

川西北地区早志留世风暴岩及其环境 与古生态意义

张廷山 侯方浩 高卫东 兰光志

(西南石油学院,南充)

提 要 研究区为扬子地块西北缘的一套巨厚页岩、泥岩层,间夹生物礁、生物丘及透镜状和不规则层状风暴生屑灰岩。根据风暴岩的地层分布及岩石学特征,作者将三类不同层位的风暴岩划分为A,B,C,D,E五类;A,B型为近源风暴岩,C,D及E型为远源风暴岩。从A型到E型反映出风暴能量逐渐减弱,水体加深的趋势。由于生物碎屑层形成在泥质陆架上,使生境的底质性质发生变化,造成底栖生物群落从适于泥底生活的内栖生物群落通过埋藏反馈作用转变为表栖固着生物群落,形成众多的礁及丘。一般A型风暴岩是本区礁的基底;B型因其沉积位置较A型深且规模小,仅在少数地方可见其上发育丘;C型风暴岩之上可见生物层;而D,E型不适于表栖固着生物发育,其上均为泥页岩所覆盖。

关键词 风暴岩 生物礁发育 古生态 川西北地区 早志留世

第一作者简介 张廷山 男 32岁 讲师 古生态与沉积环境

四川广元至陕西宁强一线下志留统地层中发育一系列生物礁、生物丘及透镜状、层状生物碎屑灰岩层,夹在巨厚的泥页岩中。生物碎屑灰岩为风暴作用所致,并可划分若干类型。笔者以广无朝天、神宣驿、中子王家沟及宁强石嘴子等下志留统剖面为例,讨论本区风暴岩的类型、形成环境与古生态意义。

1 区域地质概况

研究区区域构造位置属于扬子地块西北缘的米仓山隆起区与川西北拗陷带的北部地区。志留系地层在本区除局部可能有上志留统存在外,主要出露下志留统地层,最大厚度1328m左右。局部地区与上奥陶统地层呈整合接触,多数地区是超覆在中、上奥陶统不同层位之上。其上,一般均与下二叠统呈假整合接触。本区下志留统主要以砂质页岩、黄绿色页岩、杂色页岩为主,间夹生物礁灰岩与生物碎屑灰岩。从下到上,可划分为龙马溪组、崔家沟组、王家湾组及宁强组(陈旭等,1991)。特别是宁强组,以一套巨厚的泥页岩夹生物碎屑灰岩(常呈透镜状)与紫红色生物礁灰岩为特征。底栖生物和笔石的生态组合特征显示本区当时的沉积水深,推测在30~60m之间(陈旭,1990),为正常波基面之下的浅海泥质陆架环境。

2 风暴生物碎屑灰岩类型

如前所述,本区下志留统为一套巨厚的泥页岩夹礁灰岩,生物碎屑灰岩。泥页岩中保存有原地生活的一些腕足类(*Rhynchonellids*),三叶虫(*Coronocephalus, Encrinuroides, Kosovopeltis*等),单体珊瑚,海百合(*Dalmanella*),角石(*Sichuanoceras, Mechelinoceras*)以及介形虫和双壳类等化石。海百合多为分散的海百合茎,散布在某些层位中。所夹透镜状及不规则层状生物碎屑灰岩,其沉积是由于风暴作用所致,为浅海泥质陆架环境的重要特征之一(Specht et. al, 1979; Brett et. al., Parsons et. al., 1988)。

通过对 5 条剖面的分析,根据其中风暴生物碎屑灰岩层的地层分布及岩石学特征,本区风暴生物碎屑灰岩层可大致归入崔家沟组、王家湾组及宁强组中,并且至少可划分出五种基本类型,代表不同水动力条件及环境的产物(图 1)。

2.1 A 型

常见于朝天一带宁强组中上部,为一套厚约 1~3m 的生物碎屑灰岩组成。以棘屑为主,呈厚透镜状或不规则层状,显示出明显的正粒序,其底部见冲刷构造。据海百合茎屑的大小自下而上可分为由直径 0.5cm 左右,茎段长 1~2cm 的海百合茎及下伏地层泥砾组成的生屑泥粒岩段和由粗砂级及少量砾级海百合茎屑组成的生屑颗粒岩段以及由砂级海百合茎屑组成的生屑颗粒岩段。其上覆以页岩层(图版 I, 1, 2)。

A 型风暴岩沉积序列与 Aiger(1982)典型的风暴岩层序相比,为仅有簸扬滞留沉积的不完整序列。表现出一种风暴强劲的近源风暴岩特征。

2.2 B 型

主要分布在广元神宣驿至中子一线,尤以神宣驿为典型,夹于宁强组上部页岩层中。与 A 型相比,其岩石学特征相当于 A 型的上部段,即砂级生屑颗粒岩段,生物碎屑的成分以棘屑为主。在页岩中,其几何形态呈现为不连续的透镜体,厚度 1~20cm,长 10~50cm(图版 I, 1, 3)。

B 型风暴岩也为簸扬滞留生物碎屑沉积,但由于其厚度、规模均小于 A 型,因而在沉积时风暴作用的能量或时间长短都可能不及 A 型。B 型风暴岩在神宣驿剖面中至少有七层。

2.3 C 型

仅见于中子王家湾剖面,夹于王家湾组页岩层中,为 5~15cm 厚的生物碎屑灰岩层或透镜体,与下伏页岩接触处可见不甚明显的侵蚀面。灰岩层下部为厚 3~4cm 的含泥生屑灰岩,并含有下伏地层的泥砾,砾径 0.4cm 左右。向上过渡为生屑泥粒岩,反映出风暴能量渐渐加强的过程。本类风暴岩中生物碎屑主要为棘屑、腕足屑及三叶虫屑等。

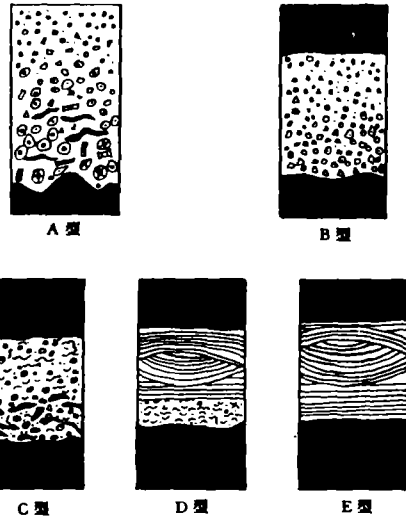


图 1 本区早志留世风暴岩剖面结构类型
Fig. 1 The Vertical sequences of different types of the Early Silurian tempestite in NW Sichuan area.

C型风暴岩在王家沟剖面有二层,其上面都见有蓝藻层及结壳苔藓虫发育。

2.4 D型

见于陕西北强县东石咀子剖面崔家沟组中,为夹在灰绿、灰黄色页岩中的粉砂级生屑灰岩透镜体,具有发育极好的丘状交错层理。单个透镜体厚只有2~6cm左右,长也仅十几厘米,在页岩中侧向分布稳定,与下伏层接触处可见小规模冲刷面,其上沉积滞留的生物碎屑,主要为薄壳的小型腕足类屑、介形虫屑、三叶虫屑及少量棘屑。页岩中的生物化石与滞积层中的化石相同。在滞积层中腕足类、介形虫壳虽然呈张开状保存,但大多没有破碎或破碎不太严重。生屑滞积层一般厚约0.5~2cm左右,其上发育很薄的平行纹理,厚度小于0.5cm;再上为精美的丘状纹层(厚1~4cm)及水平纹层段,上部为泥页岩所覆盖,未见生物扰动构造(图版1.4)。上述特征说明本类风暴岩形成时的水能不高,而且生屑为近于原地扰动,再沉积的结果。

2.5 E型

野外露头地理分布与地层分布均与D型风暴岩相同,并且,其规模、形态也与D型一样。所不同的是E型风暴岩缺失下部滞留的生屑沉积层,仅发育非常精美的丘状交错纹层和上部水平纹层段(图版1.5)。E型风暴岩在广元南河湾场河深一并相同层位的岩心中也有发现,其规模与露头上所见的相当(图版1.6)。

D型与E型风暴岩在野外剖面中及井下纵向上出现多层。但D型风暴岩出现的频率没有E型高,E型较为常见一些。D型与E型风暴岩与Kreisa和Bambach(1982)的风暴岩理想模式对比,分别属于完整的和不完整的两种类型。D型风暴岩的剖面层序完整,说明经历了风暴作用的各个阶段。而E型风暴岩缺失滞留的生屑沉积,说明风暴作用时的能量不高、水体较深。D、E型风暴岩与Dott等(1982)报道的产于页岩中规模极小的丘状交错层透镜体极为相似,都为远源风暴岩。D、E型风暴岩要相同剖面中交替出现,说明虽然处于远源位置,但风暴浪的能量大小也有波动。

丘状交错层理的成因,一般认为是由风暴期间风暴引起的一种复合流导致的沉积。这种复合流是由一个稳定或慢速变化的单元与一个高频率往复的轨道单元所形成,是水平运动与振荡运动的结合,并具有涡流的特点(Swift等,1987)。

由颗粒岩及泥粒岩组成的A、B及C型风暴岩与宾夕法尼亚志留系及挪威志留纪风暴生屑颗粒岩、泥粒岩相似(Cotter,1990;Erdtmann,1991,口头交谈),可称为“饥饿丘状层理型”(Starved hummocks)风暴岩(Cotter,1990)。

3 风暴岩的环境意义

研究区从南到北不同地层层位中出现了多种类型的风暴沉积,反映出本区早志留世在广阔的泥质陆架上曾遭受频繁的风暴袭击。由于风暴浪的相对大小、波浪运动的频率、持续时间及相对水深等的不同,因而形成本区不同的风暴岩类型。本区A型及B型风暴岩是典型的风暴簸扬滞留沉积的生物碎屑泥粒岩及颗粒岩,反映出近源风暴沉积的特征。并且围岩中的生物化石类型与风暴岩中的相同,以棘屑为主且较大,说明A、B型为原地或近原地扰动、再沉积的产物,从其岩石学特征及生物的古生态环境来看,它们沉积时水不大深,位于风暴浪作用带的较高部位。但B型因其规模小,形成环境比A型稍深一些。具有丘状交错纹层理的D型及E型风暴岩周围的页岩中和D型的簸扬滞留沉积层中的化石都以薄壳小型腕足类、介形虫为

主,见少量海百合茎,代表较为安静、水体较深环境的生物组合。由于其规模小,且发育丘状交错层,说明沉积水深比 A 型及 B 型风暴岩的大。根据 Dott 等(1982)的研究,最适宜保存丘状交错层的区域是正常浪基面至风暴浪基面之间的数米至数十米的范围,近岸带为厚层混合状丘状交错层,滨外较薄而单调(D 型及 E 型)。因而 D、E 型风暴岩具风暴能量较弱的远源风暴沉积特征,处于风暴浪基面之上偏向深水区的远滨带位置(Bose and Chanda,1986)。C 型风暴岩的沉积环境位于 A 型(及 B 型)风暴岩和 D 型、E 型风暴岩之间。本区不同类型的风暴生屑灰岩的成因过程与 R. W. Specht 等(1979)提出的泥质陆棚环境中生屑灰岩的成因模式相似,主要与风暴能量的大小有关,同时,也与水深相关。

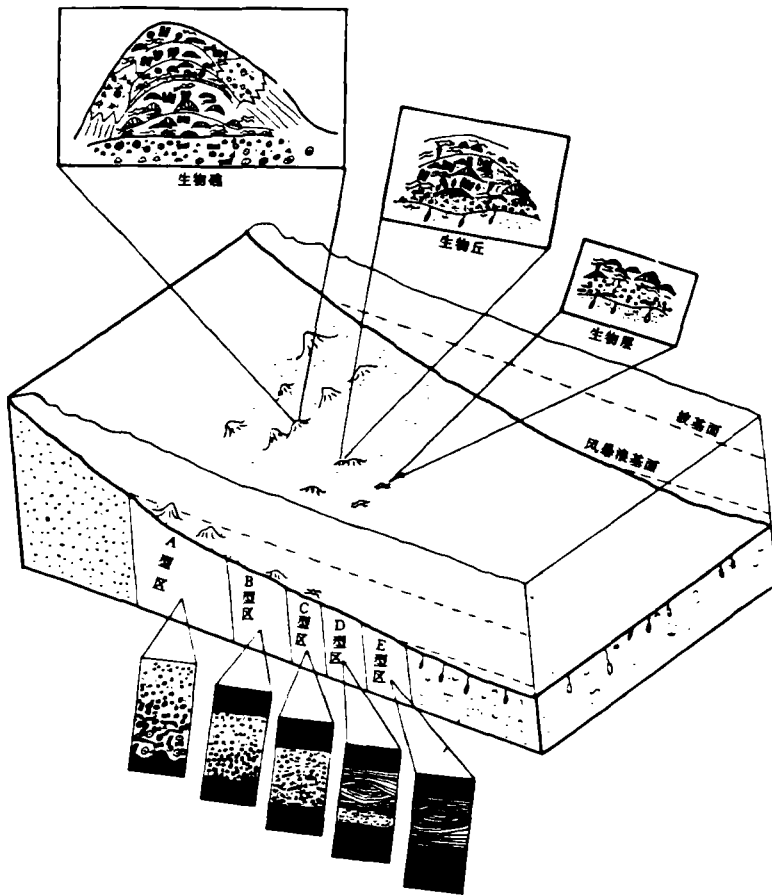


图 2 各类风暴岩环境分布模式及其与礁、丘及生物层的关系

Fig. 2 Distribution models of different types of tempestites and their relationships with reefs, bioherms and biostrata.

J. R. Allen (1982)认为,风暴岩的不同剖面结构类型与风暴作用时间、风速、水深及距陆地远近有关。当风暴能量加强时,风暴岩剖面随之加厚,表现为以簸扬的滞留沉积为主(A, B 型)。而当水体加深,沉积区向下部陆棚过渡时,虽然风暴能量及持续的时间都强,但由于水体深,风暴时沉积物的影响减弱,表现出风暴沉积序列的厚度减小,簸扬滞留沉积逐渐消失,出现

平行纹理、丘状层理(如 D, E 型)。从 A 型到 E 型反映出风暴能量逐渐减弱, 水体加深的趋势(图 2, 表 1)。

表 1 早志留世风暴岩类型, 特征及其与环境的关系

Table 1 Types and characteristics of tempestites and their relationships with the environments

类型		厚度 cm	特征	生屑类型	风暴能量	沉积水深
近源 风暴岩	A 型	100-300	具正粒序的生屑滞留沉积 底部见明显的冲刷面	棘屑	弱	浅 深
	B 型	1-20	同上 底部冲刷面较小	同上		
远源 风暴岩	C 型	5-15	正粒序, 下部具泥砾 底部冲刷面不太明显	棘屑腕足屑 三叶虫屑		
	D 型	2-6	水平纹理 丘状交纹理 平行纹理 生屑滞积层	腕足屑介屑 、三叶虫屑, 少量棘屑		
	E 型	2-6	同上 无生屑滞积层	少量棘屑, 粉砂级		

4 古生态学意义

风暴周期性地袭击本区早志留世广阔的泥质陆架, 间隙性地簸扬、扰动沉积物和生物的底栖生活环境。这一过程不仅影响生物的介体发育, 如风暴作用破坏了本区海百合、腕足类、介形虫、三叶虫等在泥底环境中的生活, 使之死亡, 骨骼分散破碎。同时, 风暴作用也控制了底栖群落的演替和替代, 使群落组分发生从以内生生物为主到以外生生物为主的变化。当大量死亡生物硬体堆积在海底沉积物上时, 必然导致海底底质结构、成分等特征的改变, 为表栖固着生物的发育起着积极的作用。因风暴作用所造成的生屑缩聚层, 对固着生物来说是极为理想的底栖环境, 在各种环境因素都适合的条件下, 由于埋藏反馈作用, 生物礁的先驱群落分子会迅速占领此环境, 并大量繁殖, 很快形成生物硬底, 为生物礁的发育打下基础, 完成 James 提出的生物礁奠基阶段(张廷山等, 1991)。

在无风暴作用的安静条件下, 本区底栖环境往往是由一些低分异度, 并能适应软质泥底的群落所栖居, 如海百合及一些内栖生物。但当一强风暴通过本区时, 对泥底生境产生扰动、冲刷及悬浮细粒泥质的作用, 将内栖生物挖掘出来, 并使海百合等植于泥底中的根脱离固着, 在簸扬过程中将其打碎并成为滞积物留在原地。而风暴流把悬浮的泥质带走, 使海底表面突然成为有利于表栖固着生物生活的生屑滩环境。本区宁强组中的众多生物礁及丘都是在风暴生屑滩的基底上发育起来的(张廷山等, 1990)。风暴滞积生屑滩破坏了内栖生物的生活环境, 促使表栖固着生物(结壳生物)在某些风暴生屑滩上通过埋藏反馈作用形成生物硬底, 使底栖群落成份从内栖转化为以表栖为主, 发生群落替代。然后, 一批批生物礁造架分子在其适于固着的生物硬底上生长发育, 发生群落演替, 形成生物礁及丘。

在大多数情况下, 由于水体较深, 或风暴能量不高, 因而形成的滞积生屑滩不大, 不足以形

成生物礁的基底,仅在地层中留下一层层生屑灰岩透镜体。只有少数几次较强的风暴所形成的生屑滩能成为礁、丘的基底。

随着水体加深,风暴岩从近源向远源过渡,以风暴生屑滩为基底的礁、丘也表现出从发育到不发育的变化趋势。A型风暴岩沉积位置水体较浅,发育规模较大,适合于结壳生物及后来的造礁生物固着。因而A型风暴岩通常是本区生物礁的基底(如宁强组中礁大都以其为基底)。B型风暴岩因其沉积位置较A型浅且规模小,一般不利于形成较大的生物礁。在少数地方(如神宣驿)可见B型风暴岩上发育小型生物丘(图版I,7)。C型风暴岩之上可见生物层发育。而D型、E型风暴岩因其沉积位置深,规模小,因而不适于表栖固着生物发育,其上均为页岩所覆盖,不能形成礁、丘的固着基底(图3)。

泥质陆棚环境中风暴生屑滩的古生态意义已被Parsons, Brett和Miler等(1988)所提及,他们认为表生生物群实际发育的程度决定于风暴事件的特点和频率。风暴对底栖群落的影响,主要通过基底变化和定期自然扰动等作用。本区风暴生屑灰岩上生物礁、丘及生物层的发育有力地支持了上述观点。

四川石油管理局川西北矿何军高级工程师,蔡永禄、兰贵工程师及邓明同志对野外工作给予大力支持并提供岩心标本,谨此一并致谢。

收稿日期:1991年7月11日

参 考 文 献

- [1] 陈旭, 1990, 论笔石的深度分带. 古生物学报, 29卷, 5期, 507~519页
- [2] 陈旭、戎嘉余、伍鸿基等, 1991, 川陕边境广元宁强间的志留系. 地层学杂志, 15卷, 1期, 1~25页
- [3] 张廷山、高卫东、兰光志、强平, 1990, 川西北地区早中志留世生物礁发育特征初探. 西南石油学院学报, 12卷, 4期, 1~8页
- [4] 张廷山、方少仙、侯方浩、罗强, 1991, 埋藏反馈及其对生物礁发育的作用. 沉积学报, 9卷, 1期, 27~34页
- [5] Aiger T., 1982, 钙质风暴岩: 西德南部受风暴控制的层理。(王承书译自“Cyclic and event stratification”. 1982)。国外沉积地质与矿产, 1985, (1) 成都地矿所, 33~44页
- [6] Allen J. R. L., 1982, Sedimentary structures: their character and physical basis (Volume 1) Elsevier Scientific Publishing Company.
- [7] Bose P. K. and Chanda S. K., 1986, Storm deposits and hummocky cross-stratification: a geological viewpoint, Quart. Jour. Geol. Min. Met. Soc. India, V. 58, No. 1, p53~68
- [8] Cotter E. 1990, Storm effects on siliciclastic and carbonate shelf sediments in the medial Silurian succession of Pennsylvania. Sedimentary Geology, V. 69, No. 3/4, p245~258
- [9] Dott Jr R. H. and Bourgeois J., 1982, Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequence. Geol. Soc. Am. Bull., p663~680
- [10] Specht R. W. and Brenner R. L., 1979, Storm-wave genesis of bioclastic carbonates in Upper Jurassic epicontinental mudstones, East-central Wyoming. J. of Sed. Petro., V. 49, No. 4, P. 1307~1321
- [11] Swift D. J. P. and Nummedal D., 1987, Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes and intense winter storm, discussion. Sedimentology. V. 34, p. 338~344

Tempestites and the Environmental Paleoecological Significance of Early Silurian, Nw Sichuan Area

Zhang Tingshan Hou Fanghao Gao Weidon Lan Guangzhi

(SW Petroleum Institute, China)

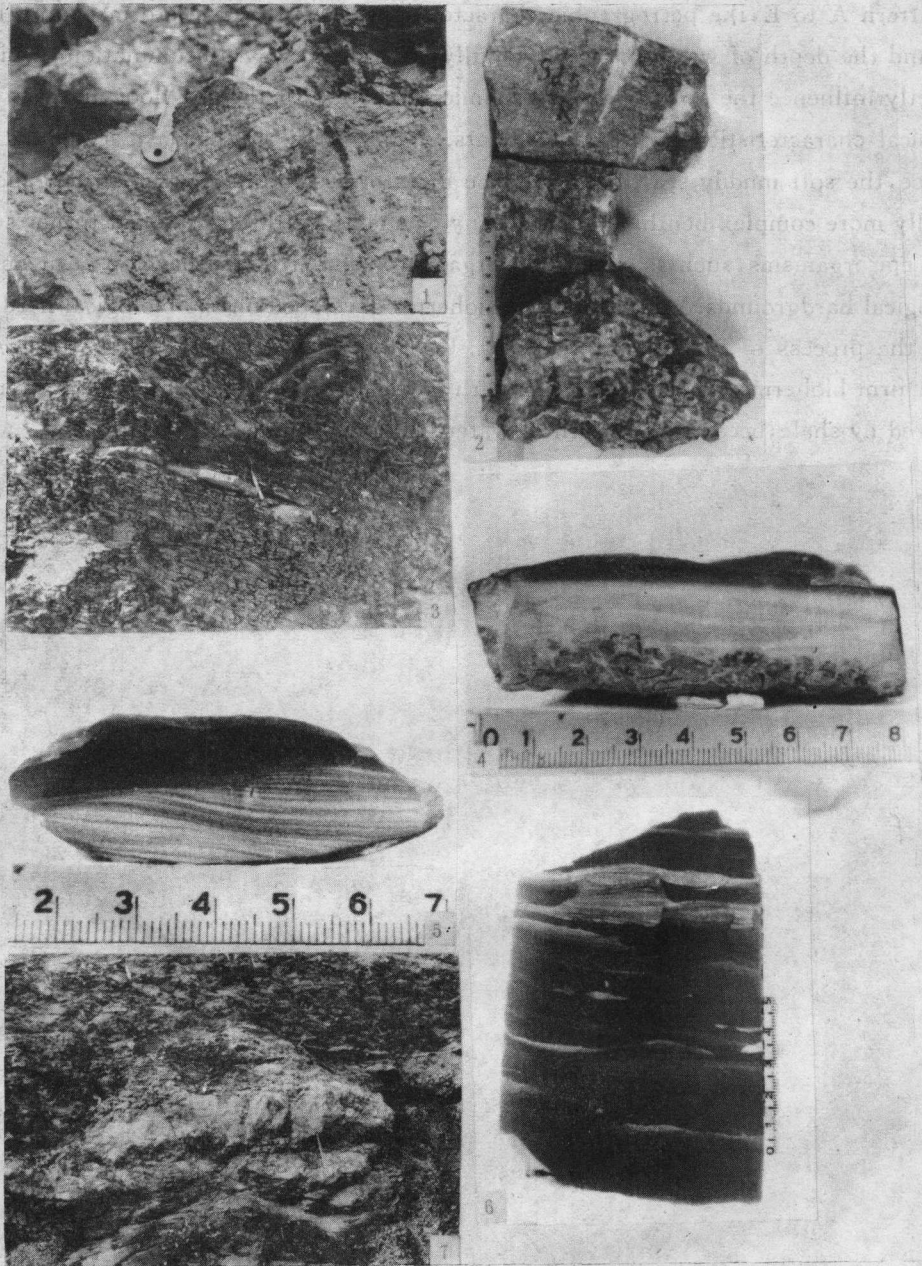
Abstract

Several Early Silurian storm-wave genesis of bioclastic limestone beds which deposited on the muddy shelf have been recognized from NW Sichuan area. The Early Silurian deposited at the NW margin of the S-China Paleo-plate tectonically and it has the very thick sequence of shale, silty shale, muddy shale and silty sandstone with some reefs, bioherms and stratigraphically discontinuous lenticular and irregular bioclastic limestone beds. The fossils (trilobites, pelmatozoas, brachiopods and some small solitary rugose corals) which are dispersed in surrounding siliclastic deposits, are the source of the bioclasts for tempestites. The bioclasts result from storm wave-caused winnowing effects and they are lag concentrates. It is one of the very important characteristics of the shallow muddy shelves.

Detailed petrographic and stratigraphic analysis reveals 5 distinct tempestite (bioclastic limestone beds) patterns which located at 3 stratigraphic levels, according to 5 different stratigraphic sections. Pattern A: Thick lenticular or irregular bioclastic limestone beds (1~3m thick) with erosion at the bottom. Generally, the beds show three grading subdivisions from bottom to top (at the Middle-Upper Ningqiang Formation). Pattern B: The small lenticular bioclastic limestone beds with 1~20cm thick and 10~50cm long. The petrography of this pattern is similar to the third subdivision of the Pattern A (at the Upper Ningqiang Formation). Pattern C: The lenticular or irregular bioclastic limestone beds with erosion at the bottom. The lower parts of the beds are mud-bearing bioclastic limestone and gradually transfer to the bioclastic grains upwardly. The beds are 5-15cm thick and locate at the Longjiawan Formation. Pattern D: The small lenticular limestone beds with 2-6cm thick and over 10cm long, which can be divided into 4 petrographic subdivisions vertically. The first, containing thin-shell brachiopod and ostracoda shells, is lag concentrates, the second is horizontal laminar zone, the third is the hummocky cross laminar stratification zone and the fourth is parallel laminar zone (at the Cuijiagou Formation). Pattern E: It is very similar to the Pattern D on the size, the distribution and from the second to the fourth subdivisions of Pattern D petrographically.

Because the storm wave is different on energy, frequency and the span of the storm process, several different types of tempestite deposited in this area. The petrographic and paleoecologic analysis reveals that the Pattern A and B are proximal and Pattern C, D, E, are distal.

From Pattern A to E, the petrographic characteristics show that the storm energy became weaker and the depth of water increase gradully. The storm wave accumulation of bioclasts can directly influence the structure and dynamics of nature of the sea floor and can change the physical characteristics of benthic habitats. Along with the bioclast accumulations in abundance, the soft muddy sea floor would be transformed into a coarser, firmer and topographically more complex benthic habitat. Many coarser substratum-like and firmer substratum-like epi-organisms, such as encrusting organisms, can settle and develop on it and form the biological hardgrounds. Many reefs and bioherms developed on the biological hardground through the process of taphonomic feedback. Usually, reefs developed on Pattern A tempestite, a firm bioherms can be seen on Pattern B, biostrome on Pattern C and Pattern D, E are covered by shale, because the depth of water increased gradually.



1. A型风暴岩野外露头(广元朝天) 2. A型风暴岩,示正粒序 3. B型风暴岩野外露头(广无神宣驛) 4. D型风暴岩(陕西宁强) 5. E型风暴岩(陕西宁强) 6. 河深一井岩心中发育的E型风暴岩,可见明显的丘状层理(广元河湾场) 7. B型风暴岩上发育的小型生物丘(广元神宣驛)