

学校编码: 10384  
学号: 22320131151383

密级\_\_\_\_\_

廈門大學

硕士学位论文

西北太平洋采薇海山附近海域的沉积和生  
物扰动作用

Sedimentation and bioturbation at Caiwei Guyot  
in the western North Pacific

钱前坤

指导教师姓名: 陈敏教授  
专业名称: 海洋化学  
论文提交日期: 2016年5月  
论文答辩时间: 2016年5月

2016年5月

## 厦门大学学位论文原创性声明

本人呈交的学位论文是本人在导师指导下,独立完成的研究成果。本人在论文写作中参考其他个人或集体已经发表的研究成果,均在文中以适当方式明确标明,并符合法律规范和《厦门大学研究生学术活动规范(试行)》。

另外,该学位论文为(厦门大学海洋与地球学院同位素海洋化学)课题(组)的研究成果,获得(厦门大学海洋与地球学院同位素海洋化学)课题(组)经费或实验室的资助,在(厦门大学海洋与地球学院同位素海洋化学)实验室完成。(请在以上括号内填写课题或课题组负责人或实验室名称,未有此项声明内容的,可以不作特别声明。)

声明人(签名):

年 月 日

## 厦门大学学位论文著作权使用声明

本人同意厦门大学根据《中华人民共和国学位条例暂行实施办法》等规定保留和使用此学位论文，并向主管部门或其指定机构送交学位论文（包括纸质版和电子版），允许学位论文进入厦门大学图书馆及其数据库被查阅、借阅。本人同意厦门大学将学位论文加入全国博士、硕士学位论文共建单位数据库进行检索，将学位论文的标题和摘要汇编出版，采用影印、缩印或者其它方式合理复制学位论文。

本学位论文属于：

1. 经厦门大学保密委员会审查核定的保密学位论文，于 年 月 日解密，解密后适用上述授权。

2. 不保密，适用上述授权。

（请在以上相应括号内打“√”或填上相应内容。保密学位论文应是已经厦门大学保密委员会审定过的学位论文，未经厦门大学保密委员会审定的学位论文均为公开学位论文。此声明栏不填写的，默认为公开学位论文，均适用上述授权。）

声明人（签名）：

年 月 日

目录

摘要.....	1
Abstract.....	2
第一章 绪论.....	4
1.1 铀钍同位素及其海洋学应用.....	4
1.1.1 铀同位素的地球化学行为.....	4
1.1.2 钍同位素的地球化学行为.....	5
1.1.3 铀钍同位素在海洋学上的应用.....	6
1.2 大洋沉积作用.....	6
1.3 沉积物生物扰动作用.....	7
1.3.1 生物扰动作用的定义.....	7
1.3.2 生物扰动作用的重要性.....	7
1.3.3 生物扰动作用研究进展.....	10
1.4 本研究的内容与目的.....	14
第二章 方法.....	15
2.1 样品采集.....	15
2.2 铀 ( $^{238}\text{U}$ 、 $^{234}\text{U}$ )、钍 ( $^{232}\text{Th}$ 、 $^{230}\text{Th}$ 、 $^{228}\text{Th}$ ) 核素的 $\alpha$ 能谱分析.....	17
2.2.1 沉积物的消解.....	17
2.2.2 U、Th 的分离纯化.....	18
2.2.3 电沉积制源.....	18
2.2.4 U、Th 的 $\alpha$ 能谱分析.....	19
2.3 $^{230}\text{Th}$ 、 $^{210}\text{Pb}$ 、 $^{226}\text{Ra}$ 的 $\gamma$ 能谱分析.....	20
2.3.1 核素 $\gamma$ 射线能量峰的确定.....	21
2.3.2 核素探测效率的确定.....	24
2.3.3 $^{234}\text{U}$ 比活度的确定.....	29
2.4 表层沉积物有机碳、氮含量的分析.....	30
2.4.1 表层沉积物的有机碳含量.....	30

2.4.2 表层沉积物的氮含量.....	31
<b>第三章 西北太平洋采薇海山区的沉积速率 .....</b>	<b>32</b>
3.1 铀系法测定大洋沉积速率的研究进展.....	32
3.2 沉积速率的计算.....	35
3.2.1 铀系法的理论基础.....	35
3.2.2 $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ 法.....	36
3.2.3 $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{232}\text{Th}$ 法.....	38
3.2.4 铀、钍核素的分析.....	39
3.3 采薇海山沉积物岩芯铀、钍核素的分布.....	40
3.3.1 MABC06 站和 MABC18 站沉积物岩芯 U、Th 核素的分布 ( $\alpha$ 能谱法) .....	40
3.3.2 NAMC02 等 10 个站 $^{230}\text{Th}$ 的分布 ( $\gamma$ 能谱法) .....	45
3.4 采薇海山区的沉积速率及其影响因素.....	52
3.4.1 沉积物质量累积速率.....	52
3.4.2 线性沉积速率.....	57
3.4.3 沉积速率的影响因素.....	67
3.5 采薇海山区沉积物有机碳、氮的累积速率及其影响因素.....	73
3.5.1 沉积物有机碳、氮含量及空间变化.....	73
3.5.2 沉积物有机碳、氮累积速率及其影响因素.....	73
3.6 结论.....	79
<b>第四章 西北太平洋采薇海山区沉积物的生物扰动作用 .....</b>	<b>80</b>
4.1 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 法示踪太平洋沉积物生物扰动作用的研究进展 .....	80
4.2 生物扰动的理论模型及定量方法.....	84
4.2.1 生物扰动的理论模型.....	84
4.2.2 生物扰动作用的示踪核素.....	86
4.2.3 $^{210}\text{Pb}$ 和 $^{226}\text{Ra}$ 的 $\gamma$ 能谱分析 .....	88
4.3 采薇海山区沉积物岩芯 $^{210}\text{Pb}$ 、 $^{226}\text{Ra}$ 、 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的分布 .....	89
4.4 采薇海山区沉积物的生物扰动作用及其影响因素.....	98
4.4.1 生物扰动系数.....	98

4.4.2 生物扰动作用的影响因素.....	103
4.5 结论.....	111
第五章 结论.....	112
5.1 采薇海山区的沉积速率.....	112
5.2 采薇海山区沉积物的生物扰动作用.....	112
5.3 研究不足与展望.....	113
参考文献.....	115
附录：在学期间的主要工作 .....	132
致谢.....	133

## Table of contents

Abstract in Chinese .....	1
Abstract in English.....	2
Chapter 1 Introduction .....	4
1.1 U and Th isotopes and their oceanographic applications.....	4
1.1.1 Geochemical behavior of U isotopes .....	4
1.1.2 Geochemical behavior of Th isotopes.....	5
1.1.3 U and Th isotopes' oceanographic applications.....	6
1.2 Deep ocean sedimentation .....	6
1.3 Bioturbation .....	7
1.3.1 Definition of bioturbation .....	7
1.3.2 Importance of bioturbation .....	7
1.3.3 Progress of bioturbation research.....	10
1.4 Contents and objectives of this thesis .....	14
Chapter 2 Methods.....	15
2.1 Sampling .....	15
2.2 $\alpha$ spectrometry analysis of $^{238}\text{U}$ , $^{234}\text{U}$ , $^{232}\text{Th}$ , $^{230}\text{Th}$ and $^{228}\text{Th}$ .....	17
2.2.1 Sediment digestion.....	17
2.2.2 Separation and purification .....	18
2.2.3 Electrodeposition .....	18
2.2.4 $\alpha$ spectrometry analysis.....	19
2.3 $\gamma$ spectrometry analysis of $^{230}\text{Th}$ , $^{210}\text{Pb}$ and $^{226}\text{Ra}$ .....	20
2.3.1 Selection of nuclide energy peaks.....	21
2.3.2 Ascertainment of detection efficiency.....	24
2.3.3 Specific activities of $^{234}\text{U}$ .....	29
2.4 Analysis of organic carbon and nitrogen content in surface sediments .....	30
2.4.1 Organic carbon content .....	30

2.4.2 Nitrogen content.....	31
Chapter 3 Sedimentation rates at Caiwei Guyot in the western North Pacific .....	32
3.1 Progress of ocean sedimentation research by Uranium series methods .....	32
3.2 Determination of sedimentation rates .....	35
3.2.1 Theoretical basis of uranium series methods .....	35
3.2.2 $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ method.....	36
3.2.3 $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{232}\text{Th}$ method .....	38
3.2.4 Analysis of U and Th .....	39
3.3 Profiles of U and Th isotopes in sediment cores at Caiwei Guyot .....	40
3.3.1 Profiles of U and Th isotopes in sediment cores from station MABC06 and station MABC18 ( $\alpha$ spectrometry method).....	40
3.3.2 Profiles of $^{230}\text{Th}$ in sediment cores from ten stations ( $\gamma$ spectrometry method) .....	45
3.4 Sedimentation rates at Caiwei Guyot and their influence factors.....	52
3.4.1 Mass accumulation rates .....	52
3.4.2 Linear sedimentation rates .....	57
3.4.3 Influence factors on sedimentation rates.....	67
3.5 Accumulation rates of organic carbon and nitrogen at Caiwei Guyot and their influence factors.....	73
3.5.1 Contents of organic carbon and nitrogen and their spatial distribution	73
3.5.2 Accumulation rates of organic carbon and nitrogen and their influence factors.....	73
3.6 Conclusions.....	79
Chapter 4 Bioturbation at Caiwei Guyot in the western North Pacific ....	80
4.1 Progress of bioturbation in Pacific sediments based on $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ method.....	80
4.2 The oretical basis and determination methods of bioturbation.....	84
4.2.1 Theoretical basic models.....	84
4.2.2 Tracers of bioturbation .....	86



---

4.2.3 $\gamma$ spectrometry analysis of $^{210}\text{Pb}$ and $^{226}\text{Ra}$ .....	88
4.3 Profiles of $^{210}\text{Pb}$ , $^{226}\text{Ra}$ and $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ in sediment cores at Caiwei Guyot .....	89
4.4 Bioturbation at Caiwei Guyot and its influence factors.....	98
4.4.1 Bioturbation coefficients.....	98
4.4.2 Influence factors on bioturbation.....	103
4.5 Conclusions.....	111
Chapter 5 Conclusions .....	112
5.1 Sedimentation at Caiwei Guyot .....	112
5.2 Bioturbation at Caiwei Guyot .....	112
5.3 Shortage and prospects .....	113
References.....	115
Appendix.....	132
Acknowledgement .....	133

## 摘要

本研究以中国第 27 次大洋科学考察航次在西北太平洋采薇海山附近海域采集的沉积物岩芯为研究对象, 利用  $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$  和  $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{232}\text{Th}$  法测定了沉积物的质量累积速率和线性沉积速率, 结合有机碳、氮含量的分析, 获得沉积物中有机碳、氮的累积速率, 同时利用  $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$  示踪法研究了采薇海山沉积物的生物扰动作用, 探讨了生物扰动作用与沉积速率、有机物累积速率等因素之间的关系。

采薇海山区沉积物质量累积速率和无压实线性沉积速率的变化范围分别为  $0.06\sim 1.14\text{ kg/m}^2/\text{ka}$  和  $0.12\sim 2.50\text{ mm/ka}$ , 平均值分别为  $0.45\pm 0.35\text{ kg/m}^2/\text{ka}$  和  $1.08\pm 0.83\text{ mm/ka}$ 。采薇海山表层沉积物有机碳、氮的累积速率分别为  $0.10\sim 4.52\text{ gC/m}^2/\text{ka}$  和  $0.03\sim 0.95\text{ gN/m}^2/\text{ka}$ 。沉积物有机碳、氮累积速率与沉积速率之间呈现良好的正相关关系, 证明沉积速率是调控研究海域有机物埋藏的主要因素。

采薇海山附近海域沉积物的生物扰动系数和混合深度分别落在  $1.79\sim 27.1\text{ cm}^2/\text{a}$  和  $7.6\sim 29.5\text{ cm}$  之间, 平均值分别为  $10.1\pm 10.5\text{ cm}^2/\text{a}$  和  $15.9\pm 9.0\text{ cm}$ , 较高的生物扰动系数和混合深度表明采薇海山附近海域沉积物存在较强烈的生物扰动作用。生物扰动系数在采薇海山的南、北侧山麓上表现出随水深增加及与海山距离增加而降低的趋势, 与大型底栖生物密度的空间变化规律相一致, 巨型底栖生物多样性和小型底栖生物密度等可能也产生了一定的影响。

采薇海山附近海域沉积物的生物扰动系数与沉积物质量累积速率、无压实线性沉积速率、表层沉积物有机碳氮含量、表层有机物累积速率之间均呈现出很好的正相关关系, 说明沉积速率、有机物累积速率和生物扰动系数之间具有紧密的联系, 其关联机制可能如下: 沉积速率主控着表层沉积物有机碳、氮的含量及其累积速率, 而较高的有机物累积速率为底栖生物的生长提供了良好的食物来源, 从而加强沉积物中生物扰动作用。

**关键词:** 生物扰动; 沉积速率; 采薇海山; 西北太平洋

## Abstract

Sediment cores at Caiwei guyot in the western North Pacific were analysed for determining the sediment mass accumulation rate and linear sedimentation rate via  $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$  and  $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{232}\text{Th}$  methods. The accumulation rate of organic carbon and nitrogen was further calculated based on the organic carbon and nitrogen content in surface sediments. Besides, bioturbation was evaluated by  $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$  tracer. The relationships between bioturbation coefficient with sedimentation rate and organic matter accumulation rate were discussed.

Mass accumulation rates ( $r$ ) and linear sedimentation rates without compaction ( $s^*$ ) at Caiwei Guyot were 0.06~1.14  $\text{kg}/\text{m}^2/\text{ka}$  and 0.12~2.50  $\text{mm}/\text{ka}$  with mean values of  $0.45\pm 0.35$   $\text{kg}/\text{m}^2/\text{ka}$  and  $1.08\pm 0.83$   $\text{mm}/\text{ka}$ , respectively. The accumulation rates of organic carbon and nitrogen in the surface sediments at Caiwei Guyot were 0.10~4.52  $\text{gC}/\text{m}^2/\text{ka}$  and 0.03~0.95  $\text{gN}/\text{m}^2/\text{ka}$ , respectively. A good positive relationship between the accumulation rates of organic carbon and nitrogen with sedimentation rates was observed, which indicated that sedimentation rate was the main control factor on the burial of organic matter at Caiwei Guyot.

Bioturbation coefficients ( $D_B$ ) and mixing depths ( $L$ ) at Caiwei Guyot were 1.79~27.1  $\text{cm}^2/\text{a}$  and 7.6~29.5  $\text{cm}$ , with mean values of  $10.1\pm 10.5$   $\text{cm}^2/\text{a}$  and  $15.9\pm 9.0$   $\text{cm}$ , respectively. The high values of  $D_B$  and  $L$  indicated that bioturbation was strong at Caiwei Guyot. The values of  $D_B$  decreased with the increase of water depth and the distance from seamount at the southern and northern foot of Caiwei Guyot, showing the same pattern with those of the macrobenthos density. In addition, diversity of megabenthos species and density of microbenthos might also influence  $D_B$  at Caiwei Guyot.

$D_B$  had good positive correlations with  $r$ ,  $s^*$ , the content and accumulation rate of organic carbon and nitrogen at Caiwei Guyot, pointing to a close link among sedimentation, organic matter accumulation and bioturbation. Our hypothesis was as follows: the sedimentation rate controlled the content and accumulation rate of

organic carbon and nitrogen at Caiwei Guyot, and higher accumulation rate of organic matter provided more food to benthic animals and eventually enhanced sediment bioturbation.

**Keywords:** bioturbation; sedimentation rate; Caiwei Guyot; the western North Pacific

厦门大学博硕士论文摘要库

## 第一章 绪论

### 1.1 铀钍同位素及其海洋学应用

#### 1.1.1 铀同位素的地球化学行为

海水中存在的天然铀同位素有三种： $^{238}\text{U}$ 、 $^{235}\text{U}$  和  $^{234}\text{U}$ ，它们的天然丰度分别为 99.2739%、0.7205% 和 0.0056%<sup>[1]</sup>，半衰期分别是  $4.468\times 10^9$  a、 $7.04\times 10^8$  a 和  $2.455\times 10^5$  a<sup>[2]</sup>。 $^{238}\text{U}$  和  $^{235}\text{U}$  分别是天然铀放射系和钍放射系的起始核素， $^{234}\text{U}$  则由母体  $^{238}\text{U}$  经短半衰期的中间核素后衰变产生。

在氧化性的海洋环境中，铀以稳定的碳酸铀酰离子形式 ( $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$ ) 存在于海水中，且在开阔大洋水中几乎呈均匀分布， $^{238}\text{U}$  的放射性比活度平均为 40.4 Bq/m<sup>3</sup><sup>[1]</sup>。Ku 等 (1977) 利用  $\alpha$  能谱仪实测了北大西洋、北冰洋、太平洋和南大洋海水中  $^{238}\text{U}$  的放射性比活度，发现  $^{238}\text{U}$  质量浓度与盐度的比值基本保持恒定 ( $^{238}\text{U}/\text{S} = (9.34\pm 0.56)\times 10^{-8}$  g/g)<sup>[3]</sup>。此后，Chen 等 (1986) 通过同位素稀释质谱法分析了太平洋和大西洋海水中的  $^{238}\text{U}$ ，进一步证实了这一规律的存在，经盐度归一化后的  $^{238}\text{U}$  浓度为 3.238 ng  $^{238}\text{U}/\text{g}$  海水 (S=35)<sup>[4]</sup>，这个铀盐关系随后被广泛应用于  $^{234}\text{Th}$ - $^{238}\text{U}$  不平衡的研究中，以计算颗粒输出通量及阐述颗粒动力学问题。Owens 等 (2011) 利用电感耦合等离子体质谱测定了更多海水样品的  $^{238}\text{U}$  含量，在更宽的盐度范围内重新计算出的  $^{238}\text{U}$  与盐度关系为： $^{238}\text{U}$  (dpm/L)=0.0786·S-0.315<sup>[5]</sup>。这些研究都表明，在开阔大洋，海洋中的铀是保守性元素。

目前有关海洋中铀收支关系的研究很多，也取得一系列认识。陆地径流被认为是海洋中铀的最主要来源，其贡献在 80% 左右<sup>[6]</sup>，大气沉降颗粒物的溶解和地下水排放所输入的铀只占很少一部分，且很难被准确评估<sup>[7]</sup>。海洋中铀最主要的迁出途径是通过沉积物间隙水结合进入亚氧化性或还原性的沉积物，约占铀总迁出量的一半。生源碳酸盐的结合、热液活动、海底玄武岩风化、铁锰结核形成、多金属沉积物及红黏土等均会导致海洋中铀的迁出<sup>[6]</sup>。Dunk 等 (2002) 计算了全新世海洋中铀的收支关系，发现在误差范围内铀处于收支平衡状态<sup>[6]</sup>。由于海洋中铀的输入通量或迁出通量的计算存在很大的误差，由此导致不同文献给出的铀

在海洋中的停留时间有所不同, 如  $(2 \pm 0.4) \times 10^5 \text{ a}^{[1]}$ 、 $4 \times 10^5 \text{ a}^{[7]}$ 、 $5 \times 10^5 \text{ a}^{[8]}$ 等。

$^{238}\text{U}$  衰变过程中  $\alpha$  粒子的反冲作用促使  $^{234}\text{U}$  比母体  $^{238}\text{U}$  更易被淋滤释出, 因此河水具有高的  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  活度比, 而海洋沉积物间隙水中的  $^{234}\text{U}$  也会扩散进入海洋, 这些过程导致海洋中  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  的活度比通常大于 1, 平均值为 1.145<sup>[9]</sup>, 因而大洋水中  $^{234}\text{U}$  放射性比活度的平均值为  $46.3 \text{ Bq/m}^3$ 。

### 1.1.2 钍同位素的地球化学行为

天然存在于海水中并具有海洋学研究意义的钍同位素有 5 种, 分别为  $^{234}\text{Th}$ 、 $^{232}\text{Th}$ 、 $^{230}\text{Th}$ 、 $^{228}\text{Th}$  和  $^{227}\text{Th}$ , 它们的半衰期分别为 24.1 d、 $1.402 \times 10^{10} \text{ a}$ 、 $7.538 \times 10^4 \text{ a}$ 、1.9126 a 和 18.718 d<sup>[10]</sup>。就天然丰度而言,  $^{232}\text{Th}$  占了近 100%, 其余核素的天然丰度极低。

$^{232}\text{Th}$  是钍衰变系的起始核素, 主要以陆源碎屑形式进入海洋, 而  $^{234}\text{Th}$ 、 $^{230}\text{Th}$ 、 $^{228}\text{Th}$  和  $^{227}\text{Th}$  主要由海洋中  $^{238}\text{U}$ 、 $^{234}\text{U}$ 、 $^{228}\text{Ra}$  和  $^{231}\text{Pa}$  衰变产生。大洋水体中溶解态  $^{232}\text{Th}$  的放射性比活度大多介于  $10^{-5} \sim 10^{-4} \text{ Bq/m}^3$  之间, 主要来源于大气沉降颗粒物的溶解<sup>[11, 12]</sup>。

在海水中, 钍主要以+4 价的  $\text{Th}(\text{OH})_4$  形式存在<sup>[13]</sup>, 因此, 与铀同位素主要以溶解态形式存在不同, 钍同位素具有强的颗粒活性。开阔大洋水体中  $^{234}\text{U}$  产生的  $^{230}\text{Th}$  会被颗粒物吸附, 进而被颗粒物清除出水体, 并最终进入到沉积物中<sup>[14, 15]</sup>。在大洋水中,  $^{230}\text{Th}$  的放射性比活度为  $(1.5 \sim 1500) \times 10^{-3} \text{ Bq/m}^3$ , 大多在  $10^{-2} \text{ Bq/m}^3$  量级,  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  活度比则一般在  $10^{-3}$  量级<sup>[1]</sup>, 这也说明  $^{230}\text{Th}$  有非常快的迁出速率。 $^{230}\text{Th}$  在大洋中停留时间很短, 在表层水不足 1 a, 深层水中一般为几十年<sup>[14, 16]</sup>, 平均停留时间为  $30 \text{ a}^{[17]}$ , 远小于  $^{234}\text{U}$  的停留时间。开阔大洋水体中溶解态和颗粒态的  $^{230}\text{Th}$  随水深增加均呈增加的趋势, 然而由于颗粒物浓度极低, 颗粒态  $^{230}\text{Th}$  占总  $^{230}\text{Th}$  的份额相对较小<sup>[7, 18]</sup>。 $^{230}\text{Th}$  在海水和颗粒物之间的交换符合可逆吸附模型, 颗粒态  $^{230}\text{Th}$  随水深增加而增大是由于颗粒物在沉降过程中不断净吸附海水中的  $^{230}\text{Th}$  所致<sup>[18]</sup>, 而大洋水中总  $^{230}\text{Th}$  随水深增加而增加是由  $^{230}\text{Th}$  在上层水体的快速清除及在中深层水体中随颗粒物的矿化而释放所导致<sup>[17]</sup>。

### 1.1.3 铀钍同位素在海洋学上的应用

不同的铀同位素或钍同位素的半衰期不同,铀与钍的地球化学性质也存在显著差异,如铀是溶解活性元素,在开阔大洋呈保守行为,而钍是强颗粒活性元素,极易吸附于颗粒物表面并随颗粒物沉降,因此铀钍不平衡现象在海洋环境中非常普遍,并被广泛应用于海洋科学的研究中,如 $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 不平衡示踪真光层颗粒动力学及输出生产力<sup>[19-23]</sup>、 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 不平衡示踪中深层水体颗粒有机碳的输出通量<sup>[24]</sup>、 $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}/^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ 示踪边界清除作用<sup>[15, 25, 26]</sup>、 $^{230}\text{Th}-^{232}\text{Th}$ 示踪开阔大洋的大气沉降通量<sup>[11, 27]</sup>及大气沉降释放的溶解态金属通量<sup>[12, 28, 29]</sup>等。在海洋地质及古海洋学研究中,铀钍同位素也是非常有用的工具,如铀系法测定深海沉积物沉积速率<sup>[8, 30, 31]</sup>、铁锰结核与结壳的生长速率<sup>[32-35]</sup>,  $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}/^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ 示踪古环流<sup>[36-38]</sup>及古输出生产力<sup>[39, 40]</sup>等。

## 1.2 大洋沉积作用

大洋,是海洋的主体部分,一般远离大陆,面积约占海洋总面积的90.3%,水深一般大于2000 m,具有强大的洋流系统和潮汐系统<sup>[41]</sup>。深海环境则泛指水深超过200 m的海域,包括水深为200~2000 m的半深海和水深超过2000 m的深海<sup>[42]</sup>。深海沉积物是指沉积在水深超过2000 m的开阔海洋底部的沉积物,主要由陆源碎屑沉积、海洋生物碎屑沉积、火山碎屑沉积、自生沉积、宇源沉积和冰筏碎屑沉积组成,可分为深海黏土、钙质软泥、硅质软泥、硅质-钙质-黏土四大类<sup>[43]</sup>。深海沉积物不仅包括大洋沉积物,还包括边缘海(如南中国海等)水深超过2000 m的海底沉积物。目前,国内外并没有统一规范的深海沉积物分类与命名标准<sup>[43]</sup>,很多文献报道也将水深为1000多米的海底沉积物称为深海沉积物<sup>[44-46]</sup>。

海洋沉积物是过去环境变迁信息的重要来源。大洋沉积物具有保存完好的特点,其详细记录着海洋环境的变化历史,能反映大规模、近于全球性的地质事件,是地球历史演变的重要载体,被认为是研究第四纪最可靠和最有意义的对象之一<sup>[30, 47]</sup>。

沉积物沉积速率可分为线性沉积速率和质量累积速率,分别指单位时间内沉积物堆积的厚度和在单位面积上堆积的质量。沉积物沉积速率主要受物源、气候

和沉积动力环境的影响，不同的沉积环境沉积类型和沉积厚度差别很大。海洋沉积物沉积速率的准确测定，有助于构建精准的时间框架，建立地层序列及确定地质年代，使全球性的地层时代对比和环境分析成为可能，这些正是古海洋环境演化分析的前提。精准的年代学信息对解读大洋沉积物化学和矿物组成所记录的地质过程也至关重要。

### 1.3 沉积物生物扰动作用

#### 1.3.1 生物扰动作用的定义

沉积物生物扰动作用指底栖动物直接或间接影响沉积物基质的所有输运过程，包括颗粒物再造作用与洞穴通风作用<sup>[48]</sup>。主动的颗粒物再造作用是动物对颗粒物运移及生物混合，包括掘穴、管道建设及维护、颗粒物的摄食与排泄等，被动的颗粒物再造作用主要为废弃管道的坍塌及填充；洞穴通风作用，即生物灌溉作用<sup>[49]</sup>，是指动物为呼吸或摄食目的利用上覆水冲刷其管道，造成的沉积物间隙水与上覆海水中溶质的对流与扩散作用<sup>[48]</sup>。底栖动物能通过颗粒物再造作用或洞穴通风作用，影响微生物对碳、氮等资源的利用或改变影响微生物反应速率的非生物条件（如氧化还原状态、温度等），导致早期成岩作用及微生物群落结构出现显著而复杂的改变，进而起到调节沉积物环境中生物地球化学反应的作用<sup>[48]</sup>。

生物扰动系数是用来量化生物扰动作用的速率，而混合深度是指沉积物扰动最频繁的深度<sup>[50]</sup>。在一般成岩方程中，沉积物生物扰动系数和沉积速率一样，都是非常重要的参数<sup>[51]</sup>。

#### 1.3.2 生物扰动作用的重要性

(1) 生物扰动对物理化学性质的影响。海洋覆盖了地球 70.55% 的面积<sup>[52]</sup>，海底表层沉积物中充满了复杂的生物地球化学反应，对海洋生态系统起到非常重要的作用。几乎所有沉降到海底的颗粒物在被埋藏进沉积物深部前都会被生物扰动很多次<sup>[53]</sup>。沉积物生物扰动作用能改变沉积物的物理性质，如改变沉积物剪切力、渗透性、孔隙度、沉积物粒径组成、沉积物侵蚀与沉积、陆坡的稳定性及崩塌等，以及化学性质，如改变沉积物氧化还原电位及 pH 值、有机物及营养盐（硝酸盐、亚硝酸盐、铵盐、硫酸盐、亚硫酸盐、磷酸盐）的含量水平、沉积物



Degree papers are in the “[Xiamen University Electronic Theses and Dissertations Database](#)”.

Fulltexts are available in the following ways:

1. If your library is a CALIS member libraries, please log on <http://etd.calis.edu.cn/> and submit requests online, or consult the interlibrary loan department in your library.
2. For users of non-CALIS member libraries, please mail to [etd@xmu.edu.cn](mailto:etd@xmu.edu.cn) for delivery details.