

滦河中游现代河流沉积构造与水动力的关系

高健¹⁾ 严钦尚 许世远

(华东师范大学地理系, 上海)

原生沉积构造, 特别是层理的研究, 它有助于恢复古代沉积物沉积时的水动力状况。随着沉积学研究的深入发展, 出现了以人工水渠为水槽、用热水流模拟天然冷水流^[1]等不同途径, 力求使实验接近天然水流, 以取得底形形成的定量数据。

1979-1981年间, 作者选择了季节性变化明显的滦河中游河段作为“天然水槽”, 一方面观察谷底微地貌和层理结构、构造特征, 另一方面分析实测水底地形和水文资料, 两者对应取得了较好的效果。本文是在此工作基础上, 试图对滦河中游(迁安县桑园村至滦县)现代沉积构造与水动力的关系进行初步探讨。

一、沉积构造类型与特征

滦河发源于巴延古尔山, 至乐亭县以东注入渤海湾(图1)。全长1,200公里, 流域面积4,500平方公里, 年平均流量45.5亿米³, 年平均输沙量1900万吨。滦河季节性变化明显, 7—9月洪水季节输沙量占全年输沙量90%以上, 洪水暴涨暴落, 河水流速变化大, 滦县河段洪水期断面平均流速可达4.7米/秒, 从而导致洪水期河床冲蚀和堆积十分迅速, 相应地形成了多种原生沉积构造。

1. 底形

根据Harms等分类标准, 滦河中游河段的底形有小波痕(ripples)、沙波(sand waves)及沙丘(dunes)等类型。

(1)小波痕: 广泛分布在边滩滩面上, 以及床底沙波和沙丘等底形的迎水面上。按小波痕的脊线形态可分三种类型: ①直脊小波痕: 脊线平直, 延长可达70余厘米(图版I 1), 波高一般小于5厘米, 波长不超过20厘米。②波曲小波痕: 分布广泛。波脊线呈弯曲状延伸, 一般波长28厘米, 波高3—4厘米。波痕指数平均为8, 对称指数约为1.2(图版I 2)③舌形小波痕: 分布不广。波脊线向水流方向凸出呈舌形, 脊线延伸距离较短, 波长一般为30厘米左右, 波高与波曲小波痕相似, 波痕指数约为14, 对称指数为4左右(图版I, 3)。

(2)沙波: 脊线平直或稍有弯曲, 延伸达数十米, 有的甚至贯穿河床。沙波波长一般

1)现在地质矿产部中国地质科学院地质所工作

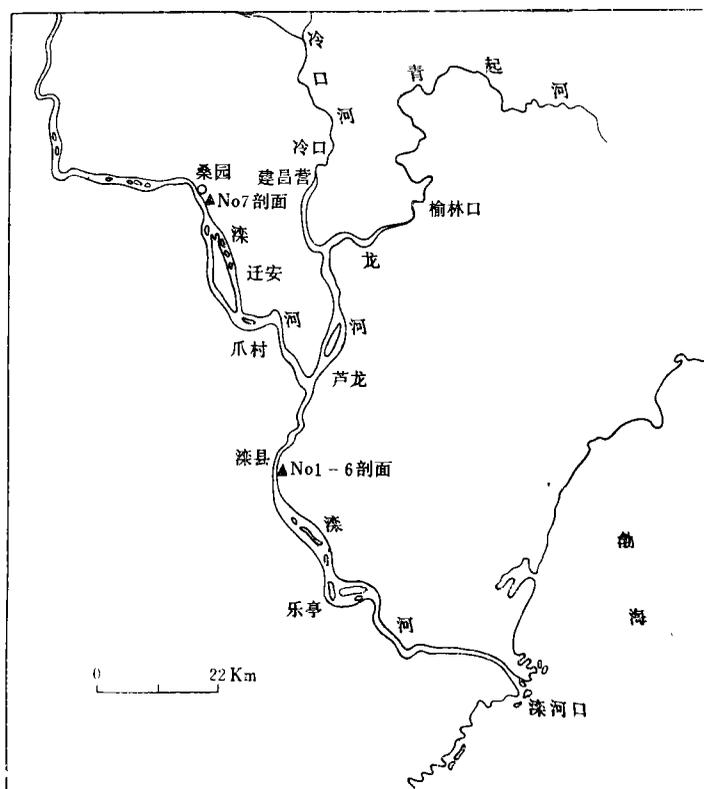


图1 滦河体系及剖面位置图

Fig. 1 Luan River system and its section location

大于10米，平均12—13米，波高6—10厘米，波痕指数达100以上，迎水面上广泛分布着小波痕，中值粒径平均为0.28毫米。

(3)沙丘：其形态与波曲小波痕相似，但规模远较后者为大（图版I 4）。平均波长3米左右，波高13厘米，波痕指数22.6，对称指数1.9，沙丘前积纹层倾角为30°左右。中值粒径（ d_{50} ）0.4毫米左右。沙丘迎水面上复有洪水后期流速变慢形成的小波痕。

以上底形从其形态、脊线连续性、波长、波高和对称指数等标志，反映了小波痕、沙波和沙丘在低流态水流状况中水动力由弱到强的变化趋势（图2）。

洪水期形成的高流态底形因绝大部分已为低流态底形复盖或被后期改造，故极少见。

从底形平面分布看，小波痕分布最广泛，沙波多分布在河床底，沙丘多分布在边滩滩面上。在垂向分布上，高流态平层移动形成的水平层理数量极多。沙波，沙丘移动形成的板状交错层理和大型槽状交错层理次之，分布最广泛的小波痕，在垂向剖面上所残留的层理最少。事实上，平面极少见的高流态底形移动形成的层理成为垂向加积的主要层理。

2. 层理

层理是底形移动的产物。按底形类型，滦河中游的层理相应地可划分出小型爬升层

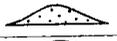
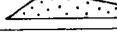
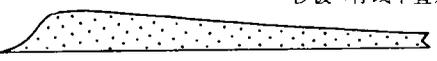
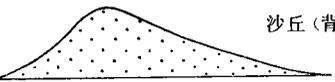
低流态	底形平行水流方向剖面形态及名称	波高 (厘米)	波长 (厘米)	对称 指数
较低 流速	 直背小波痕(背线平直)	< 5	< 20	≈ 1
	 波曲小波痕(背线弯曲)	3 - 4	± 28	1.2
	 舌形小波痕(背线不连续)	3 - 4	± 30	4.0
中等 流速	 沙波(背线平直)	6 - 10	> 1000	极不 对称
较高 流速	 沙丘(背线弯曲)	± 13	± 290	1.9

图 2 底形形态及形态参数与流速的关系

Fig. 2 Main characteristics of bed forms and the relationship between flow velocity and morphologic parameters

理、小型槽状交错层理、板状交错层理、大型槽状交错层理和平行层理等。

(1) 小型爬升、层理，是一种具有完整波痕形式的层理类型。纹层极细，纹理不明显，纹层略呈微波状断续出现（图版 I，5），主要由粉砂组成，可见厚度一般为 5—15 厘米，是介于水平层理和小型槽状交错层理之间的过渡类型。它的出现反映了流速减慢时大量悬浮物质迅速沉积作用，是小波痕迁移的结果。

(2) 小型槽状交错层理，由小的、匙形交错层系组成（图版 I，6）。层系中纹层向上凹，槽宽一般小于 15 厘米，槽高 3—5 厘米，纹层倾角多为 10—15°，中值粒径 0.09—0.12 毫米左右。是舌形小波痕移动的产物。

(3) 板状交错层理，层系内纹层呈缓缓的凹形或斜线状。纹层倾角通常小于 15°，单个层系厚度常 0.1—1 米不等，分选较差。板状交错层理是沙波迁移的产物。

(4) 大型槽状交错层理，分布广泛。其各个侵蚀槽的槽形层系都由充填侵蚀槽的弧形纹层组成。层理单个槽高 7—25 厘米，平均 16 厘米，单个槽宽 40—140 厘米，平均 81 厘米（图版 I，8）。侵蚀槽平行水流方向延伸，前积纹层向下游倾斜，倾角 11—39°，平均 27°，纹层形态有切线形和凹形等（图版 I，7）。一般分选中等。反映该层理形成时较前者流速变化大且快。它们均为沙丘移动的产物。

(5) 平行层理，分布很广。纹层一般平直，局部微有起伏，且有小角度斜交现象，延伸一般一米多。纹层细密，100 平方厘米面积内纹层数 30—40 层。层理主要由中—细砂组成。层理形成时的水动力强是高流态平层加积的产物。

二、层理与水动力的关系

层理类型与水动力条件密切相关。为了取得两者之间的定量关系，作者利用滦县水文站水文测流断面，枯水期时，在该断面的边滩上，开挖剖面，研究其沉积结构、构造特征，并与洪水期水文实测资料结合分析，取得了良好的结果。

根据 1979 年洪水期断面水深变化的实测资料，得到该断面 6 个测点在两次洪峰过境时逐日的床底高程变化的具体数据，进而作出 6 个测点逐日侵蚀、沉积直方图（图 3）。

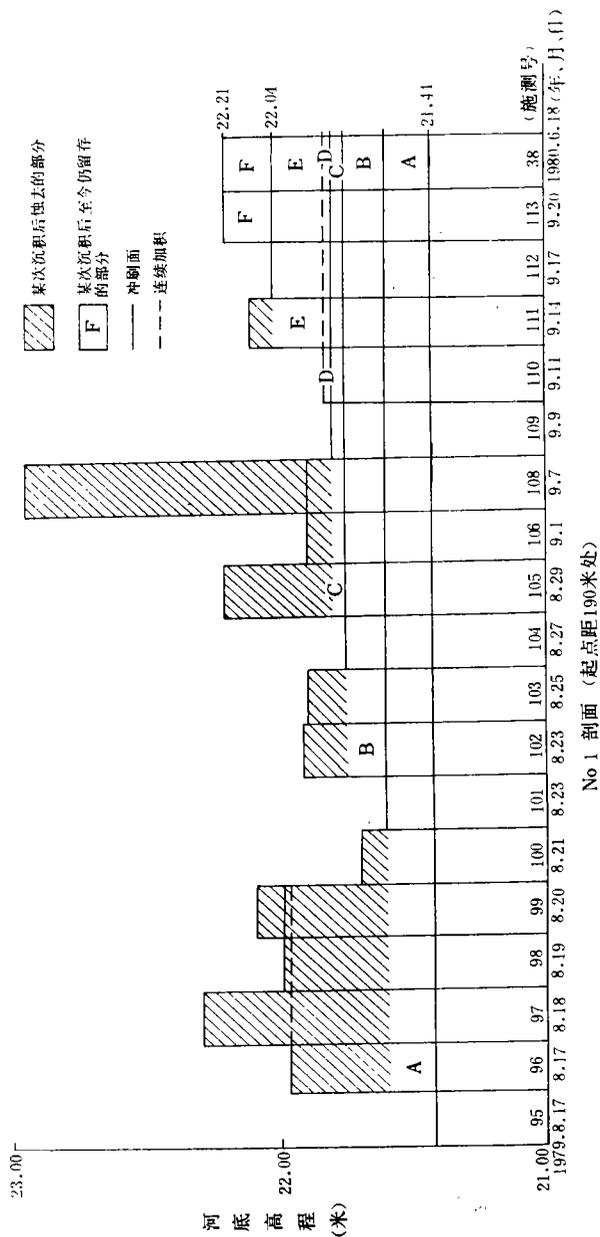


图3 滦县站测流断面起点距190米处逐日沉积、侵蚀直方图
 Fig. 3 Histogram of erosion and deposition of No. 1 section at Luan County, which is 190m from the starting point of the lateral flow section

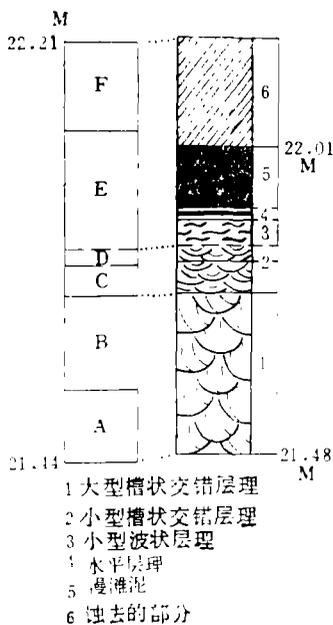


图 4 一号剖面柱状图与逐日侵蚀、沉积直方图的对应
 Fig. 4 Correlation of No 1 columnar section to the erosion-deposition histogram

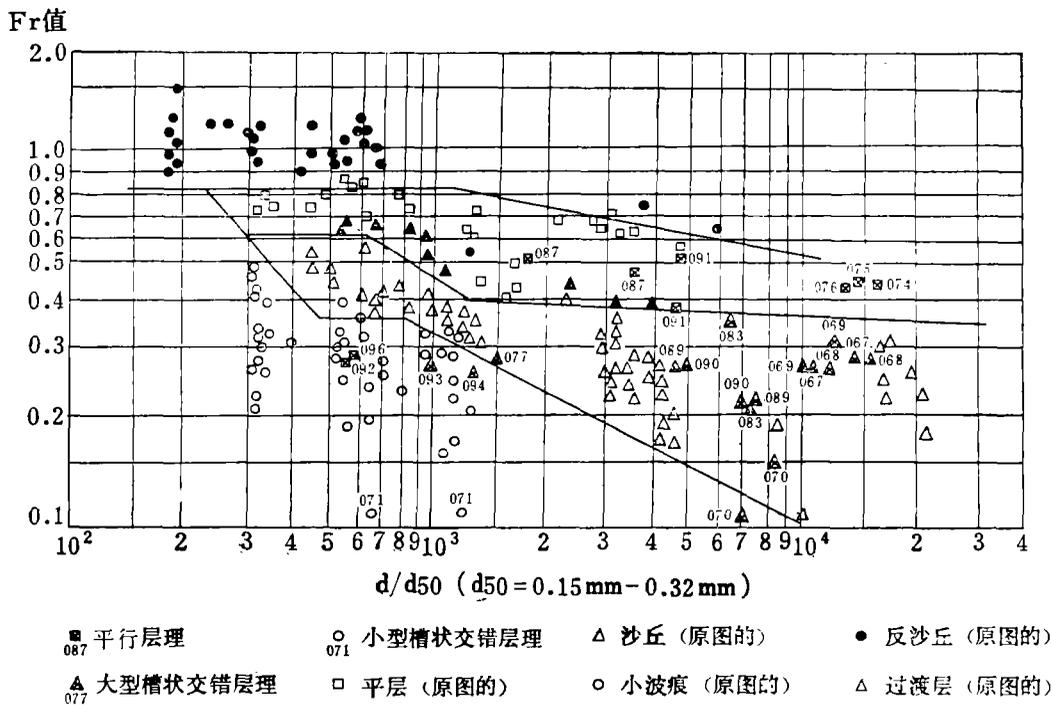


图 5 流速、水深和粒度三变量图
 Fig. 5 Three-variable diagram of flow velocity, water depth and grain size

值得注意的是,各测点的逐日侵蚀、沉积直方图与同一地点所挖的垂向剖面柱状图,无论是冲刷面、连续加积过程、高程,还是沉积厚度都可一一对应,两者基本吻合(图4)。

参考Harms和Fahnestoek提出的底形和层理的关系^[2,3],作者将上述各类层理形成时的水动力参数投点于Vanoni根据大量水槽和天然河流实验提出的三变量图^[4](它即考虑到流速和水深的因素,又注意到粒度这一变量),投点结果表明,小型槽状交错层理分布在小波痕区间;大型槽状交错层理除几个落在沙丘区域旁,稍有分散,但Fr值差极小外,大部分位于沙丘区域。平行层理都落在平层区域内(图5)。这进一步证实了形成层理和底形的水动力条件十分接近,小波痕移动造成小型槽状交错层理;沙丘移动产生大型槽状交错层理;平层移动形成水平层理。因此我们可以利用粒度、水深及平均流速等因素对层理形成的水动力状况作进一步的探讨。

滦河中游现代河流沉积的样品平均粒径范围为0.1—0.4毫米左右。以平均粒径,水深及平均流速为变量,将滦河样品投点(图6),该图说明,滦河中游0.1—0.4毫米平均粒径范围内的层理类型,当Fr小于0.12时形成小型槽状交错层理;Fr值大于0.12,小于

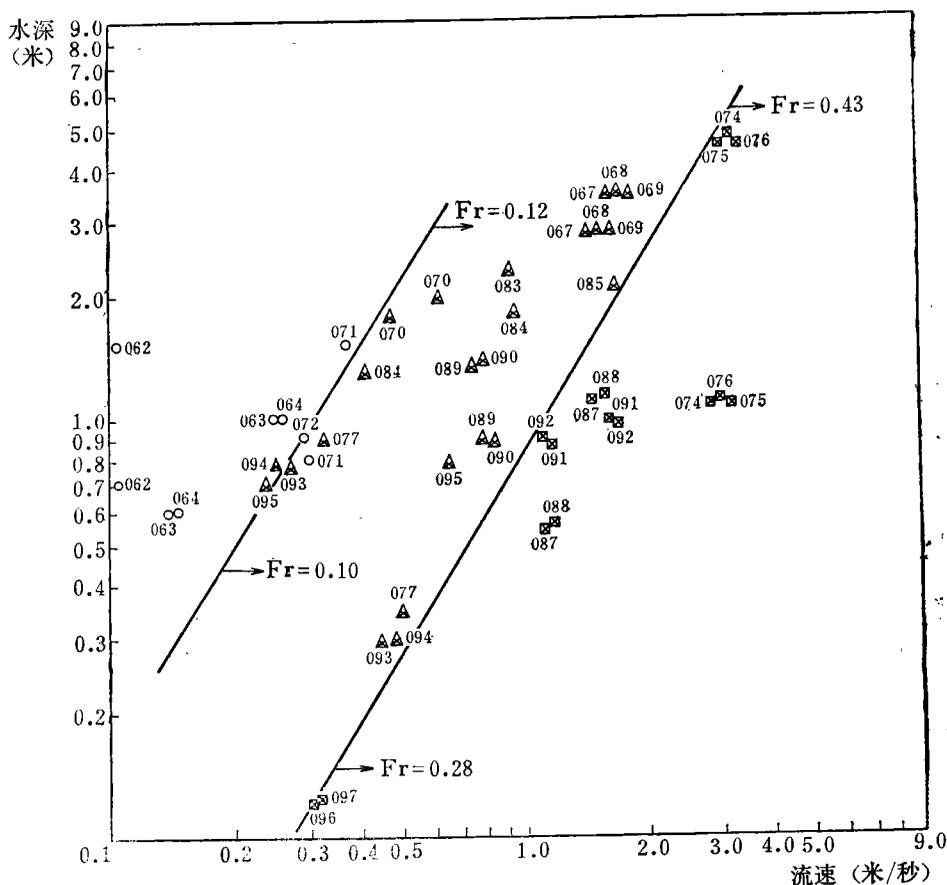


图6 层理与水动力、粒度关系图

Fig. 6 Relationship between stratification and hydrodynamics and grain size

0.35左右形成大型槽状交错层理；Fr值大于0.35时就可形成水平层理。这与Harms和Southard等0.1—0.6毫米粒径范围水槽实验所得到的底形变化顺序基本一致，即随着流速增大，底形变化从无运动→小波痕→沙丘→高流态平层。

然而，与Simons^[5]等著名的水槽实验结果相比，作者所得的高流态和低流态临界Fr值（Fr值>0.35）与前者（Fr值为1）不同。

这是由于流态分类的依据，不仅仅是按水动力强弱，而且也是根据底形来划分的^[6]。自然界中水体深度和流速都比水槽大得多，而水深对Fr值的影响显得特别突出，因此，“从低流态向高流态过渡不仅取决于弗劳得数，而且也取决于水深或水深与粒度之比。”^[7]再者，Simons等的图中粒度为0.45毫米，缺少粒度变化这一重要变量，另外加上自然界水体中边界条件复杂等因素的影响，所以，照搬水槽实验底形的稳定范围是无法完全解释或代替自然界层理产生的动力情况的。

近年来，不少学者都考虑到水槽实验和自然环境的差异，^[1,3,7]在运用水槽实验结果解释自然环境时皆持谨慎态度。并通过各种途径的实验，力图取得接近天然平流的实际数据，其中许多人提出的高流态和低流态临界值都小于1，与本文结果类同^[4,7-10]。

三、层理组合及其发育过程

滦河中游各种层理的垂向层序变化明显，以滦县站断面No 1剖面（图3、4）为例，河床滞留沉积的砾石层上层理类型相继出现为平行层理、大型槽状交错层理、小型槽状交错层理、小型爬升层理及水平层理。这代表了本河段边滩层理的基本类型和层理组合规律，反映了水动力条件大体上由强变弱的演化过程。这种垂向变化还表现在：

1. 粒度分布*粒度分布具有向上变细的总趋势。粒度递减呈非线性曲线，是天然河流中水流强度不稳定，其沉积物侵蚀，堆积交替变化所致。

2. 分选程度 层理分选程度在垂向上具有较差→较好→较差的变化趋势。由于洪峰刚过，水流强度变化大，Fr值变幅达0.2—0.4，沉积时间短，形成的水平层理大部分颗粒粗细混杂，分选较差。随着水流强度逐渐稳定，流速中等，Fr值变幅小于0.1，沉积物经充分淘洗，产生了分选较好的大型槽状交错层理，而后洪峰退却，水流强度变弱，原有沉积物无法经受充分淘洗，细粒悬浮物质迅速沉积，发育了分选较差的小型槽状交错层理和小型爬升层理（图7），以及水平层理等漫滩沉积。

3. 纹层的倾角和频数 在No 1剖面平行水流方向上，槽状交错层理的真倾角，由下至上逐渐变小。由27°变为11°左右，纹层形态表现为从切线形过渡为凹型，这是由于随着流速减慢（Fr值从0.29降至0.11），沉积物中值粒径从0.26减小到0.12毫米，粘土和粉砂含量增多，从而导致沉积纹层倾角相应地由大到小。但在这个变化的总趋势中，由于洪水期水流流速变化和局部水流的脉动，以及颗粒粒径的改变，都可改变纹层倾角角度，发生次一级的变化。下部纹层倾角处于接近高流态状况，纹层倾角较小^[12]。随着流速渐慢，纹层倾角变大。至0.03米以上，则因粒度向上变细，纹层倾角又趋向变小。由此可见，在向上变细的垂向剖面中，纹层倾角变化主要取决于粒度和流速变化。而在粒度均一的情况下，纹层倾角变化则由流速大小等因素所控制^[14]。河流层理中，单位面积纹层频数可以反映流速大小。滦县站断面六个测点剖面的层理类型中，100平方厘米

单位面积中的纹层频数，以下部的平行层理最多，大型槽状交错层理次之。上部的小型槽状交错层理最少。在同类层理中，纹层频数多寡，一般与流速成正比。

4. 槽状层理的槽宽与槽高 槽宽变化一般与流速成正比。No. 2 剖面的大型槽状交错层理，形成时的Fr值为0.37，其槽宽达140厘米，而No. 6剖面中的同种层理，形成时Fr值0.24，其槽宽仅40厘米左右。槽高变化较复杂（图8）。当流速较低时，槽高较小，如No. 1中小型槽状交错层理形成时Fr值为0.1，其槽高仅3厘米。流速增大，槽高增加，如No. 3—6剖面中大型槽状交错层理形成时Fr值0.2—0.3左右，其槽高为0.1—0.25厘米，而当流速接近高流态时往往槽高降低，如No. 2剖面中大型槽状交错层理形成时Fr值接近0.4，其槽高仅15厘米。这是由于夷顶作用所致。在同一剖面中槽状交错层理由下至上随着形成时水动力由强变弱，其槽宽一般减小，槽高较低。如No. 1剖面，槽状层理形成时Fr值为0.29—0.1，其下剖槽宽60厘米，槽高18厘米；上部槽宽15厘米，槽高3厘米。

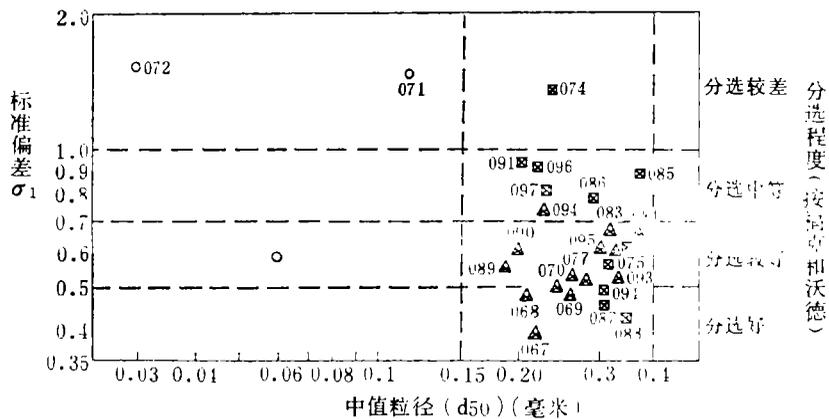


图7 组成各种层理的砂的分选程度（图例同图5）

Fig. 7 Sorting of sand constituting various types of stratification

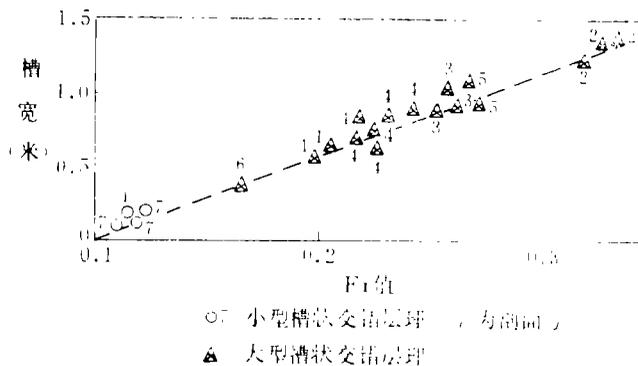


图8 槽宽与Fr值的关系（图例同图5）

Fig. 8 Relationship between trough width and Froude Number

值得注意的是,滦河中游边滩的层理剖面其顶部常缺失水平层理和小型爬升层理,甚至以大型槽状交错层理或平行层理直接出露滩面。这是由于滦河中游洪水期洪水常迅猛地切割边滩,在短时间内迅速沉积大量沉积物,而后洪水很快退却,形成无漫滩沉积的层理组合。另一方面由于此地洪水、枯水期水位变化大,即使有漫滩沉积也多遭受外营力剥蚀破坏,无法保存。因此,切滩沟槽中无漫滩沉积的层理组合是季节性变化明显的滦河中游边滩沉积和重要特征之一。

根据上述层理组合特点和层理形成与水动力的定量关系,不难恢复各测点沉积时的发育过程。河床的冲淤变化主要取决于河水的挟沙能力与含沙量的相对关系。作者从大量滦河水文测流资料中找出63组数据,进行线性回归,得到滦河中游挟沙能力经验公式(图9):

$S = 0.6199 (V^3 / ghw)^{0.75} + 0.7245$ 式中, S——挟沙能力, V——平均流速, g——重力加速度, h——水深, w——颗粒沉速。

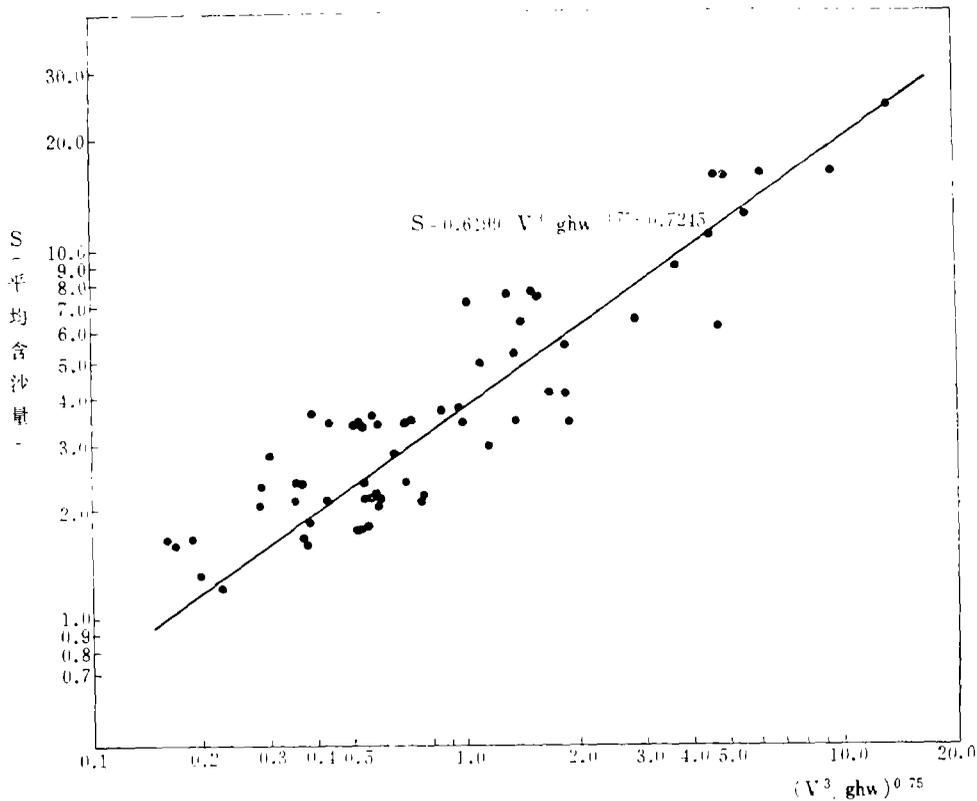


图9 滦河中游挟沙能力经验公式示意

Fig. 9 Empirical formula of the sand-carrying capacity in the middle reach of Luan River

滦河季节性变化明显,洪、枯水期水位高差达4—5米以上,河床冲淤变化剧烈。从滦县站断面水文实测资料与开挖剖面结合分析表明:图10所属的滦县站河段边滩沉积,实为1979年两次洪水过程的产物。

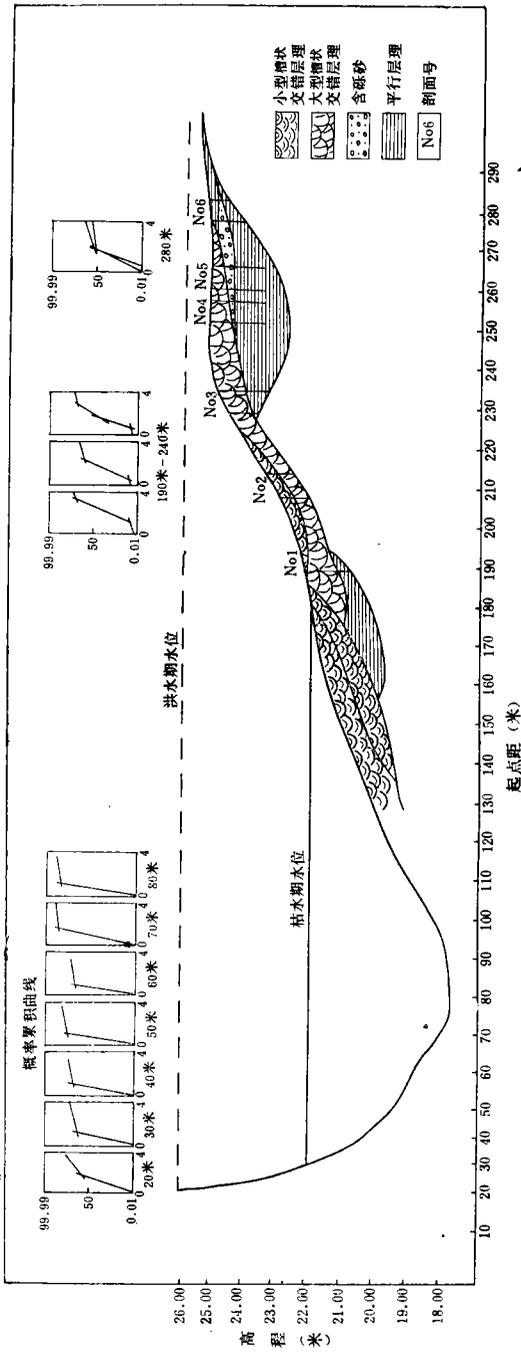


图10 1979年洪水期形成的濠县站河段边滩层理剖面及其概率累积曲线
Fig. 10 Profile of the bank stratification of the river section at Luan County, formed during the flood stage of 1979 as well as its probability cumulative curve

第一次洪峰发生在7月26日—29日，其中7月28日达到当年最大流量9340米³/秒，河水挟沙能力大增，河床遭受强烈侵蚀，起点距210—300米的边滩上，洪水取直通过，冲出宽90余米、深2米的切滩沟槽。随着洪峰过境，流量降低，水流挟沙能力减小，边滩与沟槽开始接受沉积，平行层理，大型槽状交错层理相继出现（图10）。另一次洪峰从8月16日—20日，其强度较前次为弱，8月16日最大流量3310米³/秒。这时水流挟沙能力又超过含沙量，河床再次受到侵蚀，起点距230—300米的边滩上又出现了一条宽约70米，深约1米的新切滩沟槽，第一次洪峰后的沉积物顶部受破坏，留下表现为平行层理的切滩沟槽沉积，呈透镜状分布。此后，随着洪峰过境，挟沙能力又降低，开始了第二次沉积过程，相应地在起点距250—280米处边滩上产生了平行层理、槽状交错层理、小型爬升层理等层理组合。目前，滦县河段边滩沉积剖面（即1979年洪水沉积物）已经经历了后期外部营力和人为改造，其顶部有30—50厘米厚的风成沙。

对沉积构造进一步的分析也反映了滦县河段边滩洪水期水流状况，床底形态演变的复杂过程。以No 1—4剖面为例（图11），其槽状交错层理的真倾向由下至上具有从近南方逐渐转向东南的趋势，证明了在切滩沟槽沉积过程中，沉积物受到多种水流的作用，洪峰前后随着主洪线的迁移，水流方向也改变。这在沉积物的概率累积曲线（图10）和分选程度上也有类似的反映。由于受到多种水流的影响，沟槽中的概率累积曲线显示出多段型，而在沟槽外水流则较稳定，一般呈两段型。在分选程度上，沟槽中的样品分选一般较差（图12 II），而沟槽外的样品一般分选较好、好（图12 I）。由此可见，滦县站断面边滩沉积构造的多样性，反映了本河段所处网状流与曲流之间过渡性河道水文状况的复杂性。

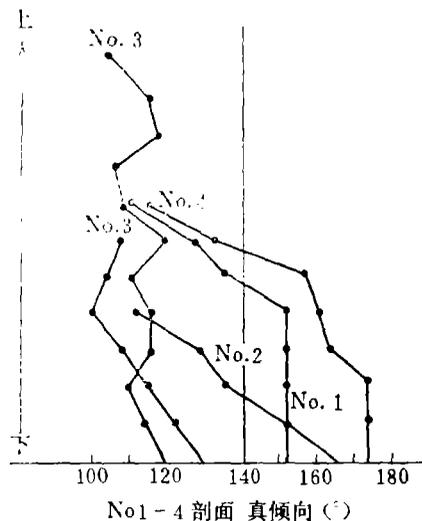


图11 1—4号剖面槽状交错层理真倾角变化

Fig. 11 Change of the true dip angle of the trough cross-stratification at No 1—4 profile

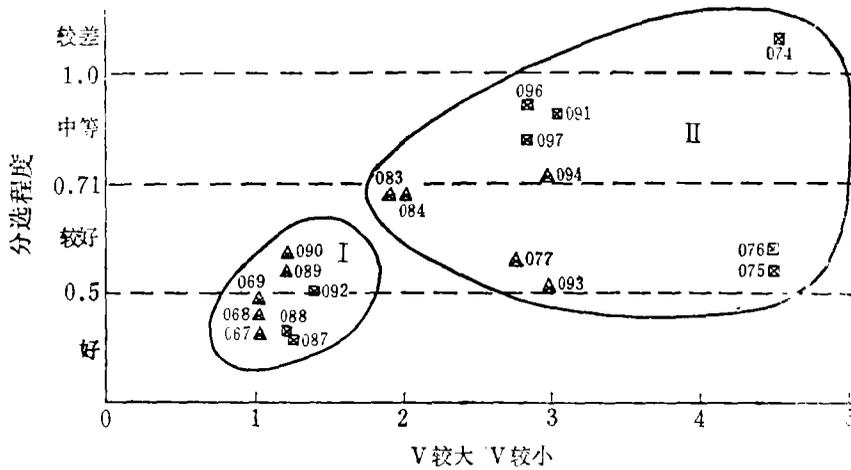


图12 流速稳定程度与分选程度的关系(图例同图5)

Fig. 12 Relationship between the stable flow velocity and sorting

四、结 论

1. 滦河中游现代河流沉积构造,按底形形成时的水动力强弱,依次可分为:小波痕、沙波、沙丘等类型。它们均属低流态底形,而洪水期广泛发育的平行层底形则多被上述底形所掩盖或遭后期破坏。这些底形在垂向沉积剖面上,依次反映为:小型爬升层理,小型槽状交错层理、板状交错层理、大型槽状交错层理和平行层理。即小波痕移动形成小型爬升、槽状交错层理;沙波移动形成板状交错层理;沙丘移动形成大型槽状交错层理;平行层移动形成平行层理。

2. 滦河中游河床颗粒平均粒径0.1—0.4毫米范围内的层理类型:当Fr值小于0.12时形成小型槽状交错层理;Fr值0.12—0.4时形成大型槽状交错层理,Fr值大于0.35时就可形成平行层理。与天然河流相比,水槽实验各种底形形成的Fr值偏高,这主要由于两者水深、粒度以及边界条件等不同所致。

3. 滦河中游现代沉积中,由下至上的垂向层理组合,反映了水动力由强变弱的总趋势。相应地出现:平行层理、大型槽状交错层理、小型槽状交错层理、小型爬升层理及水平层理等。这一趋势还反映在:粒度分布向上变细;分选程度循较差→较好→较差变化;层理纹层真倾角变小,频数变少;槽状交错层理槽宽、高的规模向上变小等方面。

4. 滦河中游河段边滩层理组合类型复杂,常缺失水平层理、小型爬升层理,而大型槽状交错层理、平行层理广泛分布,并常直接出露地表,反映了本河段水位季节变化明显,洪水期水文状况、冲淤变化、床底形态演变复杂,故局部无漫滩沉积或因枯水期遭受外营力及人为改造作用而破坏。

5. 在季节性变化明显的河流中,利用测流断面,洪水期精测水底地形与水文数据,至枯水期沉积物出露时,在与测流点相同的位置上开挖垂向剖面,揭示其沉积结构、构造及层理类型等特征,进一步分析其与水动力的对应关系,并较具体地恢复各种层理的

蚀积过程。这是研究原生沉积构造，特别是层理的一种有效方法。

在写作过程中，我们曾得到了滦县、桑园水文站的大力协助，深表感谢，

(收稿日期：1982年3月12日)

参 考 文 献

- [1] Harms, J.C. et al., 1975, Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences, Tulsa, Okla., Soc. Econ. paleontologists and Mineralogists, Dallas, Short Course No. 2. Lecture Notes, 161.
- [2] Harms, J.C. & Fahnestock, R.K., 1965, Stratification, bedforms, and flow phenomena (with an example from the Rio Grande), SEPM. Special Publication 12, 1977, P.84-115.
- [3] Harms, J.C., 1979, Primary sedimentary structures, *Am. Rev. Earth Planet. Sci.* 7, 227-248.
- [4] Vanoni, V.A., 1974, Factors determining bed forms of alluvial streams, Proc. Am. Soc. civil. Eng., *J. Hydraul. Div.*, 100, 363-377.
- [5] Simons, 1961, Forms of bed rough in alluvial channels, *Amer. Soc. Civil. Eng. proc* 87(3), 87-105.
- [6] Simons, D.B., Richardson, E.V., 1962, Resistance to flow in alluvial channels, *Am. Soc. Civ. Engrs. Trans.* 127, 927-953.
- [7] Middleton, G.V., 1977, Introduction-process in hydraulic interpretation of sedimentary structures, SEPM. Reprint Series Number 3, 1-15.
- [8] Kennedy, J.F., 1963, The mechanics of dunes and antidunes in erodible-bed channels, *J. Fluid Mech.*, 16, 521-544.
- [9] Klein, G.D., 1970, Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars, *J. Sed. Petro.*, 40, 1095-1127.
- [10] Athaullan, M., 1968, Prediction of bed forms in erodible channels. PhD Dissertation, Colorado State Univ., Fort Collins Colorado, 161.
- [11] Allen, J.R.L., 1970, A quantitative model of grain size and sedimentary structures in lateral deposits, *Geo. J.* 7, 129-146.
- [12] Alan. V.J., 1965, Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas, *J. Sed. Petro.*, 35(4), 777-791.
- [13] Picard, M.D. & High, L.R., 1973, Sedimentary structures of ephemeral streams, *Developments in Sedimentology* 17, Elsevier Sci. Pub. Co., Amsterdam, 223p.
- [14] Pettijohn, Potter, Siever, 1972, Sand and sandstone, New York, Springer-Verlag, 618p.
- [15] Visher, G.S., 1969, Grain size distribution and depositional processes, *J. Sed. Pet.* 39, 1074-1106.
- [16] Allen, J.R.L., 1964, Studies in fluvial sedimentation, *Sedimentology*, 3, 163-198.

- [17] Simons, D.B. et al., 1965, Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels, SEMP. Special Publication 12, 34-52.
- [18] Middleton, G.V., 1977, Sedimentary process; hydraulic interpretation of primary sedimentary structures, SEPM. Reprint Series Number 3, 400p.
- [19] Nanson, G.C., 1980, Point bar and floodplain formation of the meandering Beaton River, northeastern British Columbia, Canada, *Sedimentology*, 27 (1), 3-31.
- [20] Kennedy, J.F., Stationary waves and anti-dunes in alluvial channels, Rep KH-R-2, Keck Lab., Hyd and water Resources, Calif. Inst. Tech., 1961, 146p.
- [21] 中国科学院地质研究所, 1977, 数学地质引论, 地质出版社, 404页

THE RELATIONSHIP BETWEEN SEDIMENTARY STRUCTURES AND HYDRODYNAMICS IN THE MIDDLE REACH OF THE LUAN RIVER, HEPEI PROVINCE

Gao Jian Yan Qinshang Xu Shiyuan

(Departments of Geography, East china Normal University, Shanghai)

Abstract

The relationship between sedimentary structures of fluvial deposits and hydrodynamics was investigated in the middle reach of the Luan River, Hepei Province by relating sedimentary structures observed in dry seasons to the hydrologic data recorded during the flood stage. It seems that such method is fairly satisfactory to meet the need for quantitatively analysing the hydrodynamics of primary sedimentary structures.

Various bed forms have ripples, sandwaves and dunes widely distributing in the study sections, while plane beds formed in flood stages are either covered or reworked by low-flow regime bedforms or destroyed by other external agents.

Six distinct stratification types have been recognized in the examined trenches. With decreasing hydrodynamic force, they appear in the following order from bottom upward: parallel stratification, large-scale trough cross-stratification, tabular cross-stratification, small-scale climbing and trough cross-stratification and horizontal stratification. They were the products of the transport of the corresponding bed forms at a certain Froude number; (1) parallel stratification was produced by the plane bed transport at Froude number above 0.35; (2) large-scale trough cross-stratification was the products of dune migration at Froude number between 0.12 and 0.4; (3) tabular cross-stratification was formed by sandwave migration; and (4) small-scale climbing and trough cross-stratification were the products of ripple migration and formed at the Froude number below 0.12. Horizontal stratification was the product of low regime flood plane deposits. As compared with the flume experiment results of other authors, the above mentioned values of Froude number appear to be relatively lower, owing to the differences in depth, grain size and other boundary factors between flume and river channel.

In a vertical section, the following variations in the sedimentary fabric can also be observed from bottom upward: sorting of sediments grows better and worse in turn; grain size becomes finer; lamina frequency and its true dip angle turn less; the width and height of trough cross-stratification get smaller.



1. 直脊小波痕，照片中钢笔长14厘米，笔尖指向水流方向，钢笔尖指向水流方向 2. 波曲小波痕，笔尖指向水流方向，笔尖指向水流方向，笔尖指向水流方向，笔尖指向水流方向 3. 舌形小波痕，钢笔尖指向水流方向，钢笔尖指向水流方向，钢笔尖指向水流方向，钢笔尖指向水流方向 4. 沙丘 5. 小型波状层理，笔长13厘米 6. 小型槽状交错层理，平行水流方向剖面，笔长34厘米 7. 大型槽状交错层理，平行水流方向剖面，笔长34厘米 8. 水