

新疆坡十铜镍硫化物含矿岩体岩浆源区特征及构造背景探讨

颉 炜^{1,2}, 宋谢炎^{1,*}, 聂晓勇³, 程松林⁴

1. 中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049

3. 武警黄金第八支队, 新疆 乌鲁木齐 830000

4. 新疆地质矿产勘查开发局, 新疆 乌鲁木齐 830000

Xie Wei^{1,2}, Song Xieyan^{1,*}, Nie Xiaoyong³, Cheng Songlin⁴

1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. NO. 8 Team of People's Armed Police Gold Force, Urumqi 830000, China

4. Xinjiang Bureau of Geology and Exploration, Urumqi 830000, China

Xie Wei, Song Xieyan, Nie Xiaoyong, et al. Features of the mantle source and tectonic setting of the Poshi Ni-Cu sulfide-bearing intrusion, Xinjiang, China. *Earth Science Frontiers*, 2011, 18(3): 189-200

Abstract: The Pobei gabbroic intrusion is located in the Beishan rift zone of the northeastern margin of Tarim craton. The Poyi and Poshi Ni-Cu bearing ultramafic bodies are situated in the western portion of the Pobei intrusion. It is sharp contact between the Poshi ultramafic body and the Pobei gabbro. However, both the Poshi ultramafic rocks and the Pobei gabbros have similar trace element and isotope compositions, indicating that they are comagmatic. The triangle plots of $MnO-TiO_2-P_2O_5$ and $Ta-Hf-Ta$ show that the parental magmas of the Pobei and Poshi intrusions have features of island arc magma. In contrast, the layered intrusions and mafic-ultramafic dykes in the Bachu area of the Tarim large igneous province (TLIP) show that the intraplate volcanic features. In the trace element spider diagram, the Pobei gabbros and Poshi wehrlites are relatively enriched in large ion lithophile elements (such as Rb, Sr, Ba) and depleted in high field strength element (such as Nb, Ta, Zr, Hf, HREEs), and show extensive negative Nb-Ta anomalies. These geochemical features are similar to the typical island arc volcanics and Alaskan-type intrusions. However, the layered intrusions and mafic-ultramafic dykes in the Bachu area are similar to the ocean island basalt (OIB). These geochemical features indicate that the parental magmas of the Pobei gabbros and Poshi ultramafic rocks were derived from a metasomatized mantle modified by subduction events, rather than the Tarim mantle. Data of Sr-Nd isotopes show that the magmas of the Pobei and Poshi intrusion underwent 3% to 10% contamination of the Proterozoic metamorphic rocks of the Tarim craton.

Key words: the Beishan rift zone; the Poshi intrusion; the Tarim large igneous province; a metasomatized mantle

收稿日期: 2010-10-11; 修回日期: 2011-02-10

基金项目: 国家自然科学基金重点项目(40730420, 40973038); 中国科学院“百人计划”; 中国科学院知识创新方向性项目(KZCX2-YW-Q04); 矿床地球化学国家重点实验室课题(KCZX20090105)

作者简介: 颉 炜(1985—), 男, 博士研究生, 矿床地球化学专业。E-mail: Ni-Cu-PGE@qq.com

* 通讯作者简介: 宋谢炎(1962—), 男, 研究员, 岩石与矿床地球化学专业。E-mail: songxieyan@vip.gyig.ac.cn

摘要:新疆坡北辉长岩体位于塔里木古陆东北缘的北山裂谷带中,坡一和坡十铜镍硫化物含矿超镁铁岩体位于坡北岩体内。尽管坡十超镁铁岩体与坡北辉长岩呈侵入接触,但两者的微量元素和同位素组成显示良好的一致性,表明两岩相虽然分不同阶段侵入就位,但仍为同源岩浆的产物。MnO-TiO₂-P₂O₅及Th-Hf-Ta判别图解显示坡北及坡十岩体的母岩浆具有岛弧火山岩岩浆的特点,而塔里木大火成岩省的巴楚层状侵入体、镁铁-超镁铁岩墙群则为板内火山岩岩浆系列。在微量元素蛛网图上,坡北及坡十岩体则均表现出大离子亲石元素(Rb、Sr、Ba)的相对富集和高场强元素(Nb、Ta、Zr、Hf、HREEs)的相对亏损,并显示强烈的Nb、Ta负异常,这些地球化学特点与典型的岛弧火山岩以及阿拉斯加型杂岩体显示出很强的相似性,而巴楚层状侵入体和镁铁-超镁铁岩墙群的微量元素特征则与OIB非常相似,表明其岩浆源区为受俯冲事件改造过的交代地幔,而与塔里木地幔柱无关。Sr、Nd同位素则表明岩浆在上升侵位的过程中受到了元古代变质岩3%~10%的混染。

关键词:北山裂谷带;坡十岩体;塔里木大火成岩省;交代地幔

中图分类号:P588 125 **文献标志码:**A **文章编号:**1005-2321(2011)03-0189-12

0 引言

世界上超大型岩浆硫化物矿床多形成于与地幔柱或大陆裂谷有关的地质背景,与成矿有关的幔源岩浆往往具有许多类似于洋岛玄武岩(OIB)的地球化学特征。但近年来的研究发现也有一些矿床的形成与受俯冲事件改造的交代地幔的部分熔融有关^[4,5],这些研究成果表明在造山带也可能发现有重要经济价值的岩浆硫化物矿床。特别是20世纪70—80年代以来在我国新疆北部发现了一系列大型岩浆硫化物矿床,如喀拉通克、黄山、黄山东、白石泉等。深入研究这些矿床形成的地质背景具有重要意义。

北山裂谷带位于塔里木古陆东北缘,从新疆东部延伸至甘肃西部,已发现20余个镁铁-超镁铁岩体,20世纪90年代以来的勘察发现了其中的坡北和红石山为铜镍硫化物含矿岩体,使北山裂谷带成为颇具潜力的铜镍成矿远景区。前人^[6,10]通过地质和岩体侵位地层的研究,推断坡北岩体形成于中晚石炭世;姜常义等^[11]和李华芹等^[12]对坡北岩体不同侵入期次的辉长岩的锆石U-Pb法定年结果((274±4)Ma;(278±2)Ma)则表明该岩体形成于早二叠世。

但是,对这些岩体岩浆源区特征及构造背景上的认识尚存在较大分歧:(1)与活动大陆边缘或碰撞造山后伸展阶段岩浆活动有关^[12-14];(2)与地幔柱活动有关^[15]。由于碰撞造山期间的活动大陆边缘和碰撞造山后伸展环境的镁铁质岩浆都起源于交代地幔的部分熔融,岩浆的地球化学特征与地幔柱岩浆的地球化学特征有显著差异,因此,通过对岩体地球化学特征的研究明确其地幔源区特征是探讨成矿构造背景的关键。本文试图通过坡北及坡十岩体的岩

石地球化学特征,探讨其岩浆源区特征,并进一步对其形成的构造背景提供佐证。

1 岩体地质背景

新疆北山晚古生代裂谷带位于塔里木古陆东北缘,区内出露的最古老的结晶基底为元古代北山群,沉积盖层有中元古代长城系白湖群和杨吉布拉克群、蓟县系爱尔基干群和新元古代震旦系汗格尔特乔克群^[6];北山地区寒武纪至志留纪地层为碳酸盐-硅质-陆源碎屑建造;石炭纪火山活动强烈,形成海相火山岩-复理石-碳酸盐岩建造;二叠纪仍处于强烈火山活动期,但以基性火山岩为主,石炭纪—二叠纪在北山裂谷带还形成了许多中酸性和镁铁-超镁铁岩体^[16]。

坡北岩体位于北山裂谷带西段的白地注断裂南侧(图1)。岩体周围出露的地层主要为元古宙变质岩(长城系白湖群和杨吉布拉克群片岩、片麻岩和麻粒岩)以及寒武纪砂岩和石灰岩,由于后期构造作用影响,两者之间主要为断层接触关系。古生代闪长岩、花岗岩、镁铁-超镁铁岩体侵位于元古宙及寒武纪地层中^[9,15]。

2 岩体岩相学特征

坡北岩体侵位于中元古代长城系白湖群片岩、片麻岩和麻粒岩中,主要由坡北辉长岩体构成,若干超镁铁岩体分布于该辉长岩体的西部,坡一和坡十不仅是其中规模较大的两个超镁铁岩体,也是铜镍硫化物含矿较为显著的岩体(图1)。超镁铁岩体与坡北辉长岩之间的侵入接触关系表明它们是不同期

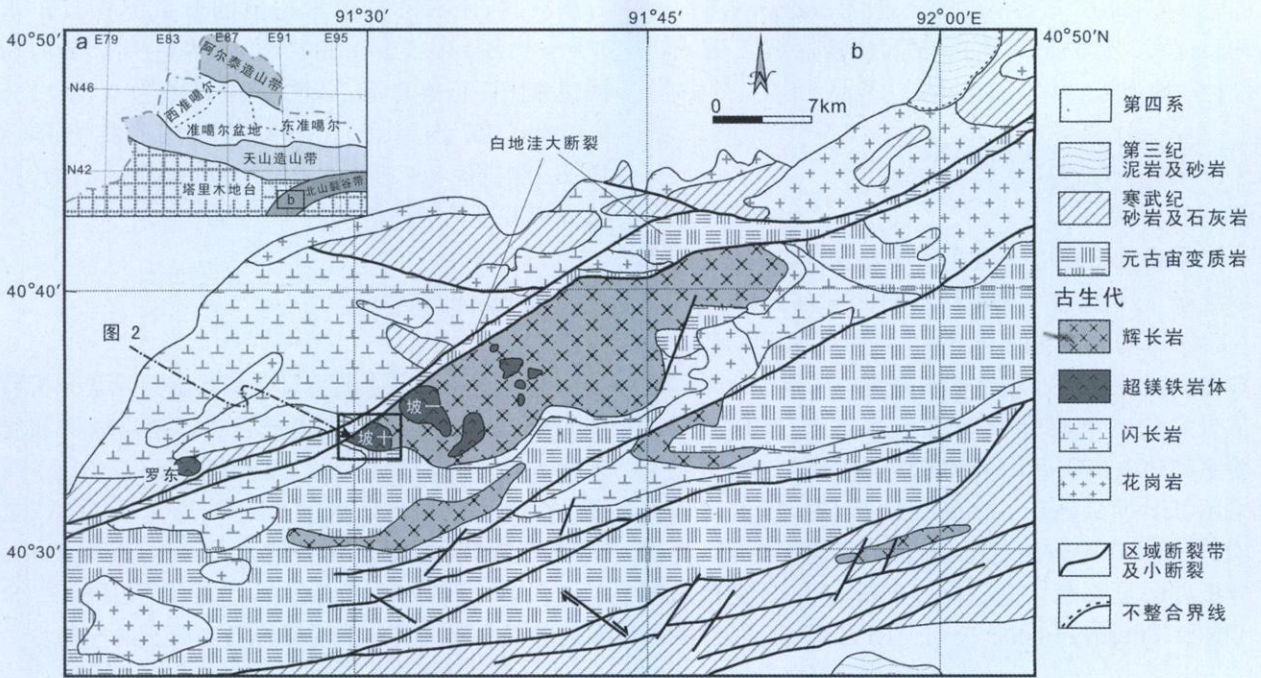


图1 新疆坡北镁铁-超镁铁岩体区域地质略图 (据文献[9]修改)

Fig. 1 Geological sketch map of the Pobei mafic-ultramafic intrusions, Xinjiang

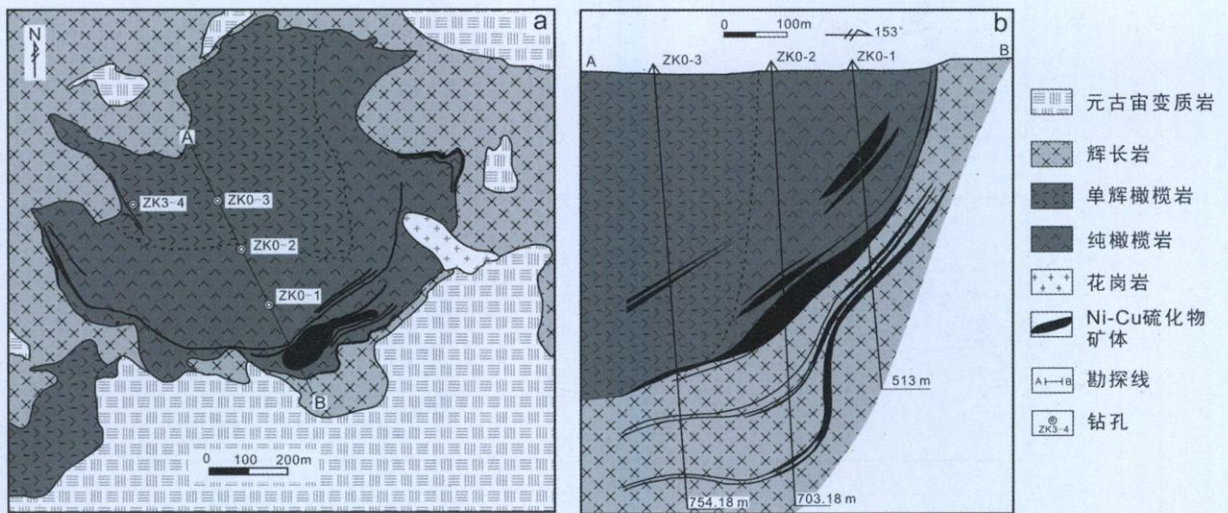


图2 坡十岩体地质平面图及AB剖面图 (据新疆第六地质大队及文献[9]修改)

Fig. 2 Geological map and AB cross-section drawn of the Poshi intrusions

次的岩浆侵位形成的。由于超镁铁岩体位于辉长岩之上, 未发现穿过辉长岩的岩浆通道; 同时, 超镁铁岩体一些岩相缺失, 笔者推测超镁铁岩体的形成早于辉长岩, 在岩体边缘及内部, 围岩捕虏体发育。

如图2所示, 坡十超镁铁岩体为直径约 1.8 km 的不规则近圆状岩体, 出露面积约 2.5 km², 岩体主要由单辉橄榄岩和纯橄榄岩构成, 两者间为渐变过

渡关系。根据新疆第六地质大队的地质剖面 and 钻孔等资料, 坡十岩体为一向北倾 (倾角 60°~ 80°) 的单斜状岩体, 与坡北辉长岩侵入接触, 部分岩相可能因辉长岩岩浆的“吞噬”而缺失。本次研究对坡十岩体西北部的 ZK 3-4 钻孔进行了采样 (图 2), 共采集单辉橄榄岩 12 个, 辉长岩 7 个。

坡十已发现 43 个矿 (化) 体, 主要分布在橄榄岩相

的底部(图 2b)。矿体 Ni 品位一般为 0.2%~0.6%, 平均品位 0.3%, 局部高达 0.96%, 储量达 14.7 万 t; Cu 品位一般为 0.1% 左右, 未达到边界品位。

3 分析方法

常量元素在广州澳实实验室测定, 方法采用 X 射线荧光光谱法(XRF, 仪器型号为 PANalytical AXIOS), 分析误差优于 5%。微量元素和同位素分别在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)实验室和热电离质谱(TIMS)实验室测定。微量元素采用 ICP-MS(PerkinElmer 公司制造, 仪器型号为 ELAN DRG-e)方法获得, 分析精度优于 10%, 具体分析方法见文献[17]; Rb-Sr、Sm-Nd 同位素采用 TIMS(Thermo Fisher 公司 TRITON 质谱仪)测试

方法获得, Sr、Nd 同位素比值的质量漂移校正基于 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, Sr 同位素国际标准样品 NBS987 测试值为 0.710255 ± 0.000007 ($n = 40$), Nd 同位素国际标准样品 JNd+1 测试值为 0.512096 ± 0.000005 ($n = 40$), 具体分析方法见李晓彪^[18]。

4 地球化学特征

坡北及坡十岩体的主量元素和微量元素分析数据如表 1, 较之塔里木大火成岩省巴楚岩墙群和层状侵入体^[19-20], 坡北及坡十岩体的 SiO_2 、 MgO 及 Al_2O_3 含量变化较大, Na_2O 、 K_2O 、 TiO_2 、 $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$ (全铁) 含量较低(图 3)。MgO 含量的降低, SiO_2 、 CaO 、 Al_2O_3 及 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 含量的增高, 以及 $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$ 含量的降低表明分离结晶受橄榄石和辉石的控制。

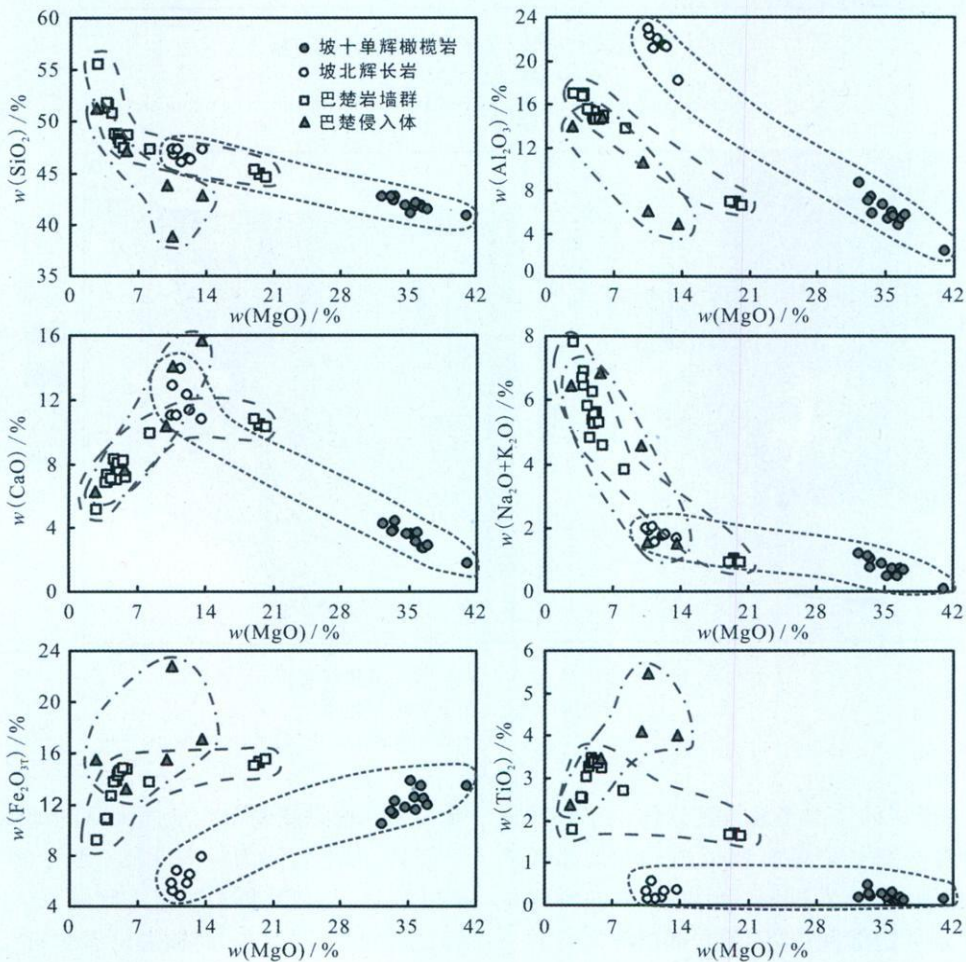


图 3 坡北辉长岩及坡十单辉橄榄岩 MgO 与各氧化物的双变量图解

Fig. 3 Binary plots of oxides versus MgO of the Pobei gabbros and Poshi wehrlites
塔里木大火成岩省西南部巴楚岩墙群及层状侵入体数据分别引自 Zhang 等^[19]、Zhou 等^[20]。

表 1 榴辉岩和围岩的白云母及角闪石电子探针测试结果

Table 1 Microprobe analysis of muscovite and amphibole in eclogite, retrograde eclogite and muscovite quartz schist

样号	岩性	$w_B/\%$														$w_B/10^{-6}$													
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Pr	Nd	
HPS-06	坡十单辉橄榴岩	38.4	0.150	5.47	11.5	0.160	32.8	2.90	0.360	0.140	0.018	6.83	98.7	8.00	2.077	115	788	109	5.60	20.0	2.14	7.21	0.091	2.32	0.188	0.529	0.101	0.575	
HPS-12	坡十单辉橄榴岩	38.5	0.170	5.06	13.0	0.200	33.1	3.40	0.390	0.060	0.028	5.02	98.9	7.27	1.212	125	684	92	1.21	46.0	3.91	15.2	0.157	1.61	0.384	1.230	0.211	1.19	
HPS-14	坡十单辉橄榴岩	38.1	0.100	4.33	12.3	0.180	33.1	2.46	0.270	0.170	0.015	7.83	98.9	7.24	2.154	127	1070	186	4.69	12.0	1.73	4.61	0.129	2.55	0.224	0.547	0.076	0.467	
HPS-17	坡十单辉橄榴岩	38.0	0.150	4.94	11.4	0.170	33.4	2.52	0.430	0.240	0.025	7.55	98.8	6.53	1.967	109	805	48	7.68	16.9	3.19	11.7	0.204	1.82	0.321	1.02	0.174	0.99	
HPS-19	坡十单辉橄榴岩	40.2	0.190	5.50	11.5	0.160	31.6	4.13	0.570	0.150	0.022	5.18	99.2	12.6	1.967	116	786	118	4.22	121	3.88	10.1	0.174	18.0	0.448	1.22	0.200	1.11	
HPS-23	坡十单辉橄榴岩	39.3	0.250	6.34	11.1	0.160	32.7	3.37	0.690	0.140	0.036	5.00	99.1	7.32	2.001	111	952	59	5.59	83.1	4.05	21.9	0.472	10.6	0.983	2.58	0.386	1.78	
HPS-25	坡十单辉橄榴岩	36.9	0.130	2.19	12.1	0.160	37.0	1.61	0.080	0.020	8.60	98.8	8.11	2.416	130	1000	104	2.97	11.8	2.83	9.46	0.149	3.47	0.378	1.11	0.174	1.01		
HPS-26	坡十单辉橄榴岩	39.3	0.120	5.45	11.3	0.160	35.0	2.74	0.550	0.080	0.020	4.20	99.0	7.72	2.221	117	1060	43	2.35	72.9	1.86	21.2	0.202	5.24	0.542	1.32	0.170	0.858	
HPS-27	坡十单辉橄榴岩	39.2	0.270	5.26	10.8	0.150	33.4	3.41	0.550	0.100	0.029	5.35	98.5	12.0	2.213	116	1020	50	3.09	88.2	4.15	18.9	0.355	8.74	0.737	2.18	0.348	1.75	
HPS-30	坡十单辉橄榴岩	40.7	0.180	8.33	9.94	0.140	30.8	4.10	1.06	0.070	0.023	3.59	98.9	7.41	2.069	113	998	58	0.782	121	2.51	11.0	0.161	2.42	0.454	1.36	0.216	1.12	
HPS-31	坡十单辉橄榴岩	40.7	0.260	7.14	10.9	0.160	32.1	3.73	0.810	0.180	0.032	2.97	98.9	8.35	2.094	111	952	48	5.16	116	4.06	17.1	0.267	19.0	0.760	2.19	0.355	1.76	
HPS-32	坡十单辉橄榴岩	40.7	0.450	6.66	10.9	0.160	31.7	3.59	0.840	0.220	0.038	4.00	99.2	8.29	1.933	109	927	52	5.29	84.8	5.76	27.8	0.478	9.85	1.09	3.16	0.501	2.71	
HPS-33	坡北辉长岩	45.1	0.170	20.8	5.61	0.090	11.8	12.0	1.65	0.070	0.022	1.62	98.8	10.8	2.68	47	218	52	0.732	167	3.44	14.0	0.185	7.99	0.689	1.84	0.277	1.38	
HPS-34	坡北辉长岩	45.2	0.150	21.5	4.70	0.080	11.2	13.6	1.48	0.060	0.019	1.66	99.7	14.8	617	44	200	51	0.815	183	3.44	12.3	0.184	8.98	0.620	1.65	0.227	1.36	
HPS-35	坡北辉长岩	46.2	0.140	22.0	5.13	0.080	10.5	12.7	1.81	0.090	0.017	1.11	99.8	11.2	379	40	184	52	0.882	161	3.12	8.73	0.085	11.9	0.570	1.41	0.222	1.07	
HPS-36	坡北辉长岩	46.3	0.330	22.5	5.68	0.090	10.3	10.8	1.80	0.150	0.037	1.86	99.7	2.90	32	43	177	52	4.28	170	5.66	24.9	0.555	17.3	1.43	3.45	0.520	2.57	
HPS-37	坡北辉长岩	45.7	0.330	21.0	6.41	0.100	12.2	11.2	1.65	0.110	0.030	0.450	99.2	8.21	181	50	228	59	2.70	158	5.76	19.3	0.405	14.7	1.15	2.94	0.420	2.33	
HPS-40	坡北辉长岩	46.6	0.560	20.8	6.69	0.110	10.9	10.9	1.88	0.130	0.041	0.790	99.3	10.4	128	46	231	73	3.14	157	8.42	28.5	0.650	19.8	1.71	4.41	0.672	3.26	
HPS-41	坡北辉长岩	45.2	0.350	17.3	7.57	0.120	13.1	10.3	1.40	0.210	0.031	3.06	98.6	16.0	454	57	263	90	7.45	109	6.87	19.5	0.582	17.1	1.34	3.34	0.522	2.60	

样号	岩性	$w_B/10^{-6}$														$w_B/10^{-6}$													
		Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	Pb													
HPS-06	坡十单辉橄榴岩	0.220	0.120	0.231	0.048	0.364	0.074	0.220	0.029	0.224	0.036	0.199	0.011	0.021	0.025	2.00													
HPS-12	坡十单辉橄榴岩	0.445	0.160	0.481	0.105	0.654	0.151	0.369	0.048	0.395	0.055	0.373	0.015	0.053	0.010	0.423													
HPS-14	坡十单辉橄榴岩	0.187	0.114	0.229	0.042	0.299	0.066	0.167	0.029	0.175	0.024	0.130	0.011	0.032	0.032	1.13													
HPS-17	坡十单辉橄榴岩	0.361	0.135	0.367	0.085	0.473	0.111	0.353	0.042	0.299	0.044	0.282	0.026	0.078	0.179	2.56													
HPS-19	坡十单辉橄榴岩	0.419	0.178	0.550	0.111	0.709	0.157	0.399	0.066	0.405	0.063	0.302	0.019	0.074	0.040	1.09													
HPS-23	坡十单辉橄榴岩	0.516	0.249	0.594	0.106	0.664	0.141	0.402	0.060	0.390	0.072	0.498	0.039	0.205	0.055	1.24													
HPS-25	坡十单辉橄榴岩	0.364	0.122	0.412	0.088	0.496	0.107	0.341	0.047	0.280	0.046	0.266	0.017	0.063	0.015	1.02													
HPS-26	坡十单辉橄榴岩	0.266	0.134	0.262	0.050	0.308	0.073	0.192	0.030	0.205	0.031	0.356	0.019	0.144	0.074	0.776													
HPS-27	坡十单辉橄榴岩	0.459	0.204	0.633	0.124	0.761	0.172	0.439	0.063	0.413	0.066	0.449	0.029	0.105	0.031	0.701													
HPS-30	坡十单辉橄榴岩	0.304	0.232	0.293	0.069	0.423	0.084	0.285	0.038	0.290	0.040	0.257	0.012	0.039	0.029	0.503													
HPS-31	坡十单辉橄榴岩	0.527	0.270	0.541	0.114	0.684	0.158	0.437	0.062	0.413	0.058	0.451	0.012	0.050	0.012	0.813													
HPS-32	坡十单辉橄榴岩	0.815	0.373	0.967	0.182	1.06	0.227	0.653	0.093	0.578	0.104	0.705	0.043	0.130	0.037	0.850													
HPS-33	坡北辉长岩	0.390	0.326	0.526	0.089	0.585	0.137	0.379	0.054	0.314	0.051	0.334	0.015	0.053	0.019	1.04													
HPS-34	坡北辉长岩	0.433	0.332	0.523	0.101	0.624	0.152	0.383	0.046	0.310	0.048	0.352	0.022	0.085	0.022	1.03													
HPS-35	坡北辉长岩	0.381	0.437	0.479	0.089	0.592	0.142	0.341	0.054	0.331	0.047	0.274	0.012	0.065	0.013	1.15													
HPS-36	坡北辉长岩	0.676	0.423	0.811	0.160	0.959	0.226	0.629	0.092	0.596	0.091	0.652	0.051	0.373	0.105	1.72													
HPS-37	坡北辉长岩	0.696	0.436	0.860	0.160	1.07	0.226	0.599	0.092	0.652	0.088	0.557	0.030	0.251	0.062	1.25													
HPS-40	坡北辉长岩	1.04	0.561	1.19	0.243	1.50	0.347	0.917	0.125	0.912	0.126	0.891	0.057	0.345	0.095	1.72													
HPS-41	坡北辉长岩	0.869	0.423	1.05	0.207	1.29	0.297	0.771	0.109	0.734	0.106	0.563	0.052	0.366	0.092	1.38													

坡北辉长岩及坡十单辉橄榄岩总体上显示出相容元素(Ni、Co、Cr等)含量高,不相容元素(Rb、U、Zr、Y等)含量低的特点。在图4中,总体显示较为一致的分布模式,表明两岩相虽然分不同阶段侵入就位,但仍为同源岩浆的产物。与巴楚岩墙群和层状侵入体相比,坡北辉长岩及坡十单辉橄榄岩稀土元素总量 $\Sigma\text{REE}((2.646\sim 17.01)\times 10^{-6})$ 均很低,微量元素分配曲线亦不同。巴楚岩墙群和层状侵入体的分配曲线与洋岛玄武岩OIB相似,但坡北辉长岩及坡十单辉橄榄岩的分配曲线却与典型岛弧Marianas、Philippines岛弧火山岩^[21-22]以及阿拉斯加型岩体Kondyor岩体^[23]相似,表现出大离子亲石元素(Rb、Sr、Ba)相对富集和高场强元素(Nb、Ta、Zr、Hf、HREEs)相对亏损的分配曲线,并出现强烈的Nb、Ta负异常。

Sr、Nd同位素分析结果(表2)表明坡十单辉橄

榄岩和坡北辉长岩具有较低的、变化较大的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_{278 Ma}(0.7026~0.7046)和较高的($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_{278 Ma}(0.5125~0.5127), $\epsilon_{\text{Nd}}(278\text{ Ma})$ 在3.48~8.56。单辉橄榄岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(278\text{ Ma})$ 最高为8.56, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_{278 Ma}最低为0.7026,表明坡北及坡十岩体应源自亏损的地幔源区。较之塔里木大火成岩省镁铁-超镁铁岩,坡北及坡十岩体的Sr、Nd同位素的变化幅度大,与塔里木大火成岩省镁铁-超镁铁岩相比显得更为亏损。

5 讨论

坡北及坡十岩体形成构造背景争论的焦点在于是否与二叠纪塔里木地幔柱有关。本文认为岩体形成时间是否与塔里木地幔柱相吻合以及岩浆源区性质是确定坡北及坡十岩体构造背景的关键。

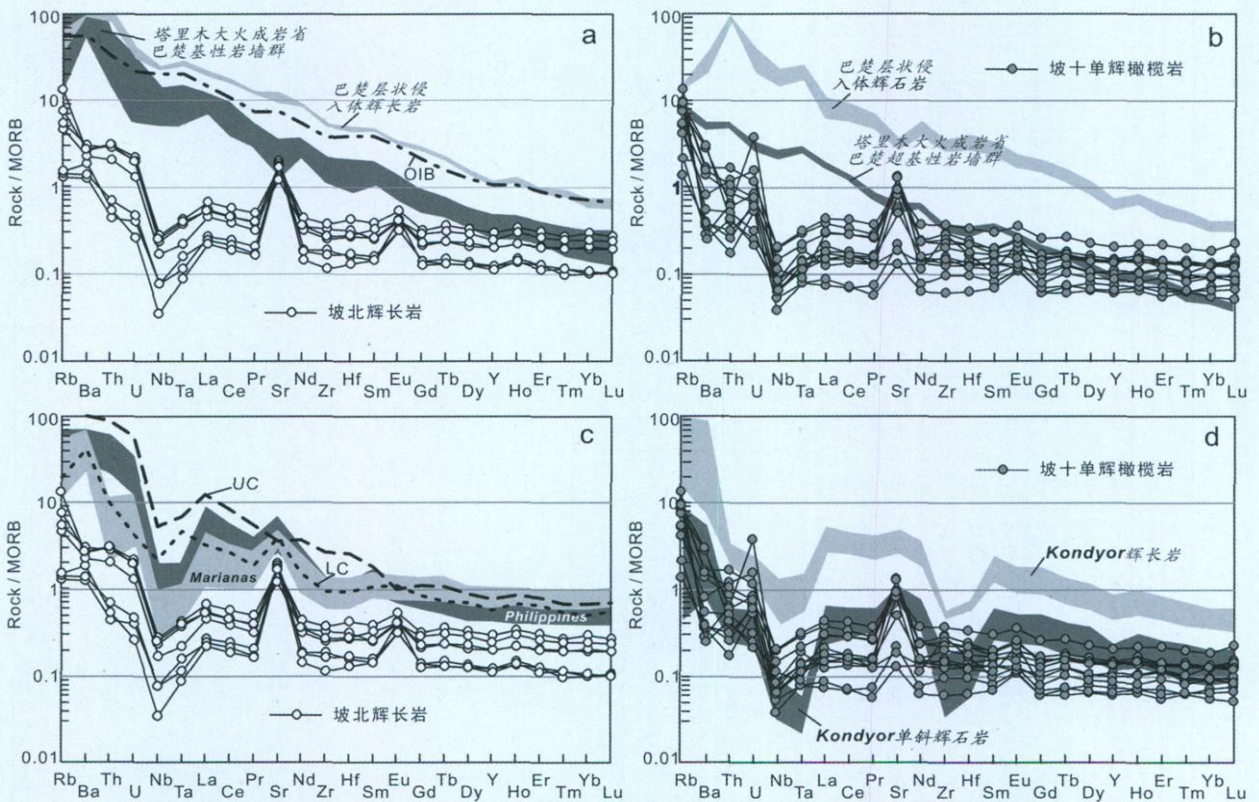


图4 坡北辉长岩及坡十单辉橄榄岩 MORB 标准化微量元素蛛网图
(MORB 标准化数据引自文献[24])

Fig. 4 MORB normalized trace element spider diagrams of the Pobei gabbros and Poshi wehrlites

塔里木大火成岩省巴楚地区镁铁-超镁铁岩墙及层状侵入体数据引自 Zhang 等^[19]和 Zhou 等^[20]; Marianas、Philippines 岛弧火山岩以及阿拉斯加型 Kondyor 岩体数据分别引自 Elliott 等^[21]、Marini 等^[22]、Burg 等^[23]; 上、下地壳(U、LC)和洋岛玄武岩(OIB)数据来自 Rudnick 与 Gao, 2003^[25]和 Sun 与 McDonough, 1989^[24]。

表 2 坡北及坡十岩体 Sr, Nd 同位素分析数据
Table 2 Sr, Nd isotope data of the Pobei and Poshi intrusions

样号	岩性	$w_B / 10^{-6}$				$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ (Sr)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ (Nd)	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ 278 Ma	ϵ_{Nd} (278 Ma)
		Rb	Sr	Sm	Nd								
HPS-23	坡十单辉橄橄榄岩	5.59	83.1	0.516	1.78	0.194	539.0704	6.0	0.703839	0.512906	9.0	0.512587	6.00
HPS-27	坡十单辉橄橄榄岩	3.09	88.2	0.459	1.75	0.101	305.0703	4.0	0.702978	0.512973	8.0	0.512685	7.90
HPS-31	坡十单辉橄橄榄岩	5.16	116.0	0.527	1.76	0.128	624.0703	6.0	0.702573	0.513010	8.0	0.512681	7.82
HPS-32	坡十单辉橄橄榄岩	5.29	84.8	0.815	2.71	0.180	390.0703	8.0	0.702913	0.513049	6.0	0.512718	8.56
HPS-38	坡十单辉橄橄榄岩	1.41	82.5	0.736	2.53	0.049	418.0702	4.0	0.702751	0.512993	10.0	0.512673	7.67
HPS-33	坡北辉长岩	0.732	167.0	0.390	1.38	0.012	676.0704	7.0	0.704591	0.512932	6.0	0.512621	6.66
HPS-34	坡北辉长岩	0.815	183.0	0.433	1.36	0.012	880.0704	5.0	0.704632	0.512901	9.0	0.512551	5.29
HPS-35	坡北辉长岩	0.882	161.0	0.381	1.07	0.015	843.0704	4.0	0.704560	0.512850	8.0	0.512459	3.48
HPS-36	坡北辉长岩	4.28	170.0	0.676	2.57	0.072	811.0704	9.0	0.704527	0.512820	4.0	0.512531	4.89
HPS-37	坡北辉长岩	2.70	158.0	0.696	2.33	0.049	420.0704	5.0	0.704459	0.512852	5.0	0.512524	4.75
HPS-40	坡北辉长岩	3.14	157.0	1.04	3.26	0.057	840.0704	8.0	0.704492	0.512857	5.0	0.512506	4.42
HPS-41	坡北辉长岩	7.45	109.0	0.869	2.60	0.197	661.0704	8.0	0.703719	0.512827	3.0	0.512460	3.50

目前多数学者^[31-32]认为地幔柱活动的主要特征包括: (1) 短时间内大规模的幔源岩浆活动(1~2 Ma)^[33], 如: 近年来越来越精确的年龄数据显示峨眉大火成岩省镁铁-超镁铁侵入体形成于(259 ± 1) Ma^[34-37], 玄武质岩浆活动的时限仅为(1~2) Ma^[38], 俄罗斯西伯利亚地幔柱的活动时间是(251.7 ± 0.3) Ma, 玄武质岩浆的活动时限为1 Ma^[39]; (2) 形成大面积的无沉积夹层的溢流玄武岩和同源镁铁-超镁铁侵入体, 一般属于拉斑玄武或碱性岩浆系列, 尽管或多或少遭受了地壳混染, 但这些岩石仍具有不少与OIB(洋岛玄武岩)类似的地球化学特征; (3) 地幔源区是干的, 挥发份含量非常低; (4) 可能形成大型-超大型岩浆矿床, 如: 俄罗斯 Noril'sk Ni-Cu-PGE 矿床^[40-41]、我国峨眉山大火成岩省的杨柳坪 Ni-Cu-PGE 矿床^[42]和攀枝花钒钛磁铁矿矿床^[43-45]。

5.1 与塔里木大火成岩省镁铁-超镁铁岩体的对比

Pirajno 等^[15]认为整个新疆北部的晚古生代镁铁-超镁铁岩体的形成都与塔里木地幔柱有关。然而, 首先, MnO-TiO₂-P₂O₅ 及 Th-Hf-Ta 判别图解均表明坡北及坡十岩体的原始岩浆为岛弧火山岩岩浆系列(图6), 而与地幔柱有关的塔里木大火成岩省西南部的巴楚层状侵入体和镁铁-超镁铁岩墙群^[19-20]则明显为板内火山岩岩浆系列。为避免利用超镁铁质堆晶岩进行不相容元素判别图解投影造成的误差, 我们仅选取坡北岩体基性程度最低($w(\text{SiO}_2)$ 在46.1%~47.3%)的辉长岩进行了投影。

其次, 在微量元素蛛网图(图4)中, 巴楚层状侵

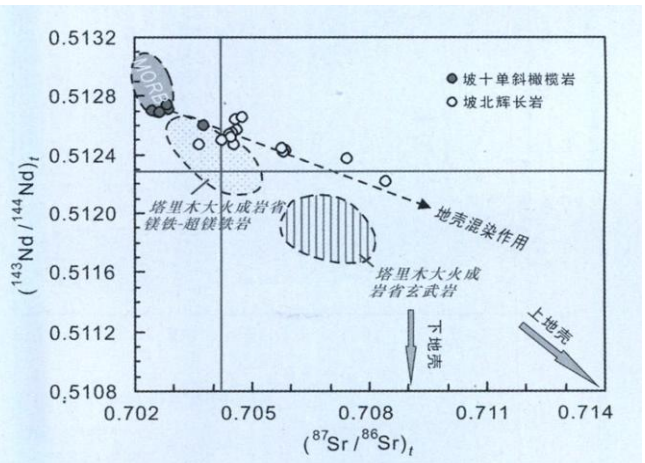


图 5 坡北辉长岩及坡十单辉橄橄榄岩 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t - ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_t 同位素图解

Fig 5 Plot of ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_t versus ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t of the Pobei gabbros and Poshi wehrlites

部分坡北辉长岩数据引自姜常义等^[11]及李华芹等^[12]; 塔里木大火成岩省镁铁-超镁铁岩和玄武岩数据引自姜常义等^[26-28]、Zhang 等^[19]和 Zhou 等^[20]; 大洋中脊玄武岩(MORB)数据分别参考 Saunders 等^[29]和 Hoernle 等^[30]。

入体及镁铁-超镁铁岩墙群的配分曲线与OIB相似, 而坡北及坡十岩体与OIB明显不同, 不仅不相容元素含量远低于OIB, 还显示极强烈的Nb、Ta的亏损。

最后, 塔里木大火成岩省溢流玄武岩及镁铁-超镁铁岩体的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 的最大值为 5.35^[19-20, 26-28], 明显低于坡北及坡十岩体 $\epsilon_{\text{Nd}}(278 \text{ Ma})$ 的最大值 8.56, 表明坡北及坡十岩体的地幔源区比塔里木大火成岩省更为亏损。

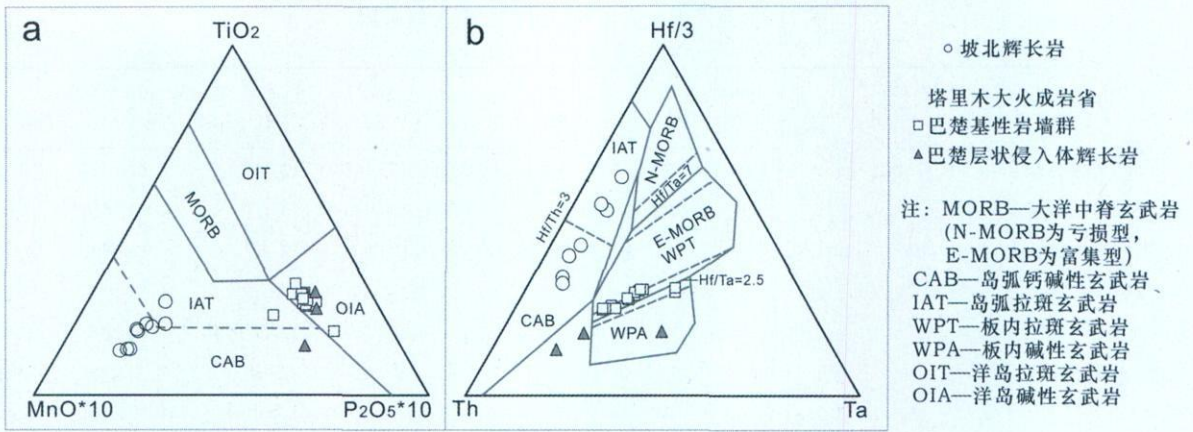


图6 坡北辉长岩 MnO-TiO₂-P₂O₅ (引自文献[46])及 Th-Hf-Ta 判别图解 (引自文献[47])

Fig. 6 The triangle plots of MnO-TiO₂-P₂O₅ (after Mullen^[46]) and Th-Hf-Ta (after Wood^[47]) of the Pobei gabbros 塔里木大火成岩省西南部巴楚岩墙群及层状侵入体数据分别引自 Zhang 等^[19]和 Zhou 等^[20].

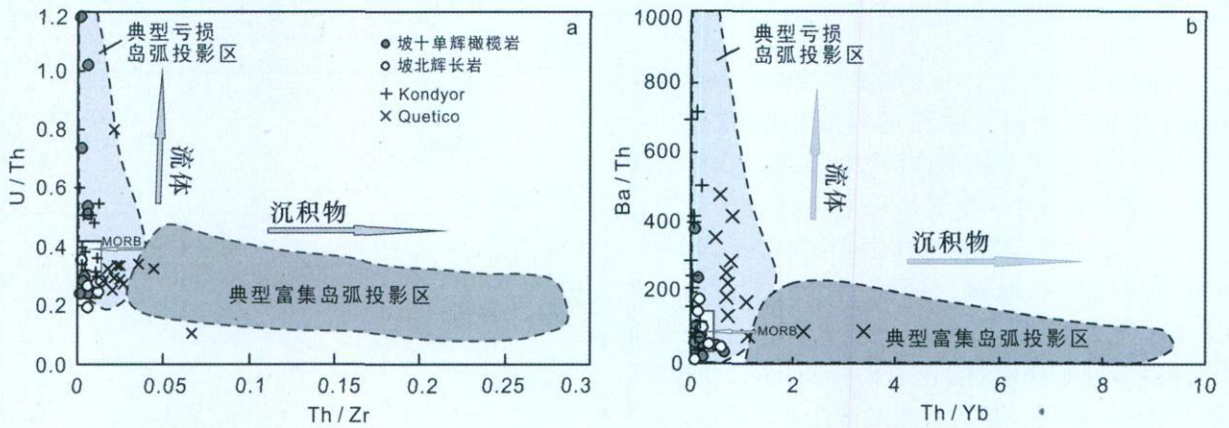


图7 U/Th-Th/Zr 和 Ba/Th-Th/Yb 相关图解 (引自文献[51]并加以完善)

Fig. 7 Plots of U/Th-Th/Zr and Ba/Th-Th/Yb 阿拉斯加型岩体 Kondyor, Quetico 岩体数据分别引自 Burg 等^[23]、Pettigrew 等^[62].

综上所述, 坡北及坡十岩体的形成与塔里木大火成岩省地幔柱无关。

5.2 岩体岩浆源区特征

在岛弧体系中, 俯冲物质交代的地幔楔发生部分熔融时, 由于金红石、榍石及钛铁矿等含钛矿物的残留, 使得产生的岩浆中亏损 Nb、Ta 和 Ti, 与其他不相容元素(如 La、U、Th、Yb、Ba 等)发生明显的分异, 因此具有较高的 La/Nb 和 Th/Nb 比值和较低的 Nb/Yb 比值^[48-51]。在图4中, 坡北及坡十岩体与 Marianas、Philippines 典型的岛弧火山岩以及阿拉斯加型岩体 Kondyor 岩体显示出很强的相似性, 反映其岩浆的地幔源区是受俯冲事件影响过的交代地幔。

倍左右^[52-53]; Brenan 等^[54]和 Keppler^[55]通过实验证明, 在单斜辉石+石榴子石体系中, U、Th 的分配系数近乎相同, 但是对于单斜辉石+角闪石体系而言, U 的分配系数 $D^{流体/矿物}$ 远远大于 Th。Hawkesworth 等^[51]证实在洋壳俯冲环境下 Ba 和 U 的性质相似, 都富集于俯冲流体, 而 Th 则主要来源于沉积物。因此, U/Th-Th/Zr 及 Ba/Th-Th/Yb 图解很好地区分了流体作用和沉积物作用的差异, Th/Zr 和 Th/Yb 元素比对也很好地区分了岩浆结晶分异或部分熔融的影响。图7a、b 显示坡北辉长岩及坡十单斜辉岩与亏损岛弧^[21, 56-58]相似, 具有较高的 U/Th、Ba/Th 比值和 Th/Zr、Th/Yb 比值, 明显不同于有沉积物加入的富集岛弧^[22, 59-60], 表明其地幔源区主要遭受了流体的交代作用。

研究表明, U 在俯冲流体中的含量比 Th 高 10

5.3 地壳混染作用

因为交代地幔与地壳混染的微量元素特征很难区别, 故利用 Sr-Nd 同位素进行地壳混染的讨论显得更加有效。坡北岩体的围岩主要是中元古代白湖群变质岩, 故采用胡霏琴等^[61] 发表的塔里木北缘元古宙片麻岩和片麻状花岗岩的同位素数据作为计算坡北及坡十岩体二元混合模型的混染端元, 如图 8 所示, 岩体遭受了元古宙变质岩 3%~10% 的混染。

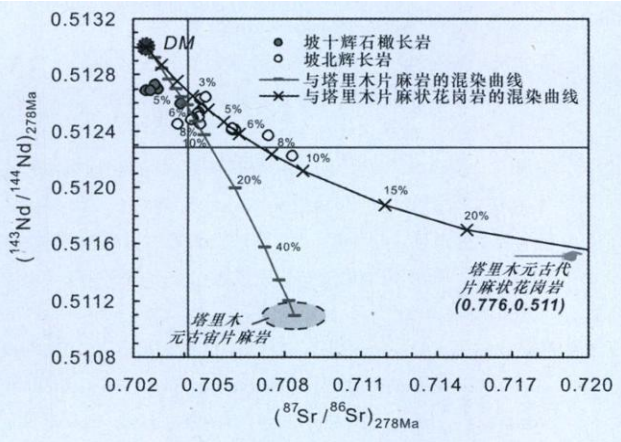


图 8 坡北辉长岩及坡十单辉橄长岩 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_{278\text{Ma}} ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_{278\text{Ma}} 同位素二元混合图解}}

Fig 8 Mixing curves of ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_{278\text{Ma}} versus ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_{278\text{Ma}} of the Pobei gabbros and Poshil wehrlites 部分坡北辉长岩数据引自姜常义等^[11] 和李华芹等^[12]; 塔里木元古宙片麻岩及片麻状花岗岩引自胡霏琴等^[61]; 亏损地幔 DM 数据参考 Faure^[63]、Sun 与 McDonough^[24] 和 Hoernle 等^[30]。}}

综上所述, 坡北及坡十岩体的岩浆源区为受俯冲事件改造过的交代地幔, 可能形成于活动大陆边缘^[64]。部分学者^[65-67] 认为北山地区在石炭纪就已经进入到造山期后伸展构造背景中, 形成裂谷或断陷带, 地壳呈拉张过渡壳特征。由于受俯冲事件改造过的交代地幔源区, 在之后很长的地质历史演化时期, 都可以保持其源区性质, 故本文也不排除坡北岩体形成于碰撞造山后伸展阶段的可能性, 其形成过程与喀拉通克和黄山西含矿岩体的成因类似^[4,5]。

6 结论

坡北辉长岩与坡十超镁铁岩虽为不同期次岩浆侵位的产物, 但它们都来源于受俯冲流体交代改造的地幔源区, 可能形成于活动大陆边缘或碰撞造山后伸展阶段。它们的地球化学特征和形成时代均与塔里木大火成岩省镁铁-超镁铁岩体以及玄武岩有明显的区别, 表明与塔里木地幔柱无关。Sr-Nd 同

位素组成表明岩浆上升侵位过程中受到了元古宙变质岩 3%~10% 的混染。

本次研究是在中国科学院“百人计划”和知识创新工程重要方向性项目群(KZCX2-YW-Q04), 国家自然科学基金(40730420, 40973038)资助下完成的。野外工作得到了新疆地质矿产局第六地质大队刘小春、谭治雄以及曾华栋工程师的大力协助, 实验分析得到了胡静老师、黄艳老师、李晓彪助理研究员、李亮实验师和包广萍实验师的帮助, 成文过程中与钟宏研究员、于宋月和齐有强助理研究员进行过有益的讨论, 在此一并致谢。

参考文献

[1] Johan Z. Alaskan-type complexes and their platinum-group element mineralization[M] // Cabri L J. The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-group Element. CIMM Special, 2002, 54: 299-319.

[2] Thakurta J, Ripley E, Li C. Geochemical constraints on the origin of sulfide mineralization in the Duke Island Complex, southeastern Alaska[J]. Geochemistry Geophysics Geosystems, 2008, 9(7): Q07003.

[3] Ripley E M. Magmatic sulfide mineralization in Alaskan-type complexes[M] // Li C S, Ripley E M. New Development in Magmatic Ni-Cu and PGE Deposits. Beijing: Geological Publishing House, 2009, 7: 219-228.

[4] Song X Y, Li X R. Geochemistry of the Kalatongke Ni-Cu-(PGE) sulfide deposit, NW China: Implications for the formation of magmatic sulfide mineralization in a postcollisional environment[J]. Mineralium Deposita, 2009, 44(3): 303-327.

[5] 邓宇峰, 宋谢炎, 陈列锰, 等. 东天山黄山西含铜镍矿镁铁-超镁铁岩体岩浆地幔源区特征研究[J]. 岩石学报, 2011(待刊).

[6] 高怀忠. 新疆坡北镁铁-超镁铁岩带 1 号岩体地质特征及其含矿性研究[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 1992, 17(4): 391-401.

[7] 李鸿儒. 新疆坡北镁铁-超镁铁岩带控岩构造及成矿专属性[J]. 中国区域地质, 1994, 3: 227-233.

[8] 杨甲全, 钟莉, 邓刚. 北山地区坡北 1 号、10 号基性-超基性岩体成矿预测及找矿方向[J]. 新疆地质, 2002, 20(3): 214-218.

[9] Mao J W, Pirajno F, Zhang Z H, et al. A review of the Cu-Ni sulphide deposits in the Chinese Tianshan and Altay orogens (Xinjiang Autonomous Region, NW China): Principal characteristics and ore-forming processes[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2008, 32: 184-203.

- [10] 孙燕, 肖渊甫, 王道永, 等. 新疆北山坡北镁铁-超镁铁杂岩特征及成矿远景[J]. 成都理工大学学报, 2009, 36(4): 402-408.
- [11] 姜常义, 程松林, 叶书锋, 等. 新疆北山地区中坡山北镁铁质岩体岩石地球化学与岩石成因[J]. 岩石学报, 2006, 22(1): 115-126.
- [12] 李华芹, 陈富文, 梅玉萍, 等. 新疆坡北镁铁-超镁铁岩带 I 号岩体 Sm-Nd 和 SHRIMP U-Pb 同位素年龄及其地质意义[J]. 矿产地质, 2006, 25(4): 463-469.
- [13] 李华芹, 梅玉萍, 屈文俊, 等. 新疆坡北基性-超基性岩带 10 号岩体 SHRIMP U-Pb 和矿石 Re-Os 同位素定年及其意义[J]. 矿床地质, 2009, 28(5): 633-642.
- [14] Ao S J, Xiao W J, Han C M, et al. Geochronology and geochemistry of early Permian mafic-ultramafic complexes in the Beishan area, Xinjiang, NW China: Implications for late Paleozoic tectonic evolution of the southern Altaids[J]. Gondwana Research, 2010; doi: 10.1016/j.gr.2010.01.004.
- [15] Pirajno F, Mao J, Zhang Z, et al. The association of mafic-ultramafic intrusions and A-type magmatism in the Tian Shan and Altay orogens, NW China: Implications for geodynamic evolution and potential for the discovery of new ore deposits[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2008, 32: 165-183.
- [16] 新疆维吾尔自治区地质矿产局. 新疆维吾尔自治区地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1993.
- [17] Qi L, Hu J, Conrad G. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry[J]. Talanta, 2000, 51: 507-513.
- [18] 李晓彪. 热电离质谱(TIMS)的 Sr-Nd-Pb 同位素标样测定[J]. 矿物学报, 2009(增刊): 609-610.
- [19] Zhang C, Li X, Li Z, et al. A Permian layered intrusive complex in the western Tarim Block, northwestern China: Product of a ca. 275 Ma mantle plume[J]? The Journal of Geology, 2008, 116(3): 269-287.
- [20] Zhou M F, Zhao J H, Jiang C Y, et al. OIB-like, heterogeneous mantle sources of Permian basaltic magmatism in the western Tarim Basin, NW China: Implications for a possible Permian large igneous province[J]. Lithos, 2009, 113: 583-594.
- [21] Elliott T, Plank T, Zindler A, et al. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc[J]. Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 1997, 102(B7): 1499-15019.
- [22] Marini J C, Chauvel C, Maury R C. Hf isotope compositions of northern Luzon arc lavas suggest involvement of pelagic sediments in their source[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2005, 149: 216-232.
- [23] Burg J P, Bodinier J L, Gerya T, et al. Translithospheric mantle diapirism: Geological evidence and numerical modelling of the Kondyor zoned ultramafic complex (Russian far east) [J]. Journal of Petrology, 2009, 50(2): 289-321.
- [24] Sun S S, McDonough W. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[M] // Saunders A D, Norry M J. Magmatism in Ocean Basins. London: Geological Society Special Publications, 1989, 42: 313-345.
- [25] Rudnick R, Gao S. Composition of the continental crust[M] // Holland H D, Turekian K K. Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier Science Ltd, 2003, 3: 1-64.
- [26] 姜常义, 张蓬勃, 卢登蓉, 等. 新疆塔里木板西部瓦吉里塔格地区二叠纪超镁铁岩的岩石成因与岩浆源区[J]. 岩石学报, 2004, 20(6): 1433-1444.
- [27] 姜常义, 贾承造, 李良辰, 等. 新疆麻扎尔塔格地区铁富集型高镁岩浆的源区[J]. 地质学报, 2004, 78(6): 770-780.
- [28] 姜常义, 张蓬勃, 卢登蓉, 等. 柯坪玄武岩的岩石学、地球化学、Nd、Sr、Pb 同位素组成与岩石成因[J]. 地质论评, 2004, 50(5): 492-500.
- [29] Saunders A D, Norry M J, Tarney J. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: Trace element constraints[J]. Journal of Petrology, Special Lithosphere Issue, 1988: 425-445.
- [30] Hoernle K, Tilton G, Schmincke H U. Sr-Nd-Pb isotopic evolution of Gran Canaria: Evidence for shallow enriched mantle beneath the Canary Islands[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1991, 106: 44-63.
- [31] Wilson M. Igneous Petrogenesis[M]. London: Unwin Hyman, 1989: 1-466.
- [32] Campbell I. The evolution of the mantle's chemical structure[J]. Lithos, 1993, 30(3): 389-399.
- [33] Mahoney J J, Coffey M J. Large igneous province: Continental, oceanic, and planetary flood volcanism[J]. AGU Geophysical Monograph, 1997, 100: 1-438.
- [34] Zhou M F, Zhao J H, Qi L, et al. Zircon U-Pb geochronology and elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of Permian mafic rocks in the Funing area, SW China[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2006, 151(1): 1-19.
- [35] Zhou M F, Arndt N, Malpas J, et al. Two magma series and associated ore deposit types in the Permian Emeishan large igneous province, SW China[J]. Lithos, 2008, 103: 352-368.
- [36] Zhong H, Zhu W G. Geochronology of layered mafic intrusions from the Pan-Xi area in the Emeishan large igneous province, SW China[J]. Mineralium Deposita, 2006, 41(6): 599-606.
- [37] Zhong H, Zhu W G, Hu R Z, et al. Zircon U-Pb age and Sr-Nd-Hf isotope geochemistry of the Panzhihua A-type syenitic intrusion in the Emeishan large igneous province, southwest

- China and implications for growth of juvenile crust[J]. *Lithos*, 2009, 110: 109-128.
- [38] Ali J R, Thompson G M, Song X Y, et al. Emeishan basalts (SW China) and the "end-Guangdalupian" crisis: Magneto-biostratigraphic constraints[J]. *Journal of the Geological Society*, 2002, 159: 24-29.
- [39] Kamo S L, Czamanske G K, Amelin Y, et al. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251Ma[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 214 (1/2): 75-91.
- [40] Naldrett A J, Lightfoot P C, Fedorenko V, et al. Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk region, USSR, with implications for the origin of the Ni-Cu ores[J]. *Economic Geology*, 1992, 87: 975-1004.
- [41] Arndt N T, Czamanske G K, Walker R J, et al. Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE sulfide deposits[J]. *Economic Geology*, 2003, 98: 494-515.
- [42] Song X Y, Zhou M F, Cao Z M, et al. Ni-Cu (PGE) magmatic sulfide deposits in the Yangliuping area, Permian Emeishan igneous province, SW China[J]. *Mineralium Deposita*, 2003, 38(7): 831-843.
- [43] 宋谢炎, 侯增谦, 曹志敏, 等. 峨眉大火成岩省的岩石地球化学特征及时限[J]. *地质学报*, 2001, 75(4): 498-506.
- [44] 宋谢炎, 张成江, 胡瑞忠, 等. 峨眉火成岩省岩浆矿床成矿作用与地幔柱动力学过程的耦合关系[J]. *矿物岩石*, 2005, 25(4): 35-44.
- [45] Pang K, Li C, Zhou M, et al. Abundant Fe-Ti oxide inclusions in olivine from the Panzhihua and Hongge layered intrusions, SW China: Evidence for early saturation of Fe-Ti oxides in ferrobaltic magma[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2008, 156(3): 307-321.
- [46] Mullen E D. MnO/TiO₂/P₂O₅: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1983, 62: 53-63.
- [47] Wood D A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1980, 50: 11-30.
- [48] Pearce J A, Peate D W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1995, 23: 251-85.
- [49] Ionov D A, Hofmann A W. Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: Implication for subduction-related metasomatic trace element fractionations[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1995, 131(3/4): 341-356.
- [50] Stolz A J, Jochum K P, Spettel B, et al. Fluid- and melt-related enrichment in the subarc mantle: Evidence from Nb/Ta variations in island arc basalts[J]. *Geology*, 1996, 24(7): 587-590.
- [51] Hawkesworth C, Turner S, Peate D, et al. Elemental U and Th variations in island arc rocks: Implications for U-series isotopes[J]. *Chemical Geology*, 1997, 139: 207-221.
- [52] Tatsumi Y, Hamilton D L, Nesbitt R W. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1986, 29: 293-309.
- [53] Bailey E H, Ragnarsdottir K V. Uranium and thorium solubilities in subduction zone fluids[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1994, 124: 119-129.
- [54] Brennan J M, Shaw H F, Phinney D L, et al. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900 °C and 2.0 GPa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, 59: 3331-3350.
- [55] Kepler H. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids[J]. *Nature*, 1996, 380: 237-240.
- [56] Pearce J A, Baker P E, Harvey P K, et al. Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich island arc[J]. *Journal of Petrology*, 1995, 36(4): 1073-1109.
- [57] Peate D W, Pearce J A, Hawkesworth C J, et al. Geochemical variations in Vanuatu arc lavas: The role of subducted material and a variable mantle wedge composition[J]. *Journal of Petrology*, 1997, 38(10): 1331-1358.
- [58] Turner S, Hawkesworth C, Rogers N, et al. ²³⁸U-²³⁰Th disequilibria, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, 61(22): 4855-4884.
- [59] Ellam R M, Hawkesworth C J, Menzies M A, et al. The volcanism of Southern Italy: Role of subduction and the relationship between potassic and sodic alkaline magmatism[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1989, 94(B4): 4589-4601.
- [60] Turner S, Foden J. U, Th and Ra disequilibria, Sr, Nd and Pb isotope and trace element variations in Sunda arc lavas: Predominance of a subducted sediment component[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2001, 142: 43-57.
- [61] 胡霏琴, 张国新, 陈义兵, 等. 中国新疆地壳演化主要地质事件年代学和地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 2006, 1: 3-32.
- [62] Pettigrew N T, Hattori K H. The Quetico Intrusions of

- Western Superior Province: Neo-Archean examples of Alaskan/Ural-type mafic-ultramafic intrusions[J]. Precambrian Research, 2006, 149(1): 21-42
- [63] Faure G. Origin of Igneous Rocks; the Isotopic Evidence [M]. Heidelberg: Springer Verlag, 2001.
- [64] Xiao W J, Han C M, Yuan C, et al. Middle Cambrian to Permian subduction-related accretionary orogenesis of Northern Xinjiang, NW China: Implications for the tectonic evolution of central Asia[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2008, 32: 102-117.
- [65] 左国朝, 张淑玲, 何国琦. 北山地区早古生代板块构造特征[J]. 地质科学, 1990, 4: 305-314.
- [66] 左国朝, 李茂松. 甘蒙北山地区早古生代岩石圈形成与演化[M]. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1996: 1-93.
- [67] 龚全胜, 刘明强, 李海林, 等. 甘肃北山造山带类型及基本特征[J]. 西北地质, 2002, 35(3): 28-34.

2009—2010 年《地学前缘》十佳作者

李 诺 莫宣学 翟裕生 罗照华 陈衍景
刘和甫 吴福元 张培震 陆松年 路凤香

2009—2010 年《地学前缘》十佳审稿人

万天丰 王椿镛 罗照华 程 捷 张招崇
成杭新 魏春景 赵俊猛 颜丹平 李胜利