

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

北祁连永登石灰沟奥陶纪硅质岩地球化学特征 及大地构造意义

杜远生, 朱杰, 顾松竹

中国地质大学地球科学学院, 武汉, 430074

内容提要: 北祁连造山带位于华北板块西南缘, 是中—南祁连微板块与华北板块碰撞形成的加里东造山带。永登石灰沟位于北祁连东段, 跨奥陶纪岛弧构造带。永登石灰沟一带奥陶系主要分布中堡群, 其主要为中基性火山岩、火山碎屑岩夹硅质岩、大理岩、板岩及变质砂岩。硅质岩的沉积地球化学研究表明, 与岛弧火山岩共生的硅质岩为生物成因, 形成于大陆边缘盆地的构造背景。但硅质岩稀土元素特征反映其受陆源影响不明显, 为远离陆源的深水盆地沉积。推测北祁连奥陶纪处于多岛洋的构造背景, 北祁连奥陶纪存在宽阔、多岛的古洋盆。

关键词: 北祁连造山带; 奥陶系; 硅质岩; 沉积地球化学; 大地构造

北祁连造山带位于华北板块与中—南祁连山微板块之间, 北界为走廊南山断裂, 南缘为中祁连北缘断裂, 西端为阿尔金走滑断裂所截切。北祁连造山带自北向南由弧后盆地、岛弧、俯冲杂岩和消减洋壳残片等不同的单元构成, 具有典型板块缝合带特征(肖序常等, 1978; 吴汉泉等, 1992; 许志琴等, 1994; 冯益民等, 1996; 夏林圻等, 1996; 张旗等, 1997)。加里东期经历了大陆裂谷、大洋盆地、沟—弧—盆体系、俯冲和碰撞造山, 以及后加里东期陆内造山构造演化(冯益民等, 1996; 周志强等, 1996; 张旗等, 1997; Du et al., 2003; 杜远生等, 2004)。本文通过对北祁连永登石灰沟地区硅质岩地球化学分析, 探讨其形成大地构造环境。

1 地质背景

北祁连造山带东部永登石灰沟构造位置上处于北祁连岛弧带, 呈北西—南东带状分布。永登石灰沟一带分布的中、上奥陶统包括海相火山岩和正常沉积岩(张瑞林等, 1995; 周志强等, 1996; 甘肃省地质矿产局, 1997)。其中海相火山岩以基性和中基性火山岩为主体, 由下至上为玄武岩、玄武安山岩、细碧玢岩、角砾熔岩、细碧火山碎屑岩、碱性粒玄岩和粗面岩等, 岩石化学分类分属岛弧拉斑玄武岩、钙碱性玄武岩和橄榄玄粗岩系。火山作用具喷溢—强烈爆发—间歇喷发—宁静期特征(冯庆来, 1992; 夏林圻

等, 2003; 徐学义等, 2003)。沉积岩包括硅质岩、砂板岩和块状灰岩等, 呈夹层或者规模不等的透镜体与火山岩共生, 形成熔岩—火山碎屑岩—火山岩夹沉积岩—正常沉积岩的岩石系列。石灰沟中堡群板岩中发现笔石 *Nemagraptus gracilis*, *Hallograptus* sp., *Climacograptus* cf. *latus*, *C. forticaudatus*, *Glyptograptus teretiusculus*, *G. englyphus*, *Glossograptus* sp., *Pseudoclimacograptus* sp., *Amplexograptus* sp., *Orthograptus* sp., *Cryptograptus* cf. *tricornis*, *Dicragraptus* sp., *Isograptus* sp. 等, 灰岩中含牙形石 *Balodina* sp., *Acodus* sp., *Scolopodus varicostatus* 和三叶虫 *Ampyx* sp., *Atractopyge* sp., *Iliaenus* cf. *sinensis*。指示其时代为早奥陶世晚宁国期—中奥陶世胡乐期(甘肃省地质矿产局, 1997)。玄武岩 Sm-Nd 等时线年龄 465.68 ± 23.18 Ma、Rb-Sr 等时线年龄 444.9 ± 0.7 Ma 和橄榄玄粗岩 Rb-Sr 等时线年龄 457 ± 8 Ma, 表明其地质年代为中、晚奥陶世(夏林圻等, 1996)。

该地区奥陶系未见底层, 上部与下志留统肮脏沟组平行不整合接触。受后期构造作用的改造, 该套地层被志留系肮脏沟组分隔为南、北两个奥陶系地层断片(图1)。南部水泥厂断片见到三层硅质岩, 单层出露宽度 100~150 m, 由南向北依次为深色块状碎裂状硅质岩、紫红色灰绿色中、薄层状硅质

注: 本文为国家自然科学基金资助项目(编号 40372061)的成果。

收稿日期: 2005-06-15; 改回日期: 2005-11-17; 责任编辑: 刘淑春。

作者简介: 杜远生, 男, 1958年生。理学博士, 教授。主要从事古生物学与地层学、沉积学和造山带地质学研究。通讯地址: 430074, 湖北省武汉市, 中国地质大学地球科学学院; 电话: 027-67883003; Email: dxzyz@cug.edu.cn。

岩和深灰色中薄层、纹层状硅质岩。火山岩表现为熔岩多于火山碎屑岩,中、下部见宽度>100 m 枕状玄武岩;北部马家庄断片,硅质岩出露较多,但单层厚度一般<50 cm,为深灰色碎裂块状硅质岩和薄层状硅质岩,向北过渡为硅质岩、砂板岩互层。火山岩以具气孔—杏仁构造熔岩、中基性火山碎屑岩为主体。从火山岩演化上以及所含化石看,北部地层断片要比南部地层断片层位较高。

2 硅质岩样品特征及测试分析方法

本文所研究的硅质岩样品共12件,其中7件样品为石灰沟北部马家庄断片的深灰色硅质岩,其中样品SH6-5、SH6-7和SH6-8为薄层状产出;样品Y301、Y302、Y303和Y305为厚层块状构造,微晶—隐晶质结构,主要由微粒和隐晶质硅质(粒度0.01~0.1 mm)组成,含量>82%,并含有少量定向排列的绢云母、粘土矿物和铁质等,常具不同程度的铁白云石化、褐铁矿化,这些样品常分布有不均匀的石英细脉。另3件硅质岩样品为南部水泥厂断片,其中样品SH24-1、SH24-3和SH28-1为深灰色,中—薄层状构造,具有显微粒序层构造,微晶和隐晶结构,微粒石英和硅质物为82%~95%,含少量绢云

母、粘土矿物和铁质物。所选样品未见任何脉体。这些硅质岩是经过粉碎挑选无石英脉的新鲜岩石碎块作为测试样品。

样品由湖北省岩矿测试中心进行细粉碎制样,每件样品分两份,一份由湖北省岩矿测试中心进行X荧光主量元素测试,另一份由中国地质大学地质过程和矿产资源国家重点实验室 ICP-MS 实验室进行微量和稀土元素测试。

3 硅质岩地球化学特征及沉积环境

3.1 主量元素

硅质岩主要元素Fe、Mn、Al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的富集主要与热液的参与有关,而Al的富集则与陆源物质的介入有关。Bostrom等(1969)提出,海相沉积中 $Al/(Al+Fe+Mn)$ 值是衡量沉积物中热液沉积物含量的标志,Adachi等(1986)和Yamamoto(1987)指出这个比值在0.01(纯热液成因)到0.60(纯生物成因)之间变化。由表1中主要元素分析结果得出,研究区硅质岩样品 $Al/(Al+Fe+Mn)$ 值为0.53~0.76,属生物成因。

Bostrom等(1973)根据现代海洋沉积物的研究,提出了 $Fe/Ti-Al/(Al+Fe+Mn)$ 图解,将现代海洋沉积物划分为生物、陆源和热液3种成因类型。把研究区样品 $Al/(Al+Fe+Mn)$ 、 Fe/Ti 值投入图2a中,可以看出,其投点基本落在陆缘物质端元硅质岩区附近。Bostrom等(1969)和Yamamoto(1987)还拟定了 $Al-Fe-Mn$ 三角图解进行判别,发现所有热液成因硅质岩比值均落于图解B区,生物成因硅质岩比值均落于图解A区。把研究区样品的Al、Fe、Mn数据投入图2b中,所有投点均落在生物成因硅质岩区,说明本文分析的硅质岩属于生物成因,未受热液活动参与。

Murray(1994)认为Al和Ti与陆缘Si关系密切,可作为陆源物质注入良好标志,Fe在洋中脊附近的沉积物中富集,可以作为洋盆扩张中心热液注入标志,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区(图2c,d)。从图2c中可以看出研究区所有样品均落在大陆边缘区或

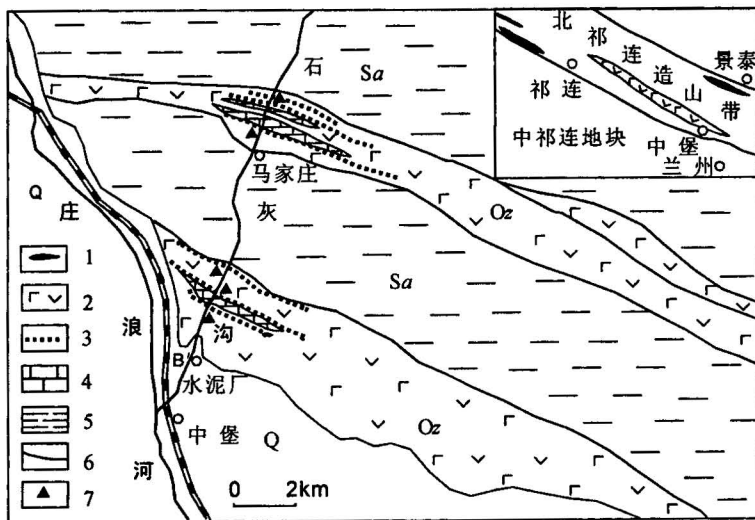


图1 北祁连石灰沟地区地质简图及采样位置
(据甘肃省地质矿产局^①修编)

Fig. 1 Simplified geological map for Shihuigou area, North Qilian Mountains and the location of their samples (Modified from Bureau of Geology and Mineral Resources of Gansu Province^①)

Q—第四系; 1—蛇绿岩; 2—中堡群岛弧火山岩; 3—硅质岩; 4—灰岩;
5—肮脏沟组砂、板岩; 6—断裂; 7—硅质岩采样位置

Q—Quaternary; 1—ophiolite; 2—Island-arc volcanic rock of Zhongpu Group; 3—chert; 4—limestone; 5—sandstone and slate of Angzanggou Formation; 6—fault; 7—location of chert sample

表 1 石灰沟奥陶纪硅质岩主量元素含量表(%)

Table 1 Content of major elements of Ordovician chert from Shihuigou (%)

样品	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	H ₂ O ⁺	CO ₂	Σ	Al* *	MnO/TiO ₂
SH6-5	87.97	3.90	1.09	1.30	0.62	1.09	1.16	0.02	0.19	0.04	0.12	1.71	0.64	99.85	0.70	0.63
SH6-7	82.98	5.76	1.65	1.73	1.38	1.07	1.51	0.04	0.32	0.05	0.16	2.36	0.76	99.77	0.71	0.50
SH6-8	97.23	0.77	0.27	0.23	0.25	0.20	0.25	0.02	0.05	0.04	0.01	0.50	0.20	100.02	0.69	0.20
Y301	91.4	2.61	2.78	0.33	0.32	0.12	0.41	0.12	0.15	0.13	0.04	1.24	0.2	99.85	0.56	0.27
Y302	95.48	1.15	0.71	0.27	0.16	0.12	0.49	0.08	0.11	0.03	0.02	0.61	0.08	99.87	0.70	0.18
Y303	89.94	1.71	1.3	0.33	1.13	0.19	0.82	0.12	0.21	0.08	0.17	1.17	0.65	99.85	0.76	0.81
Y305	82.62	3.74	2.05	1.57	4.68	0.66	0.41	0.1	0.16	0.05	0.16	1.42	3.08	99.85	0.53	1.00
SH24-1	87.52	2.89	1.91	0.50	0.39	0.35	1.08	0.04	0.24	0.06	0.01	1.76	0.72	99.50	0.76	0.04
SH24-3	94.94	4.92	0.41	0.37	0.24	0.25	0.36	0.04	0.10	0.04	0.01	0.86	0.26	99.22	0.72	0.10
SH28-1	95.92	4.99	0.08	0.42	0.60	0.18	0.28	0.07	0.10	0.05	0.01	0.54	0.42	99.82	0.76	0.10

注:测试单位:湖北省地质实验研究所,常量元素用 X 荧光分析;Al* *-Al/(Al+Fe+Mn)。

者附近,在图 2d 中,除马家庄 2 件样品落大陆边缘与洋盆重叠区外,其他样品均落大陆边缘区或者附近。

MnO/TiO₂ 可以作为判断硅质岩来源及沉积盆地古地理位置重要标志,距离大陆较近的大陆边缘沉积的硅质岩 MnO/TiO₂ 值偏低,一般均小于 0.5,而开阔大洋中的硅质沉积物的比值则比较高,可达 0.5~3.5 (Murray, 1994)。表 1 所列本区硅质岩 MnO/TiO₂ 值 ≤ 1,平均值为 0.42,其中北部马家庄断片 7 件样品的 MnO/TiO₂ 值为 0.18~1.00 (其中两个样品大于 0.80),平均值 0.51;南部水泥厂断片 3 件样品的 MnO/TiO₂ 值在 0.04~0.10 之间,表明了硅质岩主要为大陆边缘成因。与南部水泥厂硅质岩(下部地层)形成相比,北部马家庄的硅质岩(上部地层)形成于更为开阔的边缘环境,推测该地区中、晚奥陶世从早到晚为海盆扩张过程。

3.2 稀土元素

前人研究表明,硅质岩的稀土元素总量(ΣREE)在受陆源影响的环境中含量较高(如大陆边缘盆地和残余盆地),但在远离陆源的远洋和深海盆地中,沉积速率越低,硅质岩在海水中吸附的稀土元素越多。硅质岩中的

(La_n)/(Ce_n)和形成环境有关,大陆边缘的(La_n)/(Ce_n)为 0.5~1.5,大洋盆地为 1.0~2.5,洋中脊为

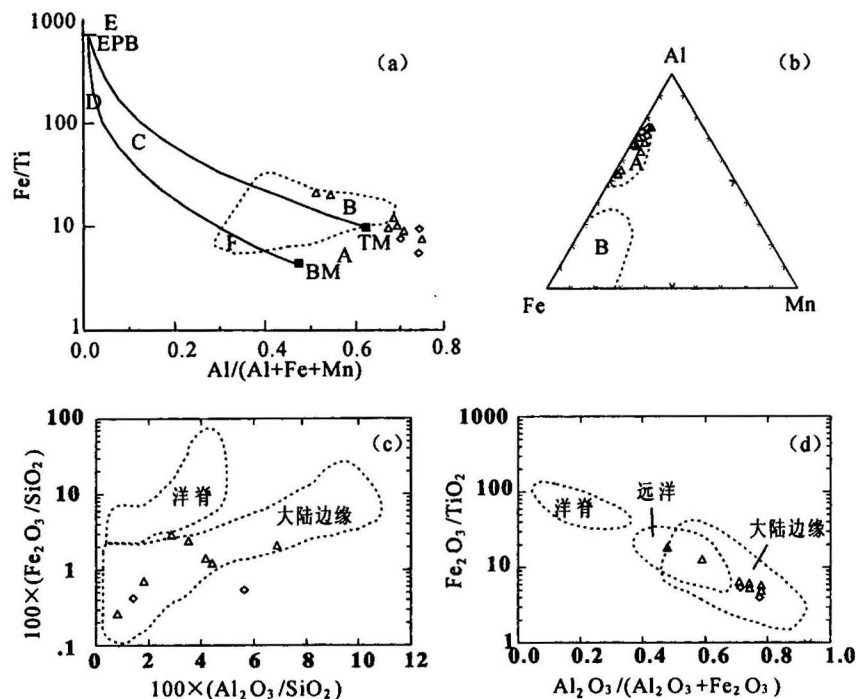


图 2 石灰沟奥陶纪硅质岩常量元素判别图解

Fig. 2 Major element discrimination diagrams of Ordovician cherts from Shihuigou (a)—现代海洋沉积物 Fe/Ti—Al/(Al+Fe+Mn)图(据 Bostron 等, 1973); A—生物成因硅质岩, B—平均远洋粘土, C—海渊热水沉积物, D、E—热水粘土, F—西太平洋沉积物, EPR—热液单元沉积物, TM—陆缘物质单元沉积物, BM—生物物质单元沉积物; (b)—Al—Fe—Mn 三角图(据 Adachi 等, 1986); A—生物成因硅质岩区, B—热水沉积硅质岩区; (c)—100 × (Fe₂O₃/SiO₂)—100 × (Al₂O₃/SiO₂) 图(据 Murry, 1994); (d)—Fe₂O₃/TiO₂—Al₂O₃/(Al₂O₃+Fe₂O₃) 图(据 Murray, 1994); △—马家庄断片硅质岩样品; ◇—水泥厂断片硅质岩样品 (a)—Fe/Ti—Al/(Al+Fe+Mn) diagram of modern oceanic sediments (after Bostron et al., 1973); A—biogenic chert, B—average ocean clay, C—hydrothermal sediment, D, E—hydrothermal clay, F—western Pacific Ocean sediment, EPR—hydrothermal partial sediment, TM—continental margin sediment, BM—biogenic sediment; (b)—triangle diagram of Al—Fe—Mn from chert samples (after Adachi et al., 1986); A—biogenic chert area, B—hydrothermal chert area; (c)—100 × (Fe₂O₃/SiO₂)—100 × (Al₂O₃/SiO₂) diagram (after Murry, 1994); (d)—Fe₂O₃/TiO₂—Al₂O₃/(Al₂O₃+Fe₂O₃) diagram (after Murray, 1994); △—samples of cherts from Majiazhuang; ◇—samples of cherts from Shuinichang

3.5. 硅质岩中的 Ce 异常受介质性质、陆源供给、沉积速率影响 (Murray et al., 1990, 1992; Murray, 1994)。现代环境研究表明, 河水中 Ce 与其他轻稀土元素没有发生分馏。Elderfield 等 (1990) 报道了 40 条河流中 $\delta(\text{Ce})$ 介于 0.7~1.2 之间, $\delta(\text{Ce})$ 平均值为 1.0。海湾与河流具有相似的 Ce 异常特征, 近岸海水的 REE 含量与主要河流的流量、注入淡水的体积以及沿岸海水与开放洋盆间的水循环状况有关, 沿岸海水中 $\delta(\text{Ce})$ 与海湾水相似, 在页岩标准化模式图上没有明显的 Ce 异常, $\delta(\text{Ce})=0.8\sim 1.2$ 。开放洋盆中海水具有极低的 $\delta(\text{Ce})$ 值介于 0.2~0.3 之间, $\delta(\text{Ce})$ 可随海水深度不同而发生变化, 无氧水比含氧水具有更高的值, 反映了氧化还原条件对 Ce 的控制作用 (Ormiston et al., 1976)。沉积物中 Ce 异常与沉积介质中的 Ce 异常相关。大陆边缘水体中 Ce 异常亏损不明显, Murray (1994) 统计大陆边缘的硅质岩的 $\delta(\text{Ce})$ 平均为 0.67~1.35, 受陆源物质影响, 局限海盆或洋盆 (如地中海、红海) 也没有明显的 Ce 负异常显示。但典型开放洋盆中海水的 Ce 极度亏损。深海沉积物表面 Ce 异常明显亏损, $\delta(\text{Ce})=0.25$ 左右, 如东太平洋洋隆 2000~3000 m 深处的海水 $\delta(\text{Ce})$ 为 0.04。由此可以看出, Ce 的明显负异常特征可指示远洋环境。

永登石灰沟奥陶纪硅质岩稀土元素总量差别较大, 其中, 南部水泥厂断片的样品 SH24-1 和北部马家庄断片的样品 SH6-5、SH6-7 的稀土元素总量大于 100 $\mu\text{g/g}$, 最大的可达 171.3 $\mu\text{g/g}$ (样品 SH6-5)。其他样品稀土元素总量介于 30.79~83.9 $\mu\text{g/g}$ 之间, 大部分在 50 $\mu\text{g/g}$ 左右。反映该区处于活动大陆边缘背景下, 不同时期形成的硅质岩受岛弧等物源的影响程度不同。以北美页岩标准化的稀土元素配

分模式图部分样品略显右倾, 部分样品呈平坦状—缓左倾 (图 3), 不同于大陆边缘的明显轻稀土元素富集的配分模式, 也不同于开放洋盆的重稀土富集的配分模式。肃南奥陶纪硅质岩的 $(\text{La}_n)/(\text{Ce}_n)$ 值介于 0.49~0.78 之间, 大部分在 0.60 左右 (表 2)。反映靠近大陆边缘的 $(\text{La}_n)/(\text{Ce}_n)$ 值在 0.5~1.5 范围内, 与大洋盆地明显不同。石灰沟奥陶纪硅质岩的 $\delta(\text{Ce})$ 都在 0.77~0.92 之间 (表 2), 不同于大洋盆地明显的 Ce 负异常 (0.25 左右以下), 具有弱的 Ce 负异常, 接近于大陆边缘盆地的 Ce 异常特征。上述特征与徐学义等 (2003) 的景泰老虎山等地的早奥陶世硅质岩稀土元素研究对比, 景泰老虎山等地的硅质岩稀土元素 Ce/Ce^* 为 0.57~0.77, 平均值为 0.68; $(\text{La}_n)/(\text{Yb}_n)$ 为 0.22~0.61, 平均值为 0.41, 也接近大陆边缘盆地稀土元素特征。

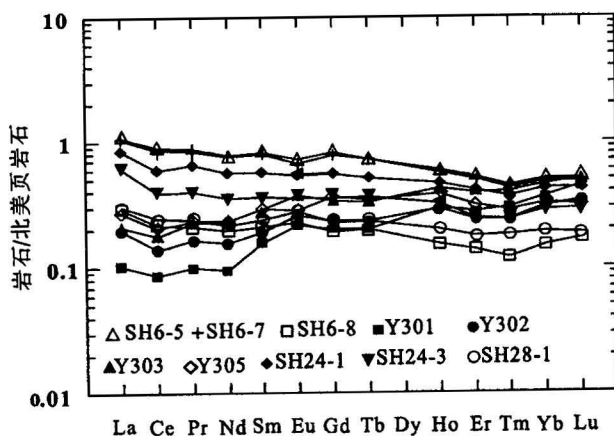


图 3 石灰沟奥陶纪硅质岩稀土元素配分图

Fig. 3 Shale-normalized REE pattern of Ordovician cherts in Shihuigou

表 2 石灰沟硅质岩稀土元素 ($\mu\text{g/g}$) 含量表

Table 2 Content of rare earth elements of Ordovician cherts from Shihuigou ($\mu\text{g/g}$)

样品	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	$\sum \text{REE}$	$\delta(\text{Ce})$	La_n/Ce_n
SH6-5	34.8	65.7	6.93	25.9	4.69	0.89	4.26	0.62	3.16	0.62	1.77	0.22	1.54	0.24	20.0	171.3	0.92	0.60
SH6-7	33.5	63.0	6.70	24.9	4.53	0.84	4.09	0.61	3.11	0.59	1.69	0.21	1.47	0.23	19.4	164.9	0.91	0.61
SH6-8	9.19	15.9	1.67	6.43	1.21	0.28	0.99	0.17	0.88	0.16	0.47	0.06	0.46	0.08	6.96	44.9	0.87	0.66
Y301	3.29	6.28	0.79	3.16	0.90	0.27	1.03	0.17	1.27	0.31	0.93	0.15	1.12	0.21	9.84	30.79	0.77	0.71
Y302	6.20	10.2	1.29	5.20	1.09	0.32	1.20	0.20	1.27	0.30	0.81	0.12	0.94	0.16	8.08	38.10	0.78	0.69
Y303	6.79	13.0	1.77	7.63	1.65	0.46	1.77	0.28	1.86	0.44	1.32	0.20	1.41	0.24	11.2	49.98	0.82	0.59
Y305	8.56	15.0	1.84	7.59	1.66	0.35	1.90	0.29	1.77	0.40	1.06	0.14	0.99	0.15	9.69	51.35	0.82	0.65
SH24-1	27.2	43.6	5.13	18.7	3.26	0.66	2.84	0.44	2.29	0.48	1.38	0.18	1.30	0.20	15.9	123.5	0.80	0.71
SH24-3	19.4	28.3	3.19	11.7	2.09	0.44	1.85	0.31	1.50	0.33	0.83	0.12	0.87	0.14	12.8	83.9	0.77	0.78
SH28-1	9.83	17.8	1.90	7.17	1.37	0.34	1.18	0.20	1.10	0.21	0.60	0.09	0.59	0.09	8.26	50.7	0.89	0.63

注: 稀土元素测试单位: 国土资源部壳幔体系—物质交换及动力学开放实验室采用 ICP-MS 分析; 北美页岩据 Haskin (1968) 标准化, Ce/Ce^* 为 Ce 异常, 由 La 和 Pr 北美页岩标准值插值求得。

4 结论

北祁连加里东造山带是在中元古代 Rodinia 联合大陆基础上裂解,经历寒武纪裂谷盆地、奥陶纪由初始洋盆至具沟—弧—盆体系成熟大洋、志留纪—早、中泥盆世碰撞造山而形成(肖序常等,1978;左国朝等,1987;冯益民等,1995,1996;周志强等,1996;Du et al., 2003;杜远生等,2004)。

北祁连奥陶纪的火山岩及蛇绿岩组合的研究表明了大洋盆地的存在。北祁连广泛分布早奥陶世阴沟群(天祝—景泰一带为车轮沟群)和早、中奥陶世中堡群。阴沟群、车轮沟群和中堡群主要由玄武岩、安山玄武岩、安山岩及火山碎屑岩组成,内夹各类岩屑砂岩、板岩、硅质岩及灰岩。火山岩以溢流相为主,局部发育喷发相,以块状和枕状熔岩为主。火山岩东西向延伸 800 km,最大厚度 5000 m 以上,最薄处小于 1000 m。祁连玉石沟、肃南边马沟、大岔大坂的蛇绿岩和祁连县清水沟的深层俯冲杂岩代表奥陶纪大洋海沟俯冲杂岩组合;肃南白泉门、九个泉、永登石灰沟和景泰老虎山的蛇绿岩及浅层次俯冲杂岩代表奥陶纪岛弧—弧后盆地的俯冲杂岩组合。深层次俯冲杂岩北部的肃南大岔大坂以北—永登石灰沟发育岛弧火山岩,岛弧火山岩北东侧的肃南九个泉、百泉门—古浪毛毛山—景泰老虎山一线发育弧后盆地的火山岩(左国朝等,1987;冯益民等,1995,1996;夏林圻等,1996,1998,2003;张旗等,1997; Du et al., 2003;杜远生等,2004)。九个泉、老虎山的弧后火山岩具有完整的弧后蛇绿岩层序和弧后扩张脊型的海相火山岩,火山岩以基性火山岩为主,具海底水下淬火结构,如枕状熔岩的斜长石微晶的中空骸晶结构,斜方辉石微晶的放射状、平行鬃刺结构等;火山岩的常量元素、微量元素和稀土元素也具有弧后盆地火山岩特征(夏林圻等,2003)。因此北祁连奥陶纪发育了典型的具沟—弧—盆体系的活动大陆边缘,其中北祁连东段石灰沟为火山岛弧带,该带北侧的古浪毛毛山、景泰老虎山一带为弧后盆地,其蛇绿岩带为弧后扩张形成的洋壳残余块体。

在石灰沟地区奥陶纪硅质岩和板岩中,见有放射虫和笔石,放射虫有刺长、纤细、壳薄、壳纹细密等特点,具有深水、温暖条件下生长特征(吴浩若,1986;冯庆来,1992),硅质岩、板岩和细碎屑岩组成深水浊积岩(周志强等,1996)。然而,在永登石灰沟、峡口驿和邻近的古浪峡一带,发育中、晚奥陶世块状灰泥丘灰岩,内含少量蓝绿藻、海百合茎、软体类化

石(周志强等,1996),则反映北祁连东段中、晚奥陶世存在浅水沉积环境。

永登石灰沟奥陶纪硅质岩的沉积地球化学研究与上述结论基本一致,其共生海相火山岩的地球化学分析表明形成于岛弧环境(夏林圻等,1998,2003)。

石灰沟奥陶纪硅质岩样品主要元素 Fe、Mn、Al 的含量和 $Al/(Al+Fe+Mn)$ 值表明了生物成因。硅质岩样品主量元素特征反映了主体为大陆边缘环境。稀土、微量元素总量、稀土元素配分形式反映的轻重稀土元素分异特征、 $(La_n)/(Ce_n)$ 和 $\delta(Ce)$ 反映的弱 Ce 负异常,虽接近于大陆边缘盆地的地球化学特征,但轻稀土富集特征不明显; $\delta(Ce)$ 没有明显的负异常,反映北祁连东段奥陶纪的大洋既不是典型的大陆边缘,也不是一个宽阔的大洋,而是远离大陆、靠近岛弧的多岛洋深水盆地背景。

上述特征与徐学义等(2003)对北祁连硅质岩,包括对玉石沟、川刺沟与洋脊伴生的硅质岩,老虎山、石灰沟与岛弧和弧后盆地共生的硅质岩,杜远生等(2006)对肃南边家沟、大岔大坂、九个泉、白泉门与海沟、岛弧、弧后盆地火山岩共生硅质岩的研究结果一致。其中玉石沟、川刺沟与洋脊伴生的硅质岩 $\delta(Ce)$ 为 0.51~0.75,平均值为 0.63, $(La_n)/(Yb_n)$ 为 0.32~0.51,平均值为 0.37;景泰老虎山等地和弧后盆地共生的硅质岩 $\delta(Ce)$ 为 0.57~0.77,平均值为 0.72, $(La_n)/(Yb_n)$ 为 0.22~0.61,平均值为 0.59;石灰沟等地与岛弧共生的硅质岩 $\delta(Ce)$ 为 0.68~0.76,平均值为 0.68, $(La_n)/(Yb_n)$ 为 0.58~0.60,平均值为 0.41。上述各种类型盆地硅质岩由 $(La_n)/(Yb_n)$ 反映的轻稀土富集特征均不明显; $\delta(Ce)$ 没有明显的负异常。肃南一带自边马沟、大岔大坂深层俯冲蛇绿杂岩到百泉门、九个泉的浅层次俯冲蛇绿杂岩共生的硅质岩沉积地球化学反映上述各带均为大陆边缘盆地的构造背景,边马沟、大岔大坂硅质岩不是大洋盆地的构造背景,而且这些盆地受陆源影响都不明显。反映北祁连的构造背景既不是典型的大陆边缘,也不是典型的远洋盆地,而是远离大陆的多岛洋深水盆地背景。

注 释

- ① 甘肃省地质矿产局,1985.1:5 万华藏寺幅地质图。

参 考 文 献 / References

- 杜远生,朱杰,韩欣.2004.从弧后盆地到前陆盆地—北祁连造山带奥陶纪—泥盆纪的沉积盆地与构造演化.地质通报,23:911~917.

- 杜远生,朱杰,顾松竹.2006.北祁连肃南一带奥陶纪硅质岩沉积地球化学特征及其构造意义.地球科学(出版中).
- 冯庆来.1992.放射虫古生态的初步研究.地质科技情报,11:41~46.
- 冯益民,何世平.1995.祁连山及邻区大地构造基本特征.西北地质科学,16(1):92~103.
- 冯益民,何世平.1996.祁连山大地构造与造山作用.北京:地质出版社,71~101.
- 甘肃省地质矿产局.1997.甘肃省岩石地层.武汉:中国地质大学出版社,90~127.
- 吴汉泉,宋述光.1992.北祁连山两种类型蓝片岩及其构造特征.见:李清波,戴金星,刘如琦,等.主编.现代地质学研究文集(上).南京:南京大学出版社,74~80.
- 吴浩若.1986.放射虫岩及其地质意义.国外地质,(7):1~4.
- 夏林圻,夏祖春,徐学义.1996.北祁连山构造火山岩岩石成因.北京:地质出版社,12~146.
- 夏林圻,夏祖春,任有祥.1998.祁连山及邻区火山作用与成矿.北京:地质出版社,1~55.
- 夏林圻,夏祖春,徐学义.2003.北祁连山奥陶纪弧后火山岩浆成因.中国地质,30(1):48~60.
- 徐学义,赵江天,李向民,夏林圻,夏祖春.2003.北祁连山早古生代硅质岩稀土元素特征及其构造意义.地质科技情报,22(3):22~26.
- 肖序常,陈国铭,朱志直.1978.祁连山古蛇绿岩的地质构造意义.地质学报,54(1):287~295.
- 许志琴,徐惠芬,张建新,等.1994.北祁连走廊南山加里东俯冲杂岩增生地体及其动力学.地质学报,68(1):1~15.
- 张旗,孙晓猛,周德进.1997.北祁连蛇绿岩的特征、形成环境及其构造意义.地球科学进展,12(4):366~389.
- 张瑞林,赵天江,申少宁.1995.肃南永登石灰沟奥陶纪岛弧区沉积建造的特征.西北地质科学,16(1):123~133.
- 周志强,曹宣铎,赵江天.1996.祁连山早古生代地层和沉积—构造演化.西北地质科学,17(1):1~58.
- 左国朝,刘奇陈.1987.北祁连山早古生代大地构造演化.地质科学,(1):14~24.
- Adachi M, Yamamoto K, Sugisaki R. 1986. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the Northern Pacific, their geological significance as indication of ocean ridge activity. *Sedimentary Geology*, 47: 125~148.
- Bostrom K, Peterson M N A. 1969. The origin of Al-poor ferromaganoan sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise. *Mar. Geol.*, 7:427~447.
- Bostrom K, Kraaemer T, Gartner S. 1973. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni, and Co in Pacific pelagic sediments. *Chem. Geol.*, 11:132~148.
- Du Y, Wang J, Han X G, et al. 2003. From flysch to molasse—the sedimentary and tectonic evolution of the late Caledonian—early Hercynian foreland basin in North Qilian Mountains. *Journal of China University of Geosciences*, 13 (1): 1~7.
- Elderfield H, Goddard R U, Sholkovitz E R. 1990. The rare earth elements in rivers, estuaries and coastal sea and their significance to the composition of ocean water. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 54:971~991.
- Haskin L, Haskin M A, Frey F A, et al. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: Ahrens L H. ed. *Origin and Distribution of the Elements*. Pergamon: Oxford, 889~912.
- Murray R W, Buchholtz Ten Brink M R, Jone D L. 1990. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments of chert and shale. *Geology*, 18:268~271.
- Murray R W, Jone D L, Buchholtz Ten Brink M R. 1992. Diagenetic formation of bedded chert: evidence from chemistry of the chert-shale couplet. *Geology*, 20: 271~274.
- Murray R W. 1994. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications. *Sediment Geol.*, 90: 213~232.
- Ormiston A E, Lane H R. 1976. A unique radiolarian fauna from the Sycamore Limestone (Mississippian) and its biostratigraphic significance. *Palaeontographica Abt. A*, 154(4~6):158~180.
- Yamamoto K. 1987. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto Terranes. *Sedimentary Geology*, 52: 65~108.

Sedimentary Geochemistry of Cherts from the Middle—Upper Ordovician in Shihuigou Area, North Qilian Orogenic Belt and Its Tectonic Implications

DU Yuansheng, ZHU Jie, GU Songzhu

Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan, 430074

Abstract

The North Qilian orogenic belt in northwestern China is an elongate tectonic unit situated between the North China plate in the north and the Qaidam plate in the south, and is resulted from collision of two plates in Caledonian stage. Shihuigou in Yongdeng county locates in the eastern sector of Northern Qilian Mountains, crossing the island—arc zones of the Ordovician age. Zongpu Group is distributed over the Shihuigou area, and consists of medium—basic volcanic rocks, volcanic clastic rocks interbedded with cherts, limestone, slate and metamorphic sandstone. The geochemistry of the cherts reflects that the cherts coexisting with island-arc volcanic rocks all formed the background of continental margin basin. The rare earth elements reflect that these cherts formed in the deep-water basin far from continent where terrestrial material had no obvious effect to them. It is inferred that northern Qilian located in a tectonic background of archipelagic ocean where existed a wide ocean but multi— island in the Ordovician.

Key words: orogenic belt of North Qilian; Ordovician; cherts; sedimentary geochemistry; tectonics