

四川盆地东部海相三叠系 稳定同位素地球化学及地质解释

黄建国 刘世万

(地质矿产部第二地质大队)

四川盆地东部(以下简称川东)海相三叠系地层广泛分布,与其有关的油气、盐卤、天青石及硬石膏等矿产资源丰富,是一个具有重要经济价值的层位。笔者于1981—1985年间在20万km²范围的盐类矿产普查工作中,采集了近150件零星样品进行碳、氧、硫稳定同位素分析(图1),积累的数据展示了在极其复杂的地史背景下各种地质-地球化学作用产生的物质交换效应及同位素分馏,形成不同元素在不同层位(地质体)的丰度特征,拟结合地质背景进行环境解释。考虑的原则是:某一矿岩的稳定同位素组成反应着该沉积物所处环境的同位素组成,某一层位矿岩同位素组成之差异是该沉积物形成条件的函数。初步摸索稳定同位素地球化学的演化规律及某些地质学特征,以期建立三叠系稳定同位素的地层序列和蒸发沉积模式,从而为探讨恢复古环境、重建古地理及矿产预测提供依据。

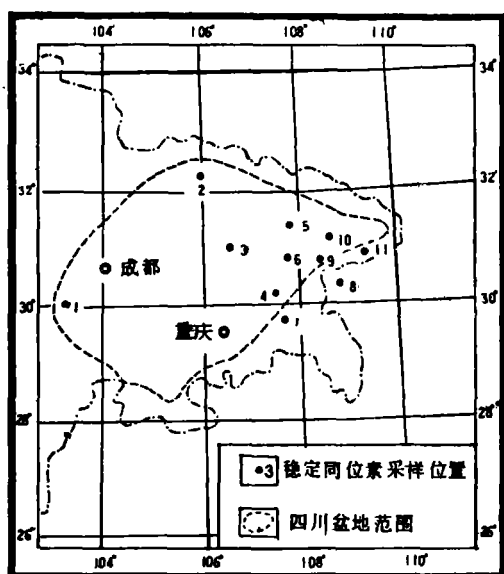


图1 四川盆地及稳定同位素采样位置示意图

1-丹棱 DS1 井; 2-旺苍五权; 3-蓬溪 Z9 井; 4-忠县 D8 井; 5-开县 W1 井; 6-万县 D16 井; 7-丰都马良; 8-利川元宝; 9-万县 D97 井; 10-云阳 D9 井; 11-奉节棕叶

Fig. 1 Sketch map showing the locations of stable isotope samples and the Sichuan Basin

1=Well DS1 in Danling; 2=Wuquan, Wangcang; 3=Well Z9 in Pengxi; 4=Well D8 in Zhongxian; 5=Well W1 in Kaixian; 6=Well D16 in Wanxian; 7=Maliang, Fengdu; 8=Yuanbao, Lichuan; 8=Well D97 in Wanxian; 10=Well D9 in Yunyang; 11=Zongye, Fengjie

样品由中科院地质所八室分析。地矿部成都地质矿产研究所吴应林同志提供 Z9 井同位素分析数据, 特此致谢。

一、稳定同位素分布及地质解释

(一) 三叠纪地层相简述

四川盆地三叠系出露于盆地周边, 多深埋于地腹。早、中三叠世为海相碳酸盐岩、碎屑岩沉积, 晚三叠世主要为陆相碎屑沉积 (图 2)。地层划分为三统七组: T_{3r} — 须家河组、

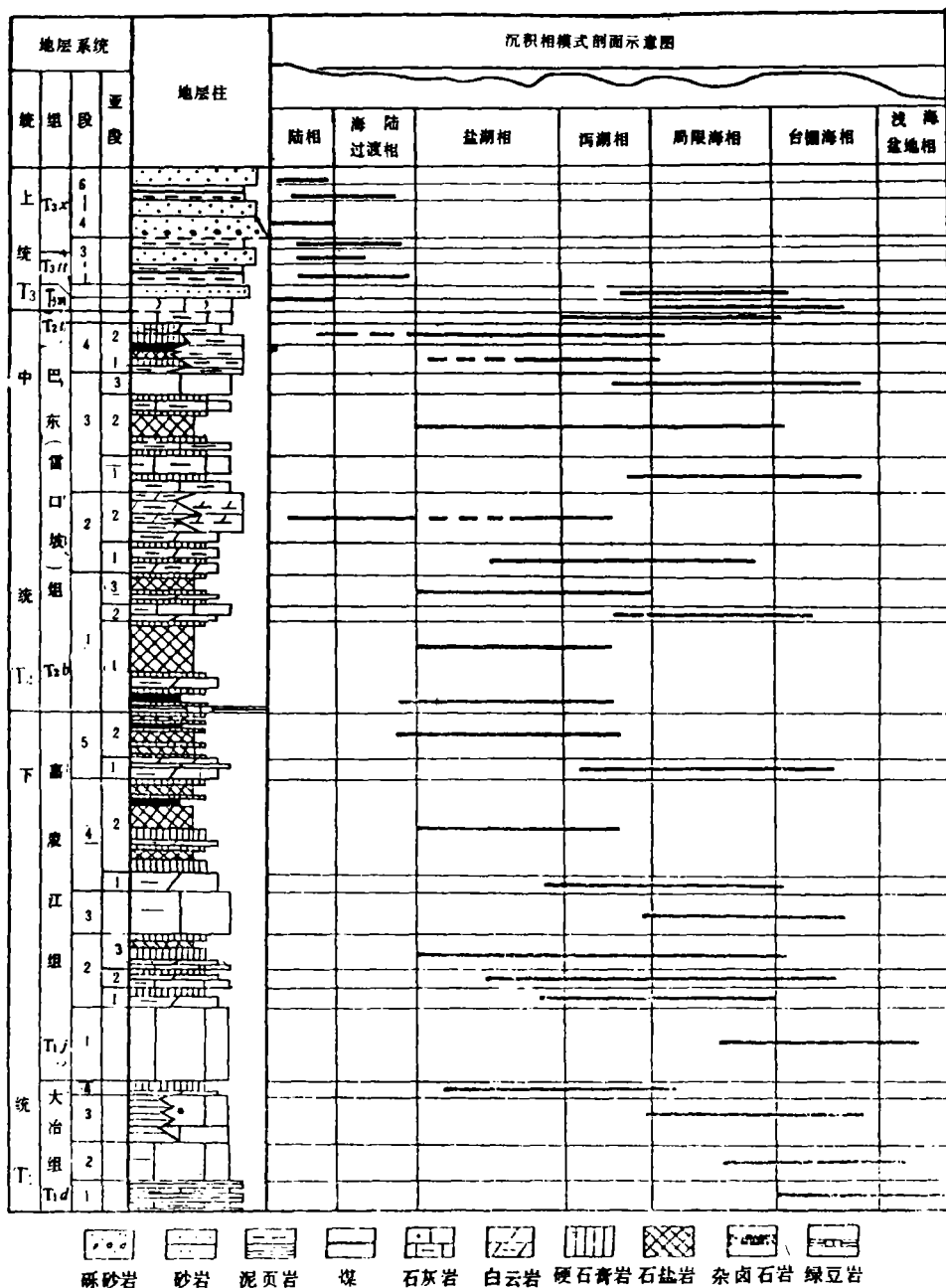


图 2 四川盆地三叠纪地层相演化模式图

Fig. 2 Evolutionary patterns of the Triassic stratigraphic facies in the Sichuan Basin

T_{3zt} ——小塘子组、 T_{3m} ——马鞍塘组、 T_{2t} ——天井山组、 T_{2b} (T_{2l}) ——巴东 (雷口坡) 组、 T_{1j} ——嘉陵江组、 T_{1d} (T_{1f}) ——大冶 (飞仙关) 组, 其中 T_{1j}^2 、 T_{1j}^4 、 T_{1j}^5 、 T_{2b}^1 、 T_{2l}^3 、 T_{2l}^4 为蒸发岩系。盆地西部为飞仙关-雷口坡地层相, 东部为大冶-巴东地层相。整个三叠纪经历了从盆地相→台棚浅海相→局限海相→泻湖相→盐湖相→陆相的沉积演化过程, 沉积厚度 500—5000m, 是一个在印支构造运动期间三大板块控制下的台棚从海浸到海退的沉积记录。

(二) 稳定同位素分布及地质解释

川东三叠系中采集的零星碳、氧同位素样品分析结果列入表 1 中, 并分层位叙述如下。

1. 嘉 2 段 T_{1j}^2 由三个亚段级碳酸盐-蒸发岩沉积序列组成, 厚 40—150m。灰岩中发现菊石, $\delta^{13}C$ 值 4.00—5.92‰, $\delta^{18}O$ 值 -4.75—-4.94‰, 指示正常浅海环境。白云岩 $\delta^{13}C$ 值 0.19—2.83‰, $\delta^{18}O$ 值 -2.14—-3.60‰, 显示从正常浅海向局限海的过渡, 海水变浅, 盐度增加, 以致在 T_{1j}^2-3 中出现岩盐沉积。硬石膏岩 $\delta^{34}S$ 值 32.4—34.9‰, 平均 33.78‰, 具有高异常分布特点 (表 2)。该异常值的发现, 可用以补充和修改世界流行的三叠系 $\delta^{34}S$ 变化曲线 (黄建国等, 1989)。

2. 嘉 3、4 段 T_{1j}^3+4 为碳酸盐-蒸发岩旋回, 厚 200—500m。 T_{1j}^3 顶部的泥晶灰岩、介屑风暴岩及粒屑灰岩等 $\delta^{13}C$ 值趋向于零或为低负值 (-0.09—0.46‰), $\delta^{18}O$ 为负值 (-5.18—5.49‰), 具有局限海浅水高温的特点。 T_{1j}^4 白云岩 $\delta^{13}C$ 为低正值 (0.18—2.01‰), $\delta^{18}O$ 为低负值 (-2.60—-4.10‰), 反映了从局限海到咸化泻湖沉积环境的演化。 T_{1j}^4-2 蒸发岩系中的白云岩 $\delta^{13}C$ 值 -6.54—-2.02‰, 一般为低正值, $\delta^{18}O$ 值 2.60—

表 1 川东三叠系地层碳氧同位素分布简表

Table 1 Carbon and oxygen isotope values of the Triassic strata in eastern Sichuan

层位	岩石名称	同位素值 (‰)		备注
		$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	
T_{2l}^4	泥晶白云岩	0.40	-2.30	旺苍
T_{2l}^3-2 II	内碎屑含硬石膏白云岩	-0.269	-5.333	蓬安
	无明显沉积构造的泥晶白云岩	1.982	-2.412	蓬安
	含米粒状硬石膏的泥晶泥质白云岩	-0.065	-0.556	蓬安
	泥晶泥质灰岩	1.617	-3.866	蓬安
T_{2l}^3-2 II	毫米层纹状泥质灰岩	-8.50	-7.107	蓬安
	块状泥晶泥质灰岩	1.777	-3.120	蓬安
	泥晶泥质灰岩 (深灰)	-2.551	-4.607	蓬安
T_{2l}^3-2 I	含米粒状硬石膏的泥晶泥质灰岩	1.571	-3.84	蓬安
T_{2b}^2-1	灰绿色泥岩	-6.98	-12.97	开县
	云泥岩 (地表)	1.982	-2.412	丰都
T_{2b}^1-3		1.25	-6.93	开县
T_{2b}^1-2		-1.93	-6.42	开县
T_{2b}^1-1	泥质白云岩及硬石膏岩	-8.47	-6.52	云阳
T_{1j}^5-2	无明显沉积构造的粉晶白云岩	2.58	-5.31	万县
	白云岩	2.886	-3.659	垫江
T_{1j}^5-1	层纹状泥质灰岩	2.2	-4.9	万县
	粉晶石灰岩+白云岩	1.84—2.50	-2.57—-5.19	万县
T_{1j}^4-2	层纹状硬石膏及白云岩	-6.54	-6.25	万县
	微粒屑膏质白云岩	1.43	-2.28	万县
	砂屑膏质白云岩	2.02	-6.19	万县
	含米粒状硬石膏的粉晶白云岩	1.77	-6.05	万县
	层纹状粉晶白云岩	-0.32	-7.75	万县
	粒屑膏质白云岩	0.18—0.74	-1.9—2.6	万县
T_{1j}^4-1	粒屑白云岩	0.40	-4.10	万县
T_{1j}^3	内碎屑泥晶灰岩	-0.09	-5.33	万县
	含硬石膏斑点粉晶灰岩	0.13	-5.18	万县
	含双壳类粒屑灰岩	0.30	-5.49	万县
	无明显沉积构造的泥晶灰岩	-0.09	-5.29	万县
	粒屑泥晶灰岩	0.19	-5.23	万县
	泥晶灰岩	0.29	-5.23	万县
T_{1j}^2-3	膏质白云岩 (深灰)	2.52—2.76	-2.14—2.77	忠县
	含膏白云岩 (灰)	1.05—2.83	-2.71—-2.94	忠县
	含泥质灰岩 (浅灰)	4.00	-4.75	忠县
T_{1j}^2-2	含泥质灰岩 (深灰)	5.92	-4.94	忠县
	白云岩	2.02	-2.65	忠县
T_{1j}^2-1	蓝灰色泥岩	0.19—1.38	-2.37—-2.52	忠县
	白云岩	1.72	-3.60	忠县

—7.75‰, 一般为负值。碳、氧同位素支持浅水、高温蒸发环境的解释。硬石膏 $\delta^{34}S$ 值

27.87—30.90‰，一般在 28‰± 摆动。在横向上川中高于川东，但在剖面上 $\delta^{34}\text{S}$ 值差别不大（表 3），反映该沉积期盐湖卤水中溶解硫酸盐曾不断得到补充，形成很发育的硫酸盐沉积，而氯化物沉积时间则颇为短促。

3. 嘉 5 段 T_{1j}^{5-2} 由

碳酸岩及蒸发岩组成，厚 50—200m。 T_{1j}^{5-1} 碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值 1.84—2.50‰， $\delta^{18}\text{O}$ 值 -2.57—-5.19‰，前者多为低正值，后者为较低负值（-4‰±）。在剖面上，碳、氧同位素有由下向上增高的趋势。发现菊石与套海扇（*Chlamys*）共生，指示正常浅海环境。 T_{1j}^{5-2} 蒸发岩系中的白云岩、菱镁岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值 1.45—2.89‰， $\delta^{18}\text{O}$ 值 1.44—5.31‰（一般 -4—-5‰）。“绿豆岩”底板灰岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值 -2.62—-6.00‰，白云岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值 0.046—1.73‰；菱镁岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值 0.45—6.92‰（许靖华等，1983），说明 T_{1j}^{5-2} 时是一个比较封闭的海相盐湖，高温蒸发环境，在火山喷发前有淡水影响。 T_{1j}^{5-2} 硬石膏 $\delta^{34}\text{S}$ 值 26.1—30.90‰，在剖面上变化幅度较小，分布稳定（表 3）。在横向上，川东（平均 27.43‰）略低于川中（平均 28.18‰），但各盐湖 $\delta^{34}\text{S}$ 值差别极小，这给浅盐湖模式的解释提供了素材。

表 3 D16 井三叠系 T_{1j}^{4-2} 、 T_{1j}^{5-2} 蒸发岩的硫同位素统计表

Table 3 $\delta^{34}\text{S}$ values of evaporites from No. 2 Submember of No. 4 Member and No. 2 Submember of No. 5 Member of the Lower Triassic Jialingjiang Formation (T_{1j}^{4-2} and T_{1j}^{5-2}) in Well D16 in Wanxian County

地层代号	岩石名称	$\delta^{34}\text{S}$ 含量 (‰)	地层代号	岩石名称	$\delta^{34}\text{S}$ 含量 (‰)
T_{1j}^{4-2}	块状粗晶硬石膏岩	28.3	T_{1j}^{5-2}	纹层状菱镁岩及硬石膏	28.6
	含瘤的层纹状硬石膏岩	28.0		纹层状含盐杂卤石岩	26.9—27.7
	含硬石膏团块石盐岩	27.1		层纹状含杂卤石硬石膏岩	28.1
	毫米层纹状硬石膏岩	24.0		层纹状硬石膏及菱镁岩	27.1—27.7
	含石盐团块的硬石膏岩	27.5		含盐泥层纹的硬石膏岩	27.0—27.8
	层纹状含盐硬石膏岩	27.4		毫米层纹硬石膏及菱镁岩	27.2
	具纹理的含盐硬石膏岩	27.1—28.7		瘤状硬石膏岩	27.5
	层纹状含菱镁矿硬石膏岩	27.7—28.2		层纹状硬石膏岩	26.1—27.8
	条带状硬石膏岩	27.9—28.4		具纹理的含盐硬石膏岩	26.9—28.1
	含藻屑的层纹状硬石膏岩	27.0		含碎屑的粗晶硬石膏岩	28.2
	瘤状砂屑白云质硬石膏岩	27.0		纹层状硬石膏及白云岩	28.0
	(纹层状石盐岩中的) 硬石膏岩	28.3		藻纹硬石膏岩	27.5
	具干裂的层状硬石膏岩	228.1		含硬石膏斑块的石盐岩	26.8
	具“帐篷”构造的含盐硬石膏岩	28.6		(纹层状石盐中) 硬石膏岩	26.1
	瘤状硬石膏岩	27.9		具格架的含盐硬石膏岩	27.4
	含白云石砾屑的块状硬石膏岩	28.4		具肠状构造的硬石膏岩	27.7
	纹层状菱镁质硬石膏岩	27.9			
	具纹理的粒屑硬石膏岩	28.9			

4. 巴1段 T_2b^1 上、下部为蒸发岩,中部为碳酸岩,厚 60—200m。绿豆岩之上的灰岩、白云岩及菱镁岩 $\delta^{13}C$ 值为 2.23—19.71‰, $\delta^{18}O$ 值为 -1.84—13.71‰, 反映其为一个闭塞、还原但又遭到淡化的沉积环境,相似于大陆盐湖。 T_2b^{1-1} 硬石膏 $\delta^{34}S$ 值为 27.10—30.50‰ (川中平均 29.20‰, 川东平均 27.10—28.12‰, 图 3)。 $T_2b^{1-3}\delta^{34}S$ 值 24.7—30.4‰ (D97 井平均 27.46‰, D16 井 28.83‰), 可见仍然在 28‰ 士摆动, 展示可溶性硫酸盐稳定补给的浅水盐湖景观。

5. 巴2段 T_2b^2 由碳酸盐、碎屑岩及蒸发岩组成, 红层发育, 厚 150—400m。 T_2b^{2-1} 为泥云岩夹蒸发岩, 色深暗, 富含有机质。云泥岩 $\delta^{13}C$ 值 -5.47—-6.89‰, $\delta^{18}O$ 值 -10.04—-12.97‰。硬石膏 $\delta^{34}S$ 值 24.5—26.7‰。以上稳定同位素组成反映了较为闭塞的泻湖-盐湖环境, 淡水影响明显。 T_2b^{2-2} 主要为红色泥、砂岩, 其中所夹硬石膏 $\delta^{34}S$ 值 (以 D97 井为例) 为 21.6—25.5‰, 平均 23.4‰, 比 T_2b^{2-1} 降低 2‰ 士, 呈递减趋势。图 3 说明 T_2b^1 与 T_2b^2 之间 $\delta^{34}S$ 值的递减演化, 它并不支持 T_2b^2 “灰层”与“红层”之间有一大的构造运动并使其产生硫同位素组成突变的解释。

6. 雷3段 T_2l^3

由灰岩、泥岩、硬石膏及岩盐组成, 厚 100—370m。碳酸盐岩中见海百合、腕足类、菊石及双壳类等化石群, 见薄板状层理及枕状构造。灰岩 $\delta^{13}C$ 值 1.57—1.98‰, $\delta^{18}O$ 值 -3.84—-2.41‰, 近乎正常海洋环境。而灰黑色泥灰岩 $\delta^{13}C$ 值为 -2.55—-8.50‰, $\delta^{18}O$ 值为 -4.61—-7.11‰, 指示较深水、闭塞、还原环境。到盐湖沉积阶段 (以 Z9 井为例), 薄层硬石膏 $\delta^{34}S$ 值 19.7—23.3‰, 平均 21.78‰, 与现代海洋硫酸盐的 $\delta^{34}S$ 值接近。

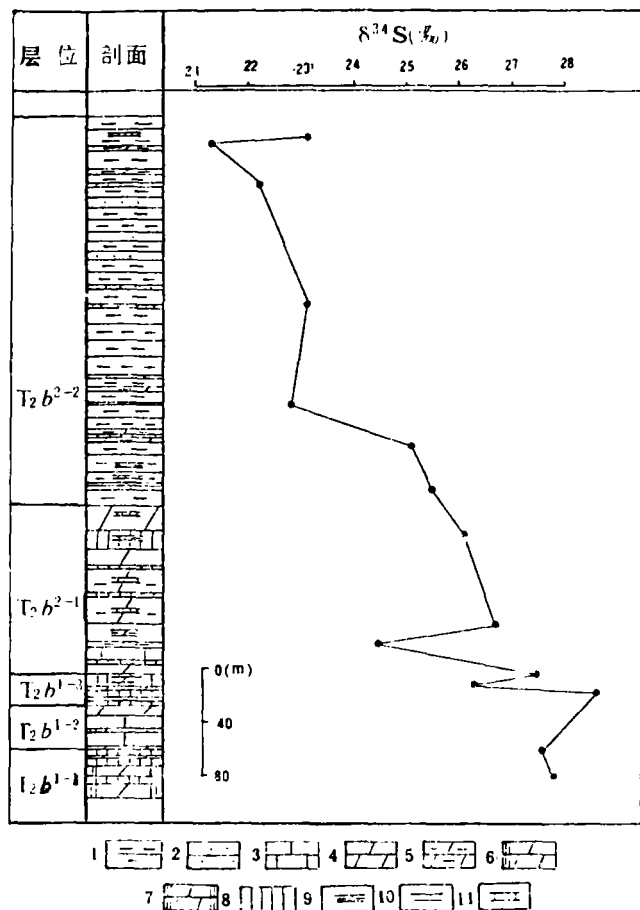


图 3 万县 D97 井巴东组 T_2b^2 、 T_2b^1 岩芯剖面硬石膏 $\delta^{34}S$ 值变化图

1-泥岩; 2-砂岩; 3-灰岩; 4-白云岩; 5-泥质白云岩; 6-含硬石膏质白云岩; 7-硬石膏质白云岩; 8-硬石膏岩; 9-泥质白云岩薄层; 10-白云岩薄层; 11-硬石膏岩薄层

Fig. 3 Variations in $\delta^{34}S$ values of anhydrite from Nos. 1 and 2 Members of the Middle Triassic Badong Formation (T_2b^2 - T_2b^1) in Well D97 in Wanxian County

1=mudstone, 2=sandstone, 3=limestone, 4=dolomitite, 5=muddy dolomitite, 6=anhydrite-bearing dolomitite, 7=anhydritic dolomitite, 8=anhydrock, 9=thin-bedded muddy dolomitite, 10=thin-bedded dolomitite, 11=thin-bedded anhydrock

7. 雷 4 段 在盆地中西部 T_2l^4 为碳酸盐-蒸发岩沉积, 而东部 (与其相当的巴 4 段) 则为碎屑岩沉积 (图 4), 厚 0—400m。 T_2l^4 白云岩 $\delta^{13}C$ 值 0.40‰, $\delta^{18}O$ 值 -2.30‰, 指示咸化泻湖环境。到盐湖沉积阶段, 其沉积序列为硬石膏→岩盐→杂卤石→钙芒硝。地表石膏 $\delta^{34}S$ 值为 14.5—18.9‰ (陈锦丽等, 1981)。丹棱深井硬石膏 $\delta^{34}S$ 值 14.5—17.2‰, 平均 16.54‰。 T_2l^4 具有 $\delta^{34}S$ 值低及稳定递减的分布规律。 $\delta^{34}S$ 值低的原因: ①蒸发盆地靠近构造活动带边缘; ②沉积盆地远离大洋; ③有陆源淡水的影响; ④进入蒸发岩沉积的晚期阶段, 并由此推测 T_2l^4 蒸发盆地可能具备成钾前景。

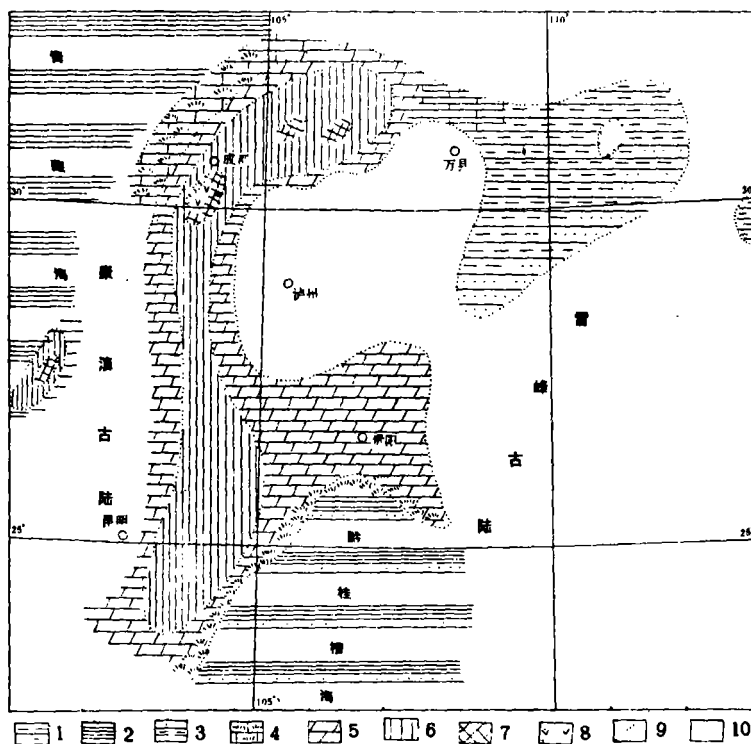


图 4 川东及邻区中三叠世 T_2l^4 沉积分布示意图

1-泥岩区; 2-海槽泥页岩区; 3-泥沙岩区; 4-藻礁堤或岩隆; 5-白云岩区; 6-硬石膏岩区;
7-石盐岩区; 8-杂卤石岩区; 9-推测沉积相区界线; 10-古陆或剥蚀区

Fig. 4 Sketch map showing the distribution of the sediments from No. 4 Member of the Middle Triassic Badong Formation (T_2l^4) in eastern Sichuan and its adjacent areas

1=mudstone province; 2=trough mudstone and shale province; 3=mudstone and sandstone province; 4=algal reef dam or buildups; 5=dolomitite province; 6=anhydrite province; 7=halite province; 8=polyhalite province; 9=inferred sedimentary facies boundary; 10=old land or denuded area

二、讨论

(一) 碳、氧同位素分布的某些特征

四川盆地三叠系碳酸岩末曾作过标准样品的碳、氧同位素测定, 仅以贵州紫云凝灰岩之下的盛产 *Proconites*、*Ziyunites* 及 *Japonites* (王义刚, 1978) 等菊石的正常浅海相灰岩的碳、氧同位素测定值 ($\delta^{13}C$ 2.13—2.23‰, $\delta^{18}O$ -4.37—-4.62‰, 许靖华等, 1983) 为标准进

行对比,并参考图5进行地质解释。

在地史上,海相碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值多在 0‰ 士摆动,较好的保持了岩石与海水的碳同位素平衡(何起祥,1983),而 $\delta^{18}\text{O}$ 则明显偏负值(勒斯勒, H. J. 等, 1985)。由于地静压力-热变质作用及成岩作用的影响,越是老地层 $\delta^{18}\text{O}$ 值越低(张秀莲,1985)。川东三叠系各层位碳、氧同位素丰度差异,多少能指示海水深浅、咸淡的演化过程。从局限海到盐湖的碳酸盐沉积, $\delta^{13}\text{C}$ 具有低正值, $\delta^{18}\text{O}$ 具有较低负值的特点。以 D16 井为例, T_{1j}^{3-1} 因处于淡水和水深环境而呈低 $\delta^{13}\text{C}$ 值,而 T_{1j}^{4-1} 则因咸和水浅而相对增高。但当进入盐湖沉积阶段时,又因为浅水和热而形成低 $\delta^{18}\text{O}$ 值。Z9 井 T_{2j}^{3-2} 灰泥岩之碳、氧同位素较低 ($\delta^{13}\text{C}$ 值 -2.55‰ — -8.50‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 值 -4.61‰ — -7.11‰)。可解释为水深、低温、多有机质并部分层段可能淡水掺入,呈还原环境;之上 (T_{2j}^{3-2} Ⅲ) 的碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 0.07‰ — 1.98‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -0.56‰ — -5.33‰ , 硫酸盐 $\delta^{34}\text{S}$ 值从 23.4‰ 降到 19.8‰ , 这些数据提供了 T_{2j}^{3-2} 晚期盐湖水体变浅解释的证据。

碳、氧同位素分布可能指示沉积分异和岩相侧变关系。 T_{1j}^{4-1} 碳、氧同位素的横向变化(表4)说明,尽管都是白云岩,但由于沉积厚度、结构构造及沉积相的差别,因而出现不同的分馏效应及同位素丰度差异。正是这种差异,能较好的反映不同的沉积景观。表4统计说明, T_{1j}^{5-2} 比 T_{1j}^{4-2} 泻湖-盐湖水体更浅,更咸,处于蒸发氧化环境。

关于巴东组地层的海相性及古盐度问题:凯司判别方程

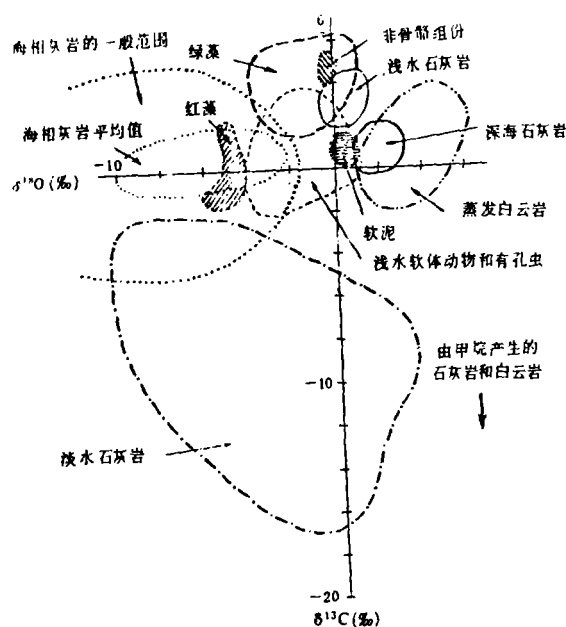


图5 (不同类型)海相碳酸盐(中)的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的分布
(据 Milliman, 1974 及 Hudson, 1977 修改)

Fig. 5 Distribution of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values in different types of the marine carbonates (modified from Milliman, 1974 and Hudson, 1977)

表4 T_{1j}^{4-1} 、 T_{1j}^{4-2} 、 T_{1j}^{5-2} 碳氧同位素的横向变化

Table 4 Transverse variations in carbon and oxygen isotope values for No. 1 Submember of No. 4 Member (T_{1j}^{4-1}), No. 2 Submember of No. 4 Member (T_{1j}^{4-2}) and No. 2 Submember of No. 5 Member (T_{1j}^{5-2}) of the Lower Triassic Jialingjiang Formation

层位	剖面	$\delta^{13}\text{C}$ 含量 (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ 含量 (‰)
T_{1j}^{4-1}	Z9 井	1.92	-3.73
	卡都	1.21	-1.82
	D16 井	0.40	-4.10
	D9 井	0.11	-5.80
T_{1j}^{4-2}	Z9 井	0.11	-5.80
	D16 井	0.33	-5.19
	利川	-0.07	-0.56
T_{1j}^{5-2}	W54 井	2.89	-3.66
	D16 井	2.10	-3.68
	D9 井	1.44	-3.04

$[Z = a(\delta^{13}C + 50) + b(\delta^{18}O + 50)]$ 和 Seward 研究^① 认为, 当 Z 值 > 120 时为海相, < 120 时则为淡水, 可用以了解 T_2b 沉积的海相性及古盐度。 T_2b^{1-2} 的判别值 > 120 , 说明该地层有确定的海相性; T_2b^{2-2} 红层中由于发现植物化石而视为陆相环境; T_2b^{2-1} 云泥岩 Z 值为 108.8, 低于正常海相值, 说明有淡水掺入, 但水体较深, 近还原条件, 它支持根据其它标志确定的泻湖环境的地质解释。 T_2b^{3-1} 灰岩 $Z = 128.6$, 无疑属正常海相; T_2b^{3-2} 中的含菊石泥灰岩 $Z = 103.3 - 119.8$, 可能说明有淡水掺入, 以致于使那时沉积的石盐岩 $Br \cdot 10^3/Cl$ 系数低于海相石盐的正常值。所以该层位不具备沉积高咸化阶段盐类矿物的地质背景。

(二) 硫同位素的地质意义

四川盆地三叠系硫酸盐沉积 $\delta^{34}S$ 值变化幅度为 14.5—34.9‰, 具有高异常和随时代变新而逐渐贫化的特点 (图 6)。高异常的原因可能与沉积盆地的古构造、古地理背景、盐湖

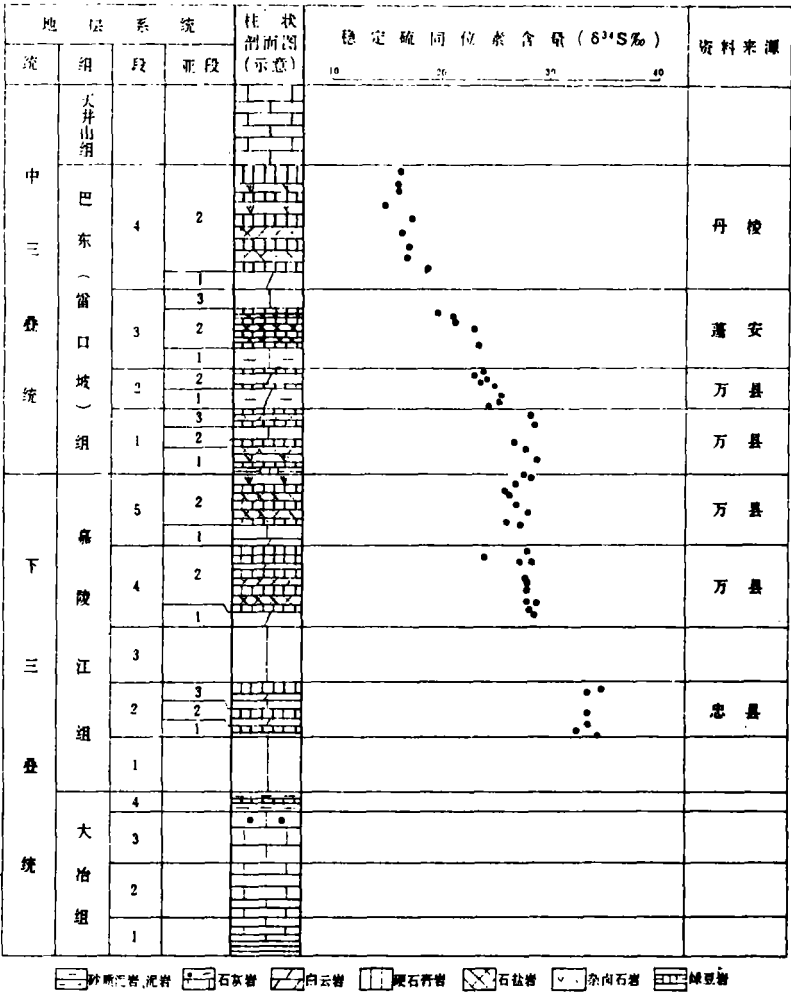


Fig. 6 Sulfur isotope distribution in the Middle and Lower Triassic strata in the Sichuan Basin

① Seward, D. 1978, “根据新西兰碳、氧同位素确定古盐度和古温度”, 地质情报所: 古地理研究方法 (上), 205—211 页。

的封闭性、蒸发成盐史、海洋溶解硫酸盐含量及地质与地球物理、地球化学、生物化学的综合作用所产生的物质交换与分馏的结果相关。早三叠世上扬子台棚构造格架稳定,广泛的海浸提供了丰富的物质来源;沉积盆地远离古陆,几乎无淡水影响;无全球性地质事件干扰;且地处赤道附近,气候炎热;在浅滩化背景下,在稳定、浅水、氧化环境的泻湖-盐湖中,有利于海水的蒸发浓缩,特别有利于富集 $\delta^{34}\text{S}$ 。

早三叠世蒸发岩中硫酸盐沉积特别发育的机理值得探讨。按海水蒸发实验,每 1500m 海水柱可以沉积 0.89m 硬石膏、19.31m 石盐及 0.65m 钾石盐 (Hsue, K. J., 1972)。显然石膏与岩盐以及岩盐与钾盐之比应分别是 1:21.8、29.9:1,而川东蒸发剖面膏、盐之比为 2:1 或更大,实际上岩盐在蒸发岩中仅占 10—30%,所以蒸发理论不能解释沉积记录中所反映的硬石膏特别发育的复杂问题。若用“回流说”和“分离盆地”结合浅水标志去综合解释膏盐之间的不协调关系,可能获得理想的答案。当一个盐湖沉积石膏时,相似于多级海盆的邻近咸化泻湖或局限海,按一定的盐度梯度不断的向膏盐湖补充卤水,使之有条件持续地沉积石膏,以致于形成厚大的硬石膏建造。 T_{1j}^4 — T_{2d}^1 硬石膏 $\delta^{34}\text{S}$ 值始终在 28% 左右稳定的摆动,说明盐湖并未完全封闭,一直得到周边的补给。这一沉积记录有力地支持浅盐湖模式的地质解释。

从 T_{1j}^2 到 T_{2d}^1 $\delta^{34}\text{S}$ 值从 34.9‰ 降到 14.5‰,说明随时代变新,溶解硫酸盐量减少,使之越来越贫 $\delta^{34}\text{S}$ 。这不仅是整个三叠系的总演化趋势,就是一个组 (如 T_{2d}^1)、一个段 (如 T_{2b}^2) 乃至一个层 (如 T_{1j}^4 55 层) 都存在贫化现象。海水蒸发证明,只有像硫镁矾和光卤石这样一些从残余溶液中结晶出来的矿物才明显贫 $\delta^{34}\text{S}$,而蒸发岩 80% 以上的硫酸盐 $\delta^{34}\text{S}$ 与海水硫酸盐 $\delta^{34}\text{S}$ 值差别不大于 1.6‰ (格里年科, B. A. 等, 1980)。德国钾盐矿床实例可见光卤石沉积阶段的 $\delta^{34}\text{S}$ 值最低降到 12‰ (Nielsen, H., 1972)。四川盆地 T_{2d}^1 是较为封闭的、最后的海相蒸发沉积序列,虽未见钾石盐及光卤石,但已发现氯化物盐及硫酸钾盐矿物,蒸发岩 $\delta^{34}\text{S}$ 值已贫化到 14.5‰。这最后的硫同位素组成,似应指示古盐湖卤水的高咸化趋势和可能出现的含钾矿物组合,因而推测该层位具有较好的成钾前景。

三、结论

四川盆地东部海相三叠系碳酸盐-蒸发岩发育。碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化幅度为 5.92—8.50‰,一般在 2—2‰ 间摆动而趋向于零。碳酸盐岩与海水基本上达到碳同位素平衡。富含有机质及与之共生的碳酸盐岩具有较低的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,指示闭塞、还原环境。 $\delta^{13}\text{C}$ 值随沉积水体变浅程度、氧化程度及海 (卤) 水咸化程度的增加而增大。 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化幅度为 2.77—19.71‰,一般在 -2—-7‰ 之间,呈低负值。 $\delta^{18}\text{O}$ 可作为衡量古温度与古盐度的尺度。低温、高盐度水体环境,显示较高 $\delta^{18}\text{O}$ 值。淡水、深水及高温环境的沉积岩 $\delta^{18}\text{O}$ 呈低负值。三叠系碳、氧同位素地层分布,在一定程度上说明从浅海到盐湖的地史演变进程 (Mueller, E. P. etc., 1968)。在剖面上可以看到水体深浅、温度高低及咸化程度的变化,并可用以判断沉积物的海相性、岩相侧变关系及沉积盆地的分异程度。

硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 值的变化幅度为 14.5—34.9‰,具有纵向变化大、横向变化小的地层、地理分布特点,说明它可以作为地层划分和地层对比的依据。川东三叠系 $\delta^{34}\text{S}$ 也具有高异常值和剖面向上逐渐贫化的特点。 T_{1j}^2 — T_{2b}^1 硫酸盐沉积高异常 $\delta^{34}\text{S}$ 值的发现,可用以补充和修

改世界流行的三叠系 $\delta^{34}\text{S}$ 变化曲线。 T_1^4 - T_2^4 硬石膏发育, 其 $\delta^{34}\text{S}$ 值基本上在 28‰ 左右摆动, 说明古盐湖不断得到溶解硫酸盐的补充, 使之持续留在硫酸盐沉积阶段, 也有力地支持浅盐湖模式的地质解释。

四川盆地三叠系经历了从盆地相→台棚浅海相→台地局限海相→泻湖相→盐湖相的沉积演化过程。在给定的沉积盆地内, 海洋蒸发岩 $\delta^{34}\text{S}$ 的贫化指示古盐湖卤水咸化程度的提高, 由此推测四川盆地三叠系高咸化阶段的盐类矿物可能出现在雷四段。

主要参考文献

何起祥, 1983, 碳氧同位素在沉积学中的应用, 世界地质, 第一期, 1—14 页。

勒斯勒, H. J. 等, 1985 (1972), 地球化学表, 科学出版社。

许靖华、吴应林等, 1983, 我国西南早中三叠世间“绿豆岩”等时面上下碳氧同位素地球化学, 成都地质矿产研究所所刊第 4 号, 地质出版社。

张秀莲, 1985, 碳酸盐岩中碳、氧稳定同位素与古盐度、古温度的关系, 沉积学报, 3 卷, 4 期, 17—30 页。

STABLE ISOTOPE GEOCHEMISTRY AND GEOLOGICAL INTERPRETATION OF TRIASSIC MARINE CARBONATE ROCKS IN EASTERN SICHUAN BASIN

Huang Jianguo

Liu Shiwan

(No. 2 Geological Party, Ministry of Geology and Mineral Resources)

Abstract

The carbon isotope values ($\delta^{13}\text{C}$) of Triassic marine carbonate rocks in the Sichuan Basin range from -8.5 to 5.92‰, generally from -2 to 2‰, in equilibrium with those of sea water. The organic-rich carbonate rocks exhibit lower $\delta^{13}\text{C}$ values, indicating a closed reducing environment. The $\delta^{13}\text{C}$ values tend to increase with shallowing of water body, salinization of sea water and oxidation of the environments. The $\delta^{18}\text{O}$ values vary between -19.71 and 2.77‰, usually between -2 and -7‰. The higher $\delta^{18}\text{O}$ values may suggest a low-temperature, highly salinized and organic-rich environment. The above-mentioned carbon and oxygen isotope values of Triassic marine carbonate rocks may reflect the variations in sea water depth, temperature and salinity, and be employed as a tool to determine marinity of the sediments and lateral facies changes and to understand the evolution of the sedimentary basin.

The $\delta^{34}\text{S}$ values of Triassic evaporites in the Sichuan Basin range between 14.5 to 34.9‰. The higher $\delta^{34}\text{S}$ values in this paper may contribute to the modification and refinement of the world-wide sulfur isotope curves for Triassic evaporites, and be used as the basis for the stratigraphic division and correlation. The $\delta^{34}\text{S}$ values of anhydrite developed in No. 4 Member of the Lower Triassic Jialingjiang Formation and in No. 1 Member of the Middle Triassic Badong Formation vary around 28‰, showing the steady supply of soluble sulphates into ancient saline lakes. This has been for geological interpretation of a shallow saline lake model. The decrease in $\delta^{34}\text{S}$ values from 34.9 to 14.5‰ is responsible for the sulfur isotopic depletion in the brines and sediments in the ancient saline lakes. It is inferred that the salt minerals formed during high salinization stage may occur in No. 4 Member of the Leikoupo Formation.