

羌塘盆地那底岗日地区中侏罗世碳酸盐岩 碳、氧、锶同位素与古海洋沉积环境

谢 渊 罗建宁

(成都地质矿产研究所,成都 610082)

张峭楠 杨宝星 刘家铎

(成都理工学院石油系,成都 610059)

李永铁

(石油勘探规划科学研究院,北京 100083)

【摘 要】 本文首次利用碳酸盐岩 C、O、Sr 稳定同位素探讨了羌塘盆地那底岗日地区中侏罗世海洋沉积环境的演变。测试结果表明,该区中侏罗世碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ 及 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 值分别为 $-3.25 \times 10^{-3} \sim +3.304 \times 10^{-3}$, $-11.419 \times 10^{-3} \sim -3.28 \times 10^{-3}$ 及 $0.70702 \sim 0.70862$, 并伴生了多次升降变化。分析认为, $\delta^{13}\text{C}$ 值主要受沉积环境的水介质盐度、氧化-还原条件、生物发育程度及有机质埋藏速率的影响; $\delta^{18}\text{O}$ 值主要与沉积环境的盐度、温度、海平面升降及沉积期后成岩作用等因素有关; $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 值则由三种不同锶源在海水中的组成比例所决定。因此, C、O、Sr 同位素组成及演化可以直接或间接地反映古环境的变迁, 从而为那底岗日地区中侏罗世古海洋沉积环境的分析提供了可靠的地质地球化学依据。

【关键词】 那底岗日地区; 中侏罗世碳酸盐岩; 碳、氧、锶同位素组成与演化; 受控因素; 古海洋沉积环境

中图法分类号: P354.52; P588.24⁺5; P597⁺2; X145 / 文献标识码 A

稳定同位素地球化学作为当今同位素地球化学的三大分支学科之一^[1], 萌芽于 20 世纪 40 年代, 到 60 年代后期至 70 年代便得到了迅速的发展, 如今它已渗透到地球科学的许多领域^[2], 推动地球科学向量化、微观研究方向发展。近年来, 人们利用 C、O、Sr、S 等稳定同位素在研究古海洋环境^[3~19]、古海平面变化^[20~22]等诸多方面取得了丰富的科学资料和重大理论进展。但是, 目前针对中生代侏罗纪海相沉积的稳定同位素研究尚不广泛, 因此, 本文以青藏高原北部羌塘盆地那底岗日地区中侏罗世海相沉

积为研究对象, 在前人的工作基础上对岩石中所含 C、O、Sr 的稳定同位素与古环境进行研究, 不仅丰富了全球海相侏罗纪稳定同位素资料, 而且使定量刻画羌塘盆地那底岗日地区中侏罗世海洋沉积环境演化成为可能。

1 地质背景

羌塘盆地形成于前泥盆纪基底上、以泥盆纪-侏罗纪巨厚海相地层为主体沉积盖层的一个大型复合

沉积盆地,并以横亘于其间的中央隆起带为界,划分为南、北羌塘两个坳陷带。本文所研究的那底岗日地区位于北羌塘坳陷带西南缘,靠近中央隆起带(图1)。该区在侏罗纪构造活动相对较弱,连续沉积了一套中晚侏罗世海相地层,其中中侏罗世地层分为如下三个组:

1.1 雀莫错组(J_2q):

一段(J_2q^1):紫红色砾岩、砂岩沉积,顶部夹薄层微晶灰岩。

二段(J_2q^2):灰、深灰色含膏灰岩、泥灰岩、白云质灰岩及白云岩。

三段(J_2q^3):灰绿、灰色夹暗紫红色砂岩、粉砂岩夹钙质泥岩、膏灰岩、灰岩沉积,顶部产较厚石膏层。

1.2 布曲组(J_2b):

主要为一套区域上展布稳定的灰、深灰色泥晶灰岩、泥质泥晶灰岩夹生物灰岩、生屑灰岩及鲕粒灰岩沉积,产丰富的腕足类、双壳类化石。

1.3 夏里组(J_2x):

一段(J_2x^1):灰绿、灰、深灰色钙质泥岩、页岩夹介壳灰岩、泥灰岩及石膏沉积。

二段(J_2x^2):由灰、深灰色泥晶灰岩、颗粒灰岩及少量钙质泥岩。

三段(J_2x^3):下部为灰绿、灰色钙质泥岩夹泥灰岩、石膏沉积,中上部由紫红、灰绿色砂岩、粉砂岩夹钙质泥岩和少量灰岩。

本文选择研究区内工作程度较高、中侏罗世地层出露较全的那底岗日剖面(NP)^①和向阳湖南剖面(XP)^②(图1),进行碳酸盐岩稳定同位素研究,分析认为,C、O、Sr同位素组成及演化能够较好地响应该区中侏罗世海洋沉积环境的演变。

2 C、O、Sr 稳定同位素组成与演化

2.1 样品采集与测试

碳酸盐岩同位素样品的采集与精选事关能否获得可以利用的较准确的测试结果。因此,本次在野外剖面上主要选采未经蚀变的、无后期方解石脉充填的腕足类化石或泥晶灰岩、泥灰岩新鲜样品,室内再经薄片观察和阴极发光检测精选后送样测试。测试时,样品经碎样处理后,C、O同位素测样再用双氧

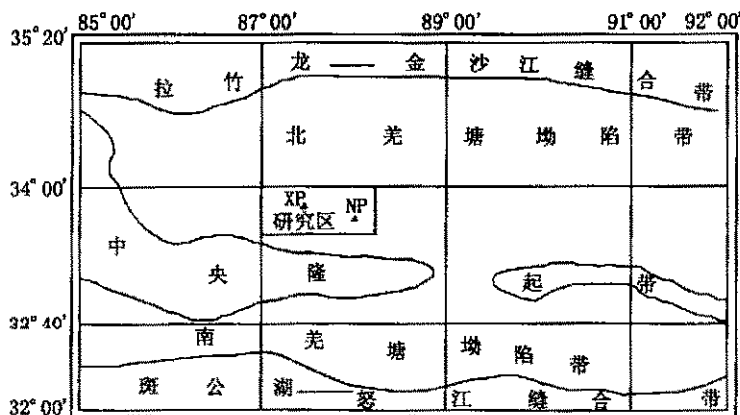


图1 研究区羌塘盆地一级构造单元划分与研究区剖面位置图

Fig. 1 The division of the tectonic units of Qiangtang basin and the location of the study area and sections

水浸泡 72 h 以上,以便去掉有机成分,使用磷酸法制取 CO_2 ,通过 MAT-251 质谱仪测试,测值按 PDB 标准计算,精度为 0.02%;Sr 同位素测样用高纯度 2 mol/L 盐酸提取碳酸盐,经 MAT-261 质谱仪测试,测值精度达 0.02%。本次测得 50 件样品的 C、O 同位素值,其中 NP 剖面 41 件,XP 剖面 9 件;在 XP 剖面上获得 15 件样品的 Sr 同位素值(表 1, 2)。

2.2 C 同位素组成与演化

由表 1, 2 可见,那底岗日地区中侏罗统碳酸盐岩 $\delta^{13}C$ 值均介于 $-3.25 \times 10^{-3} \sim +3.304 \times 10^{-3}$ 之间,与地史中海相灰岩的 $\delta^{13}C$ 值 ($-5 \times 10^{-3} \sim +5 \times 10^{-3}$)^[8] 和全球同期海相灰岩的 $\delta^{13}C$ 值吻合^[28],因此具较好的全球对比意义。在中侏罗世,不同沉积时期碳酸盐岩碳同位素组成有较大变化。

J_2q 中 $\delta^{13}C$ 值为 $-3.25 \times 10^{-3} \sim +3.167 \times 10^{-3}$,平均为 0.17×10^{-3} ,可见碳同位素组成变化幅度极大。但不同岩性段的碳同位素组成呈规律性变化,从 $J_2q^1 \rightarrow J_2q^2 \rightarrow J_2q^3$, $\delta^{13}C$ 平均值为 $-3.07 \times 10^{-3} \rightarrow 1.437 \times 10^{-3} \rightarrow 0.088 \times 10^{-3}$ 。

J_2b 中 $\delta^{13}C$ 值介于 $1.11 \times 10^{-3} \sim 3.304 \times 10^{-3}$ 之间,平均达 2.09×10^{-3} ,各样品 $\delta^{13}C$ 值偏离平均值的幅度较小,NP 与 XP 两剖面碳同位素组成大致相当。

J_2x 中 $\delta^{13}C$ 值分布于 $-2.10 \times 10^{-3} \sim +2.956 \times 10^{-3}$ 之间,平均为 0.866×10^{-3} 。不同岩性段碳同位素组成又有明显差别,从 $J_2x^1 \rightarrow J_2x^2 \rightarrow J_2x^3$, $\delta^{13}C$ 平均值为 $0.248 \times 10^{-3} \rightarrow 1.493 \times 10^{-3} \rightarrow 1.162 \times 10^{-3}$,且在 NP 与 XP 剖面中 J_2x^1 , $\delta^{13}C$ 平均值也有所不同,前者为 0.096×10^{-3} ,后者为 0.705×10^{-3} 。

①谢渊,该剖面由朱同兴、秦建华、王小龙等同志测制,1996;

②该剖面由李光明、张克贵、谢渊等同志测制,1997。

表 1 那底岗日地区那底岗日剖面中侏罗统碳酸盐岩碳、氧同位素组成特征

Table 1 Characteristics of carbon and oxygen isotopic compositions of carbonates in the middle Jurassic, Nadigangri section Nadigangri area

地层	样号	岩 性	$\delta^{13}\text{C}/10^{-3}$		$\delta^{18}\text{O}/10^{-3}$	
			测值	均值	测值	均值
J_{2x^3}	NP80	泥灰岩	-2.100	1.162	-9.480	-9.190
	NP78	白云岩	2.956		-8.138	
	NP77	白云化灰岩	2.610		-8.470	
	NP73	泥晶灰岩	1.180		-10.670	
J_{2x^2}	NP71	泥晶灰岩	1.050	1.493	-4.700	-6.820
	NP69	泥灰岩	1.220		-8.220	
	NP67	泥晶灰岩	2.380		-5.600	
	NP64 ⁽¹⁾	泥晶灰岩	1.420		-6.410	
	NP64 ⁽²⁾	泥晶灰岩	1.180		-7.820	
	NP58	泥晶灰岩	1.710		-8.170	
	NP56	泥灰岩	-0.890		-9.360	
J_{2x^1}	NP54	泥灰岩	-0.520	0.096	-9.710	-8.090
	NP52	泥晶灰岩	0.100		-7.360	
	NP48 ⁽¹⁾	泥晶灰岩	0.560		-9.010	
	NP48 ⁽²⁾	泥晶灰岩	0.364		-3.559	
	NP48 ⁽³⁾	泥晶灰岩	0.961		-9.538	
	NP46 ⁽¹⁾	泥晶灰岩	2.001		-8.474	
	NP46 ⁽²⁾	泥晶灰岩	2.122		-8.572	
J_{2b}	NP46 ⁽³⁾	泥晶灰岩	1.800	2.118	-8.850	-8.861
	NP44	泥晶灰岩	1.850		-8.310	
	NP41	泥晶灰岩	1.930		-8.640	
	NP38	泥晶灰岩	1.110		-8.940	
	NP35	泥晶灰岩	1.750		-8.070	
	NP32	泥晶灰岩	1.530		-8.280	
	NP30	泥晶灰岩	2.290		-8.410	
	NP28 ⁽¹⁾	泥晶灰岩	3.304		-7.080	
	NP28 ⁽²⁾	泥晶灰岩	3.027		-11.419	
	NP28 ⁽³⁾	泥晶灰岩	2.700		-11.350	
J_{2y^3}	NP26 ⁽¹⁾	泥灰岩	-0.600	-0.651	-5.645	-4.359
	NP26 ⁽²⁾	泥灰岩	0.583		-4.939	
	NP26 ⁽³⁾	泥灰岩	-0.700		-4.040	
	NP24	泥灰岩	-0.850		-3.890	
J_{2y^2}	NP18	泥灰岩	-1.690	1.437	-3.280	-7.509
	NP12	微晶灰岩	1.000		-9.930	
	NP11	微晶白云岩	-0.205		-8.683	
	NP10 ⁽¹⁾	白云化泥晶灰岩	-2.320		-8.230	
	NP10 ⁽²⁾	白云化泥晶灰岩	2.437		-8.982	
	NP8	微晶白云岩	0.631		-4.876	
	NP7	微晶灰岩	2.440		-4.410	
J_{2y^1}	NP6 ⁽¹⁾	微晶灰岩	-3.250	-3.070	-16.070	-16.366
	NP6 ⁽²⁾	微晶灰岩	-2.891		-16.663	

上述表明,从 $J_{2y^3} \rightarrow J_{2b} \rightarrow J_{2x}$ $\delta^{13}\text{C}$ 值呈现低 \rightarrow 高 \rightarrow 低的规律性变化,即 J_{2y} , J_{2x} 碳酸盐岩富含 ^{12}C ,而 J_{2b} 明显富含 ^{13}C ;而且各地层组内部碳同位素组成也发生了波动性变化。

2.3 O 同位素组成与演化

该 区 中 侏 罗 统 碳 酸 盐 岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值 大 多 介 于

表 2 那底岗日地区向阳湖南剖面中侏罗统碳酸盐岩碳、氧、锶同位素组成特征

Table 2 Characteristics of carbon, oxygen and strontium isotopic compositions of carbonates in the middle Jurassic, Southern Xiangyang Lake section, Nadigangri area

样号	岩性	$\delta^{13}\text{C}/10^{-3}$		$\delta^{18}\text{O}/10^{-3}$		$N(^{87}\text{Sr}/N(^{86}\text{Sr}))$	
		测值	均值	测值	均值	测值	均值
XP53	泥灰岩	1.026	0.705	-5.666	-5.232	0.707 28	0.708 00
XP45	钙质页岩	0.384		-4.797		0.708 62	
XP43	泥晶灰岩					0.707 47	
XP42	泥灰岩					0.707 28	
XP41	泥晶灰岩	2.010		-5.882			
XP39	泥灰岩					0.707 35	
XP37	生物灰岩	1.550		-4.366		0.707 14	
XP35	泥晶灰岩					0.707 28	
XP34	泥晶灰岩		2.035		-6.043	0.707 23	0.707 24
XP33	生物灰岩	2.178		-5.207		0.707 02	
XP31	泥晶灰岩	2.025		-5.886		0.707 28	
XP30	泥晶灰岩					0.707 27	
XP28	泥晶灰岩	1.945		-5.777		0.707 10	
XP27	泥晶灰岩					0.707 22	
XP25	泥晶灰岩	2.504		-9.138		0.707 22	
XP24	泥灰岩	3.167		-8.087		0.707 28	

注:XP53,XP45 样品的层位为 J_{2x^1} ;XP24 样品的层位为 J_{2y^3} ;其余为 J_{2b} ;样品由成都理工大学测试

$-11.419 \times 10^{-3} \sim -3.28 \times 10^{-3}$ 之间,与地史中海相灰岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值的分布范围和全球同期海相灰岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值^[23]相当,仅个别样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值远低于 -10×10^{-3} ,可能为淡水影响和后期成岩作用所致。在不同沉积时期 $\delta^{18}\text{O}$ 值有明显的变化。

J_{2y} 中 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-16.663 \times 10^{-3} \sim -3.28 \times 10^{-3}$,平均为 -7.66×10^{-3} ,可见该期氧同位素组成与碳同位组成一样,存在大幅度的涨落,从 $J_{2y^1} \rightarrow J_{2y^2} \rightarrow J_{2y^3}$, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 $-16.366 \times 10^{-3} \rightarrow -7.50 \times 10^{-3} \rightarrow -4.359 \times 10^{-3}$ 。

J_{2b} 中 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 NP 剖面平均为 -8.861×10^{-3} ,在 XP 剖面中为 -6.043×10^{-3} ,尽管两剖面间氧同位素组成存在明显差别,但各剖面内部氧同位素组成又相对稳定,且明显低于各自上下相邻地层。

NP 剖面 J_{2x} , $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -7.889×10^{-3} ,其内部从 $J_{2x^1} \rightarrow J_{2x^2} \rightarrow J_{2x^3}$, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 $-8.09 \times 10^{-3} \rightarrow -6.82 \times 10^{-3} \rightarrow -9.19 \times 10^{-3}$ 。与 XP 剖面 J_{2x^1} , $\delta^{18}\text{O}$ 值 (-5.232×10^{-3}) 相比较, NP 剖面 J_{2x^1} 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显偏低。

从总体上看,自 $J_{2y} \rightarrow J_{2b} \rightarrow J_{2x}$, $\delta^{18}\text{O}$ 值具有高 \rightarrow 低 \rightarrow 高的演化规律,即 J_{2y} , J_{2x} 相对富含 ^{18}O ,而 J_{2b} 更富 ^{16}O 。同时,各沉积时期氧同位素组成又有轻重

变化;不同剖面间 $\delta^{18}\text{O}$ 值也存在明显差异。

2.4 Sr 同位素组成与演化

XP 剖面 $\text{J}_{2q^3}\text{-J}_{2x^1}$ 碳酸盐岩 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 值介于 0.707 02~0.708 62 之间,平均值为 0.707 34,与全球同期海相碳酸盐岩 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 值 0.706 7~0.707 9^[7,29] 基本一致,因此,该区中侏罗世 Sr 同位素组成具良好的全球对比意义。从 $\text{J}_{2q^3} \rightarrow \text{J}_{2b} \rightarrow \text{J}_{2x^1}$, $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 平均值为 0.707 28 \rightarrow 0.707 24 \rightarrow 0.708 0,可见 J_{2b} 中 Sr 同位素组成偏轻,而 J_{2x^1} 中明显偏重, J_{2q^3} 因仅一件测样,地质对比意义不大。其中 J_{2b} $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 值介于 0.707 02~0.707 47,各测值偏离平均值的幅度较小,表明该期 Sr 同位素组成相对稳定。

3 C、O、Sr 同位素组成的受控因素

碳酸盐岩 C、O、Sr 等稳定同位素组成是其沉积时期和沉积期后多种地质因素通过热力学、动力学等同位素分馏、交换作用叠加效应的结果,它们分别受到不同地质因素的影响。

3.1 $\delta^{13}\text{C}$ 值的受控因素

海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值尽管在不同地质时期呈现波动性变化^[12,28],但不存在随地质年代的明显的单向演化趋势^[4],而大致稳定地分布于 $0 \pm 3 \sim 5 \times 10^{-3}$ 范围内^[9]。这可能反映出碳酸盐岩沉积之后所经历的成岩过程对其原始碳同位素组成没有显著的影响^[11,30],或许是由于在平衡成岩体系中, ^{13}C 在固相中的同位素交换作用至少需要大于其自身体积 1 500 倍的孔隙溶液的流动才能完成^[30],而这个条件通常在成岩环境中不容易实现。因此,碳酸盐岩的碳同位素组成应该主要是受沉积时期环境因素的控制。

早在 50 年代后期 Baertschi(1957),Clayton 和 Degens(1959)^[3] 等就曾对碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值的大小与海陆相成因的关系作过统计研究,到 1964 年 Keith 和 Weber 便在此基础上针对侏罗纪及更新时代碳酸盐岩,提出了至今仍被广泛应用的 Z 值公式^[4]

$$Z = 2.048(\delta^{13}\text{C} + 50) + 0.498(\delta^{18}\text{O} + 50)$$

用以判断岩石的形成环境,并认为 Z 值大于 120 时表示海相成因,小于 120 时则表示陆相。之后不少学者^[5,6,11,13] 又进一步通过对海相碳酸盐岩碳同位素的研究,发现不同沉积环境不同相带的碳酸盐岩,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值仍存在差异,并认为是沉积水介质的物理、化

学、生物等条件的不同导致了岩石 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化。

一般认为,沉积水介质盐度的增高会引起碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值变大^[3,4,11],大气降水和陆源淡水的注入会使 $\delta^{13}\text{C}$ 值降低。氧化条件下有机质中 ^{13}C 的氧化消耗并以 CO_2 形式回到海水使碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值降低;还原条件下富 ^{12}C 的有机质快速埋藏而导致碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值增大^[9]。生物发育时消耗海水中富 ^{12}C 的 CO_2 和 HCO_3^- ,并经快速埋藏,从而使碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值升高;生物贫乏时使海水中 CO_2 和 HCO_3^- 消耗量减少,加之有机质埋藏速率降低,均会导致碳酸盐岩更富 ^{12}C ,使 $\delta^{13}\text{C}$ 值减小^[14,23,24,26]。近岸带由于陆源淡水、有机物的大量带入和氧化,从而会使碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值变小;相对远岸带因陆源淡水、有机物注入量的减少和还原程度增强,引起岩石碳同位素组成变重。

3.2 $\delta^{18}\text{O}$ 值的受控因素

地史中海相碳酸岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值具有随地质年代变老而明显降低的“同位素年代效应”^[28],这可能反映出随地质年代变化,成岩作用加强,导致氧同位素组成变轻。因为碳酸盐岩沉积之后,平衡成岩体系中 ^{18}O 在固相中仅需 5 倍于它自身体积的流体运移便可顺利进行同位素交换作用^[30]。

同时,人们也发现,一定时期内处于相似或同一成岩背景下不同沉积环境中的碳酸盐岩,其氧同位素组成也有区别,表明沉积环境因素对岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值也有着重要控制作用。沉积环境中水介质盐度的增高,蒸发作用加强,均会使碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显变大^[3,4];大气降水和陆源淡水的注入引起水介质盐度降低,从而使岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值变小。温度对 $\delta^{18}\text{O}$ 值的影响远大于盐度对它的影响,温度每升高 4°C , $\delta^{18}\text{O}$ 值相应降低 1×10^{-3} ^[5,6],相对应地,温度降低会导致 $\delta^{18}\text{O}$ 值增大。海平面上升对应于 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低,而海平面下降对应于 $\delta^{18}\text{O}$ 值增大^[6,22,25,26]。

因此,碳酸盐岩氧同位素组成主要受成岩作用和沉积环境因素的控制。但是,一定地质时期内经历过相似或相同成岩过程的碳酸盐岩,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值的系统性、规律性变化,仍可为沉积环境的恢复提供有益的地质地球化学依据。

3.3 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 值的受控因素

一定地质时期内全球海水具有相同或相似的 Sr 同位素组成^[10],这可能是因为海水中 Sr 的浓度高(8 mg/kg),存留时间长($2.7 \times 10^6 \text{a}$),而海水中锶同位素均一化所需的时间很短(10^3a)^[1,10]。但是,从前寒武纪至今,海相碳酸盐岩的 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$

值的分布范围仍较大,并经历过若干次大的涨落,其中最低值 0.706 7 出现在侏罗纪^[7,20,29]。有资料表明,一定时期内不同沉积环境的碳酸盐岩,其 Sr 同位素组成也存在变化^[1,14,16,18]。这主要是由于不同地质时期不同沉积环境中海水 Sr 组成的来源发生了变化。

目前人们普遍认为^[7,20,15,16,18,22,26],海水中 Sr 的同位素组成主要由三种 Sr 源所决定:①大陆壳硅铝质岩石经风化剥蚀提供的 Sr 源,具有极高的 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 值,平均为 0.720;②地幔铁镁质岩石通过海底扩张或火山活动提供的 Sr 源,具有低达 0.704 0 的 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 值;③古老海相碳酸盐岩重溶提供的 Sr 源,其 Sr 同位素组成介于两者之间,平均为 0.708 0^[7,29]。

因此,当板块碰撞、构造隆升及其伴随的海平面下降时,古陆扩大,大量陆壳富⁸⁷Sr 岩石风化剥蚀带入海水,会使碳酸盐岩 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 值相应升高;而当年青火山活动、海底扩张及与之伴随的海平面上升时,一方面使大量幔源 Sr 溶于海水,另一方面因古陆缩小而使壳源 Sr 带摄入量减少,两者叠加效应的结果便会使碳酸盐岩 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 值显著降低。当幔源 Sr 供给稳定时,近岸环境由于大陆壳源 Sr 带摄入量多,其碳酸盐岩具有较高的 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 值;而相对远岸带的碳酸盐岩因壳源 Sr 带摄入量的减少而具有相对低的 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 值^[1]。

4 中侏罗世 C, O, Sr 同位素的古海洋沉积环境响应

4.1 雀莫错期(J_2q)

雀莫错早期(J_2q^1)那底岗日地区主要沉积一套冲积砂、砾岩,至末期出现的薄层微晶灰岩沉积,其 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值均为高负值,特别是 $\delta^{18}\text{O}$ 值(-16.366×10^{-3})远低于地史中海相灰岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值。据 Keith 和 Weber 的 Z 值公式判断,该层灰岩受陆源淡水影响较强(也可能有成岩作用的重要影响),反映此时沉积水体盐度受大气降水和地表径流的影响而大大低于正常海水的盐度,从而形成灰岩的碳、氧同位素组成显著偏轻的特点。结合沉积分析表明,该套灰岩形成于 J_2q^1 初期冲积相之后的陆缘混积潮坪环境。

雀莫错中期(J_2q^2)区内沉积一套碳酸盐岩沉积,其 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值大幅度上升,意味此时沉积环境发生了很大变化。随着中央隆起的沉降,大气降水和陆源物注入量明显减少,正常盐度海水入侵,使该区水体盐度增高,有机物埋藏速率加大、氧化条件减

弱,导致碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显正偏。综合沉积背景分析认为,继 J_2q^1 末期混积潮坪环境之后, J_2q^2 处于以灰、深灰色含膏灰岩、泥灰岩、白云质灰岩沉积为主的正常海水碳酸盐潟湖环境。

雀莫错晚期(J_2q^3)主要为砂、泥岩夹灰岩沉积,至后期出现钙质泥岩与灰岩的交互沉积,至末期产稳定的较厚石膏层。其中灰岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显回落(0.088×10^{-3}),趋近零值, $\delta^{18}\text{O}$ 值却呈继续大幅度上升之势,表明沉积环境发生了改变。随着中央隆起转为抬升,陆地面积扩大,大量陆源有机质注入和海洋生物减少,有机质遭受强烈氧化,导致碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值大幅度下降。同时,由于构造抬升作用和大量陆源碎屑的注入,沉积水体变得局限,并遭受强烈蒸发作用,水体盐度升高,形成较厚石膏岩,加之此时海洋表层温度可能下降,这些因素的综合效应致使碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值继续增大。结合区域沉积背景分析说明, J_2q^3 早中期为三角洲沉积,后期转为陆缘蒸发成化潟湖沉积环境。

4.2 布曲期(J_2b)

沉积一套区域上展布稳定的碳酸盐地层。碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值出现大幅度回升(平均值 2.072×10^{-3}),并出现中侏罗世最大 $\delta^{13}\text{C}$ 值(3.304×10^{-3} , NP 剖面), $\delta^{18}\text{O}$ 值呈明显下降,响应出此时沉积环境发生了剧烈变化。随中央隆起转为沉降,海平面快速上升,古陆消沉并被海水淹没,沉积水体盐度恢复正常,生物(双壳类、腕足等)繁盛而消耗大量¹²C,并得以快速埋藏贮存于有机质中,导致碳酸盐岩更富¹³C, $\delta^{13}\text{C}$ 值增大。 $\delta^{18}\text{O}$ 值尽管在区内 NP 与 XP 剖面因所经历的成岩过程的差异而不相吻合,但却由于海平面上升和海水盐度恢复正常而明显降低。

XP 剖面碳酸盐岩 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 平均值为 0.707 34,最低值仅 0.707 02,明显低于地史中海相碳酸盐岩 Sr 同位素平均值 0.7080,并接近于全球侏罗纪碳酸盐 Sr 同位素最低值 0.706 7^[29]。因此,该区 Sr 同位素组成具有良好的全球对比意义;同时也表明,班公湖-怒江洋底扩张提供的幔源 Sr 在海水 Sr 同位素组成中占相当大的比例,与此相对应,壳源 Sr 因中央隆起古陆的沉降而带入到海水中的量明显减少,从另一个侧面也反映了此时沉积环境的变化。

结合沉积分析认为,布曲期那底岗日地区处于海平面上升阶段的正常海水潟湖环境。

4.3 夏里期(J_2x)

夏里早期(J_2x^1)沉积一套钙质泥灰岩、石膏的

地层。灰岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值略有回升,而 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显回落并趋近于零值,反映出继 J_2b 之后沉积环境再次发生了变化。随着海平面开始下降,陆源物质注入,海洋生物有所减少,有机质遭受强烈氧化,使碳酸盐岩更富含 ^{12}C , $\delta^{13}\text{C}$ 值大幅度下降(最低为 -0.89×10^{-3} , NP 剖面)。而 $\delta^{18}\text{O}$ 值,一方面因海平面下降,水体变浅且受蒸发作用影响使盐度增大,另一方面又有大气降雨,地表径流导致盐度下降,二者叠加效应使 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化相对较小,略有增大。同时,区内 NP 与 XP 剖面灰岩氧同位素平均组成存在较大差异(2×10^{-3}),一方面可能为后期两地所经历的成岩作用强度的差异所致,另一方面也反映出由于沉积时水体变浅,连通性变差,而导致处于近岸带的 NP 剖面相对比远离岸区的 XP 剖面含 ^{12}C 更高。此外,据 XP 剖面 J_2x^1 期 Sr 同位素组成明显较 J_2b 期变重,从另一个侧面也表明 J_2x^1 期,由于海平面下降,中央隆起的抬升,古陆面积增大,导致大量陆壳源 Sr 风化剥蚀带入海水,使得 J_2x^1 灰岩 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 值达至极大值 0.708 62。综上所述, J_2x^1 为由钙质泥岩夹灰岩、石膏组成的陆缘潟湖相沉积。

夏里中期(J_2x^2)主要为一套灰岩沉积, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值均同步回升,出现了中侏罗世第二次 $\delta^{13}\text{C}$ 极大平均值(1.49×10^{-3})和 $\delta^{18}\text{O}$ 极大平均值(-6.82×10^{-3}),表明此时沉积环境发生了明显变化。继 J_2x^1 期海平面短暂下降之后, J_2x^2 期海平面再度上升,中央隆起下降、古陆缩小,大量双壳类、腕足类生物得以发育并被快速埋藏,有机质氧化程度减弱,从而引起灰岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值大幅升高。但未达至 J_2b 期 $\delta^{13}\text{C}$

值的高度,表明此时海平面上升幅度没达到 J_2b 期的水平。同时,由于海平面上升,陆源淡水注入减少,盐度进一步增高,导致 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显变大。结合区域沉积背景分析认为, J_2x^2 处于一种动荡浅水局限台地沉积环境,形成了一套以泥质泥晶灰岩与颗粒灰岩为主的碳酸盐岩沉积。

夏里晚期(J_2x^3)之初沉积一套钙质泥、页岩夹灰岩、白云岩及石膏地层,后期形成砂、泥岩沉积。碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值发生明显的不规则变化,既出现高正值(2.56×10^{-3} , NP78 样),又有高负值(-2.1×10^{-3} , NP78 样); $\delta^{18}\text{O}$ 值尽管在 J_2x^3 期变化不大,但较 J_2x^2 期明显减小,表明此时沉积环境发生了较大变化。继 J_2x^2 期海平面上升之后, J_2x^3 期海平面开始下降,沉积水体局限,蒸发作用强烈,引起盐度增高,导致云化灰岩、白云岩(NP77, NP78 样) $\delta^{13}\text{C}$ 值明显增大;随后因海平面持续下降,大气淡水、地表径流大量注入,引起灰岩(NP80 样) $\delta^{13}\text{C}$ 值强烈负偏移(-2.1×10^{-3})。而 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显较 J_2x^2 期降低,且在 J_2x^3 较稳定,可能主要是因为在海平面持续下降之后,受大气淡水、地表径流的影响,加之后期成岩作用因素的叠加效应所致。因此,那底岗日地区在 J_2x^3 期初为咸化潟湖→淡化潟湖沉积环境,后期为陆源碎屑大量注入形成的三角洲沉积环境。

本文编写过程中,参阅或引用了朱忠发、朱同兴、雍永源、贾宝光、秦建华、余谦、李光明、王小龙等同志的有关资料,部分样品的测试得到尹观教授的帮助,在此一并致以真诚的感谢!

参考文献

- 1 朱炳泉等著. 地球科学中同位素体系理论与应用[M]. 北京: 科学出版社, 1998. 1: 247~257.
- 2 卢武长主编. 稳定同位素地球化学[M]. 成都: 成都地质学院出版, 1986. 2: 173~189.
- 3 Clayton R. N. Degens E. T. Use of carbon isotope analyses of carbonates for differentiating fresh-water and marine sediments [J]. AAPG. 1959; 4: 889~897.
- 4 Keith M L. Weber J N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 1964, 28: 1 786~1 816.
- 5 Hudson J D. Stable isotopes and limestone lithification [J]. *J Geol Soc*, 1977, 133, 637.
- 6 Shackleton N J, Kennett J P. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation; Oxygen and carbon isotope analysis in DSDP sites 277, 279 and 281 [C]. In: Kennett J P, et al. *Initial Reports of the DSDP 29* Washington D C U. S. Government Printing Office, 1975, 743~755.
- 7 Veizer J, Compston W. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of seawater during Phanerozoic [J]. *Geoch et Cosmoch Acta*, 1974, 38: 1 461~1 484.
- 8 Schopf T J M. *Palaeo-oceanography* [M]. Harvard: Harvard University Press, 1980, 341.
- 9 陈锦石, 陈文正著. 碳同位素地质学概论[M]. 北京: 地质出版社, 1983. 75~87.
- 10 福尔 G. 鲍威尔 J L 著. 中国科学院贵阳地球化学研究所译. 碳同位素地质学[M]. 北京: 科学出版社, 1975. 109~115.
- 11 张秀连. 碳酸盐岩中氧、碳同位素与古盐度、古水温的关系[J]. 沉积学报, 1985, 3: 17~30.
- 12 Veizer J Fritz P, Jones B. Oxygen and carbon isotopic records of Paleozoic ocean [J]. *Geoch et Cosmoch Acta*, 1986, 50, 1 679~1 696.
- 13 刘文钧, 田洪钧等. 稳定同位素在古环境研究中的应用[J]. 岩相古地理, 1988, 3~4: 98~107.
- 14 黄恩静, 刘西甘译. 上泥盆统海相碳酸盐岩的碳、氧同位素组成及其地质意义[J]. 岩石学报, 1993, 9: 214~220.
- 15 江茂生. 湘黔地区奥陶纪红花园期及宝塔期碳酸盐岩碳、氧同位素与古环境[J]. 岩相古地理, 1994, 6: 44~48.

- 16 田景春, 曹允孚. 中国南方二叠纪古海洋锶同位素演化[J]. 沉积学报, 1995, 4: 125~130.
- 17 邵龙义等. 西南地区晚二叠世氧、碳稳定同位素的古地理意义[J]. 地球化学, 1996, 6: 575~581.
- 18 尹观, 王成善. 西藏南部中白垩世的锶、碳同位素组成及其古海洋地质意义[J]. 沉积学报, 1998, 1: 107~111.
- 19 尹观, 王成善. 西藏南部中白垩世黑色页岩的碳、氧同位素组成及大洋缺氧事件的讨论[J]. 矿物岩石, 1998, 1: 95~101.
- 20 spooner E. The strontium isotopic composition of seawater and seawater-oceanic crust interaction [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1976, 31: 167~174.
- 21 Williams D. F. Evidence for and against sea-level changes from the stable isotopic record of the Cenozoic [C]. In: Wilgus C K *et al.* eds. *Sea-Level Changes: an integrated approach Soc Econ Palaeontol. Mineral Spec Publ.* 1988. 42: 31~36.
- 22 崔秉奎, 卢武长, 杨绍全. 上扬子石炭纪锶、碳同位素和微量元素铝与海平面变化的关系[J]. 成都地质学院报, 1993, 3: 33~37.
- 23 卢武长, 崔秉奎, 杨绍全等. 甘溪剖面泥盆纪海相碳酸盐岩的同位素地层曲线[J]. 沉积学报, 1994, 3: 12~19.
- 24 陈代钊, 陈其英. 泥盆纪海相碳酸盐岩同位素组成及演化[J]. 岩相古地理, 1995, 5: 22~28.
- 25 李儒峰, 刘本培. 碳氧同位素演化与碳酸盐岩层序地层学关系研究[J]. 地球科学, 1996, 3: 261~266.
- 26 郑荣才, 刘文钧. 龙门山泥盆纪层序的碳、氧同位素效应[J]. 地质论评, 1997, 3: 264~272.
- 27 李玉成. 华南晚二叠世碳酸盐岩同位素旋回对海平面变化的响应[J]. 沉积学报, 1998, 4: 52~57.
- 28 Veizer J, Hoefs J. The nature of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks [J]. *Geochim et Cosmoch Acta*, 1976, 11: 1 387~1 395.
- 29 Burke W N. Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time [J]. *Geology*, 1982, 10: 516~519.
- 30 Magarite M, Stemmeik L. Carbon isotope variations in the Upper Carboniferous-Permian Mallemuk Mountain Group, Eastern North Greenland [J]. *Geol Soc Denmark*, 1989, 37: 205~211.

PALAEO-OEANIC SEDIMENTARY ENVIRONMENT DURING THE MIDDLE JURASSIC IN NADIGANGRI AREA, QIANGTANG BASIN

XIE Yuan LUO Jian-ning

(Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610082)

ZHANG Shao-nan YANG Bao-xing LIU Jia-duo

(Chengdu University of Technology, Chengdu 610059)

LI Yong-tie

(Scientific Research Institute of Petroleum Exploration and Development, Beijing 100083)

Abstract This paper discussed the evolution of the middle Jurassic oceanic sedimentary environment on the basis of C, O and Sr stable isotopic compositions and variations in Nadigangri area, Qiangtang basin. The $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ values of middle Jurassic carbonates are $-3.25 \times 10^{-3} \sim +3.304 \times 10^{-3}$, $-11.419 \times 10^{-3} \sim -3.28 \times 10^{-3}$ and $0.70702 \sim 0.70862$ respectively. These values went up and down for several times in middle Jurassic. It is suggested that $\delta^{13}\text{C}$ values are mainly influenced by salinity, oxidation-reduction condition, the extent of organism developed and the rate of organic matter buried and so on; $\delta^{18}\text{O}$ values are chiefly relevant to salinity, temperature during deposition and postdepositional diagenesis; and that $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ values are controlled by the variable proportions of three different Sr sources in seawater. As a result, the compositions and evolution of C, O and Sr isotope may directly or indirectly reflect the evolution of palaeo-environment, and provide some reliable and quantitative geological-geochemical information for analyzing the middle Jurassic oceanic-sedimentary environment in Nadigangri area.

Key words Nadigangri Area; Middle Jurassic carbonate; C, O and Sr isotopic compositions and variation; controlled factors; palaeo-oceanic sedimentary environment