

# 西南天山马达尔地区硅质岩地球化学特征及其沉积环境

康健丽, 张招崇, 董书云, 马乐天, 张舒, 张东阳, 黄河

(中国地质大学 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083)

**摘要:** 西南天山马达尔地区乌帕塔尔坎群硅质岩与玄武岩以逆冲断层接触产出,但其时代缺乏依据。本次研究的硅质岩中含有放射虫,经鉴定时代为  $D_3-C_1$ 。11件硅质岩样品的  $SiO_2$  含量为 88.80%~93.28%,  $Al_2O_3$  含量为 2.02%~3.72%, 其中只有4件样品为纯硅质岩( $SiO_2$  的含量为 91.0%~99.8%),所有样品的  $SiO_2/Al_2O_3$  值(23.84~46.11)远低于纯硅质岩( $SiO_2/Al_2O_3 = 80\sim 1400$ )。表明其含有较高比例的陆源泥质沉积物。 $Al/(Al+Fe+Mn) = 0.57\sim 0.72$ ,  $Ce/Ce^* = 0.90\sim 1.21$ , 显示出生物沉积硅质岩的特点。此外,其  $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3) = 0.64\sim 0.77$ , V 含量为  $10.92 \times 10^{-6} \sim 26.70 \times 10^{-6}$ , Cu 含量为  $2.15 \times 10^{-6} \sim 34.10 \times 10^{-6}$ ,  $Ti/V = 25.53 \sim 44.93$ ,  $\sum REE$  为  $30.78 \times 10^{-6} \sim 59.26 \times 10^{-6}$ , 平均值为  $45.46 \times 10^{-6}$  ( $La/Yb$ )<sub>N</sub> = 0.88~1.33, 平均值为 1.09 ( $La/Ce$ )<sub>N</sub> = 0.81~1.12, 介于洋盆沉积物和大陆边缘沉积物之间,反映其沉积环境为接近陆源的深水-半深水的沉积环境。 $Ce_{anom}$  值均大于 -0.1, 为 -0.06~0.08, 并且出现 Eu 的负异常,推测岩石沉积时水体贫氧。结合区域地质特征推测,乌帕塔尔坎群硅质岩形成于南天山洋盆闭合期的小洋盆。

**关键词:** 放射虫硅质岩, 地球化学, 成因, 沉积环境, 西南天山

中图分类号: P588.23, P512.2

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2010)01-0079-11

## Geochemistry of cherts from Madaer area in Southwest Tianshan Mountains: Implications for deposition environments

KANG Jian-li, ZHANG Zhao-chong, DONG Shu-yun, MA Le-tian, ZHANG Shu, ZHANG Dong-yang and HUANG He

(State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

**Abstract:** The Wupataerkan Group is characterized by cherts in contact with basalts through a thrust fault in Madaer area, Southwest Tianshan Mountains. However, definite evidence on the age of the group is absent. Based on the radiolarians picked up from the cherts, the authors hold that they were formed in Late Devonian to Early Carboniferous. Eleven chert samples have the  $SiO_2$  and  $Al_2O_3$  content ranging respectively from 88.80% to 93.28% and from 2.02% to 3.72%. Four samples could be classified as pure cherts, which have  $SiO_2$  content of 91.0%~99.8%. However, all samples have much lower  $SiO_2/Al_2O_3$  ratios than the pure cherts (80~1400). These values suggest that the cherts contain high ratios of continental margin materials in the sources. The  $Al/(Al+Fe+Mn)$  ratios of 0.57~0.72 and  $Ce/Ce^*$  ratios of 0.90~1.21 suggest that these cherts are genetically biological sediments. Moreover, the  $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$  ratios are between 0.64 and 0.77, 10.92

收稿日期: 2009-04-27; 修订日期: 2009-09-24

基金项目: 国家科技支撑计划资助项目(2007BAB25B05); 111 计划资助项目(B07011)

作者简介: 康健丽(1986-), 女, 学士, 地质学专业, E-mail: 01505101@163.com; 通讯作者: 张招崇, E-mail: zczhang@cugb.edu.cn

$\times 10^{-6} \sim 26.7 \times 10^{-6}$  for V, and  $2.15 \times 10^{-6} \sim 34.10 \times 10^{-6}$  for Cu. The Ti/V ratios vary from 25.53 to 44.93. The cherts have a total REE concentration of  $30.78 \times 10^{-6} \sim 59.26 \times 10^{-6}$ , averaging  $45.46 \times 10^{-6}$ . The  $(La/Ce)_N$  ratios range from 0.81 to 1.12, between the typical ocean basin and the continental margin. In 100  $Fe_2O_3/SiO_2$  versus 100  $Al_2O_3/SiO_2$ ,  $Fe_2O_3/(100 - SiO_2)$  versus  $Al_2O_3/(100 - SiO_2)$ ,  $Fe_2O_3/TiO_2$  versus  $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$  and  $(La/Ce)_N$  versus  $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$  diagrams, the samples fall into the area of continental margin. All these geochemical characteristics suggest that the cherts were formed in a continental margin setting. The  $Ce_{anom}$  values range from -0.06 to 0.08. The characteristics of  $Ce_{anom} > -0.1$  and significant negative Eu anomalies indicate that the sea water was in an anoxic environment during the deposition. In combination with regional geological setting, it could be inferred that the cherts of the Wupataerkan Group were formed in a small ocean basin, probably at the stage of closing of the South Tianshan ocean basin. The researchers have basically reached consistency on the basic process of tectonic evolution history in Southwest Tianshan Mountains. However, there are different opinions about the collision time between Karakum-Tarim plate and Kazakhstan-Junggar plate. The geochemical characteristics of cherts in Madaer show that the cherts got much continental clastic materials during their formation and that their sedimentary environment was a continental margin. The formation age of cherts is from Late Devonian to Early Carboniferous. Based on these results, it is inferred that the ocean basin experienced shrinking in Early Carboniferous. Moreover, the collision time of the two plates is likely to be Late Carboniferous.

**Key words:** radiolarian cherts; geochemistry; origin; depositional setting; Southwest Tianshan

西南天山造山带构造上位于塔里木板块和伊犁微板块之间,是全球最重要的金矿成矿带之一,号称亚洲的“金腰带”。在该成矿带内有著名的世界级的穆龙套巨型金矿以及库木托尔、伊什坦贝尔格、塔姆德布拉克、巴尔潘套、阿里斯坦套、道吉兹套、阿曼泰套和扎尔米坦等近 10 个大型-特大型金矿床,但是在我国境内除了萨瓦亚尔顿金矿达到大型外,其他矿床的规模均较小。这样随之而来的一个问题是,境外的成矿带是如何延伸的?有没有进入我国?要回答上述问题,首先必须查清地质背景是否存在相似性,而要进行地质背景的对比,关键是要查明地层层序。然而由于南天山经历了复杂的构造演化过程,尤其是新生代以来印度-欧亚板块的碰撞作用使得原本复杂的构造体系变得更加复杂,许多地区的地层层序和时代问题均有待于解决。

马达尔地区硅质岩位于天山南脉弧前增生楔,该地区被认为是境外阿克塞及阔克萨勒岭汞锑金成矿带在境内的延伸部分,目前发现 2 个汞-汞锑矿床、2 个锑矿床、1 个铜金矿床、1 个中型铅锌矿床(霍什布拉克)及数个铅锌矿化点和锡(钼)矿(化)点(杨建国等 2004)。但是由于构造复杂,区内相关地层的时代和形成环境的研究十分缺乏,由此给境

内外地层的对比研究造成了一定的困难,进而影响了矿产资源潜力的评价。1:20 万区域地质调查将研究区乌帕塔尔坎群硅质岩厘定为 S—D<sub>2</sub><sup>①</sup>,但是缺乏同位素年代学和古生物化石方面的依据。本文在详细的野外地质调查和样品分析测试的基础上,试图通过放射虫的研究约束其形成时代,并通过对该硅质岩地球化学特征的分析来探讨其沉积环境,从而为进一步研究南天山地区古生代的构造演化过程以及境内外地层的对比研究和成矿潜力评价提供重要信息。

## 1 地质背景

研究区位于塔里木板块北缘的阔克萨勒岭复背斜,区内断裂构造发育,主要构造线方向为 NEE 至近 EW 走向(图 1)。区域地层从下至上依次为丘里塔格群、乌帕塔尔坎群、托什罕组、艾克提克群、上石炭统康克林群以及二叠系比尤列提群。除了康克林群和比尤列提群有古生物化石证据表明其时代外,其他各群/组的时代均有待于进一步厘定,尽管在 1:20 万地质图上均明确标注其时代。此外,各组之间的接触关系也大多为断层接触,少数为整合接触

① 新疆地质局区域地质测量大队. 1967. 1:20 万阿合奇幅区域地质报告(内部资料).

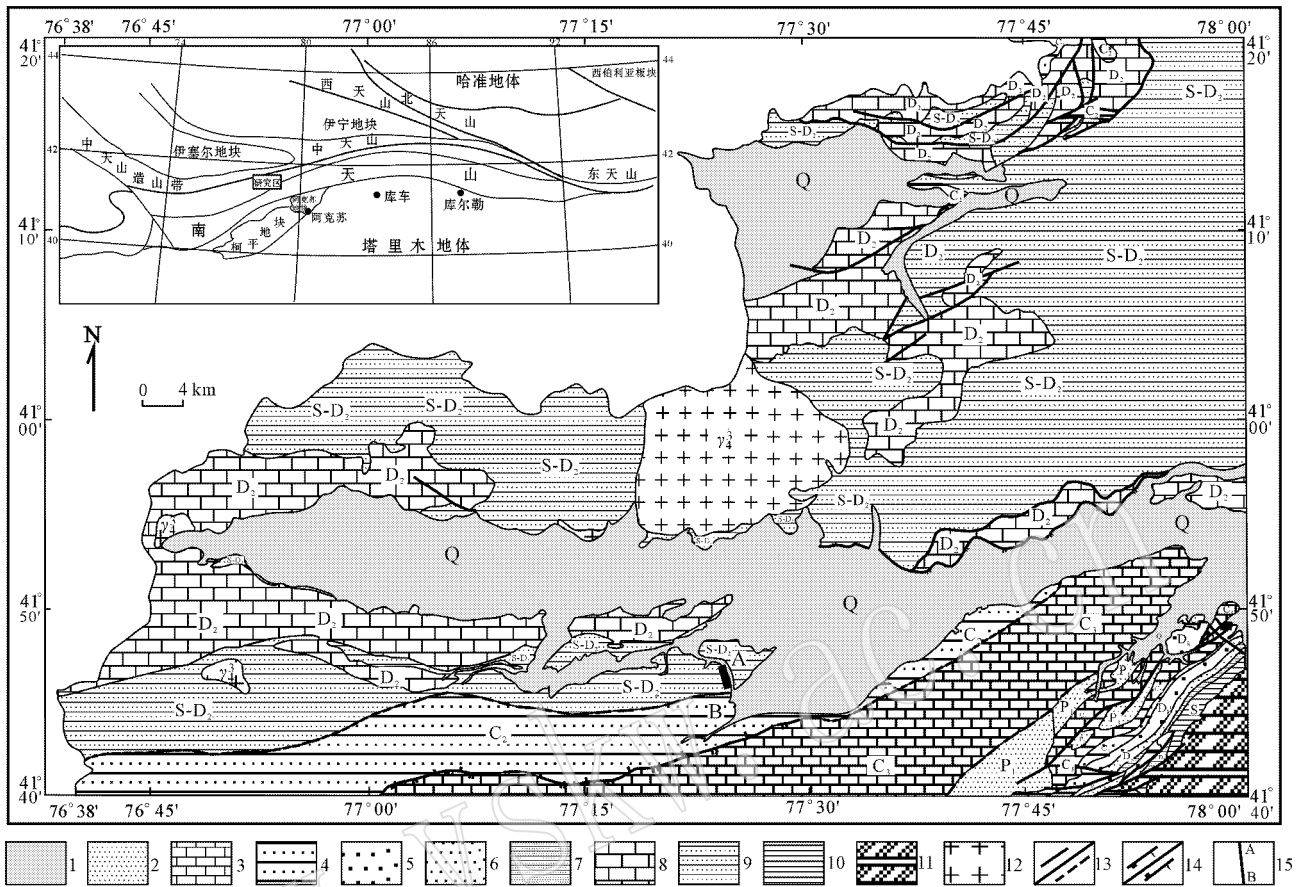


图 1 马达尔地区地质简图(据 1:20 万阿合奇幅区域地质报告<sup>①</sup>改编)

Fig. 1 Sketch geological map of Madaer area(modified after 1:200 000 Geological Map of the Aheqi sheet)

- 1—第四系；2—二叠系比尤列提群粉砂岩；3—上石炭统康克林群灰岩；4—下石炭统(?)艾克提克群泥页岩；5—克兹尔塔格组砂砾岩；6—衣木干他乌组粉砂岩；7—塔塔埃尔特格组页岩、粉砂岩；8—托什罕组灰岩；9—乌帕塔尔坎页岩、粉砂岩；10—志留系柯坪塔格群粉砂岩、页岩；11—晚寒武统至早奥陶系丘里塔格群白云岩；12—微碱性花岗岩；13—断层和隐伏断层；14—正断层和逆断层；15—剖面(AB)位置

- 1—Quaternary sediments；2—siltstone of Permian Biyoulieti Group；3—limestone of Late Carboniferous Kangkelin Group；4—mud stone and shale of Early Carboniferous(?) Aketike Group；5—sandy conglomerate of Keziertage Formation；6—siltstone of Yimugantawu Formation；7—shale and siltstone of Tataaiertage Formation；8—limestone of Tuoshenhan Formation；9—shale and siltstone of Wupataerkan Group；10—siltstone and shale of Silurian Kepingtage Group；11—dolomite of Late Cambrian to Early Ordovician Qiluitage Group；12—alkali granite；13—fault and concealed fault；14—normal fault and reverse fault；15—section(AB) position

或不整合接触。

丘里塔格群岩石组合为深灰色、灰色白云岩夹灰岩,含燧石条带及结核,其与乌帕塔尔坎群的接触关系尚未确定。乌帕塔尔坎群为晚志留世到中泥盆世的一套半深海-深海环境浊流相沉积物,上部为安山岩、石英斑岩夹凝灰岩及凝灰角砾岩、硅质岩、粉砂岩和页岩,岩层沿走向互相交替,中部为千枚岩化钙质粉砂岩,页岩夹细砂岩;下部为千枚岩化钙质细

砂岩。其与托什罕组呈整合接触关系。托什罕组主要由中厚层灰岩组成。下石炭统艾克提克群与下伏托什罕组地层为断层接触,岩石组合为泥页岩、深灰色及灰绿色绢云母化泥质粉砂岩、砂质灰岩、硅质岩及碎屑灰岩、泥灰岩,含 *Fusulinella*、*Pseudostaffella* 等化石。上石炭统康克林组岩石组合为灰色薄-中厚层状灰岩、灰色生物碎屑灰岩,根据所产化石组合及层位对比确定其时代为晚石炭世晚期。该组为一

① 新疆地质局区域地质测量大队, 1967. 1:20 万阿合奇幅区域地质报告(内部资料)。

套浅海相碳酸盐沉积<sup>①</sup>。比尤列提群与康克林组整合接触,岩石组合为灰红、灰绿色粉砂质泥岩夹泥质粉砂岩、粉砂岩,含大量苔藓虫、瓣类、菊石、腹足类、双壳类、腕足类的化石,其时代为早二叠世早期。

区内侵入岩不甚发育,主要为华力西晚期的碱性花岗岩,以岩基状产出,均沿近东西向的齐齐哈尔

纳克断裂南北两侧分布,侵入于乌帕塔尔坎群中。

## 2 硅质岩的产状及岩相学特征

含放射虫硅质岩产于乌帕塔尔坎群地层中,与玄武岩共生产出,并且二者以逆冲断层接触(图 2)。

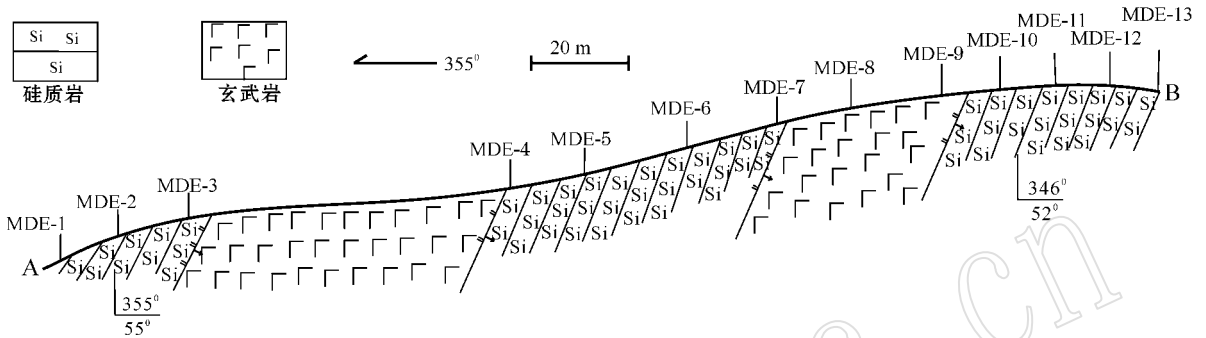


图 2 马达尔地区硅质岩剖面图及采样位置图

Fig. 2 Section of Madaer cherts showing sampling positions

玄武岩呈灰黑色,每层厚度为 40 m 左右,以块状熔岩为主,在其顶部发育少量气孔杏仁构造。硅质岩呈灰绿色,致密块状,以薄层状产出,每一层硅质岩总层厚约 30m~40 m,岩石中发育裂隙,有后期灌入热液而形成的铁染现象。

镜下观察显示大多数硅质岩为隐晶质-微晶结构。11 件样品中有 7 件样品含有放射虫(图 3a、3b),部分样品中放射虫的含量达 50% 以上,呈现生物结构,岩石重结晶明显,因此放射虫的形态虽然完整但细节模糊,且放射虫的体腔已被玉髓填充。岩石中矿物组分有少量粘土质矿物和绢云母,可以辨认的矿物有燧石(图 3c)、玉髓(图 3d)和蛋白石。

## 3 样品处理和分析方法

对采集的 11 件样品首先严格去除表皮,清洗干净,进而进行碎样。碎样时先用铁碾钵碾碎成细小块,用蒸馏水洗净烘干后再用玛瑙碾钵磨成粉末状( $\leq 200$  目)。主量元素由中国科学院地质与地球物理研究所用 X 射线荧光光谱法(XRF)测试,FeO 采用湿法化学法分析。微量元素由中国地质大学实验中心使用 ICP-MS 测试。XRF 分析精度为 2%,ICP-

MS 分析精度高于 5%。放射虫的提取在中国科学院南京古生物研究所完成。先将硅质岩捣碎至体积为 4 cm×4 cm×4 cm,然后用 HF 溶液(HF:H<sub>2</sub>O=1:9)浸泡 24 h,使用 200 目的过滤筛过滤碎屑,再晾干后在双目镜下挑选出放射虫样品,然后用扫描电镜照相以用于鉴定。

## 4 硅质岩的地球化学特征

### 4.1 主量元素

硅质岩主要元素分析结果见表 1。由表 1 可以看出,SiO<sub>2</sub> 含量变化范围为 88.80%~93.28%,其中 4 件样品属于纯硅质岩的范畴(SiO<sub>2</sub> 含量为 91.0%~99.8%),其他 7 件样品 SiO<sub>2</sub> 含量低于纯硅质岩的含量。硅质岩的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 TiO<sub>2</sub> 含量相对稳定,很少受成岩作用和后期变质作用的影响,其含量主要取决于陆源物质的输入量,因此 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 TiO<sub>2</sub> 的含量可作为大陆边缘沉积环境的判断标准(Bostrom *et al.*, 1973)。研究区硅质岩 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量为 2.02%~3.72%,TiO<sub>2</sub> 含量为 0.08%~0.16%,SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 23.84~46.11,远低于纯硅质岩(SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 为 80~1 400),且 SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

① 西安地质矿产研究所, 2003. 新疆西南天山地区矿产资源潜力综合评价报告(内部资料)。



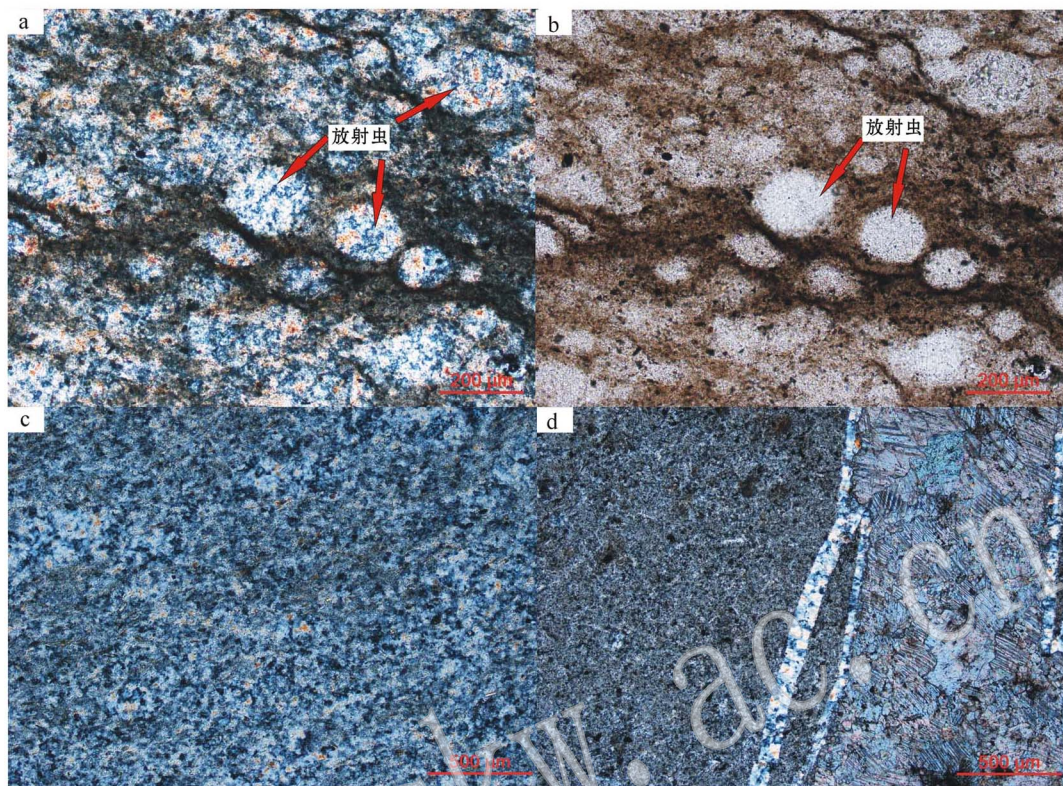


图 3 马达尔地区硅质岩显微照片

Fig. 3 Micrograph of chert samples in Madaer area

a—放射虫(正交偏光); b—放射虫(单偏光); c—硅质岩(玉髓, 正交偏光); d—硅质岩(燧石, 正交偏光)

a—radiolaria (crossed nicols); b—radiolaria (plainlight); c—chert(chalcedony, crossed nicols); d—chert(flint, crossed nicols)

表 1 西南天山马达尔地区硅质岩主量元素分析结果

 $w_B/\%$ 

Table 1 Major element analyses of Madaer cherts in Southwestern Tianshan area

样号	MDE-1	MDE-2	MDE-3	MDE-4	MDE-5	MDE-6	MDE-7	MDE-10	MDE-11	MDE-12	MDE-13
SiO <sub>2</sub>	90.04	90.87	89.26	93.28	92.27	92.07	90.43	90.60	92.03	90.99	88.80
TiO <sub>2</sub>	0.15	0.16	0.14	0.08	0.14	0.12	0.10	0.10	0.09	0.12	0.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.38	3.28	3.09	2.02	3.20	2.94	2.45	2.52	2.23	2.93	3.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.24	0.18	0.16	0.15	0.13	0.15	0.12	0.18	0.14	0.16	0.24
FeO	0.96	0.77	0.75	0.62	0.52	0.54	0.45	0.71	0.58	0.78	0.29
MnO	0.03	0.02	0.06	0.02	0.01	0.02	0.07	0.07	0.04	0.10	0.10
MgO	1.35	0.90	0.91	0.64	0.44	0.77	0.58	0.94	0.82	0.96	1.72
CaO	0.13	0.30	1.62	0.43	0.13	0.20	2.26	1.25	1.09	0.60	0.69
Na <sub>2</sub> O	0.30	0.25	0.20	0.09	0.08	0.11	0.12	0.13	0.39	0.24	0.36
K <sub>2</sub> O	0.84	0.94	0.87	0.50	0.80	0.89	0.65	0.67	0.42	0.76	0.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.08	0.05	0.03	0.06	0.06	0.11	0.07	0.08	0.12	0.09
LOI	1.42	1.24	1.98	1.20	1.34	1.14	1.98	1.82	1.22	1.44	1.98
Total	99.45	99.39	99.38	99.41	99.40	99.41	99.61	99.47	99.42	99.47	100.14
MnO/TiO <sub>2</sub>	0.17	0.14	0.39	0.24	0.04	0.19	0.67	0.67	0.39	0.82	0.62
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	2.83	3.79	4.39	5.60	10.12	8.17	5.43	5.17	1.09	3.21	2.03
Al/(Al+Fe)	0.59	0.65	0.66	0.58	0.72	0.67	0.68	0.59	0.62	0.65	0.61
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.61	27.68	28.89	46.11	28.83	31.29	36.96	35.96	41.36	31.02	23.84
Al/(Al+Fe+Mn)	0.59	0.64	0.65	0.57	0.72	0.67	0.66	0.58	0.61	0.63	0.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0.66	0.71	0.72	0.64	0.77	0.73	0.74	0.66	0.68	0.71	0.67

呈极好的负相关关系(图 4),加之  $\text{Al}_2\text{O}_3$  和  $\text{TiO}_2$  具有很好的正相关关系,这种相关关系一般被解释为源区有较高比例的陆源泥质沉积物(张成立等, 2006)。  $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$  的值为  $0.57 \sim 0.72$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  的值为  $0.64 \sim 0.77$ ,  $\text{MnO}/\text{TiO}_2$  为  $0.04 \sim 0.82$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  为  $1.09 \sim 10.12$ 。

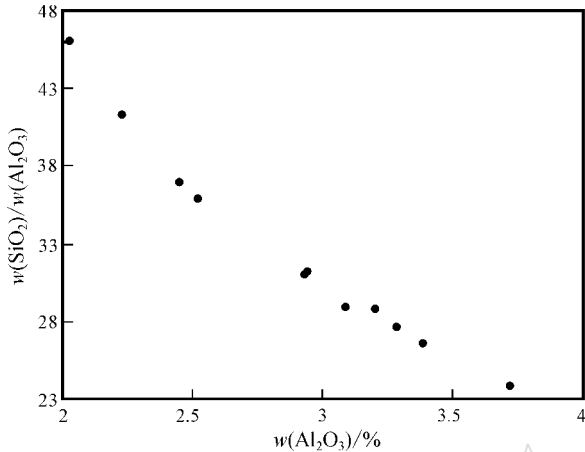


图 4 马达尔地区硅质岩的  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$  图解

Fig. 4  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  versus  $\text{Al}_2\text{O}_3$  diagram of cherts from Madaer area

## 4.2 微量元素

微量元素的分析结果见表 2。由表 2 可以看出,硅质岩 V 的含量为  $10.92 \times 10^{-6} \sim 26.70 \times 10^{-6}$ , Cu 的含量为  $2.15 \times 10^{-6} \sim 34.10 \times 10^{-6}$ ,  $\text{Ti}/\text{V} = 25.53 \sim 44.93$ ,  $\text{Th}/\text{Sc} = 0.55 \sim 1.08$ ,  $\text{Th}/\text{U} = 3.68 \sim 7.17$ 。

稀土元素在化学性质上极具相似性,并且它们在地质-地球化学作用过程中常常整体活动,很少受沉积后作用的影响,因此它们的分馏情况能够灵敏地反映地质-地球化学的性质,不仅对于岩浆体系,而且对于沉积作用也有良好的示踪作用(Elderfield *et al.*, 1990)。研究区  $\sum \text{REE}$  为  $30.78 \times 10^{-6} \sim 59.26 \times 10^{-6}$ , 平均为  $45.46 \times 10^{-6}$  ( $\text{La}/\text{Yb}$ )<sub>N</sub> 为  $0.88 \sim 1.33$ , 平均值为  $1.09$  ( $\text{La}/\text{Ce}$ )<sub>N</sub> 为  $0.81 \sim 1.12$ ,  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  为  $0.90 \sim 1.21$ , 平均值为  $1.05$ 。区内硅质岩经北美页岩标准化的稀土元素模式呈现无 Ce 负异常平坦配分曲线(图 5)球粒陨石标准化稀土元素配分模式为轻稀土元素富集并具有明显的 Eu 负异常(图 6),与大陆边缘硅质岩稀土元素模式具有相似的特点(张成立等, 2006)。Wright 和 Holler (1987)把稀土元素中的 Ce 与邻近的 La 和 Nd 元素

相关的变化称为  $\text{Ce}_{\text{anom}}$ , 其公式为:  $\text{Ce}_{\text{anom}} = \log [3 \text{Ce}_N / (2 \text{La}_N + \text{Nd}_N)]$ 。研究区  $\text{Ce}_{\text{anom}}$  值均大于  $-0.1$ , 为  $-0.06 \sim 0.08$ 。

## 5 讨论

### 5.1 硅质岩的成因

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,主要由喜吸附  $\text{SiO}_2$  的生物,如藻类、海绵骨针和放射虫等生物堆积形成;②火山沉积,与火山沉积物有关,表现为  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  含量相对较高,  $\text{SiO}_2$  含量相对较低,且范围变化较大;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,主要与热液灌入发生的交代作用有关,受 pH 和温度的控制;④热水沉积成因,以贫  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  和  $\text{TiO}_2$  为特征(Adachi *et al.*, 1986; Herzig, 1988)。

硅质岩的主量元素 Al、Fe、Mn 的含量对于区分热液成因硅质岩与生物成因硅质岩具有重要意义。硅质岩中 Fe、Mn 富集主要与热液的参与有关,而 Al 富集则与陆源物质的介入有关(Bostrom and Peterson, 1969; Adachi *et al.*, 1986; 王东安等, 1995)。Adachi 等(1986)研究表明纯生物成因的硅质岩  $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$  的值接近 0.6, 而纯热水成因的硅质岩该值接近 0.01, 受热水作用影响的硅质岩值小于 0.35。马达尔地区硅质岩的  $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$  值范围为  $0.57 \sim 0.72$ , 均接近 0.6, 表明其属于纯生物成因的硅质岩。另外,由图 7 可以看出,研究区全部 11 件样品均落入生物成因硅质岩的范围,这与显微镜下观察到的含有大量的放射虫和海绵骨针现象一致,由此可以判定研究区属于典型的生物成因硅质岩。

此外,还有其他很多的参数(表 3)也均表明马达尔硅质岩为正常海水生物沉积成因。

### 5.2 硅质岩的沉积环境

硅质岩的沉积环境决定了其物质来源、物理化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)。迄今为止,已有多位学者提出了用硅质岩的地球化学特征来判断其形成时的构造环境(王东安等, 1995; 徐学义等, 2003),在此笔者将不同学者提出的不同参数判别标准一并列于

表 2 西南天山马达尔地区硅质岩微量元素分析结果

 $\omega_B/10^{-6}$ 

Table 2 Trace element analyses of Madaer cherts in Southwestern Tianshan area

样号	MDE-1	MDE-2	MDE-3	MDE-4	MDE-5	MDE-6	MDE-7	MDE-10	MDE-11	MDE-12	MDE-13
Li	13.08	8.26	7.75	10.68	17.64	8.29	9.23	14.43	7.68	9.14	12.35
Be	0.66	0.49	0.43	0.30	0.43	0.43	0.34	0.33	0.35	0.40	0.51
Sc	3.60	3.55	3.21	2.20	3.13	3.20	3.24	2.93	2.34	1.73	3.71
Ti	860.60	984.80	783.40	450.40	828.80	684.20	566.40	525.00	482.00	649.60	890.00
V	21.00	21.92	21.28	11.36	23.40	16.28	13.64	14.26	10.92	25.44	26.70
Cr	13.39	18.91	20.84	6.45	11.19	10.04	8.84	8.64	8.03	10.39	15.23
Mn	177.38	153.98	360.80	122.16	26.26	140.84	438.80	434.00	240.00	610.60	633.60
Co	7.40	9.04	5.75	2.11	2.15	2.51	1.83	5.72	2.05	4.93	6.25
Ni	15.05	18.71	17.05	8.53	9.57	9.93	8.71	12.18	9.14	14.45	13.04
Cu	19.12	29.66	34.10	16.47	31.00	21.74	10.13	2.31	2.15	13.37	8.79
Zn	33.84	20.30	24.10	18.66	18.81	16.57	13.49	27.72	14.62	20.14	28.32
Ga	5.27	4.51	3.91	3.37	4.73	4.32	3.30	3.21	3.30	3.48	4.63
Rb	25.42	28.58	25.36	14.98	22.00	27.74	20.02	19.58	9.23	26.08	25.06
Sr	24.38	37.60	36.46	28.38	28.76	21.02	32.78	20.02	14.48	47.52	51.40
Y	6.59	9.07	6.56	4.01	6.80	5.94	11.72	7.34	7.75	16.11	13.04
Zr	28.48	39.02	28.20	19.63	35.66	30.04	22.96	21.56	21.00	29.66	37.28
Nb	2.72	3.49	2.64	2.24	3.96	3.06	2.24	1.92	2.28	2.34	3.18
Mo	0.40	0.18	0.10	0.12	0.04	0.15	1.11	0.06	0.26	-0.01	-0.03
Cs	1.83	1.78	1.87	0.85	1.12	1.65	1.11	1.09	0.49	1.92	2.21
Ba	175.78	341.60	336.00	266.40	203.00	173.24	196.90	332.20	87.94	872.40	454.20
La	7.99	8.71	7.66	5.95	9.06	6.69	11.02	6.47	10.25	11.46	11.11
Ce	17.81	21.80	16.56	13.27	18.98	15.10	20.94	14.12	20.52	20.76	22.06
Pr	1.91	2.25	1.86	1.47	2.19	1.76	2.57	1.56	2.26	2.81	2.89
Nd	7.44	8.90	7.26	5.60	8.59	6.96	10.25	6.24	8.77	11.21	11.70
Sm	1.52	1.89	1.47	1.13	1.77	1.44	2.19	1.29	1.76	2.42	2.54
Eu	0.34	0.44	0.38	0.27	0.41	0.30	0.45	0.30	0.37	0.63	0.54
Gd	1.49	1.86	1.42	1.06	1.72	1.33	2.36	1.34	1.76	2.60	2.63
Tb	0.20	0.27	0.20	0.14	0.23	0.19	0.34	0.20	0.24	0.38	0.38
Dy	1.21	1.60	1.18	0.81	1.38	1.11	2.00	1.19	1.46	2.38	2.27
Ho	0.24	0.32	0.23	0.15	0.25	0.21	0.38	0.23	0.29	0.49	0.45
Er	0.71	0.90	0.64	0.43	0.71	0.60	1.03	0.66	0.80	1.38	1.25
Tm	0.10	0.12	0.09	0.06	0.10	0.08	0.13	0.09	0.11	0.18	0.17
Yb	0.67	0.80	0.57	0.39	0.62	0.52	0.84	0.56	0.72	1.09	1.09
Lu	0.10	0.13	0.08	0.06	0.09	0.08	0.13	0.08	0.11	0.16	0.17
Hf	0.68	0.93	0.65	0.44	0.85	0.74	0.58	0.53	0.52	0.74	0.92
Ta	0.18	0.22	0.15	0.12	0.28	0.18	0.13	0.12	0.11	0.14	0.21
Pb	3.16	6.75	5.13	6.00	5.70	4.11	3.95	2.98	4.18	6.75	3.29
Th	2.24	2.55	1.93	1.31	1.84	2.21	1.82	1.68	1.28	1.87	2.86
U	0.37	0.46	0.46	0.36	0.42	0.31	0.29	0.23	0.25	0.45	0.61
Th/Sc	0.62	0.72	0.60	0.59	0.59	0.69	0.56	0.57	0.55	1.08	0.77
Th/U	5.97	5.49	4.22	3.68	4.38	7.13	6.21	7.17	5.18	4.19	4.71
Ti/V	40.98	44.93	36.81	39.66	35.42	42.02	41.52	36.83	44.15	25.53	33.33
∑REE	41.73	49.99	39.60	30.78	46.10	36.36	54.63	34.31	49.41	57.96	59.26
LREE	37.00	43.99	35.19	27.68	41.01	32.24	47.42	29.97	43.93	49.30	50.84
HREE	4.72	6.01	4.41	3.10	5.09	4.11	7.21	4.34	5.48	8.66	8.42
LREE/HREE	7.83	7.32	7.98	8.94	8.06	7.84	6.58	6.91	8.02	5.70	6.04
Ce/Ce*	1.12	1.21	1.08	1.10	1.04	1.08	0.96	1.09	1.04	0.90	0.95
Eu/Eu*	0.95	1.01	1.11	1.05	1.01	0.94	0.84	0.98	0.88	1.08	0.88
(La/Yb) <sub>N</sub>	1.03	0.93	1.15	1.33	1.27	1.11	1.13	1.00	1.23	0.90	0.88
(La/Ce) <sub>N</sub>	0.91	0.81	0.94	0.91	0.97	0.90	1.06	0.93	1.01	1.12	1.02
C <sub>carbon</sub>	0.04	0.08	0.03	0.04	0.01	0.03	-0.03	0.03	0.01	-0.06	-0.03

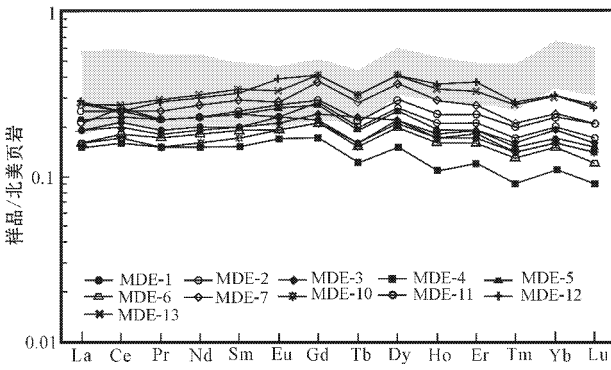


图 5 硅质岩的北美页岩标准化稀土元素配分模式(标准化数据据 Haskin 等, 1968))

Fig. 5 NASC-normalized REE patterns of cherts( NASC-normalized data from Haskin *et al.* , 1968)

阴影为南天山库米什蛇绿混杂岩带中硅质岩的稀土元素变化范围 (据张成立等 2006)

shaded area indicates variation range of REE in cherts from Kushimier ophiolitic complex in South Tianshan Mountains( after Zhang Chengli *et al.* , 2006)

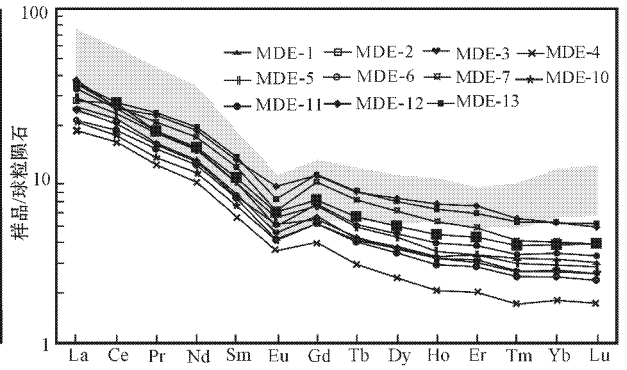


图 6 硅质岩的球粒陨石标准化稀土元素配分模式(标准化数据据 Haskin 等, 1968)

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns of cherts( normalized data from Haskin *et al.* , 1968)

图中阴影为南天山库米什蛇绿混杂岩带中硅质岩的稀土元素变化范围 (张成立等 2006)

shaded area indicates variation range of REE in cherts from Kushimier ophiolitic complex in South Tianshan Mountains (Zhang *et al.* , 2006).

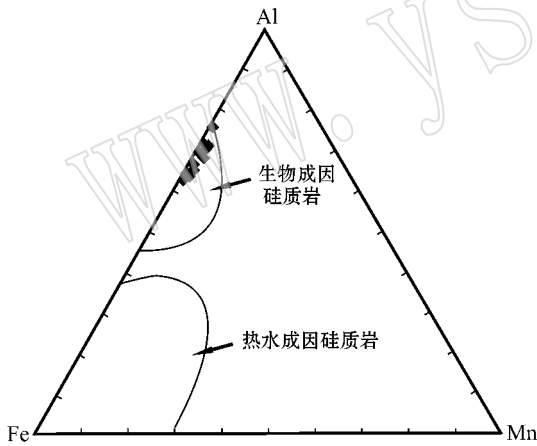


图 7 硅质岩 Al - Fe - Mn 三角图(底图据 Adachi 等, 1986)

Fig. 7 Al - Fe - Mn diagram of cherts( after Adachi *et al.* , 1986)

表 4. 由表 4 可以看出, 马达尔硅质岩所有的地球化学参数均表明其形成于接近大陆边缘的深水-半深水沉积环境, 而不是大洋盆地和大洋中脊。

此外, 在图 8 的 4 个判别图中, 马达尔硅质岩也落在大陆边缘范围内。

### 5.3 硅质岩沉积时的水体环境

$Ce_{anom}$  值已被作为古海水氧化-还原条件的标志, 其值大于 -0.1 时为  $Ce$  的富集, 反映水体呈缺氧环境, 反之, 则反映水体呈氧化环境。研究区  $Ce_{anom}$  的范围为 -0.06~0.08, 值均大于 -0.1, 因此可以判定岩石沉积时为水体贫氧。这一点也可以由稀土元素配分曲线出现  $Eu$  的负异常(图 6)得到佐证, 因为  $Eu$  在还原条件下呈  $Eu^{2+}$  的形式而与其他稀土元素分馏。

表 3 不同成因硅质岩主量元素和微量元素特征值表

Table 3 Comparison of major and trace element compositions of cherts with different geneses

	海底火山作用	生物沉积	热水成因	马达尔地区硅质岩	资料来源
$K_2O/Na_2O$	<1	远大于 1		>1, 平均值 4.71	雷卞军等(2002)
$Ce/Ce^*$		~1.2,	~0.29,	0.90~1.21,	Murray 等
		$Ce$ 正异常,	$Ce$ 负异常,	平均 1.05, 无明显异常,	(1991, 1992b)
$(La/Yb)_N$		≈1	<1	平均 1.09	German 等(1990)



表 4 不同沉积背景下硅质岩主量元素和微量元素特征值表

Table 4 Comparison of major and trace element compositions of cherts formed under different depositional settings

	大陆边缘	大洋盆地	大洋中脊	马达尔地区硅质岩	资料来源
$\frac{Al_2O_3}{(Al_2O_3 + Fe_2O_3)}$	0.5~0.9	0.4~0.7	<0.4	0.64~0.77	Murray(1994)
V	$20 \times 10^{-6}$	$38 \times 10^{-6}$	$42 \times 10^{-6}$	$10.92 \times 10^{-6} \sim 26.7 \times 10^{-6}$	Murray 等(1992a) \& Murray(1994)
Ti/V	40	25	7	25.53~44.93	Bostrom 等(1973)
Th/Sc	高, 变化大 ( <0.01 到 1 左右 )	0.01~0.3	0.01~0.3	0.55~1.08, 平均 0.67,	Hein 等(1981)
Th/U	高(一般 >3.8)	较低(0.6~5.0)	较低(0.6~5.0)	~3.68~7.17, 平均 5.30	Girty 等(1996) \& 张成立等(2006)
ΣREE	平均 39.70 μg/g	平均 54.25 μg/g	平均 19.05 μg/g	30.78~59.26 μg/g, 平均含量为 45.46 μg/g	Murray 等(1990,1991)
(La/Yb) <sub>N</sub>	1.1~1.4	约为 0.70 左右	约为 0.30 左右	0.88~1.33, 平均值为 1.09	Murray(1994)
Ce/Ce*	~1.09±0.25,	~0.60±0.13	~0.3±0.13,	~0.90~1.21	Murray 等(1991) \& Murray(1994)
(La/Ce) <sub>N</sub>	~0.5~1.5	~1.0~2.5	~3.5	~0.81~1.12	张成立等(2003)

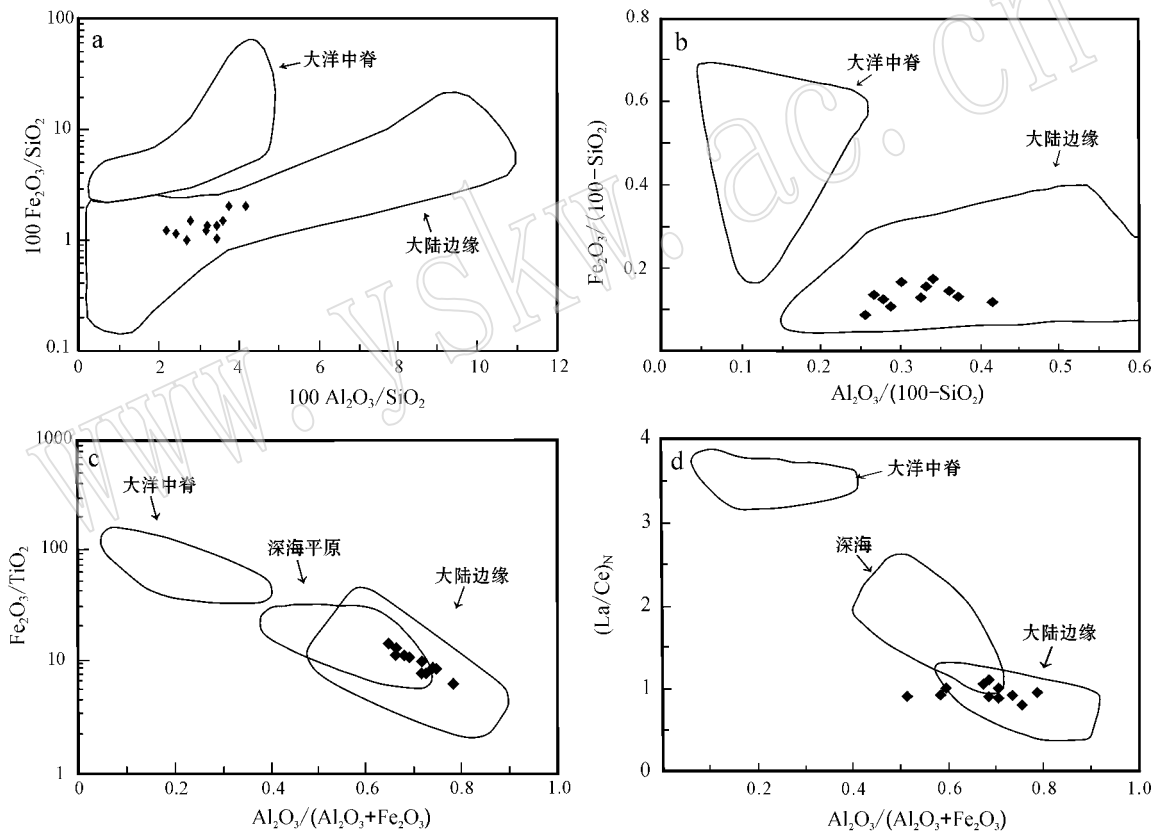


图 8 马达尔地区硅质岩的  $100 Fe_2O_3/SiO_2 - 100 Al_2O_3/SiO_2$  图解 (a)  $Fe_2O_3/(100 - SiO_2) - Al_2O_3/(100 - SiO_2)$  图解 (b)  $Fe_2O_3/TiO_2 - Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$  图解 (c) 和  $(La/Ce)_N - Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$  图解 (d) 底图据 Murray, 1994)

Fig. 8 Diagrams of  $100 Fe_2O_3/SiO_2$  versus  $100 Al_2O_3/SiO_2$  (a),  $Fe_2O_3/(100 - SiO_2)$  versus  $Al_2O_3/(100 - SiO_2)$  (b),  $Fe_2O_3/TiO_2$  versus  $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$  (c) and  $(La/Ce)_N$  versus  $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$  (d) of cherts from Madaer area (after Murray, 1994)

5.4 构造意义

马达尔地区乌帕塔尔坎群地层中硅质岩中挑选出的放射虫经中国科学院南京古生物研究所王玉净、罗辉研究员和中国地质科学院王乃文研究员鉴

定为晚泥盆世到早石炭世化石,有关放射虫的详细内容将另文发表,本文只讨论其结果的应用。

前人曾在研究区东段的独-库公路附近发现晚志留世—早石炭世的放射虫化石,而且以晚泥盆世

—早石炭世放射虫化石最为丰富(王作勋等,1992;刘羽等,1994;周洪瑞等,1998),说明在南天山无论是东段还是西段,到早石炭世还存在着古洋盆,但是至于洋盆的规模东西段是否一致,尚不清楚,这需要对于硅质岩的沉积环境加以分析比较。

目前,对于南天山地区的构造演化历史基本过程的认识基本上是一致的,即都是在罗迪尼亚超大陆背景基础上,经早寒武世裂解,后经早古生代和晚古生代两阶段开合演化,于中石炭世中期—早二叠世,由塔里木—卡拉库姆板块与北部的哈萨克斯坦—准噶尔板块对接碰撞形成的。但是对于这一碰撞时间还存在不同的认识,有些学者认为是晚石炭世(如高俊等,2006;朱志新等,2008),但亦有学者认为发生在二叠纪—三叠纪(如李日俊等,2002,2004,2005;Xiao *et al.*,2008),或者发生在三叠纪(Brookfield *et al.*,2000;Zhang *et al.*,2005)。马达尔硅质岩的地球化学特征显示了其源区有较多的陆源碎屑物,说明本区离大陆不远,这时洋盆已经逐渐萎缩。由于其形成时代为晚泥盆世—早石炭世,这说明早石炭世时洋盆开始萎缩。如果从这点推测,那么两大板块的碰撞时间为晚石炭世的可能性较大,尽管仅仅凭这一点尚无法排除其他碰撞时间的可能性。

## 6 结论

西南天山马达尔地区硅质岩为非纯硅质岩, $\text{SiO}_2$ 含量为88.80%~93.28%,除 $\text{SiO}_2$ 外, $\text{Al}_2\text{O}_3$ 含量为2.02%~3.72%。其地球化学特征指示了其还原条件下正常海水生物沉积成因的硅质岩,源区有较多的陆源碎屑物质,形成于大陆边缘环境,暗示了在早石炭世时洋盆已经萎缩,逐渐关闭。

致谢 野外期间得到新疆地矿局第八地质大队张玉坛等的大力支持,放射虫的提取和鉴定得到中国科学院南京古生物研究所的王玉净研究员、罗辉研究员、许波同学和中国地质科学院王乃文研究员的大力帮助,匿名审稿人也对稿件提出了宝贵的修改意见,在此向他们表示诚挚的感谢!

## References

Adachi M, Yamamoto K and Sugisaki R. 1986. Hydrothermal chert and

associated siliceous rocks from the Northern Pacific, their geological significance as indication of ocean ridge activity[J]. *Sediment Geol*, 47: 125~148.

Bostrom K and Peterson M N A. 1969. The origin of Al-poor ferromagnesian sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise[J]. *Mar. Geol.*, 7: 427~447.

Bostrom K, Kraemer T and Gartner S. 1973. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pelagic sediments[J]. *Chemical Geology*, 11: 123~148.

Brookfield M E. 2000. Geological development and Phanerozoic crustal accretion in the western segment of the southern Tianshan (Kyrgyzstan, Uzbekistan and Tajikistan) [J]. *Tectonophysics*, 328: 1~14.

Elderfield H, Goddard R U and Sholkovitz E R. 1990. The rare earth elements in rivers, estuaries and coastal sea and their significance to the composition of ocean water[J]. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 54: 971~991.

Gao Jun, Long Lingli, Qian Qing, *et al.* 2006. Is the Tianshan orogen of northwestern China late Paleozoic or triassic[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(5): 1049~1061 (in Chinese).

German C R, Klinkhamer G P, Edmond JM, *et al.* 1990. Hydrothermal scavenging of rare earth elements in the ocean[J]. *Nature*, 345(6275): 516~518.

Girty G H, Ridge D L, Knack C, *et al.* 1996. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California[J]. *Jour. Sedimentary Res.*, 66: 107~118.

Hein J R, Vallier T L and Allan M A. 1981. Chert petrology and geochemistry, Mid-Pacific Mountains Hess Rise, deep sea drilling project[J]. *Lnit Rep DSDP*, 62: 711~748.

Haskin L A, Haskin M A, Frey F A, *et al.* 1968. Relative and absolute Terrestrial abundances of the rare earth element [A]. Ahrens L H. *Origin and Distribution of the Elements* (vol. 1) [C]. Oxford, Pergamon, 889~911.

Herzig P M. 1988. Hydrothermal silica chimney fielding the Galapagos Spreading Center at 860W [J]. *Earth and Planetary Science Letter*, 89(1): 281~320.

Lei Bianjun, Que Hongpei, Hu Ning, *et al.* 2002. Geochemistry and sedimentary environments of the Palaeozoic siliceous rocks in western Hubei [J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 22(2): 70~79 (in Chinese with English abstract).

Li Yuejun, Sun Longde, Wu Haoruo, *et al.* 2004. Radiolarian fossils from chert gravels of Triassic conglomerate in NW margin of the Tarim Basin and their geological significance [J]. *Chinese Jour. Geol.*, 39(2): 153~158 (in Chinese with English abstract).

Li Yuejun, Sun Longde, Wu Haoruo, *et al.* 2005. Permo-Carboniferous radiolaria from the Wupataerkan group, west terminal of Chinese south Tianshan [J]. *Chinese Jour. Geol.*, 40(2): 220~226 (in Chinese with English abstract).

Li Yuejun, Wang Zhaoming, Wu Haoruo, *et al.* 2002. New discovery of radiolarian fossils from Aktik Group in Southern Tianshan [J]. *Xinjiang Petroleum Geology*, 76(2): 146~154 (in Chinese with English abstract).

- Liu Yu, Wang Naiwen and Yao Jianxin. 1994. New data of radiolaria and its significance in the Kuqa area, Xinjiang [ J ]. Xinjiang Geology, 12(4): 344~350 (in Chinese with English abstract).
- Murray R W. 1994. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications [ J ]. Sediment Geol., 90: 213~232.
- Murray R W, Buchholtz Ten Brink M R, Jone D L, et al. 1990. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments of chert and shale [ J ]. Geology, 18: 268~271.
- Murray R W, Buchholtz Ten Brink M R, Gerlach D C, et al. 1991. Rare earth, major, and trace element in chert from Franciscan complex and Monterey Group: assessing REE source to fine-grained marine sediment [ J ]. Geochim Cosmochim Acta, 55: 1875~1895.
- Murray R W, Buchholtz Ten Brink M R, Gerlach D C, et al. 1992a. Rare earth, and trace element composition of Monterey and DSDP chert and associated host sediment: assessing the influence of chemical fractionation during diagenesis [ J ]. Geochim Cosmochim Acta, 56: 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.
- Wang Dongan and Chen Ruijun. 1995. Geochemical genetic criteria of silicolites in Yaluzangbu suture belt and their geological significance [ J ]. Acta Sedimentologica Sinica, 13(1): 27~31 (in Chinese with English abstract).
- Wang Zuoxun, Wu Jiye, Lü Xichao, et al. 1992. Multicycle Tectonic Evolution and Mineralization in Tianshan [ M ]. Beijing: Science Press, 1~13 (in Chinese).
- Wright J and Holler W T. 1987. Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite [ J ]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51: 631~644.
- Xiao W J, Han C M, Yuan C, et al. 2008. Middle Cambrian to Permian subduction-related accretionary orogenesis of Northern Xinjiang, NW China: implications for the tectonic evolution of central Asia [ J ]. Journal of Asian Earth Sciences, 32: 102~117.
- Xu Xueyi, Zhao Jiangtian, Li Xiangmin, et al. 2003. Rare earth elements in siliceous rocks from North Qilian Mountains: Implications for tectonic environment [ J ]. Geological Science and Technology Information, 22(3): 22~26 (in Chinese with English abstract).
- Yamamoto K. 1987. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto Terranes [ J ]. Sediment Geol., 52: 65~108.
- Yang Jianguo, Yan Huayi, Xu Xueyi, et al. 2004. Metallogeny in Southwest Tianshan Mountains and comparative study with neighbouring country [ J ]. Mineral Deposits, 23(1): 20~30 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Chengli, Gao Shan, Zhang Guowei, et al. 2003. Geochemical characteristics and sedimentary environments of cherts from the Paleoproterozoic Xiong'er Group in the southern part of the North China Block [ J ]. Science in China, 33(12): 1154~1162 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Chengli, Zhou Dingwu, Lu Guanxiang, et al. 2006. Geochemical characteristics and sedimentary environments of cherts from Kumishi ophiolitic mélange in southern Tianshan [ J ]. Acta Petrologica Sinica, 22(1): 57~64 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Lifei, Ai Yongliang, Li Xuping, et al. 2005. Triassic collision of western Tianshan orogenic belt, China: evidence from SHRIMP U-Pb dating zircons from HP/UHP eclogitic rocks [ J ]. Lithos, 96: 266~280.
- Zhou Hongrui, Zhang Chuanheng, Wang Ziqiang, et al. 1998. Study on integrated stratigraphy of Paleozoic of south Tianshan orogen [ J ]. Xinjiang Geology, 16(4): 291~298 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Zhixin, Li Jinyi, Dong Lianhui, et al. 2008. The determination of late Carboniferous intrusive rocks of south Tianshan and its significance to the south Tianshan ocean basin's closing age in Yuqisu, Xinjiang [ J ]. Acta Petrologica Sinica, 24(12): 2761~2766 (in Chinese with English abstract).

## 附中文参考文献

- 高俊, 龙灵利, 钱青, 等. 2006. 南天山晚古生代还是三叠纪碰撞造山带? [ J ]. 岩石学报, 22(5): 1049~1061.
- 雷平军, 阙洪培, 胡宁, 等. 2002. 鄂西古生代硅质岩的地球化学特征及沉积环境 [ J ]. 沉积与特提斯地质, 22(2): 70~79.
- 李曰俊, 孙龙德, 吴浩若, 等. 2004. 塔里木盆地西北缘三叠系砾岩砾石中的射虫化石及其地质意义 [ J ]. 地质科学, 33(2): 153~158.
- 李曰俊, 孙龙德, 吴浩若, 等. 2005. 南天山西端乌帕塔尔坎群发现石炭-二叠纪放射虫化石 [ J ]. 地质科学, 40(2): 220~226.
- 李曰俊, 王招明, 买光荣, 等. 2002. 塔里木盆地艾克提克群中放射虫化石及其意义 [ J ]. 新疆石油地质, 7(2): 146~154.
- 刘羽, 王乃文, 姚建新. 1994. 新疆库车地区放射虫新资料及其意义 [ J ]. 新疆地质, 12(4): 344~350.
- 王东安, 陈瑞君. 1995. 雅鲁藏布缝合带硅岩的地球化学成因标志及其地质意义 [ J ]. 沉积学报, 13(1): 27~31.
- 王作勋, 郭继勇, 吕喜朝, 等. 1992. 天山多旋回构造演化及成矿 [ M ]. 北京: 科学出版社, 1~13.
- 徐学义, 赵江天, 李向民, 等. 2003. 北祁连山早古生代硅质岩稀土元素特征及其构造意义 [ J ]. 地质科技情报, 22(3): 22~26.
- 杨建国, 闫晔轶, 徐学义, 等. 2004. 西南天山成矿规律及其与境外对比研究 [ J ]. 矿床地质, 23(1): 20~30.
- 张成立, 高山, 张国伟, 等. 2003. 秦岭造山带蛇绿岩带硅质岩的地球化学特征及其形成环境 [ J ]. 中国科学 D 辑, 33(12): 1154~1162.
- 张成立, 周鼎武, 陆关祥, 等. 2006. 南天山库米什蛇绿混杂岩带中硅质岩的元素地球化学特征及其形成环境 [ J ]. 岩石学报, 22(1): 57~64.
- 周洪瑞, 张传恒, 王自强, 等. 1998. 南天山造山带综合地层学研究 [ J ]. 新疆地质, 16(4): 291~298.
- 朱志新, 李锦铭, 董连慧, 等. 2008. 新疆南天山盲起苏晚石炭世侵入岩的确定及其对南天山洋盆闭合时限的限定 [ J ]. 岩石学报, 24(12): 2761~2766.