

文章编号: 1000-0550(2013)02-0220-17

西沙石岛风成碳酸盐沉积的早期成岩作用^①

赵强¹ 许红² 吴时国³ 刘保华⁴ 华清峰¹ 叶俊¹ 李超¹ 宋红瑛^{2,5}

(1. 国家海洋局第一海洋研究所 国家海洋局海洋沉积与环境地质重点实验室 山东青岛 266061;

2. 国土资源部海洋油气资源与环境地质重点实验室 青岛海洋地质研究所 山东青岛 266071;

3. 中国科学院海洋研究所 海洋地质与环境重点实验室 中国科学院海洋研究所海洋油气研究中心 山东青岛 266071;

4. 国家深海基地管理中心 山东青岛 266061; 5. 中国海洋大学 山东青岛 266100)

摘要 西沙石岛风成碳酸盐沉积形成于晚更新世,正处于早期成岩阶段。通过薄片、扫描电镜、稳定碳、氧同位素、常量元素和微量元素分析,对石岛风成碳酸盐岩的早期大气淡水成岩作用进行了研究。发现石岛风成碳酸盐沉积的早期成岩固结主要在大气淡水作用下完成,其中蒸发成岩作用在初始固结中可能起着主要作用;在大气淡水作用下,部分碎屑颗粒发生溶蚀和新生变形,新生的微亮晶低镁方解石(5~15 μm)镶边胶结在颗粒及孔隙周围,并成为主要的胶结物;而作为大气渗流带和潜流带典型产物的亮晶胶结物则很少占据主导地位。海水成岩作用主要表现为对早期成岩作用的改造,会造成锶、镁含量的增高,但影响范围仅止于浅表层,而且对 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值的影响微弱。生物化学作用可能参与了古土壤中灰质壳与根管石的形成,但在风成碳酸盐沉积的整体成岩上不具意义。大气淡水成岩作用会造成石岛风成碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值的降低,并使碎屑发生新生变形而导致锶、镁的淋溶。成壤风化作用会导致Al、Fe、Mn、Y、Cr元素在古土壤中明显富集,其中Al、Fe、Mn的富集与成壤风化作用有关,而Y、Cr元素则可能源于长期暴露引起的风尘或火山灰的相对富集。

关键词 石岛 风成碳酸盐沉积 早期成岩作用 大气淡水成岩作用

第一作者简介 赵强 男 1981年出生 博士 海洋地质 E-mail: zq-hys@163.com

中图分类号 P588.2 **文献标志码** A

0 引言

西沙群岛石岛是西沙海区最具代表性的岛屿,石岛以其特殊的沉积特征多年来吸引了大量的学者对其进行研究。随着研究的深入,石岛表层砂屑灰岩风成成因得以确认^[1~6]。更新世生物礁岛屿风成碳酸盐岩沉积在南海以石岛最为典型,但此类沉积在全球并不鲜见,如在大西洋中的巴哈马群岛^[7]、百慕大群岛^[8]、太平洋中的夏威夷群岛^[9]、豪尔勋爵岛^[10]及地中海中的部分岛屿^[11]均有分布,其分布与全球气候带的分布密切相关,并受洋流和局部地貌的强烈影响。

石岛风成碳酸盐沉积形成于晚更新世,主要受亚洲东北季风(冬季风)的驱动,已固结成岩。风成碳酸盐岩的成岩过程较为特殊,通常的成岩阶段划分方案难以直接套用。石岛风成碳酸盐岩相对较新(晚更新世),成岩后仍大部分出露于海面之上,仅下部少量地层经历了浅埋藏(<20 m),总体未脱离初始

成岩环境。按照欧美学者的划分方案,碳酸盐岩的成岩作用是指碳酸盐沉积物沉积后到发生变质作用之前所经历的所有变化和过程^[12],石岛风成碳酸盐岩正处于早期成岩作用阶段^[13]。由于尚未经历后期成岩作用,石岛风成碳酸盐岩成为研究生物礁岛屿早期大气淡水成岩作用的理想样本。石岛的研究工作始于20世纪30年代,但风成成因直到80年代才得以确立。风成成因确立后,石岛风成碳酸盐沉积的研究陷入低潮,尚未有人对其经历的早期大气淡水成岩作用进行仔细研究。本文拟综合利用石岛风成砂屑灰岩露头剖面的现场观测、薄片/扫描电镜的镜下观察和稳定碳/氧同位素、常/微量元素等地球化学方法,揭示石岛风成砂屑灰岩早期大气淡水成岩作用的特点。

1 石岛风成沉积概况

石岛位于西沙群岛宣德环礁永兴岛东北侧礁盘上(如图1),海拔13.8 m,在南海诸岛中海拔最高。

^①国家重点基础研究发展计划(编号:2009CB219406,2012CB956004),国家自然科学基金(批准号:41106064),国家海洋局第一海洋研究所基本科研业务基金(2012G26),国家油气重大专项项目(2011ZX05025-002)资助
收稿日期:2012-03-04; 收修改稿日期:2012-05-24

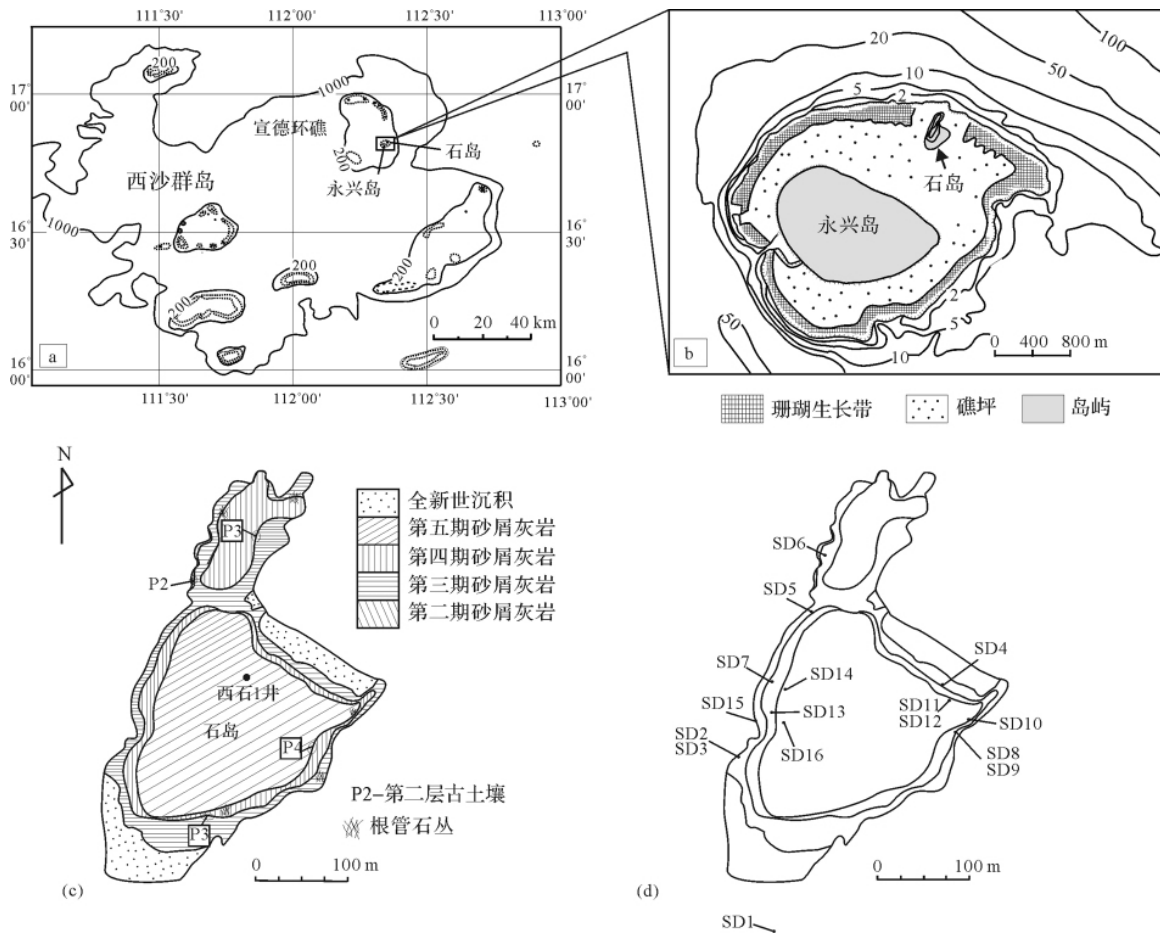


图 1 研究区地理位置、地层分布及取样点

a, b. 研究区位置; c. 石岛各期风成砂屑灰岩与古土壤分布图(据文献[5]修改); d. 取样位置图

Fig. 1 a, b: Location of the study area; c: Distribution of aeolian calcarenite and paleosols on Shidao Island; d: Sample collection points on Shidao Island

在长期的风化剥蚀下,面积不断缩小,仅剩 0.06 km²。石岛砂丘岩的物源主要来自于岛屿周围的生物礁,大量生物碎屑被波浪分选并堆积到岸边构建海滩或环岛砂堤,然后再在风力作用下继续向高处搬运并构建风成沙丘。在沉积间歇时遭受风化或披覆植被,形成古土壤层。

石岛风成生物砂屑灰岩被四层厚度较小,且可连续追踪的古土壤层分为五期。风成生物砂屑灰岩发育各种大型风成层理构造,沙丘上常发育高角度的进积层理和穹形层理,丘间则以相对低角度的交错层理为主^[14,15]。碎屑组分以中砂为主,含细砂和粗砂组分,跃移组分占 95% 以上,悬移组分 < 5%^[5],且生物碎屑的分选、磨圆都很好。生物碎屑主要组分有珊瑚藻屑、珊瑚骨屑、有孔虫屑、软体动物骨屑及棘皮类骨屑,其含量在不同期次、不同部位的样品中存在较大差异,但总体上以珊瑚藻和珊瑚碎屑为主。石岛共有

4 层化石古土壤层,一般表层改造强烈,呈棕红色或黄褐色,淋溶强烈并发育钙质结核,往下可发育仅被植物根系扰动的初级土。总厚度在 0~1.6 m 之间变化^[5],一般厚度小于 0.5 m,虽然厚度不大,但可连续追踪,在空间展布上随底部沙丘的形态波状起伏。石岛土壤层疏松多孔,呈块状,易于风化,但在海水冲洗下再次成岩后胶结较为致密。石岛四个化石土壤层均含有腹足类化石,常伴有根管石和灰质壳,并常因鸟粪层淋溶而发生磷酸盐化。

2 样品选择与实验方法

2.1 样品选择

尽管石岛东北部及西南角处有少量海滩发育,但整体上石岛四周以侵蚀性地貌为主,发育各类海蚀崖、海蚀洞、海蚀柱和海蚀壁龛等。这些海蚀构造受海水冲洗的部位表面均光滑而致密,与石岛内部砂屑

灰岩整体弱固结的特征明显不同,显然经历了海水成岩作用的改造。石岛上位于当前潮间及潮下部位的风成砂屑灰岩和古土壤都可能不同程度上经受了海水成岩作用的影响。从成因上分析,石岛风成砂屑灰岩和古土壤是在潮上的大气环境中形成的,大气淡水成岩作用应居首要地位。石岛潮上带的裸露砂屑灰岩表面呈蜂窝状风化,风蚀特征明显;披覆植被处则正进行现代的风化成壤作用,在物理、化学与生物的综合作用下正经历成壤过程。另外,多数裸露岩层表面虽看似多孔,但胶结比内部更为致密,应是成岩后大气降水改造的结果。石岛古土壤中还发育在成岩上独具特色的根管石和灰质壳,在部分岩层表面还有板状灰质壳产出。

为了有效揭示石岛风成砂屑灰岩及古土壤经历的早期成岩作用,采集了上述各类样品进行对比分析。分别选取了具代表性的风成砂屑灰岩和古土壤中样品,还采集了根管石、灰质壳、风化表层、溶洞洞壁和海水冲洗带样品,以及石岛周围全新统不同环境的礁坪样品,以对比分析不同成岩环境下的早期成岩作用对风成砂屑灰岩的影响。样品编号、取样位置及所处环境见表1、图1d。

2.2 研究方法

选取样品后,送石油大学(华东)制片室磨制了薄片,先后对样品进行了偏光显微镜和扫描电镜分析、稳定碳/氧同位素($\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$)分析、常量元素和微量元素分析。镜下观察及测试分析均在中国科学院海洋研究所海洋地质与环境重点实验室完成。

由于石岛风成砂屑灰岩中胶结物贫乏,且多为微晶镶边胶结,难以精确取样,故各类地化分析都采用全岩样进行。

3 测试结果与分析

3.1 镜下特征

3.1.1 全新世样品

样品S1和S15分别为石岛外围礁坪和砾滩相沉积,S1与S15并不连续,但二者海拔高度相近。西沙海域砾屑灰岩的胶结物成分为高镁方解石和文石^[26]。陈以健^[24]测定了石岛西侧镶边砾屑灰岩(与S15相近位置)中鹿角珊瑚碎枝的¹⁴C年龄和ESR年龄,分别为 8760 ± 120 a B P和 4810 ± 1440 a B P,因而推测这套砾屑灰岩为全新世海平面上升时形成的一套地层,应与西沙全新世诸岛同期形成。S1为正在遭受侵蚀的残存礁坪,面积仅几十个平方米,四周陡峭高出现代礁坪约0.5 m,高潮时可没于水下,由一套致密胶结的珊瑚砾屑灰岩组成。其颗粒组分主要为珊瑚砾屑,含有少量有孔虫屑和珊瑚藻屑及其它生物碎屑组分,胶结物主要为泥晶(粒径 $< 4 \mu\text{m}$)高镁方解石,含有各类生物碎屑杂基组分,孔隙度小于5%,在部分孔隙中可见方解石微晶(粒径 $4 \sim 10 \mu\text{m}$)颗粒,可能是后期受大气淡水作用影响下泥晶高镁方解石新生变形作用的产物(如图2a)。S15属砾滩相,薄片的镜下特征与S1基本相似,但扫描电镜下观察到胶结物以致密排列的文石骨针为主,在孔隙中则表现为簇状(如图2b),这一特征与S15不同。

表1 样品编号、取样位置及所处环境

Table 1 The number, location and environment of samples

样品	海拔/m	取样位置	样品描述	所处环境
S1	0.5	石岛南侧约50m 残存礁坪	全新世礁坪砾屑灰岩	潮间带,涨潮时没于水下
S2	0.5	石岛西南侧崖壁表层	致密砂屑灰岩	潮间带,涨潮时受海水冲洗
S3	0.5	S2处,崖壁内侧约5cm	较S2疏松多孔	潮间带,可能有弱的水改造
S4	1	石岛东北侧崖壁底部	丘间砂屑灰岩	潮上带底部
S5	2	石岛西侧崖壁	第三土壤层	潮上带
S6	2.5	石岛西侧溶洞洞壁	沙丘砂屑灰岩	现属潮上带,曾处潮间带
S7	3.2	石岛西侧崖壁	沙丘砂屑灰岩	潮上带
S8	1.5	石岛东南侧崖壁表层	第三土壤层	潮上带
S9	1.5	S8内部	蜗牛化石	潮上带
S10	4.8	石岛东南侧	根管石(第四土壤层)	潮上带
S11	5	石岛东南侧表层	灰质壳下疏松处(第四土壤层)	潮上带
S12	5	石岛东南侧表层	灰褐色灰质壳(第四化石土壤层上部)	潮上带土壤层内部
S13	6	石岛西侧近表层	丘间,板状致密胶结	潮上带
S14	7	石岛西侧崖壁表面	沙丘砂屑灰岩,蜂窝状风化	潮上带
S15	0.5	石岛西侧崖壁下	全新世砾屑灰岩	潮间带
S16	8	石岛西侧风化表层	丘间砂屑灰岩,正成壤	潮上带

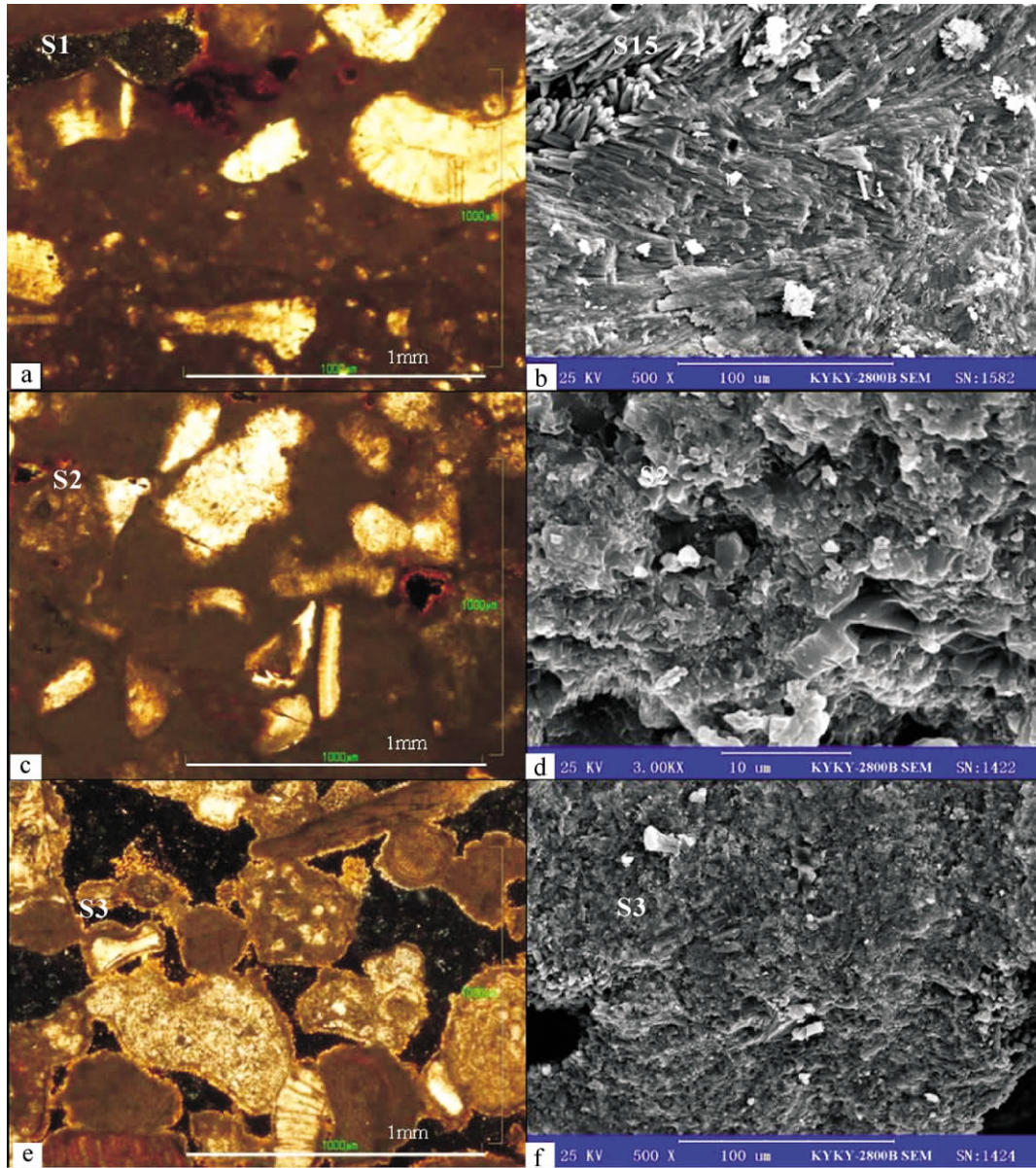


图 2 全新世和潮浪作用带样品的薄片和扫描电镜特征

a. 残存礁坪样 S1 被泥晶高镁方解石致密胶结; b. 砾石镶边样 S15 被文石针状致密胶结; c. 海水冲洗成岩样 S2 被泥晶高镁方解石致密胶结, 并有部分颗粒发生泥晶化, 孔隙边缘镶嵌有后期淡水作用下泥晶基质新生变形而来的微晶低镁方解石; d. 海水冲洗成岩样 S2 中致密的泥晶高镁方解石胶结物; e. 冲洗带内侧样 S3 泥晶胶结物迅速减少, 孔隙度迅速增大, 颗粒边缘镶嵌有微晶方解石; f. 样品 S3 中镶嵌于孔隙边缘的微晶方解石胶结物

Fig. 2 The features of cements of intertidal samples in micropolariscope and scanning electron microscope

3.1.2 潮浪作用带样品

样品 S2 和 S3 取自石岛西侧崖壁下部表层同一块样品, S2 在外侧, 高潮时会受到海水冲洗或浪花飞溅的直接影响, S3 在内侧约 5 ~ 6 cm, 在外侧岩层的保护下, 不受海水的直接影响。手标本外部表层 3 ~ 5 cm 胶结非常致密, 肉眼不见孔隙, 而到内部 S3 处孔隙度迅速增大至 20% 以上。S2 主要由泥晶片状高镁方解石胶结, 部分颗粒发生泥晶化, 边缘模糊不清,

孔隙度约 5% ~ 10%。孔隙周边中镶嵌有大量粒状的微亮晶方解石颗粒(粒径约 10 μm), 它们多产于泥晶基质中, 且与基质呈渐变关系, 因而推断它们是后期淡水作用影响下泥晶高镁方解石部分淋溶和新生变形的产物。内部样品 S3 为接触式胶结, 泥晶基质迅速减少直至消失, 孔隙度迅速增大, 胶结物以镶嵌于颗粒边缘(或孔隙边缘) 的微亮晶方解石为主(粒径约 10 μm)。

样品 S6 取自石岛西侧海蚀洞洞壁上方衬里, 现位于潮上带, 为早期更高海平面时期的产物。洞壁表面光滑, 胶结致密。手标本上, S6 表层为一层厚约 3 mm 的白色薄层覆盖(如图 3a), 该 3 mm 薄层之下有些许斑点状暗绿色矿物发育, 成分不明。此白色薄层中碎屑颗粒发生了不同程度的重结晶, 颗粒形态隐约可见, 胶结致密, 基本不含孔隙(如图 3b)。但白色薄层内侧的砂屑灰岩胶结相对疏松, 主要为等粒状微晶方解石环边胶结(粒径 6 ~ 10 μm), 密布于颗粒周边。电镜下, 在微晶胶结物表面和晶间孔隙中可见到较多泥晶颗粒组分。之间部分颗粒被溶蚀, 发生重结晶或新生变形。孔隙度迅速增大到 20% 以上, 部分细小孔隙被亮晶方解石完全充填(如图 3c, 3d)。

3.1.3 风成砂屑灰岩

S4、S7、S13 和 S14 分别为石岛现代潮上带四种不同类型的风成砂屑灰岩样品。S7 为砂丘沉积的典型代表, 碎屑颗粒以中、粗粒为主, 孔隙度大于 20%, 胶结不够致密, 可被手指刻蚀。接触式胶结, 常见粒内溶孔, 胶结物含量 < 10%。胶结物主要为微晶低镁

方解石, 薄片显示为暗黄色, 胶结在颗粒周围或颗粒接触处, 表面形态极不规则(如图 4c), 为碎屑颗粒蒸发(或淋溶)淀积和新生变形产物的组合; 其次为亮晶方解石, 粒径可达 40 μm , 晶簇状发育, 呈新月形、悬垂状胶结或全部充填部分细小孔隙, 是渗流带成岩作用产物。扫描电镜下可在微晶和亮晶胶结物的表面看到泥晶淀积组分(如图 4d)。

样品 S4 为丘间沉积, 发育平行层理, 颗粒定向性好, 胶结较为致密, 手指难以刻蚀。胶结物以亮晶为主, 含量约为 10% 左右, 紧密镶嵌于颗粒周边或全部充填部分孔隙, 在晶粒表面和缝隙中有泥晶淀积方解石(如图 4b); 其次为微晶, 镶嵌于颗粒边缘, 含量 < 5%。样品 S13 为石岛表层薄板状致密胶结层, 厚约 3 cm, 敲击可有清脆的响声。胶结物以亮晶为主, 含量在 15% ~ 20%, 可全部充填部分孔隙, 但分布很不均匀; 碎屑颗粒粒内溶蚀强烈, 并新生变形为微晶低镁方解石。孔隙度 10% ~ 15%。样品 S14 为石岛当前风化表层, 表面虽风蚀成蜂窝状, 但胶结致密, 手指不易刻蚀。亮晶方解石接触式胶结, 碎屑颗粒强烈溶

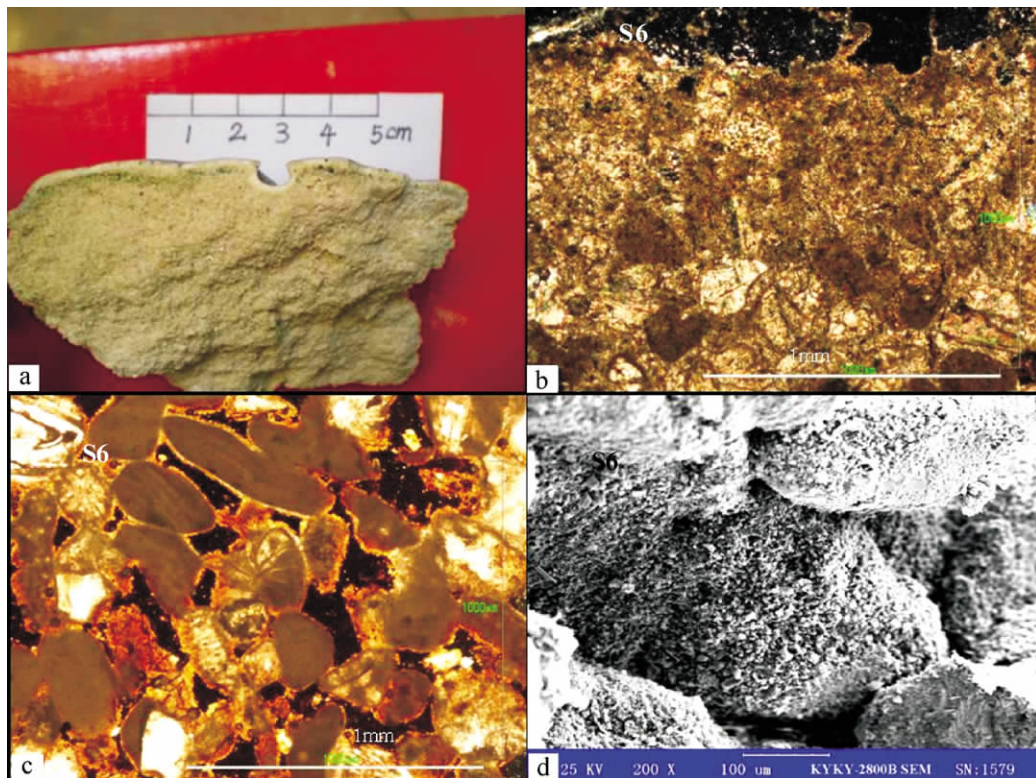


图 3 溶洞洞壁衬里手标本及其薄片和电镜特征

a. 溶洞洞壁衬里手标本, 上部覆有数毫米白色薄层处为洞壁表面; b. 左图 3a 中白色薄层的薄片特征, 碎屑颗粒发生重结晶, 颗粒边界模糊, 并被亮晶致密胶结, 孔隙基本不发育; c. 上图 3a 中溶洞洞壁白色薄层下方样品 S6, 孔隙度迅速增大, 碎屑颗粒被泥、微晶方解石镶边胶结, 部分颗粒发生较为强烈的粒内溶蚀和新生变形, 并有少量亮晶组分充填粒内孔; d. 微晶方解石布满了颗粒表面, 但很少充填孔隙, 在微晶胶结物表面及其晶缝中还夹杂着泥晶淀积方解石颗粒

Fig. 3 The cavern sample and its section feature in micropolariscope and SEM

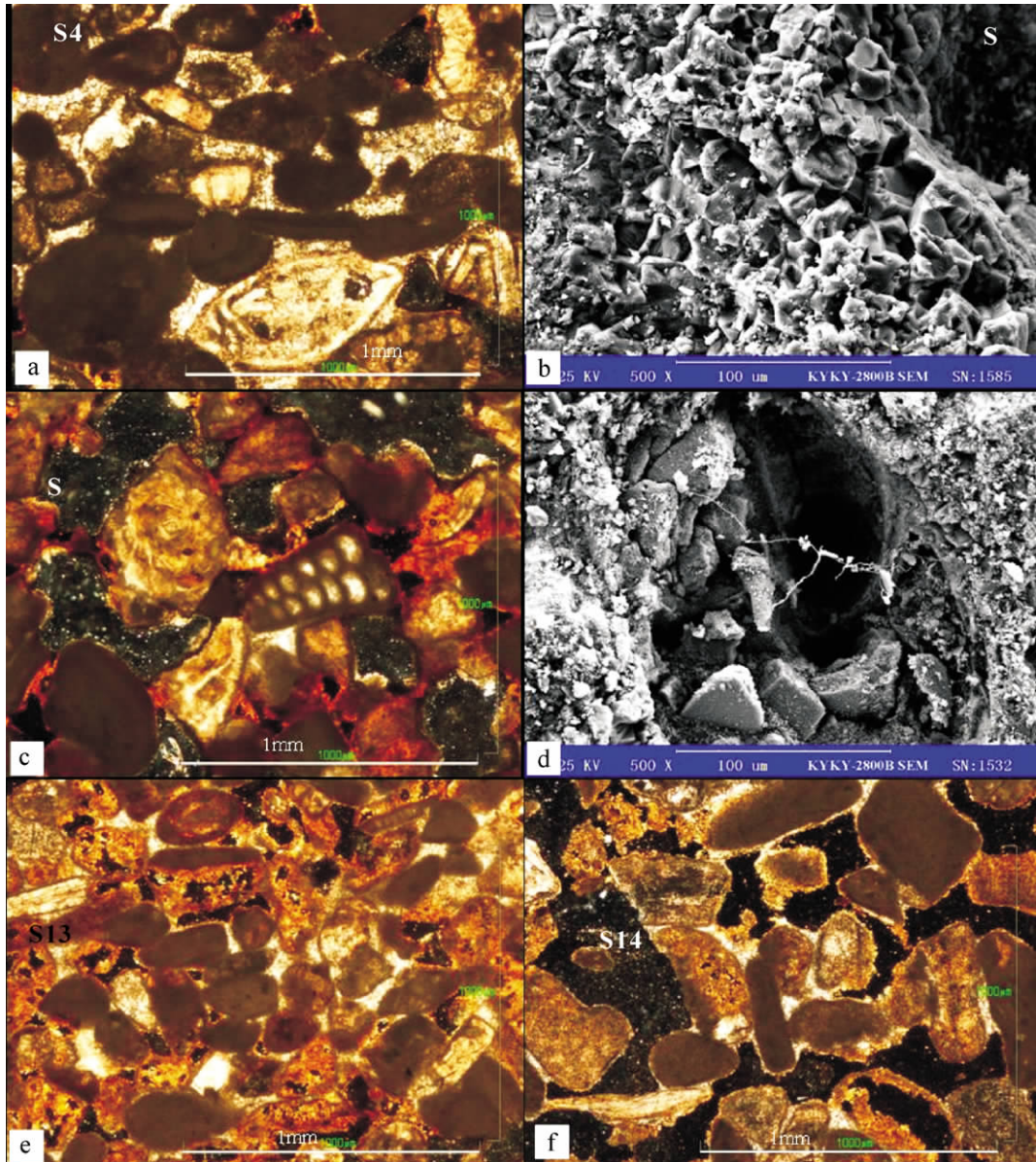


图 4 石岛风成砂屑灰岩胶结特征

a. 样品 S4 被亮晶方解石胶结,亮晶胶结物之间有缝合接触的特征,但亮晶胶结物通常只占据较小的孔隙,并未充填全部孔隙;b. 样品 S4 碎屑颗粒边缘的亮晶胶结物,晶粒表面可见泥晶淀积组分;c. 胶结不够致密的砂屑灰岩样 S7,泥、微晶方解石接触式胶结为主,局部有少量亮晶发育;d. 样品 S7 的扫描电镜特征,胶结物以泥、微晶为主,亮晶组分零星发育,且亮晶表面通常粗糙,附有泥晶淀积物;电镜下样品残损破败特征明显,显示在遭受风化作用。e. 微晶与亮晶联合胶结,以亮晶为主,新月形特征明显,碎屑颗粒发生较为普遍的粒内溶蚀和新生变形。f. 风化表面样品,亮晶接触式胶结,粒内溶蚀和新生变形强烈,孔隙度较大。

Fig. 4 The feature of aeolian calcarenite on Shidao Island

蚀和新生变形,孔隙度接近 30% (如图 4f)。

3.1.4 古土壤

化石土壤层总与风成碳酸盐砂丘沉积相伴而生,所含化石皆为陆生腹足类蜗牛化石,在全球有一定的普遍性。化石土壤层按其发育程度可分为初级土 (protosols) 和古土壤 (paleosols),初级土是指尚未成壤着色的无构造砂层,代表短时间的沉积间断;而古

土壤成壤改造强烈,通常含有大量根管石,是区域上重要的不整合面^[8]。因而古土壤标志着砂丘发育的终止,并成为风成沉积分期的一级界面^[1~3]。石岛野外露头上可见到三层古土壤,古土壤的颗粒组分与下伏风成砂屑灰岩的原始类型一致,但在动植物的改造下已不显层理。石岛的古土壤疏松、易碎,在强烈的淋溶作用下,胶结物淋失殆尽,颗粒粒内溶蚀特征非

常明显,碎屑颗粒轻轻一捻便成粉末,孔隙度约为30%(如图5a)。但在邻近潮间带的部位或磷酸盐化较发育的地段,由于再成岩作用的影响,胶结紧密,甚至成为致密坚硬的岩石。如石岛西侧崖壁下的第二层古土壤在海水冲洗下发生第二次成岩,变为灰色—灰白色致密块状^[5]。样品S8已固结成岩,除黄褐色的外表和富含蜗牛化石外,其内部结构与胶结特征与砂屑灰岩基本相同:碎屑颗粒点接触,微亮晶方解石胶结物镶嵌在颗粒周缘并充填部分孔隙,部分粒内孔和颗粒接触处则充填有亮晶方解石,孔隙度15%~20%(如图5b)。样品S11取自灰质壳(S12)下方(如图6a),呈灰黄色,含有蜗牛化石,胶结相对疏松,碎屑颗粒被片状的磷酸盐胶结物连接在一起(如图5c)。样品S16则取自石岛地表植被之下,正风化成壤,并且局部已风化成土状,但含致密薄层,并显层理构造。此致密薄层由亮晶方解石胶结,并可充填部分细微孔隙,但总体含量较少,在5%左右。而镶边胶结物不发育,可能已被淋溶,部分碎屑颗粒的粒内溶蚀和新生变形较为明显(如图5d)。

3.1.5 灰质壳

灰质壳产于古土壤剖面的淀积层中,分为致密块状(或盘状)、团粒状和纹层状灰质壳,在化石土壤层中常见^[4,5]。S12取自第四化石土壤层中,为灰褐色硬盘状,厚0.5~1cm,最大厚度不超过2cm,有分叉、尖灭现象(如图6a)。灰质壳矿物成分主要为泥晶低镁方解石^[5],薄片呈暗色云雾状,多数颗粒发生泥晶化,难以识别(如图6b、6c)。泥晶灰质壳与下伏磷酸盐胶结的古土壤界限分明,突然过渡(如图6b)。扫描电镜下,灰质壳主要由不规则泥晶方解石紧密排列而成,粒径约2~4 μm ,孔隙较少,但在孔隙中有大量细微丝状体发育(如图6d)。

3.1.6 根管石

根管石(Rhizoliths)是石化了的根化石,在风成碳酸盐岩中常见^[16]。上世纪80年代Klapaa研究了地中海西部的此种沉积物后,才明确提出了“根管石”这一比较确切的名称^[5]。西沙石岛风成沉积物中的根管石发育极佳,呈密集丛状出现,风化淋溶后岸边突兀,是石岛上非常奇特的景观。根管石大多直

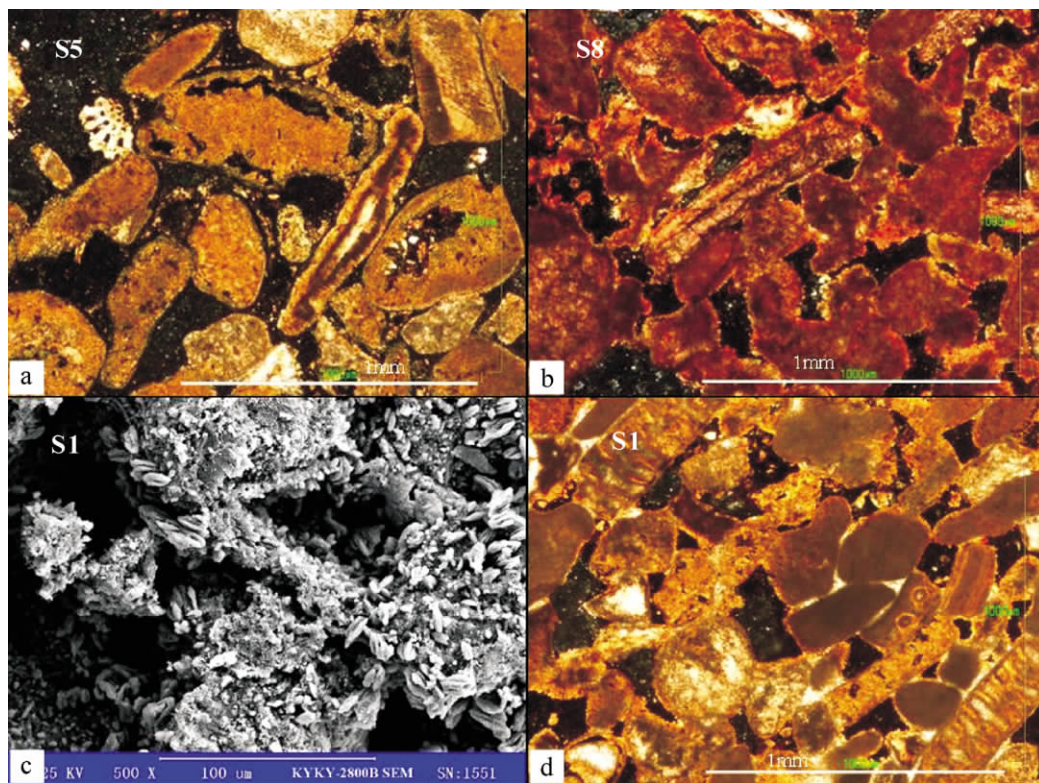


图5 部分古土壤样品和正成壤样品S16的镜下特征

a. 古土壤样品S5,几乎不含胶结物,碎屑颗粒普遍发生强烈的粒内溶蚀和新生变形;b. 古土壤样品S8,海水影响下固结成岩,胶结物以泥、微晶为主,可能受海水影响,成岩作用模糊了颗粒边界;c. 灰质壳下的古土壤样品S11,残破的碎屑颗粒表面镶嵌了大量的微晶片状磷酸盐矿物;d. 碎屑颗粒被亮晶和微晶联合胶结,碎屑颗粒发生普遍的粒内溶蚀和新生变形。

Fig. 5 The optical features under micropolariscope and SEM of some paleosols samples and the pedogenetic sample S16

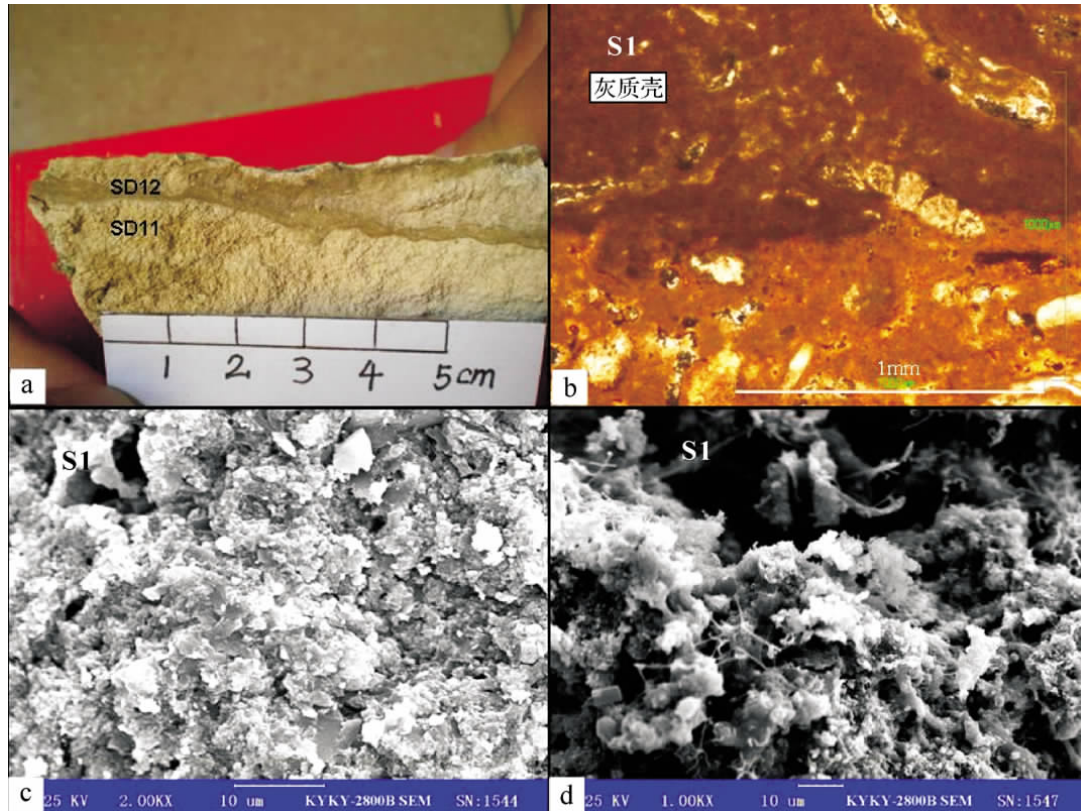


图6 灰质壳手标本及其镜下特征

6a: 灰质壳手标本; 6b: 灰质壳在偏光显微镜下呈黑色云雾状, 碎屑颗粒因强烈泥晶化已难以辨识, 下部为磷酸盐化古土壤; 6c: 灰质壳中的泥晶方解石; 6d: 灰质壳孔隙中发育的大量微小丝状体

Fig. 6 The hand sample of ortstein and its optical features under micropolariscope and SEM

立, 少数斜列, 偶见平卧, 疏密不等, 长短、粗细不齐, 常有分叉, 基本仍保留着原始根系的形态。根管石一般上粗下细, 直径在 0.3 ~ 10 cm 之间, 多在 1 ~ 3 cm, 长度一般数十厘米, 最长可达 2 m^[5, 13]。不论粗细长短, 其内部结构基本一致, 由内而外可分为核部根化石带(泥晶方解石淀积层)、中部泥晶方解石胶结壳层和外部亮晶方解石胶结壳层三部分(如图 7c)。

根管石核部为原形或椭圆形, 疏松多孔呈蜂窝状, 常被淋溶而成空管, 是原植物根系发育的部位。核部根化石带在薄片呈暗黄色, 由淀晶低镁方解石构成(如图 7a, 7b), 粒径在 1 ~ 4 μm 之间, 并可能含有蒸发作用形成的细小硬石膏晶体的集合体^[5]。核部淀晶层外侧为泥晶方解石胶结壳层, 在薄片色泽最暗, 含有生物碎屑颗粒, 且部分碎屑颗粒发生泥晶化, 胶结致密, 孔隙几乎被完全充填, 偶见似毛细根管化石的细小管状体, 二者的边界较为清晰(如图 7c)。最外部为亮晶方解石胶结壳层, 生物碎屑被亮晶方解石致密胶结在一起, 孔隙度 5% ~ 10% (如图 7d)。此三部分的成因机制与形成过程显然不同。

3.2 地球化学特征

3.2.1 稳定碳、氧同位素特征

大气中 CO₂ 的 δ¹³C 约为 -7‰, 由于同位素分馏效应, 在 pH 值接近 8.1 的海水中 δ¹³C_{HCO₃⁻} ≈ 0‰^[17]。大气中 CO₂ 的 δ¹⁸O_{SMOW} 约为 41‰, 海水的 δ¹⁸O_{SMOW} 值为 0, 按照 Coplen 等^[18] 的公式: δ¹⁸O_{PDB} = 0.970 02δ¹⁸O_{SMOW} - 21.8, 换算为 PDB 标准分别为 17.97‰ 和 -21.8‰, 两者相差很大。而碳酸盐岩的¹⁸O 是由成岩流体中的 H₂O 和 CO₂ 两部分的¹⁸O 和合而成的, 由于蒸发分馏作用, 大气降水的 δ¹⁸O 值要比海水偏低, 因而理论上大气淡水成因的碳酸盐岩的 δ¹⁸O 值要比海相成因的碳酸盐岩偏低。

本文收集整理了石岛风成沉积历年来的 δ¹³C 和 δ¹⁸O (均为 PDB 值, 下同) 测试数据, 发现总体上, 其 δ¹³C (-10.51‰ ~ 2.1‰) 和 δ¹⁸O (-8.51‰ ~ -1.25‰) 均在较大范围内变化, 但 δ¹³C 与 δ¹⁸O 的变化表现出明显的正相关关系(相关系数 R = 0.78) (如图 8)。由于样品组分本身的复杂和多样性, 砂屑

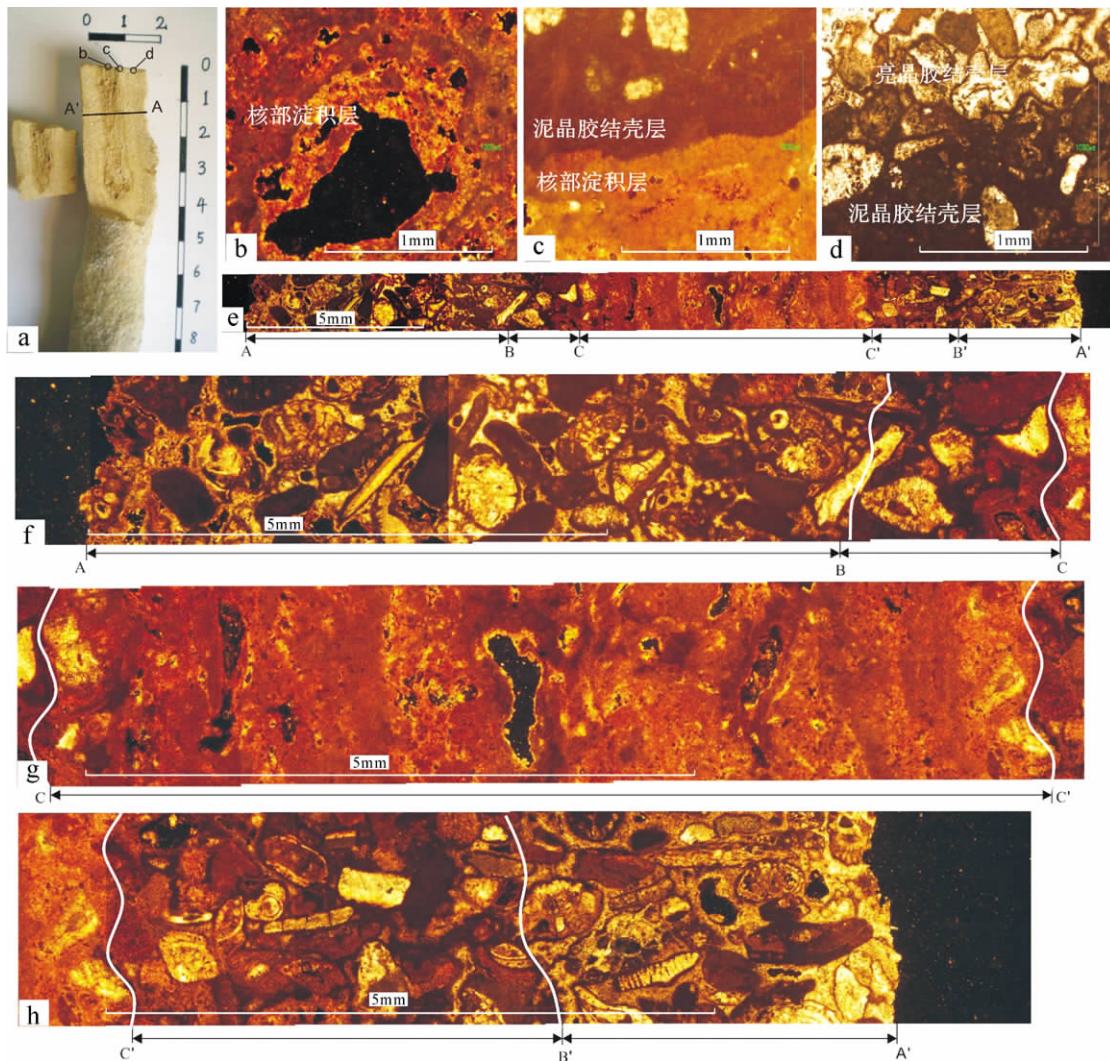


图 7 根管石镜下特征

a. 采集到的根管石样品,图中 b、c、d 和 A—A' 分别对应于 b、c、d、e; b: 根管石核部淀积层,中心已被淋溶,呈同心圆状; 7c: 根管石核部淀积层与中部泥晶胶结壳层的边界; 7d: 根管石中部泥晶胶结壳层与外部亮晶胶结壳层的边界; 7e: 根管石横截面拼图,其中 C—C' 为核部淀积层, B—C 与 B'—C' 为中部泥晶胶结壳层; A—B 与 A'—B' 为根管石外部亮晶胶结壳层; 7f~7h 分别为图 7e 的放大图。

Fig. 7 The optical features of rhizoliths under micropolariscope and SEM

灰岩样(A、B区)与海相成因样(I区)两类样品均在较大范围内变化,并有大量重叠区,因而难以通过直接对比揭示淡水成岩作用与海水成岩作用的差异。

与风成砂屑灰岩地下样品(B区)相比,地表样品(A区)的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值虽然波动较大,但整体偏低特征仍比较明显(见表2)。这可能与石岛地表长期暴露并接受淋溶有关,较大的波动性则反映了地表不同部位在具体成岩微环境上的差异性。石岛上大部分风成砂屑灰岩胶结疏松,微亮晶方解石镶边胶结而很少充填孔隙,胶结物含量 $<10\%$,类似S7。S7的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 0.935‰ 和 -4.358‰ ,显示不出与海相成因样(I区)的区别。而S4和S13均致

密胶结,胶结物含量达 $15\% \sim 20\%$,代表着石岛上经历强烈淡水成岩作用的样品。S4的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 -2.751‰ 和 -6.396‰ ,S13则更低,它们明显低于海相成岩样(I区)所能达到的低值(如表2),这已不能用样品碎屑组分的差异性来解释,而是由成岩作用造成。因此,大气淡水成岩作用越强烈,样品中淡水成因胶结物的含量越高,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值便可能越低。而 $\delta^{13}\text{C}$ 表现出与 $\delta^{18}\text{O}$ 同步偏低的趋势,因而大气 CO_2 的混入在导致 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 的降低方面起着重要作用。

根管石由核部淀积层到外部亮晶方解石胶结壳层,其 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值逐渐增高(见表2G),这与其由

内而外生物碎屑含量逐渐增多一致。由于根管石核部淀积层全为大气淡水成因产物, 并且其中还可能残留更贫¹³C 的有机组分, 因而其 $\delta^{13}\text{C}$ (- 5. 28‰) 和 $\delta^{18}\text{O}$ (- 6. 82‰) 便可能最接近该区大气淡水成因产物所能达到的最低值。考虑到可能有植物根系生命化学活动的产与, 根管石中部几乎不含孔隙的泥晶胶结壳层的 $\delta^{13}\text{C}$ (- 3. 46‰ ~ - 4. 649‰) 和 $\delta^{18}\text{O}$ (- 4. 83‰ ~ - 6. 68‰) 变化范围便可能代表了石岛风成砂屑灰岩在大气淡水作用下所能达到的最低值区间。

灰质壳与根管石均形成于古土壤中, 是大气淡水成岩作用的产物, 而且灰质壳中还存有海相生物碎屑组分(虽然大部分已泥晶化), 因而理论上, 其 $\delta^{13}\text{C}$ 和

$\delta^{18}\text{O}$ 值与根管石核部淀积层相近或略高才显得更为合理。然而, 在所有样品中, 灰质壳的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值却普遍比根管石核部淀积层还低(见表 2)。

受海水直接冲洗的表层样品 S2 和内部样品 S3 的稳定碳、氧同位素值基本相同(见表 2)。在海水冲洗下再次成岩的第二化石壤层的碳、氧稳定同位素的特征与石岛西侧海相成因的生物砾屑灰岩及海滩岩也非常相近。因此, 后期海水冲洗改造对石岛砂屑灰岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值影响不大, 这可能与风成砂屑灰岩碎屑组分本来便是海相成因有关。

古土壤的稳定碳、氧同位素比地下砂屑灰岩(B) 偏低, 与地表砂屑灰岩(A) 相近。古土壤由砂屑灰岩风化或松散沙丘改造而来, 虽然受到大气淡水的强烈

表 2 石岛历年来 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 测试数据统计(* 标记数据引自文献 [5])

Table 2 The statistics of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of samples on Shidao Island

样品编号	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$ (PDB)	岩性	样品编号	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$ (PDB)	岩性
1 S4	-2.751	-6.396	地表砂屑灰岩(A)	32 S11	-1.555	-2.795	第四土壤层(E)
2 S7	0.935	-4.358		33 *	-0.85	-3.59	
3 S13	-2.839	-6.667		34 *	-1.05	-4.66	
4 S6	1.464	-3.924		35 *	-1.28	-5.33	
5 *	-1.07	-5.01		36 *	-1.18	-4.68	
				37	-0.29	-4.5	
6 *	1.12	-2.23		38 S9*	-3.8	-2.862	自第三土壤层 蜗牛化石(F)
7 *	-0.76	-5.16		39 *	0.14	-2.23	自第二土壤层
8 *	-1.09	-5.56		40 *	-7.71	-1.92	自第三土壤层
9 *	0.66	-2.85		41 *	-2.87	-2.45	自第四土壤层
10 *	-0.22	-3.28		42 *	-9.82	-4.15	永兴岛现代土壤
11 *	-0.88	-3.82		43 S10	-4.649	-6.68	泥晶胶结层 根管石(G)
12 *	-1.42	-5.39		44 *	-5.28	-6.82	
13 *	0.14	-2.02	地下砂屑灰岩(B)	45 *	-4.18	-4.87	泥晶胶结层
14 *	0.94	-2.1		46 *	-3.46	-5.59	泥晶胶结层
15 *	0.99	-1.6		47 *	-1.79	-4.83	根管外层
16 *	1.08	-1.47		48 S12	-7.564	-7.513	灰质壳(H)
17 *	0.95	-1.67		49 *	-6.53	-7.33	
18 *	1.26	-1.37		50 *	-10.51	-8.51	
19 *	1.34	-1.25		51 *	-8.25	-7.86	
20 *	0.05	-3.49	第二土壤层(C)	52 *	-6.93	-7.12	
21 *	0.26	-2.86		53	-8.02	-6.85	
22 *	-0.03	-3.81		54 *	-5.87	-6.49	
2B *	-0.88	-4.4		55 S2	1.564	-2.645	砂屑灰岩
24 *	-0.34	-4.4		56 S3	1.378	-2.428	
25 *	-1.84	-4.87		57 *	0.33	-3.18	全岩样 海滩岩
26 *	-1.66	-4.76		58 *	-1.95	-4.31	
27 S5	0.735	-3.03	第三土壤层(D)	59 S1	1.272	-2.472	生物砾屑灰岩
28 S8	0.08	-3.255		60 *	-0.61	-5.24	
29 *	-2.67	-4.2		61 *	0.73	-4.14	
30 *	0.24	-3.76		62 *	-0.37	-4.98	
31 *	-4.8	-5.28		63 *	0.41	-4.06	
				64 *	0.22	-3.93	
				65 *	2.1	-2.05	石岛蝶螺壳

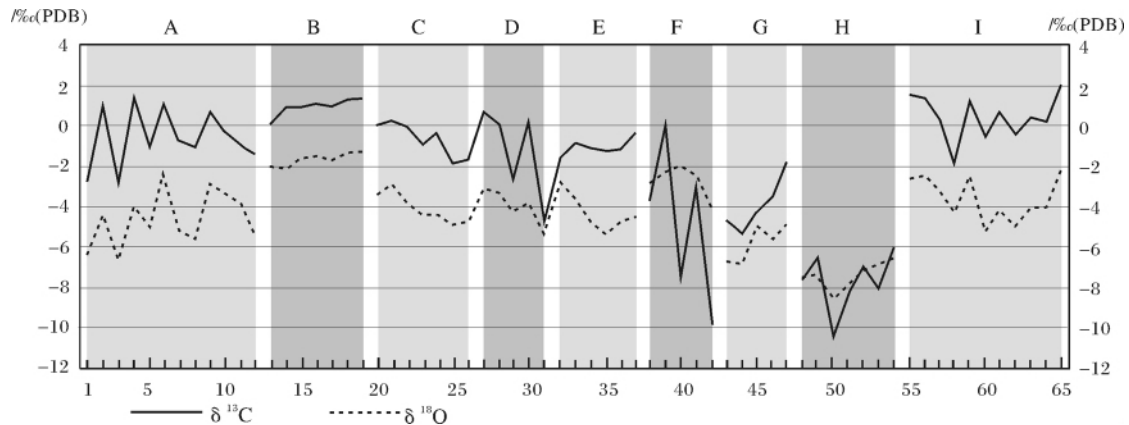


图 8 石岛部分样品的碳、氧稳定同位素曲线

(据表 2 数据制作, 图中实线代表碳同位素, 虚线代表氧同位素) 横轴为样品编号, 纵轴为稳定同位素数值。A. 地表砂屑灰岩, B. 地下砂屑灰岩, C. 第二土壤层, D. 第三土壤层, E. 第四土壤层, F. 土壤层中蜗牛化石, G. 根管石, H. 灰质壳, I. 海相成岩作用样品。

Fig. 8 The curve of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ according to the data of Table. 2

影响, 但是以淋溶作用为主, 孔隙度近 30%, 而淡水成因的胶结物非常少, 因而整体与地表砂屑灰岩类似, 但在个别样品上又会突现低值, 因而波动较大。

3.2.2 常量元素特征

生物碎屑多由文石(如珊瑚、软体动物)和高镁方解石(如珊瑚藻、棘皮动物和部分有孔虫)组成, 这两种矿物都是亚稳定的同质多象体, 在成岩过程中都会发生新生变形, 向稳定的低镁方解石转变。石岛砂屑灰岩中已有约一半的文石转变为方解石, 而且次生的低镁方解石含量占岩石总体积的 30% 左右^[19]。

矿物相的转变会导致镁含量降低而钙含量相应升高, 因此样品中镁、钙含量具有相反的变化趋势。全新统礁坪样品 S1 钙含量较低, 而锶、镁含量相对较高, 其矿物相转变最弱。淡水成岩的产物, 如蜗牛化石(S9)、根管石(S10)、钙质壳(S12)和受淡水成岩影响较强的样品(S4)和表层样品 S13、S16 具有相对较高的钙含量。S2 由于受海水成岩作用的改造, 提高了其中锶、镁的含量。S3 镁含量最高, 而锶含量相对较低, 说明可能经历了较为特殊的成岩过程。我们推测, 涨潮时海水随孔隙渗入到岩石内部(S3 所在部位), 在蒸发作用下得到浓缩, 提高了成岩孔隙水中 Mg^{2+} 的浓度, 淀晶出富镁的高镁方解石所致。

锶元素主要富集在文石质生物碎屑中, 锶在文石中的含量可以达到 7 000 ~ 9 400 $\mu\text{g/g}$ ^[20]。在文石转变为低镁方解石时, 要排出大量锶离子, 使矿物中的锶含量降到 1 000 $\mu\text{g/g}$ 。淡水淋滤还可以使低镁方解石中的锶进一步流失^[21]。石岛地表样品(S13, S16)及部分淡水成岩产物(S12)的锶含量接近 1 000

$\mu\text{g/g}$ (如图 9)。

3.2.3 微量元素特征

Al、Fe、Mn 三种元素含量的变化趋势基本相同, Al、Fe 元素含量在古土壤样品中相对富集(特别是样品 S8 和 S11, 均属第四化石土壤层), 在现代风化表面样品(S16)亦有较高的含量(如图 9b)。这说明古土壤与现代西沙土壤类似, 在热带湿热环境下碳酸盐岩风化形成棕红色的钙红土, 并导致铝、铁、锰的相对富集。而第三化石土壤层中的样品 S5 只是比其他样品略高, 没有显出特别富集的特点, 这可能与样品取自第三土壤层下部, 因而风化作用较弱有关。

Cr、Y、U 三种元素对样品类型及成岩作用有较好的响应, 由于 U 在样品中的含量甚微, 不做讨论。Y、Cr 元素在古土壤及风化土壤样品中的含量较高, 淡水成岩产物中较低, 海相成因的残存礁坪(S1) Cr、Y 含量最低(如图 9d), 说明海水中并不富 Cr 和 Y。因而推测, 土壤中的 Cr 和 Y 元素可能不是来自海相生物碎屑的风化, 而可能来自风尘或火山灰。因为在古土壤发育时期, 沙丘活动基本停止, 遭受长期风化, 因而古土壤中风尘的相对含量大于砂屑灰岩中的含量。现代风化土壤样品 S16 具有最高的 Y 和 Cr 含量, 而这可能与其经历了更长时期的暴露有关。

4 形成时代与形成环境分析

西沙海区属热带季风岛屿气候, 降雨充沛, 蒸发强烈。与石岛相隔 800 m 的永兴岛年平均降雨量为 1 854.23 mm, 主要集中在 6—11 月, 历年平均蒸发量为 2 541.22 mm, 具有明显的干湿季变化^[22]。石岛风

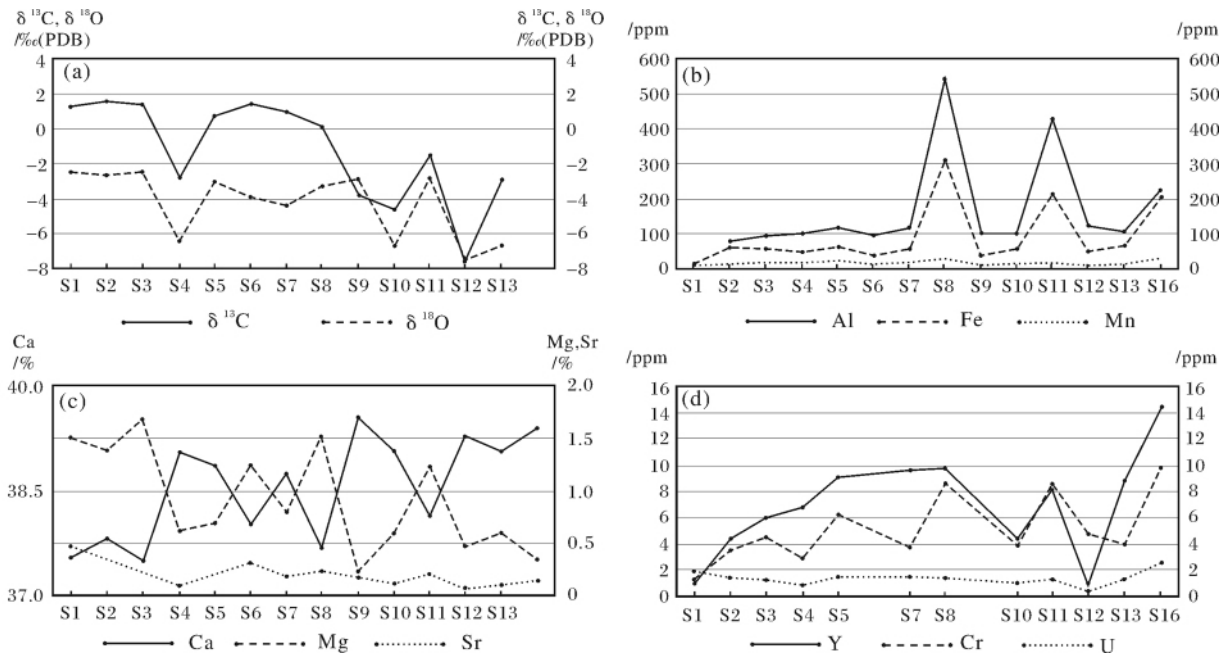


图 9 石岛各类样品的地球化学测试结果

a. $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 在各样品中的含量变化; b. Al, Fe, Mn 在各样品中的含量变化;
 c. Ca, Mg, Sr 在各样品中的含量变化; d. Y, Cr, U 在各样品中的含量变化

Fig. 9 The results of geochemical examination of different samples on Shidao Island

成沉积的堆积与成岩过程主要是在这种热带季风气候背景下完成的。

石岛风成沉积历经数十年的研究,已经积累了近百个测年数据,目前,国内研究成果多推断石岛风成碳酸盐沉积形成于更新世末次冰期阶段,但普遍缺乏精确测年数据的支持。作者曾对这些测年数据进行了详细的分析整理^[15](如图 10)。早期研究人员依据少量¹⁴C 年龄数据,称之为石岛沉积的“上老下新”现象^[23],并未怀疑到¹⁴C 年龄本身的问题。后来发现,成岩胶结物中新碳的混入,会使样品的¹⁴C 年龄偏轻^[19]。随着大量数据的积累,便可发现即便“上老下新”的特征也不明显,而是混杂错乱(如图 10a)。业渝光等^[19, 25]、陈以健等^[24]尝试用 ESR 方法进行测年并对¹⁴C 年龄进行校正,但 ESR 方法本身误差较大,且同样面临着因成岩作用影响而偏轻的问题。何起祥等编制了西石 1 井的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线,发现风成沉积的 $\delta^{18}\text{O}$ 值比下伏礁灰岩陡然偏高,并与格陵兰冰芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线进行了对比,推测石岛风成沉积为末次冰期的产物^[26],并进而推断了石岛风成沉积序列的 $\delta^{18}\text{O}$ 年龄^[5, 27];但陈以健等认为,由于风成沉积中含有较多(40%~50%)高 $\delta^{18}\text{O}$ 值的浅水瓣鳃类、有孔虫和绿藻类^[24],这可能推高了风成沉积序列的 $\delta^{18}\text{O}$

值,因而通过与冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线对比获得的 $\delta^{18}\text{O}$ 年龄的可靠性有待进一步论证。而古土壤中蜗牛壳的 U/Th 年龄不仅与 ESR 和¹⁴C 年龄差距巨大,本身又可能因成壤化作用而偏老^[26]。目前,风成沉积底部格架礁灰岩的 U/Th 年龄相对最为可靠,但据此仅能确认石岛风成碳酸盐岩沉积形成于更新世末期(130 ka 以来),不能进一步确认风成沉积究竟形成于末次冰期还是末次间冰期。

风成砂屑灰岩和古土壤的交替出现是古代风成碳酸盐沉积的典型特征,这种沉积旋回的变化即使与古气候、古海洋的变化不一一对应,也必然存在密不可分的联系。全球来看,大多数更新世岛屿风成碳酸盐沉积形成于 OIS 5, 7, 9, 11 期,即间冰期高海平面时期,而在冰期低海平面时期发育很少^[29]。这是因为碎屑物源的供应是风成碳酸盐沉积发育的重要条件,因而风成沉积物沉积位置的海拔高度、距海岸线的距离以及坡度都受到制约。高海平面时显然更利于碎屑物质的供应和就近搬运;而低海平面时期,由于海岸线后退,坡度变陡,海拔变高,甚至由于水动力条件的变化已不利于海滩的发育,风成碳酸盐沉积便被可能断了物源。此时,风成沙丘便停止发育,其上逐渐被植被覆盖并形成古土壤。并由此推论,风成砂

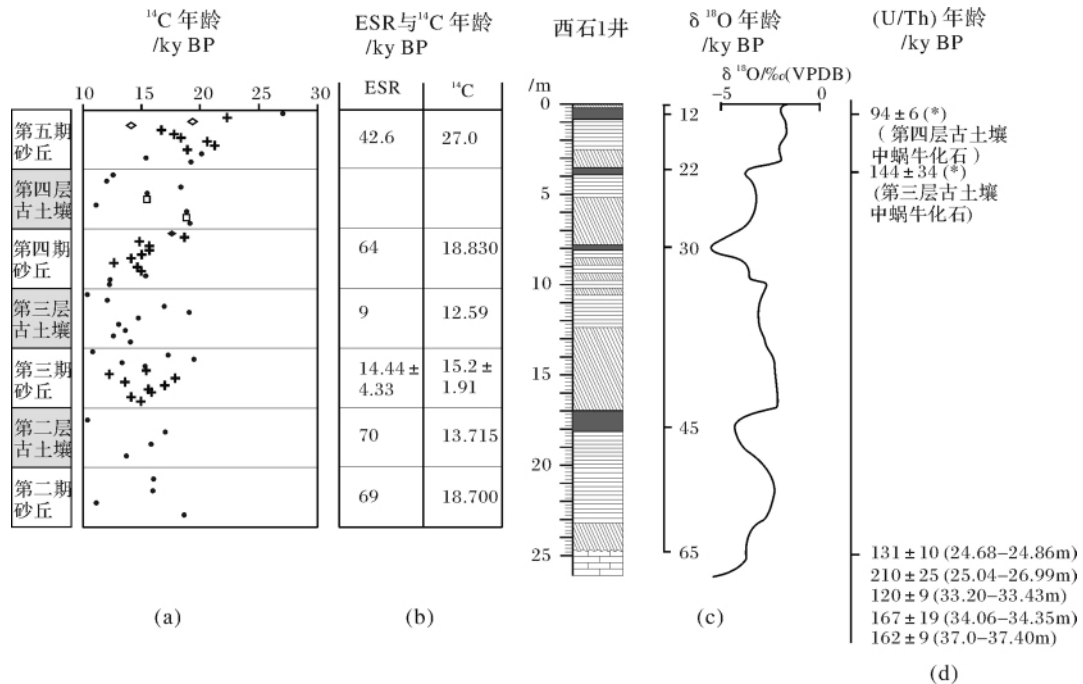


图 10 石岛风成沉积历年来的测年数据整理(据文献^[15]修改)

(a): 野外露头及钻井岩芯的¹⁴C测年数据, “·”所标志的数据引自张明书等^[5], “+”数据引自文献^[23], “□”数据引自文献^[19], “◇”数据引自文献^[28]; (b): 部分样品的 ESR 和¹⁴C 年龄对比(数据引自文献^[24-25]); (c) $\delta^{18}\text{O}$ 年龄(引自文献^[5]和^[27]); (d) U/Th 年龄(数据引自文献^[5], 加“*”者为蜗牛化石)。

Fig. 10 Dating data for Shidao Island aeolianites.

屑灰岩形成于高海平面时期,古土壤形成于低海平面时期^[30],并得到 Vacher 和 Rowe^[31]的验证。然而,夏威夷群岛却发育有冰期低海平面时期的风成碳酸盐沉积^[32]。且全新世高海平面背景下,岛屿风成碳酸盐岩沉积不太发育也是客观事实。Vacher 等^[8]在百慕大研究中将之解释为“现今高海平面在短短的 4 000 年内不足以提供充足的碎屑物质”。因而,岛屿风成碳酸盐沉积相对在海平面高位期更易发育,但条件具备时,在海平面低位期也能发育。

全新世以来,在西沙群岛乃至南海诸岛上并未形成与石岛规模相当的风成沉积,仅在部分岛屿环岛沙堤顶部或沙洲表面有风力改造的痕迹,远未形成大型进积型风成沙丘。相反,西沙诸岛多数植被茂密,植物根系盘根错节扎入沙层内部,有现代蜗牛繁衍,且海鸟云集,石岛与永兴岛都曾覆有厚厚的鸟粪层,一如现在的东岛。石岛古土壤颗粒结构与砂屑灰岩类似,缺乏黏土矿物,与百慕大群岛上富含黏土、代表长时间间断的钙红土(terra rossa)^[8]明显不同,石岛古土壤的发育期应该不会太长,其棕褐色的外表应与鸟粪层淋溶发生的磷酸盐化关系密切。石岛古土壤的特征与现代地表环境几乎完全吻合,因而推测石岛的古

土壤可能发育于与现代类似的环境中。但风成砂丘究竟形成于何时及何种环境仍有待深入研究。

5 成岩作用分析

根据石岛各类样品的镜下特征及地球化学特征,石岛风成碳酸盐沉积的早期成岩作用主要有大气淡水成岩作用、海水成岩作用和微生物化学作用。

5.1 大气淡水成岩作用

5.1.1 蒸发成岩作用

在沙丘中,由于热带强烈的蒸发作用,粒间水在上升过程中不断浓缩并溢出 CO_2 ,导致 CaCO_3 沉淀。在局部地势较低的部位,溶解和沉淀更易发生,形成相对致密的板状层(如 S13)。蒸发成岩环境影响的深度是有限的,40 ~ 60 cm 是干旱沙地蒸发的下限^[33]。由于蒸发作用是在毛细管作用力下进行的,其水柱远较渗水细微,且由于上升过程中环境温度逐渐升高, CO_2 加速逸出,淀晶出的晶体颗粒要比渗流带的晶体颗粒细小的多。而且与渗流带的新月形胶结不同,它可以在颗粒表面的任何部位沉淀。因此推测,石岛砂屑灰岩中微亮晶胶结物表面常见的不规则泥晶($< 4 \mu\text{m}$)颗粒可能是蒸发作用的产物(如图

4b 4d)。石岛风成砂屑灰岩颗粒紧密接触处大多表现为泥晶胶结的特征,如此,沙丘的初始固结成岩可能主要由蒸发成岩作用完成。古土壤由于植被的覆盖,使地表的直接蒸发作用受到抑制,同时也由于植物根系的地球化学作用,使得古土壤不易固结成岩。因此,蒸发成岩作用对古土壤的影响不大,其成岩应始于被后期砂丘掩埋后,依靠植物残体蒸发淀积出根管石核部淀积层。

5.1.2 渗流带成岩作用

除非植被发育,通常入渗到地下1 m以下的降水很难因蒸发作用而损失^[34],并会继续向下渗滤直到潜水面。大气淡水渗流带通过重力渗透使水体到达潜水面的区域,使紧靠潜水面之上的毛细管作用带中孔隙水的饱和度迅速增加,而导致方解石胶结物集中在潜水面附近^[35]。渗流带胶结物的特征组构是“新月形胶结”,以亮晶为主,胶结作用主要发生在颗粒接触处,很少充填粒间空隙,但在颗粒紧密接触处的细小孔隙可能会被亮晶方解石完全充填(如图4e)。但总体而言,石岛风成碳酸盐沉积中亮晶胶结物相对较少(如图3c 4c)。

雨水对CaCO₃是不饱和的,其下渗过程中会选择性溶蚀部分颗粒,薄片上常见部分颗粒的粒内溶蚀现象(如图4e)。相对风成砂屑灰岩而言,古土壤遭受了更长期的淋溶作用,因而粒内溶孔更为发育,孔隙度可高达30%(如图5a)。根管石核部的淀积层也常因大气淡水的淋滤作用被溶蚀掉,而成为空管。

粒内溶蚀与碎屑中泥晶文石、高镁方解石的新生变形作用同时进行,从而造成碎屑颗粒原始形态的破坏。多数碎屑颗粒被部分淋溶,在颗粒内产生小的粒内溶孔,孔隙内为微晶镶嵌,小孔周围则发生不同程度的新生变形(由泥晶变为微晶),薄片上显示暗黄色(如图4c);有些颗粒仅有部分发生新生变形,并无溶孔出现(如图5d);有些颗粒则多半已被溶蚀,所余新生变形的产物不规则状占据着原来空间(如图3c);有时碎屑颗粒被全部溶蚀,而在产生的孔隙四周则嵌满了微晶方解石。这部分新生变形的微晶低镁方解石产物同样起着胶结碎屑颗粒的作用,而且从数量上明显多于亮晶方解石胶结物,在石岛风成碳酸盐沉积的早期成岩中起着重要作用。

5.1.3 潜流带成岩作用

生物礁岛屿达到一定高度和规模后就很容易在内部蓄积淡水,形成淡水透镜体,甚至有淡水湖泊发育,如东岛。在绝大多数现代薄的淡水透镜体中(形

成于非常小的岛屿上),胶结作用和溶解作用最为活跃的成岩作用带厚度一般不超过1.5 m,且集中分布在潜水面附近^[36]。这里准稳定矿物相的稳定化进程非常快,Halley和Harris估计Joulter's Cay岛的文石质鲕粒颗粒灰岩在10 000~20 000年内可以完全转变为方解石^[37]。

通常,在大气淡水潜流带内,粒状或短柱状的方解石亮晶常围绕颗粒周围生长而形成等厚层状胶结,并逐渐由亮晶充满全部孔隙。样品S4所在的石岛东部崖壁下方的风成砂岩胶结相对致密,其镜下亮晶胶结物含量相对较多(如图4a),锶元素含量很低(1 000 μg/g),明显低于其他砂屑灰岩样品,文石质矿物转变基本完成。碳、氧同位素也明显偏低(如图9a),显示受到淡水成岩作用的强烈改造,可能为大气潜流带成岩作用的产物。石岛露头剖面上的风成砂丘普遍胶结不够致密,我们没有采集到颗粒孔隙全被亮晶完全充填的风成砂屑灰岩样品,这可能与样品数目较少且非常分散有关,也可能与露头剖面上潜流带成岩作用较弱有关。对于海平面之下风成沉积的潜流带成岩作用,尚有待钻探取样后继续研究。

5.2 海水成岩作用

石岛周围发育各类海蚀地貌,但海水发挥侵蚀作用的同时,也使得被冲洗部位的风成砂屑灰岩发生第二次成岩,如石岛西侧崖壁下的第二化石土壤层已在海水冲洗下变成非常致密的岩石。张明书等已对石岛风成沉积海水冲洗下的这种成岩作用进行了简单描述^[5]。本文通过海蚀洞穴表面样品(S2)的分析,发现海水冲洗作用影响的洞穴表面胶结致密(如图2c),但是深度有限,仅止于表面数个厘米的范围,往内部孔隙度迅速增大(如图2e),这可能是因为溶洞外壁的致密胶结阻碍了海水作用的继续深入。海水冲洗成岩作用极大地提高了风成砂屑灰岩中胶结物的含量(约30%),胶结物主要为微晶高镁方解石,因而使岩石锶、镁含量明显提高,但对δ¹³C和δ¹⁸O的影响不大。

溶洞洞壁衬里3 mm的亮晶胶结薄层(S6)的δ¹³C和δ¹⁸O值与海水冲洗带样品(S2、S3)非常接近,因而推测其成因可能主要与海水有关。但其亮晶胶结及影响深度仅止于表层数毫米的特征又与同样受海水作用的影响,但也不能排除后期淡水作用的影响。

5.3 生物化学作用

研究人员已在现代碳酸盐沉积物中的植物根系

周围发现了正在形成中的根管石^[5,14]。张明书等^[5]据其“明显偏低的碳、氧同位素”,强调其淡水成因。王国忠^[22]则从植物生命化学作用的角度详细地解释了根管石的成因,认为植物根系营造的酸性环境结合周期性干湿变化的根系周围外部环境,导致紧邻根系的钙质生物碎屑溶解并以泥晶的形式再沉淀,而离根系稍远的外围则有条件沉淀出亮晶方解石。根管核部则是根系死亡后作为大气降水渗滤—蒸发的通道,而导致淀晶方解石的沉淀。魏喜等^[38]认为内带是原始植物根系交代和石化的结果,而中带和外带是根系附近微化学成岩环境和后期差异风化作用的产物。Gramer M D 和 Hawkins H J^[39]通过对两类植物根壳 (root cast) 的对比研究,认为由于植物的蒸腾作用,植物根系周围形成质流 (mass-flow) 以携带来营养物质及各类阳离子,其中便有超出植物所需的过量的 Ca^{2+} , 随时间推移而最终在根系外围形成根壳。根管石的形成显然与植物的生命化学活动密切相关,尤其是中带的泥晶胶结物可能是植物根化学作用的产物。

在所有样品中,灰质壳具有相对最低的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值,不仅低于根管石核部淀积层,其 $\delta^{13}\text{C}$ 最低值 (-10.51%) 甚至比永兴岛现代蜗牛壳的 $\delta^{13}\text{C}$ (-9.82%) 值还低。大气中 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值约为 -7% , 即便完全不考虑重碳酸根的同位素分馏效应,灰质壳 $\delta^{13}\text{C}$ 的最低值也不会低于 -7% , 但事实是灰质壳大部分的 $\delta^{13}\text{C}$ 值都低于 -7% 。灰质壳部分中细微孔隙中有大量的微小丝状体发育 (如图 6d), 它们显非矿物晶体,而是某种微生物化石。灰质壳薄片下黑色云雾状特征及碎屑颗粒的泥晶化现象很可能便是这种微生物作用的结果。因此,我们推测灰质壳的形成与微生物化学作用密切相关。

6 结论

石岛风成碳酸盐沉积主要在大气淡水作用下固结成岩。海水成岩作用主要表现为对早期成岩作用的改造,会造成锶、镁含量的增高,但对 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值的影响微弱,且影响深度仅止于浅表层。生物化学作用可能参与了古土壤中灰质壳与根管石形成,但在风成碳酸盐沉积的整体成岩上不具意义。

蒸发成岩作用可能在石岛风成沉积的初始固结中起主要作用,并且蒸发成岩作用可在成岩固结后继续进行,沉淀出细小的微晶颗粒镶嵌在早期亮晶胶结物的表面或晶间孔隙中。淡水淋滤作用下部分碎屑颗粒发生溶蚀和新生变形,新生的微亮晶低镁方解石

镶边胶结在颗粒及孔隙周围,并构成胶结物的主体。而大气渗流带和潜流带成岩特征不够典型,总体缺乏亮晶胶结物组分。

大气淡水成岩作用会造成石岛风成碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值的降低,根管石中部几乎不含孔隙的泥晶胶结壳层的 $\delta^{13}\text{C}$ ($-3.46\% \sim -4.649\%$) 和 $\delta^{18}\text{O}$ ($-4.83\% \sim -6.68\%$) 变化范围便可能代表了石岛风成砂屑灰岩在大气淡水作用下所能达到的最低值区间。

Al、Fe、Mn、Y、Cr 元素在古土壤中比砂丘沉积中明显富集,其中 Al、Fe、Mn 的富集与成壤作用有关;而 Y、Cr 元素的相对富集则可能与古土壤发育期积累了更多富含 Y、Cr 元素的风尘或火山灰有关。

参考文献 (References)

- 1 业治铮,张明书,韩春瑞,等. 西沙石岛风成石灰岩和化石土壤层的发现及其意义[J]. 海洋地质与第四纪地质,1984,4(1): 1-10 [Ye Zhizheng, Zhang Mingshu, Han Chunrui, et al. A new discovery on Shidao Island of Xisha Archipelago: eolianite (eolian calcarenite) and fossil soils [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 1984, 4(1): 1-10]
- 2 业治铮,何起祥,张明书,等. 西沙石岛晚更新世风成生物砂屑灰岩的沉积构造和相模式[J]. 沉积学报,1985,3(1): 1-15 [Ye Zhizheng, He Qixiang, Zhang Mingshu, et al. Sedimentary structure and the facies model of the late Pleistocene eolian biocalcarenes in Shidao Island of Xisha Archipelago [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1985, 3(1): 1-15]
- 3 Ye Zhizheng, He Qixiang, Zhang Mingshu, et al. Sedimentary structure and the facies model of the late Pleistocene eolian biocalcarenes in Shidao Island of Xisha Archipelago [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1985, 4(4): 603-614
- 4 张明书,何起祥,韩春瑞. 我国晚更新世风成石灰岩剖面及其古环境古气候浅析[J]. 海洋地质与第四纪地质,1987,7(2): 25-37 [Zhang Mingshu, He Qixiang, Han Chunrui. A stratigraphic profile of late Pleistocene eolian biocalcarenes in China and its preliminary analysis of ancient environments and ancient climate [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 1987, 7(2): 25-37]
- 5 张明书,何起祥,韩春瑞,等. 西沙礁相第四纪地质[C]//何起祥编,海洋地质研究所集刊(一). 济南: 山东科学技术出版社,1987: 189-321 [Zhang Mingshu, He Qixiang, Han Chunrui, et al. Quaternary Geology of Xisha Reef Facies [C]//He Qixiang, ed. Memoirs of Institute of Marine Geology Ministry of Geology and Mineral Resources (1). Jinan: Shandong Science & Technology Press, 1987: 189-321]
- 6 朱袁智,钟晋樑. 西沙石岛和海南岛沙丘岩初探[J]. 热带海洋. 1984,3(3): 64-71 [Zhu Yuanzhi, Zhong Jinliang. Preliminary research of dune rock of Shidao Island of Xisha Islands and Hainan province [J]. Journal of Tropical Oceanography, 1984, 3(3): 64-71]

- 7 White K S. An imprint of Holocene transgression in Quaternary carbonate eolianites on San Salvadore Island, Bahamas [C] // Curran H A, White B, eds. Terrestrial and Shallow Marine Geology of the Bahamas and Bermuda, GSA Special Paper 300. Geological Society of America, Boulder, CO. 1995: 125-138
- 8 Vacher H L, Hearty P J, Rowe M P. Stratigraphy of Bermuda: nomenclature, concepts, and status of multiple systems of classification [C] // Curran H A, White B, eds. Terrestrial and Shallow Marine Geology of the Bahamas and Bermuda, Geological Society of America Special Paper 300. Geological Society of America, Boulder, CO. 1995: 271-294
- 9 Muhs D R, Whelan J F, Kennedy G L, et al. Late Quaternary sea level history of the Pacific coast of North America: a detailed record of the last glacial interglacial cycle [C] // Kelmelis J A, Snow M, eds. US Geological Survey Global Change Research Forum. US Geological Survey, Herndon, VA. 1993: 101-102
- 10 Woodroffe C D, Bryant C V, et al. Late Quaternary sea-level highstands from the Tasman Sea: evidence from Lord Howe Island [J]. Marine Geology, 1995, 125: 61-72
- 11 Fumana M P. Pleistocene dune systems in the Valencian Betic cliffs (Spain) [C] // INQUA Subcommission on Mediterranean and Black Sea Shorelines Newsletter 17. 1995: 32-38
- 12 Tucker M E, Bathurst R G C. Front Matter, in Carbonate Diagenesis [C]. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK. 2009, doi: 10.1002/9781444304510.fmatter
- 13 Chilingar G V, Bissell H J, Fairbridge R W. 碳酸盐岩 [M] // 冯增昭等译. 北京: 石油化学工业出版社, 1978: 30-31 [Chilingar G V, Bissell H J, Fairbridge R W. Carbonate Rocks [M] // Translated by Feng Zengzhao, et al. Beijing: Petroleum and Chemical Industry Press, 1978: 30-31]
- 14 何起祥, 张明书. 中国西沙礁相地质 [M]. 北京: 科学出版社, 1986: 1-182 [He Qixiang, Zhang Mingshu, et al. Reef Facies Geology of Xisha Islands of China [M]. Beijing: Science Press, 1986: 1-182]
- 15 Zhao Qiang, Wu Shiguo, Xu Hong, et al. Sedimentary facies and evolution of aeolianite in Shidao Island, Xisha Islands [J]. Chinese Journal of Oceanology and Limnology, 2011, 29(2): 398-413
- 16 David B. Loope, Rhizoliths in ancient eolianites [J]. Sedimentary Geology, 1988, 56: 301-314
- 17 卢武长. 稳定同位素地球化学 [M]. 成都: 成都地质学院出版发行组, 1986: 1-334 [Lu Wuchang. Stable Isotopes Geochemical [M]. Chengdu: Publication Group of Chengdu Geology Institute, 1986: 1-334]
- 18 Coplen T B, Kendall Carol, Hoppo Jessica. Comparison of stable reference samples [J]. Nature, 1983, 302: 236-238
- 19 业渝光, 王雪娥, 刁少波. 西沙石岛¹⁴C年代数据可靠性的初步研究 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 1987, 7(2): 121-130 [Ye Yuguang, Wang Xue'e, Diao Shaobo. A preliminary study on the reliability of radiocarbon age from Shidao Island of Xisha Islands [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 1987, 7(2): 122-130]
- 20 Jan Veizer. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates [J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 1983, 11: 265-299
- 21 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 [He Qixiang, Zhang Mingshu. Origin of Neogene dolomites in Xisha Islands and their significance [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 1990, 10(2): 45-55]
- 22 王国忠. 南海珊瑚礁区沉积学 [M]. 北京: 海洋出版社, 2001: 171, 298 [Wang Guozhong. Sedimentology of Coral Reef of the South China Sea [M]. Beijing: China Ocean Press, 2001: 171, 298]
- 23 陈以健, 焦文强. 西沙群岛石岛放射性碳剖面—近代地壳运动的证据 [J]. 海洋地质研究, 1982, 2(2): 27-37 [Chen Yijian, Jiao Wenqiang. Radiocarbon profiles of the Rocky Island, Xisha Islands: Evidence of recent crustal movement [J]. Marine Geology Research, 1982, 2(2): 27-37]
- 24 陈以健, 卢景芬, 蔡同茂, 等. 西沙珊瑚砂屑灰岩的 ESR 年龄测定 [J]. 地质论评, 1988, 34(3): 254-262 [Chen Yijian, Lu Jingfen, Cai Tongmao, et al. ESR dating of coral-fragment limestone from the Xisha Islands [J]. Geological Review, 1988, 34(3): 254-262]
- 25 业渝光, 和杰, 刁少波. 西沙石岛风成灰岩的 ESR 和 ¹⁴C 年龄 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 1990, 10(2): 103-110 [Ye Yuguang, He Jie, Diao Shaobo. ¹⁴C and ESR ages of eolian calcarenite from Shidao Island of Xisha Islands [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 1990, 10(2): 103-110]
- 26 何起祥, 张明书, 业治铮, 等. 西沙群岛石岛晚更新世碳酸盐沉积物的稳定同位素地层学 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 1986, 6(3): 1-8 [He Qixiang, Zhang Mingshu, Ye Zhizheng, et al. Carbonate oxygen stable isotope stratigraphy of late Pleistocene carbonate deposits at Shidao Island, Xisha Islands, China [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 1986, 6(3): 1-8]
- 27 He Q X, Zhang M S, Ye Z Z. Sedimentary facies of reef deposits in the Xisha Islands, China [C] // Proceedings of the First International Conference on Asian Marine Geology. Shanghai, 1988, September 7-10. China Ocean Press. Beijing, 1990: 277-290
- 28 卢演铸, 杨学昌, 贾蓉芬. 我国西沙群岛第四纪生物沉积物及成岛时期的探讨 [J]. 地球化学, 1979, 2: 93-102 [Lu Yanchou, Yang Xuechang, Jia Rongfen. Quaternary biological sediments in the Xisha archipelago, China and a discussion on the age of island-formation [J]. Geochemia, 1979, 2: 93-102]
- 29 Brooke B. The distribution of carbonate eolianite [J]. Earth-Science Reviews, 2001, 55: 135-164
- 30 Bretz J H. Bermuda: a partially drowned late mature Pleistocene karst [J]. Geological Society of American Bulletin, 1960, 71, 1729-1754
- 31 Vacher H L, Rowe M P. Geology and hydrogeology of Bermuda [C] // Vacher H L, Quinn T M, eds. Geology and Hydrogeology of Carbonate Islands. Developments in Sedimentology, Vol. 54. Elsevier, Amsterdam, 1997: 35-90
- 32 Fletcher C. H, Murray-Wallace C V, Glenn C R, et al. Later Quaternary eolianite geochemistry, petrology and aminostratigraphy at Kaiehu Point (Mo'omomi) Moloka'i, Hawaii. Chapter 2 [C] // Fletcher C H, ed. Molokai Fieldtrip Guidebook, IGCP Project 437. University of Hawaii, Honolulu, 1999: 15-41

- 33 冯起,程国栋. 我国沙地水分分布状况及其意义[J]. 土壤学报, 1999, 36(2): 225-236 [Feng Qi, Cheng Guodong. Moisture distribution and movement in sandy lands of China[J]. Acta Pedologica Sinica, 1999, 36(2): 225-236]
- 34 刘新平,张铜会,赵哈林,等. 流动沙丘降雨入渗和再分配过程[J]. 水利学报, 2006, 37(2): 166-171 [Liu Xinping, Zhang Tonghui, Zhao Halin, et al. Infiltration and redistribution process of rainfall in desert mobile sand dune[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2006, 37(2): 166-171]
- 35 Budd D A, Land L S. Geochemical imprint of meteoric diagenesis in Holocene ooid sands, Schooner Cays, Bahamas: correlation of calcite cement geochemistry with extant groundwaters [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1990, 60: 361-378
- 36 Saller A H. Diagenesis of Cenezoic Limestones on Enewetak Atoll [M]. Louisiana: Louisiana State University, Baton Rouge, 1984: 363
- 37 Halley R B, Harris P M. Freshwater cementation of a 1 000 year-old oolite [J]. Journal of Sedimentary Petrology. 1979, 49: 969-988
- 38 魏喜,贾承造,孟卫工,等. 西沙群岛石岛根管石特征、成因及地质意义[J]. 岩石学报, 2008, 24(10): 2415-2422 [Wei Xi, Jia Chengzao, Meng Weigong, et al. Characteristics, origin and geological significance of rhizolith in Shidao of Xisha Islands [J]. Acta Petrologica Sinica, 2008, 24(10): 2415-2422]
- 39 Cramer M D, Hawkins H J. A physiological mechanism for the formation of root casts [J]. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleobiology, 2009, 274: 125-133

Early Diagenesis of Late Pleistocene Aeolian Carbonate Sediment on Shidao Island, Xisha Islands

ZHAO Qiang¹ XU Hong² WU Shi-guo³ LIU Bao-hua⁴
HUA Qing-feng¹ YE Jun¹ LI Chao¹ SONG Hong-ying^{2,5}

- (1. First Institute of Oceanography, Key Laboratory of Marine Sedimentary and Environmental Geology, SOA, Qingdao, Shandong 266061;
2. Key Laboratory of Marine Hydrocarbon Resource and Environment Geology, Qingdao Institute of Marine Geology, Ministry of Land and Resources, Qingdao, Shandong 266071;
3. Key Laboratory of Marine Geology & Environment, Marine Hydrocarbon Research Center, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, Shandong 266071;
4. National Deep Sea Center, Qingdao, Shandong 266061; 5. Ocean University of China, Qingdao, Shandong 266100)

Abstract: The surface sediments on Shi Island of Xisha Islands are aeolian sediments, which have been formed during late Pleistocene, and they are undergoing early diagenesis. Through the detailed observation of outcrops, sections and SEM, combining with the analysis of stable isotope of carbon and oxygen, major elements and trace elements, we found the aeolian sediments had been consolidated mainly in meteoric diagenetic environment, and the evaporation diagenesis might play an important role during the early consolidation of the aeolian sediments. Under the influence of meteoric diagenesis, part of clasts have been leached and experienced neomorphism. And the newly produced microspar low magnesium calcite (4-10 μm) cements usually pectinally inlayed on the surface of grains or pores in form of graininess, and became main cements. However, the content of calcsparite cements, which usually taken as the marker products of vadose and phreatic diagenesis, were generally less than the microspar cements in the most of rocks. The sea water mainly influenced and altered the former meteoric diagenesis, could raise the content of Sr and Mg, while only the surface of aeolianite had been affected. And the sea water diagenesis had a little influence about the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of the aeolian carbonatite. However, the formation of calcrete and rhizoliths, which were mainly developed in the paleosols, might have been affected by biochemical process. But the biochemical process had little sense for the whole diagenesis of the aeolian sediments. The meteoric diagenesis could decline the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of the aeolian sediments, and leach the Sr^{2+} and Mg^{2+} by the neomorphism. For the pedogenesis, the palaeosols are relative abundant in Al (aluminium), Fe (ferrum), Mn (manganese), Y (yttrium) and Cr (chromium) than the aeolian calcarenite. Nevertheless, the concentration of Y (yttrium) and Cr (chromium) showed little relationship with pedogenesis, and we induced that they might come from travel fatigue or volcanic ash during the relatively long term exposure.

Key words: Shidao Island; aeolian carbonate sediment; early diagenesis; meteoric diagenesis