

北祁连民乐二道沟口中一下泥盆统老君山组 砂岩化学组分特征及其地质意义

黄虎,杜远生,杨江海,徐亚军

教育部生物地质与环境地质重点实验室,中国地质大学,武汉,430074

内容提要:祁连山泥盆系包括中一下泥盆统老君山组 and 上泥盆统沙流水组。老君山组广泛分布在古祁连山的前山和山间盆地,主要为冲积扇粗碎屑沉积。碎屑岩中的碎屑组分和地球化学特征直接反映物源区和沉积盆地的构造环境。民乐二道沟口老君山组的碎屑岩化学组分特征指标为: K_2O/Na_2O 值为 $0.13\sim 8.13$, Al_2O_3/SiO_2 值为 $0.15\sim 0.28$, $LREE/HREE$ 值为 $3.49\sim 8.71$, Eu/Eu^* 值为 $0.63\sim 0.91$, $(Gd/Yb)_N$ 值为 $1.13\sim 1.56$, 化学蚀变常数(CIA)为 $50\sim 87$ 。各项化学参数分布范围较广泛,结合多种物源判别图分析可以知道:该套碎屑物质主要来自南侧造山带并接受了盆地北侧的大陆区碎屑来源,具有前陆盆地的二元物源特征;早一中泥盆世北祁连处于前陆盆地晚期磨拉石阶段。

关键词:祁连山;老君山组;前陆盆地;地球化学;物源分析;风化作用

祁连山造山带位于秦岭—祁连—昆仑巨型造山带中段,夹持于柴达木微板块—中朝板块之间,是世界上典型的造山带之一(李春昱等,1978;冯益民和何世平,1996;冯益民,1997)。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、奥陶纪初始洋盆至成熟大洋、志留纪一早、中泥盆世碰撞造山而形成的(冯益民和何世平,1996;夏林圻等,1995,2003;赖绍聪等,1997;张旗等,1997;杜远生等,2002,2007)。晚志留世,随着北祁连造山作用的加剧,古祁连山与华北板块碰撞形成北祁连加里东造山带,并与阿拉善古陆连为一体成为剥蚀区(左国朝等,1997,1999)。泥盆纪碰撞造山作用均表现为古祁连山山体抬升,尤其以早一中泥盆世抬升作用最为强烈(冯益民和何世平,1996),并沿造山带的北麓及山间盆地形成巨厚的冲积扇粗碎屑沉积。

前陆盆地与造山带的形成与演化具有密切关系,前陆盆地因其所处的特殊构造位置而成为解决造山带许多疑难问题的关键(董云鹏和张国伟,1997;朱同兴,1999;张明利等,2002)。目前对北祁

连山泥盆系比较一致的意见是陆相磨拉石沉积(冯益民和何世平,1996;杜远生等,2004)。磨拉石是前陆盆地晚期的典型沉积,故前陆盆地晚期阶段又称为磨拉石阶段。毛明陆和刘池洋(1995)、赵应成等(1999)认为河西走廊东部前陆盆地经历了从泥盆纪形成—石炭纪稳定发育—二叠纪至三叠纪消亡的发展阶段;Du Yuansheng 等(2003)、杜远生等(2004)认为北祁连造山带从奥陶纪到泥盆纪的沉积盆地具有从弧后盆地向前陆盆地演化的特点。笔者以甘肃民乐二道沟口中一下泥盆统老君山组的碎屑岩为研究对象,主要通过对碎屑岩的组成以及地球化学特征的分析,试探讨沉积碎屑的物源区和盆地类型。

1 剖面位置及岩性特征

老君山组主要分布于河西走廊南缘与北祁连北缘交界区,以及河西走廊东段景泰—靖远一带,最大厚度为 3750m(杜远生等,2004)。老君山组主要由紫红色厚层—巨厚层砾岩、砂砾岩、含砾砂岩、岩屑砂岩、杂砂岩、板岩等组成,局部夹少量中酸性火山岩,沉积体具有南厚北薄的特征。民乐二道沟口位

注:本文为国家自然科学基金项目(编号 40672080 和 40621002)、“111 项目”(编号 B08030)、国家地质学理科基地人才培养基金项目(编号 DXTS01)的成果。

收稿日期:2008-08-26;改回日期:2009-01-20;责任编辑:章雨旭。

作者简介:黄虎,男,1986 年生。现为中国地质大学(武汉)2005 级地质学理科基地班学生。Email:118huanghu@163.com。通讯作者:杜远生,男,1958 年生,教授,博士生导师。主要从事沉积学和造山带地质学研究。通讯地址:430074,中国地质大学(武汉)地球科学学院;Email:dxyyz@cug.edu.cn。

于北祁连中段北部(图 1)。老君山组与下伏志留系呈角度不整合接触,与上伏沙流水组也呈角度不整合接触,前者代表北祁连的主加里东造山运动,后者代表古祁连山的再次褶皱仰冲及其造成的山前盆地沉积的构造变形。

砾岩在甘肃民乐二道沟口中一下泥盆统老君山组剖面分布较普遍,砾石主要呈紫红色和杂色厚层—巨厚层分布,砾石成分主要为玄武岩、安山岩、硅质岩、砂岩、板岩、大理岩等。砾石以次圆状和次棱角状为主,大小混杂,分选差,显示了近源快速堆积的特征。另外,砾石呈现出下粗上细的现象。砾岩底面多见冲刷面,部分砾石呈叠瓦状排列。

砂岩主要分布在该剖面的上部,以含砾砂岩、中粗粒砂岩、岩屑砂岩、杂砂岩为主。砂岩中主要发育块状层理,可见平行层理和槽状交错层理,顶部砂岩局部见丘状交错层理。在该剖面上选取了 17 件砂岩样品,在显微镜下对其薄片利用 Dickson (1979)的方法统计各类碎屑含量(表 1),并对其中部分样品进行了地球化学分析。通过岩石碎屑组分和地球

化学特征判别老君山组的物源及其大地构造背景。

2 砂岩碎屑组分特征分析

民乐剖面老君山组岩石碎屑组成中石英含量占碎屑总量的 6.86%~75.23%,长石 5.64%~22.10%,岩屑 15.78%~74.21%。岩屑砂岩中,岩屑主要为沉积岩屑和火山岩屑,其中沉积岩屑主要为砂岩、泥岩及少量硅质岩,火山岩屑主要为玄武岩屑和安山岩屑夹少量花岗岩屑。碎屑颗粒呈次棱角—棱角状,成分成熟度低。

Dickinson(1979)等通过对世界上典型地区的砂岩碎屑的定量统计和分析,得到了用于进行物源判断的 Dickinson 骨架碎屑三角图。该方法简单易行,为判断物源区和沉积盆地构造环境提供了一个重要途径,现已经得到了广泛的应用(李忠等,1999;赵红格等,2003;申延平等,2005;卢海峰等,2006;杨江海等,2007)。对民乐剖面上选取的 17 件砂岩样品进行 Dickinson 骨架碎屑三角图投图。在 Qt—F—L 图解(图 2-a)中,多数样品落在旋回造山带

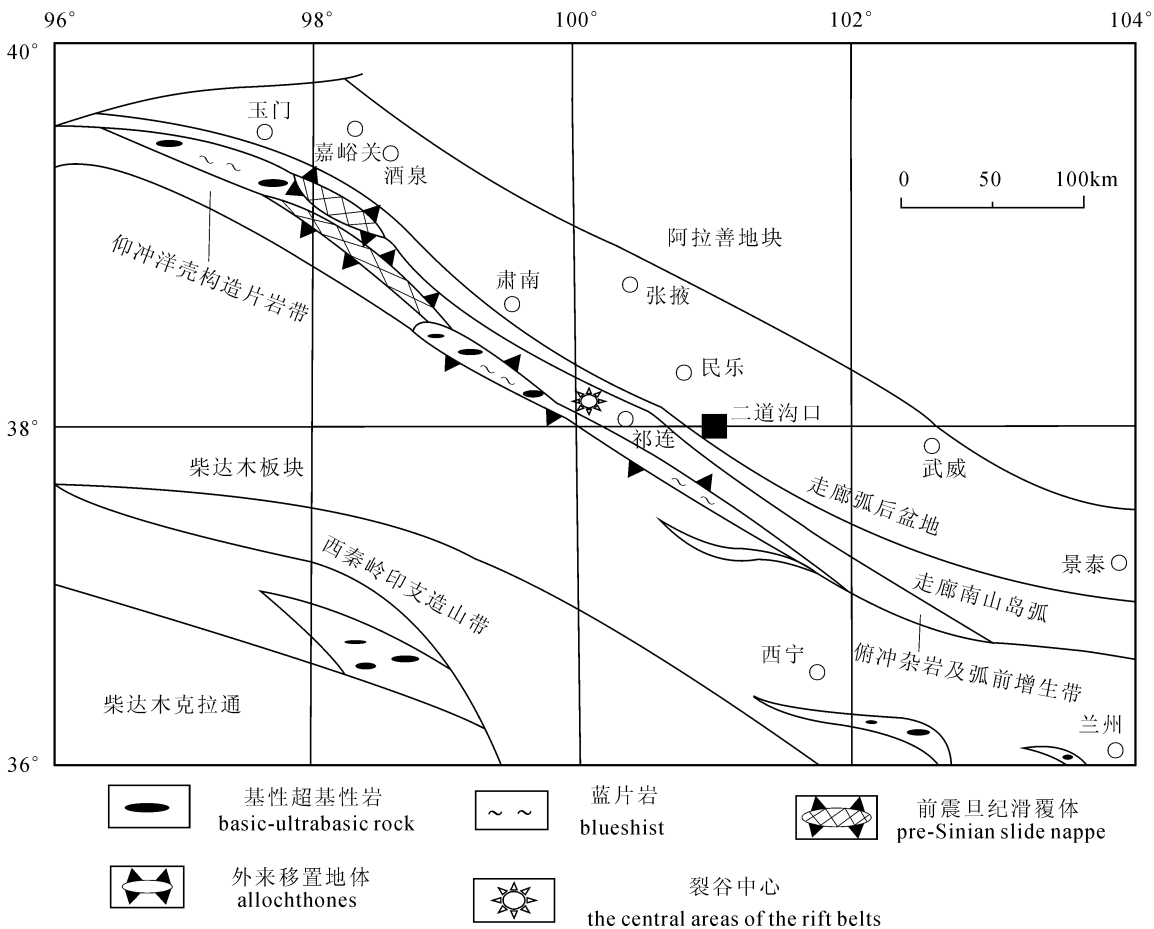


图 1 北祁连造山带大地构造简图(据冯益民等,1996)
Fig. 1 Simplified tectonic map of North Qilian orogenic belt(after Feng Yimin et al. ,1996)

表 1 甘肃民乐二道沟口剖面中一下泥盆统老君山组砂岩碎屑组分含量(%)

Table 1 Contents of detrital composition from the Laojunshan Formation sandstones of the Middle—Lower Devonian at Erdaogoukou section, Minle County, Gansu Province(%)

样品号	多晶石英(Qp)	单晶石英(Qm)	多晶石英+ 多晶石英(Qt)	钾长石 (Kf)	斜长石 (Pl)	钾长石+ 斜长石(F)	沉积岩屑 和变沉积 岩屑(Ls)	火山岩屑 和变火山 岩屑(Lv)	沉积岩屑,变沉 积岩屑,火山岩屑 及变火山岩屑(L)	所有岩屑+ 多晶石英(Lt)
Ed1	2.32	31.52	33.84	6.84	5.25	12.09	38.53	15.54	54.07	56.39
Ed1-2	8.91	12.32	21.23	6.46	9.32	15.78	42.13	20.86	62.99	71.90
Ed2	1.66	5.20	6.86	13.62	5.31	18.93	49.33	24.88	74.21	75.87
Ed3	1.55	31.44	32.99	4.58	11.29	15.87	35.42	15.72	51.14	52.69
Ed4	7.25	19.47	26.72	3.05	8.58	11.63	22.73	38.92	61.65	68.90
Ed5	3.70	20.13	23.83	6.56	7.15	13.71	11.23	51.23	62.46	66.16
Ed6-2	3.45	67.67	71.12	8.12	2.34	10.46	15.55	2.87	18.42	21.87
Ed7	1.90	73.33	75.23	3.34	5.65	8.99	10.45	5.33	15.78	17.68
Ed7-2	4.45	20.12	24.57	4.21	5.23	9.44	45.23	24.76	65.99	70.44
Ed8	6.23	9.12	15.35	14.12	6.32	21.34	43.34	19.97	63.31	69.54
Ed9	1.31	14.32	15.63	4.03	6.42	10.45	54.23	23.69	73.92	75.23
Ed10	5.12	24.64	29.76	3.21	6.12	9.33	32.45	28.46	60.91	66.03
Ed12	3.12	18.21	21.33	6.20	4.81	11.85	51.32	16.50	66.82	69.94
Ed15-2	2.21	13.13	15.34	10.47	11.63	22.10	34.25	28.31	62.56	64.77
Ed16	21.50	25.12	46.62	2.11	3.53	5.64	32.23	15.51	47.74	69.24
Ed21	1.23	31.10	32.33	3.12	5.45	8.57	44.64	18.46	59.10	60.33
Ed27	1.24	59.24	60.48	16.34	2.23	18.57	3.15	17.80	20.95	22.19

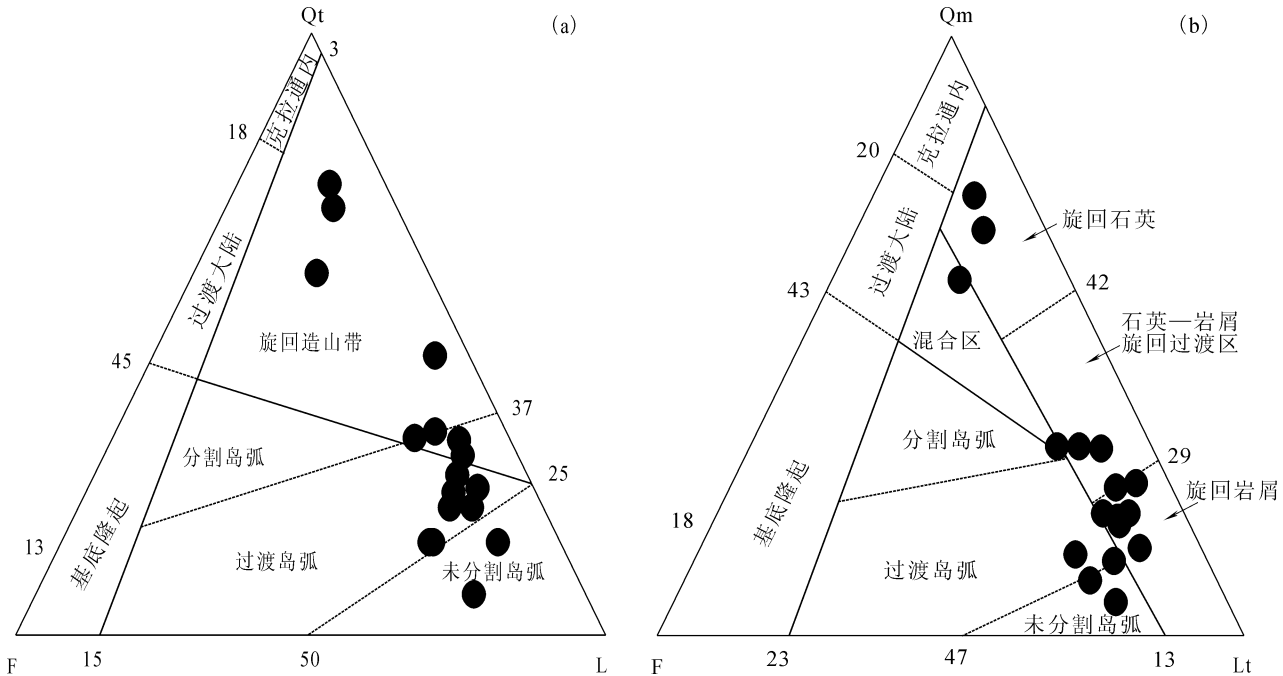


图 2 民乐二道沟口剖面中一下泥盆统老君山组砂岩 Qt—F—L、Qm—F—Lt 物源区背景判别图
(底图据 Dickson et al. ,1983)

Fig. 2 Tectonic setting discriminating diagram for the Qt—F—L、Qm—F—Lt source region of sandstone of the Middle—Lower Devonian at Erdaogoukou section, Minle County(after Dickson et al. ,1983)

Qm—单晶石英;Qt—石英总量;F—长石总量;L—岩屑颗粒总量;Lt—多晶石英和岩屑总量

Qm—Monocrystalline quartz;Qt—Quartz;F—Feldspar;L—Lithics;Lt—Composite quartz and lithics

和过渡岛弧源区,少数样品落在未分割岛弧源区。为进一步确定物源,利用 Qm—F—Lt 图解进行投图(图 2-b)可知,所有样品都落在旋回石英和旋回岩屑区以及二者过渡区或附近,其中少数样品落在大陆物源区附近。总体反映沉积碎屑具有多物源性,物源以再旋回造山带和过渡岛弧源区为主,未切割岛弧也是重要的物源区。而对于具有多物源构造背景的砂岩 Dickinson 骨架碎屑三角图应该慎用,其判别图得到的结果可能由于构造作用叠加而产生错误的结果(汪正江等,2000;赵红格和刘池洋,2003),故笔者选取一定量的砂岩样品进行元素地球化学分析,进一步分析其物源。

3 砂岩地球化学特征及物源分析

对民乐二道沟口老君山组剖面中砂岩与砾岩交互层或砂岩岩相发生明显变化的地层中取砂岩样品,并对其中的 12 个砂岩样品(其中,Ed13-2 为粉砂岩)进行主量元素、微量元素和稀土元素测试分析。主量元素由湖北省地质试验研究所采用 X 荧光分析测得,分析微量元素和稀土元素由中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室采用等离子体质谱仪(ICP-MS)测定,分析结果分别见表 2 和表 3。

3.1 砂岩地球化学特征

砂岩主量元素分析结果表明,老君山组砂岩 SiO₂ 含量较低,介于 58.20% 和 71.48% 之间(表

2),平均值为 65.35%,接近古生代杂砂岩(66.10%)而明显低于 Condie(1993)的典型石英砂岩(平均值为 91.5%)和长石砂岩(77.1%)。除样品 Ed3 和样品 Ed13-2 的 K₂O/Na₂O 值高外(分别为 8.13、4.35),其余样品的 K₂O/Na₂O 值都比较低,平均为 0.66,接近杂砂岩平均值 0.82(Condie, 1993)。Al₂O₃/SiO₂ 值可以作为碎屑沉积物成熟度的指标(Roser and Korsch,1999)。老君山组砂岩 Al₂O₃/SiO₂ 的值介于 0.15 和 0.28 之间(表 2),平均值为 0.20,与杂砂岩 Al₂O₃/SiO₂ 值分布在 0.20~0.23 之间接近。

老君山组砂岩的稀土元素总量(∑REE)变化大,在 70.29×10⁻⁶~250.26×10⁻⁶ 之间(表 3),平均值为 129.80×10⁻⁶。LREE/HREE 在 3.49~8.71 之间,平均值为 6.96。Eu/Eu* 值在 0.63~0.91 之间,平均值为 0.72,显示 Eu 亏损。(Gd/Yb)_N 值在 1.13~1.56 之间(表 3),平均值为 1.40,均分布在 1.0~2.0 之间,指示球粒陨石标准化的重稀土曲线呈平坦状分布(McLennan and Taylor, 1991)。在球粒陨石标准化图(图 4a)上,老君山组砂岩样品的稀土元素分布特征为:轻稀土陡倾,重稀土平坦,轻稀土相对重稀土富集,具较为明显的负 Eu 异常。

3.2 物源分析

砂岩中的常量元素组成与物源区和构造背景密切相关(Bhatia,1983;Bhatia and Crook,1986;

表 2 民乐二道沟口剖面中一下泥盆统老君山组砂岩主量元素氧化物分析结果(%)
Table 2 Chemical analyses of the Laojunshan Formation sandstones of the Middle—Lower Devonian at Erdaogoukou section, Minle County (%)

样品编号	Ed1	Ed1-2	Ed3	Ed4	Ed5	Ed6-2	Ed7-2	Ed13-2	Ed15-2	Ed16	Ed21	Ed27
Na ₂ O	1.93	3.36	0.38	3.87	3.11	0.55	3.63	1.00	2.17	2.54	2.70	5.80
MgO	2.19	1.27	0.77	1.32	0.49	3.42	0.76	4.05	2.42	2.47	2.79	1.46
Al ₂ O ₃	12.31	11.83	12.62	11.56	15.76	12.86	15.96	16.34	11.82	10.14	11.63	10.66
SiO ₂	66.31	67.01	71.48	65.79	62.91	65.38	64.97	58.20	66.17	60.80	65.77	69.37
P ₂ O ₅	0.14	0.10	0.15	0.13	0.16	0.15	0.11	0.17	0.16	0.13	0.13	0.13
K ₂ O	2.60	1.33	3.09	1.48	2.26	1.03	2.39	4.35	2.18	1.56	2.01	0.74
CaO	2.95	4.18	1.27	4.18	0.60	0.70	1.01	2.24	3.60	8.70	3.71	3.52
TiO ₂	0.54	0.45	0.62	0.52	0.87	0.72	0.34	0.80	0.67	0.52	0.57	0.57
MnO	0.05	0.07	0.07	0.11	0.07	0.14	0.04	0.07	0.10	0.14	0.08	0.04
Fe ₂ O ₃	1.12	1.36	3.45	4.57	10.63	1.50	7.07	4.91	3.42	2.23	3.65	2.53
FeO	3.30	2.15	1.53	0.42	0.42	8.80	0.57	2.17	1.82	1.28	1.08	0.73
H ₂ O ⁺	2.06	1.55	2.56	1.59	2.16	4.14	1.85	3.69	2.22	1.97	2.22	0.39
CO ₂	4.28	5.17	1.79	4.28	0.38	0.40	1.06	1.84	3.08	7.26	3.48	3.88
烧失量	6.34	6.72	4.35	5.87	2.54	4.54	2.91	5.53	5.3	9.23	5.7	4.27
总量	99.78	99.83	99.79	99.92	99.82	99.79	99.76	99.83	99.84	99.74	99.82	99.82
K ₂ O/Na ₂ O	1.35	0.40	8.13	0.38	0.73	1.85	0.66	4.35	1.00	0.61	0.74	0.13
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.19	0.18	0.18	0.18	0.25	0.20	0.25	0.28	0.18	0.17	0.18	0.15
CIA	67.24	62.92	76.05	59.18	67.56	86.41	65.08	71.97	66.57	63.33	63.72	50.75

表 3 二道沟口剖面老君山组砂岩微量元素和稀土元素含量($\times 10^{-6}$)

Table 3 Trace elements and REE analysis of the Laojunshan Formation sandstones from Erdaogoukou Section ($\times 10^{-6}$)

样品编号	Ed1	Ed1-2	Ed3	Ed4	Ed5	Ed6-2	Ed7-2	Ed13-2	Ed15-2	Ed16	Ed21	Ed27
Be	1.83	0.92	1.47	3.89	1.51	1.13	1.42	3.04	1.65	1.25	1.66	1.09
Sc	12.3	10.0	12.0	26.3	13.7	11.3	7.68	16.2	12.0	9.66	11.4	7.05
V	94.5	81.1	75.9	191	132	121	101	99.3	90.1	58.2	90.7	62.9
Cr	61.8	47.6	108	266	60.6	124	44.7	101	118	77.3	118	134
Co	21.0	9.09	9.57	25.4	11.6	35.5	6.48	20.3	13.0	11.4	12.7	5.63
Ni	26.0	14.0	35.4	122	46.3	138	21.1	61.8	56.0	34.4	49.0	19.6
Cu	51.8	9.95	3.82	34.8	34.3	20.8	313	9.93	19.1	8.66	149	12.5
Zn	72.3	44.6	52.5	145	51.2	156	37.2	90.4	62.4	64.2	63.1	56.0
Ga	14.7	10.3	14.3	29.6	14.3	16.6	15.4	21.0	13.4	10.9	13.0	11.2
Rb	93.6	42.3	106	129	70.1	37.3	83.8	154	78.6	62.9	74.6	14.0
Sr	118	153	105	330	130	56.5	87.0	43.0	91.1	215	99.9	156
Y	19.7	12.7	22.8	49.7	24.8	30.8	7.17	27.3	23.1	25.1	23.6	21.3
Zr	145	86.0	248	314	98.4	129	88.0	159	261	184	193	379
Nb	9.39	4.28	10.8	24.1	7.78	13.0	4.15	16.0	13.3	11.0	12.1	12.5
Cs	5.77	4.65	8.96	7.72	6.43	2.88	4.59	10.1	5.16	3.40	5.61	0.23
Ba	816	347	756	1026	326	495	708	403	454	1167	397	551
Hf	4.17	2.27	6.87	8.41	2.85	3.76	2.48	4.42	6.95	5.07	5.09	9.80
Ta	0.81	0.34	0.87	1.88	0.43	1.02	0.31	1.20	1.00	0.84	0.89	0.96
Tl	0.73	0.31	0.85	1.11	0.57	0.31	0.71	1.28	0.68	0.49	0.60	0.13
Pb	19.0	10.1	8.32	35.9	29.5	12.0	25.5	24.2	23.3	32.0	26.8	46.9
Th	11.2	4.89	11.6	24.1	5.52	11.2	6.55	16.1	12.9	10.8	11.3	11.7
U	2.78	1.62	2.45	8.68	2.74	3.02	1.71	3.18	3.04	2.50	2.83	12.9
La	30.3	13.5	28.8	52.0	22.4	16.0	5.75	35.9	31.4	32.0	30.2	29.2
Ce	55.8	29.2	51.6	96.0	40.1	31.8	11.5	74.8	58.4	58.0	55.6	50.5
Pr	6.67	3.20	6.44	12.0	5.09	3.33	1.31	8.95	7.15	7.41	6.84	6.28
Nd	24.6	12.3	24.0	45.3	19.0	11.4	5.18	32.6	26.2	27.3	25.7	23.4
Sm	4.84	2.52	4.66	9.61	4.43	2.97	1.53	6.19	5.26	5.59	5.05	4.46
Eu	1.04	0.70	1.05	2.16	1.06	0.74	0.45	1.28	1.10	1.20	1.12	1.03
Gd	4.15	2.28	4.20	9.13	4.60	4.31	1.46	5.37	4.55	4.99	4.49	3.92
Tb	0.63	0.37	0.66	1.44	0.72	0.81	0.22	0.83	0.71	0.75	0.71	0.63
Dy	3.72	2.26	4.04	9.01	4.36	5.39	1.30	4.92	4.23	4.39	4.24	3.82
Ho	0.74	0.49	0.84	1.80	0.91	1.13	0.27	1.03	0.87	0.89	0.83	0.79
Er	2.02	1.40	2.41	5.09	2.59	3.20	0.78	2.98	2.41	2.52	2.36	2.24
Tm	0.35	0.24	0.41	0.83	0.41	0.54	0.14	0.51	0.41	0.42	0.38	0.38
Yb	2.19	1.62	2.53	5.14	2.70	3.14	0.86	3.18	2.61	2.66	2.38	2.42
Lu	0.33	0.25	0.38	0.79	0.41	0.46	0.13	0.46	0.38	0.38	0.35	0.36
ΣREE	137.38	70.29	131.96	250.26	108.78	85.18	30.85	179.04	145.70	148.46	140.30	129.47
LREE/HREE	8.73	6.89	7.53	6.53	5.51	3.49	4.97	8.29	8.00	7.73	7.91	7.89
Eu/Eu*	0.69	0.88	0.71	0.70	0.71	0.63	0.91	0.66	0.67	0.68	0.70	0.74
(Gd/Yb) _N	1.56	1.16	1.38	1.47	1.41	1.13	1.40	1.40	1.44	1.55	1.56	1.34
(La/Yb) _N	9.90	5.98	8.17	7.25	5.95	3.65	4.78	8.11	8.63	8.63	9.11	8.66

Roser and Korsch,1988),因此可以利用砂岩的常量元素组成来判别其物源区和构造背景。从 Bhatia (1983)砂岩 $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ 对 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 构造背景判别图(图 3a)以及 Murphy (2000)砂岩 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 对 SiO_2 构造背景判别图上(图 3b)可以看出,老君山组的砂岩具有多物源性,其物源以活动大陆边缘和大陆岛弧为主,但可能混合了少量来自被动大陆边缘和大洋岛弧的沉积物。老君山组砂岩

$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值范围分布非常广(0.13~8.13),主要集中在 0.4~1.85 之间,反映其物源以活动大陆边缘和大陆岛弧为主;但是部分样品的 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值仍具有大洋岛弧(0.2~0.4)和被动大陆边缘(大于 1.60)的物源特征(Bhatia,1983)。

沉积物的微量元素和稀土元素特征可以反映其物源组成(Bhatia,1985;Bhatia and Crook,1986)。 $\text{La}-\text{Th}-\text{Sc}$ 三角图可以较好地判别大陆岛弧环

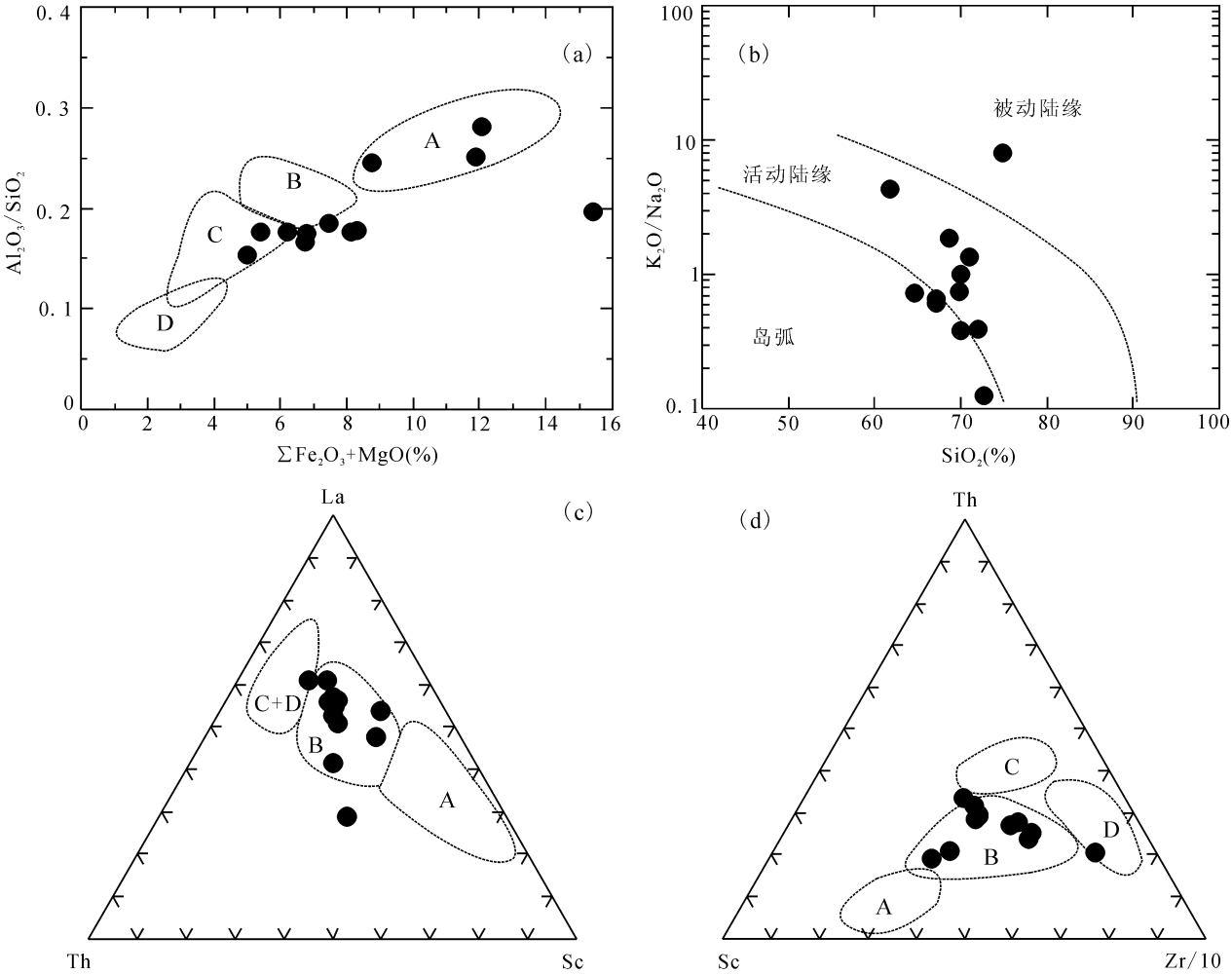


图 3 老君山组砂岩主量元素及微量元素构造背景判别图

Fig. 3 Major and trace elements diagram of the Laojunshan Formation sandstones for tectonic setting discrimination (a)—($\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$)— $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 图解 (底图据 Bhatia, 1983); (b)— SiO_2 — $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 图解 (底图据 Murphy, 2000); (c)— La — Th — Sc 图解 (底图据 Bhatia and Crook, 1986); (d)— Th — Sc — $\text{Zr}/10$ 图解 (底图据 Bhatia and Crook, 1986) A—大洋岛弧; B—大陆岛弧; C—活动大陆边缘; D—被动大陆边缘; $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ —全铁; 主量元素数据均为去除烧失量后换算为 100% 的含量 (a)—($\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$) — $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ diagram(after Bhatia, 1983); (b)— SiO_2 — $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ diagram(after Murphy, 2000); (c)— La — Th — Sc diagram(after Bhatia and Crook, 1986); (d)— Th — Sc — $\text{Zr}/10$ diagram(after Bhatia and Crook, 1986) A—Oceanic island arc; B—Continental island arc; C—Active continental margin; D—Passive margins; $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ —Total Fe_2O_3 ; All major elements data recalculated to 100% LOI-free

境, Th — Sc — $\text{Zr}/10$ 三角图能够区分活动大陆边缘和被动大陆边缘 (Bhatia and Crook, 1986)。在 La — Th — Sc 三角图 (图 3c) 和 Th — Sc — $\text{Zr}/10$ 三角图 (图 3d) 中, 反映老君山组砂岩物源以大陆岛弧为主。老君山组砂岩的稀土元素总量 (ΣREE) 分布范围广 ($70.29\times10^{-6}\sim250.26\times10^{-6}$), 其稀土元素球粒陨石标准化分布曲线 (图 4a) 与 Bhatia (1985) 给出的四种构造背景下稀土元素球粒陨石标准化分布曲线 (图 4b) 对比可以看出: 老君山组砂岩平均稀土含量球粒陨石标准化分布曲线与活动大陆边缘构造背景一致, 而部分样品 (如样品 Ed1-2、Ed7-2) 则不

具有活动大陆边缘的特征, 反映了老君山组砂岩具有多物源性。

老君山组砂岩的主量元素、微量元素和稀土元素特征指示其物源以活动大陆边缘和大陆岛弧为主, 混合有少量被动大陆边缘和大洋岛弧沉积物。由于受局部后期构造热事件及动力变质作用等热事件的影响也可能造成少量样品在部分判别图上投点分散 (Bhatia, 1983; 和政军等, 2005)。气候的风化作用通过控制成土作用来影响砂岩的成分, 进而影响物源区的解释 (汪正江等, 2000; 赵红格和刘池洋, 2003)。化学蚀变常数 (CIA) 能够定量地反映化

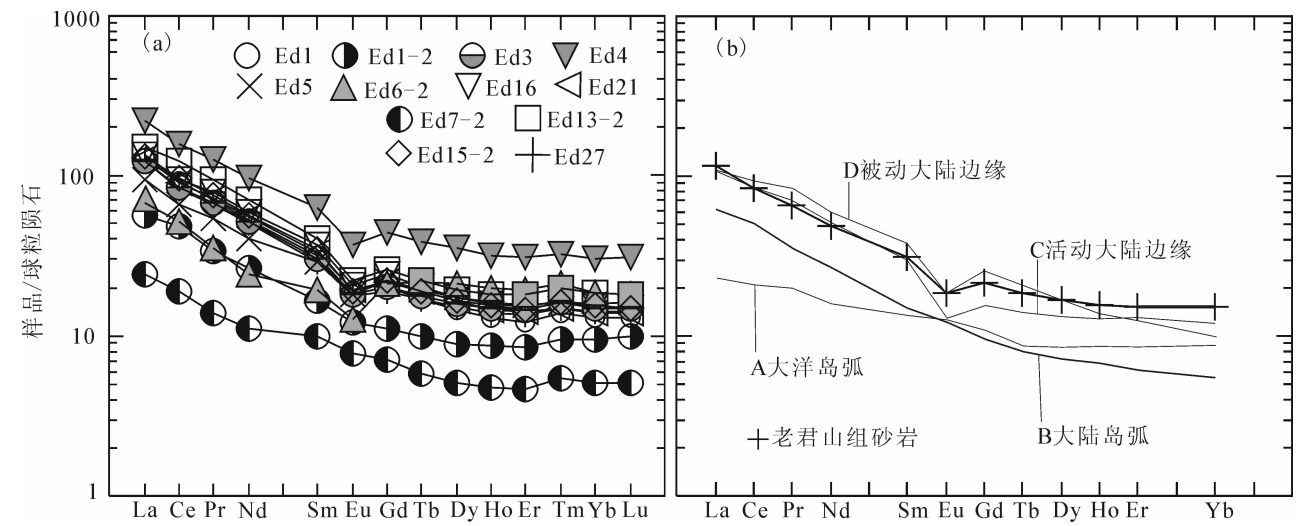


图 4 老君山组砂岩稀土元素的球粒陨石标准化图解(a)及其与典型构造背景砂岩对比(b)(据 Bhatia,1985)
Fig. 4 Chondrite-normalized REE pattern of the Laojunshan Formation sandstones (a) and comparison to sandstones with various tectonic settings (b) (after Bhatia,1985)

学风化程度以及对碎屑岩再沉积、再循环作用(Nesbitt and Young, 1982; Fedo et al., 1995; Cullers et al., 2000)。CIA 的作用不仅在于其能恢复源区古环境,而且也有利于沉积物的沉积环境的再现(汪正江等,2000)。笔者下面从风化作用角度探讨老君山组砂岩的物源及构造背景。

3.3 风化作用与物源分析

Nesbitt 和 Young(1982)在研究加拿大古元古代 Huronian 超群碎屑岩时提出了用 CIA 作为定量反映物源区源岩化学风化程度的一个化学指标。其表达式为:

$$CIA = \frac{100 \times n(Al_2O_3)}{n(CaO^*) + n(Na_2O) + n(K_2O) + n(Al_2O_3)}$$

式中 CaO* 指硅酸盐中的 CaO,不包括碳酸盐和磷酸盐矿物中的 CaO。Fedo 等(1995)提出 $n(CaO^*) = n(CaO) - r \cdot n(CO_2)$ (碳酸盐矿物) $- 10/3 \cdot n(P_2O_5)$ (磷灰石)。当碳酸盐矿物为方解石时, $r = 1$; 碳酸盐矿物为白云石时, $r = 0.5$ 。CIA 为无量纲数据,一般在 50~100 之间变化。大部分新鲜未风化的火成岩的 CIA 约为 50,但超镁铁岩的 CIA 值低于 50,而遭受强烈风化的风化壳的 CIA 值接近 100。笔者所观测的样品由于碳酸盐含量很少且多为方解石胶结,几乎不含白云石,故认为所测 CO₂ 的量均来自方解石。

富含长石矿物的岩石及其风化产物(粘土矿物)控制了上地壳(UCC)的物质组成,可用 A—CN—K 三角图来判断样品的 CIA 值、原岩成分及钾交代

作用的特征(Fedo et al., 1995, 1997)。如果原始组分已知,则 CIA 值可通过样品距离 CN—K 边界的高度来确定。在 A—CN—K 三角图中(图 5a),样品的风化趋势线(图 5a 中线②)与长石连接线的交点具有富长英质成分的特征。笔者假设该交点代表碎屑岩的原始组分,从而得出样品的 CIA 值与表 2 中通过公式得出的 CIA 值基本一致。由于钾的交代作用,样品的风化趋势线偏离了预测的风化趋势线(图 5a 中线①)。

由 CIA 计算公式以及 A—CN—K 三角图得到老君山组砂岩的 CIA 值在 50~87 之间。相对于来自强烈活动背景的砂岩,来自被动陆缘背景的砂岩遭受了强烈的风化作用,具有较高的 CIA 值(McLennan et al., 1990)。老君山组砂岩的 CIA 值总体上较低,化学风化弱,反映了沉积盆地处于较强烈的构造环境。而部分样品具有很高的 CIA 值,化学风化强,反映部分母岩处于较稳定的构造背景。

上地壳火山岩的 Th/U 平均值为 3.8(Taylor and McLennan, 1985)。由于风化作用将难溶的 U⁴⁺ 氧化为易溶的 U⁶⁺ 以及易溶的 U⁶⁺ 在风化过程中流失,沉积岩的 Th/U 值会随着风化作用强度的增强而增大(McLennan and Taylor, 1991)。具火山物质背景的沉积岩 Th/U 值 < 3.0; 当 Th/U 值 > 4.0 时,沉积岩的形成就与母岩的风化历史有关,而当 Th/U 值 > 5.0 时,表明母岩经历了明显的风化作用过程(McLennan et al., 1990; McLennan and

Taylor,1991)。老君山组砂岩的 Th/U 值在 0.91~5.06,结合 Th—Th/U 图解(图 5b),4 个样品的 Th/U 值小于或接近 3.0,4 个样品的 Th/U 值 > 4.0(其中一个样品的 Th/U 值 > 5.0),其余样品的 Th/U 值接近上地壳平均值 3.8,反映了老君山组砂岩部分经历了较强的风化作用过程,而部分砂岩的原岩具有火山岩的特征。另外,部分砂岩的原岩接近亏损地幔,受风化作用影响非常小,反映了原岩经历了强烈的构造活动抬升到地面并接受了快速剥

蚀和沉积作用。

Roser 和 Korsch(1988)根据已知构造背景的不同碎屑岩并结合岩石主量元素的化学特征,进行多变量(7 个氧化物)判别方程分析,综合出 4 种混合物源模型。在 F1 对 F2 物源方程判别图(图 5c)上,老君山组砂岩样品的投点主要落在中性火山岩物源区(砂岩中火山碎屑主要是安山岩,属于成熟的岩浆弧和不成熟的大陆边缘岩浆弧)。北祁连中性岛弧火山岩(La/Yb)_N值多在 3~12 之间变化,平均值为

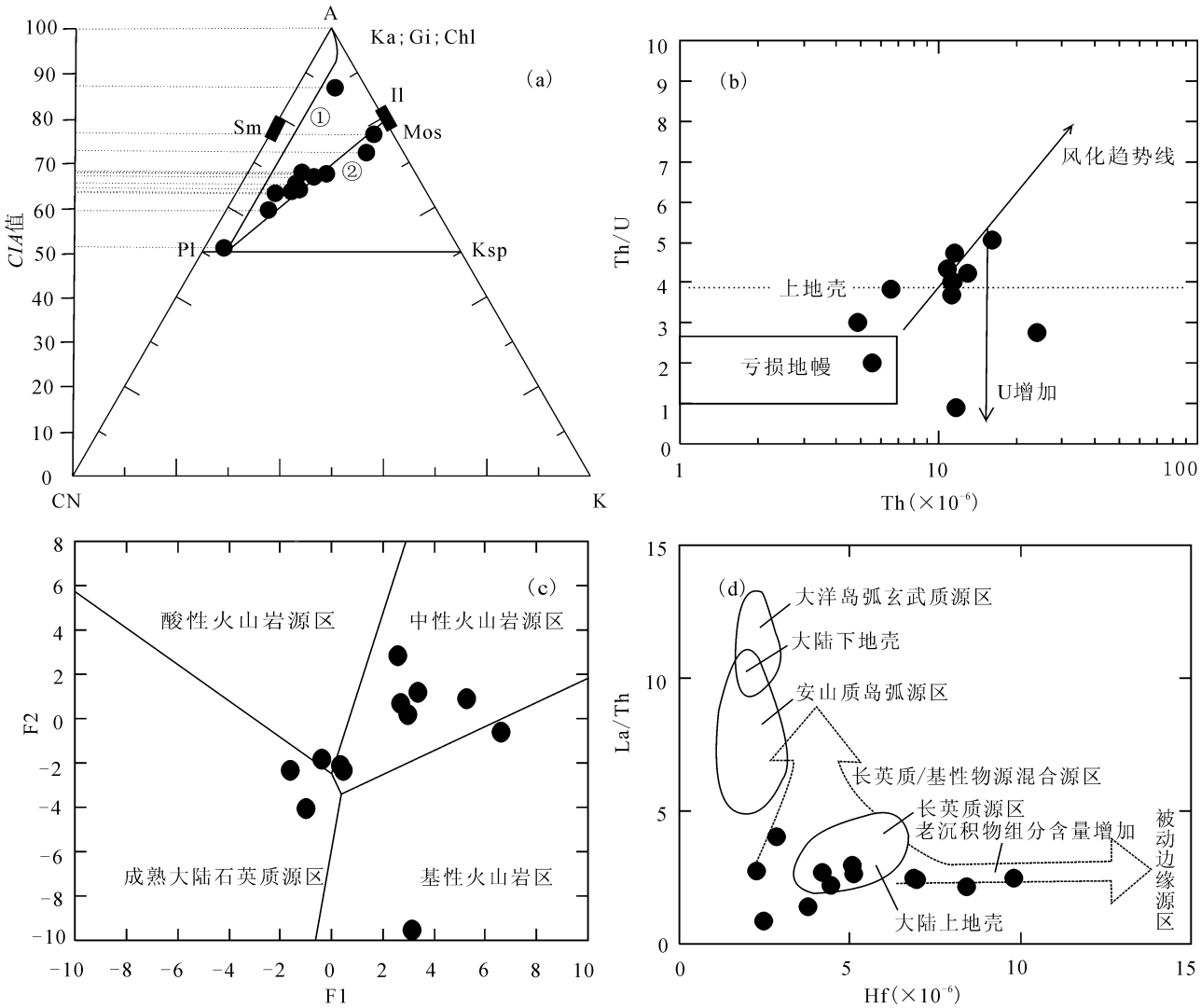


图 5 老君山组砂岩物源区判别图

Fig. 5 Discriminatory plots of provenance from the Laojunshan Formation sandstones

(a) —A—CN—K 图解(底图据 Nesbitt and Young,1989);(b)—Th—Th/U 图解(底图据 Gu et al. ,2002);(c)—F1—F2 物源方程判别图(底图据 Roser and Korsch,1988);(d)—Hf—La/Th 图解(底图据 Gu,1994) $A=n(Al_2O_3)$; $CN=n(CaO^*)+n(Na_2O)$; $K=n(K_2O)$; 线①代表预期风化趋势线;线②代表实际风化趋势线;Ka=高岭石;Gi=水铝石;Chl=绿泥石;Sm=蒙脱石;Il=伊利石;Mos=白云母;Pl=斜长石;Ksp=钾长石

(a) —A—CN—K diagram(after Nesbitt and Young,1989);(b)—Th—Th/U diagram(after Gu et al. ,2002);(c)—F1—F2 discrimination function diagram of provenance(after Roser and Korsch,1988);(d)—Hf—La/Th diagram(after Gu,1994) $A=n(Al_2O_3)$; $CN=n(CaO^*)+n(Na_2O)$; $K=n(K_2O)$; Line ① represents predicted weathering trend;Line ② represents actual weathering trend;Ka=kaolinite;Gi=gibbsite;Chl=chlorite;Sm=smectite;Il=illite;Mos=muscovite;Pl=plagioclase;Ksp=K-feldspar

6.84, 岩石存在明显的轻重稀土分异且具有中—强负Eu异常(赖绍聪等, 1996), 而老君山组砂岩的 $(La/Yb)_N$ 值以及稀土元素球粒陨石标准图也多具有这种特征。二者均反映老君山组砂岩的原岩多具中性火山岩的特征。另外, 2件样品的投点落在基性火山岩物源区(不成熟的大洋岛弧), 2件样品的投点落在成熟大陆石英质物源区(物源来自被动大陆边缘、克拉通内部沉积盆地和再循环的造山带), 1件样品的投点落在酸性火山岩物源区(成熟的大陆边缘弧和大陆转换边缘, 主动的并且是被切割的大陆岩浆弧), 反映了老君山组砂岩原岩的物质成分具有多样性。

Gu(1994)建议用La/Th—Hf图来反映物源的变化。在该图(图5d)上, 老君山组砂岩样品的投点主要落在长英质源区及附近, 有明显的老沉积物的加入, 表明其来源于大陆上地壳长英质物质与被动陆源沉积物混合源区; 部分样品的投点落在安山质岛弧源区和长英质源区之间的混合区, 反映其来源于火山弧物质和大陆上地壳长英质物质为主的物源区。与判别图(5c)对比可以看出, La/Th—Hf图所反映的原岩更富长英质, 可能反映了来自大陆岛弧的砂岩其大陆岛弧已经进入成熟岛弧阶段, 含有较高的长英质成分。

尽管各个物源判别图都存在一定的局限性, 但是综合这些物源判别图可以得出: 祁连山民乐二道沟口老君山组砂岩主要来自活动大陆边缘和大陆岛弧, 部分来自被动大陆边缘, 大洋岛弧可能是其物源的组成部分; 部分砂岩的母岩距离沉积盆地很近, 而部分砂岩的母岩距离沉积盆地较远, 经历了较强烈的化学风化过程。

4 讨论

4.1 物源位置

物源位置的确定对研究沉积盆地类型具有重要意义。沉积区以南广泛分布着由玄武岩、安山岩等组成的早古生代岛弧火山岩, 以北紧邻稳定的大陆克拉通(冯益民和何世平, 1996; 赖绍聪等, 1996)。北祁连山在早奥陶世—晚奥陶世处于俯冲造山阶段, 并在走廊南山形成火山岛弧链, 在早志留世—早—中泥盆世处于碰撞造山作用阶段, 造山作用的动力由洋壳俯冲转化为侧向挤压碰撞形成造山带(冯益民和何世平, 1996; 左国朝等, 2002)。早古生代的火山岛弧、弧后盆地等活动大陆边缘的物质被卷入造山带。最新地震学资料证实, 新生代前阿拉

善地块以低速体结构下插河西走廊, 具前陆俯冲的特征(董治平等, 2007; 董治平和张元生, 2007)。老君山组砂岩地球化学特征及物源分析显示, 其碎屑岩主要来自卷入造山带的活动大陆边缘和大陆岛弧, 部分来自被动大陆边缘; 而砂岩碎屑组分及Dickinson图解反映沉积碎屑物源以再旋回造山带和过渡岛弧源区为主, 未切割岛弧也是重要的物源区。老君山组砂岩的特征指示, 早—中泥盆世由于碰撞造山作用, 使得岛弧及弧后盆地物质卷入了造山带中。陡峻的造山带山前阶段性山洪暴发形成冲积扇的粗碎屑沉积; 而北方的阿拉善地块也带来了一部分来自被动大陆边缘的碎屑物。由此可以推断北祁连民乐二道沟口老君山组的沉积碎屑主要来自南侧的造山带, 并受到北方阿拉善地块碎屑补给的影响, 形成卷入造山带的成熟岛弧、活动陆缘(南方)和被动陆缘(北方)兼具的构造背景, 碎屑成分具有旋回造山带和大陆双向来源的二元物源供给特点。

4.2 盆地类型

北祁连民乐老君山组沉积盆地是否是前陆盆地对厘定古生代北祁连的构造演化具有重要意义。前陆盆地是指位于造山带前缘与相邻克拉通之间的盆地, 是板块俯冲、碰撞作用造成的(刘和甫, 1995; 董云鹏和张国伟, 1997; 张明利等, 2002)。前陆盆地从形成到消亡, 先后经历了复理石阶段、海相磨拉石阶段、陆相磨拉石阶段, 并具有双向物源的特征(Allen et al., 1991; 何登发和李德生, 1996; Sinclair, 1997; 李勇等, 2002; 和政军等, 2003)。在走廊南山广泛分布早志留世具有来自造山带和大陆克拉通物源的复理石沉积, 而在走廊西段则分布有晚志留世的海相磨拉石沉积(冯益民和何世平, 1996; 杜远生等, 2002, 2004)。北祁连民乐二道沟口砂岩的物源特征反映碎屑成分具有旋回造山带和大陆克拉通双向来源的二元物源供给特点, 并与砾岩共同组成巨厚的冲积扇粗碎屑沉积。北祁连山经历了从奥陶纪的弧后盆地向早—中志留世的前陆盆地转化阶段, 是洋壳俯冲造山的结果; 在早—中泥盆世则进入了陆相磨拉石前陆盆地阶段, 是陆—陆碰撞侧向挤压的结果; 前陆盆地由复理石阶段向磨拉石阶段的转变是造山带抬升以及沉积物供给大量增加的结果。

闫臻等(2006)认为前陆盆地的砂岩以富石英、贫长石缺乏火山碎屑为特征, 而将“老君山组砂岩不具备这些沉积特征且砾岩是与岛弧有关盆地的沉积物”作为否定老君山组是前陆盆地沉积的证据。笔者认为这种说法是欠妥的, 在残余盆地时期, 由于造

山带地形未露出海面之上,物源主要来自克拉通,具有富石英而贫长石和岩屑的特征,而到前陆盆地晚期则由于受造山带抬升的影响,在造山带前形成一套近源的粗碎屑沉积(汪泽成等,2001)。而老君山组的沉积岩特征具有典型的前陆盆地晚期陆相磨拉石沉积特征,故其砂岩主要以贫石英而富岩屑为特征并与砾岩共同组成一套粗碎屑岩。早志留世开始的初始碰撞造山作用(裴先治等,1999),使走廊南山岛弧带与阿拉善地块碰撞,形成肃南一带志留系底部鹿角沟组砾岩及志留系下部肮脏沟组复理石。北祁连早中泥盆世老君山组砂岩及砾岩具有岛弧火山岩特征仅仅反映了在志留纪走廊南山岛弧由于碰撞抬升作用而被卷入造山带中,并在早一中泥盆世由于快速剥蚀沉积在盆地内。泥盆纪老君山组为典型的陆相磨拉石沉积,泥盆纪北祁连已经成为造山带,没有任何证据证明北祁连山泥盆纪具有海相沉积,因此,将老君山组沉积放入弧前盆地是不妥的。

5 结论

北祁连老君山组沉积盆地是不是前陆盆地?笔者结合前人的研究,得出以下基本结论:

(1)北祁连民乐老君山组砂岩的地球化学特征指示,其碎屑物源主要受早一中泥盆世造山带抬升作用的控制,其物源主要是卷入造山带的成熟岛弧和活动大陆边缘物质,并受北方阿拉善地块的影响,而含有部分来自被动大陆边缘的碎屑物。该区老君山组沉积物具有旋回造山带和大陆克拉通双向的二元物源特点。

(2)北祁连民乐老君山组的沉积盆地是前陆盆地的重要组成部分。北祁连山经历了从奥陶纪的弧后盆地向早一中志留世的前陆盆地转化阶段,并在泥盆纪处于前陆盆地晚期的陆相磨拉石阶段。其前陆盆地产生于紧邻北祁连造山带一侧,而盆地主体则奠基于大陆基底的弧后盆地之上。

参 考 文 献 / References

董云鹏,张国伟. 1997. 造山带与前陆盆地结构构造及动力学研究思路 and 进展. 地球科学进展, 12(1): 1~6.
董治平, 张元生, 代炜. 2007. 阿拉善地块下插河西走廊的发现及其构造意义. 甘肃科学学报, 19(1): 91~93.
董治平, 张元生. 2007. 河西走廊中部地区三维速度结构研究. 地球学报, 28(3): 270~276.
杜远生, 张哲, 周道华, 彭冰霞. 2002. 北祁连—河西走廊志留纪和泥盆纪古地理及其对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, 顾松竹. 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

(9~10): 911~917.
杜远生, 朱杰, 顾松竹, 徐亚军, 杨江海. 2007. 北祁连造山带寒武系—奥陶系硅质岩沉积地球化学特征及其对多岛洋的启示. 中国科学(D 辑), 37(10): 1314~1329.
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, 4~95.
冯益民. 1997. 祁连造山带研究概况——历史、现状及展望. 地球科学进展, 12(4): 307~314.
何登发, 李德生. 1996. 塔里木盆地构造演化与油气聚集. 北京: 地质出版社, 44~65.
和政军, 李锦铭, 莫中果, Sorokin A. A. 2003. 漠河前陆盆地砂岩岩石地球化学的构造背景和物源区分析. 中国科学(D 辑), 33(12): 1219~1226.
和政军, 牛宝贵, 任纪舜. 2005. 陕南山阳地区刘岭群砂岩岩石地球化学特征及其构造背景分析. 地质科学, 40(4): 594~607.
赖绍聪, 邓晋福, 赵海铃. 1996. 青藏高原北缘火山作用与构造演化. 西安: 陕西科学技术出版社, 1~46.
赖绍聪, 邓晋福, 赵海铃. 1997. 北祁连奥陶纪洋脊扩张速率及古洋盆规模的岩石学约束. 矿物岩石, 17(1): 35~39.
李春昱, 刘仰文, 朱宝清, 冯益民, 吴汉泉. 1978. 秦岭及祁连山构造发展史. 见: 国家地质总局书刊编辑室. 国际交流地质学术论文集(1). 北京: 地质出版社, 174~187.
李勇, 王成善, 伊海生. 2002. 西藏晚三叠世北羌塘前陆盆地构造层序及充填样式. 地质科学, 37(1): 27~37.
李忠, 李任伟, 孙枢, 江茂生, 张文华. 1999. 合肥盆地南部侏罗系砂岩碎屑组分及其物源构造属性. 岩石学报, 15(3): 438~445.
刘和甫. 1995. 前陆盆地类型及褶皱—冲断层样式. 地学前缘, 2(3~4): 59~68.
卢海峰, 王宗起, 王涛, 姜春发. 2006. 西秦岭关家沟组物源分析. 地质学报, 80(4): 508~516.
毛明陆, 刘池洋. 1995. 河西走廊东部晚古生代前陆盆地演化特征. 甘肃地质学报, 4(2): 55~61.
裴先治, 吴汉泉, 左国朝. 1999. 北祁连早古生代俯冲杂岩带的变形特征与构造演化. 西安工程学院学报, 21(1): 9~17.
申延平, 吴朝东, 岳来群, 谢小建. 2005. 库车坳陷侏罗系碎屑组分及物源分析. 地球化学, 26(3): 235~240.
汪泽成, 刘和甫, 熊宝贤, 周海民. 2001. 从前陆盆地充填地层分析盆地耦合关系. 地球科学——中国地质大学学报, 26(1): 33~39.
汪正江, 陈洪德, 张锦泉. 2000. 物源分析的研究与展望. 沉积与特提斯地质, 20(4): 104~110.
夏林圻, 夏祖春, 徐学义. 1995. 北祁连山构造—火山岩浆演化动力学. 西北地质科学, 16(1): 1~28.
夏林圻, 夏祖春, 徐学义. 2003. 北祁连山奥陶纪弧后盆地火山岩浆成因. 中国地质, 30(1): 48~60.
杨江海, 杜远生, 朱杰. 2007. 甘肃景泰崔家墩下奥陶统阴沟组砂岩化学组分特征及其对物源构造背景的判别. 古地理学报, 9(2): 197~206.
闫臻, 肖文交, 刘传周, 袁超, 王宗起, 李继亮. 2006. 祁连山老君山砾岩的碎屑组成和源区大地构造背景. 地质通报, 25(1~2): 83~98.
张明利, 金之钧, 汤良杰, 刘国林. 2002. 前陆盆地研究的回顾与展望. 地质论评, 48(2): 214~220.
张旗, 王岳明, 钱青, 孙晓猛, 王金荣, 刘明强. 1997. 甘肃景泰县老虎山地区蛇绿岩及其上覆岩系中枕状熔岩的地球化学特征. 岩石学报, 13(1): 92~99.
赵红格, 刘池洋. 2003. 物源分析方法及研究进展. 沉积学报, 21(3): 409~415.
赵应成, 王新民, 袁剑英, 魏东涛. 1999. 贺西地区盆地构造特征与油

- 气分布. 石油学报, 20(5): 13~19.
- 朱同兴. 1999. 从弧后盆地到前陆盆地的沉积演化——以西藏北部羌塘中生代盆地分析为例. 特提斯地质, 23: 1~15.
- 左国朝, 吴汉泉. 1997. 北祁连中段早古生代双向俯冲—碰撞造山模式剖析. 地球科学进展, 12(4): 315~323.
- 左国朝, 吴茂炳, 毛景文, 张招崇. 1999. 北祁连西段早古生代构造演化史. 甘肃地质学报, 8(1): 6~13.
- 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.
- Allen P A, Crampton S L, Sinclair H D. 1991. The inception and early evolution of the North Alpine foreland basin. Switzerland; Basin Research, 3: 143~163.
- Bhatia M R. 1983. Plate Tectonics and Geochemical Composition of Sandstones. The Journal of Geology, 91: 611~627.
- Bhatia M R. 1985. Rare earth element geochemistry of Australia Paleozoic grawackes and mudrocks; Provenance and tectonic control. Sedimentary Geology, 45: 97~113.
- Bhatia M R, Crook K A W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contributions to Mineralogy and Petrology, 92: 181~193.
- Condie K C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust; Contrasting results from surface samples and shale. Chemical Geology, 104: 1~37.
- Cullers R L, Podkovyrov V N. 2000. Geochemistry of the Mesoproterozoic Lokhanda shales in southeastern Yakutia, Russia; implication for mineralogical sandstones and provenance control, and recycling. Precambrian Research, 104: 77~93.
- Dickson W R, Suczek C A. 1979. Plate Tectonic and Sandstone Composition. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 63: 2164~2182.
- Dickson W R, Harbaugh D W, Shaller A H, Heller P L, Snyder W S. 1983. Detrital modes of upper Paleozoic sandstones derived from Antler orogen in Nevada; implications for nature of Antle Orogeny. American Journal of Science, 283: 481~509.
- Du Yuansheng, Wang Jiasheng, Han Xin, Shi G R. 2003. From flysch to molasse—sedimentary and tectonic evolution of late Caledonian—early Hercynian foreland basin in North Qilian Mountains. Journal of China University of Geosciences, 14 (1): 1~7.
- Fedo C M, Nesbitt H W, Young G M. 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. Geology, 23: 921~924.
- Fedo C M, Young G M, Nesbitt H W. 1997. Paleoclimatic control on the composition of the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup, Canada; A greenhouse to icehouse transition. Precambrian Research, 86: 201~223.
- Gu X X. 1994. Geochemical characteristics of the Tethys-turbidites in northwestern Sichuan, China; Implications for provenance and interpretation of the tectonic setting. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58 (21): 4615~4631.
- Gu X X, Liu J M, Zheng M H, Tang J X, Qi L. 2002. Provenance and tectonic setting of the Proterozoic turbidites in Hunan, South China; Geochemical evidence. Journal of Sedimentary Research, 72 (3): 393~407.
- McLennan S M, Taylor S R, McCulloch M T, Maynard J B. 1990. Geochemical and Nd—Sr isotopic composition of deep-sea turbidites; Crustal evolution and plate tectonic associations. Geochimica et Cosmochimica Acta, 54: 2015~2050.
- McLennan S M, Taylor S R. 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution; Tectonic setting and secular trends. The Journal of Geology, 99: 1~21.
- Murphy J B. 2000. Tectonic influence on sedimentation along the southern flank of the late Paleozoic Magdalen basin in the Canadian Appalachians; Geochemical and isotopic constraints on the Horton Group in the St. Marys basin, Nova Scotia. Geological Society of America Bulletin, 112 (7): 997~1011.
- Nesbitt H W, Young G M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature, 299: 715~717.
- Nesbitt H W, Young G M. 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. The Journal of Geology, 97: 129~147.
- Roser B P, Korsch R J. 1988. Provenance signatures of sandstone—mudstone suites determined using discriminant function analysis of major—element data. Chemical Geology, 67: 119~139.
- Roser B P, Korsch R J. 1999. Geochemical characterization, evolution and source of a Mesozoic accretionary wedge; the Torlesse Terrane, New Zealand. Geological Magazine, 136 (5): 493~512.
- Sinclair H D. 1997. Flysch to molasse transition in peripheral foreland basins: The role of the passive margin versus slab breakoff. Geology, 25 (12): 1123~1126.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. The Continental Crust; Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 312.

Chemical Components of Sandstone and Its Geological significance of the Laojunshan Formation, Lower—Middle Devonian, at Erdaogoukou Section, Minle County, in North Qilian Mountains

HUANG Hu, DU Yuansheng, YANG Jianghai, XU Yajun

Key Laboratory of Biology and Environment Geology of Education Ministry, China University of Geosciences, Wuhan, 430074

Abstract: The Devonian of the North Qilian Mountains consists of the Middle—Lower Devonian Laojunshan Formation and the Upper Devonian Shaliushui Formation. The Laojunshan Formation was dispersed over the piedmont and inter-mountainous basin along the Paleo-Qilian orogenic belt and is composed of coarse clastic rocks. The detrital and chemical components can directly reflect the features of

the provenance and its tectonic setting. The geochemical analyses of the clastic rocks of the Laojunshan Formation show that K_2O/Na_2O , Al_2O_3/SiO_2 , LREE/HREE, Eu/Eu^* , $(Gd/Yb)_N$ and CIA are 0.13~8.13, 0.15~0.28, 3.49~8.71, 0.63~0.91, 1.13~1.56 and 50~87 respectively. All the chemical parameters are distributed widely with the analyses of the discriminatory plots of provenance. The results indicate that detrital rocks are mainly derived from the Qilian orogenic belt to the south and a little from the mainland debris to the north, which shows the dual sources characteristics of a foreland basin; in the The Middle—Lower Devonian, the sediments of the North Qilian Mountains represent the late molasse stage of the foreland basin.

Key words: North Qilian Mountains; Laojunshan Formation; foreland basin; geochemistry; provenance; weathering process

国土资源部隆重举行第 40 个“世界地球日”纪念活动

4 月 22 日上午,北京以灿烂的阳光迎来了第 40 个世界地球日。国土资源部北侧广场上,国土资源部、中国地质调查局、中国地质学会以“认识地球,保障发展——了解我们的家园深部”为主题,隆重举行纪念活动。国土资源部党组成员、副部长鹿心社、贡小苏、王世元,中国科学院院士李廷栋,国土资源部总工程师张洪涛,中国地质学会常务副理事长孟宪来和来自国土资源部、共青团中央、教育部、科技部、环境保护部、中国地震局、中国科学院、中国科学技术协会的有关领导、专家,北京师范大学附属实验小学李四光中队的少先队员,中国科学院研究生院、中国地质大学(北京)等高校研究生、大学生和首都各界群众参加了活动仪式和现场多项纪念活动。

鹿心社在致辞中称,“上天入地”,一直是人类的两大梦想。在嫦娥探月、神七飞天的同时,我国科学家就一直在努力探索认识地球深部奥秘的科学方法和手段。中国已成功进行了大陆科学钻探工程。2008 年,在汶川特大地震发生后的第 5 个月,科技部、国土资源部和中国地震局又组织实施了“汶川地震断裂带科学钻探工程”,成为世界上响应最快的深部科学工程。今天,我们即将启动的深部探测与实验研究,是应用国际先进的探测技术对地球深部发起的又一次大型科学探索活动。他说,认识地球,保障发展,就是要通过掌握地球各系统间相互作用规律,发现地球深部动力作用对人类生存发展的影响,从而找到一条科学防灾减灾,保护我们生存家园的健康发展之路。认识地球,保障发展,就是要针对资源安全和保障中的突出问题,依靠科技进步加大深部资源勘查力度,不断探索新型资源,保障人类发展对资源的需求。认识地球,保障发展,就是要倡导和推进资源的合理开发、科学利用,有效保护人类赖以生存的环境,实现经济社会发展和资源保护共赢,实现人与自然的和谐。鹿心社说,我们只有一个地球,这是全人类共同的家园。当前全球金融危机对各国经济社会发展都提出了严峻挑战,但历史经验证明,每一次重大危机都孕育着创新的发展机遇。我们一方面要正视危机,主动作为,全力保增长、保资源安全;另一方面我们要解放思想,锐意进取,深化改革,转危为机,进一步提高统筹保障发展和保护资源的能力。

为落实国务院《关于加强地质工作的决定》,推进地壳探

测工程,国土资源部开始实施深部探测技术与实验研究,旨在解决深部探测关键技术与核心技术集成,形成对固体地球深部层圈立体探测的技术体系和深部探测实验基地,建立深部地球科学数据研究共享机制,培养一批深部研究创新团队。活动仪式上,国土资源部副部长贡小苏按动现场地球模型,中国科学院院士李廷栋发表“认识地球,走进深部”科学宣言,以科学家特有的热情宣告了中国地质家对深部地球研究的认识、行动和承诺。宣言预示中国入地计划已经揭开序幕。

“节约资源、保护环境,做保护地球小主人”活动全国组委会与国际地球年中国全委会曾在 2008 年共同开展了“认识地球、和谐发展”国际地球年中国少年儿童绘画征集活动,一年的评选在今天结出硕果。活动仪式上,作为“节约资源、保护环境,做保护地球小主人”活动全国组委会主任王世元,宣读了《关于国际地球年中国少年儿童绘画征集活动的表彰决定》。出席活动的领导和专家为获奖者颁奖。100 个“优秀作品奖”、900 个“入围作品奖”、15 个“组织奖”和 55 个“优秀指导老师奖”的获奖代表兴高采烈地上台接受了奖状。

北京的主活动现场设置了深部探测技术与实验研究展示区、汶川地震断裂带科学钻探展示区、资源国情展示区、宝玉石矿物标本展示区。中国地质学会的各协会专家到现场咨询。国土资源报社等媒体在现场向公众发放“世界地球日”特刊、当日报纸及各种科普宣传材料、纪念品等,深受好评。

为了隆重纪念第 40 个“世界地球日”,中国地质博物馆 4 月 22 日、23 日连续两天向公众免费开放。中国地质科学院十多个重点实验室、李四光纪念馆等在地球日当天免费向公众开放。中国地质科学院举行“走进深部”科普报告会,科学家在会上做“深部探测技术与实验”、“汶川地震与深部构造”和“走进深部的金刚钻”等科普报告。中国地质调查局邀请中国地质科学院专家在中国地质大学在当日下午进行了资源国情科普报告会。北京大学、中国地质大学等高校师生举办了各种活动纪念世界地球日。

全国各地同时举办了精彩纷呈的纪念活动。

(赵凡 供稿 章雨旭 编辑)