

川东大安寨段生物壳体富集层成因及其地质意义^{*}王 佳¹ 李凤杰^{1,2} 王超群³ 徐文礼^{1,2}

1 成都理工大学沉积地质研究院, 四川成都 610059

2 油气藏地质及开发工程全国重点实验室(成都理工大学), 四川成都 610059

3 成都理工大学地球与行星科学学院, 四川成都 610059

摘 要 四川盆地东部下侏罗统自流井组大安寨段发育多期次生物壳体富集层, 其成层性好, 具丰富的沉积构造, 在地层中极为醒目, 但成因机制尚不明确。本研究对大安寨段生物壳体富集层进行了详细的沉积学及壳体埋藏学分析, 将其划分为正常波浪富集型、原地风暴富集型、近源风暴富集型、远源风暴富集型和机会种筛选富集型 5 种类型, 可归纳为波浪、风暴和复合成因 3 类形成机制, 并建立了生物壳体富集层的分布模式。在纵向演化上, 大安寨段下部大三亚段的生物壳体富集层并不发育, 中部大二亚段发育风暴成因和复合成因的生物壳体富集层, 以风暴成因占绝对优势, 上部大一亚段则以波浪成因的生物壳体富集层为主。基于大安寨段不同层位生物壳体富集层类型的差异, 对风暴层进行了统计学分析, 发现风暴层的数量与丰度在大二亚段明显提升, 表明风暴活动在该阶段明显增强。结合该时期全球古气候特征, 认为四川盆地大安寨段大量生物壳体富集层的形成是 Toarcian 期全球风暴活动增强与水文循环加速共同作用的结果, 为 Toarcian 期大洋缺氧事件在滨海陆相盆地一种特殊的沉积响应。

关键词 生物壳体富集层 风暴事件 大安寨段 Toarcian 四川盆地

第一作者简介 王佳, 男, 1997 年生, 博士研究生, 研究方向为事件沉积学。E-mail: Wangjiacdut@163.com。

通讯作者简介 李凤杰, 男, 1972 年生, 博士, 教授, 主要从事沉积学与岩相古地理学方面的教学与科研工作。E-mail: Lifengjie72@163.com。

中图分类号: P512.2 文献标志码: A

Genesis and geological significance of biological shell concentrations in the Da'anzhai Member of Lower Jurassic Ziliujing Formation, eastern Sichuan Basin

WANG Jia¹ LI Fengjie^{1,2} WANG Chaoqun³ XU Wenli^{1,2}

1 Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

2 State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

3 College of Earth and Planetary Science, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

Abstract The Da'anzhai Member of Lower Jurassic Ziliujing Formation in eastern Sichuan Basin has developed multi-stage biological shell concentrations, which are well stratified, rich in sedimentary

^{*} 国家自然科学基金项目(编号: 42372142), 国家科技重大专项(编号: 2025ZD1400405-03)共同资助。[Co-funded by the National Natural Science Foundation of China (No. 42372142) and the National Science and Technology Major Project (No. 2025ZD1400405-03)]

收稿日期: 2025-04-02 改回日期: 2025-05-26

structures, and extremely conspicuous in the stratigraphy, but the genesis mechanism is not clear. Detailed sedimentological and shell burial studies were carried out on the biological shell concentrations in the Da'anzhai Member. The biological shell concentrations were divided into five types: Fair-weather wave concentration, autochthonous storm wave concentration, proximal storm wave concentration, distal storm wave concentration, and opportunistic species winnowed concentration, and summarised into three types of formation mechanisms: wave, storm, and composite genesis. The distribution pattern of biological shell concentrations was established in Da'anzhai Member. In the vertical evolution, few biological shell concentrations developed in Da3 sub-Member, the Da2 sub-Member developed storm-genetic and composite-genetic biological shell concentrations, in which storm-genetic occupied an absolute dominant position, and the Da1 sub-Member was mainly dominated by wave-genetic. Based on the indication of the differences in the types of biological shell concentrations of the Da'anzhai Member, the storm beds were statistically analyzed, and it was found that the number and abundance of the storm beds were significantly elevated in the Da2 sub-Member, indicating that the storm activities were significantly enhanced in this stage. Combined with the global palaeoclimate of this period, it is believed that the formation of a large number of biological shell concentrations in the Da'anzhai Member of the Sichuan Basin was the result of the joint action of the enhanced global storm activity and the accelerated hydrological cycle during the Toarcian, and it is a special sedimentary response to the Toarcian oceanic anoxic event in the coastal terrestrial basins.

Key words biological shell concentration, storm event, Da'anzhai Member, Toarcian, Sichuan Basin

About the first author WANG Jia, born in 1997, Ph.D. candidate, is engaged in the research of event sedimentology. E-mail: Wangjiacdut@163.com.

About the corresponding author LI Fengjie, born in 1972, Ph.D., professor, is mainly engaged in teaching and research in sedimentology and palaeogeography. E-mail: Lifengjie72@163.com.

0 引言

生物壳体富集层是指由生物壳体密集堆积后经压实、成岩作用后形成的堆积体, 不考虑生物类型、壳体破碎程度以及保存状态 (Li *et al.*, 2016; 李凤杰等, 2017), 其外貌形态特殊, 在地层中往往十分醒目, 可作为明显的标志层。生物壳体的富集常受到波浪、洋流、沉积速率、沉积相带、生物生产力以及营养物质供应等多种因素的影响而表现出不同的沉积特征, 因此是良好的沉积环境指示标志 (Fürsich and Oschmann, 1993)。Kidwell (1986)、Kidwell 和 Holland (1991) 曾将生物壳体富集层总结为沉积作用型、生物作用型和成岩作用型 3 种成因类型: 沉积作用型是指在沉积过程中, 因水动力条件使得生物壳体大量聚集或非壳体物质被移除所形成的生物壳体富集层, 多发育于风暴浪基面之上, 特别是正常浪基面之上的水动力较强的区域, 壳体多破碎, 具粒序层理、块状层理等反映水动力条件的典型沉积构造; 生物作用型是指在适

宜的生态域内由于营养物质供应充足或天敌的缺乏, 使得生物大量繁殖, 在其死亡后壳体原地堆积所形成的壳体富集层, 多形成于风暴浪基面与正常浪基面之间适宜生物生存且很少受水动力条件影响的区域, 壳体通常完整性好, 呈面状堆积; 成岩作用型是指由于后期的埋藏压实及基质溶解所形成的壳体富集层, 其发育层位几乎不受沉积相带的控制, 壳体常呈现出变形的特征。上述类型的划分表明其可以作为一种良好的沉积学分析工具, 通过不同类型生物壳体富集层所表现出来的沉积学与埋藏学特征能够分析沉积环境, 重建沉积演化。这种利用生物壳体富集层来恢复区域古地理环境的方法已经在实际的研究工作中被广泛应用 (Yamashita *et al.*, 2011; Fürsich *et al.*, 2012; Li *et al.*, 2016; Fick *et al.*, 2018; Chinelatto *et al.*, 2020; Harper *et al.*, 2021; Pereira *et al.*, 2021; Chen *et al.*, 2024; 刘静, 2024)。

四川盆地下侏罗统自流井组大安寨段发育多次生物壳体富集层, 其主要以介壳层或介壳灰岩条

带的形式出现在灰岩或页岩中，具有明显的成层性，呈条带状，在地层中极为醒目。前人对该生物壳体富集层的研究主要集中于生物的类型方面，认为其主要由双壳类所构成，可进一步划分出 5 属 10 种（蒲笛，2018；周尚源，2023），但对于这些大范围、多期次生物壳体富集层的形成过程及其与气候之间的相互关系却鲜有涉及。因此，本研究聚焦于生物壳体富集层的形成过程及其古气候意义，通过四川盆地东部钻井岩心观察与野外剖面实测，对大安寨段进行了详细的沉积学及壳体埋藏学特征研究，划分生物壳体富集层的类型，建立不同类型生物壳体富集层的成因机制与分布模式，并在此基础上探讨其与气候的耦合关系。

1 区域地质背景

四川盆地自晚三叠世开始进入陆相沉积阶段，早侏罗世为一巨型湖盆，广泛发育湖泊沉积（卢炳雄，2015；Xu *et al.*, 2017）（图 1），形成了一套碎屑岩夹碳酸盐岩组合，即自流井组。自流井组与下伏须家河组呈不整合接触，与盆地西缘白田坝组为同时异相。按照岩性特征，自流井组自下而上可

划分为珍珠冲段、东岳庙段、马鞍山段和大安寨段。珍珠冲段由紫红色泥岩与粉砂岩不等厚互层构成，部分学者将其单独划分为组；东岳庙段为深灰色—灰黑色泥页岩，局部夹灰岩，代表了一次小的湖侵；马鞍山段主要为深灰色泥岩与灰绿色粉砂岩，系湖退期沉积物；大安寨段发育一套浅灰色介壳灰岩夹黑色泥页岩组合，沉积于早侏罗世最大湖泛期，与上覆中侏罗统新田沟组呈整合接触（孙莎莎等，2021；雷文智，2023）。

大安寨段自下而上可进一步划分为大三、大二、大一共 3 个亚段。大三亚段主要为浅灰色生屑灰岩夹泥岩，沉积于湖盆扩张期；大二亚段为一套黑色页岩，夹大量生物壳体富集层，为最大湖泛期沉积物，Xu 等（2017）首次在该套黑色岩系中报道了 T-OAE 事件（Toarcian Oceanic Anoxic Event，中生代典型的极热事件与缺氧事件之一），而后陆续有学者对该层位开展研究，确认了 T-OAE 具有盆地尺度的沉积响应（Liu *et al.*, 2020, 2022）；大亚段为灰白色生屑灰岩，亦发育生物壳体富集层，沉积于湖平面下降时期。从沉积演化上来看，大安寨段经历了一个完整的湖侵—湖退沉积旋回，川东地区在大三亚段沉积时期主要发育滨浅湖沉

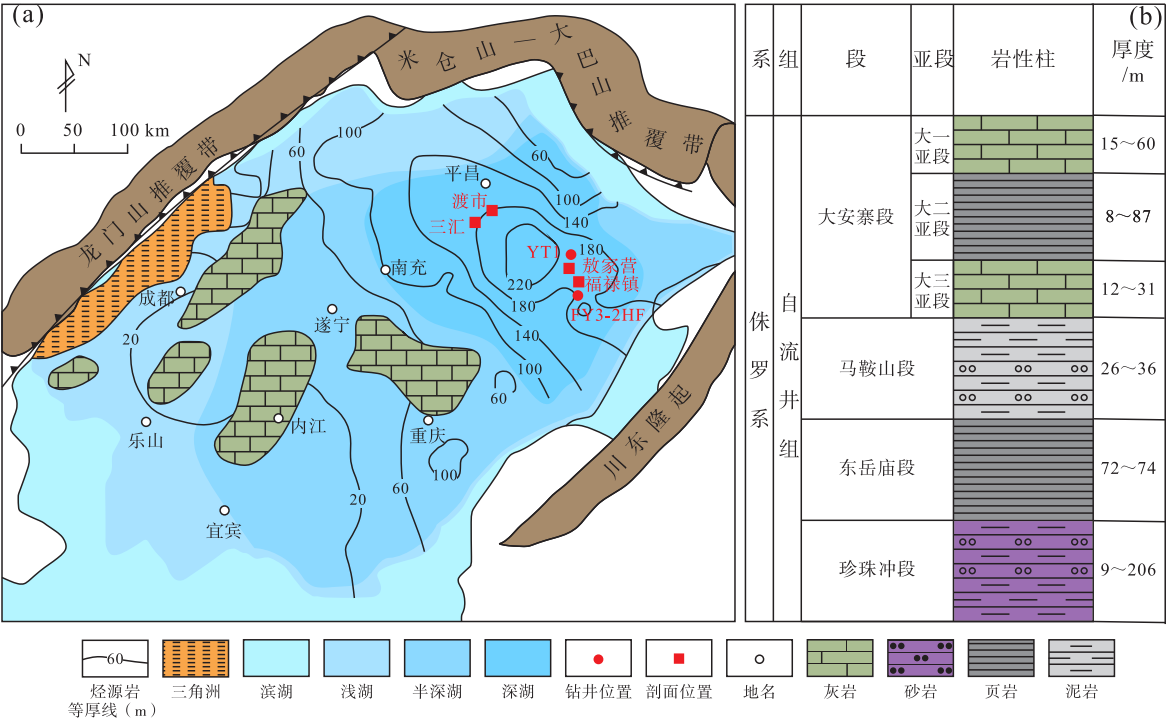


图 1 四川盆地早侏罗世古沉积相 (a) 与自流井组地层柱状图 (b) (据 Xu *et al.*, 2017; Wang *et al.*, 2023; 有修改)
Fig. 1 Sedimentary facies of the Early Jurassic (a) and stratigraphic column of the Ziliujing Formation (b) in Sichuan Basin
(modified from Xu *et al.*, 2017; Wang *et al.*, 2023)

积,而后水体逐渐加深,至大二亚段沉积时期达最大湖泛期,发育半深湖—深湖沉积,大一亚段沉积时期湖平面下降,再次接受滨浅湖沉积(冯荣昌等,2015;卢炳雄,2015;周小梅等,2021;崔航等,2022;洪海涛等,2024)。

2 生物壳体富集层特征及其类型划分

2.1 生物壳体富集层类型划分依据

四川盆地大安寨段发育多期次生物壳体富集层(图 2-a, 2-b),为辨明其成因类型,对大安寨段进行了详细的沉积学分析,重点研究了壳体埋藏学特征,为其类型划分奠定了沉积学基础。

2.1.1 生物壳体富集层的几何形态

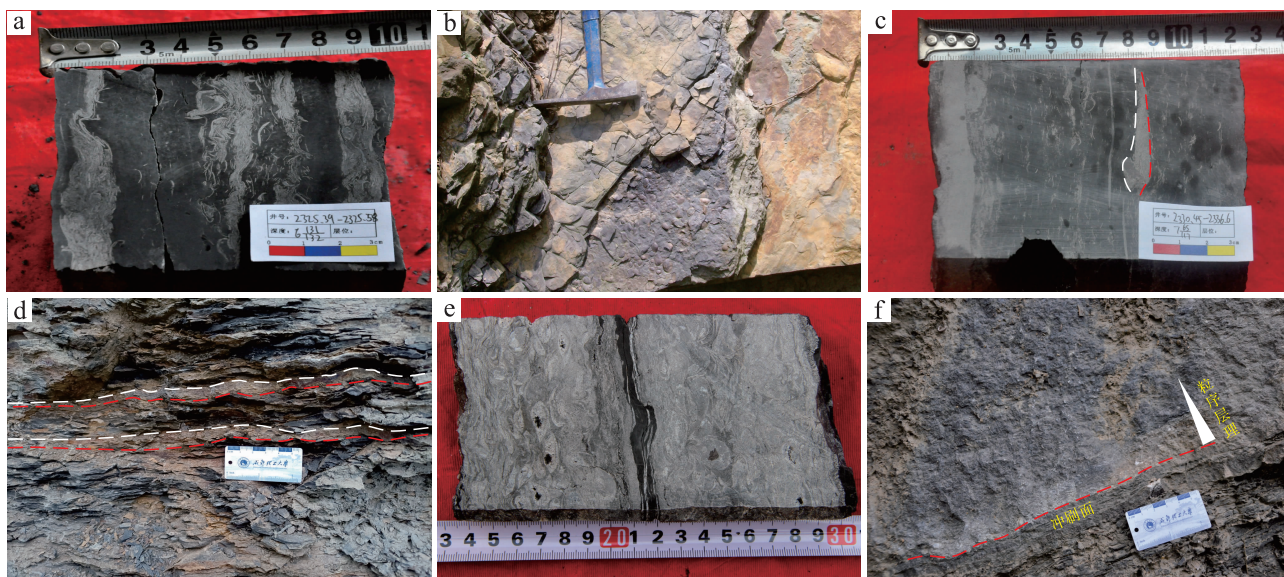
生物壳体富集层的几何形态是指壳体堆积体的三维形态。通常将垂向上堆积厚度小、平面上沿一个方向延伸优于另一个方向的长条状生物壳体堆积体称为生物绳(图 2-c),平面上均衡展布但垂向堆积厚度薄的称为生物毯(图 2-d),平面上呈面状分布、垂向上堆积厚度大的称为生物岩(李凤杰等,2017)(图 2-e)。

大安寨段生物壳体富集层的几何类型主要为生物岩,其次为生物毯,生物绳稀少。这主要是由川东地区大安寨段沉积时期的沉积环境决定的,因为

该时期主要发育浅湖、半深湖—深湖沉积,受波浪、风暴浪等影响生物壳体呈面状或体状展布。在发育层位上,大一及大三亚段主要发育生物岩,而大二亚段生物岩和生物毯均有发育,其中生物岩出现在大二亚段上部,生物毯出现在大二亚段中部。

2.1.2 生物壳体富集层的沉积构造

原生沉积构造对于沉积过程具有很好的指示作用。一般而言,由生物因素形成的生物壳体富集层沉积构造往往并不明显,主要发育生物生长繁殖所留下的居住迹、觅食迹和停息迹等,但由风暴、波浪等所形成的生物壳体富集层则发育丰富的沉积构造,特别是风暴这类具备高能量特征的突发事件,常会形成一系列典型的风暴沉积构造。依据 Aigner (1982) 所提出的理想风暴沉积序列,风暴沉积段自下而上依次发育: A. 侵蚀面、B. 粒序层理段、C. 平行层理段、D. 丘状交错层理段、E. 水平层理段,然而理想且完整的风暴沉积序列在研究中往往难以见到,受风暴能量以及沉积环境的制约,风暴序列常常是不完整的。对大安寨段生物壳体富集层的观察表明,其发育的沉积构造包括冲刷面、渠模、粒序层理、块状层理、波状层理和水平层理(图 2-f),与 Aigner (1982) 提出的风暴沉积序列有很好的可对比性。在发育层位上,大一及大三亚段的沉积构造较少,主要为冲刷面和块状层理,大



a—生物壳体富集层,大二亚段, YT1 井; b—生物壳体富集层,大二亚段,渡市剖面; c—生物绳,大二亚段, YT1 井; d—生物毯,大二亚段, FY3-2HF 井; e—生物岩,大一亚段, FY3-2HF 井; f—生物壳体富集层,具冲刷面与粒序层理,大二亚段,福祿镇剖面

图 2 四川盆地大安寨段生物壳体富集层及其特征

Fig. 2 Biological shell concentrations and their characteristics in the Da'anzhai Member, Sichuan Basin

二亚段的沉积构造极为丰富,上述各类均有发育。

2.2 生物壳体富集层类型划分

通过对大安寨段生物壳体富集层的沉积学与壳体埋藏学研究,对比 Fürsich 和 Oschmann (1993) 在研究印度南部中侏罗统生物壳体富集层所提出的 9 种成因类型以及 Li 等 (2016) 在研究四川盆地龙门山地区泥盆系生物壳体富集层所提出的 6 种成因类型,将研究区的生物壳体富集层划分为正常波浪富集型、原地风暴富集型、近源风暴富集型、远源风暴富集型和机会种筛选富集型 5 种类型(表 1),它们各自发育不同的沉积特征,指示相应的沉积过程。

2.2.1 正常波浪富集型

正常波浪富集型是指在正常天气下受波浪作用改造、搬运、再沉积形成的生物壳体富集层,主要形成于浪基面之上的滨浅湖区域。特点表现为沉积序列规模大,横向展布不稳定,主要为生物岩,生物绳较少。底部常发育明显的冲刷面,冲刷面之下的生屑灰岩中可见呈高度破碎状态的生物碎屑,表明其长期受波浪作用改造,而冲刷面之上生物壳体虽较为破碎,未见完整生物壳体,但其破碎程度低于前期沉积,且生物壳体杂乱排列,不具定向性与分选性,指示大型波浪作用过后的快速沉积(图 3-a, 3-b, 3-c)。

2.2.2 原地风暴富集型

原地风暴富集型生物壳体富集层是风暴流对浅水地区的生物壳体进行改造、搬运、再沉积所形成的,常形成于浪基面附近。特点表现为沉积序列厚度大,横向展布受风暴回流和湖底地貌影响极不稳定,几何类型主要为生物岩,偶见生物绳。底部常见明显的冲刷面和渠模,是风暴回流侵蚀底面的结果,上、下围岩多为生屑灰岩、泥质生屑灰岩,系正常天气条件下的沉积物。在冲刷面之上可见大量

壳体富集,依据其完整程度可以划分为较合的、单瓣的、破碎的 3 类,三者占比接近,但即使是呈破碎状态的壳体碎屑,其破碎程度也远低于下部灰岩,表明其未经历反复的搬运,同时壳体杂乱排列,不具定向性,反映其为受原地风暴浪改造后的快速沉积(图 3-d, 3-e, 3-f)。

2.2.3 近源风暴富集型

近源风暴主要发生在正常浪基面与风暴浪基面之间的半深湖区域。该类生物壳体富集层特点为沉积序列厚度变化大,但横向展布稳定,在区域上常以生物岩或生物毯的方式产出。底部发育冲刷面与渠模,由于沉积水体较为安静,因此冲刷面之下主要发育泥质沉积。冲刷面之上为破碎的生物壳体,其是近源风暴流自浅水区域搬运而来的,壳体更为破碎、较合性更差,不见完整、较合的生物壳体。相较于原地风暴富集型的快速沉积,生物壳体在搬运过程中会伴随水体能量的降低而发生沉积分异,故多具粒序层理、波状层理,底部壳体排列具定向性,多凸面或凹面向上的稳定状态。此外,还可见多期次近源风暴富集型的叠加,表明其常受风暴活动的影响,推测应位于正常浪基面之下但水体并不太深的位置(图 3-g, 3-h, 3-i)。

2.2.4 远源风暴富集型

远源风暴主要发生于风暴浪基面与最大风暴浪基面之间的半深湖—深湖区域,该区域水体深度大,发育泥质沉积。该类型生物壳体富集层的特点是:沉积序列厚度因受风暴强度影响而差异较大,空间展布稳定,主要以生物毯的形式产出。底部存在一个和缓的冲刷面,冲刷面之下为正常环境沉积的泥岩段,冲刷面之上为高度破碎的生物碎屑,且生屑粒度小,分选、磨圆均较好。在沉积序列的顶部常发育水体能量降低时所形成的波状层理、水平层理(图 3-j, 3-k, 3-l)。

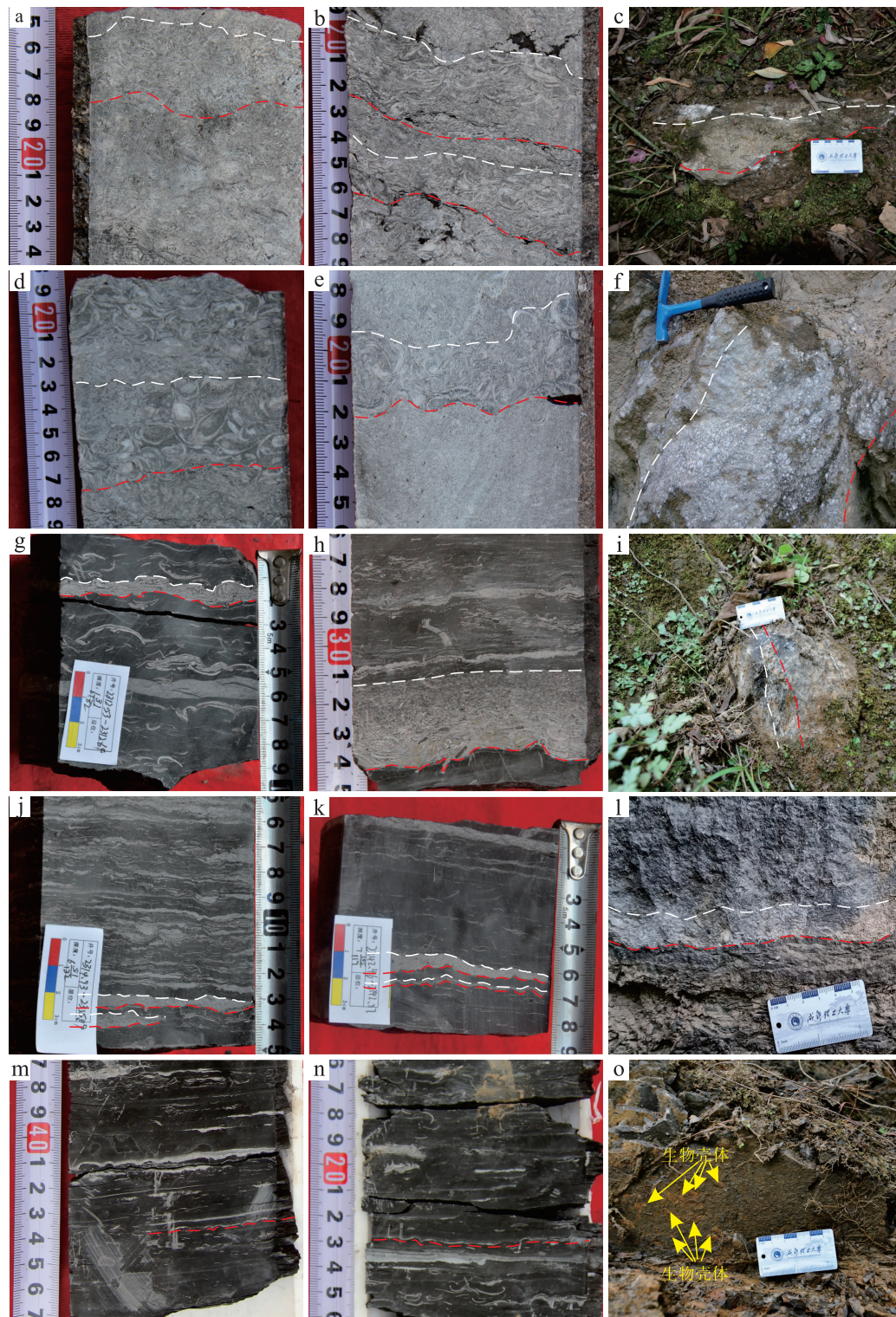
2.2.5 机会种筛选富集型

机会种,亦称先驱种,是指有能力最早进入新

表 1 四川盆地大安寨段生物壳体富集层特征

Table 1 Characteristics of biological shell concentrations of the Da'anzhai Member in Sichuan Basin

类型	破碎程度	岩性组合	定向性	控制因素	介壳来源
正常波浪富集型	中等	石灰岩	多变	波浪作用	准原地
原地风暴富集型	低	石灰岩	多变	风暴作用	准原地
近源风暴富集型	中等	泥岩、石灰岩	多凸面向上	风暴作用	异地
远源风暴富集型	高	泥岩、石灰岩	不具定向性	风暴作用	异地
机会种筛选富集型	低	泥岩	凸面向上	风暴、生物作用	原地



a, b—正常波浪富集型, 大一亚段, FY3-2HF 井; c—正常波浪富集型, 大一亚段, 敖家营剖面; d, e—原地风暴富集型, 大一亚段, FY3-2HF 井; f—原地风暴富集型, 大一亚段, 三汇剖面; g—近源风暴富集型, 大二亚段, YT1 井; h—近源风暴富集型, 大二亚段, FY3-2HF 井; i—近源风暴富集型, 大二亚段, 敖家营剖面; j, k—远源风暴富集型, 大二亚段, YT1 井; l—远源风暴富集型, 大二亚段, 福禄镇剖面; m, n—机会种筛选富集型, 大二亚段, FY3-2HF 井; o—机会种筛选富集型, 大二亚段, 敖家营剖面

图 3 四川盆地大安寨段生物壳体富集层类型

Fig. 3 Types of biological shell concentrations in the Da'anzhai Member, Sichuan Basin

的生态域定居并为其物种随后进入创造条件的生物种,其具有强大的环境适应能力,能够在原始生态域受到威胁时(如物种数量增加、环境恶化)率先进入新的生态域,且由于新环境中天敌的缺乏,其能够快速繁衍并迅速演化为优势种(李凤杰等,2017)。该类型主要出现在水体深度极大、光照及营养物质匮乏、生存条件恶劣的深水环境中,特点是:沉积序列厚度小,常由一两层单瓣的生物壳体所组成,壳体小而薄,主要以生物毯的形式产出在泥页岩中。这些单瓣的生物壳体是大型风暴扰动深水区域的结果,由于深度极大,弱振荡水体使前期堆积的生物壳体发生轻微簸扬从而脱铰,并伴随风暴的结束而缓慢沉降堆积,且由于水体深度大的原因使得壳体完整性较好,多呈单瓣状态,冲刷面不发育(图 3-m, 3-n, 3-o)。

3 生物壳体富集层成因机制与分布模式

3.1 生物壳体富集层成因机制

通过对大安寨段生物壳体富集层的沉积学分析与类型划分,结合所处的沉积相带,依据生物壳体富集层形成的主导因素建立了 3 种主要的成因模型。

3.1.1 波浪成因

由波浪作用主导而形成的生物壳体富集层为正常波浪富集型,主要形成于浪基面之上的浅湖环境中。在正常天气条件下,频繁的波浪作用会反复簸选、搬运生物死亡所留下的壳体,使其呈现出高度破碎的状态,沉积形成生屑灰岩(图 4-a);当大型波浪作用发生时,水体能量明显增加,侵蚀、搬运的能力也会随之增强,强烈的波浪作用会将更深地区以及前期难以搬运完整的生物壳体卷起并运移至沉积区(图 4-b),这些壳体在搬运过程中会发生碰撞,但由于强波浪作用的持续时间并不长,因此其破碎程度会远低于前期正常沉积的生屑灰岩中的生物碎屑;生物壳体伴随波浪作用的减弱而沉积下来(图 4-c);由于水体能量下降迅速,其来不及发生沉积分异,因此形成不具定向性与分选性的生物壳体富集层(图 4-d)。

3.1.2 风暴成因

风暴成因形成了原地风暴富集型、近源风暴富

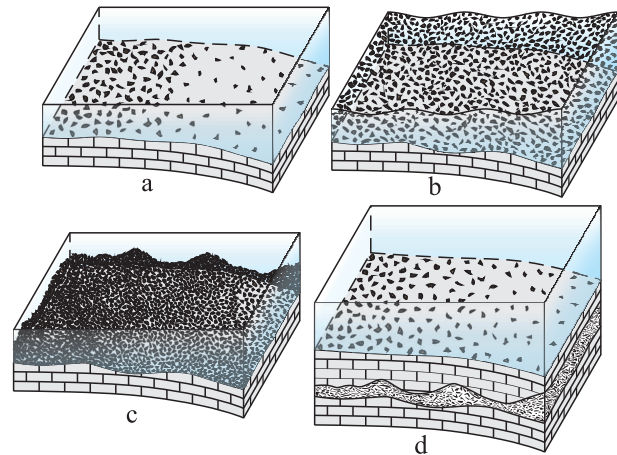


图 4 波浪成因型生物壳体富集层形成过程

Fig. 4 Genesis process of shell concentrations controlled by wave

集型和远源风暴富集型 3 种类型生物壳体富集层。

原地风暴富集型主要形成于正常浪基面附近的浅湖至半深湖区域。该区域水体循环良好,营养物质供应充足,含氧量高,生物在此群居繁殖,在其死亡后留下大量生物壳体,这些壳体未受频繁的波浪作用影响而具有良好的完整性与铰合性(图 5-a);风暴发生时,原地风暴流冲刷底面形成侵蚀构造,并将前期堆积的由生物死亡所遗留下的壳体卷起、搬运,这些壳体在搬运过程中很容易发生断裂而呈相对破碎的状态,此外,风暴浪也会将事件发生时依然存活的介壳生物卷起,这类的壳体在搬运过程中由于质量大且腔内存在肌体的牵引、缓冲,因而不易破碎,铰合性好,与破碎的壳体形成鲜明对比(图 5-b);当风暴能量衰减时,这些被卷起的、粗粒的生物壳体迅速堆积,形成不具分选性与定向性的生物壳体富集层(图 5-c);风暴平息后,水体再次回归正常沉积,将事件层段埋藏并保存(图 5-d)。

近源风暴富集型生物壳体富集层的形成过程与原地风暴富集型相类似,但其形成水体深度大于原地风暴富集型。由于沉积环境内水体深度大、能量低,因此主要为泥质沉积(图 6-a);当风暴发生时,近源风暴流会使水体发生扰动,一方面侵蚀底面形成冲刷面、渠模等侵蚀构造,另一方面也会从浅水地区搬运来大量生物壳体,这些生物壳体破碎程度要高于原地风暴富集型(图 6-b);当风暴能量降低时,这些呈悬移状态生物壳体伴随水体能量的降低形成粒序性沉积并在上部发育一系列典

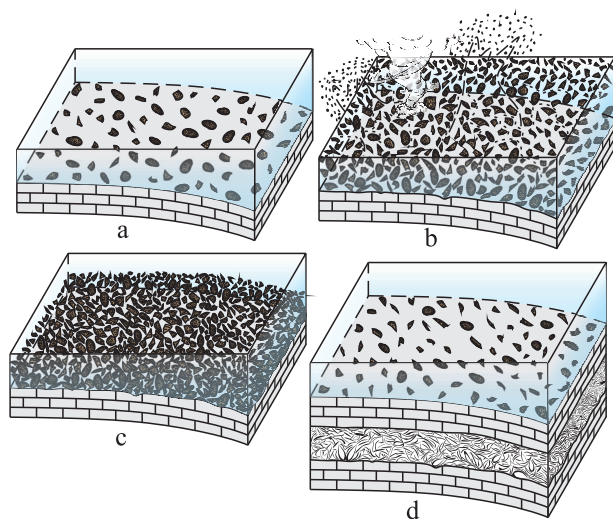


图 5 原地风暴成因型生物壳体富集层形成过程
Fig. 5 Genesis process of shell concentrations controlled by autochthonous storms

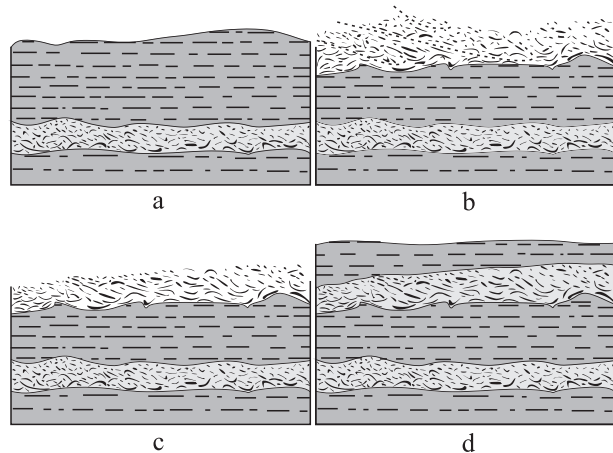


图 6 近源风暴成因型生物壳体富集层形成过程
Fig. 6 Genesis process of shell concentrations controlled by proximal storms

型的风暴沉积构造(图 6-c);当风暴停息时,再次接受泥质沉积,将前期的事件层段埋藏并保存(图 6-d)。由于该区域沉积速率相对较慢,且易受风暴的影响,故常可见多期风暴层的叠加。

远源风暴富集型生物壳体富集层的形成区域是正常风暴所能影响到的最深的水域,常位于风暴浪基面以下,因此沉积环境较为安静,主要发育泥质沉积(图 7-a);当风暴发生时,由于水体深度大,远源风暴流的侵蚀能力并不强,因此其底部的冲刷面往往并不明显,同时,其搬运能力也十分有限,主要搬运高度破碎的生物碎屑(图 7-b);当风暴

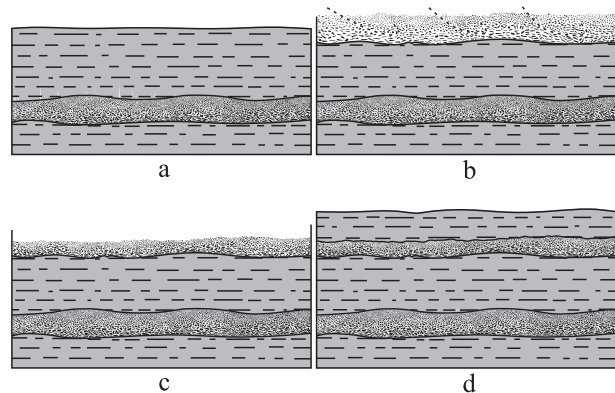


图 7 远源风暴成因型生物壳体富集层形成过程
Fig. 7 Genesis process of shell concentrations controlled by distal storms

能量降低时,这些破碎的生物碎屑堆积,形成粒度小、厚度薄的生物壳体富集层(图 7-c);风暴期后,在其顶部常会形成具水平层理的泥岩段(图 7-d),将前期形成的生物壳体富集层埋藏并永久保存。

3.1.3 生物和风暴复合成因

机会种筛选富集型生物壳体富集层为该成因,其形成于最大风暴浪基面附近的深湖环境中。该区域水体深度大,光照缺乏,氧气稀少,机会种进入后,其强大的生存能力会对环境作出迅速反应,壳体呈现出小、薄、轻等特征以适应恶劣的生存环境,并且一旦适应,其个体数量会因为天敌的缺乏与环境的适宜从而迅速暴增成为优势种,在该生态域内大量发育,此外由于水体深度大的原因,该区域沉积速率极低且不会受到频繁的风暴活动的影响,使得这些机会种死亡后其壳体原地堆积不被埋藏和搬运(图 8-a);极端风暴发生时,风暴流影响的深度范围随之扩大,深水环境中弱振荡的水体会使前期所堆积下来的空腔的生物壳体因质轻、壳薄而被簸扬、卷起,这些空腔壳体缺乏内部肌体的牵引、固定,很容易脱铰而呈单瓣状态,由于水体的能量不大,其不会发生碰撞、破裂(图 8-b),同时被簸扬的高度也相对较低;当风暴能量衰减时,这些被卷起的单瓣壳体发生沉降并最终覆于沉积物表面,形成凸面或凹面向上的生物壳体富集层(图 8-c);风暴期后,后期沉积的泥质会将其掩埋并固定下来(图 8-d)。该类型生物壳体富集层的形成过程可大致分为 2 个部分:首先是生物生产力的大幅提升使得个体数量暴增,为该类型生物壳

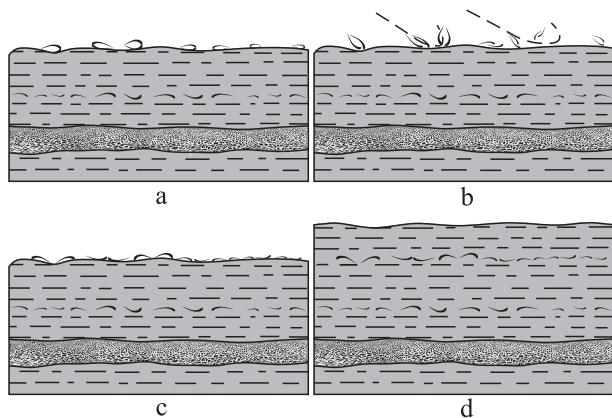


图 8 风暴与生物复合成因型生物壳体富集层形成过程
Fig. 8 Genesis process of shell concentrations controlled by a combination of storms and biological productivity

体富集层的形成提供了物质基础，即生物因素部分；其次是极端风暴的发生，为生物壳体富集层的形成提供了直接动力，即风暴因素部分。

3.2 生物壳体富集层分布模式

基于大安寨段生物壳体富集层的类型划分及其成因机制的分析，结合不同类型壳体富集层所处的沉积相带，建立了大安寨段生物壳体富集层的分布模式(图 9)。在风暴发生之前，整个湖盆为正常沉积环境，除正常浪基面之上的滨浅湖区域会偶尔受到波浪作用影响从而沉积正常波浪富集型生物壳体富集层外，其余区域均不发育生物壳体富集层(图 9-a)。当风暴发生时，滨浅湖—半深湖—深湖会由于沉积环境的差异以及搬运距离不同依次沉积形成原地风暴富集型、近源风暴富集型、远源风暴富集型以及机会种筛选富集型(仅当极端风暴发生时)生物壳体富集层(图 9-b)；风暴结束后，

后期沉积物将其埋藏并永久保存下来(图 9-c)。

正常波浪富集型位于整个生物壳体富集层分布模式的最上部，形成水体最浅，沉积环境为正常湖平面与正常浪基面之间的浅湖区域，主要受波浪作用控制，风暴期也会受到风暴流的影响，主要发育于大一亚段的中下部。原地风暴富集型形成水体深度略大于正常波浪富集型，沉积环境为正常浪基面与风暴浪基面之间的半深湖区域，通常更靠近前者，主要受原地风暴浪的控制，几乎不受波浪作用的影响，发育于大一亚段的中下部和大二亚段的上部。近源风暴富集型沉积环境为正常浪基面与风暴浪基面之间的半深湖区域，主要受近源风暴浪控制，发育于大二亚段的中上部。远源风暴富集型沉积环境为风暴浪基面与最大风暴浪基面之间半深湖—深湖环境，仅受到高强度风暴的影响，发育于大二亚段的中部。机会种筛选富集型沉积环境为最大风暴浪基面附近的深湖环境之中，只受到极端风暴的影响，发育于大二亚段的中部。

4 生物壳体富集层与气候的耦合关系

4.1 风暴活动趋势

通过对生物壳体富集层类型划分及其成因的分析，发现在大安寨段沉积中后期，发育多个以风暴为主导的生物壳体富集层，即使是在大二亚段的最大湖泛期，也发育了以机会种筛选富集型和远源风暴富集型为代表的深水风暴沉积物，而在大三亚段则很少存在风暴沉积的证据，表明在大三亚段沉积时期因某种因素的触发致使其风暴活动的频率和强度发生了明显的变化。相较于海洋环境，陆相环境很少发育风暴沉积记录，但也更能反映风暴的强

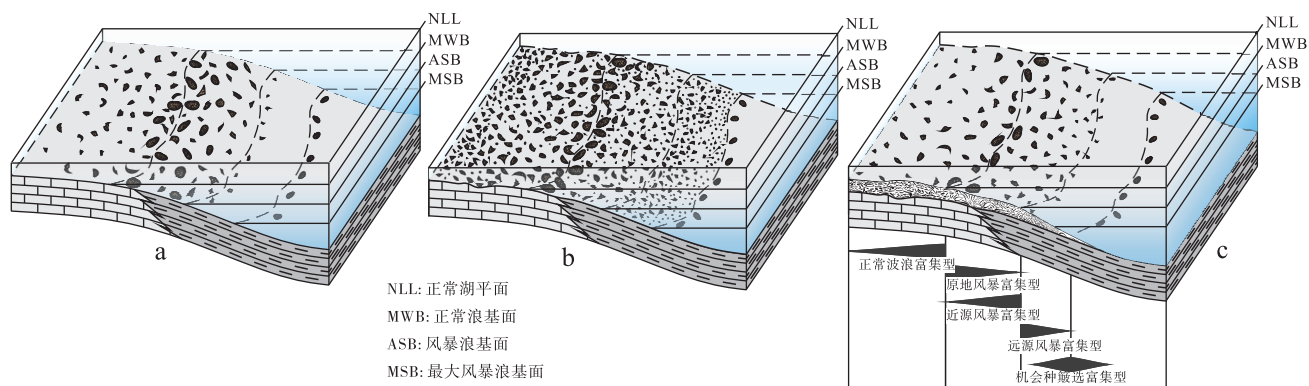


图 9 四川盆地大安寨段生物壳体富集层分布模式

Fig. 9 Distribution pattern of shell concentrations of the Da'anzhai Member in Sichuan Basin

度，加之陆相地层的沉积速率较高，使得其也能更好地体现风暴频率。为了量化表征大安寨段沉积时期风暴活动的变化趋势，本研究引入了风暴频率与风暴丰度 2 个参数来建立风暴活动变化曲线。其中风暴频率是指单位地层中风暴层的数量，能够反映风暴活动在时间上的频率变化，风暴丰度是指单位地层中所有风暴层所占的比重，能够反映风暴活动在时间上的频率与强度变化 (Sami and Desrochers, 1992; Long, 2007; Li *et al.*, 2022)。

通过沉积学与统计学的分析，建立了 FY3-2HF 井大安寨段风暴活动变化趋势图 (图 10)，发现大二亚段的风暴活动明显强于大一、大三亚段，其风暴频率为 57 个/m，远高于大一亚段 (6 个/m)、大三亚段 (13 个/m)。考虑到风暴频率会受到沉积相

带的控制，对 FY3-2HF 井大安寨段进行了详细的沉积学分析，发现冲刷面整体都较和缓，并且很少存在后期风暴截切前期风暴沉积物的现象，这主要是由于风暴登陆后其能量会迅速衰减，从而在湖泊中的侵蚀能力减弱，因此可以认为风暴频率的趋势反映了当时风暴活动的趋势，同时，在大三亚段的底部和大一亚段的顶部，风暴沉积记录完全消失，这也从侧面反映了风暴活动在大三亚段沉积时期开始增强并在大一亚段沉积时期消失的趋势。此外，为了更加准确地去除沉积相带对风暴记录的影响，引入了风暴丰度来衡量风暴活动的变化趋势，它可以反映风暴活动在垂向上的变化且不受沉积相带的影响 (Long, 2007; Li *et al.*, 2022)。大二亚段的风暴丰度为 21%，亦远高于大一亚段 (11%) 和大三亚段 (5%)，因此大二亚段的风暴活动趋势明显高于大一亚段和大三亚段。而在大二亚段内部，风暴活动的趋势也并非简单的增强再减弱，而是呈现出阶段性的变化，首先是在早期，风暴频率与丰度都呈现出明显降低的趋势；而后在大二亚段沉积中期 (亦是最大湖泛期)，风暴的频率和丰度明显提升，表明风暴活动在此时期发生了明显的增强，并且由于此时为湖侵时期，低强度的风暴活动难以留下沉积记录，因此其真实的风暴频率与强度可能更高；在大二亚段沉积后期，风暴的频率和丰度再次降低，表明风暴活动逐渐减弱。因此，可以推断，在大二亚段沉积早—中期，由于某种事件触发，风暴活动发生了明显的增强，并且在大二亚段沉积后期逐渐回归到正常水平。

4.2 大安寨段生物壳体富集层与气候的耦合关系

大安寨段沉积于早侏罗世，该时期属典型的温室气候期，由 Laurasia 大陆和 Gondwana 大陆组成的 Pangaea 超大陆横贯地球南北，使得季风循环增强，季节变化明显，温暖的气候与增强的季风造成风暴活动更加频繁，在特提斯洋与泛大洋沿岸系统中留下了大量的风暴沉积记录 (Kemp *et al.*, 2024a) (图 11)。四川盆地在早侏罗世位于泛大洋西北部，为一大型濒海陆相湖盆，Xu 等 (2017) 首次利用 Re-Os 年代学将大安寨段的年龄约束在 180 ± 3.2 Ma，属早侏罗世 Toarcian 期，并通过孢粉学、地球化学等证据在大二亚段中上部的黑色岩系中确认了 T-OAE 事件。作为中生代典型的极热事

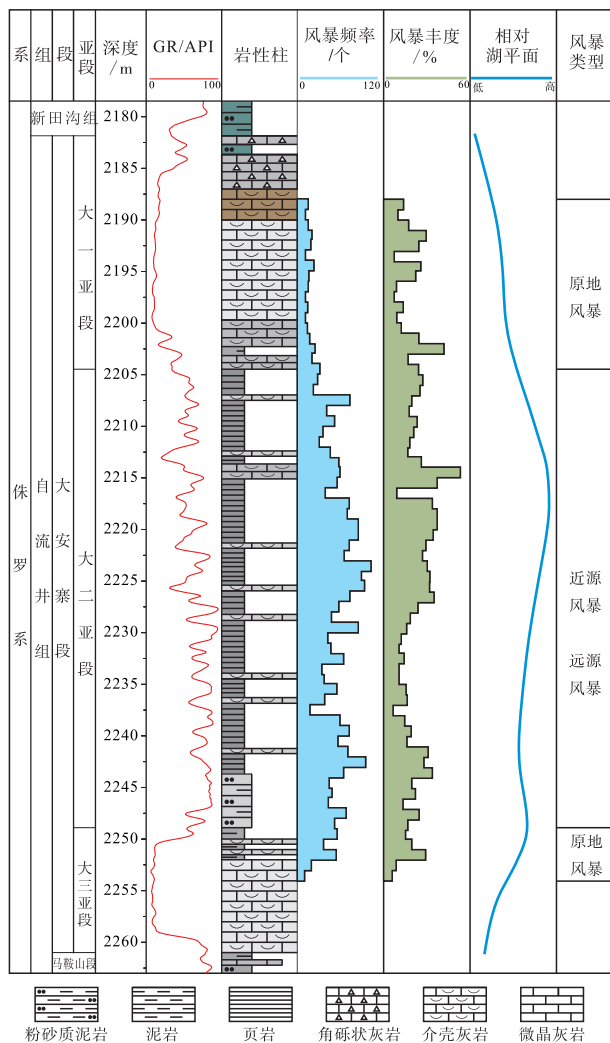
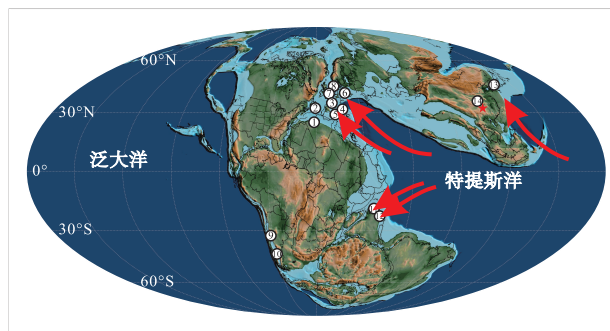


图 10 四川盆地 FY3-2HF 井大安寨段风暴活动曲线

Fig. 10 Storm activity curve of the Da'anzhai Member in Well FY3-2HF, Sichuan Basin



1—Dades Valley, 摩洛哥; 2—Lusitanian Basin, 葡萄牙; 3—Paris Basin, 法国东北部; 4—Lafarge quarry, 法国东南部; 5—Causses Basin, 法国中南部; 6—Dotternhausen, 德国西南部; 7—Yorkshire, 英国; 8—Dutch Graben, 荷兰; 9—Asientos, 智利; 10—El Peñon, 智利; 11—Nianduo, 西藏; 12—Wolong, 西藏; 13—Sakuraguchi-dani, 日本; 14—LQ104X, 四川盆地; 红色五角星示意研究区位置, 箭头示意风暴运移路径

图 11 T-OAE 期间风暴沉积物分布 (据 Yan *et al.*, 2023; Kemp *et al.*, 2024a; 有修改)

Fig. 11 Distribution of storm sediments during the T-OAE Period (modified from Yan *et al.*, 2023; Kemp *et al.*, 2024a)

件之一, T-OAE 被认为与冈瓦纳南部的 Karoo 和 Ferrar 大火成岩省相关, 最近 Kemp 等 (2024b) 利用高精度同位素年代学证明 T-OAE 与 Ferrar 大火成岩省具有时间等效性, 而 Karoo 大火成岩省要早于 T-OAE, 其可能与 Pliensbachian-Toarcian 界线的碳同位素波动相关。

在 T-OAE 期间, 由于 Ferrar 大火成岩省的喷发向大气系统中排放了大量的 CO_2 , 使其浓度升至 $1200 \pm 400 \mu\text{mol/mol}$, 引发了温室效应, 氧同位素的证据表明在此期间西特提斯表层海水显著增加 $5 \sim 7^\circ\text{C}$ (McElwain *et al.*, 2005; Dera *et al.*, 2011)。根据 Yan 等 (2023) 所建立的早侏罗世 Toarcian 期气候模型表明, 由于 CO_2 浓度大幅提升引起了海水异常增温, 在特提斯洋西北部和东南部各形成了一个潜在的风暴形成中心, 使得在此期间风暴的频率和强度发生明显的提升, 加之大气环流及洋流的异常, 也在一定程度上促进了风暴向内陆地区的登陆和运移, 从而形成了大量的风暴沉积物。在特提斯洋和泛大洋沿岸多地报道的 Toarcian 期风暴沉积证据已经证实了该模型的可靠性。存在风暴沉积证据的地点包括: 摩洛哥的 Dades Valley 剖面、葡萄牙的 Lusitanian 盆地、法国东北部的 Paris 盆地、东南部的 Lafarge quarry 剖面、中部的 Causses 盆

地、德国西南部的 Dotternhausen、英国的 Yorkshire、荷兰的 Dutch Graben、智利的 Asientos、中国西藏的念多剖面 and 卧龙剖面、四川盆地中部的 LQ104X 井以及日本的 Sakuraguchi-dani 地区 (Röhl *et al.*, 2001; Wignall *et al.*, 2005; Van Breugel *et al.*, 2006; Immenhauser, 2009; Mailliot *et al.*, 2009; Trabuco-Alexandre *et al.*, 2012; Pittet *et al.*, 2014; Han *et al.*, 2018; Izumi *et al.*, 2018; Liu *et al.*, 2022) (图 11), 这些地区在 T-OAE 期间都出现了风暴沉积物增多的特征, 表明了该时期风暴活动增强具有普遍性。而在本研究中, 以风暴成因为主导的生物壳体富集层在大二亚段中上部亦出现明显增加的趋势, 与 Xu 等 (2017) 所限定的 T-OAE 层位高度一致, 因此, 大安寨段发育的大量生物壳体富集层是四川盆地对 T-OAE 典型的沉积学响应。在 T-OAE 期间, 由于大量 CO_2 释放, 大陆风化增强, 水文循环加速, 从而向湖泊中输送了大量营养物质 (Liu *et al.*, 2022; 张美洲等, 2023), 这极大地促进了湖泊中生物的繁盛, 这些生物死亡后留下了大量壳体, 最终在 T-OAE 期间高强度风暴的改造下形成了生物壳体富集层。

5 结论

1) 四川盆地东部大安寨段发育大量生物壳体富集层, 根据其沉积学特征可划分为正常波浪富集型、原地风暴富集型、近源风暴富集型、远源风暴富集型和机会种筛选富集型共 5 种类型。

2) 依据不同生物壳体富集层的沉积学及埋藏学特征, 建立了波浪成因、风暴成因以及生物与风暴复合成因 3 类壳体富集成因机制, 其中风暴成因和生物与风暴复合成因主要发育于大二亚段, 波浪成因主要发育在大一亚段。

3) 风暴活动在大二亚段中上部沉积期明显增强, 使得风暴沉积物在大二亚段明显增多, 这些风暴成因的生物壳体富集层是 T-OAE 事件在四川盆地形成的一种特殊沉积学响应。

参考文献 (References)

- 崔航, 朱世发, 施振生, 孙莎莎, 吕燕, 索义虎. 2022. 川北侏罗系大安寨段湖相混积层系沉积特征与发育模式. 古地理论, 24(6): 1099–1113. [Cui H, Zhu S F, Shi Z S, Sun S S, Chang Y, Suo Y H. 2022. Sedimentary characteristics and development model of lacus-

- trine fine-grained hybrid sedimentary rocks in the Jurassic Da'anzhai Member, northern Sichuan Basin. *Journal of Palaeogeography* (Chinese Edition), 24(6): 1099–1113]
- 冯荣昌, 吴因业, 杨光, 杨家静, 刘敏, 张天舒, 岳婷. 2015. 川中大安寨段风暴沉积特征及分布模式. *沉积学报*, 33(5): 909–918. [Feng R C, Wu Y Y, Yang G, Yang J J, Liu M, Zhang T S, Yue T. 2015. Storm deposition of the Da'anzhai Member (Jurassic) in central Sichuan Basin. *Acta Sedimentologica Sinica*, 33(5): 909–918]
- 洪海涛, 路俊刚, 秦春雨, 张少敏, 张芮, 周易鑫, 肖正录, 周红飞, 韩璐媛. 2024. 川中侏罗系自流井组大安寨段页岩油储层特征及其勘探启示. *石油实验地质*, 46(1): 11–21. [Hong H T, Lu J G, Qin C Y, Zhang S M, Zhang R, Zhou Y X, Xiao Z L, Zhou H F, Han L Y. 2024. Shale oil reservoir characteristics and exploration implication in Da'anzhai Member of Jurassic Ziliujing Formation in central Sichuan Basin. *Petroleum Geology & Experiment*, 46(1): 11–21]
- 雷文智. 2023. 川中大安寨段陆相页岩岩性组合特征及页岩油有利区预测. 中国石油大学(北京)硕士学位论文. [Lei W Z. 2023. Lithology combination characteristics of continental shale in Da'anzhai Member and prediction of favorable shale oil areas in central Sichuan Basin. Masteral dissertation of China University of Petroleum (Beijing)]
- 李凤杰, 荆锡贵, 张昊, 徐文礼. 2017. 龙门山甘溪泥盆系生物骨架富集层成因机制. *地质前缘*, 24(6): 322–332. [Li F J, Jing X G, Zhang H, Xu W L. 2017. Genetic mechanism of Devonian skeletal concentrations in Longmenshan area, Sichuan, China. *Earth Science Frontiers*, 24(6): 322–332]
- 刘静. 2024. 寒武纪凯里生物群中腕足动物密集层主导的群落生态研究. 贵州大学硕士学位论文. [Liu J. 2024. Ecology of a brachiopod-dominated community from the Cambrian Kaili biota of South China. Masteral dissertation of Guizhou University]
- 卢炳雄. 2015. 川东地区下侏罗统自流井组大安寨段页岩气储层评价. 成都理工大学博士学位论文. [Lu B X. 2015. Shale gas reservoir evaluation of Da'anzhai Member in Ziliujing Formation of Lower Jurassic in eastern Sichuan Basin. Doctoral dissertation of Chengdu University of Technology]
- 蒲笛. 2018. 重庆市万州地区下侏罗统自流井组化石组合及古环境分析. 西南石油大学硕士学位论文. [Pu D. 2018. Fossil assemblage and palaeoenvironment analysis of the Lower Jurassic Ziliujing Formation in Wanzhou area, Chongqing, China. Masteral dissertation of Southwest Petroleum University]
- 孙莎莎, 董大忠, 李育聪, 王红岩, 施振生, 黄世伟, 昌燕, 拜文华. 2021. 四川盆地侏罗系自流井组大安寨段陆相页岩油气地质特征及成藏控制因素. *石油与天然气地质*, 42(1): 124–135. [Sun S S, Dong D Z, Li Y C, Wang H Y, Shi Z S, Huang S W, Chang Y, Bai W H. 2021. Geological characteristics and controlling factors of hydrocarbon accumulation in terrestrial shale in the Da'anzhai Member of the Jurassic Ziliujing Formation, Sichuan Basin. *Oil & Gas Geology*, 42(1): 124–135]
- 张美洲, 朱筱敏, 姜振学, 朱德宇, 叶蕾, 湛志远. 2023. 陆相淡水湖盆页岩有机质富集主控因素研究: 以四川盆地东北部侏罗系自流井组为例. *古地理论*, 25(4): 806–822. [Zhang M Z, Zhu X M, Jiang Z X, Zhu D Y, Ye L, Chen Z Y. 2023. Main controlling factors of organic matter enrichment in continental freshwater lacustrine shale: a case study of the Jurassic Ziliujing Formation in northeastern Sichuan Basin. *Journal of Palaeogeography* (Chinese Edition), 25(4): 806–822]
- 周尚源. 2023. 川东北铁山剖面下一中侏罗统介形类及其环境指示意义. 中国地质大学(北京)硕士学位论文. [Zhou S Y. 2023. Lower-Middle Jurassic ostracoda and their environmental implications in the Tieshan section, northeastern Sichuan. Masteral dissertation of China University of Geosciences (Beijing)]
- 周小梅, 金鑫, 吴强旺, 葛禹, 时志强. 2021. 鱼粪化石特征对早侏罗世托阿尔期湖泊生态系统的启示: 以川东大安寨段为例. *古地理论*, 23(3): 600–609. [Zhou X M, Jin X, Wu Q W, Ge Y, Shi Z Q. 2021. Enlightenment of fish coprolites characteristics on lake ecosystem in Early Jurassic Toarcian: taking the Da'anzhai Member in northeast Sichuan Basin as an example. *Journal of Palaeogeography* (Chinese Edition), 23(3): 600–609]
- Aigner T. 1982. Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany). In: Einsele G, Serlacher A (eds). *Cyclic and Event Stratification*. Heidelberg, New York, Berlin: Springer-Verlag, 180–198.
- Chen F Y, Brock G A, Zhang Z L, Topper T P, Zhang Z F. 2024. Biogenic brachiopod shell concentrations from the Hongjingshao Formation (Cambrian Series 2, Stage 3) in Malong area of eastern Yunnan, South China. *Gondwana Research*, 134: 209–221.
- Chinelatto G F, Belila A M P, Basso M, Souza J P P, Vidal A C. 2020. A taphofacies interpretation of shell concentrations and their relationship with petrophysics: a case study of Barremian-Aptian coquinas in the Itapema Formation, Santos Basin-Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 116: 104317.
- Dera G, Brigaud B, Monna F, Laffont R, Pucéat E, Deconinck J F, Pellenard P, Joachimski M M, Durllet C. 2011. Climatic ups and downs in a disturbed Jurassic world. *Geology*, 39(3): 215–218.
- Fick C, Toldo E E, Puhl E. 2018. Shell concentration dynamics driven by wave motion in flume experiments: insights for coquina facies from lake-margin settings. *Sedimentary Geology*, 374: 98–114.
- Fürsich F T, Oschmann W. 1993. Shell beds as tools in basin analysis: the Jurassic of Kachchh, western India. *Journal of the Geological Society*, 150: 169–185.
- Fürsich F T, Werner W, Delvene G, García-Ramos J C, Bermúdez-Rochas D D, Piñuela L. 2012. Taphonomy and palaeoecology of high-stress benthic associations from the Upper Jurassic of Asturias, northern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 358–360: 1–18.
- Han Z, Hu X M, Kemp D B, Li J. 2018. Carbonate-platform response to the Toarcian Oceanic Anoxic Event in the southern Hemisphere: implications for climatic change and biotic platform demise. *Earth and Planetary Science Letters*, 489: 59–71.

- Harper D A T, Stouge S, Christiansen J L, Topper T P, Alwmark C, Richoz S, Ahlberg P. 2021. Early Cambrian brachiopod-dominated shell concentrations from North-East Greenland: environmental and taphonomic implications. *Global and Planetary Change*, 204: 103560.
- Immenhauser A. 2009. Estimating palaeo-water depth from the physical rock record. *Earth-Science Reviews*, 96: 107–139.
- Izumi K, Kemp D B, Itamiya S, Inui M. 2018. Sedimentary evidence for enhanced hydrological cycling in response to rapid carbon release during the Early Toarcian oceanic anoxic event. *Earth and Planetary Science Letters*, 481: 162–170.
- Kemp D B, Han Z, Hu X M, Chen W H, Jin S M, Izumi K, Yan Q, Baranyi V, Jin X, Corso J D, Ge Y Z. 2024a. Global hydroclimate perturbations during the Toarcian oceanic anoxic event. *Earth-Science Reviews*, 258: 104946.
- Kemp D B, Ramezani J, Izumi K, Al-Suwaidi A, Huang C J, Chen W H, Zhu Y Q. 2024b. The timing and duration of large-scale carbon release in the Early Jurassic. *Geology*, 52(12): 891–895.
- Kidwell S M. 1986. Models for fossil concentrations: paleobiologic implications. *Paleobiology*, 12(1): 6–24.
- Kidwell S M, Holland S M. 1991. Field description of coarse bioclastic fabrics. *Palaos*, 6: 426–434.
- Li F J, Qu X L, Du L C, Dai T Y, Yang Y C, Li J W, Yang C J. 2016. Genetic processes and environmental significance of Lower Devonian brachiopod shell concentrations in Longmenshan area, Sichuan, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 115: 393–403.
- Li F J, Chen Z A, Ogg J G, Li Z Q, Ma X K, Lai X L. 2022. Orbital forcing of late Early Devonian storm events on a mixed carbonate-siliciclastic shelf, Longmenshan area, Sichuan Province, China. *Geological Society of America Bulletin*, 134(11–12): 2891–2908.
- Liu J C, Cao J, Hu G, Wang Y, Yang R F, Liao Z W. 2020. Water-level and redox fluctuations in a Sichuan Basin lacustrine system coincident with the Toarcian OAE. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 558(1): 109942.
- Liu R P, Hu G, Cao J, Yang R F, Liao Z W, Hu C W, Pang Q, Pang P. 2022. Enhanced hydrological cycling and continental weathering during the Jenkyns Event in a lake system in the Sichuan Basin, China. *Global and Planetary Change*, 216: 103915.
- Long D G F. 2007. Tempestite frequency curves: a key to Late Ordovician and Early Silurian subsidence, sea-level change, and orbital forcing in the Anticosti foreland basin, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44(3): 413–431.
- Mailliot S, Mattioli E, Bartolini A, Baudin F, Pittet B, Guex J. 2009. Late Pliensbachian-Early Toarcian (Early Jurassic) environmental changes in an epicontinental basin of NW Europe (Causses area, central France): a micropaleontological and geochemical approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273(3–4): 346–364.
- McElwain J C, Wade-Murphy J, Hesselbo S P. 2005. Changes in carbon dioxide during an oceanic anoxic event linked to intrusion into Gondwana coals. *Nature*, 435: 479–482.
- Pereira L G, Fornari M, Erthal F, Leme J M, Giannini P C F. 2021. Multivariate taphonomic analysis of mollusk shell concentrations in Holocene deposits of southern Brazil: an integrated approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 562: 110085.
- Pittet B, Suan G, Lenoir F, Duarte L V, Mattioli E. 2014. Carbon isotope evidence for sedimentary discontinuities in the lower Toarcian of the Lusitanian Basin (Portugal): sea level change at the onset of the Oceanic Anoxic Event. *Sedimentary Geology*, 303: 1–14.
- Röhl H J, Schmid-Röhl A, Oschmann W, Frimmel A, Schwark L. 2001. The Posidonia Shale (Lower Toarcian) of SW-Germany: an oxygen-depleted ecosystem controlled by sea level and palaeoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 165(1–2): 27–52.
- Sami T, Desrochers A. 1992. Episodic sedimentation on an early Silurian, storm-dominated carbonate ramp, Becscie and Merrimack formations, Anticosti Island, Canada. *Sedimentology*, 39(3): 355–381.
- Trabucho-Alexandre J, Dirks R, Veld H, Klaver G, de Boer P L. 2012. Toarcian black shales in the Dutch Central Graben: record of energetic, variable depositional conditions during an oceanic anoxic event. *Journal of Sedimentary Research*, 82: 258–259.
- Van Breugel Y, Baas M, Schouten S, Mattioli E, Sinninghe Damsté J S. 2006. Isorenieratane record in black shales from the Paris Basin, France: constraints on recycling of respired CO₂ as a mechanism for negative carbon isotope shifts during the Toarcian oceanic anoxic event. *Paleoceanography*, 21: 2006PA001305.
- Wang E Z, Feng Y, Guo T L, Li M W, Xiong L, Lash G G, Dong X X, Wang T, Ouyang J. 2023. Sedimentary differentiation triggered by the Toarcian Oceanic Anoxic Event and formation of lacustrine shale oil reservoirs: organic matter accumulation and pore system evolution of the Early Jurassic sedimentary succession, Sichuan Basin, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 256: 105825.
- Wignall P B, Newton R J, Little C T S. 2005. The timing of paleoenvironmental change and cause-and-effect relationships during the Early Jurassic mass extinction in Europe. *American Journal of Science*, 305: 1014–1032.
- Xu W M, Ruhl M, Jenkyns H C, Hesselbo S P, Riding J B, Selby D, Naafs B D A, Weijers J W H, Pancost R D, Tegelaar E W T, Idiz E F. 2017. Carbon sequestration in an expanded lake system during the Toarcian Oceanic Anoxic Event. *Nature Geoscience*, 10(2): 129–134.
- Yamashita S, Matsuoka H, Naruse H. 2011. Formation processes of shell concentrations in the Lower Cretaceous estuarine sediments of the Okurodani Formation, Tetori Group, Gifu Prefecture, central Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 308: 476–491.
- Yan Q, Li X, Kemp D B, Guo J Q, Zhang Z S, Hu Y Y. 2023. Elevated atmospheric CO₂ drove an increase in tropical cyclone intensity during the early Toarcian hyperthermal. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 120(29): e2301018120.

(责任编辑 张西娟)