

内蒙古西乌旗晚石炭世马尼塔埃达克岩的发现及其对古亚洲洋东段洋内俯冲的约束

王 帅^{1,2}, 李英杰^{1,2}, 王金芳^{1,2}, 董培培^{1,2}, 李红阳^{1,2}, 郭雷亮^{1,2}, 汪轩辰^{1,2}
WANG Shuai^{1,2}, LI Yingjie^{1,2}, WANG Jinfang^{1,2}, DONG Peipei^{1,2}, LI Hongyang^{1,2},
GUO Leiliang^{1,2}, WANG Xuanchen^{1,2}

1.河北省战略性关键矿产资源重点实验室,河北 石家庄 050031;

2.河北地质大学地球科学学院,河北 石家庄 050031

1.Hebei Key Laboratory of Strategic Critical Mineral Resources, Shijiazhuang 050031, Hebei, China;

2.College of Earth Sciences, Hebei GEO University, Shijiazhuang 050031, Hebei, China

摘要:在内蒙古西乌旗迪彦庙 SSZ 型蛇绿岩北部新发现一套晚石炭世马尼塔埃达克岩。该埃达克岩位于兴蒙造山带东段贺根山缝合带内,岩性为花岗闪长岩和斜长花岗岩。马尼塔埃达克岩 SiO_2 含量为 61.91%~75.16%, Al_2O_3 含量为 13.54%~17.42%, MgO 含量为 0.33%~2.49%, 富钠贫钾 ($\text{Na}_2\text{O}=4.58\%\sim5.48\%$, $\text{K}_2\text{O}=0.40\%\sim2.08\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=2.35\sim12.96$), 属于低钾拉斑系列和钙碱性系列岩石;富 Sr 贫 Y ($\text{Sr}=309.55\times10^{-6}\sim433.99\times10^{-6}$, $\text{Y}=3.74\times10^{-6}\sim14.66\times10^{-6}$), 相对富集大离子亲石元素 (LILE) K、Rb、Sr 等, 亏损高场强元素 (HFSE) Nb、Ta、Zr、Ti、P 等;稀土元素总量偏低 ($35.79\times10^{-6}\sim70.10\times10^{-6}$), 轻、重稀土元素分馏明显, (La/Yb)_N 值为 1.59~10.11, 无明显 Eu 异常 ($\delta\text{Eu}=0.91\sim1.51$), Yb 含量为 $0.60\times10^{-6}\sim1.86\times10^{-6}$, 符合典型埃达克岩的地球化学特征。新获得的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 315.76 ± 0.94 Ma, 表明马尼塔埃达克岩的形成时代为晚石炭世。马尼塔埃达克岩与迪彦庙 SSZ 型蛇绿岩、前弧玄武岩、白音呼舒奥长花岗岩等组成洋内俯冲岩石组合, 表明古亚洲洋东段在晚石炭世并未关闭, 处于洋内俯冲消减过程。

关键词:埃达克岩; SSZ 型蛇绿岩; LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄; 洋内俯冲作用; 内蒙古马尼塔

中图分类号: P534.45; P588.12 **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2021)01-0082-13

Wang S, Li Y J, Wang J F, Dong P P, Li H Y, Guo L L, Wang X C. Discovery of Late Carboniferous adakite in Manita, Inner Mongolia, and its constraints on intra-oceanic subduction in eastern Paleo-Asian Ocean. *Geological Bulletin of China*, 2021, 40 (1): 82-94

Abstract: The Late Carboniferous Manita adakite distributed along the Hegenshan suture zone in the eastern part of the Xingmeng Orogenic Belt was discovered to be outcropped in the northern section of Diyanmiao SSZ ophiolite in Xiwuqi, Inner Mongolia. It consists mainly of granodiorite and plagiogranite, which belongs to low-K tholeiitic and Calc alkaline series, chemically characterized by 61.91%~75.16% of SiO_2 , 13.54%~17.42% of Al_2O_3 , and 0.33%~2.49% of MgO , with intensively rich in Na_2O (4.58%~5.48%), poor in K_2O (0.40%~2.08%) and high ratio of $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (2.35~12.96). The Manita adakite also manifests high Sr ($309.55\times10^{-6}\sim433.99\times10^{-6}$) and poor Y ($3.74\times10^{-6}\sim14.66\times10^{-6}$), with relatively enriched large ion lithophile elements (LILE) K, Rb, Sr, and depleted

收稿日期: 2020-06-10; 修订日期: 2020-10-15

资助项目: 国家自然科学基金项目《内蒙古迪彦庙蛇绿岩带前弧玄武岩组合及其成因》(批准号: 41972061)、中国地质调查局项目《内蒙古 1:5 万高力罕牧场三连等四幅区域地质矿产调查》(编号: 1212011120711)、《北方山系西拉木伦与贺根山基础地质调查》(编号: DD20190004)

作者简介: 王帅(1993-), 男, 硕士, 构造地质学专业。E-mail: 1184386545@qq.com

通信作者: 李英杰(1976-), 女, 博士, 教授, 从事岩浆岩与大地构造研究工作。E-mail: liyingjie820@126.com

high field strength elements (HFSE) Nb, Ta, Zr, Ti and P, etc. In addition, it features low ΣREE ($35.79 \times 10^{-6} \sim 70.10 \times 10^{-6}$) and clear REE fractionation ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1.59 \sim 10.11$), without obvious Eu anomaly ($\delta \text{Eu} = 0.91 \sim 1.51$), and contains Yb ($0.60 \times 10^{-6} \sim 1.86 \times 10^{-6}$). All of the geochemical characteristics indicate that the Manita pluton belongs to typical adakite. The U-Pb age of LA-ICP-MS zircon is 315.76 ± 0.94 Ma, indicating that the formation age of Manita adakite is Late Carboniferous. The Manita adakite, Diyanmiao SSZ ophiolite, fore arc basalt and Baiyinhushu trondhjemite constitute the intra-oceanic subduction rock assemblage, which indicates that the eastern part of the Paleo-Asian Ocean was not closed in the Late Carboniferous and was in the process of subduction and extinction.

Key words: adakite; SSZ ophiolite; LA-ICP-MS zircon U-Pb age; intra-oceanic subduction; Manita, Inner Mongolia

埃达克岩 (adakite) 是近年来地学研究领域的重要课题之一, 是具有独特地球化学组分的中酸性火成岩, 其地球化学特征为: $\text{SiO}_2 \geq 56\%$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\%$ 、 $\text{MgO} < 3\%$ 、 $\text{Sr} \geq 400 \times 10^{-6}$ 、亏损重稀土元素 (HREE)、 $\text{Y} \leq 18 \times 10^{-6}$ 、 $\text{Yb} \leq 1.9 \times 10^{-6}$ 、富集轻稀土元素 (LREE) 和 Eu 异常不明显^[1-6]。最初定义指大洋板块俯冲过程中年轻洋壳部分熔融形成的岛弧型中酸性富钠火成岩, 其形成被认为与大洋俯冲作用有关^[7-10]。此外, 还有学者提出, 下地壳经增厚或拆沉作用部分熔融, 在上升过程中与地幔橄榄岩反应也能形成埃达克质岩石^[11-15]。然而, 在造山带中识别出大洋板块俯冲作用中洋壳部分熔融形成的埃达克岩, 对于判别俯冲带岛弧环境, 揭示板块俯冲过程中洋壳物质变化与岩浆作用过程信息, 以及洋壳俯冲消减过程中的壳幔作用都具有重要意义。

华北板块与西伯利亚板块之间古亚洲洋最终闭合的时间与位置, 一直是中亚造山带东段研究与争论的热点^[16-25]。其中, 古亚洲洋最终闭合时间存在多种不同的观点: 泥盆纪^[18, 26-27]、石炭纪早期^[17]、晚二叠世—早三叠世^[28-31]。古亚洲洋东段洋盆最终闭合位置主要有 3 种观点: 二连—贺根山古生代洋盆闭合—缝合带^[17, 23, 29, 32]、索伦—林西古生代洋盆闭合—缝合带^[33]和索伦—西拉木伦河古生代洋盆闭合—缝合带^[34-35]。其中, 内蒙古中部二连—贺根山缝合带, 广泛出露近东西向延伸的古生代蛇绿岩 (带) 和俯冲岛弧型岩浆岩^[23, 29, 36-39]。特别是发育早石炭世—晚石炭世 SSZ 型蛇绿岩和早石炭世—早二叠世岛弧型岩浆岩 (带)^[40]。因此, 系统研究 SSZ 型蛇绿岩与俯冲岛弧型岩浆岩等地质体之间的时空分布与内在成因关系, 可对古亚洲洋东段晚古生代古大洋洋内俯冲与洋陆转换过程提供重要的岩石学、年代学和地球化学约束。近年来, 笔者在迪彦庙 SSZ 型蛇绿岩北部, 新发现和填绘出马尼塔晚石炭世埃达克岩体。通过对其进行系统的野外地质特征、岩石学、地球化学及锆石 U-Pb 年代学研究, 进

一步探讨了该埃达克岩的成因类型及构造意义, 为古亚洲洋东段晚古生代古大洋俯冲消亡过程提供进一步的证据和约束。

1 地质背景及岩石学特征

马尼塔埃达克岩位于内蒙古西乌旗东北部地区, 大地构造位置处于西伯利亚板块与华北板块之间的中亚造山带东段, 兴蒙造山带二连—贺根山缝合带内 (图 1), 出露于早石炭世迪彦庙 SSZ 型蛇绿岩^[36, 41-43] 的北部, 南部与哲斯组断层接触, 北部被晚石炭世奥长花岗岩^[39] 侵入, 多被第四系覆盖。南部迪彦庙蛇绿岩 (带) 岩石类型和组合层序较完整, 主要包括蛇纹石化方辉橄榄岩、层状—块状辉长岩、枕状前玄武岩、过渡熔岩、玻安岩等, 上覆硅质岩、硅质泥岩等。蛇绿岩 (带) 普遍强烈糜棱岩化和片理化^[41-42]。

马尼塔埃达克岩岩性为中细粒花岗闪长岩和中细粒斜长花岗岩, 岩体呈小岩株状产出, 出露面积约 16.5 km^2 (图 2)。其中, 中细粒斜长花岗岩分布在岩体中心部位, 中细粒花岗闪长岩分布于岩体外围, 中细粒斜长花岗岩侵入中细粒花岗闪长岩

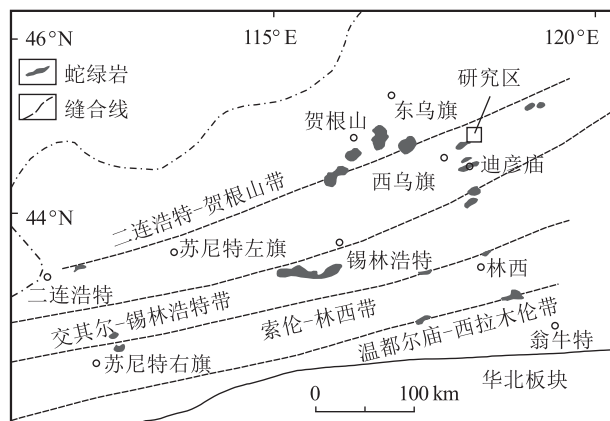


图 1 研究区大地构造位置示意图^[23-24]

Fig. 1 Sketch map of the tectonic units in the study area

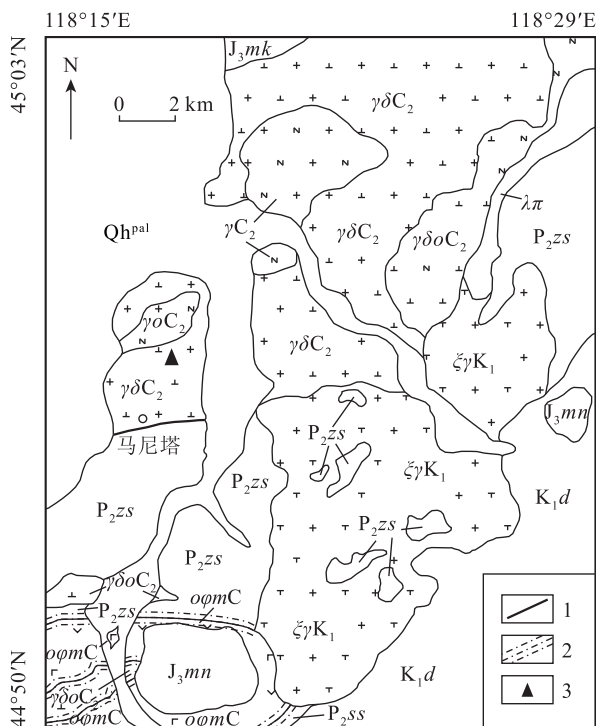


图2 马尼塔埃达克岩地质简图

Fig. 2 Simplified geological map of the Manita adakite

Qh^{pal}—全新统冲洪积物;K₁d—下白垩统大磨拐河组;
J₃mn—上侏罗统马尼吐组;J₃mk—上侏罗统满克头鄂博组;
P₂zs—中二叠统哲丝组;P₁ss—下二叠统寿山沟组;
ζγK₁—早白垩世正长花岗岩;γδoC₂—晚石炭世英云闪长岩;
γC₂—晚石炭世奥长花岗岩;γoC₂—晚石炭世斜长花岗岩;
γδC₂—晚石炭世花岗闪长岩;oφmC—蛇绿构造混杂岩;
λπ—流纹斑岩脉;1—断层;2—糜棱岩化带;3—采样位置

中,在接触带上斜长花岗岩粒度变细,为细粒斜长花岗岩,见冷凝边。该埃达克岩局部发育糜棱岩化,形成糜棱岩化花岗闪长岩和糜棱岩化斜长花岗岩。

花岗闪长岩风化面呈灰白色,新鲜面呈暗灰色,中细粒半自形粒状结构,块状构造(图3-a),矿物成分主要为斜长石(约45%)、石英(约25%)、角闪石(约15%)、钾长石(约10%)及少量黑云母(小于5%)。斜长石呈自形-半自形板状,部分颗粒具环带构造,均已不同程度绢云母化;石英呈他形粒状,波状消光;角闪石呈半自形柱状,可发育解理,可见黝帘石化和绿泥石化;钾长石呈他形粒状,主要为正长石和微斜长石;黑云母呈自形片状,含量较少,多绿泥石化。局部斜长石、石英呈眼球状,角

闪石和黑云母呈弯曲状。副矿物组合为锆石-磁铁矿-赤褐铁矿,含少量绿帘石、白钛石和磷灰石(图3-b)。

斜长花岗岩呈浅灰白色和褐灰色,中细粒花岗岩结构,块状构造(图3-c),矿物成分主要为斜长石(约65%)、石英(约25%)及少量暗色矿物(小于10%)。斜长石主要呈半自形板状,不同程度高岭土化和绢云母化;石英多呈半自形粒状,粒内波状消光,亚颗粒发育,多分布于长石晶体之间;暗色矿物以黑云母为主,呈片状分布,可见绿泥石化。部分斜长石、石英呈眼球状,黑云母呈弯曲状。含少量白钛石、磁铁矿、磷灰石等副矿物(图3-d)。

2 样品分析方法

在野外详细地质观察基础上,采集了5件新鲜的岩石样品,用于全岩地球化学分析测试,并对其中的1件样品(XT03)进行锆石U-Pb测年,采样位置见图2。

主量、微量和稀土元素分析测试均在中国地质调查局天津地质调查中心实验测试室完成。主量元素分析采用Panalytical公司PW440型X荧光光谱仪(XRF)测定,分析误差优于2%,微量和稀土元素采用Thermo Fisher公司X-Series p型电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)测定,分析精度和准确度一般优于5%。

锆石分选在河北省区域地质矿产调查研究所实验室完成,采用重液浮选和电磁分离方法进行挑选,在双目镜下对分选出的锆石进行人工挑选,尽量挑选无包裹体、无裂纹、透明度高、晶形完好的锆石颗粒为测定对象。锆石的阴极发光(CL)图像分析在北京铅年领航科技有限公司的高分辨热场发射能谱阴极发光室(SEM-EDS-CL)完成,仪器由热场发射扫描电镜(Nano SEM450)、阴极荧光光谱仪(Gatan MonoCL4)和牛津电制冷能谱仪(INCA XMax50 EDS)组成,可提取高精度全光、单光阴极发光图像。锆石原位LA-ICP-MS U-Pb同位素年龄分析在中国地质调查局天津地质调查中心实验测试室完成,锆石定年分析所用仪器为Thermo Fisher公司Neptune型MC-ICP-MS及与之配套的Newwave UP 193激光剥蚀系统。激光剥蚀斑束直径为35 μm,激光剥蚀样品的深度为20~40 μm,锆石年龄计算采用国际上通用的标准锆石GJ-1为外

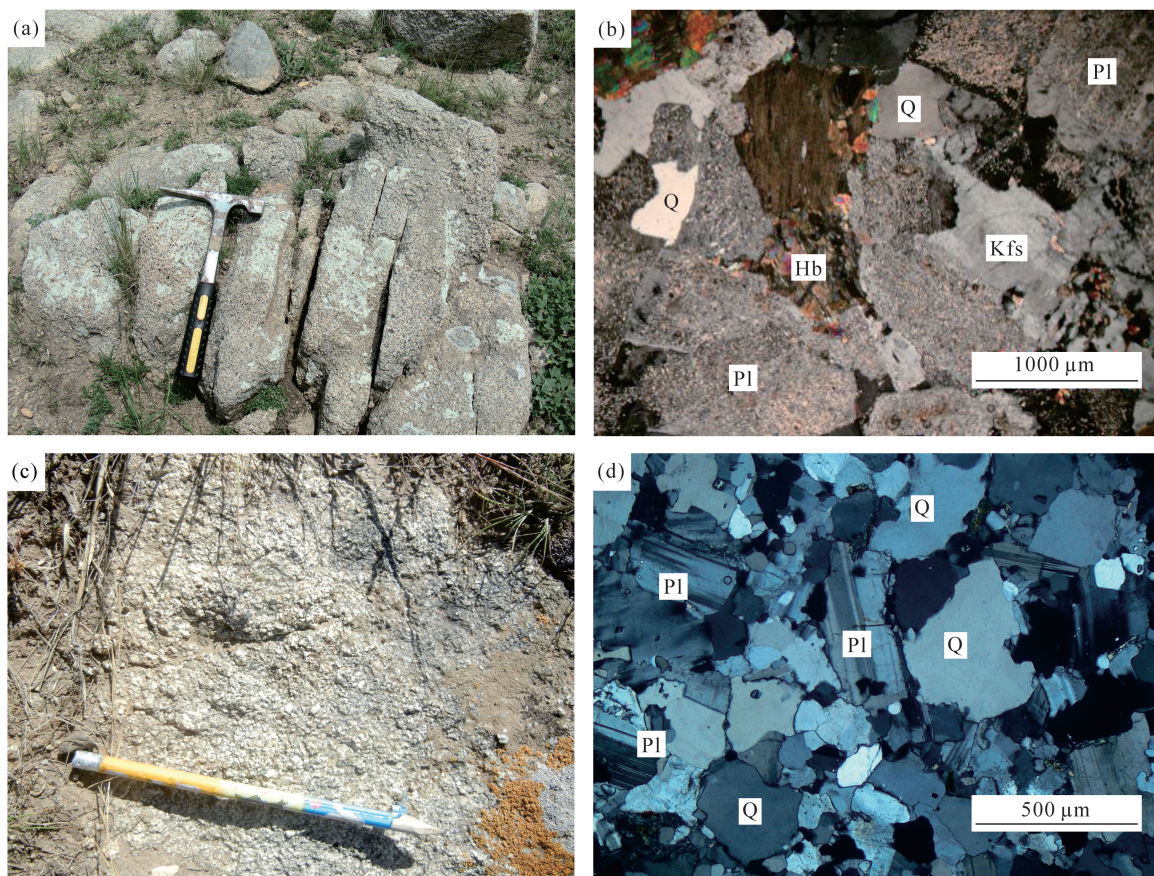


图 3 马尼塔埃达克岩中花岗闪长岩(a,b)和斜长花岗岩(c,d)野外与显微照片

Fig. 3 Outcrop and photomicrograph of granodiorite (a,b) and plagiogranite (c,d) for the Manita adakite

Pl—斜长石; Q—石英; Hb—角闪石; Kfs—钾长石

标,元素含量采用美国国家标准物质局人工合成硅酸盐玻璃 NIST SRM610 为外标, ^{29}Si 为内标元素进行校正。数据处理采用 ICPMSDataCal 8.4 程序^[44],并对测试数据进行普通铅校正^[45],年龄计算及谐和图绘制采用 Isoplot(3.0 版)^[46]完成,U-Pb 同位素测试方法及流程见李怀坤等^[47]。

3 分析结果

3.1 地球化学特征

马尼塔埃达克岩主量元素变化范围较小,硅、铝含量较高, SiO_2 含量为 61.91%~75.16%,均大于 56%; Al_2O_3 含量为 13.54%~17.42%,接近或大于 15%; MgO 含量为 0.33%~2.49%,均小于 3%, $\text{Mg}^\#$ 值为 30~61;富钠贫钾, Na_2O 含量为 4.58%~5.48%, K_2O 含量为 0.40%~2.08%, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 值为 2.35~12.96,均大于 1%;贫 TiO_2 (0.12%~

0.60%) 和 P_2O_5 (0.103%~0.158%)。铝饱和指数 $A/\text{CNK}=0.96\sim1.13$,属于准铝质-过铝质。在 $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 分类图解(图 4-a)中,4 个样品点落在花岗闪长岩区域及其界线上,1 个样品点落在花岗岩区域。在 $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ 分类图解(图 4-b)中,1 个样品点落在低钾拉斑系列,4 个样品点落在钙碱性系列岩石区域。

从表 1 可以看出,马尼塔埃达克岩样品的稀土元素总量($\sum \text{REE}$)较低,为 $35.79\times10^{-6}\sim70.10\times10^{-6}$;Yb 含量为 $0.60\times10^{-6}\sim1.86\times10^{-6}$,均小于 1.9×10^{-6} ;Eu 异常不明显($\delta\text{Eu}=0.91\sim1.51$)。结合稀土元素球粒陨石标准化配分曲线(右倾型)(图 5-a)可以看出,轻、重稀土元素分馏明显, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值介于 1.59~10.11 之间,与高 Si 埃达克岩 267 个样品平均值的稀土元素配分曲线基本相似^[50],表现出亏损地幔源区的特征。在微量元素方面,马尼塔埃达克岩

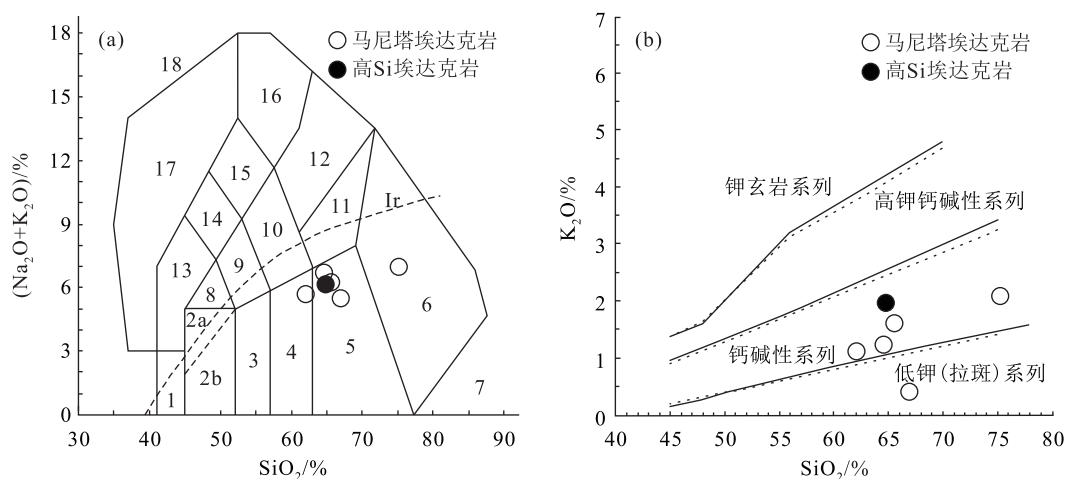


图4 马尼塔埃达克岩 TAS(a)分类图解^[48,50]和 SiO_2 - K_2O (b)分类图解^[49-50]

Fig. 4 TAS classification diagram (a) and SiO_2 - K_2O diagram (b) of the Manita adakite

1—橄榄辉长岩;2a—碱性辉长岩;2b—亚碱性辉长岩;3—辉长闪长岩;4—闪长岩;5—花岗闪长岩;6—花岗岩;7—石英岩;8—二长辉长岩;9—二长闪长岩;10—二长岩;11—石英二长岩;12—正长岩;13—副长石辉长岩;14—副长石二长闪长岩;15—副长石二长正长岩;16—副长正长岩;17—副长深成岩;18—霓方钠岩/磷霞岩/粗白榴岩;Ir—Irvine 分界线,上方为碱性,下方为亚碱性

表1 马尼塔埃达克岩主量、微量和稀土元素分析结果

Table 1 Major, trace elements and REE analyses of the Manita adakite

元素	花岗闪长岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	斜长花岗岩	花岗闪长岩	高 Si 埃达克岩	元素	花岗闪长岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	斜长花岗岩	花岗闪长岩	高 Si 埃达克岩
	XT02	XT03	XT06	XT08	XT10			XT02	XT03	XT06	XT08	XT10	
SiO_2	66.93	65.56	64.53	75.16	61.91	64.80	V	53.69	78.88	53.14	31.62	92.15	95.00
TiO_2	0.39	0.60	0.47	0.12	0.56	0.56	Cr	31.46	9.14	14.12	4.69	11.83	41.00
Al_2O_3	16.87	16.24	17.42	13.54	16.63	16.64	Hf	2.79	8.50	3.06	5.27	1.50	
Fe_2O_3	0.98	2.16	1.24	1.00	2.62	4.75	Sc	7.83	6.87	7.08	2.74	20.62	
FeO	1.27	1.86	1.85	0.46	3.22		Ta	0.19	0.17	1.42	0.14	0.13	
MnO	0.039	0.074	0.054	0.027	0.168	0.081	Co	8.33	9.55	10.96	2.13	11.17	
MgO	1.86	1.70	2.49	0.33	2.14	2.18	U	0.37	0.79	0.43	0.41	0.25	
CaO	4.83	3.62	2.75	1.32	3.97	4.63	La	6.44	13.13	6.81	8.45	4.14	19.20
Na_2O	5.12	4.65	5.48	4.89	4.58	4.19	Ce	14.06	27.86	15.90	15.59	9.03	37.30
K_2O	0.40	1.60	1.23	2.08	1.12	1.97	Pr	1.95	3.64	2.08	1.70	1.53	
P_2O_5	0.106	0.158	0.103	0.112	0.128	0.200	Nd	8.44	14.36	8.86	6.37	7.59	18.20
烧失量	0.97	1.63	2.08	0.84	2.48		Sm	1.88	2.73	1.91	1.15	2.11	3.40
总计	99.90	99.85	99.91	99.88	99.88		Eu	0.57	0.93	0.53	0.42	1.06	0.90
$\text{Mg}^\#$	61	42	60	30	41	48	Gd	1.53	2.35	1.59	0.95	2.14	2.80
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	12.96	2.91	4.48	2.35	4.11		Tb	0.272	0.344	0.285	0.129	0.453	
A/CNK	0.96	1.02	1.13	1.06	1.04		Dy	1.44	2.00	1.59	0.73	2.91	1.90
Ba	35.4	389.1	60.7	503.0	202.4	721.0	Ho	0.257	0.364	0.297	0.143	0.600	
Rb	9.39	24.77	27.16	33.34	19.13	52.00	Er	0.78	1.02	0.84	0.42	1.80	0.96
Sr	433.99	431.60	309.55	324.50	433.65	565.00	Tm	0.111	0.169	0.131	0.069	0.279	
Y	7.67	9.44	8.49	3.74	14.66	10.00	Yb	0.70	1.05	0.83	0.60	1.86	0.88
Zr	105.71	104.64	114.68	81.51	43.72	108.00	Lu	0.11	0.16	0.13	0.07	0.29	0.17
Nb	1.15	2.40	1.28	1.27	0.68	6.00	ΣREE	38.54	70.10	41.79	36.78	35.79	
Th	1.04	2.86	1.50	2.78	0.68		LREE/HREE	6.41	8.40	6.33	10.82	2.47	
Pb	2.85	6.94	2.57	7.70	3.25		$(\text{La}/\text{Yb})_N$	9.13	8.95	8.16	10.11	1.59	
Ga	15.69	18.80	13.92	15.97	16.06		δEu	1.00	1.10	0.91	1.18	1.51	
Ni	17.57	5.71	22.76	2.27	6.28	20.00							

注:主量元素含量单位为%,稀土、微量元素含量单位为 10^{-6} ;高 Si 埃达克岩为 267 个样品的平均值^[50]

样品相对富集 Rb、Ba、K、Sr 等大离子亲石元素 (LILE), 亏损 Nb、P、Ti 等高场强元素 (HFSE), 具高 Sr、低 Y 特征, Sr 含量为 $309.55 \times 10^{-6} \sim 433.99 \times 10^{-6}$, 接近或大于 400×10^{-6} ; Y 含量为 $3.74 \times 10^{-6} \sim 14.66 \times 10^{-6}$, 均小于 18×10^{-6} 。在微量元素原始地幔标准化蛛网图 (图 5-b) 上, 马尼塔埃达克岩样品具有明显的 Rb、Sr 和 K 正异常“峰”, 以及 Nb、Ti 和 P 负异常“槽”, 与高 Si 埃达克岩 267 个样品平均值的微量元素蛛网图曲线基本相似, 表现出大洋俯冲带组分的特征^[53-54]。

3.2 锆石 U-Pb 年龄

锆石呈淡黄色, 透明, 自形长柱状, 长宽比为 2:1~3:1, 锆石粒度较小, 粒径多在 100 μm 以下。锆石阴极发光图像显示, 大部分锆石具有良好的晶形, 呈现清晰的振荡环带和明暗相间的条带结构, 岩浆结晶自形, 生长环带细窄密集, 内部无残留核, 外部无变质边 (图 6-a), 显示了酸性岩浆成因锆石的特征^[55-56]。从表 2 可以看出, 25 个锆石测点的 Th、U 含量和 Th/U 值变化范围分别为 $8 \times 10^{-6} \sim 216 \times 10^{-6}$ 、 $81 \times 10^{-6} \sim 350 \times 10^{-6}$ 和 0.06~0.91, Th 和 U 具有良好的正相关关系, 属于典型的岩浆锆石特征^[57-58]。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果显示, 25 个测点的谐和度均较高, 测试结果集中于 307~325 Ma 之间, 年龄加权平均值为 315.76 ± 0.94 Ma, MSWD=1.12 (图 6-b、c), 可以代表该埃达克岩的结晶年龄, 表明其侵位时代为晚石炭世。该成岩年龄稍早于侵入其中的晚石炭世奥长花岗岩^[39], 晚于早石炭世迪彦庙前弧玄武岩^[25], 表明古亚洲洋东段在晚石炭世发生了埃达克质岩浆侵入活动。

4 讨论

4.1 岩石属性

如前所述, 马尼塔埃达克岩富 SiO_2 、 Al_2O_3 、Sr 和 LREE, 贫 MgO、Yb、Y 和 HREE, Eu 异常不明显, 具有典型埃达克岩的地球化学特征^[1-2, 10, 50, 53]。在 $\text{Yb}_N - (\text{La}/\text{Yb})_N$ 判别图解 (图 7-a) 和 $\text{Y} - \text{Sr}/\text{Y}$ 判别图解 (图 7-b) 中, 样品点主要落入埃达克岩区域, 与高 Si 埃达克岩 267 个样品的平均值投点基本吻合^[50]。在 $\text{SiO}_2 - \text{MgO}$ 图解 (图 8-a) 和 $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) - \text{Sr}$ 图解 (图 8-b) 中, 5 个样品点均落入高 Si 埃达克岩区域, 且基本投在玄武岩熔融实验熔体范围内, 表明该岩石为高 Si 埃达克岩^[50]。

4.2 岩石成因和构造环境

关于埃达克岩的成因目前主要有 2 种观点: ①俯冲洋壳部分熔融, 并与上覆地幔楔橄榄岩反应^[7-10]; ②增厚的下地壳或拆沉下地壳部分熔融, 并在上升过程中与地幔橄榄岩反应^[11-15]。由增厚的下地壳或拆沉下地壳部分熔融, 并在上升过程中与地幔橄榄岩反应形成的埃达克岩, 其主量元素一般富 K, 岩石中锆石通常含有壳源继承性锆石, 且主要形成于造山带碰撞造山后“去根”阶段和大陆板内古老克拉通的“减薄”时期^[7, 59-60]。马尼塔埃达克岩主量元素显示, 其 K 含量较低, 具有富钠 ($\text{Na}_2\text{O} = 4.58\% \sim 5.48\%$)、贫钾 ($\text{K}_2\text{O} = 0.40\% \sim 2.08\%$) 特征, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 值为 2.35~12.96。同时, 该埃达克岩的锆石结构均一, 显示无继承性锆石。马尼塔埃达克岩体侵位于早石炭世迪彦庙蛇绿岩带北侧, 形成时代为晚石炭世 (315.76 ± 0.94 Ma), 为古亚洲

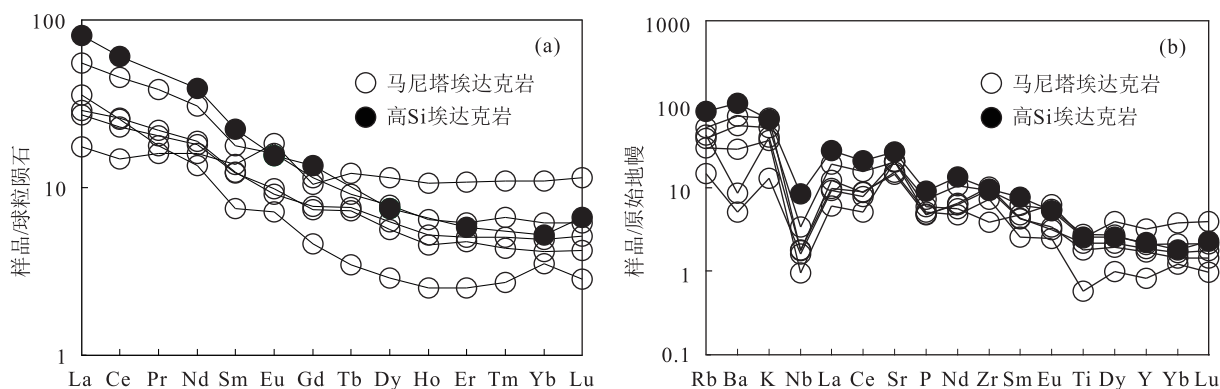


图 5 马尼塔埃达克岩稀土元素球粒陨石标准化配分曲线图 (a)^[50-51] 和微量元素原始地幔标准化蛛网图 (b)^[50, 52]

Fig. 5 Chondrite-normalized REE distribution patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spider diagram (b) of the Manita adakite

表 2 马尼塔埃达克岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Th-Pb 同位素分析结果
Table 2 LA-ICP-MS zircon U-Th-Pb isotopic analyses of the Manita adakite

点号	含量/ 10^{-6}			同位素比值										年龄/Ma					
	Pb	U	Th	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1σ	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ
1	9	166	84	0.51	0.0004	0.3514	0.0253	0.0505	0.0037	0.0131	0.0004	0.5055	0.0019	318	3	306	22	217	168
2	11	214	122	0.57	0.0003	0.3862	0.0121	0.0557	0.0017	0.0113	0.0003	0.5690	0.0101	316	2	332	10	442	68
3	14	258	216	0.84	0.0004	0.3436	0.0112	0.0499	0.0015	0.0112	0.0003	0.8370	0.0022	314	2	300	10	192	71
4	10	207	118	0.57	0.0004	0.3666	0.0124	0.0537	0.0018	0.0110	0.0003	0.5683	0.0011	312	2	317	11	356	74
5	18	350	165	0.47	0.0004	0.3825	0.0100	0.0549	0.0013	0.0104	0.0003	0.4711	0.0010	318	3	329	9	408	55
6	4	81	53	0.66	0.0004	0.3722	0.0296	0.0541	0.0043	0.0106	0.0003	0.6553	0.0033	314	3	321	26	376	179
7	9	167	137	0.82	0.0004	0.3636	0.0154	0.0528	0.0022	0.0116	0.0003	0.8178	0.0015	314	2	315	13	322	94
8	7	147	96	0.66	0.0004	0.3650	0.0177	0.0531	0.0025	0.0090	0.0003	0.6561	0.0042	314	2	316	15	333	108
9	10	180	121	0.67	0.0004	0.4299	0.0160	0.0617	0.0022	0.0117	0.0003	0.6745	0.0029	318	2	363	14	665	78
10	6	122	60	0.49	0.0004	0.2958	0.0238	0.0432	0.0034	0.0112	0.0004	0.4905	0.0019	312	2	263	21	157	198
11	5	104	69	0.67	0.0004	0.3836	0.0228	0.0560	0.0033	0.0114	0.0003	0.6666	0.0016	312	2	330	20	453	132
12	12	216	197	0.91	0.0003	0.3443	0.0128	0.0498	0.0018	0.0111	0.0002	0.9131	0.0025	315	2	300	11	187	84
13	11	213	156	0.73	0.0004	0.3662	0.0126	0.0527	0.0018	0.0112	0.0003	0.7304	0.0041	317	2	317	11	314	76
14	9	180	88	0.49	0.0003	0.3681	0.0137	0.0531	0.0019	0.0120	0.0003	0.4904	0.0012	317	2	318	12	331	83
15	9	170	91	0.53	0.0004	0.3817	0.0170	0.0551	0.0024	0.0115	0.0003	0.5332	0.0031	316	2	328	15	416	99
16	8	159	92	0.58	0.0004	0.3963	0.0148	0.0573	0.0021	0.0137	0.0004	0.5802	0.0031	316	2	339	13	502	82
17	7	143	64	0.45	0.0004	0.4229	0.0223	0.0610	0.0032	0.0142	0.0005	0.4460	0.0016	316	3	358	19	638	114
18	12	223	132	0.59	0.0004	0.3774	0.0144	0.0539	0.0020	0.0134	0.0003	0.5905	0.0017	320	2	325	12	365	84
19	6	127	8	0.06	0.0004	0.3739	0.0252	0.0533	0.0036	0.0148	0.0004	0.0628	0.0002	320	2	323	22	342	153
20	14	277	110	0.40	0.0004	0.3885	0.0140	0.0556	0.0020	0.0148	0.0003	0.3975	0.0015	319	2	333	12	438	79
21	8	149	66	0.44	0.0004	0.3616	0.0344	0.0531	0.0050	0.0143	0.0005	0.4426	0.0021	311	2	313	30	334	214
22	7	128	53	0.41	0.0004	0.3258	0.0270	0.0470	0.0039	0.0147	0.0004	0.4148	0.0021	316	2	286	24	51	197
23	6	118	37	0.31	0.0005	0.4302	0.0302	0.0587	0.0041	0.0125	0.0006	0.3099	0.0018	334	3	363	25	554	152
24	11	221	93	0.42	0.0003	0.3850	0.0134	0.0550	0.0019	0.0143	0.0004	0.4216	0.0008	319	2	331	11	413	78
25	7	136	55	0.40	0.0004	0.3702	0.0185	0.0535	0.0027	0.0139	0.0004	0.4044	0.0031	316	2	320	16	349	113

注:测试单位为中国地质调查局天津地质调查中心; σ 为测年误差绝对值

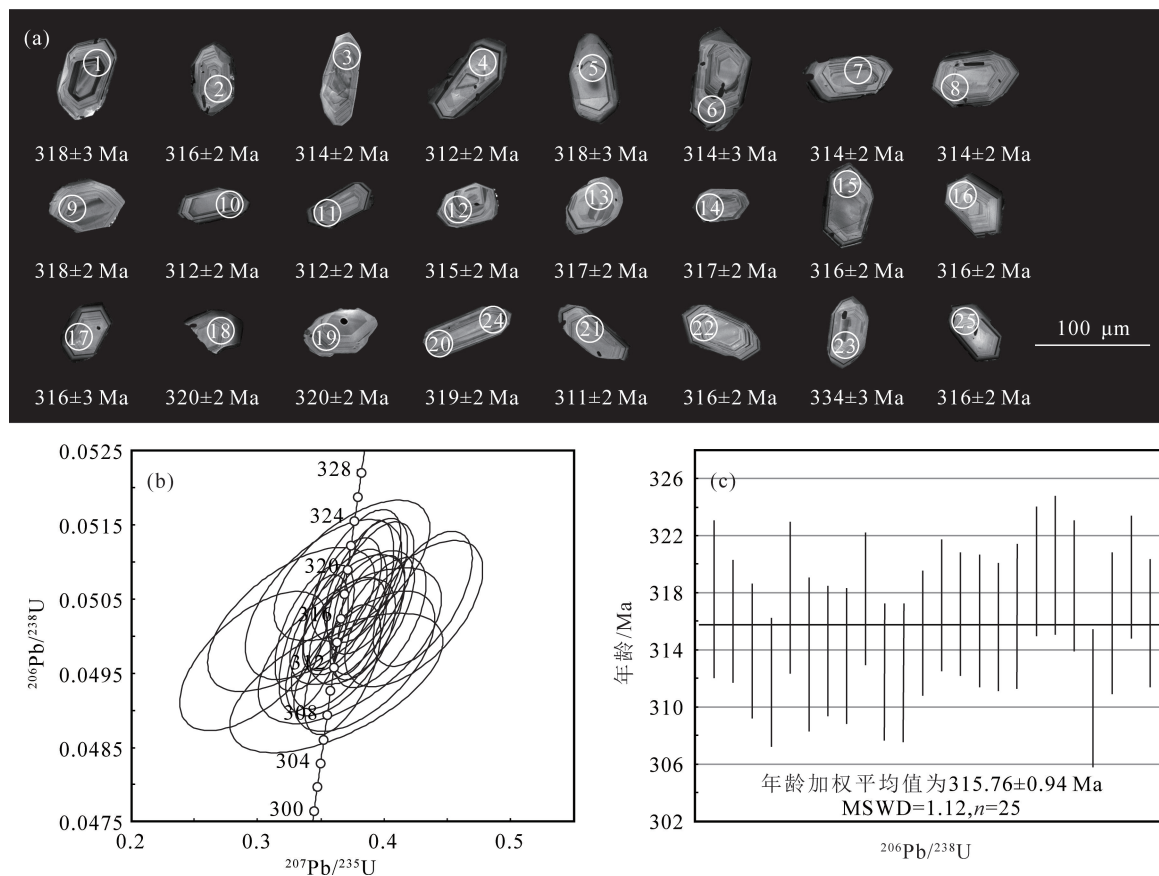
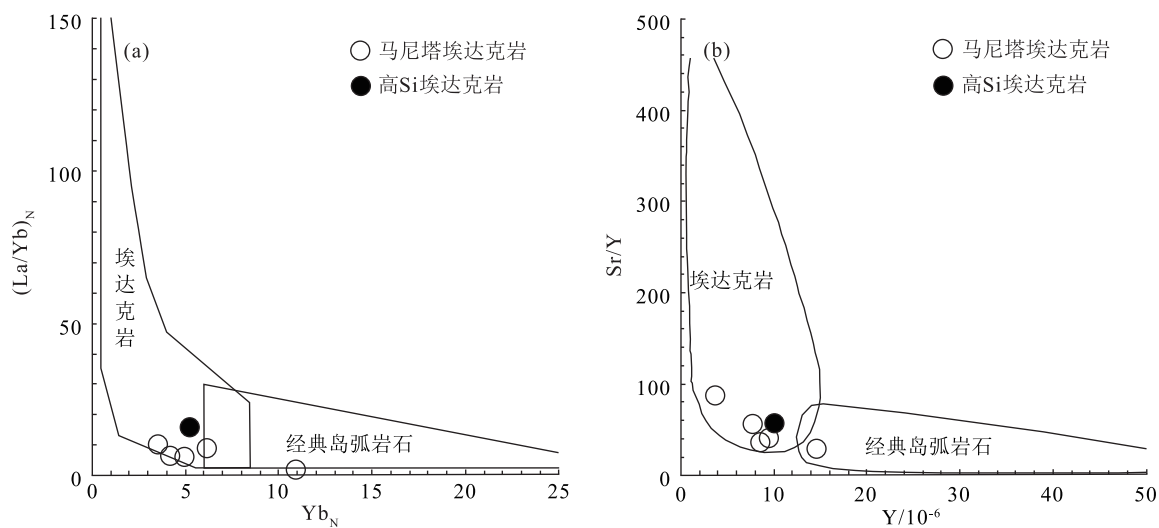


图 6 马尼塔埃达克岩中典型锆石阴极发光 (CL) 图像 (a)、U-Pb 谐和图 (b) 及年龄加权平均值 (c)

Fig. 6 Representative zircon CL images (a), concordia plot (b) and weighed mean age (c) of U-Pb data of the Manita adakite

图 7 马尼塔埃达克岩 $\text{Yb}_N - (\text{La}/\text{Yb})_N$ (a)^[50] 和 $\text{Y} - \text{Sr}/\text{Y}$ 构造判别图解 (b)^[50, 53]Fig. 7 $\text{Yb}_N - (\text{La}/\text{Yb})_N$ (a) and $\text{Y} - \text{Sr}/\text{Y}$ (b) tectonic discriminant diagrams of the Manita adakite

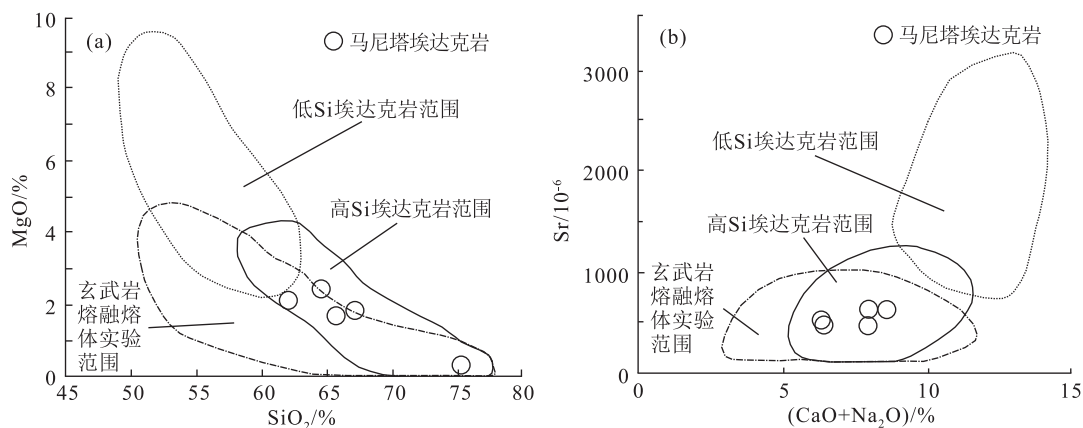


图 8 马尼塔埃达克岩 SiO_2 - MgO 图解 (a)^[50] 和 $(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ - Sr 图解 (b)^[50]

Fig. 8 SiO_2 - MgO diagram (a) and $(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ - Sr diagram (b) of the Manita adakite

洋东部古生代洋盆演化时期^[25, 36, 41~42], 与晚石炭世大洋俯冲带 TTG 岩浆作用事件^[39], 以及前人研究古亚洲洋最终闭合时间在二叠纪末, 最晚至早三叠世一致^[28~31]。因此, 马尼塔埃达克岩不具有造山带碰撞造山后去根和古老克拉通减薄环境下增厚的或拆沉的下地壳部分熔融的成因特征。

大洋俯冲带环境形成的埃达克岩, 分为高 Si 埃达克岩 (HSA) 和低 Si 埃达克岩 (LSA) 2 种类型^[49]。高 Si 埃达克岩为俯冲洋壳熔融的硅质熔体上升与上覆地幔楔橄榄岩反应形成, 玄武岩熔融实验熔体主要与高 Si 埃达克岩吻合; 低 Si 埃达克岩为俯冲洋壳熔融的硅质熔体与上覆地幔楔橄榄岩反应, 促使地幔楔橄榄岩熔融成因^[50]。一般认为, 基性玄武岩部分熔融形成的熔体 $\text{Mg}^\# \leq 45$, 而大洋俯冲板片熔融作用形成的富 Si 熔体, 由俯冲带上升与地幔楔橄榄岩相互作用, 可促使富 Si 熔体的 $\text{Mg}^\#$ 值明显提高, $\text{Mg}^\#$ 值提高的程度指示富 Si 熔体与上覆地幔楔橄榄岩相互作用的强度^[61~62]。马尼塔埃达克岩的 $\text{Mg}^\#$ 值平均为 46.8, 明显大于基性玄武岩部分熔融形成的熔体的 $\text{Mg}^\#$ 值 (≤ 45); 其 SiO_2 含量的平均值为 66.82%, 明显高于高 Si 埃达克岩 267 个样品的 SiO_2 含量平均值 (64.8%, 表 1); 具有明显高于 MORB (洋中脊玄武岩) 和迪彦庙前弧玄武岩的较高 Th 含量 (平均值 1.77×10^{-6})^[42], 以及较高的 Th/La (0.16~0.33)、 Th/Sm (0.32~2.43)、 Th/Yb (0.36~4.63) 和 Th/Ce (0.07~0.18) 值 (表 1)。Th 元素通常富集于沉积物中, Th 含量较高和 Th/La 、 Th/Sm 、 Th/Yb 、 Th/Ce 值较高, 反映岩浆源区有大洋俯冲

沉积物组分的加入。这些特征表明, 马尼塔埃达克岩的岩浆源区可能并非仅仅是俯冲洋壳部分熔融的熔体, 亦有俯冲沉积物部分熔融形成的富 Si 熔体参与。这些熔体由俯冲带上升进入上覆地幔楔, 与地幔楔橄榄岩相互作用, 导致埃达克质熔体的 $\text{Mg}^\#$ 值明显增高。

在 $(\text{Y}+\text{Nb})$ - Rb 构造环境判别图解 (图 9) 上, 马尼塔埃达克岩样品点均投到火山岛弧区, 表明该埃达克岩在岛弧环境下形成。在不相容元素对 Nb/Yb - Th/Yb 构造判别图解 (图 10) 上, 迪彦庙蛇

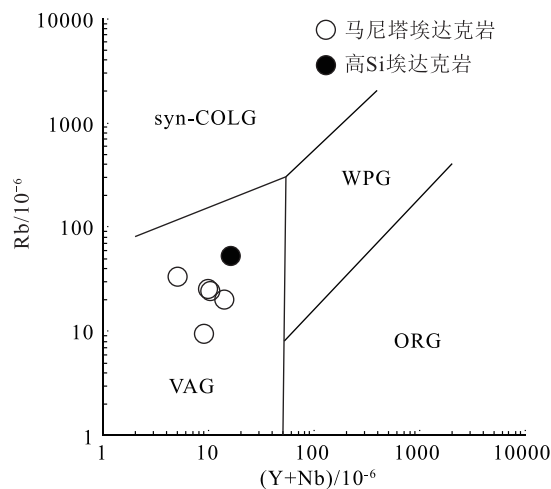


图 9 马尼塔埃达克岩 $(\text{Y}+\text{Nb})$ - Rb 构造判别图解^[50, 63]

Fig. 9 $(\text{Y}+\text{Nb})$ - Rb tectonic discriminant diagram of the Manita adakite

syn-COLG—同碰撞花岗岩; VAG—火山弧花岗岩;
WPG—板内花岗岩; ORG—洋脊花岗岩

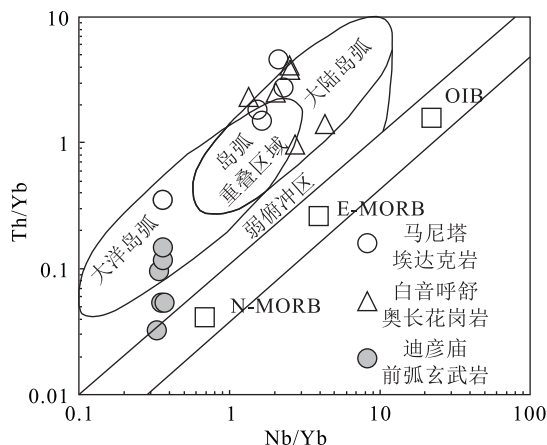
图 10 马尼塔埃达克岩 Nb/Yb-Th/Yb 构造判别图解^[64]

Fig. 10 Nb/Yb-Th/Yb tectonic discriminant diagram of the Manita adakite

N-MORB—正常型洋中脊玄武岩; E-MORB—富集型洋中脊玄武岩; OIB—洋岛玄武岩

绿岩的前弧玄武岩 (FAB) 样品点落入弱俯冲区域和大洋岛弧区域^[42], 而马尼塔埃达克岩及白音呼舒奥长花岗岩样品主要投到大洋岛弧与大陆岛弧过渡区域及附近^[39], 显示出从早期较少大洋俯冲沉积物组分参与的前弧玄武岩到晚期俯冲作用加强的埃达克岩的洋内弧地球化学渐进演化特征, 反映马尼塔埃达克岩可能为迪彦庙 SSZ 型蛇绿岩前弧玄武岩岩浆递进演变稍晚侵位的深成侵入岩^[42]。

因此, 大洋俯冲带岛弧环境和大洋内俯冲洋壳+俯冲沉积物部分熔融产生的埃达克质熔体, 由俯冲带上升与上覆地幔楔橄榄岩作用, 可能为马尼塔埃达克岩的形成环境和成因机制。

4.3 地质意义

二连-贺根山缝合带作为中亚造山带东段构造演化的关键区域之一, 有大量的研究成果。关于二连-贺根山蛇绿岩带及邻区晚古生代构造-岩浆作用, 主要存在 2 种不同认识: 一是认为中一晚泥盆世古亚洲洋闭合, 晚古生代火成岩形成于大陆裂谷环境^[16, 18, 26-27, 65-70]; 二是认为石炭纪-二叠纪为洋陆转换阶段^[28-31, 71-72]。近十几年来, 二连-贺根山缝合带区域内发现大量早石炭世-中二叠世 SSZ 型蛇绿岩和岛弧型岩浆岩^[23, 29, 36-40], 揭示古亚洲洋东段在早石炭世-中二叠世早期仍然存在。本次报道的马尼塔大洋俯冲带岛弧型埃达克岩, 在时空分布上与南部早石炭世迪彦庙 SSZ 型蛇绿岩、前弧玄武

岩、玻安岩和晚石炭世白音呼舒奥长花岗岩等构成较完整的洋内初始弧火成岩组合^[24-25, 39], 且与南侧的梅劳特乌拉晚石炭世-早二叠世 SSZ 型蛇绿岩和洋内弧岩石组合可对比^[25, 36, 41], 但梅劳特乌拉蛇绿岩和洋内弧形成时代较晚^[24], 表明古亚洲洋东段在晚古生代发生多期次俯冲消减作用。马尼塔大洋俯冲带岛弧型埃达克岩与内蒙古中部下二叠统寿山沟组的半深海-深海复理石建造吻合^[36-37, 73], 也与内蒙古中东部中二叠统哲斯组泥岩中发现的放射虫化石反映的古洋盆环境对应^[74], 进一步表明古亚洲洋东段在早-中二叠世并未消失^[75-78], 而是处于洋壳俯冲消减与新生陆壳生长过程^[29, 71, 79-81], 为中亚造山带东段古生代洋盆在晚二叠世(最晚至早三叠世)最终闭合提供了进一步的岩石学证据与时间约束。

5 结 论

(1) 内蒙古马尼塔埃达克岩具高 Si、Al 和 Sr, 低 Yb 和 Y, 富钠贫钾特征, Sr 含量接近或大于 400×10^{-6} , MgO 含量小于 3%, Yb 含量小于 1.9×10^{-6} , Y 含量小于 18×10^{-6} , 相对富集大离子亲石元素 K、Rb、Sr 等, 亏损高场强元素 Nb、Ta、Ti、P 等; 稀土元素总量较低, 轻、重稀土元素分馏明显, 无明显 Eu 异常, 稀土元素配分曲线为右倾型, 地球化学特征符合典型的高 Si 埃达克岩, 显示为俯冲洋壳部分熔融成因。

(2) 马尼塔埃达克岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 315.76 ± 0.94 Ma, 表明古亚洲洋东段在晚石炭世可能发生了洋内俯冲作用。

(3) 马尼塔埃达克岩与迪彦庙 SSZ 型蛇绿岩、前弧玄武岩、玻安岩和白音呼舒奥长花岗岩, 构成早一晚石炭世古亚洲洋东段洋内俯冲作用岩石组合, 为识别和研究古亚洲洋东段洋内弧和洋陆转换过程提供了岩石学、地球化学和年代学证据。

致谢: 在野外调查和写作过程中得到中国地质大学(北京)张招崇、王根厚教授, 中国地质调查局天津地质调查中心辛后田、周红英研究员等的指导和帮助, 审稿专家提出了宝贵的修改意见, 在此一并表示衷心的感谢。

参考文献

[1] Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids[J].

- Lithos, 1999, 46(3): 411–429.
- [2] 王焰, 张旗, 钱青. 埃达克(adakite)的地球化学特征及其构造意义[J]. 地质科学, 2000, 35(2): 251–256.
- [3] 王强, 许继峰, 王建新, 等. 北大别山 adakite 型灰色片麻岩的确定及其与超高压变质作用的关系[J]. 科学通报, 2000, 45(10): 1017–1024.
- [4] 王强, 许继峰, 赵振华. 一种新的火成岩——埃达克岩的研究综述[J]. 地球科学进展, 2001, 16(2): 201–208.
- [5] 许继峰, 梅厚钧, 于学元, 等. 准噶尔北缘晚古生代岛弧中与俯冲作用有关的 adakite 火山岩: 消减板片部分熔融的产物[J]. 科学通报, 2001, 46(8): 684–688.
- [6] Marc J D, Xu J F, Pavel K, et al. Adakites: Some variation on a theme[J]. Acta Petrologica Sinica, 2002, 18(2): 129–140.
- [7] Drummond M S, Defant M J. A model for Trondhjemite–Tonalite–Dacite Genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons[J]. Journal of Geophysical Research, 1990, 95 (B13): 21503–21521.
- [8] Stern C R, Kilian R. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1996, 123(3): 263–281.
- [9] Samaniego P, Martin H. Transition from calc – alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: Insights into slab melts and mantle wedge interactions[J]. Geology, 2002, 30(11): 967–970.
- [10] 刘敦一, 简平, 张旗, 等. 内蒙古图林凯蛇绿岩中埃达克岩 SHRIMP 测年: 早古生代洋壳消减的证据[J]. 地质学报, 2003, 77(3): 317–330.
- [11] Kay R W, Kay S M. Andean adakites: three ways to make them[J]. Acta Petrologica Sinica, 2002, 18(3): 303–311.
- [12] Xu J F, Shinjo R, Defant M J, et al. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust[J]. Geology, 2002, 30(12): 1111–1114.
- [13] Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, et al. Origin of adakitic intrusives generated during mid – Miocene east – west extension in southern Tibet[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 220(1/2): 139–155.
- [14] Wang Q, McDermott F, Xu J F, et al. Cenozoic K – rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: Lower – crustal melting in an intracontinental setting[J]. Geology, 2005, 33(6): 465–468.
- [15] Xu W L, Hergt J M, Gao S, et al. Interaction of adakitic melt – peridotite: Implications for the high – Mg[#] signature of Mesozoic adakitic rocks in the eastern North China Craton [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2008, 265(1/2): 123–137.
- [16] 唐克东. 中朝陆台北侧褶皱带构造发展的几个问题[J]. 现代地质, 1989, 3(2): 195–204.
- [17] 邵济安. 中朝板块北缘中段地壳演化[M]. 北京: 北京大学出版社, 1991: 1–136.
- [18] 徐备, 陈斌. 内蒙古北部华北板块与西伯利亚板块之间中生代造山带的结构及演化[J]. 中国科学(D 辑), 1997, 27(3): 227–232.
- [19] Badarch G, Cunningham W D, Windley B F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2002, 21(1): 87–110.
- [20] Nozaka T, Liu Y. Petrology of the Hegenshan ophiolite and its implication for the tectonic evolution of northern China[J]. Earth & Planetary Science Letters, 2002, 202(1): 89–104.
- [21] Xiao W J, Windley B F, Hao J, et al. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the central Asian orogenic belt[J]. Tectonics, 2003, 22(6): 1–21.
- [22] Windley B F, Alexeiev D, Xiao W J, et al. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt [J]. Journal of the Geological Society, 2007, 164: 31–47.
- [23] Miao L C, Fan W M, Liu D Y, et al. Geochronology and geochemistry of the Hegenshan ophiolitic complex: Implications for late – stage tectonic evolution of the Inner Mongolia – Daxinganling Orogenic Belt, China [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2008, 32(5): 348–370.
- [24] 李英杰, 王金芳, 李红阳, 等. 内蒙古西乌旗梅劳特乌拉蛇绿岩的识别[J]. 岩石学报, 2015, 31(5): 1461–1470.
- [25] 李英杰, 王金芳, 王根厚, 等. 内蒙古迪彦庙蛇绿岩带达哈特前弧玄武岩的发现及其地质意义[J]. 岩石学报, 2018, 34(2): 469–482.
- [26] 徐备, 赵盼, 鲍庆中, 等. 兴安造山带前中生代构造单元划分初探[J]. 岩石学报, 2014, 30(7): 1841–1857.
- [27] 唐克东, 张允平. 内蒙古缝合带的构造演化[C]//肖序常, 汤耀庆. 古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化. 北京: 北京科学技术出版社, 1991: 30–54.
- [28] Xiao W J, Windley B F, Huang B C. End – Permian to mid – Triassic termination of the accretionary processes of the southern Altaids: implications for the geodynamic evolution Phanerozoic continental growth, and metallogeny of Central Asia [J]. International Journal of Earth Sciences, 2009, 98(6): 1189–1217.
- [29] Jian P, Liu D Y, Kröner A, et al. Evolution of a Permian intraoceanic arc – trench system in the Solonker suture zone, Central Asian orogenic Belt, China and Mongolia[J]. Lithos, 2010, 118(1/2): 169–190.
- [30] 刘建峰, 李锦轶, 迟效国, 等. 内蒙古东南部早三叠世花岗岩带岩石地球化学特征及其构造环境[J]. 地质学报, 2014, 88(9): 1677–1690.
- [31] 石玉若, 刘翠, 邓晋福, 等. 内蒙古中部花岗岩类年代学格架及该区构造岩浆演化探讨[J]. 岩石学报, 2014, 30(11): 3155–3171.
- [32] 刘建峰, 迟效国, 张兴洲, 等. 内蒙古西乌旗南部石炭纪石英闪长岩地球化学特征及其构造意义[J]. 地质学报, 2009, 83(3): 365–376.
- [33] 陈斌, 赵国春. 内蒙古苏尼特左旗南两类花岗岩同位素年代学及其构造意义[J]. 地质论评, 2001, 47(4): 361–367.
- [34] 孙德有, 吴福元, 张艳斌, 等. 西拉木伦河 – 长春 – 延吉板块缝合带的最后闭合时间——来自吉林大玉山花岗岩体的证据[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2004(2): 174–181.
- [35] 刘建峰, 李锦轶, 孙立新, 等. 内蒙古巴林左旗九井子蛇绿岩锆石

- U-Pb 定年: 对西拉木伦河缝合带形成演化的约束[J]. 中国地质, 2016, 43(6): 1947-1962.
- [36] 李英杰, 王金芳, 李红阳, 等. 内蒙古西乌旗迪彦庙蛇绿岩的识别[J]. 岩石学报, 2012, 28(4): 1282-1290.
- [37] 李英杰, 王金芳, 李红阳, 等. 内蒙西乌旗白音布拉格蛇绿岩地球化学特征[J]. 岩石学报, 2013, 29(8): 2719-2730.
- [38] 王金芳, 李英杰, 李红阳, 等. 内蒙古乌兰沟埃达克岩锆石 U-Pb 年龄及构造环境[J]. 地质通报, 2018, 37(10): 1933-1943.
- [39] 王金芳, 李英杰, 李红阳, 等. 贺根山缝合带白音呼舒奥长花岗岩锆石 U-Pb 年龄地球化学特征及构造意义[J]. 地质评论, 2019, 65(4): 857-872.
- [40] 王金芳, 李英杰, 李红阳, 等. 内蒙古梅劳特乌拉蛇绿岩中埃达克岩的发现及其演化模式[J]. 地质学报, 2017, 91(8): 1776-1795.
- [41] Li Y J, Wang G H, Santosh M, et al. Supra-subduction zone ophiolites from Inner Mongolia, North China: Implications for the tectonic history of the southeastern Central Asian Orogenic Belt [J]. Gondwana Research, 2018, 59: 126-143.
- [42] Li Y J, Wang G H, Santosh M, et al. Subduction initiation of the SE Paleo-Asian Ocean: Evidence from a well preserved intra-oceanic forearc ophiolite fragment in central Inner Mongolia [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2020, 535: 116087.
- [43] Li Y J, Wang J F, Xin H T, et al. Subduction initiation in the southeastern Palaeo-Asian Ocean: Constraints from early Permian adakites in suprasubduction zone ophiolites, central Inner Mongolia, North China [J]. Geological Journal, 2020, 55(3): 2044-2061.
- [44] Liu Y S, Hu Z C, Gao S, et al. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard [J]. Chemical Geology, 2008, 257(1): 34-43.
- [45] Anderson T. Correction of common lead U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb [J]. Chemical Geology, 2002, 192(1/2): 59-79.
- [46] Yuan H L, Gao S, Liu X M. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry [J]. Geostandards and Geoanalytical Research, 2004, 28(3): 353-370.
- [47] 李怀坤, 耿建珍, 郝爽, 等. 用激光烧蚀多接收器等离子体质谱仪 (LA-MC-ICPMS) 测定锆石 U-Pb 同位素年龄的研究[J]. 矿物学报, 2009, 29(S1): 600-601.
- [48] Le Maitre R W. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms 2nd Edition [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2002: 33-39.
- [49] Peccerillo A, Taylor S R. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1976, 58(1): 63-81.
- [50] 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 [J]. Lithos, 2005, 79(1/2): 1-24.
- [51] Boynton W V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies [C]// Henderson P. Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, 1984: 63-114.
- [52] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [C]// Saunders A D, Norry M J. Geological Society of London. Special Publication, 1989: 313-345.
- [53] Defant M J, Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by of young subducted lithosphere [J]. Nature, 1990, 347(6294): 662-665.
- [54] Kelemen P B, Hangh K, Greene A R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust [J]. Treatise on Geochemistry, 2007, 3: 1-70.
- [55] Claesson S, Vetrin V, Bayanova T, et al. U-Pb zircon age from a Devonian carbonatite dyke, Kola peninsula, Russia: A record of geological evolution from the Archaean to the Palaeozoic [J]. Lithos, 2000, 51(1): 95-108.
- [56] 吴元保, 郑永飞. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约 [J]. 科学通报, 2004, 49(16): 1589-1604.
- [57] Koschek G. Origin and significance of the SEM cathodoluminescence from zircon [J]. Journal of Microscopy, 1993, 171(3): 223-232.
- [58] Pidgeon R T, Nemchin A A, Hitches G J. Internal structures of zircons from Archaean granites from the Darling Range batholith: Implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1998, 132(3): 288-299.
- [59] Michael P A, Nick P. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust [J]. Nature, 1993, 362(6414): 144-146.
- [60] 张旗, 王二七, 王焰, 等. 燕山中晚期的中国东部高原: 埃达克岩的启示 [J]. 地质科学, 2001, 36(2): 248-255.
- [61] Atherton M P, Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust [J]. Nature, 1993, 362(6416): 144-146.
- [62] Rapp R P, Watson E B. Dehydration Melting of Metabasalt at 8-32 kbar: Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling [J]. Journal of Petrology, 1995, 36(4): 891-931.
- [63] Pearce J A, Lippard S J, Roberts S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites [C]// Kokelaar B P, Howells M F. Marginal basin geology. Geological Society of London Special Publication, 1984: 77-94.
- [64] Pearce J A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust [J]. Lithos, 2008, 100(1/4): 14-48.
- [65] 薛怀民, 郭利军, 侯增谦, 等. 大兴安岭西南坡成矿带晚古生代中期未变质岩浆岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学 [J]. 岩石矿物学杂志, 2010, 29(6): 811-823.
- [66] 鲍庆中, 张长捷, 吴之理, 等. 内蒙古白音高勒地区石炭纪石英闪长岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学及其意义 [J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2007, 37(1): 15-23.
- [67] 杨俊泉, 张素荣, 刘永顺, 等. 内蒙古东乌旗莫合尔图石炭纪闪长

- 岩的发现: 来自锆石 U-Pb 年代学的证据[J]. 现代地质, 2014, 28(3): 472-477.
- [68] 朱俊宾, 孙立新, 任纪舜, 等. 内蒙古东乌旗地区格根敖包组火山岩锆石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 地球学报, 2015, 36(4): 466-472.
- [69] 程新彬, 何付兵, 王玮, 等. 内蒙古东乌珠穆沁旗查干敖包花岗岩体时代、成因及地质意义[J]. 现代地质, 2017, 31(3): 508-520.
- [70] 王树庆, 胡晓佳, 赵华雷, 等. 内蒙古京格斯台晚石炭世碱性花岗岩年代学及地球化学特征——岩石成因及对构造演化的约束[J]. 地质学报, 2017, 91(7): 1467-1482.
- [71] Sengor A M C, Natal'in B A, Burtman V S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia[J]. Nature, 1993, 364: 299-307.
- [72] 刘建峰, 迟效国, 张兴洲, 等. 内蒙古西乌旗南部石炭纪石英闪长岩地球化学特征及其构造意义[J]. 地质学报, 2009, 83(3): 365-376.
- [73] 公繁浩, 黄欣, 郑月娟, 等. 内蒙古西乌旗下二叠统寿山沟组海底扇的发现及意义[J]. 地质与资源, 2013, 22(6): 478-483.
- [74] Shang Q H. The discovery and significance of Permian radiolarians in the northern and middle Inner Mongolia, Northern Orogenic belt[J]. Chinese Science Bulletin, 2004, 49(24): 2574-2579.
- [75] 曾俊杰, 郑有业, 齐建宏, 等. 内蒙古固阳地区埃达克质花岗岩的发现及其地质意义[J]. 地球科学, 2008, 33(6): 755-763.
- [76] 张玉清. 内蒙古苏尼特左旗巴音乌拉二叠纪埃达克质花岗闪长岩类地球化学特征及其地质意义[J]. 岩石矿物学杂志, 2009, 28(4): 33-42.
- [77] 郝百武. 内蒙古那仁乌拉埃达克质花岗岩的发现、成因、锆石 U-Pb 年龄及其构造意义[J]. 矿物岩石, 2012, 32(1): 28-39.
- [78] 刘军, 武广, 李铁刚, 等. 内蒙古镶黄旗哈达庙地区晚古生代中酸性侵入岩的年代学、地球化学、Sr-Nd 同位素组成及其地质意义[J]. 岩石学报, 2014, 30(1): 95-108.
- [79] 邓晋福, 冯艳芳, 狄永军, 等. 岩浆弧火成岩构造组合与洋陆转换[J]. 地质论评, 2015, 61(3): 473-484.
- [80] Safonova I, Kotlyarov A, Krivonogov S, et al. Intra-oceanic arcs of the Paleo-Asian Ocean[J]. Gondwana Research, 2017, 50: 167-194.
- [81] 薛建平, 苏尚国, 李成元, 等. 内蒙古索伦山地区蛇绿岩岩石单元地质特征、就位机制及时限[J]. 现代地质, 2017, 31(3): 498-507.