

北祁连肃南一带奥陶纪硅质岩沉积地球化学特征及其多岛洋构造意义

杜远生, 朱 杰, 顾松竹

中国地质大学地球科学学院, 湖北武汉 430074

摘要: 北祁连造山带位于华北板块西南缘, 是柴达木微板块与华北板块碰撞形成的加里东造山带。北祁连肃南百泉门—边马沟位于北祁连西段, 跨奥陶纪弧后盆地、岛弧、海沟俯冲杂岩等构造带和百泉门—九个泉、大岔大坂、边马沟 3 个蛇绿岩带。北祁连肃南一带奥陶系主要分布阴沟组地层, 主要为中基性火山岩、火山碎屑岩夹硅质岩、大理岩、变质泥岩(板岩或片岩)及砂岩。硅质岩的沉积地球化学研究表明, 边马沟与大洋俯冲蛇绿杂岩共生的硅质岩、大岔大坂与岛弧蛇绿岩共生的硅质岩及九个泉、百泉门与弧后蛇绿岩共生的硅质岩均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; 硅质岩; 地球化学; 大地构造。

中图分类号: P594

文章编号: 1000-2383(2006)01-0101-09

收稿日期: 2005-03-15

Sedimentary Geochemistry and Tectonic Significance of Ordovician Cherts in Sunan, North Qilian Mountains

DU Yuan-sheng, ZHU Jie, GU Song-zhu

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

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. It is a result of the collision of two plates during the Caledonian stage. The Sunan area, from Baiquanmen to Bianmagou, is located in the western sector of the North Qilian mountains, crossing three tectonic units (back-arc basin, island-arc and trench subduction complex) and three ophiolite zones (Baiquanmen-Jiugequan, Dachadaban and Bianmagou). The Yingou Formation is distributed over the Sunan area, and consists of medium-basic volcanic rocks, volcanic clastic rocks interspersed with cherts, marbles, metamorphic mudstone (slate or schist) and sandstone. The geochemistry of the cherts shows that the cherts, coexisting with ophiolite from Bianmagou, Dachadaban, Jiugequan and Baiquanmen, all formed the background of the continental margin basin. The rare earth elements show that these cherts formed in the deep-water basin far from the continent, where terrestrial material had no obvious effect on them. It is inferred that North Qilian orogenic belt was located in the tectonic background of an archipelagic ocean where a wide multi-island ocean existed in the Ordovician.

Key words: North Qilian orogenic belt; cherts; geochemistry; tectonic.

祁连造山带位于华北板块与柴达木微板块之间, 是加里东期柴达木微板块与华北板块碰撞形成的造山带。随着板块学说引进大陆造山带研究, 有关祁连, 尤其是北祁连加里东造山带的物质组成、结构

和构造演化引起学者们的极大关注, 长期的研究取得了丰硕的成果。这些研究主要集中于对北祁连造山带蛇绿岩和火山岩(夏林圪等, 1996, 1998, 2003; 张旗等, 1997, 2000; 赖绍聪等, 1997)、蓝片

岩、高压变质带和俯冲杂岩(宋述光,1997;许志琴等1994)、变形和变质作用(宋述光,1997;许志琴等,1994)及其大地构造意义(冯益民和何世平,1996;葛肖虹和刘俊来,1999)的研究.对沉积作用和构造演化的关系的研究是北祁连造山带研究比较薄弱的方面.造山带古海洋学是当今造山带地质学的一个新方向,它对造山带的形成、演化及大地构造背景研究均具有重要的理论意义.北祁连早古生代硅质岩发育,硅质岩沉积地球化学分析是造山带古海洋分析的重要手段.

1 地质背景

北祁连加里东期造山带位于华北板块与中祁连地块之间,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(图 1a).根据冯益民和何世平(1996)等的研究,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.北祁连山自北向南发育多条蛇绿岩带:玉门榆树沟—肃南九个泉—肃南百泉门—景泰老虎山蛇绿岩带、肃南大岔大坂蛇绿岩带、祁连边马沟—百经寺蛇绿岩带、祁连玉石沟—川刺沟—小八宝蛇绿岩带.肃南百泉门—边马沟位于北祁连西段,跨弧后盆地、岛弧、海沟俯冲杂岩等构造带和

百泉门—九个泉、大岔大坂、边马沟 3 个蛇绿岩带(图 1b).北祁连肃南奥陶系主要分布阴沟组地层,其主要为中基性火山岩、火山碎屑岩夹硅质岩、大理岩、变质泥岩(板岩或片岩)及砂岩.基性玄武质火山熔岩发育枕状构造.板岩中见笔石 *Pterograptus* sp., *Tetragraptus* cf. *pendens*, *Glossograptus* sp., *Glyptograptus* sp., *Didymograptus* sp. 等,时代为早奥陶世牯牛潭阶.

2 奥陶系硅质岩野外产状、特征及测试分析方法

肃南边马沟—百泉门、九个泉一带奥陶系硅质岩发育,主要夹于奥陶系基性火山岩或火山碎屑岩中.其中九个泉一带硅质岩位于枕状熔岩之上,厚度约 10 m.硅质岩以薄层、灰黑色为主.百泉门一带的硅质岩位于蛇绿岩之上夹于火山熔岩和火山碎屑岩之中,岩石也呈灰黑色或红黑色,薄层状.大岔大坂一带的硅质岩较少,位于变质橄榄岩、辉绿—辉长岩、火山熔岩之上,岩石呈灰黑色、薄层状.边马沟一带的硅质岩见于蛇绿岩组合北侧断层以北的砂板岩中,硅质岩呈深灰色,薄层状(图 1b).上述硅质岩岩性较硬,野外除见有垂直层面的节理外,未见变质作用改造的痕迹.岩石风化后显红色,反映岩石中铁质

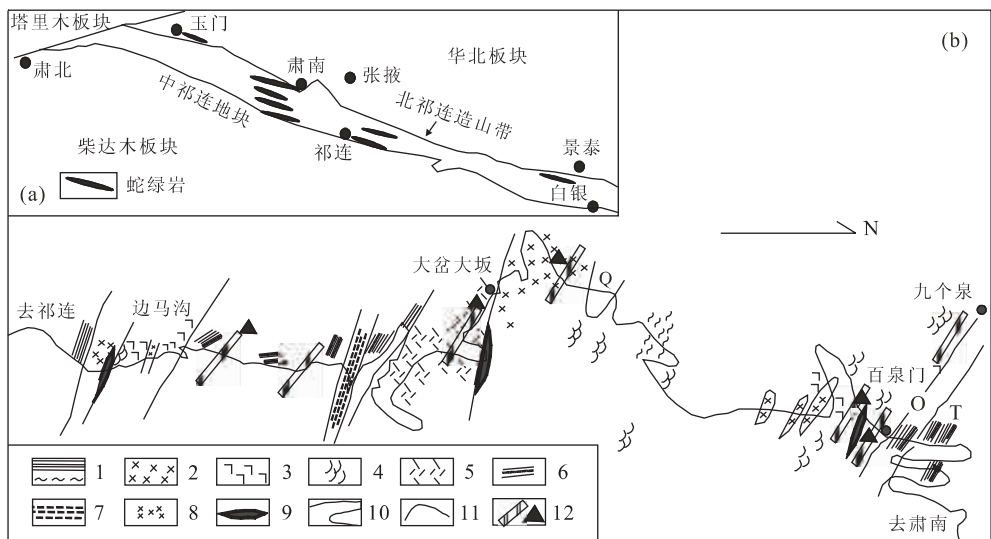


图 1 北祁连构造格架(a)和肃南百泉门—边马沟信手剖面图(b)(据张旗等(1997)修编)

Fig. 1 Tectonic framework of North Qilian mountains (a) and simple section map from Baiquanmen to Bianmagou in Sunan county (b)

1. 砂、板岩(上)、片岩(下);2. 辉长岩;3. 玄武岩;4. 枕状熔岩;5. 流纹岩;6. 变质砂岩;7. 糜棱岩;8. 辉绿岩;9. 橄榄岩;10. 断层(上)、地质界线(下);11. 公路;12. 硅质岩及采样点;Q. 第四系;T. 三叠系;O. 奥陶系

较高,与深海硅质岩类似。

硅质岩的显微薄片分析表明,岩石呈隐晶质或微晶状,未见重结晶现象,与野外观察相一致,反映岩石未经重结晶成岩作用和变质作用改造。

硅质岩样品处理过程中,首先用清水去除岩石表面的风化残余物,而后用地质锤进行粗粉碎,选择新鲜样品送样。样品由湖北省岩矿测试中心进行细粉碎制样,每件样品分 2 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 实验室进行微量元素与稀土元素测试。

3 硅质岩地球化学特征及其构造意义

近年来,硅质岩的常量元素、微量元素和稀土元素分析已成为古海洋分析的重要手段(Murray, *et al.*, 1990, 1991, 1992a, 1992b; Murray, 1994; Ding and Zhang, 1995)。Murray(1994)收集了世界各地已发表的早古生代至新第三纪硅质岩地球化学资料,包括陆源层序和 DSDP、ODP 样品,总结出一套广泛适用于各种沉积环境的地球化学判别标志。硅质岩中的 SiO_2 主要来自生物和海底火山作用,由于大多数硅质岩都含有硅质微生物体,因此生物来源可能更为重要。在生物高生产率条件下, SiO_2 可沉积在深海或作为再沉积的硅质浊积岩,但不同产状的硅质岩,其物质来源可能有所差异。北祁连肃南地区奥陶纪的硅质岩一般呈层状产出,颜色为深灰色、灰黑色或红黑色,应为沉积成因。硅质岩沉积是否有热液参与,可以通过常量元素特征判别(Bostrom and Peterson, 1969; Bostrom *et al.*, 1973)。

3.1 常量元素

主量元素 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 and Peterson(1969)和 Bostrom *et al.* (1973)认为 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ 比值是判断硅质岩成因的重要参数,该比值随着远离扩张中心距离的增大而增高,并与热液系统的影响有关。Bostrom *et al.* (1973)提出,海相沉积中 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ 值以 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})=0.4$ 为界,小于 0.4 为热液成因,大于 0.4 反映碎屑来源。Adachi *et al.* (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。Murray *et al.* (1992a)研究证明,Mn 是硅质岩形成过程中分离出来的,Mn 和 Al 的比值虽然可以判别热液或生物成因,但不能反映沉积物的沉积环境,建议用 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe})$ 比值判断沉积环境。洋中脊 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe})$ 值平均为 0.12,北太平洋硅质岩的 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe})$ 比值为 0.32。日本中部的三叠纪大陆边缘的层状硅质岩 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe})$ 为 0.6(Sugisaki *et al.*, 1982),DSDP62 的白垩纪硅质岩 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe})$ 值为 0.62(Hein *et al.*, 1981)。Adachi *et al.* (1986)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富 Fe 端,生物成因硅质岩比值均落于图解富 Al 端。

肃南地区奥陶纪硅质岩 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ 值除九个泉、边马沟样品 Db17(0.37)、Db18(0.28)、Db19(0.36)和百泉门的样品 J201(0.39)小于或接近 0.4 外,其他样品均大于 0.4(表 1,3),说明该区硅质岩受热液影响不明显。肃南地区奥陶纪硅质岩 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe})$ 值有 11 个样品大于 0.6(0.608~0.811),其他 8 个样品都大于 0.3(0.336~0.571)(表 1,3)。

把研究区样品数据投入 Al-Fe-Mn 图解(图 2a, 3a)中,大部分点落在生物成因岩硅质岩区或附近,说明本文分析的硅质区属于生物成因的,没有热液活动参与。在 $\text{Fe}/\text{Ti}-\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ 图解中(图 2b, 3b),大部分样品落在生物成因的硅质岩区或附近,远离火山或热液单元,也说明该区硅质岩为生物成因。将研究区硅质岩岩石化学换算后投入 $100 \times (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2) - 100 \times (\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$ (图 2c, 3c)、 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ (图 2d, 3d) 和 $\text{La}_N/\text{Ce}_N - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2)$ (图 2e, 3e) 图解中,大部分投点落入大陆边缘盆地区及附近,反映该区的硅质岩形成于大陆边缘盆地的构造背景,而非远洋盆地和洋中脊的构造背景。

3.2 稀土元素

一般来说,硅质岩的稀土元素总量($\sum\text{REE}$)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。 La_N/Yb_N 也和形成环境有关,与稀土元素总量的趋势一致。在受陆源影响的环境中,轻稀土富集比较明显($\text{La}_N/\text{Yb}_N=1.49\sim 1.74$)。而在远洋和深海盆地

表 1 肃南地区奥陶系硅质岩化学成分含量表

Table 1 Content of main elements of Ordovician chert from Sunan area

10⁻²

样品号	采样地	代号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	CO ₂	Σ
Db8	九个泉	1	69.63	0.34	9.44	0.71	2.47	0.09	1.53	4.26	4.41	0.46	0.10	0.61	5.84	99.89
Db14	九个泉	2	87.78	0.15	2.30	1.28	0.93	1.21	0.80	1.68	0.55	0.97	0.16	0.94	1.18	99.93
Db17	九个泉	3	90.49	0.09	1.32	1.50	0.72	1.06	1.16	1.02	0.11	0.66	0.09	1.04	0.69	99.50
Db18	九个泉	4	93.78	0.06	0.80	1.21	0.98	0.87	0.63	0.16	0.08	0.32	0.05	0.82	0.10	99.86
Db19	边马沟	5	91.61	0.09	1.42	1.15	1.08	1.38	0.69	0.29	0.25	0.77	0.11	0.92	0.08	99.84
Db21	边马沟	6	79.42	0.33	3.97	7.71	0.18	1.15	1.20	1.83	0.98	0.40	0.12	1.44	1.13	99.86
Db29	大岔大坂	7	74.63	0.65	9.79	0.83	4.40	0.08	2.48	0.40	1.42	2.26	0.19	2.52	0.16	99.81
Db30	大岔大坂	8	70.75	0.76	12.04	2.88	1.50	0.04	1.70	0.54	2.70	3.67	0.12	1.94	0.32	98.96
Db31	大岔大坂	9	86.22	0.16	3.02	3.17	0.47	0.12	0.65	2.07	0	0.34	0.65	1.42	1.54	99.83
D101	大岔大坂	10	83.52	0.28	6.05	0.91	3.10	0.03	0.83	1.56	1.83	0.03	0.10	1.33	0.32	99.89
D102	大岔大坂	11	83.85	0.30	7.23	0.40	2.07	0.04	0.75	0.73	3.22	0.04	0.12	0.95	0.18	99.88
J103	百泉门	12	92.45	0.10	2.04	1.44	0.17	0.07	0.24	1.16	0.07	0.54	0.56	0.85	0.19	99.88
J201	百泉门	13	87.52	0.14	1.93	1.61	2.63	0.26	1.24	2.09	0.03	0.02	0.11	1.34	1.30	100.22
J203	百泉门	14	86.93	0.13	3.24	0.56	1.17	0.25	0.64	2.63	0.46	0.95	0.11	0.93	1.86	99.86
J303	百泉门	15	87.46	0.07	1.65	1.18	0.63	0.11	0.33	4.17	0.12	0.63	0.02	0.66	2.84	99.87
J401	百泉门	16	87.26	0.16	3.2	0.28	1.77	0.11	0.75	2.52	0.95	0.24	0.06	0.92	1.62	99.84
J402	百泉门	17	90.41	0.12	2.41	0.17	1.83	0.10	0.68	1.44	0.66	0.19	0.06	0.92	0.89	99.88
J403	百泉门	18	78.22	0.27	5.61	0.63	3.02	0.25	1.77	3.83	1.56	0.44	0.11	1.63	2.51	99.85
J505	百泉门	19	78.62	0.34	7.51	3.15	1.88	0.30	1.50	0.93	1.32	1.84	0.20	1.80	0.44	99.83

湖北省岩矿测试中心 X 荧光测试。

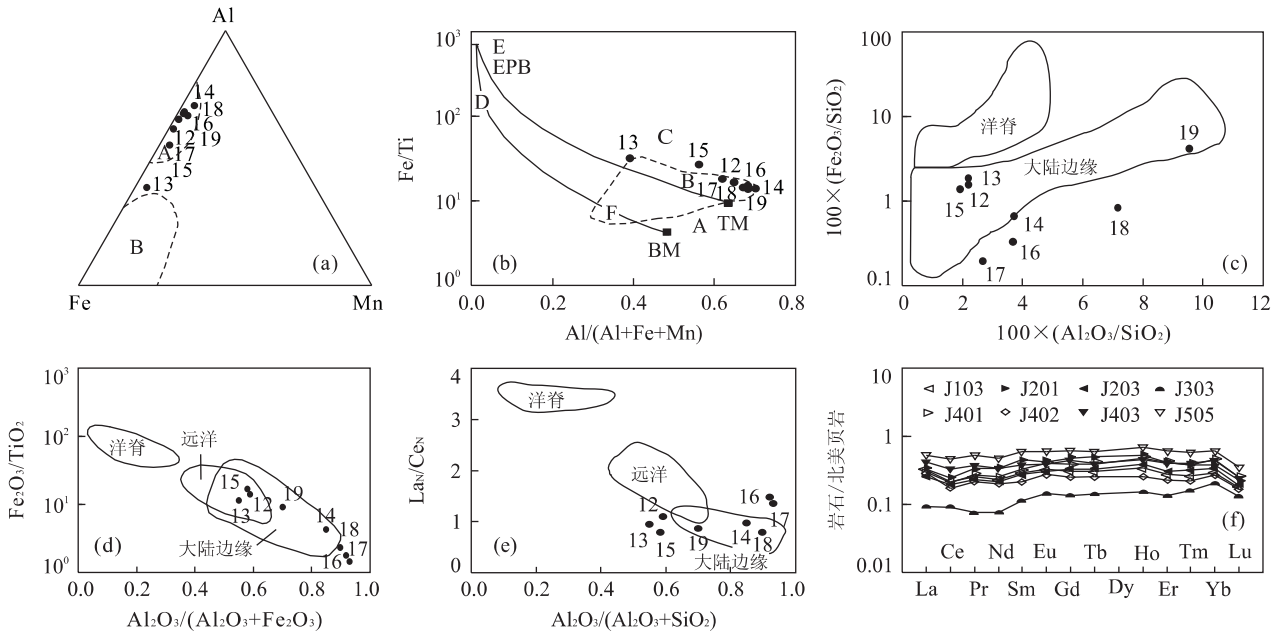


图 2 百泉门奥陶纪硅质岩主要元素图解(a-e)和稀土元素配分图(f)

Fig. 2 Diagrams of major elements (a-e) and shale-normalized REE pattern (f) of Ordovician cherts in Baiquanmen, Sunan
 a 图中, A 为生物成因硅质岩区; B 为热水沉积硅质岩区, 据 Adachi (1986); b 图中, A 为生物成因硅质岩; B 为平均远洋粘土; C 为海渊热水沉积物; D、E 为热水粘土; F 为西太平洋沉积物; EPB 为热液单元沉积物; TM 为陆缘物质单元沉积物; BM 为生物物质单元沉积物 (据 Bostrom *et al.*, 1973); 图 2c、2d、2e 据 Murry (1994)

中, 轻稀土明显亏损 (L_{aN}/Y_{bN} 为 0.70 左右). 大陆边缘地区受陆源、沉积速率、火山热液等因素影响, 轻稀土亏损程度介于前二者之间. 硅质岩中的

(L_{aN}/C_{eN}) 与之相反, 大陆边缘的 (L_{aN}/C_{eN}) 为 0.5~1.5, 大洋盆地为 1.0~2.5, 洋中脊为 3.5. 硅质岩中的 Ce 异常受介质性质、陆源供给、沉积速率

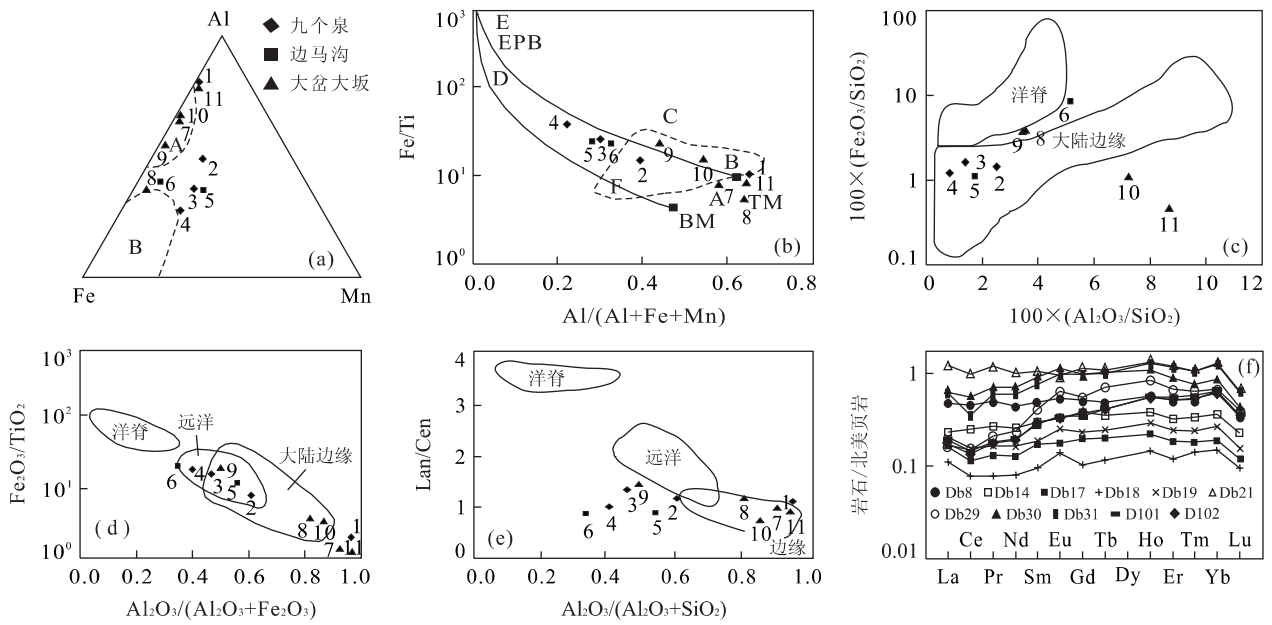


图 3 肃南九个泉、大盆大坂、边马沟奥陶纪硅质岩主量元素图解(a-e)和稀土元素配分图(f)(图例说明及引用文献同图 2)

Fig. 3 Diagrams of major elements (a-e) and shale-normalized REE pattern (f) of Ordovician cherts in Jiugequan, Dachadaban, Bianmagou of Sunan

影响(Murray *et al.*, 1990, 1991, 1992a, 1992b; 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 *et al.* (1990)报道了 40 条河流中 Ce 介于 0.7~1.2 之间, 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 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, $Ce = 0.8 \sim 1.2$ 。开放洋盆中海水具有极低的 Ce 值,介于 0.2~0.3 之间。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 and Lane, 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 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, Ce 为 0.25 左右,如东太平洋洋隆 2 000~3 000 m 深处的海水 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。

肃南地区奥陶纪硅质岩稀土元素总量总体较低,除边马沟的 1 个硅质岩样品(Db21)、大盆大坂

的 3 个硅质岩样品(Db29、Db30、Db31)和 1 个百泉门的样品(J505)稀土元素总量大于或接近 100 外,其他 14 个样品均在 20.25~74.14 之间,总体反映除大盆大坂外,肃南一带奥陶纪硅质岩受陆源影响不明显,也不是沉积速率低的远洋环境。 La_N/Yb_N 反映的轻、重稀土元素分异也不明显。九个泉的 4 个硅质岩样品的 La_N/Yb_N 值偏低(0.25~0.91),边马沟的 2 个样品为 1.00 和 0.95,大盆大坂的 5 个样品介于 0.59~0.96 之间,百泉门的 8 个样品中 4 个大于 1,3 个为 0.9 左右,1 个为 0.60(表 2,3)。说明除百泉门以外,肃南一带受陆源影响不明显。以北美页岩标准化的稀土元素配分模式图也呈平坦状(图 2f,3f),既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 La_N/Ce_N 值有 10 个大于 1,其他 9 个都大于 0.8(表 2,3)。反映介于大陆边缘的 La_N/Ce_N 的 0.5~1.5 和大洋盆地的 1.0~2.5 之间。肃南奥陶纪硅质岩的 Ce 除百泉门 J303 大于 1(1.06)以外,其他都在 0.5~1 之间(表 2,3),不同于大洋盆地的明显的 Ce 负异常,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;

表 2 肃南地区奥陶系硅质岩稀土元素含量

Table 2 Content of rare earth elements of Ordovician chert from Sunan area

10⁻⁶

样号	Db8	Db14	Db17	Db18	Db19	Db21	Db29	Db30	Db31	D101	D102	J103	J201	J203	J303	J401	J402	J403	J505
代号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
La	5.36	9.74	5.09	3.58	6.50	19.9	15.2	38.9	19.6	6.06	5.51	9.52	10.4	8.15	3.00	10.3	9.21	13.5	16.8
Ce	10.9	18.2	8.22	5.73	11.4	40.3	33.1	71.8	26.1	10.5	9.89	15.4	17.9	14.2	6.58	15.9	12.7	23.7	33.8
Pr	1.66	2.11	1.04	0.62	1.31	5.60	3.99	9.32	4.74	1.43	1.40	2.12	2.69	1.85	0.60	2.03	1.71	2.94	4.13
Nd	7.84	8.53	4.24	2.67	5.40	23.1	14.6	33.2	19.8	6.38	6.31	8.41	11.1	7.20	2.52	7.73	6.69	11.2	15.8
Sm	2.36	1.70	0.99	0.54	1.06	5.12	2.78	5.96	4.30	1.60	1.69	1.86	2.60	1.59	0.64	1.65	1.23	2.15	3.35
Eu	0.79	0.41	0.22	0.17	0.31	1.39	0.67	1.19	1.21	0.43	0.41	0.50	0.52	0.38	0.18	0.41	0.34	0.49	0.74
Gd	2.84	1.97	1.01	0.53	1.21	5.12	2.65	5.84	5.05	1.80	1.92	2.04	2.46	1.71	0.71	1.58	1.30	2.31	3.15
Tb	0.60	0.30	0.17	0.099	0.21	0.87	0.42	0.92	0.86	0.35	0.35	0.33	0.43	0.28	0.12	0.26	0.22	0.34	0.51
Dy	3.81	1.81	1.05	0.61	1.33	5.46	2.73	6.40	6.44	2.66	2.40	2.12	2.42	1.70	0.70	1.61	1.26	2.23	3.33
Ho	0.87	0.40	0.23	0.15	0.30	1.11	0.59	1.36	1.32	0.57	0.57	0.50	0.54	0.41	0.16	0.36	0.27	0.47	0.71
Er	2.28	1.09	0.63	0.41	0.83	3.01	1.76	4.01	3.93	1.90	1.73	1.38	1.41	1.05	0.46	0.95	0.77	1.37	2.08
Tm	0.32	0.17	0.09	0.065	0.12	0.38	0.26	0.53	0.53	0.29	0.27	0.19	0.19	0.16	0.077	0.13	0.11	0.20	0.29
Yb	2.09	1.13	0.59	0.46	0.83	2.69	1.98	3.95	3.85	2.00	1.90	1.39	1.19	1.04	0.63	0.91	0.83	1.37	1.91
Lu	0.34	0.19	0.10	0.08	0.13	0.36	0.28	0.54	0.52	0.30	0.29	0.21	0.19	0.16	0.11	0.15	0.14	0.21	0.30
Y	19.8	11.2	7.03	4.53	8.54	22.8	13.8	32.2	38.6	13.9	15.0	14.3	12.6	10.9	5.27	9.06	7.22	11.7	16.3

中国地质大学地质过程和矿产资源国家重点实验室 ICP-MS 测试。

表 3 肃南地区奥陶系硅质岩沉积地球化学参数

Table 3 Parameters of the litho-chemistry from Ordovician chert from Sunan area

样号	Db8	Db14	Db17	Db18	Db19	Db21	Db29	Db30	Db31	D101	D102	J103	J201	J203	J303	J401	J402	J403	J505
代号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
A ₁	61.58	58.86	30.72	20.25	39.52	137.3	94.85	216.1	136.9	50.24	49.65	60.34	66.68	50.81	21.77	52.95	44.01	74.14	103.2
A ₂	0.79	0.87	0.77	0.82	0.85	0.83	0.93	0.82	0.59	0.78	0.78	0.75	0.73	0.80	1.06	0.74	0.69	0.82	0.88
A ₃	0.25	0.84	0.83	0.91	1.00	0.95	0.74	0.95	0.69	0.59	0.96	2.36	1.28	0.90	0.60	1.10	2.94	0.88	0.89
A ₄	1.12	1.22	1.41	1.01	0.91	0.87	1.05	1.24	1.52	0.77	0.97	1.11	0.95	0.98	0.80	1.48	1.37	0.79	0.87
A ₅	0.811	0.608	0.473	0.356	0.509	0.441	0.667	0.400	0.562	0.684	0.807	0.667	0.400	0.736	0.571	0.649	0.627	0.688	0.690
A ₆	0.81	0.49	0.37	0.28	0.36	0.40	0.73	0.80	0.55	0.68	0.80	0.65	0.39	0.70	0.56	0.68	0.62	0.67	0.68

A₁ = ΣREE; A₂ = Ce/Ce*; A₃ = La_N/Yb_N; A₄ = La_N/Ce_N; A₅ = Al/(Al+Fe); A₆ = Al/(Al+Fe+Mn)。

La_N/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。

4 北祁连奥陶纪的构造背景和加里东期的构造演化

北祁连加里东期的构造背景和构造演化, 一直存在裂陷盆地和大洋盆地的不同认识(葛肖虹和刘俊来, 1999; 张旗等, 2000)。一般认为, 北祁连从新元古代末期是在晚元古代 Rodinia 联合大陆基础上裂解, 经由寒武纪华北板块南缘裂谷盆地起开始裂陷形成裂谷盆地, 但对早奥陶世形成了成熟的大洋和沟—弧—盆体系(冯益民和何世平, 1987; 赖绍聪等, 1997; 张旗等, 1997, 2000) 还是继续裂谷的演化(葛肖虹和刘俊来, 1999) 存在不同看法。对北祁连早古

生代构造背景的不同认识的主要原因在于奥陶纪的盆地成因类型的认识不同。McKerrow and Scotese (1990) 对全球古大陆再造图中, 北祁连及相邻地区处于原特提斯洋东侧。从北祁连元古代到早古生代的构造演化可以看出北祁连早古生代既不是典型的裂谷盆地, 也不是典型的大洋盆地, 而是一个原特提斯洋东侧的多岛洋盆地。

北祁连山早元古代的“北大河岩群”中, 高级变质岩为该区的变质基底。北祁连和河西走廊的“阿拉善运动”和南、中祁连的“煌源运动”形成了中、上元古界底部的区域不整合。该区中元古界—上元古界“青白口系”以碎屑岩、火山岩和火山碎屑岩、含叠层石和鲕粒的碳酸盐岩及泥质岩为特色。祁连山的中、上元古界以浅水沉积为特色, 其地层序列与华北蓟县的中、上元古界及华南神农架的中、上元古界类似。因此在元古代后期, 位于华南、华北之间的北祁

连—北秦岭元古代洋盆已经萎缩,对应于 Rodinia 超大陆的形成。

北祁连震旦系大部缺失,寒武系不整合于上元古界“青白口系”之上。北祁连寒武系为黑茨沟组和香毛山组。黑茨沟组以火山岩、火山碎屑岩为主,夹少量细碎屑岩及灰岩透镜体。黑茨沟组火山岩为海底火山熔岩、火山碎屑岩,双峰式火山喷发特征反映其为典型的大陆裂谷火山活动的产物(夏林圻, 1996)。香毛山组为浅变质的碎屑岩、泥质岩夹结晶灰岩,局部夹火山碎屑岩,内含丰富的浅海相三叶虫、腕足类化石,反映北祁连裂谷扩展过程中,并没有形成一个统一、完整的裂谷体系,而是由一系列裂隙槽和断隆起区组成的裂谷群。左国朝等(2002)对北祁连中—西段陆壳残块群的研究认为,寒武纪到早古生代,北祁连存在一系列残余陆块群,也说明寒武纪北祁连并没有形成完整、统一的裂谷体系。

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 5 000 m 以上,最薄处小于 1 000 m。祁连玉石沟、肃南边马沟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、九个泉和景泰老虎山的蛇绿岩及浅层次俯冲杂岩代表奥陶纪弧后盆地的俯冲杂岩组合。深层次俯冲杂岩北东部的肃南大岔大坂以北发育岛弧火山岩,岛弧火山岩北东侧的肃南九个泉、白泉门—景泰老虎山一线发育弧后盆地的火山岩(张旗等, 1997; 夏林圻等, 1998, 2003)。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、平行鬣刺结构等;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, 2003)。因此似乎肃南地区早奥陶世发育了典型的具沟、弧、盆体系的活动大陆边缘,其中大岔大坂北侧为火山岛弧带,该带以南的边马沟、玉石沟的蛇绿岩带为海沟俯冲蛇绿杂岩,该带北侧的白泉门、九个泉一带为弧后盆地,其蛇绿岩带为弧后扩张形成的洋壳残余块体。

然而奥陶纪硅质岩的研究却与上述结论不完全一致。肃南一带自边马沟、大岔大坂深层俯冲蛇绿杂岩到白泉门、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。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及老虎山、石灰沟与岛弧和弧后盆地共生的硅质岩进行了研究。其中玉石沟、川刺沟与洋脊伴生的硅质岩 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;老虎山等地和弧后盆地共生的硅质岩 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 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。可以看出,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; Ce 没有明显的负异常,反映的构造背景既不是典型的大陆边缘,更不是典型的远洋盆地,而是远离大陆的深水盆地。

志留纪—早、中泥盆世是北祁连—河西走廊沉积盆地的转换时期。除天祝、古浪、景泰及肃南等局部地区发育下志留统钙碱性系列火山岩以外,全区志留系均以碎屑岩沉积为主,西段夹少量碳酸盐岩。北祁连加里东期造山过程也存在不均一性。北祁连西段肃南、玉门、民乐一带志留系底部多见鹿角沟组冲积扇砾岩层,其上下—中志留统肮脏沟组—泉脑沟山组发育典型的复理石相的浊流沉积—浅海相碎屑岩—碳酸盐沉积。上志留统变为早峡组滨、浅海相的海相磨拉石沉积。而东段仅发育早志留世肮脏沟组复理石沉积,反映北祁连加里东期造山过程的纵向不均一性及不规则边缘碰撞造山特征。志留纪北祁连同造山盆地的不均一也间接反映了奥陶纪的洋盆的非均一性,即多岛洋特征。早、中泥盆世是北祁连强烈造山、隆升的时期,北祁连—走廊地区为中、下泥盆统老君山组(雪山群),为典型的陆相粗碎屑磨拉石沉积。从空间分布上看,志留系—泥盆系在走廊—北祁连地区也有自北向南厚度加大、粒度变粗的特征,古流以由南向北、来自造山带的古流为特征,并在肃南、张掖(南)、景泰(北)形成 3 个大型的冲积扇群(杜远生等, 2002, 2004; Du *et al.*, 2003)。北祁连—河西走廊奥陶纪岛弧和弧后盆地火山岩—志留系复理石—海相磨拉石—中、下泥盆统

陆相磨拉石的充填序列以及空间分布特点,反映北祁连经历了弧后盆地向前陆盆地转化过程(Du *et al.*, 2003;杜远生等,2004)。

综上所述,北祁连奥陶纪硅质岩的沉积地球化学特征,以及元古代—早古生代沉积与构造演化,反映北祁连早古生代不是典型的大洋—活动大陆边缘体系,而是由一系列裂解地块和深水海盆和洋盆组成的多岛洋体系。

References

- 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., Kraaemer, T., Gartner, S., 1973. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pelagic sediments. *Chem. Geol.*, 11: 132—148.
- Bostrom, K., Peterson, M. N. A., 1969. The origin of Al-poor ferromagnesian sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise. *Mar. Geol.*, 7: 427—447.
- Ding, L., Zhang, D. L., 1995. Characteristics of rare earth elements and cerium anomalies in cherts from the paleo-Tethy in Changning-Menglian belt in western Yunnan, China. *Science in China (Series B)*, 39: 35—45.
- Du, Y. S., Wang, J., Han, X., *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.
- Du, Y. S., Zhang, Z., Zhou, D. H., *et al.*, 2002. Silurian and Devonian palaeogeography of northern Qilian-Hexi corridor and its sedimentary response to synorogenesis of North Qilian orogenic belt. *Journal of Palaeogeography*, 4(4): 1—8 (in Chinese with English abstract).
- Du, Y. S., Zhu, J., Han, X., *et al.*, 2004. From back-arc basin to foreland basin—The sedimentary basin and tectonic evolution of the late Caledonian-early Hercynian stages in North Qilian Mountains. *Geological Bulletin of China*, 23(9—10): 911—917 (in Chinese with English abstract).
- 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. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 971—991.
- Feng, Y. M., He, S. P., 1996. Tectonics and Orogenesis of Qilian mountains. Geological Publishing House, Beijing, 1—135 (in Chinese).
- Ge, X. H., Liu, J. L., 1999. Formation and tectonic background of the northern Qilian orogenic belt. *Earth Science Frontiers*, 6: 223—230 (in Chinese with English abstract).
- Hein, J. R., Vallier, T. L., Allan, A., 1981. Chert petrology and geochemistry, Mid-Pacific Mountains Hess Rise, deep sea drilling project. *Lnit. Rep. DSDP*, 62: 711—748.
- Lai, S. C., Deng, J. F., Zhao, H. L., 1997. Petrologic restrictions on the Ordovician ocean basin scale and spreading rate in Qilian area. *Journal of Mineral and Petrology*, 17(1): 35—39 (in Chinese with English abstract).
- McKerrow, W. S., Scotese, C. R., 1990. Palaeozoic paleogeography and biogeography. *Geological Society Memoir*, 1—363.
- Murray, R. W., 1994. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: General principles and applications. *Sediment. Geol.*, 90: 213—232.
- Murray, R. W., Buchholtz, T., Brink, M. R., 1990. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments of chert and shale. *Geology*, 18: 268—271.
- Murray, R. W., Buchholtz, T., Brink, M. R., 1991. Rare earth, major and trace element in chert from Franciscan complex and Monterey Group: Assessing REE source to fine-grained marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 1875—1895.
- Murray, R. W., Buchholtz, T., Brink, M. R., 1992a. Rare earth and trace element composition of Monterey and DSDP chert and associated host sediment: Assessing the influence of chemical fractionation during diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 2657—2671.
- Murray, R. W., Jone, D. L., Buchholtz, T., *et al.*, 1992b. Diagenetic formation of bedded chert: Evidence from chemistry of the chert-shale couplet. *Geology*, 20: 271—274.
- 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.
- Song, S. G., 1997. The tectonic evolution of the subductive complex in North Qilian mountains. *Advance in Earth Sciences*, 12(4): 351—365 (in Chinese with English abstract).
- Sugisaki, R., Yamamoto, K., Adachi, M., 1982. Triassic bed-

ded cherts in central Japan are not pelagic. *Nature*, 268: 644—647.

Xia, L. Q., Xia, Z. C., Xu, X. Y., 1996. Origin of marine volcanic rocks in North Qilian mountains. Geological Publishing House, Beijing, 1—153 (in Chinese).

Xia, L. Q., Xia, Z. C., Xu, X. Y., 1998. The volcanism of the Palaeozoic oceanic ridge-oceanic island and back-arc basins in northern Qilian mountains. *Acta Geologica Sinica*, 72(4): 301—312 (in Chinese with English abstract).

Xia, L. Q., Xia, Z. C., Xu, X. Y., 2003. The origin of the Ordovician volcanic magma of back arc basin in northern Qilian mountains. *Geology in China*, 30(1): 48—60 (in Chinese with English abstract).

Xu, X. Y., Zhao, J. T., Li, X. M., et al., 2003. Rare earth elements in siliceous rocks from North Qilian mountains for tectonic environment. *Geological Science and Technology Information*, 22(3): 22—26 (in Chinese with English abstract).

Xu, Z. Q., Xu, H. F., Zhang, J. X., et al., 1994. The Zoulangnanshan Caledonian subductive complex in the northern Qilian mountains and its dynamics. *Acta Geologica Sinica*, 68(1): 1—15 (in Chinese with English abstract).

Yamamoto, K., 1987. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto Terranes. *Sedimentary Geology*, 52: 65—108.

Zhang, Q., Sun, X. M., Zhou, D. J., 1997. The characteristics of north Qilian ophiolites, forming settings and their tectonic significance. *Advance in Earth Sciences*, 12(4): 366—393 (in Chinese with English abstract).

Zhang, Q., Wang, Y., Qian, Q., 2000. The North Qilian ocean basin of the Early Paleozoic age—An aulacogen or a large oceanic basin: A discussion with Ge Xiaohong. *Scientia Geologica Sinica*, 35(1): 121—128 (in Chinese with English abstract).

Zuo, G. C., Liu, Y. K., Zhang, C., 2002. Tectono-stratigraphic characteristics of continent crustal remnants in

central-western sector of the North Qilian orogen. *Chinese Journal of Geology*, 37(3): 302—312 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

杜远生, 张哲, 周道华, 等, 2002. 北祁连—河西走廊志留纪和泥盆纪古地理及其同造山过程的沉积响应. *古地理学报*, 4(4): 1—8.

杜远生, 朱杰, 韩欣, 等, 2004. 从弧后盆地到前陆盆地—北祁连造山带晚加里东—早海西期的沉积盆地与构造演化. *地质通报*, (9—10): 911—917.

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, 1—135.

葛肖虹, 刘俊来, 1999. 北祁连造山带的形成与背景. *地学前缘*, 6: 223—230.

赖绍聪, 邓晋福, 赵海铃, 1997. 北祁连奥陶纪洋脊扩张速率及古海洋规模的岩石学约束. *矿物岩石*, 17(1): 35—39.

宋述光, 1997. 北祁连俯冲杂岩带的构造演化. *地球科学进展*, 12(4): 351—365.

夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 1996. 北祁连山海相火山岩岩石成因. 北京: 地质出版社, 1—153.

夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 1998. 北祁连山早古生代洋脊—洋岛和弧后盆地火山作用. *地质学报*, 72(4): 301—312.

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, 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. *地质科技情报*, 22(3): 22—26.

许志琴, 徐慧芬, 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. 北祁连蛇绿岩特征、形成环境及其构造意义. *地球科学进展*, 12(4): 366—393.

张旗, 王焰, 钱青, 2000. 北祁连早古生代洋盆是裂陷槽还是大洋盆——与葛肖虹讨论. *地质科学*, 35(1): 121—128.

左国朝, 刘义科, 张崇, 2002. 北祁连造山带中—西段陆壳残块群的构造—地层特征. *地质科学*, 37(3): 302—312.