

文章编号: 0258-7106 (2011) 05-0773-14

# 班公湖-怒江缝合带西段改则硅质岩地球化学特征及沉积环境\*

冯彩霞

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

**摘要** 班公湖-怒江缝合带是西藏第二条规模巨大的基性-超基性岩带。文章通过对该带西段改则地区硅质岩的系统地球化学研究,探讨了硅质岩形成的成因和构造背景。研究表明:① 硅质岩的  $w(\text{SiO}_2)$  变化范围在 85.23%~93.73% 之间,  $\text{Si}/\text{Al}$  比值为 34.08~56.92, 表明它们含有较高比例的陆源泥质沉积物;② Hf、Pb、Nb、Ta、Th 和 U 等不相容元素亏损较明显;③  $\text{Al}/(\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Al})$  比值为 0.41~0.69, 具有生物成因特征, Ba/Sr 比值和 U/Th 比值均小于 1, Al-Fe-Mn 三角图和 Zr-Cr 协变图上均为非热液成因的特征;④  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  比值为 0.50~0.77, 稀土元素球粒陨石标准化和北美页岩标准化模式图显示出 LREE 富集、弱 Ce 正异常和无明显 Ce 异常的特征,  $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{SN}}$ 、 $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  和  $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{SN}}$  比值分别为 1.11~1.17、0.90~0.92 和 1.10~1.62,  $w(\text{V}) < 23 \mu\text{g}/\text{g}$ ,  $\text{V}/\text{Y} < 2.8$ , 以上特征均说明改则地区硅质岩当时形成的环境海底热液活动不强烈, 而陆源物质输入较多, 沉积环境以在大陆边缘形成为主;⑤ 从 Si 和 O 同位素值看出, 其属于典型的放射虫硅质岩类型,  $\delta^{30}\text{Si}$ - $\delta^{18}\text{O}$  呈正相关趋势, 说明  $\text{SiO}_2$  从溶液中晶出石英时, 硅、氧同位素表现出相似的动力学分馏过程;⑥ 该区放射虫硅质岩地球化学特征表明其沉积时可能形成于相对稳定的洋盆闭合大陆边缘环境。

**关键词** 地质学;地球化学特征;沉积环境;改则硅质岩;班公湖-怒江缝合带

中图分类号: P588.34

文献标志码: A

## Geochemical characteristics and sedimentary environment of siliceous rocks of Gerze area in western Bangong Co-Nujiang suture zone, Tibet

FENG CaiXia

(State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, Guizhou, China)

### Abstract

The Bangong Co-Nujiang suture zone is the second huge ultramafic rock belt in Tibet. Based on detailed geochemical research, this paper discusses the genesis and tectonic setting of siliceous rocks in Gerze area, Tibet. Some conclusions have been reached: ① The  $\text{SiO}_2$  content range is 85.23%~93.73%, and  $\text{Si}/\text{Al}$  ratios vary in the range of 34.08~56.92, indicating that they contain a relatively high proportion of terrigenous muddy sediments; ② Incompatible elements such as Hf, Pb, Nb, Ta, Th and U are obviously depleted; ③  $\text{Al}/(\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Al})$  ratios are 0.41~0.69, suggesting bio-genesis. Ba/Sr and U/Th ratios are lower than 1, and Al-Fe-Mn triangular diagram and Zr-Cr diagram show non-hydrothermal characteristics of siliceous rocks; ④  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  ratios are 0.50~0.77, and chondrite-normalized as well as North American shale-normalized REE patterns show that siliceous rocks are enriched with LREE with weak positive Ce anomaly and no obvious

\* 本文受到国家重点基础研究发展计划项目(编号:2009CB421005)和国家自然科学基金(编号:40972071,40773020)联合资助  
作者简介 冯彩霞,女,1976年生,副研究员,主要研究方向为矿床地球化学。Email: fengcaixia@vip.gyig.ac.cn  
收稿日期 2010-11-07; 改回日期 2011-01-27。张绮玲编辑。

Ce anomalies;  $(La/Ce)_{SN}$ ,  $Ce/Ce^*$  and  $(La/Lu)_{SN}$  values are 1.11~1.17, 0.90~0.92 and 1.10~1.62,  $V < 23 \mu g/g$ , and  $V/Y < 2.8$ . All these features suggest that the siliceous rocks were formed in an environment of relatively weak hydrothermal activity but fairly abundant terrigenous material inputting. In addition, the deposition was dominated by a continental margin environment; ⑤ Si and O isotopes indicate typical characteristics of radiolarian chert. Besides,  $\delta^{30}Si-\delta^{18}O$  assumes positive correlation, indicating that Si and O isotopes had similar kinetic fractionation processes; ⑥ Geochemical characteristics of chert implies that it was mainly deposited in a continental margin environment during the closure of the Tethys Ocean.

**Key words:** geology, geochemical characteristics, sedimentary environment, siliceous rocks of Gerze area, Bangong Co-Nujiang suture zone

硅质岩对于揭示区域地质演化背景以及反映区域动力学演变特征具有重要的指导意义,在中国的秦岭、华南、滇西三江地区及雅鲁藏布江缝合带,通过硅质岩建造来追索古、中特提斯洋的演化历程及形成环境已有较多的成果报道(丁林等,1995;吴浩若,1996;朱杰等,2005;周永章等,2008;黄圭成等,2010; Yin et al., 2000)。班公湖-怒江缝合带主要由规模巨大的蛇绿岩套及混杂岩带构成,是西藏第二条规模巨大的基性-超基性岩带。以往多侧重于该缝合带中蛇绿岩的空间分布、岩体的地质地球化学、地层厘定及年代学等方面的研究(邓万明等,1987;邓万明,2000;郭铁鹰等,1991;张旗等,2001;邱瑞照等,2005;李才等,2008;曹圣华等,2008; Wang et al., 2008;吴彦旺等,2009)。该带中硅质岩的放射虫研究已有一些报道(孙东立等,1991;李曰俊等,1997;朱同兴等,2006;冯晔等,2006;陈奇等,2007;曹

圣华等,2008),对作为能反映成因和沉积环境重要标志的硅质岩岩相学、沉积地球化学特征及其构造背景等方面有涉及但尚未进行深入研究(曹圣华等,2005;陈玉禄等,2006),本文通过对班公湖-怒江缝合带西段改则地区硅质岩的主量元素、微量元素、稀土元素和 Si、O 同位素研究,并结合前人的研究成果,探讨改则地区硅质岩形成的成因和构造背景。

## 1 地质背景

班公湖-怒江缝合带横贯青藏高原,东西延伸约 2 000 km,具有明显的地理标志(肖序常等,2000),西端自班公错始,经改则、丁青,向南沿怒江连接滇西瑞丽和缅甸的抹谷带;南、北两侧分别为拉萨地块和羌塘地块(图 1)。该缝合带规模仅次于雅鲁藏布江缝合带,其间断续分布着 85 个岩体群,出露面积

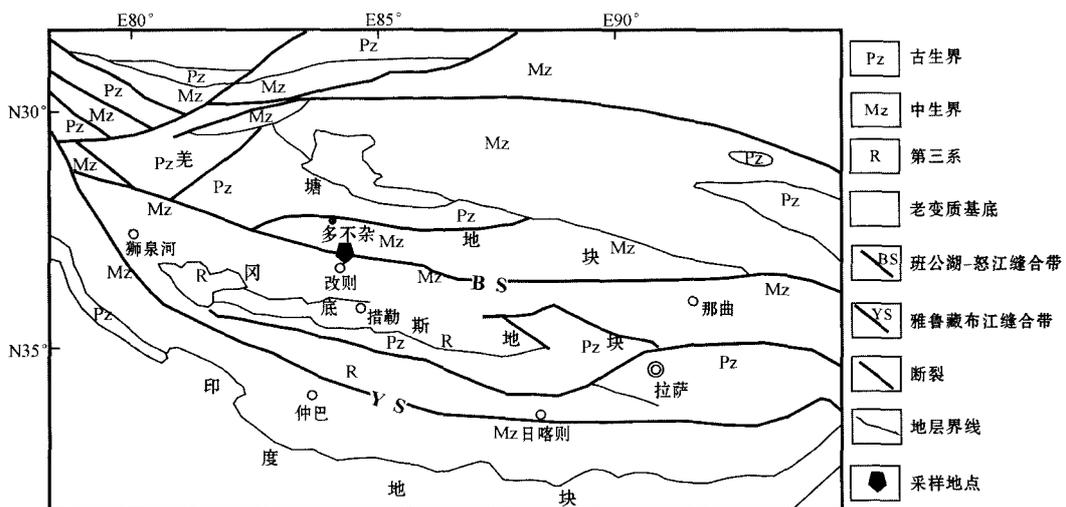


图 1 藏北地区构造格架图(据西藏自治区地质矿产局,1993 和曲晓明等,2009 修改)

Fig. 1 Tectonic framework map of northern Tibet (modified after Tibet Bureau of Geology and Miner Resources, 1993 and Qu et al., 2009)

1 470 km<sup>2</sup>。这些岩体与其共生的玄武质火山岩和包括放射虫硅质岩的深海沉积岩一起构成蛇绿岩体,它们是羌塘-三江复合板片和冈底斯-念青唐古拉板片之间缝合带的重要组成部分(西藏自治区地质矿产局,1993)。

西藏改则地区地处青藏高原的腹地,在 I 级大地构造单元上属冈底斯-念青唐古拉板片,次级大地构造单元为革吉-措勒复合弧后盆地;地层区划属藏地大区冈底斯-腾冲地层区班戈-八宿地层分区(西藏自治区地质矿产局,1993;图 1)。班公湖-怒江蛇绿岩带自西向东可分为班公湖-改则、东巧-安多和丁青-怒江 3 段,本次工作属于西段即班公错-纳屋错和改则-色哇地段,其岩体一般都呈长条状、透镜状或扁豆状和楔状的冲断片产出,走向为北西向和北西西向。段内基性、超基性岩体都是构造侵位,因为它们出露明显受到冲断裂的控制,岩体与围岩都呈冲断层接触;由于断裂挤压剪切作用把岩体分割成大小不等的块体,其边部明显片理化,改则-色哇地段的岩体主要侵位于木嘎岗群中;本段蛇绿岩可能形成在中-晚侏罗世,并经历了晚侏罗世和晚白垩世的两次构造侵位(西藏自治区地质矿产局,1993)。

前人通过对班公湖-改则蛇绿岩带的研究,共圈出蛇绿岩体(群)35 个,集中分布于班公湖、改则一带,大多数蛇绿岩的蛇纹石化十分强烈,有的已完全变为蛇纹岩,或因构造挤压剪切作用变成蛇纹石片岩,并常常见变质蛇绿岩与基性火山岩、辉长岩、砂岩、石灰岩和硅质岩等组成的混杂堆积,从下而上组成单元分别为:变质地幔橄榄岩,镁铁质-超镁铁质堆晶岩,席状辉绿岩墙、镁铁质火山岩(局部可见枕状熔岩)及深海-半深海沉积建造,以复理石浊积岩、紫红色硅质岩为主,夹放射虫硅质岩(曹圣华等,2005;邱瑞照等,2005;陈奇等,2007)。

## 2 硅质岩的产出特征

本次所采硅质岩位于改则以北约 10 多公里处(坐标:N32°24'44.8",E84°03'35.4",高度 5 029 m,图 1),属于班公湖-怒江蛇绿岩带西段,呈灰色或深灰色层状和块状,单层厚度达数厘米至数十米。硅质岩底部与枕状熔岩及辉长和辉绿岩等整合接触。样品产出地质剖面图见图 2。

组成硅质岩的主要矿物是微晶石英(质量分数

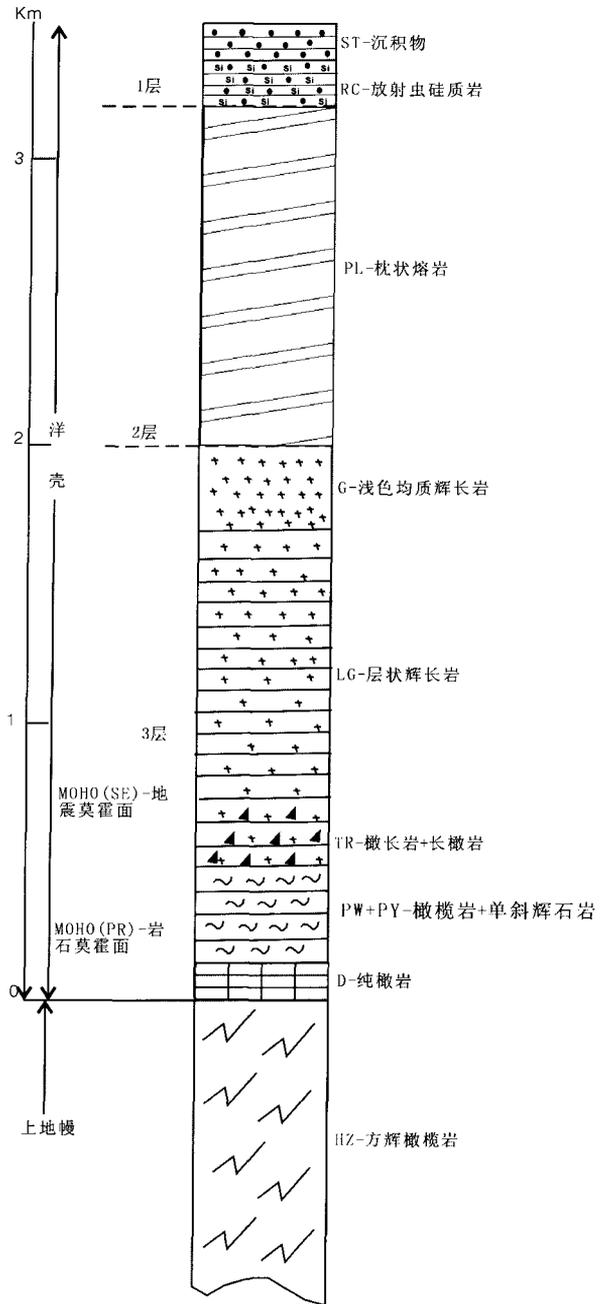


图 2 洞错-改则蛇绿岩剖面图(据西藏自治区地质矿产局,1993 修改)

Fig. 2 Ophiolite suite of Dongcuo-Gerze area (modified after Tibet Bureau of Geology and Miner Resources, 1993)

80%~85%以上)、玉髓和蛋白石,粒径约 0.01 mm,其颗粒界线清楚;其他还有少量隐晶质玉髓、微晶重晶石、黏土矿物及其他碳泥质等杂质;硅质岩中金属矿物含量少,总量约 1%~2%,粒径 0.03 mm 不等,多呈分散状,散布于微晶石英粒间;整个岩石呈隐晶-微粒结构。

### 3 分析方法

本次采样地点露头新鲜,剖面岩石发育良好,取样间距随岩性厚度变化而有所不同,共采集硅质岩样品 15 件。样品经过分选,用蒸馏水清洗干净并在烘箱中烘干,研碎至 200 目,用于主量、微量、稀土元素和 Si、O 同位素的测试分析。

主量元素分析采用 X 射线荧光光谱仪(PW4400 XRF)完成,分析过程用平行样和标准参考物质 GSR-1 和 GSR-3 进行数据质量监控,分析精度优于 3%;微量元素分析采用 ELAN 6000 ICP-MS 完成,用标准参考物质 OU-6 和 GBPG-1 进行数据质量监控,分析精度优于 5%,具体分析流程见 Qi 等(2000);以上两种测试均在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成。

Si 和 O 同位素样品分析由中国地质科学院矿产资源研究所同位素室完成,先将样品破碎至 200 目,然后用稀盐酸浸泡,再用蒸馏水反复冲洗,置于空气中干燥。硅同位素测定要预先经过化学处理,提纯氧化硅,然后进行氧化,将 SiO<sub>2</sub> 用纯化的 BrF<sub>5</sub> 氧化,转化成 SiF<sub>4</sub>,在 MAT-251EM 型质谱计上完成分析,选用美国国家标准局的石英砂样标准 NBS-28 做标样,分析精度为 ±0.1‰;氧同位素的常规制备方法为五氟化溴法(Clayton et al., 1963),反应原理为硅酸盐或氧化物与强氧化剂 BrF<sub>5</sub> 在高温下反应生成

O<sub>2</sub>,然后与碳棒反应转化为 CO<sub>2</sub>,在 MAT-251EM 型质谱计上完成分析,分析精度为 ±0.2‰,采用的国际标准为 SMOW。以上分析结果分别见表 1~4。

### 4 分析结果

研究区硅质岩主量元素分析结果见表 1。从表 1 可以看出,改则地区硅质岩的  $w(\text{SiO}_2)$  从 85.23% ~ 93.73%, 平均为 88.89%, 低于纯硅质岩的  $w(\text{SiO}_2)$  (91% ~ 99.8%),  $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$  从 1.32% ~ 2.30%, Si/Al 比值为 34.08~56.92, 远低于纯硅质岩的 Si/Al(80~1 400)(Murray et al., 1992a), 表明它们含有较高比例的陆源泥质沉积物;  $w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$  和  $w(\text{MnO})$  相对  $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$  较低, 变化范围分别为 0.59% ~ 1.30% 和 0.07% ~ 0.15%;  $w(\text{TiO}_2)$  和  $w(\text{K}_2\text{O})$  分别介于 0.16% ~ 0.20% 和 0.17% ~ 0.29% 之间;  $w(\text{P}_2\text{O}_5)$  很低, 从 0~0.07%, 变化范围不大。

研究区硅质岩稀土元素分析结果见表 2。从表 2 可以看出,  $\Sigma\text{REE}$  为 44.17~48.99  $\mu\text{g/g}$ , 平均为 46.24  $\mu\text{g/g}$ , 轻稀土元素富集。北美页岩标准化后  $\delta\text{Eu}_{\text{SN}}$  值为 0.84 ~ 1.05,  $\delta\text{Ce}_{\text{SN}}$  值为 0.89 ~ 0.92,  $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{SN}}$  值为 1.11~1.17,  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{SN}}$  值为 1.02~1.42; 球粒陨石标准化后  $\delta\text{Eu}_{\text{CN}}$  值为 0.58~0.73,  $\delta\text{Ce}_{\text{CN}}$  值为 0.98~1.02,  $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{CN}}$  值为 1.27~1.34,

表 1 西藏改则硅质岩常量元素含量

Table 1 Major element contents of siliceous rocks in Gerze area, Tibet

样品号	$w(\text{B})/\%$													A	B	C
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	LOI	总和				
GZ-1	85.82	2.22	0.72	0.94	4.39	1.20	0.22	0.07	0.02	0.20	3.20	99.00	0.68	0.76	34.08	
GZ-2	87.47	2.08	0.89	0.17	4.21	0.95	0.21	0.10	0.02	0.19	3.47	99.77	0.61	0.70	37.07	
GZ-4	89.00	2.19	0.86	0.16	3.48	1.07	0.21	0.09	0.03	0.20	2.98	100.27	0.63	0.72	35.82	
GZ-4-2	89.30	2.30	1.01	0.21	3.10	0.79	0.29	0.10	0.01	0.19	2.77	100.07	0.61	0.69	34.22	
GZ-8	90.67	1.91	0.75	0.11	2.58	0.84	0.19	0.09	0.07	0.19	2.24	99.64	0.63	0.72	41.84	
GZ-9	89.16	1.95	0.74	0.15	3.52	0.87	0.18	0.09	0.01	0.18	3.01	99.84	0.64	0.72	40.30	
GZ-10	92.39	1.93	0.70	0.10	1.94	0.85	0.19	0.11	0.01	0.19	1.80	100.21	0.64	0.73	42.20	
GZ-11	88.30	2.24	0.68	0.13	3.26	0.96	0.23	0.09	0.01	0.19	2.79	98.88	0.69	0.77	34.75	
GZ-12	88.40	2.14	0.67	0.18	3.50	0.95	0.21	0.09	0.01	0.19	2.89	99.23	0.68	0.76	36.41	
GZ-13	88.53	1.63	0.66	0.20	4.04	0.74	0.20	0.10	0.00	0.17	3.28	99.56	0.62	0.71	47.88	
GZ-14	88.35	1.70	0.65	0.13	4.28	0.74	0.20	0.11	0.00	0.19	3.54	99.88	0.62	0.72	45.81	
GZ-15	88.04	1.49	0.59	0.08	4.24	0.75	0.17	0.10	0.00	0.17	3.49	99.13	0.62	0.72	52.08	
GZ-16	85.23	1.32	1.30	0.10	4.99	0.66	0.17	0.15	0.00	0.16	4.65	98.74	0.41	0.50	56.92	
GZ-17	93.73	1.75	0.78	0.07	1.61	0.83	0.17	0.10	0.04	0.19	1.51	100.78	0.60	0.69	47.21	
平均值	88.89	1.92	0.79	0.20	3.51	0.87	0.20	0.10	0.02	0.19	2.97	99.64	0.62	0.71	40.85	

注: A = Al/(Fe + Mn + Al); B = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>); C = Si/Al。

表 2 西藏改则硅质岩稀土元素含量(w(B)/μg/g)及相关参数

Table 2 REE content [w(B)/μg/g] and relative parameters of siliceous rocks in Gerze area, Tibet

	GZ-1	GZ-2	GZ-4	GZ4-2	GZ-8	GZ-9	GZ-10	GZ-11	GZ-12	GZ-13	GZ-14	GZ-15	GZ-16	GZ-17
La	9.83	9.21	10.1	9.68	9.44	10.4	9.83	10.3	10.3	9.99	9.27	8.97	9.76	9.80
Ce	20.0	18.9	20.5	19.5	18.8	20.6	19.1	20.5	20.7	19.5	18.4	17.6	19.1	19.3
Pr	2.27	2.20	2.31	2.22	2.17	2.38	2.16	2.27	2.36	2.24	2.19	2.01	2.20	2.18
Nd	8.13	8.28	8.43	8.52	7.82	8.92	7.80	8.10	8.49	8.32	8.02	7.61	8.43	8.13
Sm	1.51	1.66	1.49	1.71	1.40	1.63	1.46	1.46	1.52	1.64	1.59	1.54	1.67	1.42
Eu	0.29	0.34	0.30	0.38	0.29	0.33	0.29	0.28	0.28	0.33	0.36	0.31	0.37	0.28
Gd	1.33	1.51	1.42	1.57	1.09	1.30	1.27	1.26	1.39	1.43	1.45	1.30	1.53	1.28
Tb	0.22	0.24	0.21	0.24	0.19	0.23	0.19	0.20	0.21	0.22	0.23	0.21	0.23	0.21
Dy	1.11	1.28	1.13	1.23	1.10	1.17	1.07	1.04	1.09	1.14	1.19	1.12	1.32	1.08
Ho	0.24	0.28	0.23	0.28	0.22	0.27	0.24	0.23	0.25	0.26	0.24	0.25	0.28	0.24
Er	0.74	0.77	0.72	0.84	0.68	0.75	0.68	0.68	0.70	0.71	0.69	0.70	0.77	0.68
Tm	0.11	0.10	0.11	0.12	0.10	0.11	0.11	0.10	0.11	0.10	0.09	0.11	0.13	0.10
Yb	0.78	0.80	0.77	0.84	0.75	0.79	0.78	0.75	0.77	0.72	0.63	0.78	0.84	0.75
Lu	0.12	0.11	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12	0.11	0.12	0.11	0.09	0.12	0.13	0.12
ΣREE	46.68	45.69	47.84	47.25	44.17	48.99	45.10	47.28	48.28	46.71	44.43	42.62	46.77	45.57
δEu <sub>SN</sub>	0.90	0.93	0.91	1.01	1.02	0.99	0.95	0.92	0.84	0.95	1.05	0.97	1.02	0.92
δCe <sub>SN</sub>	0.92	0.91	0.92	0.92	0.90	0.90	0.90	0.92	0.91	0.90	0.89	0.90	0.90	0.91
(La/Ce) <sub>SN</sub>	1.12	1.11	1.12	1.13	1.15	1.15	1.17	1.15	1.14	1.17	1.15	1.16	1.17	1.16
(La/Lu) <sub>SN</sub>	1.25	1.23	1.31	1.12	1.21	1.36	1.23	1.38	1.26	1.33	1.62	1.12	1.10	1.25

注: δEu<sub>SN</sub>和 δCe<sub>SN</sub>均为北美页岩标准化后的 Eu 和 Ce 异常值;北美页岩标准化值据 Boynton, 1984。

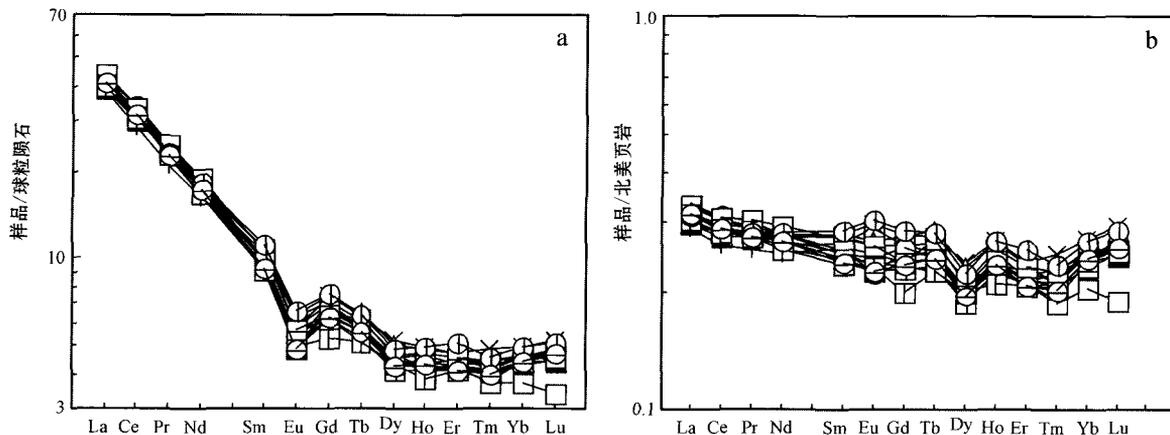


图 3 西藏改则硅质岩稀土元素球粒陨石标准化(a)和北美页岩标准化(b)分布型式图

Fig. 3 Chondrite-normalized (a) and North American shale-normalized (b) REE patterns of siliceous rocks in Gerze area, Tibet

(La/Yb)<sub>CN</sub>值为 7.10~9.90。在稀土元素配分模式图上,页岩标准化曲线表现为弱 Ce 正异常、Eu 弱正异常的轻、重稀土元素分异不明显的平坦型曲线,而在球粒陨石标准化曲线上体现为无明显 Ce 异常和明显 Eu 负异常的右倾型曲线(图 3)。

研究区硅质岩部分微量元素分析结果见表 3。从表 3 可以看出,微量元素以含量低为特征。其中, Zr 和 As 较为富集,约为克拉克值的 1~3 倍,其余元素与克拉克值相比均处于“亏损”水平,尤其是 Hf、

Pb、Nb、Ta、Th 和 U 等不相容元素, Mo 等亲铁元素, Cr 等亲石元素, Cu、Zn、Sb 和 Y 等亲铜元素和 Sr 等碱土金属亏损幅度较为明显; V、Co、Ni、Ba 和 Rb 亏损程度较小。

研究区硅质岩 Si 和 O 同位素分析结果见表 4。从表 4 可以看出,研究区硅质岩的 δ<sup>30</sup>Si 值变化于 -0.5‰~0.1‰之间, δ<sup>18</sup>O 值的变化范围为 10.8‰~13.4‰。

表3 西藏改则硅质岩微量元素及稀土元素含量[w(B)/μg/g]

Table 3 Trace element and REE content[w(B)/μg/g] of siliceous rocks in Gerze area, Tibet

	GZ-1	GZ-2	GZ-4	GZ-4-2	GZ-8	GZ-9	GZ-10	GZ-11	GZ-12	GZ-13	GZ-14	GZ-15	GZ-16	GZ-17	A	B
Hf	4.16	3.48	4.10	4.25	4.68	3.86	5.06	4.26	3.89	4.08	1.08	4.98	5.39	4.62	4.50	0.92
Th	2.81	3.05	2.74	2.80	2.64	2.91	2.77	2.92	3.12	2.54	2.93	2.76	2.73	2.42	7.60	0.37
U	0.84	0.74	0.79	0.81	0.90	0.78	0.82	0.81	0.81	0.74	0.63	0.83	0.82	0.80	2.07	0.38
V	12.9	12.8	13.5	15.3	11.9	12.0	12.3	13.1	13.0	10.6	10.2	10.1	10.4	11.0	143	0.08
Cr	44.5	41.3	44.3	37.4	44.9	43.3	44.9	42.7	37.2	42.3	51.7	42.8	53.7	40.3	127	0.34
Co	2.10	2.62	2.47	3.02	1.97	1.92	1.74	1.99	1.89	1.82	1.76	1.53	1.47	1.77	24.7	0.08
Ni	8.82	13.8	9.58	10.9	9.18	8.40	7.30	10.3	8.01	7.94	9.48	7.08	8.20	7.27	81.3	0.11
Cu	30.0	37.1	30.6	27.9	16.9	18.1	17.1	24.2	20.8	13.9	19.4	23.6	12.0	14.8	56.0	0.39
Zn	21.7	50.2	48.4	37.6	24.1	36.9	22.1	44.9	22.3	16.7	26.8	22.0	16.8	20.4	76.3	0.38
Y	6.92	7.57	6.84	7.92	6.08	7.50	6.33	6.33	6.52	7.12	6.45	6.98	7.69	6.30	27.7	0.25
Zr	175	146	166	178	198	157	208	172	158	174	40.5	201	219	185	148	1.15
As	6.83	6.59	6.83	6.64	6.44	6.09	6.59	6.14	6.59	6.39	4.78	6.69	6.49	6.44	2.03	3.15
Ba	35.1	30.1	36.3	36.5	45.1	34.6	36.6	33.0	32.2	29.9	29.6	26.3	35.4	41.8	463	0.07
Rb	9.75	10.5	9.88	14.1	8.9	8.47	9.00	11.4	10.5	9.11	9.77	7.89	8.43	8.32	108	0.09
Sr	151	149	146	114	124	177	67.4	101	133	184	183	153	245	75.7	382	0.37
Nb	3.93	3.77	5.38	3.99	3.79	3.49	3.81	4.06	4.05	3.9	2.76	3.22	3.45	3.38	18.3	0.21
Ta	0.28	0.26	0.36	0.27	0.30	0.27	0.28	0.29	0.30	0.27	0.19	0.24	0.25	0.25	1.60	0.17
Sb	0.18	0.26	0.29	0.22	0.35	0.23	0.19	0.28	0.19	0.20	0.18	0.17	0.14	0.16	0.51	0.43
Mo	0.47	0.52	0.54	0.51	0.49	0.52	0.50	0.41	0.39	0.44	0.44	0.42	0.65	0.45	1.43	0.34
Pb	2.23	3.84	1.99	5.92	1.87	1.89	3.09	4.91	3.71	3.73	5.44	3.35	6.06	2.17	14.0	0.26
U/Th	0.30	0.24	0.29	0.29	0.34	0.27	0.29	0.28	0.26	0.29	0.21	0.30	0.30	0.33		
Ba/Sr	0.23	0.20	0.25	0.32	0.36	0.20	0.54	0.33	0.24	0.16	0.16	0.17	0.14	0.55		
Ni/Co	4.20	5.27	3.88	3.61	4.66	4.38	4.20	5.18	4.24	4.36	5.39	4.63	5.58	4.11		
V/Y	1.86	1.69	1.97	1.93	1.96	1.60	1.94	2.07	1.99	1.49	1.58	1.45	1.35	1.75		

注: A—地壳元素丰度值(黎彤,1987); B—元素富集系数。

表4 西藏改则硅质岩 Si 和 O 同位素含量

Table 4 The Si and O isotope content of siliceous rocks in Gerze area, Tibet

	GZ-1	GZ-2	GZ-4	GZ-4-2	GZ-8	GZ-9	GZ-10	GZ-11	GZ-12	GZ-13	GZ-14	GZ-15	GZ-16	GZ-17
$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$	11.5	11.2	10.8	11.2	11.3	11.9	11.8	12	12.2	13.3	13	12.8	13.4	12.6
$\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS-28}}/\text{‰}$	-0.5	0.0	-0.3	-0.2	0	-0.1	-0.4	-0.4	-0.3	-0.4	-0.3	0.1	-0.2	-0.4

## 5 讨论

产于班公湖-怒江缝合带西段改则地区的硅质岩与该带蛇绿岩有着极为密切的关系。这种关系如何反映在岩石学特征上,尤其是反映在地球化学指标上,这是一个非常值得研究的课题。为此,笔者对本区的硅质岩进行了这方面的探讨,利用地球化学分析结果,通过各种元素组合的比值来讨论形成于特殊地质背景的硅质岩系中硅质岩成因、沉积环境和硅质来源。这不但可以从一个侧面为论证该缝合带形成、演化和变动提供依据,而且又能进一步确认这些地球化学标志是研究硅质岩成因的可靠基础。

### 5.1 硅质岩成因

硅质岩的成因十分复杂,目前认为可能存在4

种成因类型:①生物或生物化学沉积成因;②火山沉积成因;③热液交代成因(硅化),发生在同生、成岩、后生的各个作用阶段;④热水沉积成因(Adachi et al., 1986; Herzig, 1988)。

Fe、Mn、Al 等常量元素含量对区分硅质岩成因类型具有重要意义,硅质岩中 Fe、Al 和 Mn 的富集主要与热水的参与有关,而 Al 的相对富集则多与陆源物质的加入相关,硅质岩的 Al/(Fe + Mn + Al) 比值由纯热水的 0.01 到纯生物成因的 0.60,且 Al/(Fe + Mn + Al) 比值随离开热水系统中心距离的增大而增大(Adachi et al., 1986; Yamamoto, 1987)。研究区硅质岩 Al/(Fe + Mn + Al) 比值从 0.41~0.69,平均为 0.62(表 1),靠近生物成因范围;在 Al-Fe-Mn 三角图中,改则硅质岩均落入生物成因硅质岩区(图 4)。

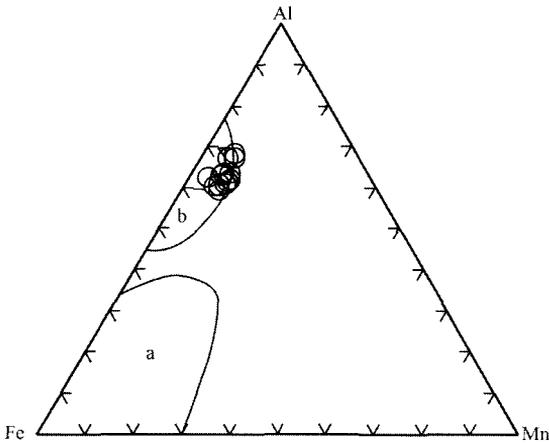


图 4 西藏改则硅质岩 Al-Fe-Mn 成因判别图  
(据 Adachi et al., 1986; Yamamoto, 1987)  
a—热水沉积硅质岩区; b—生物成因硅质岩区

Fig. 4 Al-Fe-Mn diagram of siliceous rocks in Gerze area, Tibet (after Adachi et al., 1986; Yamamoto, 1987)

另外,特征元素比值能很好地反映黑色岩系的成因, Ba/Sr 比值的变化不但可用于判别海相和陆相沉积物, 而且可作为衡量海底热水流体作用的尺度, 正常海相沉积岩中 Ba/Sr 比值基本小于 1, 而海底热水沉积物中 Ba/Sr 比值大于 1, 海相沉积物中 Ba/Sr 比值愈大, 愈能反映海底热水流体作用的影响程度 (Smith et al., 1983; Peter et al., 1988), 本区黑色岩系中 Ba/Sr 比值都小于 1 (表 3), 说明其沉积时海底热水流体活动不是很强烈, 与正常海相沉积岩中的值类似。另外, 由于热水沉积有较高的沉积速率, 常常相对富含 U, 因此热水沉积岩中 U/Th 比值 > 1, 而水成沉积岩 U/Th 比值 < 1 (Rona, 1978)。研究区硅质岩的 U 和 Th 值及 U/Th 比值见表 3, 可看出 U/Th 比值 < 1 属于水成沉积岩的范围。微量元素 Cu、Co 和 Ni 往往能够反映出一些热水沉积的规律, 现代热水沉积物相对富含 Cu 和 Ni, 且 Ni/Co 比值小于 3.613 (Crerar et al., 1982), 研究区硅质岩与地壳元素丰度值相比, Cu 和 Ni 的富集系数分别为 0.39 和 0.11, Ni/Co 比值除一个样品为 3.61 外, 其余均大于 3.613, 平均为 4.51 (表 3), 反映出该区硅质岩热水沉积物特征不明显。从 Zr 和 Cr 的关系协变图也可看出, 研究区硅质岩均投点于现代水成沉积物的趋势线及集中区 (图 5)。

### 5.2 沉积环境

硅质岩的沉积环境决定了其物质来源、物理化

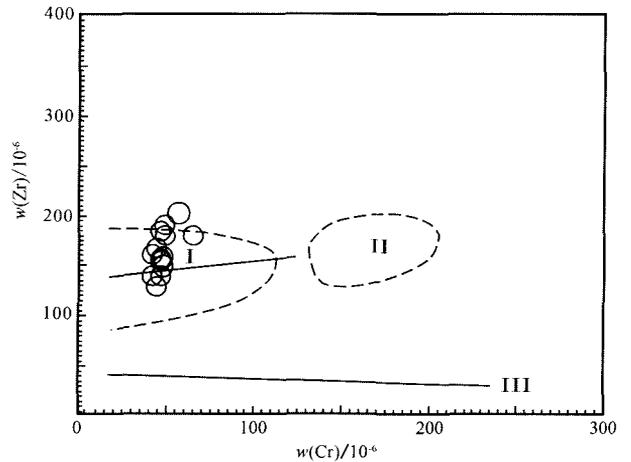


图 5 现代沉积物的 Zr-Cr 关系图 (据 Marchig et al., 1982)  
I—现代水成沉积物的趋势线及集中区; II—现代水成  
成岩含金属沉积物的分布区; III—现代热水沉积物的趋势线  
Fig. 5 Zr-Cr diagram of modern sediment (after Marchig  
et al., 1982)

学条件以及沉积速率等特征, 而所有这些均体现在硅质岩化学成分的组成以及结构上, 因此硅质岩的地球化学特征能很好地反映沉积环境 (Yamamoto et al., 1987; Murray., 1994)。

前人研究结果表明,  $Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Fe_2O_3)$  比值是判别硅质岩形成环境, 特别是区分洋中脊和大陆边缘成因的一个良好指标 (Murray et al., 1991; Murray, 1994; Sugitani et al., 1996)。改则地区 14 个硅质岩样品的  $Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Fe_2O_3)$  比值为 0.50 ~ 0.77, 明显高于洋中脊硅质岩 (< 0.4), 而与大洋盆地硅质岩 (0.4 ~ 0.7) 和大陆边缘硅质岩 (0.5 ~ 0.9) 的重叠区相当 (Murray, 1994)。Murray (1994) 利用已知沉积环境的硅质岩化学成分比值作图, 圈定了大陆边缘、大洋盆地和洋中脊硅质岩投影图。从  $100 \times Fe_2O_3 / SiO_2 - 100 \times Al_2O_3 / SiO_2$  判别图和  $Fe_2O_3 / TiO_2 - Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Fe_2O_3)$  图解 (图 6a、6b) 可看出, 研究区硅质岩都落在大陆边缘范围。

稀土元素是研究硅质岩成因、恢复古海洋环境和判别氧化还原环境的良好地球化学示踪剂 (Shimizu, 1977)。海水中 HREE 含量相对较为稳定, 海底热液活动会导致洋脊附近海水中 LREE 相对贫乏 (Klinkhammer et al., 1983), 陆源物质的输入则导致相对富集 LREE (McLennan, 1989)。从一些稀土元素参数如 La/Ce、La/Lu 及 Ce/Ce\* 等用来有效地判别硅质岩的形成环境, 洋中脊附近的硅质岩以严重的 Ce 亏损为特征, 其 Ce/Ce\* 为 0.3 ±

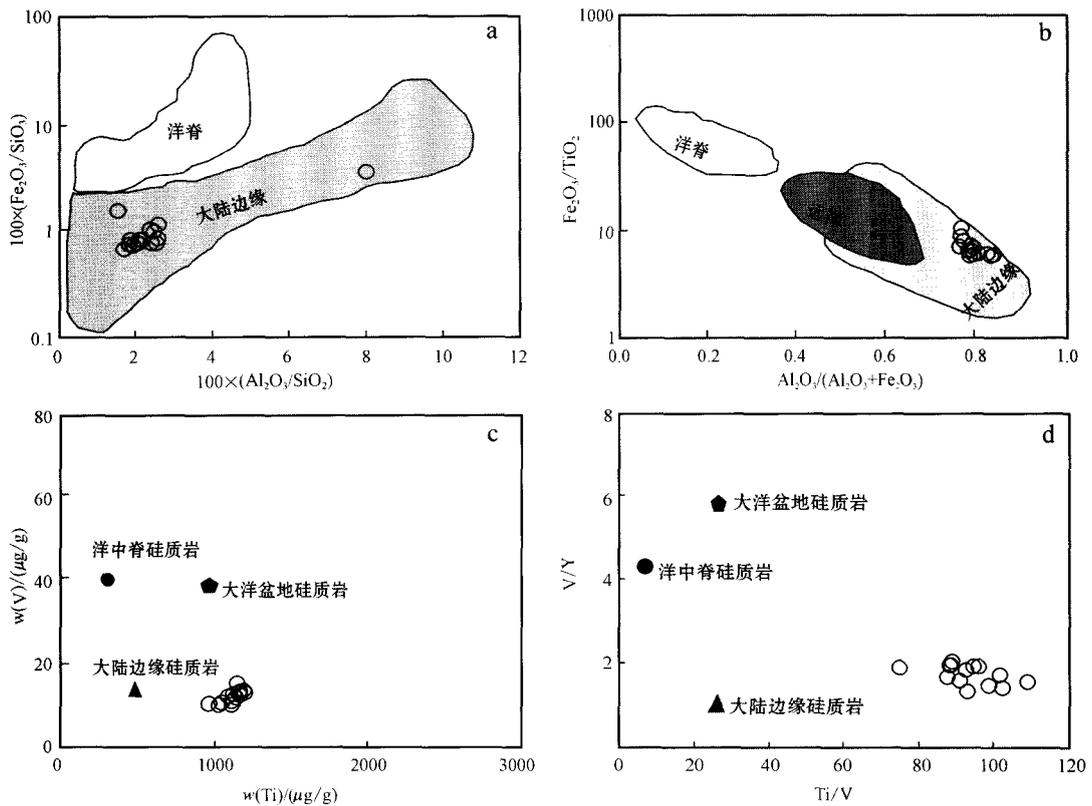


图6 西藏改则硅质岩环境判别图解(据 Murray et al., 1992b; Murray, 1994)

Fig. 6 The environment discrimination diagrams of Gerze siliceous rocks in Tibet (after Murray et al., 1992b; Murray, 1994)

0.13, La/Ce 值为 3.5; 大洋盆地相应值为  $0.60 \pm 0.13$  和 2~3, 大陆边缘相应值  $1.09 \pm 0.25$  和 La/Ce  $\approx 1$ ; La/Lu 比值从扩张洋中脊附近的 0.65 增加到离洋中脊 85 km 的 1.15, 到大洋盆地达到最大值 2.70 (Murray et al., 1991; Murray, 1994)。从稀土元素配分图可以看出, 球粒陨石标准化和北美页岩标准化显示出 LREE 富集、弱 Ce 正异常和无明显 Ce 异常特征 (图 3),  $(La/Ce)_{SN}$ 、 $Ce/Ce^*$  和  $(La/Lu)_{SN}$  值分别为 1.11~1.17、0.90~0.92 和 1.10~1.62 (表 2), 以上图解和参数说明改则硅质岩当时形成的环境海底热液活动不强烈, 而陆源物质输入较多, 沉积环境以在大陆边缘形成为主。

微量元素中的某些元素是判别硅质岩沉积环境的有效指标。在 Ti-V 相关图上 (图 6c), 改则硅质岩的  $w(V) < 23 \mu\text{g/g}$  ( $10.1 \sim 15.3 \mu\text{g/g}$ , 表 3), Ti 和 V 呈正相关关系, 与大陆边缘硅质岩 [ $w(V) \approx 20 \mu\text{g/g}$ ] 相当, 而明显不同于洋中脊硅质岩 [ $w(V) \approx 42 \mu\text{g/g}$ ] 和大洋盆地硅质岩 [ $w(V) \approx 38 \mu\text{g/g}$ ]。在 V/Y-Ti/V 相关图上 (图 6d), 改则硅质岩的  $V/Y <$

2.8 ( $1.35 \sim 2.07$ , 表 3), 大致与大陆边缘硅质岩组成接近, 而明显不同于洋中脊硅质岩 ( $V/Y \approx 4.3$ ) 和大洋盆地硅质岩 ( $V/Y \approx 5.8$ ) (Murray, 1994)。

### 5.3 硅质来源

Si、O 同位素是硅质岩的主要组成部分, 对于硅质岩的研究具有十分重要的意义。改则硅质岩中的主要矿物组成为石英 (88.89%, 表 1), 因此可利用岩石的  $\delta^{30}\text{Si}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  值来分析形成石英的硅质来源。

成因不同的硅质岩及石英有不同的  $\delta^{30}\text{Si}$  值 (Clayton et al., 1975; Douthitt, 1982; 丁梯平等, 1994), 生物成因硅质岩的  $\delta^{30}\text{Si}$  值变化范围为  $-1.1\text{‰} \sim 1.7\text{‰}$ ; 低温地下水中自生石英的  $\delta^{30}\text{Si}$  值为  $1.1\text{‰} \sim 1.4\text{‰}$ ; 热水沉积硅质岩的  $\delta^{30}\text{Si}$  值为  $-1.5\text{‰} \sim 0.8\text{‰}$ ; 成岩过程中的次生石英的  $\delta^{30}\text{Si}$  值为  $-0.2\text{‰} \sim 0.3\text{‰}$ ; 火山喷发-化学沉积硅质岩的  $\delta^{30}\text{Si}$  值为  $-0.5\text{‰} \sim -0.4\text{‰}$ ; 现代温泉硅华沉淀物的  $\delta^{30}\text{Si}$  值为  $-3.4\text{‰} \sim -0.2\text{‰}$  (负值为主); 深海放射虫硅质岩的  $\delta^{30}\text{Si}$  值为  $-0.6\text{‰} \sim -0.1\text{‰}$ ; 现代海底“黑烟囱”硅质沉淀物的  $\delta^{30}\text{Si}$  值为  $-3.1\text{‰} \sim -0.4\text{‰}$ 。

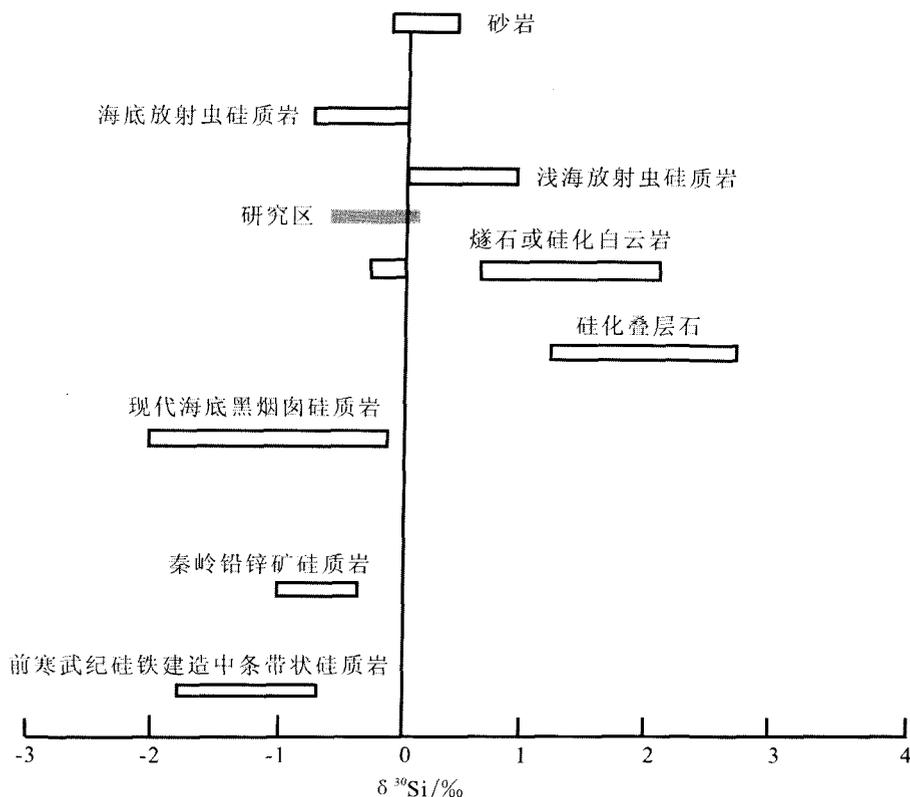


图7 不同成因硅质岩硅同位素分布图(据 Jiang et al., 1994)

Fig. 7 The silicon isotope composition of different genesis siliceous rocks (after Jiang et al., 1994)

从溶解硅的 $\delta^{30}\text{Si}$ 来看,热泉水中溶解硅的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为 $0\sim 0.4\text{‰}$ ,海洋中溶解硅的分布范围是 $-0.4\text{‰}\sim 0.2\text{‰}$ 。改则硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值从 $-0.5\text{‰}\sim 0.1\text{‰}$ (表4,图7),与深海放射虫硅质岩的分布范围相近,而溶解硅则与海洋中的值相近,不同于热泉水中的溶解硅值。

本区样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $10.8\text{‰}\sim 13.4\text{‰}$ (表4),位于火成石英( $8.3\text{‰}\sim 11.2\text{‰}$ )和变质石英( $11.2\text{‰}\sim 16.4\text{‰}$ )之间,而与热泉华石英( $12.2\text{‰}\sim 23.6\text{‰}$ )和成岩石英( $13\text{‰}\sim 36\text{‰}$ )的 $\delta^{18}\text{O}$ 范围有明显的差别(Clayton, 1986)。把研究区硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS-28}}$ 对 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 作直角坐标图(见图8),显示出 $\delta^{30}\text{Si}$ 与 $^{18}\text{O}$ 的正相关性,说明 $\text{SiO}_2$ 从溶液中晶出石英时,硅、氧同位素表现出相似的动力学分馏过程,可以认为早先从溶液中晶出的微晶-雏晶石英是优先富集轻的硅、氧同位素,而使残余溶液中 $\text{SiO}_2$ 更富集重的硅、氧同位素。

由此可见,利用硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 来判断岩石的沉积机理,所得结论也几乎是一致的,即均与热液成因硅质岩明显不同,而最接近生物成因硅质

岩和变质-火成硅质岩。这与在班公湖-怒江缝合带发现大量放射虫动物群(孙东立等,1991;李曰俊等,1995;1997;Yang et al., 2001;朱同兴等,2006;冯晔等,2006;陈奇等,2007;曹圣华等,2008)及岩石的宏观地质特征(硅质岩底部与枕状熔岩及辉长和辉绿岩等整合接触,见图2)相一致。

#### 5.4 放射虫硅质岩特征对比与形成时代

放射虫硅质岩在研究蛇绿岩的形成时代、洋盆的构造环境和演化等方面起着重要作用(吴浩若,1996;Alastai et al., 2002;周国庆,2008)。鉴于在班公湖-怒江缝合带大量发现放射虫动物群(孙东立等,1991;李曰俊等,1995;1997;朱同兴等,2006;冯晔等,2006;陈奇等,2007;曹圣华等,2008)及上文讨论的地球化学特征,笔者认为研究区硅质岩明显属于放射虫硅质岩类型。其典型的地球化学特征可与南秦岭勉略蛇绿混杂岩中硅质岩(富含 $\text{SiO}_2$ ,贫 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 以及较低的 $\Sigma\text{REE}$ 含量和具微弱的Ce负异常,大陆边缘型硅质岩)(盛吉虎等,1997)、川西鲜水河断裂带放射虫硅质岩( $\text{Si}/\text{Al}$ 比值为 $49\sim 71$ , $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 比值为 $0.63\sim 0.81$ ,

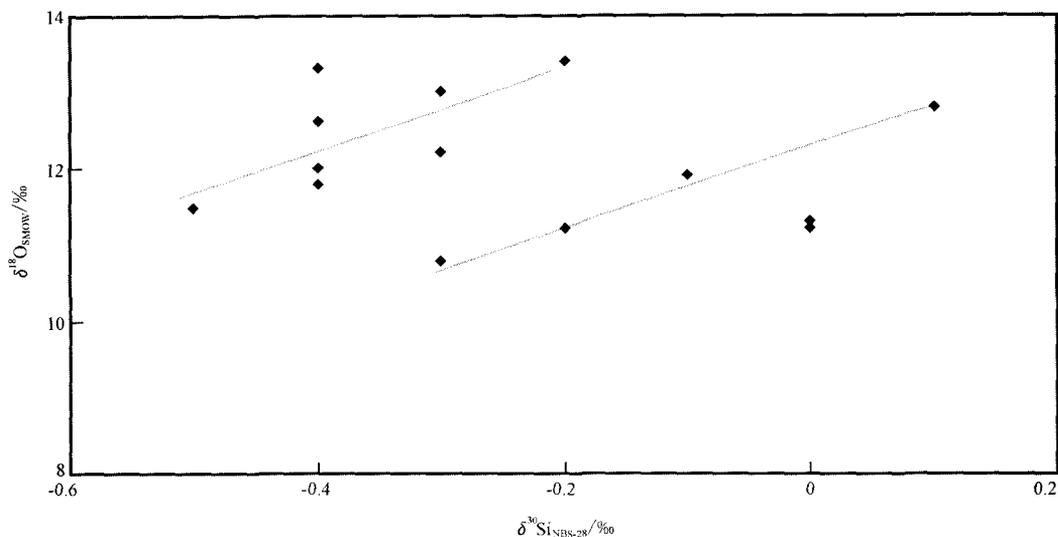


图8 西藏改则硅质岩 Si-O 同位素相关图

Fig. 8 The  $\delta^{30}\text{Si}$ - $\delta^{18}\text{O}$  diagram of Gerze siliceous rocks in Tibet

$w(\text{V}) < 23 \mu\text{g/g}$ ,  $\text{V/Y} < 2.8$ ,  $\text{Ti/V} > 26$ , 大陆边缘型硅质岩)(梁斌等, 2004)、西藏雅鲁藏布江缝合带中段放射虫硅质岩(属生物成因大陆边缘型和远洋型硅质岩)(朱杰等, 2005)、西藏西南部与蛇绿岩伴生的放射虫硅质岩( $\text{Si/Al}$  比值为 26~42, 沉积于大陆边缘盆地的构造环境, 其形成包括生物作用和热液作用两种因素)(黄圭成等, 2010)等相类比, 显示出该类硅质岩特殊的成因和沉积环境特征。

前人对班公湖—怒江蛇绿岩带的西段班公湖蛇绿岩的形成时代有中—晚侏罗世(西藏自治区地质矿产局, 1993; 李秋生等, 1996)、早白垩世(游再平, 1998)、晚白垩世至古近纪初(邓万明等, 1987)、晚三叠世晚期—早侏罗世早期开始, 结束于晚白垩世晚期(冯晔等, 2006)以及改则地区在早侏罗世发生了俯冲作用, 其斜长花岗岩中锆石 U-Pb 加权平均年龄为  $(189.8 \pm 1.9)\text{Ma}$  (樊帅权等, 2010)等不同的认识, 而该带放射虫硅质岩的时代以中晚侏罗世—早白垩世早期为主, 部分延至晚白垩世早期(冯晔等, 2006)。本次工作未涉及放射虫硅质岩的时代鉴定, 课题组成员采集了改则地区的安山岩, 采用锆石 U-Pb 定年, 测得年龄  $(122.40 \pm 0.42)\text{Ma}$  和  $(124.4 \pm 0.38)\text{Ma}$  (与刘燊研究员内部交流, 数据暂未发表), 该年龄应属早白垩世, 这与前人认为班公湖新特提斯洋于早白垩世关闭(郭铁鹰等, 1991; 王建平等, 2002)时间一致; 改则地区的特提斯洋存在晚二叠世—早三叠世的扩张作用, 即班公湖—怒江带特提斯洋

裂解(Shi et al., 2007; 樊帅权等, 2010), 至早白垩世关闭, 该区放射虫硅质岩地球化学特征指示生物成因, 大陆边缘沉积环境, 表明其沉积时可能形成于相对稳定的洋盆闭合大陆边缘环境。

## 6 结论

通过以上对改则地区硅质岩的岩石学和地球化学研究, 得出以下结论:

(1) 结合前文所述的改则硅质岩的地球化学特征参数和判别图解, 笔者认为改则地区的硅质岩主要为正常海水沉积的生物成因硅质岩, 沉积环境主要为大陆边缘沉积;

(2) 从 Si 和 O 同位素值看出, 其属于典型的放射虫硅质岩类型,  $\delta^{30}\text{Si}$ - $\delta^{18}\text{O}$  呈正相关趋势, 说明  $\text{SiO}_2$  从溶液中晶出石英时, 硅、氧同位素表现出相似的动力学分馏过程;

(3) 改则地区的特提斯洋存在晚二叠世—早三叠世的扩张作用, 即班公湖—怒江带特提斯洋裂解, 至早白垩世关闭, 该区放射虫硅质岩地球化学特征表明其沉积时可能形成于相对稳定的洋盆闭合大陆边缘环境。

**志 谢** 感谢在野外采样工作中得到刘燊研究员、齐有强博士、王涛博士及杨朝贵硕士的帮助。另外, 在本文修改过程中得到两位评审人的修改建议

和启发,在此一并感谢!

## References

- Adachi M, Yamamoto K and Suigiski R. 1986. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the Northern Pacific: Their geological significance a indication of ocean ridge activity[J]. *Sedimentary Geology*, 47:125-148.
- Ahstai H F and Robertson L. 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region II [J]. *Lithos*, 65:1-67.
- Boynton W V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth element: Meteorite studies[J]. *Dev. Geochem.*, 2: 63-114.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Xizang Autonomous Region. 1993. *Regional Geology of Xizang (Tibet) Autonomous Region* [M]. Beijing: Geol. Pub. House. (in Chinese).
- Cao S H, Liao L G, Deng S Q, Xiao Y B and Xu P. 2005. Sequences, geochemistry and genesis of the Bangong Lake ophiolites in Xizang [J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 25(3):101-110 (in Chinese with English abstract).
- Cao S H, Xiao X L and Ouyang K G. 2008. Renew-establishment of the Jurassic Mugagangri groups and its geological significance on the western side of the Bangonghu-Nujiang suture zone[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 26(4): 559-564 (in Chinese with English abstract).
- Chen Q, Xie L and Xiao Z J. 2007. Characteristics and tectonic evolution of Bangong Lake ophiolitic Melange Belt in the western Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Journal of East China Institute of Technology*, 30(2): 107-112(in Chinese with English abstract).
- Chen Y L, Zhang K Z, Yang Z M and Luo T. 2006. Discovery of a complete ophiolite section in the Jueweng area, Nagqu County, in the central segment of the Bangong Co-Nujiang junction zone, Qimnghei-Tibet Plateau[J]. *Geological Bulletin of China*, 25(6): 694-699(in Chinese with English abstract).
- Clayton R N and Mayeda T K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxide and silicates for isotopic analysis [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27: 43-52.
- Clayton R N and Steiner A. 1975. Oxygen isotope studies of the geothermal system at Wairakei, New Zealand[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(5): 1179-1186.
- Clayton R N. 1986. High temperature isotope effects in the early solar system[A]. In: Valley, et al. ed. *Review in mineralogy*[M]. 16: 129-139.
- Crerar D A, Namson J, So Chyi M, Williams L and Feigenson M D. 1982. Manganiferous chert of the Franciscan assemblage: I. General geology, ancient and modern analogues and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers [J]. *Econ. Geol.*, 77(3): 519-540.
- Deng W M and Wang F G. 1987. Bangonghu-Nujiang ophiolite in North Tibet[A]. Wang X B. *Xizang (Tibet) ophiolite*[C]. Beijing: Geol. Pub. House. 138-214(in Chinese).
- Deng W M. 2000. Basite-superbasite[A]. The integrated scientific expedition to the Qinghai-Xizang Plateau, Chinese Academy of Science, Geological evolution in Kalakorum and Kunlun Mountain[C]. Beijing: Science Press. 182-202(in Chinese).
- Ding L and Zhong D L. 1995. Characteristic of rare earth elements and Ce anomaly of chert from palaeo-Tethys in Changning Menglian belt, western Yunnan[J]. *Science in China (Ser. D)*, 25(1): 93-100(in Chinese).
- Ding T P, Jiang S Y and Wan D F. 1994. The geochemistry of Si isotope[M]. Beijing: Geol. Pub. House(in Chinese).
- Douthitt C B. 1982. The geochemistry of the stable isotopes of silicon [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(8): 1449-1458.
- Feng Y, Liao L G and Xu P. 2006. The geological characteristics and the forming time of ophiolites in the region of the Bangong Lake, Tibet[J]. *Resource Survey & Environment*, 26(3):185-192(in Chinese with English abstract).
- Guo T Y, Liang D Y and Zhang Y Z. 1991. *Geology of Ngari, Tibet (Xizang)*[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press (in Chinese)
- Herzig P M. 1988. Hydrothermal silica chimney fielding the Galapagos Spreading Center at 860W[J]. *Earth and Planetary Science Letter*, 89(1):281-320.
- Huang G C, Xu D M, Lei Y J and Li L J. 2010. Characteristics and geological implications of chert associated with ophiolite in southwestern Tibet [J]. *Geology in China*, 37(1): 101-109 (in Chinese with English abstract).
- Jiang S Y, Palmer M R and Ding T P. 1994. Silicon isotope geochemistry of the Sullivan Pb-Zn deposit, Canada: A preliminary study [J]. *Econ. Geol.*, 89: 1623-1629.
- Klinkhammer G and Elderfield H A H. 1983. Rare earth elements in seawater near hydrothermal vents[J]. *Nature*, 305: 185-188.
- Li C, Dong Y S, Zhai Q G, Wang L Q, Yan Q R, Wu Y W and He T T. 2008. Discovery of Eopaleozoic ophiolite in the Qiangtang of Tibet Plateau: Evidence from SHRIMP U-Pb dating and its tectonic implications[J]. *Acta Petrologica Sinica*. 24(1): 31-36 (in Chinese with English abstract).
- Li Q S and Wang J P. 1996. The geological characteristic of ophiolite mélange of Dingqing-Nujiang in the eastern of Tibet[A]. Zhang Q, ed. *The ophiolite and geodynamics research*[C]. Beijing: Geol. Pub. House. 195-198(in Chinese).

- Li T. 1987. The Statistical characteristics of the abundance of chemical elements in the Earth's Crust[J]. *Geology and Prospecting*, 28(10): 1-7(in Chinese).
- Li Y J, Wu H R, Yin J X, Li H S and Sun D L. 1995. Discovery of radioarions in the Amugang group in Northern Tibet and some related geological problems[J]. *Tibet Geology*, 1: 32-38(in Chinese with English abstract).
- Li Y J, Wu H R, Li H S and Sun D L. 1997. Discovery of radioarions in the Amugang and Chasang groups and Lugu formation in Northern Tibet and some related geological problems[J]. *Geology Review*, 43(3): 250-256(in Chinese with English abstract).
- Liang B, Feng Q L, Wang Q W, Guo J Q, Zhong C H and Li Z J. 2004. The evolution significance of Ladinian radiolarian, cherts and tectonic of Xianshui river fault zone in the western of Sichuan[J]. *Science in China(Series D)*, 34(7): 644-648(in Chinese).
- Marchig V, Gundlach H, Moller P and Schley F. 1982. Some geochemistry indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments[J]. *Marine Geology*, 50(3): 241-256.
- McLennan S M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influences of provenance and sedimentary processes[J]. *Reviews in Mineralogy*, 21: 169 - 200.
- Murray R W, Buehhozh Ten Brink M R, Gerlach D C, Price Russ III G and Jones D L. 1991. Rare earth, major, and trace elements in chert from the Franciscan complex and Monterey Group, California: Assessing REE sources to fine-grained marine sediments [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(7): 1875-1895.
- Murray R W, Buchhozh Ten Brink M R, Gerlach D C, Price Russ III G and Jones D. 1992a. Rare earth, major, and trace element composition of Monterey and DSDP chert and associated host sediment: Assessing the influence of chemical fractionation during diagenesis [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(7): 2657-2671.
- Murray R W, Jone D L and Buchholtz Ten Brink M R. 1992b. Diagenetic formation of bedded chert: Evidence from chemistry of the chert-shale couplet[J]. *Geology*, 20: 271-274.
- Murray R W. 1994. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: General principles and application[J]. *Sedimentary Geology*, 90:213-232.
- Peng S Q, Shi R D, Ding L, Liu D L, Huang Q S and Wang H Q. 2010. Geochemical characteristics and zircon U-Pb age of the plagiogranite in Gaize ophiolite of central Tibet and their tectonic significance[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 29(5): 467-478(in Chinese with English abstract).
- Peter J M and Scott S. 1988. Mineralogy composition and fluid Inclusion microthermometry of seafloor hydrothermal deposits in the southern trough of Guaymas Basin, Gulf of California[J]. *Canadian Mineralogist*, 26: 567-587.
- Qi L, Hu J and Gregoire D C. 2000. Determination of trace elements in granite by inductively coupled plasma mass spectrometry[J]. *Talanta*, 51: 507-513.
- Qiu R Z, Deng J F, Zhou S, Li T D, Xiao Q H, Guo T Y, Cai Z Y, Li G L, Hang G C and Meng X J. 2005. Ophiolite types in western Qinghai-Tibetan plateau--Evidences from petrology and geochemistry[J]. *Earth Science Frontiers*, 12(2): 277-291(in Chinese with English abstract).
- Qu X M, Zhao Y Y, Wang R J, Li Y G, Xin H B, Dai J J, Jiang J H and Chen H. 2009. Discovery of magmatic nickel sulfide mineralizations in Bangong Lake-Nujiang metallogenic belt, Qinghai-Tibet plateau[J]. *Mineral Deposits*, 28(6): 729-736(in Chinese with English abstract).
- Rona P A. 1978. Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in ocean crust [J]. *Econ. Geol.*, 73(2):135-160.
- Shen J H, Du Y S, Feng Q L and Xu J F. 1997. Depositional environment of cherts in the ophiolite mélangé belt from Mian Lue, Shaanxi Province[J]. *Earth Science*, 22(6): 559-602(in Chinese with English abstract).
- Shi R D. 2007. SHRIMP dating of the Bangong Lake SSZ-type ophiolite: Constraints on the closure time of ocean in the Bangong Lake-Nujiang River, northwestern Tibet[J]. *Chinese Science Bulletin*, 52(7): 936-941.
- Shimizu H M A. 1977. Cerium in chert as an indication of marine environment of its formation[J]. *Nature*, 266: 348-364.
- Smith P A and Cronan D S. 1983. The geochemistry of metalliferous sediments and waters associated with shallow submarine hydrothermal activity(Santorini, Aegean Sea) [J]. *Chemical Geology*, 39: 241-262.
- Sugitani K, Horiuchi Y, Adachi M and Sugisaki R. 1996. Anomalously low Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> values for Archean cherts from the Pilbara block, western Australia-possible evidence for extensive chemical weathering on the early earth[J]. *Precambrian Research*, 80(1/2):49-76.
- Sun D L, Xu J T, Wang Y J and Yang Q. 1991. Stratigraphy and Paleontology of Triassic, Jurassic and Cretaceous in the Ritu Area, (Xizang)[M]. Nanjing: Nanjing University Press. 1-210(in Chinese).
- Wang J P, Liu Y M, Li Q S, Yue G L and Pei F. 2002. Stratigraphic division and geological significance of the Jurassic cover sediments in the eastern sector of the Bangong Lake-Dingqin ophiolite belt in Tibet [J]. *Geological Bulletin of China*, 21(7): 405-410(in Chinese).
- Wang W L, Aitchison J C, Lo C H and Zeng Q G. 2008. Geochemistry and geochronology of the amphibolite blocks in ophiolitic melange along Bangong-Nujiang Suture, Central Tibet [J]. *Journal of Asian Earth Science*, 33:122-138.

- Wu H R. 1996. Radiolarian chert and ophiolite[A]. Zhang Q, ed. Study on the ophiolite and geodynamics[C]. Beijing: Geol. Pub. House. 40-44(in Chinese).
- Wu Y W, Li C, Dong Y S, Xie C M and Hu P Y. 2009. Petrological characteristics of Taoxinghu Early Paleozoic ophiolite in central Qiangtang, northern Tibet, China[J]. Geological Bulletin of China, 28(9): 1290-1296(in Chinese with English abstract).
- Xiao X C and Li T D. 2000. Tectonic evolution and uplift mechanism of Qinghai-Tibet plateau[M]. Guangzhou: Press of Guangdong Science and Technology. (in Chinese).
- Yamamoto K. 1987. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto terrenes[J]. Sedimentary Geology, 52: 65-108.
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen[J]. Annu. Rev. Earth Planet Sci, 28: 211-280.
- You Z P. 1998.  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology of ophiolite melange in Dingqing, Tibet[J]. Xizang Geology, (2): 24-30(in Chinese).
- Zhang Q and Zhou G Q. 2001. Ophiolite of China [M]. Beijing: Science Press (in Chinese).
- Zhou G Q. 2008. Ophiolite: Some key aspects regarding its definition and classification[J]. Journal of Nanjing University (Natural Sciences), 44(1): 1-24(in Chinese with English abstract).
- Zhou Y Z, Fu W, Yang Z J, He J G, Nie F J, Li W and Zhao W X. 2008. Geochemical characteristics of Mesozoic chert from southern Tibet and its petrogenic implications[J]. Acta Petrologica Sinica, 24(3): 600-608(in Chinese with English abstract).
- Zhu J, Du Y S, Liu Z X, Feng Q L, Tian W X, Li J P and Wang C P. 2005. The genesis and tectonics significance of Mesozoic radiolarian chert from middle parts of Yarlung Zangbo suture zone, Tibet[J]. Science in China(Series D), 35(12): 1131-1139(in Chinese).
- Zhu T X, Zhang Q Y, Dong H, Wang Y J, Yu Y S and Feng X T. 2006. Discover of the Late Devonian and Late Permian radiolarian cherts in tectonic melanges in the Cedo Caka area, Shuanghu, northern Tibet, China[J]. Geological Bulletin of China, 25(12): 1413-1418(in Chinese with English abstract).
- 陈玉禄,张宽忠,杨志民,罗 涛. 2006. 青藏高原班公湖-怒江结合带中段那曲县觉翁地区发现完整的蛇绿岩剖面[J]. 地质通报, 25(6): 694-699.
- 邓万明,王方国. 1987. 藏北班公湖-怒江蛇绿岩[A]. 王希斌. 西藏蛇绿岩[C]. 北京:地质出版社. 138-214.
- 邓万明. 2000. 基性-超基性岩[A]. 中国科学院青藏高原综合科学考察队:喀喇崑仑山-昆仑山地区地质演化[C]. 北京:科学出版社. 182-202.
- 丁悌平,蒋少涌,万德芳,等. 1994. 硅同位素地球化学[M]. 北京:地质出版社.
- 丁 林,钟大赉. 1995. 滇西昌宁-孟连带古特提斯洋硅质岩稀土元素和铷异常特征[J]. 中国科学(D辑), 25(1): 93-100.
- 樊树权,史仁灯,丁 林,刘德亮,黄启帅,王厚起. 2010. 西藏改则蛇绿岩中斜长花岗岩地球化学特征、锆石 U-Pb 年龄及构造意义[J]. 岩石矿物学杂志, 29(5): 467-478.
- 冯 晔,廖六根,徐 平. 2006. 西藏班公湖蛇绿岩地质特征及形成时代[J]. 资源调查与环境, 26(3): 185-192.
- 郭铁鹰,梁定益,张益智. 1991. 西藏阿里地质[M]. 武汉:中国地质大学出版社.
- 黄圭成,徐德明,雷义均,李丽娟. 2010. 西藏西南部与蛇绿岩伴生的硅质岩特征及地质意义[J]. 中国地质, 37(1): 101-109.
- 李 才,董永胜,瞿庆国,王立全,阎全人,吴彦旺,何彤彤. 2008. 青藏高原羌塘早古生代蛇绿岩-堆晶辉长岩的锆石 SHRIMP 定年及其意义[J]. 岩石学报, 24(1): 31-36.
- 李秋生,王建平. 1996. 西藏东部丁青-怒江蛇绿混杂岩带的地质特征[A]. 见:张旗,主编. 蛇绿岩与地球动力学研究[C]. 北京:地质出版社. 195-198.
- 黎 彤. 1987. 地壳元素丰度的若干统计特征[J]. 地质与勘探, 28(10): 1-7.
- 李曰俊,吴浩若,尹集祥,李红生,孙东立. 1995. 藏北阿木岗群中放射虫生物群的发现及有关问题讨论[J]. 西藏地质, 1: 32-38.
- 李曰俊,吴浩若,李红生,孙东立. 1997. 藏北阿木岗群,查桑群和鲁谷组放射虫的发现及有关问题讨论[J]. 地质论评, 43(3): 250-256.
- 梁 斌,冯庆来,王全伟,郭建秋,钟长洪,李振江. 2004. 川西鲜水河断裂带拉卜期放射虫、硅质岩及构造演化意义[J]. 中国科学(D辑), 34(7): 644-648.
- 邱瑞照,邓晋福,周 肃,李廷栋,肖庆辉,郭铁鹰,蔡志勇,李国良,黄圭成,孟祥金. 2005. 青藏高原西部蛇绿岩类型:岩石学与地球化学证据[J]. 地学前缘, 12(2): 277-291.
- 曲晓明,赵元艺,王瑞江,李佑国,辛洪波,代晶晶,江军华,陈 华. 2009. 西藏班公湖-怒江成矿带发现硫化镍矿[J]. 矿床地质, 28(6): 729-736.
- 盛吉虎,朱 杰,杜远生,徐继峰. 1997. 南秦岭勉略蛇绿混杂岩带硅质岩沉积环境研究[J]. 地球科学, 22(6): 559-602.
- 孙东立,徐均涛,王玉净,杨 群. 1991. 西藏日土地区三叠纪-侏罗

#### 附中文参考文献

- 曹圣华,廖六根,邓世权,肖业斌,徐 平. 2005. 西藏班公湖蛇绿岩组合层序、地球化学及其成因研究[J]. 沉积与特提斯地质, 25(3): 101-110.
- 曹圣华,肖晓林,欧阳克贵. 2008. 班公湖-怒江结合带西段侏罗纪木嘎岗日群的重新厘定及意义[J]. 沉积学报, 26(4): 559-564.
- 陈 奇,谢 琳,肖志坚. 2007. 青藏高原西部班公湖蛇绿混杂岩带的基本特征与构造演化[J]. 东华理工学院学报, 30(2): 107-112.

- 纪、白垩纪地层及古生物[M]. 南京:南京大学出版社, 1-210.
- 王建平,刘彦明,李秋生,岳国利,裴放. 2002. 班公湖丁青蛇绿岩带东段侏罗纪盖层沉积的地层划分[J]. 地质通报,21(7):405-410.
- 吴浩若. 1996. 放射虫硅岩与蛇绿岩[C]. 张旗,主编. 蛇绿岩与地球动力学研究[M]. 北京:地质出版社, 40-44.
- 吴彦旺,李才,董永胜,解超明,胡培远. 2009. 藏北羌塘中部桃形湖早古生代蛇绿岩的岩石学特征[J]. 地质通报,28(9):1290-1296.
- 西藏自治区地质矿产局. 1993. 中华人民共和国地质矿产部地质专报-区域地质(第31号)西藏自治区区域地质志[M]. 北京:地质出版社.
- 肖序常,李廷栋. 2000. 青藏高原的构造演化与升降机制[M]. 广州:广东科技出版社.
- 游再平. 1998. 西藏丁青蛇绿混杂岩 $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ 年代学[J]. 西藏地质,(2):24-30.
- 张旗,周国庆. 2001. 中国蛇绿岩[M]. 北京:科学出版社.
- 周国庆. 2008. 蛇绿岩研究新进展及其定义和分类的再讨论[J]. 南京大学学报(自然科学), 44(1):1-24.
- 周永章,付伟,杨志军,何俊国,聂风军,李文,赵文霞. 2008. 藏南地区中生代硅质岩的地球化学特征及其成因意义[J]. 岩石学报,24(3):600-608.
- 朱杰,杜远生,刘早学,冯庆来,田望学,李金平,王昌平. 2005. 西藏雅鲁藏布江缝合带中段中生代放射虫硅质岩成因及其大地构造意义[J]. 中国科学(D辑),35(12):1131-1139.
- 朱同兴,张启跃,董瀚,王玉净,于远山,冯心涛. 2006. 藏北双湖才多茶卡地区构造混杂岩中新发现晚泥盆世和晚二叠世放射虫硅质岩[J]. 地质通报,25(12):1413-1418.