

我国东部几个含油气盆地浅水湖泊砂体成因的认识

张金亮 俞惠隆
(江汉石油学院)

本文通过大量岩心观察,认为我国东部中-新生代几个含油气盆地浅水湖泊砂体是浅水洪水流的产物,系洪水岩。在对洪水岩的岩性、构造特征及层序描述、分析的基础上,区分出三种沉积微相:1.水道沉积微相,2.漫溢沉积微相,3.远端沉积微相。将以东濮盆地和松辽盆地为代表所提出的浅水充氧陆源碎屑湖泊砂体成因模式归纳为四个特点。

近年来,作者相继观察了大庆油田、中原油田、华北油田等地区的大量岩心,认为广泛出现的红色砂岩层形成于浅水充氧陆源湖泊环境,是浅水洪水流的产物,是一种洪水岩。

一、识别标志

1.显著的侵蚀特征 红色砂岩层底面的侵蚀构造十分发育。侵蚀起伏程度不一,大者可达几十厘米,构成冲蚀坑或冲蚀槽,为泥砾或砂砾(盆内碎屑)所充填。东濮凹陷卫57井可见到平行纹层砂岩被侵蚀的现象(图版I-1)。

在侵蚀面之上出现的内碎屑层,一般厚5—50 cm。内碎屑为砂质的、泥质的或灰质的,取决于被冲刷底质的岩性(笔者将这种由于冲刷作用,使盆内底质岩石或沉积物破碎成砂级或砾级的碎屑物称为内碎屑。其涵义有别于碳酸盐盆地内的内碎屑)。内碎屑常呈椭圆状,0.5—10 cm不等。有时可见到正粒序或反粒序特征(图版I-2,3,4)。有些砂质内碎屑具氧化圈,指示了浅水或暴露于大气的氧化环境。这些具有内碎屑的冲刷面,看起来很象许多冲积层序中的滞留沉积,但以缺少叠瓦状构造,多为杂基支撑泥砾,具粒序层理,有时还可出现漂砾结构而有所区别(图版I-7)。可以认为,这种侵蚀现象是在水浅、流急的状态下,由强烈的涡流作用形成的。

2.明显的层理旋回 在泥质或砂质的内碎屑层之上,常常出现如鲍马层序中的从平行层理到水流沙纹层理的沉积构造组合,可与A. Seilacher的洪水岩层序相对比^[1],具有事件沉积的层理旋回特征。但这一层序往往保存不完整,具侵蚀

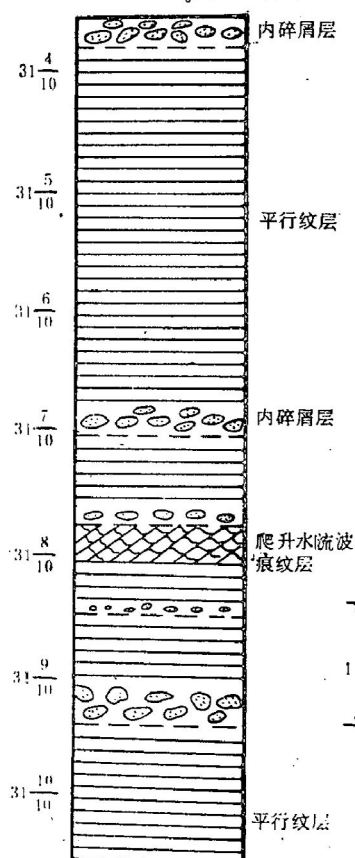


图1 浅水湖泊相“多层楼”式砂体层序图
(东濮卫57井)

底面的平行纹层砂岩常叠复出现,构成所谓的“多层楼”式砂体(图1)。这一特征可

与 I. P. Tunbridge 的洪水沉积特征相类比^[2]，相当于 A. D. Miall 的河流分类中的 Bijou Creek 型河流类型^[3]。由图 1 可看出，我国东部中-新生代的浅水湖泊相砂体与 Bijou Creek 型河流类型是有区别的，表现为平行纹层砂岩多呈红色或棕红色，纹理十分发育（图版 I-5），但不易劈开成平坦的面，也没有良好的剥离线理。纹层常常是由粒度递变而显现出来的。单一平行纹层砂岩的厚度为 0.5—3.0 m，一般为 1 m 左右。平行纹层之上的水流沙纹层理发育较差，水流波痕难以发现，仅在远源沉积中可出现上攀状斜波层理（图版 I-6）。

洪水砂层的顶部常常被侵蚀或截切掉，使水流沙纹层理段难以保存。根据我们的观察，许多平行纹层砂岩之上并没有出现良好的水流沙纹层理，而代之以块状的或递变的泥岩-粉砂岩（图版 I-8）。这说明洪水水流减弱的速度是相当快的。

我们在观察岩心剖面时，还发现小型的滑动和滑塌构造，可出现在红色砂岩层序的上部或在薄的砂岩夹层中。这表明在水道之间局部的地形起伏，加上丰富的软沉积物就能产生滑动和滑塌构造（图版 I-9, 10）。值得提及的是，某些浅水湖泊相砂体的平行纹层砂岩，常常被低角度板状斜层理的砂岩取代。这在松辽盆地白垩系泉三段红色砂岩中经常可以看到（图版 I-11, 12 和图版 II-1）。

3. 丰富的生物扰动 在浅水充氧湖泊相中，见有非常丰富的遗迹化石。这些遗迹化石主要为垂直的和倾斜的、大小不一的潜穴构造，多呈蹼状。在较细的泥质粉砂中，呈蹼状的潜穴最发育（图版 II-2），可使原来的层理遭到破坏或发生变形，乃至产生砂与泥的搅混现象（图版 II-3, 4）。同时还发现，在缺乏冲刷特征的细粒砂岩层内，生物生命活动现象较强，而在那些多次冲刷接触的大套平行纹层砂岩中，生物生命活动较弱，甚至缺乏；离湖盆岸线较远的钻井所揭示的砂岩（卫 40 井）比离岸线较近的砂岩（如卫 57 井），具有更强烈的生物扰动（图版 II-5）。说明生物扰动是远端洪水岩相的一个重要特征。生物生命活动的另一个重要特点是具有明显的旋回性。这一特征与事件沉积的周期性相关。一次洪水过后，便开始了生物的繁盛期。洪水事件的周期性发生，便伴随着生物扰动旋回。可以看出，丰富的生物潜穴构造的产生，显示了一种浅水充氧环境的存在。

二、相类型与相模式

我国东部几个中新生代浅水充氧陆源湖泊相砂体，可划分以下三个沉积微相类型：

1. 水道沉积微相 水道沉积系指季节性洪水流进入浅水湖泊后，所形成的限制性水流沉积。通常可分出两类。

第一类水道，主要表现为由具内碎屑的侵蚀冲刷岩石相（有时出现两期事件的叠覆）和上部为平行纹层砂岩相组成（图版 II-6, 7）。它们常与红色块状泥岩或灰绿色浅湖泥岩互层，见于东濮盆地和华北盆地。虽然在曲流河和辫状河沉积中，平行纹理构造也很发育，但它们总是与交错层理伴生。例如，在曲流河沉积中，平行纹层与槽状交错层理伴生，这是由于侧向加积作用造成的；在辫状河沉积中，平行纹层砂岩常常与粗碎屑沉积物共生。至今尚未报道过，某一辫状河沉积层序是由单一的平行纹层砂岩组成

的。因此,这类水道沉积微相显然不同于一般的河流或冲积相。它在某些方面虽类似于 Bijou Creek 型河流沉积^[3],但形成环境不同。这类水道沉积微相的自然电位曲线,以齿化钟形及齿化漏斗-钟形组合为主要特征。

第二类水道,主要特点表现为红色或褐红色砂岩常与紫红色或灰绿色的泥岩构成正韵律层,并在砂岩中出现叠复冲刷现象,而且只存在于下部泥砾段。第二类与第一类水道的区别在于,前者的砂岩具有板状层系,斜层理的角度由下而上有减小的趋势(图版 I-12)。若只从砂体的层理、岩性和形态上来看,第二类水道与河流沉积很类似,但它不存在河漫沉积,且常常是夹于浅水湖泊相泥岩中。这充分说明在受限制的水道中,水流速度大、搬运能力强的湍流以滑动、滚动和跳跃方式搬运沉积物,从而有可能形成较大的斜层系。这种水道在松辽盆地的浅水湖泊中十分发育。此类水道砂体常呈串珠状或指状夹于泥岩中,在地震剖面上出现变振幅、断续、亚平行反射特征。其自然电位曲线常常表现为具有一定幅度差的齿化箱形。

2.漫溢沉积微相 该微相系指漫岸洪水流,在无水道浅水湖泊中形成的席状砂体沉积。这种席状砂体的面积一般不大,通常只有2—3 km²,颗粒常常粗细混杂。砂层的底界突变,缺乏冲刷现象和缺乏内碎屑层。由近水道到远水道,漫溢沉积岩性由粗变细,平行纹理砂岩含量逐渐减少,而生物扰动增强(图版 II-5)。漫溢沉积微相的自然电位曲线以齿化钟形为主。

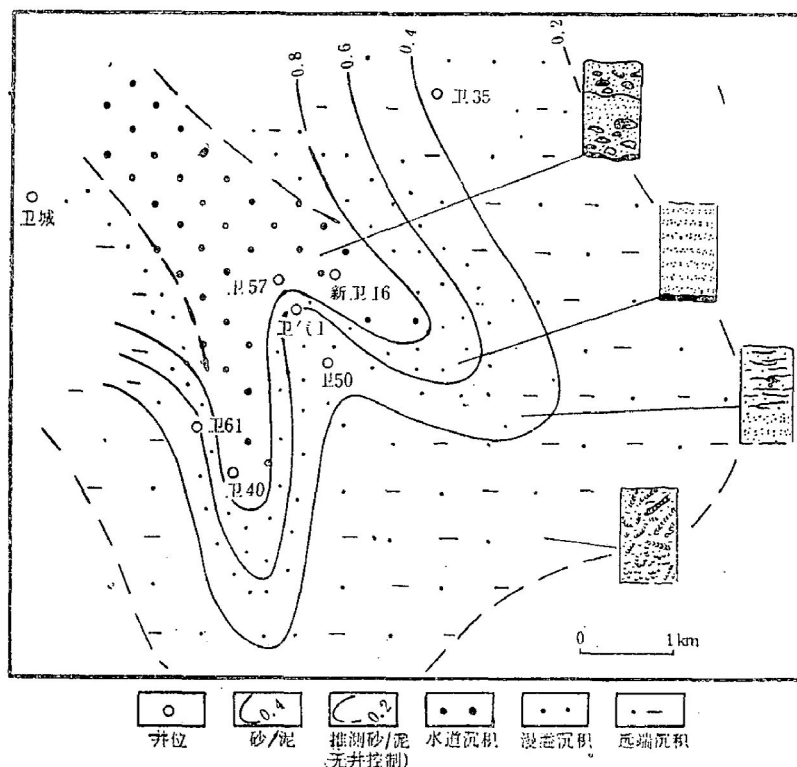


图2 浅水充氧湖泊相洪水砂体的微相分布图
(以东濮卫城沙四段为例)

3.远端沉积微相 该微相常指洪水流水道尽处的席状砂泥沉积,主要由杂色的泥质粉砂岩和泥岩组成。多为块状,亦发育水流沙纹层,普遍见有生物潜穴,也可称盆地泥相。远端沉积与漫溢沉积可根据与水道砂体的组合关系及砂岩含量进行区分。在地震剖面上为较弱振幅,反射结构为平行连续,与水道砂体有明显区别,与漫溢相的差异主要表现在振幅的强弱。自然电位曲线常表现为对称齿状,有时为指状。

以东濮盆地和松辽盆地为代表,所提出的浅水充氧陆源碎屑湖泊砂体微相的展布图(图2—3)及成因模式图(图4),其主要特点有以下四方面:

第一,浅水充氧湖泊相砂体是季节性的洪水流沉积。洪水流携带大量的碎屑沉积物顺坡向盆地中心流动、搬运,在到达盆地中心地区时,地形坡度变缓,由水道系统的限定性流动转变为非限定性的表面流。

第二,虽然放射状水道体系向盆地中心汇集,但在盆地中心地区未能形成较“深水沉积,整个盆地是非常平坦的浅水充氧环境。有时出现某些非氧化层,乃是由浅底质的

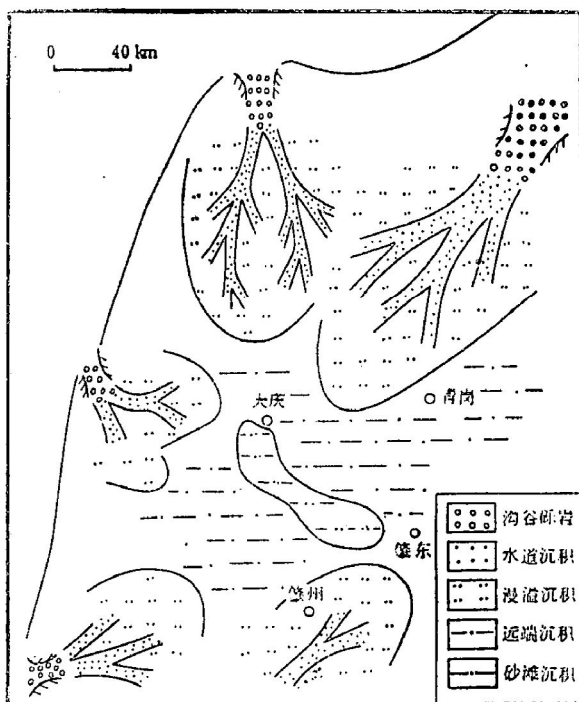


图3 松辽盆地浅水充氧湖泊相洪水砂体的微相分布图(白垩系泉三段)

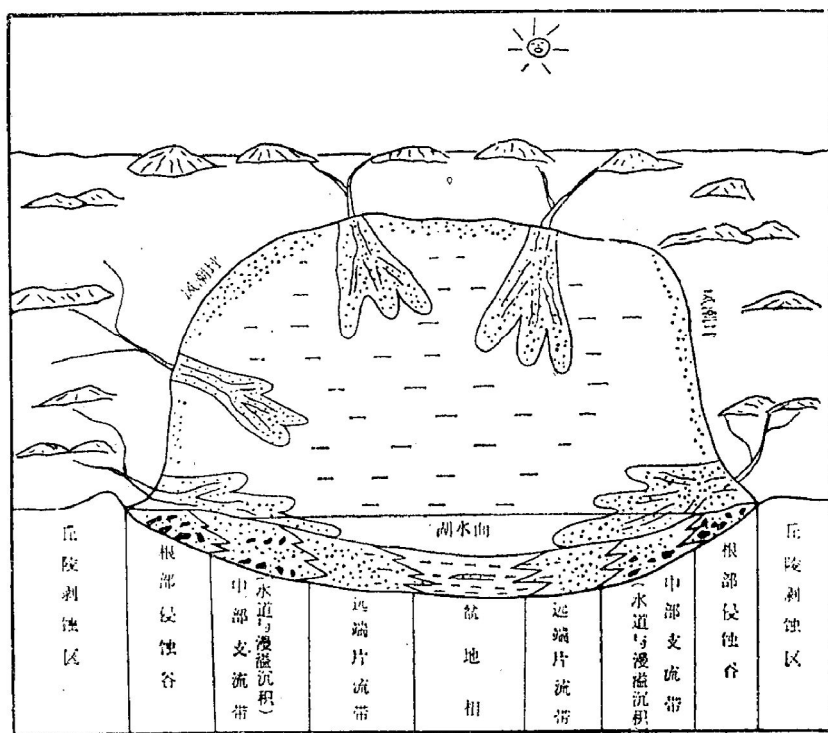


图4 浅水充氧湖泊相的砂体模式图

还原条件造成的,尤其是在充氧湖底存在着富含有机质层的时候。但常常由于风应力产生的搅动,以及内栖生物的潜穴活动,促使那些非氧化层产生了广泛的氧化^[4]。

第三,砂泥互层组成的正韵律常遍及整个盆地。这正反映了幕式洪水流沉积作用的特点。有时在盆地中心的远端沉积微相中可能会出现少量的反韵律砂层,那是由风浪的改造作用所致。正韵律砂层的厚度一般为15—40 cm,它们与浅水泥频繁互层,属于砂滩沉积微相^[5]。

第四,砂体厚度自边缘向盆地中心均匀变薄,但砂体形态受物源控制。水道沉积形成相对较厚的指状砂体(图4)。物源间非水道沉积的砂体,其厚度一般较小,呈席状展布。远端沉积呈薄层状,遍及全盆地。

致谢 赴油田工作期间,承蒙大庆油田、中原油田、华北油田、胜利油田等单位许多同行的帮助和指导。中原油田李健同志提供了部分岩心照片。贺自爱高级工程师详细审阅了全文初稿,并提出了宝贵的修改意见。谨此深致谢意。

参 考 文 献

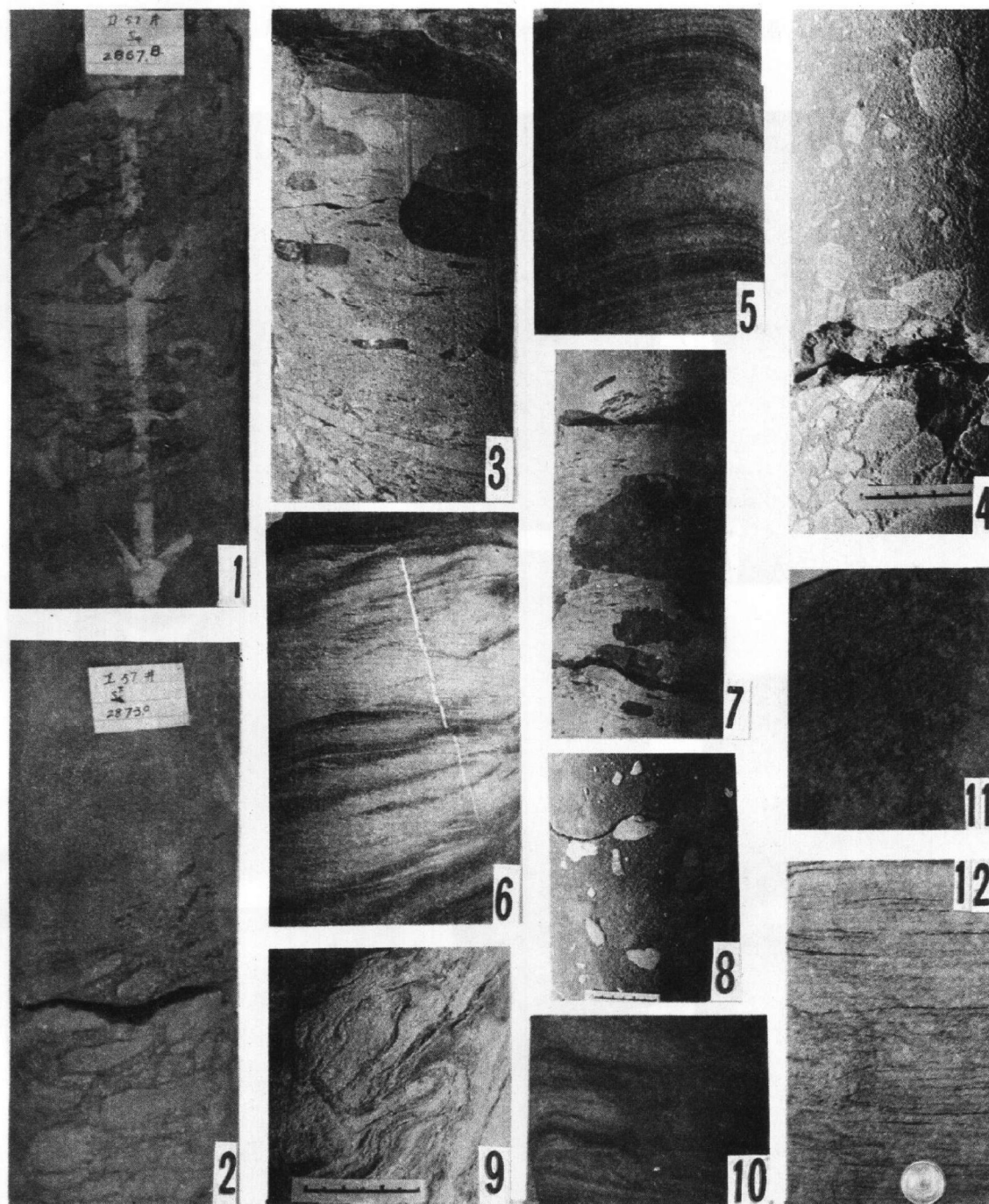
- [1] Einsele, G. and Seilacher, A., 1982, In Cyclic and Event Stratification. Springer-Verlag, Berlin · Heidelberg · New York.
- [2] Tunbridge, I. P., 1981, Sediment. Geol., Vol. 28, No. 1.
- [3] Miall, A. D., 1982, AAPG Education Course Note Series 20.
- [4] Galloway, W. E. and Hobday, D. K., 1983, Terrigenous Clastic Depositional Systems. Springer-Verlag, Berlin · Heidelberg · New York.
- [5] 吴崇筠, 1986, 沉积学报, 第4卷, 第4期。

KNOWLEDGE ON GENESIS OF SHALLOW LACUSTRINE SANDBODIES FROM HYDROCARBON-BEARING BASINS IN EAST CHINA

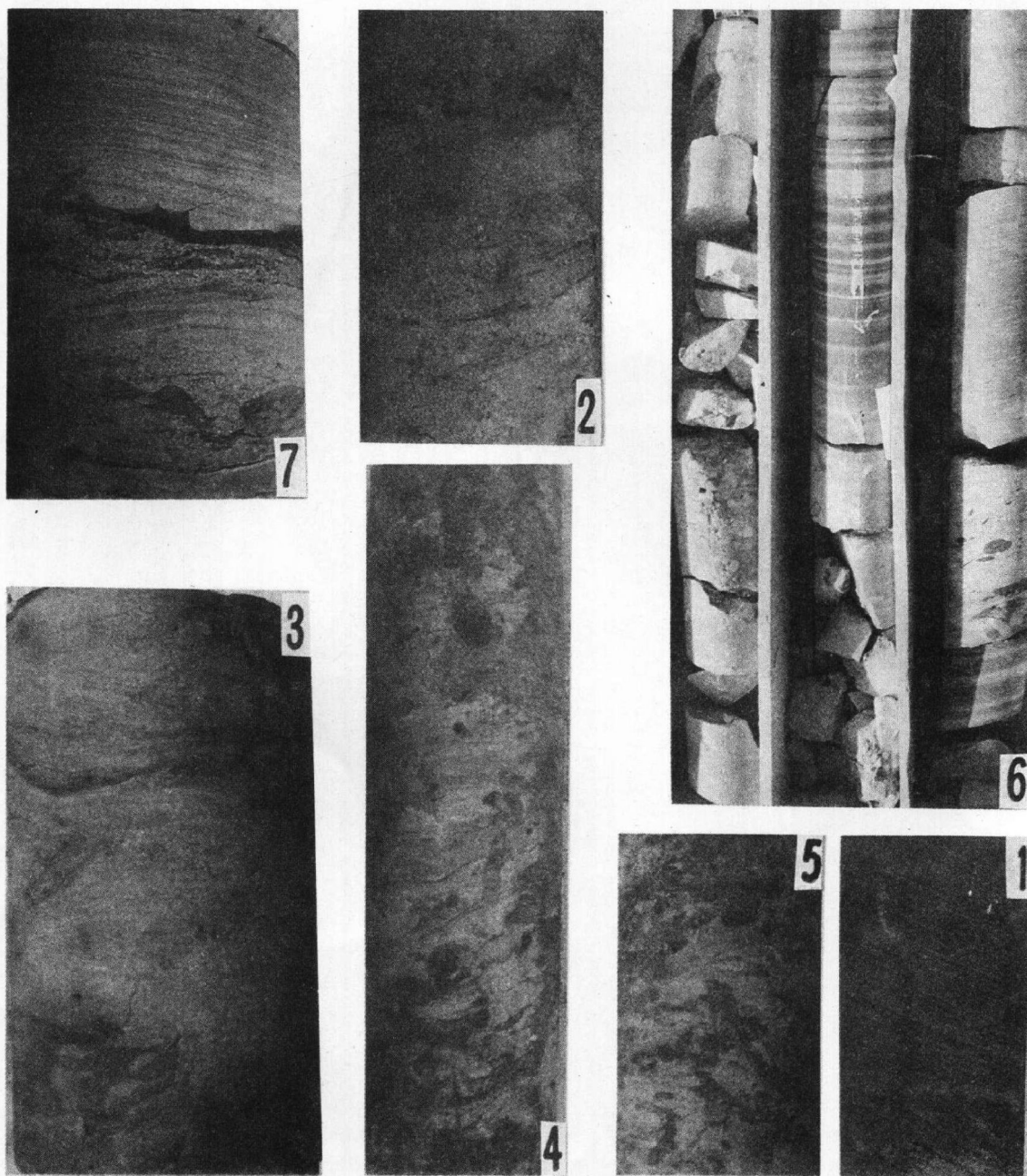
Zhang Jinliang Yu Huilong
(Jiangnan College of Petroleum)

Abstract

It has been proved by observation of a lot of cores that shallow lacustrine sandbodies in hydrocarbon-bearing basins of the Meso-Cenozoic in East China are the products of flood flow and can be divided into three sedimentary microfacies: 1. Channel microfacies, characterized by multistory finger sandbodies with base scour and parallel-lamination; 2. Overflow microfacies appeared as sheet-like sandbodies with mixed character of coarse and fine grain; 3. Distal microfacies, characterized by well-developed lamination and common burrows. The genetic model of shallow lacustrine terrigenous debris sandbodies, represented by the ones of the Dongpu and Shongliao Basins, have four properties.



1. 平行纹层砂岩被侵蚀，其上充填砂质碎屑。东濮卫57井。
2. 砂岩底部的内碎屑特征，显正粒序。东濮卫57井。
3. 砂岩的内碎屑特征，呈反粒序。卫57井，沙四段下部。
4. 砂岩的内碎屑特征，其内碎屑与下伏岩性相同。卫57井。
5. 平行层理。东濮卫57井，沙四段下部。
6. 爬升沙纹层理。卫57井，沙四段下部。
7. 砂支撑砾岩，具漂砾结构。卫57井。
8. 紫红色泥岩，含砾石。卫57井。
9. 滑动变形构造。卫57井，沙四段。
10. 滑动变形构造。松辽升69井，泉三段。
11. 板状斜层理。卫57井，沙四段。
12. 低角度板状斜层理，上部为平行层理。松辽升69井，泉三段。



1. 斜层理，下部为泥砾段。松辽升69井，泉三段。
2. 生物潜穴，具蹼状构造。松辽升69井，泉三段。
3. 生物活动将砂团搅入下伏泥中。卫57井，沙四段。
4. 丰富的生物潜穴。东濮卫40井，沙四段。
5. 生物扰动。卫40井，沙四段。
6. 水道沉积，由叠覆侵蚀砂岩组成（左下右上）。卫57井，沙四段。
7. 底痕构造，可见两期事件叠覆，上部为平行层理。东濮卫57井，沙四段。