

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

业治铮 何起祥 张明书 韩春瑞 李浩 吴健政 鞠连军

(地矿部海洋地质研究所)

引 言

西沙宣德群岛中的石岛, 出露一套石化了的晚更新世生物砂屑灰岩。岩石呈颗粒支撑结构, 由与珊瑚礁有关的生物砂屑组成。颗粒圆度高, 分选中等到良好。其中珊瑚藻屑占一半, 珊瑚碎屑约占1/3, 其它组分有棘皮动物、介类及有孔虫的骨屑。胶结物为簇状丛生的方解石, 孔隙中央部分, 方解石常具镶嵌结构。

关于这套生物砂屑灰岩的成因, 众说纷纭。石岛是一个面积仅0.1平方公里的小岛。以这样的弹丸之地而招致如此众多的争议, 在国内似无出其右者。

争论集中在三个方面: 1. 石岛的地层是否已经经受褶皱? 如不然, 则地层中常可见及的“背斜构造”又作何解释? 所谓“不整合”乃至“石岛运动”的议论〔1〕、〔2〕, 大多立论于对这类“背斜构造”及与之有关的不谐和关系的解释; 2. 石岛的C¹⁴年代学数据有“上老下新”的反常现象。测年工作已经做了不少, 仅见诸文献者即不下五十, 结果大多类似。怀疑测年方法的可靠性是根据不足的。那么反常的地层关系又作何解释? 有人用沉积反剖面来解释这一现象〔1〕。然而, 西沙岛屿星罗棋布, 为什么唯独石岛别具一格? 因此就不得不设想出一套复杂的演化模式〔1〕; 3. 石岛的生物砂屑灰岩究竟是什么环境中的产物? 有人认为是沙堤沉积〔3〕, 有人认为是潮间带的海滩沉积〔4〕, 还有人认为是“水下沙坝、潮间带的海滩、沙洲及潮上带的沙堤与风成沙丘的复合体”〔3〕。一个只有两万多年历史的小岛, 其形成环境的解释却如此混乱, 这在沉积学界中也是罕见的。

然而, 所有这些争论的要害, 归根结蒂还在沉积环境的重建。岩石的成因类型和形成环境搞清了, 其它争论就会迎刃而解。笔者等根据1983年的野外工作, 提出了石岛生物砂屑灰岩系风成沉积的解释。今年, 我们又再赴石岛。更多的资料证明, 原来的分析是正确的。我们将陆续从不同角度进一步阐明我们的认识。本文仅就沉积构造和沉积序列进行讨论和分析。不妥之处, 希祁指正。

方 法 学

现代相分析理论的一个重大进展是相模式的提出。早在九十年前，著名沉积岩石学家J. Walther就曾指出，在没有沉积间断的前提下，沉积地质体的纵向关系同时也就是它的横向关系。亦即相比邻的亚环境中的沉积产物，会随着时间的推移而形成特定的纵向序列。这种纵向序列是确定的，而不是模棱两可的。以滨海沙堤为例，由陆向海，可以划分出泻湖、沙堤、浅海等次一级环境。在沙堤进积(Progradation)过程中，势必形成一套由下而上由浅海沉积而沙堤沉积而泻湖沉积依次叠置的纵向序列。沙堤本身亦显示出由细变粗的粒度变化。这种确定的时空关系，就是我们常说的相模式。实践证明，相模式的理论和方法是卓有成效的。

近十多年来，国外对风成沉积物的

研究取得了很大进展。Mckee等对美国白沙沙漠(White Sands)和纳米比亚沙漠沉积构造的描述^{[5][6]}，为根据层理恢复沙丘类型提供了现代实例。Mainguest等对撒哈拉沙漠的研究^[7]，阐明了沙漠盆地中砂丘类型的分带性。Walker和Harms(1972)，Bigarella(1972)，Hunter(1977)，Wilson(1971, 1972, 1973)等亦做过许多有意义的工作^[8]。但是，风成沉积物的相模式却至今尚未建立起来。

风成沉积物中三种不同级序界面的提出，向建立风成沉积相模式迈出了重要的一步(Stokes, 1968^[9]，Brookfield^[10]，Walker and Middleton^[8]，Korucek^[11])。

在风成环境中，存在着两个主要的次一级沉积区：沙丘(dune)和丘间(interdune)。二者的沉积构造有显著的区别。沙丘沉积物以槽状、穹状或板状交错层理为特征。其细层以高角度(可达 30° — 34°)顺风倾斜。细层界面大致平行，都是瞬时的等时面。当沙丘在空间上迁移或形态、规模改变时，形成切割的层系界面。层系界面也是等时面，称为三级界面。丘间沉积物以粒度

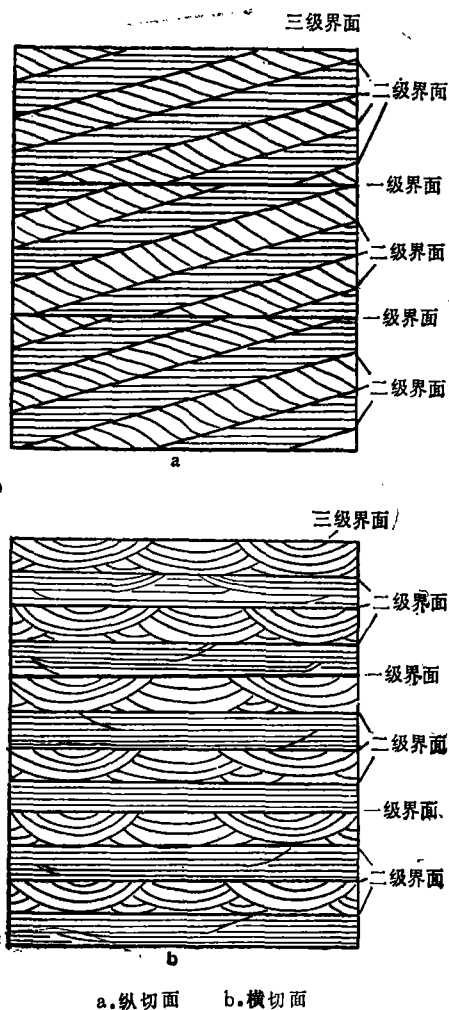


图1 风成沉积物中的三种界面

Fig. 1 Three kinds of boundary surfaces in eolinite. (a) Windward section, (b) Cross section

偏细和近水平或低角度缓斜的层理为特征，反映能量较低的环境条件。随着沙丘向前移动，丘间沉积物亦相应地顺风上爬（图 1），成为复盖在高角度沙丘前积层之上的具水平层理的沉积层，其上则为后继的沙丘沉积物所覆盖。沙丘沉积物与丘间沉积物之间的界面，是一个顺风上爬或逆风缓斜的界面，空间上常呈波状弯曲，称为二级界面，二级界面是风成沉积中必不可少的组成部分。但它仅仅是一个相界面，从时间上看则是不等时的。

在沙漠的沉积史中，存在着沙丘活动期和稳定期的交替。活动期就是风成沉积的建设时期，形成沙丘与丘间沉积物相交替的沉积序列；但在稳定时期，沙丘运动减缓或趋于停滞，沉积物受到其它外动力作用的改造，是一个破坏时期。促使沙丘从建设时期转入破坏时期的因素是多种多样的，如气候变化、地下水抬升或植被生长等，都可以使丘间沉积物首先固定下来，停止上爬加积，进而使全区趋于夷平，形成切割下伏沙丘和丘间沉积物的间断面。新的沙丘沉积物将它掩埋起来，就构成一个大致水平的等时界面，称为一级界面，以上下沉积物在相序上的不连续性为特征。

这三种界面及其所控制的沉积物组合，具有确定的时空关系，不同于其它类型的沉积物，所以是识别古风成沉积物的主要依据。

沙丘沉积物和丘间沉积物的沉积构造

石岛的风成沉积物中有两个一级界面。第二个一级界面与现代地表一致，故剖面可分两段¹⁾。下段包括三层，第一层是一套在低潮时才露出海面的丘间沉积，见于岛的西侧，最大出露厚度约 1.5 米；第二层为沙丘沉积的席状砂体，厚可达 6—7 米；第三层

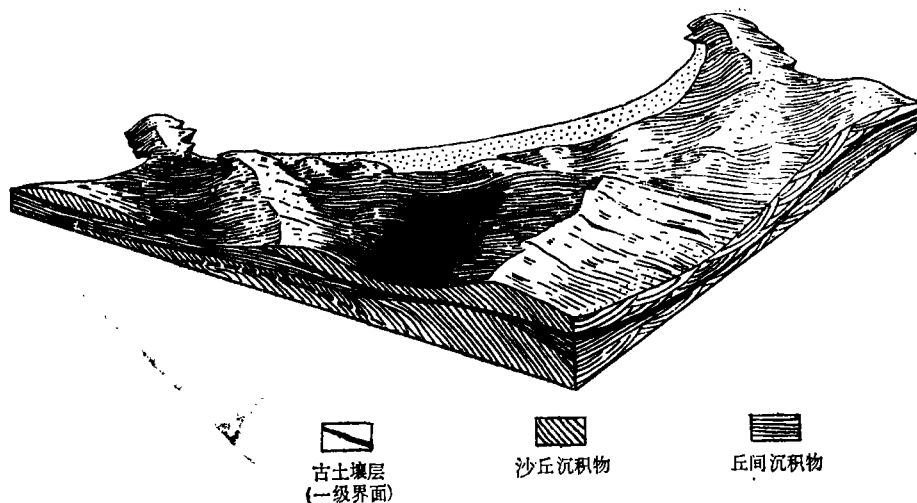


图 2 石岛风成生物砂屑灰岩立体示意图

Fig. 2 Block diagram of the eolian biocalcarenites in Shidao Island

1)在西海岸中部，还见有一个古土壤层，出露宽度80米。可能代表另一个一级界面，尚待验证。如果若然，则石岛的地表剖面可以分为三段，详见图2。

为丘间沉积物，厚度从0米到5米，北端最厚，向南减薄，在岛屿中南部缺失。上段只有一层，即目前出露地表的沙丘沉积物，最大厚度3—4米，顶部受到侵蚀(图2)。

一、沙丘沉积物

沙丘沉积物的构造以单向交错层理为主，按形态可分以下几类：

1. **大型槽状交错层理(图3)** 纵切面上呈单向倾斜，下端微微收敛。细层厚度5—20厘米，细层倾角 15° 到 34° ；横切面上呈槽状交切，槽宽5米到20米不等。空间上，细层倾向变化在南东与北西之间，但槽形的轴向却大多稳定在 210° — 250° 的范围内，代表盛行风的方向。在槽状交错层的细层倾角变陡时，常发生滑塌现象，形成一个或几个透镜状的滑塌体(图4)。

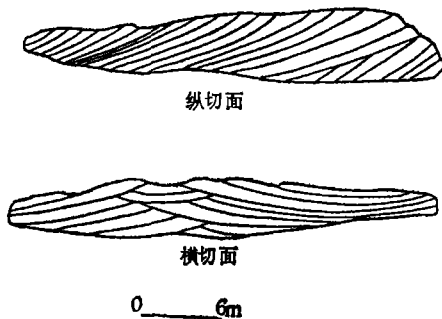


图3 石岛沙丘沉积物槽状交错层理素描图
Fig. 3 A sketch of the trough cross-bedding in dune deposits of Shidao Island

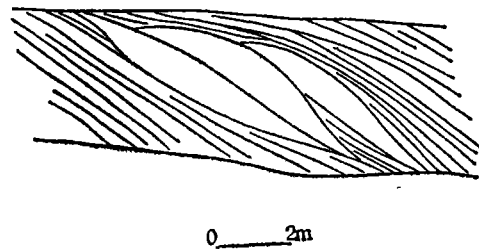


图4 石岛风成前积层中的滑塌透镜体
Fig. 4 Slide-lens found in the foreset of dune deposits of Shidao Island

2. **大型上凸交错层理** 在水成沉积物中，上凸交错层理少见。但在石岛的风成沉积物中却屡可见及。在横切面上，上凸型交错层理的三级界面呈披盖形向上凸起，顶部平缓，倾角一般小于 10° ，并常切割下伏层系(图5a)，而两翼倾角变陡，可达 20° 或更大。在纵切面上则表现为上端收敛、下端变陡的单斜层系(图5b)，最陡部分可达 25° 到 30° 。上凸型层理的层系界面在前缘常相背倾斜，但其轴向在区域内却很稳定，呈北东—南西向，与东北盛行风的风向一致。

3. **大型板状交错层理** 是指细层在横切面上大致平行，在纵切面上呈单斜薄板状的一种层理类型。细层界面与层系界面一致。本区见到的板状交错层理大多是局部的，主要分布在岛屿中央。细层厚度由10厘米到20厘米不等。上下倾角比较恒定，可达 30° 到 34° (图6)。板状交错层理，在理论上反映脊线互相平行的横向沙丘。但是在风成沉积物中，大多数横向沙丘的脊线都呈波状弯曲。因此，在横切面上，细层常呈波状起伏，层系界面(三级界面)亦呈波状互相切割。本区尚未见到出露面积较广的板状交错层理或波状交错层理。但有些层理的踪迹，显然可用横向沙丘解释。

根据层理类型恢复沙丘形态是一项难度较大的工作。Mckee等人在美国和纳米比亚所作的揭露和描述工作，提供了现代沙丘内部构造的第一手资料。但是，现在地表沉积模

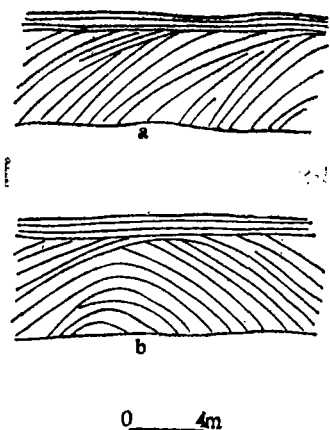


图5 石岛大型上凸交错层理:

5a.横切面 5b.纵切面

Fig. 5 Big convex cross-bedding of Shidao Island 5a. windward section; 5b. cross section

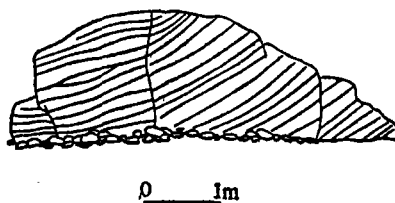


图6 石岛板状交错层理的素描图

Fig. 6 A sketch of the planar cross-bedding in Shidao Island

式是不能简单地照搬到古代沉积中去的。因为只有其中的一部分能够保留在地质纪录中，而另一部分最终是要被改造的。

Mainguest和 Callot (1974) 对撒哈拉Fachi-Bilma沙漠的调查表明，沙丘类型在空间上有分带性(图7)。新月形沙丘主要分布在沙漠的边缘，构成一个以小型活动性底形为特征的外带；向沙漠中心，新月形沙丘相互连接，首先形成波状弯曲的塞夫(Seif)沙丘，然后变为大型的纵向沙丘。但这是大沙漠的情况，在小沙漠中就不尽然，美国的白沙沙漠面积仅275平方公里，未见纵向沙丘，而是发育了许多横向沙丘。

沙丘类型的空间分带势必导致层理类型的空间分带。石岛的层理类型，在西海岸多槽状交错层理和上凸型交错层理，应分别为新月形沙丘和抛物线形沙丘的产物。在岛屿的东岸则见有一些板状和波状的交错层理及金字塔形层理，有可能代表横向沙丘和塞夫沙丘。但是规模有限，尚难言及沙丘类型的分带性。

在石岛西海岸的沙丘沉积物中，在细层界面上常可见到一种小型的波痕构造(图8)。波长约为5—7厘米，波高一般不超过0.5厘米。其走向与细层倾向一致，与Walker和Harms (1972) 在美国科罗拉多洲二叠系 Lyons 砂岩中所发现的风成波痕如出一辙^[12]。可能是由温差引起的微风造成的(Walker等1972)。

二、丘间沉积物

现代沙漠的丘间环境中，有着多种不同类型的沉积构造。但石岛的丘间沉积物却要简单得多。

迄今为止，在石岛的丘间沉积物中，尚未发现蒸发相沉积物，亦未见明显的水流作用标志。大致看去，似为水平层状构造，但仔细追索，却是一些低角度缓斜的槽状层系(图9)。槽宽10米到50米，幅度一般小于1米。细层的厚度一般为数厘米到十数厘

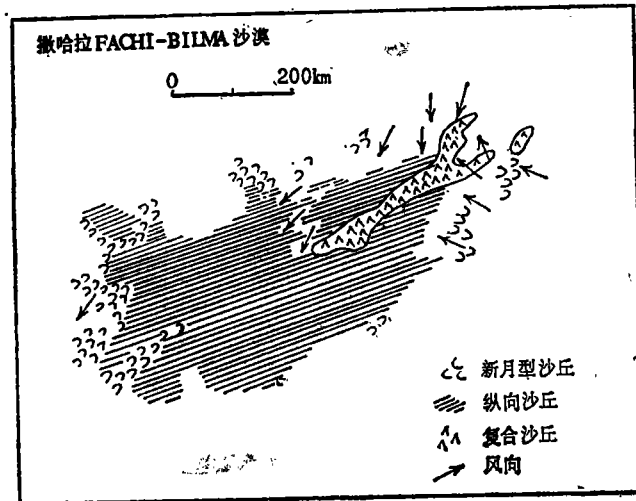


图7 撒哈拉Fachi-Bilma沙漠中沙丘类型的分带性

Fig. 7 Distribution of dune types and wind directions in the Fachi-Bilma Erg (from Mainguet et al. 1974)

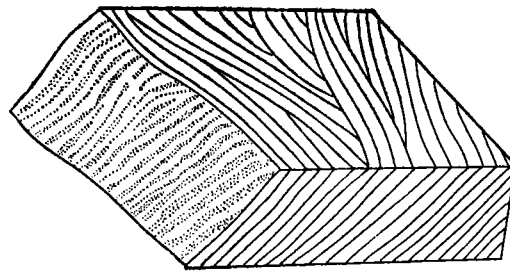


图8 石岛西海岸沙丘沉积物细层界面上的小型波痕

Fig. 8 Small ripples on the dune foreset, Shidao Island

米，向槽的两侧收敛，收敛角从数度到十数度。在收敛角较大的部位，状似楔形层理或塞夫沙丘的层理特征。层系界面平整，平行于下伏沙丘的沉积顶面。

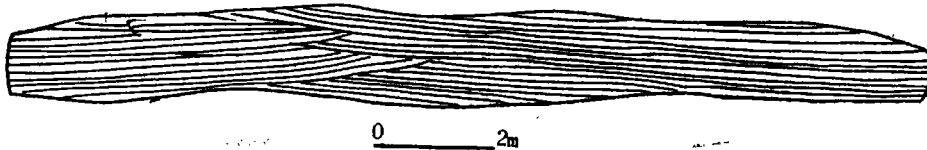


图9 石岛丘间沉积物中的层理类型

Fig. 9 Bedding type of the interdune deposits, Shidao Island

丘间沉积物的粒度较相应的沙丘沉积物稍细。但亦见有较粗的夹层，粒度可达1—2毫米，应属滞留组分。在个别细层中，曾见有与区域风向反向倾斜的低角度板状层

理，与沉积底面的夹角不大于 10° （图 10），可能属于丘间逆风上爬沉积作用的产物。变形层理亦屡可见及。

在上爬型沉积物中，沙丘和丘间沉积物的厚度是沙丘和丘间宽度的函数¹⁾。本区丘间沉积物的厚度一般为 3—4 米，稍小于相应的沙丘沉积物。

丘间带的宽度，从某种意义上说，可以看作沙丘活动程度的标志。本区丘间带宽度甚大，说明沙丘并不十分活动，是不能与大规模的大陆沙漠相提并论的。

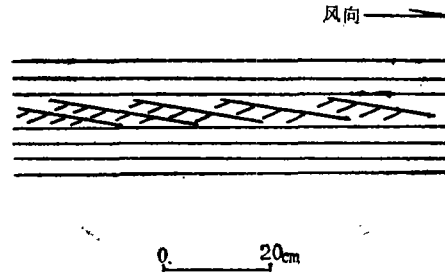


图10 石岛丘间沉积物中的小型上爬层理

Fig.10 Small climbing bedding in the interdune deposits, Shidao Island

一级界面和二级界面

一级界面和二级界面是风成沉积物中必不可少的组成部分。石岛晚更新世风成沉积，尽管厚度不大，但其沉积标志却极为典型，其中就包括一级界面和二级界面。

一、一级界面

一级界面是切割风成沉积的一个重要界面，标志着风成作用的间断时期。造成一级界面的原因是多样的。气候的变化无疑是一个重要原因。由于气候转为湿润，风力作用受阻，于是植被生长，表层沉积发生土壤化，形成切割下伏沉积物的古土壤层，这是一种一级界面。Stokes 提出的地下水相对抬升，使沙丘渐趋固定，也是造成一级界面的可能机制。

本区有两个以古土壤层为标志的一级界面。笔者等在“西沙石岛风成石灰岩和化石土壤层的发现及其意义”一文中曾作过讨论^[4]。此次经过追索，发现这两个土壤层都是基本连续的。

下土壤层沿岛屿四周均有出露，并有明显切割下伏沉积层的现象（图 11）。在岛的北端，它产于上部沙丘前积层的底部；向西南方向，切割层位逐渐变老。到岛屿中南部，显著切割下伏丘间沉积物，使后者的厚度减薄到一米左右；再向南，下伏丘间沉积物发生侵蚀尖灭，第二沙丘沉积与第一沙丘沉积直接接触。到岛屿南端，二级界面下倾、古土壤层又重新盖到第二层丘间沉积物之上。

1) 在上爬加积作用条件下，沙丘和丘间沉积物的厚度都是其宽度的函数，即 $H = L \sin \alpha$, $h = L \sin \alpha$, α 为二级界面的原始倾角，因此： $\frac{H}{h} = \frac{L}{l}$ ，亦即沙丘与丘间带的宽度比也就是它的厚度比。

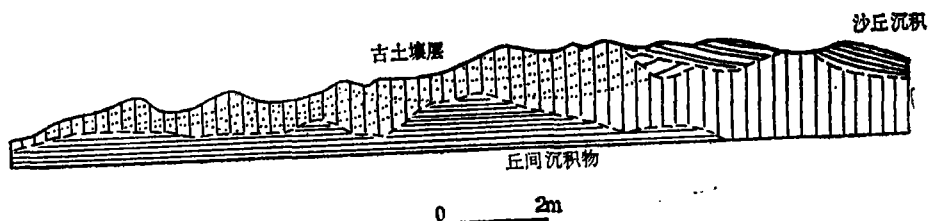


图11 下土壤层的产状特征

Fig. 11 Features of the lower paleosoil, Shidao Island

土壤层的厚度一般为20—30厘米。但土壤化的下界变化很大，古土壤层的主要标志有：

1. 层位上的穿时性；2. 陆生蜗牛的存在。已发现的属种有：*Euhadra cf. granulifera* (Moellendorff) *Cathaica cf. ruffispira* (Martens), *Rhachis cf. onychinus* (Heuds), *Kalieela cf. depressa* (Moellendorff), *Bradybaene sp.* *Euhadra sp.*；3. 标志植被化过程的根管构造 (*Rhizoliths*) 的存在；4. 广泛的磷酸盐化。

在风化露头上，可见土壤化生物砂屑灰岩仍保留未经变位的原生层理构造，说明土壤化作用是在沉积物固结之后发生的。

古土壤化有明显的选择性。高角度的沙丘前积层都有优先土壤化的趋势，而丘间沉积物的土壤化则明显较弱。

以下土壤层为标志的一级界面并不是一个平面，而是一个由南西向北东倾斜的波状界面，大致反映古地形的趋势。

上土壤层大致与现代地形一致。磷酸盐化的深度可达数米，并有沿裂隙下渗的现象。它标志着石岛风成沉积史的结束。

二、二级界面

沙丘沉积物与丘间沉积物的界面属于二级界面。石岛共有三个二级界面。均呈波状向北东方向倾斜。界面的区域上爬方向是沙丘移动的方向，也代表区域性盛行季风的方向。

最下部的二级界面仅见于西海岸。其下为丘间沉积物，其上为沙丘席状体。出露最高处高出低潮面约2.5米，但出露宽度只有七、八十米。推测深部至少还有一个相关的沙丘席状体，亦即至少还有8—9米风成沉积物尚未出露。

第二个二级界面出露最广，上覆丘间沉积物，下伏沙丘席状体。除岛屿西南部遭受一级界面的侵蚀外，全岛均可见及。

第三个二级界面层位最高，上覆出露地表的沙丘沉积，下伏上述丘间沉积物。由于当代的侵蚀作用，其出露范围较小，仅在岛屿中央部分可以追索。

古 风 向 分 析

西沙群岛的现代沉积作用都明显地受到风向的影响，尽管夏季的西南风有时也很强劲，但起主要作用的还是东北季风。两种方向相反的季候风都对沉积物有改造作用。但是在沉积记录中能够保存下来的，却往往只是居主导地位的风成沉积物。因此，尽管经典文献总是强调风成定向构造的多向性，但是在许多古代实例中见到的，却总是统计上比较一致的单向沉积物。

根据现有的 C^{14} 测年资料，石岛的风成沉积物应老于25000年。当时的古风向，可以根据二级界面的上爬方向判断，也可以从斜层理细层倾向的统计进行分析。我们测量了岛上出露的两个沙丘沉积层的斜层理，其结果如图12。

沙丘前积层的斜层理倾向，由于槽状和上凸型交错层理的影响，变化范围甚大。我们在测量中，主要依靠板状交错层理，而在利用槽状或上凸型层理时，除测量两翼产状外，还要测量转折端的产状。一般转折端的倾向与槽状或上凸层理的轴面基本一致，都能代表盛行风的方向。

所有的测量数据都很集中。下沙丘沉积层的斜层理倾向大多是在 225° — 236.5° 之间，亦即风从 $NE45^{\circ}$ — 56° 方向吹来；上沙丘沉积层的斜层理倾向变化在 225° — 248.5° 之间。亦即盛行风从 $NE45^{\circ}$ — 68° 方向吹来，均属东北季风的范围。据西沙群岛气象台的资料，1958—1972年间，东北季风的平均风向为 45° ，说明25000年来，区域季风的风向并没有大的变化。

无论是第二界面的上爬方向抑或交错层理的倾斜方向都足以说明，石岛的风成沉积物是在东北季风的驱动下形成的。

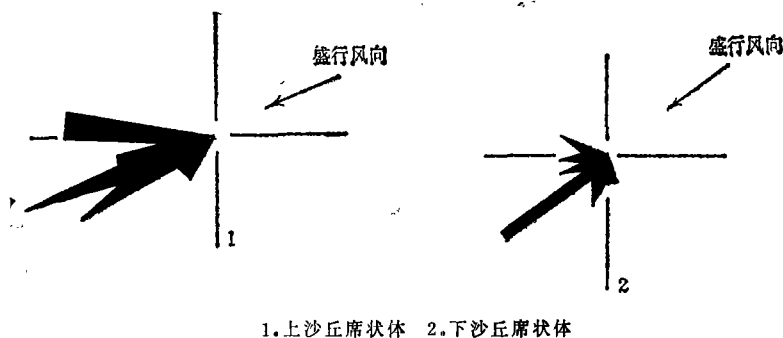


图12 石岛风成生物砂屑灰岩的斜层理玫瑰花图

Fig. 12 Rose diagram of the cross beddings in the eolian biocalcarenes at Shidao Island

1. Upper dune deposits, 2. Lower dune deposits.

讨 论

综上所述，石岛的生物砂屑灰岩是一套典型的风成沉积。类似的风成砂屑灰岩，在

百慕大、巴哈马、北非、南非、印度和澳大利亚等地均有发现。Fairbridge and Teichert (1953) 描述过的澳大利亚西部哈麦林湾的更新世风成砂屑灰岩和古土壤堆积^[13], 与石岛的情况如出一辙(图13)。说明在适当的纬度带, 只要有足够的物质储存, 在较长的干旱季节中, 形成风成砂屑灰岩并不是难以理解的。

石岛风成沉积物的地方性相模式, 可以归结为图14, 即具高角度交错层的沙丘席状体与具水平层理的丘间沉积物成互层; 其间为倾向与盛行风向相反的波状二级界面。在这一套多韵律的沉积物中, 有许多大致水平的一级界面。一级界面虽然与风成沉积作用本身并无必然联系, 但在风成沉积物中却极为普遍, 也可作为一个要素列入风成沉积物的相模式。

关于石岛的成因, 前人曾作过许多讨论^{[1][2][4]}。如果石岛的生物砂屑灰岩确系风成, 岛屿的演化历史就必须重新认识。



图13 澳大利亚西部哈麦林湾的更新世风成砂屑灰岩和古土壤堆积

Fig. 13 Pleistocene eolian calcarenites and fossil soils at Hamelin Bay, Western Australia.

众所周知, 风成沉积物的形成和保存是需要一定的条件的:

1. 砂屑物质的稳定补给; 2. 地形上(大多数情况下, 同时也是构造上)的盆地, 以捕集碎屑物质; 3. 干旱气候导致潜水面的大幅度降低, 植被破坏, 使砂粒处于活动状态; 4. 盛行季候风, 长期从一个方向推动沙丘运动; 5. 缓慢沉降的构造条件, 使风成沉积区长期维持沉积环境而不受侵蚀。

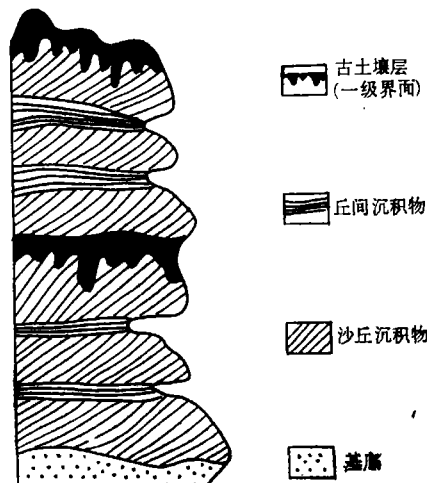


图14 石岛风成生物砂屑灰岩的相模式

Fig. 14 The facies model of the eolian calcarenites at Shidao Island

这些条件是不可或缺的，石岛当然也不例外。根据现有的测年资料，石岛生物砂屑灰岩的 C^{14} 年龄 >22000 年。如果将年龄年青化的因素考虑在内，则将石岛风成沉积的历史追溯到25000年前是合乎逻辑的。

世界上许多风成碳酸盐岩，都形成于海侵过程中。因为只有海侵才能提供足够的砂屑组分。据此可以认为石岛风成砂的形成，应在32000年前到25000年前的海平面上升时期^[14]，大体上经历了以下几个阶段（图15）。

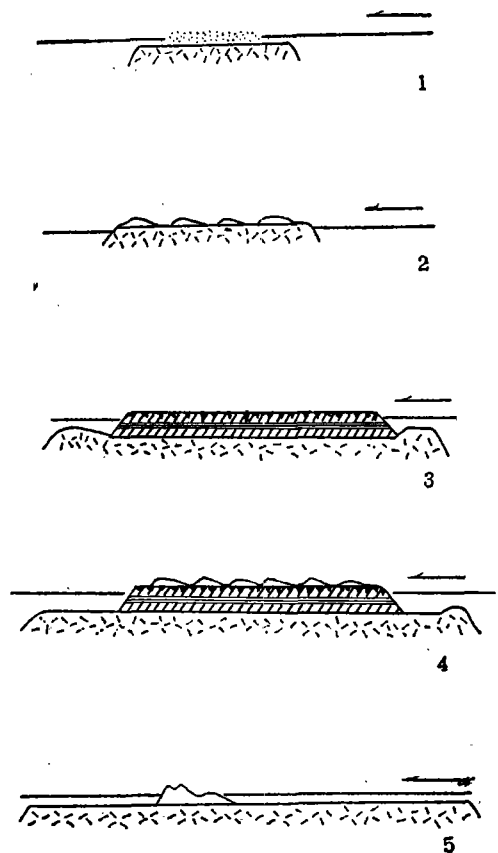


图15 石岛晚更新世以来的演化示意图

Fig. 15 The diagram showing the evolution of Shidao Island.

1. 砂屑储存阶段：

大约32000年前，本区海平面处于较低位置。礁盘接近海面，遭受海浪和潮汐冲刷作用，形成大量砂级的珊瑚礁屑，发育为面积较大的灰砂岛。

随着海面的逐渐抬升，新的珊瑚礁在礁盘外缘同时在侧向上和垂向上生长，波浪和潮汐作用不断制造和提供生物砂屑，灰砂岛的堆积厚度增加到数十米以上。

2. 沙漠化阶段：

由于气候转为干旱，植被凋敝，在东北季风的作用下，灰砂移动，形成沙丘和丘间相间的地貌景观，石岛转入岛屿灰砂沙漠阶段。随着海平面的缓慢上升，风成沉积物边堆积，边成岩，边埋藏。

3. 第一期土壤化阶段

大约 27000 年左右, 石岛转入相对稳定时期, 气候转湿润。淡水的淋滤作用首先使岩石去胶结化, 于是植被和蜗牛开始生长。鸟粪堆积导致渗滤磷酸盐化, 形成古土壤层。

4. 沙丘再活动阶段:

不久, 本区气候又转干旱, 全岛重新转入沙丘活动时期, 形成新的风成堆积。

石岛的沉积史大约在 25000 年左右宣告结束。这时开始发生全球性的海平面下降。石岛相对抬升成为高出海面数十米的石质岛屿。由于东北季风引起的波浪的破坏作用, 岛屿东北部不断遭到侵蚀。在全新世的海平面抬升过程中, 石岛继续保持岛屿状态, 并逐渐形成现在的规模。第二期土壤化发生在现代地形奠定之后。

现在, 再回头来回答本文引言中提出来的问题。

(1) 关于石岛曾经发生晚更新世以来的褶皱运动, 形成“背斜”构造及不整合超覆关系的说法, 概系对风成沉积构造及其相序关系解释不当所致。文中已多有讨论, 与区域构造背景存在极大矛盾, 应予排除。“沉积背斜”之说, 虽然排除了构造成因, 但同样混淆了事实的本质, 也是欠妥的。

(2) 关于年代学资料的“反常”现象, 如果在陈以健等的分布图上画上古土壤层的界线(图16), 考虑到古土壤形成及相应的淋滤作用导致的 C^{14} 年龄的年青化, 则

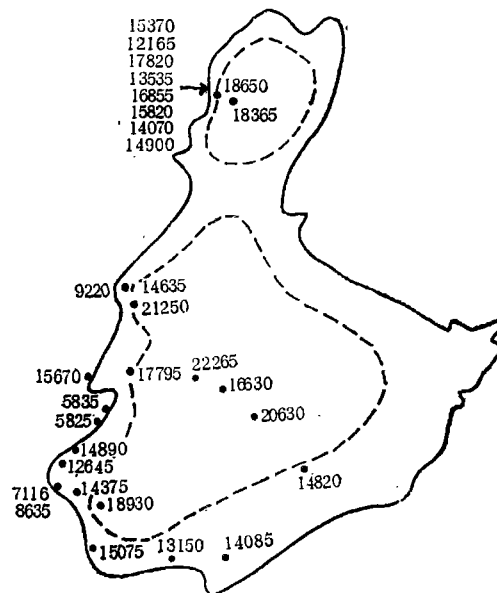


图16 石岛 C^{14} 年龄值的空间分布图(据陈以健等1982修改)

Fig. 16 The isopach of the C^{14} age(modified from Chen et al.1982)

陈等的资料是完全正常的。石岛北端采自下古土壤层以下的样品, 其年龄由下而上分别为 14900, 14070, 15820, 16855, 13535, 17820, 12165 和 15370, 并无反剖面趋势, 不过是总体上的年青化。而下古土壤层以上的样品, 其年龄值变化在 16630 到 22265 之

间，反映了第二期土壤化的改造作用。年龄值数大的样品采自岛屿最高点，恰恰是上古土壤层剥蚀殆后，基岩出露的部位。

结 语

1. 石岛晚更新世生物砂屑灰岩的沉积构造，相序组合及三级界面的三维分布进一步证实了它们的风成成因；

2. 这套风成沉积物开始孕育于 32000 年前的低海平面时期，形成于随后发生的海侵过程中，曾经历气候干湿交替的历史；

3. 石岛的情况，可与太平洋的许多地区对比。本文提出的相模式，可能带有一定的普遍性；

4. 一些长期争论的问题，都可以用本文提出的模式加以解释。

(收稿日期 1984 年 7 月 23 日)

参 考 文 献

- [1] 陈以健, 焦文强, 1982, 西沙群岛石岛的放射性碳剖面: 近代地壳运动的证据, 《海洋地质研究》第二卷 第二期
- [2] 廖士范, 1981, 我国广东海南岛、西沙群岛现代碳酸盐岩的地质时代及有关成岩阶段, 贵州地质科技情报, 第三期。
- [3] 王国忠、吕炳全, 1981, 西沙群岛石岛上沉积背斜等组构的指相意义, 同济大学学报, 第四期。
- [4] 业治铮、张明书等, 1984, 西沙石岛风成石灰岩和化石土壤的发现及其意义, 海洋地质与第四纪地质, 第四卷 第一期。
- [5] Mckee E.D. 1966a, Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas) "Sedimentology" vol.7, p.1-69
- [6] Mckee E.D. 1982, Sedimentary structures in dunes of the Namib Desert, South Africa.
Geol. Soc. Am. Special paper 188.
- [7] Mainguest, Monique and Callot 1974, Air photo study of topology and interrelations between the texture and structure of dune patterns in the Fachi-Bilma Erg, Sahara.
Zeitschi. f. Geomorph Supd. Bd. 20.
- [8] Walker R. G. and Middleton G. V. 1979, Eacies Models
Geosci. Can.4.
- [9] Stokes S. L. 1968, Multiple parallel truncation bedding plane features of wind deposited sandstone formations
J. Sedim. Petrol. vol. 38. p 510-515.
- [10] Brookfield M. E. 1977, The origin of boundary surfaces in ancient aeolian sandstones

- Sedimentology vol. 24. 303-332.
- [11] Kocurek G. 1981, Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands
Sedimentology vol. 28 p 753-780.
- [12] Walker T. R. and J. C. Harms 1972, Eolian origin of flagstone beds, Lyons sandstone (Permian), type area, Boulder County, Colorado
Mountain Geol. vol. 9 . 278-288.
- [13] Fairbridge R. W. and Teichert C. 1953, Soil horizons and marine bands in the coastal limestones of Western Australia
J. Roy. Soc N. S. Wales vol. 86 . 68-87
- [14] Curray J. R. 1965, Late Quaternary History, Continental Shelves of the United States, In Wright, H.E.Jr. et al. (eds.) The Quaternary of the United States, Princeton Univ. Press, .723-735.

THE SEDIMENTARY STRUCTURES AND THE FACIES MODEL OF THE LATE PLEISTOCENE EOLIAN BIOCALCARENITES IN SHIDAO ISLAND OF XISHA ARCHIPELAGO

Ye Zhizheng He Qixiang Zhang Mingshu Han Chunrui
Li Hao Wu Jianzheng and Jui Lianjun

(Institute of Marine Geology, Ministry of Geology and Mineral Resources)

Abstract

Shidao Island, the highest one among the Xisha Archipelago, is some 15 meters above sea level. The sequence of the biocalcarenites occurred on the island is characterized by the alternation of that with cross-beddings and parallel beddings. Owing to the misinterpretation of the sedimentary structures, it has caused some controversies.

The materials of the biocalcarenites are obviously from the destruction of the contemporaneous reef complex. Most of the grain components range in medium to fine sands with perfect roundness.

Three kinds of boundary surfaces have been found in the sequence. First-order boundaries are marked with the occurrence of paleosols which is nearly horizontal. The paleosols, which indicate a non deposition period and a change of climate, are characterized by the decementation and phosphorization of the rocks, and the occu-

rence of continental snail fossils. Wide distributed rhitholiths demonstrate the growth of plant during the stage of pedogenesis.

The second-order boundaries are those between dune deposits and interdune deposits. They are formed by the climbing of the dunes and interdunes under the action of NE-trade wind. The boundaries slightly dip at an angle less than 10° against the wind direction and comparable with the boundaries found in modern eolian deposits.

The third-order boundaries are the boundaries of cosets, which incline exclusively windward.

Based on the principles of comparative sedimentology, the first-order and third-order boundaries are isochronous, but the second-order boundaries only of facies.

At least two first-order boundaries occur in the sequence of biocalcarenes on the island. The lower one might be traced on the whole island and is 20-30cm in thickness. The upper one is coincident with the modern topographical surface.

The dune deposits, usually 3-7m in thickness, have well-preserved cross-beddings on great scale, including trough cross-beddings, convex cross-beddings and planar cross-beddings. The dip angle of the cross-beddings may reach 35° or so. The interdune deposits show roughly parallel bedding, but in fact, they are all cross-beddings with very small dip angle.

In conclusion, the coexistence of the three boundary surfaces and the dune and interdune deposits marks the feature of the eolian biocalcarenes. A facies model showing in figure 15 is proposed, which may be used elsewhere,

Based on the data of C^{14} dating collected from the previous works, the authors believe that the biocalcarenes on Shidao Island were formed some 3200 years ago when the sea level stood at a low level, then the island passed a transgression period with alternation of dry and wet weather. All the controversies might be solved by the model mentioned in the paper.