科学通报 2012 年 第 57 卷 第 22 期: 2072 ~ 2085
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

北祁连山西段志留纪高硅埃达克岩: 洋壳减压熔融的证据

陈育晓, 夏小洪, 宋述光*

北京大学地球与空间科学学院, 北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京 100871
* 联系人, E-mail: sgsong@pku.edu.cn

2012-01-06 收稿, 2012-02-14 接受
国家重点基础研究发展计划(2009CB825007)、国家自然科学基金(40825007, 40821002)和中国地质调查局地质调查工作项目(1212011121258)资助

摘要 北祁连山西段熬油沟地区奥长花岗岩具有与高硅埃达克岩相似的地球化学特征: 高 SiO_2, 富 Na_2O(高 Na/K), 高 Sr/Y, 高$(La/Yb)_N$, Sr 正异常, 相对富集大离子亲石元素(LILE)和轻稀土(LREE), 亏损 Nb, Ta 和 Ti. 锆石 SHRIMP 定年结果为 438±3 Ma, 表明其形成与北祁连古洋壳的俯冲有关, 但其形成时间明显晚于北祁连山榴辉岩的变质时间(460~490 Ma). Sr-Nd 同位素结果显示其 I_{Sr} 和 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值分别为 0.7044~0.7047 和 +3.0~+4.1, 暗示其来源于新生的洋壳物质. 结合北祁连造山带的构造演化背景, 熬油沟奥长花岗岩可能是俯冲板片变质成榴辉岩后, 在折返过程中发生近等温或升温减压熔融, 在大约 60 km 深度熔融形成.

关键词
高硅埃达克岩
早志留纪
榴辉岩
折返熔融
北祁连山西段

埃达克岩是指具有特定地球化学性质(高 Sr 低 Y, 高 Sr/Y 和$(La/Yb)_N$)的中酸性火成岩[1]. 埃达克岩的成因问题一直是学术界探讨的热点之一, 因为这不仅对古大洋及古板块构造格局演化的恢复具有重要意义[1~6], 而且可能具有与构成大陆地壳主要部分的太古代英云闪长岩-奥长花岗岩-花岗闪长岩(TTG)系列岩石相关的成因机制[7~12].

最初认为, 埃达克岩的形成与热的年轻的俯冲板片熔融有着密切的联系, 主要分布在环太平洋地区[7,8,13,14]. 但是, 新的研究结果表明, 加厚下地壳或拆沉下地壳及玄武质母岩浆的高压结晶分异等成因模式, 也可能是埃达克岩的形成机制[15~25]. 这些新模式的提出暗示了埃达克岩成因的多样性. 而俯冲板片成因模式具有一定的局限性, 如高的地热梯度, 相对热的年轻板片, 平缓俯冲和板片窗等较为苛刻的熔融条件[1,6,7,26]. "热"的来源虽然是岩浆产生的重要条件, 但是并非熔融的唯一条件[27]. 减压熔融已经被证实是部分熔融的重要机制之一, 如造山带中变质岩在折返直至出露地表过程中由于快速抬升, 压力迅速降低, 含水矿物发生分解脱水, 引起周围岩石固相线降低而发生熔融, 结果导致熔体的形成[28~32]. 如果高压/超高压岩石在减压过程中没有显著的脱水作用, 地壳岩石是不可能发生熔融的.

本文报道了北祁连造山带西段熬油沟地区早志留纪高硅埃达克岩的地球化学、Sr-Nd 同位素特征及年代学证据, 结合北祁连造山带的构造演化历史及其与区内榴辉岩形成的时间关系, 我们提出了区内埃达克岩可能是榴辉岩折返过程中发生熔融的结果. 这一新模式的提出对埃达克岩成因模式的进一步探讨和北祁连早古生代板块构造演化作用研究具有重要的意义.

1 地质概况

祁连造山带位于青藏高原北部, 是一个早古生代大洋俯冲带[33]. 该俯冲带沿北西-南东向展布, 西端被左行走滑的阿尔金断裂所切. 其北部为阿拉善

英文版见: Chen Y X, Xia X H, Song S G. Petrogenesis of Aoyougou high-silica adakite in the North Qilian orogen, NW China: Evidence for decompression melting of oceanic slab. Chin Sci Bull, 2012, 57, doi: 10.1007/s11434-012-5069-3

地块, 南部为柴达木地块. 带内发育有早古生代的蛇绿混杂岩、不同变质级别的高压变质岩、岛弧火山岩和花岗岩侵入体、志留纪复理石建造、泥盆纪磨拉石建造和石炭纪-三叠纪的沉积盖层[34,35] (图 1(a)).

熬油沟位于北祁连山西段, 甘肃省肃南县祁青乡东南方向约 8 km, 出露有著名的、由蛇纹石化橄榄

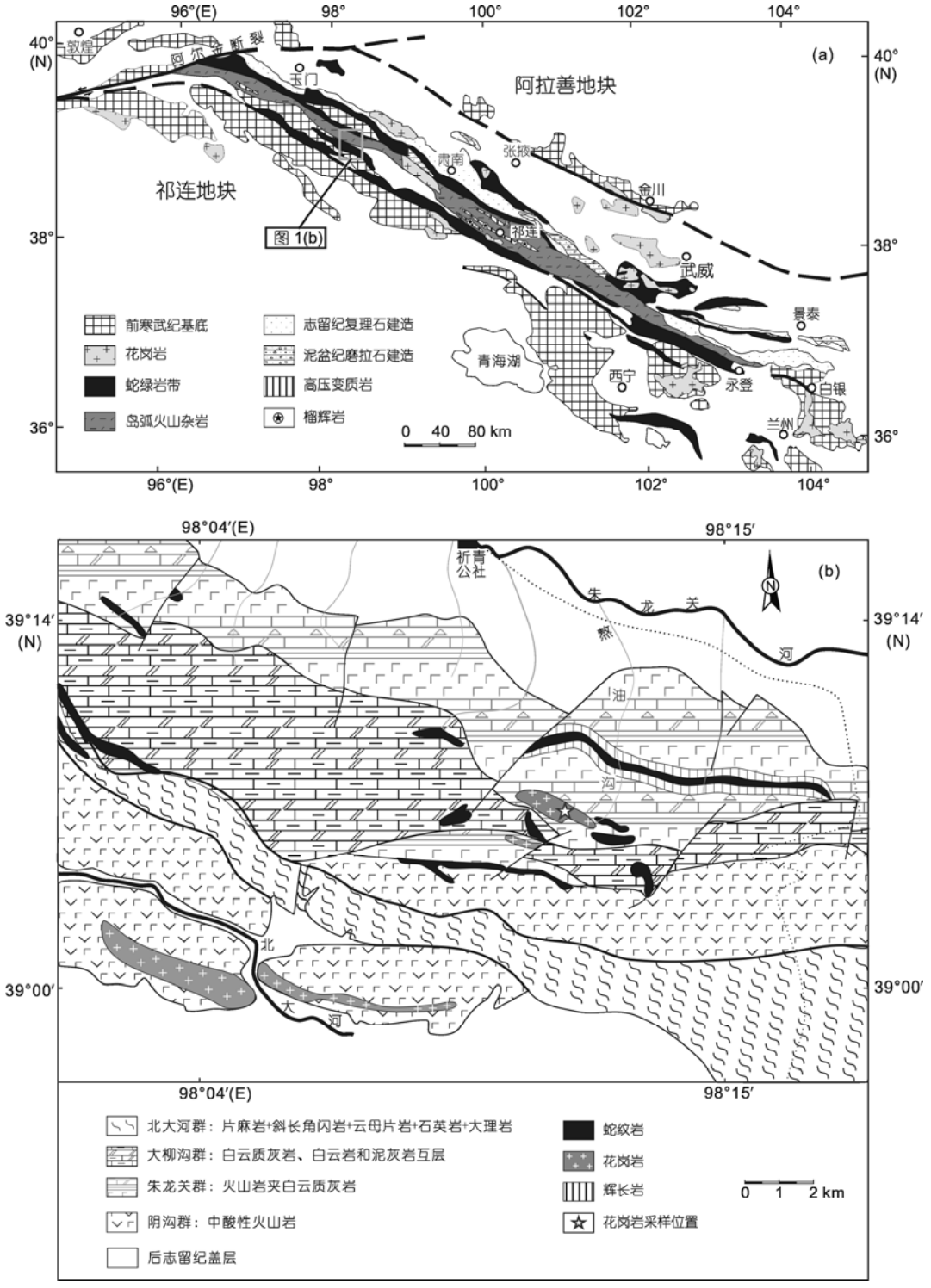

图 1　北祁连造山带地质简图(a) [36]及熬油沟地区地质图(b) (据祁连山幅 1:20 万地质图修改)

岩、辉长岩和基性火山岩组成的熬油沟蛇绿岩[37], 其中辉长岩锆石的 U-Pb 年龄为 504±6 Ma [38]. 本文所研究的花岗岩体位于蛇绿岩南部, 其出露面积小于 1 km^2, 近南东向展布(图 1(b)), 以岩枝或岩脉状侵入朱龙关群基性火山岩中(图 2(a)), 岩体与围岩的接触边界上发育有明显的烘烤现象(图 2(b)).

2 岩石学特征

本文样品具典型的中粗粒花岗结构(图 2(c)), 主要矿物有斜长石(自形, 60%~70%), 石英(>20%), 钾长石(<5%), 暗色矿物(几乎完全绿泥石化, <5%), 副矿物为磷灰石、锆石、榍石等. 斜长石发生弱的钠帘石化和绢云母化, 且发育岩浆结晶的震荡环带(图 2(d)), 其成分以更长石为主, 从中间到边缘, An 值从 33.56 逐渐降到 10.75 (表 1), 反映了岩浆结晶分异的过程.

3 锆石 U-Pb 同位素年代学特征

本文选取样品 09AY-14 进行锆石的 U-Pb 定年分析, 锆石分选在河北省廊坊市区域地质调查研究院进行, 具体步骤如下: 首先将岩石样品研磨至大约 100 目, 接着采用标准的重液、磁选和双目显微镜分选技术, 从约 0.5 kg 花岗岩样品中分选出了约 200 颗锆石, 然后将选出的锆石颗粒和数粒锆石标样 TEMORA 置于环氧树脂中, 磨至约一半, 并抛光镀金. 锆石的阴极发光照相(CL)是在北京大学物理学院 FEI PHILIPS XL 30 型扫描电子显微镜室进行, 实验条件为 15 kV, 120 μA. 锆石 U-Pb 年龄分析在北京离子探针中心的 SHRIMP Ⅱ 上完成. 本次测试采用标准锆石 TEMORA($^{206}Pb/^{238}U$ 参考年龄: 417 Ma)进行同位素分馏校正, 利用标准锆石 M257 ($^{206}Pb/^{238}U$ 参考年龄: 572 Ma, U 含量为 238 μg g^{-1}) 标定所测锆石的 U, Th 和 Pb 的含量. 为保证数据质量, 每测 3 个



图 2 熬油沟花岗岩野外((a), (b))及显微结构((c), (d))照片

(a) 虚线中间为奥长花岗岩露头, 侵入到朱龙关群基性火山岩中; (b) 接触边上发育明显的烘烤边和冷凝边; (c) 中粗粒花岗岩结构 (10QL-16); (d) 斜长石的岩浆结晶环带 (10QL-18)

表 1　奥长花岗岩(10QL-18)中斜长石从核部(3.1)到边部(3.13)的电子探针成分(wt%)

点号	3.1	3.2	3.3	3.4	3.5	3.6	3.7	3.8	3.9	3.10	3.11	3.12	3.13
SiO_2	59.36	59.39	59.88	59.72	59.99	59.53	60.02	59.64	61.23	61.98	61.97	63.78	65.76
TiO_2	0.00	0.04	0.02	0.01	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00
Al_2O_3	24.82	25.51	25.69	25.81	25.70	26.21	25.52	25.58	24.81	24.27	23.90	22.67	21.87
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.08	0.00
FeO	0.22	0.11	0.15	0.13	0.18	0.19	0.17	0.13	0.04	0.08	0.13	0.10	0.02
MnO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02	0.00	0.03	0.00	0.04	0.02	0.01
MgO	0.01	0.02	0.00	0.03	0.00	0.05	0.01	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
CaO	6.40	7.19	7.06	6.90	6.88	7.10	6.62	6.90	5.89	5.58	4.81	3.88	2.28
Na_2O	8.03	7.76	8.01	7.77	7.94	7.58	8.14	8.26	8.30	8.49	8.96	9.49	10.34
K_2O	0.25	0.14	0.17	0.18	0.18	0.13	0.12	0.16	0.18	0.18	0.25	0.35	0.19
NiO	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.01	0.04	0.05	0.00	0.00	0.00
总量	99.12	100.25	100.98	100.58	100.90	100.91	100.68	100.75	100.55	100.69	100.06	100.39	100.47
An	30.18	33.56	32.46	32.60	32.06	33.84	30.75	31.30	27.87	26.40	22.61	18.05	10.75
Ab	68.46	65.66	66.57	66.40	66.96	65.46	68.56	67.84	71.13	72.60	76.01	79.98	88.14
Or	1.37	0.78	0.97	0.99	0.98	0.70	0.69	0.86	1.00	1.00	1.38	1.97	1.11

样品点, 测 1 次锆石标样. 普通铅根据实测 ^{204}Pb 校正. 数据处理采用 Ludwig SQUID1.0 及 ISOPLOT[39] 程序, 详细的分析流程及原理参考文献[40,41]. 表 2 所列单个数据点的误差均为 1σ, 样品采用加权平均年龄, 其置信度为 2σ, 置信水平为 95%, 详细的测试结果见表 2.

锆石颗粒大小较均匀, 自形程度较高, 为半自形到自形的长柱状, 长约 50~120 μm, 宽约 20~40 μm. 锆石表面干净, 包裹体较少, CL 图像显示大多数锆石内部发育清晰的岩浆震荡环带(图 3), 且结构均一, 无残核. 分析结果显示 (表 2) 锆石的 U 和 Th 含量均较低 (U: 99~162 μg g^{-1}, Th: 46~97 μg g^{-1}), Th/U 比值为 0.46~0.65. 13 个测试点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄值分布于 431~444 Ma 之间, 加权平均年龄为 438±3 Ma (95%的置信度, MSWD=0.46) (图 4), 代表熬油沟奥长花岗岩的结晶年龄.

表 2　熬油沟奥长花岗岩(09AY-14)锆石 SHRIMP U-Th-Pb 分析数据

测点	U (μg g^{-1})	Th (μg g^{-1})	Th/U	$^{206}Pb^*$ (μg g^{-1})	$^{206}Pb_C$/%	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±%	$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄(Ma)	±1σ
1	104	51	0.51	6.15	0.00	0.5202	3.4	0.0691	1.4	431.0	6.0
2	104	53	0.52	6.23	0.00	0.5380	3.4	0.0695	1.4	433.1	6.0
3	99	46	0.48	5.98	0.19	0.5291	4.1	0.0700	1.5	436.4	6.3
4	122	60	0.51	7.42	0.00	0.5671	3.3	0.0709	1.4	441.6	6.0
5	113	57	0.52	6.95	0.37	0.5233	4.5	0.0713	1.5	444.2	6.3
6	162	76	0.48	9.87	0.68	0.5538	5.3	0.0705	1.3	438.9	5.6
7	129	57	0.46	7.88	0.00	0.5188	3.2	0.0709	1.4	441.8	5.9
8	157	86	0.57	9.52	0.16	0.5012	3.1	0.0706	1.3	439.5	5.5
9	103	50	0.50	6.17	0.00	0.5340	3.4	0.0699	1.4	435.4	6.0
10	157	97	0.64	9.37	0.11	0.5218	3.4	0.0694	1.9	432.3	7.8
11	128	70	0.56	7.82	0.18	0.5064	3.3	0.0708	1.3	441.0	5.7
12	150	94	0.65	9.02	0.00	0.5285	2.8	0.0699	1.3	435.4	5.4
13	124	66	0.55	7.53	0.23	0.5224	3.5	0.0708	1.4	441.2	5.8

a) $^{206}Pb^*$为放射性 ^{206}Pb 的量; $^{206}Pb_C$ 为普通 ^{206}Pb 占总 ^{206}Pb 的百分比; 普通 Pb 用实测 ^{204}Pb 校正

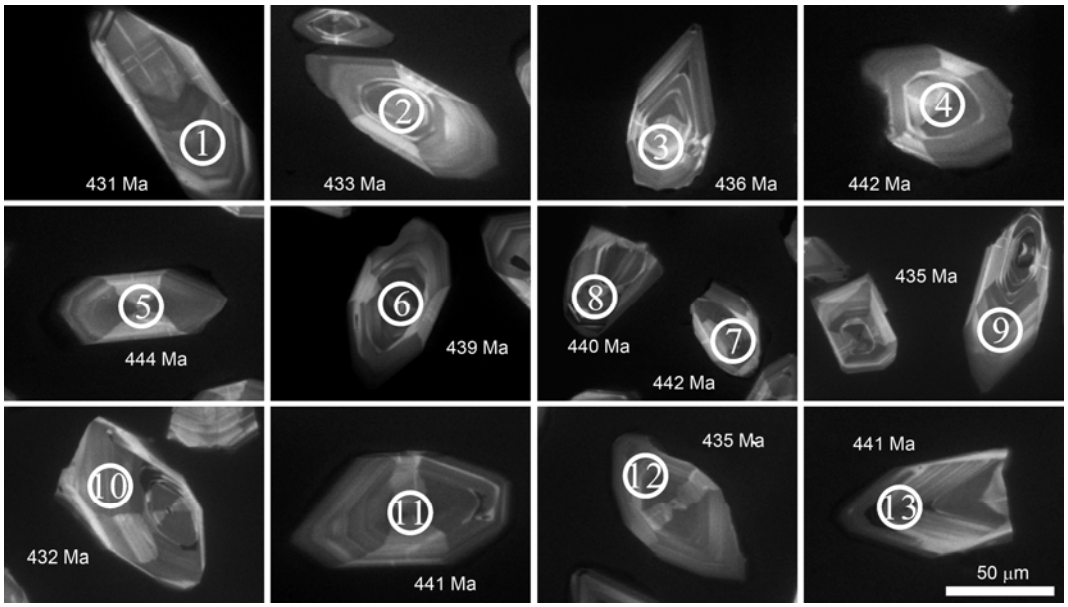

图 3 熬油沟花岗岩锆石的阴极发光图像及全部测点的年龄

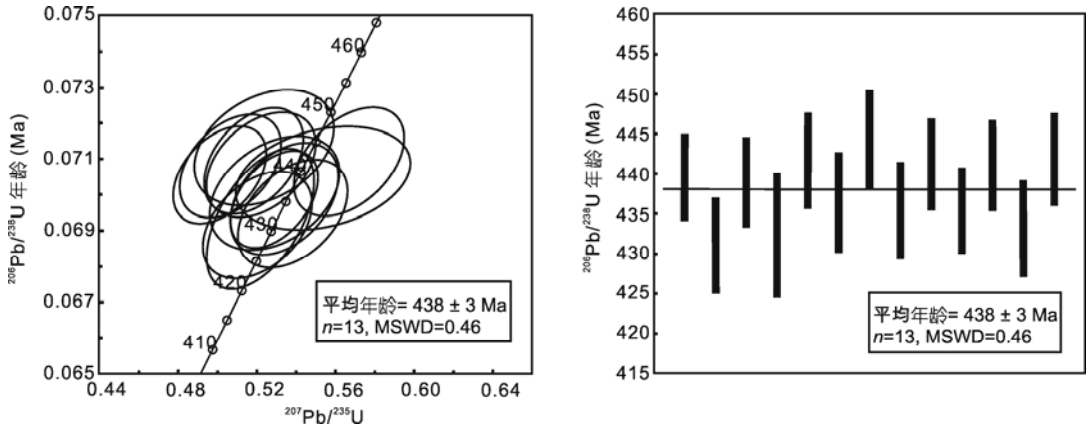

图 4 熬油沟奥长花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 谐和图与均值图

4 地球化学特征

4.1 分析方法

全岩的主量和微量元素含量分析均在中国地质大学(北京)科学研究院地学实验中心完成. 全岩主量元素使用 LeemanICP-OES 进行测定, 除 TiO_2(~1.5%)和 P_2O_5(~2.0%)外, 其他元素的测量误差小于 1%. 烧失量是根据 1 g 粉末在 1000℃的烘干箱恒温放置 4~5 h 后取出测得. 微量元素利用 Agilent-7500a 型 ICP-MS 进行测定. 样品的溶解、测试流程、分析精度和标样等见文献[42]中的详细描述. 样品的分析结果见表 3.

全岩的 Rb-Sr 及 Sm-Nd 同位素的分离在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室完成. 称取 100~150 mg 的样品及 50~100 mg 的 BCR-2 标样, 将其溶解于 HF 和 HNO_3 中, 放置大约 7~10 d, 直至样品完全溶解, 然后通过常规的阳离子交换柱分离和纯化, 得到 Sr 和 Nd 元素. 同位素测试在天津地质矿产研究所的新型热电离质谱仪 Triton 上完成. 具体实验原理及流程等见文献[43]. 测试过程中, 所测定的 JNDI 和 NBS-987 Sr 标样的 Nd-Sr 同位素比值分别为 $^{143}Nd/^{144}Nd$=0.512118±6 (n=5)和 $^{87}Sr/^{86}Sr$=0.710238±5 (n=3). 实验测得与本文样品经过同样化学处理的 BCR-2 标样的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 和 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 分别为 0.512637±6 (n=2)和 0.705016±3(n=2). 样品的分析结果见表 4.

表 3 熬油沟奥长花岗岩的主量元素(wt%)和微量元素(μg g^{-1})组成

样品号	09AY14	09AY15	09AY16	09AY17	10QL15	10QL16	10QL20	10QL21	10QL23
SiO_2	72.41	70.96	70.52	69.53	74.07	73.63	72.83	67.26	71.64
TiO_2	0.15	0.16	0.17	0.17	0.16	0.15	0.16	0.18	0.16
Al_2O_3	14.98	14.87	15.39	16.51	14.52	14.58	15.17	18.37	15.25
Fe_2O_3	0.69	0.77	0.92	0.74	1.15	1.05	1.13	1.34	1.06
MnO	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
MgO	0.66	0.74	0.82	0.69	0.70	0.66	0.77	0.83	0.55
CaO	2.23	2.07	1.36	0.83	1.33	1.70	1.41	2.90	2.43
Na_2O	6.04	6.76	7.89	9.05	5.02	4.76	5.32	5.75	4.77
K_2O	1.59	1.43	1.12	1.04	1.47	1.38	1.27	1.70	1.62
P_2O_5	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05
LOI	1.06	2.03	1.62	1.29	0.86	1.40	1.18	0.75	1.75
总量	99.87	99.86	99.89	99.94	99.35	99.35	99.32	99.17	99.31
K_2O/Na_2O	0.26	0.21	0.14	0.12	0.29	0.29	0.24	0.30	0.34
Li	2.27	2.13	3.95	2.22	0.39	0.55	0.74	8.30	0.42
Sc	2.25	2.21	2.09	2.32	2.03	1.89	2.15	2.24	2.01
V	15.40	16.33	16.22	15.77	16.81	16.03	16.80	17.62	15.59
Cr	8.55	9.52	9.97	10.40	22.43	11.17	13.00	11.13	9.19
Co	3.01	2.68	3.30	2.26	3.26	2.56	3.17	3.41	2.08
Ni	6.17	6.20	6.88	6.38	12.89	6.90	8.02	7.36	7.41
Cu	2.21	2.62	2.65	3.55	4.35	1.62	1.23	1.31	0.97
Zn	94.65	32.68	40.42	31.02	28.42	22.38	26.84	36.88	23.26
Ga	15.39	15.36	14.81	13.91	16.30	16.06	16.84	18.07	16.40
Rb	28.18	33.32	25.02	25.60	33.66	36.94	35.65	40.70	42.06
Sr	661	739	539	212	782	551	521	764	552
Y	2.96	2.64	2.58	2.96	3.00	2.62	2.80	3.41	2.96
Zr	80.5	75.6	91.1	78.8	108.7	88.9	97.3	122.5	89.7
Nb	1.18	1.26	1.22	1.46	1.77	1.67	1.98	1.94	1.97
Cs	0.18	0.33	0.33	0.21	0.22	0.46	0.58	0.69	0.47
Ba	433	408	334	183	986	464	363	580	475
La	4.83	4.19	4.90	4.68	8.08	5.66	5.80	6.48	4.84
Ce	10.36	9.34	10.55	10.33	15.97	11.62	12.04	13.42	10.15
Pr	1.25	1.14	1.27	1.23	1.91	1.42	1.48	1.65	1.27
Nd	4.85	4.54	4.95	4.78	7.56	5.68	5.98	6.70	5.21
Sm	0.99	1.00	1.00	1.00	1.33	1.01	1.09	1.22	0.99
Eu	0.30	0.30	0.31	0.20	0.35	0.22	0.25	0.31	0.25
Gd	0.87	0.83	0.81	0.84	1.03	0.79	0.85	0.99	0.85
Tb	0.11	0.10	0.10	0.11	0.12	0.10	0.11	0.12	0.11
Dy	0.52	0.49	0.47	0.57	0.60	0.51	0.54	0.64	0.57
Ho	0.09	0.08	0.09	0.10	0.10	0.09	0.10	0.11	0.10
Er	0.24	0.21	0.21	0.25	0.24	0.22	0.23	0.28	0.24
Tm	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03
Yb	0.21	0.18	0.19	0.22	0.21	0.20	0.22	0.26	0.21
Lu	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03
Hf	1.90	1.71	2.09	1.87	2.61	2.14	2.38	2.85	2.23
Ta	0.08	0.07	0.08	0.09	0.13	0.12	0.13	0.13	0.17
Pb	6.27	5.23	6.48	6.89	8.47	6.99	6.01	10.43	8.54
Th	0.96	0.92	0.98	0.99	2.16	0.88	0.92	1.06	0.91
U	0.43	0.36	0.42	0.51	0.61	0.45	0.49	0.55	0.48
Sr/Y	223	280	209	72	261	210	186	224	187
$(La/Yb)_N$	16.60	16.30	18.88	14.99	27.79	20.35	19.19	17.94	16.29

表 4 奥长花岗岩的 Sr-Nd 同位素组成 a)

样品号	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	2σ	$I_{Sr}(t)$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	2σ	t(Ma)	$\varepsilon_{Nd}(0)$	$\varepsilon_{Nd}(t)$	$f_{Sm/Nd}$	T_{DM2}
09AY-14	0.124	0.7054	3	0.7047	0.124	0.5126	12	438	0.05	4.1	–0.37	836
10QL-15	0.125	0.7052	4	0.7044	0.106	0.5126	5	438	–1.25	3.8	–0.46	869
09AY-17	0.350	0.7069	7	0.7047	0.127	0.5126	7	438	–0.96	3.0	–0.36	932

a) $^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR}$=0.512638, $^{147}Sm/^{144}Nd_{CHUR}$=0.1967, $^{143}Nd/^{144}Nd_{DM}$=0.51315, $^{147}Sm/^{144}Nd_{DM}$=0.2135; $\lambda_{Rb}=1.42\times10^{-11}$ a^{-1}, $\lambda_{Sm}=6.54\times10^{-12}$ a^{-1}; 二阶段模式年龄计算见文献[44]

4.2 分析结果

九件样品表现出高的 SiO_2 (67.3 wt%~74.1 wt%), Na_2O (4.76 wt%~9.05 wt%), Al_2O_3 (14.5 wt%~18.4 wt%); 低的 MgO (0.55 wt%~0.83 wt%), CaO (0.83 wt%~2.90 wt%), K_2O (1.04 wt%~1.70 wt%)及极低的 K_2O/Na_2O 比值(0.12~0.34)等特点. 在 K-Na-Ca 三角图解(图 5)中, 所有样品均落入太古代 TTG 区域, 并且与奥长花岗质岩浆演化趋势具有亲和性. 在 K_2O-SiO_2 图解(图 6(a))上, 样品点主要分布于低钾拉斑玄武岩系列和钙碱性系列之间和现代俯冲带中埃达克岩区域之内, 而明显低于中国华北型埃达克岩.

与 Martin 等人[8]划分的低硅埃达克岩(LSA)与高硅埃达克岩(HSA)相比, 除 09AY-17 样品具有相对低的 Sr 导致其落在 HSA 区域外, 其余 8 个样品均投影在 HSA 范围内(图 6((a)~(h))). 这些样品表现出 LREE 富集 HREE 亏损($(Yb)_N$=0.18~0.26 μg g^{-1}; $(La/Yb)_N$=16.3~27.8), 高 Sr(521~782 μg g^{-1}), 低 Y(2.58~3.41 μg g^{-1}), 高 Sr/Y 值(186~280), Eu 无异常等特征, 类似于埃达克岩. 在原始地幔标准化的微量元素蛛网图上, 所有样品均显示出明显的 Pb, Sr, Zr, Hf 正异常, 高场强元素 Nb, Ta, Ti 负异常 (图 7(a)); 球粒陨石标准化的稀土元素配分曲线为明显的右倾陡斜状 (图 7(b)). 在 Sr/Y-Y 和$(La/Yb)_N$-Yb_N 判别图解(图 8)上, 样品点均落在埃达克岩区域内, 明显不同于正常的岛弧钙碱性岩浆[1]. 09AY-17 样品具有高 Na_2O、相对低的 CaO 和 Sr 含量(212 μg g^{-1}) 及 Sr/Y 比值(72), 并具有微弱的 Eu 负异常, 可能是由于岩浆结晶分异过程中斜长石分离结晶的结果.

三件奥长花岗岩样品的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 和 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值分别为 0.7054~0.7069 和 0.5126~0.5126 (表 4). 假定奥长花岗岩的形成年龄为 438 Ma (见下文) 及根据所测得的微量元素 Rb/Sr 和 Sm/Nd 比值, 可计算出该奥长花岗质岩浆的初始 Sr 比值 I_{Sr} 为 0.7044~0.7047, $\varepsilon_{Nd}(t)$值为+3.0~+4.1, 二阶段 Nd 模式年龄(T_{DM2})为 836~932 Ma.

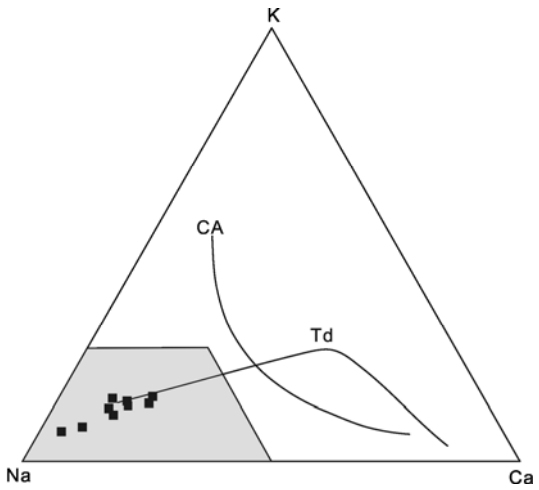

图 5 K-Na-Ca 三角图解[45]

CA, 岛弧区钙碱性岩浆演化趋势; Td, 奥长花岗质岩浆演化趋势; 灰色区域, 太古代 TTG 投影区, 引自文献[46]

5 讨论

北祁连山榴辉岩的形成年龄为 460~490 Ma[33,48,49], 蓝片岩中蓝闪石和多硅白云母的 Ar-Ar 年龄集中在 440~460 Ma[50~52]. 结合区内花岗岩以及广泛发育有志留纪海盆相复理石建造和泥盆纪磨拉石等现象, 一般认为北祁连古大洋的消亡和闭合时间为晚奥陶世末(约 445 Ma)[33,35,36,53,54]. 本区奥长花岗岩的锆石 U-Pb 同位素 SHRIMP 年龄为 438±3 Ma, 明显晚于榴辉岩和蓝片岩的形成年龄, 而接近于北祁连古大洋的消亡时间, 暗示其形成与北祁连古大洋的闭合以及大陆碰撞有着密切的联系.

实验岩石学已证明, 变质基性岩在石榴石稳定域内(至少在 1.0 GPa 以上)可以产生埃达克质熔体[55~57]. 根据源岩及形成机制的不同, 一般认为埃达克岩的成因模式主要有以下 3 种: (1) 俯冲板片部分熔融的产物[1~6,14]; (2) 加厚下地壳部分熔融的产物[15~21,25];

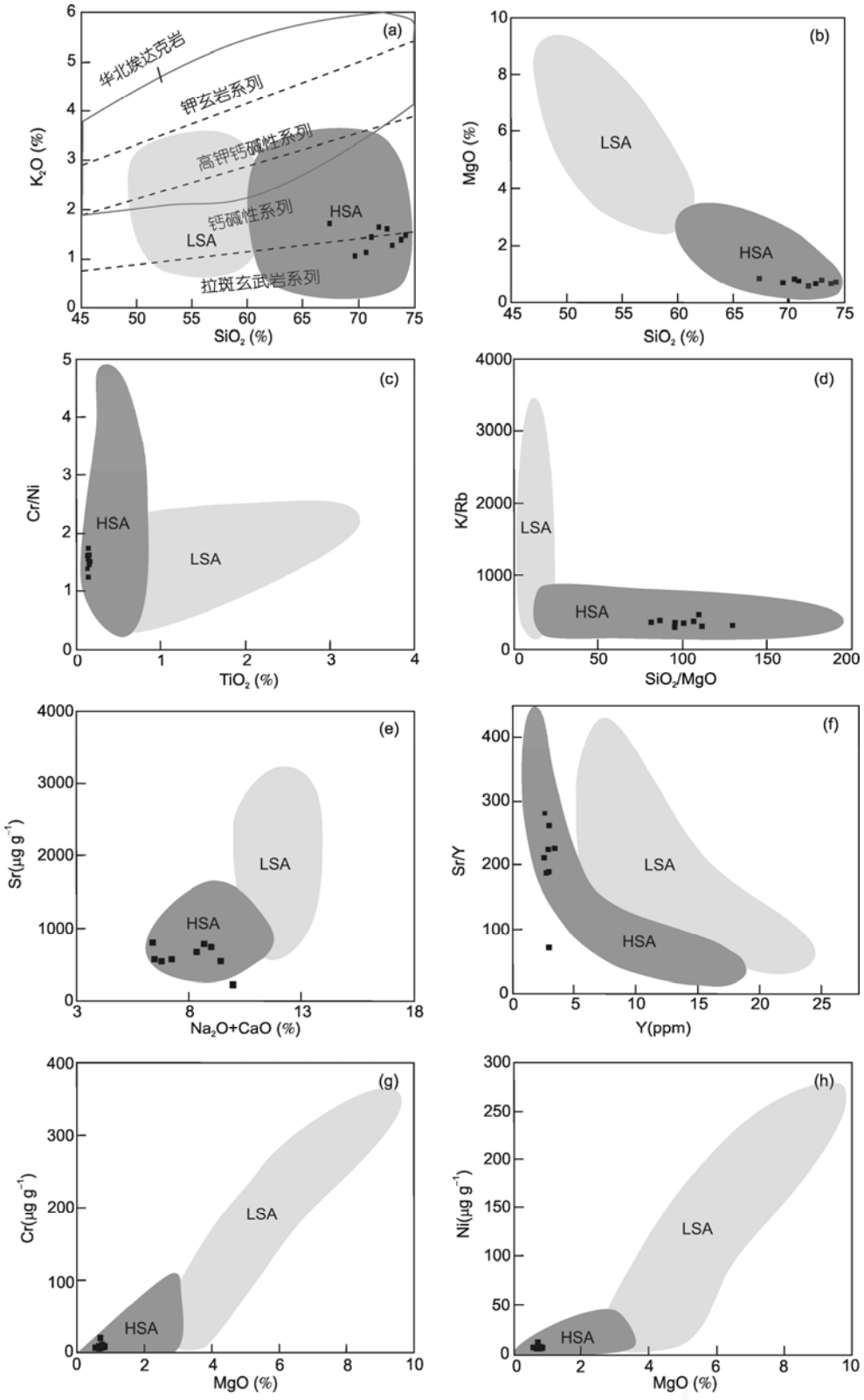

图 6　主量元素和微量元素相关图解

(a) K_2O-SiO_2; (b) MgO-SiO_2; (c) Cr/Ni-TiO_2 ; (d) K/Rb-SiO_2/MgO; (e) Sr-Na_2O+CaO; (f) Sr/Y-Y; (g) Cr-MgO; (h) Ni-MgO. 浅灰色为低硅埃达克岩(LSA)范围, 深灰色为高硅埃达克岩(HSA)范围[8]; (a)中实线区域为华北埃达克岩范围[21]

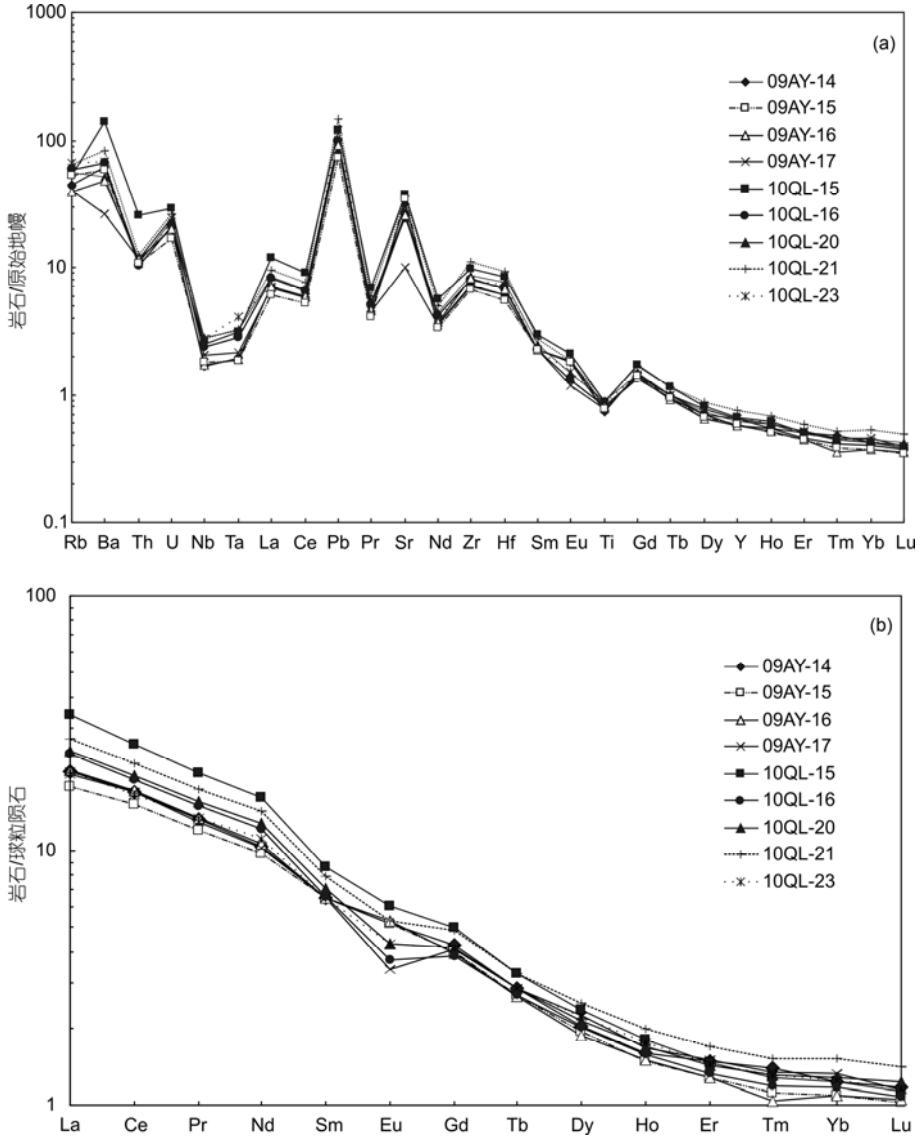

图 7 熬油沟奥长花岗岩的微量元素(a)和稀土元素(b)配分图解

标准化数据引自文献[47]

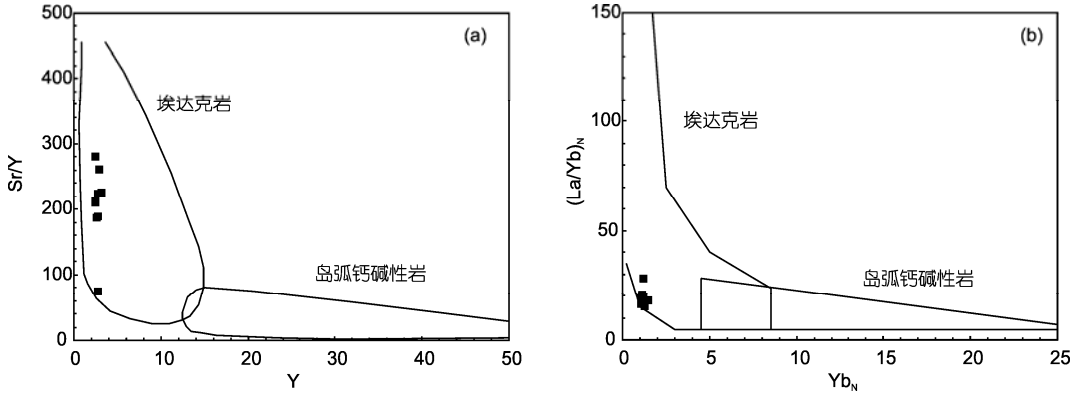

图 8 熬油沟花岗岩的 Sr/Y-Y(a)和$(La/Yb)_N$-Yb_N(b)图解

(3) 玄武质母岩浆高压结晶分异的结果[22,24]. 熬油沟奥长花岗岩样品的 Sr 初始值 I_{Sr} 和 $\varepsilon_{Nd}(t)$值分别为 0.7044~0.7047 和+3.0~+4.1, 暗示其来源于新生的地壳物质, 而非古老下地壳部分熔融产物. 所有样品富钠贫钾, 其 K_2O/Na_2O 比值(0.12~0.34) 明显低于下地壳成因的埃达克岩(接近 0.5), 暗示其源岩不可能是大陆下地壳部分熔融的产物. Sr-Nd 同位素特征也显示本文样品与这些下地壳成因的埃达克质岩石(如西藏、北祁连中段、科罗迪亚等地)有明显差别(图 9). 相比一些亏损洋壳来源的埃达克岩, 本文样品虽然显示出 Sr-Nd 同位素略富集特征, 但与受到大洋沉积物影响的洋壳熔融成因的埃达克岩(如 Austral Volcanic Zone 和 Tonga 地区)基本一致[14,58], 而且 Nd 同位素与造山带中大洋俯冲形成的榴辉岩(如柴北缘(图 9)和阿尔卑斯洋壳变质榴辉岩(+2.3~+7.8))相接近[62,63]. 在微量元素组成上, 岛弧玄武岩(IAB)具有明显富集大离子亲石元素和轻稀土元素的特征, 而洋中脊玄武岩(MORB)则表现为亏损大离子亲石元素和轻稀土元素. 弧后盆地玄武岩在微量元素组成上可以兼具 IAB 型和 MORB 型分布特点[64~66], 取决于部分熔融的时间和位置(一般早期的为 IAB 型, 晚期的变成 MORB 型). 本文样品中轻稀土元素和大离子亲石元素相对富集程度较弱($(La)_N$=18~34) (图 7(b)), 类似于富集型洋中脊玄武岩(E-MORB), 说明其不大可能是典型岛弧玄武岩部分熔融的产物, 而可能是弧后盆地发育中期阶段所形成的玄武岩. 由这类洋壳玄武岩部分熔融, 就能够产生具有长英质化学成分、相对亏损 Sr-Nd 同位素、类似于 E-MORB 微量元素组成的花岗岩. 因此, 熬油沟奥长花岗岩可能是俯冲板片部分熔融的产物.

5.1 热源

众所周知, 俯冲板片发生部分熔融取决于俯冲带是否有足够的热源. 一些特殊的俯冲环境, 如高的地热梯度、热的年轻板片、快速/平缓俯冲、板片窗等, 可以导致变基性岩中含水矿物的脱水熔融[1,6,26]. 与北祁连山中段广泛发育的岛弧火山杂岩和高压变质岩(含硬柱石蓝片岩及榴辉岩[33,51,67])相比, 北祁连山西段熬油沟附近尚未发现有高压变质岩或岛弧火山岩. 这可能是低角度俯冲的结果, 类似于日本岛弧

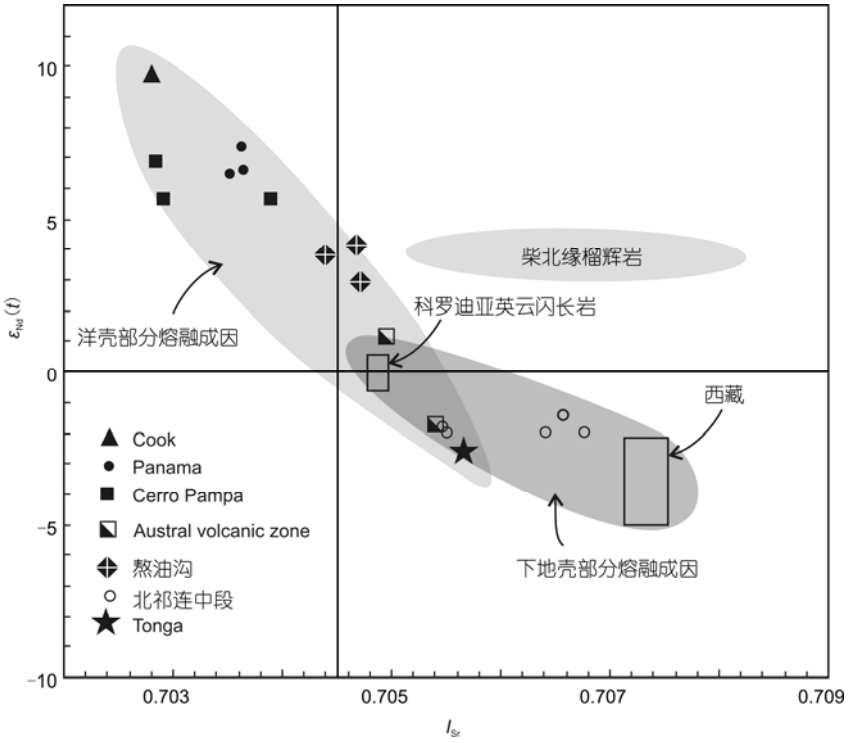

图 9 熬油沟奥长花岗岩 Sr-Nd 同位素

数据来源: 俯冲板片熔融成因[4,14,58,59]; 下地壳熔融成因[25,60,61]; 柴北缘榴辉岩[62]

南部的构造环境[68,69].

经典的板片熔融成因模式认为, 当板片向下俯冲时, 玄武质洋壳由绿片岩相经角闪岩相转变为榴辉岩相的过程是一个含水矿物脱水的过程. 当板片足够热时, 其结果不再是脱流体而是生成熔体. 加压升温虽是熔体形成的一个重要条件, 减压脱水同样有助于熔体的生成[70]. 野外岩石学观察和 P-T 相图模拟计算证明, 在折返过程中含水矿物分解可以引起减压熔融[28~31]. Nahodilova 等人[32]在研究中欧 Moldanubian 带中发育浅色条带的酸性麻粒岩时, 发现高压变质岩由早期榴辉岩相到麻粒岩相升温降压过程可生成高达 26%的熔体. Zhao 等人[71]对苏鲁造山带东部晚三叠世花岗岩的研究得到, 这些岩石是深俯冲大陆地壳(超高压变质岩)折返过程中部分熔融的产物. 熬油沟奥长花岗岩的结晶年龄比榴辉岩的形成年龄大约晚 20~50 Ma, 其形成时代可能与榴辉岩折返时间相当. 因此, 本文研究的奥长花岗岩很可能是榴辉岩在折返过程中减压熔融形成的.

5.2 压力

所有埃达克岩均富集 LILE, Pb 和 LREE, 亏损 Nb, Ta, Ti 和 HREE, 具有高 Sr/Y 值(>40). 高 Sr/Y 比值和 HREE 亏损的特点通常被解释为熔融发生在石榴石稳定区的深度. 本文 9 个样品均具有典型的高 Sr/Y、轻重稀土分馏明显、Sr 正异常, 暗示其形成深度在石榴石稳定存在的范围内. 随着实验岩石学的发展, 金红石被认为也是埃达克质熔体形成的必要残留相. Foley 等人[72]根据金红石/熔体的分配系数 $D_{Ta}>D_{Nb}$, 认为金红石的残留将导致熔体具有更高的 Nb/Ta 比值, 从而否认金红石的存在. 但是随后的实验结果证明, 金红石仅仅导致熔体相 Nb/Ta 值非常微弱的增加, 并且残留的金红石很好地解释了埃达克岩中 Nb, Ta 负异常的现象[21,73~75]. 本文 9 个样品均表现出明显的 Nb, Ta, Ti 负异常现象, 暗示了本区样品的源区有金红石残留. 根据金红石稳定存在的压力范围为大于 1.5 GPa, 可以推断样品形成的压力应该在 1.5 GPa 之上[21,75]. 另外, Moyen[76]通过模拟计算指出, 在角闪岩发生部分熔融时, 只有压力超过 1.5 GPa, 残留矿物相有石榴石出现时, 其产生的熔体 Sr/Y 值相对源区才能高出 10 倍以上. 洋壳的 Sr/Y 比值一般为 2~10, 据此我们简单推断, 要形成本区样品如此高 Sr/Y 比值 (除了 09AY-17 外, 其余 8 个样品的 Sr/Y 比值平均为 222.5), 其压力应至少为 1.8 GPa, 形成深度至少 60 km[76].

5.3 与地幔楔的交代程度

已有资料表明, 俯冲大洋板片熔融形成的埃达克质熔体在上升的过程中, 只要经过地幔楔, 与地幔橄榄岩发生交代平衡, 通常要留下比实验熔体更高的 MgO, Ni, Cr 含量的记录[57,77]. 类似于太古代 TTG 岩石, 本区样品表现出低的 MgO, Ni, Cr 含量(图 4((g), (h))), 暗示熔体在上升过程中与地幔楔发生交代程度非常有限, 被解释为俯冲深度较浅的结果[7,11,14]. 除此之外, 我们认为可能的原因有二. 第一, 根据 Rapp 等人[77]提出的 a=有效熔体/地幔橄榄岩这一概念, 假设俯冲板片产生的熔体足够多, 即 a 越大, 如果熔体在上升过程中经过地幔楔, 则先形成的埃达克质熔体由于与地幔楔发生交代平衡, 应具有低硅、高 MgO, Ni, Cr 的特点; 而后形成的埃达克质熔体可沿原先的岩浆通道上升, 从而限制了熔体与地幔楔的接触程度, 导致地幔楔对熔体的影响非常有限, 形成的埃达克岩具有相对较高的硅、低 MgO, Ni, Cr 的特征. 第二, 熬油沟埃达克岩可能是榴辉岩折返过程中减压熔融的产物, 如果熔体随着榴辉岩的折返路径, 即沿俯冲板片与上覆板片的接触界面向上迁移直至最终岩浆侵位、结晶, 则可避免与地幔楔的交代平衡作用, 形成低 MgO, Ni, Cr 特征的埃达克岩.

6 结论

(1) 熬油沟花岗岩具有高 SiO_2(69.5%~72.4%), 富 Na 贫 K, 高 Sr/Y, $(La/Yb)_N$, Sr 正异常, Eu 无或弱的负异常等特征, 类似于高硅埃达克岩, 具有与太古代奥长花岗岩相似 (低 MgO, Ni, Cr) 的地球化学特征; Sr-Nd 同位素结果显示其 I_{Sr} 和 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值分别为 0.7044~0.7047 和+3.0~+4.1, 暗示其来源于新生的洋壳玄武岩.

(2) 锆石的 SHRIMP 定年结果为 438±3 Ma, 明显晚于岛弧火山岩和高压变质岩的年龄, 暗示其形成与高压变质岩的折返有关.

(3) 熬油沟奥长花岗岩的可能成因是在约 460~490 Ma 时, 俯冲板片变质成为榴辉岩后, 在约 438 Ma 时, 折返的榴辉岩在大于 60 km 处发生减压熔融的结果.

致谢 锆石定年过程中得到中国地质科学院刘敦一先生和颉颃强博士的帮助, 全岩地球化学分析得到中国地质大学苏犁教授及其研究生的帮助. Martin H.提供高硅和低硅埃达克岩的数据, 郑永飞教授和两位评审人对本文提出了中肯和建设性的修改意见, 在此深表谢忱.

参考文献

1 Defant M J, Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature, 1990, 347: 662–665
2 Kay R W. Aleutian magnesian andesites: Melts from subducted Pacific ocean crust. J Volcanol Geoth Res, 1978, 4: 117–132
3 Defant M J, Clark L F, Stewart R H, et al. Andesite and dacite genesis via contrasting processes: The geology and geochemistry of E1 Valle Volcano, Panama. Contrib Mineral Petrol, 1991, 106: 309–324
4 Defant M J, Jackson T E, Drummond M S, et al. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: An overview. J Geol Soc London, 1992, 149: 569–579
5 Yogodzinski G M, Kelemen P B. Slab melting in Aleutians: Implications of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt. Earth Planet Sci Lett, 1998, 158: 53–65
6 Yogodzinski G M, Lees J M, Churikova T G, et al. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. Nature, 2001, 409: 500–504
7 Martin H. Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoids. Lithos, 1999, 46: 411–429
8 Martin H, Smithies R H, Rapp R, et al. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution. Lithos, 2005, 79: 1–24
9 Smithies R H. The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. Earth Planet Sci Lett, 2000, 182: 115–125
10 Condie K C. TTGs and adakites: Are they both slab melts? Lithos, 2005, 80: 33–44
11 Naqvi S M, Rana Prathap J G. Geochemistry of adakites from Neoarchaean active continental margin of Shimoga schist belt, Western Dharwar Craton, India: Implications for the genesis of TTG. Precambrian Res, 2007, 156: 32–54
12 Naqvi S M, Mohan M R, Rana Prathap J G, et al. Adakite-TTG connection and fate of Mesoarchaean basaltic crust of Holenarsipur Nucleus, Dharwar Craton, India. J Asian Earth Sci, 2009, 35: 416–434
13 Sajona F G, Maury R C, Bellon H, et al. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. Geology, 1993, 21: 1007–1010
14 Falloon T J, Danyushevsky L V, Crawford A J, et al. Boninites and adakites from the northern termination of the Tonga trench: Implications for adakite petrogenesis. J Petrol, 2008, 49: 697–715
15 Hou Z Q, Gao Y F, Qu Z Y, et al. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. Earth Planet Sci Lett, 2004, 220: 139–155
16 Chung S L, Liu D Y, Ji J Q, et al. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. Geology, 2003, 31: 1021–1024
17 Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, et al. Recycling lower continental crust in the North China Craton. Nature, 2004, 432: 892–897
18 Xu W L, Wang Q H, Wang D Y, et al. Mesozoic adakitic rocks from the Xuzhou-Suzhou area, eastern China: Evidence for partial melting of delaminated lower continental crust. J Asian Earth Sci, 2006, 27: 454–464
19 张旗, 王焰, 钱青, 等. 中国东部燕山期埃达克岩的特征及其构造-成矿意义. 岩石学报, 2001, 17: 236–244
20 张旗, 许继峰, 王焰, 等. 埃达克岩的多样性. 地质通报, 2004, 23: 959–965
21 张旗, 王焰, 熊小林, 等. 埃达克岩和花岗岩: 挑战与机遇. 北京: 中国大地出版社, 2008. 19–68
22 Macpherson C G, Dreher S T, Thirwall M F. Adakites without slab melting: High pressure processing of island arc Magma, Mindanao, the Philippines. Earth Planet Sci Lett, 2006, 243: 581–593
23 Castillo P R. 埃达克岩成因回顾. 科学通报, 2006, 51: 617–627
24 Castillo P R, Janney P E, Solidum R U. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights into the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. Contrib Mineral Petrol, 1999, 134: 33–51
25 Tseng C Y, Yang H J, Yang H Y, et al. Continuity of the North Qilian and North Qinling orogenic belts, Central Orogenic System of China: Evidence from newly discovered Paleozoic adakitic rocks. Gondwana Res, 2009, 16: 285–293
26 Gutscher M A, Maury R, Eissen J P, et al. Can slab melting be caused by flat subduction? Geology, 2000, 28: 535–538

27 Winter J D. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. 2nd ed. New York: Prentice Hall, 2010
28 Sisson T W, Bronto S. Evidence for pressure-release melting beneath magmatic arcs from basalt at Galunggung, Indonesia. Nature, 1998, 391: 883–886
29 Carson C J, Powell R, Wilson C J L, et al. Partial melting during tectonic exhumation of a granulite terrane: an example from the Larsemann Hills, East Antarctica. J Metamorph Geol, 1997, 15: 105–126
30 Bhattacharya S. Archean high-T decompression and partial melting in the Eastern Ghats Belt, India: Correlation with the Antarctic Napier Complex. Gondwana Res, 2001, 4: 575–576
31 Norlander B H, Whitney D L, Teyssier C, et al. Partial melting and decompression of the Thor-Odin dome, Shuswap metamorphic core complex, Canadian Cordillera. Lithos, 2002, 61: 103–125
32 Nahodilova R, Faryad S W, Dolejs D, et al. High-pressure partial melting and melt loss in felsic granulites in the Kutna Hora complex, Bohemian Massif (Czech Republic). Lithos, 2011, 125: 641–658
33 Song S G, Zhang L F, Niu Y L, et al. Evolution from oceanic subduction to continental collision: A case study of the Northern Tibetan Plateau inferred from geochemical and geochronological data. J Petrol, 2006, 47: 435–455
34 冯益民, 何世平. 祁连山大地构造与造山作用. 北京: 地质出版社, 1996
35 Song S G, Niu Y L, Zhang L F, et al. Tectonic evolution of Early Paleozoic HP metamorphic rocks in the North Qilian Mountains, NW China: New perspectives. J Asian Earth Sci, 2009, 35: 334–353
36 Song S G, Niu Y L, Su L, et al. Tectonics of the North Qilian Orogen, NW China. Gondwana Res, 2012, doi: 10.1016/j.gr.2012.02.004
37 肖序常, 陈国铭, 朱志直. 祁连山古蛇绿岩带的地质意义. 地质学报, 1978, 52: 287–295
38 相振群, 陆松年, 李怀坤, 等. 北祁连西段熬油沟辉长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及地质意义. 地质通报, 2007, 26: 1686–1691
39 Ludwig K R. Users Manual for Isoplot/Ex rev. 2.49. Berkeley Geochronology Centre, 2001, 1: 56
40 宋彪, 张玉海, 刘敦一. 微区原位分析仪器 SHRIMP 的产生与锆石同位素地质年代学. 质谱学报, 2002, 23: 58–62
41 Williams I S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Rev Ecol Geol, 1998, 7: 1–35
42 Song S G, Su L, Li X H, et al. Tracing the 850-Ma continental flood basalts from a piece of subducted continental crust in the North Qaidam UHPM belt, NW China. Precambrian Res, 2010, 183: 805–816
43 Jahn B M, Cornichet J, Cong B, et al. Ultrahigh-ε_{Nd} eclogites from an ultrahigh-pressure metamorphic terrane of China. Chem Geol, 1996, 127: 61–79
44 Li X H, Li Z X, Ge W C, et al. Neoproterozoic granitoids in South China: Crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma? Precambrian Res, 2003, 122: 45–83
45 Barker F, Arth J G. Generation of trondhjemitic–tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite–basalt suites. Geology, 1976, 4: 596–600
46 Martin H. The Archaean grey gneisses and the genesis of the continental crust. Archaean Crust Evol, 1995, 205–259
47 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: Implications for Mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. Magmatism in the Ocean Basins. Geol Soc Spec Publ, 1989, 42: 528–548
48 宋述光, 张立飞, Niu Y, 等. 北祁连山榴辉岩锆石 SHRIMP 定年及其构造意义. 科学通报, 2004, 49: 592–595
49 Zhang J X, Meng F C, Wan Y S. A cold Early Paleozoic subduction zone in the North Qilian Mountains, NW China: Petrological and U-Pb geochronological constraints. J Metamorph Geol, 2007, 25: 285–304
50 张建新, 许志琴, 陈文, 等. 北祁连中段俯冲-增生杂岩/火山弧的时代探讨. 岩石矿物杂志, 1997, 16: 112–119
51 Wu H Q, Feng Y M, Song S G. Metamorphism and deformation of blueschist belts and their tectonic implications, North Qilian Mountains, China. J Metamorph Geol, 1993, 11: 523–536
52 Liou J G, Wang X M, Colemen R G. Blueschists in major suture zones of China. Tectonics, 1989, 8: 609–619
53 宋述光, 张立飞, Niu Y, 等. 青藏高原北缘早古生代板块构造演化和大陆俯冲. 地质通报, 2004, 23: 918–925
54 吴才来, 徐学义, 高前明, 等. 北祁连早古生代花岗质岩浆作用及构造演化. 岩石学报, 2010, 26: 1027–1044
55 Rapp R P, Watson E B, Miller C F. Partial melting of amphibolite, eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalities. Precambrian Res, 1991, 51: 1–25
56 Sen C, Dunn T. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolites at 1.5 and 2.0 GPa: Implications for the origin of adakites. Contrib Mineral Petrol, 1994, 117: 394–409
57 Prouteau G, Scaillet B, Pichavant M, et al. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. Nature, 2001, 410: 197–200
58 Futa K, Stern C R. Sr and Nd isotopic and trace element compositions of Quaternary volcanic centers of the southern Andes. Earth Planet Sci Lett, 1988, 88: 253–263
59 Kay S M, Romas V A, Marquez M. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern south America. Geology, 1993, 101: 703–714

60 Wang Q, McDermott F, Xu J F, et al. Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: Low crustal melting in an intracontinental setting. Geology, 2005, 33: 465–468
61 Petford N, Atherton M. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: The Cordillera Blanca Batholith, Peru. J Petrol, 1996, 37: 1491–1521
62 Zhang G B, Song S G, Zhang L F, et al. The subducted oceanic crust within continental-type UHP metamorphic belt in the North Qaidam, NW China: Evidence from petrology, geochemistry and geochronology. Lithos, 2008, 104: 99–118
63 Paquette J L, Menot R P, Peucat J J. REE, Sm/Nd and U-Pb zircon study of eclogites from the Alpine External Massifs (Western Alps): Evidence for crustal contamination. Earth Planet Sci Lett, 1989, 96: 181–198
64 Taylor B, Martinez F. Back-arc basin basalt systematics. Earth Planet Sci Lett, 2003, 210: 481–497
65 Pearce J A, Stern R J. The origin of back-arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives. In: Christie D M, Fisher C R, Lee S M, et al, eds. Geophysical Monograph. American Geophysical Union, 2006, 166: 63–86
66 夏小洪, 宋述光. 北祁连山肃南九个泉蛇绿岩形成年龄和构造环境. 科学通报, 2010, 55: 1465–1473
67 Zhang L F, Wang Q J, Song S G. Lawsonite blueschist in Northern Qilian, NW China: P-T pseudosections and petrologic implications. J Asian Earth Sci, 2009, 35: 354–366
68 Morris P A. Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwest Japan. Geology, 1995, 5: 395–398
69 Peacok S M, Wang K. Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: Examples from southwest and northeast Japan. Science, 1999, 286: 937–939
70 Zheng Y F, Xia Q X, Chen R X, et al. Partial melting, fluid supercriticality and element mobility in ultrahigh-pressure metamorphic rocks during continental collision. Earth Sci Rev, 2011, 107: 342–374
71 Zhao Z F, Zheng Y F, Zhang J, et al. Syn-exhumation magmatism during continental collision: Evidence from alkaline intrusives of Triassic age in the Sulu orogen. Chem Geol, 2012, doi: 10.1016/j.chemgeo.2011.11.002
72 Foley S, Tiepolo M, Vannucci R. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. Nature, 2002, 417: 837–840
73 Rapp R P, Shimizu N, Norman M D. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. Nature, 2003, 425: 605–609
74 Kelemen P B, Yogodzinski G M, Scholl D W. Along-strike variation in the Aleutian Island Arc: Genesis of high Mg-number andesite and implications for continental crust. In: Eiler J, ed. Inside the Subduction Factory. American Geophysical Union, 2003, 138: 223–276
75 Xiong X L, Adam J, Green T H. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis. Chem Geol, 2005, 218: 339–359
76 Moyen J F. High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature”. Lithos, 2009, 112: 556–574
77 Rapp R P, Shimizu N, Norman M D, et al. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa. Chem Geol, 1999, 160: 335–356