

鄱阳湖现代三角洲沉积相研究

朱海虹 郑长苏 王云飞 苏守德 杨留法

(中国科学院南京地理研究所)

近年来,随着我国油田研究工作的进展,逐渐认识到油气储层多与三角洲沉积有关,如大庆油田的储层即为早白垩世大型湖泊三角洲复合体¹⁾。为进一步探讨这类油田的沉积规律,很多研究者应用“将今论古”的方法,即研究现代湖泊三角洲沉积相,藉以提高识别古代沉积环境的能力,从而指导油气勘探工作。

长期以来,人们将吉尔伯特型三角洲看作是典型模式²⁾。但是,许多实例表明,该模式只适用于某些深水湖泊三角洲^[1,2]。这是因为不同盆地的地质,地貌背景、湖泊成因、历史演变、沉积载荷及水动力等因素有异,故有不同的沉积环境或环境组合。本文在大量实际调查工作和参考前人成果的基础上,着重分析了鄱阳湖的沉积背景、三角洲沉积过程、沉积相与相模式。

一 沉积背景

鄱阳湖是我国最大的淡水湖泊。它位于长江中下游的南侧,江西省北部。按其形态可将该湖分为南、北两部分:星子以北为地堑形成的北湖狭长水道,宽仅5—8公里;发育于“鄱阳湖断凹”构造背景上的南湖大水面,宽达50—70公里。鄱阳湖洪枯水位变幅达10多米。夏季丰水期,水面约4000平方公里;秋冬枯水时,除局部洼地和湖底水道充水外,水面不到1000平方公里(图1)。

鄱阳湖是一个吞吐型过水湖泊,它容纳赣、抚、信、修、饶(即鄱江,下同)五河来水,经湖口注入长江,平均每年吞吐水量约1480亿立方米,其中赣江水量占入湖总水量的44%,约为黄河的4倍。赣江含沙量较低,约0.17公斤/米³,仅为黄河

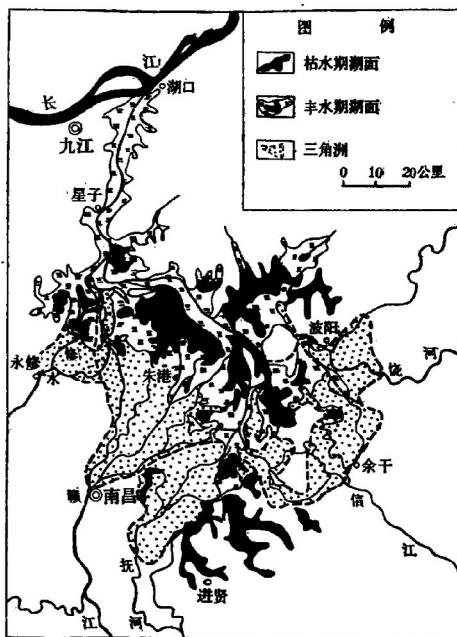


图1 鄱阳湖及其三角洲分布图

- 1) 大庆油田科学研究设计院、南京地理研究所, 1977, 大庆油田及松辽盆地白垩系中部含油组合沉积相研究。
- 2) 许增华, 1980, 沉积学讲座讲稿汇编。地质部成都地质矿产研究所编印。

的4.5%，长江的74%。由于赣江水量较大，因此年输沙量仍达1180万吨¹⁾，占五河总输沙量的三分之二，故而堆积了鄱阳湖最大的三角洲。

据调查，鄱阳湖在吴淞高程14米水位以下湖底存在着河道、滩地、天然堤、洼地以及河流阶地等地貌单元，其中有些地貌单元明显地由陆上向湖区自然延伸，并保留了原来河流地貌特征（图1）。钻孔资料也表明，鄱阳湖地区广泛分布一套卵石、砂砾和砂组成的更新世中、晚期河流相沉积物，其上覆全新世湖相层的厚度，在鄱阳湖南、北存在着很大差异，鄱阳北湖在更新世河流相砂砾层之上覆盖了

厚达15—20米的黑色、灰褐色富含有机成分的淤泥，其底界埋深一般在-10米到-15米，表明自全新世以来，该区一直处于较稳定的深水还原环境；而南部三角洲地区全新世地层是：下部为浅黄色卵石和中细砂，中部为2—4米的灰黑色淤泥或粉砂质淤泥，其底界在吴淞零点以上8—10米；上部为2—3米棕黄—黄褐色粉砂质粘土。上述地层序列表现为由河流—湖泊—三角洲相序组合（图2）。上述特征表明，鄱阳湖原是一个由南向北倾斜的古赣江下游河谷盆地，全新世早期水面仅局限于北湖，南部仍为河流沉积区；后来由于湖口出流受到长江顶托以及湖口段的迅速淤积，阻滞了流域来水的迅速排泄，使水面不断向南扩张；接着三角洲向湖区推进，南部水面又趋收缩。据史载和古文化遗迹考证，鄱阳湖南部大水面的形成和三角洲的发育是在距今1500年以来的历史时期。鄱阳湖南、北部分的不同相序组合，使我们对比地层时，提供了一个重要启示，即在一个逐渐水进的大型盆地中，在同一时间单元内，存在着地层相变的复杂情况（图3）。例如：全新世早期鄱阳北湖的湖相淤泥层与鄱阳南湖的河流相砂砾层应是同期异相的产物；而鄱

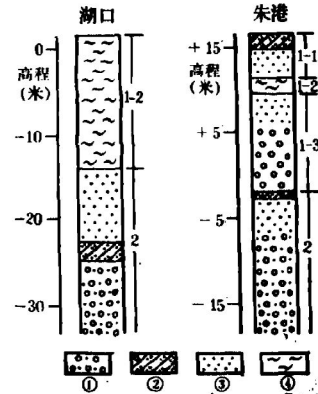


图2 湖口与三角洲朱港农场钻孔剖面比较

- ①卵石或砂砾石 ②粉砂质粘土
- ③砂层 ④淤泥层
- 1—全新世沉积
- 1-1.三角洲沉积 1-2.湖相沉积
- 1-3.河流沉积
- 2—更新世沉积

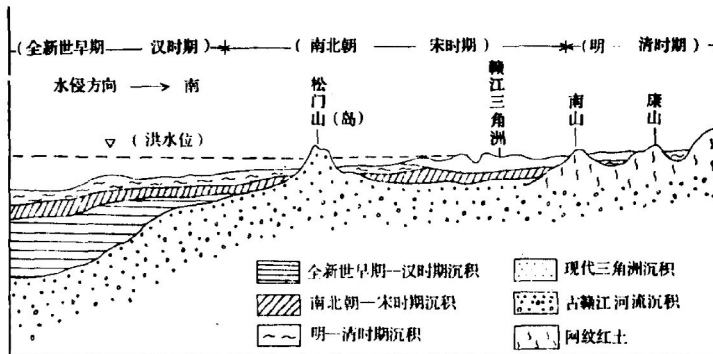


图3 鄱阳湖水侵发展阶段示意图

1) 年平均悬移质输沙量。

阳南湖湖相沉积及其上覆三角洲沉积则是后来历史时期的产物。若将鄱阳北湖和南湖全新世底界统一划分在湖相层的底部, 就会造成地层对比上的混乱。

二 三角洲沉积过程

1. 沉积机制 鄱阳湖的沉积受到入湖河流与长江双重因素的影响, 它们的水位差异所形成的湖流控制着沉积作用。当湖水位高于长江水位, 湖区落差大于0.07米/秒时所产生的牵引流¹⁾, 有规则地沿水下河道方向流动, 流速以主流线方向最大, 两侧减小; 当水位接近漫槽时, 流速最大达1.5米/秒; 漫槽后, 随着水位上升, 流速急剧减小, 同时流速与河道断面成反比, 与河流特性相似。

牵引流是鄱阳湖最主要的湖流形态, 它是三角洲生长的主要动力。当河流携带碎屑物入湖后, 因牵引流继续保持水流惯性力, 不易堆积河口坝, 较粗物质顺水下河道继续搬运; 当水流挟沙能力减弱时, 泥沙可在河道中暂时落淤; 待水力强度增大时, 继续受到冲刷和搬运, 直至输入长江。但在河口两侧, 因流速骤减, 较细的粉砂不断沉积并沿水下河道两侧向前延伸, 形成天然堤。汛期, 洪水在河道弯段主流线一侧冲破天然堤形成决口扇和决口分汊河道; 在湖区, 因牵引流在水下河道两侧的回流作用和水位漫槽后流速急剧减缓, 成为湖底两侧天然堤和滩地淤高的主要原因(图4)。

长江水位高于湖水位时形成的倒灌流一般出现在7—9月, 其影响范围可达南部湖区, 流速一般小于0.1米/秒。因此, 在倒灌区域内湖水顶托所沉积的物质以细粒为主。由于长江含沙量大于鄱阳湖含沙量的六倍, 因此, 江水倒灌与异重流作用使长江泥沙倒灌是鄱阳湖淤积特点之一, 也是加速湖口段泥沙淤积的主要原因。

每年秋汛期, 江湖洪峰相遇所产生的顶托流, 使全湖流速减小至0.1米/秒以下, 此时, 湖面开阔平静, 具湖泊水文特性, 导致悬浮物质在湖区广泛沉积。

2. 沉积速率和沉积量 据多年资料统计²⁾, 鄱阳湖每年平均接受五河与区间来沙量共2280万吨, 其中经湖口输入长江1160万吨, 湖区淤积量为1120万吨(折合750万立方米)。按鄱阳湖最高洪水面积4000平方公里计, 则平均每年淤高2毫米。入湖泥沙量一般随入湖水量的增加而增加, 一般丰水年泥沙淤积量为枯水年的6至8倍。

根据赣江三角洲地区湖相层上覆三角洲沉积厚度平均为3.0米计(一般为2—4米),

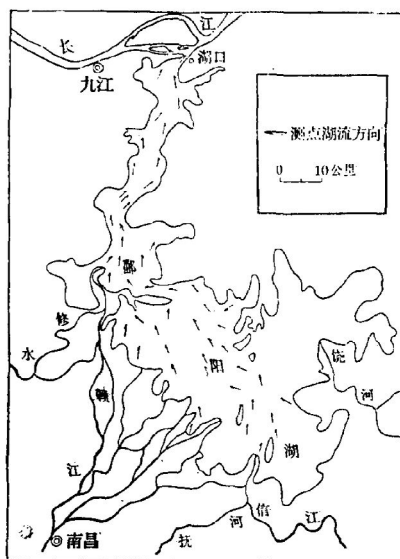


图4 鄱阳湖牵引流分布图
(据江西省水文气象实验站)

1) 江西省鄱阳湖实验站, 1975, 鄱阳湖的湖流. 未刊稿。

2) 长江流域规划办公室, 1976, 鄱阳湖地区江湖关系分析报告. 未刊稿。

自唐代以来(约1200年左右),平均每年淤高2.5毫米。其中三角洲前缘局部地区沉积速率达10毫米/年。

必须指出,三角洲沉积速率应根据其伸长速度和地面淤高厚度估算。过去人们根据赣江三角洲前缘鸟足状平面形态,往往将它看作是高度建设型三角洲,过高地推测了三角洲的伸长速度。事实上,鄱阳湖各入湖河流年输沙量和平均含沙量大大低于我国及世界一些大河,在来沙量中又有50%输入长江。据有关部门和渔民反映,赣江三角洲前缘伸长较缓慢。目前三角洲前缘岸线,实际上是人工围堤走向线。由于不同水位的岸线位置差异很大,因此,三角洲伸长速率不能以三角洲顶点(南昌)至目前岸线的距离计算。

3. 三角洲生长模式和发育过程 历史时期由于湖水不断南侵,使原来流经鄱阳盆地的赣江主支及其支流的下游河道被淹,成为湖底河道,而在新的河口区各自发育了三角洲。由于各入湖河流具有不同的动力强度和输沙能力,以及河口地貌条件和三角洲发育历史的差异,它们有着不同的发育规模、平面形态和生长模式(表1、图5)。

赣江的流域面积、水量和输沙量在入湖各河流中均占首位,其三角洲发育历史较早。赣江流出南昌后水面开阔平坦,水系分成四支呈辐射状伸向湖区,形成典型的扇形三角洲。鸟足状伸长,或鸟足状伸长伴生决口分汊是赣江三角洲最主要的生长模式,以赣江主支和北支分汊杨家港、陶家港最为典型。赣江中支下游河道分汊多,水流分散,至河口段水力强度减弱,形成河口心滩分汊(图5)。

抚河、修水和信江下游水系受到湖滨阶地与赣江水系的约束和影响,故三角洲发育规模小,形态很不规则,其河口段与赣江分支河道汇合形成复式三角洲。

饶河在五大河流中水量和输沙量最小,三角洲发育历史短,河口充填物来不及补偿因水侵造成的水

历史时期由于湖水不断南侵,使原来流经鄱阳盆

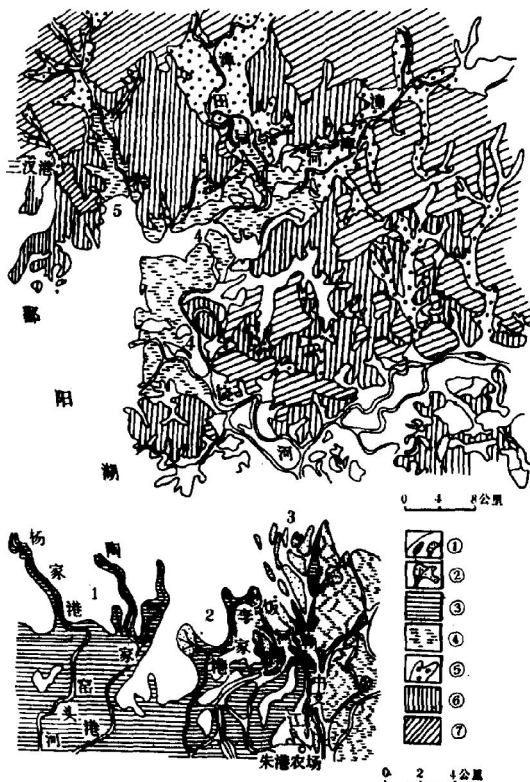


图5 鄱阳湖三角洲生长模式图

- | | |
|----------------|------------|
| 1. 鸟足状伸长 | ① 河道沉积 |
| 2. 鸟足状伸长伴生决口分汊 | ② 决口扇沉积 |
| 3. 河口心滩分汊 | ③ 天然堤—漫滩沉积 |
| 4. 水下三角洲 | ④ 湖湾沉积 |
| 5. 溺谷河口湾 | ⑤ 冲积—洪积 |
| | ⑥ 阶地 |
| | ⑦ 丘陵 |

位上升速度，三角洲生长缓慢，河口段大部被淹，呈水下三角洲。与饶河三角洲汇合的潼津河和漳田河三角洲也属此类型（图5）。

表1 鄱阳湖各大河流水量、输沙量与三角洲生长模式关系

河流名称	测站	流域面积 (平方公里)	多年平均 水 量 (亿立方米)	汛期洪水 组成(%)	总输沙 量* (万吨)	三 角 洲 发育历史 (年)	三角洲面积 (平方公里)	三 角 洲 平面形态	三 角 洲 模 式
赣江	外洲	80948	656	44.7	1357	1200±	1544	典型扇形	鸟足状伸长 伴生决口分 汊
修水	拓林 万家埠	10345	114	加饶河 共17.0	203	1200±	295	不规则扇形	鸟足状伸长 伴生决口分 汊
抚河	李家渡	15811	141	10.1	163	800±	576	不规则形	鸟足状伸长 伴生决口分 汊
信江	梅港	15535	177	12.5	246	800±	549	不规则形	西支鸟足状 伸长，东支 水下三角洲
饶河	虎山 渡峰坑	11387	115	加修水 共17.0	107	800±	503	不规则扇形	水下三角洲

* 包括悬移质和推移质输沙量

至于切割湖滨阶地入湖的一些小河，因其河口谷地沉积物充填更为缓慢，往往形成溺谷河口湾（图5）。由此可见，在鄱阳湖特定的水文、地貌条件下，三角洲生长模式与河流水力强度和输沙能力之间存在一定的相互关系，即随着水力强度和输沙能力的减弱，三角洲生长模式大致表现为鸟足状伸长和决口分汊，向着河口心滩分汊、水下三角洲、溺谷河口湾有规律变化的趋势。

三角洲生长模式决定了三角洲生长演化过程，即随着三角洲前缘分流河口呈鸟足状伸向湖区，并伴生决口分汊和形成新的分汊河道。在分汊河道延伸过程中，相继形成三级、四级决口分汊，使原来湖区被分汊河道、天然堤和决口扇分割包围，形成分流间湖湾。三角洲前缘继续生长，分流间湖湾便脱离湖体形成残留湖或分流间沼泽洼地，经河流泛滥加积后，形成坦荡的三角洲平原。赣、抚、信、修等三角洲基本上按此发育过程演变。

三 三角洲沉积相、沉积特征和相模式

国外文献记载了河流进入深水湖泊后，在两种密度相等的水体作用下堆积的三角洲具有清楚的底积层、顶积层和较陡坡度的前积层等沉积单元^[3]。然而就鄱阳湖来说，它在特定的沉积背景、水动力特征和湖泊演变历史条件下，其沉积环境具有下列一些特点：

1. 鄱阳湖是一个季节性涨水湖泊，洪枯水位变幅悬殊，使本身实际上处于湖—河交替环境。在季节性出露水面的湖底部分，棕黄色粘土夹薄层粉砂的表层沉积物，常见

氧化作用形成的棕红色铁质斑纹。因此,在鄱阳南湖和三角洲下伏地层中缺少厚层稳定分布的湖相层。

2. 鄱阳湖是一个吞吐型过水湖泊,河流入湖后,由水面落差引起的牵引型湖流,保留了许多河流水力特性,导致三角洲前缘发育了一套与陆上三角洲相对应,成因上互为联系的各沉积亚相。各亚相由细砂以下不同粒径、颜色深浅不一的成分组成,它有别于由深色粘土和粉砂组成的吉尔伯特型三角洲前积层。在地貌特征上也没有后者那种具有明显陡倾的前缘斜坡。

3. 鄱阳湖是在历史时期形成的浅水河成湖,三角洲发育历史较短(约800—1200年),三角洲水系继承了古赣江活动特点。因此,控制和影响三角洲发育的水动力以河流作用占优势,波浪作用不明显,使陆上三角洲沉积具有较多的河流沉积特征。

基于上述特征,在三角洲垂向组合上,湖相沉积之上所覆盖的三角洲沉积,类似于河流沉积序列,往往不易明显地区分出底积层、前积层和顶积层等沉积单元,这与典型深水湖泊三角洲相模式有明显差异(图6)。

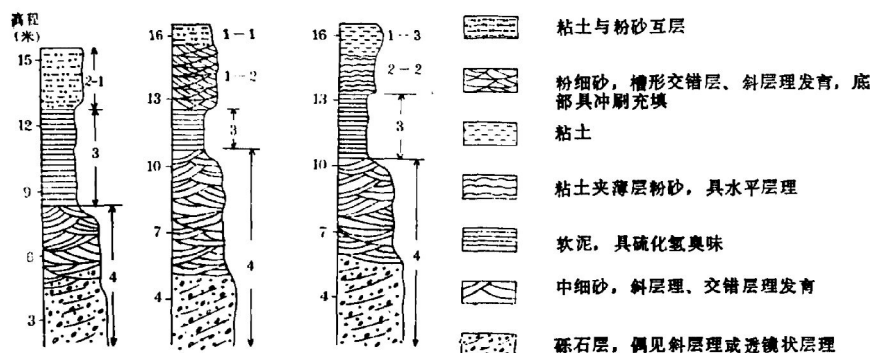


图6 鄱阳湖三角洲沉积相序列

1. 三角洲平原相 (1-1. 漫滩—天然堤亚相, 1-2. 分流河道亚相, 1-3. 分流间洼地亚相)
2. 三角洲前缘相 (2-1. 水下天然堤亚相, 2-2. 湖湾亚相)
3. 湖相 4. 古赣江河流相

在平面分布上,鄱阳湖三角洲可划为三角洲平原相(陆上三角洲部分)、三角洲前缘相(水下三角洲部分)和湖区沉积相三大相带。每一相带按不同地貌单元和沉积特征的差异划分成若干亚相(图7)。

一 三角洲平原相(图8-1, 9-1)

指一般高水位以上的陆上三角洲部分,实际上它大致以滨湖围堤走向线与三角洲前缘相分界。三角洲平原相由分流河道、漫滩—天然堤、决口扇、分流间洼地及废弃河道—牛轭湖等亚相组成,它们的沉积特征如下:

分流河道亚相 由深槽、边滩和心滩组成的分流河道亚相主要由灰白、灰黄色含砾中细砂和粉砂组成。样品粒度特征明显地表现为滚动、跳跃和悬浮三个组分,其中跳跃组分占到总粒度级配的50—80%;滚动组分一般小于5%,但深槽及边滩、心滩的上游

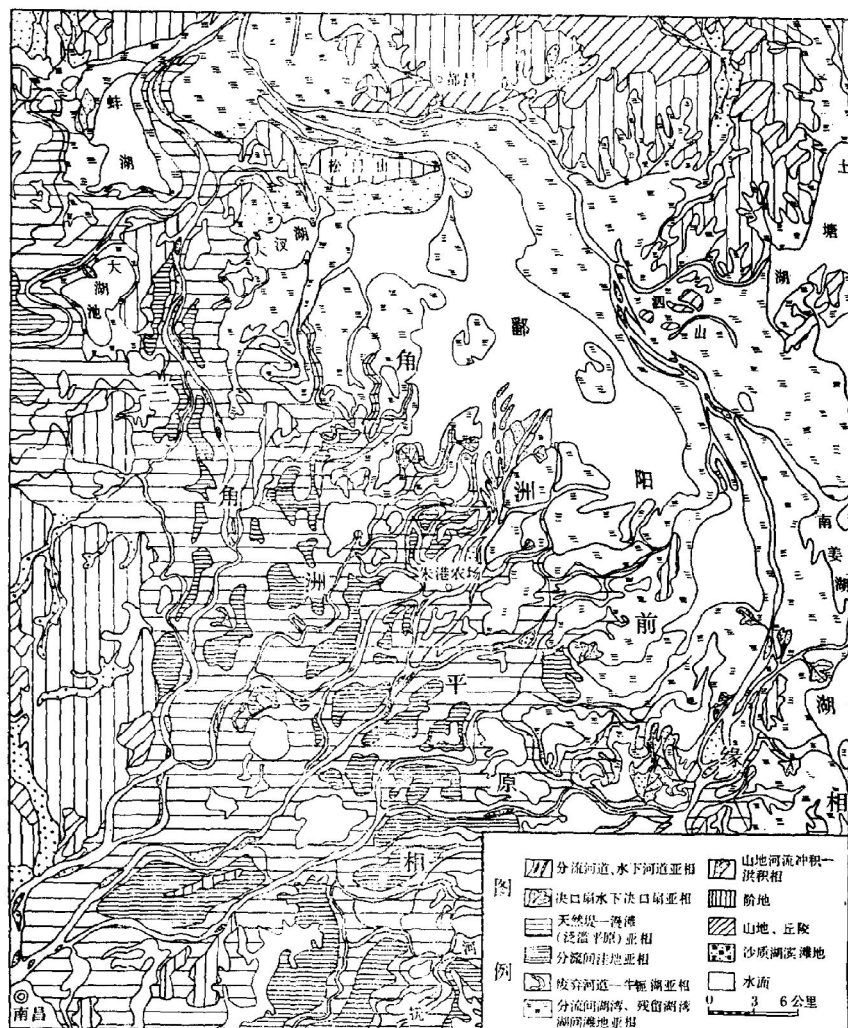


图7 鄱阳湖赣江三角洲沉积相

端滚动组分有时达 35—38%，最粗达砾石级，反映能量强度较大；悬浮组分一般小于 5%，但心滩的下游端因有回流淤积，悬浮组分明显增长，有时达 80%。河道沉积中值 (M_d) 一般在 1.5—2.5 ϕ 之间，分选相对较好， σ_1 值一般为 0.5—1.0 之间，但是泥质混杂的边滩和心滩的下游端分选较差，有时达 5.0。由于不同动力条件下重矿物的积聚和分散性的差异，使不同沉积单元的重矿物含量有明显差异。位于主流线的河道深槽，水动力强度大，沉积物中重矿物基本处于分散状态，其含量仅占 0.70%。边滩和心滩在稳定水流反复作用的部位，重矿物富集可达 0.95%，但快速沉积部位又明显下降。

边滩和心滩为枯水期暴露水面的河道沉积部分。在横向上，边滩两侧分别毗连河道

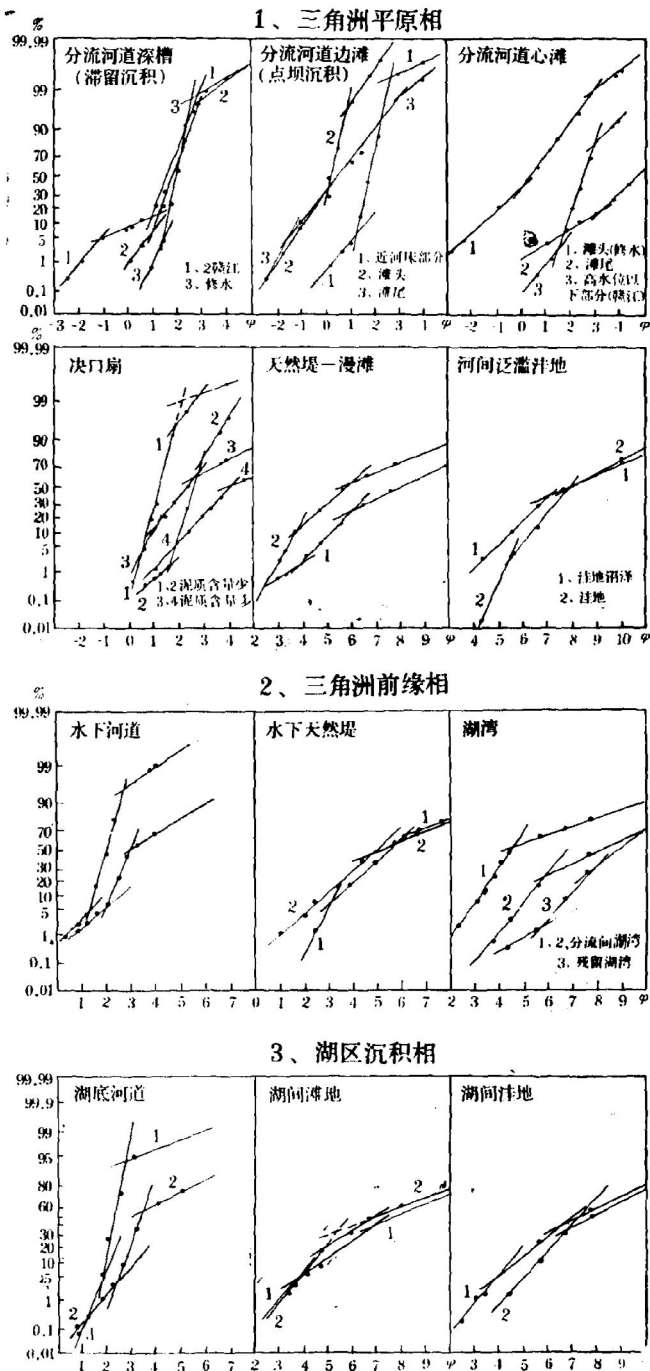


图8 鄱阳湖三角洲沉积相粒度概率图

深槽与漫滩—天然堤亚相, 它常发育于弯曲河段的凸岸。心滩出露于河道之中, 随着非主流线一侧河道逐渐淤积, 心滩一侧有时与废弃的旧河道洼地滞流细粒沉积物连接。

在成因上, 边滩和心滩均为洪水时河道底床物质运移堆积形成, 有时在河床演变过程中它们又可互为转化。因此, 它们往往具有下列一些共同特点:

1. 滩面发育不同规模和形态的沙波(图版 I—1)。在大型沙波的缓坡面(迎水坡)上常发育不同形态的小波纹, 它们为流水强度减弱时缓流形成, 背水坡常富集植物残体和木质碳屑。沙波间浅洼槽充填有数毫米至数厘米具有清晰水平纹层的泥质沉积。边滩向下游生长与河岸分汊所形成的浅洼槽也具有泥质沉积和生物活动痕迹(图版 I—2)。这些泥层干裂后形成破裂碎块, 或经水流轻微搬运塑造造成扁圆状泥砾(图版 I—3)。边滩和心滩下游端或近深槽边缘常见舌形、马蹄形和新月形等流水小波痕, 它们为流水强度减弱、方向变化的回流作用所形成。

2. 边滩和心滩垂向剖面一般由砂和薄层粘土组成, 砂层粒度一般底粗上细, 正韵律清楚。砂层发育不同规模的斜层理、槽形层理和平行层理(图10-1、2, 图版 I—4、5), 砂层底部见冲刷—充填构造。剖面上部偶尔保存小型波痕状前积纹层理、爬升波纹状层理(图10-3)和重荷变形与滑塌揉皱变形(图版 I—6)。河道砂层组与上覆漫滩—天然堤沉积组成明显的二元结构。

漫滩—天然堤亚相 在河岸与岸外附近由汛期河流泛滥堆积而成, 其明显特征是缺失滚动组分, 悬浮组分达90%, 中值一般为5.5—8.0 ϕ , 分选差, σ_1 值为2.5—3.0。在细砂级组成的天然堤沉积物中, 重矿物较富集, 有时达1.36%, 特别是颗粒较细而比重较大的锆石最为丰富。

剖面特征: 地下水位以上剖面, 氧化环境占优势, 一般为棕黄—棕红色粉砂质粘土与粉细砂互层, 层理不明显, 植物根、虫孔、干裂发育, 氧化铁沿裂隙、孔道分布。地下水位以下剖面为青灰色或灰褐色粉砂质粘土与薄层粉细砂互层, 见不明显水平层理(图10-4)。上下剖面之间的地下水波动带有时见棕黄、棕红与蓝灰色混杂的杂色层段, 为氧化—还原过渡环境所致。

决口扇亚相 为河流冲破天然堤或人工围堤的快速堆积物, 其平面形态一般呈扇形。河岸决口附近沉积厚度较大, 向边缘减薄。决口沉积粒度特征接近于河道沉积, 在

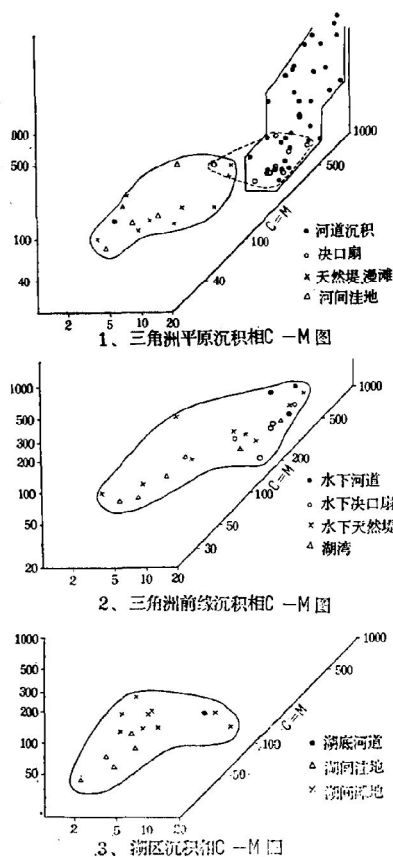


图9 鄱阳湖赣江三角洲沉积相 C-M 图

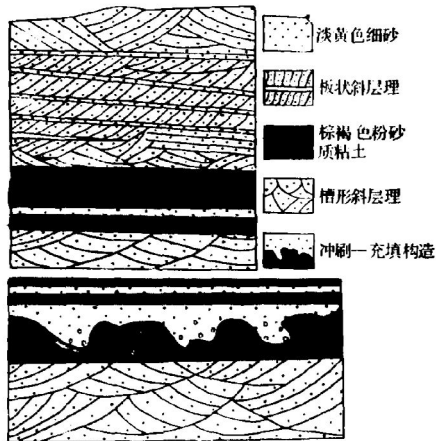


图10-1 赣江袁家洲心滩头部(迎水端)剖面

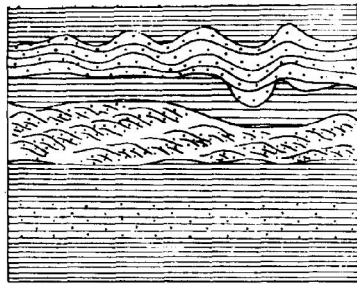


图10-3 虬津修水漫滩下部一边滩上部剖面

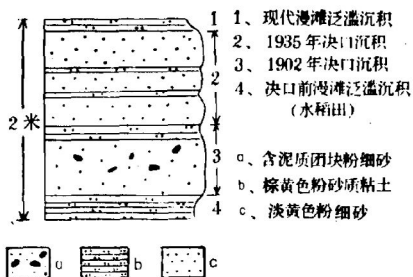


图10-5 虬津大桥上保村决口扇沉积剖面

图10 鄱阳湖三角洲各沉积亚相剖面图

a 含泥质团块粉细砂 b 棕黄色粉砂质粘土 c 淡黄色粉细砂

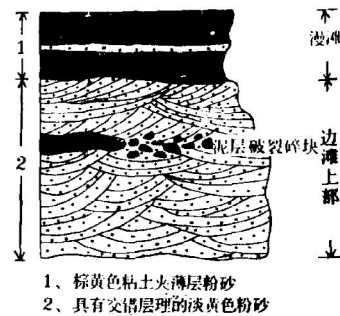


图10-2 薄楼东二公里赣江南支流河道边滩上部剖面

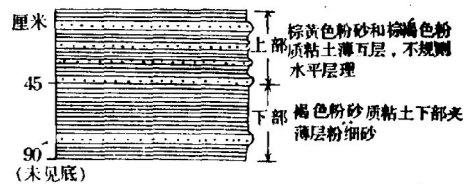


图10-4 恒波农场南500公尺官渡河南岸漫滩剖面

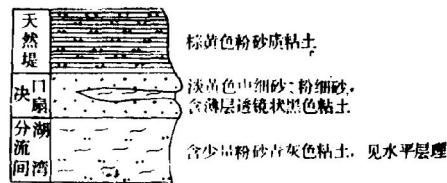


图10-6 赣江南支新港洲水下决口扇剖面

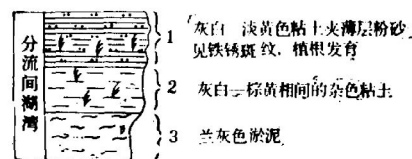


图10-7 恒湖农场罗洪分场分流间潮湾剖面

其总级配中,有50%以上为跳跃组分,分选尚好, σ_1 值达0.6—1.0。滚动组分缺失或占2%以下,悬浮组分一般小于25%,中值2.4—3.0 ϕ 。当河流决口冲蚀与裹挟部分河岸细粒成分时,则样品混杂较多泥质成分,悬浮组分可达40—50%,分选变差。图10-5为虬津上保村修河南岸多次决口沉积的剖面,其中所夹薄层粘土为多次洪水退却时悬浮成分沉积的结果(图10-5)。

分流间洼地亚相 为河道两侧天然堤外平坦洼地上的河流泛滥沉积物,缺失滚动与跳跃组分,全部样品均为细于4 ϕ 的悬浮组分,中值一般为4.5—5.0 ϕ ,分选差, σ_1 值为2.6。沉积物中重矿物含量大大减少,粘土矿物占优势,常见有云母、绿泥石等片状矿物富集。剖面特征与漫滩沉积类似,上部为棕黄色粉砂质粘土与薄层粉砂互层,表明洪水泛滥时粉砂沉积较快,洪水退却时接受细粒粘土沉积,干裂、虫孔、植根发育,沿裂隙、孔道分布氧化铁,表明晚期似以氧化环境为主;下部含有大量有机质和水生植物残体的灰黑色淤泥,反映早期这里为沼泽还原环境。

废弃河道与牛轭湖亚相 在三角洲平原上分布广泛。据铁河农场乌米湖洼地钻孔揭示,剖面下部为黄色粉细砂,中部是具有水平层理的软塑状黑色粘土,上部为棕黄色粘土。该钻孔位于赣江主支(吴城支)与其分支铁河之间的南北向条形洼地内,根据剖面岩性、岩序特征及其所在地貌部位,推测该洼地是在废弃的赣江故道上经历湖沼沉积后,为现代泛滥沉积物所埋藏。

二 三角洲前缘相(图8-2, 9-2)

三角洲前缘为常年洪水位与平均低水位之间的三角洲部分。这里发育了一套与陆上三角洲沉积相对应的,成因上互为联系各沉积亚相,即水下河道亚相、水下天然堤亚相、水下决口扇亚相与湖湾亚相等单元。

水下河道与水下天然堤亚相 为分流河道及其天然堤在水下的延伸部分。它们的物质组成、分选状况和剖面特征彼此相似,但是水下河道沉积物在概率图上的粗截点位置一般在1—2 ϕ 之间,与分流河道相比,较偏在细粒级一侧。水下河道与水下天然堤粒度中值分别为1.8—3.2 ϕ 和6.8—8.0 ϕ ,较陆上明显变细,反映了三角洲前缘能量强度相对减弱。

水下决口扇亚相 在水下河道沿主流线的凹侧,水流冲破水下天然堤决口形成。它的粒度特征与陆上决口扇相似,其物质组成跳跃组分占50%,中值2.4—3.0 ϕ , σ_1 值达0.6—1.0。与陆上决口扇不同的是其下伏地层为湖湾沉积。图10-6为赣江南支新港洲水下决口扇剖面,它的灰黄色粉细砂覆盖在具有水平层理的青灰色粘土组成的湖湾沉积之上。

湖湾沉积亚相 按地貌和沉积特征,湖湾沉积可再分为分流间湖湾和残留湖湾两个亚相。

分流间湖湾为湖水所淹没的分流间洼地。因水动力较弱,沉积物中除含极少量跳跃组分外(一般不超过1%),几乎全部为悬浮组分。粒度中值为7.5 ϕ , σ_1 值2.5。若有决口扇影响,则跳跃组分显著增加。剖面下部一般为蓝灰、灰黑或青灰色粘土或淤泥,含

较多水生植物根系和植物碎片,局部见水平层理,剖面夹透镜状薄层粉砂;上部为棕黄色或灰白色粘土夹薄层粉砂。剖面上下之间为蓝灰色与棕黄色混杂的杂色粘土,反映氧化—还原的过渡环境(图10-7)。

残留湖湾是伸向湖区的河口天然堤所封闭或半封闭的湖湾。枯水时它很少受到湖水和河水的影响,洪水时接受泛滥沉积物。因此,沉积物均为分选差的细于 4ϕ 的悬浮成分,中值 8.5ϕ , σ_1 值2.0。剖面表层为灰白色粘土,龟裂发育,沿裂隙形成铁锈色条斑,并充填少量粉砂。

湖湾沉积物由两组不同粒级的细粒成分组成。这是重力分异作用的结果。概率曲线斜率表明,较粗的一组比细粒一组分选稍好。

三 湖区沉积相(图8-3, 9-3)

按文献记载^[2],将湖泊动力能量的差异,即按破浪带和浪基面上下分带来区分湖区沉积环境,显然不符合鄱阳湖的实际情况。按地貌单元,鄱阳湖区可分为湖相、湖间滩地、湖间洼地和滨湖滩地等亚相。

湖相 其典型主要发育于湖泊形成较早的鄱阳北湖段。据湖口钻孔资料,沉积物主要是灰黑、灰褐色软塑状粘土或含丰富有机质淤泥,最大厚度达25米。三角洲地区钻孔资料表明,历史时期南部湖相沉积一般为2—4米含有较多植物残体的灰黑色或蓝灰色软塑状粘土或淤泥,有时见水平层理和少量贝壳。

湖底河道、湖间滩地和湖间洼地亚相 在成因上,三者是互相伴生的。湖底河道是三角洲前缘水下河道的继续延伸,湖间滩地与湖间洼地原都是湖底河道分割的湖底,由于河道两岸附近加积较快,低水位时出露水面成为滩地。而沉积较慢的湖底部分成为滩地包围的洼地。

湖间洼地沉积为灰黑色软塑状淤泥,全部为悬浮组分,中值 $7.5—8.5\phi$, σ_1 值2.3—2.6。湖底河道与湖间滩地悬浮组分一般均在85%以上,跳跃组分为10—15%。但湖底河道有的样品跳跃组分可达40%。可见,洪水时仍有较粗碎屑物通过水下河道输入湖区。湖底河道与湖间滩地中值分别为 $4.8—7.0\phi$ 和 $7.0—7.8\phi$, σ_1 值分别为2.5—3.0和2.7—3.2。

滨湖滩地沉积亚相 指高水位被湖水淹没,低水位又出露水面的非三角洲地区滨岸沉积物,其物源主要来自入湖河流的细粒沉积物。因此,悬浮组分在粒度级配中最高达80%。若湖岸物质为岩石或粗碎屑物,如古赣江沉积物和古冰积物在波浪冲蚀下,可补给粗粒成分,其跳跃成分显著增加。如松门山砂山前缘滨岸带,跳跃组分达58%,以粉细砂级为主。由于滨岸滩地受到波浪双向水流作用,因冲流与回流能量的差异,使其粒度概率曲线明显地出现两组不同粒级的跳跃组分,并具有一定分选性,这是波浪反复作用所致,但在入湖河流细粒成分不断补充下,其分选状况仍差于河道沉积。

以上各亚相的主要特征综合入表2。

我所祁延年同志对本课题进行了指导,粒度分析资料由龚墀、汪明蓉提供,吕红妹、董本凤清绘全部插图,在此一并致谢。

表2 鄱阳湖赣江三角洲沉积相特征表

沉积相 沉积亚相	沉积物名称	沉积物粒度组成	中值粒径 Md(ϕ)	标准偏差 (分选系数) σ_1	剖面沉积物特征
三角洲平原	分流河道	灰白、灰黄色含砾中、细砂和粉砂	1.5—2.5	0.5—1.0	砂和薄层粘土组成, 底部上细, 砂层发育斜层理、槽形交错层理, 含砾砾, 底部局部见冲刷充填现象。与上覆漫滩相组成二元结构。
	漫滩—天然堤	棕黄、棕红色粘土质粉砂	5.5—8.0	2.5—3.0	粘土与粉砂互层, 上部无明显层理, 植物根、虫孔、干裂发育, 含棕红色锈斑、锈纹, 下部青灰色, 见不明显水平层理, 上下之间常见红、灰绿相间过渡层。
	决口扇	黄灰色细砂、粉砂或含泥粉细砂	2.4—3.0	0.6—1.0	上部为棕色细粉砂夹薄层粘土, 下部为青灰色细砂夹薄层灰色粘土, 层理不明显。
	分流间洼地	棕黄色粉砂质粘土与灰黑色粘土	4.5—5.0	2.6	上部粉砂质粘土与薄层粉砂互层, 下部多为灰黑色淤泥, 含丰富有机质和水生植物残体, 为沼泽环境。
	废弃河道牛轭湖				下部为黄色粉细砂, 类似河道沉积, 中部为具有水平层理的软塑状黑色粘土, 上部为棕黄色粉砂质粘土。
三角洲前缘	水下河道	灰白色粉细砂	1.8—3.2	0.5—2.2	与水下天然堤相似
	水下天然堤	棕黄或灰色粘土质粉砂	6.8—8.0	2.5—2.7	粘土与粉砂薄互层, 上部棕黄色, 含锈纹、锈斑、干裂、植物根, 虫孔发育, 层理不明显, 下部青灰色, 有时见水平层理。
	分流间湖湾	灰黑、青灰、灰白色粘土或棕黄色粘土	7.5	2.5	上部灰白色或棕黄色粘土夹薄层粉砂, 下部灰黑、青灰色粘土, 含丰富植物体, 局部见透镜状薄粉砂层, 粘土层具水平层理。
	残留湖湾	灰白、灰黑色粘土	8.5	2.0	粘土, 表层龟裂发育, 沿裂隙有铁锈色条斑
	水下决口扇	灰黄、灰白色粉细砂或含泥粉细砂	2.4—3.0	0.6—1.0	上部灰黄色、灰白色粉细砂, 下伏地层为分流间湖湾沉积。
湖区	湖底河道	灰白色粘土质粉砂	4.8—7.0	2.5—3.0	沉积物含贝壳及贝壳碎片。
	湖间滩地	棕黄、灰白色粉砂质粘土	7.0—7.8	2.7—3.2	粘土夹薄层粉砂。上部棕黄色, 含锈纹、锈斑; 下部青灰色, 见水平纹理, 含较多碳屑和贝壳碎片。
	湖间洼地	灰黑、灰色粉砂质粘土	7.5—8.5	2.3—2.6	含贝壳和较多植物碳屑。
	湖相	灰黑、灰褐色软塑状粘土			含大量有机质, 具植物腐烂臭味。

(收稿日期 1980年11月4日)

参 考 文 献

- [1] Reineck, H.E., Singh, I.B., 1973, Depositional sedimentary environments with reference to terrigenous clastics, P. 219. Springer-Verlag, Berlin · Heidelberg · New York.
- [2] Born, S.M., 1972, Late quaternary history, deltaic sedimentation, and Mudlump formation at Pyramid lake, Nevada, Center for water Resources Research, Desert Research Institute, University of Nevada System.
- [3] Busch, D.A., 1974, Stratigraphic traps in sandstones—exploration techniques, AAPG Mem, 21, P. 111—112.

A STUDY OF THE SEDIMENTARY FACIES OF THE DELTAS IN BOYANG LAKE

Zhu Haihong Zheng Changsu Wang Yunfei
Su Shoude Yang Liufa

(Institute of Nanjing Geography, Academia Sinica)

Abstract

The Boyang lake, located in the northern part of Jiangxi province, is the largest freshwater lake in China, it holds a great bulk of water from five rivers, The Ganjiang, Fuhe, Xinjiang, Xiushui and Pojiang, and then passes through the Hukou (lake outlet) into Changjiang river. At the highest flood water level it covers an area of about 4000 km².

According to investigation, the lake was originally the valley basin of the lower reach of ancient Ganjiang river. Later on, the lake water was held back by the water of Changjiang river and its deposits occurred near Hukou, thus, held the flood from discharging rapidly and caused the area of flood extending southward. According to the historical records and excavation evidences, the formation of Boyang lake and its deltaic development began about 1500 years ago.

The Boyang lake is a by-pass lake of inflow-outflow type, its depositional mechanism is controlled by lake currents. When the lake level is higher than that of the Changjiang river, the tractive current is the main agency of the growing lakeward deltas. The average annual deposit volume of the lake amounts to 11.2 million tons (7.5 million m³). According to the area of the highest flood level, the average annual thick of deposits is about 2 mm. Since the Tang Dynasty (about 1200 years ago), the average annual depositional thick is about 2.5 mm in delta area, and up to

10 mm in local front zone of the deltas.

Owing to the differences of hydrodynamic intensity and transportability of sand of the inflow rivers, and of land forms in the river mouths, thus, enable to the deltas to have some different development patterns, such as bird's-foot extension, crevasse-distributaries, river mouth bar and subaqueous delta, etc. The bird's-foot extension associated with crevasse is the main pattern of delta.

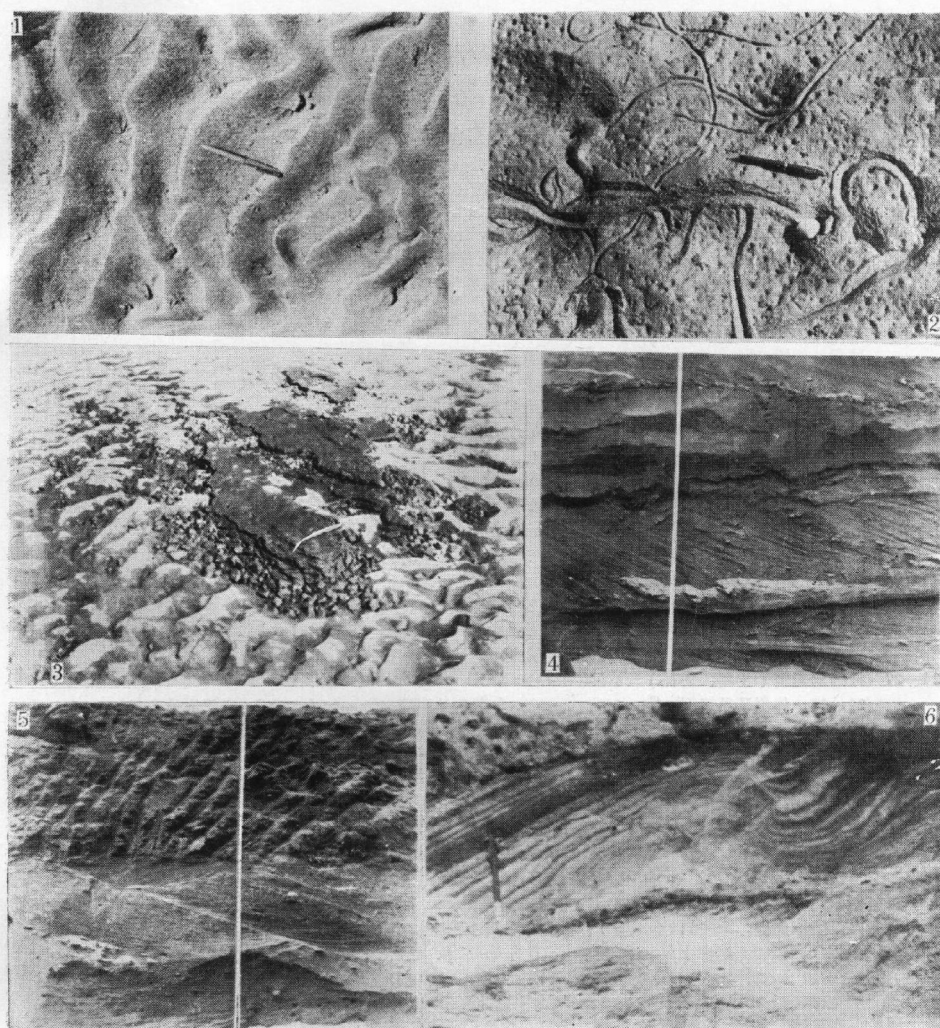
The characteristics of the depositional facies and the facies patterns of the lake and its deltas are as follows: There is a great water-level difference between the flood and dry period with an alternation of river and lake environment result in the lack of lacustrine deposit with wide area of stable distribution; the tractive current of flowing character makes the front delta to develop a set of under water channels, under water levees, under water crevasse fans, interdistributary bays and other subfacies connecting with the land deltas; and simultaneously, the land deltaic plain developed to branched channels, levees, crevasse fans, interdistributary depressions, abandoned channels—bayous and other subfacies. In the vertical sequence, the lacustrine deposits are overlain by delta deposits which resemble the river depositional sequence of facies and it is difficult to distinguish the bottom set, foreset and topset. This is clearly different from the classical delta of the deep water lake.

中国西德合作用碳同位素地球化学方法寻找石油

据《地质报》刊登李承达报道,应地质部邀请,西德研究技术部能源司处长迪尔和西德联邦地学与原料研究院处长施塔尔等一行三人,于3月17日来华访问。西德代表团在华期间,与地质部代表共同回顾和总结了1980年中国、西德合作在中国东海西部利用碳同位素地球化学方法寻找石油的情况,并共同制定了1981年合作计划。

西德利用碳同位素地球化学方法在海上寻找石油,已进行了十多年的研究和工作的,在国际上处于领先地位。这一方法在我国地质工作中尚未开展。为掌握这一方法技术,1980年地质部曾派两名人员赴西德汉诺威学习。德方也派三名专家来华,与我国地质工作者共同进行了船上试验室仪器设备的安装、调试和海上取样工作。1980年采集的五十五个点的样品,经过室内碳同位素比值的测定,对合作区的地质情况有了进一步的认识。

中国、西德双方对1981年的工作计划进行了认真的讨论,商定5月中旬出海,在海上取一百个样。同时西德派一至两名专家来华参加取样工作,然后中国将派两名专家赴西德参加样品的碳同位素的分析工作。



说 明

- | | |
|------------------------|----------------------|
| 1. 边滩尾端（下游端）缓流形成的小波痕 | 4. 边滩上部剖面发育的含泥砾板状斜层理 |
| 2. 边滩近岸侧洼槽表层泥质沉积、蚰穴和爬迹 | 5. 边滩剖面发育的斜层理 |
| 3. 心滩表面流水沙波纹和泥砾 | 6. 重力滑动褶皱变形构造 |