# 西藏雄巴地区中新世雄巴组砂岩地球化学特征 及对物源区、构造背景的指示

王从山<sup>1,2)</sup>,陈文西<sup>2,3)</sup>,单福龙<sup>1,2)</sup>

山东科技大学地质科学与工程学院,山东青岛,266590;2)中国地质科学院矿产资源研究所,北京,100037;
 3)国土资源部盐湖资源与环境重点实验室,北京,100037

内容提要:雄巴地区位于阿尔卑斯-喜马拉雅构造一火山成矿带冈底斯硼矿成矿远景区,中新世经喜山运动二 幕形成杂色火山岩和碎屑沉积岩交互的一套地层。本文对雄巴地区雄巴组碎屑岩元素地球化学特征进行研究。 研究发现,雄巴地区雄巴组碎屑岩碎屑颗粒呈棱角、次棱角状,具有近源沉积特征。碎屑砂岩具有中等 SiO<sub>2</sub>、K<sub>2</sub>O, 高 Na<sub>2</sub>O,低 TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO 的特点,说明源岩主要为长英质岩石。样品化学蚀变指数(CIA)平均为 57.41,化学风化 指数(CIW)平均为 66.81,中等偏高,表明源区源岩经历了低一中等程度的风化。稀土元素配分图及痕量元素蛛网 图显示轻稀土富集、重稀土亏损,轻重稀土分馏明显,负 Eu 异常[(La/Sm)<sub>N</sub>平均为 4.28、(La/Yb)<sub>N</sub>平均为 27.30、 ∑LREE/∑HREE 平均为 8.25、(Gd/Yb)<sub>N</sub>平均为 2.89、Eu/Eu\*平均值为 0.69]。研究区沉积构造背景为活动大 陆边缘,偶有样品偏向岛弧环境和被动大陆边缘;主要物源为上地壳英安岩型、长英质火成物源区,有极少安山质 岩石和古老上地壳物质混入。根据雄巴地区区域地质背景资料,结合前人研究成果,本论文认为雄巴组碎屑砂岩 原始物源区主要是雄巴盆地西北方向的火山机构分布带,同时论证了研究区中新世所经历的构造一火山一沉积环 境特点,综合信息显示研究区是有利硼矿成矿远景区。

关键词:地球化学;物源制约;构造背景;砂岩;雄巴组;西藏

雄巴地区在大地构造位置上处于阿尔卑斯-喜 马拉雅构造一火山带,冈底斯构造分区,Geng Tao (2007)通过对西藏狮泉河地的重力、航磁、遥感等资 料的综合解译,认为该区处于北冈底斯-念青唐古拉 成矿带上。LI Guangming et al. (2002a, 2002b, 2004)根据最新大地调成果及成矿条件的分析基础 上,认为冈底斯地区为富铜、铁、银铅锌矿成矿远景 区,并划分出了盐湖锂一硼资源找矿远景区。阿尔 卑斯-喜马拉雅构造一火山带正是世界范围内火山 一沉积型硼矿化带之一,最著名的为土耳其安纳托 利亚高原硼矿区。有学者根据研究区所处大地构造 位置及综合地质条件推断该区可能是潜在的火山-沉积型硼矿区,由于地理环境等因素的限制,勘查程 度偏低。本文拟从碎屑沉积岩地球化学方向对研究 区物源及构造背景展开探讨,进而分析成矿有利条 件,力求为研究区矿产勘探开发提供有益参考,对冈 底斯-喜马拉雅火山岩浆弧带中部发展、演化具有重 要意义。

研究区中新世雄巴组是由四川省地质调查院新 命名的一个地层组,该组在1:100万日土幅被归属 于下白垩统维恩组,1:100万日喀则幅命名为"达 多群",《西藏自治区岩石地层》将其归并于李璞的 "林子宗火山岩"(夏代祥等,1997),雄巴组岩性以杂 色火山岩和碎屑沉积岩为主。目前对该组火山岩岩 性、年代、形成机制及其反映的板块构造演化等已有 研究(Wang Youming, 2005; Bao Peisheng et al., 2006; Zhang Kexin et al., 2010; Chen Xiaolin et al., 2010; Zheng Hiongwei et al., 2010; Liu Dong et al., 2011; Yue Xiangyuan et al., 2011), 而碎屑沉积岩方面尚无系统研究。根据碎屑沉积岩 中主、微量元素特定的化学性质,可用于分析岩石风 化条件、物源区及构造背景的特点(Schwab, 1975; Taylor et al., 1981; Mclennan et al., 1983; Bhatia, 1985; Bhatia et al., 1986; Floyd et al.,

作者简介:王丛山,女,1989年生。在读硕士研究生。研究方向矿产资源勘查、评价与开发。Email:wangcongshan89@163.com。

通讯作者:陈文西,男,1977年生。副研究员。主要从事沉积矿产与沉积矿盆地的调查及研究。通讯地址:100037,中国地质科学院矿产 资源研究所;Email:chwx06@126.com。

注:本文为中国地质调查局地质大调查项目(编号 N1016)资助成果。

收稿日期:2014-12-05;改回日期:2015-06-05;责任编辑:黄敏。

1989; Shao Lei et al., 1998; Gu X X et al., 2002; Zhao Hongge et al., 2003; Cai Guanqiang et al., 2006; Yang Jianghai et al., 2007; Chen Xiaojun et al., 2011),本文拟结合雄巴地区雄巴组碎屑岩的 野外观测,对其展开主量、微量元素地球化学特征研 究,探讨其风化程度、物源及构造背景,同时参照区 域上同期雄巴组火山岩研究成果,判别研究区成矿 条件,从而为矿产勘查提供重要依据。

1 地质背景

雄巴地区位于拉萨地块西北缘,以班公湖-怒江 缝合带和印度-雅鲁藏布江缝合带为界,靠近洛巴 堆-米拉山断裂(图 1)(Jiang Xi et al., 2010; Liu Xifang et al., 2010; Liu Dong et al., 2011)。结合 青藏高原古地理演化,研究区自震旦纪以来经历了 燕山运动(晚侏罗世、早白垩世末、晚白垩世晚期)、 喜山运动(始新世末、中新世)等多期次大型构造运 动,区内构造格架系 NW-SE 展布的狮泉河复向斜 褶皱,以及邦巴逆冲断裂带、聂耳错断裂带等次级线 性断裂(Liu Dong et al., 2011)。区内地层为白垩 纪海相火山-沉积地层和古-新近纪陆相杂色粗碎 屑沉积地层,部分地层夹中-酸性火山岩。研究区 侵入岩主要为白垩纪则弄群、捷嘎组、古-始新世林 子宗群以钙碱性为主的火山岩。



图 1 (a)西藏大地构造简图(据夏代祥等, 1997; Zhang Kexin et al., 2010)和(b)雄巴地区区域地质图 (Zhang Kexin et al., 2010)

Fig. 1 Regional tectonic map of Tibet(after Xia Daixiang et al., 1997; Zhang Kexin et al., 2010)and(b)

Regional Geological map of Xungba(after Zhang Kexin et al. , 2010)

①一洛巴堆-米拉山断裂;②一狮泉河-纳木错蛇绿混杂岩带;

1一雄巴残留盆地;2一丁固残留盆地;3一改则残留盆地;4一昂拉仁错残留盆地

①—Luobadui-Mila Mountain Falut; ②—Shiquan River-Nam Tso Ophiolitic Melange belt;

1—Xungba residual basin; 2—Dinggu residual basin; 3—Gaize residual basin; 4—Anglarencuo residual basin

雄巴组是指一套陆相火山盆地型钙碱性中一酸 性火山岩及火山碎屑岩系列,局部地区被第四纪湖 积物覆盖,岩性以深灰、灰绿等杂色火山集块岩、火 山碎屑岩、玄武安山岩、英安岩、凝灰岩及凝灰质砂 岩为主,与下伏郎山组、多尼组灰岩一碎屑岩沉积地 层、白垩纪花岗岩和古近纪林子宗火山岩群呈角度 不整 合接触(Zhang Kexin et al., 2010; Chen Xiaolin et al., 2010; 四川省地质调查院,2003<sup>0</sup>;河 北省地质调查院,2006<sup>9</sup>; Liu Dong et al., 2011), 地层厚度大于 2390m,同位素年龄值(英安岩,K-Ar 法)为 19.0±0.9Ma、19.9±0.3Ma,其形成时代为 新生代中新世(四川地质调查院,2003<sup>0</sup>)。

# 2 样品采集与研究方法

# 2.1 样品采集

本文样品采集于雄巴盆地东侧雄巴组实测沉积 剖面(图 2),主要由湖相沉积物、火山碎屑岩和中一 酸性火山岩组成,具有明显旋回性。本次主要以湖 相碎屑沉积物为研究对象,为确保碎屑岩样品具有 代表性,采集样品沿剖面自下而上顺序排号,且尽量 取新鲜岩石。

# 2.2 矿物学特点

研究区碎屑岩为灰白色、灰色,呈薄、中层状,沉

积剖面砂岩粒度大小变化明显,主要包括岩屑砂岩 和凝灰质中细砂岩(图 3a,b)。碎屑物质占 65%~ 80%,呈棱角、次棱角状,粒径介于 0.10~0.30mm 之间,少数<0.05mm 或>0.50mm。主要矿物有中 一酸性斜长石,其次为石英、黑云母;副矿物为锆石、 榍石等,填隙物主要为火山尘及泥质物(图 3c,d,e, f)。砂岩整体为空隙式充填,泥质胶结、基底胶结。 中一酸性斜长石见明显解理、聚片双晶,偶见隐晶质 长英质岩屑(图 3e)。黑云母呈条形、板条型,长轴 略呈定向性排列(图 3d)。偶见硅藻化石(图 3f。)

雄巴盆地东缘实测沉积剖面,层序及取样位置 如下:

11一褐色黑云母安山岩。取样品 SKP27

顶部部分风化剥蚀

10-含黑色燧石条带沉泥质凝灰岩。取样品 SKP26, SKP25 0.4m

9一灰白色凝灰中细粒砂岩。取样品 SKP24,SKP23

0.4m 8—灰白—灰黄色含硅藻凝灰岩。取样品 SKP22 0.3m 7—含角砾凝灰中细粒砂岩。取样品 SKP21,SKP20, SKP19,SKP18,SKP17 0.9m

6—褐黄 - 深灰色黑云母安山岩。取样品 SKP16, SKP15,SKP14 0.9m

5一黄白色凝灰中细粒砂岩。取样品 SKP13,SKP12

0.3m



#### 图 2 西藏雄巴地区实测沉积剖面图





图 3 西藏雄巴盆地东缘雄巴组碎屑岩野外露头(a~b)及显微照片(c~f,c,d,e为正交光;f为单偏光) Fig. 3 The field outcrop (a~b) and micrograph (c~f) of clastic rocks in eastern Xungba Basin, Tibet (c, d, e, cross polarized; f, plane polarized)

4-深灰色沉泥质凝灰岩。取样品 SKP11,SKP10 0.2m
 3-深灰色夹灰白色凝灰细砂岩夹粉砂岩。取样品
 SKP9,SKP8,SKP7
 14.5m

2—灰色沉泥质凝灰岩。取样品 SKP6,SKP5 8.5m
 1—灰黑色夹灰色含硅藻凝灰细砂岩。取样品 SKP4,
 SKP3,SKP2,SKP1 厚>16.5m

(未见底)

# 2.3 实验分析方法

样品磨片制备工作由中国地质博物馆完成,取 样品新鲜面磨制 0.03mm 厚度薄片,由盐湖资源与 环境重点实验室完成鉴定工作。样品碎样工作由河 北省廊坊区域地质矿产调查研究所实验室完成,选 取新鲜样品清洗、除杂并低温烘干,取 200g 左右粉 碎至 200 目;之后由中国地质科学院国家地质实验 测试中心完成化学成分测试,其中主量元素采用 X 射线荧光光谱仪(PW4400)测定(依据 GB/ T14506.28-2010)、稀土元素和痕量元素采用等离 子质谱仪(X-series)(依据 DZ/T0233-2001)测定,分 析精度优于 5%~10%。主、微量及稀土元素测试 结果及相关参数见表 1。

3 碎屑砂岩元素地球化学特征及构造 环境

# 3.1 主量元素地球化学特征及反映的构造环境

主量元素测试数据及相关参数见表 1,研究区 碎屑 岩样品 SiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、TiO<sub>2</sub>、TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO、 CaO、K<sub>2</sub>O、Na<sub>2</sub>O 平均含量分别为 66.89%、 12.80%、0.44%、2.11%、1.04%、2.15%、3.10%、 4.23%。其中,SiO<sub>2</sub>、K<sub>2</sub>O含量中等,TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO 含量偏低,Na<sub>2</sub>O含量明显偏高,指示研究区碎屑岩 为长英质岩石。

表 1 西藏雄巴地区实测剖面砂岩主量(%)、微量 (×10<sup>-6</sup>)、稀土元素(×10<sup>-6</sup>)测试结果及相关参数

Table 1 Test results of the constant elements (%), trace elements ( $\times 10^{-6}$ ), REE ( $\times 10^{-6}$ ) and relevant parameters of the sandstones in Xungba area, Tibet

样品	SKP2	SKP3	SKP4	SKP8	SKP13	SKP21	SKP23	SKP24
$SiO_2$	61.70	63.00	61.30	63.80	72.00	68.70	73.50	71.10
$K_2O$	3.60	3.70	3.30	2.70	3.10	2.20	3.10	3.10
$Na_2O$	5.20	5.00	5.70	5.30	4.40	3.00	2.20	3.10
$TFe_2O_3$	2.20	2.50	2.70	2.70	1.00	2.30	1.60	2.00
MnO	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.23
$Al_2O_3$	14.00	13.90	15.30	11.60	10.70	14.70	9.50	12.60
MgO	1.10	1.20	1.20	1.10	0.60	1.50	1.00	0.60
CaO*	2.50	2.00	2.50	1.10	2.2	2.60	2.00	2.30
${\rm TiO}_2$	0.50	0.40	0.70	0.40	0.30	0.50	0.30	0.40
$P_2O_5$	0.10	0.20	0.30	0.00	0.20	0.20	0.10	0.10
LOI	9.00	7.80	6.40	10.6	4.30	3.40	6.20	3.90
CIA	55.20	56.50	57.20	56.0	52.60	65.40	56.70	59.70
CIW	64.40	66.60	65.30	64.50	62.10	72.40	69.50	69.90
La	27.80	28.70	45.50	32.60	37.70	61.00	38.40	45.10
Ce	57.80	60.90	93.10	68 <b>.</b> 70	71.00	118	75.5	87.40
Pr	6.55	7.27	11.60	7.61	8.36	13.10	9.06	10.30
Nd	24.90	27.60	44.10	27.10	30.70	45.50	34.00	38.50
Sm	4.35	5.06	7.71	4.52	4.91	6.69	5.43	6.20
Eu	0.84	0.98	1.30	0.81	1.03	1.36	0.94	1.35
Gd	3.29	3.42	4.95	3.09	2.86	3.59	3.20	3.77
Tb	0.37	0.41	0.65	0.41	0.41	0.57	0.48	0.51
Dy	2.12	2.17	3.18	2.21	1.89	2.51	2.18	2.37
Ho	0.40	0.41	0.59	0.41	0.33	0.45	0.40	0.40
Er	1.17	1.16	1.60	1.13	0.99	1.23	1.10	1.17
Tm	0.17	0.17	0.20	0.15	0.11	0.14	0.13	0.14
Yb	0.97	1.09	1.36	1.00	0.82	0.91	0.80	0.91
Lu	0.17	0.16	0.21	0.15	0.11	0.11	0.12	0.12
(La/Sm) <sub>N</sub>	3.89	3.45	3.59	4.39	4.67	5.55	4.30	4.43
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	2.72	2.51	2.91	2.47	2.79	3.16	3.20	3.32
δCe	0.98	0.97	0.93	1.00	0.91	0.94	0.93	0.92
В	401	823	261	587	2471	184	409	225
Rb	248	226	188	203	101	107	107	137
Ba	820	766	817	593	649	703	605	1219
Th	12.90	24.40	29.20	17.50	18.40	25.20	17.40	18.50
Nb	7.93	8.67	12.20	7.84	7.53	9.28	6.72	8.54
Sr	493	484	500	289	585	635	423	626
Zr	158	216	307	129	142	169	109	169
Ti	2999	2793	4182	2519	1986	2640	1916	2530
Υ	11.70	11.70	16.70	11.40	9.27	10.60	10.00	10.50

注:化学蚀变作用指标 CIA=[Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+CaO\*+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)]×100,根据 Nesbitt et al. (1982)。

化学风化指数 CIW=Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+CaO\*+Na<sub>2</sub>O)×100,根据 LUC Harnois,1988;Cullers,2000。

式中 CaO\*为岩石中硅酸盐矿物中的 CaO 含量;  $(La/Sm)_N$ 、  $(Gd/Yb)_N$ 标准化数据参照陈道公(1992)。

碎屑岩化学蚀变指数 CIA 和化学风化指数 CIW 可用来反应源岩风化程度,高数值代表了强风 化程度(Nesbitt et al., 1982; LUC Harnois, 1988; Cullers, 2000; Yang Jianghai et al., 2007; Perri, 2013)。研究区化学蚀变指数 CIA 值介于 52.56~ 65.41,平均为 57.41,偏低;化学风化指数 CIW 值 介于 64.37~72.36,平均为 66.81,显示低一中等风 化程度。

雄巴盆地实测剖面砂岩主量元素与各类大地构 造背景砂岩进行比较(见表 2),结果显示 SiO<sub>2</sub>、 K<sub>2</sub>O、Na<sub>2</sub>O、K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O与上地壳统计值极其吻合, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO、CaO、TiO<sub>2</sub>与活动大陆边缘统计值极 为近似,所以研究区主量元素含量及比值具有活动 大陆边缘和上地壳元素的特征。

# 表 2 西藏雄巴组砂岩与典型构造背景砂岩的化学成分 及特征参数的比较

Table 2Comparation of major elements of sandstones ofXungba Formation with various tectonic setting in Tibet

投口	研究区	大洋	大陆	活动大	被动大	上地志
行十 日日		岛弧	岛弧	陆边缘	陆边缘	工地冗
$SiO_2(\%)$	66.89	58.83	70.69	73.86	81.95	66.00
$K_2O(\%)$	3.10	1.60	1.89	2.90	1.71	3.40
$Na_2O(\frac{9}{0})$	4.23	4.10	3.12	2.77	1.07	3.90
$TFe_2O_3(\%)$	2.11	8.08	4.82	3.06	3.28	*
MnO(%)	0.05	0.15	0.10	0.10	0.05	*
$\mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3$ ( $\%$ )	12.80	17.11	14.04	12.89	8.41	15.20
$MgO(\frac{0}{2})$	1.04	3.65	1.97	1.23	1.39	2.20
CaO(%)	2.15	5.83	2.68	2.48	1.89	4.20
${ m TiO}_2$ ( $\%$ )	0.44	1.06	0.64	0.46	0.49	0.50
$P_2O_5(\frac{9}{0})$	0.16	0.26	0.16	0.09	0.12	*
$\mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3/\mathrm{SiO}_2$	0.19	0.29	0.20	0.18	0.10	0.23
$\rm K_2O/Na_2O$	0.73	0.39	0.61	0.99	1.60	0.87

在 Fang Guoqing(1993)提出的碎屑砂岩主量 元素构造环境判别图  $K_2 O/(Na_2 O + CaO)$ -SiO<sub>2</sub>/ Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>中(图 4a),其中 SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>大致表示石英的 富集程度,随着 SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量(即石英富集程度) 降低,所反映的构造环境从被动大陆边缘经活动大 陆边缘向岛弧环境转化(Shao Lei et al., 1998),反 映出构造条件对成岩物质成分的影响。图中所示砂 岩都分布于活动大陆边缘。

Gu X X et al. (2002)提出的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>-(FeO+MgO)/SiO<sub>2</sub>+K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O)判别图中(图 4b),样品主要位于成熟岩浆弧区及其外围上部。 根据 Kumon 定义的进化岛弧和成熟岩浆岛弧分别 相当于 4a、4c 和 4d 中的岛弧环境和活动大陆边缘 环境。Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>大致代表长石与石英的比例,而 (FeO+MgO)/(SiO<sub>2</sub>+K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O)则代表岩石中





图 4 西藏雄巴组碎屑砂岩主量元素构造环境判别图(a)K<sub>2</sub>O/(Na<sub>2</sub>O+CaO)-SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、 (b)Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>-(FeO+MgO)/(SiO<sub>2</sub>+K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O)、(c)K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>、(d)SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O

Fig. 4 The tectonic setting discrimination on major elements of the sandstones of Xungba Formation in Tibet of (a)  $K_2 O/(Na_2 O+CaO)-SiO_2/Al_2 O_3$ , (b)  $Al_2 O_3/SiO_2-(FeO+MgO)/(SiO_2+K_2 O+Na_2 O)$ , (c)  $K_2 O/Na_2 O-SiO_2$ , (d)  $SiO_2/Al_2 O_3-K_2 O/Na_2 O$ 

(底图 4a 来自 FANG Guoqing, 1993;4b 来自 Gu X X et al., 2002;4c,4d 来自 BAI Daoyuan et al., 2007) (4a-after Fang Guoqing, 1993; 4b-after Gu X X et al., 2002; 4c,4d-after Bai Daoyuan et al., 2007)

相对基性组分(火山岩)与长英质组分(火山岩)的比率(Bai Daoyuan et al., 2007)。鉴于主动大陆边缘 沉积石英含量略低(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>比值偏大),因此, 图 4b 总体显示活动大陆边缘构造环境。

判别图 K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>(图 4c)和 SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O(图 4d)最先由 Roser et al. (1988)提出, 并对砂泥岩沉积盆地构造环境进行了重新划分,认 为活动大陆边缘包括位于活动板块边界之上或邻近 活动版块边界的构造上的活动大陆边缘,而被动大 陆边缘包括稳定大陆边缘的板内盆地和克拉通内部 盆地(BAI Daoyuan et al., 2007)。在判别图中,大 部分样品落入活动大陆边缘,小部分向岛弧环境和 长英质侵入岩碎屑的进化岛弧环境及被动大陆边缘 略微偏移,造成此种现象的原因是碎屑砂岩成岩物 质继承母岩特征,又受到后期构造等因素的影响,对 判别构造环境产生干扰。

综合考虑由不同主量元素组成的构造环境判别 式,排除砂岩全岩分析对指示构造背景存在客观的 不准确性和主量元素检测分析过程中的个别误差, 我们认为研究区中新世构造环境为活动大陆边缘 环境。

# 3.2 稀土元素地球化学特征及反映的构造环境

碎屑沉积岩中稀土元素含量主要受沉积物源区 性质的影响,而古地理构造活动、成岩过程对其影响 很小,所以稀土元素地球化学特征可以很好地指示 物源区原始沉积、构造环境等(Schwab, 1975; Taylor et al., 1981; Mclennan et al., 1983; Bhatia, 1985; Bhatia et al., 1986; Roser et al., 1988; SHAO Lei et al., 1998; CAI Guanqiang et al., 2006; CHEN Xiaojun et al., 2011)。研究区 实测剖面砂岩稀土元素测试结果见表 1,根据里德 球粒陨石平均含量(陈道公,1992)进行标准化,绘制 稀土元素配分曲线见图 5。



图 5 西藏雄巴组实测剖面碎屑岩稀土元素配 分曲线图(标准化数据参照陈道公,1992)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns of measured profile of Xungba Formation in Tibet (after Chen Daogong, 1992)

在稀土元素配分曲线上(图 5),各样品配分曲 线显示相互平行特点,表明稀土元素含量变化具有 同步性。配分模式总体呈右倾,轻稀土元素富集,重 稀土元素亏损,显示负 Eu 异常。特征参数显示稀 土元素总量较高, $\Sigma$ REE 变化范围为 130.90×10<sup>-6</sup> ~255.16×10<sup>-6</sup>,平均为 177.84×10<sup>-6</sup>。轻稀土富 集,(La/Sm)<sub>N</sub> 平均为 4.28,(La/Yb)<sub>N</sub> 平均为 27.30, $\Sigma$ LREE/ $\Sigma$ HREE 平均为 8.25。重稀土元 素相对亏损,(Gd/Yb)<sub>N</sub>平均为 2.89,指示轻稀土元 素较重稀土元素分馏程度高。

雄巴盆地碎屑岩稀土元素特征与不同源区构造 背景下砂岩的稀土元素判别值进行对比(表 3),元 素 La、Ce 含量值处于活动大陆边缘和被动大陆边 缘统计值之间;∑REE 非常接近活动大陆边缘;Eu/ Eu\*平均值为 0.69,相当接近上地壳元素比值(Eu/ Eu\*=0.64),表现明显负异常。稀土元素总体继承 母岩特征较多,显示研究区碎屑岩沉积期物源受上 地壳隆升基底的影响,判定构造背景为活动大陆 边缘。

# 3.3 微量元素特征

微量元素测试数据见表 1,数据采用 McDonough et al. (1995)等微量元素排列顺序及原 始地幔数值进行标准化后作蛛网图(图 6)。测试数 据表中大离子亲石元素 Rb、Sr、Ba 的平均含量为 164.6×10<sup>-6</sup>、504.4×10<sup>-6</sup>、771.5×10<sup>-6</sup>;高场强元 素 Th、Nb、Zr 等平均值分别为 20.4×10<sup>-6</sup>、8.6× 10<sup>-6</sup>、174.9×10<sup>-6</sup>。蛛网图中显示曲线具有较大一 致性,整体呈右倾型。



图 6 西藏雄巴组实测剖面碎屑岩微量元素蛛网图 (标准化数值参照 McDonough et al., 1995)

Fig. 6 Trace elements spider diagram of sandstone samples of Xungba Formation in Tibet (after McDonough et al. ,1995)

# 4 碎屑砂岩主、微量元素对物源的 制约

碎屑砂岩的化学组成影响因素可以分两个方

# 表 3 西藏雄巴组砂岩与典型构造背景砂岩的化学成分及特征参数的比较 Table 3 Comparation of major elements and REE characteristic parameters of sandstones of Xungba Formation in Tibet with various tectonic settings

9							
样品	研究区	大洋岛弧	大陆岛弧	活动大陆边缘	被动大陆边缘	上地壳	
物源区类型		未切割的岩浆弧	切割的岩浆弧	基底隆起	克拉通内的高地		
$La(\times 10^{-6})$	39.60	8±1.70	$27 \pm 4.50$	37	39	30	
$Ce(\times 10^{-6})$	81.50	$19 \pm 3.70$	$59 \pm 8.20$	78	85	64	
$\Sigma \text{REE}(\times 10^{-6})$	189.30	$58 \pm 10$	$146\!\pm\!20$	186	210	146	
La/Yb	41.40	4.2±1.30	$11 \pm 3.60$	12.50	15.90	13.60	
(La/Yb) <sub>N</sub>	27.30	4.2±1.30	7.5 $\pm$ 2.50	8.50	10.80	9.20	
$\Sigma$ LREE/ $\Sigma$ HREE	8.30	3.8±0.90	7.7 $\pm$ 1.70	9.10	8.50	9.47	
Eu/Eu*	0.69	$1.01 \pm 0.11$	$0.79 \pm 0.13$	0.60	0.82	0.65	

10

8

6

面:一是源岩的物质组成,另一个是风化条件、搬运 沉积过程和成岩后生作用。由于主量、微量元素在 沉积期受构造环境的控制,可继承的源岩物质组成 受一定影响,沉积物的化学组成对源岩物源有不同 程度的显示(BAI Daoyuan et al., 2007)。所以,可 以根据源岩与碎屑砂岩化学组分较好的对应性,综 合主量、微量、稀土元素,及火山岩地球化学特征来 探讨物源的制约(Schwab, 1975; William et al., 1979; Taylor et al., 1981; Mclennan et al., 1983; Bhatia, 1985; Bhatia et al., 1986; Roser et al., 1988; ZHAO Hongge et al., 2003; YANG Jianghai et al., 2007)。

# 4.1 碎屑砂岩主量元素对物源的制约

由于 SiO<sub>2</sub>具有最丰富的含量以及对物源变化 的敏感性,K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 在成岩过程中的稳定性可很 好地 解 释 砂岩 物 源 性 质 (Roser et al., 1988; FANG Guoqing, 1993; YANG Jianghai et al., 2007)。根据各主量元素间的相关性及元素不同的 化学性质,Roser et al. (1988)提出利用主量元素与 特定系数的组合判别式对物源进行研究;YANG Jianghai et al. (2007)通过对 5 个主量元素氧化物 组合对物源的判别建立了双变量主量元素物源判 别图解,与 Roser et al. (1988)的研究具有相同 效果。

根据 Crook 提出的砂岩组分变化与构造环境 之间三等分法(SiO<sub>2</sub> <58%, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O <<1 为岩 浆岛弧的象征;SiO<sub>2</sub>含量约 68%~74%, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O <1 为安第斯型大陆边缘及大陆地壳上部的象征; SiO<sub>2</sub> >89%, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O >1 为大西洋型被动大陆边 缘的象征)(YANG Jianghai et al., 2007), 研究区 SiO<sub>2</sub>平均含量 66.89%、K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 介于 0.52~ 1.42 之间,平均为 0.8, 说明研究区更接近安第斯型 活动大陆边缘和大陆地壳上部。

Roser et al. (1988)将碎屑沉积物源划分为长 英质火成物源区、中性岩火成物源区、镁铁质火成物 源区和石英沉积岩物源区四种,并提出了主量元素 判别函数 F<sub>1</sub>-F<sub>2</sub>(图 7)。研究区判别函数值绝大部 分落于长英质火成岩物源区,因受到后期表生作用 影响有一组数据偏向石英岩沉积物源区,根据雄巴 盆地碎屑砂岩具有中等 SiO<sub>2</sub>、低 TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO 的 特点,判定雄巴盆地碎屑岩为长英质岩石,判别图解 与主量元素特征值对物源的指示相当吻合。

# 4.2 微量元素对物源的制约

由于沉积岩中稀土及痕量元素,特别是 La、



长英质火成物源区

 $\Xi_{\pm}$ F<sub>1</sub> = -1.773 I<sub>1</sub>O<sub>2</sub> + 0.607AI<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + 0.76Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( 息) - 1.5MgO + 0.616CaO+0.509Na<sub>2</sub>O-1.224K<sub>2</sub>O-9.09;F<sub>2</sub> = 0.445TiO<sub>2</sub> + 0.07AI<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 0.25Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( 总) - 1.142MgO + 0.438CaO + 1.475Na<sub>2</sub>O+1.426K<sub>2</sub>O-6.861

Ce、Nd、Y、Th、Zr、Hf、Nb、Ti和Sc等活动性较弱, 且在沉积过程中有相对较小迁移率及成岩后具相 对稳定性,元素的组合特征可以很好地反应母岩 性质和沉积盆地特征(Taylor et al., 1981; Mclennan et al., 1983; Bhatia, 1985; Bhatia et al., 1986; Roser et al., 1988; Floyd et al., 1989; SHAO Lei et al., 1998; Cullers, 2000; Gu X X et al., 2002; CAI Guanqiang et al., 2006), 是推断物 源的最佳元素,结合主量元素可以更全面地了解 其对物源的制约。

在 La/Th-Hf 源岩属性判别图上(图 8a),绝大 多数样品落入长英质源区,且集中于上地壳成分范 围;只有极少样品落于混合长英质/基性源区,说明 雄巴盆地雄巴组碎屑砂岩源区为上地壳岩石。在 Bhatia(1985)提出的稀土元素一常量元素物源判别 图 REE-SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(图 8b)中,样品大都落入英安 岩型区域,偶有样品偏移向英安岩型和花岗片麻岩 与沉积岩型交界处,这与活动大陆边缘主要岩石组 合特点相吻合。

中新世沉积初期,研究区所处的冈底斯一念青 唐古拉山北部沿班公错-怒江缝合带形成一系列小 型断陷盆地,发育以陆相碎屑岩为主的河湖相沉积, 局部发育火山碎屑岩夹海相沉积岩(潘桂棠等, 1990)。雄巴盆地作为残留盆受到四周较高隆起区



图 8 西藏雄巴组碎屑砂岩物源判别图(a)La/Th-Hf、(b)REE-SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(底图 a 据 Gu X X et al.,2002;b 据 Bhatia,1985) Fig. 8 Source rockdiscrimination diagrams for sandstones of Xungba Formation in Tibet on(a)La/Th-Hf、 (b)REE-SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(a after Gu X X et al., 2002; b after Bhatia, 1985)

风化碎屑物的影响,因样品薄片鉴定结果显示碎屑 填隙物主要是大量火山尘等细小火山碎屑物,推测 研究区西北方向中新世期间广泛发育的火山机构是 碎屑岩的主要物源。

5 讨论

# 5.1 火山岩地球化学特征对成矿的意义

根据区域地质研究资料,雄巴地区处于冈底 斯一下察隅晚燕山—早中喜山期俯冲—碰撞型中-酸性岩浆弧带西段,中新世期间火山活动强烈目具 有明显喷发旋回,岩石类型主要是中、酸性凝灰岩、 安山岩、英安岩等,且分布面积较为广泛(夏代祥等, 1997; 潘桂棠等, 1990; 四川省地质调查院, 2003<sup>●</sup>;河北省地质调查院,2006<sup>●</sup>;CHEN Xiaolin et al., 2010; ZHANG Kexin et al., 2010; LIU Xifang et al., 2010; LIU Dong et al., 2011) . LIU Dong et al. (2011)对雄巴地区火山岩进行地球化学 研究,全岩显示富碱特征(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O含量偏高), 并识别出超钾质安粗岩、粗面英安岩和钾质流纹岩 三类火山岩,对应的物源区可能分别为部分熔融的 中、上地壳、加厚的下地壳及富集地幔。Floyd et al. (1998)认为来自地幔及下地壳钙碱性岩浆喷发 将富硼物质带入地表,或者经受了地幔富硼热液的 浸染作用而导致硼及其他元素的富集。此类岩浆活 动为硼元素富集提供了物质来源及成矿流体系统 (WANG Peijun, 1996; WANG Congshan et al., 2015),综合考虑雄巴地区火山活动条件,及所显示 的地球化学特征初步判断该地区具有硼矿成矿潜 力,本课题后期将结合其他硼矿区火山岩(岩浆作 用)在硼矿成矿机制中的作用,对研究区火山岩成矿 性进行深入研究。

### 5.2 沉积环境与成矿相关性

部分微量元素 Sr、Ba、Rb、B 等对沉积盆地古环 境具有指示意义,元素 Sr、Ba、Rb 含量与离岸距离、 水体深度呈正相关性。依据 Sr/Ba 比值具有反映沉 积环境和水体深度的地球化学性质(大于 1.0 为海 水相、0.5~1.0为半咸水相、小于 0.5为微咸水相) (CHEN Xiaojun et al., 2011; LUO Shunshe et al., 2011), 计算研究区 Sr/Ba 为 0.49~0.9, 平均 为 0. 67,判断研究区碎屑砂岩沉积期为半咸水相环 境。研究区剖面样品自下而上 Rb 具明显地减小趋 势,反映出沉积阶段水体逐渐变浅,与中新世研究区 发生喜马拉雅运动陆壳整体隆升相吻合。元素 B 含量能反映古盐度情况,一般认为,湖相沉积物中B 含量相对较低,而成岩泻湖中B含量较高(Floyd et al., 1998; LUO Shunshe et al., 2011);研究区测 试数据显示较高 B 含量(排除检测误差其平均值为 412.85×10<sup>-6</sup>),有利于硼矿物沉淀析出到达富集。 根据实测剖面以北沉积地层中发现的介形虫生态资 料推断沉积期水体为碱性微咸一半咸水环境,以及 中新世研究区古地理大环境为抬升造陆期,沿班 公一怒江带、冈底斯带发育众多裂陷盆地,判定研究 区沉积期为封闭、半封闭的半咸水环境,具有水体逐 渐变浅趋势。由微量元素本身及其反映出的研究区 碎屑砂岩沉积期所处沉积环境有利于硼酸盐矿物的 富集析出(WANG Peijun, 1996; Javier et al., 2011; WANG Congshan et al., 2015), 所以研究区 具有硼矿成矿潜力。

# 5.3 物源及构造环境对成矿性的讨论

雄巴盆地沉积建造中,沉积物在搬运和沉积过

程中受不同程度改造,但碎屑岩地球化学成分主要 继承母岩特点(WANG Jie et al., 2006),所以,根 据雄巴盆地碎屑砂岩地化特征,结合研究区古地理, 判别物源、构造背景对成矿性的作用具有较大可信 度。雄巴地区砂岩主量、微量元素特征值及判别图 解显示构造背景主要为活动大陆边缘,偶有样品偏 向岛弧环境和被动大陆边缘,沉积物源来自上地壳 长英质、英安岩型火成物源区,个别样品偏移向英安 岩型和花岗片麻岩与沉积岩型交界处。研究区碎屑 砂岩地球化学特征所显示出的物源及大地构造条件 对火山一沉积型硼矿形成非常有利,满足其成矿板 块构造条件。

本论文通过研究冈底斯带碎屑砂岩岩石矿物学 及地球化学特征,为全面认识新近纪雄巴组碎屑砂 岩物源及构造背景特点提供新的证据,同时从火山 岩地球化学特征和沉积环境方面对该区火山一沉积 型硼矿成矿潜力展开讨论,推断研究区构造及物源 条件满足火山一沉积型硼矿成要求,就论文研究方 面而言,综合信息显示研究区为硼矿有利成矿区,但 有关火山岩在成矿过程中的作用及其他制约条件, 将在日后进行深入探讨。

# 6 结论

西藏雄巴地区雄巴组碎屑砂岩地球化学特征 表明:

(1)研究区碎屑砂岩碎屑矿物主要为中一酸性 斜长石,颗粒棱角、次棱角状指示近源沉积特征。具 有中等 SiO<sub>2</sub>、K<sub>2</sub>O,低 TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO 的特点,为长英 质岩石。化学蚀变指数 CIA 平均为 57.41、化学风 化指数 CIW 值平均为 66.81,中等偏高,表明源区 原岩经历低一中等风化。

(2)微量元素地球化学特性显示:稀土元素总量 较高,平均为 177.84×10<sup>-6</sup>。轻稀土元素富集、轻 重稀土分馏明显,(La/Sm)<sub>N</sub>平均为 4.28,(La/ Yb)<sub>N</sub>平均为 27.3, $\Sigma$ LREE/ $\Sigma$ HREE 平均为 8.25。 重稀土元素相对亏损,(Gd/Yb)<sub>N</sub>平均为 2.89。具 有负 Eu 异常,Eu/Eu\*平均值为 0.69。相当接近上 地壳元素比值 0.64。

(3)雄巴地区砂岩主量元素特征值显示构造背景为活动大陆边缘,沉积物源来自上地壳;主量元素判别图解主要显示活动大陆边缘和长英质火成物源区,偶有样品偏向岛弧环境和被动大陆边缘;微量元素特征值和判别图解显示活动大陆边缘和长英质、英安岩型物源区,个别样品偏移向英安岩型和花岗

片麻岩与沉积岩型交界处。根据古地理及区域地质 资料分析其原始物源区为雄巴西北方向火山机 构带。

(4)综合雄巴盆地碎屑砂岩地球化学特征所反 映的物源及构造背景,结合微量元素指示的沉积环 境、雄巴组火山岩地球化学特征进行讨论,在探讨研 究区大地构造背景、成矿物质来源、板块构造、火山 活动及沉积环境等方面的基础上,本论文认为研究 区是火山-沉积型硼矿有利成矿带。

**致谢:**特别感谢刘海燕老师、郝梓国研究员对本 文提出的宝贵意见及指导,感谢刘丹阳研究员在岩 石薄片鉴定过程帮助解决疑难矿物的鉴定,感谢叶 传永博士在野外地质工作中的协助。感谢三位匿名 审稿专家对本文提出的细致评论和建设性参考 意见。

## 注 释

- 四川省地质调查院,2003.中华人民共和国区域地质调查报告1: 250000 革吉幅。
- 河北省地质调查院,2006.中华人名共和国区域地质调查报告1: 250000亚热幅,普兰县幅(国内部分)。

#### References

- Bai Daoyuan, Zhou Liang, Wang Xianhui, Zhang Xiaoyang, Ma Tieqiu. 2007. Geochemistry of Nanhuan-Cambrian sandstones in Southeastern Huan, and its constraints on Neoproterozoic-Early Paleozoic tectonic setting of South China. In Chinese with English abstract. Acta Geologica Sinica, 81(6):755~771.
- Bao Peisheng, Xiao Xuchang, Su Li. 2006. Geochemical characteristics of the Potassic volcanics in the Northwestern Tibet Plateau and Its implications. In Chinese with English abstract. Acta Geologica Sinica,80(10):1578~1587.
- Bhatia M R. 1985. Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. Sedimentary Geology,45:97~113.
- Bhatia M R, Keith A W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Mineralogy and Petrology, 92:181~193.
- Cai Guanqiang, Guo Feng, Liu Xiantai, Sui Shuling. 2006. Clastic sediment geochemistry:implications for provenance and tectonic setting and its influential factors. In Chinese with English abstract. Earth and Environment, 34(4):75~83.
- Chen Xiaojun, Luo Shunshe, Li Jiahua. 2011. Clasctic rock geochemical features of Changlongshan Formation in Qingbaikou System within Xuanlong Depression. In Chinese with English abstract. Geology in China, 38(6):1477~1484.
- Chen Xiaolin, Hu Xiangzhi. 2010. Volcanic facies and volcanic edifice in Paleogene Period at Xiongba-Delai District, Tibet. In Chinese with English abstract. Resources Environment & Engineering,

第6期

24(6):653~658.

- Cullers R L. 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. Lithos, 51:181~203.
- Fang Guoqing, 1993. K<sub>2</sub> O/(Na<sub>2</sub> O + CaO)-SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub>: A diagram for determining the plate tectonic setting of flysh. In Chinese with English abstract. Northwest Geoscience, 14(1):121~25.
- Floyd P A, Winchester J A, Park R G. 1989. Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch. NW Scotland Precambrian Research, 45:203~214.
- Floyd P A, C Helvaci, Mittwede S K. 1998. Geochemical discrimination of volcanic rocks associated with borate deposits: an exploration tool? Journal of Geochemical Exploration,60:185 ~205.
- Gengtao. 2007. The achievements of 1 : 1000000 regional gravity survey in Shiquanhe-Kangxiwa area of Qinghai-Tibet Plateau. In Chinese with English abstract. Geophysical&-geochemical exploration. 31(5):391~398.
- 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.
- Javier G V, Rosell L. 2011. Mineralogy, diagenesis and hydrochemical evolution in a probertite-glauberite-halite saline lake (Miocene, Emet Basin, Turkey) Chemical geology, 352~364.
- Jiang Xi, Zhao Zhidan, Zhu Dicheng, Zhang Fengqin, Dong Guochen, Mo Xuexuan, Guo Tieying. 2010. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic geochemistry of Jiangba, Bangba, and Xiongba granitoids in western Gangdese, Tibet. In Chinese with English abstract. Acta Petrologica Sinica, 26(7):2155~2164.
- Li Guangming, Pan Guitang. 2002a. Mineral resources in Tibet Autonomous Region and its developmental prospect. In Chinese with English abstract. Resources Science, 24(4):16~22.
- Li Guangming, Wang Gaoming, Gao Dafa, Huang Zhiying, Yao Peng. 2002b. The tectonic framework and metallogenic systems in southern Gangdise metallogenic belt, Xizang. In Chinese with English abstract. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 22 (2):1~7.
- Li Guangming, Pan Guitang, Wang Gaoming, Huang Zhiying, Gao Dafa. 2004. Evaluation and prospecting value of mineral resources in Gangdise metallogenic belt, Tibet, China. In Chinese with English abstract. Journal of Chengdu University of Technology(Science&-Technology Edition), 31(1):22~27.
- Liu Dong, Zhao Zhidan, Zhu Dicheng, Wang Qing, Sui Qinglin, Liu Yongsheng, HuZhaochu. 2011. The petrogenesis of postcollisional potassic-ultrapotassic rocks in Xungba basin, western Lhasa Terrane: Constraints from zircon U-Pb geochronogy and geochemistry. In Chinese with English abstract. Acta Petrologyica Sinica, 27(7):2045~2059.
- Liu Xifang, Zheng Mianping. 2010. Geological features and

metallogenic mechanism of the Nieer Co magnesium borate deposit, Tibet. In Chinese with English abstract. Acta Geologica Sinica, 84(11):1602~1612.

- Luc Harnois. 1988. The CIW index: a new chemical index of weathering. Sedimentary Geology, 55:319~322.
- Luo Shunshe, Chen Xiaojun, Li Renyuan, Zhang Jiankun. 2011. Geochemical behaviors of the Wumishan Formation in the Jibei Depression of Yanshan region. In Chinese with English abstract. Oil&Gas Geology, 32(1):17~28.
- McDonough W F, Sun S S. 1995. The composition of the earth. ChemGeol. 120:339~342.
- McLennan S M, Taylor S R, Kroner A. 1983. Geochemical evolution of Archean shales from South Africa. The Swaziland and Pongola Supergroups. Precambrian Research, 22:93~124.
- Nesbitt H W, Young G M. 1982. Early Proterozoic Climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature,299(21):715~717.
- Perri F. 2013. Composition, provenance and source weathering of Mesozoic sandstones from Western-Central Mediterranean Alpine Chains. Journal of African Earth Sciences. 91:32~43.
- Roser B P, Korsch R J. 1988. Provenance signature of sandstonemudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. Chemical Geology, 67:119~139.
- Schwab F L. 1975. Framework mineralogy and chemical composition of continental margin-type sandstone. Geological society of America. 3:486~490.
- Shao Lei, Statteger K, Li Wenhou. 1998. A discussion on tectonic setting of the basin from geochemical characteristics of sandstones. In Chinese without English abstract. Chinese Science Bulletin, 43(9):985~988.
- Taylor S R, Mclennan S M. 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. Great Britain, 301:381~399.
- Wang Congshan, Chen Wenxi, Zhang Xu, Shan Fulong. 2015. Study on minerogenetic conditions and prospecting of volcanicsedimentary borate deposits. In Chinese without English abstract. Science & Technology Information, 13(4):54~55.
- Wang Jie, He Zhonghua, Liu Zhaojun, Du Jiangfeng, Wang Weitao. 2006. Geochemical characteristics of Cretaceous detrital rocks and their constraint on provenance in Jixi Basin. In Chinese with English abstract. Global Geology, 25(4);341~348.
- Wang Peijun. 1996. Binary association of borate-bearing sequences in borate deposits. In Chinese with English abstract. Geology of chemical minerals, 18(3):201~206.
- Wang Youming. 2005. Early Tertiary alkaline volcanic rocks and their geochemical features in Ge'gyai, Tibet. In Chinese with English abstract. Acta Geologica Sichuan, 25(2):72~74.
- William R D, Christopher A S. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. The American Association of Petroleum. Geologists Bulletin, 63(12):2164~2182.
- Yang Jianghai, Du Yuansheng, Xu Yajun, Zhu Jie. 2007. Major element characteristics of sandstones and provenance analysis of

basins. In Chinese with English abstract. Geology in China, 34 (6):1032~1044.

- Yue Xiangyuan, Ma Runze, Zhang Ju. 2011. Geochemical characteristics of Cenozoic volcanic rocks in the Cuoqin-Sailipu area, Tibet, China. In Chinese with English abstract. Journal of Chengdu University of Technology (Science&-Technology Edition), 38(5):565~570.
- Zhang Kexin, Wang Guocan, Ji Junlian, Luo Mansheng, Kou Xiaohu, Wang Yueming, Xu Yadong. 2010. Stratigraphic regionalization and sequence of Paleogene-neogene period and its response to uplifting in Qinghai-Tibet Plateau. In Chinese without English abstract. Scientia Sinica, 40(12):1632~1654.
- Zhao Hongge, Liu Chiyang. 2003. Approaches and prospects of provenance analysis. In Chinese with English abstract. Acta Sedimentologica Sinica, 21(3):409~415.
- Zheng Hiongwei, Li Tingdong, Gao Rui, He Rizheng. 2010. Deep structure beneath the Cenozoic volcanic zone in the Northern Qinghai-Tibet Plateau and Its cause of formation discussion. In Chinese with English abstract. Geoscience, 24(1):131~139.

# 参考文献

- 柏道远,周亮,王先辉,张晓阳,马铁球.2007.湘东南南华系-早寒 武系砂岩地球化学特征及对华南新元古代-早古生代构造背 景的制约.地质学报,81(6):755~771.
- 鲍佩声,肖序常,苏犁.2006.西藏高原西北缘钾质火山岩地球化学 特征及其地质涵义.地质学报,80(10):1578~1587.
- 陈道公.1992.地球化学.北京:地质出版社,1~235.
- 陈晓琳,黄祥芝.2010.西藏雄巴一德来地区古近纪火山岩相及火山 机构.资源环境与工程,24(6):653~658.
- 蔡观强,郭峰,刘显太,隋淑玲.2006.碎屑沉积物地球化学:物源属性、构造环境和影响因素.地球与环境,34(4):75~83.
- 陈小军,罗顺社,李家华.2011. 宣龙坳陷青白口系长龙山组碎屑岩 地球化学特征. 中国地质,38(6):1477~1484.
- 方国庆.1993. K<sub>2</sub>O/(Na<sub>2</sub>O+CaO)-SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>:一个用于推断复 理石形成时板块构造背景的判别图. 西北地质科学,14(1):121 ~25.
- 耿涛.2007. 青藏高原狮泉河一康西瓦地区 1:100 万区域重力调查 成果. 物探与化探,31(5):391~398.
- 姜昕,赵志丹,朱弟成,张凤琴,董国臣,莫学宣,郭铁鹰.2010.西藏 冈底斯西部江巴一邦巴和雄巴岩体 U-Pb 年代学与 Hf 同位素 地球化学.岩石学报,26(7):2155~2164.

- 李光明,潘桂堂. 2002a. 西藏矿产资源远景评价与展望. 资源科学,24 (4):16~22.
- 李光明,王高明,高大发,黄志英,姚鹏.2002b.西藏冈底斯南缘构造 格架与成矿系统.沉积与特提斯地质,22(2):1~7.
- 李光明,潘桂堂,王高明,黄志英,高大发.2004.西藏冈底斯成矿带 矿产资源远景评价与展望.成都理工大学学报(自然科学版), 31(1):22~27.
- 刘栋,赵志丹,朱弟成,王青,隋清霖,刘永胜,胡兆初.2011. 青藏高 原拉萨地块西部雄巴盆地后碰撞钾质一超钾质火山岩年代学 与地球化学.岩石学报,27(7):2045~2059.
- 刘喜方,郑绵平.2010.西藏聂耳错镁硼矿地质特征及其成矿机制. 地质学报,84(11):1602~1612.
- 罗顺社,陈小军,李任远,张建坤.2011.燕山地区冀北坳陷雾迷山组 地球化学特征.石油与天然气地质,32(1):17~28.
- 潘桂棠,王培生,焦淑沛,向天秀.1990. 青藏高原新生代构造演化. 北京:地质出版社,1~148.
- 邵磊,K.Statteger,李文厚.1998.从砂岩地球化学探讨盆地构造背景.科学通报,43(9):985~988.
- 王丛山,陈文西,张旭,单福龙.2015.火山一沉积型硼矿成矿条件及 找矿依据.科技资讯,13(4):54~55.
- 王杰,何钟铧,刘招君,杜江峰,王伟涛.2006.鸡西盆地白垩纪碎屑 岩地球化学特征及其对物源的制约.世界地质,25(4):341 ~348.
- 王培军.1996. 硼矿床含硼地层的二元结构模式.化工矿产地质,18 (3):201~206.
- 汪友明. 2005. 西藏革吉地区古近纪碱性火山岩的发现及其地质特征. 四川地质学报,25(2):72~74.
- 夏代祥,刘世坤.1997.西藏自治区岩石地层.武汉:中国地质大学出版社,1~300.
- 杨江海,杜远生,许亚军,朱杰.2007.砂岩的主量元素特征与盆地物 源分析.中国地质,34(6):1032~1044.
- 岳相元,马润泽,张巨.2011.西藏措勤一赛利普地区新生代火山岩 地球化学特征.成都理工大学学报(自然科学版),38(5):565 ~570.
- 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.
- 张克信,王国灿,季军良,骆满生,寇小虎,王岳明,许亚东.2010.青 藏高原古近纪-新近纪地层分区与序列及其对隆升的响应.中 国科学:地球科学,40(12):1632~1654.
- 郑洪伟,李廷栋,高锐,贺日政.2010. 青藏高原北部新生代火山岩区 深部结构特征及其成因探讨.现代地质,24(1):131~139.

WANG Congshan<sup>1,2)</sup>, CHEN Wenxi<sup>2,3)</sup>, SHAN Fulong<sup>1,2)</sup>

Shandong University of Science and Technology, College of geological science and engineering, Qingdao, 266590;
 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Science, Beijing, 100037;

3) Key Laboratory of Saline Lake Resources and Environment, Ministry of Land Resources, Beijing, 100037;

#### Abstract

The Xungba Basin, located in the Gangdese boron-bearing mineralization region of the Alpine-Himalayan tectonic-volcanic metallogenic belt, contains a set of variegated volcanic rocks and clastic sedimentary rocks resulting from the second play of the Himalayan movement in the Miocene. This study carried out element geochemical analysis for clastic sedimentary rocks of the Xungba Formation. The results show that clastic sedimentary rocks of the Xungba Formation occur as angular to sub-angular, indicating a proximal deposition. The clastic sedimentary rocks are characterized by medium  $SiO_2$ , high Na<sub>2</sub>O, and low TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and MaO, indicating they are felsic rocks in source rocks. The Chemical Index of Alteration (CIA) is 57.41 in average, and Chemical Index of Weathering (CIW) is high around 66.81, illustrating source rocks underwent weak to middle degree of chemical weathering. Chondrite-normalized REE patterns and trace elements spider diagrams display LREE-rich but HREE-depletion, with Eu negative anomaly, an average (La/Sm)N of 4.28, (La/Yb)<sub>N</sub> of around 27.3,  $\Sigma LREE / \Sigma HREE$  of 8.25,  $(Gd/Yb)_N$  of 2.89 and  $Eu/Eu^*$  of 0.69. Our study indicates that sedimentary structure occurs in an active continental margin with several samples found likely in island-arc environment and passive continental margin. The rocks derived mainly from felsic igneous rocks of upper crust, with a minor addition of andesitic rocks and ancient crustal material. Based on the regional geological background and previous research result, this study suggests that the source rocks of the Xiongba Formation clastic sandstone were distributed mainly around the volcanic edifice zonation in northwest of the Xungba Basin, and confirms that the study area is also characterized by tectonic-volcanic sedimentary setting. Therefore, the comprehensive information reveals that the study area is a favorable metallogenic prospect area.

Key words: geochemistry; provenance constraints; tectonic setting; sandstone; Xungba Formation; Tibet