

文章编号: 1000-0550(2010) 03-0596-15

# 海啸和海啸沉积<sup>1</sup>

王立成<sup>1,2</sup> 王成善<sup>1,2</sup> 李亚林<sup>1,2</sup> 魏玉帅<sup>1,2,3</sup>

(1. 中国地质大学地球科学与资源学院 北京 100083

2 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室 北京 100083; 3 西藏自治区拉萨地调院 拉萨 850000)

**摘要** 综述海啸沉积特征,认为岸上细粒海啸沉积物具有以下特点:(1)地层层序上向上变细、减薄;(2)水流方向的重复反向(即重复的双向水流);(3)含有撕裂的碎屑;(4)较差的分选性;(5)向陆地延伸更远;但将以上任何单一特征看成是海啸沉积的特征性依据都是不恰当的,需要将以上特征结合起来判断,才能作为海啸沉积的依据。而有关岸上巨砾的海啸或是风暴来源,至今仍争论不清,但较一致认为巨砾堤坝复合体是风暴成因。浅水碎屑海啸岩通常为夹在低能稳定状态的背景沉积粉砂—黏土层内的一套独特砂层,可以根据海啸能量的增加到衰减分为 T<sub>na</sub>—T<sub>nd</sub> 四个不同单元;而地震海啸岩通常具有震积岩—海啸岩的沉积序列;碳酸盐海啸岩则显示了与海啸入射流和回流相关的冲刷—充填结构。深海的海啸沉积作用机制仍然不清。尽管海啸传播阶段可以产生地中海 A 型均质岩,但深海海啸岩可能主要与海啸回流有关,如目前讨论最多的 K—T 撞击海啸岩。尽管目前的研究促进了对海啸的认识,但存在诸如海啸沉积机制仍然不明确,海啸沉积识别依然困难等许多问题,海啸沉积学的进一步发展将为解决这些问题提供坚实基础。

**关键词** 海啸 海啸沉积物 海啸岩 爬升 回流

**第一作者简介** 王立成 男 1983 年出生 博士研究生 矿产普查与勘探 E-mail: waynewlc3@126.com

**中图分类号** P512.2 **文献标识码** A

## 0 前言

2004 年 12 月 26 日发生的苏门答腊—安达曼印度洋大海啸(俗称印度洋海啸)是为人们所知的最大的海啸灾难<sup>[1]</sup>,它夺去了来自 11 个国家超过 225 000 人的生命<sup>[2]</sup>。这次灾难事件引起了包括地质学家、海洋学家、地貌学家和地球物理学家等对海啸及其危害的空前研究兴趣。海啸沉积物是海啸留下的沉积记录,通过对这些沉积记录的研究,科学家可以更好的识别历史上或史前的海啸事件<sup>[3]</sup>,也有助于科学家评估过去海啸洪水的水位深度和速度,估计历史海啸的次数和重复周期,估计海啸的源头位置,以及了解海啸对海岸地区生态和地貌的影响,这些信息对于减轻未来海啸的影响和损失具有指导作用<sup>[4]</sup>。

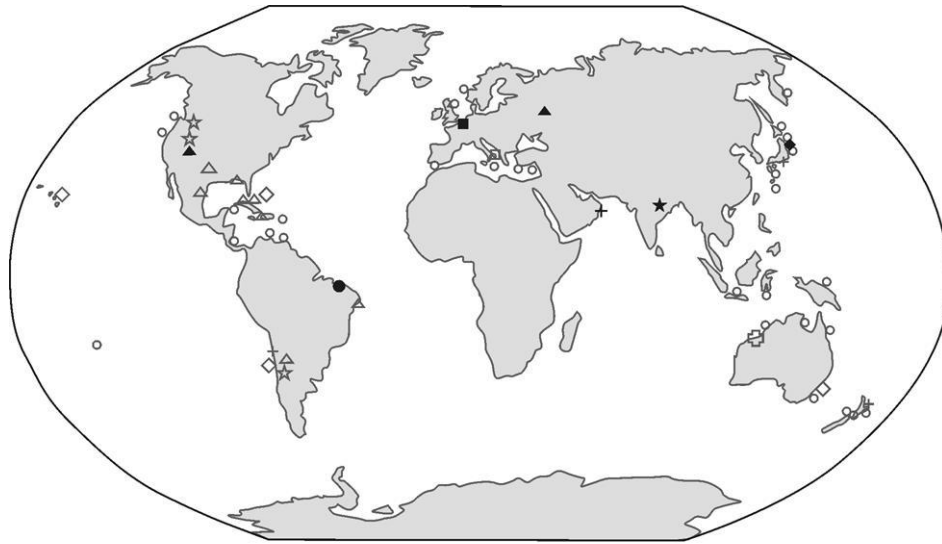
灾变事件研究是地球科学的重要领域,它有益于理解地球历史和自然现象的真相<sup>[5]</sup>。瞬时的灾变事件对沉积环境有极大地扰乱性<sup>[6]</sup>。海啸就是这样的事件,其沉积物也是一种事件性沉积物<sup>[3]</sup>。在过去 4000 年中世界上发生了超过 2 000 次的海啸<sup>[7]</sup>,仅在 20 世纪 90 年代就有 83 次海啸<sup>[6]</sup>,平均每十年 57

次<sup>[8]</sup>。相比海啸的发生频率而言,已报道的海啸沉积记录则显得太少。在现代,历史上和第四纪晚期已有很好的关于海啸沉积记录报道,然而,在时间更长,更老的地质记录中的海啸沉积物则几乎很少被科学家报道<sup>[9]</sup>。有关古海啸沉积物(海啸岩)的研究国际上仅有少量文献涉及如晚太古代<sup>[10]</sup>,元古代<sup>[11]</sup>,寒武纪<sup>[12~14]</sup>,泥盆纪<sup>[15,16]</sup>,中侏罗世<sup>[17]</sup>,侏罗—白垩纪界线<sup>[6]</sup>,早白垩世<sup>[18]</sup>,中白垩世<sup>[19]</sup>,K/T 界线<sup>[20~27]</sup>,中新世<sup>[28~30]</sup>,上新世<sup>[31]</sup>,更新世晚期<sup>[32]</sup>(见图 1)。过去发生的海啸频率应当和现代一样<sup>[6]</sup>,因此,地质记录中应该还有大多数的海啸事件没有被科学家识别出来。其原因可能在于海啸沉积物在滨岸环境中不易被保存;还可能是由于海啸沉积物和其它作用如风暴形成的沉积物之间的相似性,而目前对二者之间的区分还不清楚<sup>[3,6,9]</sup>。

与国际上的研究热潮相比,我国的地质学家对海啸沉积物的关注还极少,只有少量文献如文献<sup>[34,35]</sup>,现有文献主要集中在地震—海啸序列<sup>[36~39]</sup>,而且在上世纪 80 年代末到九十年代初期的风暴岩研究热潮中,不乏将风暴作用和海啸作用相混淆的实例,龚一

<sup>1</sup> 国家“973”项目(编号:2006CB701400)资助。

收稿日期:2009-05-04 收修修改稿日期:2009-07-24



- 全新世    ◇ 更新世    □ 上新世    + 中新世    △ K-T界线  
 ● 中白垩世    ◆ 早白垩世    ■ 侏罗纪-白垩纪界线    + 中侏罗世  
 ▲ 泥盆纪    ☆ 寒武纪    ★ 元古代    ◻ 晚太古代

图 1 国际文献中已识别的地质历史中的海啸沉积记录

底图以及更新世和全新世(不包括新西兰)的记录据文献[6];新西兰的全新世记录据文献[33];其它时代见正文

Fig 1 Tsunami deposits in geological record identified from international literatures

The base map modified and data of tsunami deposits from Pleistocene and Holocene except New Zealand by Schnyder[6]; data of Holocene tsunami deposits in New Zealand from Goff *et al.*, 2001; the others refer to the text

鸣<sup>[40]</sup>就曾指出过此问题,然而该问题至今却依然存在,如文献<sup>[41]</sup>。因此,从国际国内来看,当利用地质记录来识别和研究海啸事件时,必须能够区分并识别海啸和风暴沉积物<sup>[42,43]</sup>,这个问题也是古海啸研究的最尴尬问题之一<sup>[44]</sup>。

本文介绍了海啸作用的成因和波浪特征及其与风暴作用的差异,概述了海啸的沉积作用特征,同时介绍了几个海啸沉积物的实例研究,最后分析了不同环境下的海啸沉积物特征,期望能对国内开展海啸沉积物的研究有所裨益。

## 1 海啸和风暴作用的特征

Shiki和Yamazaki<sup>[29]</sup>严格定义了海啸岩不仅指海啸浪本身搬运的沉积物,而且指海啸产生的海流的沉积,但他们改正了原来的拼写错误(tsunamiite),用tsunamiite代替。这种定义和风暴岩(tempestite)的定义一样,也是用来指风暴产生的沉积物<sup>[29]</sup>。基于国际上海啸沉积物研究的特点,本文所指的海啸岩特强调时间的概念,指前第四纪的海啸沉积物。风暴岩最先由Gibert Kelling提出,用来表示风暴产生的陆棚砂岩,但首次在文献中出现则是Ager<sup>[45]</sup>。海啸沉积

物则泛指了现代、古代和前第四纪所有由海啸产生的沉积物。同样风暴沉积物也是指现代、古代和前第四纪所有由风暴作用产生的沉积物,它不仅仅只包含陆棚,还包括了海岸沉积物。

### 1.1 海啸和风暴的成因特征

海啸是一系列的波或波列,它有着长周期和长波长,是由地震、滑坡、火山爆发或者外来物质(陨石)撞击引起的水体剧烈的垂向位移所形成<sup>[8,9,14,45]</sup>。和风暴不一样,风暴是一种气象现象,是在热带和亚热带海洋上发展起来的热带气旋的一种。当热带气旋的表面风速达到 $17\text{ m/s}$ 就被称为热带风暴;风速超过 $33\text{ m/s}$ 就被称为飓风(大西洋)或台风(太平洋)<sup>[46]</sup>。温带气旋是中—高纬度的冬季风暴,从西向东移动<sup>[45]</sup>。因此,海啸和风暴作用是两种成因上完全不相关的波浪作用。

### 1.2 海啸和风暴的波高、波长和周期

海啸浪的波高有很多种定义,如在源区的波高(海啸高度 $H_0$ )和正弦波形相关的波高以及爬升波高 $H_r$ (到达岸上陆地后离海平面的高度)等<sup>[8]</sup>(图2A)。爬升波高可以比在开放海中向海岸前进的海啸波高大30倍<sup>[8]</sup>。海啸浪离开开放海中的源区,向海岸前

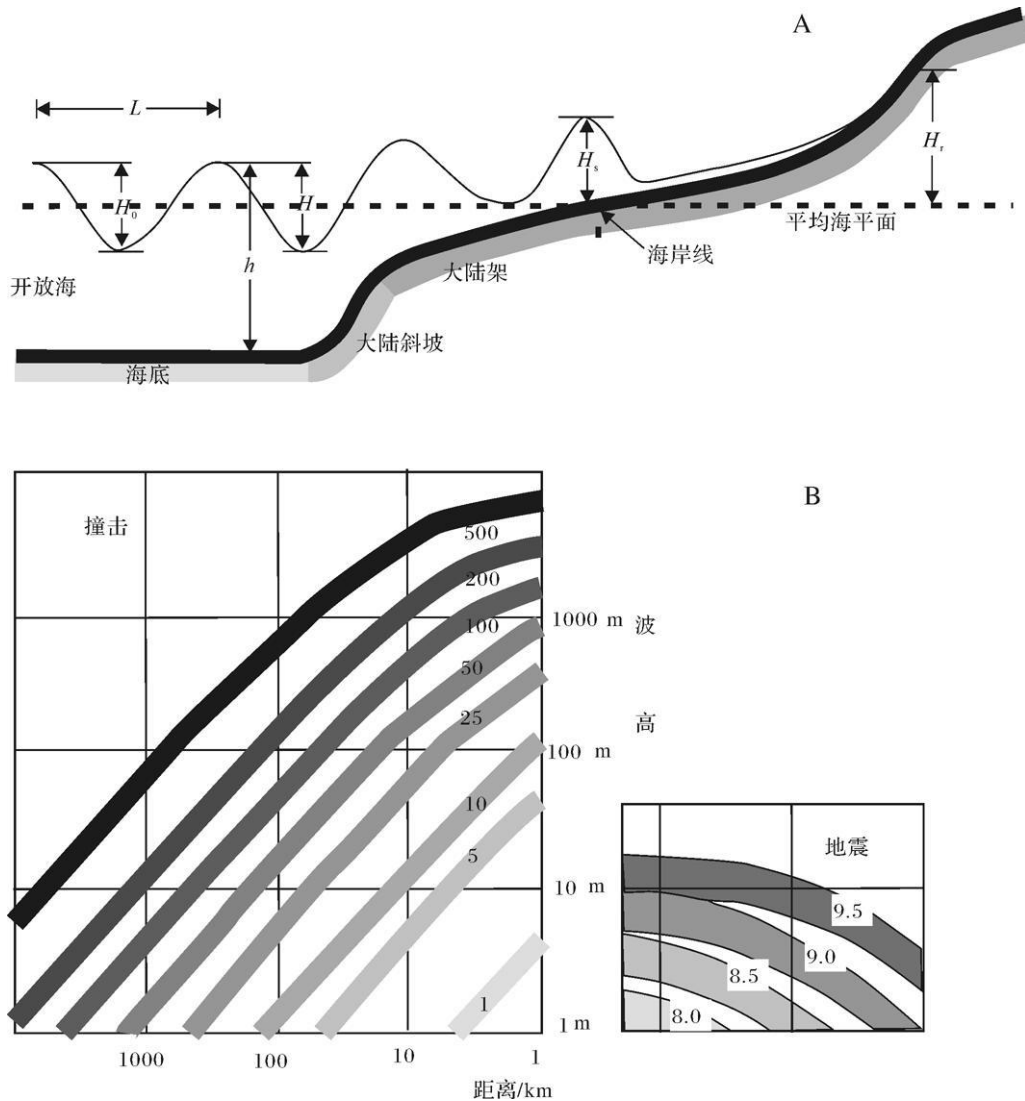


图 2 海啸波的波高特征 A: 各种海啸波高 (据文献 [ 8 ] ); B: 星体撞击和地震引发的海啸不同的海啸高度 (据文献 [ 9 ] )

Fig 2 Characteristics of wave height associated with tsunami A: Various terms used to express the wave height of a tsunami ( from Bryan, 2001); B: Computer simulated open ocean wave height versus distance from source for bolide impacts and earthquake ( from Dawson and Stewart, 2007)

进时其波速减小,波高增加。海啸高度和产生海啸的机制有关。如图 2B 所示,由星体撞击产生的海啸高度要明显高于地震成因的海啸;在开放海中,当地震从 6.5 级增大到 9.5 级时,海啸高度从几厘米增加到 10~15 m。海啸爬升高度最大可达几百米,有报道的最大爬升高度为 524 m<sup>[45]</sup>。1969 年到达密西西比湾的 5 级飓风 Camille 的最大波高为 22m<sup>[47]</sup>,太平洋超级台风 Tip 的最大波高为 15m<sup>[45]</sup>。

海啸的波长通常在 10~500 km 之间<sup>[8]</sup>。1960 年智利海啸的波长约 500~800 km<sup>[45]</sup>。与之相比,风暴浪的波长从 15~75 m 不等,涌浪波长范围在 300~900 m 之间<sup>[44]</sup>。通常海啸的周期在 100~2 000 s

(1.6~33 min),这就是所谓的“海啸窗”<sup>[8,48]</sup>。大型海啸浪的周期通常大约 20 min 到 1 h 著名的 Storegga 滑坡海啸的可能周期大约为 2 h<sup>[49]</sup>。美国 Virgin 岛和 1989 年飓风 Hugo 相关的波浪周期仅有 13~16 s<sup>[50]</sup>。因此这样的长波长和长周期是海啸和风暴浪极其不同的特征<sup>[8]</sup>。

因此,海啸和风暴是两种成因完全不同的事件,两者在波长、周期和波高等波浪特征方面有着特征性的差异。

## 2 海啸的沉积作用特征

Dawson 和 Stewart<sup>[9]</sup>将海啸的发展分为海啸的产

生,传播,岸上的洪泛和回流四个阶段(图 3)。海啸产生阶段没有沉积作用发生。在传播阶段,海啸浪里的水粒子的轨道运动可分为一个随着深度的增加而逐渐减小到 0 的垂直分量和在整个大洋水体里都是定值的水平分量,水平流速不随深度增加而改变。在一次海啸波通过的时候,水平的流速反复从 0 增加到最大,之后减小到 0 但是这种短暂的来回振荡是否能够在海床上留下沉积物还不清楚<sup>[9]</sup>。尽管 Pick ing 等<sup>[51]</sup>基于地震产生的海啸高度,通过模拟认为海啸浪通过时不可能在超过 200 m 的水深携带粗于细沙的沉积物。但是如之前所述,如撞击等机制产生的海啸高度要大于地震海啸,因此 Pick ing 等的结论就不完全正确。K astens 和 C ita<sup>[52]</sup>描述在爱琴海中部 Thera 火山的灾难性喷发,估计产生的近底部流速为  $0.2 \sim 0.5 \text{ m/s}$  超过了根据水槽试验对深海沉积物估计的门限侵蚀速度  $0.15 \text{ m/s}$  表明钙质泥沉积物能在海底被侵蚀。尽管深海沉积物可能在海啸传播时被侵蚀并呈悬浮状态,但这种作用不能触发大量的沉积物进悬浮中<sup>[9]</sup>。然而,深海中海啸沉积的研究还很少,这些有关海啸传播期间的沉积物的幅度和范围特征的推论大部分都是推理性的<sup>[9]</sup>(如 C ita 等<sup>[53]</sup>)。一般,大多数地震海啸看起来不可能在传播阶段产生深水沉积痕迹,但是那些产生较大海啸高度的作用可能在最接近源区的地点留下沉积痕迹<sup>[9]</sup>。

当海啸前进到浅水中时,就开始了爬升阶段,每个单一海啸浪的速度都会降低,但其波高会剧烈增加。爬升作用是海啸在岸上地区的主要沉积作用。海啸爬升到海岸的通常速度是  $10 \sim 20 \text{ m/s}$ <sup>[54]</sup>,即使是在这样减小的流速下,海啸仍能搬运从细粒黏土一大型巨砾的沉积物<sup>[9]</sup>。与直接侵蚀大量来自海岸平原的沉积物一样,海啸也能引起海岸悬崖的部分崩塌,释放粗的岩石碎屑,产生一种比清澈的海水含有更高搬运巨砾能力的密度流<sup>[9]</sup>。当这种稠密的浑浊流体作为碎浪向陆地方向掠过时,其速度减慢到  $5 \text{ m/s}$ <sup>[54]</sup>。当海啸波速减小时,它的侵蚀能力减小,但粗沉积物的沉积增加。海啸的垂向爬升能达到几十米,若无海岸悬崖或者其它陡峭地形阻挡的话,水平方向的洪泛能向陆地渗透几千米远<sup>[55]</sup>。一旦通过爬升向陆地方向的洪泛达到最大,水体的方向将改变,当其改变的时候,在回流浪开始之前,水体各处的速度都达到零;正是海啸波这种独一无二的特征行为(区别于风暴浪),在海岸带产生了与众不同的沉积作用样式,在这种几乎静止状态,粗于粉砂的物质沉

积下来,而细粒的粉砂和粘土仍旧处于悬浮状态<sup>[9]</sup>。

回流是随着单一的海啸浪达到向陆地方向的最大洪泛后,开始的向海方向的牵引流,但是有关这种作用的信息还很少<sup>[9]</sup>。回流可能比爬升流更具侵蚀性和能量更强<sup>[9]</sup>。尽管这些载有沉积物的回流的携带能力还不尽可知,但其明显的侵蚀足以改造在爬升期形成的岸上沉积物<sup>[56,57]</sup>,甚至可能引起台地基岩的侵蚀。科学家早已认识到,海啸驱动的沉积物重力流,从近滨到深水的运动能够搬运从粉砂到巨砾级的碎屑颗粒,流出的沉积物重力流不仅会产生碎屑流和浊流,还会在半远洋产生泥团的悬浮沉积。但是海啸回流和滨外浊流及其各自沉积物的关系在现代还未引起足够的注意<sup>[9]</sup>。

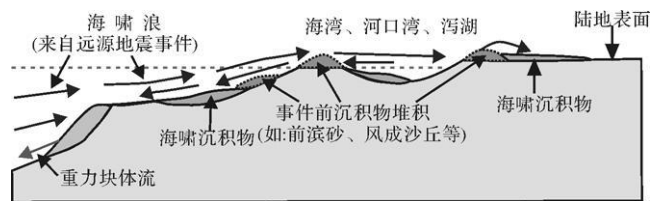


图 3 海啸沉积作用(据文献[9])

Fig. 3 Schematic illustration of principal pathways of tsunami sediment transport and deposition (after Dawson and Stewart 2007)

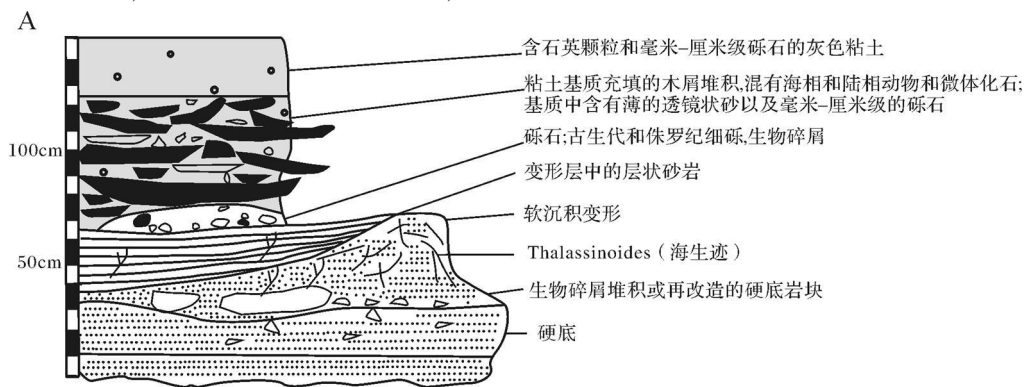
### 3 海啸沉积研究的几个实例

#### 3.1 法国北部 Boulonnais 地区侏罗系—白垩系界线的海啸沉积

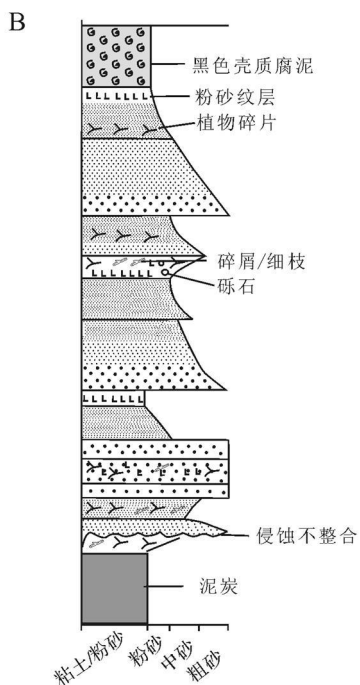
Schnyder 等<sup>[6]</sup>通过与现代海啸沉积物特征的对 比,将法国北部侏罗—白垩纪界线附近一个局部的异常沉积序列归结为海啸事件沉积。该序列组成如图 4A 所示。硬底被一层  $5 \sim 20 \text{ cm}$  厚的贝壳和贝壳碎片覆盖,该层以细粒砂岩基质充填,含有细砾和再改造的岩块,这种再改造的岩块来自下伏的硬底,表明了早期强烈的侵蚀和冲刷;贝壳层之上为细粒砂岩层,顶部波状起伏,上部为层状砂岩;细粒砂岩生物扰动强烈(见海生迹)。砾岩透镜体出现在波状层顶部,主要由卵石、砂、粉砂和粘土组成;砾岩被一层  $50 \sim 80 \text{ cm}$  厚的灰色—暗灰色含近水平针叶树碎片的粘土覆盖,该层含有陆相和海相的生物碎屑,包括瓣鳃类,腹足类,海胆碎屑,毫米级的脊椎动物残留,极少的轮藻和有孔虫等;底部砂岩层中的软沉积物变形显示了不同的形态,主要以米级大小的宽广向斜和紧闭背斜形态为特征,这些软沉积物变形可能与未固结的生物碎屑砂的泄水构造有关。

这种具有底部侵蚀、软沉积物变形和负载构造、混

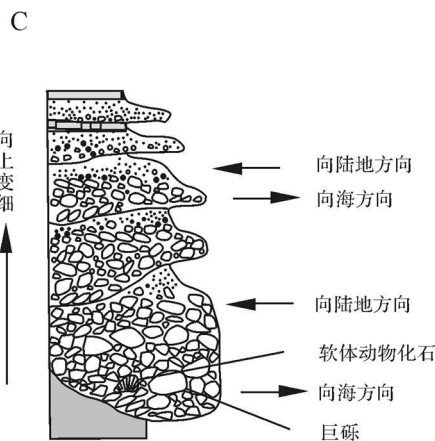
有海相和陆相化石的粘土层以及被木屑覆盖的侵蚀砾



Pointe aux Oies, Boulogne, 法国北部



Strath Halladale, Sutherland 郡北部, 苏格兰



Koikorobe, 日本东北部

图 4 典型海啸岩的垂向剖面

Fig 4 Vertical profiles of the typical tsunamites

岩等特征序列, 典型地反映了海啸沉积的特点。但是, 海啸的形成机制不清楚, 很可能是由地震引发<sup>[6]</sup>。

### 3.2 苏格兰 Sutherland 郡 Strath Halladale 全新世中期的海啸沉积

Dawson 和 Smith<sup>[58]</sup> 将苏格兰 Sutherland 郡北部 Strath Halladale 一套泻湖沉积物中含有的复杂粗粒层作为与滑坡相关的海啸沉积。SH2 孔的沉积序列如图 4B 所示。该序列底部与下伏的有机物为侵蚀不整合, 而顶部与上覆的壳质有机物为渐变接触。底部以下伏被侵蚀的泻湖相泥炭的粗砂为主, 表明了一

次高能事件的沉积。沉积物中扰乱堆积的硅藻碎片含有来自其所有栖息地的物种, 这是海啸沉积物的典型特征。上部的砂层显示了向上变细的粒序特征, 粒度具多峰分布, SH2 孔中共有 5 套由粗到细的沉积层序; 含有侵蚀的有机物, 再沉积的腐泥, 植物和细枝碎屑等显示了分选差的特征。这些特征都符合世界上其它地方描述的海啸沉积物的特点。

### 3.3 日本下白垩统 Miyako 群浅海相砾质海啸沉积

Fujino 等<sup>[18]</sup> 描述了日本东北部 Tanohata 地区早白垩世的砾质海啸岩。该海啸沉积序列的典型特征

如图 4C 所示。反向叠瓦构造反映了向海和向陆地方向的双向水流,这可以作为识别海啸沉积物的重要证据;冲刷和粒序构造反映了波浪流静止期和活跃期的反复交替,这是由于大的波长/波高比使得海啸爬升后,在回流发展之前还有一段滞留时期,因此海啸浪通常产生粗粒和细粒层的交替:海滩岩和珊瑚碎屑沉积,丰富的海滩砾石表明在事件期间强烈的海滩侵蚀,同时海滩岩和巨砾的搬运也反映了事件的搬运能力很大,大量的珊瑚碎屑表明了事件的破坏性本质;海啸通常引起了剧烈的对陆地侵蚀,因此浓缩有机质碎屑的存在已经被许多研究作为海啸沉积物识别的重要标准;软体动物化石的良好保存表明了快速的沉积,沉积后没有被重复改造,若被风暴或其它作用改造的话,壳体就会被磨损,成为碎片,其原始形态不会被保存。以上五点特征共同表明了海啸的沉积作用,而其中单独某一点可能会反映其它的沉积作用。

通过以上三个不同时代、不同地点、不同环境的海啸沉积物的实例分析,可以看到,国际上对海啸沉积物的研究都注重对沉积特征的研究,如沉积物的组成,结构特征如粒度、磨圆、分选,以及粒序,沉积构造等特征,并通过这些特征和典型海啸岩对比。而且,不同的沉积环境显示了不同的海啸沉积特征。

### 4 海啸沉积物

从前述海啸沉积作用的分析可以看到,海啸的沉积作用可以在水下和水上环境发生。水下环境可以

分为滨岸封闭的浅水湖盆、浅海和深海。水上环境对应于岸上环境,如滨岸平原。由于海啸行为与水深和地形相关,因此海啸浪在不同的环境中有不同的沉积特点,因而沉积物也有不同的特征(如图 5)。

#### 4.1 岸上海啸沉积物

海啸和极端的海岸风暴尽管成因不同,但是它们都引起了以高速地面漫流为特征的短暂海岸洪泛作用<sup>[42]</sup>。在许多环境中,两者产生的砂质沉积有相似的物理特征,因此很难区分它们<sup>[44]</sup>。由于细粒沉积物一般在地层层序中,容易研究其来源和时代<sup>[59]</sup>,所以在 2000 年之前有关岸上海啸沉积物的研究大多是和细粒沉积物相关(如文献<sup>[44,56]</sup>等),2000 年之后,巨砾沉积物吸引了科学家更多的研究兴趣,并且对其的海啸或是风暴来源有了激烈的争论。然而,这些岸上海啸沉积物的研究大多是全新世以来的。事实上,还很少有有关岸上前第四纪海啸岩的描述,而已报道的海啸岩研究则大多和滨外环境有关<sup>[60]</sup>。

##### 4.1.1 细粒沉积物

过去,由于在海岸同一地点缺乏能共同保存有海啸和风暴的沉积物或研究者研究兴趣的原因,研究都集中在某一地点海啸或风暴的沉积特征,还很少在同一地点开展海啸和风暴沉积物的对比研究。如 Goff 等(1998)利用古海啸解释建立了海啸沉积物的特征性标准,但 Kortekaas(2002)认为 Goff 等(1998)的大多数标准也适用于风暴沉积物;Sedgwick 和 Davis(2003)通过现代冲溢流的地理局限的例子建立识别

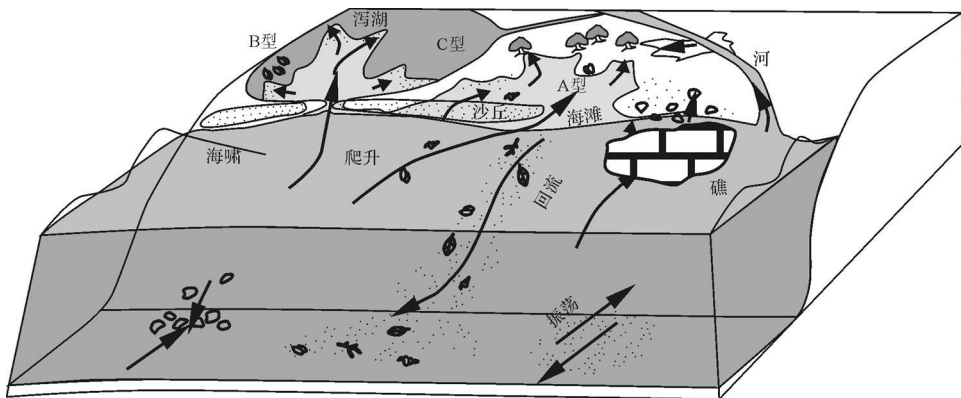


图 5 海啸沉积作用的简要模式(据文献[81])

A 型沉积作用:海啸爬升浪从海滩和沙丘向陆地搬运碎屑物质;同时海啸回流将陆源物质向海方向搬运。B 型沉积作用:软体动物堆积在湖盆边缘,其壳体形成几十厘米高的小丘。C 型沉积作用:大量海水通过水道涌入潮间小海盆;由海水从海滩和沙丘带来的砂堆积在小湖盆底部,形成几厘米厚的砂层

Fig 5 Schematic model of tsunami sedimentation (after Fujiwara O, et al 2008)

Type A sedimentation Tsunami run-up transports materials landward from beaches and dunes, meanwhile tsunami backwash brings terrestrial materials seaward. Type B sedimentation Mollusks are piled on the lake margin and their shells form mounds that are several tens of centimeters high. Type C sedimentation A large volume of seawater rushes into intertidal ponds through channels. Sand grains brought by the seawater from beaches and dunes accumulate on the bottom of the pond, forming a sand layer that is several centimeters thick.

风暴沉积物的标准,但几乎 Sedgwick 和 Davis(2003)所有的标准也适用于海啸沉积物<sup>[42]</sup>。尽管这种研究有助于在不同的地点间确定两种沉积物的相似和差异性,但由于研究地点之间的差异性,如沉积物供给,近滨的水深以及滨岸的地形等因素的影响,因而这种方法存在疑问,能被后来者利用的研究有限<sup>[61]</sup>。

Tuttle 等<sup>[62]</sup>通过把和 1929 年纽芬兰 Grand Banks 地震相关的海啸沉积物与 1991 年马萨诸塞州 Halloween 风暴的沉积物的对比,显示了这两种沉积物在沉积学和位置上的差异。海啸沉积物由 1 到 3 个亚单元的块状或正粒序砂组成,而风暴沉积物显示了纹层、三角洲前积层和近水平板状层理。海啸沉积物比风暴沉积物在陆地上延伸更远,并在更高的高度上。然而,由于两者都没有在同一地点出现,所以由于具体地点变化的差异,像水深、地形或者沉积前可能的源区物质等因素都没有被考虑,因此这样的对比所得出的结论不一定具有代表意义。但是也有几个科学家对海岸带同一地点的海啸和风暴沉积物进行了对比研究。

Nanayana 等<sup>[57]</sup>描述了在日本北海道海岸的同一个沟内,与 1993 年日本海海啸和 1959 年 Miyakojima 台风相关的沉积物。两者都有相同的厚度 50 cm,由沟内向陆地方向变薄。然而,海啸沉积物由 4 层组成,即海相浅灰色砂层,含非海相物质的棕色砂层,海相浅灰色砂层和丘状砾石层,显示了与向陆地和向海的与两个主要波浪作用相关的双向水流。海啸的爬升流沉积物主要由海相砂组成,而回流沉积物则由非海相砂和土壤、河流砾石和植物碎片的混合组成。与之对比,风暴沉积物显示了单向水流,含有前积层,并比海啸沉积物有更好的分选<sup>[57]</sup>。

同样, Goff 等<sup>[61]</sup>对比了新西兰最近一次的风暴沉积物和在同一地点与 15 世纪海啸相关的沉积物,发现两者在空间延伸,厚度和粒度特征等方面存在差异。海啸沉积物在陆地上相对较薄,粒度较细,而风暴沉积物则具有高度变化的粒度分布,并以向陆地方向变粗为标记。风暴沉积物的分选要好于海啸沉积物,向陆地方向延伸约 40 m,而海啸则为 200 m;而且,海啸沉积物含有撕裂的碎屑,并有侵蚀的底部接触,这与风暴沉积物不一样<sup>[61]</sup>。

Kortekaas 和 Dawson<sup>[43]</sup>对比了葡萄牙西南 Martinhal 出现在同一地点的风暴和海啸沉积物,他们认为两者的最重要差异在于撕裂的碎屑和巨砾仅出现

在海啸沉积物内,各处海啸沉积物向陆地延伸的距离都要超过风暴沉积物;海啸沉积物还显示了比风暴沉积物更高一点的有孔虫密度。

Morton 等<sup>[42]</sup>通过 2 个现代北美的风暴和 2 个海啸沉积的例子,强调区分上海啸和风暴沉积的标准为沉积物的组成、结构和粒序、种类和地层组织关系、厚度、地貌和地形整一度;并且认为这些差异与海啸和风暴在搬运期间的水动力学和沉积物分选作用相关。他们认为,海啸沉积物往往是由正粒序砂组成的相对薄的层(平均 < 25 cm),这种砂由无沉积构造的单层或者仅由几个薄层组成。沉积物内的泥质纹层和泥质内碎屑以及双向水流也是海啸沉积物的特有特征。风暴沉积物通常是中厚层沙(平均大于 > 30 cm),它由许多近水平板状纹层形成的多个层系组成,有和床沙载荷搬运相关的层理类型(前积层,爬升波痕层理,后积层),层理内有丰富的壳体碎片,不含内部的泥质纹层和极少含有泥质内碎屑<sup>[42]</sup>。

尽管难以区分海啸和风暴沉积物<sup>[3,9]</sup>,但是由于海啸浪具有比风暴浪更长的波长和周期,海啸爬升和回流作用重复发生,因而海啸沉积物具有特别的特征,这已经体现在上述研究者的对比研究中(见表 1)。因此本文总结如下,在有利的沉积和保存条件下,岸上海啸沉积物的特有特征是:(1)地层层序上向上变细、减薄;(2)水流方向的重复反向(即重复的双向水流);(3)含有撕裂的碎屑;(4)较差的分选性;(5)向陆地延伸更远。需要强调的是,以上任何单一的特征也有可能是风暴沉积所具有的,因此任何孤立的将以上单一特征看成是海啸沉积的特征性依据都是不恰当的,因此需要将以上特征结合起来判断,才能作为海啸沉积的依据。

#### 4.1.2 巨砾沉积物

有关典型海啸沉积物的综述文献(如文献[44, 63])给研究者留下了海岸海啸沉积物通常为细粒席状砂的印象。如上所述,已经有针对砂质风暴和海啸沉积物特征区分的研究报道;然而,关于海岸粗粒沉积物——巨砾,尽管在前第四纪的巨砾沉积物还很少报道,但有关其来源的讨论近年来也很激烈。文献中既有认为是海啸成因<sup>[7, 64-69]</sup>,也有认为是风暴成因<sup>[70-73]</sup>。对此,除了 Morton 外,科学家还没有对比过风暴和海啸的粗粒碎屑沉积的典型特征。

以德国科学家 Scheffers A, Scheffers S 和 Kelletat 为首的研究团队,是巨砾海啸成因的坚定支持者。他

表 1 文献中海啸和风暴沉积物特征的对比研究

Table 1 Comparison of the tsunami deposits and storm deposits showed differences in the sedimentary characteristics described in the literature

来源		文献 <sup>[57]</sup>		文献 <sup>[43]</sup>		文献 <sup>[62]</sup>		文献 <sup>[61]</sup>		文献 <sup>[42]</sup>		
		海啸	风暴	海啸	风暴	海啸	风暴	海啸	风暴	海啸	风暴	
地层学	向内陆延伸范围			远	小	远	小	远	小			
	向内陆粒度变化			变细	变细			变细	变粗	变细	变细	
	向内陆厚度变化	变薄	变薄	变薄	变薄			变薄				
沉积学	水流方向	双向水流	单向水流	双向水流	单向水流						双向水流	
	分选性	较差	更好	弱分选	相对好			较差	较好			
	粒序			一个或多个向上变细层序或偶尔块状	向上变细或块状	向上变细或块状					向上变细	
	沉积构造		前积层	较少	常见	无	常见				无	常见
	来自下伏地层的内碎屑			有	无							
	撕裂的碎屑							有	无	有	无	

们认为,巨砾的搬运和堆积需要大的拖举力,为此定义了一个“搬运系数”,用来表示搬动巨砾能量的粗略估计,该系数是巨砾的重量,向内陆搬运的距离和巨砾位于海平面的高度三个参数的简单乘积<sup>[7]</sup>。他们将巨砾的搬运和沉积归结为海啸来源的主要依据就是此搬运系数,并据此认为风暴还不足以将大型巨砾向内陆搬运到较远的高处<sup>[65,66]</sup>,搬运系数为 2000 或更低是地球上最强的风暴搬运的门限值<sup>[65]</sup>。Nott 的物理计算认为,风暴浪的振幅要达到海啸浪的 4 倍才能产生同样的搬运能量<sup>[74~76]</sup>;要搬运一块 50 t 重的巨砾,风暴浪需要的波高简单来说在地球上根本不存在<sup>[64]</sup>。因此, Scheffers 他们支持巨砾作为海啸来源的特征性标准,认为风暴浪通常不能搬运大于 20 t 重的巨砾<sup>[64]</sup>。

也有部分科学家认为巨砾是风暴成因的。William 和 Hall<sup>[71]</sup>在爱尔兰西岸 Aran 群岛发现巨碎屑沿着悬崖顶部堆积,包括在海平面处重达 250 t 的巨砾,海平面 12 m 高处超过 117 t 的巨砾以及海平面 50 m 高处 2.9 t 的巨砾;沉积物中发现有塑料碎屑;另外还发现和盛行的风暴风向一致的完好的砾石叠瓦构造,结合沉积物的定年和历史记录,认为极端风暴是巨砾堆积的原因。Morton 等<sup>[70]</sup>对加勒比海粗粒碎屑沉积物所作的详细沉积学分析表明,那些由砂到巨砾的多峰碎屑组成的、具有碎屑叠瓦构造的堤坝复合体,主要是风暴浪的特征;而一些横向堤坝复合体加积或巨砾田以及和堤坝复合体相关的单个岩块可能是海啸成因。Etienne 和 Paris<sup>[73]</sup>在冰岛 Reykjanes 半岛南岸发现了和风暴有关的巨砾堆积,可以分为悬崖顶巨砾、巨砾簇和堤、巨砾滩以及巨砾田等,多达

70 重的巨砾被搬运到内陆 65 m 远、海拔 6 m 的地方。

事实上,海啸和风暴浪都和巨砾的搬运有关。Goto 等<sup>[77]</sup>报道了在泰国 Pakarang Cape 由 2004 年印度洋海啸搬运的巨砾;而 Goto 等<sup>[78]</sup>认为日本 Kudaka 岛的巨砾是风暴来源,这些巨砾是珊瑚礁的碎屑,由于历史中无海啸的记录,据此认为巨砾是由 2007 年的 0704 号台风形成的。但是诚如 Dawson 等<sup>[59]</sup>所言,由于任何巨砾的堆积都没有地层的背景,因此巨砾的海啸和风暴来源问题格外困难,几乎不可能解决。但巨砾堤坝的形成几乎可以认为是风暴成因<sup>[70]</sup>。

#### 4.2 滨岸封闭浅水湖盆的海啸岩

滨岸封闭的浅水湖盆介于岸上环境与滨外环境之间,有利于海啸沉积的保存,也比海底环境更适合于观察海啸的沉积作用。科学家已经对世界范围内滨岸浅水海湾和泻湖的特征性砂层展开了调查<sup>[79~80]</sup>。这种环境下的海啸岩通常是夹在低能稳定状态的背景沉积粉砂—黏土层内的一套独特砂层,其沉积特征代表了与其它环境海啸沉积之间的水力学差异。砂层之下泥质沉积物的侵蚀表明了湖底被海啸期间牵引流的侵蚀,细粒物质反映了在相对平静条件下沉积物的自由沉降;砂层在横向上厚度和粒度减小,可能表明了沉积物的搬运方向;砂层通常向上变细,表明了海啸能量的逐渐减小;砂和粉砂层的成对重复出现表明了海啸的长周期特点<sup>[81]</sup>。

Fujwara<sup>[81,82]</sup>总结了浅水环境(包括泻湖、浅水海湾和浅水洼地环境)的海啸沉积作用模式(如图 6),他把海啸沉积物分为 Tna—Tnd 四个单元。Tna



单元为相对细粒的沉积,代表了在海啸早期阶段相对小的浪; Tnb 单元为海啸沉积物中部含超大碎屑粗砂席,对应了海啸波列中期的大浪; Tnb 单元上半部和 Tnc 单元向上变细和减薄,对应于海啸的衰退阶段, Tnc 单元由许多泥质覆盖层和植物碎屑薄层互层组成; Tnd 单元是一个富含植物碎屑的泥质层,构成了海啸沉积物的最上部,代表了低能条件下的悬浮沉降。他认为,这种海啸的沉积模式是广泛适用的,因为它建立在海啸波形和独特的物理特征基础上;但是,由于沉积地点的物理条件限制了海啸沉积物的保存,因此 Tna—Tnd 单元的完整序列并不总是存在,通常是不完整的。

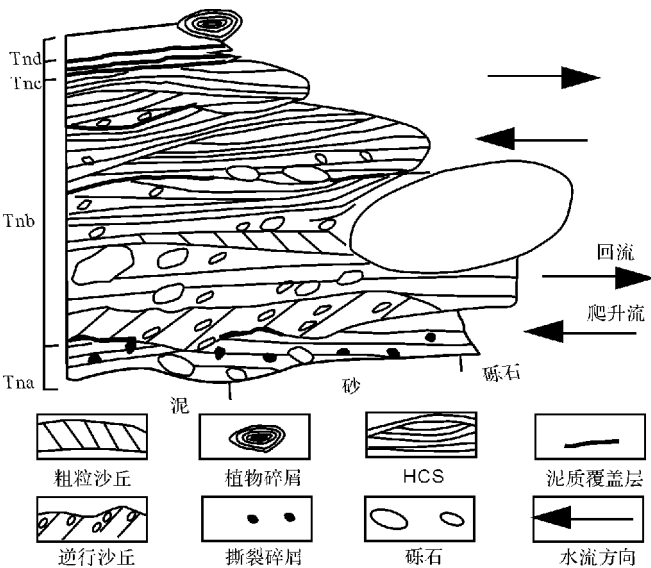


图 6 浅水环境的海啸沉积作用模式(据文献 [81, 82])

Fig 6 Depositional model of tsunami in shallow water

(after Fujiwara O, et al 2007, 2008)

浅水的地震海啸岩具有特殊的特征。Takashimizu 和 Masuda<sup>[32]</sup>描述了日本中部上更新世的海啸岩,其下部为由地震晃动产生的卷曲且无沉积构造的砂,底部含有由地震引发的包卷构造;中部为交错层理,显示了向海和向陆地方向的古流向,因此暗示了快速的退潮流和洪泛流;上部为悬浮沉积物,为地震海啸后平静期的沉积<sup>[32]</sup>。他们认为此沉积复合体的每一部分自身都有不同的解释,但在一套沉积物里发现时,最可能的沉积机制就是地震海啸。

因而,地震海啸岩具有显著的特点,通常为震积岩—海啸岩的沉积序列,下部的震积岩序列显示了地震的液化构造,如包卷层理、砂岩脉、砂岩贯入构造等;上部的海啸序列具有典型的海啸岩特征,如双向

古水流等;海啸岩之上通常有海啸衰退阶段的泥质覆盖沉积。序列中含有植物碎屑,整个序列显示了与上覆和下伏的背景沉积粒度更粗的特征。

有关滨岸浅水湖盆碳酸盐海啸沉积的报道很少。M assari 和 D' A lessandro<sup>[31]</sup>报道了意大利南部中上新统局限海湾的碳酸盐海啸沉积物。低能背景沉积物如泥粒灰岩和泥灰岩周期性的被异常能量事件的沉积物插入,产生了波长多达 50 多米的巨型波浪冲刷,随后被局部含槽状交错层理的层状砂屑灰岩覆盖;这种巨型冲刷—覆盖结构的沉积物由海啸向内陆的入射流和向盆地方向的回流产生。

### 4.3 浅海海啸岩

浅海环境包括了滨外到陆棚的浅海。浅海环境比岸上、滨岸和浪控近滨环境更具保存沉积物的能力,不易被后期大浪所改造,因此尽管只有少数的研究实例,但浅海的海啸沉积记录应该是容易被发现和识别的<sup>[83]</sup>。Bourgeois 等<sup>[20]</sup>在德克萨斯州 Brazos 河附近的地点描述了含有大的泥岩碎屑、再改造的碳酸盐结核和木屑的粗砂岩,向上变为波浪层理的极细粒砂岩;该层序夹在上白垩—下古新统大约 50~100 m 水深的陆棚泥岩中,被解释为与海啸作用有关。Cartalamessa 和 Di Ceina<sup>[30]</sup>介绍了智利北部 Mejillones 半岛中新世浅海海啸回流沉积物,由两个底部侵蚀的沉积单元组成,与背景沉积物相比粒度异常粗,并显示了侵蚀的底部,沉积物的混合来源,多重侵蚀和沉积事件,正粒序或块状结构等特征,这都被认为是海啸沉积物的典型特征。Fujino 等<sup>[8]</sup>研究了日本下白垩统 Miyako 群浅海相的砾质海啸沉积物,这些海啸岩显示了双向(向海和向陆地方向的古流向)的叠瓦构造,冲刷和粒序构造,海滩岩和珊瑚碎屑沉积,浓缩的有机质层的存在以及软体动物化石的良好保存等特征(详见本文 3.3 描述)。

海啸浪向内陆的入射流和向盆地方向的回流能够影响在浪基面之下较深水的碳酸盐台地<sup>[51]</sup>,这些浅海地区有着较高的保存事件沉积物的能力。目前,有关浅海碳酸盐海啸沉积的研究还很少。仅有的研究集中在沉积物胶结程度高的热带,海啸沉积多为大型生物礁岩块或壳质碎屑;在温带浅海碳酸盐环境,海底的碎屑颗粒由于缺乏早期胶结仍旧是松散的,容易移动和再沉积<sup>[84]</sup>,而相关研究则很少。Puga-Bernabeu 等<sup>[84]</sup>报道了西班牙东南 Sobas 盆地上中新统温带碳酸盐内的海啸岩。该碳酸盐岩在盆地北部和南部边缘显示了不同的沉积模式,北部为在不规则古地

形上发展起来的局部陡峭的缓坡,而南部为等斜缓坡;在南、北边缘的外缓坡沉积物中夹有两种因沉积模式不同而类型不同的海啸岩:北部为“巨型丘状岩”(megahummockites),海啸入射浪撞击陡峭的缓坡,使得下伏岩层褶皱,形成大的侵蚀面,含有再搬运沉积物的回流充填了先前的冲刷,形成了巨型丘状层;南部为异常厚的壳质碎屑层,海啸入射流通过缓坡并侵蚀底部沉积物,回流向盆地方向搬运之前被搬运的沉积物,在外缓坡上沉积了厚的生物碎屑层。这种与海啸入射流和回流相关的冲刷—充填结构沉积物与 M assari 和 D' A lessandro<sup>[31]</sup>描述的沉积物有同样的产生机制。

Shik i 等<sup>[83]</sup>总结了浅海海啸岩的特征,就是出现在平常背景沉积物之间的异常高能条件下形成的沉积层,如异常粗粒的沉积物,泥质碎屑和巨型 HCS(丘状交错层理)和 SCS(洼状交错层理),这些沉积构造反映了在陆棚平缓海底上由重力引发的回流和快速的沉积作用。

#### 4.4 深海海啸岩

深海的海啸沉积作用机制仍然不清<sup>[6]</sup>,虽然海啸传播阶段可能引起沉积物沉积(如下文将介绍的 A 型均质岩),但可能主要与海啸回流有关。如前所述,海啸回流可能比爬升流更具侵蚀性,能量也更强,海啸回流驱动的沉积物重力流,从近滨到深水的运动能够搬运从粉砂到巨砾级的碎屑颗粒。因此,海啸回流很可能是深海海啸岩的主要成因。事实上,最早对海啸岩的研究就是和海啸回流作用相关的,如 Dawson 和 Stewart<sup>[9]</sup>介绍了 Bailey 和 Weir 于 1932 年对苏格兰 Sutherland 东部上侏罗统海啸巨砾层的研究,并认为是由地震引起的海啸,从而引发的沉积物搬运到滨外所致。

和现代海啸相关的深海海啸岩,已知的唯一实例就是 Cita 等人提出的所谓地中海“均质岩”<sup>[53, 85]</sup>(homogenite)。它以一层无沉积构造的灰色厚层半远洋泥为特征,底部含有正粒序砂和快速变化的接触<sup>[86]</sup>。Cita 和 Aloisi<sup>[85]</sup>将均质岩分为了两种沉积背景完全不同的 A 型和 B 型均质岩, A 型均质岩由海啸传播阶段半远洋沉积物液化作用产生的远洋浊积岩组成,是在深海远洋背景下; B 型均质岩是巨型浊积岩,它的源区是很远的近滨地区,来自完全不同的沉积作用,不包含覆盖洋底沉积物的液化作用,它是由异常海啸浪撞击滨岸的回流所产生的悬浮沉降,源区来自浅水环境,这种海啸岩是由 Santorin 火山喷发引起的

海啸形成的。实际上,海啸引发的浊积岩(均质岩)和普通浊积岩有着相似的搬运机制,因而两者之间的区分也很困难。有学者甚至认为,均质岩实际等同于浊积岩,没必要再采用海啸岩这个术语,而建议用海啸相关的浊积岩<sup>[45]</sup>。但是,按照海啸岩的严格定义,均质岩确实是在海啸作用下产生,因此称为海啸岩是必要的,并且它和普通浊积岩有着差异的特征。如 B 型均质岩底部的砂质部分要明显薄于普通的厚浊积岩,砂质部分的粒度也要细于普通厚浊积岩<sup>[86]</sup>;另外从地中海均质岩来看,海啸爬升和回流的往返运动微弱的体现在粒度和组分上,均质岩的无沉积构造特征也反映了细粒物质由海啸引发的高密度悬浮团的沉积<sup>[86]</sup>,这些特征都区别于普通浊积岩。Balnce 等<sup>[28]</sup>报道了新西兰地震活动边缘的中新世海底扇浊积岩,浊积岩中含有椰子壳化石,他们认为是海啸引起的浊流的沉积作用。尽管其它高能沉积作用能搬运正常滨海的碎屑到这样的深度,但是,在浊流沉积物中陆源碎屑的存在应该是识别海啸岩的一个关键标准<sup>[9]</sup>。

K-T 撞击产生的深海海啸岩是目前讨论最多最激烈的。Smith 等<sup>[21]</sup>报道了墨西哥 K/T 撞击产生的厚达 3 m 的层状碎屑单元,扰乱了沉积在超过 400 m 水深的远洋泥灰岩层序,这被解释为海啸沉积;海啸岩内木碎屑的存在,认为是海啸引发的密度流(回流,作者注)的沉积。Takayama 等<sup>[22]</sup>描述了古巴西北 Pa alver 组内一个 180 m 厚与 K/T 界线相关的沉积层序,该界线为一块状弱分选的颗粒支撑的单元,含有大的浅海相化石和偶尔的大内碎屑。该单元被解释为颗粒流,而上覆的向上变细的均质单元,含有丰富的泄水构造和再改造化石,被认为是海啸回流引起的高密度悬浮的结果。这个均质单元与 Cita 描述的地中海海啸成因的均质岩很类似。Goto 等<sup>[23]</sup>也对古巴西北 Pa alver 组的横向岩性、组分和粒度变化做了详细的研究,他们认为该组下部由来自浅水碳酸盐台地的砾屑灰岩组成,是由撞击形成的碎屑流形成;上部由半远洋—远洋的砂屑灰岩和泥屑灰岩组成,是由海啸回流产生的悬浮沉积;远洋到半远洋来源物质的区域均质性和外来物质如蛇纹石岩屑的存在支持了上部单元是由海啸形成的解释。Lawton 等<sup>[87]</sup>认为 Chicxulub K-T 撞击引发了超临界回流,使得大量含有火山喷出物的沉积物被搬运到墨西哥湾的深水中;他们研究表明与 K-T 撞击相关的砾石层在陆棚边缘具有峡谷状特征,是由于一次或几次海啸湍急的回

流的结果;海啸来源的峡谷充填沉积物不是碎屑流来源的关键特征就是其具有:颗粒支撑、正粒序层、紧闭填充的内碎屑团、冲刷和粗糙的叠瓦构造等特征。

在讨论与 K-T 撞击相关的海啸岩的同时,国际也出现了有关其它撞击事件的海啸岩。Hassler 等<sup>[10]</sup>描述了澳大利亚西部 Hamersley 盆地 26 亿年前的一套地层,由大量撞击产生的融化小球体组成,地层内的非对称波痕是由大洋撞击产生的大海啸浪的冲刷而形成。Masaitis<sup>[16]</sup>认为在波罗的海三国、俄罗斯西北部和白俄罗斯出现的中泥盆世 Narva 角砾岩可能是和 Kaluga 撞击相关的海啸岩, Kaluga 撞击是在 380 百万年前对东欧台地中 300~500 m 水深处的一次撞击,该海啸岩沉积在细粒的背景沉积物内。

从这些撞击产生的海啸岩的报道来看,海啸岩既可以由海啸传播时对深海的冲刷侵蚀形成,也可以由海啸回流产生的沉积物重力流和悬浮沉积产生。A 型均质岩与海啸传播阶段的冲刷、悬浮沉降有关;大多数撞击海啸岩则与海啸回流有关,海啸回流产生的碎屑流沉积明显显示了与深海细粒沉积不同的粗粒沉积,如角砾岩,小球体层,砾屑灰岩等,其中还可能含有外源的碎屑,如植物或木屑,无鲍马序列;而回流产生的悬浮沉积则显示了无沉积构造的均质单元的特征,与著名的地中海 B 型均质岩类似。其可能的沉积模式如图 7。

### 5 问题与展望

地质学家对海啸沉积物的研究促进了对海啸更多的认识。尽管有越来越多的沉积学家参与了海啸沉积学的研究,也取得了很多的进展,但是有关海啸沉积作用的研究仍然缺乏,对海啸传播、爬升、回流阶段侵蚀、搬运和沉积过程的认识依然不足,因此对海啸事件水和沉积物动力学作用的研究仍然需要更多从沉积学研究来入手。另外,尖端的计算机数字模拟也提供了认识海啸沉积过程的新方向,但合理而全面的参数选择是数字模拟的关键。

岸上海啸和风暴沉积的相似和差异性研究已经为许多科学家所重视,并取得了重要的成果。但是,该研究并未到终点,迄今还没有一个单独的标准来区分砂质海啸和风暴沉积物。由于地区的差异性,研究者在区分两者的沉积时仍旧困难。因此,仍旧需要研究者在更多地区的具体研究,提出准确的识别标准,这样综合的判别才能更具说服力和指导性。另外,目前还很少有岸上海啸岩的报道,到底是保存的问题还

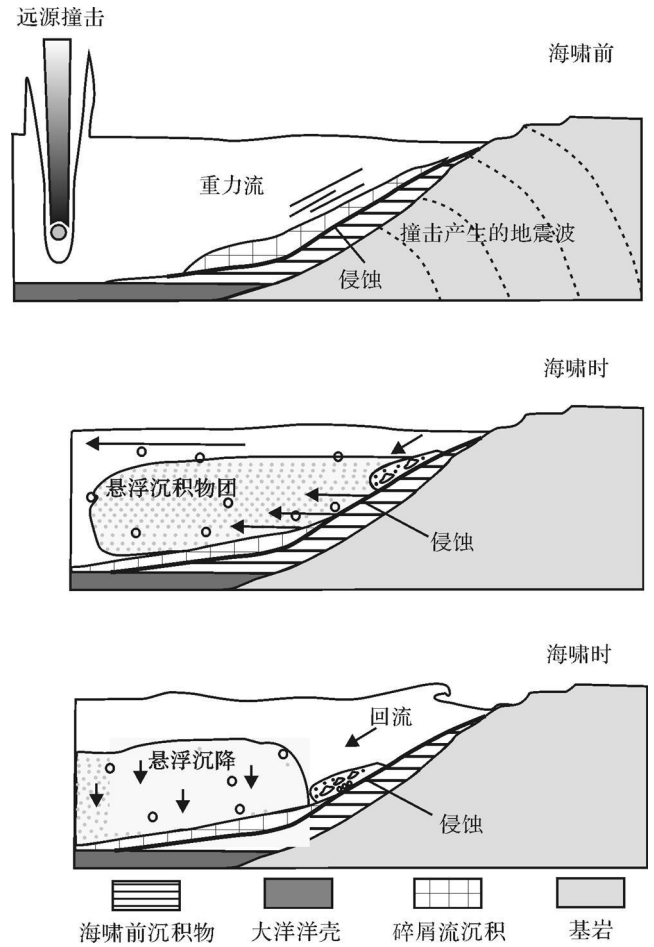


图 7 撞击海啸岩的可能沉积模式(据文献 [23] 修改)

Fig 7 Possible depositional model of tsunamites caused by bolide impact (modified by Goto K, et al 2008)

是识别的问题,有待进一步的工作。既然巨砾易于保存,那为什么现在发现的海啸巨砾沉积大多为第四纪以来的,而在前第四纪的岩石记录中却很少发现?

海啸回流能够形成 HCS, 风暴岩中也典型的具有这些沉积构造。因此, HCS 不能简单的当做风暴岩的识别标志, 现在认为 HCS 的形成与水体的振荡有关。海啸回流引起的沉积物重力流在滨外形成的海啸岩, 与其它沉积作用如碎屑流、浊流沉积物的区别现在仍然不清, 这也是研究中需解决的关键问题。另外一个似乎被忽视的问题就是, 风暴回流产生的浊积岩和海啸回流产生的浊积岩的特征有什么特征差异? 因此, 海啸岩沉积学的进一步发展将产生识别海啸岩的更佳标准。

无论海啸是由地震还是由星体撞击产生, 也无论是在浅水海湾、浅海还是深海, 其共有的特征就是在平常背景沉积中出现的异常粗粒沉积, 即事件沉积

层。海啸事件沉积的报道远低于其出现的频率,因此今后的调查要注重于易于事件沉积保存的封闭海湾、泻湖以及滨外—深海环境。

总之,所有的问题都归结于海啸岩的有效识别。这就涉及到海啸沉积物组成、结构、沉积构造和化石组成等基本问题。因此,今后的海啸沉积研究首先要从这些工作入手。另外,鉴于不同环境下海啸沉积的差异,建立不同环境的海啸沉积相模式乃是未来的努力方向。

对比国际上的研究热潮,我国的海啸沉积研究还未引起沉积学研究者的兴趣和广泛关注。邻国日本在这方面涌现出了不少国际知名的沉积学家。我国也是个多地震活动国家,有着广阔的海岸线,应该有着研究海啸沉积的先天条件。因此,我们也完全可以在海啸沉积学方面有所作为。

### 参考文献 (References)

- 1 Doney Howes D. Geological and historical records of tsunami in Australia [J]. *Marine Geology*, 2007, 239(1-2): 99-103
- 2 Wikipedia. The Free Encyclopedia. 2004 Indian Ocean Tsunami [EB/OL]. [2009-03-30] [http://en.wikipedia.org/wiki/Indian\\_Ocean\\_Tsunami](http://en.wikipedia.org/wiki/Indian_Ocean_Tsunami)
- 3 Tappin D R. Sedimentary features of tsunami deposits—their origin, recognition and discrimination: an introduction [J]. *Sedimentary Geology*, 2007, 200(3-4): 151-154
- 4 Rhodes B, Tuttle M, Horton B, *et al*. Paleotsunami research [N]. *Eos Transactions American Geophysical Union*, 2006, 87(21): 205-209
- 5 Shiki T, Tachibana T. Sedimentology of tsunamites reflecting chaotic events in the geological record: Significance and problems [M]// Shiki T, Tsuji Y, Yamazaki T, *et al*. *Tsunamites: Features and implications*. Oxford: Elsevier, 2008: 342-254
- 6 Schnyder J, Baudin F, Deconinck J F. A possible tsunami deposit around the Jurassic-Cretaceous boundary in the Boulonnais area (northern France) [J]. *Sedimentary Geology*, 2005, 177(3-4): 209-227
- 7 Scheffers A, Kelletat D. Sedimentologic and geomorphologic tsunami in prints worldwide: a review [J]. *Earth-Science Reviews*, 2003, 63(1-2): 83-92
- 8 Bryant E. *Tsunami: The Underrated Hazard* [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2001: 27-47
- 9 Dawson A G, Stewart I. Tsunami deposits in the geological record [J]. *Sedimentary Geology*, 2007, 200(3-4): 166-183
- 10 Hassler S W, Robey H F, Simonson B M. Bed forms produced by impact-generated tsunami in ~ 2.6 Ga Hamersley basin, Western Australia [J]. *Sedimentary Geology*, 2000, 135(1-4): 283-294
- 11 Bhattacharya H N, Bandyopadhyay S. Seismites in a Proterozoic tidal succession, Singhbhum, Bihar, India [J]. *Sedimentary Geology*, 1998, 119(3-4): 239-252
- 12 Pratt B R. Oceanography, bathymetry and syndepositional tectonics of a Precambrian intracratonic basin: Integrating sedimentary basins, earthquakes and tsunamis in the Belt Supergroup (Helena Formation, c. 1.45 Ga), western North America [J]. *Sedimentary Geology*, 2001, 141-142: 371-394
- 13 Pratt B R. Storms versus tsunamis: Dynamic interplay of sedimentary, diagenetic, and tectonic processes in the Cambrian of Montana [J]. *Geology*, 2002, 30(5): 423-426
- 14 Pratt B R, Bordonaro O L. Tsunami in a stormy sea: Middle Cambrian inner-shelf limestones of western Argentina [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2007, 77(4): 256-262
- 15 Wam e J E, Kuehner H C. Anatomy of an anomaly: the Devonian catastrophic Alamo impact breccia of southern Nevada [J]. *International Geology Review*, 1998, 40(3): 189-216
- 16 Masaitis V L. The middle Devonian Kaluga impact crater (Russia): new interpretation of marine setting [J]. *Deep-Sea Research Part ②*, 2002, 49(5): 1157-1169
- 17 Brookfield M E, Blechschmidt I, Hannigan R, *et al*. Sedimentology and geochemistry of extensive very coarse deep-water submarine fan sediments in the Middle Jurassic of Oman, emplaced by giant tsunami triggered by submarine mass flows [J]. *Sedimentary Geology*, 2006, 192(1-2): 75-98
- 18 Fujino S, Masuda E, Tagomori S, *et al*. Structure and depositional processes of a gravelly tsunami deposit in a shallow marine setting: Lower Cretaceous Miyako Group, Japan [J]. *Sedimentary Geology*, 2006, 187(3-4): 127-138
- 19 Rossetti D, Gesa A M, Truckenbrodt W, *et al*. Tsunami-induced large-scale scour-and-fill structures in Late Albian to Cenomanian deposits of the Graja Basin, northern Brazil [J]. *Sedimentology*, 2000, 47(2): 309-323
- 20 Bougeois J, Hansen T A, Woberg P L, *et al*. A tsunami deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in Texas [J]. *Science*, 1988, 241(4865): 567-570
- 21 Smith J M, Montanari A, Swinburne N H M, *et al*. Tektite-bearing deep-water clastic unit at the Cretaceous-Tertiary boundary in northeastern Mexico [J]. *Geology*, 1992, 20(2): 99-103
- 22 Takayanagi H, Tada R, Matsui T, *et al*. Origin of the Penalver Formation in northwestern Cuba and its relation to K/T boundary impact event [J]. *Sedimentary Geology*, 2000, 135(1-4): 295-320
- 23 Goto K, Tada R, Tajika E, *et al*. Lateral lithological and compositional variations of the Cretaceous/Tertiary deep-sea tsunami deposits in northern Cuba [J]. *Cretaceous Research*, 2008, 29(2): 217-236
- 24 Albert G A, Martin Jr P P. A possible tsunami deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in Pernambuco, northeastern Brazil [J]. *Sedimentary Geology*, 1996, 104(1-4): 189-201
- 25 Scasso R A, Concheyro A, Kiessling W, *et al*. A tsunami deposit at the Cretaceous/Paleogene boundary in the Neuquen Basin of Argentina [J]. *Cretaceous Research*, 2005, 26(2): 283-297
- 26 King D T, Petruny L W. Cretaceous-Tertiary boundary microtektite-bearing sands and tsunami beds: Alabamian Gulf Coastal Plain [J]. *Transactions Gulf Coast Association of Geological Societies*, 2005,

- 55 382-391
- 27 Mau masse F J M R, Sen G. Impacts tsunamis and the Haitian Cretaceous-Tertiary boundary layer [ J]. Science 1991, 252( 5013): 1690-1693
- 28 Ballance P F, Gregory M R, Gibson G W. Coconuts in Miocene turbidites in New Zealand: possible evidence for tsunami origin of some turbidity currents [ J]. Geology 1981, 9( 12): 592-595
- 29 Shiki T, Yamazaki T. Tsunami induced conglomerates in Miocene upper bathyal deposits Chita Peninsula central Japan [ J]. Sedimentary Geology 1996, 104( 1-4): 175-188
- 30 Cantalamessa G, DiCeha C. Sedimentary features of tsunami backwash deposits in a shallow marine Miocene setting Mejillones Peninsula northern Chile [ J]. Sedimentary Geology 2005, 178( 3-4): 259-273
- 31 Massari F, D'Alessandro A. Tsunami-related scour-and-draped undulations in Middle Pliocene restricted-bay carbonate deposits ( Salento south Italy) [ J]. Sedimentary Geology 2000, 135( 1-4): 265-281
- 32 Takashima Y, Masuda E. Depositional facies and sedimentary successions of earthquake induced tsunami deposits of Upper Pleistocene incised valley fills central Japan [ J]. Sedimentary Geology 2000, 135( 1-4): 231-239
- 33 Goff J, Chagu-Goff C, and Nichol S. Paleotsunami deposits: a New Zealand perspective [ J]. Sedimentary Geology 2001, 143( 1-2): 1-6
- 34 杜远生, 龚一鸣, 曾雄伟, 等. 广西泥盆系弗拉斯-法门期之交的事件沉积及其对小行星碰撞引起的大海啸的启示 [ J]. 中国科学: D辑, 2008, 38( 12): 1504-1513 [ Du Yuansheng, Gong Yiming, Zeng Xiongwei *et al*. The events deposits about Frasnian-Fanermian in Guangxi and its implication for giant tsunami caused by asteroid impact [ J]. Science in China Series D, Earth Sciences 2008, 38( 12): 1504-1513]
- 35 Yu Kefu, Zhao Jianxin, Shi Qi *et al*. Reconstruction of storm / tsunami records over the last 4000 years using transported coral blocks and lagoon sediments in the southern South China Sea [ J]. Quaternary International 2009, 195, 128-137
- 36 宋天锐. 北京十三陵前寒武纪碳酸盐岩地层中的一套可能的地震-海啸序列 [ J]. 科学通报, 1988, 38( 8): 609-611 [ Song Tianrui. A series of possible earthquake tsunami sequence of Precambrian carbonate stratum in Shisanling Beijing [ J]. China Science Bulletin 1988, 38( 8): 609-611]
- 37 乔秀夫, 宋天锐, 高林志, 等. 碳酸盐岩振动液化地震序列 [ J]. 地质学报, 1994, 68( 1): 16-32 [ Qiao Xiufu, Song Tianrui, Gao Linzhi *et al*. Seismic sequence in carbonate rocks by vibrational liquefaction [ J]. Acta Geologica Sinica 1994, 68( 1): 16-32]
- 38 杜远生, 韩欣. 论海啸作用和海啸岩 [ J]. 地质科技情报, 2000, 19( 1): 19-22 [ Du Yuansheng, Han Xin. Tsunami and Tsunamiites [ J]. Geological Science and Technology Information, 2000, 19( 1): 19-22]
- 39 李尚林, 王根厚, 马伯永, 等. 藏北比如县玛双布上三叠统波里拉组震积事件沉积的发现及意义 [ J]. 吉林大学学报: 地球科学版, 2008, 38( 6): 973-979 [ Li Shanglin, Wang Genhou, Ma Boyong *et al*. Discovery and its significance of earthquake event deposits of the Upper Triassic Bolila Formation in Mashuangbu Binu County, Northern Tibet [ J]. Journal of Jilin University: Earth Science Edition, 2008, 38( 6): 973-979]
- 40 龚一鸣. 风暴岩、震积岩、海啸岩—几个名词含义的商榷 [ J]. 地质论评, 1988, 34( 5): 481-482 [ Gong Yiming. Tempestite, Seismites and Tsunamiites: Discussion on the meaning of some terminology [ J]. Geological Review, 1988, 34( 5): 481-482]
- 41 吕林素. 试用地球系统科学观解读 2004 年印度洋地震海啸 [ J]. 地球学报, 2007, 28( 2): 209-217 [ L. Linsu. The tentative application of the earth systems science to the interpretation of the 2004 earthquake tsunami in the Indian Ocean [ J]. Acta Geoscientica Sinica 2007, 28( 2): 209-217]
- 42 Morton R A, Gelfenbaum G, Jaffe B E. Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples [ J]. Sedimentary Geology 2007, 200( 3-4): 184-207
- 43 Kortekaas S, Dawson A G. Distinguishing tsunami and storm deposits: An example from Martinhal SW Portugal [ J]. Sedimentary Geology 2007, 200( 3-4): 208-221
- 44 Dawson A G, Shi S. Tsunami deposits [ J]. Pure and Applied Geophysics 2000, 157( 6-8): 875-897
- 45 Shamugan G. The tsunamiite problem [ J]. Journal of Sedimentary Research 2006, 76( 5): 718-730
- 46 NOAA ( National Oceanic and Atmospheric Administration), What is a hurricane typhoon, or tropical cyclone? [ EB/OL]. [ 2009-03-30]
- 47 Morton R A. Nearshore Responses to Great Storms [ M ] // Clifton H E. Sedimentologic Consequences of Convulsive Geologic Events. Geological Society of America Special Paper 1988, 229, 7-22
- 48 Ward S N. Tsunamiis [ M ] // Meyers R A. The Encyclopedia of Physical Science and Technology, 17. Academic Press 2002, 175-191
- 49 Harbitz C B. Model Simulations of Tsunami Generated by the Storegga Slide [ M ]. Institute of Mathematics, University of Oslo Series 1991, 5-30
- 50 Hubbard D K. Hurricane-induced sediment transport in open shelf tropical systems: An example from St. Croix, U. S. Virgin Islands [ J]. Journal of Sedimentary Research 1992, 62( 11): 946-960
- 51 Pickering K T, Soh W, Taira A. Scale of tsunami-generated sedimentary structures in deepwater [ J]. Journal of the Geological Society (London), 1991, 148( 2): 211-214
- 52 Kastens K A, Cita M B. Tsunami-induced transport in the abyssal Mediterranean Sea [ J]. Geological Society of America Bulletin, 1981, 92( 11): 845-857
- 53 Cita M B, Camerlenghi A, Rinaldi B. Deep-sea tsunami deposits in the eastern Mediterranean: new evidence and depositional models [ J]. Sedimentary Geology 1996, 104( 1-4): 155-173
- 54 Nanayan A F, Shigeno K. Inflow and outflow facies from the 1993 tsunami in southwest Hokkaido [ J]. Sedimentary Geology 2006, 187( 3-4): 139-158
- 55 Hindson R A, Andrade C, Dawson A G. Sedimentary processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon earthquake on the Algarve coast Portugal [ J]. The Holocene 1995, 5( 2): 209-

- 215
- 56 Dawson A G. Geomorphological processes associated with tsunami runup and backwash [ J ]. *Geomorphology*, 1994, 10(1-4): 83-94
- 57 Nanayama F, Shigeno K, Satake K, *et al*. Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-nanseioki tsunami and the 1959 Miyake-jima typhoon at Taisea southwest Hokkaido, northern Japan [ J ]. *Sedimentary Geology*, 2000, 135(1-4): 255-264
- 58 Dawson S, Smith D E. The sedimentology of Middle Holocene tsunami facies in northern Sutherland, Scotland UK [ J ]. *Marine Geology*, 2000, 170(1-2): 69-79
- 59 Dawson A G, Stewart I, Morton R A, *et al*. Reply to Comments by Kellett (2008) comments to Dawson A G and Stewart I (2007) tsunami deposits in the geological record [ *Sedimentary Geology*, 200, 166-183 ] [ J ]. *Sedimentary Geology*, 2008, 211(3-4): 92-93
- 60 Dawson A G, Stewart I. Offshore Tractive Current Deposition: the Forgotten Tsunami Sedimentation Process [ M ] // Shiki T, Tsuji Y, Yamazaki T, *et al*. *Tsunamiites: Features and implications*. Oxford: Elsevier, 2008, 342-254
- 61 Goff J, McFadgen B G, Chague-Goff C. Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand [ J ]. *Marine Geology*, 2004, 204(3-4): 235-250
- 62 Tuttle M P, Ruffman A, Anderson T, *et al*. Distinguishing tsunami from storm deposits in eastern North America: the 1929 Grand Banks tsunami versus the 1991 Halloween storm [ J ]. *Seismological Research Letters*, 2004, 75(1): 117-131
- 63 Dominey-Hovoes D, Humphreys G, Hesse P. Tsunami and palaeotsunami depositional signatures and their potential value in understanding the Late-Holocene tsunami record [ J ]. *The Holocene*, 2006, 16(8): 1095-1107
- 64 Kellett D. Comments to Dawson A G and Stewart I. Tsunami deposits in the geological record—*Sedimentary Geology* 200, 166-183 [ J ]. *Sedimentary Geology*, 2008, 211(3-4): 166-183
- 65 Scheffers A, Scheffers S R. Tsunami deposits on the coastline of west Crete (Greece) [ J ]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, 259(3-4): 613-624
- 66 Scheffers S R, Scheffers A, Kellett D, *et al*. The Holocene paleotsunami history of West Australia [ J ]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, 270(1-2): 137-146
- 67 Nott J. Extremely high-energy wave deposits inside the Great Barrier Reef, Australia: determining the cause—tsunami or tropical cyclone [ J ]. *Marine Geology*, 1997, 141(1-4): 193-207
- 68 Scicchitano G, Monaco C, Tortorici L. Large boulder deposits by tsunami waves along the Ionian coast of south-eastern Sicily (Italy) [ J ]. *Marine Geology*, 2007, 238(1-4): 75-91
- 69 Frohlich C, Hombach M J, Taylor F W, *et al*. Huge erratic boulders in Tonga deposited by a prehistoric tsunami [ J ]. *Geology*, 2009, 37(2): 131-134
- 70 Morton R A, Richmond B M, Jaffe B E, *et al*. Coarse clast coastal ridges of the Caribbean region: a reevaluation of processes and origins [ J ]. *Journal of Sedimentary Research*, 2008, 78(9): 624-637
- 71 Williams D M, Hall M. Cliff-top megaclast deposits of Ireland: a record of extreme waves in the North Atlantic—storms or tsunami? [ J ]. *Marine Geology*, 2004, 206(1-4): 101-117
- 72 Stone G W, Orford J D. Editorial: storms and their significance in coastal morpho-sedimentary deposits [ J ]. *Marine Geology*, 2004, 210(1-4): 1-5
- 73 Etienne S, Paris R. Boulder accumulations related to storms on the south coast of the Reykjanes Peninsula (Iceland) [ J ]. *Geomorphology*, 2009, doi: 10.1016/j.geomorph.2009.02.008
- 74 Nott J. Waves, coastal boulders and the importance of the pre-transport setting [ J ]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 210(1-2): 269-276
- 75 Nott J. Tsunami or storm waves?—determining the origin of a spectacular field of wave-emplaced boulders using numerical storm surge and wave models and hydrodynamic transport equations [ J ]. *Journal of Coastal Research*, 2003, 19(2): 348-356
- 76 Nott J. The tsunami hypothesis—comparison of field evidence against the effects on the Western Australian coasts of some of the most powerful storms on Earth [ J ]. *Marine Geology*, 2004, 208(1): 1-12
- 77 Goto K, Chavanich S A, Inamura F, *et al*. Distribution, origin and transport process of boulders deposited by the 2004 Indian Ocean tsunami at Pakarang Cape, Thailand [ J ]. *Sedimentary Geology*, 2007, 202(4): 821-837
- 78 Goto K, Okada K, Inamura F. Characteristics and hydrodynamics of boulders transported by storm waves at Kudaka Island, Japan [ J ]. *Marine Geology*, 2009, doi: 10.1016/j.margeo.2009.03.001
- 79 Bondevik S, Svendsen J I, and Mangerud J. Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway [ J ]. *Sedimentology*, 1997, 44(6): 1115-1131
- 80 Nichol S L, Goff J R, Devoy R J N, *et al*. Lagoon subsidence and tsunami on the West Coast of New Zealand [ J ]. *Sedimentary Geology*, 2007, 200(3-4): 248-262
- 81 Fujiwara O. Bedforms and sedimentary structures characterizing tsunami deposits [ M ] // Shiki T, Tsuji Y, Yamazaki T, *et al*. *Tsunamiites: Features and implications*. Oxford: Elsevier, 2008, 51-62
- 82 Fujiwara O, Kanataki T. Identification of tsunami deposits considering the tsunami waveform: An example of subaqueous tsunami deposits in Holocene shallow bay on southern Boso Peninsula, Central Japan [ J ]. *Sedimentary Geology*, 2007, 200(3-4): 295-313
- 83 Shiki T, Tachibana T, Fujiwara O, *et al*. Characteristic features of tsunamiites [ M ] // Shiki T, Tsuji Y, Yamazaki T, *et al*. *Tsunamiites: Features and implications*. Oxford: Elsevier, 2008, 319-340
- 84 Puga-Bemabú, Martín J M, and Braga J C. Tsunami-related deposits in temperate carbonate ramps: Soubas Basin, southern Spain [ J ]. *Sedimentary Geology*, 2007, 199(3-4): 107-127
- 85 Cita M B, Albi G. Deep-sea tsunami deposits triggered by the explosion of Santorini (3500 y BP), eastern Mediterranean [ J ]. *Sedimentary Geology*, 2000, 135(1-4): 181-302
- 86 Shiki T, Cita M B. Tsunami-related Sedimentary Properties of Mediterranean Homogenites as an Example of Deep-Sea Tsunamiite [ M ] //

Shiki T, Tsuji Y, Yamazaki T, *et al*. Tsunamiites: Features and implications. Oxford: Elsevier, 2008: 204-214.

87 Lawton T E, Shipley K W, Aschoff J L, *et al*. Basinward transport of Chixulub ejecta by tsunami + induced back flow, La Popa basin, north-

eastern Mexico and its implications for distribution of impact-related deposits flanking the Gulf of Mexico [J]. *Geology*, 2005, 33(2): 81-84.

## Tsunami and Tsunami Deposits

WANG Li-cheng<sup>1,2</sup> WANG Cheng-shan<sup>1,2</sup> LI Ya-lin<sup>1,2</sup> WEI Yu-shuai<sup>1,2,3</sup>

(1 School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083;

2 State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083;

3 Tibet Institute of Geological Survey, Lhasa 850000)

**Abstract** Tsunami are catastrophic events in a process of evolution of the Earth. Tsunami deposits is benefit for correctly recognizing tsunami behavior and reducing hazard and also is an important subject in the geosciences for understanding the whole truth of natural phenomena and history of the Earth. A tsunami is a water wave train triggered by submarine earthquake, landslide, bolide impact and volcanism with long wavelengths and long periods which differentiate from other waves. The physics of tsunami is generally link four distinct processes: generation, propagation, inundation of onshore areas and backwash. In general, tsunami seem unlikely that most earthquake-generated tsunami can induce a deep water sedimentary imprint, but impact-generated tsunami may do so close to source when tsunami propagate from source to coast. Tsunami erode coast and transport sediments to onshore, shallow water bay and lagoon and are deposited during run-up. Backwash flows follow the maximum landward inundation of individual tsunami waves and are traction flows to seaward. Backwash generally induced not only debris flows and turbidity currents, but also suspended clouds of mud resulting in hemipelagic setting. Because tsunami behavior depends strongly on bathymetric and topographic configurations, tsunami deposits show differences in diverse environment. Detailed sedimentary study had been carried out about onshore fine-grain tsunami deposits and storm deposits to differentiate both. Our composited view is that the deposits characterized by (1) fining and thinning upward sequences, (2) repeated bidirectional currents, (3) rip-up clasts, (4) less well sorted grains, (5) large inland extent, although each of these five points of evidence could be attributed to storm or other depositional processes individually, no sedimentary process except tsunami can account for all of them simultaneously. The emplacement of onshore boulders is usually attributed to high-energy events tsunami or storms, but the interpretation remains unsolved. However, the boulders ridge complexes may be the result of storms. Siliciclastic tsunamiites in shallow water generally show intercalation of exceptionally high-energy regimen into underlying and overlying low-energy fine-grain background deposits and can be divided into 4 different Tna-Tnd units. And earthquake-generated tsunamiites have special characteristics that show seismic-tsunamiites sequences while carbonate tsunamiites show scour-fill structure related to incoming and backwash flows. The sedimentary process of deep sea tsunamiites remains unclear. Propagation of tsunami can induce deep sea Mediterranean A type homogeneity, but deep sea tsunamiites may mainly be related to backwash, for example the current hot topic K-T impact-related tsunamiites. Although current research promotes the understanding of tsunami, many open questions remain such as the sedimentary process of tsunami and identification of tsunami deposits. We believe that further development of tsunami sedimentology will supply sufficient foundation for it.

**Key words** tsunami; tsunami deposits; tsunamiites; run-up; backwash