

梁瑞仁博士

比较沉积学研究讲座

讲稿汇编

地质矿产部成都地质矿产研究所

出版前言

著名地质学家、荷兰乌勒支大学高级研究员梁瑞仁博士应地质矿产部的邀请来华，于一九八三年四月二十三日至二十七日，由我所在成都举办了一次《比较沉积学研究》讲座。全国近100个生产、教学及科研单位的150余名从事沉积学工作的科技人员参加了这次《讲座》。这次《讲座》受到了广大听众的热烈欢迎和好评。为了配合和推动我国沉积学，及岩相、古地理研究与编图工作，以提高我国的沉积地质学研究水平，我所应广大地质科技人员的要求，在所长刘宝珺教授的指导下，把这次《讲座》的内容汇编成书，由成都地质矿产研究所出版，内部发行。

梁先生是国际上知名的沉积地质学家，从事沉积学的科学研究和教学工作多年，具有丰富的理论和实践经验。梁先生对近代比较沉积学研究造诣很深，尤其在潮汐沉积学研究方面更有独特的创见。梁先生在成都的《讲座》期间，不辞辛苦，认真负责，精心备课，系统而详细地介绍了多年积累的知识和实践经验——“比较沉积学研究”的理论和工作方法。同时，还无保留地提供了未发表的研究成果及实例资料，包括幻灯图片，以及具有重要参考、学习价值的理论性论文，这不但为广大听众打开了“比较沉积学研究”的思路，而且也为整理、编辑本书打下了基础。我们对梁先生为中国人民服务的优良品质致以衷心的感谢和敬意。

本书主要是根据梁先生的录音和学员的记录整理的。全书内容未经梁先生本人审阅。由于这次《讲座》是地质矿产部于1980年在海洋地质局举办梁先生《沉积学讲座》的继续，更由于这次《讲座》是以解释幻灯图片为主的教学形式，所以在整理、编辑过程中对《讲座》的内容作如下处理：

- 1.按照中国汉语的习惯，采用比较准确的术语表达地质概念。
- 2.为了突出中心内容，采用分章、节的形式反映梁先生的原意。部分章、节是《讲座》内容的综合。
- 3.对有重要地质意义，而且清晰度好的幻灯图片进行了选择，并编入书中。对少数幻灯图片作了删减。

4.梁先生讲学的教材全部是彩色幻灯图片，从降低出版成本着想，所选用的彩色幻灯图片，绝大部分采用清绘制版，少数必要的制成黑白版。

5.为了充实内容，本书参考了1981年7月地质矿产部海洋地质局科技情报室出版的梁瑞仁博士《沉积学讲座汇编》。

这次《讲座》由成都地质学院刘效增同志担任即席翻译，成都地质矿产研究所崔述德、王慕文同志担任记录，冯纯江同志担任照相，陆元法同志担任录音。刘效增同志对录音初稿进行了核校。在整理、编辑过程中，从核校的初稿，到文字加工、整理，幻灯图片取舍、解译，全书编辑、定稿、出版，由王慕文同志负责并执笔，崔述德同志整理了部分录音初稿，王承书、李文汉二同志承担幻灯图片、附表的翻译，赵璠、杨代明二同志担任附图的清绘和整饰，文稿整理过程中还听取了部分同志的意见。完稿之后，由王宜生同志审定。还有许多同志参与了一定的工作。最后，由成都地质矿产研究所印刷厂承担本书的印刷、装订工作，在此一并致谢。

由于业务水平及编辑水平所限，书中如有错误和不当之处，敬请广大读者批评、指正。

《比较沉积学研究讲座汇编》编辑组

目 录

出版前言

第一部分 比较沉积学研究如	(1)
第一章 概论	(1)
第一节 比较沉积学的概念	(1)
第二节 床沙(形态)保存的可能性	(1)
第三节 相模式	(2)
第四节 沉积学研究的方法	(2)
第二章 流体运动及床沙形态的基本原理	(4)
第一节 松散边界水力学	(4)
第二节 流体力学	(5)
第三节 层流与紊流	(6)
第四节 床沙形态与水动力学的关系	(7)
第三章 潮汐沉积	(10)
第一节 潮汐运动	(10)
第二节 潮汐沉积实例	(12)
一、实测潮流速度	(12)
二、滨内、滨外潮流	(12)
三、广阔海域情况	(13)
四、荷兰西南部情况	(16)
第三节 潮汐砂体的建立	(18)
第四节 潮上、潮间沉积	(24)
第五节 潮下沉积的流动体制	(27)
一、判断潮下碎屑沉积的标志	(28)
二、潮下、潮间带碎屑沉积的鉴别	(39)
第六节 潮汐作用中最复杂的问题	(40)
一、古流速、古潮差的计算	(40)
二、消除影响潮流的因素及方法	(47)
第四章 大型潮下沉积碎屑综合体	(52)
第一节 潮汐大型沙纹	(53)
第二节 横向潮汐沙坝	(55)
第三节 潮汐沙浪	(57)
第四节 潮汐三角洲	(61)
一、潮汐三角洲的形式	(62)

二、现代潮汐三角洲实例	(64)
三、中国实例—长江三角洲	(65)
第五章 河口湾与障壁岛	(67)
第一节 河口湾—以西班牙始新世时期为例	(67)
一、河口湾盆地	(67)
二、河口湾内的潮坪	(67)
三、河口湾内的陆棚	(68)
四、河口湾(滨内)—三角洲的过渡带	(68)
五、河口湾(滨外)—三角洲的过渡带	(68)
第二节 障壁岛	(69)
一、障壁岛假说	(69)
二、影响障壁岛的因素	(70)
三、障壁岛的三个端元模式	(71)
四、实例	(72)
第六章 西班牙北部始新世沉积盆地分析	(76)
第二部分 梁瑞仁先生对若干问题的解答	(81)
第三部分 水动力学与床沙形态理论(译文)	(88)
第一章 引言——底部形态图	(89)
第二章 基本原理	(90)
第一节 流体的性质	(90)
第二节 力	(90)
第三节 正应力(压力)	(91)
第四节 剪切应力	(91)
第五节 粘性流体的性质	(91)
第六节 流体的运动	(92)
第七节 雷诺数	(92)
第八节 层流与紊流	(93)
第九节 摩擦(粘滞)阻力和压强阻力	(94)
第十节 低雷诺数的阻力	(94)
第十一节 高雷诺数的阻力	(95)
第十二节 贝努利原理	(96)
第十三节 流动的分层作用	(97)
第三章 沙纹上方的流动	(98)
第四章 上部平坦床沙/大沙纹的转变	(101)
第五章 紊流	(102)
第一节 紊流的性质	(103)
第二节 紊流的描述	(103)
一、时间描述	(103)

二、空间描述	(104)
第三节 相关系数	(104)
第四节 时间平均值	(105)
第五节 紊流应力	(106)
第六节 紊流的粘度	(108)
第七节 普朗特混合长度理论	(108)
第六章 边界层	(109)
第一节 引言	(109)
第二节 紊流边界层的结构	(111)
一、带	(111)
二、高度尺度	(111)
第三节 内壁带中的紊流生成	(112)
第七章 上部平坦床沙的成因	(114)
第八章 水流阻力和边界粗糙度	(115)
第一节 边界剪切应力	(115)
第二节 摩擦系数	(116)
第三节 尼库拉兹图解	(117)
第四节 粗糙边界流和光滑边界流	(117)
第五节 粗糙边界上的紊流	(118)
第九章 紊流边界层中速度分布特征	(119)
第一节 边界剪切应力的测量	(119)
第二节 速度梯度值的计算	(120)
第三节 积分范围	(120)
第四节 速度梯度表示式的积分	(121)
一、积分	(121)
二、光滑边界流	(121)
三、粗糙边界流	(121)
四、内壁定律	(122)
第五节 普遍速度分布定律	(122)
第十章 剪切应力分布特征	(123)
第十一章 下部平坦床沙/小沙纹的转变	(124)
第十二章 下部平坦床沙/大沙纹的转变	(126)
第十三章 沉积物的悬移	(126)
第一节 定义	(126)
第二节 颗粒轨迹	(127)
第三节 悬浮门限	(128)
第四节 沉积物搬运速率	(129)
参考文献(略)	(129)

第一部分 比较沉积学研究

第一章 概 论

第一节 比较沉积学的概念

这次准备讲比较沉积学，它在地质科学领域内是一门年轻的学科。从定性的描述发展到定量的解释，以及与这个过程相关的沉积学研究，已经成为目前研究工作的新动向。从岩石的沉积构造、层序和岩性的研究到解释其沉积过程，使沉积学向前跨了一大步。为了了解沉积过程，地质学家从不同的方面进行研究。但是，有许多地质学家不了解水动力条件及其物理过程，必须求教于海洋学家、海洋工程师和水动力学家。而海洋学家距离地质学校远，甚至不了解地质学，所以沉积学和海洋学必须结合起来，这是了解沉积过程碰到的一个问题。碰到的另一个问题是维数问题。海洋学家从二维空间来研究，地质学家不仅从三维，而且从四维来研究，即空间加时间。当代的沉积学家把两方面结合起来，不仅要研究海洋，而且还要研究地质；不仅要了解今天的沉积环境，而且还要了解古代的岩石。所以，比较沉积学研究包括水的流动过程、沉积物的搬运等方面的研究。沉积动力学 (sediment dynamics) 研究沉积颗粒的动力，了解每一个沉积颗粒的水动力学条件，以及整个碎屑的沉积组合。研究沉积动力学必须了解水力学及流动机制的基本原理。一般沉积学家对工程水力学不感兴趣，所需要了解的仅仅是对古代岩石沉积学起作用的那一部分水动力学。

第二节 床沙（形态）保存的可能性

所谓床沙形态 (bedform) 是流动过程的产物。现在讨论的是局限在水介质流动的情况，除了物理过程外，还有化学过程、生物—化学过程。所有这些过程都是沉积动力学的范围。所谓沉积动力学就是沉积作用和反应模式。如某种水流的搬运和沉积过程的反应就有某种床沙形态，反应物是沉积作用的产物。反过来，反应又可以改变作用，这是一种反馈机理。从一种作用到反应物，再反过来影响到作用是连续的。通过这种循环过程把沉积物堆积起来，这是研究的一个方面。这些对地质学家非常重要。作用、反应物到反馈的一个过程，到底是什么东西保存下来呢？首先是时间因素，不是几天或两周，而是几百年、几千年，甚至百万年。比如在荷兰，我们所研究的时间是400年或500年，称为次现代沉积 (subrecent deposits)。我们研究这种次现代沉积物的保存、潜势，即保存的可能性。这种保存、潜势或保存可能性对解释古代岩石是重要的因素(条件)。

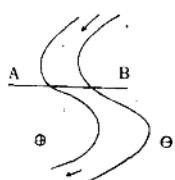


图1—1

现举一个例子说明什么叫做保存、潜势。如一条蛇曲河(图1—1)，对这条蛇曲河可以看到特殊的部位：一侧是加积部位，另一侧是侵蚀部位。既可以研究河流的沉积动力学，又可以研究流动速度、搬运物质的数量。通过研究，我们便知道哪些地方受到侵蚀，哪些

地方加积，并了解河流垂直加积和侧向加积的数量。所有这些都与沉积动力学有关，并根据其特征，可以了解沉积动力学、沉积作用、反应和反馈模式随着时间而积累。通过统计和计算，就可以恢复到1000年前这条河流的情况。如果乘上时间因素，就会发现加积面的某些部分没有被保存下来。因为自然条件很复杂，如暴雨之后，洪水可能冲刷，若是很强烈，洪水便把加积和侵蚀的部位的沉积作用改变了，最近10年所加积的东西可能在一小时内被洪水破坏掉，所以研究保存、潜势是一个很复杂的问题。

现在看一条河流的横剖面A—B（图1—2），河流的A侧是加积部位，B侧是侵蚀部位，这是一条很理想的河流剖面。经过很长的时间，加积部分保存下来了。如果发生洪水泛滥，则有可能把沉积层序破坏掉，侧向加积部分很少保留下来。这个时候，地质学家的任务就是要在野外把所看见的残余部分，点滴集中起来，并恢复原来的状况。这就是我们为什么要研究保存、潜势很重要的原因。



图1—2

第三节 相模式

相模式（facies models）的研究对地质学来讲，是很平常的事情。地质学家从岩石的层序、结构、构造研究沉积岩，然后贴上一个标签，这里是河流相、潮坪相，那里是深海相。但是，作为沉积学家只作定性描述还是不够的，必须在野外露头区对地层层序逐层研究各种沉积作用。

相模式研究包括岩石的沉积构造（structures）、层序（sequences）、几何形态（geometry form）、岩性（lithology）、生物（faunas）、成岩作用（diagenesis）。沉积构造的研究，可更深入了解机械作用；层序和几何形态的研究，可了解时间因素和保存潜势；生物的研究，可帮助了解古代沉积环境，其中包括水的深度、咸度，有没有浊流，当然也包括生物和沉积物之间的相互作用。从岩性了解陆源区，从成岩作用了解当时的化学环境，所以古代岩石中的各种参数与沉积动力学相关。一组不同的岩相模式综合起来，就可以知道沉积盆地的情况，知道沉积盆地中不同岩相的排列是受沉积动力学或大地构造控制的。

第四节 沉积学研究的方法

沉积学家的任务是研究沉积相，而沉积学又是各学科交织的一门学科。研究沉积学需要许多现代化的工具和技术，包括海洋的、地震的……。世界上有两个单位综合研究比较沉积学。一个单位在美国的迈阿密（Miami），由Ginglurg领导，他擅长碳酸盐岩的研究。另一个单位是荷兰的乌勒支大学，主要是研究碎屑沉积物。

我们乌勒支大学地质系有五个研究人员和两个客座（顾聘）研究员，每个人研究沉积环境或沉积动力学中的一部分，最后研究沉积相。现举例说明其研究过程（图1—3），不论古代的，或现代的，我们既观察、测量沉积作用，也观察其产物。从观察沉积物或岩石的特征着手，便可获得沉积相的解释，再把这些结果综合起来，便可重建古代沉积环境，这就是比较沉积学研究。一般的方法是：从获得的资料进行计算机处理，到最后建立沉积

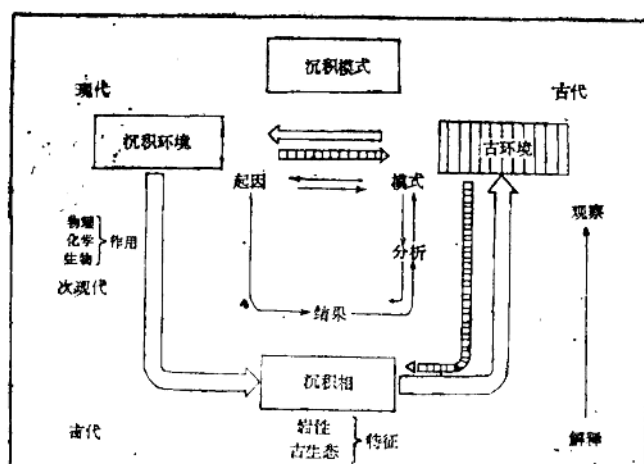


图1—3

模式。根据已有的资料，我们可以模拟沉积作用，也可以模拟时间。例如，用计算机处理沉积动力学资料，就可以模拟古代沉积条件。又如模拟暴风在沉积层序中起什么作用，这对海洋学家来讲，这种比较研究的方法也是很重要的。从古代岩相可以反过来研究现代的沉积环境。荷兰有一个海港，叫做鹿特丹，经常有大船进出和靠岸，但是，大船进出往往受到浅滩上的一些大型底部床沙形态的阻碍。所以海港当局不得不经常挖掘河道，使大船自由进出，由于底部床沙是活动的，经常要堵塞河道，即挖了又堵上。这样，荷兰政府要求我们研究底部床沙是何种形态？是怎样运动的？我们就用对比的方法进行研究。从现代—古代，而且有反馈过程，即从古代—现代，研究床沙的活动规律，作对比研究。所以，比较沉积学可以用在海岸的和河流的系统等方面的工程研究。

从图1—3中看出：我们系里的一些人研究沉积动力学、沉积环境；而另一些人研究沉积相、沉积模式。还有的人用计算机处理数据，每个人研究某一方面。但是，他们必须有共同的语言，进行各方面的交流，因此，我的学生要做许多方面的工作。

荷兰南部是一个非常独特的地区。其所以独特，在于那里是典型的潮汐环境，而且正在进行许多人工建设工程。最近20多年来，我们对荷兰南部及西南部的潮汐盆地作了大量的沉积学研究工作，包括潮汐水力学、沉积动力学方面，所以那个地方成了我们系的天然实验室。我们研究主潮汐水道、次级分支水道、浅滩，以及它们之间的关系；研究床沙形态发生、发育的过程及形成机理；研究水的流动速度、方向，及其沉积物的搬运作用……等，内容十分广泛。

大家可能要问，为什么要研究荷兰的潮汐盆地？因为荷兰的南部及西南部有一条大河，叫做莱茵河，这是欧洲的主要河流。暴风雨或大潮汐对荷兰的大部分地区，特别是南部及西南部威胁很大，如1953年发生的一次大水灾，荷兰有三分之一的地区被淹没，有二分之一的地区低于海面。从此以后，为了保护荷兰的广大地区不被海水或洪水淹没，政府提出要采取永久性或较长时期的防护措施。其办法是修建人工工程，关闭潮汐盆地。我们系参加了这一项工程的研究工作。

下面着重介绍荷兰研究潮汐沉积的情况，也适当介绍一些美国、西班牙的例子。

第二章 流体运动及床沙形态的基本理论

这是一个非常复杂的题目。因为这个题目涉及水动力学，包括沉积物的搬运等一系列复杂的、尚未解决的问题。作为沉积地质学者应尽可能地解决这些问题，而且利用我们所有的知识来解决。对碎屑岩而言，主要是研究沉积颗粒的搬运，每个沉积颗粒都受到影响，或被水流搬运，或被空气搬运，为了研究碎屑颗粒的沉积，必须研究固相与液相之间的相互作用关系。

第一节 松散边界水力学

松散边界水力学 (loose boundary hydraulics) 是水动力学的特殊名词，也是水动力学本身一个很复杂的问题，而且里面有许多问题还没有解决。地质工作者、沉积学工作者最主要的是研究床沙形态相位图 (bedform phase diagram) (图1—4)。

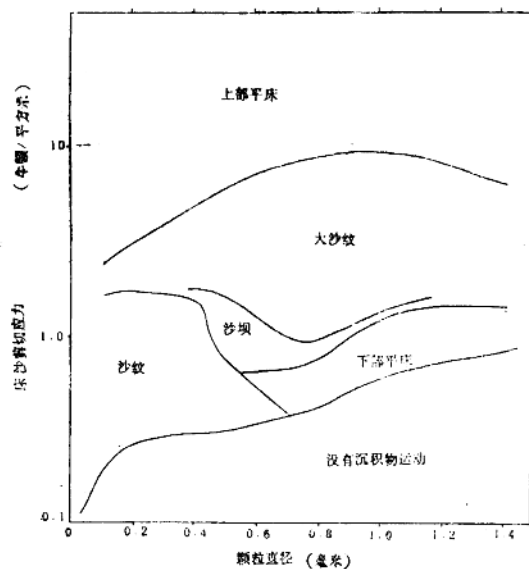


图1—4

这个图对沉积学家很重要，可以用它来解释各种床沙形态、颗粒大小及剪切速度之间的密切关系。

地质工作者是要进行反向推测的。从床沙形态及其内部构造，推测颗粒大小、剪切速度以及水动力条件。对此，现在讲起来很简单，但实际应用，特别是在野外判定一个床沙形态是很困难的。

什么叫剪切速度？为什么一定的颗粒直径、一定的剪切速度会产生一定的床沙形态？这个问题我不能解释，即使是专门研究水动力学的专家，也不见得能够圆满地作出回答。因为这个床沙形态相位图是在实验室的基础上建立的，这与自然界不一样。希望大家不要

从图1—4上看出：沉积颗粒之间、颗粒直径与床沙剪切应力之间有密切的联系。如果移动一个小的颗粒要比移动一个大的颗粒所需的力小。若把颗粒直径和剪切应力这两个因素对比起来，便可以得到一条起动的曲线。在这条起动曲线下面，表面沉积物没有移动。对该起动曲线来说，移动一个较细的颗粒所需要的能量比移动一个较粗的颗粒所需要的能量要小。从颗粒一开始移动，就形成一定的底部床沙形态。根据这个原理，我们用一个图，即图1—4表示不同颗粒之间，不同颗粒直径与剪切应力之间的床沙运动的情况。同时，自下而上划分成不同底部形态的边界区域：没有沉积物运动 (no sediment movement)、沙纹 (ripples)、下部平床 (lower plane bed)、沙坝 (bars)、大沙纹 (megaripples)、上部平床 (upper plane bed)。

花时间来考虑这个问题，主要是把这个理论运用于实际，懂得有这么一个关系就行了。即是说，有一定的沉积颗粒和一定的剪切速度，就可以形成一定的沙纹。

第二节 流体力学

在这里，我只讨论流体力学的理想状况。在自然界，情况就要复杂得多。实际情况是：各种流体都是由流体分子和分子之间的空隙所组成的。在理想的情况下，把流体视为一个连续协调的整体，而不考虑分子、分子与分子之间的空隙。尽管空隙可能有大有小，也把流体看成是均匀的。如果流体运动，便要克服一定的阻力，首先碰到的是惯性的阻力（inertial resistance）。只有克服了阻力，流体才向前运动。流体的惯性阻力决定于流体的密度（fluid density）。假如流体的密度大，那么惯性的阻力也大。若有大量的流体存在，就应当有更大的阻力。举一个例子来说，一个茶杯盖子里盛有一滴水，若用嘴吹水，水就要移动。如果是一个湖，用嘴去吹湖里的水，那么湖水就不会移动。因为大湖里水的数量要比茶杯盖子里盛的一滴水要多得多。这个概念希望大家牢牢记住。在解释问题时，务要分清是一条河呢？一个海呢？或是深海盆地呢？各种情况的条件是不同的。

地球上有好几种力，主要分为两种：一种叫做体力（+ body forces），一种叫做表面力（+ Surface forces）。所谓体力，例如重力场、磁场、电场等都是从一定距离外发生作用的。所谓表面力，情况就大不一样了，它是直接施加在物体的表面上，对研究流体运动

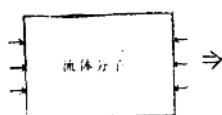


图1—5

很重要。一个流体是由许多分子组成的。假想有一块方体（图1—5），代表一个流体分子（颗粒），如果表面力施加在方体上，便产生了压力，那么它的惯性阻力向相反方向阻止流体颗粒向前移动。如果压力在现在这种情况下，就是剪切应力非常大，足以使方块向前运动的话，则获得一个纯运动。除了刚才讨论的表面力之外，还有一个压强梯度（Pressure gradient）。如果有一个水深20米或更深的大湖，那么底部的水分子所承受的压力，一定比表面水分子所承受的压力要大很多。

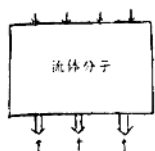


图1—6

另一种情况，（图1—6）是一个流体颗粒的方块，它除了承受来自上面的压力外，下面尚有一个重力，此外，颗粒本身还有一个重量。为了达到平衡，必须获得一个反作用力。这个反作用力等于把两个力（压力和重力）加起来，那么我们有两种表面压力，另一个是压力梯度。

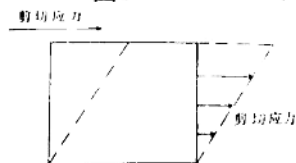


图1—7

我们可以应用上面的概念来解释下列问题：

假设有一个水体（图1—7），外界给它一个压力、压力梯度。在两种力的作用下，这个水体必然要发生变形。水体上面所受到的力就比底部所受的力要大，这就是我们所说的剪切应力。如果表示为速度向量，则向下逐步变小，一直到零。那么对每一个水体来说，我们都可以应用这样一个原理，并得出一条曲线，叫做剪切应力曲线，这是一条典型的曲线。

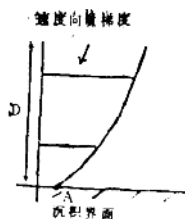


图1—8

水槽实验：

假设水柱有一定的深度 (D)，开始使水运动，可以看到水柱自上而下的变化 (图1—8)。同样也可以看到大的速度在上面，小的速度在下面。如果在上面增加表面速度，那么下面相应的速度向量也要增加。下面的点 A 是沉积界面，获得的就是剪切速度。该剪切速度使颗粒向前运动。

如果你在一条河道中可以测量水流的表面速度，但水流底部的剪切速度却无法测量，只能通过计算才能得出。这种计算，从理论上讲是可行的，但实际上有许多困难。因为靠计算得出的曲线是非常理想化的变化曲线。这条曲线有各种各样的形态变化，它决定于很多条件。首先最简单的一个条件是温度。例如，在同一条河流中，冬天和夏天测得的曲线就不一样。因为冬天和夏天的沉积物的运动条件和运动能力是不同的。另外一个条件是粘度，流体的粘度受悬浮载荷所影响。大家知道，黄河的悬浮载荷要比长江大得多。由于它们的悬浮载荷不同，因而流动情况不相同，剪切速度也不相同。对此有大量的数学公式计算，也有许多尚未解决的问题，但我只能简单地讲这些。

第三节 层流与紊流

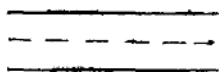


图1—9

假想一种流速很小的流体呈直线型流动，也可以用带色的水通过一根管道来加以证实。如果把带色的水放进管道，可以看到带色的水和流体一样，保持一条直线型，这种保持直线状态的流动叫做层流 (laminar flow) (图1—9)。

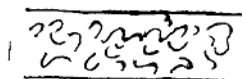


图1—10

如果用更大的力量把流体向前推进，那么流体就不呈直线状，而是呈一种扰动状态，称之为紊流 (turbulent flow) (图1—10)。

层流与紊流如何区别呢？利用雷诺数 (Reynold's number) R 来

区别。专门研究水动力学的专家就是研究层流如何变成紊流，即雷诺数 R 是如何变化的。对我们来讲，最重要的就是要了解我们所得到的层流，还是紊流？

现在先介绍沙纹中常用的一些名词 (图1—11)：

向坡 (stoss side)

脊部 (crest)

槽部 (trough)

背坡 (lee side)

旋涡 (vortex)

悬浮总体 (suspension)

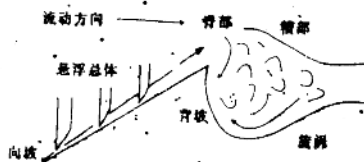


图1—11

水流经过沙纹出现的情况：首先流体沿着向坡作层流运动，并很快到达脊部。当流体跨过脊部之后，产生水流分流作用 (flow Separation)，再继续流动，雷诺数将发生变化，产生紊流。原来的层流继续向前，一旦跨过脊部，分流方向不断变化，于是形成旋涡。这只是讨论一个沙纹的情况。当然，这里面的情况很复杂，但仍可看出起码有层流、紊流两种搬运型式。

沉积物搬运的形式：在向坡上，一个载荷 (bed load) 推移、搬运的流动型式和速度梯度，其流线越往上，越是互相靠近，以致形成下宽上窄的图形。这说明剪切速度从向坡的底部到坡的脊部逐渐变化，所以有更多的颗粒往槽部运动。如果有很多的沉积颗粒，从向坡一直搬运到脊部，那么经过崩落 (avalanching)，它们便沉积在背坡上了。显然，除了底载荷之外，还有悬浮载荷。悬浮载荷向脊部也要加大速度，跨过脊部之后，突然扩大，而速度也就突然地减小下来。本来悬浮载荷在向坡上有较大的剪切速度，但是，一过脊部之后，显得过重而沉积下来。这是简单的一个沙纹情况。如果有更多的沙纹，则情况就复杂了。

第四节 床沙形态与水动力学的关系

不同粒径的沉积物在不同的水动力条件下表现出不同的床沙形态特征。换句话说，在一定的流动深度、不同的流动速度条件下，沉积物的不同颗粒有诸种床沙形态，图1—12是保持深度不变（常数），经过流动实验作出来的，对沉积学工作者十分重要。

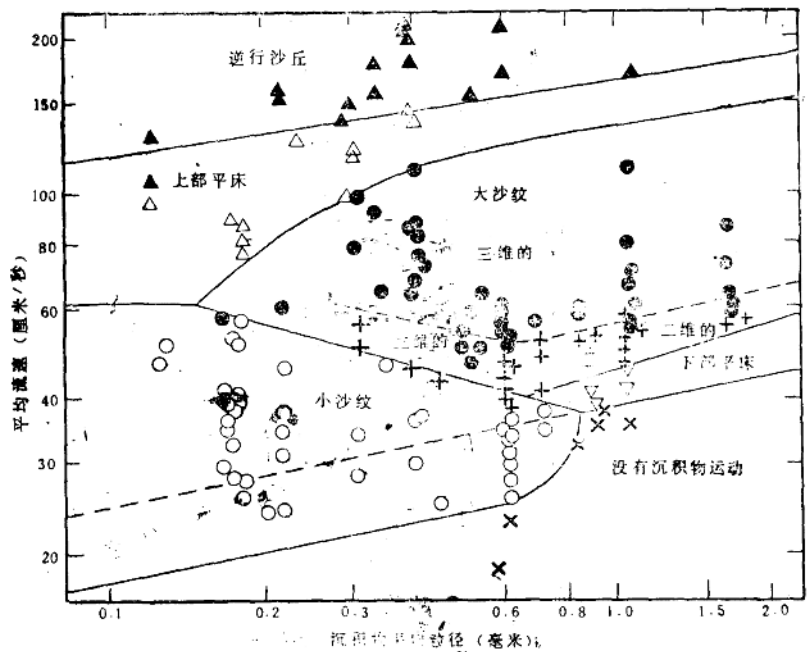


图1—12 床沙形态与水动力关系的模拟实验图

图1—12流动深度为18-22厘米时的粒度~速度图，空心圆圈 小沙纹；+号 二维大沙纹；实心圆圈 三维大沙纹；空心三角 上部平床；空心三角 反沙丘；空心倒三角 下部平床；×号 没有沉积物运动。如文所述，所有这些资料均已在水温为10°C时加以校正。资料来源：巴林和林(1955)、科斯特洛和索瑟德(1981)、戴维斯(1971)、盖伊等(1966)、普拉特(1971)、范诺尼和布鲁克斯(1957)、威廉斯(1967、1970)、威利斯等(1972)。

从图1—12看出：粗粒沉积物首先从没有运动开始，然后到小沙纹阶段。但是，当颗粒直径较粗时，则不经过小沙纹阶段，直接从下部平床跃到二维大沙纹。当流动速度再加大时，又马上变成三维大沙纹；细粒沉积物的小沙纹可以形成于平均流动速度非常低的范

围。这个范围包括很广阔，非常大，有时它并不形成大沙纹，而是直接跳到上部平床了。

无论粒度是较粗的，或是较细的，它们在单向水流状态下形成的床沙形态特征如表 1

表 1 单向水流床沙形态的特征

	小 沙 纹	二维大沙纹	三维大沙纹	下部平床	上部平床	反沙丘
间 距	0.1—0.2米	几分米至 数百米	几分米至数十米 (或更多?)			分米—米
高 度	几 厘 米	厘米至 数十米	分米至数米 (或更多?)			厘米— 分米
高度/间距之比	较 高	较 低	较 高			较 低
平面几何形状	强烈不规则 或 短 脊	平直或弯曲 的 长 脊	强烈不规则 或短脊			长脊与 短 脊
特征流动速度	低	低或中等	中等或高	低	高	高
特征流动深度	>几厘米	>几分米	>几分米	全 部	全 部	浅水流
特征沉积物粒度	0.03-0.6毫米	>0.3毫米 (?)	>0.2毫米	>0.6毫米	全 部	全 部

(可供选择的常用术语用括弧表示)

因此，图1—12给我们提供了很多资料，它说明了床沙形态、流动条件和颗粒直径之间的关系。这是美国麻省理工学院(MIT)谢尔顿教授在实验基础上作出来的图。

提醒大家注意：床沙形态与水流深度也有很大的关系。如果水体表面有流动，而且水越浅，其底部剪切速度越大；若水越深，则底部剪切速度越小，这是一条规律。图1—13表示床沙形态和不同深度之间的关系，是用不同的沉积物粒度作的实验，分别获得不同床沙形态的区域。从图1—13A 看出：在水浅处，速度太大不能形成小的沙纹。等到水深加大之后，开始形成小沙纹。图1—13B 的粒度稍粗，也获得同样的情况。若用更粗的砂粒来作实验，也可以获得同样的图(图1—13C)。总的可看出不同的床沙形态仍然是按区域分布的。

所以上述讨论的床沙形态(分区)不仅决定于表面流动速度，或颗粒直径，而且还决定于深度。换句话说，床沙形态取决于三个参数：

第一，流动速度。

第二，颗粒直径。

第三，沉积的深度。

在野外工作，用上面三个参数观察沙纹构造时，一定要在脑子里多加思索。

上述内容可简单总结如下：

各种沉积颗粒在速度增加的情况下，形成床沙形态的次序如表2。粉砂或者极细砂开始无运动，直到小沙纹、上部平床。至于细—中粒沉积物也具有同样的次序，即从无运动开始，小的沙纹至二维大沙纹、更大的三维大沙纹，直至上部平床。一般小沙纹在细粒之中较为常见。在更粗的砂或者细砾一级的沉积物中所能看到的首先是无运动，其后是下部平床，再后是2D(二维)、3D(三维)的大沙纹，最后才是上部平床。最后的上部平床(区域)只有在流动速度非常大的情况下，才能够产生反沙丘(逆行沙丘)构造。举一个

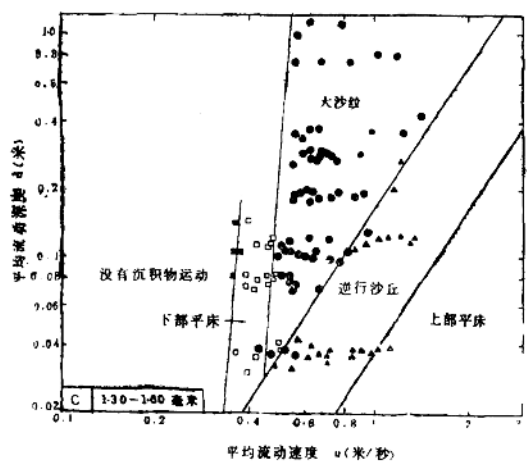
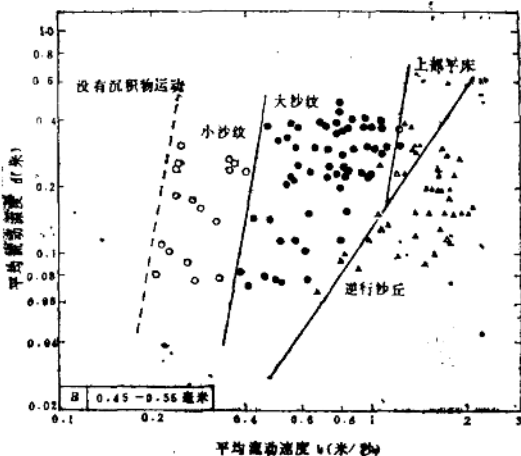
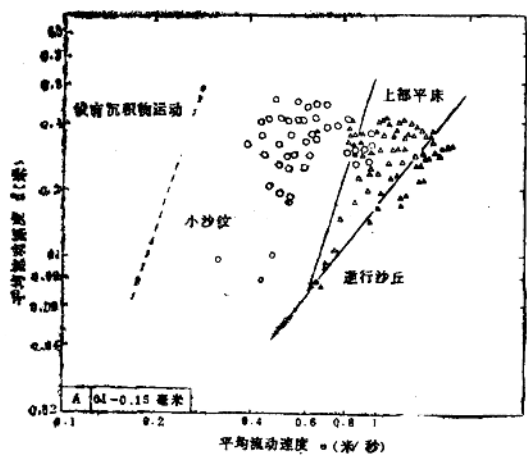


图1—13 床沙形态与不同深度实验图

表 2 各种沉积颗粒在流动速度增加情况下床沙形态的次序

————— 流 动 速 度 —————→

粉砂、极细砂	无运动—小沙纹—上部平床— — — — — 逆行沙丘
细到中粒砂	无运动—小沙纹—二维大沙纹—三维大沙纹—上部平床 — — 逆行沙丘
粗砂及最细砾(?)	无运动—下部平床—二维大沙纹—三维大沙纹—上部平床— — 逆行沙丘

例子，有一条流动速度非常快的河，在河流中，可以看到水波运动是朝流动相反的方向，特别是在水较浅的情况下，经常有这种现象。我们把这种现象叫做反沙丘或逆行沙丘(cantidunes)。同时，也会形成一种床沙形态。但是，它们不会保持很久。因为流动速度一减小，反沙丘现象（构造）很快被侵蚀掉。

上面讨论的床沙形态的次序是十分重要的。在自然界，这种次序非常规则，经常看到

小型沙纹，以及小沙纹爬到大的沙纹之上。

前面讨论的这些，是为流动体质、床沙形态的基本理论作了一个总结。

第三章 潮 汐 沉 积

最近一些年来，我们对潮汐沉积作了详细的研究。为什么要强调研究潮滩呢？这是由荷兰的位置和地方条件决定的。其次，潮滩沉积对找矿越来越需要，世界上的许多大油田是在潮滩发现的。潮汐沉积盆地不仅有好的储油岩，而且还有好的生油岩。本章主要讨论潮汐碎屑沉积物的鉴定特征，这对勘探地下资源很有帮助。同时，还要讨论一下沉积定量分析方法。现在我们已经能够了解较古老的沉积条件，如一千五百万年前的古潮汐沉积中的流动速度。

第一节 潮 汐 运 动

大家知道，潮汐是由地球、月球和太阳三者之间的位置关系所产生的。在潮汐形成引力的理论方面，这里不准备详细讨论，只讨论潮汐作用所形成的构造和地质特征。

潮汐运动可以分为两种：

第一，垂直运动，产生一个潮差，或者叫做潮汐的幅度。

第二，侧向运动，也就是潮流。

对潮汐运动，首先要分清是低水位，还是高水位。我们把低水位叫做退潮，把高水位叫做涨潮。涨潮与退潮（或落潮）之间称为潮差。潮汐有两个周期：一个谓之全日周期，一个谓之半日周期。日周期的两个极端情况是：一天24小时内出现两次低水位和两次高水位，或者有时在24小时之间，只有一次低水位和一次高水位。

第一种叫做半日潮（semi-diurnal tide），一天（24小时）有两个低水位和两个高水位。

第二种叫做全日潮（diurnal tide），一天只有一个低水位和一个高水位。

这些是非常复杂的，甚至我们对全日周期和半日周期的分布还不是很清楚的了解。在世界上，大部分地区还有一种混合全日潮（mixed diurnal tide）。这种混合全日潮就是指有一个时期是全日潮，有一个时期是半日潮，所以是混合的。这是第一个复杂性。第二个复杂性是刚才提到的半日周期。半日潮实际上是12.4小时，即不是正好的12个小时。因此，乘以2就不是24个小时，而是大于24个小时了，即25小时20分钟。简单表示：

半日潮	12.4 小时	超过12 小时
全日潮	2 ×	超过24 小时

因此，潮汐作用是随时间而滑动的。

我把这些复杂的情况介绍给大家，是为了深入讨论潮汐沉积作用有关的问题。

就地质历史时期来看，从前寒武纪到现代的条件是相似的。太阳系总是有一个太阳和一个月球。海洋盆地的几何形态可以控制潮汐作用。例如，大西洋是一个很大的洋盆，它的

一侧是美洲大陆，另一侧是欧洲大陆，两个大陆都可以看到潮汐作用。而中国的南海是一个半封闭的海盆，被日本列岛、菲律宾群岛包围起来了。该区的潮汐作用是较低的。我们根据这些事实和原理来研究古代，其情况就不同了。例如，特提斯海到底是一个开放的、半封闭的，还是何种模样的？前面讨论的这些潮汐情况，可以用来推测古代海洋沉积盆地是

什么形态？什么方向？也就是说，怎样把现代的潮汐理论用于实际，用于古代？

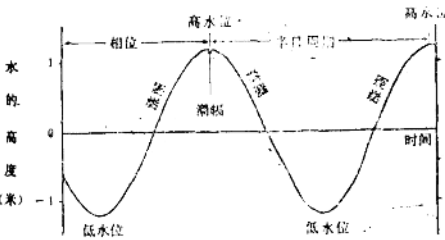


图1—14 一个理想的半日潮周期

半日潮的情况：
半日潮在古代岩石中最容易识别出来。

一个理想的半日潮周期（图1—14），纵坐标代表水的高度，横坐标代表时间。从低水位到高水位称为涨潮，从高水位到低水位称为退潮。O点位置，没有潮流，即是说，潮流的速度为0。

随着涨潮的过程，潮流的速度越来越大，从O点一直到最高的顶点（高水位）。跨过顶点之后，潮流速度开始减小，从顶点又回到O点。这个时候的潮流已经转了180°的弯，又开始退潮了，潮流的速度从O点到最低点（低水位），然后又从最低点回到O点。所以潮流不是一个简单的直线运动。潮流的速度有变化，潮流的方向也有变化。这样就产生了一种非常复杂的沉积型式。在最高、最低水位的位置，我们叫做憩水期或休止期。在一个潮汐盆地中，总是有一种形式——或是涨潮起主要作用，或是退潮起主要作用。在潮汐水道中，也总是有一种潮流作为主要的，另一种作为次要的。因此，我们可以分出两种潮流来：一种是主要潮流，一种是次要潮流，从而得出一个不对称的潮汐（图1—15b）。而对称的潮汐则是一个比较纯净潮汐周期（图1—15a）。但是，在自然界，实际上找不到一个完全对称、完全一样的潮汐。

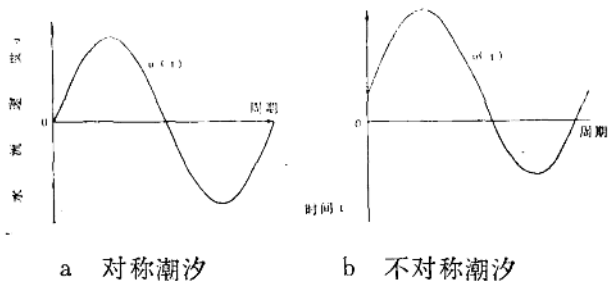


图1—15 单个潮汐周期内的时间—速度型式

在潮汐周期里，沉积颗粒如何运动呢？
第一种情况，一个对称的潮汐周期：在（图1—16a）里面有两条水平虚线，，下面的点虚线代表可以搬运细粒物质的门限（临界速度），在此线之下，细粒物质不能被搬运而沉积下来。而上面的断虚线代表砂质物质可以搬运的临界线（起动速度）。这些砂级的颗粒的速度达到起动速度时，才能运动。从整个过程来看，砂级颗粒只能在一个很短的时期里搬运（运动）。这是一个对称的潮汐，涨潮或退潮具有同样的强度。