# 羌塘盆地北缘上三叠统藏夏河组沉积物源 及构造背景分析

王忠伟<sup>1,2)</sup>,占王忠<sup>3)</sup>,高远<sup>4)</sup>,余飞<sup>5)</sup>,肖杨<sup>1)</sup>

1) 西南石油大学地球科学与技术学院,成都,610500; 2) 西南石油大学羌塘盆地研究院,成都,610500;

3) 中国地质调查局成都地质调查中心,成都,610081;4) 中国地质大学(北京),北京,100083;

5) 重庆市地质矿产勘查开发局川东南地质大队,重庆,400038

内容提要:碎屑岩元素地球化学特征对沉积环境、物源属性和构造背景具有十分重要的指示意义。藏夏河组是 分布于羌塘盆地北缘的一套砂泥不等厚互层的地层,其时代为晚三叠世卡尼期—诺利期,是古特提斯洋消亡阶段的 沉积产物,其物源及构造背景分析对晚三叠世羌塘盆地演化过程探讨具有重要意义。本文选取岗盖日地区藏夏河 组碎屑岩开展元素地球化学分析,通过碎屑岩物源属性及其构造背景研究,探讨晚三叠世羌塘盆地的演化过程及性 质。研究区藏夏河组砂岩样品具有低—中等的化学蚀变指数 CIA=55.0~65.9、化学风化指数 CIW=60.6~74.3 和斜 长石蚀变指数 PIA=56.1~70.6,反映物源区总体发生了弱的化学风化作用。Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>、TiO<sub>2</sub>/Zr、Cr/Th、Sc/Th、Co/ Th、La/Sc 值和显著的 Eu 负异常,表明藏夏河组物源主要来自长英质岩石,同时可能含有少量安山质物源。多重构 造判别图解表明物源区主要来自于活动大陆边缘和大陆岛弧,少量来自于被动大陆边缘物源区。结合前人研究资 料,笔者等认为晚三叠世早期羌塘盆地具有弧后前陆盆地的特征,而藏夏河组形成于同造山期或者造山后。

关键词:元素地球化学;物源属性;构造背景;藏夏河组;羌塘盆地北缘

碎屑沉积物的化学成分与源岩的性质、风化程 度、构造背景及搬运过程之间存在密切的联系 (Mclennan et al., 1993; Armstrong-Altrin et al., 2004; Tao Huifei et al., 2014),其不仅可以判别沉 积物物源属性及其构造背景(Gabo et al., 2009; 冯 兴雷, 2010; 吴兆剑等, 2013; Jian Xin et al., 2013),同时也可示踪源区的化学风化过程(Nesbitt and Young, 1982; 冯连君等, 2003; Price and Velbel, 2003; Yan Detian et al., 2010; Roy and Roser, 2013; Yang Jianghai et al., 2016; Wang Zhongwei et al., 2017a)。沉积岩碎屑颗粒和元素 地球化学研究是沉积岩物源及构造背景分析的最主 要手段。Dickinson 和 Suczek (1979) 根据砂岩碎屑 颗粒组分提出了经典的 Q-F-L 三角图解,将源区 构造背景划分成3个一级构造背景和9个次级构造 背景。另外,某些特征元素的含量、比值及多变量判 别图解可用来指示沉积岩物源与构造背景,如风化 过程中难迁移的高场强元素、过渡元素及稀土元素 等(Taylor and Mclennan, 1985; Mclennan et al., 1993; Bhatia and Crook, 1986; Armstrong-Altrin et al., 2004)和主量元素判别图解(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO— TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>和SiO<sub>2</sub>—K<sub>2</sub>O/ Na<sub>2</sub>O)(Bhatia, 1983, 1985; Roser and Korsch, 1986)。近年来,随着地球化学分析精度的提高,越 来越多的学者开始广泛关注地球化学方法在判别沉 积物源及构造背景(Gabo et al., 2009; 冯兴雷, 2010; 吴兆剑等, 2013; Jian Xin et al., 2013; 宋春 彦等, 2013; Tao Huifei et al., 2014; 田洋等, 2015; Wang Zhongwei et al., 2017a,b)。

晚三叠世是羌塘地体与欧亚大陆沿金沙江缝合带拼贴的关键时期,这标志着古特提斯洋的关闭和 萎缩(Yin An and Harrison, 2000;李勇等, 2003;宋 春彦等, 2013; Wang Zhongwei et al., 2019)。晚三 叠世羌塘盆地正形成于这样的背景之下,与古特提

注:本文为国家自然科学基金资助项目(编号:91955204)、第二次青藏高原科考项目(编号:2019QZKK080301)和中国博士后基金资助项目(编号:2019M663558)的成果。

收稿日期:2020-07-16;改回日期:2020-08-28;责任编辑:黄道袤。Doi:10.16509/j.georeview.2020.05.009

作者简介:王忠伟,1990年生,博士,讲师,硕士生导师,主要从事中生代羌塘盆地演化及油气资源综合评价方面的研究;Email: wzwcdg@ sina.com。

斯洋的消亡存在密切的联系,但目前晚三叠世羌塘 原型盆地的性质还存在很大的争议,包括弧后盆地 (周详,1984;李才等,2001)、弧前盆地(Yin An and Harrison,2000)、前陆盆地(王成善等,2001; 王剑等,2004;宋春彦等,2013)、周缘前陆盆地(李 勇等,2002,2003)、准克拉通盆地(高春文等, 2006)和陆表海盆地(陈文西和王剑,2009)等不同 观点。

晚三叠世羌塘盆地受古特提斯洋关闭影响逐渐 萎缩,在盆地中部土门格拉组含煤系地层顶部发育 区域性分布的古风化壳(陈文西等,2007;王剑等, 2007;付修根等,2009)。同期异相的藏夏河组沉 积于羌塘盆地北缘和金沙江缝合带南缘,故其对于 探讨晚三叠世羌塘盆地的性质和古特提斯洋的演化 具有重要指示意义。前人对晚三叠世土门格拉组及 同期地层的物源构造背景研究主要集中在盆地的中 部(冯兴雷等,2010;Wang Zhongwei et al.,2017a, b),而对盆地北缘同期地层物源及构造背景研究相 对较少(宋春彦等,2013)。鉴于此,本文拟以羌塘 盆地北缘岗盖日一带藏夏河组砂岩为研究对象,在 前人研究的基础上,拟采用地球化学方法和手段对 该套砂岩的物源属性及其构造背景进行约束,进而 探讨晚三叠世羌塘盆地的性质。

## 1 区域地质背景

差塘盆地位于特提斯构造域的东段,青藏高原 中北部,在大地构造位置上与昆仑地块、可可西里地 块、松潘—甘孜地块和拉萨地块相邻(图 1a, Yin An and Harrison, 2000)。盆地南北边界分别为班公 湖—怒江缝合带和金沙江缝合带,基于地球物理资 料由北向南可依次划分为北羌塘坳陷、中央隆起带 和南羌塘坳陷三个构造单元(图 1b,赵政璋等, 2001; 王剑等, 2004)。

藏夏河组是在羌塘盆地北缘建组的地层单元, 主要出露在盆地北缘藏夏河—多色梁子—弯弯梁— 丽江湖—岗盖日一带,与盆地中部肖茶卡组、土门格 拉组和东部巴贡组地层相当。在该地层中采集到 *Epigondollell* 牙形石(李勇等, 1999)、*Halobia plicasa* H., superbescens 双壳(王成善等,2001)、*Sulcocythere* Subovata Zheng 介形虫<sup>①</sup>和 Cadargasporites grranulatus, Psophosphaera 孢粉<sup>①</sup>, 据此将地层时代 约束在晚三叠世时期卡尼期—诺利期。

岗盖日地区藏夏河组剖面位于羌塘盆地北缘, 与周围地层呈断层接触(图 1c)。藏夏河组主要为 一套细碎屑复理石建造,具浊积岩沉积特征,发育鲍 马序列组合,形成于斜坡—陆棚—盆地相的环境中 (朱同兴等,2005;宋春彦等,2013)。中—下部以 灰—深灰色泥质粉砂岩及细—中粒岩屑砂岩为主, 深灰色泥岩为辅,夹灰—深灰色钙质泥岩及杂色细 砾岩,砂、泥岩比为3:1~4:1;上部深灰色泥岩、灰 色细砂岩、灰色长石石英砂岩、灰色岩屑长石砂岩交 互沉积,以泥岩为主,砂岩为辅,砂、泥岩比为1:2~ 1:3<sup>●</sup>。砂岩中发育平行层理发育,常具粒序层理, 小型交错层理和波痕,底部发育重荷模、沟模、槽模 和底冲刷等沉积构造;泥岩以薄层为主,多见水平层 理<sup>●</sup>。

## 2 样品采集与分析

研究剖面位于盆地北缘岗盖日地区,未见顶底, 厚度大于 3153 m(图 1d)。沿剖面自下而上非等间 距依次采集 16 件砂岩样品,岩性主要为细粒岩屑砂 岩和长石石英砂岩,取样位置见图 1d。样品表面风 化物均被剔除,以保证样品足够新鲜,随后将样品装 入密封袋保存,尽可能减少污染。样品的后期处理 和元素地球化学(主量元素和微量元素)分析工作 在核工业北京地质研究院完成。

全岩主量元素分析采用熔片法。首先称取 0.5 g 全岩粉末(200 目)和 5 g 助熔剂放入铂—金坩埚 中均匀混合并加热至 1050℃(保持 11 min)。随后 将熔融后的液体倒入指定模具中冷却后制成熔片。 测试仪器为飞利浦 PW2404 型 X 射线荧光光谱仪 (XRF),测试电压为40 kV,电流为70 mA,其具体流 程见 Ma Pengfei 等(2015)。数据监控采用重复样 (8 个样品测试一个重复样)和中华人民共和国国家 标准(GBW07107)来控制,其相对误差低于 5%。烧 失量的测定是称取 1 g 干燥的粉末样品放入刚玉坩 埚中,随后将其放在马沸炉中加热至 1000 ℃并持续 90 min,在马沸炉中冷却后称量并记录加热过程烧 失的重量即可。

全岩微量元素分析采用酸溶法。称取 0.5 g 烘 干的全岩粉末置于 Teflon 坩埚中,加入 1~2 滴高纯 水润湿样品,然后依次加入 1.5 mL 高纯 HNO<sub>3</sub> 和 1.5 mL 高纯 HF,将 Teflon 坩埚放入钢套,拧紧后置 于烘箱中于 190±5 ℃ 恒温加热 48 h。待坩埚冷却 开盖后置于电热板上蒸干(140℃恒温),然后加入 1 mL HNO<sub>3</sub>并再次蒸干,然后加入 3 mL 30% HNO<sub>3</sub> 后 再次将 Teflon 坩埚放入钢套,拧紧后置于烘箱中于 190±5 ℃ 恒温加热 12 h。将溶液转入聚乙烯料瓶



图 1 (a) 青藏高原构造单元简图;(b) 羌塘盆地构造单元结构图;(c) 岗盖日地区地质简图; (d) 岗盖日剖面藏夏河组地层柱状图

Fig. 1 (a) Major tectonic units of the Xizang (Tibetan) Plateau; (b) framework of the Qiangtang Basin revealing the distribution of the study section; (c) brief geological map of the Ganggairi area to show the specific position of study profile; (d) stratigraphic column of the sediments from the Ganggairi section to show sampling locations JS—金沙江缝合带;BNS—班公湖—怒江缝合带;IYS—雅鲁藏布江缝合带

JS-Jinsha River suture zone; BNS-Bangong Lake-Nujiang River suture zone; IYS-Yarlung River suture zone

中,并用 2% HNO<sub>3</sub> 稀释至 100 g(稀释因子为 2000),密闭保存以备测试。微量元素测试采用 Finnigan MAT型 HR-ICP-MS 测定,其具体流程见 Ma Pengfei 等(2015),其相对误差低于 5%。

## 3 结果

## 3.1 主量元素地球化学

研究区藏夏河组砂岩主量元素分析结果见表

1。砂岩样品中 SiO<sub>2</sub> 和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量最高,分别为 66.9%~76.2%和 10.6%~13.2%(表1)。Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O 和 K<sub>2</sub>O 元素含量次之,分别为 2.70%~4.87%, 0.81%~2.25%, 0.42%~3.66%, 1.69%~2.36%和 1.63%~2.21%(表1)。MnO, TiO<sub>2</sub>和 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>等其他元素含量均低于 1%,分别为 0.01%~0.08%, 0.57%~0.75%和 0.14%~0.19% (表1)。与大陆上地壳相比,仅 SiO<sub>2</sub>和 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 总体 表现出轻微的富集,而其他元素均表现为明显的亏 损(图 2a)。

砂岩样品中 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 与 K<sub>2</sub>O 元素之间具有明显的 正相关性(*R*=0.87, *p*<0.01, *n*=16),表明 K<sub>2</sub>O 主 要来自于黏土矿物(Ross and Bustin, 2009)。SiO<sub>2</sub> 与  $Al_2O_3 + K_2O$  含量之间具有弱的负相关性(R = -0.47, p < 0.05, n = 16),表明大部分 Si 来自石英, 而非黏土矿物。Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 与  $Al_2O_3 + K_2O$  元素之间具有 较显著的正相关性(R = 0.60, p < 0.05, n = 16),表 明部分 Fe 来自于黏土矿物。K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 值为 0.76 ~1.31,均值为 0.92(表 1),与正常碎屑岩无明显区 别,表明样品总体未遭受明显的风化蚀变作用,少数 样品(15W2-7 和 15W2-10) K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 值大于 1 可 能与弱风化作用导致长石风化形成黏土矿物有关。 砂岩样品具有较高的 SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 值,为 5.09~6.92 (均值为 6.22;表 1),反映样品具有较高的石英含 量。样品烧失量总体较低,为 2.84%~6.36%,均值 为 4.29%(表 1),且与 CaO 含量之间显示明显的正



图 2 羌塘盆地北缘岗盖日地区上三叠统藏夏河组砂岩主量元素(a)和微量元素(b)大陆上地壳标准化蛛网图及稀土元素 球粒陨石配分模式图(c)。大陆上地壳和球粒陨石数据分别来源于 Rudnick 和 Gao (2003)和 Taylor和 Mclennan (1985) Fig. 2 The UCC-normalized major element (a) and trace element (b) spider diagrams, chondrite-normalized REE distribution patterns (c) of the sandstones in the Upper Triassic Zangxiahe Formation in Ganggairi area, northern margin of the Qiangtang Basin. The values of the UCC and Chondrite for normalizing from Rudnick and Gao Shan (2003) and Taylor and McLennan (1985), respectively

米A 11公
41V 1////
1N 田
Ř
令日
藼
ıК
H
椞
nimi
澎
mimil
إتترانيا لـــــار
ц
診
田
原
夏
藏
绕
쪫
Щ
也
Ē
斨
K
缘
퓐
퀽
遥
悲
1
₩ L
117

5

Table 1 Major-, trace and, rare earth elements abundances and associated parameters of the sandstones in the Upper Triassic

Zangxiahe Formation in Ganggairi area, northern margin of the Qiangtang Basin

5	ļ	60	4	74	48	59	27	30	1	54	15			52	32	36	24	-						+	2	6	ŝ	2	8	7	~	0	-	6	8	7
	ך הר	66.	15.	5.(	5.	3.5	3.5	5.2	0.	0.6	0.			7.5	4	0.5	2.7	24.						1	9,	.6	17.	4	5	6	8	32	2	4	62	1
15W2	-16	72.6	11.1	2.83	1.43	2.52	1.93	1.91	0.06	0.65	0.17	4.77	100.0	4.26	6.54	0.99	4.45	17.0	16.7	58.7	63.6	56.9	1.5	8.38	59.3	43.2	9.24	15.3	14.1	32.4	94.1	89.8	23.5	2.96	324	20.8
15W2	-15	72.7	11.6	3.05	1.43	2.04	2.00	1.97	0.04	0.61	0.15	4.41	100.0	4.48	6. 25	0.99	4.04	19.2	20.9	59.0	63.8	57.1	1.3	6.69	61.6	29.8	9.07	13.6	59.1	42.6	93.1	87.5	20.8	3. 25	321	5.58
15W2	-14	72.1	12.0	2.9	1.57	1.91	2.07	1.95	0.04	0.62	0.15	4.56	96.66	4.47	5.99	0.94	3.98	19.5	19.3	59.3	63.9	57.4	1.3	7.7	64.8	40.3	10.8	14.7	27.3	39.4	96.1	94.9	22.2	2.91	338	4.92
15W2	-13	72.5	11.2	3.87	1.52	1.73	2.06	1.77	0.07	0.73	0.19	4.31	99.9	5.39	6.47	0.86	3.79	15.4	11.9	58.7	63.1	57.0	1.4	8.86	65.5	32.9	9.32	16.2	13.9	44.8	86.4	82.9	28	3.1	294	7.82
15W2	-12	74.1	11.1	2.81	1.46	1.72	2. 22	1.70	0.03	0.60	0.15	4.08	100.0	4.27	6. 69	0.77	3.94	18.6	19.0	57.6	62.0	56.2	1.3	6.98	49.1	35.4	6.5	12.9	25.8	33.3	77.1	84.1	19.6	3.21	325	7.15
15W2	-11	73.5	11.2	2.78	1.60	1.98	2.17	1.72	0.04	0.59	0.15	4.24	9.96	4.38	6.59	0.79	4.15	18.8	19.1	56.5	61.0	55.3	1.4	7.41	59.5	44.2	8.58	16.9	13.5	55.3	82.6	87.8	21.1	2.8	302	26.1
15W2	-10	60.9	13.2	4.87	2.25	2.30	1.69	2.21	0.06	0.68	0.16	5.72	100.0	7.12	5.09	1.31	3.99	19.3	33.5	68.4	73.3	63.4	1.4	10	79.4	57.9	12.5	27.5	43.5	89.1	99.4	85.1	22.5	3.47	369	18.5
15W2	6-	75.1	12.6	3.12	0.95	0.42	2.19	2.01	0.01	0.58	0.14	2.93	100.0	4.07	5.98	0.92	2.61	21.6	24.3	70.4	74.2	65.7	0.9	8.22	60.4	37.9	8.57	19.8	63.2	52.1	92	81.1	20.7	2. 63	374	6.97
15W2	-8	73.5	11.8	2.75	1.46	1.65	1.98	1.84	0.02	0.72	0.18	4.01	100.0	4.21	6.21	0.93	3. 63	16.4	15.2	61.1	65.4	58.9	1.2	9.33	67.2	29.2	7.16	14.2	16.3	41.8	93	79.5	22.6	2.34	429	44.7
15W2	L-	67.2	12.1	3.85	2.03	3.66	1.86	2.06	0.08	0.65	0.15	6.36	100.0	5.88	5.58	1.11	5.52	18.6	26.9	61.6	66.3	59.1	1.7	10.6	71.8	47.4	10.1	18.4	19.5	72.9	104	113	23.4	3.4	379	18.8
15W2	9-	76.2	11.9	2.7	0.81	0.64	2.36	1.79	0.01	0.61	0.16	2.84	100.0	3.51	6.41	0.76	3.00	19.4	19.5	66.3	70.2	62.9	1.0	8.16	63.9	28.2	7.57	13.8	54	50.5	93.9	86.1	20.3	4.12	379	8.68
15W2	-5	73.1	11.4	2.99	1.59	1.97	2.11	1.73	0.05	0.61	0.16	4.29	100.0	4.58	6.40	0.82	4.08	18.6	21.2	57.9	62.2	56.4	1.4	7.47	59.2	31.7	10	16	61.9	59.5	84.1	85.2	19.7	3.19	373	7.86
15W2	-4	74.0	12.2	4.17	0.93	0.47	2.04	1.93	0.03	0.57	0.14	3.46	100.0	5.10	6.06	0.95	2.51	21.3	27.1	70.6	74.3	62.9	1.0	9.34	70.7	40	9.16	20.2	69.7	60.6	102	85.2	25.2	6. 23	437	6.08
15W2	с г	73.4	11.4	3.22	1.54	1.66	2.08	1.75	0.04	0.59	0.14	4.15	100.0	4.76	6.43	0.84	3.74	19.4	19.2	59.6	63.9	57.8	1.3	8.2	63.9	44	9.97	17.4	56.1	56.3	84.2	84.9	21.4	3.18	352	9.46
15W2	-2	73.5	10.6	3.2	1.62	2.04	2.10	1.63	0.07	0.75	0.19	4.3	100.0	4.82	6.92	0.78	4.14	14.2	11.9	56.1	60.6	55.0	1.5	8.78	60.2	53	8.44	15.4	37.9	37.6	71.8	85	27.1	2.71	294	7.78
15W2	-1	71.8	12.2	3.96	1.49	1.31	2.14	2.05	0.07	0.63	0.15	4.25	100.0	5.45	5.90	0.96	3.45	19.2	19.7	62.7	67.3	59.9	1.3	10.2	70.6	47.7	8.18	17.2	20.3	66.8	96	80.1	26.3	3.93	443	7.09
1	<del>11 - 1</del>	SiO <sub>2</sub>	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	MgO	CaO	$Na_2O$	$K_2O$	MnO	$TiO_2$	$P_2O_5$	IOI	Total	$Fe_2O_3 + MgO$	$SiO_2/Al_2O_3$	$K_2 0/Na_2 0$	$Al_2 0_3/(Ca0+Na_2 0)$	$Al_{2}O_{3}/TiO_{2}$	$Ti0_2/Zr$	PIA	CIW	CIA	ICV	Sc	Λ	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Υ	Cs	Ba	Pb

	15W2	15W2	15W2	15W2	15W2	15W2	15W2	15W2	15W2	15W2	15W2	15W2	15W2	15W2	15W2	15W2	COL
作于自己	-	-2	-3	-4	-5	9-	L-	- 8	6-	-10	-11	-12	-13	-14	-15	-16	nrc
Th	13.9	15.3	11.1	10.5	11.2	10.8	11.5	13.4	9.3	11	11.2	10.2	16.2	12.4	10.2	13	10.5
U	3.44	3.68	2.56	2.43	2.45	2.63	3.56	3.12	2.25	2.47	2.38	2.08	3.67	2.69	2.71	2.84	2.7
Nb	15.9	3.02	12.7	14.3	12.2	13.1	13.7	15	13.1	14.3	13	12.2	9.24	12.2	7.21	13.4	12
Ta	1.04	0.05	0.92	1.13	0.78	1.01	1.05	0.86	0.97	1.11	0.98	1.01	0.36	0.54	0.26	0.91	0.90
Zr	322	629	307	212	289	314	241	477	240	203	310	314	613	320	289	390	193
Ηf	8.42	15.5	7.91	5.72	8.05	8. 25	6.09	12.9	6.49	5.1	8.49	7.67	14.8	8.69	8.4	10.3	5.3
Sc/Th	0.73	0.57	0.74	0.89	0.67	0.76	0.92	0.70	0.88	0.91	0.66	0.68	0.55	0.62	0.66	0.64	1.33
Cr/Th	3.43	3.46	3.96	3.81	2.83	2.61	4.12	2.18	4.08	5.26	3.95	3.47	2.03	3. 25	2.92	3.32	8.76
Co/Th	0.59	0.55	0.90	0.87	0.89	0.70	0.88	0.53	0.92	1.14	0.77	0.64	0.58	0.87	0.89	0.71	1.65
La/Sc	4.49	6.34	5.32	4.81	6.00	5.70	4.14	6.02	5.13	3.97	5.71	5.74	6.76	6.14	6.05	5.66	2.21
Rb/Sr	1.20	0.84	0.99	1.20	0.99	1.09	0.92	1.17	1.13	1.17	0.94	0.92	1.04	1.01	1.06	1.05	0.26
Th/U	4.04	4.16	4.34	4.32	4.57	4.11	3. 23	4.29	4.13	4.45	4.71	4.90	4.41	4.61	3.76	4.58	3.89
La⁄Th	3.29	3.64	3.93	4.28	4.00	4.31	3.82	4.19	4.54	3.61	3.78	3.93	3.70	3.81	3.97	3.65	2.95
Th/Sc	1.36	1.74	1.35	1.12	1.50	1.32	1.08	1.44	1.13	1.10	1.51	1.46	1.83	1.61	1.52	1.55	0.75
$\rm Sc/Cr$	0.21	0.17	0.19	0.23	0.24	0.29	0.22	0.32	0. 22	0.17	0.17	0.20	0.27	0.19	0.22	0.19	0.15
La	45.8	55.7	43.6	44.9	44.8	46.5	43.9	56.2	42.2	39.7	42.3	40.1	59.9	47.3	40.5	47.4	31
Ce	78.7	102	80.3	73.4	77.6	73.9	74	91.1	71.4	67.3	73.1	67.6	100	78.5	69.4	84.7	63
Pr	10.6	12.7	10.1	9.33	9.44	8.83	9.75	11.2	8.24	8.7	8.74	8.67	12.7	9.55	8.24	10	7.1
Nd	45.9	50.1	38.9	36.4	36.4	37.6	38.3	48	34.6	34.9	35.1	33.4	49	39.1	34.2	41.4	27
Sm	6.76	7.75	6.59	6.48	5.73	5.85	5.74	7.67	5.54	5.53	5.74	5.08	7.89	6.34	5.47	6.88	4.70
Eu	1.37	1.54	1.24	1.35	1.05	1.17	1.17	1.31	1.15	1.09	1.06	0.92	1.46	1.15	0.99	1.12	1.00
Gd	6.71	6.71	4.95	5.90	4.79	4.95	5.28	5.94	4.61	5.41	4.93	4.40	7.42	4.91	4.56	5.38	4.00
Tb	0.93	1.00	0.80	0.90	0.76	0.75	0.86	0.93	0.75	0.86	0.79	0.71	1.14	0.79	0.74	0.83	0.70
Dy	5.42	5.50	4.33	5.47	4.17	4.13	4.30	4.71	4.26	4.81	4.33	3.86	5.58	4.27	4.27	4.01	3.90
Ho	0.98	0.93	0.76	0.93	0.71	0.73	0.81	0.79	0.78	0.78	0.79	0.72	1.00	0.78	0.77	0.80	0.83
Er	2.80	2.80	2.03	2.64	2.07	2.21	2.76	2.30	2.24	2.35	2.26	2.12	3.01	2.18	2.20	2.27	2.30
Tm	0.43	0.43	0.35	0.41	0.34	0.36	0.35	0.37	0.34	0.37	0.36	0.32	0.44	0.36	0.35	0.38	0.30
$\mathbf{Y}\mathbf{b}$	2.94	3.07	2.14	2.63	2.25	2.30	2.49	2.47	2.35	2.46	2.38	2.11	3.17	2.32	2.37	2.70	2.00
Lu	0.42	0.47	0.33	0.40	0.32	0.33	0.35	0.40	0.38	0.35	0.34	0.33	0.44	0.35	0.35	0.39	0.31
$\Sigma$ ree	209.8	250.7	196.4	191.1	190.4	189.6	190.1	233.4	178.8	174.6	182.2	170.3	253.2	197.9	174.4	208.3	
LREE	189.1	229.8	180.7	171.9	175.0	173.9	172.9	215.5	163.1	157.2	166.0	155.8	231.0	181.9	158.8	191.5	
HREE	20.6	20.9	15.7	19.3	15.4	15.8	17.2	17.9	15.7	17.4	16.2	14.6	22.2	16.0	15.6	16.8	
LREE/HREE	9.16	11.0	11.5	8.92	11.4	11.0	10.1	12.0	10.4	9.04	10.3	10.7	10.4	11.4	10.2	11.4	
(La/Yb)N	10.6	12.3	13.8	11.6	13.5	13.7	11.9	15.4	12.2	10.9	12.0	12.9	12.8	13.8	11.6	11.9	
δEu	0.66	0.68	0.68	0.70	0.64	0.69	0.68	0.61	0.72	0.64	0.64	0.62	0.61	0.65	0.63	0.58	
$\delta Ce$	0.82	0.88	0.88	0.81	0.86	0.82	0.82	0.82	0.86	0.83	0.86	0.83	0.83	0.83	0.86	0.89	
注:表中主量元素单 <sub>1</sub> 	位为(%),	微量元素利	1稀土元素	单位为(×	10-6);大	击上地壳(1	JCC)数据3	来源于 Ru	dnick and	Gao (2003	);稀土元才	素参数下标	i N 代表球	粒陨石标?	隹化;PIA、(	CIW,CIA,I	CV 含意
及计算公式见正文。																	

1204

相关性(R=0.92, p<0.01, n=16),表明烧失量是 由钙质胶结物引起的,而非风化蚀变作用。

## 3.2 微量元素地球化学

岗盖日地区藏夏河组砂岩微量元素分析结果见 表1。大离子亲石元素 Rb、Sr、Cs、Ba、Pb 和 U 的含 量分别为(71.8~104)×10<sup>-6</sup>, (79.5~113)×10<sup>-6</sup>,  $(2.34 \sim 6.23) \times 10^{-6}$ ,  $(294 \sim 443) \times 10^{-6}$ ,  $(6.08 \sim 6.23) \times 10^{-6}$ 44.7)×10<sup>-6</sup>和(2.08~3.68)×10<sup>-6</sup>(表1)。相对大 陆上地壳而言, Sr、Cs 和 Ba 元素表现出明显的亏 损,而 Rb、Pb 和 U 元素既有亏损,也有富集(图 2b)。Rb 元素与 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+K<sub>2</sub>O 含量之间具有显著的 正相关性(R=0.81, p<0.01, n=16),表明 Rb 主要 赋存于黏土矿物中。Ba 元素与 Al,O<sub>3</sub>+K,O 含量中 等的正相关性(R=0.61, p<0.05, n=16),表明部 分 Ba 来源于黏土等碎屑矿物。高场强元素 Nb、Ta、 Zr、Hf、Th 和 Y 含量分别为(3.02~15.9)×10<sup>-6</sup>,  $(0.03 \sim 1.13) \times 10^{-6}$ ,  $(203 \sim 629) \times 10^{-6}$ ,  $(5.1 \sim 10^{-6})$ 15.5)×10<sup>-6</sup>, (9.3~16.2)×10<sup>-6</sup> 和(19.6~27.1)×  $10^{-6}$ (表 1),其中 Zr 和 Hf 元素表现出明显的富集, 而 Nb、Ta、Th 和 Y 元素既有亏损,也有轻微的富集 (图 2b)。元素 Nb 和 Ta 之间及 Zr 和 Hf 之间具有 显著的正相关性(R = 0.9 和 0.99, p < 0.01, n =16),表明 Nb 和 Ta 元素具有相似的地球化学性质, 而 Zr 和 Hf 之间同样也具有相似的地球化学性质。 过渡元素 Sc、V、Cr、Co、Ni、Cu 和 Zn 含量分别为  $(6.69 \sim 10.6) \times 10^{-6}$ ,  $(49.1 \sim 79.4) \times 10^{-6}$ ,  $(28.2 \sim 10^{-6})$  $(57.9) \times 10^{-6}$ ,  $(6.5 \sim 12.5) \times 10^{-6}$ ,  $(12.9 \sim 27.5) \times 10^{-6}$  $10^{-6}$ ,  $(13.5 \sim 69.7) \times 10^{-6} \pi (32.4 \sim 89.1) \times 10^{-6}$  ( $\overline{x}$ 1)。与大陆上地壳相比而言,元素 Cu 既有亏损,也 有富集,而其他元素都表现出明显的亏损(图 2b)。 V、Ni 和 Zn 元素与 Al,O<sub>3</sub>+K<sub>2</sub>O 含量之间显示较好 的正相关性(R=0.74, 0.71 和 0.70, p<0.01, n= 16),表明这些元素大部分来自于黏土等铝硅酸盐 矿物。

#### 3.3 稀土元素地球化学

藏夏河组砂岩稀土元素结果及相关参数见表 1。稀土元素总量(ΣREE)为(170.3~253.2)× 10<sup>-6</sup>,均值为199.4×10<sup>-6</sup>,均高于大陆上地壳稀土元 素含量的总和(148.1×10<sup>-6</sup>; Rudnick and Gao, 2003)。砂岩样品轻稀土元素含量(155.8×10<sup>-6</sup>~ 231.0×10<sup>-6</sup>)明显高于重稀土元素含量(14.6×10<sup>-6</sup> ~22.2×10<sup>-6</sup>), LREE/HREE 值为 8.90~12.0(表 1),表明轻重稀土元素发生了明显的分异作用。

研究区样品球粒陨石标准配分模式图 3c,其显

示明显的右倾,即轻稀土元素富集、重稀土元素相对 平稳。经球粒陨石标准化后的(La/Yb)<sub>N</sub>值为10.6 ~15.4(表1),表明轻重稀土元素分异程度高,这可 能与砂岩快速的沉积速率有关。 $\delta$ Eu值为0.58~ 0.72,均值为0.65(表1),呈明显的负异常; $\delta$ Ce值 为0.81~0.89,均值为0.84(表1),具中等的负异 常。研究区藏夏河组砂岩样品显著的 $\delta$ Eu负异常 可能与长英质的物源输入有关(Kasanzu et al., 2008; Armstrong-Altrin 2009; Fu Xiugen et al., 2011; Wang Zhongwei et al., 2018)。另外,所有样 品的稀土元素配分曲线形态一致,表明其具有相似 的物源。

## 4 讨论

#### 4.1 物源区风化作用

物源区的风化作用会影响碎屑沉积物的化学成 分,这一过程会导致碱金属元素和碱土金属元素 (如 Ca<sup>2+</sup>、K<sup>+</sup>和 Na<sup>+</sup>)随地表流体发生迁移,而某些 稳定元素(Al<sup>3+</sup>和 Ti<sup>4+</sup>等)则不会受风化的影响依然 滞留在沉积物中(Nesbitt and Young, 1982; Fedo et al., 1995)。因此,某些特定元素的含量和比值可 以用来评价物源区的化学风化强度(Price and Velbel, 2003; Roy and Roser, 2013; Yang Jianghai et al., 2016),比如化学蚀变指数(CIA; Nesbitt and Young, 1982),化学风化指数(CIW; Harris et al., 1988)和斜长石蚀变指数(PIA; Fedo et al., 1995) 等。

Nesbitt 和 Young (1982)提出的 CIA 指标在定 量判别物源区化学风化程度方面应用最广(Yan Detian et al., 2010; Schoenborn and Fedo, 2011; Jian Xin et al., 2013; Hessler et al., 2017),其计算 公式为:

CIA =

 $C_{\cdot}$ 

$$n(Al_2O_3) \times 100$$

 $n(Al_2O_3) + n(CaO^*) + n(Na_2O) + n(K_2O)$ 

式中,CaO\*仅指硅酸盐中 CaO 的含量(Nesbitt and Young, 1982),但该指标易受钾交代作用的影响。 为消除钾交代作用,Harris 等(1988)提出不受钾交 代作用影响的 CIW 指数来评估化学风化作用,其计 算公式为:

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

式中, CaO\*同样仅指硅酸盐中 CaO 的含量。由于 未风化源岩中含有大量的斜长石, 斜长石蚀变指数 (*PIA*)也被广泛用于评价源区的风化强度(Fedo et al., 1995),其计算公式为:

PIA =

$$\frac{\left[n(Al_2O_3) - n(K_2O)\right] \times 100}{n(Al_2O_3) + n(CaO^*) + n(Na_2O) - n(K_2O)}$$

式中, CaO\*同样仅指硅酸盐中 CaO 的含量。但到 目前为止, 没有直接的方法可以区分硅酸盐中 CaO 的含量和非硅酸盐(磷酸盐和碳酸盐岩)中 CaO 的 含量。本文 CaO\*的校正采用 McLennan 等(1993) 提出的校正方法。即:

$$n(\text{CaO}^*)_{\ddagger \ddagger} = n(\text{CaO})_{\exists \exists} - \frac{5}{3}n(\text{P}_2\text{O}_5)_{\exists \exists}$$

计算后的  $n(CaO^*)_{\exists j}$  如果高于  $n(Na_2O)_{\exists j}, 则$ :

 $n(\text{CaO}^*)_{\ddagger \ddagger} = n(\text{Na}_2\text{O})_{\parallel \dashv \ddagger}$ 

若  $n(CaO^*)_{\exists \ddagger}$ 低于  $n(Na_2O)_{\exists \exists}, 则$ :

 $n(\text{CaO}^*)_{\text{H}} = n(\text{CaO})_{\text{H}}$ 

碎屑岩的化学风化强度易受成岩过程中钾交代 作用和沉积再循环作用的影响(Fedo et al., 1995; Cox et al., 1995; Singh and Rajamani, 2001; Roy and Roser, 2013; Yang Jianghai et al., 2016; Xu Guozhen et al., 2017)。故在物源区风化作用研究 时须对上述因素的影响进行评估,以保证元素地球 化学在碎屑物源及构造背景判别中的准确性。

#### 4.1.1 成岩作用与钾交代作用

通过碎屑岩的 CIA 指数来评估化学风化作用强 度时,首先需要考虑的是成岩作用和钾交代作用 (Rieu et al., 2007; Yan Detian et al., 2010; Jian Xin et al., 2013; Roy and Roser, 2013; Yang Jianghai et al., 2016; Xu Guozhen et al., 2017)。本 文采用 Nesbitt and Young(1982)提出的 A—CN—K 图解来探讨化学风化作用是否受成岩作用和钾交代 作用的影响(图 3a)。

物源区来自强烈风化区时具有高的 CIA 值(80~100)且靠近 A 端元,而来自弱风化区的物源具有 较低的 CIA 值(50~70)且靠近长石端元(Nesbitt and Young, 1982; Mclennan, 1993)。如果样品的 CIA 值在 A—CN—K 图解偏离理想风化趋势线(平行 A—CN 轴)则表明其受成岩作用和钾交代作用的影响,偏离趋势线越远则表明受钾交代作用越强(Yan Detian et al., 2010; Jian Xin et al., 2013; Yang Jianghai et al., 2016; Xu Guozhen et al., 2017)。研 究区上三叠统藏夏河组样品的 CIA 值几乎未偏离理 想风化趋势线,表明样品几乎未受钾交代作用的影



图 3 (a) 羌塘盆地北缘岗盖日地区上三叠统藏夏河组砂岩 A—CN—K 三角图(据 Nesbitt and Young, 1982); (b) 研究区藏夏河组砂岩 CIA—ICV 指数相关性分析(剔除样品 15W2-7 和 15W2-10)

Fig. 3 (a) A—CN—K diagram of the sandstones in the Upper Triassic Zangxiahe Formation sandstones in the Ganggairi area, Northern Xizang (Tibet) (after Nesbitt and Young, 1982). (b) analysis of correlation between *CIA* and *ICV* of the Zangxiahe Formation sandstones from the Ganggairi area, northern Xizang(Tibet) (expect for samples 15W2-7 and 15W2-10)

 $A = n(Al_2O_3); CN = n(CaO) + n(Na_2O); K = n(K_2O); CIA - 化学蚀变指数; ICV - 成分变异指数。3条线分别代表了石英闪长岩、$ 

花岗闪长岩和花岗岩的理想风化趋势线,其数据分别来源于 Taylor and Mclennan (1985), Best (2011)和 Condie (1993)

 $A = n(Al_2O_3)$ ;  $CN = n(CaO) + n(Na_2O)$ ;  $K = n(K_2O)$ ; *CIA*—Chemical Index of Alteration; *ICV*—Index of Chemical Variability. Three lines parallel to A—CN sidelines represent the ideal weathering trends of quartz-tonalite, granodiorite and granite, respectively. The values of the quartz-tonalite, granodiorite and granite referred from Taylor and Mclennan (1985), Best (2011) and Condie (1993), respectively

响(图 3a)。另外,本次研究样品中 K<sub>2</sub>O 含量明显 低于大陆上地壳中 K<sub>2</sub>O 的含量(表 1),也反映藏夏 河组砂岩未受钾交代作用的影响。

#### 4.1.2 沉积再循环作用

沉积旋回主要控制着岩石的成分成熟度,在一定程度上影响其化学成分及化学风化程度判别(Cox et al., 1995)。成分变异指数(*ICV*; Cox et al., 1995)是判断沉积物是否经过沉积旋回最常用的方法(Cullers, 2000; Garzanti et al., 2014; Armstrong-Altrin et al., 2015),计算公式为:

$$ICV = \frac{n(Fe_2O_3) + n(K_2O) + n(Na_2O)}{n(Al_2O_3)} + \frac{n(CaO) + n(MgO) + n(MnO) + n(TiO_2)}{n(Al_2O_2)}$$

通常情况下,碎屑岩中长石、辉石和角闪石等造 岩矿物中 Al<sub>2</sub>O<sub>2</sub> 的含量较低,其 ICV 值大于 1, 而高 岭石、伊利石和云母等矿物中 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 的含量较高,其 ICV 值小于1(Cox et al., 1995; Cullers, 2000; 冯连 君等, 2003)。低成分成熟度沉积物往往具有高的 ICV 值,代表在构造活动带内初次旋回的产物,而高 的成分成熟度往往具有低的 ICV 值,代表再旋回的 产物或者是在强风化作用下初次沉积的产物(Van de Kamp and Leake, 1985; Cox et al., 1995; Cullers, 2000)。研究区藏夏河组砂岩样品 ICV 值 为0.93~1.70(均值为1.31),仅三件样品(15W2-4,6和9)的ICV值小于1但接近1(0.93~0.99), 其余样品 ICV 值均大于1(表1),表明绝大多数碎屑 岩来源于不成熟的物源区,是构造活动带首次沉积 的产物,少数样品物源可能经历过一定的沉积再旋 回或遭受过中等的风化作用。研究区藏夏河组砂岩 样品 ICV 值与 CIA 值间具较好的负相关性 ( $R^2$  = 0.917, p<0.01, n=14; 图 3b), 表明 CIA 变化主要 是由不同时期输入碎屑物质差异造成的。样品 15W2-4, 15W2-6 和 15W2-9 的 ICV 值小于 1, 可能 是由于构造作用造成的再旋回沉积物输入比例增 加,其较高的 CIA 值并不代表真实的化学风化强度。

通过成岩作用、钾交代作用和沉积再循环作用 的综合评价表明化学蚀变指数 CIA 在评价化学风 化强度是有效的。另外,化学蚀变指数 CIA 与化学 风化指数 CIW(R<sup>2</sup>=0.9849,p<0.01,n=16)和斜长 石蚀变指数 PIA(R<sup>2</sup>=0.9963,p<0.01,n=16)之间 具有显著的正相关,表明 CIW 和 PIA 指标同样可用 于评价物源区的风化作用强度。研究区藏夏河组砂 岩样品的 CIA、CIW 和 PIA 值分别为 55.0~65.9, 60.6~74.3 和 56.1~70.6(表 1),反映了岗盖日地 区藏夏河组沉积期物源区发生了弱的化学风化作 用。较高的 ICV 值表明藏夏河组物源为不成熟的物 源区,是构造活动带的首次沉积物,故藏夏河组砂岩 的化学成分可用于沉积物源和构造背景的判别。

#### 4.2 沉积物源属性

由于藏夏河组物源区经历了弱的风化作用,且 基本未受成岩作用和钾交代作用的影响,故沉积物 中某些化学组分保留了物源的重要信息。Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/ TiO, 值是推断源岩成分的一个重要指标 (Girty et al., 1996; Hayashi et al., 1997), 并在后续研究中得 到了广泛的应用(Armstrong-Altrin et al., 2015; Ma Pengfei et al., 2015; Moradi et al., 2016; Tao Huifei et al., 2017)。低的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> 值(3~14) 通常反 映了铁镁质的物源,中等的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> 值(14~19) 反映了安山质的物源,而高等的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO, 值(19 ~28)通常与长英质物源有关(Girty et al., 1996)。 该套砂岩具有中等偏高的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> 值,为 15.4~ 21.6(均值为18.5;表1),反映了藏夏河组砂岩为长 英质和安山质成分的混合物源(图 4a)。另外, TiO<sub>2</sub>/Zr 值也是判别物源属性的一种指标,从长英 质物源到铁镁质物源其值逐渐增大(Hayashi et al., 1997; Moradi et al., 2016; Tao Huifei et al., 2017)。低 TiO<sub>2</sub>/Zr 值(<55)通常代表长英质的物 源,中等的 TiO,/Zr 值(55~200)指示中性的物源, 而高的 TiO<sub>2</sub>/Zr 值(>200) 通常指示铁镁质的物源 (Hayashi et al., 1997)。藏夏河组砂岩具有相对较 低的 TiO<sub>2</sub>/Zr 值为 11.9~33.5(均值为 20.3;表 1), 指示了长英质的物源(图 4b)。

另外,碎屑岩中某些特定的微量元素,如 La, Yb, Th, Co, Sc 和 Hf 等,由于其性质稳定,几乎不 受成岩和变质作用的影响,对物源区具有良好的指 示意义(Bhatia and Crook, 1986; McLennan, 1989; Armstrong-Altrin et al., 2004; Tao Huifei et al., 2014; Moradi et al., 2016)。一般而言,La、Th和 Zr 更多赋存在长英质岩石及其风化产物中,而 Co、Sc 和 Cr 更多赋存在铁镁质岩石及其风化产物中 (Armstrong-Altrin et al. 2004)。其中 Cr/Th—Sc/Th (Condie and Wronkiewicz, 1990)和 Co/Th—La/Sc (Condie, 1993)图解被广泛的应用于物源的判别 (Long Xiaopeng et al., 2008; Sun Linhua et al., 2012; Ma Pengfei et al., 2015; Wang Zhongwei et al., 2017b, 2018)。在 Cr/Th—Sc/Th 图解中,藏夏 河组砂岩具有相对较高的 Cr/Th 和较低的 La/Sc 值,分别为2.03~5.26(均值为3.42)和0.55~0.92 (均值为0.72)(表1),几乎所有的样品都落在长英 质物源区,靠近花岗闪长岩和石英二长岩区域(图 4c)。在 Co/Th—La/Sc 图解中,砂岩样品具有低的 Co/Th 和相对较高的 La/Se 值,且比较稳定,分别为 0.53~1.14(均值为0.78)和3.97~6.76(均值为 5.50)(表1),反映源岩性质介于花岗闪长岩和石英 二长岩之间,以长英质物源为主(图4d)。

稀土元素参数( $\Sigma$ REE 和  $\delta$ Eu)在物源示踪方面 也起着非常重要的作用(Bhatia, 1985; McLennan et al., 1993; Armstrong-Altrin, 2009),如沉积物中 Eu 的负异常通常被认为是继承于源岩的(Armstrong-Altrin, 2009; Armstrong-Altrin et al., 2012; Fu Xiugen et al., 2011; Wang Zhongwei et al., 2018)。 长英质源岩通常具有显著的 Eu 负异常,而铁镁质 源岩 通 常 具 有 弱 的 或 者 不 明 显 的 Eu 负 异 常 (Roddaz et al., 2006; Kasanzu et al., 2008; Armstrong-Altrin et al., 2012; Moradi et al., 2016)。 本次研究中,经球粒陨石标准化后的藏夏河组砂岩 样品稀土元素具有显著的 Eu 负异常(0.58~0.72; 均值为 0.65; 表 1 和图 3c),表明藏夏河组砂岩物 源属性主要为长英质岩石。

#### 4.3 物源区构造背景

Bhatia(1983)通过研究澳大利亚东部杂砂岩化 学成分与源区构造背景关系,发现从被动大陆边缘 →活动大陆边缘 →大洋岛弧 →大陆岛弧背 景, $Fe_2O_3^T + MgO$ 、 $TiO_2$ 含量和  $Al_2O_3/SiO_2$  值依次增 多,而  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$  值依次减少。由此建立 了  $Fe_2O_3^T + MgO$  分别与  $Al_2O_3/SiO_2$ 、 $TiO_2$ 、 $Al_2O_3/$ (CaO + Na<sub>2</sub>O) 之间的物源区构造背景判别图解 (Bhatia, 1983; 图 5),并在后期砂岩构造背景研究 中得到广泛应用,且取得了良好的效果(宋春彦等,



Fig. 4 Provenance discrimination diagrams of the sandstones in the Upper Triassic Zangxiahe Formation in Ganggairi area, northern margin of the Qiangtang Basin: (a) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—TiO<sub>2</sub>; (b) TiO<sub>2</sub>—Zr; (c) Cr/Th—Sc/Th and (d) Co/Th—La/Sc



图 5 羌塘盆地北缘岗盖日地区上三叠统藏夏河组砂岩主量元素构造环境判别图:(a)(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup>+MgO)—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>; (b)(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup>+MgO)—TiO<sub>2</sub>;(c)(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup>+MgO)—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO +Na<sub>2</sub>O)和(d)SiO<sub>2</sub>—K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O

Fig. 5 Tectonic setting discrimination diagrams of the sandstones in the Upper Triassic Zangxiahe Formation in Ganggairi area, northern margin of the Qiangtang Basin: (a) (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup>+MgO)—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>; (b) (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup>+MgO)—TiO<sub>2</sub>; (c) (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup>+MgO)—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O) and (d) SiO<sub>2</sub>—K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O

PM—被动大陆边缘;ACM—活动大陆边缘;CIA—大陆岛弧;OIA—大洋岛弧 PM—Passive continental margin: ACM—Active continental margin: CIA—Continental island arc; OIA—Ocean island arc

2013; Tao Huifei et al., 2014)。在( $Fe_2O_3^T$  + MgO)—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> 判别图解中,藏夏河组砂岩 ( $Fe_2O_3^T$ +MgO)含量和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> 分别为 3.51%~ 5.88%(均值为 4.80%)和 0.14~0.20(均值为 0.16),大部分样品落在活动大陆边缘内部和附近, 仅1个样品落在大陆岛弧范围内(图 5a);在 ( $Fe_2O_3^T$ +MgO)—TiO<sub>2</sub> 判别图中,砂岩样品 TiO<sub>2</sub> 含 量为 0.57~0.75(均值为 0.64),大部分样品落在活 动大陆边缘和大陆岛弧内部和附近,少数样品紧邻 被动大陆边缘(图 5b);在( $Fe_2O_3^T$ +MgO)—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/ (CaO+Na<sub>2</sub>O)图解中,砂岩样品 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O) 值为 2.51~5.52(均值为 3.81),大部分样品落在活 动大陆边缘内部,少数样品落在被动大陆边缘附近(图 5c)。

另外,Roser 和 Korsch (1986)利用砂、泥岩 SiO<sub>2</sub> 和 K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 的变化规律,总结出有效判别物源区 构造背景的 SiO<sub>2</sub>—K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 图解(图 5d)。在 SiO<sub>2</sub>—K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 图解中,藏夏河组砂岩具有相对较 高的 SiO<sub>2</sub> 含量和较低的 K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 值,分别为 66.9%~76.2%(均值为 72.6%)和 0.76~1.31(均 值为 0.92),所有样品均落在活动大陆边缘构造背 景区域(图 5d)。

Bhatia and Crook(1986)在对澳大利亚东部5个 已知物源区构造背景的杂砂岩及泥岩的地球化学特



图 6 差塘盆地北缘岗盖日地区上三叠统藏夏河组砂岩微量元素构造背景判别图:(a)La—Th—Sc; (b)Th—Co—Zr/10;(c)Th—Sc—Zr/10 和(d)La/Sc—Ti/Zr

Fig. 6 Tectonic setting discrimination diagrams of the Zangxiahe Formation sandstones trace element from the Ganggairi

area: (a) La-Th-Sc; (b) Th-Co-Zr/10; (c) Th-Sc-Zr/10 and (d) La/Sc-Ti/Zr

PM—被动大陆边缘;ACM—活动大陆边缘;CIA—大陆岛弧;OIA—大洋岛弧

PM-passive continental margin: ACM-active continental margin: CIA-continental island arc; OIA-ocean island arc

征研究后,发现物源区属性及构造背景和微量元素 含量存在某种特定的对应关系,并由此建立了不同 构造背景下碎屑岩微量元素含量和比值的4种判别 图解(图 6),包括:La—Th—Sc、Th—Co—Zr/10、 Th—Sc—Zr/10 三角图解和 La/Sc—Ti/Zr 双变量图 解(Bhatia and Crook, 1986)。以上4种判别图解能 够直观地区分被动大陆边缘、活动大陆边缘、大陆岛 弧和大洋岛弧4种不同的源区构造背景。本文依据 Bhatia and Crook(1986)提出的 La—Th—Sc、Th— Co—Zr/10、Th—Sc—Zr/10和 La/Sc—Ti/Zr 图解对 研究区藏夏河组砂岩源区构造背景进行判别。在 La—Th—Sc 判别图解中,所有样品都紧密分布在活动大陆边缘和大陆岛弧附近(图 6a);在 Th—Co— Zr/10 三角图中,大部分样品落在大陆岛弧内部和 被动大陆边缘附近(图 6b);在 Th—Sc—Zr/10 判别 图解中,大部分样品同样落在大陆岛弧内部和被动 大陆边缘附近(图 6c);在 La/Sc—Ti/Zr 判别图解 中,藏夏河组砂岩 La/Sc 和 Ti/Zr 值分别为 3.97~ 6.76(均值为 5.50)和 11.9~33.6(均值为 20.3), 所有样品均落在活动大陆边缘构造背景区域(图 6d)。在 Th—Co—Zr/10 和 Th—Sc—Zr/10 判别图 解中,可见部分来自于被动大陆边缘背景下的物源, 这可能与研究区 Zr 元素的异常富集有关,而来自被 动大陆边缘物源区的碎屑岩通常包含较多的活动大 陆边缘和大陆岛弧的信息(柏道远等,2007;田洋 等,2015)。

不同构造背景的碎屑岩具有不同的元素组成特 征,Bhatia 和 Crook (1986)总结了大洋岛弧、大陆岛 弧、活动大陆边缘、被动大陆边缘4种不同构造背景 下某些特征元素含量和比值的变化范围,见表 2。 岗盖日地区藏夏河组砂岩特征微量元素结果见表 2,其中 Pb、Th、Sc、V、Co、Zn、La、Ce 和 Nd 含量分别 为(6.08~44.7)×10<sup>-6</sup>(均值为13.0×10<sup>-6</sup>)、(9.3~ 16.2)×10<sup>-6</sup>(均值为12.0×10<sup>-6</sup>)、(6.69~10.6)× 10<sup>-6</sup>(均值为 8.52×10<sup>-6</sup>)、(49.1~79.4)×10<sup>-6</sup>(均值 为 64. 2×10<sup>-6</sup>)、(6. 50~12. 5)×10<sup>-6</sup>(均值为 9. 07× 10<sup>-6</sup>)、(32.4~66.8)×10<sup>-6</sup>(均值为48.5×10<sup>-6</sup>)、 (34.8~59.9)×10<sup>-6</sup>(均值为46.3×10<sup>-6</sup>)、(67.3~ 102)×10<sup>-6</sup>(均值为 78.9×10<sup>-6</sup>)和(33.4~50.1)× 10<sup>-6</sup>(均值为 39.6×10<sup>-6</sup>)。Rb/Sr、Th/U、La/Th、La/ Sc、Th/Sc、Sc/Cr和Ti/Zr值分别为0.84~1.20(均 值为1.05)、3.23~4.90(均值为4.29)、3.29~4.54 (均值为3.90)、3.97~6.76(均值为5.50)、1.08~ 1.83(均值为1.42)、0.17~0.32(均值为0.22)和 11.9~33.6(均值为 20.3)。这些元素特征与活动大 陆边缘和大陆岛弧特征相似,反映藏夏河组砂岩样 品物源区构造背景与活动大陆边缘和大陆岛弧为主 (表2)。

本文通过多种以主微量元素为基础而建立起来 的构造背景判别图解及特征元素参数综合分析可 知,研究区藏夏河组沉积期其物源区主要来自于活 动大陆边缘和大陆岛弧的构造背景,少量来自被动 大陆边缘背景的物源。

#### 4.4 对盆地演化的启示

沉积岩地球化学特征判别得出的构造背景是代 表物源区的大地构造背景,而非沉积盆地的构造背 景(Rollinson, 1993; Armstrong-Altrin et al., 2004; 宋春彦等, 2013; Wang Zhongwei et al., 2017a)。 上三叠统藏夏河组物源区应早于其时代或同时代的 地层,物源分析表明,岗盖日地区藏夏河组砂岩物源 属性以长英质岩石为主,可能混有少量安山质岩石。 源区构造背景以活动大陆边缘背景为主,少量为大 陆岛弧背景,极少量可能来自于被动大陆边缘背景。

Bhatia(1983)研究表明:来自大洋岛弧背景下 的物源以钙碱性岩石和拉斑玄武岩岩屑为主,通常 沉积于海沟、弧前、弧间和弧后盆地中,盆地发育在 大洋背景上和薄的大陆地壳上,表现出未切割岩浆 弧性质;大陆岛弧背景下的物源以长英质岩石为主, 通常也沉积于海沟、弧前、弧间和弧后等盆地中,盆 地发育在厚的大陆地壳和薄的大陆地壳边缘上,表 现为切割岩浆弧性质;活动大陆边缘背景下的物源 以花岗片麻岩和抬升基底上的硅质火山岩为特征,

	sandst	ones with gray	wackes in diffe	erent tectonic s	settings					
特征	大洋	大陆	活动大	被动大	藏夏河组砂岩					
参数	岛弧	岛弧	陆边缘	陆边缘	范围值	平均值				
Pb	6.9±1.4	15.1±1.1	24±1.1	16±3.4	6.08~44.7	13.0				
Th	2.27±0.7	11.1±1.1	18.8±3.0	16.7±3.5	9.3~16.2	12.0				
$\mathbf{Sc}$	19.5±5.2	14.8±1.7	8±1.1	6±1.4	6.69~10.6	8.52				
V	131±40	89±13.7	48±5.9	31±9.9	49.1~79.4	64.2				
Co	18±6.3	12±2.7	10±1.7	5±2.4	6.5~12.5	9.07				
Zn	89±18.6	74±9.8	52±8.6	26±12	32.4~89.1	52.2				
La	8.72±2.5	24.4±2.3	33±4.5	33.5±5.8	39.7~59.9	46.3				
Ce	22.53±5.9	50.5±4.3	72.7±9.8	71.9±11.5	67.3~102	78.9				
Nd	11.36±2.9	20.8±1.6	25.4±3.4	29±5.03	33.4~50.1	39.6				
Rb/Sr	0.05±0.05	0.65±0.3	0.89±0.2	1.19±0.4	0.84~1.20	1.05				
Th/U	2.1±0.78	4.6±0.45	4.8±0.38	5.6±0.7	3.23~4.90	4.29				
La/Th	4.26±1.2	2.36±0.3	1.77±0.1	2.20±0.47	3.29~4.54	3.90				
La/Sc	0.55±0.22	1.82±0.3	4.55±0.8	6.25±1.4	3.97~6.76	5.50				
Th/Sc	0.15±0.08	0.85±0.1	2.59±0.5	3.06±0.8	1.08~1.83	1.42				
Sc/Cr	0.57±0.16	0.32±0.1	0.3±0.02	0.2±0.02	0.17~0.32	0. 22				
Ti/Zr	56.8±21.4	19.7±4.3	15.3±2.4	6.74±0.9	11.9~33.6	20.3				

 

 Table 2 Comparison trace elements characteristics of the Zangxiahe Formation sandstones with graywackes in different tectonic settings

表 2 不同构造背景下杂砂岩与藏夏河组砂岩微量元素特征参数

注:表中元素单位为(×10<sup>-6</sup>);大洋岛弧等含量值据 Bhatia and Crook, 1986。

通常沉积于碰撞型盆地 和走滑型盆地中,盆地 发育在由古老的褶皱带 岩石组成的厚大陆边缘带 岩石组成动大陆边缘背 景下的物源以来自于地 盾区或和邻地台区的再 旋回沉积物为特征,通 常沉积于裂谷盆地早, 盆地发育在大陆边缘厚 地壳上和大洋残迹边缘 上。

近年来,北羌塘地 区零星报道了一些早中 三叠世岩浆岩,具有岛 弧的地球化学属性<sup>●</sup> (Roger et al., 2003; Chen Shengsheng et al.,

评

2016),被认为是古特提斯洋向南俯冲形成的岩浆 弧(Wang Qiang et al., 2011; Ding Lin et al., 2013; Zhang Liyun et al., 2014)。羌塘盆地中部下三叠统 康鲁组物源主要来自大陆岛弧,少量来自大洋岛弧 和被动大陆边缘,表明早三叠世古特提斯洋可能处 于俯冲阶段(屈李华等, 2015)。在可可西里地区, 王玉净等(2005)发现了泥盆纪、二叠纪和中三叠世 的放射虫动物群,由此认为中三叠世之前可可西里 地区仍为大洋,大洋闭合可能在拉丁期之后。另外, 在紧邻金沙江缝合带地区发现的飞马滩花岗岩 (240 Ma)具有同碰撞的性质(李勇等, 2003),表明 金沙江缝合带西侧碰撞作用发生的下限为中三叠世 拉丁期。宋春彦等(2013)通过藏夏河组碎屑锆石 磷灰石裂变径迹研究表明长英质物源的年龄主要为 晚二叠世—中三叠世早期,物源可能主要来自于盆 地北缘的可可西里地区和金沙江缝合带附近。综合 前人资料分析认为,早三叠世时期古特提斯洋壳向 南俯冲,在仰冲板块之上发育大陆边缘性岩浆弧,并 于中三叠世沿金沙江缝合带发生碰撞缝合,在缝合 带上发育同碰撞花岗岩。晚三叠世北羌塘盆地就是 发育在这样的大地构造背景之下,其物源主要来自 北侧同碰撞花岗岩和大陆岩浆弧,笔者等认为晚三 叠世北羌塘盆地的性质可能为弧后前陆盆地。

## 5 结论

(1) 差塘盆地北缘岗盖日地区藏夏河组砂岩化 学蚀变指数(CIA=55.0~65.9,均值为59.1)、化学 风化指数(CIW=60.6~74.3,均值为65.9)和斜长 石蚀变指数(PIA=56.1~70.6,均值为61.5)均较 低,表明物源区总体上经历了弱的化学风化作用。 成分变异指数ICV为0.93~1.70(均值为1.32),表 明藏夏河组物源是构造活动带内初次旋回的产物。

(2)藏夏河组砂岩 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>值(15.4~21.6, 均值为18.5)总体与安山质岩石相近、而TiO<sub>2</sub>/Zr 值 (11.9~33.5,均值为20.3)则与长英质岩石相近。 在 Cr/Th—Sc/Th 和 Co/Th—La/Sc 判别图解中,所 有样品均落在长英质岩石物源区。综合稀土元素配 分模式图和显著的 Eu 负异常,表明藏夏河组砂岩 物源主要来自于长英质岩石,可能含有少量安山质 物源。

(3) 基于主量元素[(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup>+MgO)—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/ SiO<sub>2</sub>、(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup>+MgO)—TiO<sub>2</sub>、(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup>+MgO)— Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O)和SiO<sub>2</sub>—K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O]和微量元 素(La—Th—Sc、Th—Co—Zr/10、Th—Sc—Zr/10和 La/Sc —Ti/Zr) 建立的构造背景判别图解及特征元 素参数综合分析可知,研究区藏夏河组沉积期物源 主要来自于活动大陆边缘和大陆岛弧,少量来自被 动大陆边缘,盆地可能具有弧后前陆盆地的特征。

**致谢**:西南石油大学王剑教授和付修根教授对 文章撰写提出许多有益的建议,并多次指导修改文 章内容,在此表示衷心的感谢。中国地质调查局成 都地质调查中心万友利博士和谢尚克博士在野外样 品采集和剖面测制过程中提供了很大的帮助。感谢 评审专家对本文提出的宝贵建议。

## 注释 / Notes

- 成都地质矿产研究所. 2005a. 中华人民共和国区域地质调查报告(1:25万多格错仁幅),北京:中国地质调查局.
- ❷ 成都地质矿产研究所. 2005b. 中华人民共和国区域地质调查报告(1:25万黑虎岭幅). 北京:中国地质调查局.

## 参考文献 / References

(The literature whose publishing year followed by a "&" is in Chinese with English abstract; The literature whose publishing year followed by a "#" is in Chinese without English abstract)

- 柏道远,周亮,王先辉,张晓阳,马铁球.2007. 湘东南南华系寒武 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.
- 陈文西,王剑,汪正江,付修根.2007. 藏北羌塘盆地菊花山地区晚 三叠世古岩溶不整合面的发现及其意义.地质论评,53(5): 699~703.
- 陈文西,王剑. 2009. 晚三叠世—中侏罗世羌塘盆地的形成与演化. 中国地质,36(3):682~693.
- 冯连君,储雪蕾,张启锐,张同钢. 2003. 化学蚀变指数(CIA)及其 在新元古代碎屑岩中的应用. 地学前缘,10(4):539~544.
- 冯兴雷,付修根,谭富文,陈文彬. 2010. 北羌塘盆地沃若山剖面上 三叠统土门格拉组沉积岩地球化学特征与构造背景分析.现代 地质,24(5):910~918.
- 付修根,王剑,吴滔,何江林. 2009. 藏北羌塘盆地大规模古风化壳 的发现及其意义. 地质通报,28(6):696~700.
- 高春文, 贾庆军, 魏春光. 2006. 羌塘盆地晚三叠世原型盆地性质 探讨. 地质论评, 52(2): 198~206.
- 李才, 王天武, 杨德明, 杨日红. 2001. 西藏羌塘中央隆起区物质组 成与构造演化. 长春科技大学学报, 31(1): 25~31.
- 李勇, 伊海生, 王成善. 1999. 青藏高原北部晚三叠世 Epigondollella 动物群的发现及其地质意义. 地质论评, 45(6): 628.
- 李勇, 王成善, 伊海生. 2002. 西藏晚三叠世北羌塘前陆盆地构造 层序及充样式. 地质科学, 37(1): 27~37.
- 李勇,王成善,伊海生. 2003. 西藏金沙江缝合带西段晚三叠世碰 撞作用与沉积响应. 沉积学报,21(2):191~197.
- 屈李华,刘喜方,李金锁,齐路晶. 2015. 北羌塘三叠系康鲁组沉积 岩地球化学特征及其物源区和构造背景分析.现代地质,29 (4):789~803.
- 宋春彦,王剑,付修根,冯兴雷,曾胜强,何利. 2013. 羌塘盆地藏 夏河组砂岩地球化学特征及意义.地球科学,38(3):508~ 518.
- 田洋,赵小明,王令占,涂兵,谢国刚,曾波夫. 2015. 鄂西南利川

三叠纪须家河组地球化学特征及其对风化、物源与构造背景的 指示. 岩石学报, 31(1): 261~272.

- 王成善,伊海生,李勇,邓斌,刘登忠,王国芝,石和,李佑国,马 润则,林金辉. 2001. 羌塘盆地地质演化与油气远景评价.北 京:地质出版社:183~233.
- 王剑, 付修根, 陈文西, 汪正江. 2007. 藏北北羌塘盆地晚三叠世古 风化壳地球化学特征及其意义. 沉积学报, 25(4): 487~494.
- 王剑,谭富文,李亚林,李永铁,陈明,王成善,郭祖军,王小龙. 2004. 青藏高原重点沉积盆地油气资源潜力分析. 北京:地质 出版社:40~41.
- 王玉净,杨群,郭通珍. 2005. 青海可可西里地区中三叠世晚期放 射虫 spongoserrula rarauana 动物群. 微体古生物学报, 22(1):1 ~9.
- 吴兆剑,韩效忠,易超,祁才吉,惠小朝,王明太. 2013. 鄂尔多斯 盆地东胜地区直罗组砂岩的地球化学特征与物源分析.现代地 质,27(3):557~567.
- 赵政璋, 李永铁, 叶和飞, 张昱文. 2001. 青藏高原大地构造特征及 盆地演化. 北京: 科学技术出版社: 353~355.
- 周详. 1984. 西藏板块构造—建造图及说明书. 北京: 地质出版社: 1~47.
- 朱同兴,董瀚,李才,冯心涛,李宗亮,于远山,金灿海,周帮国. 2005. 青藏高原北羌塘地区晚三叠世地层展布和沉积型式. 沉 积与特提斯地质,25(3):18~23.
- Armstrong-Altrin J S, Lee Y I, Verma S P, Ramasamy S. 2004. Geochemistry of sandstones from the upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: implications for provenance, weathering and tectonic setting. Journal of Sedimentary Research, 74(2): 285 ~297.
- Armstrong-Altrin J S. 2009. Provenance of sands from Cazones, Acapulco, and Bahía Kino beaches. Revista Mexicana De Ciencias Geológicas, 26(3): 764~782.
- Armstrong-Altrin J S, Lee Y I, Kasper-Zubillaga J J, Carranza-Edward A, Garcia D, Eby G N, Balaram V, Cruz-Ortiz N L. 2012. Geochemistry of beach sands along the Western Gulf of Mexico, Mexico: implication for provenance. Chemie Der Erde-Geochemistry, 72(4): 345~362.
- Armstrong-Altrin J S, Nagarajan R, Balaram V, Natalhy-Pineda O. 2015. Petrography and geochemistry of sands from the Chachalacas and Veracruz beach areas, western Gulf of Mexico, Mexico: Constraints on provenance and tectonic setting. Journal of South American Earth Science, 64: 199~216.
- Bai Daoyuan, Zhou Liang, Wang Xianhui, Zhang Xiaoyang, Ma Tieqiu. 2007&. Geochemistry of Nanhuan—Cambrian Sandstones in Southeastern Human, and Its Constraints on Neoproterozoic—Early Paleozoic Tectonic Setting of South China. Acta Geologica Sinica, 81(6): 755~771.
- Bhatia M R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. Journal of Geology, 91(6): 611~627.
- Bhatia M R. 1985. Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. Sedimentary Geology, 45(1~2): 97~113.
- Bhatia M R, Crook K A W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contribution to Mineralogy and Petrology, 92(2): 181~193.
- Chen Shengsheng, Shi Rendeng, Yi Guoding, Zhou Haibo. 2016. Middle Triassic volcanic rocks in the Northern Qiangtang (Central Tibet): Geochronology, petrogenesis, and tectonic implications. Tectonophysics, 666: 90~102.
- Chen Wenxi, Wang Jian, Wang Zhengjiang, Fu Xiugen. 2007&.

Discovery and significance of paleokarst unconformity between the Xiaochaka Formation and the Nadigangri Formation in Juhuashan region, Qiangtang Basin, northen Xizang (Tibet). Geological Review,  $53(5):699 \sim 703$ .

- Chen Wenxi, Wang Jian. 2009&. The formation and evolution of the Qiangtang Basin during the Late Triassic—Middle Jurassic period in northern Tibet. Geology in China, 36(3): 682~693.
- Condie K C, Wronkiewicz D J. 1990. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal craton as an index of craton evolution. Earth and Planetary Science Letters, 97(3): 256~267.
- Condie K C. 1993. Chemical composition and evolution of upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. Chemical Geology, 104(1~4): 1~37.
- Cox R, Lowe D R, Cullers R L. 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59(14): 2919~2940.
- 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(3): 181~203.
- Dickinson W R, Suczek C A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 63: 2164~2182.
- Ding Lin, Yang Di, Cai Fulong, Pullen A, Kapp P, Gehrels G E, Zhang Liyun, Zhang Qinghai, Lai Qingzhou, Yue Yahui, Shi Rendeng. 2013. Provenance analysis of the Mesozoic Hoh-Xil— Songpan—Ganzi turbidites in northern Tibet: implications for the tectonic evolution of the eastern Paleo-Tethys Ocean. Tectonics, 32 (1): 34~48.
- Fedo C M , Nesbitt H W, Young G M. 1995. Unraveling the effects of K-metasomatism in sedimentary rocks and paleosols with implications for palaeoweathering conditions and provenance. Geology, 23(10): 921~924.
- Feng Lianjun, Chu Xuelei, Zhang Qirui, Zhang Tonggang. 2003&. CIA (Chemical Index of Alteration) and its application in the Neoproterozoic clastic rocks. Earth Science Frontiers, 10(4): 539 ~544.
- Feng Xinglei, Fu Xiugen, Tan Fuwen, Chen Wenbin. 2010&. Geochemical characteristics and tectonic significance of Upper Triassic Tumengela Formation in Woruo Mountains, north Qiangtang. Geoscience, 24(5): 910~918.
- Fu Xiugen, Wang Jian, Wu Tao, He Jianglin. 2009&. Discovery of the large-scale paleo-weathering crust in the Qiangtang basin, northern Tibet, China and its significance. Geological Bulletin of China, 28 (6): 696~700.
- Fu Xiugen, Wang Jian, Zeng Yuhong, Tan Fuwen, He Jianglin. 2011. Geochemistry and origin of rare earth elements (REEs) in the Shengli River oil shale, northern Tibet, China. Chemie Der Erde-Geochemistry, 71(1): 21~30.
- Gabo J A S, Dimalanta C B, Asio M G S, Queaño K L, Yumul G P, Imai A. 2009. Geology and geochemistry of the clastic sequences from Northwestern Panay (Philippines): Implications for provenance and geotectonic setting. Tectonophysics, 479 (1~2): 111~119.
- Gao Chunwen, Jia Qingjun, Wei Chunguang. 2006&. Study on the nature of Late Triassic prototype basin of Qiangtang Basin. Geological Review, 52(2): 198~206.
- Garzanti E, Padoan M, Setti M, López-Galindo A, Villa I M. 2014, Provenance versus weathering control on the composition of tropical river mud (Southern Africa). Chemical Geology, 366: 61~74.

- Girty G H, Ridge D L, Knaack C, Diane J, Ruwaina K A R. 1996. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California. Journal of Sedimentary Research, 66 (1): 107~118.
- Harris N B W, Xu R, Lewis C L, Jin Chengwei. 1988. Plutonic rocks of the 1985 Tibet geotraverse, Lhasa to Golmud. Philosophical Transactions of the Royal Society London, A327: 145~168.
- Hayashi K I, Fujisawa H, Holland H D, Ohmoto Hiroshi. 1997. Geochemistry of ca. 1. 9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61 (1): 4115~4137.
- Hessler A M, Zhang Jinyu, Covault J. 2017. Continental weathering coupled to Paleogene climate changes in North America. Geology, 45(10): 911~914.
- Jian Xin, Guan Ping, Zhang Wei, Feng Fan. 2013. Geochemistry of mesozoic and cenozoic sediments in the northern qaidam basin, northeastern tibetan plateau: implications for provenance and weathering. Chemical Geology, 360~361: 74~88.
- Kasanzu C, Maboko M A H, Manya. 2008. Geochemistry of fine-grained clastic sedimentary rocks of the Neoproterozoic Ikorongo Group, NE Tanzania: implications for provenance and source rock weathering. Precambrian Research. 164(3~4): 201~213.
- Li Cai, Wang Tianwu, Yang Deming, Yang Rihong. 2001&. The lithological composition and tectonic evolution of Qiangtang gentral uplift region, Tibet. Journal of Jilin University, 31(1): 25~31.
- Li Yong, Yi Haisheng, Wang Chengshan. 1999&. Discovery of Late Triassic epigondollella fauna in the northern Tibetan Plateau and its geological significance. Geological Review, 45(6): 628.
- Li Yong, Wang Chengshan, Yi Haisheng. 2002&. Tevtonic sequence and fill models of triassic morthern foreland basin in Xizang, China. Chinese Journal of Geology, 37(1): 27~37.
- Li Yong, Wang Chengshan, Yi Haisheng. 2003&. The Late Triassic collision and sedimentary responses at western segment of Jinshajiang suture, Tibet. Acta Sedimentologica Sinica, 21(2): 191~197.
- Long Xiaoping, Sun Min, Yuan Chao, Xiao Wenjiao, Cai Keda. 2008. Early Paleozoic sedimentary record of the Chinese Altai: implications for its tectonic evolution. Sedimentary Geology, 208(3 ~4): 88~100.
- Ma Pengfei, Wang Licheng, Wang Chengshan, Wu Xinhe, Wei Yushuai. 2015. Organic-matter accumulation of the lacustrine lunpola oil shale, central Tibetan plateau: controlled by the paleoclimate, provenance, and drainage system. International Journal of Coal Geology, 147~148: 58~70.
- McLennan S M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks; influence of provenance and sedimentary processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 21(1): 169~200.
- McLennan S M, Hemming S, McDanniel D K, Hanson G N. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. Geological Society of America Bulletin, 284: 21~40.
- Moradi A V, Sarı A, Akkaya P. 2016. Geochemistry of the Miocene oil shale (Hançili Formation) in the Çankırı—Çorum Basin, Central Turkey: Implications for Paleoclimate conditions, source-area weathering, provenance and tectonic setting. Sedimentary Geology, 341: 289~303.
- Nesbitt H W, Young G M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature, 299(5885): 715~717.
- Price J R, Velbel M A. 2003. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. Chemical Geology, 202(3): 397~416.

- Qu Lihua, Liu Xifang, Li Jinsuo, Qi Lujing. 2015&. Geochemical characteristics of sedimentary rocks from the Triassic Kanglu Formation, north Qiangtang Basin (Tibet): Implications for provenance and tectonic setting. Geoscience, 29(4): 789~803.
- Rieu R, Allen P A, Plotze M, Pettke T. 2007. Climatic cycles during a Neoproterozoic "snowball" glacial epoch. Geology, 35(4): 299 ~ 302.
- Roddaz M, Viers J, Brusset S, Baby P, Boucayrand C, Hérail G. 2006. Controls on weathering and provenance in the Amazonian foreland basin: Insights from major and trace element geochemistry of Neogene Amazonian sediments. Chemical Geology, 226(1~2): 31 ~65.
- Roger F, Arnaud N, Gilder S, Paul T, Marc J, Maurice B, Jacques M, Xu Zhiqin, Yang Jingsui. 2003. Geochronological and geochemical constraints on Mesozoic suturing in east central Tibet. Tectonics, 22 (4): 101~117.
- Rollinson H R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific Technical Press, London. 352.
- Roser B P, Korsch R J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone—mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. Journal of Geology, 94: 635~650.
- Ross D J K, Bustin R M. 2009. Investigating the use of sedimentary geochemical proxies for paleoenvironment interpretation of thermally mature organic-rich strata: examples from the Devonian— Mississippian shales, Western Canadian Sedimentary Basin. Chemical Geology, 260: 1~19.
- Roy D K, Roser B P. 2013. Climatic control on the composition of carboniferous—permian Gondwana sediments, khalaspir basin, Bangladesh. Gondwana Research, 23(3): 1163~1171.
- Rudnick R, Gao Shan. 2003. Composition of the continental crust. Treatise Geochem. 3: 1~64.
- Schoenborn W A, Fedo C M. 2011. Provenance and paleoweathering reconstruction of the Neoproterozoic Johnnie Formation, southeastern California. Chemical Geology, 285: 231~255.
- Singh P, Rajamani V. 2001. REE geochemistry of recent clastic sediments from the Kaveri floodplains, southern India: Implication to source area weathering and sedimentary processes. Geochimica et Cosmochimica Acta, 65(18): 3093~3108.
- Song Chunyan, Wang Jian, Fu Xiugen, Feng Xinglei, Zeng Shengqiang, He Li. 2013&. Geochemical characteristics and signatures of the sandstones from Zangxiahe Formation in Qiangtang Basin. Earth Science, 38(3): 508~518.
- Sun Linhua, Gui Herong, Chen Song. 2012. Geochemistry of sandstones from the Neoproterozoic Shijia Formation, northern Anhui Province, China: Implications for provenance, weathering and tectonic setting. Chemie der Erde, 72(3): 253~260.
- Tao Huifei, Sun Shu, Wang Qingchen, Yang Xiaofang, Jiang Lin. 2014. Petrography and geochemistry of lower carboniferous greywacke and mudstones in Northeast Junggar, China: Implications for provenance, source weathering, and tectonic setting. Journal of Asian Earth Sciences, 87: 11~25
- Tao Shu, Xu Yinbo, Tang Dazhen, Xu Hao, Li Song, Chen Shida, Liu Wenbin, Cui Yi, Gou Mingfu. 2017. Geochemistry of the Shitoumei oil shale in the Santanghu Basin, Northwest China: Implications for paleoclimate conditions, weathering, provenance and tectonic setting. International Journal of Coal Geology, 184: 42 ~56.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. The Continzental Crust: its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell: 1~312.

- Tian Yang, Zhao Xiaoming, Wang Lingzhan, Xie Guogang, Zeng Bofu. 2015&. Geochemistry of clastic rocks from the Triassic Xujiahe Formation, Lichuan area, southwestern Hubei: Implications for weathering, provenance and tectonic setting. Acta Petrologica Sinica, 31(1): 261~272.
- Van de Kamp P P, Leake B E. 1985. Petrography and geochemistry of feldspathic and mafic sediments of the northeastern Pacific margin. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 76: 411~449.
- Wang Chengshan, Yi Haisheng, Li Yong, Deng Bin, Liu Dengzhong, Wang Guozhi, Shi He, Li Youguo, Ma Runze, Lin Jinhui. 2001#. Geological Evolution and Hydrocarbon Potential Evaluation of Qiangtang Basin. Beijing: Geological Publishing House: 183~233.
- Wang Jian, Fu Xiugen, Chen Wenxi, Wang Zhengjiang. 2007&. The Late Triassic paleo-weathering crust in the Qiangtang Basin, northern Tibet: geology, geochemistry and significance. Acta Sedimentologica Sinica, 25(4): 487~494.
- Wang Jian, Tan Fuwen, Li Yalin, Li Yongtie, Chen Ming, Wang Chengshan, Guo Zujun, Wang Xiaolong. 2004#. Potential Analysis of Oil and Gas Resources in Key Sedimentary Basins of the Qinghai—Tibet Plateau. Beijing: Geological Publishing House: 40 ~41.
- Wang Qiang, Li Zhengxiang, Chung Sunlin, Wyman D A, Sun Yali, Zhao Zhenhua, Zhu Yingtang, Qiu Huaning. 2011. Late Triassic High-Mg andesite/dacite suites from northern Hohxil, north Tibet. geochronology, geochemical characteristics, petrogenetic processes and tectonic implications. Lithos, 126(1): 54~67.
- Wang Yujing, Yang Qun, Guo Tongzhen. 2005&. The late Middle Triassic radiolarians spongoserrula rarauana fauna form the Hoh Xil region, Qinghai. Acta Micropalaeontologica Sinica, 22(1): 1~9.
- Wu Zhaojian, Han Xiaozhong, Yi Chao, Qi Caiji, Hui Xiaochao, Wang Mingtai. 2013&. Geochemistry of sandstones from the Middle Jurassic Zhiluo Formation, Dongsheng District, northeastern Ordos Basin: Implications for provenance and tectonic setting. Geoscience, 27(3): 557~567.
- Wang Zhongwei, Wang Jian, Fu Xiugen, Feng Xinglei, Wang Dong, Song Chunyan, Chen Wenbin, Zeng Shengqiang. 2017a. Petrography and geochemistry of Upper Triassic sandstones from the Tumengela Formation in the Woruo Mountain area, north Qiangtang Basin, Tibet: Implications for provenance, source area weathering and tectonic setting. Island Arc, 26(4): e12191.
- Wang Zhongwei, Wang Jian, Fu Xiugen, Zhan Wangzhong, Yu Fei, Feng Xinglei, Song Chunyan, Chen Wenbin, Zeng Shengqiang. 2017b. Organic material accumulation of Carnian mudstones in the North Qiangtang Depression, eastern Tethys: Controlled by the

paleoclimate, paleoenvironment, and provenance. Marine and Petroleum Geology, 88: 440~457.

- Wang Zhongwei, Wang Jian, Fu Xiugen, Zhan Wwangzhong, Armstrong-Altrine J S, Yu Fei, Feng Xinglei, Song Chunyan, Zeng Shengqiang. 2018. Geochemistry of the Upper Triassic black mudstones in the Qiangtang Basin, Tibet: Implications for paleoenvironment, provenance, and tectonic setting. Journal of Asian Earth Science, 160: 118~135.
- Wang Zhongwei, Wang Jian, Fu Xiugen, Feng Xinglei, Armstrong-Altrine J S, Zhan Wangzhong, Wan Youli, Ma Long, Song Chunyan, Shen Lijun. 2019. Sedimentary successions and onset of the Mesozoic Qiangtang rift basin: Insights on the Paleo- and Meso-Tethys evolution. Marine and Petroleum Geology, 102: 657~679.
- Xu Guozhen, Feng Qinglai, Deconinck J F, Shen Jun, Zhao Tianyu, Allison L Young. 2017. High-resolution clay mineral and major elemental characterization of a Permian—Triassic terrestrial succession in southwestern china: diagenetic and paleoclimatic/ paleoenvironmental significance. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeo-ecology, 481: 77~93.
- Yan Detian, Chen Daizhao, Wang Q C, Wang Jianguo. 2010. Largescale climate fluctuations in the latest Ordovician on the Yangtze block, south China. Geology, 38(7): 599~602.
- Yang Jianghai, Cawood P A, Du Yuansheng, Li Wenqian, Yan Jiaxin. 2016. Reconstructing early permian tropical climates from chemical weathering indices. Geological Society of America Bulletin, 128(5~ 6): 739~751.
- Yin An, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan— Tibetan orogen. Annual Reviews of Earth and Planetary Science, 28 (1): 211~280.
- Zhang Liyun, Ding Lin, Pullen A, Xu Qiang, Liu Deliang, Cai Fulong, Yue Yahui, Lai Qingzhou, Shi Rendeng, Ducea M N, Kapp P, Chapman A D. 2014. Age and geochemistry of western Hoh Xil— Songpan—Ganzi granitoids, northern Tibet: Implications for the Mesozoic closure of the Paleo-Tethys Ocean. Lithos, 190~191: 328 ~348.
- Zhao Zhengzhang, Li Yongtie, Ye Hefei, Zhang Yuwen. 2001 #. Tectonic Characteristics and Basin Evolution of Qinghai—Xizang Plateau. Beijing: Science and Technology Press: 353~355.
- Zhou Xiang. 1984#. Tibet Plate Structure——Construction Drawings and Instructions. Beijing; Geological Publishing House:1~47.
- Zhu Tongxing, Dong Han, Li Cai, Feng Xintao, Li Zongliang, Yu Yuanshan, Jin Canhai, Zhou Bangguo. 2005&. Distribution and sedimentary model of the Late Triassic strata in northern Qiangtang on the Qinghai—Xizang Plateau. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 25(3): 18~23.

# Provenance and tectonic setting analysis of the Upper Triassic Zangxiahe Formation sandstone in the Northern Qiangtang Basin

WANG Zhongwei<sup>1,2)</sup>, ZHAN Wangzhong<sup>3)</sup>, GAO Yuan<sup>4)</sup>, YU Fei<sup>5)</sup>, XIAO Yang<sup>1)</sup>

1) School of Geoscience and Technology, Southwest Petroleum University, Chengdu, 610500;

2) Qiangtang Institute of Sedimentary Basin, Southwest Petroleum University, Chengdu, 610500;

3) Chengdu Center of China Geological Survey, Chengdu, 610081;4) China University of Geoscience (Beijing), Beijing, 100083;

5) Southeast Sichuan Geological Group, Chongqing Bureau of Geology and Minerals Exploration, Chongqing, 400038

**Objectives:** The Qiangtang Basin is the largest Mesozoic marine basin in the Xizang (Tibetan) Plateau. There have been a lot of debate about the nature and evolution of the Late Triassic Qiangtang Basin. The Zangxiahe

Formation that deposited on the northern of the Qiangtang Basin and consist of sandstone and mudstone sediments, which is an significant record for the Late Triassic property of the Qiangtang Basin. The aims of this study are to constrain the nature and tectonic evolution of the Late Triassic Qiangtang Basin based on their provenance and tectonic setting of the Zangxiahe Formation sandstones.

**Methods**: The X-ray fluorescence (XRF) and high-resolution inductively coupled plasma mass (HR-ICP-MS) are used to make the major and trace elements analysis of the Upper Triassic Zangxiahe Formation sandstones in Ganggairi area, the northern Qiangtang Basin. The major and trace elements analysis of samples were measured in the Analytical Laboratory, Beijing Research Institute of Uranium Geology, China.

**Results**: For the Zangxiahe Formation sandstones, SiO<sub>2</sub>(66.9% ~ 76.2%) and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(10.6% ~ 13.2%) are the most abundant oxides. The second most abundant oxides are Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(2.70% ~ 4.87%), MgO (0.81% ~ 2.25%), CaO (0.42% ~ 3.66%), Na<sub>2</sub>O (1.69% ~ 2.36%) and K<sub>2</sub>O (1.63% ~ 2.21%), while other oxides including MnO, TiO<sub>2</sub> and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> contents are lower than 1.0%. Elements Si and P show slightly enrichment and other oxides show apparent depletion compared to UCC. In comparison with UCC, large-ion lithophile elements, include Sr, Cs and Ba, are depleted significantly. High field strength elements Zr and Hf have similar geochemical properties and enriched significantly. Transition trace elements, Sc, V, Cr, Co, Ni and Zn, also show apparent depletion. The total rare earth element ( $\Sigma$  REE) contents of the Zangxiahe Formation sandstones are 170.3×10<sup>-6</sup> ~ 253.2×10<sup>-6</sup>(avg. 199.4×10<sup>-6</sup>), which are higher than that of the UCC and have significant negative Eu anomaly.

**Conclusion**: The *CIA* (55.0~65.9, average 59.1), *CIW* (60.6~74.3, average 65.9) and *PIA* (56.1~70.6, average 61.5) values indicate that the intensities of weathering in the source area were weak. No obvious K-metasomatism occurred in these sandstones based on the A—CN—K diagram and low K<sub>2</sub>O contents. The relatively high *ICV* values reflect the source was first-cycle sediments of the active tectonic zone possibly. The  $Al_2O_3/TiO_2$  (15.4~21.6, avg. 18.5) values of the Zangxiahe Formation are similar to the intermediate igneous rocks, while TiO<sub>2</sub>/Zr (11.9~33.5, avg. 20.3) values are similar to felsic igneous rocks. The Cr/Th—Sc/Th and Co/Th—La/Sc bivariate diagrams and significant negative Eu anomaly reveal that the Zangxiahe Formation sandstones were potentially derived from felsic igneous rocks, and mixed with minor intermediate igneous rocks. The (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup> + MgO)—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O), SiO<sub>2</sub>—K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O and La/Sc—Ti/Zr bivariate diagrams and La—Th—Sc, Th—Co—Zr/10, Th—Sc—Zr/10 triangular diagrams indicate that the source areas of the Zangxiahe Formation sandstones were sourced from the active continental margin and continental island arc, while also mixed with minor passive continental margin, which may be formed in the backarc foreland basin.

Keywords: elemental geochemistry; type of source rocks; tectonic setting; Zangxiahe Formation; Northern Qiangtang Basin

Acknowledgements: This study was supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant No. 91955204), second Xizang (Tibetan) Plateau Scientific Expedition and Research Program (STEP) (Grant No. 2019QZKK080301) and China Postdoctoral Science Foundation (Grant No. 2019M663558)

First author: WANG Zhongwei, male, born in 1990, Ph. D., mainly interested in the Mesozoic Qiangtang Basin evolution and comprehensive evaluation of oil and gas; Email: wzwcdg@ sina. com

Manuscript received on: 2020-07-16; Acceptedon: 2020-08-28; Edited by: HUANG Daomao

Doi: 10.16509/j.georeview.2020.05.009