



同济大学优秀博士论文文库

潮坪韵律沉积的形成和保存 及沉积间断的定量分析



CHAOPING YUNLV CHENJI DE XINGCHENG HE BAOCUN JI CHENJI JIANDUAN DE DINGLIANGFENXI

范代读 著



同济大学出版社
TONGJI UNIVERSITY PRESS

同济大学优秀博士论文文库
同济大学研究生院出版基金资助

潮坪韵律沉积的形成和保存及 沉积间断的定量分析

范代读 著



同济大学出版社
TONGJI UNIVERSITY PRESS

内 容 提 要

本书应用比较沉积学的方法,以大量野外现场观察数据、资料和古代研究实例为基础,深入研究开敞型潮滩韵律沉积单元的形成过程与保存机制,沉积间断的形成机理及其定量分析的方法,强调了波浪作用在塑造开敞型潮滩沉积地貌和沉积地层的重要性。波浪与潮汐混合作用研究是当前泥质海岸沉积学研究的重要方向。

本书可供海岸地质学、沉积学、地貌学和沉积动力学等学科科研工作者与大专院校师生阅读参考。

图书在版编目(CIP)数据

潮坪韵律沉积的形成和保存及沉积间断的定量分析/
范代读著. —上海:同济大学出版社,2007.4

(同济大学优秀博士论文文库)

ISBN 978-7-5608-3405-4

I. 潮… II. 范… III. 海洋沉积—研究
IV. P736.21

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2006)第 155904 号

同济大学优秀博士论文文库

潮坪韵律沉积的形成和保存及沉积间断的定量分析

范代读著

责任编辑 郭战胜 责任校对 谢惠云 封面设计 李志云

出版发行 同济大学出版社 www.tongjipress.com.cn

(地址:上海市四平路 1239 号 邮编:200092 电话:021-65985622)

经 销 全国各地新华书店

印 刷 江苏句容排印厂

开 本 787mm×1092mm 1/16

印 张 7.5

字 数 187 000

版 次 2007 年 4 月第 1 版 2007 年 4 月第 1 次印刷

书 号 ISBN 978-7-5608-3405-4/P·21

定 价 22.00 元

本书若有印装质量问题,请向本社发行部调换 版权所有 侵权必究

出版说明

“本科教育为立校之本,研究生教育为强校之路”。20余年来,同济大学始终把全面提高培养质量作为研究生教育改革的指导思想,取得了较好效果,为国家培养了一大批高素质的高级专门人才。在连续多年的“全国百篇优秀博士学位论文”评选中,我校先后有7篇论文入选,另有7篇论文获得提名。

在此,我们选编了海洋科学、土木工程、建筑学等学科的10篇获奖论文,辑录出版《同济大学优秀博士文库》第一辑,以展现我校研究生教育的优秀成果。同时,也希望以此为契机,进一步加强我校高层次创造性人才的培养工作,鼓励创新精神,提高我校研究生教育,特别是博士生教育的质量。

谨以本套丛书,向百年华诞的同济大学献礼!

同济大学研究生院

2007年3月

前言

通过潮汐韵律层研究来恢复古环境和地质历史时期的地-月轨道演化,已成为国外潮汐沉积和天文地质学研究的重要热点之一。潮汐沉积的连续性是古潮汐和古环境研究的基础和关键。因此,地层中几米甚至几十米的潮汐韵律沉积剖面通常被解释成连续的大小潮周期沉积,以此为依据进行这一研究。由这一假设所推算出来的年沉积率大多在几十厘米以上,有的高达十几米。然而,滨、浅海地区由于环境影响因素众多,使得地层连续性差,沉积缓慢,年沉积率很少超过厘米量级。由此需要对潮汐韵律沉积的生成与保存及其连续性作深入研究。

本书通过现场观测研究纹层的生成和保存与沉积动力的关系。若连续记录的纹层能够100%地保存下来,其厚度变化能够反映大小潮周期。但是,开阔潮坪层偶的保存率很低,难以保存较完整的大小潮周期层序。潮滩季节性观测表明开阔潮坪小型层序实际上是风暴层序。间断是开阔潮坪沉积的主要特性,以层偶保存率估算沉积间断在长江口开阔潮坪层序中所占的比例,其值高达99.34%。沉积速率随时间尺度增大呈指数递减,根据不同时间尺度沉积速率的相关关系,可以定量地计算开阔潮坪沉积地层的完整性。通过钻孔、探槽和剖面揭露的近代、全新世、晚奥陶世潮坪沉积纹层数和厚度的统计,利用傅立叶变换分析提取纹层厚度变化所记录的周期信息,假定小型层序是大小潮周期成因,由此推算的年沉积率都在厘米量级以上。实际上近代和全新世潮汐沉积的年沉积率不超过几厘米,造成这一差异的根本原因在于把小型层序当作连续的大小潮周期沉积,而实际上小型层序是风暴事件沉积。

长江三角洲面向开阔大海,台风季节滩面冲刷明显。但是,长江巨大输沙量不仅促使三角洲周边发育广阔的泥质潮坪,而且使之以每年几个厘米的速度快速淤积。平静天气开阔潮坪沉积主要受潮汐作用控制,沉降板每天记录的基本沉积单元为潮汐层偶,层偶厚度变化记录了大小潮能量变化的规律。假定层偶保存率为100%,则可以通过保存较完整的潮汐韵律层的研究来恢复古潮汐周期。但是,开阔潮坪沉积受潮流和风浪侵蚀改造作用的影响明显,层偶保存率很低。半月观测结果表明,保存下来的层偶数只有同期间日观测累计层偶数的20%,而且层偶厚度已不再反映大小潮周期变化。由此可见,层偶的保存是决定潮坪沉积能否反映大小潮周期的关键。要保存较连续的潮汐韵律沉积,需要相对封闭的、基本不受风浪影响的沉积环境。台风浪可以将含于砂、泥质单层中众多的层偶消灭殆尽,使层偶的保存率进一步降低,形成反映季节性气候变化的砂、泥单层更替构成的风暴层序。即使风暴天气形成的小型层序也不是完整地保存下来,亚近代开阔潮坪层序平均每3年才有一个砂质单层保存下来。因此,沉积过程就像是一个过滤器,把能量低的事件沉积都滤掉,只留下能量高的事件沉积。

开阔潮坪沉积的不连续性是主要的。如果以层偶的保存率作为衡量潮坪层序不连续性的尺度,那么开阔潮坪层序的完整性为0.66%,99%以上的时间是没有沉积记录的。代表季节性气候变化的砂、泥单层可能在暴风浪作用过程及其过后的几天里就形成了,其余时间要么没有沉积,要么形成的沉积物又被侵蚀改造,最后将时间浓缩在一个不易分辨的间断面上。因此,在利用潮汐沉积进行古环境分析、建立潮坪沉积模式时,必须充分考虑沉积间断所占的比例。对于开阔潮坪沉积层序,沉积间断可能是几个月或几年,沉积率随时间尺度增大而迅速减

小。如果作不同时间间隔与其所确定的沉积率的对数相关图,发现它们之间存在对数线性负相关关系。在许多沉积环境都得出类似的结果,只是二者线性拟合直线的斜率不同而已。在长江三角洲开敞型泥质潮坪,该线性拟合直线的斜率为 -0.39 ,由此可以定量地计算地层的完整性为 $(t/T)^{0.39}$ (其中, t 为任一给定的时间间隔, T 为整个地层建造的时间长度)。

冰后期海侵,长江下切河谷淹没,形成巨大河口湾。大的潮差和高的沉积速率使发育并保存较完整的大小潮周期层序成为可能。但是,强潮流、径流和波浪等动力的侵蚀作用以及区域海平面变化,使全新世河口地层普遍发育不同尺度的小间断。层偶保存率不及 0.1% ,远低于开阔潮坪,地层连续性更差。由此可见,低能海岸不仅开阔潮坪沉积是不连续的,相对封闭的潮道等环境,其沉积地层也远非是连续的。海滩则以波浪的冲刷作用为主。因此,沉积间断在滨海沉积中具有普遍性。

古地理重建和沉积相分析表明,桐庐文昌组上段为潮坪沉积,沉积环境类似于现代长江三角洲,面向开阔海洋。文昌组潮坪沉积小型层序发育,假定小型层序是大小潮周期成因,由此计算出的古沉积率为 3.62m/a ,与国外由大小潮周期层序所推算的沉积率相比并不算高。但是,文昌组潮坪沉积具有明显的强风浪冲刷改造作用的记录,如对称波浪、冲刷构造、呈层状分布的泥砾等。与亚近代长江口开敞型泥质潮坪层序相对比,每个亚相的沉积构造特征基本相一致,后者的砂、泥质单层组合形成的韵律不是大小潮周期的记录,而是代表季节性甚至更长周期的风暴层序。由此推断,文昌组潮坪沉积的小型层序也是风暴成因。文昌组潮坪沉积应用大小潮周期所推算的沉积率,如果以长江口开敞型潮坪层序层偶保存率为参照值进行校正,所得沉积率为 2.4cm/a ,可能更符合文昌组潮坪层序建造的实际情形。

综上所述,本书主要讲述了潮坪,开阔海岸,韵律沉积,大小潮周期,风暴层序,沉积间断,定量分析等研究方法,希望给相关专业科技与研究人员一定的参考价值。

由于编写时间较紧,作者水平有限,书中难免存在疏漏和错误,敬请读者能将意见反馈回来,以便今后修订和完善。

范代读

2006年11月

目次

出版说明

前言

第1章 绪论	(1)
1.1 潮坪沉积研究的历史与现状	(1)
1.2 沉积间断的定量分析	(4)
1.3 名词和术语	(5)
1.4 本书研究目标及完成的工作量	(6)
第2章 区域概况	(8)
2.1 中国泥质潮坪沉积的分布及其一般特征	(8)
2.2 长江口地貌、水文特征	(9)
2.3 长江晚第四纪河口地层	(10)
2.3.1 晚第四纪长江河口地区古环境变化	(10)
2.3.2 晚第四纪长江河口地层的基本构架	(10)
2.4 晚奥陶世文昌组区域地质	(11)
2.4.1 区域地层	(11)
2.4.2 区域构造	(13)
2.4.3 晚奥陶世文昌组沉积环境	(15)
第3章 研究方法	(16)
3.1 沉降板观测	(16)
3.2 插桩进行滩面冲淤观测	(17)
3.3 样品采集及其分析方法	(17)
3.4 纹层统计与数据分析方法	(18)
第4章 现代泥质潮坪沉积特征及其与沉积动力的关系	(19)
4.1 研究区特征	(19)
4.2 潮汐层偶的生成与保存	(20)
4.2.1 潮汐层偶	(20)
4.2.2 层偶厚度变化与大小潮周期	(24)
4.2.3 潮汐层偶的保存率	(25)
4.3 潮滩冲淤与风暴层序的生成	(26)
4.3.1 潮滩冲淤与风暴层序	(26)
4.3.2 潮滩冲淤模式	(28)
4.4 滩面沉积物粒度组成	(30)
4.5 讨论	(33)
4.5.1 纹层的生成和保存	(33)

4.5.2	大小潮周期层序的生成和保存	(34)
4.5.3	开阔潮坪小型层序的生成与风暴层序	(35)
4.6	小 结	(37)
第5章	近代泥质潮坪沉积层序与沉积间断	(38)
5.1	潮坪沉积层序	(38)
5.1.1	潮坪沉积层序特征	(38)
5.1.2	小型层序的构成及其特征	(40)
5.1.3	潮坪沉积率	(42)
5.2	地层的完整性	(45)
5.2.1	不同时间尺度的潮坪沉积率	(45)
5.2.2	地层的完整性	(46)
5.3	沉积间断的定量分析及其分布模式	(47)
5.3.1	纹层保存率与沉积间断在潮坪层序所占比例	(47)
5.3.2	沉积间断在潮坪层序中的分布	(48)
第6章	全新世长江口地区潮汐沉积	(51)
6.1	长江三角洲地层	(51)
6.1.1	岩性描述	(51)
6.1.2	粒度特征	(54)
6.1.3	沉积构造	(55)
6.1.4	微体古生物组合分布特征	(55)
6.1.5	^{14}C 测年	(57)
6.1.6	沉积相和沉积层序	(59)
6.2	全新世地层的沉积率与地层连续性	(62)
6.2.1	地层平均沉积率	(62)
6.2.2	由潮汐纹层计算的沉积率	(62)
6.2.3	沉积间断和地层的连续性	(66)
6.3	滨海沉积间断的普遍性和连续沉积的可能性	(68)
6.3.1	间断在滨海沉积中的普遍性	(68)
6.3.2	大小潮周期发育的可能性	(68)
6.4	小 结	(68)
第7章	古代(晚奥陶世)开阔潮坪韵律沉积	(70)
7.1	文昌组沉积特征与沉积层序	(70)
7.1.1	文昌组沉积特征(以桐君山剖面为例)	(70)
7.1.2	碎屑岩的成分、结构和粒度分析	(72)
7.1.3	文昌组沉积相和沉积层序	(76)
7.2	文昌组潮坪沉积特征与沉积层序	(77)
7.2.1	潮坪沉积分层沉积特征	(77)
7.2.2	潮坪沉积层序与沉积相	(77)
7.2.3	潮坪沉积各层段纹层特征和统计	(78)

7.3 文昌组潮坪沉积的古潮汐周期及沉积率	(81)
7.4 讨论与结论	(81)
7.4.1 沉积环境解释	(81)
7.4.2 潮坪韵律沉积的成因解释	(83)
7.4.3 沉积率校正	(84)
第8章 结 论	(86)
附 录	(88)
参考文献	(97)
后 记	(109)

第1章 绪论

1.1 潮坪沉积研究的历史与现状

20 世纪 20 年代德国人 Richter 首先开始了北海潮坪沉积的系统研究。在随后的 20 年中, Richter 和他的学生在 Senckenberg 研究所开展的潮坪沉积研究内容, 主要集中在潮汐沉积过程、典型沉积构造和生物构造以及北海潮坪沉积中的生物化石等方面。他们的研究成果后来被广泛地应用于古代剖面的对比分析和成因解释中。第二次世界大战期间潮坪沉积研究曾一度出现过中断。战后潮坪沉积研究又蓬勃发展起来, 并且不再局限于德国。新一轮研究热潮起于荷兰, 以 van Straaten (1954, 1961) 开始研究荷兰北部北海潮坪沉积特征为代表 (Ginsburg, 1975; Elliott, 1978)。随后, 德国 Senckenberg 研究所在 Reineck 领导下开展了潮坪沉积研究, 并取得重要进展 (Reineck, 1963, 1967)。英国 Evans 也着手近代潮坪沉积的综合研究 (Evans, 1965, 1975), 同时潮坪沉积研究向北美蔓延, 如加拿大的芬迪湾 (Klein, 1963, 1967) 和美国的加利福尼亚湾 (Thompson, 1968, 1975)。1961 年 van Straaten 引用的 239 篇的潮坪沉积文献都是关于北海的 (van Straaten, 1961), 而 1973 年 Reineck 收录的近 500 篇论文中有 90% 是在第二次世界大战之后发表的, 而且研究区域不再局限于德国北部及北海潮坪沉积 (Reineck, 1973; Ginsburg, 1975)。两次不同时期的文献整理基本反映了 20 世纪六七十年代潮坪沉积研究所取得的进展。此外, 研究也由硅质碎屑潮汐沉积扩展到碳酸盐类古代和现代的潮汐沉积 (Ginsburg, 1975)。但是, 研究并没有取得实质性的重大突破, 这一时期基本仍是对现代潮坪沉积过程、沉积构造和生物构造特征的描述及其分布特点的研究, 总结潮汐沉积的判别标志, 将现代研究成果应用于古代剖面的对比研究中。正如 Dalrymple 等 (1991) 所指出的那样, 直到 20 世纪 80 年代出版的许多专著和教材 (如 Weimer, et al., 1982; Klein, 1985; Elliot, 1986) 中所引用的潮坪沉积方面的文献, 大多还是五六十年代的研究成果 (如 van Straaten, 1954, 1961; Reineck, 1967; Reineck & Wunderlick, 1968)。

值得注意的是 Boersma 于 1969 年提出了潮汐束状体 (tidal bundle) 的概念。在随后的十年里, 众多学者更为细致地描述了潮道大型沙波侧向进积形成潮汐束状体的特征 (Klein, 1970; De Raaf & Boersma, 1971; Terwindt, 1971; Klein & Whaley, 1972; Allen & Friend, 1976; Dalrymple et al., 1978)。20 世纪 80 年代, Visser (1980) 将束状体厚度侧向连续变化与大小潮周期 (neap-spring cycles) 联系起来之后, 使潮坪沉积研究进入了另一个新时代, 揭开了潮汐韵律层 (tidal rhythmite) 研究的序幕。由此认为, 潮汐束状体和大小潮周期等概念的提出, 革新了以往对潮汐交错层理的认识和解释 (Dalrymple et al., 1991; Shi, 1991)。

潮汐韵律层研究包括两部分: 一是沙波 (sand waves) 或沙丘 (sand dunes) 侧向迁移所形成的潮汐束状体层序 (tidal bundle sequences), 另一个是砂、泥质纹层垂向加积形成狭义的潮汐韵律层 (Allen & Duffy, 1998a)。本书在不加说明时潮汐韵律层指狭义的、垂向加积形成的、能反映大小潮周期的韵律沉积层序 (Williams, 1989), 或是相当于旋回潮汐韵律层 (cyclic tidal rhythmite), 强调潮汐沉积除了具有砂、泥质纹层交替的韵律性外, 还具有反映大小潮周期

的旋回性(Greb & Archer, 1995; Archer & Johnson, 1997)。而侧向进积的韵律层仍沿用潮汐束状体层序的概念。因此,潮汐韵律层研究也基本上可分为 20 世纪 80 年代潮汐束状体层序研究阶段和 90 年代旋回潮汐韵律层的研究阶段。

1989 年 Tessier & Gigot 列举的研究大小潮周期文献中,除 Terwindt(1981)一篇外,其余都是研究底形侧向迁移所记录的潮汐周期。潮汐束状体在 1969 年 Boersma 的定义中是指一个日潮或半日潮周期的产物,潮汐束状体形成于主潮流过程,次潮流侵蚀形成复活面,而泥盖是在停潮时形成的(Boersma, 1969; Visser, 1980; Fenies, et al., 1999)。Visser(1980)将一系列侧向连续进积的束状体厚度变化与大小潮周期联系起来,认为大潮时,潮差和流速大,对应的束状体厚;反之,小潮形成的束状体薄,而且潮汐束状体序列的数量与大小潮周期数相接近(Visser, 1980)。Allen(1981, 1985)从沉积动力学角度分析了潮流所携带的悬移质颗粒沉积的模式。理论上一个潮周期可以生成两个砂质纹层和两个泥质纹层,砂质纹层厚度与涨、落潮过程中 ΔU^3 的最大值呈正比,其中 $\Delta U^3 = (U - U_{\text{crs}})^3$, U 是实际潮流速率, U_{crs} 是砂质颗粒起动的临界速度(Allen, 1981, 1985)。泥质纹层厚度则随着动力变弱和泥质沉积时间的增长而变厚。小潮时流速低砂质纹层薄,上覆较厚的泥质纹层;大潮时流速高砂质纹层厚而泥质纹层薄。因此,一个大小潮周期里,砂、泥质纹层随着潮流最大流速的强弱变化发生规律性的厚薄变化。如果这些纹层在适当的环境可以大部分保存下来,就形成大小潮周期层序(Allen, 1985; Dalrymple et al., 1991; Tessier, 1993)。

这种反应大小潮周期的潮汐束状体层序,随后又被 Boersma & Terwindt(1981)和 van Denberg(1982)等所描述。Visser & de Boer(1982)和 de Boer 等(1989)又进一步识别出潮汐沉积的日不等现象,即连续的两个束状体厚薄不等,反映了一天內相继发生的两个潮周期的潮差和主潮流速不等。Yang & Nio(1985)进一步提出了由分析潮汐束状体厚度变化恢复古潮流信息的方法,即时序分析法,通过对束状体厚度资料进行调和分析和滤波分析,得到大小潮周期的束状体数和不同周期的变化规律(Yang & Nio, 1985)。此方法已应用于亚近代和古代潮汐束状体层序的研究。古代潮汐束状体序列的研究可见于新生代至前寒武纪等不同时代的地层中(Allen, 1981; Homewood & Allen, 1981; Allen & Homewood, 1984; Mutti et al., 1985; Yang & Nio, 1985, 1989; Kreisa & moiola, 1986; Santisteban & Taberner, 1988; Houthuys & Gullentops, 1988; Ladipo, 1988; Rabmani, 1988; Kessler & Gollop, 1988),但这些研究大多局限于滨浅海潮道以侧向沉积为主的潮汐沉积环境,很少触及泥质潮坪以垂向加积为主的潮汐沉积环境(Tessier & Gigot, 1989a; Dalrymple et al., 1991)。

20 世纪 90 年代才掀起研究垂向加积所产生的大小潮周期沉积的热潮,而且其研究论文占了主导地位,研究方法也丰富多样。Archer & Johnson(1997)指出,潮汐韵律层研究论文大致可分为三类:①现代潮汐韵律层的分析研究;②由古代潮汐韵律层恢复古潮汐信息和计算沉积率;③理论天文学的研究。现代潮汐韵律层只有在强潮河口湾研究较详,如北美的芬迪湾(Zaitlin, 1987; Dalrymple & makino, 1989; Dalrymple et al., 1991)和法国的 Mont-Saint-Michel 湾(Tessier, 1993)。在小潮河口湾(如 Dyfi River Estuary(Shi, 1991))和水下三角洲环境(Smith, et al., 1990; Cowan et al., 1998)也作过一些研究。更多的研究文献集中在古代剖面,从第三系一直到前寒武纪地层皆有。最古老的潮汐韵律沉积剖面是犹他州中部的中、晚元古宙 Big Cotton Wood 建造,年龄约 800Ma~1.0 Ga(Chan et al., 1994)。其次是南澳前寒武纪晚期的 Elatina 建造,年龄为 650Ma(Sonett et al., 1988; Williams, 1989, 1991,

1998)。美国中、东部石炭纪产煤盆地则广泛地发育旋回潮汐韵律层(Kvale et al., 1989; Brown et al., 1990; Kvale & Archer, 1990, 1991; Kuecher et al., 1990; Archer and Kvale, 1993; Martino & Sanderson, 1993; Archer et al., 1994a, 1995a; Greb & Archer, 1995; Miller & Eriksson, 1997)。元古代之后的古潮汐韵律剖面有白垩纪的(Rahmani, 1989, Eberth, 1996), 中生世的(Tessier et al., 1989b; Tessier & Gigot, 1989a)和晚更新世的(Park et al., 1998; Choi & Park, 2000)。这些潮汐韵律层的研究极大地丰富了高分辨率地层学的研究, 而且可以从中分析古潮汐环境。

潮汐韵律层的理论天文学研究则是近 20 年来潮汐韵律沉积研究的重要方向。天文地质学的一个重要研究方法就是从地质记录中提取与天文因素有关的周期性和突发性变化的信息, 而这部分信息是现代天文观测中不能观测到的宝贵资料。Hays 等(1976)应用了多种绝对年龄测定方法和频谱分析, 对深海钻孔资料进行深入研究, 证明了近几十万年以来第四纪古气候变化与地球轨道要素变化有关, 使米兰柯维奇假说被广泛地承认(Hays et al., 1976)。刘东生等(1985)研究黄土中的 CaCO_3 含量、磁化率、 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 等参数的变化, 同样得出轨道尺度的周期变化, 其旋回性可与深海沉积进行对比。然而, 迄今为止, 介于陆上黄土剖面和深海沉积物之间的滨、浅海沉积中, 却找不到一条可与深海沉积、冰芯和黄土类比的、比较完整的高分辨率的古环境变化曲线。滨、浅海环境的不稳定性所产生的沉积物的不连续性, 是难以建立与深海沉积和黄土剖面相对比曲线的主要原因。因此, 在古代潮汐韵律剖面中寻求连续的沉积, 就成为一项异常吸引人的研究课题。甚至连续 4 个月的沉积记录就可能进行古代地、月轨道参数变化的计算(Kvale et al., 1999)。据乐观的估计, 地质历史中超过 20% 的时间, 可以找到比较连续的潮汐韵律沉积(Kvale et al., 1999)。

有意思的是南澳前寒武纪晚期的 Elatina 建造纹层的前后研究得出明显不同的结论。Williams(1981)和 Williams & Sonett(1985)认为 Elatina 建造纹层是冰川湖泊成因的, 较粗的细砂和粉砂组成的纹层与较细的黏土物质组成的纹层构成一个韵律单位, 称为纹泥。纹泥所代表的时间单位是一年, 因此 Williams(1981)和 Williams & Sonett(1985)得出纹泥厚度变化的优势周期为 11.2, 这与太阳黑子活动 11 年周期相对应。这一结论成为当时冰川湖泊纹泥研究的经典, 并被一些教科书和专著(如徐道一等, 1983; 吴瑞棠、张守信, 1989)所引用。Sonett 等(1988)再次对 Elatina 建造的纹层进行详细研究, 结论是原来被认为是冰湖成因的纹泥(Williams, 1981; Williams & Sonett 1985), 可能形成于有河流注入的泻湖或海湾环境, 系潮汐层偶, 其砂质纹层厚度变化周期 11.6 不是 11.6 年, 而是一个大小潮周期里保存下来的 11.6 个层偶, 时间不超过半个月。此后, Williams(1989, 1991)也重新解释了 Elatina 建造纹层应属潮汐成因, 把其周期性变化归因于大小潮周期。这一研究成果再度成为垂向加积潮汐韵律沉积研究的典范, 并且被后来研究潮汐韵律层剖面的文章所广泛引用。Elatina 建造的纹层周期性变化被用来估算地质历史时期地-月距离的变化(Sonett et al., 1988; Williams, 1991; Sonett et al., 1996)。据此, Archer & Johnson 推算在过去的 9 亿年里大小潮周期变化并不大, 从 9 亿年前约 15.5 天到现在 14.75 天(Archer & Johnson, 1997)。因此, 可以用现代天文观测所获得的知识, 来解释潮汐韵律沉积所记录的大小潮周期性变化。由于冰川纹泥和潮汐纹层所代表的时间相差巨大, 前者代表一年, 而后者可能是半天或一天的短暂时间, 因此它们最后得出的结论也是完全不同的。这也提醒我们在进行韵律层研究时, 傅立叶变换或调和分析所得到的周期必须进一步进行沉积学解释, 只有真正认识了沉积过程, 这种分析和计算才

是有效的。

虽然国外古代潮汐韵律沉积研究较详,但缺少现代潮汐沉积的直接观测(Allen & Duffy, 1998a)。而中国大河河口三角洲的周边都发育较好的潮坪,面向开阔海域,现场水动力条件和滩面季节性冲淤变化研究较详,对于垂向潮坪沉积层序研究却较少。

与国外潮汐韵律研究所取得的成果相比,国内在这方面的研究比较薄弱,大多不过是对潮汐束状体、双黏土层、大小潮周期等概念的引用和介绍。黄迺和等首次阐述了这种潮汐纹层厚度规律性变化的沉积构造,并将之命名为“潮汐周期层序”(黄迺和等,1987)。通过现代潮汐沉积物的研究,识别出3种类型的潮汐周期层序,即递变式、规律间隔层组式和攀升式潮汐周期层序,并将此作为古代潮汐沉积的鉴定标志。但是所举的例子除了黏土层有一定疏密变化规律外,也未对一个大小潮周期中的黏土层数目进行研究,与国外学者利用潮汐纹层数和纹层厚度的变化规律来分析古潮汐周期还有相当距离。李宝芳等在研究豫西山西组潮道沉积时也曾报道过双(单)黏土层和潮汐周期层序,但也只作了一些简单的描述,并未将它作为恢复潮汐周期的有用工具(李宝芳等,1988)。唯一作过潮汐韵律纹层统计,用时序分析法对纹层厚度进行处理并推算出沉积率的是浙北桐庐奥陶系文昌组潮汐沉积剖面(李从先等,1995)。但作者并不认为该剖面纹层厚度、颗粒粗细规律性变化是大小潮周期的产物,与此相反,强调风暴对潮汐纹层的生成和保存起到重要的作用,进而讨论小型层序可能是风暴层序(李从先等,1995)。

进行现代泥质潮坪沉积观测的不在少数,但大多集中在地貌学和沉积动力学的研究上(陈吉余等,1989;Shi & Chen, 1996),而且认为风暴对淤泥质海岸的塑造起重要作用(李从先等,1965;李从先、李萍,1982;任美镔等,1983;许世远、邵虚生,1984;张忍顺,1986;李九发,1990;陈才俊,1991;陈卫跃,1991;李铁松、李从先,1993a;Eisma, 1998a;王建等,2000)。在垂向剖面保存下来的多个粗细层交替所构成的韵律层理不是大小潮周期的产物,而是平静天气下低能期与台风暴高能期交替作用的产物(邵虚生、严钦尚,1982;许世远、邵虚生,1984;李从先等,1992,1995,1999a)。

1.2 沉积间断的定量分析

地层的完整性是进行高精度地层测量和对比的关键(Sadler, 1981; Kvale et al., 1999),因此众多学者都尝试把沉积的连续性和地层的完整性量化。地质记录的不完整性早已引起了重视,早在1859年达尔文就指出,地层剖面中沉积间断所代表的时间可能远大于所保留的沉积层(Shanmugam, 1988),从而强调了沉积的不连续性和地层的不完整性。Barrell(1917)将沉积间断划分为不整合面和小间断,进一步强调了这一问题的重要性(Shanmugam, 1988)。近20年来这一命题得到普遍的关注(Sadler, 1981; Bhattacharyya et al., 1980; Dott, 1983; Crowley, 1984; Plotnick, 1986; Li & Li, 1994; 李从先和汪品先,1998;Li et al., 2000a),但对其做定量分析的却不多,可能因为不太容易所致(Sadler, 1981)。潮汐沉积剖面中的沉积间断属小间断。在潮汐韵律研究实例中,首先是把潮汐纹层序列看作是基本连续的,至少保存下来的纹层能够反映出大小潮周期。但众多学者通过纹层个数的统计和纹层厚度周期性变化的分析,得出大小潮周期沉积的纹层数介于6~30之间(Kvale et al., 1989; Tessier & Gigot, 1989a; Shi, 1991; Martino & Sanderson, 1993; Greb & Archer, 1995),即使认定一个潮汐周期内只形成一个砂质纹层,在多数情况下,大小潮周期纹层数仍低于一个大小潮周期应形成

的纹层数,即28。由此反映,没有沉积或部分侵蚀所造成的小间断是普遍存在的。应当充分认识小间断在潮汐韵律层中的重要性,因为小间断所占的比例增大后将最终影响大小潮周期的解释。忽视它们将引起所估算的沉积率偏离真实情况,导致对沉积环境和沉积过程错误的认识。而利用潮汐韵律层推算古天文轨道参数时,更应该首先确定地层的完整性,利用一些短序列的潮汐韵律层恢复古地-月距离时,则严格要求潮汐沉积不能有任何缺失,每一天的沉积记录都应该是完整的(Kvale et al., 1999)。而实际所揭露的潮汐韵律层的完整性并不是100%。只有每天形成的潮汐纹层都保存下来,才适合于古地-月距离等天文轨道参数的推算;或者至少大部分纹层被保存下来,沉积基本上是连续的,大小潮周期仍可以从纹层厚度变化读取时,才可进行古潮汐特征的研究。如果一次侵蚀量超过一个或数个大小潮周期的沉积层,并且尔后仍存在砂、泥质单层交替,这时纹层厚度变化记录的可能是风暴与平静天气的季节性变化,而不再是大小潮周期的变化(Li et al., 2000a)。

另外,即使记录了大小潮周期的潮汐韵律层,其时间分布往往也较局限,空间上大多局限在较封闭的河口湾湾顶,或废弃潮道等风浪作用影响很小的地区(Dalrymple & Makino, 1989; Dalrymple et al., 1991; Shi, 1991; Tessier, 1993)。根据大小潮周期的纹层数和纹层厚度变化推算出来的年沉积率多在数十厘米级以上,也不乏1m以上的年沉积率(Tessier & Gigot, 1989a; Kvale et al., 1989; Kuercher et al., 1990; Dalrymple et al., 1991; Martino & Sanderson, 1993; Lanier et al., 1993)。但随着时间尺度的增大,对应的沉积率呈指数递减(Martino & Sanderson, 1993)。因此,需要对地层中沉积间断的类别、间断所代表的时间有充分的认识,才能够正确地进行高分辨率地层对比,研究高分辨率的古环境变化。

1.3 名词和术语

潮坪通常是指潮间带的内浅滩(Bates & Jackson, 1980; Reineck & Singh, 1980; 王颖、朱大奎, 1994),但也有人认为潮坪包括潮上带、潮间带和潮下带三部分(Eisma, 1998)。本书在现代和近代潮汐沉积研究中,潮坪主要指沉积构造发育和沉积层序完整的潮间带部分。长江口全新世潮汐沉积发育于潮道,晚奥陶世文昌组潮汐沉积包括潮下带和潮间带两部分。因此,本书使用的潮坪是广义的,潮汐沉积包括潮间带和潮下带及潮道等的沉积。

潮汐沉积通常是由纹层组成的,砂质和泥质纹层互相叠置构成层偶。在野外露头 and 钻孔岩芯中,潮汐沉积还可区分出砂、泥质单层。砂质单层指层序中砂质纹层较相邻的泥质单层厚,泥质纹层薄而疏;泥质单层指其中的泥质纹层较相邻的砂质单层厚,砂质纹层薄而疏。砂质单层与上覆的泥质单层一般呈渐变过渡,并没有截然的界线,而与下伏的泥质单层通常呈突变接触。砂、泥质单层构成小型层序。在地层剖面中,小型层序与大小潮周期沉积(Williams, 1989)、粗细粒交替(李从先等, 1992)和潮汐周期层序(黄迺和、王根发, 1987)等指的是相同的沉积单元。只是大小潮周期沉积和潮汐周期层序被赋予成因解释,而砂、泥质单层和小型层序是中性的,本书在野外纹层描述和统计时使用后者。只有在成因解释时,根据小型层序的不同成因赋予大小潮周期沉积(或潮汐周期层序)或风暴层序。

1.4 本书研究目标及完成的工作量

本书通过古代、亚近代和现代潮汐沉积的观测和野外实验,研究潮汐纹层的形成和保存,进而进行沉积间断的定量分析,以衡量潮坪这一滨、浅海地区能量最低环境中沉积和间断的关系,为探索滨、浅海地区沉积环境的基本特征提供科学依据。根据这一目标设计野外和室内工作,并投入相应的工作量。为此选择长江三角洲现代、亚近代潮汐沉积和浙北古生代潮汐沉积作为研究对象(图 1.1)进行对比研究。



图 1.1 中国泥质潮坪分布和研究区位置

迄今为止,潮汐韵律层的研究大多是通过钻孔、探槽和野外露头来测量纹层厚度,将纹层厚度变化直接与现代天文潮汐变化曲线进行对比,只有少数人通过现场观测来探讨沉积特征与沉积动力之间的关系(Allen & Duffy, 1998a)。虽然在潮坪上进行过水文泥沙的观测,试图通过水、沙的变化来说明潮汐纹层的形成过程,但实际上,这只是提供了潮汐纹层的形成背景,并未能解释纹层的形成过程和机理。只有对现代潮坪纹层的观测,才能为其形成过程提供更直接的证据和解释。本书在高、中潮滩平静天气时,隔天观测泥质潮坪纹层的生成情况,以此讨论纹层的形成与潮汐动力的关系,为古潮汐韵律层研究恢复古环境提供必要的实际观测资料。

沉积间断在开敞型潮坪沉积中所占的地位是重要的,但尚未给出沉积间断在地层中所占比例的确切数据。本书通过现场观测泥质潮坪纹层的形成与保存,结合潮滩冲淤观测结果,以及钻孔所揭露的亚近代潮坪层序的纹层组合,探讨纹层的保存率,并计算不同时间尺度的沉积率,借此讨论沉积间断在开敞型潮坪层序中所占比例,并进一步探讨沉积间断在开敞型潮坪层序的时空变化。

应用比较沉积学的方法,把桐庐晚奥陶世潮坪沉积剖面(图 1.1)与现代潮坪沉积进行对比,探讨小型层序究竟是大小潮周期层序还是风暴层序。同时,采用“将古论今”的方法讨论现代沉积过程中所形成的哪些沉积特征能够保存下来。

潮汐韵律层的发育需要较封闭、波浪作用弱、潮汐明显和沉积速率高的环境。末次冰期海侵以来,海平面上升迅速,长江下切古河谷迅速充填,沉积速率高。在巨大河口湾形成过程中,潮汐作用明显,有利于潮汐韵律层的形成,可能是保存连续的古潮汐韵律的有利场所。本书利用 CM-97 孔(图 1.1)岩芯所揭露的全新世海侵潮汐沉积剖面,探讨喇叭状强潮河口湾内,是否有可能保存较完整的大小潮周期层序的问题。CM-97 孔 ^{14}C 测年资料较全,可以计算地层的平均沉积率。该沉积率与由纹层统计结果所估算的沉积率进行对比,分析相对封闭的潮道沉积环境纹层的保存率,并进一步探讨沉积间断在滨、浅海沉积中的广泛性。

为实现本书研究目标,作者进行 3 个多月现代潮坪野外实测工作,累计测量层偶数 290 个,滩面冲淤变化测量 44 次。亚近代潮坪层序钻孔纹层测量 728 个层偶;分析全新世钻孔岩芯 60 余米,共统计纹层数 4946 个;晚奥陶统潮汐纹层数 3504 个。相应作了粒度分析、岩石定名、图像分析和古生物标本鉴定等方面工作。具体完成的工作量示于表 1.1。

表 1.1

本书分析研究进行的工作量统计

野外实测					室内分析				
观测剖面或 样品来源	现代潮坪		亚近代 潮坪	晚奥陶世 潮坪沉积	全新世潮 汐沉积	现代潮坪	晚奥陶世潮坪沉积		
方法	沉降板 (8 块)	观测桩 (62 根)	钻孔纹 层测量	露头纹 层测量	图像纹 层统计	激光粒 度分析	薄片粒 度分析	薄片岩 性鉴定	古生物 鉴定
数量	290 个 层偶	44 次 测量	728 个 层偶	3504 个 纹层	4946 个 纹层或层	41 个 样品	8 块 样品	7 块 样品	12 块 样品

第2章 区域概况

淤泥质海岸占中国海岸线四分之一左右,而且以开敞型为主。长江河口地区冰盛期形成下切河谷,冰后期下切河谷淹没形成巨大河口湾,达到最大海侵之后开始发育三角洲(李从先、汪品先,1998),两翼也逐渐向前推进,最后形成现代长江河口,发育典型的淤泥质潮坪。晚奥陶世文昌组潮汐沉积环境类似现今长江三角洲周边泥质潮坪,面向开阔海洋。

2.1 中国泥质潮坪沉积的分布及其一般特征

潮坪通常发育在岸坡平缓、波浪较弱、细粒沉积物供应充足的滨岸地区。世界上有70%以上的潮坪分布在有障壁的河口湾、港湾及泻湖内,余下不到30%则分布在开阔海岸(Elliott, 1978; Reineck & Singh, 1980; Eisma, 1998b)。国外障壁型潮坪其沉积物分布受潮道影响明显,河口湾或港湾湾顶没有或只有少量河流沉积物输入,主要物源来自潮流对海岸带的侵蚀。因此常出现由口门向湾顶,由侵蚀向净堆积过渡,并在湾顶处沉积率达到最大(Reineck & Singh, 1980; Dalrymple & Makino, 1989; Dalrymple et al., 1991)。障壁型潮坪沉积是目前研究程度最高,并且许多潮坪沉积模式都从其中总结出来的。相对而言,开敞型潮坪除地貌学和水动力学方面作了较多研究外(陈吉余等,1989; Shi & Chen, 1996),从沉积地层学方面的深入研究尚嫌不足。

中国泥质潮坪以开敞型为主,其分布和发育程度受长江和黄河等丰沙河流的控制,潮坪的存在主要靠丰富的河流细粒沉积物来支撑。河流搬运来的大量泥沙导致大部分淤泥质潮滩仍不断地向外延伸(陈吉余,1995)。中国淤泥质海岸全长4000余千米,占中国海岸线总长度(18000km)的四分之一左右,北起鸭绿江口,南至广西海岸皆有分布(图1.1)。开敞型淤泥质海岸最长,且连续分布,往往延绵达数十至数百千米(图1.1)。中国沿海潮坪可以分为3类:港湾型,河口型和开敞型或平原型(任美锒等,1983; Ren, 1985; 陈吉余,1995; Shi & Chen, 1996)。港湾型在中国沿岸分布不连续,发育在半封闭的港湾内,受岛屿遮挡,风浪较小。河口型、平原型潮坪直接面向开阔大海,受夏季台风和冬季寒潮强风的影响明显。

开敞型潮坪的宽度一般为3~4km,最大可达7~8km,潮坪的坡度通常为1.0‰,最小仅0.2‰,最大达4‰~5‰。构成潮坪的沉积物,其中值粒径为 $4\phi\sim8\phi$,以粉砂、黏土为主(陈吉余,1995; 李从先、汪品先,1998)。

中国开敞型潮坪大多处在半日潮区,以中等强度的潮汐海岸为主,也有弱潮汐型,如现代黄河三角洲地区;强潮型潮坪也出现在某些沿海地区,如苏北琼港地区,平均潮差超过5m,最大潮差达9.28m(陈吉余,1995)。涨潮流速一般大于落潮流速,但二者的差异不大,均可达到20~40cm/s,最大达50~70cm/s,足以使潮坪沉积物运动、悬浮,成为潮汐纹层形成和改造的主要动力。开敞型潮坪发育地区的波浪平均浪高为0.8~1.0m,最大3~4m,甚至可达6~8m(孙湘平,1981; 陈吉余,1995)。波浪通常是开敞型潮坪侵蚀堆积旋回产生的主要动力,风浪和非风浪季节交替往往造成潮坪冲、淤周期性变化(茅志昌,1987; 陈才俊,1990)。