

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2021.156>



西藏唐加地区石炭纪洋岛型岩石组合及其构造意义

段梦龙^{1,2},解超明^{1,2,3},王斌^{1,2},宋宇航^{1,2},郝宇杰³

1. 吉林大学地球科学学院,吉林长春 130061
2. 吉林大学青藏高原地质研究中心,吉林长春 130061
3. 自然资源部东北亚矿产资源评价重点实验室,吉林长春 130061

摘要:西藏松多(超)高压变质带对认识古特提斯洋的演化具有十分重要的作用,然而目前关于该带代表的洋盆早期演化记录发现较少,制约了对松多古特提斯洋盆演化的理解。对唐加地区的洋岛型岩石组合进行了野外地质特征、岩浆岩全岩地球化学和锆石U-Pb定年研究。唐加地区洋岛型岩石组合的野外地质特征具有典型的“二元结构”,下层为玄武岩基底,上层为灰岩(大理岩)盖层和塌积砾岩,在上部盖层中还可见变质玄武岩夹层和大理岩与绿片岩互层的现象,与“佛得角型”洋岛类似。两件玄武岩和一件辉绿玢岩脉的锆石U-Pb定年结果分别为330 Ma,310 Ma和307 Ma,为早石炭世晚期—晚石炭世。玄武岩和辉绿玢岩均具有较高的TiO₂、P₂O₅和(Na₂O+K₂O)含量,稀土元素和微量元素组成与OIB类似,显示明显的Nb、Ta富集,在判别图解中落在OIB和板内玄武岩区域,其岩浆源区可能为尖晶石—石榴子石二辉橄榄岩地幔,熔融深度较小。结合前人研究,初步认为松多古特提斯洋早石炭世晚期可能已经发育了初始洋盆,在早石炭世晚期到晚石炭世为慢/超慢速扩张,形成了具有“佛得角型”洋岛特征的唐加地区洋岛型岩石组合。

关键词:青藏高原;唐加;古特提斯洋;洋岛型岩石组合;OIB;构造地质。

中图分类号: P548

文章编号: 1000-2383(2022)08-2968-17

收稿日期: 2021-08-28

Ocean Island Rock Assembly and Its Tectonic Significance in Tangga-Sumdo Area, Tibet

Duan Menglong^{1,2}, Xie Chaoming^{1,2,3}, Wang Bin^{1,2}, Song Yuhang^{1,2}, Hao Yujie³

1. College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061, China
2. Research Center for Tibetan Plateau, Jilin University, Changchun 130061, China
3. Key Laboratory of Mineral Resources Evaluation in Northeast Asia, Ministry of Natural Resources of China, Changchun 130061, China

Abstract: The Sumdo (Ultra)high Pressure Metamorphic Zone plays an important role in understanding the evolution of the Paleo Tethys Ocean in Tibet. However, there are few records about the early evolution of the ocean basin on behalf of this zone, which restricts the understanding of the evolution of the Paleo Tethys Ocean. In this paper, we have studied the field geological characteristics, magmatic whole rock geochemistry and zircon U-Pb chronology of the ocean island rock assemblages in Tangga area. The field geological characteristics of the ocean island rock assemblages in Tangga area show the typical "double layer structure", with basalt basement in the lower layer, limestone (marble) cover layer and colluvial conglomerate in the upper cover

基金项目:国家自然科学基金项目(No. 42172226);中国地质调查局项目(No. DD20160015);自然资源部东北亚矿产资源评价重点实验室自主课题基金(No. DBY-ZZ-18-06)。

作者简介:段梦龙(1995—),男,博士研究生,大地构造学专业。ORCID:0000-0002-8415-0721. E-mail: duanml_1995@126.com

***通讯作者:**解超明,ORCID:0000-0003-2325-038X. E-mail: xcmxcm1983@jlu.edu.cn

引用格式:段梦龙,解超明,王斌,宋宇航,郝宇杰,2022.西藏唐加地区石炭纪洋岛型岩石组合及其构造意义.地球科学,47(8):2968—2984.

Citation: Duan Menglong, Xie Chaoming, Wang Bin, Song Yuhang, Hao Yujie, 2022. Ocean Island Rock Assembly and Its Tectonic Significance in Tangga-Sumdo Area, Tibet. *Earth Science*, 47(8):2968—2984.

layer, and metamorphic basalt interbedded with marble and tuff in the upper cover layer, which is similar to the "Cape Verde" ocean island. Zircon U-Pb geochronology of two basalts and a diabase porphyrite dike is 330 Ma, 310 Ma and 307 Ma, respectively, indicating the least Early Carboniferous to Late Carboniferous. Both basalt and diabase porphyrite have high content of TiO_2 , P_2O_5 and (Na_2O+K_2O) . The rare earth elements (REE) and trace element compositions are similar to those of OIB, showing significant enrichment of Nb and Ta, which fall in OIB and intraplate basalt regions in the discriminant diagram. The REE partition curve and the trace element spider diagram are similar to those of OIB, showing obvious Nb and Ta enrichment. The magma source area of basalt and diabase porphyrite may be the spinel-garnet peridotite mantle, with a small melting depth, indicating that the overlying lithosphere may be a new-born ocean crust with a small thickness. Combined with previous studies, we preliminarily consider that the Sumdo Paleo Tethys Ocean developed an initial ocean basin in the least Early Carboniferous, and it expanded slowly/ultra-slowly from the least Early Carboniferous to the Late Carboniferous, forming the ocean island rock assemblages with the characteristics of "Cape Verde" in Tangga area.

Key words: Tibet; Tangga; paleo tethys ocean; oceanic island-type rock assemblage; OIB; tectonics.

拉萨地块中部松多榴辉岩的发现初步揭示在拉萨地块内部存在古特提斯洋演化遗迹(Yang *et al.*, 2009),可能是青藏高原上最南部的一条古特提斯洋缝合带,独特的大地构造位置对揭示青藏高原古特提斯洋演化与形成机制研究具有重要意义。近年来,在松多及邻区相继报道了部分关键的大洋演化遗迹,包括榴辉岩[峰期变质时代为二叠纪和三叠纪,原岩为正常洋中脊玄武岩(N-MORB)或洋岛玄武岩(OIB),Yang *et al.*, 2009; Cheng *et al.*, 2012, 2015; Zhang *et al.*, 2018, 2019, Huang *et al.*, 2021]、二叠纪蛇绿岩(陈松永, 2010; 王斌等, 2017; 王斌, 2019)、二叠纪洋岛型岩石组合(Wang *et al.*, 2018)、二叠纪岛弧岩浆岩(Wang *et al.*, 2021)和晚石炭世—早二叠世类复理石沉积(解超明等, 2019)等,进一步证实了松多古特提斯洋的存在。然而,目前从洋壳记录的时代角度来看,前人研究揭示的松多古特提斯洋演化遗迹绝大部分集中在二叠纪,二叠纪以前的洋壳组成的研究较少。有学者通过年代学研究表明,榴辉岩原岩结晶时代可能为晚石炭世(304 Ma, Cheng *et al.*, 2015)。在松多地区也发现了晚石炭世(304 Ma, 富集洋中脊玄武岩, E-MORB)蛇绿岩残片,但保存较差,初步表明松多古特提斯洋的打开可能在晚石炭世之前(王斌, 2019)。

从缝合带或洋壳的物质组成研究来看,前人的研究多集中在榴辉岩、蛇绿岩、岛弧岩浆岩等方面,而对洋岛型岩石组合的研究相对薄弱。洋岛/海山在形成过程中同时受大洋中岩浆作用和沉积作用的影响,记录了丰富的洋壳演化信息,且是大洋俯冲消亡时最易保存的地质体(范建军等, 2021)。因此,本文以西藏墨竹工卡县唐加地区近期发现的石炭纪洋岛型岩石组合为研究对象,在前人对唐加—松多俯冲增生杂岩带研究的基础上,重点结合野外

地质调查,对唐加地区洋岛型岩石组合的形成时代、岩石成因以及洋岛类型等进行详细研究,为松多古特提斯洋的石炭纪演化研究提供重要依据。

1 地质背景

青藏高原是特提斯构造域东部的主要组成,是世界上地质构造、岩浆活动等最复杂的地区之一。拉萨地块位于青藏高原南部,以唐加—松多俯冲增生杂岩带为界,晚古生代的拉萨地块可以进一步划分为南拉萨地块和北拉萨地块(图1a)(Yang *et al.*, 2009)。

唐加地区位于南拉萨地块与北拉萨地块东部的结合部位,处于唐加—松多俯冲增生杂岩带的西部(图1a)。唐加—松多地区出露的晚古生代大洋演化遗迹构成了唐加—松多俯冲增生杂岩带的主体(图1b, 李光明等, 2020)。上石炭统一下二叠统松多岩组(C_2P_{1s})为带内的主要地层,是榴辉岩、蛇绿岩、洋岛残片等洋壳物质的主要围岩。洋壳残片与松多岩组均为断层接触,呈典型的“岩块—基质”结构。带内榴辉岩分布较广,大致包括两期:(A)峰期变质年代为中二叠世(274~261 Ma)(Yang *et al.*, 2009; Cheng *et al.*, 2012; Weller *et al.*, 2016);(B)峰期变质年代为中三叠世(227~238 Ma)(Cheng *et al.*, 2015)。蛇绿岩残片大多分布于缝合带东部,岩石组合相对完整,包括变质橄榄岩、堆晶辉长岩、变质辉长岩、变质玄武岩、绿片岩、斜长花岗岩等(陈松永, 2010; 王斌等, 2017; 王斌, 2019)。蛇绿岩的时代主要为晚石炭世(304 Ma)到中晚二叠世(273~258 Ma),以及中三叠世(232 Ma)(陈松永, 2010; 段梦龙等, 2019; 王斌, 2019)。松多地区的中二叠世(269~261 Ma)温木朗中二叠世洋岛残片

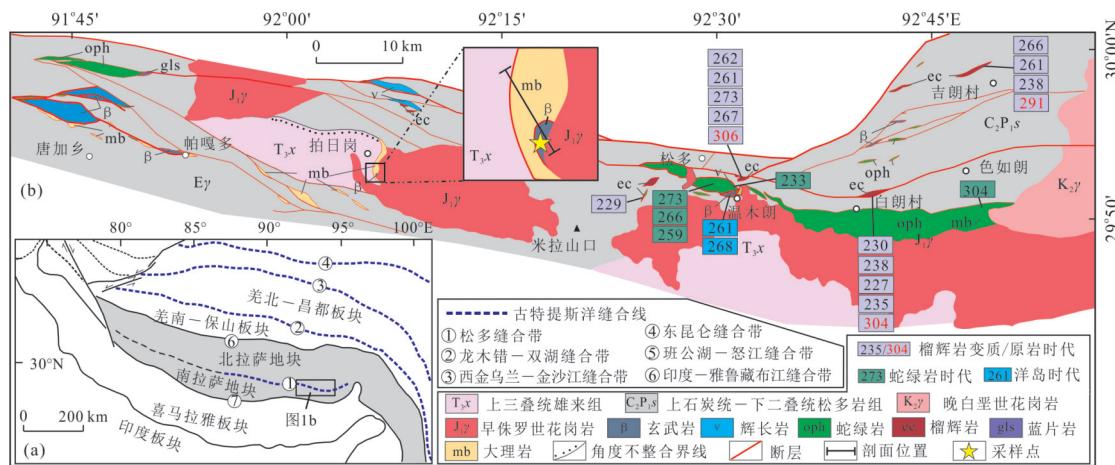


图 1 (a)青藏高原及其邻区大地构造单元划分简图(据 Metcalfe, 2013 修改);(b)唐加—松多地区地质简图

Fig.1 (a)Tectonic framework of the Tibetan Plateau and adjacent area (modified from Metcalfe, 2013);(b)Geological sketch map of the Tangga-Sumdo area

据西藏唐加 1:5 万区域地质调查报告和西藏松多 1:5 万区域地质调查报告修改,图中的年龄数据引自 Yang *et al.* (2009); Li *et al.* (2009); Cheng *et al.* (2012, 2015); Weller *et al.* (2016); Wang *et al.* (2018); Zhang *et al.* (2018); 段梦龙等 (2019); 王斌 (2019)

的主要岩性包括辉长岩、变质辉长岩、变质玄武岩 (Wang *et al.*, 2018).

2 唐加地区洋岛型岩石组合野外地质特征

唐加地区的洋岛型岩石组合以拍日岗和帕嘎多两处露头最为典型。拍日岗露头规模较大,呈构造岩片沿北北西向展布。拍日岗露头的主要岩石类型包括大理岩、玄武质砾岩和玄武岩(图 3a)。玄武质砾岩与大理岩呈断层接触,玄武岩呈断块状分布于大理岩中(图 2)。大理岩多为中厚层状构造,成分以方解石为主,未见陆源碎屑物质。玄武质砾岩中的砾石成分单一,仅有大理岩和玄武岩,大理岩砾石分选、磨圆均较差;玄武岩砾石粒度较小,磨圆同样较差,基质为玄武质,类似于洋岛型岩石组合中特有的塌积砾岩(图 3b)。玄武岩露头较少,呈灰黑色或深褐色,受变质作用和蚀变作用影响较弱(图 3f)。显微镜下可见,玄武岩为斑状结构,块状构造,斑晶包括斜长石,呈半自形板状,有较弱的绢云母化;辉石,呈半自形短柱状,局部变质为角闪石;基质包括斜长石、辉石、金属化合物等微晶质及隐晶质,呈间隐结构,其中斜长石可见粘土矿物蚀变(图 3h)。辉绿玢岩呈脉状侵入于玄武质砾岩中(图 3g)。显微镜下可见,辉绿玢岩中含大量非透明矿物,其他矿物均变质为绿泥石、绿帘石等低级变质矿物(图 3i)。

帕嘎多露头仅残余洋岛型岩石组合的盖层部分,主要岩石类型包括大理岩和绿片岩(图 3c)。大理岩为厚层状构造,浅黄褐色,呈构造块体分布于松多岩组中。绿片岩为片状构造或变余块状构造,呈夹层产出在大理岩中(图 3d)。还可见薄层大理岩与绿片岩互层的现象(图 3e)。

3 测试方法

3.1 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年

岩石样品的锆石矿物分选在河北省廊坊市(宇能)宇恒矿岩技术服务有限公司采用常规的重液和磁选技术完成。锆石矿物颗粒制靶工作在北京凯德正科技有限公司完成。锆石的阴极发光图像分析(Cathodo luminescence, 简称 CL)在中国地质科学院地质研究所电镜室的阴极荧光分析系统上完成。锆石的透射光、反射光显微照相在中国地质大学(北京)地学实验中心完成。锆石 U-Pb 同位素测试及锆石微量元素分析在吉林大学东北亚矿产资源评价国土资源部重点实验室完成。

LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测试的简要过程如下:实验室使用 COMPEX Pro 型 193 nm Ar F 准分子激光器对锆石进行激光剥蚀,激光束斑直径为 32 μm,以氦气作为载气,使用美国 Agilent 公司 7900 型四极杆等离子质谱仪获取离子信号强度。实验中每测定 5 个样品点测定一个标准锆石 91500,每测定 10 个样品点测定一个 NIST SRM 610。数据分

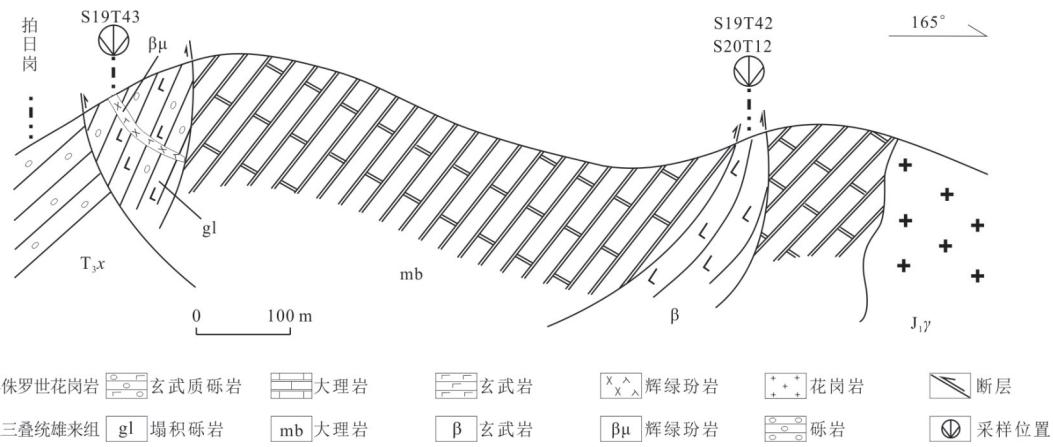


图2 西藏唐加地区洋岛型岩石组合剖面

Fig.2 Section of ocean island rocks assembly in Tangga area, Tibet

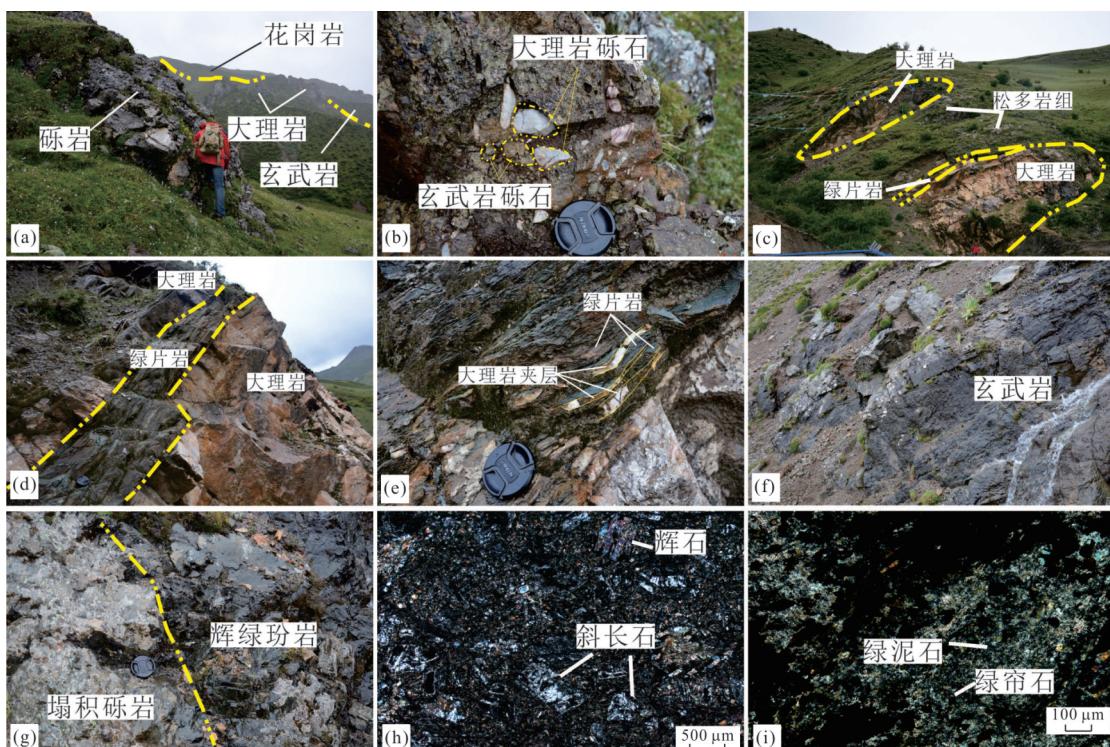


图3 西藏唐加地区洋岛型岩石组合野外照片和玄武岩镜下照片

Fig.3 Photographs of ocean island rocks assembly and micrographs of basalt in Tangga area, Tibet

a. 拍日岗洋岛型岩石组合宏观照片;b. 塌积砾岩近景照片;c. 帕嘎多洋岛型岩石组合宏观照片;d. 绿片岩夹层近景照片;e. 大理岩夹层近景照片;f. 玄武岩近景照片;g. 辉绿玢岩脉近景照片;h. 玄武岩显微照片;i. 辉绿玢岩显微照片

析以标准锆石91500为外标进行同位素比值分馏校正,以NIST SRM 610作为外标校正元素含量,以²⁹Si作为内标,同位素比值及年龄误差均为 1σ ,详细的方法和流程见Yuan *et al.* (2004)。锆石同位素原始数据的相关处理用Glitter软件完成,普通铅校正方法见Anderson, 2002,运用Isoplot 4.15进行锆石同位素比值以及同位素年龄的成图(Ludwing, 2003)。

3.2 全岩地球化学

本文委托河北省廊坊市(宇能)宇恒岩矿技术有限公司的无污染实验室制备岩石粉末。全岩地球化学样品的主、微量元素分析在吉林大学东北亚矿产资源评价国土资源部重点实验室完成。大致实验过程为:将50 g样品置于105 °C的干燥箱中2~4 h,再将其置于马弗炉中加热至950 °C,烧40 min,之后放在干燥的冷却器中30 min,最后重新称重得到烧

表 1 唐加地区洋岛岩浆岩锆石 U-Pb 同位素测试结果

Table 1 Zircon U-Pb isotope test results of ocean island magmatites in Tangga area

点号	Th (10^{-6})	U (10^{-6})	Th/U	同位素比值				同位素年龄(Ma)			
				$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ
S19T42-01	27	68	0.40	0.324 0	0.020 4	0.048 8	0.000 9	285	16	307	5
S19T42-02	1 284	675	1.90	0.353 8	0.007 1	0.050 9	0.000 7	308	5	320	4
S19T42-03	94	256	0.37	4.833 7	0.079 1	0.333 4	0.003 8	1 791	14	1 855	18
S19T42-04	148	226	0.65	0.352 9	0.013 6	0.049 6	0.000 7	307	10	312	4
S19T42-05	51	771	0.07	5.015 4	0.068 3	0.336 8	0.003 2	1 822	12	1 871	15
S19T42-06	239	255	0.93	1.635 3	0.029 0	0.165 5	0.001 2	984	11	988	6
S19T42-07	99	393	0.25	5.825 5	0.096 7	0.340 7	0.003 6	1 950	14	1 890	17
S19T42-08	769	933	0.82	0.353 1	0.007 3	0.049 3	0.000 6	307	6	310	4
S19T42-09	116	276	0.42	10.845 2	0.162 9	0.518 7	0.005 0	2 510	14	2 694	21
S19T42-10	299	532	0.56	4.642 1	0.078 8	0.307 7	0.003 8	1 757	14	1 729	19
S19T42-11	238	359	0.66	4.478 3	0.079 3	0.325 4	0.004 2	1 727	15	1 816	20
S19T42-12	122	179	0.68	0.360 6	0.015 7	0.047 7	0.000 7	313	12	300	4
S19T42-13	78	397	0.20	1.725 0	0.027 0	0.176 5	0.001 7	1 018	10	1 048	9
S19T42-14	116	167	0.70	0.344 4	0.014 6	0.049 4	0.000 6	300	11	311	4
S19T42-15	152	1 705	0.09	5.002 6	0.063 9	0.339 3	0.002 7	1 820	11	1 883	13
S19T43-01	875	650	1.35	0.363 5	0.007 8	0.049 7	0.000 5	315	6	313	3
S19T43-02	134	78	1.72	2.180 2	0.046 8	0.203 3	0.002 0	1 175	15	1 193	11
S19T43-03	95	229	0.42	3.631 4	0.053 5	0.274 7	0.002 5	1 556	12	1 564	13
S19T43-04	66	42	1.57	2.032 9	0.060 4	0.193 1	0.002 3	1 127	20	1 138	13
S19T43-05	1 492	720	2.07	0.353 3	0.006 9	0.047 8	0.000 3	307	5	301	2
S19T43-06	449	357	1.26	0.367 6	0.009 4	0.048 3	0.000 5	318	7	304	3
S19T43-07	689	522	1.32	0.365 4	0.006 8	0.048 6	0.000 4	316	5	306	2
S19T43-08	100	100	1.00	0.349 1	0.017 8	0.048 9	0.000 7	304	13	308	4
S19T43-09	155	276	0.56	3.663 5	0.054 6	0.276 0	0.002 2	1 563	12	1 571	11
S19T43-10	342	303	1.13	0.343 9	0.012 2	0.048 2	0.000 4	300	9	304	3
S19T43-11	41	1 275	0.03	7.306 0	0.108 2	0.370 5	0.004 3	2 150	13	2 032	20
S19T43-12	84	237	0.36	5.185 5	0.074 5	0.334 2	0.002 5	1 850	12	1 859	12
S19T43-13	757	502	1.51	0.353 7	0.008 6	0.049 9	0.000 5	307	6	314	3
S19T43-14	412	280	1.47	0.358 4	0.010 9	0.049 2	0.000 5	311	8	310	3
S19T43-15	358	307	1.17	0.353 9	0.011 3	0.049 9	0.000 5	308	9	314	3
S20T12-01	66	200	0.33	0.930 8	0.032 6	0.118 6	0.003 2	668	17	723	19
S20T12-02	151	247	0.61	4.703 5	0.117 8	0.347 8	0.009 2	1 768	21	1 924	44
S20T12-03	64	242	0.26	1.160 8	0.035 3	0.140 9	0.003 8	782	17	850	21
S20T12-04	162	181	0.90	0.376 1	0.033 7	0.051 7	0.001 9	324	25	325	12
S20T12-05	261	265	0.98	4.216 5	0.107 3	0.313 0	0.008 2	1 677	21	1 756	40
S20T12-06	167	726	0.23	1.138 8	0.031 2	0.132 5	0.003 5	772	15	802	20
S20T12-07	290	650	0.45	8.341 1	0.203 9	0.395 4	0.010 2	2 269	22	2 148	47
S20T12-08	78	249	0.31	0.380 1	0.031 6	0.052 3	0.001 8	327	23	328	11
S20T12-09	82	344	0.24	0.377 0	0.027 9	0.052 0	0.001 7	325	21	327	10
S20T12-10	37	1 184	0.03	4.501 7	0.112 2	0.289 8	0.007 5	1 731	21	1 640	37
S20T12-11	444	717	0.62	0.380 6	0.033 3	0.052 9	0.001 9	327	24	332	11
S20T12-12	161	195	0.83	0.374 1	0.020 9	0.052 1	0.001 5	323	15	327	9
S20T12-13	137	275	0.50	0.668 3	0.026 7	0.083 0	0.002 3	520	16	514	13
S20T12-14	116	228	0.51	4.374 6	0.125 0	0.311 0	0.008 1	1 708	24	1 745	40
S20T12-15	60	286	0.21	10.529 8	0.282 5	0.435 5	0.011 3	2 483	25	2 331	51
S20T12-16	228	280	0.82	0.372 7	0.064 9	0.053 7	0.003 0	322	48	337	18

续表1

点号	Th (10^{-6})	U (10^{-6})	Th/U	同位素比值				同位素年龄(Ma)			
				$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ
S20T12-17	226	518	0.44	1.406 2	0.040 8	0.142 0	0.003 7	892	17	856	21
S20T12-18	65	297	0.22	3.839 2	0.109 0	0.266 9	0.006 9	1 601	23	1 525	35
S20T12-19	172	457	0.38	0.375 8	0.068 4	0.055 5	0.002 8	324	50	348	17
S20T12-20	33	97	0.34	1.460 4	0.058 8	0.142 7	0.003 9	914	24	860	22

失量;该实验室使用 Prodigy 型等离子发射光谱仪(ICP-OES)(美国利曼公司)完成样本的常量元素含量测试,而部分含量相对较低的元素,使用上述方法会产生较大误差,因此对于这些元素采用 ICP-MS(Agilent 7500a 型)进行测定,而当上述元素含量很低($<0.01\%$)时,则以微量元素的测试结果为准;采用的分析仪器为 Agilent 7500 a 型等离子质谱仪(美国安捷伦公司)进行微量元素和稀土元素的测试,首先进行预处理,称取大约 40 mg 的烧失量处理后的样品,采用两酸(硝酸和氢氟酸)高压反应釜溶解样本的方法进行化学预处理,在分析过程中使用美国地质调查局的标样 AGV-2、BHOV 和中国地质测试中心的岩石标样 R-1、R-3 进行分析质量检查和监控,元素分析误差在 5% 以内。实验的详细内容可参见文献高剑峰等(2003)。

4 测试结果

4.1 锆石 U-Pb 同位素测试结果

本文在拍日岗洋岛的不同露头上采取了两件玄武岩样品(S19T42/S20T12)和一件辉绿玢岩脉样品(S19T43)。锆石 U-Pb 同位素测试数据见表 1。

玄武岩(S19T42/S20T12)和辉绿玢岩(S19T43)的锆石呈透明一半透明的粒状—柱状,锆石晶体的粒径在 20~150 μm ,长宽比在 3:1~1:1 之间,阴极发光(CL)图像上可见较宽的震荡环带或无环带(图 4a, 4c, 4e)。锆石稀土元素球粒陨石标准化配分图上存在明显的 Ce 正异常和 Eu 负异常, Th/U 为 0.24~2.07, 大部分大于 0.4, 与基性岩浆锆石特征类似(吴元保和郑永飞, 2004)。

样品 S20T12 中 7 个测点集中在 348~325 Ma, $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ 加权平均年龄为 330±9 Ma, 为早石炭世晚期(图 4b)。样品 S20T42 中 6 个测点集中在 320~300 Ma, $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ 加权平均年龄为 310±6.7 Ma, 为晚石炭世(图 4d)。样品 S20T43 中 9 个测点集中在 314~301 Ma, $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ 加权平均年龄为 307±4

Ma, 为晚石炭世(图 4f)。

4.2 全岩地球化学

4.2.1 主量元素特征 唐加地区洋岛玄武岩(S19T42/S20T12)和辉绿玢岩(S19T43)的全岩地球化学测试数据见表 2。由于样品均遭受不同程度的变质和蚀变作用影响,在全岩地球化学测试过程中均产生了一定的烧失量(2.1%~5.3%),以下为去除了烧失量的结果。

玄武岩 SiO_2 含量为 48.88%~59.82% (平均 55.75%) ; Al_2O_3 含量为 15.95%~16.8% (平均 16.29%) ; Fe_2O_3 含量为 9.32%~12.82% (平均 10.93%) ; MgO 含量为 2.56%~9.23% (平均 5.51%), $\text{Mg}^{\#}$ 为 39~63; TiO_2 含量较高, 为 1.86%~2.54% (平均 2.17%) ; P_2O_5 含量为 0.18%~0.37% (平均 0.32%) ; ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) 的含量为 3.04%~6.78% (平均 4.32%)。

辉绿玢岩的全岩地球化学数据显示, SiO_2 含量为 48.18%~52.94% (平均 49.88%) ; Al_2O_3 含量为 14.32%~15.06% (平均 14.62%) ; Fe_2O_3 含量较高, 为 18.63%~22.87% (平均 21.06%) , MgO 含量较低, 为 0.95%~1.79% (平均 1.21%) , $\text{Mg}^{\#}$ 为 8.8~15.7; TiO_2 含量很高, 为 4.47%~4.89% (平均 4.65%) ; P_2O_5 含量为 0.41%~0.43% (平均 0.42%) ; ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) 的含量为 3.31%~4.36% (平均 3.9%)。在 $\text{Nb}/\text{Y}-\text{Zr}/\text{TiO}_2 \times 0.0001$ 图解中(图 5), 所有样品均落入碱性玄武岩区域。

4.2.2 稀土和微量元素特征 拍日岗洋岛的玄武岩和辉绿玢岩的微量元素含量均较高, 其中稀土元素总量($\sum \text{REE}$)为 $(105.36 \sim 161.13) \times 10^{-6}$, 均高于正常洋中脊玄武岩的稀土元素含量($\sim 39.11 \times 10^{-6}$, Sun and McDonough, 1989)。其轻重稀土元素分异较为明显, $\sum \text{LREE}/\sum \text{HREE} = 3.45 \sim 6.57$, $(\text{La}/\text{Sm})_N = 1.63 \sim 2.95$, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 3.96 \sim 7.12$, 可见明显的轻稀土元素富集, 稀土元素标准化配分模式图为右倾型, 无明显的 Eu 负异常(图 6a)。原始地幔标准化微量元素蛛网图显示, 本文样品均呈单峰隆起

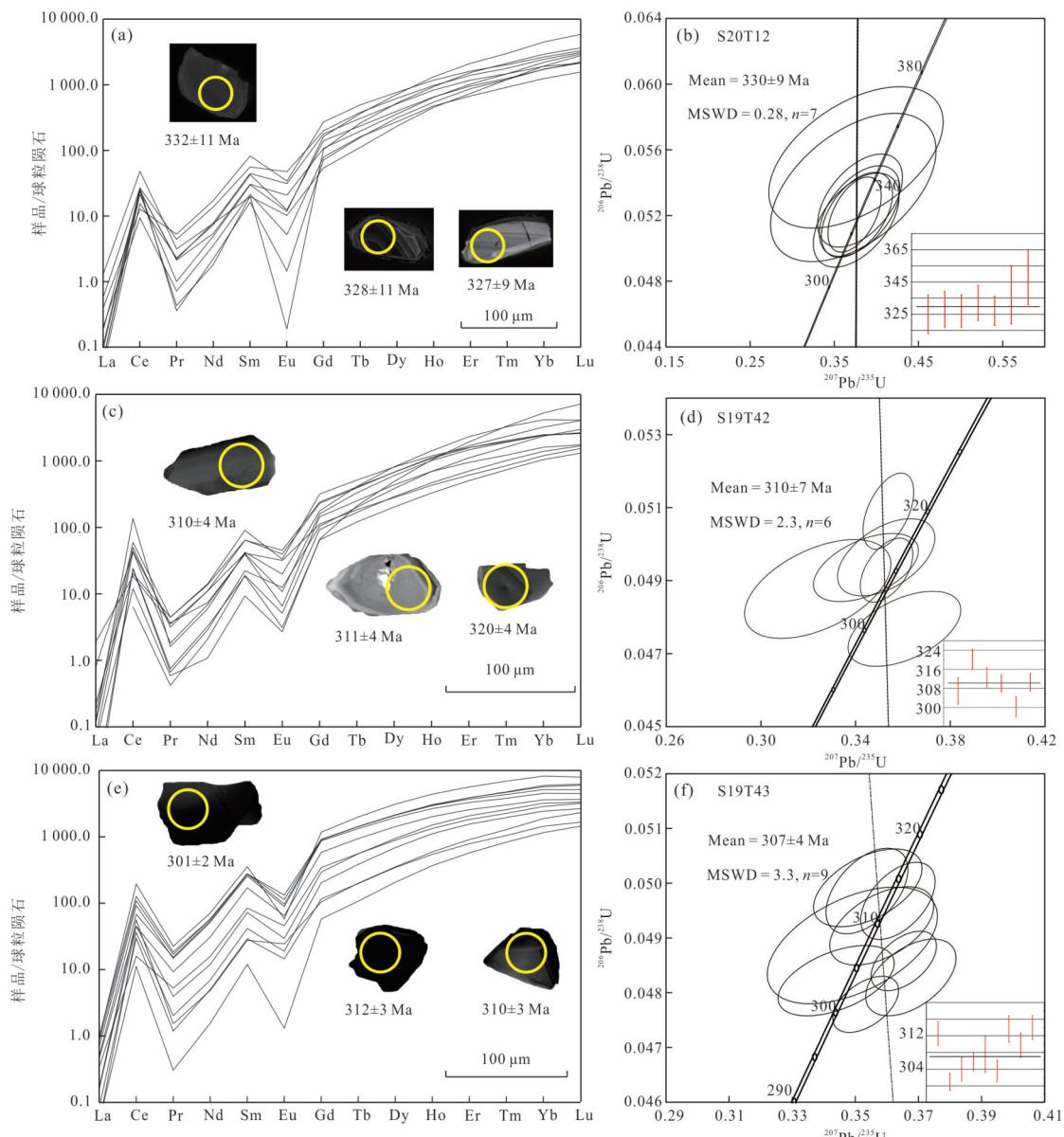


图4 洋岛岩浆岩锆石稀土元素球粒陨石标准化配分曲线和U-Pb年龄谱和图(球粒陨石数据引自 Sun and McDonough, 1989)
 Fig.4 Zircon Chondrite-normalized REE patterns diagram and U-Pb zircon Concordia of representative zircon grains from magmatites of ocean island(Chondrite data from Sun and McDonough, 1989)

表2 唐加地区洋岛岩浆岩全岩地球化学测试结果

Table 2 Whole-rock geochemical test results of ocean island magmatites in Tangga area

样品	S20T1 2H1	S20T12 H2	S20T12 H3	S20T12 H4	S19T43 H1	S19T43 H2	S19T43 H3	S19T43 H4	S19T43 H5	S19T42 H1	S19T42 H2	S19T42 H3	S19T42 H4
SiO ₂	47.18	57.86	55.30	55.41	48.80	48.48	51.74	46.86	46.61	55.36	50.65	55.55	50.96
Al ₂ O ₃	15.98	15.44	15.49	15.53	14.23	14.59	14.00	14.29	13.97	15.44	15.76	15.58	15.91
FeO ^T	12.38	9.01	9.29	9.31	20.31	20.00	18.21	22.19	21.63	11.18	11.73	10.28	10.72
CaO	6.39	3.03	3.78	3.80	4.93	3.73	3.48	4.31	3.58	3.79	5.10	3.79	5.13
MgO	8.91	2.47	3.96	3.97	0.96	1.14	1.14	0.92	1.73	5.04	6.31	5.15	6.50
K ₂ O	0.87	3.97	3.26	3.28	1.05	1.29	0.99	1.51	1.03	0.64	0.23	0.64	0.24
Na ₂ O	2.43	2.58	2.50	2.51	2.18	2.80	3.27	1.93	2.90	2.40	2.66	2.36	2.62
TiO ₂	1.96	1.85	1.86	1.88	4.63	4.36	4.37	4.49	4.73	2.45	2.18	2.36	2.12

续表2

样品	S20T1	S20T12	S20T12	S20T12	S19T43	S19T43	S19T43	S19T43	S19T43	S19T42	S19T42	S19T42	S19T42
	2H1	H2	H3	H4	H1	H2	H3	H4	H5	H1	H2	H3	H4
P ₂ O ₅	0.25	0.36	0.33	0.33	0.42	0.40	0.41	0.41	0.40	0.29	0.30	0.29	0.30
MnO	0.17	0.13	0.14	0.14	0.14	0.12	0.13	0.12	0.16	0.19	0.19	0.19	0.18
LOI	3.33	3.16	3.69	3.69	2.33	2.67	2.10	2.82	2.91	2.96	4.50	3.67	5.30
总合	99.86	99.88	99.61	99.85	99.97	99.59	99.84	99.84	99.66	99.75	99.62	99.86	99.96
Cr	236.7	765.3	70.1	250.6	2.51	2.03	3.85	2.94	3.17	153.1	178.1	212.4	271.0
Ni	81.4	219.6	32.4	83.5	42.4	34.6	37.5	29.0	43.0	78.5	86.5	115.6	133.1
Rb	33.36	23.34	52.55	34.82	5.73	5.78	23.07	13.00	7.72	19.22	20.18	9.11	10.17
Sr	186.4	230.0	170.6	194.6	291.2	258.8	320.1	324.4	283.4	181.8	194.5	272.9	298.2
Y	26.77	24.54	19.86	26.65	30.60	25.82	36.35	27.51	28.07	28.20	30.88	35.32	39.10
Zr	331.2	201.1	302.0	348.6	211.7	210.4	211.1	206.5	193.6	268.6	284.2	206.6	228.3
Nb	56.83	27.98	50.44	57.28	27.87	26.12	26.85	26.89	25.52	47.89	52.50	30.51	34.64
Ba	598.9	259.4	773.4	633.8	362.6	105.6	345.0	156.6	308.3	121.7	131.9	81.5	88.8
La	26.68	29.11	22.82	26.95	16.78	16.47	30.71	17.26	19.88	25.82	30.61	22.98	26.28
Ce	61.03	63.48	51.03	61.92	26.70	27.41	49.31	32.82	34.40	58.78	65.11	51.67	57.00
Pr	7.61	7.56	6.43	7.73	5.68	5.61	8.33	5.78	6.17	6.96	8.00	6.35	7.14
Nd	28.97	30.91	24.73	30.04	25.94	25.34	36.41	26.56	27.36	27.51	30.83	26.10	29.60
Sm	6.32	6.37	5.39	6.51	6.59	6.30	8.36	6.83	6.66	5.97	6.50	6.09	6.85
Eu	1.92	1.99	1.57	1.94	2.31	2.26	2.75	2.60	2.51	1.62	1.80	1.84	2.08
Gd	6.04	6.29	4.92	6.17	7.58	6.61	9.05	7.57	6.89	6.01	6.73	6.88	7.59
Tb	0.98	1.01	0.79	0.96	1.16	1.04	1.33	1.12	1.05	0.94	1.05	1.10	1.24
Dy	5.63	5.92	4.53	5.55	6.64	6.08	7.42	6.42	6.09	5.51	5.99	6.64	7.46
Ho	1.14	1.23	0.93	1.14	1.35	1.21	1.43	1.27	1.21	1.12	1.23	1.39	1.57
Er	3.22	3.38	2.62	3.23	3.64	3.34	3.87	3.42	3.34	3.17	3.45	3.95	4.37
Tm	0.47	0.48	0.39	0.48	0.50	0.45	0.52	0.47	0.47	0.45	0.48	0.57	0.64
Yb	2.96	2.96	2.49	2.99	3.04	2.84	3.09	2.83	2.75	2.78	3.01	3.56	3.90
Lu	0.47	0.45	0.38	0.46	0.44	0.41	0.45	0.41	0.41	0.41	0.45	0.53	0.59
Hf	7.45	5.49	8.19	7.67	6.25	6.33	6.24	6.18	5.99	7.58	6.48	5.82	5.23
Ta	3.74	2.03	3.51	3.71	1.71	1.61	1.66	1.65	1.57	2.87	3.48	1.90	2.38
Pb	4.49	2.81	5.19	4.82	19.59	19.55	17.61	21.07	18.78	4.89	5.15	3.66	3.99
Th	9.22	1.68	10.55	9.39	1.28	1.21	1.91	1.39	1.36	4.50	5.36	2.90	3.25
U	1.80	0.98	2.01	1.86	0.41	0.42	0.48	0.42	0.44	1.29	1.36	0.68	0.75
Ti	11 766	11 112	11 172	11 296	27 752	26 134	26 194	26 913	28 352	14 685	13 067	14 120	12 688

注:主量元素含量单位为%,微量元素和稀土元素为 10^{-6} .

状(图6b). 样品显示高场强元素Nb、Ta的强烈富集和Ti的轻微富集, 大离子亲石元素Th、U的亏损, 而Pb和Ba的富集可能与变质及蚀变作用有关. 蚀变和变质等次生作用会导致部分相对敏感的微量元素的含量发生变化, 如U、Rb、Ba、Sr等, 而高场强元素及部分稀土元素则相对稳定, 如Nb、Ta、Zr、Hf、Ti等. 在Nb×2-Zr/4-Y图解和Ti/100-Zr-Y×3图解中, 所有样品落在了板内碱性玄武岩和板内玄武岩区域(图7a, 7b).

5 讨论

5.1 唐加地区洋岛的形成时代

洋岛对造山带研究具有十分重要的意义, 而其重中之重在于洋岛形成时代的确定, 不同的时代将会赋予其不同的地质意义. 前人已经对唐加洋岛的形成时代进行了初步研究, 玄武岩锆石U-Pb同位素测年结果显示了较宽的范围(44~1 835 Ma), 其中两个274 Ma的测点被认为可能是洋岛的形成时代; 安山岩锆石U-Pb同位素测年结果为275.0±2.8 Ma, 认为唐加洋岛的形成时代可能为早二叠世(卢

志友,2019).但是安山岩的野外产出位置以及地球化学属性信息并不明确,其是否是洋岛的岩石端元组成还存在疑问,因此其结晶时代不能准确限定唐加洋岛的形成时代.

由于唐加地区地质构造十分发育,洋岛的各岩石端元均受到不同程度的变质和蚀变作用影响。洋岛盖层部分的灰岩基本都变质为大理岩,难以保存古生物化石。因此,本文使用岩浆岩锆石U-Pb定年法对唐加洋岛的形成时代进行限定。本文在拍日岗洋岛露头采集了两件玄武岩和一件辉绿玢岩样品。玄武岩为唐加地区洋岛的岩浆岩基底,辉绿玢岩呈脉状侵入于塌积砾岩中。两件玄武岩锆石U-Pb同位素测试最年轻的结果分别集中在348~325 Ma和

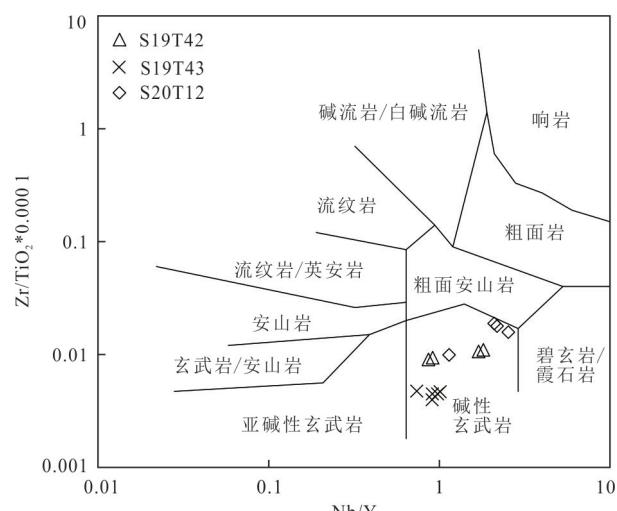


图5 西藏唐加地区洋岛岩浆岩 $\text{Nb}/\text{Y}-\text{Zr}/\text{TiO}_2 \times 0.000$ 1图解(据 Winchester and Floyd, 1976)

Fig.5 Nb/Y vs. Zr/TiO₂ × 0.000 1 plot (after Winchester and Floyd, 1976) for magmatites of ocean island in Tangga area, Tibet

320~300 Ma, $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ 加权平均年龄分别为 330±9 Ma 和 310±6.7 Ma, 代表玄武岩的结晶时代. 辉绿玢岩锆石 U-Pb 同位素测试最年轻的结果集中在 314~301 Ma, $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ 加权平均年龄为 307±4 Ma, 代表辉绿玢岩的结晶时代. 唐加洋岛岩浆岩锆石测年结果可分为早石炭世晚期(330±9 Ma)和晚石炭世(310±6.7 Ma 和 307±4 Ma)两期, 表明唐加洋岛的主体可能形成于早石炭世晚期—晚石炭世. 3 件样品的锆石 U-Pb 同位素测试还存在部分较老的结果(2 510~514 Ma), 这些锆石形态较小, 呈半自形或半磨圆状. 现今, 在大西洋、西太平洋、印度洋中分布了大量大陆残块或陆壳痕迹, 部分洋壳岩浆岩的地球化学特征可见地壳混染作用的影响, 并且存在古老锆石的报道(范建军等, 2021). 而松多古特提斯洋在石炭纪处于演化初期, 洋盆规模较小, 很可能存在大陆裂解残余的陆块, 因此这些较老的锆石可能为捕获锆石.

5.2 岩石成因

蚀变和变质过程可能会一定程度上改变了部分活动元素(如Rb、Ba、K等)的含量,而高场强元素(如Th、Nb、Ta、Zr、Hf等)和稀土元素基本可以保留原始岩浆的特征(Jochum *et al.*, 1991). 样品的烧失量较高(2.1%~5.3%),并且镜下可见变质作用的影响,因此在岩浆岩成因讨论中将使用活动性弱的元素进行讨论

5.2.1 地壳混染 基性岩的地球化学组成特征对

其岩浆源区及过程有较好的反映,但首先需要确定其是否经历过地壳混染过程。在微量元素蛛网图中所有样品均显示明显的Nb, Ta富集和Th, U亏损,与地壳的地球化学特征显著不同(Rudnick and

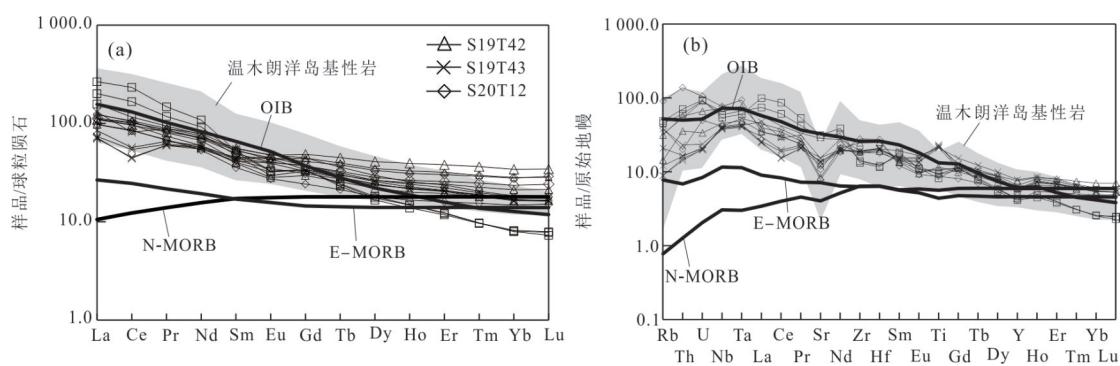


图 6 西藏唐加地区洋岛岩浆岩球粒陨石标准化稀土元素配分图和原始地幔标准化微量元素蛛网图

Fig.6 Chondrite-normalized REE patterns, and primitive-mantle-normalized spider diagrams for magmatites of ocean island in Tanggaarea, Tibet

球粒陨石、原始地幔和OIB/E-MORB/N-MORB数据引自 Sun and McDonough(1989)

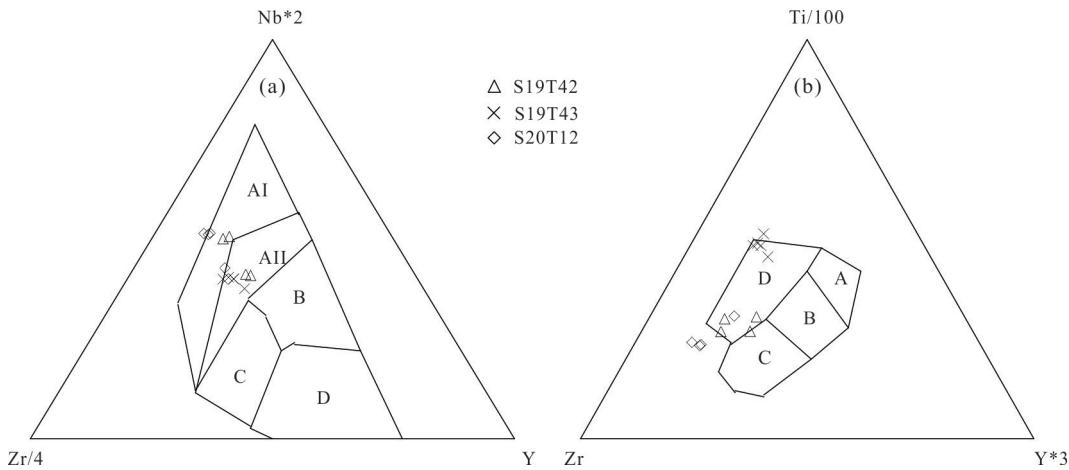


图7 西藏唐加地区洋岛岩浆岩 $\text{Nb} \times 2$ - $\text{Zr}/4$ - Y 图解(Meschede, 1986)和 $\text{Ti}/100$ - Zr - $\text{Y} \times 3$ 图解(Pearce and Norry, 1979)
Fig.7 $\text{Nb} \times 2$ vs. $\text{Zr}/4$ - Y plot (Meschede, 1986) and $\text{Ti}/100$ vs. Zr - $\text{Y} \times 3$ plot (Pearce and Norry, 1979) for magmatites of ocean island in Tangga area, Tibet

a. $\text{Nb} \times 2$ - $\text{Zr}/4$ - Y 判别图;板内碱性玄武岩落在 A I 和 A II 区, 板内拉斑玄武岩落在 A II 和 C 区, P-MORB 落在 B 区; N-MORB 落在 D 区, 火山弧玄武岩落在 C 和 D 区;b. $\text{Ti}/100$ - Zr - $\text{Y} \times 3$ 判别图, 板内玄武岩落在 D 区, 洋中脊玄武岩落在 B 区, 低钾拉斑玄武岩落在 A 和 B 区, 钙碱性玄武岩落在 C 和 B 区

Gao, 2003; Niu, 2009). Th、Nb、Ta 易受大陆地壳混染的影响, 它们常用来作为反映地壳混染的指标 (Thompson *et al.*, 1984; Condie, 1993). 所有样品的 Th/Ta 为 $0.75 \sim 3.00$, 与原始地幔成分相近 ($\text{Th}/\text{Ta}=2.3$), 而远小于上地壳 ($\text{Th}/\text{Ta}>10$) (Condie, 1993). 此外, 在 $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}-(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ 图解中, 本文样品基本都落入大洋玄武岩区域, 并且不见地壳混染的趋势(图 8a). 然而捕获锆石的存在说明唐加地区洋岛的岩浆岩可能存在较弱的地壳混染影响.

5.2.2 岩浆源区

唐加洋岛玄武岩的 $\text{Mg}^{\#}$ 、Cr 和 Ni 含量略低于原始地幔 ($\text{Mg}^{\#}=68 \sim 72$; $\text{Cr}=300 \times 10^{-6} \sim 500 \times 10^{-6}$; $\text{Ni}=300 \times 10^{-6} \sim 400 \times 10^{-6}$), 说明它们可能经历了较弱的结晶分异过程 (Wilson, 1989). 而辉绿玢岩的 $\text{Mg}^{\#}$ 、Cr 和 Ni 含量明显小于原始地幔, 可能经历过较高程度的结晶分异过程. 与现今大洋岛屿中部分形成于洋岛岩浆作用晚期的岩浆岩类似 (MgO 含量 ($0.19\% \sim 0.54\%$) 和 $\text{Mg}^{\#}$ 值 ($15 \sim 26$)), 为较高程度结晶分异作用的结果 (Thompson *et al.*, 2001; Cousens *et al.*, 2003; 范建军等, 2021).

拍日岗玄武岩、辉绿玢岩均具有较高的 TiO_2 ($1.92\% \sim 4.89\%$), P_2O_5 ($0.26\% \sim 0.43\%$), Nb ($25.52 \times 10^{-6} \sim 57.28 \times 10^{-6}$) 含量, 和 Nb/Yb ($8.58 \sim 20.30$), 暗示其原始岩浆来源较深 (Wilson, 1989). 此外, 稀土元素配分曲线和微量元素蛛网图均显示类似 OIB 的特征, 具有板内深部地幔的岩浆

源区. 玄武质岩浆通常由地幔橄榄岩的部分熔融产生, 其稀土元素特征主要取决于其原始岩浆中石榴石和尖晶石的含量 (Horn *et al.*, 1994; Schwandt and McKay, 1998). 石榴石二辉橄榄岩地幔部分熔融产生的玄武岩会表现出明显的轻重稀土分馏, 具有较高的 $\text{Ce}_{\text{PM}}/\text{Yb}_{\text{PM}}$ 和 $\text{La}_{\text{PM}}/\text{Yb}_{\text{PM}}$ (Fan *et al.*, 2014, 2015, 2017). 唐加地区洋岛岩浆岩均具有明显的轻稀土富集特征, 具有较高的 $\text{La}_{\text{PM}}/\text{Yb}_{\text{PM}}$ ($3.96 \sim 10.97$) 和 $\text{Ce}_{\text{PM}}/\text{Yb}_{\text{PM}}$ ($2.44 \sim 8.67$), 但是略低于温木朗洋岛岩浆岩 [$\text{La}_{\text{PM}}/\text{Yb}_{\text{PM}}$ ($7.74 \sim 26.09$) 和 $\text{Ce}_{\text{PM}}/\text{Yb}_{\text{PM}}$ ($5.75 \sim 22.3$), Wang *et al.*, 2018], 表明唐加地区洋岛岩浆岩相对于温木朗洋岛岩浆岩来源于石榴石含量略低的地幔源区. 基性岩的稀土元素特征可以限制岩浆源区特征和深度 (Xu *et al.*, 2001), $\text{Gd}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}} < 2$ 和 $\text{Tb}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}} < 1.8$ 的被认为来源于尖晶石二辉橄榄岩地幔, 相反则来源于较深的石榴石二辉橄榄岩地幔 (Rooney, 2010). 唐加地区洋岛岩浆岩的 $\text{Gd}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}}$ ($1.60 \sim 2.42$) 和 $\text{Tb}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}}$ ($1.41 \sim 1.95$) 均略低于温木朗洋岛岩浆岩 ($\text{Gd}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}}$ ($2.91 \sim 4.23$), $\text{Tb}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}}$ ($2.14 \sim 3.00$)) Wang *et al.*, 2018), 暗示其源区可能为石榴石二辉橄榄岩地幔与尖晶石二辉橄榄岩地幔之间的过渡带. 由尖晶石二辉橄榄岩地幔部分熔融产生的熔体与其源区具有相似的 Sm/Yb , 而 La/Sm 随着部分熔融程度的增强而减小, 反之石榴石二辉橄榄岩地幔的低程度部分熔融产物相对于其源区具有较高的 Sm/Yb

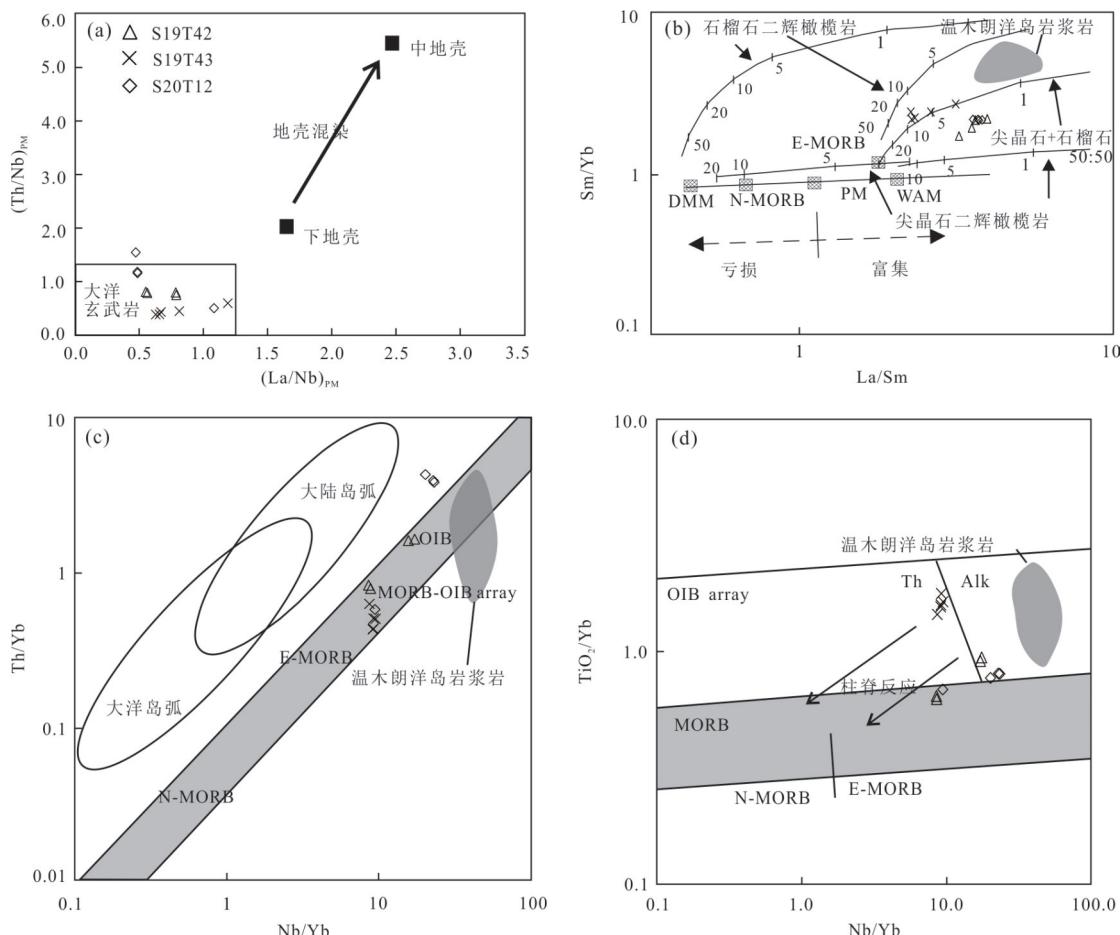


图 8 (a) $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ - $(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ 图解; (b) La/Sm - Sm/Yb 图解(Aldanmaz *et al.*, 2000); (c) Th/Yb - Nb/Yb 图解(Pearce, 2008); (d) TiO_2/Yb - Nb/Yb 图解(Pearce, 2008)

Fig.8 (a) $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ vs. $(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ plot; (b) La/Sm vs. Sm/Yb plot(Aldanmaz *et al.*, 2000); (c) Th/Yb vs. Nb/Yb plot(Pearce, 2008); (d) TiO_2/Yb vs. Nb/Yb plot(Pearce, 2008)

温木朗洋岛岩浆岩数据来自 Wang *et al.*(2019)

(Aldanmaz *et al.*, 2000). 在 La/Sm - Sm/Yb 图解中(图 8b), 唐加地区洋岛岩浆岩都落在了石榴石-尖晶石(石榴石>尖晶石)二辉橄榄岩区域, 部分熔融程度较高(1~10%), 不同于接近石榴石二辉橄榄岩区域的温木朗洋岛, 说明唐加地区洋岛岩浆岩主要来源于尖晶石-石榴石二辉橄榄岩地幔。

Th/Yb - Nb/Yb 图解和 TiO_2/Yb - Nb/Yb 图解都被用来辨别地幔源区特征, 前者突显地壳混染特征, 后者强调熔融深度(Pearce, 2008)。OIB 通常被认为来自深部的石榴石二辉橄榄岩地幔部分熔融, 而 MORB 为深度较浅的尖晶石二辉橄榄岩地幔($\sim 60 \text{ km}$)(Niu, 2009; Humphreys and Niu, 2009)。在 Th/Yb - Nb/Yb 图解中, 唐加地区洋岛岩浆岩都落在了 OIB 区域, 并无壳源混染趋势, 与温木朗洋岛类似(图 8c)。而在 TiO_2/Yb - Nb/Yb 图解中, 唐加地

区洋岛岩浆岩大多落在了 OIB-MORB 过渡区域, 显示较小的熔融深度, 不同于温木朗岩洋岛(图 8d)。

洋岛玄武岩的地球化学成分受地幔源区、地幔温度和上覆岩石圈厚度等多种因素的影响, 其中上覆岩石圈厚度的影响最为显著, 被称为“盖层效应”(Niu *et al.*, 2011)。当上覆岩石圈厚度较大时, 洋岛玄武岩的熔融深度较深, 可能到达石榴石二辉橄榄岩相, 部分熔融程度较小, 表现为强烈的“石榴子石痕迹”($\text{Sm}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}} \approx 5$); 当上覆岩石圈厚度较小时, 洋岛玄武岩的熔融深度较浅, 可能从石榴石二辉橄榄岩相至尖晶石二辉橄榄岩相, 部分熔融程度较大, 表现为较弱的“石榴子石痕迹”($\text{Sm}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}} \approx 2$, Humphreys and Niu, 2009; Niu *et al.*, 2011; 范建军等, 2021)。唐加地区洋岛型岩石组合的玄武岩和辉绿玢岩为尖晶石-石榴子石二辉橄榄岩地幔较高程

度部分熔融的产物,熔融深度较小,表明其上覆大洋岩石圈厚度可能较小。此外,拍日岗玄武岩具有相对较小的 $\text{Sm}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}}$ (1.9~3.0),表现为较弱的石榴石残留痕迹,同样表明拍日岗洋岛可能形成于较薄的洋壳之上。而前人报道的温木朗洋岛岩浆岩表现为较强的石榴石残留痕迹[$\text{Sm}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}}$ (2.2~7.43), Wang *et al.*, 2018],暗示温木朗洋岛可能形成于较厚的洋壳之上。

5.3 唐加地区的洋岛类型

研究表明,洋岛由岩石组合的差异可以为两种层序类型,包括“夏威夷型”和“佛得角型”(范建军等,2021)。“夏威夷型”是快速扩张大洋中洋岛的典型层序,如太平洋上的夏威夷群岛(Ramalho *et al.*, 2010a)。“佛得角型”是(超)慢速扩张,甚至静止的大洋中洋岛的典型层序,如大西洋上的佛得角、加纳利、亚速尔等洋岛(Ramalho *et al.*, 2010b; Fan *et al.*, 2021)。由于洋壳为(超)慢速运动或静止状态,“佛得角型”洋岛长时间位于热点/地幔柱之上,因此可能受多期次岩浆作用的影响,形成灰岩与玄武岩、灰岩与凝灰岩等互层的现象。

唐加地区洋岛的岩石组合包括大理岩、塌积砾岩和玄武岩,构成玄武岩基底和大理岩、塌积砾岩盖层的典型洋岛“二元结构”。拍日岗露头保留了相对完整的洋岛型岩石组合,包括大理岩、塌积砾岩以及玄武岩。而帕嘎多露头仅保留了大理岩和绿片岩(变质玄武岩)夹层,可能为唐加洋岛盖层的一部分。大理岩成分单纯,无陆源碎屑物质,反映了远离大陆的深海碳酸盐岩台地沉积环境。绿片岩(变质玄武岩)夹层和大理岩与绿片岩互层的现象指示唐加地区洋岛型岩石组合可能与“佛得角型”洋岛类似。年代学研究表明,唐加地区的洋岛至少经历过两期岩浆喷发事件,同样与“佛得角型”洋岛的特征类似,说明在早石炭世晚期到晚石炭世松多古特提斯洋为慢/超慢速运移或静止状态。而松多地区的温木朗洋岛缺少典型洋岛型岩石组合中的沉积盖层,其岩石组合包括堆晶辉长岩、变质辉长岩和变质玄武岩,其形成时代在260 Ma左右(Wang *et al.*, 2018),生长周期较短,可能类似于“夏威夷型”洋岛。

5.4 构造意义

松多古特提斯洋可能开启于早石炭世:有学者通过研究拉萨地块南缘东部的早石炭世(355~341 Ma)花岗岩,认为其可能为弧后伸展环境的产物,随后演化为松多古特提斯洋(Ji *et al.*, 2012; 吴兴源

等,2013);还有学者在拉萨地块南缘中部发现早石炭世(355~344 Ma)中基性岩体,认为其产生于弧后裂谷环境,是北拉萨地块从冈瓦纳大陆北缘裂解以及松多古特提斯洋张开的产物(Wang *et al.*, 2020)。而洋壳残片是洋盆存在的直接证据,如蛇绿岩、洋岛型岩石组合、洋壳榴辉岩等。松多榴辉岩的地球化学特征显示为MORB型和OIB型,为洋壳榴辉岩(陈松永等,2007; Cheng *et al.*, 2012)。全岩 Sm-Nd等时线测年和锆石U-Pb定年表明松多榴辉岩的原岩年龄为晚石炭世(305 Ma, Li *et al.*, 2009; 304 Ma, Cheng *et al.*, 2015)。松多蛇绿岩最老的锆石U-Pb年龄为306~304 Ma,说明松多古特提斯洋至少打开于晚石炭世之前(陈松永,2010; 王斌,2019)。北拉萨地块上弧岩浆岩和松多MORB型榴辉岩的研究表明,松多古特提斯洋的洋壳至少在早二叠世开始俯冲,在中二叠世(274~261 Ma)俯冲至榴辉岩相(耿全如等,2007; Li *et al.*, 2009; Yang *et al.*, 2009; Zhu *et al.*, 2009, 2010, 2011, , 2012; Cheng *et al.*, 2012, 2015; Hu *et al.*, 2018a, 2018b, 2018c, 2019; Wang *et al.*, 2021)。

而本文在唐加洋岛玄武岩中测得了330 Ma的锆石U-Pb同位素年龄,是目前松多古特提斯洋最老的洋壳物质记录,说明松多古特提斯洋在早石炭世晚期已经演化出了初始洋盆。众所周知,大洋岩石圈主要形成于洋中脊,新生的洋壳较薄,随着大洋扩张,洋壳逐渐远离洋中脊,并冷凝加厚(Niu *et al.*, 2018)。在松多古特提斯洋演化早期,新生洋壳的厚度较薄,并且无洋壳俯冲拖曳力的作用,洋壳扩张速率为(超)慢速状态,在热点作用下形成的唐加地区石炭纪洋岛型岩石组合具有类似于“佛得角型”洋岛的特征(图9a)。随着早二叠世大洋俯冲的开始,洋壳受到大洋板片俯冲拖曳力的作用,运移速度逐渐加快,唐加地区的洋岛开始远离热点中心,并终止生长(图9b)。在松多古特提斯洋演化中期,洋壳运移速率已经变为快速,洋壳已经冷凝加厚,热点作用形成的中二叠世温木朗洋岛具有类似于“夏威夷型”洋岛的特征(图9c)。

6 结论

(1)唐加地区洋岛型岩石组合包括大理岩、塌积砾岩、玄武岩,绿片岩(变质玄武岩)夹层和大理岩与绿片岩互层的现象与“佛得角型”洋岛的特征类似。

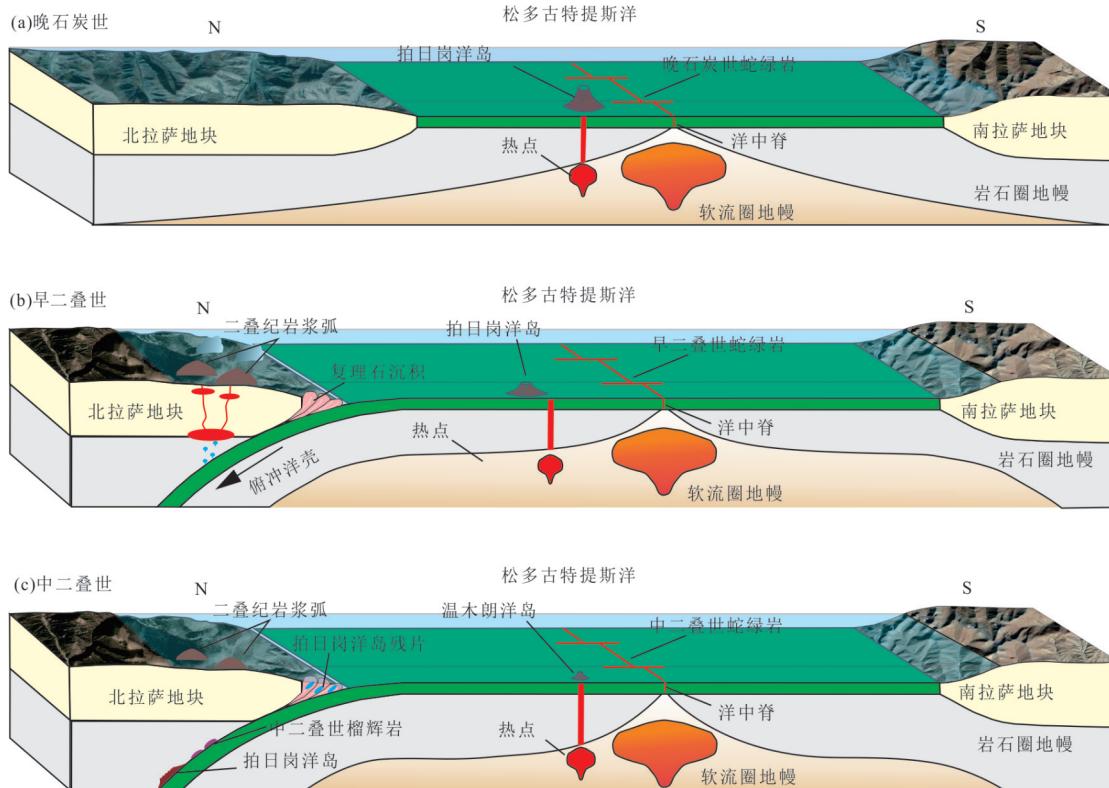


图9 松多古特提斯洋洋岛演化模式图

Fig.9 Evolution modelCartoon of the ocean Islands in Sumdo Paleo-Tethys Ocean

(2) 唐加地区洋岛型岩石组合中玄武岩和辉绿玢岩的锆石 U-Pb 测年结果分别为 330 ± 9 Ma、 310 ± 6.7 Ma 和 307 ± 4 Ma, 分为早石炭世晚期和晚石炭世, 可代表唐加地区洋岛残片的形成时代.

(3) 唐加地区洋岛型岩石组合的玄武岩和辉绿玢岩具有较高的 TiO_2 , P_2O_5 含量, 明显富集 Nb, Ta、Ti, 显示典型的大洋板内玄武岩特征, 其源区可能为尖晶石—石榴石二辉橄榄岩地幔.

(4) 松多古特提斯洋至少在早石炭世晚期就发育出了初始洋盆, 并在早石炭世晚期到晚石炭世为慢/超慢速扩张, 热点物质涌出形成了具有“佛得角型”洋岛特征的唐加洋岛.

致谢: 野外工作和文章撰写得到王斌博士、宋宇航博士等吉林大学青藏高原地质研究中心成员的帮助, 两位审稿专家和编辑部给出了宝贵的修改意见, 在此一并致以衷心感谢.

References

- Anderson, T., 2002. Correction of Common Lead in U-Pb Analyses that do not Report ^{204}Pb . *Chemical Geology*, 192 (1/2): 59–79. [https://doi.org/10.1016/s0009-2541\(02\)00195-x](https://doi.org/10.1016/s0009-2541(02)00195-x)
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F., et al., 2000. Petrogenetic Evolution of Late Cenozoic, Post-Collision Volcanism in Western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1/2): 67–95. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(00\)00182-7](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(00)00182-7)
- Chen, S. Y., Yang, J. S., Luo, L. Q., et al., 2007. MORB-Type Eclogites in the Lhasa Block, Tibet. *Geological Bulletin of China*, (10): 1327–1339 (in Chinese with English abstract).
- Chen, S. Y., 2010. The Development of Sumdo Suture in the Lhasa Block, Tibet (Dissertation). Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing (in Chinese with English abstract).
- Cheng, H., Liu, Y. M., Vervoort, J. D., et al., 2015. Combined U-Pb, Lu-Hf, Sm-Nd and Ar-Ar Multichronometric Dating on the Bailang Eclogite Constrains the Closure Timing of the Paleo-Tethys Ocean in the Lhasa Terrane, Tibet. *Gondwana Research*, 28(4): 1482–1499. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.09.017>
- Cheng, H., Zhang, C., Vervoort, J. D., et al., 2012. Zircon U-Pb and Garnet Lu-Hf Geochronology of Eclogites from the Lhasa Block, Tibet. *Lithos*, 155: 341–359. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.09.011>
- Condie, K. C., 1993. Chemical Composition and Evolution

- of the Upper Continental Crust: Contrasting Results from Surface Samples and Shales. *Chemical Geology*, 104(1/2/3/4): 1–37. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90140-e](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-e)
- Cousens, B. L., Clague, D. A., Sharp, W. D., 2003. Chronology, Chemistry, and Origin of Trachytes from Hualalai Volcano, Hawaii. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(9): 1078–1105. <https://doi.org/10.1029/2003gc000560>
- Duan, M.L., Xie, C.M., Fan, J.J., et al., 2019. Identification of the Middle Triassic Oceanic Crust of the Sumdo in the Tibet Plateau and Its Constraints on the Evolution of the Sumdo Paleo-Tethys Ocean. *Earth Science*, 44(7): 2249–2264(in Chinese with English abstract).
- Fan, J. J., Li, C., Xu, J. X., et al., 2014. Petrology, Geochemistry, and Geological Significance of the Nadong Ocean Island, Banggongco - Nujiang Suture, Tibetan Plateau. *International Geology Review*, 56(8): 915–928. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.900651>
- Fan, J. J., Li, C., Wang, M., et al., 2015. Features, Provenance, and Tectonic Significance of Carboniferous-Permian Glacial Marine Diamictites in the Southern Qiangtang-Baoshan Block, Tibetan Plateau. *Gondwana Research*, 28(4): 1530–1542. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.10.015>
- Fan, J. J., Li, C., Xie, C. M., et al., 2017. Remnants of Late Permian-Middle Triassic Ocean Islands in Northern Tibet: Implications for the Late-Stage Evolution of the Paleo-Tethys Ocean. *Gondwana Research*, 44: 7–21. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.10.020>
- Fan, J. J., Niu, Y. L., Liu, Y. M., et al., 2021. Timing of Closure of the Meso-Tethys Ocean: Constraints from Remnants of a 141–135 Ma Ocean Island within the Banggong-Nujiang Suture Zone, Tibetan Plateau. *GSA Bulletin*, 133(9/10): 1875–1889. <https://doi.org/10.1130/b35896.1>
- Fan, J. J., Li, C., Niu, Y. L., et al., 2021. Identification Method and Geological Significance of the Intraplate Ocean Island-Seamount Fragments in the Orogenic Belt. *Earth Science*, 46(02): 381–404(in Chinese with English abstract).
- Gao, J.F., Lu, J.J., Lai, M.Y., et al., 2003. Analysis of Trace Elements in Rock Samples Using HR-ICP-MS. *Journal of Nanjing University (Natural Science Edition)*, 39(6):844–850(in Chinese with English abstract).
- Geng, Q.R., Wang, L.Q., Pan, G.T., 2007. Carboniferous Marginal Rifting in Gangdese: Volcanic Rocks and Stratigraphic Constraints, Xizang (Tibet), China. *Acta Geologica Sinica*, 81(9): 1259–1276(in Chinese with English abstract).
- Horn, I., Foley, S. F., Jackson, S. E., et al., 1994. Experimentally Determined Partitioning of High Field Strength and Selected Transition Elements between Spinel and Basaltic Melt. *Chemical Geology*, 117(1/2/3/4): 193–218. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90128-7](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90128-7)
- Hu, P. Y., Zhai, Q. G., Wang, J., et al., 2018a. Precambrian Origin of the North Lhasa Terrane, Tibetan Plateau: Constraint from Early Cryogenian Back-Arc Magmatism. *Precambrian Research*, 313: 51–67. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.05.014>
- Hu, P. Y., Zhai, Q. G., Wang, J., et al., 2018b. Ediacaran Magmatism in the North Lhasa Terrane, Tibet and its Tectonic Implications. *Precambrian Research*, 307: 137–154. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.01.012>
- Hu, P. Y., Zhai, Q. G., Wang, J., et al., 2018c. Middle Neoproterozoic (ca. 760 Ma) Arc and Back-Arc System in the North Lhasa Terrane, Tibet, Inferred from Coeval N-MORB- and Arc-Type Gabbros. *Precambrian Research*, 316: 275–290. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.08.022>
- Hu, P. Y., Zhai, Q. G., Zhao, G. C., et al., 2019. Late Cryogenian Magmatic Activity in the North Lhasa Terrane, Tibet: Implication of Slab Break-Off Process. *Gondwana Research*, 71: 129–149. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.02.005>
- Huang, Y.D., Xu, C., Zhang, X.L., et al., 2021. An Updated Database and Spatial Distribution of Landslides Triggered by the Milin, Tibet Mw6.4 Earthquake of 18 November 2017. *Journal of Earth Science*, 32(5): 1069–1078. <https://doi.org/10.1007/s12583-021-1433-z>
- Humphreys, E. R., Niu, Y. L., 2009. On the Composition of Ocean Island Basalts (OIB): The Effects of Lithospheric Thickness Variation and Mantle Metasomatism. *Lithos*, 112(1/2): 118–136. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.038>
- Ji, W. Q., Wu, F. Y., Chung, S. L., et al., 2012. Identification of Early Carboniferous Granitoids from Southern Tibet and Implications for Terrane Assembly Related to the Paleo-Tethyan Evolution. *The Journal of Geology*, 120(5): 531–541. <https://doi.org/10.1086/666742>
- Jochum, K. P., Arndt, N. T., Hofmann, A. W., 1991. Nb-Th-La in Komatiites and Basalts: Constraints on Komatiite Petrogenesis and Mantle Evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 107(2): 272–289. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(91\)90076-t](https://doi.org/10.1016/0012-821x(91)90076-t)
- Li, Z. L., Yang, J. S., Xu, Z. Q., et al., 2009. Geochemistry and Sm-Nd and Rb-Sr Isotopic Composition of Eclogite in the Lhasa Terrane, Tibet, and Its Geological Significance.

- Lithos*, 109(3/4): 240—247. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.01.004>
- Li, G. M., Zhang, L. K., Wu, J. Y., et al., 2020. Reestablishment and Scientific Significance of the Ocean Plate Geology in the Southern Tibet Plateau, China. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 40(1): 1—14(in Chinese with English abstract).
- Lu, Z. Y., 2019. The Establishment of "Zhilong - Songduo Ocean" in the Eastern Gangdese, Tibet: a New Evidence from Pairigang Ocean Island(Dissertation). Chengdu University of Technology, Chengdu(in Chinese with English abstract).
- Ludwig, K.R., 2003. User's Manual for Isoplot Ex, Version 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 4, Berkeley, 1—70.
- Meschede, M., 1986. A Method of Discriminating between Different Types of Mid-Ocean Ridge Basalts and Continental Tholeiites with the Nb-Zr-Y Diagram. *Chemical Geology*, 56(3/4): 207—218. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90004-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90004-5)
- Metcalfe, I., 2013. Gondwana Dispersion and Asian Accretion: Tectonic and Palaeogeographic Evolution of Eastern Tethys. *Journal of Asian Earth Sciences*, 66: 1—33. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2012.12.020>
- Niu, Y. L., 2009. Some Basic Concepts and Problems on the Petrogenesis of Intra-Plate Ocean Island Basalts. *Chinese Science Bulletin*, 54(22): 4148—4160. <https://doi.org/10.1007/s11434-009-0668-3>
- Niu, Y. L., Wilson, M., Humphreys, E. R., et al., 2011. The Origin of Intra-Plate Ocean Island Basalts (OIB): The Lid Effect and its Geodynamic Implications. *Journal of Petrology*, 52(7/8): 1443—1468. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr030>
- Niu, Y. L., Green, D. H., 2018. The Petrological Control on the Lithosphere-Asthenosphere Boundary (LAB) beneath Ocean Basins. *Earth-Science Reviews*, 185: 301—307. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.06.011>
- Pearce, J. A., Norry, M. J., 1979. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(1): 33—47. <https://doi.org/10.1007/bf00375192>
- Pearce, J. A., 2008. Geochemical Fingerprinting of Oceanic Basalts with Applications to Ophiolite Classification and the Search for Archean Oceanic Crust. *Lithos*, 100(1/2/3/4): 14—48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Ramalho, R., Helffrich, G., Schmidt, D. N., et al., 2010b. Tracers of Uplift and Subsidence in the Cape Verde Archipelago. *Journal of the Geological Society*, 167(3): 519—538. <https://doi.org/10.1144/0016-76492009-056>
- Ramalho, R. S., Helffrich, G., Cosca, M., et al., 2010a. Vertical Movements of Ocean Island Volcanoes: Insights from a Stationary Plate Environment. *Marine Geology*, 275 (1/2/3/4): 84—95. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.04.009>
- Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*, London, 1—64.
- Rooney, T. O., 2010. Geochemical Evidence of Lithospheric Thinning in the Southern Main Ethiopian Rift. *Lithos*, 117 (1/2/3/4): 33—48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.02.002>
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313—345. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- Schwandt, C. S., McKay, G. A., 1998. Rare Earth Element Partition Coefficients from Enstatite/melt Synthesis Experiments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(16): 2845—2848. [https://doi.org/10.1016/s0016-7037\(98\)00233-6](https://doi.org/10.1016/s0016-7037(98)00233-6)
- Thompson, G., Smith, I., Malpas, J., 2001. Origin of Oceanic Phonolites by Crystal Fractionation and the Problem of the Daly Gap: An Example from Rarotonga. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142(3): 336—346. <https://doi.org/10.1007/s004100100294>
- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Hendry, G. L., et al., 1984. An Assessment of the Relative Roles of Crust and Mantle in Magma Genesis: An Elemental Approach [and Discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 310(1514).
- Wang, B., Xie, C. M., Fan, J. J., et al., 2018. Genesis and Tectonic Setting of Middle Permian OIB - Type Mafic Rocks in the Sumdo Area, Southern Lhasa Terrane. *Lithos*, 324—325: 429—438. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.11.015>
- Wang, B., Xie, C. M., Dong, Y. S., et al., 2021. Middle Permian Adakitic Granite Dikes in the Sumdo Region, Central Lhasa Terrane, Central Tibet: Implications for the Subduction of the Sumdo Paleo-Tethys Ocean. *Journal of Asian Earth Sciences*, 205: 104610. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2020.104610>
- Wang, B., Xie, C. M., Li, C., et al., 2017. The Discovery of Wenmulang Ophiolite in Songduo Area of the Tibetan Plateau and Its Geological Significance. *Geological Bulletin*

- of China, 36(11): 2076—2081(in Chinese with English abstract).
- Wang, B., 2019. Recognition and Tectonic Significance of Sumdo Ophiolite, Tibet(Dissertation). Jilin University, Changchun(in Chinese with English abstract).
- Wang, X. H., Lang, X. H., Tang, J. X., et al., 2019. Early-Middle Jurassic (182—170 Ma) Ruocuo Adakitic Porphyries, Southern Margin of the Lhasa Terrane, Tibet: Implications for Geodynamic Setting and Porphyry Cu-Au Mineralization. *Journal of Asian Earth Sciences*, 173: 336—351. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2019.01.042>
- Wang, X. H., Lang, X. H., Tang, J. X., et al., 2020. Early-Carboniferous Back-Arc Rifting-Related Magmatism in Southern Tibet: Implications for the History of the Lhasa Terrane Separation from Gondwana. *Tectonics*, 39(10):1—10. <https://doi.org/10.1029/2020tc006237>
- Weller, O. M., St-Onge, M. R., Rayner, N., et al., 2016. U-Pb Zircon Geochronology and Phase Equilibria Modelling of a Mafic Eclogite from the Sumdo Complex of South-East Tibet: Insights into Prograde Zircon Growth and the Assembly of the Tibetan Plateau. *Lithos*, 262: 729—741. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.06.005>
- Wilson, M.B., 1989. Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach. *Geological Magazine*, 126(4).
- Winchester, J. A., Floyd, P. A., 1976. Geochemical Magma Type Discrimination: Application to Altered and Metamorphosed Basic Igneous Rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 28(3): 459—469. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(76\)90207-7](https://doi.org/10.1016/0012-821x(76)90207-7)
- Wu, Y.B., Zheng, Y.F., 2004. Study on the Mineralogy of Zircon and Its Constraints on U-Pb Age Interpretation. *Chinese Science Bulletin*, (16): 1589—1604(in Chinese with English abstract).
- Wu, X.Y., Wang, Q., Zhu, D.C., et al., 2013. Origin of the Early Carboniferous Granitoids in the Southern Margin of the Lhasa Terrane and Its Implication for the Opening of the Songdo Tethyan Ocean. *Acta Petrologica Sinica*, 29(11): 3716—3730(in Chinese with English abstract).
- Xie, C.M., Song, Y.H., Wang, M., et al., 2019. Age and Provenance of Sumdo Formation in Central Gangdise, Tibetan Plateau: Detrital Zircon U-Pb Geochronological Evidence. *Earth Science*, 44(7): 2224—2236(in Chinese with English abstract).
- Xu, Y. G., Chung, S. L., Jahn, B. M., et al., 2001. Petrologic and Geochemical Constraints on the Petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan Flood Basalts in Southwestern China. *Lithos*, 58(3/4): 145—168. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(01\)00055-x](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(01)00055-x)
- Yang, J. S., Xu, Z. Q., Li, Z. L., et al., 2009. Discovery of an Eclogite Belt in the Lhasa Block, Tibet: A New Border for Paleo-Tethys?. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34(1): 76—89. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2008.04.001>
- Yuan, H. L., Gao, S., Liu, X. M., et al., 2004. Accurate U-Pb Age and Trace Element Determinations of Zircon by Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28(3): 353—370. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908x.2004.tb00755.x>
- Zhang, C., Bader, T., Zhang, L. M., et al., 2018. Metamorphic Evolution and Age Constraints of the Garnet-Bearing Mica Schist from the Xindaduo Area of the Sumdo (U)HP Metamorphic Belt, Tibet. *Geological Magazine*, 156(7): 1175—1189. <https://doi.org/10.1017/s001675681800033x>
- Zhang, C., Bader, T., van Roermund, H., et al., 2019. The Metamorphic Evolution and Tectonic Significance of the Sumdo HP-UHP Metamorphic Terrane, Central-South Lhasa Block, Tibet. *Geological Society, London, Special Publications*, 474(1): 209—229. <https://doi.org/10.1144/sp474.4>
- Zhu, D. C., Mo, X. X., Niu, Y. L., et al., 2009. Geochemical Investigation of Early Cretaceous Igneous Rocks along an East-West Traverse Throughout the Central Lhasa Terrane, Tibet. *Chemical Geology*, 268(3/4): 298—312. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.09.008>
- Zhu, D. C., Mo, X. X., Zhao, Z. D., et al., 2010. Presence of Permian Extension- and Arc-Type Magmatism in Southern Tibet: Paleogeographic Implications. *Geological Society of America Bulletin*, 122(7/8): 979—993. <https://doi.org/10.1130/b30062.1>
- Zhu, D. C., Zhao, Z. D., Niu, Y. L., et al., 2011. The Lhasa Terrane: Record of a Microcontinent and its Histories of Drift and Growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 301(1/2): 241—255. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.005>
- Zhu, D. C., Zhao, Z. D., Niu, Y. L., et al., 2012. Cambrian Bimodal Volcanism in the Lhasa Terrane, Southern Tibet: Record of an Early Paleozoic Andean-Type Magmatic Arc in the Australian Proto - Tethyan Margin. *Chemical Geology*, 328: 290—308. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.12.024>

附中文参考文献:

- 陈松永, 杨经绥, 罗立强, 等, 2007. 西藏拉萨地块MORB型榴辉岩的岩石地球化学特征. 地质通报, 26 (10): 1327—1339.

- 陈松永, 2010. 西藏拉萨地块中古特提斯缝合带的厘定(博士毕业论文). 北京: 中国地质科学院.
- 段梦龙, 解超明, 范建军, 等, 2019. 青藏高原松多中三叠世洋壳的识别及其对松多古特提斯洋演化的制约. 地球科学, 44(7): 2249—2264.
- 范建军, 李才, 牛耀龄, 等, 2021. 造山带板内洋岛—海山残片的识别及地质意义. 地球科学, 46(2): 381—404.
- 高剑峰, 陆建军, 赖鸣远, 等, 2003. 岩石样品中微量元素的高分辨率等离子质谱分析. 南京大学学报(自然科学版), (6):844—850.
- 耿全如, 王立全, 潘桂棠, 等, 2007. 西藏冈底斯带石炭纪陆缘裂陷作用: 火山岩和地层学证据. 地质学报, 81(9): 1259—1276.
- 李光明, 张林奎, 吴建阳, 等, 2020. 青藏高原南部洋板块地质重建及科学意义. 沉积与特提斯地质, 40(1): 1—14.
- 卢志友, 2019. 西藏东冈底斯“直孔—松多洋”的确立(博士毕业论文). 成都: 成都理工大学.
- 王斌, 解超明, 李才, 等, 2017. 青藏高原松多地区温木朗蛇绿岩的发现及其地质意义. 地质通报, 36(11): 2076—2081.
- 王斌, 2019. 西藏松多地区蛇绿岩的识别及构造意义(博士毕业论文). 长春: 吉林大学.
- 吴元保, 郑永飞, 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约. 科学通报, (16): 1589—1604.
- 吴兴源, 王青, 朱弟成, 等, 2013. 拉萨地体南缘早石炭世花岗岩类的起源及其对松多古特提斯洋开启的意义. 岩石学报, 29(11): 3716—3730.
- 解超明, 宋宇航, 王明, 等, 2019. 冈底斯中部松多岩组形成时代及物源: 来自碎屑锆石 U-Pb 年代学证据. 地球科学, 44(7): 2224—2236.