

东昆仑阿尼玛卿地区古特提斯火山作用和板块构造体系

杨经绥, 许志琴, 李海兵, 史仁灯

(国土资源部大陆动力学重点实验室, 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037)

摘要: 东昆仑阿尼玛卿蛇绿岩带标志古特提斯洋关闭后的板块缝合带。在该缝合带及周围识别出 4 套与洋盆扩张和俯冲作用有关的火山岩, 由南至北, 分别为洋底玄武岩、岛弧火山岩、弧后盆地玄武岩和后碰撞火山岩。板块构造体系说明洋壳俯冲极性从南向北。已有年代学证据表明: 阿尼玛卿洋盆的开启时代至少可以早到晚石炭世(308 Ma), 洋盆关闭可能在早三叠世; 岛弧火山岩的时代为晚二叠世(260 Ma); 弧后盆地火山岩的时代为早-中三叠世; 后碰撞火山岩的时代为晚三叠世。三叠纪沿缝合带及其北部形成了一系列巨大的左旋走滑断裂系, 包括东昆仑南缘左旋走滑断裂(200~220 Ma)、阿尔金断裂的早期走滑剪切断裂系(220~230 Ma)以及南祁连南缘巨型左旋走滑断裂(240~250 Ma)。认为它们形成于阿尼玛卿古特提斯洋的关闭和斜向碰撞作用, 但主要在俯冲板块折返阶段或逆冲岩片的抬升阶段, 其时也是后碰撞岩浆活动和火山喷发阶段。

关键词: 蛇绿岩; 特提斯洋; 阿尼玛卿; 昆仑山; 青藏高原

中图分类号: P588.14; P542⁺.4

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2005)05-0369-12

The paleo-Tethyan volcanism and plate tectonic regime in the A'nyemaqen region of East Kunlun, northern Tibet Plateau

YANG Jing_sui, XU Zhi_qin, LI Hai_bing and SHI Ren_deng

(Key Laboratory of Continental Dynamics of MLR, Institute of Geology, CAGS, Beijing, 100037, China)

Abstract: The A'nyemaqen ophiolite belt marks the suture after closure of the paleo-Tethys. In this region, four types of volcanic rocks related to ocean floor spreading and plate subduction have been recognized. They are, from south to north, oceanic floor basalt (OFB), island arc volcanic rocks (IAV), back arc basin lavas (BAB) and post-collision volcanic rocks (PCV). The plate tectonic regime suggests the subduction sense from south to north. The spreading of the A'nyemaqen oceanic basin started at least as early as late Carboniferous (308 Ma) and the closure probably took place during early Triassic. The IAV, BAB and PCV were formed respectively in late Permian (260 Ma), in early-middle Triassic, and in late Triassic. Several large-sized ductile sinistral strike slip fault zones, extending hundreds to thousands of kilometers along the suture or in the north, were initially formed during early to late Triassic. They include the South Margin Fault Zone of East Kunlun (200~220 Ma), the Altyn Tagh Fault Zone (220~230 Ma), and the North Qaidam Fault Zone (240~250 Ma). These strike slip faults were most likely genetically related to the oblique subduction and collision of the paleo-Tethyan ocean basin, particularly in the period of exhumation of subducted plate or uplift of the overthrust plate, a period when post-collision magmatism and volcanism were active.

Key words: ophiolite; Tethys; A'nyemaqen; Kunlun; Tibet

青藏高原北部的东昆仑南缘蛇绿岩带呈近东西向断续分布, 长约千余公里, 阿尼玛卿蛇绿岩位于该带的东段。该蛇绿岩带是青藏高原地质调查大队一分队于 1982 年在野外确

定并建立层序, 最初的成果在 1986 年全国第三届基性超基性岩会议上报道, 并收录在该分队的专著《昆仑开合构造》(姜春发等, 1992) 中。后又有不同群体对该蛇绿岩带展开研究(如

收稿日期: 2005-08-05; 修订日期: 2005-08-24

基金项目: 地质调查项目(200313000058); 国家自然科学基金资助项目(49732070); 国土资源部科技司项目(2001010101)

作者简介: 杨经绥(1950-), 男, 加拿大 Dalhousie 大学博士, 研究员, 研究方向为青藏高原和造山带岩石大地构造学。

边千韬等, 2001a; 陈亮等, 2001; 王永标等, 2003; 杨经绥等, 2004)。研究表明, 阿尼玛卿蛇绿岩虽已构造解体, 但蛇绿岩各组成单元均有出露。最近报道用 SHRIMP 方法获得蛇绿岩洋壳熔岩的锆石 U-Pb 年龄为 308.2 ± 4.9 Ma, 得出洋盆形成的时代至少始于晚石炭世(杨经绥等, 2004)。此前, 玄武岩全岩 Ar-Ar 法给出的坪年龄为 345.3 ± 7.9 Ma(陈亮等, 2001), 如果这一年齡获得证实, 则洋壳形成时间要早到早石炭世。研究还表明, 蛇绿岩之上的盖层巴颜喀拉群的深水沉积延续到早中三叠世, 晚三叠世主要为大陆边缘沉积(徐强等, 1998), 洋盆持续可达约 1 亿年。用洋盆扩张速率较快来估算, 该洋盆规模应该很大(杨经绥等, 2004), 这与早期认为该洋盆曾是规模巨大的古特提斯海盆的一部分、代表冈瓦那大陆与欧亚大陆之间的连接的认识相吻合(Yang *et al.*, 1996)。本文拟通过对阿尼玛卿地区出露的多种与特提斯洋形成和关闭有关的火山岩浆作用的研究, 探讨板块汇聚边缘的构造体制。

1 阿尼玛卿地区的区域地质

位于青藏高原北部的昆仑山是一条长 2 000 余 km 的巨型造山带, 阿尔金走滑断裂系将其分割为东、西昆仑两部分。阿尼玛卿山位于东昆仑山的东段, 其中最高峰达 6 282 m。阿尼玛卿蛇绿岩沿东昆仑地体南缘分布, 将东昆仑地体与南边的巴颜喀拉地体分开。

阿尼玛卿地区属东昆仑地体组成部分, 有少量元古宙老地层, 主要分布在北部地区, 南部苦海、玛沁附近有少量分布。根据该地层中斜长角闪片岩的 Sm-Nd 等时线年龄 $1\ 098 \pm 14$ Ma 确定其属新元古代(青海省地质局, 1991)。本研究对玛沁附近元古宙斜长角闪岩中的锆石, 采用单颗粒锆石法测得的同位素年龄为 417.1 ± 3.3 Ma, 认为代表角闪岩相的变质年龄, 说明存在早古生代的构造事件。值得提出的是, 边千韬等在阿尼玛卿西段布青山蛇绿混杂岩中发现奥陶纪疑源类化石并测得该地区花岗-英云闪长岩 402 ± 24 Ma 的锆石 U-Pb 年龄, 认为阿尼玛卿带中存在早古生代蛇绿岩(边千韬等, 1999, 2001a, 2001b)。晚古生代该区主要是一套浅海相-半深海相沉积的生物碎屑灰岩和砂板岩的沉积(青海省地质局, 1991), 包括上石炭统灰岩和下二叠统的灰岩和砂板岩。王永标等(2003)报道从早二叠世的沉积岩中分出深水相深海软泥和放射虫硅质岩沉积, 并且认为它们没有受到陆源物质的影响。

巴颜喀喇地体是西藏板块的一部分, 主要由三叠纪巨厚海相沉积地层组成。前人将其定为类复理石建造, 以砂岩板岩为主, 夹少量灰岩, 下部为深水沉积, 上部转为大陆边缘快速堆积(徐强等, 1998)。巴颜喀拉三叠纪沉积盆地由于其所处大地构造位置的特殊性, 不仅陆源碎屑浊积岩巨厚, 并且受到陆内会聚的强烈变形作用影响, 沉积地层发育紧密褶皱, 多呈直立、平卧与倒转褶皱, 发育良好的逆冲和推覆叠片, 深部

表现为韧性剪切和塑性流变, 地壳有明显的缩短加厚。

阿尼玛卿蛇绿岩, 东起玛沁, 向西经玛积雪山、托索湖至布青山, 全长约 300 余 km, 南北宽 10~20 km(图 1), 再往西可以与东大滩南黑茨沟附近及木孜塔格山北坡的镁铁超镁铁岩块体(Molnar *et al.*, 1987; Burchfiel *et al.*, 1989) 相连。蛇绿岩呈构造岩块断续地沿东昆仑南缘断裂带分布, 组成一个巨大的蛇绿混杂岩带。蛇绿岩块体规模变化较大, 少数块体可达十余 km^2 , 如德尔尼和东倾沟岩块, 但多数小于 1 km^2 。蛇绿岩侵位于晚石炭世至早-中三叠世地层中, 但主要在早二叠世的深海相砂板岩夹火山熔岩和凝灰岩地层中, 其次在早三叠世的深海相及火山岩地层中。

调查研究表明, 在布青山有 MOR 型方辉橄橄岩等变质橄橄岩组合, 其中方辉橄橄岩的铬尖晶石 $\text{Cr}^\# [\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})]$ 均 < 60 。此外, 还有堆积的辉长岩及典型 MORB 型枕状玄武岩及黑色板岩夹层。超镁铁岩出露宽约 300 m, 基性熔岩达 500 m, 辉长岩夹辉绿岩宽度也可达 500 m。玛积雪山附近也有近千米厚属蛇绿岩的基性熔岩, 其中混杂有超镁铁岩和辉长岩块(姜春发等, 1992; Yang *et al.*, 1996)。尤其对阿尼玛卿东段玛沁地区的调查, 已找到的蛇绿岩组合有变质橄橄岩、辉长堆积岩、辉绿岩墙群、洋脊玄武岩及与其相伴的放射虫硅质岩和黑色板岩等, 认为代表古特提斯洋的存在(杨经绥等, 2004)。

2 阿尼玛卿地区 4 套火山岩的识别

本研究调查了玛沁和花石峡附近的蛇绿岩中火山岩, 并对出露在阿尼玛卿蛇绿岩以北铜峪沟等地及 100 km 之远的温泉一带的三叠纪火山岩观察和取样。调查显示, 这套三叠纪火山岩向西也有多处出露。结合李福东等人(1993)对玛沁北铜峪沟火山岩的调查成果, 将阿尼玛卿蛇绿岩中火山岩及与洋盆闭合、俯冲、碰撞有关的火山岩进行了总结、对比, 识别出了 4 个构造环境下形成的火山岩, 即海底扩张阶段形成的拉斑玄武岩、俯冲阶段形成以钙碱性系列为主的岛弧火山岩、弧后盆地环境形成的拉斑玄武岩和后碰撞期间形成的陆内喷发的火山岩。

2.1 洋底型玄武岩

这里定义的洋底玄武岩(ocean floor basalt)是将具有大洋玄武岩(oceanic basalt)或深海玄武岩(abysal basalt)特征的熔岩都归为这一类, 原因是尽管在布青山和玛沁已识别出 MORB(Yang *et al.*, 1996; 杨经绥等, 2004), 但本文所包括的岩石不一定是典型洋脊玄武岩(MORB)。洋底型玄武岩在布青山、玛积雪山和玛沁等多处出露。但在布青山和玛积雪山两处发育较好, 熔岩出露宽度可达 500 至 1 000 m, 多为厚层状, 具枕状构造, 气孔和杏仁构造也十分发育(姜春发等, 1992; Yang *et al.*, 1996)。布青山枕状熔岩呈黑灰-灰紫色, 致密块状, 矿物粒度细, 斑晶少, 拉斑结构和辉绿结构多有保留, 也可见熔岩在海水中淬火冷却时结晶出来的矿物骸晶。

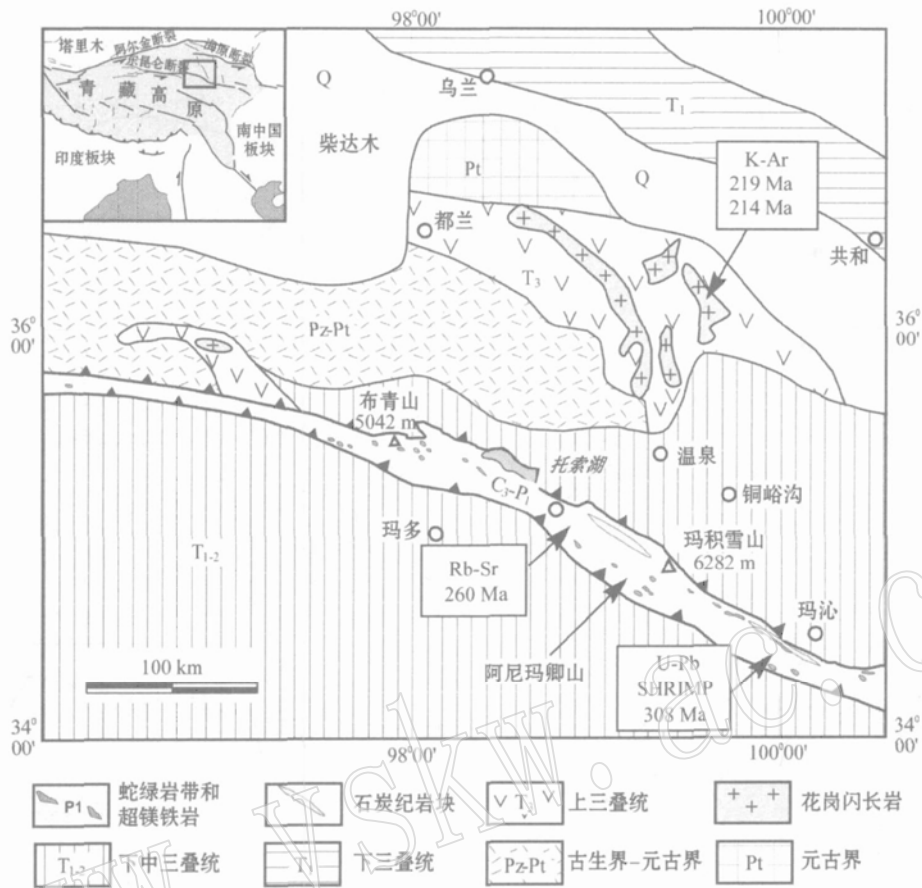


图 1 阿尼玛卿蛇绿岩带地质概略图

Fig. 1 Geological sketch map of the A'nyemaqen ophiolite belt

据该区 1:20 万玛多和玛积雪山幅(1986)^①、加鲁河幅(1973)^②等资料和本研究修改; 年龄数据来源: U-Pb 308 Ma (杨经绥等, 2004), Rb-Sr 260 Ma (姜春发等, 1992), K-Ar 219 Ma 和 214 Ma(李福东等, 1993)

岩石遭受一定程度海底热液蚀变, 产生一些绿泥石、绿帘石及碳酸盐蚀变矿物。

玛沁附近熔岩呈岩块产在橄辉岩岩体或早二叠世砂板岩地层中, 规模不大, 通常小于 100 m(图 2a)(Yang Jingsui *et al.*, 1997)。但在钻孔 ZK1303 岩心中, 见到熔岩厚度达 200 m 以上, 均为块状熔岩流产出, 未见枕状熔岩。岩石为灰绿色, 具杏仁状构造, 局部具辉绿结构及似斑状结构, 岩石可定为粒玄武岩。岩石已受到绿片岩相变质作用, 原生矿物已被次生矿物取代, 主要为绿泥石、绿帘石和次闪石等。与布青山和玛积雪山两地熔岩相比, 玛沁附近的熔岩不仅经历了强烈的海底热液蚀变, 还经历了强烈的构造挤压变形, 表现为矿物定向, 原火成结构几乎完全破坏。该类玄武岩虽蚀变较强, 但其化学成分却十分稳定, 为典型海底拉斑玄武岩(详后)。

2.2 岛弧型喷出岩

主要发育在花石峡以东下大武至玛积雪山一带。喷出岩以熔岩夹碎屑岩为特征, 二者交替呈互层状, 厚度 > 1 km, 体

积约各占一半。在下大武剖面中(图 2b), 熔岩出露厚度要大于火山碎屑岩, 且以基性喷出岩为主。岩石总体上属玄武岩-安山岩-流纹岩组合, 其中玄武质和安山质岩石为主导。火山碎屑岩主要为凝灰质, 但也可见薄薄的几层火山角砾岩夹层。熔岩中保留较好的火成结构及原生矿物斑晶。基性熔岩斑晶有单斜辉石、斜长石, 中-酸性熔岩英安岩中有较多石英和斜长石斑晶。熔岩中玄武质和安山质总量大于 50%, 剩下的一半中以英安岩为主, 仅有少量流纹岩。火山碎屑岩中可见矿物定向及挤压结构。

2.3 弧后盆地玄武岩

根据构造背景、地层沉积相以及熔岩成分分析, 玛沁以北铜峪沟一带在沿阿尼玛卿缝合带发生俯冲期间应属于弧后盆地环境, 处于拉张应力下, 因此产生一套与拉张作用有关的玄武岩。李福东等人(1993)在研究铜峪沟与火山岩有关的铜矿床时, 对这套基性火山岩做了一定的工作, 认为属拉斑玄武岩类, 火山岩由熔岩和凝灰岩组成, 产在下三叠统海相地层

① 青海省地质矿产局. 1986. 区域地质报告书, 1:20 万, 玛多幅和玛积雪山幅, 1~ 311.

② 青海省地质矿产局. 1973. 区域地质报告书, 1:20 万, 加鲁河幅, 1~ 128.

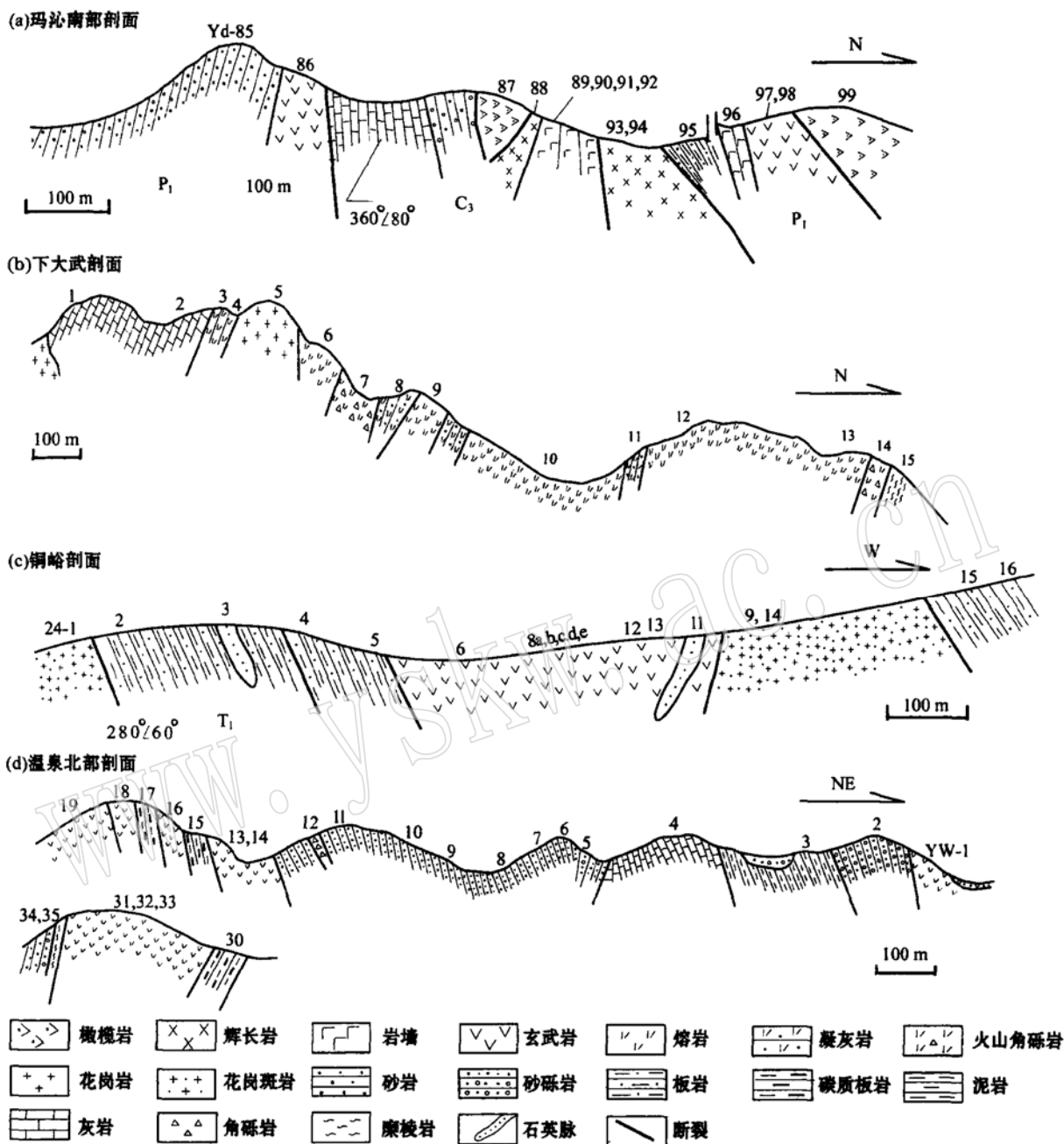


图2 蛇绿岩及有关火山岩剖面

Fig. 2 Geological profiles of ophiolite and related volcanic rock

中,与沉积地层呈整合互层。岩石已被强烈海底热液蚀变,表现为斜长石被钠长石取代,其他热液矿物为阳起石、绿泥石和绿帘石等。对铜峪沟的野外调查发现熔岩厚近200 m,产在早三叠世的深水板岩地层中(图2c)。火山岩以玄武岩类为主,有少量安山岩。熔岩中普遍铜矿化,除了绿片岩相蚀变,还发育许多与热液蚀变有关的石英脉,并见小花岗岩脉侵入。

2.4 后碰撞火山岩

后碰撞火山岩是指板块拼合后陆内仍然在继续的火山岩浆活动,这里主要指产在晚三叠世地层中的陆相火山岩。

它们主要分布在距玛沁之北几十至上百公里的温泉及布青山以东,与其伴随的有同时期的花岗岩侵入。野外观察表明,这套火山岩为安山岩-英安岩-流纹岩组合,产在陆相碎屑岩夹浅海相沉积岩中(图2d)。火山岩以熔岩为主,有多次喷发,单层厚度达数百米,总厚度2~3 km。镜下显示岩石较为新鲜,有些已产生低温蚀变。安山岩为深灰色,斑晶20%~30%,主要为斜长石和石英,基质由微晶矿物组成,呈交织结构和流动构造。英安岩为灰黄色,斑晶含量可达20%,主要为钠长石和石英,基质中石英含量较高,余为钠长石类矿物。流

纹岩为灰白色, 斑晶矿物主要为石英, 岩石绿泥石化蚀变强烈。

见表 1。已在图中引用但未在表中列出的数据来源有: 姜春发等(1992), 李福东等(1993), Pearce 和 Mei(1988), 玛多县幅、玛积雪山幅、果洛藏族自治州幅 1: 20 万区域地质调查报告^①中的数据。

3 火山岩的成分特征和形成构造环境

本研究新测试火山熔岩的主元素、微量元素和稀土元素

表 1 阿尼玛卿蛇绿岩熔岩及与俯冲有关的熔岩成分分析

Table 1 Chemical composition of lavas in the A' nyemaqen ophiolite and of subduction related extrusives

产地 背景 编号 岩石类型	玛沁 洋底 E16_1G 玄武岩	玛沁 洋底 E16_1K 玄武岩	玛沁 洋底 Z1303_77 玄武岩	玛沁 洋底 Z1303_84 玄武岩	下大武 岛弧 YN_7 玄武岩	下大武 岛弧 YN_9 玄武岩	温泉 后碰撞 YW_16 安山岩	温泉 后碰撞 YW_18 流纹岩	温泉 后碰撞 YW_31 流纹岩	温泉 后碰撞 YW_32 流纹岩
<i>w_B</i> / %										
SiO ₂	50.76	47.67	46.7	49.13	48.78	48.49	58.46	71.67	74.10	74.32
TiO ₂	1.36	1.57	0.89	1.32	2.12	1.78	0.45	0.25	0.19	0.20
Al ₂ O ₃	14.38	14.88	15.2	15.28	12.53	15.39	22.63	12.40	13.05	13.01
Cr ₂ O ₃					0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	3.294	5.246	3.752	4.196	5.57	4.89	1.69	0.75	2.61	1.95
FeO	7.94	7.66	5.22	6.96	8.44	7.85	1.36	1.40	0.28	0.23
MnO	0.18	0.21	0.13	0.18	0.24	0.24	0.09	0.14	0.07	0.11
MgO	7.7	7.02	7.32	7.63	6.57	5.72	1.35	1.12	0.29	0.31
CaO	7.84	10.22	9.8	10.84	7.02	4.10	0.40	2.78	0.98	1.61
Na ₂ O	3.39	2.93	2.98	2.64	3.59	5.61	1.82	5.35	3.37	3.53
K ₂ O	0.14	0.084	0.06	0.077	1.54	0.64	9.32	0.99	4.32	3.81
P ₂ O ₅	0.14	0.19	< 0.1	0.12	0.20	0.21	0.09	0.06	0.05	0.04
Los	3.27	2.88	8.68	2.65	2.42	3.62	2.50	2.58	0.72	0.82
Tatol	99.6	99.79	100.21	100.33	99.04	98.55	100.16	99.51	100.04	99.93
Mg [#]	58.94	52.94	62.81	58.67	46.57	45.44	45.47	49.11	16.65	21.57
<i>w_B</i> / 10 ⁻⁶										
La	3.52	4.14	2.54	2.9	6.17	13.14	42.44	33.92	39.55	47.32
Ce	7.82	8.95	5.71	7.73	16.08	28.97	86.17	68.38	84.7	107.02
Pr	1.53	1.8	1.1	1.38	2.48	4.14	7.7	6.44	9.31	9.85
Nd	9.07	8.75	7.5	8.43	14.72	17.77	24.21	19.39	27.04	33.62
Sm	3.31	5.62	2.94	3.26	5.46	4.29	3.05	3.92	5.36	4.73
Eu	0.96	0.78	1.19	1.01	1.71	1.68	1.9	1.29	2	2.21
Gd	3.75	4.71	3.98	3.92	5.88	4.07	5.34	4.69	6.88	7.35
Tb	0.82	1.14	0.81	0.83	1.14	0.92	0.6	0.58	1.04	1.24
Dy	4.76	6.37	4.36	4.57	6.77	4.81	3.58	2.61	5.72	5.95
Ho	1.12	1.52	1.01	1.08	1.45	1.16	0.73	0.74	1.37	1.5
Er	2.86	4.47	2.73	2.82	3.99	1.73	1.66	1.25	2.78	3.25
Tm	0.61	1.47	0.56	0.48	0.52	0.38	0.31	0.18	0.66	0.5
Yb	2.61	3.5	2.23	2.48	3.04	2.32	1.95	1.63	3.75	3.8
Lu	0.45	2.08	0.28	0.42	0.42	< 0.039 8	0.29	0.2	0.48	0.68
Y	26.35	33.67	26.24	25.4	33.67	21.63	15.64	14.03	32.2	30.56
Cr	317	172	334	236	57.7	24.6	5.59	11.3	4.33	3.93
Ba	165	195	269	221	351.4	298.5	1339	303	927.1	744.7
Co	35.5	34.7	37.9	42.8	49	45.2	6.16	4	3.36	3.36
Ni	64	62	107	94	33.9	11.7	0.059	3.74	0.058	1.77
Sr	98.8	146	109	132	82.6	200.6	118	169	101.6	132.3
Th	0.17	0.31	0.11	0.11	0.46	4.25	24.3	17.7	17.1	18.9
V	261	404	202	227	360	372.5	57	17.5	7.28	1.37
Sc	28.47	33.74	21.14	21.44	35.15	33.6	7.53	5.13	7.87	6.84
Zr	84	91	44.2	73	71.3	37.3	118	60.2	82.9	75.1
Rb	3.77	1.73	1	0.65	24.79	12.92	387.8	58.81	126.6	156.01
Nb	1.05	1.34	0.67	0.67	2.36	3.06	22.25	10.8	16.21	17.63
Hf	0.46	0.65	0.24	0.3	2.23	1.19	2.91	1.04	2.43	2.37
Ta	0.06	0.06	0.15	0.04	0.21	0.27	4.91	0.82	1.45	1.42
U	0.23	0.18	0.11	0.11	0.14	1.4	5.65	3.35	3.33	4.54
(La/Ce) _N	1.17	1.20	1.16	0.98	1.00	1.18	1.28	1.29	1.21	1.15
(La/Sm) _N	0.66	0.45	0.53	0.55	0.70	1.89	8.57	5.33	4.55	6.16
(Sm/Yb) _N	1.36	1.72	1.42	1.41	1.34	3.75	14.39	13.76	6.97	8.24

分析由国家地质测试中心李蓉华等人完成, 主元素及 La、Ce、Nd、Rb、Ba、Sr、Ni、Zr 采用 ICP-AES 方法, FeO 采用容量滴定法, K₂O 采用原子吸收法, 其他元素采用 ICP-MS 方法。

① 青海省地质矿产局. 1986. 区域地质报告, 1: 20 万, 玛多幅和玛积雪山幅, 1~ 311.

总体来看,阿尼玛卿地区与蛇绿岩及板块俯冲有关的4套火山岩其地球化学特征的差别是明显的。

3.1 洋底玄武岩

洋底玄武岩包括布青山、玛沁和玛积雪山等地的熔岩。这套岩石属拉斑玄武岩系列。其特点是基性程度高,在AFM图中表现为一个较集中的小区间,成分变化小,具分异程度较

低的特征(图3a)。从K/Na和 $Mg^{\#}$ 变异图中可以看出其 $Mg^{\#}$ 值[$Mg^{\#} = 100Mg/(Fe+Mg)$]高,限定在40~60区间,而K/Na主体上 < 1 ,具有 K_2O 低的特点(图4a)。TiO₂含量普遍 $> 1\%$,没有出现低TiO₂的类型(图5a)。TiO₂与 $Mg^{\#}$ 值为负相关,正是洋底玄武岩的特点(BVSP, 1981)。

熔岩中Cr和Ni的含量较其他产出的熔岩明显高出数倍

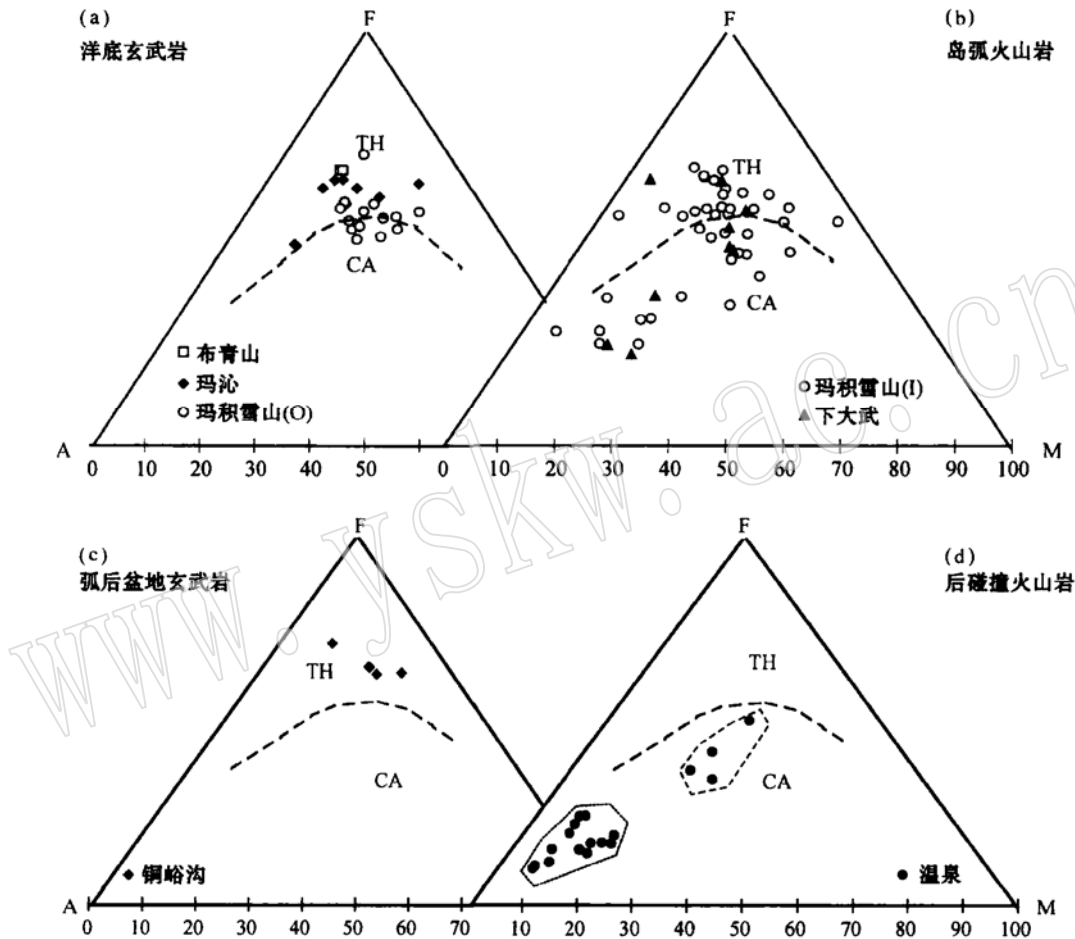


图3 阿尼玛卿地区熔岩的AFM图解

Fig. 3 AFM diagram of the lavas in the A'nyemaqen region

或一个数量级,在Cr- $Mg^{\#}$ 和Ni- $Mg^{\#}$ 变异图上构成各自区间,与现代洋底玄武岩的成分区间相重合(图6)。

稀土元素表现为近平坦型或LREE轻微亏损型(图7a),但布青山与玛沁两地的大洋玄武岩还是存在一定区别。玛沁的玄武岩呈明显Eu正异常,而布青山玄武岩则呈Eu轻微负异常,这其中长石的变化反映出二者岩浆的差异。另外,玛沁玄武岩还包含了LREE轻度富集型的类型,其 $(La/Sm)_N$ 值为1.094(表1)。从其主元素成分可看出该岩石属安山质熔岩。总之,从化学成分来看,具代表性的典型大洋玄武岩出露在布青山段,其特点是熔岩出露厚,发育枕状构造,而玛沁地表上未见厚的熔岩层及枕状熔岩,但在钻孔中块状熔岩流

厚度达200余m。

3.2 岛弧玄武岩

本区岛弧火山岩主要分布在下大武和玛积雪山一带,其特征是熔岩有一较大的变化区间,其中包括一部分拉斑系列的熔岩,但最大量的是钙碱系列的火山岩;另一特点是火山岩中碎屑岩占很大比例,可达50%以上。

在AFM图上(图3b),下大武和玛积雪山的熔岩显示相同的变化趋势。从拉斑系列向钙碱系列演化,铁镁含量减少而 K_2O+Na_2O 含量增加,其 $Mg^{\#}$ 值变化于10~70(图4b),相应SiO₂含量也增高,出现流纹质火山岩,K/Na比例由 < 1 到接近100,但K/Na < 1 还是占主要部分,说明岩浆中陆壳物

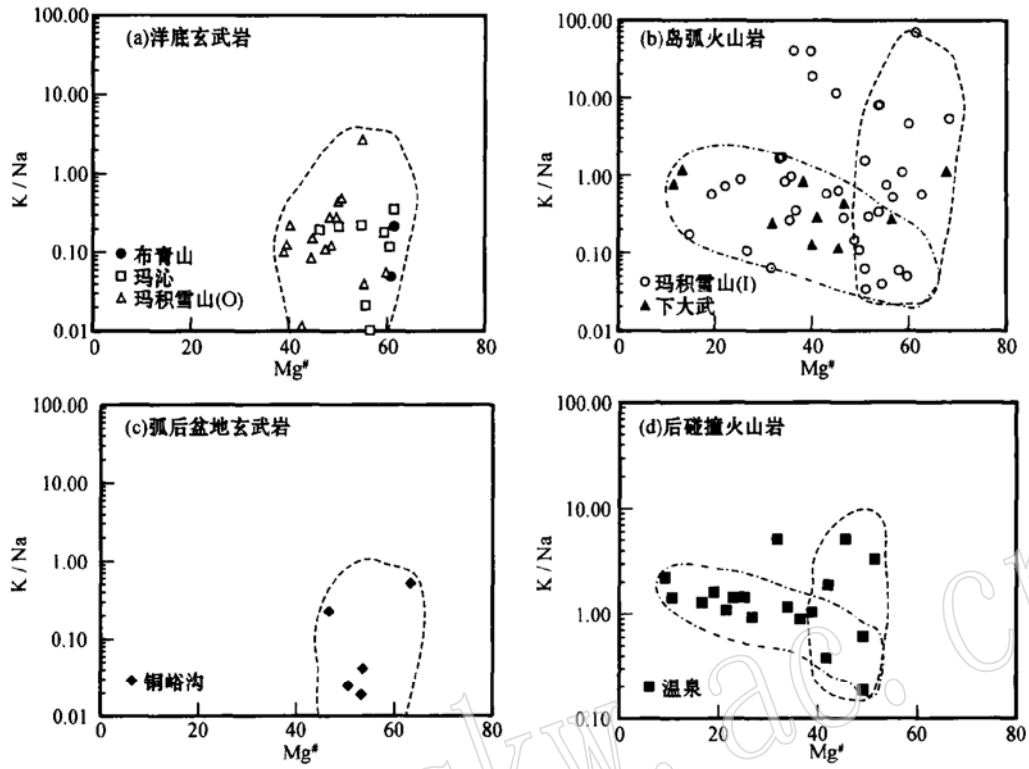


图 4 阿尼玛卿地区熔岩的 K/Na- Mg[#] 变异图

Fig. 4 K/Na versus Mg[#] diagram of the lavas in the A'nyemaqen region

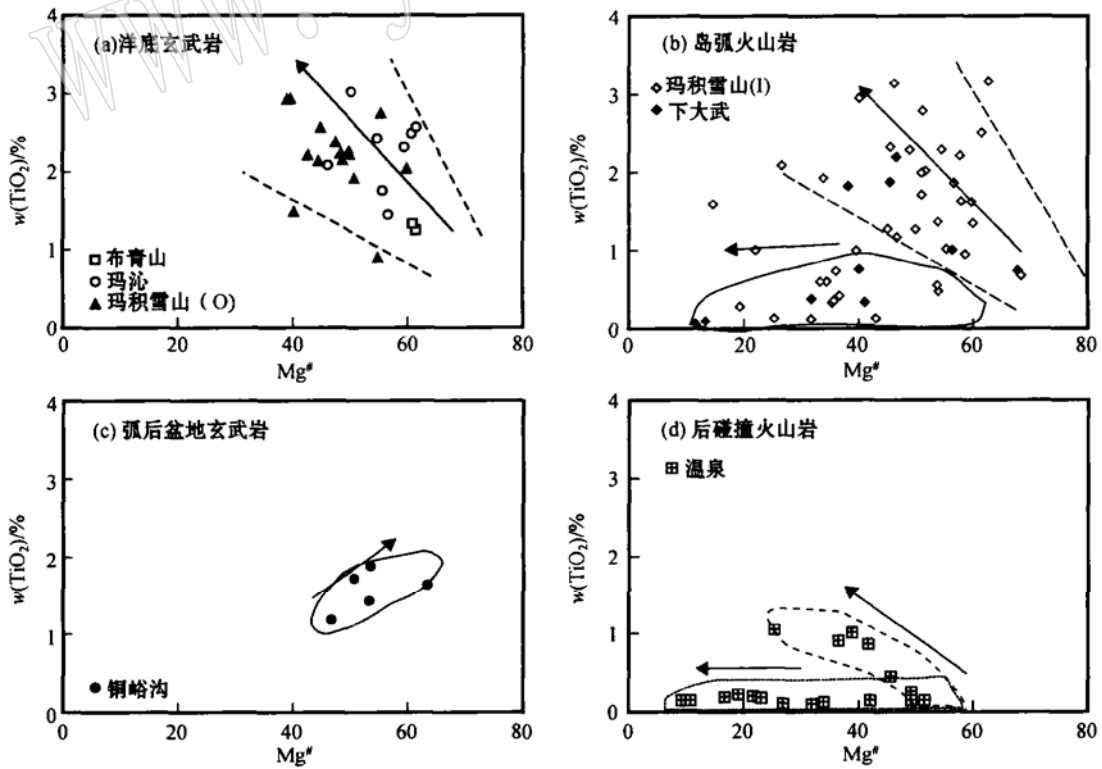


图 5 阿尼玛卿地区熔岩的 TiO₂- Mg[#] 变异图

Fig. 5 TiO₂ versus Mg[#] diagram of the lavas in the A'nyemaqen region

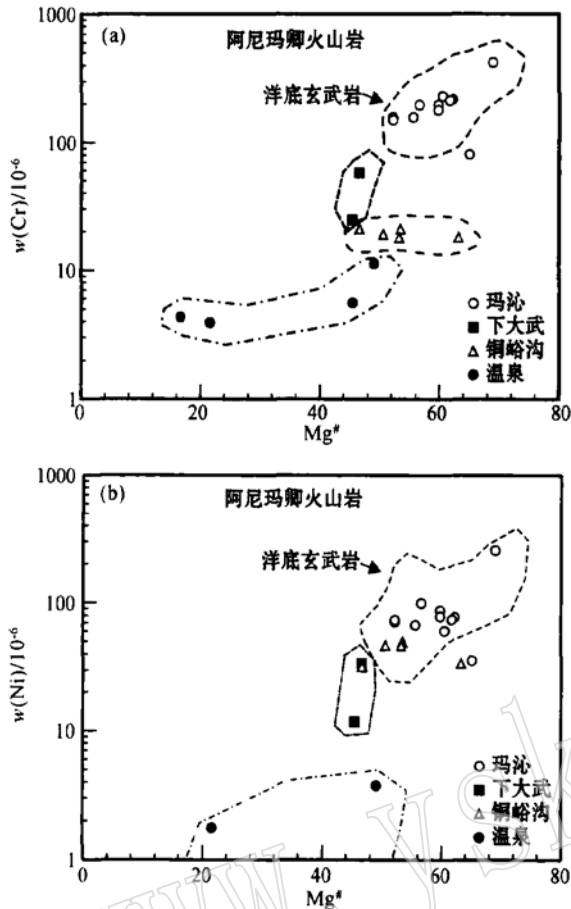


图6 阿尼玛卿地区熔岩的Cr、Ni和MgO[#]变异图

Fig. 6 Cr, Ni versus Mg[#] diagrams of the lavas in the A'nyemaqen region

4套火山岩各成区间,玛沁熔岩与现代洋底玄武岩区间相一致;洋底玄武岩区间引自BVSP Study Project (1981);Ni-Mg[#]图中铜峪沟熔岩与洋底玄武岩区间相重合,但其稀土元素特征与洋底玄武岩仍存在不同

质比例不高。但下大武熔岩的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr= 0.708 4,表明陆壳物质是存在的(姜春发等,1992)。

TiO₂含量出现<1%的区间,这其中有两种情况(图5b):一种是TiO₂含量随着MgO[#]值低而低,这与岩浆分异有关;一种是MgO[#]值保持不低(40~60),但TiO₂仍旧低(<1%),说明源区岩浆存在不同。现代岛弧玄武岩MgO[#]值也变化在40~60之间,甚至可达70,但相对其TiO₂含量普遍较低,多小于1%。本区岛弧玄武岩Cr、Ni的含量明显要低于洋底型玄武岩(图6)。相反,其Ba(19×10⁻⁶~315×10⁻⁶)和Rb(13×10⁻⁶~25×10⁻⁶)含量要大大高于本区洋底型玄武岩的Ba(16×10⁻⁶~22×10⁻⁶)和Rb(1.6×10⁻⁶~2.3×10⁻⁶)含量,与此相对应,其K₂O含量(0.6%~1.5%)也要明显高于后者的<0.2%。

稀土元素显示从LREE平坦型到LREE高度富集型(图

7b),其总量也从相当于球粒陨石的10倍增到100多倍,而且岩石中出现Eu亏损的类型,这在本区4套火山岩中是特殊的。

3.3 弧后盆地火山岩

本区弧后盆地火山岩属拉斑玄武岩系列,以基性岩为主,在AFM图上集中在TH区(图3c),而且其K/Na值也较低(图4c),与洋底玄武岩可以对比。

这套熔岩的基性程度高,也表现在Mg[#]值较高,这与洋底玄武岩相一致;但所不同的是其TiO₂含量与Mg[#]显示了正相关关系,恰与洋底玄武岩的趋势相反(图5c)。其Cr含量约稳定在20×10⁻⁶左右,较洋底玄武岩低一个数量级,也数倍低于岛弧玄武岩中Cr含量,但却不受Mg[#]值变化影响。Ni含量虽然也低于本区洋底玄武岩的含量,但却同落在现代洋底玄武岩区,并且高于岛弧玄武岩中的Ni含量(图6)。

稀土元素呈现LREE较富集的模式(图7c),(La/Sm)_N=2~3,反映HREE状况的(Sm/Yb)_N也在2~3之间。这些特征又与下大武岛弧熔岩及温泉的后碰撞熔岩相似,而与LREE亏损型洋底玄武岩明显不同。

因此,本区弧后盆地火山岩许多特征可以与洋底玄武岩对比,但又有些特征无法与岛弧火山岩相区别。原因是它们属边缘盆地环境,而边缘盆地的发育程度与岩浆物质来源、有无地壳物质加入等诸因素密切相关。

3.4 后碰撞火山岩

这套火山岩与上述三套火山岩明显不同。首先,在AFM图解上显示总的钙碱系列演化趋势(图3d),K₂O+Na₂O总量随岩石碱度增加从1.6%变化到4.8%。但图中温泉地区火山岩存在两个区间,也就说明源区岩浆存在差异。

在K/Na-Mg[#]变异图上,除了未出现低K/Na值外,这套火山岩显示了与本区岛弧相似的变化趋势,即一部分岩石K/Na值随Mg[#]值降低而增高,而另一部分岩石虽然K/Na值升高,但Mg[#]值不变(图4d)。这一特征进一步表明源区岩浆存在着差异。

同样的特征也显示在TiO₂-Mg[#]变异图上(图5d)。图中显示TiO₂含量普遍<1%,随着Mg[#]值降低,SiO₂出现两种情况,一种情况是保持低值,另一种为升高。尽管这些特征与本区岛弧环境熔岩相似,但区别之处是本套岩石缺乏高SiO₂的岩石。与本套岩石的高碱低Mg[#]特征相对应,Cr和Ni的含量与其他3套相比,也属最低,要较Cr和Ni含量较高的洋底玄武岩低2个数量级(图6)。从图中还可以看出,本区4套岩石中Cr和Ni含量随着Mg[#]降低而降低的总趋势。

熔岩的REE总量显示一致地高,而且也是本区4套火山岩中最高的(图7d)。LREE高度富集,表现在(La/Sm)_N=5~9,而且(Sm/Yb)_N也高达7~14,二者都是本区火山岩中最高的。

以上4套火山岩的主要特点小结见表2。

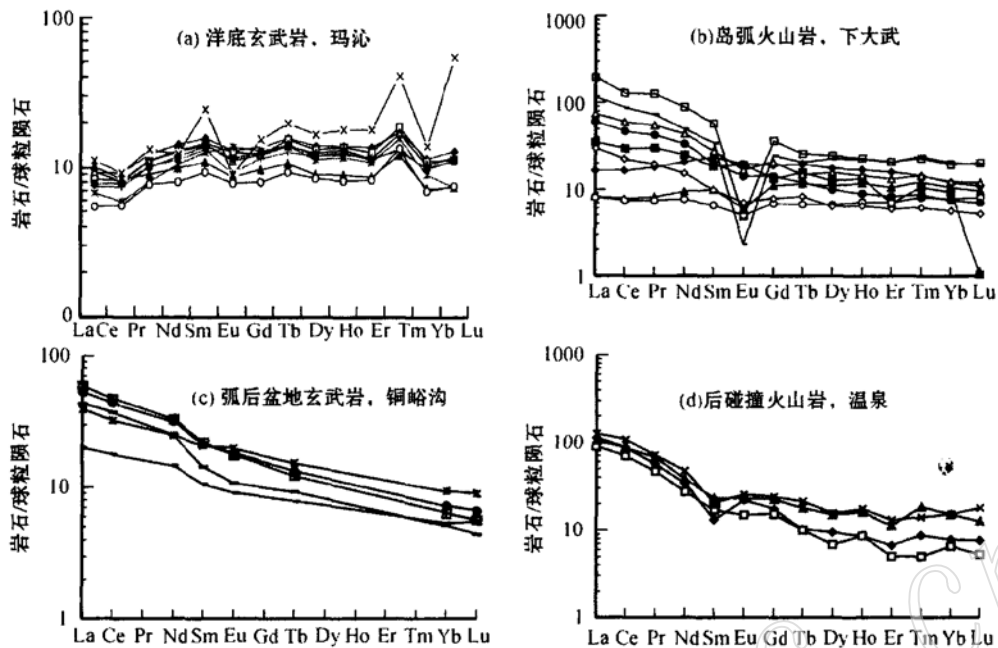


图 7 阿尼玛卿地区熔岩的稀土模式图

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns of the lavas in the A' nyemaqen region

表 2 阿尼玛卿地区板块构造体系中的 4 套火山岩特征对比

Table 2 Main features of the four suites of lava in the plate tectonic regime in A' nyemaqen, East Kunlun

洋底玄武岩	岛弧火山岩		弧后盆地火山岩	后碰撞火山岩
厚熔岩层, 枕状熔岩	熔岩和火山碎屑岩, 体积约各占 50%, 分多个旋回		熔岩和部分凝灰岩	熔岩和一定量火山碎屑岩
拉斑玄武岩系列	拉斑玄武岩; 钙碱性玄武岩-安山岩-流纹岩系列		拉斑玄武岩系列	钙碱性安山岩-流纹岩系列
基性岩类, 成分变化区间小	基性-酸性岩石类型, 许多高 SiO ₂ 岩石, 成分有很大区间		基性岩类	中酸性岩石类型
Mg [#] (40~ 60) 高	Mg [#] (10~ 70) 低高均有, 变化区间大		Mg [#] (40~ 60) 高	Mg [#] (10~ 50), 低为主, 变化区间大
低 K ₂ O, K/Na < 1	K/Na > 1	K/Na < 1	K/Na < 1, K ₂ O 低	K/Na > 1, K ₂ O 范围大
TiO ₂ > 1%	TiO ₂ < 1%	TiO ₂ > 1%	TiO ₂ > 1%	TiO ₂ < 1%, 总是低
TiO ₂ 与 Mg [#] 负相关	Mg [#] 高	TiO ₂ 与 Mg [#] 负相关	TiO ₂ 与 Mg [#] 正相关	TiO ₂ 与 Mg [#] 负相关
Cr(70~ 400) × 10 ⁻⁶ , 高	Cr(20~ 60) × 10 ⁻⁶ , 次高		Cr(10~ 20) × 10 ⁻⁶ , 低	Cr < 10 × 10 ⁻⁶ , 十分低
Ni(70~ 300) × 10 ⁻⁶ , 高	Ni(10~ 30) × 10 ⁻⁶ , 低		Ni(20~ 50) × 10 ⁻⁶ , 低	Ni < 5 × 10 ⁻⁶ , 十分低
Ba(16~ 22) × 10 ⁻⁶ , 低	Ba(19~ 315) × 10 ⁻⁶ , 高		Ba(106~ 143) × 10 ⁻⁶ , 高	Ba(300~ 1300) × 10 ⁻⁶ , 十分高
Rb(1.6~ 2.3) × 10 ⁻⁶ , 低	Rb(13~ 25) × 10 ⁻⁶ , 高		Rb(12~ 53) × 10 ⁻⁶ , 高	Rb(60~ 390) × 10 ⁻⁶ , 十分高
LREE 平坦-轻微亏损	LREE 平坦-强烈富集		LREE 富集	LREE 强烈富集
(La/Sm) _N = 0.4~ 0.8	(La/Sm) _N = 0.7~ 1.9		(La/Sm) _N = 2~ 3	(La/Sm) _N = 5~ 9

4 东昆仑阿尼玛卿洋的板块俯冲体制

通过以上研究, 在阿尼玛卿一带识别出了 4 套火山岩, 结合之前对东昆仑德尔尼地区蛇绿岩所建立的岩石单元和构造层序(杨经绥等, 2004), 可以对东昆仑南缘蛇绿岩缝合带的板块体制和构造意义做一小结和探讨。

4.1 阿尼玛卿蛇绿岩的构造层序

阿尼玛卿蛇绿岩中的岩石单元包括了变质橄榄岩、堆积橄榄岩、堆积辉长岩、块状辉长岩、辉绿岩墙、洋底玄武岩及上覆的放射虫硅质岩, 尽管它们多以零散的构造岩块产出, 但组成了一个几乎完整的蛇绿岩层序。其中 ①变质橄榄岩主要为方辉橄榄岩, 少量纯橄岩, 二辉橄榄岩少见。化学成分上这套岩石属镁质超基性岩, 稀土元素反映出典型的亏损地幔橄

岩的特征; ②堆积橄辉岩的堆晶结构保存很好, 原生矿物已全部蛇纹石化。其与变质橄辉岩明显不同之处是 REE 总量要数倍于球粒陨石值, 而变质橄辉岩则要小于球粒陨石值。③堆积辉长岩和块状辉长岩共生, 堆积层出现在辉长岩块的下部, 堆积条带保留较好, 但岩石也已被完全被热液蚀变, 而且受构造影响产生角砾化和糜棱岩化。岩石属拉斑玄武岩系列, 化学成分特征与上覆熔岩相同, 它们被认为是形成洋底玄武岩的岩浆房。④岩墙群仅仅在玛沁发现, 成分同洋底玄武岩。⑤洋底玄武岩由枕状和块状熔岩组成, 岩枕间及岩流中都见

有多层放射虫硅质岩薄层, 或含放射虫泥质岩。岩石多已遭受强烈海底热液蚀变, 局部地带岩石强烈变形, 近似糜棱岩化。岩石成分可与现代洋底玄武岩对比, 稀土元素为 LREE 轻微亏损型或平坦型(姜春发等 1992; Yang *et al.*, 1996, 1997; 陈亮等, 2001; 边千韬等, 2001a; 杨经绥等, 2004)。

4.2 板块边界的沟弧盆体系的确定和时间限定

根据 4 套喷出岩的空间展布, 由南至北, 分别为洋底玄武岩、岛弧火山岩、弧后盆地玄武岩和后碰撞火山岩, 由此说明洋壳俯冲极性从南向北(图 8)。

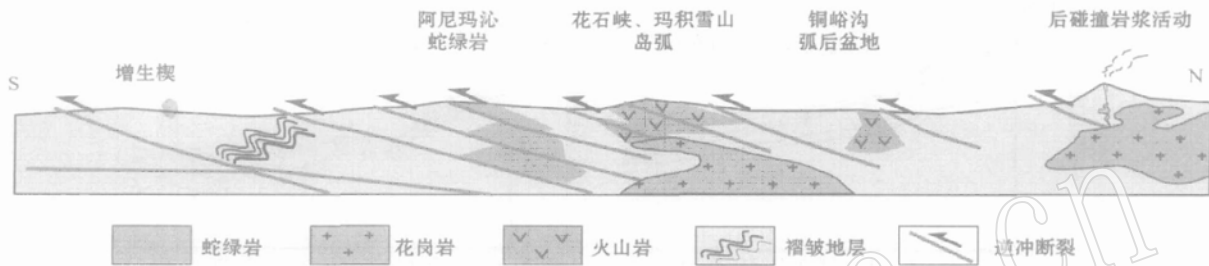


图 8 阿尼玛卿蛇绿岩与板块俯冲碰撞有关的板块构造体系图

Fig. 8 A'nyemaqen ophiolite and plate tectonic regime related to subduction and collision

蛇绿岩的围岩为一套上石炭统和下二叠统浅海相-半深海相沉积的生物碎屑灰岩和砂板岩(青海省地质局, 1991), 说明晚古生代时存在碳酸盐岩的台地。用锆石 SHRIMP 同位素方法测年, 获得海底玄武岩 U-Pb 年龄为 308 Ma(杨经绥等, 2004), 说明洋盆存在于晚石炭世。张克信等(1999)研究了阿尼玛卿造山带地层中放射虫等生物群, 得出阿尼玛卿洋张开的时间为晚石炭世, 与上述同位素年龄结论一致。但陈亮等(2001)用全岩 Ar-Ar 法获得的火山岩年龄为 345 Ma。洋盆能否早到早石炭世? 可能性也是存在的, 但尚需要其他方面的年龄资料证实。

此前研究已经获得玛积雪山岛弧火山岩的同位素年龄为 260 Ma(姜春发等, 1992; Yang *et al.*, 1996), 进一步研究获得了与洋壳俯冲有关的一个岛弧型侵入岩的年龄。该侵入岩是玛沁地区德尔尼超镁铁岩之北侧的德-恰花岗杂岩体。岩体呈窄条状, 长约 16 km, 宽约 0.1~2.2 km, 岩体由石英闪长岩、二长花岗岩脉和钾长花岗岩脉组成, 岩石成分特征表明该岩体形成于大陆边缘的岛弧环境。本研究测得岩体单颗粒锆石 U-Pb 法同位素年龄为 250 ± 20 Ma, 即花岗岩所代表的岛弧活动发生在晚二叠世, 认为可以与形成于岛弧环境的喷出岩相对比, 或略晚些。

在岛弧以北, 由于弧后板内的裂开, 产生一些弧后盆地玄武岩, 如铜峪沟的熔岩。目前虽然没有铜峪沟玄武岩的确切同位素定年, 但考虑其产在时代为早-中三叠世的砂板岩中, 认为该地层时代可以代表弧后盆地的时代。

随着向北俯冲作用继续, 洋盆闭合。但持续的挤压作用使得俯冲带上陆内地壳重熔, 产生后碰撞陆内火山岩及侵入

岩, 并且同时期的挤压推覆作用也使得地层强烈褶皱变形(图 8)。大量的后碰撞陆内火山岩产在晚三叠世陆相碎屑岩地层中, 认为喷出岩的时代也应该受控于其所在层。这与前人获得的与喷出岩相伴侵入岩的 200~239 Ma 的年龄相吻合(李福东等, 1991)。

4.3 古特提斯洋闭合对北部构造的制约

阿尼玛卿洋可能是巨大的古特提斯洋的组成部分, 洋盆的规模应该很大的(杨经绥等, 2004)。另一方面, 一系列同位素年龄及地层证据表明阿尼玛卿洋是在三叠纪早期关闭的。阿尼玛卿蛇绿岩带被认为是一条重要的地质界线, 其两侧发育的三叠纪以来的地层有各自的发育环境和历史, 两边的生物群也存在很大区别。北部属于北方区系三叠纪菊石群, 可与产于西伯利亚的中三叠统化石群对比, 南部属于特提斯北缘生物群, 可与西藏南部中三叠统中的菊石等对比(杨遵仪等, 1982)。

由于强大的关闭洋盆的俯冲作用, 使得在俯冲带上及其北部后陆地区产生强烈变形, 东昆仑南缘断裂首当其冲。与板块缝合带相伴的昆仑山南缘断裂是一条巨大的左旋走滑断裂, 沿该断裂发现许多小花岗岩体, 时代为 220~230 Ma, 为同构造花岗岩, 研究表明它们的空间展布和成因均受控于左旋走滑断裂(Li *et al.*, 1996)。左旋走滑断裂的产生说明俯冲是斜向的, 即板块是由南西向东北方向俯冲, 该带西段东-西大滩的样品给出韧性左旋走滑断裂的时代为 220~200 Ma(许志琴等, 2001)。晚三叠世的花岗岩侵入时代与后碰撞火山岩时代相同, 说明这些火山岩和侵入岩均在俯冲后的松弛阶段形成, 该阶段可以看作是俯冲板块折返阶段或逆冲地块

的抬升阶段。最近发现阿尔金断裂的早期走滑剪切时代也是 220~ 230 Ma(李海兵等, 2001), 并且柴北缘同样存在一条印支期开始活动的巨型左旋走滑断裂(Xu *et al.*, 2002), 它们的形成和活动可能都是起因于阿尼玛卿古特提斯洋的关闭和斜向俯冲作用。

4.4 东昆仑阿尼玛卿地区早古生代蛇绿岩问题

东昆仑地区存在早古生代的蛇绿岩, 但通常认为沿昆中断裂分布, 即在阿尼玛卿蛇绿岩带之北, 称之为昆中蛇绿岩(高延林等, 1988; Yang *et al.*, 1996)。昆中蛇绿岩中较早测到的 1 个同位素年龄来自辉长岩, 其单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 518 ± 3 Ma(Yang *et al.*, 1995, 1996)。并且已发现有 1 个早古生代的岩浆岩带出露在蛇绿岩的北侧, 例如, 陈能松等(2000)获得变质闪长岩的单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 446 Ma。尤其, 蛇绿岩附近大量早古生代海相地层、火山岩和岩浆活动存在, 对昆中存在早古生代蛇绿岩争议不大。但对于昆中蛇绿岩带之南, 阿尼玛卿地区出现的早古生代年龄, 包括岩浆岩年龄和变质年龄, 将如何解释? 是否也存在早古生代蛇绿岩? 这显然是一个新问题。

我们的回答是可能的。除了边千韬等(1999, 2001a, 2001b)获得的证据外, 即在阿尼玛卿西段布青山蛇绿混杂岩中发现奥陶纪疑源类化石以及测得该地区花岗-英云闪长岩 402 ± 24 Ma 的锆石 U-Pb 年龄, 我们在阿尼玛卿蛇绿岩带东段的德尔尼地区也获得如下一些新证据: ①测到阿尼玛卿蛇绿岩带的东段德尔尼地区斜长角闪岩的变质年龄为 417.1 ± 3.3 Ma; ②在德尔尼铜矿以西 30 km 的小平梁采得的云母片岩, 其构造混杂在片理化纯橄岩中, 挑选其中的白云母, 用 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法测定其等时线年龄为 422.7 ± 11.2 Ma, 坪年龄为 419.1 ± 0.6 Ma, 以上说明该区存在早古生代变质作用; ③尤其重要的是, 在德尔尼蛇绿岩带北侧的前人认为的元古宙沙龙组中发现另有一套玄武岩熔岩和辉绿岩类夹于大理岩中, 其岩石已经历角闪岩相变质作用, 较阿尼玛卿蛇绿岩的绿片岩相变质温度要高, 岩石面貌也较老, 成分研究表明它们为古大陆边缘岛弧拉斑玄武岩, 不同于德尔尼的 MORB 火山岩, 并测到辉长岩中单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 421.5 ± 2.3 Ma。

以上证据说明在德尔尼地区, 早古生代蛇绿岩不仅在年代学上有显示, 而且空间上也保留很好, 就出露在古特提斯阿尼玛卿蛇绿岩带的北边。但由于此项研究工作尚未完成, 因此结论也是初步的, 有待于完善。

致谢 野外调查期间得到青海省地矿局和第一地质队所提供的帮助和支持, 也得到中法合作研究队同仁的协助; 岩石成分测试由地科院测试所李蓉华完成, 在此表示衷心感谢。本研究得到地质调查项目(200313000058)、自然科学基金项目(49732070)和国土资源部科技司项目(2001010101)的部分资助。

References

Basaltic Volcanism Study Project (BVSP). 1981. Basaltic Volcanism on

the Terrestrial Planets[M]. Pergamon Press, Inc., New York, 1~ 1286.

Bian Qiantao, Luo Xiaoquan, Chen Haihong, *et al.* 1999. Zircon U-Pb age of granodiorite-tonalite in the A'nyemaqen ophiolitic belt and its tectonic significance[J]. *Scientia Geologica Sinica*, 34(4): 422~ 426 (in Chinese with English abstract).

Bian Qiantao, Luo Xiaoquan, Li Dihui, *et al.* 2001a. Geochemistry and formation environment of the Buqingshan ophiolite complex, Qinghai province, China [J]. *Acta Geologica Sinica*, 75(1): 45~ 55 (in Chinese with English abstract).

Bian Qiantao, Yi Leiming, Sun Shufen, *et al.* 2001b. Discovery of Ordovician acritarch in Buqingshan area in the East Kunlun mountains [J]. *Chinese Science Bulletin*, 46(2): 167~ 171 (in Chinese).

Burchfiel B C, Molnar P, Zhao Z Y, *et al.* 1989. Geology of the Ulugh Muztagh area, northern Tibet [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 94: 57~ 70.

Chen Liang, Sun Yong, Pei Xianzhi, *et al.* 2001. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the Dur'ngoi ophiolites: Evidence of paleo-Tethys ocean basin in north Tibet [J]. *Chinese Science Bulletin*, 46(5): 424~ 426 (in Chinese).

Chen Nengsong, Sun Min, Zhang Guangxin, *et al.* 2000. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb isotope age of the meta-diorite in East Kunlun: evidence of early Paleozoic magmatism [J]. *Chinese Science Bulletin*, 45(21): 2337~ 2342 (in Chinese).

Gao Yanlin, Wu Xiangnong and Zuo Guochao. 1988. The characters and tectonic significance of ophiolite first discovered in the East Kunlun area [J]. *Bull. Xi'an Inst. Geol. Min. Res., Chinese Academy of Geological Sciences*, 21: 17~ 28. (in Chinese with English abstract).

Geological and Mineral Resource Bureau of Qinghai Province. 1991. *The Regional Geology of Qinghai Province* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~ 661 (in Chinese).

Jiang Chunfa, Yang Jingsui, Feng Binggui, *et al.* 1992. *Opening-Closing Tectonic of Kunlun Mountains* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~ 224 (in Chinese).

Li Fudong, Zhang Hanwen, Song Zhijie, *et al.* 1993. *Thermal Water Metallogenic Model in Ngola Shan Region (Copper-Majored Multi-metal Ore)* [M]. Xi'an: Xi'an Jiaotong University Press, 1~ 312 (in Chinese).

Li Haibing, Xu Zhiqin, Chen Wen. 1996. Deformational features and tectonic evolution of the south marginal strike slip fault of East Kunlun Mountains [J]. *Acta Geologica Sinica, Special Issue*, 16~ 21.

Li Haibing, Yang Jingsui, Xu Zhiqin, *et al.* 2001. Geological and geochronology evidence of the Triassic strike slip activity of the Altyn Tagh fault zone [J]. *Chinese Science Bulletin*, 46(16): 1333~ 1338 (in Chinese).

Molnar P, Burchfiel B C, Zhao Z Y, *et al.* 1987. Geologic evolution of northern Tibet: Results of an expedition to Ulugh Muztagh [J]. *Science*, 235: 299~ 305.

Pearce J A and Mei Houjun. 1988. Volcanic rocks of the 1985 Tibet geotraverse: Lhasa to Golmud. *Phi. Trans. R. Soc. Lond [Z]*. A 327,

- 169~ 201.
- Wang Yongbiao and Yang Hao. 2003. Permian biology and geography of the eastern Kunlun- A'nyemaqen- Bayankala area[J]. Science in China, 33(8): 775~ 780 (in Chinese).
- Xu Qiang, Pan Guitang, Xu Zhiqin, *et al.* 1998. Late Paleozoic to Triassic depositional environment and basin evolution[J]. Tethyan Geology, 22: 76~ 89 (in Chinese with English abstract).
- Xu Zhiqin, Li Haibing and Chen Wen. 2001. A large transpression zone at the south margin of the East Kunlun Mountains and oblique subduction[J]. Acta Geologica Sinica, 75, 156~ 164. (in Chinese with English abstract).
- Xu Zhiqin, Li Haibing, Chen Wen, *et al.* 2002. A large ductile sinistral strike-slip shear zone and its movement timing in the south Qilian Mountains, western China[J]. Acta Geologica Sinica, 76 (2): 183~ 194.
- Yang Jingsui, Robinson P T, Jiang Chunfa, *et al.* 1996. Ophiolites of the Kunlun Mountains, China and their tectonic implications[J]. Tectonophysics, 258: 215~ 231.
- Yang Jingsui, Wang Xibin, Shi Rendeng, *et al.* 2004. The Dur'ngoi ophiolite in East Kunlun, NE Tibetan plateau: a fragment of paleo-Tethyan oceanic lithosphere[J]. Geology in China, 31 (2): 225~ 239 (in Chinese with English abstract).
- Yang Jingsui, Zheng Xinhua, Bai Wenji, *et al.* 1997. A preliminary study on genesis of the Dur'ngoi massive Cu-Co-Zn sulfide deposit hosted by the peridotite of A'nyemaqen ophiolite, Kunlun Mt., China[A]. Proceedings of the 30th International Geological Congress [C], 9: 381~ 392. VSP.
- Yang J S, Qu J C, Xu Z Q, Chen W and Zhao R L. 1995. Qingshuiquan ophiolite of East Kunlun, a lower Paleozoic suture[A]. Abstract for the Symposium of Uplift Deformation and Deep Structure of North Tibet[C]. 1995 September, Montpellier, France, 48.
- Yang Zunyi, Li Zishun, Qu Lifan, *et al.* 1982. The Triassic system of China[J]. Acta Geologica Sinica, 56 (1): 1~ 21 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Kexin, Huang Jichun, Yin Hongfu, *et al.* 1999. Application of radiolarian and other microbe in the non-Smith strata: An example from the A'nyemaqen mélange belt[J]. Science in China (Series D), 29 (6): 542~ 550 (in Chinese).
- 长岩锆石 U-Pb 同位素定年及大地构造意义[J]. 地质科学, 34 (4): 420~ 426.
- 边千韬, 罗小泉, 李涤徽, 等. 2001a. 青海省阿尼玛卿带布青山蛇绿岩混杂岩的地球化学性质及形成环境[J]. 地质学报, 75(1): 45~ 55.
- 边千韬, 尹磊明, 孙淑芬, 等. 2001b. 东昆仑布青山蛇绿混杂岩中发现奥陶纪疑源类[J]. 科学通报, 46(2): 167~ 171.
- 陈亮, 孙勇, 裴先治, 等. 2001. 德尔尼蛇绿岩⁴⁰Ar-³⁹Ar 年龄: 青藏最北端古特提斯洋盆存在和延展的证据[J]. 科学通报, 46 (5): 424~ 426.
- 陈能松, 孙敏, 张光信, 等. 2000. 东昆仑变闪长岩体的⁴⁰Ar-³⁹Ar 和 U-Pb 年龄: 角闪石过剩 Ar 和东昆仑早古生代岩浆岩带证据[J]. 科学通报, 45 (21): 2337~ 2342.
- 高延林, 吴向农, 左国朝. 1988. 东昆仑山清水泉蛇绿岩特征及其大地构造意义[J]. 中国地质科学院西安地质研究所所刊, 21: 17~ 28.
- 李福东, 张汉文, 宋治杰, 等. 1993. 鄂拉山地区热水成矿模式-以 Cu 为主多金属[M]. 西安交通大学出版社, 1~ 312.
- 李海兵, 杨经绥, 许志琴, 等. 2001. 阿尔金断裂带印支期走滑活动的地质及年代学证据[J]. 科学通报, 46(16): 1333~ 1338.
- 姜春发, 杨经绥, 冯秉贵, 等. 1992. 昆仑开合构造[M]. 北京: 地质出版社, 1~ 224.
- 王永标, 杨浩. 2003. 东昆仑-阿尼玛卿-巴颜喀拉地区早二叠世的生物古地理特征[J]. 中国科学, 33(8): 775~ 780.
- 徐强, 潘桂棠, 许志琴, 等. 1998. 东昆仑地区晚古生代到三叠纪沉积环境和沉积盆地演化[J]. 特提斯地质, 22: 76~ 89.
- 许志琴, 李海兵, 杨经绥, 等. 2001. 东昆仑南缘大型转换挤压构造带和斜向俯冲作用[J]. 地质学报, 75(2): 156~ 164.
- 杨经绥, 王希斌, 史仁灯, 等. 2004. 青藏高原北部东昆仑南缘德尔尼蛇绿岩: 一个被肢解了的古特提斯洋壳[J]. 中国地质, 31(3): 226~ 239.
- 杨遵仪, 李子舜, 曲立范, 等. 1982. 中国的三叠纪[J]. 地质学报, 56(1): 1~ 21.
- 张克信, 黄继春, 殷鸿福, 等. 1999. 放射虫等微生物群在非史密斯地层研究中的应用——以东昆仑阿尼玛卿混杂岩带为例[J]. 中国科学(D辑), 29 (6): 542~ 550.

附中文参考文献

- 边千韬, 罗小全, 陈海泓, 等. 1999. 阿尼玛卿蛇绿岩带花岗岩-英云闪