

长江下游三大淡水湖的湖泊地质 及其形成与发展

GEOLOGICAL STUDIES OF THE FORMATION AND DEVELOPMENT OF THE THREE LARGE FRESH- WATER LAKES IN THE LOWER YANGTZE VALLEY

黄第藩* 楊世倬 刘中慶 梅震亞

HUANG DI-FAN, YANG SHI-ZHUO, LIU ZHONG-QING AND MEI ZHEN-YA

(中国科学院兰州地质研究所)

(Lanchow geological institute, Academia Sinica)

1963年,我们对长江下游著名的三大淡水湖泊——洞庭湖、波阳湖和太湖,概略地进行了地貌、第四纪地层、新构造及其他湖泊地质方面的考察,研究了湖泊的发展历史。这三个湖泊有一些共同特点,又相互有明显差异,反映了我国第四纪地质和新构造运动的共同性与特殊性,是值得注意的。

以这三个湖区为主体所构成的长江下游平原是我国富饶的粮仓,蕴藏着丰富的水产资源,在人民的经济生活中占有极其重要的地位。因此,以往关于这里的湖泊地质问题,在不少的文献中都涉及过或者进行过探索,但仍然有一些基本问题值得进一步研究。兹写成本文,供大家参考。

一、自然地理(地势、水文)及构造特征

洞庭湖、波阳湖和太湖均位于长江下游南侧的肥沃而辽阔的湖积平原上。它们的水域面积,随季节和降水量的不同,总和变动在1万平方公里左右。其他情况详见表1。

我国江南大陆的地势,自东南沿海向西北逐渐升高,及至南岭和武夷山区,海拔达2,000米,这就是长江下游与东南沿海丘陵区的水分水岭之所在。从这条山岭往北,山势一度下降,至长江南侧又重新升起,有幕阜山—九岭山、黄山—天目山等耸立于长江之畔,海拔达1,600米左右,与东、西两侧的湖积平原构成了对照鲜明的地貌景观。

本区地形与地质构造基础密切相关,各湖区的地貌景观也不尽相同。总的看来,这里的湖泊与我国一些典型的山间湖泊不同,实际上,它们并不是为高山环绕,而是横截山系而成,反映出它们具有明显的断陷成因。

属广义云贵高原的武陵山、雪峰山成北东至北东东走向,突然截止于洞庭平原之西。

* 在野外工作期间,曾得到江西、江苏、湖南省地质局、南京大学地理系、中国科学院中南大地构造与地球化学研究室、水生生物研究所、地质部第五、第六石油普查与勘探大队等单位的大力支持并提供许多宝贵资料;文中所附图件系赵玉珍、冯爱敏、艾志莲精心绘制,李同琪、李承先协助整理报告,均此一并致谢。

表 1 太湖、波阳湖、洞庭湖水文参数表

名 称		太 湖	波 阳 湖	洞 庭 湖
古 名		具 区、震 泽	彭 蠡 (?)	九 江 (?)
流 域 面 积 (km ²)		3.55 万	16.1 万	26.10 万
湖 盆 面 积 (km ²)		(轮廓不明显)	0.83 万	1.8 万
水 域 面 积 (km ²)	一 般	2,225	2,780	3,660
	洪 水 期	(变化不大)	5,160	4,350
水 容 量 (亿 米 ³)		—	363	354
平 均 水 位 (米)		3.13	18—20*	30
最 大 水 深 (米)		4.8	<10	<15
入 湖 泥 砂 量 (亿 吨 / 年)		—	0.133	2.18+0.44 (四口) (四水)
输 出 泥 砂 量 (亿 吨 / 年)		—	0.124	0.73

* 最高 21.71, 一般变幅 9 米

幕阜山、九岭山成北东东走向, 其东西两侧分别被波阳、洞庭平原截然切断。更东, 有黄山—天目山系, 又呈北东走向, 并以阶梯状断落的形式逐渐倾没于长江三角洲平原之西。

在长江下游平原的北侧, 有淮阳山脉并非完全连续地横亘在它和华北平原之间。正如李四光所指出, 在某种意义上, 长江下游盆地可以被认为是华北平原的南延^[31]。

长江穿三峡而东, 自宜昌以下进入下游湖沼平原地带, 流势剧减。在这段长达 1,850 公里即占总长 33% 的河段上, 落差仅 50 米 (平均比降 0.0276 米/公里), 只及总落差的 0.9%。因此, 长江所携带的泥沙 (宜昌处为 4.6 亿吨/年), 在这里大量沉积, 洞庭—江汉平原的淤塞和长江三角洲的形成, 均与此密切相关^{[55, 57, 73]1)}。

杨怀仁等曾详细论述了本区构造线的分布对水系发育的控制作用^[45]。总的看来, 本区的主要水系具有历史的继承性 [参阅本文五, (三)], 构造线对它们的控制非常明显。

湖泊周围的水系是不对称的。各湖盆西部的河流流长量大, 东部的多比较短小, 干流均系顺向河, 水道主要受山脉走向即构造方向的支配。水系的这种不对称状况, 是我国大陆向太平洋作阶梯状跌落的总趋势所决定的。每个隆起的块体常常是西部抬升较强, 东部较弱, 构成向东倾斜的形势, 是水系发育不对称的基本因素。另外, 南来的水流, 如湘江、赣江均横穿山脉走向, 因此, 常汇集了更多较大的支流, 构成了湖盆最主要的一股水源。

长江下游三大湖泊在地质上的共同特点是: 它们都处在构造转折地带和差异运动最为显著的地区, 并且湖泊的产生与断裂密切相关, 与南北向构造线 (主要是断裂) 的活动有十分紧密的联系 (对太湖也不例外)。下面我们将谈到, 这组构造线具有更为突出的新构造或继承性新构造的性质。这是与第四纪、甚至新第三纪以前基底构造的情况有明显差异的。

1) 据报导洞庭湖其本身水系所携入的泥沙量每年只不过 0.5 亿吨左右, 但长江四口 (上荆江段南侧) 却抛入了 2.18 亿吨之多。其中, 除 0.73 亿吨自城陵矶泄出外, 每年有约 2 亿吨泥沙在洞庭湖沉积下来。

二、地貌特征

长江下游这三大湖区,在地貌上虽有其共似之点,但由于它们所处的地质构造条件不同,因而又相互有明显的差异。

1. 洞庭湖区

洞庭湖盆地面积约 1.8 万平方公里,最大水深 < 15 米,外貌为一相当规则的菱形,对应边几近相等。湖区东界在京汉铁路左近;西界位于常德—临澧一线的西侧,并与前述北京—郑州大断裂吻合。它们均成南北方向。湖区南界止于益阳—望城一线;洞庭湖与北面的古云梦泽之间,以华容隆起为界,在地貌上不很明显。君山、墨山、石首残丘和黄山头,这些大小不同的孤山残丘勾划出这个隆起的大致轮廓。湖区的这两条南、北界线均呈北西西—南东东方向。上述湖盆轮廓的特征明显,不同于第三纪的情况,而是横跨在三个第三纪北东向的雁列红色盆地之上。

湖盆以南北向的赤山为界,可分为东、西两部。水体主要位于东部,约占总面积的 3/4,深度也较大,相对较为开阔。总的看来,由于强烈地冲积作用以及人工围垦,目前洞庭湖的水域已被分割得支离破碎,开阔的水体已不多。湖泊的主要水体,呈狭长状,大致组成一个“山”字形。洪水期间,湖区一片汪洋,枯水期间,港汊纷繁,水道交织,密如蛛网。

但是,平原与水系的分布并非杂乱无章,而是井然有序,巧妙地反映着以下的形成规律:

(1) 通过长江四口携入洞庭湖的大量泥沙,是湖区沉积物质的主要来源。它们在北部淤成大片冲积平原(即澧水与四口三角洲),并迫使水体成“山”字形紧靠湖区周缘排列。

(2) 湘—资联合三角洲在湖区东南角发育良好;沅江三角洲则由于四口冲积平原的影响,轮廓已不很清楚。总的来看,目前洞庭平原的形成与冲积作用密切相关,它应属冲积—淤积类型,而以冲积为主。可以说,近代的洞庭湖正处在三角洲相极为发育的时期。

(3) 湖区西部的柳叶湖—七里湖的形成,是由于沅江三角洲与澧水—四口三角洲的围合所致;而湘江三角洲和资水三角洲的围合,则导致了烂泥湖的形成。

(4) 在湖区还有一些孤丘或岛屿存在,分布大多近南北方向,如太阳山、赤山和禹山等等。它们的产生虽与古老的地质基础有一定的联系,但主要是由于新构造运动所致。这是湖区地貌中的又一特色。




在湖滨平原的外侧,一般可见到3—4级阶地^[8,17,30,41,46,76],构成环湖的层状地势,其高度详见表 2。

阶地主要是由中—晚更新世的网纹红土所组成,只是在阶地的底部或高基座阶地上有时有早更新统或第三系出露。

阶地的分布特征是:西部发育良好,大片分布,且高度(距当地水准面,下同)也相对较大(照片 1);东部和南部发育中等,分布较为狭窄;北部发育较差,只是在华容、墨山一带能看到两级阶地,若按同级比较,高度显著降低。此外,在中部的赤山和禹山亦有阶地存在,是新构造运动上颇有意义的现象(照片 2)。总的看来,湖区阶地的高差小于外围,反映出沉降区的特色。

湖区的东南两侧与由前震旦纪或古生代地层组成的高山峻岭直接过渡。深切的河谷

表 2 洞庭湖及其邻近地区阶地高度对比表

级数	地点	洞庭湖	墨山	湘江	沅江	岳阳	宜昌
		4 级	60—70		70	80	35
3 级	35—45	30	45—55	60		45—50	
2 级	20—25	15	30	25		20—25 (宜都阶地)	
1 级	8—12		10	10	8—10	10—12	
河湖平原		3—4		5—6		6—7	

(均系超出当地水位之高程, 并以米计, 下同)

和 3—4 级夷平面的广泛存在, 构成隆起区山地地貌的主要特色^[30,41] (表 3)。它与湖区之间形成对照鲜明的地貌景观, 说明了湖盆的断陷性质。湖盆西侧有一片第三系红色丘陵存在。它与湖盆之间存在着一道截然的南北向界线, 反映出新构造断裂在地貌分带中的控制作用。更向西侧为雪峰—武陵强烈隆起区, 其上, 冰川刻蚀地形和夷平面的存在早已为前人的研究所证实^[4,18,23,32]。这里夷平面的特点是: 高度明显增大, 各级之间高差悬殊; 每级均自东向西显著抬升, 倾向湖盆呈现出差异运动的特色。

表 3 长江中、下游夷平面海拔(米)对比表

级数	地点	太湖东部	茅山	铜官山	宁镇山脉	波阳湖	洞庭湖侧	武陵山	
								东	西
顶参差不齐	320—350	450					1000±	1300—1700	2300± (鄂西期)
I 级	225—245	360	400—450		800—900	700—800	800—1000	1500	太平镇 亚期 施来亚 期 } 三原期
II 级	115—125	270—280	300—350	220—240	400—500	300—400	500±	800±	
III 级	65	160—170	200—250	120—130	200±	150—200	150—250	300—400?	


2. 波阳湖区

波阳湖盆地面积约 0.83 万平方公里, 最大水深 < 10 米。南昌—九江、都昌—波阳、三阳—砂帽山南麓, 这三条继承性新构造断裂线约略控制着近代湖积平原发育的范围, 使其与一只斜放的三角瓶近似。至于整个湖盆的轮廓则由于北东—西南向这组主要基底断裂的控制, 远不及洞庭湖那样规则。波阳湖水域面积的季节变化更为悬殊, 其主要而固定的水域也位于湖盆东部和南部。三角洲在近代波阳湖的形成上同样起着重大作用。赣江三角洲和盱江(抚河)三角洲占据了广阔的面积, 它迫使水体向东、南偏移, 象一条白练环绕在三角洲的前缘, 通过湖口直系长江。有趣的是, 这两个三角洲的轮廓目前尚清晰可辨。由于从赣江输入湖盆的泥沙量远远超过盱江, 因此, 它们伸展的速度殊异, 赣江三角洲的面积约超出盱江的两倍, 并将其顶托在南侧, 发育的有些畸形。事实说明, 目前波阳湖亦已进入以三角洲相沉积为主的时期, 沉积物质主要来源于赣江。

在波阳湖冲积—淤积平原的外围, 同样发育着 3—4 级主要由早—中更新世网纹红土组成的阶地。除第 4 级外, 其他各级几乎到处可以见到^[9,45]。总的看来, 波阳湖在第四纪的沉降不及洞庭湖强烈, 阶地底部常有第三系甚至古老的变质岩系出露。侵蚀—堆积阶地

(基座阶地)发育比较普遍(照片3)。同样阶地高差自外围向湖区显著降低,同级相较约降低15米左右(表4)。

表4 波阳湖及其出口地带阶地高度表

地点 \ 级数		河湖平原	1 级	2 级	3 级	4 级
波阳湖	中部	2	5	8—10	30—35	
	外围	3—4	8—10	20—25	40—50	70—80
九江—庐山山麓		3—5	10—12	20—30	45—50	60—80

但是,从波阳湖近期的沉降看来,比洞庭湖强烈,湖水入侵陆地的现象在许多地点可以看到,构成显著的地貌特征之一。波阳湖出口水道近于南北方向,长达60公里,水面开阔,一般宽6—8公里,超出该地长江水面一倍以上,显系古赣江断陷河谷于近期沉溺而成。在这条水道两旁还有许多沉溺支谷也可引以为旁证。另外,在湖盆东北特别是东南部,有许多侵入在阶地之间的狭长的岗间湖泊(长宽之比为5至10:1),如青岚湖、军山湖等等。在这些湖的靠近山麓的一端,照例都有一条甚至几条河流注入。更值得注意的是,这些岗间湖泊的底床都是由网纹红土所组成,其上只是湖槽底部有一层极薄的近代湖积物。这些事实证明,岗间湖泊是由于地壳近期的强烈下沉,湖水入侵河流谷地的产物。

湖盆中孤山孤岛众多,或由震旦系和变质的板溪系、或由第三纪红层所组成,主要分布于东部。它们的组成及其分布特征表明,系与湖区外围山系的倾没或断落有着明显的成因联系。

波阳湖盆地四周的山岭也有几级相应的夷平面分布(见表3)。山系与湖体之间那种对照性鲜明的景观特征,以及山系本身夷平面与冰川刻蚀地形的广泛存在^[33-35,50,65],同样反映出湖盆的新构造断陷性质。

3. 太湖区²⁾

在地貌上,太湖并不构成一个四周严格被高山围绕的构造盆地,在东部的望亭和吴江、震泽一带都找不出任何明显的界线可据以把它与整个辽阔的滨海平原分开^[48,82]。

太湖的外貌有如向西突出的新月,水体较完整,西部较深,目前淤积现象不大,没有三角洲发育。但是长江三角洲与钱塘江三角洲的围合,却是其成湖的主要因素^[1,42,49]。

前已述及,太湖盆地在构造上处于向东倾伏、转折的地带,这点在地貌上也显得十分清晰。阶地在太湖的东部不发育,一般只能在个别的地方如无锡鼋头渚、望亭湖滨和阳山一带看到第1级高度不超过10米的阶地(照片4);在大多基于平原之上的孤山残丘的山麓,仅有极薄的坡积网纹红土被覆而缺乏阶地存在。这就说明太湖东部是个典型的沉降地貌区。在湖区西部,阶地也发育得不十分良好,一般只能见到2级由网纹红土组成的阶地(照片5),反映出一种微弱上升的地貌景观^[48,80]。正是由于这种微弱的抬升,使湖滨平原缓缓地露出水面,以致目前西部形成了十分圆滑的湖岸线;而由于东部缓缓的沉降,湖水入侵陆地,就造成了东部的湖岸线参差不齐,港湾并列。

2) 地貌图从略,请参阅文献[48]。

表 5 太湖及其邻近地区阶地高度对比表

地 点 级 数	太 湖 东 部		太 湖 以 西 地 区			
	无锡鼋头渚	阳山、善人桥	宜 兴	茅 山	固 城 湖	南 京
4 级				70—80	80	70—80
3 级				45—50	40—50	50—60(雨花台阶地)
2 级		20	20—25	25—30	15—25	20—30(下蜀阶地)
1 级	8—10	8—10	10	10—15	8—12	10
河、湖平原	3	3	3—4	3—4	3	4

如果将太湖东、西阶地的发育与邻区比较,如表 5 所示,不难看出那种自西向东倾伏的自然景观的特色。这种形势就是在夷平面的分布上,也是十分醒目的(表 3, 照片 6)^[25,37,66,67]。

太湖中石质岛屿很多,据统计有 48 个^[85],其分布同西侧的孤山残丘一样,没有什么明显的规律可循。不过,总的看来,它们大致是在一条南北方向上分开了太湖洼地与阳澄湖—淀山湖洼地。这两个事实同样说明南北向的新构造线在湖盆地貌形成中的影响,以及基底的断块性质。

湖蚀崖的广泛分布是太湖地貌中的又一特征,它们有的紧临湖滨(照片 7),浪蚀痕迹犹新,有的已远离湖体达 10—20 公里。如在湖州以东戴山、升山和移山均可见到有清晰的湖蚀崖存在,向湖壁立,这说明太湖近期的萎缩相当强烈(照片 8)。

综上所述,我们得到以下认识:

1. 洞庭湖、波阳湖都座落在构造盆地之中,而太湖的形成虽与构造断裂运动有一定联系,但却不是以构造盆地为基础的,它主要是与长江和钱塘江两大三角洲的围合有关。
2. 南北向的构造线特别是断裂线(具新构造性质),在各湖区地貌中有显著影响。
3. 波阳湖区的孤山孤岛与周围山系有着明显的成因联系;洞庭湖区的则大多呈南北方向,与老构造线斜交甚至正交,更反映了它们的新构造性质;而这点在太湖也稍有显现。
4. 从阶地的发育及其组成情况来看,近期的沉降运动,在洞庭湖有东强西弱、南强北弱的规律;波阳湖则是普遍沉降,且向周围掀斜的性质表现明显;太湖是西升东沉。这些在地貌景观上都有明显的反映。
5. 洞庭湖、波阳湖都是巨大吞吐量的湖泊,大量的泥沙使湖盆进入了以冲积为主的时期,三角洲在湖泊平原的形成上有着决定的意义。太湖却不然,目前仍以湖积为主。
6. 本区阶地和夷平面均大致可以对比,反映出新构造运动的普遍性与一致性。

三、第四纪地层

晚第三纪、特别是第四纪地层的划分与对比,是湖泊地质研究的基础之一。但是,限于篇幅,这里碍难详述。

长江下游第三纪晚期和第四纪地层的研究,由于获得可靠的化石证据极少,加上沉积物相变化较大,因此,目前在地层的划分上还相当混乱,众说纷纭,远不及我国北方清

楚^[10,20,21,38,40,43,53,61,68-70,74,77,81]。

基于这种情况,结合地区特点充分利用我国第四纪地层发育的普遍规律,就成为解决本区地层划分问题的关键。这些规律是^[2,3,6,7,11,14-16,19,26-28,39,51,54,58,59,78,79,82-84]:(1)沉积剖面的旋迴性以及与此有关的第四纪地层的4分性质。它代表我国大陆自第四纪以来4次间歇性上升运动。(2)在古气候演变上,第三纪末到第四纪初期,至少是我国东部新生代古气候从干燥到潮湿的一个转折点。而整个第四纪古气候的演化又是在渐趋干燥的总趋势下,成旋迴式、冰期与间冰期多次更迭地向前发展。至于每一时期的气候则总是北方比南方要相对地干燥一些。(3)在成岩作用上,明显的转折点位于中新统与上新统之间,界线以上的地层一般未经固结或只是半固结状态,产状水平未经明显的褶皱变动。(4)早更新世是新构造运动最强烈、气候最潮湿的时期,因此也是晚第三纪以来一个广泛的成湖期,南方更有成煤作用发生。以上规律在长江下游同样是十分清晰的。

结合上述第四纪地层发育的规律,并将我们对本区第四系的划分与对比意见综合于表6中,这里就无法进行详细的论证了。

表6 长江下游区域地层对比表

地层	江 汉 原	洞 庭 湖	波 阳 湖	庐 山	南京、茅山	上 海	杭 州	我国北方
Q ₄	分 层 名 称 待 定	洞庭组 赣江组 (近代三角洲相 与湖相沉积)		(坡积、残 积物)	长 江 组	上 海 组 (上部陆相 下部海相)	杭 州 组 (陆 相)	(待 定 名)
Q ₃		下 蜀 组		下蜀层与庐 山冰碛泥砾	下 蜀 组	南 汇 组 (陆 相)	钱 塘 组 (下部滨海 相,上部湖 沼相)	马 兰 黄 土
Q ₂		白 砂 井 组	白 砂 井 组*	大 姑 组 (冰碛旋迴)	白 砂 井 组	川 沙 组 (海 相)		周 口 店 组 或 红 色 土 C 带
Q ₁		汨 罗 组	九 江 组 或 波 阳 组	波 阳 组 (冰碛旋迴)	雨 花 台 组	雨 花 台 组 (以陆相 为主)	之 江 组 (陆 相)	泥 河 湾 组 或 三 门 组 或 红 色 土 B 带
N ₃ 上部	上 拾 迴 桥 组					上 宝 山 组		静 乐 组 (红 色 土 A 带)
N ₃ 下部						下 宝 山 组		保 德 组

* 相应包括施家窰、砂岗与莲湖三层

(一) 各区代表性剖面的介绍

1. 洞庭湖区 第四系发育完整,最大厚度231—263米,下更新统上部以上地层已经出露,而丰富的钻井资料又提供了整个第四系发育及其岩相变化的基本情况。

东洞庭中部32号钻井剖面(据湖南省地质局资料;位置在东洞庭湖中部新河口):

洞庭组(Q₄):

- 12. 深灰、灰褐色粉砂质淤泥(表土) 3米
- 11. 深灰、黄灰色含粉砂淤泥(在其他钻孔中,本层一般为砂层) 5.4米

----- 假 整 合 -----

Q_3 : (缺失, 地表所见为下蜀黄土或黄红色半稜角状古河床冲积砾石层)。

----- 假 整 合 -----

白砂井組 (Q_2): (标准地点为长沙白砂井, 照片 9)

- | | |
|--|---------|
| 10. 灰绿带黄褐色、蓝灰色砂质淤泥, 含植物碎屑 (在地表与其他某些钻孔中, 为网纹红土) | 9.6 米 |
| 9. 细-粗砂层 | 10.20 米 |
| 8. 砂砾层 | 54 米 |

----- 假 整 合 -----

汨罗組 (Q_1): (边缘相出露于汨罗县古塘塘, 上部为杂色粘土, 下部为灰白色高岭质砂砾层, 照片 10)

- | | |
|---|---------|
| 7. 灰绿、蓝灰、黄绿色粘土, 底部变为砂质粘土 | 54.76 米 |
| 6. 浅黄色松散砂砾层, 顶部夹一层厚 20 厘米的泥炭有的钻孔中可厚达 4 米, 或夹有 4 层 | 20.6 米 |
| 5. 深灰、灰绿色砂质或含砂粘土, 含植物碎屑 | 10 米 |
| 4. 蓝灰、黄褐色粘土 | 51.07 米 |
| 3. 蓝灰、深灰色粉砂—细砂层 | 11.16 米 |
| 2. 灰褐、黄褐、蓝灰色粘土层 | 24.79 米 |
| 1. 底砾层 (有的钻孔中厚达数十米) | 0.2 米 |

(总厚 254.8 米)

~~~~~ 不 整 合 ~~~~~

下第三系

2. 波阳湖区 尽管地表已出露的第四系还比较完整, 但因无钻井资料, 故详细发育情况不明。估计最大厚度只不过 150—180 米。这里有两个时代的网纹红土层并各组成一个沉积旋迴。

廬山剖面^[35]:

Q_3	庐山-大理间冰期	黄色亚粘土	3 米
	庐山冰期	橙黄松软泥砾	5—10 米
Q_2^1	大姑-庐山间冰期	湿热风化, 假整合	
Q_2^{1+2}	大姑冰期	赭色网纹红土	10 米
		赭色泥砾	10—15 米
Q_1^1	波阳-大姑间冰期	湿热风化, 假整合	
Q_1^{1+2}	波阳冰期	绛红色蜂巢状网纹红土	8 米
		绛红色泥砾	10+ 米

进贤剖面:

5. Q_3 : 黄色亚粘土, 向下过渡为砂砾层 (相当于“下蜀层”) 3—5 米

----- 假 整 合 -----

白砂井組 (Q_2 ; 因岩性和层位均与洞庭湖白砂井组相同, 故不另命名)。

4. 网纹红土。

3. 黄色砂砾层, 砾石密集, 交错层发育 15—20 米

----- 假 整 合 -----

波阳组 (Q₁):

2. 暗紫红色网纹红土, 具蜂窝状结构(照片 11) 5+ 米
1. 具假网纹的粘土质粗砂层(未见底) 6 米

(以下地层未出露, 但在其北面的三阳、西侧湖滨的樵舍、吴城和东侧湖滨的莲湖朱家均已全部出露, 底部为砂砾层或砾质网纹红土)。

3. 太湖地区 第四系出露最差: 东部厚不过 10 米, 西部厚约 25 米。虽然这里有不少钻井, 但在第四系方面却没有留下多少可靠的资料。本区第四系的最大厚度为 185 米, 但变化很大, 数公里之内常可达数十米甚至百米以上, 这说明基底极其起伏不平。就本区地表来说, 近代湖沼沉积(夹泥炭)以及晚更新世的“下蜀层”和中更新世的网纹红土分布颇广。至早更新统, 则除了在宜兴铜官山有可能属这一时期的洪积物(照片 12)之外, 井下所见厚约 40 米, 系灰白色、淡黄色粘土, 底部为砂砾层。仅仅这些, 对阐明太湖的形成与发展自然是不足的。兹援引邻区剖面以资借鉴。

上海地区钻井综合柱状剖面^{[49]3}:

Q₄ (上海组, 在杭州地区全部是陆相), 厚度变化 12—50 米:

17. 黄褐色粘土与砂质粘土, 近海为灰色淤泥, 普遍具红褐色铁质斑点(近潜水面有铁质结核层), 局部夹泥炭层(厚 0.2—0.8 米), 含淡水河蚌 2.8 米
16. 上部海相层: 灰黑色砂质粘土、深灰色粘土, 夹细砂层, 具有孔虫, 下部又夹有贝壳层(厚 0.2—0.8 米) 23.6 米

----- 假 整 合 -----

Q₃ (南汇组, 即下部海相层, 同样可见于杭州), 厚度变化 2—40 米:

15. 灰绿色粘土与砂质粘土 2.1 米
14. 黄褐色砂质粘土夹钙质结核层 5.5 米
13. 黄褐色砂层 13.0 米

----- 假 整 合 -----

Q₂ (川沙组, 即下部海相层, 同样可见于杭州), 厚度变化 45—90 米:

12. 灰黑色砂质粘土, 含有孔虫 18.3 米
11. 灰黑色细砂层, 含半咸水瓣鳃类 33.67 米
10. 灰黑色砂质粘土或粘土质砂 4.03 米
9. 灰黑色粗砂, 具砂姜 3.76 米
8. 灰黑色砂层与砂砾层, 上细下粗, 上部夹有砂质粘土, 具有孔虫与淡化海型的瓣鳃类 30.5 米

(以上总计 137 米)

----- 假 整 合 -----

Q₁ (雨花台组, 尚未固结成岩, 厚度变化 45—60 米, 顶面埋藏深度为 90—130 米):

7. 灰、蓝灰、灰绿色粘土 8—10 米
6. 砂砾层夹薄层粘土 } 40—50 米
5. 砂砾层

3) 上海市石油、天然气地质普查总结报告, 上海市地质勘探局, 1962。

在杭州地区与此相当者系灰白色、黄褐色粘土、泥质细砂与砂砾层。

(Q 总厚 140—230 米,而在杭州仅厚 62 米)

----- 假 整 合 -----

N₂ 上部: (上保山组,尚未固结成岩,厚 70—90 米)

- | | |
|--------------------------|---------|
| 4. 棕黄、黄褐等杂色粘土,夹砂层。有时色调不均 | 30—40 米 |
| 3. 细砾砂与砂层 | 40—50 米 |

----- 假 整 合 -----

N₂ 下部: (下保山组,尚未固结成岩,厚约 50 米)

2. 棕黄、黄褐、灰绿等杂色粘土、砂质粘土,夹砂层、砾石层。具有孔虫。
1. 砂、砂砾层与粘土(以灰绿为主),有时夹灰白色泥灰岩。

(以上总计厚 300 米左右)

玄武岩(4—18 米)。

~~~~~ 不 整 合 ~~~~~

下第三系及其以前的地层。

## (二) 地层综述 (图 1)

上第三系(N<sub>2</sub>)仅见于上海地区井下未固结成岩,不同于浦镇组(N<sub>1</sub>)。其本身组成两个沉积旋迴,下部均以砂砾层、砂层为主,上部均为棕黄、黄褐、灰绿等杂色粘土。上旋迴为陆相;下旋迴是一个海侵层位。与第四系比较这两套地层仍属气候比较干燥条件下的沉积。

**早更新统(Q<sub>2</sub>)** 一般下部为灰白粘土质砾石层或砂砾层(即雨花台砾石层及与其相当的层位),上部为灰黑、灰绿色粘土、砂质粘土与砂层相间,并以夹有灰白色粘土及泥炭层为特征。在洞庭湖中还有一种含一定数量有机质的杂色斑状粘土存在。在波阳湖则相变为下网纹组。从区域对比上不难确定,下网纹组与波阳冰碛两者属同时异相的沉积。我们也曾发现,洞庭湖西部津市的黄姑山也有这一时期的冰碛泥砾存在(照片 13)<sup>[75]</sup>。此外在洞庭湖澧县武家峪更有这一时期在特殊条件下形成的盐湖相沉积(照片 14)<sup>[44]</sup>。

**中更新统(Q<sub>3</sub>)** 系区域性标准层,在广大地区岩性稳定、岩相相似。下部为巨厚的砾石层(即白砂井砾石层及与其相当的层位,有时夹铁盘),上部为网纹红土,合而为上网纹组,并与大姑冰碛组成相变。此外,在洞庭湖范围之内,在那些沉积后基本上没有抬升的湖盆中部地区,仍保留有这一时期的湖积层——蓝灰、灰黑色淤泥、粉砂质淤泥夹砂层(南县);在上海地区有这一时期的海侵沉积发生——灰黑色砂质淤泥、淤泥夹细砂层,含有孔虫等。这次海侵西抵杭州。

发生于第四纪早、中期的湿热化作用是如此的强烈,相当广泛地使当时的许多沉积物都变成了网纹红土,原始沉积结构几破坏殆尽,这也说明本区没有干燥的间雨期存在。

**晚更新世(Q<sub>4</sub>)**: 广大地区以下蜀组类黄土堆积(夹棕色古土壤剖面,有时具底砾层)为特征,或者是以红土、组成低阶地的河流泛滥层以及古河床堆积物为代表。在洞庭湖与波阳湖中部广大地区,都未发现过相应的沉积层位。这是由于晚更新世气候比较干燥,而地壳运动又带有普遍陆升的性质<sup>[5]</sup>,因此,湖积平原在这时变成了水网微弱割切的洼地,使 Q<sub>3</sub> 的分布只是局限于古平原的沟谷之中,钻井中大多没有遇到。同时,正是由于这种

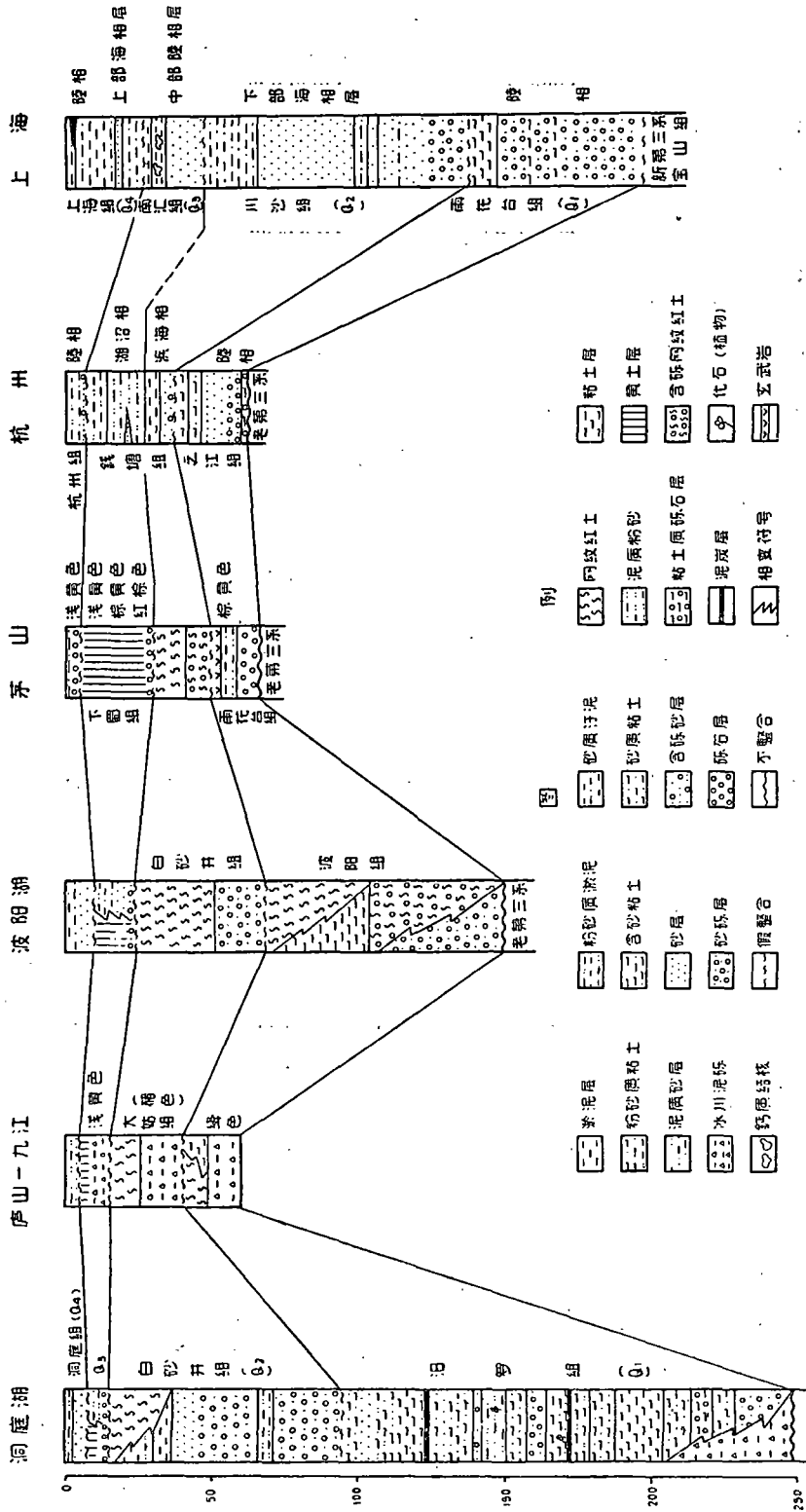


图1 长江下游区域地层对比图

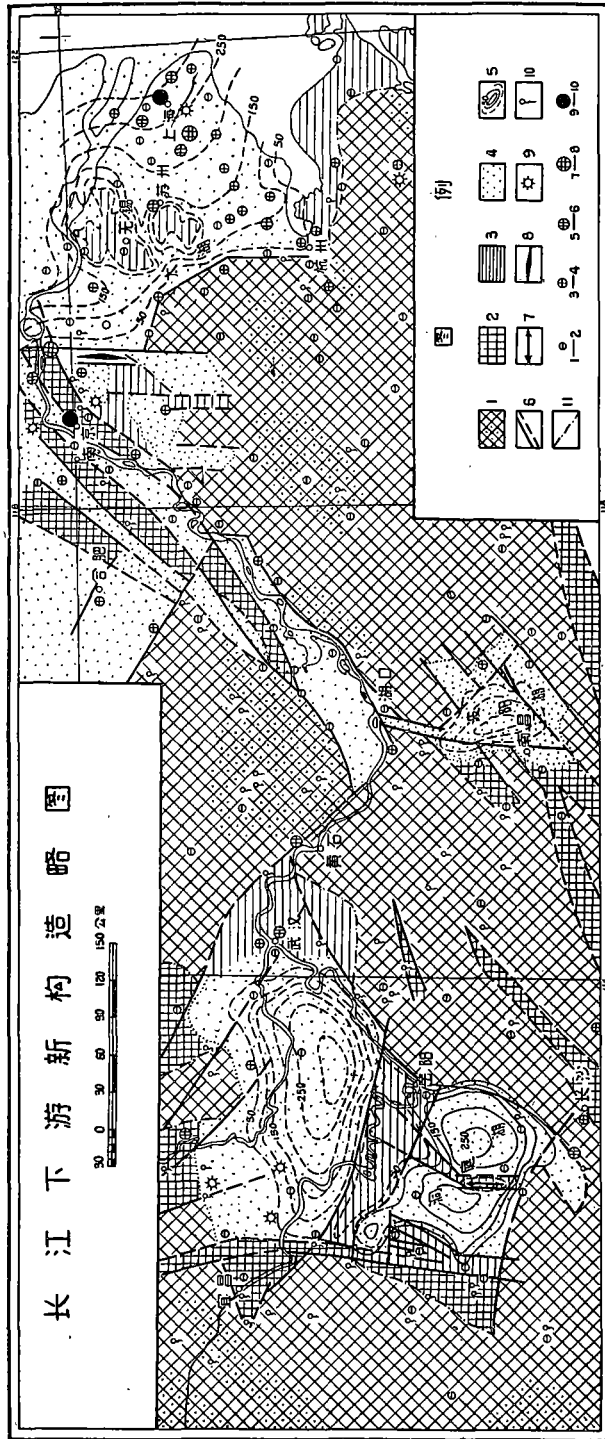


图2 长江下游新构造略图

1. 强烈隆起带：具继承性，系经晚第三纪长期夷平作用，而后间歇性强烈升起之古生界或前震旦系的再生山地，普遍发育有3-4级夷平面，向东海拔逐渐低，多次成为冰川活动的场所（图例中的点号代表已证实有冰川遗迹的地区）。2. 中等强度隆起带：一种是与强烈隆起带的特点相似，而隆起幅度较小；另一种是早第三纪拗陷，经褶皱后，又经晚第三纪长期夷平作用，而后间歇性升起之红色丘陵地区。本带第四系很薄或缺失，有的已证实有过第四纪冰川活动。3. 微弱隆起带：上新世或第四纪以来以微弱的间歇性隆起为特征；第四系沉积不厚或缺失；有时甚至代表那些沉降区中的相对隆起带。4. 断陷带：上新世或第四纪以来表现为继承性下沉的地区，有相当厚的第四纪沉积，是湖泊发育的场所。5. 第四系厚度等值线。6. 比较可靠的与推断的新断裂或继承性新断裂。7. 新背斜。8. 拱曲。9. 在新构造运动中有过火山喷发的地点。10. 温泉。11. 新构造分区界线。12. 曾有过破坏性地震或大地震发生的地点（数字代表次数）。

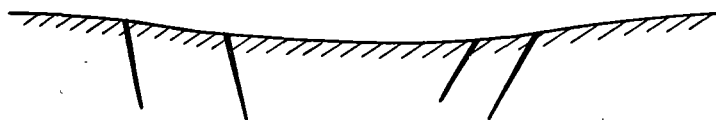
地壳运动的性质,使上海地区发生了海退,又沉积了陆相——灰绿色、黄褐色淤泥、砂质淤泥夹钙质结核层。

**全新世 ( $Q_4$ ):** 一般下部为砂层或含砾砂层,上部为灰黑色淤泥、砂质淤泥夹泥炭,组成目前的湖积-冲积平原。在这个时期中,上海地区又发生了一次海侵、海退的过程。

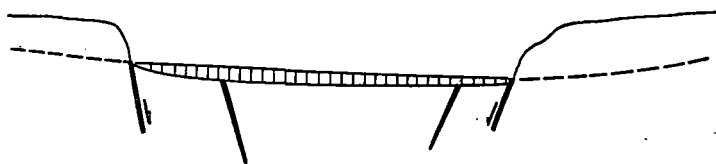
#### 四、新构造运动

本区在经过了早第三纪末期强烈的褶皱块断运动之后(图2),在新第三纪经历了漫长的夷平、填平时期,并最终形成了一个起伏不大的夷平的地表(即统一的古夷平面);而在第四纪所发生的事情就是这个夷平面在新构造运动中开始走向破坏和解体,级级抬升,造成新的山系(本质上不同于地槽迴返)<sup>[22]</sup>,有的地区又重新陷落为盆地(长江三角洲地区的陷落要早些,始于上新世)。因此,本区的新构造运动开始于上新世或第四纪之初,湖泊的形成与此密切相关。在这里,我们认为,必须把夷平面的形成时期与后继的几次间歇性抬升时期区别开来<sup>[71,81]</sup>。自然,不应排斥在每一抬升之后,会形成一些新的局部的夷平面,反映为山前台阶(图3)。故本区普遍发育的3级夷平面(表3),都应该是在新第三纪古老

(一) 新第三纪末期: 统一的夷平面形成



(二)  $Q_1$ 时期: 开始古夷平面第一次解体;最终又有新夷平面即山前台阶形成



(三)  $Q_{II}$ 时期: 开始夷平面第二次解体;最终又有更新的夷平面形成

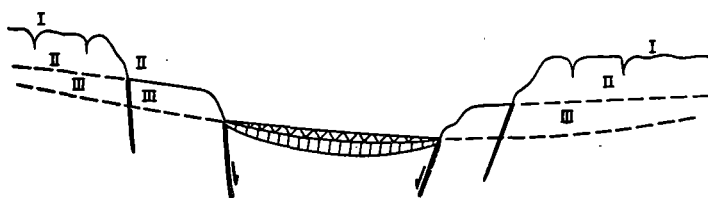


图3 夷平面形成与发展简化示意图

夷平面的基础上经过三次抬升与发展而成的。根据第四纪地层剖面的旋迴性与沉积间断等判断,它们抬升的时间应分别发生在  $N_2$  与  $Q_1$  之间,  $Q_1$  与  $Q_2$  之间,和  $Q_3$  时期。这样,我们就可以把剥蚀区的一组侵蚀地貌与堆积区的一组沉积特征有机地联系起来,进一步说明本区地貌发展的过程及其新构造性质。兹将洞庭湖、波阳湖和太湖新构造特征分别简述如下:

(一) 洞庭湖的新构造运动特征 (图 4)

1. 沉陷 前已述及, 现今的洞庭湖是横跨在三个早期第三纪的红色沉积盆地之上。这些红色盆地在早第三纪之末发生了强烈的褶皱之后, 经晚第三纪被强烈的剝蚀作用所

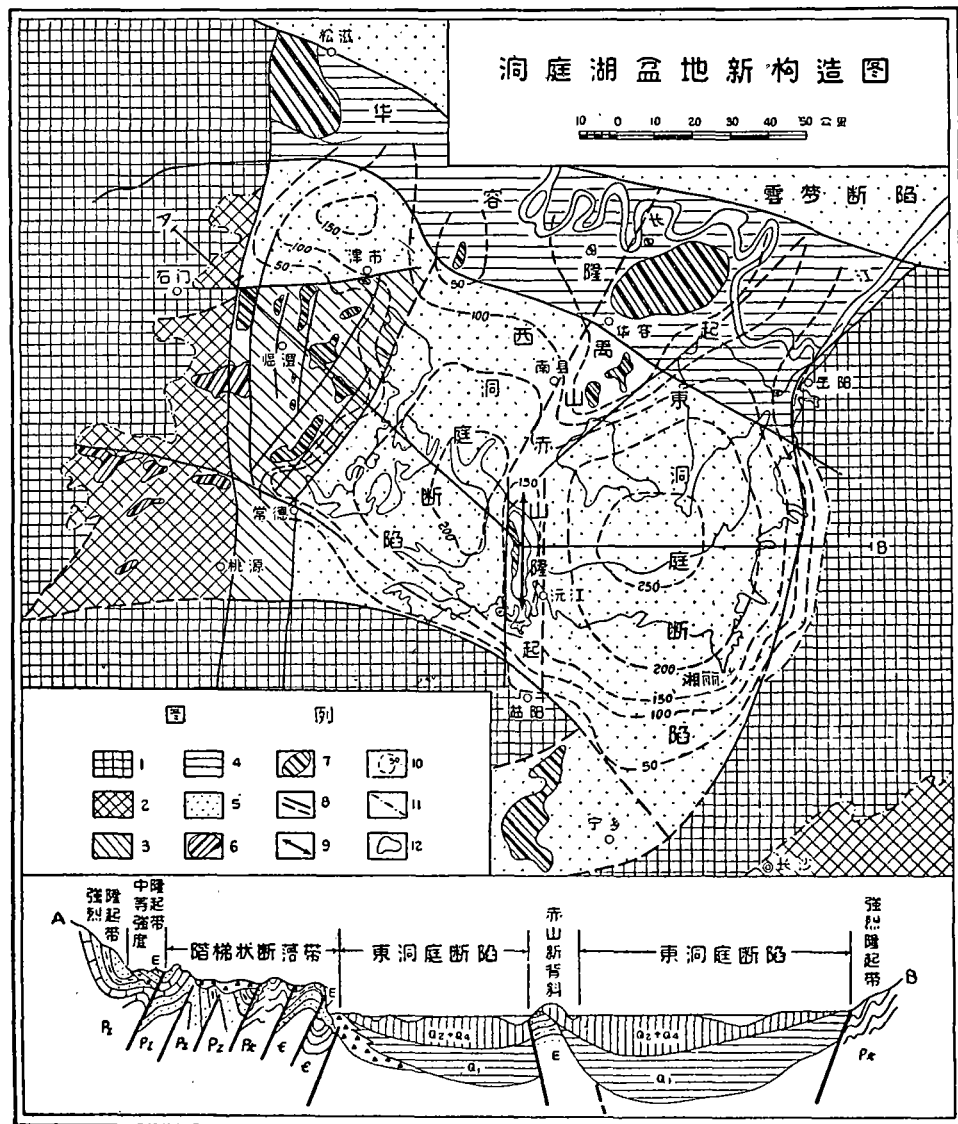


图 4 洞庭湖盆地新构造图

1. 强烈隆起带: 具继承性, 系经晚第三纪长期夷平作用, 而后间歇性强烈升起的古生界或前震旦系的再生山地, 普遍发育有 3-4 级夷平面, 多次成为冰川活动的场所。2. 中等强度隆起带: 早第三纪拗陷, 经衡山运动褶皱, 又经晚第三纪长期夷平作用, 而后升起的红色丘陵地区, 海拔一般不超过 600 米, 亦曾有过冰川活动, 第四系缺失或很薄。3. 阶梯状断落带: 以块断差异隆起为特征, 有巨厚的冰川堆积物; 4. 微弱隆起带: a. 华容隆起, 具继承性, 第四系最厚仅数十米, 近期有明显沉降, 荆江河曲带入侵其上; b. 禹山-赤山隆起: 第四纪之初开始隆起,  $Q_1$  以后加剧, 第四系显著减薄, 北段具继承性; 5. 第四纪断陷带: 沉降幅度在 150—300 米, 是湖泊与冲积平原发育的场所。6. 前第三纪孤丘和露头。7. 前第四纪孤丘或露头。8. 比较可靠的和推测的新断裂或继承性新断裂。9. 赤山新背斜: 第四系厚 100 米左右, 于第四纪曾多次隆起, 造成轴部  $Q_1$  缺失,  $Q_1$  与  $Q_2$  为不整合,  $Q_2$  组成背斜。10. 第四系厚度等值线。11. 新构造分界线。12. 湖泊。Pt. 元古界; Pz. 古生界;  $\epsilon$ . 寒武系;  $Q_1$ - $Q_4$ . 第四系。

夷平。随着新构造运动的来临,夷平面在第四纪之初的断块差异运动中迅速解体,洞庭湖区形成拗陷,并重新开始接受沉积。钻井资料证明,第四纪洞庭湖的沉降幅度已达220(西)—270米(东)。这种沉降的趋势,迄今犹然<sup>[8]</sup>。

**2. 新断裂** 洞庭湖的沉降具有断陷或块断差异运动的性质,是十分明显的。第一,湖盆的东、西两界是分别为两条巨大的南北向断裂所限。在断裂的两侧,一面是高山崛起,一面是低矮的丘陵、平原,这种对照鲜明的地貌景观,反映了断裂活动的新构造性质。同时,西侧的断裂又横切下第三系,自此而东,第三系几不复出露,界限十分截然,亦为其新构造性质之明证。第二,洞庭湖第四系等厚图(见图5)反映出湖盆基底的边坡陡峻,而

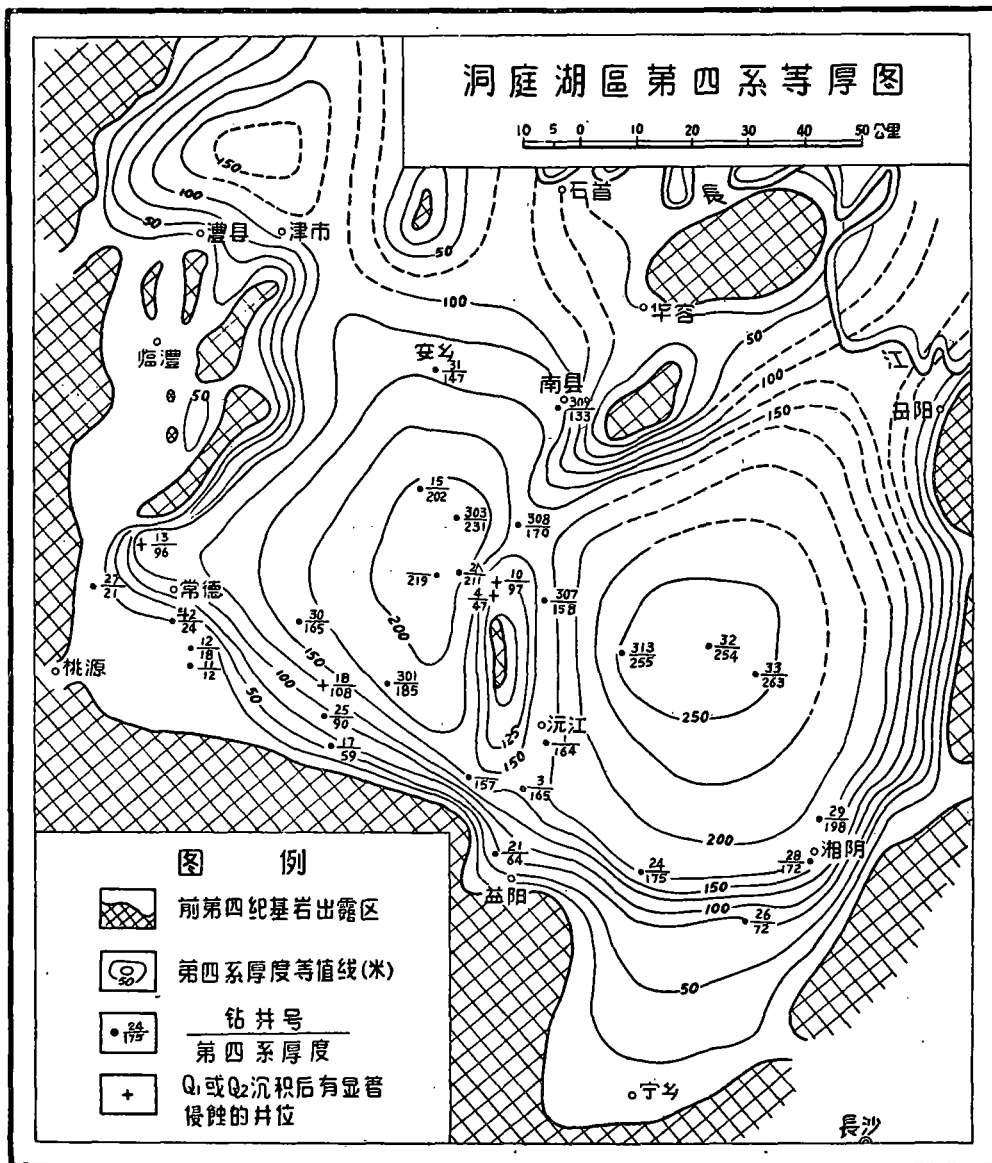


图5 洞庭湖第四系等厚图

中部变化和缓,成为“U”形,证明了湖盆的东、西两界以及南界有新断裂存在。第三,沿断裂两侧多温泉并常有破坏性地震发生,亦可引以为证。

洞庭湖区是南北向新断裂最为发育的场所,除上述外还有以下两条:

**德山新断裂** 位于常德市德山西麓,在地貌上构成山岭与平原的分界,并有一条南来的小河顺断层向北注入沅江。看来,这条断裂至少从  $Q_1$  末期即已开始活动,其结果是,使东盘的  $Q_1$  上部地层缺失—— $Q_1$  与  $Q_2$  的底砾层直接接触。它向北延伸与太阳山东麓新断裂相接。

太阳山是一个北东向的继承性新构造隆起——地垒。其两侧的断裂与重力异常带吻合,在早第三纪时,它是常桃盆地中的一个狭长的岛屿;第四纪时,由于它强烈隆起而一度成为冰川活动的场所<sup>[75]</sup>,周围常有强震发生;目前其顶峰海拔 560 米,以 500 米的高差峙立于平原之上,迄今东麓断崖犹新。这些都显示了太阳山地垒具有新构造继承性活动的特征。

在洞庭湖西部新构造线近南北方向,第三纪的构造线或继承性新构造线作北东方向,两者以 30—40 度交角共同把湖盆西缘切成了一种差异跌落的形势,造成了一个相当宽的阶梯状差异断落带。

**赤山新断裂** 这一断裂在一切基本特征方面几乎都与德山新断裂相似。赤山是湖盆中部由第四系组成的一座孤山,海拔 120—130 米,峙立于湖中。断裂位于山的西麓,第四系断距达 200 米左右。上升盘的  $Q_1$  地层在部分地区已被侵蚀殆尽,证明其活动至少是从  $Q_1$  末期开始的。这条断裂亦为南北方向,向北延伸也是同一条北东方向的继承性新断裂(即目平湖隆起北段西缘断裂)相接。

**3. 赤山新背斜** 发生在第四系中以前尚少报导。由于它地处湖盆中部,第四纪以来常发生显著的活动,因此,在湖泊的形成与发展中有着重大作用,甚至控制着岩相变化(见图 6)。这是一个南北向与赤山新断裂伴生的背斜构造(见图 7),轴部有经和缓褶皱与

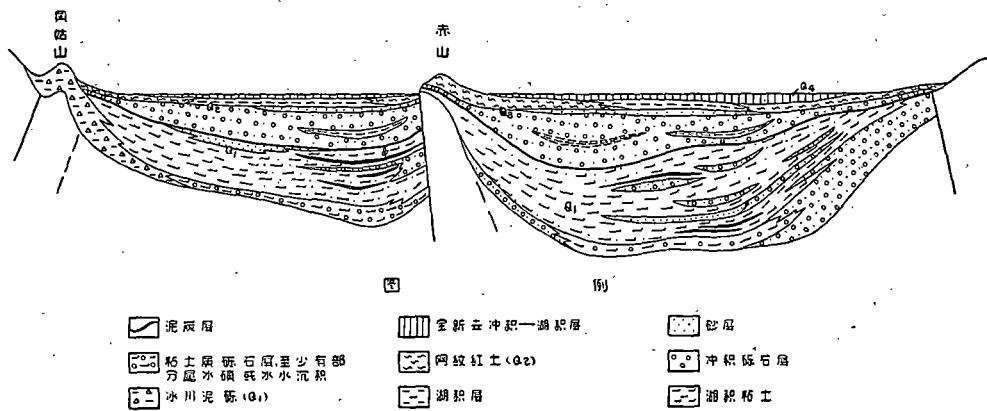
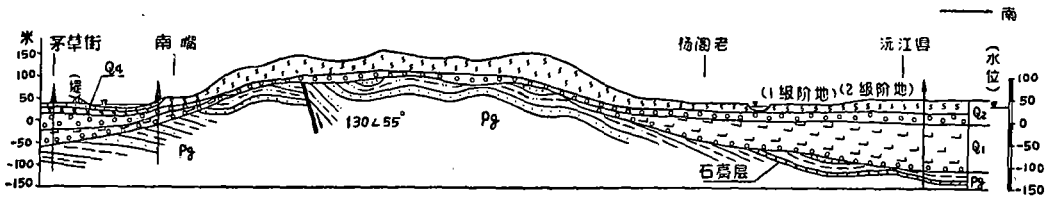


图 6 洞庭湖东西向第四系综合构造岩相变化的横剖面

断裂的下第三系出露,其上为早更新世汨罗组所不整合(照片 15);汨罗组本身在轴部已被侵蚀殆尽,并与白砂井组( $Q_2$ )成微角度不整合接触(见图 8);而白砂井组超覆于下伏地层之上组成一个完整的背斜层。由此可见,洞庭湖中这座相对高差约 100 米的孤山是非





比例尺：水平 1:100,000；垂直 1:10,000

图7 洞庭湖中部赤山新背斜(第四系)南北向横剖面图

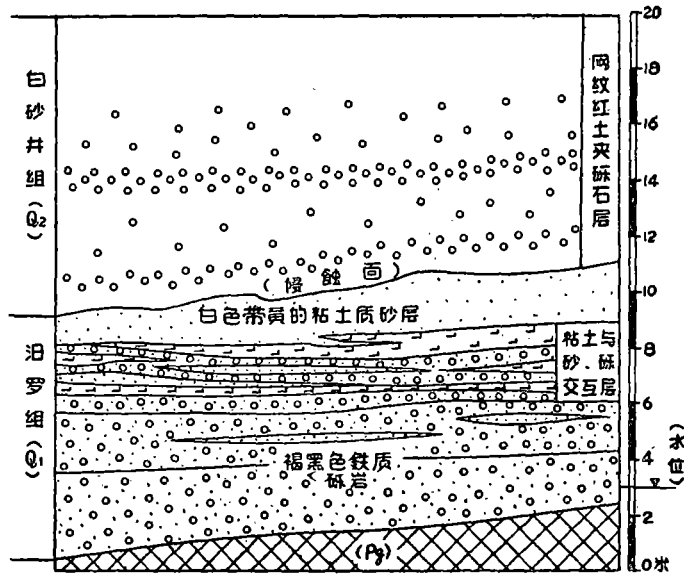


图8 赤山北部西麓湖滨南嘴黑石崖素描剖面图

常年青的。在早更新世尚未升起,或者说还只是一座被掩埋于当时沉积层下而升起于  $Q_1$  之初的潜山(图 10, 29a)。在  $Q_1$  末期,它开始伴随西侧的断裂发生背斜隆起,使其顶部的汨罗组遭受侵蚀,而后于  $Q_2$  时期沉积了白砂井组。 $Q_2$  末期,它再度升起,从而基本成为现今的形态。在这以后所发生的事情只是背斜继续加强,这种作用一直延续到现在。

同我国广大地区一样,洞庭湖的新构造运动也具有间歇性的特征。在沉积上,它反映为沉积的旋迴性以及发生于各组地层之间的四次沉积间断。在地貌上,为湖区周围夷平面的间歇性抬升和阶地的形成所证实。目前环湖分布的堆积阶地,一般是从  $Q_2$  末期以来在间歇性升降运动中形成的,而第四纪前半期的大多已被后来的沉积所掩埋了。不过,在入湖水系的两岸一般可以看到 3—4 级基座阶地,它们是第四纪以来几次间歇性升降运动的完整记录。

洞庭湖的形成是区域性新构造块断差异运动的结果。具体在湖区之内,这种差异性也十分明显。洞庭湖被赤山新背斜分成拗陷强度不等的东、西两个部分,以及两个拗陷本身不同时代的最大沉降带偏于东部(一般具有继承性),都是新构造差异运动的反映(图 10)。

另外,继承性差异运动使华容隆起组成了洞庭与云梦拗陷的天然分界;而隆起本身的

上升作用又远不及洞庭湖其它周缘, 是新构造差异运动的又一明证。华容隆起是一个比较稳定的继承性新构造单位。它在早第三纪即已存在, 其上, 下第三系较之两侧大大减薄, 在不少地点缺失。在早-中更新世, 它曾经发生比较普遍的微弱沉降, 接受了厚不及 100 米的沉积。在晚更新世有轻微的抬升, 形成了两级高度不大的阶地, 阶差远低于其他地区。全新世以来, 它又开始沉降, 产生了阶地埋藏<sup>[8, 45]</sup>以及荆江河曲入侵其上的现象<sup>[56]</sup>。这种沉降的趋势现已为大地测量资料所完全证实了<sup>[8]</sup>。

近期的差异运动, 在河流的发育上表现明显。澧水出武陵山至津市一段, 紧迫南侧的山麓时, 而切出壁陡的蚀崖向东流注, 并在其北侧留下一片冲积平原。过津市后, 由于再没有山岭阻挡它的南蚀力量, 遂即直转南下<sup>[45]</sup>。其它如沅江、资水, 在新构造南北差异运动影响下的南迁趋向也很明显。不论它们在山区的流向如何, 只要一进入湖区即向南偏移, 主流成为东西方向。其中特别是资水, 竟将其三角洲的大半留在北侧, 主流却向东注入湘江。

## (二) 波阳湖的新构造运动特征 (图 9)

由于波阳湖和洞庭湖都是江南台背斜上的新构造断陷湖泊, 所以它们的新构造特征有许多相似之处。同时, 波阳湖也是在早第三纪红色盆地经褶皱、夷平之后, 在第四纪之初在块断差异运动中形成的。看来, 只不过拗陷强度不及洞庭湖而已。

新断裂同样是波阳湖显著的新构造特征之一。制约着湖盆东南边界的进贤-余干大断裂 (北东向) 和南北向横穿湖盆的南昌-湖口大断裂, 都具有继承性新构造断裂的性质。前者构成对照鲜明的地貌景观; 后者, 在地貌上的对照性也相当明显, 它与堆积阶地和基座阶地的前缘线吻合, 并构成赣江三角洲的天然西界。赣江入湖之后, 主流基本上是沿着这条新断裂向北流注, 通过湖口新构造断陷带直达长江。前已述及, 波阳湖的主体是搁置在构造线作北东方向的怀玉台凸之上, 新构造线深受其影响, 具有继承性活动的特征。湖中的孤山、岛屿, 均分布于东北部, 通常具北东方向, 无一不是受这组构造线的控制, 并显示出台凸西南部在第四纪向湖区倾没的形势。

在新构造运动中, 湖盆东南部明显的具有阶梯状断落的性质 (类似洞庭湖西部)。其断裂之一已于前述。为了阐明另一条断裂, 下面我们先从纱帽山拱曲谈起。

纱帽山是波阳湖区最大的一座孤山, 位湖盆东南部、瑞洪镇的东北, 海拔约 200 米, 由板溪系所组成, 成北东方向延伸。山的两侧为断裂所限, 这点在地貌上相当明显; 而山顶常较为平坦, 一些高度相近的顶峯, 勾画出夷平面顺山体走向作弓形弯曲的特性, 向两端逐渐倾没。可见, 拱曲作用是与断裂伴生的。

纱帽山山麓的新断裂, 向东北延伸, 看来是与乐平断陷西北缘的断线属于一个系统; 而向西南追索, 它恰与湖盆东南部阶地的前缘线相接。这个事实表明, 阶地前缘线的齐一性质是受新构造断裂所控制的, 具有新构造断裂成因。

关于波阳湖的沉降, 我们业已在地貌部分阐述过了。另外, 波阳湖的第四纪强烈拗陷带应该是紧靠南昌-湖口新断裂, 而目前湖体偏向东南的情况, 只不过是三角洲冲积填淤的结果。

关于波阳湖新构造运动的间歇性、差异性, 基本情况与洞庭湖相似, 故此不再作详细

的说明。应该提到的是,在  $Q_1$  时期,波阳湖的间歇性升降运动,看来比洞庭湖更为显著和广泛,致使  $Q_1$  的地层在其沉积之后,因抬升而经受了相当普遍的湿热风化,形成了下网纹层。

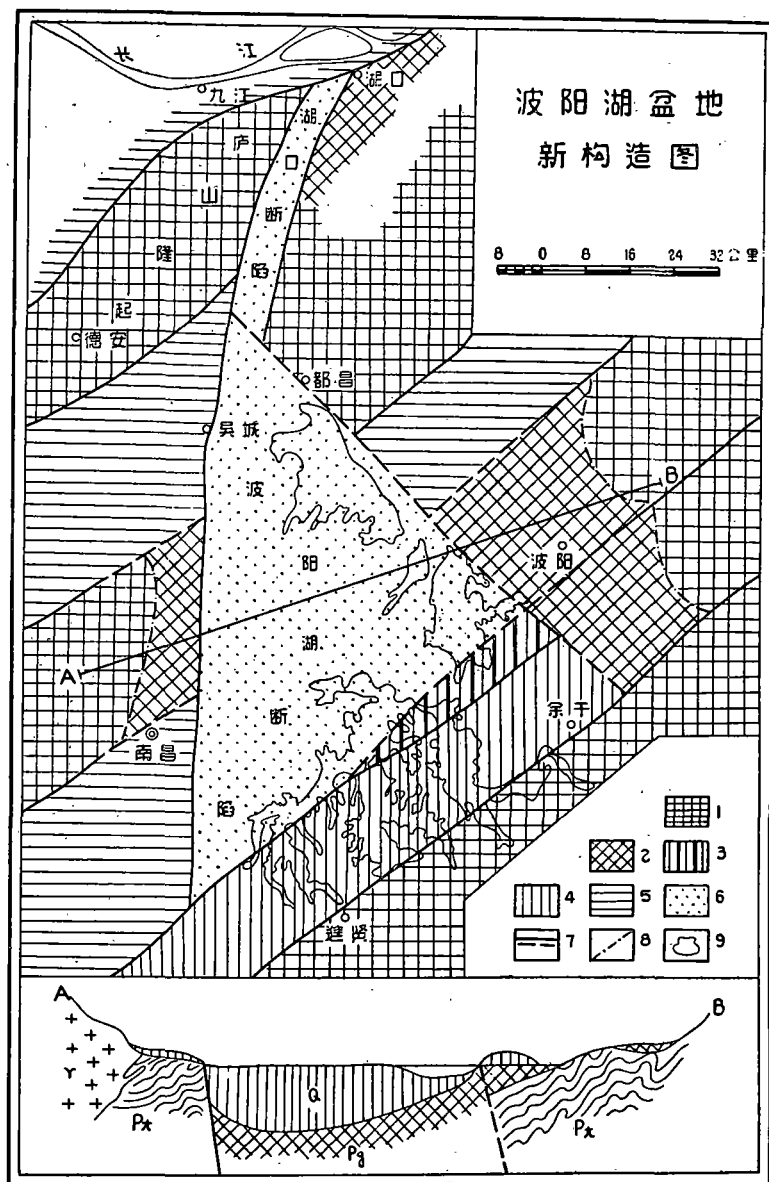


图9 波阳湖盆地新构造图

1. 强烈隆起带: 具继承性, 系经晚第三纪长期夷平作用, 而后间歇性强烈升起的前震旦系的再生山地, 普遍发育有 3—4 级夷平面, 多次成为冰川活动的场所。2. 强烈隆起带的倾伏部分: 有的具继承性, 由前震旦系或老第三系组成基座的侵蚀-堆积阶地分布普遍, 第四系很薄。3. 纱帽山拱曲。4. 阶梯状断落带: 早、中更新世断陷, 接受了厚 50 米左右的沉积, 晚更新世微有抬升, 而全新世沉降作用明显, 湖泊入侵其上。5. 微弱断陷带: 早第三纪拗陷, 经褶皱, 又经晚第三纪夷平, 第四纪曾发生微弱断陷作用, 目前基座阶地广泛分布。6. 强烈断陷带: 具继承性, 第四系可能厚 150—180 米, 是湖泊与冲积平原发育的主要场所。7. 比较可靠的和推测的新断裂或继承性断裂。8. 分界线。9. 湖泊。Pt. 元古界; Pg. 老第三系; Q. 第四系。

### (三) 太湖的新构造运动特征

在新构造运动中,太湖与整个长江三角洲一起,表现出大面积的强烈沉降;在这个背景上,微弱的差异运动使太湖东面由许多断块孤丘组成的那条南北向的陆屿,微有抬升,其两侧拗陷更强,出现洼地。这是本区新构造运动的基本特色,它与洞庭湖、波阳湖的新构造特征,有明显的差别。

长江三角洲的普遍沉陷,早于洞庭湖和波阳湖地区,是从上新世开始的,这时曾发生短暂的海侵;而影响及于太湖、杭州一带,主要还是在第四纪之初。迄今,太湖地区的沉降幅度,已达 200 米。总的来说,太湖-吴淞断陷是从第三纪晚期开始逐渐形成的。

如果不考虑第四纪沉积,那末,长江三角洲地区实际上属于大陆斜坡的一部分,包括在我国大陆向太平洋断落的范围之内。而太湖又更处于构造的转折地带。所以,这里地震活动相当频繁。据公元前 288 年以来不完全的记载,不少地点的破坏性地震一般是 5 次左右,最高达 10 次,明显地高于洞庭湖与波阳湖地区。而且,自新第三纪以来还曾有过 1—2 期火山喷发。这些都表明了这个看来平静的地区,实际上新构造运动是相当强烈的。

长江三角洲新构造运动的间歇性,一方面反映在阶地和夷平面上(表 3);另一方面,则反映为沉积的旋迴性,以及反复三次的海侵、海退旋迴(分属上新世、中-晚更新世和全新世)。看来,其达于太湖地区者,仅只中-晚更新世和全新世的这两次。

## 五、湖泊的形成与发展及长江中、下游水系发育史略

### (一) 洞庭湖与波阳湖的历史

这两个湖泊的形成与发展历史,基本相同,故此一并加以讨论<sup>4)</sup>。

根据前文的论述可知:江南台背斜在中生代末期与第三纪之初,曾一度经受过强烈的夷平作用;在喜马拉雅运动中,随着鄂西期夷平面上升的同时,两湖及其邻近地区,在差异块断作用的影响下,产生了一系列北东向早第三纪的强烈断陷盆地,这时气候干燥,所以它们都是高矿质的咸水湖泊;经过早第三纪末的衡山运动,又经新第三纪的夷平,这些盐湖就早已消失得无影无踪了。这就是有关洞庭湖、波阳湖形成之前的地质发展历史的概貌。

第四纪初(即早更新世初期),随着新构造运动的来临,新第三纪夷平面发生解体。极为强烈的块断差异运动,使两湖旁侧地区的第 I 级夷平面迅速抬升。与此同时,两湖地区本身则开始强烈断陷,导致了洞庭湖与波阳湖的形成。所以说,这两个湖泊均属新构造断陷湖泊,产生于第四纪之初。湖泊的范围,从一开始,洞庭湖就囊括了二个半早第三纪的盐湖区;波阳湖则位于早第三纪几个北东向盐湖汇集的地带(波阳红色盆地的中部)。

4) 1959 年,尹国康等对“洞庭湖的形成及其演变”曾有过如下的描述<sup>[9]</sup>:洞庭湖是中生代末期燕山运动中所形成的一系列地堑盆地之一,第四继承着第三纪的拗陷;这里在早更新世是一片冲积平原;在中更新世“湖泊水面仅限于东部小部分地区”;在晚更新世,湖水扩展,成为“湖泊的全盛时期”;全新世初,水域“又曾一度退缩”……。我们认为,这一意见有许多地方值得商榷。

发生在第四纪之初的差异升降运动是如此的强烈,看来,垂向运动幅度已达2,000米以上。那些上升的块体越过了雪线,本区自中生代以来气候第一次转向寒湿,波阳冰期到来。这时,实际上两湖都成了高山冰川所环绕的湖泊。在洞庭湖,当时的冰川至少已经部分到达现今的湖岸线附近。洞庭湖 $Q_1$ (汨罗组)底砾层的厚度具有自湖盆周围向中部急剧减薄以至尖灭的特性(这与 $Q_2^{+2}$ 相反,见图6, 10, 29c), 结合其出露于湖盆中部者属河流相或冰水沉积(赤山), 而向外又有冰碛泥砾存在<sup>[84]</sup>, 两者组成同时异相的事实,说明它在第四纪之初并未成为冰雪盆地(波阳湖更是如此)。这里为波阳冰期属山岳冰川提供了又一例证<sup>[24]</sup>。

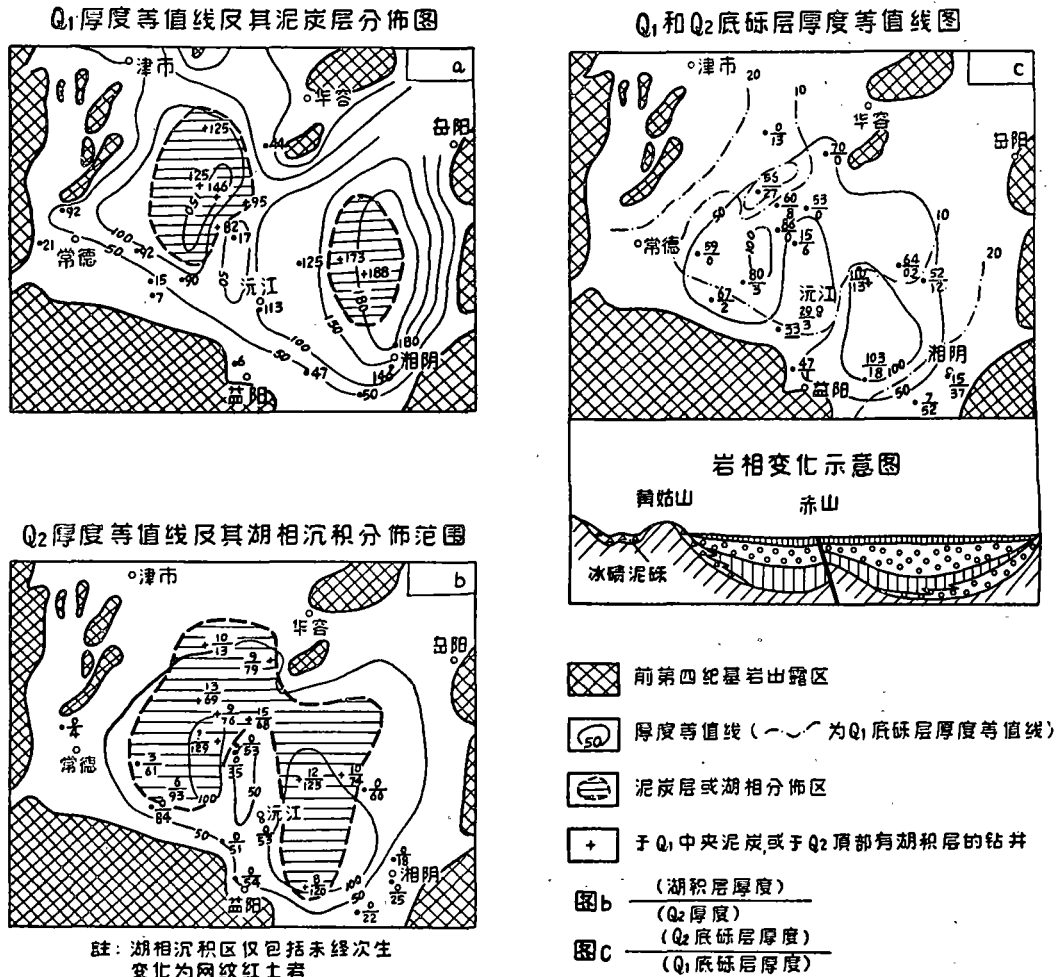


图10 洞庭湖早-中更新世厚度岩相变化图

在早更新世中期,地形的高差逐渐削弱或变小,气候也逐渐转向温湿。随着冰川的消融,大量的水流(融雪水与降水)汇集于盆地之中,湖泊水域极度扩展,出现了第一个全盛时期。由于气候温湿,而湖盆的沉降与堆积有时处于均衡状态,所以曾几度出现沼泽化现象(波阳湖尚有待钻井验证),形成不止一次的泥炭堆积(见图6, 10-29a)。看来,在 $Q_1$ 整个时期,湖水并不很深,属断陷式平浅型湖泊的可能很大,并有一种斑杂色粘土的形成。

早更新世晚期(间冰期)湖盆出现迴升的迹象,地形起伏强度进一步减小,这时冰川完全消失了,气候湿热。在这种情况下,湖泊的水域明显缩小,尤以波阳湖为最。具体说来:波阳湖除中部小块地区以外,都被抬出水面,沉积物经受了强烈的湿热风化,形成了下网纹层;洞庭湖的抬升与缩小,虽不及波阳湖显著,只是湖盆外缘的沉积物受到了一定程度的侵蚀和微弱湿热风化的影响。但是,洞庭湖中部的赤山这时已开始伴随断裂作用发生隆起, $Q_1$  地层遭受侵蚀,洞庭湖逐渐被明显地分成东西两部(见图 10-29a)。

中更新世初期(相当于大姑冰期的谷山段),第二次强烈的新构造块断差异运动来临,在两湖旁侧第 II 级夷平面迅速抬升的同时,湖盆又重新开始强烈断陷。看来,这次差异升降运动虽然也使上升的块体达到雪线以上,本区出现第二次冰期(大姑冰期)。但这次运动的幅度及与此有关的冰川的发育和展布均稍逊于第一次,而它延续的时间却较长,直到中更新世中期之初还相当显著。在这种情况下,退缩中的大姑期的冰川中途发生停顿,使其能够将其分为谷山、高垅两段(分属  $Q_2^1$ 、 $Q_2^2$ )<sup>[39]</sup>。这与湖盆中的沉积情况恰相对应(以洞庭湖为例):由于这次冰期持续的时间较长,并且是在波阳冰期的基础上加深对岩石的物理风化,加以水流极为强盛,因此在盆地中填充了很厚的砾石层;由于在冰川退缩中有一个短暂的停顿时期出现,这时碎屑物质对拗陷的补给相对减弱,出现洼地,因此于砾石层中常可见到一层厚数米至 10 米左右的粘土,说明在中更新世早期之末( $Q_2^1$  末)盆地曾一度聚水成湖;由于冰川展布的范围相对小些,未能到达湖滨地带,所以盆地中以洪积-冲积砾石堆积为特征。

由此可见,在中更新世早期一中期前半段时间,湖泊消失了,而河流极为强盛,在湖区形成一片砂砾冲积平原,和很厚的砂砾堆积,仅在  $Q_2^1$  末期出现过短暂的面积不大的湖泊。

从中更新世中期的后半段时间( $Q_2^2$  末)开始,地形起伏减弱,气候转暖,出现温湿气候,伴随冰川的消退盆地又一次大规模的聚水成湖,这是湖泊演化中的第二个全盛时期。且水域面积并不亚于第一次。中更新世晚期( $Q_2^3$ , 间冰期),湖盆出现更为明显的迴升迹象,地形起伏强度减小,冰川已完全消失,气候湿热,湖泊水域更为明显地缩小。这时的波阳湖也许只剩下赣江等水道,前期( $Q_2^{1+2}$ )的沉积物几乎全部经受了强烈的湿热风化,形成了上网纹层;在洞庭湖,除东、西两湖中部以外的广大地区,湖相沉积同样遭受了湿热风化(图 10-29b)。同时,赤山又一次上升,在  $Q_2$  地层中造成背斜褶曲,洞庭湖更明显地分为东、西两部。应该说明,两湖地区的第 3 级阶地就是在这个时候开始形成的。

晚更新世,本区出现第三次块断差异运动,第 III 级夷平面抬升。这次运动不同以往,它的幅度较小,并带有普遍陆升的特征。看来,不同地区只是上升的幅度有别。在这种情况下,冰川仅在初期出现于那些抬升块体的顶部(庐山冰期),范围很小。在沉积上,只是形成了下蜀层类黄土堆积(夹棕色古土壤剖面)与河流泛滥层或红土,而一般湖相沉积消失。这些说明了本区当时气候较为干冷,地处我国北方干燥气候的边缘。同时,盆地呈现出一片水网割切的地貌景观,形成第 2 级阶地。这是湖泊第二次消失的时期;赤山更明显的隆起,基本上具备了现今的形态。

全新世,本区出现第四次块断差异运动,迄今尚未终结。目前,这次运动已在第 III 级夷平面之下形成了许多侵蚀台阶(最高海拔一般小于 250 米)。同时,本区进入了多雨的亚热带气候环境,盆地又聚水成湖,构成了本区第三次成湖时期。但是,湖泊水域较前缩

小,为第2或第3级阶地所限。这一时期,湖盆是以三角洲的发育为其特征。赣江三角洲将波阳湖水排挤于东南。并由于沉降作用,湖水入侵于晚更新世形成的阶地河谷之中,形成了一系列的岗间湖泊,终于形成了今日的湖区地貌。洞庭湖本身的水系,这时由于缺少冰川雪水的供给,顶托不住长江的水流。因此,长江则携带着大量泥砂倒灌于湖中,形成了大面积三角洲,湖泊日渐淤塞。同时,洞庭湖全新世新构造运动的差异性,那种相对北升南降的形势,强烈拗陷带的继承性特征,结合其余两个三角洲的围塞作用,遂造成了今日的湖泊水域被一系列三角洲所环绕,而本身大致构成“山”字形状。我们将以上所述湖泊的整个形成与演化的过程,综合在图11中,作为小结。

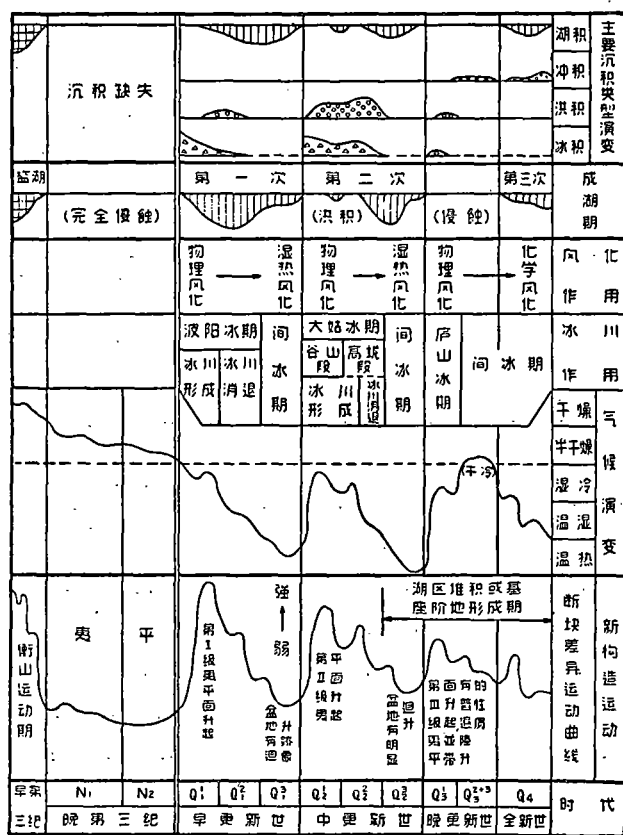


图11 洞庭湖和波阳湖湖泊的形成与发展图解

(二) 太湖的历史 (图12)<sup>5)</sup>

前曾提到,太湖盆地的基底极为起伏不平,并不构成一个四周严格为高山围绕的构造

5) 丁文江(1934)和汪胡桢(1936)早已提出<sup>[1, 43]</sup>,长江三角洲湖羣地区(太湖、阳城湖、淀山湖等)原先是一个与海相通的大盆地;由于扬子江与钱塘江的向东延伸与反曲,致将一部分海面环抱于内,及至两江江岸相遇,遂成内海;其西侧诸山水流的注入,久之盐分消失而成淡水湖。

1961年,姚秉衡纯粹根据冰期海面下降,间冰期海水回升的理论,提出太湖的演变是<sup>[47, 64]</sup>:太湖湖盆轮廓的奠定与形成,深受北东、北西和近乎东西这三组燕山期的断裂构造所控制;它在更新世的几次冰期与间冰期中,经历了一个“海湾—泻湖交替阶段”,即“从冰期—间冰期,然后向另一冰期转化时,凹陷部分则从泻湖

盆地,北、东、南三方面的潜山与地表山岭一起远不能组成完整的环抱湖盆的形势。在这种条件下,考虑到目前缺少太湖钻井剖面,因此借助上海与杭州两地的钻井资料,对太湖的形成与演变作出判断是较为可靠的。

长江三角洲地区于晚第三纪晚期( $N_2$ )沿太湖-吴淞断陷的西界发生沉陷,开始海侵。沉陷作用东早西晚,而影响明显地及于太湖地区使之接受沉积则是开始于第四纪的事情(常州、太湖、杭州的钻井于第四系之下均直接遇到下第三系及更老的地层)。

早更新世,随着第一次强烈的块断差异运动来临,太湖西侧的山块开始上升,在第 I 级夷平面上升的同时,太湖本身强烈沉降。这时太湖北、东、南三方面的断块,也开始上升,从夷平面的情况(见表 3)判断,一般其高度从 100 米左右增至 200 余米。这样,在新构造运动中于早更新世形成了太湖盆地。尽管它不很完整,向东不止一个出口,但终究已聚水成湖,接受了数十米的湖积层。太湖的  $Q_1$  地层,下部为砾石层,上部以具有灰白色粘土层为特征,这是同雨花台组和汨罗组的特点是一致的。并且,其未受到湿热风化的影响说明,太湖在晚更新世末期的回升迹象不很重要。另外,长江三角洲的钻井资料证明,早更新世并无海侵发生,若有,距太湖也至少在 100 公里以外。这就自然不可能设想它有冰期—泻湖、间冰期—海湾的发展历史<sup>[61]</sup>。

我们认为,太湖最初( $Q_1$ )是以一个外泄的淡水湖泊的面貌出现的。

中更新世(川沙组)随着第二次强烈的块断差异运动发生,在湖盆四周第 II 级夷平面上升的同时,太湖以及长江三角洲的其它地区强烈沉陷,发生了第四纪以来的第一次海侵。同时,考虑到中更新世是长江流域以及世界上很多地区洪积作用最强盛的一个时期,冰川消退,海水量在中更新世的增加,应该在一定程度上又加强了海侵的扩展。这次海侵已达杭州地区,使之有滨海相沉积产生;而由于太湖盆地的闭合情况不良,因此,我们认为这时太湖亦已成一片岛海,至少也已成海湾。

晚更新世(南汇组),第三次块断差异运动来临,第 III 级夷平面升起。由于这次运动的差异性不很强烈,带有普遍陆升的性质,所以长江三角洲海水退出,沉积了所谓“中部陆相层”。这个时期的太湖地区或许是一片河流泛滥平原,或许有时出现淡水湖泊(晚期),情况目前殊难完全断定。

全新世早期长江三角洲在块断差异运动的影响下又发生了第四纪以来的第二次海侵。据前人研究,海岸线直达太湖-吴淞断陷的西缘,南京、杭州地区,均成滨海。所以,太湖再度变为岛海或海湾。在这以后( $Q_1$  晚期)的发展历史,前人多有详述。那就是在长江与钱塘江两大三角洲及其砂嘴的围合下,太湖从原来的岛海、海湾,经泻湖阶段(指与海水有交换作用的时期),最后形成现今的淡水湖泊。这种情况,就其形成条件而言,是与洞庭湖区某些三角洲湖泊的形成条件基本一致的。

—海湾,然后又向泻湖过渡。”。在全新世,由于长江、钱塘江两大沙嘴的相对延伸、反曲、封闭,“使其间开阔的海湾又逐渐变成了泻湖”。[这点(指全新世的情况),1959年陈吉余等作过更详细的论证<sup>[48]</sup>,笔者基本同意]。

上述姚秉衡关于太湖更新世发展历史的设想,我们认为值得商榷。因为,它忽略了新构造块断差异运动在太湖演化中的意义。无数的事实证明,海平面的上升和对陆地的侵襲,或者相反的过程,是不可能完全用冰期与间冰期所导致的全球海水量的增减来予以解释的,而主要是由于地壳的升降所引起的<sup>[60]</sup>。



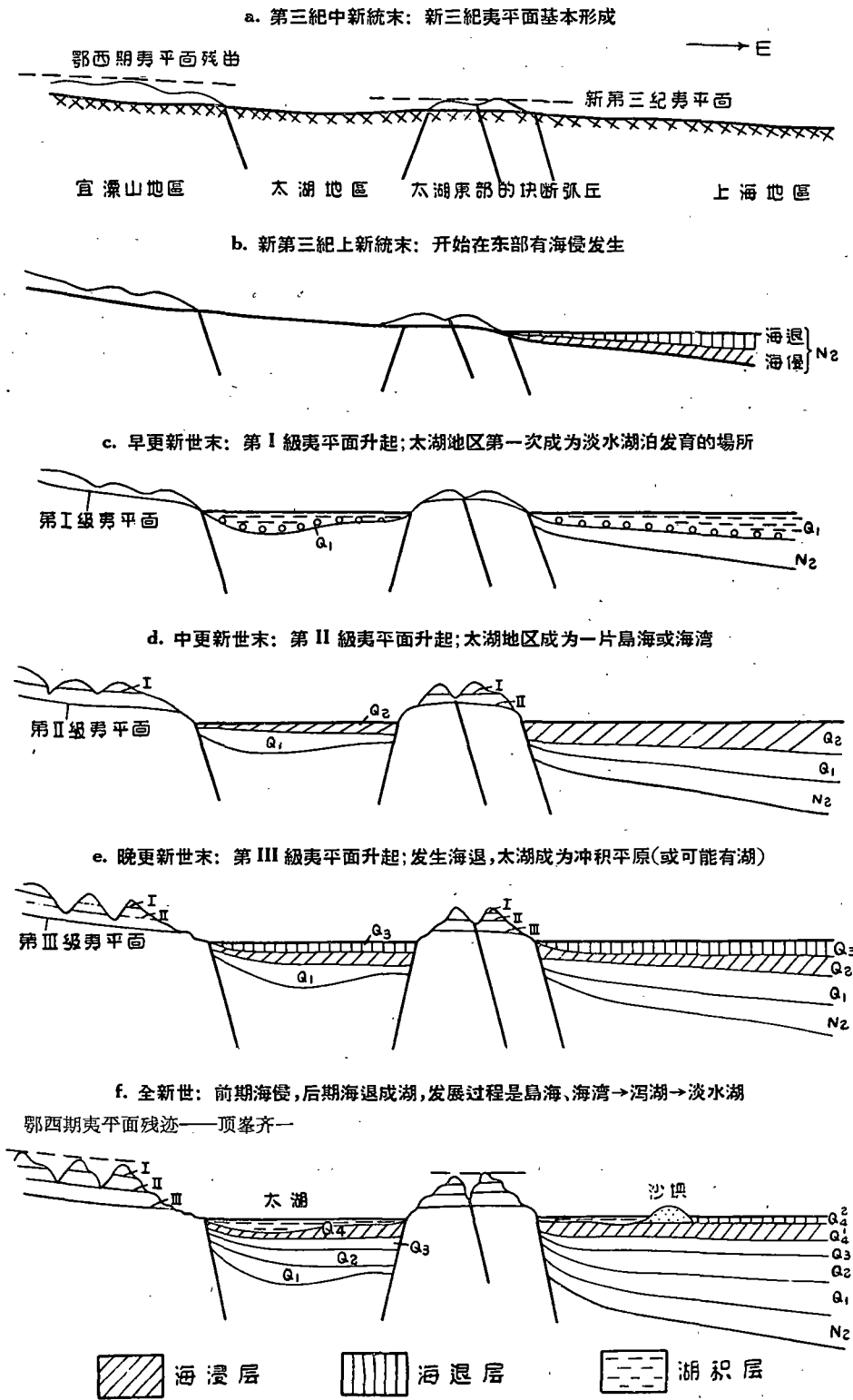


图 12 太湖形成与发展示意图

### (三) 长江中、下游水系发育史略<sup>6)</sup>

我们现据实地观测资料, 结合前人的论述<sup>[12, 29, 36, 40, 62, 63, 72]</sup>, 对长江发育历史, 提出以下的初步意见:

在中生代所谓长江水系还没有形成或不具雏形。当时长江中下游地区, 除四川盆地而外, 一般是以盆地式小型向心水系为特征。在早第三纪, 由于喜马拉雅运动的影响, 断陷作用加强, 盆地扩展, 形成了几个大型盆地, 出现大规模的盆地式向心水系。并且当时气候干燥, 蒸发强烈, 所以, 盐湖广布, 河流量不大, 其向源侵蚀不强。这些水系是(自东而西): (1) 东台盐湖水系(据钻井资料, 岩盐沉积可厚达数十公尺); (2) 波阳盐湖水系; (3) 洞庭-江汉盐湖湖群水系, 整个盆地包括江汉、常桃、东洞庭、宁乡、长沙等几个盐湖, 或许有的彼此相通。所特异者, 四川盆地这时却未聚水成湖, 使我们只能设想三峡地区在第三纪之初在喜马拉雅运动的影响下已经沟通, 导其水流而东, 汇集于江汉-洞庭湖盆地之中。宜昌一带, 所谓东湖系中之巨厚河流相砾岩, 可引以为证。另外, 长江流域地区的气候之所以如此干燥, 盐湖的分布直达滨海东台盆地, 未受大洋潮湿气流的影响, 我们认为, 这是由于日本本岛-琉球群岛在当时组成了一条环抱我国大陆的高山峻岭, 犹如美洲的科迪勒拉山脉一般, 阻挡了海洋气流<sup>[5]</sup>。

应当着重指出, 长江中下游水系的形成, 除三峡地区外, 还有必要在早第三纪之后穿通黄石(武汉与九江之间)、湖口(庐山东麓)这两道分水岭, 才能得以完成。

前面曾经提到, 新第三纪属半干燥气候, 是本区的强烈夷平期, 并最终形成了起伏不大的地表(夷平面)。这时, 即令这两道分水岭还存在, 也已经十分低矮。

第四纪初(Q<sub>1</sub>), 湖口分水岭在强烈的新构造块断差异运动作用下, 发生断陷, 再加上

6) 约在 2,500 年以前, 我国学者就开始了对于长江的考察<sup>[99]</sup>; 徐霞客(1586—1641)早已对它的源头作了正确的判断<sup>[99]</sup>; 近半个世纪以来, 不少学者对其形成与发育历史的研究, 更是累见不鲜, 日臻深入<sup>[99, 100, 72]</sup>。为了便于讨论, 兹择其重要者列举如下。

1924 年, 李四光提出<sup>[99]</sup>: 三峡地区的主要褶曲形成于侏罗纪初期; 在“整个中生代后, 如同第三纪初期一样, 黄陵背斜显然作为中国西部与中部的分水岭……。这种情况非常可能继续到第三纪后期”。由于向源侵蚀的结果, “华中地区的近代下沉, 或者就整体来说华西地区的相对上升, 从而引起了西部水系整个倒转过来, 这显然是这条河流的诞生史”。

1935 年巴尔博提出<sup>[100]</sup>: 扬子江中游是先成河, 它“发育于第三纪初期之准平原上。此准平原在第三纪中期开始掀折, 于是剥蚀复新, 在褶皱区域内, 造成壮年河谷, ……其后再经不等率之掀折作用, 遂使宜昌以上之扬子江深切成一峡谷”。扬子江下游也是先成河, 流经许多远在中生代末期所形成的构造洼地之中, 其后洼地“虽稍有倾折变化, 而长江主流的位置, 仍不稍变”。

1944 年, 李承三等专文论述了扬子江水系发育史, 他们提出<sup>[40]</sup>:

1. “扬子江流域在中生代初期大部为陆地, 至燕山运动 A 期发生, ……山岳崛起, 扬子江中下游始有数个宏大盆地(白垩纪, 其时黄陵背斜为四川与鄂苏盆地的分水岭)”。“在白垩纪时气候干燥, ……最显著之景观乃为深厚之红色岩层沉积于内陆湖中, 所谓扬子江者, 尚无雏形也”。

2. 胚胎期: “燕山 B 期运动, 造成扬子江流域之褶曲地形”, “盆地内崛起为山岭”; “第三纪初喜马拉雅运动发生, 又形成扬子江流域拗折及断裂地形。该时山川改观, 大河发育, 扬子江水系乃具雏形”。“在各盆地四周山溪涧流向盆地中汇集, 成为辐射状水系”。

3. 完成期: “扬子江由喜马拉雅运动之后之地形, 气候温和, 雨水丰沛, 乃至新新统时, 其下游切穿黄陵背斜夺盆地之水东流, 水量大增。其后各段河流均由头部侵蚀强烈, 各求水准面之均衡, 乃渐渐沟通, 截夺, 先后发育完成, 由下游而中游, 及至上游, 卒至完成浩浩荡荡扬子江水系”。

1957 年, 任美镛认为<sup>[99]</sup>: “第三纪以前, 目前的水系还没有完全形成, ……大概到第三纪中或第三纪末, 则已形成一个巨大的长江水系”。

冰川的刨蚀,遂行消失。在第四纪,古亚洲大陆东缘的山岭继承了上新世以来的沉降作用而继续沉陷。但是,在大陆上却有不少山脉高耸入雪线之上,长江流域地区转入潮湿气候环境(冷、热相间),如是才有大量的水流经波阳湖汇入长江的扬子江段。黄石分水岭的消失,看来主要是由于第四纪气候潮湿,使这道低矮的分水岭根本不能阻断洞庭-江汉浩瀚的湖水。第四纪初期(Q<sub>1</sub>)由于湖水漫过了这道分水岭,开始时形成一道瀑布,继之因水流的向下刻蚀而消失。看来,这一过程完成于早更新世末期。可引以为证的事实是:Q<sub>1</sub>时期江汉与洞庭是一个连通一气的巨大湖泊,发育了巨厚的湖积层,证明出水口的水位较高;而Q<sub>2</sub>早期它们变成了一片冲积平原,水流未能聚集,又证明出水口的分水岭业已消失。

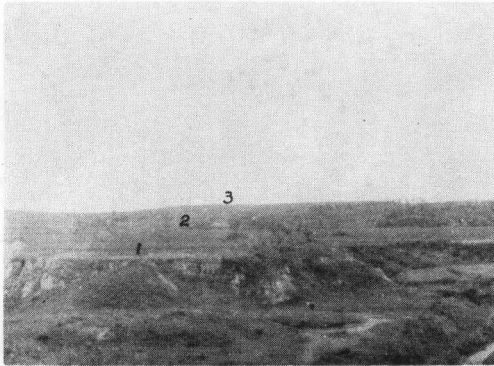
总之,长江中下游水系胎育于第三纪早期的喜马拉雅运动。三峡河道形成于白垩纪末的燕山运动或第三纪之初。不过,现今雄伟峡谷的形成,则应该是第四纪以来所发生的事情。而长江最终完成浩荡的横贯东西的大江,则是随着第四纪潮湿气候的来临,湖泊的发育,在新构造运动的影响下,打通了黄石、湖口这两道分水岭于第四纪初期所发生的。在第四纪的整个发展过程中,根据我们提供的有关湖泊形成与发展的资料可以看出,它时而串连着许多大小湖泊,成为入湖的主要水流,时而湖泊消失,成为典型的树枝状水系。目前它正是朝着这个方向发展,并将随着三角洲的扩展、大片湖泊水域的消失而基本完成。

### 参 考 文 献

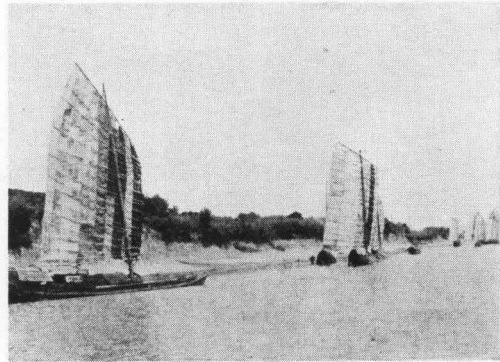
- [1] 丁文江, 1934. 扬子江下游之地质。(汪胡楨译)太湖流域水利季刊 1(3).
- [2] 丁 颢, 1941. 中国的冰期. 地理 1(1): 36—40.
- [3] 三门峡第四纪地质会议文集. 1959. 科学出版社.
- [4] 马振图, 1940. 湖北五峯宜昌宜都等县所见之冰川现象. 地质论评 5(5): 423—430.
- [5] 马廷英, 1940. 最近地质时代以降亚洲地理环境的变迁与中国黄土平原的形成. 地质论评 5(1—2): 1—20.
- [6] 马廷英, 1941. 论亚洲第四纪中叶气候变迁与冰川的原因. 地质论评 6(3—4).
- [7] 马廷英, 1948. 第三纪末以降冰川发生之原因及过程(节要). 地质论评 13(5—6): 285—286.
- [8] 尹国康、王宗汉等, 1959. 洞庭湖湖区地貌. 地理学资料, 第 6 期, 第 48—58 页.
- [9] 方鸿琪, 1961. 长江中下游地区的第四纪沉积. 地质学报 41(3—4): 354—366.
- [10] 卞美年、德日进、杨钟健, 1938. 湖北宜昌红色层中之锐角类化石. 中国地质学会会志 15(2): 217—224.
- [11] 卞美年、袁复礼, 1940. 评“远东地形与考古之研究”(安特生著). 地质论评 5(1—2): 119—130.
- [12] 巴尔博, 1935. 扬子江地文发育史. 地质专报, 甲种, 第十四号.
- [13] 刘东生、刘宪亭、唐 鑫, 湖南临澧鲈形类一新属. 古脊椎动物与古人类 6(2): 121—129.
- [14] 刘东生、杨理华等, 1964. 中国第四纪沉积物区域分布特征的探讨. 第四纪地质问题, 科学出版社. 第 1—44 页.
- [15] 刘东生、刘敏厚等, 1964. 关于中国第四纪地层划分问题. 第四纪地质问题, 科学出版社. 第 45—64 页.
- [16] 刘东生、刘敏厚等, 气候标志及中国第四纪地层划分.
- [17] 叶 汇, 1960. 华南与华中的新构造运动. 1960 年全国地理学术会议论文选集(地貌), 第 96—107 页.
- [18] 叶良辅、谢家荣, 1925. 扬子江流域巫山以下之地质构造及地文史. 地质汇报(伪农商部地质调查所), 第 7 号.
- [19] 叶连俊, 1960. 沉积作用是内力作用与外力作用矛盾的发展. 科学通报第 7 期, 第 193—197 页.
- [20] 刘宪亭, 1963. 湖北宜都艾氏鱼(Knightia)的发现及其意义. 古脊椎动物与古人类 7(1): 31—38.
- [21] 许 杰, 1935. 下蜀层之腹足类化石. 伪中央研究院地质研究所专刊, 甲种, 第 7 号.
- [22] 尼古拉耶夫, H. И., 1957. 地壳发展的新大地构造时代, 论新大地构造学与地貌学的一些问题. 科学出版社, 1957 (原载“第四纪沉积研究及地质测量方法指导”).
- [23] 孙殿卿, 1957. 中国第四纪冰川遗迹纪要. 科学出版社.
- [24] 孙殿卿、杨怀仁, 1961. 大冰期时期中国的冰川遗迹. 地质学报 41(3—4): 233—244.
- [25] 孙 霖, 1958. 苏州的两期花岗岩及其自变质作用. 地质学报 38(3): 279—293.
- [26] 米泰恆, 1940. 评“戴海著: 亚洲人类演化之地质年代”. 地质评论 5(6): 567—571.

- [27] 朱显谟, 1948. 江西红壤的气候问题. 中国土壤学会志 1(1).
- [28] 朱显谟, 1958. 关于黄土层中红层问题的讨论. 中国第四纪研究 1(1).
- [29] 任美镔, 1957. 长江三峡概况. 地理知识 8(3): 110—114.
- [30] 任美镔、杨 戊, 1957. 湘江流域的某些地貌和第四纪地质问题. 地理学报 23(4): 359—378.
- [31] 李四光, 1952. 中国地质学. (张文佑编译, 原著系 1939 年出版), 正风出版社.
- [32] 李四光, 1940. 鄂西、川东、湘西、桂北第四纪冰川现象述要. 地质评论 5(3): 171—184.
- [33] 李四光, 1934. 扬子江流域之第四纪冰期. 中国地质学会会志 13: 15—62.
- [34] 李四光, 1936. 安徽黄山之第四纪冰川现象. 中国地质学会会志 13(3): 279—290.
- [35] 李四光, 1947. 冰期之庐山. 前国立中央研究院地质研究所专刊, 乙种, 第 2 号(原稿系 1937 年).
- [36] 李四光, 1924. 长江峡东地质及峡的历史. 中国地质学会志 3(3—4).
- [37] 李毓尧、李 捷、朱 森, 1935. 宁镇山脉地质志. 前国立中央研究院地质研究所集刊, 第 11 号.
- [38] 李文漪, 1962. 湖南洞庭层泥炭的孢粉分析及其地质时代和古地理问题. 地理学报 28(1): 55—72.
- [39] 李庆远、张效年, 1957. 中国红壤的化学性质. 土壤学报 5(1): 78—96.
- [40] 李承三、崔可石等, 1944. 扬子江水系发育史. 地理 4(3—4): 5—16.
- [41] 沈玉昌, 1950. 湖南衡山的地文. 地理学报 17: 1—16.
- [42] 汪胡楨, 1936. 太湖之构成与退化. 水利 11(6): 407—409.
- [43] 李立文、方邨森, 1964. 南京浦镇附近中新统地层的发现. 科学通报 1964 年 8 月号.
- [44] 吴 萍, 1964. 湖南澧县第四纪石膏矿床地质及成因探讨. 地质论评 22(5): 374—377.
- [45] 杨怀仁、陈钦奎等, 1960. 长江中下游(宜昌—南京)地貌与第四纪地质. 1960 年全国地理学术会议论文集(地貌), 科学出版社. 第 6—44 页.
- [46] 杨级章, 1956. 从洞庭湖滨到灵渠. 地理知识 7: 299—303.
- [47] 杨怀仁, 1956. 第四纪冰期和气候变迁. 地理知识 7(5): 215—221.
- [48] 陈吉余、虞志英、恽才兴等, 1959. 长江三角洲的地貌发育. 地理学报 25(3): 201—220.
- [49] 陈焕镛, 1960. 上海第四纪天然气的生成、储集及其远景. 石油勘探 6(30)—33.
- [50] 林 英, 1956. 南昌西山泥炭沼泽的初步研究. 植物学报 5(1): 15—32.
- [51] 林 超, 1959. 北京西山清水河流域自然地理. 地理学资料(4): 15—38.
- [52] 周明镇, 1957. 华南第三纪和第四纪初哺乳动物群的性质和对比. 科学通报 13 期, 394—399 页.
- [53] 周明镇、胡长庚, 1956. 南京方山中中新世哺乳类动物化石的发现. 古生物学报 4(4): 525—534.
- [54] 帕甫林诺夫, B. H., 1957. 第四纪地质学讲义. 北京地质学院.
- [55] 施雅风, 1957. 长江. 地理知识 8(3): 99—102.
- [56] 施成熙、王洪道, 1964. 波阳湖水、沙平衡的初步研究. 中国海洋湖沼学会 1963 年学术年会论文摘要汇编. 科学出版社.
- [57] 胡海涛, 1958. 从河流的发育略论长江的治理与三峡水利枢纽坝区工程地质条件的初步比较. 水文地质工程地质第 6 期(总 18 期), 16—18 页.
- [58] 张效年、李庆远, 1958. 华南红壤的粘土矿物研究. 土壤学报 6(3): 178—192.
- [59] 张宗祜, 1959. 中国第四纪沉积物地质特征. 水文地质工程地质 1959 年第 8 期(总 23 期), 4—6 页.
- [60] 张伯森, 1964. 现代地壳的振荡运动. 地质译丛, 第 5 期, 62 页.
- [61] 郑家坚, 1962. 湖南湘乡早第三纪鱼化石及下湾铺组的时代. 古脊椎动物与古人类 6(4): 333—348.
- [62] 侯仁之, 1962. 中国古代地理学简史. 科学出版社.
- [63] 侯仁之, 1959. 中国古代地理名著选读(第一辑). 科学出版社.
- [64] 姚秉衡, 1961. 太湖成因及其演变的初步探讨. 中国地理学会 1961 年地貌学术讨论会论文摘要, 科学出版社, 92—93 页.
- [65] 景才瑞, 1959. 天目山第四纪冰川遗迹初步研究. 地质论评 19(6): 259—261.
- [66] 景存义, 1962. 固域湖的形成与演化. 1960 年全国地理学术会议论文集(地貌), 科学出版社 1962, 75—79 页.
- [67] 翁臻培, 1959. 茅山地区第四纪沉积与新构造运动表现的初步观察.
- [68] 贾兰坡, 1957. 长阳人化石及共生的哺乳动物群. 古脊椎动物学报 1(3): 247—258.
- [69] 唐 鑫, 1959. 湖南临澧鲤科化石一新种. 古脊椎动物与古人类 1(4): 211—213.
- [70] 唐 鑫、周明镇, 1964. 华南早第三纪脊椎动物化石地点及动物群的分布和性质. 古脊椎动物与古人类 8(2): 119—133.
- [71] 徐叔翼, 1961. 论夷平面. 1961 年全国地貌学术讨论会论文摘要, 科学出版社. 123—125 页.
- [72] 袁复礼, 1957. 长江河流发育史的补充研究. 人民长江, 2 期(总 19 期) 1—9 页.
- [73] 郭敬辉, 1957. 长江流域水文地理概述. 地理知识 8(3): 103—109.
- [74] 黄万波、计宏祥, 1963. 江西乐平“大熊猫——剑齿象”化石及其洞穴堆积. 古脊椎动物与古人类 7(2): 182—189.
- [75] 黄第藩、杨世倬, 1964. 长江中、下游新的有关冰川遗迹的记录. 科学通报 1964 年, 6 期, 544—547.

- [76] 曹伯勋, 1958. 湖南沅江流域中下游第四纪地质和地貌初步观察(摘要)。中国第四纪研究 1(1): 232—237。
- [77] 斯行健、季洪谟, 1954. 湖南第三纪晚期植物群。古生物学报 2(2): 189—206。
- [78] 善采尔, E. B., 1964. 第四纪冰川学说现状。地质译丛 1964 年, 1 期, 48—56 页。
- [79] 鲁欣娜, E. B., 1957. 论第四纪沉积的若干特点及其研究方法。地质译丛。
- [80] 虞志英、梅安新, 1962. 长江三角洲的地质与新构造运动。1960 年全国地理学术会议论文集(地貌), 科学出版社, 1962 年, 80—95 页。
- [81] 奥布鲁切夫, B. A., 1956. 新地质构造的动力及造形的基本特征。地质专辑, 第三辑, 新构造运动。
- [82] 熊毅, 1944. 江西更新统粘土的性质及其生成。地质论评 9(1—2): 109—122。
- [83] 熊毅, 1952. 由更新统沉积物的胶体矿物分析试论第四纪气候。地质学报 32(1—2): 26—41。
- [84] 裴文中, 中国第四纪哺乳动物区划及地层的划分。中国第四纪研究 1(1): 23—29。
- [85] 裴文中、周明镇等, 1960. 中国的新生界。1959 年全国地层会议学术报告汇编, 科学出版社。
- [86] 翼鸿身、连光华, 1963. 太湖的自然地理及水产资源的利用问题。地理 (5): 203—210。



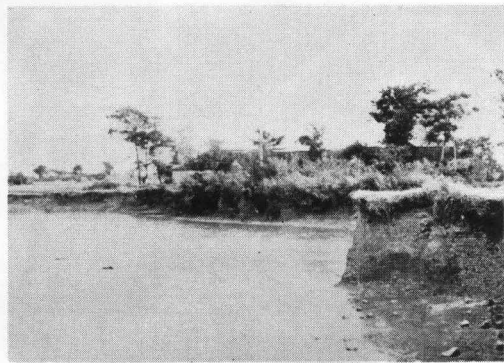
照片1 盱县北面武家峪1、2、3级堆积阶地(高出当地水准分别为8, 30—40, 70米左右)



照片2 沅江县第2级堆积阶地, 由网纹红土组成



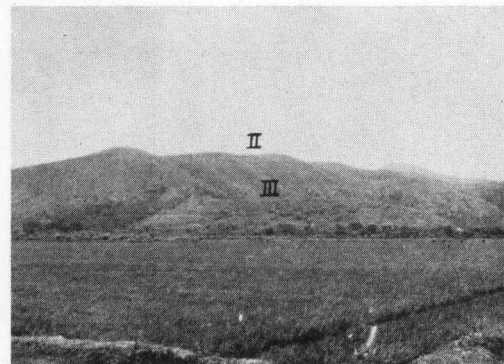
照片3 瑞洪镇湖畔牛头山第1、2级阶地



照片4 望亭, 太湖湖滨第1级阶地, 由网纹红土组成



照片5 太湖与洮滹湖分界岭——岷山的第2级堆积阶地(由网纹红土组成)

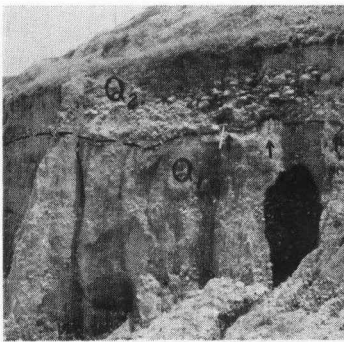
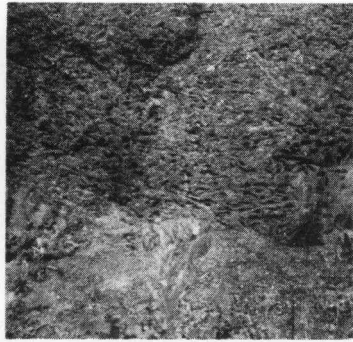
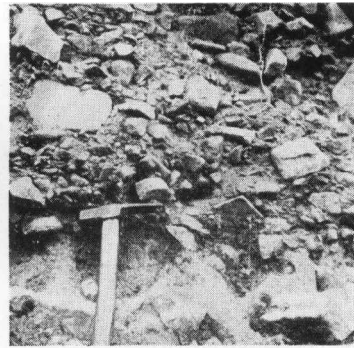
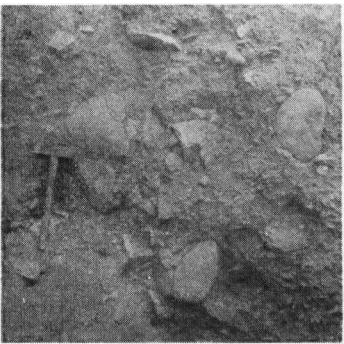
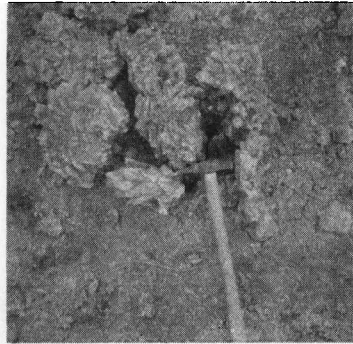
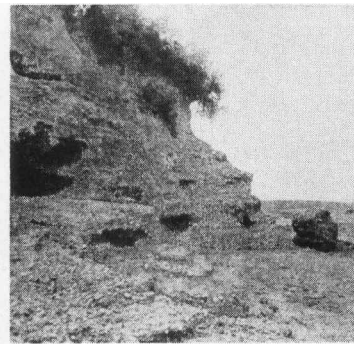


照片6 太湖之洞庭西山, 示第II、III级夷平面

长江下游我国三大淡水湖的湖泊地质条件及其形成与发展 (I)



照片7 丁蜀镇董塘村湖蚀崖

照片8 移山的古湖蚀崖  
(向湖,而背坡平缓)照片9 网纹红土(网纹以接近  
垂直者为主)照片10 示汨罗组(Q<sub>1</sub>)与白砂  
井组(Q<sub>2</sub>)之假整合接触,箭头  
所示系接触面上之囊状粘土照片11 Q<sub>1</sub>中因溶蚀形成  
之蜂巢状网纹红土照片12 宜昌铜官山北麓出露于  
梅园河谷阶地的Q<sub>1</sub>(?)洪积砾石  
层(半胶结)照片13 黄姑山顶海拔200米  
处所见的冰川泥砾, Q<sub>1</sub>照片14 唯一所能见到的Q<sub>1</sub>  
中于特殊条件下形成的石膏  
晶簇(地点:澧县武家峪)照片15 赤山北端黑石岩:示  
汨罗组铁锰质砾岩及其向北倾  
斜的状况

长江下游我国三大淡水湖的湖泊地质条件及其形成与发展 (II)