

SUI XIE YAN CHEN JI MO NI JI SHU

碎屑岩

沉积模拟技术

张春生 著

石油工业出版社

内 容 提 要

本书阐述的碎屑岩沉积模拟技术是在水动力学、沉积学和储层地质学基础上发展起来的一项碎屑岩储层描述及预测技术。

本书可供石油地质及相关专业的研究人员参考使用。

图书在版编目(CIP)数据

碎屑岩沉积模拟技术/张春生著.

北京:石油工业出版社,2003.9

ISBN 7-5021-4397-1

I. 碎…

II. 张…

III. 碎屑岩—沉积—模拟

IV. P588.21

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2003)第 084489 号

石油工业出版社出版

(100011 北京安定门外安华里二区一号楼)

北京乘设伟业科技排版中心排版

北京密云华都印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行

*

787×1092 毫米 16 开本 13.5 印张 346 千字 印 1—800

2003 年 9 月北京第 1 版 2003 年 9 月北京第 1 次印刷

ISBN 7-5021-4397-1/TE·3079

定价:26.00 元

前 言

碎屑岩沉积模拟技术是在水动力学、沉积学和储层地质学基础上发展起来的一项碎屑岩储层描述及预测技术。沉积模拟可分为物理模拟和数值模拟两个方面,二者相互渗透、相互依赖、相互促进。物理模拟过程可为计算机数值模拟提供物理模型和流速场的某些定量参数,使数值模拟过程和结果较少受到人为因素的干扰;而数值模拟不受比例尺和实验条件的限制,具有较好的预测性、前瞻性和抗干扰性,对物理模拟过程具有较好的指导作用。

沉积模拟的理论基础是质量守恒定律和能量守恒定律以及由此而导出的几何相似、运动相似和动力相似等相似准则。对于不可压缩流体来说,流体的运动过程遵循水流连续性方程、水流运动方程、泥砂连续性方程和河床变形方程等。其基本步骤是根据沉积结果建立地质模型,将地质模型上升为物理模型和数学模型,并使之概化为物理模拟实验方案,确定数值模拟的主要边界条件,开展物理模拟与数值模拟的对应研究,最后与原型模型进行对比。

沉积模型技术具有三个特点,其一是沉积条件的不确定性,根据沉积结果可以重建部分原始沉积条件,但某些条件只有通过类比和现代沉积知识库获得;其二是沉积模型的正演性,在建立了物理模型和数学模型之后,物理模拟实验和数值模拟计算都是按时间顺序发生的;其三是模型与原型的可比性和重复性,沉积模拟结果在给定条件下可以与原型模型进行对比,若不能满足研究精度,可以修改模型中的某些参数,重复实验或计算过程。

本书共分七章,第一章详细介绍了物理模拟的历史、研究现状及发展趋势,并探讨了物理模拟研究的局限性和一般方法;第二章介绍了数值模拟技术的主要特点、基本方程和数值解法;第三章根据冲积扇形成过程的实验结果,重点阐述了冲积扇坡度与流量、粒径、方位的关系和冲积扇的表面特征;第四章论述了河流沙丘的发展过程,并将沙丘的形成过程分为生长沙丘和平衡沙丘两个阶段,每个阶段沙丘的特征各不相同;第五章以鄂尔多斯盆地靖安油田长6三角洲为原型,开展了物理模拟与数值模拟研究,并将二者进行了比较,其符合率达70%左右;第六章和第七章分别以滦平盆地侏罗纪扇三角洲露头和大同盆地侏罗纪辫状河露头为原型模型,设计了实验方案和数学模型,论述了扇三角洲及辫状河储层形成的主要控制因素和储层分布特征,并对扇三角洲及辫状河储层沉积过程中的结构单元和界面特征进行了讨论。

本书第一、二、三、四章由张春生编写;第五章第一节由张春生编写,第二、三、四、五、七节由张春生和刘忠保共同编写,第六节由张春生和汪崎生负责编写,第八节由汪崎生编写;第六章第一、二、十一节由张春生编写,第三、四、五、九、十节由张春生和刘忠保编写,第六、七、八节由汪崎生和张春生编写,李功权同志也参与了部分工作;第七章第一、二、三、四节主要由刘忠保编写,第五、六节由张春生和刘忠保共同编写,第七节由张春生和汪崎生共同编写,第八节由张春生编写。全书由张春生负责统编和定稿,所有图件由李月负责清绘,吴艳华也参与了部分图件清绘工作。

在本书的完成过程中,曾得到中国石油天然气股份公司科技与信息分公司罗志斌教授、李先奇博士、中国石油天然气集团公司科技发展部方朝亮教授、刁顺博士(后)、于建宁高工的热情指导和鼓励,中国石油勘探开发科学技术研究院裘怿楠教授、顾家裕教授、薛叔浩教授、陈丽华教授、罗平高工、贾爱林高工、成都理工大学赵霞飞教授、江汉石油学院张昌民教授、赖志云教授在本书写作过程中给予了耐心的帮助,提出了许多宝贵意见和建议,在此深表感谢。

由于笔者水平有限,缺点和错误难免,敬请各位同行、专家批评和指正。

目 录

第一章 碎屑岩储层沉积物理模拟技术	(1)
第一节 物理模拟技术的历史、现状及趋势	(1)
第二节 物理模拟技术的研究步骤与局限性	(13)
参考文献	(16)
第二章 碎屑岩储层沉积数值模拟技术	(23)
第一节 砂体形成过程数值模拟的基本特点	(23)
第二节 砂体形成过程的数学模型及解法	(25)
参考文献	(40)
第三章 冲积扇形成过程的实验研究	(41)
第一节 实验设计和实验步骤	(41)
第二节 冲积扇坡度对流量和粒径的依赖关系	(43)
第三节 冲积扇坡度与方位之间的依赖关系	(45)
第四节 冲积扇的表面特征	(47)
第五节 天然冲积扇体与实验冲积扇的比较	(52)
参考文献	(55)
第四章 河流沙丘发展过程的模拟实验	(56)
第一节 实验条件及实验步骤	(56)
第二节 参数测量	(58)
第三节 实验结果	(59)
第四节 天然砂质河床中的底床状况	(66)
参考文献	(67)
第五章 鄂尔多斯盆地靖安油田长 6 三角洲沉积模拟研究	(69)
第一节 原型模型地质特征	(69)
第二节 实验方案设计及实验过程	(73)
第三节 长 6 三角洲形成过程的控制因素	(79)
第四节 砂体沉积特征分析	(80)
第五节 实验结果与原型的相似性研究	(86)
第六节 鄂尔多斯盆地长 6 三角洲数值模拟研究	(89)
第七节 数值模拟与物理模拟结果的比较	(105)
第八节 三角洲形成及分布数值模拟的讨论	(108)
参考文献	(109)
第六章 扇三角洲储层分布及演化沉积模拟研究	(111)
第一节 扇三角洲的研究概况	(111)
第二节 滦平扇三角洲原型模型	(119)
第三节 实验方案设计	(121)

第四节	实验过程分析·····	(124)
第五节	实验结果讨论·····	(127)
第六节	扇三角洲沉积过程数值模拟的基本考虑·····	(136)
第七节	加快水动力学沉积数值模拟过程的探讨·····	(137)
第八节	漆平扇三角洲沉积过程数值模拟·····	(148)
第九节	扇三角洲储层地质知识库·····	(156)
第十节	实验砂体与原型砂体的对比·····	(161)
第十一节	扇三角洲储层内部结构单元及界面特征·····	(162)
	参考文献·····	(171)
第七章	辫状河储层分布及演化的物理模拟与数值模拟·····	(174)
第一节	大同辫状河原型模型·····	(174)
第二节	大同辫状河物理模拟实验方案·····	(177)
第三节	实验过程观察·····	(178)
第四节	结果分析与主要认识·····	(179)
第五节	砂体几何形态三维形态地质知识库·····	(187)
第六节	模拟砂体与原型砂体的对比研究·····	(191)
第七节	大同辫状河沉积过程的数值模拟·····	(193)
第八节	辫状河储层内部结构单元及界面特征·····	(203)
	参考文献·····	(208)

第一章 碎屑岩储层沉积物理模拟技术

第一节 物理模拟技术的历史、现状及趋势

沉积物理模拟研究始于 19 世纪末期,至今已走过了逾百年坎坷不平的研究历程。回首百年,可将物理模拟研究分为三个阶段:19 世纪末至 20 世纪 60 年代的初期阶段、20 世纪 60 年代至 80 年代的迅速发展阶段和 20 世纪 90 年代以来的半定量研究及湖盆砂体模拟阶段,每个阶段都有其研究重点和热点。可以认为,20 世纪 60 年代以后的沉积模拟研究成果推动了不同学科的交叉与繁荣,促进了实验沉积学的飞速发展,奠定了现代沉积学的基础。

一、沉积物理模拟技术的研究历史

1. 以现象观察描述为主要研究内容的初级阶段

19 世纪末,笛康(Deacon, 1894)^[1]首次在一个玻璃水槽中观察到泥沙运动形成的波痕,并对其进行了描述。吉尔伯特(Gilbert, 1914)^[2]第一次用各种粒径的砂在不同的水流强度下进行了水槽实验,较详细观察和描述了一系列沉积现象和沉积构造,他当时描述的沙丘后来被其他研究者命名为不对称波痕。此后在 40 和 50 年代,爱因斯坦(Einstein, 1950)^[3]、布鲁克斯(Brooks, 1965)^[4]、伯格诺尔多(Bagnold, 1954, 1966)^{[5][6]}等亦完成了一些开拓性的实验,并建立了实验沉积学的一些基本方法^{[7]~[12]},但这一时期的实验内容总体比较简单,多以实验现象的观察和描述为主,缺乏理论分析和指导。西蒙斯和理查德森(Simons and Richardson, 1961, 1965)^{[13]~[15]}关于水槽实验的系统研究报告在沉积学界引起震动,应看作是该时期实验研究的代表性成果。

Simons 的实验是在一长 150ft、宽 8ft、深 2ft 的倾斜循环水槽上进行的,水槽的坡度可在 $0 \sim 0.013^\circ$ 之间变化,流量变化范围为 $2 \sim 22\text{ft}^3/\text{s}$ 。此外,Simons 等人的特殊研究还用到一个长 60ft、宽 2ft、深 2.5ft 的较小的倾斜循环水槽,小水槽的底坡可在 $0 \sim 0.025^\circ$ 之间变化。2ft 宽的小水槽中进行特殊研究是为了确定粘度、河床质密度和河床质的分选情况在冲积河道流动中的重要作用而进行的。

Simons 给出了 8ft 宽的大水槽中用到的河床质的粒径分布(图 1-1)和 2ft 宽小水槽中用到的河床质的粒径分布(图 1-2)。除作特别规定外,粒径分布均以沉降粒径表示(Colby, 1964)^[16]。Simons 的这一分布曲线是建立在试验研究期间和试验研究之后对随机抽取的大量砂样进行粒度分析的基础之上的。

Simons 和 Richardson 自 1956—1965 年完成了一系列的实验,每次试验的一般步骤是:就给定的水—泥砂混合物流量进行循环,直到建立起平衡流动条件为止。Simons 把平衡流动定义成这样的一种流动,即除进出口效应波及的范围不计外,在整个水槽上流动所确立的床面形态和底坡与流体流动和河床质特征相一致,也就是说,水流的时均水面坡度为一常数,并与

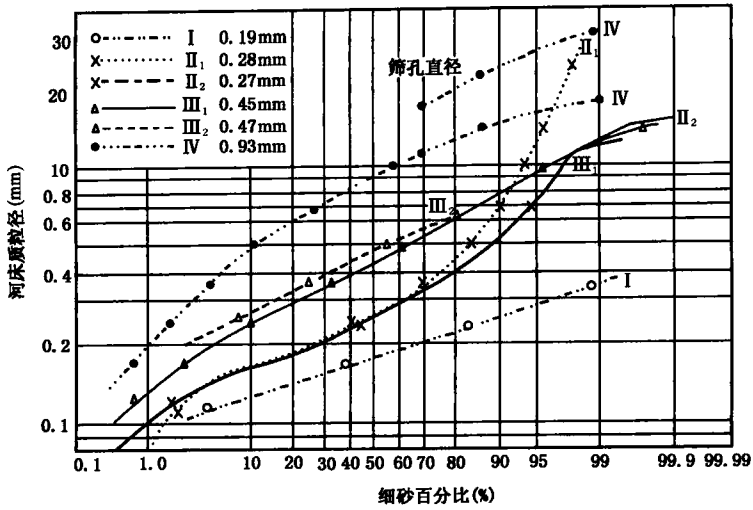


图 1-1 8ft 宽水槽用砂的粒径分布曲线(据 Simons 等, 1961)

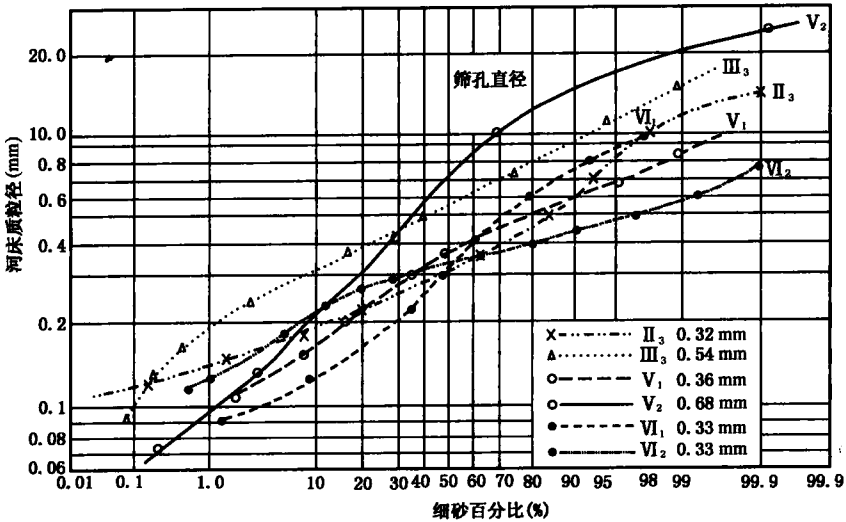


图 1-2 2ft 宽水槽用砂的粒径分布曲线(据 Simons 等, 1961)

时均河床底坡平行,而且河床质流量的浓度为一常数。注意, Simons 等在此特别强调,这里不应把平衡流动与恒定均匀流动的概念混淆起来,因为对于水砂平衡流动,流速在同一空间点以及从这一空间点到另一空间点都是可以变化的。换句话说,除平坦底形外,在冲积河道中并不存在经典定义的恒定均匀流($\partial v/\partial t = 0, \partial v/\partial x = 0$)的情况。

在建立起水砂平衡流动之后, Simons 等确定出水面坡度 S 、水—泥砂混合物的流量 Q 、水温 T 、水深 D 、垂向流速分布 V_y 、总泥砂浓度 G 、悬移质浓度 C_s 、河床形态的几何特征(如长度 L 、高度 h 和形状)等。此外,他还用静物摄影机摄下各组试验的河床和水面的照片。

通过实验的详细观察, Simons 认为:冲积河道中的水流可以分成下部流动状态和上部流动状态,在这两个流态之间存在一个过渡状态(表 1-1)。这一分类是建立在床面形态的形式、沉积物搬运方式、能量耗散过程和水面与床面相位关系的基础上的。

表 1-1 流动状态的分类(据 Simons 等, 1961)

流动状态	底形	河床质浓度(mg/L)	沉积物搬运方式	糙度类型	床面与水面的相位关系
下部流动状态	沙纹 沙丘上的沙纹 沙丘	10~200 100~1200 200~2000	间断的	形态糙度为主	不同相
过渡状态	冲蚀沙丘	1000~3000	—	可变的	—
上部流动状态	动平床 逆行沙丘 急滩与深潭	2000~6000 >2000 >2000	连续的	颗粒糙度为主	同相

1) 下部流动状态

Simons 的研究表明:在下部流动状态下,流动的阻力大,沉积物的搬运量相对来说比较小。底形不是沙纹就是沙丘或者是沙纹和沙丘的某种组合形式。这些沙纹、沙丘皆呈现形状不规则的三角形体。水面波动与床面起伏相位不同。并且在每个沙纹和沙丘顶部的下游处有一个相当大的分离区,这一实验观察结果至今仍是指导我们开展冲积砂体物理模拟的基础。通过详细的观察记录,Simons 注意到河床质搬运的最常见的方式是以单个泥砂颗粒沿沙纹或砂丘的背流面向上运动和背流面向下崩塌的形式出现的。当沉积物颗粒在背流面上抵达沙纹或沙丘的顶部之后,它们仍滞留在顶部,直到暴露滞留于沙丘的向下运动的作用开始为止,泥砂颗粒重复这种在沙丘背面向上运动、崩塌和驻止的循环。这样一来,大多数河床质颗粒的运动是分阶段的,即只要是沙纹和沙丘,颗粒运动每个阶段的时间的长短取决于水流速度和沙纹或沙丘的高度。

Simons 等认为,沙纹或沙丘向下游运动的速度与它们的高度和泥砂颗粒在其背流面上向上运动的速度有关,沙纹这种床面形态是下部流动状态中最常见的一种底形。但是,在天然水流和河流中,叠有沙纹的沙丘则是下部流动状况的主要底形^{[17]~[20]}。

2) 上部流动状态

在上部流动状态中,流动阻力小而沉积物的搬运量大。最常见的底形为动平床或逆行沙丘。除发生水面波破碎的逆行沙丘外,此时的水面波与床面起伏同相位,而且在流体与边界之间通常没有分离现象。在发生破碎现象之前,逆行沙丘顶部的下游处存在一个小的分离区。流动阻力是由于泥砂颗粒移动时的颗粒糙度、波的形成和平息以及逆行沙丘破碎时的能量耗散引起的^{[21][22]}。

3) 过渡状态

从下部流动状态的沙纹向上部流动状态的动平床和驻波过渡的河床形态是不稳定的,在这两个流动状态的过渡区,床面形态的范围可能从典型的下部流动状态的床面形态变化到典型的上部流动状态的床面形态。Simons 观察认为,这主要取决于前期条件,若床面形态为沙丘,就可以把水深或底坡增加到与上部流动状态更为协调的数值而不改变底形;或者反过来,若底形为动平床,则可以把水深和底坡减小到与沙丘更为协调的数值而不改变底形。在从下部流动状态向上部流动状态的过渡区里,沙丘变为动平床之前,沙丘通常要减小其波幅而增大波长。

Simons 进一步观察发现,不同类型的交错层理跟循环水槽中平衡流动条件下形成的各种

底形有关。所有的流动,甚至是顺直河道中的流动均有向曲流变化的趋势,正是这一趋势使得底形和交错层理的类型变得复杂起来。河床上的大型沙坝进一步增强了河道向曲流河变化的趋势^{[23]~[25]}。沙坝是冲积河床上紧靠凸岸一侧出现的一种沉积砂体,沙坝一旦形成就又向河道的另一岸发展。实验过程中,这种沙坝的幅度可能很小,以致在一给定的系统中,特别是宽深比很小的河道中几乎不为人注意。但是,如果通过减小水深或加宽河道来增大宽深比,这种大型沙坝就可能发展到几乎跟河流整个水深相当的程度。河床糙度的常规形态一般是叠加在这些大型沙坝上的。但是当沙坝上的水深、局部坡度以及水流方向随着沉积作用和沙坝的发展变化时,底形将急骤地改变。

此外,这一时期 E. W. Lane 和 E. J. Carlson(1953)^[26]、E. M. Laursen(1956)^[27]、P. E. Meyer 和 R. Muller(1948)^[28]、L. Prandtl(1930)^[29]、A. C. Trowbridge(1930)^[30]、A. V. Jeopling(1964)^[31]、W. C. Krumbein(1942)^[32]、钱宁和周文浩(1961)^[33]、J. R. L. Allen(1963, 1964)^{[34][35]}、C. J. Potter 和 F. J. Petti John(1963)^[36]、P. Q. Sheldon(1928)^[37]、L. B. Leopold(1960)^[38]、H. N. Fisk(1951)^[39]也在实验室内及野外开展了类似的研究工作。可以认为以 Simons 为代表的这一时期的实验及野外观察加深了人们对沉积作用的物理过程和沉积构造的水力学意义的认识和理解,大大推进了沉积学的发展。

2. 以沉积机理研究为主要内容的迅速发展时期

20 世纪 60—80 年代,随着科学技术的发展,模拟实验的装备及技术日趋完善,实验内容已不仅仅局限在沉积现象的观察与描述方面,而深入到沉积机理的研究。

Schumm(1968, 1971, 1977)^{[40]~[42]}和 G. E. Williams(1971)^[43]用水槽实验研究了凹凸不平的底床对流量变化的反应;A. A. Kailinske(1987)^[44]、R. J. Cheel(1986)^[45]、G. S. Fraser(1990)^[46]、J. S. Bridge(1981)^[47]、M. R. Leeder(1983)^[48]、R. F. Luque(1974)^[49]、K. D. Crowley(1983)^[50]、J. S. Bridge(1988, 1976)^{[51][52]}、赵霞飞(1982)^[53]、M. S. Yalin(1979, 1972)^{[54][55]}、J. M. Coleman(1973)^[56]、W. E. Dietrich(1978)^[57]、J. S. Bridge 和 J. Jarvis(1976)^[58]、H. C. Saunderson(1983)^[59]从室内到野外研究了各类底形的生长情况;麻省理工学院地球和行星科学系的苏萨德与他的同事博格瓦尔(Southard 和 Boguchwal, 1973)^[60]用一条长 6m、宽 17cm、深 30cm 的倾斜水槽进行了从波纹到下部平坦床砂的实验研究,继而在 1981 年,又与加拿大大学科斯特罗(Costello 和 Southard, 1981)^[61]合作,在一条长 11.5m、宽 0.92m 的水槽中用分选良好的粗砂研究下部流态底形的几何、迁移和水力学特征。Southard(1971)^[62]还与新泽西州立大学地质科学系的埃施里(Ashley, 1982)^[63]分别用水槽模拟爬升波纹层理的沉积特征,应用水深和平均速度来表征在松散泥砂河床的明渠均匀流中的床面形态,如果以无因次水深、速度和粒径(或者以这三个变量本身)为坐标,便可得一种三维空间曲面图形,图中各点可能的床面形态具有一一对应的特点。

这一时期有三位学者值得提及,他们是 J. B. Southard、J. R. L. Allen 和 J. L. Best,由于他们的出色工作,使沉积学有了稳固的基础,也是沉积模拟研究焕发了新的生命力。

J. B. Southard 的工作系统总结了前人的研究成果,提出了一系列独到见解,绘制了许多有关速度—粒径—水深的图形,进一步从本质上揭示了三者之间以及三者与底形的关系。

Southard 根据美国地质调查局水槽实验数据绘制的从细砂到特粗砂五种粒径的水深—速度剖面图表明,随着平均速度的增加,砂粒较细时邻接而不交叠的区域为沙纹、沙丘、过渡形态和平坦底床,而砂粒较粗时相应的区域则为下平坦底床、沙丘、过渡形态和上平坦底床;区域的边界几乎与水深轴线平行或稍微倾斜。其中每个区域在水深较小或速度较高时均被驻波或

逆行沙丘区截断。Southard 所开展研究工作的意义在于第一次阐明了底形不仅与流速有关,同样也与泥砂粒径相关,他的研究结果也被其他的研究者所证实^{[64][65]}。

水深为 0.2m 的粒径—速度剖面图(图 1-3)更清楚地表明各床面形态区域随泥砂粒径变化的关系。几条试验数据的连线表明,在细砂和中砂范围内,处于沙纹和平坦底床区之间的沙丘区,当泥砂粒径减小到约为 0.08mm 时便随之尖灭;泥砂粒径更小时,沙纹就直接变成平坦底形。但是较细砂粒的沙纹区和较粗砂粒的下平坦底形区之间的关系仍不清楚。

如果流体和泥砂的密度发生变化,则对于每一泥砂与流体的密度比,就有不同的水深—速度—粒径图。砂粒在水中和在地球表面的空气中的密度比差别很大,这可以通过中间密度比的试验来加以衔接。

图 1-3 表明,至少在水深较浅的情况下,床面形态序列在不同水深情况下随着平均流速的增加差别很大,因此不能只用速度来表示。在给定泥砂粒径情况下,要确定这种类型的床面形态,就必须同时指定水深和速度^{[66][67]},所以对于确定与已知泥砂粒径和床面形态对应的流动条件的反问题,任何成功的方法都必须考虑水深和速度。这样做在物理上是合理的,因为对于任何流动中的给定边界形状,流动结构的各个方面(包括流动分离型式、紊流结构、边界切应力分布以及输砂率沿程分布)是由某一雷诺数 $\rho v L / \mu$ 确定的^[68],其中 v 为特征流速,而 L 为系统规模大小的量度(在 Southard 所考虑的明渠均匀流中, v 和 L 最符合逻辑的取值是平均速度和水深)。

J. R. L. Allen 的创造性工作在于通过流体力学和松散边界水力学的研究成果所体现出来的物理学方法对沉积学的进展起着重要的作用^{[69]~[71]}。紊流逐渐被人们认为是一种涉及到有序的流动结构^[72],而且这一点对几种沉积构造的成因和悬移质的搬运意义非常重大。沉积物搬运理论的最新进展均源于将沉积物载荷视为向下的作用力和把流动看成是搬运的机制。室内实验正在逐渐增加人们对河流、波浪形成的底形的了解^[73]。Galloway(1986)^[74]和 Dalrymple(1977)^[75]已经提出了对潮汐底形的物理解释,通过对现代环境和地层记录两个方面的野外研究认为,潮汐类型和强度可从沙波形成的交错层理的内部结构去认识。但是,潮汐类型是复杂的,而且,需要探索的情况要比现已了解的情况广泛的多。数学模拟能有助于确定预见的层理形态,尽管已成功地建立起弯曲河道中流动和沉积的数学模型,但是人们对真实弯道中的二次流动和这些弯道的发展都未给予很好的解释(F. H. Harlow, 1964)^[76]。地质意义上的大范围浊流还没有进行过直接的观测,但是对其特征和过程的有价值的深入理解则是来自室内实验。Allen(1984)^[77]的实验研究指出了无交换实验的限制因素并强调了浊流与环境介质混合的各种方式。这些研究成果看来对认识浊流内部特征和某些特有的标志是有意义的。

同时,Allen(1980)^[78]也最早注意到弯曲河段的水流特征。他指出流经宽深比适中的室内定床弯曲河道中的水流质点沿一简单的螺旋线轨迹;紧靠自由水面下漂向弯道的外侧,进而向下向内靠床底流动。这种类型的二次流是由于作用在每一个流体单元上的向外的离心力和向

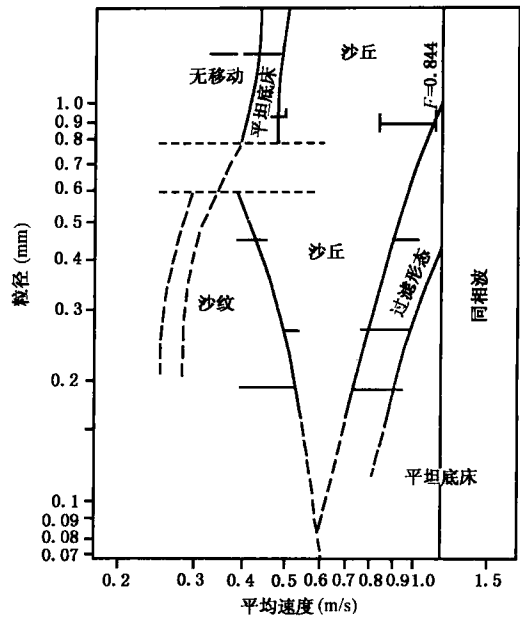


图 1-3 水深为 0.2m 的粒径—速度图

内的压力之间存在着与粘性有关的不平衡引起的,并受床底剪切应力的指向内侧的分量的控制,携带流动中的泥砂沉积在弯道的内侧。这个结论与 Moss(1972)^[79]、Bluck(1971)^[80]、Visher 等(1969)^[81]、Leeder(1975)^[82]、刘忠保等(1994)^[83]所做的实验结果相吻合。当河道边界由定床改变成动床时,每一弯道河岸外侧的冲刷与河岸内侧的淤积相协调。在某种情况下达到弯道极限幅度,此后,河道发生迁移(图 1-4)。

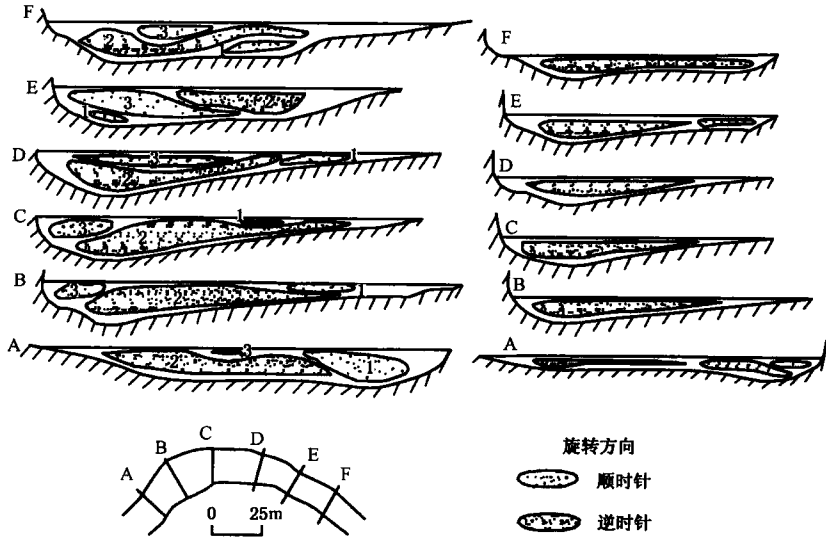


图 1-4 英国苏格兰南 ESK 河单弯河段中次生流的旋转方向

大量的地貌和历史证据表明,典型的河流弯道是同时向下游和侧向移动的,但是地质学家还远未弄清河弯是如何以这种方式发展的。但有一个机理可能涉及到河道平面形状和由这一平面形状决定的次生流的冲蚀能力的空间变化(Allen, 1979, 1982)^{[84][85]}。在一个更带有局部性质的尺度上, Dolan 等(1978)^[86]主张用同样的相互作用(但这里的相互作用不涉及到滞后问题)来解释设想的弯道的极限形状。Bridge 等人(1985)^[87]和 Collinson 等人(1983)^[88]的理论把弯道看成是一种失稳现象,并认为次生流与滞后现象没有有效的联系。类似特征波长的两种失稳机理得到了验证:一个与边滩沉积有关(G. C. Nanson, 1990)^[89],另一个与外侧河岸冲刷有关(E. J. Hickin, 1974)^[90]。这一理论与观测结果相当一致,而且这一理论特别具有吸引力的地方是再现了从天然河道形态观测得到的某些非线性效应。但是 Allen 没有指出在固定河岸时限制河曲幅度的因素是什么?

20 世纪 70 年代以后的模拟实验已不局限于单向流水动力条件的模拟和沉积构造的解释, Schumn 和 Khan(1972)^[91]、Smith(1980, 1983, 1980)^{[92]~[94]}和 Rust 等人(1981)^[95]也已开始调查交织河特征并准备开展室内模拟,进行河道类型的实验研究; Mosley(1976)^[96]进行了河道交汇处的实验研究;加拿大阿尔伯达大学地理系的斯科特(Scott, 1986)^[97]用一条长 9m, 宽 1.3m 的水槽模拟了辫状河叶状沙坝的形成。这里侧重介绍一下英国赫尔大学地质系拜斯特(Best, 1988)^[98]所做的工作。

Best 将实验模拟和野外证据分析相结合,研究了河道交汇处的流体动力学及其对沉积物搬运和底床形态的控制。他所用的两条交汇水槽宽度和深度几乎相同,宽 0.15m,深 0.20m,交汇角可调为 15°、45°、70°、90°和 105°。采用的水流为均质流,选用分选好的砂子,粒径为 0.49mm。在模拟活动的底床条件时,平衡状态采用以前水槽实验中广泛采用的四条标准来

约束(J. R. L. Allen, 1968)^[99]:①沉积物供入量等于流出量;②水面和底床表面的斜度保持一致;③流水深度在任何位置总是相同;④底床形态达到一种稳定状态。通过研究,他认为河道交汇处流体动力学的特征可分为五个主要的区带,即滞流区、偏离区、最大流速区、恢复区和明显剪切层。并指出控制这些区域大小的主要因素是交汇角和交汇河道之间的流量比。通过综合利用实验室模拟和野外分析结果,Best 发现由这种流体动力学产生的交汇区底床形态是:在每条交汇河道口有一些崩塌面,中心为深深的冲蚀区,分离区内形成一个沙坝。拜斯特的工作为河道交汇处的沉积物搬运、底床形态和沉积相等提出了较全面的解释。

本阶段后期,模拟实验的内容已十分广泛,如浊流模拟实验、风洞模拟实验、风暴模拟实验等等。这些模拟实验不仅促进了沉积学理论的发展,而且对油气勘探开发具有重要的实际意义。例如美国地质调查局自 70 年代开始用风洞实验研究风成沙丘的特征,并深入研究砂层的渗滤特征,从而为研究采收率服务。风洞实验也经历了漫长的历程,40—60 年代,风洞实验主要用于研究砂和土壤的搬运机理,学者有伯格诺尔多(Bagnold, 1914)、切皮尔和乌德拉夫(Chepil 和 Woodruff, 1963)等,70—80 年代,风洞实验已用于风成沉积构造和形成机理的研究。迈克等(McKee et al, 1971)^[100]用风洞实验研究了风成沙丘背风面由滑塌作用形成的各种变形构造,弗里傅格和施恩克(Fryberger 和 schenk, 1981)^[101]的风洞实验有了进一步发展,这个风洞由一个槽和盆组成,槽长 4.27m;宽 61cm;高 45.7cm;盆长 4.27m;宽 61cm;高 1.83m。这项实验着重研究波痕、滑塌和颗粒降落形成的沉积特征,并描述它们的形成条件。60 年代以后,浊流模拟实验也越来越受到重视,从事这方面工作的有米德尔顿(Middleton, 1976b, 1976c, 1977)^{[102]~[104]}、里德尔(Riddell, 1969)^[105]和拉瓦尔等(Laval et al, 1988)^[106]。70 年代的模拟实验虽有所深入,但还未能利用数学模型来预测沙丘规模(包括长度和厚度)的变化。虽然塞利(Selley, 1979)^[107]和艾伦(Allen, 1965)^[108]曾提出过充满希望的方法,但未能在控制条件下用这些方法详细而准确地预测底形变化。

这一时期,从事实验研究的学者还有拉斯本等(Rathbun et al, 1969)^[109]、威廉姆斯(Williams, 1967)^[110]、李斯(Rees, 1966)等^[111]。

3. 以砂体形成过程和演化规律为主要研究内容的湖盆砂体模拟阶段

20 世纪 80—90 年代以后,沉积模拟研究进入了以砂体形成过程和演化规律为主要研究内容的湖盆砂体模拟阶段。该阶段不仅注重解决理论问题,更注重解决实际问题,与油气勘探开发结合起来。

如果仔细研究一下 20 世纪 80 年代以前的实验内容及国外文献,不难发现,在此之前沉积模拟实验存在的问题主要有三个方面:一是实验条件,以前的水槽实验多采用分选好的砂,忽视粉砂和砾的沉积作用;另外,实验过程多采用均质流,忽视非均质流;多在稳定状态平衡条件下进行,忽视非稳定状态的影响,而这些被忽视的因素正是自然环境下普遍存在的底床形成条件。二是实验内容,以前的水槽实验主要模拟河流及浊流的搬运与沉积作用,对盆地沉积体系和砂体展布的模拟实验以及对砂体规模和延伸方向的定量预测则不够或者说基本没开展此方面的研究。三是实验目的,以前的水槽实验主要着眼于沉积学基础理论的研究,对实际应用考虑不多,其原因就在于从事这方面的实验有许多实际困难,例如做砾级沉积物的实验需要更宽、更深、流量更大的水槽,做粉砂级实验需要更严格的化学和物理条件,做大型盆地沉积体系的模拟实验耗资大,需要更高级的技术装备和控制系统等等。

20 世纪 80 年代之后,针对上述方面存在的严重不足,各国实验沉积学家调整研究思路,克服重重困难,在尽量保持原有特色的基础上,或对原有的实验室结构进行较大规模的改造或

重新建立适合于砂体模拟的大型实验室。值得提及的有下列三个。

(1)科罗拉多州立大学工程研究中心的大型流水地貌实验装置:该实验装置主要模拟河流沉积作用,同时可模拟天然降雨对河流地貌的影响,以及在不同边界条件下河床变形规律、单砂体的形成机制等。美国许多实验沉积学家在该实验室完成了一系列实验(J. D. Baridge, 1993; J. D. Bryant, 1993)^{[112][113]},我国访问学者赖志云教授也在此完成了鸟足状三角洲形成及演变的模拟实验。

(2)瑞士联邦工业学院 Delft 模拟实验室:该实验室隶属于荷兰河流和导航分局,是一个较现代化的实验室。为了从事应用基础研究,实验室专门建成了一个大型水槽,水槽用加固混凝土建造,观察段由带玻璃窗的钢架构成。水槽总长 98m,宽 2.5m,带玻璃窗段长 50m,测量段长 30m,测量段宽为 0.3m 和 1.5m。没有沉积物时的最大水深为 1m。水槽周围安装了各种控制和测量装置,微机和微信息处理机能自动取得数据和自动改变各种边界条件(如流量)等。在玻璃窗段的上方架设轨道,供仪器车运行^[114]。

仪器车上安装了三个剖面显示器和一个水位仪,这样可以测量三条纵向底床水平剖面,通常一条位于水槽中间,另两条位于距槽壁 1/6 槽宽处。记录的资料由微机收集、储存和计算,最后输出成果。1983 年该室的项目工程师 Wijbenga 和项目顾问 Klaasen 用这个装置研究了在不稳定流条件下底形规模的变化^[115],资料处理以后,针对每个过渡带,自动绘出水深与时间、沙丘高度与时间、沙丘长度与时间的关系曲线,从而确定底形规模的变化规律。欧洲学者在此完成了小型冲积扇和扇三角洲形成过程的模拟实验^{[116][117]},取得了一批有价值的定性和半定量的研究成果。

(3)日本筑波大学模拟实验室:该实验室长 343m,宽数米(具体数字不详),自动化程度较高,监测设备相对齐全,分析手段比较先进,相继完成了海浪对沉积物搬运和改造、饱和输沙及非饱和输沙的河流沉积体系、湖泊沉积与水动力学等一系列实验,有一批世界各地的客座研究人员,定期发布研究成果。

由此看来,20 世纪 80—90 年代沉积模拟有两个特点,一是逐渐由定性型描述向半定量或定量型研究转变,二是由小型水槽实验转向大型盆地沉积体系模拟。

二、国内沉积物理模拟技术的发展现状

1. 国内沉积物理模拟研究的基本概况

1985 年以前,我国的水槽实验室主要集中于水利、水电和地理部门的有关院校和研究单位,从事泥砂运动规律、河道演变和大型水利水电枢纽工程等的实验研究^{[118]~[129]}。70 年代末,长春地质学院建成了国内第一个用于沉积学研究的小型玻璃水槽,这个水槽长 6m,高 80cm,宽 25cm,主要研究底形的形成与发展。80 年代中国科学院地质所也用自己的小型水槽做了一部分研究工作。这是我国曾经仅有的两条以沉积学研究为主而建立的实验室,虽然在研究内容、深度和广度上与国际水平相比还有一定差距,但为我国沉积物理模拟实验的发展迈开了第一步。

随着沉积学理论的发展和科学技术必须转化为生产力的需要,我国的油气勘探开发形势对沉积学、储层地质学和沉积模拟实验提出了一些急待解决的实际问题。多年来,在我国东部陆相断陷湖盆的研究中,一直存在一些争论不休的问题,如湖盆陡坡沉积体系、扇三角洲、水下扇的形成条件和分布规律以及裂谷湖盆与坳陷湖盆沉积体系的区别等,都期待着沉积模拟实验予以验证;不同类型的单砂层的形态、规模和延伸方向等也需要沉积模拟实验予以合理预

测。因此,1985年以后,许多沉积学家积极呼吁:根据当前世界沉积学发展的动向以及我国油气勘探开发的生产实际和今后发展的需要,应建立我国的沉积模拟实验室。专家认为该实验室应以模拟陆相盆地沉积砂体为主要对象,以储层研究为重点解决生产实际中的问题,以陆相湖盆中砂体的分布、各类砂体规模和性能的定量预测、提高勘探成功率和开发效益为主要目标;此外,实验室的建立还应兼顾沉积学的各项基础研究,为人才培养、对外交流等提供条件,推动我国沉积学理论的发展,并逐步发展成为面向全国沉积模拟实验室。这一实验室的建立也是理论研究转化为生产力的重要手段,是与世界范围内油气勘探开发中以储层为主攻目标的动向相一致,于是CNPC沉积模拟重点实验室便应运而生。

2. CNPC沉积模拟重点实验室实验装置简介

1) 装置规模

CNPC沉积模拟重点实验室实验装置长16m,宽6m,深0.8m,距地平面高2.2m,湖盆前部设进(出)水口1个,两侧各设进(出)水口2个,用于模拟复合沉积体系,尾部设出(进)水口1个(图1-5)。整个湖盆采用混凝土浇筑,以保证不渗不漏。湖盆四周设环形水道。湖盆屋顶采用槽钢石棉瓦结构,能够保证实验过程不受天气变化的影响并有利于采光。

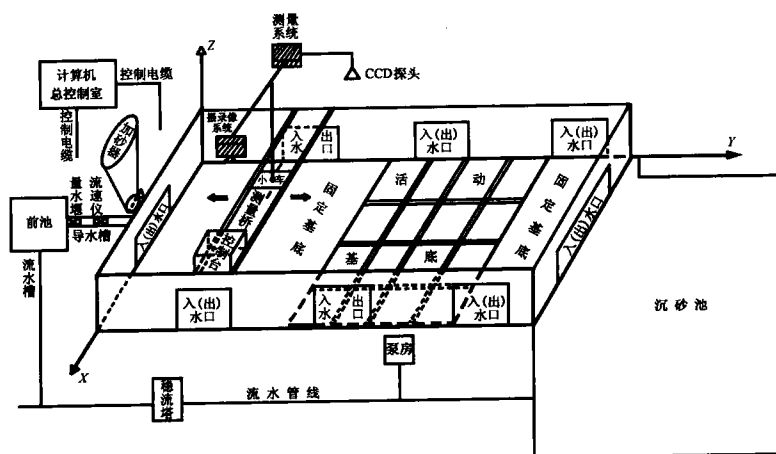


图 1-5 沉积模拟实验装置示意图

2) 活动底板及控制系统

活动底板系统是实验室的重要组成部分。针对我国东部断陷盆地的实际情况,没有基底的升降,便不能产生断裂体系,构造运动便不能模拟,构造对沉积控制作用的模拟便不能实现,实验室的功能和作用将大大减小,因此,在湖盆区设置活动底板是必要的。

实验室活动底板区由四块活动底板组成,每块活动底板面积为 $2.5\text{m} \times 2.5\text{m} = 6.25\text{m}^2$,活动底板能向四周同步倾斜、异步倾斜、同步升降、异步升降。活动区倾斜坡度 $\arctan 0.35$ 、上升幅度 10cm、下降幅度 35cm、同步误差小于 2mm。每块底板由四根支柱支撑,不漏水漏砂,而且运动灵活可靠,基本满足实验要求。

活动底板的控制是由 16 台步进电机、16 台减速机、四台驱动电源、计算机及电子元器件实现的,由计算机输出脉冲数,控制步进电机转动,并转化为活动底板的升降。步进电机的最大优点是可以精确控制运动状态,升降速度可根据需要调整,从而满足自然界地壳运动特点的要求。

3) 检测桥驱动定位系统

为了对砂体沉积过程实施有效监控,并便于砂体检测,目前在湖盆上设置一座 6m 跨度

1m宽度的检测桥。测桥具有以下几个功能:①测桥可在纵向16m范围内自由移动并自动定位,导轨和测桥的机械误差小于2mm,以保证达到高精度砂体形态检测的要求;②测桥一端设置控制平台,以便控制测桥的自动定位和自动检测;③测桥上设置一套CCD激光光栅检测系统,整个系统可横向移动6m,用于叠加检测,以提高测量精度;④测桥中部设置一个检测小车,可在6m跨度内移动,对砂体沉积过程进行扫描。

检测桥的驱动由两台步进电机、两台减速机及计算机实现。根据测量系统的要求,检测桥在Y轴上的运动步长为0.5m,测量小车在X轴方向上的运动步长为0.7m,这两个数据要求都非常精确,运动误差小于1mm。

4) 储层结构及地质剖面真彩色图像处理系统

该系统主要用于对实验室内砂体沉积结构进行分析和粒度测定,同时可用于野外地质剖面分析。

系统主要具有以下功能:

(1)自动进行实验室及野外疏松沉积物和铸体薄片的面孔率、孔喉直径、配位数、分选系数、连通系数、变异系数的定量计算与分析,并输出直方图、概率累积曲线、频率累积曲线等图表。

(2)自动进行实验室疏松沉积物及岩石薄片的粒度分析,并输出均值、分选系数、尖度、偏度、概率累积曲线和CM图。

(3)能对野外沉积剖面进行图像采集与层序分析,并自动绘制沉积剖面柱状图。

(4)能对轻矿物和重矿物进行分类计数。

5) 流速流量测量系统

模拟实验中两个重要的参数就是流速和流向,因为在一定水深条件下,每一个深度点的流速和流向都是不同的。由于各点的流速、流向不同,导致其携带沉积物的运动特点也不同(钱宁等,1983)^[130],从而影响到砂体沉积特征和分布规律。实验室现在所使用的CDL-90型超声多普勒流速仪的测量范围为3~600cm/s(实验中通常流速为10~100cm/s),绝对误差小于3mm,相对误差小于2%。含砂量的条件为0~650kg/m³,也就是说,从清水到混浊泥浆都可以用该流速仪测定。测量参数有平均流速、最小流速、流速脉动强度、流速概率分布以及流速累计频率分布曲线图,由流速仪自带的PC计算机自动打印输出结果。

6) 实验过程视频采集与分析系统

该系统由摄像机、录像机、监视器、计算机等组成,其功能如下。

(1)能够以广播级的质量记录实验的动态过程。

(2)能够对实验过程进行动态监控与分析。

(3)可以提交实验结果的高清晰度录像带。

7) 计算机制图分析系统

该系统由计算机、数字化仪、滚筒绘图仪及软件等组成,可以制作多种地质图件。

8) 模拟砂体形态三维面形检测与分析系统

砂体形态三维面形检测与分析系统的基本功能主要表面在以下四个方面。

(1)适时地按要求显示及输出任一沉积剖面图,速度快、精度高,垂向分辨率不低于1mm。并且可把实验过程中不同时期的同一剖面进行叠加与叠减处理,以给出剖面上任一点在某一时间周期内的精确沉积厚度。

(2)适时地显示并输出任一时间周期内沉积砂体的边界分布及演化特征。可以对边界图形进行各种处理并给出任一时间内、任一坐标点的砂体形态演化规律及沉积量的多少。

(3)适时给出整个砂体或砂体的任一部分的厚度等值线分布图。

(4)该系统在平面上对任一个大于 $2\text{cm} \times 2\text{cm}$ 的砂体可进行有效的检测,并使之在坐标系中定量化。为了保证垂向检测精度,对于太小的砂体因没有实际意义而放弃检测。每一个可检测的砂体都可以给出砂体形态、三维重建、等高线分布、三维真彩色显示。

三、沉积模拟研究的发展趋势

20世纪90年代以后,沉积物理模拟技术出现了一些新的发展动态和趋势,这些发展趋势可概括为以下五个方面。

1. 物理模拟与数值模拟的日益结合

沉积模拟研究经过了一个世纪的发展历程,取得了一批优秀的学术成果。然而这些成果主要集中在物理模拟研究方面,随着计算机在地学领域内的普遍应用,碎屑砂体沉积过程的数值模拟研究正逐渐发展成为沉积模拟技术的一个重要分支,并且日益与物理模拟相互渗透,二者相辅相成,相互依赖,相互促进。现在看来,碎屑沉积过程的物理模拟与数值模拟的多层面结合是沉积模拟技术的一个重要发展方向。通过物理模拟与数值模拟的结合,使数值模拟研究摆脱人为因素的干扰,物理模拟过程可为计算机数值模拟提供定量的参数,使数值模拟有可靠的物理基础,更接近于油田生产实际,从而更有效地指导油气勘探开发。

数值模拟之所以正逐渐发展成为沉积模拟技术的一个重要分支,是因为碎屑砂体形成过程的数值模拟与物理模拟相比,数值模拟具有一些突出的优点,具体表现在以下几点。

(1)数值模拟的所有条件都以数值给出,不受比尺和实验条件的限制,可以严格控制并随时改变边界条件及其他条件;

(2)数值模拟具有通用性,只要研制出适合的应用软件,就可以应用于不同的实际问题,因而数值模拟具有高效的特点;

(3)数值模拟还具有理想的抗干扰性能,重复模拟可以得到完全相同的结果,这是物理模拟难以达到的;

(4)随着计算机的迅速升级换代,功能不断加强,成本不断降低,相对来说费用比较便宜。

但是数值模拟要能实现,必须首先为它建立整套的控制方程和封闭条件以及选择有效的计算方法,如果数学模型不能正确反映实际问题,就不能指望数值模拟能够给出合理的结果。目前,沉积模拟研究的许多方面还得依靠经验,这些经验对数学模型的封闭也是不可缺少的,如果应用不当,就会脱离实际。因此,数值模拟是有局限的,要提高其效能尚有待于理论的提高和实践经验的积累。

描述碎屑沉积过程的数学模型,对于不同压缩流体的运动过程来说,目前应用较多的是 Navier-Stokes 方程^{[131]~[133]}:

$$\frac{\partial(Uh)}{\partial x} + \frac{\partial(Wh)}{\partial z} + \frac{\partial y}{\partial t} = 0$$
$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + W \frac{\partial U}{\partial z} + g \frac{\partial y}{\partial x} + g \frac{U \sqrt{U^2 + W^2}}{C^2 h} = \nu_t \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \right)$$
$$\frac{\partial W}{\partial t} + U \frac{\partial W}{\partial x} + W \frac{\partial W}{\partial z} + g \frac{\partial y}{\partial z} + g \frac{W \sqrt{U^2 + W^2}}{C^2 h} = \nu_t \left(\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} \right)$$

对于上述 N-S 方程,给出合适的边界条件就可用来描述碎屑搬运沉积过程,但是由于 N-S 方程是一个偏微分方程,以及所研究的砂体形成过程的非均匀性、砂体形态的不规则性、

水流的非恒定性、所涉及时间的长期性以及方程本身的非线性^[134],要用分析方法求方程的解是不可能的。因此在通常情况下都采用数值方法,用有限个离散的网格节点来逼近连续区域中的无限个点,用这些节点上离散的近似值来逼近精确解。在该过程中 CNPC 沉积模拟重点实验室采用有限元、有限差分方法来解决。

有限差分方法是把连续变量例如水深、流量、流速、含砂量、输砂率等离散化来求微分方程近似解的方法。在有限差分方法中,因变量的值是定义在有限个不同的空间点(例如 N 个点)上的有限集合,这些空间点通常是一些规则网格的节点,待求的连续函数只要求在网格点上知道。当初始时刻 $t=0$ 时给出网格点上连续变量的离散值,差分方法便被用来预报任意时刻 t 时这些节点上因变量的未来值。

有限差分方法能否有效地研究砂体形成过程,关键是选好差分格式,将原来的偏微分方程变为节点上的差分方程。

差分格式可以分为两大类,即欧拉(Euler)方法和拉格朗日(Lagrange)方法^[135]。欧拉方法采用的网格固定在不动的空间上,计算起来比较简单,效率比较高。但是因为网格固定,难以适应砂体的变化,特别是在强间断、大梯度附近非线性的对流项常常会带来很多麻烦。拉格朗日差分格式所用的网格节点则是随着流体一起运动,即网格点是处在一族特征线(迹线)上,这样比较容易保持物理上的守恒性及其他一些性质。在这样的运动系统里,非线性的对流项经过变换亦不出现,这就可以避免欧拉格式所出现的那些问题。但是,随着模拟时间的增加,拉格朗日格式的网格形状将不断歪扭,甚至重叠。总的来说,拉格朗日格式的计算工作量要比欧拉格式大得多,这就限制了拉格朗日格式的应用。

对差分格式的另一重要分类是显格式和隐格式^{[136]~[138]}。显格式是指任一节点上因变量在新的时间层(比如第 $n+1$ 层)的值可以通过早先的时间层(第 n 层、 $n-1$ 层等)上相邻节点变量值的显式解出来。由于这些层的变量值是已知的,那么当时间向前推进时,空间点上的新的变量值就只需逐点计算就行了,因此显格式计算起来比较省事。隐格式则是指任一节点上变量在新的时间层的值,不能通过早先的时间层上相邻节点变量值的显式解出来,它不仅与早先的时间层上的已知值有关,而且也与新时间层的相邻节点值有关^[139]。因而一个差分方程常常包含几个相邻节点上的未知数(它们的个数取决于格式的构成形式),为了解出这些未知数需要联立新的方程,而每引进一个新的方程往往又同时引进了新的未知数。因此隐格式总是伴随着求解巨大的代数方程组。隐格式的最大优点是时间步长可以比显格式能够采用的最大步长大得多(于兴河等,1996)^[140],显格式的时间步长受到稳定性条件的限制,而隐格式则几乎不受限制,最大时间步长主要是由问题的精度要求来决定的,与物理量的变化快慢有关。沉积模拟一般采用较大的时间步长,因此隐格式采用较多。

有限元方法通常把被研究的区域剖分为有限个子区域,每一个子区域叫做一个单元或元素,这些元素的几何特征尺度具有有限大小。有限元的优点是子区域剖分的任意性(以平面二维模拟为例,单元形状可以是任意的三角形、四边形、曲边三角形或四边形等),可以灵活适应边界形状,并且可以按照研究的需要采用加密的或稀疏的单元网格。

通过探索认为有限元方法并不一定给出比差分方法更好的结果,它的主要优点在于能够灵活适应不规则的边界形状和边界条件。

2. 提供勘探早期储层预测的新方法

在一个盆地或区块勘探早期,一般钻井较少,仅有几口评价井,但是往往有相对比较详细的地震资料。通过地震资料的解释,可以明确盆地或区块的边界类型和条件以及沉积体系的类型,