

梁文君, 肖传桃, 肖凯, 等. 藏北安多晚侏罗世古环境、古气候与地球化学元素关系研究[J]. 中国地质, 2015, 42(4): 1079–1091.

Liang Wenjun, Xiao Chuantao, Xiao Kai, et al. The relationship of Late Jurassic paleoenvironment and paleoclimate with geochemical elements in Amdo Country of northern Tibet[J]. Geology in China, 2015, 42(4): 1079–1091(in Chinese with English abstract).

藏北安多晚侏罗世古环境、 古气候与地球化学元素关系研究

梁文君¹ 肖传桃¹ 肖凯² 林婉¹

(1. 长江大学油气资源与勘探技术教育部重点实验室, 湖北 武汉 430100;

2. 江西省地质矿产勘查开发局 902 地质大队, 江西 新余 338000)

摘要: 藏北安多地区毗邻羌塘盆地南界, 属于藏北地层分区。研究区沙木罗组地层为一套稳定的浅海相碎屑岩和碳酸盐岩建造, 依次发育风化壳沉积, 潮坪相沉积以及混合台地相沉积, 有大量生物礁产出。本文通过对沙木罗组地层中采集到的 18 件样品进行常量、微量元素及碳氧同位素测试, 结合沉积相分析, 旨在探索本区晚侏罗世古海平面升降、氧化还原条件以及古气候的演化规律。研究发现, Ni、Sr、Cu、V、Cr、Ni/Co 及 $\delta^{13}\text{C}$ 等变化能反映氧化还原环境的变化, 而 Mn、Na、Sr/Cu、P、Ti 及 $\delta^{18}\text{O}$ 和 Z 值的波动能指示古气候的变化。研究结果表明: 研究区的古环境演化共经历了 3 个阶段: (1) 风化壳阶段的强氧化环境; (2) 潮坪阶段的半氧化半还原环境; (3) 台地区与三期生物礁建造相对应的 3 次氧化与还原环境转换。古气候演化也经历了 3 个阶段: (1) 风化壳区的干旱气候; (2) 潮坪区的半干旱半湿润气候; (3) 台地区 3 次干湿气候的频繁转换, 分别与本区的 3 个造礁期相对应。

关键词: 沙木罗组; 微量元素; 碳氧同位素; 古环境; 古气候

中图分类号: P534.52 文献标志码: A 文章编号: 1000-3657(2015)04-1079-13

The relationship of Late Jurassic paleoenvironment and paleoclimate with geochemical elements in Amdo Country of northern Tibet

LIANG Wen-jun¹, XIAO Chuan-tao¹, XIAO Kai², LIN Wan¹

(1. Key Lab of Exploration Technologies for Oil and Gas Resources of Ministry of Education, Yangtze University, Wuhan 430100, Hubei, China; 2. No. 902 Geological Party, Jiangxi Bureau of Geology and Mineral Exploration, Xinyu 338000, Jiangxi, China)

Abstract: Amdo Country of northern Tibet is close to south boundary of Qiangtang Basin and belongs to Qiangtang stratigraphic area. The late Jurassic Shamuluo Formation of the study area is mainly composed of a series of neritic clastic rock and carbonate deposits, which are in turn weathering crust sediments, tidal flat facies sediments and mixed platform facies sediments, characterized especially by a lot of organic reefs. Based on analyzing 18 samples from Shamuluo Formation, combined with the sedimentary

收稿日期: 2014-06-09; 改回日期: 2014-09-18

基金项目: 国家自然科学基金项目(40972019)、湖北省教育厅计划类科技项目(03Z0105)和国家大学生创新性试验计划联合资助。

作者简介: 梁文君, 女, 1991 年生, 硕士生, 主要从事储层沉积学研究; E-mail: 306346558@qq.com。

通讯作者: 肖传桃, 男, 1965 年生, 教授, 博士, 研究方向为地层学及沉积学; E-mail: ctxiao@yangtzeu.edu.cn。

facies analysis, the authors investigated the ancient sea-level eustacy, oxidation-reduction conditions and paleoclimate of late Jurassic period in the study area. Specifically, the changes of Ni, Sr, Cu, V, Cr, Ni/Co and carbon isotopes were used to detect the changes of paleoenvironment, and the fluctuation of Mn, Na, Sr/Cu, P, Ti, oxygen isotopes and Z values were employed to deduce paleoclimate. The results show that paleoenvironment evolutions experienced three stages: (1) strong oxidation environment of weathering crust; (2) semi-oxidation-reduction environment of tidal flat; (3) three times of changes between oxidation and reduction environment in platform, corresponding to the three times of reef formation; paleoclimate evolutions also experienced three stages: (1) arid climate of weathering crust; (2) semi-arid and semi-humid climate of tidal flat; (3) three times of changes between arid and humid climate in platform, respectively corresponding to the three reef-forming periods.

Key words: Shamuluo Formation; trace elements; carbon and oxygen isotopes; paleoenvironment; paleoclimate

About the first author: LIANG Wen-jun, female, born in 1991, master, majors in mineral prospecting and exploration, engages in the study of reservoir sedimentology; E-mail: 306346558@qq.com.

About the corresponding author: XIAO Chuan-tao, male, born in 1965, professor, doctor, engages in the study of stratigraphy and sedimentology; E-mail: ctxiao@yangtzeu.edu.cn.

1 引 言

沉积物中地球化学元素记录可以为古环境、古气候的变迁提供可靠信息,尤其在指示沉积环境以及盆地演化史方面具有十分重要的示踪作用^[1-3]。因此,元素地球化学被越来越多地应用于古环境、古气候研究^[4-7],但针对藏北安多地区碳酸盐岩常量、微量元素及碳氧同位素的演化规律还未见报道。

羌塘盆地是青藏目前最具勘探远景地区之一,为海相残留盆地,中生代地层为主要勘探目的层。藏北安多地区位于羌塘盆地南界,是班公湖—怒江残留洋盆浅海大陆架一部分。迄今为止,关于研究区沉积相类型和特征的研究报道较多,区内晚侏罗世沙木罗组下部为碎屑岩沉积潮坪相,中—上部为混积沉积开阔台地相^[8-9]。其中,台地相发现大量以层孔虫、珊瑚为格架的生物礁建造^[10],反映藏北地区具有广阔的油气勘探潜力。

而生物礁的发育主要受古环境、古气候的影响,研究区有关此内容少有涉及。本文首次从地球化学元素分析角度讨论藏北安多地区晚侏罗世的古环境、古气候变迁。通过采集到的18件层位样品中常量、微量元素及碳氧同位素含量分布,分析海平面升降、氧化还原环境、古盐度高低以及气候干湿过渡的具体规律,由此得到地球化学元素与古环境、古气候关系。这对藏北地区油气勘探工作具有一定指导意义。

2 区域地质背景

藏北安多地区位于青藏高原唐古拉山脉南侧,

属于羌塘地层区。羌塘盆地挟持于拉竹龙—金沙江缝合带与班公湖—怒江缝合带之间,是中国最大的中生代海相残留盆地之一,总面积约为18万 km²,沉积厚度达8000 m以上,广泛出露侏罗系(图1)。据前人研究^[11-17],羌塘盆地的形成与演化过程主要受控于青藏地区特提斯洋地质事件,其基底为泥盆系变质岩,以中央隆起带为界,沉积盖层可划分为南羌塘拗陷、北羌塘拗陷共3个次级构造单元(图1)。盆地北侧的拉竹龙—金沙江洋盆(古特提斯洋)自泥盆纪至早二叠世持续拉张,于早二叠世末期洋壳向西南俯冲,晚三叠世向北俯冲,继而发生强烈的造山运动,自此北羌塘拗陷进入陆上演化阶段,并且导致班公湖—怒江洋盆(中特提斯洋)形成。该洋盆的主要发育时期为晚三叠世至中侏罗世,中段于晚侏罗世拼合,而后发育残留盆地沉积,

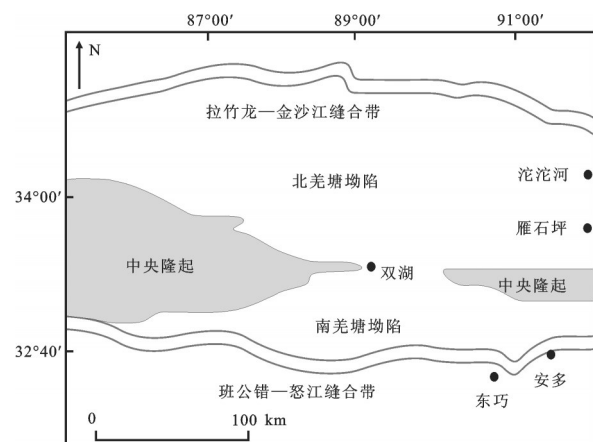


图1 羌塘盆地构造单元分区图(据文献[18]修改)
Fig.1 Tectonic unit divisions in Qiangtang Basin (after reference [18])

结束了特提斯在羌塘地区的发展史。由此羌塘盆地发生了大规模海退,导致羌南大面积隆起、剥蚀,产生明显相带分异。研究区位于羌塘盆地的南界班公错—怒江缝合带中段,沉积地层充填不仅与晚侏罗世班公湖—怒江洋盆关闭过程有关,也受到古气候、古环境影响。尤其是安多地区以北至小唐古拉一带晚侏罗世沙木罗组地层中,碎屑岩沉积以及混合沉积替代单纯的海相碳酸盐岩的出现,反映了班公湖—怒江洋盆俯冲消减,逐渐结束海相充填史的过程。而造礁群落的发现,有力地说明了研究区当时很可能处于俯冲后的残留弧后盆地中浅海大陆架一部分。

3 沉积相类型及其特征

研究区晚侏罗世沙木罗组属于残留弧后盆地沉积类型,在纵向沉积序列中主要发育了一套以碎屑岩为主夹碳酸盐岩的滨浅海相沉积地层,与下伏木嘎岗日岩群呈角度不整合接触^[9]。综合地层岩性、颜色、粒度、古生物、沉积构造及韵律等沉积标志,可划分为2段,沙木罗组一段(J₃S₁)发育碎屑岩沉积,沙木罗组二段(J₃S₂)发育碳酸盐岩夹碎屑岩的混合沉积,沉积相类型有:风化壳、潮坪相、混积台地相。

3.1 风化壳沉积

J₃S₁下部(1~4层)发育暗红色、黄绿色薄层泥质粉砂岩和砂质泥岩的粘土层,尤其是代表氧化环境的褐铁矿(主要成分为Fe₂O₃)的发现,均说明此段为暴露条件下的风化壳沉积。底部砾岩是侏罗纪晚期藏北地区褶皱回返后的第一次沉积,其不整合面为典型层序边界,前人将其划分为低位体系域

(LST)。这与晚侏罗世班公湖—怒江洋盆完全关闭后,南羌塘坳陷大规模海退,迅速隆升成为陆上剥蚀区,进入陆上演化阶段的地史过程相符。据表1中各常量元素的含量分布可看出在1~4层的6个样品中SiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃、K₂O、Na₂O均以不同程度相对富集,这与暴露期间古水流搬运而来的陆源碎屑有关。而CaO等易溶成分含量较低说明当时淋滤作用较强,导致元素淋失^[4]。另外,P元素的高度富集是由于生物大量死亡后原地堆积参与成岩作用造成的,反映上下地层相带分异明显,生物不适应环境突变而大量死亡。与此同时,上述沉积特征与地球化学元素记录更加佐证了班公湖—怒江缝合带东段中特提斯洋的消亡时间是在沙木罗组沉积之前。

3.2 潮坪相

J₃S₁上部(5~8层)沉积物粒度偏细、分选较好,以细砂岩、粉砂岩为主,部分层位含中—厚层状小砾岩,见大量植物化石碎片,并发育板状、楔状及平行层理。尤其在第5层底部出现煤线,为间歇性陆上暴露标志,以上均反映出碎屑岩潮坪相的沉积特征。此时海平面开始上升,发育海侵体系域(TST),与下覆的风化壳沉积段形成过渡。海平面上升初期,可容纳空间增长速率较慢,导致水体浅、潮流作用强、能量高,以砂质沉积为主,粒度细,易形成潮下沙坝沉积(第5层)。在潮间带,由海向陆方向,潮流的能量逐渐减小,由砂质沉积过渡为泥质沉积。第6层为薄层粉砂岩,且植物化石更加丰富,为典型的潮间下沙坝沉积。发育至高位体系域(HST)沉积时,海平面升至最大海泛面后逐渐下降,可容纳空间增长速率与沉积物

表1 安多地区常量元素(%)

Table 1 The distribution of major elements in Amdo County (%)

收样编号	送样编号	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	CaO
2010D15S118	DQ-15-w1	0.08	/	0.86	5.84	0.08	0.94	54.96
2010D15S119	DQ-14-w1	0.04	18.33	2.39	10.68	0.51	1.05	41.68
2010D15S120	DQ-13-w1	0.24	/	1.88	9.97	0.27	1.03	50.3
2010D15S121	DQ-12-w1	0.02	/	0.49	4.87	0.03	0.92	55.24
2010D15S122	DQ-11-w11	0.21	/	2.64	17.44	0.35	1.85	39.67
2010D15S123	DQ-11-w12	0.03	/	0.71	5.77	0.06	1.25	54.66
2010D15S124	DQ-10-w1	0.44	0.41	4.57	32.38	0.81	2.47	22.83
2010D15S125	DQ-9-w1	0.05	/	0.82	5.87	0.06	1.22	55.03
2010D15S126	DQ-8-w1	0.38	/	2.35	22.94	0.45	1.21	34.07
2010D15S127	DQ-7-w1	0.27	0.42	3.99	25.33	0.42	3.7	27.25
2010D15S128	DQ-6-w1	0.17	/	2.49	22.53	0.34	2.08	32.72
2010D15S129	DQ-5-w1	0.2	/	2.52	26.82	0.42	2.18	30.3
2010D15S130	DQ-4-w1	0.04	1.52	5.88	70.35	1.2	8.06	0.55
2010D15S131	DQ-3-w11	0.4	/	2.35	23.81	0.49	1.32	32.55
2010D15S132	DQ-3-w12	0.01	1.08	0.27	77.53	/	4.11	0.32
2010D15S133	DQ-2-w1	0.04	1.02	7.87	16.6	0.14	38.64	1.3
2010D15S134	DQ-1-w11	0.03	24.23	0.37	19.66	/	3.72	19.92
2010D15S135	DQ-1-w12	0.02	4.48	0.24	7.57	/	1.1	50.1

注:“/”表示未测出数据。

堆积速率近似相等并随之减小,水动力条件增强,发育粒度较细的砂质沉积。故第7、8层的中—细砂岩中见有板状、楔状及平行层理,反映较强的水体能量。同时,与小砾岩的互层说明不仅发育了水下沙坝沉积,还有潮下部分潮沟。因此, J_3S_1 (1~8层)构成了一个完整层序(即第I层序)。

3.3 混积台地相

随着海侵继续,进入台地边缘沉积环境,沉积物具滨海相特征。 J_3S_2 (9~15层)研究区发育以碳酸盐岩为主夹碎屑岩的混积台地相,含2个旋回层序。第9层下部,由于可容纳空间的增长速率大于碳酸盐岩的沉积速率,发育具追补型碳酸盐岩沉积特征的泥晶灰岩,为低能带,属于台地内相对低洼地区即滩间亚相,划为海侵体系域(TST)。由于海平面广泛上升,水体循环良好,加之研究区地处热带—亚热带气候,形成了本区生物礁的第1个造礁群落 *Milleporidium-Cladocorpsis*^[20]。该群落以原地固着生长的枝状层孔虫 *Cladocorpsis* 繁育为特征,代表着其生存环境为温暖、清洁、氧和光线较为充足、水体稍深的正常浅海。当海平面上升到最大海泛面时,便进入了高位体系域(HST)阶段,由相对海平面上升晚期过渡到下降早期。尤其是9层上部发育核形石灰岩,指示当时水体扰动强烈,过渡为浅滩亚相,一期造礁群落衰亡。第10层下部为含生物屑砂屑灰岩,上部是钙质细砂岩,发育交错层理,为高能水流运动和冲刷的产物,是当海平面下降到一定程度时,碎屑物质开始增多造成的。综合分析,将第10层的沉积亚相定为潮下沙坝,第9~10层构成了第II层序。

J_3S_2 上部(11~15层)经历了本区晚侏罗世最后一次海侵事件,共出现2期不同的造礁群落,代表2个次一级的海平面旋回。当第1个次级海平面上升至水体变得循环良好时,本区第2个造礁群落 *Cladocorpsis-Milleporidium-Millepora* 开始发育。随着时间推移,进入高位体系域(HST)阶段,导致该期造礁群落衰亡。随后,第2个次级海平面上升致使本区进入第3造礁期时,发育 *Milleporidium-Actinatraea* 造礁群落^[20]。故第11层的礁灰岩中产层孔虫、苔藓虫、海绵等丰富的生物化石,为典型的生物礁建造。并且该层上下沉积物的性质、类型及沉积作用方式存在显著差异,可以作为第III层序的层

序边界。第12层发育生物屑泥晶灰岩,反映水体变深,能量变弱。第13层较第12层颜色浅,可能是由于水体进一步加深,有机质含量减少引起的。结合威尔逊相律,将这2层定为相对较低能的滩间海沉积亚相。总体上,第11~13层为海平面持续上升过程,故本文将其划分为第III层序的海进体系域(TST)。第14层发育细砂岩夹小砾岩,水动力能量增强,可能为潮汐通道内的砂质沉积,故将此层定为潮下沙坝沉积亚相。第15层为深灰色含生物屑砂屑灰岩,成分上反映高能环境,颜色上指示有机物含量相对较高,故将其定位为浅滩亚相。第14~15层为水体下降早期沉积,构成了第III层序的高位体系域(HST),并结束了晚侏罗世海平面在本区的演化史。

4 样品选择与测试结果

样品本身质量及其所处位置是数据有效性的首要前提,因此新鲜面的选择极为重要,并且每一个层位都要采集到。本文的测试结果均来源于藏北安多东巧地区沙木罗组地层中采集到的18个样品,共测试了14种微量元素、2种稀土元素、7种常量元素及 $\delta^{13}C$ 、 $\delta^{18}O$ 。

4.1 微量元素测试结果

据测试结果(表2)分析, Sr、P、Ti、Mn、Cr、Ni、Co元素含量分别为0.4~315.3 $\mu\text{g/g}$ 、57.9~2006.1 $\mu\text{g/g}$ 、0.02~0.41 $\mu\text{g/g}$ 、44.5~1759 $\mu\text{g/g}$ 、26.3~13119.6 $\mu\text{g/g}$ 、21.3~5123.5 $\mu\text{g/g}$ 、0.9~243.1 $\mu\text{g/g}$,平均值分别为167.8 $\mu\text{g/g}$ 、272.911 $\mu\text{g/g}$ 、0.16 $\mu\text{g/g}$ 、519.34 $\mu\text{g/g}$ 、606.75 $\mu\text{g/g}$ 、43.72 $\mu\text{g/g}$ 。个别点出现异常,是由于测量误差或第四纪碎屑混入造成的。

4.2 碳氧同位素测试结果

在MAT-252质谱仪上完成样品的碳氧同位素测试,测值以PDB标准计算,并将测试结果(表3)绘于图2中。其中 $\delta^{13}C$ 分布区间为-7.6‰~2.4‰,平均值为-0.29‰, $\delta^{18}O$ 为-13.1‰~-3.4‰,平均值为-7.17‰。碳同位素从正到负均有分布,反映了沉积环境的多样性。

5 微量元素分析结果与讨论

5.1 微量元素与海平面变化关系

据图3中各微量元素的含量分布可看出,在风

表2 安多地区微量元素($\mu\text{g/g}$)分布

Table 2 The distribution of trace elements in Amdo County ($\mu\text{g/g}$)

收样编号	送样编号	Ti	V	Cr	Mn	Co	P	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	La	Pb
2010D15S118	DQ-15-w1	0.07	5.7	56.5	145.6	/	162.4	23.2	/	/	4.3	243.1	9.6	/	8.3	/	/
2010D15S119	DQ-14-w1	0.084	8.7	26.3	124.4	/	355.7	21.3	11.8	3.8	19.4	135.3	13.2	6.9	16.9	4	23.7
2010D15S120	DQ-13-w1	0.152	15.7	212	132.1	/	163.9	33.4	/	/	6	258.1	12.4	8.4	10	/	24
2010D15S121	DQ-12-w1	0.05	0.2	56.3	67.8	/	121.5	30.7	/	/	1.5	225.7	8	/	8.3	/	13.8
2010D15S122	DQ-11-w1	0.156	27.2	3778.8	630.3	11.5	149.4	190	/	14.9	14.1	196.8	12.6	35.7	11.9	5.5	26
2010D15S123	DQ-11-w12	0.052	5.7	91.2	122.6	/	106.6	52.2	/	/	4.9	248.8	8.6	/	8	/	/
2010D15S124	DQ-10-w1	0.226	38.5	3965	613.1	21.9	273.5	377.5	5.3	32.4	28.8	129.5	14.5	90	14.4	36	14.3
2010D15S125	DQ-9-w1	0.061	/	170	256.4	/	123.7	51.9	5.8	6.9	5.1	315.3	9.9	/	8.9	/	9.2
2010D15S126	DQ-8-w1	0.148	15.3	160.6	384.9	2.9	154.2	42.7	/	/	15.6	188	14.4	22.2	12.4	4.6	7.5
2010D15S127	DQ-7-w1	0.357	59.4	13119.6	920.6	20.1	203.6	347.9	4.2	66.2	11.9	139.2	14.2	97.6	13.4	18.3	24.1
2010D15S128	DQ-6-w1	0.252	41	5944.9	820.9	7.6	160.9	137.6	3.7	23.2	10.8	169.1	14.3	39.5	13	10.9	5.1
2010D15S129	DQ-5-w1	0.237	28.4	4986.5	1142.2	9.1	163.8	141.4	3.8	19	6.6	155	13.6	42.9	12.6	21.8	7.7
2010D15S130	DQ-4-w1	0.413	79.7	2365.5	207.1	57.3	285.4	1501.8	11.7	58	46.3	27	16	269.5	19.2	95.2	34.4
2010D15S131	DQ-3-w1	0.171	19.3	235.2	436.6	/	187.3	74.9	5.4	/	13.8	184.7	13.5	27.5	12.9	8.8	11.2
2010D15S132	DQ-3-w12	0.015	16.5	6199.1	407.6	79.6	57.9	1366.7	5.5	/	/	0.4	5.5	/	14.2	84.7	4.5
2010D15S133	DQ-2-w1	0.292	256.5	2600.3	1759	243.1	2006.1	5123.5	/	75	/	29.2	12.9	29.7	6.1	141.8	14
2010D15S134	DQ-1-w1	0.026	5.4	1138.7	1132.5	26.9	112.1	1131	6.9	16.6	/	237.9	7	15.8	10.8	28.3	/
2010D15S135	DQ-1-w12	0.041	8.4	159.7	44.5	0.9	124.4	273.8	0.9	/	4.4	137.5	8.1	/	8.9	/	/

注:“/”表示未测出数据。

表3 安多地区碳氧同位素含量(‰)

Table 3 The distribution of C, O isotopes in Amdo County (‰)

样品编号	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$
DQ-1-w1	-7.6	-13.1
DQ-1-w12	-6.0	-14.0
DQ-2-w1	/	/
DQ-3-w1	+0.1	-6.1
DQ-3-w12	/	/
DQ-4-w1	/	/
DQ-5-w1	-1.4	-7.5
DQ-6-w1	-1.2	-8.1
DQ-7-w1	-2.2	-8.6
DQ-8-w1	+0.5	-6.5
DQ-9-w1	+1.8	-5.8
DQ-10-w1	+1.1	-9.1
DQ-11-w1	+1.4	-5.6
DQ-11-w12	+2.3	-3.9
DQ-12-w1	+2.4	-4.0
DQ-13-w1	+1.6	-5.0
DQ-14-w1	+0.8	-6.7
DQ-15-w1	+2.1	-3.5

注:“/”表示未测出数据。

化壳沉积区, V、Mn、Co、P、Ni、Sr等微量元素均出现异常高值。说明风化作用强烈, 导致元素迁移速率较快, 出现含量局部富集的现象。同时, 褐铁矿是陆上强氧化环境下发育的特征产物, 反映了典型的风化壳沉积, 对于海平面变化并无指示意义。

真正能够帮助了解古海平面变化的是潮坪区及台地区的微量元素。经表2分析, 第4层微量元素含量相对于上一层明显增加, 在第5层含量却骤然降低。而正好在第4层沉积末期发育了一个海平

面上升旋回, 可容纳空间增长速率高于沉积物堆积速率, 水体淡化, 导致微量元素含量降低。5~8层元素含量大体呈现先上升后下降的趋势, 同时海平面的变化亦是先上升后下降。由此说明, 在一定程度上, 微量元素变化易受海平面升降影响, 即海平面上升, 其相对含量呈上升趋势; 海平面下降, 对应的含量也有下降趋势。

微量元素V、Co、Zr、La在沙木罗组第9层消失, 这可能是由于海平面上升速率过快, 海水骤然淡化所致。分析相邻地层数据变化可知, 此类元素含量整体趋势是递减至消失再递增。这与第II旋回层发育期, 海平面的变化趋势基本相符。

在第11层又出现Co、Cu、Zn、Zr、La、Pb等一系列元素消失的情况, 这可能是又一旋回开始的体现。由于水体快速上升导致水动力条件在短时间内增强, 使得沉积物的堆积速率极小, 致使这些元素在水体中的百分含量几乎降到零。即使在12~15层水动力条件相对稳定的台地相中, 这些元素含量依然消失或者部分出现。

总体说来, 微量元素的变化趋势能够很好地反映海平面的升降趋势。据此可知, 研究区晚侏罗世共发生3次海平面升降旋回。第一次发育在 J_3S_1 中部, 持续时间较长, 水动力条件变化比较稳定; J_3S_2 共

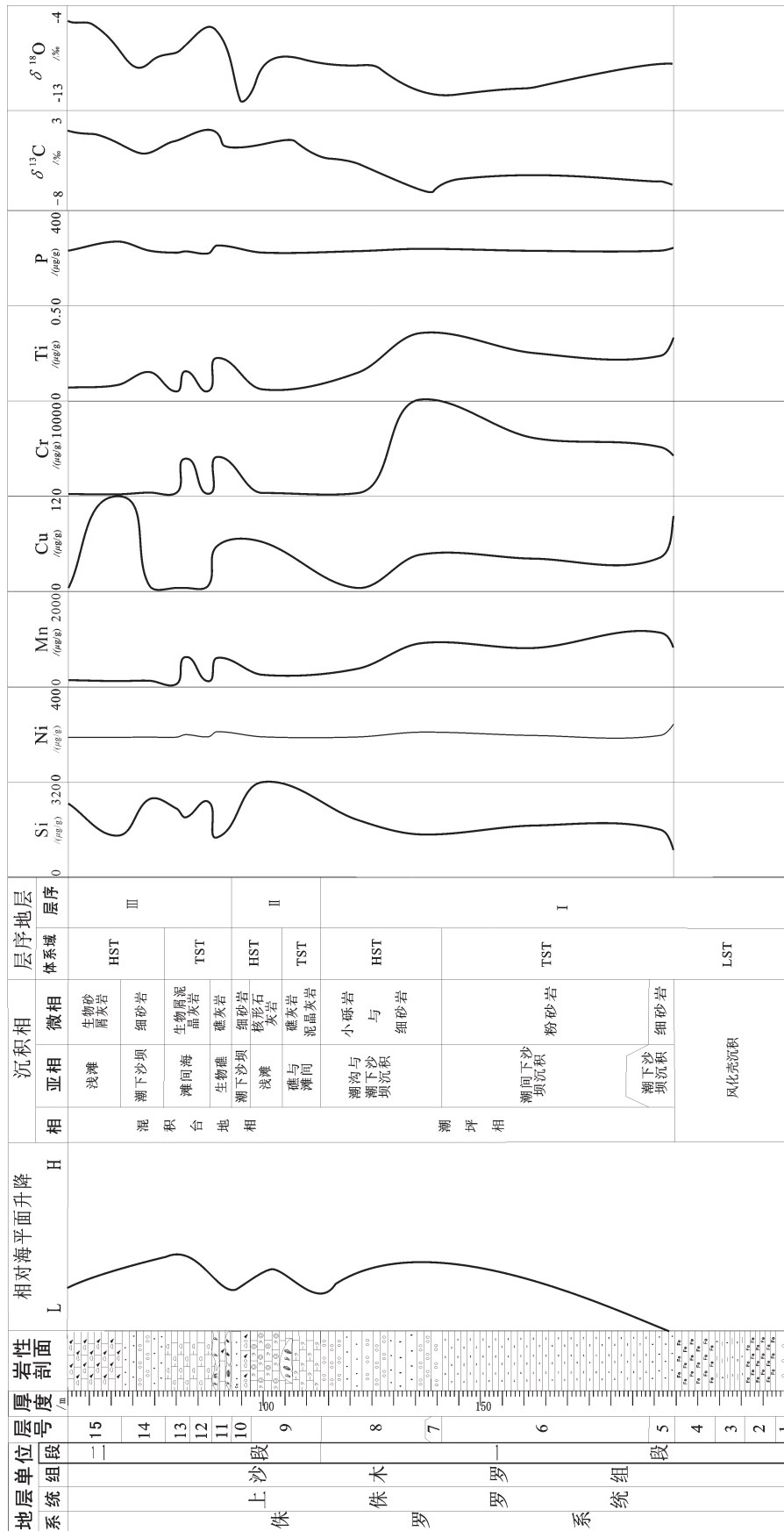


图2 安多东巧上侏罗统地球化学元素曲线图
Fig.2 The correlation of geochemical stratigraphic curves in Dongqiao, Amdo County

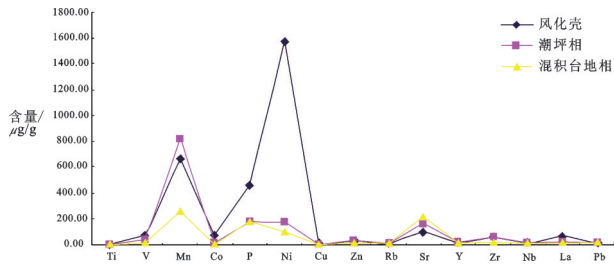


图3 不同沉积相中各微量元素平均值
Fig.3 Average values of trace elements in different sedimentary facies

发育2次变化相对较快的大的海平面升降,甚至出现元素骤减消失的现象。

5.2 微量元素指示的古环境、古气候特征

沉积环境、气候背景在一定程度上控制了微量元素的含量、组合及其比值关系,这些元素与周围物理化学条件之间存在着复杂的地球化学平衡。这就为利用沉积物微量元素变化重建古环境、古气候提供了科学依据。因此要选取对古气候、古环境反映比较敏感,沉积后比较稳定,以自生为主的多个微量元素及有关比值相互印证,来对本区的古环境、古气候进行重建。

5.2.1 微量元素与古环境关系

Sr元素在自然界不易沉淀,通常以游离态存在于水体中,故海洋中沉积物的Sr含量远大于陆上^[21]。因而可以根据Sr含量的变化区分沉积环境究竟是陆相、海陆过渡相还是海相。除风化壳沉积段亏损外,其他层位均以不同程度富集,且每次海平面的上升都伴随着Sr元素相对上一层的骤然增加。第5层Sr元素含量相对于第4层骤然上升,说明沉积环境发生明显改变,海平面上升,由陆相变为海陆过渡相。随着海侵的持续,水体进入相对淡化阶段,Sr含量减小,以还原环境为主。在高位体系域时期,海平面处于上升晚期及下降早期,水体最终会进入相对浓缩的咸化阶段,Sr含量呈现由小变大的趋势,沉积环境也由还原环境向氧化环境过渡。总体来说,5~8层整体处于半氧化半还原环境。在第9、11层也分别出现了Sr元素含量骤然增加的情形,预示着出现了2次较强的水动力事件,发育2个旋回,其具体变化过程与上述类似(各层微量元素变化趋势如图4~图7所示)。

Sr/Ca 比值与海平面的升降呈正相关关系,呈现

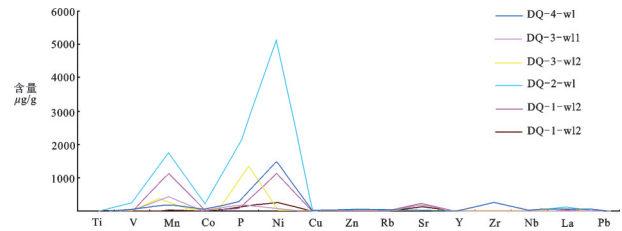


图4 1~4层各微量元素变化趋势图
Fig.4 The trends of trace elements in 1st~4th layers

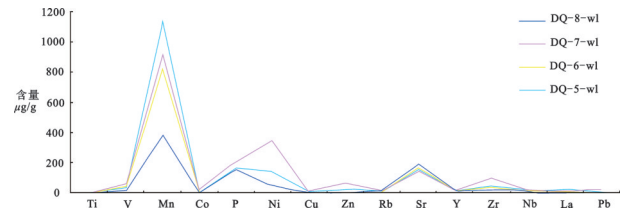


图5 5~8层各微量元素变化趋势图
Fig.5 The trends of trace elements in 5th~8th layers

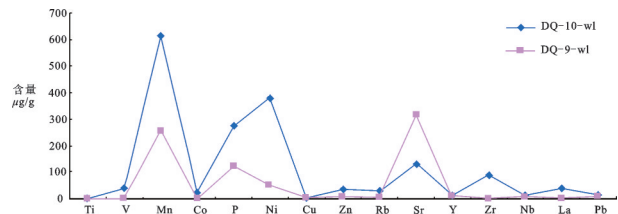


图6 9~11层各微量元素变化趋势图
Fig.6 The trends of trace elements in 9th~11th layers

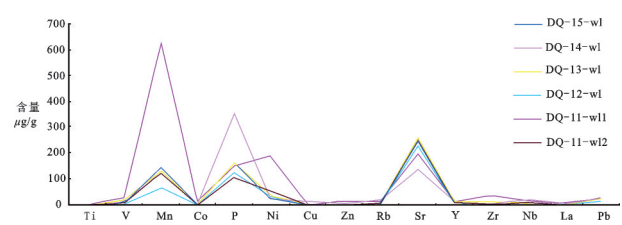


图7 11~15层各微量元素变化趋势图
Fig.7 The trends of trace elements in 11th~15th layers

3个明显的旋回过程,并且在第15层比值依然有增大趋势,即海平面可能会持续上升。虽然有3次波动,但增大趋势大于减小趋势,沉积环境在整体上是由氧化向还原过渡。

Ni元素在整个沙木罗组处于积聚状态,以风化壳沉积区最为强烈。Ni元素含量与生物的富集程度密切相关,主要靠生物体死亡后原地堆积产生的

有机质输送到沉积物中。与P、Zn、Pb等元素在沉积及埋藏后易发生迁移相比, Ni是判断进入沉积物有机质通量大小的理想指示^[22]。由第4层到第5层, Ni含量骤然变小, 是水体迅速上升抑制陆源有机质迁入的结果, 标志着一个上升半旋回的开始, 沉积环境向半氧化半还原环境发展。第10层(即第II层序的高位体系域)含量骤然增加, 是由于水体逐渐变浅, 盐度增大, 能量较强。肢体细长的枝状层孔虫难以适应较强的水动力及较高盐度, 致使一期造礁群落 *Milleporidium-Cladocoropsis* 逐步衰亡, 有机质含量增加。第11层(即第III层序的海侵体系域) Ni含量骤然增加的原因亦是如此, 从而第2个造礁群落 *Cladocoropsis-Milleporidium-Milleporella* 衰亡, 并发育一套亮晶砂屑灰岩^[20]。紧接着, 第III层序中第2个次级海平面的上升导致了第3期造礁群落 *Milleporidium-Actinatraea* 的繁盛, 而后由于水体上升速度过快, 远超过生物礁的生长速率致使本区最后一期生物礁难以生存而衰亡。故研究区在晚侏罗世共经历了3次大的海平面升降, 沉积环境也随之经历了氧化→还原→氧化的数次变化。

由于Ni和Co在氧化环境下相对富集, 故Ni/Co比值常作为氧化还原环境的辅助判别指标^[23], 低比值代表氧化环境, 高比值代表还原环境。其中, 5~15层Ni/Co比值较稳定, 维持在15左右, 仅有小幅升降过程。表明研究区继风化壳沉积后, 由于大规模海侵, 总体处于还原环境, 但存在氧化→还原→氧化的过渡。

V元素多为自生, 易以黏土吸附形式在还原环境中富集, 水体越深, 泥质含量增加, V元素含量越丰富^[24]。其含量为0.2~59.4 μg/g, 平均值为37.2 μg/g, 变化剧烈, 反映了氧化→还原环境的频繁变动。根据V与古水深的正相关关系, 可以观察到3次明显的海平面波动。计算结果表明, V/(V+Ni)在0.17~0.3, 为低氧带; V/Cr<0.3为氧化带。这说明并不是任何比值都可以在某一研究区适用。因此, 在研究时要进行多指标相互印证。

Mn元素在海水中的沉淀主要是由于蒸发环境致使水体中Mn²⁺饱和而析出, 所以离岸越近的氧化环境中Mn²⁺含量越高^[25]。据表2知Mn元素的平均含量在J₃S₂中仅为261.54 μg/g, 而在J₃S₁上部为817.15 μg/g。足以反映当时5~8层的沉积环境为潮

坪, 处于海水强烈蒸发地带, Mn²⁺饱和沉淀, 特别是在第5层显示出异常高值。而在台地区, Mn元素的富集程度明显下降, 仅在第11层出现较大正异常值。说明J₃S₂水体深度明显增加, 总体过渡为还原环境, 但由于次级海平面升降原因存在氧化→还原→氧化的过渡。

Cu元素主要存在于氧化的海水中, 并且在沉积岩中的保存量基本与沉积时的初始量相当。据表可知Cu在J₃S₂仅出现在第9、10、14层, 由此说明J₃S₂既存在氧化环境也存在还原环境, 故整个沙木罗组存在3次氧化与还原环境的变迁。

Cr元素亦是氧化还原环境的敏感元素, 易在缺氧环境下发生富集^[26]。通过分析元素地层曲线变化, 可以发现其在每个层序的不同体系域中具有很强的规律性。在每个层序都会出现一次异常高值, 验证了水体由浅变深, 含氧量逐步下降至还原环境时元素富集的过程。

综上所述, Sr、Ni、V、Mn、Cr、Cu以及Ni/Co、Sr/Ca的变化有较好的相似性, 不仅可以反映3次海平面的波动^[26], 同时也说明沉积环境曾经历了氧化→还原→氧化共3次变化。整体上沙木罗组为滨浅海相沉积环境, 继风化壳沉积后, 广泛的海侵使其由强氧化环境向还原环境发展。具体共经历了3个阶段: (1)风化壳阶段的强氧化环境; (2)潮坪阶段的半氧化半还原环境; (3)台地区与3期生物礁建造相对应的3次氧化与还原环境转换。

5.2.2 微量元素与古气候关系

Mn含量不仅可以指示氧化还原环境, 同时也可以指示气候的干湿^[25]。值越高代表蒸发越强烈, 气候越炎热。J₃S₁下部(1~4层)Mn含量较高, 平均为664.55 μg/g, 反映风化壳阶段气候炎热干旱。J₃S₁上部(5~8层)Mn含量有逐渐递减趋势, 范围为374.9~1142.2 μg/g, 说明潮坪区存在干旱向半干旱气候的过渡。J₃S₂段Mn含量存在2次较大波动, 范围为67.8~630.3 μg/g, 均值为261.54 μg/g, 变化剧烈, 反映湿润→干旱→湿润的过渡。

Sr/Cu比值对古气候变化较敏感^[23], 通常比值为1~10指示温湿气候, 大于10指示干热气候。而通过样品测试结果得出的比值基本大于10, 充分说明晚侏罗世研究区整体处于热带—亚热带气候背景。

Ti是陆源物质的代表, 常被用于估算陆源碎屑

物质的含量^[26]。Ti值愈高则表明陆源物含量愈丰富,代表在温暖潮湿的气候背景下水系发达,带来的陆源碎屑增多。分析表2,可以发现Ti元素在风化壳段的富集程度明显小于潮坪段的富集程度,平均含量分别为0.16 $\mu\text{g/g}$ 、0.25 $\mu\text{g/g}$ 。由此说明在潮坪壳段陆源碎屑量较多,水系发达,较风化壳湿润,为半干旱半湿润气候。而9~15层中Ti含量的数次波动,不仅体现了台地相中碎屑岩与碳酸盐岩的混积现象,也体现了干湿气候的转换。

P元素的富集亦与生物量有关,本区发现的大量生物礁建造为P元素的富集提供了良好基础^[26]。尤其在每个层序的高位体系域,P含量均较高,可能是由于可容纳空间增长速率减慢至与沉积物堆积速率相当甚至小于,使得水体变浅,能量加强,造礁生物的生存环境遭到破坏而原地堆积。经分析,5~8层P元素分布较平稳,均值为170.6 $\mu\text{g/g}$,为半干旱半潮湿气候。而后在第10、11层出现异常高值,正好对应着造礁群落期次。说明在台地区有多次湿润→干旱→湿润的过渡。

值得一提的是,几种常量元素指标也可以很好的印证上述判断。Na是指示海水盐度的重要指标,高值反映干热气候,低值代表温湿气候^[27]。在5~8层,基本为递增趋势,说明潮坪区气候干热。进入台地区后,Na含量分布范围较大,为0.02~0.44 $\mu\text{g/g}$,出现频繁的干湿气候过渡,有多个峰值存在。其中,9~10层出现了湿润气候向干旱气候的陡转,这恰好与本区的第1个造礁群落 *Milleporidium* - *Cladocorpsis* 衰亡时间相符。在11~15层先后有2个异常高值出现,代表气候两度由湿润变炎热,与本区第2、3造礁期衰亡时间吻合。

Mg/Ca比值可以反映古海水温度的变化,故经常用于古气候研究,亦是高值代表干热气候,低值代表温湿气候。在风化壳沉积段(1~4层)其比值平均为1.65,指示干旱炎热气候,与其强氧化的沉积环境相符。往后出现3次较低值,指示研究区又发生了3次干湿气候转换。

综上所述,微量元素的分布特征不仅能够反映氧化还原环境的变化,也可以指示古气候的干旱与湿润。经分析,晚侏罗世研究区整体处于热带—亚热带环境的温暖气候背景,具体气候演化过程分为3个阶段:(1)风化壳区的干旱气候;(2)潮坪区的半

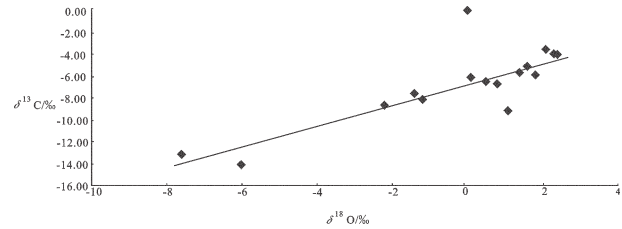


图8 安多地区碳氧同位素相关性分析图

Fig.8 C、O isotope correlation diagram in Amdo County

干旱半湿润气候;(3)台地区3次干湿气候的频繁转换,分别与本区的3个造礁期相对应。

6 碳氧同位素分析结果与讨论

6.1 数据原始性检验

碳酸盐岩碳氧同位素分析也是重建古环境、古气候的一种常用方法^[28-29]。但由于受到成岩后生作用的影响,造成古代海相碳酸盐岩中 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值显著变小,从而降低指相意义,丢失海洋沉积时的准确信息。因此在分析之前,要对5~15层的样品记录原始性进行评估^[30]。

现阶段主要通过3个标准来进行检验: $w(\text{Mn})/w(\text{Sr})$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 组成、 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 相关性。一般情况下, $w(\text{Mn})/w(\text{Sr}) < 10$ 代表碳酸盐岩未遭受强烈蚀变,更严格的标准是小于2~3; $\delta^{18}\text{O}$ 不能小于-10‰,否则不能代表原始的碳、氧同位素组成;就 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 相关性方面尚且存在争议。多数学者认为如果 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 不具有明显相关性,则表明海相碳酸盐岩基本保持了数据的原始性^[31-34]。但是,有少数学者认为 $\delta^{18}\text{O}$ 比 $\delta^{13}\text{C}$ 更易受成岩作用影响,势必导致波动不同步。一旦二者具有良好相关性就说明 $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 同步性较高,即所采样品受成岩作用影响较弱,原始性保存好,对古海洋环境的研究具有指示意义^[3],而本文更倾向于后者。

现对所取样品的 $w(\text{Mn})/w(\text{Sr})$ 值进行计算得出,研究区沙木罗组地层中5~15层的Mn/Sr最大值仅为0.26,远小于2~3的范围。所测定的 $\delta^{18}\text{O}$ 值最小为-9.1‰,表明样品未发生强烈蚀变。对样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 进行相关性分析,相关系数为0.78左右,具明显正相关关系(图8)。因此,样品中碳氧同位素均受成岩后生作用的影响较小,基本保留了沉积时的原始信息,从而得出的同位素地层曲线是可靠的。

6.2 碳同位素演化分析

研究表明,古代海相碳酸盐岩碳同位素主要反

映生产率及有机碳埋藏量,在本区与造礁群落演化关系密切。当海平面上升,气候温暖时,造礁生物繁盛,大量有机质吸收 $\delta^{13}\text{C}$ 并快速埋藏,使得水体中 $\delta^{13}\text{C}$ 含量上升;反之,海平面下降,气候寒冷或过于炎热时,造礁群落衰亡,因氧化剥蚀而带入海水中的 $\delta^{13}\text{C}$ 增多, $\delta^{13}\text{C}$ 则相对减少。故 $\delta^{13}\text{C}$ 值的正向偏移表示古海洋的生产力提高、海平面上升以及气候变暖,负向偏移则表示古海洋的生产力降低、海平面下降以及气候变冷。

研究区沙木罗组5~15层 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布在 -2.2‰ ~ 2.3‰ ,与地史海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值(-5‰ ~ 5‰ ,PDB标准)基本一致,具有良好环境指示意义。纵观碳同位素地层曲线可知,5~8层 $\delta^{13}\text{C}$ 值基本为负,反映潮坪区的半氧化半还原环境,古海洋生产力较低,生物量较少。从第8层开始正偏,海平面首次上升,并在第9层出现首个峰值。这恰好与第1期生物礁建造发育时间吻合,此时水体环境适宜生物礁繁育,海洋生产力高。随之进入高位体系域末期,海平面下降,生物礁衰亡, $\delta^{13}\text{C}$ 值下降。第11层 $\delta^{13}\text{C}$ 值再一次上升,说明发育海侵体系域沉积,第2个造礁群落取代上一造礁群落。而后由于可容空间的增长速率赶不上沉积物的堆积速率,水体不断变浅,能量不断加大,致其衰亡。又一次级海平面旋回的发育,致使本区进入第3造礁期,出现 $\delta^{13}\text{C}$ 又一峰值。

故碳同位素演化趋势与上述研究结论相符,晚侏罗世研究区古环境经历了风化壳阶段的氧化环境、潮坪阶段的半氧化半还原环境及台地区与三期生物礁建造相对应的3次氧化与还原环境转换。同时,3个旋回也体现了 J_3S_2 时期古气候温暖潮湿 \rightarrow 干旱炎热 \rightarrow 温暖潮湿的变化,但沙木罗组总体上是由干旱炎热气候向温暖潮湿气候过渡。

6.3 氧同位素演化分析

碳酸盐岩氧同位素值是古气候的一个重要指标,一定程度上反映了古海水的盐度及温度。研究表明,氧化条件下,轻氧同位素被优先蒸发,使得盐度较高的海水中相对富集 $\delta^{18}\text{O}$ 。因此,海平面升降、温度高低与 $\delta^{18}\text{O}$ 值呈负相关关系,即海平面下降,温度降低, $\delta^{18}\text{O}$ 值增大;海平面上升,温度升高, $\delta^{18}\text{O}$ 值减小。

研究区5~15层 $\delta^{18}\text{O}$ 值分布在 -7.5‰ ~ -3.5‰ ,符

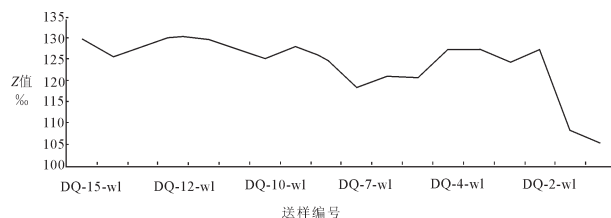


图9 Z值变化趋势图

Fig.9 The change trends of Z value

合地史海相灰岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值范围(-10‰ ~ -2‰ ,PDB标准)。相比之下,1~4层样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值有下偏趋势,反映风化壳阶段干旱炎热的气候。5~8层依然为较大幅度负漂,代表半干旱半湿润的古气候。第9层 $\delta^{18}\text{O}$ 值上升,说明当时气候温暖、盐度适中,适宜生物礁的生长。第10层 $\delta^{18}\text{O}$ 值陡然下降,变化幅度达 3.3‰ ,意味着气温升高事件发生,一期生物礁衰亡。紧接着又急速上升,第11层的温湿气候造就了本区第2期生物礁建造的繁盛。而后 $\delta^{18}\text{O}$ 值逐渐下降又上升,代表第3期造礁群落的成功接替。

总体上, $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化趋势与 $\delta^{13}\text{C}$ 值大致相同,但下降幅度较大,也经历了3次下降 \rightarrow 上升 \rightarrow 下降的旋回,对应着海平面的3次升降,以及氧化还原环境的3次转化。研究区总体 $\delta^{18}\text{O}$ 值为负向偏移,说明沉积期整体处于热带-亚热带气候的相对还原环境中,即整体由相对氧化的风化壳沉积向相对还原环境过渡,由干旱气候向相对温湿气候过渡。具体经历了风化壳区的干旱气候、潮坪区的半干旱半湿润气候及台地区的3次干湿气候转换。

6.4 Z值分析

基思和韦伯把 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 二者结合起来指示古盐度,并用公式 $Z=2.048\times(\delta^{13}\text{C}+50)+0.498\times(\delta^{18}\text{O}+50)$ 以区分海相石灰岩和淡水石灰岩^[35]。当 $Z>120\text{‰}$ 时为海相石灰岩; $Z<120\text{‰}$ 为淡水石灰岩; $Z=120\text{‰}$ 为未定型石灰岩。

经分析,5~8层Z值平均值为 121‰ ,代表潮坪区碳酸盐岩成因既有大气淡水也有海水参与。而9~15层Z值平均值为 128‰ ,为明显的海相碳酸盐岩,与地史过程一致。由此说明Z值对本区沉积环境具有判别意义。将Z值与 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 进行相关性检验,相关系数分别为0.98和0.82,相关性极高。故本区可以用Z值作为定量指标来判别古盐度,并且其变化趋势(图9)与碳氧同位素一致。均在台地阶段

9~15层经历了3次小幅波动,代表着盐度的3次高低转化,即氧化还原环境、干湿气候的3次过渡。

7 结 论

(1)通过对研究区沙木罗组常量、微量元素及碳氧稳定同位素含量的分析,可知共存在3个海平面升降旋回,分别为 J_3S_1 的5~8层, J_3S_2 下部9~10层及上部11~15层。其中,第9层发育以枝状层孔虫为特征的生物礁 *Milleporidium-Cladocorpsis*。第11层发育了本区晚侏罗世最后一次海侵事件,其中包含2个次一级的海平面旋回,对应着2期生物礁建造,分别为 *Cladocorpsis-Milleporidium-Milleporella*、*Milleporidium-Actinatraea*。

(2)经过Ni、Sr、Cu、V、Cr、Ni/Co以及 $\delta^{13}C$ 分析,晚侏罗世研究区的古环境演化整体上从强氧化环境向还原环境转换,具体共经历了3个阶段:风化壳阶段的强氧化环境;潮坪阶段的半氧化半还原环境;台地区与三期生物礁建造相对应的3次氧化与还原环境转换。

(3)根据Mn、Na、Sr/Cu、P、Ti、 $\delta^{18}O$ 和Z值波动的讨论,晚侏罗世研究区的古气候演化整体趋势是从干旱气候向相对湿润气候过渡,具体共经历了3个阶段:风化壳区的干旱气候;潮坪区的半干旱半湿润气候;台地区3次湿润→干旱→湿润气候的频繁转换,分别与本区的3个造礁期相对应。

致谢:审稿专家及责任编辑杨艳老师对论文提出了宝贵修改意见,在此一并致以诚挚的谢意!

参考文献(References):

- [1] 范玉海, 屈红军, 王辉, 等. 微量元素分析在判别沉积介质环境中的应用——以鄂尔多斯盆地西部中区晚三叠世为例[J]. 中国地质, 2012, 39(2): 382-389.
Fan Yuhai, Qu Hongjun, Wang Hui, et al. The application of trace elements analysis to identifying sedimentary media environment: A case study of Late Triassic strata in the middle part of western Ordos Basin[J]. Geology in China, 2012, 39(2): 382-389(in Chinese with English abstract).
- [2] 吴珍汉, 吴中海, 胡道功, 等. 青藏高原北部中新统五道梁群湖相沉积碳氧同位素变化及古气候旋回[J]. 中国地质, 2009, 36(5): 966-975.
Wu Zhenhan, Wu Zhonghai, Hu Daogong, et al. Carbon and oxygen isotope changes and paleoclimate cycles recorded by lacustrine deposits of Miocene Wudaoliang Group in northern Tibetan Plateau[J]. Geology in China, 2009, 36(5): 966-975(in Chinese with English abstract).
- [3] 谭富文, 王剑, 王小龙, 等. 羌塘盆地雁石坪地区中—晚侏罗世碳、氧同位素特征与沉积环境分析[J]. 地球学报, 2004, 25(2): 119-126.
Tan Fuwen, Wang Jian, Wang Xiaolong, et al. Analysis of carbon and oxygen isotope composition and sedimentary environment of the Yanshiping area of the Qiangtang basin in Middle-Late Jurassic[J]. Acta Geoscientica Sinica, 2004, 25(2): 119-126(in Chinese with English abstract).
- [4] 杨競红, 王颖, 张振克, 等. 宝应钻孔沉积物的微量元素地球化学特征及沉积环境探讨[J]. 第四纪研究, 2007, 27(5): 735-748.
Yang Jinghong, Wang Ying, Zhang Zhenke, et al. Geochemical characteristics of trace elements in Baoying borehole sediments and the implications for depositional environments[J]. Quaternary Sciences, 2007, 27(5): 735-748(in Chinese with English abstract).
- [5] 梁文君, 肖传桃, 肖胜, 等. 川西地区中二叠世—中三叠世微量、常量元素与古环境、古气候关系研究[J]. 科学技术与工程, 2015, 15(11): 14-24.
Liang Wenjun, Xiao Chuantao, Xiao Sheng, et al. Study on relationships between paleoenvironment, paleoclimate of Middle Permian—Middle Triassic and constant, trace elements in western Sichuan[J]. Science Technology and Engineering, 2015, 15(11): 14-24(in Chinese with English abstract).
- [6] Laurent Bock, Christian Schvartz, Gilles Colinet. Factors affecting trace element content in periurban market garden subsoil in Yunnan Province, China[J]. Journal of Environmental Sciences, 2011, 03: 488-496.
- [7] 朱丽霞, 谭富文, 陈明, 等. 羌塘盆地那底岗日地区上侏罗统一白垩统碳酸盐岩微量元素与古环境[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 2011, 05: 549-556.
Zhu Lixia, Tan Fuwen, Chen Ming, et al. Trace element in carbonate rocks and the paleoenvironment during the late Jurassic-early Cretaceous in the Nadigangri area of Qiangtang basin, China[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science and Technology Edition), 2011, 05: 549-556(in Chinese with English abstract).
- [8] 龚文平, 肖传桃, 胡明毅, 等. 藏北安多—巴青地区侏罗纪含礁层系岩相及沉积环境[J]. 地质科学, 2006, 41(3): 479-488.
Gong Wenping, Xiao Chuantao, Hu Mingyi, et al. Facies and environments of Jurassic reef-bearing strata in Anduo-Baqing area, northern Xizang (Tibet)[J]. Chinese Journal of Geology, 2006, 41(3): 479-488(in Chinese with English abstract).
- [9] 陈国荣, 刘鸿飞, 蒋光武, 等. 西藏班公湖—怒江结合带中段沙木罗组的发现[J]. 地质通报, 2004, 23(2): 193-194.
Chen Guorong, Liu Hongfei, Jiang Guangwu, et al. Discovery of

- the Shamuluo Formation in the central segment of the Bangong Co-Nujiang River suture zone, Tibet[J]. Geological Bulletin of China, 2004, 23(2): 193-194(in Chinese with English abstract).
- [10] 肖传桃, 李艺斌, 胡明毅, 等. 藏北地区侏罗纪生物礁的发现及其意义[J]. 中国科学基金, 2000, 03: 52-56.
Xiao Chuantao, Li Yibin, Hu Mingyi, et al. Discovery and geologic significance of Jurassic organic reef in northern Tibet[J]. Science Foundation in China, 2000, 03: 52-56(in Chinese with English abstract).
- [11] 和钟铎, 杨德明, 李才. 藏北羌塘盆地褶皱形变研究[J]. 中国地质, 2003, 30(4): 357-360.
He Zhonghua, Yang Deming, Li Cai. Folds in the Qiangtang basin, northern Tibet[J]. Geology in China, 2003, 30(4): 357-360 (in Chinese with English abstract).
- [12] 谭富文, 王剑, 李永铁, 等. 羌塘盆地侏罗纪末—早白垩世沉积特征与地层问题[J]. 中国地质, 2004, 31(4): 400-405.
Tan Fuwen, Wang Jian, Li Yongtie, et al. Late Jurassic - early Cretaceous strata and their sedimentary characteristics in the Qiangtang basin, northern Tibet[J]. Geology in China, 2004, 31(4): 400-405(in Chinese with English abstract).
- [13] 赵文津, 赵逊, 蒋忠惕, 等. 西藏羌塘盆地的深部结构特征与含油气远景评价[J]. 中国地质, 2006, 33(1): 1-13.
Zhao Wenjin, Zhao Xun, Jiang Zhongti, et al. Deep structure and petroleum prospect evaluation of the Qiangtang basin, Tibet[J]. Geology in China, 2006, 33(1): 1-13(in Chinese with English abstract).
- [14] 罗建宁, 王小龙, 李永铁, 等. 青藏特提斯沉积地质演化[J]. 沉积与特提斯地质, 2002, 01: 7-15.
Luo Jianning, Wang Xiaolong, Li Yongtie, et al. Sedimentary geological evolution of the Qinghai - Xizang Tethys[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 2002, 01: 7-15(in Chinese with English abstract).
- [15] 黄继钧. 羌塘盆地性质及构造演化[J]. 地质力学学报, 2000, 04: 58-66.
Huang Jijun. Nature of the Qiangtang basin and its tectonic evolution[J]. Journal of Geomechanics, 2000, 04: 58-66(in Chinese with English abstract).
- [16] 张玉修. 班公湖—怒江缝合带中西段构造演化[D]. 中国科学院研究生院(广州地球化学研究所), 2007: 1-33.
Zhang Yuxiu. Tectonic evolution of the middle-western Bangong-Nujiang suture, Tibet[D]. School of the Chinese Academy of Sciences(Guangzhou Institute of Geochemistry), 2007: 1-33(in Chinese with English abstract).
- [17] 陈文西. 羌塘盆地晚三叠世—中侏罗世早期沉积盆地演化[D]. 中国地质科学院, 2007: 1-27.
Chen Wenxi. Later Triassic - Middle Jurassic basin history of Qiangtang, northern Tibet, China[D]. Chinese Academy of Geological Science, 2007: 1-27(in Chinese with English abstract).
- [18] 曾胜强, 王剑, 陈明, 等. 北羌塘盆地索瓦组上段的时代、古气候及石油地质特征[J]. 现代地质, 2012, 26(1): 10-21.
Zeng Shengqiang, Wang Jian, Chen Ming, et al. Geological age, paleoclimate and petroleum geological characteristics of the upper part of the Suowa Formation in the north Qiangtang basin[J]. Geoscience, 2012, 26(1): 10-21(in Chinese with English abstract).
- [19] 廖六根, 李晓勇, 邹爱建, 等. 对藏北嘎色地区沙木罗组的新认识[J]. 沉积与特提斯地质, 2006, 02: 12-15.
Liao Liugen, Li Xiaoyong, Zou Aijian, et al. New explanation of the Shamuluo Formation in the Gase region, northern Xizang[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 2006, 02: 12-15(in Chinese with English abstract).
- [20] 肖传桃, 夷晓伟, 李梦, 等. 藏北安多东巧地区晚侏罗世生物礁古生态学研究[J]. 沉积学报, 2011, 04: 752-760.
Xiao Chuantao, Yi Xiaowei, Li Meng, et al. Study on paleoecology of late Jurassic reefs in Dongqiao area in Anduo Country of northern Tibet[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2011, 04: 752-760(in Chinese with English abstract).
- [21] 邹建军, 石学法, 李双林. 北黄海浅层沉积物微量元素分布及其早期成岩作用探讨[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2007, 27(3): 43-50.
Zou Jianjun, Shi Xuefa, Li Shuanglin. Distributions of minor elements in near surface sediments in north Yellow Sea and the early diagenesis[J]. Marine Geology and Quaternary Geology, 2007, 27(3): 43-50(in Chinese with English abstract).
- [22] 刘刚, 周东升. 微量元素分析在判别沉积环境中的应用——以江汉盆地潜江组为例[J]. 石油实验地质, 2007, 29(3): 308-310.
Liu Gang, Zhou Dongsheng. Application of microelements analysis in identifying sedimentary environment—taking Qianjiang Formation in the Jianghan basin as an example[J]. Petroleum Geology and Experiment, 2007, 29(3): 308-310(in Chinese with English abstract).
- [23] 谢尚克, 汪正江, 王剑, 等. 綦江观音桥中上奥陶统微量元素地球化学特征[J]. 沉积与特提斯地质, 2010, 30(4): 60-65.
Xie Shangke, Wang Zhengjiang, Wang Jian, et al. Trace element geochemistry of the middle and upper Ordovician strata in the Guanyinqiao section, Qijiang, Chongqing[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 2010, 30(4): 60-65(in Chinese with English abstract).
- [24] Huang Xiaowen, Qi Liang, Meng Yumiao. Trace element geochemistry of magnetite from the Fe(-Cu) deposits in the Hami region, eastern Tianshan orogenic belt, NW China[J]. Acta Geologica Sinica, 2014, 01: 176-195.
- [25] 徐立恒, 陈践发, 李玲, 等. 普光气藏长兴—飞仙关组碳酸盐岩

- C、O 同位素、微量元素分析及古环境意义[J]. 地球学报, 2009, 30(1): 103-110.
- Xu Liheng, Chen Jianfa, Li Ling, et al. Carbon, oxygen isotope and trace element characteristics of carbonate rocks in Changxin-Feixianguan Formation of Puguang gas pool and its paleoenvironment significance[J]. Acta Geoscientica Sinica, 2007, 28(3): 253-260(in Chinese with English abstract).
- [26] 王随继, 黄杏珍, 妥进才, 等. 泌阳凹陷核桃园组微量元素演化特征及其古气候意义[J]. 沉积学报, 1997, 15: 65-70.
- Wang Suiji, Huang Xingzhen, Tuo Jincai, et al. Evolutional characteristics and their paleoclimate significance of trace elements in the Hetaoyuan Formation, Biyang depression[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1997, 15: 65-70(in Chinese with English abstract).
- [27] 王冰. 安徽沿江地区晚石炭世碳酸盐岩台地沉积、演化及古气候古环境研究[D]. 安徽: 合肥工业大学, 2012: 55-60.
- Wang Bing. Sedimentary Characteristics, Evolution and the Studies of Paleoclimate and Paleoenvironment of the Late Carboniferous Carbonate Platform in the Anhui Segment of the Lower Yangtze area [D]. Anhui: Hefei University of Technology, 2012: 55-60(in Chinese with English abstract).
- [28] Chen hui, Xie Xi'nong, Mao Kainan, et al. Carbon and oxygen isotopes suggesting deep-water basin deposition associated with hydrothermal events(Shangsi section, northwest Sichuan basin-south China)[J]. Chinese Journal of Geochemistry 2014, 01: 77-85.
- [29] Henderson A C G, Holmes J A, Leng M J, et al. A carbon and oxygen isotope record of recent environmental change from Qinghai Lake, NE Tibetan plateau[J]. Chinese Science Bulletin, 2003, 14: 1463-1468.
- [30] 刘建清, 贾保江, 杨平, 等. 碳、氧、锶同位素在羌塘盆地龙尾错地区层序地层研究中的应用[J]. 地球学报, 2007, 28(3): 253-260.
- Liu Jianqing, Jia Baojiang, Yang Ping, et al. The application of carbon, oxygen and strontium isotopes to the study of middle-upper Jurassic sequence stratigraphy in Longweicuo area, Qiangtang basin[J]. Acta Geoscientica Sinica, 2007, 28(3): 253-260(in Chinese with English abstract).
- [31] 郝松立, 李文厚, 刘建平, 等. 鄂尔多斯南缘奥陶系生物礁相碳酸盐岩碳氧同位素地球化学特征[J]. 地质科技情报, 2011, 30(2): 53-56.
- Hao Songli, Li Wenhou, Liu Jianping, et al. Characteristics of carbon and oxygen isotopes geochemistry of organic reef facies carbonates of Ordovician in southern margin of Ordos[J]. Geological Science and Technology Information, 2011, 30(2): 53-56(in Chinese with English abstract).
- [32] 陈强, 张慧元, 李文厚, 等. 鄂尔多斯奥陶系碳酸盐岩碳氧同位素特征及其意义[J]. 古地理论, 2012, 14(1): 117-124.
- Chen Qiang, Zhang Huiyuan, Li Wenhou, et al. Characteristics of carbon and oxygen isotopes of the Ordovician carbonate rocks in Ordos and their implication[J]. Journal of Paleogeography, 2012, 14(1): 117-124(in Chinese with English abstract).
- [33] 左景勋, 童金南, 邱海鹏, 等. 巢湖地区早三叠世碳氧同位素地层对比及其古生态环境意义[J]. 地质地球化学, 2003, 31(3): 26-33.
- Zuo Jingxun, Tong Jinnan, Qiu Haiou, et al. Carbon and oxygen isotopic stratigraphic correlation and its paleoenvironment significance during the lower Triassic, Chaohu, Anhui Province, China[J]. Geology-Geochemistry, 2003, 31(3): 26-33(in Chinese with English abstract).
- [34] Kaufman A J, Knoll A H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications[J]. Precamb. Res., 1995, 73(1/4): 27-49.
- [35] Keith M L, Weber J N. Isotopic composition and environmental classification of selected limestones and fossils[J]. Geoch. et Cosmoch. Acta, 1964, 23: 1786-1816.