沈江远, 付和平, 马骁, 等. 西沙群岛白云岩-铁白云岩空间变异的特征: 来自地球化学的证据[J]. 海洋地质前沿, 2021, 37(6): 18-30.

西沙群岛白云岩-铁白云岩空间变异的特征: 来自地球化学的证据

沈江远^{1,2}, 付和平^{3,4}, 马骁^{3,4}, 许红^{2,3*}, 赵强², 陈香玉⁵, 李绪深⁶, 张道军⁶, 刘新宇⁶, 闫琢玉⁷ (1长江大学, 武汉 430100; 2 自然资源部第一海洋研究所, 青岛 266100; 3 中国地质调查局青岛海洋地质研究所, 青岛 266071; 4 中国石油大学(华东), 青岛 266580; 5 三亚学院, 三亚 572000; 6 中海石油(中国)有限公司湛江分公司, 湛江 524057; 7 中海油能源发展股份有限公司工程技术分公司, 湛江 524057)

摘 要:成礁以来西沙群岛白云岩-铁白云岩大量发育,针对白云岩空间变异及成因演化的讨 论具有重要意义。西科1井存在7层白云岩,对7层白云岩进行了划区处理,将7层白云岩 层分为浅、中、深3类: <600 m 为浅层(层一、层二、层三,合计厚度203 m),600~1000 m 为中层(层四、层五、层六,合计厚度79 m),>1000 m 为深层(层七,厚155 m)。通过对 7层白云岩的主微量元素特征、成岩环境与成因模式及浅层、中层、深层白云岩地球化学数据 之间的规律与差异的分析认为,西科1井白云岩受陆源物质影响小,高的SiO2可能来自西沙 周缘火山地带。西沙地区白云岩成岩环境总的来讲属于氧化环境,但浅、中、深层成岩环境的 氧化强度具有差异。西科1井白云岩的古盐度都较高,但层与层之间有着细微差异。西科1 井白云岩锶含量总体偏低,受到淡水淋滤作用强烈,形成于古水深较浅的礁相台地环境,相比 较而言,浅层受到大气淡水影响最强,中层次之,深层最弱。西沙白云岩成岩过程中受到高盐 度海水、大气淡水和回流渗透作用等多种因素的影响。

关键词:西沙群岛;西科1井;白云岩;微量元素;成岩环境;成因模式 中图分类号:P736.4;P588.24 文献标识码:A **DOI**:10.16028/j.1009-2722.2020.198

0 引言

南海海域是中国重点勘探的油气田地区之一, 也是生物礁碳酸盐岩广泛发育的区域。白云岩储 层在碳酸盐岩油气勘探中占有重要地位,全球近一 半的碳酸盐岩储层产于白云岩中^[1-3]。南海北部珠 江口盆地流花 11-1 油田为大型生物礁油藏^[4],西南 部万安盆地、曾母盆地发现多个大中型生物礁油气 田,其中存在有孔隙性良好的白云岩储层^[5]。因此, 在南海开展礁相白云岩的研究对油气资源的勘探

收稿日期: 2020-12-04

开发具有重要意义。

西沙群岛远离大陆,属于孤立的碳酸盐岩台地, 其成岩作用受陆源物质影响较小^[6]。其碳酸盐岩 可以保留原始的地球化学信息,从而反映其成岩环 境^[7-8]。修淳等^[9]分析了西沙碳酸盐岩的地球化 学特征认为其碳酸盐岩主要生成于氧化环境中。 乔培军等^[10]研究了 δ^{13} C与全球气候变化的关系认 为西沙群岛碳酸盐岩中的 δ^{13} C值的变化能够作为 地层定年的依据;魏喜等^[11]测得的西琛1井白云 岩 δ^{13} C为0.80‰~3.16‰,平均为2.24‰, δ^{18} O为 0.56‰~5.23‰,平均为2.56‰,认为白云岩形成与 冰川事件引起的超浓缩海水有关。王振峰等^[12]报 道的西科1井 δ^{13} C变化为1.214‰~3.051‰,平均 为2.372‰, δ^{18} O变化为2.293‰~5.072‰,平均为 3.692‰,这与西琛1井白云岩具有相似的碳、氧同 位素特征,可能反映相同或相似的成因。

前人对西沙群岛礁相白云岩的成岩古环境已 有研究,但多侧重于地层学、岩相学和古生物学等

资助项目: 国家自然科学基金(41872114); 国家科技基础资源调查专项 课题(2017FY201407)

作者简介: 沈江远(1993-), 男, 在读硕士, 主要从事油气地质工程与生物 礁研究工作. E-mail: 874606194@qq.com

^{*} 通讯作者:许红(1957-),男,博士,研究员,主要从事油气地质调查与 资源勘探评价及海洋生物礁成因研究工作.E-mail:qdxhong@163.com

方面^[12-14]。关于西沙群岛白云岩成因的解释方面, 目前的主要有混合水模式^[15]、浓缩海水白云化模 式^[11,16]、回流渗透白云化模式^[12]及热液流体的后 期改造^[16]。本文对西科1井白云岩主微量元素进 行了细致研究,结合前人研究成果,对其成岩环境 及成因模式进行了探讨。

1 地质背景

南海位于欧亚板块、印度板块、菲律宾板块和 太平洋板块的交汇处,受其构造运动的影响,具有 复杂的地质构造背景。西沙群岛位于我国南海西 北部大陆坡上^[17],总面积约50×10⁴ km²,礁岛、礁滩、 沙岛和沙洲 40 余个, 岛屿总面积 8 km², 是我国南 海四大群岛中陆地总面积最大的群岛。西沙海域 在新生代以前曾与华南古陆、海南古陆相连,中新 世早期,由于南海中央海盆的扩展作用,西沙海域 与相邻古陆分离下沉,之后生物礁开始发育[18]。该 区广泛发育生物礁碳酸盐岩,发育期为晚渐新世、 早中新世、中中新世、晚中新世和上新世至今^[18-20]。 西沙碳酸盐岩基底为深灰色花岗片麻岩,对西科1 井基底岩石进行的锆石测年表明其大部分为晚中 生代,也存在少量的新元古代及古元古代时期的基 底岩,体现了多期岩浆作用^[21]。该区地壳厚度为 26~28 km, 属略有减薄的大陆型地壳^[22]。本区自

新生代以来经历了 3 次大的淹没事件,分别为早中 新世后半段(17.5~13.8 Ma)、晚中新世(10.5~ 8.2 Ma)和上新世早期(3.8~3.0 Ma),淹没相均为半 深海的碳酸盐岩^[23]。

西科1井(图1)位于西沙石岛,是全取心科学 钻井,钻井取心率近80%,钻取岩心1268.02 m,其 中0~1257.52 m全由礁相碳酸盐岩组成,自下而 上分为下中新统、中中新统、上中新统、上新统和 第四系5个地层单位,其中存在7个白云岩层(图2)。

2 取样与分析方法

2.1 样品采集

根据前人对西科1井白云岩层岩心的研究^[24]确定其层位及白云石含量(根据 MgO含量计算), 如表1所示。本文共选取白云岩样品209个,其中 层一取样21个,层二取样23个,层三取样64个, 层四取样5个,层五取样9个,层六取样18个,层 七取样69个,根据实际情况保证每层的采取间距 尽量相等。

2.2 分析方法

样品经过清洗烘干研磨后加入 HF-HNO3 混合 酸溶液进行溶解,在溶解过程中采用国际标准样品



图 1 西沙海域岛礁分布及西科 1 井位置 Fig.1 Distribution of islands and reefs in the Xisha sea area and location of well Xike 1

2021年6月



Fig.2 Lithostratigraphic column and sample locations of well Xike 1 on the Xisha Islands

	Table 1 P	osition and content of d	lolomite in the well Xike 1	
编号	井深/m	厚度/m	地层年代	白云石含量/%
层一	288.64~303.58	15	上新统	90.90
层二	375.37~411.88	36	上中新统	91.50
层三	423.78~575.9	152	上中新统	92.40
层四	620~635.06	15	中中新统梅山组一段	75.85
层五	759.1~775.05	16	中中新统梅山组二段	93.90
层六	972~1019.8	48	中中新统梅山组二段	61.70
层七	1 032.5~1 187.5	155	下中新统	82.50

表 1 西科 1 井白云岩层位及含量 Table 1 Position and content of dolomite in the well Xike

(GSR-5、GSR-6、GSD-9)和空白样品进行校正。使 用电感耦合等离子光谱仪(ICP-OES)对主量元素 Ca、Fe、K、Mg、Na、P、Si进行测试,在测试过程中, 采用国际单元素标准建立工作曲线,每个元素的工 作曲线的相关性均在 0.999 99 以上,Al、Fe、Ca、Na、 K、Mg、P、Sr 的相对标准偏差<0.5%,元素 P 的相 对标准偏差<1%。B、Al、Sc、Ti、Sr 等 20 种微量 元素含量在电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)上测 定,采用国际多元素标准建立工作曲线,每个元素 工作曲线的相关性均在 0.999 99 以上。测试过程 中,用1mg/L的内标溶液 Rh 对仪器的稳定性进行 监控,所测元素的相对标准偏差均<3%。测试结果 由中海石油湛江分公司提供。

3 结果

3.1 主量元素在空间上的变异

西科1井岩心主量元素分析数据列于表2,7 层白云岩的CaO平均含量较接近,平均含量介于

表 2 西科 1 井白云岩层主量元素测试结果 Table 2 Test results of major elements in layers of dolostone in the well Xike 1

								/Wt%
样品		CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	MgO	P_2O_5	SiO ₂
	最小值	36.7	0.016	0.018	0.256	12.559	0.045	4.930
层一(N=21)	最大值	45.8	0.079	0.048	0.945	21.357	0.081	13.870
	平均值	39.2	0.037	0.030	0.455	19.711	0.060	9.589
	最小值	32.5	0.012	0.009	0.137	17.932	0.044	9.710
层二(N=23)	最大值	37.9	0.210	0.046	1.486	21.252	0.095	24.600
	平均值	36.7	0.069	0.027	0.420	20.130	0.060	14.234
	最小值	34.3	0.008	0.006	0.053	1.514	0.013	5.100
层三(N=64)	最大值	52.2	0.232	0.061	1.008	22.374	0.075	19.390
	平均值	37.8	0.037	0.018	0.295	20.140	0.038	12.094
	最小值	36.5	0.007	0.008	0.056	5.830	0.016	0.000
层四(N=5)	最大值	52.5	0.085	0.052	0.694	20.785	0.051	15.160
	平均值	41.8	0.029	0.024	0.311	16.490	0.039	8.576
	最小值	34.9	0.012	0.011	0.100	18.842	0.030	8.900
层五(N=9)	最大值	38.5	0.081	0.036	0.887	22.088	0.057	17.670
	平均值	36.9	0.040	0.020	0.334	20.452	0.043	13.299
	最小值	30.7	0.002	0.008	0.145	3.042	0.025	3.180
层六(N=18)	最大值	51.4	0.261	0.075	1.054	18.619	0.083	28.680
	平均值	38.1	0.041	0.021	0.443	13.416	0.053	17.966
	最小值	29.5	0.006	0.003	0.069	1.168	0.013	6.960
层七(N=69)	最大值	51.3	0.196	0.074	0.472	19.950	0.086	30.160
	平均值	33.4	0.039	0.015	0.153	17.938	0.053	22.154
总样品(N=209)	平均值	36.4	0.041	0.020	0.293	18.715	0.049	15.810

33.4%~41.8%, 总平均含量为 36.4%, 含量变化范 围为 29.5%~52.2%; MgO 含量普遍较高, 平均含 量在 13.416%~20.45%, 总平均含量为 18.715%, 含 量变化范围为 1.514%~22.088%。将 7 层白云岩 MgO 与 CaO 和 SiO₂ 做相关性研究(表 3), 发现各 层之间相关性较乱。由统计学方面知识可知, 个 体与个体之间关系性不强时, 可能在集合与集合 之间表现出一定的规律性^[25]。为了探究白云岩在 空间上的变异关系, 将西科 1 井白云岩层分为浅、 中、深 3 类, <600 m 为浅层(层一、层二、层三, 合 计厚度 203 m)、600~1 000 m 为中层(层四、层五、 层六, 合计厚度 79 m)、>100 m 为深层(层七, 厚 155 m)。分别对浅、中、深层白云岩 MgO 与 CaO 和 SiO₂做相关性研究(表 4),结果发现浅、中、深 层的 MgO 和 CaO 均呈显著的负相关关系,且负相 关性从浅层到深层依次递增,深层 MgO 和 CaO 的 负相关性最强,说明在深层区域白云化程度更高; SiO₂ 与 MgO 在浅层区域相关性不显著;在中层具 有一定正相关性,达到 0.36;在深层区域 SiO₂ 与 MgO 的正相关性强,接近 0.57。从浅、中、深层 3 类白云岩主量元素的平均含量(表 5)可以看到钙 镁铁磷元素平均含量差异不大,但深层钾钠元素 平均含量比浅中层小,而 SiO₂ 平均含量比浅中层小, 而 SiO₂ 平均含量比浅中层

表 3 各层白云岩 CaO 与 MgO、SiO ₂ 与 MgO 相关系数及显著性值	Р
--	---

Table 3 Correlation coefficient and significance value P between CaO and MgO, SiO₂ and MgO in layers of dolostone

	层一	层二	层三	层四	层五	层六	层七
CaO与MgO相关系数	-0.870 7	0.833 0	-0.789 2	-0.974 9	0.265 7	-0.961 7	-0.886 7
CaO与MgO的显著性值P	1.37×10^{-7}	2.38×10^{-7}	5.77×10^{-15}	4.76×10 ⁻³	0.49	2.03×10^{-10}	3.91×10^{-24}
SiO2与MgO相关系数	0.536 5	-0.909 3	0.164 8	0.869 5	-0.580 0	0.879 8	0.569 6
SiO2与MgO的显著性值P	0.01	3.12×10^{-10}	0.19	0.06	0.10	1.50×10^{-6}	3.25×10 ⁻⁷

注: < 0.05为存在显著性

表 4 浅、中、深层白云岩的 CaO 与 MgO、SiO₂ 与 MgO 相关系数及显著性值 P

Table 4 Correlation coefficient and significance value P between CaO and MgO, SiO₂ and MgO in the dolostone of shallow, middle and deep zones

Sharow, induce and deep hones							
	浅层	中层	深层				
CaO与MgO相关系数	-0.656 5	-0.788 1	-0.886 7				
CaO与MgO的显著性值P	3.88×10^{-15}	8.60×10^{-8}	3.91×10^{-24}				
SiO2与MgO相关系数	0.069 9	0.365 5	0.567 0				
SiO ₂ 与MgO的显著性值P	0.46	0.04	3.25×10 ⁻⁷				

注: <0.05为存在显著性

 Table 5
 Average content of major elements in the dolostone of shallow, middle and deep zones

							/ Wt%
	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	P_2O_5	K ₂ O	Na ₂ O	SiO ₂
浅层	37.84	20.05	0.044	0.047	0.022	0.353	12.079
中层	38.34	15.88	0.039	0.048	0.021	0.392	15.186
深层	33.40	17.94	0.039	0.053	0.015	0.153	22.154

3.2 微量元素的空间变异

微量元素测试结果见表 6,可以看到 7 层白云岩 Al、Ti、Zr、Sc 和 Th 平均含量均小于全球第四纪碳 酸盐岩中的平均含量^[26]。7 层白云岩中 V 平均含量 介于 1.909~9.554 mg/kg; Mo 平均含量介于 0.140~ 0.389 mg/kg; U 平均含量介于 0.501~4.344 mg/kg; Sr 平均含量介于 184.944~285.776 mg/kg。白云岩 表现出低的 U、V、Mo 和 Sr 值。分别对浅、中、深 层 U、V、Mo 和 Sr 的平均含量进行计算(表 7),发 现浅层和中层区域的 V 和 U 的值较接近, 而深层 区域的 V 和 U 的值是浅中层的 2 倍多; 浅、中、深 层的 Mo 的值比较接近, 而浅中深层的 Sr 值随着深 度增加含量依次增加。浅、中、深层的 V/Sc 和 V/Cr 平均值呈递增趋势; 而它们的 B/Ga 和 Sr/Ba 平均值 则依次递减。

4 讨论

4.1 陆源物质的影响

罗威认为西沙群岛白云岩受间歇性暴露作用, 导致季风等携带的陆源碎屑含量增高^[24]。Al、Ti、 Zr、Sc和Th在搬运和迁移的过程中稳定,往往能 够用来指示陆源碎屑物质^[26-29]。高的Al、Ti、Zr、 Sc和Th的样品主要来自于陆源碎屑,前人工作^[29-32] 指出当样品中Al<3000 mg/kg, Fe<0.45%, Th< 0.3 mg/kg, Sc<2 mg/kg 时, 其受到的陆源影响可忽

表 6 西科 1 井白云岩层微量元素测试结果

Table 6	Test results of trace elements in lay	vers of dolostone in the well Xike 1
	i cst i csuits of trace cicilicitis in lay	yers of dolostone in the went Aike

					_				/mg/kg
微量元素		层一	层二	层三	层四	层五	层六	层七	全球第四系碳酸盐岩
	最小值	12.236	5.550	4.430	8.805	34.713	55.516	41.184	
Ti	最大值	63.870	108.121	131.175	72.230	89.901	299.868	381.004	400
	平均值	30.882	42.984	22.249	32.616	53.371	121.133	95.857	
	最小值	93.726	89.125	45.191	65.701	88.556	55.303	84.469	
Al	最大值	991.137	3 191.563	5 299.111	891.471	587.954	2 633.081	1 765.158	4 200
	平均值	332.346	1 307.560	457.073	384.526	308.530	561.604	442.430	
	最小值	0.257	0.147	0.137	0.346	0.261	0.285	0.347	
Zr	最大值	1.846	1.915	1.281	1.579	1.379	5.466	5.171	
	平均值	0.652	0.895	0.577	0.804	0.708	1.352	1.208	19
	最小值	0.331	0.226	0.212	0.322	0.203	0.346	0.253	
Sc	最大值	0.549	1.107	0.694	0.500	0.630	0.903	0.848	1
	平均值	0.453	0.440	0.374	0.439	0.360	0.559	0.453	
	最小值	0.043	0.030	0.019	0.038	0.044	0.048	0.047	
Th	最大值	0.186	0.349	0.274	0.195	0.227	0.429	0.963	1.7
	平均值	0.103	0.102	0.071	0.113	0.101	0.141	0.142	
	最小值	1.237	0.339	0.350	4.109	2.004	0.370	0.592	
V	最大值	10.707	10.261	25.966	11.967	22.362	7.720	31.826	20
	平均值	2.377	3.139	4.197	8.234	8.196	1.909	9.554	
	最小值	0.044	0.078	0.031	0.058	0.047	0.042	0.028	
Мо	最大值	1.682	2.542	1.376	0.350	1.042	1.545	1.559	0.4
	平均值	0.217	0.389	0.176	0.140	0.307	0.230	0.206	
	最小值	0.735	0.461	0.510	0.770	0.487	0.317	0.384	
U	最大值	2.317	2.956	3.004	3.452	16.491	0.635	13.511	2.2
	平均值	1.169	1.070	1.159	1.705	4.344	0.501	2.489	
	最小值	240.700	175.300	166.800	192.000	169.300	176.900	187.700	
Sr	最大值	376.800	264.000	537.700	271.700	202.800	425.800	526.500	610
	平均值	285.776	210.874	209.189	217.720	184.944	250.889	231.986	
	最小值	2.814	1.455	1.212	10.795	4.372	0.737	1.901	
V/Sc	最大值	12.128	30.539	72.107	23.928	63.168	8.550	72.846	
	平均值	5.409	6.608	11.539	18.067	24.354	3.169	23.313	
	最小值	0.121	0.043	0.038	0.271	0.110	0.024	0.091	
V/Cr	最大值	1.254	1.486	2.918	0.679	2.072	0.486	3.002	
	平均值	0.468	0.540	0.414	0.445	0.569	0.119	0.796	
	最小值	19.274	3.178	4.335	5.435	14.816	4.967	8.008	
B/Ga	最大值	73.912	163.711	147.777	57.495	105.234	69.986	86.939	
	平均值	43.941	36.786	60.035	33.087	64.408	29.659	35.411	
	最小值	33.421	40.444	18.781	50.086	13.490	12.329	11.674	
Sr/Ba	最大值	112.020	106.453	175.044	177.605	64.644	172.538	133.263	
	平均值	77.080	69.347	88.117	98.117	46.605	77.721	65.274	

注:全球第四系碳酸盐岩平均值来自参考文献[26]

略不计。7个层位白云岩的 Al、Ti、Zr、Sc 和 Th 平 均含量较小,均远小于全球第四系碳酸盐岩平均元 素含量,且满足 Al<3 000 mg/kg, Fe<0.45%, Th< 0.3 mg/kg, Sc<2 mg/kg。因此,可以认为西科 1 井 白云岩形成过程中受陆源影响可以忽略不计。从 地球化学数据来看西科1井白云岩中含大量SiO₂, 特别是深层白云岩SiO₂平均含量达22%。如此多 的SiO₂不是来自陆源碎屑,其来源目前未知。据相

表 7 浅、中、深层白云岩微量量元素平均含量

 Table 7
 Average content of trace elements in the dolostone of shallow, middle and deep zones

			/(mg/kg)
微量元素	浅层	中层	深层
V	3.618	4.666	9.554
Мо	0.229	0.237	0.206
U	1.142	1.770	2.489
Sr	224.440	227.159	231.986
V/Sc	9.297	11.455	23.313
V/Cr	0.451	0.296	0.796
B/Ga	51.955	39.968	35.411
Sr/Ba	81.973	72.156	65.274

关研究表面,南海西北部海域晚中新世以来火山活动强烈^[33]。西沙群岛受南海多期扩张的影响,陆壳 减薄,周缘广泛存在深大断裂,易发生火山活动^[34]。 西沙群岛白云岩中次生流体包裹体的均一温度范 围为 103.3~296 ℃,平均为 155.6 ℃,岩浆热液可 能是一大因素^[15]。种种迹象表面西沙周围的火山 活动可能能够用来解释 SiO₂ 含量高的原因。西沙 群岛为孤立台地,易受季风作用影响^[35-36],由季风等 作用从西沙周缘火山活动断裂带带来大量的火山碎 屑物质,后经淋滤风化剥蚀,逐渐将石英等不溶性 物质积累起来,导致西沙白云岩普遍高含 SiO₂。从 西科 1 井岩心薄片中也可看到石英等矿物,西沙白云 石多具雾心亮边结构可能是淋滤作用所造成的^[13]。

4.2 氧化还原环境

U、V和Mo可以用来解释古氧化还原环境^[37-40]。 U 在还原条件下以不溶解的 U⁴⁺形式存在,从而在 沉积物中富集;在氧化条件下形成的U[↔]溶解在海 水中,导致 U 在沉积物中亏损^[37,40-41]。西科 1 井中 白云岩 U 含量较小,表现出偏氧化环境。V 也是一 种氧化还原敏感元素,在缺氧水体下伏沉积物中富 集^[41-43]。西科1井7层白云岩中V元素平均含量 均小于全球第四系碳酸盐岩平均含量,低的 V 值指 示了氧化的沉积环境。沉积物中 Mo 的丰度与古氧 化还原环境有密切关系,在缺氧条件下的海相沉积 物中普遍富集^[37,42]。7个层位白云岩 Mo 元素平均 含量均小于全球第四系碳酸盐岩元素平均含量。 据前人研究,还原环境中的沉积物中 Mo 含量一般 >5 mg/kg^[43-44]。西科 1 井白云岩中 Mo 含量介于 0.028~2.542 mg/kg, 指示出成岩环境为氧化环境。 为了比较白云岩浅、中、深层之间的氧化环境差异, 将浅、中、深层的 V、Mo、U 做统计分析,并以频率 分布直方图的形式表示如图 3。可以看到浅、中、 深层 Mo 含量频率比较接近,各个区域具有相似分 布;U在低含量区域(0~2 mg/kg)随着深度增加呈 递减趋势,浅层 U 主要集中在低含量区域,中层次 之,深层 U 在 0~2 mg/kg 和 2~4 mg/kg 的 2 个区 域均有大量分布;各层之间 V 差异最大,浅层和中 层 V 分布比较相似,主要集中在 0~6 mg/kg 区域, 而深层 V 在 0~16 mg/kg 均有分布。由此可见,浅、 中、深层在成岩环境中表现出一定差异,浅层成 岩环境的氧化强度最高,中层次之,深层区域白云 岩的成岩环境虽然表现出氧化性,但不如浅中层 强烈。

KIMURA 等^[41] 提出用 V/Sc 比值最能表示 V 的富集程度,在缺氧环境中高,而在氧化环境中低; 姚春彦等^[42] 将 V/Sc>24 归为缺氧的沉积环境,测 得尤尔美那克剖面碳酸盐岩 V/Sc 值最高达 400,测



得氧化环境中的碳酸盐岩的 V/Sc <20; 严德天等^[40] 测得王家湾剖面和南坝子剖面碳酸盐岩地层微量 元素中,指示缺氧环境的五峰组和龙马溪组的 V/Sc 值多数>20,指示氧化环境的观音组的 V/Sc 值多 数<20。本文以沉积岩中 V/Sc 值<20 指示氧化环 境,>20 指示贫氧或缺氧环境为标准。V/Cr 值<2 被认为是氧化的沉积环境,>4.25 被认为是缺氧的 沉积环境,贫氧介于 2~4.25^[40,42,4546]。分别将浅、 中和深层区域白云岩样品的 V/Sc 和 V/Cr 值投射 在坐标图上,然后对其做二维统计处理(图 4),可以 看到浅层的 V/Sc 和 V/Cr 值投射在氧化最剧烈的 A 区(V/Cr 介于 0~2 和 V/Sc 介于 0~20 的区域) 的频率为 0.907; 中层落在 A 区的频率为 0.781; 而 深层仅为 0.464。总得来说, 西科 1 井白云岩 V/Sc 和 V/Cr 值主要落在氧化环境区域, 但浅、中、深层氧



化强度之间存在差异,浅层白云岩成岩环境表现出 更强的氧化性环境,中层相对来说成岩环境的氧化 强度要差一些,而深层更差,甚至向贫氧环境过渡。

4.3 古盐度

B和Ga是2种化学性质不同的元素,硼酸盐 溶解度大,能迁移,只有当水蒸发后才析出;Ga活动 性低,易于沉淀^[47-48,50]。因此,利用B/Ga的值可指 示古盐度。DEGENS等^[47]测得的美国20个古代 海相沉积岩和14个现代海相沉积岩的B/Ga平均 值分别为4.9和4.5;王益友等^[48]测得的金湖凹陷 阜宁群沉积岩B/Ga最大值为4.49。西科1井浅、 中、深层白云岩中的B/Ga平均值均远大于这些地 区的数值,说明白云岩成因环境的古盐度高。

Sr/Ba 的比值亦可作为古盐度判别标准,在古盐度越高的区域沉积岩中的 Sr/Ba 比值越大^[48-50]。 朱丽霞等^[49] 测得差塘盆地那底岗日地区碳酸盐岩中 Sr/Ba 比值最高到 16.2。从图 5 中可以看到西科 1 井浅、中、深层白云岩中的 Sr/Ba 几乎都大于此值,说明古盐度高。





为了研究浅、中、深层古盐度差异,将它们的 B/Ga和 Sr/Ba分别做统计分析,作出频率分布直方 图如图 6。3 类白云岩的 B/Ga和 Sr/Ba频率分布表 现出相似性,总体表现出中间高两端低的特征。从 浅、中、深层的 B/Ga和 Sr/Ba的平均值来看各数据 之间差异不大,但具有依次递减的规律性。由此可 以得出西科 1 井浅、中、深层的成岩环境的古盐度 都较高,但相比较而言,浅层白云岩表现出更高的 古盐度,中层次之,深层相对而言要低一些。

4.4 Sr 元素分析

碳酸盐岩的 Sr 含量很少运用到反演古海洋地





球化学变化,但能用作为判断成岩流体性质的一 个重要因素^[51-52]。Sr元素在碳酸盐岩中因其离子 半径(0.113~0.132 nm)与 Ca²⁺离子半径(0.099~ 0.118 nm)相近,容易取代 Ca²⁺离子的位置而在碳酸 盐岩中富存^[52]。Sr在文石中含量最高,可达7000~ 9 400 mg/kg^[15, 53]。在白云岩化过程中,由于 Mg²⁺ 离子的加入交代了 Ca²⁺、Sr²⁺的位置从而导致 Sr 元 素的减少。由于白云岩化的排 Sr 作用,其 Sr 的合 理含量只有 470~500 mg/kg^[15, 53-54]。西沙群岛西 科1井白云岩 Sr 含量在 166.8~537.7 mg/kg, 平均 为 227.3 mg/kg, 显示出低的 Sr 含量值。而西琛 1 井白云岩亦具有相似的低 Sr 含量特征, 何起祥 等^[15] 认为其白云岩化同时还有淡水淋滤作用使锶 含量进一步贫化。将西科1井白云岩锶含量(160~ 560 mg/kg)化分 20 个区间,每个区间占 20 mg/kg, 分别统计浅、中、深层落在各自区间的频率,做出如 图 7 所示 Sr 含量频率分布图。可以看到浅层白云 岩 Sr 含量在 180~220 mg/kg 区域较集中, 累计频 率 59%; 中层样品 Sr 含量介于 160~290 mg/kg 均 有较多分布,分布不集中;而深层主要集中在200~ 240 mg/kg 区域上。再看浅、中、深层的 Sr 含量平 均值分别为 224.4、227.2 和 232.0 mg/kg, 它们之间 呈现依次递增的规律性。由此我们猜想,浅层白云 岩可能受到大气淡水影响最大,导致 Sr 含量偏小; 中层次之, Sr 含量居中; 深层受大气淡水影响最小, Sr 含量最大。

4.5 成岩环境及成因模式分析

4.5.1 海平面变化对白云岩的影响

西沙地区新生代之前与华南古陆、海南古陆相





连,经历了漫长的风化剥蚀,中新世早期才开始下 沉并与华南古陆、海南古陆分离,之后礁相碳酸盐 岩开始发育。新生代以来总体为变冷的趋势,气候 环境波动较大^[55-56]。这段时期特别显著的全球事 件是中中新世变冷事件,表现为南极冰盖的扩张, 和上新世北极冰盖形成事件^[55]。中新世中晚期气 候显著变冷,环南极洋流的发展和南极大陆热隔离 状态,使南极大陆的覆冰不断增加,极地变冷使大 洋对流加剧,上升流发育,海洋生产力剧增,有机碳 迅速埋藏,进一步导致底层水温下降, δ¹³C 偏移^[56]。 上新世中晚期,全球气候发生冰期--间冰期大幅度 波动,北极冰盖形成。黄土高原的黄土/古土壤序列 记录了这一过程,黄土层与冰期对应,古土壤对应 于间冰期,其有规律的记录了这一时期冰期--间冰 期大幅度波动^[57]。新近纪全球海平面变化具有一 致性,海平面变化适用于西沙潟湖的成岩环境^[58]。 西沙群岛白云岩层与计算出的全球冰期一间冰期具 有很好的对应关系(图 8)^[58]。许红等^[54] 指出,新近 纪中晚期大规模海退,西沙海域碳酸盐岩台地地区 的海退深度超过 135.51 m,西沙群岛生物礁裸露地

表,遭受长期淡水淋滤溶蚀作用,推断海退后局部 形成潟湖环境,其中可能赋存有高盐度的海水,或 有利于白云岩的形成。





4.5.2 白云岩成因模式

有学者提出^[11]西沙白云岩为浓缩海水成因的 准同生白云岩,该模式由于蒸发作用,结晶速度快, 白云石往往呈泥粉晶结构,这就很好的解释了西沙 群岛存在大量泥晶至粉晶质白云石,但难以解释浅 层、中层和深层之间氧化环境和古盐度呈有序排列 的现象。王振峰等^[12]对西科1井白云岩的矿物学 特征进行了研究,指出白云石主要为微晶至细粉晶 结构,并且随深度的增加较大晶粒的白云石的比例 增加。回流渗透白云化作用形成的后生白云石,由 于结晶时间长,结晶颗粒往往比准同生的大,容易 形成粉晶、细晶结构。西科1井碳酸盐岩总体孔隙 性较好,溶蚀孔隙较多,同时相对封闭的潟湖环境 具备了大规模回流渗透白云岩化条件^[12]。邵龙义 等^[59] 对比了浓缩海水准同生白云岩与回流渗透白 云化作用形成的白云岩,发现浓缩海水准同生白云 岩,白云石以泥晶粉晶为主,Sr/Ba 远>1:而回流渗 透白云化作用形成的白云岩,白云石以粉晶细晶为 主, Sr/Ba 也>1, 但比浓缩海水准同生白云岩要小。 西科1井 Sr/Ba介于11.674~177.605 mg/kg,平均 为 74.957 mg/kg, 而浅层平均为 81.973 mg/kg, 中层 平均为 72.156 mg/kg, 深层平均为 65.274 mg/kg, 表 现出依次递减的趋势, Sr/Ba 值反应了古环境盐度 的大小,说明西科1井浅层白云岩表现出更高的古 盐度,中层次之,深层最低。同时何起祥等^[15,54]指 出中新统和上新统岛礁露出水面,遭受长期淡水淋 滤溶蚀作用,从而导致 Sr 含量贫化现象。西沙群岛 白云岩未见石膏、石盐层也说明成岩时期遭受了淡 水的淋滤及溶蚀作用。

综合西科1井地球化学特征及前人所做的相 关研究,笔者认为西沙群岛白云岩成岩过程中受到 多种因素的影响(表 8)。在深层区域,粉细晶白云 石多,氧化环境相对较弱,古盐度相对浅中层白云 岩较小,古水深相对较深,溶蚀孔相对较少,Sr含量 相对较大,受到淡水淋滤溶蚀作用要小一些,主要 受到回流渗透白云化作用的影响。中层白云岩粉 细晶白云石较多,但相对深层较少,含一定比例泥 微晶白云石,成岩环境的氧化强度相对深层要强, 但比浅层要弱,古盐度居中,同时 Sr 含量也居中,说 明古成岩深度比深层要浅,受到淡水淋滤溶蚀作用 较强,浓缩海水准同生白云岩占有一定比例,但同时 存在回流渗透作用生成的白云岩。而浅层区域相 对中、深层白云岩无论是成岩的氧化强度还是古盐 度都比较高, 而 Sr 含量最低, 可以推断其白云岩生 成环境海水最浅,受到大气淡水淋滤溶蚀作用的影 响强烈,结晶速度快,导致泥粉晶的白云石较多,浓 缩海水白云岩化作用占主导地位,而回流渗透白云 化作用次之。三者锶含量都很低,淡水淋滤溶蚀作 用强烈,与前人相关研究和结论是一致的^[35, 54],也 符合西沙群岛孤立碳酸盐岩台地生物礁环境的实际。

表 8 浅、中、深层白云岩成岩环境对比

 Table 8
 Comparison of diagenetic environment of dolomites in the shallow, middle and deep zones

	浅层	中层	深层
氧化强度	较强	一般	较弱
古盐度	高	中	低
锶含量	较低	中	较高
古水深	较浅	中	较深
浓缩海水白云岩化作用影响	较强	一般	较弱
大气淡水淋滤溶蚀作用影响	较强	一般	较弱
回流渗透白云岩化作用影响	较弱	一般	较强

5 结论

(1) 西科 1 井白云岩受陆源影响小, 高的 SiO₂ 可能来自西沙周缘火山地带区, 火山碎屑物质经季 风等作用搬运而来, 白云岩中多见石英等矿物。

(2)西沙地区白云岩成岩环境总的来讲属于氧 化环境,根据浅、中、深层的 V、Mo、U 的比较和 V/Sc 和 V/Cr 值可知浅、中、深层成岩环境的氧化 强度具有差异:浅层成岩环境的氧化强度最高,中 层次之,深层区域白云岩的成岩环境虽然表现出氧 化性,但不如浅中层强烈。

(3)西沙岛礁白云岩受到大气淡水淋滤溶蚀作 用影响,导致 Sr 含量偏低。同时对比浅、中、深层 Sr 含量可知,浅层 Sr 含量最低,受到大气淡水影响 最强,中层次之,深层受到影响相对较小。

(4) 西科 1 并白云岩的古盐度都较高, 但层与 层之间有着细微差异。从 B/Ga 和 Sr/Ba 的平均值 具有依次递减的规律性可以看出, 浅层白云岩表现 出更高的古盐度, 中层次之, 深层相对而言要低一些。

(5)西沙白云岩成岩过程中受到多种因素的影响。浅层白云岩形成于深度较浅、古盐度较高的海水,受到较强的大气淡水淋滤溶蚀作用影响,回流 渗透白云化作用影响较小;中层白云岩成岩深度居 中,古盐度相对较小,同时受到大气淡水淋滤溶蚀 作用影响一般,回流渗透作用影响相对较强;深层 区域白云岩回流渗透作用最强,成岩深度相对较深, 氧化强度要弱一些,古盐度更最低,受到大气淡水 影响最小。

致谢:感谢中海石油湛江分公司提供岩心样 品及测试数据!

参考文献:

[1] MACHEL H G. Concepts and models of dolomitization: a critical

reappraisal[J]. Geological Society of London Special Publications, 2004, 235(1): 7-63.

- [2] SUN S Q. Dolomite reservoirs: porosity evolution and reservoir characterisics [J]. AAPG Bulletin, 1995, 79(2): 186-204.
- [3] SUN Q L, MA Y B, ZHAO Q, et al. Different reef carbonate diagenesis and its influential factors, northern South China Sea[J]. Natural Gas Geoscience, 2008, 19(5): 665-672.
- [4] 柴妮娜. 礁型油气藏的原油地球化学特征与油水界面研究: 以 珠江口盆地流花11-1油田为例[D]. 武汉: 长江大学, 2014.
- [5] 刘宝明,夏斌,金庆焕,等.南海盆地演化及碳酸盐岩油气勘 探[J].海相油气地质,2003,8(1/2):10-16.
- [6] 曹佳琪,张道军,翟世奎,等.西沙岛礁白云岩化特征与成因模式分析[J].海洋学报,2016,11(38):125-139.
- [7] WIGNALL P B, TWITCHETT R J. Oceanic anoxia and the End Permian Mass Extinction[J]. Science, 1996, 272(5265): 1155-1158.
- [8] YANG X M , BAS M. Chemical compositions of carbonate minerals from Bayan Obo, Inner Mongolia, China: implications for petrogenesis[J]. Lithos, 2004, 72(1/2): 97-116.
- [9] 修淳,罗威,杨红军,等.西沙石岛西科1井生物礁碳酸盐岩地球 化学特征[J].地球科学(中国地质大学报), 2015, 40(4): 648-652.
- [10] 乔培军,朱伟林,邵磊,等.西沙群岛西科1井碳酸盐岩稳定同 位素地层学[J].地球科学(中国地质大学报),2015,40(4):726-732.
- [11] 魏喜, 贾承造, 孟卫工. 西沙群岛西琛1井碳酸盐岩白云石化 特征及成因机制[J]. 吉林大学学报, 2008, 38(2): 217-224.
- [12] 王振峰,时志强,张道军,等.西沙群岛西科1井中新统一上新统白云岩微观特征及成因[J].地球科学(中国地质大学学报), 2015,40(4):633-644.
- [13] 王崇友,何希贤,裘松余.西沙群岛西永一井碳酸盐岩地层与 微体古生物的初步研究[J].石油实验地质,1979,7(1):23-32.
- [14] 朱伟林, 王振峰, 米立军, 等. 南海西沙西科1井层序地层格架
 与礁生长单元特征[J]. 地球科学(中国地质大学学报), 2015, 40(4): 677-687.
- [15] 何起祥,张明书.西沙群岛新第三纪白云岩的成因与意义[J]. 海洋地质与第四纪地质,1990,10(2):45-55.
- [16] 魏喜, 祝永军, 许红, 等. 西沙群岛新近纪白云岩形成条件的 探讨: C、O同位素和流体包裹体证据[J]. 岩石学报, 2006, 22(9): 2394-2404.
- [17] 刘昭蜀,等. 南海地质[M]. 北京:科学出版社, 2002: 1-502.
- [18] 吕炳全, 徐国强, 王红罡, 等. 南海新生代碳酸盐台地淹没事 件记录的海底扩张[J]. 地质科学, 2002, 37(4): 405-414.
- [19] 吕修祥,金之钧.碳酸盐岩油气田分布规律[J].石油学报, 2000(3):8-12,107.
- [20] 吕彩丽,姚永坚,吴时国,等.南沙海区万安盆地中新世碳酸 盐台地的地震响应与沉积特征[J].地球科学,2011(5):931-938.
- [21] XU H, JI Z P, LI S Y, et al. Zircon SHRIMP U-Pb dating of the Neogene coral reefs, Xisha Islands, South China Sea: implications for tectonic evolution[J]. China Geology, 2018, 1(1): 49-60.

- [22] 黄海波, 丘学林, 胥颐, 等. 利用远震接收函数方法研究南海 西沙群岛下方地壳结构[J]. 地球物理学报, 2011, 54(11): 2788-2798.
- [23] 徐国强, 吕炳全, 王红罡. 新生代南海北部碳酸盐岩台地的淹 没事件研究[J]. 同济大学学报, 2002, 30(1): 35-40.
- [24] 罗威,张道军,刘新宇,等.西沙地区西科1井综合地层学研 究[J].地层学杂志,2018,42(4):485-498.
- [25] 杨虎, 钟波, 刘琼荪. 应用数理统计[M]. 北京: 清华大学出版 社, 2006: 1-202.
- [26] TUREKIAN K K, WEDEPOHL K H. Distribution of the elements in some major unites of the Earth's Crust[J]. GSA Bulletin, 1961, 72(2): 175-192.
- [27] CALVERT S E, PEDERSEN T F. Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: implication for the geological record[J]. Marine Geology, 1993, 113: 76-88.
- [28] HILD E, BRUMSACK H J. Major and minor element geochemistry of lower Aptian sediments from the NW German Basin(core Hohenegglesen KB 40)[J]. Cretaceous Research, 1998, 19: 615-633.
- [29] WEBB G E, KAMBER B S. Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2000, 64(9): 1557-1565.
- [30] NOTHDURFT L D, WEBB G E, KAMBER B S. Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones[J]. Geochim Cosmochim Acta, 2004, 68: 263-283.
- [31] LING H F, CHEN X, LI D, et al. Cerium anomaly variations in Ediacaran-earliest Cambrian carbonates from the Yangtze Gorges area. South China: implications for oxygenation of coeval shallow seawater[J]. Precambrian Research, 2013, 225: 110-127.
- [32] 陈雅丽,储雪蕾,张兴亮,等.陕南镇巴地区灯影组白云岩的 碳、硫同位素和微量元素指示:埃迪卡拉纪末期浅海的氧化 还原环境[J].中国科学:地球科学,2015,45(7):963-981.
- [33] 吴世敏,周蒂,丘学林.南海北部陆缘的构造属性问题[J].高 校地质学报,2001,7(4):419-426.
- [34] 冯英辞, 彦文欢, 姚衍桃, 等. 西沙群岛礁区的地质构造及其 活动性分析[J]. 热带海洋学报, 2015, 34(3): 48-53.
- [35] 许红,张金川,蔡峰.西沙群岛中新世生物礁矿物相研究及其 意义[J].海洋地质与第四纪地质,1994,14(4):15-23.
- [36] 赵强,许红,吴时国,等.西沙石岛风成碳酸盐沉积的早期成 岩作用[J].沉积学报,2013,31(2):220-236.
- [37] TRIBOVILLARD N, ALGEO T J, LYONS T, et al. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update[J]. Chemical Geology, 2006, 232: 12-32.
- [38] RIMMER S M. Geochemical paleoredox indicators in Devonian-Mississippian black shales, central Appalachian Basin(USA)[J].
 Chemical Geology, 2004, 206: 373-391.
- [39] EMERSON S R, HUESTED S S. Ocean anoxia and the concentrations of molybdenum and vanadium in seawater[J]. Marine Chemistry, 1991, 34: 177-196.

- [40] 严德天,陈代钊,王清晨,等.扬子地区奥陶系-志留系界限附近地球化学研究[J].中国科学:地球科学,2009,39(3):285-299.
- [41] KIMURA H, WATANABE Y. Ocean anoxia at the Precambrian-Cambrian boundary [J]. Geology, 2001, 29: 995-998.
- [42] 姚春彦,马东升,丁海峰,等.新疆阿克苏地区早寒武世碳酸 盐岩沉积环境:微量元素和碳同位素证据[J].地球化学,2011, 40(1):64-71.
- [43] PIPER D Z. Seawater as the source of minor elements in black shales, phosphorites, and other sedimentary rocks[J]. Chemical Geology, 1994, 114(1/2): 95-114.
- [44] CRUSIUS J, CALVERT S, PEDERSEN T, et al. Rhenium and molybdenum enrichments in sediments as indicators of oxic, sbuoxic and anoxic conditions of deposition[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1996, 145(1): 65-78.
- [45] JONES B, MANNING D A C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones[J]. Chemical Geology, 1994, 111(1/4): 111-129.
- [46] DILL H. Metallogenesis of early Paleozoic graptolite shales from the Graefenthal Horst(Northern Bavaria-Federal Republic of Germany)[J]. Economic Geology, 1986, 81(4): 889-903.
- [47] DEGENS E T, WILLIAMS E G, KEITH M L. Application of geochemical criteria [Pennsylvania], Part 2 of environmental studies of carboniferous sediments[J]. Journal of Immunology, 1958, 141(9): 3197-202.
- [48] 王益友,郭文莹,张国栋. 几种地球化学标志在金湖凹陷阜 宁群沉积环境中的应用[J]. 同济大学学报(自然科学版), 1979(2): 54-63.
- [49] 朱丽霞,谭富文,陈明,等. 羌塘盆地那底岗日地区上侏罗统一下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, 38(5): 549-556.
- [50] 李进龙,陈东敬.古盐度定量研究方法综述[J].油气地质与采 收率,2003,10(5):1-3.
- [51] BRAND U, VEIZER J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-1: trace elements [J]. Journal of Sedimentary Research, 1980, 50(4): 1219-1236.
- [52] 王利超,胡文瑄,王小林,等.白云岩化过程中锶含量变化及 锶同位素分馏特征与意义[J].石油与天然气地质,2016,37(4): 465-472.
- [53] VEIZER J. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 1983, 11(1): 265-299.
- [55] 陆钧,陈木宏.新生代主要全球气候事件研究进展[J]. 热带海 洋学报, 2006, 25(6): 72-79.
- [56] 胡修棉, 王成善. 100 Ma以来若干重大地质事件与全球气候 变化[J]. 大自然探索, 1999, 18(67): 53-58.
- [57] 安芷生,王苏民,吴锡浩,等.中国黄土高原的风积证据:晚新 生代北半球大冰期开始及青藏高原的隆升驱动[J].中国科学 (D辑),1998,28(6):481-490.

[58] 张建勇,郭庆新,寿建峰,等.新近纪海平面变化对白云石化的控制及对古老层系白云岩成因的启示[J].海相油气地质, 2013,18(4):46-52. [59] 邵龙义,何宏,彭苏萍,等.塔里木盆地巴楚隆起寒武系及奥 陶系白云岩类型及形成机理[J].古地理学报,2002,4(2):19-30.

SPATIAL DISTRIBUTION OF ANKERITE AND DOLOMITE IN THE XISHA ISLANDS: EVIDENCE FROM GEOCHEMISTRY

SHENG Jiangyuan^{1,2}, FU Heping^{3,4}, MA Xiao^{3,4}, XU Hong^{2,3*}, ZHAO Qiang², CHEN Xiangyu⁵, LI Xushen⁶, ZHANG Daojun⁶, LIU Xinyu⁶, YAN Zhuoyu⁷

(1 Yangtze University, Wuhan 430100, China; 2 First Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, Qingdao 266071, China; 3 Qingdao Institute of Marine Geology, China Geological Survey, Qingdao 266071, China; 4 China University of Petroleum (East China), Qingdao 266580, China;
 5 Sanya School, Sanya 57200, China; 6 Zhangjiang Branch of CNOOC (China) Ltd., Zhangjiang 524057, China;
 7 CNOOC EnerTech-Drilling and Production Co., Zhanjiang 524057, China)

Abstract: Dolomite and ankerite are widely distributed in the Xisha Islands. So far, seven layers of dolomite have been found in the well Xike 1. The seven layers of dolomite may be grouped into three zones, the shallow, the middle and the deep. The shallow zone is less than 600 meters in depth including the layer 1, layer 2 and layer 3 with a total thickness of 203 m; the middle zone includes the layer 4, layer 5 and layer 6 with a total thickness of 79 meters and occurs in a range of $600 \sim 1000$ m in depth; the deep zone includes the layer 7, 155 m in thickness buried underground more than 1000 meters in depth. The geochemical characteristics of major and trace elements of the seven layers of dolomite are studied in this paper, while diagenetic environment and genetic model discussed based on the newly acquired geochemical data combined with previous research results. Dolomite in the well Xike 1 was far beyond the affection of terrigenous materials, high content of SiO₂ may come from the volcanic activities surrounding the islands. It is evidenced that the dolomitization in the Xisha area happened in an oxidation diagenetic environment, but the intensity of oxidation is different in the shallow, middle and deep zones. The paleosalinity of sea water was high when the dolomites formed, and there are slight differences between the three zones. The content of strontium in the dolomite of the well Xike 1 is generally low, as it was strongly leached by fresh water in an environment of reef platform with relatively shallow water. Comparatively, the influence of atmospheric fresh water was strongest in the shallow zone, followed by those in the middle and deep zones. The diagenesis of dolomite in the Xisha Islands is influenced by many factors, such as high palaeosalinity seawater, atmospheric fresh water and water reflux infiltration.

Key words: Xisha Islands; well Xike 1; dolomite; trace elements; diagenetic environments; genesis models