

甘肃老虎山闪长岩的地球化学特征及其成因

Geochemical Characteristics and Genesis of Diorites from Laohushan, Gansu Province

钱 青¹ 王岳明² 李惠民³ 贾秀琴⁴ 韩 松⁴ 张 旗¹

Qian Qing¹, Wang Yueming², Li Huimin³, Jia Xiuqin⁴

Han Song⁴ and Zhang Qi¹

(1. 中国科学院地质研究所, 北京, 100029; 2. 甘肃省地质矿产局区调队, 兰州, 730050; 3. 地质矿产部天津地质矿产研究所, 天津, 300170; 4. 中国科学院高能物理研究所, 北京, 100080)

(1. *Institute of Geology, CAS, Beijing, 100029*; 2. *Regional Geological Survey Team, Bureau of Geology and Mineral Resources of Gansu, Lanzhou, 730050*; 3. *Institute of Geology and Mineral Resources, CAGS, Tianjin 300170*; 4. *Institute of High Energy Physics, CAS, Beijing, 100080*)

摘 要 位于北祁连山带东端的老虎山闪长岩侵位在晚奥陶统阴沟群砂板岩中, 闪长岩的单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 423.5 ± 2.8 Ma, 是中志留世侵位的。老虎山闪长岩属于钙碱性岩系, 富集 LREE 和大离子亲石元素 (LILE), Ce/Yb 比值大于 13, Th/Ta 比值大 (13~42), 在微量元素分布图中呈现明显的 Nb 负异常, 具岛弧或活动陆缘环境的特征。虽然老虎山闪长岩具有岛弧地球化学特征, 但并不能认为它就产于岛弧环境, 因为, 在奥陶纪末期, 早古生代的北祁连洋盆已经发生闭合, 华北板块与柴达木板块已发生碰撞。因此, 老虎山闪长岩是造山后侵位的, 其成因可能与岩石圈拆沉作用有关。

Abstract The Laohushan diorite, located in the east of the North Qilian orogenic belt, is emplaced in the Late Ordovician sandstone of Yingou Group. Its U-Pb zircon age is 423.5 ± 2.8 Ma, indicating that the emplacement occurred in Middle Silurian. The diorite is of calc-alkaline type and is enriched in LREE and LILE. With high Ce/Yb (>13) and Th/Ta (13~42) ratios and large negative Nb anomaly in spiderdiagram, it shows some geochemical characteristics of that from island arc or active continental margin environment. Nevertheless, the diorite is impossible to be formed in island arc environment, because the Early Paleozoic North Qilian ocean basin was already closed up and the Huabei and Chaidam plate had collided together by the end of Ordovician. Therefore, the Laohushan diorite is considered to be emplaced post the orogenesis, and probably, due to post-orogenic lithospheric delamination.

• 1998-08-28 收稿, 1998-09-15 改回。

本文为国家自然科学基金 (49472101) 项目资助的成果之一。

第一作者简介: 钱青, 男, 1969 年出生, 博士研究生, 岩石学专业。

主题词: 闪长岩; 地球化学; 成因; 甘肃; 老虎山

Key words: Diorite; Geochemistry; Genesis; Gansu Province; Laohushan

分类号: P588.122

Classific. code: P588.122

在北祁连造山带东段, 甘肃景泰县老虎山地区, 有一条东西向延伸的中基性岩带, 其组成以闪长岩为主, 内部含若干规模较小的镁铁-超镁铁岩体, 平行于老虎山蛇绿岩展布。老虎山蛇绿岩中玄武岩的 Sm-Nd 同位素年龄为 453.56 ± 4.44 Ma (夏林圻等, 1996), 另外, 根据蛇绿岩上覆岩系中的硅岩中所含放射虫化石, 确定老虎山蛇绿岩属中一晚奥陶世 (张旗等, 1997)。老虎山闪长岩侵入在晚奥陶统阴沟群砂板岩中, 闪长岩锆石 U-Pb 年龄为 423.5 ± 2.8 Ma, 属中-晚志留世, 推测其形成可能与板块碰撞之后岩石圈的拆沉作用有关。对老虎山蛇绿岩已经有过不少讨论, 而该区闪长岩还未见报道。本文着重介绍老虎山闪长岩的地球化学特征, 探讨造山后形成的岩浆作用的性质。

1 地质学和岩石学特征

老虎山闪长岩呈岩床侵入于晚奥陶统阴沟群砂板岩中, 出露宽约 0.5~2.5 km, 长约 20 km (图 1)。其围岩发生角岩化, 出现堇青石、红柱石等接触变质矿物。闪长岩为一复式岩体, 以中粗粒石英闪长岩规模最大, 其次为细粒石英闪长岩, 偶见斜长花岗岩, 岩体中有少量二长花岗岩脉, 宽小于 1 m。细粒石英闪长岩分布于复式岩体的东部, 延伸约 10 km, 内部包裹若干辉石角闪岩块体。辉石角闪岩块体大小从两米到几百米不等, 与细粒石英闪长岩的接触关系截然, 靠近接触界限, 石英闪长岩颗粒变细, 并出现流动构造。野外观察表明, 细粒石英闪长岩侵位最早, 之后为中粗粒石英闪长岩, 之后为斜长花岗岩岩体, 最晚为二长花岗岩脉体。

镜下观察表明, 闪长岩的主要矿物组成为角闪石 (30%~50%)、斜长石 (30%~50%)、石英 (约 10%)、单斜辉石 (含量最多达 10%)、黑云母 (达 5%), 副矿物为锆石。角闪石为普通闪石, 呈自形, 浅棕色-绿褐色多色性, 在中粗粒石英闪长岩中可达 5 mm 大小。单斜辉石自形晶被角闪石所环绕包围, 多数受绿泥石交代, 仅存假象。黑云母半自形, 浅棕色-红褐色多色性, 分布不均匀。石英以多晶石英为主。斜长石分两期: 早期结晶的占斜长石的绝大多数, 自形好, 环带结构发育, 蚀变程度从中心向边部减弱, 根据消光角法测定其靠近边部 $An \approx 34$, 为中长石; 晚期结晶的斜长石呈它形, 干净透明, $An \approx 24$, 为更长石, 与石英共同充填于中长石和角闪石的粒隙间。岩石具异补堆晶结构。

辉石角闪岩的主要矿物组成为普通闪石 (80%)、单斜辉石 (约 10%)、斜长石 (约 5%)、石英 (约 5%)。角闪石呈浅棕色-绿褐色多色性, 多数 1~3 mm 大小, 自形好, 包裹辉石。斜长石它形, $An \approx 24$, 与石英共同充填于角闪石晶隙间, 偶尔形成纹象结构。岩石具异补堆晶结构。

斜长花岗岩的主要矿物组成为斜长石 (70%)、石英 (25%)、少量的黑云母和微斜长石。

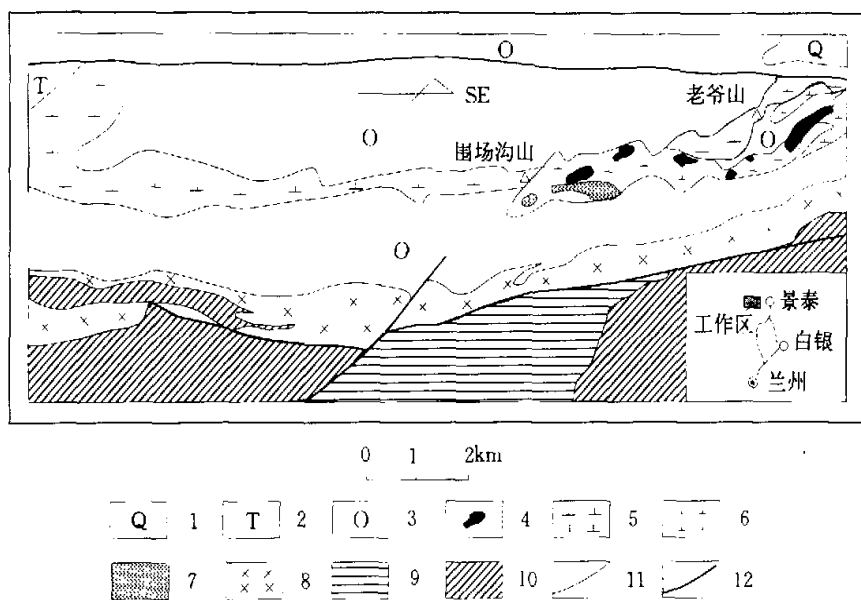


图1 甘肃老虎山地区区域地质图

1. 第四系; 2. 三叠系西大沟组; 3. 奥陶系阴沟群; 4. 辉石角闪石岩; 5. 中粗粒石英闪长岩; 6. 细粒石英闪长岩;
7. 斜长花岗岩; 8. 辉长岩; 9. 蛇绿岩上覆岩系; 10. 蛇绿岩 (O_{2-3}); 11. 地质界线; 12. 断层

Fig. 1 Sketch map of Laohushan area, Gansu Province

斜长石自形好, 环带结构发育, 具堆晶结构, 根据消光角法测定 $An=30\sim37$, 石英与微斜长石充填于斜长石晶隙间。

根据以上观察, 老虎山闪长岩的岩浆结晶演化遵循鲍温反应序列, 辉石角闪石岩可能为岩浆早期演化的析离体。

2 时代

北祁连蛇绿岩是寒武-奥陶纪的, 老虎山蛇绿岩属中晚奥陶世, 志留纪时为残余海盆环境 (夏林圻等, 1996; 张旗等, 1997)。据区域地质资料, 早志留纪时北祁连已出现磨拉石建造。老虎山中粗粒黑云石英闪长岩中锆石的 U-Pb 年龄为 $423.5\pm2.8\text{Ma}$ (表 1), 代表岩体的生成年龄, 属中晚志留纪, 表明老虎山橄榄岩-闪长岩型岩体产于造山后阶段, 为板块碰撞后岩浆活动的产物。

3 地球化学

本文样品所采用的分析方法: 主元素、Ba、Co、Cr、Ni、Nb、Rb、Sr、V、Y、Zr 用 XRF 方法分析, 分析者: 北京有色冶金设计研究总院矿业测试中心李中山和吴伟; REE、Sc、Hf、

表 1 景泰老虎山闪长岩中锆石 U-Pb 年龄测定结果
Table 1 U-Pb data of zircon from diorite in Laohushan, Jingtai

序号	样品量 (μg)	总 Pb ($\mu\text{g/g}$)	总 U ($\mu\text{g/g}$)	普通 Pb (ng)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	
					原子比	t (Ma)	原子比	t (Ma)	原子比	t (Ma)
1	40	44	529	0.24	0.05526	422.6	0.06771	422.4	0.5196	124.9
2	60	40	430	0.57	0.05536	426.9	0.06807	424.5	0.5159	122.4

采样：甘肃省地矿局区调队王岳明等；测定：天津地质矿产研究所李惠民。

Ta、Th、U 为中子活化 (INAA) 方法分析，分析者：中国科学院高能物理研究所韩松，贾秀琴。XRF 和 INAA 分析的 GSR2 标样，其主元素除 Na 的分析误差为 $<6\%$ 以外，其余均 $<5\%$ ；微量元素误差以 Y 较大 ($<25\%$)，其次为 Co ($<15\%$)，Ba、Ni、V、Ta、Lu、Eu ($<10\%$)，其余 $<5\%$ 。

老虎山辉石角闪石岩和闪长岩的化学分析数据见表 2。从中看出，老虎山闪长岩的 SiO_2 含量在 $57\% \sim 62\%$ 之间 (平均 59.01%)。据 AFM 图、Ti-Zr 图和 Ti-Zr-Y 图 (文中未附) 等判断，老虎山闪长岩属于钙碱性岩石系列。在 FeO^*-MgO 和 $\text{FeO}^*+\text{MgO}-\text{CaO}$ 图 (图 2a 和 b) 中，老虎山闪长岩接近岛弧或活动陆缘或板块碰撞环境，而明显不具备板内岩浆岩的属性。在 Rb-Y+Nb 和 Nb-Y 图中 (图 2c 和 d) 则落在岛弧区域。REE 分布显示 HREE 变化不大而 LREE 明显富集的特征 (La/Yb 比值等于 20)，负 Eu 异常不明显 (图 2e)。老虎山闪长岩一个重要的特征是 Th 含量高，相应的 Th/Ta 比值很大，在 $13 \sim 42$ 之间 (平均 25.7)，在微量元素分布图中 (图 2f) 出现明显的 Nb 负异常，相当于岛弧合活动陆缘火山岩的特征，在 Ta-Th-Hf 三角图中 (图 3) 落在 Th 端元附近，又类似板块碰撞环境。

4 讨论

4.1 老虎山闪长岩与不同构造环境闪长岩的地球化学特征对比

原始地幔、亏损地幔及富集地幔的 Th、Ta 丰度都很低，Th/Ta 比值大致相等。地幔中 Th 的丰度很低，仅为 $0.05\mu\text{g/g}$ (Sun, 1980)，岛弧玄武岩的 Th 平均约 $0.27\mu\text{g/g}$ (Wilson, 1989)，陆壳，尤其是花岗岩中的 Th 含量最高，达 $16 \sim 21\mu\text{g/g}$ (Pitcher et al., 1985)。本区闪长岩的 Th 含量很高，在 $5 \sim 12\mu\text{g/g}$ 之间，Th/Ta 比值高达 $13 \sim 42$ ，显然受到了陆壳混染作用的明显影响。Gill (1981) 认为，多数安山岩是玄武质岩浆低压分离结晶作用形成的。实验岩石学研究指出，在含水条件下更深处的地幔部分熔融可以形成安山质岩浆 (都城秋穗等, 1986)，此外，岩浆的混合作用对安山质岩浆的成因也有重要的意义。老虎山闪长岩的地球化学特征既反映了源区富流体地幔的特征，也受到陆壳混染作用的明显影响。

笔者将产于不同构造环境的部分闪长岩资料，与老虎山闪长岩进行了比较，发现本区闪长岩具有自己独特的特征。与西藏冈底斯中酸性侵入岩中 SiO_2 含量相当的闪长岩类比较，老虎山闪长岩贫 Al、K 和 P，富 Mg；冈底斯的 Al_2O_3 、 K_2O 、 P_2O_5 、MgO 含量分别为 $13.27\% \sim 17.89\%$ (平均 16.27%)、 $1.35\% \sim 3.0\%$ (平均 2.06%)、 $0.17\% \sim 0.42\%$ (平均 0.22%)

表2 甘肃景泰老虎山闪长岩化学分析结果(%, $\mu\text{g/g}$)Table 2 Chemical analysis (%, $\mu\text{g/g}$) of the diorites from Laohushan, Jingtai, Gansu Province

样品号	LH128	LH121	S3	S19	S20	S17	S22	LH127	LH210
SiO_2	47.38	49.27	60.33	57.06	61.78	59.32	58.16	57.17	57.42
TiO_2	0.95	0.75	0.54	0.83	0.86	0.8	0.89	0.69	0.59
Al_2O_3	7.83	5.71	15.8	12.33	12.5	14.24	12.28	16.82	15.78
Fe_2O_3	7.59	5.73	1.87	4.01	1.19	2.06	2.27	2.62	1.91
FeO	4.7	4.5	4.9	6.55	6.16	5.6	7.07	4.58	4.63
MnO	0.18	0.18	0.1	0.19	0.17	0.16	0.16	0.14	0.14
MgO	16.17	17.09	3.74	5.75	4.76	4.3	5.51	4.14	5.25
CaO	11.38	13.46	6.04	6.3	5.71	6.37	5.67	6.3	6.71
Na_2O	1.04	0.72	3.34	3.3	4.07	4.88	3.69	2.95	3.1
K_2O	0.27	0.16	1.25	1.32	1.84	1.14	1.4	1.2	1.27
P_2O_5	0.01	0.01	0.14	0.25	0.19	0.23	0.16	0.13	0.1
H_2O^+	1.8	1.67	1.62	1.96	0.12	0.77	1.84	2.79	2.48
H_2O^-			0.16	0.22	0.17	0.08	0.17		
Loss	0.16	0.23	0.21	0.8	1.52	0.68	1.02	0.05	0.01
Total	99.46	99.48	100.04	100.87	101.04	100.63	100.29	99.58	99.39
Ba	103	20	430	420	430	310	350	261	285
Co	87	93	19.5	18	14.3	13.4	14	67	78
Cr	756	831						57	141
Nb	7.8	4	7.4	5.7	5.3	3.2	4.8	6.9	4.2
Ni	153	139	15	16	45	8	15	28	42
Rb	8.3	4	55	47	55	44	36	48	51
Sr	62	41	360	280	295	242	290	311	258
V	380	366	183	166	140	154	152	172	173
Y			14.55	14.8	19.9	19.8	17.5		
Zr	33	29	96	115	121	91	84	109	80
La	6.11		34	20.5	29.7	16.6	19.4		11.2
Ce	12.6		37.3	39.5	53.9	34.1	41.9		23.8
Nd	8.07		17.1	19.5	26.9	16.2	19.7		11.2
Sm	2.66		3.81	3.63	4.75	3.49	3.87		2.63
Eu	0.882		0.93	1.01	1.17	1.02	1		0.887
Gd	2.84		2.81	3.26	4.03	3.24	3.24		2.84
Tb	0.48		0.48	0.59	0.67	0.57	0.51		0.491
Dy			2.77	2.82	4.36	3.88	3.46		
Ho	0.673		0.6	0.6	0.89	0.84	0.76		0.659
Er			1.62	1.67	2.61	2.52	2.11		
Tm	0.298		0.24	0.27	0.39	0.4	0.35		0.275
Yb	1.91		1.49	1.61	2.2	2.37	2.19		1.81
Lu	0.277		0.23	0.26	0.3	0.37	0.33		0.294
Sc	54.2		25	19	19	22	21		27.7
Hf	0.895		1.7	3.6	4.1	3.1	3.1		2.88
Ta	0.388		0.44	0.34	0.31	0.19	0.28		0.414
Th	0.537		5.9	8.55	11.8	8	6.12		5.62
U	0.741								1.15
Th/Ta	1.4		13.4	25.1	38.1	42.1	21.9		13.6
Ce/Yb	6.6		25	24.5	24.5	14.4	19.1		13.1

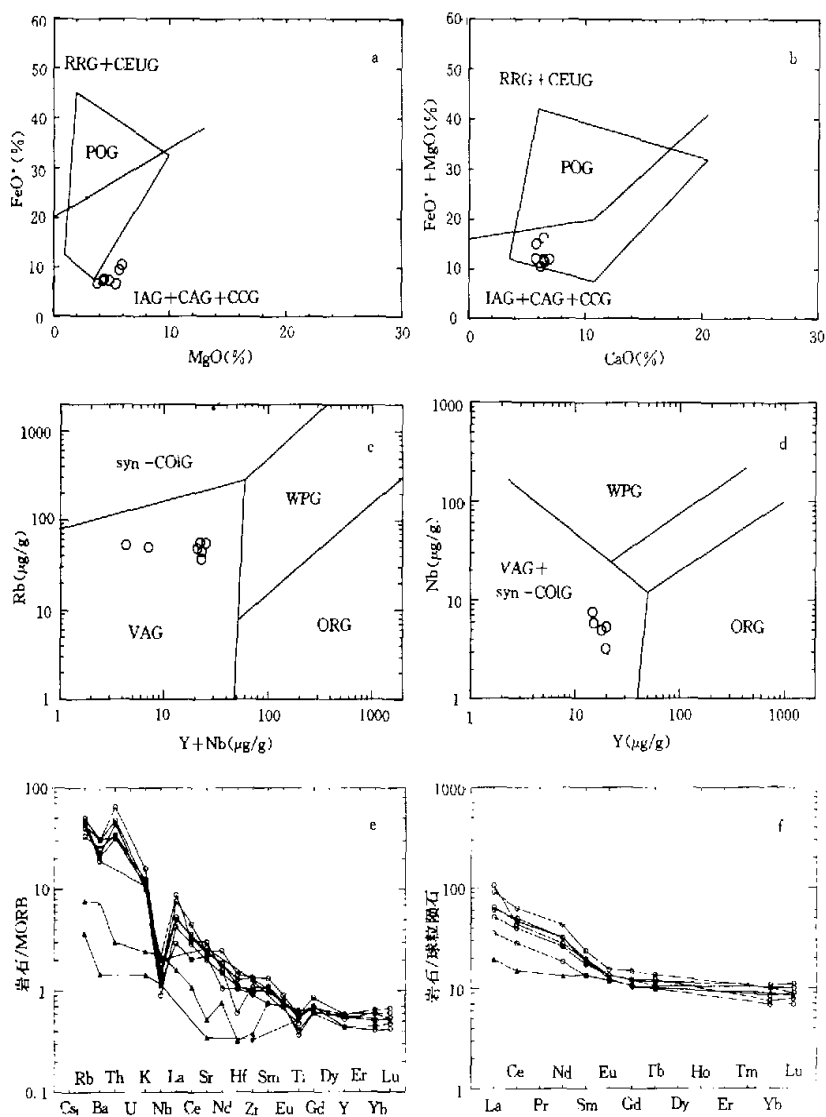


图2 老虎山闪长岩的 $\text{FeO}^*\text{-MgO}$ (a), $\text{FeO}^* + \text{MgO-CaO}$ (b), Rb-Y+Nb (c), Nb-Y (d) 判别图、蛛网图(e)和稀土元素分布图(f)

空心圆圈为闪长岩; 实心三角为辉石角闪岩; RRG 为与裂谷有关的花岗岩; CEUG 为大陆造陆抬升的花岗岩; POG 为造山后花岗岩; IAG 为岛弧花岗岩; CAG 为钙碱性系列花岗岩; CCG 为大陆碰撞花岗岩; syn-COLG 为同碰撞型花岗岩; WPG 为板内花岗岩; VAG 为岛弧花岗岩; ORG 为洋脊花岗岩

Fig. 2 $\text{FeO}^*\text{-MgO}$ (a), $\text{FeO}^* + \text{MgO-CaO}$ (b), Rb-Y+Nb (c) and Nb-Y (d) discriminant diagram, spider diagram(e) and REE distribution diagram(f) for Laohushan diorite

和 1.15%~4.45% (平均 2.74%) (以上据周云生等, 1981; 金成伟等, 1990), 老虎山相应分别为 12.33%~16.82% (平均 14.25%)、1.2%~1.84% (平均 1.34%)、0.1%~0.25% (平均 0.17%) 和 3.74%~5.75% (平均 4.78%)。微量元素特征表明: 冈底斯闪长岩更富 Rb、Ba、Sr 等大离子亲石元素 (LILE) (据金成伟等, 1990)。安第斯闪长岩 (SiO_2 含量平均 = 58.65%) 的主元素和微量元素成分 (Wilson, 1989) 接近冈底斯闪长岩, 而不同于老虎山闪长岩。与华北邯邢地区产于板块内部的中生代闪长岩 (黄福生等, 1990; 谭东娟等, 1994) 比较, 后者的主元素特征更接近岛弧类型的闪长岩 (如安第斯闪长岩), 而且比岛弧闪长岩更富 Ba、Sr 和 LREE。邯邢闪长岩的研究表明有高达 40% 陆壳物质的混入 (谭东娟等, 1994)。总之, 老虎山闪长岩虽然具有与岛弧岩浆岩相似的某些地球化学特征, 但也有不同的特征; 其特征也不同于板内闪长岩。

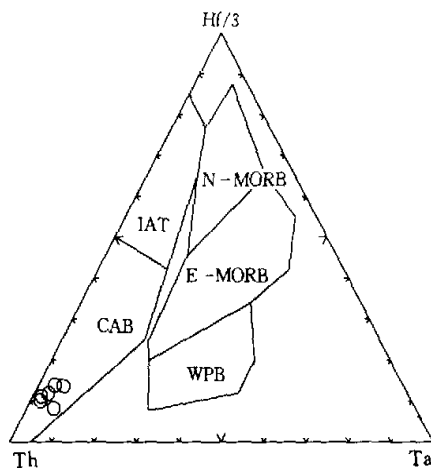


图 3 老虎山闪长岩的 Ta-Th-Hf 图
N-MORB 为正常的洋中脊玄武岩; E-MORB 为富集的洋中脊玄武岩; IAT 为岛弧玄武岩; CAB 为钙碱性系列玄武岩; WPB 为板内玄武岩

Fig. 3 Ta-Th-Hf diagram for Laoshan diorite

4.2 老虎山闪长岩的构造环境

北祁连造山带属加里东期, 北祁连蛇绿岩发育时间限在寒武纪—奥陶纪之间。阿拉善地块和柴达木地块在晚奥陶世发生碰撞, 志留纪时北祁连属残余海盆环境 (夏林圻等, 1996; 张旗等, 1997)。老虎山中粗粒黑云石英闪长岩的锆石 U-Pb 年龄为 $423.5 \pm 2.8 \text{ Ma}$, 代表了岩体的生成年龄, 是中晚志留世侵入的, 表明老虎山闪长岩产于造山后阶段, 为板块碰撞后的产物, 可能与岩石圈地幔的拆沉作用有关 (张旗等, 1997)。张建新等 (1997) 也指出, 北祁连加里东造山带由挤压转变为拉伸的构造机制可以用拆沉作用来解释。

与拆沉作用有关的岩浆活动的性质尚存在争论。目前, 这种板块碰撞后或后造山的岩浆作用正越来越受到人们的关注 (Turner et al., 1992; Nerson, 1992; Kay et al., 1993; Docherty et al., 1995; Keppie et al., 1995; Seber et al., 1996)。因为, 它记录了碰撞之后地幔的演化和壳幔交换作用的过程, 对于理解大陆的增生作用有重要的意义。Turner et al. (1992) 认为, 在碰撞阶段由于岩石圈拆沉作用导致的地幔上涌, 相当于一种拉张环境, 所形成的岩浆具板内特征。而根据本文的实例, 该类岩浆还常常保存了岛弧火山岩的印记, 这可能是受亏损地幔源区和陆壳混染作用的双重影响所致。一方面, 源区可能仍保存有消减带之上的地幔楔; 另一方面, 岩浆源区及上升岩浆均受到陆壳混染。陆壳混染包括深源混染和浅源混染, 前者来自下插的岩石圈板块, 后者是岩浆上升时与陆壳交换作用形成的。夏林圻等 (1996) 在研究北祁连海相火山岩时, 发现晚奥陶世—志留纪弧陆碰撞阶段的火山岩兼具板内和岛弧特点, 认为可能与碰撞之后先期 (岛弧阶段) 俯冲下插但尚未完全消减掉的大洋板片的

后继性俯冲所引发的“滞后”型岩浆活动有关。在澳大利亚中部有两个晚元古代的后造山的高 Mg 拉斑玄武岩岩墙群, 它们的地球化学特征也类似岛弧拉斑玄武岩, Zhao et al. (1993) 解释为大陆岩石圈地幔的部分熔融, 并在造壳事件中 (crust-formation events) 受到了消减作用的改造。

5 小结

老虎山闪长岩是在北祁连洋盆闭合、华北与柴达木陆块碰撞之后 (中晚志留世) 侵位的, 属于碰撞后或造山后岩浆活动的产物, 其成因可能与陆壳碰撞后岩石圈地幔的拆沉作用有关。闪长岩产于板内环境, 但具有岛弧岩浆作用的某些痕迹, 可能是受岩浆源区和陆壳混染的双重影响的结果。

谨以此文献给吴利仁教授 75 周年诞辰, 寄托我们的缅怀。

参 考 文 献

- 张旗, 郭原生, 王岳明等. 1997. 祁连山地区镁铁—超镁铁岩的多样性. 地球科学进展, 12: 324~330
- 张建新, 许志琴, 李海兵等. 1997. 北祁连加里东造山带从挤压到伸展造山机制的转换. 长春地质学院学报, 27: 277~283
- 金成伟, N. B. W. Harris, 许永华等. 1990. 拉萨至格尔木的深成岩. 见: 青藏高原地质演化. 北京: 科学出版社
- 周云生, 张魁武. 1981. 冈底斯中酸性侵入岩带. 见: 中国科学院青藏高原综合考察队编, 西藏岩浆活动和变质作用. 北京: 科学出版社
- 赵志丹, 高山, 张本仁等. 1996. 拆沉作用及其对壳-幔循环的意义 (以秦岭造山带为例). 见: 彭汝明等主编, 地质地球化学研究. 贵阳: 贵州科技出版社. 130~140
- 夏林圻, 夏祖春, 徐学义. 1996. 北祁连山海相火山岩岩石成因. 北京: 地质出版社
- 都城秋穗, 安芸敬一和森格 A M C 著, 周云生和张儒媛译. 1986. 造山运动. 北京: 科学出版社
- 黄福生, 薛绥洲. 1990. 邯邢中基性侵入杂岩体的岩石学与地球化学特征及成因探讨. 岩石矿物学杂志, 9: 203~212
- 谭东娟, 林景任. 1994. 华北地台中生代钾质岩浆区的组成及岩石成因. 见: 谭东娟, 林景任主编, 华北地台钾质岩浆区. 北京: 地震出版社, 1~7
- Bird P. 1979. Continental delamination and the Colorado plateau. J. Geophys. Res., 84: 7561~7571
- Docherty C, Banda E. 1995. Evidence for the eastward migration of the Alboran Sea based on regional subsidence analysis: a case for basin formation by delamination of the subcrustal lithosphere? Tectonics, 14: 804~818
- Gill J B. 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Berlin: Springer-Verlag
- Kay R W, Kay S M. 1993. Delamination and delamination magmatism. Tectonophysics, 219: 177~189
- Keppie J D, Dallmeyer R D. 1995. Late Paleozoic collision, delamination, short lived magmatism, and rapid denudation in the Meguma Terrane (Nova Scotia, Canada); constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotopic data. Can. J. Earth Sci., 32: 644~659
- Nelson J. 1992. Arc crustal thickness variations in old mountain belts like the Appalachians a consequence of lithospheric delamination? Geology, 20: 498~502
- Pearce J A. 1982. Trace elements characteristics of lava from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R S. ed. Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks. Chichester: Wiley, 525~548
- Pitcher W S, Cobbing E J. 1985. Phanerozoic plutonism in the Peruvian edge. In: Pitcher et al. (eds.) Magmatism at a plate edge. London: Blackie, 19~25

- Seber D, Barazangi M, Ibenbrahim A, et al. 1996. Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains. *Nature*, 379; 785~790
- Sun S S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil. R. Soc. Lond.*, A297; 409~445
- Turner S, Sandiford M, Foden J. 1992. Some geodynamic and compositional constraints on "postorogenic" magmatism. *Geology*, 20; 931~934
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London: Unwin Hyman
- Zhao J X, McCulloch M T. 1993. Melting of a subduction-modified continental lithospheric mantle: Evidence from Late Proterozoic mafic dike swarms in central Australia. *Geology*, 21; 463~466