

新疆北部晚古生代的底侵作用

——来自橄榄玄粗岩与埃达克岩的证据

赵振华,熊小林,王强,白正华,乔玉楼

中国科学院广州地球化学研究所,510640

内容提要:新疆北部广泛分布晚古生代橄榄玄粗岩系火山岩和埃达克岩,它们均明显富碱,与区内同时代碱性花岗岩共同构成新疆北部富碱火成岩省。橄榄玄粗岩系火山岩和埃达克岩同位素年龄为 250~280Ma, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值高, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为正值, Nd 模式年龄低 ($t_{\text{DM}} < 1.0\text{Ga}$), 较低而变化范围较大的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i (0.7040~0.710), 这些特点均表明它们的源区物质为底侵幔源玄武质岩浆, 并可能受到下地壳混染。结合区内地球物理资料, 如加厚的地壳、复杂的莫霍面结构、高热流值及广泛分布的基性岩墙群和碱性花岗岩, 均一致表明在晚古生代(晚石炭-二叠纪)新疆北部发生过较广泛的幔源玄武质岩浆底侵作用, 陆壳发生了明显垂向增生。

关键词: 底侵作用; 橄榄玄粗岩系火山岩; 埃达克岩; 晚古生代; 新疆北部

底侵作用(underplating)是指来自地幔部分熔融产生的基性岩浆侵入或填加到下地壳底部的过程和作用(Furlong et al., 1986; 金振民等, 1996), 它作为壳-幔相互作用和地壳垂向增生的重要方式受到地学界越来越广泛的关注。自笔者(1989^①, 1993, 1996)首次发表了阿尔泰造山带南缘晚古生代花岗岩类具有高 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值、 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为正值, 并提出其源区物质为新生、不成熟地壳以来, 新疆北部乃至东中亚地区显生宙, 特别是晚古生代陆壳增生问题受到广泛重视。1998年, 江博明教授(Borming Jahn)负责的 IGCP-420 项目将新疆北部乃至东中亚显生宙陆壳增生作用研究推向了一个新的阶段, 一批具有高 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为正值的晚古生代花岗岩类相继被发现(周泰禧等, 1996; Han et al., 1997; Jahn et al., 1998, 2000; Chen et al., 2000; 洪大卫等, 2000; Wu et al., 2000; Chen et al., 2004; 周涛发等, 2006), 研究人员对这些花岗岩的源区物质及成因相继展开了广泛讨论。笔者提出阿尔泰南缘的高 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 花岗岩源自新生、不成熟地壳; 乌伦古的富碱花岗岩源自亏损地幔的高程度分离结晶; 周泰禧等认为是壳幔混合物质, Han 等认为是受交代的亏损地幔; 洪大卫等提出是洋壳俯冲

形成的新生地壳。对于这些幔源或新生地壳物质的形成方式的认识集中于底侵作用。Jahn(1998)提出幔源岩浆底侵并与先存的不同成分麻粒岩相互作用, 共同熔融; 韩宝福等(1999)认为幔源岩浆可能在壳幔界面附近和下地壳中发生底垫(侵)作用; 洪大卫等(2000)认为是基性岩浆底侵作用促使 800~600Ma 前的洋壳俯冲形成的先成地壳部分熔融。

近年来, 在新疆北部相继发现了晚古生代的特殊岩石类型, 如橄榄玄粗岩系火山岩(shoshonitic series)(Zhao et al., 2000, 2004)和埃达克岩(熊小林等, 2001, 2005a; 许继峰等, 2001; 王强等, 2003; 张连昌等, 2004; 张海洋等, 2004), 赵振华等(2006)将本区埃达克岩划分为两类, 一为俯冲型, 另一类为底侵型。明显富碱的橄榄玄粗岩系火山岩和底侵型埃达克岩的特点与区内富碱花岗岩、碱性岩构成了北疆富碱火成岩省(Zhao et al., 2000, 2004)。它们特征的低 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 正值、低 Nd 模式年龄 ($< 1.0\text{Ga}$) 及较低而变化范围较大的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i (< 0.710), 结合它们属二叠纪成岩时代(250~280Ma)以及由南向北贯穿本区的地学断面资料, 一致表明本区晚古生代可能发生过较广泛的幔源岩浆的底侵作用, 造成了明显的陆壳垂向增生。本文从橄榄玄粗岩系火

注: 本文为国家自然科学基金(编号 40373017)及国家重点基础研究发展规划项目(编号 2001CB409803)资助。

收稿日期: 2006-09-11; 改回日期: 2007-01-20; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 赵振华, 男, 1942年生。1965年毕业于中国科学技术大学。现任中国科学院广州地球化学研究所研究员, 博士生导师, 主要从事微量元素地球化学和矿床地球化学研究。通讯地址: 510640, 广州五山科华街 511 号, 中国科学院广州地球化学研究所; 电话: 020-85290024; Email: zhzhao@gig.ac.cn。

山岩和埃达克岩的岩石及地球化学特征,结合地质断面资料,探讨本区晚古生代时期的底侵作用特征。

1 陆壳增生的重要标志——橄榄玄粗岩系火山岩和埃达克岩

1.1 橄榄玄粗岩系火山岩和埃达克岩的分布

新疆北部的橄榄玄粗岩系火山岩主要分布在两个地区,一是额尔齐斯火山岩带,二是西天山火山岩带。额尔齐斯的橄榄玄粗岩系火山岩主要为中泥盆统北塔山组、蕴都卡拉组和卡希组,下泥盆统托让格库都克组也有部分分布;中石炭统南明水组及巴塔马依内组有少量分布。与之相似,该时期也有埃达克岩产出。由于该时期的橄榄玄粗岩系火山岩和埃达克岩属俯冲期岛弧环境,它们与地壳侧向(水平)增生相关,本文不予讨论。

二叠纪橄榄玄粗岩系火山岩主要分布于西天山火山岩带,集中分布于伊什基里克—阿吾拉勒山(从昭苏北康苏沟—尼勒克向东到那拉提)和那拉提山东段(由那拉提向南到巴音布鲁克)。二叠纪的埃达克岩以小浅成侵入体(出露面积 $<2\text{km}^2$)侵入于二叠系火山-沉积建造中,集中分布于阿吾拉勒山的尼勒克县城南,由黑山头向东到布谷拉沟,少部分分布在东天山哈密南的三岔口。它们在时空上与橄榄玄粗岩系火山岩密切组合,构成了橄榄玄粗岩系火山

岩-埃达克岩东西向岩带(图1)。

1.2 橄榄玄粗岩系火山岩与埃达克岩的岩石学特点

本文讨论的火山岩在 Peceerillo 和 Taylor (1976)及 Rickwood (1989)的 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图解中属橄榄玄粗岩系列(SiO_2 48%~63%、 K_2O 相应含量为 1.6%~4.0% 以上)(图2),它包括了橄榄粒玄武岩(absarokite)、橄榄玄粗岩(shoshonite)和橄云安粗岩(banakite),以前两种占优势。该岩系的岩石化学主要特点是碱含量高, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 5%~14%,富 K_2O , K_2O 最高达 8.12%, $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$,当 SiO_2 含量较低时(50%±), $\text{K}_2\text{O} < \text{Na}_2\text{O}$ (表1,图2);绝大部分岩石 Ti 含量低(1.6%), Al_2O_3 含量较高,变化范围大(13%~19%), $\text{A/NKC} = 0.70 \sim 0.99$,属准铝质; $\text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{FeO}$ 。这些特点与国外橄榄玄粗岩很相似(表1)。

橄榄粒玄武岩 SiO_2 48%~52%,相当于玄武岩, $\text{K}_2\text{O} > 1.6\% \sim 2.4\%$;主要矿物为单斜辉石、斜长石、角闪石、磁铁矿和钛铁矿等。单斜辉石成分为普通辉石,有的为透辉石。角闪石多被绿泥石交代。基质中含有微晶钾长石,其成分为钙透长石($\text{Ab}19.0, \text{An}3.3, \text{Or}77.7$),脱玻化微晶中有歪长石微晶($\text{Ab}64.2, \text{An}7.3, \text{Or}28.5$)。岩石具似斑状结构、显微含长结构、含长辉绿结构、辉石聚斑结构等。

图1 西天山地区橄榄玄粗岩系火山岩与埃达克岩分布示意图

Fig. 1 Sketch map showing the distribution of adakite and shoshonitic series volcanic rocks in western Tianshan

1—新生界;2—中生界;3—二叠纪火山岩(埃达克岩,橄榄玄粗岩系火山岩);4—石炭纪火山岩;5—元古界;6—超镁铁岩;7—富碱花岗岩(C_1-P_2);8—正长斑岩(C_1-P_1);9—古生代花岗岩;10—元古宇基底;11—元古宇基底;12—断裂

1—Cenozoic; 2—Mesozoic; 3—Permian volcanic rocks (adakite, shoshonitic series); 4—Carboniferous volcanic rocks; 5—Proterozoic; 6—Ultramafic rocks; 7—Alkali-rich granites(C_1-P_2); 8—Syenite porphyry; 9—Paleozoic granite; 10—Proterozoic basement; 11—proterozoic basement; 12—fault

表 1 西天山橄榄玄粗岩系火山岩岩石化学与微量元素参数
Table 1 Major trace elements and REE of shoshonitic volcanic rocks

剖面	群吉萨依(2)*	群吉沟口(5)	克孜克藏(2)	奥巴干津(4)	布谷拉沟(5)	康苏沟(4)	大哈拉干达(2)	乔尔马(3)	巴音布鲁克(3)	国外橄榄玄粗岩平均(109)#
SiO ₂ (%)	46.45~55.43	49.74~53.25	51.36~53.25	47.75~63.78	45.37~61.25	52.28~55.08	52.68~54.08	52.11~53.13	49.07~53.44	52.41(48~63)
Al ₂ O ₃ (%)	15.72~16.01	13.86~14.56	15.28~16.36	13.77~16.80	15.54~17.07	15.05~16.62	14.78~15.74	17.65~18.62	16.06~17.10	16.17(14~19)
TiO ₂ (%)	0.89~1.93	1.40~1.62	1.28~1.62	0.86~1.35	0.40~1.31	0.81~1.45	1.15~1.30	0.81~0.88	0.84~0.86	0.95(<1.3)
K ₂ O(%)	3.28~4.75	2.34~4.75	2.12~2.60	1.86~7.03	2.18~8.12	2.88~5.34	2.61~2.62	4.71~5.27	2.22~6.53	3.36(1.52~6.05)
Na ₂ O(%)	2.70~3.53	3.37~5.58	3.52~4.12	2.20~5.28	3.15~6.01	2.17~4.29	3.49~3.51	2.79~3.76	2.80~3.13	3.14(2.05~4.15)
K ₂ O+Na ₂ O	5.98~8.28	7.31~9.01	5.64~6.72	4.38~10.08	5.33~14.13	6.63~8.70	6.11~6.12	8.06~8.84	5.16~9.66	6.50(>5)
K ₂ O/Na ₂ O	1.21~1.35	0.42~1.17	0.60~0.63	0.62~1.63	0.66~1.35	0.77~2.46	0.74~0.75	1.34~1.89	0.76~2.09	1.07(>0.6;>1.0)
Fe ₂ O ₃ /FeO	1.49~2.33	3.21~4.17	6.64~9.14	0.85~11.46	0.79~5.24	0.72~1.12	6.42~50.1	1.23~12.22	1.35~43.1	1.03(>0.5)
Fe ₂ O ₃ +FeO	9.42~11.72	8.80~11.12	10.25~11.97	5.43~12.44	4.18~15.73	6.98~8.39	8.16~9.70	7.14~8.44	8.38~10.53	7.78
A/NKC	1.07~1.11	0.72~0.98	1.00~1.83	0.88~1.27	0.83~1.49	1.05~1.30	1.00~1.01	1.08~1.20	1.04~1.39	1.04
ΣREE _{μg/g}	120~125	194.5~260.5	80.4~201.2	68~152	56.3~138.9	174.8	183.8	141.9	49.5~134.7	
(La/Yb) _N	3.99~4.36	10.8~12.0	4.34~10.81	2.9~4.9	0.98~5.65	7.3	12.0	6.0	2.70~3.36	
Eu/Eu*	0.66~0.94	0.80~1.0	0.74~0.89	0.74~0.79	0.59~1.10	0.81	0.84	0.79	0.59~1.18	
Rb (μg/g)	96~271	26~100	35~94	124~289	39~189	108	28	137	112~234	75(24~590)
Ba (μg/g)	709~2041	356~2137	723~820	371~960	622~1021	992	686	514	565~608	635(250~1300)
Sr (μg/g)	241~890	414~2056	666~748	159~372	60~140	532	601	420	43~513	916(480~2010)
Th (μg/g)	1.6~8.8	1.94~4.29	2.43~6.74	2.7~14.3	1.72~20.1	5.24	2.7	11.36	2.58~8.02	2.87(0.79~5.63)
U (μg/g)	0.50~2.62	0.86~1.05	0.82~1.9	0.75~3.71	0.47~5.30	1.38	0.68	3.13	0.72~1.76	1.01(0.18~1.93)
Zr (μg/g)	192~206	160~195	149~237	82~293	53~550	280	231	169	84~294	91(26~880)
Ni (μg/g)	21~75	35~72	20~56	5~16	3~40	21	39	23	4~12	48(4~340)
Co (μg/g)	23~38	25~33	26~28	8~35	3~28	20	19	25	6~24	21(8~48)
V (μg/g)	206~231	180~227	224~244	64~345	11~234	159	168	149	48~299	244(68~670)
Cr (μg/g)	33~76	41~120	48~128	3~23	2~132	25	90	26	12~16	137(2~608)
K/Rb	145~284	308~747	334~508	168~202	354~570	339	777	285	204~255	374(94~1093)
Rb/Sr	0.11~1.12	0.04~0.08	0.05~0.06	0.33~1.8	0.33~3.15	0.20	0.05	0.33	0.22~5.44	0.10(0.02~0.68)
Ba/Rb	2.62~21.3	11.3~27.6	11.3~20.9	2.99~3.32	3.66~15.9	9.19	24.5	3.75	2.60~5.04	9.78(0.48~35)
Th/U	3.22~3.35	1.98~4.56	2.96~4.29	3.57~4.74	2.51~3.79	3.80	3.97	3.63	3.58~4.56	2.66(2.20~3.42)

注：* 样品数；# 据 Morrison (1980)资料计算。

橄榄玄粗岩 SiO₂52%~56%，相当于玄武安山岩，K₂O>2.4%~3.2%；主要矿物由橄榄石、单斜辉石、斜长石、磁铁矿等组成，有的含少量黑云母（1%）。橄榄石斑晶多呈假像，被绿皂石交代，单斜辉石成分为普通辉石，斜长石常被黝帘石交代；基质多已脱玻化，含大量钾透长石（Ab0.8，An0.5，Or98.7）、斜长石和歪长石（Ab84.2，An2.7，Or13.1）。主要结构有含长辉绿结构、玻基斑状结构、玻晶交织结构等。橄云安粗岩 SiO₂56%~63%，相当于安山岩，K₂O>3.2%~4.0%，主要由橄榄石（假像）、单斜辉石、斜方辉石及磁铁矿等组成。单斜辉石成分为普通辉石，斜长石可呈钠卡双晶，成分为拉长石（An56.3）；基质中长石多钠长石化或黝帘石化，斜长石微晶集合体散布在脱玻化基质中，含微晶钾长石，成分为透长石（Or99，An1.0，Ab0）。主要结构有斑状结构、包含结构、基质玻晶交织结构等。

本区二叠纪埃达克岩主要为浅侵位的石英钠长斑岩、钠长斑岩、英云闪长岩和斜长花岗斑岩，部分为英安岩，未见与富Nb玄武岩和富Mg安山岩组

图 2 西天山橄榄玄粗岩系火山岩的 K₂O~SiO₂ 图解
(据 Peceerillo 和 Taylor,1976;Rickwood,1989)

Fig. 2 K₂O vs SiO₂ diagram for shoshonitic series

volcanic rocks in western Tianshan

a—橄榄粒玄岩；b—橄榄玄粗岩；c—橄云安粗岩

a—Absarokite；b—snoshokite；c—banakite

表 2 新疆北部底侵型埃达克岩的岩石化学、微量元素与稀土元素主要参数

Table 2 Major, trace elements and REE of underplating basalt-related adakites in north Xinjiang

	莫斯早特石英 钠长斑岩(3*)	特铁达坂石英 钠长斑岩(3)	黑山头 钠长斑岩(4)	群吉萨依 英安岩(4)	三岔口英云 闪长岩(3)	国外俯冲型 埃达克岩	国外底侵型 埃达克岩
SiO ₂ (%)	65.39~68.74	70.97~71.35	62.41~67.04	66.39~67.59	62.47~66.17	≥56	56~72
Al ₂ O ₃ (%)	15.34~16.32	15.20~15.70	14.17~16.32	14.95~15.56	13.03~16.27	≥15,很少<15	15~20
Na ₂ O/K ₂ O	1.59~2.58	2.35~16.50	1.82~4.22	2.13~3.24	5.75~9.33	>1.0	1.0~5.6
A/NKC	0.87~1.01	1.03~1.15	0.85~1.15	0.92~1.21	1.03~1.22		
Mg [#]	44~50	48~56	39~48	48~56	35~38		
MgO(%)	1.02~1.37	0.93~1.13	1.11~2.06	1.32~1.75	1.83~2.22	3.0,很少>6	0.10~2.56
Y(μg/g)	4.0~5.0	5.0~6.0	6.0~7.0	3.9~5.0	12.22~15.17	≤18	20~15
Sr/Y	84~119	51~75	66~151	208~327	51~60	>20~40	38~618
Nb(10~6)	1.8~2.0	4.9~5.7	2.4~3.5	2.50~3.00	1.92~2.22		
La/Nb	4.2~7.9	2.0~2.9	7.2~8.6	5.6~6.5	5.2~5.5		
(La/Yb) _N	26.91~31.24	13.35~16.63	21.35~31.45	26.31~33.46	4.9~5.1	≥13	18~96
Eu/Eu*	1.26~1.27	1.01~1.15	1.14~1.21	1.16~1.24	1.02~1.21	正或弱负异常	≥0.60
Yb(μg/g)	0.32~0.34	0.51~0.59	0.54~0.65	0.36~0.40	1.32~1.67	≤1.9	0.07~1.03

注：* 括号内为样品数。

合。SiO₂62%~71%，均属高 Si 型埃达克岩 HSA (Martin,2005)；Al₂O₃ 13%~16%，A/NKC 0.85~1.16，属准铝质—弱过铝质；阿吾拉勒地区的埃达克岩明显富碱，属高钾钙碱性系列（三岔口埃达克岩属中钾钙碱性系列），K₂O + Na₂O 6.46%~11.11%，Na₂O/K₂O 1.6~9.3（个别达 16）；MgO 含量较低<3.0%，Mg[#] 范围 35~56（熊小林等，2001,2005）。上述特点与国外底侵型埃达克岩很相

似，而与俯冲型埃达克岩不同(表 2,3)。

1.3 橄榄玄粗岩系火山岩与埃达克岩的稀土和微量元素地球化学

橄榄玄粗岩系火山岩富集大离子亲石元素，如 P、Rb、Sr、Ba、Pb 和 LREE，明显高于岛弧拉斑玄武岩，Th、U、Cr、Ni 等也较高(表 3)。

西天山橄榄玄粗岩系火山岩的稀土元素总含量(ΣREE)较低，变化范围大：40~260μg/g，多为

100 $\mu\text{g/g}$; Eu/Eu^* 范围变化大:0.59~1.30, 大多在 1.0 \pm ; 轻稀土富集, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 变化范围大, 2.15~11.97, 多在 5 \pm , 个别样品 0.98。上述特点与主元素 Si、K 含量变化关系密切, 随 SiO_2 含量增加, Eu 从富集 \rightarrow 弱亏损 \rightarrow 中度亏损, ΣREE 和 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 逐渐增加, 但在 SiO_2 达 52% 以后又逐渐降低。随 K_2O 含量增加 Eu 亏损程度明显。稀土元素球粒陨石标准化型式呈 4 种类型: Eu 中度亏损、重稀土弱富集—富集型; Eu 弱亏损、轻稀土富集型;

Eu 弱—无亏损、轻稀土富集型; Eu 富集、轻稀土富集型(表 3, 图 3, a-d)。

埃达克岩 ΣREE 低, 50~100 $\mu\text{g/g}$, 多在 70 $\mu\text{g/g}$ \pm , 强烈富轻稀土, 阿吾拉勒地区埃达克岩 $(\text{La}/\text{Yb})_N=13\sim35$, 三岔口为 5 \pm ; Eu 富集, $\text{Eu}/\text{Eu}^*=1.02\sim1.27$; Yb 含量很低, 0.32~1.67 $\mu\text{g/g}$, 低于 1.9 $\mu\text{g/g}$ (Defant et al., 1990), 球粒陨石标准化呈 Eu 富集, 轻稀土强富集型(表 3, 图 3, e 熊少林等, 2001, 赵振华等, 2006)。

图 3 橄欖玄粗岩系火山岩、埃达克岩 REE 球粒陨石标准化分布型式

Fig. 3 Chodrie-normalized REE patterns of shoshonitic volcanic rocks and adakites

橄欖玄粗岩系火山岩: (a)—Eu 中度亏损, 重稀土弱富集-富集型; (b)—Eu 弱亏损、轻稀土富集型; (c)—Eu 弱-无亏损、轻稀土富集型;

(d)—Eu 富集、轻稀土富集型埃达克岩; (e)—Eu 富集、轻稀土强富集型

(a)—Middly depleted Eu with slightly cnriched-enriched HREE; (b)—slighly depleted Eu with cnriched LREE; (c)—slightly-no depleted Eu with enriched LREE; (d)—adakite in enriched Eu with strongly enriched LREE; (e)—enriched Eu with strongly enriched LREE

表 3 西天山晚古生代橄榄玄粗岩系火山岩稀土和微量元素含量 ($\mu\text{g/g}$)Table 3 Rare earth element and trace element content ($\mu\text{g/g}$)

样号	Xt421	Xt431	Xt315	Xt336	Xt110	Xt380	Xt398	Xt486	Xt221	Xt529	Xt537	Xt322	Xt326	Xt337	Xt338	Xt339	Xt340	Xt344	Xt107	Xt180
Cr	23	3	132	2	74	25	90	26	16	102	138	33	76	44	41	38	120	83	48	75
Ni	16	5	40	3	33	21	39	23	4	78	31	21	77	35	36	36	72	73	20	37
Co	35	8	21	3	28	20	19	25	6	33	26	23	38	25	27	27	29	33	26	37
Sc	34	22	30	11	49	19	17	18	16	25	22	24	25	21	19	22	8	21	38	13
V	345	64	234	14	221	159	168	149	48	236	146	206	231	207	207	202	180	227	244	280
Rb	124	289	39	189	92	108	28	137	234	108	105	271	96	96	85	77	26	100	94	63
Cs	4.92	2.26	1.17	1.45	1.14	2.93	0.98	3.78	0.84	2.18	7.52	2.73	6.02	5.87	9.66	6.43	1.92	12.27	3.85	2.69
Ba	371	960	622	692	1021	992	686	514	608	1991	284	709	2041	1403	1640	2127	356	1131	820	500
Sr	372	159	118	60	140	532	601	420	43	758	269	241	890	1239	2056	1938	414	1655	748	351
Pb	11.3	7.2	2.3	13.1	—	13.6	11.0	50.4	5.5	79.1	22.6	132.4	13.0	11.6	13.3	13.8	8.8	8.9	6.3	5.4
Ga	15	12	17	18	19	19	17	18	18	17	16		18		18				16	17
Ta	0.29	0.73	0.16	1.82	0.14	0.78	0.64	0.5	0.58	0.57	0.31	0.49	0.52	0.27	0.28	0.3	0.34	0.3	0.29	0.15
Nb	3.4	8.7	1.7	19.3	2	9.9	9	5	8	6.8	3.4	7.3	5.9	5.2	5.5	4.2	6.6	6	5	3
Hf	2.88	8.38	1.78	15.91	1.59	6.73	5.31	4.43	6.04	4.38	1.56	5.65	4.45	4.43	4.61	5.13	4.54	4.11	3.74	1.5
Zr	82	293	53	550	65	280	231	169	294	191	52	206	192	167	180	195	182	160	149	67
Y	18.0	29.0	16.0	75.0	25.0	23.0	19.0	21.0	42.0	24.0	11.0	28.5	25	27.8	27.1	23.0	19.4	23.7	24.0	14.0
Th	2.68	14.28	1.83	20.09	1.72	5.24	2.7	11.36	8.02	3.12	0.39	8.78	1.61	4.0	4.06	4.29	1.94	3.69	6.74	0.61
U	0.75	3.01	0.73	5.3	0.47	1.38	0.68	3.13	1.76	0.8	0.12	2.62	0.5	0.89	0.89	1.05	0.98	0.86	1.9	0.34
K	20833	58349	22244	67396	32536	36603	21746	39093	59677	23572	24983	39425	27224	29548	39425	32702	19422	33366	31374	18841
P	1215	1331	673	264	1355	1597	2418	1716	1201	2025	425	1100	1871	2332	2420	2529	2376	2464	1333	1383
Ti	7786	7630	4517	2406	4969	7139	6719	5389	4725	9704	5160	5336	11515	9712	9292	9110	9292	9592	5051	5896
La	9.28	24.85	7.54	11.66	15.44	28.82	37.71	21.79	20.26	19.25	4.06	19.37	16.28	41.81	42.04	43.87	32.49	37.16	13.44	8.29
Ce	21.77	62.83	17.31	40.34	31.5	74.57	76.14	60.13	47.52	55.36	9.92	43.34	48.83	98.96	98.3	105.06	79.14	86.56	28.67	21.14
Pr	3.43	7.01	2.72	5.55	4.37	8.69	9.02	6.96	6.8	6.66	1.62	5.88	6.07	14.34	14.32	14.1	10.71	12.33	3.85	2.72
Nd	15.5	28.32	12.4	27.97	19.36	34.31	35.4	28.36	28.1	28.82	7.67	25.36	26.65	61.53	60.85	60.38	45.6	52.14	16.22	12.38
Sm	3.74	6.06	3.23	9.58	4.36	6.73	6.45	5.95	5.99	6.17	2.03	5.26	5.88	10.42	10.31	10.79	7.82	8.98	3.63	2.88
Eu	0.86	1.54	1.09	1.71	1.59	1.76	1.78	1.49	1.15	1.71	0.85	1.19	1.79	2.85	2.8	2.71	2.23	2.48	0.87	0.89
Gd	3.36	5.96	3	8.19	4.49	6.49	6.42	5.56	5.88	5.93	1.97	5.71	5.68	7.19	7.35	9.88	5.9	6.5	3.56	2.83
Tb	0.58	0.93	0.56	1.8	0.73	0.91	0.8	0.78	1.11	0.91	0.38	0.87	0.9	1.02	0.98	1.1	0.79	0.88	0.62	0.47
Dy	3.54	5.58	3.48	11.65	4.07	5.04	4.13	4.27	6.73	5.15	2.37	5.2	5.18	5.51	5.32	5.21	4.34	4.78	3.7	2.69
Ho	0.75	1.19	0.7	2.49	0.84	1	0.8	0.84	1.46	1.02	0.49	1.06	1.05	1.03	0.98	0.99	0.8	0.88	0.79	0.56
Er	2.29	3.56	1.98	7.52	2.26	2.97	2.39	2.57	4.3	3.01	1.39	2.95	3.09	2.8	2.71	3.06	2.15	2.36	2.29	1.6
Tm	0.34	0.53	0.28	1.18	0.31	0.42	0.32	0.37	0.65	0.42	0.2	0.44	0.43	0.4	0.38	0.39	0.31	0.33	0.34	0.23
Yb	2.23	3.44	1.75	7.99	1.84	2.66	2.13	2.45	4.07	2.69	1.27	2.97	2.75	2.6	2.45	2.56	1.95	2.08	2.09	1.4
Lu	0.34	0.55	0.26	1.23	0.28	0.4	0.33	0.37	0.65	0.4	0.19	0.48	0.42	0.41	0.38	0.38	0.31	0.33	0.33	0.22
ΣREE	68.01	152.35	56.3	138.88	91.45	174.76	183.81	141.9	134.67	137.5	34.41	120.08	125.01	209.06	249.17	260.46	194.54	217.77	80.4	58.3
δEu	0.74	0.79	1.07	0.59	1.1	0.81	0.84	0.79	0.59	0.87	1.3	0.66	0.94	1.0	0.98	0.8	1.0	0.99	0.74	0.95
$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$	2.8	4.87	2.9	0.98	5.65	7.3	11.95	6.0	3.36	4.82	2.15	4.36	3.99	10.77	11.5	11.58	11.19	11.97	4.34	4.0

与原始地幔相比较,橄榄玄粗岩系火山岩明显富集大离子亲石元素 K、Rb、Ba、Th 及高场强元素 Zr、Hf,但 Nb、Ta、Ti 与相邻元素相比呈较明显负异常,如 La/Nb 2.5~8.0,个别样品为 0.6(图 4)。上述元素的含量随 SiO_2 含量增加而增加,如样品 Xt-336, SiO_2 含量 61.25%, K_2O 达 8.12%, Na_2O 达 6.01%,其 Zr 含量 $550\mu g/g$, Hf $15.9\mu g/g$, Nb $19\mu g/g$, Ta $1.8\mu g/g$,是所有样品中最高的。Y 含量较高,为 $11\sim 42\mu g/g$; Sr 含量一般低于 $600\mu g/g$,但与埃达克岩密切组合的橄榄玄粗岩系火山岩 Sr 含量高,为 $600\sim 2056\mu g/g$ 。反映源区特征的一些元素对比值,如 Nb/U、Ce/Pb、Nb/Pb,比岛弧玄武岩和原始地幔低,而 La/Nb、Pb/Nd 增加,这些比值明显处于岛弧玄武岩和下地壳之间,反映了其成岩过程的高程度结晶分异和/或受到陆壳的混染(表 3,4)。

二叠纪的埃达克岩与橄榄玄粗岩系相似,在原始地幔标准化图解中,明显富集 K、Rb、Sr、Ba、Th、

U 等大离子亲石元素, Nb、Ta、Ti 与相邻元素相比较呈现明显负异常。Y 含量明显低,为 $3.9\sim 15.17\mu g/g$, Sr 含量高,在原始地幔标准化蛛网图上呈明显正异常, Sr/Y 比值高 $51\sim 336$ (图 4)。

1.4 同位素年龄

用 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 方法测定了本区橄榄玄粗岩的年龄,结果列于表 5 中,可以看出 5 个样品的坪年龄很集中,范围 $249\sim 288Ma$,集中于 $250Ma\pm$,等时线年龄 $236\sim 277Ma$,表明其成岩年龄为晚二叠世。

Rb-Sr, $^{40}Ar/^{39}Ar$ 及锆石 SHRIMP U-Pb 等方法测定的埃达克岩年龄范围为 $248\sim 278Ma$ (表 5),与橄榄玄粗岩的年龄相一致,表明它们均形成于晚二叠世。

1.5 Sr、Nd 同位素组成

橄榄玄粗岩系火山岩与埃达克岩的 Sr、Nd 同位素组成资料列于表 6。可以看出,这两类岩石的 Sr、Nd 同位素组成非常相似, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ 均较高, $\epsilon_{Nd}(t)$ 均为低正值, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值均较低。橄

图 4 橄榄玄粗岩系火山岩与埃达克岩微量元素的原始地幔标准化蛛网图(原始地幔值据 Sun et al., 1989)

Fig. 4 Primitive-normalized spidergram patterns of trace elements for shoshonitic volcanic rocks and adakites

表 4 西天山埃达克岩、橄榄玄粗岩微量元素比值

Table 4 Some ratios of trace elements for shoshonitic volcanic rocks and adakites

比值	埃达克岩(14) ^①	橄榄玄粗岩(22) ^①	下地壳 ^②	岛弧玄武岩(190~359) ^②	原始地幔(Sun 等)
Ce/Pb	5.34(3.05~14.4)	5.00(0.30~9.70)	5.0	6.96(3.02~21.8)	9.59
Nb/U	3.81(1.84~7.21)	6.00(1.60~16.2)	25	9.88(2.8~22.4)	34
Nb/Pb	0.45(0.19~0.80)	0.57(0.10~1.47)	1.25	1.96(0.44~5)	3.85
Pb/Nd	0.47(0.05~0.75)	0.84(0.19~5.22)	0.36	0.24(0.09~5.0)	0.14
Th/Yb	4.4(2.3~6.7)	1.75(0.40~4.15)	0.80	0.65(0.18~4.20)	0.17
Ba/La	39.6(13.8~71.1)	50.5(11.0~125.4)	32.4	24~88(12.9~50.9)	10.2

注:括号前为比值平均,括号内为比值范围,① 样品数;② 据 Rudnick,2003 资料计算,岛弧玄武岩为 Mg[#] >60。

表 5 新疆北部橄榄玄粗岩与埃达克岩的同位素年龄

Table 5 Isotopic ages of shoshonitic volcanic rocks and adakites

地点	岩石	同位素年龄(Ma)		方法	资料来源
		坪年龄	等时线年龄		
黑山头种羊场	橄榄玄粗岩	264±5	263±5	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	本文
群吉沟口	橄榄玄粗岩	251±5	236±5	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	本文
克孜克藏南	橄榄玄粗岩	288±6	277±6	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	本文
康苏沟	橄榄玄粗岩	249±4	250±5	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	本文
奥巴干泽恩	橄榄玄粗岩	250±4	253±5	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	本文
莫斯早特	埃达克岩	268±5	256±5	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	本文
莫斯早特	埃达克岩	248±5		Rb-Sr	李华芹等,1998
三岔口	埃达克岩	278±4		锆石 SHRIMP	李华芹等,2004
三岔口	埃达克岩	276		Rb-Sr	孙燕,2002
三岔口	埃达克岩	269±17		Rb-Sr(内部等时线)	芮宗瑶,1989

表 6 新疆北部橄榄玄粗岩与埃达克岩的 Sr、Nd 同位素组成

Table 6 Sr and Nd isotopic compositions of shoshonitic volcanic rocks and adakites

地点	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	ε _{Nd} (t)	t _{DM} (Ma)	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i
埃达克岩					
莫斯早特(3) [#]	0.512518~0.512547	0.51236~0.51238	+0.75~+1.57	620~699	0.7054
特铁达坂(2)	0.512589~0.512642	0.51241~0.51247	+2.15~+3.26	472~571	0.7053
黑山头(2)	0.512567~0.512578	0.512405~0.512414	+1.98~+2.17	568~588	0.7051
群吉萨依(3)	0.512556~0.512570	0.51239~0.51241	+1.84~+2.09	578~598	0.7050~0.7054
三岔口(1)	0.512806	0.51257	+5.69	618	0.7039
国外底侵型		0.5123~0.5126			0.701~0.708
国外俯冲型		>0.5125			<0.7050
北疆俯冲型	0.5126~0.5130	0.5123~0.5127	+3.02~+9.11	349~936	0.7032~0.7049
橄榄玄粗岩					
群吉萨依	0.512763±6	0.512529	+4.40	775.6	0.7053
群吉萨依	0.512911±13	0.512556	+4.92	7281.9	0.7057
群吉沟	0.512670±10	0.512483	+5.1	704.8	0.7046
群吉沟	0.512650±10	0.512461	+3.08	741.9	0.7048
康苏沟	0.512580±12	0.51234	+1.72	844	0.7049
康苏沟	0.512558±14	0.51232	+1.28	883	0.7041
黑山头	0.512717±9	0.51247	+3.18	680	0.7051
克孜克藏	0.512642±7	0.51238	+2.13	798	0.7054
布谷拉沟	0.512739±15	0.51243	+3.38	697	0.7047

注:括号内为样品数,# 一个样品取自李华芹,1998。

橄玄粗岩系火山岩($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i值范围 0.51232~0.51256, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) + 1.28 \sim +4.92$, $t_{2\text{DM}}$ 较低 680~883Ma; ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值变化范围很小 0.7041~0.7057, $\epsilon_{\text{Sr}}(t) -0.4 \sim +22$ 。埃达克岩($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i 范围 0.51238~0.51247, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) + 0.86 \sim +3.26$, $t_{2\text{DM}}$ 472~699 Ma, 仅三岔口埃达克岩的($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i 值较高为 0.51257, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) + 5.69$; ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值变化范围很小 0.7050~0.7054, 三岔口埃达克岩的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值较低, 为 0.7039。这些特点与秘鲁晚中新世玄武质物质底侵作用形成的埃达克质 Cordillera Blanca 岩基很相似($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.5125~0.5126; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.7047~0.7057; Petford et al., 1996)。

在 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) \pm (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 图解中, 橄玄粗岩系火山岩与埃达克岩均分布于第一象限($\epsilon_{\text{Nd}}(t) > 0$, $\epsilon_{\text{Sr}}(t) > 0$), 位于地幔排列右侧, 仅个别样品位于第二象限。该特点与世界范围的钾质火成岩不同(Nelson, 1992), 而与格林那达小安第斯(Lesser Andilles)和意大利亚平宁褶皱带 Vulture 和 Campania 的钾质火山岩相似(图 5)(Hawkesmorth, 1979)。本区二叠纪埃达克岩与新疆北部与洋壳俯冲有关的埃达克岩及世界范围新生代洋壳板片熔融形成的埃达克岩明显不同, 后者 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为高正值, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i < 0.7046 , 分布于 1~2 象限, 沿地幔排列分布(图 5)。

2 橄玄粗岩、埃达克岩的成岩条件及构造动力学背景

2.1 成岩条件

橄玄粗岩系火山岩的显著特点是富 K, 在本区, 其 K_2O 含量范围 1.86%~8.12%, 平均 3.78%; SiO_2 含量范围 47.75%~61.25%, 平均 52.05%。实验资料表明, 不同类型的地幔岩经任何程度部分熔融都不可能形成橄玄粗岩, 如二辉橄岩的低程度部分熔融不可能形成橄玄粗岩, 即使在 2~3GPa(70~100km), 2%~2.5% 部分熔融也只能形成碧玄岩岩浆, SiO_2 含量达不到橄玄粗岩, 地壳混染也不可能使地幔岩部分熔融形成的岩浆高度富 K。Meen(1987, 1990) 的实验表明, 玄武岩浆的高程度分离结晶作用可产生相当高 K 的岩浆, 而产生高程度分离结晶作用的重要条件是压力, 压力越大, 在 Or-Ol-Qz 三相图中 Or 的含量越高, 在 10kb 时(35km \pm), 分离结晶后形成的岩浆富 K_2O , 最高可达 6%。含 K_2O 为 0.8% 的玄武岩浆,

图 5 橄玄粗岩系火山岩与埃达克岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 图解

Fig. 5 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ diagram for shoshonitic volcanic rocks and adakites

MORB—洋中脊玄武岩; Lesser Antile—小安第斯玄武岩; Vulture—意大利武尔图雷山钾质火山岩; S. E. Aust—澳大利亚东南橄玄粗岩; Ulun-do—日本海郁陵岛含白榴石火山岩; Piere Nere—意大利 Piere Nere 碱性火山岩
MORB—Mid-oceanic ridge basalt; Lesser Antile—Lesser Antile basalt; Vulture—Vulture potassic volcanic rock; S. E. Aust—Australia olivine leucitolith; Ulun-do—leucite-bearing volcanic rocks, Ulun island, Japan; Piere Nere—alkali volcanic rock, Piere. Nere, Italy

经 85% 的分离结晶可形成 K_2O 为 3.2% 的橄玄粗岩浆, 经 90%~95% 的分离结晶可形成 K_2O 为 4%~5% 的橄玄粗岩浆; 在超厚地壳之下, 如 50km 左右, 压力约为 15kb, K_2O 与 SiO_2 含量呈直线正相关关系, 分离结晶过程不出现奇异点, 结晶作用在富 K 熔体中结束。本文所研究的橄玄粗岩系火山岩 SiO_2 和 K_2O 含量与上述实验资料符合, 结合其微量元素组合特点(表 4), 如 La/Nb、Pb/Nd 比值高, 分别为 2.5~10.4 和 19~295, Ce/Pb、Nb/U 和 Nb/Pb 比值低, 分别为 0.30~0.97, 1.6~13.2 和 0.10~1.47, 这些比值界于陆壳和岛弧玄武岩之间, 显示了橄玄粗岩系火山岩在成岩过程中

受到了高程度分离结晶和陆壳混染。由此,橄榄玄粗岩系火山岩的形成条件是高压条件($>35\text{km}$)下玄武岩浆的高程度分离结晶作用。

与洋壳俯冲型埃达克岩相比,本区埃达克岩 Na、K 含量较高, MgO 含量较低, $\text{Mg}^\#$ 35~56(平均 43)。Eu 强烈富集, Eu/Eu^* 1.01~1.27, 明显富轻稀土, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 4.9~32.5, Nb、Ta、Ti 相对亏损。这些特点表明它们是在石榴子石和金红石稳定、斜长石不稳定区, 属角闪岩向榴辉岩相过渡, 相当于 33~50km 深度压力和 $>650^\circ\text{C}$ 条件(Defant et al., 1990; Rapp et al., 1991, 1995; Sen et al., 1994; 熊小林等, 2001, 2005b)。秘鲁晚中新世玄武质物质底侵作用形成的埃达克质 Cordillera Blanca 岩基产出的地壳厚度 $>50\text{km}$ (Petford et al., 1996)。

上述资料表明, 在本区橄榄玄粗岩系火山岩和埃达克岩的成岩条件很相似。

2.2 源区物质

本区橄榄玄粗岩系火山岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为低正值, $+1.28 \sim +4.92$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值较低, $0.7041 \sim 0.7057$ 。埃达克岩与之相似, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ $0.95 \sim +5.69$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ $0.7050 \sim 0.7053$, 这与本区及 Aleutian、Cook 及 Cerro Pamna 等俯冲洋壳板片熔融形成的埃达克岩不同(Kay et al., 1978, 1993; Stern et al., 1996; 赵振华等, 2006), 而与底侵作用成因有关的秘鲁科迪勒拉埃达克质 Blanca 岩基相似(Petford et al., 1996)(表 6)。这些特点反映了两类岩石具有相似的源区物质, 结合它们相近的同位素年龄(250Ma 土), 它们的源区物质应为底侵于壳幔界面的幔源玄武质岩浆, 成岩过程中可能受到了下地壳混染。

2.3 成岩的构造背景

橄榄玄粗岩系火山岩和埃达克岩均分布于二叠纪陆相火山岩地层中, 其同位素年龄也均属晚二叠世, 这表明它们形成于后碰撞板内环境中, 构造环境微量元素判别图解也提供了同样信息。在 $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 和 $\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5\text{-Zr}/\text{TiO}_2$ 图解中(Muller et al., 1997, 图 6), 本区橄榄玄粗岩系火山岩属后碰撞型(PAP), 这种具有伸展、拉张特点的构造背景是幔源岩浆底侵作用的结果。

综合上述分析, 本区橄榄玄粗岩系火山岩和埃达克岩的源区物质和成岩条件都很相似, 均为幔源玄武质物质在高压(33~50km)、伸展、拉张构造背景条件下形成, 即幔源玄武质岩浆底侵作用的结果。

3 新疆北部晚古生代底侵作用的地质和地球物理证据

3.1 基性岩墙群和基性麻粒岩

基性岩墙群是岩石圈伸展作用的重要标志, 在新疆北部阿尔泰造山带南的乌伦古、萨吾尔山、准噶尔西的克拉玛依及西灭山等地区的花岗岩类, 特别是碱性花岗岩中, 有大量基性岩脉产出, 如克拉玛依分布有 40 多条基性岩脉, 脉体倾向北西, 倾角 $65^\circ \sim 70^\circ$, 脉最长的达 6.2km, 宽 0.6~2.5m(齐进英 1993, 李辛子等, 2004)。这些岩脉主要为辉绿岩, 也有闪长玢岩、石英闪长玢岩。它们的 K-Ar 年龄为 241~271Ma(李辛子等, 2004), Rb-Sr 年龄为 $255 \pm 28\text{Ma}$ (齐进英, 1993)。这些年龄资料与本区橄榄玄粗岩系火山岩和埃达克岩基本一致, 均属晚二叠世。基性岩墙群中石英二长闪长玢岩和闪长玢岩的 ϵ_{Nd}

(t) 分别为 $+7.1$ 和 $+6.1$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 为 0.7041 和 0.7038。上述特点表明它们是幔源岩浆在二叠纪时底侵作用的产物。

基性麻粒岩是大陆下地壳的重要组成部分, 幔源岩浆在壳-幔边界或下地壳底部底侵, 导致壳-幔强烈相互作用和变质也可形成麻粒岩。因此, 基性麻粒岩是下地壳物质组成和底侵作用的重要标志。近几年在西南天山和阿尔泰相继发现了基性麻粒岩, 如西南天山托云基

图 6 橄榄玄粗岩系火山岩构造环境判别图解

Fig. 6 Tectonic discrimination diagram for shoshonitic series volcanic rocks

WIP—板内; PAP—后碰撞弧; CAP—大陆弧

WIP—Within plate; PAP—postcollisional arc; CAP—continental arc

性麻粒岩捕虏体(SiO_2 46%~52%), Eu 呈明显正异常, $\text{Eu}/\text{Eu}^* 1.24$, 单颗粒锆石 U-Pb 年龄 $253 \pm 3\text{Ma}$ (郑建平等, 2005)。在阿尔泰富蕴县乌洽沟发现的基性麻粒岩属角闪斜长二辉岩和辉石岩(SiO_2 48%~54%), 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 $(268 \sim 279) \pm 5.6\text{Ma}$ (房子龙等, 2004; 陈汉林等, 2005; 会议摘要)。这些麻粒岩锆石年龄均比区内变质岩年轻, 暗示是镁铁质物质通过底侵作用加入到下地壳 (Dowens, 1993)。

此外, 本区晚古生代广泛分布碱性花岗岩, 在塔里木盆地内部、吐哈及三塘湖盆地、红柳河地区均分布有二叠纪玄武岩 (杨树峰等, 2005; 周鼎武等, 2006)。这些岩浆岩以及上述基性岩墙群、基性麻粒岩、橄榄玄粗岩系火山岩及埃达克岩的产出, 一致提供了本区二叠纪发生了较广泛底侵作用的岩石学证据。

3.2 底侵作用的地球物理证据

底侵作用使一个地区的地球物理场特征, 如地壳厚度、壳-幔界面性质、大地热流值等均发生明显变化。在晚古生代, 新疆北部已进入陆内演化过程, 新疆的现代地壳结构轮廓在二叠纪已基本奠定格局 (何国琦等, 1995)。天山的地壳主体是在二叠纪以前形成的 (李锦铁等, 1999)。因此, 本区的地质断面资料可为识别晚古生代底侵作用提供重要参考资料。

3.2.1 增厚的地壳

底侵作用的一个重要结果是使地壳加厚, Dowens 等 (1990) 估计底侵作用可使地壳加厚 6km, 如意大利 Ivrea 地区的底侵作用使其地壳加厚了 7km, 占整个陆壳厚度的 17% (Voshage et al., 1990; Rrudnick, 1990a), 昆士兰地区地壳加厚了 8km, 占整个陆壳厚度的 20% (Rudnick, 1990b)。根据西天山 (独山子) — 西昆仑 (泉水沟) 地震与重力联合反演的地壳结构资料, 天山地壳最深为 62km, 最浅为 52km (李秋生等, 2001), 这是除喜马拉雅地区外我国地壳最厚地区之一。从北天山到准噶尔盆地, 地壳厚度为 52~47km 土。

3.2.2 复杂的莫霍面结构

底侵作用使壳-幔物质在莫霍面发生相互作用, 底侵的互层状基性麻粒岩和基性脉岩与深熔作用、变形变质作用叠加, 使原有莫霍面更加复杂化, 形成“壳-幔混合层”或“壳-幔过渡带” (金振民等, 1996)。塔里木北缘的沙雅—阿尔泰山南麓的布尔津地质断面资料显示, 天山造山带形成了复杂壳-幔过渡带,

由奎屯爆炸点所反映的壳-幔过渡带由 7~8 个薄层叠合而成, 层厚 2~3km, 层速高低相间分布, 总厚度近 20km, 厚度变化由南向北逐渐加深, 增厚。在奎屯和 128 团爆炸点确定的壳-幔过渡带由两个界面组成 (赵俊猛等, 2001)。西天山大地电测深揭示该区壳内存在发育的低速、高导层, 也很可能是在底侵作用直接影响下由于地壳热结构和流变状态发生变化, 产生滑脱层或局部熔融作用的结果。

3.2.3 高热流值

岩浆底侵作用带来大量热量向下地壳传播, 导致地热异常, 如美国盆岭地区的底侵作用部分熔融区上部热流值是周围的 2~3 倍, 黄石公园大面积热泉和地热异常是该区下部现今活动的巨型玄武岩底侵作用的标志 (金振民等, 1996)。赵俊猛等 (2001) 根据地震震源深度分析, 天山造山带的热流值在 $100\text{mw} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右, 为准噶尔和塔里木盆地的两倍。

4 结论

(1) 在西天山伊什基里克—阿吾拉勒山分布有橄榄玄粗岩系火山岩和埃达克岩, 它们的同位素年龄为 280~250Ma, 属二叠纪。微量与稀土元素及 Sr、Nd 同位素组成一致反映它们是幔源玄武岩物质 (并/或受地壳混染) 在高压 (33~50km)、伸展、拉张构造背景下形成。它们是新疆北部在二叠纪较广泛底侵作用的标志。

(2) 明显加厚的地壳、复杂的莫霍面结构、高热流值以及晚古生代富碱花岗岩、基性岩墙群、玄武岩和基性麻粒岩的产出, 均一致提供了新疆北部在晚古生代较广泛底侵作用的证据。

参 考 文 献

- 韩宝福, 何国琦, 王式洗. 1999. 后碰撞幔源岩浆活动、底垫作用及准噶尔盆地基底的性质. 中国科学(D辑), 29(1): 16~21.
- 何国琦, 刘德权, 李茂松, 唐延龄, 周汝洪. 1995. 新疆主要造山带地壳发展的五阶段模式及成矿系列. 新疆地质, 13(2): 99~180.
- 洪大卫, 王式洗, 谢锡林, 张季生. 2000. 兴蒙造山带正 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值花岗岩的成因和大陆地壳生长. 地质前缘, 7: 441~456.
- 金振民, 高山, 1996. 底侵作用及其壳幔演化动力学意义. 地质科技情报, 13(2): 1~6.
- 李华芹, 谢才富, 常海亮, 等. 1998. 新疆北部有色贵金属矿床成矿作用年代学. 北京: 地质出版社, 107~127.
- 李华芹, 陈富文, 路远发, 杨红梅, 郭敬, 梅玉萍. 2004. 东天山三岔口铜矿区矿化岩体 SHRIMP U-Pb 年代学及铀同位素地球化学特征研究. 地球学报, 25(2): 191~195.
- 李锦铁, 肖序常. 1999. 对新疆地壳结构与构造演化几个问题的简

- 要评述. 地质科学, 34(4): 405~419.
- 李锦轶, 王克卓, 李文铅, 郭华春, 宋彪, 王瑜. 2002. 东天山晚古生代以来大地构造与矿产勘查. 新疆地质, 20(4): 295~301.
- 李秋生, 卢德源, 高锐, 张之英, 刘文, 李英康, 李敬卫, 范景义, 熊贤明. 2001. 新疆地学断面(泉水沟—独山子)深地震测深成果综合研究. 地球学报, 22(6): 534~540.
- 李辛子, 韩宝福, 李建清, 李宗怀, 刘志强, 杨斌. 2004. 新疆克拉玛依中基性岩墙群的地质地球化学和 K-Ar 年代学. 地球化学, 33(6): 574~584.
- 刘志强, 韩宝福, 李建清, 李宗怀. 2005. 新疆阿拉套山东部后碰撞岩浆活动的时代、地球化学性质及其对陆壳垂向增长的意义. 岩石学报, 21(3): 623~639.
- 厉子龙, 陈汉林, 杨树锋, 肖文交, Tainosho Y. 2004. 阿尔泰基性麻粒岩的发现: 来自矿物学的证据. 岩石学报, 20(6): 1445~1455.
- 齐进英. 1993. 新疆准噶尔脉岩群地质及成因. 岩石学报, 9(3): 288~298.
- 芮宗瑶, 张立生, 陈振宇, 王龙生, 刘玉琳, 王义天. 2004. 斑岩铜矿的源岩或源区探讨. 岩石学报, 20(2): 229~238.
- 孙燕, 唐菊兴, 慕记录. 2002. 新疆三岔口铜矿床地球化学及成因, 矿床地质, 21(增刊): 459~462.
- 王强, 赵振华, 白正华, 熊小林, 梅厚钧, 许继峰, 包志伟, 王一先. 2003. 新疆阿拉套山石炭纪埃达克岩、富 Nb 岛弧玄武岩: 板片熔体与地幔橄榄岩相互作用及地壳增生. 科学通报, 12: 1342~1349.
- 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 李向民, 马中平, 王立社. 2004. 天山石炭纪大火成岩省与地幔柱. 地质通报, 23: 903~910.
- 许继峰, 梅厚钧, 于学元, 白正华, 牛贺才, 陈繁荣, 郑作平, 王强. 2001. 准噶尔北缘晚古生代岛弧中与俯冲作用有关的 adakite 火山岩的发现及其大地构造意义. 科学通报, 46(8): 684~687.
- 熊小林, 赵振华, 白正华, 梅厚钧, 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): 281~287.
- 熊小林, 蔡志勇, 牛贺才, 陈义兵, 王强, 赵振华, 吴金花. 2005a. 东天山晚古生代埃达克岩成因及铜金成矿意义. 岩石学报, 21(3): 967~976.
- 熊小林, Adam J, Green T H, 牛贺才, 吴金花, 蔡志勇. 2005b. 变质玄武岩部分熔体微量元素特征及埃达克岩熔体产生条件, 中国科学, D 辑, 35(9): 837~846.
- 徐学义, 马中平, 夏林圻, 李向民, 夏祖春, 王立社. 2005. 北天山巴音沟蛇绿岩形成时代的精确厘定及意义. 地球科学与环境学报, 27(2): 17~20.
- 张海祥, 牛贺才, Sato H, 单强, 于学元, Ito J 张旗. 2004. 新疆北部晚古生代埃达克岩、富镍玄武岩组合: 古亚洋洋板块向南俯冲的证据. 高校地质学报, 10(1): 106~113.
- 张连昌, 秦克章, 英基丰, 夏斌, 舒建生. 2004. 东天山土屋—延东斑岩铜矿带埃达克岩及其成矿作用关系. 岩石学报, 2: 259~268.
- 赵俊猛, 刘国栋, 卢造勋, 张先康, 赵国泽. 2001. 天山造山带与准噶尔盆地地壳幔过渡带及其动力学含义. 中国科学(D 辑), 31(4): 272~282.
- 赵振华, 王中刚, 邹天人, 增田彰正. 1993. 阿尔泰花岗岩类 REE 及 O、Pb、Sr、Nd 同位素组成及成岩模型. 涂光炽等“新疆北部固体地球科学进展”, 北京: 科学出版社. 239~266.
- 赵振华, 王中刚, 邹天人, 增田彰正. 1996. 新疆乌伦古富碱侵入岩成因探讨, 地球化学, 25(3): 205~219.
- 赵振华, 白正华, 熊小林, 梅厚钧, 王一先. 2003. 西天山晚古生代火山—浅侵位火成岩⁴⁰Ar-³⁹Ar 同位素定年. 地球化学, 32(4): 317~327.
- 赵振华, 熊小林, 王强, 白正华, 梅厚钧. 2004. 新疆西天山莫斯早特石英钠长斑岩铜矿床——一个与埃达克质岩石有关的铜矿实例. 岩石学报, 20(2): 249~258.
- 赵振华, 王强, 熊小林, 张海祥, 牛贺才, 许继峰, 白正华, 乔玉楼. 2006. 新疆北部的两类埃达克岩. 岩石学报, 22(5): 1249~1265.
- 郑建平, 路风香, 罗照华, 张瑞生, 余淳海, 余晓霞. 2005. 新疆托云麻粒岩捕虏体成因及其所代表的西南天山地下地壳性质, 矿物岩石地球化学通报, 24(增刊): 137.
- 周鼎武, 柳益群, 邢秀娟, 郝建芳, 董云鹏, 欧阳征健. 2006. 新疆吐哈、三塘湖盆地二叠纪玄武岩形成古环境恢复及区域构造背景示踪. 中国科学(D 辑)36(2): 143~153.
- 周泰僖, 陈江峰, 李学明. 1996. 新疆阿拉套山花岗岩高 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值的成因探讨. 地质科学, 31(1): 71~77.
- Chen B, Jahn B M. 2004. genesis of post-collisional granitoids and basement nature of the Juggar Terrane, NW China: Nd-Sr isotope and trace element evidence. Jour. Asian Earth Sci. 23: 691~703.
- Chen J F, Zhou T X, Xie Z, Zhang X, Guo X S. 2000. Formation of positive $\epsilon_{Nd}(t)$ granitoids from the Alataw Mountains, Xinjiang, China, by mixing and fractional crystallization: implication for Phanerozoic crustal growth. Tectonophysics, 328: 53~67.
- Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature, 347: 662~665.
- Dowens H, Deputy C, Leyreloup A F. 1990. Crustal evolution of the Hecynian belt of Western Europe, evidence from lower crustal granulite xenoliths. Chem. Geol., 83: 209~231.
- Dowens H. 1993. The nature of lower continental crust of Europe: petrological and geochemical evidence from xenoliths. Phys. Earth Planet Inter. 79: 195~218.
- Furlong K P, Fountain D M. 1986. Continental crustal underplating; thermal consideration and seismic-petrologic consequences. J. Geopgy. Res. 91(B8): 8285~8294.
- Han B F, Wang S G, Jahn B M, Hong D W, Kagami H, Sun Y L. 1997. Depleted-mantle magma source for the Ulungur River A-type granites from north Xinjiang, China: Geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implication for Phanerozoic crustal growth. Chemical Geology, 138: 135~159.
- Hawkesmorth C J, Vollmer R. 1979. Crustal contamination versus enriched mantle: ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr evidence from the Italian volcanics. Earth Planet. Sci. Lett., 89: 151~165.
- Hollings P, Kerrich R. 2000. An Archean arc basalt-Nb-enriched basalt-adakite association; the 2.7 Ga confederation assemblage of the Birch-Uchi greenstone belt, Superior Province. Contrib.

- to Mineralogy and Petrology, 139:208~226.
- Hong D W, Wang S G, Xie X L, Zhang J S. 2000. Geogenesis of positive $\epsilon_{Nd}(t)$ granitoids in the Da Hinggan Mts-Mongolia Orogenic belt and growth of continental crust. *Earth Science Frontiers*, 7: 441~456(in Chinese with English abstract).
- Jahn B M, Wu F Y, Chen B. 2000a. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic. *Epidotes*, 23: 82~92.
- Jahn B M, Griffin W L, Windley B F. 2000b. Continental growth in the Phanerozoic: evidence from Central Asia special issue. *Tectonophysics*, 328: 1~227.
- Kay R W. 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust. *Jour. of Volcano. Geother. Res.*, 4:117~132.
- Kay S M, Ramos V A, Marquez M. 1993. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks of slab melting prior to ridge trench collision in southern South America. *The Journal of Geology*, 101: 703~714.
- Kovalenko V I, Yamolyuk v V, Kovach V P. 1996. Sources of Phanerozoic granitoids in central Asia; Sr-Nd isotope data. *Geochemistry*, 8:699~712(in Russian).
- Martin H, Smithies R H, Rapp R, Moyen J F, Champion D. 2005. An overview of adakite, tonolite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid; relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79:1~24.
- Meen J K. 1987. Formation of shoshonites from calcalkaline basaltic magma: geochemical and experimental constraints from the type locality. *Contrib. Mine. Petrol.* 97:333~351.
- Meen J K. 1990. Elavation of potassium content of basaltic magma by the fractional crystallization: the effect of pressure. *Contrib. Mine. Petrol.* 104:309~331.
- Muller D, Groves D I. 1997. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Berlin: Springer, 3~39.
- Nelson D R. 1992. Isotopic characteristics of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis. *Lithos*, 28:403~420.
- Peccerillo A, Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kasiamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mine. Petrol.* 58:68~81.
- Petford N, Atherton M P. 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Jour. Petrol.* 37:1491~1521.
- Rapp R P, Watson E B, Miller C F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemite and tonalite. *Precambrian Res.* 51:1~25.
- Rapp R P, Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8~32 kbar implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.* , 38:891~931.
- Reagan M K, Gill J B. 1989. Coexisting calcalkaline and high-niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implications for residual titanates in arc magma sources. *Journal of Geophysical Research*, 94:4619~4633.
- Rudnick R L. 1990a. Nd and Sr isotopic compositions of lower-crustal xenoliths from north Queensland, Australia: implication for Nd model ages and crustal growth processes. *Chem. Geol.* , 83:195~208.
- Rudnick R L. 1990b. Continental crust: growth from below. *Nature*, 347:711~712.
- Sen C, Dunn T. 1994. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 Gpa: implications for the origin of adakites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 117: 394~409.
- Stern C R, Killian R. 1996. Role of the subduction slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral volcanic zone. *Contrib. Mineral. Petrol.* , 123:263~281.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders, AD and Norry MJ (eds.), *Implications for Mantle Composition and Processes, Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42, 313~345.
- Voshage H, Hoffman A W, Mazzucchelli M, Revalenti G, Sinigoi S, Raczek I, Demarchi G. 1990. Isotopic evidence from the Ivrea zone for a hybrid lower crust formed by magmatic underplating. *Nature*, 347:731~736.
- Wang Q, Zhao Z H, Bai Z H, Bao Z W, Xu J F, Xiong X L, Mei H J, Wang Y X. 2003a. Carboniferous adakites and Nb-enriched arc basaltic rocks association in the Alataw Mountains, north Xinjiang: interactions between slab melt and mantle peridotite and implications for crustal growth. *Chinese Science Bulletin* 48: 2108~2115.
- Wu F Y, Jahn B M, Wilde S, Sun D Y. 2000. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China. *Tectonophysics*, 328: 89~113.
- Xia L Q, Xu X Y, Xia Z C, Li X M, Ma Z P, Wang L S. 2004a. Petrogenesis of Carboniferous rift-related volcanic rocks in the Tianshan, northwestern China. *Geological Society of America Bulletin*, 116: 419~433.
- Xiong X L, Zhao Z H, Bai Z H, Mei H J, Wang Y X, Wang Q, Xu J F, Bao Z W. 2001. Adakite-type sodium-rich rocks in Awulale Mountain of west Tianshan: Significance for the vertical growth of continental crust. *Chinese Science Bulletin*, 46: 811~817.
- Xu J F, Mei H J, Yu X Y, Bai Z H, Niu H C, Chen F R, Zhen Z P, Wang Q. 2001. Adakites related to subduction in the northern margin of Junggar arc for the Late Paleozoic: Products of slab melting. *Chinese Science Bulletin*, 46: 1312~1316.
- Zhang H X, Niu H C, Sato H, Yu X Y, Shan Q, Zhang B Y, Ito J, Nagao T. 2005. Late Paleozoic adakites and Nb-enriched basalts from northern Xinjiang, northwest China: Evidence for the southward subduction of the Paleo-Asian Oceanic Plate. *The Island Arc*, 14: 55~68.
- Zhang L C, Qin K Z, Ying J F, Xia B and Shu J S. 2004. The relationship between ore-forming processes and adakitic rock in Tuwu-Yandong porphyry copper metallogenic belt, eastern

Tianshan Mountains. *Acta Petrologica*, 20 (2): 259~268. (in Chinese with English abstract).
 Zhao J M, Liu G D, Lu Z X, Zhang X K, Zhao G Z. 2003. Lithospheric structure and dynamic processes of the Tianshan orogenic belt and the Junggar basin. *Tectonophysics*, 376: 199

~239.

Zhao Z H, Xiong X L, Wang Q, Bai Z H, Xu J F, Qiao Y L. 2004b. The Association of Late Paleozoic Adakitic Rocks and Shoshonitic Volcanic Rocks in Western Tianshan, China. *Acta Geologica Sinica*, 78: 68~72.

Underplating During Late Paleozoic in North Xinjiang——Evidence from Shoshonitic Series Volcanic Rocks and Adakite

ZHAO Zhenhua, XIONG Xiaolin, WANG Qiang, BAI Zhenghua, QIAO Yulou
Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, 510640

Abstract

Late Paleozoic shoshonitic series volcanic rocks and adakite are wide spread in north Xinjiang. They are rich in alkali together with the widely distributed alkali-rich granites to constitute alkali-rich igneous rock province of north Xinjiang. Different isotopic dating methods gave the age of 250~280 Ma for the shoshonitic series volcanic rocks and adakite. High $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios, positive $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (>0), lower Nd model ages ($t_{2\text{DM}} < 1.0\text{Ga}$) and lower with wide variation of $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (0.7040~0.710) have shown their source rocks are mantle-derived and/or contaminated by crust. Thickened crust, complex Moho, high geothermal heat flow and widely distributed basic dike swarms and alkali-rich granites have systematically proved evidences for the underplating during late Paleozoic (later Carboniferous—Permian) in north Xinjiang.

Key words: underplating; shoshonite; adakite; late Paleozoic; North Xinjiang

