of trace mineral inclusions. Geochim. Cosmochim. Acta, 64(19): 3413~3432.
- Smithies R H. 2000. The Archaean tonalite-trondhjemitegranodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. Earth and Planetary Science Letters, 182: 115~125.
- Song S G, Zhang L F, Niu Y L. 2004. Ultra-deep origin of garnet peridotite from the North Qaidam ultrahigh-pressure belt, Northern Tibetan Plateau, NW China. American Mineralogist, 90: 1330~1336.

- Song S G, Zhang L F, Niu Y, Su L, Jian P, Liu D Y . 2005. Geochronology of diamond-bearing zircons in garnet peridotite in the North Qaidam UHPM belt, North Tibetan Plateau: A record of complex histories associated with continental collision. Earth and Planetary Science Letters, 234: 99~118.
- Wu, C L, Wooden J L, Rohinson P T. 2009. Geochemisty and Zircon SHRIMP U-Pb Dating of Granitoids from the West Segment of North Qaidam. Sciences in China Ser D-Earth Sci, 52(11): 1771~1790.
- Xu J F, Wang Q, Yu X Y. 2000. Geochemistry of high-Mg andesites and adakitic andesite from the Sanchazi block of the Mian-Lue ophiolitic melange in the Qinling mountains, central China: Evidence of partial melting of the subducted Paleo-Tethyan crust. Geochemical Journal, 34:359~377.
- Zhang G B, Ellis D J, Christy A G, Zhang L F, Niu Y L, Song S G. 2009a. UHP metamorphic evolution of coesite-bearing eclogite from the Yuka terrane, North Qaidam UHPM belt, NW China. European Journal of Mineralogy, 1287~1300.
- Zhang G B, Zhang L F, Song S G, Niu Y L. 2009b. UHP metamorphic evolution and SHRIMP dating of metaophiolitic gabbro in the North Qaidam, NW China. Journal of Asian Earth Sciences, 35:310~322.

The Discovery of Adakitic Granite in the West Segment of the North Margin of Qaidam and Its Geological Significance

QIU Shidong¹⁾, DONG Zengchan²⁾, GU Pingyang²⁾

1) China Geological Survey Basic Geological Department, Bejing, 100037;

2) Xi'an Center of Geological Survey, MLR Key Laboratory for the Study of

Focused Magmatism and Giant Ore Deposits, Xi'an, 710054)

Abstract

The Yanchangbeishan tonalite is located in the Lenghu area of Qinghai in the west segment of the north margin of Qaidam. The petrochemical and geochemical study shows that the masses are characteristic of adakite, that is High Sr (>400×10⁻⁶, 409 μ g/g in average), low Y (varies from 3.09 to 6.6 μ g/g), Yb (varies from 0.4 to 0.58 μ g/g), Si₂O>56% (ranging from 62.86% to 64.83%), A1₂O₃> 15% (ranging from 17.25% to 18.15%), MgO<3% (ranging from 1.73% to 1.96%), Mg[#] <50 (ranging from 33.4 to 37.0). Meanwhile, they are enriched in Na and depleted in K(Na₂O/K₂O=2.39~ 2.73), Eu and Sr positive anomaly, displaying characteristics of O-type adakitic rock. Moreover, geochemical analysis shows that these samples are depleted in HFSEs (Nb, Ta, P) intensively, enriched in LILEs (K, Rb, Rb, Ba), reflecting the characteristics of arc granite. LA-ICPMS zircon U-Pb dating suggests that the formation age of the rock is 263 ± 2 Ma. On the basis of the regional geological background and the geochemical characteristics of the masses, we consider the adakitic granite of the western segment of the northern margin of Qaidam may form in a volcanic arc setting of active continental margin underneath subduction and the product of melting of plate subduction. Our study further reveals that the northern margin of Qaidam was in a tectonic evolution stage of oceanic crust subduction during middle Permian epoch.

Key words: adakitic granite; geochemistry; geochronology; the west segment of the north margin of Qaidam