

中图分类号: P583

单位代码: 10425

学 号: S13010045



中國石油大學

硕士学位论文

China University of Petroleum Master Degree Thesis

山东灵山岛早白垩世软沉积变形构造研究
及其触发机制探讨

**Research about the Early-Cretaceous soft-sediment
deformation structures and discussion related to the
triggers on the Lingshan Island, ShanDong**

学科专业: 地质学

研究方向: 沉积学及层序地层学

作者姓名: 葛毓柱

指导教师: 钟建华 教授

二〇一七年五月

**Research about the Early-Cretaceous soft-sediment
deformation structures and discussion related to the
triggers on the Lingshan Island, ShanDong**

A Thesis Submitted for the Degree of Master

Candidate: Ge Yuzhu

Supervisor: Prof. Zhong Jianhua

School of Geosciences

China University of Petroleum (East China)

关于学位论文的独创性声明

本人郑重声明：所呈交的论文是本人在指导教师指导下独立进行研究工作所取得的成果，论文中有关资料和数据是实事求是的。尽我所知，除文中已经加以标注和致谢外，本论文不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含本人或他人为获得中国石油大学（华东）或其它教育机构的学位或学历证书而使用过的材料。与我一同工作的同志对研究所做的任何贡献均已在论文中作出了明确的说明。

若有不实之处，本人愿意承担相关法律责任。

学位论文作者签名：葛航柱

日期：2017年5月27日

学位论文使用授权书

本人完全同意中国石油大学（华东）有权使用本学位论文（包括但不限于其印刷版和电子版），使用方式包括但不限于：保留学位论文，按规定向国家有关部门（机构）送交、赠送和交换学位论文，允许学位论文被查阅、借阅和复印，将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，采用影印、缩印或其他复制手段保存学位论文，授权但不限于清华大学“中国学术期刊(光盘版)电子杂志社”用于出版和编入 CNKI《中国知识资源总库》等系列数据库。（保密的学位论文在解密后适用本授权书）

学位论文作者签名：葛航柱

日期：2017年5月27日

指导教师签名：钟建华

日期：2017年5月27日

摘要

山东省青岛市黄岛区灵山岛下白垩灵山岛组发育巨厚重力流沉积和丰富的软沉积变形现象。本文通过野外实地踏勘灵山岛船厂，灯塔和千层崖三个剖面对软沉积变形现象及其触发机制进行研究。三个剖面中岩性单元均可以大致分为厚层砂岩和砂页岩薄互层两类。根据内部沉积特征及其形成机制，厚层砂岩划分为三类：浊流沉积，砂质碎屑流沉积和再搬运变形沉积。其中，浊流沉积和再搬运变形沉积厚层砂岩主要在船厂和灯塔剖面分布，而砂质碎屑流沉积厚层砂岩主要在千层崖剖面分布。砂页岩薄互层根据变形与否可分为变形段和非变形段。变形段展现大量的软沉积变形构造，且软沉积变形的发育具有多形态，多尺度，多阶段的特点。不同的剖面中软沉积变形构造的类型和数量发生变化。船厂剖面中软变形构造最为丰富，大体可分为塑性变形和脆性变形两类，其中塑性变形包括滑塌褶皱，软布丁构造，脆性变形包括同沉积小断层。滑塌褶皱主要为平卧褶皱，但是沿着滑塌方向，褶皱类型由平卧褶皱向鞘褶皱转变，此外可见软布丁构造沿滑塌方向向同沉积小断层演化。此外，可见滑移面发育。灯塔剖面软沉积变形类型变少，以褶皱变形为主，褶皱类型主要表现为斜歪至平卧。千层崖剖面软沉积变形构造类型和数量均明显较少，以负载构造为主，褶皱变形少见。针对砂页岩互层非变形段沉积特征和厚度分布特征进行了研究。结果表明，非变形段砂岩层为浊流沉积所致，粒序层理常见，底部突变，顶部可突变也可渐变，底部与下伏页岩接触处发育小型火焰构造。此外，可见小尺度环形层理及变形层理。非变形段厚度分布具有反旋回性，每个旋回中自下而上砂岩层加厚。互层变形段和非变形段二者之间厚度数据分析表明，变形段可分为米级以下变形段和近米级和米级以上变形段，其中米级以下变形段岩性多为砂页岩互层，并且出现在非变形段砂岩厚度变薄和砂岩层层数增加的过程中，而近米级和米级以上变形段出现在非变形层砂岩厚度增加和砂岩层层数较少的过程中。

根据厚层砂岩成因机制，软沉积变形构造类型及规模，大量黑色页岩发育，可见煤质体和黄铁矿，结合前人研究结果，认为研究区为深水斜坡沉积，且斜坡坡度应该较低以供大量沉积物堆积。且根据厚层砂岩类型，软沉积变形类型及分布特征，互层中砂泥岩比，推断船厂剖面和灯塔剖面位于斜坡下部，其中船厂剖面发育滑移面，应相对位于上部位置，而千层崖位于斜坡末端，此外背来石剖面可见滑塌断崖，应位于斜坡上部。这些剖面一起构成了一个完整的斜坡沉积体系，对于深水沉积研究及相关油气勘探具有

重要的意义。此外，研究层位上部一套白色流纹岩可作为标志层，根据相对于标志层空间相对分布位置，也可判断出三个剖面自下而上分别为千层崖剖面，灯塔剖面和船厂剖面。

研究可见，斜坡的存在及其坡度变化对于软沉积变形构造的发育和演化具有一定控制作用。但是，野外观察与沉积厚度数据表明，变形段软沉积变形构造的出现与过度沉积物卸载并无一定关系，因此推断为地震触发所致。而未变形段小型软沉积变形构造多分布于粒序砂岩底部或与粒序砂岩增厚相关，因此推断为沉积负载所致。

关键词： 灵山岛；沉积环境；软沉积变形构造；触发机制

Research about the Early-Cretaceous soft-sediment deformation structures and discussion related to the triggers on the Lingshan Island, ShanDong

Ge Yuzhu (Geology)

Directed by Prof. Zhong Jianhua

Abstract

The Lower Cretaceous Lingshandao Formation on the Lingshan Island, Shandong, contains abundant gravity-flow sediment and various soft-sediment deformation structures. Based on field work of three sections (Chuanchang, Dengta, Qiancengya), the soft-sediment deformation structures and relative triggers are studied. Lithological units of three sections can be divided into two kinds: thick sandstone and thin interbeddings of sandstone and shale. In view of sedimentary structures and the formation mechanism, thick sandstone is recognized to be formed by three different kinds of mechanism: turbidity flow (TSA sandstone), sandy debris flow (TSB sandstone) and remobilization (TSC sandstone). TSA and TSC sandstones distribute mainly in the Chuanchang and Dengta sections and TSB mainly in the Qiancengya section. Thin interbeddings can be divided into: deformation interval and undeformation intervals. In the deformation interval are lots of soft-sediment deformation structures with different morphologies, scales and stages. Soft-sediment deformation structures show changes in type and quantity of different sections. In the Chuanchang section, soft-sediment deformation structures, which are of most abundance in three sections, can be classified into two kinds: ductile deformation and brittle deformation. Ductile deformation includes folds and boudinage. Brittle deformation includes syn-sedimentary faults. Folds are dominantly recumbent and transform from recumbent to sheath folds along slump direction. Besides, boudinage structures change into syn-sedimentary faults along slump. Slide surfaces are also observed. In the Dengta section, main deformation structures are inclined to recumbent folds. In the Qiancengya section, the deformation structures significantly decrease in both types and quantity and are dominated by load structures. Sedimentary structures and thickness distribution of the undeformation intervals are studied. Sandstones herein are formed by turbidity current based on graded bedding, sharp lower contacts and sharp or

gradual upper contacts. Besides, small-scaled deformation structures including flame structures, deformation lamination, are shown in the undeformation intervals and don not change the original sedimentary bedding pattern. Thickening-upward cycles are detected in these intervals. Based on thickness and sedimentary features, the deformation intervals can be classified into two kinds: SSD-1 (obviously less than 1m), and SSD-2 (next to or more than 1m). The statistical relationship between deformation intervals and undeformation intervals shows that: the SSD-1 occurs when the number of sandstone beds of undeformation intervals rises but the thickness of sandstone beds decreases; the SSD-2 occurs when the number of sandstone beds declines but the thickness of sandstone beds increases.

Due to formation mechanism, type and scale of soft-sediment deformation structures, developed laminated shale, coal mass and pyrite, a deep-water slope is inferred for the deposition of the Lingshandao Formation. The slope angle should be low enough to accumulate mass gravity-flow sediment. Field observation shows that three studied sections plus Beilaishi section (formed reported) collectively constitute an intact slope profile from upper slope to slope-bottom. Beilaishi section, in the upper slope, displays slump scarp and slide surfaces; Chuanchang section, maybe in the transition from upper to lower slope, contains slump folds and slide surfaces; Dengta section, in the lower slope, is dominated by slump folds; Qiancengya section, in the slope-bottom or basin plain, shows rare deformation structures and increase in shale abundance. These sections are very meaningful for deep-water hydrocarbon exploration.

In conclusion, the existence of slope shows controls, to some degree, about the types and evolution of soft-sediment deformation structure. The soft-sediment deformation structures in the deformation intervals have no direct relationship with overloading and support seismic triggers. However, the small-scale deformation structures in the undeformation intervals occur under the graded sandstone or accompanied with thicker sandstone. This may indicate that these small-scaled deformation structures are formed by overloading.

Keywords: Lingshan Island; Sedimentary environment; Soft-sediment deformation structures; Triggers

目 录

第一章 引言.....	1
1.1 研究目的及意义.....	1
1.1.1 课题来源.....	1
1.1.2 研究目的.....	1
1.1.3 研究意义.....	1
1.2 研究现状及存在问题.....	1
1.2.1 软沉积变形研究现状.....	1
1.2.2 存在问题.....	3
1.3 研究内容与技术路线.....	4
1.3.1 研究内容.....	4
1.3.2 技术路线.....	4
第二章 工区概况.....	6
2.1 研究区位置.....	6
2.2 构造特征及演化史.....	6
2.3 地层特征.....	9
2.4 目标层位.....	10
第三章 厚层事件性沉积.....	12
3.1 沉积特征.....	12
3.2 空间分布特征.....	14
第四章 薄互层事件性沉积变形段.....	16
4.1 船厂剖面.....	16
4.1.1 软沉积变形构造类型.....	16
4.1.2 软沉积变形构造空间展布.....	19
4.2 灯塔剖面.....	21
4.2.1 软沉积变形构造类型.....	21
4.2.2 软沉积变形构造空间展布.....	23
4.3 千层崖剖面.....	24
4.3.1 软沉积变形构造类型.....	24
4.3.2 软沉积变形构造空间展布.....	25
第五章 薄互层事件性沉积未变形段特征研究.....	27
5.1 未变形段沉积特征.....	27
5.2 未变形段软沉积变形构造.....	29
5.3 未变形段厚度分布特征及其时间尺度意义.....	29
第六章 问题讨论.....	34
6.1 厚层事件性沉积.....	34
6.1.1 厚层砂岩成因分析.....	34
6.1.2 页岩撕裂屑.....	36
6.2 薄互层事件性沉积变形段.....	37
6.2.1 变形构造机理.....	37
6.2.2 变形结构的指向意义和地势意义.....	38
6.2.3 变形期次.....	39
6.3 薄互层事件性沉积未变形段.....	39

6.4 剖面间的对比.....	41
6.5 沉积环境.....	42
6.6 触发机制讨论.....	46
6.7 古地理意义讨论.....	48
结论.....	51
参考文献.....	52
学术成果.....	57
致 谢.....	58

第一章 引言

1.1 研究目的及意义

1.1.1 课题来源

本课题由中国石油大学（华东）研究生创新工程（编号：YCX2014001）支持。

1.1.2 研究目的

本次研究主要通过野外勘探和室内分析等工作，在基础地质研究基础上，综合利用多方面成果针对灵山岛软沉积变形特征及其触发机制进行研究。根据不同尺度、不同期次对灵山岛软沉积变形进行分类划分、对比，分析不同尺度、不同期次上的软沉积变形的成因机制以及在空间和时间上的演化，探讨软沉积变形与沉积相及岩相之间的相关关系，分析完善不同尺度及期次的软沉积变形可能的触发机制，并且尝试建立软沉积变形触发机制识别的一般方法。

1.1.3 研究意义

软沉积变形的发育具有多形态，多尺度，多期次的特点，如何详细深入地研究软沉积变形特征及正确判断软沉积变形的触发机制是困扰现代沉积学研究的一个难点；另外，软沉积变形作为沉积过程的一部分，其触发机制多样，如地震、火山、重力滑塌、海浪改造、生物扰动、陨石撞击等，正确地分析软沉积变形特征和判断触发机制有助于了解同期古构造特征和古沉积环境；此外，深水沉积多与软沉积变形伴生，了解软沉积变形的特征及其触发机制对于深水沉积展布特征及深水油气勘探也具有积极意义。灵山岛软沉积变形发育良好，且与深水重力流沉积相伴生。因此，对灵山岛深水软沉积变形的研究对于软沉积变形构造精细特征及其分布，建立相关触发机制识别标准均具有积极意义。

1.2 研究现状及存在问题

1.2.1 软沉积变形研究现状

重软沉积变形近年来成为了沉积学研究的热点之一，国内外诸多沉积学家针对软沉

积变形展开了研究和讨论,取得了一系列成果。软沉积变形根据形态特征包括:重荷构造、砂球和砂枕构造、包卷层理、碟状构造,滑塌构造等。Selley(1982)、赵澄林等(1988)根据软沉积变形内部物质运动方式和形态,Oliveria(2009)根据位置和运移方向, Van Loon(2009)根据成因机制, Owen 和 Moretti(2011)根据变形机制和作用力,分别提出了各自的分类方案。近年来,软沉积变形中出现了一些新的特殊的构造,如 McClelland et al(2011)对软沉积变形中的眼球状构造和鞘褶皱进行了研究, Calvo et al.(1998)、袁静(2014)对软沉积变形中的环状层理进行了研究, Korzhenkov et al.(2014)对包卷层理进行了研究。随着软沉积变形构造的继续和深入,相信会有新的构造继续出现,并带动分类方案的进一步发展和完善。

关于软沉积变形中的变形机制和驱动力,研究认为软沉积变形的变形机制包括粘塑性变形、颗粒剪切作用变形和脆性变形(Owen et al., 2011)。作为形成软沉积变形构造的主要变形机制,粘塑性变形只需要一些微弱的驱动力就可以产生(Allen, 1982; Owen, 1987; Maltman and Bolton, 2003)。对于粘结性强弱不同的沉积物来说,主要变形因素有所差异:触变性和敏感性是影响粘结比较强的沉积物(如粘土)粘结性以及是否产生变形的主要因素(Kotlia et al., 2004);而液化作用和流体化作用是粘结力不强的沉积物最重要的变形机制。关于颗粒间剪切作用变形,是颗粒或颗粒团在受到超过正常沉积物强度的应力作用下所产生的沿粘结沉积物微剪切带或非粘性沉积物小断层发育的剪切作用(Owen, 1987)。脆性变形机制常发生在部分液化的沉积物中。产生软沉积变形的驱动力包括重力作用斜坡分量、差异压实、密度倒转、流体剪切和生物化学作用等(Owen et al., 2011)。

针对软沉积变形构造触发机制的探讨和研究一直是软沉积变形中的一个难点,至今未能取得较为完善的成果。软沉积变形触发机制中研究较为成熟的当属地震因素,自从 Seilacher(1969)研究加利福尼亚页岩中的阶梯断层时首次解释为地震成因,并将未固结沉积物经地震作用改造形成的再沉积层定义为震积岩后(王安东等, 2013),有关震积岩的研究受到重视。大量的软沉积变形被解释为地震成因或与地震有关,但是对其它变形触发机制的研究相当匮乏,从而形成软沉积变形触发机制的研究极度失衡。介于相关问题,2009年9月20-23日在意大利阿尔盖罗召开了名为“软沉积变形触发机制识别”的学术会议,讨论软沉积变形可能的触发机制和相应的判别标准。软沉积变形可能的触发机制包括地震、海浪、洪水、迅速沉积、地下水活动活动等。诸多学者认识到以往作为地震识别的软沉积变形构造许多是不可靠的,非成因性的或难以应用于实际,对于震积

岩的研究应非常重视空间展布特征、相邻地层变化以及构造背景分析。而且非地震触发机制的研究薄弱,为了以后更好的开展相关工作的研究,与会专家推荐使用三阶段分析法来进行软沉积变形触发机制的研究,首先进行沉积相分析,然后进行触发机制评价,排除不可能的触发机制,最后经过实际资料研究判断出最佳触发机制(Owen et al., 2011)。

本研究区内大量发育软沉积变形构造,吕洪波等(2011)首先对此进行了报道和研究,钟建华(2012)随后针对这套软沉积变形构造开展了相关工作。后面陆续针对软沉积变形构造的特征、期次进行了研究(王安东等,2013;董晓鹏等,2013;周瑶琪等,2015b)。针对灵山岛软沉积变形构造触发机制的讨论,几乎全部归为地震成因。进一步相关研究工作未见有报道。

1.2.2 存在问题

本课题主要研究灵山岛下部巨厚重力流沉积中发育的软沉积变形构造。吕洪波等(2011)、钟建华(2012)、王安东等(2013)分别对岛上发育的软沉积变形构造进行了分析和探讨,并且针对变形期次和触发机制进行了探讨。但仍有些问题需要进一步研究、探讨:

(1) 软沉积变形发育的沉积环境不明。软沉积作为沉积过程的一部分,对于沉积环境应有指示意义。但是针对灵山岛底部重力流发育的沉积环境,不同学者主要形成两种观点:海相沉积、湖相沉积。进一步加强对沉积环境的研究有助于理解软沉积变形的空间分布和发展演化规律。

(2) 软沉积变形构造缺乏整体性。在灵山岛地区,前人多着重研究软沉积变形构造的分类和几何特征,但是对软沉积变形构造空间方面整体分布和演化特征研究不足,从而不利于认识变形体的演化过程。

(3) 软沉积变形触发机制单一。灵山岛软沉积变形具有不同尺度、不同期次等特点。前人对软沉积变形触发机制的研究中主要强调地震起因,针对其它可能的触发机制缺少必要的分析和探讨。通过对灵山岛船厂剖面研究表明,大量发育侧向剪切构造,缺乏垂向负载构造和液化岩脉构造,更加支持重力滑塌成因。此外,触发机制的研究应强调软沉积变形与沉积环境及沉积特征的关系,而前人涉及较少,主要通过罗列和描述丰富的软沉积物变形构造强,进而推断触发机制为地震活动,缺乏软沉积物变形构造分布、相关沉积环境及其它可能触发机制的分析,需进一步进行相关研究。

(4) 前人研究重心为软沉积变形层位,而对变形层位间非变形部分特征及其与变形层位之间的关系研究较少,未变形层位对变形层位触发机制的启示意义也未见探讨。

1.3 研究内容与技术路线

1.3.1 研究内容

灵山岛上软沉积变形广泛发育于底部早白垩世巨厚浊积岩层中,其中在灯塔剖面、千层崖剖面和船厂剖面展示较好。其中,相关工作已在船厂剖面展开,下一步工作将在灯塔剖面和千层崖剖面继续展开。具体研究内容如下所示:

(1) 软沉积变形沉积环境研究

详细踏勘野外软沉积变形地质剖面,根据不同的岩性和沉积组构划分不同的岩相单元,根据各岩相单元沉积特征、接触关系、空间分布等特征分析其沉积环境。其中软沉积变形段的变形构造类型,尺度及其组合,相邻未变形段砂页岩互层中的砂泥比及泥页岩分布特征对于软沉积变形构造发育环境的研究具有重要意义。

(2) 软沉积变形分类、空间分布及变形期次研究

归纳总结前人研究成果,并结合野外实地探勘证据,根据几何学、运动学和动力学特征对灵山岛不同的软沉积变形特征进行分类划分,关注并记录各类变形特征空间展布规律及其与岩相、沉积相之间的关系,从而分析各类软沉积变形构造的成因机制。

(3) 软沉积变形触发机制研究

结合前人研究成果及野外勘察、室内分析工作,对不同成因机制软沉积变形特征进行剖面对比和沉积特征分析,进而探讨各种可能的触发机制,得出更加完善、细致的结论。

1.3.2 技术路线

灵山岛发育丰富的软沉积变形现象,对于软沉积变形及其触发机制的研究具有重要的价值。借助详实的野外踏勘资料和室内研究分析工作,针对软沉积变形构造与相关岩相及沉积相之间关系、软沉积变形分类、空间分布及演化特征和变形期次进行探讨。通过以上研究成果综合分析,对研究区不同软沉积变形构造的触发机制进行分析。本次研究的技术路线图如下。

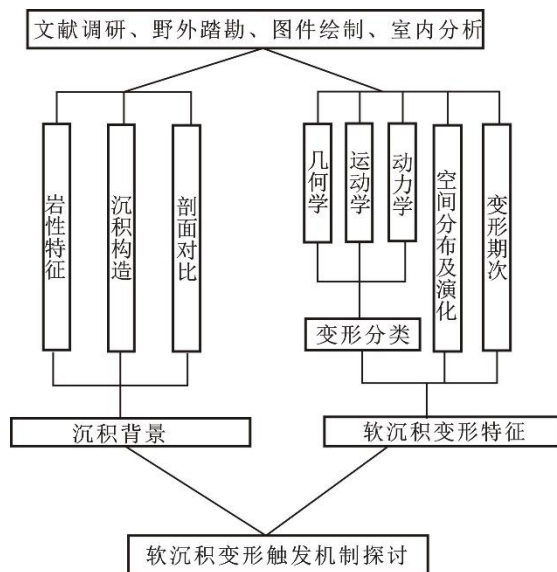


图 1-1 技术路线图

第二章 工区概况

2.1 研究区位置

灵山岛基本信息和地理位置如下：青岛东南近岸海域，距离胶南市大珠山约 10km（图 2-1a）；岛屿呈水滴状，北窄南宽，南北长约 5.6km，东西宽大致为 3.5km，面积约 7.66km²，最高点海拔 513.6m(图 2-1b；吕洪波等，2011)。前人研究认为，灵山岛地区自下而上至少发育四套不同沉积单元：黑色、灰黑色巨厚浊积岩，灰白色火山流纹质熔岩，河流相碎屑岩，安山质火山碎屑岩（王安东等，2013；吕洪波等，2011）。区域地质资料和前人锆石测年资料认为，巨厚浊积岩沉积时期相当于胶莱盆地莱阳群，火山岩沉积相当于胶莱盆地青山群（王安东等，2013；张海春等，2013；周瑶琪等，2015）。张海春等（2013）认为灵山岛巨厚浊积岩层为海相浊积岩，并将其重命名为灵山岛组，以区分莱阳群同时期的河湖相法家莹组。

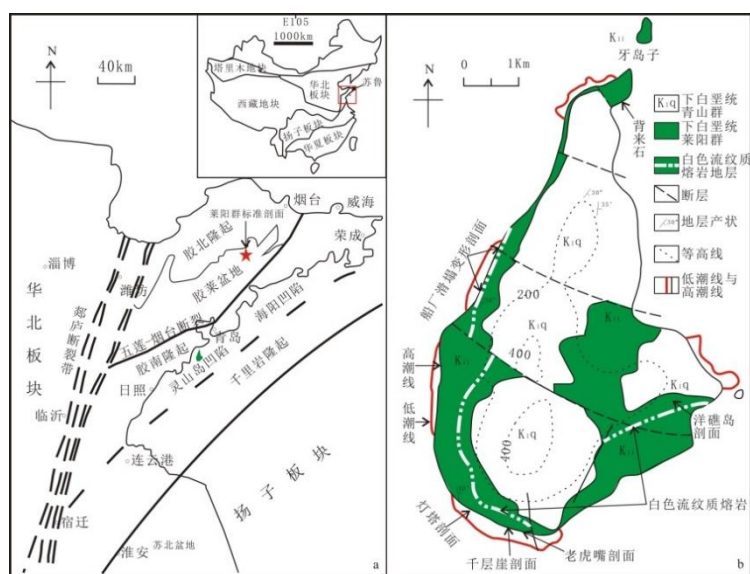


图 2-1 研究区构造背景及研究剖面位置简图（据王安东，2013）

2.2 构造特征及演化史

据区域地质资料显示，灵山岛位于胶南隆起与千里岩隆起中间，周边主要断层为西侧的郯庐断裂带和南北两侧的五莲烟台断裂与千里岩断裂。灵山岛所处盆地和周边的断层大体呈 NE 向走向。前人将灵山岛凹陷称为灵山岛拗陷（青岛市科学技术委员会，1996；栾光忠等，2010），王安东等（2013）认为称为灵山岛凹陷更为合适。灵山岛北部胶南

隆起出露前寒武纪胶南群变质杂岩体,燕山期花岗岩体侵入,是苏鲁超高压变质带的组成部分;南部千里岩隆起位于黄海海域,出露千里岩岛,以榴辉岩等变质岩为主。

根据地质构造划分,胶南隆起是印支期扬子板块与华北板块碰撞形成的缝合带,北面的胶莱盆地属于华北板块,南面灵山岛凹陷属于扬子板块。研究区的两个部位虽然不属于同一板块,但前人研究认为,印支期扬子-华北板块完全碰撞拼接,印支期以后,胶南隆起的两侧板块受到的地球深部动力学基本一致。山东东部中生代地质构造史与与郯庐断裂带演化史关系密切,山东东部中生代不同的两个构造体制记录了他们的构造发展历史,其中软沉积物变形构造是非常重要的一个证据。灵山岛的形成、演化与郯庐断裂带和苏鲁造山带地质活动有关,下面对郯庐断裂带与苏鲁造山带进行相关介绍。

郯庐断裂带北东向展布,形态呈“S”型,在我国境内长达 2400km。研究认为,郯庐断裂带经历了印支-海西期、燕山期、喜山期等多期构造运动转换。其演化历程可分为四个主要阶段:晚三叠世前形成阶段,晚三叠世-早侏罗世和早白垩世两次左旋走滑阶段,晚白垩世-古近纪的拉张伸展阶段,新近纪以来的右旋走滑阶段。印支期以前,扬子板块与华北板块中间隔着大别-苏鲁古特提斯洋,在郯庐断裂带对着大洋处存在着大洋中脊,断层转换带。印支期欧亚大陆面积扩大,地槽减小。在印支前期华夏板块首先与扬子板块碰撞拼接,形成华南板块,继续向北移动,此时华北板块也已经拼合到了欧亚板块。古特提斯洋板块逐渐俯冲到华北板块下部,由于大洋板块中脊东侧向北运移速度快于西侧,东早西晚(剪刀式)向北消减。印支末期扬子板块以 NNW 向撞向华北板块,两板块东部最先碰撞,形成苏鲁造山带,然后逐渐呈剪刀状由东向西碰撞拼合,最后古特提斯洋消失,形成秦岭-大别-苏鲁造山带。晚三叠纪-早侏罗世区域背景是燕山运动刚刚开始,华北板块受到向南的挤压力,扬子板块则是受到北西向的挤压,总体体现为华北-扬子板块南北向挤压,扬子板块继续向华北板块下部俯冲。在左滑运动影响下,断裂带继续破裂扩张,逐渐贯通,并向深部切割。末期,海水全面退去,古特提斯构造阶段结束,扬子-华北板块完全拼合。晚侏罗世-早白垩世初期郯庐断裂带发生了挤压左旋走滑,并且伴随华北板块东部岩石圈增厚、增生(张岳桥等,2008)。早白垩世及晚白垩世至古近纪中国东部板块构造扩张应力场成为主导,岩石圈发生减薄垮塌,板块伸展变形,沿郯庐断裂带两侧分布中新生代拉张断陷盆地。

苏鲁造山带形成于扬子板块与华北板块碰撞,呈 NE 走向,北以五莲烟台断裂为界,南以嘉山响水断裂为界。隆起区出露结晶基底、榴辉岩和超基性岩,是与秦岭-大别对应的一条超高压变质带,演化阶段与郯庐断裂带保持一致性。其形成演化可分为 5 个阶段

(林伟等, 2005; 许志琴, 1984): 1. 印支期前, 胶辽块体稳定的沉积了荆山群和粉子山群地层, 分布有基性超基性岩浆岩, 下扬子块体沉积有海州群地层。晋宁期、加里东期的区域构造变形事件在苏鲁造山带能够识别; 2. 印支期 (240—210Ma), 扬子板块-华北板块发生陆陆碰撞, 形成秦岭-大别-苏鲁造山带和超高压变质带。大多数学者认同扬子板块俯冲至华北板块以下 100km 深处, 发生超高压变质作用, 形成含榴辉岩为主的超高压变质带; 3. 印支期后期, 深入俯冲至地幔的块体形成了超高压变质岩石, 造山带挤压应力减小, 这些变质岩迅速向上折返; 4. 侏罗纪至早白垩史初期, 造山期岩石圈受到强烈挤压缩短, 岩石圈发生褶皱, 包括地幔, 地幔褶皱的波峰处, 岩浆上涌, 使得挤压应力转换为伸展应力, 形成造山后伸展期。胶北隆起上, 形成一些伸展性构造 (NE 向拆离断层、滑来峰、滑覆构造窗等); 5. 早白垩世以后, 分为早白垩世和晚白垩世至第三纪的伸展期和白垩世中期挤压转换期, 但总体表现为伸展活动, 此时属于环太平洋构造域, 太平洋板块的快速俯冲远程效应开始控制着我国东部地区构造演化。

由于灵山岛位于著名的苏鲁碰撞造山带上, 构造演化复杂, 因此针对灵山岛的具体构造环境, 不同专家提出了不同的观点: 据栾光忠等 (2010) 研究成果, 灵山岛被归为构造成因岛屿; 吕洪波等 (2011) 认为灵山岛为介于扬子板块和华北板块之间的残余洋盆演化而来, 岛上沉积特征表明了至早白垩世扬子板块和华北板块还没有完全碰撞, 中间分布有残余洋盆; 钟建华, 王安东等 (2013) 秉持前人观点, 认为扬子板块与华北板块于二叠-三叠碰撞完全, 大洋环境转换为陆地, 至早白垩世时灵山岛为板块内部沉积盆地; 周瑶琪等 (2015a) 通过山东东部近海地区崂山垭口、灵山岛、唐岛湾、五莲大尚庄、诸城山东头村等剖面的研究, 认为研究区于一中生代存在的 NE 向延长的裂陷盆地。此裂陷盆地北西边界为青岛-五莲、牟平-即墨断裂带, 南东边界具有不确定性, 似为千里岩断裂, 北至胶北隆起, 南部可延伸至日照海域。莱阳期, 受 NW-SE 向区域伸展应力作用, 此裂陷盆地发育, 表现为较深海水沉积; 莱阳期与青山期盆地遭受轻微构造反转, 形成区域性的平行不整合; 青山期, 近 NW 向伸展应力使盆地继续裂陷, 并且发生火山活动, 沉积类型转变为火山沉积为主, 后遭受抬升剥蚀; 王氏期盆地部分区域遭受沉积后整体抬升剥蚀, 至新生代再次接收沉积。最近, 李守军等 (2017) 则报道了早白垩沉积中发现了鱼类和叶肢介化石, 认为这套地层属于陆相沉积。

2.3 地层特征

先前调查认为, 灵山岛出露两套地层: 上部的青山群八亩地组, 下部的莱阳群法家莹组, 二者不整合接触。八亩地组为火山岩, 法家莹组为一套典型的淡水河湖相沉积, 其中含有著名的热河生物群常见分子(张海春等, 2013), 一般认为与辽西的义县组或九佛堂组相当, 而义县组和九佛堂组的时代为早白垩世中晚期。而灵山岛露头调查表明, 其岩性特征与其它地区同期沉积差异明显。据吕洪波等(2011)、张海春等(2013)、王安东等(2013)研究, 灵山岛自下而上发育至少 4 套地层: 下部主要为一套浊积岩, 其上为一层巨厚的灰白色流纹岩, 再上为一套陆相碎屑岩, 顶部为巨厚的火山岩(图 2-2)。张海春等(2013)对灵山岛底部浊积岩进行了详细研究, 并将其命名为灵山岛组, 年代厘定为早白垩世。王安东等(2013)、周瑶琪等(2015b), Wang Jun 等(2014)根据锆石测年也证实了这套浊积岩沉积于早白垩世。岛上四套沉积地层特征简介如下(王安东等, 2013; 张海春等, 2013):

(1) 下部重力流沉积 主要出露在灵山岛的西部和南半部, 少量出露在岛屿北段的背来石景点。这套地层下部被海水淹没, 露出地表部分最厚超过 100m, 主要表现为灰色(风化后表面为土黄色)薄层砂岩(偶见巨厚层砂岩, 具粒序层理)、粉砂岩与黑色的泥岩构成良好的韵律层。其中砂岩层多由块状粉砂和细砂构成, 局部具纹层, 见微弱的粒序层理; 而泥质单元主要为灰黑色的泥岩, 局部含有黑色而细小的植物碎片。砂岩薄片显示: 碎屑颗粒主要为长石、岩屑和石英, 填隙物主要为方解石和泥质。化石稀少, 多是一些植物碎屑, 另外发现一定数量的孢粉。

(2) 中部流纹岩 在灵山岛南、西南和东南端均有出现, 其中在老虎嘴区域(岛最南端)附近出露最好, 总体厚度在 15-20m 左右, 南东厚而北西薄。向东一直北延至中部的洋礁洞之南, 厚度稍有减薄; 向西一直北延至码头南部的修船厂附近, 厚度均逐渐减薄为 2m 多。岩层底部、顶部均具有明显的流动构造, 总体外观为浅灰白色的隐晶质, 指示其为火山熔岩, 低角度不整合覆盖于复理石之上。

(3) 上部陆相碎屑岩 可见于岛上较高部分, 但是考虑地形因素, 在岛东部和北部最容易观察。这套地层的下部为厚约 40m 的碎屑岩, 包括厚层砂岩、薄层粉砂岩和泥岩。其中厚层砂岩中发育大型板状交错层理, 粉砂岩、泥岩中发育水平层理和波状层理。此外可见大量的生物遗迹。上部以火山岩、火山碎屑岩为主, 偶夹碎屑岩。由于地形陡峭, 碎屑岩上面的火山岩无法观察, 但根据垮塌下来的岩石来看, 推断以火山集块岩为

主。化石发现极少量裸子植物花粉。

(4) 顶部火山熔岩 灵山岛出露地层的顶部主要为各种火山熔岩，厚度巨大，岩性复杂，产状多变。

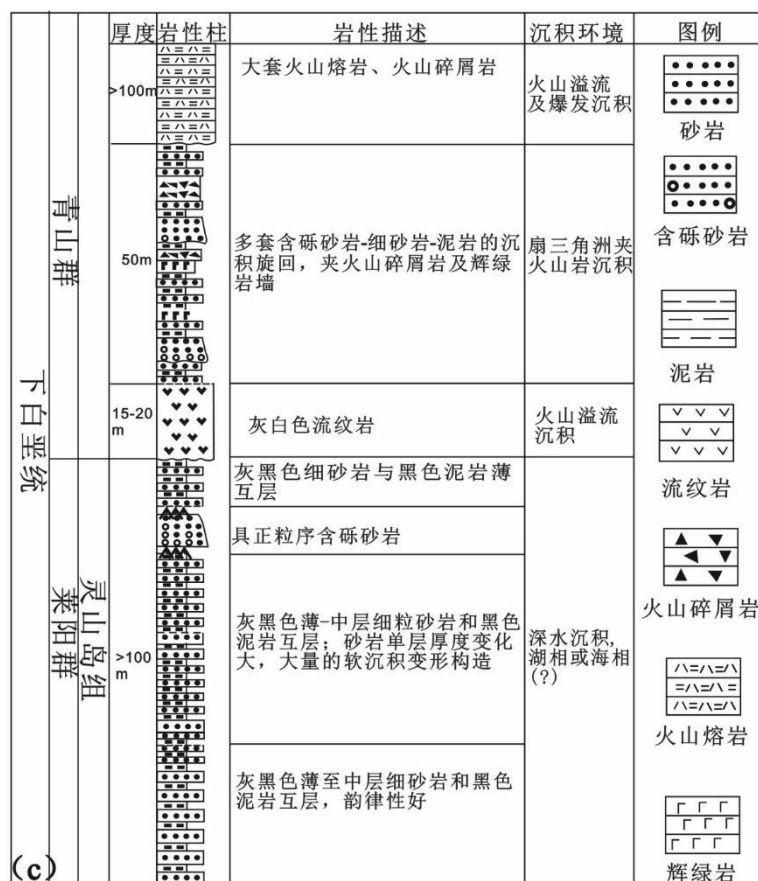


图 2-2 灵山岛地层柱状图（改编自周瑶琪等，2015）

2.4 目标层位

灵山岛下部中生代巨厚浊积层为本文研究目标所在，其在灵山岛海岸地带广泛出露。关于这套沉积物具体的沉积环境，颇有争议。钟建华（2012），钟建华等（2016）根据巨厚浊积层中的滑塌沉积良好的连续性、大量的植物碎屑、细粒砂岩叠瓦构造、大量沟模、风暴岩沉积等认为这套沉积物沉积环境为三角洲前缘，邵珠福等（2014）也认为这套沉积为三角洲前缘产物，且包括块体搬运沉积和浊流沉积等多种类型。而张海春等（2013），吕洪波等（2011，2013），Wangjun 等（2014），周瑶琪等（2015）支持海相沉积。张海春等报道了少量沟鞭藻和膜状藻碎片，认为与海水活动有关；吕洪波认为

浊流沉积为深海复理石沉积，其中巨型滑塌沉积为深海斜坡产物；周瑶琪等根据区域调研资料，推断莱阳期研究区为海相沉积。但不论哪种观念，均同意本套沉积主体形成于深水（推断为风暴浪基面之下）斜坡（吕洪波等，2011；邵珠福等，2014；钟建华等，2016）。

针对这套深水斜坡沉积为主的地层，本文在前人研究基础上，选取船厂、灯塔和千层崖三个剖面展开进一步工作。根据沉积特征，这套重力流沉积根据岩性特征和研究目的可划分为厚层事件性沉积（表现为厚层砂岩）和薄互层事件性沉积（表现为砂泥岩薄互层）（图 2-3）。其中，厚层事件性沉积厚度为数十厘米至米级，而薄互层事件性沉积中砂岩层厚度一般为几厘米。根据变形与否，薄互层事件性沉积又可进一步分为变形段和未变形段进行分析，二者间邻出现。其中变形段原始成层性发生扭曲变形，包含多尺度，多类型，多期次软沉积变形构造，而未变形段成层性保持原始沉积状态，但是也可见少量小尺度软沉积变形构造。前人对本区软沉积变形构造的研究多集中于变形段，本论文将对软沉积变形段及其伴生层段共同分析，以期得到更好的发现和收获。

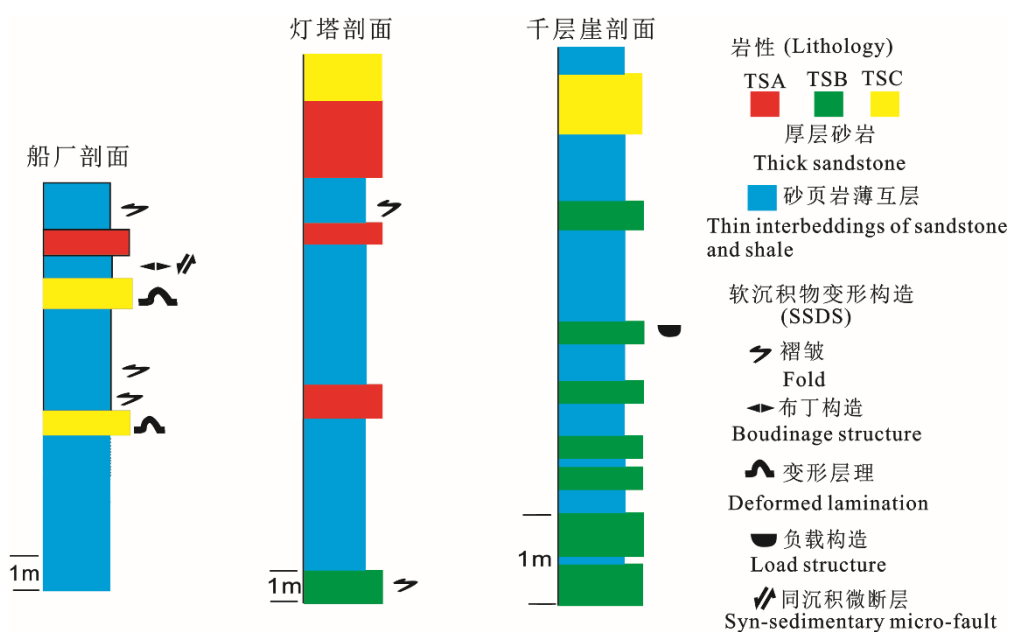


图 2-3 研究剖面岩性柱状简图

第三章 厚层事件性沉积

厚层事件性沉积这里指灵山岛组沉积的厚层砂岩，这些厚层砂岩成因类型多样，具有不同的成因机制，而且具有重要的储集意义，可以为深水勘探提供借鉴意义，故此这里划分一个独立单元讨论。基于内部沉积特征和空间分布状况，划分出三种类型的厚层砂岩（Thick sandstone, 后面简称为 TS），分别命名为 TSA, TSB 和 TSC。

3.1 沉积特征

(1) TSA 厚层砂岩

这类砂岩外表常见为土黄色，厚度为 0.1-1m。砂岩层内部可见粒序层理，但是不太明显，很多情况下内部结构较为均一。砂岩层上部可见泥质含量增高且伴随颜色变黑（图 3-1a）。底部界面突变，顶部界面可见突变或渐变。这类砂岩常与向上变厚旋回伴随，并位于旋回顶部（图 3-1b）。

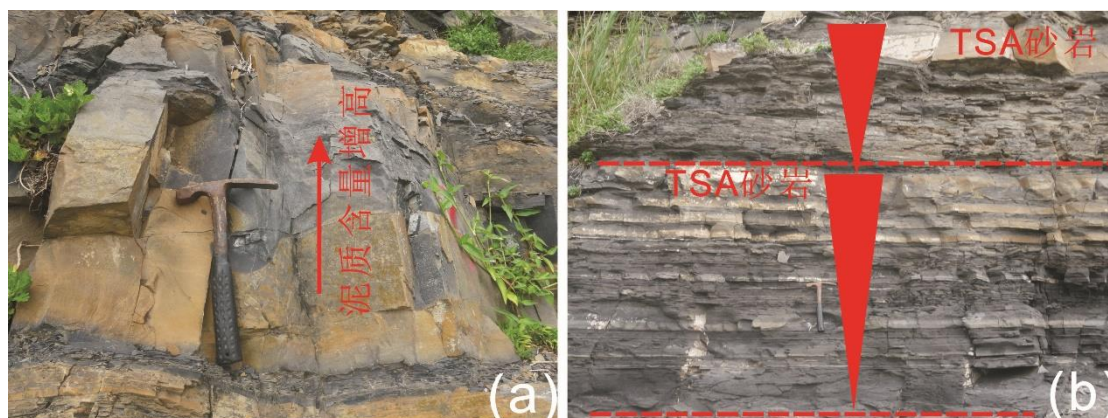


图 3-1 TSA 砂岩沉积特征

(a) 砂岩层内部向上可见泥质含量增高并伴随颜色加深；(b) TSA 砂岩位于向上变厚旋回的顶部

(2) TSB 厚层砂岩

这类砂岩成灰黑色，厚度为 0.3-0.5m。最明显的特征为内部可见大量页岩碎屑（图 3-2a, b）。这些碎屑分选磨圆差，边部锯齿状参差不齐，长度从毫米至米级，并可见平行于层面呈定向排列，并在砂岩层内部可见正粒序及逆粒序（图 3-2a）。此外，沿层追踪可见局部碎屑成杂乱分布并伴随厚度增加和界面弯曲（可能为侵蚀面）（图 3-2c）。平面观察，这些碎屑成散乱分布（图 3-2d）。砂岩层底界面突变或弯曲，顶界面多平直突变。

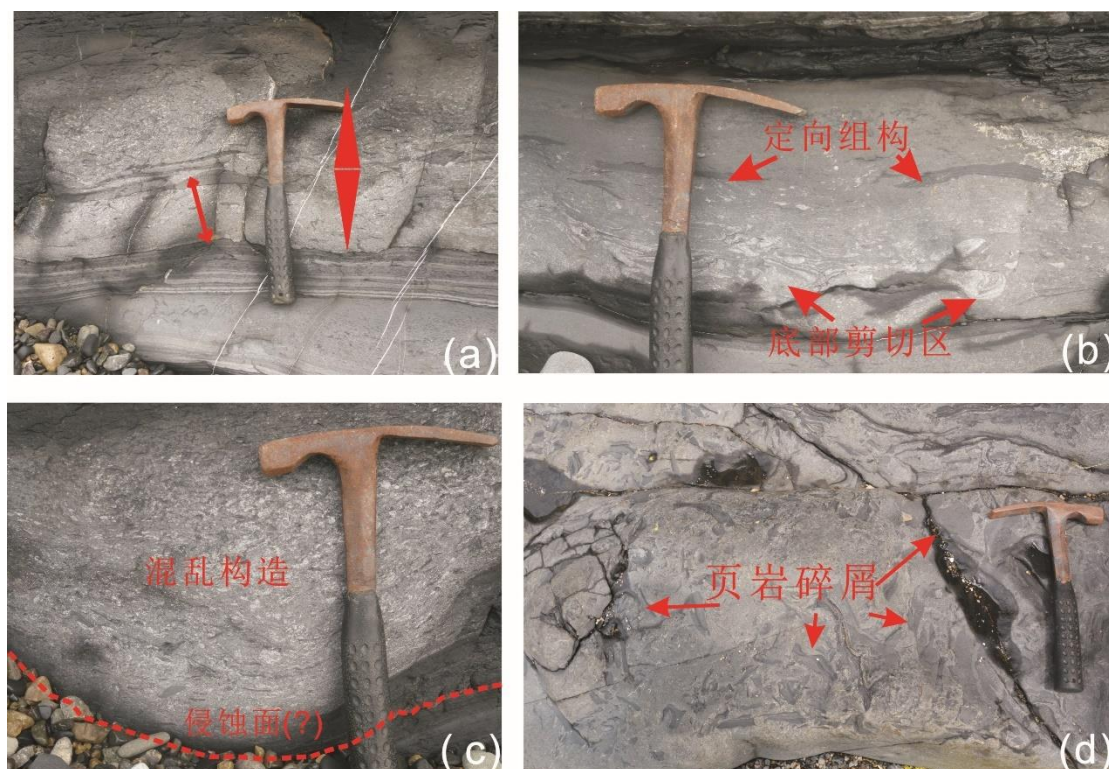


图 3-2 TSB 砂岩沉积特征

(a) 砂岩层底部可见由泥页岩碎屑呈现的正粒序及逆粒序；(b) 砂岩下部剪切区及内部泥页岩碎屑定向排列；(c) 砂岩层局部可见泥页岩碎屑散乱展布，并且底面起伏不平；(d) 泥页岩碎屑平面呈散乱分布

(3) TSC 厚层砂岩

此类砂岩厚度为 0.3-1m. 砂岩层底部可见至米级的砂质透镜体，为下面页岩层侵入所致（图 3-3a）；上部具褶皱化变形区（图 3-3b）；中部可见许多砂质团块（图 3-3c），见定向分布，且砂质团块内部可见砂团周围被页岩层包边（图 3-3d）。砂页岩混杂使得整个岩层有种杂色感。

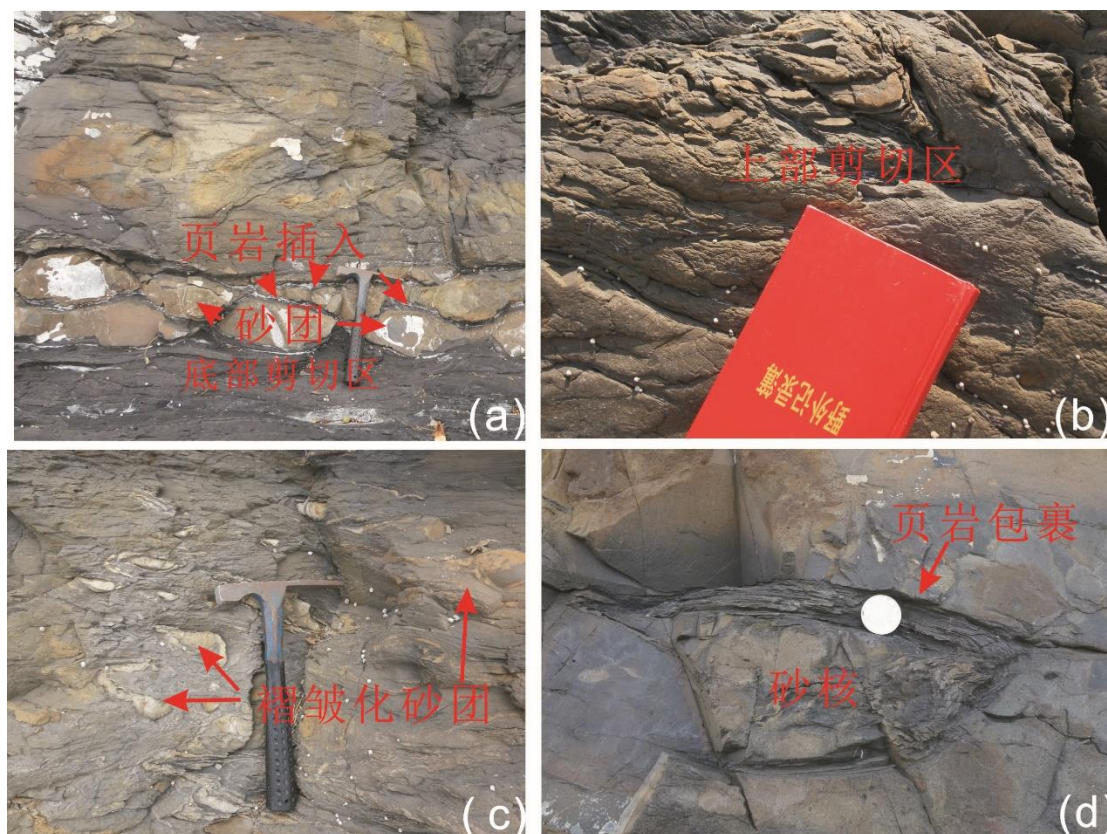


图 3-3 TSC 砂岩沉积特征

(a) 砂岩层底部剪切区可见下部页岩楔入并形成大型砂团；(b) 砂岩上部剪切区，成致密褶皱变形；(c) 砂岩层内部小型褶皱化砂质团块；(d) 小型砂质团块细观，可见砂岩核心及边缘页岩包裹层

3.2 空间分布特征

垂向上，TSA 砂岩上下皆为未变形薄互层（图 3-4a）。这些薄互层中，砂岩层厚度为几厘米，且组分与 TSA 砂岩相似。如上所述，这些互层呈现向上变厚的旋回，TSA 砂岩位于旋回顶部。TSB 砂岩也是上下为未变形薄互层（图 3-4b），但是这些互层中砂泥比相对较低，因为更多页岩层沉积，此外也没有向上变厚旋回。但是 TSB 砂岩自身成向上变薄的旋回。偶尔可见，TSB 砂岩被褶皱变形互层段覆盖（图 3-4c）。不同于其它两类厚层砂岩，TSC 砂岩被褶皱变形互层段所覆盖，再向上为未变形互层段（图 3-4d）。侧向上，TSA 和 TSB 砂岩层状稳定分布，延伸数百米不发生变化，但是 TSA 侧向延伸不过 100m，表现为透镜状。

研究剖面中，TSA 砂岩在所有剖面中均有分布，TSB 砂岩主要分布于千层崖剖面下

部，而 TSC 砂岩主要见于船厂剖面。



图 3-4 厚层砂岩垂向分布特征

(a) TSA 砂岩，上下皆为未变形砂页岩薄互层，并位于向上变厚的旋回顶部；(b) TSB 砂岩，内部可见大量泥页岩碎屑，并上下为砂页岩薄互层；(c) TSB 砂岩，内部可见泥页岩碎屑，下部为未变形砂页岩薄互层但被褶皱变形段所覆盖；(d) TSC 砂岩，上部为褶皱变形段，再上为未变形段

第四章 薄互层事件性沉积变形段

薄互层事件性沉积代表背景部分，表明为浊流频发的深水环境。其中，变形段和未变形段岩性组成相同，但是几何形体具有根本性差异，对应成因可能有量甚至质的改变，具有不同的地质意义，故划分为两部分对其特征进行分别介绍。本部分针对山东灵山岛船厂剖面，灯塔剖面和千层崖剖面三个剖面的变形段进行研究，研究内容主要为软沉积变形类型及其空间展布状况。下面根据野外踏勘和研究结果对三个剖面进行分别介绍。

4.1 船厂剖面

4.1.1 软沉积变形构造类型

野外观察可见，造船厂剖面中发育的软沉积变形构造主要有三类：褶皱变形、同生断层、砂质透镜体。其形态特征如下：

(1) 褶皱变形 褶皱变形为滑塌体中最常见的变形构造 (Webb et al., 1988)。在砂质单元和泥质单元中均可见褶皱构造，波长范围数毫米至数百米，规模差异较大。绝大部分褶皱纵剖面表现为平卧褶皱，但可见枢纽弯曲现象及横截面环形构造，表明随着变形强度增加，褶皱形态发生变化，枢纽由垂直滑移方向转变为平行滑移方向，形成曲脊褶皱或鞘褶皱 (Alsop and Macro, 2013; McClelland et al., 2011)，野外枢纽方位数据统计也证实了这一点，绝大部分褶皱枢纽延伸方向为 NE-SW 向，但是部分数据表明枢纽延伸方向为 NW-SE 向，由褶皱轴面向 NW 向倾倒，表明滑塌体运动方向为 NW 向 (Strachan et al., 2006; Woodcock, 1976)，且运动过程中，枢纽方位由垂直运动方向向平行运动方向转变 (图 4-1a)。根据褶皱岩性的不同，可分为砂岩褶皱、砂页岩互层褶皱及泥页岩褶皱。砂岩褶皱出现在厚层砂岩体顶部，波长厘米级，转折端为圆弧状或尖棱状，沿滑塌方向褶皱完整性变差，呈孤立状或零散状，并可见多期叠加褶皱 (图 4-1b)；砂泥互层段褶皱波长从分米级一米级，最大波长超过 100 米，转折端一般呈尖棱状，沿滑塌方向褶皱横截面出现环状构造及弯曲枢纽，表明变形强度不断增强；页岩中褶皱波长为毫米级，转折端为尖棱状，高密度分布呈褶叠层 (图 4-1c)，其只出现在第一套滑塌体中。

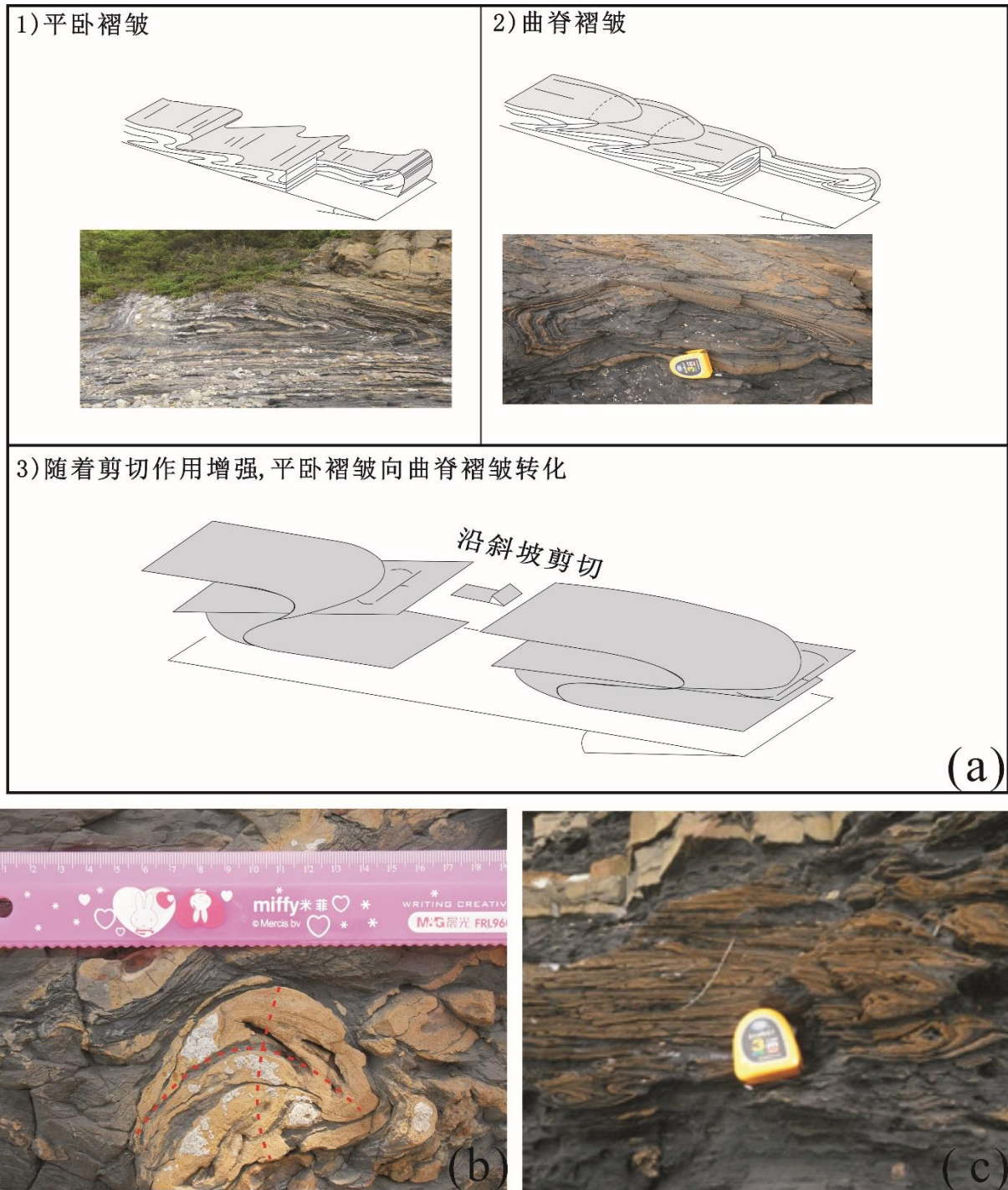


图 4-1 各类褶皱变形构造

(a) 平卧褶皱向曲脊褶皱转化示意图 (据 Strachan et al.,2006 修改); (b) 叠加褶皱; (c) 褶皱叠层

(2) 同生断层 滑塌体底部和互层段砂岩层内部均见同生断层,但是断层性质不同,其中滑塌体下部厚层砂岩内部及其底部发育逆断层,而正断层主要见于第二套滑塌体未变形互层段砂岩层内。逆断层使得厚层砂岩呈叠瓦状排列(图 4-2a),并可见双重构造(图 4-2b)。正断层两端的粒序层出现错位(图 4-2c),断层走向为 NE-SW 向,与

枢纽方向平行，但是同生正断层倾向同时发育 NW 和 SE 向，沿着滑塌体方向亦可见同生正断层出现反向正断层及小型地垒地堑构造（图 4-2d）。

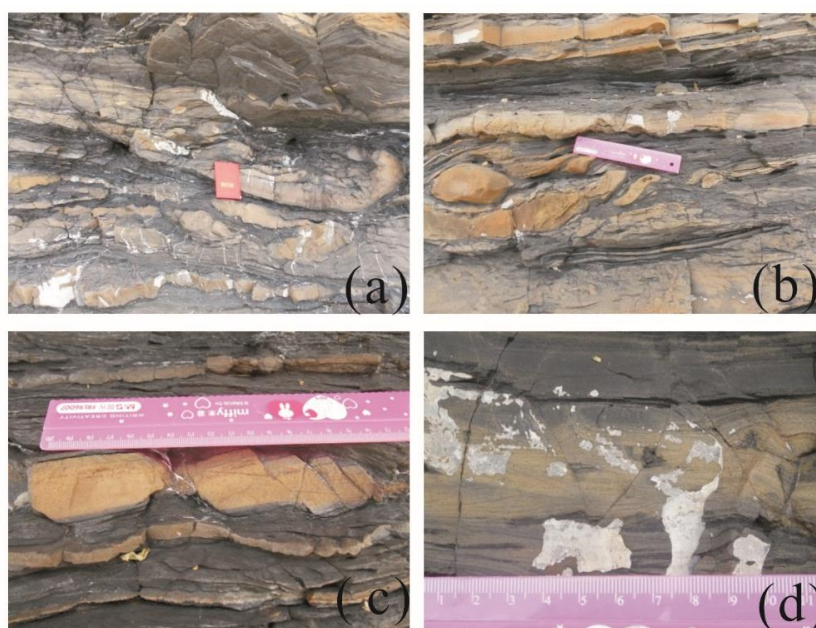


图 4-2 同生断层构造

(a) 滑塌体底部逆冲断层及叠瓦状排列透镜体；(b) 图 (a) 局部放大；(c) 互层段同生正断层；(d) 反向断层及地垒地堑构造

(3) 透镜体 透镜体岩性为砂岩，长度可达 1.7m，高度可达 0.7m。根据其形态特征及力学性质可分为挤压褶断和拉伸剪断两类。也有一些透镜体为褶曲和拉伸共同作用所致，经历了挤压和拉伸双重过程。透镜体分别出现在如下位置：a. 厚层砂岩底部。滑动过程中厚层砂岩底部形成一剪切区，在重力和侧向剪切力共同作用形成一系列断层面及断块，断块下沉被下覆页岩包裹并且发生旋转变形使得长轴平行于剪切面方向；b. 厚层砂岩顶部褶皱区。随着变形强度加大，褶皱发生破碎，形成一些透镜体；c. 互层段未变形砂岩层。受剪切拉伸作用先形成一系列小型同生正断层，小断块在递进变形作用下发生旋转，长轴方向平行于剪切方向，形成“透镜体”（图 4-3），即前人所说的同生布丁构造。

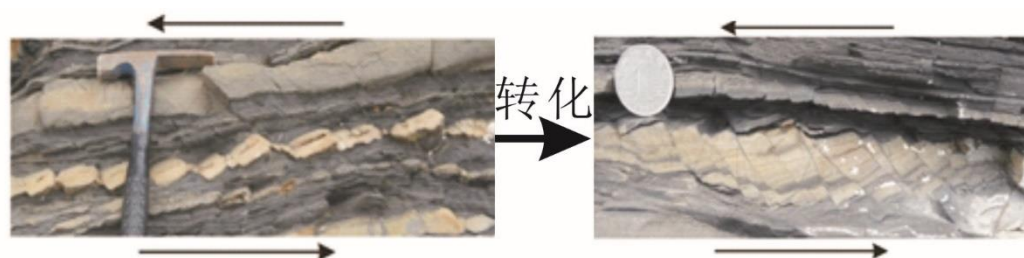


图 4-3 互层段砂质透镜体成因示意图

4.1.2 软沉积变形构造空间展布

船厂剖面中，褶皱变形构造最为显著，侧向连续好，且伴随褶皱类型的变化。此外，自下而上，褶皱规模呈总体增大的趋势。同沉积布丁构造和小断层垂向和侧向上分布均相对局限，延伸范围窄。此剖面软沉积变形构造组成三个滑塌体（图 4-4）（Hesthammer et al., 1999）。滑塌体底部界面剖面形态为凹面向上的弧形，每个滑塌体基本组成如下：底部拆离滑移面、下部厚层砂体、中部滑塌变形砂页岩互层、上部未变形砂页岩互层。下面按照剖面位置自下而上对三个滑塌体进行介绍。

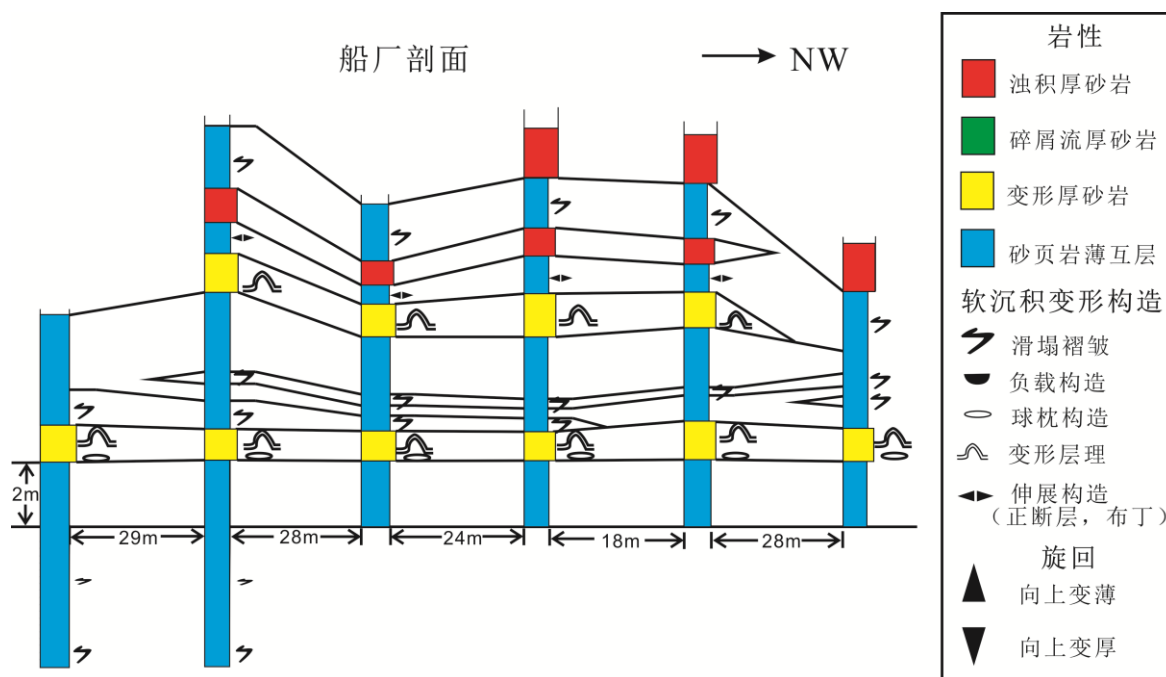


图 4-4 船厂剖面岩性单元侧向对比剖面图

(1) 第一套滑塌体 底部拆离滑移面由厘米级—分米级页岩层组成。下部厚层砂岩为砂质碎屑流产物，在厚层砂岩底部发育同生沉积线理（图 4-5a）、同生逆断层及砂质透镜体，砂质透镜体长轴方向与层面近于平行，从厘米级到米级均有发育，形态多样，包括对称状和非对称状（图 4-5b、c）。砂质透镜体在厚层砂岩底部，为滑移过程中重力下沉及侧向剪切共同作用所致，周围为泥岩片所包围。厚层砂岩内部亦有大型叠瓦状透镜体发育，长轴可达数十米，高达米级，相互间以逆断层相分割，类似滑塌挤压逆冲席片，厚层砂体顶部为一褶皱变形区，表现为强烈变形，形成砂质褶皱，推测为滑塌过程中滑塌体中部单元在重力剪切作用下发生重力剪切碾滚而成（图 4-5d）。中上部砂页岩互层可见两套变形体及两套未变形体。沿着剖面滑塌方向追踪，滑塌体褶皱变形为主

体，基本为平卧褶皱，枢纽方向为 NE—SW 向，轴面向北西向倾伏，随着滑移距离的增加，变形强度增大，出现褶皱脱落、破裂、曲脊褶皱或鞘褶皱，而且在滑移体末端可见页岩层中大量毫米级大小褶叠层。

(2) 第二套滑塌体 底部拆离滑移面为黑色页岩层，下部厚层砂岩为砂质碎屑流产物，砂层底部见砂质透镜体，厚层砂岩内部发育数十米级大小逆冲叠瓦状砂质透镜体，顶部见褶皱变形区。砂页岩互层段褶皱变形部分不发育，主要发育同生正断层及其递进旋转变形形成的砂质透镜体，即前人所说同沉积布丁构造。同沉积布丁构造形态多为菱形，也可见透镜状，还可见布丁构造间缩颈现象。同沉积布丁构造间以断层面相隔，沿着滑移方向见相反断层面发育，并且两组相反断层面共同作用形成同沉积微地堑构造。野外观察中可见，同沉积布丁构造经历了明显的旋转变形，其长轴方向趋于与层面平行，研究认为同沉积布丁构造主要为侧向剪切作用所致，并非传统认为垂向挤压或侧向拉伸所致。

(3) 第三套滑塌体 底部沿黑色页岩层滑移，下部厚层砂岩为浊流沉积产物，砂岩底部发育底模构造及同生逆断层，如槽模、沟模等。此外，浊积砂岩层顶部未见褶皱变形区。上部砂页岩互层以褶皱变形为主，在滑塌剖面远端形成一大型平卧褶皱，但是不发育未变形部分。

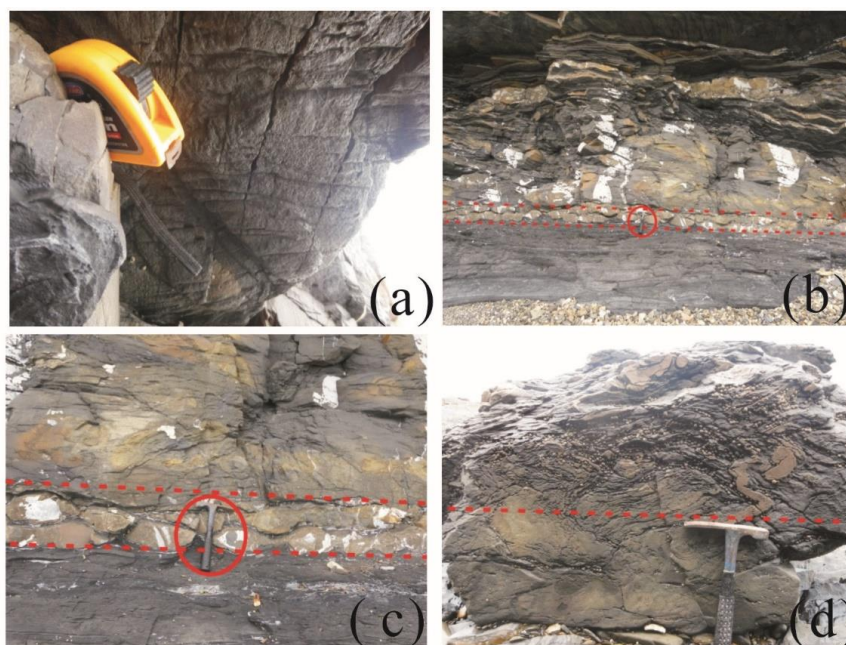


图 4-5. 滑塌体相关滑塌变形构造

(a) 砂质碎屑流砂岩体底部同生线理；(b)、(c) 滑塌体底部大型砂质透镜体；(d) 厚层砂岩顶部褶皱区

根据现象观察及滑塌体划分,可知:(1)第一套滑塌体褶皱变形强度明显大于上述两套滑塌体,出现大量的不连续褶皱、褶皱碎片,还有鞘褶皱及细密折叠层,此外在其砂页岩互层部分可见两期变形(2)第二套滑塌体砂页岩互层变形层位以拉伸同沉积布丁构造为主,其上下两套滑塌体变形层位则以褶皱变形为主;(3)第三套滑塌体底部厚层砂岩为浊流沉积,且砂页岩互层段未变形部分不发育。

未变形砂页岩互层沉积作为滑塌体的上部覆盖层,根据其沉积厚度及内部构造特征推测为原地沉积,滑塌变形砂页岩互层虽然搬运了一段距离,但是应距离物源区不远,而厚层砂岩为异地沉积。滑塌体形成过程如下:异地厚层砂岩发生滑塌在原地砂页岩互层沉积中导致侵位现象,从而引发原地砂页岩互层的滑塌变形,滑塌运动逐渐停止后恢复正常环境,被未变形砂页岩互层沉积所覆盖。第一套滑塌体砂页岩互层段发育两期变形,可能为滑塌体内部发育了次级滑移面所致,野外观察可知其上部变形底部发育一中厚层砂岩,相比其它互层段砂岩层较厚,而且多级滑移面的发育增强了变形强度,从而产生了曲脊褶皱、鞘褶皱及褶皱层;第二套滑塌体中缺乏滑塌变形砂页岩部分可能与底部滑移面形态及侵位程度有关,未能引发大规模的砂页岩沉积变形,由于缺乏变形砂页岩的地形补偿作用,产生了较大的坡度,从而在未变形砂页岩互层段发育了广泛的同生正断层及同沉积布丁构造;第三期滑塌体变形砂页岩上部直接被再一次厚层砂岩所覆盖,表明两期滑塌之间时间较短未能发育未变形砂页岩互层沉积

4.2 灯塔剖面

4.2.1 软沉积变形构造类型

本剖面软沉积变形构造以软褶皱为主,在厚层砂岩和砂页岩互层中具有发育,但是发育尺度变化较大。

根据岩性特征,可分为厚层砂岩及互层两种,其中下部厚层砂岩(邻近砾石覆盖区)中内部含有薄砂页岩互层,且软褶皱明显,进一步可分为下中上三层软褶皱变形(图4-6b、c、d),每层变形有较厚砂岩层及其上部互层组成。三层变形厚度不同,下部变形厚度为10cm,中部变形厚度为37cm,上部变形厚度为18cm。下层和上层软褶皱较小尺度,中层软褶皱尺度较大。下层和上层变形中可见直立及斜歪褶皱,局部褶皱密度较大形成似揉皱构造。中部软褶皱类型包括直立及斜歪,未有似揉皱构造发育,但是核心及翼部发育次级软褶皱。此外,在翼部由于拉伸作用,可见软布丁构造出现。下部变形强度相对弱于中部及上部变

形。中部软褶皱变形外观上来看很像负载构造，砂岩下垂成椭球体，下部互层类似火焰构造侵入上部砂岩中，砂岩椭球体的形态受互层似火焰构造变形所控制。仔细观察，发现椭球体内部也可见褶皱变形，且椭球体厚度（15-40cm）和长度（20-60cm）变形大，其所在砂岩层横向上厚度变化明显，相邻互层似火焰构造中也可见褶皱特征。软褶皱变形轴面多向NW向偏斜。上部厚层砂岩软褶皱尺度最为巨大，形态上呈斜歪至平卧褶皱（图4-6g, h, i）。互层中褶皱变形相对尺度较小，形态为斜歪及平卧褶皱，轴面也为NW向偏斜。

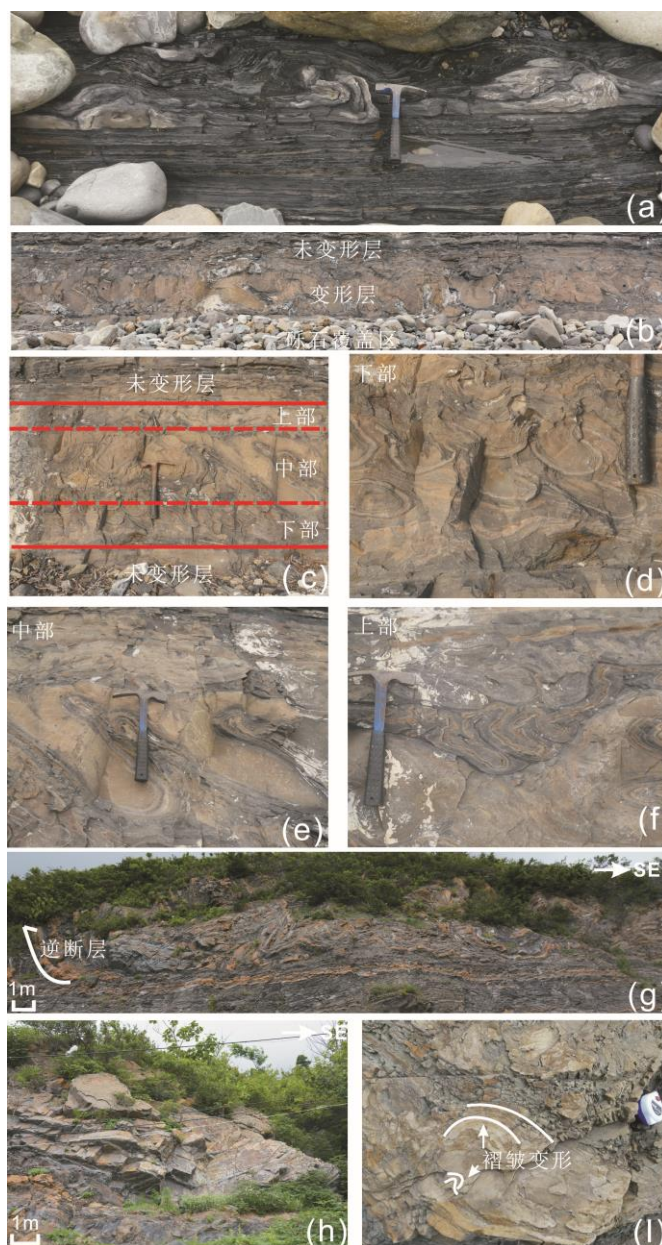


图 4-6 灯塔剖面褶皱变形

(a) 下部褶皱变形，具斜歪和平卧褶皱；(b) 中部褶皱变形（邻近砾石覆盖）；(c) 中部褶皱变形层含上中下三变形层 (d)、(e)、(f)；(g) 上部褶皱变形层，NW 向出现逆冲断层边界；(h)，(i) 上部褶皱变形层 SE 侧褶皱变形不明显，但其内部可见褶皱。

4.2.2 软沉积变形构造空间展布

三种褶皱类型自下而上为：底部互层褶皱，下部厚层砂岩褶皱及上部厚层砂岩褶皱（图4-7）。沿剖面追踪其侧向变化。底部互层褶皱其厚度相对较小，侧向上变化不大，比较稳定，软褶皱类型及变形强度未见明显变化。下部厚层砂岩中见三层软褶皱变形，以中部最为明显，侧向上可见上下软褶皱变形受到中部变形层位的影响，下部软褶皱变形在中部变形核部幅度较大，而在翼部变形幅度变小，甚至不发育，并且侧向下可见下部变形合并到中部变形层位，一起发生褶皱变形。上部层位在中部变形所形成低洼处变形强度较大，高密度呈揉皱形态。此外，沿变形方向，可见褶皱成碎片化。上部厚层砂岩软褶皱沿变形方向褶皱形态逐渐明显，在剖面 SE 端之间发育大套厚层砂岩，但是砂岩内部可见褶皱变形，而在剖面 NW 端可见明显平卧褶皱发育。此外，这套厚层变形底部发育一套良好的互层褶皱变形，可以作为对比层全剖面侧向追索。

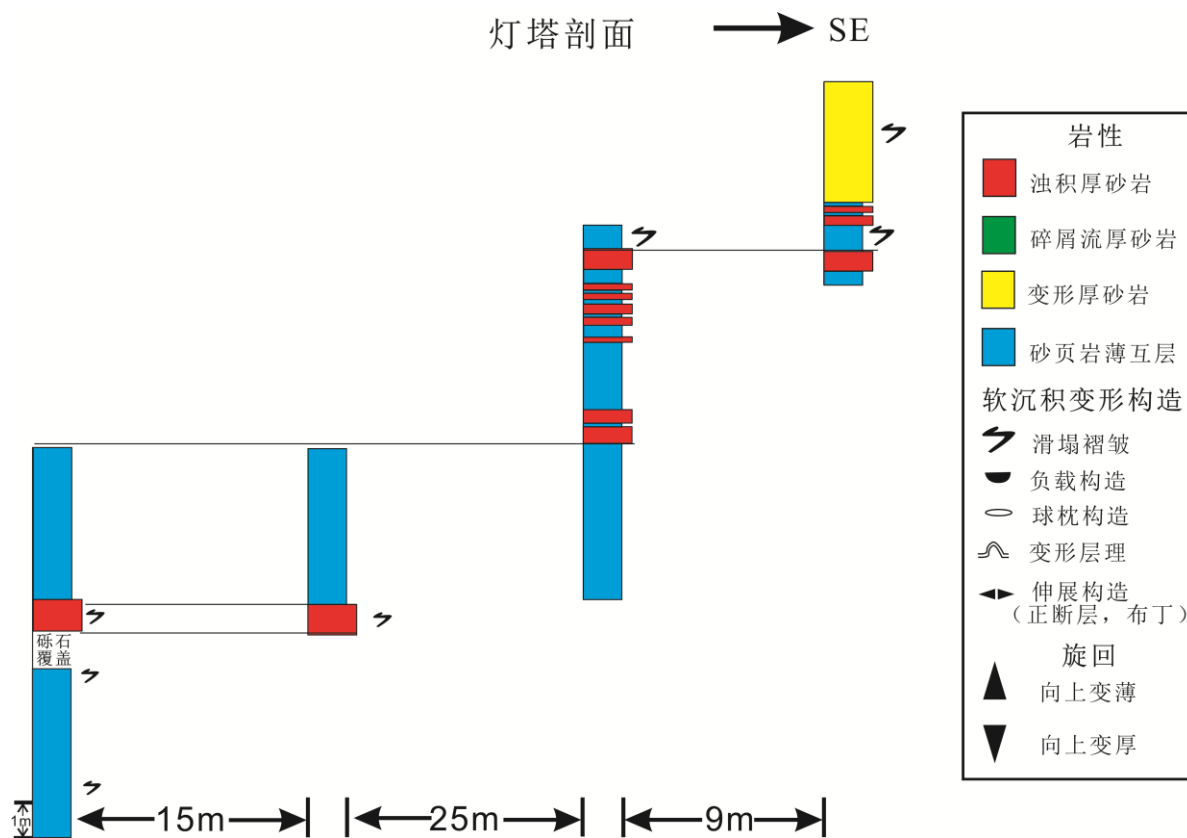


图 4-7 灯塔剖面岩性及变形构造侧向展布

研究认为本剖面中存在两个滑塌体，即邻近覆盖区的下部厚层砂岩以及位于剖面顶部的厚层砂岩。下部厚层砂岩中可见三层变形层位，但是三层变形层位之下还发育一层未变形砂岩，但是其内部可见明显页岩撕裂屑。下部变形层位变形强度相对较弱，低幅直立褶

皱多见。中部和上部变形层位变形强度相对较强，发育斜歪、平卧褶皱及揉皱。滑移面可能位于下部变形层位及中部变形层位之间，而中上两层变形层位一同发生变形。如果三层变形层位一同变形，下部变形层位变形强度应该强于，至少不弱于中上两层变形层位。如果中部变形层位发生之后再出现上部变形层位，则上层变形层位沉积厚度应该受到下覆变形层位形成的微地势影响从而沉积厚度发生变化（在低洼处沉积厚度大，在凸起处沉积厚度小）。但是，上部变形层中砂岩层沉积厚度相对稳定，因此推测中上两变形层位一起发生滑塌变形，而此前下部变形层位已存在但未固结成岩，但是其固结程度相对来讲应大于中部和上部变形层位，因此在中部与上部共同滑塌变形形成的剪切作用下变形并不强烈，多见低幅直立软褶皱。下部变形层位下部的含页岩撕裂屑砂岩中的页岩撕裂屑可能并非下部侵蚀而成，而是原本含有页岩夹层，在上部滑塌压力的作用下，砂岩孔隙水压力增加，从而发生液化和流化作用，将页岩夹层破碎从而形成页岩撕裂屑。

上部厚套变形层底部可见一砂页岩薄互层，其与上覆厚层砂岩接触处发生褶皱变形。这套互层作为滑移面存在将上部大型滑塌体与下面未变形层相分隔。此外，这套变形体沿滑塌方向（SE 至 NW）似乎发生了由滑移向滑塌转变，因为在剖面 SE 端只见大套厚层砂岩，无大型软褶皱发育，而 NW 端大型软褶皱发育明显，但是在 SE 端大套厚层砂岩中发育次级软褶皱，可能形成于大型滑塌体滑动中厚套砂岩之间的相互剪切作用。

4.3 千层崖剖面

4.3.1 软沉积变形构造类型

（1）软褶皱变形 此处软褶皱变形出现在含页岩碎屑厚层砂岩中（图 4-8a），但厚层砂岩可分为两部分，下部砂岩较纯净，呈灰黄色，上部泥质含量明显增多显黑色。软褶皱变形主要出现在两部分砂岩连接处，表现为砂岩斜歪及平卧褶皱（图 4-8b）。

（2）负载构造 可见大型负载构造，主要出现在较纯净黄色砂岩中（图 4-8c、d）。单个负载构造整体呈纺锤状，中间厚，向两端变薄，其高度相对稳定，约半米左右，但是长度变化较大，最长着可达数米。负载构造之间被下覆砂泥薄互层所形成的底辟构造所分割。负载构造形状包括对称与不对称两种。负载构造出现在相邻两套厚层砂岩中，其中下套砂岩厚度相对较大。侧向追踪来看，负载构造并不见全层分布，而是相对集中。

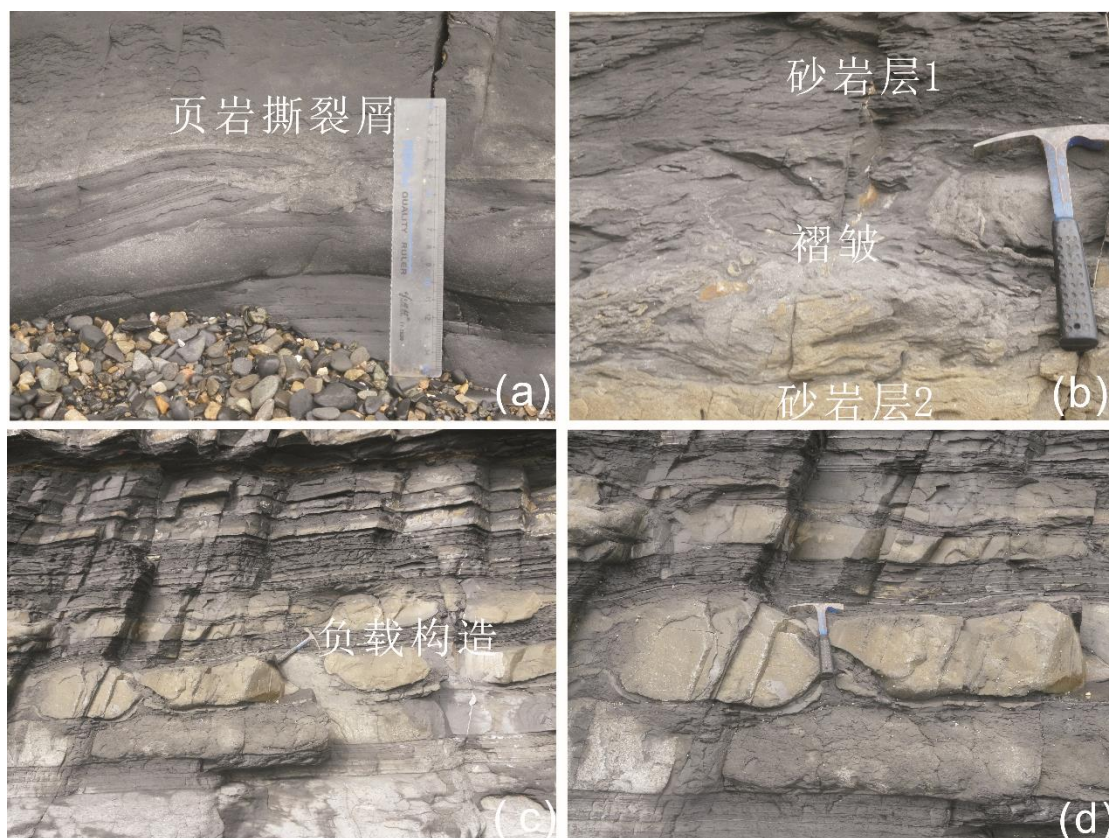


图 4-8 千层崖剖面岩性和软沉积变形构造特征

(a) 黑色砂岩层，含大量页岩撕裂屑；(b) 褶皱变形，位于两砂岩层接触部位，其中砂岩层 1 颜色较深；(c) 两层负载构造；(d) 负载构造，呈不对称状，被火焰状页岩分割

4.3.2 软沉积变形构造空间展布

千层崖剖面总体来看，软沉积变形构造类型和数量均明显减少。此剖面软沉积变形构造没有观察到明显的滑移面和滑移体，缺少如其他两剖面（船厂，千层崖）的大型滑塌构造，取而代之的是较明显的负载构造（图 4-9）。

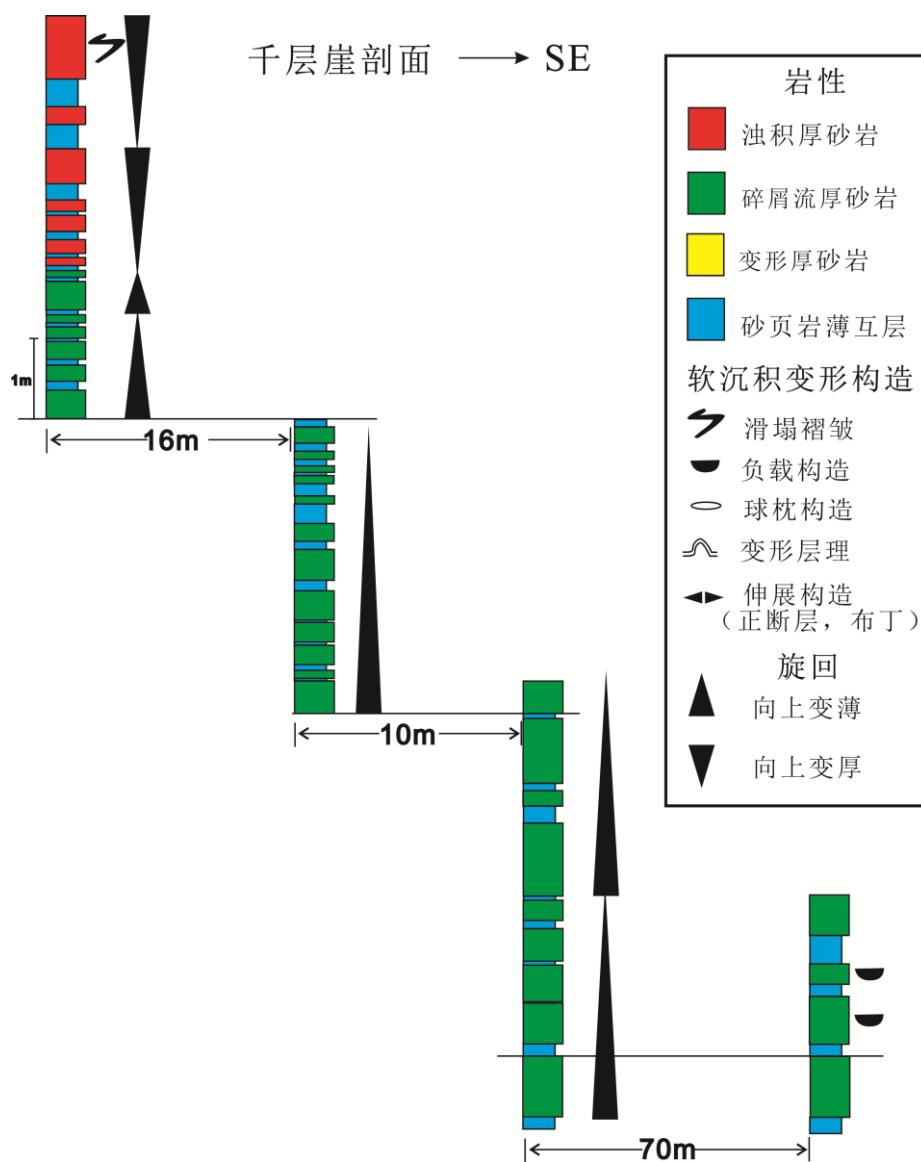


图 4-9 千层崖剖面岩性和变形构造侧向展布

第五章 薄互层事件性沉积未变形段特征研究

前面章节对船厂，千层崖，灯塔三个剖面的厚层事件性沉积和薄互层事件性沉积未变形段特征进行了相关描述。前人工作重点主要是放在了变形段软沉积变形特征上，包括其形态描述，形成机理，变形期次，沉积环境及触发机制等等。但是，针对未变形段相关研究内容及关注较少。未变形段代表的沉积环境意义，时间尺度意义，其与变形段相互关系及其对软沉积变形触发机制的揭示意义值得进一步研究和探讨。如前面所述，薄互层事件性沉积表现为砂页岩互层，主体特征如下：砂岩层中发育粒序层理，页岩水平层理常见；砂岩层偶尔可见页岩撕裂屑；砂岩层底部与页岩层呈突变接触，可见侵蚀面，但是底模构造少见。为了进一步研究的需要，除了普遍的沉积特征外，本课题针对未变形段的浊积序列及其厚度分布作了相关分析探讨。

5.1 未变形段沉积特征

未变形段岩性可见细砂岩，粉砂岩和页岩。细砂岩底部与下伏页岩层突变接触，接触面包括平整和波状起伏两种特征，细砂岩内部可见粒序层理和泥页岩撕裂屑，细砂岩顶部可与页岩成突变接触，也可与粉砂岩渐变接触，然后再到页岩。如图 5-1 所示，在互层中发现了五种沉积序列：（1）下部为粒序砂岩层，上部为水平层理页岩；（2）下部为砂岩层，内部粒序层理发育不明显，中部为无构造粉砂岩段，上部页岩段含变形层理；（3）下部为粒序砂岩段，中部无构造粉砂岩段，上部页岩段包含变形层理段（下）和水平层理段（上）；（4）下部粒序砂岩段，且含有页岩撕裂屑，上部为水平层理页岩段；（5）下部砂岩段表现为粒序层理段和平行层理段，中部为无构造粉砂岩段，上部为水平层理页岩段。此外，野外观察显示页岩中变形层理段和水平层理段可以侧向上相互转换，且在垂向上也可以相互变化，也观察到砂岩层的相互叠加现象，无构造粉砂岩层段一般很薄，可不存在，页岩层段也有不存在的状况。根据所见五种沉积序列，本研究建立了研究区理想的浊积岩序列，其自下而上可分为五个部分：a，粒序层理砂岩段，可见页岩撕裂屑；b，平行层理砂岩段；c，无构造粉砂岩段；d，变形层理页岩段；e，水平层理页岩段。传统的浊积序列也是分为五个部分：a，底部递变层段，主要由砂组成，可含砾石；b，下平行纹层段，常由中细砂组成；c，流水波纹层段，常由粉砂组成；d，上平行纹层段，由泥质粉砂和粉砂质泥组成；e，泥岩段，下部为块状泥岩，上

部为泥页岩段。与传统浊积岩序列相比，本研究区浊积序列在粗粒部分表现出一致性（粒序层理段和平行层理段），但在细粒部分（粉砂岩和泥页岩段）出现较大差异，这种差异性可能与沉积细粒部分的流体性质有关，当然，也可能是野外观察的不确定性，需要镜下等证据进一步佐证。野外观察可见，随着砂岩层厚度的增加，砂岩层内部粒序层理变得更加明显，且上部出现平行层理层，底部接触面侵蚀特征也变得明显，并出现页岩撕裂屑，砂岩层底部火焰构造也变得明显，砂岩层叠置频率增加。但是砂岩层粒度并不随厚度的增加有明显的变化。

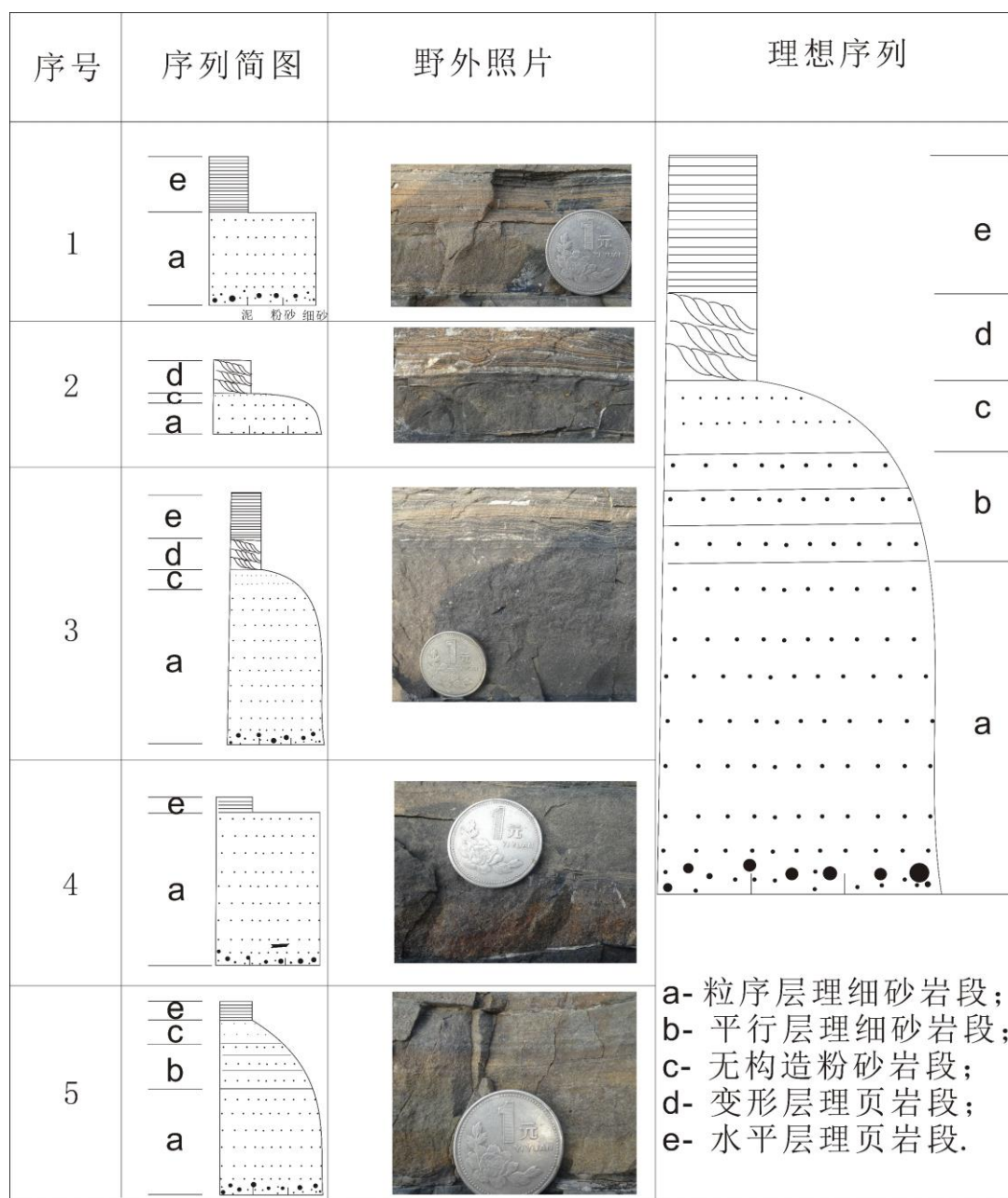


图 5-1 未变形层浊积岩垂向沉积层序

5.2 未变形段软沉积变形构造

此类软沉积变形主要发育在薄砂页岩互层中，范围尺度较小。野外观察类型为火焰构造及布丁构造（图 5-2）。其中火焰构造发育在页岩中，位于粒序砂岩层底部向上侵位，火焰构造对称性好，垂向低幅度（几个厘米），横向上幅度有变化且并不连续分布。布丁构造见于毫米级细砂岩层中，纵向上中间厚，两端呈缩颈化，有的相互隔开，有的仍链接在一切，上下被页岩层包围，侧向上分布尺度，密度并不稳定。此外，值得注意的是部分小型软布丁构造两端对称向上弯曲呈月牙状。

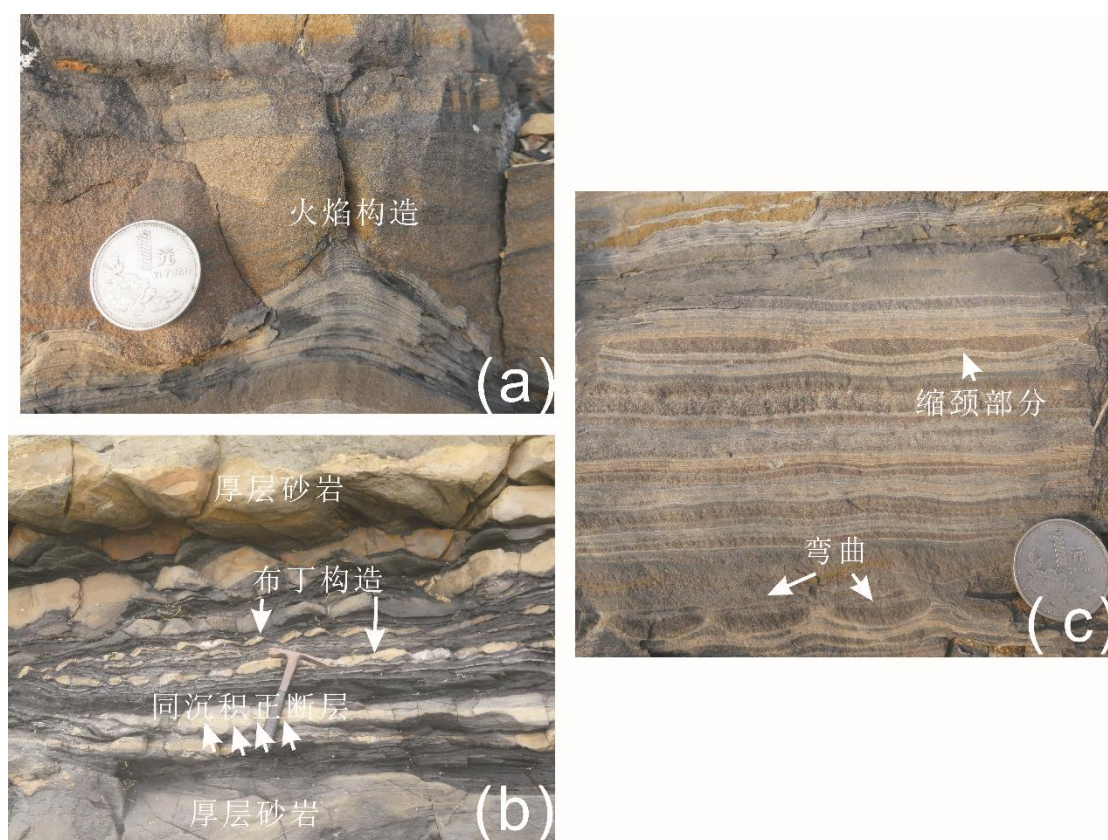


图 5-2 未变形段变形构造

(a) 对称状火焰构造；(b) 同沉积布丁构造和小断层；(c) 对称状布丁构造，可见缩颈构造和布丁弯曲现象

5.3 未变形段厚度分布特征及其时间尺度意义

三个研究剖面中，船厂和灯塔剖面变形段和未变形段出露最好且地形易于测量，而千层崖剖面则因地势陡峭，测量难度过大，因此选取船厂和灯塔两个剖面，对其变形段和未变形段厚度分布进行了测量，其中每一变形段作为单层进行厚度测量，而未变形段

对其内部每一砂岩层和页岩层进行测量（表 5-1）。测量数据表明（图 5-3）：未变形段，单砂层厚度变化范围大，从 0.1 cm 到 95cm，而单页岩层厚度分布范围为 0.1cm 到 10.5cm；变形段厚度变化为 0.13-2m。图 7 表示了所测两个剖面中未变形段砂/页岩厚度和变形段厚度的详细分布情况，图中横坐标代表页岩层累计厚度，纵坐标代表砂岩层累计厚度，斜率代表砂页岩比。

未变形段厚度分布表现出明显的旋回性，每个旋回中，砂岩层厚度向上变厚。变形段根据厚度分布和沉积特征可分为两类（图 5-4）：**SSD-1**，厚度半米级以下，由砂页岩薄互层组成，褶皱类型为直立、斜歪和平卧；**SSD-2**，厚度米级或米级以上，由砂页岩互层组成，含厚层砂岩，褶皱类型为斜歪和平卧。其中，船厂剖面记录了五层变形段，其中两层厚度为半米之下，其余三层达米级以及米以上。灯塔剖面观察到六层变形段，其中三层为米级以下，另外三层为近米级或米以上。两个剖面中，**SSD-1** 和 **SSD-2** 间互出现，**SSD-2** 向上厚度呈明显增加趋势，**SSD-1** 在船厂剖面厚度向上增加，而在灯塔剖面保持相对稳定。

变形段和未变形段旋回性呈现以下关系：米级以下变形段出现在砂岩层厚度变薄中，而米级以上变形层出现在砂岩层厚度变厚中。作图统计(图 5-4)两个剖面未变形段平均每 20cm 页岩段所沉积的砂岩层层数，砂岩层厚度及砂岩层平均厚度。通过作图发现，米级以下变形段出现在砂岩层层数增多，而砂岩层厚度减少的趋势中，而近米级或米以上变形段则出现在砂岩层层数较少，而砂岩层厚度增加的趋势中。砂岩层平均厚度与变形段之间并没有明显的关系和趋势。

此外，未变形段的页岩沉积具有时间尺度意义，可以用来衡量变形段出现的时间间隔。Mawson and Tucker (2009) 在探讨深水浊积岩（未变形）沉积旋回及其频率变化的时候认为页岩中每个纹层沉积需要一年，从而利用页岩沉积厚度作为时间标尺。借用上述研究方法并结合研究区页岩单个层理厚度变化，认为 1cm 的页岩代表 50 年沉积时间，具体测量和计算信息如表 5-1 和 5-2 所示，可知变形段出现的时间间隔(1-11ka) 和对应的未变形段沉积速率 (0.2-0.9m/ka)。未变形段的沉积速率与邻区胶莱盆地同期沉积相对比，在同一数量级，说明是合理的，但是也应指出其沉积速率约为胶莱盆地的 2~3 倍，可能是因为本区为重力流沉积区，因为沉积速率较大，也可能指示了本区构造发育不同于同期胶莱盆地（周瑶琪等, 2015; Wang Jun 等, 2014）。

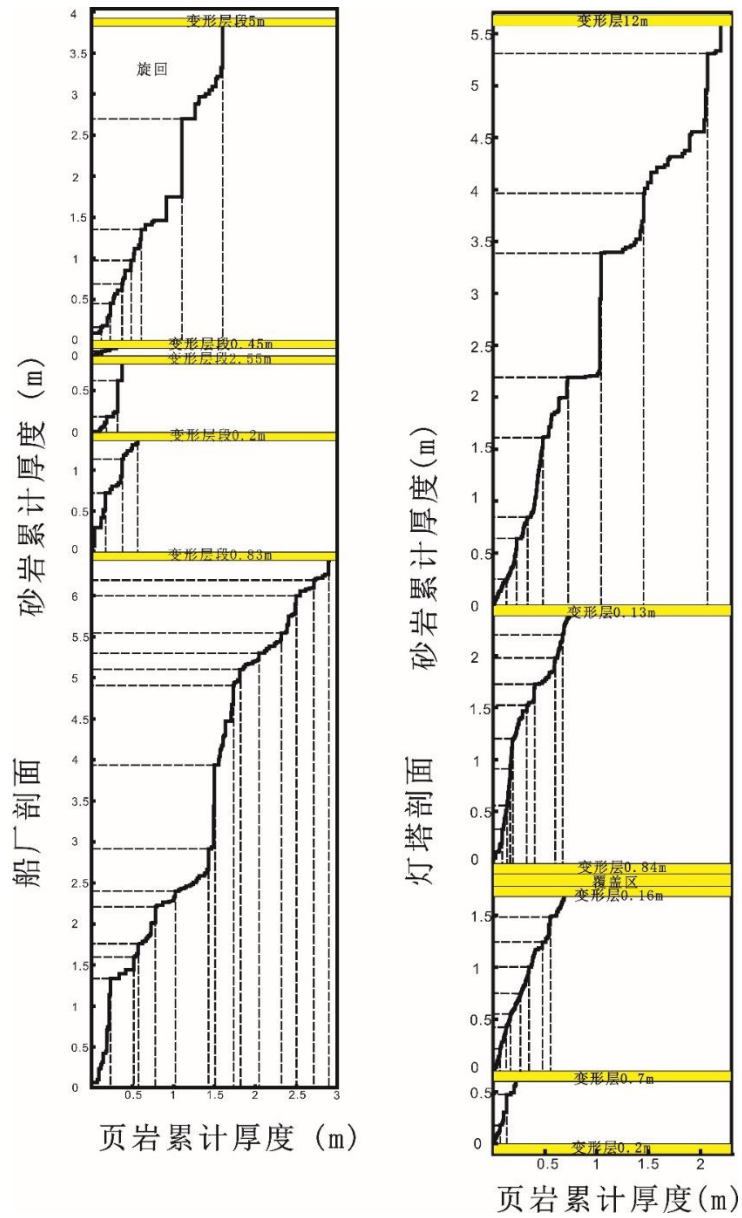
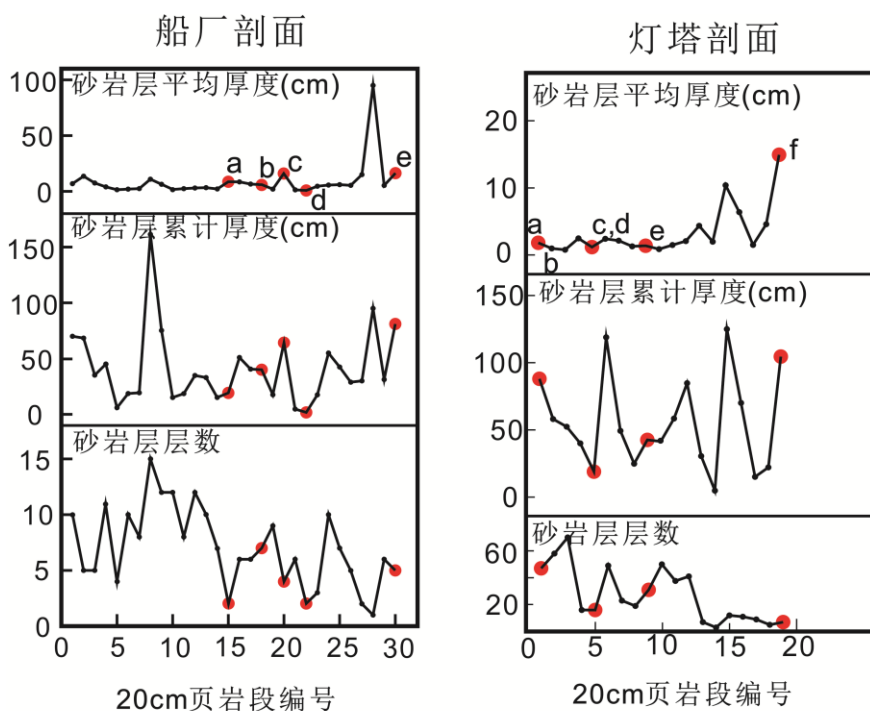


图 5-3 砂岩-页岩厚度统计

其中横坐标代表页岩累计厚度，纵坐标代表砂岩累计厚度。图中实线平行横坐标每一短线代表一页岩层，平行纵坐标每一短线代表一砂岩层。变形段如黄框所示。单个旋回由虚线所表示



剖面	变形层段	厚度(m)	分类
船厂	a	0.83	SSD-2
	b	0.2	SSD-1
	c	2.55	SSD-2
	d	0.45	SSD-1
	e	5	SSD-2
灯塔	a	0.2	SSD-1
	b	0.7	SSD-2
	c	0.16	SSD-1
	d	0.84	SSD-2
	e	0.13	SSD-1
	f	12	SSD-2

图 5-4. 船厂和灯塔剖面 20cm 页岩层段对应砂岩层层数，砂岩层累计厚度，砂岩层平均厚度及变形段变化。两研究剖面每两层变形段中自下而上对 20cm 页岩段进行由小到大编号（1,2,3, ...），并统计每 20cm 页岩段中对应的砂岩层层数，累计厚度，和平均厚度。表中数据为两剖面中变形段数量，厚度及时间间隔，并按照厚度和沉积特征分为两类：SSD-1(厚度半米以下)，SSD-2（厚度近米级或米级以上）。其中灯塔剖面，a,b 和 c,d 之间为覆盖区，无法测量

表 5-1 研究剖面砂岩，页岩层厚度和层数统计

剖面	总统计厚度 (cm)	砂岩层层数	砂岩总厚度 (cm)	页岩层层数	页岩总厚度 (cm)
船厂	2736	214	1251.1	212	581.9
灯塔	1603.8	512	1052.4	511	317.4

表 5-2. 船厂和灯塔剖面变形段时间间隔及未变形段沉积速率

剖面	变 形 段 间 隔	未变形段				对比数据
		总 厚 度 (m)	页 岩 厚 度 (m)	沉 积 间 隔 (ka)	沉 积 速 率 (m/ka)	
船 厂 剖 面	MB-a	9.373	2.949	14.75	0.63	胶莱盆地莱阳期 沉积速率： 0.23-0.37m/ka(李 金良等，2007)； Roker Formation 深水斜坡浊积 岩：0.2-0.6m/ka (Mawson and Tucker, 2009)
	a-b	1.921	0.564	2.82	0.68	
	b-c	1.194	0.374	1.87	0.63	
	c-d	0.412	0.324	1.62	0.25	
	d-e	5.43	1.608	8.04	0.67	
灯 塔 剖 面	a-b	1.1	0.223	1.115	0.98	
	b-c/d	2.399	0.703	3.515	0.68	
	c/d-e	3.104	0.738	3.69	0.84	
	e-f	7.635	2.05	10.25	0.74	

注：表中 MB 为船厂剖面测量底部；ka 为千年；c/d 表示 c, d 之间为覆盖区无法测量

第六章 问题讨论

如前面所述,研究区灵山岛组整体分为厚层事件性沉积、薄互层事件性沉积变形段及未变形段三部分进行了描述。厚层事件性沉积表现为不同类型的厚层砂岩,而薄互层事件性沉积表现为砂页岩薄互层,其中变形段广泛发育了大尺度软沉积变形构造,未变形段除了一些局部小尺度的软沉积变形构造外,原始成层性保存良好。三部分在空间和成因上具有不同的地质意义,却又相互联系,共同展示了深水滑塌体沉积特征。下面将对这三部分的沉积特征和成因机制进行分析,并在前面基础上进一步探讨软沉积变形构造的沉积环境、触发机制及古地理意义。

6.1 厚层事件性沉积

6.1.1 厚层砂岩成因分析

根据三类厚层砂岩的内部沉积特征及空间展布,推断其成因机制如图 6-1 所示。

TSA 砂岩中粒序层理和底模的存在表明为浊流沉积(Mutti, 1977)。较大的沉积厚度表明浊流中负载较大(Kneller and Branney, 1995)。其底部侵蚀面不明显可能是由于以下原因:(1)沉积物粒度较细,缺乏足够的侵蚀能力或颗粒浓度大,从而压制了浊流紊乱度(Lowe and Guy, 2000)。另一个值得注意的特征是粉砂岩沉积部分缺失或厚度可忽略,这种情况可能表明物源处粉砂含量少,沉积流体中缺少粉砂组分或者受到了后续浊流沉积的侵蚀作用。

在 TSB 砂岩中,大量的漂浮状定向排列页岩碎屑表明了杂基支撑和层流特征,顶底突变接触表明整体“冻结”式沉积,这些都是砂质碎屑流的沉积(Shanmugam, 2006, 2013)。此处砂质碎屑流沉积分析如下:当浊流进入到更深水富泥岩沉积环境时,泥岩碎屑受侵蚀作用进入到浊流中,致使浊流紊乱度下降,并最终转化为浊流,同时泥质含量的增高形成杂基支撑机制,从而形成砂质碎屑流(Fonnesu et al., 2016; Pyles and Jennette, 2009),相关证据如下:上覆粒序砂岩沉积;较高的泥质含量;砂泥比小。

TSC 砂岩顶底具剪切变形区,且与褶皱变形段相伴生,揭示其再搬运变形机制(Alsop and Marco, 2013)。此外,砂岩层内部砂质团块也表现出褶皱化。砂质团块含砂质层和页岩层,可能揭示了其前身为砂页岩薄互层。先前的砂页岩互层发生再搬运,并在此过程中发生强烈变形,从而产生 TSC 砂岩。一个直接证据来自于灯塔剖面,此处一个滑塌

褶皱变形段侧向上转化为 TSC 砂岩（图 6-2）。

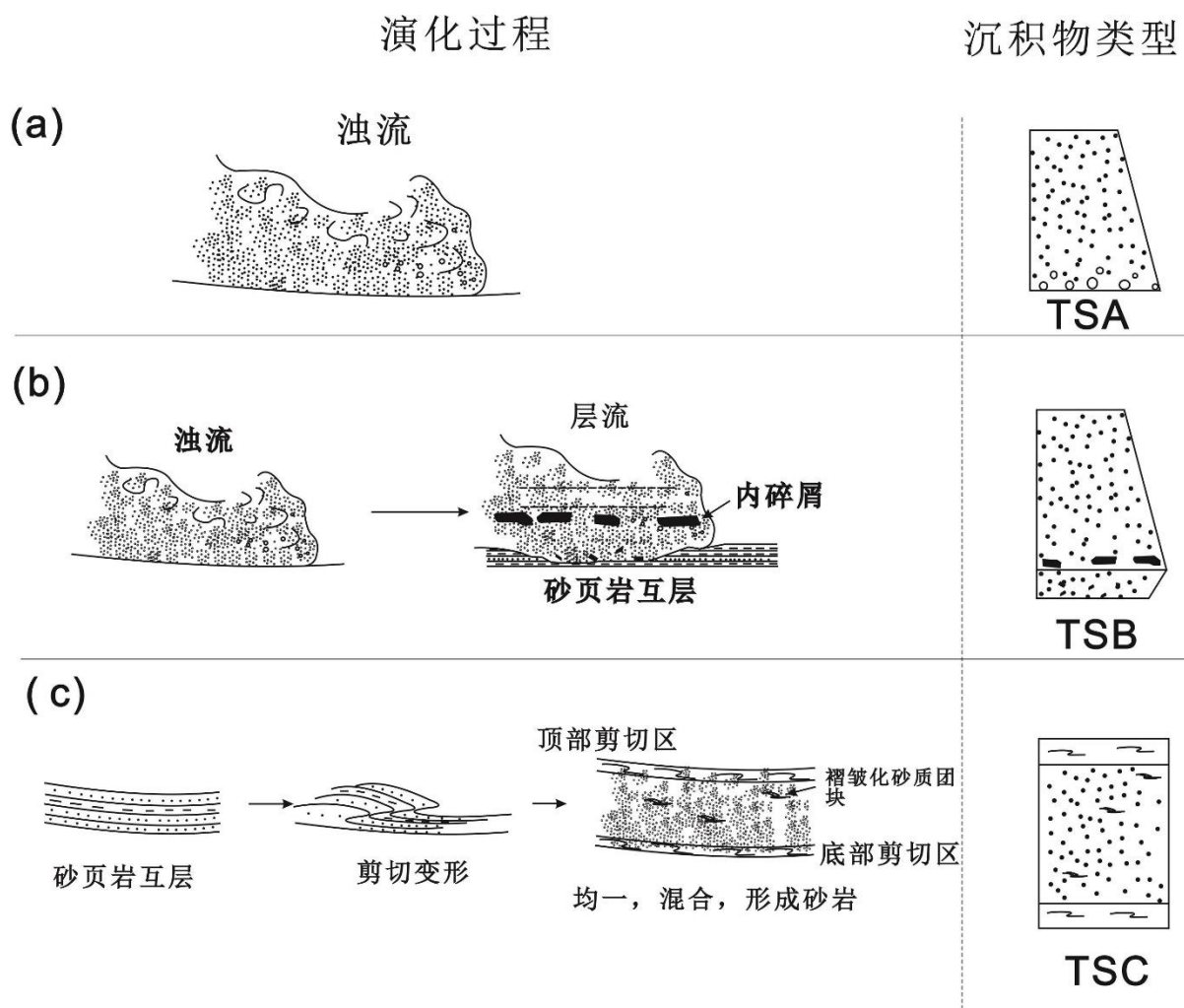


图 6-1 三种类型（TSA, TSB, TSC）厚层砂岩演化模式

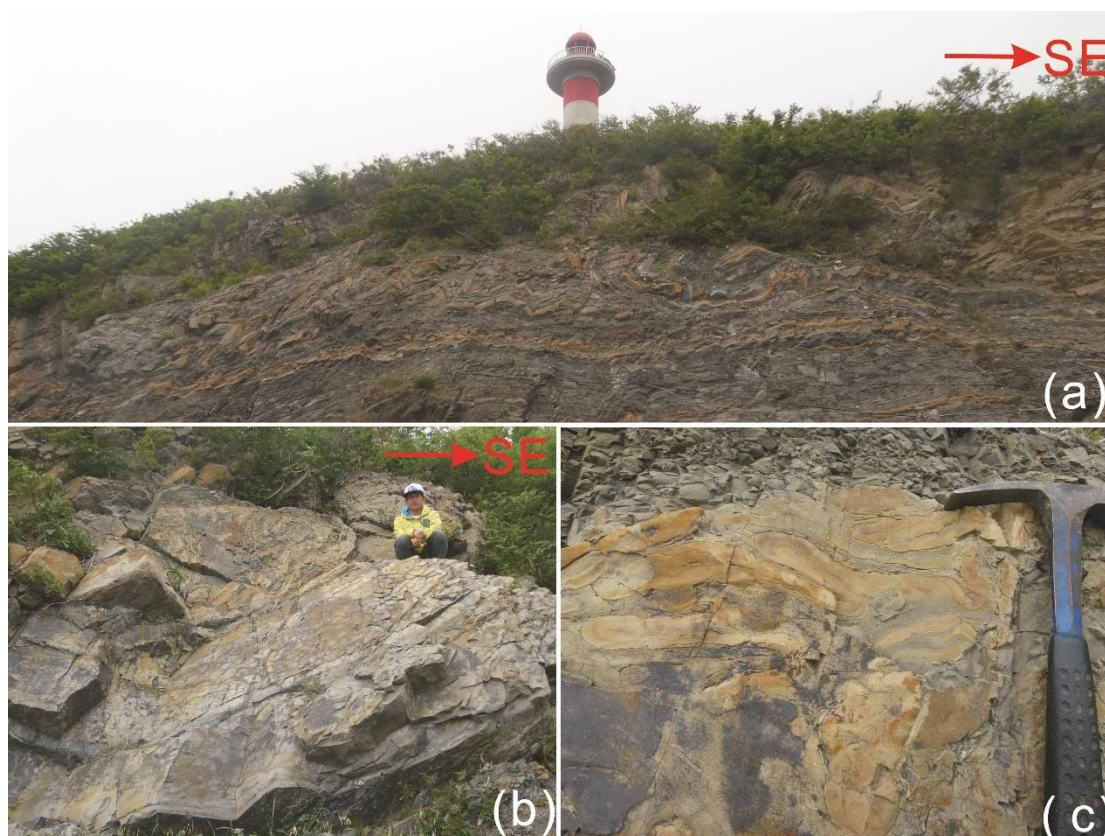


图 6-2 同一层位可见滑塌褶皱变形沉积

(a) 侧向转换为 TSC 厚层砂岩 (b), 并在 TSC 厚层砂岩内部可见褶皱变形 (c)

深水厚层砂岩的出现具有重要的理论意义和经济意义。如前所述，厚层砂岩可形成于浊流沉积或砂质碎屑流沉积。二者均见成层式分布，横向上厚度发生变化。相比之下，砂质碎屑流沉积砂岩层泥质含量较高，且本研究中发现砂质碎屑流砂岩层位于浊积砂岩层之下，且围岩中页岩层有机质含量更高。浊流沉积厚层砂岩含泥量相对较低，但是相对而言离具生烃潜质的泥页岩较远。含泥量的多少会对孔隙度和渗透率产生影响。此外，砂岩碎屑流沉积的定向构造及浊积岩中的粒序层理可能会产生非均质性。这些性质的变化均会对厚层砂岩的储层意义产生影响。进一步加强深水厚层砂岩沉积特征及展布的研究，对于深水油气勘探和开发具有重大意义。

6.1.2 页岩撕裂屑

页岩撕裂屑在三个剖面（船厂，灯塔，千层崖）均有出现，含量也是自船厂，灯塔，向千层崖依次升高。页岩撕裂屑自身具有分选、磨圆差的普遍特征，在分布上可见于砂岩层下中上各个位置。关于页岩撕裂屑的成因值得讨论，其分选、磨圆差的特征指示了

其为近源沉积。但是其空间位置分布的复杂性需要进一步进行解释。在页岩撕裂屑最为丰富的千层崖剖面，页岩撕裂屑伴随着厚层砂岩沉积，似乎表明着其与沉积量之间的关系。前人研究认为，部分页岩撕裂屑属于地震成因，页岩撕裂屑可能原先为厚层砂岩层之间的薄层，在地震活动期间，地震活动导致砂岩层中孔隙水压力增大，从而发生液化和流化，将相邻页岩薄层撕碎形成撕裂屑。但是观察所见，页岩撕裂屑多平行于沉积层面分布，并可见波状弯曲现象及反粒序，表明还是与流体活动有关沉积为主。页岩撕裂屑所在厚层砂岩层的底部普遍见页岩层分布。流体机制的不同会导致页岩撕裂屑出现在沉积层的不同部位，如具经典鲍马序列的低密度浊流中，页岩撕裂屑分布于沉积层底部，且随着搬运距离的增加，页岩撕裂屑会被打碎成较细颗粒，而砂质碎屑流中页岩撕裂屑就可以出现在沉积层位的中上部，并且由于整体冻结式搬运（类似冰川搬运）页岩撕裂屑可以以大尺度搬运至很远的距离。在流体搬运过程中，砂质碎屑流可以向低密度浊流转变，而低密度浊流也可以向砂质碎屑流转变，这就可以导致页岩撕裂屑在同一层位上表现出不同的分布位置，不同的分选和密度。而在灯塔剖面的观察过程中也证实了这一点。因此，研究认为剖面中页岩撕裂屑为流体活动形成，但不排除少数为地震成因的可能性。

6.2 薄互层事件性沉积变形段

变形段以明显的软沉积变形构造为特征，可以用来指示滑塌方向和推断古地势变化。为了避免章节重复，将未变形段的小尺度软沉积变形构造（同沉积小断层和软布丁构造）放在此处一起进行讨论。

6.2.1 变形构造机理

形成机理上可大致分为侧向剪切变形构造和垂向重力变形构造，但是垂向重力和侧向剪切力在每种变形构造中都发生了各自的作用，很难说每种变形构造纯粹地由侧向剪切力和垂向重力作用形成。此外，软沉积变形在尺度上也有较大差异，在变形段及未变形段中均有分布。

（1）软褶皱变形

此变形构造见于厚层砂岩，及砂页岩互层。在侧向剪切力的作用下，不同岩性，同等岩性不同厚度之间均可发生相对运动，从而形成褶皱。随着剪切活动的发展，褶皱形

态由直立褶皱向斜歪褶皱发展，最后形成平卧褶皱或鞘褶皱，如果剪切作用过强，褶皱可发生破碎化，形成碎片。地形，岩性，厚度，韧性，以及不同岩性空间组合关系均会影响软褶皱的发展演化过程。

(2) 负载构造

负载构造的形成一般需要以下条件：未固结成岩；岩性倒置(粗粒沉积在上，细粒沉积在下)；粗粒沉积发生液化和流化。在重力的作用下，粗粒沉积下沉至下部细粒沉积中形成负载构造，同时，细粒沉积在压力的作用下向上侵入形成火焰构造。研究剖面观察可见两类负载构造，一类负载构造及火焰构造发生在变形层中，具大尺度，多呈不对称状，表明了侧向剪切力的存在 (Moretti et al., 2001)。利用负载构造的不对称性可以用来判别沉积滑塌的方向；一类负载构造发生在未变形层中，尺度小，呈对称状，侧向剪切作用微弱。

(3) 同沉积小断层

上述两种变形构造为塑性变形，而小断层为脆性变形。脆性变形的出现与剪切作用强度及作用物体状态有关。如果剪切作用过强，就可以出现脆性变形，此外，如何岩性相对固结强度大，也可以出现脆性变形。

(4) 软布丁构造

软布丁构造形成于垂向重力作用中。未固结的情况下，在重力的作用下，较软弱层（页岩层）发生拉伸作用，带动夹在其中的相对强硬层（砂岩层）拉伸，使其首先细颈化，进一步可将砂岩层拉断。软布丁构造所在的砂岩层一般厚度不大，周围被页岩层所包围。剖面中观察可见，侧向剪切力也可发生侧向拉伸作用，形成软布丁构造。垂向重力和侧向剪切力所形成的软布丁构造在形态上有所不同。重力作用所形成的软布丁构造，形态对称，而侧向剪切力所形成的软布丁构造，形态多不对称。

6.2.2 变形结构的指向意义和地势意义

变形结构中软褶皱的轴面倾向，小断层的倾向，负载构造的不对称形态等具有指向意义，通过这些相关指向特征可以研究古沉积地形及变形体的运移方向，并可以与原始沉积构造相印证，从而对古沉积环境具有重要的指示意义 (Alsop and Marco, 2013)。本文中指向特征研究表明当时的地势为 NW 高，SE 低，但是如今剖面中沉积地层多表现为 SE 高，NW 低，表明后期构造运动使得地层倾向发生了反转。此外，研究认为，变形构造的侧向变化及垂向变化可能与局部地形（坡度等）有关。其中，船厂剖面由同沉

积布丁构造向同沉积小断层转化可能就反映了这种局部微地势的变化。此外，在灯塔剖面，形式多样的互层类火焰构造（实为褶皱变形）认为也是由局部的微地势变化从而引发剪切力的不同而形成的。观察可见，这类褶皱变形基本可分为三类：斜歪褶皱，直立褶皱，和复合褶皱。其中复合褶皱可以包括两个斜歪褶皱，或一个斜歪一个直立褶皱。而斜歪褶皱轴面的倾向多与滑塌变形方向相符，但是也有部分与滑塌变形相反。总体来看，沿滑塌变形方向，轴面倾向斜歪程度变小，可能反映了沿变形方向地形坡度逐渐减小，地势放缓，从而重力沿斜坡提供的剪切力相应减小，不能形成较大轴面倾斜度的斜歪褶皱。研究区变形特征指示运移方向如下：船厂剖面，SE 至 NW；灯塔剖面，SE 至 NW；千层崖剖面，SE 至 NW；但是背来石报道主要运移方向为 SW 至 NE。整体运移方向可知从南向北，局部方向的变化可能受到地势控制 (Jablonska et al., 2016)。结合沉积环境总的来看，软沉积变形构造发育在深水斜坡之上，并受控于坡度的变化，不同的变形机制及变形组合发育在斜坡的不同位置，详见沉积环境分析。

6.2.3 变形期次

前人对软沉积变形的变形期次进行了研究，并将之分为三个阶段：滑塌前，滑塌中和滑塌后，其中滑塌中的软沉积变形具有指向意义，可以用来判断变形体的搬运方向。确实，不同的软沉积变形对应不同的沉积状态。有的软沉积变形为流体沉积所致，而有的软沉积变形为重力滑塌所致，前期形成的软变形构造在后期变形活动中可能被改造，这无疑增加了变形期次分析的复杂性。互层中发现的软沉积变形（火焰构造，软布丁构造）应是原始沉积的产物，而变形体中也保留了原始沉积所形成的软沉积变形，如底模构造。变形过程中主要形成了软褶皱构造，也包括火焰构造，负载构造等。变形后也可以形成一些变形构造，但是需要仔细的分析判别其成因机制，这也是沉积变形中最困难的部分，变形后的再次形成的变形构造可能很难为大尺度的，但是小尺度的变形构造又很难判别其为变形中形成的还是变形后形成的。

6.3 薄互层事件性沉积未变形段

从沉积特征来看，未变形段为典型的浊流沉积产物。与厚层浊积砂岩相似，浊积砂岩与上覆页岩之间粉砂岩部分缺失或厚度极薄。这些浊积砂岩层厚度极薄（仅有几厘米），本身侵蚀能力较弱，颗粒携带能力也弱，因此推断其物源处可能分选较好，粉砂

质组分少。另外一个问题则是关于沉积环境：这些未变形互层段可能能浊流沉积远端，或浊积河道上部，或浊积河道两侧。根据未变形段分布的广泛性，稳定性和缺乏厚层砂岩相伴生，推断其为浊流沉积远端产物，但是这个远端所指的搬运距离到底多远，难以确定。

各个剖面中未变形段厚度统计中，均可见到向上砂岩层变厚的旋回。此外，在千层崖剖面，可见到浊积岩向上变厚的旋回和砂质碎屑流向上变细的旋回共存（图 6-3）。这两类旋回中浊积岩旋回在各个研究剖面中均有分布，而碎屑流旋回仅见于千层崖剖面。但是这两类旋回侧向上均稳定分布，延长可达数公里。浊积岩向上变粗的旋回可能代表了进积式朵叶体沉积，而碎屑流沉积向上变细的旋回可能代表了沟道化特征。值得讨论的是，这两类垂向上重复规则出现的旋回为自旋回还是异旋回。浊积岩旋回的分布特征明显倾向于异旋回（规则出现，分布范围广，侧向变化小），但是碎屑流旋回属于哪类旋回还难以准确判断因为只见于千层崖剖面稳定分布。假如两类旋回都属于异旋回，相关控制因素需要进一步探讨（构造，海平面变化，还是气候）(Blaine et al., 2011; Hill et al., 2012)。另外一个方面是关于碎屑流旋回向浊积岩旋回的垂向转换。实验和野外观察表明，不同重力流类型之间可以相互转换。浊流可以通过泥质含量的增加转化为碎屑流，而碎屑流也可以通过水体稀释作用向浊流转化 (Pyles and Jennette, 2009)。野外观察可见，碎屑流砂岩层相对浊积砂岩层颜色较黑，且含有大量黑色页岩撕裂屑。此外，碎屑流砂岩层间页岩比例较高。据以上证据，推断浊积岩相对沉积于较浅水，而碎屑流沉积为较深水。浊流沉积向深水处运动，侵蚀深水页岩沉积，一方面导致流体内部泥质含量增高，转化为碎屑流，一方面在较深水低地势处形成沟道，沉积砂岩层向上变薄的旋回。碎屑流砂岩层含有大量页岩撕裂屑，且碎屑流砂岩层与浊积砂岩层粒度无明显变化，也可以证实侵蚀作用的发生和二者流体间的转化。近年来，国外学者大量研究也证实了这一点，并将其命名为共生碎屑流-浊流层 (Co-genetic debrite-turbidite beds) 或混合流 (slurry flow) (Lowe and Guy, 2000; Talling et al., 2004)。

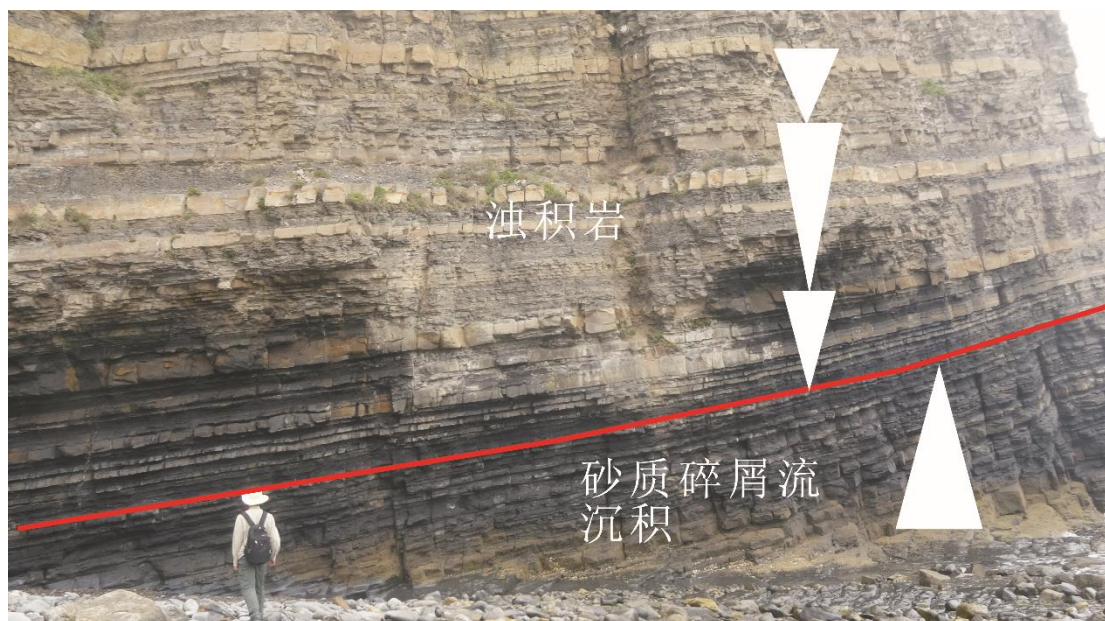


图 6-3 千层崖剖面：砂质碎屑流旋回（下部）和浊积岩旋回（上部）

6.4 剖面间的对比

关于三个研究剖面的空间相对位置，前人有争议，周瑶琪（2015）等认为自下而上为灯塔剖面，千层崖剖面和船厂剖面，而邵珠福等（2014）认为自下而上为千层崖剖面，灯塔剖面和船厂剖面。野外踏勘认同邵珠福等的观点（图 6-4），但是需要明确是，三个剖面不是简单的空间上下关系，有相当一部分是相互重叠的，只是某一部分相对代表水深较深或较浅。在千层崖剖面可以观察到白色流纹岩，其可以作为标志层，船厂剖面重力流沉积顶部直接与白色流纹岩接触，而千层崖剖面岩性两分，其上部岩性与船厂、灯塔剖面一致，而灯塔剖面不与白色流纹岩直接接触。三个剖面的岩性单元都有厚层砂岩和砂页岩互层组成，野外观察可见，灯塔剖面和船厂剖面以砂页岩互层为主，而千层崖剖面以厚层砂岩为主，此外千层崖剖面互层中页岩比例明显提高。厚层砂岩方面，船厂和灯塔剖面厚层砂岩均为浊流沉积产物，粒序层理常见，从下往上，泥质含量增加，底部突变而顶部渐变，但是千层崖方面，厚层砂岩下部为砂质碎屑流产物，常见页岩撕裂屑与层面平行分布，底部发育剪切变形区，顶底突变，而上部为浊流沉积所致，见粒序层理。变形强度和变形类型方面也发生变化，船厂剖面和灯塔剖面可见大型滑塌褶皱，但是在千层崖剖面不见，而千层崖剖面发育大型负载构造和大量页岩撕裂屑，这两大特征在其他两个剖面中不发育。船厂和灯塔剖面砂岩层表现反旋回，每个旋回中自下而上砂岩层厚度变大，而千层崖剖面砂质碎屑流砂岩层表现正旋回，每个旋回中自下而上砂

层厚度变小，上部浊积砂岩层中表现反旋回，与船厂剖面 and 千层崖剖面相同。

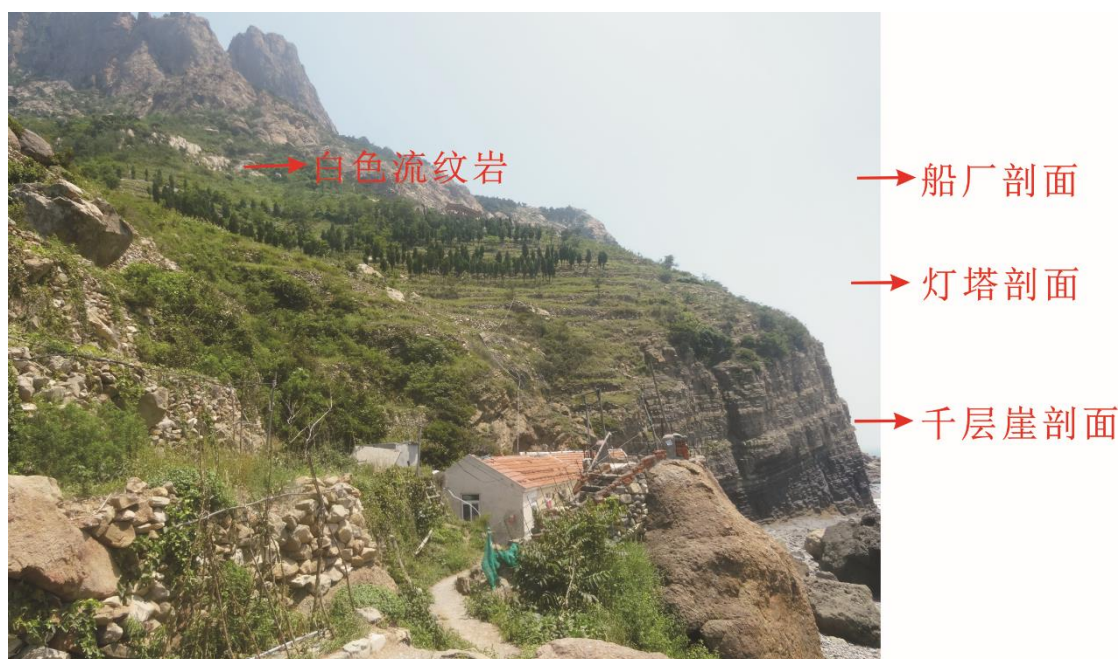


图 6-4 研究剖面相对空间位置，自下而上为：千层崖剖面，灯塔剖面，船厂剖面

6.5 沉积环境

关于沉积环境的讨论是本研究区一直以来的一个焦点和讨论点。前人针对本研究区的沉积环境解释主要有两种：湖相和海相。钟建华（2012）根据软沉积构造滑塌良好的连续性的大量保存完好的植物碎屑和镜煤条带推断这套沉积物为近源滑塌所致，并说明沟模在浅水中也可以形成，从而推断为湖相浅水三角洲沉积，并随后在背来石剖面相关沉积中报道了风暴岩沉积来佐证湖相浅水观点（钟建华等，2016）；吕洪波等（2011），吕洪波（2013）认为灵山岛组为深海复理石沉积，并指出：滑塌构造连续性好并不能作为浅水的证据；滑塌构造规模巨大，内部岩性特征不同，是深水远距离搬运的沉积产物；大量保存完好的植物碎屑携裹在滑塌体中，已经发生了异地搬运，不能指示近源沉积。据上所知，一个讨论的焦点在于滑塌沉积的搬运距离（远源还是近源）。下面结合滑塌变形段和未变形段并根据沉积组分、沉积构造、沉积组合及层厚特征对此进行相关讨论。

沉积组成方面，虽然滑塌变形沉积虽然在某些剖面中（船厂剖面，灯塔剖面）占据很大比重，但是未变形段的砂页岩薄互层为背景沉积。且变形段的岩性组成也以砂页岩薄互层为主，其沉积组分与未变形段十分相似。二者组分的相似性似乎指示滑塌构造搬运距离并不是很远，如果搬运距离很远的话，其沉积组分应与背景沉积部分产生差异。

因此推断,变形段与未变形段沉积于相同环境或相近环境中。至于大量保存完好的植物碎屑,其可能为悬浮沉积所致,深水浊流沉积不利于其完整性保存。植物碎屑再次搬运时,应该已经发生岩化,呈固态搬运而非流体搬运。但是一个问题是,这个相同或相似的沉积环境其空间延伸范围有多大。野外观察可见整个灵山岛处处可见砂页岩薄互层沉积,从岛的南端到北端延伸范围超过 6 km。因此滑塌沉积在这种环境中可以搬运很远的距离。

沉积构造方面,组成滑塌变形段和未变形段的砂页岩薄互层中,砂岩层中可见粒序层理及底模构造,但是很多砂岩层中粒序层理及底模构造并不明显,即使在那些显示粒序层理及底模构造的砂岩层中,这些构造所在的沉积厚度很小,一般小于 1cm。沉积构造的或有或无,及所在较小的沉积厚度可能代表了重力流末端沉积状态,此时重力流由于前期卸载作用,沉积负荷及流体能量大大下降,导致类似研究区所在沉积。

沉积组合方面,未变形互层段显示出明显的旋回性,单个旋回特征为自下向上砂岩层变厚,这种旋回特征与浊流末端朵叶体沉积特征相似,而缺乏浊流近端沉积的河道化特征并缺乏相对粗粒的沉积。此外,剖面底部砂页岩薄互层中砂页岩单层厚度为毫米-厘米级,很难区分成层性,符合深水沉积的特征。

沉积层厚方面,组成滑塌变形段及未变形段的砂页岩薄互层中,砂岩层厚度普遍较薄,仅有几个厘米。但是砂岩层侧向分布稳定,延伸范围广。值得注意的是,如岩性单元中介绍,一些厚层砂岩的出现,分析认为这些厚层砂岩的成因不同,其中浊流沉积厚层砂岩与薄互层砂岩同根同源,其较大的沉积厚度可能代表了规模较大的浊流活动。

综上所述,认为砂页岩薄互层为浊流末端沉积产物,其中滑塌变形段也在这个环境里开始并沉积。这个沉积环境似乎覆盖了整个灵山岛地区。一些较大强度的浊流活动沉积了厚层浊积砂岩(厚层砂岩还有其它沉积,见前文)。滑塌变形沉积指示了斜坡的存在。但是在湖相还是海相均可以产生如此产物,需要来自地球化学及古生物的证据进一步研究及揭示本区的沉积环境。但是不论是湖相沉积还是海相沉积,大家比较认同的一点是这套变形层及重力流沉积地层属于深水斜坡沉积的产物(应该位于正常风暴浪基面之下)。针对本区具体的沉积模式,前人也进行了相关研究,吕洪波等(2011),董晓朋等(2014)认为本区为残余洋盆斜坡滑塌沉积,而邵珠福等(2014)认为本区为三角洲前缘滑塌沉积。如前所述,在相对位置为下中上的三个沉积剖面(千层崖剖面,灯塔剖面,和船厂剖面)中,厚层砂岩及砂页岩互层所占比例出现变化,其中千层崖剖面中互层部分呈现较高泥页岩含量,可能代表了相对较大的水深,而其它两个剖面所处水

深相对较浅。厚层砂岩沉积类型的转化也可能与不同水深环境相关。此外,软沉积构造的不对称性指示了古斜坡的存在。根据软沉积变形构造样式,船厂可见滑移面,滑塌褶皱,不对称球枕构造,灯塔剖面以滑塌褶皱为主,而千层崖剖面以负载构造为主。此外,据董晓朋等(2014)报道,背来石剖面发现滑塌断崖及砾石沉积,本研究可见大型滑积岩块(图6-5)。结合前人研究成果,可以推断为斜坡滑塌沉积,且斜坡上部以拉伸构造为主,多见滑移面,同沉积断层(滑塌断崖),下部以挤压构造为主,多见滑塌褶皱(图6-6)。因此可以推断:背来石剖面位于斜坡上部;船厂兼具滑移面和滑塌褶皱,可能位于斜坡上、下部过渡区域;灯塔以滑塌褶皱为主,可能位于斜坡下部;千层崖滑塌变形较少,推断位于斜坡底部或深水盆地(图6-7)。综上所述认为,本区为深水斜坡沉积,且斜坡坡度较低,这样才可以其上聚集大量沉积物质。可见,研究区剖面构成了一个完整的斜坡沉积体系,盆地演化导致的进积作用可能导致了剖面现在与古沉积位置的差异(董晓朋等,2014)。另外根据未变形段互层良好的成层性和延展性,发育的页岩层理及大量沉积物聚集,认为该斜坡坡度较低。由于未变形段互层沉积呈良好的旋回性(向上砂岩层变厚),极其类似海底扇外扇及末端朵叶体沉积,且全岛均见分布(南北长约6km)。为了进一步量化斜坡角度,借用全球海底扇沉积长度及斜坡角度数据,推断灵山岛组沉积斜坡角度介于 $0.52-0.78^{\circ}$ (图6-8)。另外一个重要的问题是重力流沉积模式,即砂质碎屑流和浊流沉积具体的沉积模式,前人研究认为,浊流沉积可分为河道式和非河道式两类,而砂质碎屑流沉积以非河道化沉积为主。综合研究认为本区重力流、滑塌沉积共生,缺乏河道化侵蚀及沉积特征,且主体沉积为层状浊积流远端沉积产物,从而判断重力流沉积为非河道式沉积,而是与变形沉积一起组成斜坡滑塌沉积体系。

关于沉积物源,虽有量的变化,但是颗粒大小变化不大,且浊积岩层中粉砂岩层含量较少,似乎表明了物源供应区沉积物分选较好,主要以细砂岩为主,并受到长期水流的淘选作用,前人研究认为,三角洲前缘可能为沉积供源区,也可能为滨岸砂体。综合前面研究成果,可知本区沉积环境最有可能为以三角洲前缘或滨岸砂体供源的深水沉积区。其中供源量多少的变化可能与三角洲前缘和滨岸砂体的进积与退积有关。当水平面上升时,砂质沉积物被阻挡在浅水区,无法继续向深水区搬运,导致深水区厚层砂岩沉积较少;反之,当水平面下降时,大量砂质沉积物可以向较深水处搬运,从而可以使得深水区沉积较多厚层砂岩。如果海平面变化不大,气候发生变化,也会到时供应量的相应变化,例如在气候湿润区,风化作用增强,降雨量增减,可以提供更多物源,而气候相对干旱区,风化作用减弱,降雨量减少,导致物源供给减少,也可以影响深水沉积物

的相应变化。

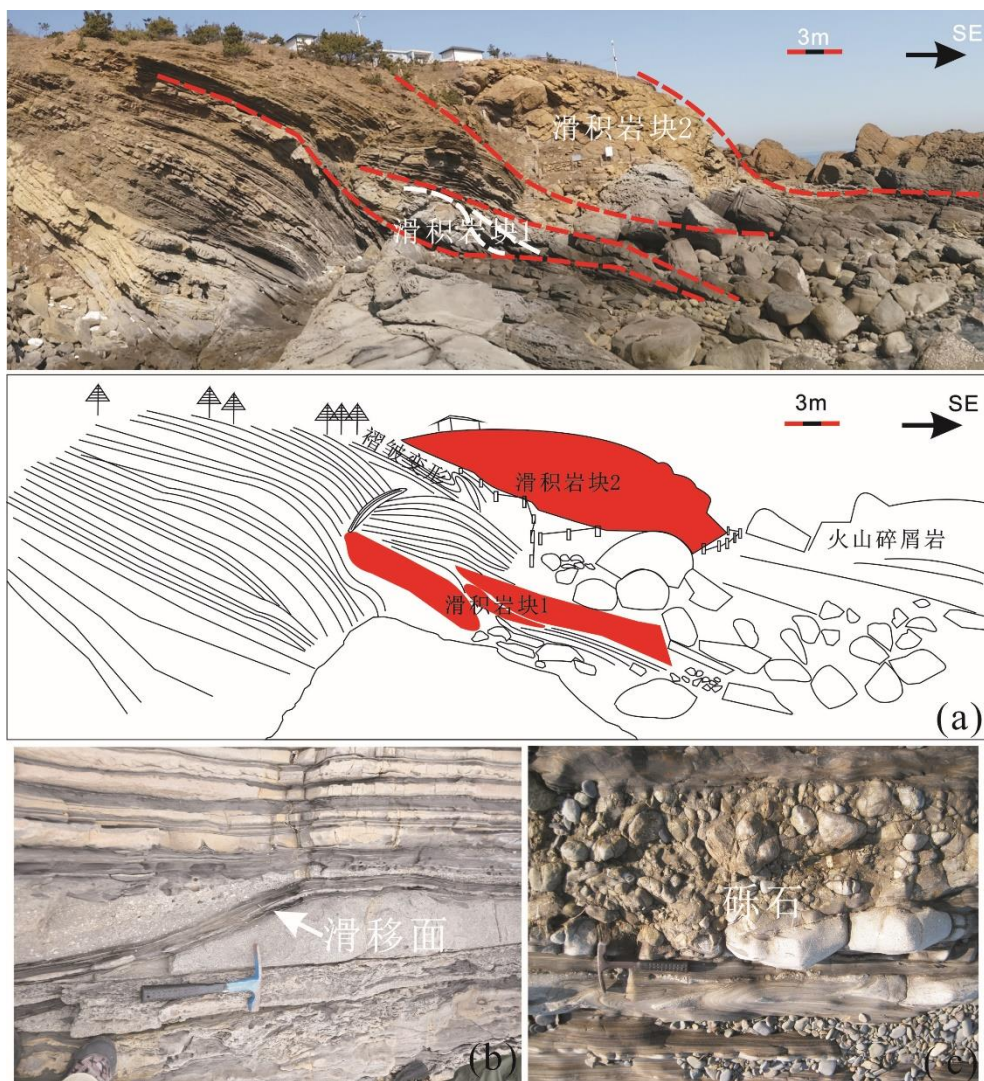


图 6-5 背来石剖面大型滑积岩 (a)，滑移面(b)和砾石沉积(c)

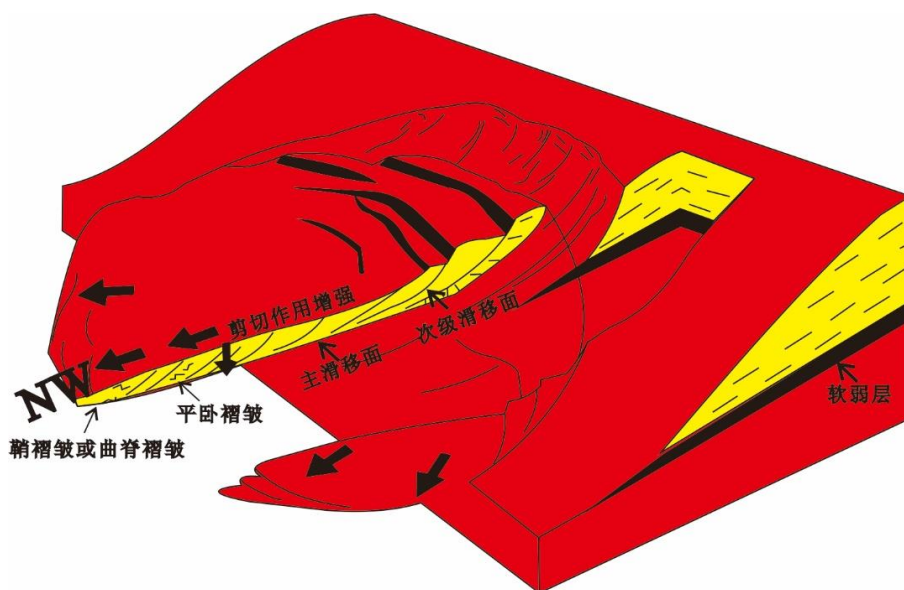


图 6-6 滑塌体内部综合特征示意图

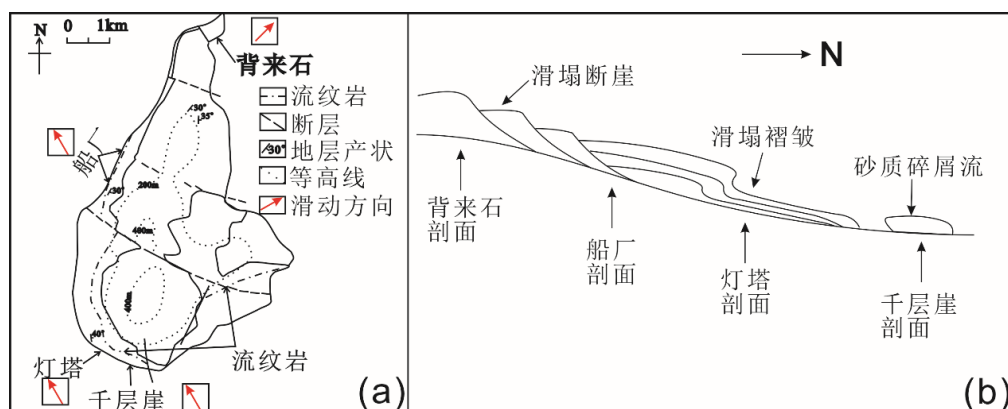


图 6-7 各研究剖面滑塌运移方向统计 (a) 和沉积模式图 (b)

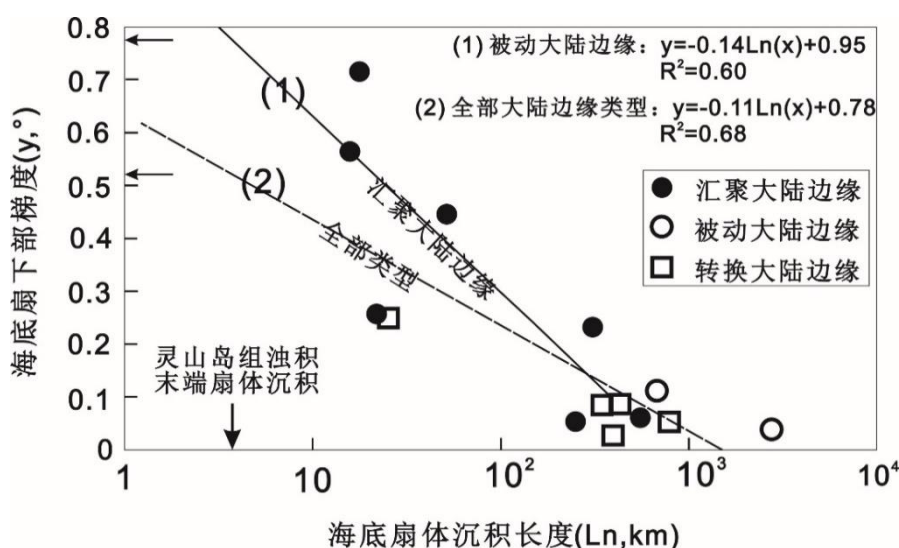


图 6-8. 海底扇长度及其下部坡度关系, 改自 Fukuda et al., 2015.

6.6 触发机制讨论

软沉积变形触发机制多样, 地震、火山活动、迅速沉积、风暴、海啸等均可以形成软沉积变形, 且很多时候这些因素可能混杂在一起且相关关联, 如火山可以引发地震, 地震可以导致海啸等, 尽管不同研究区结合具体的沉积背景和古地理环境可以有效的排除一些触发机制, 但是触发机制的多样性和关联性还是导致了软沉积变形触发机制准确判别的困难和不确定。本研究区中, 软沉积构造出现在变形段中和未变形段中, 变形段中软沉积变形构造尺度较大 (米级或米级以上), 横向连续性好, 分布范围广, 而未变形段中软沉积变形构造尺度较小 (厘米级), 横向连续性差, 分布局限。研究认为这两类变形触发机制不同 (图 6-8)。

由于变形段和未变形段均为深水沉积产物,某些浅水及陆地触发机制可被排除,如波浪,冰川等活动。此外,沉积物中未见与陨石活动相关的组分报道。沉积负载和地震活动被认为是最可能的触发机制(王安东等,2013;葛毓柱等,2015)。

其中,变形段中软沉积物变形构造特征如下:(1)尺度较大(厚度可超10m,长度可达数百米),分布范围广,且侧向连续性好,形成大型滑塌变形体。(2)沉积坡度低($<1^\circ$)。这一点通过变形段上下沉积层及页岩层理发育也可证实(图3b)。(3)变形段之间垂向时间间隔短,远远小于常见的天文周期(离心率:100ka,倾斜角:41ka,岁差:19-23ka;Boer and Smith,1994)及构造周期(常见为几个百万年)。(4)厚度统计数据表明,变形段的出现与厚层砂岩并无一定关系。但是沉积负载作用并不一定表现为厚层砂岩,可以表现为砂岩层层数的增多,剖面自下而上也确实观察到这种趋势。此外,董晓朋等(2014)在背来石剖面灵山岛组发现了液化脉体,胶莱盆地莱阳群沉积物中也报道了古地震事件,可以作为有利佐证(何碧竹等,2012;周勇等,2013)。综上所述,认为触发机制最有可能为地震活动,其产生的地震波增大沉积物中孔隙流体压力,导致沉积物液化,从而大大减少低角度斜坡摩擦阻力,引发斜坡滑塌变形(Alsop and Marco,2013)。但是,必须意识到,沉积地形对软沉积物变形构造类型及空间演化的控制作用。此外,变形段SSD-1与SSD-2间互出现,可能对应了地震活动的强弱变化,而变形段总体厚度向上增加则可能反映了地震活动呈增强趋势。

未变形段软沉积物变形构造,包括火焰构造,不对称/对称布丁构造等,尺度小,一般只有数cm,且侧向分布局限,多与粒序砂岩层直接接触,或分布与粒序砂岩层向上变厚的层位,或位于大型滑塌体下方,推断此类软沉积物变形构造与负载作用有关。

另一个可能的解释是气候的影响。气候周期性的变化可能导致了物源供应量的相应变化。气候温暖湿润的时候,陆地风化强度增大,且大陆降雨量增加,使得较多的砂质沉积物搬运至深水区,从而产生较多厚层砂岩,而在气候相对干旱期,陆地风化作用减弱,径流量变小,陆源供应变少,深水区以薄层砂岩为主。沉积供应的增加可能与海平面下降或事件性沉积(洪水等)有关。砂岩层中的沉积物粒度并没有发生明显的变化,说明与海平面变化相关的可能性微弱,即使有海平面变化,其幅度也不显著,且白垩时期全球气候表现为温室,缺少冰川活动,因此也不支持大规模的海平面变化。依次解释,砂岩层层数及厚度的变化代表了气候的变化。各个剖面中,砂岩层层数及厚度的旋回性变化可以用来进行相关的气候研究,而且从灯塔剖面到千层崖剖面再到船厂剖面,厚层砂岩由少到多再减少,可能对应气候逐渐变湿润再变干旱的长周期性变化。但此观点的

证实需要进一步相关研究。这样来讲,米级以下变形层可能为地震成因,而近米级或米级以上变形层与过度沉积有关,且大型软沉积变形(如大型滑塌褶皱及负载构造)只见发育在米级及米级以上变形层中,也进一步说明沉积供应与变形之间的相关性。

6.7 古地理意义讨论

地震具有多种成因,包括人工地震,天然地震(陈运泰等,2003)。天然地震可由构造活动,火山活动,或陨石撞击等导致。因此,探讨地震的成因对解释古构造及古环境具有积极意义。灵山岛组上覆一层灰白色流纹岩。这套流纹岩的出现似乎支持火山活动或者火山地震作为灵山岛组软沉积变形构造的触发机制。问题是,灵山岛组与上覆流纹岩呈不整合接触(周瑶琪等,2015)。因此,在无法判断此不整合接触所代表的的时间间断的情况下很难判断火山活动或其前期相关活动(如岩浆侵入)是否与灵山岛组软沉积变形发育相关性。此外,在灵山岛组沉积中也未有火山组份相关报道。但是,根据王安东等(2013),周瑶琪等(2015)的研究成果,灵山岛组上覆流纹岩锆石测年为 119.2 ± 2.2 Ma。Wang Jun 等(2014)对灵山岛组和上覆流纹岩也进行了锆石测年,认为灵山岛组沉积时间为 131-121Ma,上覆流纹岩沉积时间为 123.9 ± 1.6 Ma。考虑到锆石测年的精度及采样数量(王俊等只对流纹岩采集了单个样品),灵山岛组及上覆流纹岩之间并没有较长的时间间断,一定程度来说是连续沉积的。因此,灵山岛地震似乎与火山活动或前期岩浆侵入活动有关。变形段厚度向上增加直至被流纹岩覆盖,这也与火山活动增加至爆发的趋势及火山活动的间歇性相一致。

值得关注的是, Yang Wubin 等(2013)通过锆石研究,认为早白垩世中高纬度地区可能发育大规模的大陆冰川(图 6-10a),并对“热河动物群”演化产生影响。而何碧竹等(2012)研究了山东诸城早白垩世莱阳群沉积物中古地震事件与恐龙迁移活动的相关性。通过相关数据整理分析及本研究发现,灵山岛组沉积、变冷事件、恐龙活动、海平面变化和同位素偏移具有时间一致性(图 6-10b),因此推断早白垩世可能存在了一次与火山活动相关的短期灾难性事件。岩浆侵入活动或早期火山喷发引发地震活动并向大气中释放出 SO_2 , CO 等有毒气体。 SO_2 等有毒气体可以导致气候变冷,发育冰川,致使海平面下降,并影响生物活动(Guex et al., 2004)。此外,火山活动可能引发了天然水合物的失稳释放,从而产生碳同位素负偏移,这也可能是灵山岛组生物化石缺乏的原因之

一。因此，应对灵山岛组进行必要的地球化学分析（碳氧同位素）的研究，这对揭示早白垩世气候变化特征具有特殊意义。

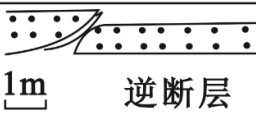
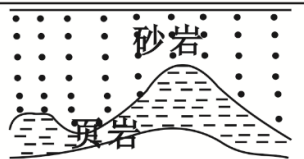
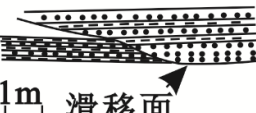
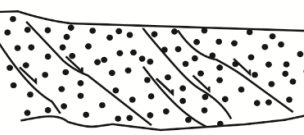

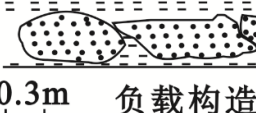

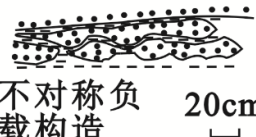
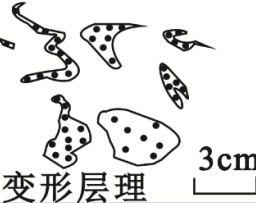

	变形层段	驱动机制	未变形层段	驱动机制
软沉积变形构造	 1m 逆断层	剪切力	 2cm 火焰构造	重力
	 1m 滑移面	剪切力	 3cm 同沉积微断层	重力和剪切力
	 1m 滑塌褶皱	剪切力		
	 0.3m 负载构造	重力和剪切力	 2cm 不对称布丁构造	重力和剪切力
	 20cm 不对称负载构造	重力和剪切力		
	 3cm 变形层理	剪切力	 1cm 对称布丁构造	重力
触发机制	地震活动		负载作用	

图 6-9 不同软沉积变形构造触发机制判别

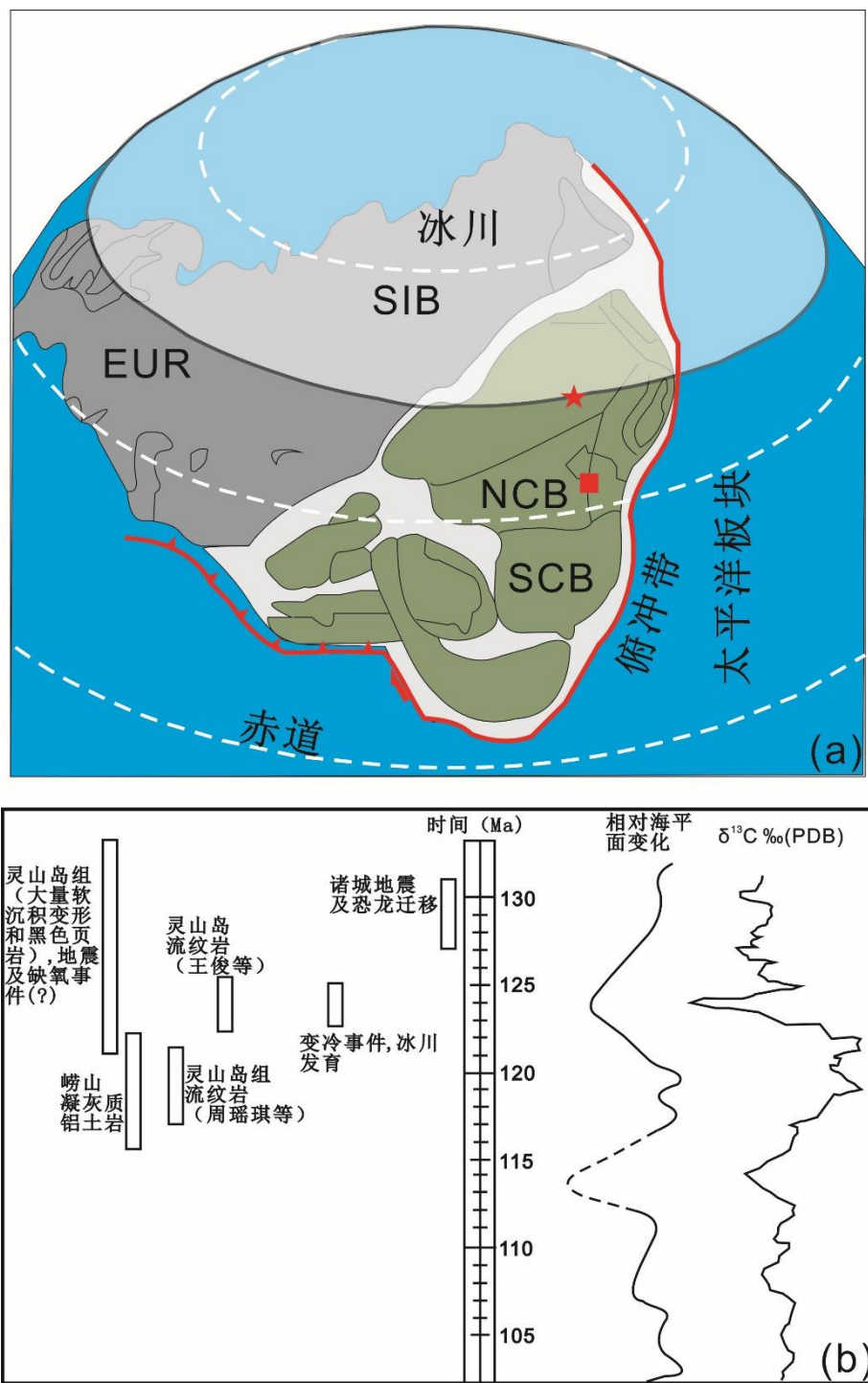


图 6-10. 早白垩世古地理简图 (a) 和古事件图 (b)

(a) EUR, 欧洲板块; SIR, 西伯利亚板块; NCB, 华北板块; SCB, 扬子板块; 红星地区为大兴安岭地区, 红框地区为山东诸城, 灵山岛地区。(b) 火山活动, 变冷事件, 海平面变化和碳同位素变化。(数据源自 Yang Wubin 等, 2013; 何碧竹等, 2012; Wang Jun 等, 2014; 周瑶琪等, 2015)

结论

1. 根据沉积特征, 船厂、灯塔、千层崖剖面分为厚层事件性沉积、薄互层事件性沉积变形段和未变形段三部分进行研究。厚层事件性沉积表现为三类砂岩: 浊积砂岩、砂质碎屑流砂岩和变形砂岩。薄互层事件性沉积发育丰富的软沉积变形构造, 可见褶皱变形、负载构造、同沉积微断层和同沉积布丁构造。

2. 厚层事件性沉积中, 浊积砂岩和砂质碎屑流砂岩为流体沉积, 而变形砂岩为塑性剪切作用所致。其中, 浊积砂岩可见于三个剖面, 砂质碎屑流砂岩见于千层崖剖面, 变形砂岩可见于船厂和灯塔剖面。在千层崖剖面, 砂质碎屑流砂岩和中-薄层浊积砂岩形成共生事件层, 代表了泥质含量变化导致的深水流体转化现象。

3. 薄互层事件性沉积中, 软沉积变形构造可以指示滑塌方向(SE 到 NW) 和古地势变化。未变形段和变形段厚度分布关系表明, 非变形段中岩性厚度分布具有旋回性, 每个旋回变化中可见砂岩层厚度自下而上增加; 米级以下变形段岩性多为砂页岩互层, 并且出现在非变形段砂岩厚度变薄和砂岩层层数增加的过程中, 而近米级和米以上变形段含厚层砂岩, 出现在非变形段砂岩厚度增加和砂岩层层数较少的过程中。

4. 沉积环境研究分析认为, 三研究剖面所发育的灵山岛组代表一深水低角度斜坡沉积。沉积体内部产生了滑塌变形, 并且岩性和软沉积变形构造沿水深和斜坡位置发生变化。

5. 结合沉积环境及沉积特征建立了以下识别标准。变形段软沉积变形构造: (1) 尺度大, 分布范围广, 侧向连续性好。(2) 沉积坡度低, 这一点通过变形段上下沉积层及页岩层理发育也可证实。(3) 变形段之间垂向时间间隔短, 远远小于常见的天文周期及构造周期。(4) 厚度统计数据表明, 变形段的出现与厚层砂岩并无一定关系; 未变形段软沉积变形构造多出现在厚层粒序砂岩和大型滑塌体下部。认为变形段软沉积物变形构造触发机制为地震, 而非变形段软沉积物变形构造触发机制为负载作用。

6. 锆石测年数据表明灵山岛组与上覆流纹岩沉积时间相近, 因此地震活动可能与岩浆侵入或早期火山喷发活动相关。此外, 汇总早白垩世重要事件, 发现灵山岛组沉积、变冷事件、恐龙迁移、海平面变化和同位素偏移具有时间一致性, 因此推断这些事件可能共同对应了早白垩世一次短期灾难性事件。

参考文献

- 陈运泰, 吴忠良, 吕苑苑. 地震的分类[J]. 城市与减灾, 2003, 1: 13-15.
- 董晓朋, 吕洪波, 张星, 等. 山东灵山岛早白垩世复理石软沉积变形期次解析[J]. 地质论评, 2013, 59 (6): 1061-1066.
- 董晓朋, 吕洪波, 张星, 等. 灵山岛北端早白垩世复理石中的滑塌断崖[J]. 地质论评, 2014, 60 (4): 772-779.
- 葛毓柱, 钟建华, 樊晓芳, 等. 山东灵山岛滑塌体内部沉积及构造特征研究[J]. 地质论评, 2015, 61 (3): 635-643.
- 何碧竹, 乔秀夫, 田洪水, 等. 山东诸城早白垩世莱阳期古地震事件与恐龙迁移[J]. 地质学报, 2012, 86 (8): 1320-1330.
- 李守军, 张祥玉, 赵秀丽, 等. 山东省青岛市灵山岛下白垩统中发现鱼类和叶肢介化石[J]. 地质论评, 2017, 63 (1): 1-6.
- 林伟, 王清晨, 石永红. 大别山-苏鲁碰撞造山带构造几何学、运动学和岩石变形分析[J]. 岩石学报, 2005, 21 (4): 1196-1214.
- 栾光忠, 李安龙, 王建, 等. 青岛主要海岛成因分类及其地质环境分析[J]. 中国海洋大学学报, 2010, 40 (8): 111-116.
- 吕洪波, 王俊, 张海春. 山东灵山岛晚中生代滑塌沉积层的发现及区域构造意义初探[J]. 地质学报, 2011, 85 (6): 938-946.
- 邵珠福, 钟建华, 李勇, 等. 青岛灵山岛晚中生代重力流沉积特征及环境分析[J]. 地质论评, 2014, 60 (3): 556-566.
- 王安东, 周瑶琪, 闫华, 等. 山东省灵山岛早白垩世软沉积物变形构造特征[J]. 古地理学报, 2013, 15 (5): 718-728.
- 王安东. 山东灵山岛早白垩世地层软沉积物变形构造研究[D]. 山东青岛: 中国石油大学, 博士论文. 2013.
- 许志琴. 郯庐裂谷系概述[M]. 北京: 地质出版社, 1984: 39-46.
- 袁静. 山东惠民凹陷古近纪震积岩特征及其地质意义[J]. 沉积学报, 2004, 22(1): 41-46.
- 张岳桥, 蓝树文. 郯庐断裂带中生代构造演化史: 进展与新认识[J]. 地质通报, 2008, 27(9): 1371-1390.

- 赵澄林, 刘孟慧. 湖相沉积岩中的同生变形构造及其地质意义[J]. 岩石学报, 1988, 4(4): 14-24.
- 钟建华, 倪良田, 邵珠福, 等. 青岛灵山岛下白垩统风暴岩与风暴沉积的发现及意义[J]. 古地理学报, 2016, 18 (3): 382-398.
- 钟建华. 灵山岛中生代沉积岩是深水源源浊积岩还是陆内三角洲沉积? 与吕洪波教授商榷[J]. 地质论评, 2012, 58 (6) :1180-1182.
- 周瑶琪, 张振凯, 梁文栋, 等. 山东东部晚中生代构造-岩浆活动及原型盆地恢复[J]. 地学前缘, 2015a, 22(1) :138-156.
- 周瑶琪, 张振凯, 许红, 等. 灵山岛沉积物软沉积变形构造特征[J]. 海洋地质前沿, 2015b, 31 (4): 43-54.
- 周勇, 纪友亮, 万璐, 等. 山东省胶莱盆地东北部下白垩统莱阳组震积岩特征及地质意义[J]. 古地理学报, 2011, 13 (5) :517-528.
- 张海春, 吕洪波, 李建国, 等. 山东青岛早白垩世新地层单位-灵山岛组[J]. 地层学杂志, 2013, 37 (2): 217-222.
- Allen J. Sedimentary Structures, Their Character and Physical Basis[J]. Earth Science Reviews, 1982, 19(4):362-363.
- Alsop G.I., Marco S. Seismogenic slump folds formed by gravity-driven tectonics down a negligible subaqueous slope[J]. Tectonophysics, 2013, 605:48-69.
- Blaine C.C., DiMichele W., Fedorko, N., Skema, V. Autocyclic and allocyclic controls on the origin of the Dunkard Group, in Harper, J.A., ed., Geology of the Pennsylvanian-Permian in the Dunkard basin. Guidebook, 76th Annual Field Conference of Pennsylvania Geologists, Washington, PA, 2011,26-45 pp.
- Boer P.L.D., Smith D.G. Orbital forcing and cyclic sequences[J]. Special Publications. International Association of Sedimentologists, 1994, 19:1-14.
- Calvo J.P., Pascua M.R., Velazquez S.M., et al. Microdeformation of lacustrine laminate sequences from Late Miocene formations of SE Spain: an interpretation of loop bedding[J]. Sedimentology, 1998, 45:279-292.
- Fonnesu M., Patacci M., Haughton, P.D.W., et al. Hybrid event beds generated by local substrate delamination on a confined-basin floor[J]. Journal of Sedimentary Research, 2016, 86: 929-943.

- Fukuda K., Suzuki M., Ito, Makoto. The origin and internal structures of submarine-slide deposits in a lower Pleistocene outer-fan succession in the Kazusa forearc basin on the Boso Peninsula of Japan[J]. *Sedimentary Geology*, 2015, 321: 70-85.
- Gueux J., Bartolini A., Atudorei V., et al. High-resolution ammonite and carbon isotope stratigraphy across the Triassic-Jurassic boundary at New York Canyon (Nevada) [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 225: 29-41.
- Hesthammer J, Fossen H. Evolution and geometries of gravitational collapse structures with examples from the Statfjord Field, northern North Sea[J]. *Marine & Petroleum Geology*, 1999, 16(3): 259-281.
- Hill J., Wood R., Curtis A., Tetzlaff D.M. Preservation of forcing signals in shallow water carbonate sediments[J]. *Sedimentary Geology*, 2012, 276: 72-92.
- Jablonska D., Celma C.D., Korneva I., Tondi E., Alsop I. Mass-transport deposits within basinal carbonates from southern Italy[J]. *Italian Journal of Geosciences*, 2016,135: 30-40.
- Kneller B.C., Branney M.J. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands[J]. *Sedimentology*, 1995, 42: 607-616.
- Korzhenkov A. M. , Avanesian M.A., Karakhanian A.S., et al. Seismic convolutions in the Quaternary deposits of Lake Sevan, Armenia[J]. *Russian Geology and Geophysics*, 2014, 55:46-53.
- Kotlia B. S., Rawat K. S. Soft sediment deformation structures in the Garbyang palaeolake: evidence for the past shaking events in the Kumaun Tethys Himalaya[J]. *Current Science*, 2004, 87:377-379.
- Lowe D.R., Guy M. Slurry-flow deposits in the Britannia Formation (Lower Cretaceous), North Sea: a new perspective on the turbidity current and debris flow problem[J]. *Sedimentology*, 2000, 47: 31-70.
- Mawson, M., Tucker, M. High-frequency cyclicity (Milankovitch and millennial-scale) in slope-apron carbonates: Zechstein (Upper Permian), North-east England[J]. *Sedimentology*, 2009, 56: 1905-1936.
- Maltman A J, Bolton A. How sediment become mobilized[J]. *Geological Society London Special Publications*, 2003, 216 (1): 9-20.
- McClelland H. L. O. , Woodcock N. H. , Gladstone C. Eye and sheath folds in turbidite

- convolute lamination: Aberystwyth Grits Group, Wales[J]. *Journal of Structural Geology*, 2011, 33:1140-1147.
- Moretti M., Soria J.M., Alfaro P., et al. Asymmetrical soft-sediment deformation structures triggered by rapid sedimentation in turbiditic deposits (Late Miocene, Guadix Basin, Southern Spain) [J]. *Facies*, 2001, 44:283-294.
- Mutti, E. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environment in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain) [J]. *Sedimentology*, 1977,24: 107-131.
- Oliveira C. M. M, Hodgson D. M, Flint S. S. Aseismic controls on in-situ soft-sediment deformation processes and products in submarine slope deposits of the Karoo Basin, South Africa[J]. *Sedimentology*, 2009, 56:1201-1225.
- Owen G. Deformation processes in unconsolidated sands[J]. *Geological Society London Special Publications*, 1987, 29(1):11-24.
- Owen G., Moretti M. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands[J]. *Sedimentary Geology*, 2011, 235:141-147.
- Owen G., Moretti M., Alfaro P. Recognising triggers for soft-sediment deformation; Current understanding and future directions[J]. *Sedimentary Geology*, 2011, 235:133-140.
- Pyles, D.R., Jennette, D.C. Geometry and architectural associations of co-genetic debrite-turbidite beds in basin-margin strata, Carboniferous Ross Sandstone (Ireland): Applications to reservoirs located on the margins of structurally confined submarine fans[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2009, 26: 1974-1996.
- Shanmugam, G. Submarine fans: A critical retrospective (1950-2015) [J]. *Journal of Palaeogeography*, 2016,5(2): 110-184.
- Shanmugam, G. New perspectives on deep-water sandstones: Implications[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 2013, 40 (3): 316-324.
- Seilacher A. Fault-graded bed interpreted as seismites. *Sedimentology*, 1969, 13:155-159.
- Selley R. C. An introduction to Sedimentology. London: Academic Press, 1982:233-238.
- Shanmugam G., Bloch R. B., Mitchell S. M., et al. Basin-Floor Fans in the North Sea: Sequence Stratigraphic Models vs. Sedimentary Facies[J]. *AAPG Bulletin*, 1995, 79(4) :477-512.
- Strachan L. J., Alsop G. I. Slump folds as estimators of palaeoslope: a case study from the

- Fisherstreet Slump of County Clare, Ireland[J]. *Basin Research*, 2006, 18:451-470.
- Talling P.J., Amy L.A., Wynn R.B., Peakall J., Robinson M. 2004. Beds comprising debrite sandwiched within co-genetic turbidite: origin and widespread occurrence in distal depositional environments[J]. *Sedimentology*, 2004,51:163-194.
- Van Loon A. J. Soft-sediment deformation structures in siliciclastic sediments: an overview[J]. *Geology*, 2009, 15:3-55.
- Wang Jun, Chang, Su-Chin., Lu, Hong Bo, Zhang Haichun. Detrital zircon U-Pb age constraints on Cretaceous sedimentary rocks of Lingshan Island and implications for tectonic evolution of Eastern Shandong, North China[J]. *Journal of Asian Earth Science*, 2014, 96: 27-45.
- Webb B. C. , Cooper A. H. Slump folds and gravity slide structures in a Lower Palaeozoic marginal basin sequence (the Skiddaw Group), NW England[J]. *Journal of Structural Geology*, 1988, 10 (5) :463-472.
- Woodcock N. H. Structural style in slump sheets: Ludlow Series, Powys, Wales[J]. *Journal of the Geological Society*, 1976, 132:399-415.
- Yang Wubin, Niu Hecai, Sun Weidong, Shan Qiang, Zheng Yongfei, Li Ningbo, Li Congying, Nicholas, T., Arndt, Xu Xing, Jiang, Yuhang, Yu Xueyuan. Isotopic evidence for continental ice sheet in mid-latitude region in the supergreenhouse Early Cretaceous[J]. *Scientific Reports*, 2013, 3:1-6.

学术成果

本人攻读中国石油大学（华东）硕士学位期间取得的学术成果如下：

1. 葛毓柱, 钟建华, 樊晓芳, 任启强, 邵珠福. 山东灵山岛滑塌体内部沉积及构造特征研究[J]. 地质论评, 2015, 61(3): 635-643.
2. 葛毓柱, 钟建华, 李勇, 王韶洁, 樊晓芳. 鄂尔多斯盆地富县地区三叠系延长组长 8—长 6 油层组类眼状构造成因探讨[J]. 古地理学报, 2015, 17(6): 798-804.
3. 葛毓柱, 钟建华, 毛毳. 塔河六七区鹰山组-巴楚组混积特征研究[J]. 新疆地质, 2015, 33(1): 102-106.
4. 葛毓柱, 钟建华, 曲俊利, 孙宁亮, 王桂林. 鄂尔多斯盆地旬邑地区延长组砂质碎屑流沉积特征及其风暴成因探讨[J]. 沉积与特提斯地质, 2014, 34(1): 37-46.

致 谢

时间真的过得很快，感觉一转眼的时间就到了该毕业的时候，仿佛间还觉得自己只是那个刚本科生毕业，对研究生涯充满期待与憧憬的大学生。回首自己的硕士研究生生活，不仅感慨万千，在这几年的时间里，我学到了很多，收获了很多，有太多要感谢的人，没有他们无私的帮助和关怀，我不可能有如今的成长。

首先，我要真挚地感谢我的导师钟建华教授。我的导师师学识渊博，品质高洁，将其全部的精力和所学都投入到了地质的科研与教学中，并取得了辉煌的成果。导师身体力行，教会了我很多东西，在科研上，他兢兢业业，精益求精，对知识和真理的追求和执着令人动容，他付出的努力也是常人难以企及的。我深刻地感受到了什么是以及如何能够成为一个真正的地质学家。在生活上，老师平易近人，常常询问我们的生活状况并给我们以帮助，让我们可以全身心的投入到研究生的学习和科研中去。没有老师无私的教导和帮助，我可能还是那个一脸懵懂的地质新手，感谢老师的栽培和指导，我将终生铭记。

我要感谢我的家人，从小学，到中学，再到大学，研究生，读书已经快 20 年了，家人一直在背后默默无私的支持着我，在我无助的时候给我以安慰和鼓励，在我有所成果的时候陪我一起开心和庆祝。感谢父母的养育之恩，让我生活在一个温暖幸福的家庭里，把我从呀呀学语的幼儿培养成一个大学生，其中的艰辛和汗水不可想象，这份恩情厚重如山，我明白即使我用尽余生也难以回报，希望父母永远健康年轻。

再者，我要感谢办公室的同门。师兄师姐在科研和生活上给我以关怀和帮助。出野外，看岩心，取资料，他们手把手教会了我许多知识和技能，也感谢师弟师妹们的帮助，我们一起在科研的道路上携手共进，互帮互助。办公室良好的氛围让我在学校里找到了自己的另一个家，在这个大家庭里，我们一起工作，一起玩耍，留下了无数美好的回忆。我要感谢他们，让我的研究生生活丰富多彩。

还要感谢教导过的老师们，你们不仅传授了知识，还传授了科研的态度和方法，把我们一步步领入地质精彩缤纷的世界里，让我们逐渐成长为一个有用之才。

最后要感谢我的大学，你广博的胸怀和雄厚的实力是我有了长足的进步，你美丽的校园是我的学习生活有了无数美好。以后无论我身处何地，我都会为自己是一个石大人而骄傲，我将始终铭记惟真惟实的校训，继续在人生的道路上踏浪前行，成为一个对社会对国家有用的人。