

文章编号: 1009-3850(2000)01-0028-16

雅鲁藏布大峡谷地区蛇绿混杂岩带初步研究

耿全如, 潘桂棠, 刘宇平, 郑来林

(成都地质矿产研究所, 四川成都 610082)

摘要: 雅鲁藏布大峡谷地区主要有南迦巴瓦群(Pt_1nj)、大拐弯群(Mz)和冈底斯群(Pt_1gd)三个岩石地层单元。其中大拐弯群主要分布在楔入体的东缘, 主要由变玄武岩/辉绿岩、辉石岩、镁质橄榄岩、石英岩和大理岩等组成, 岩石类型和化学成分特征与蛇绿岩套类似。但其岩石化学性质与典型的大洋中脊蛇绿岩差别较大, 形成环境为具有陆壳性质的中等—慢速扩张的小型洋盆, 属陆间海/弧后盆地。自45Ma以来, 该地区经历了强烈的褶皱、隆升和剥蚀作用, 使下部地壳暴露地表并形成无与伦比的世界第一大峡谷。

关键词: 雅鲁藏布大峡谷; 蛇绿混杂岩带

中图分类号: P588.12 文献标识码: A

The preliminary study of the ophiolitic melanges along the Yarlung Zangbo Grand Canyon, Xizang

GENG Quan-ru, PAN Gui-tang, LIU Yu-ping, ZHENG Lai-lin

Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610082, China

Abstract Three lithostratigraphic units are recognized along the Yarlung Zangbo Grand Canyon, Xizang: Namjagbarwa Group (Pt_1nj), Daguaiwan Group (Mz) and Gangdise Group (Pt_1gd). The Daguaiwan Group intermediate between the Namjagbarwa Group and Gangdise Group is developed dominantly in the northeastern and southeastern parts of the Yarlung Zangbo Grand Canyon, and consists of metabasalts or diabases, pyroxenites, magnesian peridotites, quartzites and marbles. These rocks show many similarities in rock type and chemical composition to ophiolitic suites but differences in lithochemistry from typical mid-oceanic ridge ophiolites. They are interpreted to form in a moderately to slowly extended small oceanic basin which has the features of the continental crust and may be ascribed to an intercontinental sea or a back-arc basin. The intense folding, uplifting and denudation of the study area since 45 Ma allowed the lower crust to have been subjected to more extensive erosion to form the giant canyon.

Key words: Yarlung Zangbo Grand Canyon; ophiolitic melange zone

1 区域地质概况

雅鲁藏布大峡谷位于西藏米林、林芝、墨脱三县交界处,区域面积约 17000km^2 。雅鲁藏布江在该地区围绕海拔 7787m 的藏东第一高峰南迦巴瓦作马蹄形弯曲,形成举世闻名的世界第一大峡谷。

经初步研究,本区出露地层大致有三套(图1)^[1]。

1.1 南迦巴瓦群

该群位于大拐弯腹地及其以南的广大地区。该地区的地质研究程度低,对岩石的性质及时代不明,前人称为“时代不明混合岩”。近年来已初步查明,这是一套古中元古代的斜长片麻岩,称南迦巴瓦群。这套岩石可大致分为上、下两套。下部主要由角闪斜长片麻岩、角闪片岩、蓝晶石石榴子石白云母片岩、透镜状石榴单斜辉石岩、榴闪岩块体、高压麻粒岩及浅色花岗岩脉组成;上部以石英岩、变粒岩和云母片岩为主。该群上部面理产状较平缓,变质程度相对较低;下部多见紧闭褶皱,面理产状陡,变质程度较高,局部达麻粒岩相。上、下部之间可能为不整合接触。

1.2 冈底斯群

该群出露于大拐弯的外围地区(图1)。层序上可分为上、下两部分,上部以片岩为主,夹斜长角闪岩、变粒岩、石英岩和大理岩;下部以片麻岩为主,夹片岩、斜长角闪岩、变粒岩及少量大理岩。Rb-Sr法测定这套岩石的年龄值为 $1868 \pm 146\text{Ma}$;Sm-Nd法测定其年龄值为 $2178 \pm 12\text{Ma}$ 和 $2296 \pm 63\text{Ma}$ 。因此,将其划归古元古代较合适^[2]。这套岩石应代表欧亚板块的下地壳成分。

冈底斯群中广泛分布花岗岩体。其中同熔型的I型花岗岩分布于波密—察隅一带,年龄值属燕山晚期,可能与印度板块向北俯冲并产生重熔有关。因此,这一类花岗岩属冈底斯岛弧带的东延。 45Ma 以后,较年轻的花岗岩(γ_6)是典型的同造山期陆壳重熔型(S型)。这两类花岗岩也被称为对花岗岩^[3]。

1.3 大拐弯群(Mz)

在空间分布上,大拐弯群位于南迦巴瓦群和冈底斯群之间,大致沿雅鲁藏布江大拐弯北东和南东部分布(图1)。为一套变质基性岩、超基性岩和沉积岩,具有蛇绿混杂岩特征。在排龙乡至扎曲村和加热萨—旧当卡—旁辛一带这一套岩石较为典型。本文主要对这套蛇绿混杂岩的岩石组合特征、岩石化学特征和形成环境进行研究。

2 蛇绿混杂岩

本区典型蛇绿混杂岩主要分布在南迦巴瓦群楔状体的前缘,位于旁辛—加热萨一带。楔状体两侧的派乡—格嘎之间的大渡卡和阿尼桥—马尼翁地区中蛇绿混杂岩分布较少。

2.1 排龙乡—扎曲变基性岩(图2)

变基性岩北起林芝县排龙乡,经岩旁、玉梅至扎曲,沿雅鲁藏布江的支流帕隆藏布两侧均有分布,平面距离约 30km 。以角闪岩、斜长角闪岩(变质基性岩)、石英岩和云母片岩为主。岩石变质达高绿片岩相至低角闪岩相。变形程度十分强烈,小规模揉皱、紧闭褶皱十

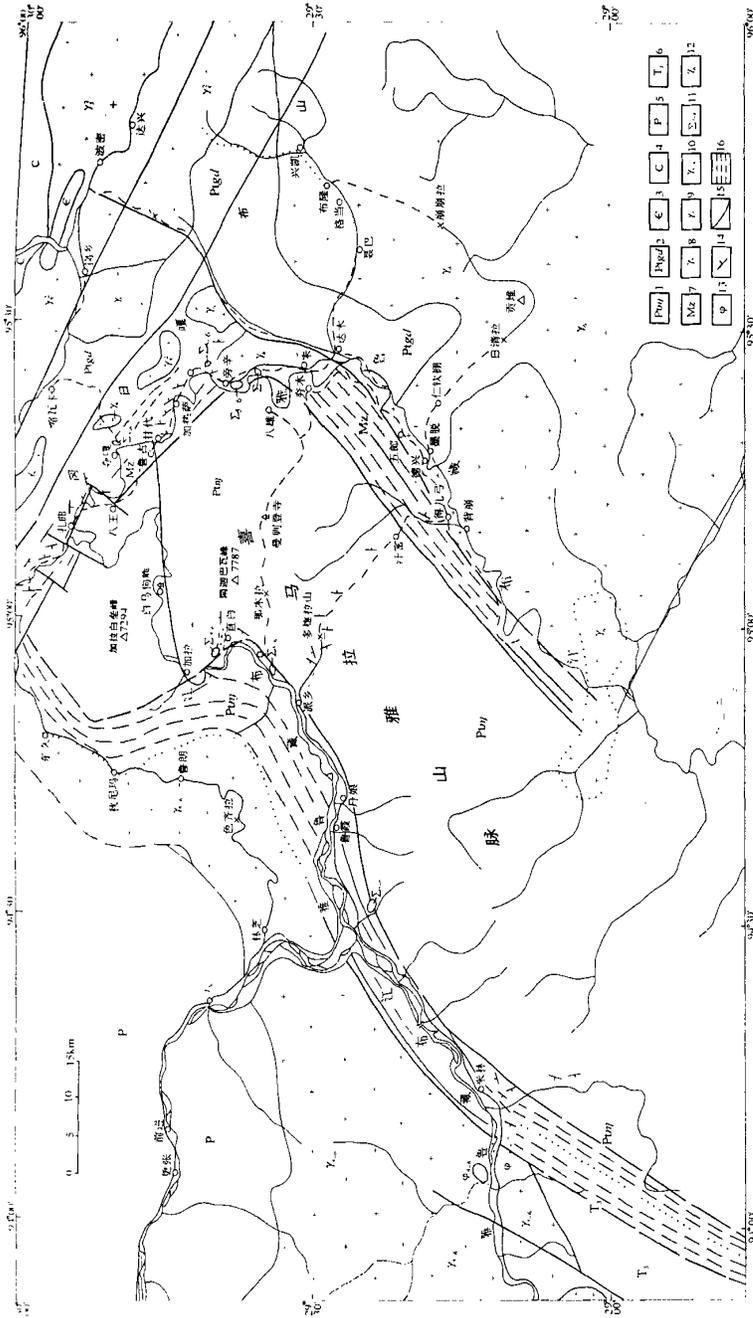


图 1 雅鲁藏布大峡谷地区地质简图

1. 南迦巴瓦群; 2. 冈底斯群; 3. 寒武系波密群; 4. 石炭系旁多群; 5. 二叠系亚龙藏布群; 6. 上三叠统郎杰学组; 7. 大拐弯群; 8. 加里东期花岗岩; 9. 燕山晚期花岗岩; 10. 燕山期—喜马拉雅期花岗岩; 11. 超基性岩; 12. 喜马拉雅花岗岩; 13. 镁铁质基性岩; 14. 变质岩面理产状; 15. 断层; 16. 韧性剪切带

Fig. 1 Simplified geological map of the Yarlung Zangbo Grand Canyon

1 = Namjagbarwa Group; 2 = Gangdise Group; 3 = Cambrian Bomi Group; 4 = Carboniferous Poindo Group; 5 = Permian Yalong Zangbo Group; 6 = Upper Triassic Langjexue Group; 7 = Daguatwan Group; 8 = Caledonian granite; 9 = late Yanshanian granite; 10 = Yanshanian-Himalayan granite; 11 = ultrabasic rock; 12 = Himalayan granite; 13 = mafic basic rock; 14 = foliation; 15 = fault; 16 = ductile shear zone

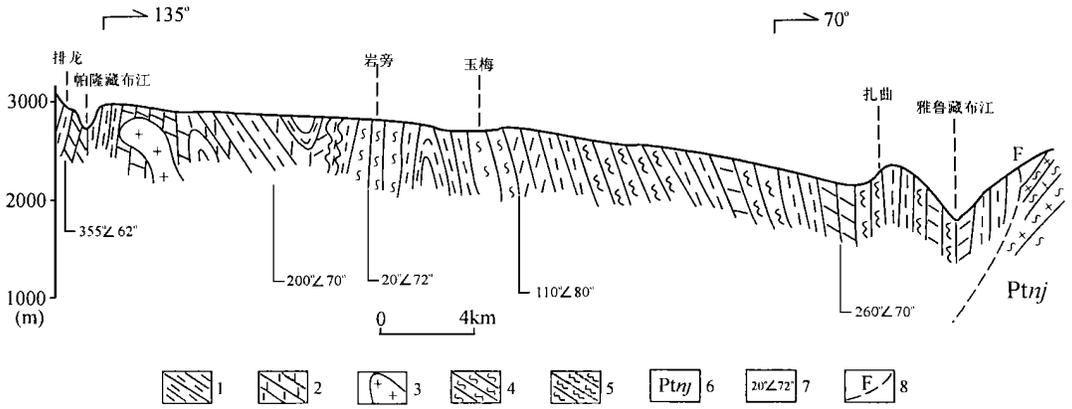


图2 排龙乡-扎曲路线地质剖面图(以大拐弯群为主)

1. 石英岩; 2. 角闪片岩、斜长角闪岩(变玄武岩); 3. 花岗岩脉; 4. 石英黑云片岩、石英二云母片岩; 5. 黑云母片岩类、云母石英片岩; 6. 古元古界(南迦巴瓦群下部); 7. 岩石面理产状; 8. 推测断层

Fig. 2 Geological route profile through the Pelungxiang-Zaqu zone (mostly the Daguiwan Group)
 1= quartzite; 2= amphibole-schist and amphibolite (metabasalt); 3= granite vein; 4= quartz-biotite schist and quartz tw o-mica schist; 5= biotite schist and mica quartz schist; 6= Palaeoproterozoic (the lower part of the Namjagbarwa Group); 7= foliation; 8=inferred fault

分发育, 且具有多次变形特征。大拐弯群在该地区具变质火山岩和沉积岩互层的特征。

2.2 甘代-加热萨-旁辛-冷多蛇绿混杂岩(图3)

混杂岩沿雅鲁藏布大峡谷东岸展布, 平面距离约160km, 为雅鲁藏布结合带在东部蛇绿混杂岩发育最典型的地区。混杂岩中镁质超基性岩和变基性岩大致与蛇绿岩套相符, 岩石类型有辉石橄榄岩、橄榄岩、角闪片岩、石英岩、云母石英片岩等, 其中镁质超基性岩大多为岩块。这种类似蛇绿岩套的岩石组合由于断层和褶皱作用而多次重复出现。但单个层序的总体厚度不大, 一般不超过200m。

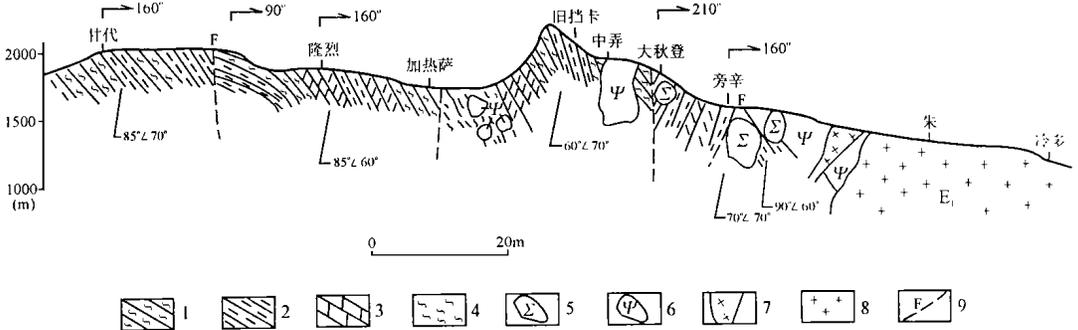


图3 甘代-加热萨-旁辛-冷多路线地质剖面

1. 云母石英片岩; 2. 石英岩; 3. 角闪岩类; 4. 蛇纹岩; 5. 超镁铁岩块体; 6. 变质镁铁岩块体; 7. 变质闪长岩(脉); 8. 花岗岩; 9. 断层

Fig. 3 Geological route profile through the Gandai-Jiaresa-Bangxing-Lengduo zone
 1= mica quartz schist; 2= quartzite; 3= amphibolite; 4= serpentinite; 5= ultramafic massif; 6= metamorphic mafic massif; 7= metamorphic diorite (vein); 8= granite; 9= fault

2.3 大渡卡地区的蛇绿混杂岩

混杂岩于米林县派乡大渡卡村附近江边的山坡上。岩石以南迦巴瓦群的斜长片麻岩为主体,夹变质基性岩和超基性岩块体。蛇绿岩呈小型块体被包围在前寒武系片麻岩之中(Pt_{nj}),具构造混杂特征。片麻岩中的A型褶皱和紧密褶皱十分发育。超基性岩和基性岩也被挤压形成褶皱甚至呈香肠。除此之外,还有较纯净的镁橄榄石大理岩和透辉石大理岩块体包含在片麻岩之中。

3 蛇绿混杂岩的岩石类型

典型蛇绿岩套的岩石类型包括含放射虫硅质岩、枕状玄武岩、辉绿岩墙群、均质辉长岩或层状辉长岩、辉石岩、辉石橄榄岩和变形纯橄榄岩等。雅鲁藏布大峡谷地处喜马拉雅东构造结地区,碰撞时间早于雅鲁藏布缝合线的其它地区,经受的构造挤压时间更长,应力强度也更大,使本地区蛇绿岩套被肢解、变质、变形。现存几种重要的岩石类型如下。

3.1 变质基性岩类

大拐弯群中广泛分布的角闪岩、斜长角闪岩类应由玄武岩、辉绿岩、辉长岩类变质而成。原岩的矿物成分和结构、构造已遭受较彻底的变化。但在马尼翁附近角闪岩中仍保留变余枕状构造,说明其原岩应为枕状玄武岩^[1]。这类岩石现存的矿物组合为角闪石、斜长石、石英、黑云母、绿帘石、石榴子石和单斜辉石等。显示高绿片岩至低角闪岩相变质作用。

角闪石在镜下呈定向排列或与片状矿物黑云母一起形成显微褶皱。角闪石属绿色普通角闪石或阳起石,少数为青铝闪石。角闪石粒度变化很大,从1mm至5cm不等,含量为50%~90%。含有较多斜长石者称为斜长角闪岩,仅含少量或不含斜长石者称为角闪岩或角闪片岩。角闪石一般由辉石退变而来。该区的这种退变作用进行得很彻底,显微镜下很难见到角闪石取代辉石的现象。但在大渡卡地区仍有变辉长岩块体产出。该地区斜长片麻岩(Pt_{1nj})的面理形成连续的紧闭褶皱。辉长岩块体被拉长、压扁,与围岩一起发生褶皱变形。在镜下,辉长岩块体呈变余辉长结构,绿色的普通角闪石中包含普通辉石的变质残余。斜长石呈自形一半自形晶,经消光角法测定,属拉长石,牌号为An64,应属原生造岩矿物。

3.2 镁质超基性岩

岩石主要分布在楔入体的北东缘,于加热萨乡至旁辛一带。加热萨乡南部约1.5km的雅鲁藏布江岸边出露一段典型的蛇绿混杂岩。此处超基性岩已强烈蛇纹石化,并且发生显著的塑性变形。变形的蛇纹岩围岩中包含基性岩和石英岩块体。镁橄榄石在蛇纹石化过程中要吸收大量水分子,使岩石硬度大大减小,所以易于产生强烈变形。石英岩和变基性岩(角闪岩)硬度相对较大,作为刚性块体被包裹在强烈变形的蛇纹岩中。深变质的镁质超基性岩形成滑石绿泥石片岩,是当地门巴人制作传统炊具石锅的原材料。

变质程度较浅的超基性岩分布在旁辛乡附近(图3)。这类岩石外观呈灰绿色,与典型的橄榄岩略有差异。其比重、硬度大,结晶好,矿物粒度粗(0.5~1cm)。镜下显示半自形—它形等粒粗粒结构。矿物成分以镁橄榄石为主,含少量斜方辉石,两者都具蛇纹石化。

3.3 变硅质岩类

这类岩石在排龙乡、扎曲、八玉、甘代一带广泛分布。岩石面理产状陡,形成陡峭的山峰。变硅质岩往往夹有云母片岩或与之相互过渡。雅鲁藏布大峡谷的众多小型弯曲往往受两岸岩性控制,当河道与坚硬的变硅质岩的产状不一致时,河道弯曲,但马蹄形大峡谷的巨

型弯曲则受区域构造线转折的控制。

据研究,这类岩石含有数量不等的白云母、黑云母、绿帘石、斜长石等,在外观上形成不同颜色的条带;镜下显示,片状矿物呈定向分布,形成云母石英片岩。石英含量一般大于80%,呈它形颗粒紧密嵌镶或呈显微隐晶质结构,粒质一般小于4mm。其特征表明,这类岩石的原岩并非形成于广阔大洋的深海硅质岩,而是形成于小规模海盆中的浅海相硅质岩。

3.4 大理岩

大拐弯群中有少量大理岩露头分布在八玉村北部江边。其外观呈白色,镜下呈镶嵌粒状变晶结构,为较纯的大理岩。此处大理岩作为一个夹层,夹在角闪岩和石英岩中。大渡卡附近的镁橄榄石大理岩和透辉石大理岩均作为块体,与变质基性岩一起被包裹在强烈变形的南迦巴瓦群的斜长片麻岩中。块体长度10m至1m不等。

3.5 云母片岩类

此类岩石分布在大拐弯北东和南东段,即排龙乡、甘代乡、隆烈村和阿尼桥一带。空间上与石英岩类、角闪岩类共生。由于差异性风化作用,石英岩区呈正地形,地表植被稀少,云母片岩区呈负地形,地表风化堆积层厚,植被密集。这类岩石主要造岩矿物为黑云母、白云母、石英、石榴子石、蓝晶石和绿泥石等。镜下多呈斑状变晶结构、片状构造。变斑晶为石榴子石和石英。石榴子石多为半自形晶,常包裹石英、云母等细小矿物形成筛状变晶。石榴子石的退变质现象显著,形成白色“眼圈”。矿物组合为斜长石和斜方辉石。有些样品石榴子石的退变作用十分彻底,以至岩石外观上形成团团白点。石英变斑晶呈椭圆形。基质为云母和石英组成的细小矿物集合体。矿物塑性变形现象显著,定向性极好。部分样品可见显微S-C组构。

4 岩石地球化学

蛇绿混杂岩带的角闪岩(变玄武岩、变辉长岩等)、超基性岩的岩石化学成分列表1中。

在 $MgO-CaO<FeO>$ 图解中(图4),角闪岩投影点主要落在“正变质岩”区,说明它们由岩浆岩变质而来。

岩石在变质过程中, K_2O 、 Na_2O 、 CaO 和气液相 CO_2 、 H_2O 是活动性组分,易于扩散。 TiO_2 、 Al_2O_3 、 MgO 等属惰性组分,在变质过程中较稳定,不易被带入或带出。从玄武岩或辉长岩退变成角闪岩过程中,主要的变质应是:单斜辉石+ H_2O + CO_2 →角闪石+石英+方解石;角闪石+方解石+ CO_2 →白云母+石英+ H_2O ^[4]。在这些退变反应中,没有 K_2O 和 Na_2O 的参与,主要有 SiO_2 和 CaO 参与。可以认为,玄武岩或辉长岩在退变成角闪岩类过程中,形成以 $CO_2+H_2O+SiO_2+CaO$ 为主要成分的流体。该流体在局部富集形成石英脉或方解石脉,同时也使另一些区域损失 SiO_2 和 CaO 成分。因此,在角闪岩类中 SiO_2 和 CaO 含量已不能代表原始岩石的成分,其它氧化物的相对含量受到的影响是十分有限的。基于这种考虑,在选送化学分析样品时,尽量避开方解石脉和石英脉密集的样品,但那些和白云母共生的细小石英颗粒或与角闪石共生的少量方解石应是原岩的退变产物,在总体上能够代表原岩的化学成分。

4.1 岩石化学特征

火成岩系列的划分是岩石化学研究的重要内容。

表 1 蛇绿混杂岩岩石化学成分($w_B/\%$)

Table 1 Petrochemical compositions of the ophiolitic melanges in the study area($w_B/\%$)

原岩	样号	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	TiO ₂	烧失	总量	<i>m/f</i>
玄武岩或辉绿岩	B-4	48.00	14.97	1.12	9.05	10.66	7.35	0.88	2.68	0.21	0.19	1.45	2.11	98.67	1.28
	G-5	49.00	14.40	2.55	9.40	9.75	6.41	2.09	1.71	0.15	0.24	1.28	1.96	98.93	0.96
	P-39	55.40	12.62	2.73	8.14	8.37	4.58	0.58	2.38	0.19	0.17	2.21	1.21	98.58	0.76
	P-17	52.70	13.17	1.89	9.91	8.44	4.76	0.97	2.83	0.30	0.17	2.85	1.20	99.19	0.72
	P-30	54.10	14.23	2.43	5.65	8.97	5.18	0.93	3.47	0.44	0.14	1.82	0.73	98.09	1.16
	L-1	45.50	14.80	1.74	13.25	7.12	5.30	1.62	3.29	0.60	0.22	4.00	1.57	99.01	0.63
	J-14	47.70	18.51	4.29	6.31	10.38	5.23	0.60	2.72	0.06	0.20	0.85	1.80	98.65	0.90
	M-18	50.80	13.66	3.62	8.64	7.10	4.46	2.51	1.89	0.38	0.17	2.98	3.16	99.37	0.66
	平均值	50.40	14.55	2.55	8.79	8.85	5.41	1.27	2.62	0.29	0.19	2.18	1.72	98.81	0.89
堆积杂岩	P-1-1	45.50	16.12	3.61	7.95	12.51	8.08	0.25	1.55	0.11	0.18	1.26	1.18	98.30	1.27
	J-3	55.90	4.24	1.11	1.32	14.78	13.43	0.10	1.14	0.02	0.08	0.28	5.85	98.25	10.05
	J-5A	53.80	6.24	2.17	5.24	10.62	17.31	0.19	0.97	0.11	0.24	0.22	0.98	98.09	4.18
	M-13	46.60	13.56	3.22	8.26	10.09	10.90	0.67	2.14	0.19	0.19	0.74	1.32	97.88	1.72
	M-11	49.30	10.19	2.61	7.22	11.02	14.19	0.78	1.47	0.10	0.19	1.10	1.00	99.17	2.60
	大-2	51.40	6.20	2.99	9.40	11.96	12.91	0.34	0.45	0.28	0.26	0.40	1.25	97.84	1.87
	97N52	53.86	8.13	2.03	5.54	16.39	10.41	0.47	0.41	0.19	0.25	0.72	1.60	100.0	2.45
	大-5	50.66	2.86	2.85	3.26	21.39	15.60	0.17	0.15	0.09	0.15	0.27	1.04	98.49	4.68
	J-27	56.86	4.13	2.15	6.07	11.11	15.93	0.10	0.70	0.35	0.28	0.13	1.10	98.91	3.45
平均值	51.54	7.96	2.53	6.03	13.32	13.20	0.34	1.00	0.16	0.20	0.57	1.10	98.91	3.45	
地幔岩	J-28	41.70	0.76	1.48	3.60	0.18	49.15	0.02	0.03	0.09	0.07	0.01	1.90	98.99	17.57

注: 化学分析由成都地矿所测试, 其中 J-28 为镁橄榄岩, 97N52 和大-5 为变辉长岩, 其余为斜长角闪岩、石英角闪片岩、角闪岩等; 原岩恢复 P-1-1 属辉绿岩, J-3 至 97N52 属斜长辉石岩, 大-5 和 J-27 属辉石岩, 其它岩性见表中内容

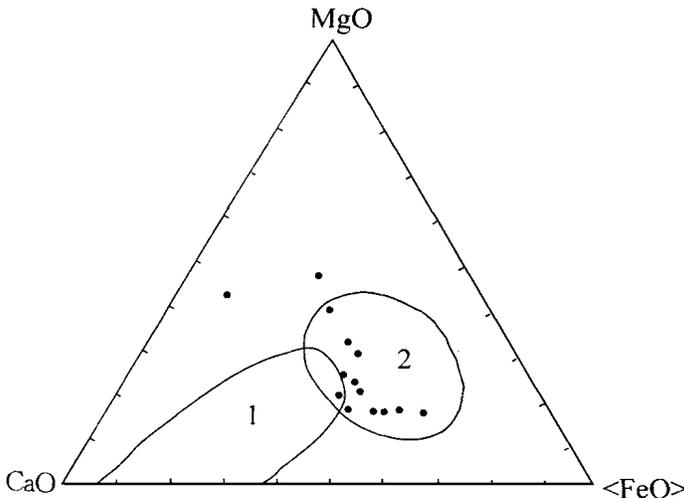


图 4 角闪岩类的 MgO-CaO-FeO 图解(仿王人镜, 1984)

1. 副角闪岩; 2. 正角闪岩

Fig. 4 MgO-CaO-FeO diagram of amphibolites (after Wang Ren-jing, 1984)

1= paramphibolite; 2= orthoamphibolite

在“硅-碱图”(图 5)上, 本区变火成岩的投点主要落在“拉斑玄武系列”范围内。考虑 SiO₂ 在变质作用过程中的不稳定性, 进一步采用 $w(Na_2O + K_2O) - w(K_2O) / w(Na_2O)$ 图解法(图 6)进行岩石系列的进一步划分。本区变火成岩的投影点同样落在拉斑玄武岩区, 落在其它区域的点较少。

4.2 镁铁比值(*m/f*)

$(Mg^{2+} + Ni^{2+}) / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn^{2+})$ 比值用以划分超基性岩、基性岩的成因类型和成矿专属性。Mg、Fe、Ni、Mn 都是惰性元素, 在岩石变质过程中可保持稳定。*m/f* 比值可以代表原岩的原始值。

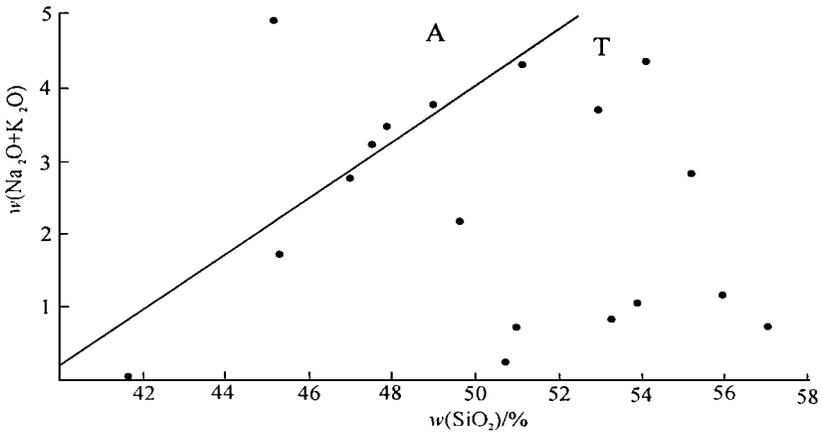


图5 变质玄武岩、辉长岩、橄橄榄岩 $w(Na_2O+K_2O)-w(SiO_2)$ 图解(仿 Coleman, 1982)

A. 碱性系列; T. 拉斑玄武系列

Fig. 5 $w(Na_2+K_2O)-w(SiO_2)$ diagram of metabasalts, gabbros and peridotites (after Coleman, 1982)

A= alkaline series; T= tholeiite series

川西、藏东地区及雅鲁藏布江等数条超基性岩带的岩石化学特征显示, 蛇绿岩是由镁质超基性岩、镁铁质基性岩和铁质辉绿岩墙群、基性熔岩组成的。分布在甘孜-理塘带和澜沧江带中的铁质基性、超基性岩不能作为缝合线的标志^[5]。在岩石化学成分上, 代表蛇绿岩的基性、超基性岩带和铁质基性、超基性岩带的 m/f 值存在较明显的分布差异(图 7)。根据此图, 大拐弯地区变质基性、超基性岩的投影点与蛇绿岩的区域大致吻合, 且演化趋势相近。

4.3 原岩恢复

蛇绿混杂岩带中的大拐弯群主要为变质岩, 变质作用达绿片岩相和低角闪岩相。将相关岩石恢复成蛇绿岩套中的岩石单元, 采取以下原则。

(1) 旁辛乡附近产出的橄橄榄岩块体, 原岩矿物成分保存完好(探针鉴定属镁橄橄榄石), 橄橄榄石的镶嵌粒状结构明显, 与亏损地幔橄橄榄岩相似。

(2) 仍保留有变余辉长结构的角闪岩, 可以认定为堆积杂岩中的辉长岩。

(3) 根据典型地区蛇绿岩套的岩石化学资料, 镁质超基性岩(亏损地幔岩) 的 m/f 值为 8.9~11.1; 镁铁质超基性岩(堆积杂岩底层) 为 6.1~7.1; 镁铁质基性岩(堆积杂岩中辉石岩、辉长岩等) 为 2.1~3.9; 铁质基性岩(玄武岩、辉绿岩) 为 0.9~1.4。

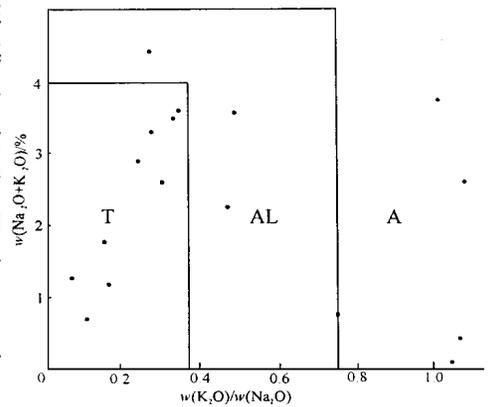


图6 变质玄武岩、辉长岩类 $w(Na_2O+K_2O)-w(K_2O)/w(Na_2O)$

图解(仿王人镜, 1984)

T. 拉斑玄武岩; AL. 高铝玄武岩; A. 碱性玄武岩

Fig. 6 $w(Na_2O+K_2O)-w(K_2O)/w(Na_2O)$ diagram of metabasalts and gabbros (after Wang Renjing, 1984)

T= tholeiite; AL= high alumina basalt; A= alkaline basalt

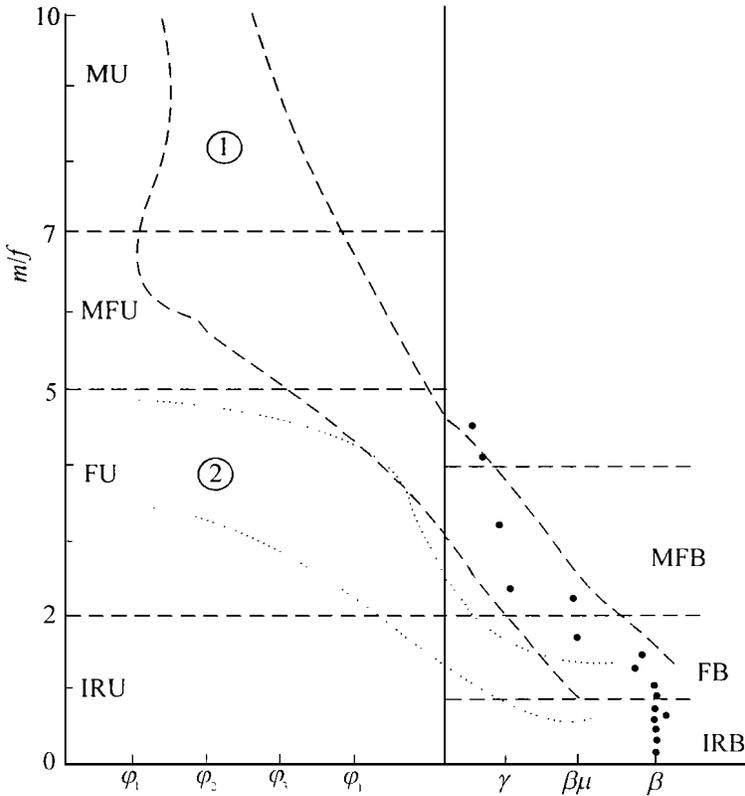


图7 蛇绿岩套和铁质基性超基性岩带各类岩石 m/f 分布趋势(仿刘朝基, 1995)

①蛇绿岩区域; ②铁质基性、超基性岩区域。MU. 镁质超基性岩; MFU. 镁铁质超基性岩; FU. 铁质超基性岩; IRU. 富铁质超基性岩; MFB. 镁铁质基性岩; FB. 铁质基性岩; IRB. 富铁质基性岩。φ₁. 纯橄榄岩; φ₂. 橄榄岩; φ₃. 橄辉岩; φ₄. 辉石岩; γ. 辉长岩; βμ. 辉绿岩; β. 玄武岩

Fig. 7 Diagram showing the distribution of m/f values for the rocks from ophiolitic suites and ferric basic-ultrabasic rock belts (after Liu Caoji, 1995)

①= ophiolite field; ②= ferric basic-ultrabasic rock field. MU= magnesian ultra-basic rock; MFU= mafic ultrabasic rock; FU=ferric ultrabasic rock; IRU= iron-rich ultrabasic rock; MFB= mafic basic rock; FB= ferric basic rock; IRB= iron rich basic rock; φ₁= dunite; φ₂= peridotite; φ₃= olivine pyroxenite; φ₄= pyroxenite; γ= gabbro; βμ= diabase; β= basalt

(4) 本区角闪岩类的原岩恢复、分类命名还考虑到 MgO 、 $\langle FeO \rangle$ 、 CaO 、 Al_2O_3 的绝对含量。辉石岩和斜长辉石岩与玄武岩、辉绿岩或辉长岩相比, MgO 、 $\langle FeO \rangle$ 含量更高, Al_2O_3 含量低; 玄武岩或辉长岩的 CaO 、 Al_2O_3 相对较高。

综合考虑以上原则和各样品稀土、微量元素的含量、配分型式, 将本区蛇绿混杂岩分为地幔橄榄岩、辉石岩、斜长辉石岩、辉长岩及玄武岩或辉绿岩(表 1)。

5 稀土元素岩石化学

稀土元素组分中各元素的晶体化学性质和地球化学性质相似^[6]。在岩石遭受变质过

程中, 这些元素一般作为整体运移。因此, 即使变质岩石的稀土总量可能已发生变化, 它们的球粒陨石标准化配分型式应该保持稳定, 这为研究本区蛇绿混杂岩提供了方便(表 2)。

表 2 蛇绿混杂岩稀土元素($w_B/10^{-6}$)Table 2 REE analyses of the ophiolitic melanges ($w_B/10^{-6}$)

样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	总量
B-4	5.16	11.06	1.40	8.53	2.94	1.19	4.09	0.55	4.48	1.11	2.97	0.44	2.52	0.40	26.13	72.97
G-5	11.78	22.97	2.25	10.86	3.18	1.34	4.73	0.82	5.63	1.17	3.33	0.49	3.30	0.46	32.99	105.30
P-39	13.98	26.58	3.50	17.63	5.57	1.91	6.39	0.92	5.75	1.26	3.21	0.43	2.48	0.40	30.03	120.04
P-17	20.36	39.45	4.60	21.93	6.91	2.43	8.17	1.19	6.99	1.31	3.25	0.45	2.86	0.42	35.97	156.29
P-37	15.79	30.52	3.45	16.5	4.88	1.72	5.33	0.73	4.57	0.79	2.01	0.27	1.72	0.26	21.73	110.25
L-1	43.80	87.17	9.69	42.66	11.40	3.28	10.84	1.54	9.02	1.74	4.32	0.62	3.89	0.64	47.23	277.84
J-14	9.24	16.32	1.97	9.00	2.83	1.43	3.41	0.62	3.99	0.78	2.14	0.34	2.03	0.32	20.60	75.02
M-18	23.67	48.82	5.35	25.15	7.73	2.56	8.29	1.24	7.49	1.38	3.47	0.48	3.00	0.48	38.58	177.70
平均	17.97	35.36	4.02	19.03	5.68	1.98	6.41	0.95	5.99	1.19	3.09	0.44	2.73	0.42	31.66	136.93
P-1-1	1.07	2.44	0.35	1.78	0.67	0.37	0.65	0.17	1.03	0.21	0.49	0.08	0.54	0.077	7.99	17.92
J-3	11.53	21.72	2.13	8.77	1.98	0.42	1.79	< 0.3	1.46	0.29	0.78	0.11	0.74	< 0.1	8.04	60.16
J-5A	0.56	1.77	0.30	1.65	0.67	0.37	0.82	0.13	0.72	0.15	0.38	0.065	0.46	0.066	7.16	15.27
M-13	2.24	5.82	0.86	6.75	2.45	0.97	2.91	0.38	2.39	0.48	1.27	0.17	1.03	0.15	12.81	40.68
M-11	2.33	6.48	0.98	5.79	1.93	0.84	2.72	0.30	2.25	0.44	1.24	0.15	0.90	0.12	11.22	37.69
N-60	55.84	93.33	8.89	30.79	7.95	1.49	6.23	0.94	5.63	1.03	3.02	0.43	2.54	0.40	30.52	249.03
97N52	27.36	50.02	5.02	23.16	5.01	1.51	5.89	0.79	4.99	1.11	3.17	0.40	2.76	0.46	28.95	160.60
大-2	9.55	20.40	2.59	12.32	3.24	0.98	3.32	0.54	3.56	0.82	2.30	0.33	2.23	0.28	21.60	84.06
大-5	3.88	6.00	0.79	2.81	0.42	0.22	0.55	< 0.3	0.63	0.12	0.40	< 0.1	0.35	< 0.1	3.25	19.92
J-27	2.14	3.09	0.37	1.42	0.34	0.14	0.37	0.06	0.33	0.07	0.19	0.03	0.24	0.05	2.26	11.10
平均	11.65	21.11	2.23	9.52	2.47	0.73	2.53	0.39	2.30	0.47	1.32	0.19	1.18	0.18	13.38	69.64
J-28	1.09	1.98	0.17	0.49	0.08	0.013	0.09	0.012	0.034	0.008	0.021	0.003	0.021	0.003	0.49	4.50

注: 样品由国家地质实验测试中心测试, 岩石名称同表 1

5.1 橄榄岩

本区橄榄岩的稀土配分型式表现为显著的 HREE 亏损, 为球粒陨石的 0.1 倍。LREE 中 La、Ce、Pr 略有富集。Eu 负异常, δ_{Eu} 为 0.477。 Σ REE 很低, 但分配曲线显示明显右倾, 属轻稀土富集型。地幔源区的稀土元素丰度是球粒陨石的 1.4~3.6 倍, 而两倍于球粒陨石的丰度值最常见, 其配分型式与球粒陨石平行。大拐弯群中橄榄岩与原始地幔有明显区别, 属强烈亏损的地幔岩, 与雅鲁藏布江带日喀则地区典型蛇绿岩套中的变质橄榄岩相似^[7,8]。 δ_{Eu} 负异常说明原始地幔岩斜长石相在部分熔融过程中优先迁出。

5.2 堆积杂岩

大拐弯蛇绿混杂岩带堆积杂岩包括单斜辉石岩、斜长辉石岩和辉长岩。岩性不同, 稀土元素含量和配分型式也存在差异(表 2, 图 8)。这一特点与日喀则、罗布莎等地典型蛇绿岩相似。稀土配分型式总体呈轻稀土富集型, $(La/Yb)_N$ 值大多在 1.0 以上, 最高达 14.2, 平均为 5.6。轻、重稀土分馏程度较大, 说明岩浆分凝程度高或存在壳源物质的加入。 δ_{Eu} 异常变化范围大, 为 0.63~2.7, 说明富钙斜长石的含量在堆积杂岩中变化很大。

5.3 变质玄武岩/辉绿岩类

蛇绿岩套中的玄武岩和辉绿岩墙群在岩石化学上区别不大。大峡谷地区具有这种成分

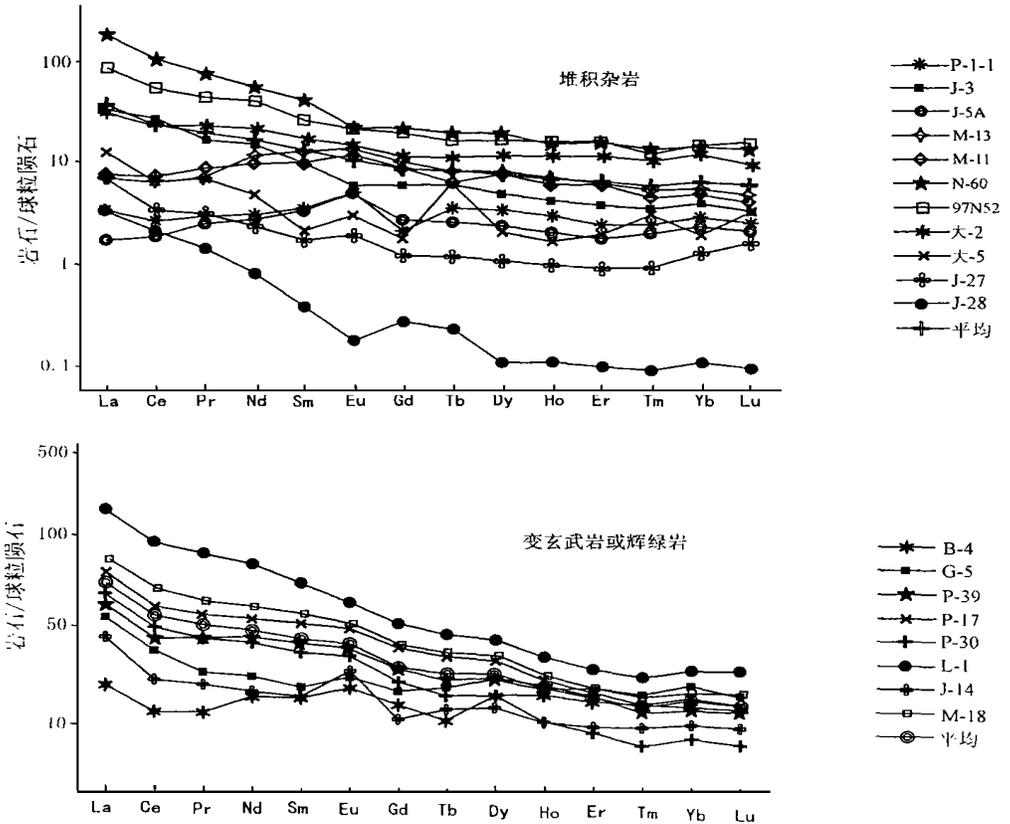


图 8 蛇绿混杂岩稀土元素球粒陨石标准化型式(样品岩性同表 1)

Fig. 8 Plots of chondrite-normalized REE patterns for the ophiolitic melanges

特征的 8 件代表性样品在球粒陨石标准化配分曲线图上显示 LREE 富集, $(La/Yb)_N$ 值在 7.29 ~ 1.28 之间, 平均为 3.26。与堆积杂岩相比, 轻、重稀土的分馏程式并未增加, 暗示从岩浆房中上升喷发或侵入的玄武质岩浆并未经过进一步结晶分异, 未经受壳源物质的混染。 ΣEu 值在 0.9 至 1.71 之间, 平均 1.13, 异常不明显, 说明基性斜长石在玄武岩中不亏损, 含量变化不大。与典型蛇绿岩套和 MORB 相比, ΣREE 偏高, 配分型式也存在很大差异, 后者属 HREE 富集型。

由上述稀土元素特征提供的信息说明, 大峡谷地区蛇绿混杂岩形成于具有陆壳性质的环境中。这种环境不但使源岩部分熔融形成的初始岩浆属 LREE 富集型, 而且岩浆上升至岩浆房过程中, 有陆壳成分加入的特征。

6 亲石元素和过渡族元素岩石化学

微量元素中 Rb、Sr、Ba、Nb、Ta、Zr、Hf 等属大离子亲石元素, Cr、Ni、Co、Cu、Zn 等属过渡族元素。利用这些元素的丰度不但可以确定基性、超基性岩的类型, 还可对其形成环境和演化过程进行探讨。大峡谷地区蛇绿混杂岩带各种岩石亲石元素和过渡族元素的测试结果(表 3), 主要特征如下。

(1) 与原始地幔岩相比, 本区橄榄岩富集 Rb、Sr、Ba、Nb、Ta 等大离子亲石元素, 富集程

表3 蛇绿混杂岩微量元素($w_B/10^{-6}$)分析结果
Table 3 Trace element analyses of the ophiolitic melanges ($w_B/10^{-6}$)

样号	Rb	Sr	Ba	Nb	Ta	Zr	Hf	Th	Cr	Ni	Co	Cu	Zn	V	Mn	P	Sc
B-4	15	117	164	<2	0.3	66	0.4	8	180	133	33	63	170	284	1330	439	23.84
G-5	57	97	158	<2	0.3	57	0.7	6	33	56	32	50	97	288	1710	308	34.29
P-39	10	275	149	8	0.6	144	0.4	6	87	29	26	93	127	263	1460	880	20.73
P-17	19	312	240	14	1.1	167	0.5	7	58	25	29	58	147	306	1700	1460	20.63
P-30	18	371	228	10	0.7	114	0.3	9	147	33	24	30	93	198	1080	820	13.82
L-1	45	290	420	13	1.1	245	0.7	14	55	98	33	80	141	256	1720	2950	19.69
J-14	9	470	178	<2	<0.2	14	0.3	9	<5	16	26	324	89	368	1510	243	27.41
M-18	52	466	281	14	1	179	0.5	6	94	30	23	28	141	291	1370	1390	18.33
平均	28.13	299.75	227.25	8.13	0.66	123.25	0.48	8.13	82.38	52.50	28.25	90.75	125.63	281.75	1485.00	1061.25	22.34
P-1-1	4	149	48	<2	0.2	<2	0.3	8	<5	41	34	177	78	454	1430	130	21.26
J-3	<2	73	30	4	0.4	92	<0.2	8	12	10	5	11	57	26	1480	145	2.07
J-5A	3	21	55	<22	<0.2	<2	<0.2	10	1399	1045	38	17	79	87	1670	<60	5.74
M-13	5	164	83	<2	<0.2	18	1.3	8	778	196	32	62	126	296	1480	294	19.70
M-11	9	57	117	<2	<0.2	<2	0.7	6	323	154	41	23	88	404	1450	72	38.03
大-2	3	21	54	4	0.4	107	1.7	6	<5	66	31	10	99	96	1790	1180	8.20
大-5	15	14	19	1.1	<0.2	18	0.6	0.4	18	26	19	56	43	78	873	158	2.68
97N52	27	71	68	17	1.5	10	0.6	6.1	53	34	19	8.1	59	71	1440	526	7.21
J-27	4.6	31	16	0.6	<0.2	1	0.2	0.4	1250	597	47	12	186	144	1640	1260	9.53
N-60	57	76	179	<2	<0.2	190	0.7	12	<5	17	5	8	67	29	2100	287	2.53
平均	12.96	67.7	66.9	3.67	0.37	44.2	0.65	6.49	384.8	218.6	27.1	38.41	88.2	168.5	1535.3	411.2	11.695
J-28	<2	4	<30	<2	<0.2	<2	<0.2	<5	785	3206	94	<3	36	7.1	755	<60	1.92

注:样品由国家地质实验测试中心完成,岩石名称同表1

度在 10 倍以上, 过渡族元素 Cr、Co、Ni 明显亏损。Cu、Zn、V、Mn 等则显示富集。一般认为, 亲石元素和过渡族元素中的 V、Cu、Ti 等属不相容元素, 在原始地幔岩的部分熔融或原始岩浆的结晶分异过程中易于富集在液相中。过渡族元素中的 Cr、Co、Ni 属相容元素, 易于在镁铁质硅酸盐矿物相中富集。本区橄榄岩微量元素表现的特点说明它与原始上地幔和典型洋中脊亏损地幔都有差异。推测本区上地幔熔融残余在底辟上升冷侵位过程中经历过陆壳物质的混染。这一特点在雅鲁藏布江蛇绿岩带中的日喀则、泽当地区也有类似表现。

(2) 本区堆积岩与原始地幔岩和球粒陨石相比, 表现为亲石元素和过渡族元素 Ti、V 的明显富集和过渡族元素 Cr、Co、Ni 等的显著亏损。微量元素的特征与稀土元素相似。

(3) 与典型洋脊玄武岩相比, 本区变玄武岩富集大离子亲石元素 Rb、Sr、Ba 等, 富集程度为 2~10 倍。过渡族元素 Cr、Co、Ni 等则显示亏损。可见本区变玄武岩与 MORB 差别较大, 而具有陆壳或弧后边缘海盆性质。

7 蛇绿岩的成因

Brongniart(1827) 首先使用蛇绿岩一词来描述蛇纹岩。后来, Suess(1890) 和许靖华(1980) 等认为, 蛇绿岩其实是一套与洋壳层序一致的岩石组合。人们进一步断言, 蛇绿岩是“失踪海洋的洋壳碎片”^[8]。然而, 近几十年来在中国及世界其它地区所发现的情况却并非如此^[9, 10]。

(1) 具有完整层序的蛇绿岩套十分少见。我国川西、藏东和新疆天山等地区的几条造山带中零星出露的超镁铁岩块体和枕状玄武岩等与完整的蛇绿岩剖面有显著区别, 被称为肢解的蛇绿岩或蛇绿混杂岩。

(2) 蛇绿岩套中的玄武岩不一定具有洋脊玄武岩(MORB)特征。怒江丁青、金沙江带德钦东竹林等蛇绿岩剖面中, 含有轻稀土富集型玄武岩, 与典型 MORB 差别较大。在同一蛇绿岩套中, 玄武岩的岩石化学特征也不一致。本区变玄武岩具有与 MORB 明显不同的稀土和微量元素特征。

(3) 蛇绿岩形成的构造环境是多种多样的, 于小洋盆(包括弧后盆地、弧间盆地等)、岛弧甚至裂谷带形成较多^[9, 10]。

近 20 年来, 随着大陆造山带研究程度的不断深入, 对蛇绿岩的概念、形成环境等认识取得了长足进步。许多学者指出, 蛇绿岩并非来自大洋的扩张中脊, 史前大洋可能并不存在。部分学者甚至推断: “中国大陆上所有造山带中均不存在大洋盆型蛇绿岩, 中国地质历史上从未出现过宽阔的大洋, 中国境内的蛇绿岩均为红海型陆间裂谷型, 中国大陆上不存在因俯冲作用形成的碰撞带”^[8, 9]。

对蛇绿岩形成环境的研究不能仅以某些地区为准。从全球范围来看, 蛇绿岩的形成环境应该是多种多样的。有主张把特提斯蛇绿岩分为西地中海和东地中海两个亚类; 张旗(1990) 建议将蛇绿岩分为科迪勒拉型、东地中海型、西地中海型三类^[11]; 高俊(1992) 根据洋盆扩张速率的差异, 将蛇绿岩分为快速扩张洋盆地内蛇绿岩、中等-快速扩张洋盆内蛇绿岩、中等-慢速扩张洋盆内的蛇绿岩、慢速扩张地带基性-超大型基性岩组合(红海、攀西裂谷)^[9]。划分方案的依据和研究区域虽然不同, 但都与蛇绿岩形成的洋盆规模有关。

大峡谷地区大拐弯群蛇绿混杂岩现有的化学分析数据可用以初步判别大地构造环境。

Hodder(1985) 认为, 玄武岩 Ti/V 值的变化受其形成深度的控制。不同类型玄武岩的

形成深度依次为岛弧玄武岩 (IAB) 大于洋中脊玄武岩 (MORB) 大于大陆玄武岩 (CFB) 或洋岛玄武岩 (OIB)^[11]。在 V-Ti 图上 (图 9), 本区变质基性岩的投点较分散, 但落在“大陆溢流玄武岩或洋岛玄武岩”区域内的点相对较多。平均成分点落在大陆玄武岩和洋脊玄武岩过渡区域内。

本区蛇绿混杂岩以变质基性岩为主, 橄榄岩和变硅质岩次之。其特点与雅鲁藏布江蛇绿岩带的总体特点相似^[7], 为缓慢的洋壳扩张速率和较高的上地幔部分熔融。微量元素特征表明, 蛇绿岩形成于洋壳发育不成熟的陆间小洋盆, 未脱离陆壳性质。Zr/Y-Zr 图解也证实了这一推论 (图 10)。在此图上, 本区变质基性岩的成分投点落在扩张速率为 0.5 ~ 3cm/a 范围内, 属中等-慢速扩张。

利用微量元素 Cr、Y 也可判

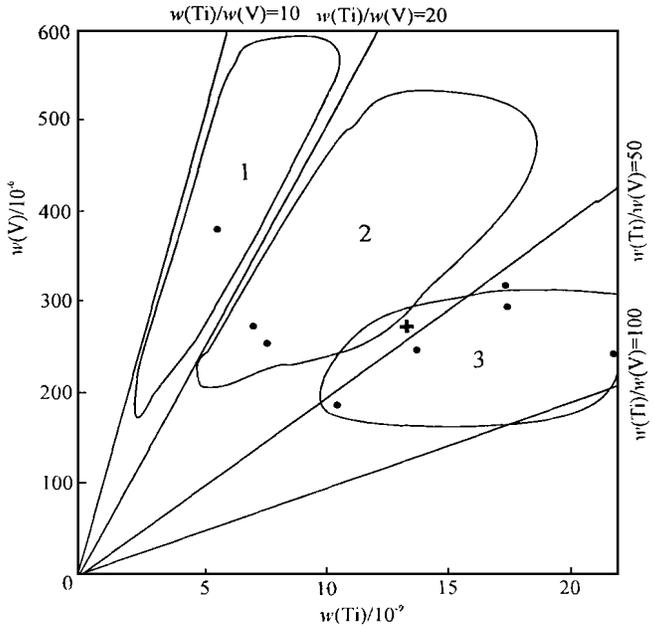


图 9 变玄武岩石 Ti-V 图 (仿 Shevais, 1982)

1. 岛弧拉斑玄武岩; 2. 洋脊玄武岩; 3. 板内 (洋岛/大陆) 玄武岩; +. 平均成分

Fig. 9 Ti-V diagram of metabasalts (after Shevais, 1982)

1= island-arc tholeiite; 2= oceanic-ridge basalt; 3= intraplate (oceanic-island and/or continental) basalt. + indicates mean values

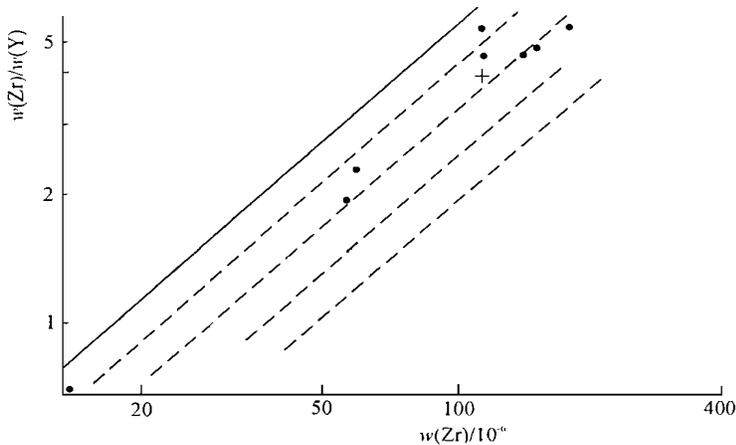


图 10 变玄武岩 Zr/Y-Zr 图 (仿 Peake, 1979)

十字代表平均成分

Fig. 10 Zr/Y-Zr diagram of metabasalts (after Peake, 1979)

+ indicates mean values

别基性岩的构造环境(Pearce, 1982)。在该图上(图 11), 本区变质基性岩大多落在“板内玄武岩”范围内, 与 $Zr/Y-Zr$ 图解的结果相似。

8 构造演化

特提斯的演化与造山作用的解释, 由两陆(劳亚和冈瓦纳)一洋(特提斯)模式转变为三陆群(劳亚、冈瓦纳、泛华夏)两洋(特提斯和古亚洲)的特提斯多弧盆系统洋陆转换演化模式, 即多岛弧造山模式^[12]。青藏高原是通过原特提斯洋、古特提斯洋和新特提斯洋的形成、闭合和碰撞造山形成的。若按新特提斯洋存在于晚侏罗世至早白垩世期间的的时间跨度大约为 70Ma 计算, 该地区蛇绿岩形成时的海洋不会超过 300km 的宽度, 说明该区蛇绿岩并非形成于新特提斯洋洋中脊, 而应该是弧后盆地。

本区处于印度地块北东角, 始新世以来, 这只犄角已逐渐沿北东方向向欧亚板块内部插入, 推移距离已超过 100km。应该指出, 该距离是印度板块和欧亚板块自 45Ma 以来相互汇聚、缩短的同时, 多位移的距离, 说明东构造结楔入体的汇聚距离比雅鲁藏江带主体部分大, 汇聚速度更快。东、西构造节的地层分布、构造格局有很多相似之处。

雅鲁藏布大峡谷两岸多为 40° 以上的陡坡, 甚至绝壁。在峡谷核心地段平均坡降为 30m/km 左右, 实测流速达 16m/s, 说明东构造节为强烈隆升和剥蚀地区。与巴基斯坦克什米尔境内的西构造节相似, 东构造节地区的楔入体在有些地段(元古界南迦巴瓦群)与冈底斯岩浆、火山岛弧带直接接触, 接触带内韧性剪切、构造混杂现象十分普遍。

川滇藏地区的现代地壳运动趋势形成一个巨大的顺时针走滑应力场。这种运动形式与印度地块北东角向北东的楔入作用、扬子地块向北东方向和欧亚板块整体上相对向南的运动有关^[13, 14]。东构造结地区是该应力场中运动速率最大的地区。据今 3Ma 以前的抬升速率较小, 小于 1mm/a。3Ma 以后, 抬升速率突然变大, 并有加速趋势, 最大抬升速率可达 30mm/a^[15, 16]。快速隆升作用的同时, 强烈的剥蚀作用也在进行。据研究, 距今 3.5 ~ 3.2Ma 期间的挤压褶皱期间, 本地区的地壳剥蚀速率达 10mm/a。距今 2.2Ma 以后, 剥蚀作用速率有所下降, 为 3 ~ 5mm/a^[17]。隆升速率的加快和剥蚀作用的减缓似乎预示着大峡谷地区地貌海拔高度进一步增加, 高差变缓的变化趋势。

总而言之, 雅鲁藏布大峡谷是一个构造特殊的地区。这里的强楔入作用、隆升作用和剥蚀作用除了形成高耸入云的高峰, 深不可测的峡谷, 还使地壳的中下部层位暴露地表, 蛇绿

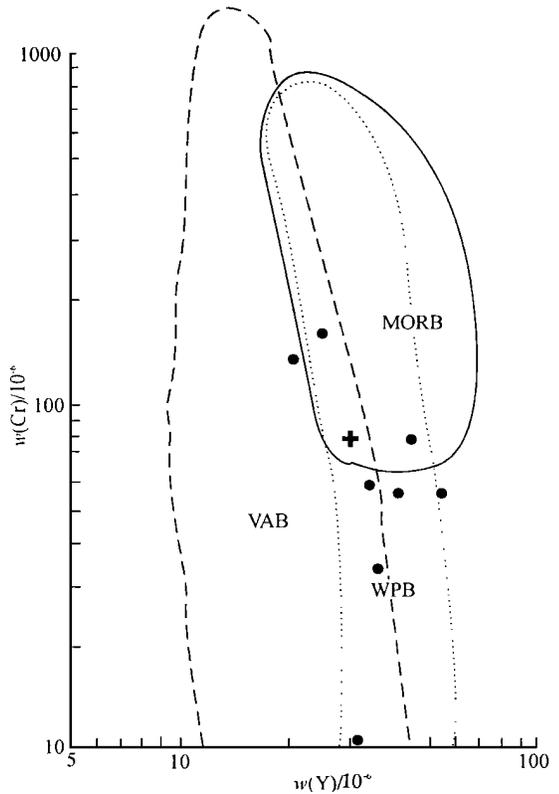


图 11 本区变质基性岩 Cr-Y 图解(仿 Pearce, 1982)
Fig. 11 Cr-Y diagram of the metamorphic basic rocks in the study area (after Pearce, 1982)

岩带从原来的位置被向北东方向推移了100km以上。“西藏沉积岩”也由于挤压、抬升和剥蚀作用而消失殆尽。

9 结论

(1) 雅鲁藏布大峡谷地区的前寒武纪楔入体代表印度地块的下部层位。始新世以来,楔入作用造成的挤压褶皱,隆升和强风化剥蚀作用使印度地块的上部层位暴露地表,印度地块北缘的浅海相沉积岩/西藏沉积岩系随之尖灭并风化剥蚀,消失殆尽。目前在楔入体北东侧的边界断裂带上仍有残留,其余地段保留甚少。

(2) 在岩石化学成分上,本区镁质超基性岩(橄辉岩),变质辉石岩、辉长岩和玄武岩类代表蛇绿岩套的岩石单元。构造运动使蛇绿岩套被肢解、变形并发生高绿片岩相至角闪岩相变质作用。

岩石化学成分特征表明,蛇绿岩形成的构造环境并非宽阔大洋,而是具有陆壳性质的小型陆间盆地或弧后盆地。郝杰(1999)等研究了雅鲁藏布江带日喀则地区典型蛇绿岩套后认为,其形成环境不是大型洋盆,属“俯冲带上叠型”蛇绿岩^[19]。这一结论在整个雅鲁藏布江-印度河带可能具有代表性。

参考文献:

- [1] 中国科学院登山科考察队. 南迦巴瓦峰地区地质[M]. 北京: 科学出版社, 1992.
- [2] 甘肃地矿局区调队. 《通麦幅》、《波密幅》1:20万区域地质调查报告[R]. 1995.
- [3] 王增, 申屠保涌等. 藏东花岗岩及成矿[M]. 成都: 西南交通大学出版社, 1995.
- [4] 贺同兴, 卢良兆等. 变质岩岩石学[M]. 北京: 地质出版社, 1980.
- [5] 刘朝基, 刁志忠, 张正贵. 川西藏东特提斯地质[M]. 成都: 西南交通大学出版社, 1996.
- [6] 李昌年. 火成岩微量元素岩石学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1992.
- [7] 王希斌, 鲍佩声, 肖序常. 雅鲁藏布江蛇绿岩[M]. 北京: 测绘出版社, 1987.
- [8] 赵宗溥. 蛇绿岩与大陆缝合线[J]. 地质科学, 1984, (2): 359—370.
- [9] 汤耀庆, 高俊等. 西南天山蛇绿岩和蓝片岩[M]. 北京: 地质出版社, 1995.
- [10] 张旗. 蛇绿岩的分类[J]. 地质科学, 1990, (1): 54—61.
- [11] 赵振华. 微量元素地球化学原理[M]. 北京: 科学出版社, 1997.
- [12] 潘桂棠, 陈智梁等. 东特提斯地质构造形成演化[M]. 北京: 地质出版社, 1997.
- [13] GUITANG PAN, CHENGSHENG CHEN, RATSCHBACHER L and FRISCH W. Cenozoic deformation and stress patterns in eastern Tibet and western Sichuan[J]. Geowissenschaften, 1996, 14: 306—307.
- [14] RATSCHBACHER L, FRISCH W, CHENGSHENG CHEN and GUITANG PAN. Cenozoic deformation, rotation, and stress in eastern Tibet and western Sichuan[A]. YIN A and HARRISON T M. Tectonics of Asia[C]. Cambridge, Cambridge University Press, 1995, 227—249.
- [15] 钟大赉, 丁林. 青藏高原的隆起过程及其机制探讨[J]. 中国科学(D辑), 1996, 26(4): 289—295.
- [16] 孙鸿烈, 郑度. 青藏高原形成演化与发展[M]. 广州: 广东科学技术出版社, 1998.
- [17] JEAN-PIERRE B, PHILIPPE D, PETER N et al. Exhumation during crustal folding in the Namche-Barwa syntaxis[J]. Terra Nova, 1997, 9(2): 53—56.
- [18] 郝杰, 柴育成, 李继亮. 雅鲁藏布江蛇绿岩的形成与日喀则弧前盆地的沉积和演化[J]. 地质科学, 1999, 34(1): 1—9.