

抚仙湖

中国科学院南京地理与湖泊研究所

海洋出版社

1990年 北京

前 言

抚仙湖位于云南高原中部,是我国著名的深水湖泊,研究抚仙湖自然环境特征、形成演变规律以及各种自然资源状况,对于湖泊的综合开发利用及促进我国湖泊科学事业的发展,有着重要意义。

中国科学院南京地理研究所于1978—1980年期间,对抚仙湖进行了综合考察研究,计有水文、气象、地貌、沉积、孢粉、微体古生物、水化学、水生生物及鱼类等九个学科,先后50余人参加了这项工作。经过两年多湖体和湖区实地考察和定位、半定位观测,以及大量的实验室分析等,各方面都取得了较为系统的、丰富的科学资料。其中不少在我国湖泊学研究中还属首次,如对现代深湖浊流沉积特征的研究;对抚仙湖现代沉积物中自生海绿石成因的讨论;深湖环境中铁、锰结核形成的机制;深水湖泊增温效应;湖陆风、温跃层、定振波、内波、双层环流等现象的分析;提出了较为完善的水温廓线数学表示方法和涡动温度传导系数的计算方法等。在鱼类方面较系统地研究了抚仙湖鱼类区系的组成、种的分化与湖泊环境之间的关系,并发现了8个新种;介形类发现了6个新属、15个新种等。这些成果丰富了我国湖泊学研究内容,也填补了我国湖泊科学研究中的一些空白。其中有些成果已经在国民经济建设中发挥了很大作用。

这项研究工作曾得到许多部门的有力支持和帮助。1980年以后,抚仙湖综合考察研究也列为中国科学院《云南断陷湖泊环境与现代沉积》综合研究的重点内容之一。这项研究成果曾得到中国科学院兰州地质研究所、南京地质古生物研究所、贵阳地球化学研究所等兄弟单位的协作和支持。国家海洋局第一海洋研究所、中国科学院昆明分院、云南省水产研究所、玉溪环境监测站等单位,在这项工作中曾给予了大力支持和帮助,在此一并致谢。

我所已故的前副所长祁延年同志,生前曾亲自领导这项工作,特别是在课题设计和组织协作方面竭尽心力,深表怀念。

抚仙湖综合考察工作和此书的编写工作是分学科按章节进行的,湖泊地质、地貌、沉积部分(本书第一、二、三、八、九章)主要由孙顺才同志负责,气象、水文、水物理(本书第四、五、六、七章)主要由濮培民同志负责,水生生物及鱼类(本书第十、十一、十二章)主要由高礼存同志负责,参加这项工作的课题负责人、工作人员及本书有关章节的作者见附录。

湖泊是一个复杂的自然综合体,湖泊研究所涉及的学科是多方面的,由于经验和水平所限,书中不当之处在所难免,恳请批评指正。

一九八二年十二月

目 录

第一章 湖区自然地理概况及湖盆形态特征	(1)
第二章 湖盆的地质地貌	(4)
第一节 地质概况	(4)
第二节 地貌特征	(5)
第三章 湖区第四纪沉积及湖泊的形成、发育	(8)
第一节 第四纪沉积特征	(8)
第二节 盆地 12000 年以来植物群的发展和古气候变化	(12)
第三节 盆地的发育和湖泊的成因演变	(19)
第四章 湖区气候	(22)
第一节 概况	(22)
第二节 云量、日照与太阳辐射	(27)
第三节 气温与湿度	(29)
第四节 风情	(41)
第五节 降水	(51)
第六节 蒸发	(54)
第七节 水面曳力系数与粗糙度	(59)
第八节 湖区的历史气候	(61)
第五章 湖区水资源	(63)
第一节 湖区水系概况及径流特点	(63)
第二节 水位与水量	(71)
第三节 水量平衡	(77)
第六章 湖水热学状况	(82)
第一节 湖水吸收的太阳能	(82)
第二节 湖面热量平衡	(84)
第三节 水温年变化	(87)
第四节 水温日变化	(90)
第五节 水温的垂直分布	(95)
第六节 温跃层	(99)
第七节 水温的平面分布	(108)
第八节 湖水储热量	(111)
第九节 密度场和垂直稳定度	(112)
第十节 透明度和水色	(114)
第七章 湖水运动	(116)
第一节 湖流	(116)

第二节	风涌水和表面定振波	(120)
第三节	内波	(131)
第四节	波浪	(140)
第五节	湖水混合交换	(147)
第八章	湖水化学特征	(172)
第一节	湖水化学状况	(172)
第二节	湖水的营养状况	(186)
第三节	微量元素和有毒物质	(191)
第九章	现代沉积	(194)
第一节	沉积物类型及分布概况	(195)
第二节	沉积物粒度及其分布特征	(197)
第三节	矿物特征	(207)
第四节	粘土矿物	(218)
第五节	化学组成及分布	(223)
第六节	微量元素含量及分布	(228)
第七节	铁、锰结核的成分及其形成机制的初步分析	(235)
第八节	有机质含量及分布	(239)
第九节	沉积物中的介形类及其分布	(241)
第十节	抚仙湖沉积相	(248)
第十一节	沉积速率和沉积模式	(269)
第十章	水生生物	(273)
第一节	浮游植物	(273)
第二节	浮游动物	(277)
第三节	底栖动物	(279)
第四节	水生高等植物	(281)
第十一章	鱼类	(286)
第一节	主要鱼类	(286)
第二节	鱼类区系特点	(298)
第三节	湖泊的演变过程与鱼类区系演替的关系	(299)
第四节	鱼类的繁殖特点	(300)
第五节	鱼类年龄组成与生长情况	(304)
第六节	渔业概况	(306)
第十二章	资源综合评价及开发利用	(309)
第一节	资源综合评价	(309)
第二节	关于资源的开发利用	(312)
附录一	参加工作的研究技术人员名单	(315)
附录二	本书执笔编写人员名单	(316)

第一章 湖区自然地理概况 及湖盆形态特征

抚仙湖位于云南省中部，昆明市东南约 60 千米，北纬 $24^{\circ}21'28''$ — $24^{\circ}38'00''$ ，东经 $102^{\circ}49'12''$ — $102^{\circ}57'26''$ 之间。跨澄江、江川、华宁三县。湖泊面积 211 平方千米，最大水深 155 米，是我国已知的第二深水湖泊。(图 1-1)

抚仙湖位于澄江盆地之中。盆地四周群山环抱，是云南高原在第三纪抬升过程中形成的断陷型湖盆地之一。周围多为海拔 1500—2500 米左右的断块侵蚀山地。山体呈阶梯状，南北向延伸，西部高于东部，北部高于南部；较高的山峰有谷堆山、三岭子山、三梁子山和鼻子山等，海拔均在 2500—2650 米左右。湖泊南部中间有一石灰岩孤岛。

抚仙湖与滇池相距仅 17 千米，但前者属珠江流域南盘江水系，后者属长江流域金沙江水系，它们分别处在两大水系支流的源头地区，属于源头型湖泊。

由于抚仙湖位于小江断裂带西支的深断裂带上，近期新构造运动较为强烈，历史上曾有多次破坏性地震。如清乾隆年间(1733 年)一次大地震，湖东岸

海口附近的官渡村陷落湖中。1970 年通海 7.6 级地震，抚仙湖地区也有强烈震感。历史资料记载，小江以北的金沙江经抚仙湖至通海的杞麓湖地带，自 1733 年至 1970 年共发生过 87 次破坏性地震⁽¹⁾，平均每三年就有一次。温泉在湖区也多处出露，湖东岸的热水塘温泉，水温达 55°C 左右，流量 20 升/秒。尖山村南温泉水温 32°C ，流量 9.13 升/秒*。推测其水源至少来自地下 300—500 米深处，表明新构造运动是相当活跃的。

抚仙湖处于亚热带常绿阔叶林—红壤地带。由于受西南季风与东南季风的影响，热量

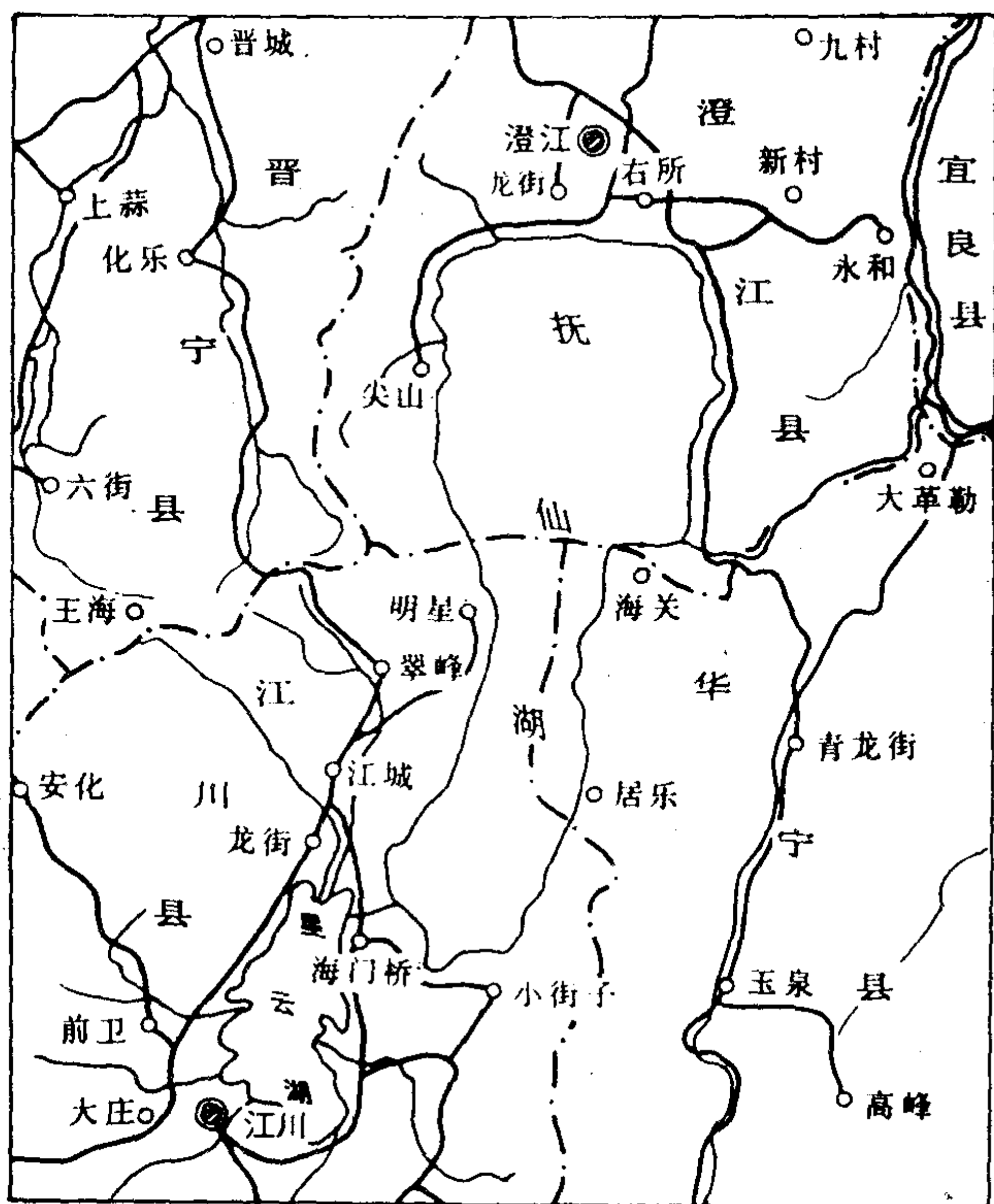


图 1-1 抚仙湖地理位置

* 00933 部队：云南省玉溪幅水文地质调查报告。

资源丰富。雨量充沛。年平均气温 15.6℃，一般 5 月至 10 月为雨季，降雨量占全年的 84%；11 月至翌年 4 月份为旱季。月平均最高气温 20.5℃，出现在 7 月份。由于气候湿热，周围石灰岩山地均发育了较厚的富铁铝型红色风化壳。在人类活动的长期影响下，自然植被基本被破坏，只在少数山坡上有稀疏的马尾松、栎树生长。因而大部分山地岩石裸露，土壤贫瘠，水土流失严重。

抚仙湖无大河注入，只有尖山河，路岐河，东大河，西大河等二十几条山间小溪汇入。现在人们已在较大河流的上游（如东大河、西大河）筑了水库，下游河道多已改造成人工渠道。湖的西南有一条宽 15—20 米，长 2.5 千米的隔河与星云湖相通，接纳该湖来水。湖东岸海口河为唯一出口，与南盘江上游相通，但出水量很小，年平均流量只 3.59 立方米/秒*。因此，抚仙湖为半封闭的山间盆地型淡水湖。湖水主要靠降雨和四周山间小溪汇集补给，从石灰岩洞中流出的小股泉水也是湖水补给的来源。由于流域面积小，出口流量甚微，加上湖泊本身的滞缓调节，因此湖水位年变化幅度不大，一般在 1 米以内。

抚仙湖系一贫营养型湖泊，水质清澈透明，含沙量很少。由于石灰岩山地较多，故水的硬度较大。湖水中各生物营养元素的含量很低，生物生产力较低，水生生物不仅数量少，种类也比较单纯。

湖泊的形态特征可用形态度量指标表示（表 1-1）。

表 1-1 抚仙湖形态度量指标

面积 (km ²)	湖 长 (km)	湖宽(km)			长轴 平均宽 (km)	湖岸 线总长 (km)	湖岸 发展 系数	湖面 海拔 高程 (m)	平均 水深 (m)	最大 水深 (m)	最大 水深 / 平均 水深	容积 (亿立 方米)	流域 面积 (km ²)
		最宽	最窄	平均									
211	31.5	11.5	3.2	6.7	4.7	88.2	1.72	1721	89.6	155	1.7	189	1044.6

这些指标不仅粗略地反映湖盆的外形特征，同时还反映湖盆的成因，以及湖泊在内外营力作用下演变发展的过程。由于抚仙湖是断陷而成的深水湖，因此在形态上与浅水湖泊迥然不同。

整个湖泊平面呈南北向的倒葫芦形，两端大，中间窄，北部宽而深，南部窄而稍浅。岸线发展系数为 1.72，较平原地区湖泊小，表明湖泊形态规则，岸线平直，反映了地质构造的控制作用。湖的北端为湖积—冲积平原，岸线略向北弯曲，呈弓弧状，这是由于湖区常年盛行西南风，风浪较大，北部河流带入的泥沙迅速受到波浪改造的缘故。东西两岸，峭壁直逼湖边，在浪蚀作用下，显得格外陡峭、险峻。

抚仙湖湖床坡陡水深，大于 100 米水深的面积占全湖面积的 45.5%，而小于 10 米水深的面积仅占 4.1%，根据公式 $J = \text{tg}\alpha = \frac{l_1 + l_2}{2} \frac{h}{f}$ 在图上量算可求得不同水深湖床的坡度（表 1-2）。（ J ——各等深浅间平均坡度； h ——等深线间距； l_1/l_2 ——为决定坡度的上下两等深浅的长度； f ——等深线间所包围的面积。）

* 据抚仙湖海口水文站实测资料。

表 1-2 抚仙湖湖床平均坡度表

水 深(m)	0—10	10—20	20—50	50—100	100—150	> 150
面 积(km ²)	8.6	8.3	24.9	73.7	87.2	9.3
占总面积(%)	4.1	3.9	11.7	34.8	41.1	4.4
湖床平均坡度	5° 45′	5° 40′	5° 29′	2° 28′	1°	10′

从表 2 可以看出, 小于 50 米水深的湖床坡度较陡。由于湖盆四周岩石坚硬, 在湖水浪蚀作用下, 湖岸后退速度缓慢, 因而保持了原来断陷形成的陡峭湖岸形态; 50 米水深以下湖床坡度突然减小, 100 米水深则变得更为平坦。

湖泊形态度量指标, 只是静态地反映出湖泊的形态特征, 而湖泊内部各个自然要素之间的内在联系以及它们之间的相互关系并没有反映出来。湖泊形状指标 $K_T = \frac{F_B}{HL}$ 恰能较好地反映出这一情况。(F_B ——最大湖水面积, H ——最大湖水深度, L ——湖泊岸线长度)。

一个湖泊 K_T 值大, 湖水易于混合, 湖水物性的垂线变化就比较均匀; 但 K_T 值超过一定限度后, 也可能使湖水物性的平面分布受到影响。面积相等的湖泊, 如岸线曲折, 水深大, K_T 值就小, 湖水就不易混合 (表 1-3)。

表 1-3 不同湖泊的 K_T 值比较

湖 名	面积 (km ²)	最大 水深 (m)	湖岸 线长 (km)	K_T	水温							
					春		夏		秋		冬	
					表层	底层	表层	底层	表层	底层	表层	底层
抚仙湖	211	155	88.2	15.5	16.7	13.2	23.1	13.2	17.4	13.0	13.4	13.1
滇 池	297.87	5.7	136.29	175.4	15.3	15.1	24.0	23.5	20.4	19.6	10.6	10.5
青海湖	4635	28.7	360	448.7	10.5	10.0	13.0	7.8	10.0	11.0	0	2.5

从表中可以看出, 抚仙湖 K_T 值最小, 因而湖水的搅动混合微弱, 全年底层湖水温度基本不变, 保持在 13℃ 左右。而表层水温随季节变化可以相差 10℃, 夏季表层水温可升高到 23.1℃, 但底层水温仍然是 13℃。而青海湖, 由于 K_T 值很大, 湖水易搅混。湖水冬季结冰, 春秋两季风大, 上下水体能得到充分交换, 所以春秋两季表层与底层的水温相差很少。湖水的其他物理性质和化学性质也有所反映。所以对湖泊 K_T 值的计算和分析, 可以初步了解湖泊水动力状况和湖水物化性质的变化状况。

第二章 湖盆的地质地貌

第一节 地质概况

在地质构造上，抚仙湖位于小江断裂带。这个断裂带自巧家至汤丹和东川附近分成两支，东支经宜良至南盘江，西支则经阳宗海、抚仙湖至通海（图 2-1）。根据物探资料，

沿着澄江、江川、通海一线为一180毫伽的重力异常等值线所圈定的重力异常带，异常中心—200毫伽位于澄江附近，异常走向沿着东北—西南方向。穿越抚仙湖的主断裂带，具左旋性质，水平错距达2.5—3千米；沿湖两侧出现的断层崖壁则显示为高角度的正断层，两侧次一级断裂呈羽状分布，水平断距亦达2千米*。由此可见，抚仙湖盆地是受左旋而具拉张性质的断裂控制的断陷盆地，其中部沉陷幅度可达1000米以上（图 2-2）。沿湖泊两侧的断层线上，有一系列温泉出露，水温最高可达55℃，表明其循环水源至少来自地层500米以下的深度。

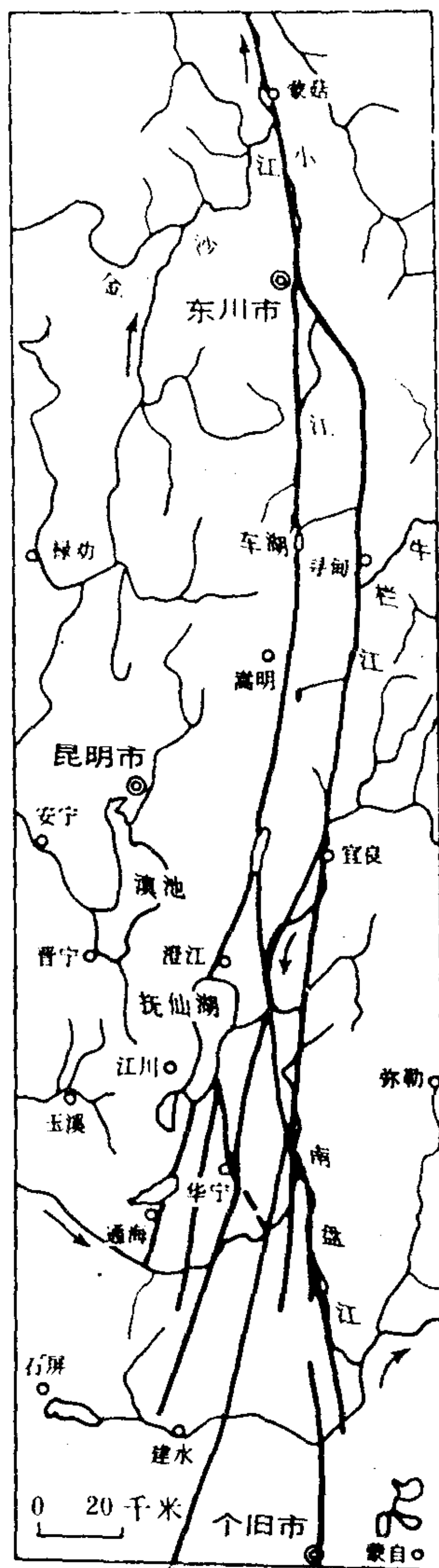


图 2-1 小江断裂展布图

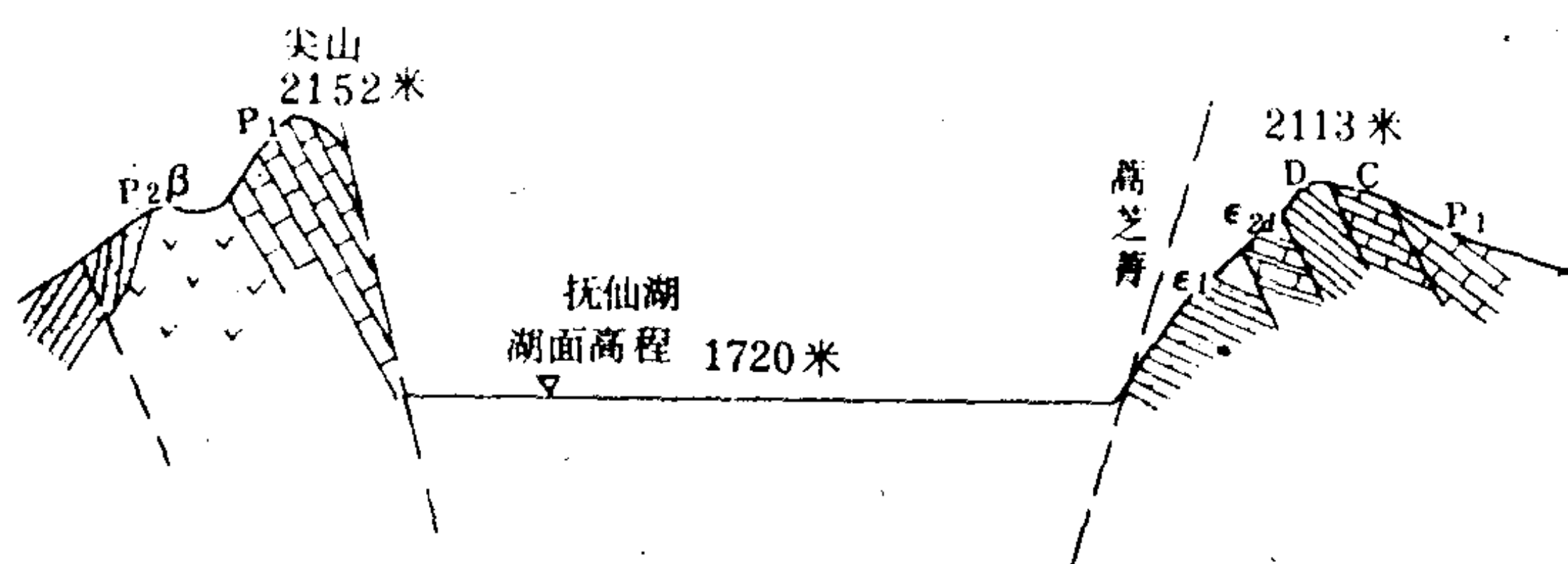


图 2-2 抚仙湖盆地剖面图

湖盆四周出露的地层按岩性主要有三大类（图 2-3）：①石灰岩与白云岩，分布面积约159平方千米；②砂页岩、砾岩，分布面积约159平方千米；③玄武岩分布面积约55平方千米。它们分别是震旦系澄江组砂砾岩和灯影组石灰岩、白云岩；寒武系砂页岩；泥盆、石炭系白云岩和灰岩；二叠系玄武岩及白云岩和灰岩，以及侏罗系砂岩和泥岩等。

* 据云南区测队1:20万地质图。

第二节 地貌特征

根据地质构造和岩性、地形的特征及其形成，湖区地貌大致可分为以下类型（图2-4）：

一、构造-剥蚀地貌

新第三纪以来，云南高原不断抬升，并伴随断裂，形成了一系列断块山地，其山脉走向与构造线方向一致，呈北北东向。但由于地壳抬升幅度不等，岩性软硬不同，经受的风化剥蚀程度有差异，因此，在形态和高度上也不一致。根据山体的高度，分为中山（相对高度 > 200 米）、低山（100—200 米）、丘陵（< 100 米）。按组成山体的岩性不同，又可分为石灰岩山地，砂页岩，砾岩山地和玄武岩山地。

1、石灰岩山地

包括白云质灰岩及白云岩等组成的山地。在湖区周围分布较广泛，山体陡峻，如尖山和毕架山的断层崖直立湖边，经过流水的溶蚀作用，多处发育有石芽、落水洞、岩溶泉和地下暗河等溶蚀地貌。在湖盆四周石灰岩的崖壁上，还可以见到数层湖蚀穴。这些溶蚀和侵蚀的洞穴，分布上显示出一定的规律，反映了湖面变动与地壳升降的情况。第一层溶洞，高出湖面 3—3.5 米，沿湖广泛分布，不少地方有地下河出现，是近期溶蚀作用的产物；第二层溶洞，高出湖面 10 米左右，如海口村附近一溶洞，深度可达 4—5 米，高 2—3 米；第三层溶洞，高出湖面约 35 米，洞穴大小只有 1 米左右。该层高度

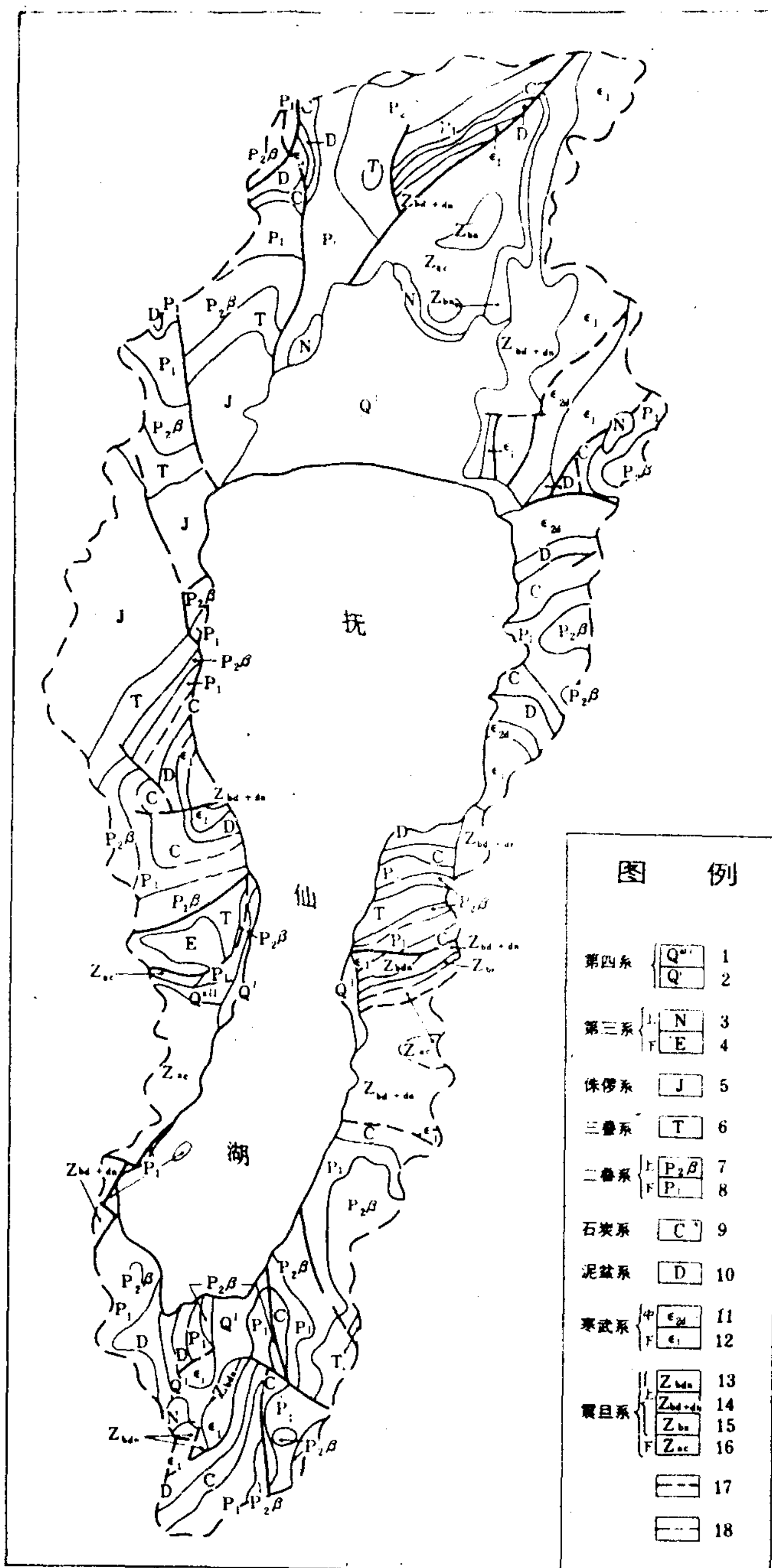


图 2-3 抚仙湖盆区地质图

与湖区发育的一级湖滨基座阶地的高度相当。

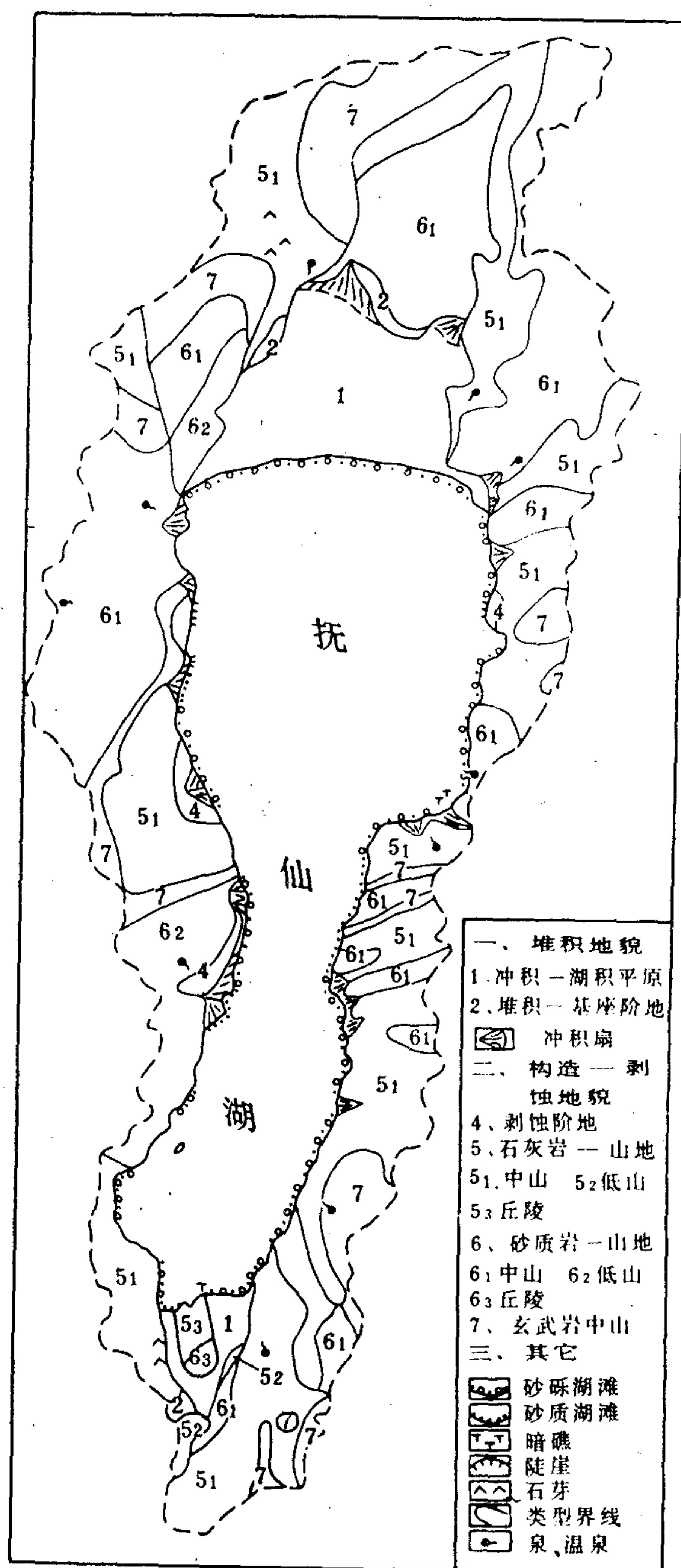


图 2-4 抚仙湖盆区地貌图

千米，平均坡度 13%，亦是湖岸退缩时河流携带砂砾冲积而形成的。

2、阶地

抚仙湖地区河流短小，阶地不发育，只在湖滨局部地方有一些残存的湖滨阶地。根据其高度可分为三级：一级阶地为湖滨堆积阶地，高出湖面 6—7 米；二级阶地高出湖面 30

2、砂砾岩、砂页岩山地

在湖区分布也很广，由于岩性较软，沟谷发育，山体切割比较破碎。湖盆西北部基本上是侏罗系和三叠系的紫红色砂岩、粉砂岩和页岩构成的中山。北部、东部和南部分别为震旦系澄江组灰紫色、紫红色砂岩夹灰白色砂砾岩质的中山和低山。湖区南端江家营附近有一小块寒武系筇竹寺组砂页岩组成的丘陵。

3、玄武岩山地

分布面积较小，零星地分布在砂页岩和石灰岩山地之间。它们均是由二叠系上统杏仁状及气孔状玄武岩组成的中山地形。由于岩性松软，在流水侵蚀作用下沟谷发育，山体呈浑圆状，如在明星村和尖山村等处均有零星分布。

二、堆积地貌

抚仙湖盆地面积较小，堆积地貌类型较简单，主要有以下几种。

1、湖积—冲积平原

抚仙湖南北部各有一块湖积—冲积平原。北部一块面积较大，约 40 平方千米，由北向南倾斜，平均坡降为 6.4%，它是湖岸线后退过程中经东太河、西大河、梁王河等山间河流作用形成的冲积—湖积平原。平原上有很多池塘沼泽，是湖水退缩后残留在低凹处形成的。目前这三条河上游均建水库，河道已整治成渠道。

南部湖积—冲积平原分为东西两块，中间被石灰岩和砂页岩丘陵隔开。东部一块较大，面积约 4 平方千米，平均坡降 11%；西部一块较小，面积约 1 平方

—35米左右，在路歧附近为基座阶地，基底是侏罗系张河组紫红色粉砂岩，上覆约10米厚的湖积—冲积物，立昌、小湾等地为基岩侵蚀阶地，上有不厚的石灰岩风化残积红土；三级阶地高出湖面45—50米，在左所、大窑村、梅竹村附近为堆积阶地，堆积物下部为砂砾层、上部为黑色、灰色粘土，在明星——牛摩之间为剥蚀阶地。

3、冲积扇

冲积扇一般是在干旱地区山间河流间歇性流水挟带大量碎屑物质在山前沟口堆积形成的。虽然抚仙湖地区处于亚热带，但因受西南季风与东南季风影响，干湿季分明，加上有利的地形条件，因此，雨季时山间溪流携带大量碎屑物质冲出山口，注入湖滨，形成冲积扇。

抚仙湖四周冲积扇约有19个，较大的有尖山、明星、牛摩、代村等冲积扇。一般流经砂页岩和玄武岩地区的河流形成的冲积扇较大；而流经石灰岩地区的河流形成的冲积扇较小，坡度较陡，一般在4—5°。

第三章 湖区第四纪沉积及湖泊的形成、发育

第一节 第四纪沉积特征

由于沿湖两侧为断块山地，长期经受剥蚀作用，能够残存的第四纪沉积剖面较少见。湖泊中部自新第三纪以来，长期处于下沉，堆积了很厚的沉积物。根据工程兵部队的重力测量资料*，推测第三纪及第四纪松散堆积物厚度可达 800—1000 米。但出露的剖面几乎没有，因此这里观察到的第四纪沉积较少，按其成因类型，主要是山地风化壳剖面及零星出露的第四纪沉积剖面。

一、风化壳及其残坡积

由于抚仙湖属亚热带季风气候，在这种南方湿热环境下，湖区各类岩石表面普遍发育了红色风化壳，厚度 3—10 米，尤其是沿着断裂破碎带，可以形成厚达 30—50 米的风化壳或袋。因岩性不同，风化壳特征也不同。

石灰岩风化壳：湖区石灰岩分布面积较广，总面积达 159 平方千米（包括白云岩），占湖区陆地面积的 17.8%。它包括有震旦系白云岩质灰岩，泥盆系灰岩及石炭系生物灰岩和二叠系的灰岩、白云岩等。其中以石炭、二叠系的灰岩发育的风化壳较厚，红土层可达 3—5 米。其粒级组成，粘粒含量占 74%，粉砂占 15%（表 3-1）。其化学组成， Fe_2O_3 含量高达 12—14%， Al_2O_3 含量达 22—27%，化学风化度 ($\text{R}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$) 为 1.02，属亚热带强富铝型风化壳。由于受长期淋溶，CaO 绝大部分或几乎全部被带走。以风化系数看，与我国南方热带亚热带型风化壳比较，它的硅铁化系数和硅铝化系数都很高。

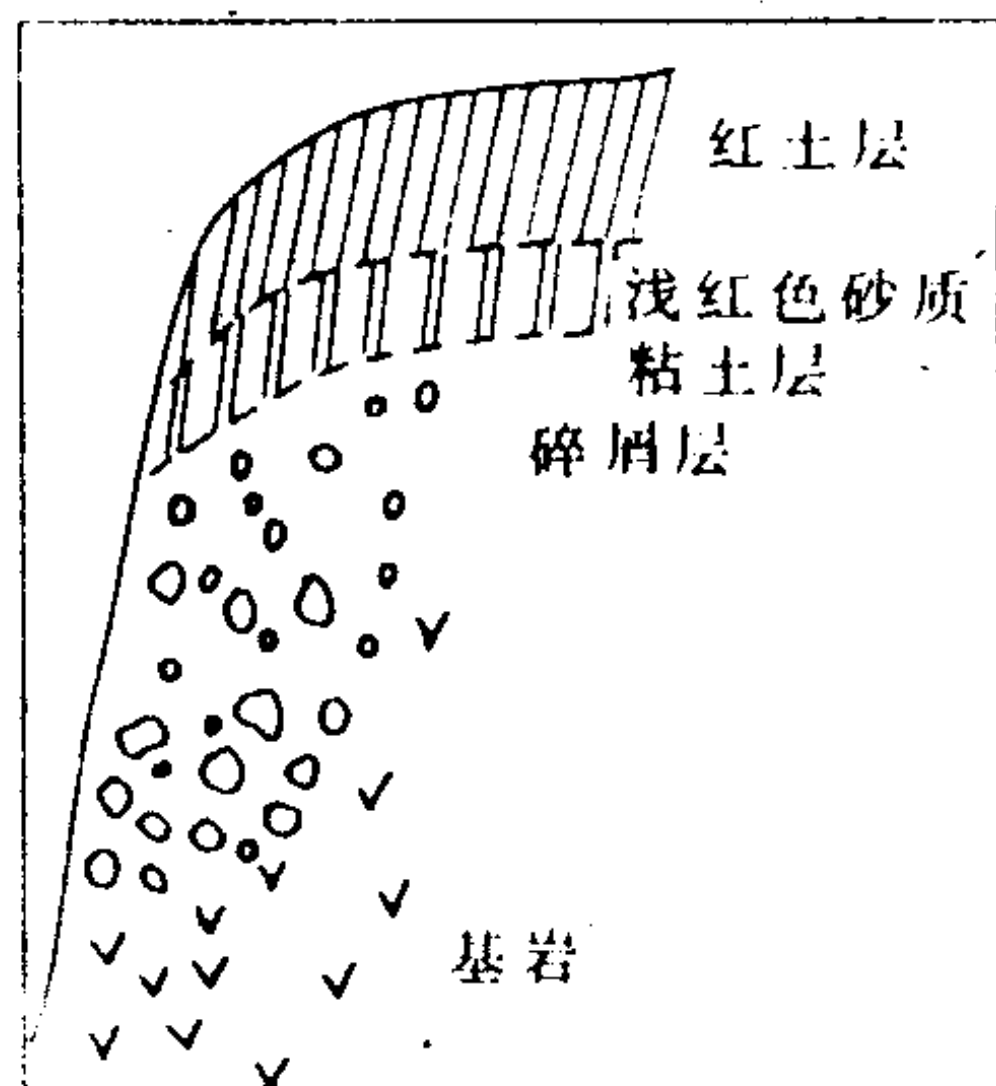


图 3-1 抚仙湖西明星村玄武岩风化壳剖面

玄武岩风化壳：湖区出露的玄武岩面积约 55 平方千米，占湖区陆地总面积的 4.5%。属二叠系峨嵋组玄武岩，风化壳较厚，如在湖西岸的明星村附近达 10—50 米。完整的玄武岩风化壳剖面可以分三层（图 3-1），最顶部为红土层，厚 2—3 米，其粒级组成中粘土占 50% 左右，粉砂亦占到 32%；化学组成中 Fe_2O_3 高达 23.85%，化学风化度为 1.24，仍属强富铝型红色风化壳。在红土层之下为浅红色砂质粘土层，它的粒级组成中，砂质含量比前者增大，占到 44% 左右，化学风化度为 1.23，接近或低于红土层，它的分解系数、硅铁系数等

* 00933 部队杞麓湖星云湖地区物探报告。

表 3-1 抚仙湖区主要岩石风化壳粒级组成

岩 性 及 采 样 点	距 高 湖 程 面 (m)	粒 级 组 成 (%)								
		> 0.25	0.25 —0.1	0.1 —0.05	0.05 —0.025	0.025 —0.01	0.01 —0.005	0.005 —0.001	<0.001	Md50
禄冲山地 二叠系石灰岩 风化壳	40—50		2.0	3.0	1.5	4.5	4.5	10.5	74	0.00365
明星下村 玄武岩风化 壳红土层	50—60			3.5	6.0	7.5	15	17.5	50.5	0.001
明星下村 玄武岩风化壳 粉红色砂 土层	50—60			3.0	3.5	18.5	23	21	31	0.0047
尖山附近 紫色页岩风 化壳红土层	40—50	3.0	6.0	5.0	6.0	6.5	6.5	14.5	52.5	0.00084
尖山附近 紫色页岩风 化壳过渡层	40—50	8	9	9	11	10.5	10	16	26.5	0.0087
尖山附近 紫色页岩碎 屑层	40—50			4	9.5	18.5	15	26.5	26.5	0.0043

都略低于红土层，而残存系数高于红土层，表明其风化分解程度远不及红土层，但两层之间是逐渐过渡的。再向下为碎屑层，厚 15—20 米，主要是以机械风化破碎的碎屑为主，向下逐渐过渡到玄武岩层。风化壳高出湖面 50 米左右，与同级阶地高度相当，发育时代属于第四纪。

紫色页岩风化壳：也可分两层，即碎屑层和风化的红土层，但它们之间逐渐过渡，总厚度约 3—5 米。两层相比，上部红土层细粒成分明显增大，从下层的 26.5% 增大到 52.5%。化学组成中可溶性组份被淋溶减少，如 CaO 与 MgO 上层均比下层含量低得多，而 SiO₂ 相对积累。各层的化学风化度为 0.45—0.50。

表 3-2 抚仙湖区主要岩石风化壳化学组成

岩 性 及 采 样 点	距 高 湖 程 面 (m)	化 学 组 成 (%)									
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	有机 C
禄冲山地二叠系灰岩风化壳	40—50	40.54	27.07	14.37	0	2.41	0.58	1.725	0.99	0.17	0.697
海口附近山坡二叠系灰岩风化壳	40—50	46.20	22.995	12.87	0.34	1.74	0.48	1.813	2.40	0.17	0.753
明星下村玄武岩风化壳红土层	50—60	35.99	20.795	23.85	0	1.03	—	6.25	0.33	0.07	0.255
明星下村玄武岩风化壳粉红色砂土层	50—60	36.44	22.475	22.41	0	1.11	0.08	5.088	0.34	0.09	0.576
明星下村玄武岩(基岩)	—	52.07	12.71	12.61	6.48	3.91	0.20	4.13	2.34	1.76	—
尖山附近紫色页岩风化壳红土层	40—50	59.3	16.85	10.37	0.29	1.70	—	1.79	2.53	0.17	0.928
尖山附近紫色页岩风化壳过渡层	40—50	57.64	16.14	11.35	0.32	2.10	—	1.72	4.06	0.13	0.852
碎屑层	40—50	54.24	16.14	10.85	1.12	2.87	0.11	1.31	5.61	0.18	0.225

风化壳的发育程度, 不仅与气候有关, 而且与岩体本身的物理化学性质有关, 即取决于岩石的矿物成分和化学成分及其变化。根据岩石中风化层化学元素的分布及淋溶和积累情况, 能够较好地判断岩石的风化程度以及元素迁移规律。但由于风化系数主要是反映同一岩体风化壳剖面不同层次之间的风化程度, 为了对比不同岩石中风化壳发育的程度, 我们采用风化度(或率)(即风化壳的风化系数与基岩原始风化系数的比值)进行比较。从表 3-4 可以看出, 石灰岩的分解率, 淋溶率最高, 大于其他两种岩性数倍到数十倍, 其可溶性元素大部分淋失迁移, 而 Al、Fe 残存积累量最大。从不同化学元素氧化物的相对积累和淋溶比率(表 3-5)可以看出, 最易淋溶的首先是 CaO, 如玄武岩和石灰岩, 其淋溶率可达 100%; 其次是 Na₂O、K₂O 和 MgO、SiO₂ 在玄武岩中部分淋溶, 而 Fe₂O₃、Al₂O₃ 及 TiO₂ 相对积累。可见三种岩性比较, 以石灰岩最易风化, 其次是玄武岩, 最次是紫色页岩。元素的迁移序列是 CaO > Na₂O > K₂O > MgO > SiO₂ > Fe₂O₃ > Al₂O₃。

表 3-3 抚仙湖区主要岩石风化壳风化系数

岩 性 及 采 样 点	淋溶系数 $\text{SiO}_2 / \text{RO} + \text{R}_2\text{O}$	硅铁化 系数 $\text{SiO}_2 / \text{Fe}_2\text{O}_3$	分解系数 $\text{SiO}_2 / \text{MgO}$	硅铝化 系数 $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$	铝化系数 $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Al}_2\text{O}_3$ 基岩	铁化系数 $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{RO} + \text{R}_2\text{O}$	残存系数 $\text{R}_2\text{O}_3 / \text{RO} + \text{R}_2\text{O}$	粘土 成熟度 $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$
禄冲二叠系 石灰岩 风化壳红土	6.9	2.82	5.963	1.497			7.05	0.67
海口关渡村 二叠系石灰岩 风化红土	6.712	3.59	7.40	2.01			5.21	0.50
明星玄武岩风 化壳红上层	4.686	1.51	23.16	1.73	1.636	1.86	5.813	0.55
明星玄武岩风 化壳粉红色 砂土层	5.43	1.626	20.19	1.62	1.768	1.78	6.69	
明星玄武岩 碎屑层	3.21	2.996	6.206	3.35	1.101	1.24	2.029	
尖山附近紫色页 岩风化红土层	9.146	5.718	6.1	3.52	1.04	0.956	4.197	0.28
尖山附近紫色 页岩风化壳 (过渡层)	6.923	5.078	5.40	3.572	1.0	1.046	3.3	
尖山附近紫色 页岩碎屑层	4.84	5.0	3.78	3.36			2.41	

表 3-4 抚仙湖盆地不同岩性风化率比较

风 化 率 岩 性	淋溶率	硅铁 化率	分解率	硅铝 化率	铝化率	铁化率	残存率
玄武岩 红土层	1.755	0.24	11.026	0.423	1.636	1.891	5.412
紫色页岩 红土层	1.955	1.144	1.614	1.048	1.043	1.048	1.741
石灰岩 红土层	88.46	0.962	44.0	0.136	6.29	35.93	207.96

表 3-5 不同岩性风化壳中化学元素氧化物的相对积累和淋溶比较

岩性类型	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O
玄武岩风化红土层	-30.88	+89.1	+63.6	+51.33	-100	-73.6	-85.9	-96.0
紫色页岩风化红土层	+9.32	-4.4	+4.34	+36.6	-74.1	-40.76	-54.9	-5.5
石灰岩风化红土层	+9.5	+31.18	+14.33		-99.4	-26.8		-5.275

注:相对积累和淋溶是采用以下计算方法* :

$$P = \pm \frac{m - n}{n} \%$$

式中P为积累和淋溶值。当为正值时说明该元素相对积累，若为负值时则说明该元素相对淋溶；m为风化壳中某元素氧化物含量；n为基岩中元素氧化物含量；当m>n时P为正值，用“+”表示，为积累；当m<n时，P为负值，用“-”表示，即为淋溶值。

二、盆地第四纪沉积

整个盆地第四纪沉积有多厚，因缺乏钻孔资料，目前尚难以推断。湖盆周边出露的第四纪剖面也少见，仅仅是在北部澄江平原以北的盆地边缘和南部边缘有零星被抬升的露头。在湖西岸牛摩村一带抚仙湖与星云湖古通道中有较好的沉积剖面，高出湖面约30米左右，出露的厚度10—12米(图3-2)。底部是泥炭层，过去一直划为新第三系沉积，但经¹⁴C测定为11831±420年。泥炭层之上为砂层和砂砾层。整个剖面可以分出从滨湖—浅湖—滨湖—浅湖两个沉积旋回

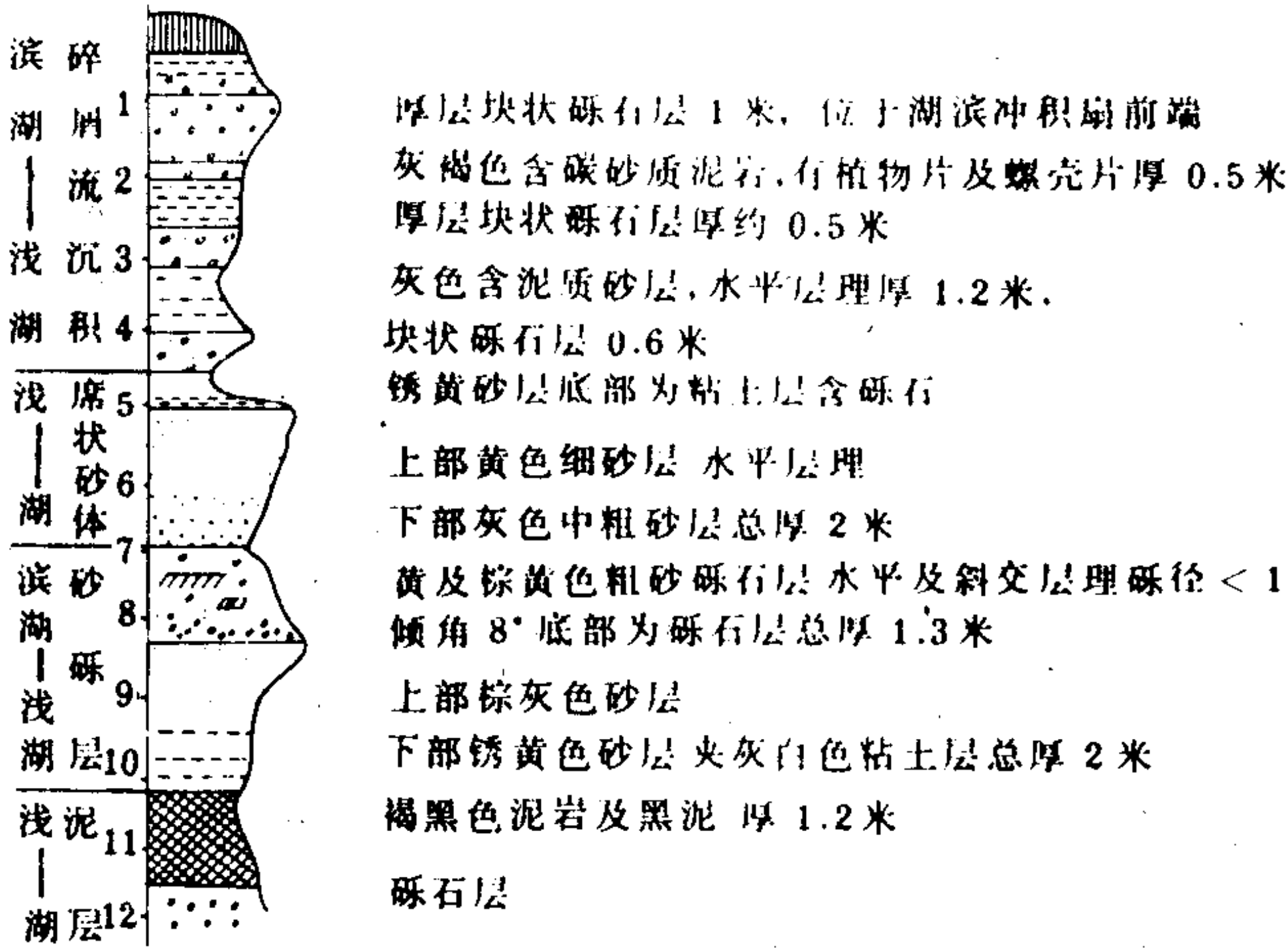


图 3-2 牛摩村附近牛摩组沉积剖面
和四种沉积类型，可以代表全新世的高湖面及其发育过程。

第二节 盆地 12000 年以来植物群的发展和古气候变化

为了解全新世以来植物群的演变及古气候变化，曾对部分剖面作了孢粉分析。孢粉样采自澄江和上述牛摩露头剖面以及湖底钻孔岩心。露头剖面下部黑色粘土经¹⁴C测

* 中国科学院南海海洋研究所海洋地质研究室，华南第四纪地质调查研究报告，1976。

定*，在澄江 80—16 号样为 $12\,200 \pm 300$ 年（图 3-4）。虽分层取样，但在澄江剖面上部 1 米及牛摩剖面上部 1—2 米样品均未发现孢粉。钻孔样品采自湖底深 2 米左右，如南部 80—39 孔，北部 80—10 孔及中部偏西北的 80—13 孔，一般每 10—15 米取样一块。湖底表层样中基本上都含有孢粉。地面露头剖面早于湖底沉积，可代表全新世早期，甚至到中期沉积，湖底表层可代表全新世晚期沉积。

发现的孢粉有裸子植物一科 3 属，被子植物 27 科，34 属；蕨类植物 13 科，15 属，以及泥炭藓和藻类孢子等 3 属。共 41 科 50 属孢粉化石，它们主要是：松属(*Pinus*)，油杉(*Keteleeria*)，铁杉(*Tsuga*)，柳属(*Salix*)，胡桃(*Juglans*)，山核桃(*Carya*)，枫杨(*Pterocarya*)，栗(*Castanea*)，栲(*Castanopsis*)，栎(*Quercus*)，桤木(*Alnus*)，桦(*Betula*)，榛(*Calypus*)，蔷薇科(*Rosaceae*)，豆科(*Leguminosae*)，桉树(*Calypus*)，杜鹃属(*Rhododendron*)，榆(*Ulmus*)，桑(*Morus*)，蓼(*Polygonum*)，唇形科(*Labiatae*)，禾本科(*Gramineae*)，菊科(*Compositae*)，莎草科(*Cyperaceae*)，里白(*Hicriopheris*)，水龙骨科(*Polypodiaceae*)，瘤足蕨(*Pleurospermum*)，紫萁(*Osmunda*)，以及泥炭藓(*Sphagnum*)，单棘盘星藻(*Periasteris*)等。孢粉组合的特征及所反映的环境条件是：

1) 全新世早期。以澄江 80—16 和牛摩 80—71 样品为代表，包括 80—75 和湖-22 等样号。样品中有机质较多，孢粉丰富，主要是松、桤木、栎，还有桦木、榛、杜鹃、菊科等。这些成分均为温带常见植物。其中杜鹃、榆和菊科等又偏向于干旱的生态环境。在这一阶段中所有样品均未发现有代表性的热带和亚热带类型。应该指出的是澄江 80—16 号样品中孢粉比牛摩 80—71 号样品稍多，如栎、蔷薇、豆科、榆、冬青、蓼以及水龙骨科等。因此这个孢粉组合所反映的植物群，可代表一个比现今温凉偏干的气候条件。

2) 全新世中期。以澄江剖面湖-24（剖面 2.5—3.5 米深处）和牛摩剖面湖-10，湖-11 号样（剖面 5—8 米深处）为代表。从这些样品中发现的孢粉来看，除在早期中出现的成分外，尚发现栲、胡桃和山核桃；榛和栎有所增加；还有桑属、禾本科及水龙骨科等，同时菊科的种类增多，如蒿属和紫菀属等。泥炭藓也只在该层段出现。大家都知道，常绿树种栲、栎和桑等，在日前云南的亚热带、热带森林中是常见树种，与全新世早期比较，气温明显上升了。同时由于出现较多的禾本科，水龙骨科多种，菊科多种以及泥炭藓等，说明沉积时期水分条件较早期好。所以全新世中期在澄江和牛摩地区气候是比较湿热的，植物也比较繁盛。但中期偏后一段时间，即露头剖面上部（深 2—3 米），花粉很少，甚至没有发现化石花粉，例如，样品湖-76，80—231 和湖-8 等，这除了露头上部样品因受流水冲刷而使花粉减少外，反映气候似乎在趋于温干。

3) 全新世晚期。湖底表层的样品 80—39，80—13 和 80—10 孔中共 19 块，都含孢粉；其种类成分比露头剖面中的多，总的面貌更接近于今天当地的植物群。同时湖的南北也存在一些差异：①南部孢粉组合中蕨类植物孢子多于北部，尤其是具瘤面纹饰的水龙骨科孢子仅出现在南部；②裸子植物中的铁杉属南部多于北部；③北部样品中草本植物花粉多于南部。这样的差异是由于不同点的样品中所含孢粉种类不可能完全一致；同时南北部样品所处水深不同也有一定影响。（南部 80—39 孔，水深 65 米；北部 80—10 孔，水深 124 米）。不过总的说，孢粉组合面貌，因湖水面积不大，平面上大体是相近的。

* ^{14}C 年代均由中国科学院地球化学研究所七室测定。