

末次冰期黄河解体事件初探*

夏东兴 刘振夏 吴桑云 崔金瑞

(国家海洋局第一海洋研究所, 青岛 266003)

提要 70年代末, 水文地质部门在华北平原上打了大量第四系钻孔, 1993年对其中近百个钻孔的沉积相和测年资料重新进行分析, 发现在该区全新统之下、上更新统上部普遍发育了一层细砂层, 埋深一般为20—40m, 厚度约为5—20m, 平面分布连续而稳定。90年代在黄渤海进行过数千公里的浅地层剖面测量, 在海底以下十几米至40m左右的深度也发现该细砂层, 厚约为15—30m。剖面仪记录下该砂层发育有大倾角斜层理, 其倾角达10—20°, 将其定为风成沉积。末次冰期盛时, 无论是华北平原还是黄渤海陆架, 均未发育以粉砂为主的黄河沉积。因此, 笔者认为末次冰期盛时的21—13kaB. P., 黄河解体消亡, 因而未能东流入海。这一结论, 恰与当时黄河流域气候干旱、降水量小的古地理环境特点相吻合。

关键词 末次冰期 黄河 解体

现代黄河流经和受其影响的整个下游地区, 北起天津, 南至淮河, 几乎全都被黄河沉积所覆盖, 在末次冰期盛时, 河流作用因干旱而减弱, 这一点引起作者对当时黄河是否存在产生怀疑。为搞清这一问题, 本文对末次冰期中国东部陆架和华北平原的沉积物成因和地理环境资料进行了分析研究。

1 研究方法

通过对70年代华北平原钻孔资料、90年代黄渤海陆架浅地层资料和末次冰期盛时的气候资料进行综合分析对比(赵松龄1978, 夏东兴1995), 论证末次冰期盛时黄河断流解体而未能东流入海的事件。

2 研究结果

2.1 华北平原地区黄河沉积不发育 黄河中上游地区第四纪以来发育了大面积的黄土堆积, 而华北平原的形成主要由黄河等河流从西北地区搬运来的大量黄土堆积而成。末次冰期时代如果黄河同现代一样, 华北平原和陆架区一定能形成相当厚的黄河沉积物质, 但大量的钻孔资料证实(赵松龄, 1978, 张祖陆, 1990), 情况并非如此。

华北平原第四系钻孔资料表明^{1,2,3)}, 在末次冰期时代黄河冲积物质并不发育, 反而

* 国家自然科学基金资助项目, 48970272号。夏东兴, 男, 出生于1939年11月, 研究员。

收稿日期: 1993年3月26日, 接受日期: 1996年3月5日。

- 1) 河北第七地质大队, 1976, 华北区第三系第四系分界第四系划分专题会议文件汇编, 上册, 131—141。
- 2) 北京大学地质地理系地貌专业, 1976, 华北区第三系第四系分界与第四系划分专题会议文件汇编, 下册, 288—294。
- 3) 河北水文地质大队天津中队, 1976, 华北区第三系第四系分界与第四系划分专题会议文件汇编, 下册, 260—277。

有 60%—70% 的钻孔在此时段为砂质沉积。平原西部地区粒级较粗, 多为粗砂, 分选一般; 东部地区主要为极细砂, 分选、磨圆均很好。例如: (1) 南排河孔(位于河北黄骅, 又称渔供 3), 孔深 23.9—24.8m 处, 有一层极细砂沉积, 在其上, 孔深 16m 处地层 ^{14}C 测年为 10 kaB. P.; 在其下, 孔深 40m 处地层, ^{14}C 测年为大于 32 kaB. P.。从 ^{14}C 的年代界定上看, 该砂层形成于末次冰期盛时无疑。该层分选极佳, 平均粒径 $M_{\phi}=3.48\phi$, 标准偏态 $\sigma_{\phi}=0.48$, 偏态系数 $\alpha_{\phi}=0.27$, 过去定为浅海沉积。但当时整个渤海还是陆地, 不可能是海相沉积, 而且有明显的风成砂特征(赵松龄, 1978)。(2) 在海兴县 7-17-1 孔(高湾孔), 同样的层位也发育了特征相同的极细砂层(赵松龄, 1978)。(3) 河北第七地质大队(1976) 编绘的从献县—海岸带的第四系地质剖面图中¹⁾, 选用了 12 个钻孔, 其中有 10 个孔中可找到该砂层沉积, 一般厚 3—7m, 它们均发育在黄骅海侵层(全新统)之下, 献县海侵层(上更新统, 50—26kaB. P.)之上。(4) 在华北平原的南部南宫县, 机井剖面研究也发现了该砂层沉积。南宫为古洼淀地区, 全新统沉积层较厚, 在 10—30m 深处发现风成砂丘沉积, 均为细砂, 磨圆好, 分选好, 质纯, 松散。该砂层具有上凸下平的馒头状剖面, 不似河流砂所具有的上平下凹的剖面²⁾。(5) 原河北水文地质大队天津中队(1976) 绘制的从廊坊—天津海滨的柱状剖面图的 9 个孔中³⁾, 有 6 个钻孔在该层位出现了细砂层, 细砂层出现的深度由西向东加深。在廊坊出现的深度为 5m, 中门庄为 9m, 近海岸为 10—25m。(6) 在华北平原西部的保定地区也发现了该砂层沉积, 如 II-1 孔(里县)、II-4 孔(安新)、II-6 孔(雄县)和 I-1 孔(定县), 河北水文地质四队均把该层划入末次冰期时代⁴⁾。(7) 张祖陆(1990) 通过 200 多钻孔资料的研究, 揭示了山东莘县—禹城—沾化近 300 km 的浅地层结构。在献县海侵层(Q_3)和黄骅海侵层之间, 埋深 20—40m 左右有一近乎连续分布的细砂层, 厚度为 10—20m。砂粒平均粒径 $M_z=3.16\phi$, 以跃移质占优势; 2—3.75 ϕ 的砂粒占 83.02%, 推移质只占 1.9%—3.2%; 而粒径 >3.75 ϕ 的砂粒占 6.49%—12.26%, 具有风成砂的沉积特征。在细砂层之上发育的全新世沉积, 则以粉砂物质为主, 极少见细砂沉积, 显示黄河对该区全新世沉积作用的巨大影响。

从以上钻孔分析可以看出, 末次冰期盛期, 华北平原普遍发育了一层细砂沉积。见到该砂层沉积的钻孔占分析钻孔的 60%—70%, 说明当时华北平原有近 60%—70% 的面积被砂覆盖, 而以粉砂为主的黄河沉积却极为少见(图 1、图 2)。

2.2 苏北平原发育风成硬土堆积 苏北地区在 25—15kaB. P. 的盛冰期时代, 广泛发育了硬土层沉积, 该层沉积中孢粉含量极少, 石英电镜扫描分析具明显的风力搬运沉积环境特征, 微量化学元素测定 B/Ga 值为 5.38(淡水环境为 3.0—3.3, 海相为 4.5—5.0), 其沉积结构近似风尘堆积。华北和苏北虽然当时沉积物的粒级不同, 但成因近似, 同为风成堆积, 这不是偶然的。该区的硬土沉积为西风带和西北风从西北、华北携来的细粒物质堆积而成(严钦尚, 1993)。作者把它看成华北、渤海地区沙漠化的衍生沉积。黄河当时也未在此留下流路遗迹。

1)、2)、3) 同前页。

4) 河北水文地质四队, 1976, 华北区第三系第四系分界与第四系划分专题会议文件汇编, 上册, 164—171。

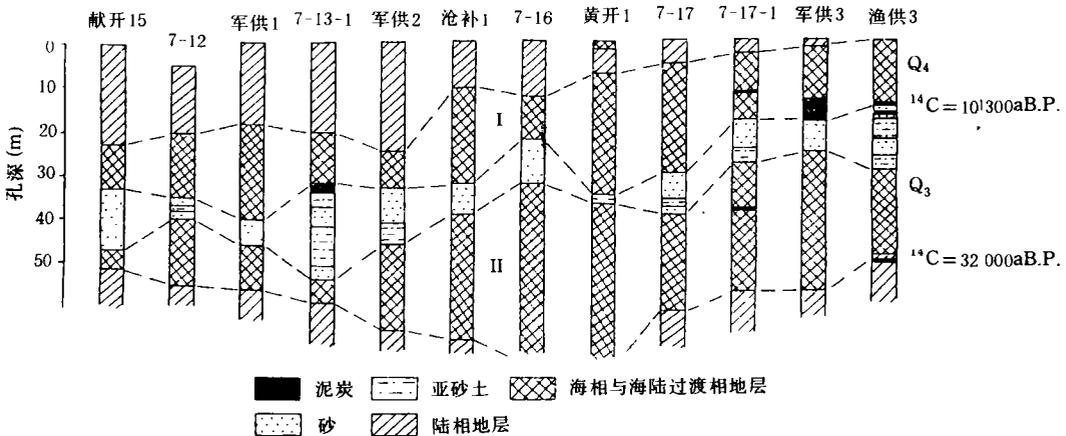


图1 末次冰期河北平原东部浅地层剖面图

Fig.1 Shallow profiling section in the east of the Hebei Plain during the last glacial period

I 为全新世海侵层(黄骅海侵); II 为晚更新世晚期海侵层(献县海侵)。

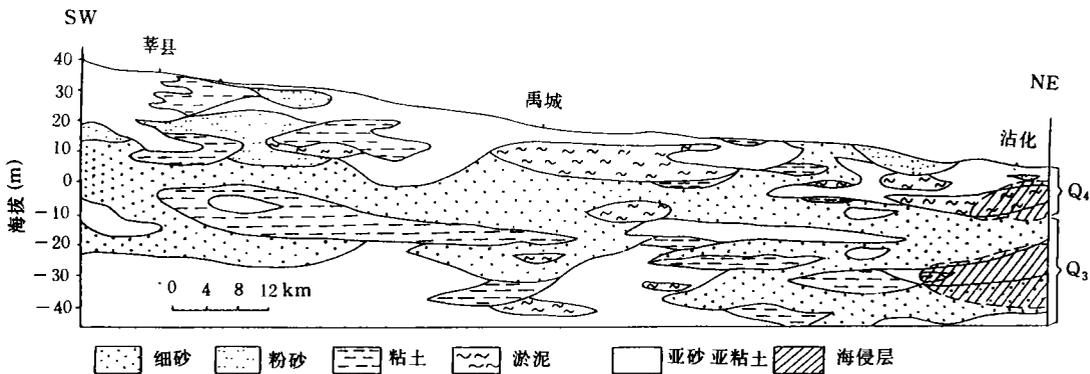


图2 鲁北平原浅地层剖面图(据张祖陆 1990 改绘)

Fig.2 Shallow profiling section in the north of the Shandong Plain

当然，盛冰期时代广泛发育在华北平原地区的风成砂质沉积，其母质一般为其它较小出山河流，主要是季节性河流沉积，或上一次海侵时形成的滨海沉积，只是在干寒的冰期时代，风重新分选、搬运了这些河流沉积，细粒物质被吹扬到下风的坡地，更细的物质则随风飘至苏北和黄海地区沉积，而把细砂堆积在附近成沙丘或沙地，这就是当时华北砂质沉积分布广泛的原因。

2.3 黄渤海陆架发育了风成沉积 当人们了解第四纪冰期时代中国岸线大大东移的结论之后，就自然而然地会想到黄河、长江流经坦荡的渤海、黄海乃至东海裸露的陆架区，进而注入海洋的图景。可是进一步分析研究了陆架沉积物之后，人们不得不对这种看法提出怀疑。

在渤海地区，上千公里浅地层剖面仪资料，和上百个浅钻岩芯样品显示(夏东兴 1995; 刘振夏 1994)，整个渤海末次冰期以来普遍发育了3层沉积：0—5m(个别地方

达 10m) 为水平的海相沉积层, 沉积物主要为粉砂、淤泥, 被称为 A 层; A 层之下发育了 4—6m 厚的混杂沉积, 这一层有细砂、粉砂、淤泥等, 沉积结构复杂, 该层中有埋藏的古河谷、古洼地和海侵初期的潮滩沉积, 可称为 B 层, 发育时间约在更新世末(13kaB. P.)至全新世早期(8kaB. P.)。在 B 层之下广泛分布着 15—30m 厚的细砂沉积, 称 C 层。该层细砂沉积粒度组成多为极细砂, 呈褐黄色到灰黄色, 分选、磨圆均很好, 尤其是它们的沉积结构在浅地层剖面记录上显示为 10—20° 的高倾角或透明层。这种具有高倾角的细砂沉积已被很多研究者定为风成沉积, 末次冰期时代这种风成沉积几乎占了渤海地区面积的 70%, 辽东湾地区尤其普遍(夏东兴, 1995; 刘振夏, 1994)。从最近发表的一系列研究成果来看(赵松龄 1991; 夏东兴 1991), 末次冰期时代渤、黄海陆架区也未发现大片连续的以粉砂为主的黄河沉积, 而是广泛分布沙漠化沉积(图 3)。

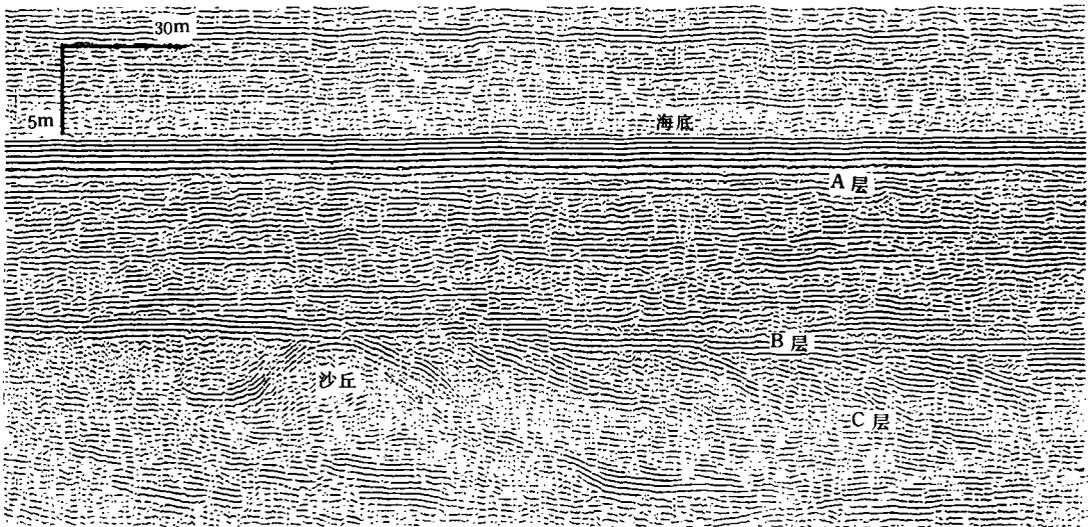


图 3 渤海东部地区浅地层剖面图像

Fig.3 Shallow profiling record in the east of the Bohai Sea

2.4 黄河流域气候比现代干旱, 难以形成有效径流 在末次冰期盛时, 世界上很多地区形成干冷的气候环境, 这一论点目前已成为多数第四纪学者的共识。美国学者高迪(1977)认为冰川盛期实际上更加干燥, 因为海面下降和海冰范围扩大导致海洋蒸发减少和气旋活动削弱。安芷生等(1991)指出, 由于高纬度冰雪覆盖面积扩大及相应增强的冰期高纬大陆气团, 使我国大陆盛行较今更强的冬季偏北风。冬季风环境效应突出的原因与夏季风明显萎缩也密切相关。末次冰期盛时, 北美出现了劳伦泰德冰原, 欧洲形成了斯堪的纳维亚冰原, 南极冰盖得到了新的补充和扩展, 阿尔卑斯山等许多山地冰川也较现代大大扩展。但是在亚洲, 由于受极为干燥和强劲的蒙古冷高压的控制, 未能形成冰原, 从而造成了中高纬度地带的亚洲大陆比世界其它地区处于更加干燥的气候环境, 大大影响了河流的径流量。当时全球冰储量比现代多 $4 \times 10^7 \text{ km}^3$, 相当于目前全球河流全年入海径流量 (37400 km^3) 的 1 000 多倍, 此乃当时河川径流量大大减少的重要原因。当时尼罗河、恒河、纳巴塔河、印度河等均因流量的大量减少, 使得中游地区发生明显淤积。

处于高纬度的河流因气候更加干旱和上游地区冰川的发育,其径流量的损失当更为可观。因为当时固体形式的降水被大量以冰川的形式储集起来,不能回流海洋。由于海面下降,海洋远离了中国大陆,黄河中上游地区距海达1500—2000 km以上,海洋的影响大大减弱。又因为西伯利亚—蒙古冷高压系统的强化,干寒的西北气流更长时间、更有效地控制着中国大部分地区。夏季风环流则大大减弱,难以给中国大陆带来足够的水汽,所以当时中国大陆比现代要干旱。现代的黄河中上游地区主要是半干旱和半湿润气候,降水量以400—500 mm地区居多,在某些湿润地区可达800—900 mm,中游局部地区为干旱区。由于黄河中上游地区有相当的降水量,所以维持了黄河目前的径流。但在末次冰期盛时,情况并非如此。在晚更新世后期晚段(21—10kaB. P.),黄河中游地区为荒漠草原到荒漠环境(董光荣,1990;苏志株,1994),显然比现代要干旱,接近于现代的干旱气候类型。安芷生等(1990)认为18—15kaB. P. 时期降水量等值线向东南方向大幅度退却,黄河中游和上游大部分地区降水不足200 mm,几乎全部为荒漠带和冻土带。当时草原与森林的界限在 $31^{\circ}31'N$ 。孔昭宸(梁名胜等主编,1991)通过孢粉分析认为即使在北京地区的山前地带也具有荒漠景观的特点,当时北京年降水量仅250 mm,只有今天的1/3。许清海等(梁名胜等主编,1991)通过孢粉研究得出,28kaB. P 鲁北平原年均气温较现代低 $7^{\circ}C$,年降水量少200 mm,到25—15kaB. P 则更加寒冷干燥。陈克造等(1990)通过高原湖泊的研究,认为黄河上游的青藏高原在25—10kaB. P. 也为干冷气候环境,从而使湖面下降。由上述研究成果可知,末次冰期时代,黄河中上游地区要比现在干旱一个等级,即现代半干旱地区在当时为干旱气候,现代半湿润地区当时为半干旱气候。将今论古,末次冰期时代黄河中上游的降水量应该比现代少一半左右,降水量小于200 mm的荒漠区的面积也比现代大得多,几乎包括整个黄河中游地区。

此外,在末次冰期时代,中国西部冰川比现代发育,而且青藏高原又有冰盖形成,使降水大量以固体形式储于青藏高原而不能流向大海,也使得黄河径流量减少。

综上所述,末次冰期时代黄河中上游地区由于气候的干旱,雨量的减少,沙漠的扩大及山地冰川和高原冰盖的截流(降水量大于融化外流量),黄河难有足够的水量穿过浩瀚的西北沙漠、干旱的黄土高原和沙漠化了的华北平原,再流过几百公里的沙漠化了的陆架区而到达海洋。

2.5 黄河的解体事件 目前,北起永定河,南至淮河广袤的华北大平原上,到处被黄河沉积物所覆盖,其它河流的沉积,除了山前地带外,影响无法与黄河相比。但在末次冰期盛时,华北平原上2/3以上的地方是细砂质沉积,而并非黄河沉积物质。对渤海地区的调查也得到相同的结果。这个细砂层稳定而连续,我们把它看成风成沉积。黄河另一个入海路径苏北平原则为风成硬土沉积。这个事实说明黄河当时未曾流经这里,结论可有两个:一是黄河另寻出路,这从大地形上看,在这么短的时间内是不可能的。第二是黄河消失。

从末次冰期盛时的地理环境分析,黄河解体有其必然性。因为现代黄河中上游集水面积为 $68 \times 10^4 km^2$,域内平均年降水量为400 mm左右,径流深度为76 mm,即400 mm的降水仅有76 mm可提供形成径流,而其中320 mm以上的降水被蒸发作用等消耗。但末次

冰期盛时, 该区域仅有 200mm 左右的降水量, 这点降水即使现代也难以使黄河形成出山径流, 何况当时比现代要干旱得多。

退一步说, 因降水季节的不均匀性, 当时黄河有径流出山, 也难以流过干旱的华北平原和黄、渤、东海陆架而到达海洋。因为现代黄河花园口多年平均年径流总量为 $570 \times 10^8 \text{m}^3$, 而入海的仅为 $430 \times 10^8 \text{m}^3$ 。1000km 左右的下游流路年损失水量为 $140 \times 10^8 \text{m}^3$ 。末次冰期盛时, 岸线位于陆架边缘, 下游流路长度是现代的 2—3 倍, 即使现代黄河的水量也难以维持常年有水, 会成为仅汛期有水的季节性河流。何况干旱少水的冰期时代, 黄河决难有径流入海。所以, 黄河断流是当时地理环境的使然, 断流的时间近万年, 故称其为断流事件。该事件对华北和黄渤海陆架区的古地理环境和沉积过程有着深刻的影响。

3 结论

3.1 末次冰期盛时, 大约 21—13kaB. P., 统一的黄河解体, 未能东流入海。

3.2 末次冰期时代, 华北平原和渤海地区发生沙漠化, 其东南部的苏北平原、庙岛群岛等边缘地区则沉积了衍生黄土沉积。

参 考 文 献

- 安芷生等, 1991, 中国科学 B 辑, 21(12): 1210—1212。
刘振夏, 1994, 中国科学 B 辑, 24(12): 1331—1338。
苏志珠等, 1994, 中国沙漠, 14(1): 45—51。
陈克造, 1990, 第四纪研究, 1: 29。
严钦尚等, 1993, 苏北平原全新世沉积与地貌研究, 上海科学技术文献出版社(上海), 24—25。
张祖陆, 1990, 地理学报, 45(4): 460—463。
赵松龄, 1978, 海洋与湖沼, 9(1): 17—22。
赵松龄, 1991, 海洋与湖沼, 22(3): 286。
夏东兴, 1991, 海洋学报, 13(3): 541—545。
夏东兴等, 1995, 海洋学报, 17(2): 86—92。
高迪 A. S, 1977, 环境变迁(邢嘉明等译, 1981), 海洋出版社(北京), 89—123。
梁名胜、张志林主编, 1991, 中国海陆第四纪对比研究, 科学出版社(北京), 5—11, 167—168, 188—194。
董光荣, 1990, 第四纪研究, 3: 218—219。

A PRELIMINARY STUDY ON DISINTEGRATION EVENT OF THE HUANGHE RIVER DURING THE MAXIMUM OF THE LAST GLACIAL PERIOD

Xia Dongxing, Liu Zhenxia, Wu Sangyun, Cui jinrui

(First Institute of Oceanography, SOA, Qingdao 266003)

Abstract Analysis of the sedimentary facies factors such as grain size, microfossils, etc. of sediment samples and isotopic datings of the materials from up to 100 Quaternary cores drilled in the North China Plain in late 1970 s revealed that there was a widespread fine sand layer under the Holocene deposition series in this region. This fine sand layer, about 5—20m in thickness and buried by the 20—40 m thick in Holocene deposition, was continuously and constantly distributed in the plain. In the past 10—odd years, shallow profiling surveys for thousands of kilometres were conducted in the shelves of the Bohai Sea and the Yellow Sea. By correlation with the sea-bottom drillings, interpretation of the profiling records revealed that there was also a widespread fine sand layer of the same age as that in the North China Plain at the depth interval from 10—odd m to 40 m beneath the sea bed. This fine sand layer showed high—angle ($10—20^{\circ}$) inclined beddings in the profiling graphs. Thus it was defined as aeolian deposition. During the maximum of the last glacial period, the Huanghe River sediment consisting mainly of silt grains was absent both in the North China Plain and in the shelves of the Bohai Sea and the Yellow Sea. Based on these facts, the author concluded that during the stage from 21 kaB. P. to 13 kaB. P., the Huanghe River was disintegrated and extinguished. This conclusion is confirmed by the climatic environmental conditions in the drainage area of the Huanghe River in that stage, the precipitation in the upper—middle reach areas of the modern Huanghe River during the maximum of the last glacial period was only 200 mm, thus it was very difficult for the Huanghe River to catch enough water to flow across the North China Plain and the vast shelf areas which were exposed from the sea and finally reach the coastline which had retreated to the margin of the continental shelf of the East China Sea.

Key words Last glacial period Huanghe River Disintegration