

526846

35832
56277

526846

青海湖

综合考察报告

中国科学院兰州地质研究所
中国科学院水生生物研究所
中国科学院微生物研究所
中国科学院南京地质古生物研究所



21551

统一书号: 13031·895

定 价: 3.40 元

本社书号: 1270·13-18

青海湖综合考察报告

中国科学院兰州地质研究所
中国科学院水生生物研究所
中国科学院微生物研究所
中国科学院南京地质古生物研究所

科学出版社

1979

内 容 简 介

这是我国内陆第一大湖——青海湖的多学科综合考察报告。

报告中系统搜集了青海湖的地理、地质、湖水物理化学、水生生物、水动力、沉积物、早期成岩作用、元素地球化学、有机地球化学和微生物等方面的资料,共 89 项 17200 多个数据,围绕石油地质的有关问题,用“将今论古”的方法,研究了一个内陆湖泊的各种现代地质作用。

本报告可供湖沼学、水生生物学、微生物学、第四纪地质学、沉积学、地球化学等方面的工作者,特别是石油地质工作者以及有关高等院校、科学研究部门参考。

青海湖综合考察报告

中国科学院兰州地质研究所
中国科学院水生生物研究所
中国科学院微生物研究所
中国科学院南京地质古生物研究所

*

科学出版社出版

北京朝阳门内大街 137 号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1979 年 2 月第 一 版	开本: 787×1092 1/16
1979 年 2 月第一次印刷	印张: 17 1/4
印数 精 1—2,500	插页: 插 18 页 16
平 1—1,350	字数: 400,000

统一书号: 14031·895

本册书号: 1270·13—15

定 价: 布 脊 精 装: 4.40 元
平 装: 3.40 元

前 言

青海湖是我国内陆第一大湖。

1961年7月,国家科委和中国科学院组织了兰州地质研究所、水生生物研究所、微生物研究所和南京地质古生物研究所的有关人员,共同成立青海湖综合考察队,进行了两年野外考察。

这次考察的目的,是以青海湖作为天然实验场,从湖泊地质、湖水物理化学、水动力、水生生物、微生物、现代沉积作用、地球化学、有机质,直到早期成岩过程,系统地收集资料,针对石油地质的有关问题,研究一个现代内陆湖泊的各种地质作用,探讨沉积物中有机质的堆积、保存和转化条件,“将今论古”,为古代陆相沉积盆地的石油地质研究,提供一个类比。

在考察中,在青海湖中布置了113个实测点,系统采集了水样、水生物样和泥样;某些项目的观测,是分季节进行的。同时打了6个专用钻孔,总进尺531.73米,揭露第四纪剖面最厚210米未见底,全部取芯。1963年至1964年间进行了室内分析实验。整个考察过程中共取得了89项17200多个数据。1965年五月完成了报告的初稿。经过伟大的无产阶级文化大革命,在党的领导下,考虑到生产、教学和科研部门的要求和意见,1973年我们对个别项目又补充了一些工作,并将原报告进行修改。

青海湖综合考察项目负责人:黄第藩、陈克造、晋慧娟、罗斌杰、王大珍、**卢奋英**。参加这项工作的主要研究人员有:兰州地质研究所黄第藩、陈克造、晋慧娟、罗斌杰、梁狄刚、朱莲芳、林禾杰、程克明、刘中庆、杨世倬、王有孝、杨惠秋、江德昕、马秀贞;水生生物研究所**卢奋英**、伍焯田、邱昌强、孙兴湘、莫珠成;微生物研究所王大珍、赵玉峰、印明善、谢树华、沈舜杰;南京古生物研究所黄宝仁。本报告共九章、一个结语,其中各章的编写人员是:第一章,青海湖的形成和发展:陈克造、黄第藩、梁狄刚;第二章,湖水:罗斌杰、孙兴湘、邱昌强、陈刚、李正蒙、**卢奋英**;第三章,水生生物:伍焯田、莫珠成、顾月萍;第四章,湖水动力:罗斌杰;第五章,湖底沉积物:沉积物的形成:晋慧娟、朱莲芳、林禾杰、**梅震亚**、杨世倬,元素的分异与聚集:黄第藩、梁狄刚、刘中庆;第六章,沉积物的氧化还原环境和有机质:化学:梁狄刚、刘中庆,沉积:朱莲芳、晋慧娟、杨世倬;第七章,早期成岩作用:林禾杰;第八章,第四纪湖相沉积物中有机质向石油方向的转化:黄第藩、罗斌杰、程克明、陈克造、王有孝、刘中庆、郭丽芬;第九章,微生物在有机质转化中的地质作用:王大珍。参加工作的还有:来常玉、常秋君、杨希先、张焕新、陆维藩、马淑琪、李承先、吴贻华、沈平、程学惠、钱吉盛、张谦、杜金娥、**马世年**、喻德科、耿桂元、邓平、陈延章、范璞、徐永昌、颜玉贵、惠荣耀。此外,许汉奎、卢礼昌、赵纪文、冯西奎、王光适、孙天林、黄书兴、宁志珍、武天爱、罗瑞鹿、胡伯良、冯爱敏、赵玉珍、艾志莲等同志参与了青海湖的野外考察、样品采

14657/1.2

集、分析和图件清绘等工作,付出了辛勤的劳动。

同时,在野外考察和报告整理过程中,我们得到了青海省科委、水产厅、新华社青海分社、中国科学院贵阳地球化学研究所、青海盐湖研究所和新疆分院等单位的大力支持。大庆和大港油田对报告初稿提出了十分宝贵的意见。华东石油学院、武汉地质学院和成都地质学院,热情鼓励报告的出版。应当说,这个考察报告,是社会主义大协作的成果。

本书的出版,如果能够在陆相沉积盆地的石油地质理论研究中起到某些作用,这就是我们的希望。

考察中所得资料十分浩繁,涉及许多学科和领域;我们的认识,难免有不符合客观实际的地方。错误之处,恳切希望得到批评和指正。

中国科学院兰州地质研究所

中国科学院水生生物研究所

中国科学院微生物研究所

中国科学院南京地质古生物研究所

一九七七年四月

目 录

前言	(i)

第一章 青海湖的形成和发展

一、自然地理和地貌特征	(1)
二、第四纪地层	(9)
1. 剖面综述	(9)
2. 划分对比	(9)
3. 青海湖早一中更新世黄土成因的讨论	(12)
三、湖区三次新构造上升运动	(13)
四、青海湖的形成及其成因类型	(15)
五、青海湖的发展	(19)
1. 河湖共存及其闭塞	(19)
2. 湖泊的全盛时期	(20)
3. 湖面缩小与湖水位下降	(21)

第二章 湖 水

一、湖水的物理化学特征	(24)
1. 某些物理性质	(24)
2. 水化学状况	(25)
二、淤泥水的化学性质	(30)
三、沿湖主要河流及子湖的水化学状况	(30)
1. 河水	(30)
2. 子湖	(33)
四、几个问题的讨论	(34)
1. 青海湖碳酸盐的化学平衡	(34)
2. 青海湖水离子组成与盐度的关系	(35)
3. 湖水矿化特征的形成及发展	(39)

第三章 水 生 生 物

一、浮游生物	(44)
1. 种类组成	(44)
2. 分布状况	(45)
3. 数量的季节变化	(47)
二、底栖动物	(50)
1. 种类组成	(50)
2. 分布状况	(52)

3. 数量的季节变化	(52)
三、鱼类	(54)
四、水生高等植物	(54)
五、湖区其它水体的生物相	(55)
六、青海湖区水生生物的基本特征	(59)
七、关于青海湖营养类型的讨论	(60)
附录 青海湖浮游生物的昼夜变化	(64)

第四章 湖水动力

一、青海湖水动力状况	(67)
1. 湖流	(67)
2. 湖浪	(69)
3. 其它水动力因素	(74)
二、水动力对湖水理化性质分布的作用	(74)
1. 水团中悬浮物质的分异	(75)
2. 湖水矿化度的分布	(77)
3. 湖水氧化还原性分区	(79)
三、青海湖水动力区	(84)
1. 河口射流区	(84)
2. 湖滨浅水浪扰区	(87)
3. 中深水湖流-浪力作用区	(87)
4. 深水湖流影响区	(87)
5. 湖湾回流区	(88)

第五章 湖底沉积物

沉积物的形成	(89)
一、现代沉积作用的主要特点	(89)
1. 处于从碎屑沉积向化学沉积的过渡阶段	(89)
2. 沉积速度较大	(91)
3. 湖水动力分带明显	(91)
二、碎屑沉积物	(91)
1. 湖底沉积物的类型和分布	(91)
2. 应用中径、分选度和歪度分析沉积水动力	(95)
3. 利用重矿物分布判断沉积水动力	(105)
4. 淤泥沉积物中的粘土矿物	(109)
三、碳酸盐沉积物	(111)
1. 碳酸盐沉积的成因类型	(111)
2. 碳酸盐沉积的分布	(113)
四、青海湖现代沉积相	(116)
元素的分异与聚集	(120)
一、沉积物的元素组成	(120)
二、元素在湖底沉积物中的分布	(121)

三、讨论	(136)

第六章 沉积物的氧化还原环境和有机质

一、沉积物的氧化还原电位	(140)
二、变价铁、硫元素	(144)
1. 铁、硫自生矿物	(144)
2. 各种铁、硫的分布和转化	(145)
三、青海湖沉积物的氧化还原相	(152)
1. 各种铁、硫环境指标的评价	(152)
2. 氧化还原相的划分	(155)
四、沉积物中的有机质	(156)
1. 数量	(156)
2. 质量	(159)
3. 分布	(160)
4. 有机质中的沥青	(165)

第七章 早期成岩作用

一、埋藏初期(1米深度内)沉积物的变化	(170)
1. 氧化薄层	(170)
2. 生物层频繁出现	(172)
3. 沉积物迅速脱水	(172)
4. 还原性增强	(172)
5. 碳酸盐的选择性溶解和再沉淀	(175)
二、青4孔第四纪湖相沉积物的早期成岩作用	(176)
1. 上覆静压力增大,沉积物进一步脱水压实	(176)
2. 还原环境的增强和物质重新分配	(179)
3. 局部胶结层的形成	(185)
三、早期成岩阶段的划分	(188)
1. 自生矿物形成阶段	(188)
2. 物质重新分配阶段	(188)
3. 固结作用阶段	(188)

第八章 第四纪湖相沉积物中有机质向石油方向的转化

有机质和沥青	(190)
一、沉积物埋藏初期(1米深度内)有机质的变化	(190)
二、早期成岩过程中有机质的“转耗”	(194)
三、沥青组分的变化	(205)
1. 原始有机质的性质——决定转化的可能性	(205)
2. 时间(埋藏深度)——决定转化的方向性和阶段性	(211)
3. 沉积相和氧化-还原相——决定着转化的旋回性	(213)
四、模拟沥青元素组成的变化	(214)
五、粘土矿物与有机质	(216)

• • •

1. 青海湖钻孔剖面上的粘土矿物	(216)
2. 利用差热分析研究分散有机质的对比实验	(217)
3. 不同粘土矿物中的分散沥青	(219)
有机化合物	(220)
一、氨基酸、碳水化合物、类脂化合物和杂环化合物	(221)
1. 氨基酸	(221)
2. 碳水化合物	(222)
3. 类脂化合物	(222)
4. 杂环化合物	(222)
二、烃类	(222)
1. 游离气态烃	(223)
2. 吸附烃	(223)
3. 分散烃类	(223)
三、湖泊淤泥的热解产物	(226)
四、沉积物埋藏过程中烃类转化的迹象	(231)

第九章 微生物在有机质转化中的地质作用

一、岩样	(233)
二、分析方法	(233)
1. 微生物生理菌群的分析	(233)
2. 脂肪酸发酵试验	(234)
3. 生化分析	(234)
三、实验结果	(234)
1. 布哈河三角洲全新世沉积物中微生物及生化物质的分布	(234)
2. 耳海更新世沉积物中微生物及生化物质的分布	(246)
3. 二郎尖晚更新世沉积物中微生物及生化物质的分布	(252)
四、微生物的地质作用	(257)
1. 微生物活动与有机质	(257)
2. 微生物的活动创造了有利于有机质向石油方向转化的条件	(258)
3. 微生物的产氢、转氢及脱氧作用	(258)
4. 微生物的脱氮作用	(259)
5. 微生物活动促进成岩作用	(259)
五、关于脂肪酸发酵问题的探讨	(260)
六、几点认识	(264)
结语	(265)
参考文献	(268)
照片	

第一章 青海湖的形成和发展

青海湖,蒙语叫“库库诺尔”,藏语叫“错温布”,意即“蓝色的湖泊”。“青海”得名于北魏。

历史上最早关于青海湖的记载,见于郦道元(公元465—527年)的《水经注》。书中写道:“海周围七百五十里。中有二山,……东西对峙。水色青绿,冬夏不枯不溢。自日月山望之,如黑云冉冉而来。”一千五百年前,这位热爱祖国的地理学家,为我们描绘了一幅古青海湖的壮丽图画。

公元1844—1930年间,二十多个外国人,先后出于不同的目的来到青海湖,进行过“探险”和“考察”。他们的资料片断零星,且多限于地理描述。

解放前,荒凉的青海湖,几乎没有进行过什么科学研究。应该提到的是,1938年我国地质学家孙健初在湖区考察以后,首次提出它是因地层断陷、倒淌河倒流而形成的科学推论^[1]。

解放后,青海湖获得了新生。随着渔业、农牧业的蓬勃发展,1955年起,青海省水利厅环湖建立了多个水文气象站,收集了湖区系统的水文气象资料。同年,有关部门测出了第一张湖水等深图。1957年,国家测绘局航测了湖区并编制地形图,青海省地质局所属各单位也陆续进行了各种比例尺的区域地质、水文地质普查、物探和浅钻工作。青海省农垦厅在湖区作了大量植被、土壤调查。自1957年起,青海湖历史上第一次开始了大规模机船捕鱼作业。多年来,渔业工人在生产实践中积累了大量湖底地形、湖积物分布、风向和湖流的资料。随着生产的发展,科学研究也进入了一个新阶段。1955年起,中国科学院地理研究所、水生生物研究所、动物研究所、地质研究所,水电部,青海师范学院,以及甘青综合考察队、南水北调地质队、高原生物研究所等单位,先后多次在湖区进行过地理、地质、地貌、新构造、湖沼、动物、水生生物、矿产和水力资源等各方面的考察,积累了十分丰富的资料^[2-6],提出了很多宝贵的科学论断,为开发这个湖泊,付出了辛勤的劳动。

一、自然地理和地貌特征

青海湖是我国最大的内陆高原微咸水湖泊。其自然地理和湖沼学的主要数据如下:

位置: 东经 $99^{\circ}36'$ — $100^{\circ}47'$
北纬 $36^{\circ}32'$ — $37^{\circ}15'$

最宽: 63 公里

形状: 近菱形,长轴
北西西向近 315°

周长: 360 公里

最长: 106 公里

湖面积: 4635 平方公里¹⁾

1) 据方永按地形图多次计算。

流域面积: 34950 平方公里

年平均降雨量¹⁾: 北部 377 毫米
南部 395 毫米

流域面积:
湖面积: 7.5

年平均蒸发量²⁾: 北部 1433 毫米
南部 1487 毫米

湖面海拔: 3196 米

年平均气温: 0.9—2.7℃

湖岸发育程度: 1.52

年平均气压: 690 毫米汞柱

水深¹⁾: 最大 28.70 米
平均 19.15 米

风向: 西风及西北风为主

湖水总容量: 854.45 亿方

最大风力: 10 级

湖水含盐量: 12.49 克/升

日照时数: 3040 小时

年总径流量: 地表 16 亿方
地下 6.4 亿方

日照百分率: 70—80%

山脉 湖区为大通山、日月山和青海南山所环绕。北面的大通山走向近东西,主峰海拔在 4200 米以上,在湖区西部布哈河谷北侧出露下古生界浅变质岩和花岗岩,在刚察以西主要由中生界砂页岩组成,以东则出露前震旦系及震旦系变质岩。湖区东面的日月山走向北北西,由前震旦系片麻岩、花岗片麻岩、花岗岩和花岗闪长岩组成,自北而南分作三段:北段团保山(4025 米),中段达坂山(4389 米)、南段野牛山(4832 米),越南越高;它们组成湖区与湟水流域的分水岭。湖区南面的青海南山呈北西西向延伸,自西而东也可分作三段:西段由三列平行山脉组成,它们是切十字大坂(3500 米,下古生界浅变质岩)、中吾农山(3800—4300 米,二迭、三迭系灰岩、变质砂岩、板岩)和茶卡北山(4300—4700 米,花岗岩、闪长岩及二迭、三迭系火山岩、变质砂板岩),向西延伸,成为湖区与柴达木盆地的分水岭;中段是海拔 4200—4500 米的塔温山、哈堵山和龙保欠山,由下古生界千枚岩、石英砂岩、片岩、片麻岩和花岗岩组成,它们把湖区与南侧的共和盆地分隔成两个截然不同的地貌景观;东段是海拔 3800—4000 米左右的加拉山和蛙里贡山,由三迭系下部龙羊峡统浅变质岩组成,它们和野牛山共同组成湖区与贵德盆地的分水岭。

水系 湖区大小河流 40 条,都属内陆封闭水系,且大部分是间歇河,干流短,但雨季流量颇大。水系分布明显不对称,西面和北面河流多,流长量大;东面和南面则相反。主要的河流有 7 条,即布哈河、乌哈阿兰河、沙柳河、哈里根河、甘子河、倒淌河及黑马河,它们的流量占入湖总径流量的 95%。其中以布哈河最大,全长 300 多公里,下游宽 22 米,集水面积 16570 平方公里,年总径流量 10.64 亿方,占入湖总径流量的 67%,并且在湖盆西部冲出一个伸入湖中达 13 公里的布哈河三角洲。地下径流除老地层中的裂隙水、层间裂隙水外,主要是第四纪砂砾层中的潜水。

气候 湖区属较高寒半干燥草原气候,气温在元月最低,可达零下 30℃,平均为零下 12.7℃;七月份最高可达 28℃,平均为 12.4℃。每年 11 月至翌年 3 月,平均气温在零度以下,湖面冰封,冰厚可达 0.5 米。湖区夏季降雨量平均为 247.6 毫米,占全年降雨量近 2/3。年平均蒸发量为降雨量的 3.8 倍左右。据粗略估算,青海湖年蒸发量为 76.76 亿方,年降雨量加入湖总径流量为 40.34 亿方,入不敷出,导致湖面下降,湖水含盐量逐渐增高。不过,巨大湖体的存在,又对气温起着一定的调节作用,所以湖区年温差比邻区要小些,降雨量则大些。

1) 据我们 1962 年 113 个实测点的资料。

2) 据青海省气象局到 1970 年为止的资料。北部以刚察为代表;南部以铁布卡为代表。

爽平面

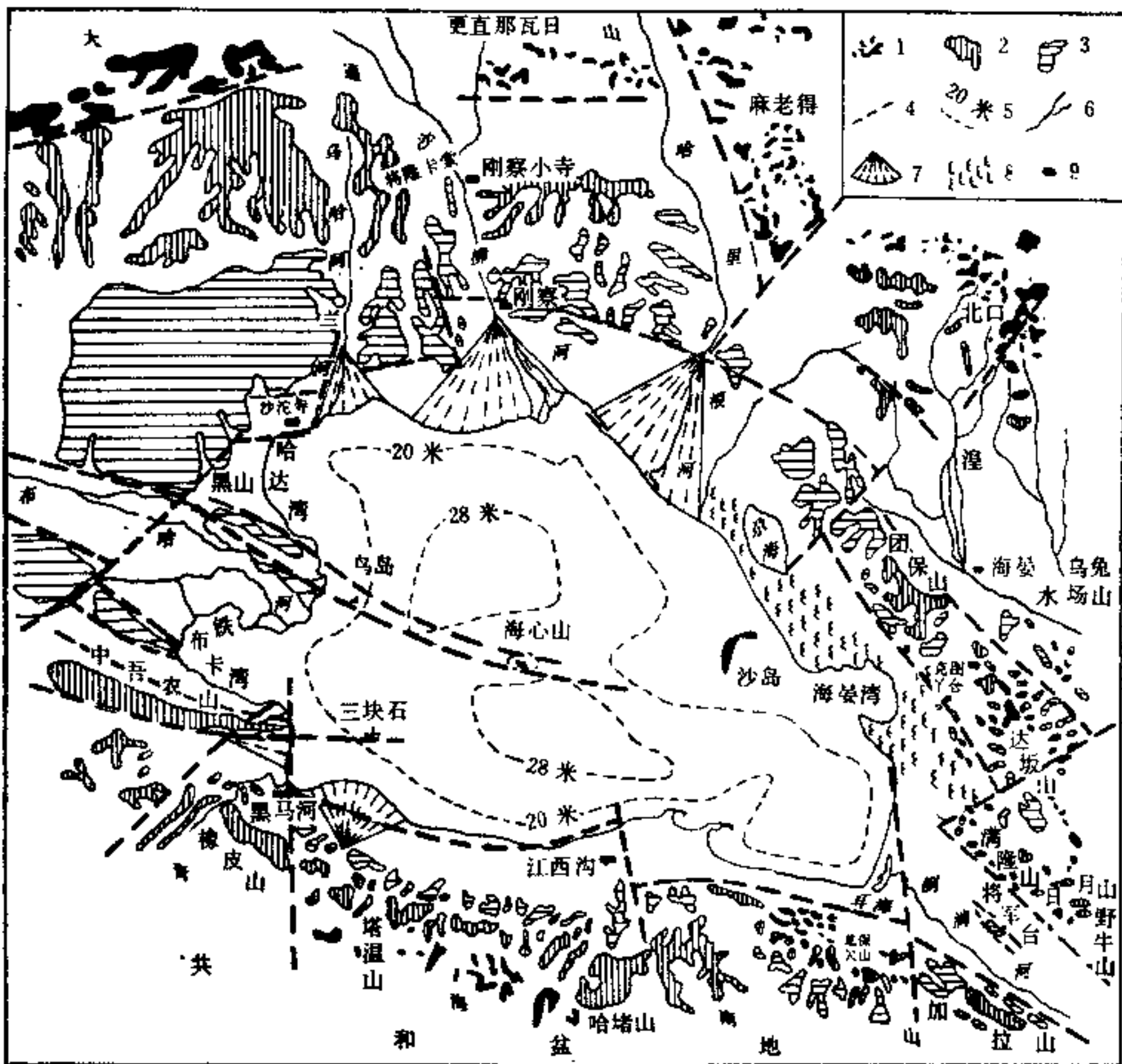


图 1 青海湖区地貌略图

1. 第I级夷平面,组成高山带,新第三纪初升起; 2. 第II级夷平面,组成中山带或高山带的山前高台阶,第四纪初升起; 3. 第III级夷平面,组成低山带或高、中山带的山前低台阶,晚更新世初升起; 4. 新构造断裂; 5. 湖水等深线; 6. 河流; 7. 几个大型冲积扇; 8. 风沙堆积带; 9. 居民点。

第1级——海拔4200—4600米,由于升起最早,故保存最差,其上发育有峥嵘尖削的冰蚀地形。无新沉积物覆盖。

第 II 级——海拔 3800—4000 米,升起较晚,保存较好,只在边坡有沟谷切割。局部地区有上第三系红层覆盖。

第 III 级——海拔 3500—3600 米, 升起最晚, 保存最好, 局部地区有新沉积物覆盖。

这三级夷平面,与施雅风、陈梦熊等 1958 年在湖区划分的高、中、低山带相当^[2]。各级夷平面间或以断裂相接触,在地形上表现为走向平行、被深沟分隔的长条形山脉,以湖区西南部的茶卡北山—中吾农山—切十字大坂最为典型(图 2);或形成山脉两侧之山前高、低台阶,以山脉斜坡上的阶梯式陡坎相过渡,这在青海南山北坡、大通山和日月山南坡都表现得十分清楚(图 3)。它们是湖区新构造时期中几次大规模间歇性上升的标志。

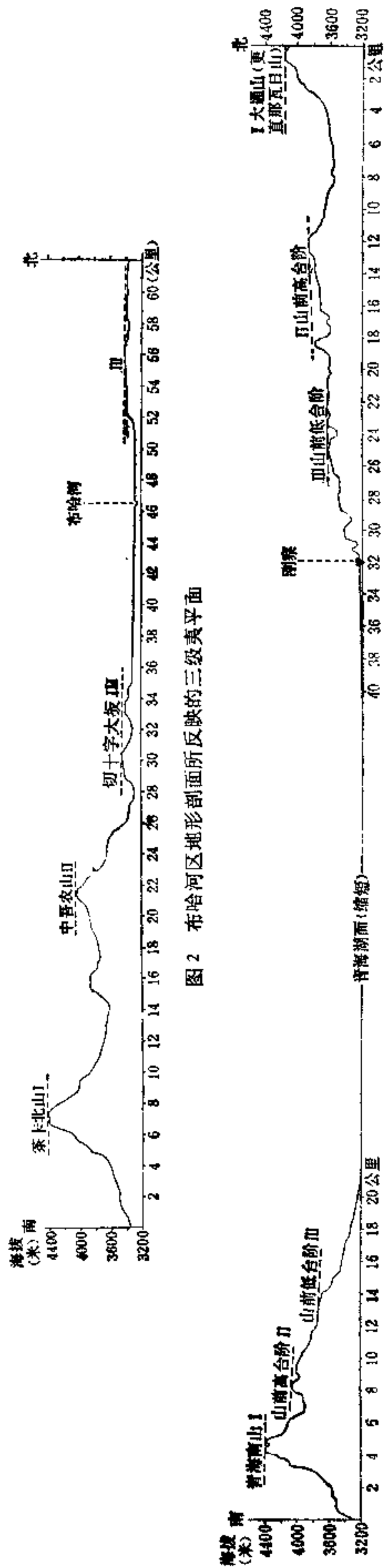


图2 布哈河区地形剖面所反映的三级夷平面

图3 湖盆中部地形剖面所反映的三级夷平面

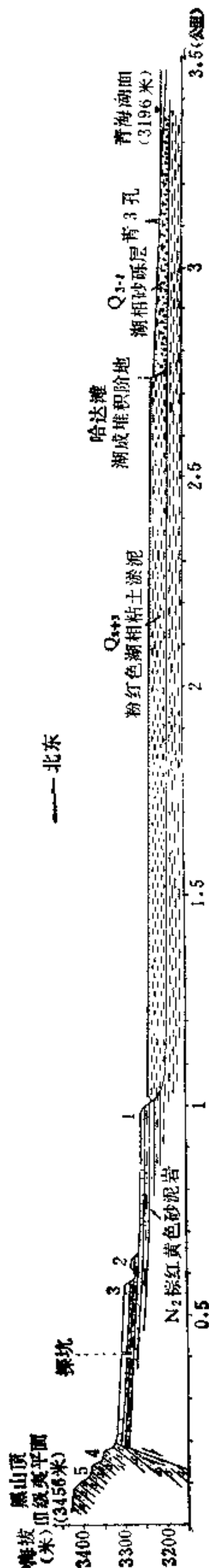


图4 黑山—哈达滩侵蚀、堆积阶地实测剖面图

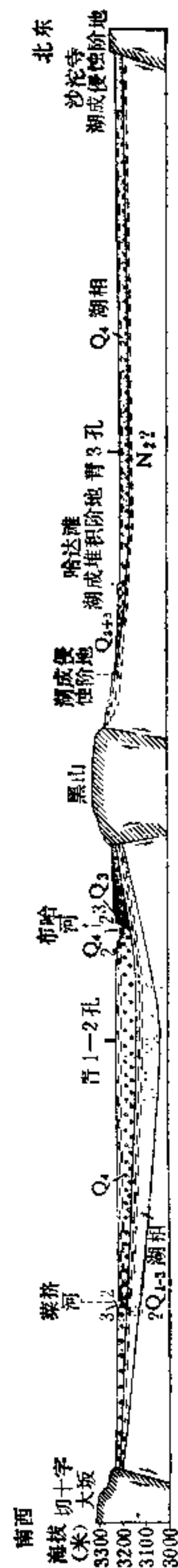


图5 湖区西部河湖剖面略图

(本图根据以下资料编制: 1. 野外观测及钻井资料; 2. 物探电测资料; 3. 十万分之一地形图)

阶地 湖区阶地发育,可分侵蚀阶地和堆积阶地两种。侵蚀阶地分布于第III级夷平面以下的山脉斜坡上,共3—5级,组成低山带的多层地形和谷中谷地形,在湖盆西缘的黑山斜坡上表现得十分清晰,拔湖高度分别为50、75、100、150和175米(图4)。海心山顶面以下见有三级侵蚀阶地^[6];沙陀寺、铁布卡等处也见有不同时代基岩组成的湖成侵蚀阶地。堆积阶地高度小,主要是内迭式(图5)。在布哈河、倒淌河、菜挤河、沙柳河等河两岸

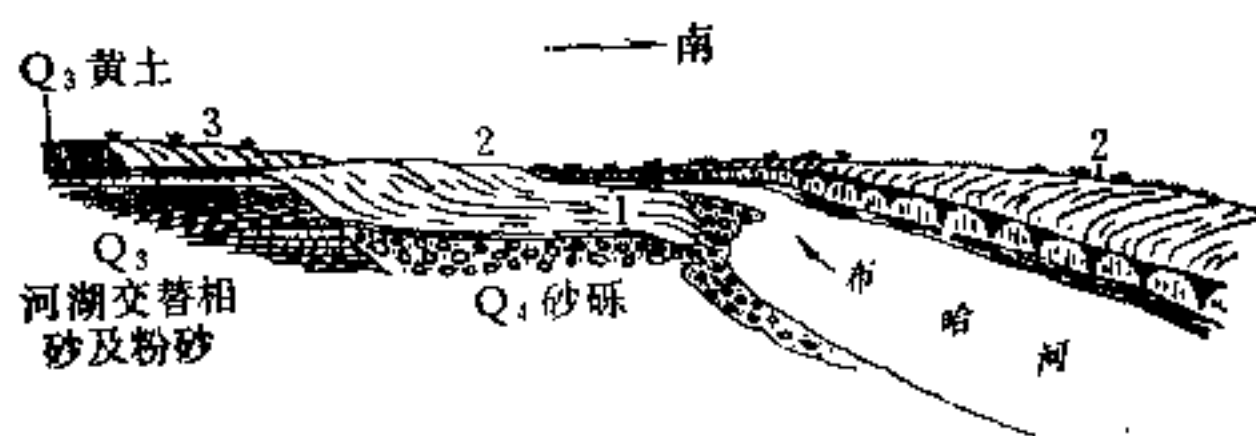


图6 布哈河下游三级阶地地貌素描图

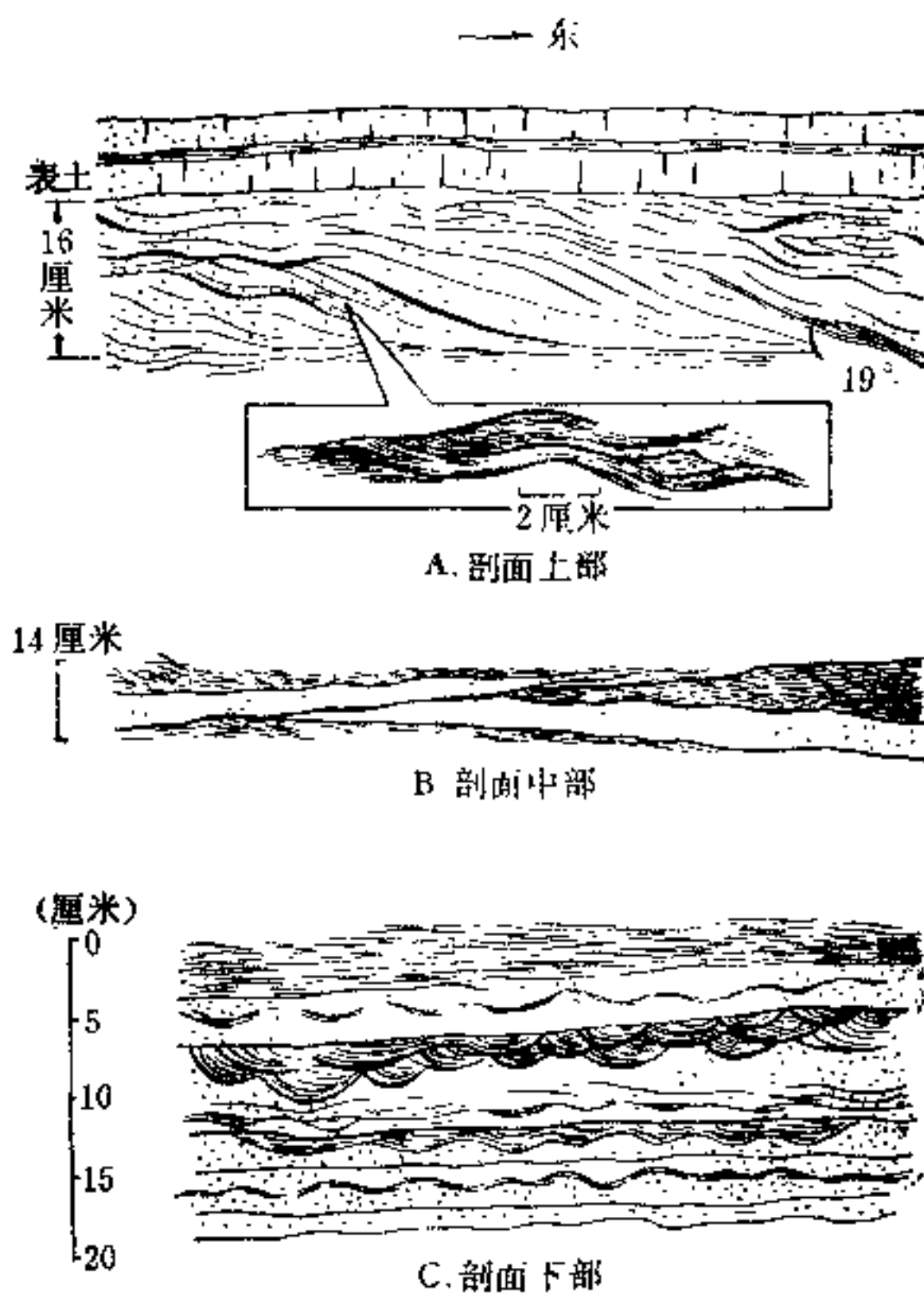


图7 布哈河二级阶地上更新统剖面河湖交替相沉积物斜层理素描图

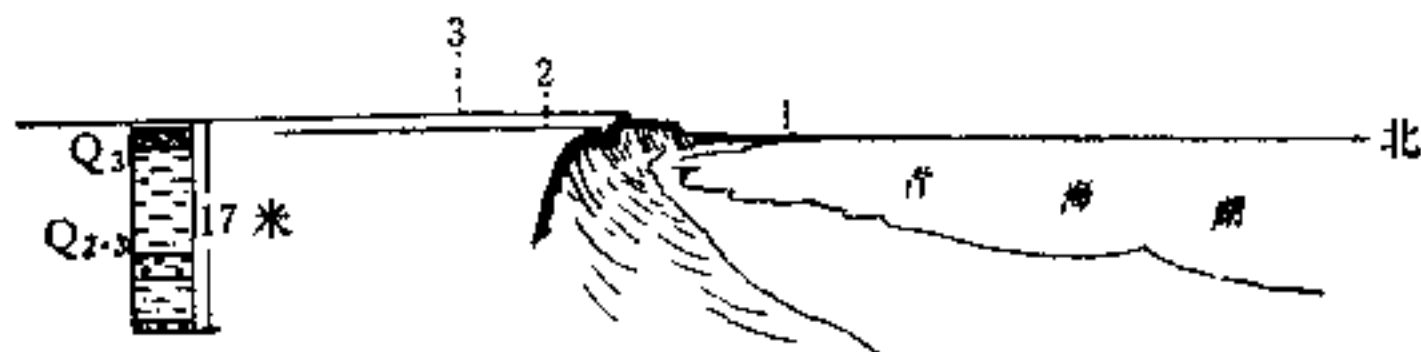


图8 二郎尖湖阶地地貌素描图

普遍发育有三级河成内迭阶地。黑山南麓的布哈河 2 级阶地(图 6、照片 1)由晚更新世河湖交替相沉积物组成,在厚度不过 3 米的剖面上,各种斜层理十分发育(图 7、照片 2)。湖区西岸和南岸,在哈达滩、二郎尖、黑马河一带,多处发育有 1—3 级湖成堆积阶地(图 8、照片 3)。河湖堆积阶地的高度对比见表 1、2,它们反映出湖区不同部分近期上升运动的

表 1 青海湖区河成堆积阶地距河面高度(米)对比

地 区 级	西 部 布 哈 河 区			东 部 倒 淌 河 区	
	天棚公社	黑山南麓	菜挤河	倒淌河镇	将军台
3	—	5—6	11.3	16.2	28.7
2	3.3	3	2.2	4.6	6.2
1	1.5	1	1	0.6	4.5

表 2 青海湖区湖成堆积阶地距湖面高度(米)对比

地 区 级	哈 达 滩	铁 布 卡	黑 马 河	二 郎 尖	江西沟渔场
3	—	—	—	17	10
2	5	7.1	7.1	8	5
1	1	3.1	2.1	2	2

差异。洪积阶地见于近期强烈上升的山麓地带;在野牛山南麓的一道沟有三级内迭洪积阶地,距河面高度分别为 10 米、14 米和 16 米(图 9、照片 4),它们反映出野牛山近期的强烈上升。

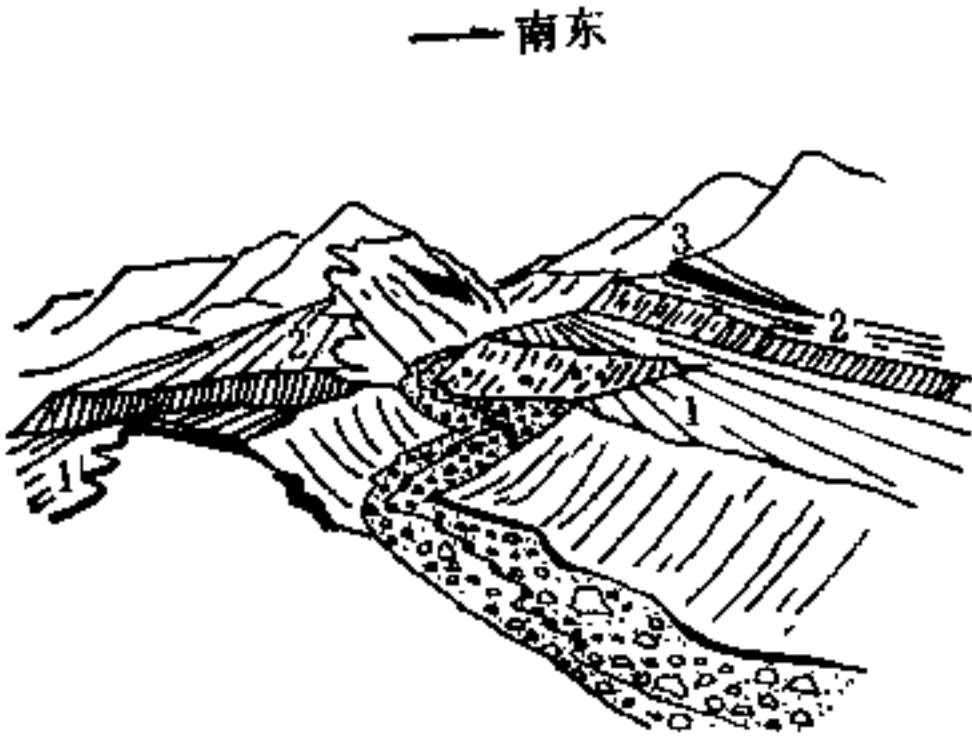


图 9 野牛山南麓一道沟三级洪积阶地地貌素描图

冲积扇 湖区地貌的又一特色,是在山麓倾斜平原带上分布着大大小小的冲积扇。湖盆南缘倾斜平原带窄,一般只 1—6 公里,从倒淌河镇向西,冲积扇沿环湖公路连绵波状起伏,梯度陡而保存差,面积一般小于 30 平方公里。湖盆北缘倾斜平原带宽,可达 6—16 公里,由几个大型冲积扇连接而成,梯度较缓,保存也好(表 3)。湖盆南缘冲积扇出山处有大至 1 米的巨砾,向前缘逐渐变小,临近湖滨处砾径一般只有 5—6 厘米。据铁道部资料,北岸冲积扇直到前缘处砾石仍占

表 3 湖区几个大型冲积扇对比

地 点	湖 盆 南 缘		湖 盆 北 缘		
	黑马河北	黑马河东南	乌哈阿兰河	沙柳河	哈里根河
坡 角	43′	1°10′	24′	21′	22′30″
半径,公里	9	8	9	16	17

70—90%，砂占10—30%，粉砂和粘土极少，充分表现出山区冲积扇的特点。

湖堤 青海湖滨湖地带，特别是在湖湾地区，常见湖堤垒垒成行。湖堤由湖滨砾石组成，砾径在0.5—6厘米左右，多扁圆状。堤宽8—15米，坡角背湖陡（近10度），向湖缓（近7度）。它们又分近代湖堤和古湖堤两种。近代湖堤距岸在1公里以内，拔湖高度小于15米，保存好、延伸远、高度大的一般有三道（表4），其上砾石裸露（照片5）。古湖堤常遭

表4 湖区近代湖堤对比

地 点	哈达湾	石乃海湾	黑马河	二郎尖	耳海	海晏湾	哈里根河口
数 目	3	3	3	5	6	3	3
拔湖最大高度(米)	10	5	4	9	14	11	8.5
距湖最大距离(米)	800	20	200	450	380	400	700

破坏，断续延伸。我们在湖盆东部海晏湾曾发现6道比较清楚的古湖堤，最远的一道距湖3.75公里，拔湖51米（图10），因为脱出水面年代已久，距岸很远，上面已为植被覆盖。另据方永报道，沙柳河冲积扇上有古湖堤三道，最远的一道距岸13公里，拔湖80米^[6]。

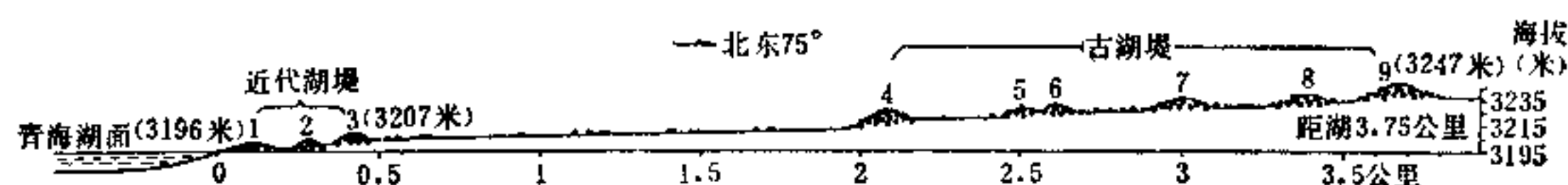


图10 海晏湾湖堤实测剖面图

风砂堆积 湖东岸北起甘子河口，南至海晏湾以南，大小沙丘一字排开，成群分布。沙丘有金字塔型和新月型两种（照片6），高度常达百米以上；新月型沙丘一般向西北方向突出。沙丘紧临湖岸，中间常有湖水淤塞后残留的沼泽洼地。黄沙碧水，交相辉映，独具特色（照片7）。

湖底地形 根据我们1962年在113个点上实测的湖水等深线图（图11A）可以看出，湖底边缘陡急，中部宽平，纵剖面成一“U”型（图11B）。25米水深线距岸2.5—8公里，在此范围内，水深梯度为3—10米/公里；以外则变缓，只有0.3—1米/公里。在湖盆西部，因布哈河夹带大量泥沙淤积，水深小于10米的浅水区可延伸入湖7—8公里。湖盆东北部因风砂堆积，环绕沙岛周围出现一个延入湖中达18公里、水深小于10米的湖底沙咀地形。从水深图计算，青海湖水深大于10米的湖面积为3484平方公里；大于15米区为3110平方公里；大于20米区为2620平方公里；大于25米区为2080平方公里。在海心山南北两侧和东南湖湾各有一个水深大于27米的深水区。最大水深位于海心山以北12公里处。因为湖底边陡中缓，20米以上的深水区占全湖面积的56.5%。

岛屿 碧蓝的湖水中，耸立着五个岛屿。在黑山东南135°延线上是蛋岛、鸟岛和海心山。蛋岛和鸟岛恰似布哈河三角洲的门户，基岩与黑山相同，由下古生界浅变质岩组成，二岛以水下浅滩相连。蛋岛面积0.11平方公里，拔湖7.6米，各种水鸟夏秋温暖季节棲息其上；鸟岛面积0.46平方公里，拔湖32米，岛顶平坦，上覆从布哈河谷吹来的风砂，岛东北缘有断层陡崖壁立湖中（照片8）。海心山位于湖心偏南，长2.3公里，宽800米，高

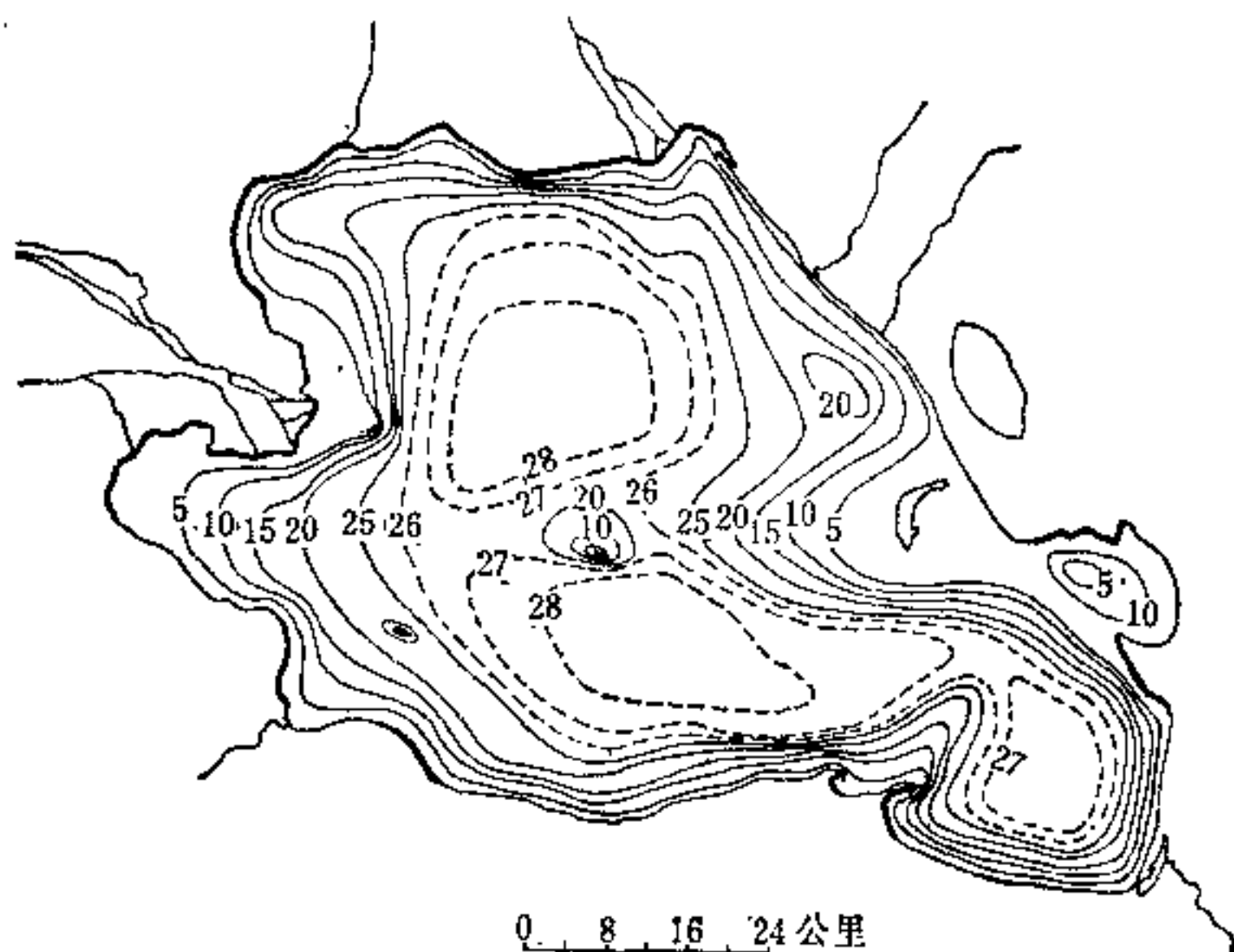


图 11 A 青海湖水深等值线图
(据 1962 年 113 个实测点资料编制)

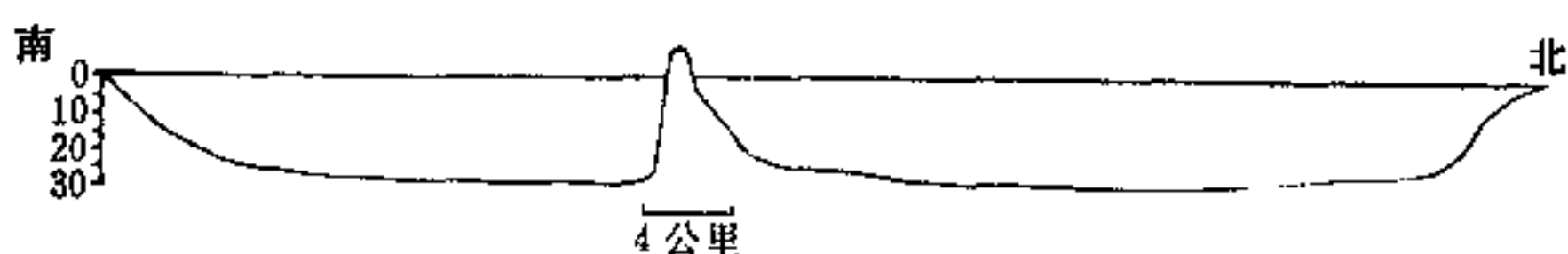
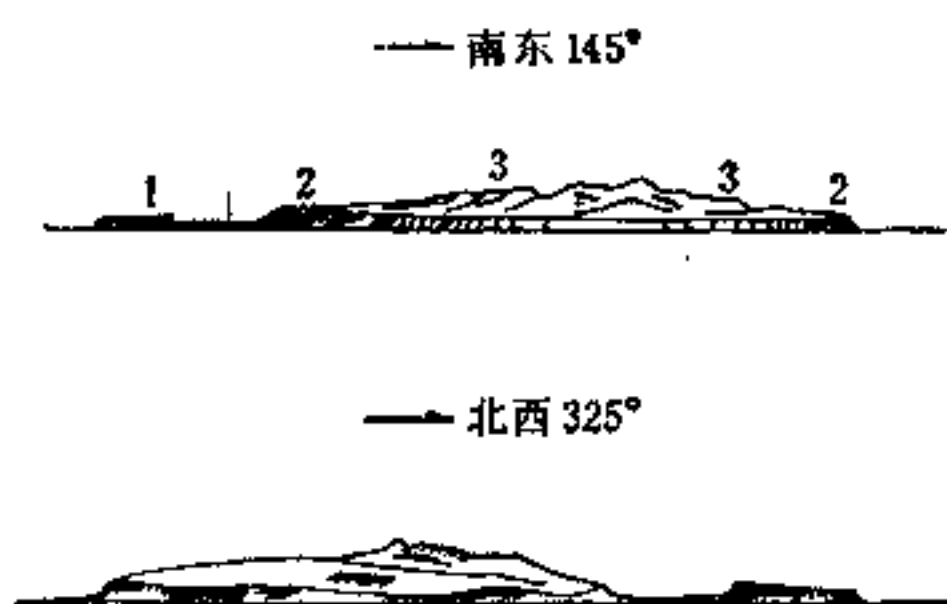


图 11 B 南北向湖底地形剖面图

出湖面 113 米,面积近 1 平方公里(照片 9),由花岗岩和前震旦系片麻岩组成,其上为桔红色含砂粘土所不整覆,红层出露厚度不及 2 米。岛的边缘整齐陡立,浪蚀遗迹到处可见。因几次抬升,全岛被削出三级侵蚀阶地(图 12)。湖东北部的沙岛是湖中最大的一个岛屿,



数字表示三级侵蚀阶地

图 12 海心山地貌素描图

长约 8 公里,宽 2.8 公里,面积近 11 平方公里,高出湖面 113 米,它的外形很象一个向西北呈弧形突出的新月形大沙丘,显然是因湖中沙垄突出水面接受风砂堆积而成的。此外,在湖的西南部,在中吾农山向湖延伸的方向上,有 7 块密集在一起的石灰岩礁石(照片 10),岩性与湖边山脉的中三迭统灰岩一致而产状相反,在太阳照耀下,发出银白色的夺目光辉,这就是著名的“三块石”。总的说来,岛屿分布的特点,是与湖周山脉之间有着明显的成因联系。

子湖 在蒸发最强、补给最弱的东部湖滨,出现两个子湖。尕海(又名“哈拉诺尔”)位于东北部风砂堆积区,面积 12 平方公里,与湖之间为沙丘所隔。耳海位于东南湖湾(照片 11),面积 4 平方公里,最深 4—5 米,与湖之间为湖堤及沙滩所隔,有倒淌河注入其中。

总起来说,青海湖区由各级夷平面组成的层层山势,山脉与湖滨的急剧过渡,山麓带一个又一个冲积扇的发育,湖滨与湖盆流域内的各种阶地,环湖分布的新老湖堤,湖中岛屿的规律分布,脱离母体的子湖,以及湖盆东岸的风砂堆积等等,所有这些,共同组成了一幅十分独特的内陆高原山间湖泊的地貌景观,反映出新构造运动中山脉不断上升与扩大,以及在于燥气候下湖水不断退缩的生动进程。

二、第四纪地层

为揭露湖区第四纪地层,以查明湖的形成和发展,我们打了五口钻井,井位见图 13。

青 1、2 孔——位于湖盆西缘布哈河三角洲前缘,距湖岸 200 余米。钻井目的:了解三角洲全新世沉积。井深 54 米。

青 3 孔——位于西北部哈达湾湖阶地以下,距湖岸 100 余米。钻井目的:了解青海湖全新世湖滨相沉积。井深 50 米

青 4 孔——位于湖东南部倒淌河入湖地带,在青海湖与耳海之间。钻井前根据阶地剖面研究及前人资料,初步确定这里是古湖长期沉降带东部及外泄区。钻井目的:解决青海湖与黄河隔绝封闭的历史。井深 178 米

青 5 孔——位于湖南部二郎尖 3 级湖阶地上,距湖岸 150 米,距山缘约 7 公里,阶地剖面上发现更新统化石,缺全新世湖积层。钻井目的:了解湖泊在更新世的演变和更新统在湖盆边缘带的相变。井深 210 米

此外,我们还研究了哈达滩、二郎尖、倒淌河上游及布哈河等几个阶地剖面。现将湖区第四纪地层资料综合于表 5 及图 13。

1. 剖面综述

青海湖已揭露的第四系,除顶部 6—24 米的布哈河组在不同部分属不同的沉积相外,剖面主要部分是一套湖相地层,明显地由上、下两个沉积旋回组成,中间有一个沉积间断。

两个旋回都是下粗上细:旋回下部以黄、棕黄色粉砂、细砂砾层为主;上部则以灰、深灰、灰黑色淤泥为主,常夹腐植层和黄铁矿小结核层。

上旋回厚 72 (青 5 孔)—108 米(青 4 孔),上部出露于二郎尖湖阶地上,故命名为“二郎尖组”。下旋回厚 134 (青 5 孔)—57 米(青 4 孔)未见底。青 4 孔为灰黄色粉、细砂夹细砾层及粉红色薄粘土层;青 5 孔则主要是一套黄土沉积,与共和盆地出露的黄土可以对比,故将下旋回命名为“共和类黄土组”。

2. 划分对比

我们在湖区第四纪地层中发现不少介形类(照片 95、96)和孢粉(照片 93、94),但未找到哺乳动物化石,结合沉积旋回、侵蚀面及邻区资料,划分对比如下:

(1) 划开全新统(Q_4)与更新统(Q_{1-3})的依据

布哈河组的介形动物群。青 1、3 孔和青 4 孔顶部 12.6 米地层中的介形类,主要有:*Limnocythere dubiosa* Daday, *Eucypris inflata* (Sars), *Ilyocypris biplicata* (Koch), *Cyprinotus salinus* (Brady)。这一种群与现代青海湖边缘区的介形类比较近似,时代定为全新世。

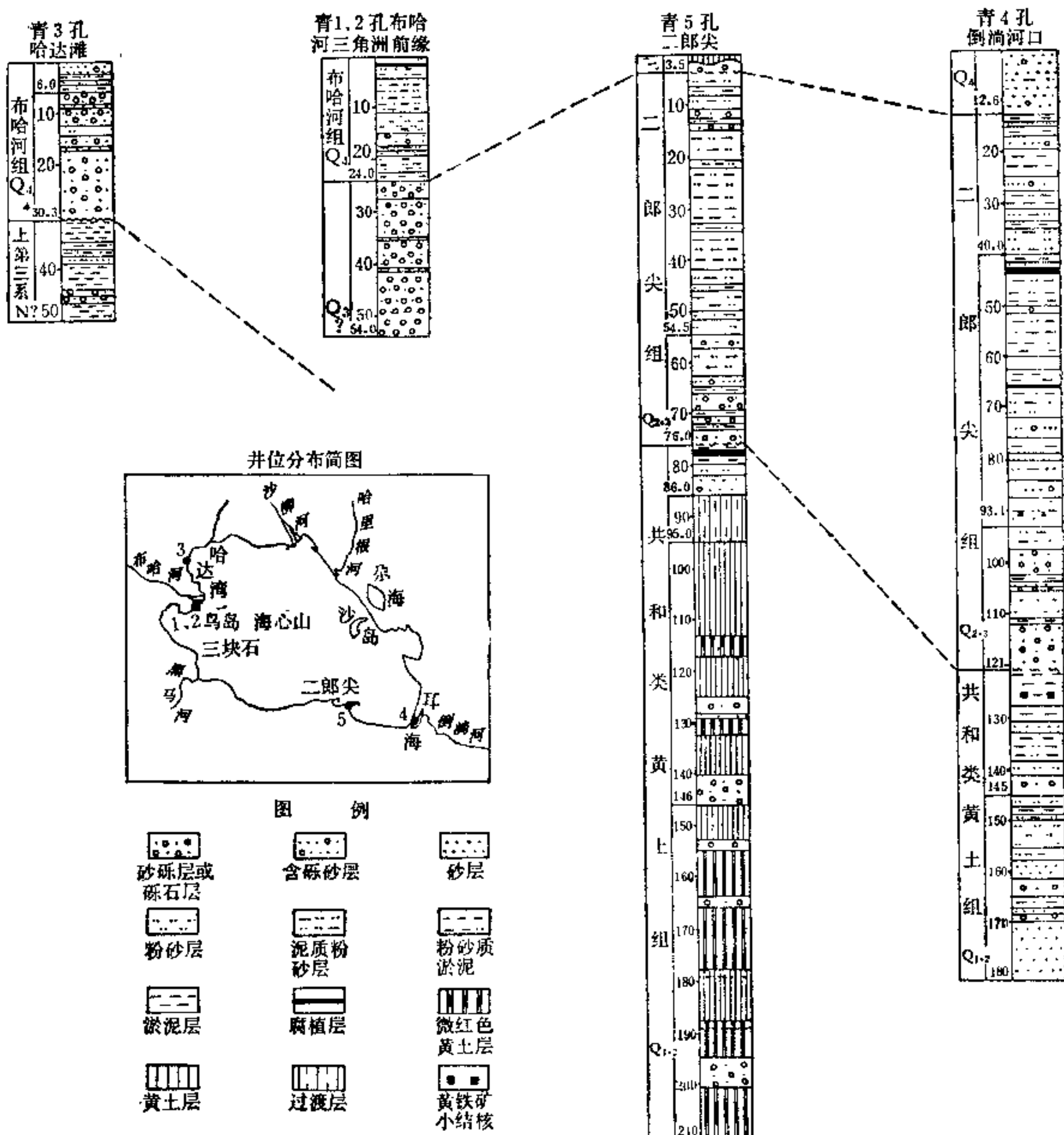


图 13 青海湖第四系钻井剖面对比图

二郎尖组的介形动物群。青 4 孔 12.6 米以下, 青 5 孔共和类黄土以上, 以及哈达滩、二郎尖湖阶地剖面上, 发现以下介形类化石有: *Candona neglecta* Sars, *Limnocythere dubiosa* Daday, *Limnocythere sancti-patricii* Brady et Robertson; *Limnocythere inopinata* (Baird), *Limnocythere binoda* Huang, *Eucypris inflata* (Sars), *Ilyocypris biplicata* (Koch), *Ilyocypris echinata* Huang(sp. nov.), *Cytherissa lacustris* Sars。这一介形类种群较布哈河组的种群丰富, 特别是 *Limnocythere* 属的种较多, 除了盛产于现代青海湖的 *Limnocythere dubiosa* Daday 和 *Eucypris inflata* (Sars) 外, 尚有 *Candona neglecta* Sars。这个种群极似柴达木盆地甘森地

区更新统中的介形类,也与西德汉诺威城更新统间冰期沉积物中的介形类相似,而与共和盆地更新统阿乙亥组的介形类差别较大,故时代定为中晚更新世。

青4孔下旋回共和类黄土组粉红色泥岩中产介形类 *Ilyocypris biplicata* (Koch), *Candona* sp, *Candoniella albicans* (Brady), 与上旋回介形类种群显然不同,时代定为早—中更新世。

我们还在相当于共和类黄土组的倒淌河上游阶地剖面中,找到过几种腹足类,经余汶同志鉴定有: *Vallonia* aff. *pulchellula* (Müller), *pupilla* cf. *muscorum* (Linne), *Succinea* sp, 属更新世。

此外,杨惠秋、江德昕同志也曾对哈达滩和二郎尖两阶地的孢子花粉组合进行过研究(资料见表6),属更新世¹⁾。

综合上述动植物化石资料,我们将共和类黄土组和二郎尖组的时代,定为更新世。

(2) 更新统进一步划分的依据

从下面几条理由来看,似可将更新统进一步划分开来:

第一,地层层序与沉积旋回: 前已述及,更新统本身包括两套地层(两个沉积旋回): 下旋回叫共和类黄土组;上旋回叫二郎尖组。青4孔共和类黄土下部夹多层粉红色粘土淤泥,有钙质砂岩薄层,上部出现含黄铁矿结核层;青5孔共和类黄土组下部以微红黄色黄土为主,含大量钙质结核,上部则出现腐植层。两口钻井相距仅27公里,在旋回特点上完全可以对比,说明青4孔与青5孔的共和类黄土组属同时异相沉积。

第二,沉积间断与侵蚀面: 两口钻井分别在井深121米和76米处,各有一个明显的沉积间断,表现为青4孔二郎尖组底部砾石层中有取材于下伏共和类黄土组的棕黄色淤泥砾块;而在青5孔二郎尖组底部则出现粒径达1厘米的棱角状砾石,与下伏地层的接触关系显然不连续。这一分开上下两个旋回的沉积间断或侵蚀面的出现,代表着更新世期间有一次明显的地壳升降运动。

第三,重矿物组合: 整个说来,第四纪剖面中的重矿物组合比较相似;但是就某一特征重矿物而言,在更新统上、下两旋回的分界处,却出现了明显变化。例如,在青4孔井深121米以下,铁闪石突然消失(图14),金红石开始出现;重晶石只见于上旋回;电气石的含量在121米以上变化较大,最高可达3.3%,以下则保持在1%左右,变化平稳。这几种特征重矿物的变化,反映出上、下旋回在沉积和蚀源条件上有一定差别。

从上述三点,再结合青5孔下旋回以黄土为主,上旋回则是湖相沉积来看,更新统中间的这一沉积间断具有划时代的意义;它分开了比较早期的共和类黄土组与比较晚期的二郎尖组。

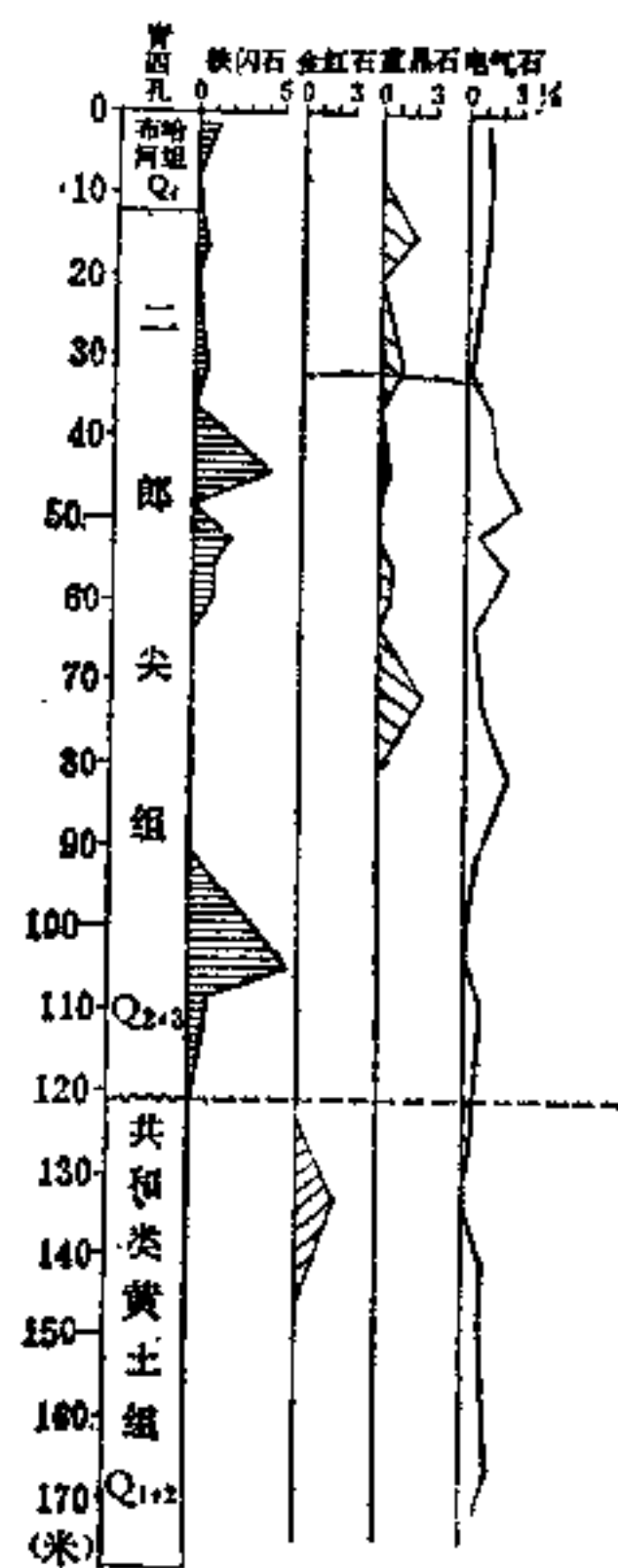


图14 青4孔上、下旋回之间特征重矿物百分含量的变化

1) 另文发表于地理学报1965年31卷4期。

第四,共和类黄土组的时代:本组除顶部19米过渡为湖相沉积外,主要是一套黄土和类黄土沉积。其总的特征是:(1)黄土夹较粘重红层;(2)含直径常达10厘米的大鬣石;(3)自上而下粘重程度逐渐增高。这些特点,与我国北方广泛发育的“老黄土”或“红色土B+C带”十分一致。“老黄土”时代属早中更新世,顶界不晚于中更新世晚期^[7-10]。此外,据周本雄同志等报道^[11],在青海湖南侧共和盆地恰卜恰河岸阶地剖面中曾采得以下几种哺乳动物化石:*Equus sanmeniensis* Teilh. et Piv., *Hystrix* cf. *sinensis* Owen, *Rhinocerotidae* indet 可能是 *Dicerorhinus*, *Elephantidae* indet 更接近于 *Elephas*。时代属早—中更新世。据我们观察,这是一套富含大鬣石的黄土夹砂砾层,不整合或假整合于上新世至早更新世之上,与一山之隔的青5孔共和类黄土组下部岩性上完全可以对比。可见,青海湖井下“老黄土”的出现证明:共和类黄土组的时代应属早—中更新世。这样一来,与它同时异相的青4孔下旋回自然也是早—中更新世的沉积了。

青4孔下旋回顶部侵蚀面以上的二郎尖组¹⁾与布哈河组是连续沉积,之间无明显间断。如前所述,布哈河组既已划为全新世,则二郎尖组的时代,看来只有定为中—晚更新世(Q_{2+3})最为恰当了。

根据以上讨论,我们初步将青海湖第四纪地层划分如下:布哈河组——全新统(Q_4);二郎尖组——中—晚更新统(Q_{2+3});共和类黄土组——早—中更新统(Q_{1+2})。

3. 青海湖早—中更新世黄土成因的讨论

刘东生同志曾对山西午城柳树沟的黄土剖面进行过详细研究^[9]。与他所提供的资料比较(表7),青海湖共和类黄土沉积具有以下几个特点:

表7 山西吕梁午城柳树沟与青海湖青5孔黄土粒度成分对比表

地点	地 层		粒 级 含 量 %					颗粒中径 M_d	分选系数 S_o	分析方法
			>0.25 毫米	0.25— 0.1毫米	0.1—0.05 毫米	0.05—0.01 毫米	<0.01 毫米			
午城柳树沟	乌兰黄土 Q_3			0.8	16.7	53.4	29.1	0.0244	2.455	移液管法(以 $NaPO_3$ 为分散剂)
	离石黄土上部 Q_2^+			1.1	18.2	54.5	26.2	0.0289	2.337	
	离石黄土下部 Q_2^-			1.1	9.9	49.6	39.4	0.0169	3.289	
	午城黄土 Q_1			1.4	11.1	44.1	43.4	0.0141	3.539	
青5孔	共和类黄土组 Q_{1+2}	上部	0.67	0.08	7.69 17.16	72.08 63.75	19.48 19.09	0.0190 0.0220	1.758 1.825	筛析
		下部	0.20	0.04 0.16	10.65 3.99	63.70 65.19	25.61 30.46	0.0180 0.0170	1.844	
	黄土中的砂—细砾夹层		48.22	10.84	10.43	22.24	8.27	0.210	6.83	

(1) 与离石—午城黄土相比,泥质含量较低,细粉砂含量较高(达63.7—72.1%),颗粒中径 M_d 的变化也较小。

(2) 黄土中夹数层砂砾、细砾层,其成分显然主要是花岗岩类风化运积的产物。黄土中还夹有粗至细砂薄层或条带,部分黄土中含总量不超过1%的粗砂、细砾。

1) 青4孔上旋回的介形类化石与二郎尖组和布哈河组的化石都有些相象,更接近于二郎尖组,故暂定为二郎尖组。

(3) 黄土中含重矿物达19种之多,且不甚稳定的角闪石—帘石类含量高达60—95%,说明沉积时未经明显分异作用。而就整个重矿物组合来说,与上覆之湖相二郎尖组又很相似,说明青5孔整个沉积层来源于同一蚀源区,没有什么外来成分加入。

所以,我们初步认为:青海湖早—中更新世的黄土是一种水成沉积物,属山前倾斜平原冲积相。

三、湖区三次新构造上升运动

青海湖湖盆周围几级夷平面的形成时间,反映着湖区几次新构造上升运动,有助于我们追溯湖的形成和发展。

古夷平面的形成 湖区古生界(包括东部三迭系下部龙羊峡统)属地槽型浅变质岩系。三迭系是一套厚达千余米的海相长石石英砂岩夹灰岩,属地槽回返后的沉积,主要见于盆地西、北部。侏罗系由陆相砂泥岩煤系组成,厚200米左右,属小型地堑式堆积;白垩系是红色河流相砂砾岩,具大型交错层理,厚约170米,与侏罗系轻微角度不整合接触,它们都只在盆地北缘零星出露。湖区下第三系不很发育。在西北缘泉吉和西缘切十字大坂沟谷中,见有紫红、砖红色砂砾岩,出露厚度约数十米,结合岩性特点和与邻区对比,这套地层应划为下第三系比较恰当。从邻区共和、贵德盆地下第三系不发育或缺失来看,它在青海湖区的零星分布也是可以理解的。

综上所述,不难看出:湖区从中生代至早第三纪,随时代变晚,地层厚度依次变薄,海相、湖泊沼泽相逐渐完全为河流相所代替。在这段漫长的地质时期中,湖区地壳相对稳定,剥蚀、夷平作用不断改造着构造面。特别到了白垩纪—早第三纪时,由于地表长期被夷平的结果,形成了一个古老、统一的夷平面。

这个古老夷平面何时走向解体?这是与青海湖的形成和发展密切有关的一个问题。

湖区各级夷平面上没有或很少有新沉积物残留,因此,它们的升起时间大多只能借助于盆地中沉积物的发育,以及与邻区夷平面的比较,来加以确定。

第Ⅰ级夷平面的升起时间 我们主要从上第三系的资料来确定。在青海湖南缘龙保欠山下灯笼沟、黑山北侧、青3孔下部、海心山、野牛山等地,可以看到第三纪橘红、灰黄色砂岩、砂质泥岩零星出露。砂岩具交错层理,泥岩呈厚层块状。但是在青海湖广大地区,这套地层为第四系所覆,发育详情不很清楚。因此,湖区第三纪时的历史,就有必要参考一山之隔的共和盆地的资料了。

青海湖南侧共和盆地的地表和井下,出露了一套厚800余米的共和群,下部岩性为灰黄、灰色砂泥岩夹红棕、灰绿色泥岩和粘土;野外队命名为“曲沟组”。上部为砖红、灰黄色中—细砂岩夹薄层砾岩,其中具大型交错层理;命名为“阿乙亥组”。两者呈不整合接触。曲沟组中的介形类化石,主要有: *Microlimnocythere sinensis* Huang (gen. et sp. nov.), *Microlimnocythere reticulata* Huang (gen. et sp. nov.), *Leucocythere gangheensis* Huang (sp. nov.), *Ilyocypris biplicata* (Koch), *Candoniella albicans* (Brady), *Cyprideis littoralis* (Brady)。时代属上新世(N₂)。

阿乙亥组的介形类主要有: *Qinghaicypris crassa* Huang (gen. et sp. nov.), *Ilyocypris gibba* (Ramdohr), *Candoniella albicans* (Brady), *Cycloocypris serena* (Koch), *Leucocythere*

mirabilis Kaufmann, *Microlimnocythere sinensis* Huang (gen. et sp. nov.), *Microlimnocythere reticulata* Huang (gen. et sp. nov.)。时代属早更新世。

这套厚达千余米、从晚第三纪上新统开始的共和群,多直接覆于结晶基底之上。这就说明:在早第三纪之后,随着新构造运动时期的来临,古老的夷平面开始解体,明显地呈现出盆地与山系的对照性地貌;在盆地中堆积很厚的上第三系的同时,盆地周围升起了第 I 级夷平面。

第 II 级夷平面的升起时间 可从蛙里贡山得到证据。蛙里贡山位于共和盆地东北缘,属青海南山的东段分支。山顶海拔 3800 米,是一个保存得比较好的第 II 级夷平面。山的西南坡有上新统曲沟组向上盖覆,几达山巅(图 15),说明这一级夷平面的升起,发生在晚第三纪之后。同时,在青海南山南麓,上第三系被早—中更新世所不整合覆盖,标志着其间有一次地壳运动。由此可见,第 II 级夷平面的升起,发生在晚第三纪与早—中更新世之间。



图 15 蛙里贡山新构造隆起上的曲沟组 (N_2)

第 III 级夷平面的升起时间 可以从黑山得到启示。黑山是今日布哈河三角洲偏北部的一个湖畔孤山,由下古生界浅变质岩组成。山的南北两侧都有断裂分别与上第三系和第四系直接接触,是一个断块山。该山主峰海拔 3489 米,山顶平坦,相当于一个保存完好的第 III 级夷平面。由于新构造差异上升运动的结果,这一夷平面发生变形,构成了一个十分清晰的不对称拱曲构造(图 16)。在地层一节中已经提到:黑山北侧哈达滩 2

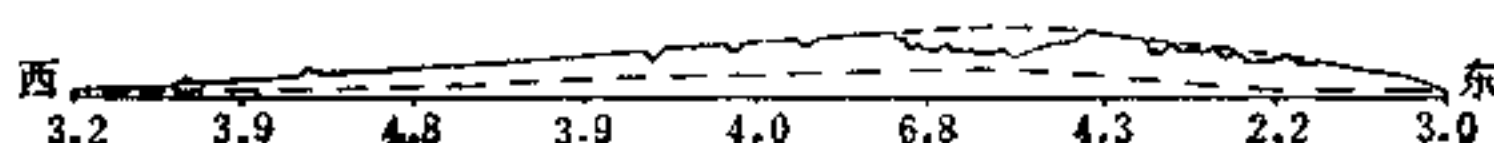


图 16 黑山拱曲素描图

由图可见山的天线(第 III 级夷平面)成完好弧形弯曲,虚线系前山布哈河 2 级阶地面,数字表示阶地距河面高度(米)

级湖阶地上的湖相沉积物(照片 12),时代属中—晚更新世。值得注意的是:阶地距黑山很近,但剖面中却没有取材于黑山的变质岩屑。可见在中—晚更新世时,黑山尚属潜山;同时也证明,第 III 级夷平面的升起发生在中—晚更新世以后,结合孢粉资料¹⁾以及青 4、5 孔中—晚更新统底部的侵蚀面来看,应始于中更新世末、晚更新世初。

中国大陆新生代三次地壳上升运动,早已为我国许多地质学者在研究中国地文期时所发现。1936 年,杨鍾健、卞美年^[2]在研究甘肃黄河新生代地质时,综合了前人的研究成果,划分出五个地文期,其中唐县、汾河、清水三个侵蚀期,也正是发生于早—晚第三纪之

1) 据孢粉资料,哈达滩湖阶地湖相沉积物的时代,比二郎尖湖阶地剖面略早(见表 6)。

间、晚第三纪一早更新世之间和晚更新世初。可见青海湖三级夷平面的升起时间,与我国西北区三个主要侵蚀期基本一致,反映了这三次大规模新构造间歇性上升运动的影响。

既然最低的第 III 级夷平面升起于中—晚更新世之间,那么,在它斜坡上的 3—5 级基岩侵蚀基地,自然就是在晚更新世时期伴随第 III 级夷平面的间歇上升而先后形成的了。依此类推,与这些侵蚀阶地相当的湖中岛屿如鸟岛、海心山,也都应当是这一时期的产物。

湖盆范围内的河、湖、洪积阶地,一般位于这些侵蚀阶地之下,它们的形成时间更晚,属全新世至现代产物。不过,同一级阶地的形成时间虽然相同,但是由于新构造运动的差异,以致组成它们的地层时代却不尽相同(见表 5),亦即结束河湖沉积的时间有先有后,升起幅度也有高有低;例如湖盆南缘 3 级湖阶地,在二郎尖拔湖 17 米,向东追溯至江西沟渔场,减为 10 米,清楚地反映出新构造差异运动在阶地形成中的影响。此外,青海湖在半干燥气候下,湖水入不敷出,侵蚀基准面不断下降,也是湖阶地形成的因素之一。

四、青海湖的形成及其成因类型

在第四纪地层和新构造运动研究的基础上,我们来追溯青海湖形成和发展的历史。

青海湖座落在南祁连槽背斜(加里东)的东南部,东和东北部已跨入中祁连山槽背斜带(前震旦纪),南部属青海南山槽向斜(海西),西南与柴达木台块和北昆仑槽向斜东端毗邻。不难看出:湖区地质结构十分复杂,它正处于几个构造单元的交汇带上(图 17)。由于不同时期的构造单元硬化程度不一,往往在它们的接触带上产生异常发育的断裂——在这里主要是北西西和近南北向的交叉断裂。这就打下了湖盆形成的构造基础。

早第三纪时 既然古老夷平面尚未解体,下第三系在湖区又不发育,我们认为这一时期中并不存在有比较显著的盆地面貌,现在的青海湖,也不大可能是从早第三纪开始就形成了的(图 18_A)。

晚第三纪初 本区与其它广大地区一样,进入了新构造运动期,开始了地壳的改造。特点是:在这个不同构造单元的交汇带上,沿老构造接触线或老断裂发生了强烈的新断裂和块断差异升降运动,从而破坏了统一的古夷平面,出现了年青的地貌景观。具体说来,随着第 I 级夷平面的升起并逐渐成长为新山脉的同时,在共和盆地堆积了厚达千余米的上第三系湖相与河湖相地层;而在青海湖,从第 I 级夷平面环湖分布和区域性发育,以及上第三系分布得相对较广的情况来看,也至少呈现出颇为明显的构造洼地面貌(图 18_B)。至于当时这个洼地是否已经集水成湖,从目前湖区上第三系的沉积相来看,还无法作出结论。

第四纪初 区内又发生一次强烈块断差异升降运动。这次运动,将原已升起的第

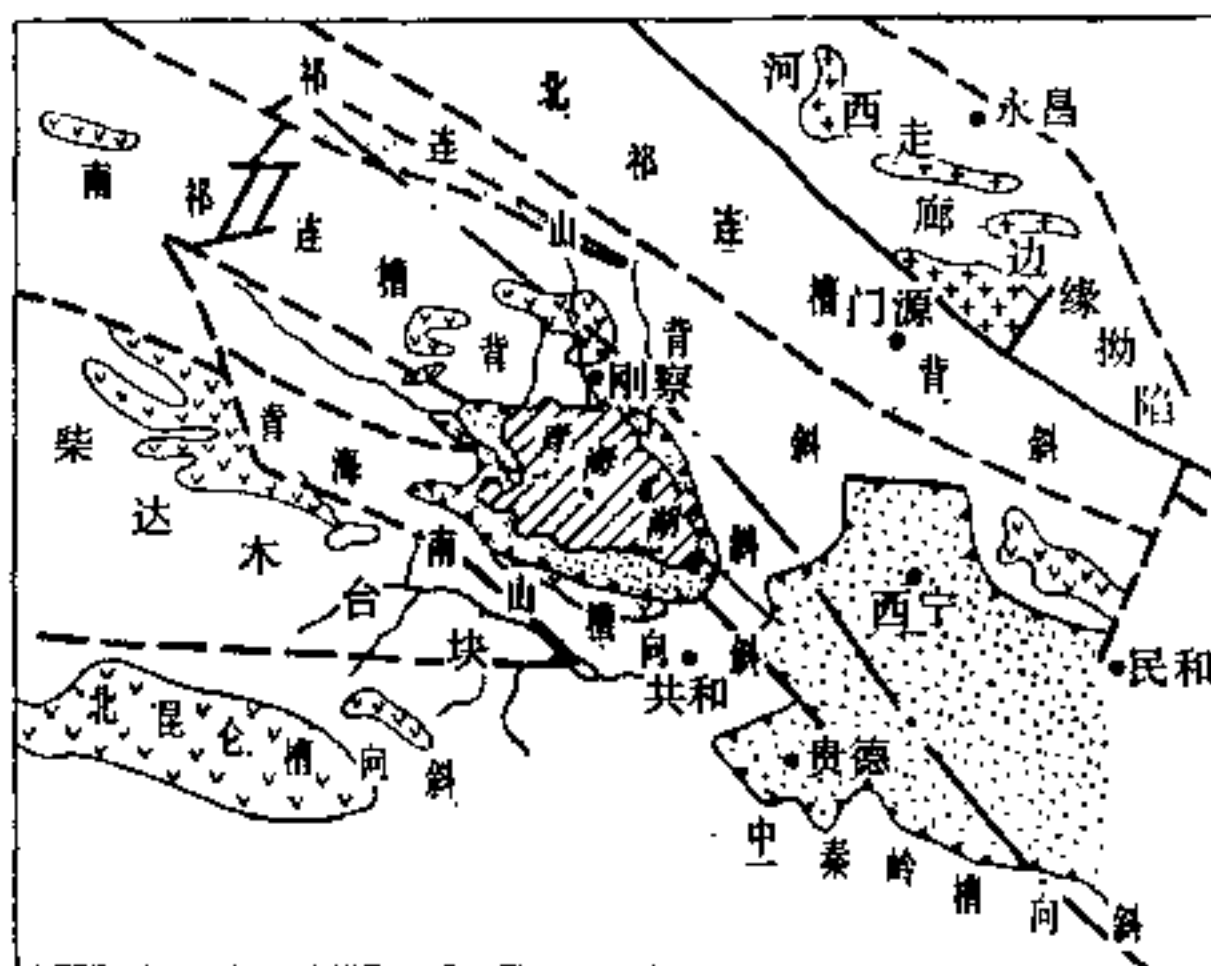


图 17 青海湖大地构造位置略图

(根据中国科学院地质研究所编制的中国大地构造图)

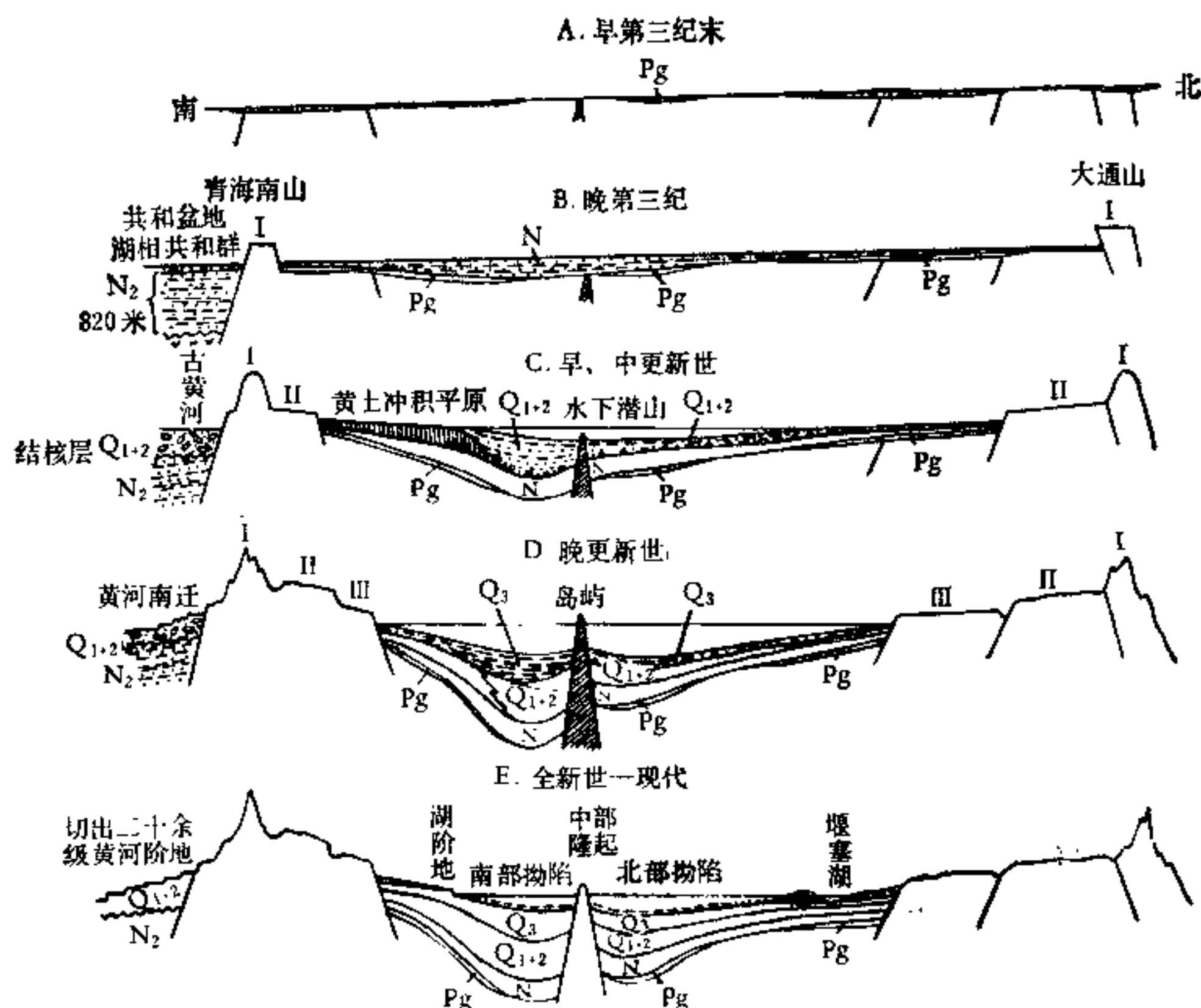


图 18 青海湖形成发展示意图

A. 早第三纪末——古夷平面形成； B. 晚第三纪——第 I 级夷平面升起后，构造洼地形成；
C. 早、中更新世——第 II 级夷平面升起后，古青海湖形成，河湖共存，浅水湖； D. 晚更新世——第 III 级夷平面升起后，湖泊不再外泄，全盛时期，分割性加强； E. 全新世—现代——青海湖缩小、咸化、堰塞、钙质沉积，向盐湖方向发展。

I 级夷平面抬得更高，以致到达雪线以上；同时在它的边缘，升起了第 II 级夷平面（图 18c）。它的出现，使原来的新生山地进一步成长，山缘扩大。两级夷平面开始组成环绕盆地的阶梯式地形。这时，青海湖构造洼地则进一步下沉，盆地面貌日益深刻和明显了。

青 4 孔下旋回是一套浅水湖积物。虽然钻井尚未把它全部揭露出来，但至少可以证明：早—中更新世时青海湖已经存在了。

中国西北普遍发育有早更新世冰期，前人已经在本区找到过它的遗迹^[5,6]。我们在龙保欠山、日月山和野牛山顶，也观察到清楚的冰川地形如冰斗、角峰（照片 13）、鱼脊等，山谷中还发现冰碛物（照片 14）。可以设想，第一间冰期中冰川的消融，为青海湖提供了一定的水源。

应该说明，从早—中更新统湖相沉积的分布来看，当时的青海湖与现在相比，东西更长，南北更窄，地堑的面貌更为清晰。另外，在当时的湖盆南缘存在着一个相当宽广、以青 5 孔下旋回为代表的山麓黄土冲积平原带。这套黄土夹砾石沉积的出现，又说明那时青海湖区的气候是比较寒冷而干燥的。

青海湖的成因类型 有人认为是地层断陷^[1]，有人认为是拗折^[2,5]，有人认为是淤塞湖……^[5]，众说纷纭。我们认为：许多资料证明它是新构造断陷湖。首先，我们看到湖盆

外貌近似菱形,它的四个端点大致位于沙陀寺、哈里根河口、耳海和铁布卡附近;湖底边陡中缓,纵剖面成“U”型;在平行主要构造线——北西西方向上有许多伸入湖中的山咀,它们之间是湖湾(照片 15);湖中孤山孤岛呈直线断续相连,上述种种,给我们提供了青海湖是断陷湖的迹象。从图 19 中更可看出:湖区四界均为断裂所限。这些断裂,或者象布哈河

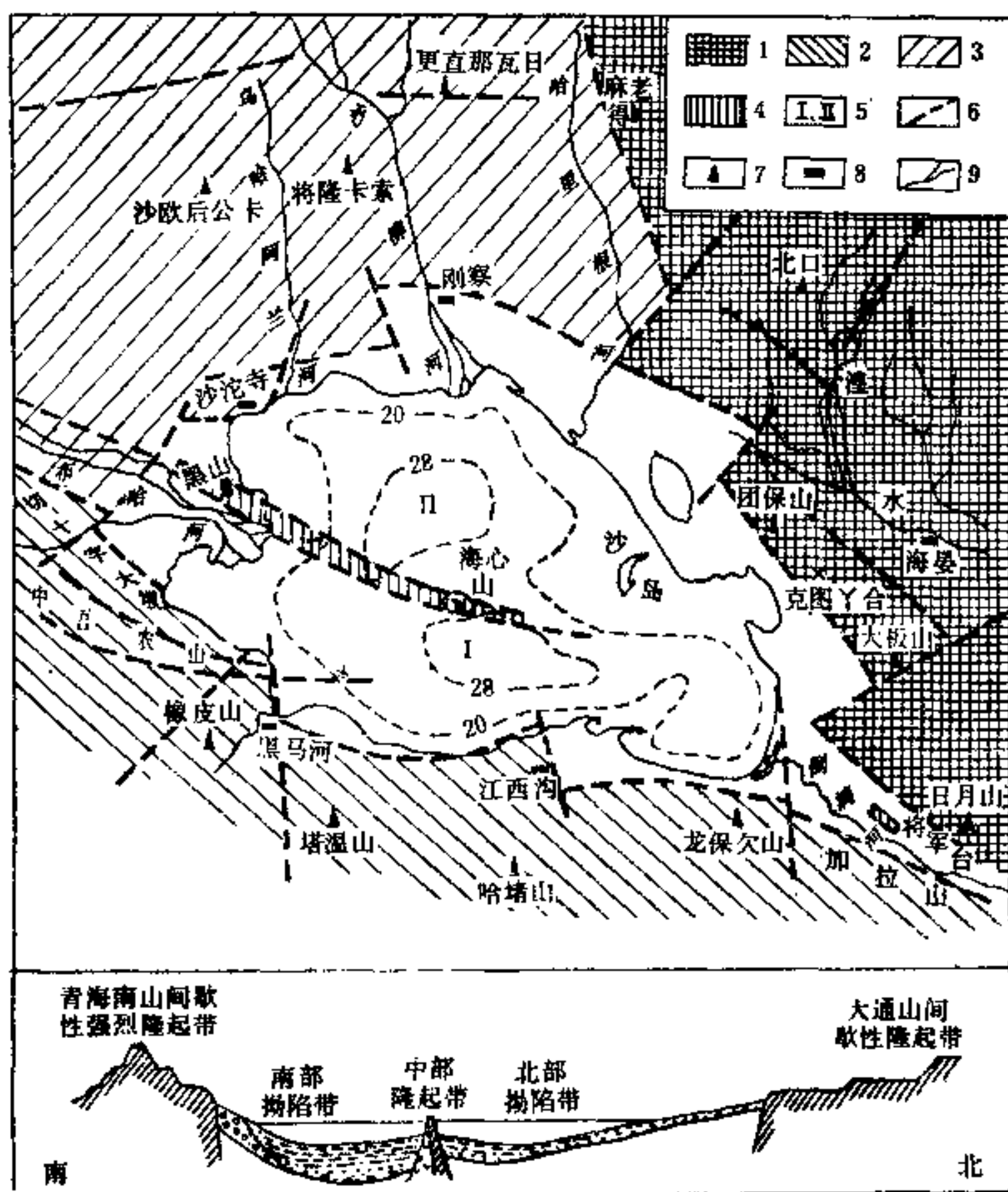


图 19 青海湖区新构造略图

1. 东部强烈隆起带: 晚第三纪开始隆起, 晚更新世以来隆起加剧; 2. 青海南山隆起带, 自晚第三纪以来间歇性隆起; 3. 大通山隆起带, 自晚第三纪以来间歇性隆起; 4. 湖盆中部隆起带: 由湖中孤山孤岛组成的地垒带, 晚更新世以来先后隆起; 5. I 南部强烈拗陷带, II 北部拗陷带, 两者自晚第三纪以来继承性下陷; 6. 新断裂; 7. 山峰; 8. 居民点; 9. 水系。

谷断裂及湖盆南缘断裂那样, 已为物探资料所证实(图 20), 断开第四系, 断距最大可达 80—90 米; 或者造成山地与湖滨的急剧过渡; 或者为菜挤河那样的近期河流改道开辟通路(图 21), 或者切出如沙陀寺、铁布卡附近的湖岸基岩断崖(照片 16); 或者造成湖盆西南缘断块山的向西翘起, 向东下倾, 在湖边为断层切断, 又复沿山的走向在湖中突起成三块石(图 22)。此外, 湖周基岩中的“X”型节理又十分发育。所有这些, 都说明北西西和近南北向“X”型新构造断裂, 对湖泊形成起着控制作用, 同时也就奠定着湖体外形轮廓的基础。

归结起来, 我们认为: 青海湖是一个至少在早—中更新世就已形成的新构造断陷湖。

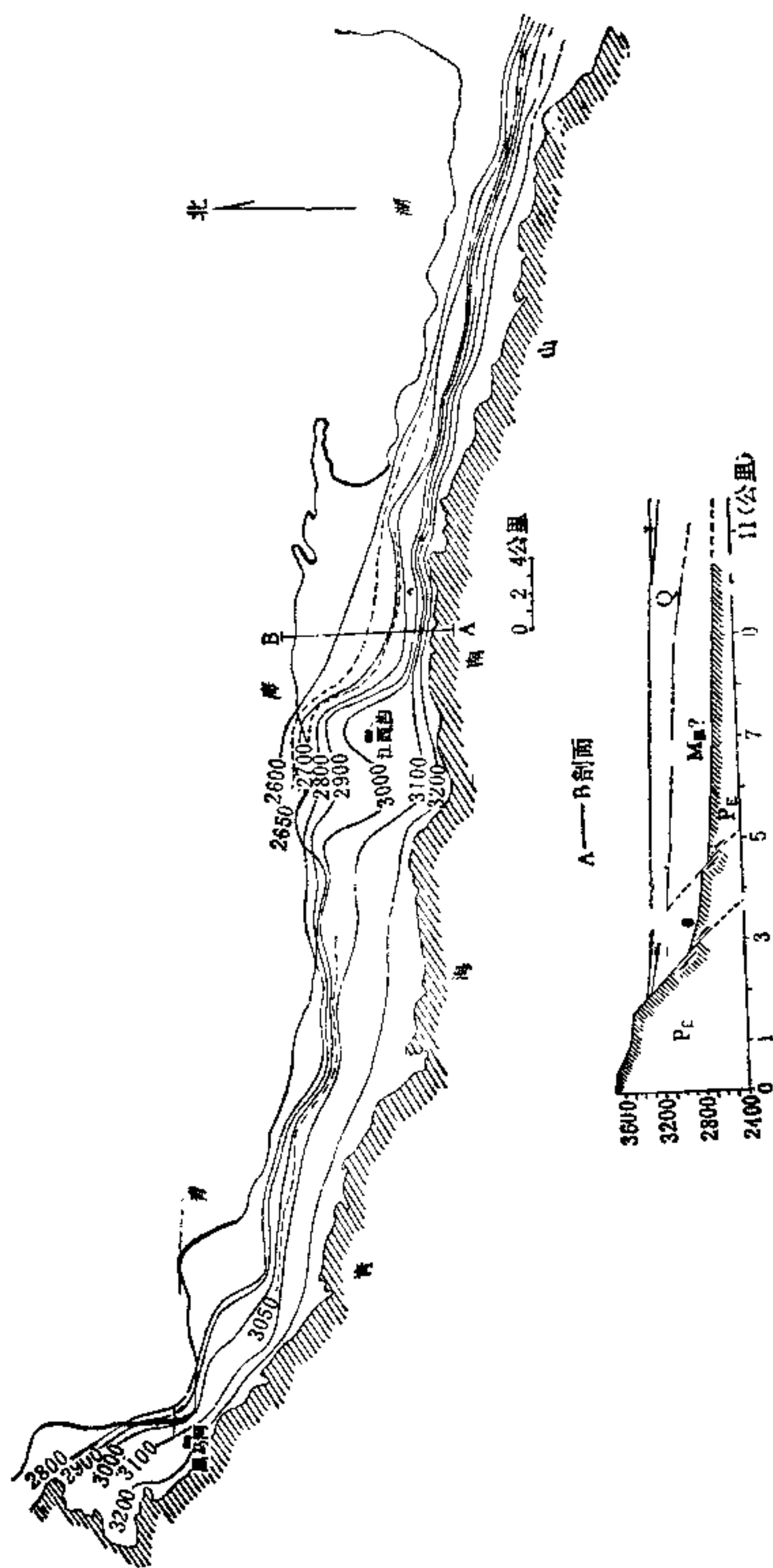


图 20 物探电测深所反映的湖盆南缘大断裂
(据青海省地质局物探队资料)

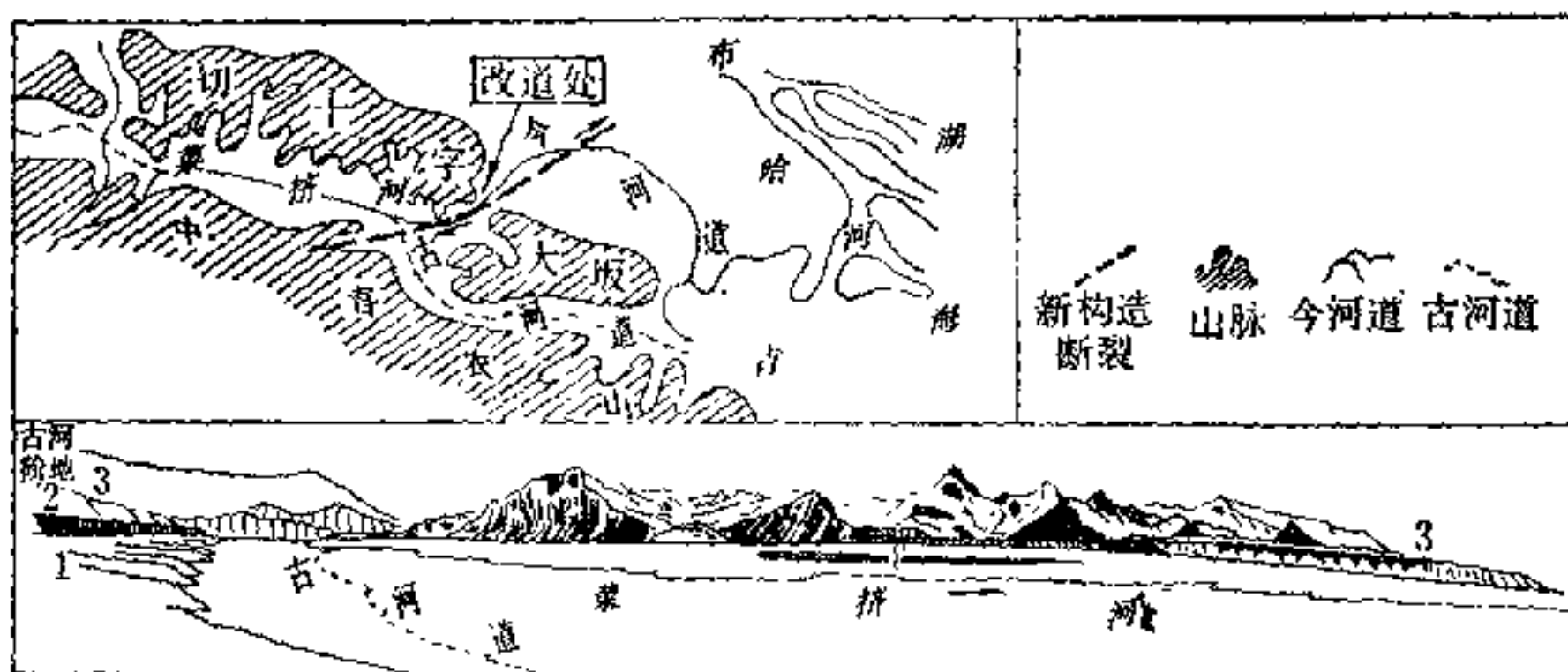


图21 湖盆西南缘菜挤河改道地貌图及断层三角面素描

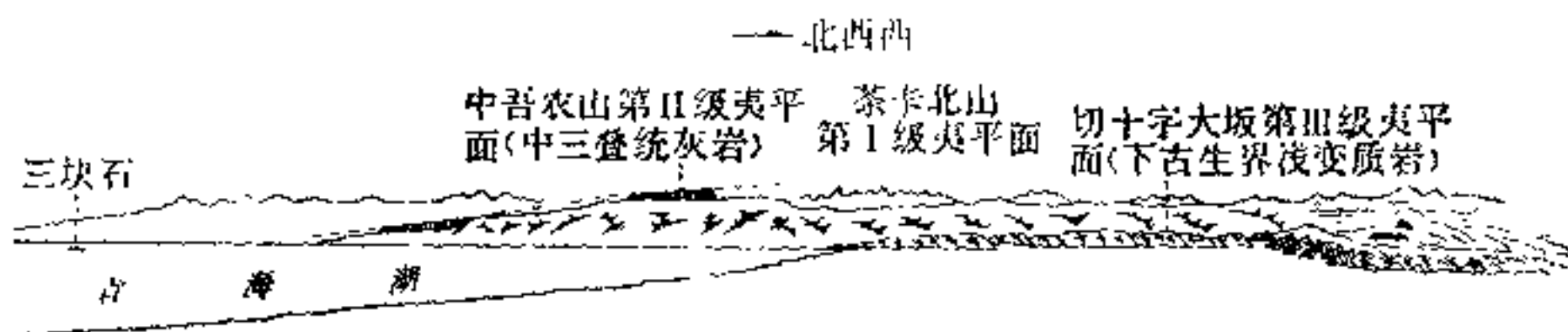


图22 湖盆西南缘断块山两级夷平面向西翘起素描图

五、青海湖的发展

1. 河湖共存及其闭塞

在青海湖的地貌研究中,一个十分引人注目的现象是:河床窄小的倒淌河,很不相称地流淌在一个宽约 10 公里的谷地之中。这一谷地与湖盆西缘的布哈河谷不仅宽度和形态相约,而且在南东 135° 方向上大致成直线相连,均具有不受地层走向控制的断裂谷特征。物探及第四系资料更证明它们是同处于一个新构造断裂谷地之中。1938 年,孙健初从布哈河、倒淌河与汗唐河(上游名曲乃亥河,位于倒淌河东南延线上,其间为一低矮分水岭所隔)的河谷地貌研究中,就曾得出十分精辟的结论:“由此事实,可见昔日此一带(经青海湖至黄河)有古河一,沿一向斜轴自西而东……。中段因断层关系,致东部地势升起,西部下陷,乃转其水流向西而成今日之倒淌河。”^[1] 据我们看来,这一古河谷地虽不完全是向斜谷,但孙氏对倒淌河倒流的观察则是符合事实的。宽阔的倒淌河谷,自然不是今日这条涓涓细流所能造就的,而是古布哈河—倒淌河谷的残留。应该指出:这一宽阔的古河谷遗迹分布在第 II 级夷平面之下,并且不低于第 III 级夷平面,从而说明这条古河隶属于早一中更新世。这样看来,青海湖在它形成之后,曾经是个外泄湖,亦即在早一中更新世有过河湖共存阶段。这一见解,也与青 4 孔早一中更新世沉积物主要是浅水湖相相符合。

青海湖能否闭塞,关键在于湖水出口的咽喉地带——倒淌河上游与贵德盆地的分水岭,能否在新构造运动中强烈隆起,并最终战胜水流的下切而阻塞湖水。为此,我们曾在湖区东部日月山、野牛山、蛙里贡山、加拉山、达坂山一带作过观察,发现:第一,在加拉山

南麓倒淌河至共和公路边,早—中更新世结核层呈 $8-11^{\circ}$ 倾角背山产出。第二,野牛山南麓的第 III 级夷平面呈 $5-8^{\circ}$ 的倾角,以几个方向背山倾斜(图 23A、B、C)且被河流切成“V”型谷,其上重叠着前述的宽阔古河谷地。第三,在今日的倒淌河与贵德盆地的分水岭处,同源野牛山的红水河(倒淌河上游)与曲乃亥河,垂直山脉走向直泻而下,于山前低台地两侧以九十度的转弯分流,成一“L”形(图 23D)分别注入青海湖与黄河。这个二河分流现象正是野牛山近期强烈隆起的标志。第四,升起于晚更新世初的第 III 级夷平面,在湖盆东部地区与湖区其它部分相比较,或则保存得不好,或则强烈变形。第五,这一地区的倒淌河阶地,比湖区其它河流阶地一般高出数倍(参阅表 1),并且出现野牛山前的“扇中扇”现象。所有这些,都说明在晚更新世初的这次上升运动中,湖区东部比其它部分更为强烈,从而堵塞了古湖的出口;而野牛山一带是这一东部隆起区的中心。

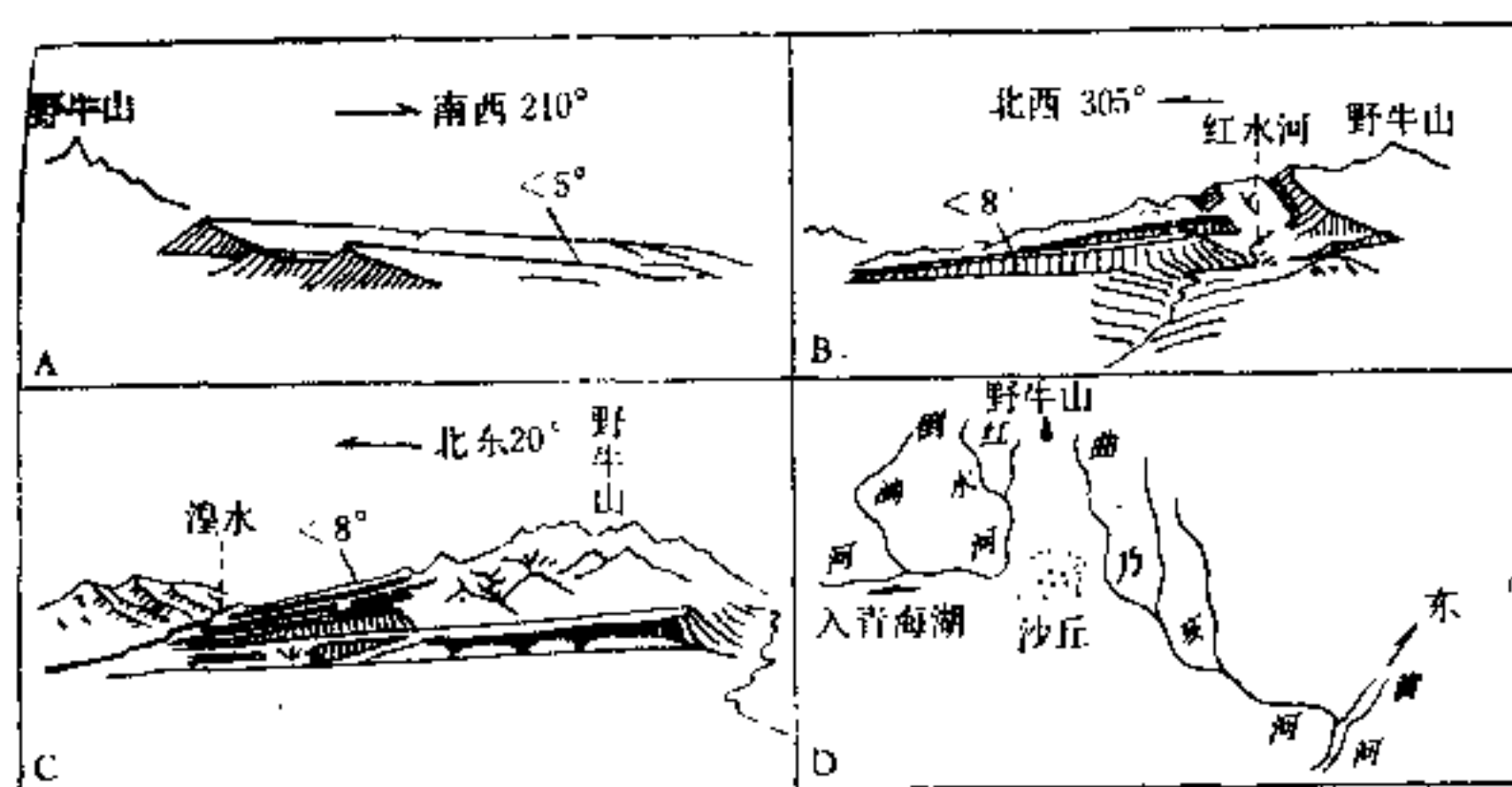


图 23 野牛山前低台地向三方倾斜素描及水系分流示意图

应该指出:从两口钻井剖面沉积相的变化来看,青海湖的闭塞,可能开始得比晚更新世之初还要略早一些。因为,在早—中更新世末期,青 4 孔沉积物突然从浅水湖相变为含黄铁矿结核的较深水湖相;青 5 孔也从黄土冲积相变为浅湖相。看来,靠近古湖出口地带或湖盆边缘的这种沉积相的演变,说明在中更新世,青海湖业已闭塞。

综上所述,我们认为:青海湖的闭塞发生于中更新世。它是由于第 III 级夷平面在出口地带上升得特别强烈而发生的。

2. 湖泊的全盛时期

中—晚更新世二郎尖组沉积时,随着湖盆闭塞状况日益显著,导致水位上升;加之根据孢粉资料,当时气候向温暖潮湿转化,于是,在青海湖发展阶段中出现了一个全盛时期。从青 4 孔上旋回的沉积相看,这时水盆显著加深,沉积物显著变细;从青 5 孔开始出现湖相沉积来看,这时湖面更为广阔,以至南缘的黄土冲积平原(Q_{1+2})亦为湖水所淹覆。另一方面,随着第 III 级夷平面的节节升起,湖盆的分割性也日益加剧(见前图 18D)。湖盆西缘的黑山在中更新世时尚属潜山,此时因断块抬升而露出水面,成为湖中孤岛。在其东南延线上的鸟岛、海心山和倒淌河谷中的将军台小孤山,此时亦当先后有所抬升。湖盆中部地垒带的面貌已开始呈现;其南北两侧则相应出现两个湖水最深的拗陷带(图 19B)。应该提到的是:属于北部拗陷带的哈达湾青 3 孔第四纪湖相沉积只有 30 米厚,粒度较粗,且

直接覆于上第三系红层之上;相反,属于南部拗陷的东南湖湾青 4 孔,第四系湖相沉积共厚 178 米未见底,沉积物也细。这样看来,南部拗陷比北部沉降得就更为强烈。

总之,我们认为:目前青海湖的形态,在晚更新世时即已奠定了基础。

3. 湖面缩小与湖水位下降

全新世以来,青海湖发展的特点是:湖盆周围继续上升,气候复趋干燥,导致湖面缩小,水位下降(见图 18E)。这时,一方面湖滨的几级阶地先后抬起;另一方面,湖中岛屿日渐增多、扩大,其中如黑山和将军台,开始脱离湖体成为湖畔孤山。至于青海湖近代缩小的规模,从以下资料可大致作出估计:我们曾在黑山西端距布哈河三角洲前缘约 20 公里处,发现过古湖堤遗迹;而现在距湖东岸 25 公里处的察汗城,历史记载昔日靠近湖滨;自察汗城沿倒淌河向湖,直到耳海,沿途可见 4—5 个长满水草的洼地,其间为古湖堤所隔,显然,它们都是耳海的前身。这样看来,湖水在东西方向上至少退了 20 多公里。历史上“魏周千里,唐八百余里”的记载,也提供了青海湖面缩小的大致规模。近期湖水位的下降幅度,从海晏湾和沙柳河冲积扇上最老的一道古湖堤看,不小于 80 米。若以 1908 年柯兹洛夫等测得的水深 37.5 米推算,则大约每 6 年下降一米。若从江西沟水文站 1955—1960 年的实测资料来看,每 5 年下降 1 米;按沙陀寺水文站 1959—1966 年资料,7 年下降一米;但 1966—1970 年因蒸发量较低,湖水位略有回升,说明气候变化并不均衡,湖水下降也并不呈直线式。根据这些资料,我们初步划出了全新世初期古青海湖的大致范围(图 24),它比目前约大三分之一,湖水位约高出 100 米。

在青海湖缩小过程中,湖盆东缘出现了几个脱离母体的子湖,如尕斯库勒湖、耳海和正在形成中的海晏湾小湖等。海晏湾的情况(图 25)说明:这些子湖是湖中沙垄突出水面接受风砂堆积后阻隔湖水而形成的。

青海湖目前的水质咸化、水生物单一和化学沉积作用的出现,正是全新世(或略早一些)以来气候干燥、湖面缩小和水位下降的必然结果(见以下各章)。

* * *

青海湖面积只有 4635 平方公里,与我国某些古代陆相盆地相比,要小得多。

那么,这样一个现代湖泊的形成和发展,对于古代陆相含油气盆地,有些什么参考意义呢?

我们看到,中国西北区不少陆相含油气盆地,在以下几点上同青海湖有类似之处:

- (1) 它们都是为不同时代褶皱山系所环绕的内陆山间盆地;
- (2) 它们的长轴大多平行于区域主要构造线方向,边缘又都为“X”断裂所限,并且被切成菱形或三角形的轮廓;
- (3) 它们在构造格局上,经常在南、北山前出现两个拗陷带,中部一个隆起带;或者呈

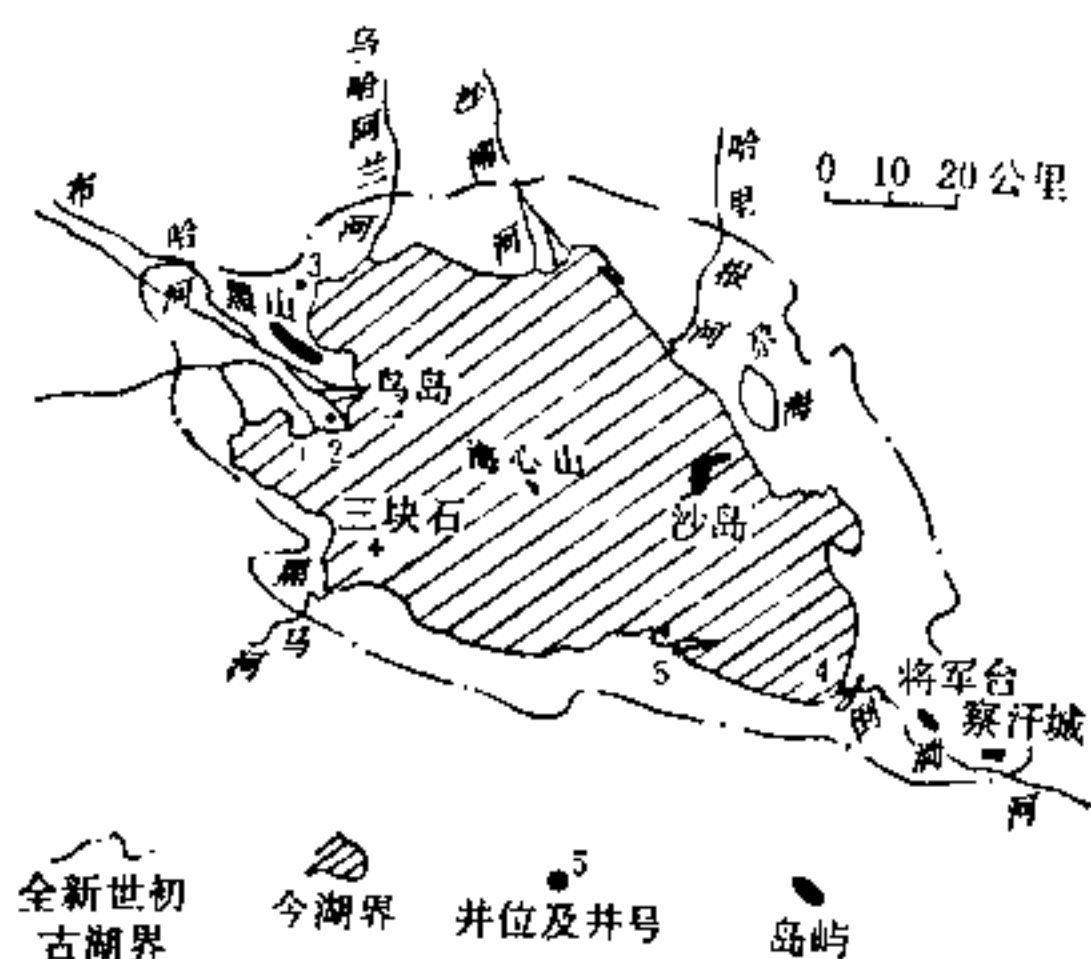


图 24 全新世初古青海湖与
现代青海湖大小比较

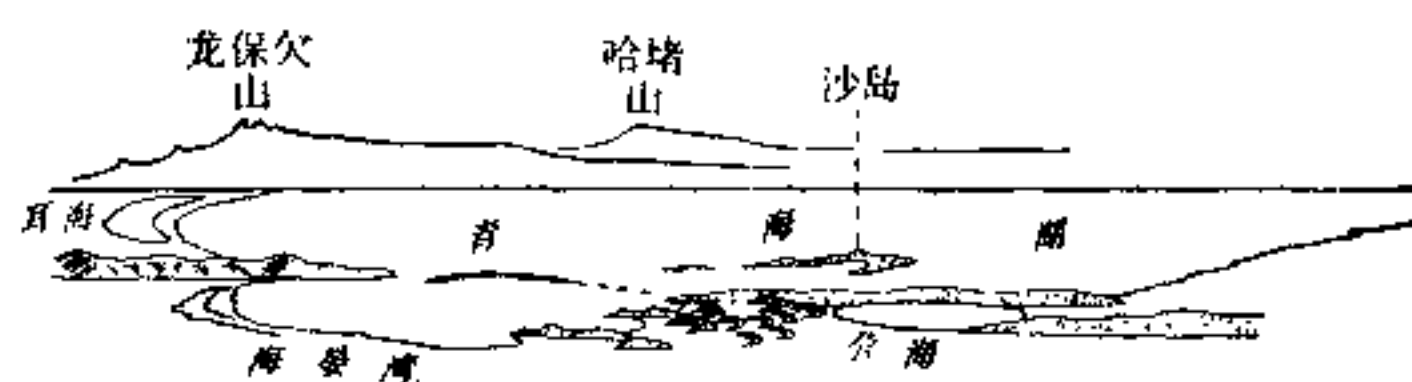


图25 青海湖东部堰塞湖区地貌素描

现出南部拗陷—中部隆起—北部斜坡的结构；

(4) 它们目前虽然都处在中国西北区干燥气候下,但是在地质历史上都或先或后,经历过温暖潮湿的气候期；

(5) 它们之中,有的经历过淡化,有的则同目前的青海湖相似,经历过咸化甚至盐湖阶段；

(6) 它们的陆相沉积剖面,敏感地反映着气候与构造运动,表现出鲜明的旋回性和韵律性。

这样一来,研究青海湖不同新构造带和第四纪不同发展阶段中的水介质、水生物、水动力和沉积作用,研究其中有机质的分布特点,就可以为条件相似的古代陆相盆地成油作用的地质背景,提供一个现代类比和缩影。

这就是以下各章的任务。

第二章 湖 水

1961年7月至1962年10月间,我们在青海湖分季节进行了5次湖水理化性质系统考察¹⁾。在考察时,按照湖盆形态、水深、常年风向及河流补给等情况的不同,在湖中设置了17个水化学采样点;最后一次增设至32个点(见图26)。水样是在2米、6米、13米和底水层分层采集的,共采得363个。化学分析的部分项目(溶解氧、有机物耗氧量、Eh、pH值等)在取样后立即测定;其余项目的分析一般不超过72小时。此外,我们还采集了19个淤泥水样,在64个点上测定了2米深处的湖流方向,在108个点上每隔0.5米测定一次水温。为作比较,我们又在湖区7条主要河流和两个子湖中采集了水样进行分析。

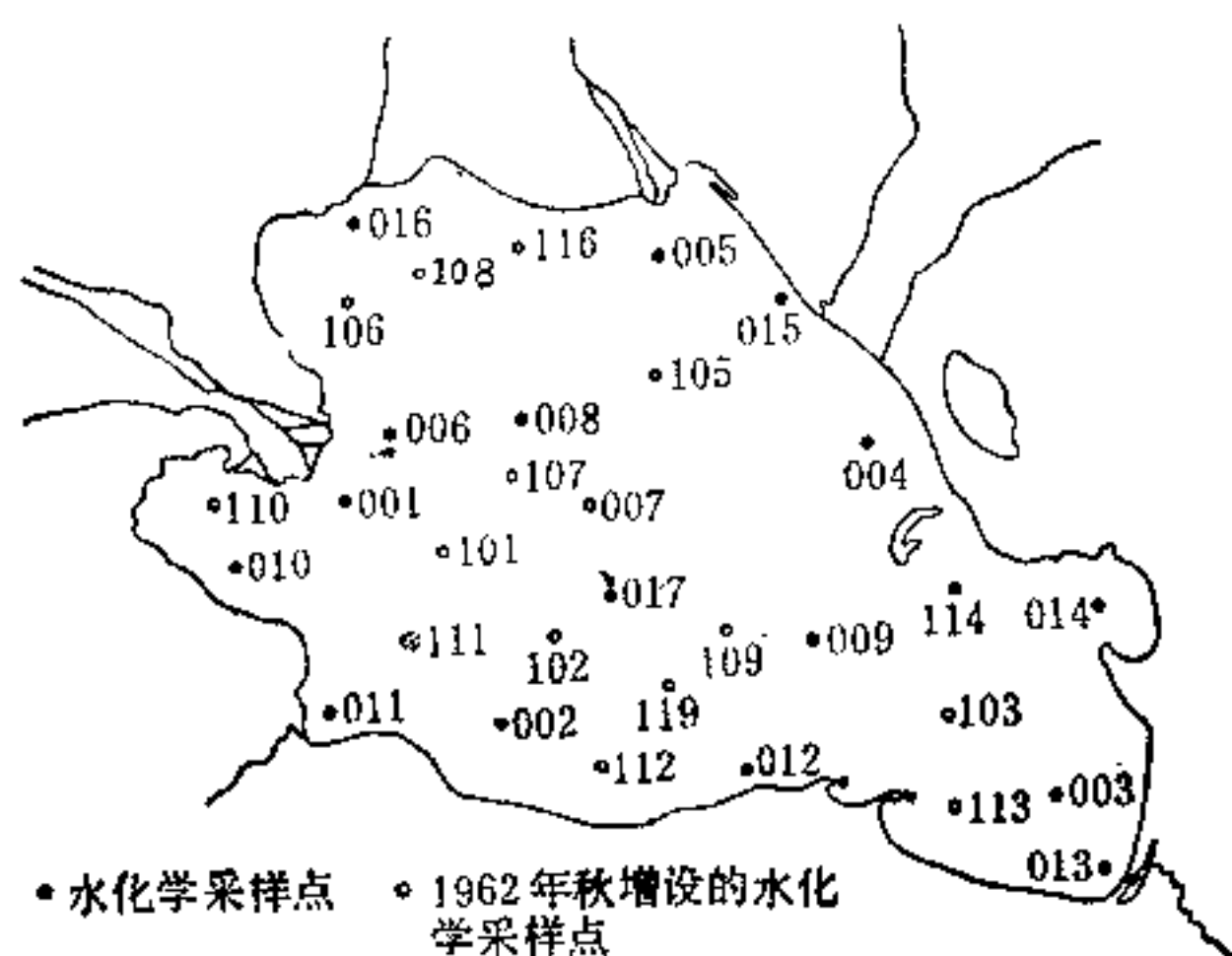


图26 水化学采样点分布图

水物理和水化学指标的测试方法如下:

(1) 水温: 用半导体测温仪直接于水层中测量;

(2) 水色: 铂—钴度比色法;

(3) 透明度: 用摄氏 (Secchi) 盘测定;

(4) 光照度: 用53型照度计测量;

(5) pH: 比色法;

(6) 溶解氧: 加叠氮钠和碘液作对比修正的温克勒氏法;

(7) 硫化氢: 碘量法;

(8) 氮化合物: 硝酸盐用锌粉还原后按格利斯氏法测定; 铵盐是将水样以硫酸锌碱化凝聚处理后, 用纳氏直接比色法; 亚硝酸盐用格利斯氏法测定;

1) 这5次考察的时间是: 夏季, 1961.7.15—8.20; 秋季, 1961.9.20—10.28; 冬季, 1962.1.11—2.1; 春末夏初, 1962.6.5—7.4; 夏季, 1962.8.12—9月底。

- (9) 磷酸盐和硅酸盐：分别按钼兰法和钼黄法测定；
- (10) 铁化合物：二氮菲比色法；
- (11) 有机物耗氧量：碱性高锰酸钾法；
- (12) 主要离子：钙、镁用 EDTA 络合滴定法；碳酸盐和重碳酸盐用酚酞和溴甲酚绿-甲基红作混合指示剂的酸量滴定法；硫酸盐用碘量法；氯化物用摩尔氏法；钾、钠是用火焰光度法测得一定数量水样中的钾钠比值后按计算求得。

一、湖水的物理化学特征

1. 某些物理性质

湖水蓝绿色，微咸带苦。

比重 由于湖水的蒸发量大于补给水量，湖水逐年浓缩，湖水的比重已达 1.008—1.010(16—20℃)。

电导率 达 180—220 毫姆欧/厘米(20℃)，冬春季稍高于夏秋季。

透明度 湖水清澈，透明度较大，深水区一般均在 5 米以上，最大可达 10 米。

光照度 1961 年 7 月 15 日 10:00—11:30 (天气晴朗、无风) 在水深 9.1 米的第 10 采样点测定光照度的结果，水深 3 米处为 9,000 米烛光，7 米深处为 3,000 米烛光，9 米深处为 1,570 米烛光。

水色 水色度不大，一般在 5—6 铂-钴度。这是因为湖中不出现水花，陆源腐植质缺乏，悬浮物质不多所造成的。

水温 主要决定于水团与周围环境的热量交换强度的周期变化、强烈的风力和湖流搅动。夏季，水团有显著的温度分层现象，表层水温最高 18.9℃，底层水温最低 6℃。秋季，由于经过前期强劲而长期持续的风力搅动，仅在一些深水湖区才可观察到温度分层现象。在冬季，水团受到强烈冷却，湖面冰封，湖水出现温度逆分层；水温的垂直变化也是渐变的，表、底层水温约相差 3—4℃。春季开冻不久，表水增温和风力搅动促进了水团对流，温度逆分层消失(见图 27)。

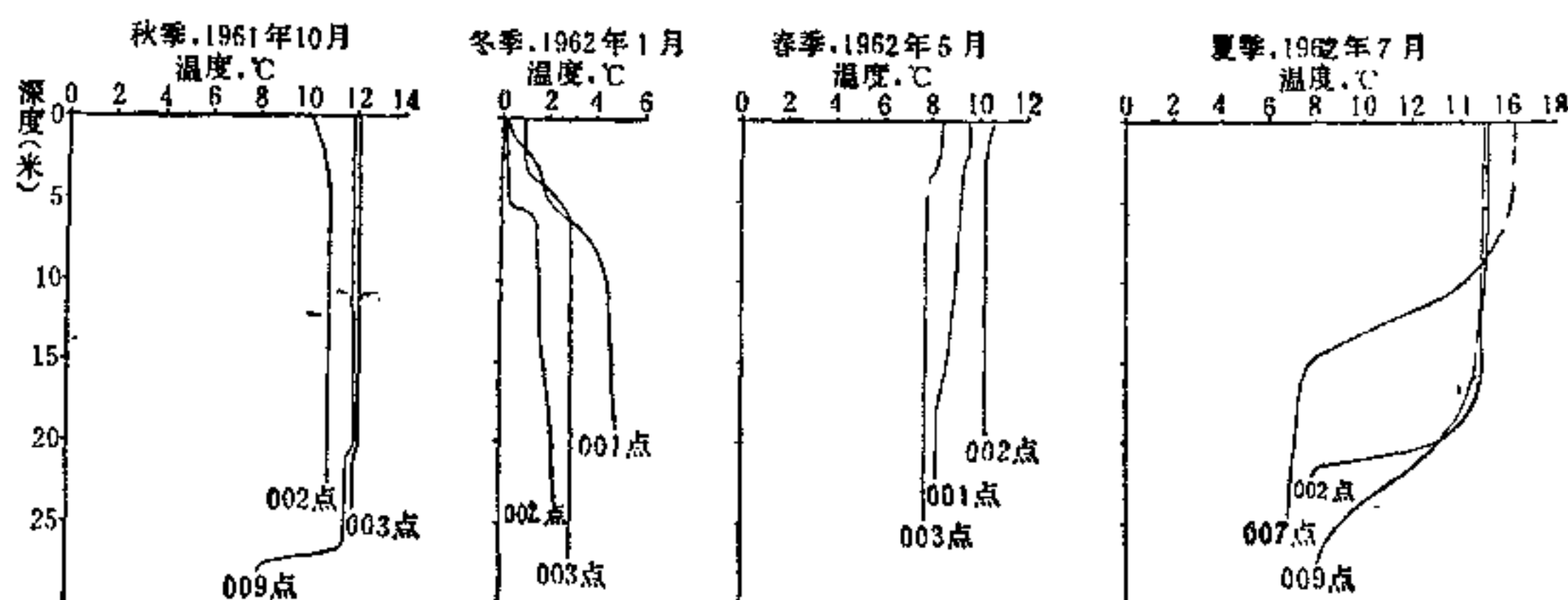


图 27 青海湖某些观测点的典型水温曲线

2. 水化学状况

主要离子 湖水主要离子总量的年平均值为 12.49 克/升；pH 介于 9.1—9.4，属半干旱高山草原地区的内陆弱碱性微咸水水体。

湖水各主要离子的平均含量列于表 8 和表 9，其重量（图 28）和毫克当量的百分组成为：

Ca^{++} ——0.08, 0.11	CO_3^{--} ——3.36, 3.28
Mg^{++} ——6.58, 15.83	HCO_3^- ——4.21, 2.02
Na^+ ——26.08, 33.18	Cl^- ——42.23, 34.80
K^+ ——1.17, 0.88	SO_4^{--} ——16.29, 9.90

若换算为假定盐类，以 NaCl 占优势，为 66.36%； MgSO_4 次之，为 19.80%；没有钙的硫酸盐；有钙的碳酸盐，但量很少，仅 0.22%，而镁的碳酸盐却占有相当比例，达 6.34%。湖水按阿列金的天然水分类，属氯化物类钠组第 III 型 (C_{III})；按苏林分类，属氯化镁型、氯组、钠亚组 $\text{S}_1\text{S}_2\text{A}_2$ 类。

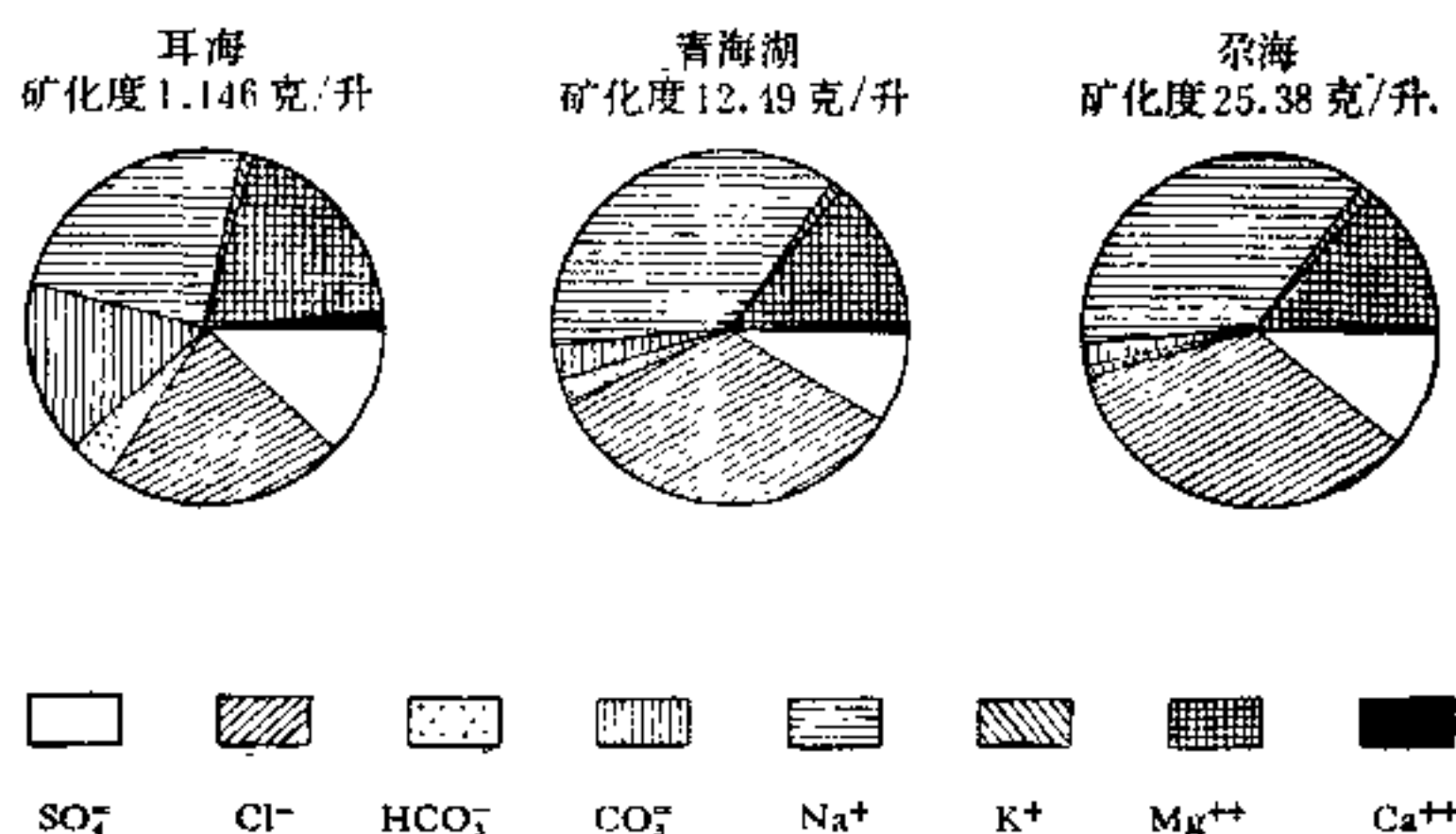


图 28 青海湖及子湖湖水的主要离子重量百分组成

从表 9 和表 10 可以看出：湖水主要离子的组成，各主要离子含量以及主要离子总量的季节和平面变化都不很大。微小的差别是补给与蒸发的相对差异所造成的。目前，湖水体积约为湖区迳流补给量的 40 倍，湖水矿化度（以主要离子总量表示）为 12.49 克/升，则一年内由于迳流补给不过使矿化度下降约 0.22 克/升；湖区年蒸发量大于降雨量约 3.8 倍，由于蒸发浓缩又大致只提高矿化度 0.73 克/升。这就使得湖水矿化度在各个季节不会相差很大。但是，由于蒸发和补给强度在各个季节相差悬殊，因此，主要离子含量和矿化度的季节变化仍然显得很有规律（图 29）。

在青海湖区，年降水量的 84% 集中在 6—9 月，在此期间，大量迳流补给湖泊；相反，入冬后至开冻前，降水量稀少，地表迳流补给大大减弱，加之湖水冰封期的浓缩，因此，氯离子和硫酸根离子含量于 1 月最高，8 至 9 月最低。与此相应，矿化度和钾、钠、钙等阳离子的含量也出现大致相同的季节变化。

重碳酸根离子的含量在春季最高，而后逐季下降。这个季节变化规律，显然与水生植

表 8 青海湖水的主要物理化学性质

比重: 1.008—1.010		碱度: 2.0—2.4		pH: 9.1—9.4		透明度: 深水区一般5—10米	
主 要 离 子				假 定 盐 类 (%)			
	毫克/升	毫克当量/升	毫克当量百分数				
K ⁺	146.5	3.75	0.88	CaCO ₃	0.22		
Na ⁺	3258.2	141.7	33.18	MgCO ₃	6.34		
Ca ⁺⁺	9.87	0.49	0.11	Mg(HCO ₃) ₂	4.04		
Mg ⁺⁺	821.8	67.57	15.83	MgSO ₄	19.80		
CO ₃ ⁻	419.4	14.00	3.28	MgCl ₂ + MgBr ₂	1.48		
HCO ₃ ⁻	525.0	8.61	2.02	NaCl	66.36		
SO ₄ ⁻	2034.3	42.35	9.90	KCl	1.76		
Cl ⁻	5274.7	148.80	34.80	溶解气 (毫克/升)	CO ₂	0	
总和	12489.8	427.27	100.00		H ₂ S	0.0—22.54	
微量元素 (毫克/升)		生物元素 (毫克/升)			O ₂	0.26—11.08 (5.63)	
Br	0.01—0.06 (0.03)*	NH ₄ —N	0.04	水 型			
H ₂ BO ₃	12.80—14.00 (13.525)	PO ₄	0.02	O. A. 阿列金分类		B. A. 苏林分类	
Si	0.3730—0.4030 (0.39277)	NO ₃ —N	0.036	氯化物类 钠组第 III 型 (Cl _{III})		氯化镁型 氯组钠亚组 S ₁ S ₂ A ₂ 类	
Ba	0.1234—0.1343 (0.1308)	NO ₂ —N	0.004				
Cu	0.0373—0.0403 (0.0393)	Fe	0.016				
Li	3.73—4.03 (3.93)	SiO ₂	0.35				
Br	0.0373—0.0490 (0.021)	耗氧量(毫克/升)	1.41				

* 括号内数字为各采样点平均值。

物有机体光合作用强度的周年变化有关。

碳酸根离子含量的变化则与重碳酸根相反,且变化幅度极小。

钙含量的季节变化与重碳酸根离子甚为一致,而与镁的变化相反。

当我们对比 1962 年夏季和 1961 年夏季的资料时,可以看出: 1962 年湖水的离子总量增高了 240 毫克/升。虽然我们缺乏多年连续水化学测定的资料,但可以肯定,在目前干燥气候下,湖水正经历着迅速浓缩的过程。

表9 青海湖各水化学观测点湖水中主要离子的平均含量*及其季节变动

点号	采样季节	001	002	003	004	005	006	007	008	009	010	011	012	013	014	015	016
Ca ⁺⁺ 毫克/升	夏	8.93	7.68	9.09	10.58	9.43	9.20	11.53	9.52	10.52	11.25	6.95	9.93	9.26	7.94	9.92	11.52
	秋	8.25	10.73	10.20	9.40	7.85	10.07	10.07	8.86	8.86	8.05	10.29	6.86	10.07	10.07	8.05	8.72
	冬	10.50	10.12	9.98	11.23	12.53	10.37	8.70	10.32	15.16	10.62	9.56	10.27	10.19	10.01		9.52
	春	10.62	10.89	22.10	10.88	10.12	10.62	8.83									
Mg ⁺⁺ 毫克/升	夏	886.03	902.82	894.94	889.00	889.11	888.03	895.95	891.25	898.36	853.15	843.76	874.95	874.95	873.49	887.30	888.32
	秋	889.34	915.76	919.20	888.27	890.38	890.08	893.02	886.56	887.29	864.08	902.51	913.91	893.02	886.55	889.64	885.18
	冬	843.93	730.07	766.05	730.15	750.15	825.36	821.91	772.35	798.76	741.18	752.46	740.14	719.55	727.55		744.72
	春	796.35	767.76	771.60	721.65	767.84	758.67	761.24									
K ⁺ 毫克/升	夏		141.54	141.46	141.67	140.85	140.76	138.12	138.81	141.15	146.38	144.17	144.64	143.24	142.72	134.31	141.54
	秋	139.77	143.70	138.51	138.55	138.41	138.22	137.92	139.30	139.00	135.44	139.00	139.07	141.41	140.37	138.22	138.67
	冬	162.71	162.58	166.41	172.59	166.96	160.31	161.36	123.00	145.34	137.81	147.20	149.74	148.30	153.35		139.73
	春	137.10	145.14	159.02	157.95	136.74	143.49	145.83									
Na ⁺ 毫克/升	夏		3147.16	3152.74	3152.80	3136.81	3135.09	3074.20	3085.87	3141.61	3241.11	3234.05	3215.50	3185.83	3176.71	2989.74	3150.65
	秋	3111.63	3197.18	3084.32	3085.49	3078.86	3172.29	3070.00	3100.07	3091.14	3017.29	3042.17	3991.17	3146.31	3119.32	3072.17	3082.67
	冬	3382.51	3384.18	3417.29	3586.82	3469.73	3335.71	3360.76	3325.00	3365.04	3187.96	3407.47	3467.30	3433.63	3565.11		3228.90
	春	3323.92	3360.26	3681.65	3656.90	3235.16	3330.99	3352.74									
CO ₃ 毫克/升	夏	478.10	447.55	467.35	496.39	495.07	509.22	473.66	460.18	480.93	438.34	379.86	441.10	488.47	430.00	526.20	484.70
	秋	576.39	462.71	470.72	476.05	452.04	507.01	508.61	560.48	486.08	480.34	464.32	471.07	525.14	548.98	504.88	500.25
	冬	372.42	324.25	368.25	404.84	367.33	397.28	365.42	425.98	364.61	370.63	379.92	416.68	353.27	375.95		356.31
	春	434.45	406.59			469.53	469.33	365.13									
HCO ₃ 毫克/升	夏	582.61	640.44	588.65	543.96	553.84	525.36	588.36	604.19	566.79	676.50	769.63	700.93	552.40	661.70	483.35	577.34
	秋	218.40	325.73	323.80	319.70	364.61	584.57	287.54	287.50	308.28	288.86	313.26	326.34	267.40	338.44	285.16	293.94
	冬	403.71	531.89	404.45	302.2	398.90	328.36	410.44		759.27	632.20	705.71	654.04	742.10			751.34
	春	555.28	646.01				558.62	746.55									
Cl ⁻ 毫克/升	夏		5258.01	5252.45	5232.99	5241.95	5201.63	5215.07	5244.94	5248.42	5138.69	5047.98	5275.03	5244.39	5238.84	5002.75	5231.81
	秋	5260.44	5388.34	5255.22	5250.00	5255.22	5250.00	5255.22	5255.22	5250.00	5138.93	5250.00	5256.96	5250.00	5250.00	5250.00	5256.96
	冬	5397.59	5269.74	5304.24	5466.90	5394.49	5406.71	5383.24	5434.46	5305.25	5043.49	5204.82	5207.92	5351.27	5277.25		5220.95
	春	5224.47	5168.91	5306.05	5258.76	5292.36	5255.03	5343.91									
SO ₄ 毫克/升	夏	1602.34	1987.85	1987.85	1983.04	1929.17	1976.50	1869.20	1841.05	1982.69	2042.53	2000.54	1970.80	1981.66	1973.41	1937.38	1970.60
	秋	1980.85	2197.84	2137.85	2019.41	2027.36	1972.51	1959.24	1976.38	2020.02	1953.49	2111.51	2121.92	2137.18	2102.59	1976.78	1974.09
	冬	2310.84	2147.48	2154.20	2320.96	2262.72	2220.00	2270.90	1885.19	2004.37	1780.46	2070.68	2195.23	1882.67	1796.20		1727.33
	春	1989.70	2160.20	1963.60	1859.04	1920.84	1828.80	1859.52									

* 表中所列数据系各点不同采样水层的平均值。

表 10 考察期间青海湖水离子组成和矿化度的周年变化(1961.8—1962.9)

项目	采样日期 含 量	1961年 8 月	1961年10月	1962年 1 月	1962年 6 月	1962年 9 月
主 要 离 子 毫 克 / 升	K ⁺	134—146 (141)*	135—143 (139)	160—172 (164)	145—183 (166)	131—150 (140)
	Na ⁺	2989—3241 (3075)	3017—3197 (3095)	3335—3587 (3419)	3360—3565 (3427)	3167—3474 (3287)
	Mg ⁺⁺	844—903 (868)	864—919 (894)	730—843 (781)	719—798 (736)	773—835 (809)
	Ca ⁺⁺	8—12 (9.7)	7—11 (9.0)	9—13 (10.5)	9—15 (10.7)	8—9 (8.9)
	Cl ⁻	4888—5294 (5215)	5125—5270 (5257)	5265—5495 (5374)	5010—5588 (5249)	5100—5488 (5260)
	SO ₄ ⁻	1861—2064 (1955)	1932—2332 (2040)	散失了 (2241)	散失了 (1964)	1886—2332 (2014)
	HCO ₃ ⁻	483—760 (585)	218—364 (301)	328—531 (397)	558—1473 (675)	453—768 (634)
	CO ₃ ⁻	379—526 (461)	458—576 (492)	324—404 (371)	353—467 (388)	337—514 (394)
离子总量 克/升		11.97—12.63 (12.31)	11.88—12.64 (12.23)	12.56—13.10 (12.69)	11.90—13.49 (12.62)	12.24—13.19 (12.55)

* 括号内数字系各采样点平均值。

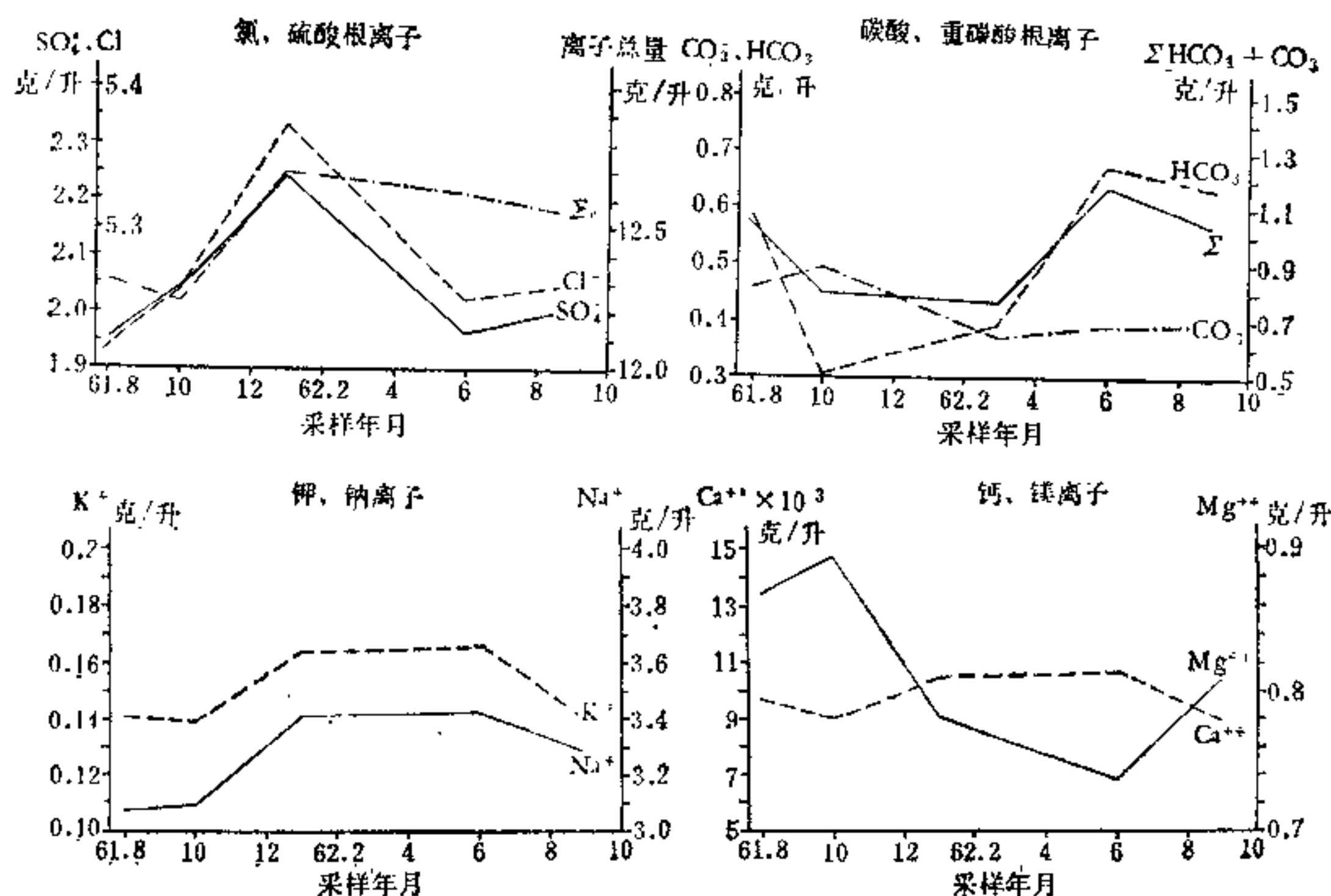


图 29 青海湖水主要离子含量的季节变化

溶解气体 由于湖水 pH 介于 9.1—9.4 之间,故不存在 CO_2 。

湖水中溶氧量一般较低,年平均含量为 5.63 毫克/升。夏季溶氧量变化于 2.58—6.47 毫克/升(饱和度为 24.4—61.2%),平均为 4.62 毫克/升。冬季溶氧量最高,达 7.16—10.02 毫克/升,(饱和度达 67.2—94.8%),平均为 8.66 毫克/升。秋季最低,变化于 2.06—5.20 毫克/升,平均只有 3.81 毫克/升,(饱和度为 19.5—49.2%)。溶氧量的季节变化顺序是:冬>春>夏>秋(表 11)。

表 11 青海湖各采样点湖水溶氧量(毫克/升)的季节变化

季 节	夏(1961.7~8)	秋(1961.9~10)	冬(1962.1)	春(1962.6)
001	5.47	4.27	7.16	6.09
002	3.25	2.31	8.82	3.42
003	4.36	3.69	9.50	5.92
004	4.53	4.12	10.02	5.63
005	3.84	4.92	7.39	6.03
006	5.99	3.41	8.96	3.00
007	3.15	4.38	8.75	7.86
008	4.48	4.53		8.42
009	4.13	3.96		4.67
010	5.78	5.20		5.27
011	6.47	3.27		4.93
012	2.58	2.92		4.00
013	5.54	2.06		4.90
014	5.27	2.48		4.70
015	4.68	4.81		
016	4.32	4.68		6.72
季节平均值	4.62	3.81	8.66	5.44
全湖年平均值	5.63 毫克/升			

青海湖水中溶氧量较低的原因是:(1)高山大气的低氧分压;(2)湖中水生植物的光合作用较弱;(3)水体盐分较高;以及(4)淤泥中形成的 H_2S 进入水团后不断耗氧。

湖水中 H_2S 的含量变化于 0—22.54 毫克/升。春季在各采样点各水层中都普遍出现,含量也高,一般都在 4 毫克/升以上,不少的点含量达 10—20 毫克/升;冬季最低,一般在 1 毫克/升以下。夏秋季的特点是分布不很普遍,只出现于部分采样点或一个采样点的部分水层之中,含量一般也不超过 4 毫克/升。

生物营养元素与有机质 湖水中可溶性无机氮的平均含量为 0.08 毫克/升;其中 $\text{NH}_4\text{—N}$ 为 0.04 毫克/升, $\text{NO}_3\text{—N}$ 为 0.036 毫克/升, $\text{NO}_2\text{—N}$ 为 0.004 毫克/升。无机氮总量在春季最高,平均为 0.162 毫克/升,冬季次之,夏季最低,平均只有 0.030 毫克/升。

湖水中可溶性磷酸盐、硅酸盐和铁的平均含量分别为 0.02 毫克 PO_4^{3-} /升、0.35 毫克 SiO_2 /升和 0.016 毫克 Fe /升。

湖水中的有机物耗氧量平均为 1.41 毫克 O_2 /升。

总起来看,青海湖水的特点是:

第一,各生物营养元素的含量都较低。

第二,一般而论,氮、磷、铁等元素和有机质的含量是春>冬>夏秋;硅酸盐则相反,其季节变化是夏秋>冬>春。

第三,与此同时,水团中无机氮的存在形式,也因季节而不同。在春、夏季以 $\text{NH}_4\text{—N}$ 为主,占总量的 66—73.3%;秋季则以 $\text{NO}_3\text{—N}$ 为主,占总量的 96.2%(与此同时, $\text{NH}_4\text{—N}$ 降低到不足 2%);到了冬季, $\text{NH}_4\text{—N}$ 和 $\text{NO}_2\text{—N}$ 都有显著增高,平均占总量的 38.1% 和 5.4%,但仍以 $\text{NO}_3\text{—N}$ 为主要存在形式,占总量的 56.5%。

青海湖水团中各种生物营养元素含量最低的夏秋季节,正是水生生物繁茂的时期,反映着生物对水中营养元素的吸收和固定;秋后,生物死亡后落入湖底,经过一冬的分解,开春以后,营养元素逐渐从湖泥中向水团释放,以至其含量达到全年最高值。

二、淤泥水的化学性质

考察期间,共获得 19 个观测点的淤泥水样,其化学性质的周年资料,列于表 12 中。

湖中淤泥沉积物覆盖湖底面积近 2700 平方公里,由于其中进行着有机质的嫌气分解过程,因此淤泥水氧化-还原电位多为负值,平均为 -152 毫伏;淤泥水中测得的 H_2S 含量为 0.45—31.58 毫克/升,各点的平均含量都是春夏>秋冬。从淤泥水中 H_2S 、亚铁的含量、有机质耗氧量和 Eh 值等资料来看,可以确定淤泥处于还原状态。

淤泥水中主要离子的含量普遍略高于湖水,与湖水离子含量的平均比值为 1.1:1。主要离子含量的大小顺序与湖水相同,即 $\text{Cl} > \text{Na} > \text{SO}_4 > \text{Mg} > \text{K} > \text{Ca}$ 。由于淤泥中有机质分解所形成的二氧化碳和有机酸促进了钙质沉积物的溶解,以致淤泥溶液中的钙含量比湖水高出 3 倍以上。就离子总量的变化来看,似有中部深水地区较高的特点(表 12, 007、003、008 点)。

淤泥水的生物营养元素和有机质的含量远大于湖水。其比值分别是:氨态氮为 48/1;亚硝态氮为 8.5/1;硝态氮为 4.0/1;磷酸盐为 23.1/1;硅酸盐为 16.3/1;有机物耗氧量为 31.6/1;亚铁为 17.5/1;高铁为 13.5/1。这些比值都比长江中下游浅水富营养型的武昌东湖所测得的比值要大¹⁾。淤泥水中生物营养元素的大量积聚,主要是水层较厚,表泥受不到风力搅动,加之湖底表面覆有一层黄色胶状氧化薄层,阻碍了湖水和湖泥间的物质交换所致。

三、沿湖主要河流及子湖的水化学状况

1. 河 水

表 13 中列出了湖区七条主要河流河水化学组分的年平均含量。

各河流水的 pH 值变动于 8.2—8.6,一般在 8.3 以上,年变幅小,很少有 CO_2 存在。溶氧量都高于湖水。

各河流中,以倒淌河的矿化度最高,年平均为 833.3 毫克/升;布哈河最低,年平均为 327.1 毫克/升。这是由于倒淌河位于蒸发较强的湖盆东部,加以流量小,流域面积上有红

1) 丘昌强等:武昌东湖的水化学特性(手稿)。

表 12 青海湖主要观测点湖泥水中各化学组分的平均含量

点 号	001	002	003	005	007	008	009	010	016	平均值	湖水中的含量 淤泥水中 的含量
pH 值	8.9	8.9	8.9	8.9	8.8	8.5	8.7	8.7	8.9	8.8	
碱性高锰酸钾能 氧化O ₂ 毫克/升	41.9	29.8	36.0	84.8	49.3	34.8	27.6	46.2	48.4	44.3	1:31.6
无机氮 NH ₄ -N	2.08	2.04	1.59	6.21	0.81	1.71	0.68	0.72	1.48	1.92	1:48.0
化合氮 NO ₃ -N	0.056	0.054	0.045	0.022	0.062	0.009	0.021	0.016	0.019	0.034	1:8.3
N ₂ 毫克/升	0.206	0.115	0.048	0.101	0.283	0.174	0.100	0.163	0.096	0.143	1:4.0
PO ₄ 毫克/升	0.158	0.187	0.883	0.085	0.160	0.205	0.892	1.115	0.512	0.462	1:23.1
SiO ₂ 毫克/升	4.15	3.49	4.15	8.00	4.20	8.80	7.41	6.00	5.00	5.69	1:16.3
铁化合物 Fe ⁺⁺	0.096	0.090	0	0.027	0.024	0.014	0	0.056	0.011	0.035	1:23.3
Fe ⁺⁺⁺	0.561	0.153	0	0.003	0.086	0.137	0.100	0.454	0.215	0.189	1:13.9
Ca ⁺⁺	22.27	25.12	25.10	27.60	19.60	46.70	27.00	69.80	39.60	33.64	1:3.4
Mg ⁺⁺	904.9	861.1	886.4	869.2	873.0	975.9	888.0	831.0	833.3	880.3	1:1.1
K ⁺	165.7	155.4	181.5	162.9	171.9	156.6	155.7	141.2	157.9	161.0	1:1.1
Na ⁺	3627.3	3476.9	3548.1	3519.5	3779.7	3252.7	3418.5	2626.9	3422.5	3407.7	1:1.05
CO ₃ ⁻	1007.2	342.0	323.7	581.0	450.0	387.5	305.1	309.2	378.3	453.7	1:1.1
HCO ₃ ⁻	702.5	629.3	578.1	499.9	813.3	728.8	777.1	679.8	743.0	683.5	1:1.3
Cl ⁻	5896.5	5452.8	5927.8	5551.3	5936.9	6007.7	5681.8	5068.6	5375.6	5655.4	1:1.1
SO ₄ ⁻	2155.5	2691.3	2353.3	2196.5	2290.1	2262.6	2164.3	1938.9	2334.6	2265.2	1:1.1
主要离子总量 毫克/升	15482	13634	13823	13408	14334	13818	13417	11965	13285		

表 13 湖区主要河流河水化学组分的年平均含量

河 流		布哈河	黑马河	倒淌河	甘子河	哈里根河	沙柳河	乌哈阿兰河
pH 值		8.5	8.5	8.6	8.3	8.3	8.5	8.2
溶解 O ₂ 毫克/升		4.48	8.79	6.18	8.02	8.00	8.18	
碱性高锰酸钾耗氧量 O ₂ 毫克/升		3.73	4.01	9.06	7.87	3.13	4.12	2.68
无机氮化合物 N 毫克/升	NH ₄ ⁺ -N	0.038	0.160	0	0.021	0.038	0.036	0
	NO ₂ ⁻ -N	0.005	0.005	0.009	0.008	0.008	0.008	0.012
	NO ₃ ⁻ -N	0.069	0.128	0.040	0.086	0.175	0.112	0.063
磷酸盐 P 毫克/升		0.042	0.106	0.007	0.009	0.008	0.012	0.010
硅酸盐 SiO ₂ 毫克/升		2.35	5.66	2.90	2.07	3.05	2.36	1.88
铁化合物 Fe 毫克/升	Fe ⁺⁺	0.018	0	0.013	0	0.008	0	0
	Fe ⁺⁺⁺	0.056	0.114	0.050	0.054	0.062	0.060	0.080
阳离子 毫克/升 毫克当量/升	Ca ⁺⁺	$\frac{50.15}{2.50}$	$\frac{59.30}{2.96}$	$\frac{62.82}{3.14}$	$\frac{47.94}{2.39}$	$\frac{48.70}{2.42}$	$\frac{40.80}{2.04}$	$\frac{56.50}{2.82}$
	Mg ⁺⁺	$\frac{20.11}{1.65}$	$\frac{19.84}{1.63}$	$\frac{56.30}{4.63}$	$\frac{28.80}{2.39}$	$\frac{32.50}{2.69}$	$\frac{36.41}{3.01}$	$\frac{29.43}{2.44}$
	K ⁺ + Na ⁺	$\frac{22.3}{0.97}$	$\frac{107.4}{4.67}$	$\frac{124.2}{5.40}$	$\frac{75.7}{3.29}$	$\frac{214.8}{9.34}$	$\frac{188.3}{8.19}$	$\frac{209.0}{9.09}$
阴离子 毫克/升 毫克当量/升	CO ₃ ²⁻	$\frac{17.01}{0.570}$	$\frac{1.51}{0.05}$	$\frac{18.00}{0.60}$	$\frac{8.20}{0.27}$	$\frac{10.00}{0.33}$	$\frac{19.40}{0.64}$	0
	HCO ₃ ⁻	$\frac{110.4}{1.81}$	$\frac{140.3}{2.29}$	$\frac{221.6}{3.63}$	$\frac{118.8}{1.95}$	$\frac{158.0}{2.59}$	$\frac{141.1}{2.31}$	$\frac{122.0}{2.00}$
	Cl ⁻	$\frac{70.5}{1.98}$	$\frac{53.5}{1.51}$	$\frac{223.1}{6.29}$	$\frac{69.2}{1.95}$	$\frac{166.6}{4.68}$	$\frac{191.9}{5.41}$	$\frac{128.11}{3.61}$
	SO ₄ ²⁻	$\frac{36.6}{0.76}$	$\frac{260.8}{5.41}$	$\frac{127.3}{2.65}$	$\frac{187.4}{3.90}$	$\frac{329.6}{6.86}$	$\frac{234.4}{4.88}$	$\frac{419.9}{8.74}$
水型 (按 Алексин 分类)		Cl _{III} ^a	S _{II} ^a	Cl _{III} ^a	S _{II} ^a	S _{II} ^a	S _{II} ^a	S _{II} ^a
夏、秋季水型		C _{III} ^a	C _{III} ^a	Cl _{III} ^a	C _{III} ^a	C _{III} ^a	C _{III} ^a	C _{III} ^a

层分布,表土的盐分较多,因此,河水富集了相当数量的盐分。布哈河流域面积大,除雨水外,还接受雪水的补给,故河水矿化度较低。其它各河流的年平均矿化度均大于 500 毫克/升,属强矿化度水的河流^[13]。按平均含量划分的水型是:倒淌河为氯化物类钠组第 III 型 (Cl_{III}^a);布哈河属氯化物类钙组第 III 型 (Cl_{III}^a);黑马河、甘子河、哈里根河、沙柳河及乌哈阿兰河属硫酸盐类钠组第 II 型 (S_{II}^a)。

在夏秋雨季,由于降水的大量补给,各河流水的矿化度急剧减低,特别表现在 Cl⁻ 和 SO₄²⁻ 离子含量的下降。例如布哈河、黑马河及沙柳河,在夏秋季的 Cl⁻ 离子平均含量分别为 36.6、44.9 和 34.4 毫克/升;在春季,则分别增至 117.6、99.9 和 311.1 毫克/升;SO₄²⁻ 增至 363.8、747.3、777.6 和 622.1 毫克/升。因此,河水水型有显著的季节变化。

河水中生物营养元素含量较湖水为高,也算得上丰富。各组分在河水中与湖水中的平均含量比值为:氨氮——1.1/1;亚硝酸氮——2/1;硝酸氮——2.7/1;磷酸盐——1.4/1;硅酸盐——8.3/1;有机物耗氧量——3.5/1。可见河流以相当多的无机氮化合物、硅酸盐

和有机质补给湖泊,这对湖泊特别是河口地区的生物生产过程具有重要意义。

2. 子 湖

耳海、尕海及青海湖的水化学组分对比资料,列于表 14 与图 28。

表 14 青海湖及其子湖湖水化学组分年平均含量的比较

湖 泊		耳 海	青 海 湖	尕 海	
pH 值		9.0	9.3	9.4	
溶解氧, O ₂ 毫克/升		7.15	5.63	5.80	
无机氮化合物N毫克/升	NH ₄ ⁺ —N	0.071	0.040	0.052	
	NO ₂ ⁻ —N	0.006	0.004	0.009	
	NO ₃ ⁻ —N	0.052	0.036	0.024	
PO ₄ ³⁻ 毫克/升		0.006	0.020	0.008	
SiO ₂ 毫克/升		2.02	0.35	0.38	
碱性高锰酸钾耗氧量 O ₂ 毫克/升		8.36	1.41	1.85	
铁化合物 毫克/升	Fe ⁺⁺	0.005	0.002	0	
	Fe ⁺⁺⁺	0.036	0.014	0.060	
阳 离 子 毫克/升 毫克当量/升	Ca ⁺⁺	11.63	9.87	15.12	
		0.58	0.49	0.75	
	Mg ⁺⁺	86.27	821.8	1469.5	
		7.09	67.57	120.84	
	K ⁺	19.16	146.5	308.9	
		0.49	3.75	7.09	
	Na ⁺	267.91	3258.2	6721.6	
		11.65	141.7	292.3	
	阴 离 子 毫克/升 毫克当量/升	CO ₃ ²⁻	174.7	419.4	572.6
			5.82	14.0	19.1
HCO ₃ ⁻		87.4	525.0	519.7	
		1.43	8.61	8.52	
Cl ⁻		291.7	5274.7	10660.6	
		8.23	148.8	300.6	
SO ₄ ²⁻		207.9	2034.3	4587.7	
		4.33	42.35	95.5	
离 子 总 量		Σ ₊	1146.7	12489.8	25375.4
水 型		ClH ⁺	ClH ⁺	ClH ⁺	

尕海的矿化度年平均值为25375.4毫克/升比青海湖高出1倍;耳海为1146.7毫克/升,只有青海湖的11.09%。尕海属氯化物类钠组第III型水(ClHCO_3^-),耳海属氯化物类钠组第II型水(ClHCO_3^-)。显然, Ca^{++} 、 Mg^{++} 、 HCO_3^- 和 CO_3^{--} 离子的毫克当量百分比值是: 耳海>青海湖>尕海;而 Na^+ 和 Cl^- 离子则相反。

至于生物营养元素的含量,耳海要比青海湖和尕海为高,青海湖与尕海则相差不远。这与各湖中水生生物数量的高低相一致,即耳海中有机的生产强度大于青海湖和尕海(见第三章)。

四、几个问题的讨论

1. 青海湖碳酸盐的化学平衡

我们根据表14的实测资料,对青海湖、耳海和尕海湖水中碳酸钙和碳酸镁的过饱和度值作了计算^[44]。所定的条件是:

(1) 活度系数(f)的近似计算式为:

$$\log f = -0.5Z^2 \frac{\sqrt{\mu}}{1 + 0.33a\sqrt{\mu} \times 10^8},$$

其中离子半径 a 值采用 3×10^{-8} 厘米;

(2) 碳酸钙和碳酸镁的过饱和度值(S'/S^0)计算式为:

$$\frac{S'_{\text{CaCO}_3}}{S_{\text{CaCO}_3}(f)} = \frac{[\text{Ca}^{++}][\text{CO}_3^{--}](f'')^2}{S_{\text{CaCO}_3}(f^0)}$$

与

$$\frac{S'_{\text{MgCO}_3}}{S_{\text{MgCO}_3}(f)} = \frac{[\text{Mg}^{++}][\text{CO}_3^{--}](f'')^2}{S_{\text{MgCO}_3}(f^0)}$$

(3) 水温采用 7.5°C (估计年平均值), 相应的活度积值为

$$S_{\text{CaCO}_3} = 4.5 \times 10^{-9}; \quad S_{\text{MgCO}_3} = 5 \times 10^{-5}.$$

计算结果是: 耳海、青海湖、尕海的碳酸钙过饱和度值分别为 48.8, 16.2 和 17.0; 碳酸镁则分别为 0.054, 0.137 和 0.246。显然, 各湖湖水中碳酸钙已成过饱和状态, 整个水团中正进行着 CaCO_3 的化学沉积作用, 以致湖底沉积物中的碳酸盐含量达 16~39% (见第五章)。但碳酸镁尚未达到过饱和状态, 在耳海, 碳酸镁活度积比计算采用的活度积值小 19 倍; 青海湖小 7.3 倍; 尕海小 4.1 倍。因此, 碳酸镁尚不能从水团中沉淀出来。对比青海湖与尕海湖水中主要离子的重量百分组成(图 28), 可以看出: 随着离子总量的增高, 镁离子亦成比例地增加, 这与各水域中碳酸镁未达到过饱和状态的事实相吻合。可是, 对湖底沉积物的研究表明, 在现阶段湖底沉积物中已有弱白云质化现象(见第五章), 与上述计算有些矛盾, 看来, 青海湖沉积物的弱白云质化, 一方面固然可能是沉积物中的 Ca^{++} 离子与淤泥溶液中 Mg^{++} 离子发生交替作用的结果^[44]; 另一方面, 根据巴尔喀什湖碳酸盐沉积作用所得的资料^[45]分析, 可能是湖水水团中新形成的 CaCO_3 微晶向湖底沉降的过程中, 发生了晶格上 Ca^{++} 离子与 Mg^{++} 离子交替, 引起少量 Mg^{++} 离子沉淀所致。

此外, 处于相同自然地理条件下的耳海、青海湖和尕海, 它们的水化学状况演变过程应当在很大程度上具有相似性与继承性。碳酸钙在这几个不同盐度的水域中都呈过饱和

状态,因此,可以推测青海湖中碳酸盐的化学沉积作用已进行了相当长的一段时期。目前,从地表和地下迳流带入湖泊的 Ca^{++} 、 Mg^{++} 、 HCO_3^- 和 CO_3^{--} 离子的数量仍相当可观,估计每年 41.8 万吨左右(见下面讨论部分),今后以形成 CaCO_3 为主的化学沉积作用仍将继续一个时期,规模也将不小。

2. 青海湖水离子组成与盐度¹⁾ 的关系

青海湖区各水域的离子组成与盐度的关系列于表 15 和图 30 中。

表 15 青海湖区各水域的盐度与离子组成*

水 域		离 子 组 成 (毫克/升)								盐度克/升
		K^+	Na^+	Ca^{++}	Mg^{++}	CO_3^{--}	HCO_3^-	SO_4^{--}	Cl^-	
甘 子 河		0.3	8	53	21	10	191	30	23	0.33
黑 马 河		0.4	8	60	20	0	170	52	42	0.35
布 哈 河		1.0	22	53	21	17	201	41	25	0.38
沙 柳 河		6.0	138	35	38	20	135	243	109	0.73
倒 淌 河		7.0	152	67	46	20	401	87	210	0.99
耳 海		9.0	201	9	81	155	27	165	293	0.94
青 海 湖	006 点	140	3253	9	806	486	453	1968	5210	12.32
	109 点	143	3293	9	820	368	704	2010	5258	12.40
	007 点	143	3320	9	774	419	586	1949	5252	12.44
	009 点	138	3218	9	828	344	673	2030	5224	12.47
	107 点	142	3336	9	796	452	524	1964	5319	12.54
	013 点	144	3345	9	827	422	593	1927	5416	12.73
	003 点	149	3463	9	822	346	769	2289	5343	13.19
	103 点	149	3447	9	816	316	827	2245	5341	13.17
尕 海	61 年夏	310	6902	12	1401	600	529	4493	10.694	24.94
	62 年夏	363	8413	16	1589	572	552	5156	10.922	27.58

* 1962 年 7—10 月资料。

从图上可以看出:

第一, Cl^- 、 SO_4^{--} 、 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 和 Mg^{++} 的含量随着盐度增高,总的趋势都是增加;增加的幅度: $\text{Cl}^- > \text{K}^+ + \text{Na}^+ > \text{SO}_4^{--} > \text{Mg}^{++}$;

第二, Ca^{++} 的含量随盐度增高的变化很小,它先是下降,然后略有上升;

第三, $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{--}$ 的变化比 Ca^{++} 大些,随着盐度增高,先是急剧增加,然后变化于 700~1100 毫克/升的范围之内,略有上升;

第四,各离子含量随盐度的变化曲线,形态各不相同。

在大洋中,海水的离子组成是相对固定的,它们与盐度的关系,也是相对稳定的,因此,常用测定海水中氯离子含量的办法来计算海水盐度。海水中氯度(每公升水中氯离子的含量)与盐度的换算公式为:

$$S(\text{‰}) = 0.030 + 1.8050\text{Cl}^-(\text{‰})$$

1) 本节中所讨论的盐度,在数值上相当于矿化度,即每升水中阴阳离子的总和。盐度与矿化度并不严格相等;不过,大量研究资料表明,二者的差值一般很小。

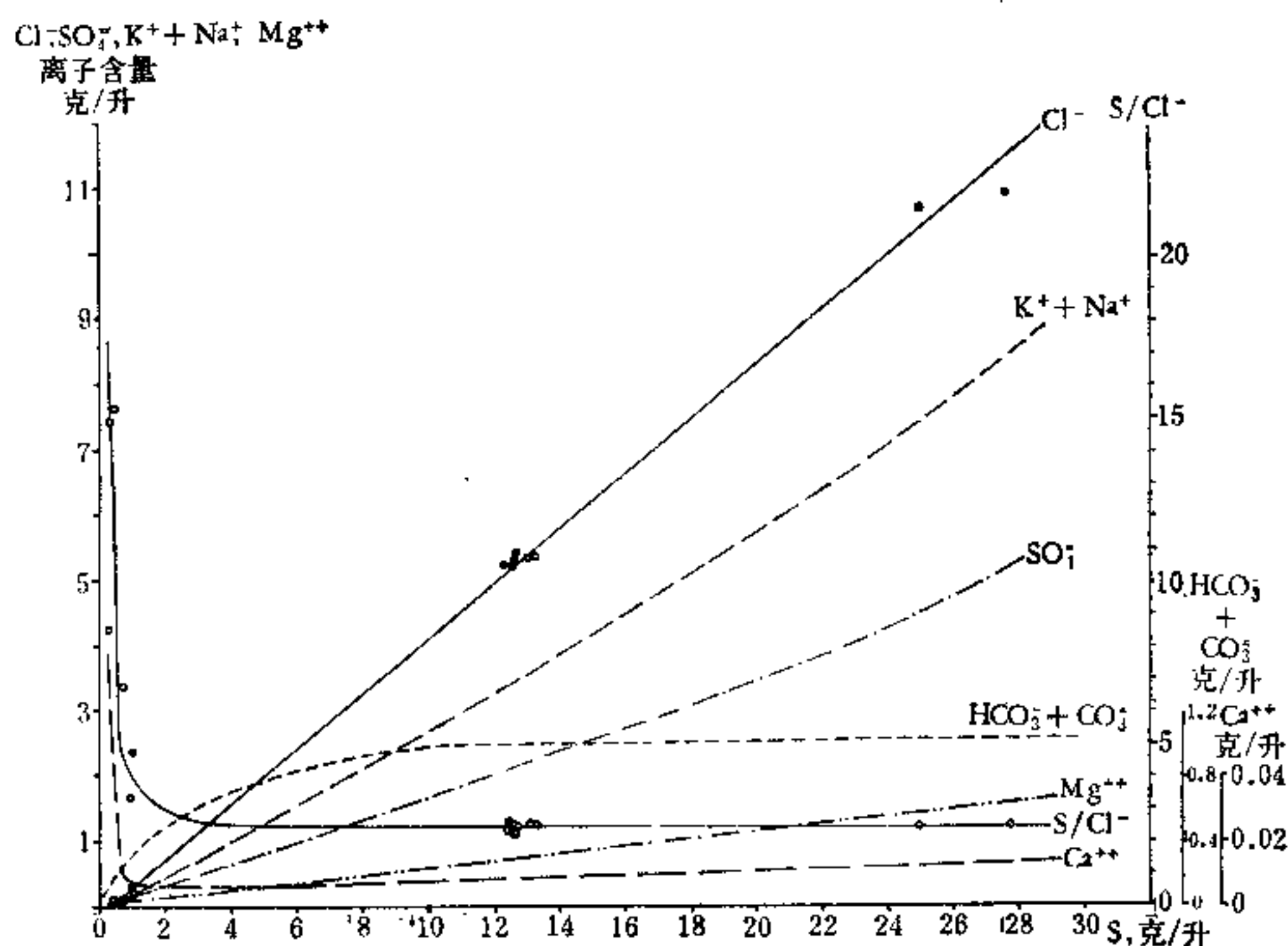


图 30 青海湖区各水域中离子含量与盐度的关系曲线

青海湖水的氯度平均为 5.27(‰), 代入上式后, 盐度 $S(\text{‰}) = 9.54(\text{‰})$, 而青海湖实际测得的盐度为 12.49(‰), 与计算不相符。这是由于青海湖水各离子之间的比例与海水不同所造成的。正是由于大陆水体中离子组成的不固定, 因此, 在研究时只有分别确定不同水域中氯度与盐度的关系。这些关系都具有 $y = a + bx$ 的形式, 其中 y 是盐度, x 是氯度; 在不同水域的关系式中, 系数 a 、 b 也不相同。

从图 30 中可以看出: 在青海湖区不同水域各离子组成与盐度的关系中, 以氯度对盐度变化的反应最为灵敏, 比值较稳定, 最接近于常数; 表现在图 30 中, 两者的关系基本上是一条直线。直线方程 $y = a + bx$ 中的系数 a 和 b , 很容易用图解的方法求得: 直线延长在横坐标上的截距为 a , 直线对纵坐标的斜率为 b 。图中的 a 值约为 0.2, b 值约为 2.4。故青海湖区盐度与氯度的近似关系应为:

$$S\text{‰} = 0.2 + 2.4\text{Cl}^-(\text{‰})$$

将青海湖水氯度代入上式, 得 $S(\text{‰}) = 12.824$, 实测值为 12.551¹⁾, 差值为 + 0.273。

式中的 a 、 b 常数也可用最小二乘法求得:

$$a = \frac{\sum x \sum (xy) - \sum x^2 \sum y}{(\sum x)^2 - n \sum x^2}$$

$$b = \frac{\sum x \sum y - n \sum xy}{(\sum x)^2 - n \sum x^2}$$

1) 1962 年夏季的平均值。

计算结果: $a = 0.183$, $b = 2.38$ 。故

$$S\text{‰} = 0.183 + 2.38\text{Cl}^-\text{‰}$$

将青海湖水氯度代入上式,计算得 $S\text{‰} = 12.602\text{‰}$, 与实测值 12.551‰ 相比,差值为 $+0.051$, 基本相符。

上述计算说明: 与大洋相似,青海湖水的盐度也可用测定氯度的方法近似求得;但系数 a 和 b 都较大洋为大,这是大陆水体的共同特点。

应当说明的是,上述计算式所反映的,只是青海湖区各水域氯度与盐度之间的概略统计关系。盐度的微小变化,有时并不能从氯度上得到精确的反映。从图 30 中可以看出:当盐度大于 1 克/升时,盐度与氯度的比值(S/Cl^- , 简称氯比值)近于常数,此时 $y = a + bx$ 的计算式是可用的。但是,当盐度小于 1 克/升时,氯比值却随盐度降低而急剧增大,它们之间就不是常数关系, $y = a + bx$ 式中的系数 a 、 b 也就发生变化;这时,将上述青海湖盐度计算式用于低盐度水域(例如耳海及诸河流),所得计算值与实测值之间,就会产生一定的误差了。

在研究海洋盐度时,也用碱性系数($= \frac{A \cdot 10^4}{S\text{‰}}$, 其中 A 为碱藏,以毫克当量计; $S\text{‰}$ 为盐度)作为盐度变化的指标;碱性系数增大表示海水淡化。在应用时为了方便,常以氯度代替盐度(即碱性系数 $= \frac{A}{\text{Cl}^-} \times 10^{-4}$)。后来,根据这种考虑,有人又提出以盐度系数

($k_s = \frac{r\text{Cl}^-}{r(\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-})}$)作为确定水中含盐量的指标,并且认为 k_s 随着盐度降低而急剧减小。

青海湖区河流及湖水的碱性系数和盐度系数(表 16)与含盐量之间的关系如图 31 所示。图中的 k_s 曲线表明: 盐度系数随含盐量增高而增大。例如,湖区河水及耳海的含盐量小于 1, k_s 为 $(0.2 \sim 1.5) \times 10^{-4}$; 青海湖水盐度为 12.55, k_s 为 $(5.8 \sim 6.4) \times 10^{-4}$; 而在尕海中(盐度为 24.94~27.58) $k_s = 10.5$ 。碱性系数则相反,在低盐度时随盐度的增高

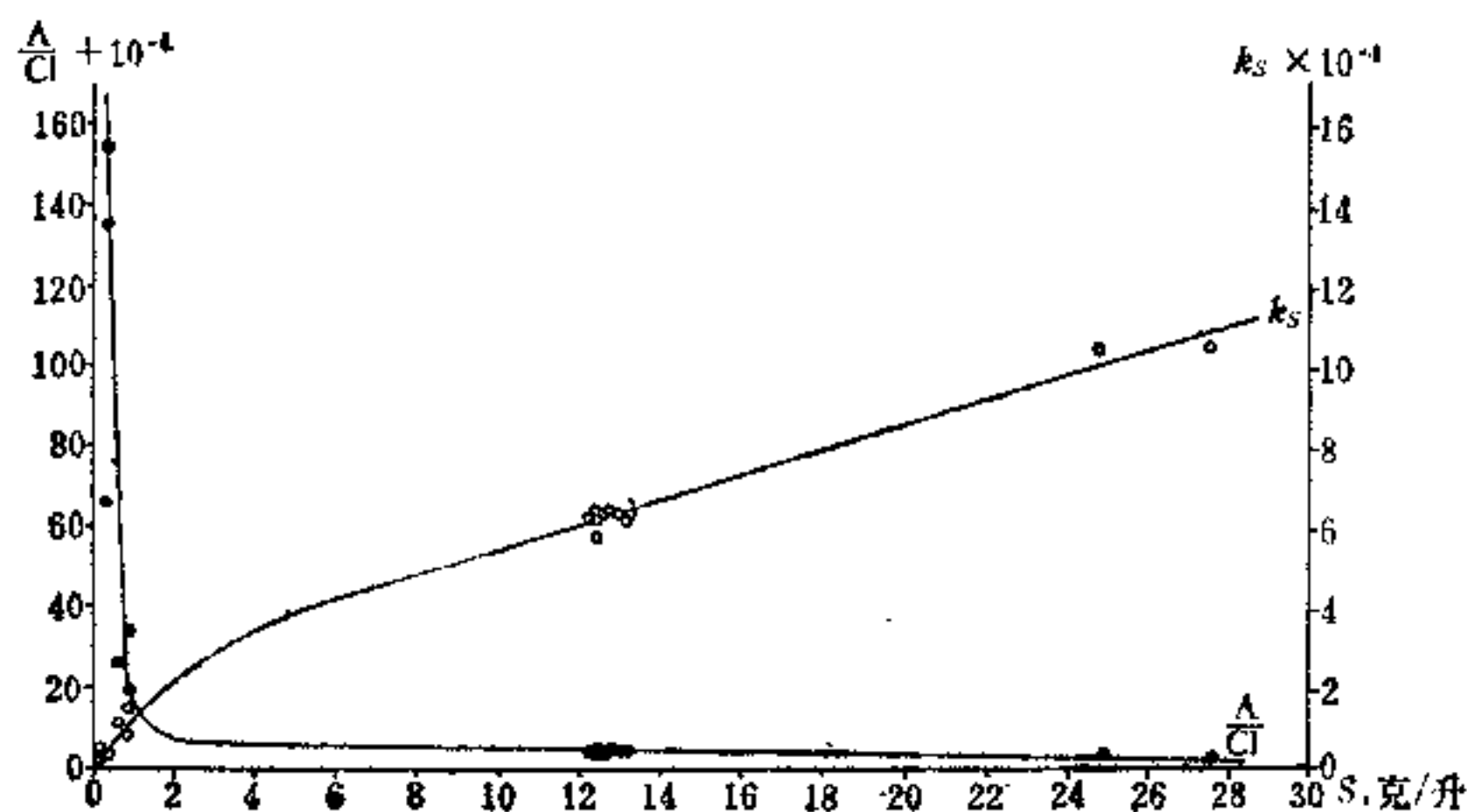


图 31 青海湖区各水域碱性系数、盐度系数与盐度的关系曲线

表 16 青海湖区各水域的盐度系数和碱性系数

水 域		HCO ₃ ⁻ (毫克当量)	CO ₃ ²⁻ (毫克当量)	A × 10 ⁴	Cl × 10 ⁴ (毫克当量)	碱性系数 ($\frac{A}{Cl} \times 10^4$)	盐度系数 ($k_s \times 10^4$)
甘 子 河		31.3	3.3	34.6	6.5	134.5	0.2
黑 马 河		27.9	0	27.9	11.9	66.5	0.4
布 哈 河		32.9	5.7	38.7	7.1	155.0	0.2
沙 柳 河		22.1	6.7	28.8	30.7	26.4	1.1
倒 淌 河		65.7	6.7	72.4	59.2	34.5	0.8
小 湖		4.4	51.7	56.1	82.6	19.3	1.5
青 海 湖	006	74.3	162.0	236.3	1469	4.5	6.2
	109	115.8	122.6	238.0	1481	4.5	6.2
	007	96.1	139.6	236.7	1481	4.5	6.3
	009	110.3	114.3	254.6	1472	4.9	5.8
	107	85.9	150.6	236.5	1500	4.5	6.3
	013	97.2	140.6	237.8	1528	4.4	6.4
	003	130.5	115.3	245.8	1506	4.6	6.1
	103	135.6	105.0	240.6	1506	4.5	6.3
尕 海	61年夏	86.7	200.0	286.7	3016	2.7	10.5
	62年夏	90.5	197.0	287.5	3100	2.6	10.5

而急剧降低,之后,盐度即使有较大的增长,它的变化却趋于平缓了。这样看来,碱性系数对于低盐度水域的盐度变化反映得比较明显;而盐度系数则在高盐度水域比较灵敏。

最后,当我们将大洋与各种大陆水体的氯度、盐度系数、碱性系数与含盐量的关系加以比较时(表 17),则可发现,其中以氯度与盐度之间的线性关系更为明显。由此看来,确定不同盐度水域的最好指标还是氯度。从表 17 中可以清楚地看出,氯度(Cl⁻)随盐度的增长而相应增高,盐度系数(k_s)却不尽然。例如,尕海的盐度虽然高出黑海 1/3 强,但盐度系数却反而约小十倍。显然,这是由于水域中离子组成不同所决定的。碱性系数能很好地反映出海水的咸化、特别是淡化;这是因为海水中的离子组成是稳定的,盐度受河流的稀释而下降,碱藏则因河流带入有较多的 HCO₃⁻ 及 CO₃²⁻ 离子而增高,因此碱性系数与含盐量间有上述固定关系;而湖水的碱藏除与含盐量有关外,还受各个水盆地地质地理条件的控制,因此,尽管盐度近似,但碱性系数、特别是盐度系数却可以相差很大。

归结起来,我们认为:盐度低于 1 克/升的大陆水体,确定水域盐度的微弱变化,地质意义不大;而对于具有一定盐度的内陆湖泊来说,氯度是盐度计算的最灵敏的指标。

表 17 不同水域盐度、盐度系数(k_s)、碱性系数和氯度的变化

	大 洋	尕 海	黑 海	里 海	青海湖 (1962夏)	咸 海	巴尔喀什湖	楚德湖
S,‰	35	27.5	17.5	12.9	12.55	10.2	5.2*	0.16
k_s	305	10.96	102	45.8	6.28	15.1	2.1	0.08
$\frac{A \times 10^4}{Cl-\%}$	952	2572	2772	6155	4479	18475	134327	370000
Cl ⁻	19.343	10.92	9.629	5.33	5.26	3.55	1.107	0.005

* 东部。

3. 湖水矿化特征的形成及发展

把青海湖水与世界某些水体对比(表 18), 其离子组成最主要的特点是:

第一, 青海湖水中溶解盐类各离子的比例关系, 介于一般陆地迳流和大洋水之间。它和大洋水有一致的离子顺序, 水型相同。但是, 青海湖水中氯化物和碱金属的含量比陆地迳流多, 而比大洋水少; 相反, 碱土金属碳酸盐却比大洋水多。这是因为碱土金属的碳酸盐是陆地水的主要成分。例如, 湖水中 Mg^{++} 为 15.83% 当量, 高于海水几近一倍, $HCO_3^- + CO_3^{--}$ 为 5.30% 当量, 更大大超过海水。

第二, 碱土金属中钙的含量极低, 为 8—11 毫克/升或 0.11% 当量, 它不但低于一般大陆水体, 也低于世界大洋水。这样小的数值, 一般只发现于某些高矿化盐湖和矿化度极小、近于超淡水的湖泊中。

第三, 它的假定盐中, 没有 $CaSO_4$ 和 Na_2SO_4 ; $CaCO_3$ 的含量极少, 有 $MgCl_2$; 而 $MgCO_3$ 的含量却占有相当比例, 这也是它区别于许多水域的一个重要特征。

第四, 它的矿化度和离子组成等许多特征, 与咸海和里海十分相似。

里海和威海在地质历史上都与大洋有过联系, 它们的水质是古海淡化的结果。青海湖则不然, 地质资料说明, 湖区在三迭纪之后就脱离了海洋, 其水体不可能是残留海盆的发展。因此湖水矿化特征的形成只能是大陆水体演化的结果。

那么, 青海湖水矿化作用的发展, 经历了一个什么样的过程呢?

从青海湖区五口钻井剖面 and 湖底淤泥沉积物中氯离子含量的资料, 可以看出(图 32): 在早—中更新世哈达滩组沉积物中, 氯离子含量为 0.002—0.028%, 权衡平均值为 0.010%, 属淡水, 但其最高值近于微咸水; 而在晚更新世二郎尖组沉积物中, 氯离子含量为 0.001—0.019%, 权衡平均值为 0.005%。这就说明, 在更新世时期, 湖水经历了一个淡化过程, 逐渐转变为典型的淡水水域; 到了全新世布哈河组沉积时, 氯离子含量为 0.010—0.320%, 权衡平均值为 0.085%, 反映出湖水开始咸化。

湖底 003 号采样点淤泥柱厚 95 厘米, 下部湿度约为 40%, 上部为 60%。当消除湿度的差别时, 则下部埋藏水中 Cl^- 的含量为 3.55 克/升, 上部增至 5.34 克/升(图 32)。它说明: 湖水是在近期才迅速咸化的。据估计, 青海湖的沉积速度约为 1.2 毫米/年(见第五章), 则沉积 1 米泥柱约需 1000 年左右; 在这段时期内, 湖水氯度将近增高 2 克/升。按照 $y = 0.183 + 2.38Cl^-$ 计算, 盐度相应增高 4.943 克/升。也就是说, 厚 1 米的泥柱沉积以前湖水的盐度, 大约为 $12.55 - 4.94 = 7.61$ 克/升左右, 只有目前盐度的 60%。

氯含量的这种演化, 与钻井剖面上 pH 值的变化和孢粉资料对湖区古气候的解释, 也是吻合的(图 33)。

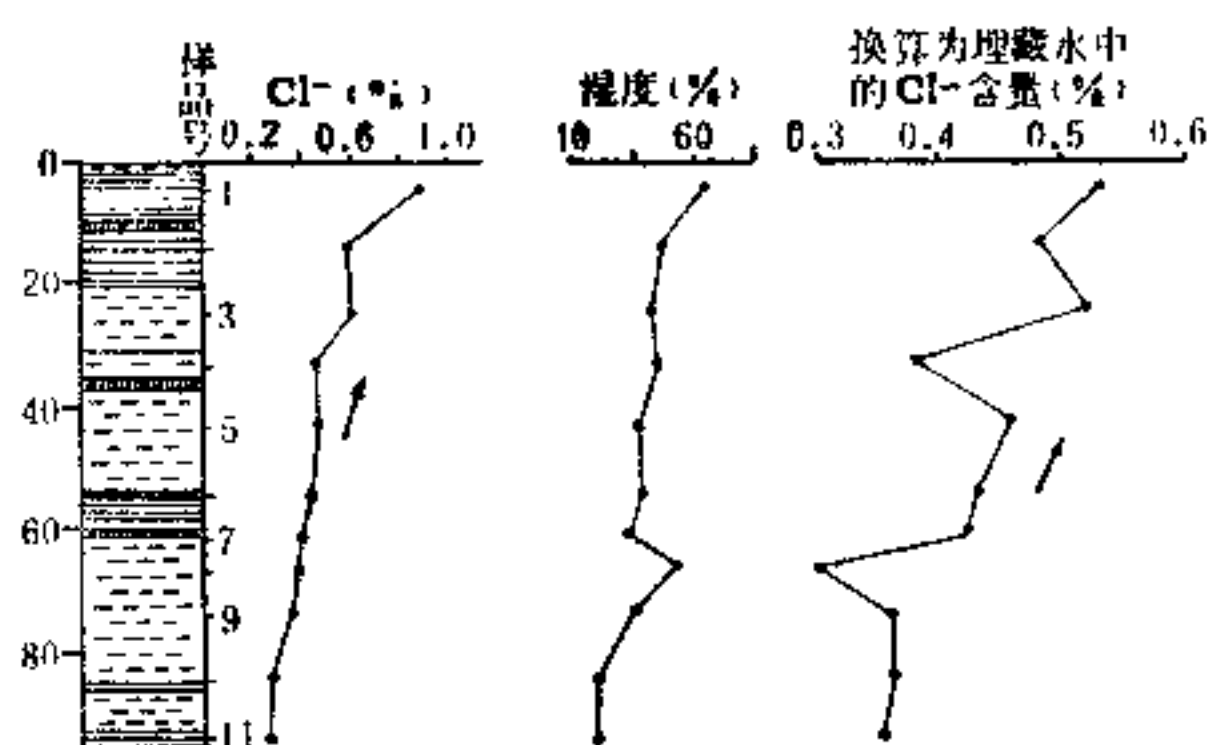


图 32 003 号沉积物柱的湿度的 Cl^- 含量的变化

表 18 青海湖水与世界一些水体主要离子组成的比较

水 域	含盐量克/升	主 要 离 子 当 量 百 分 数						$\frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$	$\frac{\text{Na}^+ - \text{Cl}^-}{\text{SO}_4^{2-}}$	$\frac{\text{Cl}^- - \text{Na}^+}{\text{Mg}^{++}}$	水 型
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻ + HCO ₃ ⁻	K ⁺ + Na ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺				
贝·加 尔 湖	0.091	2.2	4.5	43.3	8.9	28.1	13.6	4.04	1.48		Cl ⁻ ^a
谢 万 湖	0.662	9.9	1.9	38.2	20.3	8.0	21.7	2.05	5.47		Cl ⁻ ^{Ma}
巴尔喀什湖西部	2.843	18.2	21.5	10±3	33.0	11.4	15.6	1.81	0.69		SN ^a
咸 海	10.20	29.1	19.6	1.3	29.6	7.6	12.8	1.02	0.03		Cl ⁻ ^a
青 海 湖	12.48	34.80	9.90	5.30	34.06	0.11	15.83	0.95		0.16	Cl ⁻ ^{Ma}
里 海	12.70	34.7	14.5	0.8	32.3	3.9	13.8	0.93		0.17	Cl ⁻ ^{Ma}
黑 海	17.50	45.1	4.5	0.4	39.4	2.0	8.6	0.87		0.66	Cl ⁻ ^{Ma}
世 界 大 洋	35.00	45.2	4.6	0.2	39.4	1.7	8.9	0.87		0.65	Cl ⁻ ^{Ma}
萨 基 湖	111.29	45.6	4.2	0.2	37.8	0.6	11.6	0.83		0.67	Cl ⁻ ^{Ma}
库 楚 克 湖	260.00	39.3	10.6	0.1	39.2	0.3	10.5	0.99		0.08	Cl ⁻ ^{Ma}
大 盐 湖	265.5	45.9	4.1	—	43.5	0.3	6.2	0.95		0.39	Cl ⁻ ^{Ma}
埃 别 依 提 湖	281.13	31.8	18.1	0.1	44.0	0.1	5.9	1.38	0.67		Cl ⁻ ^a
塔 明 吉 卡 西 湖	286.96	42.2	5.7	2.1	48.5	—	1.5	1.14	1.11		Cl ⁻ ^a

根据以上资料,我们认为:青海湖水的矿化既不是残留海盆淡化的结果,也不是大陆水体的单向浓缩。它的发展是这样的:第三纪末新构造运动形成了青海湖盆。早一中更新世早期,由于气候偏干和湖水外泄,其时水质淡而偏于微咸,水体不大。早一中更新世沉积之后,新构造上升运动使湖盆封闭。中一晚更新世二郎尖组沉积时,湖区气候相当温湿,补给水量增多,水体日益扩大,达到了青海湖的全盛时期,成为典型的淡水湖泊。到全新世时,湖区气候转向干燥;特别是在近期,湖的咸化十分迅速,形成了湖水今日的矿化度。目前,青海湖区的蒸发量大于降雨量的 3.8 倍,所以湖水仍在继续浓缩,矿化度也在不断增高。

青海湖水目前离子组成的特点,是怎样形成的呢?

青海湖区位于我国青海、新疆、西藏、内蒙古盐湖带上,西邻盛产盐类的柴达木盆地。湖周中生界及第三系有含盐红色地层和白云质灰岩,因此,青海湖流域面积上的河水与地下水成分,应是湖水化学成分的基础。

根据湖区几条主要补给河流离子径流量的计算(表 19),它们每年带入湖中的主要盐

表 19 青海湖几条主要河流的离子含量及离子径流量

河 流		布 哈 河	沙 柳 河	哈里根河	乌哈阿兰河	甘 子 河	总 计
主要离子含量 (毫克/升)	Ca ⁺⁺	50	41	49	57	48	245
	Mg ⁺⁺	20	36	33	29	29	147
	K ⁺ + Na ⁺	22	188	215	209	76	710
	CO ₃ ⁻	17	19	10	0	8	54
	HCO ₃ ⁻	110	141	158	122	119	650
	SO ₄ ⁻	37	234	330	420	187	1208
	Cl ⁻	71	192	167	128	69	627
	总 计	327	851	962	965	536	3641
流量 (亿方/年)		10.64	2.79	0.97	0.45	0.30	15.15
离子径流 (万吨/年)	Ca ⁺⁺	5.33	1.14	0.48	0.26	0.15	7.36
	Mg ⁺⁺	2.14	1.01	0.32	0.13	0.09	3.69
	K ⁺ + Na ⁺	2.35	5.25	2.09	0.94	0.23	10.86
	CO ₃ ⁻	1.81	0.53	0.10	0	0.02	2.46
	HCO ₃ ⁻	11.72	3.94	1.53	0.55	0.36	18.10
	SO ₄ ⁻	3.94	6.53	3.21	1.85	0.56	16.09
	Cl ⁻	7.58	5.36	1.62	0.58	0.21	15.35
	总 计	34.87	23.76	9.35	4.34	1.62	73.94

类共计约 74 万吨;其中 NaCl 约占 25.6 万吨,钙镁碳酸盐约为 29 万吨。此外,据估计,青海湖的地下径流补给量为每年 6.4 亿立方。由于缺乏系统的地下水化学成分资料,我们以湖南岸某处井水的分析资料(表 20)作粗略估算,得出地下离子径流量为每年 43.25 万

表 20 青海湖南岸某处井水的化学成分

离 子	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺ + Na ⁺	CO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻	Cl ⁻	离子总数
毫克/升	57.95	12.79	132.66	—	162.21	233.30	77.77	676.68
毫克当量/升	2.89	1.05	5.77	—	2.66	4.86	2.19	19.42

吨;其中, Ca⁺⁺为 3.71 万吨, Mg⁺⁺为 0.82 万吨, K⁺ + Na⁺为 8.5 万吨, HCO₃⁻ 为 10.38 万吨, SO₄⁻ 为 14.90 万吨, Cl⁻ 为 4.93 万吨。因此, 青海湖每年由河水及地下水带入湖中的主要盐类, 根据上述粗略计算, 共计在 117 万吨左右; 其中钙、镁碳酸盐共占 41.8 万吨。以此推算, 则聚集到目前青海湖水中约 11 亿吨的盐类总量, 只需 1000 年时间。如果以湖中 Cl⁻ 总量来计算, 也只需 3000 年左右¹⁾。当然, 这里没有把沉积作用、生物消耗以及风从湖面带走的盐类损失计算在内, 所以不能用这一数据来推定湖泊的封闭时间。但是, 上述计算毕竟在一定程度上说明, 湖泊的咸化是近期才发生的, 并且咸化得很快。这与 Cl⁻ 含量在全新世的迅速增高是吻合的。

从湖区几条主要河流与湖水离子组成的当量比来看, 湖水中氯离子的当量百分数比河水高 2—5 倍, 硫酸根离子或高或低变化不大, 而碳酸离子却减少了 3 至 7 倍之多。钾、钠离子的当量百分比在湖水中大大增加, 最高可超出河水十倍; 镁离子没有明显的变化; 唯钙离子差别最大, 它在湖水中的相对含量比在河水中要低 100—300 倍之多。

这就说明: 湖水矿化特征形成的过程, 是一个强烈脱钙而富集钾钠的过程, 也是一个去碳酸盐而聚集氯化物的过程。

这一过程, 主要是由于 CaCO₃ 的低溶度积所决定的。河水入湖后, 随着蒸发浓缩, 低溶度积的 CaCO₃ 大量沉淀于湖底。这样一来, 它在湖水中的含量自然下降, 而其它离子的含量则逐渐增高。值得注意的是, 湖水中的 Ca⁺⁺ 与河水相比, 不但相对含量降低, 而且绝对含量也要低 5~7 倍。这种情况, 是其它离子(包括 CO₃⁻ 和 HCO₃⁻)所没有的。它说明, 湖水中的脱钙作用, 比去碳酸作用进行得更加强烈。

河水中 Cl⁻/SO₄⁻ 当量比值近于 1, 而在湖水中却近于 2, 反映了 Cl⁻ 的积累速度比 SO₄⁻ 高。这是因为湖水、特别是淤泥水中的硫酸盐还原作用, 使一部分硫酸盐呈硫化物自湖水中除去, 从而在一定程度上抑制了 SO₄⁻ 的积累速度。不过, 湖水中 SO₄⁻ 的浓度尚未达到饱和, 含量仍在增长; 与此同时, Na⁺ 的积累速度又大, 所以, 湖水如果继续浓缩, 将会产生芒硝沉积。而因为湖水缺 Ca⁺⁺, 石膏沉积阶段将不明显。

在湖水所有离子中, Cl⁻ 最稳定, 它基本上不受氧化还原或生物作用的影响。因此, 在湖水浓缩过程中, Cl⁻ 将不断增长。看来, 青海湖在未来的水型发展过程中, 硫酸盐水的阶段可能比较短暂, 其水型将基本上仍是氯化物类钠组第 II 或第 III 型。

湖水的这种演化过程, 从发生与发展密切相关的耳海、青海湖和尕斯库勒湖海水化学成分的比较中(图 34), 反映得十分清楚。

耳海和尕斯库勒湖都是从青海湖中脱离出来的子湖。当它们刚刚脱离母体时, 水质自应是

1) 利用湖水中 Cl⁻ 总量来计算, 应当比利用盐类总量计算要准确些; 这是因为河水中带人的碳酸盐大部分业已沉积, 而相当一部分硫酸盐也因还原作用而进入了沉积物中, 从而使湖水中保存的盐类总量比带人量大大减少。

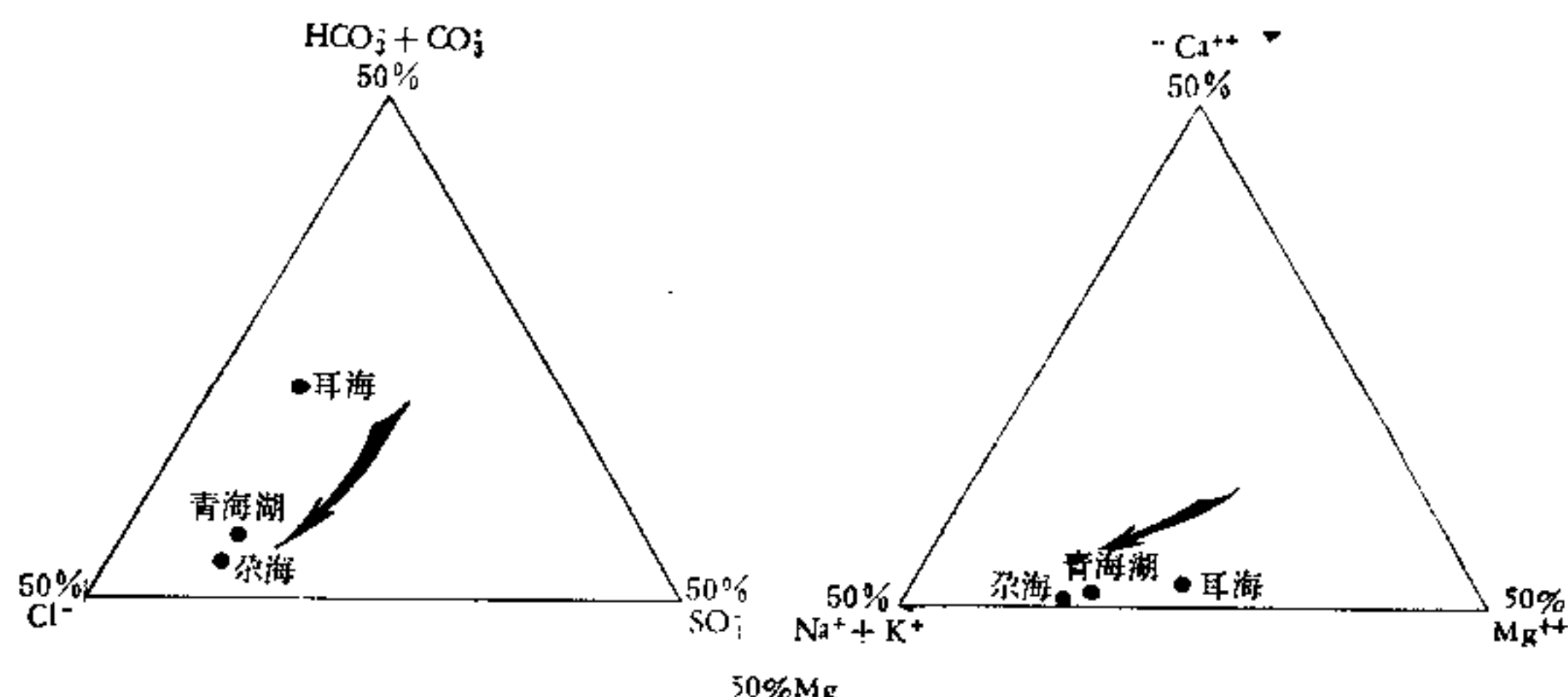


图 34 耳海、青海湖和尕斯库勒湖水组成的演化

大体一样的。不同的是：耳海面积只有 4 平方公里，却有一条年径流量为 1580 万方的倒淌河补给，所以它从青海湖中脱出之后，马上开始了淡化的历程；尕斯库勒湖则位于青海湖东北部风砂区，没有河流补给，在强烈的风力和蒸发作用下，水质迅速咸化。这样，耳海、青海湖和尕斯库勒湖这三个子母湖，不但在盐度上组成了一个 1.146 克/升—12.49 克/升—25.38 克/升的咸化序列，而且在离子组成上也组成了一个演化序列：它们的 $\frac{\text{Cl}^-}{\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-}$ 当量比分别为 1.13, 6.58, 10.89；而 $\frac{\text{Na}^+ + \text{K}^+}{\text{Ca}^{++}}$ 的当量比则分别为 21, 30, 40。这就清楚地反映出：随着湖泊的咸化，湖水出现了一个不断脱钙而富集钠钾、去碳酸盐而聚集氯化物的过程。应该提到的是：尽管从耳海到青海湖盐度增高了 10 倍，从青海湖到尕斯库勒湖也增高了一倍，但它们的水型却仍然是氯化物类钠组第 II 或第 III 型；这样，我们在上面对青海湖未来水型发展的推论，在这里得到了旁证。

可以认为：在青海湖水的演化中，耳海是它的前身，而尕斯库勒湖则是它的未来。

第三章 水生生物

在进行湖水物理化学考察的同时,我们分季节在 17 个采样点(图 35)上进行了水生生物系统调查,共采得浮游生物定量样品 616 个,底栖生物定量样品 43 个,各种鱼类 53 尾。浮游生物样品是在 2 米(A 层)、6 米(B 层)、13 米(C 层)和距湖底 0.5 米(D 层)的水层中分层采集的。除上述 17 个点外,还根据底质情况,适当增加了底栖生物采样点。此外,为作比较,我们还调查了湖区 4 条主要河流和两个子湖的水生生物状况。调查中所使用的采样和计数方法见《湖泊调查基本知识》一书^[16]。

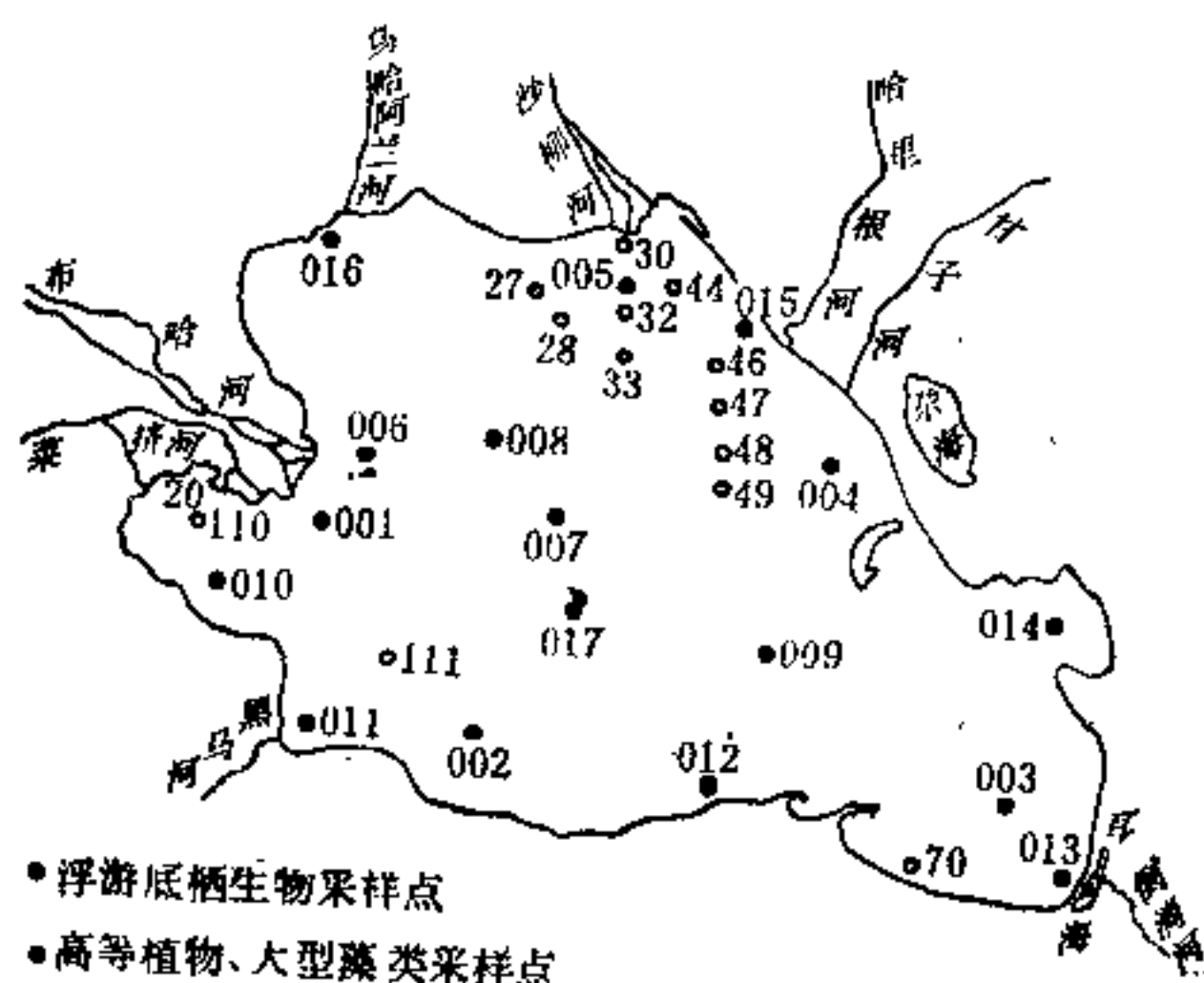


图 35 青海湖水生生物采样点分布图

一、浮游生物

1. 种类组成

浮游植物 习见的种类包括 35 属,其中常年都出现的种类有 9 属。种类组成以硅藻为主,尤以圆盘硅藻占优势。

现将观察到的种类名列如下:

硅藻类

圆盘硅藻 (*Cyclotella*)* (照片 17)
纺锤硅藻 (*Navicula*)* (照片 18)
偏缝硅藻 (*Nitzschia*)* (照片 19)
新月硅藻 (*Cymbella*) (照片 20)

放射硅藻 (*Synedra*) (照片 21、22)

双眉硅藻 (*Amphora*)*

横隔硅藻 (*Diatoma*)

龙骨硅藻 (*Surirella*) (照片 23)

异壳硅藻 (*Cocconeis*)* (照片 24、25)

* 表示常年都出现的种类。

曲壳硅藻 (*Archnanthes*)
 布纹硅藻 (*Gyrosigma*) (照片 26、27)
 异极硅藻 (*Gomphonema*) (照片 28)
 窗纹硅藻 (*Epithemia*) (照片 29、30)
 茧形硅藻 (*Amphiprora*)
 弯楔形硅藻 (*Rhoicosphenia*) (照片 31)
 幅节硅藻 (*Stauroneis*)
 舟形硅藻 (*Pinnularia*)
 带列硅藻 (*Fragilaria*) (照片 32)

绿藻类

卵囊藻 (*Oocystis*)*
 刚毛藻 (*Cladophora*)* (照片 33)
 单衣藻 (*Chlamydomonas*)
 栅藻 (*Scenedesmus*)

甲藻类

裸甲藻 (*Gymnodinium*)

浮游动物 习见的种类有 17 属,开列如下:

原生动物

急游虫 (*Strombidium*)
 侠盗虫 (*Strobilidium*)
 表壳虫 (*Arcella*)
 砂壳虫 (*Drifflugia*) (照片 35)
 栉毛虫 (*Didinium*)
 钟形虫 (*Vorticella*) (照片 36-1, 2)

轮虫类

巨腕轮虫 (*Pedalia*) (照片 37、38)
 臂尾轮虫 (*Brachionus*) (照片 39)
 狭甲轮虫 (*Colurella*)

蓝隐藻 (*Chroomonas*)*

隐藻 (*Cryptomonas*)

甲藻 (*Peridinium*)

蓝藻类

平列藻 (*Merismopedia*)
 颤藻 (*Oscillatoria*) (照片 34)
 胶鞘藻 (*Phormidium*)
 束丝藻 (*Aphanizomenon*)
 螺旋藻 (*Spirulina*)
 蓝纤维藻 (*Dactylococcopsis*)

金藻类

单鞭金藻 (*Chromulina*)
 棕鞭藻 (*Ochromonas*)

裸藻类

囊裸藻 (*Trachelomonas*)*

棘管轮虫 (*Mytilina*)

叶轮虫 (*Notholca*)

枝角类

裸腹蚤 (*Moina*)
 盘肠蚤 (*Chydorus*) (照片 40)
 蚤 (*Daphnia*) (照片 41)

桡足类

北镖水蚤 (*Arctodiaptomus*) (照片 42)
 真剑水蚤 (*Eucyclops*) (照片 43)
 瘦猛水蚤 (*Bryocamptus*) (照片 44)
 无节幼体 (*Nauplius*) (照片 45)

2. 分 布 状 况

平面分布 总的说来与底质和水深有密切关系。底质如属淤泥,生物的种类及数量都比沙底为多。分区比较,湖的西南部数量比东北部¹⁾多(表 21)。无论浮游植物或浮游动物在夏季、秋季和春季都是如此,但在冬季则相反。至于深水区与浅水区的比较,鉴于青海湖底边缘陡急、中部宽平,沿岸带和亚沿岸带不易准确划分,因此,我们试图以温跃层的一般起始深度(14 米左右)作为浅水区和深水区的分界线;比较的结果:浅水区的浮游植物和浮游动物都比深水区多(表 22)。

不同种类的浮游植物,在平面分布上的差异夏季比较显著,如硅藻中的放射硅藻、龙骨硅藻、新月硅藻;蓝藻类中的颤藻、束丝藻等仅出现于浅水区,深水区中则没有;此外,冬季在 005、004、003 点出现较多的蓝隐藻,其它地区则甚少。春季在河口区,例如 011 点(黑马河口)和 015 点(哈里根河口),出现较多的裸甲藻,其它地区则甚少看到。浮游动物

1) 按水生生物分区,湖的西南部与东北部大致以布哈河—倒淌河一线为界。

表 21 湖区西南部与东北部浮游生物不同季节的数量比较(个/升)

地 区	生 物	夏	秋	冬	春	平 均
西南部	浮游植物	112,703	73,639	26,583	65,833	69,690
	浮游动物	1,023	325	105	460	778
	各季节平均总计	70,168				
东北部	浮游植物	44,733	45,365	113,209	26,103	57,352
	浮游动物	1,077	47	329	235	422
	各季节平均总计	57,774				

表 22 浅水区与深水区浮游生物不同季节的数量比较(个/升)

水 区	生 物	夏	秋	冬	春	平 均
浅水区	浮游植物	111,496	66,000	102,665	40,329	79,873
	浮游动物	1,309	229	505	279	581
	各季节平均总计	80,454				
深水区	浮游植物	18,228	44,498	65,450	21,200	37,344
	浮游动物	533	140	153	251	269
	各季节平均总计	37,613				

种类在不同季节中的平面分布也有一定差异:春、夏季轮虫在深水区较多,在浅水区则仅个别出现。最特别的是,春季在 009 和 010 两个采样点,无论在定性和定量样品中都没有看到枝角类、轮虫和原生动物,而桡足类的幼体或成体则随时随地都能找到。

特别值得提出的是刚毛藻问题。青海湖中刚毛藻的生活力很强,在夏季几乎遍布整个湖泊,不仅在浅水区生长得很茂盛,甚至在水深达 22 米的湖区(001 采样点)也生长得很好。在冬季和春季,它们似乎不是漂浮性的,因为那时所有浮游植物的定性、定量样品中都没有看到刚毛藻,但在同时采集的沉积样品中仍然出现。最有趣的是:青海湖中刚毛藻有堆积成堤的现象。据黎尚豪^[4]报道,在二郎尖沙咀、黑马河等湖湾中有大量漂浮的刚毛藻(*Cladophora fracta*)混杂一些根枝藻(*Rhizoclonium*)堆积成“绿色的堤岸”,厚达 0.5 米以上,宽度至 1 米,长达 100 米以上。在这次调查中,这一现象在湖区西部靠近布哈河口的鸟岛和西北部靠近乌哈阿兰河口的沙陀寺沿岸尤其显著。1962 年夏,在 13 个湖底沉积物采样点(即第 27、28、30、32、33、44、46、47、48、49、70、110、111 号)都发现有刚毛藻。其生物量也很可观,一般都在 50 克/平方米(湿重)以上,最高达 2,360 克/平方米(图 36),生物量少于 50 克/平方米的那些点,往往远离湖岸 10 公里以上,而上述生物量最高的那些采样点,还不是在“绿色的堤岸”附近,可以想象“堤岸”附近就更可观了。

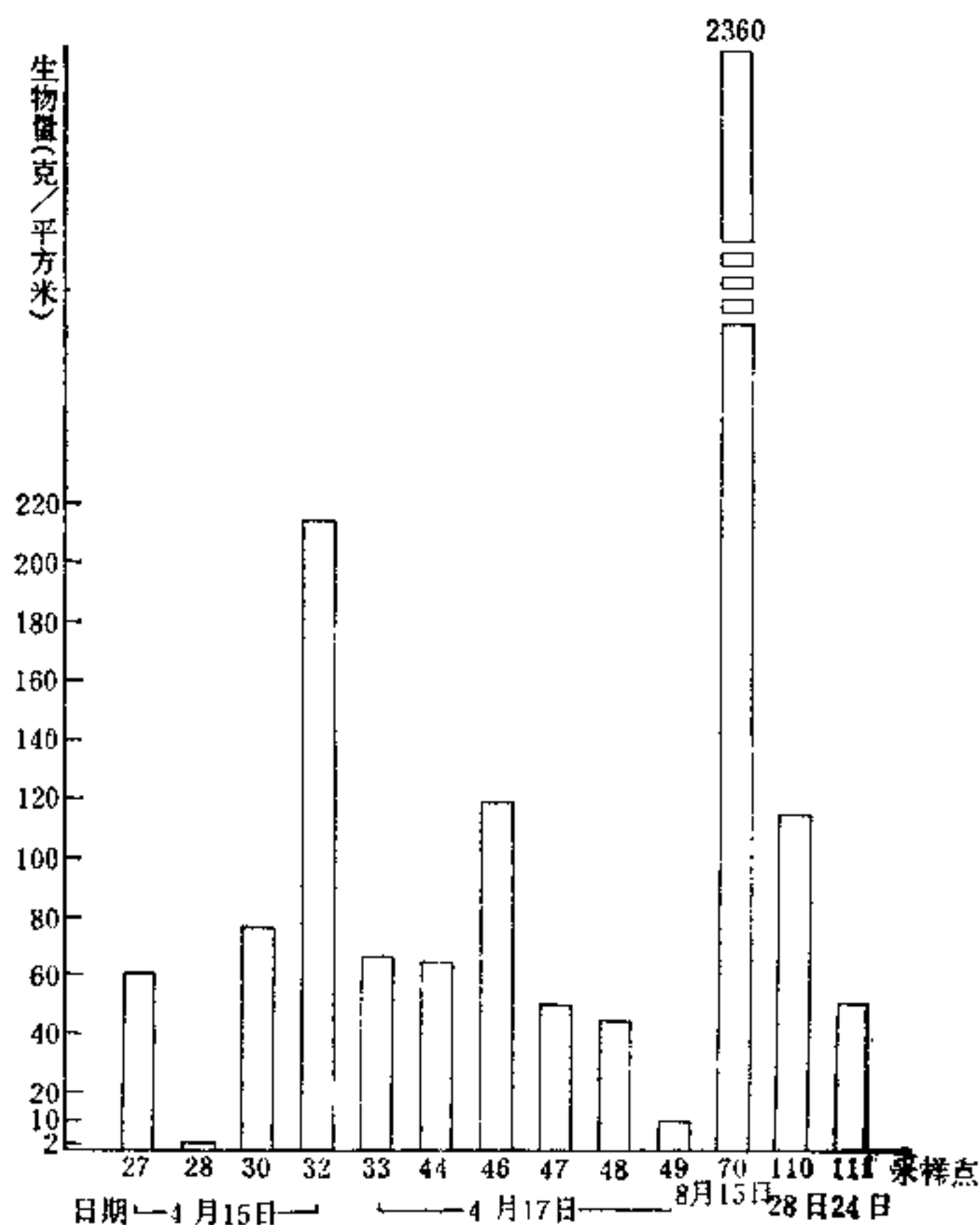


图 36 青海湖刚毛藻生物量及分布 (1962 年)

垂直分布 从 17 个采样点的不同水层来看,浮游植物的垂直分布总的说来不很明显,但从个别采样点来看,种类和数量的变化还是相当大的。例如 003 和 010 采样点,在秋季 B、C 层种类较多(表 23)。在种类变化的同时,数量的垂直分布也有很大不同,并且随季节而变化。夏季显著地集中于 C 层¹⁾;秋季以 B、C 层较多;冬季没有明显的规律;春季则多分布在 A、B 层(表 24)。

浮游动物大都集中在 A、B 层,但随季节不同也有变动。从表 25 上可以看出,夏季 B 层数量最高, A 层次之;冬季 A 层最高, D 层最少;春季则分布比较均匀,每升水中数量在 258—325 个之间;至于秋季,则越接近底层数量越大。

总之,浮游生物的垂直分布规律不十分明显,这可能是由于流动性采集,时间不可能统一;也可能是由于青海湖强烈的风浪引起的干扰所致。

3. 数量的季节变化

各采样点浮游生物总量全年总平均为 59,265 个/升,其中浮游植物为 58,847 个/升,

1)水生生物采样是自上而下按 A、B、C、D 四层分层采集。

表 23 青海湖 003、010 采样点秋季浮游植物种类的垂直分布

采样点	水 层 种 类	A	B	C	D
003	<i>Cyclotella</i>	+	+	+	+
	<i>Navicula</i>	+	+	+	+
	<i>Surirella</i>	+	+		+
	<i>Nitzschia</i>		+		+
	<i>Gyrosigma</i>		+	+	+
	<i>Cymbella</i>		+		+
	<i>Achnanthes</i>		+		
	<i>Diatoma</i>		+	+	+
	<i>Amphora</i>		+		
	<i>Chroomonas</i>	+		+	
	<i>Oocystis</i>	+	+	+	+
	<i>Amphiprora</i>	+		+	+
010	<i>Cyclotella</i>	+	+	+	
	<i>Navicula</i>	+		+	
	<i>Nitzschia</i>	+		+	
	<i>Surirella</i>			+	
	<i>Gyrosigma</i>	+	+	+	
	<i>Cymbella</i>	+		+	
	<i>Gomphonema</i>			+	
	<i>Cocconeis</i>			+	
	<i>Amphora</i>			+	
	<i>Chroomonas</i>	+		+	
	<i>Peridinium</i>		+	+	
	<i>Oscillatoria</i>	+		+	
	<i>Oocystis</i>		+		

表 24 青海湖浮游植物在不同季节中数量的垂直分布 (个/升)

水 层	A	B	C	D
夏	51,525	41,387	119,350	30,486
秋	48,675	50,133	64,353	42,686
冬	88,314	55,733	78,466	88,000
春	29,700	32,725	24,566	25,143

浮游动物为418个/升,各季节的变化也有所不同(表 26)。

浮游植物数量在冬季最高,总平均 76,082 个/升。其中甲藻占 49.88%,硅藻占 32.36%;春季最低,只有31,966 个/升,硅藻占 59.93%;夏季仅次于冬季,总平均为 70,746 个/升,亦以硅藻为最多,占 88.92%;秋季较春季多,总平均为 56,592 个/升,同样是以硅藻为主,占 63.16%(表 27)。

浮游动物的种类也有明显的季节变化,但原生动物无论在每一季节,其数量总是占主要地位,特别在冬季占 99.05%。夏季和秋季原生动物中都有大量钟形虫的游泳体(Telo-

表 25 青海湖浮游动物在不同季节中数量的垂直分布 (个/升)

水 层	A	B	C	D
夏	1,079	1,254	490	754
秋	75	128	246	270
冬	344	302	304	4
春	274	321	325	358
平 均	426	495	333	316

表 26 青海湖浮游生物在不同季节中的数量变化 (个/升)

季 节	浮 游 动 物	浮 游 植 物	总 计
夏	935	70,746	71,681
秋	166	56,592	56,758
冬	252	76,082	76,334
春	319	31,966	32,286
平 均	418	58,847	59,265

表 27 青海湖浮游植物在不同季节中的百分组成 (%)

季 节	金 藻	硅 藻	甲 藻	绿 藻	兰 藻	裸 藻
夏	0	88.92	3.51	6.45	1.75	0
秋	0	63.16	16.86	18.53	1.15	0.24
冬	14.94	32.36	49.88	1.72	1.70	0
春	2.08	59.93	18.63	19.07	0.28	0

troch) 出现,特别是秋季,竟占原生动物数量的 92.6%,夏季也占 62%;其次是急游虫,占 29.5%。到了冬季,则钟形虫的游泳体已经消失,全为成体所代替,但所占的比例不大,仅 4.4%,而急游虫这时则大量繁殖而占 31%。到翌年春季,急游虫跃居首位,占 88%,其次是侠盗虫占 8%;钟形虫的游泳体又复出现,但数量不多,仅占 4%,其成体在这时则完全消失。轮虫的发育看来也有一定的季节性,仅在春、夏季出现,且数量也并不多,种类以巨腕轮虫为主。枝角类则出现在夏、秋季,以裸腹溞为主,秋季在个别采样点(001)发现极少数的盘肠溞,到冬、春两季无论种类或数量都显得很少了。桡足类的情况则不同,上文已经述及,在任何时候任何一个采样点上都能找到它们的个体。特别是北镖水溞,数量占桡足类总数的 46.7—98.7%,秋冬两季成体最多,占 90% 以上,在春季,幼体竟占 51.9% (表 28),显然,这与它的繁殖时期有密切关系。青海湖浮游动物高峰通常出现在春季和夏季,尤以夏季为最高,浮游植物的高峰期却在冬、夏季,而以冬季为最高 (表 29)。

考察期间,在三个观察点上对浮游生物昼夜变化状况作过一次调查,发现浮游生物的数量昼夜变化较为明显,但无可循的规律性(详见附录)。

表 28 青海湖浮游动物在不同季节中的百分组成(%)

主 要 种 类		夏	秋	冬	春
原生动物	<i>Strombidium</i>	29.5	7.4	31.0	88.0
	<i>Vorticella</i> (Telotroch)	62.0	92.6	0.0	4.0
	<i>Vorticella</i>	0	0	44.7	0
	<i>Strobilidium</i>	0	0	18.5	8.0
轮 虫	<i>Pedalia</i>	50.0	0	0	100.0
	<i>Colurella</i>	50.0	0	0	0
枝角类	<i>Moina</i>	100.0	99.6	0	0
	<i>Chydorus</i>	0	0.4	0	0
桡足类	<i>Arctodiaptomus</i>	80.0	96.2	98.7	46.7
	Nauplius	19.0	3.2	0.6	51.9

表 29 青海湖浮游动物数量的季节变化及百分组成

季 节	夏		秋		冬		春	
种 类	个/升	%	个/升	%	个/升	%	个/升	%
原生动物	880	94.08	135	81.27	250	99.05	289	90.84
轮 虫	30	3.21	0	0	0	0	11	3.73
枝角类	1	0.06	2	1.52	0	0	0	0
桡足类	25	2.65	29	17.21	2	0.05	19	5.79
总 计	936	100	166	100	252	100	319	100

综上所述,青海湖的浮游生物种类和数量都不算多,浮游植物习见种类有 35 属,以硅藻为主(占 32—88.92%);浮游动物习见种类有 17 属,以原生动物为主(占 80—99.05%)。浮游生物全年总平均数为 59,265 个/升,其中浮游植物 58,847 个/升,浮游动物 418 个/升。浮游生物的分布是西南部比东北部多,浅水区比深水区多;垂直分布则大都集结在中上层即 A—C 层间,尤以 A、B 层较多,C 层以下一般都逐渐稀少。昼夜变化在夏季比较明显,白天或傍晚以上层较多,午夜则以底层较多。

二、底栖动物

这里主要根据 1961 年秋季及 1962 年春季和夏季所得的 3 次样品归纳如下:

1. 种 类 组 成

青海湖底栖动物种类不多,以摇蚊为主,无论在密度上或生物量上都占 80% 以上(表 30)。摇蚊中又以 *Tendipes* gr. *reductus* 的幼虫为主,占摇蚊总数的 70% 以上;其次是它们的蛹,占 7% 以上(表 31)。底栖动物种类共包括下列 19 属:

表 30 青海湖底栖动物在不同季节中的密度和生物量的百分组成(%)

季 节	春		夏		秋		平 均	
种 类	密度	生物量	密度	生物量	密度	生物量	密度	生物量
摇 蚊	89.91	88.05	85.41	65.34	93.42	88.49	89.62	84.13
软体动物	0.23	3.50	0.14	19.88	0	0	1.22	5.12
寡毛类	0.23	0.50	0.28	0.76	0	0	1.68	0.31
钩 虾	9.57	7.95	14.13	14.02	6.58	11.51	7.48	10.44

表 31 青海湖摇蚊科优势种类的密度(个/平方米)和百分组成(%)

优 势 种 类	春		夏		秋	
	密 度	%	密 度	%	密 度	%
<i>Tendipes</i> gr. <i>reductus</i> (幼虫)	297	82.89	241	72.95	396	99.49
<i>Psectrocladius</i>	24	6.73	0	0	0	0
<i>Cricotopus</i>	7	1.98	0	0	0	0
<i>Procladius</i>	3	0.78	7	2.25	0	0
<i>Psilotanypus</i>	1	0.39	11	3.34	2	0.31
<i>Tendipes</i>	26	7.23	71	21.46	0	0

水生昆虫

回转摇蚊群 *Tendipes* gr. *reductus* (照片46)羽枝摇蚊 *Psectrocladius*原枝摇蚊 *Procladius* (照片47)钝毛摇蚊 *Psilotanypus*短足摇蚊 *Heptagia*隐摇蚊 *Cryptochironomus*环足摇蚊银蚊群 *Cricotopus* gr. *silvetris*
(照片48)水蝇 *Ephydra* sp.龙虱 *Laccophilus* sp.*Agabus* sp.水虫 *Corixa* sp.

软体动物

狭萝卜螺 *Radix logotis*卵萝卜螺 *Radix ovata*小土蜗 *Galba pervia*扁卷螺 *Gyraulus gradleri**Choanomphalus* sp.

寡毛类

仙女虫 *Nais* sp.拟仙女虫 *Paranais* sp.水丝蚓 *Limnodrilus helveticus*

端足类

钩虾 *Gammarus* sp.

此外,在进行浮游动物的鉴定过程中,还观察到不少介形类(Ostracoda)(照片49)和线虫(Nematoda)。1961年8月间,在海心山以南017采样点以25号筛绢网过滤的5升底层水样中,有介形类28个,线虫333个;1962年6月间,在海心山西北面的008采样点过滤的5升水样中有介形类97个,线虫248个,在湖底淤泥沉积物样品中,也观察到大量的介形类堆积成层,例如002、007采样点,用艾克曼管采集沉积柱样品时,发现1—3层介形类沉积,每层厚达1厘米。

由于大部分采样点的水深都大于10米,近岸浅水区的样品采得很少,估计底栖动物

的种类组成,可能不止上面这些。

2. 分布状况

底栖动物的分布同浮游生物相似,凡水较浅、底质又是淤泥的采样点,则种类及数量一般都比水较深、沙质底的采样点多;湖的西南部比东北部为多(表 32)。此外,在河口地

表 32 青海湖西南部与东北部底栖动物密度(个/平方米)及生物量(克/平方米)的比较*

地 区		西 南 部						东 北 部							
季节	采样点	001	002	006	010	011	012	003	004	005	007	008	009	014	016
春	密度	500	180	720	600	400	580	20	100	1600	120	20	0	340	—
	生物量	2.82	0.5	2.14	4.96	1.03	1.28	0.1	0.08	2.91	0.32	0.02	0	0.88	—
夏	密度	0	100	860	280	40	1360	0	0	1650	—	20	0	—	—
	生物量	0	0.04	1.24	0.46	0.09	1.46	0	0	1.5	—	0.02	0	—	—
秋	密度	180	80	—	200	0	—	0	0	1380	—	100	20	—	2280
	生物量	0.59	0.36	—	0.56	0	—	0	0	4.31	—	0.04	0.14	—	6.62
平均	密度	338						252							
	生物量	1.03						0.62							

* 底栖动物采样点(001—016)与浮游生物采样点相同。其中 013 和 015 点底质是碳酸钙胶结沉积,未能取得样品,故未列入表中。

区,摇蚊数量显著增多,例如 005 采样点位于沙柳河口,且靠近尕曲农场,底质又是砂质粉砂,摇蚊数量每平方米有 1,000 个以上,最高达 1,540 个(春季);又如 016 采样点位于乌哈阿兰河口(沙沱寺附近),底质为黑色含泥粉砂,摇蚊数量竟高达 2,140 个/平方米(秋季)。012 采样点底质虽不是淤泥,但因水浅(10 米)、又靠近江西沟溪流入湖处,摇蚊数量也有 1,100 个/平方米(表 33)。这次调查,我们在湖的东南部(003、011、012 等采样点)确实发现有椎实螺和扁卷螺。据华汉峰^[18]报道,湖的东南面有螺,这次得以证实。至于瓣鳃类则我们同样没有发现。

从表 33 中还可看出,象 007、009、003 等采样点底质虽是淤泥,但水深在 27 米左右,底栖动物的数量就不多了,甚至为零。在采样时我们发现在这些采样点中 H_2S 气味特别浓;看来,深水地区一定量的 H_2S 渲染可能抑制某些底栖动物的生长。

3. 数量的季节变化

底栖动物的数量并不多,从 3 次采样的平均密度来看(表 33),每平方米泥样中仅有 400 个;生物量也不高,每平方米还不到 1 克(0.973 克)。数量的季节变化幅度不大,最高为 426 个/平方米(秋季),最低也有 387 个/平方米(夏季)。从生物量看,春季比秋季要高一些,前者每平方米 1.29 克,后者为 1.12 克;夏季最低,仅有 0.534 克(表 34)。应该指出,从水生昆虫的繁殖季节来看,数量应在夏季最多,但青海湖摇蚊的生物量却相反,夏季最低,还不及春季和秋季的 1/2,这主要是因为摇蚊幼虫羽化后便离开水体而生活,因此,夏季摇蚊生物量就相应地显得最少了,这是可以理解的。

总之,从现有的材料来看,青海湖的底栖动物,无论种类或数量都较贫乏。我们认为,影响它们生长繁殖因素可能有下列两项:

表 33 青海湖各采样点底栖动物的密度(个/平方米)及生物量(克/平方米)

采样点	环 境		摇 蚊			软体动物			寡 毛 类			钩 虾		
	水深(米)	底质	春	夏	秋	春	夏	秋	春	夏	秋	春	夏	秋
001	21.3	淤泥	$\frac{500}{2.82}$	0	$\frac{180}{0.59}$	0	0	0	0	0	0	0	0	0
002	22.9	泥质粉砂	$\frac{180}{0.50}$	0	$\frac{80}{0.36}$	0	0	0	0	$\frac{100}{0.04}$	0	0	0	0
003	27.3	淤泥	0	0	0	$\frac{20}{0.10}$	0	0	0	0	0	0	0	0
004	15.0	粉砂	$\frac{40}{0.06}$	0	0	0	0	0	$\frac{60}{0.02}$	0	0	0	0	0
005	20.0	砂质粉砂	$\frac{1540}{2.86}$	$\frac{1360}{1.17}$	$\frac{1240}{3.93}$	0	0	0	$\frac{60}{0.05}$	0	0	0	$\frac{200}{0.33}$	$\frac{140}{0.38}$
006	5.8	细砂	$\frac{580}{1.14}$	$\frac{860}{1.24}$	—	0	0	—	0	0	—	$\frac{140}{1.00}$	0	—
007	26.0	淤泥	0	—	—	0	—	—	0	—	—	$\frac{120}{0.32}$	—	—
008	28.7	淤泥	$\frac{20}{0.02}$	0	$\frac{100}{0.04}$	0	0	0	0	$\frac{20}{0.02}$	0	0	0	0
009	27.4	淤泥	0	0	$\frac{20}{0.14}$	0	0	0	0	0	0	0	0	0
010	8.0	淤泥	$\frac{600}{4.96}$	$\frac{280}{0.46}$	$\frac{220}{0.65}$	0	0	0	0	0	0	0	0	0
011	6.5	粉砂	$\frac{300}{0.54}$	$\frac{40}{0.09}$	0	$\frac{100}{0.49}$	0	0	0	0	0	0	0	0
120	10.6	砂	$\frac{580}{1.28}$	$\frac{1100}{0.98}$	—	0	$\frac{60}{1.16}$	—	0	0	—	0	$\frac{260}{0.48}$	—
014	5.5	砂	$\frac{320}{0.51}$	—	—	0	—	—	0	—	—	$\frac{20}{0.36}$	—	—
016	13.8	粉砂	—	—	$\frac{2140}{5.71}$	—	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{140}{0.98}$
平 均			$\frac{358}{1.13}$	$\frac{331}{0.35}$	$\frac{398}{0.99}$	$\frac{9}{0.05}$	$\frac{5}{0.11}$	0	$\frac{9}{0.01}$	$\frac{11}{0.004}$	0	$\frac{22}{0.10}$	$\frac{40}{0.07}$	$\frac{28}{0.13}$

表 34 青海湖底栖动物密度(个/平方米)和生物量(克/平方米)的季节变化

季 节	春		夏		秋		平 均	
种 类	密 度	生物量	密 度	生物量	密 度	生物量	密 度	生物量
摇 蚊	358	1.13	331	0.35	398	0.99	358	0.84
软体动物	9	0.05	5	0.11	0	0	5	0.05
寡 毛 类	9	0.01	11	0.004	0	0	7	0.003
钩 虾	22	0.10	40	0.07	28	0.13	30	0.10
总 计	398	1.29	387	0.534	426	1.12	400	0.973

(1) 青海湖是一个内陆微咸水湖泊,含盐量在 12.5‰ 左右;湖水较深,一般在 10 米以上,浅水区底质多是砂、粉砂或是 CaCO_3 胶结沉积,或虽是淤泥但含一定量 H_2S (0.45—31.6 毫克/升),以致抑制着底栖动物的生长繁殖^[1]。

(2) 水生高等植物极贫乏,仅在某些河口地区,偶尔发现极少量的眼子菜和一些大型藻类(如绿藻中的轮藻),以致底栖动物缺乏一个良好的生长环境。

三、鱼 类

在这次调查中,我们曾随渔船在海心山附近、二郎尖沙咀、江西沟、铁布卡和造船厂码头等地,收集了大小鱼类 53 尾,作分类鉴定之用。青海湖的鱼类,种类极为单纯,以稀鳞鱼即裸鲤为主,根据标本鉴定¹⁾,仅有普氏裸鲤。此外,还有以下三种条鳅:即硬鳍条鳅、尖头条鳅和背斑条鳅等。裸鲤的个体比较大,据观察结果,每尾体重一般在 1 斤左右,个别大的有 6.5 斤。10 斤左右的鱼也比较常见。

该湖鱼产量颇丰,据捕捞的情况来看,每网鱼获量可高达 5 万斤。全湖年产量最高达 28,523 吨,1959 年—1962 年四年平均年产量 21,302 吨,折合单位面积产量,平均每亩年产 6 斤。

裸鲤一般多分布在深水地区。从捕捞情况来看,在海心山到鸟岛之间方圆 15 公里范围内分布较多;这一区域的水深在 22 米左右。裸鲤喜栖底层,但由于水温和食料的关系,有时也回游到浅水区域中,这种现象夏季在鸟岛沿岸观察得很清楚。鸟岛靠近蛋岛,蛋岛是百鸟聚居之地,鱼类回游到这一水域附近,显然是与食料丰富有密切关系。此外,在鱼类繁殖季节,常可看到大量亲鱼群集于河口地区或河流下游,特别是湖区最大的布哈河下游。据了解,每年 7—8 月间,在距河口以上 2—3 百米处,人们在桥上用钩每天可钓捕几百斤,足以说明这一时期中亲鱼密集的程度之大。看来,这里是裸鲤的主要产卵场之一。

裸鲤是一种杂食性鱼类,这从我们的观察和食性分析结果足以证明。我们在钓鱼时,曾以蝇蛆、面团及小条鳅等为饵料,无论哪一种饵料他们都摄食。在食性分析中又发现有圆盘硅藻、新月硅藻、曲壳硅藻、偏缝硅藻、布纹硅藻、横隔硅藻和龙骨硅藻等。此外,还发现有不少刚毛藻、植物碎屑、大型浮游动物和介形类甲壳动物的肢体及小条鳅。因此,裸鲤无疑是属杂食性的鱼类。

总之,青海湖的鱼类种类不多,以普氏裸鲤为主;但从生产情况来看,估计其蕴藏量是比较可观的。

四、水生高等植物

该湖水生高等植物极为稀少,仅在一些湖湾和河口的浅水地区偶尔发现少量的沉水植物,如萼齿眼子菜 (*Potamogeton pectinatus* L.) 和一些大型藻类如轮藻 (*Chara*) 等(表 35)。1962 年 8、9 月间,在 011 采样点(黑马河口)发现有轮藻、其生物量为 52 克/平方米,

1) 鱼类标本是由中国科学院湖北省水生生物研究所第一研究室曹文宣同志协助鉴定的,特此致谢。

表 35 青海湖水生高等植物的分布*

采 样 点	2	30	004	011	014
地 区	菜挤河口	沙柳河口	甘子河口	黑马河口	海堰湾
采样时间	VIII-28	IX-15	VIII-2	VI-12	VII-2
轮 藻		++	+	+++	+
莨齿眼子菜	+			+	

* “2”“30”两采样点位见沉积物采样点分布图。

在 30 号采样点则仅有 4 克/平方米。莨齿眼子菜仅零星地分布在 011 采样点及 2 号采样点,生物量没有测定。

五、湖区其它水体的生物相

在进行青海湖调查的同时,我们还注意了湖区黑马河、布哈河、甘子河和倒淌河等几条主要河流,以及两个子湖尕斯库勒湖和耳海的水生生物情况。

浮游植物无论在这些河流或封闭水体中,同样是以硅藻为主(表 36)。蓝藻、绿藻和金藻数量很少,裸藻在尕斯库勒湖则根本没有发现;在黑马河中也没有发现绿藻、金藻、裸藻和甲藻。浮游动物仅在耳海和甘子河种类较多(表 37)。在布哈河中未发现原生动物和枝角类,轮虫和桡足类也很少,这可能是由于布哈河混浊度很大(透明度仅 30—40 厘米),流量也大(平均流量为 33.7 方/秒);水源大部分是冰川补给所致。在黑马河中只发现少量的桡足类,其他浮游动物则根本没有发现,这可能与该河沙底、浅水、流程较短有关。

从数量上看(表 38),在耳海无论浮游植物或浮游动物都比青海湖多,浮游植物两湖之比为 89.6:1,浮游动物两湖之比为 2.94:1。尕斯库勒湖的浮游植物也比青海湖多两倍半,浮游动物则两者相差不大,尕斯库勒湖略少于青海湖。河流的情况则不同;浮游植物都为青海湖的两倍以上,最高达 25.7 倍(布哈河)。浮游动物除黑马河、布哈河极少外,其他水体均与青海湖或尕斯库勒湖相差不远。

不同水体的比较说明:硅藻是浮游生物中最普遍的种类,分布也广,无论在尕斯库勒湖、青海湖、耳海和河流中都能大量繁殖。裸藻则相反,在青海湖中不及在河流或耳海中繁殖得好,在尕斯库勒湖则根本没有出现。

至于底栖动物,由于条件所限,在这些水体中仅采集了定性样品,从鉴定的结果(表 39)大致可以看出摇蚊科占优势,特别是 *Tendipes gr. reductus* 的幼虫十分发育;而水虫科、水蝇科、龙虱科及寡毛类中的仙女虫科等的任何种类,在黑马河都没有发现。在尕斯库勒湖没有找到软体动物、寡毛类及摇蚊科的任何种类;水虫科、水蝇科、鼓虫科及仰泳蟾科的个别种类,偶尔发现也仅是一、两个个体,数量极为贫乏。

从上述看来,软体动物、寡毛类及摇蚊科等底栖动物,可能只适应于含盐量在 13‰ 左右的环境,至于更高的含盐量,对他们的生长繁殖起着很大的抑制作用,以致在尕斯库勒湖(含盐

表 36 青海湖地区浮游植物种类组成及分布

水 域	青海湖	子 湖		河 流			
		尕海	耳海	黑马河	布哈河	甘子河	倒淌河
硅 藻	<i>Cyclotella</i>	+++	+++	++	+		+
	<i>Navicula</i>	+++	+++	+++	+++	+++	++
	<i>Cymbella</i>	+++	++	+++	+++	++	++
	<i>Synedra</i>	+++	+	++	+++	+++	++
	<i>Nitzschia</i>			++	+++	+++	+++
	<i>Fragilaria</i>			++	++	+++	
	<i>Amphora</i>	+++	+	+	++	+++	
	<i>Diatoma</i>	++		+++	+++	++	+
	<i>Surirella</i>	+++			++		
	<i>Achnanthes</i>	+	+	+	++		++
	<i>Cocconeis</i>	+	+	+	+		++
	<i>Cymatopleura</i>				+	++	
	<i>Gyrossigma</i>	+			+	++	
	<i>Gomphonema</i>	+		+	+	+++	+
	<i>Epithemia</i>	+					
	<i>Amphiprora</i>	++	+		+		
	<i>Rhoicosphenia</i>	++		+			
	<i>Pinnularia</i>	+			+		
	<i>Stauronesis</i>	+	+				
甲 藻	<i>Gymnodinium</i>	+			+		
	<i>Chroomonas</i>	++					+
	<i>Cryptomonas</i>	+	+		+		++
	<i>Peridinium</i>	+	+				
蓝 藻	<i>Merismopedia</i>	+					+
	<i>Oscillatoria</i>	++		+	+	+	
	<i>Phormidium</i>	+					
	<i>Aphanizomenon</i>	+					
	<i>Spirulina</i>	+	+				
	<i>Dactylococcopsis</i>	+			+	+	++
绿 藻	<i>Oocystis</i>	+++	+	++		+	+
	<i>Chlamydomonas</i>	+	+			+	
	<i>Mougeotia</i>					+++	++
	<i>Cladophora</i>	++++					
	<i>Scenedesmus</i>	+				+	+
	<i>Ankistrodesmus</i>				+	+	+
	<i>Pediastrum</i>						
	<i>Spirogyra</i>					+	
	<i>Cosmarium</i>					+	
	<i>Euastrum</i>					+	
	<i>Closteriopsis</i>					+	
金 藻	<i>Dinobryon</i>				+		
	<i>Ochromonas</i>	+	+	+		+	+
	<i>Chromulina</i>	+		+			+
裸 藻	<i>Trachelomonas</i>	+		+		+	+

表 38 青海湖地区各水体浮游生物数量比较(个/升)

种 类			青 海 湖	子 湖		河 流			
				尕 海	耳 海	黑 马 河	布 哈 河	甘 子 河	倒 淌 河
浮游植物	硅藻	藻	35,476	145,200	1,955,800	132,000	1,497,100	556,600	115,867
	甲藻	藻	13,985	4,400	281,600	0	0	19,800	7,333
	绿藻	藻	5,619	55,000	2,767,600	0	6,600	28,600	26,400
	蓝藻	藻	721	4,400	259,600	6,600	8,800	11,000	13,200
	金藻	藻	3,011	1,100	4,400	0	0	4,400	4,400
	裸藻	藻	35	0	4,400	0	0	2,200	0
	合 计		58,847	210,100	5,273,400	138,600	1,512,500	622,600	167,200
浮游动物	原生动物		387	225	750	0	0	150	450
	轮虫		12	150	450	0	0	150	0
	枝角类		1	1	5	0	0	1	1
	桡足类		17	27	27	1	1	10	5
	合 计		418	403	1,232	1	1	311	456

表 39 青海湖地区底栖动物种类组成及分布

种 类			青 海 湖	尕 海	黑 马 河
水生昆虫	摇蚊科	<i>Tendipes</i> gr. <i>reductus</i> (幼虫)	++++		++
		<i>Tendipes</i> (蛹)	+++		
		<i>Procladius</i>	+		+
		<i>Psilotanypus</i>	+		+
		<i>Cricotopus</i>	+		+
		<i>Psectrocladius</i>	+		
		<i>Heptagia</i>	+		
		<i>Cryptochironomus</i>			+
	水 蝇 科	<i>Ephydra</i>	++		
	水 虫 科	<i>Corixa</i>	+	+	
		<i>Sigara</i>		+	
龙 虱 科	<i>Laccophilus</i>	+			
	<i>Agabus</i>	+			
仰泳螺科	<i>Notonectidae</i> (稚虫)		+		
埋葬虫科	<i>Silphidae</i>			+	
鼓 虫 科	<i>Gyrinoidae</i>		+		
软体动物	椎实螺科	<i>Radix ovata</i>	+		
		<i>Radix Lagotis</i>	+		+
		<i>Galbe pervia</i>	+		+
	扁卷螺科	<i>Gyraulus gredleri</i>	+		+
<i>Choanomphalus</i>		+			
寡毛类	仙女虫科	<i>Nais</i>	+		
		<i>Paranais</i>	+		
	颤 蚓 科	<i>Limnodrilus helveticus</i>			
钩 虾		<i>Gammarus</i>	+		

量高达 25% 左右)这样的水体中,没有发现他们的任何种类。

六、青海湖区水生生物的基本特征

14 个月调查的结果表明,青海湖的水生生物状况有它一定的特殊性,表现在:

(1) 浮游生物种类不多,组成比较单纯。浮游植物以硅藻为主,最高占全部浮游植物数量的 88.92% (夏季);浮游动物以原生动物为主,最高占全部浮游动物数量的 99.05% (冬季)。浮游生物的总数量不高,总平均为 59,265 个/升,其中浮游植物 58,847 个/升,浮游动物仅有 418 个/升。

(2) 在平面分布上,无论春季、夏季和秋季,浮游动物和浮游植物都是西南部比东北部多;冬季却相反。从深浅两水区来看,浅水区都比深水区多,但浮游动物中之桡足类,则冬季在深水区竟为浅水区的 5 倍。

(3) 浮游动物的垂直分布在春季比较均匀;夏季以 B 层为多;秋季和冬季则分别以 D 层和 A 层为多。浮游植物在夏季明显地富集于 C 层;秋季则在 B 层和 C 层较多;冬季没有明显的规律;春季分布于 A、B 层。

(4) 浮游生物的季节变化:浮游植物高峰在夏季和冬季,以春季为最少;浮游动物高峰在春季和夏季,以秋季为较少。种类组成也随季节变化,浮游植物的金藻类在冬、春季出现,裸藻则仅在秋季出现。浮游动物的轮虫类仅在春、夏季出现;枝角类在夏、秋季出现。原生动物和桡足类则全年都有。

(5) 浮游生物的昼夜变化在夏季比较明显,一般是白天或傍晚多富集在 A、B 层,午夜则移至湖底下(D)层(详见附录 II)。

(6) 底栖动物种类和数量都不多,种类以摇蚊为主,特别是以 *Tendipes* gr. *reductus* 的幼虫占优势,大都分布在淤泥底质的浅水区及某些河口地区,平均密度为 400 个/平方米,生物量为 0.973 克/平方米。湖的西南部比东北部多,两者数量之比为 1.5:1;生物量之比为 1.6:1。介形类及线虫的数量不少,在 5 升底层水样中最高分别含 79 个和 333 个;在 002 和 007 等采样点的湖底沉积物中还发现 1—3 层介形类堆积层,每层可厚达 1 厘米。

(7) 鱼类的种类组成很单纯,以普氏裸鲤为主,产量颇丰,平均亩产 6 斤,多分布在水体底层,属杂食性鱼类。此外,也有硬鳍条鳅、尖头条鳅、背斑条鳅等,数量都极少。

(8) 水生高等植物极度贫乏,只零星出现一些莼齿眼子菜。大型藻类例如轮藻,生物量较大,但亦仅 4—52 克/平方米。

(9) 刚毛藻大量繁殖,在鸟岛和沙陀寺沿岸堆积成“绿色的堤岸”,厚达 0.5 米以上,宽至 1 米,长达 100 多米,这是极其罕见的现象。

(10) 在青海湖周围的其它水体中,浮游植物同样以硅藻为主;浮游动物则以原生动物和桡足类占优势。浮游生物的数量一般比青海湖多,例如耳海的浮游植物量为青海湖的 89.6 倍,浮游动物为 2.94 倍;河流中的浮游植物量比青海湖多 1 倍以上,最高的是布哈河,为青海湖的 25.7 倍。浮游动物则相差不大。

(11) 从不同水体浮游植物的发育来看,硅藻似乎能耐较高的盐度,绿藻则似乎是狭盐性的种类。但由于没有鉴定到种,还不能作出最后的论断,有待今后进一步研究。

七、关于青海湖营养类型的讨论

近几十年来,国外根据湖水中营养物质(氮、磷、硅、铁等)的含量、浮游植物生物量以及某些湖泊形态测量数据,将淡水湖泊划分为贫营养型、中营养型和富营养型^[20-22]。青海湖是一个半干燥气候下的内陆高原微咸水湖,自然不能简单套用淡水湖泊的营养型分类标准。

关于青海湖的营养类型。华汉峰^[18]认为属富营养型;黎尚豪^[4]认为,就湖水中营养物质含量来看应属贫营养型,而从浮游生物数量来看,则属中营养型;但是由于当时条件所限,他没有提出肯定的意见。

根据这次调查结果,我们认为:青海湖水中的营养物质(N、P、SiO₂、Fe、Mn、有机物耗氧量等)含量不高,浮游植物生物量相当于0.07毫克/升,都与淡水湖泊中的贫营养型标准相当^[20-22]。但是,如果把青海湖同长江中下游浅水富营养型湖泊加以比较(表40),则可看出:其中许多指标已与水草生长茂盛的梁子湖相当;氮含量超过东湖,磷含量

表 40 青海湖与长江中下游富营养型淡水湖泊的营养物质和鱼类食料生物数量的对比

湖 名	无机氮 (毫克/升)	无机磷 (毫克/升)	有机物耗氧 量(KMnO ₄) (毫克O ₂ /升)	SiO ₂ (毫克/ 升)	透明度 (厘米)	浮游植物 ¹⁾ (个/升)	浮游动物 (个/升)	底栖动物 (克/平 方米)	水生高等植物 (湿重克 (平方米)
青海湖	0.08	0.006	1.41	0.35	500—1,000	58,847	418	0.97	0
梁子湖 ^[23]	0.08	0.002	1.8—12.1	3.4	10—300	47,175	1,683	135.13	469
花马湖 ²⁾	0.12	0.005	10—26	1.5—3.0	23—150	1,365,000	10,931	67.06	161—376
东湖 ³⁾	0.00—0.05	0.003	7.0—8.5	0.7—8.3	200	563,775	2,475	—	5,500—7,250
洪湖 ⁴⁾	0.31	0.014	17.9	1.8	200	86,700	—	114.7	37,000
大通湖 ⁵⁾	1.67—2.20	0.010— 0.012	5.5	3.1—4.1	26—40	2,180,000	132	166.0	9.3
五里湖 ^[24]	0.163	0.003	1.1	1.7	24	267,463	5,121	—	—

1) 刚毛藻的数量未列入;

2) 邓冠强等:花马湖的水化学(手稿);

3) 丘昌强等:武昌东湖的水化学特征(手稿);

4) 邓冠强等:洪湖的水化学特征(手稿);

5) 卢奋英等:大通湖水生生物及理化环境与近代沉积的初步结果(手稿)。

超过梁子湖、花马湖、东湖及五里湖,加之青海湖沿岸浅水带上的浮游生物数量也相当高,平均达80,454个/升,鱼产量1959—1962年平均为6斤/亩,与梁子湖和洪湖的鱼产量比较,显然不算很低(见表41)。此外,湖中刚毛藻大量繁殖,各点生物量一般都在

表 41 青海湖与梁子湖、洪湖鱼产量比较

青 海 湖 (微咸水,面积 4635 平方公里)	梁 子 湖 (淡水,面积 458.5 平方公里)	洪 湖 (淡水,面积 600 平方公里)
1959—1962年鱼产量为3.8—8.4 斤/亩,平均6斤/亩。	1956年以前鱼产量为19斤/亩, 1956年为8.8斤/亩。	1957年鱼产量为10斤/亩,1958年 鱼产量为17.7斤/亩,1959年鱼产量 为20.5斤/亩。

表 42 青海湖与巴尔喀什湖和里海的比较*

水 体		青 海 湖	巴 尔 喀 什 湖	里 海
类 别		内陆高原封闭湖	内陆封闭湖	内陆封闭水体
径 流 补 给		布哈河、甘子河、黑马河、倒淌河…等	伊犁河、卡拉塔河、阿克苏河、列普萨河…等	伏尔加河、乌拉尔河、恩巴河……等
面 积		4,635平方公里	18,000平方公里	436,340平方公里
最 大 水 深		28.7米	26.5米	975米
透 明 度		5—10米	4.5—5米	
含 盐 量		12.5‰	1.5—5‰	12—13‰
浮 游 生 物	藻 类	<i>Cyclotella</i> <i>Amphiprora</i> <i>Cladophora</i> <i>Oocystis</i>	<i>Melocera</i> <i>Amphiprora</i> <i>Ceratium</i> <i>Chaetoceras</i>	<i>Coscinodiscus</i> <i>Prorocentrum</i>
	原生动物	<i>Vorticera</i> <i>Strombidium</i> <i>Strobilidium</i> <i>Arcella</i> <i>Diffugia</i>	5 种	
	轮 虫	<i>Pedalia</i> <i>Brachionus</i> <i>Colurella</i> <i>Notholca</i> <i>Mytilina</i>	<i>Pedalia</i> <i>Trichocerca</i> <i>Keratella</i> <i>Pompholyx</i> <i>Chromogasta</i>	
	枝 角 类	<i>Daphnia</i> <i>Moina</i> <i>Chydorus</i>	<i>Diaphanosoma</i> <i>Leptodora</i> <i>Diaptomus</i>	
	桡 足 类	Calanoida Cyclopoida	Calanoida <i>Cyclops crassus</i>	Calanoida <i>Eurytemera grimmeri</i>
底 栖 动 物	摇 蚊	<i>Tendipes</i> 等 7 种	<i>Tendipes</i> 等 24 种	
	螺	<i>Limnaeidae</i> 3 种 <i>Planorbidae</i> 2 种	<i>Limnaeidae</i> 4 种 <i>Planorbidae</i> 5 种	<i>Austromysis loxolepis</i>
鱼 类		<i>Gymnocypris</i> <i>Nemachilus</i> ……等 4 种	<i>Schizothorax</i> <i>Nemachilus</i> ……等 5 种	<i>Caspialosa caspia</i> <i>Clupeonella macrophthalmus</i> ……
生 物 数 量	鱼年产量	13000—28523吨(6斤/亩)	5,000—6,000吨 (0.37—0.44斤/亩)	20,000—30,000吨 (0.06—0.09斤/亩)
	甲 壳 类	20—141个/升	17.3—50 个/升	
	底栖动物	0.973克/平方米	0.6—0.7克/平方米	
	浮游生物	59,265个/升		100个/立方米(0.1个/升)

* 巴尔喀什湖据萨金 (Жадин, 1961) 资料^[31]、里海据别列济娜 (Березина, 1953)及宾宁 (Бенинг, 1936) 的资料整理。

50 克/平方米以上,最高可达 2360 克/平方米,数量是相当可观的。可见,把淡水湖泊的营养型标准套用于青海湖,显然是不尽恰当的。

在这种情况下,对比一下与青海湖条件相似的两个内陆水体(表 42),就是很有意义的了。青海湖与苏联的巴尔喀什湖纬度相近,同属较高寒半干燥气候下的内陆平浅型湖泊,水深也相近;两个湖泊目前都已出现白云质初生阶段的化学沉积作用,且巴尔喀什湖的地表迳流补给更为丰富,湖水含盐量也要低些;但是,青海湖的浮游动物、底栖动物或鱼产量都远比巴尔喀什湖高。里海的盐度与青海湖几乎完全相同;但浮游生物量和鱼产量也远低于青海湖。这一比较,可以看出:现阶段的青海湖,还是有一定的生物生产力。

我们根据各类水生生物的平均生物量,粗略计算出青海湖的现存生物量,列于表 43

表 43 青海湖现存生物量的粗略计算

生 物	平 均 生 物 量	全湖现存量, 吨
浮 游 植 物	0.07 毫克/升	5981
浮 游 动 物	0.752 毫克/升	64255
底 栖 动 物	0.973 克/平方米	4510
鱼 类	6 斤/亩	21302
刚 毛 藻	50 克/平方米*	231750
总 计	71.2 吨/平方公里	327798

* 按最低生物量计算。

中。这一计算说明:虽然生物不很繁茂,但是青海湖中仍然生活着 32 万吨左右的水生生物,每平方公里面积上平均有 71 吨,除鱼和刚毛藻外,也还有 16 吨/平方公里。这一数量,还不是水盆的有机质产量,但作为原始生油母质来看,已经是比较可观的了。

不过,因为青海湖地处半干燥高原条件下,湖水不断浓缩,水的变质作用趋于强烈,越来越不利于湖中生物的生产,因此,确切地说,我们认为:青海湖是一个正在向贫营养型迅速过渡的中营养型湖泊。

最后,我们来讨论一下,湖泊的营养型与沉积物中有机质的保存之间,有着什么样的关系。

青海湖中的营养物质不很丰富,但是一分为二来看,它的循环有两个特点:

(1) 淤泥水中所含的营养物质比湖水要高出 15 倍到 31 倍(见表 44);而在武昌东湖,这一比值只有 10 倍左右。可见,青海湖淤泥与湖水之间营养物质的交换作用,远较长江中、下游富营养型淡水湖泊为慢,情况有很大不同。

(2) 淤泥中有机质的分解也慢,营养物质的再生以一年为周期。这一点,突出表现在

表 44 青海湖水和淤泥水中营养物质的平均含量比较(单位:毫克/升)

水 样	矽 酸 盐	有机物耗氧量 (KMnO ₄)	无 机 氮	无 机 磷
淤 泥 水	5.69	44.3	2.097	0.151
湖 水	0.35	1.41	0.080	0.006
淤 泥 水 湖 水	$\frac{16}{1}$	$\frac{32}{1}$	$\frac{26}{1}$	$\frac{23}{1}$

表 45 湖水及淤泥水中各种无机氮的含量和变化

时 间 (年、月、日)	氮化合物形式	淤 泥 水		湖 水	
		含量(毫克/升)	占总量%	含量(毫克/升)	占总量%
夏 季 (1961. 7.13—8.20)	$\text{NH}_4\text{—N}$	0.658	67.8	0.022	73.3
	$\text{NO}_2\text{—N}$	0.197	20.3	0.001	3.4
	$\text{NO}_3\text{—N}$	0.115	11.9	0.007	23.3
	总 量	0.970	100.0	0.030	100.0
秋 季 (1961. 9.20—10.20)	$\text{NH}_4\text{—N}$	0.272	64.4	0.001	1.9
	$\text{NO}_2\text{—N}$	0.017	4.3	0.001	1.9
	$\text{NO}_3\text{—N}$	0.132	31.3	0.051	96.2
	总 量	0.421	100.0	0.053	100.0
冬 季 (1962. 1.8—1.31)	$\text{NH}_4\text{—N}$	0.517	47.6	0.029	38.1
	$\text{NO}_2\text{—N}$	0.122	11.2	0.004	5.4
	$\text{NO}_3\text{—N}$	0.448	41.2	0.043	56.5
	总 量	1.087	100.0	0.073	100.0
春末夏初 (1962.6.2—7.5)	$\text{NH}_4\text{—N}$	5.616	97.6	0.107	66.0
	$\text{NO}_2\text{—N}$	0.038	1.7	0.009	6.6
	$\text{NO}_3\text{—N}$	0.097	0.7	0.046	28.4
	总 量	5.751	100.0	0.162	100.0

无机氮的季节循环上。从表 45 中可以看出,湖水中的无机氮,在夏季以 $\text{NH}_4\text{—N}$ 为主,秋季以 $\text{NO}_3\text{—N}$ 为主,说明春、夏间淤泥向水团大量释放 $\text{NH}_4\text{—N}$,到水中后,除被植物利用外,剩余下来的逐渐氧化,所以到秋季 $\text{NO}_3\text{—N}$ 占了优势,并且延续到冬季。淤泥水的情况则更明显,无论任何季节, $\text{NH}_4\text{—N}$ 都是无机氮的主要存在形式。其数量的季节变化与湖水相似: 秋季,水中生物开始死亡落入湖底,因为尚未分解,淤泥水中的无机氮只有 0.42 毫克/升;到了冬季增至 1.087 毫克/升;经过一个冬春较长时间的嫌气分解,到了春末夏初增至 5.751 毫克/升的最高值(其中 97.6% 是 $\text{NH}_4\text{—N}$)。也就在这一时期前后,湖面解冻,产生对流循环;由于淤泥向湖水补给,仲夏以后,淤泥水中的无机氮含量相对下降至 0.97 毫克/升。由此可见,长达一周年,才出现一次淤泥与湖水之间的营养物质循环。

造成这种情况的原因,据我们看来,大概是: 1) 湖区常年气温较低(平均为 0.9°C),就是在浮游植物繁殖的夏季,也只有 16°C ;湖面冰封期长达 5 个月之久; 2) 湖水 pH 值平均为 9.3,淤泥水为 8.5—8.9,这种碱性介质条件,在某种程度上抑制着微生物对有机质的分解作用; 3) 湖底表面有一层约 3 厘米厚的胶状氧化薄层,它不但阻碍着淤泥中的营养物质向水团的正常补给,而且也反过来起着隔氧作用,以致埋藏有机质的氧化分解比较缓慢。结果是: 一方面湖水中营养物质的含量低;另一方面,有机质却得到较好的保存。

也许,这就是青海湖的营养物质含量不高,但淤泥中保存的有机质数量却不低(见第七章)的原因。

有人在研究美国三大淡水湖泊时曾经发现^[25]：沉积物中保存有机质的数量与湖泊的营养类型无关。从青海湖看，只要水生生物不是极度贫乏而具有一定的生物生产力，那么，一定的盐度和碱性水介质，似更有利于有机质的保存。而这一点，对于成油过程尤其重要。

附录 青海湖浮游生物的昼夜变化

1961年夏、秋两季，我们曾分别在湖的东南部003号、中部017号及布哈河口006号采样点进行了每隔4小时一次的昼夜采集。计数的结果画成洛门氏球体曲线¹⁾ (Lohmans spheric curve) 表示于图37—42中。

在017采样点上，夏季浮游动物在A层基本上有两个高峰，出现在9时和21时，C层高峰出现在1时并延长至5时，与此同时其他各层则相应减少(图37)。003采样点夏季B层在13时首先出现高峰，从21时起高峰转移到A层，到5时A层出现最高峰(图38)。秋季017采样点的浮游动物高峰变化于A—C层之间，尤以A、B层最为明显。B层在5时首先出现高峰，以后渐渐移到A层，13时A层达到最高峰，到了17时向下转移，此时C层出现最高峰，以后又渐渐往上移向A层，在21时A层再度出现高峰并延续至5时(图39)。

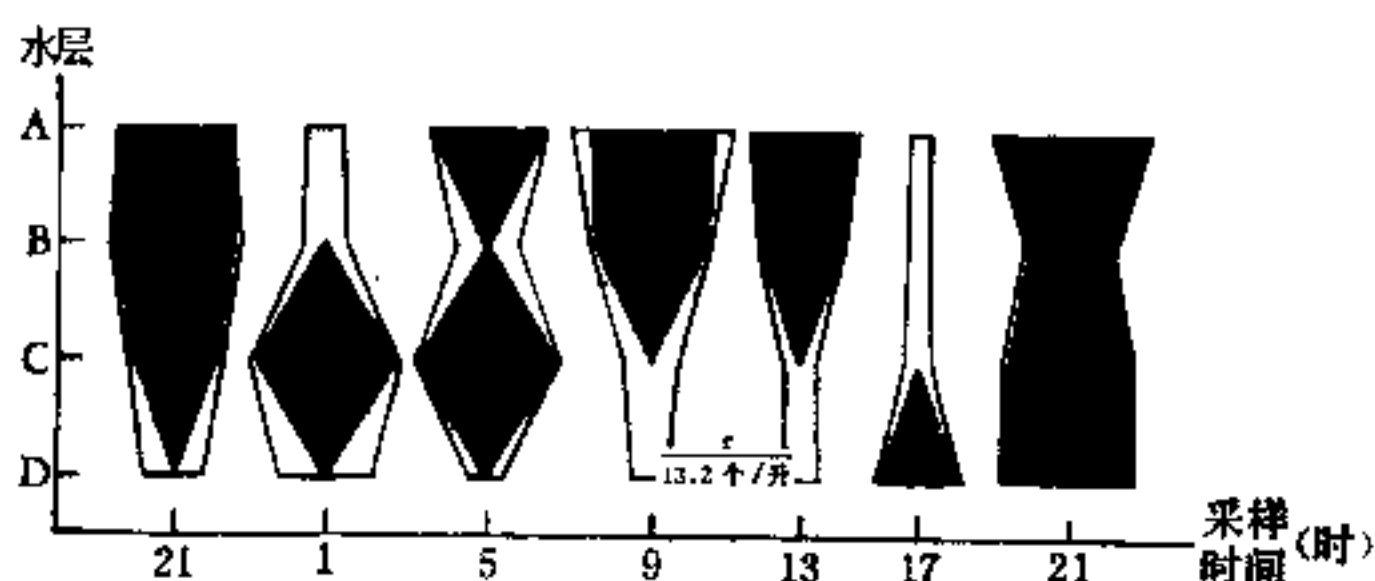


图37 017采样点夏季浮游动物及原生动物(黑体)的昼夜变化

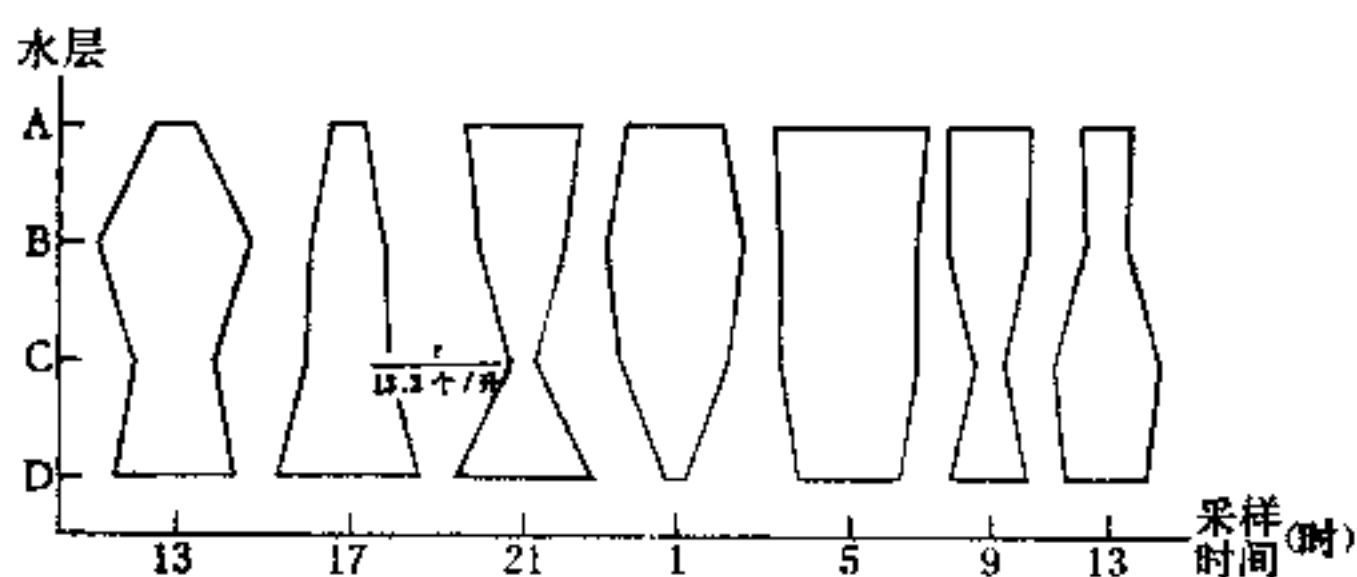


图38 003采样点夏季浮游动物的昼夜变化
(1961.8.19—20日)

1) 球体半径(r)是用公式 $\log r = \log k + \frac{\log N}{3}$ 求出，其中 k 为常数， N 为每升水中浮游生物的个数。

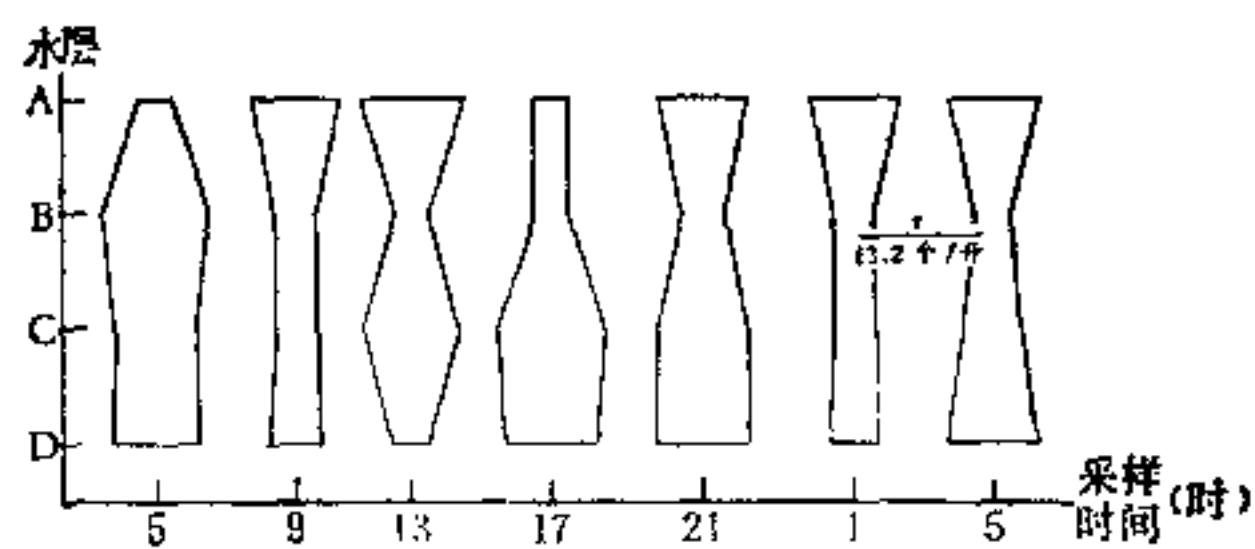


图 39 017 采样点秋季浮游动物的昼夜变化
(1961.9.27—28 日)

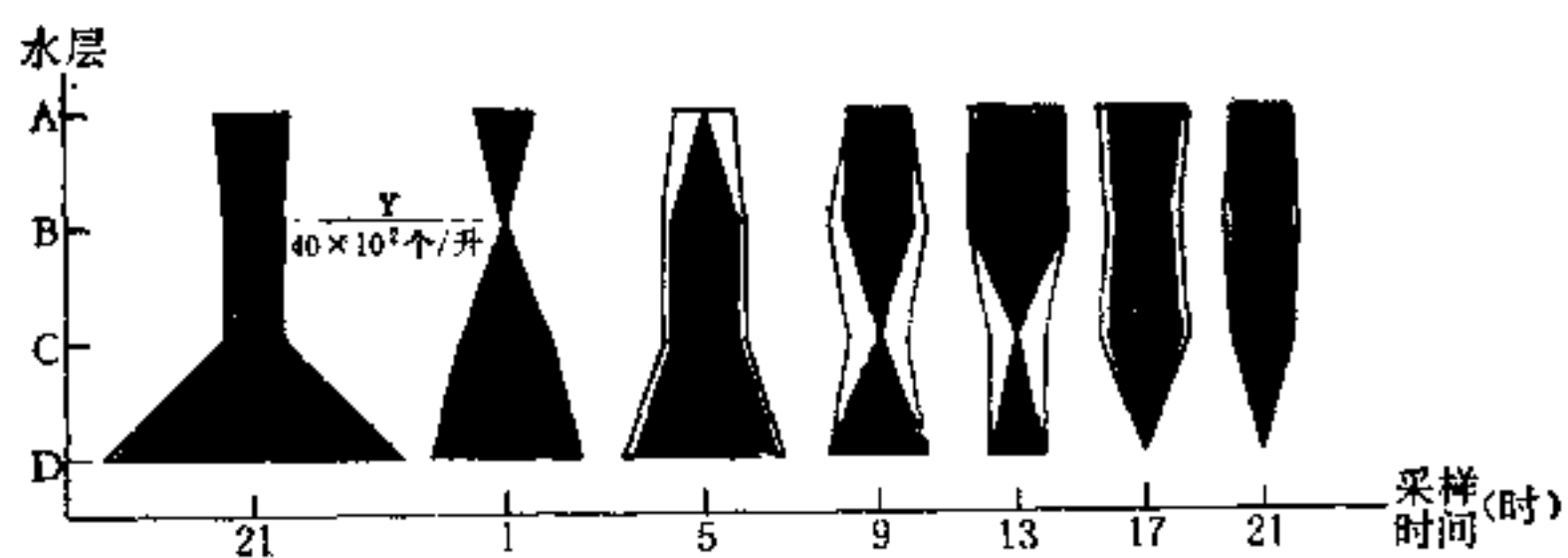


图 40 017 采样点夏季浮游植物及硅藻(黑体)的昼夜变化
(1961.8.9—10 日)

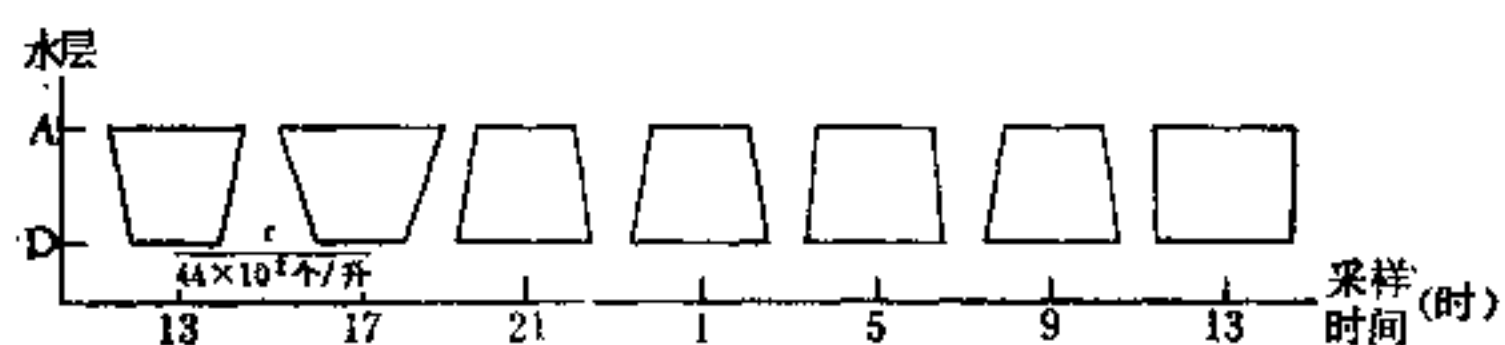


图 41 006 采样点秋季浮游植物的昼夜变化
(1961.9.21—22 日)

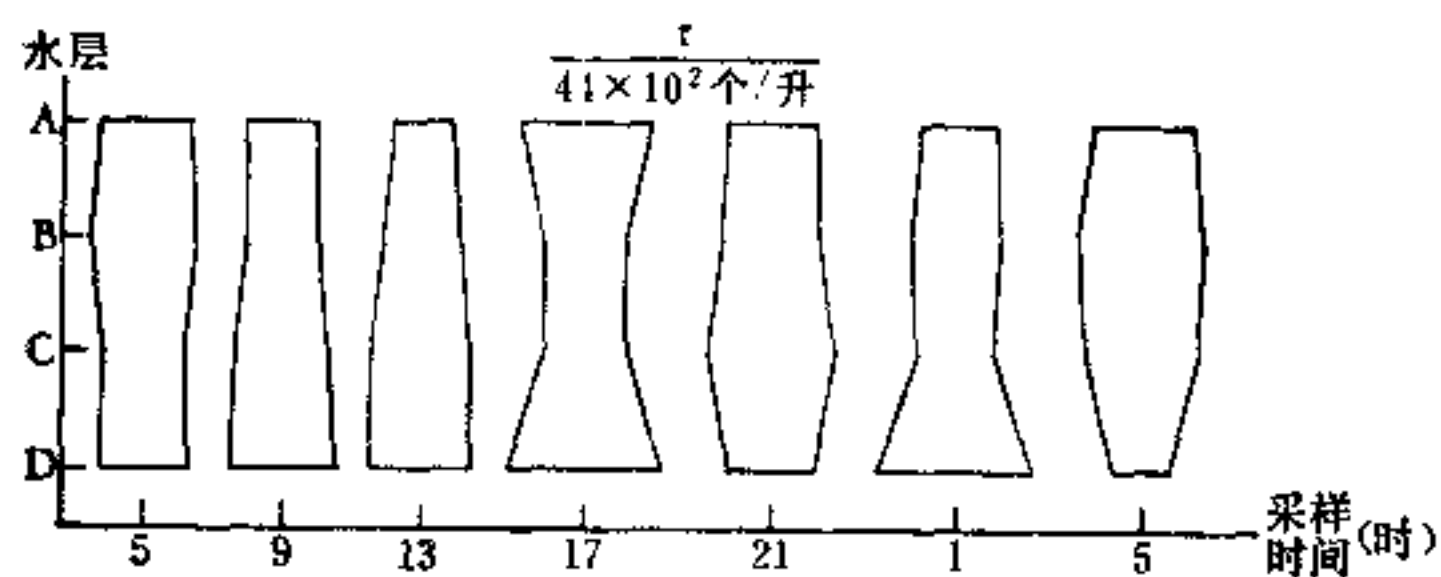


图 42 017 采样点秋季浮游植物的昼夜变化

由于浮游动物的组成中绝大部分是原生动物,最多占 80% 以上,故浮游动物数量的昼夜变化,完全取决于原生动物的变化(图 37)。

浮游植物的昼夜变化,夏季在个别点上非常显著;特别在 C、D 两层,数量明显地相互交替,有时很高,有时则降至零,例如 017 采样点夏季 D 层,在 21 时数量最高(624, 800 个/升),17 时趋近于零,其他各层变动没有什么规律,A 层变化最缓和(图 40)。秋季变动的幅度相对不很大。例如 006 采样点,水深仅 5 米多,采样时只分为(A、D)两层;A 层变化稍大,高峰在 13 时至 17 时,21 时到 9 时数量较少(图 41)。017 采样点 D 层在 17 时与 1 时出现两个高峰,A 层在 13 时与 1 时出现两个低潮,21 时与 5 时两高峰自 D 层移至 C 层,与此同时 D 层则相对出现最低潮,B 层数量较高的时间是在 5 时与次日 5 时(图 42)。

由于浮游植物数量组成以硅藻为主,特别在夏季竟占 88% 以上,因此,整个浮游植物数量的昼夜变化主要取决于硅藻的变化(图 40)。

综上所述,浮游植物的变化虽大,但规律性不清楚,并且往往出现反常现象。例如夏季 017 采样点昼夜变化两次 21 时的结果相反,原因何在,暂时还无法解释。

第四章 湖水动力

一、青海湖水动力状况

青海湖西部有一条长 300 多公里的布哈河注入,河水补给的能量产生湖流;湖区全年盛行西风和西北风,风的能量产生湖浪;此外,水温变化和蒸发作用使湖水比重改变,也引起湖水的垂直循环,这三个因素,决定着青海湖水动力的基本特点。

1. 湖 流

青海湖水处于什么状况呢? 根据 1962 年 8—10 月在湖中 65 个测点,从 2 米深处测得的流向表明(图 43):

第一,湖水处于有规律的运动之中,形成湖流。

第二,湖流的特点是,在开敞湖区围绕海心山形成主体环流;局部地区流向有变化;在一些湖湾区形成次一级湖湾回流。

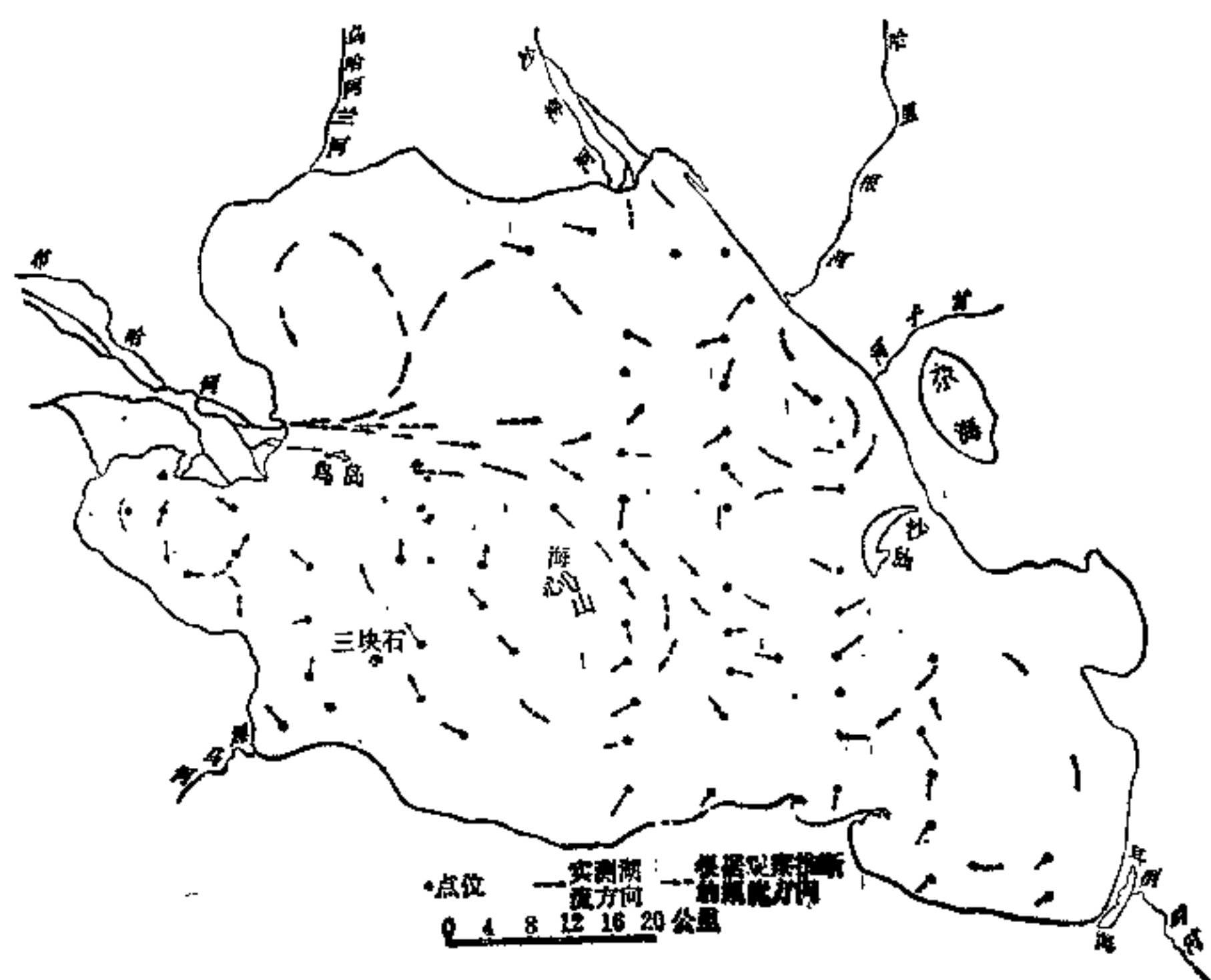


图 43 青海湖湖流图
(据 1962 年 64 个实测点和观察资料编制)

第三,湖流是由径流补给和西北风的推压作用形成的;其中,主体环流是布哈河水自西而东注入引起的。

第四,在沿湖近岸地带受拍岸浪的作用,有反向的流动。

第五,湖流流速以2米深处相对较大,向下递减(表46)。这是由于河水矿化度(0.3—0.8克/升)比湖水(12.49克/升)要小得多,比重小的河水入湖后主要位于上层而造成的;当然,湖底阻力较大,流速降低快,也是重要的原因。

在青海湖湖流的形成中,布哈河的作用表现得特别突出。

表46 青海湖水不同深度的流速值

流速 (厘米/秒) 深度 点号	2 米	6 米	10 米	13 米
42	5.5	5	3.6	2.2
41	7.7	6.3	7.1	4.2
40	6.5	5.5	3.6	1.9

布哈河的集水面积为16570平方公里,占青海湖流域总面积的1/2左右。它的年平均流量为33.7立方米/秒,在7、8、9月的雨季最大可达493立方米/秒;年总径流量为10.64亿方,占入湖总径流量的67%,相当于湖水总量的1/80。所有这些,比起湖区其余6条主要河流都要大得多(表47)。因此,它在青海湖的水动力循环中,自然就起着主导的作用。

具体来说,布哈河水从宽20余米的河道流入宽阔的湖面时,犹如一个喷嘴将河水注入湖中,形成“射流”。河口中心线上水流速度最大,它的主流“射”向鸟岛以北,继续向东流动,形成正向主流水道,经海心山以北,再向东为沙岛西延部分的湖底高地所阻,流速减缓,力量减弱,大部分折转向南,分成两股:一股向南西、继而北西的反向流动,形成了一个顺时针的环形湖流,这就是青海湖的主体环流;另一股流向东南湖湾,形成次一级回流。布哈河入湖后的另一部分向北东流去,也分成两股:一股折向西北,形成了沙陀寺-哈达湾

表47 青海湖主要河流补给量*

河 流	集水面积 (平方公里)	流量(立方米/秒)		年总径流量 (亿方)	径流模数 ($\frac{\text{立方分米/秒}}{\text{平方公里}}$)	径流深度 (毫米)
		最大/最小	年 平 均			
布 哈 河	16570	493/2.12	33.7	10.64	2.034	64.2
沙 柳 河	1363	154/0.059	8.84	2.79	6.486	204.6
哈 里 根 河	1456	33.6/0.45	3.08	0.97	2.115	66.6
黑 马 河	113	22.3/0.001	0.47	0.15	4.16	132.3
乌哈阿兰河	—	—	—	0.45	—	—
甘 子 河	—	—	—	0.30	—	—
倒 淌 河	—	—	—	0.16	—	—

* 据《内陆河湖水文资料》1961年数据。

回流；另一股继续向北东方向流动，这里因受几条河流入湖的相互影响，流向变化大，水体比较动荡。湖盆东北部的哈里根河、甘子河入湖后，在沙岛以北形成了一个小的回流。在湖盆西南部铁布卡湖湾，因为主体环流的尾流进入半闭塞水区，再加局部径流的流入，也形成了一个次一级的湖湾回流。

可见，湖流决定着湖水动力的平面分区。

2. 湖 浪

湖浪呈上下往复运动，搅动水团，使之混合。

湖浪是风力引起的。青海湖区，无风时一平如镜，风起时波涛起伏，风大浪高。浪的强度取决于风的能量。湖区全年以西北风为主，1960—1970年间，各月最大风速为13米/秒至22米/秒(表48)，平均风速为3.1—4.3米/秒。巨大的风力，受湖东高山所阻，携带的风沙堆积下来，造就了湖东北岸高达100余米的沙丘、湖中的沙岛和沙垅，甚至使湖湾脱离母体，成为堰塞湖。此外，风沙还参与了水下沉积。

表 48 青海湖区 1961—1970 年各月最大风速风向资料表

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
最大风速的风向	北 西 西	西 北 西	西 北 西	北 北 西	北 北 西	北 西	北 北 西	北 北 西	西 北 西	西	北 西	北 西
最大风速(米/秒)	18	22	18	16	13	14	14	14	16	16	17	16

风力对表层湖水的压力产生湖浪。在这样一个深28米的内陆湖泊中，湖浪引起的湖水垂直循环能达到多深呢？这可以从湖水温度的研究中找到答案。

根据1962年8—10月108个点的实测资料(表49)，湖水表层水温变化于9.2—22.8℃，

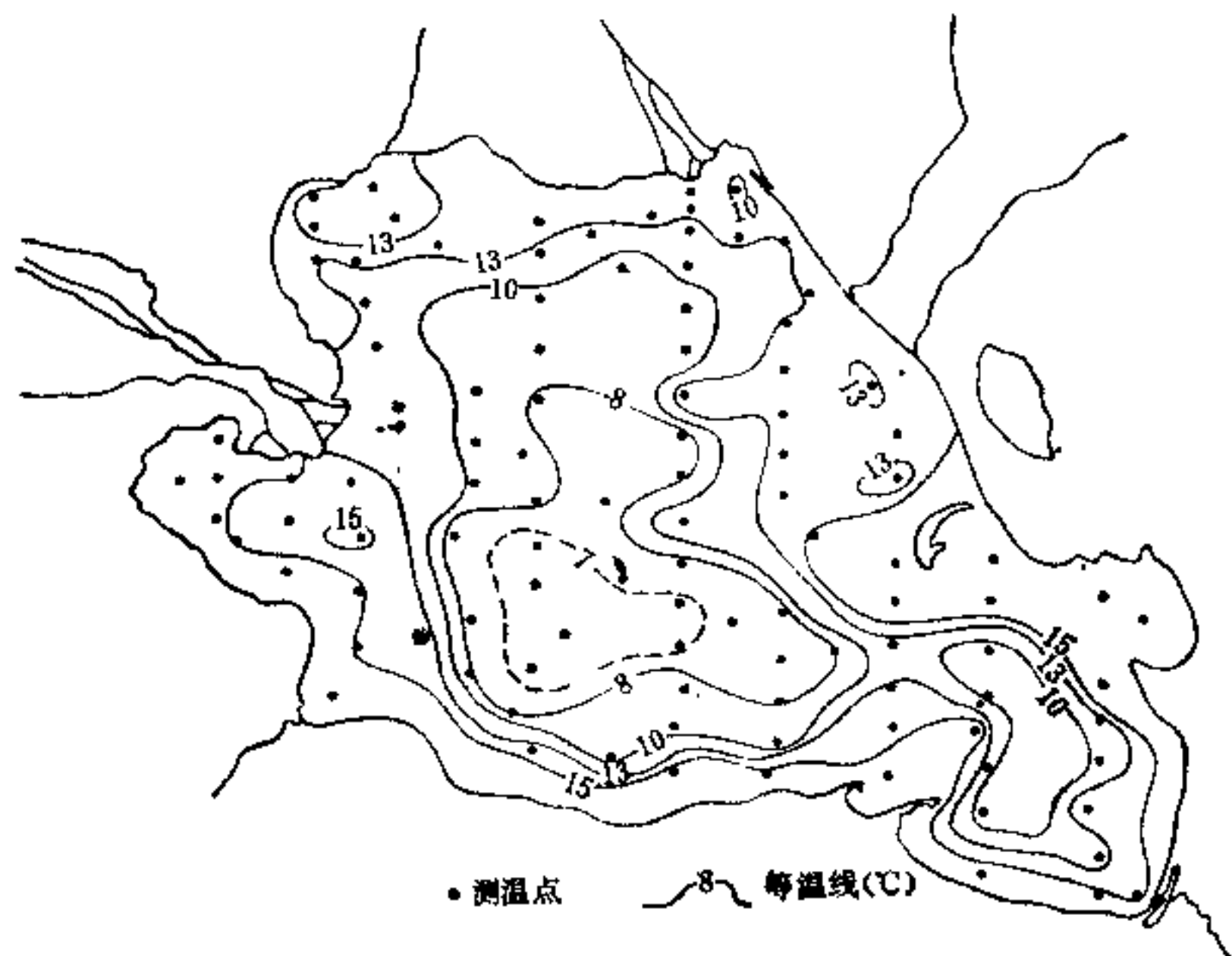


图 44 青海湖底层水温等值线图

表 49 青海湖水温和透明度的实测资料 (1962.8—9)

点 号	水 温 状 况				透明度(米)
	2米水温(℃)	底水温(℃)	温跃层起始深度(米)*	温跃层加湖下层厚度(米)	
001	15.7	13.8	无	0	3.5
002	15.2	8	17.5	5.4	6.5
003	23	14.4	13.5	13.8	7
004	12.6	13.1	无	0	4.5
005	9.2	11.8	5.5	14.5	4
006	14.5	12.3	无	0	2.5
007	13.8	7.3	14	12	3
008	12.2	7.9	27	1.7	—
009	15.3	8	18	9.4	4.5
010	16.3	14.8	无	0	1.5
011	15.9	15.7	无	0	2.7
012	16.7	16.1	无	0	3.5
013	14.6	14.6	无	0	4
014	17.1	18.9	无	0	4
015	13.1	13.2	无	0	3.5
016	12.6	12.6	无	0	3.5
017	—	7.3	12	15.5	5.3
101	15.9	7.3	10	16.5	9
102	15.7	6	7.5	20.2	8
103	18.5	16.5	无	0	5.5
105	14.2	8.4	24	3.7	5.5
106	12.5	13.1	无	0	—
107	12.7	8.4	22	6.5	4.0
108	13.6	13.6	无	0	4.5
109	16	8.1	18	10.5	5
110	16.5	16.3	无	0	1.5
111	16.4	14.8	无	0	5.5
112	11.7	9.5	22.5	2.6	7.5
113	14.7	9	23	3	5.9
114	14.3	17	无	0	4.6
116	13.7	13.6	无	0	3.6
119	17.5	9.1	24	4.5	3.5
1	16.8	16.5	无	0	1.2
2	16.2	16.2	无	0	1.5
3	16.5	15.6	无	0	1.5
4	15.6	15	无	0	1.5
5	14.9	14.4	无	0	3.3
6	15.8	15.6	无	0	4.2
7	11.4	11.4	无	0	3.5
8	11.6	11.8	无	0	3.0
9	13.0	13.1	无	0	1.5
10	12.3	12.3	无	0	2.5
11	12.3	12.9	无	0	—
12	11.3	11.1	无	0	2
14	16.2	15.7	无	0	3.3
15	16	15.1	无	0	3.3
16	15.9	14.9	无	0	2.7
17	13	9	26	2	3.5
18A	12.3	8.8	27	1	4.8
18B	12.8	9.9	25.5	2.5	3.5
18C	19.5	7.4	12.5	14	9.0
18D	16	8.2	19.5	5.3	6.0
19	13.6	12.8	26.5	0.5	4.5
20	13.8	8.8	26.5	1.3	5.0

注: 第 52 点水深 21.8 米, 透明度为 5.3 米。

* 即动水层厚度; — 未测; “无”即不出现温跃层。

续表 49

点 号	水 温 状 况				透明度(米)
	2 米水温(°C)	底水温(°C)	温跃层起始深度(米)*	温跃层加湖下层厚度(米)	
21	13.6	9	23.5	4.5	4.6
22	11.4	8.2	19.5	7.5	—
23	14.6	6.4	10.5	13.6	6.0
24	14.9	6.4	9.5	18.0	7.7
25	15.8	6.2	12	15.6	9.5
26	15.5	14.6	无	0	4.5
27	13.9	12.8	无	0	8.0
28	14.1	8.3	25.5	2	5.5
29	14.6	14	无	0	4.3
30	13.6	13.7	无	0	1.8
31	13.9	13.5	无	0	3.3
32	14.1	11.1	24	1	6.8
33	13.7	8.3	23.5	4.3	8.0
34	12.8	9.6	无	0	7.3
35	13.8	13.6	无	0	3.5
36	13.9	7.5	23	5	5.0
37	13.7	7.6	23	3	4.5
38	14.3	11.6	23	2.7	5.3
39	15.9	7.5	13.5	13.9	5.0
40	15.1	6.7	14	14.5	5.5
41	16	6.8	18	10.5	4.5
42	16.1	8.4	21.5	5.2	3.5
43	16.6	16.3	无	0	3.0
44	13.4	13.4	无	0	5.2
45	13	13	无	0	4.0
46	13.8	13.1	无	0	6.2
47	14.2	13.6	无	0	5.5
48	13.9	13.6	无	0	4.2
49	14.3	13.6	无	0	5.3
50	14.2	13.5	无	0	5.2
51	13.6	13.6	无	0	4.5
53	15	7.4	18	9.0	6.0
54	15.5	8	22	5.7	6.0
55	15.2	7.9	25.5	3.5	4.7
56	16.2	8.2	25.0	2.5	4.0
58	12.9	12.9	无	0	4.5
59	9.8	10.1	无	0	4.8
61	21.6	22.6	无	0	2.0
62	20.3	20.3	无	0	4.5
63	12.5	11.8	21.5	6.2	4.5
64	19.5	13.1	17.0	10.0	4.5
65A	16.2	18.2	无	0	3.3
65B	13	13.8	22.0	5.4	7.5
66	16.5	16.5	无	0	0.9(见底)
67	13.2	8	19.5	6.5	5.0
68	16.4	9.9	17.5	9.0	4.0
69	17	11.1	19.0	4.0	7.0
70	17.4	16.9	无	0	6.2
71	22.8	18.4	无	0	3.7
73	20	20	无	0	6.5
74	18.7	11.4	23.0	3.5	5.5
75	17.9	10.3	19.0	8.3	5.0
76	19.6	12.5	10.5	16.3	8.0
77	16.8	15.5	无	0	5.5

注: 第52点水深21.8米,透明度为5.3米。

* 即动水层厚度; — 未测;“无”即不出现温跃层。

北部略低。底层水温变化于 6—22.6℃, 边缘高, 中间低 (图 44); 这显然是受水深和补给迳流的影响。

湖水动力的垂直分带, 在水温随深度的变化上反映得十分清楚。以第 39 号采样点为例 (图 45), 该点在 13.5 米以上, 水温大体一致; 这是一层被混合的水层, 称为湖上层。在这一混合水层以下, 从 13.5 米至 21 米, 水温由 15℃ 降至 7.8℃; 这里的温度变化是靠水

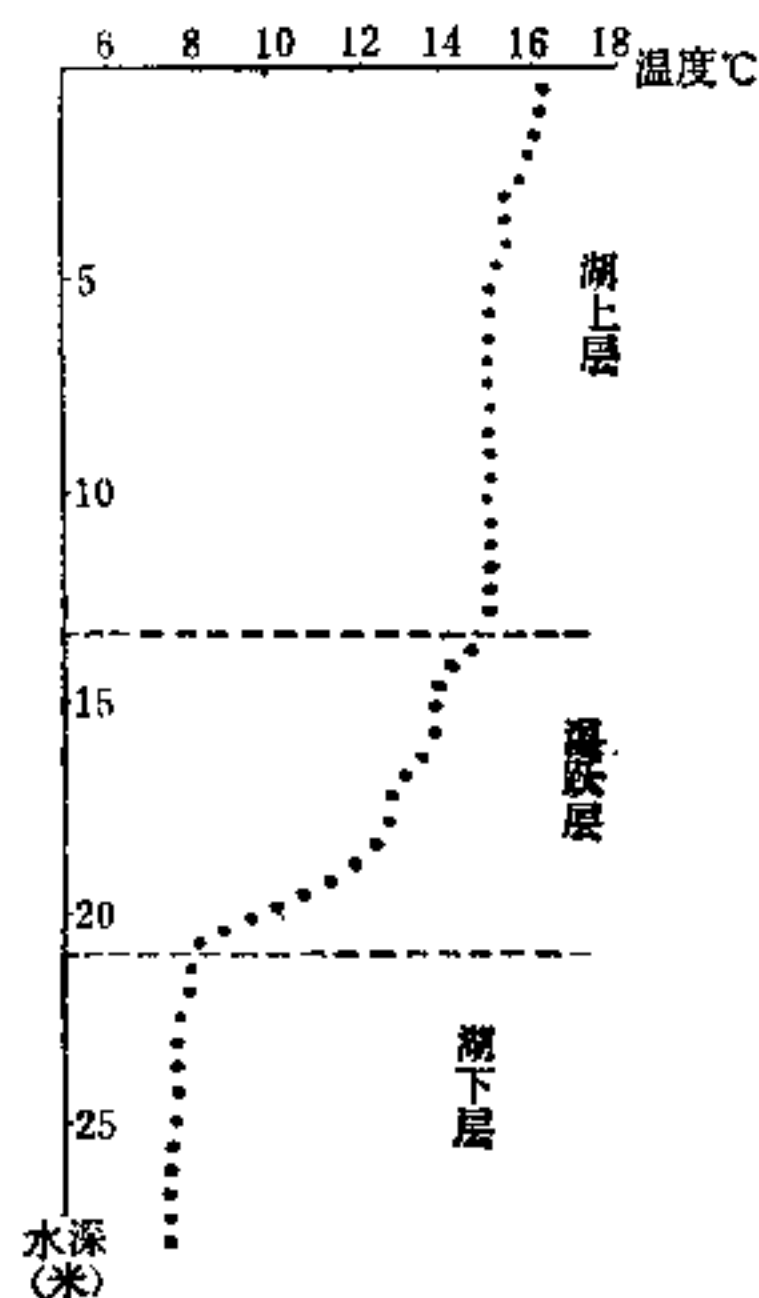


图 45 青海湖水温
垂直变化典型曲线

的热量交换, 因为水的传热性很小, 所以在湖上层之下、底层湖水之上, 水温有个突变, 这个温度降低的水层, 叫做温跃层或中间层。21 米以下直到湖底水层稳定, 水温又大体一致, 称为湖下层。

这样, 根据湖水温度的垂直分层现象, 可以把湖水在纵向上划分为三个水动力分层——上层动水层; 中层过渡层; 下层相对静水层。

把湖区各点温跃层的起始深度 (即动水层或混合水层的厚度) 作出等值线图 (图 46) 和横剖面 (图 47), 可以看出:

(1) 温跃层并不是全湖都有, 它的出现位置是图 46 中的 I 线。这就说明: I 线以外的浅水区, 混合水层的深度直达湖底, 无相对静水层, 也就不出现温跃层; I 线以内的深水区则不同, 水温的垂直分层已开始出现。从图中可以看出: I 线在深度上与 25 米水深线相近, 往往为 23 米。可见, 温跃层开始出现的水深——23 米, 在青海湖水动力上是一个十分重要的界线, 它划开了湖中底水层的动水区与相对静水区。

(2) 在有温跃层出现的水区, 它的起始深度也不是一个常数, 在各处有很大变化。总的来说, 越往湖盆中部, 温跃层起始深度越浅。

(3) 温跃层和湖下层 (相对静水层) 的厚度, 在南、北两个水区也有很大不同。从两条南北向水温剖面 (图 47) 中, 可以清楚地看出: 北部水区与南部水区相比, 动水层很厚, 温跃层薄, 出现深度大, 故湖下层已接近湖底。在迳流影响较强的水区 (例如图中的 35 点和 008 点以南), 温跃层基本不存在了。在这里, 水团的绝大部分厚度为动水层所占据, 水体动荡, 混合度大。所有这些, 都说明北部水区的水动力状况比南部活跃。这是由于来自布哈河的主湖流线从北部通过, 加以另外几条河流从北部入湖所造成的。

(4) 全湖温跃层的最小起始深度为 8 米左右, 位于南部水区主体环流的中心 (102 点)。这是青海湖中水动力状况最稳定的水区, 温跃层和湖下层 (相对静水层) 最厚, 动水层最薄, 它的厚度已不及水深的一半。在这里, 湖流引起的湖水平面运动减至最弱, 上层动水层的混合, 可以看成主要是浪力搅动的结果。

这样看来, 温跃层的最小起始深度——8 米, 在青海湖水动力上, 也是一个重要的界限。通过它, 在垂向上可以定出浪力翻搅的深度; 在平面上, 可以在水深小于 23 米的底水动水区中, 进一步划出浪挠带的深度。

(5) 在考察中, 我们还注意到: 没有发现过温跃层的起始深度为 15、16 米的情况,

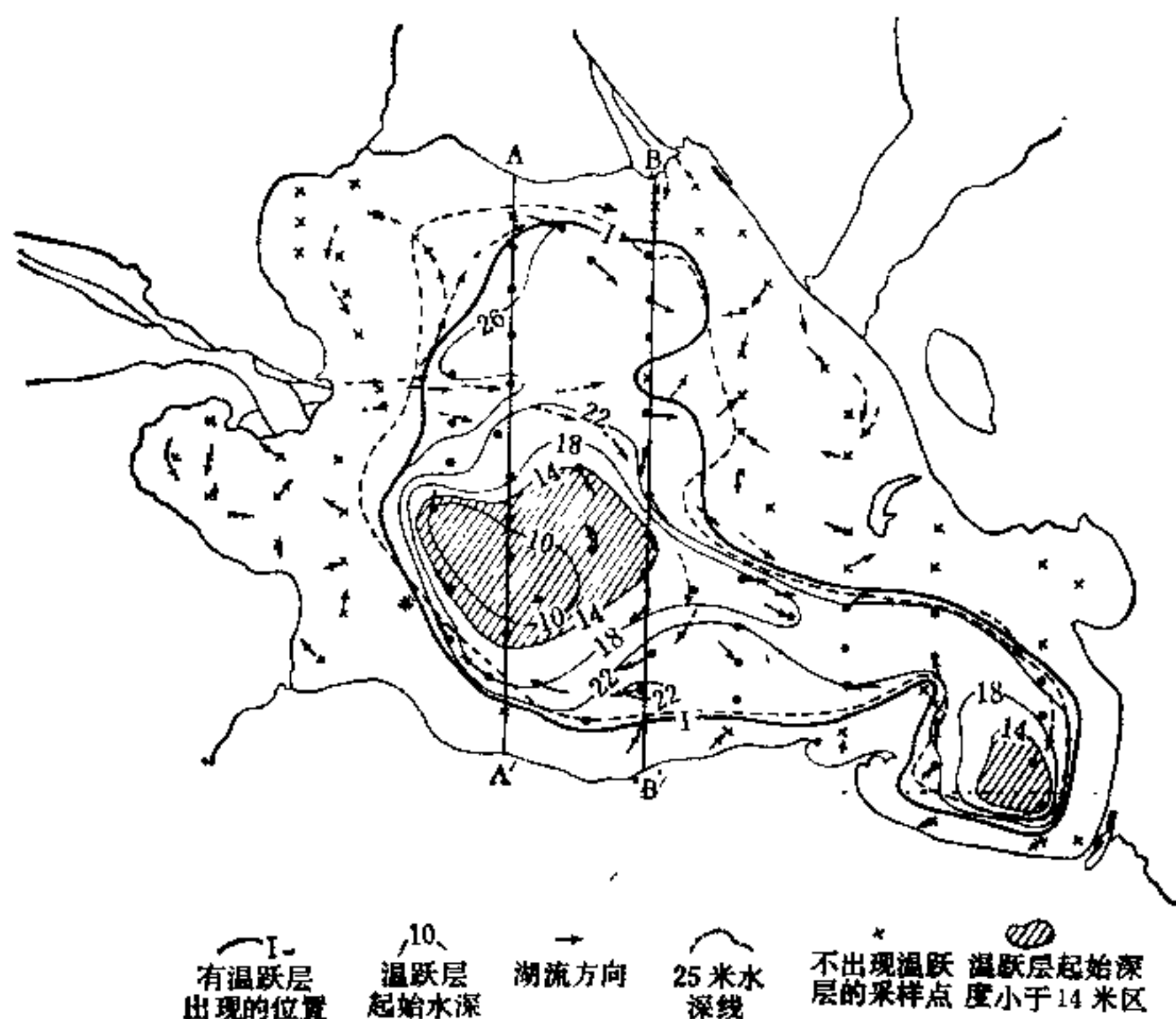


图 46 青海湖水温跃层起始深度等值线图

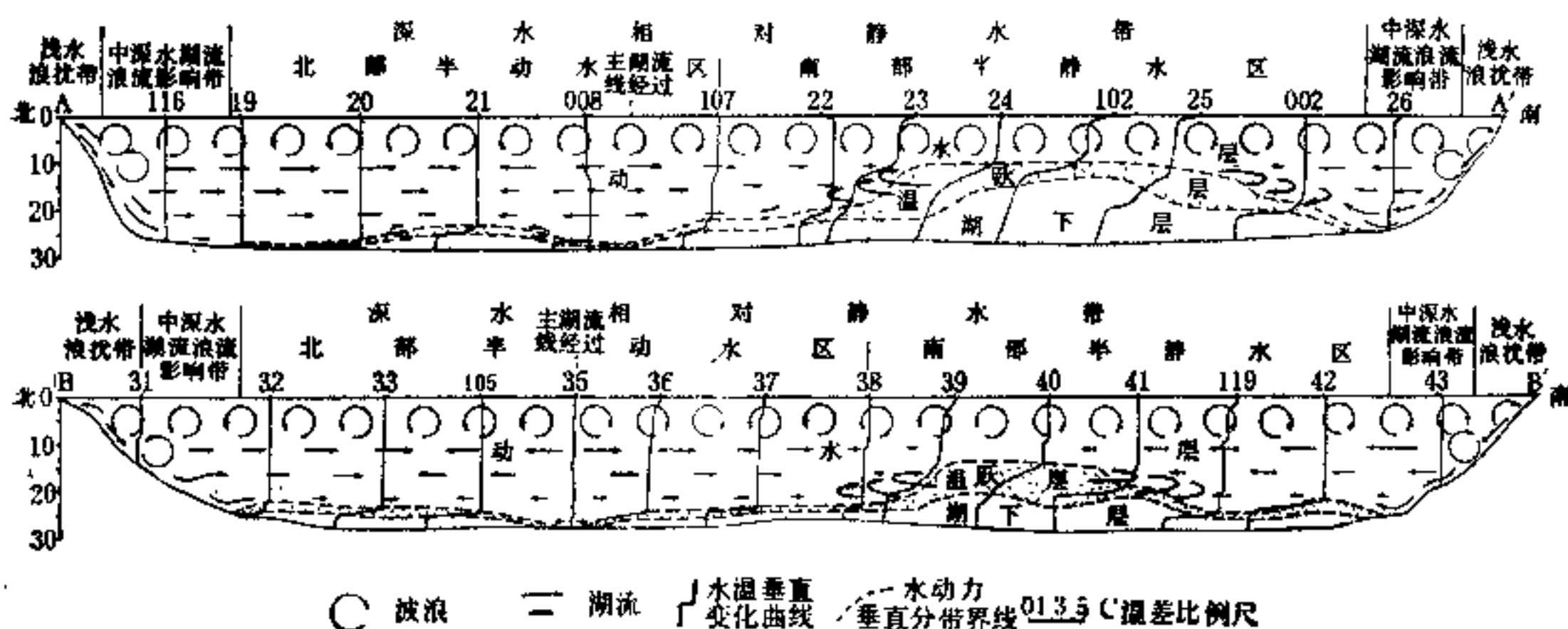


图 47 青海湖两条南北向水温及水动力垂直剖面

17 米也很少。这样看来,温跃层的起始深度从 14 米到 18 米之间,有一个陡急的变化(见图 47),以致点距为 4 公里的测点密度,也往往不易把这个陡带测量出来。从图 46 和图 47 中可以看出,这个陡带的位置,正是在主体环流线略偏内侧。这就说明:在湖流通过的地方,可以使温跃层的起始深度从 14 米进一步加深,动水层的厚度从 14 米进一步明显增大。

这样看来,温跃层起始深度陡变带的下界水深——14 米,在青海湖水动力上,又是一

个重要的界限;它可以把湖流作用明显增强的水区,进一步划分开来。

根据上面讨论的三个水动力垂直界限——8米、14米和23米来观察水动力的平面分带,我们初步在青海湖划分出4个水动力带:

第一,湖滨浪扰带(水深0—8米)——这里浪力作用是主要的;湖浪翻搅整个水团,击拍湖岸,冲刷湖底,无温跃层。

第二,浅水浪流-湖流作用带(水深8—14米)——在这里,浪力形成回返浪流,加上湖流的作用,使整个水团混合。无温跃层。

第三,中深水湖流-浪力作用带(水深14—23米)——湖流对水团的混合起着主导作用,表层水也受浪力搅动,所以混合水层的深度尚可到达湖底,温跃层仍不出现。

第四,深水相对静水区(水深>23米)——湖流的强度各处不同,但因流速向下减弱,到了23米这个深度,湖流的作用已经不明显了,水温垂直分层就普遍出现。在环流中心区,湖流强度最弱,动水层最薄,温跃层和湖下层最厚,水团相对最为稳定。

3. 其它水动力因素

青海湖水盐度为12.5克/升,水温在1.6℃时密度最大,因此,在每年气温升高的4月份前后和气温下降的10月份前后(表50),都使表层水密度大于底水,从而引起湖水的垂直循环。

表 50 青海湖区 1961—1970 年各月平均气温

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
平均气温(℃)	-14.2	-11.5	-5.2	0.9	5.2	7.9	10.6	10.0	5.7	0.1	-7.6	-11.8

青海湖区蒸发作用不很均衡,南强北弱(表51)。蒸发使表层水浓缩,密度增大,也会引起垂直循环。

表 51 青海湖区各部分 1970 年年平均蒸发量(毫米)

北 部		南 部	
刚 察	沙 沱 寺	铁 布 卡	江西沟一二郎尖
1391.1	1484.9	1662.6	1682.4

湖区地下水补给在沙岛和二郎尖地区比较显著,也影响着湖水的动力状况。

总之,在青海湖这样一个封闭的内陆湖泊之中,水动力状况是多种多样的,湖水在湖流、湖浪、水层重力差异引起的垂直循环、以及地下径流等各种水动力因素共同作用下,不停地运动着;湖中各区的水动力状况和强度是很不相同的。

二、水动力对湖水理化性质分布的作用

湖水的规律运动,具有一定的能量。这个能量的表现、大小和影响强度各处均不相

同,亦即水动力场不同。因此,各水区内悬浮物质的分异、溶解物质的分布以及氧化-还原状况也都不同。

1. 水团中悬浮物质的分异

河水带来大量泥砂。根据 1966—1970 年的测定(表 52),布哈河年平均含砂量为 0.38

表 52 布哈河携带的砂量(1966—1970 年平均)

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均
平均流量 ¹⁾ (立方米/秒)	2.75	2.67	2.94	4.92	21.1	42.2	105	76.1	50.5	22.7	6.32	3.04	28.6
输砂率 (公斤/秒)	0	0	0	7.84	22.2	7.05	35.1	50.4	12.7	0.29	0.49	0	11.4
输砂量(万吨)	0	0	0	2.04	5.95	1.85	9.42	13.5	3.03	0.079	0.013	0	年总量 36.1
含砂量 (公斤/立方米)	0	0	0	1.12	0.645	0.169	0.501	0.575	0.181	0.011	0.007	0	0.38

1) 平均流量一项系 1959—1970 年 12 年平均值,与表 47 略有差别。

公斤/立方米,输砂率为 11.4 公斤/秒,年总输砂量为 36.1 万吨。这样大量的泥砂入湖后,其中的粗粒碎屑物质在河口地区首先沉积,形成一个出露水面向湖中延伸达 13 公里的水上三角洲,水深 10 米以内的浅水区延入湖中达 7 公里;河水中的悬浮物质入湖后被湖流继续携带,在水团中不断运动、分异和沉积。整个湖泊犹如一个大的机械分选场,进行着机械分异作用。

水团中悬浮物质的分异,清楚地反映在湖水透明度的分区变化上。

1962 年 8—9 月,我们在湖中 105 个点上测定了湖水的透明度。测定方法是: 将一个直径为 20 厘米的白色平板盘放入水中,下沉到看不见盘面的白色时,记下水深,就是湖水的透明度值。布哈河水透明度只有 30—40 厘米。青海湖水的透明度变化于 1.5—9.5 米之间(见表 49)。

从图 48 中可以看出:青海湖水透明度分布的总趋势是:(1)湖盆的边缘低,中部高;(2)在河流补给较强的西部和北部较低,东部和南部较高;几条主要河口地区透明度都低;(3)在布哈河口至海心山以北,在海心山东南至二郎尖,分别出现两个低透明度区,它们的延伸方向,恰位于主湖流线及其影响范围之内;(4)在海心山西南和湖盆东南湖湾深水区,分别出现两个高透明度区,它们与主体环流及湖湾回流中心静水区基本相合。

看来,环湖浅水带的低透明度,是湖浪翻搅的结果。浪力上下往复运动,搅起湖底碎屑物质,在拍岸浪流作用下,被带向湖盆中部深水区,以致沿湖边缘地带透明度低,向中部增高。从图 49 中可以看出:透明度随水深的增大,以 14 米和 23 米为界,明显密集为三组点群:水深小于 14 米时,透明度一般变化于 1—3 米;水深 14—23 米时,透明度变化于 3—5.5 米,低值不小于 3 米;水深大于 23 米时,透明度变化范围较大,急剧增高,不少的点在 6 米以上,最高可达 9.5 米。很有意义的是:14 米和 23 米这个界限,与前面讨论过的水动力垂直分带深度基本相合。它们共同反映出:水深小于 14 米的低透明度带,悬浮物

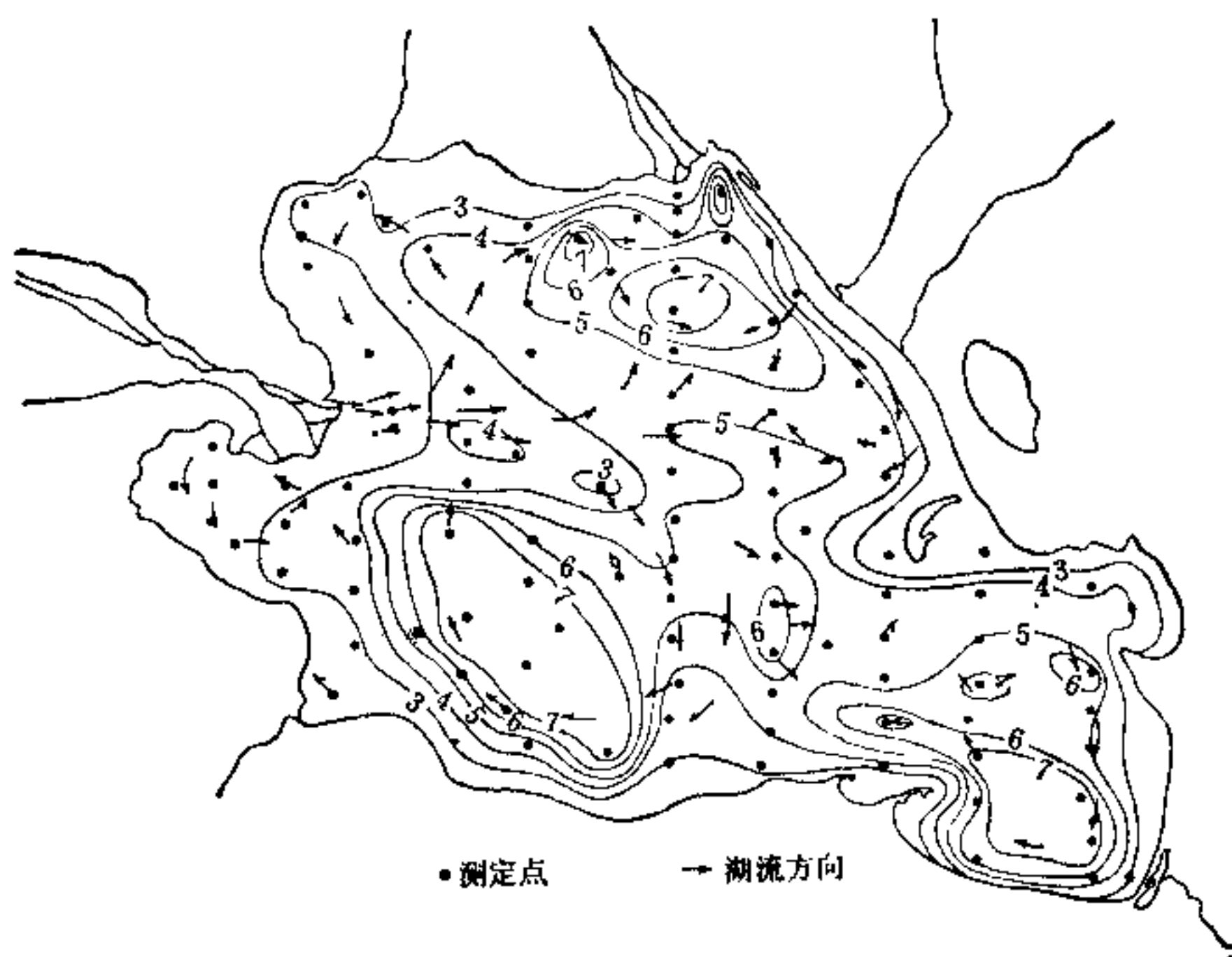


图 48 青海湖水透明度(米)等值线图

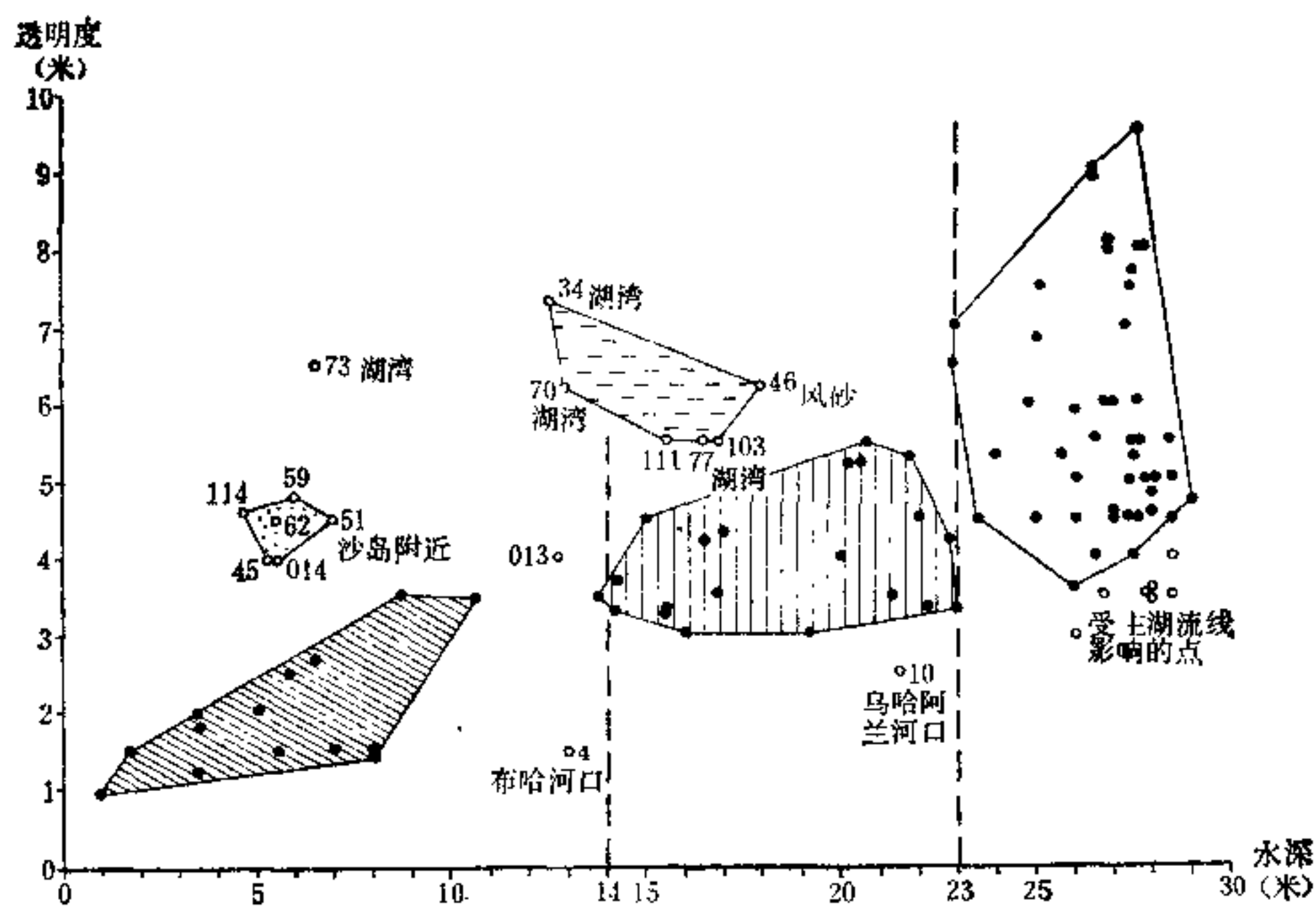


图 49 青海湖水透明度与水深关系图

质主要由浪力搬运; 14—23 米的中透明度带, 悬浮物质由浪力和湖流共同携带搬运; 至于 23 米以下的高透明度区, 悬浮物质的携带和分异, 则主要受湖流的控制了。

图中水下风砂堆积区和湖湾区的透明度点自成点群, 前者与水力搬运关系不大; 后者

水动力状况稳定,所以虽然水浅,透明度都偏高。相反,河口区或主湖流线附近的点,含泥砂特多,虽然水深,透明度却偏低。

2. 湖水矿化度的分布

总的来说,湖水矿化度较为均一,但随各区水动力条件不同,又存在微弱差异。

从1962年8—9月布点最密的一次考察资料(表53)来看,青海湖水矿化度变化于12.25—13.20克/升之间。它的分布(图50A)特点是:边缘低中间高,北低南高,而以东南湖湾最高,布哈河口、哈里根河口区最低。特别明显的是,来自布哈河的主湖流线所过之处,不但把湖水分割为矿化度南高北低的两部分,而且它的向南转折,则更进一步把补给最弱、蒸发最强、矿化度最高的东南湖湾,从南部水团中划分开来。这一点,在图50B的横剖面上也反映得十分清楚:其中的119点和009点之间的低矿化度区,正是主体环流向南转折的地区;在纵深方向上,这一水区的低矿化水层位于中上层,向下逐渐增大,这也说明湖流的影响只在一定深度之内,向下则减弱;这与流速和水温的垂直变化是一致的。

图 50B 青海湖水矿化度垂直剖面图

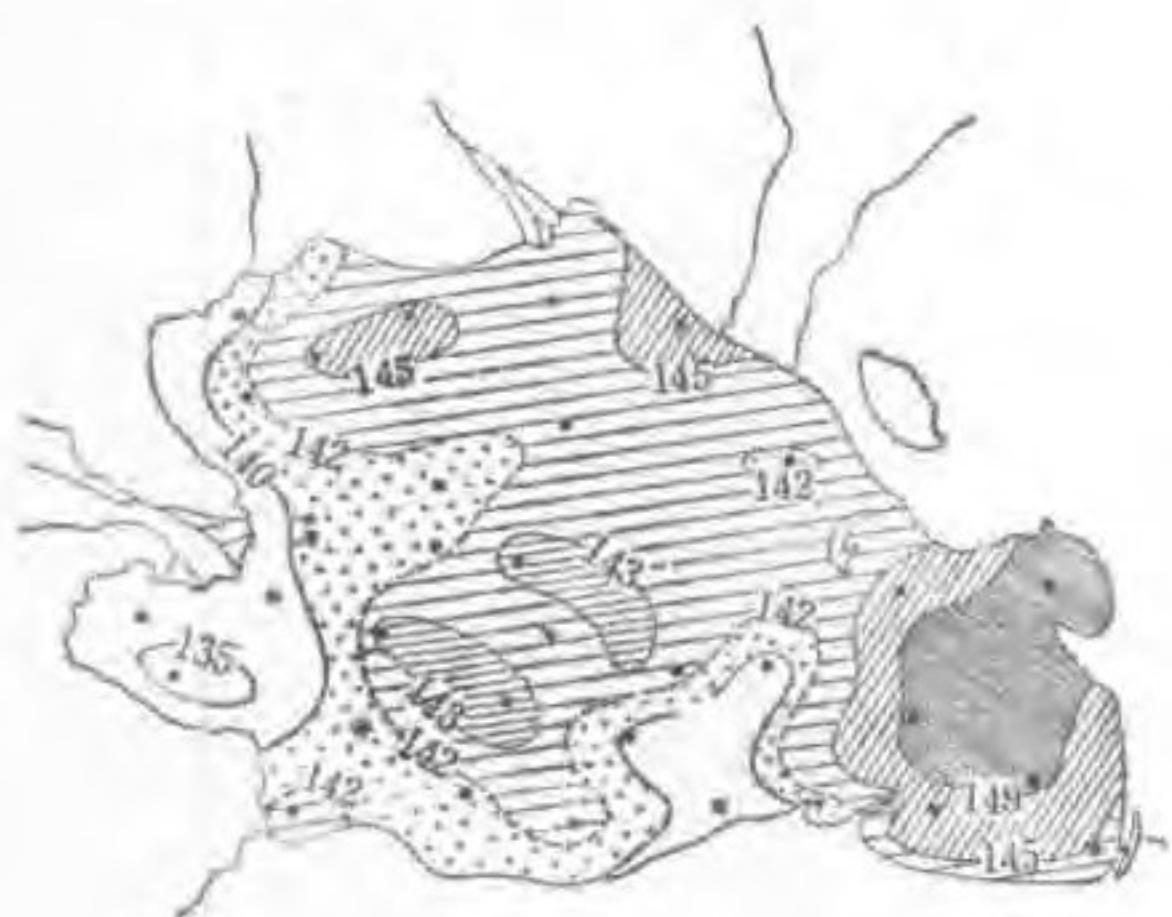


图51A 青海湖水团中 K^+ 的分布
(1962.8—9)
各图等值线单位为毫克/升

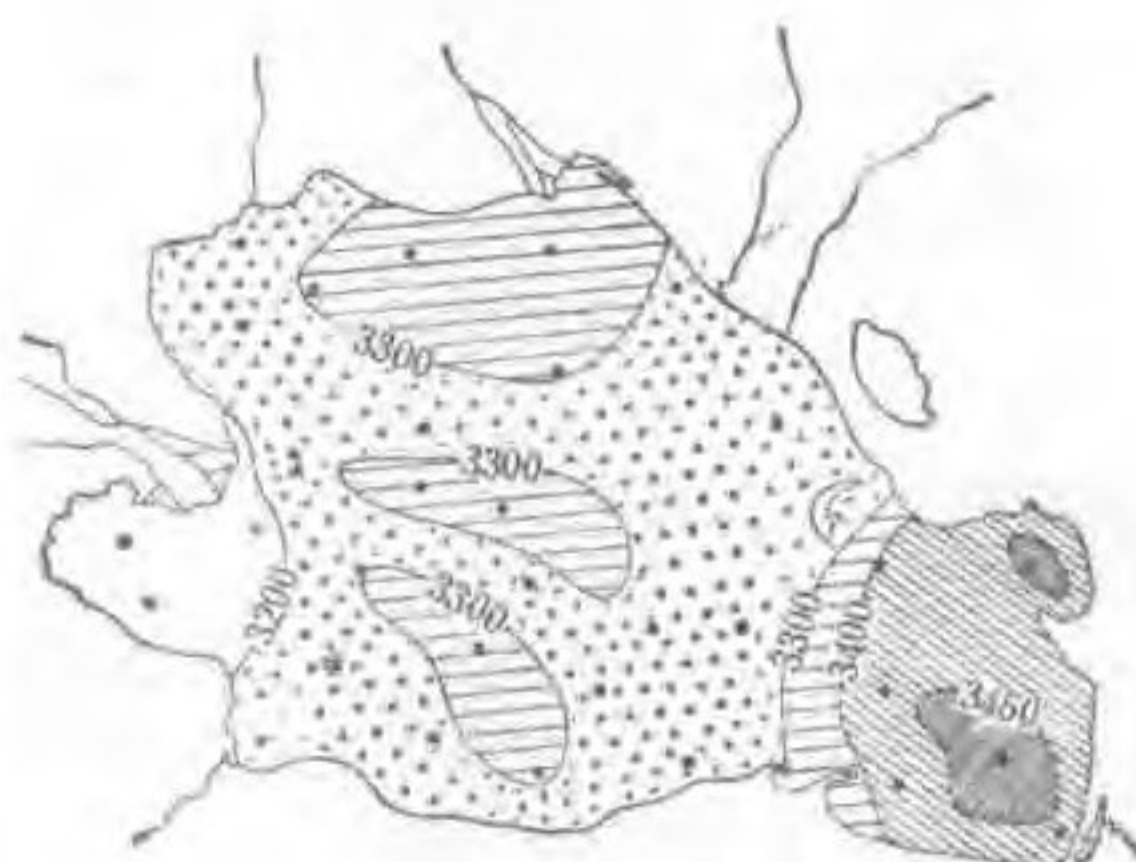


图51B 青海湖水团中 Na^+ 的分布
(1962.8—9)

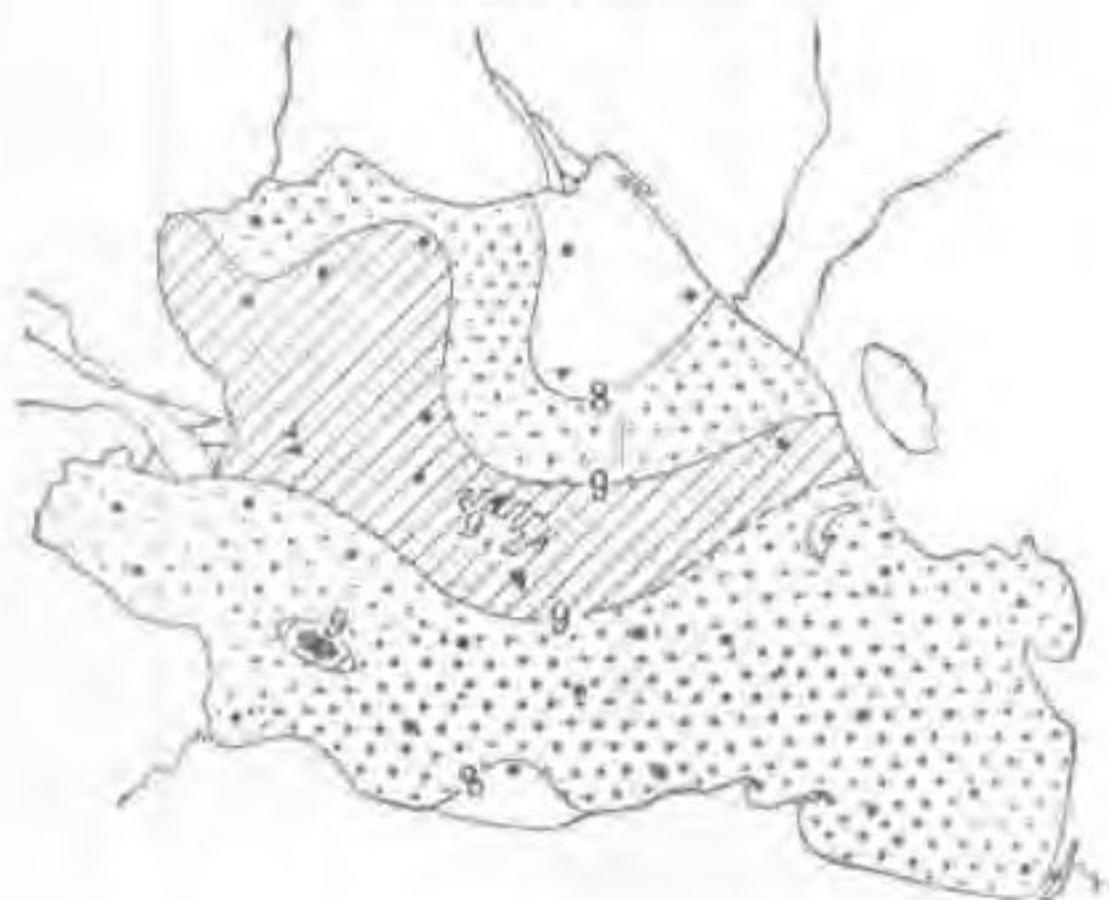


图51C 青海湖水团中 Ca^{++} 的分布
(1962.8—9)



图51D 青海湖水团中 Mg^{++} 的分布
(1962.8—9)



图51E 青海湖水团中 CO_3^{2-} 的分布
(1962.8—9)

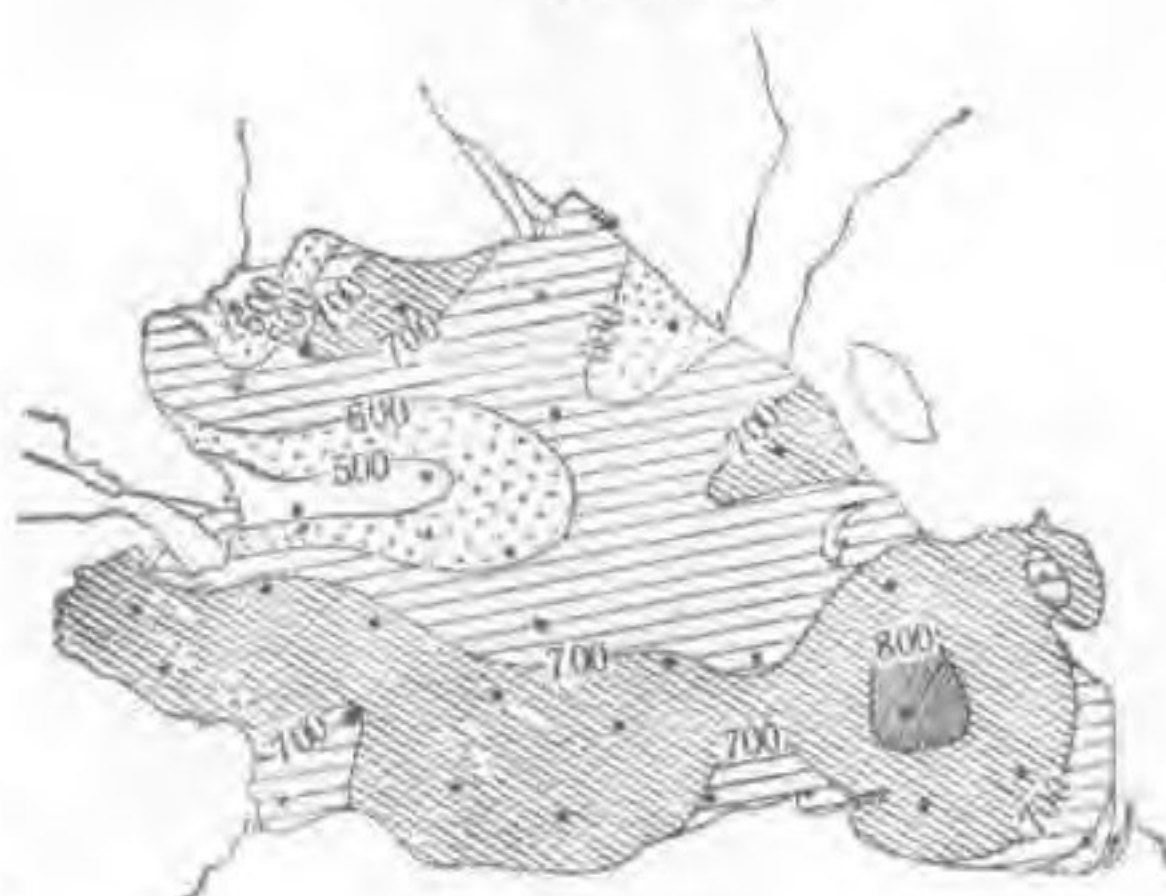


图51F 青海湖水团中 HCO_3^- 的分布
(1962.8—9)

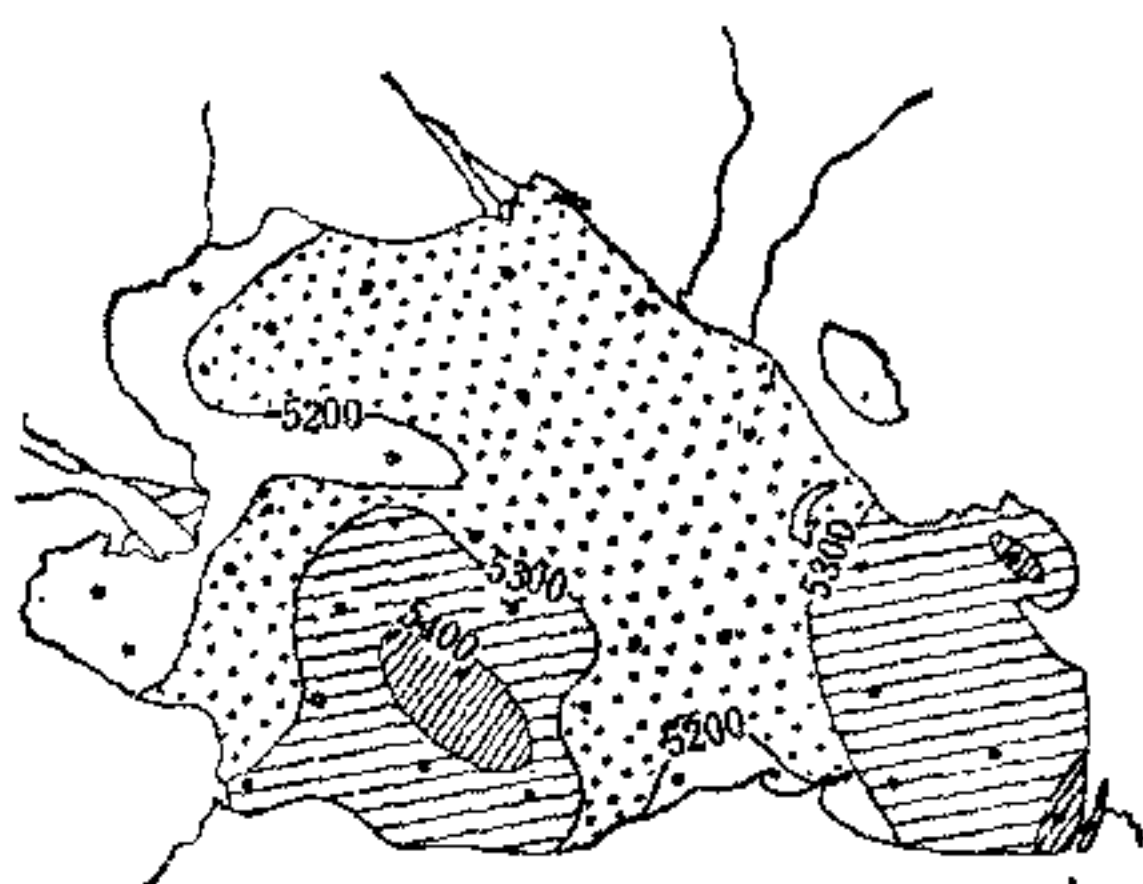


图 51G 青海湖水团中 Cl^- 的分布

(1962.8—9)

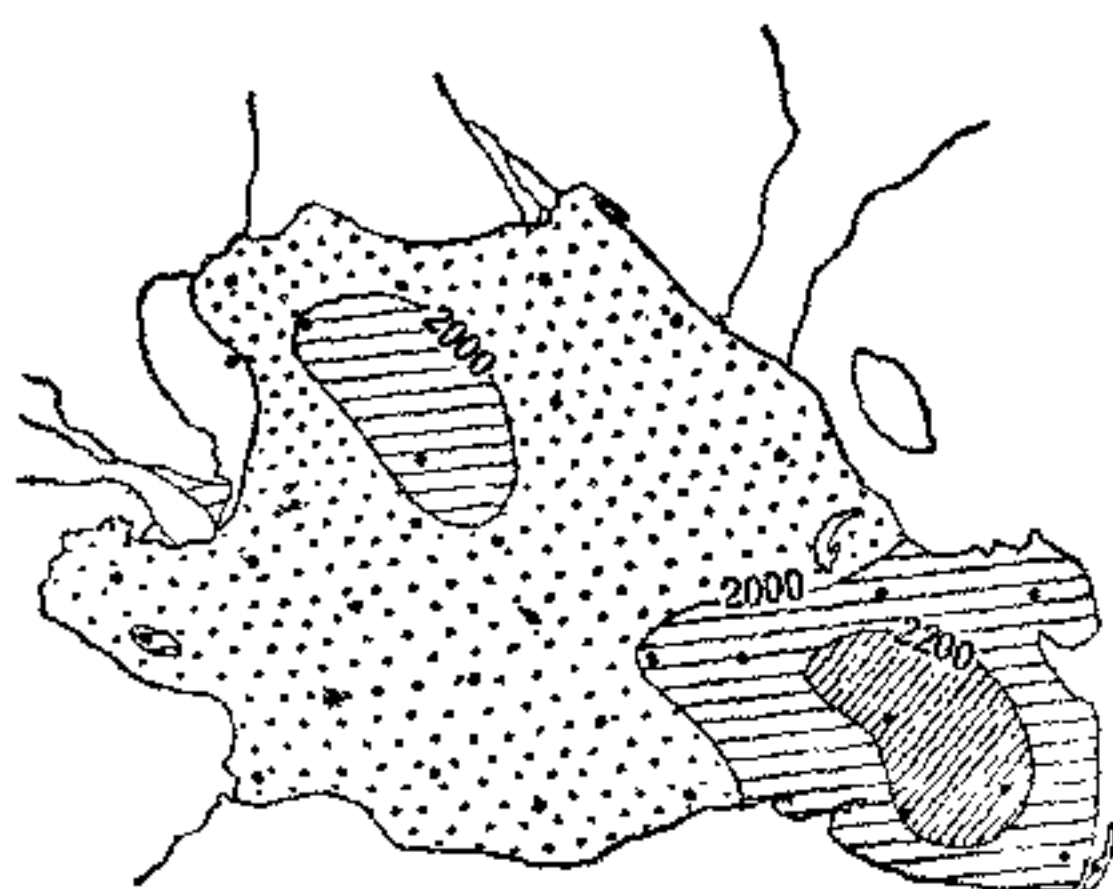


图 51H 青海湖水团中 SO_4^{2-} 的分布

(1962.8—9)

从横剖面上还可看出：布哈河矿化度比湖水约低 33 倍，致使西部地区表层湖水被冲淡，矿化度最低，向下增高；相反，在东南湖湾，因为缺乏河水补给，在蒸发作用下，似有表层矿化度略高于下层（003 点）的现象。

湖盆东北部哈里根河口低矿化度区加宽的原因，除河水补给影响外，从石灰华的出现来看，似与湖底泉水的“冲淡”有关。

水团中 8 种主要离子的平面分布见图 51。湖水各离子组成因为受水化学平衡等其它因素的影响，所以变化更为多样；不过，在分布的总趋势上，仍可看出水动力的作用。例如 K^+ 、 Na^+ 、 Mg^{++} 和 Cl^- 、 HCO_3^- （也包括 SO_4^{2-} ）的变化与湖水矿化度基本一致，西低东高，北低南高，而往往在河口区最低，东南湖湾最高。 Ca^{++} 和 CO_3^{--} 则相反，在布哈河影响区形成高值。某些离子在二郎尖地区出现局部低值，则可能是地下水补给的结果。

3. 湖水氧化还原性分区

湖水中的溶氧量、有机质含量及 H_2S 、 Eh 和 Fe^{++} 的分布说明，水动力条件同样制约着湖水氧化还原性的分区。

溶氧量 根据 1962 年 8—9 月的测定资料来看（表 53 及图 52），青海湖水团中溶氧量的分布与矿化度相反：边缘高，中间低，北高南低。同样十分明显的是：来自布哈河的主湖流线，把湖水划分为南部贫氧区和北部中、高氧区。在水动力相对稳定的南部水区，溶氧量一般都小于 3 毫克/升；青海湖中没有发现缺氧区和水层，但是，在这里有的点上，湖水含氧量已不足 1 毫克/升，最低只有 0.42 毫克/升。相反，在逕流补给强、水动力活跃的北部水区，溶氧量一般在 3 毫克/升以上，最高可达 6 毫克/升。从横剖面上可以看出：在东西方向上，西部布哈河口地区水团的溶氧量高，向湖盆中部递减。至于水团中部溶氧量最低，则可能与水温富集于中部水层的浮游生物耗氧有关。

水团中含氧量的影响因素很多，它与水动力的关系自然也就比较复杂了。

硫化氢 青海湖是含 O_2 湖泊，但水中也有 H_2S 存在。不过， H_2S 在水团动荡、含氧量高的条件下极易被氧化或散失，所以，在河水大量补给、水动力活跃的夏秋两季，湖水中的

表 53 青海湖水的矿化度和氧化—还原指标

(1962 年 8—9 月各点各水层平均值)

采样点号	矿化度(克/升)	氧 化—还 原 指 标					
		溶氧量 (毫克/升)	耗氧量 (毫克/升)	底水H ₂ S (毫克/升)	Fe ⁺⁺ (毫克/升)	$\frac{Fe^{++}}{Fe^{+++}}$	Eh(毫伏)
001	12.43	1.50	1.82	1.30	0.046	0.31	+309
002	12.65	1.96	1.54	0	0.007	0.15	+335
003	13.20	6.88	3.16	0.18	0.054	0.37	/
004	12.52	5.11	0.97	0	—	—	/
005	12.50	5.82	1.13	0	0	0	/
006	12.33	4.55	1.33	0	—	—	+218
007	12.44	2.24	1.56	0.96	0.010	0.01	/
008	12.48	3.52	1.20	0	—	—	/
009	12.45	1.16	2.31	0.27	0.017	0.17	+229
010	12.34	2.26	1.77	2.22	0.028	0.24	+667
011	12.61	0.85	2.92	2.87	—	—	+362
012	12.40	1.03	2.31	0.28	0.007	0.35	+287
013	12.73	1.90	2.72	0.57	0.007	0.07	+258
014	13.10	5.08	2.78	0.55	0.050	0.40	+228
015	12.38	6.15	1.42	0	0	0	/
016	12.25	4.01	1.25	0	0.011	0.11	/
101	12.67	2.49	1.49	17.67	0.023	0.30	+269
102	12.81	2.21	1.74	0	0.047	0.65	+211.5
103	13.17	1.32	2.87	3.12	0.080	0.54	+255
105	12.41	6.08	1.23	0	—	—	/
106	12.38	4.90	0.51	1.07	—	—	/
107	12.54	5.31	0.95	0	0.005	0.05	/
108	12.56	3.27	/	0	0	0	/
109	12.61	4.37	1.94	0	0.022	0.38	/
110	12.28	1.83	1.75	4.69	0.038	0.32	+264
111	12.60	1.77	1.78	12.32	0	0	/
112	12.71	2.97	1.58	0	0.037	0.42	/
113	13.00	0.91	2.87	0	0.012	0.10	+230
114	12.99	2.63	3.31	0.18	0.032	0.29	+228
116	12.65	3.31	0.79	0	0	0	/
119	12.47	0.42	1.97	0	0.012	0.75	+285

注: — 痕量; / 没有测定。

H_2S 呈局部分布,有一半以上的采样点不出现 H_2S ;而在冰封期前后的冬春季节,水动力不活跃,各采样点上普遍出现 H_2S 。

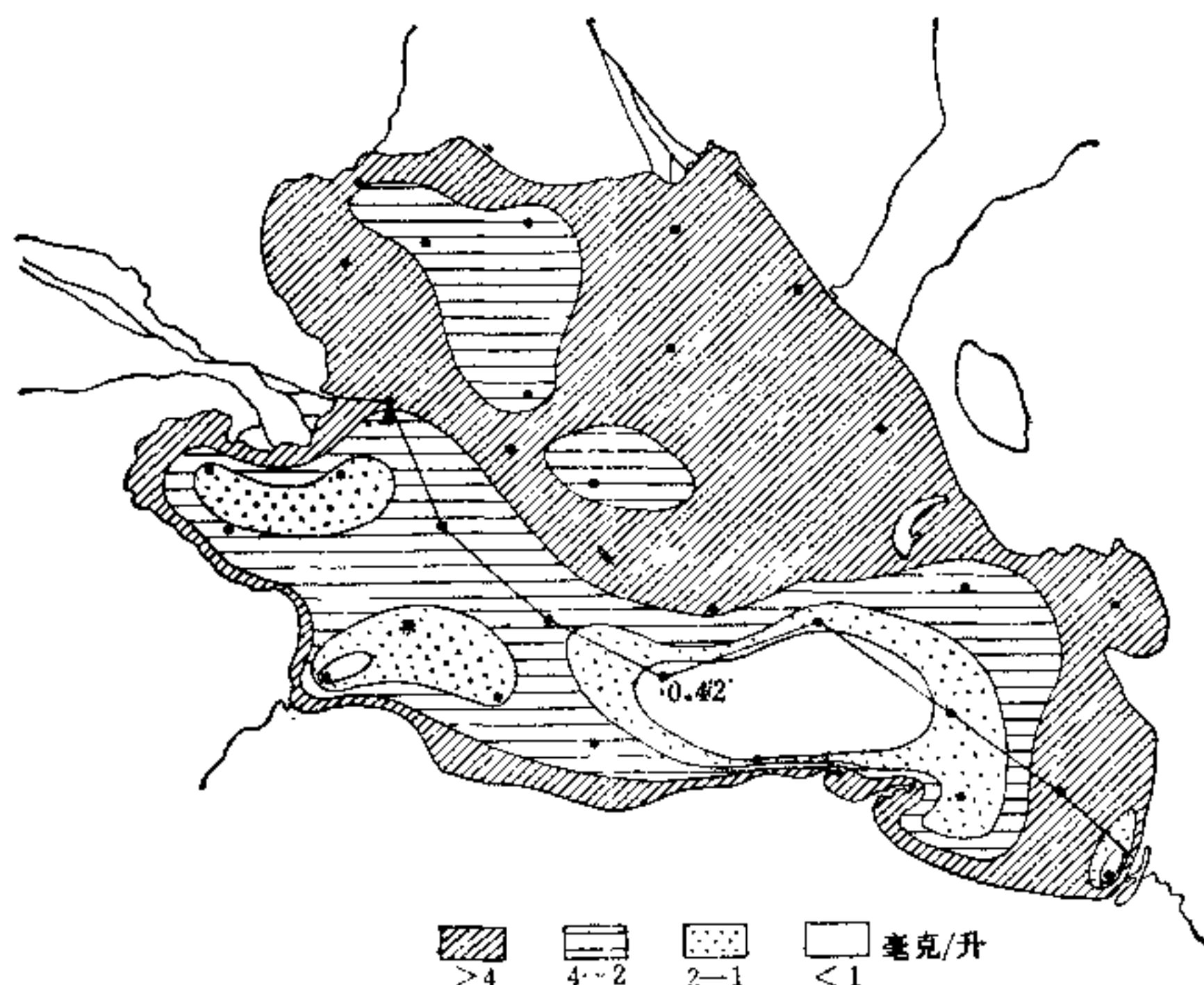


图 52A 青海湖水团溶氧量分布图
(1962.8—9)

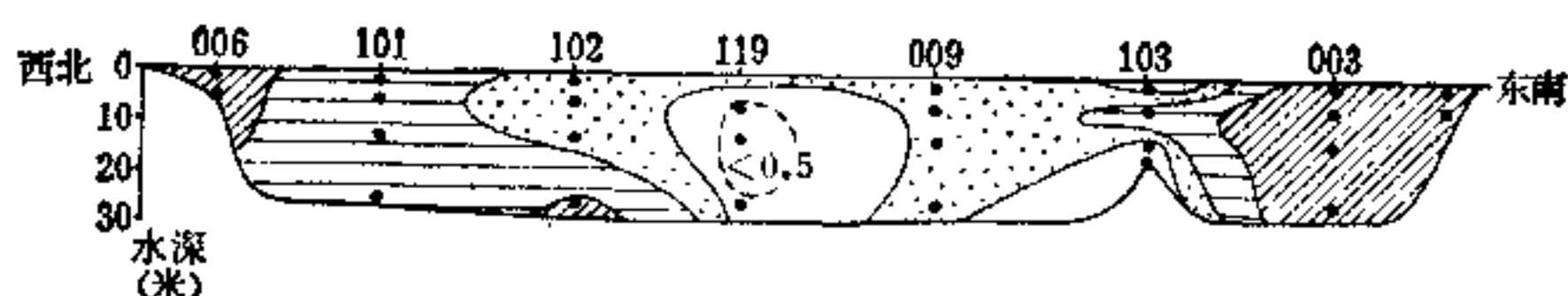


图 52B 青海湖水团溶氧量垂直剖面图

在水动力活跃的季节(1962年8—9月),31个采样点上只有15个点发现有 H_2S 。它们分布在湖中三个水区(表53及图53):一个是海心山西南至铁布卡湖湾;一个是东南湖湾附近深水区;另一个是西北部哈达湾。这三个水区,或者是湖湾、或者是主体环流尾流深水区,水动力都相对较弱。

有机质耗氧量 耗氧量是用 $KMnO_4$ 氧化水中还原性物质时所消耗的氧的数量;它基本上代表着水中有机质的含量。

青海湖水耗氧量在水动力活跃的夏秋季低,变化于0.17—3.26毫克/升之间;平均为0.75—1.16毫克/升;而在水动力相对稳定的冬春季节,高达0.7—7.44毫克/升,平均为1.57—4.53毫克/升。

耗氧量在水团中的分布(图54)与溶氧量相反:北部低,南部高,在水团滞静的东南湖湾最高。看来,在迳流补给强、水动力活跃的北部水区,含氧丰富,还原性物质易被氧化

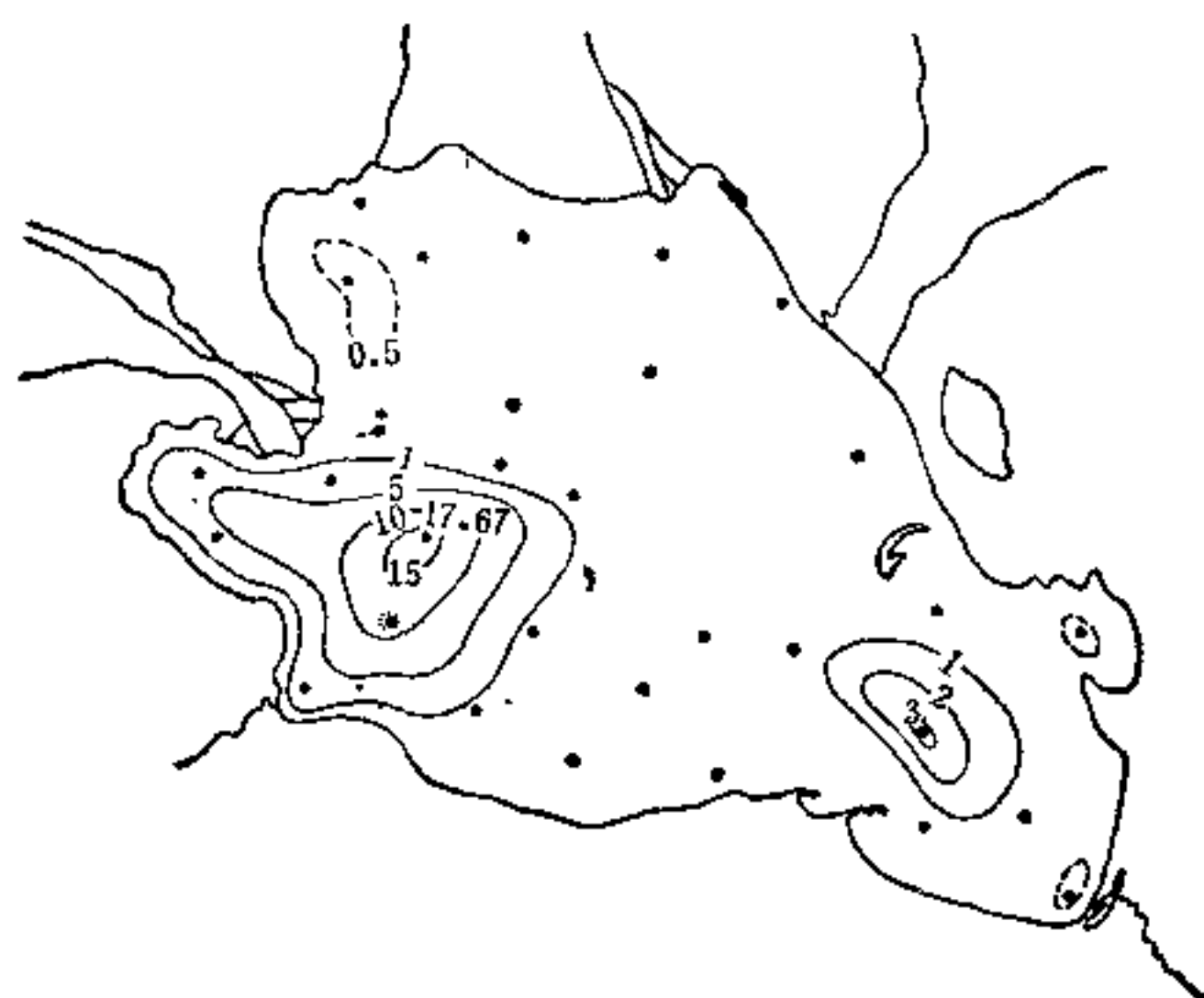


图 53 青海湖底水 H_2S 分布等值线(毫克/升)图
(1962.8—9)

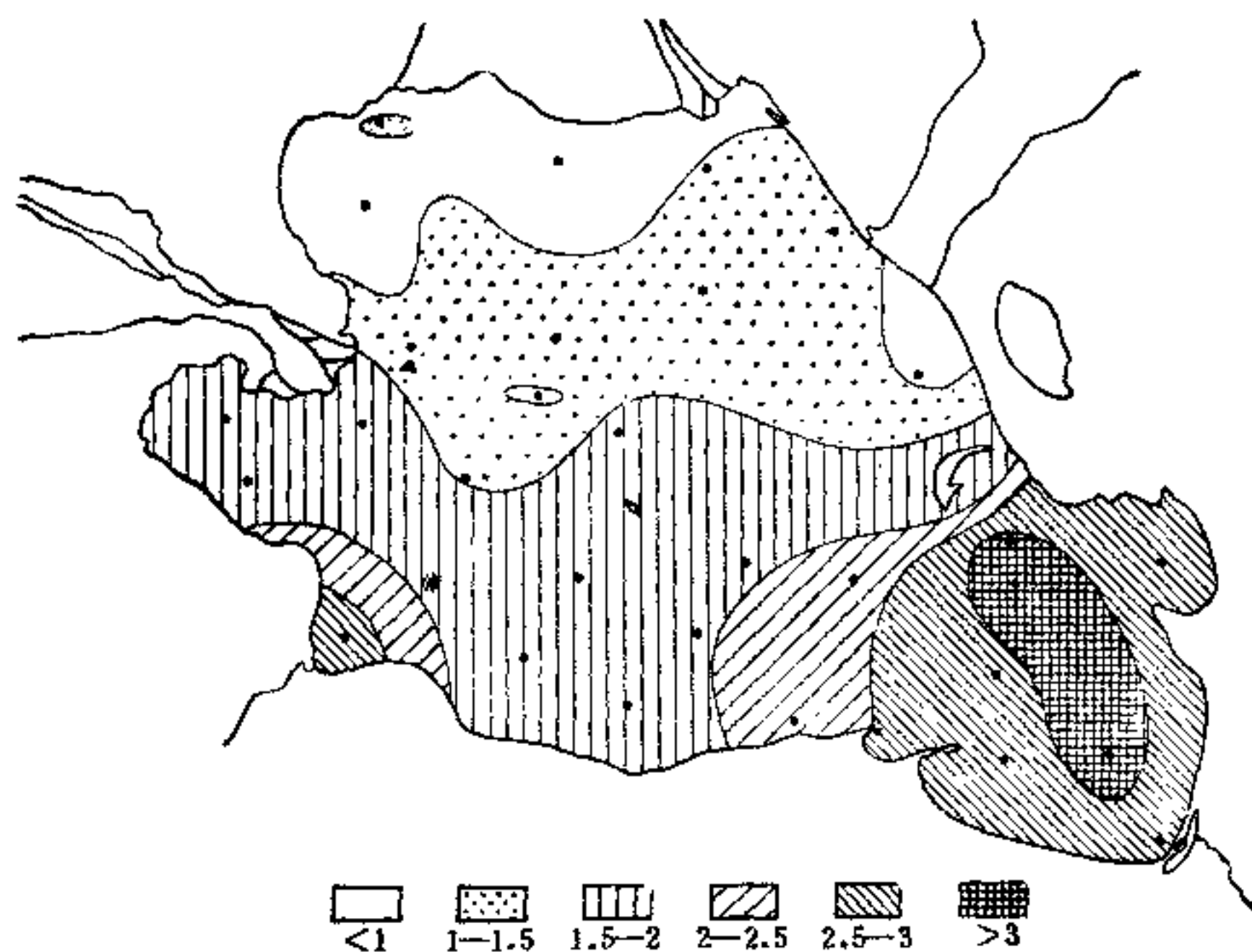


图 54 青海湖水团耗氧量(毫克/升)分布图
(1962.8—9)

而损耗,使水中耗氧量减少,这就出现了青海湖水团中耗氧量北低南高的局面;南部水团较为稳定,而水生生物更为繁茂(见第三章),自然也是其中耗氧量高的另一原因。

氧化还原电位(Eh)值 湖水的Eh值是它的氧化还原性的直接标志。1962年8—9月,我们测定了湖区南部湖水的Eh值(表52及图55),它变动于+211.5毫伏至+667毫伏之间。变化的总趋势是:自西向东,自边缘向中部,随着水动力稳定性的增高,水团Eh

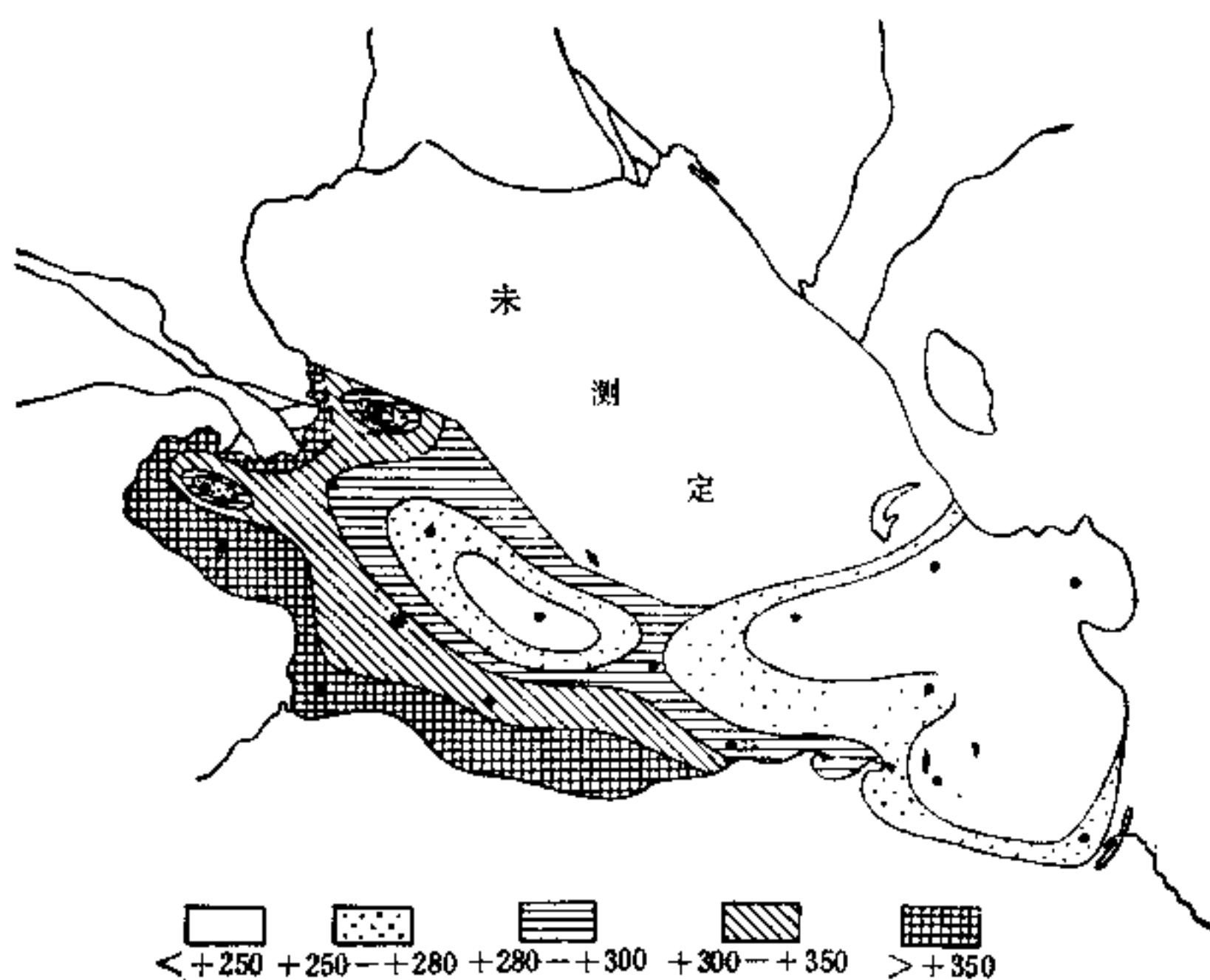


图 55 青海湖南部水团 Eh 值(毫伏)的平面变化
(1962.8—9)

值逐渐降低;它的低值带恰在水流停滞的海心山西南主体环流中心深水区以及东南湖湾;两者之间有一相对高值带,它的位置正是在主湖流线向南转折通过的地方。

低价铁 (Fe^{++}) 湖水含氧, Eh 为正值,但在这种氧化型水体中,也可在局部静水区存在一定量 H_2S , 并且对某些元素表现出一定的还原能力。例如, Fe 在河水中主要呈高价态(Fe^{+++})存在,入湖后,在水动力活跃的北部湖区和湖盆边缘富氧带,基本上保持高价

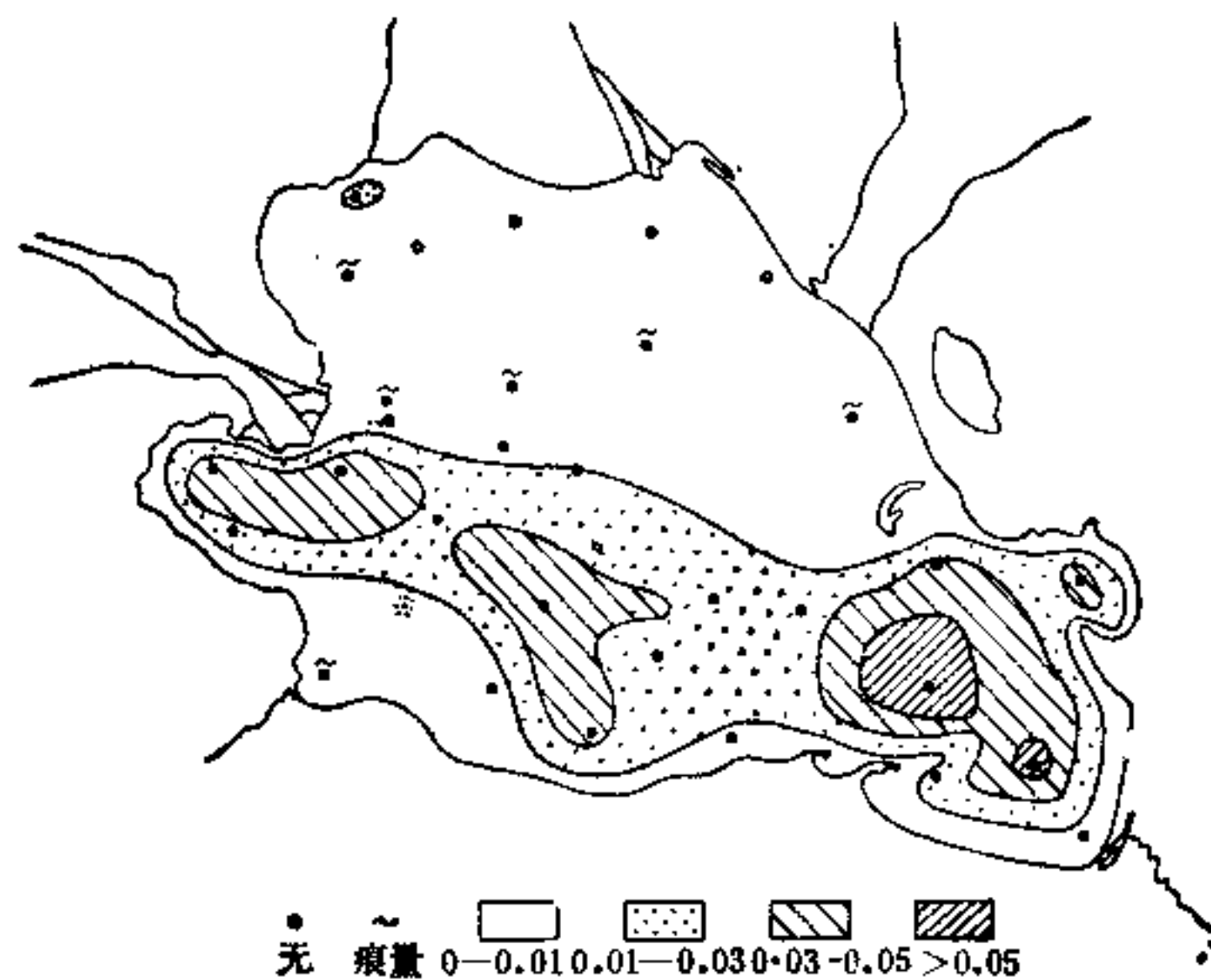


图 56 青海湖水团中 Fe^{++} 含量分布图
(1962.8—9)

状态(见图 56 及表 53),只是个别采样点中见有少量 Fe^{++} 存在(例如 016 点)。相反,在水动力相对稳定的南部湖区,则有一定量 Fe^{++} 出现,并且在东南湖湾及海心山西南深水区形成高值带,二者之间为主湖流线的向南转折所分隔。

水团中 $\text{Fe}^{++}/\text{Fe}^{+++}$ 比值的变化与 Fe^{++} 的分布基本相似(图 57)。

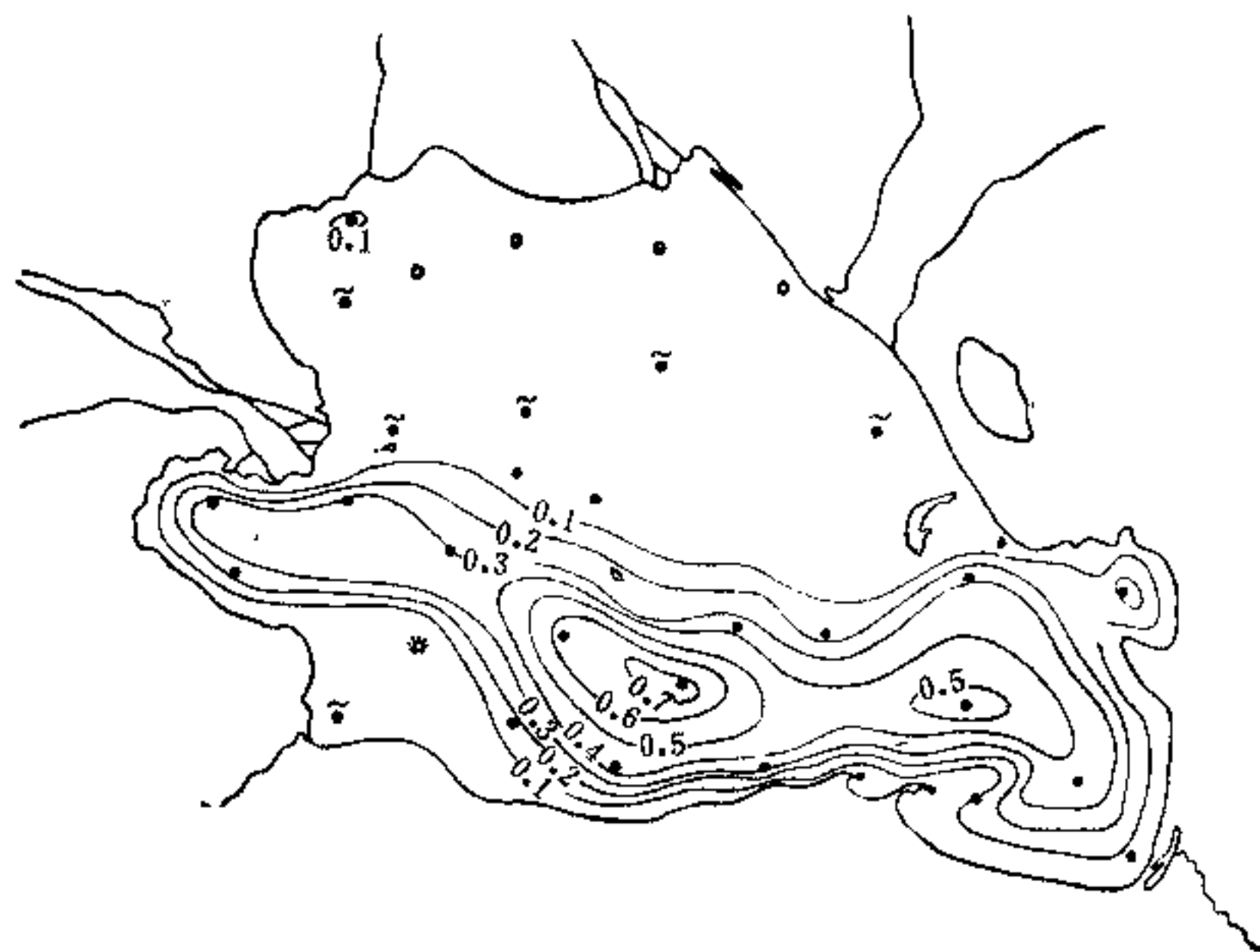


图 57 青海湖水团 $\text{Fe}^{++}/\text{Fe}^{+++}$ 等值线图

综合上述资料,可以看出:在青海湖这个面积只有 4635 平方公里的内陆湖泊中,湖水的氧化还原性也并不均一。整个水团被来自布哈河的主湖流划分为南北两部。水动力状况较为稳定的湖区南部,与北部相比,湖水的溶氧量低,耗氧量和 H_2S 高,对 Fe^{+++} 已具有一定还原能力, $\text{Fe}^{++}/\text{Fe}^{+++}$ 比值最高已达 0.75,说明南部水团的氧化性更弱。湖水动力与水团氧化还原程度之间,是如此吻合,以致主体环流的向南转折,在水团的 Eh 值、 Fe^{++} 含量、 $\text{Fe}^{++}/\text{Fe}^{+++}$ 、耗氧量和 H_2S 的分布上,都能反映出来;它把南部相对比较还原的水团,又进一步分隔为东西两个程度不同的水区。在后面的章节中,我们还会看到,这种受水动力控制的南、北水团氧化还原性的差别,对沉积物中有机质的保存和沥青化,都将产生一定的影响。

三、青海湖水动力区

为了考察湖底沉积物及其中有机质堆积和保存的水介质条件,我们根据水动力分带和湖水物理化学因子的平面分布,把青海湖水团划分为 5 个水区和 13 个小区(见表 54 及图 58):

1. 河口射流区

这是河流入湖后的直接延伸部分,大体成角锥形。因为水流速度向湖中逐渐减小,所以粗悬浮物迅速沉积,细悬浮物则被继续搬运。射流的影响范围和水深因河流能量而不

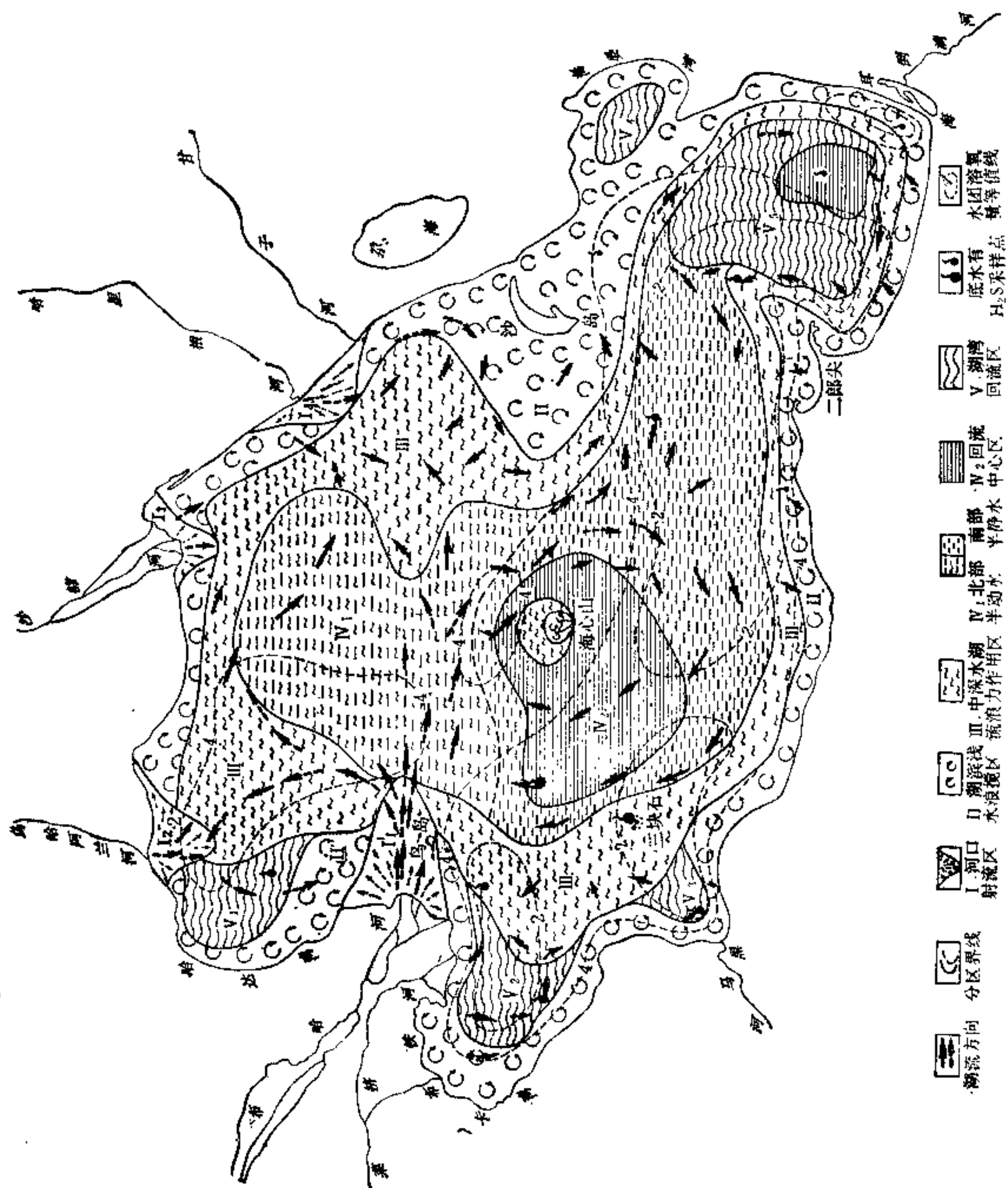


图 58 青海湖水动力分区

表 54 青海湖水解质分区

水 区	位 置	水深(米)	水 动 力				氧 化—还 原 性			
			特 点	温跃层	透明度 (米)	矿化度 (克/升)	溶氧量 (毫克/升)	H ₂ S (毫克/升)	Fe ⁺⁺ (毫克/升)	Fe ⁺⁺ /Fe ⁺⁺⁺
1. 河口射流区 (1)布哈河口射流区 (2)乌哈阿兰河口射流区 (3)沙柳河口射流区 (4)哈里根河口射流区	各河口向湖延伸部分	27 23 15 15	河水射流入湖	无	<3	<12.4	4—6	无	无或痕量	0或极小
2. 湖浅水浪扰区	湖浪浪力翻搅带 环湖浅水浪流—湖 流作用带	0—8 } 8—14 } 14	湖浪搅动湖底。浪力、回流为主	无	<3	<12.4; 东部可达13	受水温、生物耗氧等因素影响,变化复杂	无; 个别点<0.3毫克/升	0—0.03	<0.35
3. 中深水湖流—浪力作用区	环流中深水带	14—23	湖流为主。湖流、浪力影响到湖水	无	3—5.5	12.4—12.65 (东部可达13)	12.4—12.65 12.6—12.8	0—3 (个别点达12)	一般 0—0.05	<0.55
4. 深水湖流影响区 (1)北部半动水区 (2)南部半静水区	布哈河口—砂岛以北深水区 布哈河口—砂岛以南深水区	>23	正向湖流混合中上层 反向湖流混合上层 尾流混合上层	起始深度27—22米; 动水层厚—7.5米; 动水层薄	一般 4—8 一般 4.5—9.5	12.4—12.65 12.6—12.8	3—6 最小0.42	0—1 最高17.67	0—0.01 0.01—0.05	$\frac{<0.05}{<0.75}$
5. 湖湾回流区 (1)哈达湾回流区 (2)铁布卡湖湾回流区 (3)黑马河湖湾回流区 (4)海晏湾回流区 (5)东南湖湾回流区	布哈河三角洲北侧 布哈河三角洲南侧 湖盆西南部 湖盆东部 湖盆东南部	<15 >23	湖流尾流形成回流; 分别受乌哈阿兰河、柴沟河、黑河补给的影响。 无河流影响 无河流影响	无 起始深度23—13米	<3 4—8	12.4 12.3 12.6 13 12.7—13.2	5 2± 0.85 5 一般1—2	1 2—4.7 2.8 0.55 0—0.6	痕量 0.02—0.04 痕量 0.05 最高0.054	极小 0.2—0.3 极小 0.4 最高0.37

同,布哈河射流的影响水深可达27米。这一水区的特点是:水团混合,无温跃层;透明度 <3 米;因为河水淡而富氧,射流区的矿化度 <12.4 克/升;溶氧量为4—6毫克/升;无 H_2S ;有 Fe^{+++} ,无 Fe^{++} 。

根据河口位置和各种因子的变化,又可把本区进一步分出:

- (1) 布哈河口射流区;
- (2) 乌哈阿兰河口射流区;
- (3) 沙柳河口射流区;
- (4) 哈里根河口射流区。

2. 湖滨浅水浪扰区

这一水区环湖分布,宽度取决于湖浪强度。水深0—14米。其中,0—8米为浪力翻搅带,质量小于浪力能量的碎屑质点,在这里不能静置下来,不断被湖浪搅起带走;8—14米为环湖浅水浪流-湖流作用带,水动力以浪力和回返浪流为主,湖流也起一定作用。这一水区的特点是:水团混合,无温跃层;透明度 <3 米,矿化度一般 <12.4 克/升,但在蒸发强、补给弱的东部水区,也可高达13克/升;底水一般无 H_2S ,个别点上也不超过0.3毫克/升; Fe^{++} 为0—0.03毫克/升, $Fe^{++}/Fe^{+++}<0.35$ 。这是湖中氧化作用较强的水区。

3. 中深水湖流-浪力作用区

呈环带状分布于浪扰区内侧,水深14—23米。水动力以平面流动的湖流为主,湖流可以影响到底水。这一水区的特点是:水团仍被混合,无温跃层;透明度中等,3—5.5米;矿化度随补给蒸发的不同,变化于12.4—12.65克/升之间;溶氧量为1—2毫克/升,在局部水动力活跃区上,也可达5毫克/升;底水 H_2S 变化于0—3毫克/升(个别点可达12毫克/升); Fe^{++} 为0—0.05毫克/升; Fe^{++}/Fe^{+++} 高达0.5。这是青海湖中氧化程度中等的水区。

4. 深水湖流影响区

水深 >23 米。这里的中、上水层仍受浪力和湖流的影响,而在底水中,这种影响或者消失,或者十分微弱,水团的垂直分层开始出现,细悬浮物被带到这里大量聚集沉积。这一水区的特点是:有温跃层,透明度高,依湖水物理化学性质,可以明显地划分为南、北两个水区:

(1) 北部半动水区:它受来自布哈河的正向主湖流以及北部诸河入注的影响,水团仍较活动,温跃层深,动水层厚,变化于27—22米之间;透明度最高为5—8米,高值区范围小;矿化度较低,变化于12.4—12.65毫克/升;溶氧量较高,变化于3—6毫克/升。局部底水中有 H_2S ,含量 <1 毫克/升; Fe^{++} 含量为0—0.01毫克/升; Fe^{++}/Fe^{+++} 为0—0.05。

(2) 南部半静水区:这里是主湖流向东受阻后,反向流动形成环流,或是它的尾流水区,水力衰减,水团稳定,温跃层浅;在主体环流中心区,动水层厚度只有8—14米;透明度最高达9.5米, >5 米的高透明度区占据面积一半以上;矿化度高达12.6—12.8克/升;溶氧量低,一般为1—3毫克/升,最低只有0.42毫克/升;底水 H_2S 最高可达17.67毫克/升; Fe^{++} 含量高,变化于0.01—0.05之间; Fe^{++}/Fe^{+++} 为0.17—0.75。这是青海湖中氧化程

度最弱的水区。

5. 湖湾回流区

湖流受半封闭湖湾地形的限制,不能畅通,形成湖湾回流。这里的湖水运动一般比较滞静,细悬浮物往往被带到回流中心沉积。青海湖中共可划出五个湖湾回流区,它们是:

- (1) 哈达湾回流区;
- (2) 铁布卡湖湾回流区;
- (3) 黑马河湖湾回流区;
- (4) 海晏湾回流区;
- (5) 东南湖湾回流区。

由于各湖湾的所在位置、受河口影响的程度、以及补给、蒸发强弱都不相同,则它们的水团物理化学状况也有很大差异(见表 54)。其中,东南湖湾水深大于 23 米,无河流补给,距布哈河又最远,湖流到了这里,力量大大减弱,所以水动力状况稳定,温跃层浅,动水层厚度一般只有 13—19 米,矿化度、透明度、 $\text{Fe}^{++}/\text{Fe}^{+++}$ 均高,有 H_2S , 是青海湖中氧化程度较弱的水区。其它几个湖湾的水深都小于 15 米,所以无温跃层,透明度也低(普遍小于 3 米);但是,与同等深度的水区比较,它们的水动力状况相对更为稳定,因此水团的氧化程度普遍偏低。总的来说,东部两个湖湾与西部三个湖湾相比,氧化性更弱。

* * *

通过以上的研究、划分和比较,可以看出:一个内陆湖泊的深水拗陷区和湖湾,往往是它的回流中心,水动力状况最稳定,水团氧化性最弱,特别有利于水中有机质的堆积和保存。相反,在河口射流区和浅水浪扰区,水动力强,水团混合度大,氧化程度高,天然水动力机械分选作用不断地进行着,这里是良好储油砂体形成的地区。

第五章 湖底沉积物

1962 年湖泊考察期间,我们以 32 个水化学采样点为基础,采用网格布点法加密至 111 个点,进行了湖底沉积物的采样分析(见图 59)。其中均匀分布于全湖的 17 个基准点,是用艾克曼采样器钻取的,淤泥柱深 1 米左右,自上而下分了 4 层,现场观察记录并取样分析。其余 94 个样品是用彼得森采泥器挖取的,采样深度 20 厘米。对沉积物样品进行了粒度分析(63 个样品)、重矿物分析(35 个样品)、粘土矿物鉴定(17 个,包括河口样品)、碳酸盐含量测定(29 个样品)和元素地球化学分析(77 个样品)。

沉积物的形成

一、现代沉积作用的主要特点

1. 处于从碎屑沉积向化学沉积的过渡阶段

青海湖底淤泥⁽¹⁾的平均化学成分如下:

SiO ₂ ——35.66%	K ₂ O—— 1.93%
Al ₂ O ₃ —— 9.71%	Na ₂ O—— 1.70%
TiO ₂ —— 0.43%	有机碳—— 2.29%
Fe ₂ O ₃ —— 3.69%	CO ₂ ——14.17%
FeO—— 1.44%	P ₂ O ₅ —— 0.11%
MnO ₂ —— 0.103%	S—— 0.46%
CaO——20.20%	Cl—— 0.68%
MgO—— 2.98%	H ₂ O—— 1±%

表 55 青海湖底淤泥沉积物与各类沉积岩化学成分的比较

岩石类型	主 要 氧 化 物 %						
	SiO ₂	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CO ₂
砂 岩	78.31	5.50	1.16	4.76	1.08	1.30	5.04
粘 土 岩	58.11	3.10	2.44	15.04	4.02	2.45	2.63
青海湖淤泥	35.66	20.20	2.98	9.71	3.69	1.44	14.17
泥 灰 岩	8.02—53.32	18.18—50.44	0.26—1.96	1.52—9.92	0.44—3.30	0.44	/
灰 岩	5.19	42.51	7.87	0.51	0.54		43.54

从表 55 的比较中可以看出,青海湖淤泥的特点是:

(1) <0.01 毫米的泥质粒级含量超过 25% 的沉积物,统称淤泥,见图 62。下同。

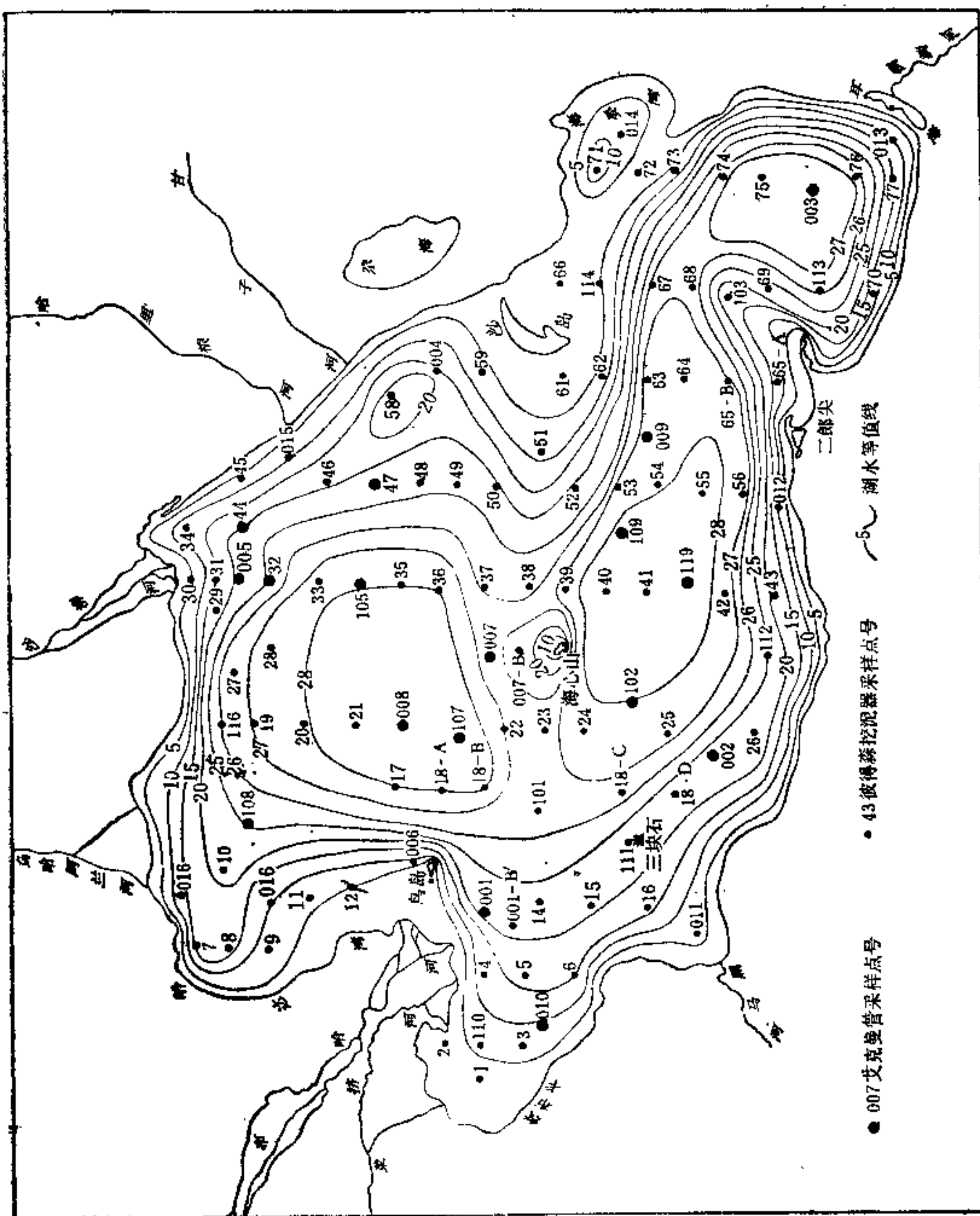


图 59 青海湖底沉积物采样点分布图

(1) SiO_2 的含量比碎屑岩低, Al_2O_3 的含量比砂岩高, 比粘土岩低, 都相当于泥灰岩的含量;

(2) CaO 的含量远超过碎屑岩, 也达到了泥灰岩的水平;

(3) MgO 的含量不但超过了碎屑岩, 而且高于泥灰岩的一般值。

可见, 青海湖底淤泥正处于从碎屑沉积向化学沉积的过渡阶段, 其化学成分已接近于泥灰岩, 并且出现弱白云质化现象。

2. 沉积速度较大

青海湖补给面积与湖面积之比为 7.5, 与世界上某些大型湖泊相比, 它的沉积物补给来源比较丰富。按青 4 孔全新世厚度 (12.6 米) 粗略计算, 青海湖近代沉积速度为 1.2 毫米/年, 比里海和黑海都大。

3. 湖水动力分带明显

湖水动力的研究 (见第四章) 表明, 青海湖中可划分出 4 个水动力带、13 个水区。其中, 特别是从西部入湖的布哈河主流水道带来大量泥砂, 自西而东在湖盆中部形成主湖流, 在南、北两个深水区形成环流, 在湖湾地区形成次一级回流, 它对湖底沉积物的形成, 影响最大。湖区水系发育不对称, 西部和北部河流多, 碎屑物质的补给更为丰富; 强劲的西风和西北风把大量风砂带入湖盆东部; 局部湖底还有泉水涌出。所有这些, 对于沉积物的分异, 都有重要的作用。

二、碎屑沉积物

1. 湖底沉积物的类型和分布

青海湖底不同粒级碎屑物质的分布, 见图 60、61、62。

考虑到沉积物中含 16—40% 的碳酸盐, 我们根据以下两个原则, 把沉积物划分为不同类型:

第一, 按常规的三角图分类法, 以砂 (粒径 > 0.1 毫米)、粉砂 (0.1—0.01 毫米) 和泥质 (< 0.01 毫米) 粒级为三个端点; 考虑到泥质粒级对沉积物性质影响较大, 放在上顶角, 并以四分法进一步划分出不同类型的沉积物 (图 63)。

第二, 碳酸盐含量作为次要成分参加沉积物分类及命名: 含量在 10—30% 为弱灰质; 30—50% 为灰质。

由于青海湖生物沉积作用不很发育, 尚未达到影响沉积物性质的程度, 故划分时未加考虑。

青海湖底沉积共可分为 9 种: (1) 砾石; (2) 弱灰质砂; (3) 弱灰质粉砂; (4) 弱灰质泥质粉砂; (5) 弱灰质粉砂质淤泥; (6) 灰质粉砂质淤泥; (7) 灰质粘土淤泥; (8) 弱灰质鲕状砂; (9) 石灰华。现分述如下:

砾石 一般呈半圆至半棱角状, 颜色和成分依湖周母岩而不同。湖盆西北部砾石成分为灰色、灰黑色及紫红色石英岩; 湖盆西南及三块石周围砾石成分为灰白色及灰色石灰岩; 而在海心山周围及湖盆东南缘则以花岗岩的砾石为主。在二郎尖、哈里根河口及鸟

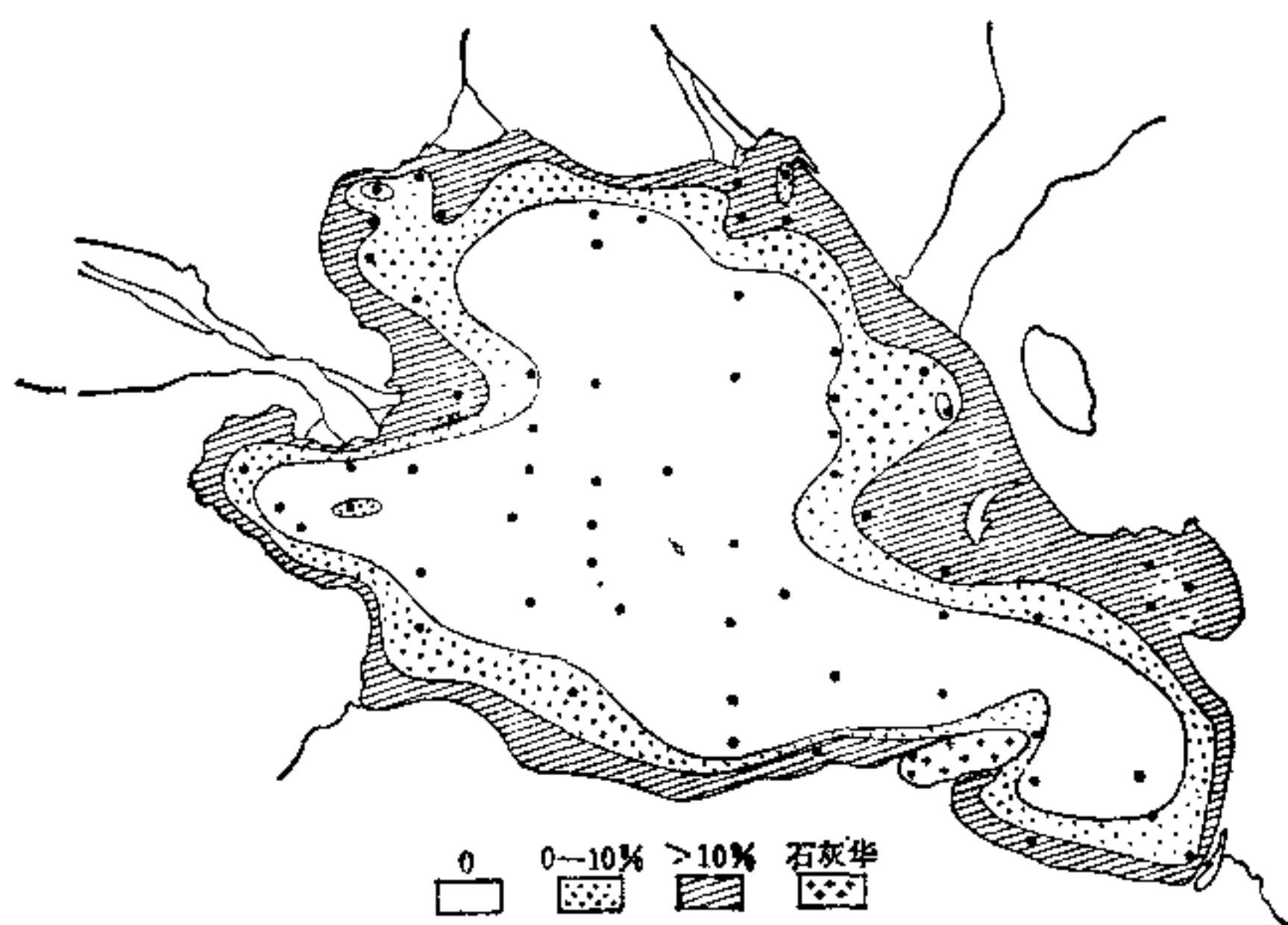


图 60 青海湖底沉积物中砂 (>0.1 毫米) 粒级的分布

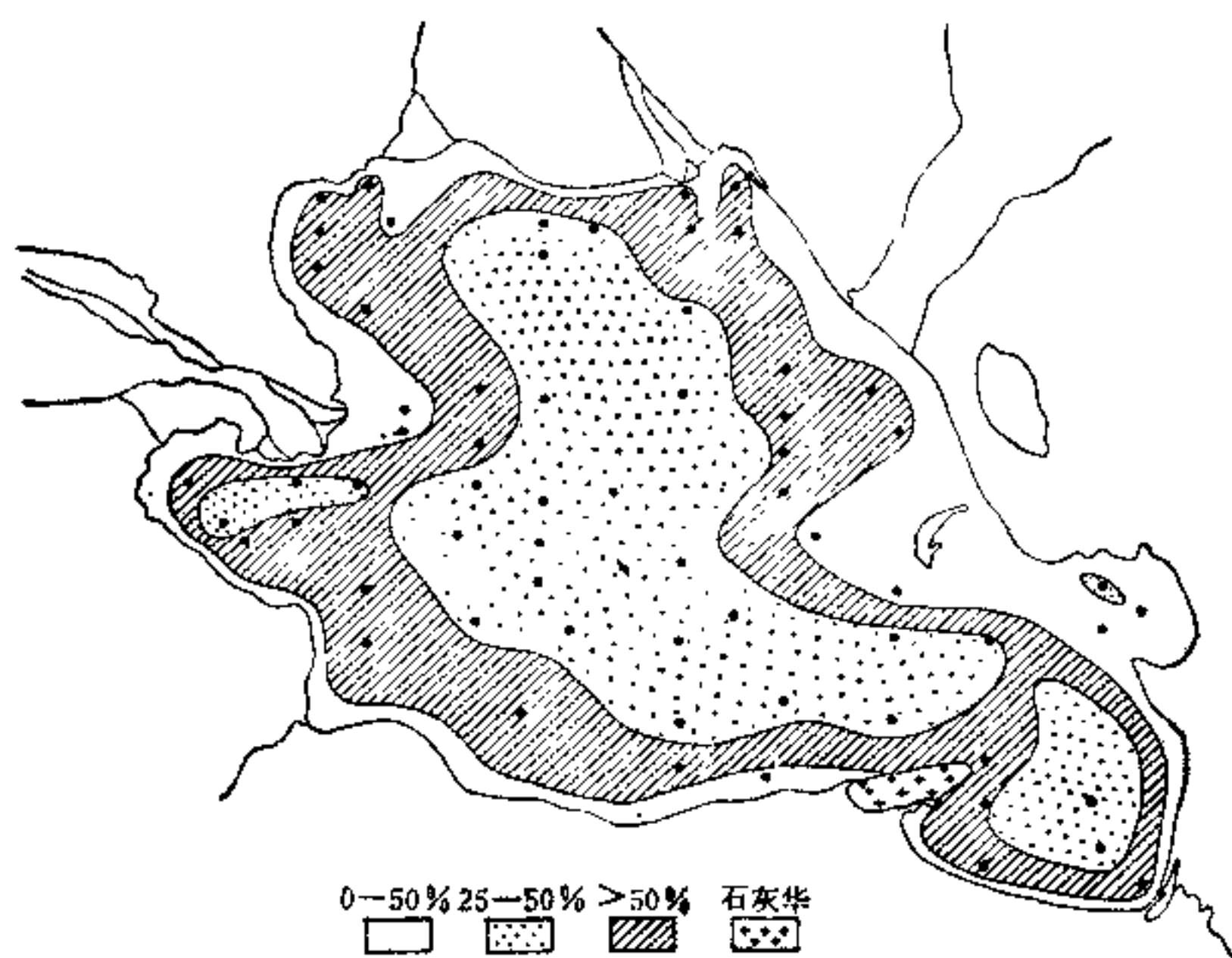


图 61 青海湖底沉积物中粉砂 (0.1—0.01 毫米) 粒级的分布

岛岸边可见砾石被钙质胶结成块,最大可达半米以上(照片 50)。砾石在湖盆边缘零星分布,水深一般不超过 5 米。

弱灰质砂、弱灰质粉砂 颜色为灰黄、灰绿、灰黑色,颗粒磨圆度好;粉砂中常混有泥质,有时含大量刚毛藻及介形虫。它们分布于岸边至 5—8 米的水深带内。

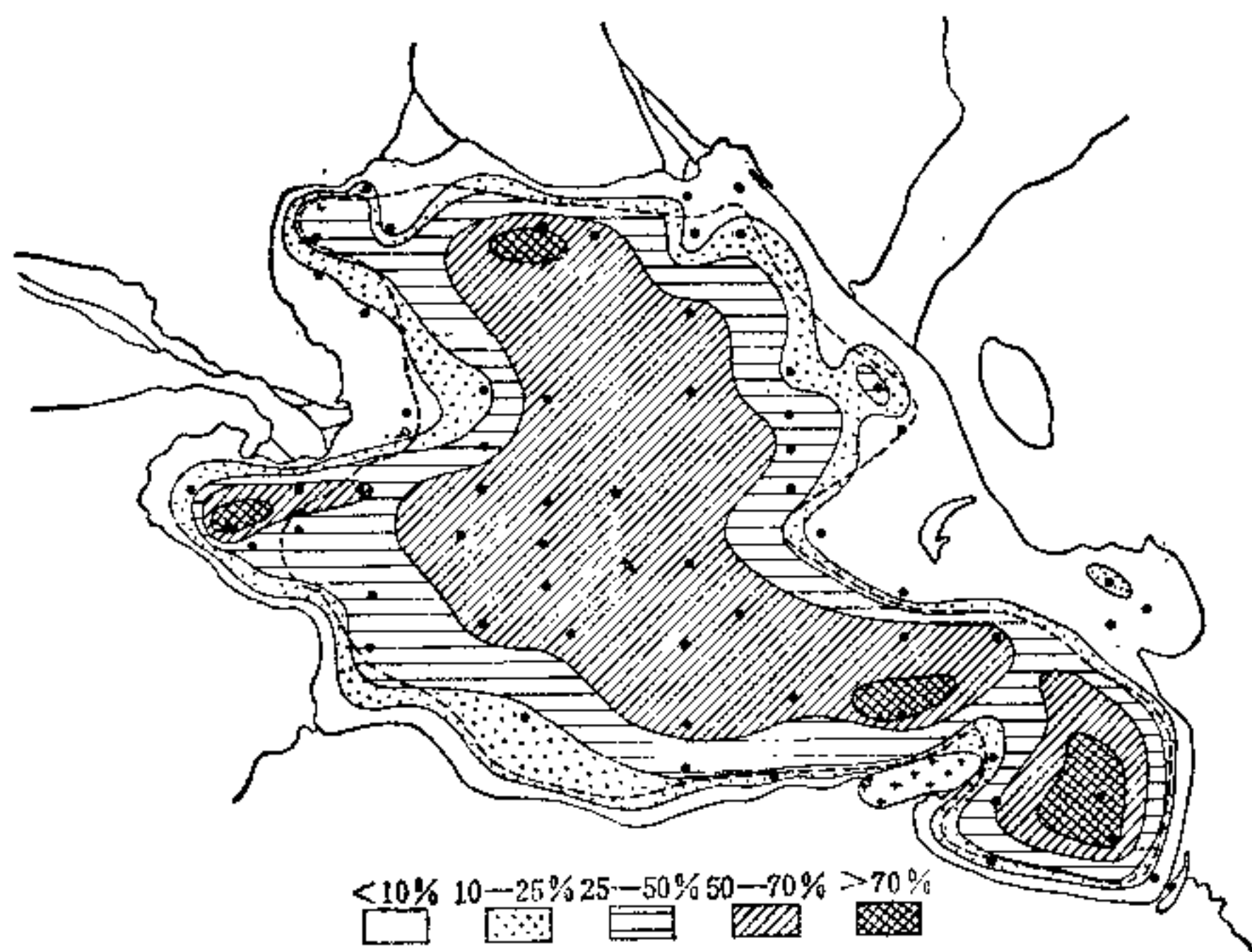


图 62 青海湖底沉积物中泥质 (<0.01 毫米) 粒级的分布
(虚线为 15 米水深线)

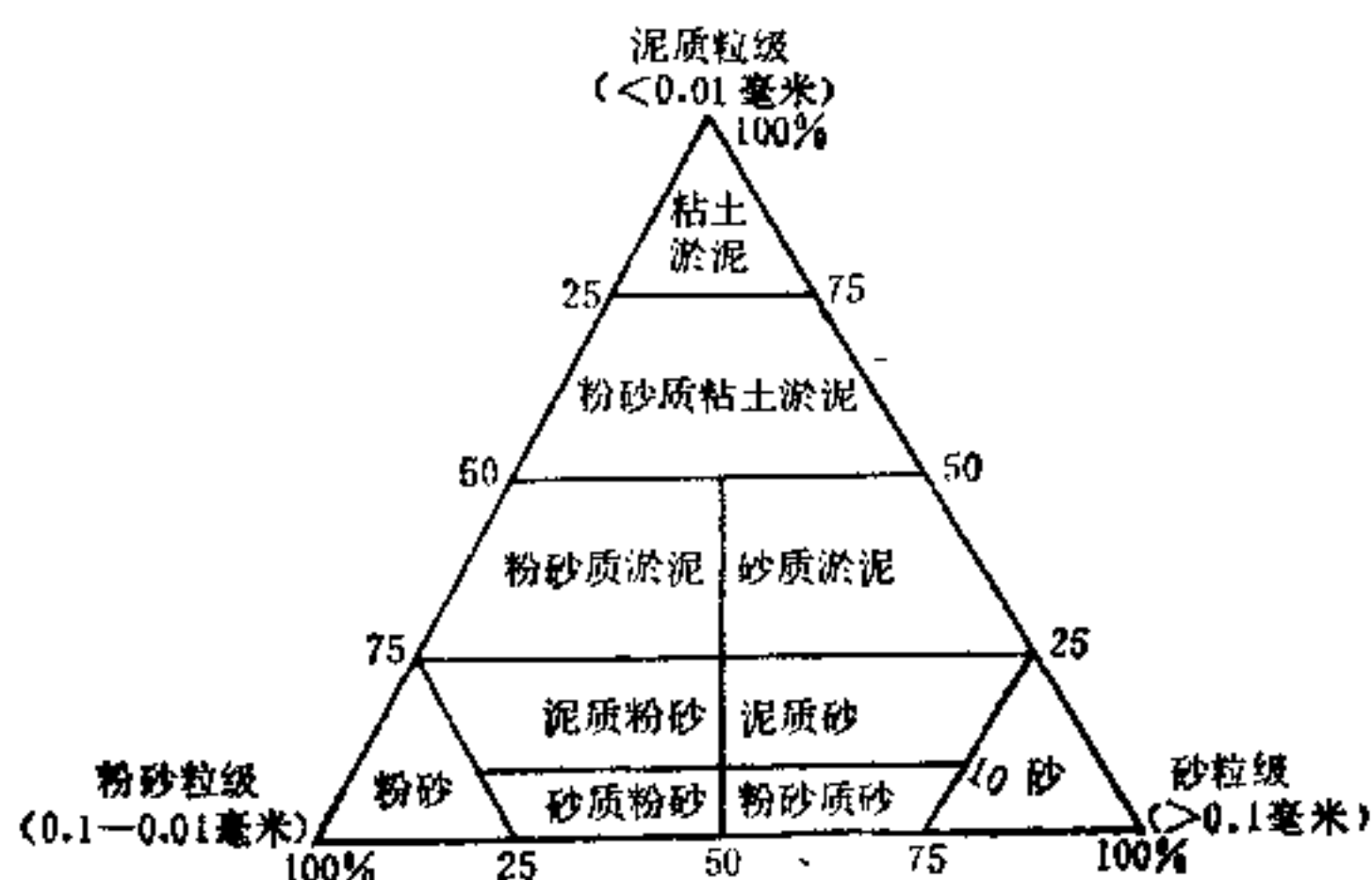


图 63 沉积物类型命名三角图

弱灰质泥质粉砂 湿色为灰色，粘性小，含较多的刚毛藻及介形虫介壳；微有 H_2S 味；未被胶结；在沉积物的表层有 2—3 厘米厚的灰黄色氧化薄层。它们一般分布在小于 15 米的浅水带内。

弱灰质粉砂质淤泥 湿色以灰黑色为主，粘性较大，似半胶凝状；有浓的 H_2S 味；含少量刚毛藻及介形虫，有时可见腐烂的植物残体；在沉积物表层有一层厚 2—3 厘米的灰黄色氧化胶状薄层。一般分布于 15—25 米的半深水区。

灰质粉砂质粘土淤泥及灰质粘土淤泥 湿色主要为黑色，粘性极大，成胶凝状，具极浓的 H_2S 臭味；很少有刚毛藻及介形虫；表层也有一层淡黄色胶状薄层；分布在大于 25

米的深水区内。

弱灰质鲕状砂 湿色为灰黑色,干后成灰白色,粒级属中到细砂,呈圆至半圆形;鲕的核心为石英、长石等碎屑矿物,外壳由霏石及泥质混合物组成。壳一般较薄,故鲕粒不甚明显(照片 51)。鲕状砂主要分布于沙岛附近的浅水带。

石灰华 淡黄色,质地坚硬,表面具瘤状构造,有小气孔(照片 52)。它的纵断面有不平整的微细层理;底面凹凸不平,显然在沉积时受湖底地形所控制。薄片在显微镜下观察,见有由微细纹理组成的同心构造,物质组成主要为碳酸盐及泥质混合物;碳酸盐染色后证实为霏石。霏石可分为微粒状(1 微米)及长柱状(6—8 微米)两种,它们围绕残存的不规则孔洞及圆形小孔的内壁生长完好。霏石晶体可集合而成放射状晶簇,清晰可见。石灰华只分布于湖盆东半部,以东南湖湾二郎尖一带最为发育,组成水底暗礁,从湖底突出;东北部只有零星分布,且厚度较薄,不及 10 厘米。

各种类型沉积物的分布特点见图 64。从图中可以看出内陆湖泊碎屑沉积的一般规律:

(1) 碎屑物质边缘粗、中部细;河口粗、湖湾细;按沉积分异作用呈环带状展布于整个湖底。

(2) 环带的宽度受湖水动力条件及湖底地形的控制。

(3) 青海湖底沉积物以含泥量大于 25% 的淤泥为主,分布面积为 2780 平方公里,占

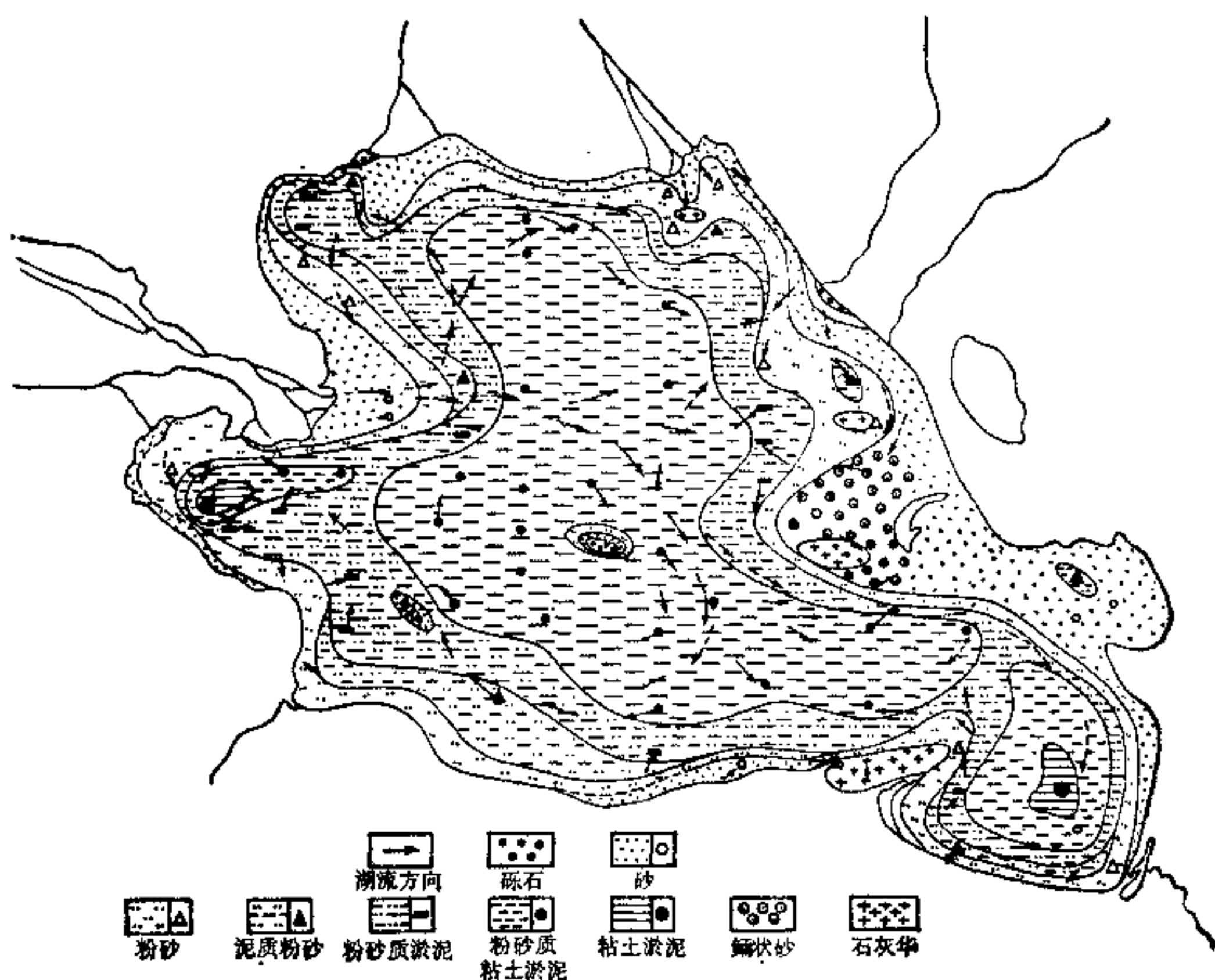


图 64 青海湖底各种类型沉积物分布图
(以后各图的有关图例都按本图)

湖底面积 60%，在水动力状况更为稳定的湖盆南部，淤泥沉积区更大。砂的分布面积为 855 平方公里；粉砂为 1000 平方公里，共 1855 平方公里，占湖底面积的 40%；它们的沉积区往往发育在河口和东部风砂堆积带上。

2. 应用中径、分选度和歪度分析沉积水动力

因为青海湖的水动力状况是实测的，我们就有可能利用沉积物的粒度分析资料、主要是中径 (Md)、分选系数 (S_o) 和歪度 (S_k) 的有关图式，来分析沉积水动力作用，并为古代内陆水盆的研究，提供一个参考。

应该说明的是：本书粒度分析参数仅按四分法在粒级重量百分数累计曲线上求取，因此，当沉积物的泥质粒级含量大于 50% 时， $Md < 0.01$ 毫米，在我们的资料中， S_o 和 S_k 不能从累计曲线上求取，所以，在水深大于 25 米的粉砂质粘土淤泥分布区，沉积水动力的特点，只能用泥质含量的多寡来分析。从图 62 中可以看出：青海湖中含泥量高达 70% 以上的沉积物，似与：(1) 湖流方向发生明显转折(例如 39、116、19 号采样点)；(2) 正向湖流与反向回流相遇(例如 65_B、101 号点)；(3) 湖湾(例如 3 号点)等处有关。这里湖流的能量迅速减弱，泥质粒级得以大量沉积下来。

青海湖中砂、粉砂和粉砂质淤泥的粒度分析资料见表 56、图 65、68、69。总的来说， Md 、 S_o 和 S_k 的分布与不同类型沉积物相对应，呈环带状； Md 和 S_o 从边缘向中部减小，

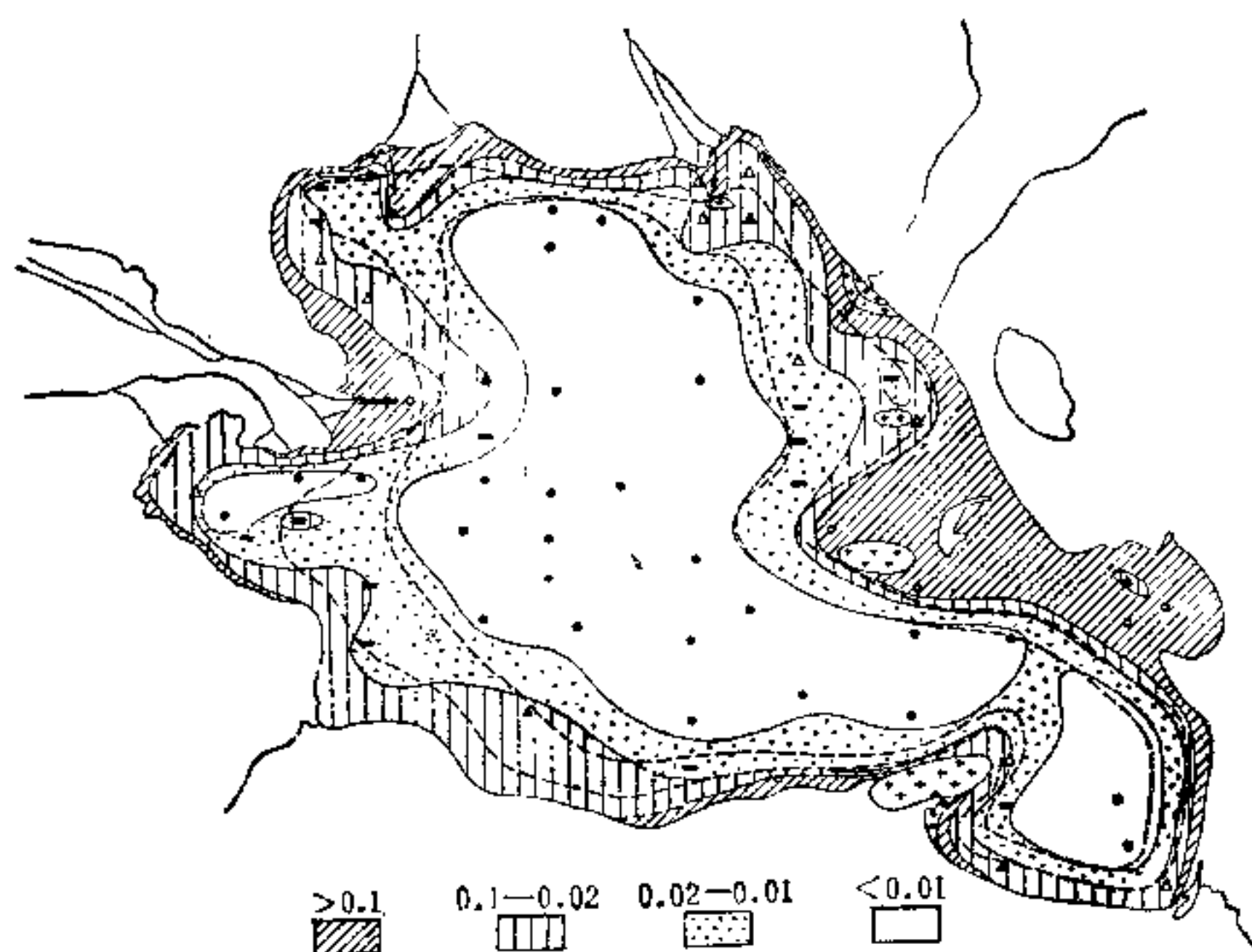


图 65 青海湖底沉积物中径 (Md) 分区图
(图中虚线分别为 15 米及 25 米水深线)

1) Md 、 S_o 和 S_k 是从沉积物粒级重量百分数累计曲线上求取的。其中， Md 相当于累计重量为 50% 的粒径；

$$S_o = \sqrt{\frac{Q_1}{Q_3}}; S_k = \frac{Q_1 \times Q_3}{Md^2}; Q_1 \text{ 和 } Q_3 \text{ 分别相应于累计重量为 25\% 和 75\% 的粒径。}$$

表 56 青海湖底砂、粉砂、

采样点号	水深(米)	粒 级 (毫 米) 重 量 %					
		>0.5	0.5—0.25	0.25—0.1	0.1—0.05	0.05—0.01	<0.01
砂							
006	5.8	91.4182	7.8270	0.0656	0.0160		0.6732
012	10.6	4.7660	23.7710	24.8603	16.8353	12.2270	17.5403
014	5.5	0.5474	9.9526	72.1184	14.8036	0.5294	2.0486
10	21.5	0.3736	10.1160	78.2594	6.4592	0.7530	4.0432
13	15±	1.5538	12.1060	79.1632	6.2582	0.4380	0.4808
51	7.0	1.1798	47.3210	48.9108	0.9922	0.8940	0.7022
62	5.5	2.6004	61.2274	34.7977	0.6846	0.3686	0.3214
72	1.7	0	19.9404	72.2580	5.7184	1.0042	1.0790
粉							
004	15.0	0	0	0	10.1175	85.2970	4.5855
005	21.5	0.0578	0.1272	36.6948	51.7512	8.9682	2.4008
013	12.7	0.1098	0.0344	0.2754	99.1234		0.4570
1	3.4	0	0	2.6306	43.2824	36.7500	17.3370
9	7.0	0	0	1.2773	9.1343	81.0883	8.5000
11	8.5	0	0	6.0264	42.7564	45.0132	6.2040
30	3.5	0.0200	0.3790	12.2663	25.7603	52.3467	9.2277
34	12.5	0	0.5232	2.9490	30.2464	63.0736	3.2078
47	20.6	0	0	0	0.0683	85.5353	14.3963
69	23.0	2.6873	1.1150	0.1053	2.7063	74.9027	18.4833
泥 质							
002	22.9	1.2935	3.3185	4.5190	22.1905	48.8475	19.8310
016	13.8	0.1050	0.3295	0.5015	13.9110	62.2450	22.9080
17	28.0	0.1373	0.4053	0.2573	7.5383	68.9097	22.7520
44	20.2	0	0	13.3844	30.2804	37.8716	18.4636
70	12.9	2.1329	9.6093	7.1230	9.9630	58.6713	12.5000
71	14.2	0	8.9477	25.7433	10.5207	37.1020	17.6860
粉 砂 质							
010	8.0	0	0	0	0.0380	67.4676	32.4943
5	15.5	0	0	7.1114	36.7594	19.6892	36.4400
8	16.0	0	0	11.4388	33.4100	19.3708	35.7804
15	22.2	0	0	0	22.2117	48.7597	29.0286
16	17.3	0	0.0227	0.5987	4.9313	64.9863	29.4610
43	19.2	0	0	0	3.6480	68.4703	27.8817
58	22.0	0	0	1.4973	14.2203	54.0493	30.2330

* 还有 4 个粉砂质淤泥点,含泥量已近 50%, 中径在 0.01 毫米左右, S_0 及 S_k 不能求取,未列入。

粉砂质淤泥的粒度分析

中径 M_d	分选系数 S_s	歪度 S_k	沉 积 物	位 置
0.77	1.21	0.95	深灰黑色砂	布哈河口
0.12	3.05	0.54	灰色泥质砂	湖南缘浅水带
0.15	1.35	0.98	灰色砂	海晏湾
0.16	1.31	0.96	黑色砂	乌哈阿兰河口
0.17	1.30	0.99	细 砂	布哈河口
0.25	1.33	0.92	黑色砂	沙岛以西
0.28	1.27	0.95	灰绿色砂	沙岛以南
0.16	1.34	1.09	灰黑色砂	海晏湾口
砂				
0.026	1.50	0.95	细粉砂	沙岛以北
0.083	1.40	1.06	灰黑色砂质粉砂	沙柳河口
0.031	1.67	1.05	粉砂	东南湖湾浅水带
0.046	2.02	0.50	灰色粉砂	铁布卡湖湾
0.025	1.52	0.95	灰色粉砂	哈达湾
0.048	1.67	0.76	灰黄色砂质粉砂	哈达湾
0.039	1.93	0.89	灰绿色砂质粉砂	沙柳河口西侧
0.040	1.47	0.91	黑色粉砂	沙柳河口东侧
0.019	1.58	1.00	黑灰色粉砂	哈里根河口前缘
0.020	1.68	1.00	黑色粉砂	二郎尖东北
粉 砂				
0.028	2.16	0.84	黄灰黑色泥质粉砂	湖南部中深水带
0.021	1.86	0.95	蓝灰色泥质粉砂	乌哈阿兰河口西侧
0.020	1.76	0.94	灰黑色泥质粉砂	正对布哈河主流水道
0.040	2.39	0.70	浅灰黄色泥质粉砂	沙柳河口东侧
0.027	1.97	1.28	灰绿色泥质粉砂	东南湖湾
0.037	3.40	1.42	黑灰色泥质粉砂	海晏湾
淤 泥*				
0.015	1.85	0.98	黑色粉砂质淤泥	铁布卡湖湾
0.036	3.85	0.28	灰黑色粉砂质淤泥	铁布卡湖湾
0.046	4.05	0.20	灰黑色粉砂质淤泥	哈达湾
0.021	2.37	0.82	灰黑色粉砂质淤泥	湖盆西南部
0.017	1.94	0.78	灰黑色粉砂质淤泥	黑马河湖湾
0.017	1.80	0.90	浅黄灰色粉砂质淤泥	湖盆南部
0.019	2.21	0.86	黑灰色粉砂质淤泥	湖盆东北部甘子河口

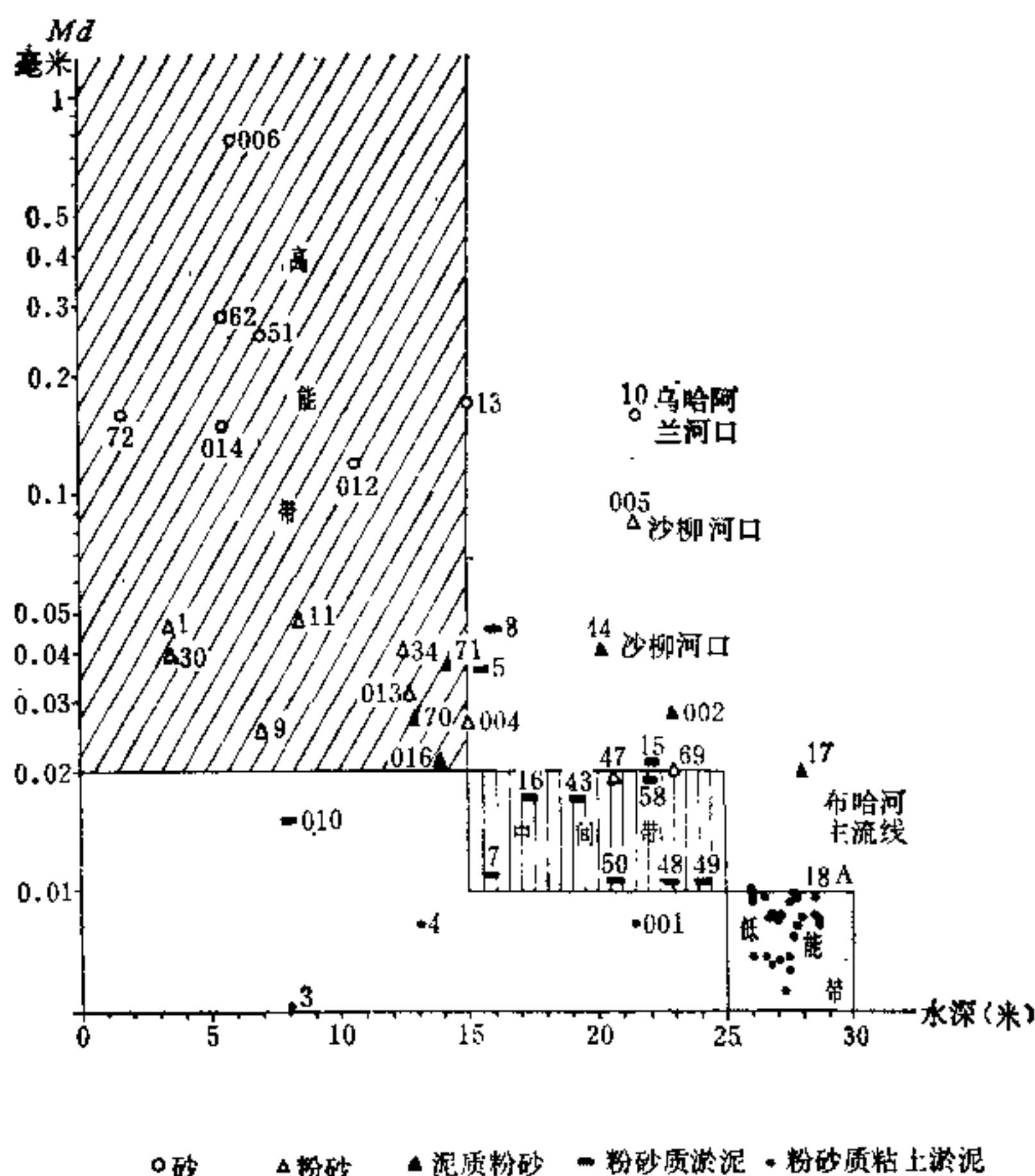


图 66 青海湖底沉积物中径(Md)与水深关系图
($Md < 0.01$ 的点按含泥量大小划出其相对位置)

S_d 则增大。

Md 的三个分带 把图 65、66 和图 67 结合起来分析,可以看出: Md 存在着两个界限,三个分带。

第一带: 水深 0—15 米, $Md > 0.02$ 毫米,含泥量 $< 25\%$ 。这一带,相当于湖水动力分带中的湖滨浅水浪扰带。这里浪力作用极为强烈,一方面,浪力的上下往复运动,把细沉积物不断搅起带走,以致 0—15 米的浅水区,主要沉积砂和粉砂;另一方面,拍岸回返浪流侵蚀湖岸,带入了更粗的碎屑物质,造成 Md 的高值。

第二带: 水深 15—25 米, $Md = 0.02 \sim 0.01$ 毫米,含泥量为 25—50%。这一带,相当于中深水湖流-浪力作用带。这里以湖流的平面流动为主,浪力只能搅动表水层,从而有利于较细的悬浮负载沉积。在一般情况下,这一带上砂和粉砂已不复出现,沉积物以粉砂质淤泥为主。

第三带: 水深大于 25 米, $Md < 0.01$ 毫米,含泥量 $> 50\%$ 。这一带,相当于湖盆中部深水相对静水区。这里浪力和湖流的作用都向下减弱,湖下层相对静水层已经出现;由于回流和重力分异作用,使细悬浮物容易落入湖底,沉积了粉砂质粘土淤泥。

当我们仔细分析图 66 时,还可发现: 在三个分带的总背景上,出现了一些特殊的点。

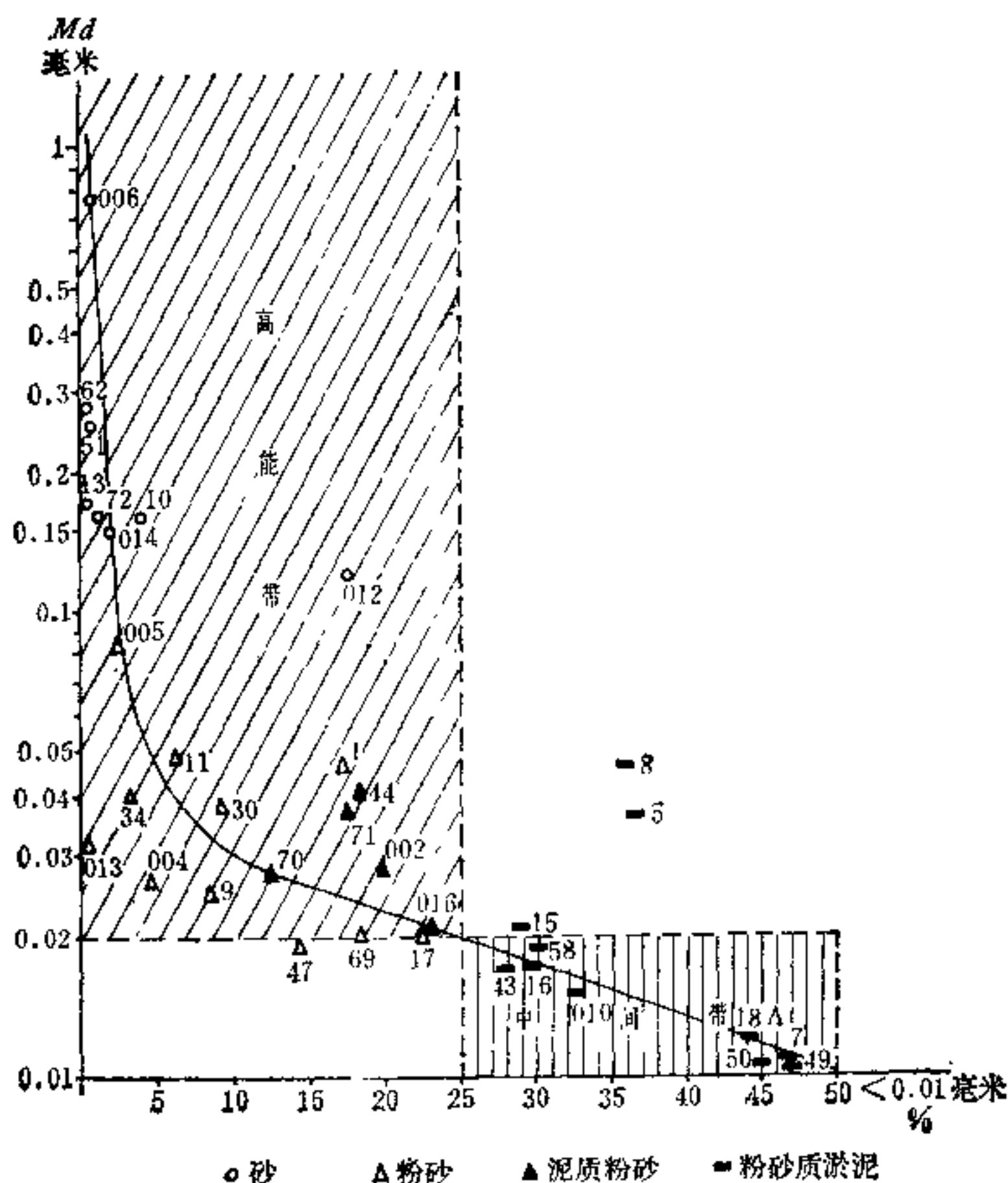


图 67 青海湖底沉积物中径 (Md) 与含泥量关系图

例如几个湖湾点 (3、4 和 010 点), 因为水动力状况相对更为稳定, 水深虽然不到 15 米, Md 仍小于 0.02 毫米, 沉积了淤泥; 相反, 几个河口点 (10、44、005 和 17、18_A 等点), 因为水动力状况变强, 水深虽然超过 15 米, Md 却大于 0.02 毫米, 沉积了砂或粉砂。与此相应, 在图 65 中, 凡是在河口附近, $Md > 0.02$ 的高值区都超出 15 米水深线向湖盆中部突出; 相反, 在几个湖湾地区, 则偏离 15 米水深线而向湖盆边缘凹进。

这样看来, Md 的两个界限和三个分带, 与湖水动力分区基本相合, 只要把河口与湖湾等特殊水动力状况考虑在内, 就能用它来反映出一个内陆湖泊沉积水动力分带的不同特点。

因此, 我们把沉积物 $Md > 0.02$ 毫米的湖滨浅水带称为青海湖沉积水动力“高能带”; $Md = 0.02-0.01$ 的中深水带, 称为“中间带”; 相应地, $Md < 0.02$ 毫米的深湖区, 称为“低能带”。其中, “高能带”上既有浪力、回返浪流的作用, 又有河口平面喷射流和风砂堆积的影响 (见下文), 沉积水动力因素最为复杂、最为强烈; 相反, “低能带”的湖底为相对静水层所覆, 最有利于细沉积物的堆积和有机质的保存。

河口区 S_0 和 S_A 的分布特点 青海湖底碎屑沉积物 S_0 和 S_A 的分布见图 68、69。其中一个鲜明的特点是, 它们对河口的反映十分清晰。从图 68 中可以看出: 在几条主要河流的河口主流线上, 沉积物虽粗, 但分选都好, 分别出现一个 S_0 低值区; 相反, 在主流线

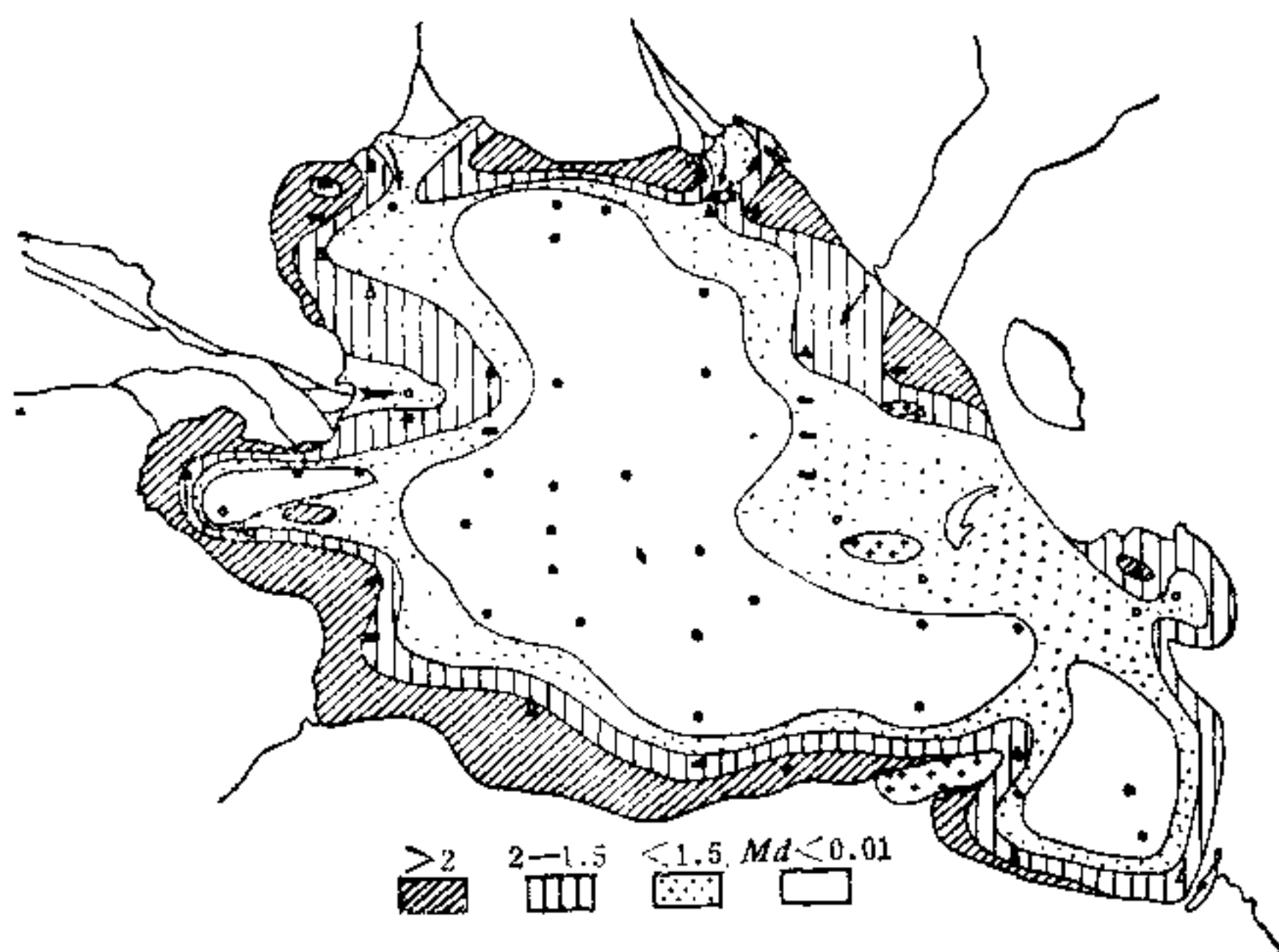


图 68 青海湖底沉积物 S_o 分区图

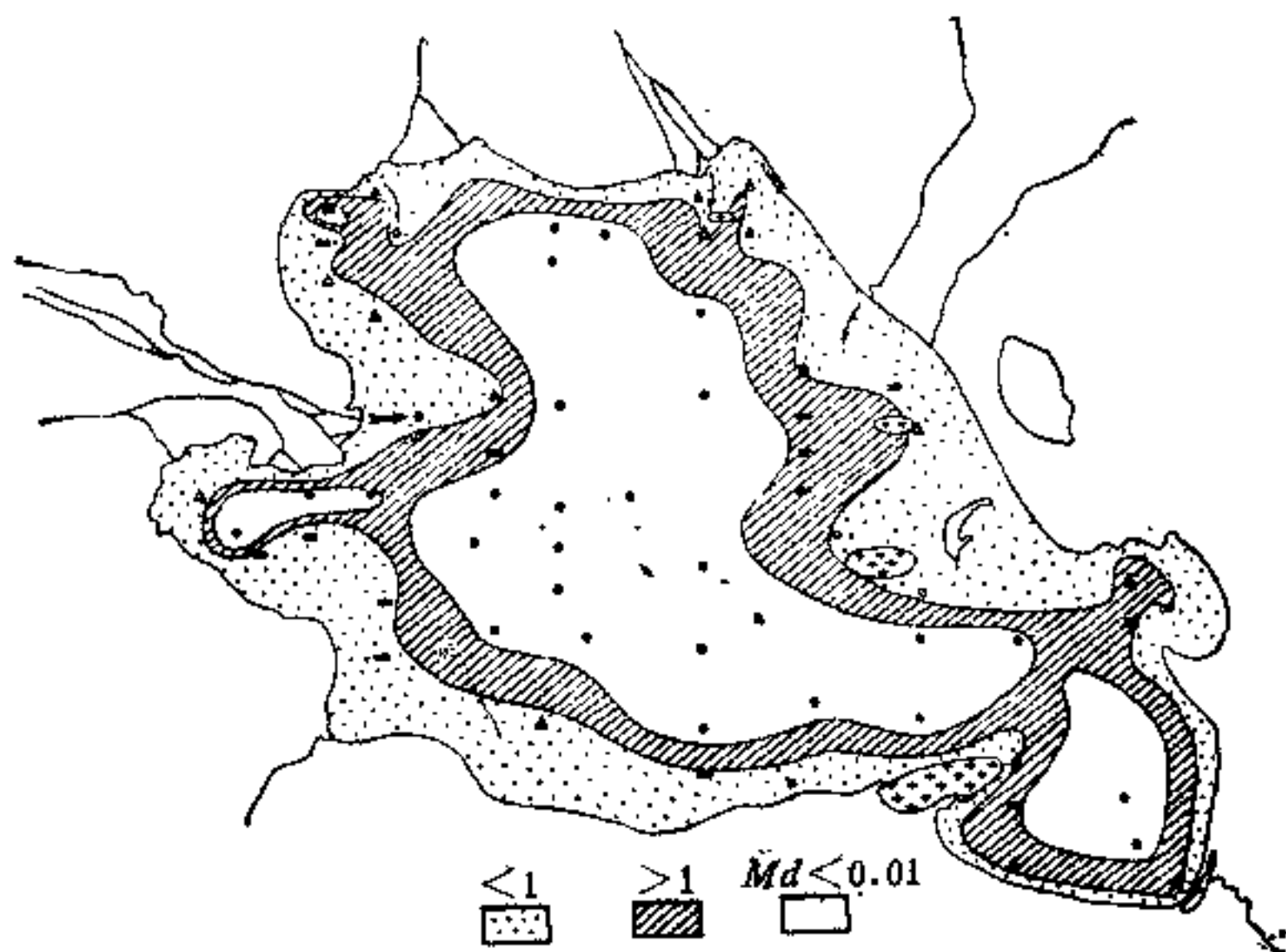


图 69 青海湖底沉积物 S_k 分区图

两侧,沉积物虽细,但分选差,分别出现两个 S_o 高值区(见表 57)。 S_k 的分布是在河口主流线上沉积物的粒度比较对称, S_k 接近于 1, 以致往往出现一个沿主流水道向湖突出的 S_k 低值带。

这样看来,似可根据 Md 、 S_o 和 S_k 的组合,在一个内陆湖泊中划分出河口沉积水动力区。

现在,我们以布哈河口为例,进一步解剖河口地区沉积水动力的变化。沿布哈河主流水道方向,我们共采得三个沉积物样品,其中,006 点是粗砂,13 点是细砂,17 点是泥质

表 57 青海湖河口区沉积水动力特点

参 数	布 哈 河 口		乌哈阿兰河口		沙 柳 河 口		哈里根河口	
	主流线 006点	北侧 17点	主流线 10点	西 侧 016点	主流线 005点	两 侧 30、34和44点	主流线 47点	东南侧 58点
水深,(米)	5.8	28.0	21.5	13.8	21.5	3.5;12.5;20.2;	20.6	22.0
Md (毫米)	0.77	0.02	0.16	0.021	0.083	0.040	0.019	0.019
S_o	1.21	1.76	1.31	1.86	1.40	1.47;1.95;2.39;	1.58	0.21
S_k	0.95	0.94	0.96	0.95	1	0.89;0.91;0.7	1	0.86

表 58 布哈河口从粗砂到泥质粉砂粒度的变化

采样点	距河口 (公里)	水深(米)	沉 积 物	Md (毫米)	S_o	S_k	含泥量%
006	5.8	5.8	深灰褐色粗砂	0.77	1.21	0.95	0.67
13	7	15±	灰色细砂	0.17	1.30	0.99	0.48
17	13	28	灰黑色泥质粉砂	0.02	1.76	0.94	22.75

粉砂。从表 58 和图 70 中可以清楚地看出:

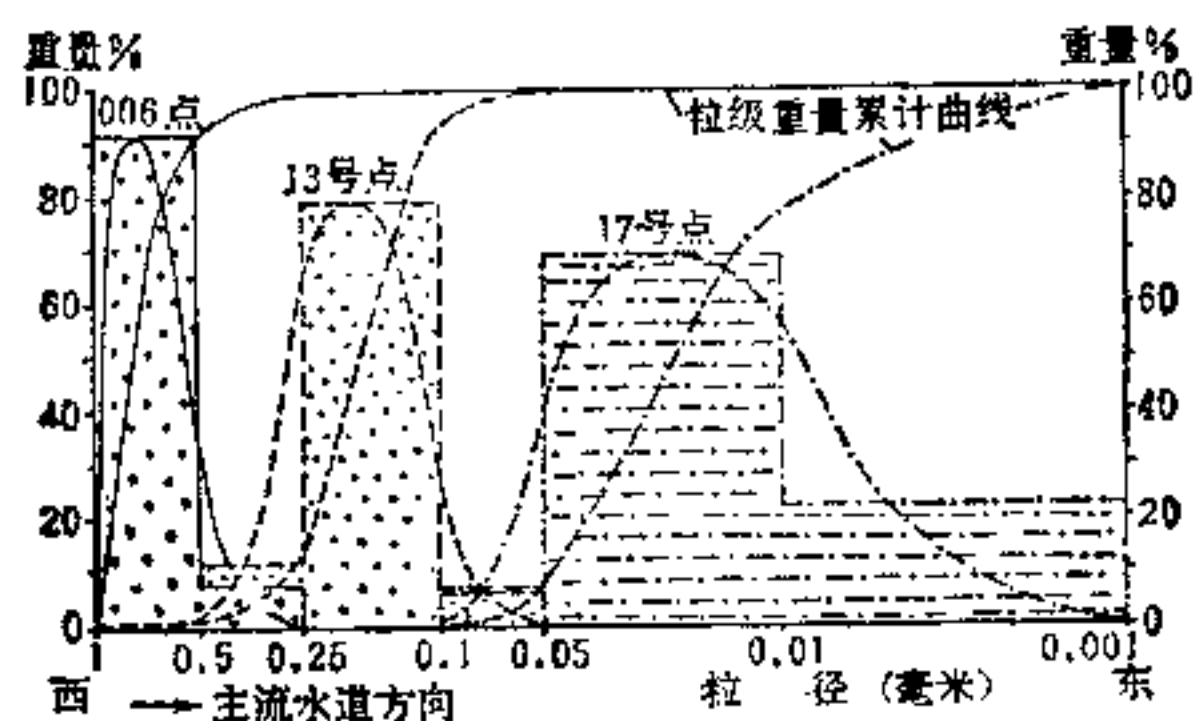


图 70 布哈河口砂—细砂—泥质粉砂的粒级分布曲线

(1) 在河口主流线上,砂—粉砂的分布范围大大加宽,一直延伸到 13 公里远处的 28 米深湖区;

(2) 河口砂的分选度好,累积曲线陡, $S_o < 1.4$;随着远离河口、水动力减弱、水深增大和含泥量的增高,分选度依次变差,累积曲线依次变缓;

(3) 河口砂和粉砂的对称性好, $S_k \leq 1$,累积曲线都呈上凸型,粒级的分布略偏于粗的一面。随着远离河口,水流速度减缓,细粒级开始沉降,累积曲线就变缓。

看来,一个内陆湖泊河口区粒度累积曲线的特点,是陡而上凸;而曲线依次变缓的方向,则可指示河口入湖后的流向。

(4) 从图 71 来看,沉积物中径的明显变小和含泥量的明显增高,大致出现于水下三角洲前缘陡坡底部(这里距布哈河口 8—9 公里,水深 25 米)。可以认为:这是分选、对称性都好的河口三角洲砂体发育的前缘。

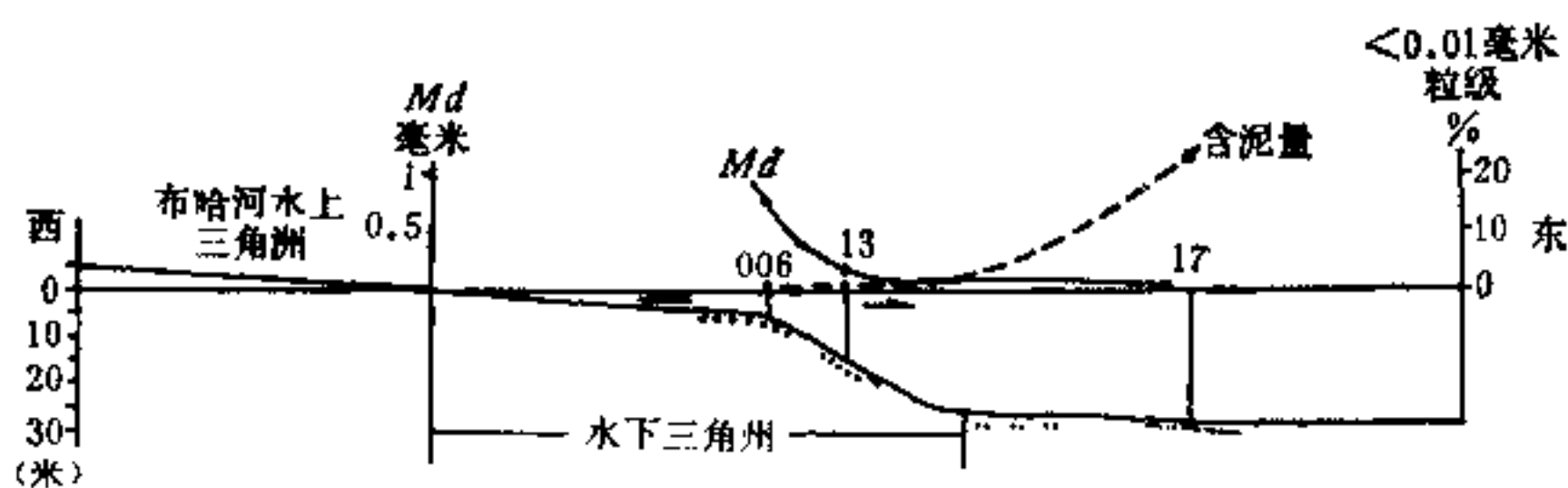


图 71 布哈河口沉积物分异示意图

河口砂和粉砂的上述特点,在图 72、73 中,也反映得十分清楚。就总的趋势来看,青海湖中各类沉积物随 Md 增大, S_o 也增大, S_k 则减小;也就是说,分选性的变差,主要是因水动力变强,粗粒级增多的结果。唯独河口砂和粉砂自成点群,独具一格:越粗分选越好,歪度则基本上保持在 1 左右,粒级分布对称,随沉积物粗细的变化不大。这样看来,似可利用 $Md-S_o$ 和 $Md-S_k$ 曲线,作为区分一个内陆湖泊河口砂—粉砂与湖滨及浅湖砂—粉砂的辅助标志。

既然一个河口区的分选系数和含泥量的增大,能够反映出水动力的变化,这就启发我们,可以应用 S_o-M (含泥量 %) 曲线,来区分不同河口区沉积水动力的强弱。从图 74 中

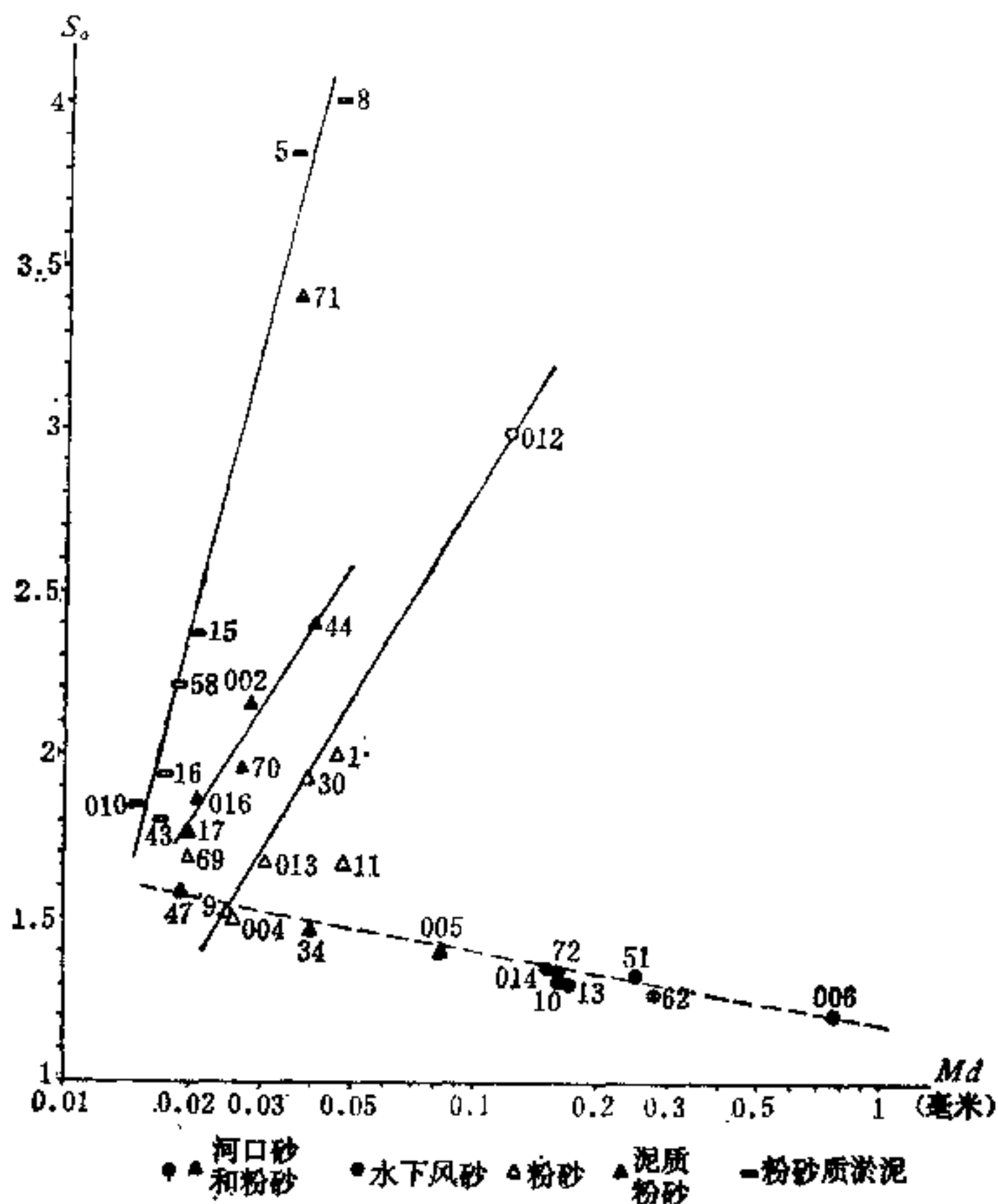


图 72 青海湖底沉积物 $Md-S_o$ 关系图

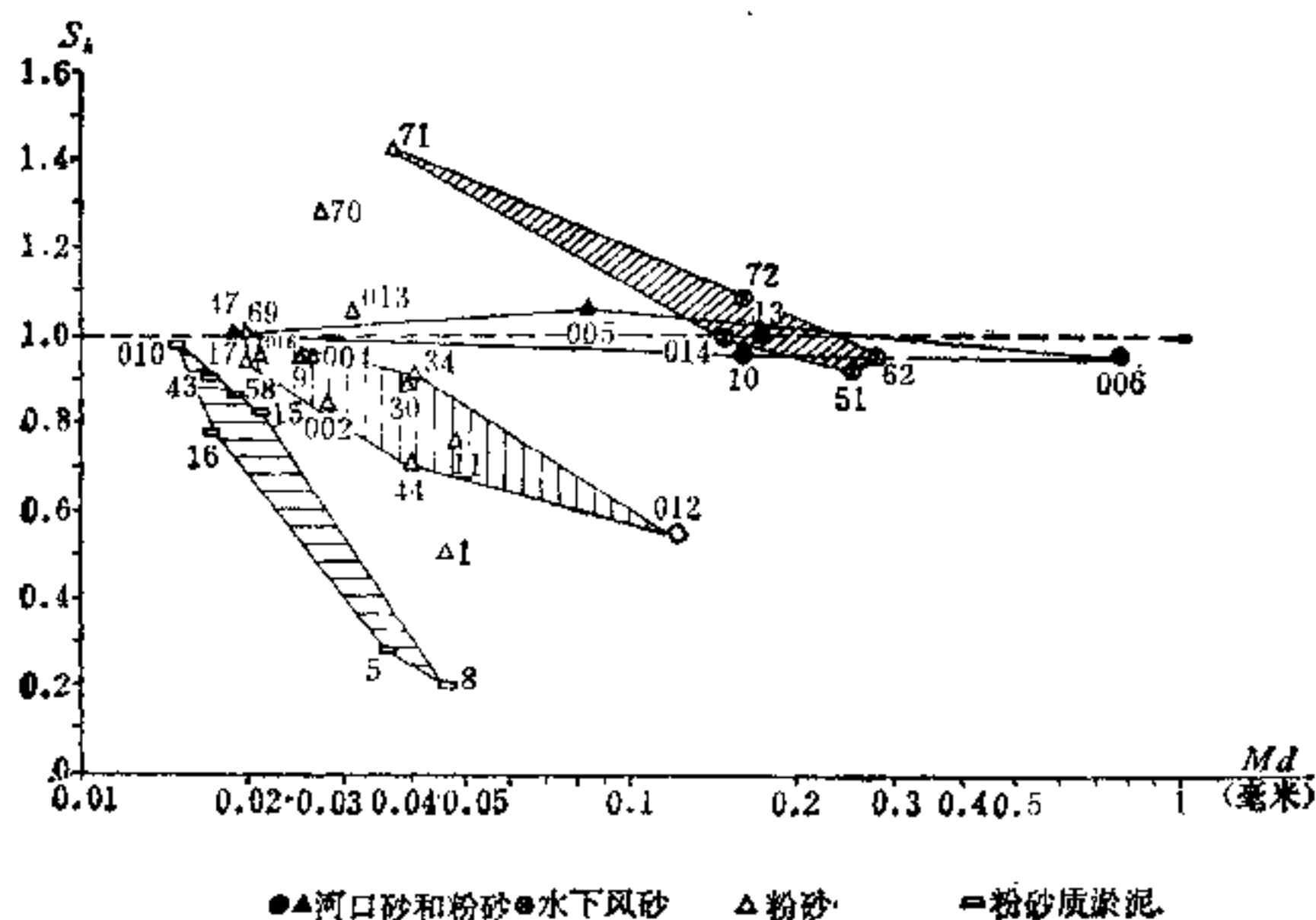


图 73 青海湖底沉积物 $Md-S_d$ 关系图

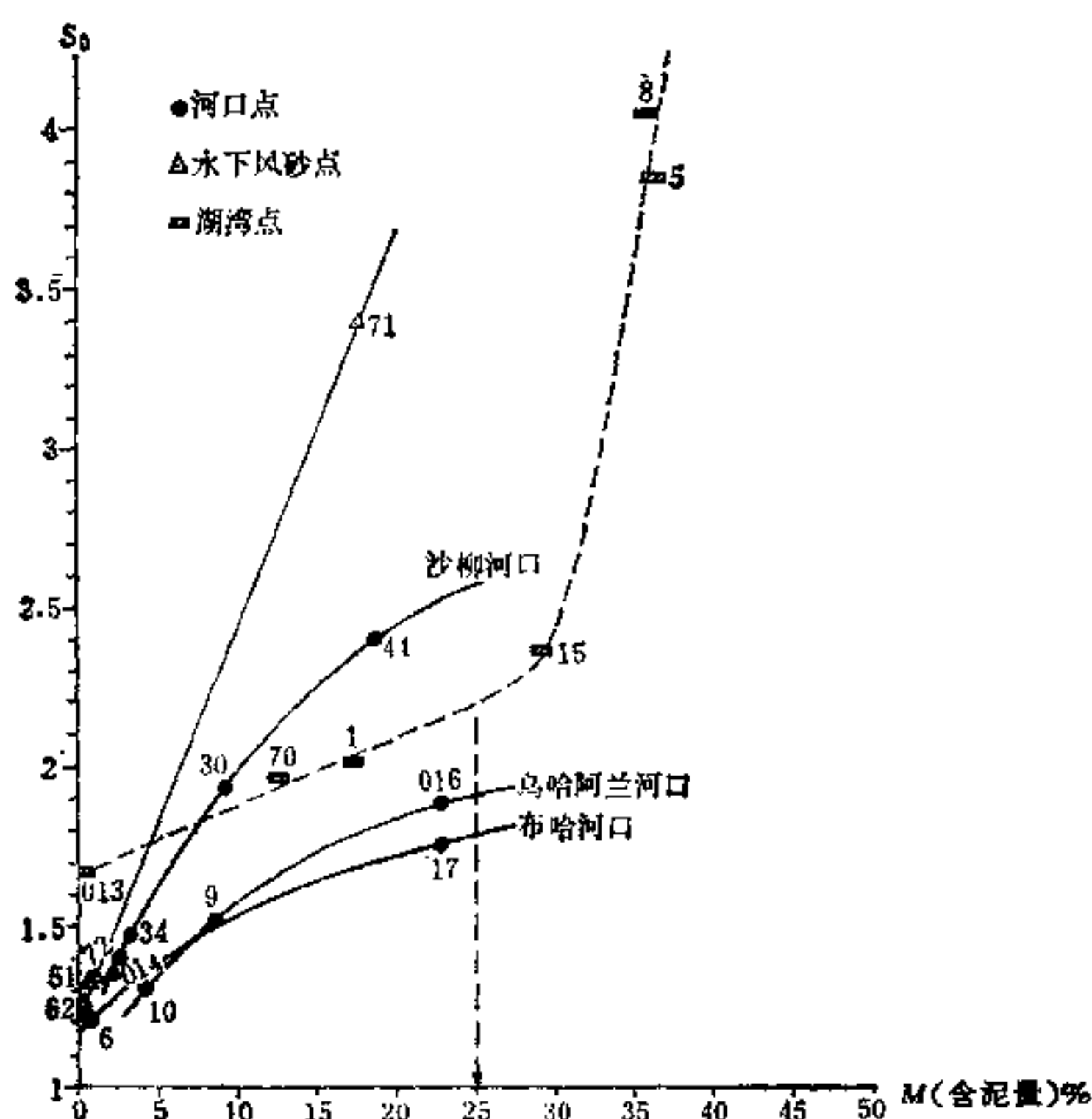


图 74 青海湖河口、水下风砂、湖湾沉积 S_d-M 曲线

可以看出：青海湖中几类沉积物的分选度，都随含泥量的增高而增大。其中，河口区的曲线无例外地呈上凸型，它们大致符合 $\lg M = a \lg S_d - b$ 的数学式；亦即随着水动力的减弱和含泥量的增高， S_d 成指数增大。很有意义的是，几条河口的曲线形态虽然相同，斜

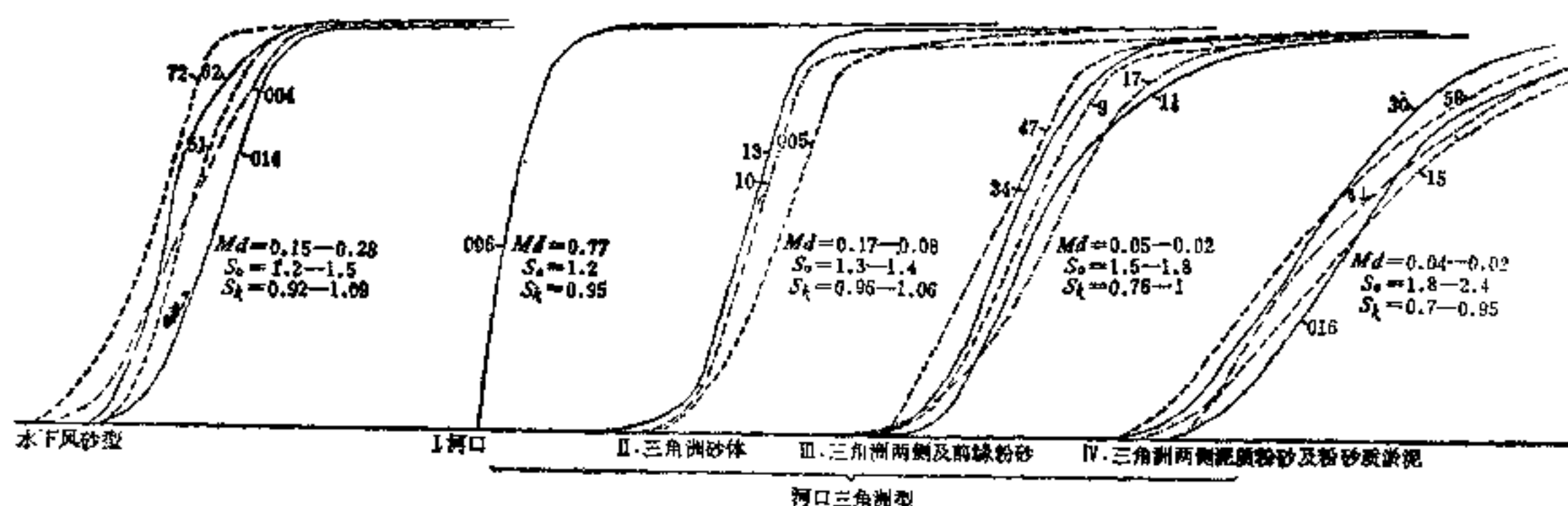


图 75 青海湖不同水动力条

率却不一样,曲线方程中的系数 a 、 b 也不同。就是说,在同等含泥量的情况下, S_d 按布哈河→乌哈阿兰河→沙柳河的顺序依次递增,表征着沉积水动力强度依次减弱。这样看来,可以根据 S_d - M 曲线的斜率,来判断一个内陆湖泊不同河口区沉积水动力的强弱。

河口区的所有上述特点,是由平面喷射流造成的。河流入湖处就象一个天然水动力喷咀。在青海湖的情况下,河水密度小于湖水几十倍,河水主要形成平面喷射流。射流中心线速度最高,向前、向下及两侧都低。因此,河床底部拖起的底负载,迅速在河口中心线堆积,形成分选、对称性都好的三角洲砂体;细悬浮物则被射流继续携带,到了水流速度减缓的前端和两侧,才逐渐沉积下来,形成粉砂和泥质粉砂,沉积物的分选度和对称性也相应变坏。

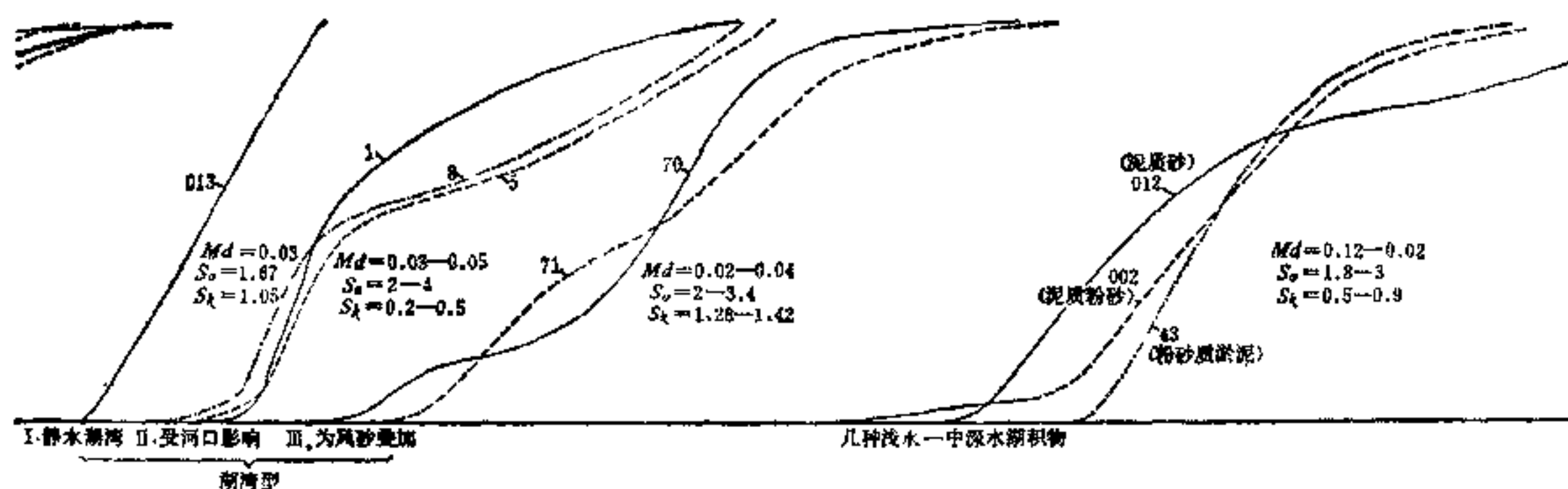
因此,一个内陆湖泊分选对称性都好的河口三角洲砂体,往往是陆相石油储集的良好空间。

水下风砂和湖湾沉积物的粒度特点 从图 68、69 中可以看出:水下风砂堆积¹⁾的特点与河口砂相似,分选对称性好; $S_d < 1.4$; $S_k = 1 \pm 0.1$ 。

湖湾的情况要复杂些。前已述及,因为水动力状况比较稳定,湖湾沉积的 Md 一般偏小,分选中等, S_d 变化于 1.5—2 (见图 68)。从图 74 中可以看出:当含泥量 $< 25\%$ (砂—粉砂)时,湖湾沉积的 S_d 随含泥的增高成正比缓慢增大,这是湖湾水动力微弱的反映。在两种情况下,湖湾沉积物的分选度急剧变坏(图 74): (1) 位于河口侧方,有细悬浮物混入,例如哈达湾的 8 号点和铁布卡湾的 5 号点,此时 $S_k \ll 1$ (图 73),累积曲线上半部明显变缓; (2) 为风砂所叠加,例如海晏湾的 71 号点,此时 $S_k > 1$,累积曲线下半部明显变缓。

最后,为作比较,我们将青海湖中 28 个水动力条件不同的沉积物粒度累积曲线,分作 4 种类型 9 组,列在图 75 中。这张图从左向右,从河口到湖湾,随着沉积水动力的依次减弱,各类曲线的形态和斜率出现如此规律的变化,简直可以将它们看成不同沉积水动力状况的“典型曲线”。在图的最右方,我们列出了三条浅湖—中深湖沉积物的曲线。把它们与河口—湖湾型“典型曲线”相比较,可以看出:泥质砂(012 点)的曲线形态与湖湾型曲线 II 相近;粉砂质淤泥(43 号点)的水动力状况与河口型曲线 IV 相似;至于水深达 23 米的泥

1) “水下风砂”指青海湖东部浅水带湖底的风成砂堆积。



件下沉积物的粒度重量累积曲线

质粉砂(002)点,因为较多粉砂粒级混入,其曲线形态与湖湾型曲线 III 就十分相象了。

3. 利用重矿物分布判断沉积水动力

青海湖底沉积物中,比重大于 2.75 的矿物有:

主要矿物——普通角闪石、透闪石、石榴子石、帘石类。它们占总含量 80% 以上,分布广,并且出现局部富集。

次要矿物——独居石、电气石、锆石。它们占总含量的 15% 左右。

稀少矿物——磁铁矿、金红石、磷灰石、矽线石、黑云母、白云母、红柱石、黄玉、蓝晶石、重晶石、紫苏辉石、矽灰石、橄榄石、铁闪石、钛铁矿。它们共占总含量的 5% 左右,分布零散。

我们根据重矿物稳定程度的不同,把主、次要矿物进一步分成两个组合:(1)不甚稳定的矿物组合,包括闪石类和帘石类;(2)稳定矿物组合,包括石榴石、锆石、独居石和电气石。从图 76、77 中可以看出:这两种重矿物组合在湖底的分布恰恰相反,不甚稳定矿物组合边缘高,中部和东南湖湾低;稳定矿物组合边缘低,中部和东南湖湾高。很有意义的

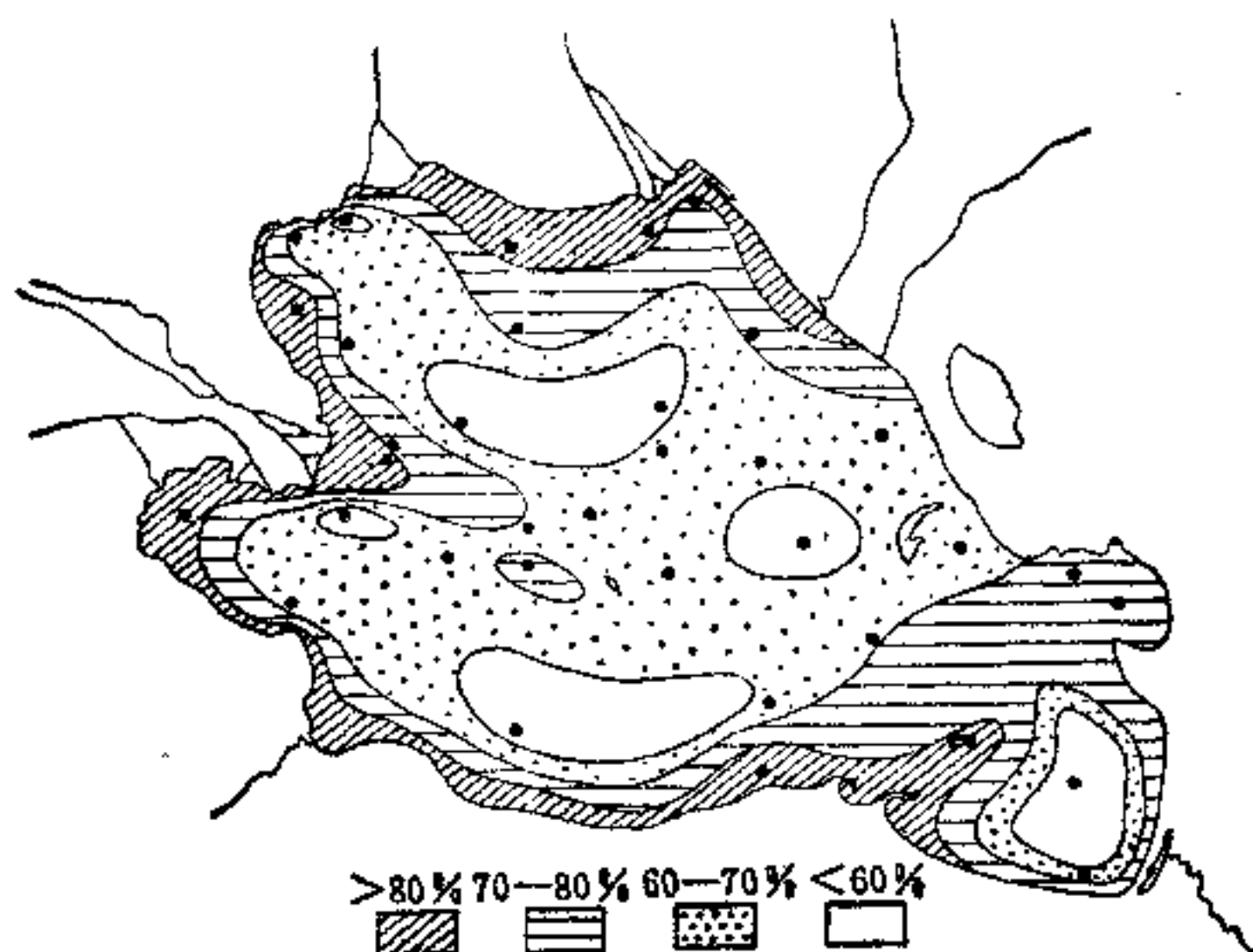


图 76 青海湖底沉积物中不甚稳定重矿物(闪石、帘石类)百分含量的分布

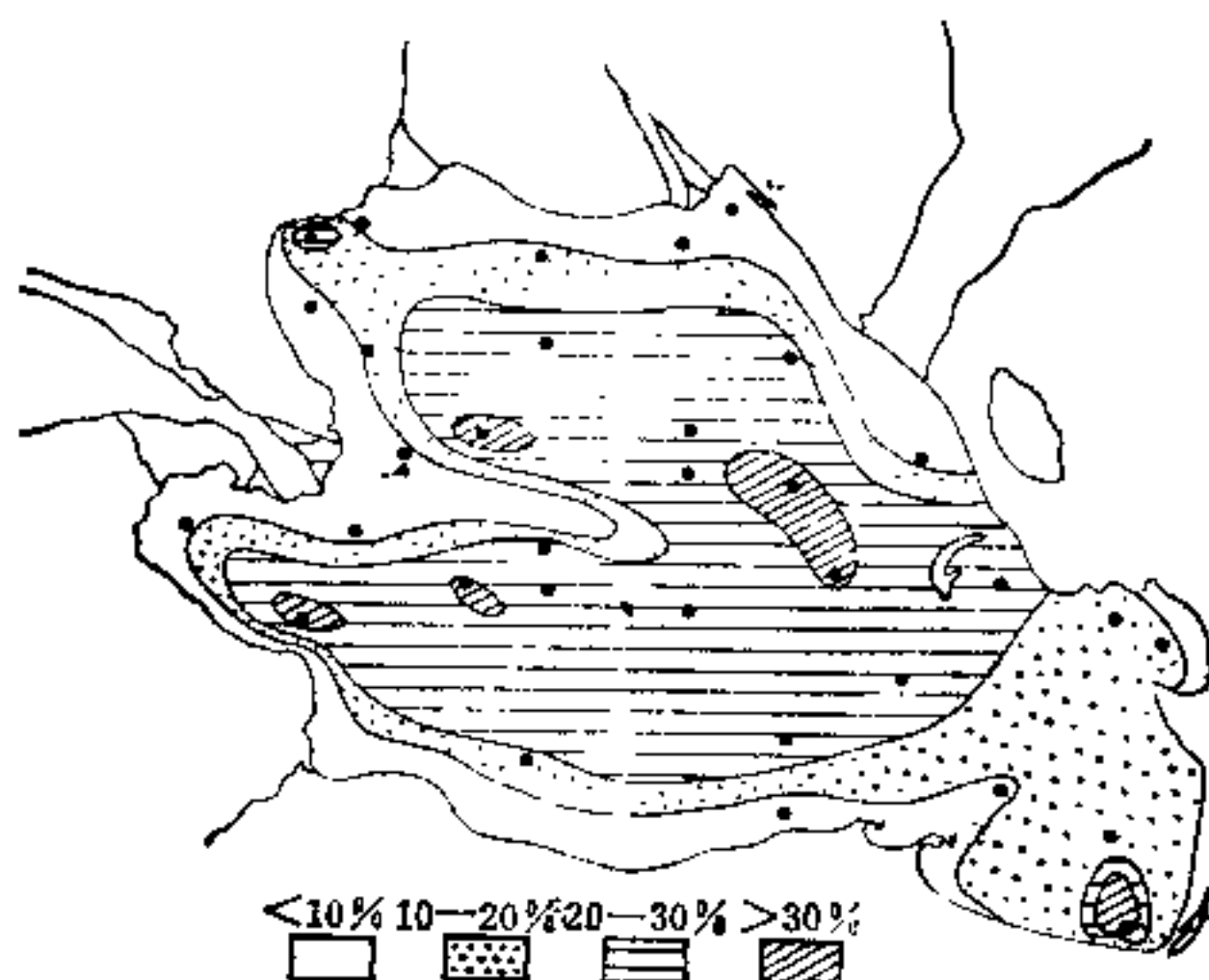


图 77 青海湖底沉积物中稳定重矿物(石榴石、锆石、独居石、电气石)百分含量的分布

是,它们对河口的反映也完全不同。在布哈河主流水道上,不甚稳定矿物组合含量高,随着远离河口而降低;稳定矿物组合则相反,在主流水道上低,两侧及延伸方向上分别出现高值。这两种重矿物组合在青海湖中的分异如此明显,似可用它来划分一个古湖盆的沉积水动力带,并且判断出河口的流向。

青海湖中两种重矿物组合的分异,是由它们的稳定性不同所决定的。不甚稳定矿物颗粒比较粗大,平均粒径为 0.05—0.18 毫米,在水动力活跃的河口或滨湖浅水浪扰带上,多数与粗碎屑一起近地沉积;又由于它们不甚稳定,以细悬浮物状态搬运的数量不多,所以在南北深水区和湖湾出现低值。稳定重矿物则相反,颗粒小,耐风化磨蚀,能以细悬浮物状态被带到水流相对稳定的深水区和湖湾富集,或者在水力减弱的河口射流两侧和前缘沉积下来,在这里形成高值。

当我们进一步分析 4 种主要单矿物的分布时,则可发现,它们与河口、特别是布哈河主流水道的关系,表现得更加密切。从图 78、79、80、81 中可以看出: 角闪石对几条河

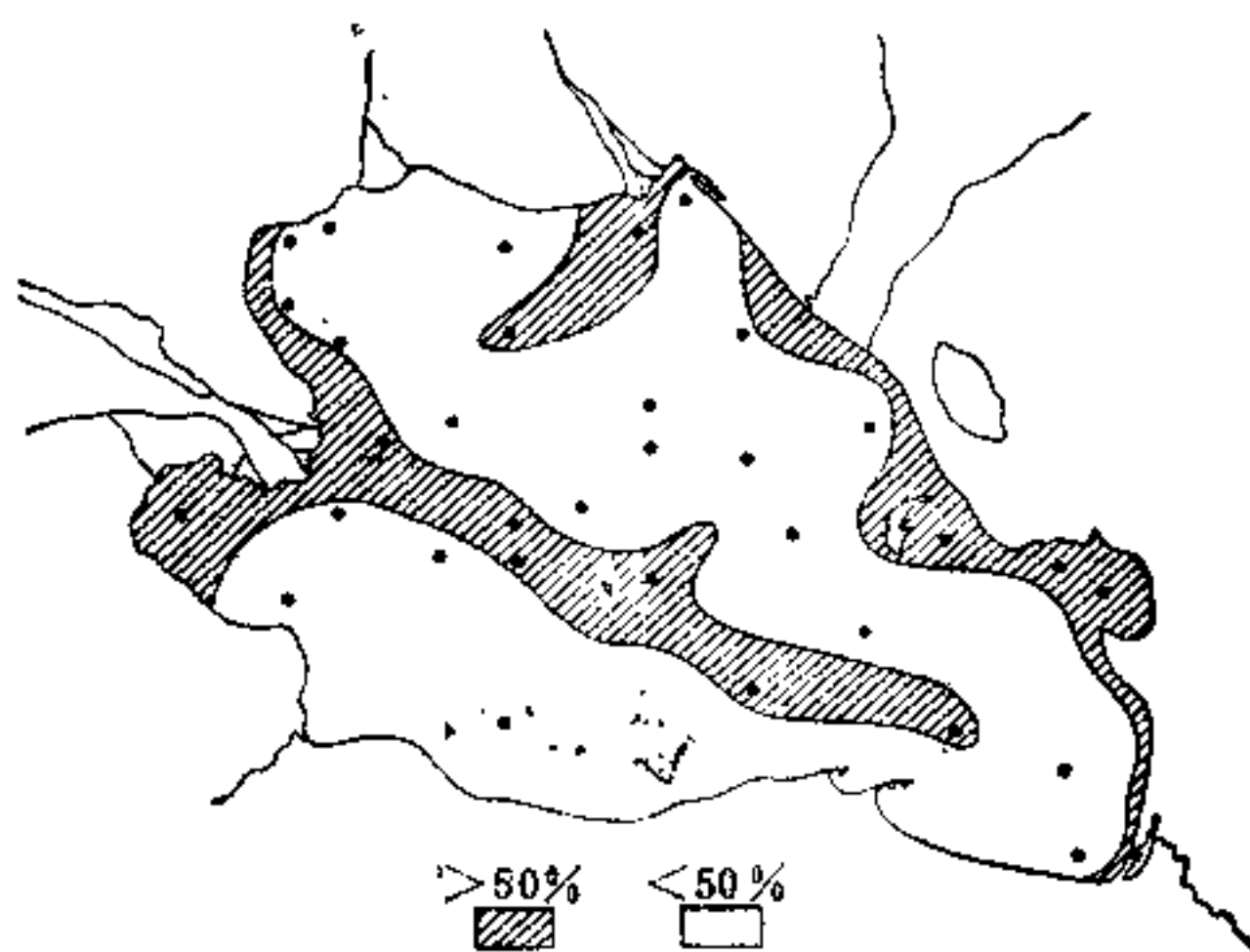


图 78 青海湖底沉积物重矿物中角闪石百分含量的分布

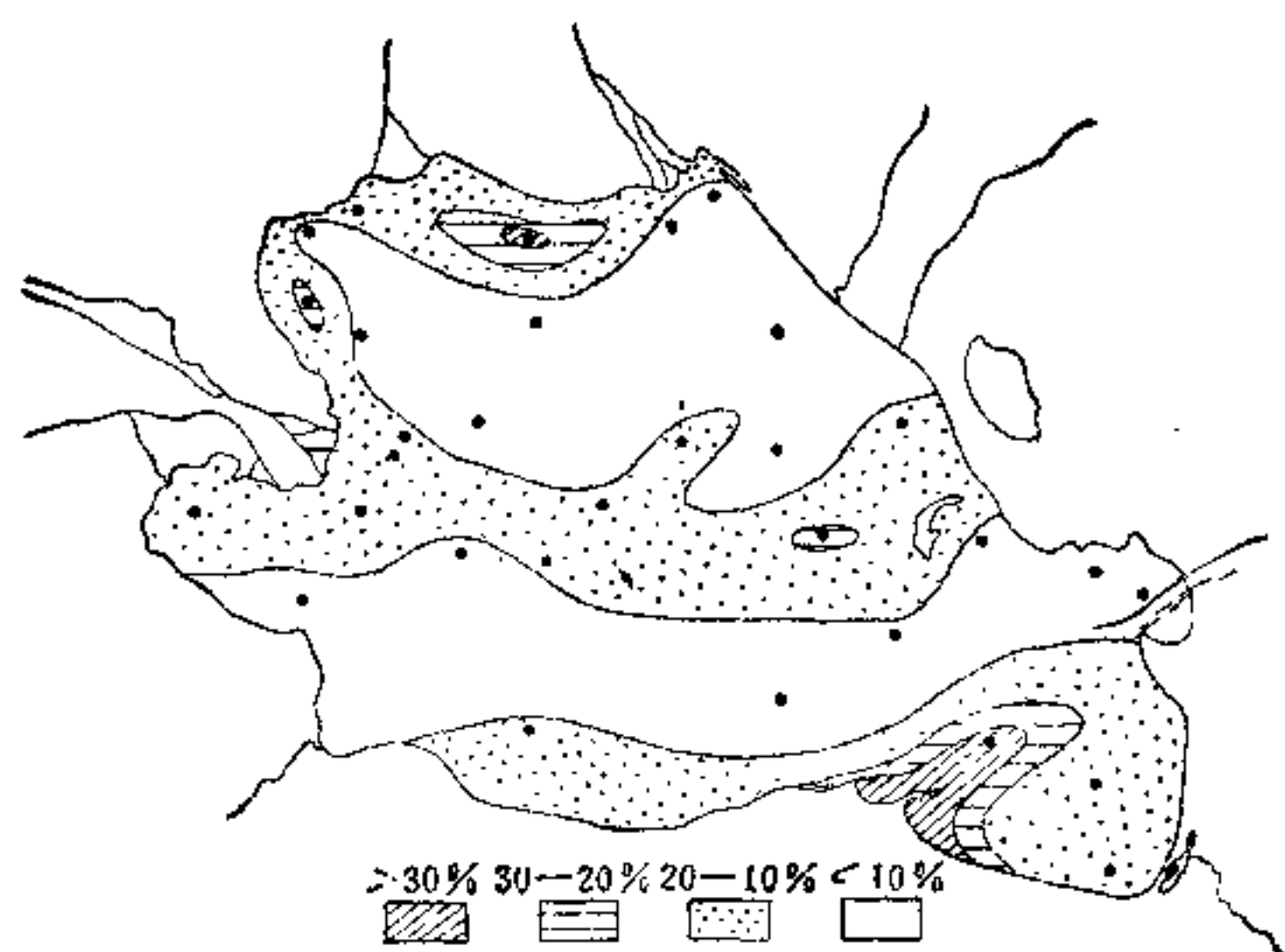


图 79 青海湖底沉积物重矿物中透闪石百分含量的分布

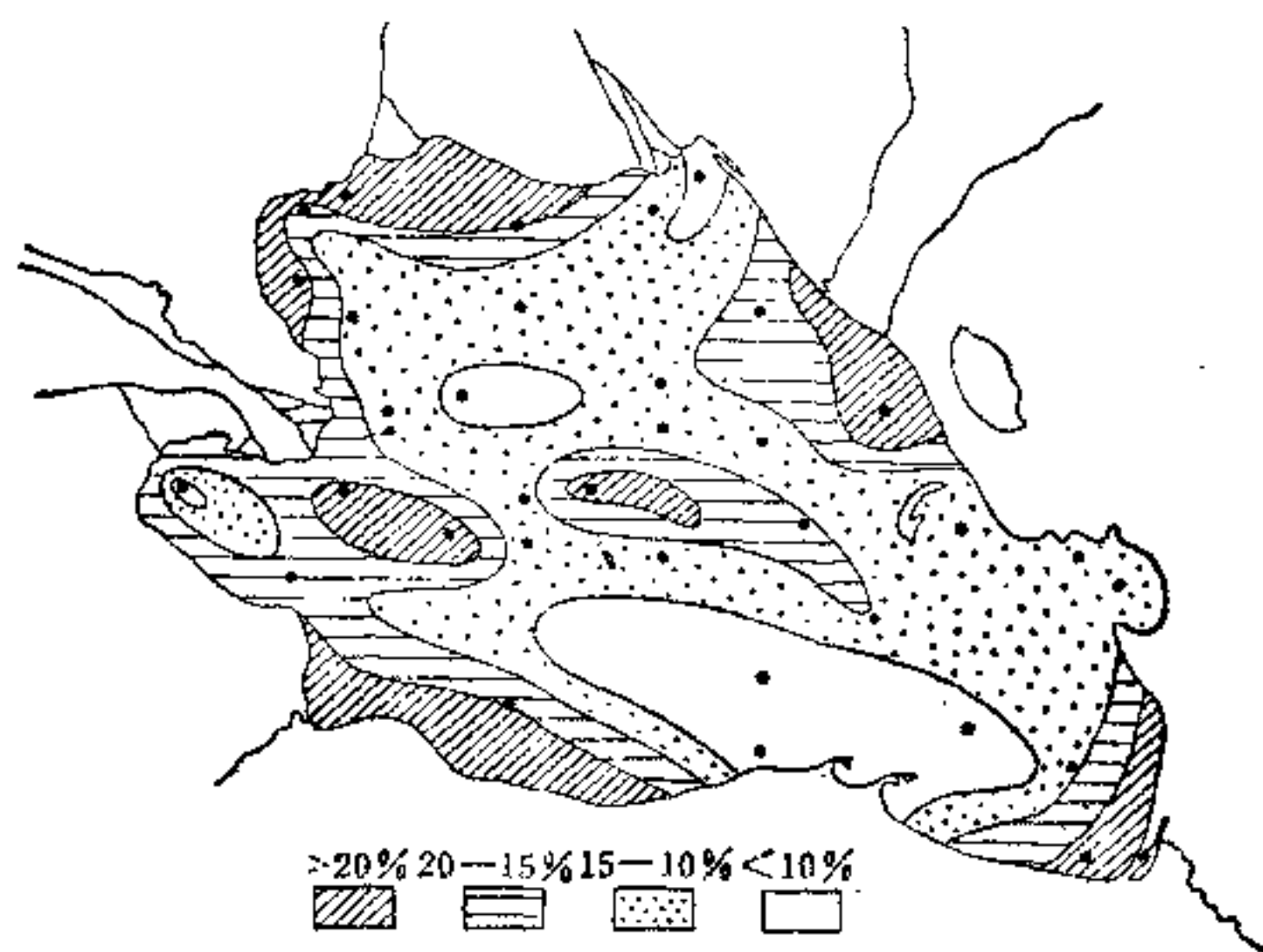


图 80 青海湖底沉积物重矿物中帘石百分含量的分布

口的反映都很明显,并且沿布哈河口—海心山一线,出现了一个含量 $>50\%$ 的高值带;在它的外侧,依次是帘石、透闪石和石榴石的高值带。石榴石的分布与闪石、帘石不同,在河口三角洲低,前缘及两侧高。这 4 种单矿物沿布哈河主流水道的分异,与它们的颗粒大小和比重基本相对应(见表 59)。在这里,布哈河的作用如此明显,它犹如一个水动力管道,水流所过之处,从西到东呈长带状,将两种闪石重矿物注在湖底;甚至水流在海心山以东的分支,从两种闪石的高值带上也可清楚地反映出来。可见,对于主流水道的反映来说,单矿物比矿物组合又进了一步。至于沙岛附近石榴石的含量高,则大概是水下风砂堆积的影响。

根据单矿物的分布,我们初步在青海湖中划分出三个重矿物带,它们大致反映出不同

图 82 青海湖蚀源区岩性示意图
(附重矿物分带)

蚀源区的母岩特点(图 82)。

表 59 青海湖沉积物中重矿物颗粒的大小与比重

矿 物		实测粒径(毫米)	比 重
不 甚 稳 定 重 矿 物	角 闪 石 帘 闪 石	0.05—0.18	3.1—3.3
		0.05—0.15	3.25—3.5
		0.05—0.10	2.9—3.2
稳 定 重 矿 物	石 榴 石	0.07—0.09	3.3—4.3

- I. 北带——帘石、透闪石、角闪石为主,反映大通山南坡火成岩蚀源区的特点;
- II. 中带——角闪石、石榴石为主,反映布哈河谷两侧变质岩为主的蚀源区特点;
- III. 南带——帘石、透闪石为主,反映青海南山火成岩蚀源区的特点。

这三个带的区别是: 中带最宽,石榴石含量高;北带次之;南带最窄。造成这种区别的原因是: 布哈河流量最大,主流水道搬运的重矿物碎屑最多,又有鸟岛、海心山的近源侵蚀以及风沙堆积的影响,所以中带最宽;北带重矿物有几条河流补给,分布也宽;南带则以浪力侵蚀为主,重矿物的分布就窄。

总起来说,我们取得以下几点认识:

(1) 青海湖中不甚稳定的重矿物组合富集于湖滨、河口及主流水道带上;稳定重矿物组合则富集于深水相对静水区。

(2) 几种不甚稳定单矿物对主流水道的位置反映得十分清晰;根据它们的分布,可以判断一个内陆湖泊碎屑物质的补给来源和方向。

(3) 重矿物的分带反映出不同蚀源区的母岩特点。

4. 淤泥沉积物中的粘土矿物

青海湖底淤泥沉积物的分布面积占 3/5, 对于有机质的富集意义重大。为此,我们研究了 10 个湖底淤泥样和 3 个河流沉积物样品中的粘土矿物。

粘土矿物的成分 鉴定结果: 湖底沉积物中的粘土矿物成分有伊利石、高岭石和绿泥石(见图 83、84), 没有发现蒙脱石。

从差热曲线上看, 伊利石第一吸热效应很明显, 且吸热反应面积比一般所见要大, 它的 X-射线照片上的特征线条见有扩散现象, 这是因为伊利石具有较强的亲水性和较高的分散性。当然, 由于蒙脱石的存在也会出现类似现象, 但蒙脱石往往会引起第一吸热谷后半部(170—180℃)有一小的吸热停顿, 这才是蒙脱石存在的一个较为明显的标志。720℃左右的吸热反应并不完全足以说明有蒙脱石存在, 它很可能是绿泥石引起的。根据伊利石在 X-射线绕射谱中(001)面反射线的扩散性来看, 它们具有较高的分散性。

绿泥石的存在, 我们主要是依靠它在 X-射线绕射谱或衍射峰上的三级反射 4.7—4.75 KX 确定的, 这是它的比较特征反射。如果只依靠差热曲线, 则很可能将它与碳酸盐和有机质混入物的热反应相混。何况在绿泥石数量很少的情况下, 它在差热曲线上大都没有反映。

从电子显微镜下的形态特征来看, 伊利石表现为具有清楚边缘的小鳞片及其集合体, 大多数不透明。高岭石的个体一般较小, 呈发育不好的六方形晶体, 而且几乎都有磨蚀现象(见照片 57); 我们还没有发现过一个发育良好的高岭石六方形晶体。

组合及分布 河、湖沉积物中粘土矿物的组合及分布见图 85。可以看出: 第一,

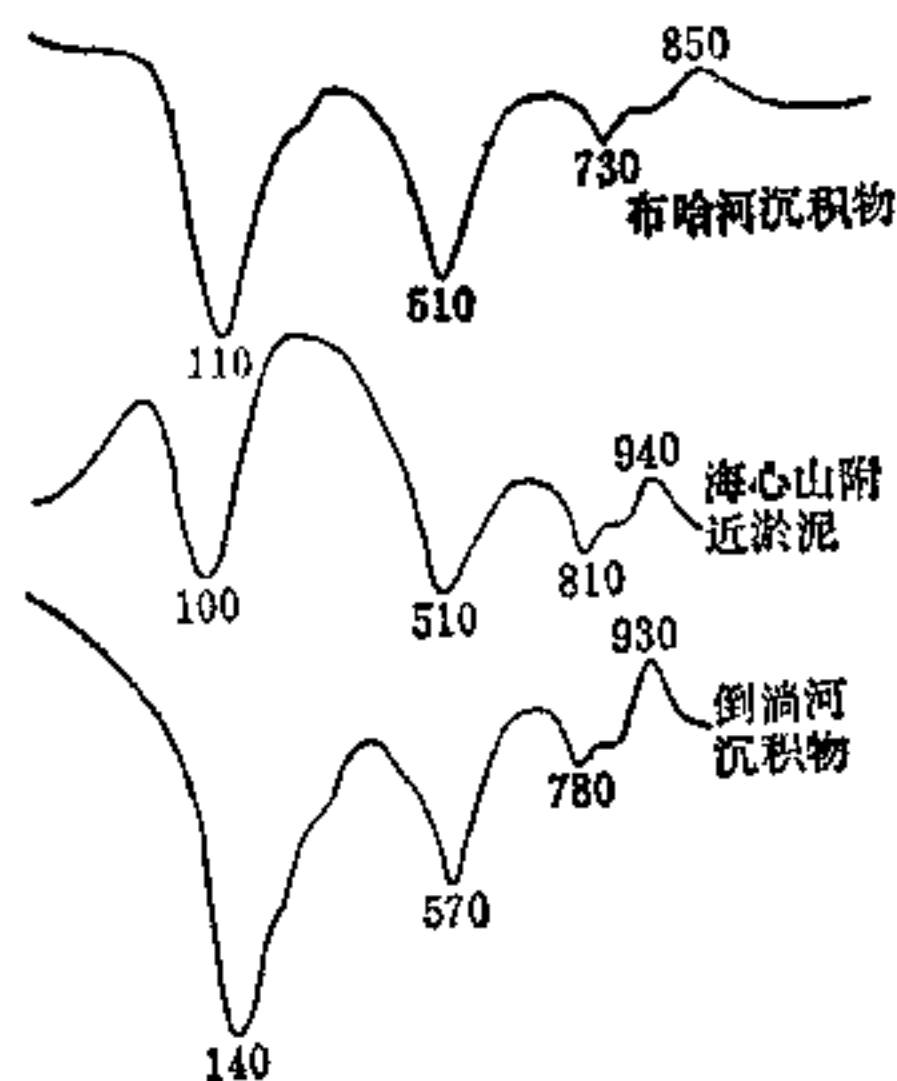


图 83 青海湖区河、湖沉积物的粘土矿物差热曲线

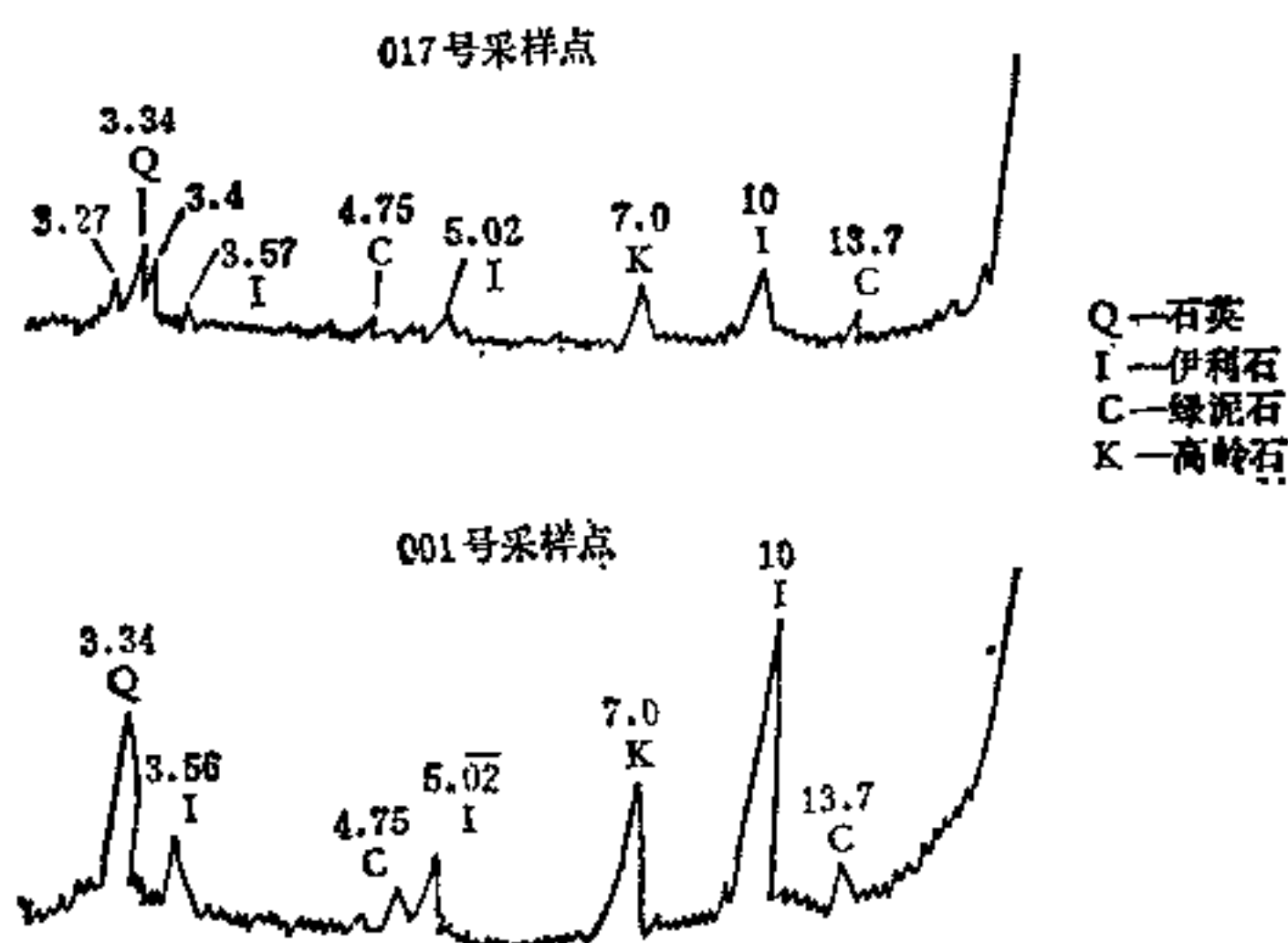


图 84 两个湖底沉积物的粘土矿物组合 X-射线衍射曲线($\times 1/2$)

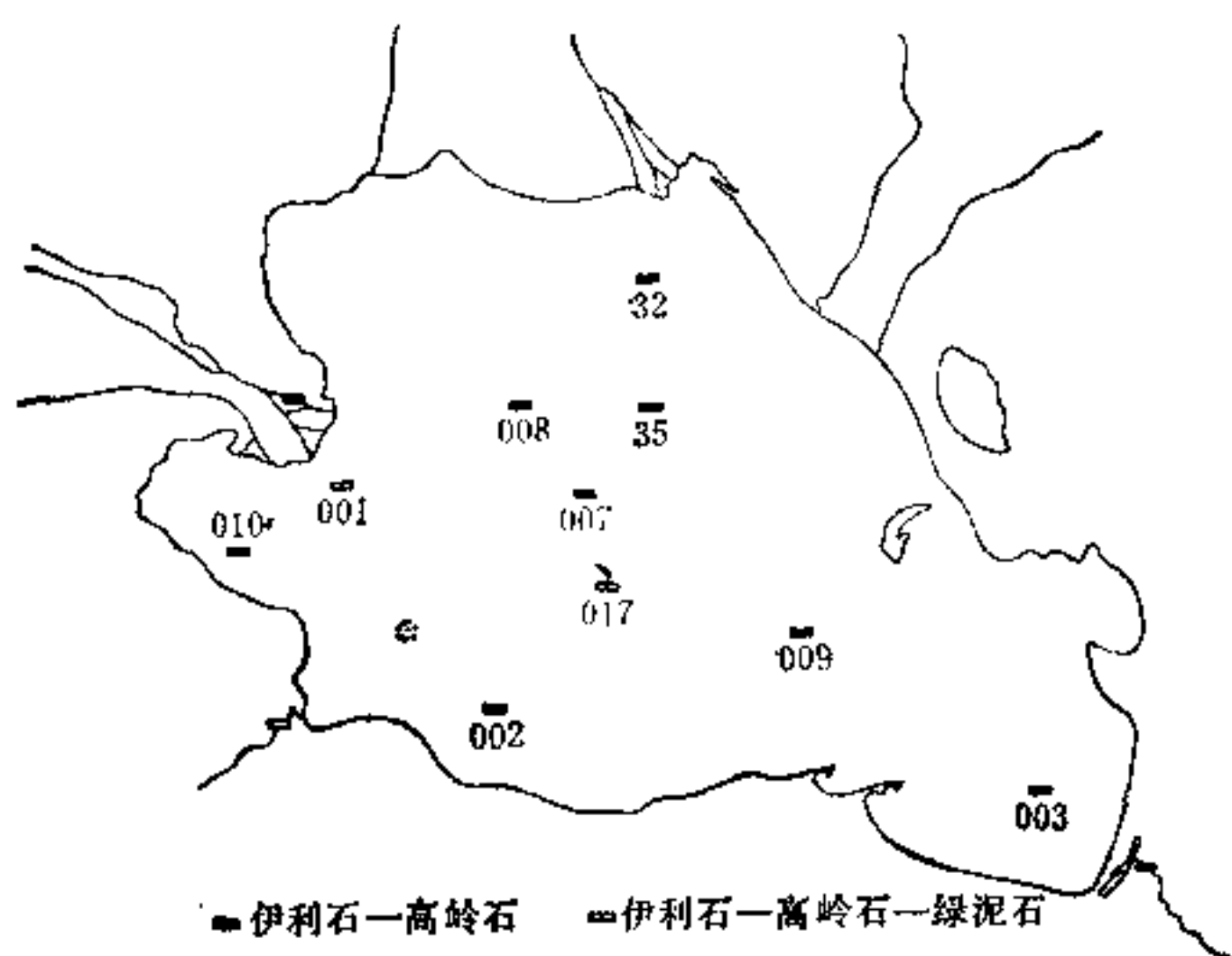


图 85 青海湖区河、湖沉积物中粘土矿物组合分布略图

不论是在河流或湖底不同部分的沉积物中，粘土矿物的成分都基本相同，差别和变化极小；第二，矿物组合也比较简单，以伊利石-高岭石组合为主；湖底局部出现伊利石-高岭石-绿泥石组合，这一组合似有沿鸟岛-海心山变质岩带分布的迹象。在数量上，两种组合都以伊利石占优势。

把粘土矿物成分与湖水化学、沉积类型、氧化还原相和有机质的平面分布(见以后章节)加以比较，没有发现它们之间有什么明显关系。

青海湖水 $\text{pH} = 9.1-9.4$ ，属碱性，钙离子浓度平均为 9.87 毫克/升，显然不利于高岭石的形成，但高岭石却广布于湖底；相反，在碱性介质下能够富集的蒙脱石，在湖底沉积物中却不存在。再结合河、湖沉积物中粘土矿物成分十分相似，以及高岭石晶体普遍有搬运

磨蚀现象来看,所有这些,一方面说明:湖底沉积物中的粘土矿物主要是陆源成因的;另一方面也说明:保存粘土矿物的介质条件,远较它们形成时的介质条件要宽得多。

由于湖水富含钾离子(平均为 146 毫克/升),我们也不排除少部分自生伊利石是由其它粘土矿物蚀变而成的可能性。

湖底沉积物中粘土矿物成分十分突出的均一性,我们认为是由以下几个原因造成的:(1)青海湖水动力条件比较活跃,特别是由布哈河引起的主湖流以及强劲风力形成的波浪(见第四章),将悬浮的泥质物展布于湖底;(2)湖底地形比较简单,(3)湖水化学成分的平面变化不大。这些因素共同起作用,造成陆源成因的粘土矿物在平面分布上的均一性。

关于粘土矿物成分与沉积环境之间的关系,由于分析样品的数量有限,还有待进一步工作。

三、碳酸盐沉积物

沉积物中的碳酸盐含量,是用湿烧法测定无机碳后换算的。同时采用染色法区别霏石、方解石、菱铁矿和白云石,显微镜下用油浸薄片鉴定(见表 60)。

表 60 青海湖沉积物的碳酸盐矿物染色鉴定

试 剂	矿 物	霏 石	方解石	菱铁矿	白 云 石	备 注
$\text{MnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ 和 Ag_2SO_4		黑色*	不着色*	不着色	不着色	作用时间 30 分钟,2 小时后方解石为灰色。
FeCl_3 和 $(\text{NH}_4)_2\text{S}$		黑色	黑色	不着色*	不着色*(<0.01 毫米为黑色)	质点 <0.01 毫米时白云石染成黑色,其它碳酸盐矿物染成浅绿色。
$\text{Cu}(\text{NO}_3)_2$		鲜绿色	鲜绿色	不着色	很淡的绿色*(<0.01 毫米)	

* 有鉴定意义;菱铁矿以光性特征和不被染色来鉴定。

1. 碳酸盐沉积的成因类型

湖底沉积物的碳酸盐以四种类型存在:

陆源碎屑碳酸盐 通常为不规则粒状(照片 53 左方),颗粒一般较大,以 0.05—0.1 毫米者居多,一般存在于湖滨的粗粒沉积物中;但在淤泥里也常有发现,数量不多,大小只有 3—5 微米。上述陆源碎屑碳酸盐是被河水搬运而来的,它在碳酸盐沉积中不很重要,含量不高。

生物碳酸盐 青海湖生物碳酸盐较少,不占重要地位,主要为薄而透明的介形虫壳体,在 5—10% HCl 溶液中迅速溶解消失。它们在浅水带的泥质粉砂或粉砂质淤泥沉积物中数量相对较多;深水带淤泥中较少。

鲕状碳酸盐及石灰华 前节中已有叙述,分布不广,属化学成因。沙岛附近水温较高,波浪频繁搅动,有利于碳酸盐围绕沙粒沉淀成鲕状砂。至于石灰华,我们认为这是由于湖底存在富含重碳酸盐的泉水,涌出后 CO_2 逸去, CaCO_3 沉淀而成的 $[\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 \uparrow + \text{H}_2\text{O}]$ 。石灰华中普遍出现的小气孔,正是 CO_2 逸出的结果。

泥状碳酸盐 碳酸盐的矿物颗粒极小,大部分由1—5微米组成,故称泥状碳酸盐。它们在沉积物中数量极多。这种类型的碳酸盐,主要是借助于染色法在高倍镜下对油浸薄片进行观察。

泥状碳酸盐的形状和矿物成分有:

隐晶质: 颗粒大小不及1微米,不显光性,常与粘土矿物混成集合体(照片53右方)。这种形状的碳酸盐矿物以霏石为主,其次有极少量菱铁矿;菱镁矿¹⁾偶见。

微粒状: 颗粒大小1—4微米,最大可达5微米,成规则的圆粒(照片54),可成单体或集合体存在。矿物以霏石为主,方解石次之,菱镁矿极少。

长柱状: 大小一般为4—8微米,个别可达15微米。外形有两端平齐似长柱状的,也见有两端略尖而成扁豆状的。矿物以霏石为主,方解石次之,菱铁矿少见(照片55)。

菱面体: 一般5微米左右,对角线平行下偏光摆动方向时突起最高,矿物以白云石为主,菱铁矿少见(照片56)。

微粒状、长柱状、菱面体的共同特点是: 它们都有明显的重曲折率,正交镜下干涉色为亮灰色。

为了进一步查明泥状碳酸盐的成因,我们对水底沉积物的45块样品和布哈河、黑马河、哈里根河、沙柳河四个河口沉积物以及布哈河水悬浮物样品进行了镜下观察。结果表明,不同形状碳酸盐矿物的数量,在湖底平面上有明显变化,这种变化与水深和沉积物类型有关(表61)。

表61 不同类型沉积物中泥状碳酸盐矿物的数量变化

沉积物类型	碳酸盐矿物数量					
	隐晶质霏石	微粒长柱状霏石	方解石	菱铁矿	菱镁矿	白云石
砂、粉砂	+	—	—	×	×	×
粉砂质淤泥	+++	+	+	+	—	—
粉砂质粘土淤泥	+++	++	+	++	—	—

- × 无;
 — 极少,一个视域中,有时不见一粒;
 + 较少,一个视域中,有时可见几粒;
 ++ 较多,一个视域中可见十余粒或几十粒;
 +++ 极多,含量在25%以上。

从表中可以清楚地看出,隐晶质霏石在任何类型的沉积物中含量都高,而以深水区的细粒沉积物含量最高,其它碳酸盐矿物也是随沉积物变细含量增高。此外,矿物颗粒大小也有随着沉积物变细而增大的现象。其中以霏石最为明显;在粗粒沉积物中霏石主要为隐晶质,淤泥沉积物中霏石颗粒可增大至5微米,个别长柱状晶体可达15微米。在布哈河口沉积物中,碳酸盐矿物数量显著减少,只有少量隐晶质霏石附着于碎屑颗粒的表面之上。

由此可见:

第一,湖底沉积物中出现了大量霏石。这是一种在地表条件下极不稳定的矿物,易变

1) 用15立方公分酒精加1—2毫克曙红和3毫克KOH,菱镁矿变为鲜玫瑰红色。

为方解石^[36],因此,它们不可能作为陆源物质存在。而菱铁矿、菱镁矿、白云石也随水深增大、沉积物变细而增多,根据它们的矿物形状、大小与霏石颇为近似来看,无疑都属自生碳酸盐矿物。

第二,河水中的泥状碳酸盐矿物数量极少,也说明只依靠地表径流的补给是不足以形成大量泥状碳酸盐的。

第三,湖水的研究已经证明:水中的碳酸钙目前处于过饱和状态,足以产生化学沉淀(见第二章)。

因此我们认为:青海湖沉积物中的碳酸盐矿物,主要是化学成因的自生矿物。

2. 碳酸盐沉积的分布

青海湖底沉积物中碳酸盐的含量变化于 16.2—39.3% (见表 62)。其中,砂和粉砂的平均含量为 21%;泥质粉砂为 30%;粉砂质淤泥为 31.6%;粉砂质粘土淤泥最高,平均为 32.7%。

从图 86 可以看出,湖底沉积物中碳酸盐的分布特点是:(1) 边缘浅水带低,中部深水区高;(2) 河口低,湖湾高;(3) 湖盆中部布哈河主流水道所过之处,碳酸盐含量相对要低,在它南、北两侧的环流中心,则分别出现两个高值区。

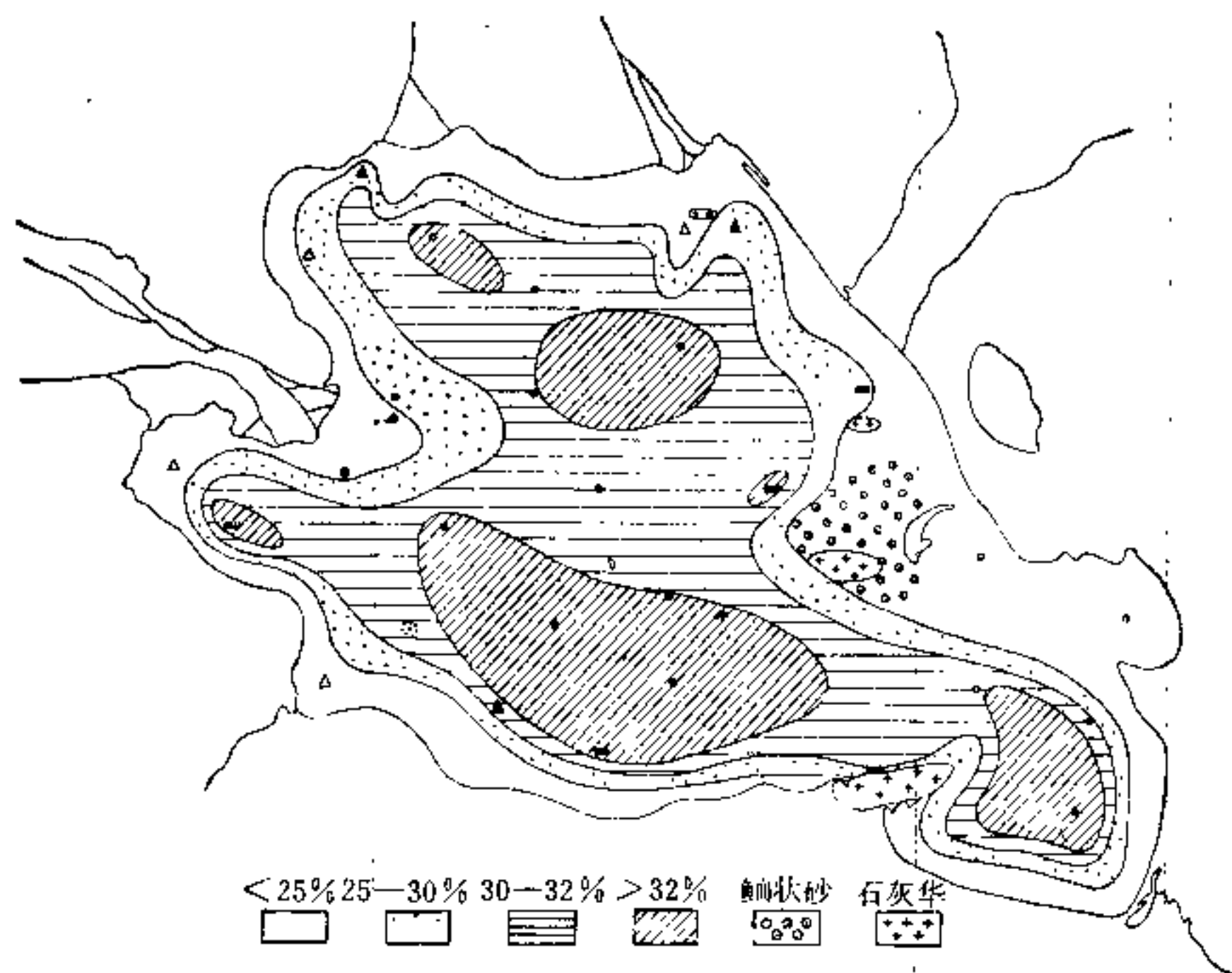


图 86 青海湖底沉积物碳酸盐含量分布图

碳酸盐的这种分布特点,据我们看来,是由三个因素决定的:

第一,水动力分带。从图 87 中可以看出,在不同水动力带上,碳酸盐含量不同。

高能带:水深 0—14 米,碳酸含量一般 < 26%。这里浪力、浪流及湖流强烈翻搅湖底,因此,沉积下来的碳酸盐微粒,容易被搅起带走,所以含量较低。至于鲕状砂和石灰华,形成条件特殊,前面已有叙述。

表 62 青海湖底沉积物的碳酸盐含量

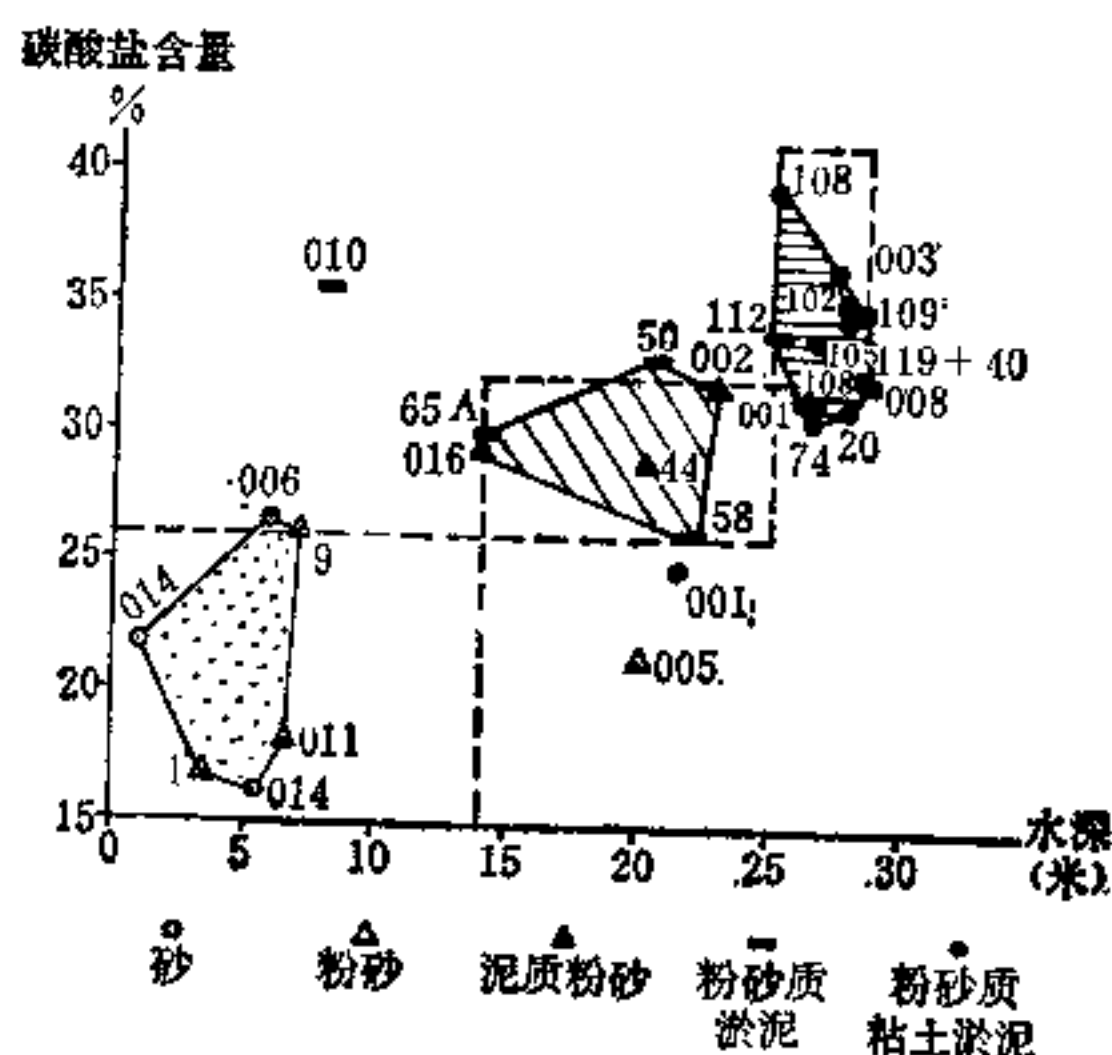
采样点号	水深(米)	沉 积 物	碳酸盐含量%	<0.01毫米 粒级%
006	5.8	深灰褐色粗砂	26.6	0.67
014	5.5	灰色砂	16.2	2.05
66	0.9	灰绿色砂	21.8	—
005	20.0	灰黑色砂质粉砂	21.3	2.40
011	6.5	灰黑色含泥粉砂	18.2	—
1	3.4	灰色粉砂	16.8	17.38
9	7.0	灰色粉砂	26.2	8.50
002	22.9	黄灰黑色泥质粉砂	31.8	19.83
016	13.8	蓝灰色泥质粉砂	29.3	22.91
44	20.2	浅灰黄色泥质粉砂	28.9	18.46
010	8.0	黑色粉砂质淤泥	35.3	32.49
50	20.5	灰黑色粉砂质淤泥	32.8	44.86
58	22.0	黑灰色粉砂质淤泥	26.1	30.23
65 _A	14.2	灰色粉砂质淤泥	29.8	—
112	25.1	灰黑色粉砂质淤泥	33.8	—
001	21.3	浅灰黄色粉砂质粘土淤泥	24.8	61.93
003	27.3	灰色粘土淤泥	36.4	76.83
007	26.0	深灰黑色粉砂质粘土淤泥	31.3	54.28
008	28.7	深灰黑色粉砂质粘土淤泥	31.9	59.00
101	26.5	灰黑色粉砂质粘土淤泥	33.7	70.56
102	27.7	深灰色粉砂质粘土淤泥	34.8	50.83
105	27.7	黑色粉砂质粘土淤泥	34.6	—
108	25.0	黑色粉砂质粘土淤泥	39.3	—
109	28.5	灰黑色粉砂质粘土淤泥	34.6	52.84
119	28.5	灰黑色粉砂质粘土淤泥	32.1	—
20	27.8	黑色粉砂质粘土淤泥	31.0	—
40	28.5	黑色粉砂质粘土淤泥	32.1	—
68	26.5	灰色粉砂质粘土淤泥	31.3	—
74	26.5	深灰色粉砂质粘土淤泥	30.4	—

中间带：水深14—25米，碳酸盐含量一般为26—32%。这里浪力已不能到达湖底，湖流的速度向深层水减弱，部分悬浮状和自生碳酸盐都更易沉积下来。

低能带：水深>25米，碳酸盐含量为30—40%。这里已经出现湖下层相对静水层，特别是湖盆南、北两个拗陷的环流中心，水团滞静；原地生成和搬运沉积的碳酸盐的总和，在这里形成高值。

河口区：从图86、87中可见，河口区碳酸盐含量普遍都低（例如001和005点）。这是因为河口水动力活跃的结果。

湖湾：碳酸盐含量一般都高，特别是东南湖湾（003点）和铁布卡湖湾（010点）更为明显。这是因为半封闭的湖湾水流停滞、蒸发作用强的结果。



碳酸盐沉积的分布与水动力分带如此密切，与泥质粒级的分布也比较相似，这就提出一个问题：看来青海湖中的碳酸盐沉积虽然主要是化学成因的，但是碳酸盐质点一旦从湖水中沉淀出来，就立刻受湖水动力的制约，所以它的分布基本上服从于碎屑沉积的规律。

很有意义的是：不同水动力带上的碳酸盐，不但在数量上，而且在晶形上，也发生了明显的变化（图88）：高能带上主要是不规则圆粒状碎屑碳酸盐；中间带上除少量圆粒状

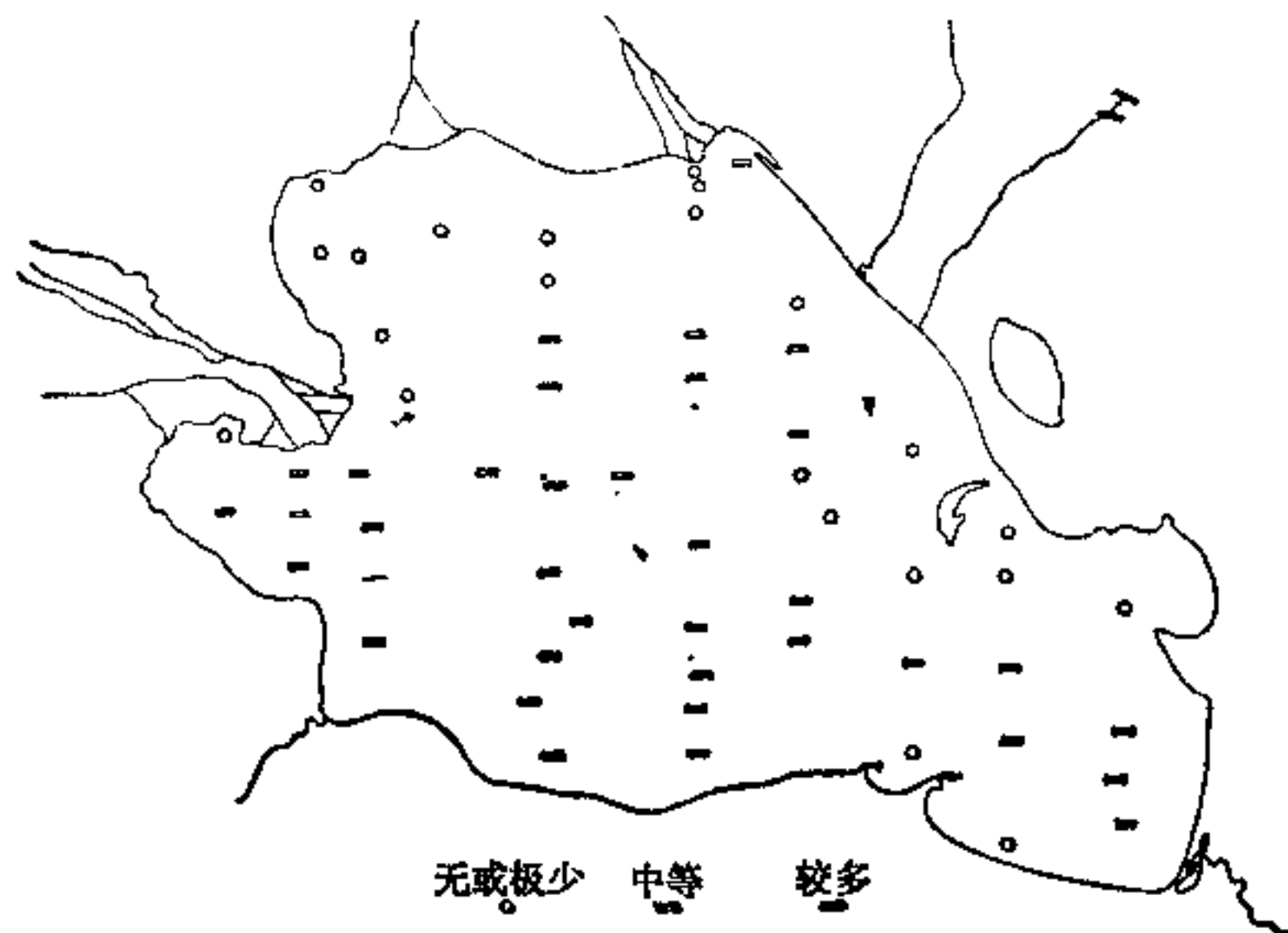


图88 青海湖底沉积物中柱状霏石及方解石数量的相对变化
(据镜下鉴定资料)

碎屑碳酸盐外，开始出现自生圆粒状、柱状和菱面体三种。水动力最为稳定的低能带，柱状体就明显增多；在量变的同时，发生了形变。

第二，湖水化学性质的相对变化。仔细分析图86、88，可以看出，青海湖南部与北部相

比,碳酸盐的高值区更为广阔,柱状碳酸盐也更多。看来,这是因为南部水团相对静水层更厚、水动力更稳定;与此相应,南部湖水矿化度和 HCO_3^- 含量高, CO_3^{2-} 低(见第四章图 51),说明水中碳酸盐的沉淀作用更为强烈。从图 89 中可以看出:湖水中可溶性 CO_3^{2-} 含量越

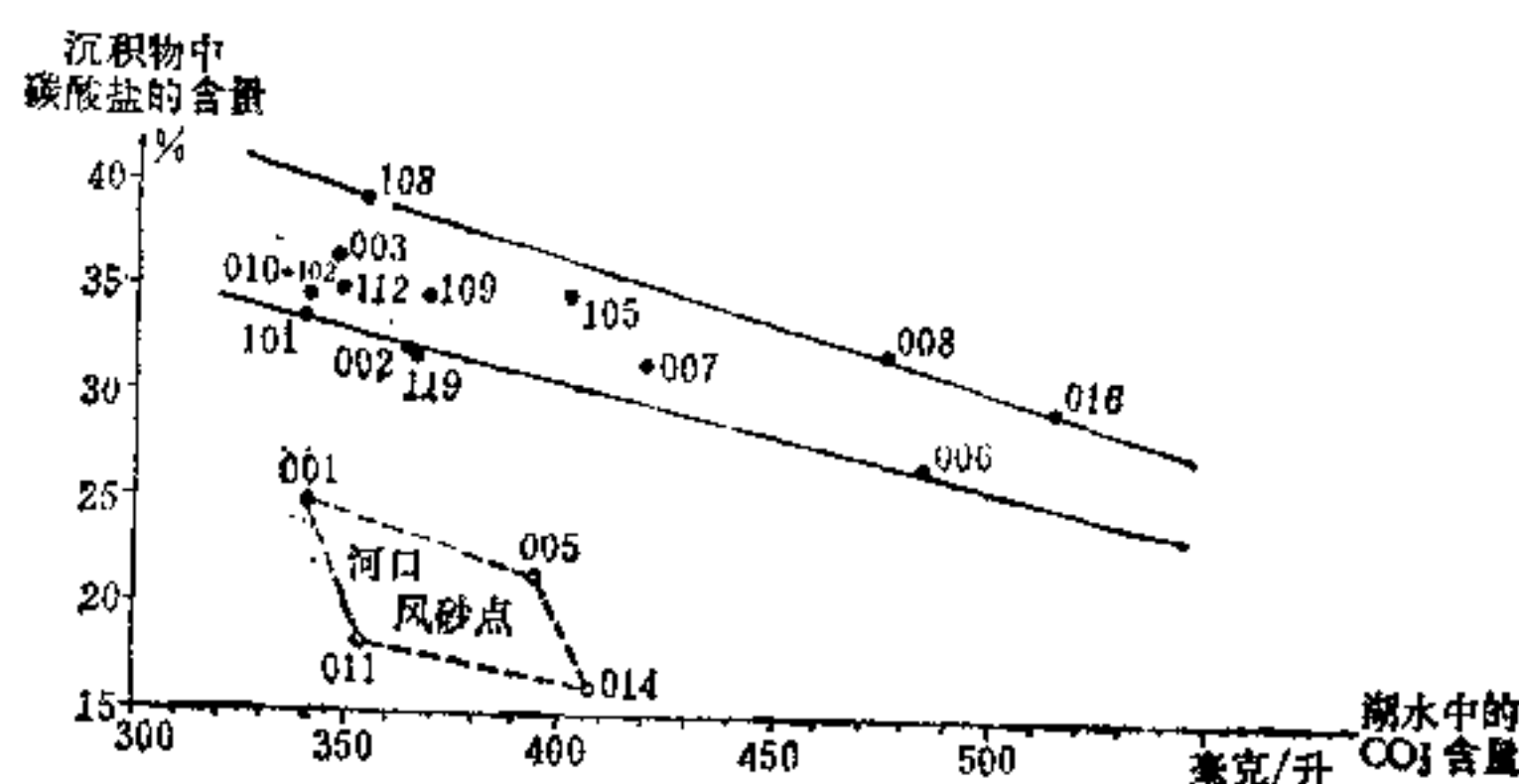


图 89 青海湖水中可溶性 CO_3^{2-} 与沉积物中碳酸盐含量的关系

低,沉积物中的碳酸盐含量就越高(几个河口点因河水冲淡而例外),间接地反映了这一点。

第三,生物繁茂程度的不同。水生生物的研究表明,青海湖南部水区的水生生物更为繁茂,生物碳酸盐的成分,相对也就多些。

* * *

归结起来,我们认为,青海湖底碳酸盐沉积的形成和分布,有以下几个基本特点:

(1) 以化学成因的自生泥状碳酸盐、鲕状碳酸盐和石灰华为主,生物成因和陆源碎屑碳酸盐较少。

(2) 影响碳酸盐化学沉积的主要因素是湖水的pH值、矿化度和温度。

(3) 青海湖中化学沉积的碳酸盐质点一旦形成,它的分布就立刻受湖水动力条件的控制。因此,碳酸盐的分布与 < 0.01 毫米的泥质粒级极为相似,从水动力高能带向中间带和低能带逐渐增高;河口三角洲的含量低,湖湾的含量高。我们认为,这种密切关系对于研究碳酸盐沉积是一个有益的启发。

四、青海湖现代沉积相

青海湖现代沉积相,可以简单地划分为滨湖-浅湖相、半深湖相和深湖相三个主相(表 63)。

这种划分,主要根据水深和沉积物的粗细变化,所以,只是一个内陆湖泊沉积相的最一般的概括。实际上,从前几节的叙述中可以看出:青海湖的水动力状况远非如此简单。几条河口,几个湖湾,加上水下风砂堆积的叠加,使湖水动力的正常分带和湖底地形复杂化了。就是在水深大于 25 米的深湖区,由于几个环流和次一级迴流的运动,相对静水层的厚薄也不一样。这样一来,三个沉积主相的环湖连续分布,也就往往因为水动力因素的叠加而中断,与此同时,出现了新的亚相。

根据各个主相上局部水动力特点的不同,我们在青海湖中进一步划分出河口三角洲亚相、湖湾亚相、湖流淤积亚相和水下风砂堆积亚相(表 64, 图 90)。

表 63 青海湖现代沉积相

沉积相		滨湖-浅湖相	半深湖相	深湖相
水深(米)*		0—15	15—25	>25
水动力分带		高能带	中间带	低能带
主要水动力因素		浪力、迴返浪流为主,也有湖流的作用	湖流	湖流作用向深处减弱;中部位于环流中心区
沉积物		外带:砾石、砂、粉砂质砂,东部有石灰华; 内带:泥质砂及粉砂	灰黑色粉砂质淤泥及泥质粉砂;有 H_2S	灰黑色粉砂质粘土淤泥及粘土淤泥;有浓 H_2S 味
粒度参数	<0.01毫米(%)	外带 <5 内带 5—20	20—50	50—70
	Md (毫米)	外带 >0.1 内带 0.1—0.02	0.02—0.01	<0.01
	S_o	一般 >2	一般为 2—1.5	<1.5
	S_k	一般为 0.5—0.7	一般为 0.7—1	>1
碳酸盐含量(%)		<26	26—32	30—40

* 水深的划分是根据湖水动力及沉积物的分带性综合确定的。

表 64 青海湖现代沉积亚相

主相	水动力分带	叠加水动力因素	沉积亚相	水深(米)	沉积物	粒度参数				碳酸盐含量(%)
						<0.01毫米%	Md , 毫米	S_o	S_k	
滨湖-浅湖相	高能带	河口平面喷射流	河口三角洲亚相	0—25	灰白、灰黄、灰绿、灰褐、灰黑色粗、细砂及粉砂	砂 < 5 粉砂 < 10	中心线可达0.80 两侧 0.02—0.04	中心线 1.2—1.6 两侧 1.4—2.0	≤ 1	<27
		风力	沙岛水下风砂堆积亚相	0—15	灰、灰绿色中细砂及瓣状砂	0—5	0.25—0.3	1.2—1.4	≤ 1	<25
		湖湾回流	铁布卡浅水湖湾回流亚相	3—15	灰黑色粉砂、粉砂质淤泥、粉砂质粘土淤泥及粘土淤泥,有 H_2S	10—80	0.05— <0.01	≤ 2 , 靠近河口时可达4	>1—0.5靠近河口时小至0.2	16—36
半深湖相	中间带	湖湾回流	哈达湾半深水湖湾亚相	8—20	灰黄色粉砂及灰黑色粉砂质淤泥,有 H_2S	10—50	0.05—0.01	1.5—2靠近河口时可达4	>1—0.7靠近河口时小至0.2	26—30
深湖相	低能带	布哈河主流水道	湖流淤积亚相	25—28	灰黑色泥质粉砂及粉砂质淤泥	10—50	0.02—0.01	1.4—2	≤ 1	27—30
		湖湾回流	东南部深水湖湾亚相	25—28	灰黑色粉砂质粘土淤泥及粘土淤泥,有浓 H_2S	50—80	<0.01	<1.5	>1	30—40

从图 90 和表 63、64 中,可以看出一个内陆湖泊的水动力状况,决定着沉积相的形成。在这里,我们既强调了湖水动力的作用,也不忽视湖底地形的影响。当两者比较单一时,沉积相也就比较简单。相反,当两者复杂时,沉积相就多样化了(例如高能带,就包括有一个主相和三个亚相)。这时,出现以下两种不同情况:

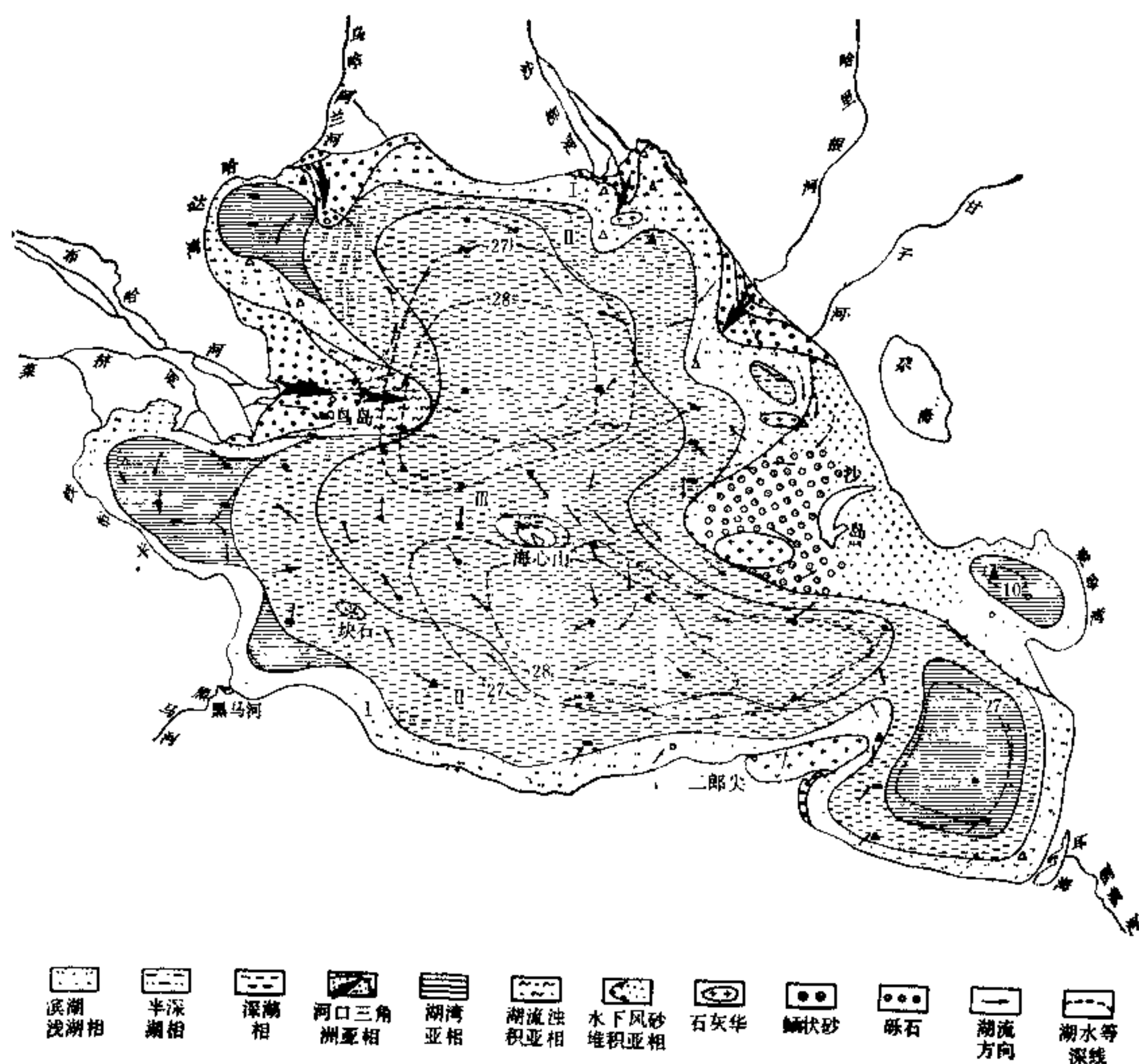


图 90 青海湖现代沉积相图
I. 高能带 II. 中间带 III. 低能带

第一种情况 各个主相中叠加了更强的水动力因素——例如有河流及风力作用。此时,相应亚相沉积物的含泥量变小,中径变大,分选性的变化是:高能带变好,低能带则变差。

在这里,我们着重讨论河口三角洲亚相的问题。

青海湖河口三角洲砂体的面积分别为:布哈河口——91.5 平方公里;乌哈阿兰河口——58.8 平方公里;哈里根河口——65.4 平方公里;沙柳河口——13.1 平方公里。总面积 228.8 平方公里,占全湖砂带面积的 26.4%。砂体含泥量小,分选对称性好,作为一个内陆湖泊的砂岩储集层来说,具有十分重要的意义。在第二节中已经说过,青海湖的河口三角洲砂体,主要是由河流底负载在平面喷射流作用下形成的。它的特点是:

- (1) 河口决定砂体的位置。这一点,在图 90 中看得十分清楚。
- (2) 河流的流量和输砂量决定砂体的规模。我们比较一下两条资料较全的河流(表

65), 便可看出布哈河的年平均流量和输砂量, 分别为沙柳河的 3.8 倍和 1.4 倍, 它的砂体面积就是沙柳河的 7 倍, 砂体前端与河口的距离是 5.7 倍。

(3) 河口射流决定砂体粒度的分布。在平面喷射流的情况下, 特点是: 河口中心线一带砂和粉砂较粗, 含泥量普遍很低 (0—5%), 分选对称性好, $S_o < 1.4$, $S_k \leq 1$; 两侧变细, 分选对称性变差, S_o 为 1.4—2, S_k 为 0.7—0.9 (表 65)。

表 65 布哈河与沙柳河河口沉积特征对比

河 流		布 哈 河	沙 柳 河
年平均流量(米 ³ /秒)		33.7	8.84
年总径流量(亿方)		10.64	2.79
年输砂量(万吨)		36.70	26.05
河口水动力状况		平 面 喷 射 流	
估计河口沉积速度(毫米/年)		2.4*	1.7
砂体面积(平方公里)		91.5	13.1
砂体前端距河口(公里)**		8	1.4
河口中心线	Md (毫米)	0.8—0.1	0.083
	S_o	1.2—1.3	1.4
	S_k	0.95—1	1
两 侧	Md (毫米)	0.1—0.05	0.04
	S_o	1.67	1.4—2
	S_k	0.76	0.7—0.9

* 按布哈河水上游三角洲前端青 1、2 孔 Q_4 砂层厚度为 24 米估计。

** 由于布哈河和沙柳河的河水矿化度/湖水矿化度的比值分别为 0.026 和 0.068, 且布哈河水矿化度 (327 毫克/升) 比沙柳河 (852 毫克/升) 要小 1.6 倍。所以布哈河入湖后的平面喷射流形成得更加完全, 它的砂体也就延伸更远。

在布哈河主流水道上, 出现了一种特殊的湖流淤积亚相。它的特点是: 在水深已达 28 米的深湖区, 周围都已沉积粉砂质粘土淤泥 (含泥量 > 50%), 可是在这里, 却沉积了粗细混杂的泥质粉砂, 并且含将近 1% 的砂粒 (17 号采样点), 或是含粉砂达 56% 的淤泥 (18_A 号采样点)。这是因为河口平面喷射流到这里速度明显减缓, 河水中携带的粗细悬浮物同时沉降下来的缘故。这一亚相上的采样点还不多, 尚待进一步研究。

第二种情况 各个主相上叠加了更弱的水动力因素——例如湖湾回流。此时, 特别是高能带上的浅水湖湾亚相, 沉积物明显变细, 含泥量显著增高, 分选性则相应变好, 普遍有 H_2S 出现。

从图 90 可以看出, 青海湖中有三类湖湾: 一类有风砂堆积影响, 例如东部的海晏湾, 沉积物粗, 分选也不好; 一类是有河流注入的浅水湖湾, 主要在湖盆西部, 例如哈达湾、铁布卡湾和黑马河湾等等; 另一种是东南部深水湖湾, 无补给, 水团滞静, 沉积物最细。后两类湖湾亚相, 与相应的主相比较, 水动力状况要更为稳定。

* * *

归结起来, 我们对内陆湖泊沉积相的认识是:

(1) 对于研究陆相油气的生成和聚集来说,仅仅把一个内陆湖泊划分为滨湖、浅湖和深湖相,是不够的。实际情况远比这复杂。为了准确地区分开不同的亚相,就应当深入进行沉积水动力的分析。

(2) 一个内陆湖泊的“低能带”,最有利于有机质的堆积和保存;“高能带”则往往是陆相油气储集的良好场所。这是因为,“低能带”上的沉积物为相对静水层所覆,并且经常有环流中心区存在,特别是其中的半封闭深水湖湾,水团最为滞静,沉积物也最细,具备良好的生油环境。“高能带”上浪力浪流来回翻搅,特别是其中的河口三角洲和水下风砂区,在河口射流和风力作用下,可以形成分选对称性良好的砂和粉砂。因此,应当特别注意研究“高能带”,以便寻找出一个内陆盆地的储油砂体。

(3) 在沉积水动力的研究中,粒度的分布,特别是中径(M_d)、分选系数(S_o)和歪度(S_k)的组合,可以用来判断水动力的相对强度和衰减方向。在重矿物的分析中,应当对主要单矿物的分布、大小和形态,分别进行研究,它们对主流水道反映得更为清晰。在这两方面,我们都只对河口区做了一点工作,有待进一步深入研究。

元素的分异与聚集

在这一部分里,我们研究了湖底表层(0—25厘米)沉积物中11种元素的地球化学。它们是:硅(Si)、钛(Ti)、铁(Fe)、锰(Mn)、钒(V)、钴(Co)、镍(Ni)、钠(Na)、钾(K)、磷(P)和氯(Cl)。

钛的含量是用岩石矿物全分析法测定的;硅、铁、钠、钾既用全分析,也用5%盐酸萃取测定;锰、钒、钴、镍用中型光谱全定量分析;磷只研究了5%盐酸萃取的资料;氯是水溶后用硝酸银滴定的。

这11种元素及其化合物,在沉积岩的组成中占有重要地位,并且常常形成重要的沉积矿产。其中,有的元素或者本身就是有机质的组成部分,或者同有机质关系密切,习称生物元素;有的则是研究生油环境(例如水介质和氧化还原条件)所必需。

一 沉积物的元素组成

湖底沉积物中15种元素的平均含量见表66。与各类沉积岩相比,它们的特点是:

表66 青海湖底沉积物的主要元素含量与各类沉积岩的比较

岩石、沉积物		Si	Ti	Fe	Al	Ca	Mg	Na	K	Mn	V	Co	Ni	Cl	P	S
砂 岩		36.80	0.15	0.98	2.50	3.91	0.70	0.33	1.07	1×10^{-3}	0.002	3×10^{-3}	2×10^{-4}	0.001	0.017	0.024
泥、页岩		24.80	0.46	4.72	8.00	2.21	1.50	0.96	2.66	0.085	0.013	1.9×10^{-3}	6.8×10^{-3}	0.018	0.070	0.240
青海湖 现代沉 积物	总 平均	18.20	0.26	3.57	4.97	14.17	1.74	1.29	1.48	0.066	6.4×10^{-3}	1.05×10^{-3}	3.4×10^{-3}	0.53	0.045	0.43
	淤 泥 平 均	16.67	0.26	3.70	5.14	14.44	1.80	1.26	1.60	0.065	6.9×10^{-3}	1.10×10^{-3}	3.6×10^{-3}	0.68	0.048	0.46
灰 岩		2.40	0.04	0.88	0.42	30.23	4.70	0.04	0.27	0.11	2×10^{-3}	1×10^{-3}	2×10^{-3}	0.015	0.040	0.12

(1) Si、Al、Ca、Mg 的含量与它们的氧化物相对应,介于碎屑岩与灰岩之间。

(2) Ti、Fe、V、Co 和 Ni 的平均含量低于泥、页岩,高于砂岩及灰岩。Mn 的含量则比灰岩还低。这几种铁族元素含量不高的原因大概是:第一,中国岩浆岩贫 Ti^[37];第二,湖区岩浆岩主要是酸性岩,而根据元素克拉克值资料,V、Co、Ni 主要富集于基性及超基性岩之中。此外,大量资料已经证实,陆相沉积中的 V、Co、Ni 比海相要少;第三,青海湖中水生生物不很繁茂;第四,湖底化学沉积碳酸盐的“冲淡”作用。

(3) 生物元素 P 的含量低于泥、页岩,S 的含量则较高。

(4) Na 和 Cl 的含量高于各类沉积岩。看来,这是因为湖区周围花岗岩广布,气候高寒干燥,物理风化强烈,沉积速度又大,长石、云母等含 Na 矿物以碎屑状态大量堆积于湖中;再加湖水较咸,可溶性 Na 和 Cl 的含量也较高。K 的含量略有不同,低于泥岩;这一方面反映出碳酸盐的“冲淡”作用;另一方面,也说明青海湖尚未到达钾盐大量沉积的阶段。

二、元素在湖底沉积物中的分布

我们所讨论的 11 种元素的分析资料见表 67、68 和 69。

表 67 青海湖湖底沉积物中硅、钛、铁、钠、钾的百分含量*

采样点	水深(米)	沉积物	Si	Ti	Fe	Na	K
006	5.8	砂	—	0.29	4.16	1.26	1.25
014	5.5	砂	31.63	0.17	1.40	1.38	1.60
016	13.8	泥质粉砂	19.39	0.29	4.76	1.32	1.23
005	20.0	砂质粉砂	16.26	0.28	3.71	1.45	1.50
002	22.9	泥质粉砂	19.38	0.35	3.71	1.52	1.15
70	12.9	泥质粉砂	18.14	0.20	2.61	1.16	1.00
010	8.0	粉砂质淤泥	16.46	0.28	5.11	1.30	1.69
50	20.5	粉砂质淤泥	17.36	0.26	3.85	1.24	1.41
58	22.0	粉砂质淤泥	19.94	0.26	3.02	1.35	1.20
001	21.3	粉砂质粘土淤泥	16.27	0.33	—	1.28	1.58
007	26.0		16.27	0.22	2.66	1.24	2.14
008	28.7		14.65	0.29	—	1.37	1.73
009	27.4		16.45	0.25	3.99	1.38	1.31
017	27.5		—	0.18	3.91	0.63	1.80
24	27.5	粘土淤泥	15.41	0.22	3.22	1.38	1.58
003	27.3		17.18	0.24	3.83	1.36	1.46
平均值		总平均	18.20	0.26	3.57	1.29	1.48
		淤泥	16.67	0.26	3.70	1.26	1.60

* 表中数据由全分析取得,而只列出我们所要讨论的五种元素。

表 68 青海湖底沉积物中锰、钒、钴、镍的含量*

采样点号	水深(米)	沉积物	Mn $\times 10^{-2}\%$	V $\times 10^{-3}\%$	Ni $\times 10^{-3}\%$	Co $\times 10^{-3}\%$
006	5.8	砂	6.3	4.8	2.6	—
014	5.5		3.4	4.2	1.0	—
66	0.9		3.0	1.9	<3.0	—
1	3.4	粉砂	10.0	4.3	3.8	<1.00
9	7.0		7.6	4.3	2.9	<1.00
005	20.0		9.1	5.0	4.5	1.12
47	20.6		7.1	9.7	3.9	—
016	13.8	泥质粉砂	6.9	5.9	1.9	1.08
002	22.9		7.1	8.7	4.0	<1.00
010	8.0	粉砂质淤泥	8.2	6.2	5.0	1.32
15	22.2		4.1	4.8	3.4	—
50	20.5		6.9	6.3	4.3	<1.00
112	25.1		9.1	5.7	4.8	1.07
113	26.0		5.5	5.5	3.5	—
001	21.3	粉砂质粘土淤泥	7.3	7.3	4.1	<1.00
007	26.0		6.7	6.0	5.1	1.12
008	28.7		5.4	10.0	3.9	1.12
009	27.4		7.4	8.7	3.1	1.15
102	27.7		7.0	6.4	2.8	1.23
105	27.7		8.3	7.2	4.7	1.18
108	25.0		5.8	7.6	3.9	1.29
109	28.5		7.9	10.0	3.2	1.35
119	28.5		7.6	6.1	4.7	1.29
28	27.5		4.8	4.8	3.2	—
39	27.4		6.2	7.2	3.6	—
68	26.5		6.7	6.8	4.9	<1.00
101	26.5		4.8	4.8	3.3	—
003	27.3	粘土淤泥	5.9	7.9	3.8	<1.00
平均值		总平均	6.6	6.4	3.4	1.05**
		淤泥	6.5	6.9	3.6	1.10

* 本表数据取自光谱全定量分析。

** $<1\times 10^{-3}\%$ 者均按 $0.8\times 10^{-3}\%$ 计算平均值。

表 69 青海湖底沉积物中磷和可溶性硅、钠、钾的含量*

采样点号	水深(米)	沉积物	P × 10 ⁻² %	Si%	Na%	K%
006	5.8	砂	3.5	0.25	0.19	0.05
014	5.5		2.6	0.22	0.12	0.06
59	6.0		1.8	0.61	0.21	0.08
61	3.4		1.8	0.33	0.14	0.07
66	0.9		2.2	0.86	0.16	0.05
005	20.0	粉 砂	4.0	1.01	0.39	0.15
011	6.5		5.3	0.86	0.26	0.18
1	3.4		6.2	0.79	0.22	0.25
2	1.7		5.7	0.73	0.22	0.16
9	7.0		4.0	0.69	0.33	0.12
11	8.5		4.0	0.71	0.33	0.09
17	28.0		5.7	0.87	0.72	0.27
47	20.6		4.8	0.93	0.78	0.20
002	22.9	泥质粉砂	4.0	1.14	0.53	0.22
016	13.8		4.0	0.81	0.32	0.19
010	8.0	粉砂质淤泥	4.0	1.17	0.56	0.25
14	23.0		4.8	1.16	0.50	0.22
15	22.2		4.8	1.08	0.58	0.24
32	25.0		4.0	0.93	0.70	0.22
50	20.5		6.2	0.91	0.66	0.20
56	27.5		5.3	1.01	0.62	0.23
58	22.0		5.3	0.87	0.56	0.19
112	25.1		5.7	1.17	0.55	0.18
113	26.0		3.5	1.10	0.39	0.25
001	21.3	粉砂质粘土淤泥	4.4	1.12	0.42	0.23
008	28.7		4.0	1.01	0.76	0.21
101	26.5		5.7	1.07	0.74	0.20
102	27.7		4.8	0.99	0.76	0.20
105	27.7		4.8	1.12	0.75	0.20
108	25.0		4.8	0.90	0.58	0.20
109	28.5		4.8	1.07	0.63	0.22
119	28.5		5.7	1.09	0.69	0.27
20	27.8		5.3	0.79	0.80	0.23
36	28.0		5.3	0.91	0.78	0.24
40	28.5		5.3	0.95	0.73	0.24
65 _B	27.4		3.5	1.32	0.72	0.26
68	26.5		6.2	1.21	0.61	0.24
74	26.5		5.3	1.02	0.66	0.23
003	27.3	粘土淤泥	3.5	0.86	0.77	0.27
平 均 值			4.5	0.91	0.52	0.19

* 本表数据用 5% HCl 萃取资料。可溶性 Fe 的数据在氧化-还原环境一章中列出；Cl 的资料在具体讨论中列出。

硅 (Si) Si 在湖底各类沉积物中的分布见图 91 及 92。可以看出,它和粗碎屑沉积物的变化基本一致,边缘高,中间低,高值带环湖分布。在湖盆东部风砂带上, Si 的含量最高;南北两个环流中心最低。这种分布说明: 湖底沉积物中的 Si, 主要以石英和硅酸盐矿物的粗碎屑状态存在。

在我们研究的 11 种元素中, Si 的离子半径最小 ($0.34 \text{ \AA}$), 离子电位最高 (11.8), 它在青海湖中的分布, 表现出极大的地球化学惰性。

钛 (Ti) Ti 在湖底的分布见图 93。与 Si 相比, Ti 一方面大致保存边缘高、中间低的特点; 另一方面, 它的环带状分布已不很规则。在河流补给最强的西部河口区和边缘

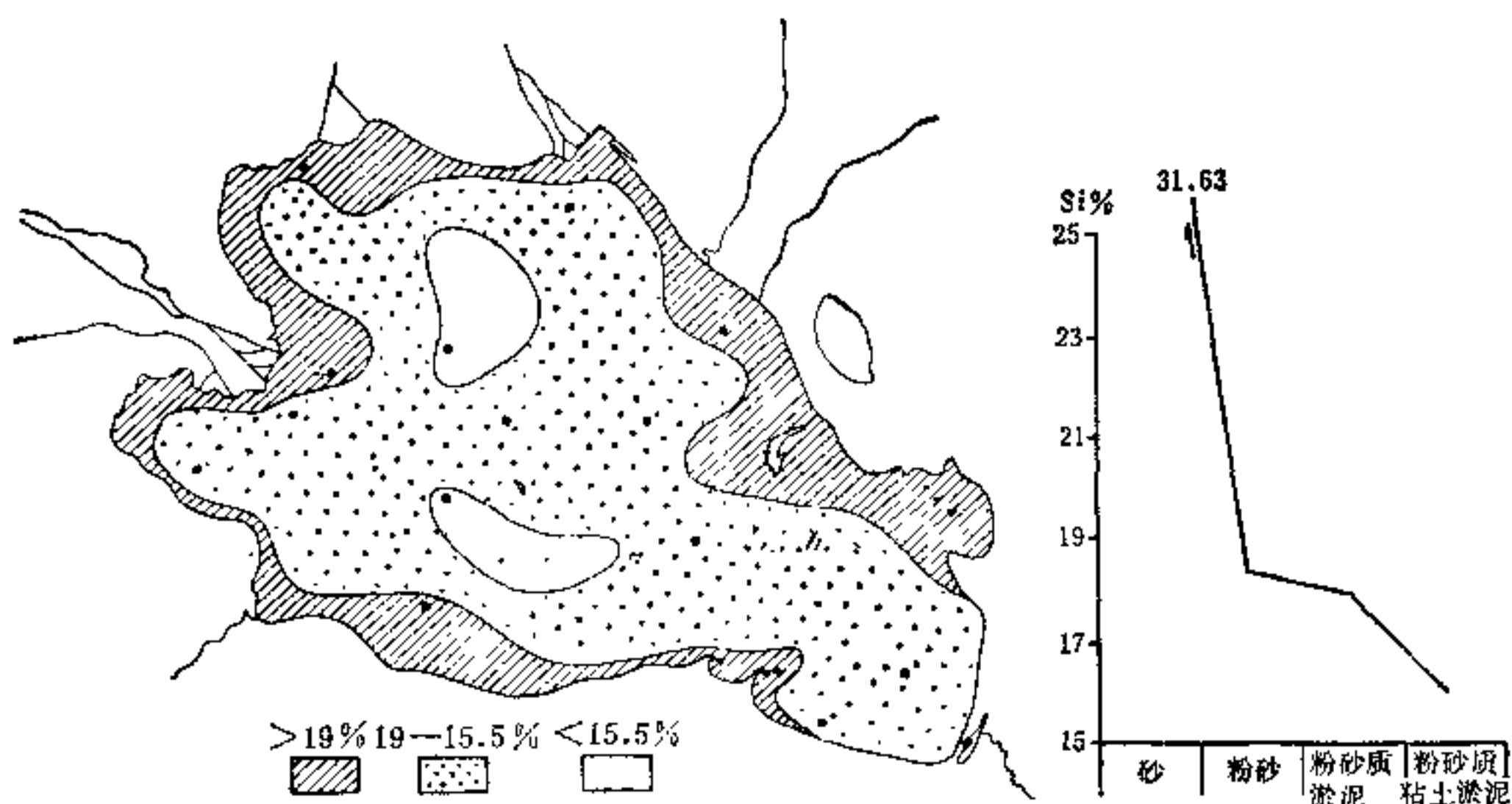


图 91 青海湖底沉积物中 Si 的分布略图

图 92 青海湖底各类沉积物中 Si 的分布

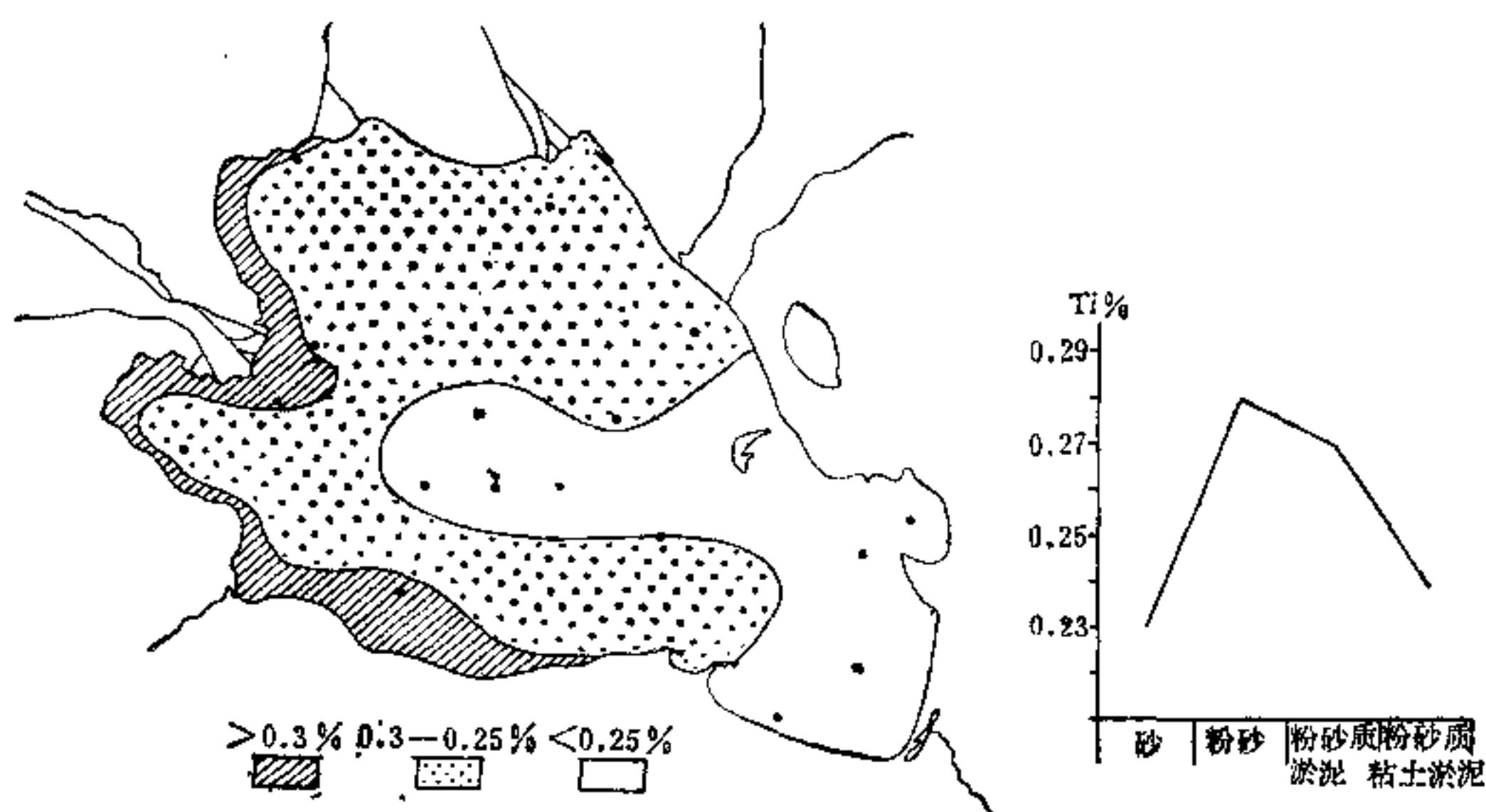


图 93 青海湖底沉积物中 Ti 的分布略图

图 94 青海湖底各类沉积物中 Ti 的分布

带, Ti 的含量高; 东部湖湾区低, 从而表现出自西向东降低的总趋势。从图 94 中也可看出, Ti 的分布与 Si 不同, 在粉砂中含量最高。所有这些, 都说明 Ti 的地球化学活动性比 Si 略大。

铁 (Fe)、锰 (Mn) Mn 和 Fe 的分布见图 95 和 96。由图可见, 它们的分布与 Ti 有一定的相似性, 保持着自西向东远离布哈河口逐渐减小的总趋势。不同的是, Mn 与河

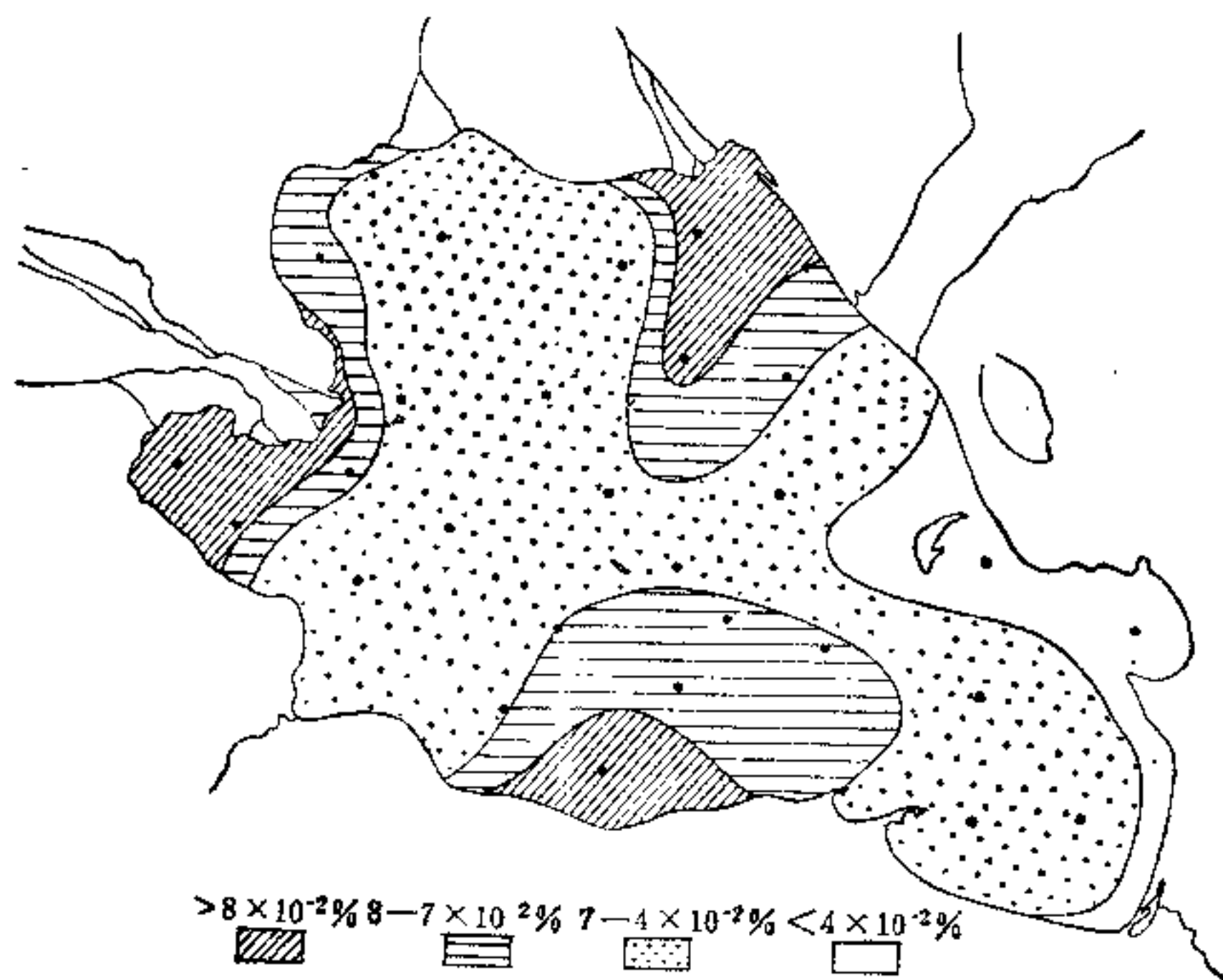


图 95 青海湖底沉积物中 Mn 的分布图

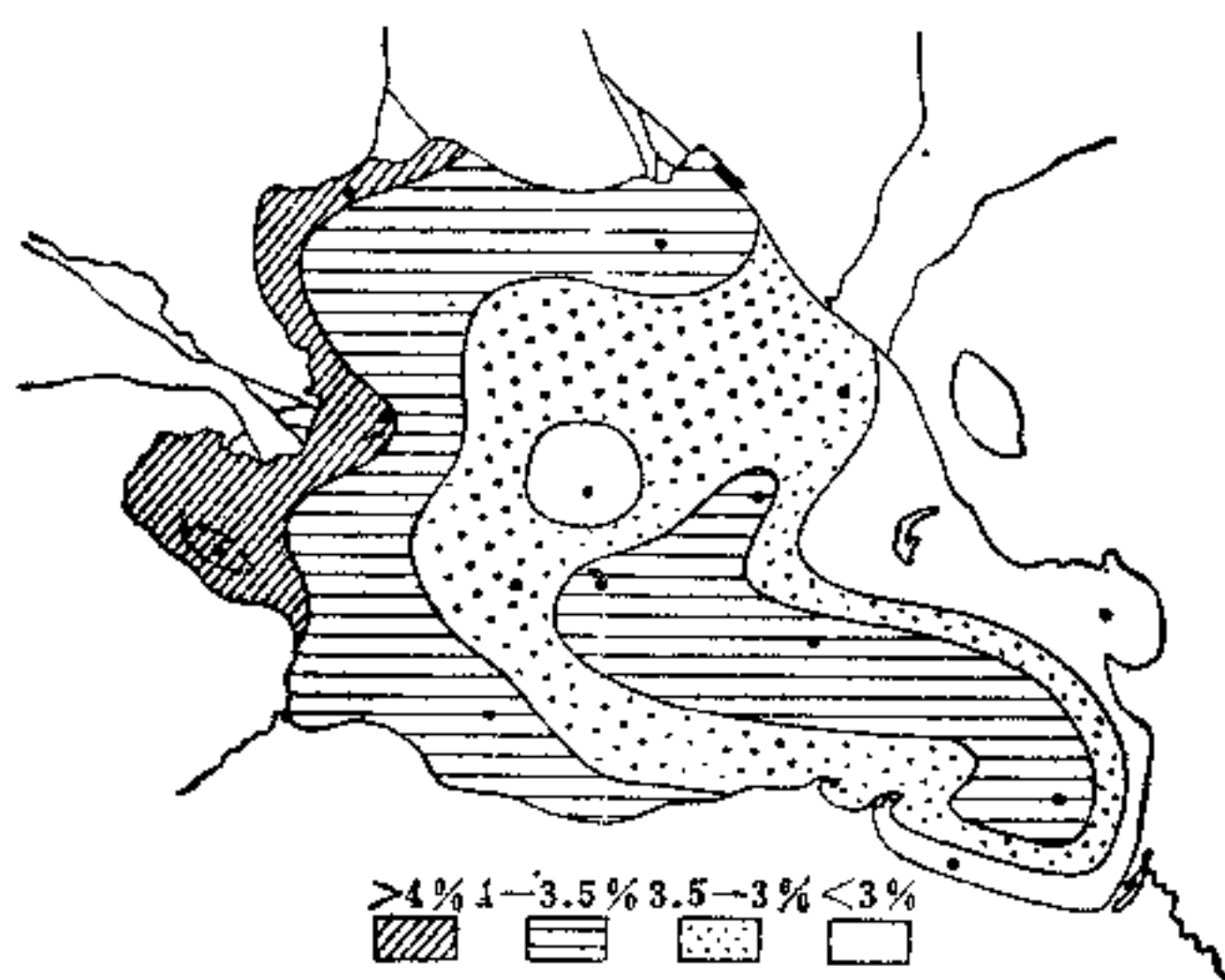


图 96 青海湖底沉积物中 Fe 的分布略图

口的关系要密切得多。它不但在布哈河口富集,而且在沙柳河口及南缘江西沟间歇性诸河入注的地方,分别出现两个高值。向深水区和水流补给微弱的湖盆东部含量降低。

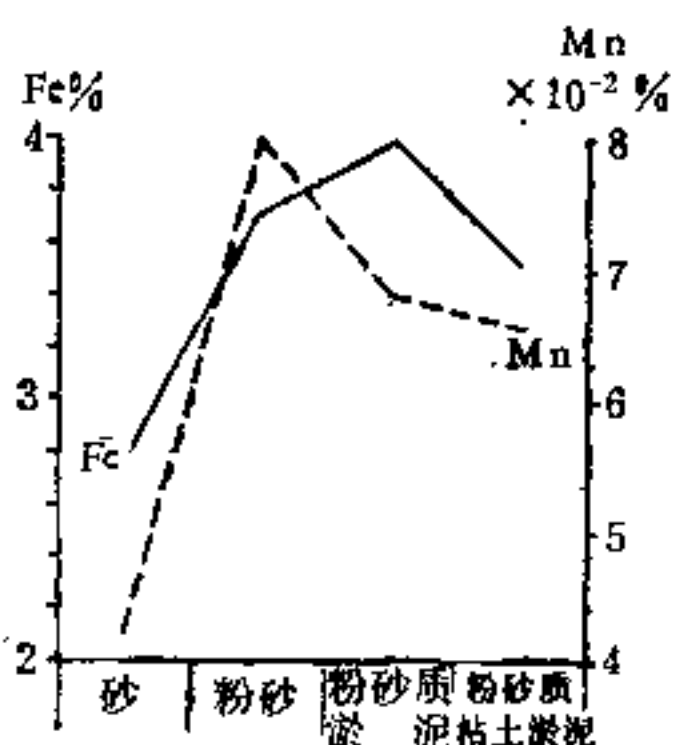


图 97 青海湖底各类沉积物中 Fe、Mn 的分布

Fe 的分布出现了与 Ti、Mn 不同的新特点: 如果说在海心山以西, 它的含量随着远离布哈河口而减小, 那么, 在水团相对静止的海心山以东和东南湖湾, 它已经出现向深水区增高的环带了。与此相应, Mn 富集于粉砂之中, Fe 则在粉砂质淤泥中最高 (图 97)。

当我们进一步把 Fe 分解为碎屑部分和自生部分¹⁾加以观察时, 则可发现: 自生 Fe 向深水区呈环带状增高的特点更加突出, 它与几条河口的关系也更密切 (图 98)。碎屑 Fe 则相反, 高值位于环湖砂-粉砂带上。图 96 中铁总量的分布, 正是这两部分 Fe 的复合。

Ti、Mn 和 Fe 同属铁族元素, 它们在青海湖底的分异, 说明 Mn、Fe 比 Ti 要活动些。原因是 Fe、Mn 以胶体状态迁移的部分增多了。在地表氧化条件下, Fe^{+3} 和 Mn^{+4} 由于离子电位高 (分别为 4.5 和 7.7), 极化性强, 很易迅速水解为难溶的 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 和 $\text{Mn}(\text{OH})_4$ 胶体。从世界上 900 多条大小河流的资料来看^[38], 河水中 70% 以上的 Fe、Mn, 正是以这种胶体或细悬浮物状态迁移。此外, 部分 Fe、Mn 在迁移中还可被腐殖质和粘土矿物所吸附。而真正以粗碎屑状态迁移的 Fe、Mn 重矿物, 在河水中只占 10—30% 左右。这样, Fe、Mn 的分布自然比 Ti 略为接近于深水区了。

Mn 在青海湖中比 Fe 更倾向于河口, 这种沉积分异现象看来是因为: Mn^{+4} 比 Fe^{+3} 离子电位更高, 晶格能系数更大 (分别为 9.10 和 5.15); 再加 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 具弱基性, 溶胶带正电荷, $\text{Mn}(\text{OH})_4$ 具弱酸性, 溶胶带负电荷, 因此, 当它们随河水进入 pH 值高达 9.2 以上的青海湖水中时, 自然是 $\text{Mn}(\text{OH})_4$ 胶体先行聚沉, 造成河口粉砂带中 Mn 的富集。 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 则尚能随泥质质点被带到湖的深水部分沉聚下来, 所以在湖盆东部, Fe 已出现向深水区增高的环带了 (图 96)。

钒 (V)、钴 (Co)、镍 (Ni) V、Co 和 Ni 的分布见图 99、100 和 101。与前面讨论过的几种元素相比, 很突出的是: 环带状从湖盆边缘向中部增高, 已经成为 V、Co、Ni

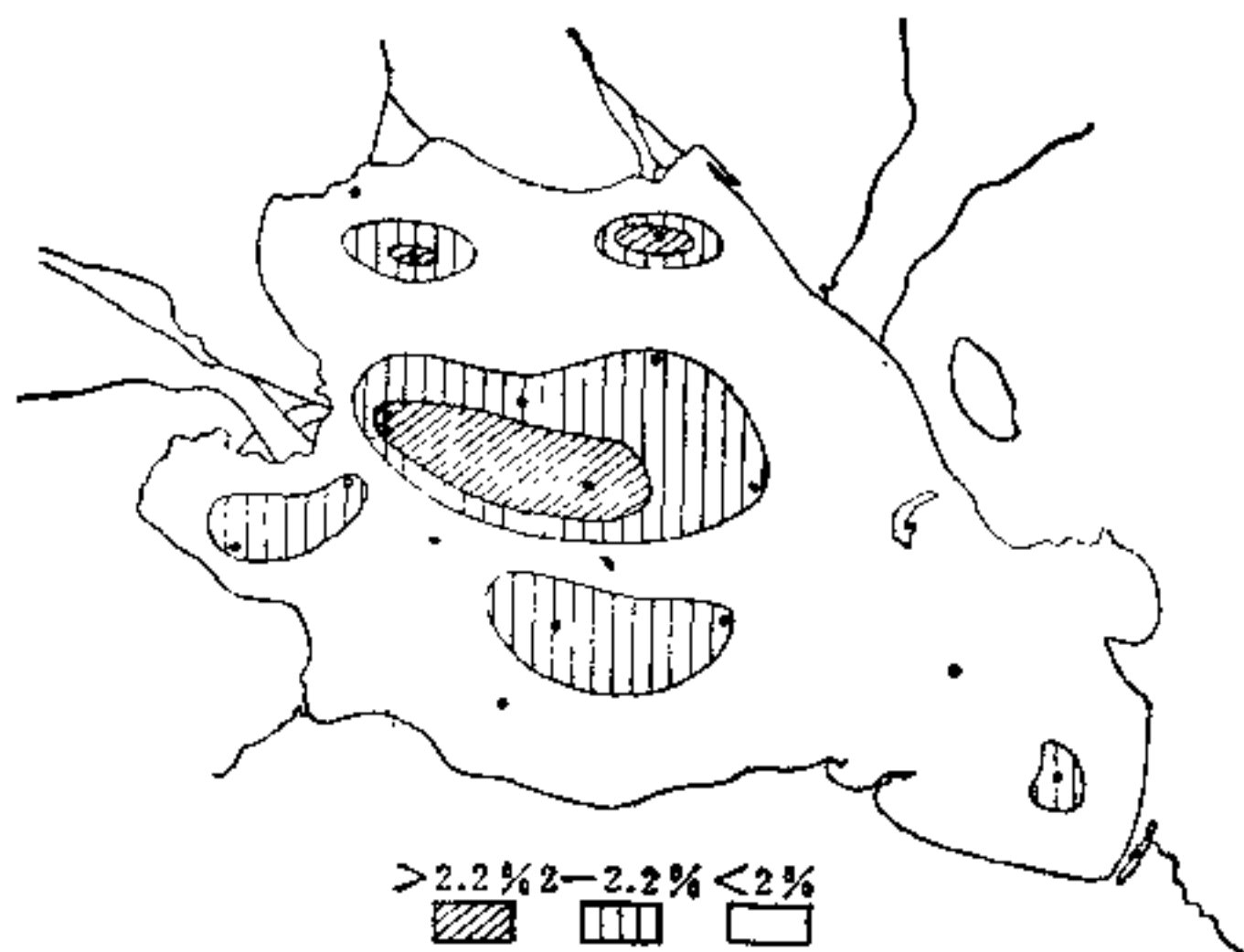


图 98 青海湖底沉积物中自生 Fe 的分布略图

1) 自生 Fe 是 5% HCl 萃取液中的可溶性 Fe 与黄铁矿 Fe 的总和 (见第六章), 它占湖底沉积物中 Fe 总含量的 25~70% 不等; 碎屑 Fe 用总 Fe 与自生 Fe 差减得出, 代表磁铁矿、铁闪石等含铁碎屑矿物中的 Fe。

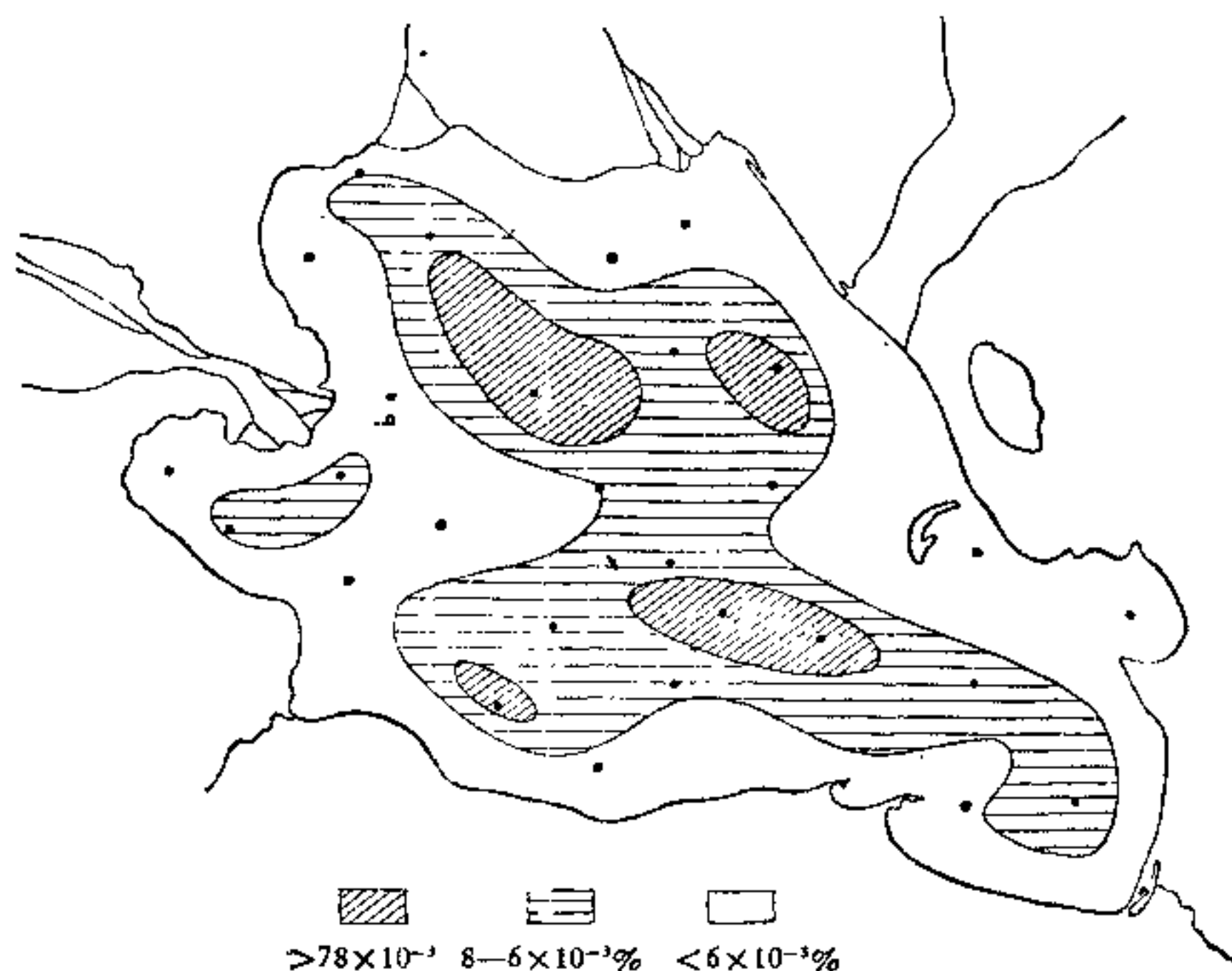


图 99 青海湖底沉积物中 V 的分布图

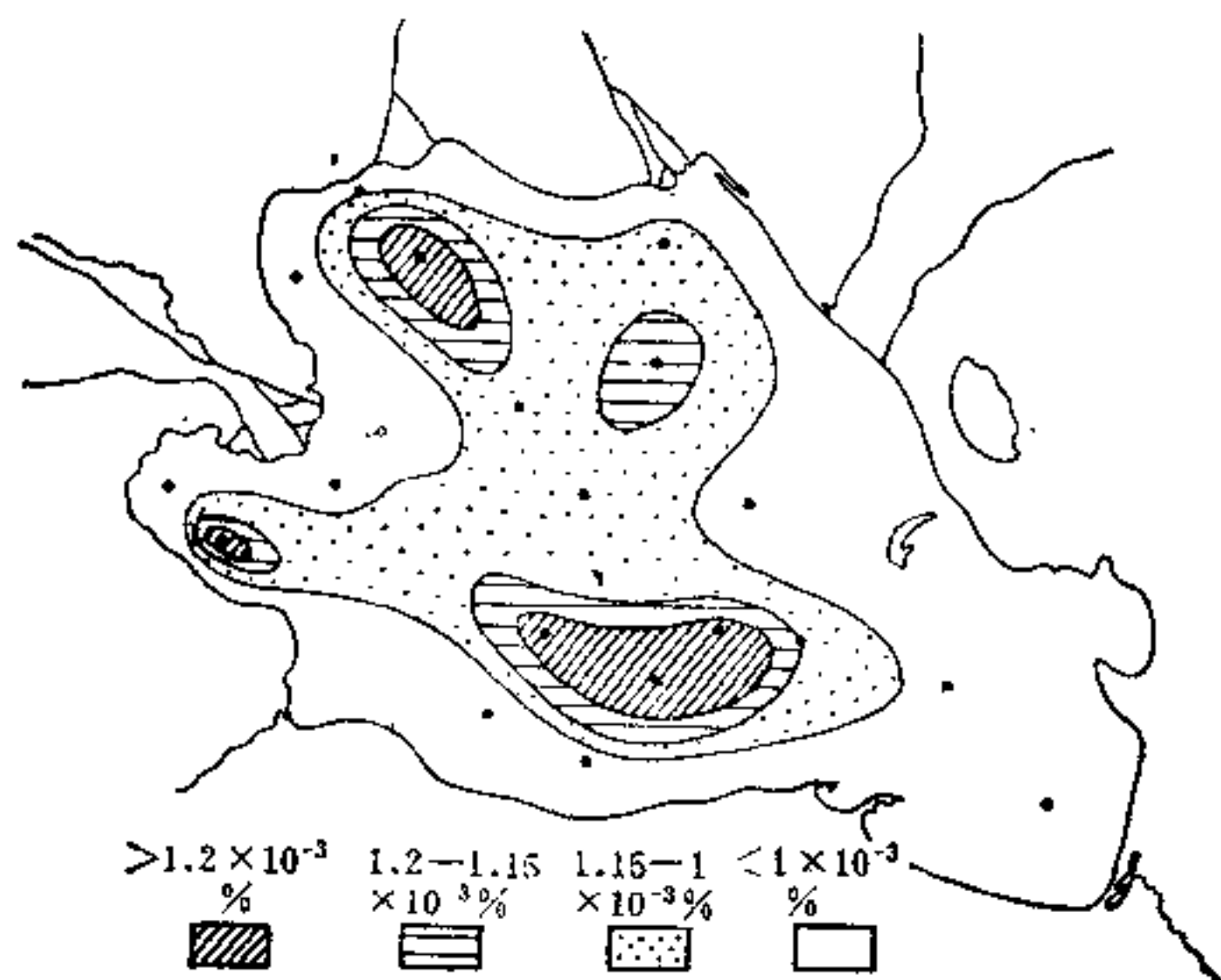


图 100 青海湖底沉积物中 Co 的分布略图

分布的主要特点了。同时,这三种元素在来自布哈河的主湖流线上,都不出现高值,而在它的南、北两侧深水区形成斑状富集,说明它们主要与细悬浮物一起堆积于水团相对稳定的湖底。差别在于 Ni 与河口似乎还有一定联系,在沙柳河口(北部)和江西沟附近(南部)间歇性诸河入注的中深水区,它的含量分别出现两个高值。十分有趣的是 Co 的分布与碳酸盐(见上节图 86)几乎完全一致。

V、Co、Ni 在不同类型沉积物中的分布见图 102。考虑到青海湖沉积物中富含碳酸

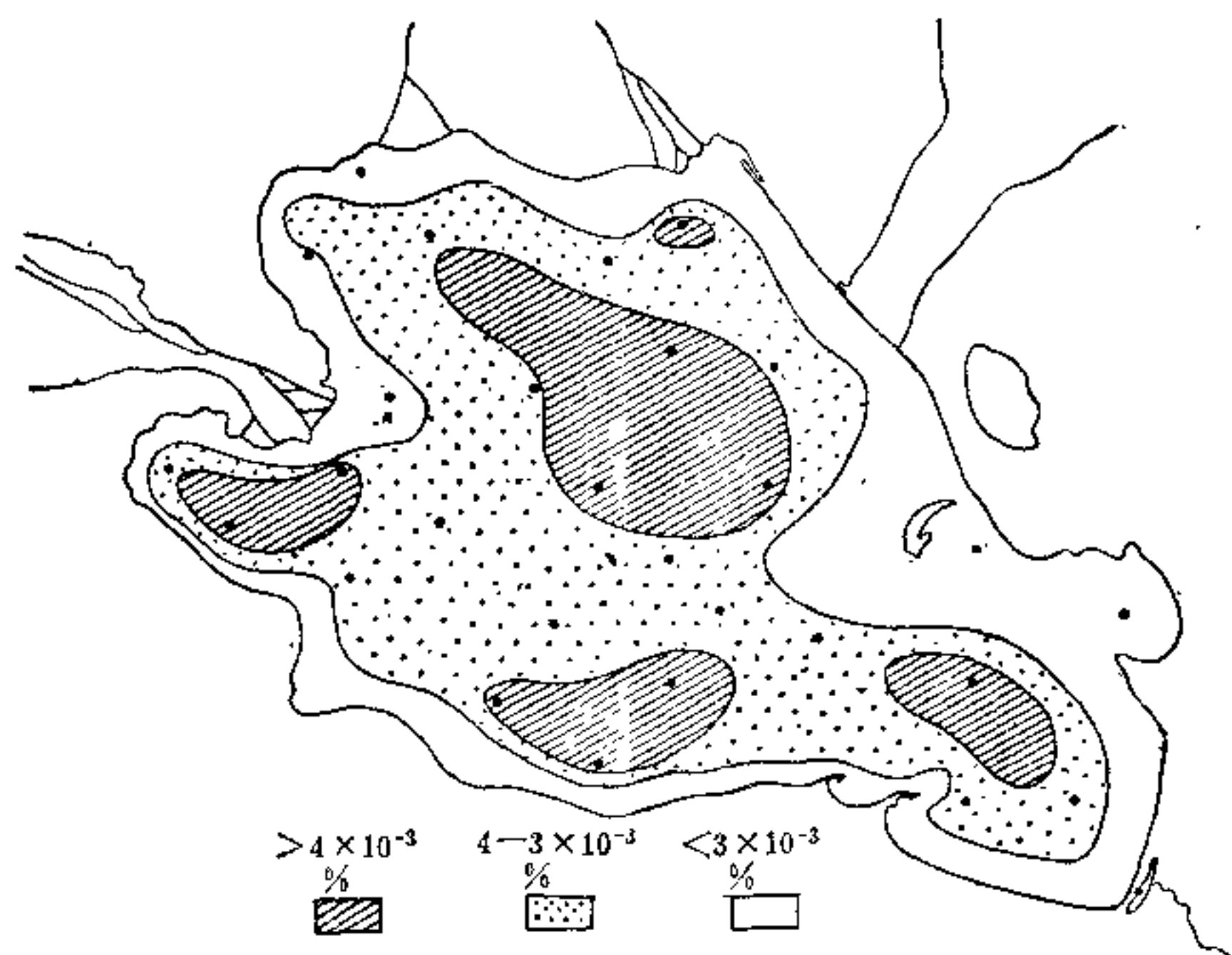


图 101 青海湖底沉积物中 Ni 的分布图

盐(贫 V、Co、Ni),它的存在,有可能掩盖或歪曲了这三种元素的分布;为了排除干扰,我们将沉积物的碳酸盐含量减去,专门计算出碎屑物质中 V、Co、Ni 的含量,作出图 103 加以比较。结果是这两张图在总趋势上基本相同,只是变化更明显了。从图 103 中可以看出:从砂到粉砂, Ni 和 V 已有比较显著的增长; Co 则在进入淤泥后才明显增高而富集。就 Ni 和 V 比较; Ni 在粉砂质淤泥中已经达到最高值, V 则随沉积物变细继续增长。再从图 104 来看,当沉积物中的碳酸盐含量 $> 30\%$ 以后, Ni 就不再增高, V 却稍有增长, Co 则明显地倾向于碳酸盐。

根据 V、Co、Ni 的上述分布,我们认为它们在青海湖中的活动性顺序是: $Co > V > Ni$ 。

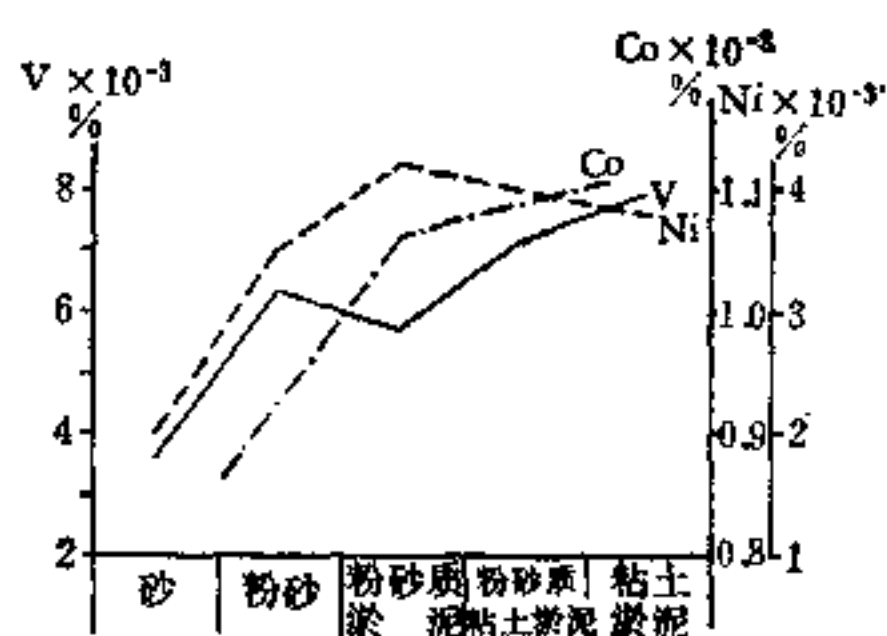


图102 青海湖底各类沉积物的 V、Co、Ni 平均含量

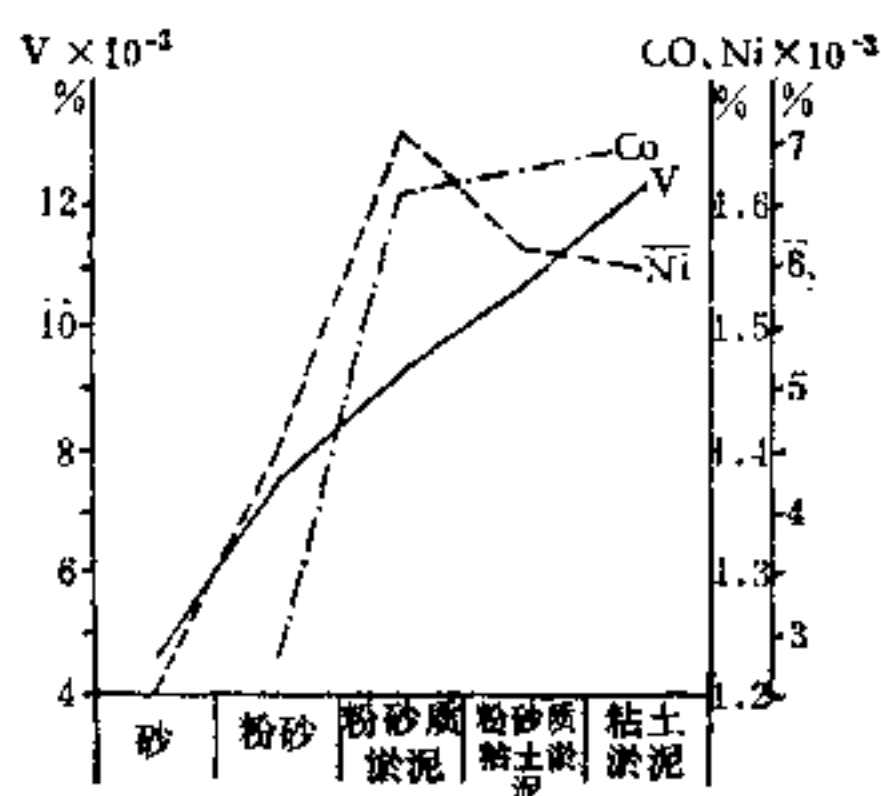


图103 除去碳酸盐后青海湖底各类沉积物的 V、Co、Ni 平均含量

V、Co、Ni 同属铁族元素。从周期表上看,除 V 以外,Co 和 Ni 比 Ti、Mn 和 Fe 都活动些。在迁移形态上,它们的溶解部分都有增高。在平原型河流中,溶解状态迁移的 V 可占 4% 左右;Ni 最高达 44%;Co 可达 100%^[38]。这样看来,它们的活动性顺序本应是 $\text{Co} > \text{Ni} > \text{V}$ 。但是,在青海湖区干燥气候和碱性水介质条件下,V 易氧化成高价的 V^{+5} ,它的离子电位大(12.5),易成 VO_4^{3-} 络阴离子,以可溶性钒酸盐的状态迁移。这时,V 的活动性不仅会反过来大于 Fe,甚至也大于 Ni。在沉聚时则相反,Ni 的氢氧化物入湖后在碱性条件下容易沉淀,表现出一定的接近河口的倾向;而主要以可溶性重碳酸盐状态迁移的 Co,则被带到静水区中与碳酸盐一起沉淀下来。所以,V、Co、Ni 在青海湖中的沉淀顺序是 Ni 先于 V,而 V 又先于 Co。

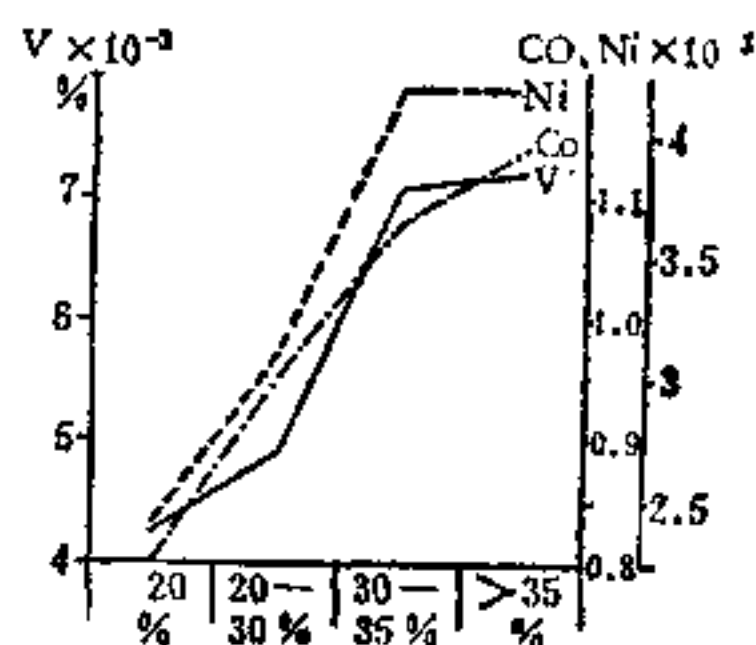


图 104 青海湖底沉积物的碳酸盐含量与 V、Co、Ni 含量关系图

据我们看,影响 V、Co、Ni 在青海湖中集散的因素还有:

(1) 生物作用——从图 105 中可以看出,这三种元素的含量与有机碳成正比。这个事实表明:石油和煤等有机矿产中富集的 V、Co、Ni,一般都具有原生的性质;它们在活质中原来就比较丰富。

(2) 粘土吸附——V、Co、Ni,特别是 V,在青海湖含泥量高的沉积物中更为富集,暗示着它们被粘土矿物所吸附。

(3) 氧化还原反应——V、Co、Ni 都是变价元素,易受氧化-还原反应的影响。我们对三个深 1 米的淤泥柱所作的分析(表 70)表明:它们的含量无例外地随埋藏加深而增高。原因应是:随着埋藏加深和有机质厌氧分解,放出 CO_2 、 H_2S 、 NH_4 、 H_2 和 CH_4 等气体,淤泥的 pH 值降低到 8.5 以下;此时,沉积下来的 V、Ni 高价氧化物和氢氧化物逐渐被还原为易溶低价物,或从凝胶中解吸出来。在表层,它们一部分扩散回到湖水里去;另一部分则向下,与 H_2S 作用生成硫化物再沉淀。所以 V、Ni 和 Co (只有一个点的资料)在淤泥柱下部就更加富集了。

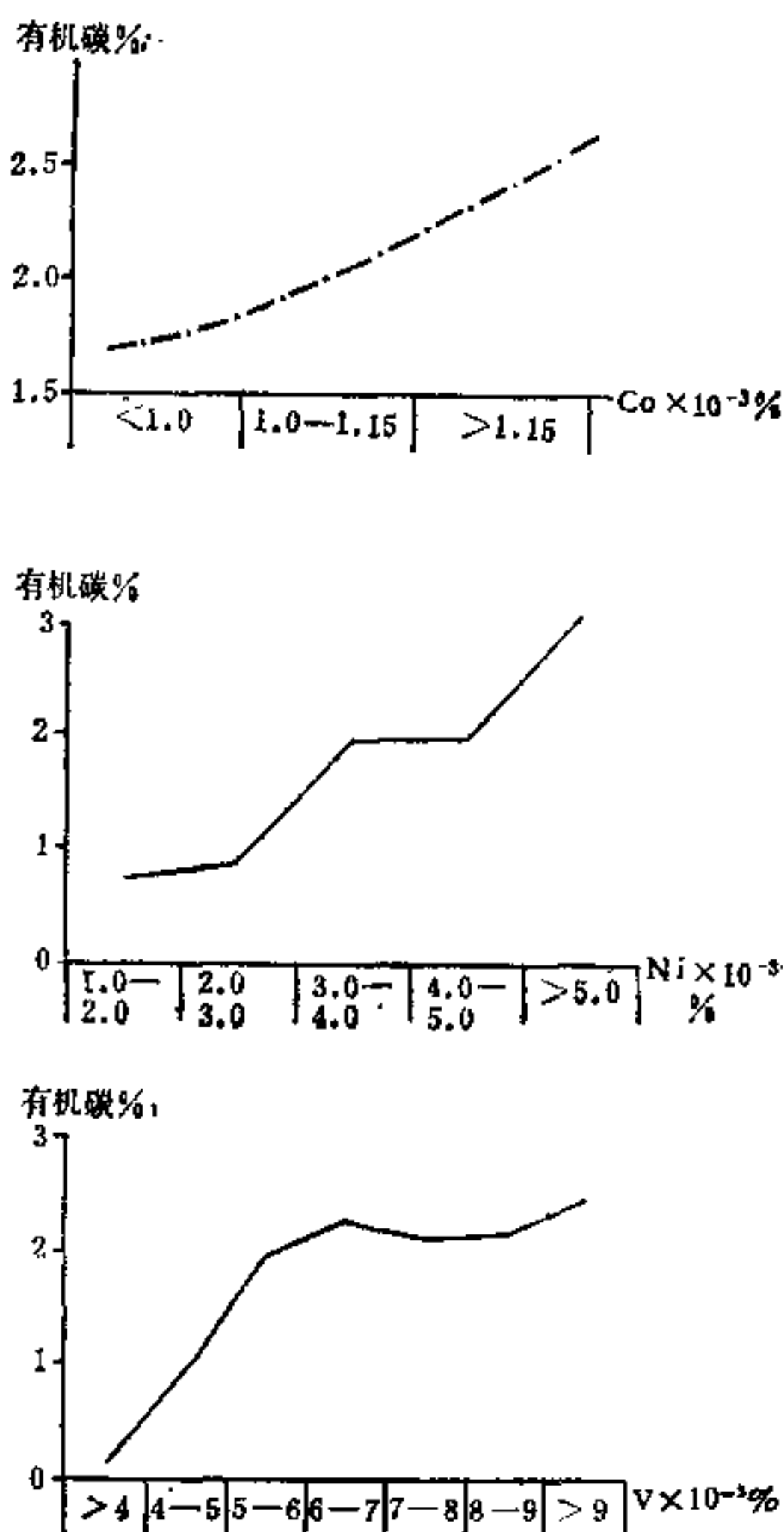


图 105 青海湖沉积物中 V、Co、Ni 与有机碳关系曲线图

表 70 沉积物柱中 Mn、V、Co、Ni 的演变

点 号		003	102	119	008		
V%	表 层*	0.0079	0.0064	0.0061	Co%	表 层	0.0011
	底 层	0.0091	0.0076	0.0068			
Ni%	表 层	0.0038	0.0028	0.0045		底 层	0.0013
	底 层	0.0042	0.0035	0.0046			

* 表层为 0—25 厘米;底层为 75—100 厘米。

表 71 青海湖南、北部生物量与沉积物中磷和自生硅含量的比较

湖 盆 西 南 部				湖 盆 东 北 部			
底栖动物	采样点数	密 度 (个/米 ²)	生物量 (克/米 ²)	底栖动物	采样点数	密 度 (个/米 ²)	生物量 (克/米 ²)
	6	338	1.03		8	252	0.62
浮游生物	采样点数	浮游植物 密度(个/升)	浮游动物 密度(个/升)	浮游生物	采样点数	浮游植物 密度(个/升)	浮游动物 密度(个/升)
	6	69690	778		8	57352	422
Si _{自生} ——0.91% P——0.042%				Si _{自生} ——0.78% P——0.036%			

注:水生生物量见第三章。

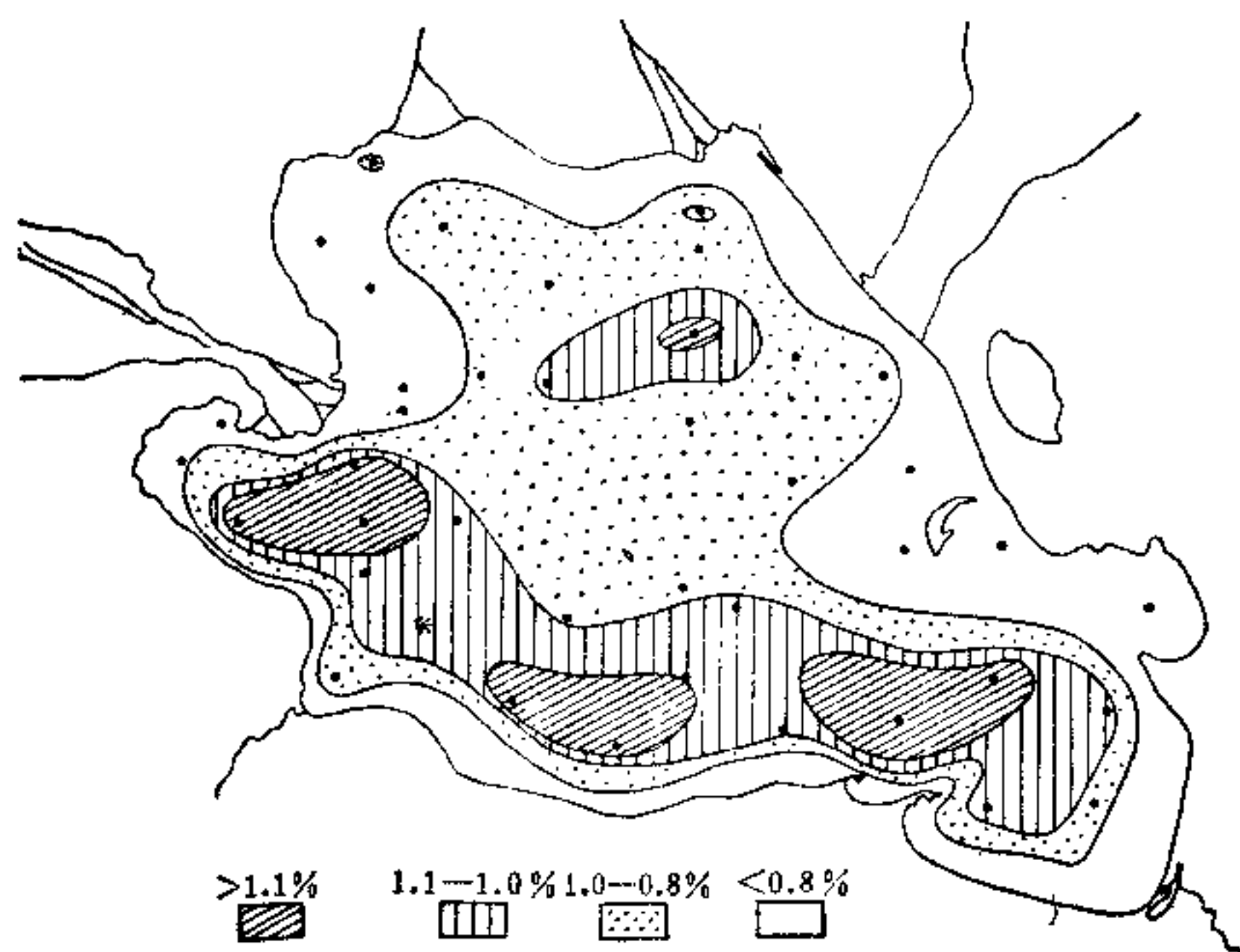


图 106 青海湖底沉积物中自生硅分布图

磷 (P)、自生硅 ($Si_{\text{自生}}$)¹⁾ P 和 Si 都是生物元素。青海湖沉积物中的自生 Si, 最高占 Si 总量的 7%。湖中硅藻比较繁茂, 因此, 自生 Si 的研究就十分重要。

P 和自生 Si 的分布见图 106 和 107。它们的特点是: 高值区呈斑块状, 主要分布于南部中深水区。看来, 这是因为湖盆南部水生生物更为繁茂的缘故 (表 71)。

从平面分布和水深来看, P 的高值带比自生 Si 更接近于深水区 (图 108), 反映出 P 的迁移活性更大。这一点, 似乎与它们在不同类型沉积物中的分布相矛盾: 从图 109 来看,

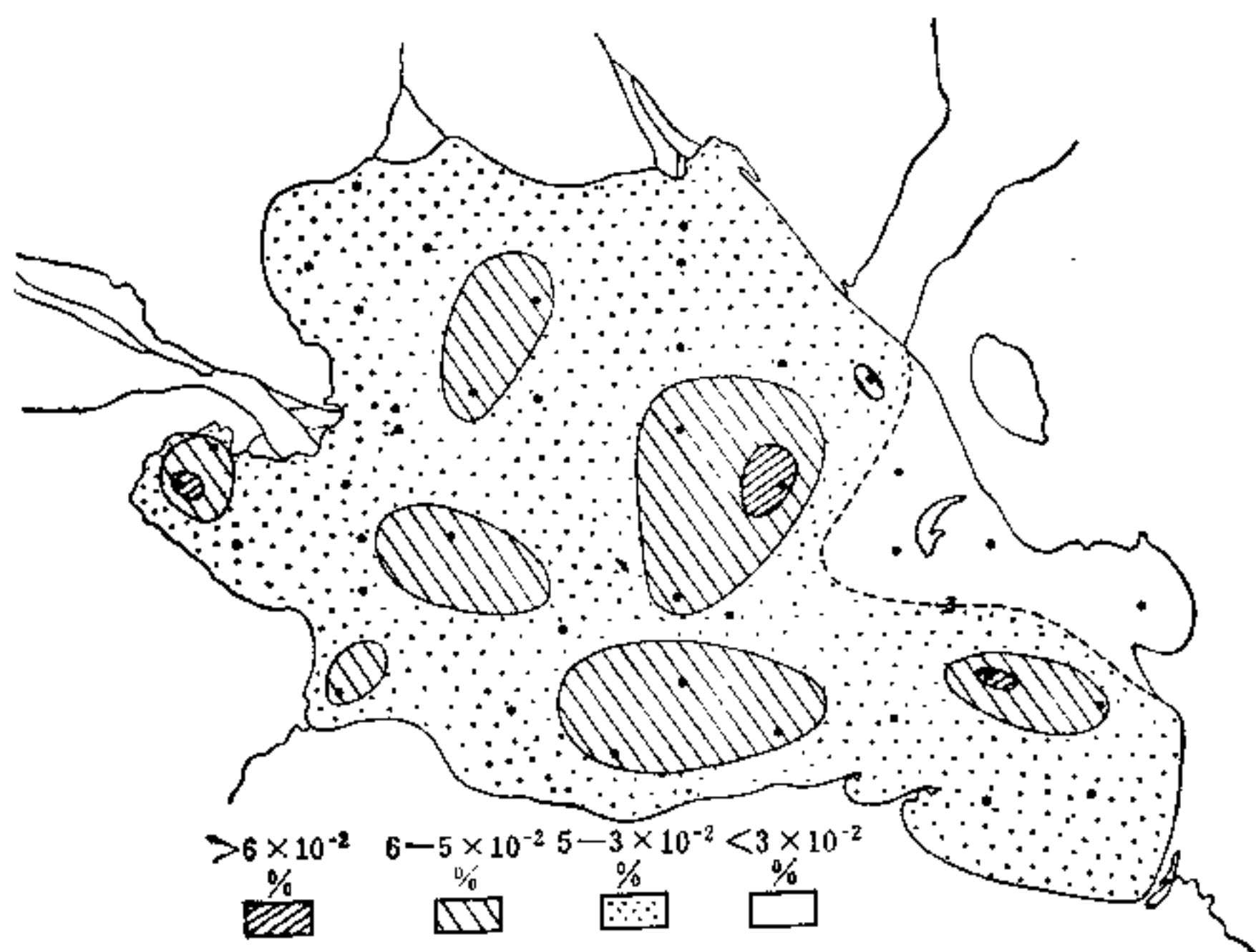


图 107 青海湖底沉积物中磷的分布图

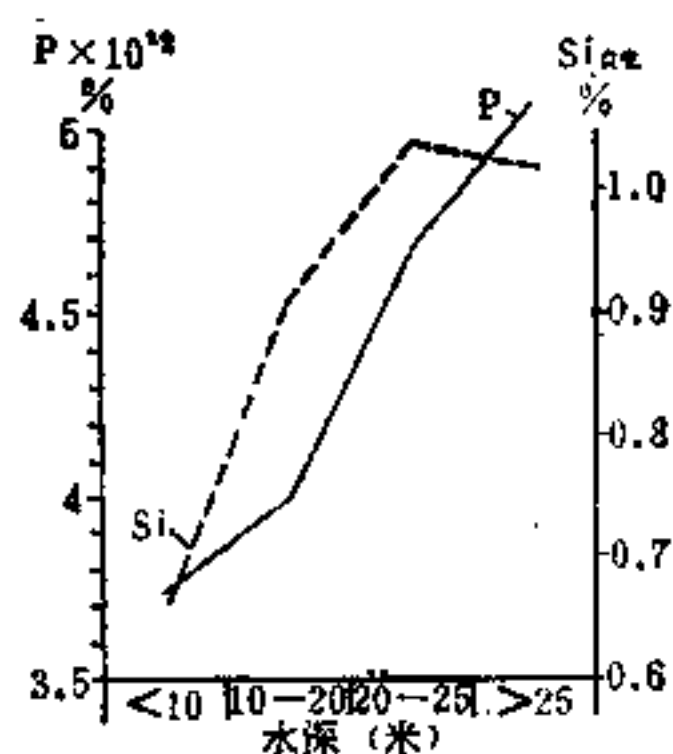


图108 沉积物中磷和自生硅与水深的关系

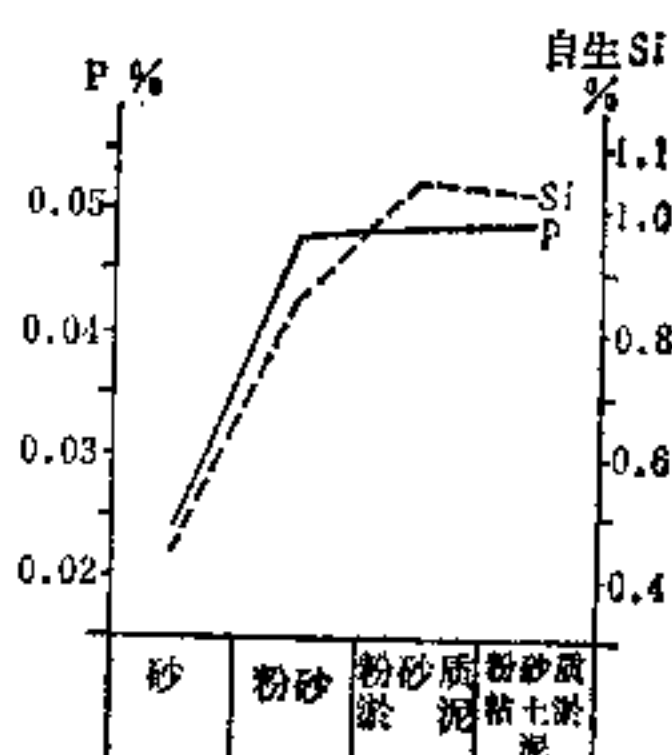


图109 青海湖底不同类型沉积物中磷和自生硅的分布

1) 这里的自生 Si, 是指可溶于 5% HCl 中的 SiO_2 ; 它包括除石英和铝硅酸盐等碎屑矿物以外的胶体 SiO_2 沉淀、自生绿泥石矿物中的 Si 和生物成因的 Si。在国外的某些研究中, 自生 Si 是用 5% HCl 重复萃取两次测定的; 我们只萃取了一次, 但不妨碍讨论它的相对变化和分布。

P 在粉砂中即已达到高值,而自生 Si 的平均含量则在粉砂质淤泥中最高。仔细分析 P 的平面分布图,可以看出,这是因为它有几个高值位于河口附近的粉砂之中而造成的;河流带来了更多的植物残屑,而植物的花、果、叶是特别富 P 的。

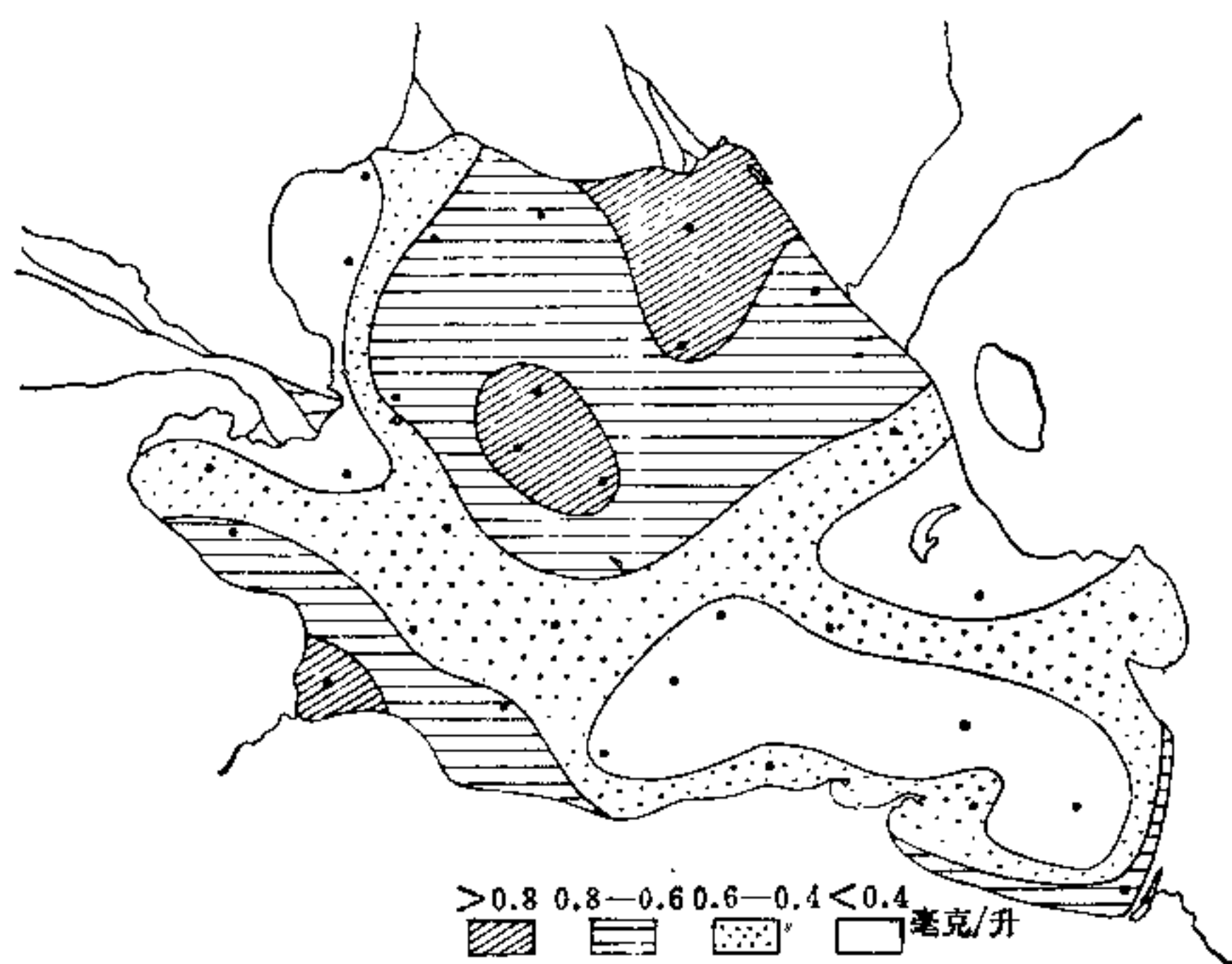


图 110 青海湖水团中可溶性 SiO_2 的分布

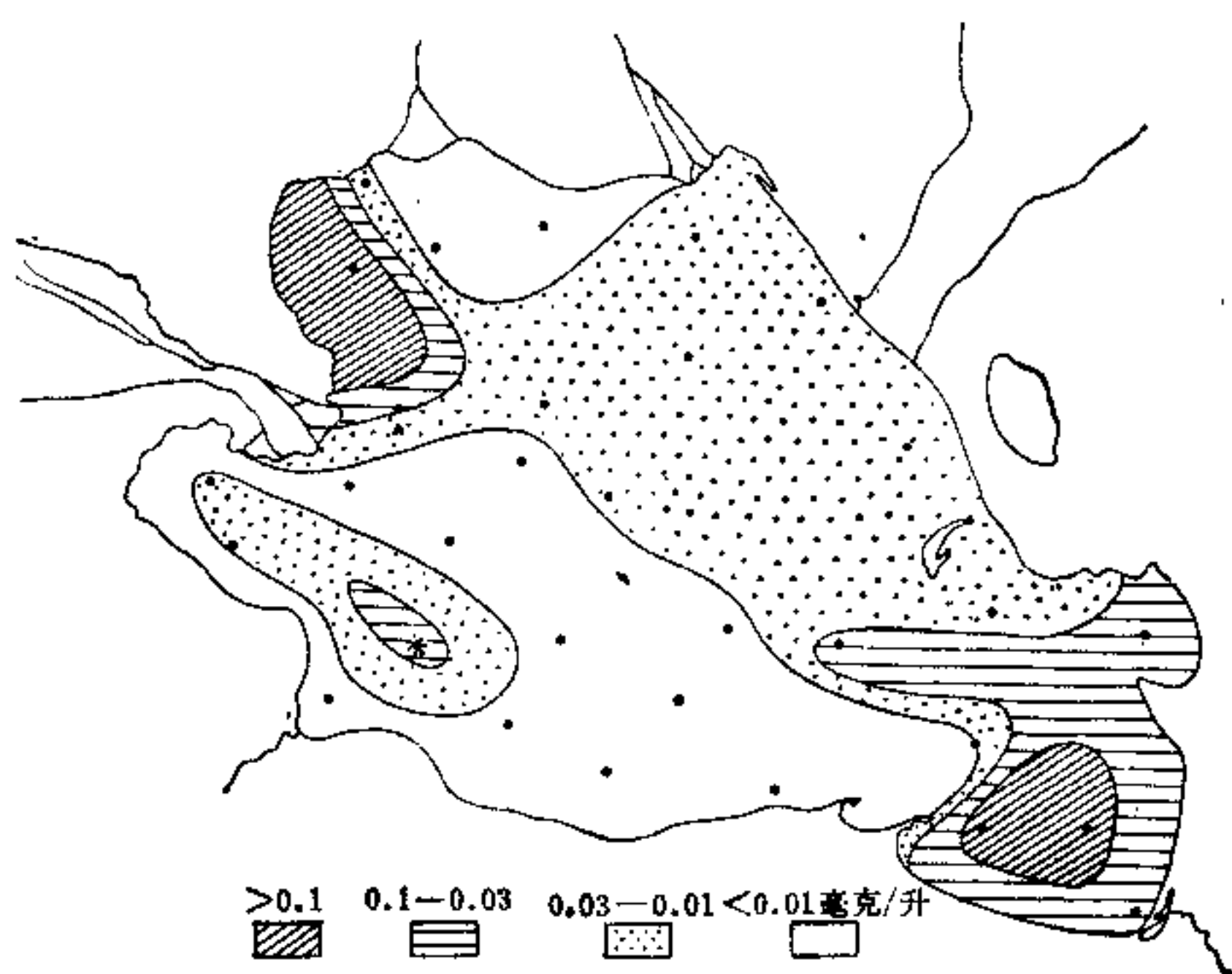


图 111 青海湖水团中 $(\text{PO}_4)^{3-}$ 的分布
(1962.8—9 测定)

水生生物能够吸收和固定湖水中的 P 和 Si。结果是水团与沉积物中 P 和自生 Si 的分布恰恰相反。对比一下图 106 和 110、图 107 和 111, 可以看出, 浮游生物较为繁茂而水团中贫 P、Si 的水区, 沉积物中富 P 和 Si; 相反, 浮游生物较为贫瘠而水团中富 P、Si 的水区, 沉积物中贫 P 和 Si。与此同时, 沉积物中 P 和自生 Si 的含量随有机碳而增高(图 112)。所有这些, 都说明 P 和 Si 的亲生物性质; 反过来, 生物对它们的集散, 也起着重大作用。

青海湖中 P 和自生 Si 的生物循环是: 每年 8 月水生生物繁殖季节(图 113D), 湖水中的 P 被大量吸收, 含量最低(图 113A)。到了冬季, 生物逐渐死亡, 将 P 定积于湖底。翌年 2 月开春以后, 青海湖解冻, 气温逐渐升高, 沉积物中有机质的分解强烈起来, 淤泥水中 CO_2 分压增大(图 113B), 促使 P 部分地回到湖水中去, 它在水团中的含量就逐渐增高, 在 6 月达到了最高值。湖水中 SiO_2 的季节变化却有反常。在硅藻

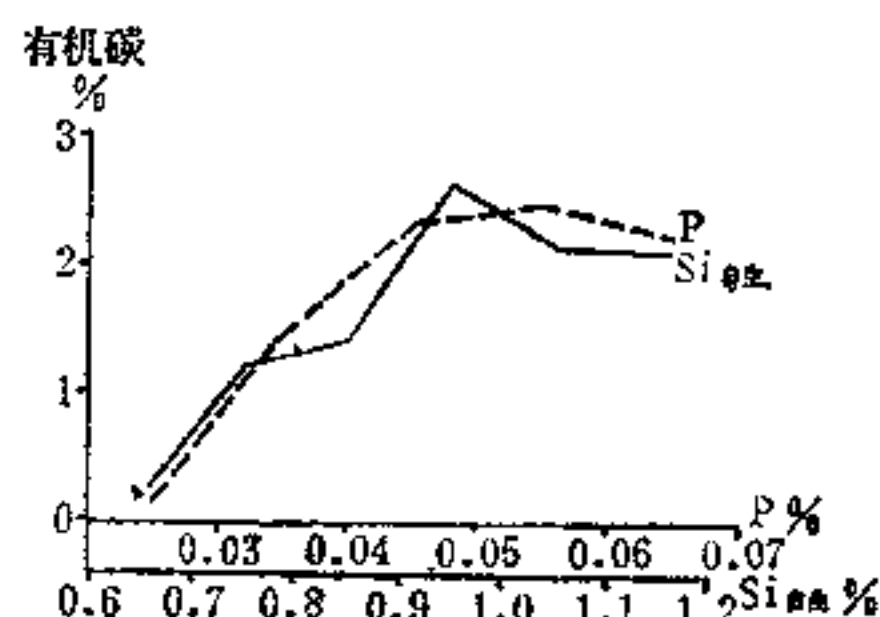


图 112 青海湖沉积物中磷和自生硅与有机碳关系曲线

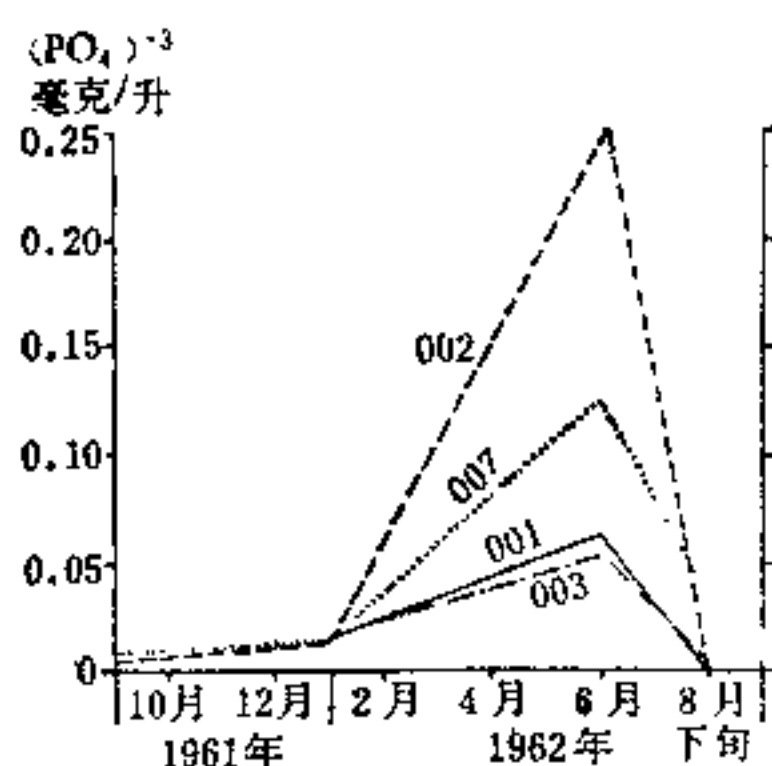


图 113A 青海湖水团中 $(\text{PO}_4)^{3-}$ 的季节变化

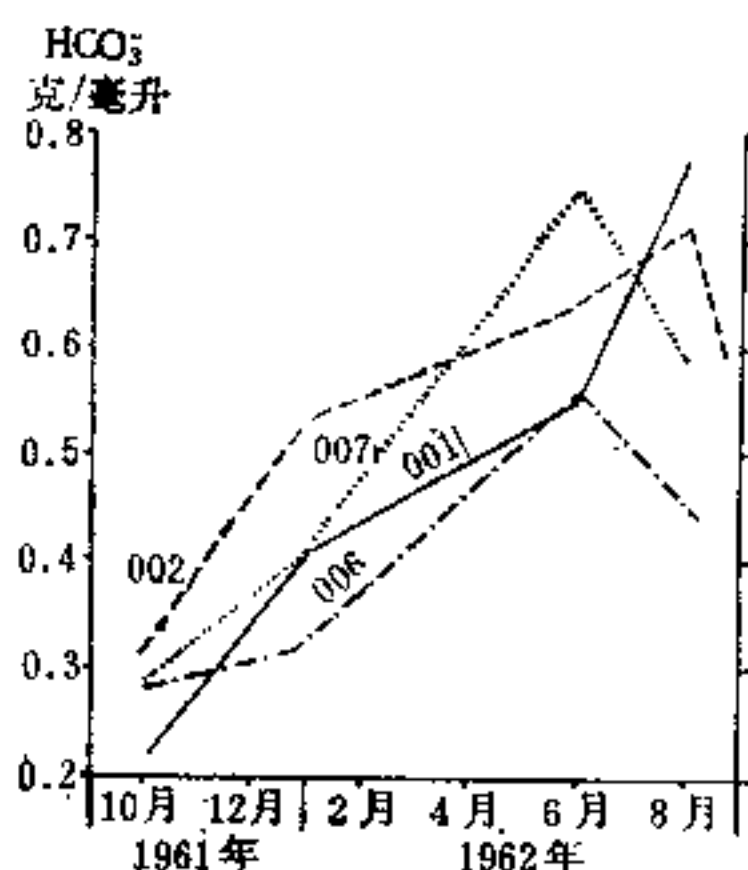


图 113B 青海湖水团中 HCO_3^- 的季节变化

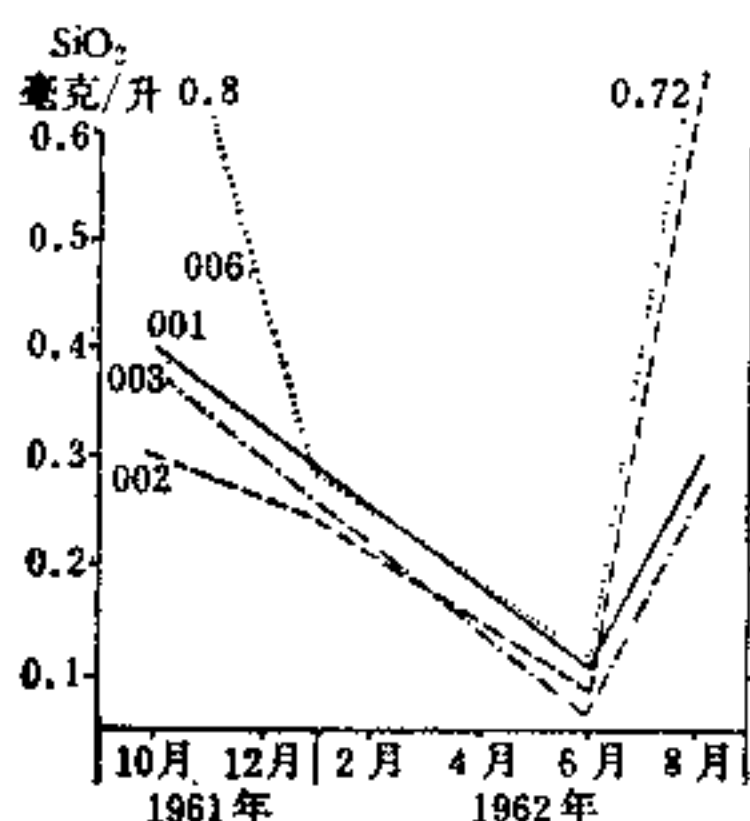


图 113C 青海湖水团中 SiO_2 的季节变化

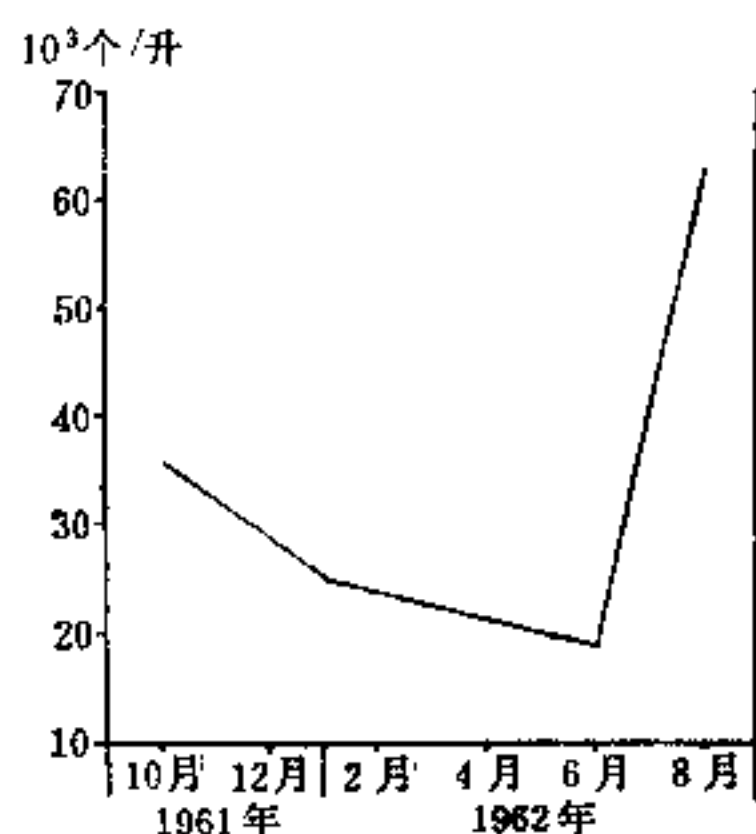


图 113D 青海湖硅藻繁殖的季节变化

繁茂、理应大量吸收 Si 的 8 月,湖水中的 Si 反而相对最高(图 113C),与 6 月恰成反照。这是因为:湖水贫 Si 的 6 月在青海湖雨季之前,富 Si 的 8 月则在雨季之中,大量碱性河水与地下水,给湖水带来了比 P 要多得多的可溶性 Si (河水与湖水中 SiO_2 含量之比为 8.3/1; P 则仅为 1.4/1)。尽管这时硅藻繁茂,所能固定的 SiO_2 数量相对还是较少,湖水中的硅因有大量补给,仍比 6 月要多。随着雨季的过去,硅藻不断死亡,再加胶体聚沉,湖水中的 Si 就不断落入沉积物中。显然,这一过程在翌年 6 月雨季之前达到了顶点。

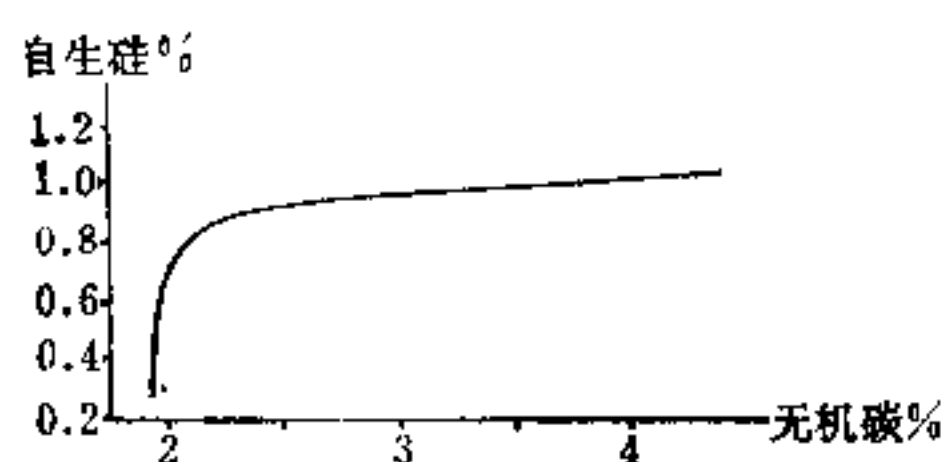


图 114 青海湖沉积物中自生硅与碳酸盐含量关系曲线

在自生 Si 的集散中,还有一点值得注意,那就是: SiO_2 在碱性条件下容易溶解。因此,当沉积物中的碳酸盐含量增高到一定程度以后,自生 Si 的溶解与沉聚就处于相对平衡状态,它的含量就不复增长了(图 114)。从图 115 中也可看出,在深 1 米的淤泥柱上部,由于有机质分解最强烈, pH 值最低,向下增高;而自生 Si 的变化则相反,在淤泥柱上部几乎无例外地向下降低,说明它在 pH 值增高的情况下发生部分溶解,随淤泥水扩散回湖水中去了。P 的情况则不同,它比自生 Si 要活动得多。据报导^[39],

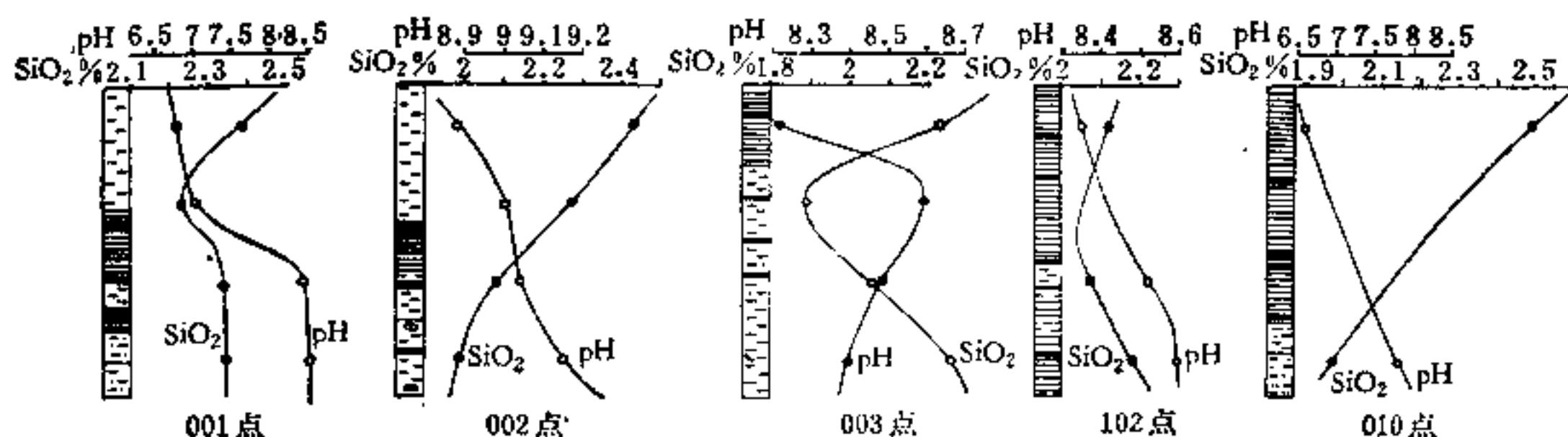


图 115 青海湖底深 1 米沉积物柱中自生硅随 pH 值的变化

浮游生物残体中一半的 P, 在生物死亡后 24 小时内就可重新释放出来, 营养水中活的生物。这种再生现象, 使沉积物中的 P 与底水处于不断交换状态, 以致它在青海湖底深 1 米的淤泥柱中的变化, 无一定规律可寻。

钠 (Na)、钾 (K)、氯 (Cl) 湖底沉积物中可溶性 Na 的含量占 Na 总量的 12—47%; 可溶性 K 则较少, 只占 K 总量的 2—15%。它们都呈环带状向湖盆中部增高(图 116、117)。其中, 可溶性 K 的高值区与 P 相似, 呈斑状主要分布于南部深水区。这大概是 K^+ 易被粘土矿物吸附的反映。

Na 总量的分布与它的可溶部分相反, 边缘高而中间低(见图 118)。因为可溶性 Na 占总量最高不到一半, 所以 Na 总量的这种分布, 基本上是由碎屑 Na 从边缘向中部急剧减少的反映。此外, 由于布哈河水的冲淡作用, 西部河口区可溶性 Na 很低, 也造成 Na 总量的下降。东部海晏湾附近因受风砂堆积影响, Na 的碎屑部分高达 91%; 可见, 物理风化作用很难分解含 Na 硅酸盐。

K 总量的变化与 Na 相反, 边缘低而中间高(图 119), 与泥质粒级的分布基本一致。因

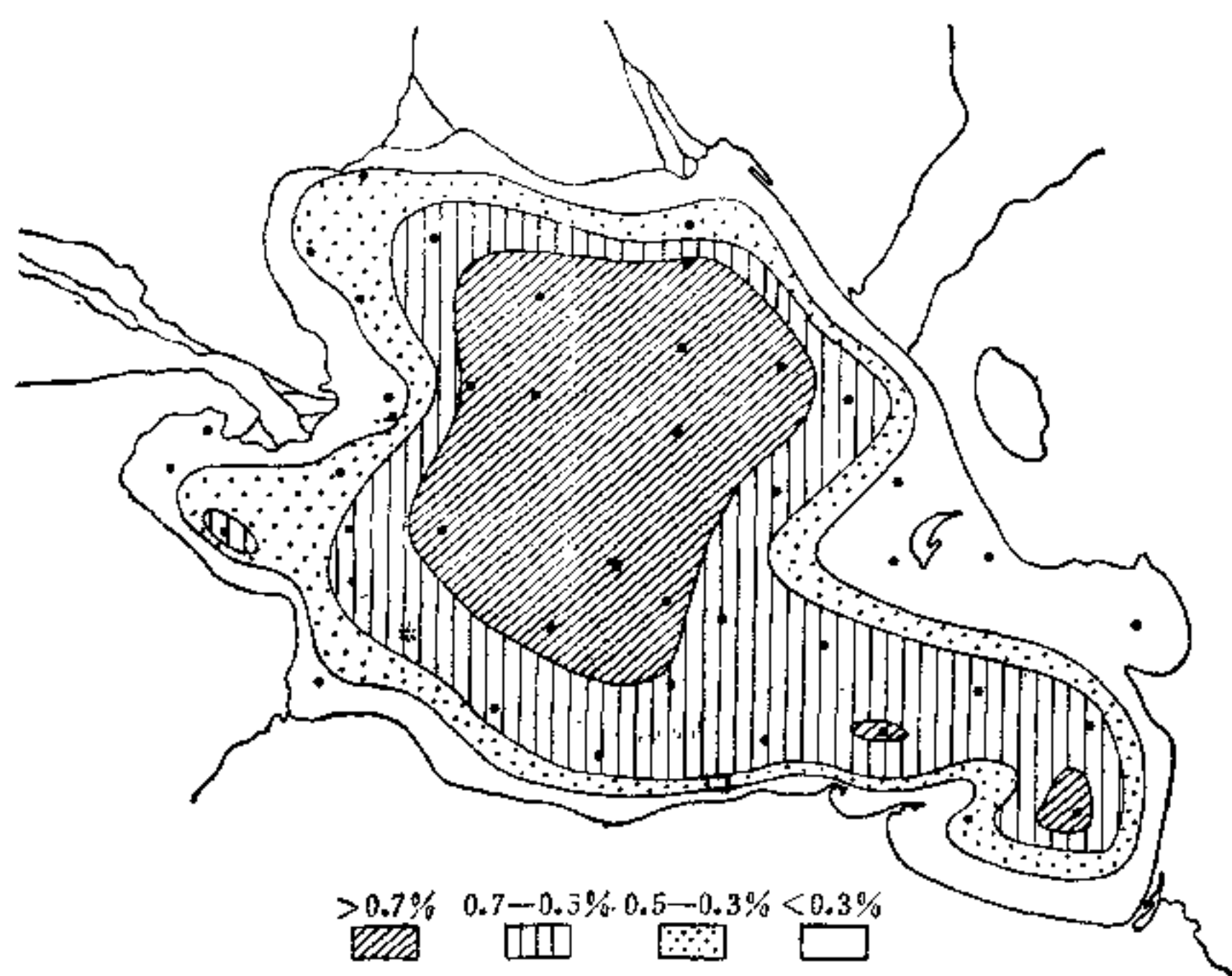


图 116 青海湖底沉积物中可溶性 Na 的分布

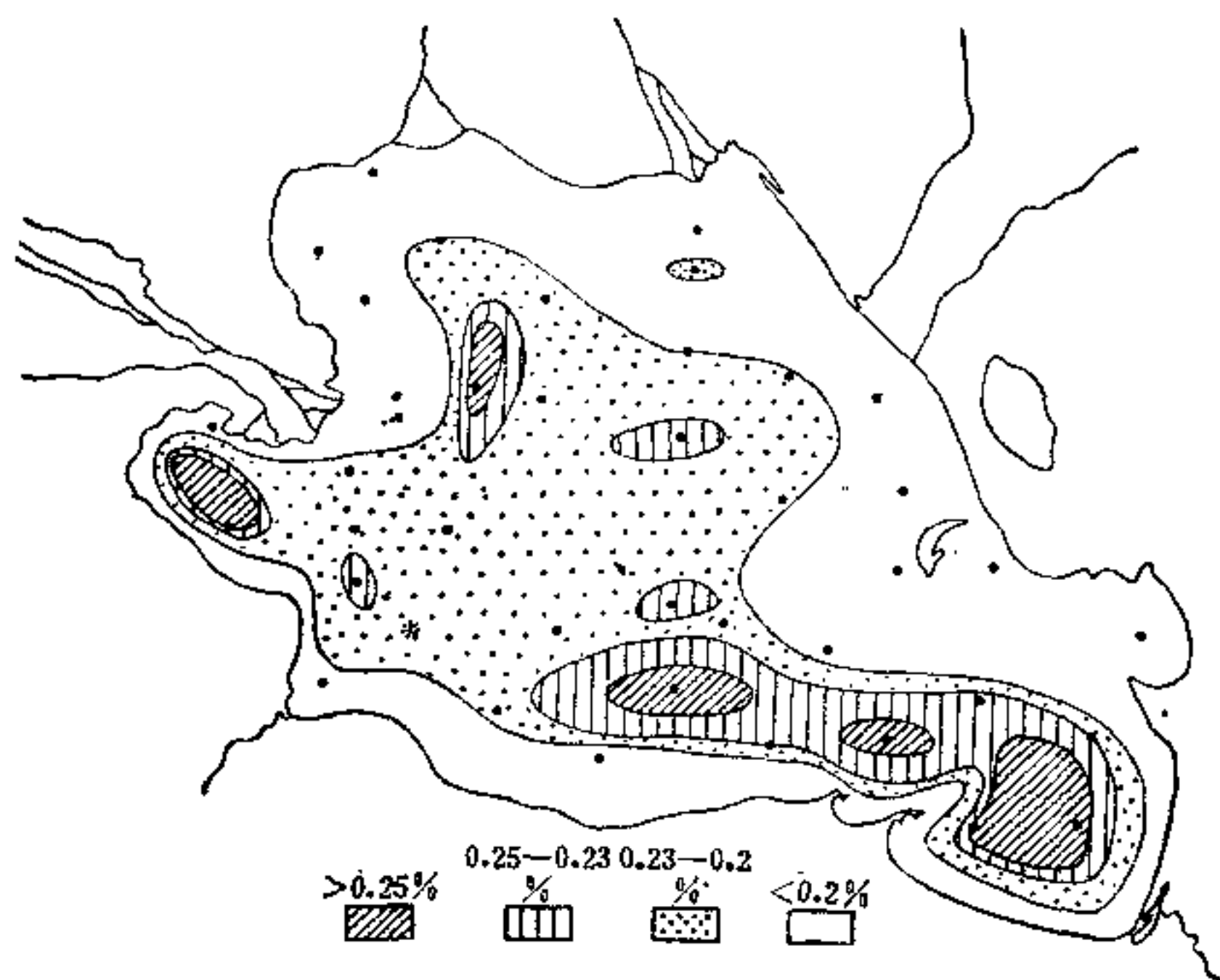


图 117 青海湖底沉积物中可溶性 K 的分布图

为可溶性 K 占的比重更小, 所以, K 总量的这一变化, 主要是云母等含 K 细碎屑矿物和粘土矿物(主要是伊利石)被带到湖盆中部富集的结果。

Na、K 在不同类型沉积物中的分布(图 120、121), 与它们的平面变化相符。其中,

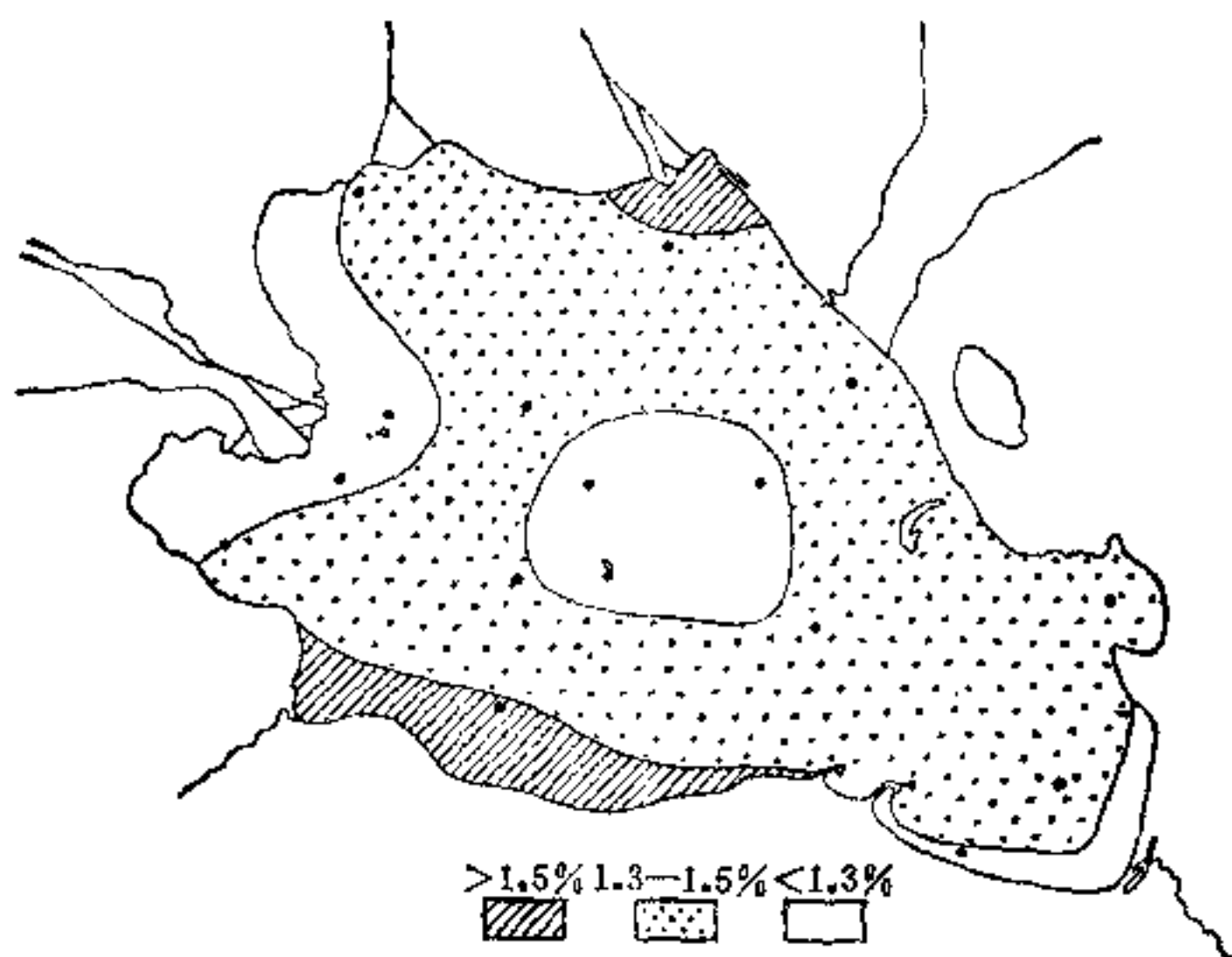


图 118 青海湖底沉积物中 Na (总量) 的分布

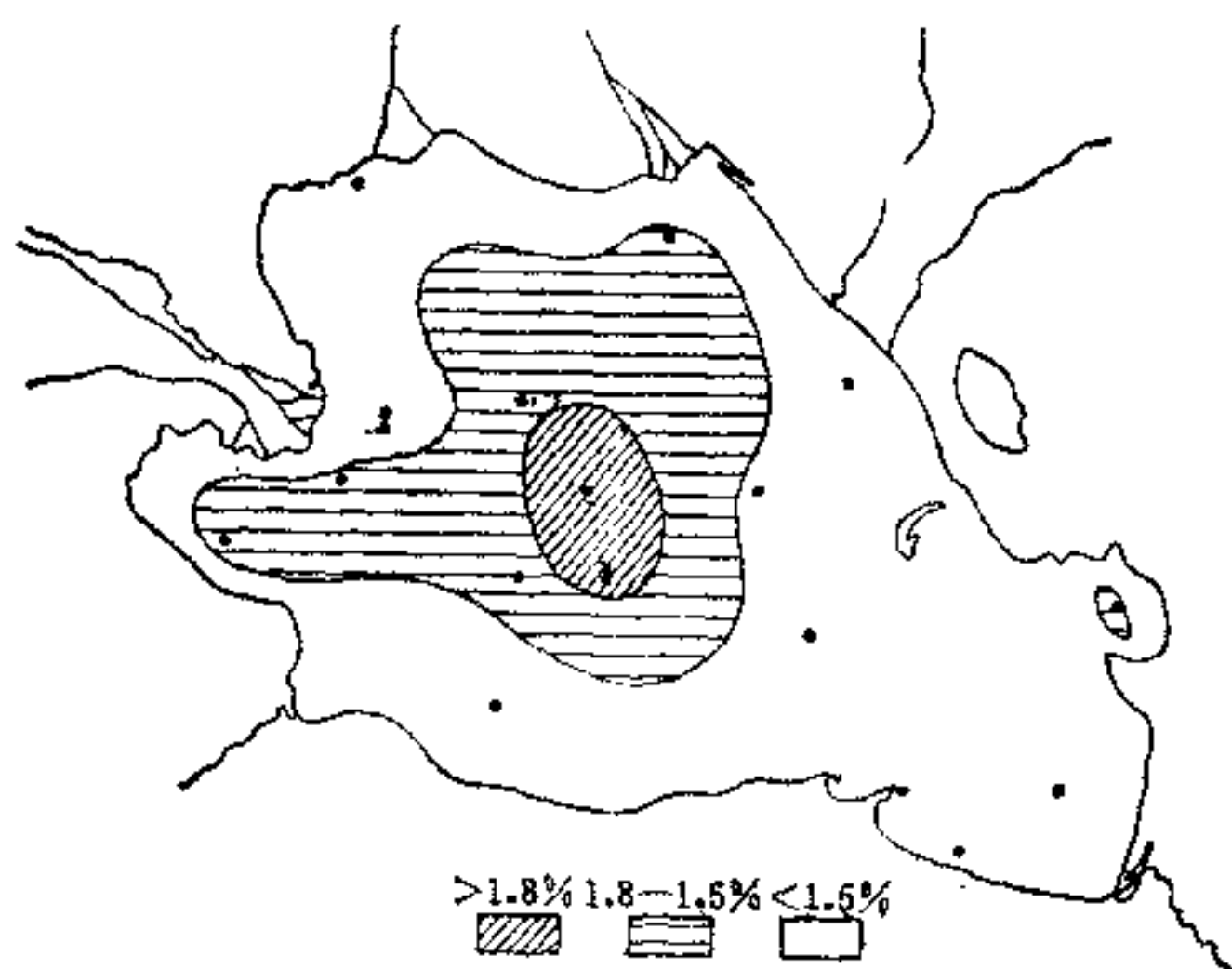


图 119 青海湖底沉积物中 K (总量) 的分布

Na、K 总量的变化恰恰相反,说明 K 的迁移活性比 Na 要大。值得注意的是, K 总量的变化曲线两头高中间低,似乎暗示着砂和粘土淤泥中的含 K 碎屑矿物不同:砂中以钾长石等造岩矿物为主;粘土淤泥中则主要由云母等细碎屑矿物组成。

Cl 在青海湖中也呈环带状向湖盆中部增高(图 122),在南北两个环流中心出现高值。这种分布与湖水动力状况和矿化度的变化基本一致。

三、讨 论

青海湖中元素的分异聚集现象相当明显,我们把它综合在图 123 中。归结起来,我们

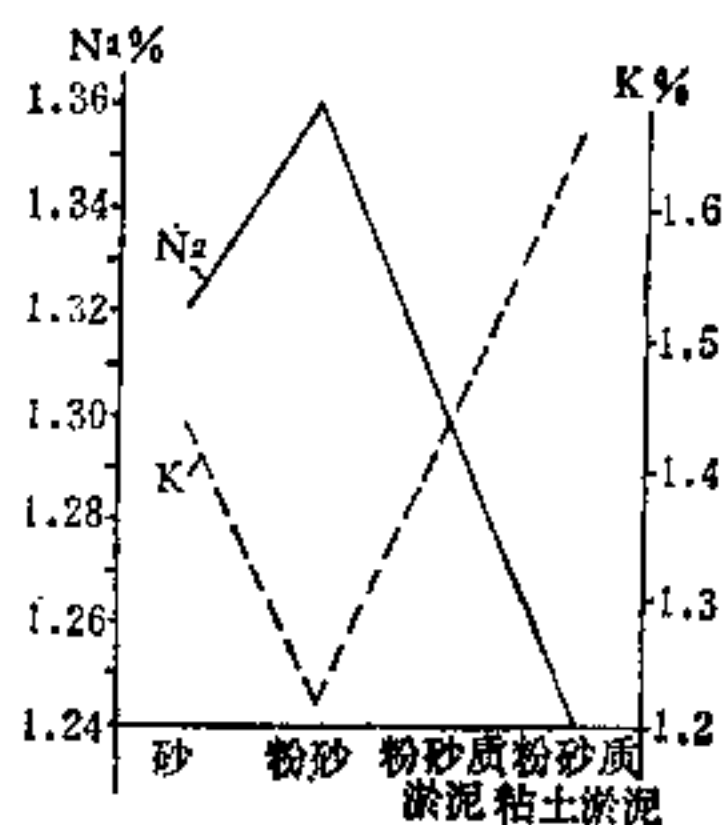
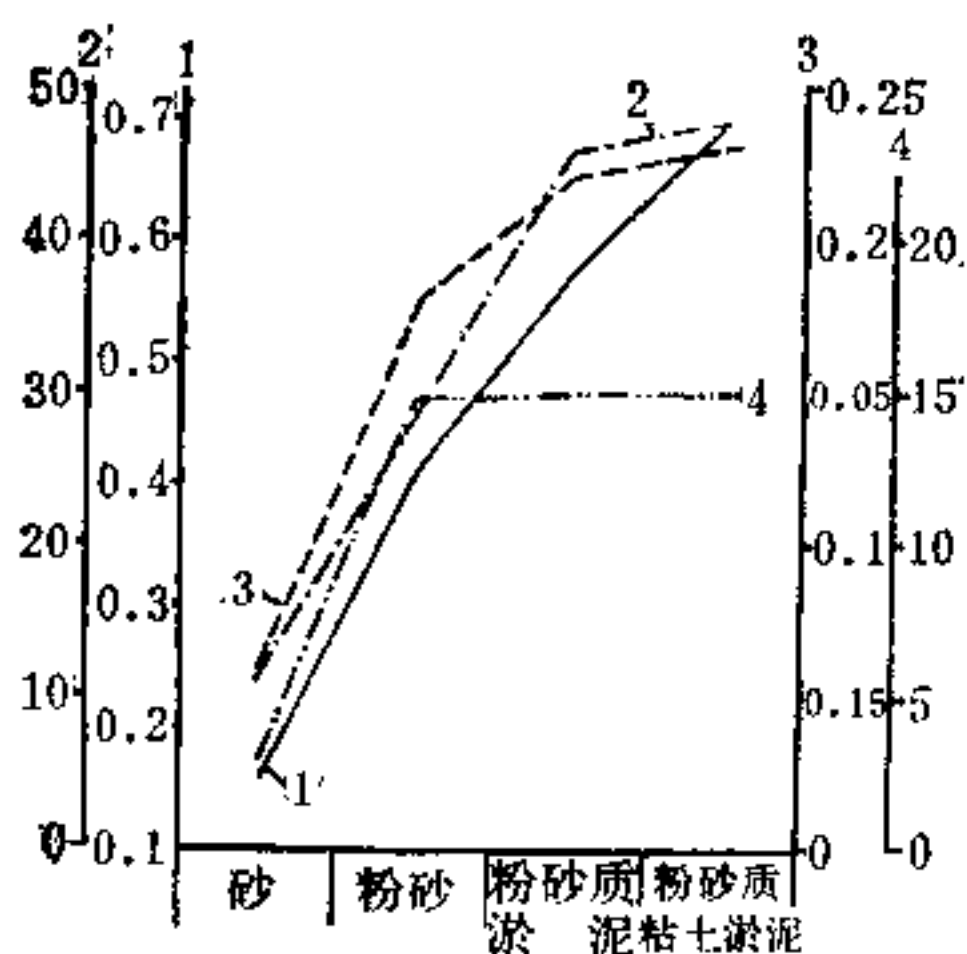


图 120 不同类型沉积物中可溶性 Na、K 的含量

图 121 不同类型沉积物中的 Na、K 总量

1. 可溶性 Na 含量(%); 2. 总 Na 中可溶部分(%);
3. 可溶性 K 含量(%); 4. 总 K 中可溶部分(%)。

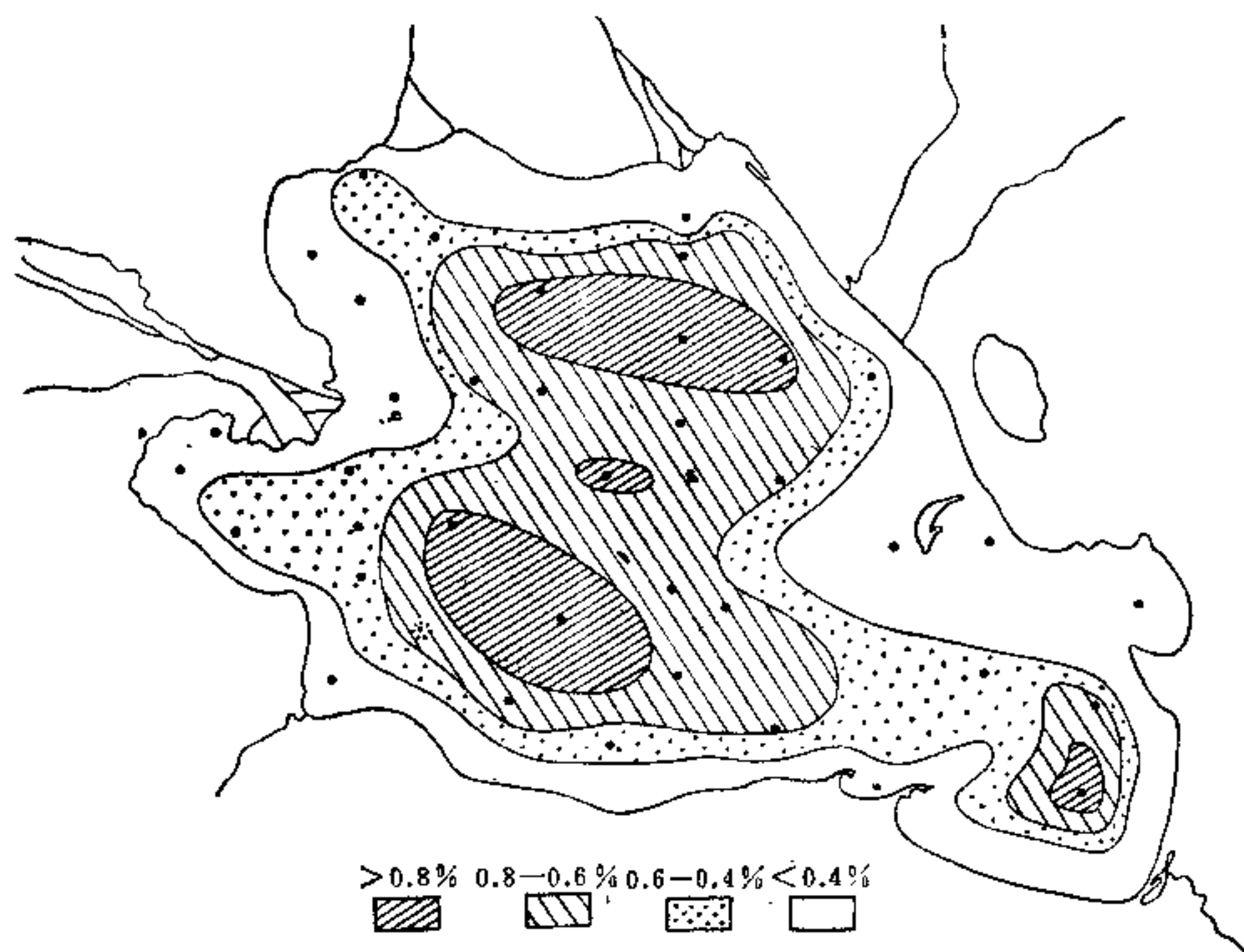


图 122 青海湖底沉积物中 Cl 的分布图

的初步认识是:

(1) 元素在周期表中的位置、离子半径、离子电位和晶格能的大小,以及它们在表生带所能形成的化合物的性质,是决定它们的迁移活性和沉积分异的内因。在图 123 中可

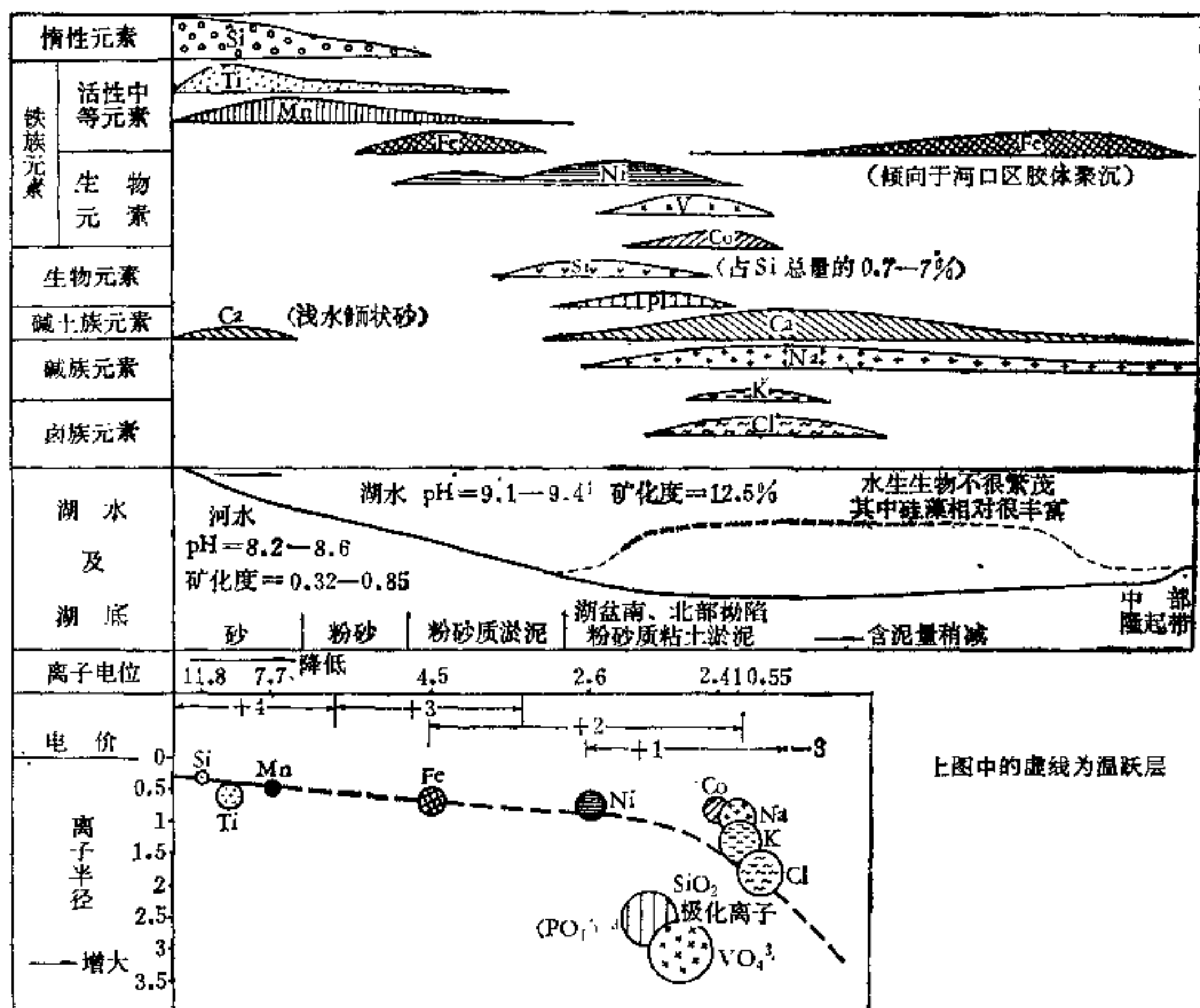


图 123 青海湖底沉积物中元素分异聚集图解

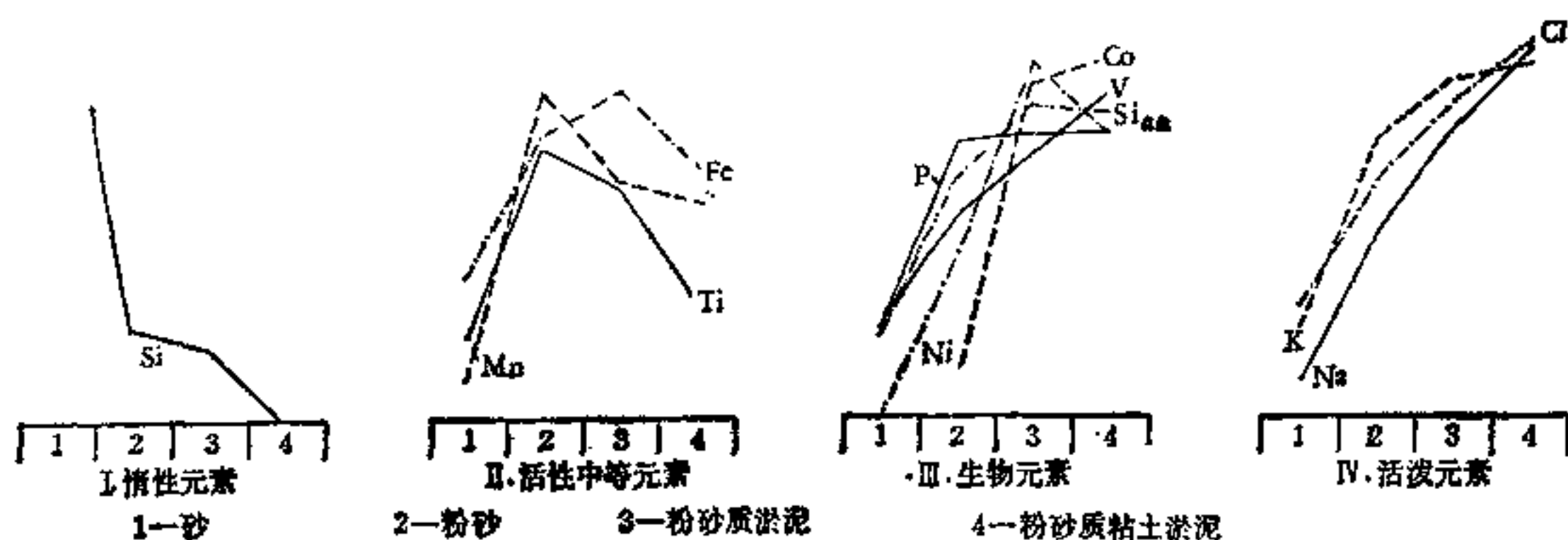


图 124 青海湖不同类型沉积物中元素的分异聚集

可以看出：从湖盆边缘到拗陷中心，总趋势是随着离子半径增大，离子电位降低，元素依次富集，有时甚至显示出它们在性质上的微小差别。在电价相同的元素之中，那些半径较小、电位较高的元素，有向湖盆边缘移动的倾向；离子电位很低，或电位很高而构成络阴离子中心离子的那些元素，以及与 CO_3^{2-} 络阴离子密切相关的 Ca，则明显富集于拗陷中心或其邻近。可溶性 Si 由于形成胶体和硅藻活动的影响，则已经大大向拗陷中心移动了。

表 72

组	元素	高价离子 半径 $\text{\AA}^*$	离子电位	晶格能 系数	迁移形态	沉淀主要形式	氢氧化物沉淀 时的 pH 值	变化特点
I 惰性元素	Si	0.34	11.8	8.60	碎屑为主	氧化物	—	活动性降低, 容易沉淀 ↓ 活动性增高, 容易迁移 ↑ 碱性增高
II 活性中等 元素	Ti	0.64	6.3	8.40	碎屑及细 悬浮物、胶 体; 少量溶 解	氧氧化物	2—3	
	Mn	0.52	7.7	9.10				
	Fe	0.67	4.5	5.15				
III 生物元素	Ni	0.78	2.6	2.18	胶体; 溶 解; 生物及 粘土吸附	氢氧化物, 含氧酸盐, 硫化物, 生 物化学作用	6.7	
	Co	0.82	2.4	2.15			6.8	
	自生 Si	—	—	—			—	
	P	0.35	14.3	15.50			<7	
	(PO_4^{3-})	3.0	1.0	1.50			—	
	V	0.40	12.5	15.12			—	
	(VO_4^{3-})	—	—	—			—	
IV 活泼元素	Na	0.98	1.0	0.45	造岩矿物、 粘土矿物、 可溶性盐	氯化物, 碳酸盐, 硫 酸盐	pH 对它 们的沉淀没 有意义	
	K	1.33	0.75	0.36				
	Cl	1.81	0.55	0.26				

* 表中各元素的离子半径均按 V. M. 戈德斯密特, 离子电位也是按相应半径计算的。

(2) 根据 11 种元素在青海湖中分异聚集的特点, 结合地球化学参数, 可将它们分为四组, 列入表 72。

这四组元素在不同类型沉积物中的分布见图 124。这种组合同样反映出它们在地球化学活动性上的本质联系。其中, 第 III 组与有机质的关系最为密切。看来, 它们的富集表征着生油环境的存在。

(3) 环带状分布是青海湖中元素聚集的最主要特点之一; 而湖水动力、水化学特点以及湖底地形, 则在颇大程度上对环带起着控制作用。特别是天然水动力分选, 有时达到十分令人惊奇的程度。那些主要以碎屑状态迁移的元素, 富集于水动力“高能带”的滨湖—浅湖及河口三角洲附近。主要以细悬浮物及胶体质点迁移的元素, 一般富集于水动力“中间带”或“低能带”的边缘, 但是影响因素比较复杂: 其中有受湖水 pH 值影响, 入湖后立即凝聚的, 也有受生物影响而富集的。唯有那些主要以溶解状态迁移, 以及那些与粘土矿物密切不可分的元素, 才能富集于水动力“低能带”的中心; 这里湖水比较静止, 矿化度也高。因为青海湖中有自西而东的主湖流横穿湖盆中部, 所以, 环带所围绕的往往不是湖盆的地理中心, 而是南北两个沉积拗陷。

(4) 青海湖水团中生物的繁茂、死亡、堆积和分解, 在元素(特别是那些生物元素)的聚散中是一个重要的因素。

看来, 在研究一个古代内陆盆地的岩相古地理、古沉积水动力状况、沉积岩地球化学、元素地层对比, 以及利用某些元素鉴别生油层的时候, 青海湖中元素的分异聚集图式, 可以作为借鉴。

第六章 沉积物的氧化还原环境和有机质

一、沉积物的氧化还原电位

研究现代沉积物氧化还原性的有利条件,是可以直接测量它的氧化还原电位(Eh)。表73中列出了70个青海湖底表层(3—25厘米)¹⁾沉积物的Eh野外实测值。

湖底沉积物的Eh值变化于+341毫伏至-263毫伏之间。其中,除某些特殊点外(见下文),砂和粉砂一般都是正值,含泥量>10%的泥质粉砂和淤泥则都是负值(表73、74)。37个淤泥的电位值平均为-145毫伏(表74)。接近或低于-200毫伏的点占1/4以上。这就说明:青海湖底淤泥具有良好的还原性,就是与世界某些淡水湖、半咸水湖、海湾和大洋淤泥相比^[40-46],也毫不逊色。

值得注意的是,整个青海湖水团是氧化性的,底水Eh值变化于+105—+624毫伏之间。就是水深大于15米的水区,一般也在+200毫伏左右,比湖底淤泥的电位值高出300多毫伏。这就说明:在青海湖水——淤泥的界面上下,环境发生了根本的变化;即使水介质是氧化的,只要一越过这个界面进入埋藏,就迅速转变为还原环境。看来,这是因为青海湖淤泥中有机质比较丰富,水团溶氧量较低,湖底表面又有一层2—3厘米厚的氧化胶

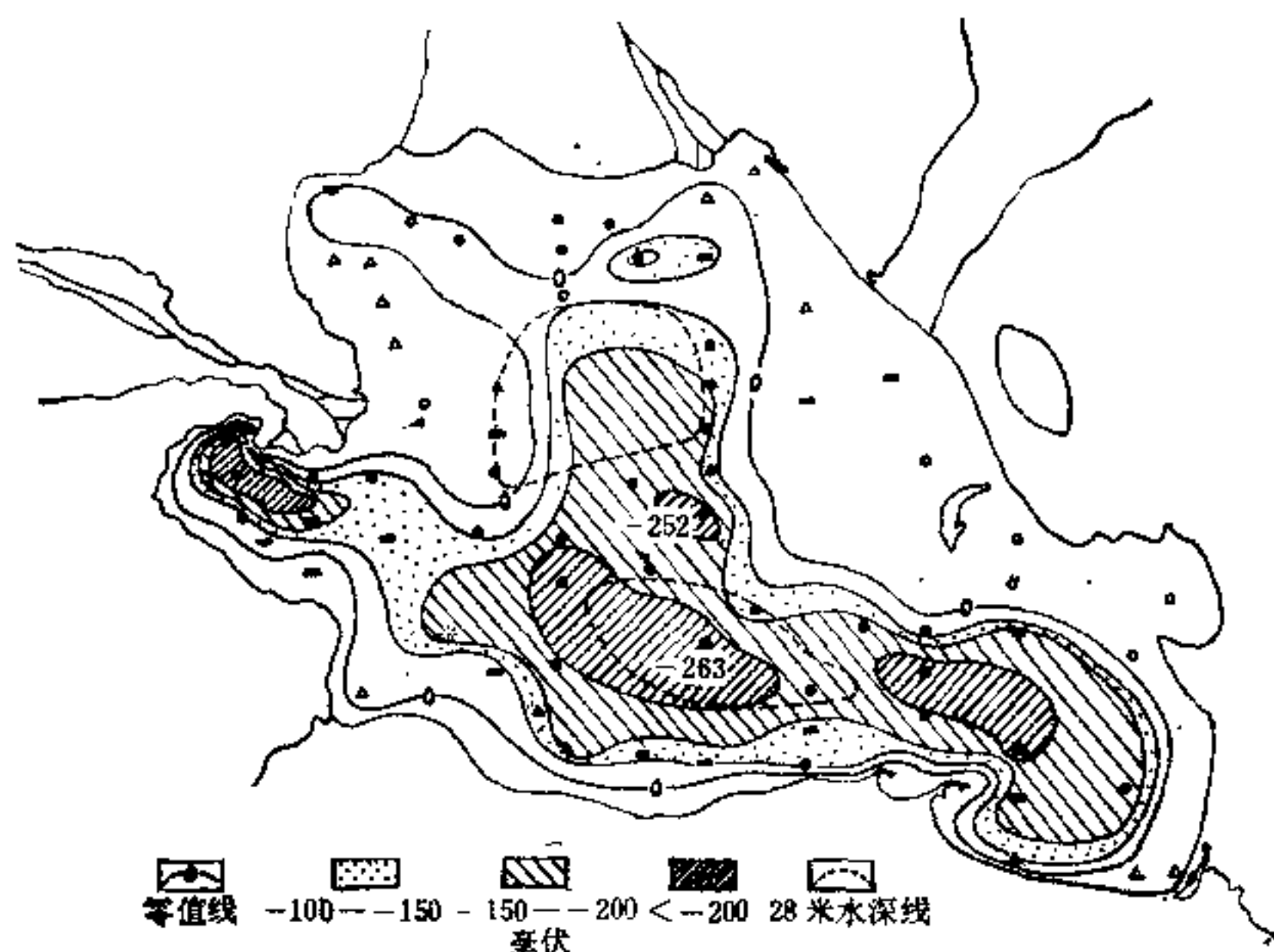


图125 青海湖底沉积物Eh值分区图

1) 野外测定时,将最表面的0—3厘米淡黄色氧化薄层剔除。

表 73 青海湖现代沉积物(表层 3—25 厘米)的氧化还原电位 (Eh) 值

采 样 点 号	水 深 (米)	Eh (毫 伏)	位 置
砂 (8)*			
006	5.8	+218	布哈河口
012	10.6	-103	湖盆南缘浅水带
014	5.5	+231	海晏湾水下风砂
114	4.6	+285	沙岛东南水下风砂
10	21.5	-5	乌哈阿兰河口
59	6.0	+341	沙岛以北水下风砂
66	0.9	+240	沙岛以东水下风砂
73	6.5	+38	海晏湾口以南浅水区
粉 砂 (13)			
1	3.4	-198	铁布卡湖湾
2	1.7	-192	铁布卡湖湾
9	7.0	+164	哈达湾浅水带
11	8.5	+284	布哈河三角洲北侧浅水带
12	5.0	+216	布哈河三角洲北侧浅水带
31	15.5	-87	沙柳河口西侧
34	12.5	+310	沙柳河口东侧
46	18.0	+89	哈里根河口
69	23.0	-208	东南湖湾中深水区
77	16.5	+197	东南湖湾浅水区
011	6.5	-47	黑马河湖湾
013	12.7	+189	东南湖湾浅水区
106	10.0	+4	哈达湾浅水区
泥 质 粉 砂 (4)			
002	22.9	-130	湖盆南部中深水区
17	28.0	+117	布哈河主流水道
26	23.5	-193	湖盆南部中深水区
70	12.9	-100	东南湖湾浅水区
粉 砂 质 淤 泥 (14)			
010	8.0	-81	铁布卡湖湾
112	25.1	-122	湖盆南缘中深水区
113	26.0	-190	东南湖湾深水区
5	15.5	-185	铁布卡湖湾入口处
6	16.5	+89	5 号点以南
7	15.8	-1	乌哈阿兰河口西侧
14	23.0	-142	湖盆西南部中深水区
18 _A	28.0	+205	布哈河主流水道
18 _B	24.8	-91	三块石东南中深水区
32	25.0	-115	湖盆东北部深水区
43	19.2	-108	湖盆南缘中深水区
48	22.8	+203	哈里根河口
56	27.5	-136	湖盆南缘深水区
58	22.0	+228	甘子河口

续表 73

采样点号	水深 (米)	Eh (毫 伏)	位 置
粉砂质粘土淤泥和粘土淤泥 (31)			
001	21.3	-142	布哈河三角洲前缘南侧
003	27.3	-174	东南湖湾深水区
007	26.0	-174	海心山以北深水区
009	27.4	-173	湖盆南部深水区
017	27.5	-163	海心山南侧深水区
101	26.5	-82	湖盆南部深水区
105	27.7	-133	湖盆北部深水区
108	25.0	-29	湖盆西北部中深水区
109	28.5	-147	湖盆南部深水区
110	5.5	-252	铁布卡湖湾浅水区
116	26.0	+50	湖盆北缘深水区
3	8.0	-85	铁布卡湖湾浅水区
4	13.0	-17	布哈河三角洲南侧浅水区
18 _B	28.0	+138	布哈河主流水道
19	27.0	+105	湖盆北缘深水区
20	27.8	-80	湖盆北部深水区
23	26.8	-191	海心山以西深水区
24	27.5	-226	湖盆南部深水区
25	27.6	-192	湖盆南部深水区
27	26.9	+84	湖盆北缘深水区
28	27.5	-160	湖盆北部深水区
35	27.8	-150	湖盆北部深水区
36	28.0	-157	湖盆北部深水区
37	26.0	-114	海心山东北深水区
38	25.7	-252	海心山东北深水区
41	28.5	-263	湖盆南部拗陷中心
55	28.7	-173	湖盆南部拗陷
63	27.7	-85	沙岛以南深水区
64	27.0	-218	湖盆东南部深水区
65 _B	27.4	-196	湖盆东南部深水区
67	26.0	-180	湖盆东南部深水区

* 括号内数字系样品数。

表 74 青海湖底各类沉积物的 Eh 平均值

沉 积 物	Eh (毫 伏)	
	平 均 值	除去两类特殊点后的平均值
砂	+156 (8)*	+226 (6)
粉 砂	+ 55 (13)	+182 (8)
泥 质 粉 砂	- 77 (4)	-141 (3)
粉砂质淤泥	- 32 (14)	-117 (10)
粉砂质粘土淤泥	-100 (31)	-156 (27)
淤 泥 全 部	- 78 (45)	-145 (37)

* 括号内数字系样品数。

状薄层,起着良好隔氧作用的缘故。

湖底沉积物 Eh 值的平面分布见图 125。可以看出: 电位值从湖盆边缘向中部呈环带状降低,负电位区面积约为 3000 平方公里;其中, -100 毫伏以下的低电位区占湖底面积 40% 左右。电位接近或低于 -200 毫伏的区域主要位于湖盆南部; -263 毫伏的最低电位值,恰恰位于南部拗陷的中心。

沉积物 Eh 值的平面分布,明显地受水动力状况的控制。表现在:

(1) 从高能带到中间带和低能带,总的来说 Eh 值逐渐变低(图 126)。水深 <15 米的高能带, Eh 一般为正值;水深 15—25 米的中间带, Eh 为 0—-150 毫伏;水深 >25 米的低能带, Eh 为 -100—-263 毫伏,大部分低于 -150 毫伏。这里有两类特殊点: 高能带上的湖湾点, 因为水动力变弱, 水虽浅, 但 Eh 值普遍偏低; 相反, 中间带和低能带上受河流影响的点, 因为水动力变强, 水虽深, Eh 值却普遍偏高。

(2) 与此相应, 在青海湖的一般情况下, 含泥量 <10% 的砂和粉砂, Eh 为正值(图 127A), 属氧化型沉积物; 含泥量为 10—50% 的泥质砂、粉砂和粉砂质淤泥, Eh 值大多在 -100—-150 毫伏左右, 属弱还原型沉积物; 含泥量 >50% 的粉砂质粘土淤泥, Eh 值一般低于 -150

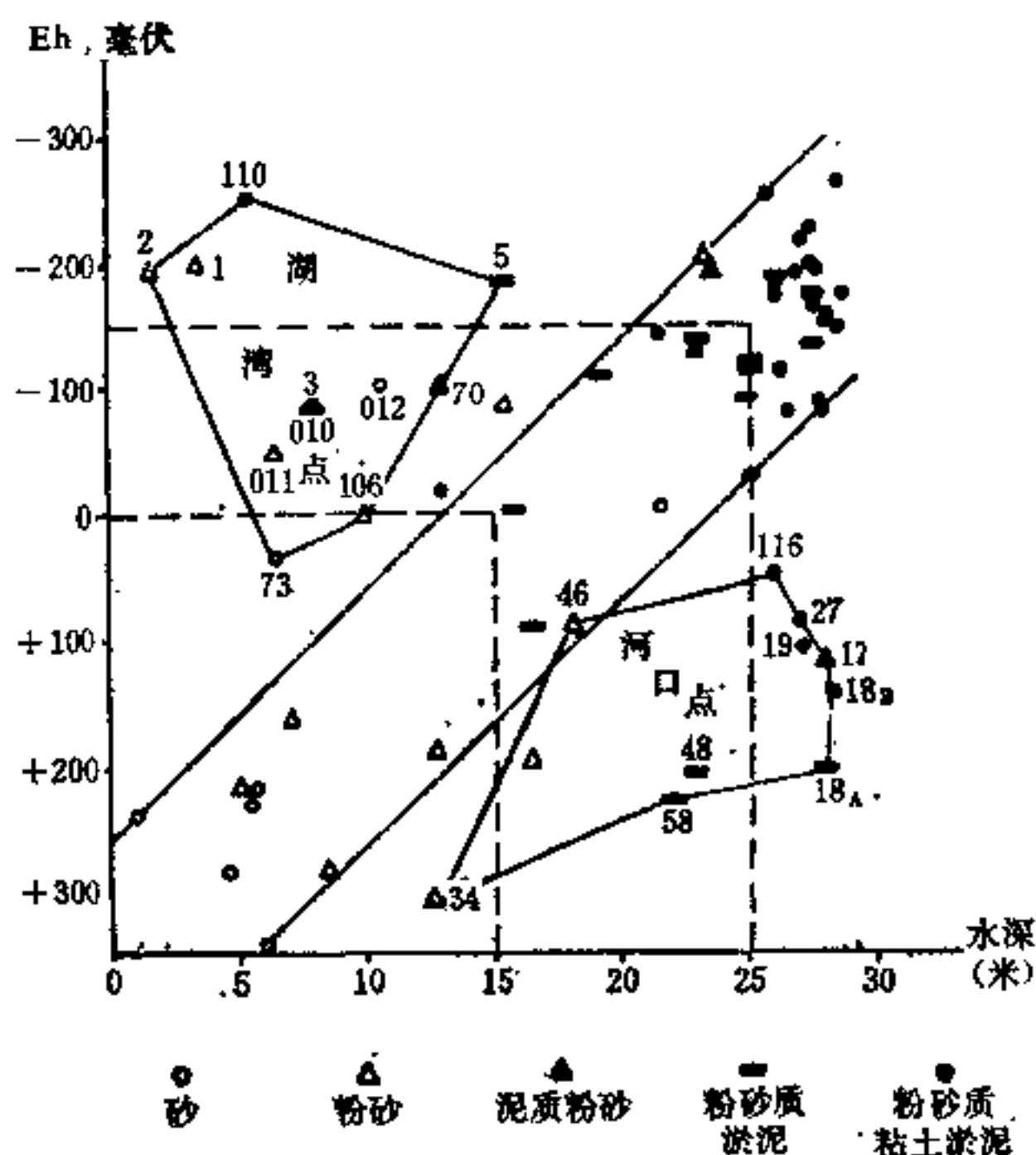


图 126 湖底沉积物 Eh 值与水深关系图

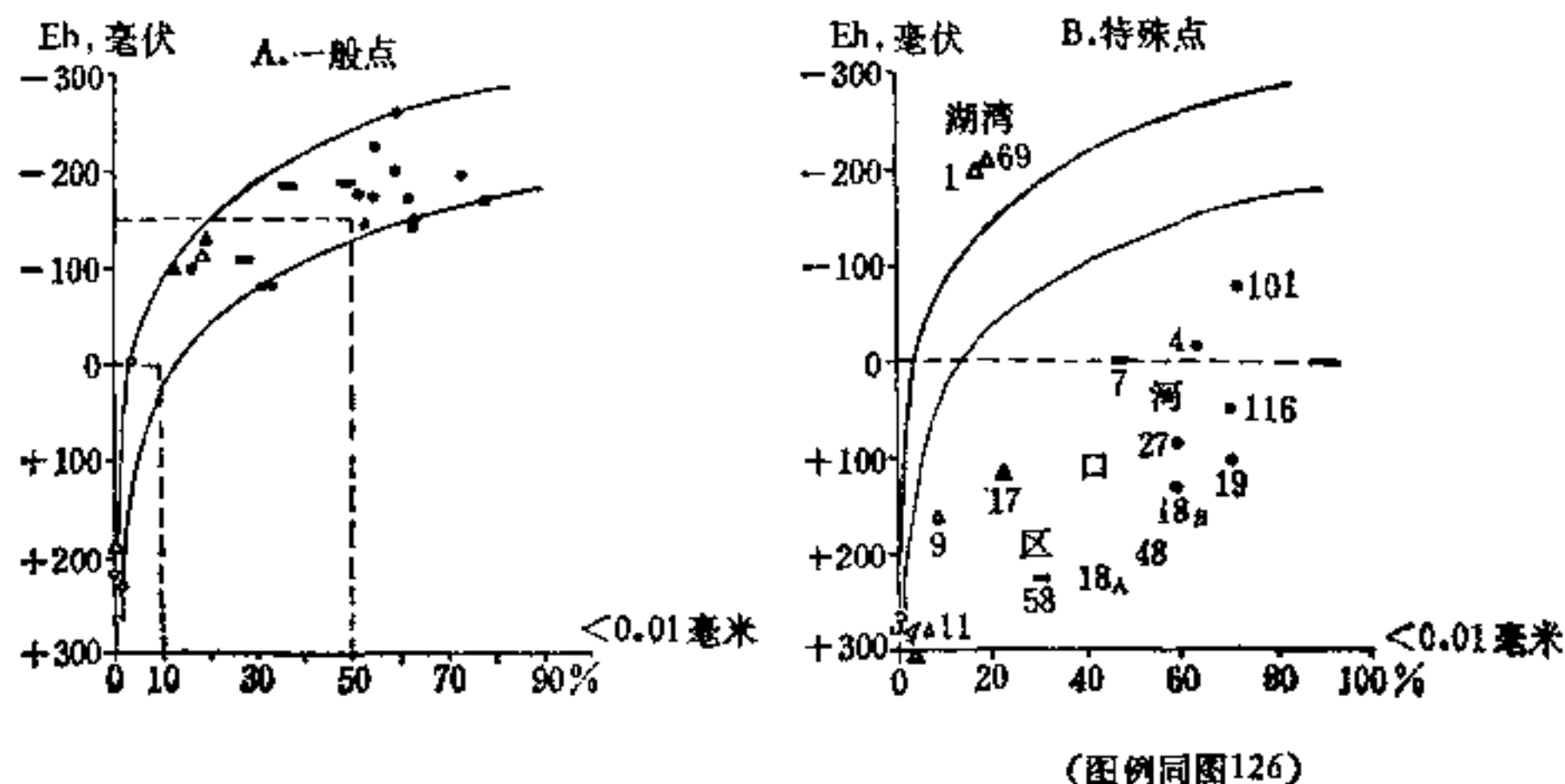


图 127 湖底沉积物含泥量与 Eh 值关系图

毫伏,属还原型沉积物。这里同样也有两类特殊点:凡受河口影响的点,Eh 值普遍偏高(图 127B)。例如,位于布哈河主流水道上的 17 和 18_A 点;甘子河口的 58 点;以及湖盆北缘水动力活跃、无相对静水层覆盖的 27 点和 116 点;它们的含泥量虽高,但 Eh 都是正值,属氧化型淤泥。其它受河流影响的点,含泥量虽达 50—80%,Eh 值也都高于-100 毫伏,淤泥的还原性弱。相反,个别湖湾点(例如铁布卡湖湾的 1 号点,图 127B),含泥量虽低,Eh 值却接近于-200 毫伏,属还原型粉砂。

在这两种特殊水动力条件下,低能带上出现了氧化相,高能带上则出现了还原相。

(3) 从图 125 和表 75 的对比中可以看出:水动力相对稳定、水团氧化性弱的湖盆南部,低电位区面积大,淤泥的还原性强;相反,在水动力相对活跃、水团氧化性强的湖盆北部,低电位区面积小,淤泥还原性弱。这就说明:比起水介质来,一方面,沉积物的氧化还原状况发生了根本变化;另一方面,这种变化在一定程度上,又继承了水团氧化还原状况的差别。

表 75 湖盆南北两部水团氧化强度*与淤泥还原强度的比较

指 标		湖 盆 南 部	湖 盆 北 部
静水层厚度(米)	最 大 值	18	12
	平 均 值	6.34	1.39
水团溶氧量平均值(毫克/升)		2.33	4.22
底水 H ₂ S 含量(毫克/升)	有 H ₂ S 点数 测 点 数	$\frac{6}{12}$	$\frac{1}{7}$
	最大含量	17.67	0.96
	平均含量	5.81	0.96
水团 Fe ⁺⁺ /Fe ⁺⁺⁺	范 围	0—0.75	0—0.05
	平 均 值	0.35	0.01
淤泥 Eh 值(毫伏)	范 围	+89—-263	+228—-252
	平 均 值	-151 (26)**	-23 (19)

* 为便于与淤泥的 Eh 值比较,水团各项指标只取中深水和深水区的数据;

** 括号内数字系样品数。

二、变价铁、硫元素

Eh 值虽然是衡量沉积物氧化还原性最可靠的标准,但在古代岩石中却很难直接测定。因此,研究对于氧化还原环境反映比较灵敏的变价元素,例如铁、硫,就十分重要。

1. 铁、硫自生矿物

根据染色和油浸薄片鉴定,青海湖底沉积物中铁的自生矿物主要有褐铁矿、菱铁矿和黄铁矿。

自生褐铁矿呈棕褐色泥状浸染物附着于干沉积物表面。菱铁矿以隐晶质泥状最多,还有少量微粒状及菱面体自形晶,用 1% 酸化赤血盐可将它们染成蓝色。

在湖底沉积物中,黄铁矿的自形晶和微晶集合体极为罕见,却普遍出现了一种外形十分特殊的自生黄铁矿。这是一种大小约2—3微米的显微球体,呈单球、双球、串球及各种各样的球集合体产出(见照片58—61)。其中以单球的球粒最大,可达5—6微米。球集合体的大小可达30微米。球体的特点是:(1)成规则球形,质地坚硬,没有裂痕或磨损痕迹;(2)比重小;(3)将显微球体磨开后,发现黄铁矿只是包裹在球体的外层,球心是泥状物;(4)它们多出现于富含有机质的淤泥之中。

类似的自生黄铁矿球体,有人在研究英格兰基督教堂港现代沉积物和苏格兰油页岩时,也曾发现过^[47,48]。从表76的比较中可以看出:青海湖中这种十分特殊的自生黄铁矿,

表76 青海湖现代沉积物与英国港湾现代沉积物及古代油页岩中自生 FeS_2 的比较

产地	青海湖现代沉积物	英格兰基督教堂港现代沉积物 苏格兰曼斯菲尔德铜矿油页岩
外形	1.球粒状;2.各种球集合体	1.球粒状;2.似莓状
粒 径	单球:5—6微米; 组成集合体的球粒:2—3微米	单球:4—5微米; 组成似莓状的球粒:<0.5微米
比 重	3.76—4.26	3.8—4.0
分 布	粉砂质粘土淤泥, $\text{pH}=8.4\pm$ 有机炭含量一般>2%;<0.01 毫米粒级一般>50%	弱碱性条件下有机质比较富 集、粘土较多的沉积物和层 位
球心物质	未鉴定的泥状物	现代沉积物:生物介壳(如介形虫壳)、植物 细胞或囊、硅藻残体。 古代油页岩:细菌化石

与国外的发现极为相似。我们认为,它很可能也是在寄主物质沉积后不久的弱碱性介质中,由于细菌侵人和改造有机残体而形成的。

褐铁矿 Fe^{+++} 和菱铁矿 Fe^{++} 的含量,是用5% HCl 萃取测定的。黄铁矿 Fe^{++} 则用 S^{2-} 的含量计算。

青海湖底沉积物中,除了硫酸盐硫(S^{+6})、黄铁矿硫(S^{-2})¹⁾之外,还有相当数量的元素硫(S^0);在有机溶剂萃取液蒸干后,元素硫呈淡黄绿色半透明八面体或羽状、树枝状结晶。这在古代沉积岩中一般是罕见的。 S^{+6} 的含量用重量法测定; S^0 和 S^{-2} 的含量则用奥斯特洛乌莫夫法测定。

2. 各种铁、硫的分布和转化

青海湖底16个主要采样点沉积物中各种自生 Fe 、 S 的含量见表77。此外,我们还在23个辅助点上测定了 Fe_{HCl} 的含量,资料列于表78。

总的来说,青海湖底沉积物的含泥量只要大于10% (即从泥质粉砂开始),自生 Fe 总量中的 Fe^{+++} 就不到一半, Fe^{++} 一般可达60—70%, $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++}/\text{Fe}_{\text{HCl}}^{+++} > 1$ 。其中,淤泥沉积物的 $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++}/\text{Fe}_{\text{HCl}}^{+++}$ 平均为1.70 (见表78),最高达2.79;自生 Fe 中的 $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++} + \text{FeS}_2 - \text{Fe}^{++}$ 平均占65.32%,最高达77%。所有这些都说明:青海湖淤泥中大部分自生 Fe 已经被还原, Fe^{+++} 只剩1/3左右了。

与铁相比,硫的还原状况相对有些逊色。如果就淤泥沉积物总 S 量中 S^{+6} 平均只占

1) 在 FeS_2 中,两个硫离子以共价键相结合组成 $(\text{S}_2)^{2-}$ 阴离子团,每个硫的阴离子应算作负一价更为恰当。

表 77 青海湖 16 个主要采样点表层(3—25 厘米)沉积物的铁、硫含量

采样 点号	水深(米)	含泥量 (<0.01 毫米%)	Fe (占沉积物干重%)				Fe (占总和的%)			S (占沉积物干重%)				S (占总和%)				$\frac{S^{+6}+S^{-}}{S^{+6}}$	
			FeHCl		FeHCl	FeHCl	总和	FeHCl	FeHCl	FeHCl	S ⁺		S ⁻	总和	S ⁺	S ⁻			
			FeHCl	FeHCl	FeHCl	FeHCl	FeHCl	FeHCl	FeHCl	S ⁺	S ⁺	S ⁻	S ⁻	S ⁻	S ⁻				
006	5.8	0.67	1.51	0.78	—	—	2.29	65.94	34.06	—	0.52	—	—	—	—	—	—	—	
粉 砂 及 泥 质 粉 砂																			
005	20.0	2.40	1.37	1.53	0.04	—	2.94	46.60	52.04	1.36	1.11	0.33	0.03	0.04	0.40	81.68	8.42	9.90	0.21
016	13.8	22.91	0.72	1.13	0.01	—	1.86	38.71	60.75	0.54	1.57	0.18	0.07	0.01	0.26	68.18	28.03	3.79	0.44
002	22.9	19.83	0.75	1.14	0.02	—	1.91	39.26	59.69	1.05	1.52	0.17	0.11	0.02	0.30	55.92	37.50	6.58	0.76
粉 砂 质 淤 泥																			
50	20.5	44.86	1.01	1.02	0.02	—	2.05	49.27	49.75	0.98	1.00	0.17	0.01	0.02	0.20	83.74	6.40	9.86	0.18
010	8.0	32.49	0.83	1.37	0.01	—	2.21	37.56	61.99	0.45	1.65	0.15	0.07	0.01	0.23	66.07	29.52	4.41	0.53
粉 砂 质 粘 土 淤 泥 及 粘 土 淤 泥																			
101	26.5	70.56	0.62	1.22	0.02	—	1.86	33.33	65.59	1.08	1.99	0.18	0.05	0.02	0.25	72.87	19.03	8.10	0.39
109	28.5	52.84	0.83	1.15	0.04	—	2.02	41.09	56.93	1.98	1.39	0.30	0.18	0.04	0.52	58.25	33.98	7.77	0.73
001	21.3	61.93	0.82	1.32	0.02	—	2.16	37.96	61.11	0.93	1.60	0.10	0.09	0.02	0.21	46.95	43.66	9.39	1.10
108*	25.0	—	0.46	1.55	0.23	—	2.24	20.54	69.20	10.26	2.04	0.35	0.05	0.27	0.67	51.93	8.01	40.06	0.91
105	27.7	—	0.75	1.20	0.06	—	2.01	37.31	59.70	2.99	1.60	0.21	0.19	0.07	0.47	44.87	40.17	14.96	1.24
68	26.5	—	0.53	1.38	0.04	—	1.95	27.18	70.77	2.05	2.60	0.18	0.21	0.04	0.43	41.86	48.84	9.30	1.39
003	27.3	76.83	0.71	1.14	0.16	—	2.01	35.32	56.72	7.69	1.61	0.17	0.16	0.18	0.51	33.27	31.51	35.22	2.00
102	27.7	50.83	0.55	1.44	0.13	—	2.12	25.94	67.93	6.13	2.62	0.19	0.22	0.15	0.56	33.81	39.50	26.69	1.95
008	28.7	59.00	0.48	1.34	0.32	—	2.14	22.43	62.62	14.95	2.79	0.28	0.15	0.37	0.80	35.09	18.55	46.36	1.86
007	26.0	54.28	0.79	1.25	0.28	—	2.32	34.05	53.88	12.07	1.58	0.19	0.20	0.32	0.71	26.69	28.37	44.94	2.74
粉 砂 质 粘 土 淤 泥 及 粘 土 淤 泥																			
平	砂	—	1.51	0.78	0.00	—	2.29	65.94	34.06	0.00	0.52	—	—	—	—	—	—	—	—
均	粉砂	—	0.95	1.27	0.02	—	2.24	41.52	57.50	0.98	1.40	0.23	0.07	0.02	0.32	68.59	24.65	6.76	—
值	淤泥	—	0.70	1.28	0.11	—	2.09	34.68	60.65	4.67	1.87	0.19	0.14	0.13	0.46	49.41	30.87	19.72	—

* 该点硫的含量似有异常, S⁺ 和 S⁻ 高而 S⁰ 低;但重复测定三次,结果相近,故仍列在表中,但在计算某些平均值时不考虑在内。

表 78 青海湖底 23 个辅助点表层沉积物的 Fe_{HCl} 含量

点 号	水深(米)	<0.01毫米%	$\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++}\%$	$\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++}\%$	$\text{Fe}^{++}/\text{Fe}^{+++}$
砂					
014	5.5	2.05	0.23	0.35	1.52
111	15.5	—	0.56	0.48	0.86
粉 砂					
1	3.4	17.34	0.87	0.99	1.14
2	1.7	—	0.92	0.83	0.90
9	7	8.50	0.69	0.94	1.36
11	8.5	6.20	0.74	0.70	0.95
17	28	22.75	0.76	1.15	1.51
29	17	—	0.40	0.53	1.33
44	20.2	18.46	0.59	1.59	2.69
47	20.6	14.40	0.74	1.13	1.53
011	6.5	—	0.90	0.88	0.98
粉 砂 质 淤 泥					
14	23.0	—	0.97	1.27	1.31
15	22.2	29.03	0.85	1.16	1.36
56	27.5	—	0.89	1.16	1.30
58	22.0	30.23	0.89	1.03	1.16
112	25.1	—	0.74	1.15	1.55
113	26.0	49.18	1.06	1.13	1.07
粉 砂 质 粘 土 淤 泥					
20	27.8	—	0.64	1.22	1.91
36	28.0	—	0.76	1.08	1.42
40	28.5	—	0.84	1.13	1.35
74	26.5	—	0.48	1.18	2.46
119	28.5	—	0.74	1.24	1.68
65 _B	27.4	73.05	0.64	1.14	1.78
$\text{Fe}^{++}/\text{Fe}^{+++}$ 平均值 (连主要采样点计算在 内,共 39 个测定点)		砂 (3) 0.96 粉砂 (12) 1.38 淤泥 (24) 1.70			

49.41%，不少的点又只有 27—45% 来看，一半以上的 $\text{S}^{+6}(\text{SO}_4^{2-})$ 已经还原，似乎是不低了。可是，当与 Fe 对比时，可以发现有这样一些沉积物（例如表 77 中的 109、101、010、002、016、005 等采样点），其中的 Fe^{++} 已经还原出 60—70%，而在 S 总量中 S^{+6} 仍占优势。特别是在所有青海湖淤泥中，低价 S^{-} 的相对含量从来没有超过一半，平均只有 20%。这样看来，硫的还原程度又不很高。可见，比起铁来，低价硫的生成，需要更强的还原环境。

低价 Fe、S 的平面分布见图 128、129。我们之所以采用它们在自生铁、硫中的相对含量表示，是因为它能更清晰地反映出铁、硫的还原程度，以便于后面的讨论。从图上可以看出，各种低价 Fe、S 的相对含量都呈环带状自湖盆边缘向中部增高。其中， Fe_{HCl} 与

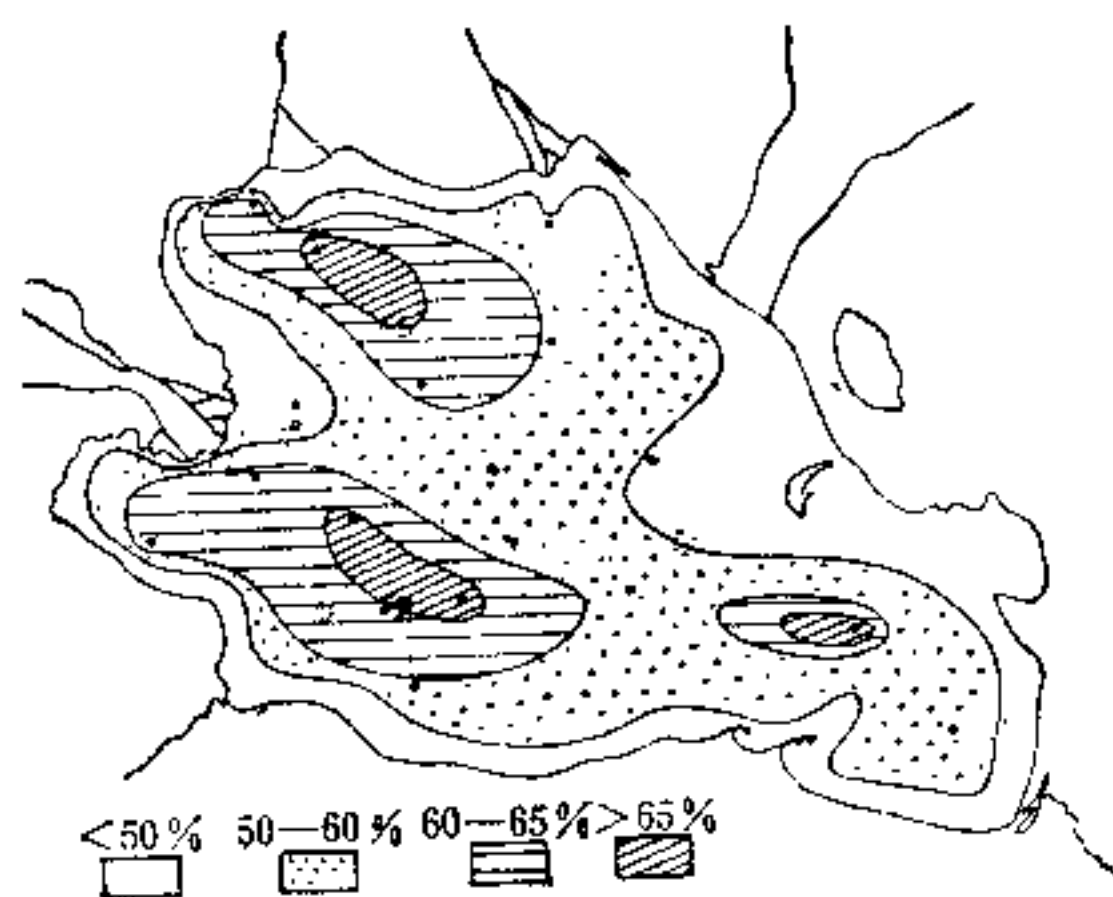


图 128A 青海湖底沉积物
 $Fe_{HCl}^{2+}/Fe_{总}$ 百分含量分区图

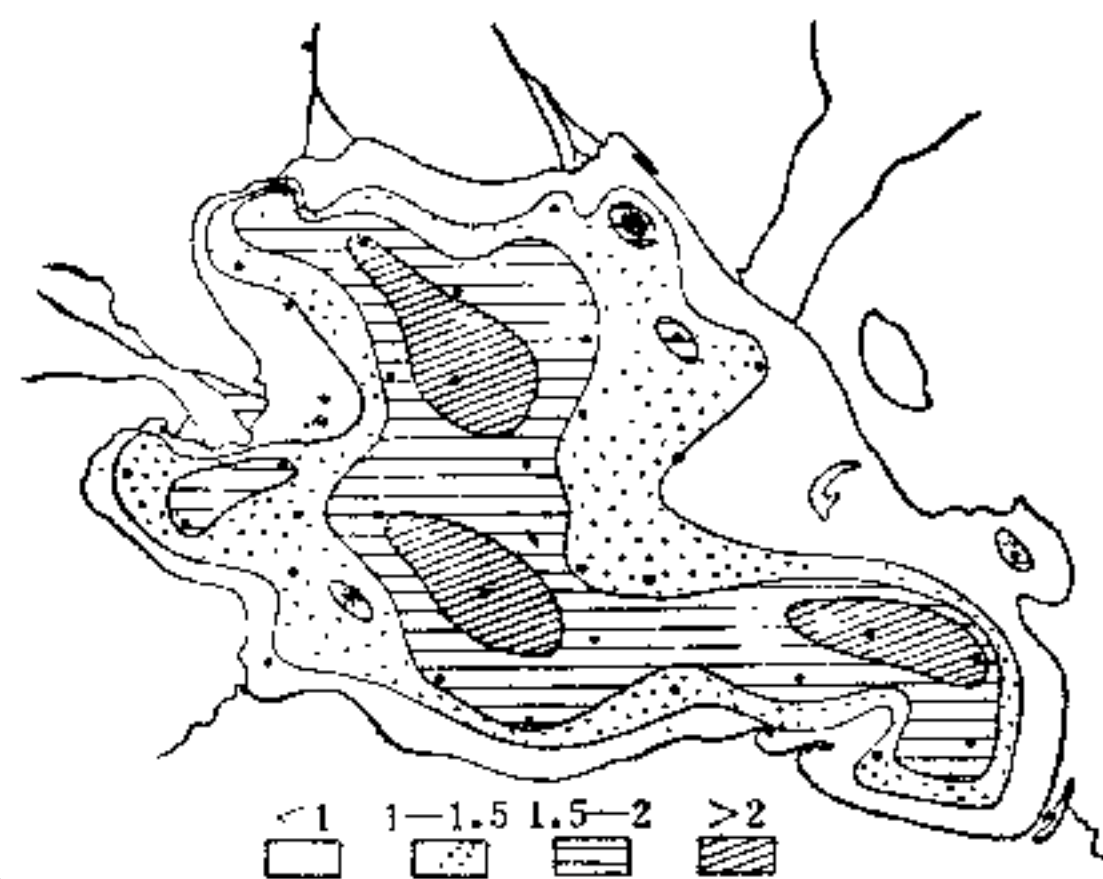


图 128B 青海湖底沉积
物 $Fe_{HCl}^{2+}/Fe_{总}^{3+}$ 分区图

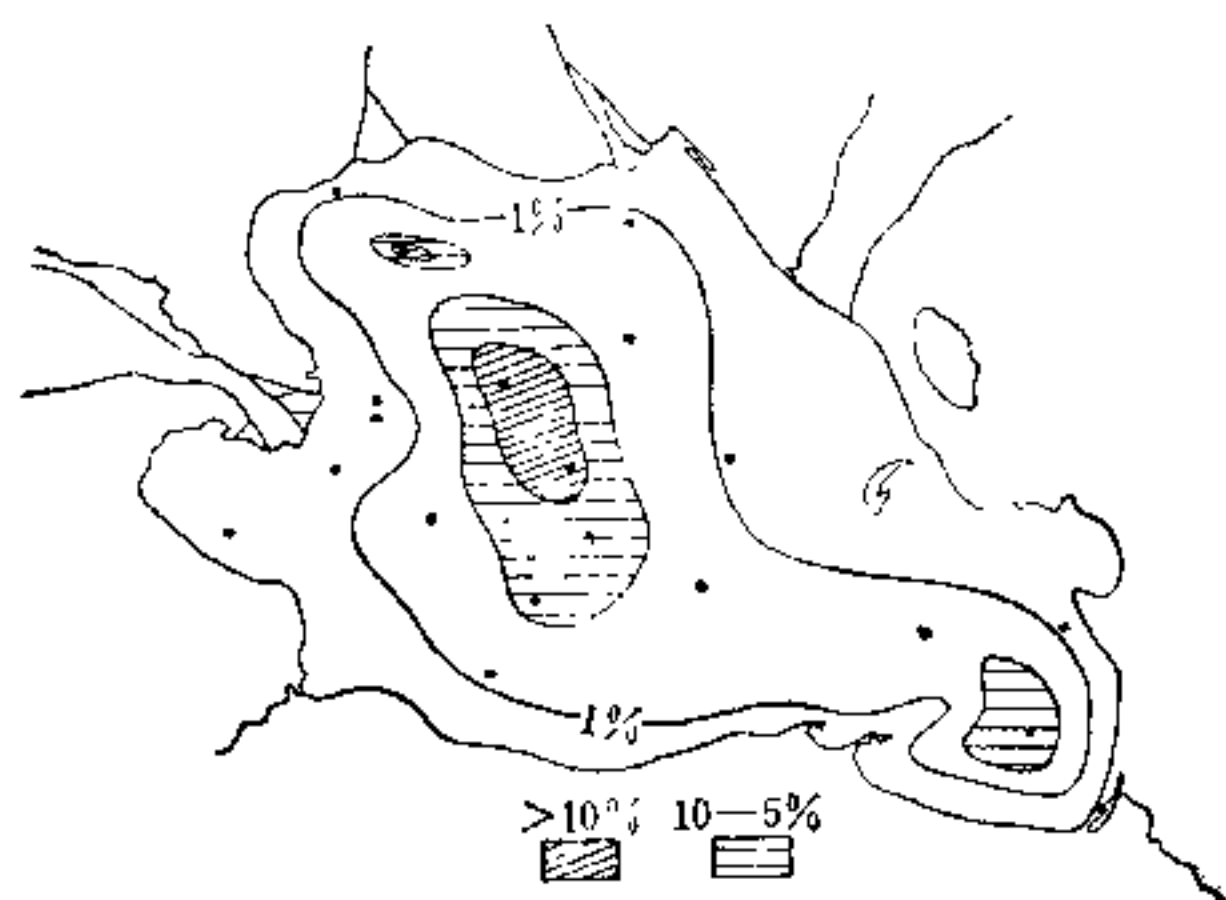


图 128C 青海湖底沉积物 $Fe_{黄铁矿}/Fe_{自生}$ 百分含量分区图

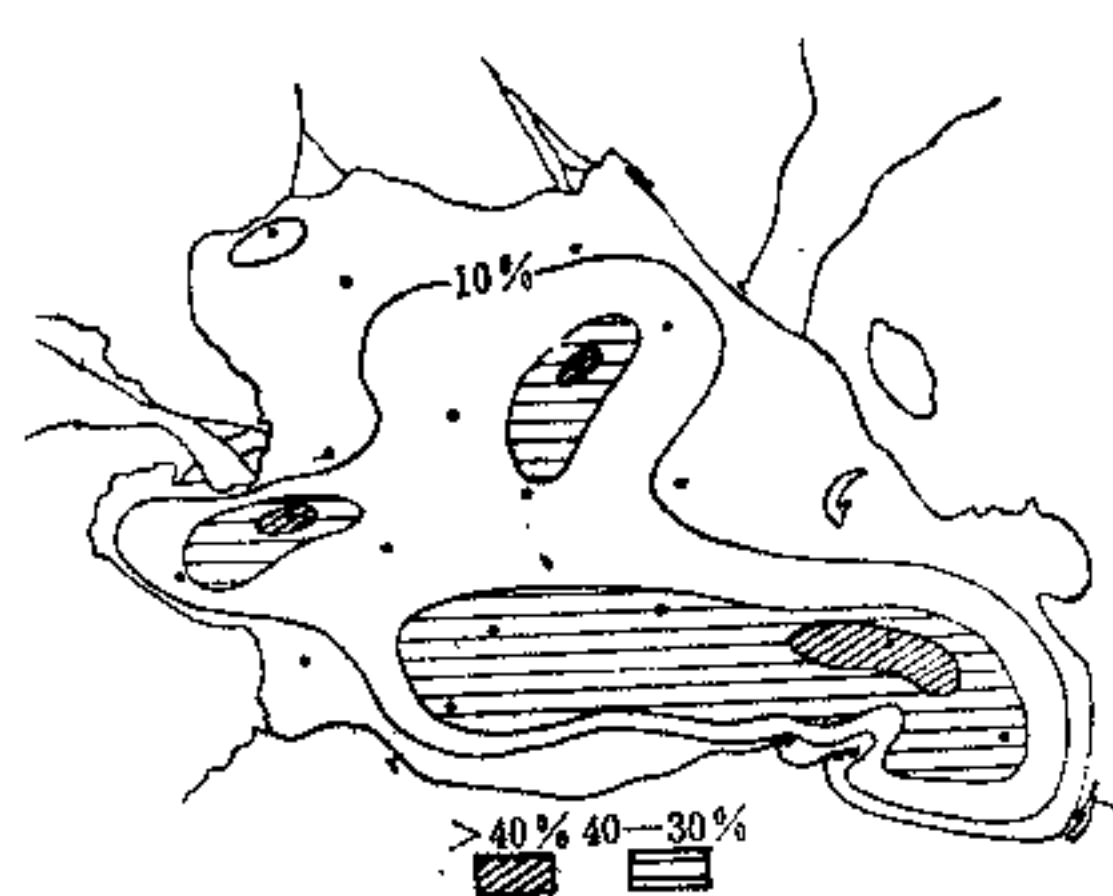


图 129A 青海湖底沉积
物 S^0/S_g 百分含量分区图

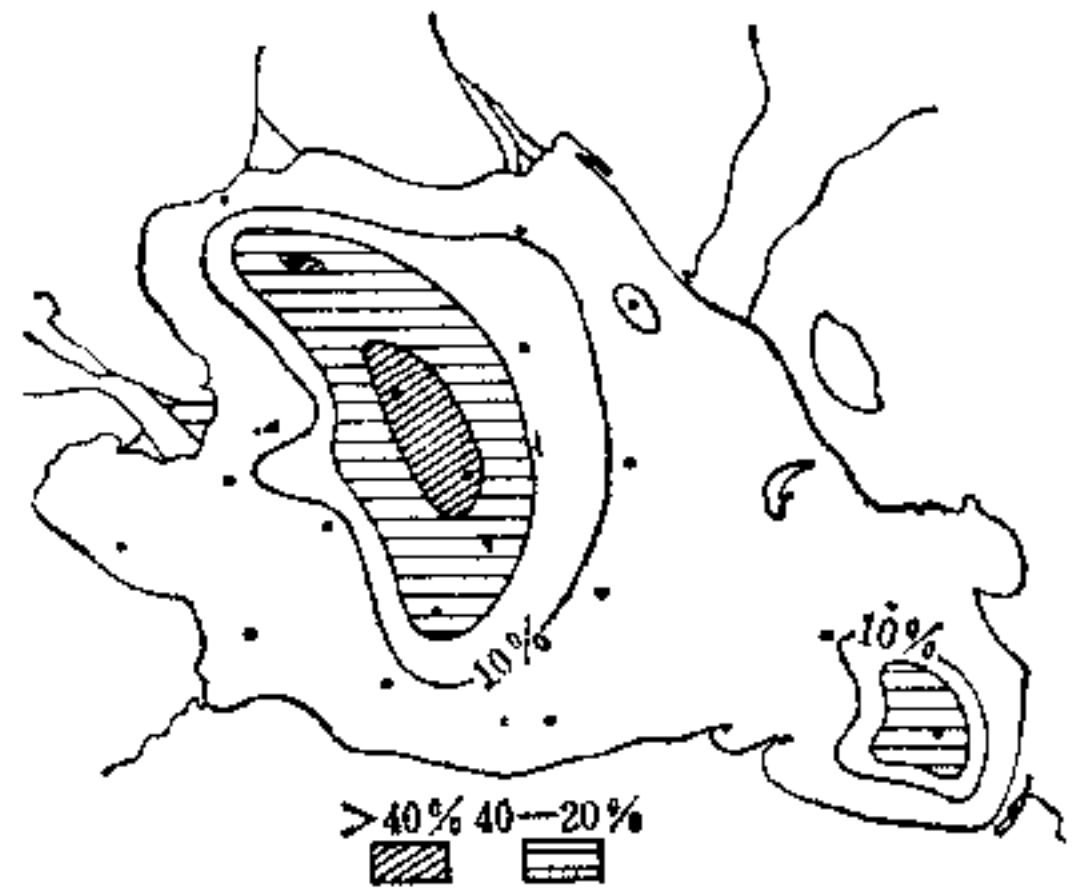


图 129B 青海湖底沉积
物 S^-/S_g 百分含量分区图

$\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}/\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$ 比值的分布基本一致,在南、北深水区分别出现两个高值,微小的差别是因为分析点数不同而造成的。 $\text{FeS}_2-\text{Fe}^{++}$ 与 S^{+6} 的分布也完全相似。与 $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$ 相比,它们的高值点似更靠近湖盆中部。 $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$ 和 S^{+6} 的分布与低价相反,边缘高而中部低,不另作图。

现在,我们来看看沉积物中各种 Fe、S 是怎样互相转化的。

从图 130 中可以清楚地看出:当沉积物的电位从正值接近于零时, Fe^{+++} 迅速被还原到不足 50%, $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$ 则增高到一半以上。当电位降低到 -100——-150 毫伏时, $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$ 达到了 60 以上,接近于最高值。直到这时为止,沉积物中的 $\text{FeS}_2-\text{Fe}^{++}$ 尚未大量生成,它的相对量只占自生 Fe 的 1—3% 左右。一旦电位继续降低到 -150 毫伏以后,随着 Fe^{+++} 的进一步还原, $\text{FeS}_2-\text{Fe}^{++}$ 的含量就急剧增高。与此同时,大多数点的 $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$ 相对含量和 $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}/\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$ 比值反而减小(图 131)。

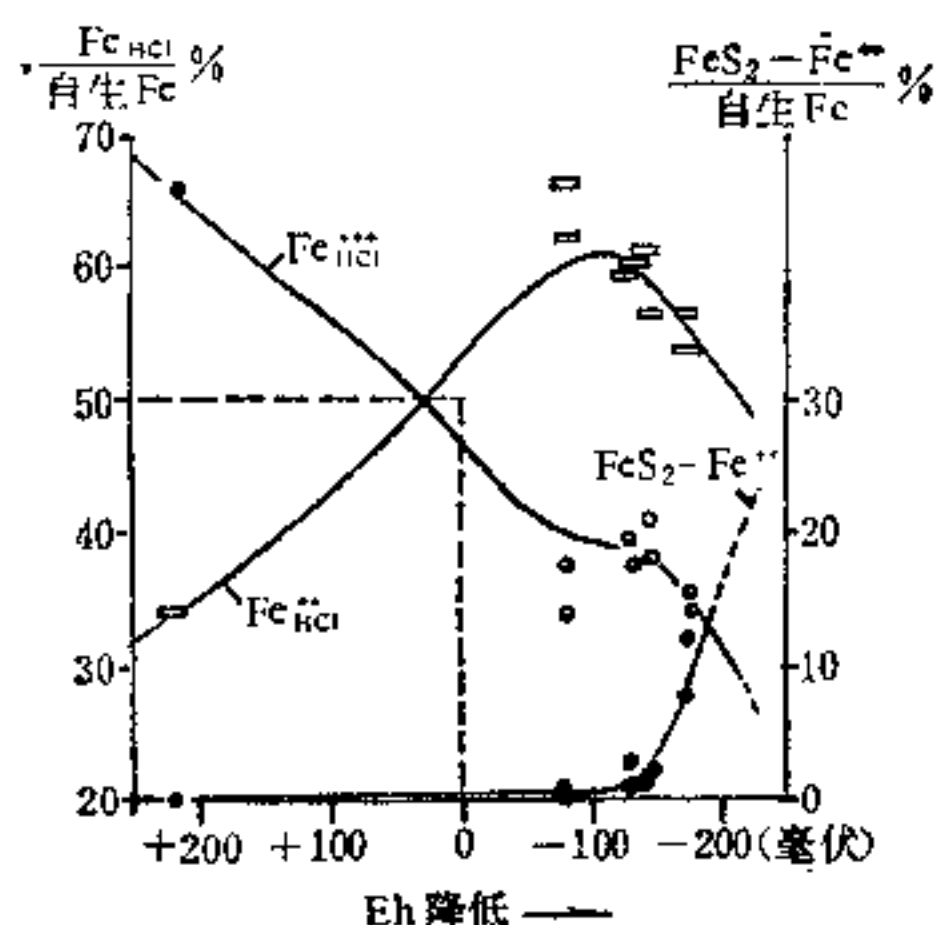


图 130 青海湖底沉积物中各种自生铁与 Eh 值的关系曲线

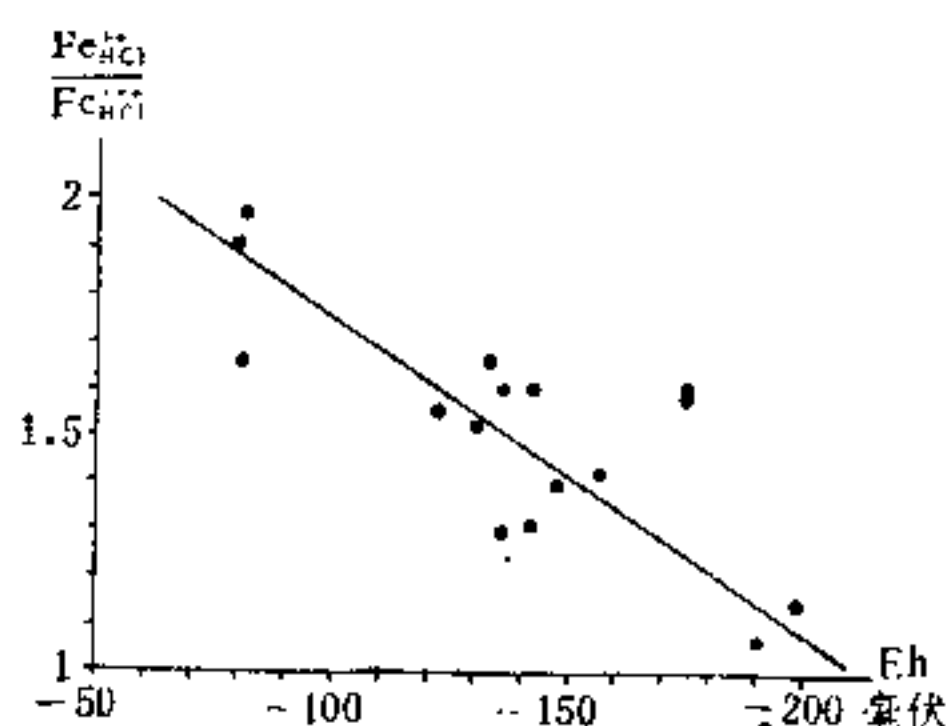


图 131 低电位区湖底沉积物 $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}/\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$ 与 Eh 值关系图

在这里,我们看到在青海湖这个天然大实验室中,随着 Eh 值的降低,各种自生铁确实在互相转化着。看来,青海湖的情况说明:

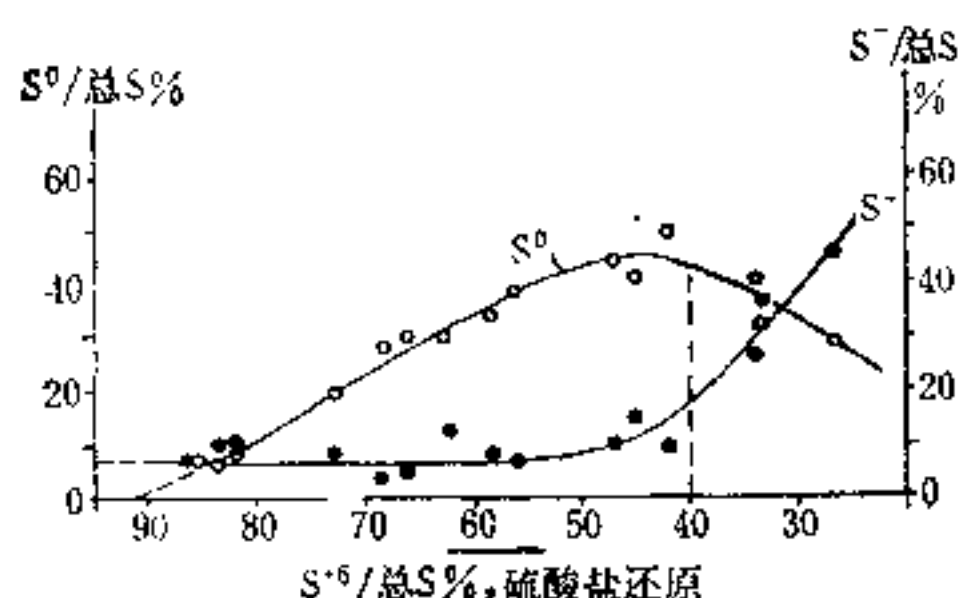
(1) 传统的 $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}/\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+} = 1$ 、亦即 $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$ 和 $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$ 各占 50% 这个界限,代表着几十毫伏的正低电位,可以基本上区分氧化环境与还原环境。

(2) 对于菱铁矿 ($\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$) 的大量生成来说, -100——-150 毫伏的电位值,已经是足够了。

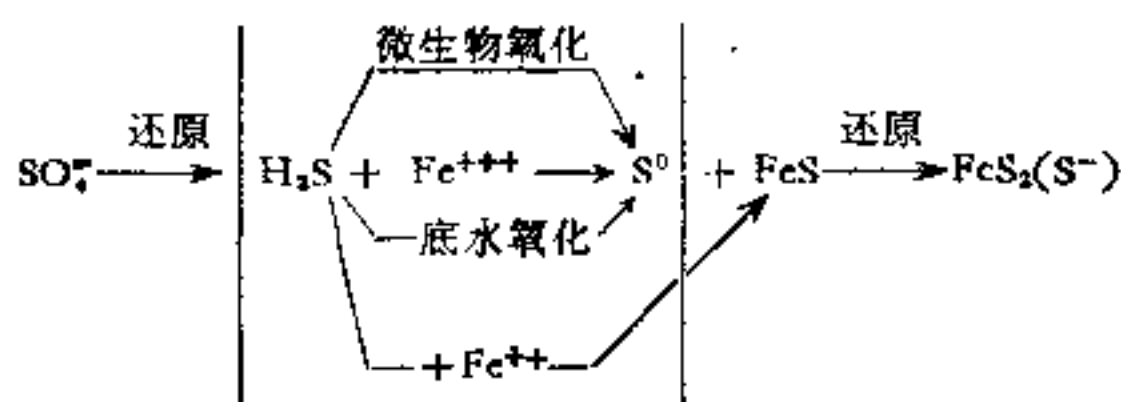
(3) $\text{FeS}_2-\text{Fe}^{++}$ 的明显增高,则必须在电位降低到 -150 毫伏以下。青海湖表层沉积物的实测最低电位值是 -263 毫伏,从图 130 的延线推断,在这一最大还原强度之下, $\text{FeS}_2-\text{Fe}^{++}$ 的最高含量不过占自生铁的 25—30% 左右,按铁的自生矿物组合,仍属菱铁矿—黄铁矿相。

(4) 在低电位区,随着黄铁矿的明显增高, $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$ 的相对量和 $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}/\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$ 比值都在减小。考虑到沉积物电位值的下降,应当是从高到低顺序发生的,这样看来,已经生成的菱铁矿 ($\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$) 在更低的电位下部分地转化为黄铁矿了。从下一章的叙述中可以看出,这一转变,是在有机质分解、pH 值降低、 FeCO_3 发生选择性溶解后 Fe^{++} 与 H_2S 化合的情况下进行的。

湖底沉积物中各种硫的相对含量随 Eh 值的变化见图 132。其中, S^{+6} 、 S^0 和 S^{-} 的变化分别与 Fe_{HCl}^{+++} 、 Fe_{HCl}^{++} 和 FeS_2-Fe^{++} 相似。不同的是, 如果在接近零电位时 Fe^{+++} 已经被还原了 50% 以上, 那么, 只有到了 -150 毫伏左右的低电位时, 硫酸盐 S^{+6} 才普遍被还原到不足一半, 与此同时, S^{-} 也才明显增高。这就再次说明: 硫的还原比铁需要更低的电位, 而 -150 毫伏的电位值, 对于硫的还原来说, 同样具有“关节点”的意义。



值得注意的是元素硫 S^0 的变化。从图 132 中可以看出：在电位高于 -150 毫伏、 S^{+6} 占沉积物中硫总量一半以上的硫酸盐还原初期阶段，随着电位降低， S^0 含量是增高的；它是这一阶段硫酸盐还原的主要产物，从而表现出它的还原性。而在电位降低到 -150 毫伏以下、 S^{+6} 被还原到不足 40% 的阶段， S^0 的相对含量就不再增高，反而随着电位的降低而减小。与此同时，低价 S^{2-} 则从 15% 激增到 45% 左右，成为这一阶段硫酸盐还原的主要产物。可见， S^{2-} 的生成不但依靠 SO_4^{2-} 的继续还原，也部分依靠于 S^0 在更低电位下的转化。这时，与 S^{2-} 相比， S^0 就表现出一定的氧化性。几种硫的相互转化，在图 133 中反映得更加清晰。



可见,一方面, S^0 的出现首先标志着沉积物中有 H_2S 从 SO_4^{2-} 中还原出来;在这点上,现代沉积物中的原生 S^0 与古代岩石中的次生 S^0 不同,表现出还原性。另一方面,它又是 H_2S 氧化的产物;它在沉积物中的数量,是尚未进一步还原为更低价态的硫的残余,相对于 S^{2-} (FeS 中的硫)和 S^{+6} 来说,它就表现出一定的氧化性。这种两重性,与 Fe^{+3} 有相似之处。可以说,现代沉积物中的原生 S^0 , 是以 S^{+6} 为起点、以 S^{2-} 为终点的硫酸盐还原系列的中间产物。所以,它在青海湖中的高值区分布于 S^{+6} 与 S^{2-} 之间(图 129A、表 79), 就是很自然的了。

表 79 青海湖中各种硫的高值区的比较

高 值 区	$\frac{S^{+6}}{S_B} > 80\%$	$\frac{S^0}{S_B} > 35\%$	$\frac{S^-}{S_B} > 35\%$
采 样 点 号	0.05、50	68、001、105	003、007、008
水 深 (米)	20—20.5	21.3—27.7	25—28.7
<0.01 毫米粒级 (%)	2—45	50—62	54—76.8
Eh (毫 伏)	0—50	-133—-142	-174

毫伏,我们认为:青海湖底沉积物中 S^0 的还原性是基本的,应当首先把它看作是 SO_4^{2-} 还原的初级产物而列入弱还原型硫的范畴。

为了综合反映各种 Fe、S 的相互转化,我们编出了青海湖沉积物的铁、硫三角图(图 134、135),并且将湖底下层(75—100 厘米)和青 4 孔更新统湖相沉积物的铁、硫资料也画在图中,以便考察随埋藏加深铁硫的转化。至于其中的细节,留在成岩作用一章讨论。

可以看出:综合三角图比较好地区分开了电位不同的沉积物中铁、硫三因子的组合。电位相近的沉积物在两张图上都自成点群,它们之间的分界也比较明显。

在铁三角图中,可以看出:从电位为 +218 毫伏的氧化点(006 点)到电位值在零上下的两个中性点,通过 8 个弱还原点($Eh > -150$ 毫伏),指向 5 个还原点($Eh < -150$ 毫伏),最后到湖底下层(深 75—100 厘米)的 7 个点,共同组成了一个铁的还原系列。开始时,随着电位降低, Fe_{HCl}^{2+} 急剧增高,在弱还原点群中达到了 60—70% 的最高值,以后便不再有多大增长,或者略有降低而向着 FeS_2 — Fe^{++} 的方向转化。还原点的 FeS_2 — Fe^{++} 含量占自生 Fe 的 5—15%。

在硫三角图中可以看出:当电位开始降低时, S^{+6} 先是向 S^0 的方向转化。待到 S^0 占总硫量 50% 左右时,它便不再增高,而是一面降低,一面折向 S^- 的生成。到了埋藏变深的湖底下层,硫总量中的 S^- 平均可占 50—60%,这时 S^0 的相对含量则复归至不及 10%。

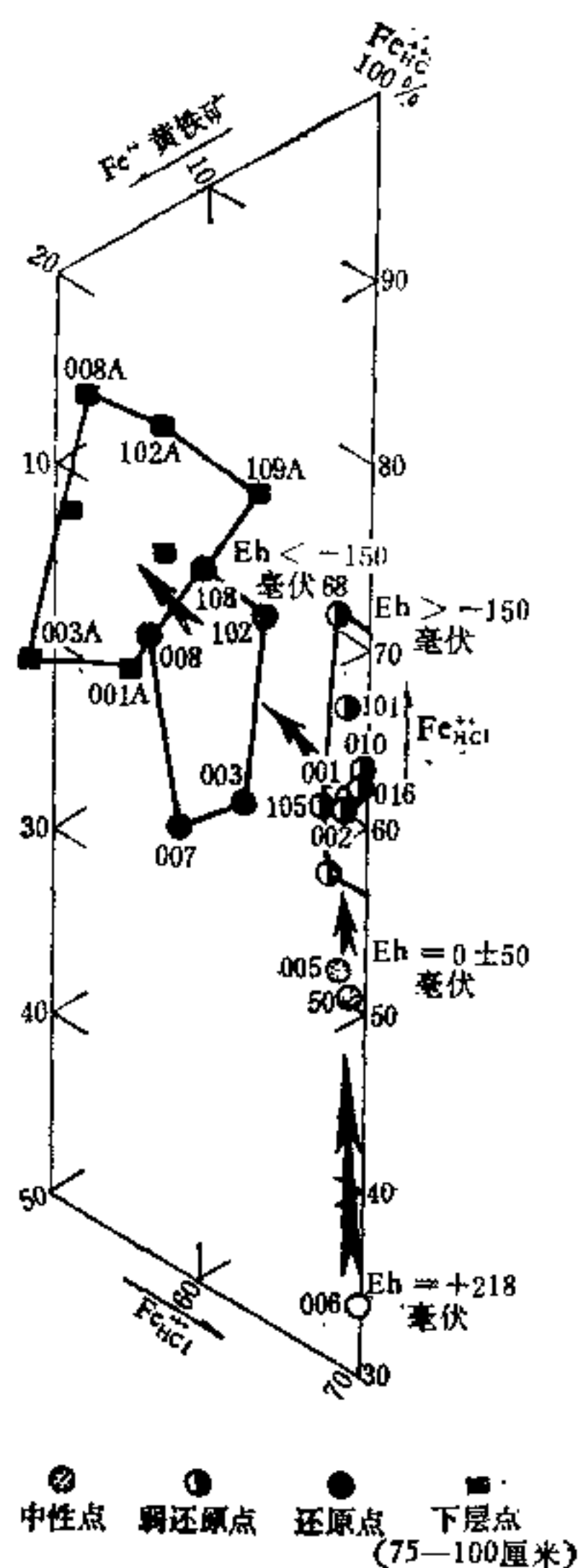


图 134 青海湖底沉积物各种自生铁的转化三角图

图 135 青海湖底沉积物各种硫的转化三角图

接着,通过埋藏更深的青 4 孔还原点群,指向 125 米深处的 FeS_2 结核层。

这两张三角图,不但清楚地区分开了还原性不同的沉积物,而且给我们描绘出青海湖底各种铁、硫天然转化的生动图景。

在这里,我们又一次看到自然界的普遍规律之一——量变引起质变。电位的降低,到了一定的关节点 ($E_h = 0 \pm$),铁的还原出现了第一个质变,沉积物中的 Fe^{++} 占了优势;到了另一个关节点 ($E_h = -150 \pm$ 毫伏),铁、硫还原出现了第二个质变, FeS_2 — Fe^{++} 和 S^{--} 明显增高,还原产物中出现了新质。比起旧质 ($\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++}$ 和 S^0) 来,它们在数量上虽还不占优势,但却代表着更低的电位和更强的还原环境。

三、青海湖沉积物的氧化还原相

1. 各种铁、硫环境指标的评价

$\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++}/\text{Fe}_{\text{HCl}}^{+++}$ 如前所述, $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++}/\text{Fe}_{\text{HCl}}^{+++} = 1$ 与零电位大致相合,可以用来区分开

氧化相与还原相；但是，我们说的是“大致”，因为它仍然代表着几十毫伏的正电位。比较一下图 125 和图 128B，也可看出，在湖盆的某些部分， $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++}/\text{Fe}_{\text{HCl}}^{+++}=1$ 的线，比零电位线略略向外偏移，位于低正电位区，也说明了这一点。更重要的是，当电位低于 -100 毫伏时，因为部分菱铁矿 Fe^{++} 转化为黄铁矿 Fe^{++} ，这时， $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++}/\text{Fe}_{\text{HCl}}^{+++}$ 的比值往往随电位降低反而变小。因此，当沉积物中含一定量 FeS_2 时，单以这一比值作为指标，不能区分开还原强度不同的沉积物（见表 80）。

表 80

采样点号	沉积物	Eh (毫伏)	$\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++}/\text{Fe}_{\text{HCl}}^{+++}$	$\text{FeS}_2-\text{Fe}^{++}$ 占沉积物干重%	氧化还原相
010	粉砂质淤泥	-81	1.65	0.01	弱还原
101	粉砂质粘土淤泥	-82	1.97	0.02	
003	粘土淤泥	-174	1.61	0.16	还原
007	粉砂质粘土淤泥	-174	1.58	0.28	

另外，我们在青海湖中还发现几个河口附近的沉积物（例如 9、11、17、58 等采样点），Eh 值为 +100—+230 毫伏，但 $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++}/\text{Fe}_{\text{HCl}}^{+++}=1.1-1.5$ 。造成这种异常的原因还不清楚。

S⁻ 沉积物中 S⁻ 的来源，主要是水团中的 SO_4^{--} ，还有生物残体中的硫。大陆水体中 SO_4^{--} 的含量不定，淡水中 SO_4^{--} 的缺乏又往往抑制着 S⁻ 的生成。以青海湖为例，在微咸水的湖底淤泥中，硫总含量平均为 0.46%，到了淡水的更新统剖面上，平均只有 0.13%。这时，以 S⁻ 的绝对含量为指标，在水质变化很大的陆相地层中，很难定出一个统一的界限。

至于 S⁻ 的相对含量，如前所述，在青海湖底，尽管电位已经跨入负值，甚至低到 -140 毫伏左右，沉积物属还原相，但是其中的 S⁰ 还有 50—80% 没有还原（见图 132）。这时， S^-/S^{0+} 和 $\text{S}^- + \text{S}^0/\text{S}^{0+}$ 自然都小于 1。可见， $\text{S}^-/\text{S}^{0+}=1$ 并不能作为氧化相与还原相的分界。

抛开 1 这个界限，在水质相近的同一水盆中（例如青海湖），沉积物的 Eh 值越低，S⁻ 的相对量总的越高，似可用它来区分还原强度不同的沉积物。不过，相对量也受绝对量的影响。从表 81 中可以看出：在 SO_4^{--} 缺乏的青 4 孔淡水更新统剖面上，出现了几个层位，

表 81

层位	沉积物	S 总量，占沉积物干重%	S ⁻ 含量，占沉积物干重%	$\text{S}^-/\text{S}_\Sigma\%$	$\text{Fe}^{+++}/\text{Fe}_{\text{自生}}\%$
青 4 孔-10+11	粘土淤泥	0.04	0.03	81	48.64
青 4 孔-38	粉砂质淤泥	0.04	0.04	100	40.29
青 4 孔-40+41+42		0.07	0.06	85.7	36.95

它们的硫总含量极低，这时，微弱的负电位就足以将大部分或全部 SO_4^{--} 还原掉，但沉积物中的 Fe^{+++} 仍占自生 Fe 的 40—50% 左右。在这种情况下，就不能单凭 S⁻ 的相对量来划分沉积物的氧化还原性了。

FeS₂—Fe⁺⁺ 它的数量是用 S⁻ 计算的,所以存在同样的缺陷。在水质相近的盆地或地层中,可以用它的相对含量来区分还原强度不同的沉积物。当水质不同时,也就很难定出一个统一的界限。

另外,即使在同一水盆中,FeS₂—Fe⁺⁺ 的生成,也受 pH 值和其它因素的影响。我们试比较表 82 中的四个湖底沉积物。其中的 007 点和 008 点,受布哈河主流水道的影响,

表 82

采样点号	Eh (毫伏)	FeS ₂ —Fe ⁺⁺ 含量 (占沉积物干重%)	FeS ₂ —Fe ⁺⁺ 自生 Fe %	pH	S 总含量占沉积物干重%
007	-174	0.28	12.07	7.5	0.71
003	-174	0.16	7.69	8.66	0.51
008	0—-150	0.32	14.95	7.46	0.80
102	-200±	0.13	6.13	8.35	0.56

同 003 点和 102 点相比,尽管 Eh 值相近甚至低些,但是黄铁矿 Fe⁺⁺ 的绝对量和相对量都高近一倍。显然,这是因为主流水道上堆积了更多的陆源有机残体,生物 S 更多;有机质大量分解降低 pH 值,又更利于 FeS₂ 的生成。相反,当硫的来源不足时,在同样的低电位下,大量形成的也只能是菱铁矿 Fe⁺⁺。

归结起来,我们的认识是:

(1) 青海湖沉积物中各种 Fe、S 环境指标的相对变化,与实测 Eh 值大致相符。其中,

表 83 青海湖现代沉积物氧化还原相的划分

氧化还原相		氧化相	弱还原相	还原相
水深		一般 < 15 米,受河口影响时可达 28 米	一般 15—25 米,湖湾相可 < 15 米	一般 > 25 米,湖湾相可 < 15 米
含泥量 (< 0.01 毫米粒级)		< 10%	一般 10—50% 湖湾相可高达 80%	一般 > 50%, 湖湾相可 < 50%
Eh 值		> 0	0—-150 毫伏	< -150 毫伏
铁硫指标	$\frac{Fe_{HCl}^{++}}{Fe_{HCl}^{+++}}$	≤ 1	1—2.6	1—2.6 个别可高达 2.8
	$\frac{FeS_2-Fe^{++}}{Fe_{自生}} \%$	0	< 5%	5—25%
	$\frac{S^-}{S_{总}} \%$	0	< 15%	15—50%
	$\frac{Fe^{+++}}{Fe_{自生}} \%$	> 50%	50—30%	< 35%
	$\frac{S^{+6}}{S_{总}} \%$	> 90%	90—40%	< 40%
底水 H ₂ S 渲染		一般无 H ₂ S, 个别点偶有 0.5 毫克/升	40% 测点有 H ₂ S, 最高可达 17 毫克/升	60% 测点有 H ₂ S, 最高可达 12 毫克/升
水团溶氧量		平均 4.12 毫克/升	平均 3.12 毫克/升	平均 1.87 毫克/升

$\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} \approx 1$ 大致可以作为氧化相与还原相的分界；而真正代表 -150 毫伏以下低电位的，是 FeS_2 — Fe^{++} 和 S^{--} 的高含量。

(2) 另一方面，它们又受水质、pH 值和铁、硫来源等复杂因素的影响，与 Eh 之间并不存在绝对正比关系。因此，在使用铁、硫环境指标时，我们应当着眼于它们的相对变化，而不应当绝对地认为各项指标越高，环境就越还原。

2. 氧化还原相的划分

我们主要依据实测 Eh 值，综合考虑 Fe、S 指标、沉积水动力条件和水团氧化还原状况，将青海湖现代沉积物的氧化还原相划分于表 83 和图 136 中。

这张图对我们十分重要的启发是：一个内陆湖泊的氧化还原相带，与沉积水动力状况关系十分密切。表现为河口区的氧化相带往往加宽，湖湾区的还原性一般较好。在水动力活跃的湖盆北部，氧化相带宽，还原相带面积小；在水动力相对稳定的湖盆南部，氧化相带窄，还原相带面积大。甚至在主湖流经过的湖盆中部，沉积物的还原性也略有降低。这样一来，因为水动力条件不同，氧化还原相带的分布与水深和沉积物粗细的关系，就不那么严格：在局部浅水区出现了还原相；而在局部深水区却出现了氧化相。

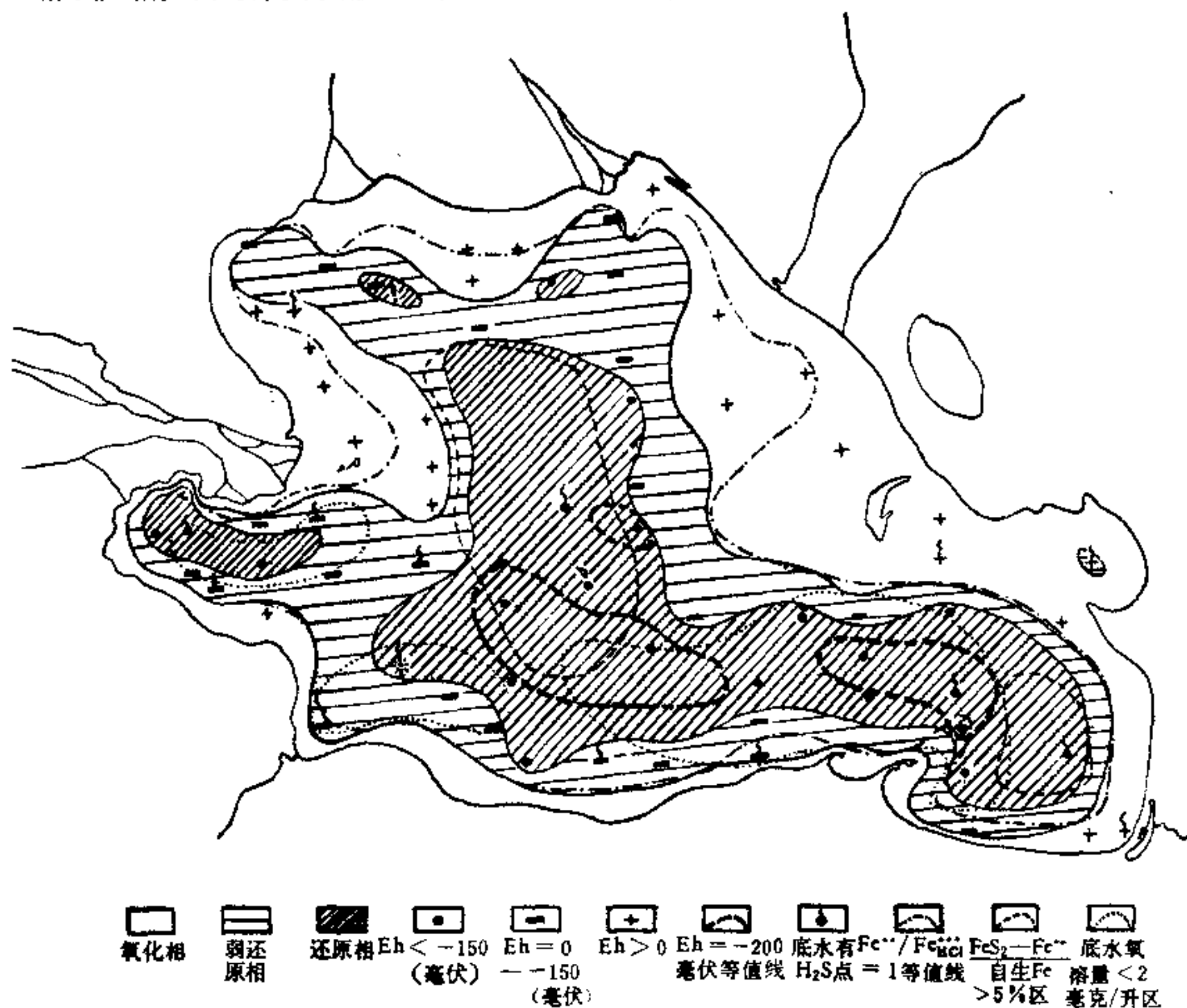


图 136 青海湖沉积物氧化还原相图

所以,一个内陆湖泊沉积拗陷中心还原相最发育的概念,是有条件的,必须把水动力因素考虑进去,具体加以分析。也就是说,同一湖泊的几个拗陷,水深虽然相同,但是水动力活跃程度不同,还原环境的强弱也不一样。

四、沉积物中的有机质

沉积物的有机碳含量是用柯贝尔(Körl)法测定的,在燃烧时用高锰酸银盐热水解产物作催化剂。有机氮含量用克氏法测定,用奈氏试剂比色。沥青抽提是在索氏仪上进行的;在沥青脱硫时采用活性铜法,部分结果与汞脱硫法作了比较,十分一致。

1. 数 量

青海湖底沉积物的有机碳、氮含量见表 84。

表 84 青海湖底表层(3—25 厘米)沉积物的有机碳、氮含量

样 品 号	有 机 碳 %	有 机 氮 %	C/N	有 机 质 %
砂				
59	0.18	0.064	2.81	0.33
61	0.12	0.028	4.29	0.22
66	0.12	0.064	1.88	0.22
006	0.25	0.062	4.03	0.46
014	0.17	0.080	2.13	0.31
粉 砂				
1	0.64	0.091	7.03	1.17
2	0.31	0.035	5.64	0.57
9	0.55	—	—	1.01
11	0.58	—	—	1.07
47 _D	2.61	0.240	10.88	4.78
47 _C	2.25	0.240	9.38	4.12
47 _B	2.35	0.222	10.59	4.30
47 _A	1.68	0.222	7.57	3.07
005 _D	1.15	0.142	8.10	2.11
005 _C	1.78	0.151	11.79	3.26
011	0.56	0.082	6.83	1.03
泥 质 粉 砂				
17	2.46	0.260	9.46	4.50
29 _D	1.75	0.091	19.23*	3.20
44 _D	2.11	0.240	8.79	3.86
44 _A	1.80	0.186	9.68	3.29
002 _D	1.91	0.152	12.57	3.50
002 _C	1.31	0.151	8.68	2.40
002 _B	1.48	0.142	10.42	2.71
002 _A	2.13	0.142	15.00	3.90
016	1.35	0.186	7.26	2.47

续表 84

样 品 号	有 机 碳 %	有 机 氮 %	C/N	有 机 质 %
粉 砂 质 淤 泥				
15	1.47	0.169	8.70	2.69
14	2.35	—	—	4.30
32 _D	2.39	0.240	9.96	4.37
32 _A	2.17	0.186	11.66	3.97
50	2.35	0.222	10.59	4.30
56	2.49	0.210	11.86	4.56
58	1.72	0.117	9.40	3.14
112	1.79	0.153	11.70	3.28
113	1.55	0.196	7.91	2.84
010 _D	1.39	0.240	5.79	2.54
010 _A	0.81	0.133	6.09	1.48
粉 砂 质 粘 土 淤 泥				
20	2.96	0.278	10.65	5.42
36	2.78	0.260	10.69	5.09
40	2.56	0.260	9.85	4.69
65 _B	2.40	0.242	9.91	4.39
68	2.05	0.249	8.33	3.75
74	2.30	0.295	7.78	4.21
101	2.69	0.269	10.00	4.92
102 _D	2.88	0.258	11.16	5.27
102 _B	2.22	0.204	10.88	4.06
102 _A	2.36	0.204	11.57	4.32
105 _D	2.95	0.241	12.24	5.40
105 _A	2.85	0.186	15.32	5.22
107 _A	2.62	0.260	10.08	4.79
108 _D	2.05			3.75
108 _C	1.43			2.62
108 _B	1.81			3.31
109 _D	2.33	0.196	12.91	4.63
119 _D	2.62	0.240	10.92	4.80
119 _A	1.84	0.151	12.19	3.57
001 _D	1.54	0.186	8.28	2.82
001 _C	1.09	0.151	7.22	2.00
001 _B	1.17	0.169	6.92	2.14
001 _A	1.38	0.169	8.17	2.53
003 _D	1.89	0.204	9.26	3.46
003 _C	1.63	0.186	8.76	2.98
003 _B	1.95	0.169	11.54	3.57
003 _A	1.57	0.151	10.40	2.87
007 _D	3.10			5.61
007 _A	1.93	0.151	12.78	3.53
008 _D	2.30	0.275	7.02	4.21
008 _B	2.35	0.240	9.79	4.30
008 _A	2.22	0.240	9.25	4.06

续表 84

样 品 号	有 机 碳 %	有 机 氮 %	C/N	有 机 质 %
009 _D	2.35	0.240 0.222	7.47 7.70	4.30
009 _C	2.14			3.92
009 _B	1.79			3.28
009 _A	1.71			3.13
表层平均	1.77(43)**	0.184(37)	8.51(36)	3.25(43)

* 该点系河口点, C/N 特高, 未计算在平均值内;

** 括号内数字系标本数。

注: 表中包括下层样品数据: D 层 0—25 厘米, C 层 25—50 厘米, B 层 50—75 厘米, A 层 75—100 厘米。

43 个湖底表层 (3—25 厘米) 沉积物的有机碳含量为 0.12—3.10%, 平均为 1.77%。有机氮含量为 0.028—0.295%, 平均为 0.184%。C/N 比值平均为 8.51, 与现代海相沉积物的平均值 (8.4) 相近。含泥量 > 25% 的淤泥, 有机碳平均含量为 2.29%, 有机氮平均为 0.227%, 换算为有机质 (有机碳 × 1.83), 则为 4.18%。也就是说, 一公斤干淤泥中约含有机质 42 克。

同世界大洋和某些大型湖泊相比, 青海湖淤泥中有机质的富集程度并不逊色^[22, 25, 49—55]。从表 85 来看, 湖泊的大小和深度, 对于沉积物中有机质的多少, 没有明显的影响。在一定范围内, 与水域的盐度关系也不大。

表 85 青海湖与世界某些海、湖淤泥*有机碳含量的比较

水 域		淡 水 湖			微 咸 水 湖				内 海	大 洋
水 盆		伊利湖	休伦湖	贝加尔湖	威海	巴尔喀什湖	里海	青海湖	黑海	太平洋**
面积, 平方公里		25820	39510	31500	63600	18000	436340	4635	411550	179679000
最大水深, 米		66	227	1741	68	26.5	975	28.7	2200	11034
含盐量, ‰		0.127	0.096	0.091	10.2	1.5—5	12—13	12.5	17.5	35
有 机 碳 %	最高含量	3.54	4.00	3.50	1.56	2.74	4.0	3.10	5.35	2.39
	淤泥的平均含量	2.54	2.73	2.10	0.63	0.95	2.10	2.29	1.80	0.43
	样 品 数	59	61	100	47	44	42	26	93	525
	资料来源	[25]	[25]	[49, 50]	[22]	[22]	[52]	本报告	[53]	[54]

* 砂和粉砂不计算在内;

** 不包括边缘海及太平洋东岸加利福尼亚湾的数据。

至于湖泊营养类型的影响, 我们可以把青海湖同另外两个大型水体作一比较。美国的伊利湖是一个富营养型淡水湖, 按照分类标准, 它的生物量比青海湖要高出几十倍; 再如微咸水的里海, 每平方公里面积上生活着 108 吨水生生物^[55], 而青海湖因为水浅, 尽管单位水体的生物量比里海高 (见第三章), 但是连刚毛藻和鱼计算在内, 每平方公里也不过 70 吨左右, 比里海要小。这三个湖泊淤泥的有机碳平均含量分别为 2.5%、2.3% 和 2.1% (表 85), 相差并不大。可见, 湖泊营养类型和水生生物繁茂程度在一定范围内的差别, 对于沉积物中保存的有机质数量, 似乎没有多大的影响。肯普 (A. L. W. Kemp) 在比较美国几个大型淡水湖泊时, 也得出了同样的认识^[25]。看来, 生物的繁茂与生物残体保存的

条件,并不完全相同。一般地说,淡水湖泊生物比较繁茂,咸化湖泊则生物趋于单一;但是,它的一定盐度和碱性介质,又往往抑制着表层沉积物的微生物分解作用,从而更有利于有机质的保存。

在沉积物一章中已曾指出,青海湖的补给面积大,沉积速度也大。这一点,对有机质的迅速埋藏十分重要。据粗略推算,全新世时期青海湖的沉积速度为 1.2 毫米/年,比里海(0.43 毫米/年)和黑海(0.94 毫米/年)^[55]都大。把这一因素考虑在内,则在单位时间内有机质堆积的数量,青海湖比里海要大 2 倍,比黑海也要大 0.6 倍左右。

青海湖底表层淤泥的平均湿度为 60%,干容重为 2.52 克/厘米³,分布面积约 2780 平方公里,有机碳平均含量为 2.29%。根据上述参数计算,厚度为 25 厘米的湖底表层淤泥中,共埋藏有机碳 1600 万吨,折合成有机质,共约 3000 万吨左右。对于一个面积为四千多平方公里的内陆湖泊来说,这一数字是十分可观的了。

2. 质 量

根据水生生物的研究,青海湖区不论在湖水或河水中,浮游植物都以硅藻为主,平均占 60% 以上;其次为蓝绿藻。浮游动物以原生动物为主,占 90% 以上。此外还有大量湟鱼;刚毛藻和介形类在沉积物中堆积成层,颇为丰富。水生高等植物则十分贫乏。

我们知道,各种水生生物的 C/N 比值不同。高等植物最高,可达 14—23。水生动物最低:底栖动物为 2.8—3.4;浮游动物平均为 6.3。浮游植物平均为 6 左右,其中硅藻为 5.5—7,蓝-绿藻为 6.5,绿藻为 14.3^[56]。青海湖底沉积物的 C/N 比值,除个别陆源植物残屑大量堆积的河口点(例如表 84 中的 29 号采样点)高达 19 以外,一般为 7—11,平均为 8.5。这样的 C/N 比值说明,沉积物中的有机质主要来源于浮游生物,而没有过多的陆源植物残屑的掺入。

生活在青海湖中的各种水生生物体,富含脂肪和蛋白质(表 86)。特别是硅藻,其类脂化合物中含脂肪酸 60—90%,含烃 3—14%,此外,还有 12—29% 的不皂化物和 3—7% 的醇。它的 C/H 比值在 6.3 左右^[57],与石油比较接近,一般认为是良好的生油母质。就鱼类说,干鱼(水分占 35%)中除约 10% 的灰分之外,含粗蛋白 40%,脂肪 15%。可

表 86 各种水生生物体的组成(干重%)

水 生 生 物		蛋 白 质	脂 肪	碳水化合物	灰 分
浮 游 植 物	硅 藻	30—47	9.5—16	15	20—60
	绿 藻	40—50	10—20	30—40	10
	甲 藻	13	1.33	41.5	5.2
	蓝 藻*	51.7—53.8	1.1—4.6	2.1—5.4	7.2—7.5
	刚毛藻*	17.3	2.5	26.8	26.5
浮 游 动 物	原生动物	62—73	6.5—7.8	16.5—25.1	—
	轮 虫	49.7	7.4	14	28.5
	枝 角 类	44—58	5.2—6.6	13.6—16.8	18.3—33.2
	桡 足 类	59	7	20	9.3
底栖动物	摇 蚊	62.52	2.86	—	4.94

注:本表按国内外资料综合。有*号者为湿重%。

以想见,青海湖中所有这些高等水生动物与低等动植物死亡以后,共同组成了沉积物中的原始生油母质。

3. 分 布

湖底表层沉积物的有机碳、氮分布见图 137、138。它们都呈环带状从湖滨浅水带向中部深水区增高。在这里,看不到大洋边缘和某些大型水体河口三角洲附近有机碳特别富集的现象。相反,在几条河流入湖处,有机碳低值带都略有加宽,显示出河流对有机质

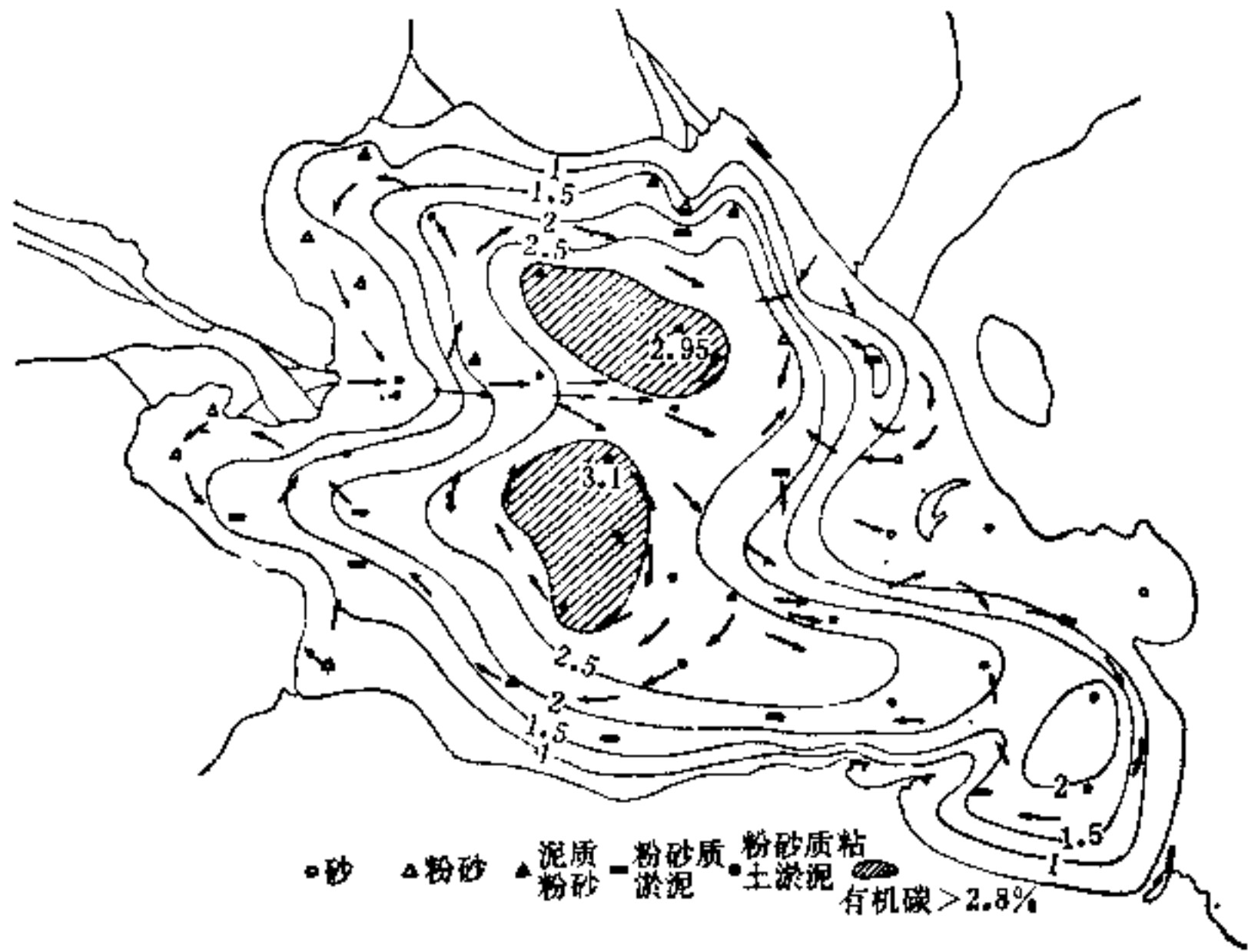


图 137 青海湖底沉积物有机碳百分含量等值线图

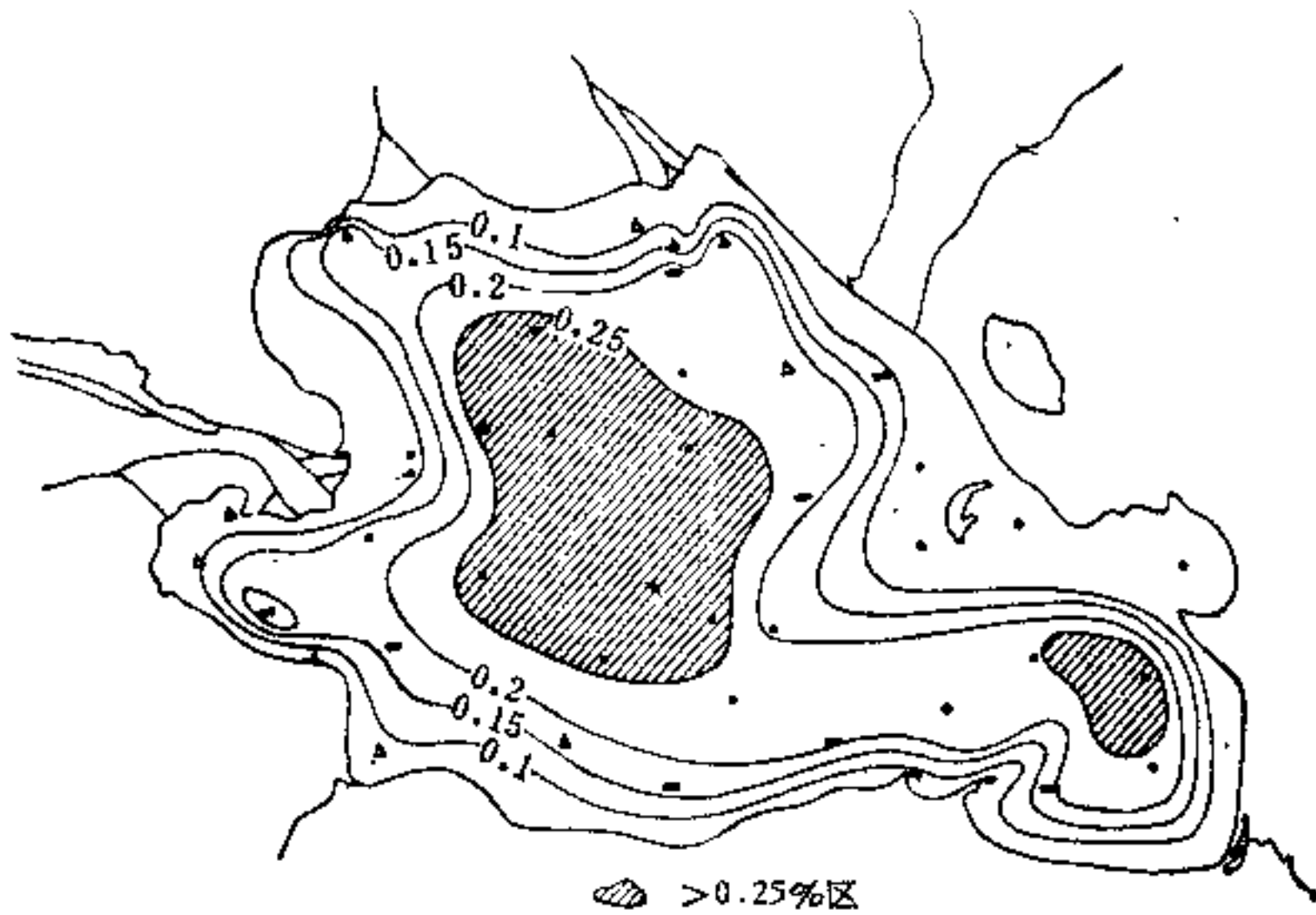


图 138 青海湖底沉积物有机氮百分含量等值线图

的“冲淡”作用。看来,这是因为湖区气候干寒,河水中携带的有机残体不很丰富,加以河口区水流动荡充氧,有机残屑不是被搅起带走,就是被氧化分解掉,所以,绝大多数悬浮或溶解状态的有机质,都被带到深水区沉积下来了。

青海湖底平坦开阔,有机碳、氮分别大于 2% 和 0.2% 的高值区,占据湖底面积 60% 以上。

在有机碳、氮向深水区增高的同时, C/N 比值也增大(图 139)。因为我们分析的表层沉积物已经 25 厘米的埋藏,所以 C/N 比值在深水区的增大,意味着这里的有机质开始脱氮。从图 140 来看,当沉积物中的有机碳含量 >1% 时,多数点的 C/N 比值在 8 以上,达到了现代沉积物的平均值;而当有机碳含量 >2% 时, C/N 比值大多在 10 以上,脱氮作用已在明显进行。

究竟有哪些因素制约着沉积物中有机质在青海湖底的分布呢?

第一,水动力状况。首先,从图 141 中可以看出:高能带上有机碳、氮含量分别小于 1% 和 0.1%;低能带上一一般分别大于 2% 和 0.2%。其中,高能带上的低能点(例如 010 号湖湾点)则有机碳、氮都偏高。

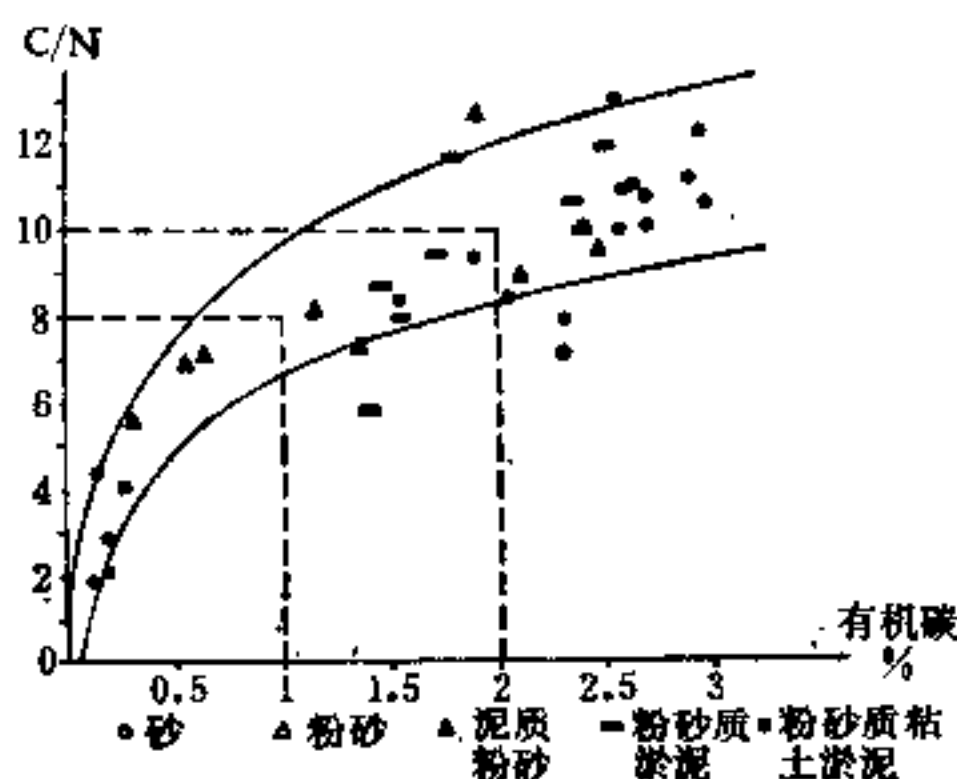


图 140 青海湖底沉积物有机碳与 C/N 关系图

分别进行有机碳分析,结果列于表 88 和图 143 中。可以看出,在同一沉积物中,随着粒级变细,有机碳含量顺序增高。这是因为颗粒越细,表面积越大,吸附的有机质就越多;特别是 < 0.01 毫米的泥质粒级中含大量粘土矿物,表面带负电荷,对有机质的吸附作用更强,有机碳含量也最高。

水动力的作用,在有机碳高值区的分布上表现得特别明显。从图 137 中可以看出:来自布哈河的主湖流,把湖盆中部分隔为南、北两个有机碳含量 >2.8% 的高值区,它们

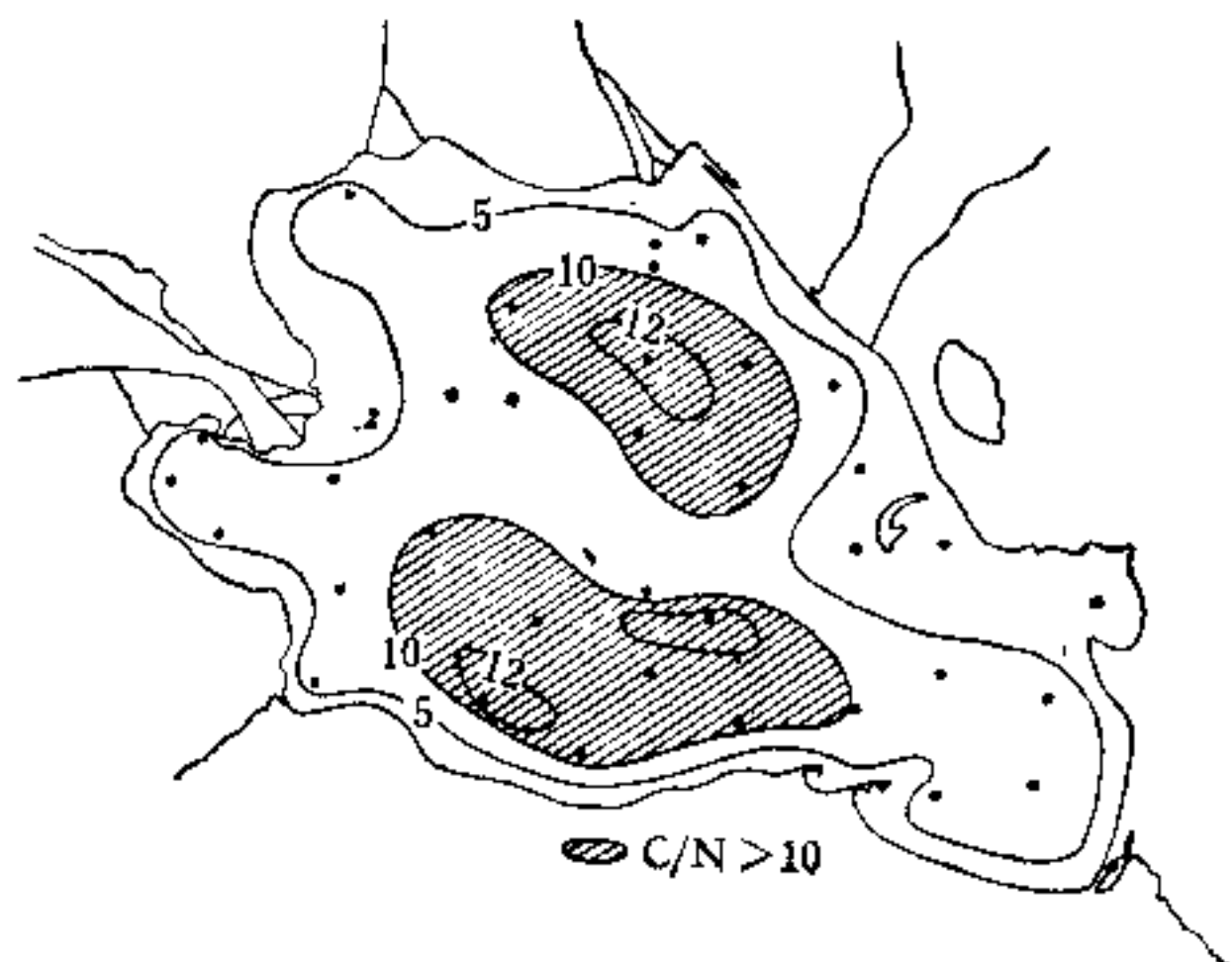


图 139 青海湖底沉积物 C/N 比值分布图

与此相应,从表 87 和图 142 中可以看出:砂和粉砂的有机碳、氮平均含量都很低,分别小于 1% 和 0.13%; C/N 比值 < 8。在含泥量 >10% 的泥质粉砂中,有机碳、氮都明显增高,分别接近于 2% 和 0.2%; C/N 比值达 9.5。如果以含泥量 25% 为界,把沉积物只划分为砂—粉砂和淤泥两大类,则淤泥的有机碳、氮平均含量(分别为 2.29% 和 0.227%)比砂—粉砂高出一倍左右。

为进一步考察沉积物粒度与有机质含量的关系,我们将 6 个沉积物样品的不同粒级,

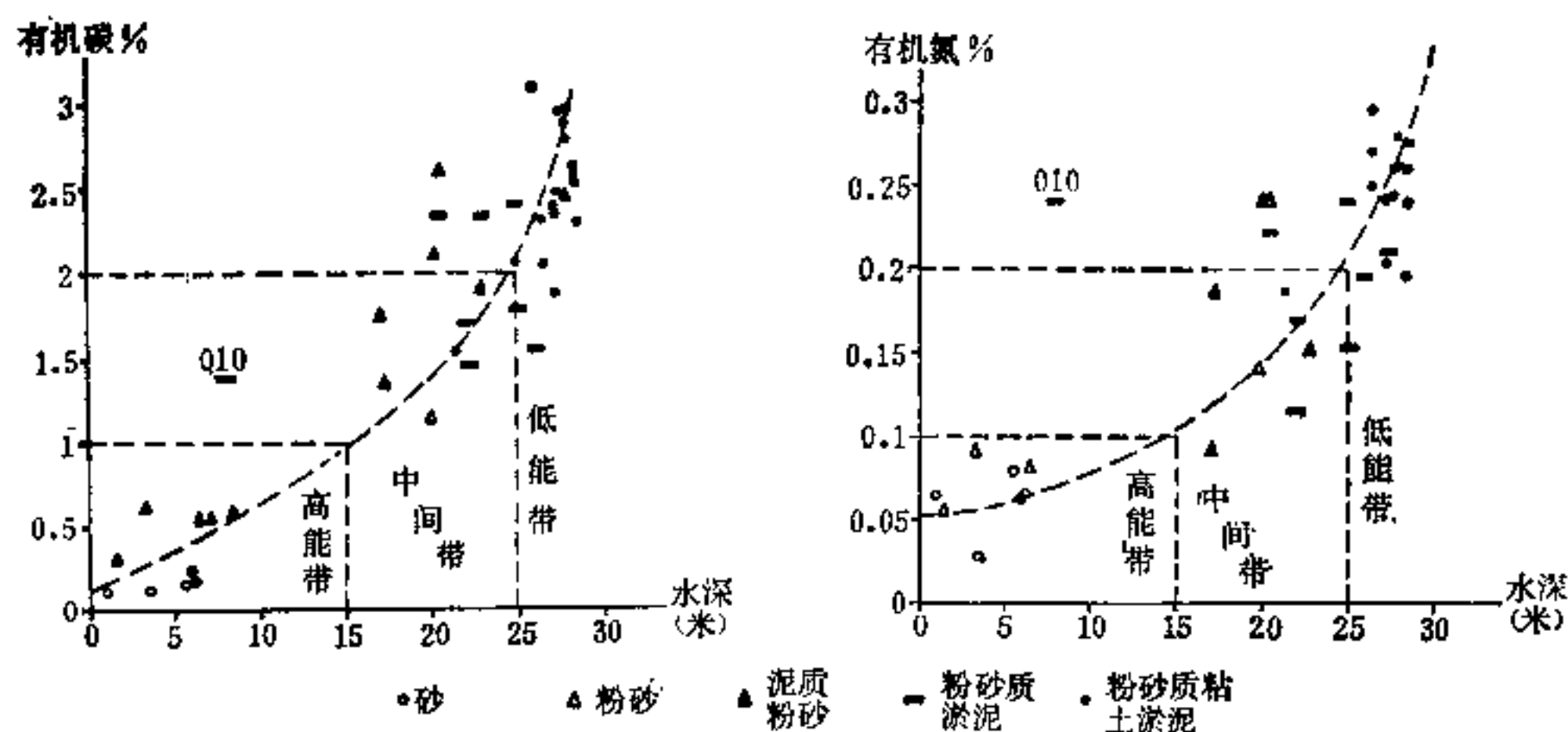


图 141 青海湖底沉积物有机碳、氮含量与水深关系图

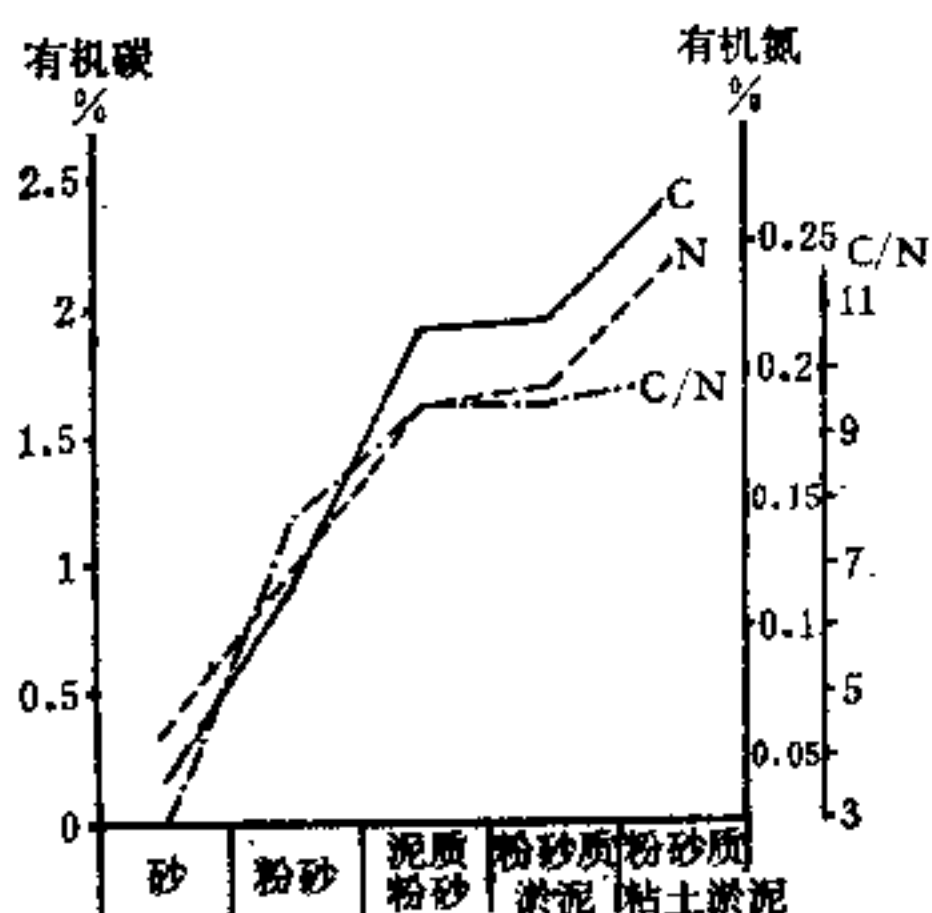


图 142 青海湖底不同类型沉积物的有机碳、氮和 C/N

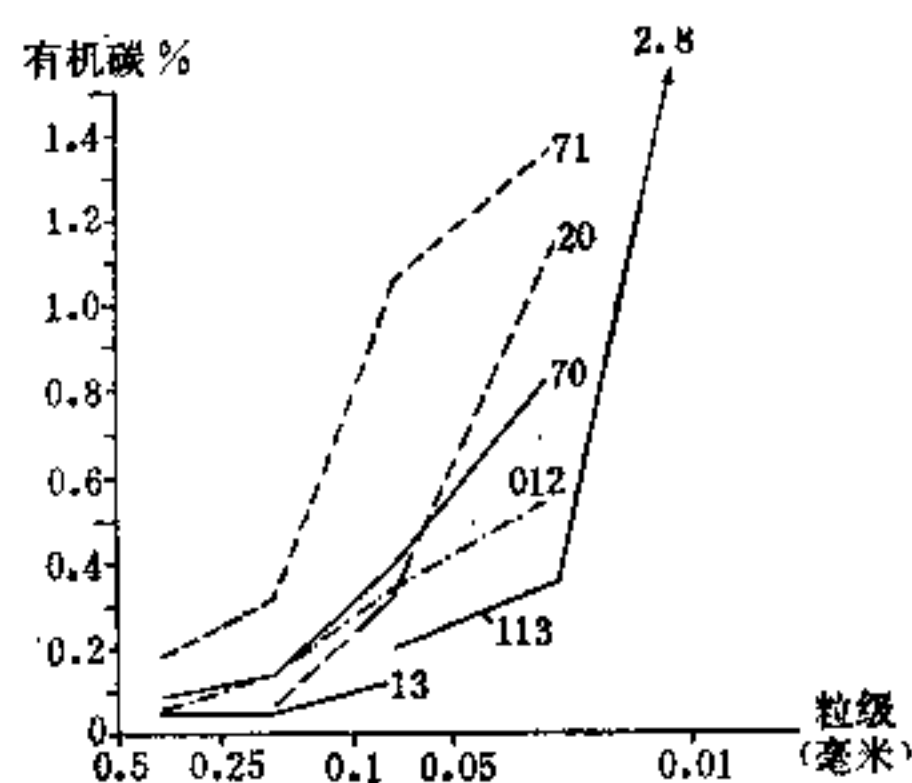


图 143 青海湖底沉积物粒级与有机碳含量关系曲线 (线旁数字系样品号)

表 87 青海湖底表层不同类型沉积物的有机碳、氮平均含量和 C/N

沉积物	中径 (Md) 平均值 (毫米)	平均含泥量 %	有机碳平均含量 %	有机氮平均含量 %	C/N 平均值	有机质平均含量 %
砂 (5)*	0.26	4.4	0.17	0.060	3.03	0.31
粉砂 (7/5)	0.033	11.6	0.91	0.122	7.70	1.67
泥质粉砂 (5/5)	0.026	21.0	1.92	0.186	9.52	3.51
粉砂质淤泥 (9/8)	0.013	37.2	1.95	0.194	9.49	3.57
粉砂质粘土淤泥 (17/14)	<0.01	62.3	2.47	0.247	10.00	4.52
砂—粉砂 (17/15) 淤泥 (26/22)	以含泥量25%为界		0.99 2.29	0.124 0.227	6.55 9.77	1.81 4.18

* 括号内数字系(有机碳样品数/有机氮样品数),下同。

恰在两个环流的中心。甚至湖盆东北部的有机碳高值点(第 58 号采样点)也与局部环流对应得极好。

表 88

采样点号	沉积物	各粒级中的有机碳含量(%)				
		0.5—0.25毫米	0.25—0.1毫米	0.1—0.05毫米	0.05—0.01毫米	<0.01毫米
13	细砂	0.05	0.05	0.10	—	—
012	泥质砂	0.06	0.14	0.34	0.54	—
70	泥质粉砂	0.08	0.14	0.39	0.84	—
71	泥质粉砂	0.18	0.32	1.06	1.36	—
113	粉砂质淤泥	—	—	0.19	0.35	2.80
20	粉砂质粘土淤泥	—	0.07	0.32	1.13	未分析

还有一个现象值得注意。前面说过,河口区的有机碳含量较低。但是,也有几个位于河口三角前缘或两侧的泥质粉砂点(例如第 17、47 和 44 号采样点),含泥量只有 20% 左右,但有机碳含量偏高,可达 2—2.6%。看来,这是因为河水入湖后到这里水力减弱,携带的有机碎屑在水下斜坡底部迅速堆积、局部富集的结果(图 144)。

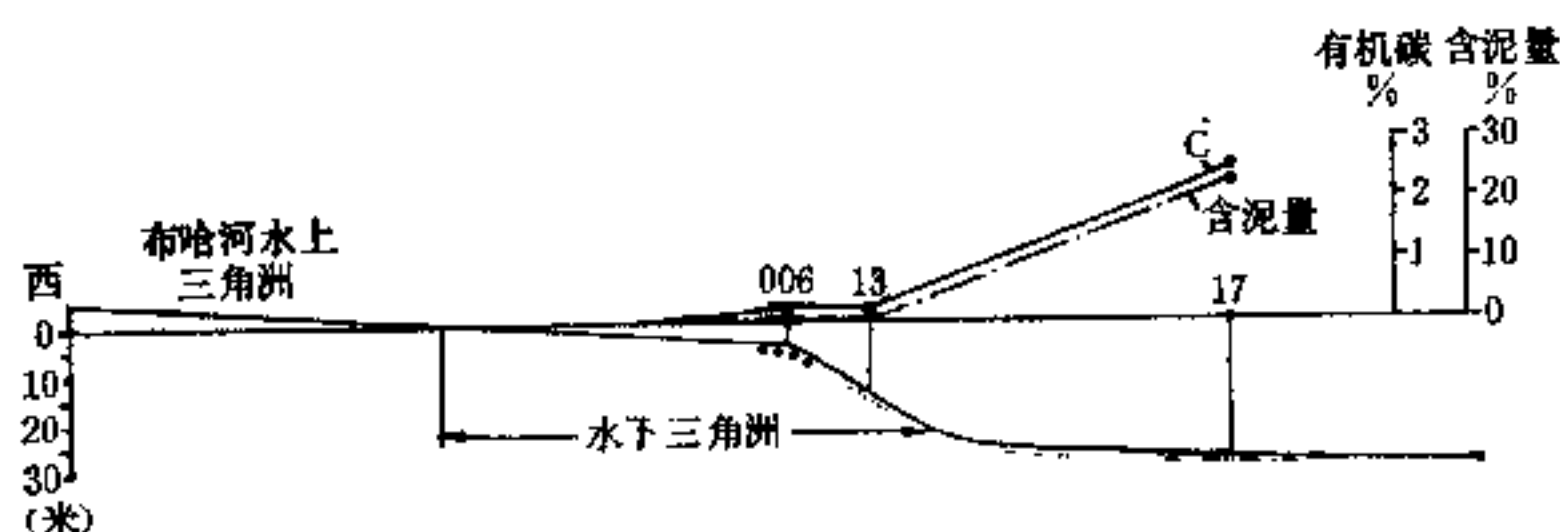


图 144 河口三角洲前缘有机碳富集示意图

我们指出水动力的作用,并不意味着青海湖沉积物中的有机质主要来自陆源有机残屑;恰恰相反,它正说明湖中浮游生物死亡以后,绝大部分残体被水流带到深水区 and 环流中心堆积下来了。这里水团相对滞静,充氧微弱,沉积物细,最利于有机质的保存。

第二,沉积物的氧化还原性。把有机碳的分布(图 137)与氧化还原相带(图 136)加以比较,可见有机碳、氮高值区基本上重叠于还原相带之上。

有机质含量与 Eh 值的关系是:当电位为正值时,除两个河口点外,沉积物中的有机碳、氮含量分别小于 1% 和 0.1% (见图 145)。此时,正电位的降低,并没有造成有机质的明显增高。一旦电位跨入负值以后,有机碳、氮含量就迅速增长。而当电位降低到 -150 毫伏左右时,两张图上除了三个湖湾点之外,有机碳、氮含量分别达到 2% 和 0.2% 以上。这时,有机质的更多保存,已经不需要电位再有多大的下降。在这样的低电位下,它们开始不同程度地发生厌氧分解,所以含量或高或低,点子也就比较分散了。可见, $Eh = 0$ 和 $Eh = -150$ 毫伏这两个界限,不但对于铁、硫的还原,而且对于有机质的保存,都有着重要的意义。

沉积物中各种自生 Fe 与有机碳含量的关系见图 146。可以看出,当 Fe^{+++} 被还原到不足一半时,随着菱铁矿 Fe^{++} 的大量生成,沉积物中的有机碳含量大于 1%;而在 FeS 明显增高时,有机碳含量 $> 2\%$ 。

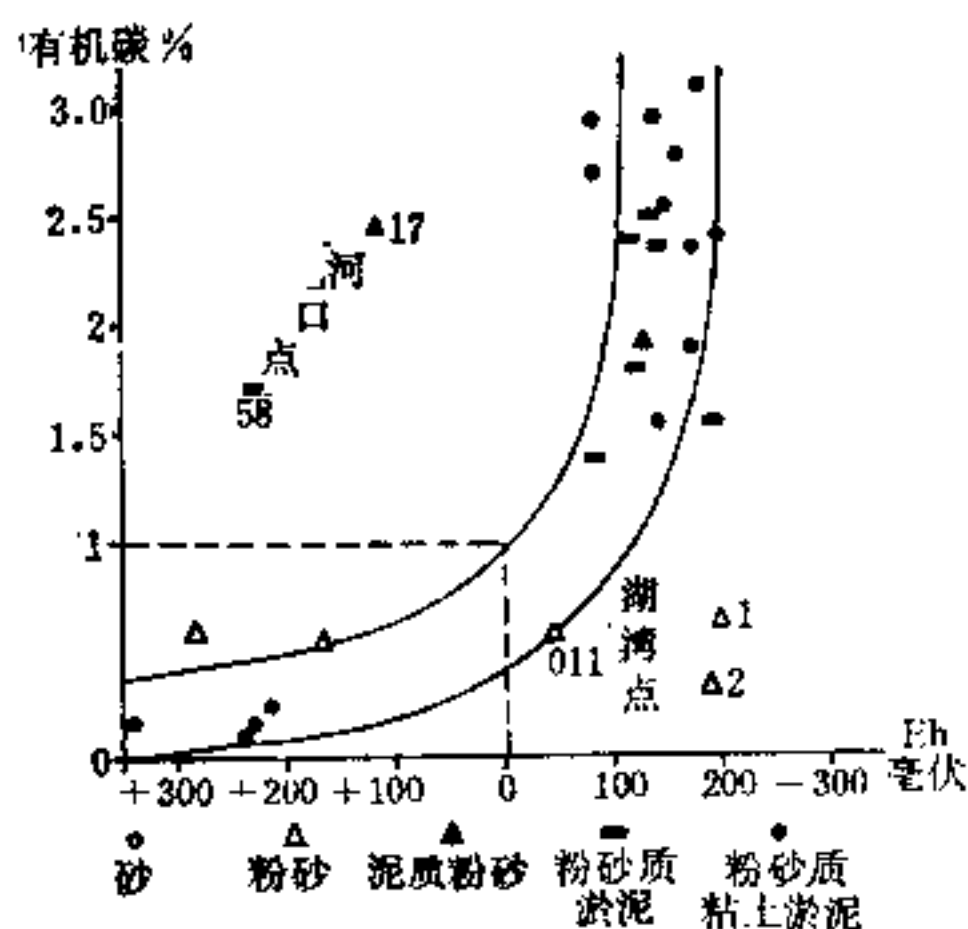


图 145A 青海湖底沉积物有机碳含量与 Eh 值关系图

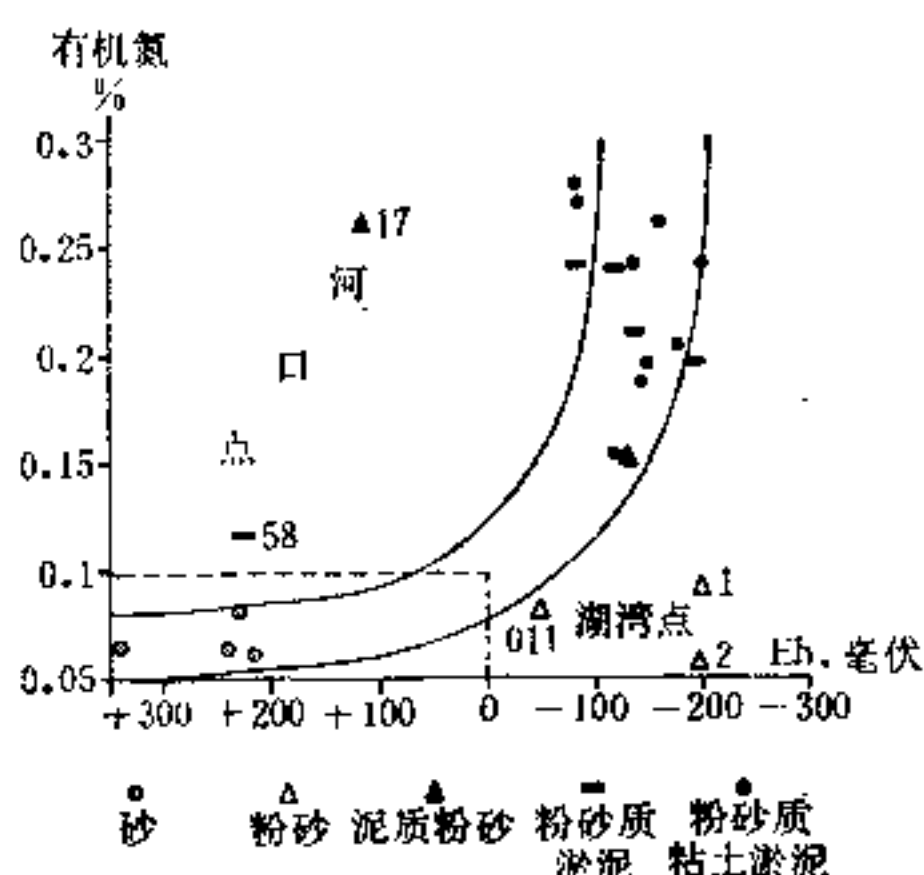


图 145B 青海湖底沉积物有机氮含量与 Eh 值关系图

图 140、141、145 和 146 中的几个界限十分吻合,共同向我们提出两个问题:

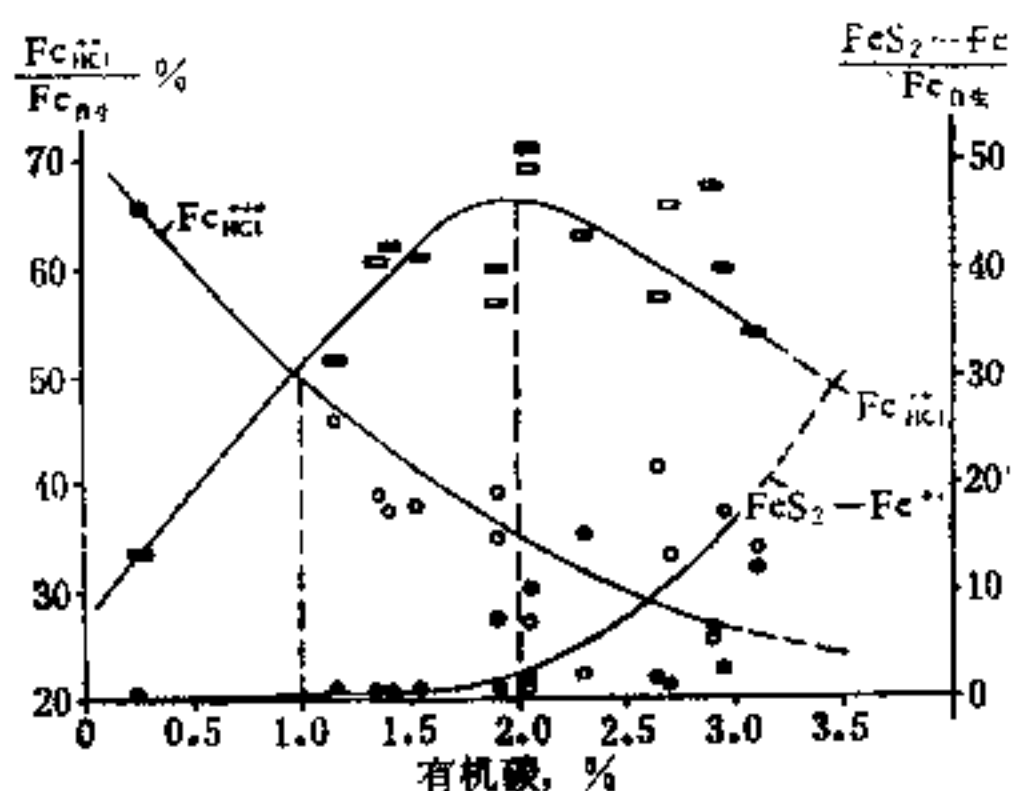


图 146 青海湖底沉积物中各种自生铁与有机碳关系图

(1) 在青海湖底表层(3—25 厘米)条件下,究竟有机碳的起码数量是多少,才有利于它的保存呢? 看来就在 1% 左右。这样的沉积物一般位于 15 米以下的中深水区,含泥量 >10%,至少是泥质粉砂;电位已跨入负值, $Fe_{HCl}^{++}/Fe_{HCl}^{+++} > 1$,沉积物进入弱还原环境,有机质得到了一定程度的保存。相反,当低于这一含量时,氧化环境占了优势,本来就不多的有机质,在埋藏中进一步还要分解,所剩就无几了。

(2) 那么,有机质比较丰富的湖相沉积物,表层有机碳的埋藏量起码又是多少

呢? 在青海湖,看来是 2% 左右。这样的沉积物一般都位于水深 25 米以上的相对静水区;含泥量 >50%,属粉砂质粘土淤泥或粘土淤泥;电位已降到 -150 毫伏左右, Fe^{++} 含量占自生 Fe 的 65—70%,环境已相当还原,对于有机质的保存十分有利。

在这里,我们还想讨论一个问题——究竟沉积物的还原环境,对于有机质的保存起着多大的作用。

总的来看,正电位的氧化相带,有机碳、氮的含量很低;它们的高值区则位于还原相带之上。这就是说还原环境对有机质的保存是必要的。这是问题的主要方面。

另一方面,当逐点进行分析时,则可发现:残余有机碳量与还原指标之间并不完全对应;几个还原相点的有机碳量反而不及某些弱还原点(表 89)。反映在图 145、146 上,在低电位区,对应于同样的 Eh 值,有机碳含量变化很大,它与各种自生 Fe 的关系也不十分严格,点子比较分散。

我们认为造成这种情况的原因是:还原环境的形成,部分地依靠有机质的分解和消

表 89

氧化还原相	采样点号	沉积物	Eh (毫伏)	$\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++}/\text{Fe}_{\text{HCl}}^{+}$	$\frac{\text{FeS}_2 \rightarrow \text{Fe}^{++}}{\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++}}\%$	有机碳%
弱还原相	47	粉 砂	0—-50	1.53	—	2.61
	101	粉砂质粘土淤泥	-82	1.99	1.08	2.69
	32	粉砂质淤泥	-115	—	—	2.39
还原相	65 _B	粉砂质粘土淤泥	-196	1.78	—	2.40
	003	粘 土 淤 泥	-174	1.61	7.96	1.89
	008	粉砂质粘土淤泥	—	2.79	14.95	2.30

耗,而我们测到的表层沉积物,已经埋藏了 25 厘米,其中的有机碳,已经不完全是原始埋藏量,而是初步分解消耗后的剩余。根据简单的化学式可以算得:还原出一个重量单位的 $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++}$ 和 S^{--} , 分别要消耗 0.215 和 0.75 个重量单位的有机碳,同时也就获得一定的储备自由能,并且降低电位值。可见,还原环境的建立,对有机质来说意味着:(1) 首先部分地消耗它;(2) 反过来又不同程度地保存它。又消耗,又保存,消耗后的保存,矛盾统一——这就是我们测到的沉积物(即使只埋藏了 25 厘米)或古代岩石中的残余有机碳量。它解释了为什么有机碳与环境指标之间并不存在直线关系。一般地说,特别同氧化环境相比,沉积物的负电位低,更有利于保存有机质,所以图 145 中曲线的总趋势依然明显。但是,不同沉积物的原始有机碳量本来不同,还原性越强,低价 Fe、S 生成时消耗的有机碳也应越多,矛盾叠加的结果,残余有机碳量与各种环境指标之间,自然就不是直线关系,以致在图 145、146 的低电位区点子比较分散了。

这样一来,在青海湖,不论是弱还原相或还原相,都可出现较高的残余有机碳量,也就不难理解了。

概括起来,我们认为:第一,青海湖底沉积物中有机质的分布,主要受水动力条件和氧化还原相的控制。第二,对于还原环境要“一分为二”,既看到它保存有机质的主要一面,又看到它曾经消耗过有机质的另一面;既看到同氧化环境相比,还原环境对有机质的保存是必要的,又看到还原相的建立,要消耗部分有机质作为代价。在后面两章中,我们还可看到,一方面还原环境随沉积物埋藏加深不断增强,另一方面有机质则继续消耗。因此,机械地认为环境指标越高,保存的有机质就越多越好,从而把指标绝对化的观点,显然是不全面的。

4. 有机质中的沥青

湖底沉积物的沥青分析资料见表 90。10 个表层粉砂和淤泥的沥青 A 含量为 0.063—0.204%, 平均为 0.117%。其中,氯仿沥青 A 平均占 67.6%, 沥青化程度(沥青 A/有机质%)平均为 3.14%。氯仿沥青中最还原的油质组分含量平均为 21% 左右;油质加苯胶质组分平均为 41.2%, 最高达 56%。所有这些,都是青海湖沉积物中的有机质具有初步还原性的标志。

沥青在湖底沉积物中的分布见图 147。总的来说,随水深变大,沉积物变细,还原性增强,有机质含量增高,沥青和氯仿沥青的含量也增大(图 148)。它们的高值区位于湖盆南部拗陷之中,在这里有机质的沥青化程度也最高(图 149)。

表 90 青海湖现代沉积物的沥青分析资料

标 本 号	沉 积 物	泥质含量%	有机碳%	氯仿沥青 A (占沉积物 干重)%	醇苯沥青 A (占沉积物 干重)%	沥青 A 总含 量(占沉积 物干重)%	沥青化程度 %	氯仿沥青 A 有机质%	氯仿沥青组分 %				
									油 质	苯胶质	酒精- 苯胶质	沥青质 + 沥青酸	
青 海 湖 湟 鱼													
		—	—	32.580	—	—	—		4.85	15.26	65.45	14.44	
青 海 湖 新 鲜 刚 毛 藻													
		—	—	1.993	—	—	—		17.24	11.77	30.91	40.08	
青 海 湖 腐 烂 刚 毛 藻													
		—					—		9.00	7.54	61.97	21.49	
001 _D	浅灰黄色粉砂质粘土淤泥	61.93	1.54	0.050	0.022	0.072	2.55	1.77	37.14	14.55	42.84	5.47	
001 _{A+B+C}	浅灰黄色粉砂质粘土淤泥		1.21	0.057	0.015	0.072	3.24	2.57	25.13	28.74	40.58	5.55	
002 _D	黄灰黑色泥质粉砂	19.83	1.91	0.100	0.069	0.169	4.83	2.86	16.23	21.53	56.55	5.69	
002 _{A+B+C}	黄灰黑色泥质粉砂		1.64	0.054	0.055	0.109	3.48	1.80	30.27	20.36	44.34	5.03	
003 _D	浅灰黄色粘土淤泥	76.83	1.89	—	—	—	—	—	23.51	32.43	35.05	9.01	
003 _A	浅灰黄色粘土淤泥		1.57	0.074	0.039	0.113	3.94	2.58	25.89	24.26	43.50	6.35	
007 _D	黑色粉砂质粘土淤泥	54.27	3.10	0.053	0.027	0.080	1.41	0.94	15.72	28.30	45.39	10.59	
005 _{C+D}	灰黑色砂质粉砂	20.0	1.47	0.054	0.009	0.063	2.34	2.01	42.89	14.51	27.88	14.72	
008 _D	黑色粉砂质粘土淤泥	59.0	2.30	0.068	0.034	0.102	2.42	1.62	14.55	18.84	53.68	12.93	
009 _D	黑色粉砂质粘土淤泥	59.5	2.35	0.062	0.032	0.094	2.19	1.44	15.35	2.42	69.83	12.40	
009 _{A+B+C}	黑色粉砂质粘土淤泥		1.88	0.062	0.025	0.087	2.71	1.80	14.96	20.53	50.44	14.07	
010 _D	黑色粉砂质淤泥	32.49	1.39	0.068	0.029	0.097	3.82	2.68	—	—	—	—	
010 _A	黑色粉砂质淤泥		0.81	0.040	0.022	0.062	4.19	2.70	34.92	19.43	36.08	9.57	
016 _D	蓝灰色泥质粉砂	22.91	1.35	0.049	0.045	0.094	3.81	1.99	—	—	—	—	
102 _D	黑色粉砂质粘土淤泥	50.83	2.88	0.116	0.075	0.191	3.62	2.20	23.99	18.77	48.12	9.12	
102 _A	黑色粉砂质粘土淤泥		2.36	0.082	0.042	0.124	2.87	1.90	22.66	13.68	47.40	16.26	
108 _{A+B+C}	黑色粉砂质粘土淤泥		1.62	0.054	0.033	0.087	2.94	1.82	30.43	18.54	42.04	8.99	
109 _D	灰色粉砂质粘土淤泥	52.84	2.53	0.166	0.038	0.204	4.41	3.59	21.20	25.03	21.73	32.04	
119 _A	粉砂质粘土淤泥		1.84	0.067	0.050	0.117	3.47	1.99	21.58	18.27	53.11	7.04	
D 层平均值 (10)		43.36	2.08	0.079	0.038	0.117	3.14	2.11	20.96	20.23	46.65	12.19	
A、B、C 层平均值 (8)			1.62	0.061	0.035	0.096	3.36	2.15	25.73	20.48	44.69	9.11	
总 平 均 (18)			1.87	0.071	0.037	0.108	3.25	2.33	23.35	20.36	45.67	10.63	

注: D层0—25厘米; C层25—50厘米; B层50—75厘米; A层75—100厘米。

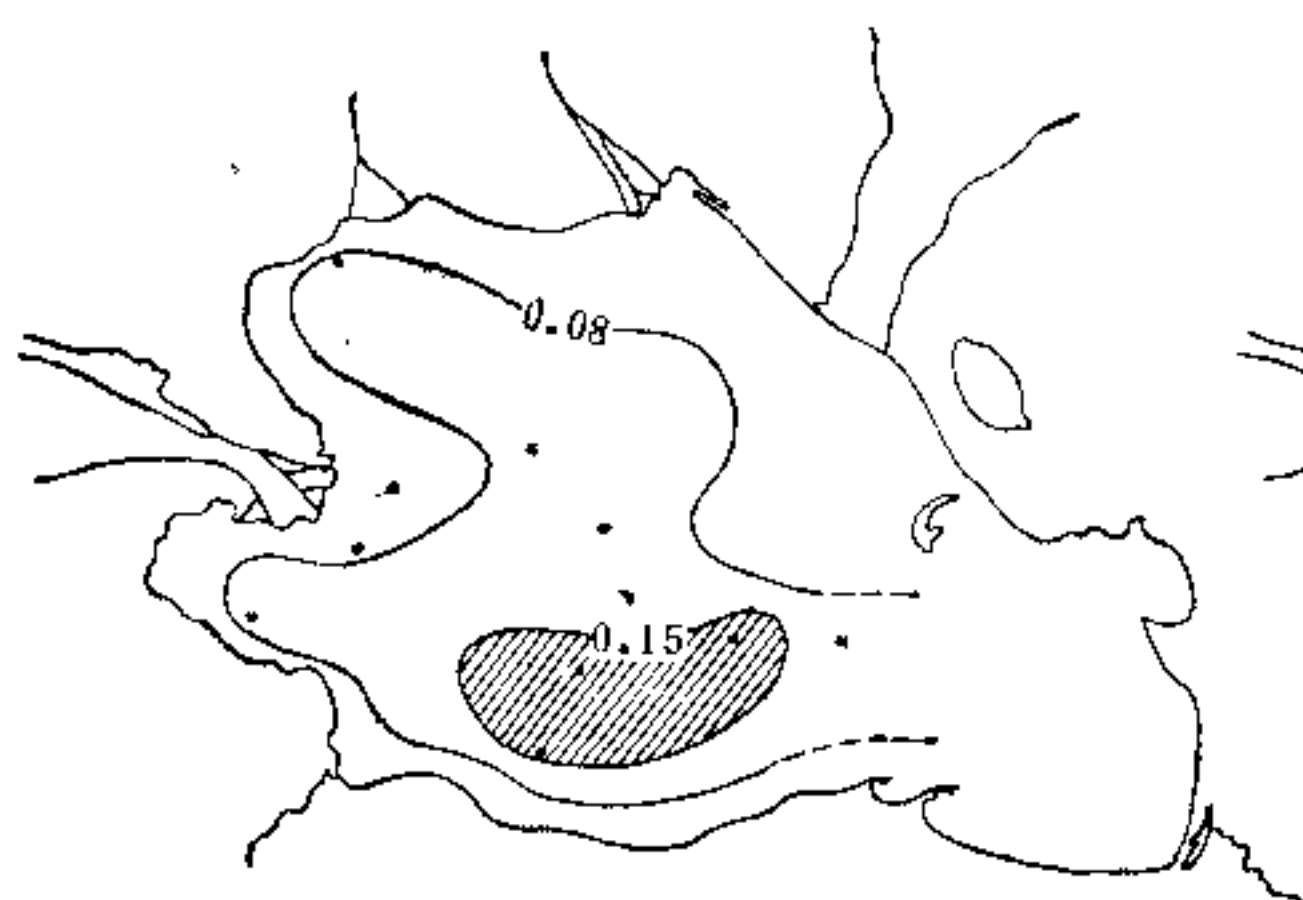


图 147A 青海湖底沉积物沥青 A 总量分布略图

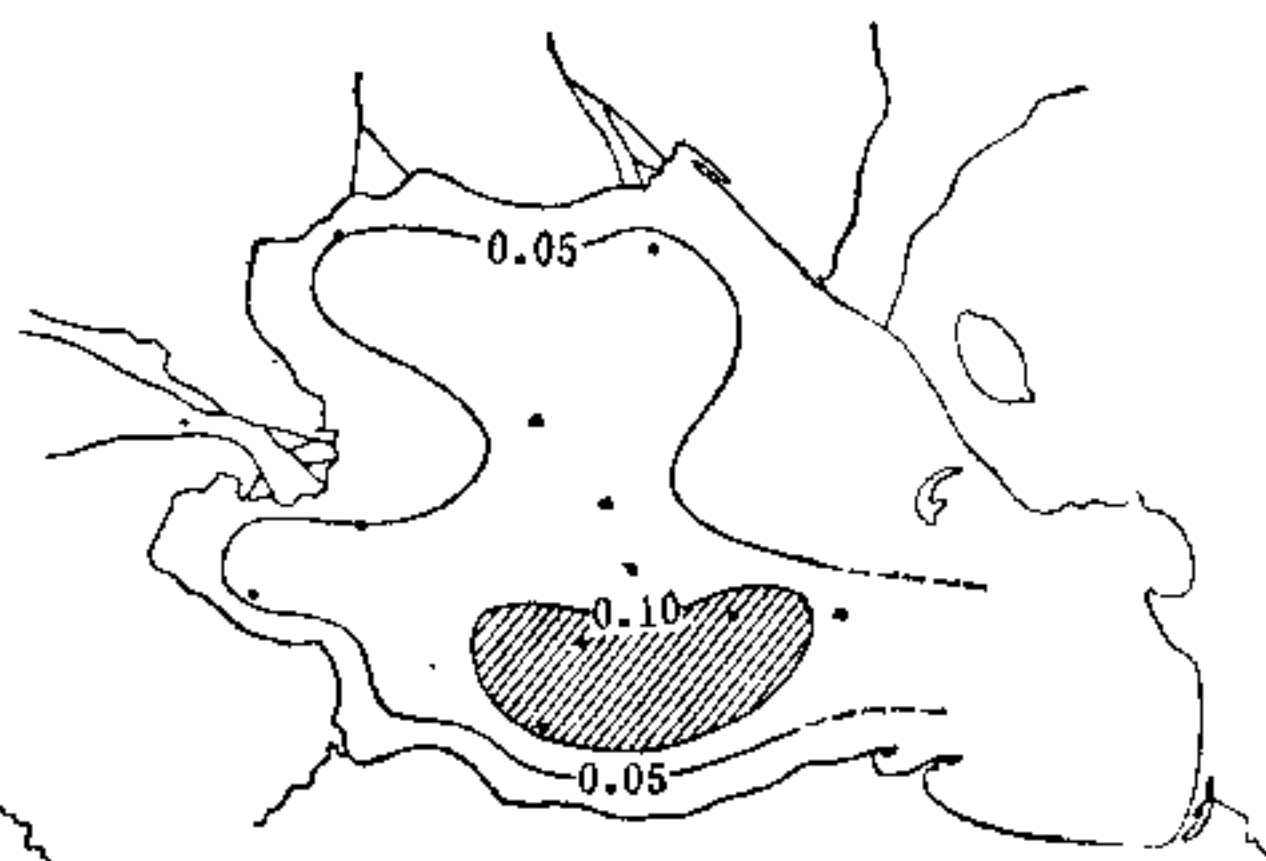


图 147B 青海湖底沉积物模拟沥青 A 含量分布略图

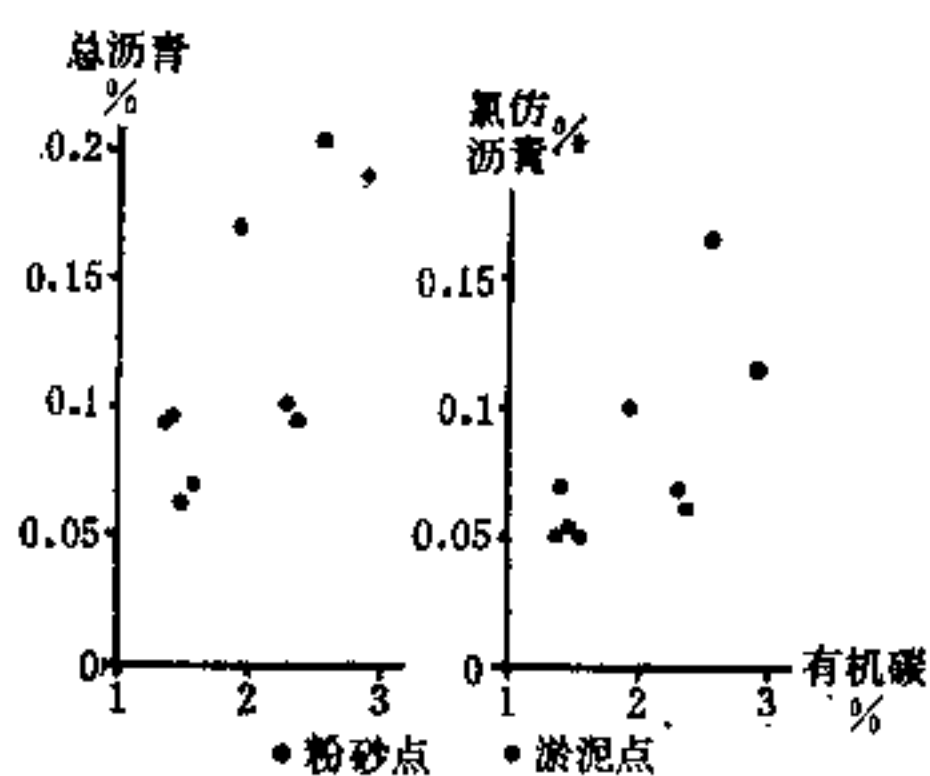


图 148 青海湖底沉积物 $C_{\text{有机}}$ -沥青关系图 (007 点未画入, 见后文)

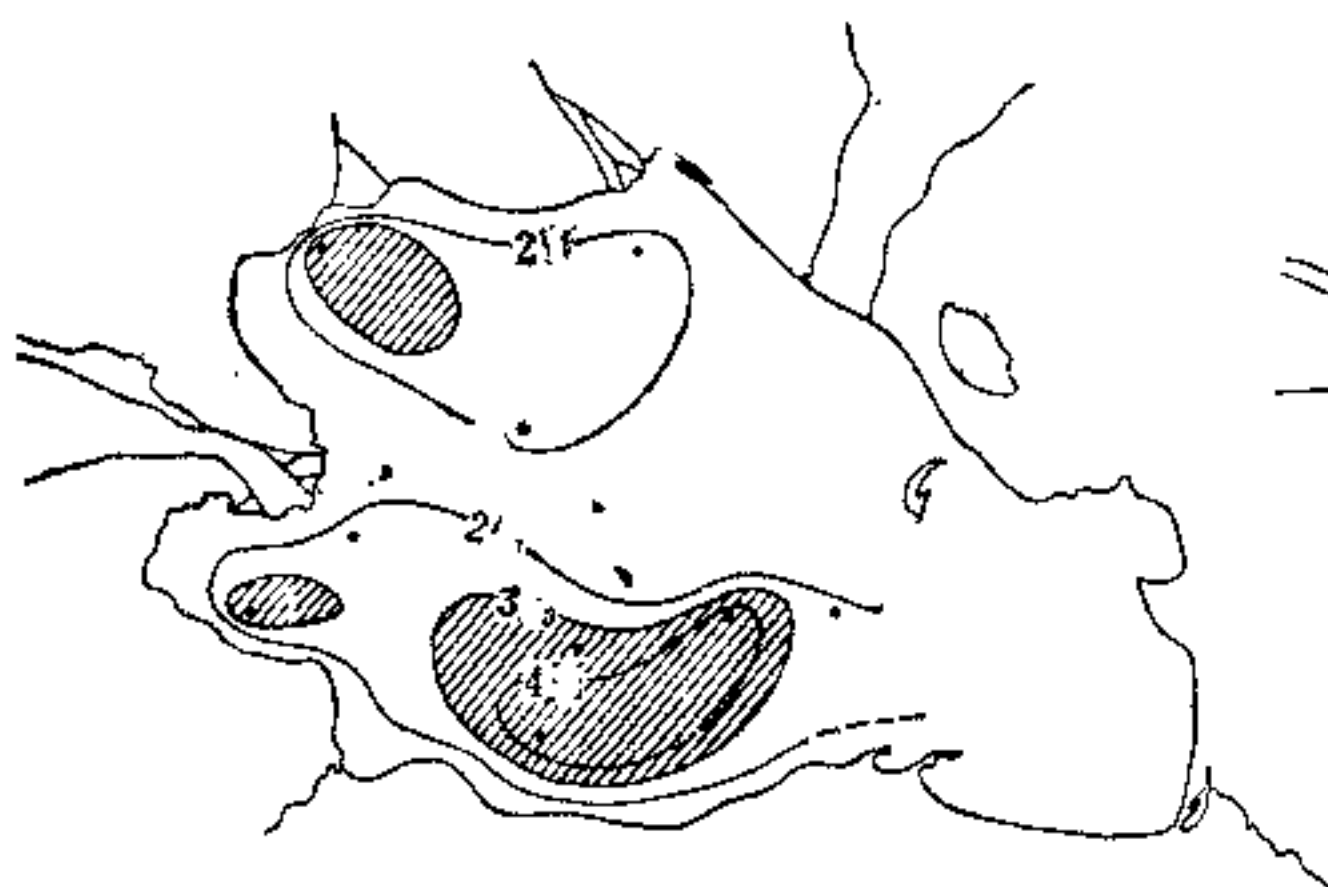


图 149A 青海湖底沉积物沥青化程度
($\frac{\text{总沥青 A}}{\text{有机质}}\%$) 分布略图

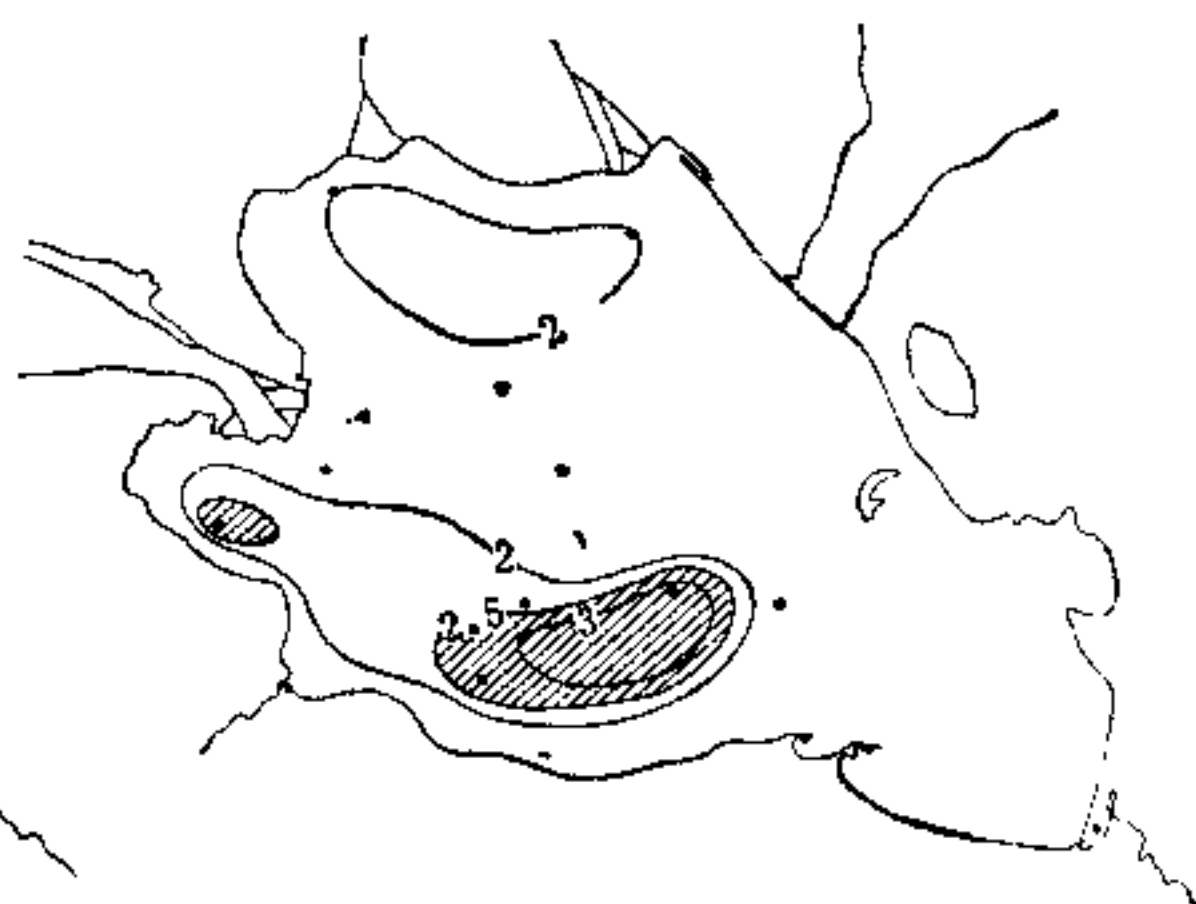


图 149B 青海湖底沉积物模拟沥青化程度
($\frac{\text{模拟沥青 A}}{\text{有机质}}\%$) 分布略图

我们一共对 8 个表层沉积物进行了沥青组分分析。其中 6 个样品的情况是：沥青和氯仿沥青的含量越大，它的油质和苯胶质也越多（见表 91），在沥青的量变中出现了质变的迹象。

表 91

采样点号	沥青 A 总含量 %	氯仿沥青 A 含量 %	油 质 %		油质加苯胶质 %	
			范 围	平均值	范 围	平 均
007、008、009	0.080—0.102	0.053—0.068	14.55—15.72	15.21	17.77—44.02	31.73
002	0.169	0.100	—	16.23	—	37.76
102、109	0.191—0.204	0.115—0.166	21.20—23.99	22.60	42.76—46.23	44.50

唯独 005 点和 001 点比较特殊，它们的有机碳含量较低（分别为 1.15% 和 1.54%）；沥青和氯仿沥青含量最低（分别小于 0.08% 和 0.06%），但油质组分却高达 37—42%。特别是 005 点的粉砂，我们连续两年采样分析，结果始终如此。这两个采样点地处河口，可能受居民点污水的影响。另外，我们还注意到：青海湖许多水深大于 25 米的采样点，底栖生物极为贫乏，生物量只有 0.02—0.3 克/米²，而这两个点的底栖生物却异常发育：005 点的生物量高达 4.31 克/米²，001 点也达 2.82 克/米²，比全湖平均底栖生物量（0.97 克/米²）高出 2—3 倍。看来，表层沉积物的沥青组分，在一定程度上还受底栖生物局部繁殖的影响。而这一点，在湖底淤泥柱下部则已基本消失了。

在沥青的分布上，有两个现象引起了我们的注意：

第一，总的来说，沉积物中有机碳、氮越高，沥青也越高（见图 148）。但是，我们也发现有个别的采样点，例如 007 点的淤泥，它的有机碳含量全湖最高（3.10%），而沥青和氯仿沥青的含量都很低，分别只有 0.08% 和 0.053%，以至有机质的沥青化程度全湖最低，只有 1.41%；沥青的油质组分也低（15.72%）。有人发现：不论在现代沉积物或是古代岩石中，有机碳的含量与沥青化程度普遍成反比，并且把这看成一种规律^[56]。我们在青海湖表层沉积物中没有发现这一明显的反比关系（见图 150）。但是，007 点的情况说明：有机质大量堆积的地方，它的质量并不一定也好，以至有时会“冲淡”其中的沥青。如果注意到

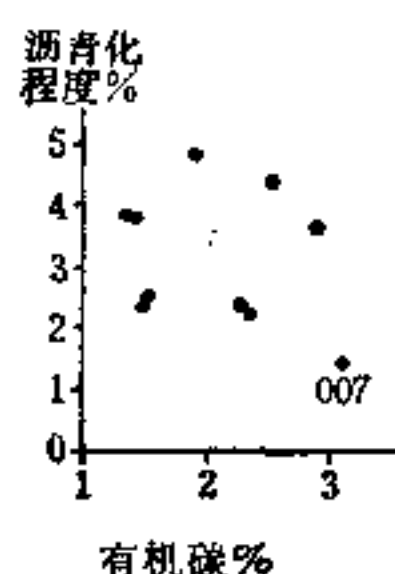


图 150 青海湖底沉积物中有机碳与沥青化程度关系图

这个采样点位于湖盆中部偏北，特别是有来自布哈河的主湖流线通过，沉积物的含泥量又不很高（54.27%），那么，它的有机碳多而沥青相对较少的情况，显然就是陆源有机残屑“冲淡”的结果。

第二，青海湖底沥青和沥青化程度的分布，有一个十分突出的特点——湖盆南部高于北部（图 147、149）。而就南、北两个拗陷逐点比较时，则可发现，不但几个沥青点的电位相近（图 125），就是有机碳的含量也大致相同（图 137），甚至北部还要略高。

那么，南、北两个拗陷另有一些什么不同，影响着有机质的沥青化呢？

从表 92 的比较中，我们注意到湖盆南部与北部相比：（1）不论浮游还是底栖生物都更为繁茂；（2）反映在水团耗氧量上，南部比北部高近一倍；（3）河流补给弱，水动力状况比较稳定，水团溶氧量低近一倍；（4）底水 H₂S 渲染更为普遍，含量为北部的 6—17 倍，湖水的 Fe⁺⁺/Fe⁺⁺⁺ 比值也比北部要高得多。可见，南、北两部分水团

表 92 青海湖南、北两部水生物量、水质与沥青的比较

比 较		湖 盆 南 部	湖 盆 北 部
平均生物量	浮 游 底 栖	$\frac{70468\text{个/升}}{338\text{个/升}}$	$\frac{57774\text{个/升}}{232\text{个/升}}$
水团耗氧量	范 围 平 均	$\frac{\text{一般在 } 1.5-3 \text{ 毫克/升}}{2.15 \text{ 毫克/升}}$	$\frac{\text{一般 } < 1.5 \text{ 毫克/升}}{1.42 \text{ 毫克/升}}$
水团溶氧量	全部采样点 沥青分析点	$\frac{\text{一般 } < 3 \text{ 毫克/升, 平均 } 2.11 \text{ 毫克/升}}{\text{平均 } 2.24 \text{ 毫克/升}}$	$\frac{\text{一般 } > 3 \text{ 毫克/升, 平均 } 4.48 \text{ 毫克/升}}{\text{平均 } 3.90 \text{ 毫克/升}}$
底水 H_2S 渲染	点 数 含 量	$\frac{17\text{个采样点有 } 11\text{个出现 } \text{H}_2\text{S}}{\text{最高达 } 17.67 \text{ 毫克/升, 平均 } 4.14 \text{ 毫克/升}}$	$\frac{14\text{个采样点有 } 4\text{个出现 } \text{H}_2\text{S}}{\text{最高只有 } 1.07 \text{ 毫克/升, 平均 } 0.69 \text{ 毫克/升}}$
水团 $\text{Fe}^{++}/\text{Fe}^{+++}$	范 围 平 均	$\frac{0-0.75}{0.31}$	$\frac{0-0.40}{0.06}$
沥 青 分 析 点 号		001、002、009、 010、102、109	005、007 008、016
沥青含量%	总沥青 A 氯仿沥青 A	$\frac{\text{最高 } 0.204 \quad \text{平均 } 0.132}{\text{最高 } 0.166 \quad \text{平均 } 0.094}$	$\frac{\text{最高 } 0.102 \quad \text{平均 } 0.085}{\text{最高 } 0.068 \quad \text{平均 } 0.056}$
沥青化程度%	沥青 A/有机质 氯仿沥青 A/有机质	$\frac{\text{最高 } 4.83 \quad \text{平均 } 3.57}{\text{最高 } 3.59 \quad \text{平均 } 2.42}$	$\frac{\text{最高 } 3.81 \quad \text{平均 } 2.49}{\text{最高 } 2.01 \quad \text{平均 } 1.64}$
$\frac{\text{氯仿沥青 A}}{\text{总沥青 A}}$		平 均 67.4%	平 均 61.7%
油 质 组 分		平 均 19.2%	平 均 15.2%

注：水团资料系取全部水分析点的数据计算。

的氧化还原状况并不一样。

如此看来,在沉积物中有机质的数量相近的情况下,它的质量和落入湖底埋藏之前在水团中遭受氧化的程度,对于以后的沥青化,起着相当重要的作用。湖盆南部那些主要来源于浮游和底栖生物的有机质更为丰富,陆源有机残屑的混入更少;特别是,生物死亡后,在落入湖底过程中氧化的程度又要低些,质量好些。也就是说,它们沥青化的根据,比北部更加有利。

可见,同等数量、不同质量的有机物,沥青化程度可以很不相同;而相近的低电位,也不能使质量不同的有机物,发生同等程度的沥青化。因此,埋藏以后的还原环境,只是在有机质的质量基础上起作用罢了。

在这里,我们又一次看到了毛主席所教导的“外因是变化的条件,内因是变化的根据,外因通过内因而起作用”这个伟大真理。

归结起来,我们认为水生生物比较繁茂,水动力状况比较稳定,水团氧化性较弱,还原相沉积物分布更广的南部拗陷,是目前青海湖有机质沥青化的最有利地带。

第七章 早期成岩作用

在前两章,我们研究了青海湖的现代沉积作用。现在,让我们从湖底向下,通过 17 个深 1 米的淤泥柱和一个深 180 米的第四纪钻孔剖面的分析,看一看沉积物进入埋藏以后,经历了多大的早期成岩变化。

因为青 4 孔位于湖盆南部拗陷东端湖水刚刚退去的湖边,整个剖面都是湖相沉积,这样,我们就可以把湖底深 1 米的淤泥柱,看作是这一钻孔的顶部,从而连接成一个从现代到早一中更新世的完整剖面,系统研究它的变化。

94 个沉积物的湿度值,是在 105℃ 下烘干恒重后测定的。32 个干容重值是在烘干恒重后用封腊法测定的。沉积物的比重用容积法测定;孔隙度按 $(1 - \frac{\text{干容重}}{\text{比重}}) \times 100\%$ 算得。此外,我们还对 90 个沉积物的显微结构分别进行了油浸光片和镜下薄片观察,对有意义的现象进行了显微照相。57 个沉积物样品的自生矿物研究方法同第五、六章。

在早期成岩过程中,有机质的作用十分重要。这一部分内容,为了叙述上的方便,我们放到下一章去讨论。

一、埋藏初期(1 米深度内)沉积物的变化

青海湖底 17 个沉积物柱的剖面和分布见图 151。

各个剖面虽因所在位置不同而不完全一样,但却具有以下几个共同特点:

1. 氧化薄层

淤泥柱表面都有一层厚 0.5—3 厘米不等的淡灰黄色淤泥,无 H₂S 味,含水量大,湿度可达 80%,呈胶冻状。从表 93 来看,这一薄层的厚度似与水深无关,却与底水溶氧量有一定关系。可见,这是一层氧化薄层,它的厚度反映着底水游离氧的作用所能波及的深度。

表 93 几个湖底采样点氧化薄层厚度与底水溶氧量的关系

采样点号	107	008	102	001	010
氧化薄层厚度 (厘米)	3	3	2	1	1
底水溶氧量 (毫克/升)	6.05	3.46	4.10	1.45	1.64
采样点水深 (米)	28.5	28.7	27.7	21.3	8.0

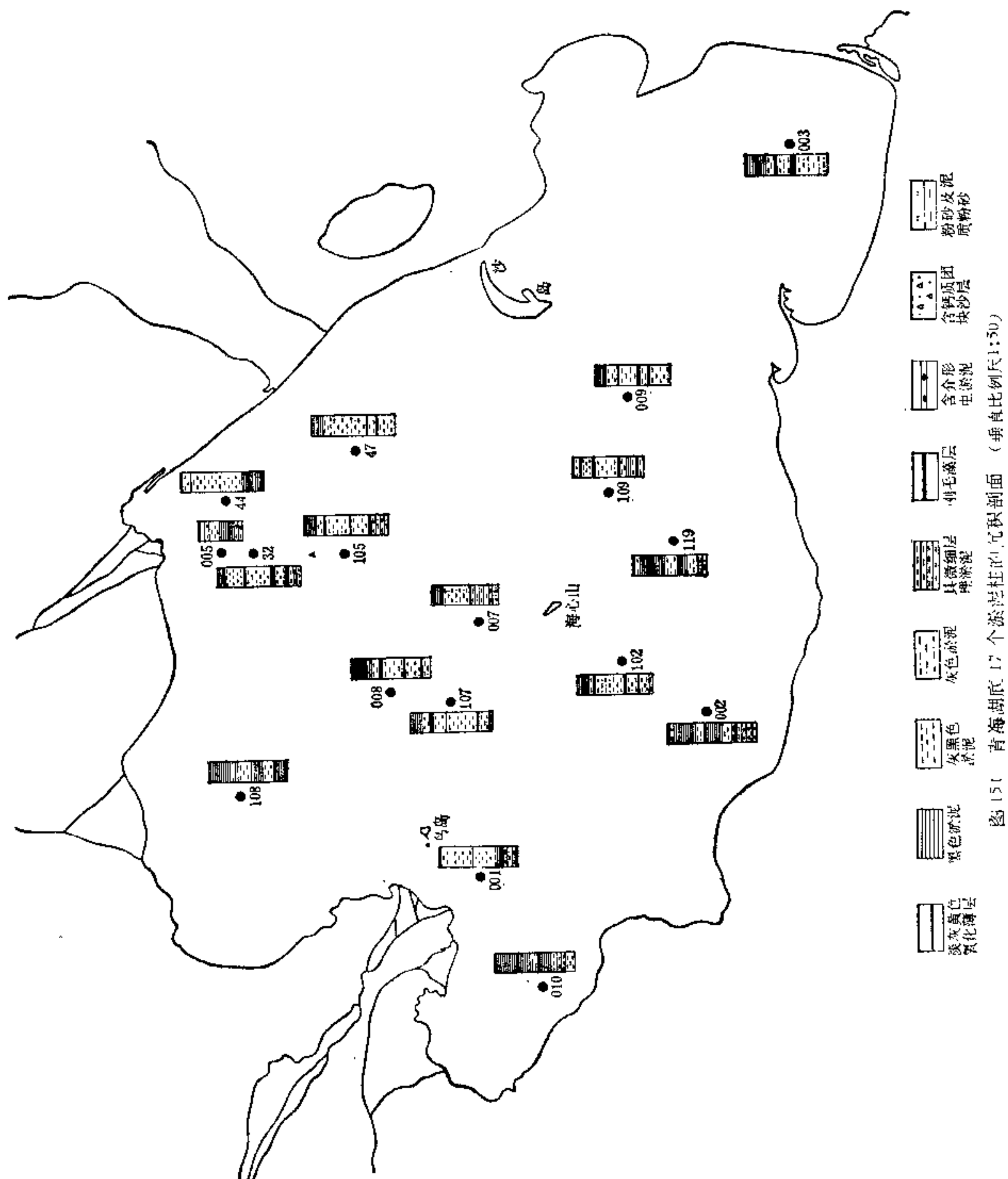


图 151 青海湖底 17 个淤泥柱的沉积剖面 (垂直比例尺 1:50)

2. 生物层频繁出现

在深 1 米的淤泥柱内,可见 3—4 层刚毛藻层,层数与深度各处不一,最经常出现的层位是距表面 10、30、50—60 和 80 厘米深处,厚 1—3 厘米。总的趋势是淤泥柱下部含刚毛藻多,沉积层常呈草绿色。此外,部分淤泥柱在深 70—90 厘米处还出现两层含介形虫层。

3. 沉积物迅速脱水

在一米埋藏深度内,砂—粉砂的湿度由表层的 55% 降低到底层的 33% (表 94)。粘土淤泥的湿度则从 62.3% 降低为 44.7%。

表 94 两个沉积物柱湿度的向下降低

埋藏深度		0—25 厘米	25—50 厘米	50—75 厘米	75—100 厘米
湿度	004 点 砂	55%	40.8%	49.3%	33.3%
	003 点 粘土淤泥	62.3%	53.1%	52.2%	44.7%

4. 还原性增强

从表 95 A、B 中可以看出,在氧化薄层以下,所有沉积物柱无一例外, $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++}/\text{Fe}_{\text{HCl}}^{+++}$ 和 $\text{FeS}_2-\text{Fe}^{++}$ 都向下增高,标志着随埋藏加深,沉积物的还原性增强,低价 Fe、S 大量生成。

表 95A 湖底沉积物柱上、下层 $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++}/\text{Fe}_{\text{HCl}}^{+++}$ 的变化

采样点号	005	47	002	44	010	001	008	102	105	109	119	003
沉积物	粉砂		泥质粉砂		粉砂质淤泥	粉砂质粘土淤泥						粘土淤泥
$\frac{\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++}}{\text{Fe}_{\text{HCl}}^{+++}}$ 上层 ¹⁾	1.11	1.53	1.52	2.69	1.65	1.60	2.79	2.62	1.60	1.39	1.68	1.61
$\frac{\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++}}{\text{Fe}_{\text{HCl}}^{+++}}$ 下层	3.16	16.80	3.85	13.00	3.68	1.91	9.60	5.97	12.20	4.05	1.77	3.14

1) 上层——3—25 厘米(表层氧化薄层剔除); 下层——25—100 厘米,下同。

表 95B 湖底沉积物柱上、下层 $\text{FeS}_2-\text{Fe}^{++}$ 和 S^{2-} 的变化

采样点号	002	010	001	008	102	003
沉积物	泥质粉砂	粉砂质淤泥	粉砂质粘土淤泥			粘土淤泥
$\text{FeS}_2-\text{Fe}^{++}$ 占沉积物干重%						
上层	0.02	0.01	0.02	0.32	0.13	0.16
下层	0.23	0.28	0.19	0.35	0.25	0.51
$\frac{\text{FeS}_2-\text{Fe}^{++}}{\text{Fe}_{\text{自生}}}$ %						
上层	1.05	0.45	0.93	14.95	6.13	7.96
下层	11.20	13.60	3.67	18.04	13.70	19.97
$\frac{\text{S}^{2-}}{\text{S}^{+6}}$						
上层	0.12	0.07	0.20	1.32	0.79	1.06
下层	1.02	1.45	1.46	1.43	0.85	3.55

表 96 三个淤泥柱各种 Fe、S 的上下变化

点号	层号*	沉 积 物	Fe (占沉积物干重)%				S (占沉积物干重)%				Fe (占自生铁的)%			S (占总硫的)%			$\frac{\text{FeHCl}}{\text{FeHCl}+\text{FeHCl}_2}$	C 有机%
			$\frac{\text{FeHCl}}{\text{FeHCl}+\text{FeHCl}_2}$	$\frac{\text{FeHCl}_1}{\text{FeHCl}+\text{FeHCl}_1}$	$\frac{\text{FeHCl}_2}{\text{FeHCl}+\text{FeHCl}_2}$	总和	S ⁺⁺	S ⁰	S ⁻	总和	$\frac{\text{FeHCl}}{\text{FeHCl}+\text{FeHCl}_1}$	$\frac{\text{FeHCl}_1}{\text{FeHCl}+\text{FeHCl}_1}$	$\frac{\text{FeHCl}_2}{\text{FeHCl}+\text{FeHCl}_2}$	S ⁺⁺	S ⁰	S ⁻		
001	D	灰黑色淤泥	0.82	1.32	0.02	2.16	0.10	0.09	0.02	0.21	37.96	61.11	0.93	46.95	43.66	9.39	1.60	1.54
	C		0.79	1.49	0.03	2.31	0.11	0.12	0.03	0.26	34.20	64.50	1.30	42.31	46.15	11.54	1.89	1.09
	B		1.10	1.40	0.11	2.61	0.19	0.15	0.13	0.47	42.15	53.64	4.21	40.60	31.62	27.78	1.27	1.17
	A		0.64	1.65	0.42	2.71	0.14	0.03	0.48	0.65	23.62	60.88	15.50	21.41	5.20	73.39	2.58	1.38
002	D	灰黑色淤泥	0.75	1.14	0.02	1.91	0.17	0.11	0.02	0.30	39.26	59.69	1.05	55.92	37.50	6.58	1.52	1.91
	C		0.80	1.27	0.04	2.11	0.19	0.19	0.04	0.42	37.91	60.19	1.90	45.45	44.98	9.57	1.59	1.31
	B		0.67	0.96	0.42	2.05	0.26	0.09	0.48	0.83	32.68	46.83	20.49	31.44	10.52	58.04	1.43	1.48
	A		0.13	1.11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8.54	2.13
003	D	灰黑色淤泥 深灰色淤泥 灰色淤泥 灰色淤泥	0.71	1.14	0.16	2.01	0.17	0.16	0.18	0.51	35.32	56.72	7.96	33.27	31.51	35.22	1.61	1.89
	C		0.54	1.59	0.50	2.63	0.20	0.02	0.57	0.79	20.54	60.46	19.01	25.35	2.41	72.24	2.94	1.63
	B		0.36	1.60	0.49	2.45	0.17	0.02	0.56	0.75	13.69	65.31	20.00	22.67	2.67	74.66	4.44	1.95
	A		0.54	1.54	0.55	2.63	0.14	0.02	0.63	0.79	20.53	58.56	20.01	17.72	2.53	79.75	2.85	1.57

* D层 0—25 厘米(氧化薄层剔除); C层 25—50 厘米; B层 50—75 厘米; A层 75—100 厘米。

这一过程的细节,在表 96 和图 152 中反映得更加清晰。从图、表上可以看出:

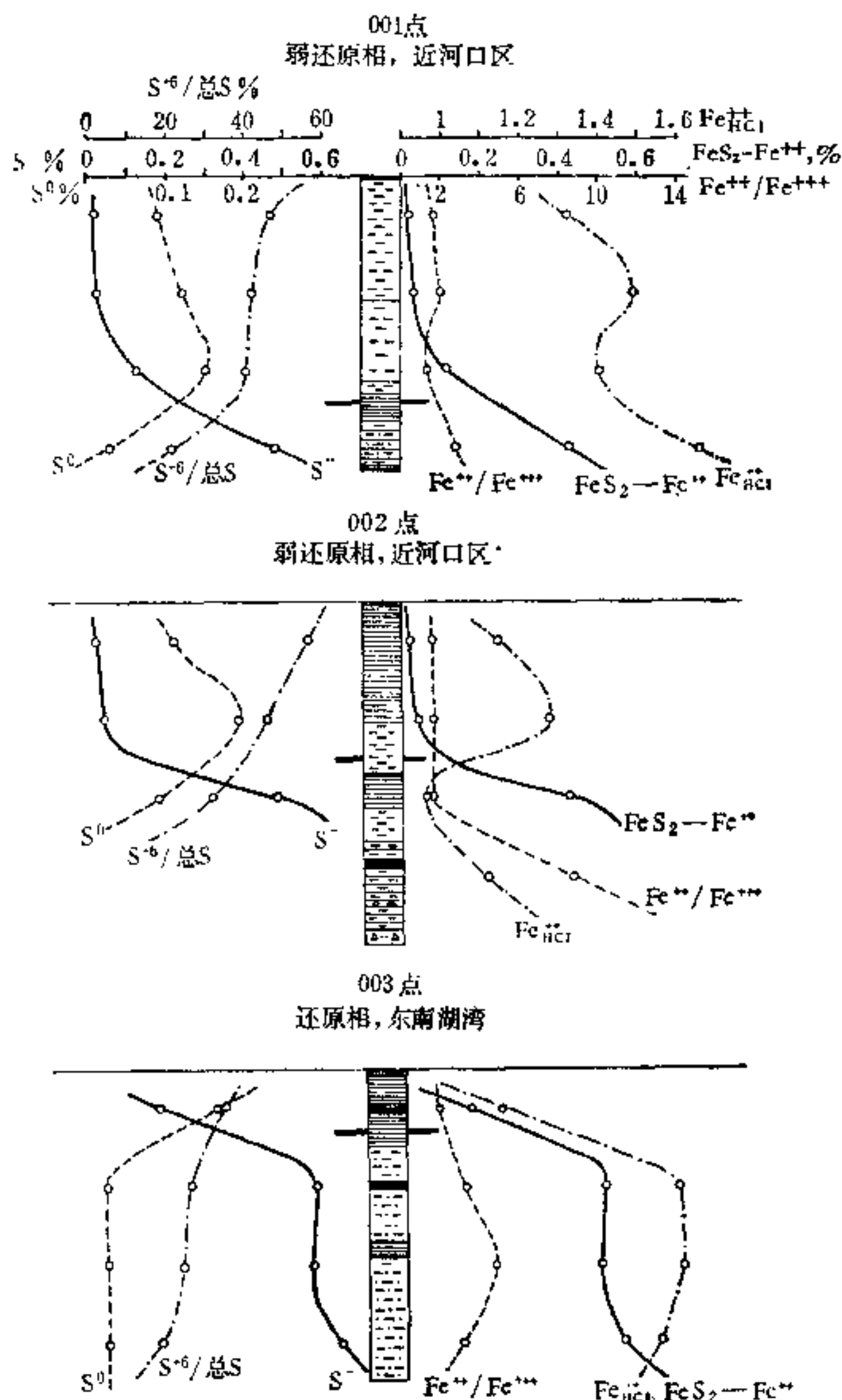


图 152 青海湖底沉积物埋藏初期 (1 米深度内) Fe、S 的转化
(淤泥柱岩性图例同图 1)

(1) $S^{+6}/S_{\text{总}}$ 向下减少, 说明随埋藏加深, 硫酸盐的还原作用的确在不断进行。值得注意的是, 与此同时, 硫的总含量却向下增高, 这一点与青海湖水近期的咸化并不一致。看来, 这是因为湖底氧化薄层不厚, 硫酸盐还原作用在湖底以下 1—2 厘米深处即已开始。随着硫化物 S^{-} 的沉淀出来, 淤泥水中减少的 SO_4^{2-} , 因为湖水可以透过氧化薄层向下渗滤而不断得到补充, 硫酸盐还原作用得以不断进行。这样, 随着埋藏加深, 积累的硫总量也加大。此外, 淤泥柱下部刚毛藻残体更多, 生物 S 更为丰富, 也可能是原因之一。

(2) 随着硫酸盐的还原, S^{-} 和 FeS_2-Fe^{++} 不论绝对量或相对量都无例外地向下增高。

(3) 当硫化物 S^{-} 尚未大量生成时, S^0 的含量一般向下略有增大; 一旦 S^{-} 大量生成时, S^0 的含量就不再增高反而降低。两条曲线的变化正好相反, S^0 发生了向 S^{-} 的转化。这时, H_2S 氧化生成 S^0 的作用已经被 $FeS + S^0 \rightarrow FeS_2$ 所代替。 S^0 向 S^{-} 的转化, 在图 153 中反映得也十分清楚。

(4) 菱铁矿 ($FeHCl$) 的变化与 S^0 相似, 在淤泥柱上部与 FeS_2 同时增长, 而在 FeS_2 大量生成的淤泥柱下部, $FeHCl$ 的含量反而降低, 部分向 FeS_2-Fe^{++} 发生转化。

(5) 值得注意的是, 不同淤泥柱中 FeS_2 和 S^{-} 大量生成的深度各不相同。按照上一章的划分, 从弱还原相的 001、002 点到还原相的 003 点, 随着表层淤泥的还原性递增, 这一 FeS_2 明显增加的深度 (见图 152 中三个淤泥柱两旁的粗横线) 依次升高。这就说明: 表层沉积物的还原性越强, FeS_2 的大量生成开始得就越早。可见, 埋藏初期的变化, 对于沉积

表层的氧化-还原状况,具有一定的继承性。

(6) 随着埋藏加深, FeS_2 不但在数量上增多, 并且向下单球增大, 各种球集合体也增多(表 97), 在量变的同时发生了形态的变化。

(7) 总的来说, 在氧化薄层以下, 各个淤泥柱的颜色以上部最深, 向下不同程度变浅。这是因为在淤泥柱上部 SO_4^{2-} 还原为 H_2S , 接着生成不稳定的 FeS (水碲硫铁), 而有机质也尚未大量分解; 向下, 随着埋藏加深, FeS 转变为 FeS_2 , 再加有机质不断分解, 所以淤泥柱的颜色变浅。

上述各点说明, 在 1 米深度内, 随着埋藏加深和各种 Fe 、 S 的转化, 环境的还原性增强。

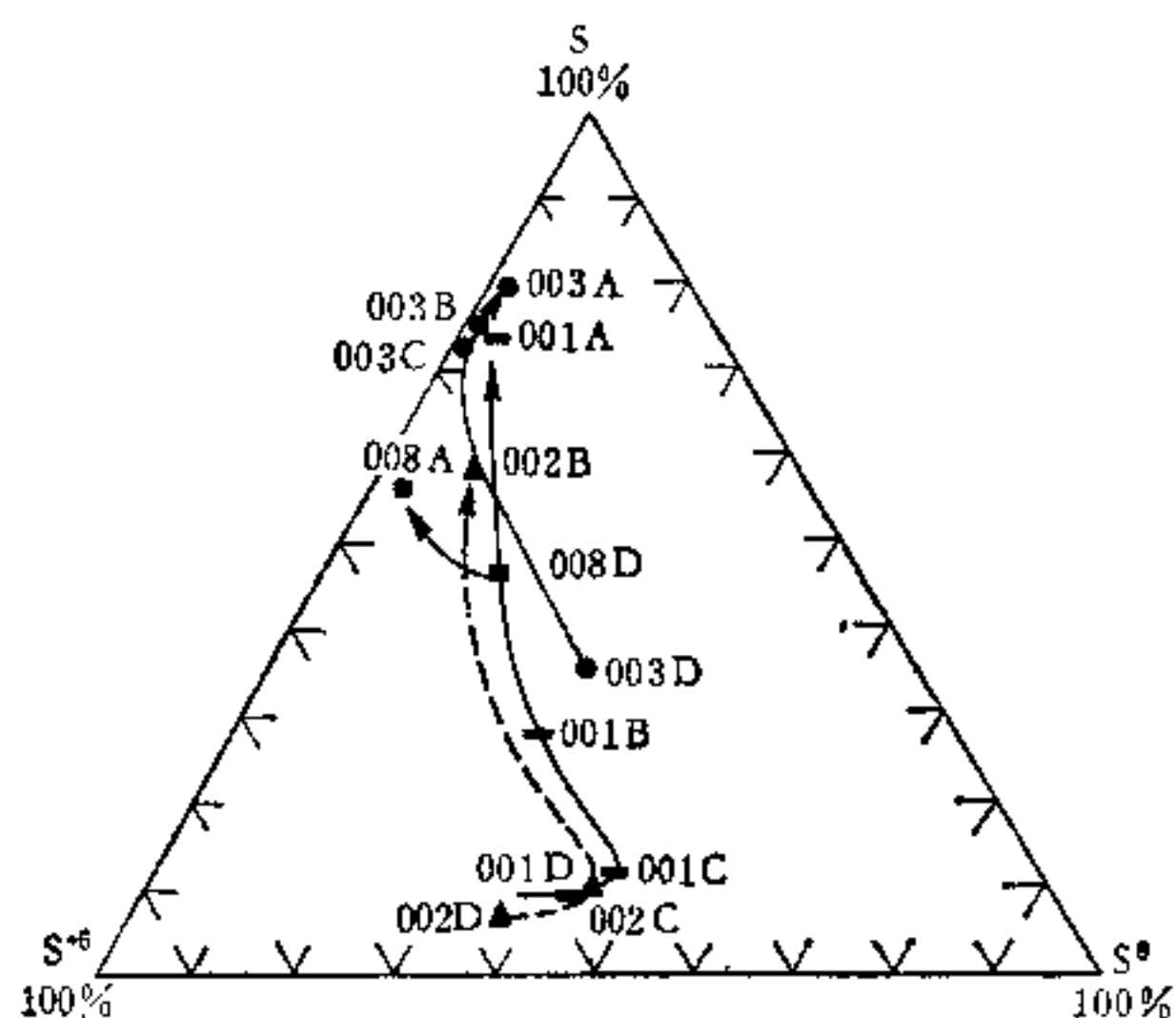


图 153 四个湖底沉积物柱从表层到底层各种硫的转化三角图

5. 碳酸盐的选择性溶解和再沉淀

从图 154 中可以看出, 在淤泥柱上部 50 厘米左右, 随着有机质的分解和 pH 值降低, 碳酸盐含量也低, 说明碳酸盐矿物发生选择性溶解。向下, 随着 pH 值又复升高, 碳酸盐

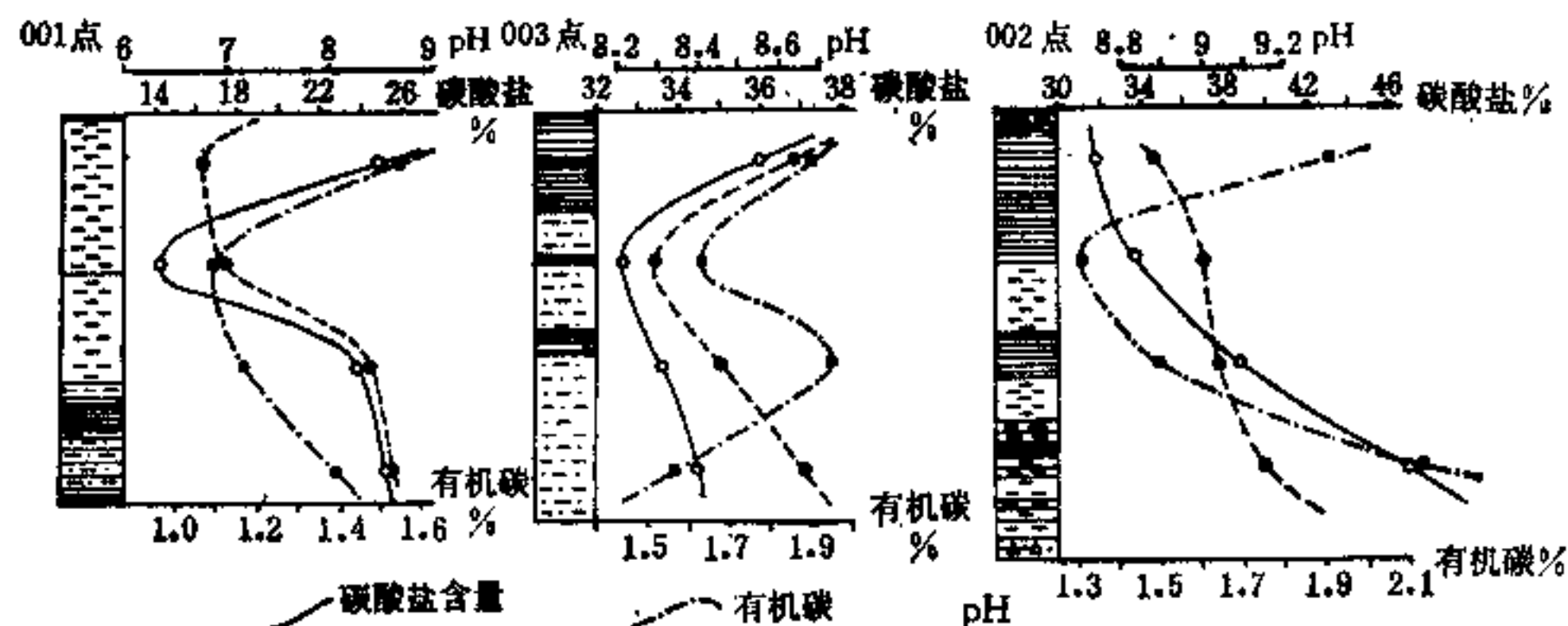


图 154 青海湖底三个沉积物柱的碳酸盐、有机碳和 pH 值的垂向变化

就再沉淀出来。其结果在湖底两个淤泥柱(002 点和 007 点)底部, 分别出现了一层含灰白色钙质团块的砂和淤泥。

归结起来, 1 米深度内沉积物的早期成岩变化给我们的启发是: 在一个含氧水盆底部, 氧化薄层的上、下是两个截然不同的世界。薄层之上, 介质以氧化为主; 薄层之下, 沉积物迅速进入还原。在这里, 上覆静压力¹⁾、细菌活动和有机质分解开始起作用, 使沉积物

1) 上覆静压力 = 单位体积沉积物湿重 × 埋藏深度。

表 97 四个淤泥柱自生 FeS_2 形态及大小的纵向变化

淤泥柱号		002		003		008		009	
形态及大小		单球	集 合 体	单球	集 合 体	单球	集 合 体	单球	集 合 体
埋 藏 深 度	0—25 厘米	6微米	无	6微米	4—11个单 球组成球集合 体	5微米	3—7个单球 组成串球	5.6微米	有附着状 FeS_2
	25—50 厘米	10微米	无	8微米	串球明显增 多,长达33微 米	未 鉴 定		8.3微米	3—4个单球组 成串球及不规则 球集合体
	50—75 厘米	10微米	无	6微米	串球增大	5微米	1)6—9个单 球组成串球; 2)出现纺锤 形集合体,长 129微米,宽34 微米	8.6微米	附着状 FeS_2 接 近成球形;不规 则集合体加大至 17微米
	75—100 厘米	10微米	1)10个单球 组成球集合体; 2)微晶集合 体; 3)不规则集 合体,25微米	12微米	1)串球长达 66微米; 2)不规则集 合体增多,大 小可达16.6微 米	8.6微米	串球明显增大	12微米	不规则集合体 加大至21.5— 38.7微米

的电位降低;硫酸盐和高价铁还原,元素硫和菱铁矿生成,接着又分别向硫化物和黄铁矿转化;pH值降低后又复升高,碳酸盐溶解后又复沉淀;沉积物迅速脱水,开始压实,从此走上了漫长的成岩历史的第一步。以后的早期成岩阶段,基本上遵循着这些变化方向,只是因素更加复杂,也更深刻了。

二、青 4 孔第四纪湖相沉积物的早期成岩作用

青 4 孔剖面由一套厚 180 米的湖相沉积物组成,这套早期成岩作用中的部分岩芯见照片 62—74。

随着埋藏加深,青 4 孔湖相沉积物发生了如下变化:

1. 上覆静压力增大,沉积物进一步脱水压实

根据计算,青 4 孔沉积物承受的最小静压力分布如下:

埋藏深度(米)	静压力(公斤/厘米 ²)
<20	4—5
20—90	20—24
90—180	48—50

由于上覆静压力随埋藏加深而增大,对沉积物的重力压实作用增强,结果是沉积物进一步脱水,湿度进一步降低。这一过程在 20 米深度内进行得最为强烈(见表 98),以下则变缓。到了 90—180 米深处,砂—粉砂的湿度为 11%,粉砂质淤泥为 12%;粉砂质粘土淤泥及粘土淤泥为 15%。也就是说,细沉积物的湿度降低得比粗沉积物略快。

随着水分的被挤出,沉积物的孔隙空间减少(表 99 及图 155),结果是,容重增大,沉积物被逐渐压实。从图 156 中可以看出:粘土淤泥在 40 米深度以内孔隙度急剧减小,容

表 98 青海湖第四纪沉积物随埋藏加深的湿度平均值

埋藏深度(米) \ 沉积物	砂—粉砂	粉砂质淤泥	粉砂质粘土淤泥及粘土淤泥
0—1	由 55% 下降为 33% (5)		由 62.3% 降低为 44.7%
10—20	20% ¹⁾ (2)	20% (1)	—
20—90	16% (4)	17% (22)	上部 23% (3) 下部 15% (4)
90—180	11% (5)	12% (5)	15% (7)

1) 泥质粉砂的湿度值,括号内数字系样品数。

重急剧增大,以下则变缓。粉砂质淤泥和砂—粉砂的变化与此相似,只是深度分别下降到 60 米和 90 米左右才开始趋向稳定。这种情况说明:大致在上述几个埋藏深度上,各类沉积物的孔隙水已大部分排出,含水孔隙空间大部分被压实。

这一点,在各类沉积物的显微结构随深度的变化上,反映得十分清晰。

青 4 孔剖面从上向下,随埋藏加深,沉积物的显微结构出现了十分规律的变化:

0—20 米 沉积物中普遍具有不规则状裂缝和空洞,连通性好,碎屑颗粒成离散状,沉积物疏松。这种结构,我们称之为“未成型显微结构”(照片 75、78、81)。具有这种结构的沉积物易被压实,所以在这一埋藏深度内,湿度、孔隙度和容重的变化最明显。

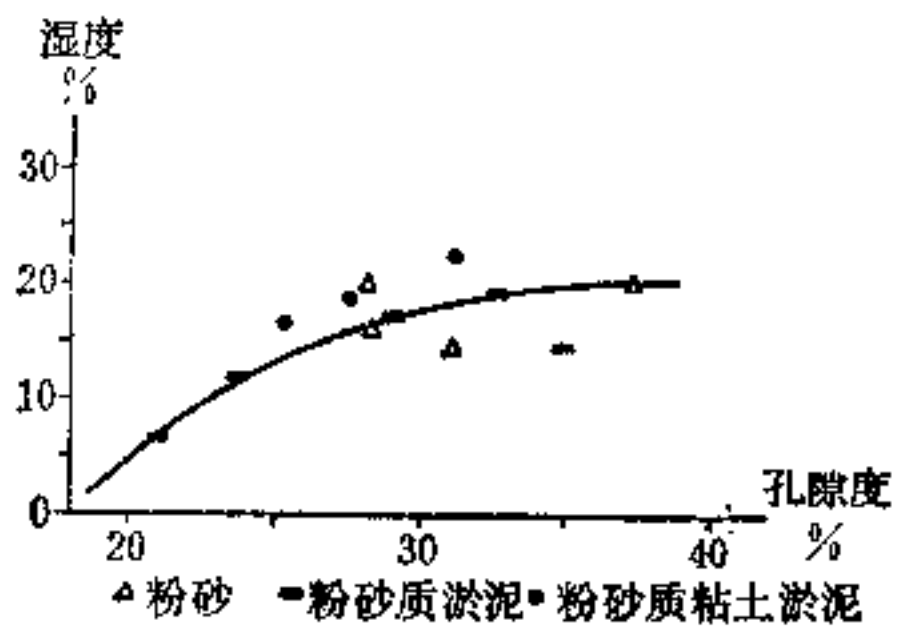


图 155 第四纪沉积物湿度与孔隙度关系曲线

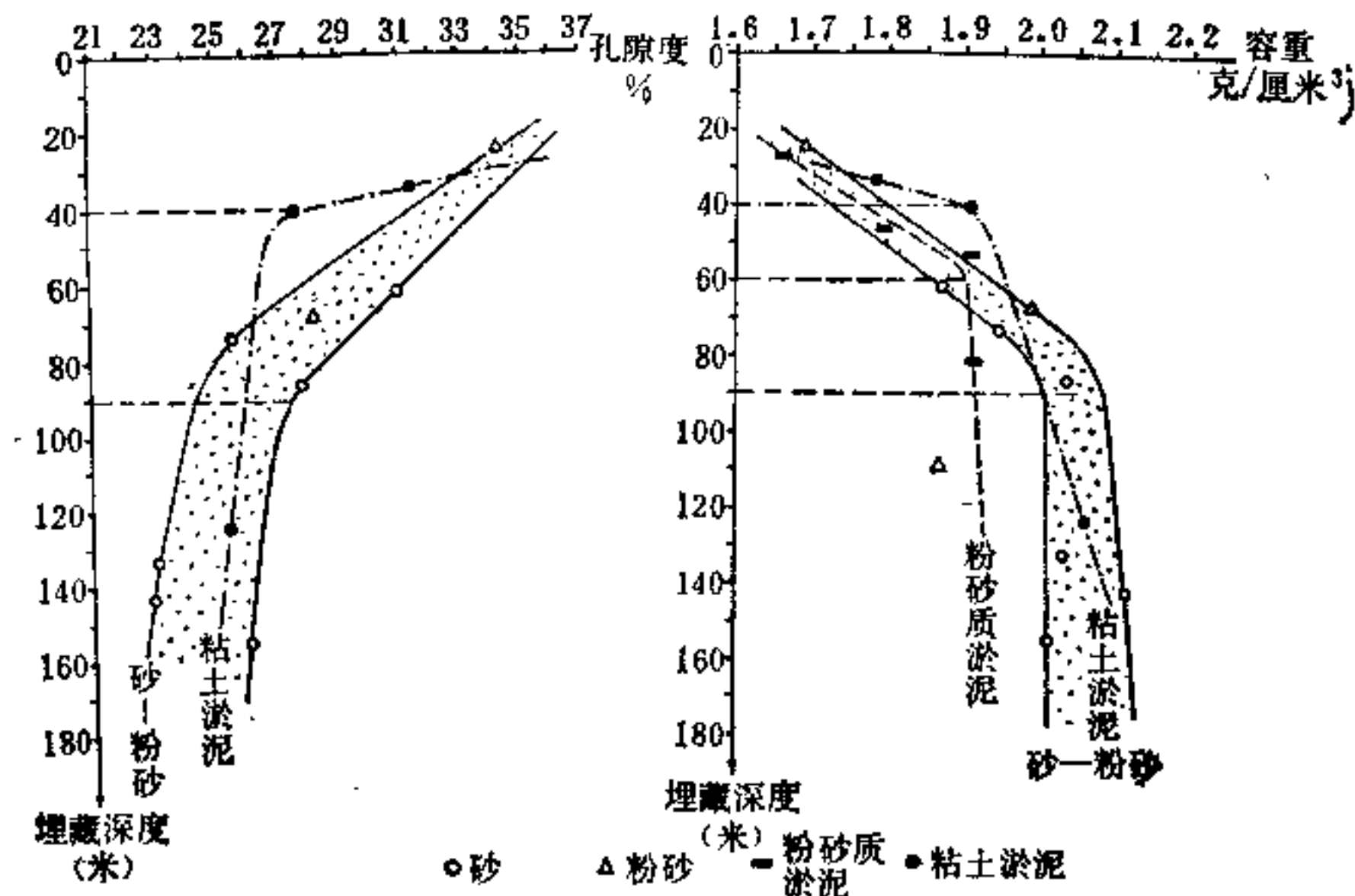


图 156 青 4 孔各类沉积物随埋藏加深孔隙度和容重的变化

表 99 青 4 孔沉积物的孔隙度、容重和比重

样 品 号	沉 积 物	埋藏深度(米)	孔 隙 度 (%)	容 重 (克/厘米 ³)	比 重 (克/厘米 ³)
4-6	灰色粉砂质淤泥	13.05	28.54	1.9110	2.674
4-18	灰色泥质粉砂	24.60	34.29	1.6890	2.570
4-19	浅灰褐色粉砂质淤泥	27.17	34.67	1.6615	2.573
4-26	深灰、浅灰褐色粘土淤泥	34.02	31.30	1.7815	2.593
4-30	深灰色粘土淤泥	40.50	27.64	1.9155	2.647
4-35	黑色粉砂质淤泥	46.55	34.94	1.7920	2.754
4-40	浅灰色粉砂质淤泥	52.92	29.03	1.9120	2.694
4-44	灰色泥质细砂	61.96	30.90	1.8700	2.706
4-50	浅灰色泥质粉砂	67.69	28.15	1.9910	2.771
4-53	灰色含砾细砂	73.98	25.60	1.9450	2.614
4-55	浅灰色粉砂质淤泥	81.16	21.05	1.9108	2.420
4-57	灰色含砾粗—细砂	86.37	27.56	2.0350	2.809
4-76	灰黄色泥质粉砂	109.25	31.08	1.8686	2.711
4-90	深灰黑色粘土淤泥	124.50	25.40	2.0592	2.760
4-94	棕黄色粗粉砂质细砂	132.80	23.10	2.0318	2.642
4-99	灰色粗砂—细砾	143.20	22.91	2.7007	2.604
4-104	灰黄色粗粉砂质细砂	154.89	26.02	2.0110	2.718

20—90 米 沉积物中碎屑颗粒的排列渐趋紧密,大多数颗粒开始互相接触,裂缝减少,孔隙空间缩小,同时出现了粒间孔隙,但是分布不均匀,连通性也较差(照片 76、79、82)。在 20 米上下,沉积物中开始出现明显的局部挤压现象(见照片 84、85),压实作用逐渐明显。与此同时,粘土淤泥、粉砂质淤泥、粉砂和砂的物性变化先后趋于缓慢。这种结构,我们称之为“多孔显微结构”。

90—180 米 沉积物中相邻的碎屑颗粒已经彼此挤在一起,并与泥质物紧密相接触,以致在光片下往往很难分清颗粒的轮廓(照片 77、80、83)。与此同时,沉积物的孔隙进一步减少,物性的变化趋于稳定。这种结构,我们称之为“紧密显微结构”。看来,一旦沉积物的结构紧密到这种程度,孔隙水又降低到只有 10—15% 时,就初步具备固结的条件,从此开始进入成岩过程的固结作用阶段。

可见,随着埋藏加深,沉积物显微结构的变化是:可压缩空间减少,颗粒趋向集中,沉积物被压实。我们把它概括在图 157 中。

上述三类显微结构随深度的变化,在青 5 孔也很明显,只是在深度上相应浅些(表 100)。这是因为青 5 孔上部晚更新世地层已经抬出湖面组成阶地,顶部并已略受剥蚀,所以埋藏虽浅,年代却要老些,经受成岩作用的时间也要长些,变化大些。

表 100 青 4、5 孔三类显微结构分布深度的比较

显 微 结 构	青 4 孔	青 5 孔
未成型显微结构	0—20 米	0—10 米
多孔显微结构	20—90 米	10—50 米
紧密显微结构	90—180 米	50—95 米*

* 青 5 孔 95 米以下是黄土沉积物,未作详细研究。

图 157 成岩过程中沉积物显微结构变化简图
(据青 4、5 孔光片及薄片资料编制)

通过以上讨论,我们可以建立起上覆静压力在埋藏早期对沉积物的作用模式:脱水→压实→开始固结。三种作用互相联系,交织在一起,但又可以分出阶段。20 米深度内是脱水最为强烈阶段;20—90 米是孔隙度减小容重增加的压实阶段;90 米以后变化趋于稳定,固结作用开始。在这一过程中,各类沉积物的物性变化速度不同:粘土淤泥最快,粉砂质淤泥次之,砂和粉砂最慢。

J. F. Burst 根据墨西哥湾的资料,建立过一个页岩压实作用模式:第一阶段,上覆静压力将孔隙水挤出;第二阶段,热力作用下粘土矿物结晶格架的层间水开始交换;第三阶段,缓慢脱去剩余孔隙水,伴随着即使有也是很少量的流体运移^[56]。青海湖第四系的埋藏深度尚浅,热力作用还不明显,沉积物中仍然保留有 10—15% 的孔隙水,应当属于早期成岩阶段。至于下一阶段的变化,因为我们的钻孔不深,已经无法继续探讨了。

2. 还原环境的增强和物质重新分配

我们在上一节中已经看到,在湖底 1 米深度内,低价铁、硫向下增高,沉积物的还原性增强。值得注意的是,随着埋藏加深,这一过程并没有完结,一直延续到青 4 孔 120 米深处,并且出现了新的变化——物质重新分配阶段。

首先,我们把整个剖面的各种 Fe、S 数量,与湖底沉积物作一比较。从表 101、102 中可以看出,这套第四纪淡水淤泥的硫总含量显著减少。湖底淤泥的硫总含量平均为 0.46%,青 4 孔淤泥平均为 0.13%,如果去掉两个特别高的层位,则平均只有 0.08%。显然,这是淡水沉积物 SO_4^{2-} 来源缺乏的反映。自生 Fe 的平均总量 (2.30%) 比湖底沉积物略高一点;看来,这是因为潮湿气候下被带入湖盆中的可溶性铁数量较多的缘故。

表 101 青 4 孔第四纪沉积物的铁、硫分析资料

样品号	井深(米)	沉 积 物	Fe (占沉积物干重)%				S (占沉积物干重)%				Fe (占自生铁) %				S (占总硫) %			$\frac{Fe_{FeCl_3}}{Fe_{FeCl_3}+Fe_{FeCl_2}}$	氧化还原相
			Fe_{FeCl_3}	Fe_{FeCl_2}	$Fe_{Fe^{++}}$	总和	S^{+6}	S^{+4}	S^{+2}	总和	Fe_{FeCl_3}	Fe_{FeCl_2}	$Fe_{Fe^{++}}$	S^{+6}	S^{+4}	S^{+2}			
6	12.8—13.3	灰色粉砂质淤泥	0.50	0.95	0.31	1.76	0.09	0.01	0.36	0.46	28.41	53.98	17.61	19.78	1.10	79.12	1.90	还原相	
10+11	15.45—16.75	深灰色粉砂质粘土淤泥	1.27	1.31	0.03	2.61	0	0.01	0.03	0.04	48.64	50.37	1.00	0	19.0	81.0	1.03	弱还原相	
16+17	20.2—24.6	深灰色粉砂质粘土淤泥	1.29	1.76	0.03	3.08	0.03	0.03	0.03	0.09	41.94	57.22	0.84	33.33	33.33	33.33	1.36		
25+26	32.4—34.4	深灰色粉砂质粘土淤泥	1.03	1.51	0.03	2.57	0.10	0	0.03	0.13	40.14	58.85	1.01	76.92	0	23.08	1.47		
33	42.5—43.4	深褐色粉砂质淤泥	0.47	1.32	0.17	1.96	0.01	0.02	0.20	0.23	23.93	67.21	8.86	4.35	8.70	86.95	2.81	还原相	
38	51.6—52.3	浅灰色粉砂质淤泥	0.82	1.13	0.04	2.04	0	0	0.04	0.04	40.29	57.99	1.72	0	0	100	1.44	弱还原相	
40+41+42	52.9—58.4	浅灰色粉砂质淤泥	0.81	1.33	0.05	2.19	0.01	0	0.06	0.07	36.95	60.68	2.37	14.29	0	85.71	1.64		
45	62.06—62.4	灰色细砂	0.50	1.16	0.10	1.76	0.03	0.02	0.12	0.17	28.35	65.76	5.89	17.65	11.76	70.59	2.32		
46+48	62.4—66.4	浅灰色泥质粉砂及粉砂质淤泥	0.68	1.43	0.47	2.63	0.23	0.01	0.54	0.78	25.86	56.27	17.87	29.61	0.90	69.49	2.18	还原相	
55+56	79.9—85.2	浅灰色泥质粉砂及粉砂质淤泥	0.51	1.59	0.03	2.13	0	0.03	0.03	0.06	23.99	74.79	1.22	0	50	50	3.12	强还原相	
60	90.25—90.4	灰黑色粉砂质淤泥	0.46	1.71	0.37	2.54	0.03	0.04	0.43	0.52	18.08	67.22	14.70	9.65	7.34	83.01	3.72		
71+80+88	106.0—121.77	黄褐色粉砂质粘土淤泥	1.55	0.63	0.02	2.20	0.03	0	0.02	0.05	70.45	28.63	0.92	60.00	0	40.00	0.41	氧化相	
76	109—109.5	灰黄色泥质粉砂	1.59	0.59	—	2.18	—	—	—	—	72.93	27.07	—	—	—	—	0.37		
89	121.8—124	灰黑色粘土淤泥	1.24	1.80	0.02	3.06	0.03	0.01	0.02	0.06	40.56	58.88	0.56	53.58	10.71	35.71	1.45	强还原相 (FeS ₂ 结核未分折在内)	
90	124—125	深灰黑色粘土淤泥	0.61	1.89	0.03	2.53	0.02	0.03	0.03	0.08	24.15	74.82	1.03	25	37.5	37.5	3.10		
91	125—126.9	深灰黑色粉砂质粘土淤泥	0.37	1.64	0.06	2.07	0.03	0.03	0.07	0.13	17.86	79.19	2.95	22.56	24.81	52.63	4.43		
92	127.5—129.8	深灰黑色粉砂质粘土淤泥	0.40	1.61	0.03	2.03	0.03	0	0.03	0.06	19.45	79.27	1.28	50	0	50	4.08		
93	130.4—132.6	棕黄色粉砂质粘土淤泥	1.89	0.72	—	2.61	—	—	—	—	72.41	27.59	—	—	—	—	0.38	氧化夹层	
101	148—148.6	浅绿色粘土	1.27	0.55	0.02	1.84	0.01	0	0.02	0.03	69.05	30.02	0.93	33.33	0	66.66	0.44	氧化相	
104+105	153.7—158.5	灰黄色粉砂质砂及粉砂质淤泥	1.47	0.67	—	2.14	—	—	—	—	68.68	31.32	—	—	—	—	0.46		
109+110	166.4—172.3	灰黄色泥质粉砂	1.18	0.61	—	1.79	—	—	—	—	65.93	34.07	—	—	—	—	0.52		

表 102 青 4 孔第四纪沉积物 Fe_{HCl} 的分析

样 品 号	井深(米)	沉 积 物	$\text{Fe}_{\text{HCl}}^{\text{++}}\%$	$\text{Fe}_{\text{HCl}}^{\text{+++}}\%$	$\frac{\text{Fe}_{\text{HCl}}^{\text{++}}}{\text{Fe}_{\text{HCl}}^{\text{+++}}}$
7	13.3—14.5	黄绿色粉砂	0.39	0.47	1.21
8	14.5—15.0	深灰色粉砂质淤泥	1.56	1.21	0.80
9	15.0—15.45	灰色泥质粉砂	0.59	0.54	0.92
13	17.05—19.40	深灰色粗、细砂	0.385	0.615	1.60
14+15	19.40—20.20	深灰色、粉砂质淤泥及粉砂质粘土淤泥	0.72	1.19	1.65
19+20	27.30—28.97	浅灰褐色粉砂质淤泥及粉砂质粘土淤泥	0.71	1.20	1.69
19+20+21+22	27.17—31.02	浅灰褐色粉砂质淤泥及粉砂质粘土淤泥	1.07	1.46	1.36
23	31.02—31.37	灰色泥质粉砂及粉砂	0.75	1.21	1.46
24	31.37—32.39	灰色泥质粉砂及粉砂	0.73	1.22	1.67
27+28	34.37—37.04	灰色泥质粉砂及粉砂	0.70	0.98	1.4
30	40.0—41.0	深灰色粉砂质粘土淤泥	0.76	1.74	2.28
32	41.15—42.50	浅灰黑色粉砂质细砂	0.44	0.81	1.84
34	43.36—45.56	浅灰色粉砂质淤泥	0.57	1.31	2.29
35	45.56—47.55	黑色粉砂质粘土淤泥	1.04	1.60	1.54
36	47.55—49.74	灰色泥质粉砂	0.415	0.92	2.22
39	52.34—52.90	浅灰色粉砂	0.59	0.79	1.34
43	58.37—60.62	浅灰色粉砂质淤泥	0.59	1.57	2.66
44	61.86—62.06	灰色泥质细砂	0.565	1.045	1.85
49+50+51	66.41—71.26	浅灰、灰黄色泥质粉砂	0.52	0.91	1.75
52	71.26—72.05	灰黄色粉砂	0.40	0.76	1.90
54	75.91—76.81	浅灰色粉砂质淤泥	1.24	1.67	1.35
58	87.60—88.0	浅灰褐色粉砂质淤泥	0.79	1.39	1.76
61	90.40—91.36	浅灰黑色粉砂质淤泥	0.48	1.46	3.04
62	91.36—93.11	浅灰黑色粉砂质淤泥	0.45	1.06	2.36
63	93.11—93.63	灰黄色粉砂质淤泥	0.78	1.25	1.60
64	93.63—97.27	棕红色粉砂质淤泥	1.08	0.63	0.58
67	102.61—103.21	灰黄色泥质粉砂	1.07	0.36	0.34
68+70+72+74	103.21—108.67	灰黄色粉砂质细砂	0.82	0.34	0.32
93	130.55—132.55	棕黄色粉砂质粘土淤泥	1.885	0.72	0.38
95	133.16—136.80	深灰色粉砂质淤泥	0.98	1.60	1.62
96	136.8—138.40	深灰色粉砂质淤泥	1.04	1.35	1.30
97+98	138.70—141.0	棕黄色泥质粉砂	0.56	1.03	1.84
100	145—146.71	灰黄色泥质粉砂	1.20	1.02	0.85
103	149.41—151.33	灰黄色砂质粉砂	0.58	0.48	0.83
104+105	153.72—158.46	灰黄色粉砂质砂及粉砂质淤泥	1.47	0.67	0.46
107	160.68—163.02	灰白色细砂	0.60	0.48	0.80
109+110	165.81—172.26	灰黄色泥质粉砂	1.18	0.61	0.52

在这样的铁、硫总量背景之上,经过早期成岩作用,发生了如下的明显变化:

(1) S^{+6} 显著减少。湖底沉积物中 S^{+6} 的含量为 0.1—0.35%, 一般为 0.15—0.20%, 占硫总量的 26—83%。到了青 4 孔沉积物中, S^{+6} 含量最高只有 0.23%, 一般为 0—0.03%, 除个别点外,一般只占硫总量的 0—50%; 其中,几个还原层位则完全不含 SO_4^{2-} — S^{+6} 。可见,这套灰黑色湖相淤泥已经强烈地进行过硫酸盐还原作用。

(2) S^0 显著减少。湖底沉积物的 S^0 含量为 0.01—0.22%, 淤泥的平均含量为 0.14%, 占硫总量的 8—50%。青 4 孔沉积物的 S^0 含量只有 0—0.04%, 一般只占硫总量的 0—

30%；其中大约有40%左右的样品不含元素硫。前节中已曾指出：在湖底1米深度内， S^0 明显地向 S^{2-} 转化。到了钻井剖面上这一过程更加深刻了，它的含量几乎无例外地低于 S^{2-} （见表101），甚至完全消失。

(3) $Fe_{HCl}^{+2}/Fe_{HCl}^{+3}$ 比值增大。如果说湖底沉积物中 $Fe_{HCl}^{+2}/Fe_{HCl}^{+3}$ 的比值不大于2.8的话，那么，在钻井剖面上已经出现了不少大于3的层位；在某些强还原层段上，甚至高达4.43。与此同时， Fe^{+++} 则进一步被还原，直到不足自生Fe总量的20%了。

(4) S^{2-} 和 FeS_2-Fe^{++} 的相对量显著增高。湖底沉积物的 S^{2-} 不过占硫总量的3.79—46%，而在钻井剖面上却占23—85%以上，一般 $>30\%$ 。至于 FeS_2-Fe^{++} ，因为钻井中出现了两段含黄铁矿结核层，它的增高就是显而易见的了。

总的来说，青4孔这套经历过早期成岩作用的淡水湖相沉积物，铁、硫的变化是：氧化组分减少，还原组分增高；与湖底沉积物相比，还原环境进一步加强了。

当我们进一步分析青4孔从上到下的变化时，则可发现：随着埋藏加深，铁、硫的不断还原与还原环境的不断增强，是如此明显。

在图158中可以清楚地看出：从上旋回开始，剖面由下向上，随着沉积旋回的发展，含泥量越来越大。可是， $Fe_{HCl}^{+2}/Fe_{HCl}^{+3}$ 的比值和 FeS_2-Fe^{++} 的相对量却与此相反，旋回式向下递增， Fe_{HCl}^{+3} 的相对量则旋回式向下递减。如果注意到整个剖面的自生铁总量从上到下变化不大，有机碳的含量变化在20米以下也趋于稳定（见下章），那么，低价铁的旋回式向下递增，就只能认为是随埋藏加深还原环境增强了（见表103）。

表 103 青4孔各旋回还原层段淤泥随埋藏加深还原性的递增

沉积旋回		$Fe_{HCl}^{+2}/Fe_{HCl}^{+3}$		$FeS_2-Fe^{++}/Fe_{自生}\%$		$Fe_{HCl}^{+2}/Fe_{自生}\%$		$S^{2-}/S_{总}\%$	
		平均值	最大值	平均值	最大值	平均值	最大值	平均值	最大值
上旋回	I. 13*—40米	1.34 (7)	1.69	0.95 (3)	1.01	43.56(3)	48.64	36.75(3)	76.92
	II. 40—76米	2.11 (8)	2.81	7.71 (4)	17.87	31.76(4)	40.29	12.06(4)	29.61
	III. **76—121米	2.56 (6)	3.72	7.96 (2)	14.70 有 FeS_2 结核	21.04(2)	28.99	4.83(2)	9.65 有 FeS_2 结核
下旋回** 121—180米		2.66 (6)	4.43	0.56—1.28 有 FeS_2 结核		20.49(3)	24.15	22—50 (3) 有 FeS_2 结核	

* 13米以上属 Q_4 微咸水沉积，不便比较。括号内数字系样品数目。

** 这两个旋回有 FeS_2 结核层，未分析在内，故 FeS_2-Fe^{++} 偏小， $Fe^{+++}/Fe_{自生}\%$ 和 $S^{2-}/S_{总}\%$ 则偏大。

铁、硫随埋藏加深进一步还原的现象，在图159中反映得十分清楚。在这张图上，除了反映出从氧化层经弱还原层到还原层各种铁的转化方向（图中的粗箭头）以外，更有意义的是：如果按同一小旋回的各点分别连线，则随着埋藏加深，四个小旋回的还原性一个比一个强，图上的虚线箭头一个比一个更接近于上顶角，亦即低价铁更多，高价铁更少。而就同一小旋回中还原性相近的各点来看，则箭头总是从浅层指向更深的层位；例如：第I小旋回是10+11层→16+17层→25+26层；第II小旋回是38层→40+41+42层→45层；33层→46+48层；第III小旋回是55+56层→60层；下旋回是89层→90层→91+92层，等等，标志着由浅到深还原性加强。变化如此规律，不能不说是埋藏加深和早期成岩作用的结果。

成岩作用早期的钻孔沉积物中, FeS_2 的形态已不再象湖底沉积物那样单一, 出现了三种形态——显微球体、自形晶和微晶集合体。从图 158 右半部可以看出, 它们的分布是:

0—20 米 以显微球体为主, 单球比湖底沉积物明显减少, 个体略有增大, 一般为 12 微米, 最大可达 33 微米。双球、串球和不规则球集合体增多。只是在个别砂层中偶见有 2—3 微米的小自形晶, 数量极少。

20—90 米 显微球体单球逐渐变小, 一般为 2—8 微米, 数量也减少。自形晶(照片 86)和微晶集合体开始明显出现, 向下增多增大, 可达 50 微米以上。

90—180 米 在这一深度内, 除了偶然见到单体很小、数量也极少的显微球体之外, 新出现了一种很大的微晶集合体——黄铁矿结核。第一层结核层出现于上旋回还原层段底部并深 90 米处(青 4 孔 60 号样品), 呈不规则状产于灰黑色粉砂质淤泥层中, 大小可达 1 厘米以上, 结核中有碎屑包裹体(见岩芯照片 71 及照片 87)。第二层结核层出现于下旋回顶部并深 125—126.9 米处, 产于深灰黑色粉砂质粘土淤泥层中。结核比第一层略大, 数量也更多。

黄铁矿自形晶和结核(微晶集合体)的出现和分布, 说明 Fe^{++} 、 $\text{S}^{=}$ 离子在成岩作用中发生过迁移和集中。我们可以通过第二结核层段的解剖来认识这一过程。

第二结核层(青 4 孔-90 号样品)位于一段厚 8 米的灰黑色淤泥层中部。从表 104 可以看出: 淤泥层上部最细, 往下变粗; 但残余有机碳量、 $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++}/\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++}$ 和 $\text{FeS}_2-\text{Fe}^{++}$ 的含量却相反, 向 91 号样品增高, 并在其中形成 FeS_2 结核。从湖底沉积物的情况来看, 含泥量越高, 有机碳一般也越多。那么, 又黑又细的上层(89 号和 90 号)样品残余有机碳的含量低, 显然是因为有机质分解得更为强烈, 这就出现了上、下层 CO_2 、 H_2S 等气体分压不等的情况, 致使气流向着孔隙较多的下层迁移, 并在 91 层富集成为 FeS_2 结核。

我们在第六章中曾指出过: 比重最小 ($3.76 < d < 4.26$) 的显微球体 FeS_2 是生物化

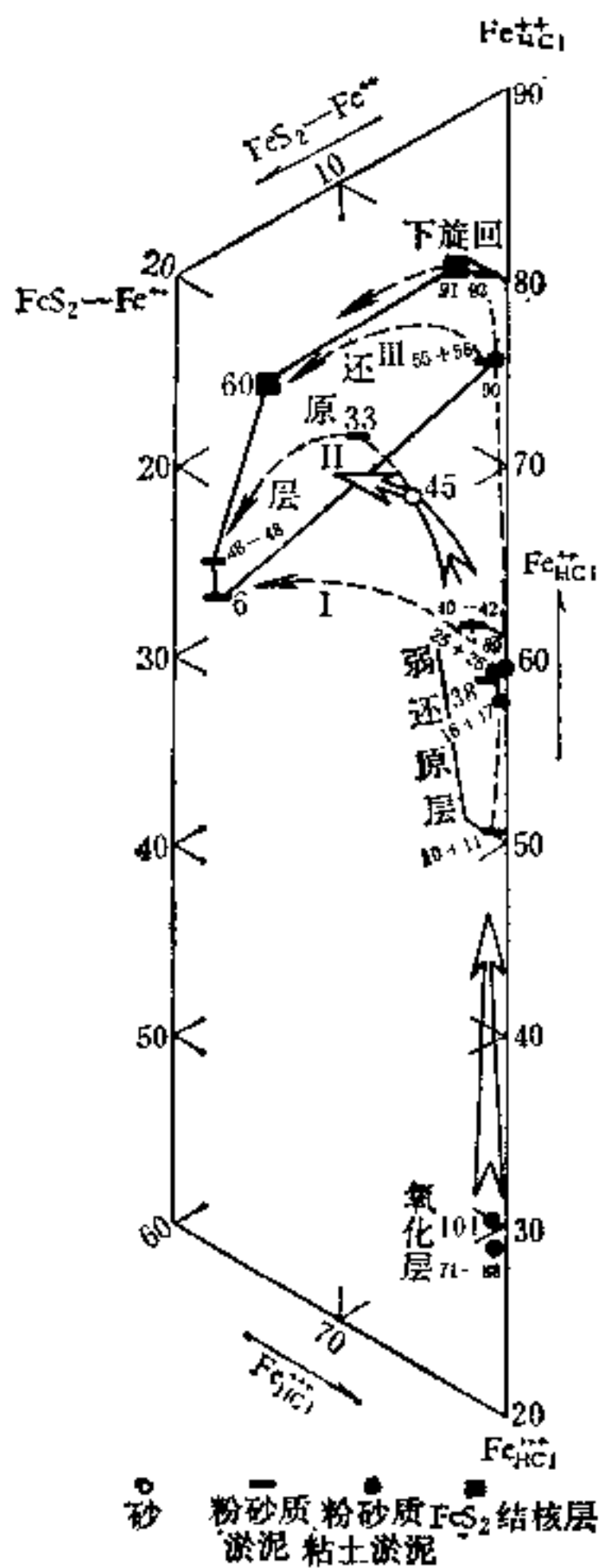
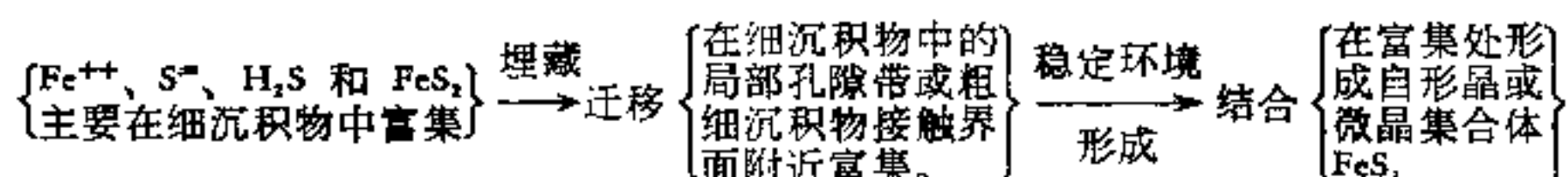


图 159 青 4 孔湖相沉积物中各种自生铁的转化三角图
(点旁数字系样品号, 见表 101)

表 104 青 4 孔下旋回顶部 FeS_2 结核层段的上下变化

样品号	井深, 米	沉积物	含泥量%	$\frac{\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++}}{\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++}}$	$\frac{\text{FeS}_2-\text{Fe}^{++}}{\text{Fe}_{\text{HCl}}^{++}}\%$	残余有机碳量%
89	121.77—124.00	灰黑色粘土淤泥	79.17	1.45	0.56	0.25
90	124.00—125.00	深灰色粘土淤泥	—	3.10	1.03	0.42
91	125.00—126.90	含 FeS_2 结核的深灰黑色粉砂质粘土淤泥	50.46	4.43	2.95	0.56
92	127.50—130.40	深灰黑色粉砂质粘土淤泥	50.65	4.08	1.28	0.63

学成因的。自形晶和微晶集合体比重较大(> 4.26), 我们认为: 自形晶和微晶集合体都是纯化学成因的。其形成方式是:



不同的是: 自形晶往往出现在粗、细沉积物接触界面附近的砂—粉砂层中; 例如青 4 孔 4 号灰色含砾砂层、33 号淤泥中的粉砂夹层和 57 号灰色含砾粗、细砂层样品中的自形晶 FeS_2 。这是因为粗沉积物可供晶体生长的空间大, 容易生成自形晶。相反, 在细沉积物中, 晶体的生长受到一定限制, 一般只触聚集成集合体, 并且常常混有碎屑物质。

因为三种自生 FeS_2 的成因不同, 所以我们认为: 显微球体大量出现的层位, 代表着原始沉积环境和成岩环境一直是还原的。如果只有自形晶或微晶集合体 FeS_2 , 没有生物化学成因的显微球体共生, 则一般把它看作是物质迁移的产物, 主要代表成岩过程中经过改造了的介质环境。

根据这一认识, 参照湖底沉积物氧化还原相的划分标准, 我们将青 4 孔的氧化还原层段直接划分在图 158 中。

概括起来, 我们认为, 在早期成岩作用中出现了一种新的现象——物质重新分配。这就是: 由于沉积物粗细不同, 有机质的含量和分解强度有大有小, 促使某些离子随水分和气流排出, 从高浓度的细沉积物向邻近低浓度的粗沉积物扩散迁移, 结果形成了黄铁矿自形晶和结核。物质重新分配的出现, 仿佛是一个信号, 标志着还原环境跨入了一个新的阶段, 成岩作用也更深化了。

3. 局部胶结层的形成

在青 4 孔 180 米湖相剖面中, 我们还发现了三个现象:

第一, 霏石向下减少, 方解石晶形趋向单一。从图 160 和图 161 中可以清楚地看出: 沿剖面向下, 霏石含量逐渐减少以至消失, 与此同时, 泥状和长柱状碳酸盐先后为微粒状所代替, 方解石开始以胶结物状态存在于沉积物之中。上述变化的深度见表 105、106。造成这种现象的原因看来是: (1) 在早期成岩过程中, 碳酸盐经历了选择性溶解和再沉淀。因为霏石的溶解度比方解石大 15% 左右, 随着有机质分解和 pH 值降低, 不稳定的霏石首先溶解, 在 pH 值又复升高时发生再沉淀, 转变为方解石。这种成岩作用下生成的方解石晶形单一, 以微粒状或胶结物的形式存在。(2) 上覆静压力的增大, 也会使霏石重结晶而转变为方解石。

第二, 碳酸盐物质重新分配的迹象。我们在青 5 孔并深 46 米处黄灰色细砂夹层的薄片, 见到一个以碳酸盐为核心的泥灰质鲕粒, 核心仍在不断加大, 并且沿鲕的破裂处——排气孔道加速生长而突出鲕外(照片 88)。这就证明: 因为物质重新分配, 明显造成碳酸盐的再沉淀。

第三, 局部胶结层的出现。我们在两口钻孔剖面 100 米深度以下, 一共发现了 5 层胶结坚硬完好的砂砾岩薄层(见图 162), 厚度十到数十厘米不等, 上覆层位往往有淤泥层。薄片观察证明, 这些局部胶结层属碳酸盐充填溶蚀式胶结, 主要胶结物是十分纯净的

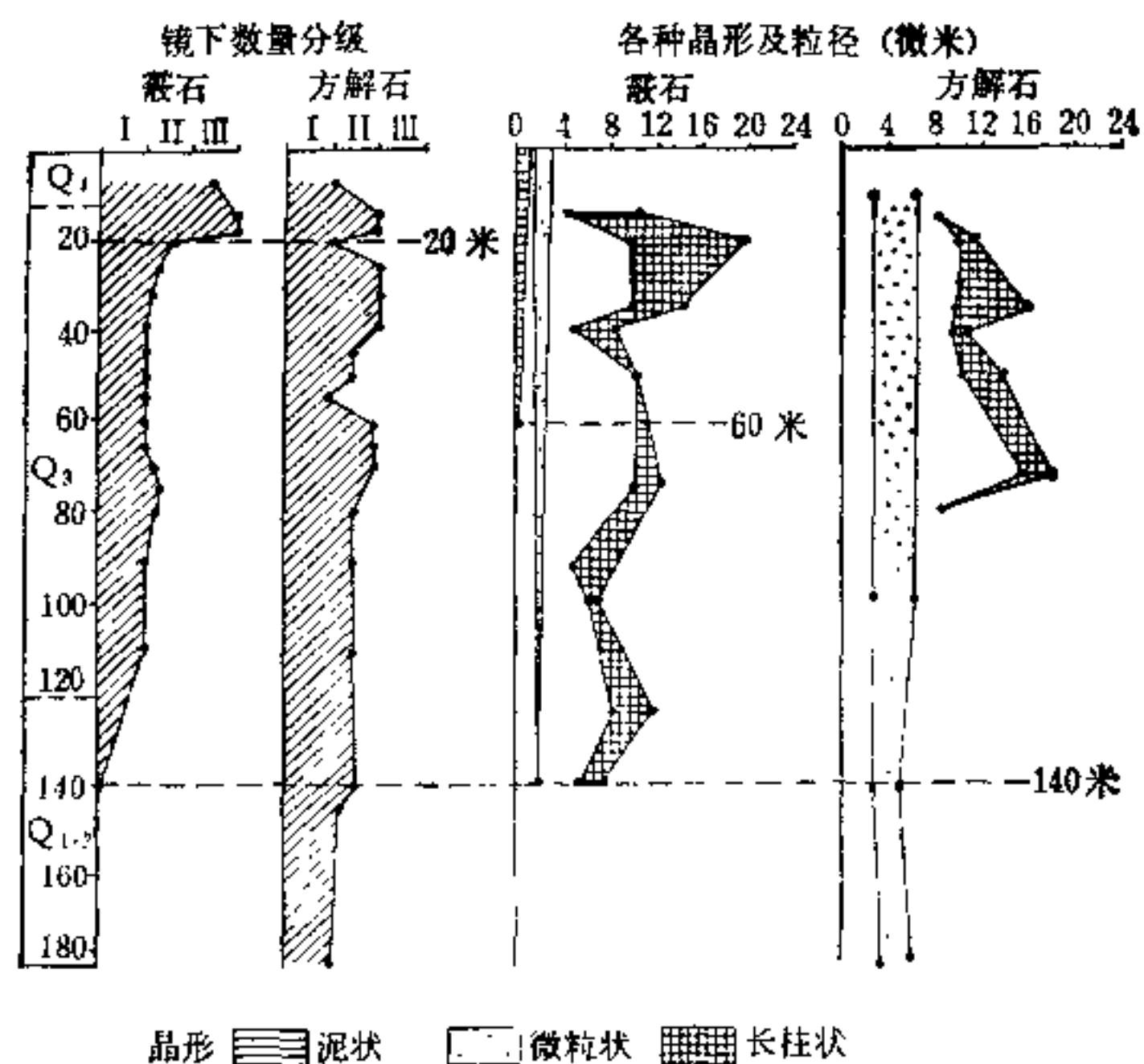


图 160 青 4 孔碳酸盐自生矿物的数量、晶形及大小沿剖面的分布

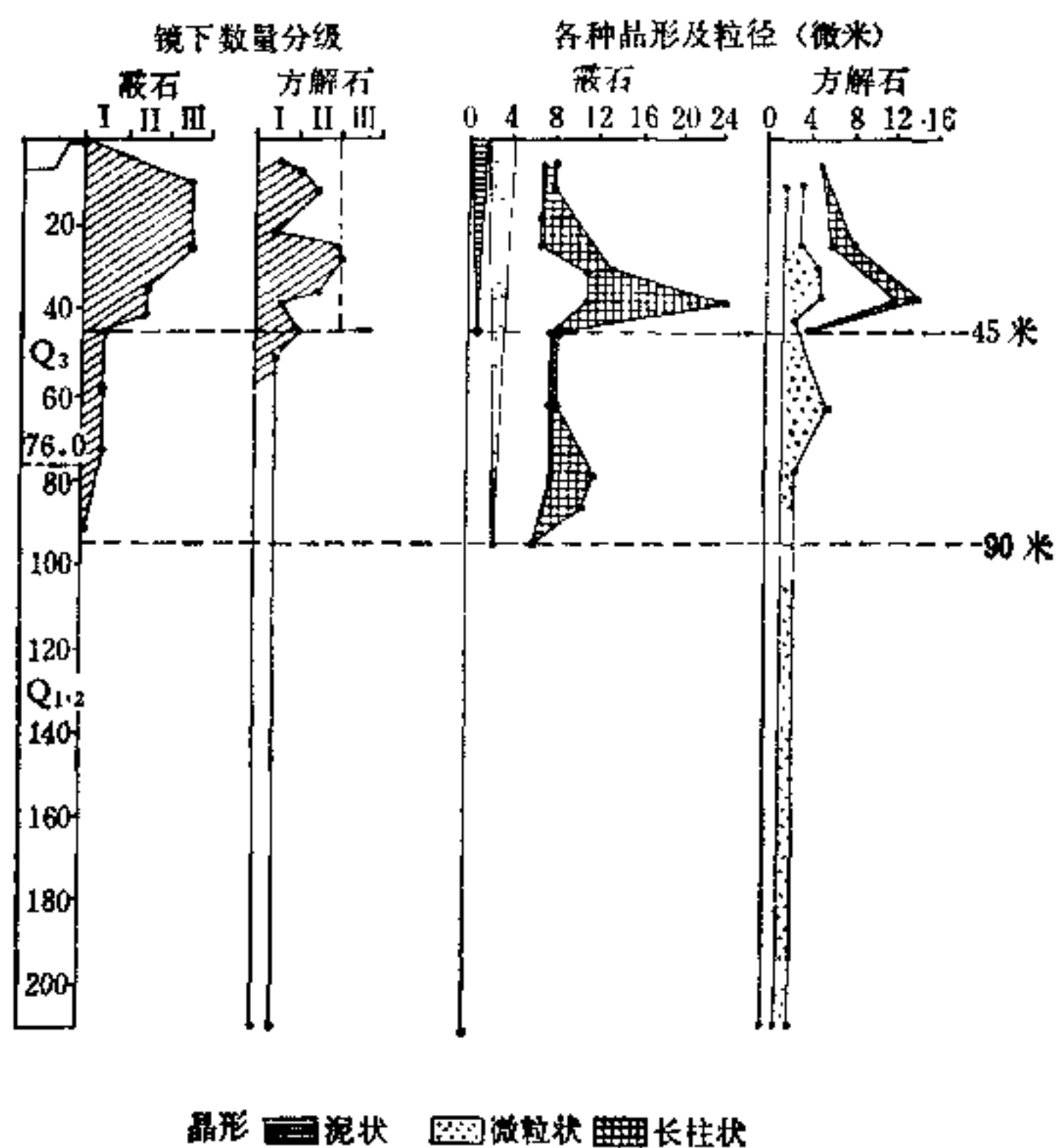


图 161 青 5 孔碳酸盐自生矿物的数量、晶形和大小沿剖面的分布

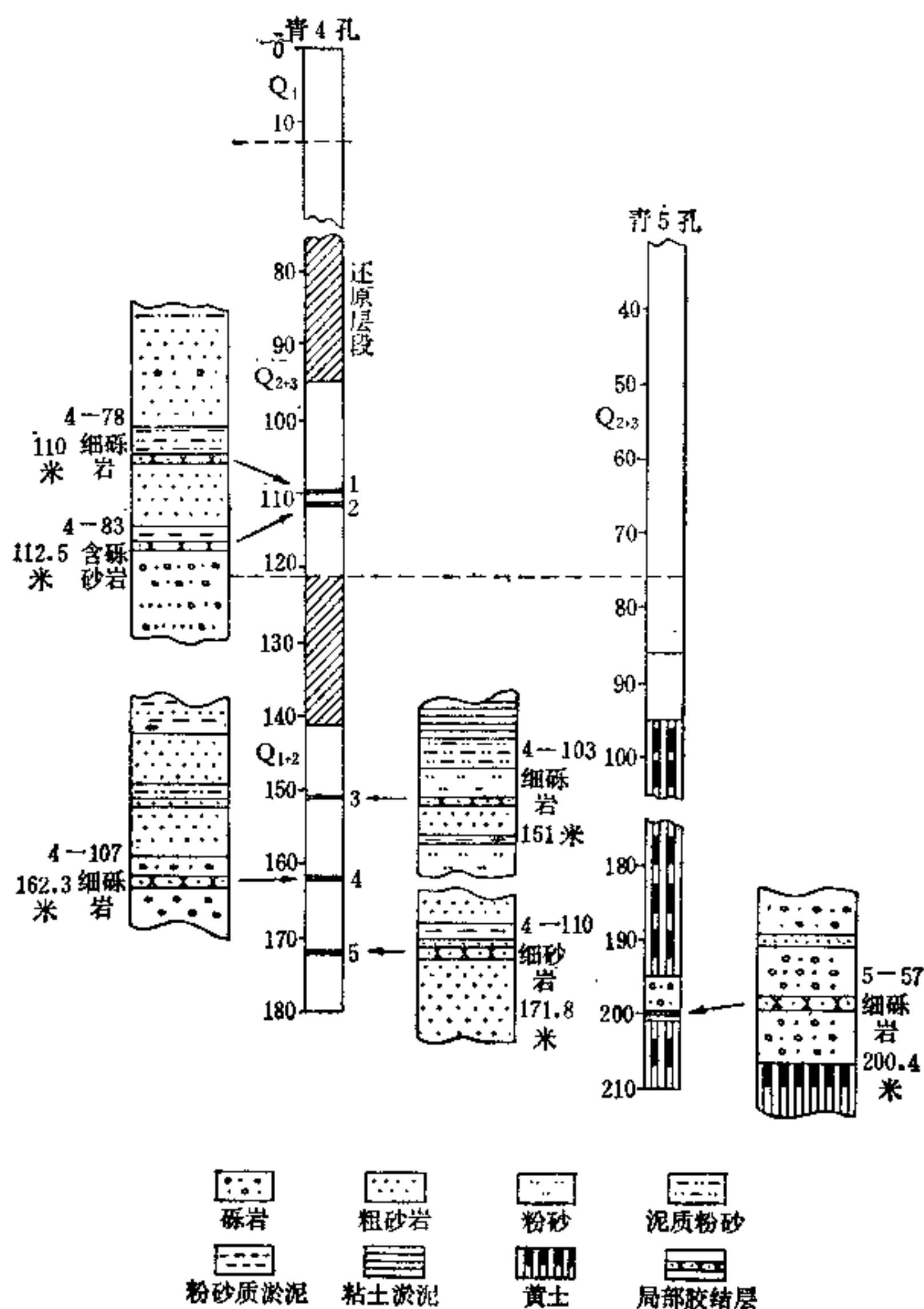


图 162 青 4、5 孔局部胶结层的层位及上下细分层剖面

方解石，周围出现明显的石英颗粒溶蚀现象（照片 89）。看来，这种局部胶结层可能是在长期稳定的碱性条件下，由于碳酸盐的局部富集再沉淀而形成的，其中的大部分，是物质

表 105A 霏石与方解石随埋藏加深数量的变化

数 量 变 化	青 4 孔	青 5 孔
霏石 > 方解石	0—20 米	0—45 米
方解石 > 霏石	20—140 米	45—90 米
方 解 石	140—180 米	90—210 米

表 106B 霏石与方解石随埋藏加深晶形组合的变化

晶 形 组 合	青 4 孔	青 5 孔
泥状、微粒状、长柱状三种并存	0—60 米	0—45 米
微粒状、长柱状两种并存	60—140 米	45—90 米
微 粒 状	140—180 米	90—210 米

重新分配的产物。局部胶结层的形成应当具备两个条件：(1) 本身具有大量可供气液流通的孔隙空间；(2) 邻层有丰富的 CO_2 或 HCO_3^- 补给。

局部胶结层的出现也说明：胶结物的多少将影响沉积物的成岩速度。一般认为，当胶结物含量较高时，沉积物在早期成岩作用中将迅速胶结成岩。

三、早期成岩阶段的划分

通过上面的讨论，我们可以看出：青海湖第四纪沉积物的早期成岩变化，说明由量变到质变的明显阶段性。我们根据几个深度界限，把它划分为三个阶段，并且综合在图 163 中。

1. 自生矿物形成阶段(3 厘米—20 米)¹⁾ 从图 163 中可以看出：这是细菌最活动的阶段，上覆静压力也逐渐增大。结果是沉积物大量脱水，有机质的分解相对最为强烈；pH 值先是降低然后回升；碳酸盐发生选择性溶解，其自生矿物中霏石多于方解石，几种晶形同时存在；有机质厌氧分解使 Eh 值降低， SO_4^{2-} 还原，生物化学成因的自生黄铁矿显微球体大量形成，单体也大。因为这时上覆静压力还小，沉积物比较疏松，具未成型显微结构。

2. 物质重新分配阶段(20—90 米) 这一阶段，细菌的作用已明显减弱，退居次要地位，有机质的分解趋于缓慢，上覆静压力则不断增强。结果是细沉积物的孔隙水大量排出，各类沉积物的物性急剧变化，到了 90 米的下界已先后趋于缓慢；随着还原环境的继续加强，加上粗细沉积物的物理化学条件不同，出现了物质的扩散、迁移和重新集中；物质重新分配现象构成了这一阶段的主要变化。这时，化学成因的黄铁矿自形晶、微晶集合体和结核开始出现，逐渐增多，生物化学成因的显微球体则退居次要地位。霏石减少，转变为方解石，晶形以微粒状为主，泥状碳酸盐逐渐消失。由于上覆静压力不断增强，沉积物进一步被压实，具多孔显微结构。

3. 固结作用阶段(90 米以下) 这一阶段，因为沉积物中的孔隙水已大部排出，物性变化基本稳定，细菌活动极弱，温度和压力就起了主要作用。这时，霏石逐渐消失，方解石以微粒状或胶结物的形式存在，出现了溶蚀充填式的局部胶结层。由于上覆静压力进一步加大，沉积物被压得很紧，具紧密显微结构，开始走向固结。

1) 0—3 厘米(氧化薄层)——这是水团游离氧起作用的产物，一般剔除，故未作详细讨论。

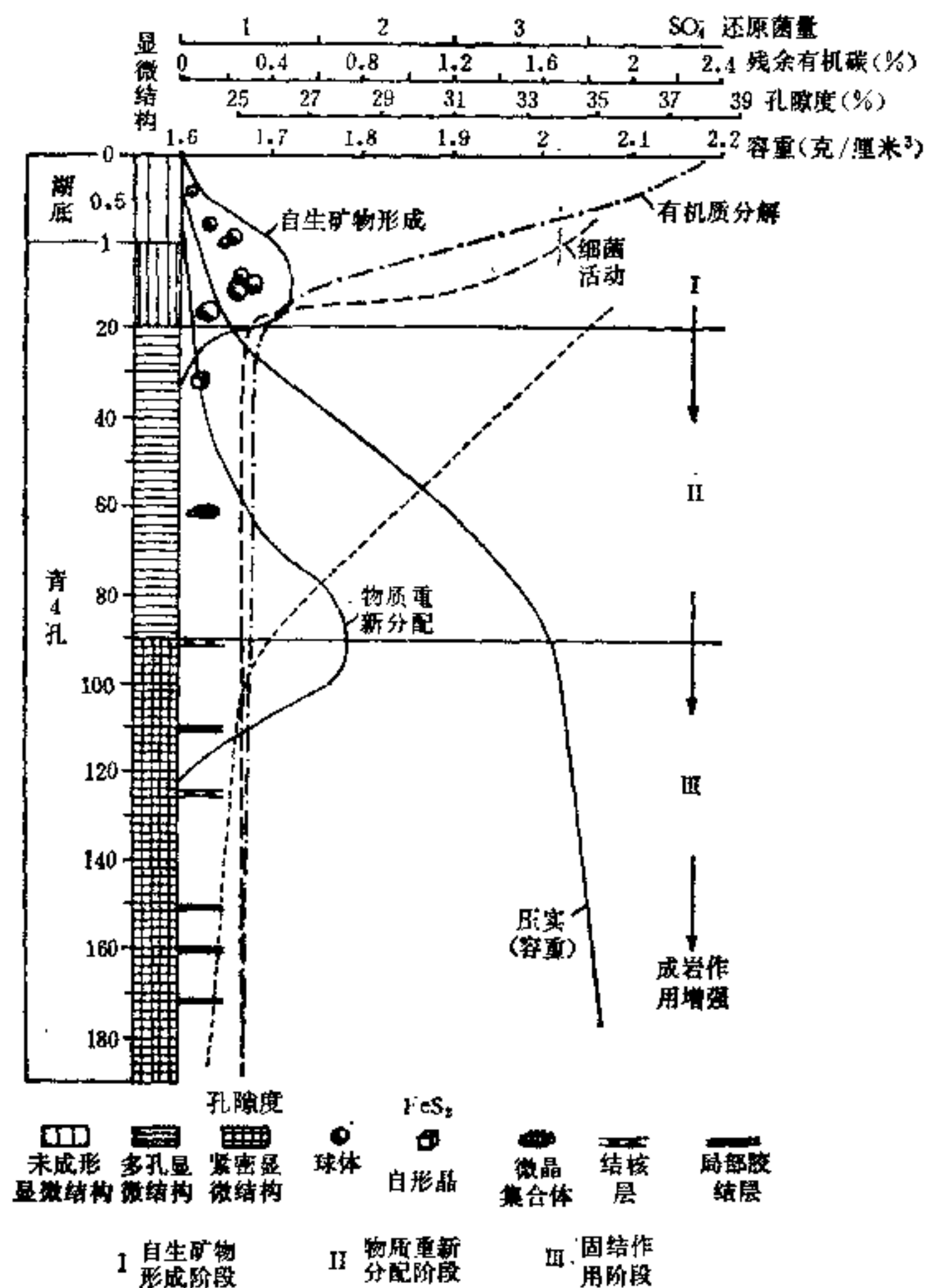


图 163 青海湖第四纪沉积物成岩阶段划分综合图

我们根据青 4 孔的资料划分出以上三个早期成岩阶段,并不是要为不同地区、不同成因类型、不同地质历史的沉积物,规定一个统一不变的界限。成岩阶段是客观存在,但是具体界限和变化细节,则必须具体分析。

然而,我们认为很有意义的是:一套埋藏深度不过 180 米的第四纪湖相沉积物,从它与水团隔开之日起,就发生了如此巨大的变化——水分脱去 80%;孔隙度减少了 10%;氧化环境变向还原,还原环境更加还原;原来没有的矿物生成了,原来有的转化为新质了;分散的集中了,松散的胶结了;沉淀的溶解了,溶解的又再沉淀。……在这里,一切都在运动、变化、发展。“旧过程完结了,新过程发生了。新过程又包含着新矛盾,开始它自己的矛盾发展史。”(《矛盾论》)这就启发我们,必须用变化的观点,去看待比这 180 米成岩变化要深刻得多的古代岩石。从这个观点来看,所谓“沉积岩地球化学相”,实际上是从沉积物直到石化为岩石这一漫长过程中无时不在变化的相环境的总和。比起原始沉积环境来,已经有不小的差别了。

这也就是青海湖早期成岩作用给我们最重要的启发。

第八章 第四纪湖相沉积物中有机质 向石油方向的转化

有机质和沥青

一、沉积物埋藏初期(1米深度内)有机质的变化

青海湖底 15 个采样点 28 块下层(A、B、C 层)样品的有机碳、氮分析资料见第六章表 84; 8 个下层样品的沥青分析资料见同章表 90。因为下层分析点中缺少砂和粉砂, 我们只取淤泥来同上层比较。

下层淤泥有机碳的平均含量为 1.86%, 比上层(2.29%)降低 18.8%; 有机氮平均为 0.190%, 比上层(0.227%)降低 16.3%; 沥青 A 总含量平均为 0.095%, 比上层低 18.8%; C/N 比值平均为 9.88, 比上层(9.77)略有增高。

为了去除平均值的干扰, 进一步认识变化的细节, 我们对那些上、下层分析资料对应的点, 逐点进行了研究, 并且编制出图 164 和表 107、108。

表 107 青海湖底 1 米深处上下层* $C_{有机}$ 、 $N_{有机}$ 和 Fe、S 指标的变化

点号	沉积物	分层	有机碳%	有机氮%	C/N	$\frac{Fe_{HCl}}{Fe_{HCl}}$	$\frac{Fe_{HCl}}{Fe_{HCl}}$		S ⁻ /S ⁺
							%	占自生铁%	
47	粉砂	上层	2.61	0.240	10.88	1.53	—	—	—
		下层	2.09	0.228	9.18	16.80			
		差值**	-19.9%	-5%	-1.70	+15.27			
44	泥质粉砂	上层	2.11	0.240	8.79	2.70	—	—	—
		下层	1.80	0.186	9.68	13.00			
		差值	-14.7%	-22.5%	+0.89	+10.3			
002	粉砂	上层	1.91	0.152	12.57	1.52	0.02	1.05%	0.12
		下层	1.64	0.146	11.37	3.85	0.23	11.20%	1.02
		差值	-14.1%	-3.9%	-1.20	+2.33	+0.21	+10.15%	+0.90
32	粉砂质淤泥	上层	2.39	0.240	9.96	—	—	—	—
		下层	2.17	0.186	11.66				
		差值	-9.2%	-22.5%	+1.70				
010	淤泥	上层	1.39	0.240	5.79	1.65	0.01	0.45%	0.07
		下层	0.81	0.133	6.09	3.68	0.28	13.60%	1.45
		差值	-41.7%	-44.5%	+0.30	+2.03	+0.27	+13.15%	+1.38

续表 107

点号	沉积物	分层	有机碳%	有机氮%	C/N	$\frac{Fe_{HCl}^{++}}{Fe_{HCl}^{+++}}$	Fe ⁺⁺ _{黄铁矿}		S ⁻ /S ⁺	
							%	占自生铁%		
001	粉砂质粘土	上层	1.54	0.186	8.28	1.60	0.02	0.93%	0.20	
		下层	1.21	0.163	7.44	1.91	0.19	3.67%	1.46	
		差值	-21.4%	-12.4%	-0.84	+0.31	+0.17	+2.74%	+1.26	
007		上层	3.10	—	—	—	—	—	—	
		下层	1.93							
		差值	-37.7%							
008		砂	上层	2.30	0.275	7.02	2.79	0.32	14.95%	1.32
			下层	2.29	0.240	9.52	9.60	0.35	18.04%	1.43
			差值	-0.4 %	-12.7%	+2.50	+6.81	+0.03	+3.09%	+0.11
009		质	上层	2.35	—	—	—	—	—	—
			下层	1.88						
			差值	-20.0%						
102		粘	上层	2.88	0.258	11.16	2.62	0.13	6.13	0.79
			下层	2.29	0.204	11.22	5.97	0.25	13.7%	0.85
			差值	-20.5%	-20.9%	+0.06	+3.35	+0.12	+7.57%	+0.06
105		土	上层	2.95	0.241	12.24	1.60	—	—	—
			下层	2.85	0.186	15.32	12.20			
			差值	-3.4%	-22.8%	+3.08	+10.60			
108		淤	上层	2.05	—	—	—	—	—	—
			下层	1.62						
			差值	-21.0%						
119		泥	上层	2.62	0.240	10.92	1.68	—	—	—
			下层	1.84	0.151	12.19	1.77			
			差值	-29.8%	-37.0%	+1.27	+0.09			
003	粘土淤泥	上层	1.89	0.204	9.26	1.61	0.16	7.96%	1.06	
		下层	1.72	0.169	10.07	3.14	0.51	19.97%	3.55	
		差值	-9.0%	-17.2%	+0.81	+1.53	+0.35	+12.01%	+2.49	

* 上层是 3—25 厘米(剔除氧化薄层);下层是 25—100 厘米。

** 有机碳、氮差值系指 $\frac{\text{上下层之差}}{\text{上层}}$ %, -号是向下减少, +号是向下增加。005 点是河口粉砂点, 有机碳、氮向下增高, 未列入表内。

从图表中可以清楚地看出:

(1) 所有淤泥柱上部的有机碳、氮含量都向下减少。考虑到淤泥柱下部生物层更为发育, 因此, 这种减少看来反映出沉积物埋藏初期的耗氧分解。

(2) 从表 107 中的 14 个点来看, 青海湖底自上层向下层, 有机碳的减耗有多有少; 平

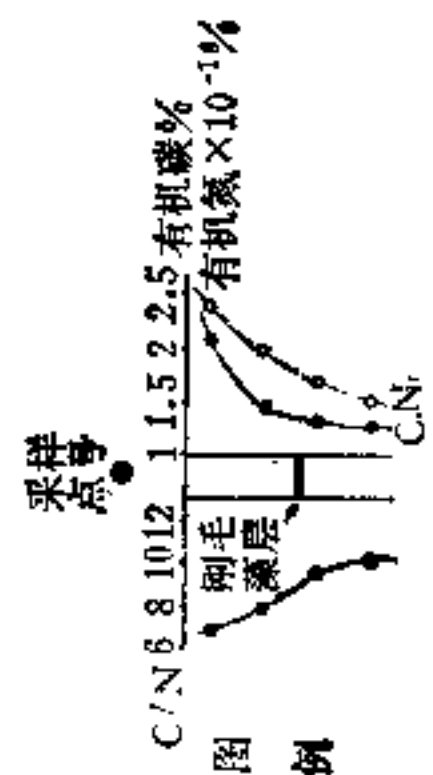
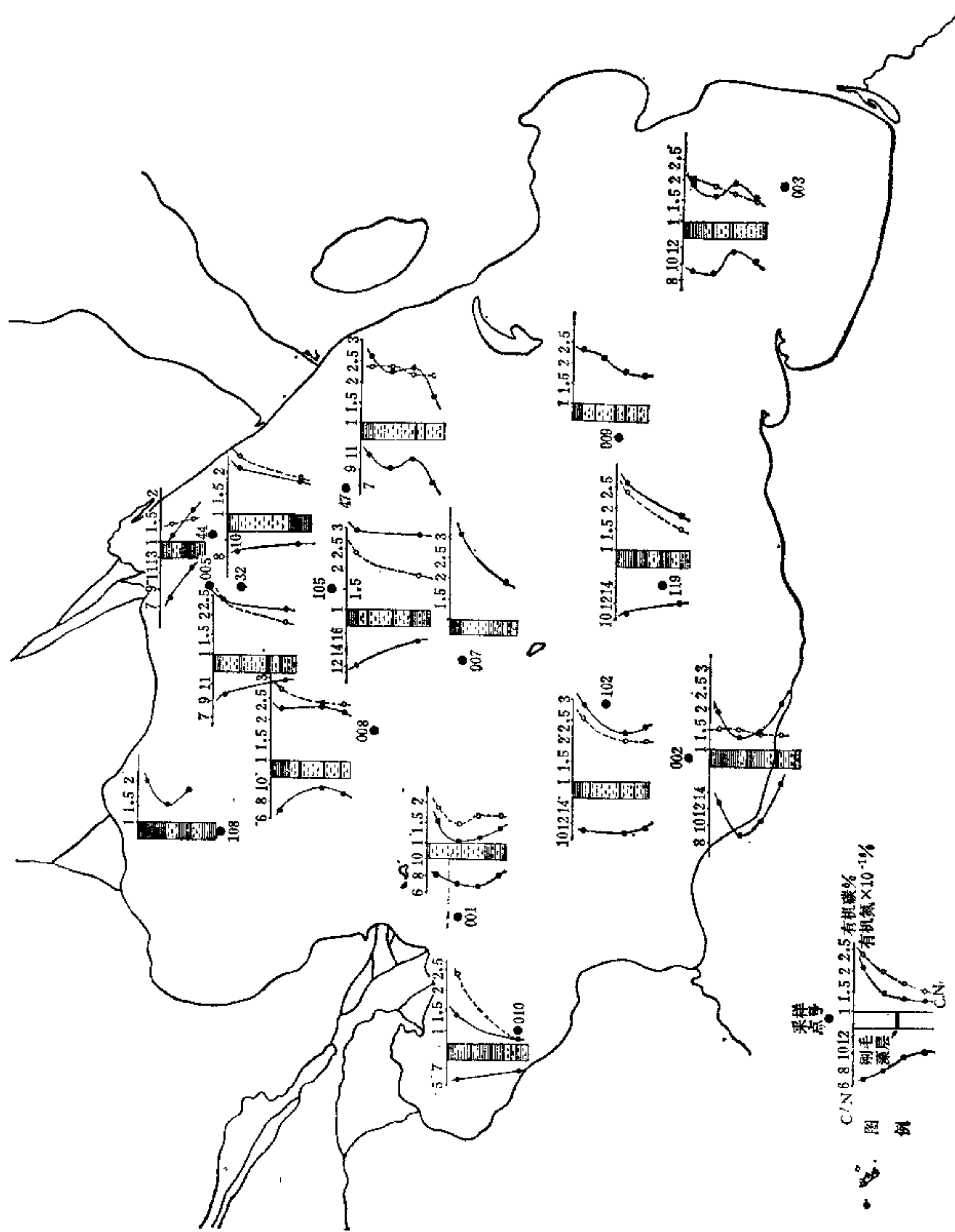


图 164 青海湖底 15 个深 1 米淤泥柱有机碳、氮含量及 C/N 比值的上下变化

均减耗了 16—17% 左右。

(3) 大多数点有机氮的向下减少比有机碳快, 平均减少了 20—25%; 凡是这样的点, C/N 比值都不同程度向下增高(只有三个点——001、47、002 号采样点例外, 其中两个位于河口区附近)。这一变化说明: 在有机质分解过程中, 脱氮作用进行得更快。看来, 这是因为上层微生物活动最强烈, 蛋白质等含氮化合物迅速分解的缘故。

(4) 成岩作用一章已曾指出: 湖底沉积物从上层向下层, $S^{+6}/S_{总}$ 减小, Fe^{+2}/Fe^{+3} 和 FeS_2-Fe^{+2} 增高。从图 165 中更可看出: 在硫酸盐强烈还原、 FeS_2 大量生成的深度上, 有机碳就相对得到保存(原来堆积有刚毛藻的层位, 有机碳更高)。这就说明: 部分有机质的厌氧分解, 反过来又创造着有利于自己保存的更还原的环境。

(5) 五个上、下层沥青分析对应点的资料(表 108)说明: 在有机质部分消耗的同时, 沥青也被消耗着。值得注意的是, 其中 4 个淤泥柱(粉砂除外)沥青的向下消耗比有机质慢, 结果出现了图 166 中有机碳与沥青化程度的反比关系(在第六章中已曾指出, 这种关系在湖底上层沉积物中至少是不明显的, 见图 150)。与此同时, 在三个粉砂质粘土淤泥柱中(表 108), 氯仿沥青 A 在总沥青 A 中的相对含量却无例外地向下增高。看来, 在这里开始出现了沥青还原的初步迹象。至于更进一步的变化, 因为埋藏尚浅, 还不明显——上、下层的沥青组分相差不大(表 109)。

(6) 在图 164 中可以看出, 各采样点的差别在于有机质向下减耗的强度不同。位于湖盆南、北两个拗陷中的各点(例如 008、105、102 和 009 点), 上层有机碳高, 向下消耗得也慢, 曲线的斜率小, 到了 1 米深处, 含量一般仍

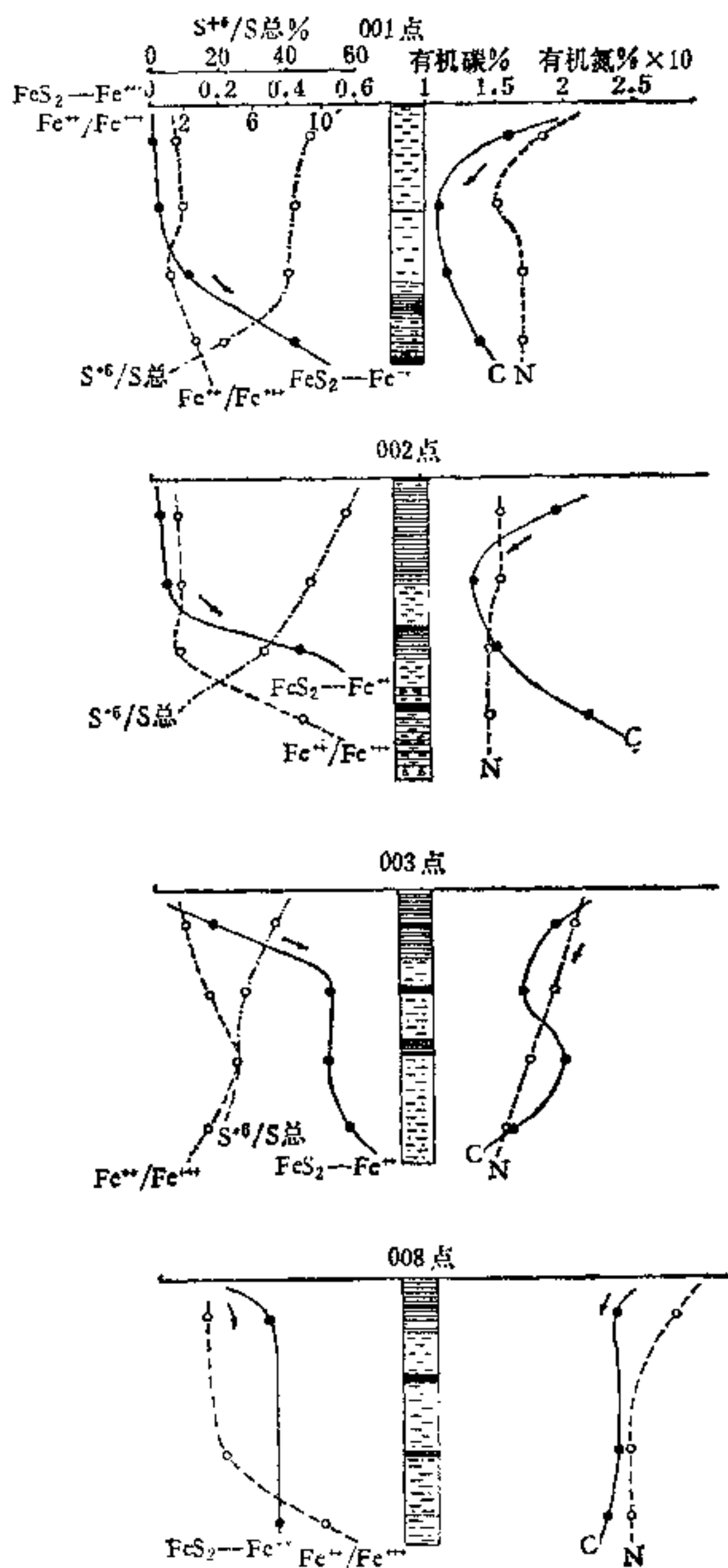


图 165 青海湖底 4 个深 1 米淤泥柱
有机碳、氮和铁、硫的上下变化

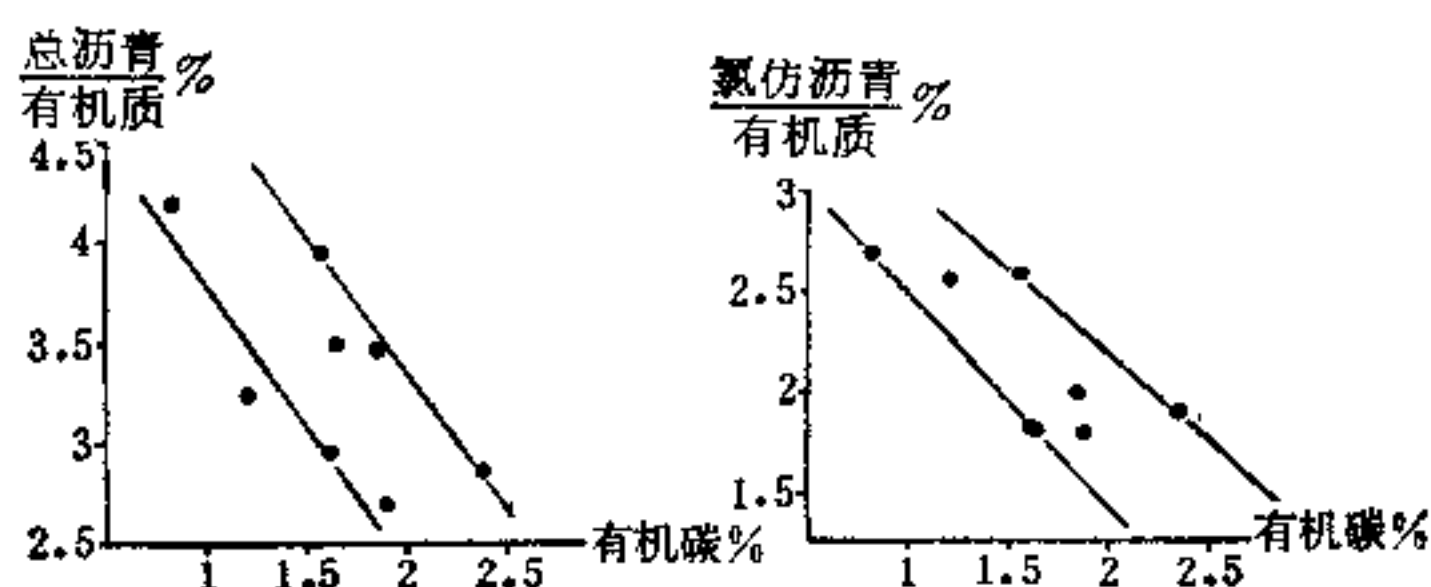
表 108 五个湖底淤泥柱上、下层有机碳和沥青含量的变化

沉积物	分 层	有机碳(%)	沥青 A(%)	氯仿沥青 A(%)	$\frac{\text{氯仿沥青 A}}{\text{沥青 A}}\%$
泥质粉砂 (1)*	上 层	1.91	0.169	0.100	59.2
	下 层	1.64	0.109	0.054	49.5
	差值(%)	-14.1%	-35.5%	-46%	-9.7%
粉砂质淤泥 (1)	上 层	1.39	0.097	0.068	70.0
	下 层	0.81	0.062	0.040	64.5
	差值(%)	-41.7%	-36.0%	-41.2%	-5.5%
粉砂质粘土淤泥 (3)	上 层	2.26	0.119	0.076	65.0
	下 层	1.66	0.094	0.067	72.2
	差值(%)	-26.6%	-21.0%	-11.8%	+7.2%

* 括号内数字系样品数。

表 109 五个上、下层沥青分析对应点组分平均值的比较

组 分	油 质 %	苯 胶 质 %	醇-苯胶质%	沥青质加沥青酸%
上 层	23.24	17.95	50.48	8.33
下 层	23.78	21.51	45.25	9.45

图 166 青海湖底下层 (A + B + C 层) 沉积物中 $C_{\text{有机}}$ -沥青化程度关系曲线

在 2% 以上, 没有遭到过度的分解而得到相对保存。相反, 个别临近河口的粉砂点(例如 005 点)表层有机质强烈分解, 以致出现上层低于下层的反常情况。

综上所述, 我们认为, 沉积物埋藏初期有机质变化的特点是: 氧化薄层之下微生物的活动——部分有机质的厌氧分解、脱氮——电位降低, 环境还原——有机质相对保存——出现沥青还原的迹象。

二、早期成岩过程中有机质的“转耗”

青 4、5 孔的有机碳、氮分析资料列于表 110、111 中。

表 110 青 4 孔第四纪沉积物有机碳、有机氮含量

样品号	深度 (米)	沉积物	有机碳%	有机氮%	C/N
3	7.79—7.89	灰黄色砂质粉砂	0.29	0.025	11.60
4	11.74—12.60	灰黄色含细砾砂	0.22	0.026	8.46
6	12.80—13.30	灰色粉砂质淤泥	0.93	0.068	13.68
7	13.30—14.50	黄绿色粉砂	0.19	0.010	19.00
8	14.50—15.00	深灰色粉砂质淤泥	0.38	0.044	8.64
9	15.00—15.45	灰色粉砂	0.18	0.019	9.47
10	15.45—16.20	深灰色粉砂质粘土淤泥	0.61	0.053	11.51
11	16.20—16.75	深灰色粉砂质淤泥	0.24	0.026	9.23
13	17.05—19.40	灰黑色细砂	0.23	0.027	8.25
14	19.40—19.80	深灰色粉砂质淤泥	0.34	0.025	11.60
15	19.80—20.20	深灰色粉砂质粘土淤泥	0.42	0.035	12.00
16	20.20—20.55	粉砂质粘土淤泥	0.43	0.062	6.94
17	23.17—24.60	深灰色粉砂质粘土淤泥	0.38	0.044	8.63
18	24.9	灰色泥质粉砂	0.28	0.035	8.00
19	27.17—28.32	浅灰褐色粉砂质淤泥	0.44	0.062	7.10
20	28.32—28.97	浅灰褐色粉砂质粘土淤泥	0.20	0.026	7.69
21	29.62—30.37	浅灰褐色粉砂质粘土淤泥	0.30	0.039	7.69
22	30.37—31.02	浅灰褐色粉砂质粘土淤泥	0.26	0.026	10.00
23	30.02—32.37	灰色泥质粉砂	0.31	0.036	8.61
24	31.37—32.39	灰色泥质粉砂	0.26	0.025	10.40
25	32.39—33.67	深灰色粉砂质粘土淤泥	0.27	0.026	10.38
26	33.67—34.37	深灰色粉砂质粘土淤泥	0.26	0.026	10.00
27	34.37—34.82	灰色泥质粉砂		0.026	8.08
28	34.82—37.04	灰色粉砂	0.09	0.017	5.29
30	40.00—41.00	深灰色粉砂质粘土淤泥	0.46	0.053	8.68
32	41.15—42.50	浅灰黑色粉砂质细砂	0.24	0.017	14.11
33	42.50—43.36	深褐色粉砂质淤泥*	0.49	0.053	9.25
34	43.36—45.56	浅灰色粉砂质淤泥	0.28	0.017	16.47
35	45.56—47.55	黑色粉砂质淤泥	0.34	0.044	7.72
36	47.55—49.74	灰色粉砂	0.06	0.005	12.00
38	51.62—52.34	浅灰色粉砂质淤泥	0.19	0.017	11.17
39	52.34—52.90	浅灰色粉砂	0.12	0.017	7.06
40	52.92—53.20	浅灰色粉砂质淤泥	0.15	0.018	8.33
41	53.20—56.14	浅灰色粉砂质淤泥	0.33	0.017	19.41
42	56.14—58.37	浅灰色粉砂质淤泥	0.38	0.026	14.62
43	58.37—60.62	浅灰色粉砂质淤泥	0.52	0.035	14.85
44	61.86—62.06	灰色泥质砂	0.16	0.018	8.89
45	62.02—62.41	灰色泥质砂	0.17	0.017	10.00
46	62.41—64.36	浅灰色粉砂质淤泥	0.47	0.035	13.43
48	64.91—66.41	浅灰色泥质粉砂	0.25	0.035	7.14
49	66.41—67.66	浅灰色泥质粉砂	0.10	0.017	5.88
50	67.66—69.71	浅灰色泥质粉砂	0.10	0.018	5.56
51	69.71—71.26	灰黄色粉砂	0.10	0.017	5.88
52	71.05—72.05	灰黄色粉砂	0.20	0.017	11.76
54	75.91—76.81	浅灰色粉砂质淤泥	0.43	0.017	25.29
55	79.89—82.24	浅灰色粉砂质淤泥	0.43	0.017	25.29
56	82.24—85.15	灰色粉砂	0.49	0.017	28.82

续表 110

样品号	深度 (米)	沉积物	有机碳%	有机氮%	C/N
58	87.60—88.00	浅灰褐色粉砂质淤泥	0.36	0.017	21.18
60	90.25—90.40	浅灰黑色粉砂质淤泥	0.57	—	—
61	90.40—91.36	浅灰黑色粉砂质淤泥	0.56	0.035	16.00
62	91.36—93.11	浅灰黑色粉砂质淤泥	0.23	0.031	7.42
63	93.11—93.63	灰黄色粉砂质淤泥	0.05	0.005	10.00
64	93.63—97.27	棕红色粉砂质淤泥	0.15	0.017	8.82
67	103	灰黄色砂	0.07	0.005	14.00
68	104	灰黄色粉砂质砂—砂	0.08	0.009	8.89
70	105.42—107.43	灰黄色粉砂质砂	0.07	0.005	14.00
71	106.4	黄褐色粉砂质砂	0.07	0.022	3.18
72	107	灰黄色砂	0.05	0.005	10.00
73	107.3	灰黄色砂	0.07	0.005	14.00
74	107.43—108.67	灰黄色粉砂质砂	0.06	0.005	12.00
75	109	灰黄色砂	0.05	0.005	10.00
76	108.67—110.66	灰黄色砂	0.05	0.005	10.00
79	110.66—112.92	黄褐色粉砂质砂	0.05	—	—
80	110.66—112.92	黄褐色粉砂质粘土淤泥	0.09	—	—
84	117	含砾砂	0.06	0.017	3.52
88	120.87—121.77	褐红色粉砂质淤泥	0.09	0.028	3.21
89	121.77—124.00	灰黑色粘土淤泥	0.25	0.036	6.94
90	124.00—125.00	深灰色粘土淤泥	0.42	0.053	8.00
91	125.00—126.90	深灰黑色粉砂质粘土淤泥	0.56	0.027	20.74
92	127.50—129.80	深灰黑色粉砂质粘土淤泥	0.63	0.036	17.50
93	130.55—132.55	棕黄色粉砂质粘土淤泥	0.22	—	—
95	133.16—136.80	深灰色粉砂质淤泥	0.22	0.035	6.29
96	138.20—138.70	深灰色粉砂质淤泥	0.15	0.035	4.29
97	138.5	棕黄色砂质粉砂	0.22	0.028	7.86
98	138.99—141.00	棕黄色砂质粉砂	0.07	0.011	6.36
100	144.46—146.71	灰黄色粉砂	0.12	0.015	8.00
101	146.71—148.56	浅绿色粘土(淤泥)	0.13	0.017	7.65
103	149.41—151.33	灰黄色砂质粉砂	0.06	0.007	8.57
104	153.72—156.06	灰黄色粉砂质砂	0.06	—	—
105	156.06—158.46	灰黄色粉砂质淤泥	0.03	0.005	6.00
107	160.68—163.02	砂	0.08	0.007	11.43
109	165.81—167.31	灰黄色粉砂	0.06	—	—
110	169.64—167.31	灰黄色粉砂	0.08	—	—

* 往上变为腐殖层。

从图 167、168 和表 112、113 中可以看出：两个钻孔旋回下部的氧化层段有机碳、氮的含量都很低(有机碳平均为 0.08—0.10%，有机氮平均为 0.010—0.023%)，在不同类型沉积物中，变化也不大(有机碳含量仅 0—0.05% 之差，有机氮也只相差 0.003—0.009%)。在这里，沉积物的含泥量已经几乎没有什么影响了。

相反，在旋回上部的还原层段中，有机碳、氮含量比氧化层段要高出 1—3 倍。有机碳平均含量为 0.32—0.43%，有机氮为 0.029—0.050%，C/N 比值为 8.6—10.7，沥青 A 总含量平均为 0.033%。在这里，沉积物的含泥量已经显示出一定的影响，亦即随沉积物变

表 111 青 5 孔第四纪沉积物的有机碳、氮含量

样品号	深度 (米)	沉积物	有机碳	有机氮	C/N
5	7.19—9.44	灰褐色粉砂	0.19	0.071	2.68
6	9.44—12.83	灰褐色粉砂	0.23	0.027	8.52
10	20.83—22.25	灰黑色粉砂质淤泥	0.58	0.035	16.57
12	24.42—25.50	浅灰绿色粉砂质淤泥	0.41	0.073	5.62
14	26.0—26.75	灰黑色粉砂质淤泥	0.85	0.071	11.97
15	26.75—28.60	浅灰绿色粉砂质淤泥	0.73	0.071	10.28
17	32.42—34.50	灰褐色含砾粉砂			
18 ₁	34.50—37.00	浅灰绿色泥质粉砂	0.35	0.035	10.00
18 ₃	34.50—37.00	土黄色泥质粉砂	0.12	0.037	3.24
19	41.90—42.24	黄灰色粉砂质淤泥	0.17	0.035	4.86
20	48.85—53.98	蓝灰色粉砂	0.17		
24	59.01—63.40	土黄色粉砂	0.08	0.027	2.96
26	65.20—65.80	棕黄色粉砂质淤泥	0.10	0.000	—
33	72.30—73.20	土黄色粉砂质淤泥	0.14	0.020	7.00
35	76.80—77.40	黄褐色粉砂质淤泥	0.15	0.027	5.56
39	78.15—78.45	灰褐色粉砂质淤泥	0.49	0.033	14.84
40	78.45—78.75	深咖啡色粉砂质淤泥*	5.54	0.329	16.84
41	78.75—79.50	灰褐色粉砂质淤泥	0.66	0.089	7.42
45	86.00—86.80	粉砂(黄土)	0.13	0.020	6.5
48	91.50—92.10	土黄色粉砂质淤泥	0.08	0.000	—
53	95.52—95.80	粉砂(黄土)	0.08	0.037	2.16
55	98.61—102.35	粉砂(黄土)	0.08	0.000	—
65	167.40—170.47	淡红黄色粉砂	0.05	0.025	2.00
67	172.91—178.04	淡红黄色粉砂质淤泥	0.08	0.028	2.85
70		粉砂质淤泥(黄土)	0.11	0.035	3.14
71	186.20—186.80	粉砂质淤泥(黄土)	0.06	0.025	2.40
73	188.0—191.00	粉砂质淤泥(黄土)	0.07	0.025	2.80
74	191—191.8	粉砂质淤泥	0.12	0.025	4.80
76		粉砂质淤泥(黄土)	0.07	0.025	2.80

* 本层系腐殖层。

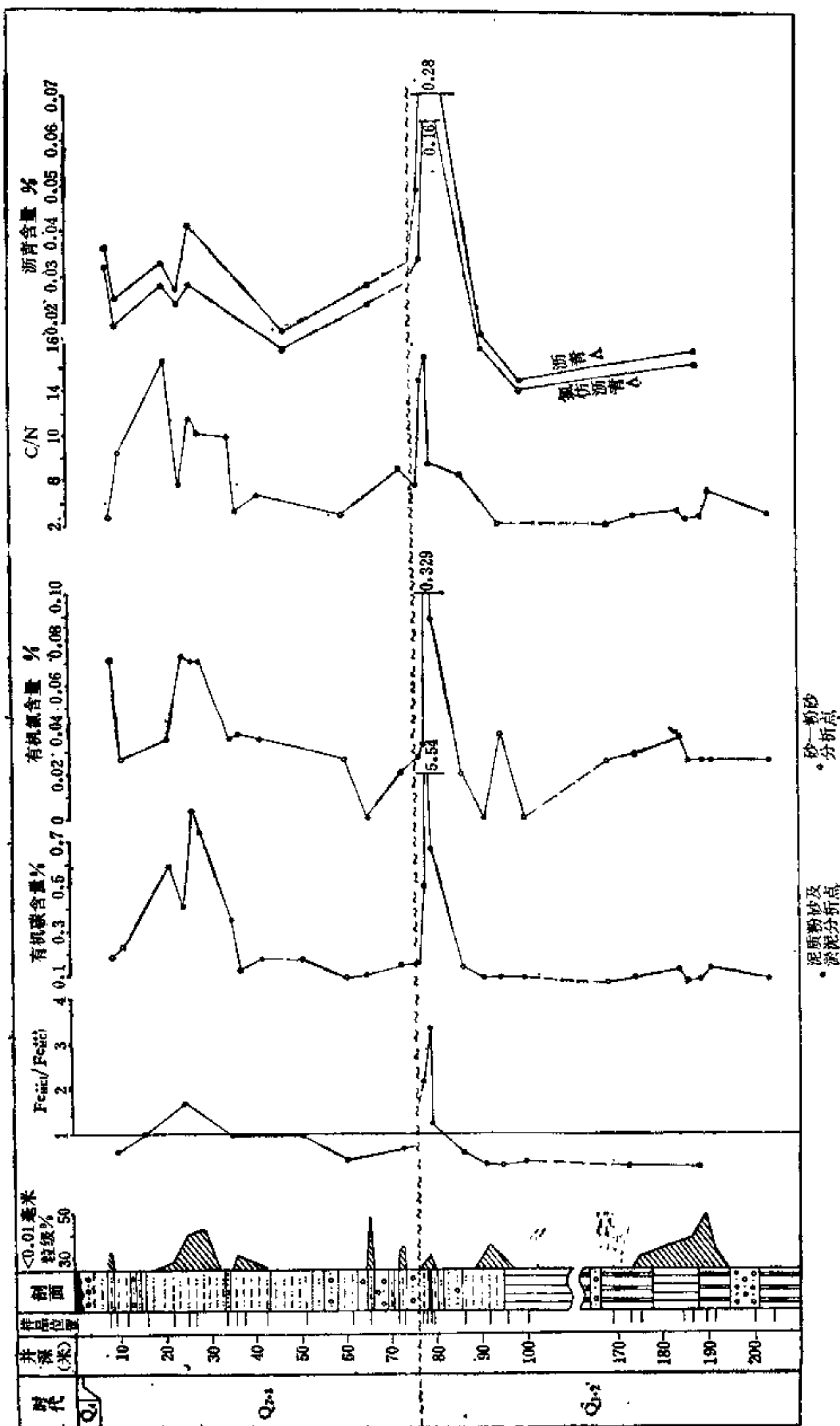


图 168 青 5 孔第四纪沉积物中有机质含量的分布 (岩性剖面图例同前)

表 112 青 4 孔各种沉积物中有机碳、氮和沥青的含量

环境	沉积物类型	分析项目	平均含泥量%	有机碳 %	有机氮 %	C/N	氯仿沥青 A 含量	醇-苯沥青 A 含量	沥青 A 总含量
							占沉积物干重 %		
还原层段	砂		6.4	0.20	0.021	10.0	—	—	—
	粉砂		12.1	0.20	0.016	12.5	—	—	—
	泥质粉砂		20.5	0.22	0.027	8.2	—	—	—
	粉砂质淤泥		31.5	0.37	0.031	12.0	0.031	0.008	0.039
	粉砂质粘土淤泥或粘土淤泥		62.6	0.38	0.039	9.7	0.022	0.005	0.027
	砂—粉砂平均值*		14.5	0.21	0.021	10.0	—	—	—
	淤泥平均值*		45.9	0.37	0.034	10.9	0.025	0.006	0.033
	总平均		34.5	0.32	0.029	10.7	0.025	0.006	0.033
氧化层段	砂		3.8	0.06	0.008	7.5	—	—	—
	粉砂		11.1	0.10	0.010	10.0	—	—	—
	泥质粉砂		—	—	—	—	—	—	—
	粉砂质淤泥		36.7	0.09	0.017	5.3	—	—	—
	粉砂质粘土淤泥或粘土淤泥		52.1	0.11	0.017	6.5	—	—	—
	砂—粉砂平均值		7.5	0.07	0.009	7.8	—	—	—
	淤泥平均值		40.6	0.10	0.017	5.9	—	—	—
	总平均		—	0.08	0.010	8.0	—	—	—

* 以含泥量 25% 为界限。

表 113 青 5 孔各种沉积物中有机碳、氮和沥青的含量

环境	沉积物类型	分析项目	平均含泥量%	有机碳 %	有机氮 %	C/N	氯仿沥青 A 含量	醇-苯沥青 A 含量	沥青 A 总含量
							占沉积物干重 %		
还原层段	粉砂及泥质粉砂		17.6	0.23	0.038	6.1	0.023	0.005	0.028
	粉砂质淤泥		37.8	0.53	0.057	9.7	0.029	0.009	0.038
	平均		26.3	0.43	0.050	8.6	0.026	0.007	0.033
	腐殖层		32.0	5.54	0.329	16.84	0.16	0.12	0.28
氧化层段	粉砂及泥质粉砂*		14.3	0.10	0.025	4.0	0.005	0.002	0.007
	粉砂质淤泥		37.3	0.10	0.022	4.5	0.016	0.003	0.019
	平均		29.7	0.10	0.023	4.3	0.010	0.003	0.013

* 此类型中泥质粉砂样品只有一块。

细,有机碳、氮含量增高(图 169),并且主要富集于同一沉积物的细粒级中(图 170)。正因如此,它们在钻井剖面上随沉积旋回的发展而十分有规律地变化:在含泥量高的大、小旋回上部,有机碳含量分别出现几个高值带,一般可达 0.5% 左右。

有机碳、氮的变化与钻孔剖面上还原及强还原层段的发育也基本相对应,可见它们之间是互为因果的。这一点,我们在前面已经讨论过了。

将图 167、168 同图 171 比较一下,可以看出位于古青海湖拗陷带上、深湖相比较发育的青 4 孔,有机质含量的变化比较平稳,各项有机质指标的高值段都比较宽缓;与此相

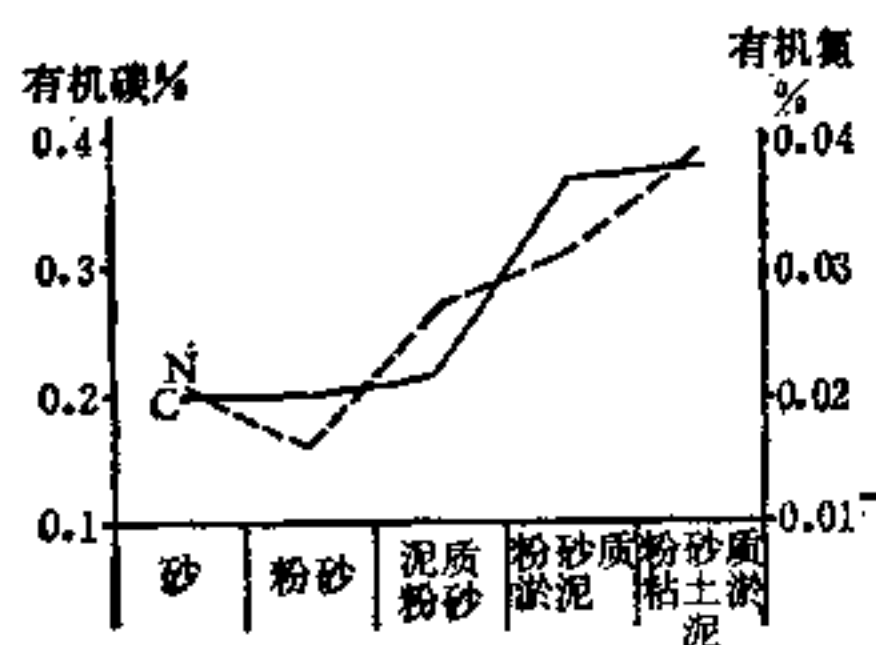


图 169 青 4 孔还原层段各种类型沉积物的有机碳、氮含量

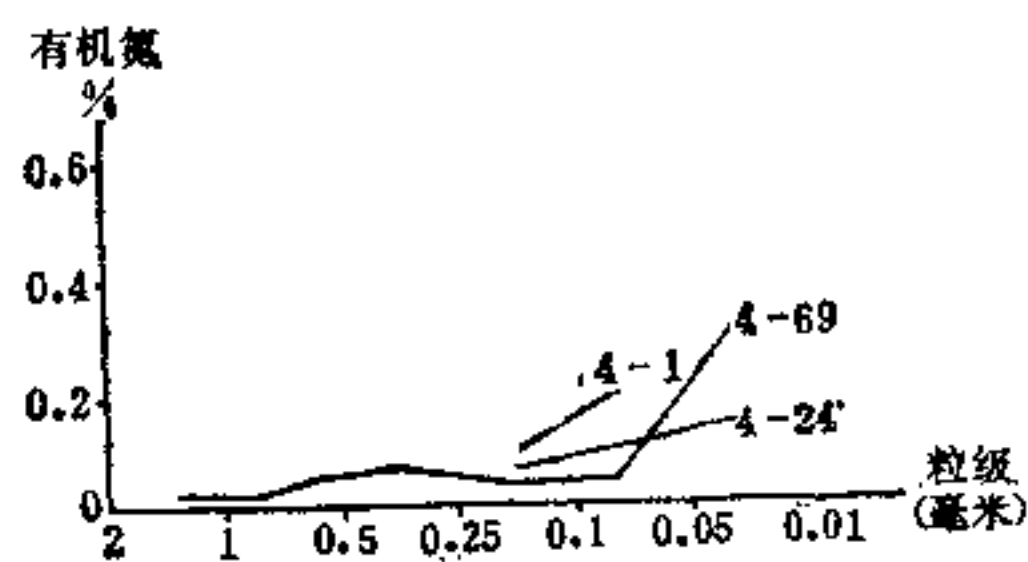


图 170 青 4 孔同一沉积物不同粒级的有机碳含量
(曲线右边的数字系点号)

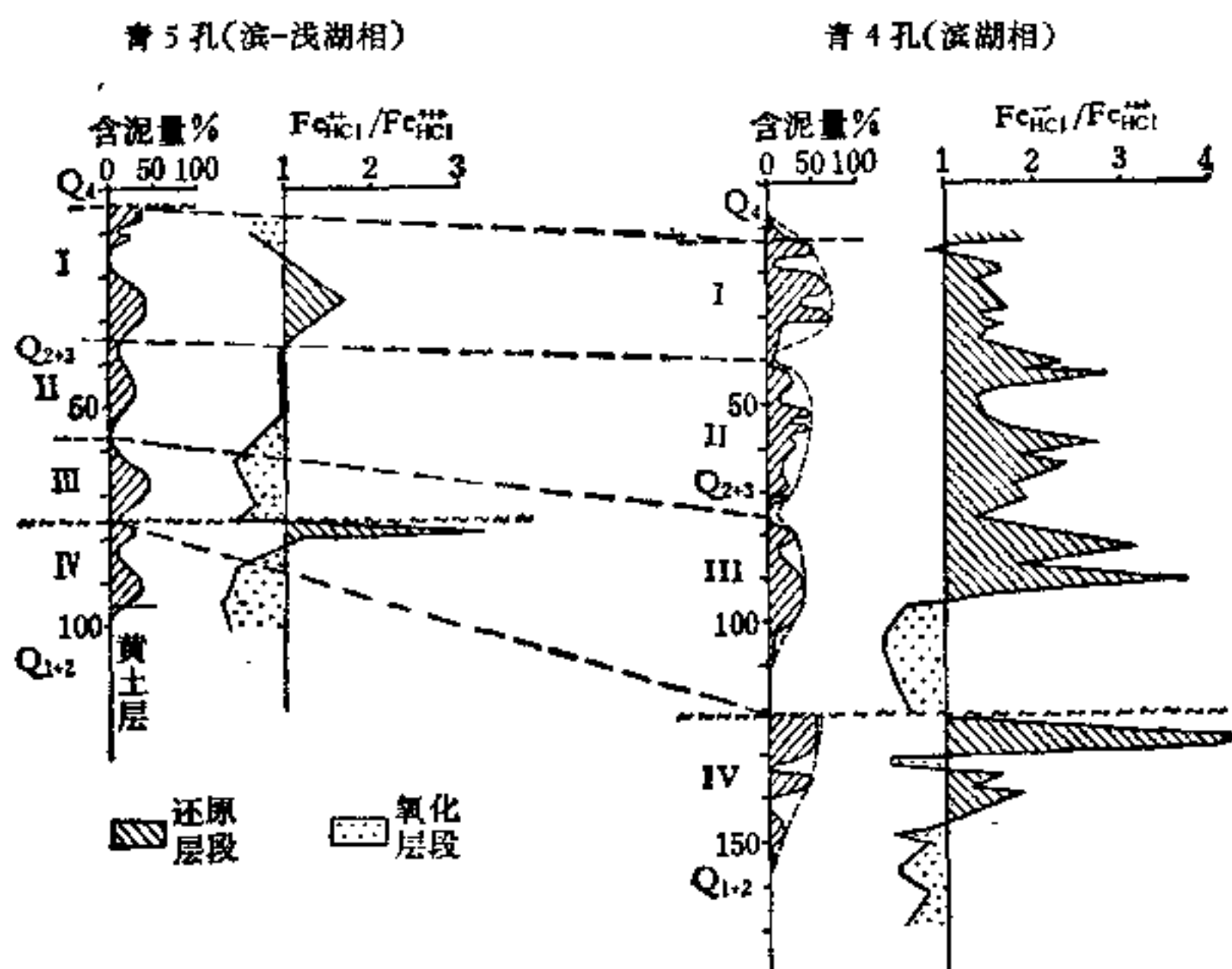


图 171 青 4、5 孔沉积剖面氧化-还原层段的比较

表 114 青 4、5 孔更新统还原层段厚度的比较

沉积旋回	青 4 孔		青 5 孔	
	厚度(米)	所占厚度%	厚度(米)	所占厚度%
上旋回	80	74%	31	46%
下旋回	17	未见底	11	未见底

应, 沉积物的还原性强, 剖面上还原层段的厚度和占剖面的百分比也大(表 114)。相反, 靠近古湖浅水带上的青 5 孔, 有机碳、氮高值段窄陡; 沉积物的还原性弱, 还原层段的厚度和占剖面的百分比也小。

下面, 我们专门讨论一个很有意义的问题。有两个十分突出的现象, 引起了我们的注意:

第一, 钻井剖面的有机碳、氮和沥青含量, 即使是在还原层段, 也比湖底沉积物要低得多 (见表 115), 而沉积物的含泥量却是相近的。如果说湖底 1 米深度内有机碳含量平均

表 115 湖底沉积物与钻孔更新世沉积物有机质含量的比较

层位	有机质	粉砂质淤泥				粉砂质粘土淤泥			
		含泥量%	有机碳%	有机氮%	沥青 A %	含泥量%	有机碳%	有机氮%	沥青 A %
湖底上层		37.2	1.95(9)*	0.194(8)	0.097(1)	62.3	2.47	0.247	0.124(6)
湖底下层			1.49(2)	0.160(2)	0.062(1)		2.08	0.196	0.100(6)
青 4 孔还原层段		35.1	0.37	0.031	0.039(6)	62.6	0.38	0.039	0.027(6)
青 5 孔还原层段		37.8	0.55(7)	0.057(7)	0.038(4)	—	—	—	—

* 括号内数字系样品数目; 10 块以上不加注明。

只减少了 16—20% 左右, 那么, 整个青 4 孔还原层段的有机碳平均含量, 比湖底下层又减少了约 60%。青 4 孔剖面上淤泥沉积物的有机碳、氮最大含量 (分别为 0.63% 和 0.062%), 甚至比湖底粉砂的平均含量 (分别为 0.91% 和 0.122%) 也要小得多。

第二, 从图 167 中可以发现: 青 4 孔有机碳含量的向下减小, 主要发生于 20 米埋藏深度内。超过 20 米以后, 在已形成的还原与强还原环境中, 有机碳的含量就比较平稳地变化于一定范围内, 几个高值点在 0.5% 左右摆动, 再也看不出明显的下降。曲线的起伏, 只不过是沉积旋回、岩性和环境差异的反映。有机氮的情况稍有不同, 到 60 米深处附近, 它的变化才趋于平稳。

考虑到更新世古青海湖是一个气候温湿的淡水湖泊, 生物理应更为繁茂, 有机质的数量比目前的青海湖底沉积物相应也要丰富些; 在成岩作用一章又比较过, 钻孔剖面更新统沉积物的还原性比湖底沉积物强, 对有机质的保存更为有利。这样一来, 青 4 孔剖面上有机质保存量的下降, 就更加突出了。

从湖底深 1 米淤泥柱上、下层有机碳、氮的消耗来看, 钻孔剖面中的低含量, 显然不是因为更新世淡水湖泊原始有机质的贫乏, 而是早期埋藏过程中有机质损耗的继续。

为了进一步考察过程的细节, 我们对剖面上三类不同沉积物, 按大、小旋回和氧化还原层段, 分别统计出它们的有机碳平均含量, 与湖底上层各类相应沉积物的平均含量衔接起来, 编出图 172。

这样一来, 被沉积旋回、岩性和氧化-还原环境的差异所模糊了的有机质的耗损, 就清楚地显现出来了。各类沉积物的残余

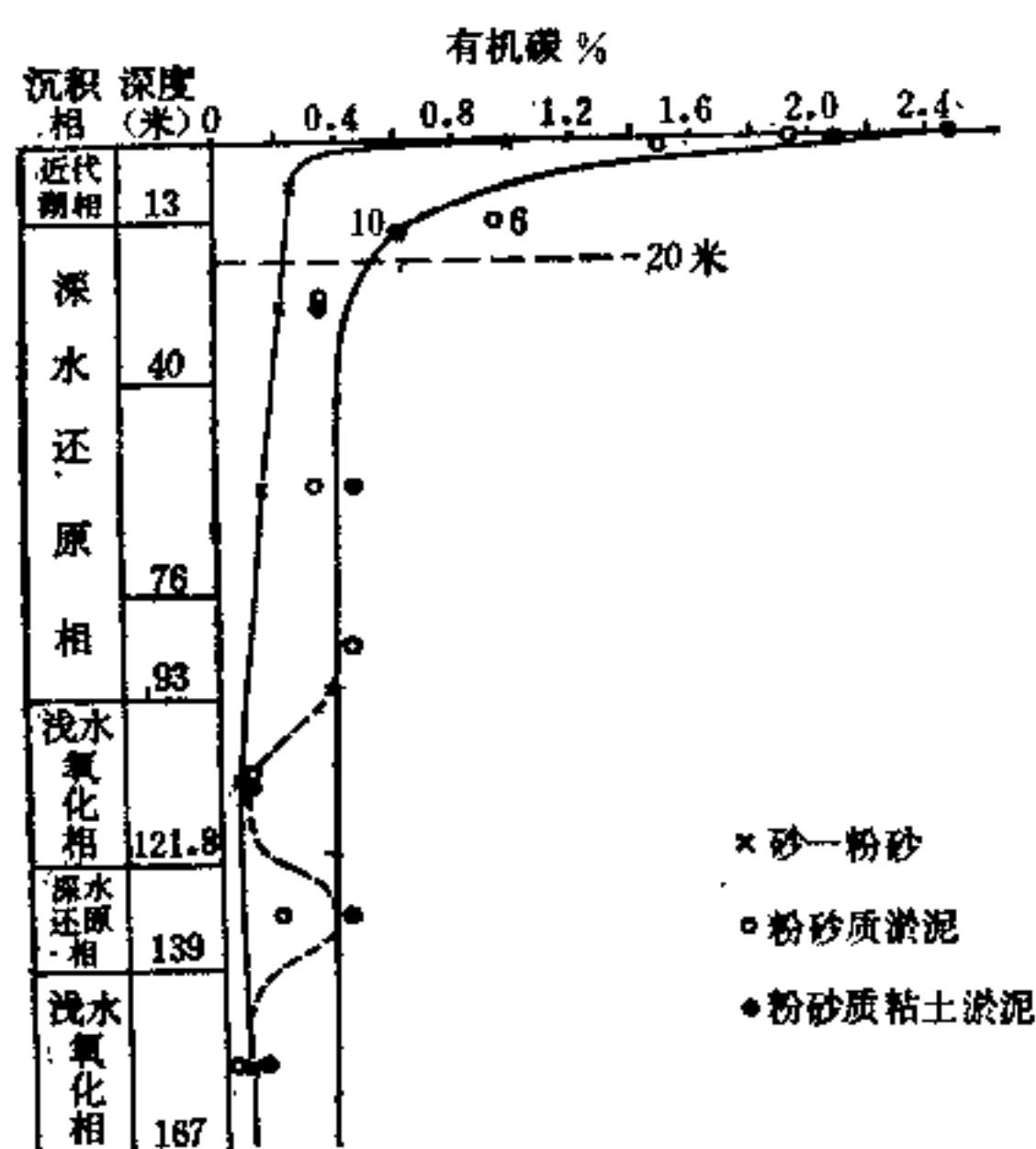


图 172 有机碳随埋藏加深的转耗
(以青 4 孔为例)

化-还原环境的差异所模糊了的有机质的耗损, 就清楚地显现出来了。各类沉积物的残余

有机碳含量尽管不同,但与湖底相应沉积物比较,它们的下降速率却如此相近,这就又一次证明:钻井中的低含量并非原始有机质的贫乏,而的确是早期成岩过程中损耗的结果。

从图中可以看出:(1) 0—20 米,特别在 0—13 米左右(也正是在微生物最活动的深度上),有机碳大量耗损了 60% (淤泥)—75% (砂—粉砂)。更向深处,它们大约再减少 20%,便保持在一个相对稳定的状态,从而进入以保存为主的阶段。(2) 从这口钻井来看,还原环境下这一基本稳定的有机碳最低保存量,在淤泥中是 0.35—0.40%。有机氮向下消耗的延续深度要更大些,说明它更不稳定,更易分解。

我们在第六章谈到湖底沉积物中的有机质时,曾经指出:还原相的青海湖底淤泥,它的表层(接近于原始)有机碳含量一般应不低于 2%。那么,在经历了大约 80% 的累积损耗而进入以保存为主的阶段之后,恰恰应当还有 0.4% 左右。这一数值,与青 4 孔剖面上还原性淤泥的有机碳基本稳定值相吻合,而它的起点(2.3%,湖底淤泥的平均含量),则与世界许多现代湖泊淤泥的有机碳平均含量相近。由此看来,陆相生油岩的残余有机碳含量并不需要很高,0.4—0.6% 左右就可以了。实际上,我国某些陆相生油岩的残余有机碳含量也不过如此,却生成了丰富的石油。

我们提出 0.4% 这一最低界限,并不是要为所有陆相生油层规定一个死的“框框”。各种内陆湖泊沉积物的有机质原始埋藏量本来不同,沉积物的还原性又有千差万别,最终能够保存下来向石油方向转化的有机碳起码数量,可能比 0.4% 或高或低。我们的用意恰恰在于解放一下自己的思想,打破我们过去认为残余有机碳越高越好的概念,从而扩大陆相生油层的范围,放宽它的标准。

在有机质向下损耗的同时,出现了另一种变化。那就是从湖底沉积物(第六章图 148)到钻井剖面(图 173),有机碳与沥青的含量始终保持着大致正比的关系。也就是说,在

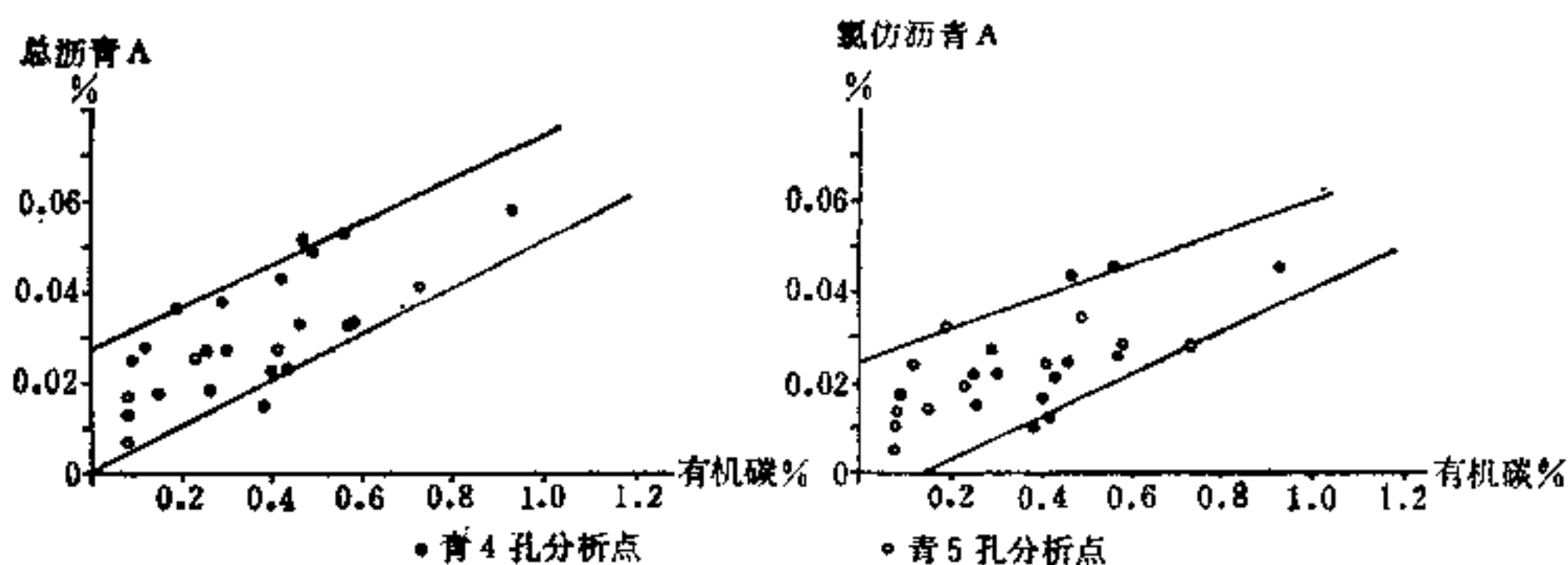


图 173 青 4、5 孔沉积物中有机碳与沥青含量关系图

有机质消耗的同时,沥青也在被消耗着(转化着)。另一方面,从湖底下层开始出现的沥青化程度与有机碳含量成反比的关系(本章图 166),在钻井剖面中表现得更加明显了(图 174)。这就说明:与有机质总体的耗损相比,其中的沥青耗损得慢些、少些。结果,它们在有机质中的相对含量就增大。这意味着,比起有机质的其它部分来说,沥青具有在还原条件下更加稳定的特点。有人虽曾在现代和古代沉积物中发现过这一现象,却完全用有机质与沥青大量堆积的环境不同来解释^[56]。据我们看,从湖底上、下层直到早期成岩阶段

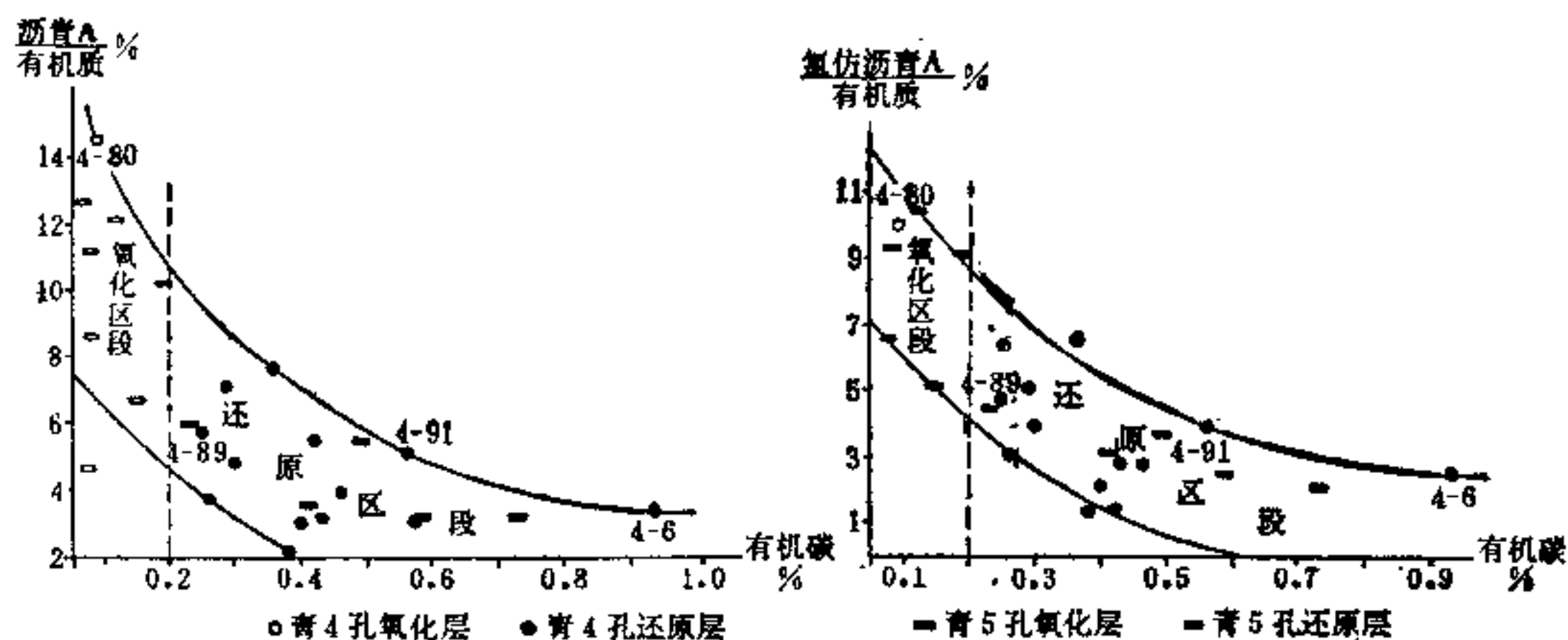


图 174 青 4、5 孔沉积物中有机碳含量与沥青化程度关系图
(点旁数字系样品号)

中,这一反比关系从不明显到明显的变化来看,恰恰说明在有机质消耗的过程中,沥青得到相对的保存。

实际上,有机质和沥青都不是单纯地被消耗着。在数量减少的同时,它们保存下来的部分,质量上发生了变化。迹象是:

表 116

还原层段		淤泥 C/N 平均值	氯仿沥青 A / 沥青 A %
湖底沉积物		9.77 (22)	67.6 (10)
青 4 孔	0—40 米	9.65 (14)	74.5 (5)
	40—76 米	12.39 (10)	76.1 (3)
	76—93 米	19.04 (6)	81.7 (3)
	121.8—130 米	6.94—20.74 (4)	81.4—85.0 (2)*

* 考虑到青 4 孔-90 号样品有物质重新分配现象存在,未列入。

(1) 从图 167 和表 116 中可以看出: 虽然有机碳的消耗逐渐趋于稳定, 但 C/N 比值却随埋藏加深而逐段递增, 到了上旋回还原层段下部(深度为 76—93 米), C/N 比值平均达到 19 以上, 在下旋回顶部还原层段中最高也达到了 20, 从而处于古代生油岩 C/N 比值 (15—20) 的范围之内了。这就说明: 在 100 米左右的深度内, 有机质的脱氮作用继续不断地进行着。

(2) 随着埋藏加深, 沥青中的还原部分——氯仿沥青的相对量也逐段递增(表 116)。到了下旋回顶部强还原层段(表 108), 高达 85%。如果说从湖底上层到下层, 这一沥青还原的迹象才刚刚显示出来, 那么, 它在这里已经明显得多了。

(3) 沥青的组分、元素组成和烃类, 也发生了明显变化(见下文)。

可见, 随着埋藏加深和沉积物的还原性增强, 有机质的数量虽然减少, 但质量却在变好。容易分解的分解掉了, 保存下来的, 则转化为(或取得了)还原环境下稳定的形态。在这里, “向下的东西是旧的量和质, 主要地表现在量上。向上的东西是新的量和质, 主要地

表现在质上”(《论持久战》)。在这里,消耗与转化交织在一起,氧化与还原互相斗争着。当消耗与氧化基本停止时,还原与转化就成了主要方面,表现出来了。

我们把这种现象,叫做早期成岩作用中有机质的“转耗”。

三、沥青组分的变化

青 4、5 孔沉积物的沥青及其组分分析资料见表 117、118。我们还把青 6 孔(布哈河三角洲)、我国南方几个小型淡水湖泊淤泥以及西北某盐湖沉积物的沥青资料列于表 119 中,以作比较;而重点研究了青 4 孔的变化。

从图 175 中可以看出:青 4 孔剖面上沥青组分的变化特点是:在还原层段中,随着埋藏加深和有机质的不断转耗,沥青中最还原的油质组分旋回式增高,到了井深 121.8—124 米的下旋回顶部强还原层段,油质最高达 67.4%,从而接近古代陆相生油岩和原油沥青的水平。油质加苯胶质的变化与油质相似;氧化或酸性组分醇-苯胶质加沥青质¹⁾的变化则相反。

我们将青 4、5 孔沥青组分分析资料编制成组分三角图,并在其中划入其它资料,以作比较(图 176)。可以清楚地看出,在青海湖从原始有机质(例如鱼和刚毛藻)经湖底沉积物,随青 4 孔埋藏加深,沥青的组分明显地出现了向石油沥青方向的演化。它证明:在第四纪湖相沉积物中确实存在着沥青的天然转化作用。

什么是影响沥青转化的因素?这个过程又有一些什么特点?从图 175 和图 176 来看,我们认为:

1. 原始有机质的性质——决定转化的可能性

这一点,突出表现在青 4、5 孔两块样品的比较上。青 5 孔下旋回顶部井深 78.5—78.8 米的 40 号样品,有机碳含量高达 5.54%,有机氮达 0.329%,沥青 A 总含量达 0.28%,是两个钻孔剖面中的最高值。据我们观察,这是一层富含高等植物残屑的褐色腐殖层,它是湖滨浅水植物死亡后迅速堆积的产物。这种高等植物的大量堆积,是否利于成油呢?把它同青 4 孔加以比较,就很清楚了。青 4 孔井深 121.77—126.90 米的(89+91)号样品,与青 5 孔(39+40)号样品采自相同层位,都在下旋回顶部;但在青 4 孔属深湖相,在青 5 孔属滨湖-浅湖相。它们的分析资料见表 120。如表所示,尽管这两块样品时代相当,有机质经受转化的时间相同,还原性又相近,但是青 5 孔这一层位的沥青性质却以氧化或酸性较强为特征,接近于煤系沥青,甚至尚不及刚刚进入埋藏的青海湖底层沉积物(深 1 米)的沥青组分轻。相反,青 4 孔这一层位的沥青则还原性强,组分轻,接近于石油沥青。

这一事实再次说明:沉积物中原始有机质本身的性质,是决定它向成油抑或成煤方向转化的内因和根据;还原环境则只是转化的外因和条件,它不能使所有性质根本不同的有机质同样都向石油沥青方向转化。看来,有利于成油的不是高等植物,因为它的两个主要组成部分——木质素和纤维素,以富含 C、O 为特征,H 的含量仅 6% 左右,所以,即使

1) 由于我们研究的是氯仿沥青 A,因此组分中的沥青质含量很低,在钻孔剖面上不超过 5.38%。

表 117 晋 4 孔第四纪沉积物沥青及其组分分析资料

样 品 号	井 段 (米)	沉 积 物	泥质含量 %	有机碳 %	氯仿沥青 A			氯仿沥青 A 组分%			
					占沉积物干重%	醇-苯 沥青 A	沥青 A 总量	油质	苯胶质	醇-苯 胶质	沥青质 沥青酸
5	12.60—12.80	深灰色泥质粉砂			0.178	0.102	0.280	—	—	—	—
6	12.8—13.3	灰色粉砂质淤泥	28.5	0.93	0.045	0.013	0.058	48.40	22.39	27.92	1.29
17	23.2—24.6	深灰色粉砂质粘土淤泥	66.3	0.38	0.010	0.005	0.015	—	—	—	—
19+20+21+22	27.2—31.0	浅灰褐色粉砂质粘土淤泥	61.3	0.30	0.022	0.005	0.027	50.49	29.20	18.18	2.13
26	33.7—34.4	深灰色粉砂质粘土淤泥	—	0.26	0.015	0.003	0.018	—	—	—	—
30+35	40.0—47.6	黑灰色粉砂质淤泥和粉砂质粘土淤泥	—	0.40	0.016	0.006	0.022	57.26	21.23	19.06	2.46
40+41+42	52.9—58.4	浅灰色粉砂质淤泥	32.2	0.29	0.027	0.011	0.038	—	—	—	—
46	62.4—64.4	浅灰色粉砂质淤泥	—	0.47	0.043	0.008	0.051	48.14	19.07	29.28	3.51
54	75.9—76.8	浅灰色粉砂质淤泥	—	0.43	0.021	0.002	0.023	60.82	10.84	22.96	5.38
58+61	87.6—91.4	浅灰褐—浅灰黑色粉砂质淤泥	34.0	0.46	0.024	0.009	0.033	56.36	19.69	21.41	2.54
60	90.25—90.4	浅灰黑色粉砂质淤泥	—	0.57	0.026	0.006	0.032	59.52	14.20	24.94	1.34
80	110.7—112.9	黄褐色粉砂质粘土淤泥	52.1	0.09	0.017	0.008	0.025	—	—	—	—
89	121.8—124.0	灰黑色粘土淤泥	79.2	0.25	0.022	0.005	0.027	67.40	14.22	13.06	5.32
90	124.0—125.0	深灰色粘土淤泥	—	0.42	0.012	0.031	0.043	—	—	—	—
91	125.0—126.9	深灰黑色粉砂质粘土淤泥	50.5	0.56	0.045	0.008	0.053	52.29	18.97	26.99	1.65
平 均			50.5	0.43	0.038	0.015	0.051	55.64	18.87	22.64	2.85

注: 80 点系氧化点, 未算入平均值内。

表 118 青 5 孔第四纪沉积物沥青及其组分分析资料

样 品 号	井 段 (米)	沉 积 物	泥质含 量 %	有机碳 %	氯仿沥青 A				氯仿沥青 A 组分 %			
					氯仿沥 青 A	醇-苯 沥青 A	沥青 A 总量	占沉积物干重 %	油质	苯胶质	醇-苯 胶质	沥青质 + 沥青酸
5	7.2—9.4	灰褐色粉砂	13.1	0.19	0.032	0.004	0.036					
6	9.4—12.8	灰褐色粉砂	20.4	0.23	0.019	0.006	0.025					
10	20.8—22.3	灰黑色粉砂质淤泥	29.1	0.58	0.028	0.005	0.033					
12	24.4—25.5	灰褐色粉砂质淤泥	40.5	0.41	0.024	0.003	0.027					
15	26.7—28.6	浅灰绿色粉砂质淤泥	43.8	0.73	0.028	0.013	0.041		53.49	18.36	26.46	1.70
18+19+20	41.9—54.0	黄灰色、蓝灰色粉砂质淤泥和泥质粉砂	20.1	0.15	0.014	0.004	0.018					
24+26+33+35	59.0—77.4	土黄色、棕黄色粉砂质淤泥	32.5	0.12	0.024	0.004	0.028					
39	78.2—78.4	灰褐色粉砂质淤泥	—	0.49	0.034	0.015	0.049		33.61	21.99	17.45	26.95
40*	78.5—78.8	深咖啡色粉砂质淤泥(腐殖层)	32.0	5.54	0.16	0.12	0.28		14.29	14.98	17.44	53.29
48	91.5—92.1	土黄色粉砂质淤泥	37.2	0.08	0.014	0.003	0.017					
55	98.6—102.4	粉砂(黄土)	19.1	0.08	0.005	0.002	0.007					
71+73+74	186.2—191.8	粉砂质淤泥(黄土)	40.6	0.08	0.010	0.003	0.013					
平 均			30.0	0.28	0.027	0.006	0.028					

* 此层系腐殖层未算入平均值内。

表 119 青海湖布哈河三角洲(青 6 孔)、我国南方小淡水湖及西北某盐湖现代沉积物的有机质分析资料

标 本 号	深度(米)	沉 积 物*	有机碳%	氯仿沥青 A (占沉积物干重) %	沥青 A 总含量 %	氯仿沥青 A 组 分 %			
						油	苯 胶 质	醇-苯胶质	沥青质加 沥青酸
南方小淡水湖	表 层	灰黑色淤泥	—	0.119	0.262	22.70	19.80	50.08	7.42

青 海 湖 布 哈 河 三 角 洲 (青 6 孔)

6-01+03+04	3.0	黑色泥质粉砂及粉砂	1.55	0.057	0.080	46.11	18.66	24.41	10.82
6-07	14.0	黑 色 粉 砂	0.38	0.024	0.039	54.13	14.47	28.93	2.47
平 均			0.97	0.041	0.060	50.12	16.57	26.67	6.65

西 北 某 盐 湖 (20 号 钻 孔)

20-4	1.0	含淤泥砂质粘土	0.34	0.021	0.028	—	—	—	—
20-6	6.0	含淤泥砂质粘土	1.50	0.050	0.080	—	—	—	—
20-4+5+6	5	含淤泥砂质粘土	1.84	0.080	0.110	37.31	9.75	18.66	34.28
20-11	16.3	含砾石中粗砂	0.12	0.016	0.019	—	—	—	—
20-13+14+15	22.5	砂 质 淤 泥	0.18	0.009	0.011	—	—	—	—
20-19	40.0	土黄色泥质粉砂	0.21	0.012	0.025	—	—	—	—
20-21+22	45.0	细砂及淤泥层	0.34	0.030	0.070	49.15	13.84	17.54	19.49
平 均			0.65	0.031	0.049	43.23	11.80	18.10	26.88

* 均系野外定名。

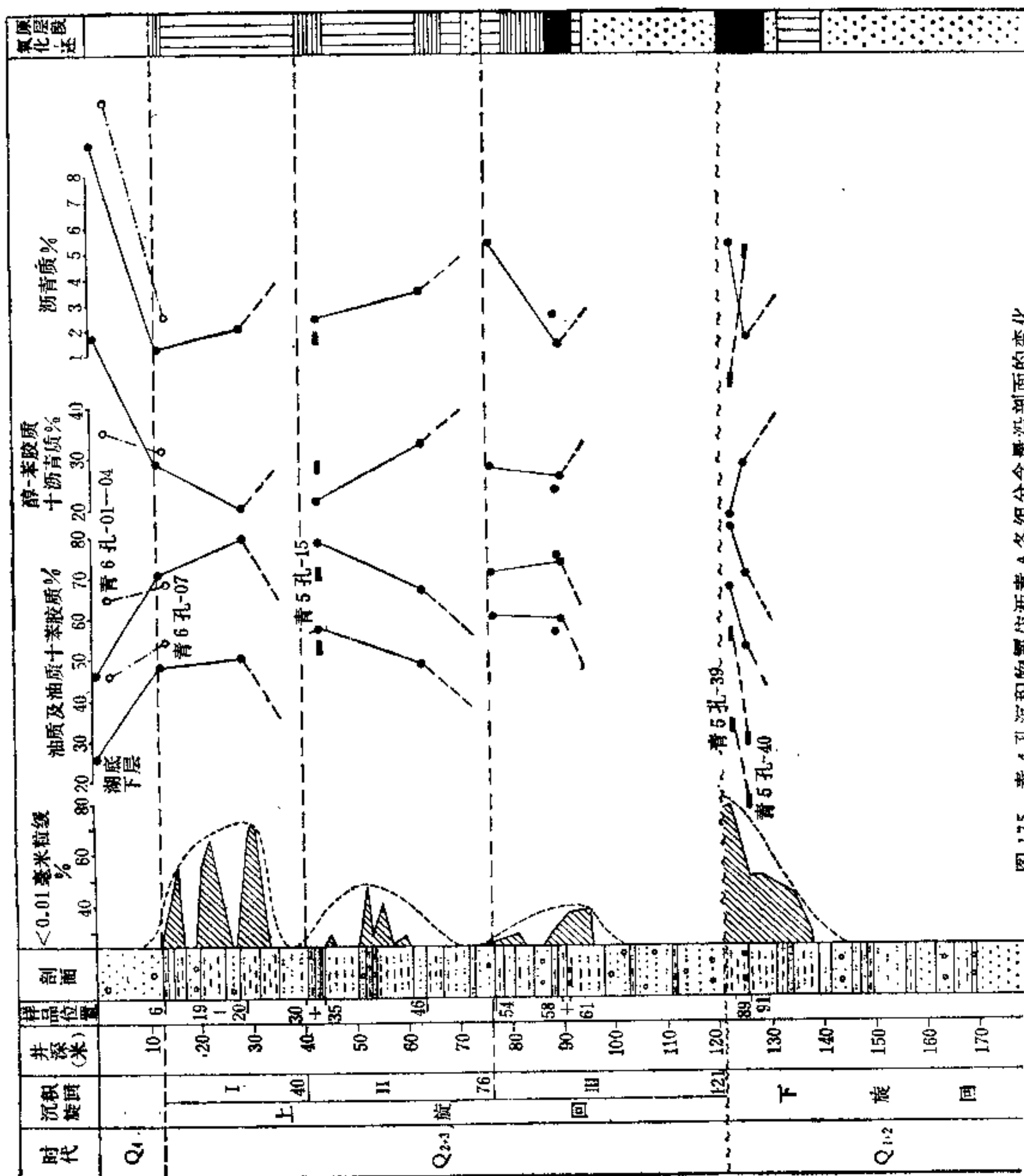


图 175 青 4 孔沉积物模拟沥青 A 各组分含量沿剖面的变化
(剖面及氧化还原层段划分图例同前)

表 120

样 品 号	$\frac{Fe_{HCl}}{Fe_{HCl}}$	有机碳%	沥青 A 总量 %	$\frac{\text{氢仿沥青 A}}{\text{沥青 A}}\%$	油 质 %	沥青质%
青 4 孔 89+91	2.94	0.41	0.040	83.20	59.84	3.49
青 5 孔 39+40	2.73	3.02	0.165	63.25	23.95	40.17

它大量堆积也无济于事。只有那些呈分散状富集于泥质沉积物中的动物与低等植物残体,因为主要由脂肪、蛋白质、醣类和腊质组成,以富含 C、特别是 H(达 10—14%)为特征,氧的含量较低^[61,第321页],才有可能在埋藏后的还原环境中向石油沥青的方向转化。

在这里,我们看到了成油和成煤在横向上组成相变的实例。这也是在我国陆相含油气盆地中普遍存在的现象。

2. 时间(埋藏深度)——决定转化的方向性与阶段性

表 121 的统计资料说明,在还原环境下,随着埋藏加深、时间加长,沥青组分的变化表现出鲜明的定向性,向石油沥青的方向演化。这一点,突出反映在图 176 左下角的小图上;它是选取各个沉积旋回相条件相近的点编制而成的。

表 121 青海湖还原相沉积物中沥青组分的定向转化

时 间—埋 藏 深 度			油质平均含量	苯胶质平均含量	样 品 数
原始有机质(鱼、刚毛藻)			10.40%	11.52%	3
湖 底 沉 积 物		上 层 0—25厘米	20.96%	20.23%	8
		下 层 25—100厘米	25.73%	20.48%	8
青 4 孔 上 旋 回	I	0—13米	48.40%	22.39%	1
		13—40米	50.49%	29.20%	1
	II	40—76米	52.70%	20.15%	2
	III	76—93米	58.90%	14.91%	3
	青 4 孔下旋回		121.8—139米	67.40%	14.22%

1) 只取第 89 号样品;第 91 号样品考虑到有物质重新分配的干扰,未列入。

仔细分析表 121 和图 176,还可发现沥青的转化过程并不均衡,有快有慢,从而表现出明显的阶段性。也就是说,在不同深度界限上,有机质的转耗速率、油质组分的增长速率、以及沥青向石油沥青方向转化的程度都有明显区别(表 122)。因此,可将沥青定向转化作用划分为以下三个阶段,分别加以说明。

第一阶段: 有机质天然分选和无定向转化阶段 在这一阶段中,沉积物埋藏深度仅 1—2 米,微生物活动在这里特别强烈。有机质一方面在大量耗损(每米耗损率达 17—20%);另一方面,不论在微咸水的青海湖或是在南方淡水湖泊中,水生动物和低等植物有机残体在进入埋藏时经过天然分选后,油质组分含量都从活质的 10% 提高到 25% 左右,转化率为 15%/米;油质加苯胶质合共 45%,最高可达 53%。这意味着有机质一经进入埋藏,在还原环境下,就发生了第一次质变;活质中以氧化组分为主的状况,已经转变为氧

表 122 青海湖沉积物的沥青新生作用阶段

界 限	埋藏深度	最终油质含量	油质转化速率	有机质耗损率
原始有机质	—	10%±	—	—
湖 底 近代沉积物	0—1米	25%	有机质经过天然分选, 使油质组分增加了15%	大量耗损, 平均耗损率达17—20%/米
第四纪 剖面上部	1—20米, 主要在10米左右, 可延至30米	50%	1.4%±/米	前期大量耗损, 后期变缓; 累积耗损率平均为60%(淤泥)
第四纪 剖面中、下部	20—125米, 可能延至200米	70%	0.2%±/米	耗损更慢, 累积耗损率达80%以后, 基本停止

化组分与还原组分接近相等, 甚至后者略占优势。在这里, “去粗取精”的分选作用, 明显地表现出来了。易分解的有机质分解了, 同时也就为其余部分的保存和下一阶段的转化, 准备和创造着新的还原条件; 保存下来的有机质, 则向还原方向前进了一步。不过, 因为埋藏时间还短, 就1米深度上、下来看, 沥青组分尚无定向转化作用发生——从五个上、下层对应点来看, 油质组分有的向下稍有增高, 有的则降低(图177)。

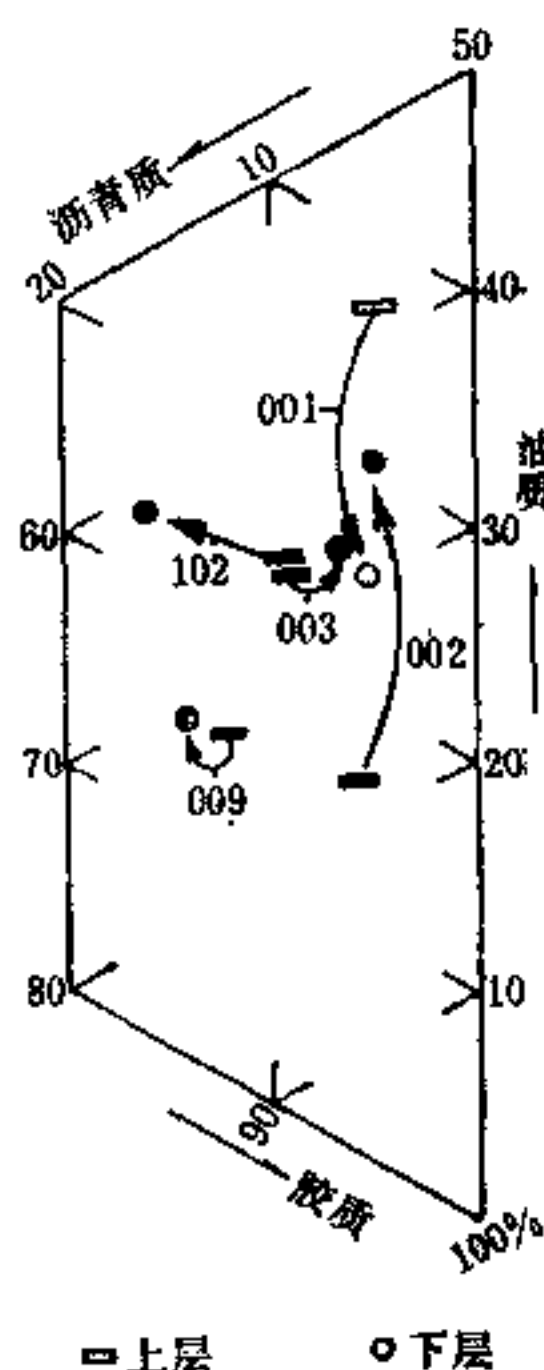


图 177 青海湖底1米深度上下层沥青组分的无定向转化

第二阶段: 沥青强烈转化阶段 沉积物的埋藏深度约为20米(—30米), 可以表122和图176、178中的箭头I为代表。这一阶段的特点是方向性明显。特别是在10米左右深度内, 微生物活动仍然比较强烈。一方面有机质继续大量耗损, 直到不足埋藏初期的一半(累积耗损率约达60); 另一方面, 油质含量迅速向下增高到50%左右, 平均转化速率达1.4%/米。在油质增高的同时, 在这一阶段后期, 也有一定数量的苯胶质形成(表121和图178)。

第三阶段: 沥青深刻转化阶段 这一阶段, 沉积物的埋藏深度可达200米左右。其特点是: 有机质的耗损明显减慢, 趋于基本稳定; 与此同时, 还原环境随埋藏加深仍在不断增强; 沥青中的油质组分继续增高, 直到70%左右, 占了主导地位。沥青的组分组成明显地向石油沥青趋近。不过, 与前一阶段相比, 油质转化速率只有0.2%/米左右, 也明显地减慢了。

值得注意的是, 从这一阶段开始, 沥青组分的演化出现了一个明显转折: 在油质继续增高的同时, 苯胶质却反而减少; 从这一阶段开始约30%左右降低到14%(表121、图178)。这样一来, 随着沥青还原过程的深化, 油质的一部分是由苯胶质转化而来这一过去被掩盖着的现象, 这时就显现出来了。如同 FeS_2 (菱铁矿) 和 S^0 (元素硫) 在还原条件下部分发生向 FeS_2 - Fe^{++} 和 S^{--} 转化一样(见第六、七章), 沥青中还原性不同的各组分之间的转化过程也如此相似。可见, 有机质转化与还原环境之间存在密切关系, 也就不足为怪了。看来, 只要存在沥青的天然转化作用, 还原环境就必定增强; 而还原环境的加强, 又推动着沥青的天然转化作用, 更深刻地向前发展。

在上一章,我们根据沉积物的物性、显微结构和自生矿物的变化,划分出几个早期成岩作用阶段;现在,我们又根据组分的变化,划分出几个沥青天然转化作用阶段。前后比较一下,它们的深度界限竟是不谋而合,各自根据不同的资料,从不同的角度,得出了大致相同的分界。可见,沥青的天然转化作用是在沉积物早期成岩变化的总背景上发生的;成岩作用的阶段性,决定着沥青转化的阶段性。

3. 沉积相和氧化-还原相—— 决定着转化的旋回性

在沥青深刻转化的第三阶段中,随着有机质消耗的基本稳定和油质组分的增长趋于缓慢,原始沉积旋回和还原强度的差别就显示出来了。结果是在保持定向性的同时,沥青转化过程并不是直线式发展,并不是随埋藏加深、时间加长,沥青组分简单地向石油沥青的方向演变,而是按照沉积旋回和还原环境的强弱,组成了图 176 中的一系列箭头(I、II、III、IV),从而表现出明显的旋回性。

相的影响表现为:(1) 如果埋藏时间相同,则深湖相比浅湖、滨湖相的转化程度更高。前面青 4 孔(89+91)号样品同青 5 孔(39+40)号样品的比较,已经证明了这一点。表 123 中层位相当的另外两块样品,情况也是这样。与此相应,沥青组分在纵向上的演化,则随沉积旋回的发展而起伏。(2) 看来,弱还原、还原和强还原相,都可发生不同程度的沥青转化作用。如果处在同一旋回而又岩性相近,则强还原相的沥青转化程度往往更高,以致某些埋藏更深的点,其转化程度反而不及埋藏较浅的点。这时,就不能简单地只按埋藏深度来观察沥青的转化了。

从图 176 中各种不同沉积相沥青组分的点群分布来看,深湖相(青 4 孔)沥青组分最

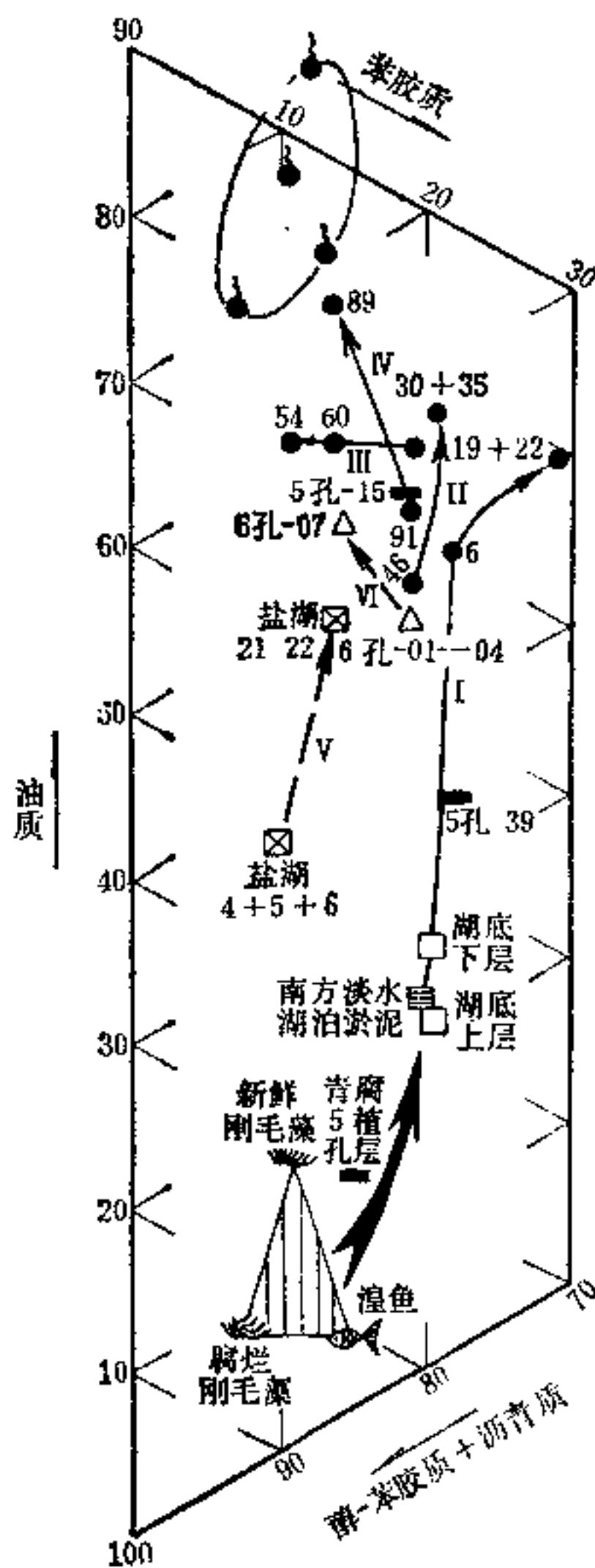


图178 青海湖第四纪沉积物沥青组分三角图
(图例同图 176)

表 123

样 品 号	沉 积 物	沉 积 相	氯仿沥青 A 沥青 A %	油 质 %	苯 胶 质 %
青 4 孔 (30+35)	黑 灰 色 粉砂质淤泥	深 湖 相	72.8	57.26	21.23
青 5 孔-15	浅灰绿色 粉砂质淤泥	浅 湖 相	68.3	53.48	18.36

还原。布哈河三角洲相的沥青组分较好(箭头 VI), 仅次于深湖相。南方淡水湖相沉积物的沥青组分与微咸水的青海湖底沉积物相近, 可见, 在有机质转化初期, 一定范围内的水域盐度, 对它们并无明显影响。事实上, 青 4 孔钻井剖面中的沥青天然转化作用, 正是在一套微咸水到淡水的湖相沉积物中不断地进行着。因此, 无论是微咸水(甚至半咸水)或是淡水湖相沉积, 都可发生沥青向石油沥青方向的转化。盐湖相沉积剖面中的沥青酸性较强(箭头 V), 一般地说, 生油条件相对不很有利。

四、 氯仿沥青元素组成的变化

青海湖第四纪沉积物的氯仿沥青 A 元素分析资料见表 124。

首先应该说明, 衡量沥青演化的元素指标是氢化值和 C/H 比。如果 C 含量的增长并不伴随 H 含量的增高, 甚至反而降低, 那就意味着有机质的炭化, 隶属于沥青中 C、H 元素的煤化系列。

表 124 青海湖沉积物中氯仿沥青 A 的元素组成

	样 品 号	取样深度(米)	沉 积 物	氯仿沥青 A 元素组成%			C/H
				C	H	O+N+S	
原始 有机质	刚 毛 藻 溇 鱼			63.49	8.03	28.48	7.91
				72.11	10.03	17.86	7.19
湖底近 代沉积	湖上 D 层(平均)	0—0.25	淤泥	76.38	12.20	11.43	6.26
	湖上 A、B、C 层 (平均)	0.25—1	淤泥	77.88	11.69	10.44	6.66
	全湖平均	1	淤泥	77.37	11.86	10.77	6.53
布哈河三 角洲沉积	6-06	11.10—11.28	黑色粉砂质淤泥	77.45	11.95	10.60	6.50
	6-10	21.02—21.18	灰黑色粉砂	79.64	11.45	8.91	6.90
青 4 孔 第 四 纪 湖 相 沉 积	4-5	12.60—12.8	深灰色泥质粉砂	79.51	11.44	9.05	6.95
	4-6	12.80—13.30	灰色粉砂质淤泥	80.20	12.39	7.41	6.48
	4-14+15+16	19.4—20.6	深灰色粉砂质淤泥和粉砂质粘土淤泥	83.82	12.48	3.70	6.72
	4-30+35	40.0—47.6	黑灰色粉砂质淤泥和粉砂质粘土淤泥	82.46	12.89	4.65	6.40
	4-40—42	52.9—58.4	浅灰色粉砂质淤泥	83.10	12.80	4.01	6.50
	4-55+56	80—85.2	浅灰—灰色泥质粉砂夹层	69.92	10.39	19.69	6.71
	4-58+61	87.6—91.4	浅灰褐—浅灰黑色粉砂质淤泥	79.84	12.30	7.86	6.49
	4-60	90.25—90.4	浅灰黑色粉砂质淤泥	80.68	12.66	6.66	6.38
	4-80	110.7—112.9	黄褐色粉砂质粘土淤泥	83.90	9.90	6.20	8.64
	4-89	121.8—124.0	灰黑色粘土淤泥	86.31	13.39	0.30	6.45
	4-90	124.0—125.0	深灰色粘土淤泥	77.48	11.40	10.76	6.80
	4-91	125.0—126.9	深灰黑色粉砂质粘土淤泥	80.85	12.28	6.87	6.58
	青 4 孔平均值 (80 点及 55+ 56 点除外)			81.43	12.42	6.15	6.58

从表 124 来看, 沥青元素的演化, 同样出现几个明显的阶段:

第一, 原始有机体阶段 在鱼和刚毛藻的氯仿沥青中, H 的含量低, 只有 8—10%; C 的含量也低, 只有 63.5—72.1%。C/H 比值为 7.2—7.9, 位于石油 C/H 比值(6.2—7.5)

的上限附近。这样的 C/H 和含 H 量说明：这两种活质本身包含着向石油方向转化的可能性，而鱼比刚毛藻更为有利。看来，动物有机残体是最好的生油母质，低等植物次之。

第二，有机质天然分选阶段（0—1 米±） 同沥青组分的情况相似，当原始有机残体经沉积分选而进入埋藏之后，元素组成发生了第一次显著变化。尽管这时沉积物表层中的有机碳因大量消耗而向下减少，但是沥青中的 C、特别是 H，较之原始有机体却明显增高，分别达 77% 和 11.8% 以上。更有意义的是，C/H 比值从 7.5 降低到 6.5 左右，证明有天然加氢作用存在。与此同时，O、N、S 的含量则从 23% 减少到 11%，降低了一倍。

第三，沥青强烈转化阶段（1—20 米） 这时，沥青中的 C 含量继续增高到接近 80%，H 含量也略有增高，O、N、S 等杂分则进一步减少，共只 7.4—9.05%。

第四，沥青深刻转化阶段（20—200 米） 在这一深度内，沥青的元素组成也发生了进一步的变化：C 的含量一般都在 80% 以上，到了青 4 孔下旋回上部（122 米），高达 86.31%；H 的含量也进一步增高，一般都在 12% 以上，最高达 13.39%；C/H 比值比较稳定地在 6.5 上、下摆动，最高不超过 6.8。这一阶段的特点是：在 C、H 富集的同时，沥青中的 O、N、S 等杂分进一步脱去，只有 3.70—7.86%，平均为 5.6%。可见，这一阶段的转化过程更加深刻，可溶性非烃类有机化合物进一步减少，以致沥青的元素组成向石油沥青方向进一步趋近了。

我们把上述变化表示于图 179 和表 125 中。总的来看，从原始有机质经湖底沉积物直到青 4 孔剖面深处，氯仿沥青 A 的元素组成在图 179 中同样出现了向石油沥青演化的趋势。深度 122 米的那个沥青组分最还原的层位——89 号样品，它的元素组成也最好，已经落在陆相石油沥青元素组成的范围之内了。

沥青元素的这一变化，与组分的变化基本一致，只是图 179 中点群的分布不及组分那样规律。看来，元素组成不能完全反映出烃类族分之间的微细差别。但是，它毕竟让我们比较实在地看到了有机质在埋藏过程中加 H 和脱去 O、N、S 的作用，比组分的研究又前进了一步，认识更深刻了。

应当说明的是，青 4 孔剖面中属于氧化相的 80 号黄褐色粉砂质粘土淤泥（井深 112 米）样品，元素组成相对比较炭化，含 H 量低。还有一个泥质粉砂夹层——青 4 孔（55+56）号样品，C、H 含量都低，O+N+S 则高达 20%，可能是取样后保存不好，沥青遭受次生氧化。这两个样品的元素组成，我们都未算入平均值内。

在以上讨论中，我们看到了沉积物进入埋藏以后，随着环境更加还原，沥青的组分和

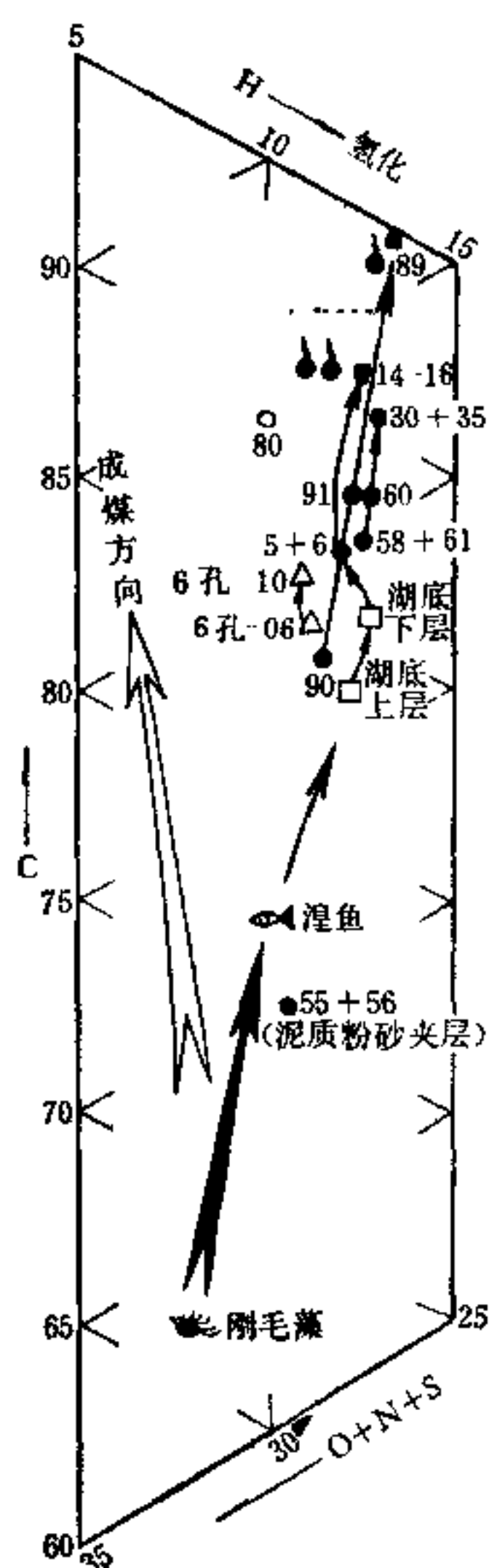


图 179 青海湖第四纪沉积物氯仿沥青 A 元素组成三角图
(图例同前，80 号样品系上旋回下部氧化层段中的棕黄色粉砂质粘土淤泥夹层)

表 125 青海湖沉积物中模拟沥青的元素组成随埋藏加深的演化

埋藏深度		C%		H%		O + N + S%		C/H 平均值
		平均	最大	平均	最大	平均	最小	
原始有机体 (湍鱼、刚毛藻)		67.80	72.11	9.03	10.03	23.17	17.86	7.55
湖底沉积物 0—1米		77.37	77.86	11.86	12.20	10.77	10.44	6.53
青4孔还原层段	顶部 20米	79.86	80.20	11.91	12.39	8.23	7.41	6.72
	上旋回 20—93米	81.98	83.82	12.63	12.89	5.38	3.70	6.50
	下旋回 122—139米	81.55	86.31	12.36	13.39	5.98	0.30	6.61

元素组成,都向着石油沥青的方向演化。但是,所谓“沥青”,本来指的是可溶于中性有机溶剂的复杂混合物;组分这个东西,也包含着各种烃和非烃;上面又说过,沥青的元素组成也不能完全反映出烃类族分的差别。因此,我们绝不能仅仅依据组分和元素向石油沥青的趋近,就简单地认为沥青已经转化成石油沥青了。重要的是烃类。在后面一部分中,我们可以看到,埋藏深度只有120多米的青海湖第四纪湖相沉积物,其中的烃类,毕竟与石油烃还很不相同。

五、粘土矿物与有机质

随着成岩过程的深化,粘土矿物对有机质的吸附和催化作用,将会逐渐突出起来。在这方面,我们初步进行了一点探索。

1. 青海湖钻孔剖面上的粘土矿物

同湖底沉积物相比,钻孔剖面更新统粘土矿物的特点是出现了蒙脱石。它的外形呈絮状集合体,没有清楚的边缘,厚度较小,半透明状(见照片90、91)。

粘土矿物以单矿物出现的情况极少,并且总是以伊利石为主。此外,还有高岭石(照片92)和少量绿泥石和单热水云母。我们把它划分为7种矿物组合:

A型: 伊利石—高岭石、蒙脱石、绿泥石¹⁾

A'型: 伊利石—高岭石、绿泥石

B型: 伊利石—高岭石、有机质

B'型: 伊利石—高岭石、有机质、绿泥石

C型: 伊利石—高岭石(微量绿泥石)

C'型: 伊利石—高岭石

D型: 单热水云母(只有150℃和530℃两个吸热反应)。

各组合的差热曲线见图180。它们在钻孔剖面中的分布见图181。其中,青4孔以A型为主,青1、2、3、5孔则以B、C型为主。D型在各剖面中都极少见。蒙脱石只发现于

1) 矿物组合的横线之前是主要矿物;横线之后是次要矿物。

青4孔,且主要集中于 Q_{1+2} 地层之中,向上逐渐减少。蒙脱石富集的层段,pH值一般为8.5—9.5;而在pH值 < 8.5 的 Q_{3-4} 地层中,蒙脱石的含量一般较少。

2. 利用差热分析研究

分散有机质的对比实验

为了观察粘土矿物中有机质的热分解特征,我们曾对部分粘土样品不用 H_2O_2 处理,保存其中的有机质以作比较。结果发现:在700—800℃温度范围内,经常有一个尖锐而明显的放热效应(图182);而在用 H_2O_2 处理同一样品后,差热曲线上的这一效应明显变弱或消失。

为了对比不同有机质的热反应特点,我们还进行了一系列粘土矿物——有机质人工混合物的差热分析。图183中列出了部分代表性结果。

高岭石加有机质 从图183中可以看出,有机质对高岭石热反应的共同影响是:原有的吸热和放热效应的温度都降低了。加入石油和沥青后,在200—400℃范围内产生了新的吸热、放热效应,原有反应的强度基本不变。加入煤后,在140℃还出现了明显的吸热效应;与此同时,高岭石的第一吸热效应则有增大的趋势。

蒙脱石加有机质 共同的影响是:蒙脱石的第二吸热效应温度(720℃±)显著降低到620—630℃;反应面积也减小。最末一级放热效应的温度也降低了。不同的是:加入石油后,在350—500℃范围内出现了新的吸热、放热效应。加入沥青后,出现了300℃、特别是800℃两个新的放热效应。加入煤后,除第二级吸热效应和最末一级放热效应温度降低外,其余皆无变化。

可见:(1)加入石油、沥青和煤之后,粘土矿物的二、三级吸热及放热效应的温度将明显降低,蒙脱石的反应强度且有稍稍减弱的趋势。(2)上述几种有机质的主要热效应都出现于400—500℃以下的低温区域,其中,煤与高岭石的混合物曲线在140℃出现一个明显的吸热效应。只有沥青-蒙脱石混合物例外,在800℃附近出现了一个小的放热效应。(3)当把这些实验曲线同富含有机质的青海湖沉积物粘土矿物差热曲线相比较时,则可看出它们之间的热反应性质完全不同。看来,现代沉积物中的分散有机质与石油、沥

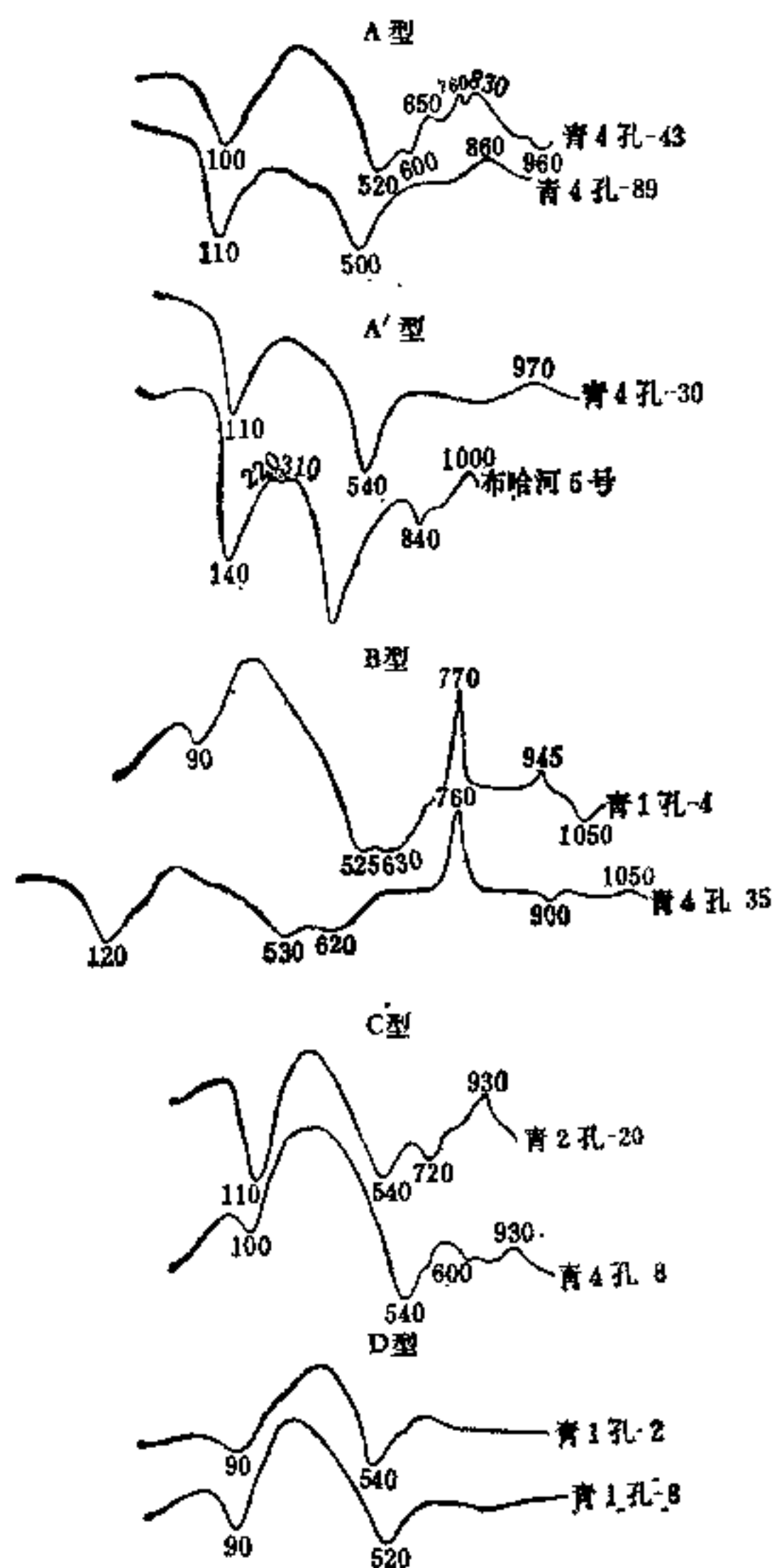


图180 青海湖第四纪沉积物各种类型粘土矿物组合的差热曲线

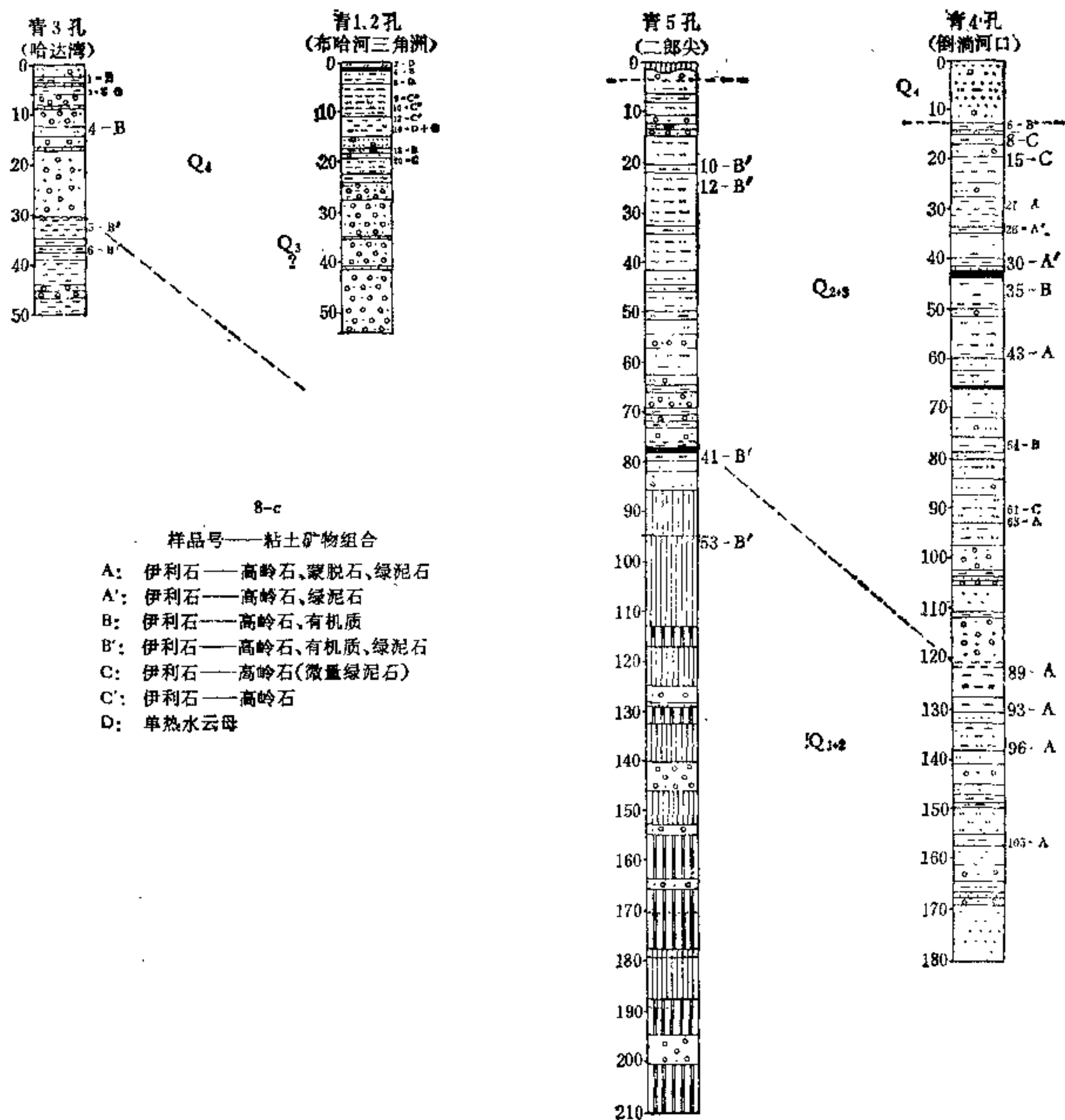


图 181 青海湖第四系钻孔剖面上粘土矿物组合的分布
(剖面岩性图例同前)

青及煤相比,其转化程度还相差甚远。

实验结果还说明: 应用差热曲线上有机质的热效应特点来判断它们的性质,是有一定条件的。首先,有机质必须具备一定的数量,否则,在差热曲线上就无法反应出来。其次,不同有机质与不同粘土矿物混合,它们的差热曲线有时会出现一些相似的热效应,这种多解性往往使我们不易准确地把它们区分开来。所以,最好能够制备出一套可供对比的各种有机质—粘土矿物标准差热曲线,并且辅以其它研究手段。

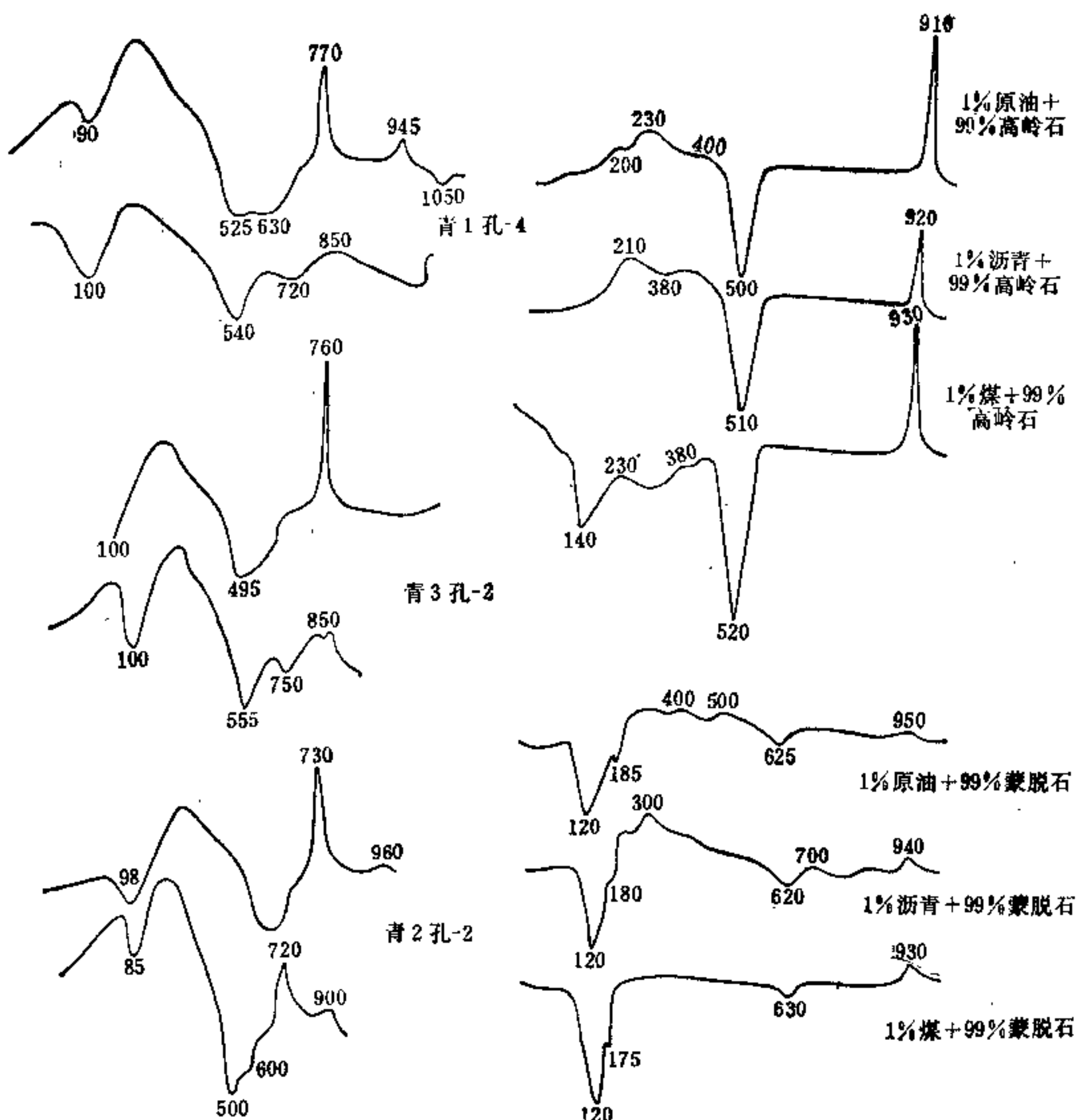


图 182 用 H_2O_2 处理前后样品的差热分析曲线
(每组曲线下面一条经 H_2O_2 处理)

图 183 粘土矿物与有机质混合物差热曲线

3. 不同粘土矿物中的分散沥青

为了研究不同粘土矿物中分散沥青的还原性, 我们曾将青 4 孔四个淤泥样品的粘土矿物分离出来, 进行沥青分析, 并与未作分离的淤泥样品进行了比较, 结果列于表 126 中。

从表中可以看出:

第一, 在分离出来的粘土矿物中, 不论是氯仿沥青、醇-苯沥青、或是氯仿沥青化程度 (氯仿沥青 A/有机质%), 比未作粘土分离的淤泥样品都高。这就说明在早期成岩阶段中, 粘土矿物对于沥青、特别是氯仿沥青的富集以及分散有机质的沥青化, 起着一定的作用。

第二, 两块含蒙脱石的粘土分离样 (21 号和 89 号样品), 与不含蒙脱石的另外两块样品相比, 氯仿沥青化程度和它在沥青中的相对含量都要高。这就说明在几种粘土矿物之中, 蒙脱石对于沥青的还原和有机质的沥青化最为有利。

表 126 青 4 孔不同粘土矿物组合中有机质和分散沥青的比较

样品号	井深(米)	沉积物	pH	有机碳 %	沥 青						粘土矿物 组合
					氯仿沥青 A, %	醇-苯沥青 A, %	氯仿沥青 A 有机质 %	氯仿沥青 A 沥青 A %	C%	H%	
6	12.8—13.3	灰色粉砂质淤泥	7.9	1.37 (0.93)*	0.071 (0.045)	0.045 (0.013)	2.83% (2.65%)	61.2% (77.6%)	80.38% (80.20%)	12.23% (12.39%)	伊利石—高岭石
21	29.62—30.37	深灰褐色粉砂质粘土淤泥	8.1	0.37 (0.30)	0.029 (0.022)	0.012 (0.005)	4.28% (4.00%)	70.7% (81.4%)	—	—	伊利石—高岭石、蒙脱石、绿泥石
30	40.0—41.0	深灰色粉砂质粘土淤泥	7.9	0.32 (0.46)	0.019 (0.016)	0.012 (0.006)	3.24% (1.90%)	61.3% (72.8%)	— (82.46%)	— (12.89%)	伊利石—高岭石、绿泥石
89	121.77—124.00	灰黑色粘土淤泥	9.2	0.18 (0.25)	0.095 (0.022)	0.013 (0.005)	28.84% (4.81%)	88.0% (81.5%)	85.66% (86.31%)	13.03% (13.39%)	伊利石—高岭石、蒙脱石、绿泥石

* 括号内系未分离粘土矿物的淤泥样品的数据。

第三,另一方面,氯仿沥青的油质组分(见表 117)和 C、H 微量元素的含量,却不随粘土矿物的成分而变化,而是随着埋藏加深而顺序增高。这就说明,在早期成岩阶段中,粘土矿物成分的不同,尚未引起沥青更深刻的变化。看来,这是因为埋藏尚浅,温度和压力不够,粘土的催化作用尚未发生。

有机化合物

样品采集和分析方法如下:

(1) 青海湖几口钻孔第四纪沉积物中脂肪、脂肪酸、纤维素、总糖和氨基酸的测定,是在现场采样后进行的。过程及分析方法见第九章。

(2) 布哈河三角洲的浅层天然气样,是在钻井时采集后送回兰州,用体积色谱仪分析的。

(3) 淤泥热解实验中所用的样品有:

三个青海湖底表层淤泥样品——1962年8月取样后,在玻璃瓶中密封,保存了9个月之后取出分析,因为瓶口封闭不严,淤泥表面略受氧化成浅灰色。实验时将表面氧化部分小心剔除。

两个南方淡水湖淤泥混合样品——1962年3月采集,密封于玻璃瓶中,放置了9个月之后分析,因为瓶内气体不断产生,马口铁皮瓶盖鼓起。

三个青 4 孔淤泥岩芯——1962年8月采样后密封于玻璃瓶中送回兰州,9个月之后分析。

热解实验用高热分解和减压脱气的方法进行,收集了不同温度间隔的热解气,在以钨丝热导池作鉴定器的气相色谱仪上进行分析。

(4) 烃类分析的样品:

73-1 号青海湖底淤泥——1973 年 6 月,用彼得森挖泥器取自 006 号采样点以东水深 23 米处的湖底表层。取样时将淤泥塞满取样瓶,三天后送达兰州,通入干冰密封瓶口。10 天后取出,在 40℃ 低温下烘干粉碎,测定了烃类、氨基酸和卟啉¹⁾。

003 号湖底淤泥柱——1962 年 8 月用艾克曼管取样,深 1 米。将淤泥塞满玻璃瓶,蜡封瓶口,放置于暗处 10 年后取出,样品及水分保存良好;在 40℃ 低温和氮气流下烘干,粉碎至 80 目以下,用气液色谱仪分析。

青 4 孔-30 号淤泥岩芯——1962 年 8 月钻井取芯后,削去 1 厘米左右的岩芯表皮,装入玻璃瓶中通进干冰,密封瓶口,放置暗处 10 年后取出,样品及水分保存良好。又再削去一层表皮,在 40℃ 低温下烘干粉碎分析²⁾。

另外 4 块青 4 孔岩芯样品——1962 年取样后,在空气中暴露了 10 年,岩样已干。1973 年削去 3 毫米岩芯表皮后分析。

一、氨基酸、碳水化合物、类脂化合物和杂环化合物

青海湖第四纪沉积物中几种有机化合物的含量见表 127。

1. 氨基酸

73-1 号青海湖底淤泥中的氨基酸含量,经测定为 0.742 毫克/克。布哈河三角洲全新世沉积物的平均含量为 0.045 毫克/克。晚更新世湖相沉积物平均为 0.054 毫克/克;早—

表 127 青海湖第四纪湖相沉积物中几种有机化合物的含量

沉积剖面			氨基酸	纤维素	总糖	脂肪	脂肪酸
			毫克/克				
湖底沉积物			0.742 (1)*	—	—	—	—
全新世	青 6 孔	范围	0.004—0.110	0.21—1.48	0.09—1.25	0.2—22.6	0.04—1.17
		平均	0.0292(11)	0.52(11)	0.44(11)	5.77 (8)	0.46 (8)
	青 7 孔	范围	0.016—0.087	0.24—1.18	0.21—1.76	0—8.6	0.03—8.52
		平均	0.063(10)	0.55(10)	0.77(10)	3.07 (8)	2.26(10)
晚更新世	青 4 孔	范围	0.001—0.186	0.27—0.65	0.24—1.22	—	0.31—0.68
		平均	0.047(13)	0.40(10)	0.48(12)	—	0.46(10)
	青 5 孔	范围	0.003—0.250	0.36—1.00	0.13—1.19	—	0.14—0.53
		平均	0.065 (8)	0.57 (8)	0.68 (7)	—	0.31 (8)
早—中更新世	青 4 孔	范围	0.023—0.040	0.21—0.35	0.19—0.60	—	0.25—0.33
		平均	0.030 (3)	0.23 (3)	0.38 (3)	—	0.29 (3)
	青 5 孔	范围	0.0240—0.150	0.40—0.49	0.17—0.77	—	0.32—0.54
		平均	0.061 (4)	0.44 (3)	0.42 (4)	—	0.43 (3)

* 括号内系分析样品数。

1)、2) 由中国科学院贵阳地球化学研究所分析。

中更新世湖相沉积物平均为 0.048 毫克/克。其中, 青海湖全盛时期的晚更新世, 沉积物的氨基酸含量比早一中更新世高; 浅湖相的青 5 孔比深湖相的青 4 孔高。

现代海、湖沉积物中游离氨基酸的含量为 0.5 微克/克—数百微克/克。相比之下, 青海湖底淤泥的氨基酸含量是不低的。氨基酸在低温热反应中可失去 CO_2 生成胺盐, 再进一步脱去氨基可以成烃, 对于生油过程十分重要。

2. 碳水化合物

青海湖布哈河三角洲全新世沉积物中水溶性总糖(单糖)的平均含量为 0.59 毫克/克。在湖相沉积物中, 晚更新世平均为 0.55 毫克/克; 早一中更新世为 0.40 毫克/克。

纤维素是地质体中比较稳定的一种多糖。在布哈河三角洲全新世沉积物中, 它的平均含量为 0.53 毫克/克。在湖相沉积物中, 晚更新世平均为 0.48 毫克/克; 早一中更新世为 0.34 毫克/克。不同时代和不同沉积相中碳水化合物含量的变化与氨基酸相似。

3. 类脂化合物

动植物体中常见的类脂化合物是脂肪。青海湖布哈河三角洲全新世沉积物的脂肪平均含量为 4.42 毫克/克。

脂肪的水解产物是脂肪酸和醇。藻类中的脂肪酸含量占有机质总量的 5—25%。在古代岩石中, 脂肪酸的含量只有 0.02—0.2 毫克/克。在布哈河三角洲全新世沉积物中, 脂肪酸的平均含量为 1.46 毫克/克。在青海湖第四纪湖相沉积物中, 晚更新世平均为 0.39 毫克/克; 早一中更新世为 0.36 毫克/克。

类脂化合物在青海湖沉积物的有机质中, 占有十分重要的地位。例如, 在布哈河三角洲全新世沉积物中, 脂肪的含量占有机质平均总量的 30—41%。从第九章的研究结果来看, 脂肪酸是沉积物中的有机质向石油转化的重要中间产物。

4. 杂环化合物

我们曾将青 4 孔晚更新世第 30 号深灰色粉砂质粘土淤泥样品(井深 40—41 米), 用 9:1 苯甲醇抽提, 经处理后成 5 毫升氯仿溶液, 将一部分溶液在 72 型分光光度计上比色分析, 在波长 640—660 微米处光密度值不变(表 128), 表明有叶绿素存在, 含量经测定为 3.6 微克/克。另一部分溶液用吸收光谱在各种条件下扫描, 在 5239.96 埃和 5537.04 埃处分别出现一个吸收峰, 确定为镍卟啉化合物; 在 5279.74 埃处也出现一个吸收峰, 确定为钒卟啉化合物(见图 184)。

表 128 青 4 孔-30 号样品苯甲醇抽提液的分光光度计比色结果

波长 (微米)	480	500	520	530	540	550	560	570	580	590	600	620	640	660	670
光密度	0.250	0.195	0.160	0.142	0.120	0.112	0.100	0.095	0.090	0.082	0.076	0.068	0.055	0.055	0.047

二、烃 类

青海湖沉积物中的烃类, 按其存在形式, 有游离气态烃、吸附烃和沉积物中的分散烃

类三种。

1. 游离气态烃（浅层天然气）

1961年，我们在布哈河三角洲青2孔钻进过程中，于井深13—16米处发现浅层天然气，时代属全新世， CH_4 含量为70.7%； N_2 为23.4%。含气层为泥质粉砂和粉砂质淤泥交互层，其下直到22米深处主要是一套灰黑色淤泥和粉砂质淤泥层，含有机质丰富。

1963年，我们在与青2孔相距500米的青7孔钻进过程中，在井深4.5米处，发现沉积物开始出现气孔构造，直径0.2—3毫米。当钻至井深9.5米以后，发现有气体溢出。产气层上部为黑色淤泥层；中部为黑灰色砂、粉砂与泥质粉砂和淤泥层间互；下部为砂层。沉积物中见粉末状 FeS 和碳化植物残屑，具 H_2S 味，气孔构造较多，直径可达0.5—7毫米。在井深15.5米以下，气孔直径最大可达8毫米。经化学分析和体积色谱分析，浅层天然气的组成为：

$\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}$	—	7.0%
H_2	—	1.8%
N_2	—	35.4%
CH_4	—	55.8%

2. 吸 附 烃

我们曾将青4孔-30号淤泥用盐酸脱附、气态烃经气相色谱分析，主要成分为甲烷，有乙烷、乙烯、丙烷、丙烯等（图185）。

3. 分 散 烃 类

我们曾将青海湖底003号采样点淤泥（深1米）样品烘干粉碎后，用4:1的苯甲醇混

合溶液浸泡六天,取出 20 毫升浸泡液,在红外灯下蒸发浓缩后进行色谱分析¹⁾,结果见图 186。然后用 C_{12} 、 C_{13} 、 C_{16} 、 C_{18} 、 C_{24} 和 C_{28} 等正构烷烃标定相当碳数的位置。

图 186 的结果说明,青海湖底淤泥中含有沸点范围很宽的烃类。其中,轻质烃的含量比重烃部分相对要多。

我们把浸泡液其余部分用尿素络合后,在同样的气相色谱分析条件下,测定了其中的正构烷烃。结果见图 187。从图上可以看出,这一湖底淤泥样品中, C_{15} — C_{31} 的重烃依次出现,主峰是 C_{25} 。

把图 187 与图 186 比较一下,经尿素络合后,图 186 中 C_{13} 以前的几个峰,绝大多数高度都不大了。看来,这几个峰不一定全是正构烷烃;而尿素络合时轻质部分的正构烷烃又没有络合出来。

我们还对 73-1 号淤泥样品进行了正构烷烃分析²⁾(图 188)。它的碳数分布范围从 C_{14} — C_{35} ,最高峰出现在 C_{31} ; C_{20} 以后的组分,谱线的峰比较明显。

图185 青4孔-30号淤泥样品
吸附气体的气相色谱曲线图

1) 分析条件:柱长 3 米,内径 3 毫米。固定液:甲基乙烯基硅酮(SE-31) 5%。柱温:起始温度 100℃,终止温度 300℃;升温速率:每分钟 12℃。氢火焰离子鉴定器。载气:氦气,100℃下流速为 47 毫升/分钟。氢气流速 53 毫升/分钟。空气流速 130 毫升/分钟。

2) 由中国科学院贵阳地球化学研究所分析。

图 187 青海湖 003 号淤泥样品的正构烷烃气液色谱曲线

图 188 青海湖底 73-1 号淤泥样品的正构烷烃气液色谱曲线
(内标 C_{16})

青海湖底淤泥中的重质正烷烃,以含奇数碳原子的分子占明显优势。在 73-1 号样品中, OEP 值 = $6.2_{(i=27)}$ 。

青海湖沉积物中烃类分布的特点, 与我国西北—陆相盆地第三纪原油中的烃类分布(图 189)相比, 尽管烃类都是以轻烃为主, 经尿素络合后测定正构烷烃时, 轻质部分峰的高度也都削小了。碳数越小, 削去越多。但原油烃类的碳数连续分布, 而淤泥中的分散烃则分布不均, 成对出现。至于重质正烷烃的奇偶优势, 淤泥中非常明显, 原油中则已消失了。

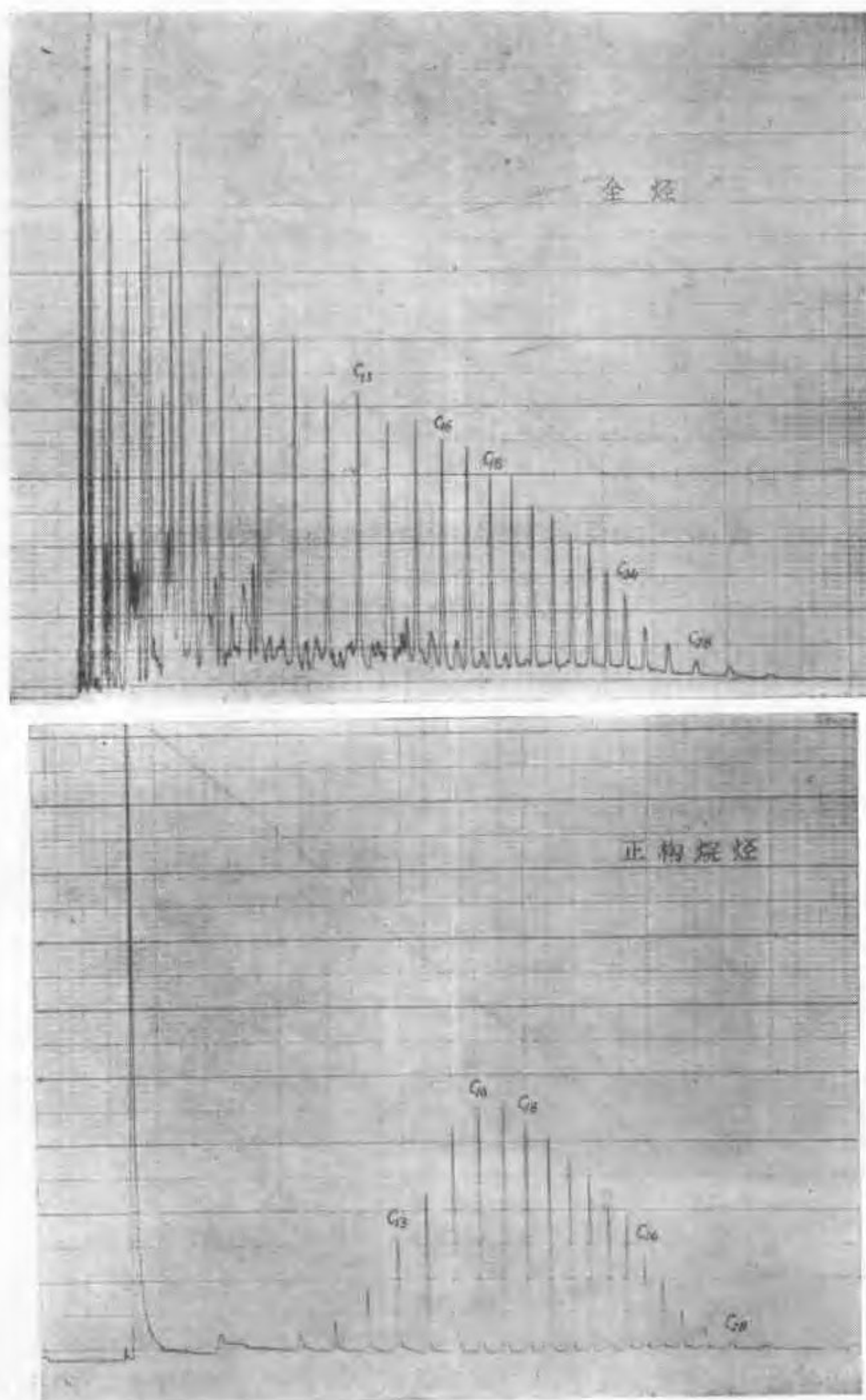


图 189 我国西北一盆地晚第三纪陆相原油的全烃(上图)和正构烷烃(下图)气液色谱曲线

三、湖泊淤泥的热解产物

在沉积物的分散有机质中,除了少量可溶性有机质外,还有 90% 以上不溶于有机溶

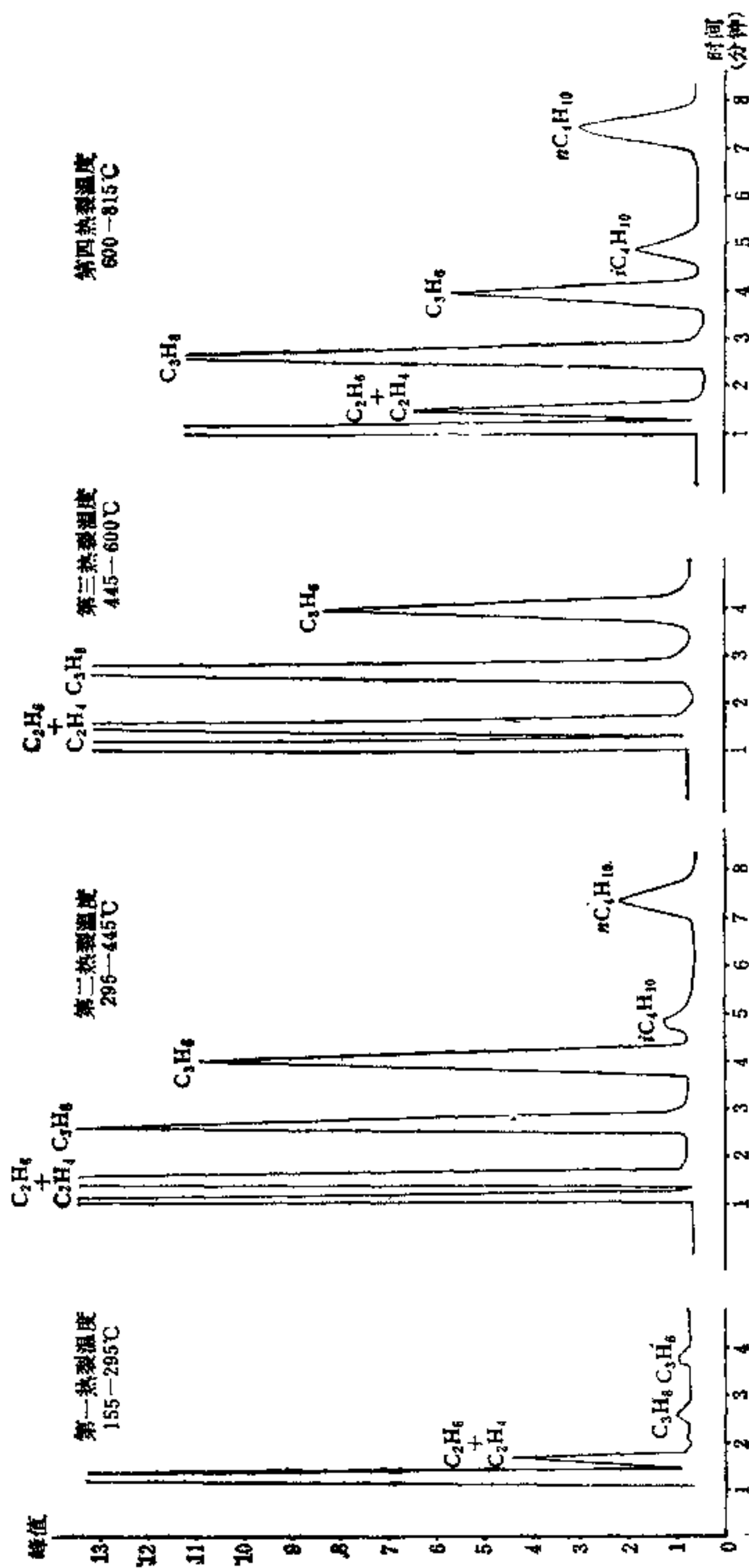


图190A 青海湖002点淤泥在四个热裂温度下气体产物的色谱曲线

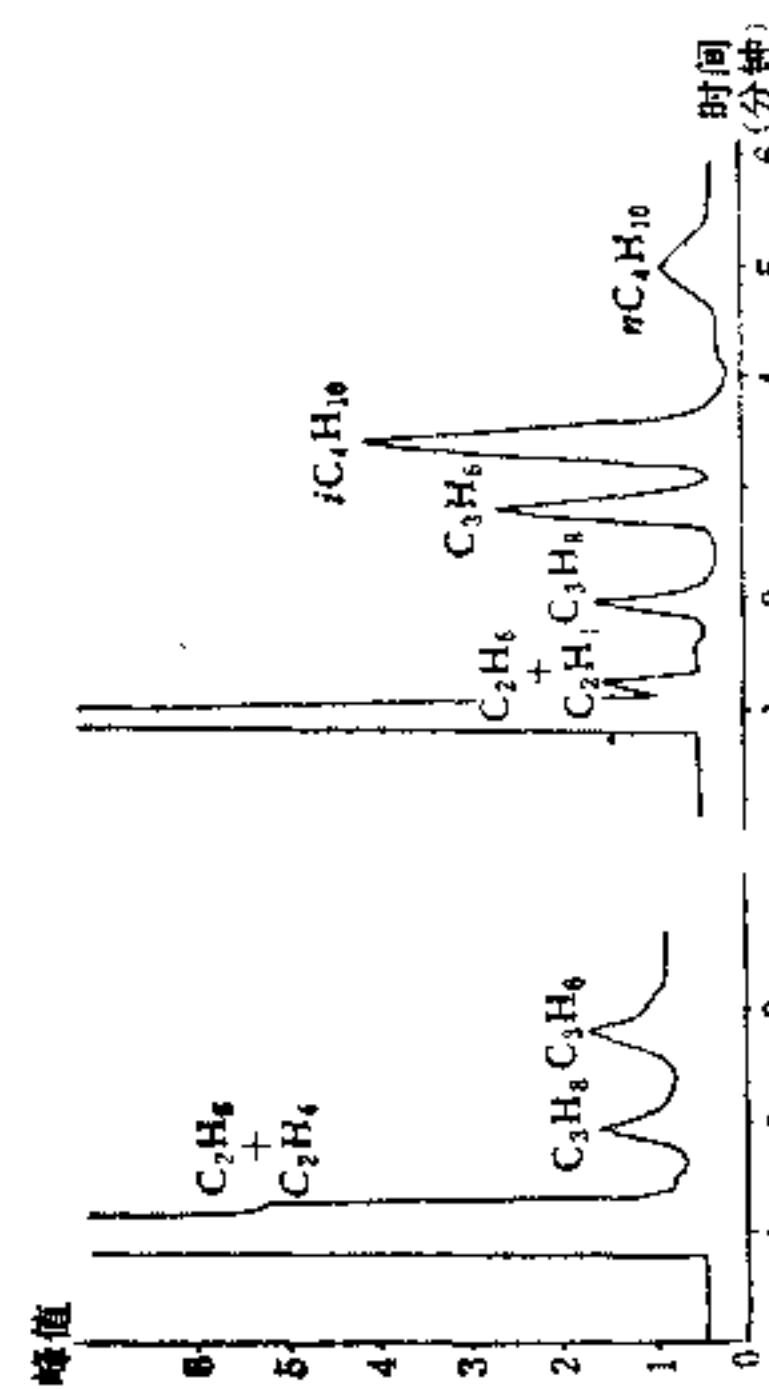


图190B 青4孔淤泥样品在第一热裂温度下热解气体色谱曲线
(样品深56.14—58.37米)

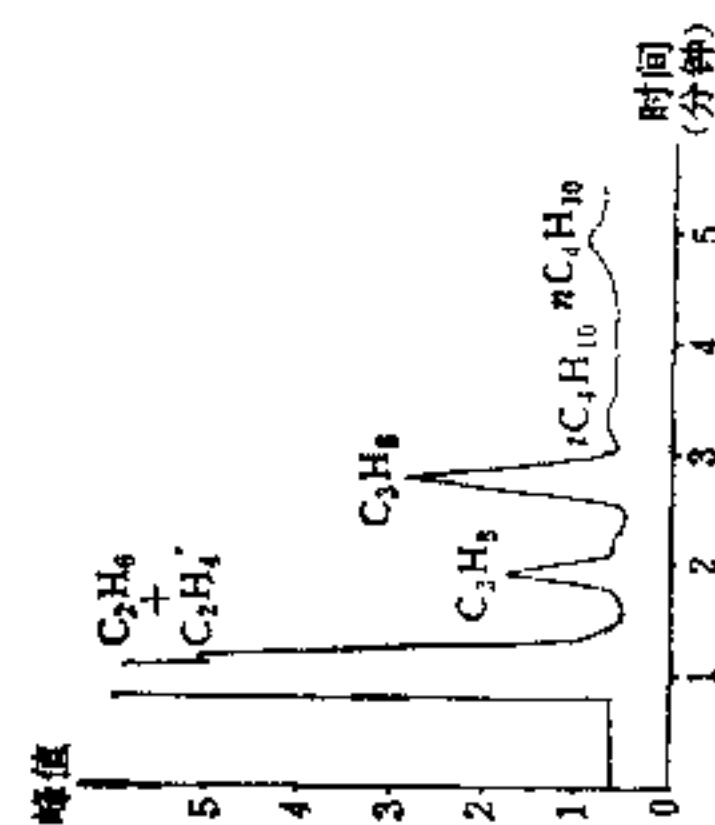


图190C 南方淡水湖淤泥加热减压气体产物色谱曲线
(样品深127.5—129.8米)

表 129 第四纪湖相沉积物中有机质的热解产物

样 品 号		青海湖底沉积物			南方淡水湖泊淤泥		青 4 孔第四纪沉积物		
		001	002	003	武-03	武-04 ¹⁾	4-17	4-42	4-92
埋藏深度		湖底表层	湖底表层	湖底表层	湖底表层	湖底表层	23.17— 24.60米	56.14— 58.37米	127.50— 129.80米
沉 积 物		浅灰色粉砂 质粘土淤泥	灰黑色泥质 粉砂	灰黑色粘土 淤泥	黑色淤泥	黑色淤泥	深灰色粉砂 质粘土淤泥	浅灰色粉砂 质淤泥	深灰黑色粉 砂质粘土淤 泥
第一热裂组分峰面积	热解温度	180—295℃	155—295℃		185—310℃	240—284℃		—305℃	—295℃
	$C_2^0 + C_7^0$	满格	0.83		0.90	0		1.26	1.60
	C_3^0	1.40	0.09		0.60	0.57		0.25	0.68
	C_7^0	0	0.11		0.81	满格		0.36	0.12
	iC_4^0	0	0		0.19	0.45		0	0.55
	nC_4^0	0	0		0.25	0.36 ²⁾		0	0.46
第二热裂组分峰面积	热解温度	295—390℃	295—445℃	250—500℃	310—445℃	280—450℃	295—400℃	305—455℃	295—400℃
	$C_2^0 + C_7^0$	满格	满格	满格	1.64	满格	0.46	0.04	0.20
	C_3^0	满格	3.58	1.55	1.21	2.53	0.12	0.48	0.23
	C_7^0	0.50	3.30	0.13	2.39	1.66	0.16	1.29	0.67
	iC_4^0	0.50	0.23	0.27	0.23	0	0.24	0.74	1.33
	nC_4^0	1.93	0.88	0.60	0.35 ³⁾	0.09 ⁴⁾	0	0.30	0.39
第三热裂组分峰面积	热解温度	390—690℃	445—600℃						
	$C_2^0 + C_7^0$	满格	满格						
	C_3^0	3.00	满格						
	C_7^0	0	2.28						
第四热裂组分峰面积	热解温度	690—1000℃	600—815℃	500—900℃	145—700℃	450—700℃			
	$C_2^0 + C_7^0$	0.24	1.18	满格	满格	满格			
	C_3^0	1.41	满格	满格	1.03	1.18			
	C_7^0	0.60	1.60	满格	1.37	1.60			
	iC_4^0	1.46	0.62	0.35	0.30	0.18			
	nC_4^0	3.67	1.45	1.38	0.50	0.32			
	nC_7^0	0	0		0	痕量			
	iC_7^0	0	0	2.80	0	0.72			
	逆 C_{7-1}^0	0	0	0.58	0	0			
	顺 C_{7-1}^0	0	0	0.63	0	0			

1) 武-04 号样品在 82℃ 低温减压脱气产物有: $C_2^0 + C_7^0 = 0.92$; $C_3^0 = 0.36$; $C_7^0 = 0.69$; $iC_4^0 = 0.035$; $nC_4^0 = 0.11$ 。在 82℃—240℃ 的热裂组分中有: $C_2^0 + C_7^0 = 0$; $C_3^0 =$ 痕量。

2) 还有: $nC_7^0 = 1.23$; $iC_7^0 = 3.0$; 逆 $C_{7-1}^0 = 0.9$; 顺 $C_{7-1}^0 = 0.72$ 。

3) 还有: $nC_7^0 = 0.68$; $iC_7^0 = 1.54$; 逆 $C_{7-2}^0 = 0.35$ 。

4) 还有: $nC_7^0 = 0.18$ 。

剂的部分(即“Kerogen”)。为了同时研究这两部分有机质,我们对8个淤泥样品进行了热解产物的分析。热解时将样品首先加热至不同温度,用 CO_2 作冲洗剂,活性碳吸附,再进行热脱附,最后用气液色谱鉴定。结果见表129和图190A、B。

分析结果是:

(1) 湖中五个现代淤泥在加热至 155°C 以前,所收集的气体中都没有发现重烃。而在加热到 $155\text{—}310^\circ\text{C}$ 之间所收集的气体中大多有重烃,有的还包括正、异构气态烷烃和烯烃。

(2) 南方淡水湖泊武-04号淤泥样品在 82°C 低温下减压脱气6小时,得到了重烃(见表129中注¹⁾)。接着把这一脱过气的淤泥样品在 $82\text{—}284^\circ\text{C}$ 温度下热解,在收集到的气体中却没有 C_2H_6 和 C_2H_4 的峰出现。这就说明: $\text{C}_2\text{H}_6 + \text{C}_2\text{H}_4$ 等重烃在淤泥中可能是呈吸附状态存在的;由于吸附能量较小,在减压低温加热时已全部脱附。

(3) 在热裂气体中发现有一定量的烯烃。

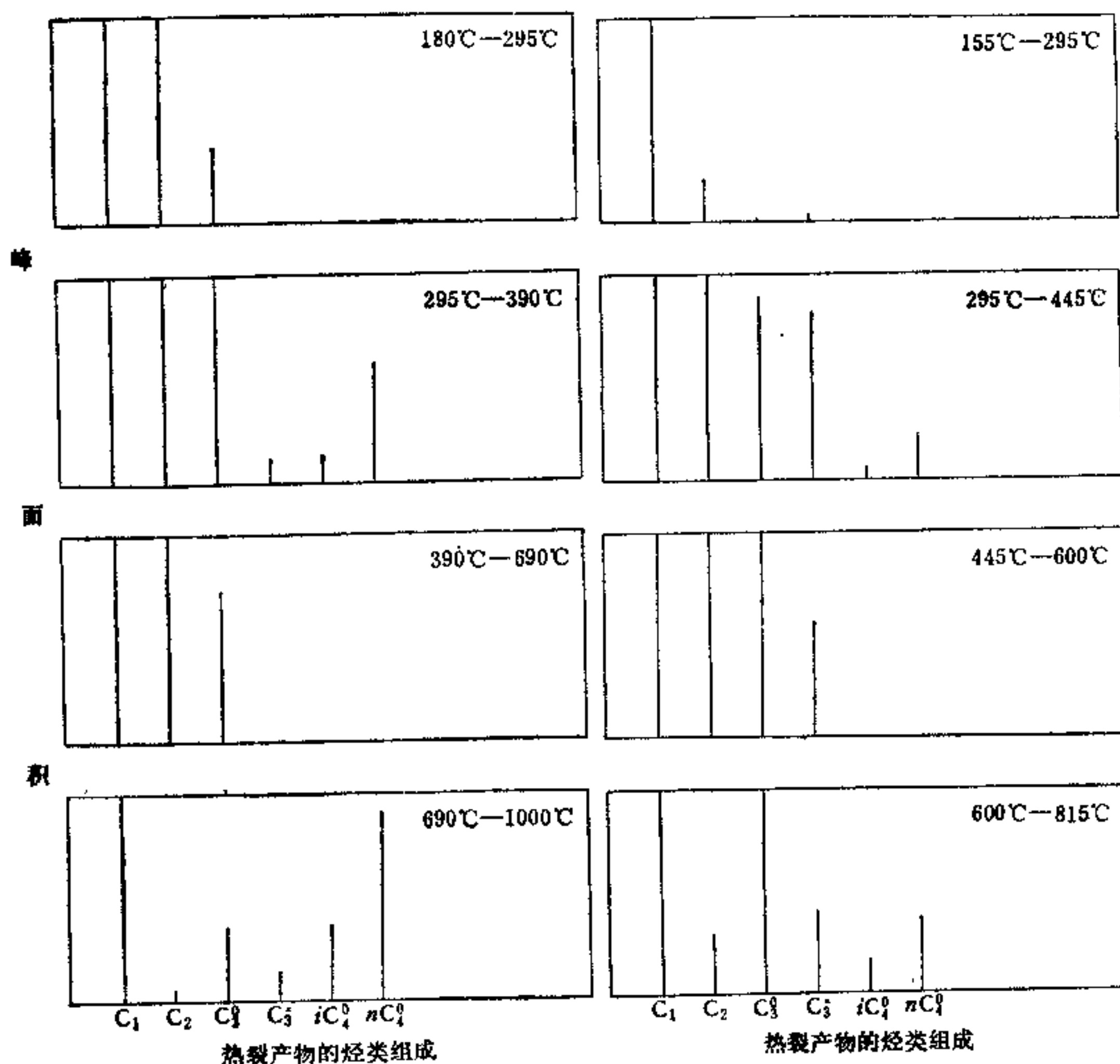


图 191A 001 号湖底淤泥在四个热裂温度下产生的气态烃

图 191B 002 号湖底淤泥在四个热裂温度下产生的气态烃

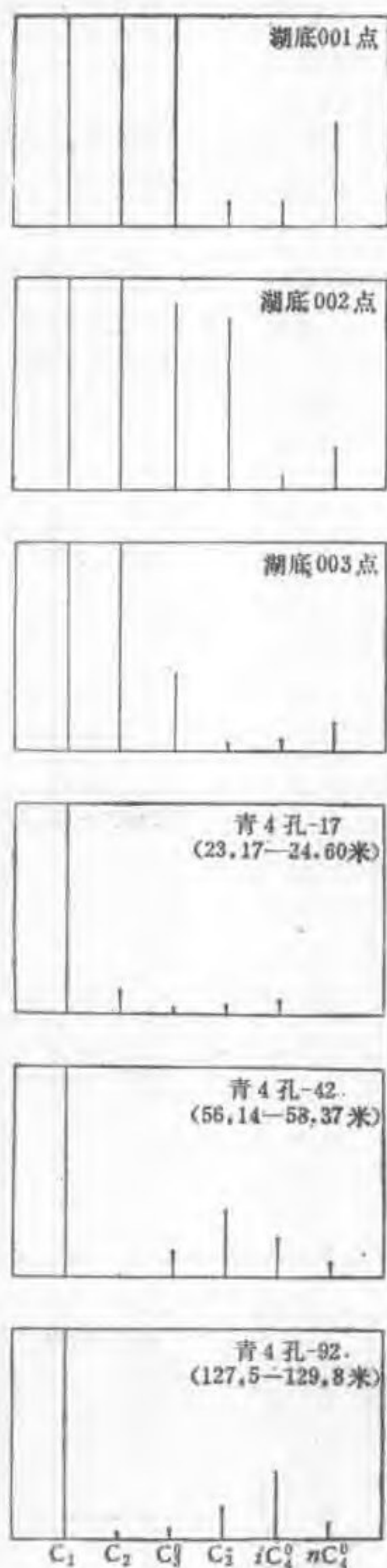


图 192 青海湖沉积物随埋藏加深第二热裂组分的变化

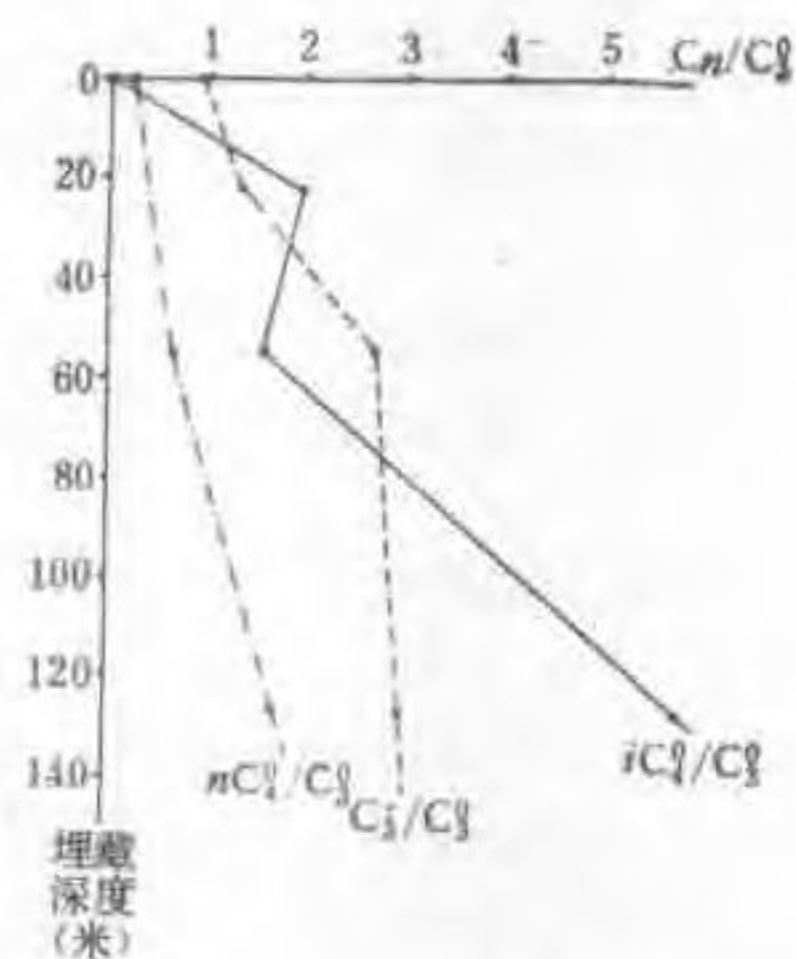


图 193 青4孔沉积物正构烷烃 C_n/C_i 随埋藏加深的变化

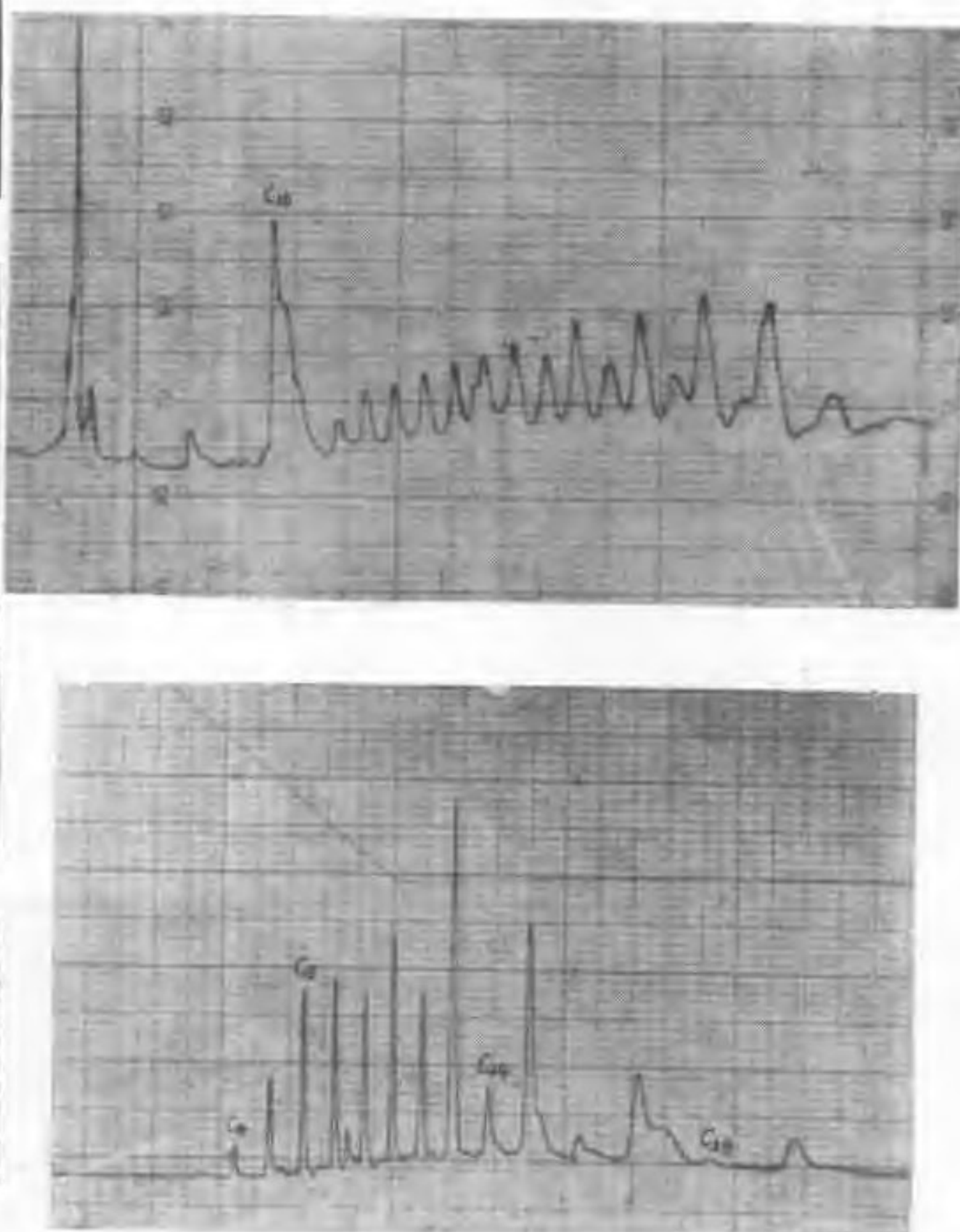


图 194 青4孔-30号(上图)和46号(下图)样品的正构烷烃气液色谱曲线

(4) 从表 129 和图 191 可见,总的来说,随着热解温度升高,所得气体中的重烃含量也增高。

(5) 青海湖淤泥的第一、三热裂组分中只有 C_3 及其以前的烃,而在第二、四热裂组分中都有 C_4 。这个现象可能意味着:在第一热裂温度(155—295℃)下,主要是吸附烃的脱附;而在第二及第四热裂温度下,各有一次有机质的裂化。一次在低于 445℃ 之前,可能在 295—390℃ 之间;另一次在高于 600℃ 之后,可能在 690—800℃ 之间。这两次裂化如果存在,那么,青海湖淤泥中可能有两种类型很不相同的有机化合物。

(6) 从图 192 中可以看出,在第二热裂温度下,青海湖底沉积物与钻井剖面第四纪湖积物的热裂组分有明显不同。湖底淤泥的 C_1 — C_4 热裂组分中以 C_1 、 C_2 、 C_3 为主, $C_3^0 > C_2^0$; $nC_4^0 > iC_4^0$; C_3^0 或 iC_4^0 相对含量最低。钻孔第四纪湖积物则不同, C_1 — C_4 热裂组分中以 C_1 为主, C_2 则大为减少;与湖底沉积物相反, $C_3^0 < C_2^0$, $iC_4^0 > nC_4^0$ 。

值得注意的是,随着沉积物的埋藏加深,热裂气体中重烃的含量(特别是异丁烷)逐渐增高。这一点,在表 130 和图 193 中反映得十分清楚。青海湖三个表层淤泥从 C_3^0 开始与 C_4^0 的比值都小于 1;如果以 002 号样品作为起点,那么,向下到了青 4 孔 127.50—129.8 米深处(第 92 号样品), C_3^0/C_4^0 从 0.92 增至 2.92; iC_4^0/C_4^0 从 0.06 增至 5.77; nC_4^0/C_4^0 从 0.25 增至 1.69; iC_4^0/nC_4^0 也从 0.26 增至 3.41。

表 130 各个湖泊淤泥样品 C_n/C_4^0 比值的变化

样品号	埋藏深度	第二热解温度(℃)	C_2/C_4^0	C_3^0/C_4^0	iC_4^0/C_4^0	nC_4^0/C_4^0	iC_4^0/nC_4^0
武-03	湖底表层	310—445	1.36	1.98	0.19	0.29	0.66
武-04	湖底表层	280—450	>1	0.66	0	0.04	0
001	湖底表层	295—390	>1	<1	<1	<1	0.26
002	湖底表层	295—445	>1	0.92	0.06	0.25	0.26
003	湖底表层	250—500	>1	0.08	0.18	0.37	0.45
青 4 孔-17	23.17—24.60米	295—400	3.92	1.33	2.00		
青 4 孔-42	56.14—58.37米	305—455	0.08	2.68	1.54	0.63	2.46
青 4 孔-92	127.50—129.80米	295—400	0.87	2.92	5.77	1.69	3.41

淤泥热解产物的上述变化,看来反映着有机化合物在埋藏过程中发生了转化。变化的总趋势是,轻质烃中的重烃部分增多了。

四、沉积物埋藏过程中烃类转化的迹象

几个青海湖沉积物的正构烷烃分析资料列于表 131 中。其中,青 4 孔-30号¹⁾和 46 号淤泥岩芯的色谱曲线见图 194。

从图、表上可以看出,一方面,青海湖沉积物中正构烷烃重质部分的共同特点是:奇数碳原子比偶数碳原子的丰度都大,具有相对的优势。另一方面,随着埋藏逐渐加深,这

1) 是由中国科学院贵阳地球化学研究所作的。

表 131 几个青海湖沉积物中正构烷烃奇偶优势随埋藏加深的变化

样品号	沉积物	埋藏深度(米)	计算“奇偶优势”的碳数范围及峰面积											奇偶优势 OEP
			C ₂₁	C ₂₂	C ₂₃	C ₂₄	C ₂₅	C ₂₆	C ₂₇	C ₂₈	C ₂₉	C ₃₀	C ₃₁	
73-1	黑色淤泥	湖底表层							1.00	0.50	0.63	0.10	3.20	6.20
青 4 孔-30	深灰色粉砂质粘土淤泥	40.00—41.00							0.38	0.18	0.52	0.90	0.63	3.80
青 4 孔-35	黑色粉砂质淤泥	45.56—47.55					0.165	0.088	0.225	0.077	0.35			2.83
青 4 孔-46	浅灰色粉砂质淤泥	62.41—64.36	1.74	1.36	2.10	0.40	1.84							2.67
青 4 孔-61	浅灰黑色粉砂质淤泥	90.40—91.36					0.16	0.11	0.26	0.10	0.30			2.44
青 4 孔-95	深灰色粉砂质淤泥	133.16—136.80					0.42	0.43	0.50	0.14	0.31			1.64

一优势依次变小,其 OEP 值¹⁾从湖底沉积物的 6.20 变为 3.80、2.83、2.67、2.44,到了 136 米深处,只有 1.64,从而组成了一个正构烷烃随埋藏加深“奇偶优势”趋于减弱的演化序列。从图 195 来看,这一演化过程在 45 米左右的深度内进行得已很强烈。

众所周知,古代生油岩和原油中的正构烷烃“奇偶优势”一般已近消失(见图 189)。

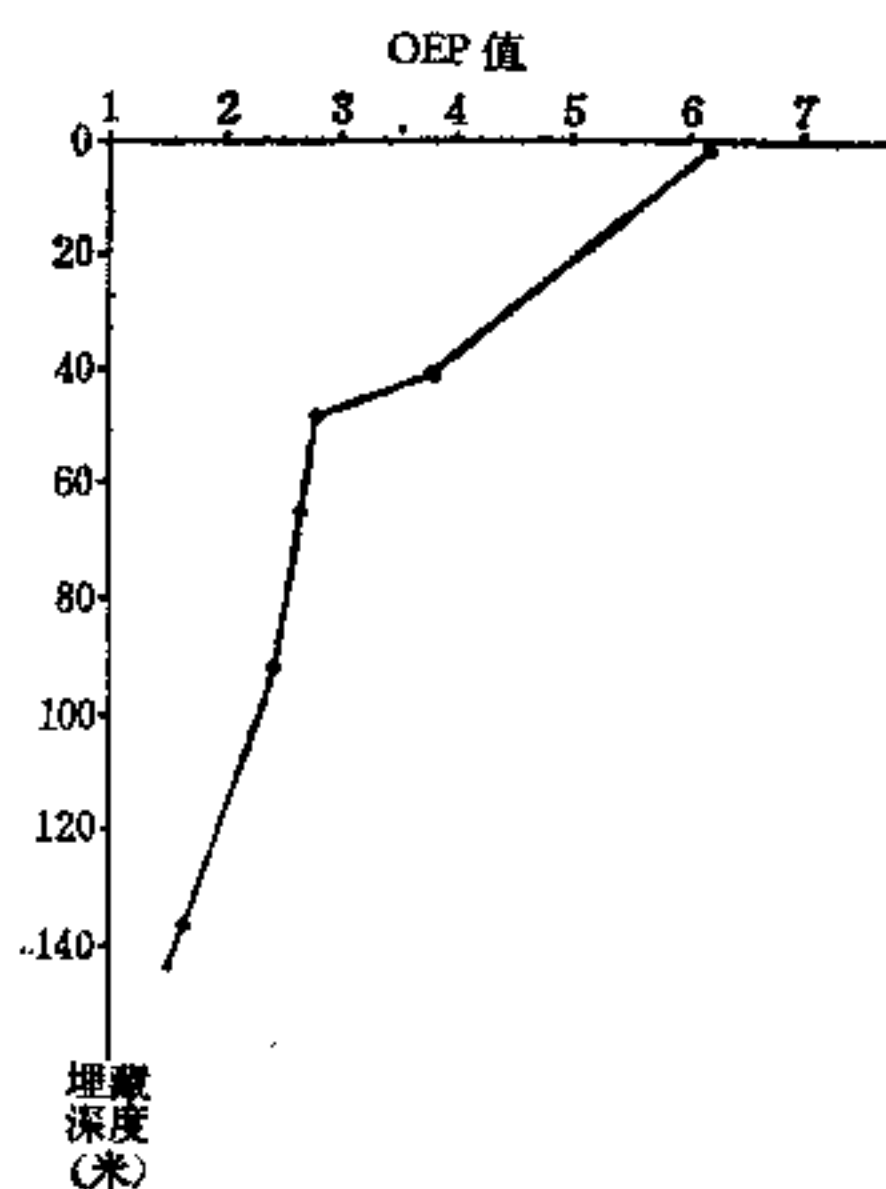


图 195 青 4 孔沉积物正构烷烃 OEP 值随埋藏加深的变化

因此,青海湖第四纪沉积物中正构烷烃“奇偶优势”的上述演变方向,正是它们走向“成熟”,向石油烃趋近的一个迹象。从 136 米深处 OEP 值只有 1.64 来看,这一过程在 150 米左右的成岩深度内,已经进行得很强烈了。

在上面章节中,根据沥青组分和元素组成的资料,讨论了第四纪沉积物中有机质向石油方向转化的早期迹象。现在,我们又一次看到,内陆湖相沉积物中不但有烃,而且有 C₁—C₅ 的轻质烃和 C₁₄—C₃₅ 的重烃,还有叶绿素和卟啉等杂环化合物;更重要的是,随着早期成岩作用的进行,在青海湖确实出现了烃类向石油烃方向转化的迹象。

但是,因为埋藏尚浅,时间尚短,温度压力尚低,青海湖沉积物中的正构烷烃同古代生油岩和陆相原油相比,还差得很远,“奇偶优势”依然存在,还远未成熟到石油烃的程度。布哈河三角洲

的浅层天然气含氮量高,同我国绝大多数油、气田天然气相比,也还需要进一步脱氮和成烃。然而,青海湖第四纪沉积物中有机质的研究,毕竟让我们看到了有机质在早期成岩阶段向石油方向演化的总趋势,以及它们在这个阶段中所能达到的限度。

1) “奇偶优势” OEP 值 = $\left[\frac{C_i + 6C_{i+2} + C_{i+4}}{4C_{i+1} + 4C_{i+3}} \right]^{(-1)^{i+1}}$ 。计算时,取色谱曲线中主峰附近 5 个组分的百分数代入上式。式中的 C 表示各组分的峰面积, i 为 5 个组分中的最小碳数。

第九章 微生物在有机质转化中的地质作用

石油形成归根结底是沉积层中有机质转化问题,即沉积层中的微生物以及其它地质、化学、物理因素把原始有机物转化为石油的过程。

众所周知,在成油过程中的有机质转化初期,微生物起着重要作用。本章拟结合青海湖第四纪沉积的具体情况,初步剖析微生物在成油过程中的作用。

分析沉积层中的微生物,既可说明沉积层中具有这类菌群生存的条件,又可推论这些菌群所起的地质作用。

为此我们对青海湖沿岸六口钻井的 75 块岩芯进行了有关的微生物生理菌群及岩芯生化分析,结合地球化学分析数据、岩芯 pH、Eh、粒度、地球化学环境,以及室内脂肪酸发酵实验和发酵产气分析,想初步剖析并验证微生物在有机质的保存和转化过程中所起的作用。

一、岩 样

各孔均采用双层岩芯管全取芯。2 米以上地层分别在钻孔旁人工挖坑无菌取样。采样时考虑到深度、岩性、沉积层位、有机质含量、氧化还原情况等,并且照顾到微生物活动特征,与沉积及地化样品同时采集;我们无菌采取同块岩心中之未污染部分约 200 克用于微生物及生化分析等项研究。岩芯取出后即时测定了 pH、温度等。

青 1 孔、青 2 孔的岩样取样后紧压于无菌水分盒内,密封送兰州试验室,保存于冰箱中,并及时分析;青 6 孔、青 7 孔的岩样保存于 CO₂ 气域内,密封送兰州及时分析;青 4 孔、青 5 孔岩样于岩芯采出后 2 小时内在现场进行了微生物分析,用于生化分析的岩样密封于 CO₂ 气域内,送兰州保存于冰箱中并及时分析。

二、分 析 方 法

1. 微生物生理菌群的分析 (将岩芯无菌粉碎制成 1:10 的悬浮液做为接种液)

(1) 好气及嫌气腐生菌,芽孢及非芽孢菌的计量^[67-68]: 用葡萄糖、肉汁、蛋白胨加土浸液培养基;嫌气菌用玻璃管培养法计数;好气菌用平板稀释法计数;将土壤悬浮液置试管中,于 80℃ 加热 10 分钟后接种,以培养芽孢菌。

(2) 好气及嫌气纤维素分解菌计量^[67-69]: 用 Имшенецкий 培养基,以滤纸为碳源用 10 级稀释法定量。

(3) 氨化菌计量^[67-69]: 按照土壤微生物分析法培养,用 10 级稀释法定量。

(4) 嫌气脂肪分解菌。

(5) 异养及自养硫酸盐还原菌。

- (6) 自养生成甲烷菌。
 - (7) 分解吡啶菌、利用醚的硫酸盐还原菌。
 - (8) 液体石蜡分解菌、固体石蜡分解菌及乙烷氧化菌。
- 这五类菌群均按石油微生物区系调查法培养及检查^[72]。

2. 脂肪酸发酵试验

培养基中以甲酸、乙酸、乳酸、油酸、硬脂酸两两组合为碳源,以青海湖水中之盐分为无机盐,另外加入蛋白胨 0.1%, KH_2PO_4 0.05% 及 5% CaCO_3 , 调 pH 7.0—7.2。用双链瓶法嫌气发酵集气,定期计产气量,并用奥氏气体分析仪及气体体积色谱分析产气组分: O_2 、 N_2 、 H_2S 、 NH_3 、 CO 、 CO_2 、 CH_4 、 C_2H_6 、 C_3H_8 、 C_4H_{10} 、 C_2H_4 、 C_4H_8 、 C_5H_{10} 等,平均误差 1%。

3. 生化分析

(1) 水分: 样品于 50℃ 烘 3—5 小时,减重,计算含水量。样品分析中据此计算为干基重。

(2) pH: 样品以 1:2 加水搅匀,过滤,用三种 pH 试纸测定,相互对照;灵敏度为 0.2。

(3) 总糖(水溶性): 取 50℃ 干样,加水后回流提取。滤液用蒽酮法比色测定。以无水葡萄糖做标准曲线;计算为每克样干基含量。

(4) 纤维素及多糖: 取 50℃ 烘干样,加 HCl 后回流,用石棉过滤,将滤液及洗液稀释至一定体积,取部分加 Na_2CO_3 中和,用 NaOH 沉淀 Al、Fe、Ca、Mg 等,过滤,滤液用蒽酮法比色测定,减去水溶性糖为多糖量。将石棉过滤之残渣加 80% H_2SO_4 分解纤维素,研磨并回流、过滤、中和、比色,计算纤维素含量;另取纯纤维素同上水解后做标准曲线,比色时用 Somogyi 法,波长 650 m μ 。

(5) 脂肪及脂肪酸: 样品加 H_2SO_4 (6 N) 酸化,50℃ 烘干,取部分装于滤纸筒内,加乙醚于索氏器中提取,抽提物用水洗,分离后取乙醚层蒸发近干,加中性酒精,以麝香草酚兰为指示剂,用 KOH 酒精液滴定,脂肪酸含量按油酸计算。

将滴定液除去酒精,加 0.5N KOH 酒精液迴流水解脂肪,用 0.1N HCl 回滴过量之 KOH,计算脂肪量。

(6) 氨基酸: 样品加 6N HCl,稀释过滤,取定量滤液蒸干,去 HCl,加水,加“1 × 12”强酸性离子交换树脂,用 2N NH_4OH 洗下氨基酸,将洗液蒸干(去 NH_4OH 及 Al),加水溶解,过滤,取部分滤液用水合茚三酮之吡啶、乙醇酚液比色,另取谷氨酸、赖氨酸、亮氨酸各 0.01 克同上操作后比色,做标准曲线,比色用波长 570 m μ ,计算氨基酸量。

(7) S^{2-} 及 SO_3^{2-} 及还原物质之测定: 样品加水,加 I_2 ,加 HCl,用 0.01N $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3$ 反滴定,以淀粉为指示剂,计算为 H_2S 量。

三、实验结果

1. 布哈河三角洲全新世沉积物中微生物及生化物质的分布

我们于 1961 年 8—10 月在布哈河三角洲地区打了青 1 孔及青 2 孔(井深 54 米, 24

米以下为砾石层,不作分析),两孔相距 500 米。为了进行补充及重复试验,1963 年 7 月在青 1 孔东南 38 米处打了青 7 孔(深 18.55 米),在青 2 孔以东 18 米处打了青 6 孔(深 21.18 米);前后两孔间砾石层以上的地层均能相互对比。我们在青 1 孔取岩样 21 块,青 7 孔取岩样 25 块;青 2 孔取岩样 20 块,青 6 孔取岩样 28 块。所采岩心多属黑灰或灰绿色泥质粉砂或粉砂质泥,间或夹有腐殖层,应属还原性岩样;pH 7.5—8.9,一般不超过 8.5;样温 8—18℃;50℃含水量 16—32%(见表 132、133)。以上因素在一定程度上都不抑制微生物活动。

表 132 青 6 孔 样 品

地化分析编号	微生物及生化分析编号	深度(米)	沉积物描述	pH	样温(℃)	50℃含水量(%)
6-01	151	1.52—1.62	黑色泥质粉砂夹腐殖层	8.2	11.5	32.0
6-02	152	1.69—1.90	黄褐及灰黑色泥质层	8.4	11.5	26.6
6-03—04	158—159	3.61—4.15	黑色细—粗粉砂质层	7.7	11.6	20.7
	160—161	4.71—5.50	黑色—灰褐色粗粉砂层	7.5	14	21.4
6-05	162	7.57—7.83	黑色粉砂与深灰泥质粉砂	7.2	11	18.9
	163	9.55—9.65	黑色粉砂质泥层	8.3	8	20
6-06	164	11.10—11.28	黑色泥质粉砂与粉砂质泥	8.0	8	20
	165	13.49—13.59	黑色淤泥夹灰褐色泥质层	8.0	10.5	
6-07	166	14.52—14.58	黑色粗粉砂层		14	
6-08	169	15.59—16.05	灰绿色中—细砂层	8.0	10	14.0
	170	17.01—17.05	灰黑色细砂夹黑泥质粉砂	8.1	11	17.3
6-09	173	19.00—19.25	黑灰色细砂层	7.5	12	14.0
6-10	175	21.02—21.18	黑灰色粉砂层	7.8	14	16.0

表 133 青 7 孔 样 品

地化分析编号	微生物及生化分析编号	深度(米)	沉积物描述	pH	样温(℃)	50℃含水量(%)
7-01	176	0.71—0.90	黑色腐殖层	7.8	14	26.0
7-02	179	2.23—2.50	灰色粗粉砂层	9.0	13	22.0
7-03	182	3.91—4.06	深黑—黑泥质细粉砂层		13	
	183	4.27—4.60	深黑—黑泥质层	8.8	14	26.0
7-04	185	6.28—6.55	灰黑泥质层微含粉砂	9.0	14	25.7
	187	8.12—8.23	深黑泥质粉砂	7.9	12	20.0
7-05	190	9.85—10.10	黑色泥质层具气孔构造	8.3	13	23.3
7-06	192	11.64—12.12	深黑色泥质粉砂	8.2	10.5	23.3
	195	14.03—14.34	黑灰泥质层	8.6	13	29.8
	196	15.20—15.46	灰黑、细—中砂层		12	
7-08	197	16.48—17.06	灰黑色细—中砂层		12.5	
7-09	199	17.29—17.64	深灰褐色泥质层有气孔构造	7.8	13	16.3
7-10	201	18.42—18.55	深灰褐色泥质粉砂	8.2	12	17.3

试验主要结果如下:

(1) 腐生菌: 于青 1、2 孔(对应于青 7、6 孔)的 20 个样品中全部培养出腐生菌。在菌的计数方面由于当时条件限制未能现场测定,但就各样品间仍能看出其相对发育程度。芽孢菌量远小于非芽孢菌量,嫌气菌量远小于好气菌量,从地表至 20 米深处腐生菌总量始终都高,除表层菌量不稳定外,5 米以下基本达到稳定状态。菌量与该孔沉积剖面的有

机碳、有机氮、 α 氨基氮以及 C/N 的变化是相符合的：青 6 孔（对应于青 2 孔）有机碳波动在 2.8—22 毫克/克，平均 9.3 毫克/克；有机氮在 0.26—1.87 毫克/克之间，平均 0.8 毫克/克；有机 C/N 在 3.0—12.7 之间，平均 9.3； α 氨基氮在 0.0022—0.0122 毫克/克之间，平均 0.0065 毫克/克，相应为有机氮的 0.8%（见表 134，图 196）。

表 134 青 6 孔腐生菌、氨化菌与有机碳、有机氮及无机碳之间的关系

地化分析编号	微生物及生化分析编号	腐生菌（发育强度） ¹⁾			氨化菌（发育强度） ²⁾	有机碳毫克/克	有机氮毫克/克	有机碳/有机氮	无机碳毫克/克
		总	好气	嫌气					
6-01	151	3	3	2	5	22.0	1.87	11.8	23.5
6-02	152	3	3	1	5	9.1	1.51	6.0	22.8
6-03~04	158—159	2	2	1	5	12.3	1.11	11.1	22.8
	160—161	3	3	1	2				
6-05	162	3	3	1	4	3.8	0.53	7.2	20.7
6-06	163								
	164					8.5	0.91	9.4	21.3
	165	3	3	2	5				
6-07	166					3.8	0.44	8.7	21.9
6-08	169					2.8	0.35	8.0	
	170	3	3	2	5				
6-09	173	3	3	2	5	3.3	0.26	12.7	19.6
6-10	175	3	3	2	5		0.26		21.6

1)、2) 取自青 2 孔数据，两孔各相应样品的岩性相同，唯深度上略有出入。

青 7 孔（对应于青 1 孔，表 135，图 197）有机碳含量为 1.0—13.2 毫克/克，平均 5.7 毫克/克，有机氮 0.64 毫克/克，有机 C/N 为 11.4，而 α 氨基氮为 0.0009—0.0152 毫克/克，平均 0.0041，相当于有机氮之 0.72%，从图 197 中可以看出：有机碳、氮随深度而下降，趋势一致，在地表下 1—3 米处的氧化相带中呈骤减趋势。有机 C/N 值随深度略有增高（青

表 135 青 7 孔腐生菌、氨化菌与有机碳、有机氮及无机碳之间的关系

地化分析编号	微生物及生化分析编号	腐生菌（发育强度） ¹⁾			氨化菌（发育强度） ²⁾	有机碳毫克/克	有机氮毫克/克	有机碳/有机氮	无机碳毫克/克
		总	好气	嫌气					
7-01	176					13.2	1.24	10.7	19.0
7-02	179	3	3	1	3	5.8	0.8	7.3	23.6
7-03	182	3	3	1	5	4.6	0.62	7.4	22.5
	183						1.33		
7-04	185	2	2	1	5	11.9	1.15	10.0	23.0
	187					3.4	0.53	6.4	
7-05	190					8.0	0.83	10.0	29.9
7-06	192	2	2	1	3	7.1	0.62	11.5	22.1
	195								25.0
	196					1.0	0.09	11.2	
7-08	197					1.6	0.18	8.9	19.0
7-09	199	3	3	1	5	3.4	0.18	18.7	24.5
7-10	201					2.5	0.09	27.8	21.0

1)、2) 取自青 1 孔数据。两孔各相应样品岩性相同，唯深度略有出入。

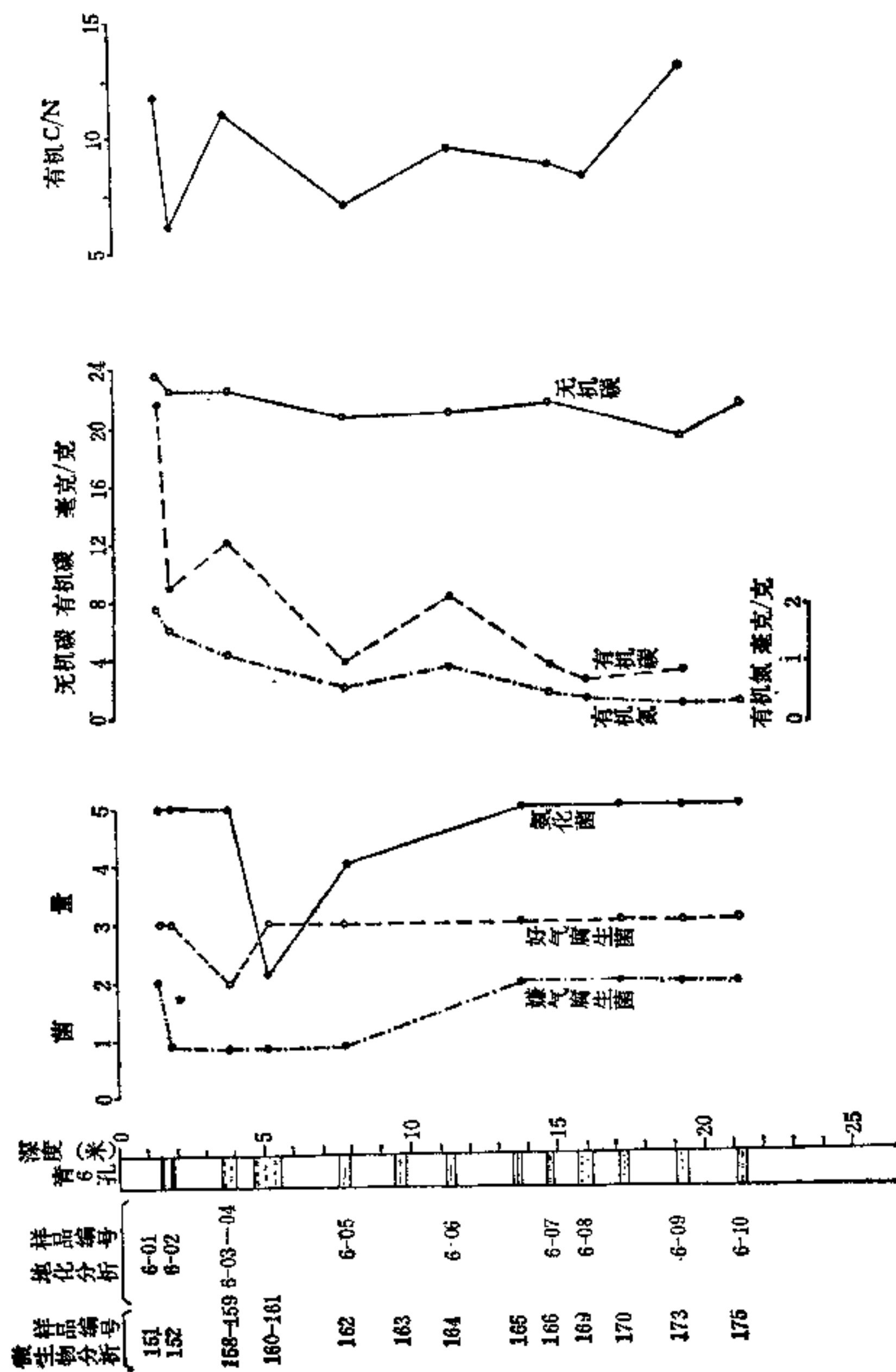


图 196 青 6 孔腐生菌、氨化菌与有机质的分布

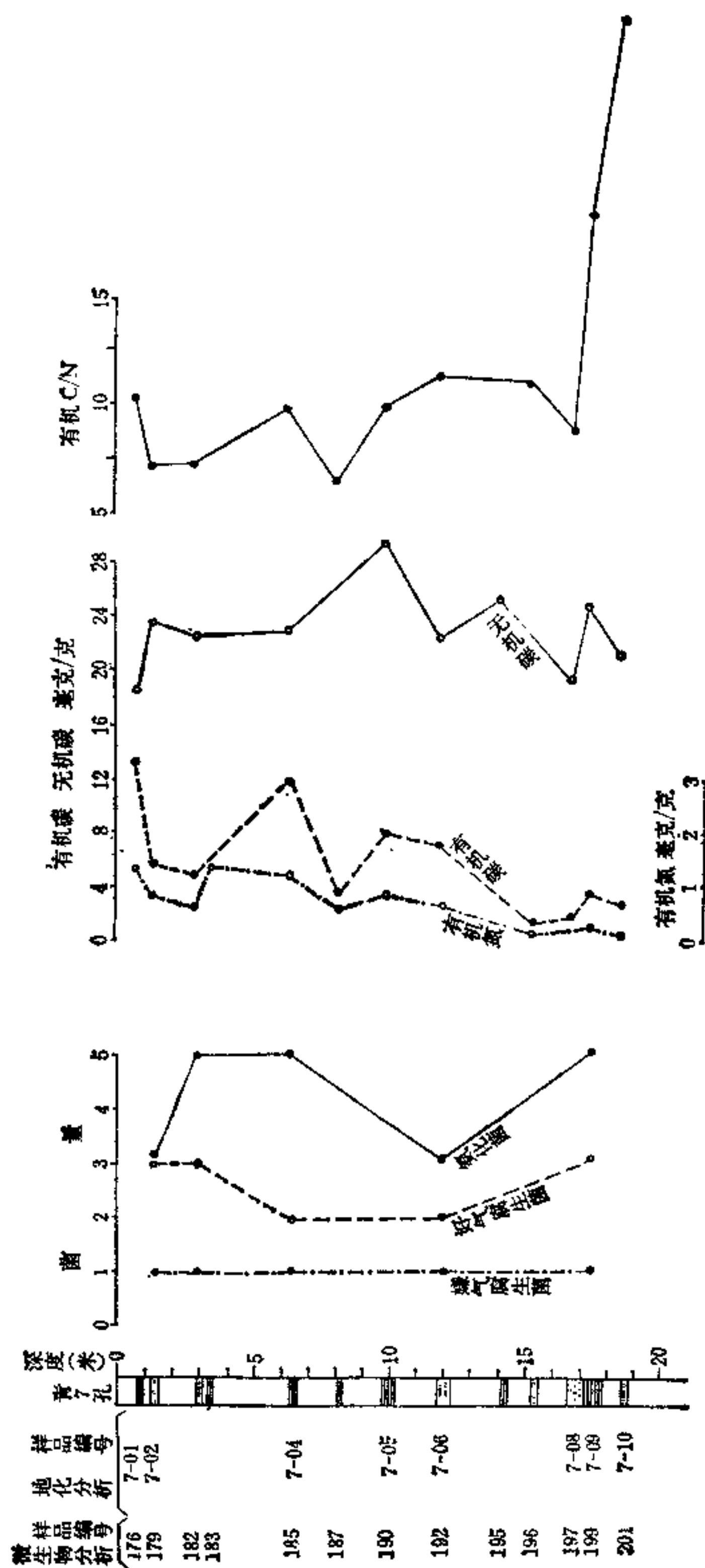


图 197 青 7 孔腐生菌、硝化菌与有机质的分布

7 孔 199 及 201 号样除外,有机氮接近于零,致使有机之 C/N 值加大)。

腐生菌是分解原始有机物质的菌类总称,在适宜条件下繁殖极快。腐生菌量大说明沉积层中各取样点有足够这些细菌利用的易同化型有机物存在,即沉积层中的有机物有一定程度的富集,保存情况良好。同时,这些有机物属于转化初期的——在形成腐殖质之前可以被微生物大量利用的类型(易同化型有机物)。

(2) 氨化菌: 氨化菌是将有机质中蛋白质类含氮物质分解为简单化合物的生理菌群,在好气及嫌气条件下均繁殖得很快,即属于兼性菌。这些菌将有机质脱氮产氨,是导致有机质脱氮的主要生理菌群之一。

青 1、2 孔(对应于青 7、6 孔)的 20 个样品中全部培养出氨化菌(表 134、135),在各个取样点,菌量均大于腐生菌总量。从表层至井底几乎全部发育旺盛。菌量随深度的消长情况与腐生菌基本一致(图 196、197)。

这种生理菌群的作用与腐生菌一样,它的发育导致了两钻孔中有机碳、有机氮及氨基酸量均依深度而递减(见图 196、197、198、199)。

氨化菌量高,同样意味着沉积层中存在着足够该菌群利用的易同化型碳、氮。它与腐生菌一样,也说明了在钻孔中易同化型有机物有一定程度的富集,保存情况良好。即存在着转化初期的有机物。

从青 1、2 孔(对应于青 7、6 孔)下述各点氨化菌量与有机 C/N 值关系可以说明氨化菌在沉积层中的脱氮作用。

样 号	菌量 $\times 10^4$ /克	有机 C/N 值
31	20	7.3
14	300	16.4
21	14000	26.7
11	16000	22.8

脱氮作用在后面的脂肪酸发酵实验中也得到了验证。

(3) 纤维素分解菌: 这是在好气及嫌气条件下分解纤维素及半纤维素为低分子化合物的生理菌群。嫌气纤维素分解菌在分解产物中可生成 CH_4 、 H_2 、脂肪酸和 CO_2 , 故能产 H_2 并影响沉积物的成岩作用; 特别是能生成脂肪酸, 它比其它类型有机物易于保存于沉积层中(脂肪酸是中性有机溶剂可抽提的物质, 在地质上属于沥青范畴)。

我们分析了青 6、7 孔 22 块岩芯样品中的嫌气纤维素分解菌。结果自地表至深 14—16 米的 15 个样品中都培养出嫌气纤维素分解菌, 发育强度较大(表 136、137)。培养过程中产生了 CH_4 、 H_2 、脂肪酸及 CO_2 。这些分解产物产生的情况, 依各样品的情况而不同。

14—16 米以下的 7 个样品中都未培养出这类菌群, 这与两钻孔这一层段中纤维素及半纤维素(总糖)含量极低是相符合的(图 198、199)。

在这两口钻井中, 纤维素及其分解产物(总糖)随深度递减, 与纤维素分解菌随深度的消长趋势相一致; 至于纤维素与其分解产物总糖之间的关系, 则不论在青 6 孔及青 7 孔都可以看出两条曲线相互交叉, 即纤维素高的点总糖低, 总糖高的点纤维素低, 正好说明了纤维素分解菌的作用。

若由 14—16 米上下分别取平均值, 以青 6 孔为例: 纤维素从 0.685 毫克/克降至 0.221 毫克/克, 下降率为 $\frac{685-221}{685} = 68\%$, 而相应的 CO_2 含量从 82.7 毫克/克降至 73.7

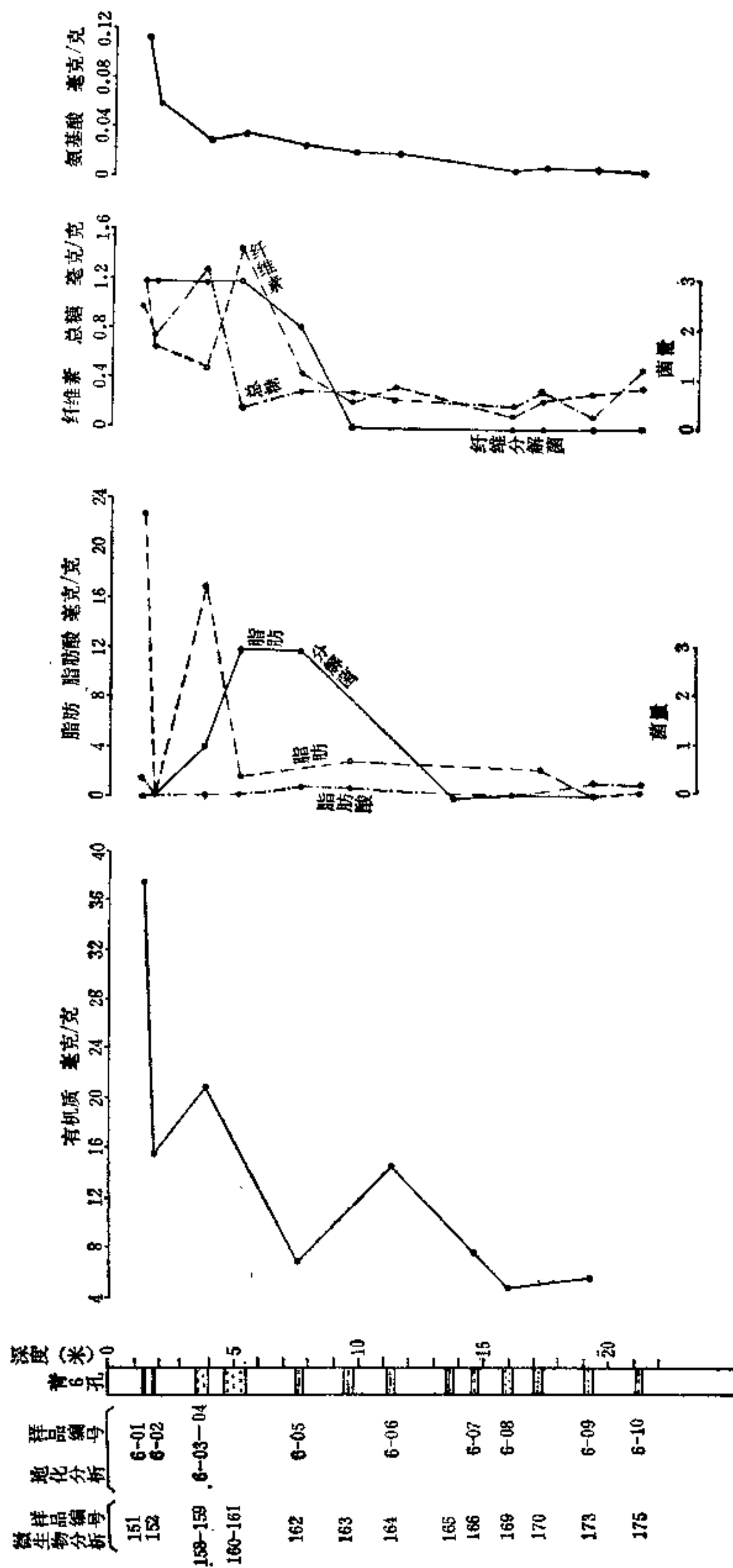


图 198 青 6 孔脂肪分解菌、纤维分解菌与脂肪、脂肪酸、纤维素、总糖、氨基酸的分布

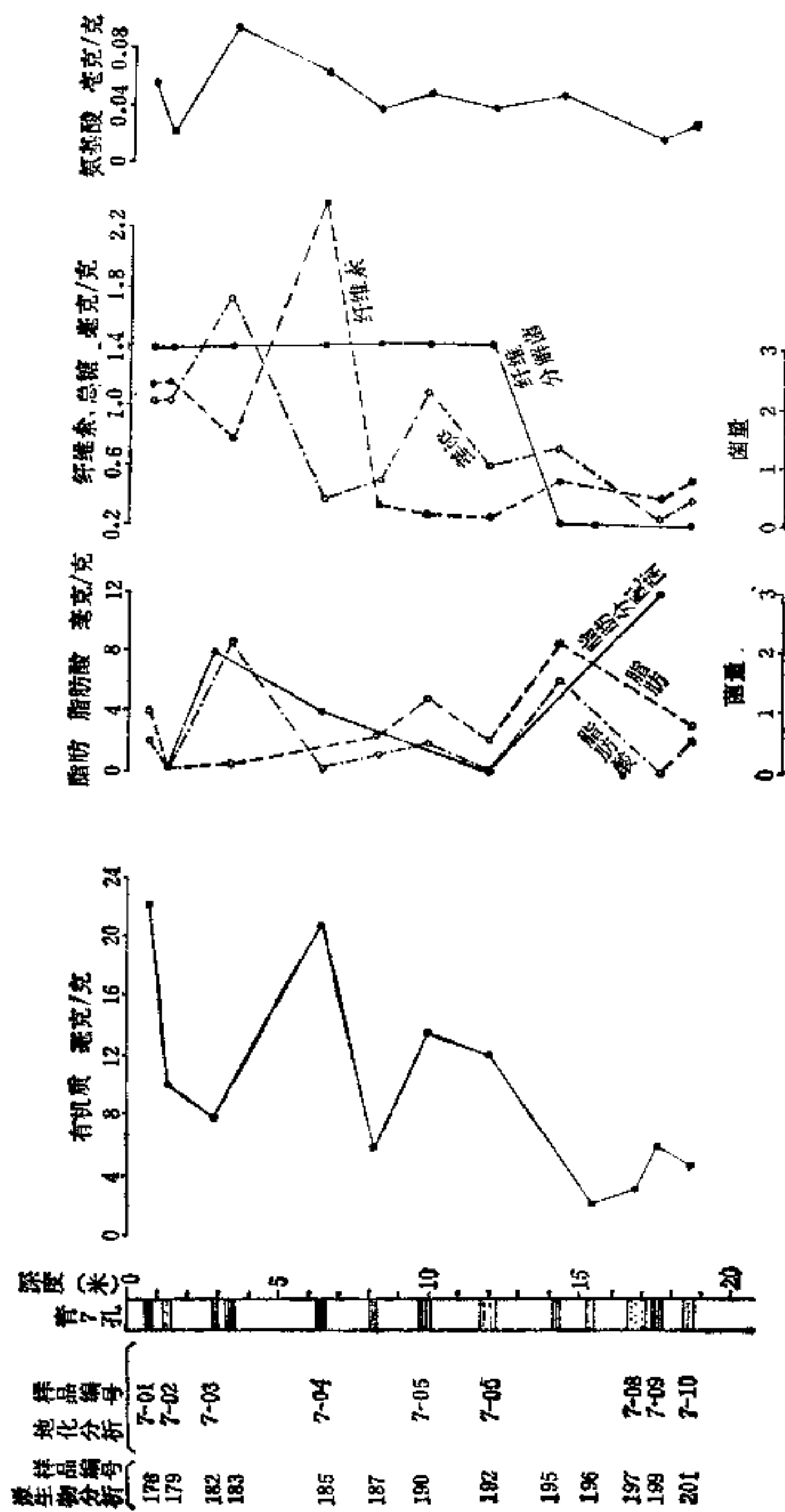


图 199 青 7 孔脂肪分解菌、纤维分解菌量与脂肪、脂肪酸、纤维素、总糖、氨基酸的分布

·表 136 青 6 孔纤维素分解菌、脂肪分解菌与生化物质间之关系

地 化 分析编号	微生物及生 化分析编号	纤 维 素 分 解 菌 (发育强度)	纤维素 毫克/克	总糖 毫克/克	脂肪分解菌 (发育强度)*	脂肪 毫克/克	脂肪酸 毫克/克	氨基酸 毫克/克	有机质(有 机碳×1.7) 毫克/克
6-01	151	3	1.19	1.03	0	22.6	1.17	0.11	37.4
6-02	152	3	0.65	0.71	0	0.2	0.06	0.06	15.5
6-03—04	158—159	3	0.49	1.25	1	16.7	0.04	0.03	20.7
	160—161	3	1.48	0.15	3	1.4	0.23	0.04	
6-05	162	2	0.42	0.31	3			0.02	6.5
	163	0	0.21	0.29		2.5	0.71	0.02	
6-06	164		0.36	0.23				0.02	14.4
	165				0				
6-07	166								6.5
6-08	169	0	0.09	0.09			0.20	0.00	4.8
	170	0	0.21	0.26	0	2.3		0.01	
6-09	173	0	0.25	0.08	0	0.2	0.72	0.01	5.6
6-10	175	0	0.34	0.46		0.3	0.53	0.01	

* 取自青 2 孔数据,两孔各相应样品岩性相同,唯深度略有出入。

表 137 青 7 孔纤维素分解菌、脂肪分解菌与生化物质间之关系

地 化 分析编号	微生物及生 化分析编号	纤 维 素 分 解 菌 (发育强度)	纤维素 毫克/克	总糖 毫克/克	脂肪分解菌 (发育强度)*	脂肪 毫克/克	脂肪酸 毫克/克	氨基酸 毫克/克	有机质(有 机碳×1.7) 毫克/克
7-01	176	3	1.12	1.06		3.8	2.04	0.05	22.2
7-02	179	3	1.18	1.04	0	0	0.19	0.03	9.87
7-03	182				2				7.83
	183	3	0.77	1.76		0.4	8.52	0.09	
7-04	185	3	0.24	0.36	1		0.21	0.06	20.6
	187	3	0.33	0.49		2.33	1.11	0.03	5.87
7-05	190	3	0.26	1.07		4.9	1.93	0.04	13.55
7-06	192	3	0.25	0.60	0	1.85	0.03	0.04	12.02
	195	0	0.51	0.73		8.6	6.06	0.04	
	196	0							1.7
7-08	197								2.72
7-09	199		0.37	0.21	3		0.18	0.02	5.78
7-10	201	0	0.50	0.39		2.7	2.30	0.24	4.25

* 取自青 1 孔数据,两孔各相应样品的岩性相同,唯深度略有出入。

毫克/克(平均),下降率为 11.4%。但脂肪酸量随深度却出现增加的趋势。这是由于除嫌气纤维分解菌外,其它嫌气菌一般也可产生脂肪酸,并在嫌气条件下被保存下来,被分解了的纤维素则很大一部分转为无机碳酸盐了。而无机碳含量情况应与所有利用有机物的异养菌相关联,其中包括纤维素分解菌群。

(4) 脂肪嫌气分解菌: 这是将脂肪嫌气分解为甘油及脂肪酸后再继续利用借以生存的生理菌群。一般说来,生成的甘油易被各种菌利用掉,而生成的脂肪酸在沉积层内与碱或碱土金属生成盐被沉积保留下来。

我们从青 1、2 孔(对应于青 7、6 孔)20 个样品中的 11 个样品,培养出这类菌群(表 136、137),其分布情况大致与脂肪的分布情况相反(图 198、199),即脂肪含量少的点脂

肪分解菌高,而与脂肪酸量之消长一致。

青 7 孔 脂肪量 8.6—0.4 毫克/克,平均 3.04 毫克/克。
脂肪酸量 8.52—0.03 毫克/克,平均 2.26 毫克/克。
青 6 孔 脂肪量 22.6—0.2 毫克/克,平均 5.7 毫克/克。
脂肪酸量 1.17—0.04 毫克/克,平均 0.46 毫克/克。

以上正说明了沉积层中脂肪分解菌对脂肪的分解作用,而沉积层内脂肪及脂肪酸含量比多糖及水溶性总糖大得多,说明脂肪及脂肪酸较其它碳水化合物易于保存或较难于被其它菌群所分解。这一点对石油形成有着特殊的意义。

(5) 异养硫酸盐还原菌及利用 H_2 的异养硫酸盐还原菌: 前者以硫酸盐为受 H_2 体,分解有机物生成瞬息 $[H]$, 还原 SO_4^{2-} 为 S^{2-} ; 后者则更具有氢化酶,还可激活分子 H_2 , 还原 SO_4^{2-} 为 S^{2-} 。由于这类菌及后面谈到的自养硫酸盐还原菌的作用,在沉积层中生成大量 H_2S , 造成周围环境的强还原势。故硫酸盐还原菌是形成沉积层还原相的主要因素,是在还原相沉积层中经常被发现的生理菌群,对石油形成起着重要的作用。

这类菌群在青 1、青 2 孔中普遍出现,在青 7、青 6 孔中重复得到验证,活动强度大,在沉积层内广泛存在。由于这些菌的活动还原了硫酸盐及高铁,产生了大量的 H_2S , 与沉积层中的铁生成 FeS 、 FeS_2 以至黄铁矿结核,使沉积层具备了一定的还原相。在这套三角洲沉积层内 Fe^{++}/Fe^{+++} 及 S^{2-}/S^{+6} 普遍大于 1 (个别样品的比值竟达到 117)。还原势随埋藏深度而增加的情况,与这类菌群有密切关系 (见表 138、139, 图 200、201)。

其中青 7 孔之 196 号样及青 6 孔之 169 号样都是砂层,但出现黄铁矿微晶小集合体。从成岩作用一系列的研究来看,这些黄铁矿微晶集合体是物质重新分配的产物。在这两个样品中都培养出了硫酸盐还原菌,但菌量明显较小;这是因为黄铁矿结核周围具局部低还原势,而使硫酸盐还原菌发育的结果。

(6) 自养硫酸盐还原菌及利用 H_2 和 CO_2 合成 CH_4 菌: 这类菌群属自养嫌气菌,它们具有 H 化酶,能激活分子氢还原 CO_2 生成 CH_4 , 并建造自身所需的有机质。硫酸盐还原

表 138 青 6 孔硫酸盐还原菌、利用 $H_2 + CO_2$ 形成甲烷菌与 S^{2-} , Fe^{++} 间之关系

地 化 分析编号	微生物 及生化 分析编号	异养硫酸 盐还原菌 (发育强度)	异养利用 H_2 硫酸 盐还原菌 (发育强度)	自养利用 H_2 硫酸 盐还原菌 (发育强度)	利用 $H_2 +$ CO_2 形成 甲烷菌 (发育强度)*	Fe^{++} 毫克/克	$\frac{Fe^{++}}{Fe^{+++}}$	S^{2-} 毫克/克	S^{2-}/S^{+6}
6-01	151	3	3	2	3	7.3	1.6	0.5	0.6
6-02	152	3	3	1	2	7.3	1.4	0.2	0.5
6-03—04	158—159	3	3	2	2	7.5	1.9	1.1	0.9
	160—161	3	3	1	3				
6-05	162	3	3	1	0	5.6	1.7	0.4	0.4
	163	3	2	2					
6-06	164	3	3	2	0				
	165	3	3	2					
6-07	166					3.4	2.3	1.9	1.8
6-08	169	2	3	1		5.6	3.0	0.1	1.0
	170	2	2	0	0				
6-09	173	2	2	1	0	4.4	2.3	0.2	0.3
6-10	175	2	3	2	0	5.4	2.3	0.1	0.3

* 取自青 2 孔数据,两孔各相应样品的岩性相同,唯深度略有出入。

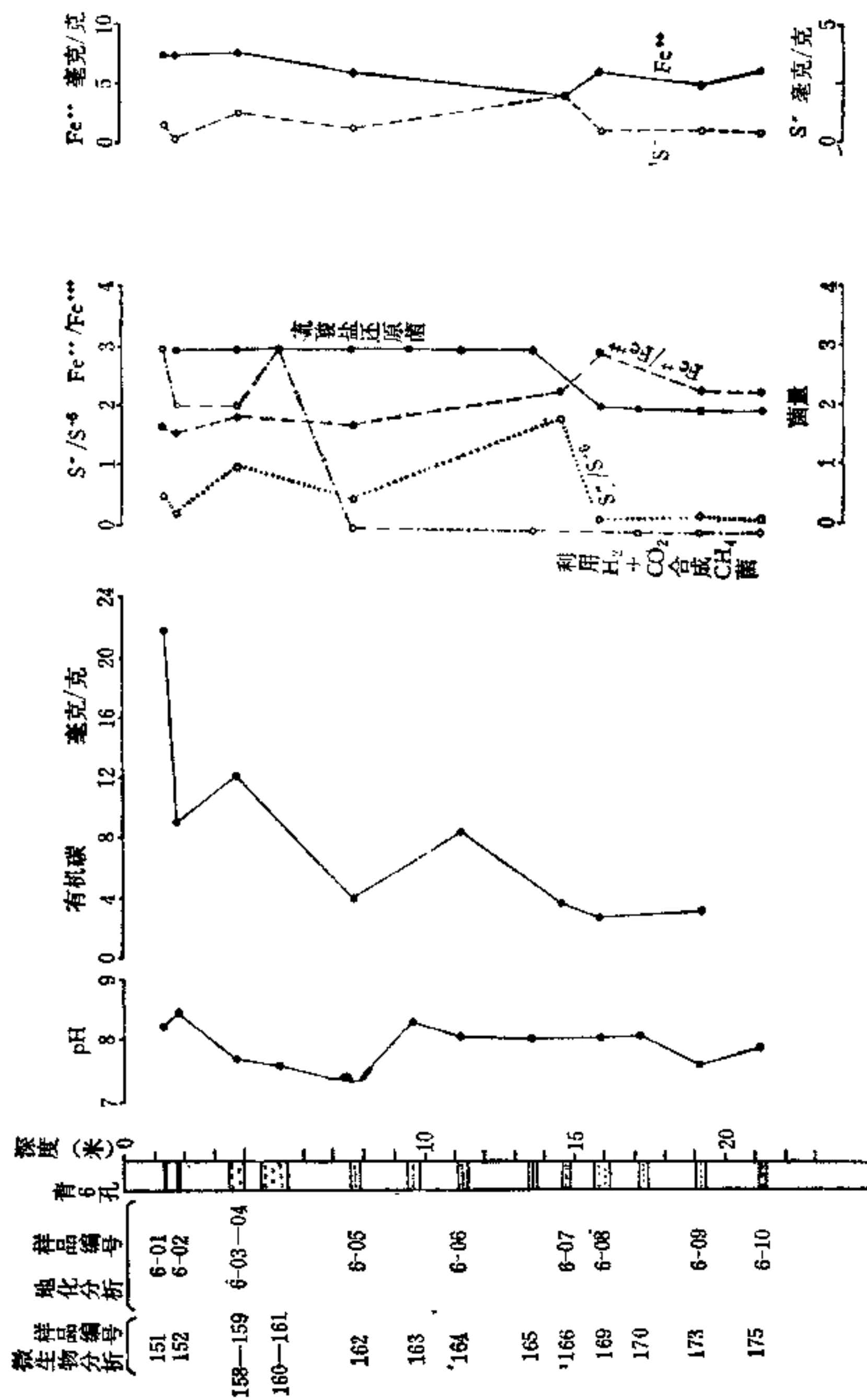


图 200 青 6 孔硫酸盐还原菌及利用 H₂ 及 CO₂ 合成 CH₄ 菌与 S⁻、Fe⁺⁺ 的关系

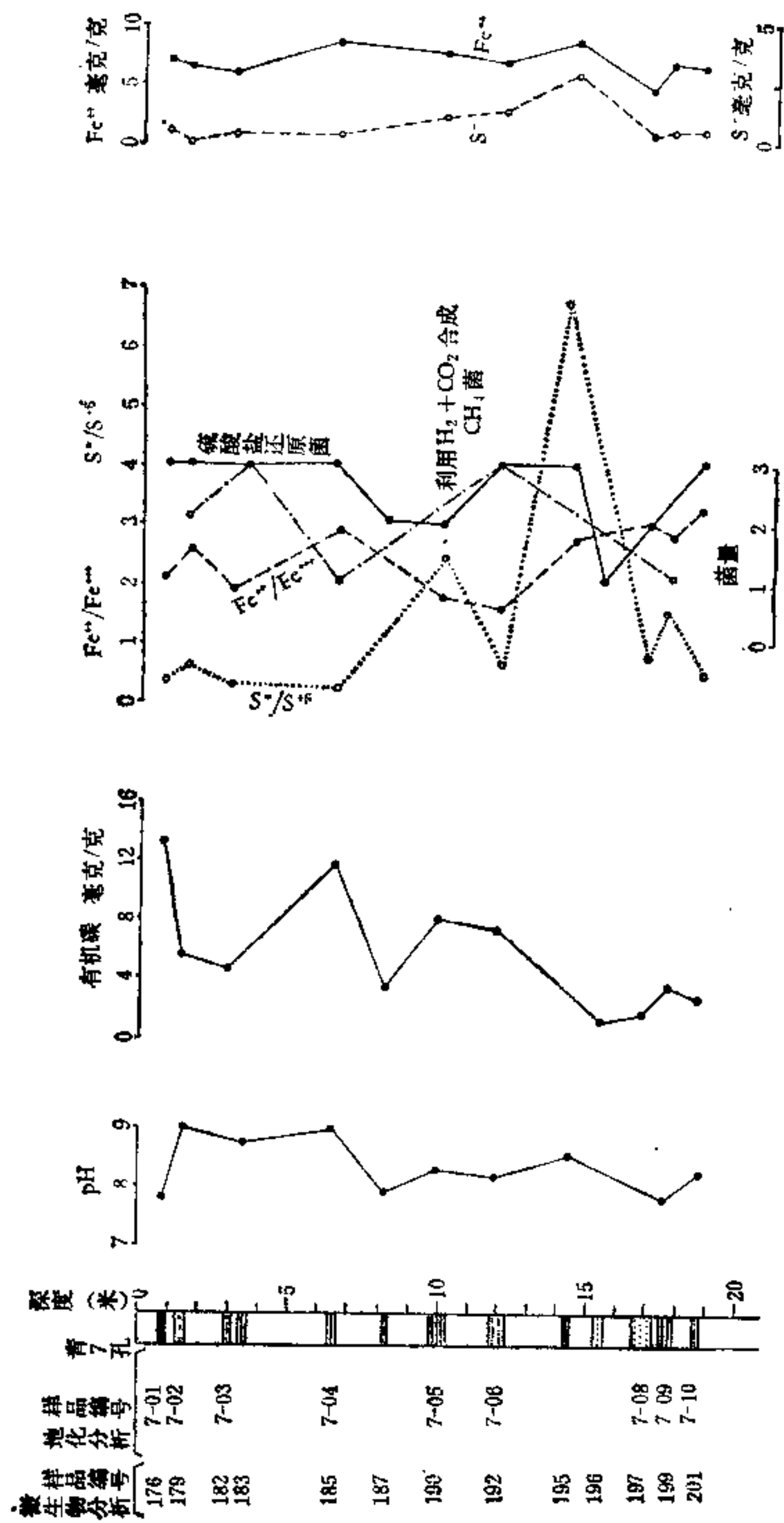


图 201 青 7 孔硫酸盐还原菌及利用 H_2 及 CO_2 合成 CH_4 菌与 S^{2-} 、 Fe^{2+} 的关系

表 139 青 7 孔硫酸盐还原菌、利用 $H_2 + CO_2$ 形成甲烷菌与 S^{2-} , Fe^{++} 间之关系

地 化 分析编号	微生物 及生化 分析编号	异养硫酸 盐还原菌 (发育强度)	异养利用 H_2 硫酸 盐还原菌 (发育强度)	自养利用 H_2 硫酸 盐还原菌 (发育强度)	利用 $H_2 +$ CO_2 形成 甲烷菌 (发育强度)*	Fe^{++} 毫克/克	$\frac{Fe^{++}}{Fe^{+++}}$	S^{2-} 毫克/克	S^{2-}/S^{+}
7-01	176	3	3	2	0	6.9	2.0	0.4	0.4
7-02	179	3	2	2	2	6.3	2.5	0.1	0.6
7-03	182				3	5.5	1.8	0.3	0.3
	183	3	3	3					
7-04	185	3	2	3	1	8.3	3.0	0.1	0.2
	187	2	1	3					
7-05	190	2	1	1		7.5	1.7	1.0	2.5
7-06	192	3	1	1	3	6.5	1.6	1.1	0.6
	195	3	1	0		8.3	2.8	2.7	6.8
	196	1	1	2					
7-08	197					3.8	2.9	0.1	0.6
7-09	199					6.6	2.8	0.3	1.5
7-10	201					6.0	3.2	0.2	0.4

* 取自青 1 孔数据,两孔各相应样品的岩性相同,唯深度略有出入。

菌更可还原硫酸盐生成大量 H_2S , 形成还原相地层。

实际上嫌气微生物的活动均可产生瞬息氢,有的可产生氢气,而天然气中氢气量少却含大量 CH_4 , 应与这些嫌气自养菌有关。这一点在下面的脂肪酸发酵试验中得到证实。

我们在青海湖四口钻孔中普遍分析到这类菌群,发育旺盛。它们与异养硫酸盐还原菌一起活动,结果造成我们所研究的这套布哈河三角洲全新世沉积基本上都处于还原相条件之下。天然气中氢含量较微,而甲烷含量有的高达 94%, 我们采集到青 7 孔的一个天然气样,其组分为 H_2 仅含 1.8%, 而 CH_4 为 55.8%, N_2 为 35.4%。

(7) 固体及液体石蜡分解菌: 其中液体石蜡分解菌普遍存在,未分析出分解醚、分解吡啶及乙烷氧化菌。

很多细菌与真菌具诱导酶可分解石蜡,因此该菌的出现并不能完全代表地层中一定有石蜡烃。原拟用醚及吡啶标志具有氧及氮的大分子腐殖质的“单体”,看来是失败了。由于培养时间只有三个月,未看出明显的生长迹象;但却可以清楚地说明:微生物对转化为腐殖质以后阶段的有机物起作用是比较困难的。

2. 耳海更新世沉积物中微生物及生物物质的分布

1962 年 7 月在青海湖东南岸洱海地区打了青 4 孔,总深 178 米,我们在 0—141 米井段取岩芯 34 块,岩性多属黑灰色或灰绿色泥质粉砂至细砂,间或夹有腐殖层,50℃ 含水量 10.28—22.28%, pH7.5—8.9,一般低于 8.5,样温 10—15℃ (表 140)。

微生物生化分析结果如下:

(1) 腐生菌中芽孢菌与非芽孢菌,好气菌与嫌气菌之间的消长趋势是一致的(表 141, 图 202),总数在 7.6×10^5 — 3.6×10^4 /克之间,在有机质富集的 80—90 米的淤泥样品中菌量显著加大。就整个剖面看,见不到菌量随深度下降的趋势。氨化菌的分布情况与腐生菌相同,菌量分布呈稳定状态,淤泥中菌量级为 10^5 /克,而在粉砂样品中为 10^3 — 10^4 /克,

表 140 青 4 孔 样 品

地化分析编号	微生物及生化 分析编号	深度(米)	沉积物描述	pH	样温℃
4-2	1	1	灰黑色粗粉砂质细砂	7.9	14
4-5	3	12.6—12.8	深灰色泥质砂层	7.8	17
4-16	7	20.20—20.55	深灰色粘土淤泥	7.9	16
4-19—20	10—11	27.17—28.97	浅灰褐色粉砂质淤泥	8.0	11
4-22—23	13—14	30.37—31.37	灰色泥质粉砂或粉砂质泥	7.9	14
4-30、31、33	16—17	40.00—43.36	深灰色粘土淤泥与泥质粉砂	7.5	13.5
4-35	18	45.56—47.55	黑色粘土淤泥	8.2	11.5
4-42	19	56.14—58.37	浅灰色粉砂质淤泥	8.1	11.5
4-46	21	62.41—64.36	浅灰色粉砂质淤泥	8.7	15
4-54	22	75.91—76.81	浅灰色粉砂质淤泥	8.2	13.5
4-55	23	79.89—82.24	浅灰色粉砂质淤泥	8.2	10
4-64	28	93.63—97.27	棕红色粉砂质淤泥	8.3	
4-80	29—30	112.00—112.20	黄褐色粘土淤泥	9.2	
4-88	31	120.87—121.77	粉红色粉砂质淤泥	8.9	
4-91—92	33	125.0—127.95	深灰黑色粘土淤泥	8.8	6.5
4-97—98	34	138.99—141.00	棕黄色细砂质粉砂	8.5	12

表 141 青 4 孔腐生菌、氨化菌与有机碳、有机氮之关系

地化分析编号	微生物及生化 分析编号	腐生菌 $\times 10^3$ /克		氨化菌 $\times 10^3$ /克	有机碳 毫克/克	有机氮 毫克/克	有机碳/ 有机氮
		好 气	嫌 气				
4-2	1	247	517	574			
4-5	3		39.9	18.2	2.5	0.68	3.7
4-16	7	8.5	197	39.7	3.0	0.53	5.7
4-19	10—11	7.5	28.8	10.4	3.0	0.38	8.0
4-22—23	13—14	2.2	50.5	2.2	3.1	0.36	8.6
4-30、31、33	16—17	15.3	465	194	4.6	0.53	8.7
4-35	18		10.9	760	3.4	0.44	7.7
4-42	19	323	305	1914	5.2	0.35	14.9
4-46	21		46.6	4.1	1.7	0.17	10.0
4-54	22		41.1		4.6	0.17	27.0
4-55	23		269		4.6	0.17	27.0
4-64	28		166		1.5	0.17	8.8
4-80	29—30	36.3			0.5	0.05	10.0
4-88	31				2.5	0.36	7.0
4-91—92	33				5.6	0.27	20.7
4-97—98	34				3.0	0.20	15.0

纤维素分解菌的分布趋势与腐生菌也基本一致,未见随深度减少,在淤泥样中为 10^3 /克,砂样中为 10^1 /克,而在 12.6 米的一个腐殖层样品中达 1.2×10^4 /克。各样品中都培养出脂肪分解菌,发育强度不大。分析样品中的有机碳为 0.5—5.6 毫克/克,平均 3.25 毫克/克;有机氮为 0.05—0.68 毫克/克,平均为 0.32 毫克/克;有机 C/N 值在 3.7—27.0,一般在 7—10,个别达到 14.9, 20.7, 27.0。有机碳的分布在 12.6 米以下随深度不见减少,而有机氮随深度递减(图 202)。所以有机 C/N 随深度增加,其趋势较布哈河三角洲全新世沉积大得多,个别点脱氮系数更高。有机碳量较布哈河三角洲全新世沉积为小。就生

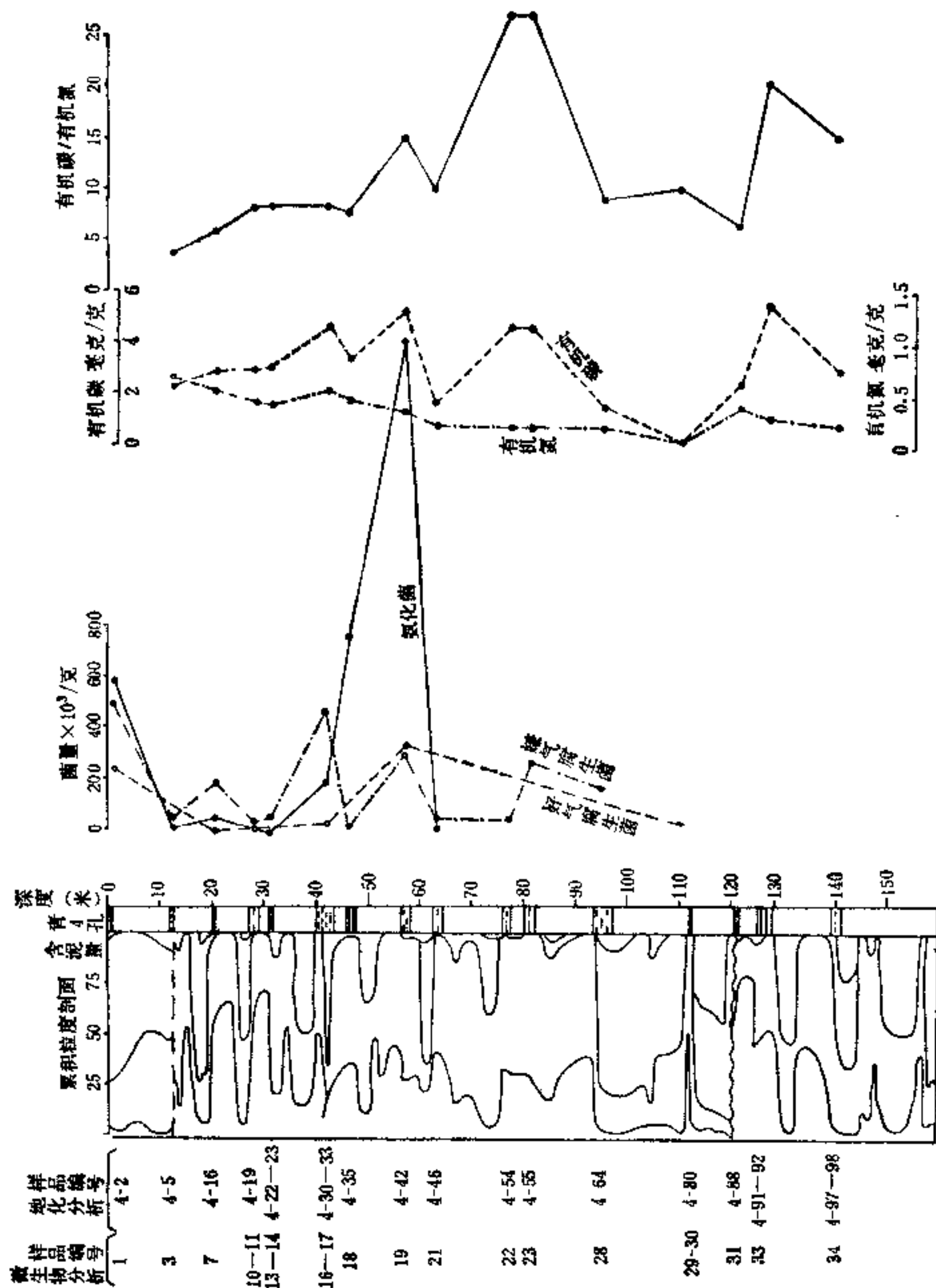


图 202 青 4 孔腐生菌、氨化菌和有机质的分布

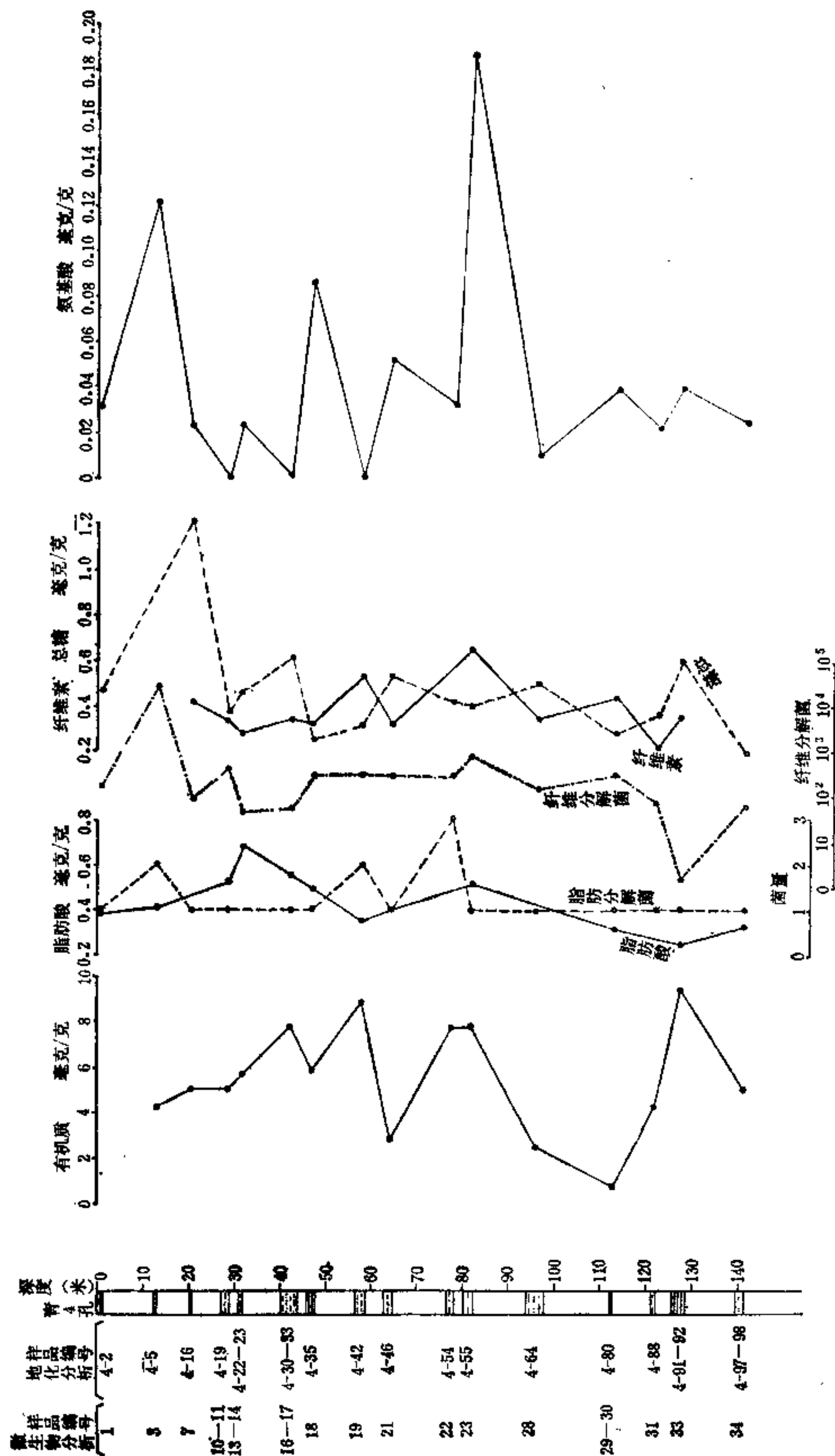


图 203 青 4 孔脂肪分解菌、纤维素分解菌与脂肪、脂肪酸、纤维素、氨基酸的分布

化物质看：总糖在 0.24—1.22 毫克/克，一般小于 0.5 毫克/克，总纤维素量波动在 0.21—0.65 毫克/克，一般在 0.30 毫克/克以上（表 142），二者分布趋势与纤维素分解菌一致（图 203）。

表 142 青 4 孔纤维素分解菌，脂肪分解菌与生化物质间之关系

地化分析 编 号	微生物及生化 分析编号	纤维分解菌 $\times 10^3$ /克	纤维素 毫克/克	总 糖 毫克/克	脂肪分解菌 (发育强度)	脂肪酸 毫克/克	氨基酸 毫克/克	有机质(有机 碳 $\times 1.7$) 毫克/克
4-2	1	0.1		0.46	1	0.38	0.03	
4-5	3	12.8			2	0.41	0.12	4.3
4-16	7	0.04	0.42	1.22	1		0.02	5.1
4-19	10—11	0.29	0.33	0.37	1	0.52	0.00	5.1
4-22—23	13—14	0.03	0.27	0.45	1	0.68	0.02	5.7
4-30、31、33	16—17	0.06	0.34	0.61	1	0.55	0.00	7.8
4-35	18	0.27	0.32	0.24	1	0.49	0.09	5.8
4-42	19	0.30	0.53	0.31	2	0.35	0.00	8.9
4-46	21	0.29	0.32	0.53	1	0.40	0.05	2.9
4-54	22	0.29		0.42	3		0.03	7.8
4-55	23	0.63	0.65	0.40	1	0.52	0.19	7.8
4-64	28	0.10	0.34	0.50	1		0.01	2.6
4-80	29—30	0.30	0.44	0.27	1	0.31	0.04	0.9
4-88	31	0.04	0.21	0.36	1		0.02	4.3
4-91—92	33	0	0.35	0.60	1	0.25	0.04	9.5
4-97—98	34	0.04		0.19	1	0.33	0.03	5.1

表 143 青 4 孔硫酸盐还原菌、利用 $H_2 + CO_2$ 形成甲烷菌、反硝化菌与 S^{2-} 、 Fe^{++} 间之关系

地化分析 编 号	微生物 及生化 分析编号	异养利用 H_2 硫酸盐 还原菌(发 育强度)	自养利用 H_2 硫酸盐 还原菌(发 育强度)	利用 $H_2 +$ CO_2 形成甲 烷菌(发 育强度)	反硝化菌 $\times 10^3$ /克	Fe^{++} 毫克/克	$\frac{Fe^{++}}{Fe^{+++}}$	S^{2-} 毫克/克	S^{2-}/S^{++}
4-2	1	2	3	1	0.20				
4-5	3	3	3	3	0.29	9.5	1.9	3.6	4.0
4-16	7	1	2	1	0.18	17.6	1.4	0.3	1.0
4-19	10—11	1	2	2	0.03	13.3	1.5	(26号样)	
4-22—23	13—14	1	1	1	0.10	12.1	1.6	(30号样)	
4-30、31、33	16—17	1	3	1	0.11	17.4	2.3		
4-35	18	1	2	3	0.14	16.0	1.5		
4-42	19	1	0	1	0.06	13.39	1.64	(45号样)	
4-46	21		1	2	0.02	14.8	2.2	1.2	4.0
4-54	22	1	1	1	0.06	16.7	1.4		
4-55	23	1	1	1	0.02			4.3	8.1
4-64	28	1	1	2	0.28	6.3	0.6	(60号样)	
4-80	29—30	1	0	1	0.14	5.9	0.4		
4-88	31	1	1	1	0.01	6.3	0.41	0.2	0.67
4-91—92	33	1	1	1	0.04	16.4	4.4	0.3	1.5
4-97—98	34	1	0	1	0.03	10.3	1.8		

注：地化 26 号样：33.67—43.37 米，深灰色浅灰褐色粘土淤泥；

地化 45 号样：62.26—62.41 米，灰色细砂；

地化 60 号样：90.25—90.40 米，灰黑色粉砂质淤泥(含 FeS_2 小结核)。

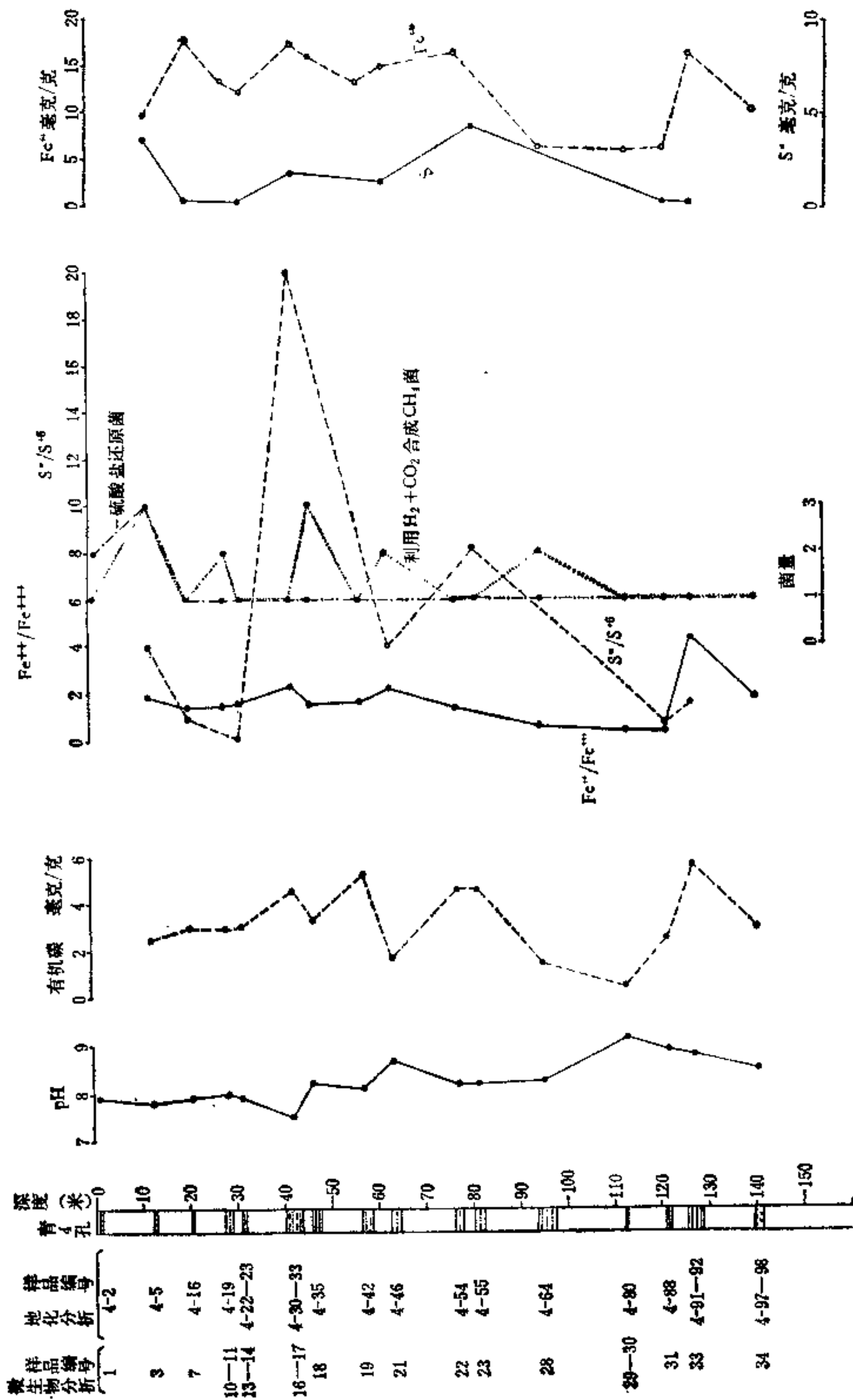


图 204 青 4 孔硫酸盐还原菌及利用 H₂ + CO₂ 合成 CH₄ 菌与 S²⁻、Fe²⁺ 的关系

脂肪酸在 0.25—0.68 毫克/克间,比布哈河三角洲沉积低得多, α 氨基氮在 0.32—26 微克/克,一般在 3—10 微克/克,平均 5.7 微克/克,其分布情况与有机碳情况一致,即基本上不随深度而减低。

(2) 硫酸盐还原菌及利用 H_2 和 CO_2 合成 CH_4 菌普遍发育,浅层较深层发育强度大(见表 143 图 204),但总的强度不如布哈河三角洲全新世沉积好。就 Fe^{++}/Fe^{+++} 来看,样品的比值在 0.37—4.43,除个别点(29—30 号样)外,一般均大于 1,在 1.3—2.6 之间,最高达 4.43,说明属于还原相;它与这些菌的活动是相联系的。

(3) 未培养出分解醚、分解吡啶菌及乙烷氧化菌,培养出分解石蜡菌。

从以上微生物培养结果及生化物质、地球化学数据来看,菌的发育强度看来只依易同化型有机质的含量为转移(即转化为腐殖质以前的有机质),在超过一定的深度后,已不依深度或埋藏时间为转移(在后面的青 5 孔还可以看到这点),这口钻井的菌量少,有机碳平均含量也小,但有机 C/N 比值并不低,这是因为钻井上部 12.6 米以上地层相当于青 1、2、6、7 孔的全新世布哈河组,以下则属更新统;由于沉积年限长,有机质已经转化到一定程度,而因微生物活动所形成的还原势使剩余的有机质得以保存,达到较稳定的状态,因此,青 4 孔有机质总量虽较布哈河三角洲全新世沉积低,但有机 C/N 比值高,而 Fe^{++}/Fe^{+++} 比值相似,都属还原相。

3. 二郎尖晚更新世沉积物中微生物及生化物质的分布

1962 年 10 月在青海湖南岸二郎尖地区打了青 5 孔,井深 210 米,我们对其中 13 块岩芯样品进行了分析,样品含水量 11.7—28.8%, pH6.99—8.73,一般在 7.7—8.5,样温 11—13.5℃,分析样品的岩性为黄色泥质粉砂和绿黑色泥质粉砂、粉砂质淤泥(表 144)。

表 144 青 5 孔样品

地化分析编号	微生物分析编号	深度(米)	沉积物描述	pH	样温℃
5-5-6	36	9.44—12.83	灰绿色泥质粉砂	7.8	11
5-7-9	37—38	15.17—20.83	黄带绿色粉砂质淤泥	7.7	12
5-10	39	20.83—22.25	灰黑色粉砂质淤泥	8.2	12
5-15-16	41	27.58—29.7	浅蓝灰绿色粉砂质淤泥	8.2	
5-18 _b	42	37.00—39.73	土黄色粉砂质淤泥	7.0	
5-20	43	48.85—53.98	蓝灰色泥质粉砂	8.0	
5-24	44	61.29—63.66	土黄色泥质粉砂	8.1	12
5-26	45	65.20—65.80	棕黄色粉砂质淤泥	8.4	12
5-40	48	78.45—78.75	深咖啡色腐殖泥	8.5	
5-45	50	86.00—86.80	黄土(泥质粉砂)	8.6	13.5
5-48	52	91.50—92.10	土黄色粉砂质淤泥	8.7	13.5
5-67	54	172.92—178.04	淡红蓝色粉砂质淤泥	8.1	
5-76	57	200.47—205.70	微红色黄土	8.5	

微生物及生化分析结果如下:

(1) 培养出的腐生菌总量,在灰黑或绿色样品中为 462—4909/克,而在土黄色淤泥中高达 7.1×10^7 /克(48 号样)。氨化菌量相应地在灰黑及绿色样品中为 6×10^2 /克,在土黄色样品中高达 $1.8—2.0 \times 10^6$ /克。好气与嫌气,芽孢与非芽孢菌,以及氨化菌之间的

分布趋势基本一致,(表 145, 图 205); 连同纤维素分解菌与脂肪分解菌, 这些菌群的分布情况与布哈河三角洲及耳海地区剖面情况相反, 即表层菌少, 随深度反而增加, 到了 80—90 米(52 号样品) 进入黄土层以后则减少, 这与地质上的沉积旋回是一致的(表 146, 图 206)。

表 145 青 5 孔腐生菌、氨化菌与有机碳、有机氮间之关系

地化分析编号	微生物及生化分析编号	腐生菌 $\times 10^3$ /克		氨化菌 $\times 10^3$ /克	有机碳毫克/克	有机氮毫克/克	有机碳/有机氮
		好气	嫌气				
5-5—6	36	2.8	1.1	6.3	1.9	0.49	3.9
5-7—9	37—38	0.1	0.5				
5-10	39				5.8	0.35	16.5
5-15—16	41		1.1	2049.2	7.3	0.71	10.3
5-18 _b	42	0.6	11.1	0.7	2.4	0.36	6.6
5-20	43	1.8	3.1	66.7			
5-24	44	1.4	1.3		0.8	0.27	2.9
5-26	45				0.1	0	
5-40	48	71476.3	11.7	1966.8	55.4	3.29	16.8
5-45	50			1904.5	1.3	0.20	6.5
5-48	52	378.4	81.0		0.8	0	
5-67	54	24.9		0.4	0.8	0.28	2.9
5-76	57	6.0			0.7	0.25	2.8

表 146 青 5 孔纤维素分解菌、脂肪分解菌与生化物质间之关系

地化分析编号	微生物及生化分析编号	纤维素分解菌 $\times 10^3$ /克	纤维素毫克/克	总糖毫克/克	脂肪分解菌(发育强度)	脂肪酸毫克/克	氨基酸毫克/克	有机质(有机碳 $\times 1.7$)毫克/克
5-5—6	36	0.020	0.36	0.92	1	0.41	0.04	3.2
5-7—9	37—38	0.026	0.56	0.99	2	0.21	0.01	
5-10	39	0.013	0.49		1	0.53	0.14	9.9
5-15—16	41	0.002	0.61	0.52	2	0.47	0.25	12.4
5-18 _b	42	0.011	1.00	0.77	1	0.14	0.04	4.1
5-20	43	0.033	0.41	1.19	2	0.17	0.02	
5-24	44	0.015	0.53	0.13	1	0.36	0.00	1.4
5-26	45	0.036	0.59	0.25	1	0.19	0.02	0.7
5-40	48	0.018	0.40		1		0.93	94.5
5-45	50	0.018	0.42	0.17	0	0.32	0.15	2.2
5-48	52	0.003	0.49	0.77	0	0.44	0.04	1.4
5-67	54	0		0.49	1	0.54	0.03	1.4
5-76	57	0	0.40	0.26	1		0.02	1.2

在全部样品中(只有一个例外)都存在着反硝化菌, 菌量在 $4-4.7 \times 10^3$ /克, 其中含量较高者多得自氧化型样品(26、48 号土黄色样品)及腐殖泥(40 号样品)(表 147)。

分析样品的有机碳含量在 0.1—7.3 毫克/克, 氧化型样品一般小于 1 毫克/克, 其中 40 号样品的咖啡色腐殖层高达 55.4 毫克/克; 有机氮含量 0—0.71 毫克/克, 一般在 0.5 毫克/克以下(只 40 号样品含量高达 3.29 毫克/克); 有机 C/N 比值在 2.8—16.5, 一般在 3—6(40 号样品为 16.8)(见表 145); α 氨基氮在 0.3—3.5 微克/克之间, 一般仅 3—5 微克/

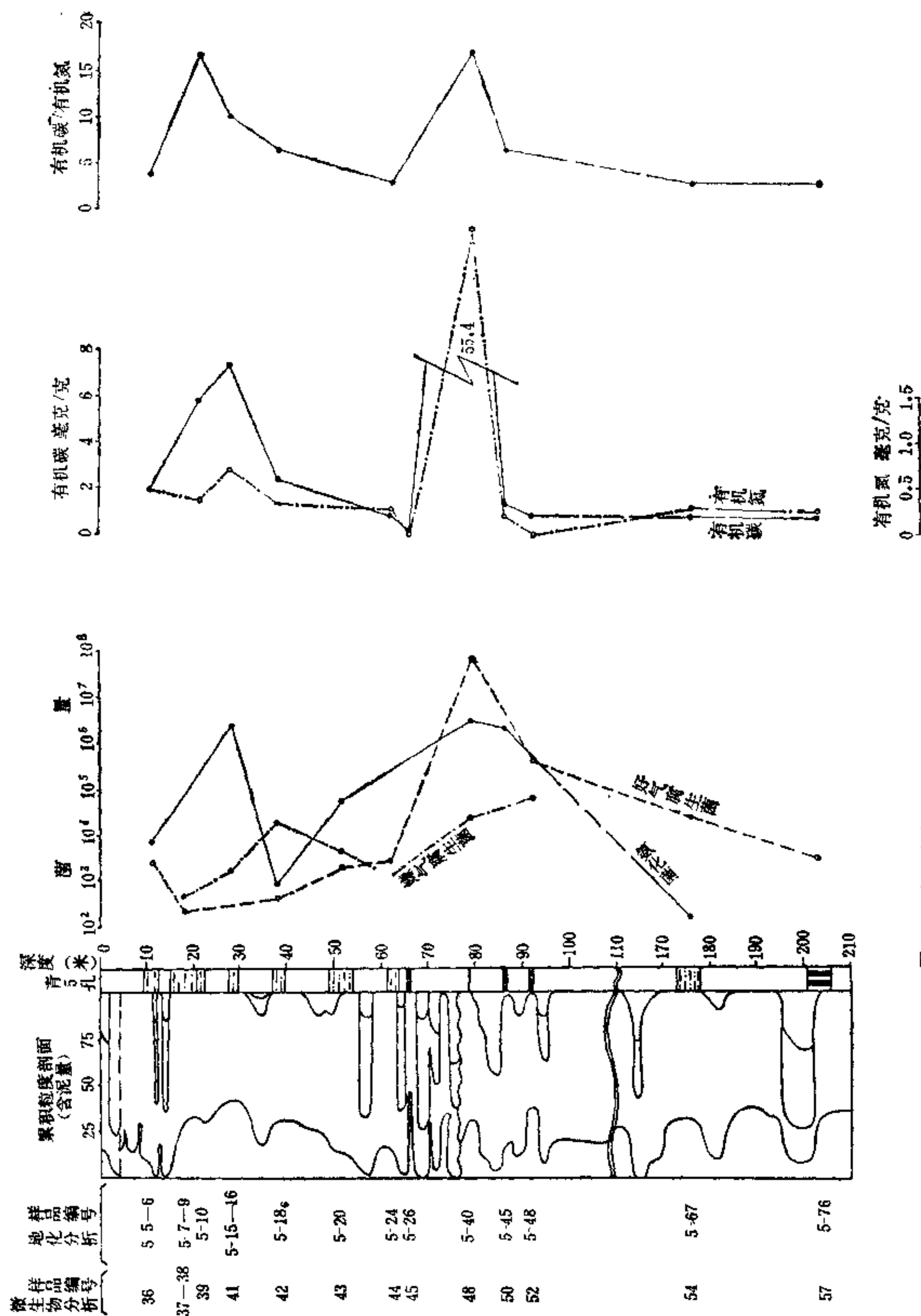


图 205 青 5 孔腐生菌、氯化菌与有机质的分布

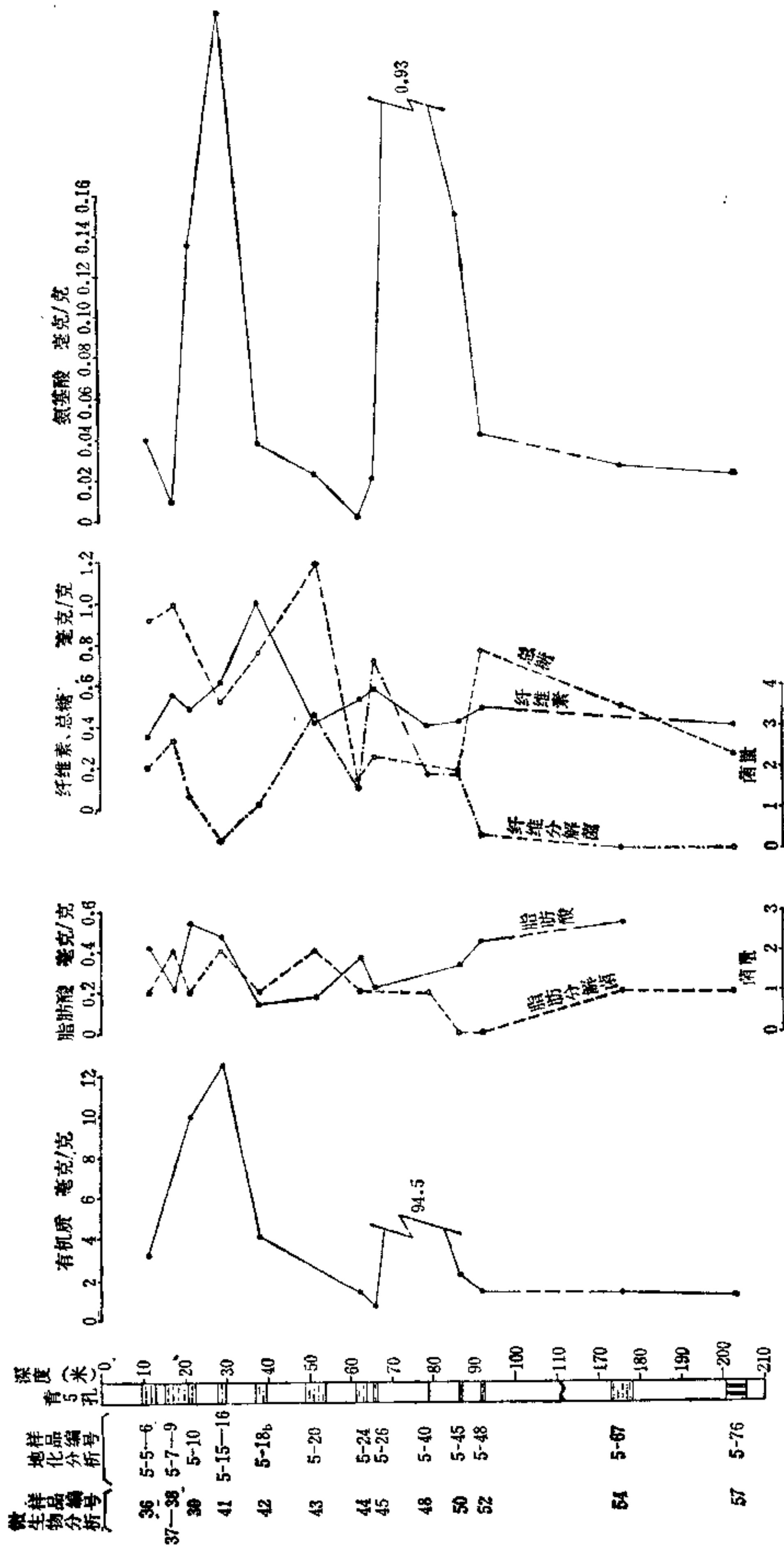


图 206 青 5 孔脂肪分解菌、纤维分解菌与脂肪、脂肪酸、纤维素、总糖、氨基酸的分布

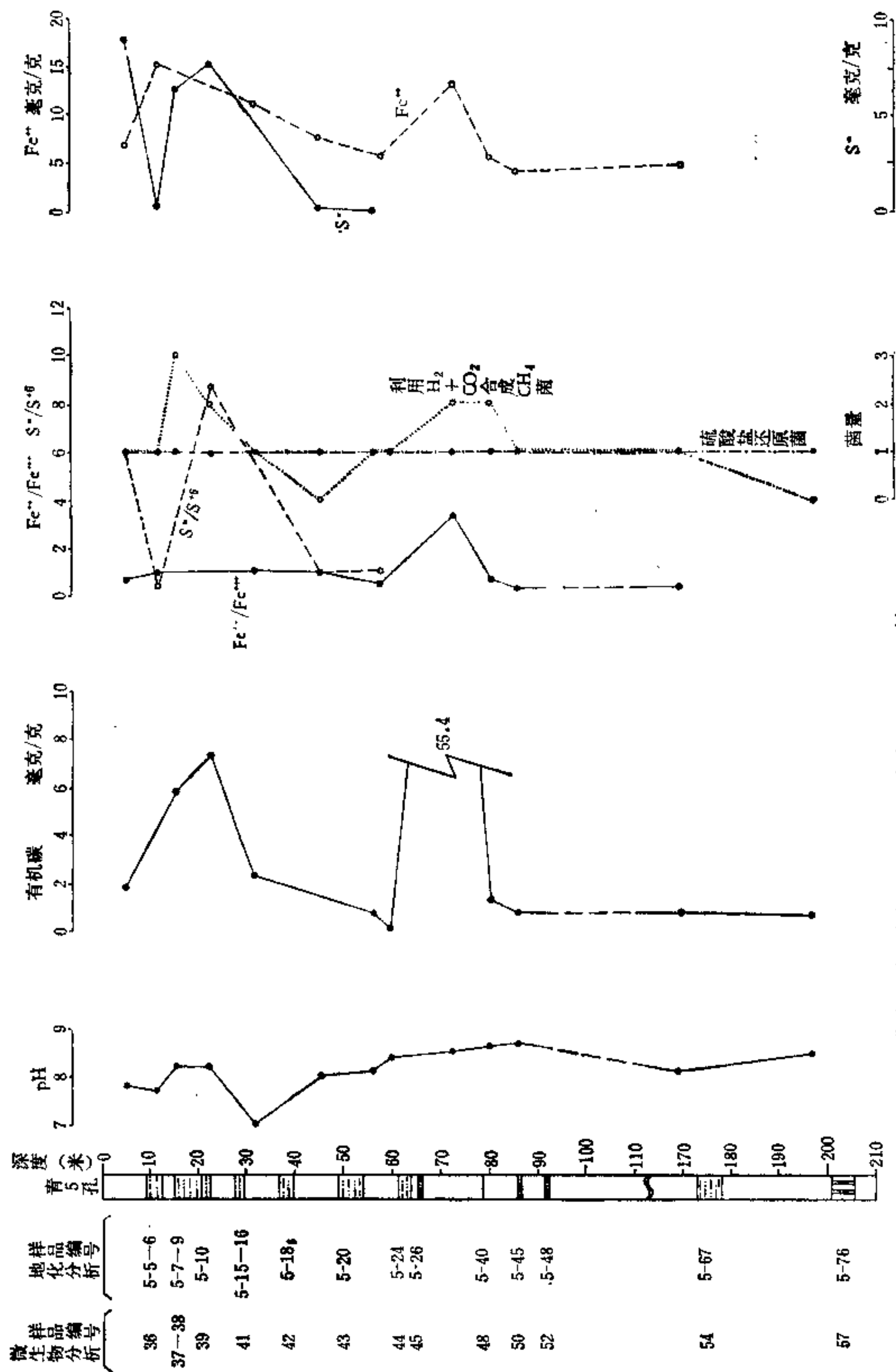


图 207 青 5 孔硫酸盐还原菌及利用 $H_2 + CO_2$ 合成 CH_4 菌与 Fe^{2+} 、 S^{2-} 的关系

表 147 青 5 孔硫酸盐还原菌等菌群与 S^{2-} , Fe^{++} 之关系

地化分析 编 号	微生物 及生化 分析编号	异养利用 H_2 硫酸 盐还原菌 (发育强 度)	自养利用 H_2 硫酸 盐还原菌 (发育强 度)	利用 H_2 + CO_2 形 成甲烷菌 (发育强 度)	硝化菌 $\times 10^3$ /克	反硝化菌 $\times 10^3$ /克	Fe^{++} 毫克/克	$\frac{Fe^{++}}{Fe^{+++}}$	S^{2-} 毫克/克	S^{2-}/S^{4+}
5-5—6	36	1	2	1	0	0.004	7.0	0.7	9.0	6.0
5-7—9	37—38	1	1	1	0.014	0.033	15.5	1.0	0.3	0.4
5-10	39	1	1	3	0	0.032			6.4	
5-15—16	41	1	1	2	0	0.045			7.7	8.7
5-18 ₆	42	1	1	1	0	0.039	11.3	1.0		
5-20	43	1	1	0	0	0.084	7.8	1.0	0.2	1.0
5-24	44	1	1	1	0	0.133	5.7	0.5	0.1	1.0
5-26	45	1	2	1	0	4.787				
5-40	48	1	1	2	0	0.737	13.3	3.3		
5-45	50	1	2	2	0.297	0.297	5.5	0.6		
5-48	52	1	1	1	0.024	0.483	4.3	0.3		
5-67	54	1	1	1	0	0.004	5.1	0.3		
5-76	57	1	0	0	0.023	0				

克。有机碳、氮在剖面中随岩性而变化(在进入下部黄土层后显著减少)但有机 C/N 比值基本上不随深度而增加,标志着在这口钻井中相对氧化环境下微生物对有机质的分解作用已趋丧失。这与上述微生物的分析结果相符合,即在沉积过程中在表层处于氧化情况下,有机质已大部分为微生物所分解。

(2) 异养硫酸盐还原菌、自养硫酸盐还原菌及利用 $H_2 + CO_2$ 合成 CH_4 菌等绝对嫌气菌发育均微弱(+),看不出随剖面的强度变化(表 147, 图 207)。而就 Fe^{++}/Fe^{+++} 看,一般均小于 1 (只 40 号样为 3.32) 标志着所分析样品大部分属氧化相。微生物分析情况与之相符合: 绝对嫌气菌分布量小,而兼性菌分布量较大。故从青 5 孔看,除 40 号样品系腐殖层外,其它各样有机质堆积情况较差,环境属氧化相,细菌将有机质大量分解,不利于有机质的保存。

四、微生物的地质作用

根据上述试验结果,我们讨论了微生物在沉积层中的地质作用。

1. 微生物活动与有机质

所采用的样品的水分、pH、温度这些条件,说明在一定程度上都不抑制菌的繁殖活动。从菌的分布与生化物质随深度的消长情况,可以看出: 青 1、2、6、7 孔的全新世沉积中,自地表到井底的菌量减少的趋势小,而从青 4 孔看,自地表至 10 米左右沉积中,腐生菌、氨化菌的菌量有骤减趋势,10 米以下,时代更老的更新世地层中,已不呈现有机质随深度骤然递减的现象,基本上处于稳定状态,标志着有机质的分解转换虽仍在不断进行,但趋于缓和。

在有机质转化过程中,微生物首先将原始的纤维素、糖类、脂肪、蛋白等直接分解为简单的化合物,如 CO_2 、 H_2S 、 H_2 、 NH_3 、低级脂肪酸、醇和胺等。布哈河三角洲四个钻孔中有

机碳平均含量为 9.3 毫克/克(青 6 孔)和 5.7 毫克/克(青 7 孔),折算为有机质($\times 1.7$)相当于 1.57%,而青海湖现代淤泥中有机质含量平均为 3.25%(按分析所含的有机碳为 17.7 毫克/克计算)。也就是说在 20 余米沉积过程中约有一半的有机质被保存了下来,另一半被微生物所消耗,这说明,微生物既靠有机质生存,反过来又由于微生物的活动创造了有利条件,使余下的有机物保存下来,在这些有机质中,脂肪及脂肪酸含量为 0.64%(青 6 孔)及 0.796%(青 7 孔),对 1.57% 的有机质来说将占一半。脂肪酸是生物物质中最接近石油分子的生物物质,可被中性有机溶剂提取,属地球化学研究中的沥青范畴(后面还要讨论)。因此,这种类型的有机质在沉积层中保存对石油形成是极有意义的。而这些脂肪酸的形成,则应归功于嫌气腐生菌、氨化菌、脂肪分解菌及硫酸盐还原菌的作用。

从有机 C/N 比值及 Fe^{++}/Fe^{+++} 来看,布哈河全新世沉积中有机质转化强度较耳海青 4 孔下的更新世为小,虽两者均属还原相。二郎尖的青 5 孔更新世沉积则处于氧化相,由于微生物的氧化作用分解掉了大量有机质,有机 C/N 比值虽不很低,但有机质本身保存得不好,这些情况与当时的沉积情况是符合的。

青 1、2、6、7 孔四口井均属第四纪全新世地层(即 Q_1),为河湖三角洲相沉积。青 4、5 孔 10 余米以下则属更新世地层。在早中更新世时期(Q_{1+2}),青海湖属外泄开口湖,湖水不深,主要沉积物属砂、粉砂夹砾石及淤泥,当时青 4 孔处于湖中(即现在之 140 米处); Q_2 末 Q_3 初期,该湖封闭(即现在青 4 孔之 121—125 米以上地层)。而青 5 孔在 Q_{1+2} 期处于湖滨平原,沉积物属水成坡积黄土,至 Q_3 时(即青 5 孔之 3.5—76 米处)青 5 孔位于浅湖区,从而见到黑色淤泥。

实际上,在布哈河三角洲四个钻孔的全新世沉积中,微生物的分布由表层至井底逐渐减弱,而有机质的堆积比较丰富,其量也随深度稍减,保存情况较好。青 4 孔更新世沉积埋藏时间长,有机质总量小,随深度下降斜率也比布哈河低。说明较全新世已经更趋于稳定。

而青 5 孔中虽然不是这种情况,微生物的分布地表反而少,与有机质分布情况一致,它说明了氧化相沉积过程中微生物的活动情况。

2. 微生物的活动创造了有利于有机质向石油方向转化的条件

还原条件是有机质保存并向石油转化的必要因素。 E_h 影响着厌氧菌的生长;而厌氧菌的生长相对又降低了环境的 E_h 值。还原条件下有机质发生脱氧脱氮加 H,故地层中由厌氧菌产生的 H_2 , H_2S , CH_4 , CO_2 , 都标志着与石油形成有关的还原环境。沉积层内普遍发现大量异养和利用 H_2 的异养及自养硫酸盐还原菌,这些菌不但同化了有机碳、产生活化[H],而且具有氢化酶可激活分子 H_2 ,将 SO_4^{--} 还原为 S^{--} ,从而造成了环境的低 E_h ;它们与沉积层内存在着的利用 H_2 及 CO_2 合成 CH_4 菌一起,都是导致沉积层内低 E_h 、形成还原相的重要因子。

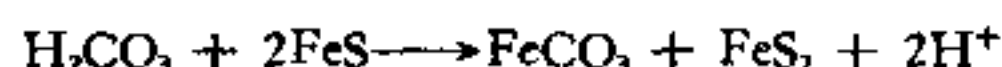
3. 微生物的产氢、转氢及脱氧作用

密里安斯基(Мелианский)用嫌气芽孢杆菌做 H_2 发酵试验,于初期的产气中含 H_2 量达 80%。我们在脂肪酸发酵中也得到了高含量 H_2 的发酵气(容后述)。自然界普遍分布着产 H_2 菌,一般嫌气菌均可产 H_2 ,不但产生游离 H_2 ,更重要的是产生活化[H],对氢

化有机质使脱氧极为有利。连同上述具氢化酶的菌可激活分子 H_2 在内,都标志着微生物的产 H_2 、转氢及脱氧作用。这一作用从能量上说,也就是微生物将一部分有机质分解了,获取的能量,转到了另一部分被保存下来的有机质上,从而使这一部分有机质氢化,并脱氧、氮、硫、磷,向石油方向转化。从布哈河四个钻孔及耳海青 4 孔中微生物的分布、有机 C/N 比值以及下面谈到的脂肪酸发酵的验证,均证明了这一点。

嫌气菌可产生 H_2 ,但青海湖近代沉积层内并未发现大量 H_2 ,只发现 CH_4 及 S^{2-} ,这是与利用 H_2 的异养及自养硫酸盐菌决定的转氢作用分不开的。

另一方面由微生物产生的 CO_2 ,与 FeS 将进一步作用,除生成 FeS_2 外,也产生 $[H]$,对有机质的氢化也是十分有利的。我们于青 4 孔的 125—127 米处曾发现黄铁矿结核层,该样具低 Eh 及高有机 C/N 比值,应与这些作用相联系:



因此可以说:被微生物分解的有机质,放出能量,除储存于另一部分有机质中使之还原以外,还储存于无机盐中。具体情况是: $SO_4^{2-} \longrightarrow S^{2-}(FeS) \longrightarrow FeS_2 \longrightarrow$ 黄铁矿结核,从而形成强还原相。而这种强还原相又促进了有机质的保存与还原。

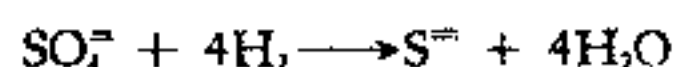
4. 微生物的脱氮作用

氢化菌的分布及下面谈到的脂肪酸发酵产气组分,都说明沉积层中发生了一定的脱氮作用。从 α 氨基氮及总氮分布斜率也可看出随埋藏加深,脱氮强度加强。

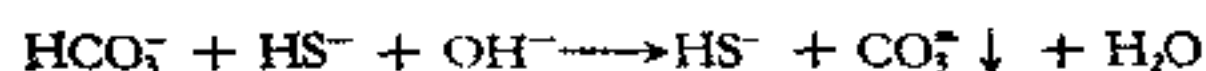
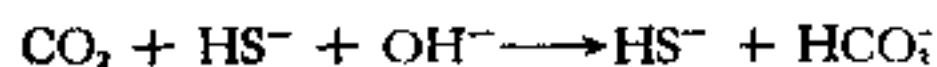
我们测得青海湖底近代沉积物的 C/N 比值平均为 8.5;全新世沉积青 7 孔的有机 C/N 比值平均为 11.4,青 6 孔为 9.3;更新世沉积青 4 孔 10 米以下的 C/N 比值平均为 12.2;古代生油岩 C/N 比值为 15—20。它们组成了一个随埋藏加深的脱氮系列。

5. 微生物活动促进成岩作用

微生物活动生成的 CO_2 可使 Ca、Mg 沉积;(碳酸盐)及再溶解(碳酸氢盐);生成的 H_2S 使 Fe 变为 FeS ;利用 H_2 的硫酸盐还原菌可使碱性产物累积:



由于 S^{2-} 的水解使 pH 上升又使 HCO_3^- 变成 CO_3^{2-} ,而使 Ca^{++} 、 Mg^{++} 再沉积下来。



这种作用使地层中的物质重新分配,同时也促进了成岩作用。

青 6、青 7 孔中碳酸根的总量以 CO_2 计为 70—90 毫克/克,个别达到 109 毫克/克,这些碳酸根不难想象相当一部分来自微生物对有机质的分解。这样大量的碳酸根必将促进成岩作用的进行。当然,如前所述,由于细菌作用使 pH 及 Eh 变化,也会影响成岩作用。

综上所述,青 1、2、6、7 孔地层较新,青 4、5 孔地层较老。但由于沉积环境不同,布哈河三角洲及耳海沉积过程中富集的有机质较二郎尖多。从而微生物的活动也相应不同。就沉积环境来说,布哈河三角洲沉积和耳海青 4 孔更新世沉积的两个旋回之上部,均

为还原相,而二郎尖青5孔大部分为氧化相,微生物的活动也与之符合。可以说:细菌的活动依赖于有机质的多少;有机质的多少依赖于沉积相,但细菌的活动又创造了一定的还原相;反过来说,沉积环境也影响着细菌的活动及有机质的保存。细菌的活动体现了能量的释放,转移及储存:即把能量储存于有机质中,使之还原;也储存于环境中,形成还原相;两者相辅相成。故原始有机质数量和沉积环境是决定有机质保存及转化的主要因素,也是微生物活动强度的决定因素,在布哈河三角洲、耳海及二郎尖三个地区的对比中,体现了这一点。

五、关于脂肪酸发酵问题的探讨

就各种有机物来说,糖类、纤维素嫌气发酵产脂肪酸;蛋白质分解得到氨基酸,氨基酸脱 NH_2 也得到脂肪酸;脂肪水解也得到脂肪酸。可以说脂肪酸是微生物嫌气发酵各种有机物的初级产物。

而就脂肪酸结构来说: RCOOH 中之 R —与直链石油烃中之 R —完全相同,由原始有机质形成脂肪酸的过程,与形成烃的过程有基本相似点:即都属于还原过程,或者说是蓄能过程。在这种意义上可以把脂肪酸看做是有机质还原为石油的中间产物。

由脂肪酸高温脱羧生成少一个碳的烃已被证实。还证实近代沉积层中所含烃之碳数多为奇数。然而,到底能否由微生物的作用直接将脂肪酸脱羧生成重烃?其途径如何?前者还有争论,后者则还属推论性问题。

在这一过程中,嫌气发酵生成 CH_4 是早已肯定了的,而且途径也已清楚。基于上述目的,并且为了验证沉积层中微生物的产氢、转氢、脱氮等作用,我们采用了自然界中一般存在的乳酸、乙酸、甲酸、油酸及硬脂酸为发酵基质,两两组合。我们选用了布哈河三角洲四个钻孔中的22块岩样以及青4、青5孔共20块岩样,做了脂肪酸发酵试验。每个岩样同时做四法培养。发酵基质组合为甲酸-乳酸;乙酸-乳酸;油酸-乙酸;硬脂酸-乙酸。用双连瓶法集气进行嫌气发酵。无机盐分就用青海湖水适当加入蛋白胨、磷盐及 CaCO_3 粉。 pH 为7.0—7.2。经试验得到以下结果:

(1) 从绝大多数样品产气情况来看,未见与埋藏深度之间有任何相关性,而与岩性有一定联系,即泥质样品接种后产气量大;但未见与产气组分间有何相关性。

(2) 不同深度不同地层中的微生物具有利用不同脂肪酸产生大量气体的能力。其产气组分差异很大,大致可分为三种类型:即以氮为主的脱氮作用;以氢为主的氢发酵;以及以 CH_4 为主的甲烷发酵。这种情况说明样品中菌的分布差异极大,发酵各种脂肪酸的能力也不一样;而且即使是同一样品进行平行试验,产气组分及产气量也有很悬殊者。(如微生物15号样品的甲酸-乳酸发酵,其中一瓶产气以氢为主,另一瓶则以 CH_4 为主;176号样乙酸-乳酸发酵中,一瓶以氮气为主,另一瓶以 CH_4 为主)。充分说明了微生物在地层内的小区分布。

(3) 根据发酵类型来看:

对布哈河三角洲全新世沉积22个样品的发酵试验:

1) 甲酸-乳酸发酵的22个样均产气,组分内均有 H_2 ,其中11个样品产 CH_4 。

乙酸-乳酸发酵有7个样品产气,其中3个样品中有 H_2 ,6个样品中有 CH_4 。

油酸-乙酸发酵有 14 个样品产气,其中 8 个样品中有 H_2 , 14 个样品均有 CH_4 。

硬脂酸-乙酸发酵中有 7 个样品产气,其中 2 个有 H_2 , 7 个样品均有 CH_4 。

在甲酸-乳酸发酵中 100% 含 H_2 , 最多者含 H_2 73.5% (青 7 孔微生物 185 号样); 在含有乙酸基质的三种发酵中几乎 100% 含有 CH_4 , 最高者达 89.8% (青 7 孔微生物 179 号样品的硬脂酸-乙酸发酵组合)。

就产气组分看,产大量 H_2 者含 CH_4 量相对低。 H_2 含量低者,其中 CH_4 含量大。例如在青 6 孔中: 微生物 152 号样品: H_2 : 0.39%, CH_4 : 83.6%; 微生物 158—159 号样品: H_2 : 52.4%, CH_4 : 2.5%。

同时,随发酵时间增长常有气体体积下降现象。这些都说明了甲酸发酵时的氢化过程、乙酸发酵时的脱羧过程、以及 H_2 和 CO_2 合成 CH_4 的过程。至于油酸-硬脂酸是否发酵了,未做分析难下定论。但从发酵液中沉淀的这些脂肪酸盐的溶解情况看,有被菌利用的迹象。就产气的全部组分看,可以见到蛋白胨和脂肪酸的一部分被氧化,生成 CO_2 、 CO 和 N_2 (来自培养基中氮源); 另一部分被还原而生成 NH_3 、 H_2S 、 H_2 和 CH_4 。

以上结果,体现着微生物产氢作用及微生物活动的能量转移与聚积: 即氢化作用。沉积层中低氧化还原势的形成以及天然气中 CH_4 含量高达 94% 等情况,应与此相联系。

2) 在 22 个样品的四种组分发酵气中, 100% 含 N_2 气, 最高者达 94.6% (青 6 孔微生物 162 号样品,油酸乙酸发酵),也说明沉积层中的微生物脱氮作用普遍存在。

3) 于 22 个发酵样产气有 11 个样含 C_2 以上烯烃,其中 (按微生物样品号)

151: 甲酸-乳酸发酵——0.5%

152: 乙酸-乳酸发酵——0.4%

乙酸-硬脂酸发酵——0.7%

158-9: 乙酸-硬脂酸发酵——0.3%

162: 乙酸-硬脂酸发酵——0.9%

165: 乙酸-硬脂酸发酵——0.4%

乙酸-油酸发酵——0.55%

173: 甲酸-乳酸发酵——0.1%

175: 甲酸-乳酸发酵——1.2%

乙酸-油酸发酵——1.3%

176: 乙酸-硬脂酸发酵——0.5%

183: 乙酸-乳酸发酵——1.7%

190: 甲酸-乳酸发酵——0.2%

192: 乙酸-油酸发酵——1.55%

对青 4 孔更新世沉积 20 个样品进行脂肪酸发酵试验:

1) 产氢者: 甲酸-乳酸发酵均产气,其中 19 个样产 H_2 气,绝大多数 H_2 含量高达 70% 以上,某些竟达 94%。

乙酸-乳酸发酵中有 6 个样产气,均含 H_2 , 含量在 8—94%; 有的也产 CH_4 (13—14B 样品)。

乙酸-油酸发酵中只一个样产气,产 H_2 含量 93.6%。

乙酸-硬脂酸发酵中有 7 个样品产气,其中一个含 H_2 量 44.3%。

2) 产 CH_4 者:

甲酸-乳酸发酵的 20 个产气气样中均不含 CH_4 。

乙酸-乳酸发酵中 6 个样产气仅一个样品含 CH_4 ，同时含 H_2 。

乙酸-油酸发酵中仅一个样品产气，也不含 CH_4 。

乙酸-硬脂酸发酵中有 7 个样品产气，其中 5 个含 CH_4 ，含量为 63.5—83.7%。

3) 产氮气：青 4 孔 20 个样品四种组合的脂肪酸发酵中，共有 11 个样的发酵产气中含 N_2 ，含量 8.7—88%。

4) 产烯烃：微生物 19 号样品甲酸-乳酸发酵含 2.24% 烯烃；43 号样（湖底近代淤泥样）乙酸-乳酸发酵含烯烃 0.4%；23 号样乙酸-油酸发酵含 0.2% 烯烃。

对青 5 孔的脂肪酸发酵试验：

甲酸-乳酸发酵中有 7 个样品产气，均含大量 H_2 而无 CH_4 ， H_2 含量在 75% 以上，有的高达 93%，其中 44 号样有 0.2% 乙烯。

关于产生重烃问题，因当时（1963）分析发酵产气使用了硅胶活性炭气体体积色谱仪。考虑到分析出之重烃含量可能在分析误差之内。但我们曾将布哈河地区发酵产气，于不同时间反复进行分析，证实确实有重烃产生。1973 年，我们又赴青海湖取了 73-01 号湖底淤泥样，做了甲酸-硬脂酸、甲酸-乳酸发酵试验，装置同前，产气用气液色谱仪分析结果如下（见图 208、209）：

图 208 73-01 号湖底淤泥的硬脂酸-甲酸发酵气色谱图

甲酸-硬脂酸发酵产气组分：甲烷、乙烷、丙烷、丙烯、正丁烷、丁烯、异丁烷。其中以甲烷、乙烷为主。

甲酸-乳酸发酵产气组分：甲烷、乙烷、乙烯、丙烷、丙烯。其中以甲烷、乙烯为主。

分析条件：柱长 7.5 米,内径 0.5 厘米;

固定液：三十烷、担体 6201;

载 气：He、流速 48 毫升/分;

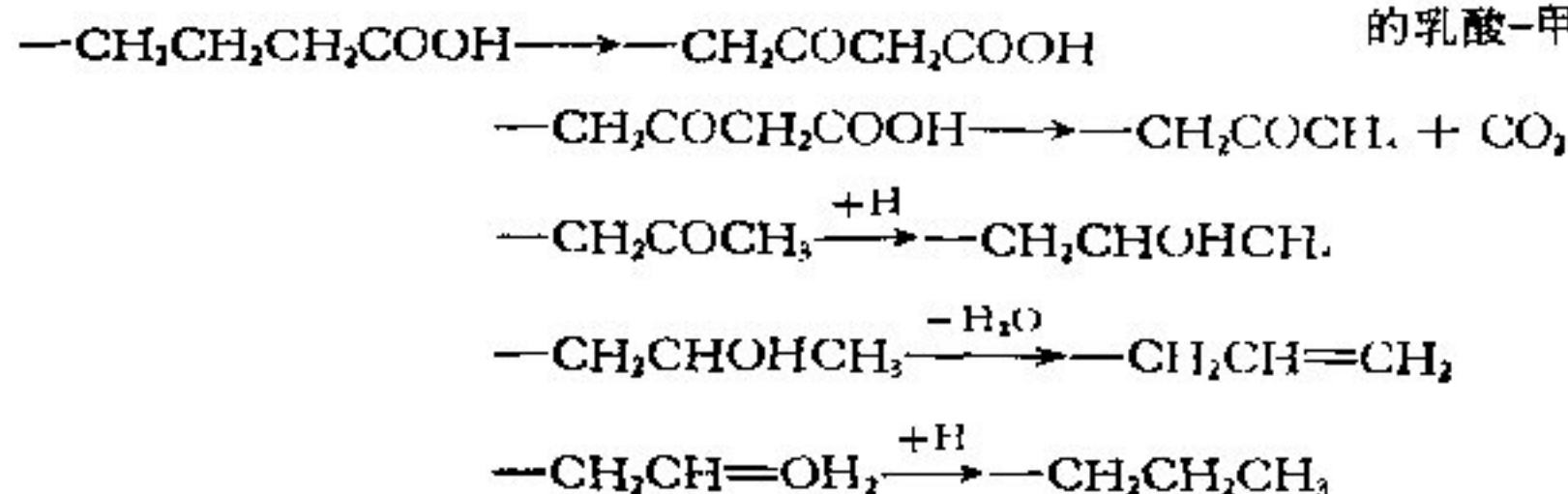
柱 温：40℃。

从而进一步确切证实了发酵产生重烃问题。也说明地层内的有机质,在还原条件下,可由微生物的作用,产生甲烷以外的重烃。即重烃可以现代形成。

不论糖类、脂肪或蛋白嫌气发酵均可产生脂肪酸。青 6、7 孔的分析结果表明：沉积物中脂肪酸含量相当高,且不因埋藏深度即埋藏时间而递减。这一方面是由于微生物嫌气发酵生成脂肪酸,脂肪酸又较其它物质难于被微生物所分解,而这些脂肪酸又与沉积层中的 Ca、Mg 等结合成盐而沉积下来的缘故。脂肪酸发酵产生 H_2 和 CH_4 , H_2 成为有机物氢化时的来源之一。

布斯维尔 (Buswell) 和索罗 (Sollo)^[77] 曾用 C^{14} 的乙酸发酵生成 CH_4 , 并指出 CH_4 中之碳来自 CH_3- , 从而总结了这种脱羧基作用; 企图推论可由高碳脂肪酸脱羧生成相应的烷烃, 经试验失败了。我们认为这种未经取代反应的有机酸, 一次直接脱羧作用可能性很小, 但就微生物代谢途径而言, α 或 β 碳原子取代酸的脱羧基作用则确是一般的现象。微生物若先作用于 β 碳原子形成酮基, 然后脱羧形成酮, 酮加氢成醇, 醇脱水成烯, 烯氢化成烷, 这一系列过程是完全可能的。我们进行的试验中 50% 含有烯烃, 是否属于这种途径值得研究。

图 209 73-01 号湖底淤泥
的乳酸-甲酸发酵气色谱图



苏联谢里别尔^[79](Г. Л. Селибер) 用硫酸盐还原菌作用于脂肪酸, 发现培养物的皂化值部分降低, 部分则升高; 说明其中既有分解反应, 又有合成反应, 与祖别尔和赞柯夫斯基的结果一致。他推论合成反应可能来自 $-CH_2-$, 而 $-CH_2-$ 来自微生物对有机质的分解, 以及 CO_2 与 H_2 的再合成反应。这就解释了为何石油烃的碳链长于自然界存在的脂肪酸的碳链。我们认为进一步研究这项课题是研究成油过程中微生物作用问题的必不可少的部分。

六、几点认识

(1) 我们在青海湖三个地区的六口钻孔中就 75 块岩样做了微生物分析、生化分析及脂肪酸发酵试验, 结合地球化学数据剖析了微生物在有机质保存及转化过程中的地质作用。

(2) 分析表明: 有机质的堆积与原始沉积环境及微生物的活动有着密切关系。

(3) 微生物的活动创造了沉积层的还原相, 而沉积环境又影响着微生物的分布与活动。两者相辅相成, 对有机质的保存与转化起着相当大的作用。

(4) 微生物在沉积层的还原环境下起着产氢、转氢、脱氧、脱氮等作用, 促进有机质向石油方向转化。

(5) 沉积层中保存的有机质在还原环境下脂肪酸含量高, 在一定程度上可视为向石油方向转化的中间产物。

(6) 微生物的活动使沉积层中产生 FeS 及碳酸根, 两者相互作用生成 FeS_2 , 使地层形成强还原相, 更利于有机质的保存。

(7) 因此, 可以把有机质向石油方向转化的问题视之为能量的转换与储存问题: 微生物分解了一部分有机物, 将释放能量的一部分储存于另一部分有机物中, 使之氢化还原; 另一部分储存于沉积层内, 形成了还原相, 如 FeS_2 、黄铁矿结核等, 反过来利于有机质的保存。

(8) 由微生物活动生成的 CO_2 , 导致沉积层中出现物质重新分配现象, 也促进了碳酸盐的沉淀与溶解, 促进成岩作用并使地层封闭, 有利于有机质的保存。

(9) 在脂肪酸发酵试验中验证了微生物的产氢及转氢、脱氧、脱氮作用, 证实了甲酸氢解及乙酸的脱羧问题。

从发酵产气证实了重烃可以现代生成问题。

(10) 曾经设想以“醚”及“吡啶”作为大分子、杂环、具一定氧及氮一类的腐殖质的“单体”, 用来观察微生物对它们的作用, 经三个月试验未见到有任何作用。结合上面的工作说明: 微生物在有机质向石油方向转化的过程中在有机质转化初期是重要的。

结 语

上面九章,我们从各个方面研究了青海湖的现代地质作用。其中许多特点,是青海湖这个半干燥气候下的碱性微咸水湖所独有的。但是,“在特殊性中存在着普遍性,在个性中存在着共性”。(《矛盾论》)青海湖的考察结果,也有一些带普遍性的东西,可以作为我们在陆相沉积盆地中进行石油地质研究的借鉴。

第一,青海湖是我国内陆第一大湖。在气候干燥的我国西北崇山峻岭之间,形成这样一个巨大内陆水体,如果当时没有充足的水源补给,是不可能的。古生物的研究证明:尽管青海湖区目前气候干燥,但在地质历史上的晚更新世,却曾有过温暖潮湿气候期。正是在潮湿气候下,古青海湖有了充足水源,湖面比现在还要大三分之一。

1959年,我们曾经提出过“内陆潮湿拗陷”的观点,强调了潮湿气候在成油过程中的重要性。并且认为:中国西北区许多陆相含油盆地,尽管发展历史不同,但在中、新生代的某个时期,都曾处于潮湿气候带上,沉积了一套比较好的生油层。青海湖的形成和发展历史,则从现代湖泊的角度说明,潮湿气候对于一个巨大内陆水体的形成,是十分重要的条件。

第二,我国西北区许多陆相含油盆地,在地质结构上同青海湖比较相似。它们都呈北西西方向延长;都被“X”形断裂切成菱形或三角形的轮廓;都有一个中部隆起、南北两个拗陷,并且南部拗陷得更加强烈,往往成为主要的生油拗陷(有些古代陆相盆地,则由南部拗陷—中部隆起—北部斜坡组成)。这就为它们之间的类比,提供了地质基础。

第三,我国不少陆相含油盆地,在地质历史上都曾经历过淡化或咸化的历程;其中良好的生、储、盖组合,只发育在水质演化的一定阶段上。青海湖正是一个迅速咸化的内陆湖泊。它的水质演变特点和沉积顺序,可以作为我们研究陆相盆地古水介质和沉积发展史的参考。

青海湖水溶氧量低,有微弱硫化氢渲染,淤泥水中的营养元素比某些富营养型淡水湖还高,元素的生物循环缓慢。这都说明:一个咸化湖泊的碱性微咸水介质,在某种程度上抑制着微生物的分解作用,对于保存有机质,有它有利的一面。

第四,过去有一种意见,认为咸化湖泊的生物单一贫乏,是它不利于成油的一个因素。咸化的青海湖,水生生物虽然比较单一,但却仍然具有一定的生物量和生物生产力;同某些富营养型淡水湖和内海相比,湖底沉积物中埋藏的有机质数量也并不多。看来,一个内陆湖泊在咸化到微咸水阶段时,对于有机质的堆积,并无明显的影响。

第五,近年来,在岩相古地理的研究中,开辟了一个新的领域——沉积水动力学。青海湖水动力的研究表明,一个内陆湖泊的水动力状况十分复杂。在平面上有河口射流、主体环流、次一级回流、拍岸浪流和湖湾回流;在纵向上有动水层、混合层和半静水层。青海湖的水动力状况启发我们:(1)一个内陆湖泊总有一两条主要河流补给,湖水动力在很大程度上受它制约;所以,在恢复陆相盆地古水动力时,首先确定主要河流入湖的位置和

流向,就十分重要。(2) 一个湖泊水深相同的几个拗陷,由于水动力活跃程度不同,水团的氧化—还原状况也有很大差别。它的影响可以深达湖底沉积物的表层,甚至影响其中有机质的沥青化。所以,在古代陆相盆地中评价生油拗陷时,必须充分考虑各个拗陷的古水动力条件。

第六,青海湖现代沉积相的分析说明: 把一个内陆湖泊沉积相简单地归结为滨湖、浅湖、半深湖—深湖相,是远远不够的。实际情况比这要复杂得多。这里既有河口射流、水下风砂和主湖流的插入,又有湖湾回流、湖底泉水和湖中岛屿、高地的叠加。一个湖泊不同部分,蒸发和补给的强度也不相同。这样一来,正常相带的环湖连续分布,往往就被切断。有时,在低能带上叠加了更强的水动力因素;有时则相反,在高能带上出现了更弱的水动力条件。结果,就使一个内陆湖泊的沉积相大大复杂化,也更丰富多彩。为了尽可能恢复古代沉积盆地的岩相古地理面貌,我们认为: 应当加强古水动力与湖底地形这两个方面的研究。

第七,在沉积水动力分析中,我们认为以下几项工作很有意义。

(1) 青海湖砂—粉砂的中径、分选系数、歪度、含泥量等粒度参数,以及累积曲线形态的综合分析,可以用来区分不同的水动力状况。如果有目的地积累一些现代沉积物的资料,编出各种标准曲线,就有可能反过来指导陆相盆地的古水动力研究。在青海湖,河口水下三角洲砂体和水下风砂堆积,约占全湖砂带面积的一半,分选对称性好,是两种良好的陆相储集层。

(2) 沉积物的重矿物组合,特别是其中几种主要单矿物的平面分布,对河口主流水道的反映十分灵敏,应当分别加以研究,用来判断出补给古湖的主要河流入湖的位置和流向。

(3) 青海湖底粘土矿物的研究说明,它们主要是陆源碎屑成因的;保存粘土矿物的介质条件,远比它们形成时的介质条件要宽,以致在平面上组合单一,没有多少变化。这种情况,我们在古代陆相盆地中也常遇到。在 120 多米的早期成岩深度上,粘土矿物对有机质,特别是沥青的吸附作用已经出现,但因埋藏尚浅,温度、压力不够,粘土催化作用尚未发生。

(4) 青海湖水中的碳酸钙已达过饱和,出现化学沉积,相当于泥灰岩阶段。很有意义的是,在青海湖,化学成因的碳酸钙质点一旦从湖水中析出以后,立刻就受水动力的制约;它的分布同泥质粒级(< 0.01 毫米)的分布极相一致,服从于碎屑沉积的规律。这对我们研究陆相碳酸岩是个很重要的启发。

第八,青海湖底沉积物中的十一种元素,分异聚集现象相当明显。随着离子电位降低、离子半径增大,元素的迁移活动性也增强,依次从湖盆边缘向南北两个拗陷呈环带状富集,天然水动力分选有时达到了十分规律的地步。生物循环和 pH 值的影响,对于某些元素也很突出。其中,钒、钴、镍、磷和自生硅与有机质的关系比较密切,可以作为生油沉积物的辅助标志。自生铁和锰则明显倾向于河口。元素的分异如此明显,这就提示我们: 一方面,在恢复岩相古地理时,应当充分利用元素资料;另一方面,在进行元素地层对比时,也应当充分考虑到它们在不同沉积相中的变化。

第九,在陆相盆地中,为了评价生油层,划定生油拗陷,人们广泛使用变价铁硫作为环境指标。在实践中,我们发现这些指标各有缺陷,存在一些矛盾。它们在青海湖沉积物中

使用的结果是：(1)有的指标可以大致区分氧化环境与还原环境；但是由于各种铁硫的相互转化，有时指标反而变小，区分不开还原环境的强弱；有的指标则受水质、pH 值、生物因素的影响，在陆相沉积中很难定出统一的界限。(2)对于还原环境，也要一分为二。既看到它保存有机质的主要方面，又看到它消耗过有机质的另一方面；结果，各种环境指标同残余有机碳和沥青的关系，就不那么严格。因此，在陆相盆地中使用这些指标时，应当着眼于它们的相对变化，而不应当绝对化，认为指标越高越好，环境毕竟是外因。在陆相生油岩的研究中，应当把重点放在有机质本身。

第十，青海湖沉积物早期成岩作用的研究，使我们看到了：沉积物一经埋藏，在不过 180 米的深度内，发生了如此深刻的变化：水分和孔隙减少；氧化的组分还原了，还原的更还原；原来没有的生成了，原来有的转变成新质；分散的集中了，松散的胶结起来；沉淀的溶解了，溶解的又再沉淀；物质重新分配的结果，在第四纪松软淤泥层的中间，出现了胶结成坚硬岩石的局部胶结层。这就启发我们：在石油地质研究中，必须区分开哪些是原始沉积时的产物，哪些则是成岩变化的结果。所谓“沉积岩地球化学相”，实际上，是从松散沉积物变到石化岩石的漫长成岩过程中各种变化的总和，比起原来沉积时的面貌，已经很不相同。

第十一，青海湖底沉积物中有机质的分布特点是：主要受水动力的控制，富集于几个深水拗陷区；看不到河口附近特别富集的现象；有时河口主流水道反而对有机质起着“冲淡作用”。有机质的沥青化，则只在那些水团稳定、还原性强的拗陷之中，才特别强烈。

青海湖的考察结果证明：湖相沉积物中不但有烃，有 C_1-C_5 的轻质烃，也有 $C_{14}-C_{30}$ 的重烃，而且随着埋藏加深、时间加长，在还原环境下，出现了明显的沥青天然转化作用，也出现了烃类向石油烃方向转化的迹象。这样一来，地质历史上无法再造的古湖泊中有机质埋藏后向石油方向转化的最初阶段，在青海湖这个现代湖泊中，提供了一个具体例证。

这一天然转化的过程说明：(1) 外因是变化的条件，内因是变化的根据。环境相同，原始有机质不同，转化的方向也不同。结果，同古代陆相盆地相似，我们在青海湖看到了边缘向煤、拗陷中心向石油方向转化的横向相变；(2) 量变引起质变。有机质一经埋藏，在还原环境下迅速发生变化。容易分解的部分分解掉了，数量不断减少，同时又为其余部分创造出更加还原的环境；保存下来的部分则向石油沥青的方向继续变化，还原组分增多，氧、氮、硫不断脱去。到了有机质的消耗基本稳定，沥青的转化趋于缓慢时，烃类的转化就显现出来了。根据有机质消耗基本稳定、沥青明显发生转化的背景值，参考国内外大量生油岩的统计资料，我们认为：陆相生油岩的残余有机碳量不需要很高，0.4% 左右就可以了。这就扩大了陆相生油岩的范围。(3) 在 120 多米的埋藏深度上，尽管沥青的组分和元素组成与石油沥青已经接近，但是烃类的转化还差得很远。这就告诉我们，在古代生油岩的研究中，单是利用沥青，不能精确地评价出生油岩的好坏。应当着重于烃类的研究。

第十二，青海湖第四纪剖面上九类生理菌群及生化分析的研究证明：原始有机质数量和沉积环境是决定有机质保存及转化的重要因素，也是微生物活动强度的重要因素。微生物在有机质转化早期，起着产氢、转氢、脱氧、脱氮、创造还原环境、促进成岩等作用。微生物分解了一部分有机质，释放出的能量，一部分储存于环境中，创造了还原环境，有利于

剩余有机质的保存;另一部分转给了剩余有机质,使之还原并向石油方向转化。微生物活动也促进了沉积层的成岩作用,使地层封闭,也有利于有机质的保存。实验证明:脂肪酸是有机质转化早期的主要中间产物。脂肪酸发酵产生了重烃,说明重烃可以现代形成。看来,微生物的作用只是在埋藏初期10—20米的深度内,是特别重要的,以后趋于稳定。

*

*

*

青海湖的考察结果当然不只这些,我们只是从石油地质的角度,概括出上面的一些认识。地球史上古湖泊的地质作用同现代湖泊不会完全相同;世界上古今中外大小湖泊成千上万,它们的地质作用自然更加丰富多彩。一个在六十年代初期进行考察的青海湖,所能提供的东西也很有限,这是我们在“将今论古”时应当充分加以注意的。

通过青海湖的考察,我们体会到:一个现代湖泊的地质作用,毕竟在我们眼前活生生地进行着,同地质历史上任何人都没有经历过的那些过程相比,我们在考察中得到的认识,便于同客观实际相对照,相印证。因此,在辩证唯物论指导下,正确运用“将今论古”的现实主义方法,从已知到未知,从个别到一般,从现象到本质,有目的、有重点地开展一点现代海洋、湖泊、河流三角洲的研究,将会促进我国石油地质科学的发展。

参 考 文 献

- [1] 孙健初: 青海湖。地质论评,第3卷,第5期,1938。
- [2] 施雅风、陈梦熊、李维质、易士明: 青海湖区及其附近地区自然地理(着重地貌)初步考察。地理学报,第24卷,第1期,1958。
- [3] 徐近之: 青藏自然地理资料(地文部分、植被部分)。科学出版社,1960。
- [4] 黎尚豪: 青海湖的类型、演变及其生物生产力的初步研究。太平洋西部渔业研究委员会第二次全体会议论文集。第97—105页。科学出版社,1959。
- [5] 祁连山地质志。第一卷、第二卷一分册。科学出版社,1960、1963。
- [6] 方永: 青海湖湖盆地貌的基本特征、成因及其演变。地理集刊,第五号。科学出版社,1963。
- [7] 德日进、杨钟健: 山西西部陕西北部董蒂纪后黄土前之地质现象。地质专报,甲种第八号,1928。
- [8] 刘东生、张宗祜: 中国的黄土。地质学报,第42卷,第1期,1962。
- [9] 朱显谟: 关于黄土层中红层问题的讨论。中国第四纪研究,第1卷,第1期,科学出版社,1958。
- [10] 裴文中、周明镇等: 中国的新生界。全国地层会议学术报告汇编,科学出版社,1963。
- [11] 周本雄、刘后一: 青海共和更新世的哺乳动物化石。古脊椎动物与古人类,第1卷,第4期,1959。
- [12] 杨鍾健,卞美年: 甘肃中部皋兰—永登新生代地质。中国地质学会会志,第16卷,1936—1937。
- [13] Максимович, Г. А.: Химическая география вод суши. Гос. Изд. география. литер., Москва, 1955.
- [14] 阿列金 O. A.: 水文化学原理。地质出版社,1960。
- [15] Тарасов, Н. М.: К вопросу об изучении карбонатообразования в замкнутых водоемах аридной зоны на примере оз. Балхаш. Гидрохим. мат. том. 31, стр. 78—87.
- [16] 饶钦止等编著: 湖泊调查基本知识。科学出版社,1956。
- [17] 波鲁茨基 E. B., 王乾麟、陈受忠等: 长江三峡水库库区水生生物调查和渔业利用的规划意见。水生生物集刊,第一集,第5—6页,1959。
- [18] 华汉峰: 青海湖的水产资源。学艺,第7期,17—19页,1958。
- [19] Березина, Н. А.: Гидробиология, Советская Наука. 358, 1953.
- [20] 吉村信吉: 日本四湖泊标式 & 生产力。乐水会志,第29卷,第5期,1934。
- [21] Thiernemann, A.: Die Binnengewasser, 1, S. 201—203. 1925
- [22] Страхов, Н. М.: Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР. 1954.
- [23] 刘健康: 梁子湖的自然环境及其渔业资源问题。太平洋西部渔业研究委员会第二次会议论文集,第52—63页。科学出版社,1959。
- [24] 伍献文、王祖熊等: 五里湖1951年湖泊学调查。水生生物学专刊。1962年第一期,第63—123页,1962。

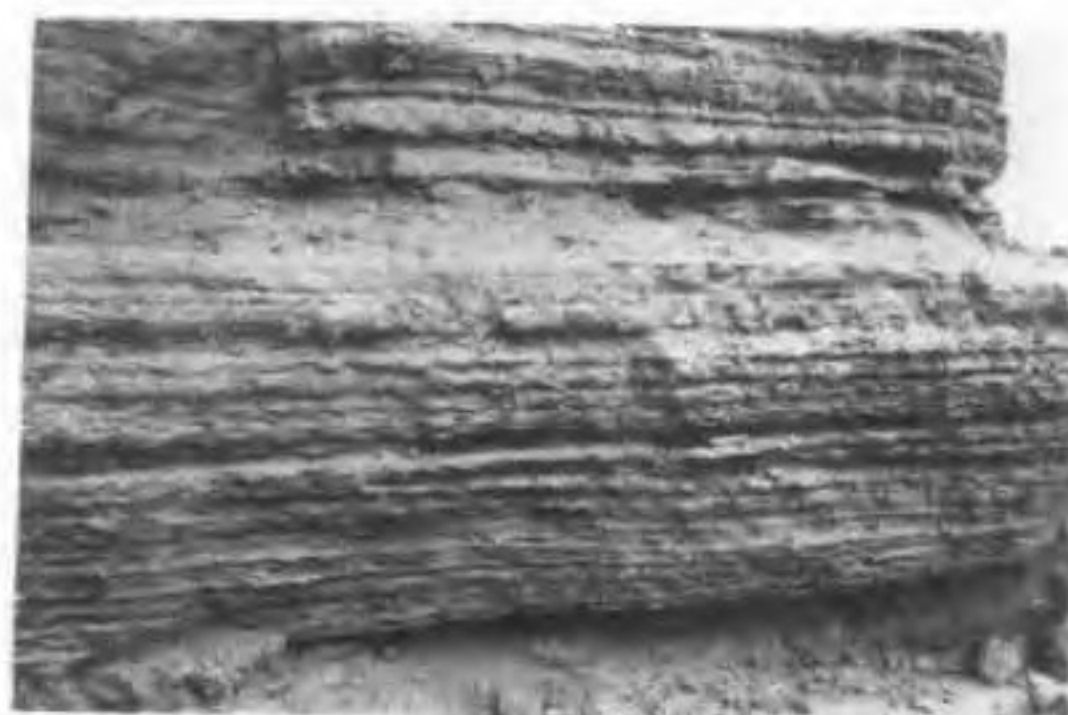
- [25] Kemp, A. L. W.: Organic carbon and nitrogen in the surface sediments of Lake Ontario, Erie and Huron. *Jour. Sediment. Petrology*. 1971, vol. 41, No. 2, pp. 537—548, 1971.
- [26] 沈嘉瑞: 青海与内蒙数种桡足类的研究。动物学报, 第8卷, 第1期, 1—6页, 1956。
- [27] 沈嘉瑞, 陈媛, 宋大祥: 青海省的桡足类。动物学报, 第15卷, 第2期, 263—272页, 1963。
- [28] 陈媛: 青海湖的浮游动物。动物学杂志, 第3期, 第125—128页, 1964。
- [29] Жадин, в. и., Герб, с. в.: Реки, озера и водохранилища СССР их фауна и флора. Москва, 273, стр. 412—415, 1961.
- [30] 张春霖, 张玉玲: 青海鱼类的新种, I. 动物学报, 第15卷, 第2期, 第291—294页, 1963。
- [31] 张春霖, 张玉玲: 青海鱼类的新种, II. 动物学报, 第15卷, 第4期, 第635—637页, 1963。
- [32] 普劳德曼: 动力海洋学。毛汉礼译, 科学出版社, 1956。
- [33] А. мазов, А. М.: Гидрохимия устьевых областей Рек (Северное причерноморье), Киев. 1962.
- [34] 贝有为, 沈玉如: 水化学及水微生物学。高等教育出版社, 1959。
- [35] Блинов, Л. К.: Гидрохимия Аральского моря. Ленинград. 1956.
- [36] Теодорович, Г. И.: Аутигенные минералы осадочных пород. Изд. АН СССР. —стр. 40—50.
- [37] 黎彤, 饶纪龙: 中国岩浆岩的平均化学成分。地质学报, 第43卷, 第3期, 1963。
- [38] Страхов, н. м.: О некоторых закономерностях денудации и переноса осадочного материала на площадях гумидных климатов, в сб. «Соврем. осадки морей и океанов.» стр. 1—27. Изд. АН СССР. 1961.
- [39] 薛廷耀编译: 海洋细菌学。科学出版社, 1962。
- [40] Swain, F. M.: Non-marine organic geochemistry. 1970
- [41] 日然钦科: Б. П. 古地理研究法。科学出版社, 1963。
- [42] Дроздова, Д. В., Гурский, Ю. Н.: Условия сохранности хлорофилла, феофитина и гуминовых веществ в отложениях Черного моря. Геохимия, 1972, № 3, стр. 323—334
- [43] Ali-Zade, A. A., Shoikhet, P. A.: Geological-Geochemical conditions of the transformation of organic matter in the sediments of the Caspian sea. «7th. World Petroleum Congress Proceedings Vol. 2, pp. 517—532.
- [44] Вебер, в. в.: Фации отложений, благоприятные для образования нефти. Изд. «Недра». 1966.
- [45] 维别尔 В. В., 哥尔斯卡雅 А. И.: 淡水沉积物中沥青的生成, 1963。石油地质学论文集, 第二集, 第163—172页。兰州地质研究所译, 科学出版社, 1965。
- [46] 史密斯 Р. V.: 石油起源的研究。1954。石油地质学译文集, 第二集, 第173—207页, 兰州地质研究所译, 科学出版社, 1965。
- [47] 傅家谟编译: 微生物成因的硫化矿显微球体。地质快报, 1964年11期。
- [48] Love, L. G., Murray, J. W.: Biogenic pyrite in recent Sediments of Christchurch Harbour. England. *Amer. Jour. of Science* Vol. 261, May, 1963, No. 5, pp 433—448.
- [49] Выхристюк, Л. А.: Об особенностях распределения органического вещества в осадках оз. Байкал. Докл. АН СССР. 1972, том. 205, № 6, стр. 1455—1457.
- [50] Вотивцев, К. К.: Гидрохимия Озера Байкал Изд. АН СССР. 1961.
- [51] Koyama, T.: Ratios of organic carbon, nitrogen and hydrogen in recent sediments, *Coal Science, Amer. Chem. Soc., Adv. Chem. Ser.* 55, pp. 43—57, 1966.
- [52] Бордовский О. К.: Органическое вещество современных осадков Каспийского моря. *Океанология* 1969, ТОМ IX, вып. 6, стр. 996—1006.
- [53] Остроумов Э. А. и др.: Распределение форм соединений серы в донных отложениях Черного моря, в сб. «Современные осадки морей и океанов» Изд. АН СССР. 1961, стр. 597—633.
- [54] Романкевич, Е. А.: Распределение органического углерода и азота в современных и Четвертичных осадках Тихого океана. *Океанология* 1968, том. VIII, вып. 5, стр. 825—838.
- [55] 纳扎尔金 Л. А.: 气候与石油形成, 1959。石油地质学论文集, 第二集。兰州地质研究所译, 科学出版社, 1965。
- [56] Bordovskic, O. K.: Organic material in marine sediments. *Marine Geology*, 1965, Vol. 3, pp. 1—114.
- [57] Trask, P. D. (ed.): Recent marine sediments. Tulsa Amer. Assoc. Petrol. Geol. 736 pp., 1939.
- [58] Burst, J. F.: Diagenesis of Gulf Coast Clayey sediments and its possible relation to petroleum Migration. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1969, Vol. 53, No. 1, pp. 73—93.
- [59] Klemme, H. D.: Geothermal gradient, Part 1, 2—Heat influences size of Oil giant. *Oil and Gas Journal* 1972, Vol. 70, No. 29—30.
- [60] 斯特拉霍夫 Н. М.: 沉积物之成岩作用及其对沉积矿形成的意义。沉积专辑, 第一辑, 地质出版社, 1957。
- [61] 维谢洛夫斯基 В. С.: 可燃矿产的化学性质。卢喜先等译, 科学出版社, 1962。
- [62] Thomas, R. L.: A note on the relationship of grain size, clay content, Quartz and Organic carbon in some Lake Erie and Lake Ontario sediments. *Journ. of Sedimentary Petrology*. 1969, vol. 39, No. 2,

pp 803—809.

- [63] 中国科学院大连化学物理研究所编: 气相色谱法, 科学出版社, 1972。
- [64] Scalan, R. S., Smith, J. E.: An improved measure of the odd-even predominance in the normal alkanes of sediment extracts and petroleum. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1970, Vol. 34.
- [65] Cooper, J. E., Bray, E. E.: A postulated role of fatty acids in petroleum formation. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1963, Vol. 27, No. 11, pp. 1113—1127.
- [66] Bray, E. E., Evans, E. D.: Distribution of n-paraffins as a clue to recognition of source beds. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1961, Vol. 22, No. 1, pp. 2—5.
- [67] 波奥 J.: 土壤微生物学分析技术手册。阎逸初译。科学出版社, 1959。
- [68] 中国科学院林业土壤研究所微生物室编: 土壤微生物分析方法手册。科学出版社, 1960。
- [69] 中国科学院林业土壤研究所微生物室编: 土壤微生物数量计算手册。科学出版社, 1961。
- [70] Manual of microbiological methods. by the Soc. of Amer. Bacteriologists Committee on Bacteriological Technic. 1957.
- [71] Manual of methods for Pure Culture study of Bacteria, by the Society of Amer. Bacteriol. Committee on Bacteriological Technic. 1954.
- [72] 中国科学院微生物研究所地微生物室: 石油微生物区系调查法。微生物, 第二卷第 2 期, 第 83—89 页, 1960。
- [73] Rittenberg, S. C., *et al.*: Biogeochemistry of sediments in experimental Mohole. *Journ. of Sedimentary Petrology*. 1963, Vol. 33, No. 1, pp. 140—172.
- [74] Lindblom, G. P.: Lupton, M.D.: Microbiological Aspects of Organic Geochemistry. *Developments in Industrial Microbiology*. 1961, Vol. 2, pp. 9—22.
- [75] Eisma, E., Jurg. J. W. (ed.): Fundamental Aspects of the Generation of Petroleum. 1969, pp. 676—698.
- [76] Senn, J. B.: The occurrence of hydrogenproducing Bacteria in Marine Materials. *Journ. Bact.* 1945., Vol. 49, No. 5, p. 522.
- [77] Buswell, A. M., Sollo, F. W.: The Mechanism of the CH_4 Fermentation. *Journ. Amer. Chem. Soc.* 1948, Vol. 70, pp. 1778—1790.
- [78] Beerstecher, E.: The Role of Microorganisms in the Synthesis of Petroleum. *Petrol. Microbiology* 1954, pp. 110—112.
- [79] Селибер, Г. Л.: Реакции распада и синтеза при разложении жира бактериями, восстанавливающими сульфаты. *Микробиология*, том. 19, вып. 4, 1950, стр. 294—298.



照片 1 黑山南麓布哈河阶地



照片 2 布哈河二级阶地上晚更新世河湖交替相沉积物的斜层理



照片 3 湖盆南岸二郎尖湖阶地



照片 4 野牛山南麓一道沟三级洪积阶地



照片 5 哈达湾近代湖堤



照片 6 湖盆东缘新月形沙丘



照片 7 海晏湾一带风砂堆积地貌



照片 8 鸟岛东北侧断崖



照片 9 湖南岸远眺海心山



照片 10 湖南岸黑马河处三块石远眺



照片 11 脱离母体的耳海



照片 12 黑山北侧哈达滩二级湖阶地早—中更新世湖相沉积物中背山向湖的湖底滑动层纹



照片 13 青海南山东部龙保欠山顶的冰川角峰



照片 14 龙保欠山下灯笼沟的冰碛物



照片 15 哈达滩湖湾地貌



照片 16 湖西北部沙沱寺的湖岸基岩断崖



照片 17 圆盘硅藻 (*Cyclotella*)



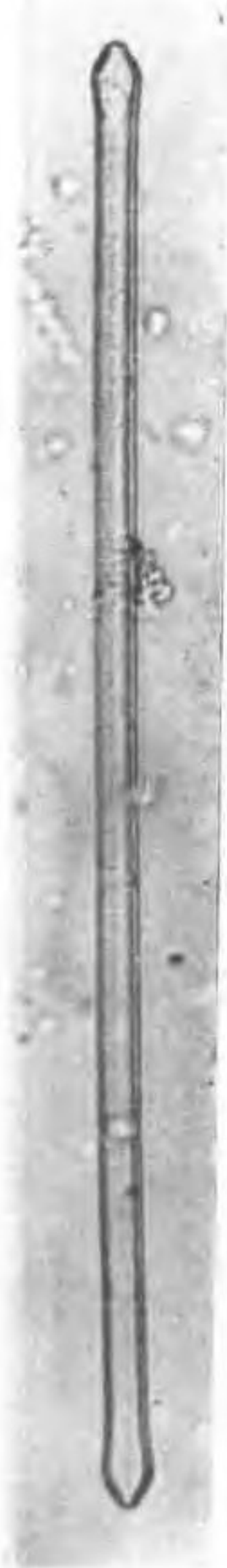
照片 18 纺锤硅藻 (*Navicula*)



照片 20 新月硅藻 (*Cymbella*)



照片 25 异壳硅藻 (*Cocconeis*)



22



21



19

照片 19 偏缝硅藻 (*Nitzschia*)

照片 21 放射硅藻 (*Synedra*)

照片 22 放射硅藻 (*Synedra*)



照片 23 龙骨硅藻 (*Surirella*)



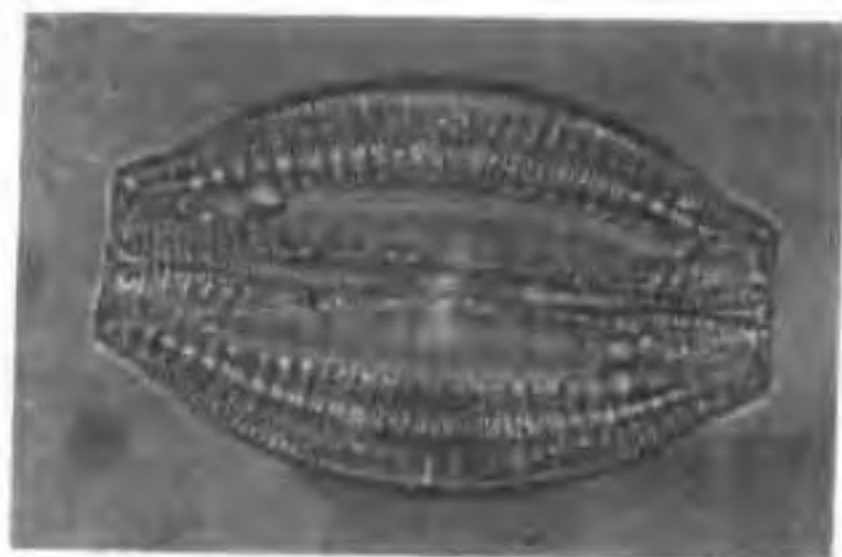
照片 26 布纹硅藻 (*Gyrosigma*)



照片 24 异壳硅藻 (*Cocconeis*)



照片 28 异极硅藻 (*Gamphonema*)



照片 29 窗纹硅藻 (*Epithemia*)



照片 31 弯楔形硅藻 (*Rhoicosphenia*)



照片 33 刚毛藻 (*Cladophora*)



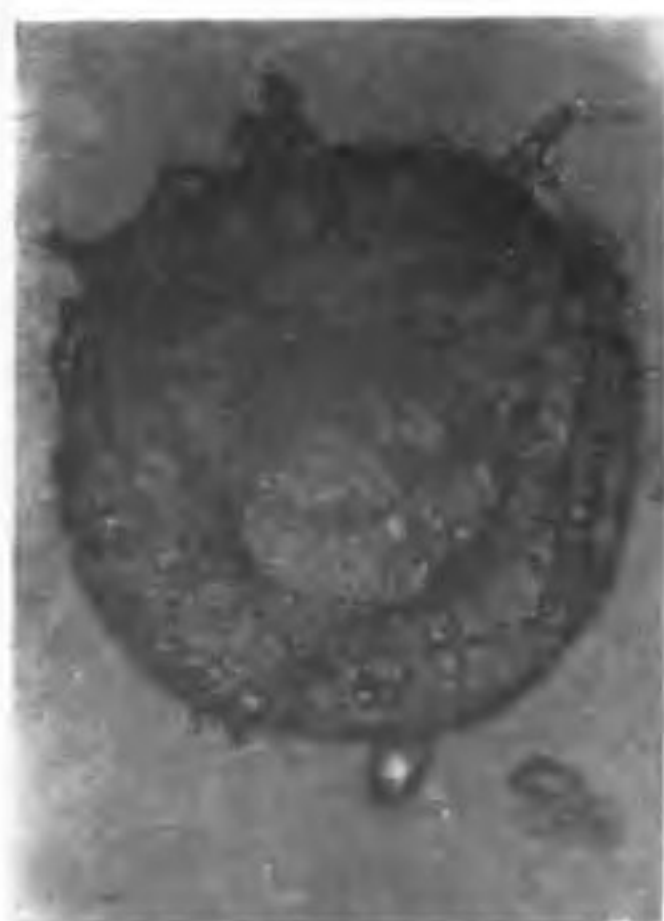
照片 27 布纹硅藻 (*Gyrosigma*)



照片 32 带列硅藻 (*Fragilaria*)



照片 30 窗纹硅藻
(*Epithemia*)



照片 35 砂壳虫 (*Diffugia*)



照片 34 颤藻
(*Oscillatoria*)



照片 39 臂尾轮虫 (*Brachionus*)



照片 37 巨腕轮虫 (*Pedalia*)
(侧面观)



照片 40 盘肠溇
(*Chydorus*)



照片 38 巨腕轮虫 (*Pedalia*)
(俯视图)



照片 36 (1) 钟形虫
(*Vorticella*)



照片 36 (2) 钟形虫 (*Vorticella*)
(游泳体)

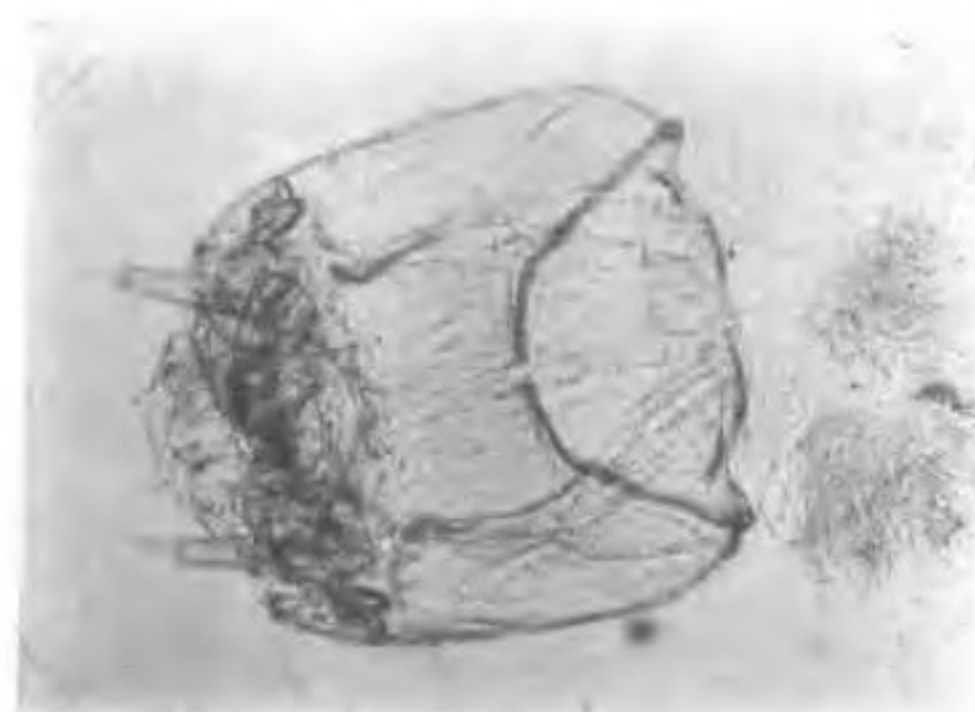


照片 41 水蚤 (*Daphnia*) 照片 42 北镖水蚤 (*Arctodiaptomus*) 照片 43 真剑水蚤 (*Eucyclops*)
(侧面观)



照片 44 瘦猛水蚤 (*Bryocamptus*)

照片 47 原枝摇蚊 (*Procladius*)
(头的腹面观)



照片 45 无节幼体 (*Nauplius*)
(侧面观)

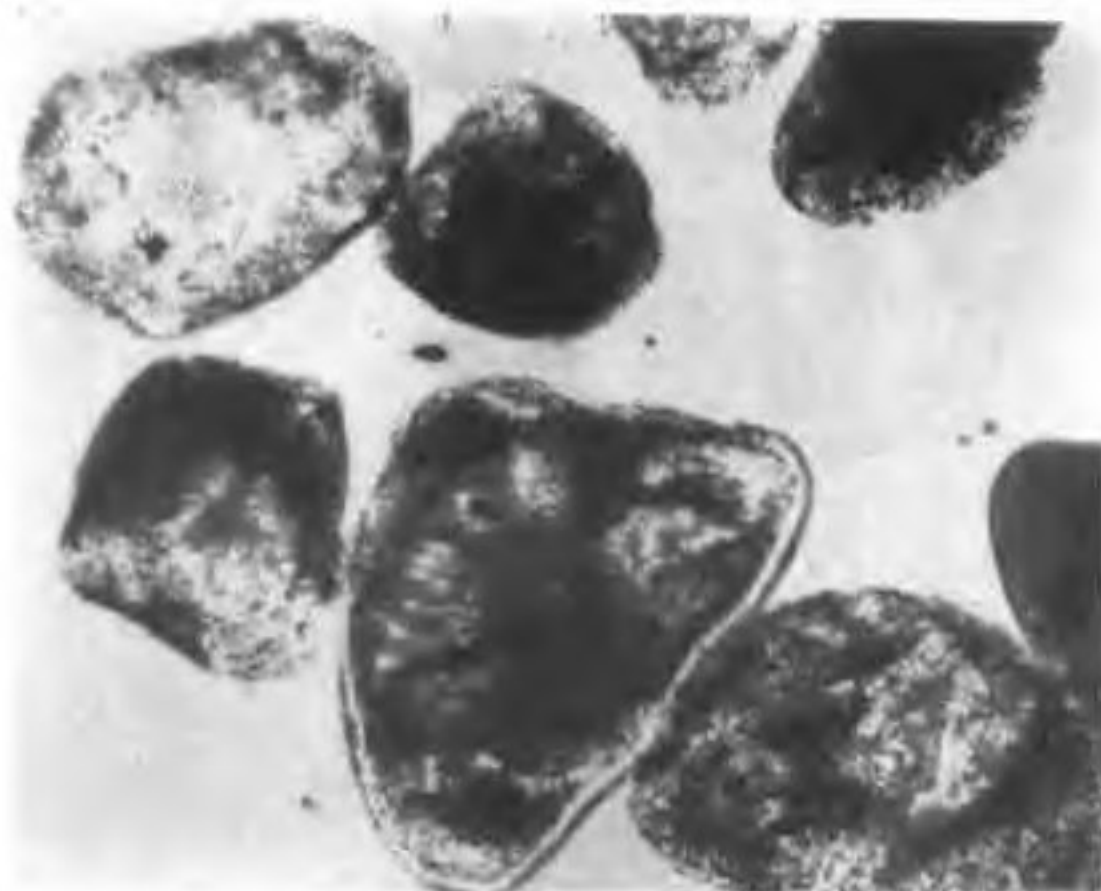
照片 46 回转摇蚊群 (头部)
(*Chironomus* gr. *reductus*)



照片 48 环足摇蚊群 (*Cricotopus* sp. *silvestris*)



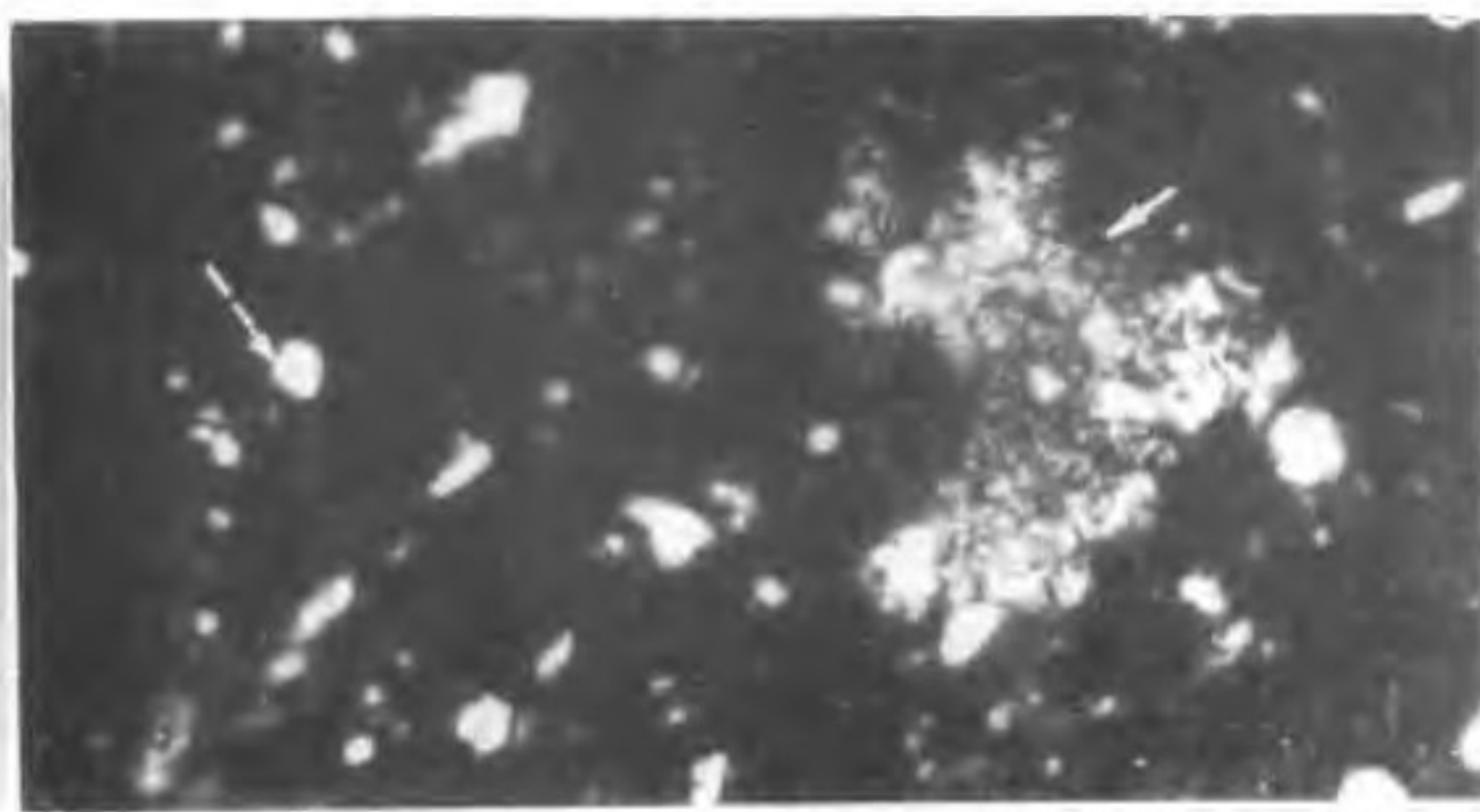
照片 50 二郎尖附近岸边砾石被钙质胶结成块



照片 51 显微镜下的钵状砂



照片 49 介形虫 (*Ostracoda*)



照片 53 青海湖底沉积物中的陆源碎屑碳酸盐(左方)和隐晶质泥状碳酸盐(右方)(正交偏光, $\times 640$)



照片 52 石灰华(左图为表面, 右图为底面)



照片 54 青海湖底沉积物中的微粒状碳酸盐
(正交偏光, $\times 640$)



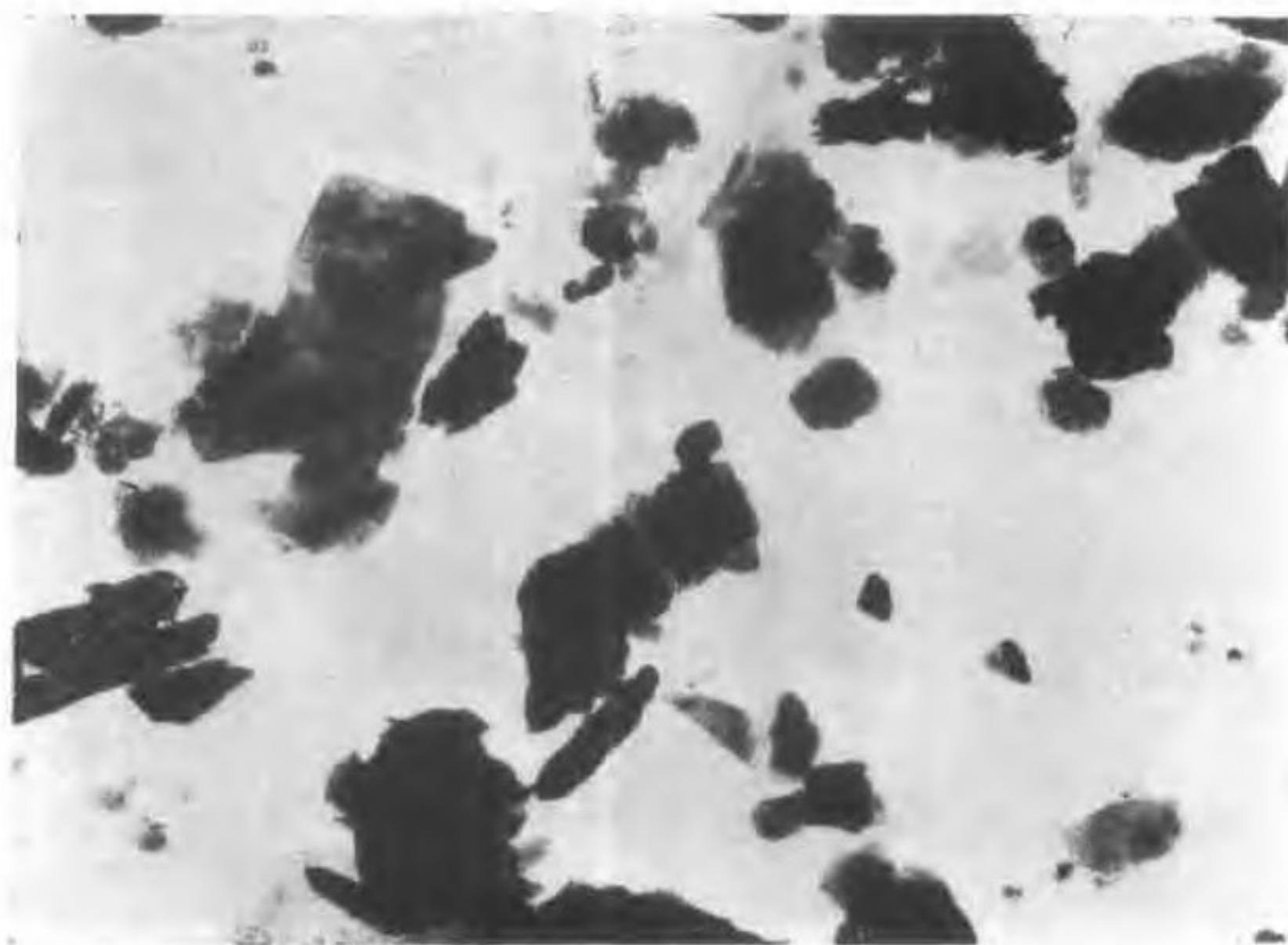
照片 55 青海湖底沉积物中的长柱状碳酸盐
(正交偏光, $\times 540$)



照片 56 青海湖底沉积物中的菱面体碳酸盐
(正交偏光, $\times 640$)

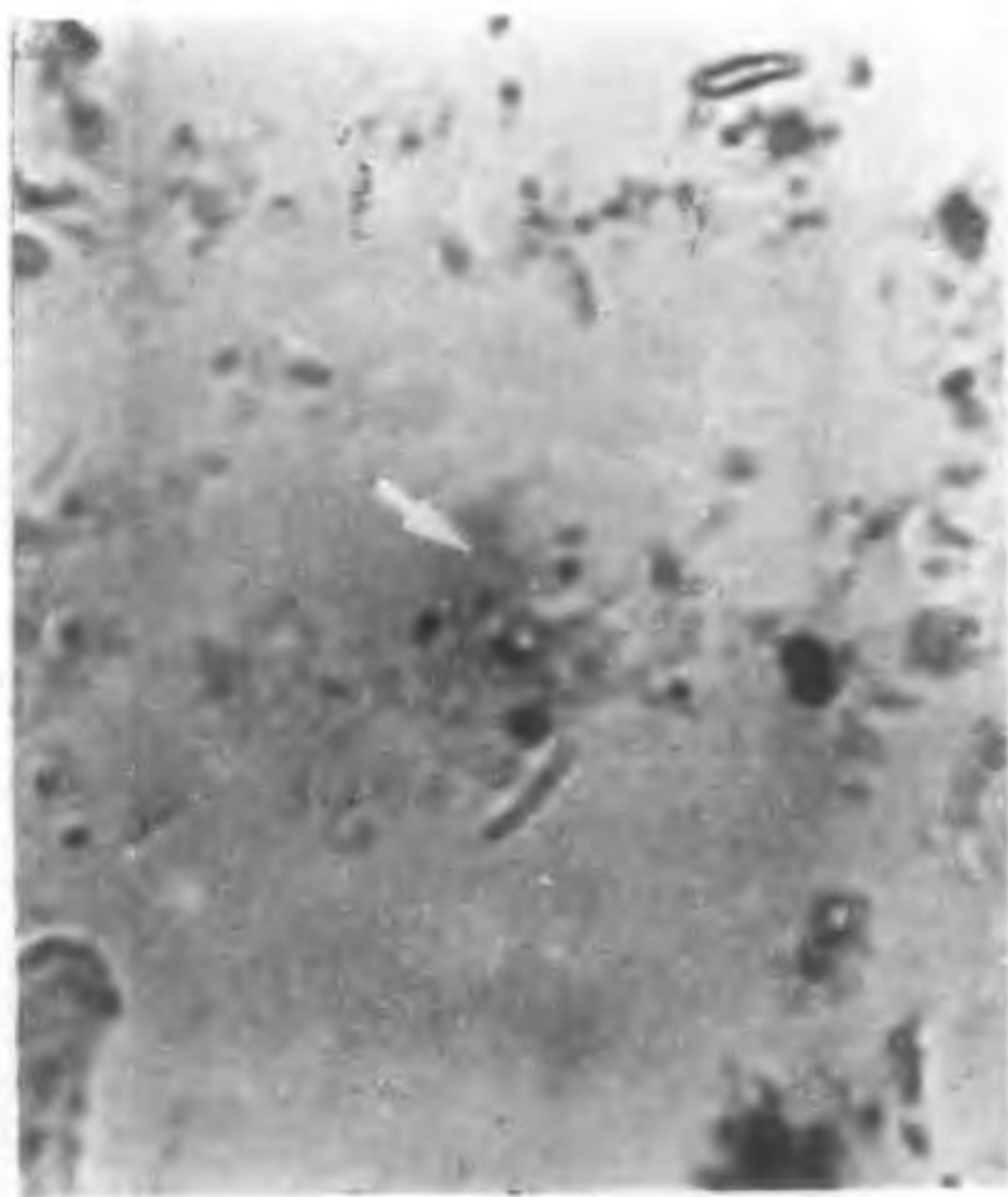


照片 62 青 4 孔 17 号岩芯 深灰色粉砂质
粘土淤泥, 可见水平层纹及黑色炭质条痕

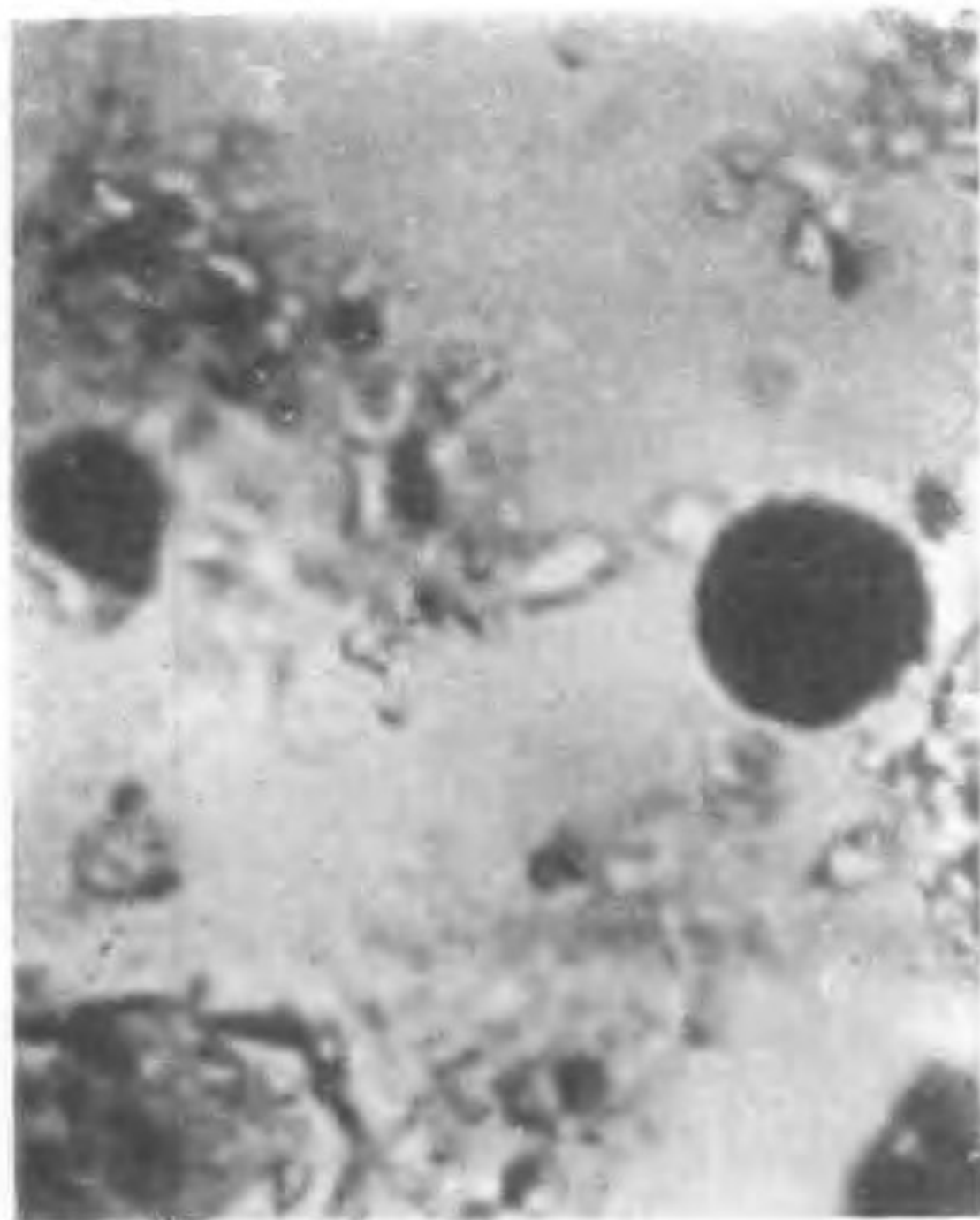


照片 57 青海湖底淤泥中的高岭石晶体(007 号)

照片 58 显微球体



照片 59 单球



照片 60 双球及串球



照片 58—61

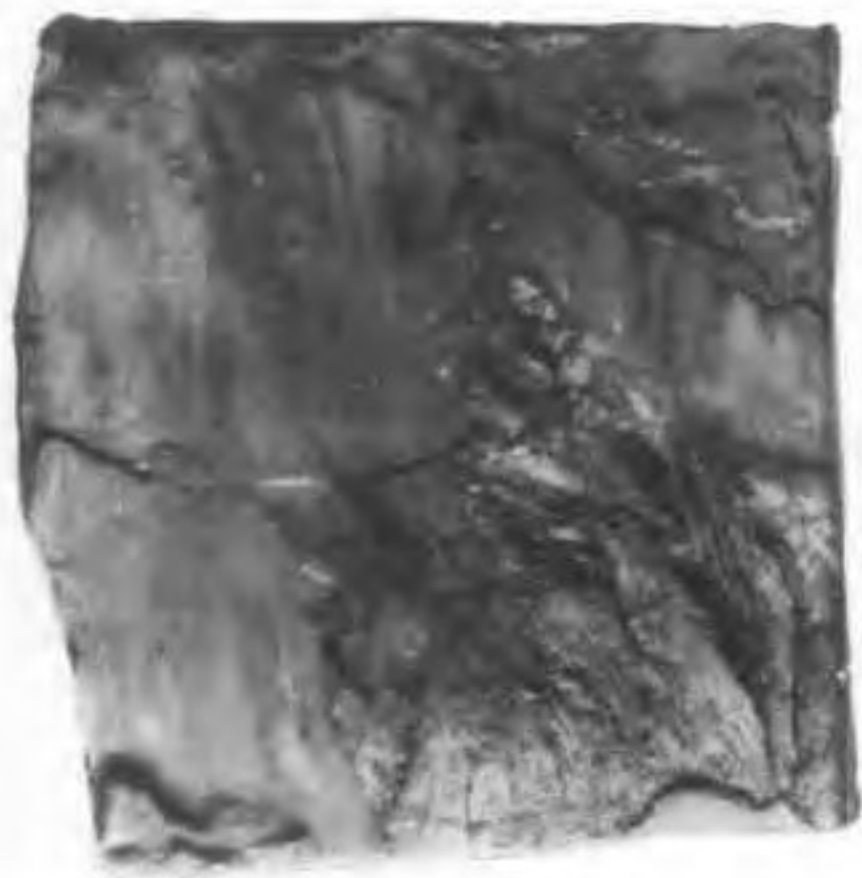
青海湖底沉积物中的自生黄铁矿(半偏光, $\times 360$)

照片 61 球不规则集合体



照片 63 青4孔 43号岩芯 浅灰色细粉砂质淤泥, 可见水平层纹及黑色炭质条痕





64



65

照片 64、65 青 4 孔 46 号岩芯 浅灰色粉砂质淤泥，可见颜色深浅不同，粗细不同的水平微细层理



照片 66、67 青 4 孔 34 号岩芯 浅灰色粉砂质淤泥 斑点、斑块。五个小洞是现场测定 γ_{H} 值时留下来的插孔



可见十分发育的黑色炭质条痕，值时留下来的插孔



照片 68 青 4 孔 55 号岩芯 浅灰色粉砂质淤泥 可见深灰色粘土条带及斑块，分布不连续



照片 70、71 青 4 孔 60 号岩芯 灰黑色粉砂质淤泥; 可见清晰的粘土淤泥水平条带, 照片右上角黑色斑块是黄铁矿小结核, 不规则状, 大小 8 毫米 (照片 71 是照片 70 的放大)



照片 69 青 4 孔 56 号岩芯 灰色泥质粉砂 可见清晰的深灰色淤泥条带, 宽 5~7 毫米, 水平产出



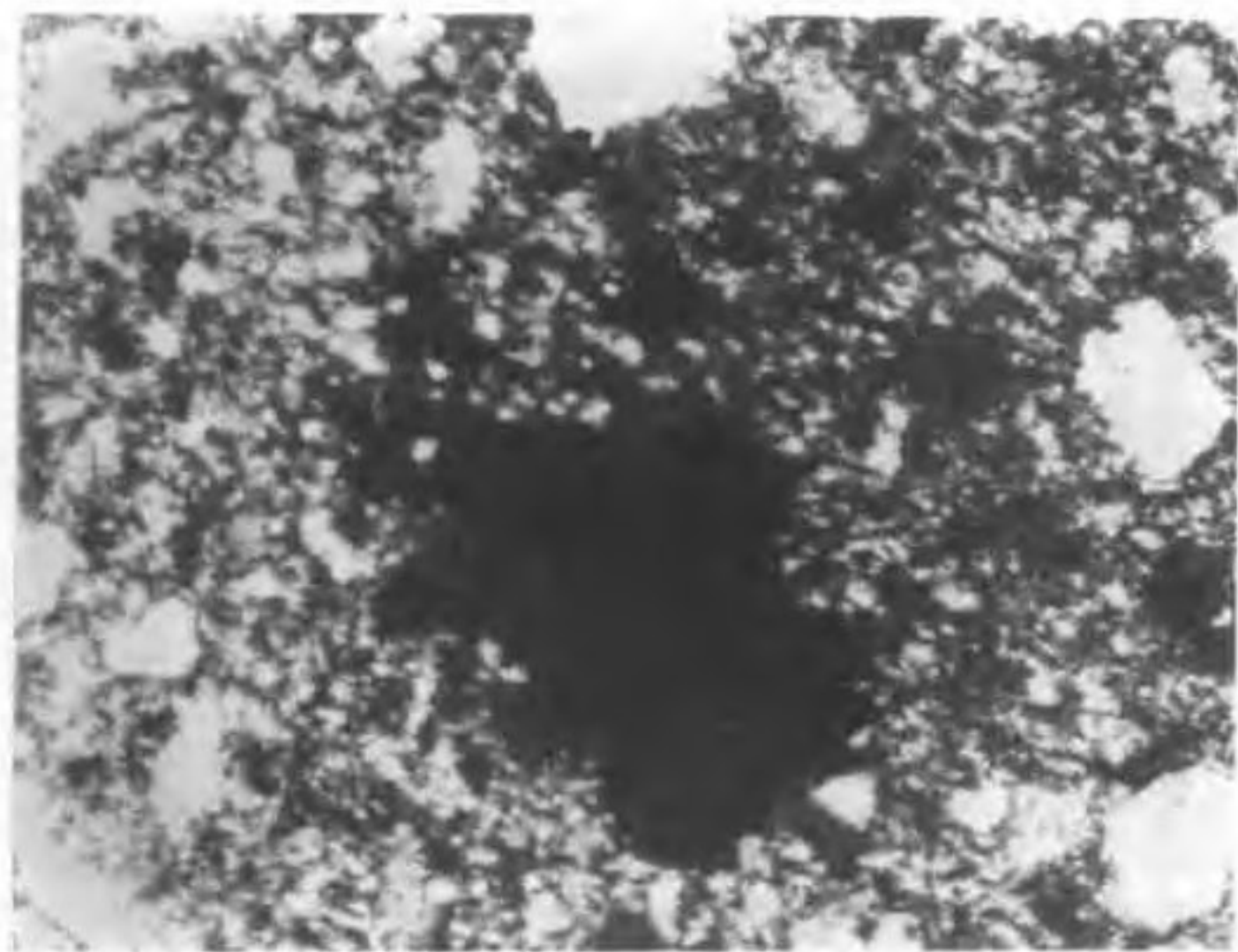
照片 74 青 5 孔 54 号岩芯 第四纪早—中更新世黄土



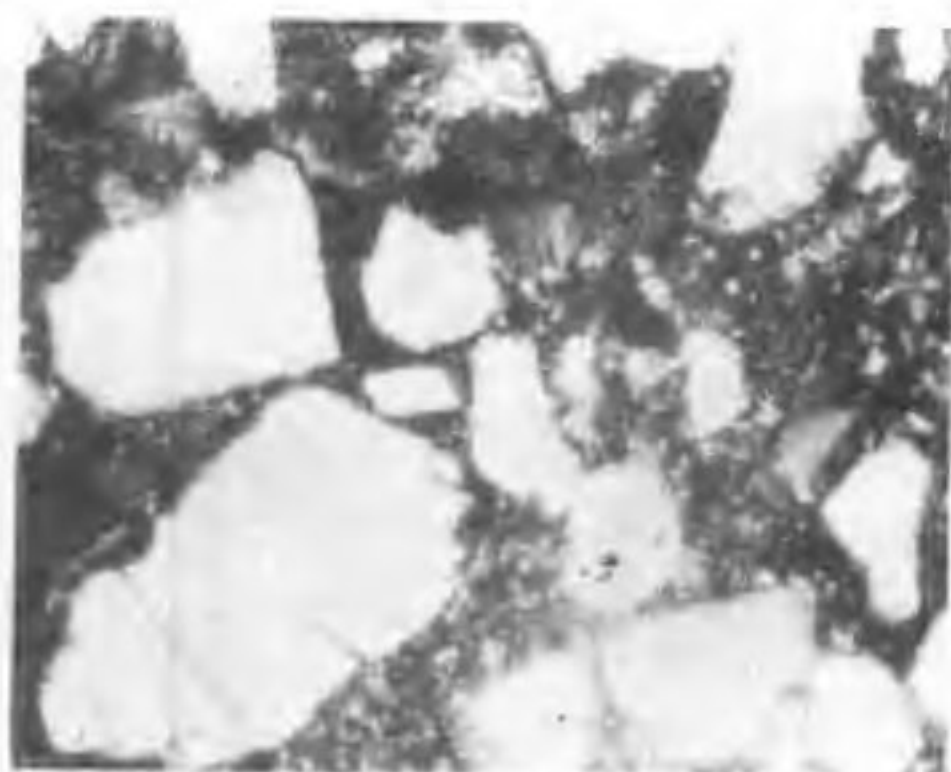
照片 72 青 4 孔 90 号岩芯 深灰黑色粘土淤泥。砂—粉砂随埋藏加深显微结构的变化(正交偏光, $\times 80$)



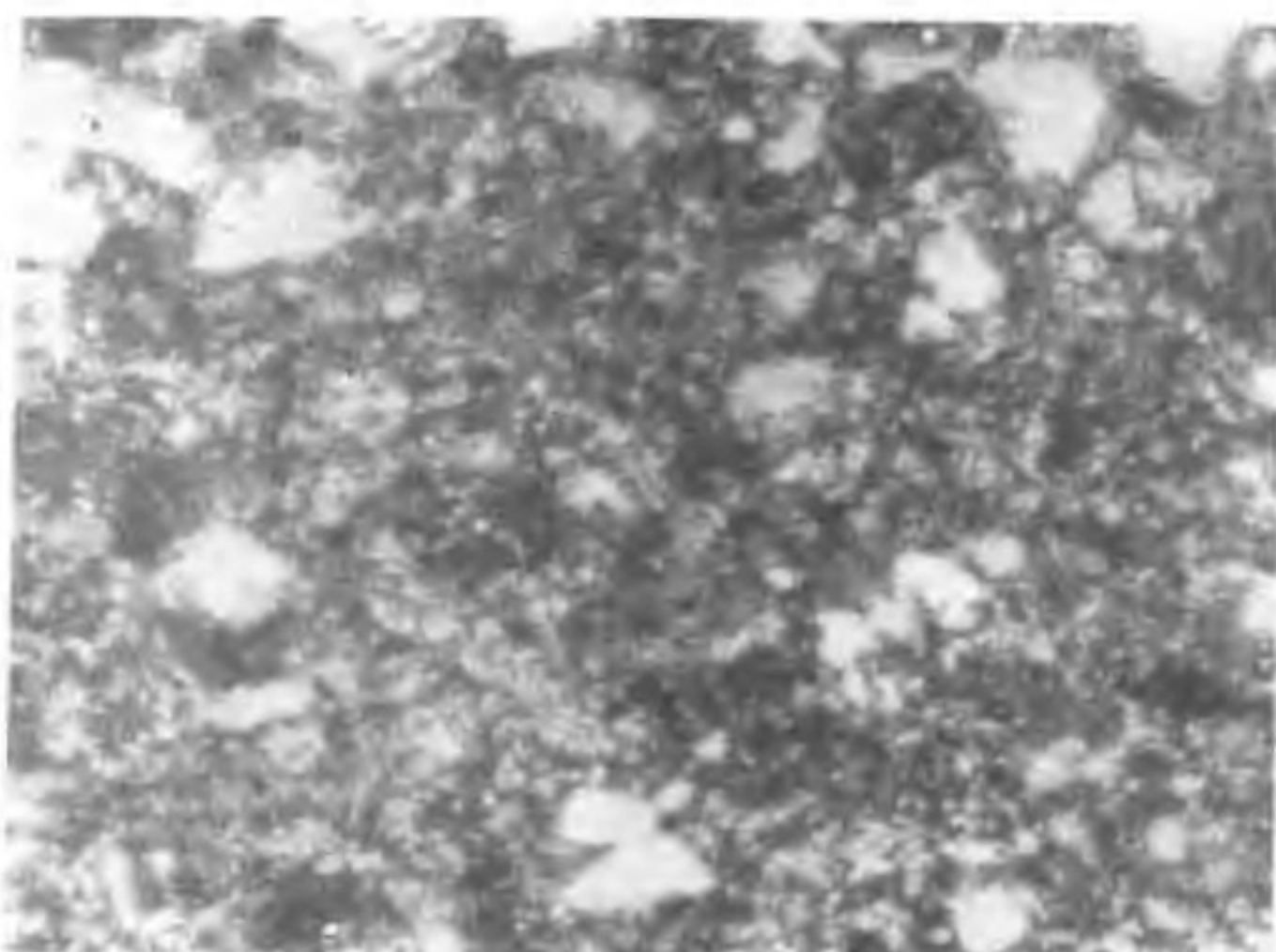
照片 73 青 4 孔 78 号岩芯 黄褐色钙质胶结细砂岩(第四纪沉积物中的局部胶结层)



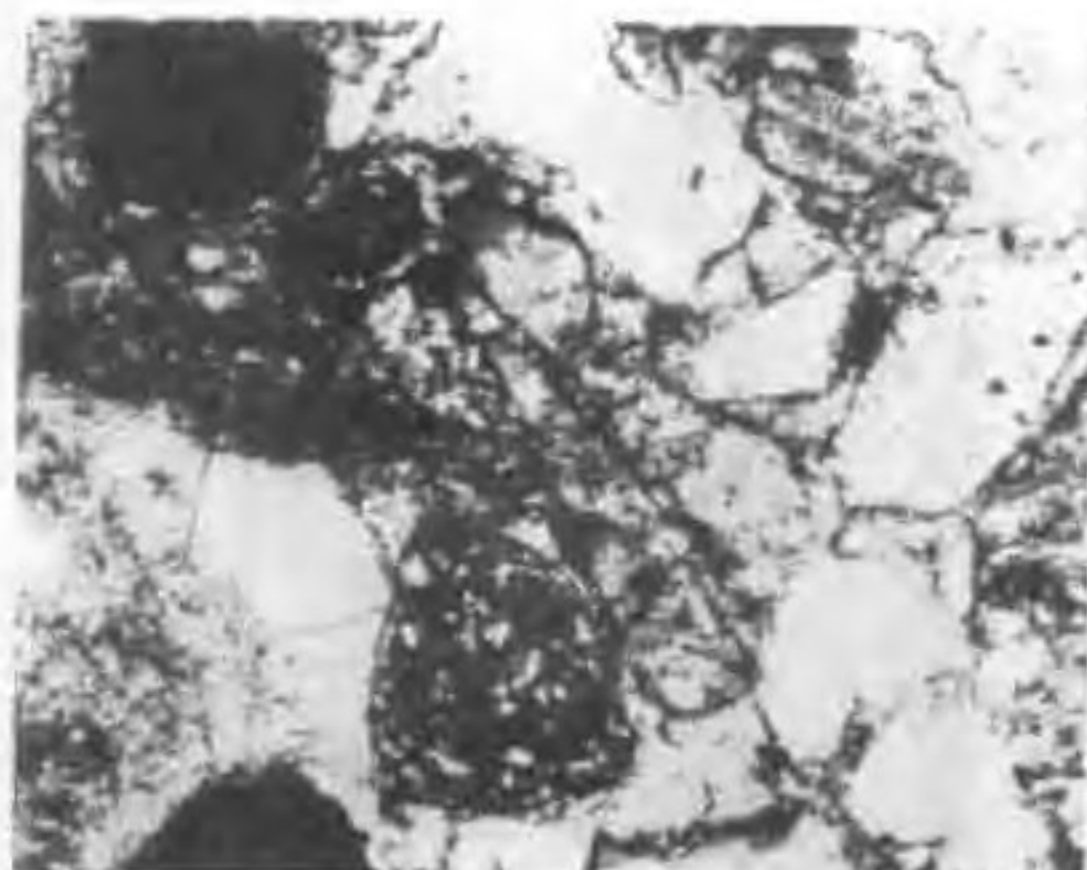
照片 75 未成型显微结构 青 5 孔 2 号, 浅灰绿色粉砂



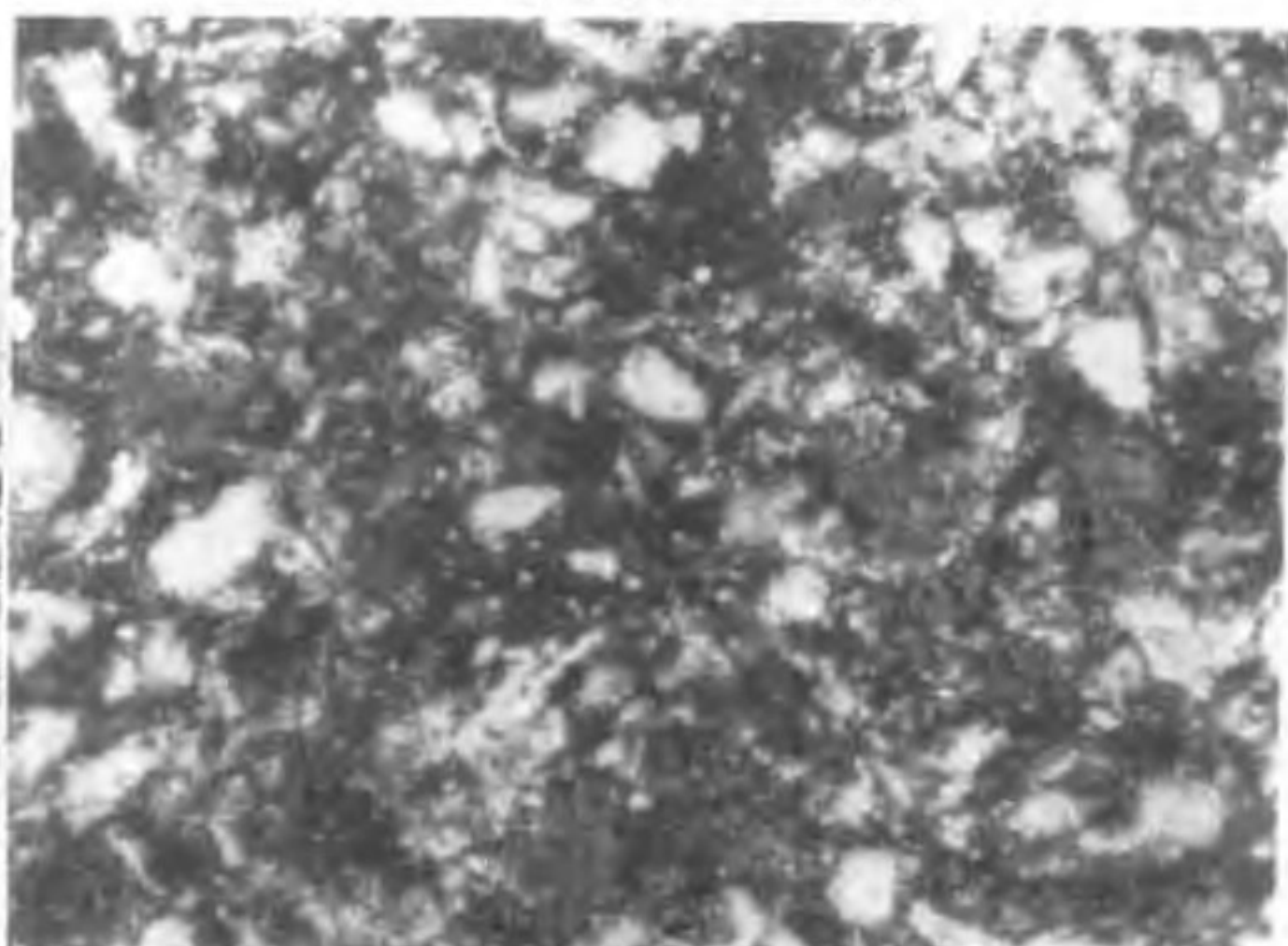
照片 76 多孔显微结构 青 4 孔 45 号,
灰色细砂



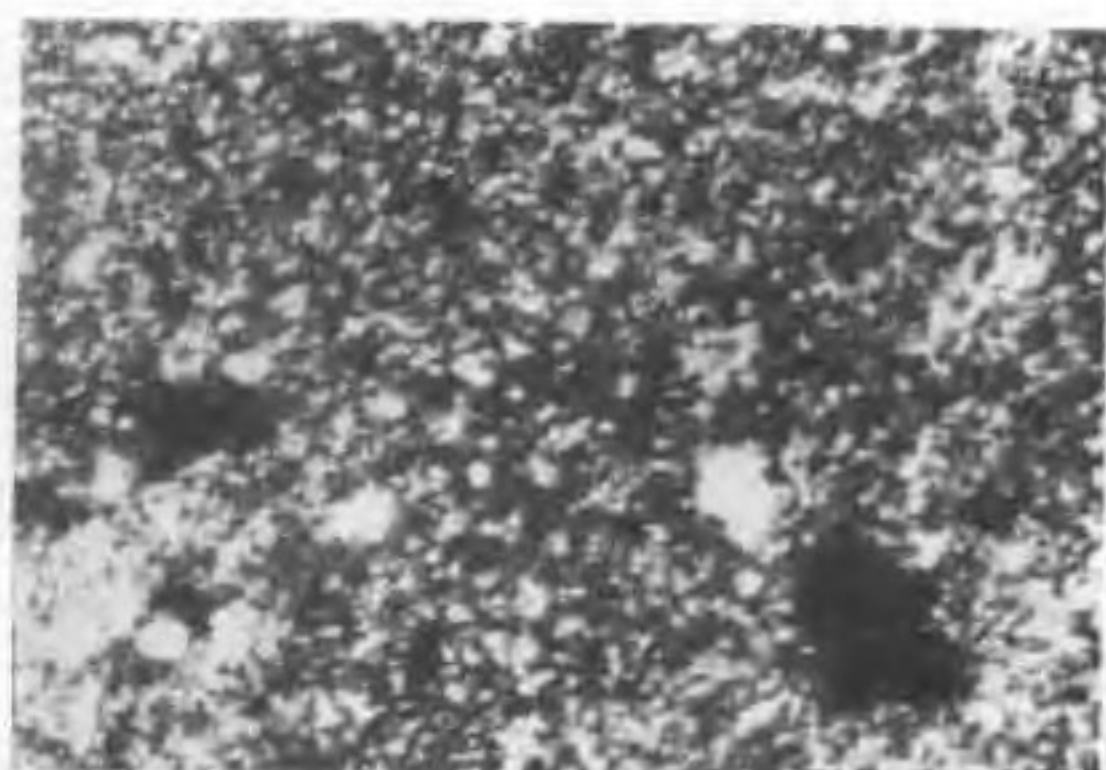
照片 78 未成型显微结构(正交偏光, $\times 80$)
青 5 孔 3 号, 浅灰绿色泥质粉砂



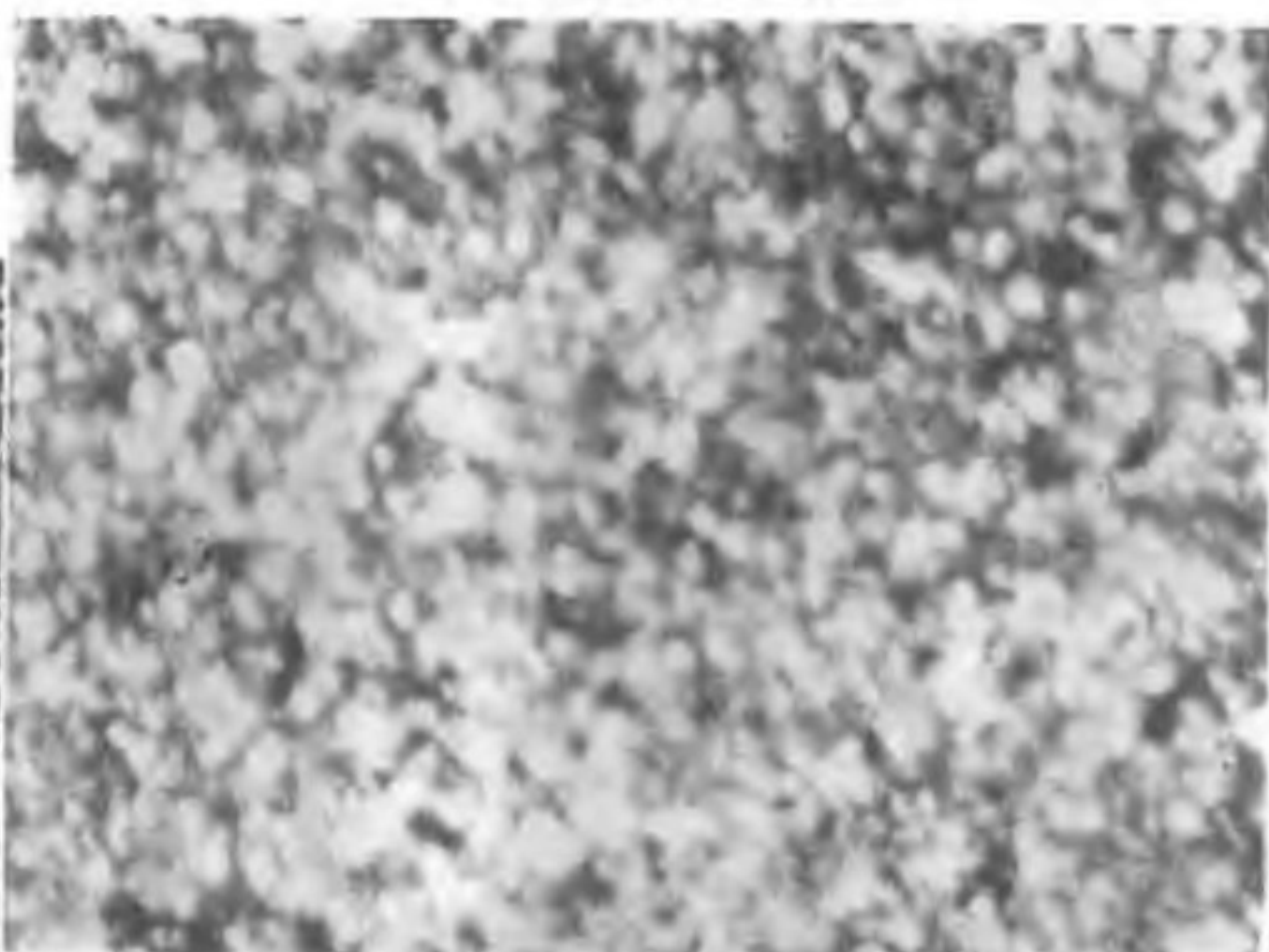
照片 77 紧密显微结构 青 4 孔 78 号, 黄褐色
细砂岩 泥质粉砂—粉砂质淤泥随埋藏加深显
示结构的变化



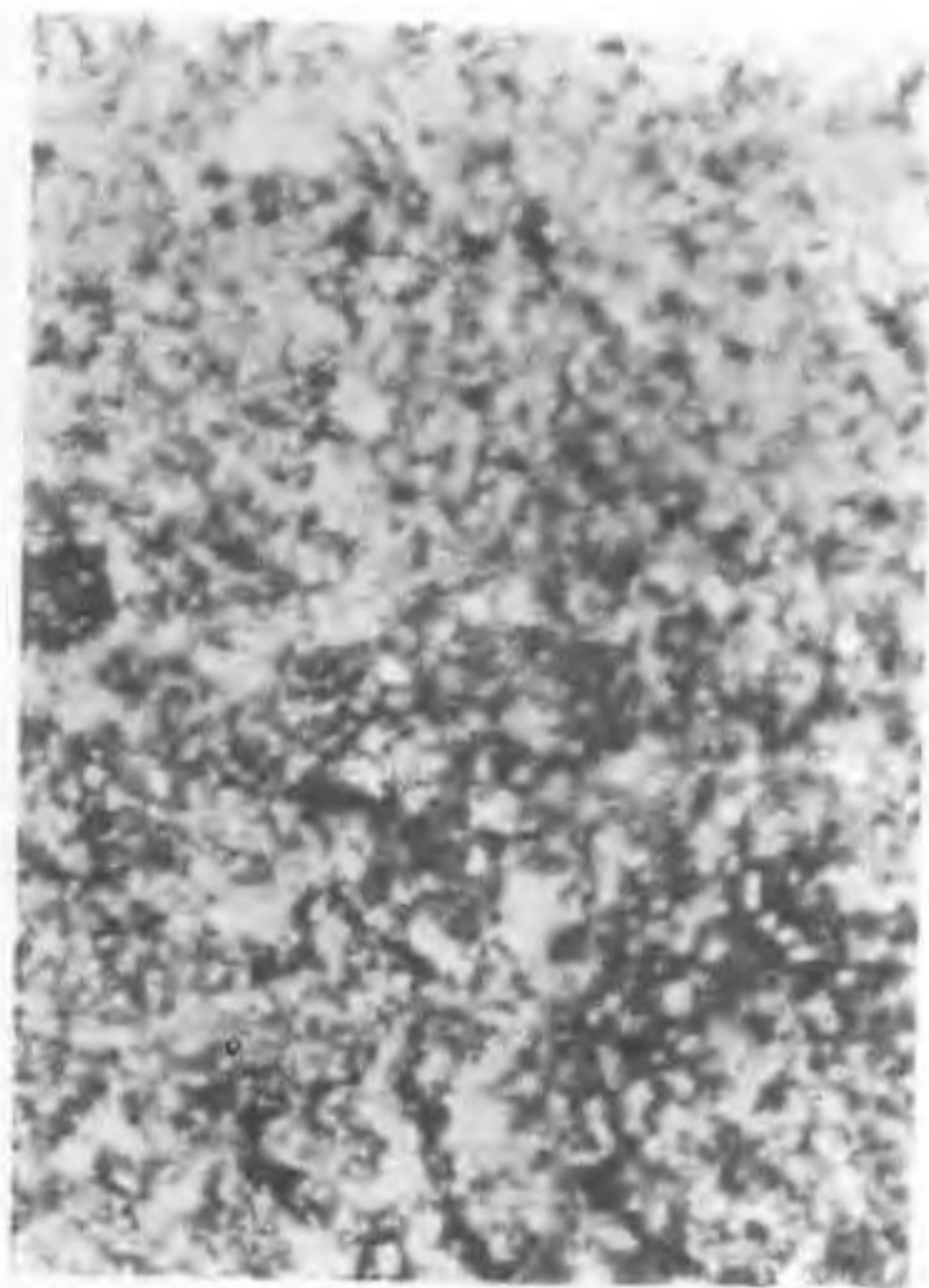
照片 79 多孔显微结构(正交偏光, $\times 80$) 青 4 孔 63
号 灰黄色粉砂质淤泥



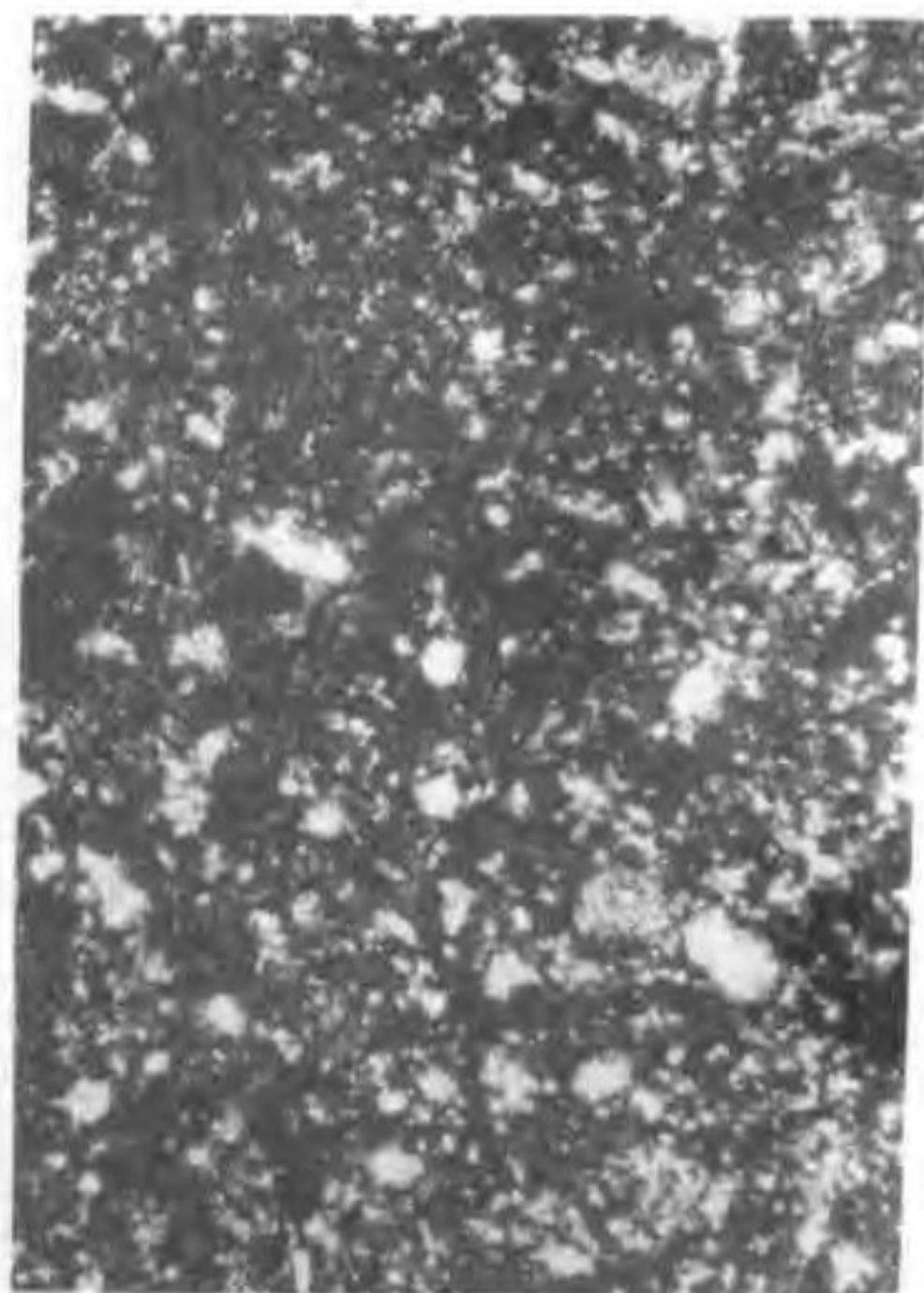
照片 81 未成型显微结构, 青 4 孔 11 号,
深灰色粉砂质粘土淤泥夹层



照片 80 紧密显微结构(正交偏光, $\times 25.6$) 青 5 孔 76 号
微红黄色粉砂质淤泥
粉砂质粘土淤泥随埋藏加深显微结构的变化(正交偏光, $\times 80$)



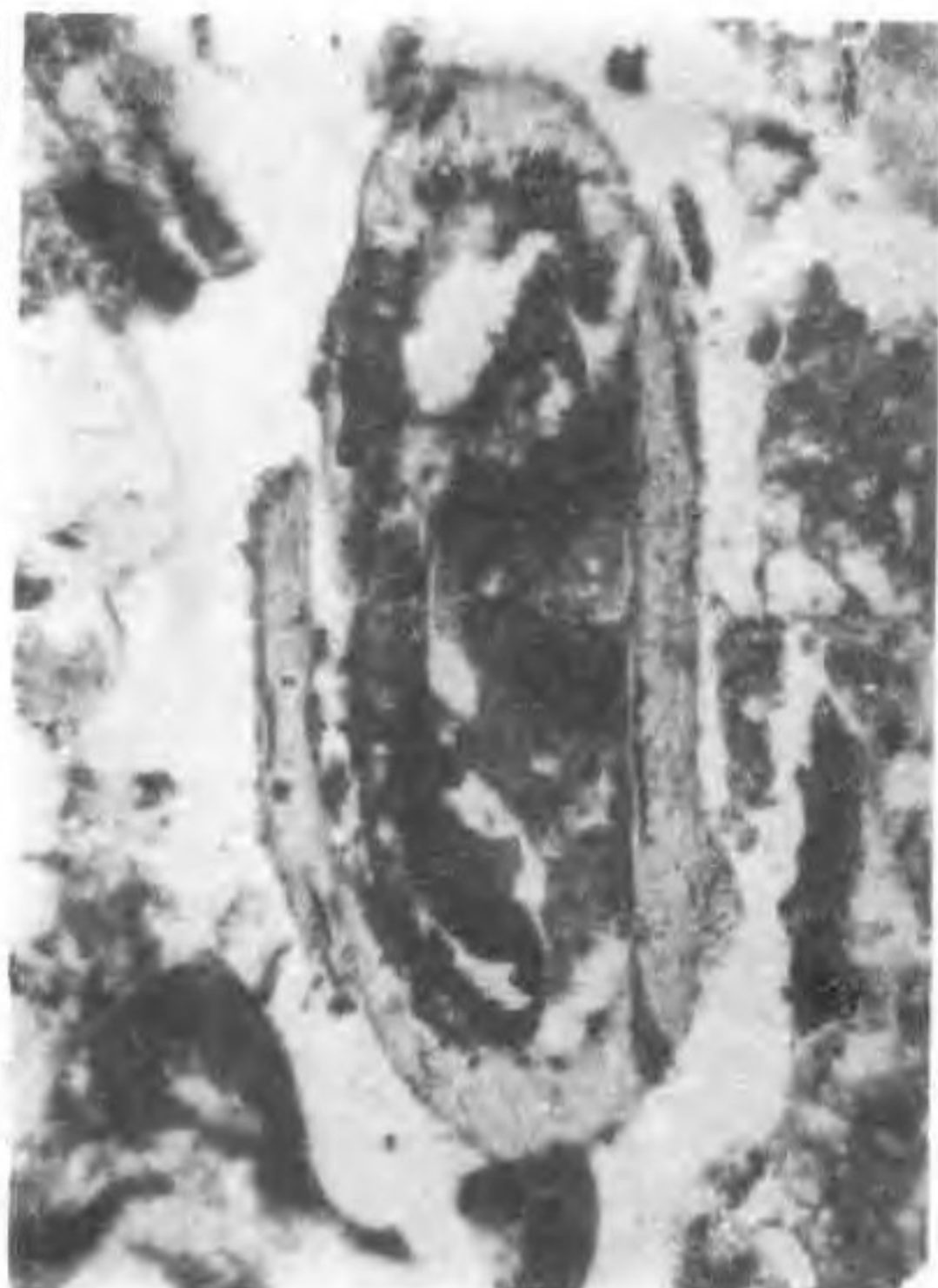
照片 82 多孔显微结构 青 4 孔 35 号, 黑色粉砂质粘土淤泥



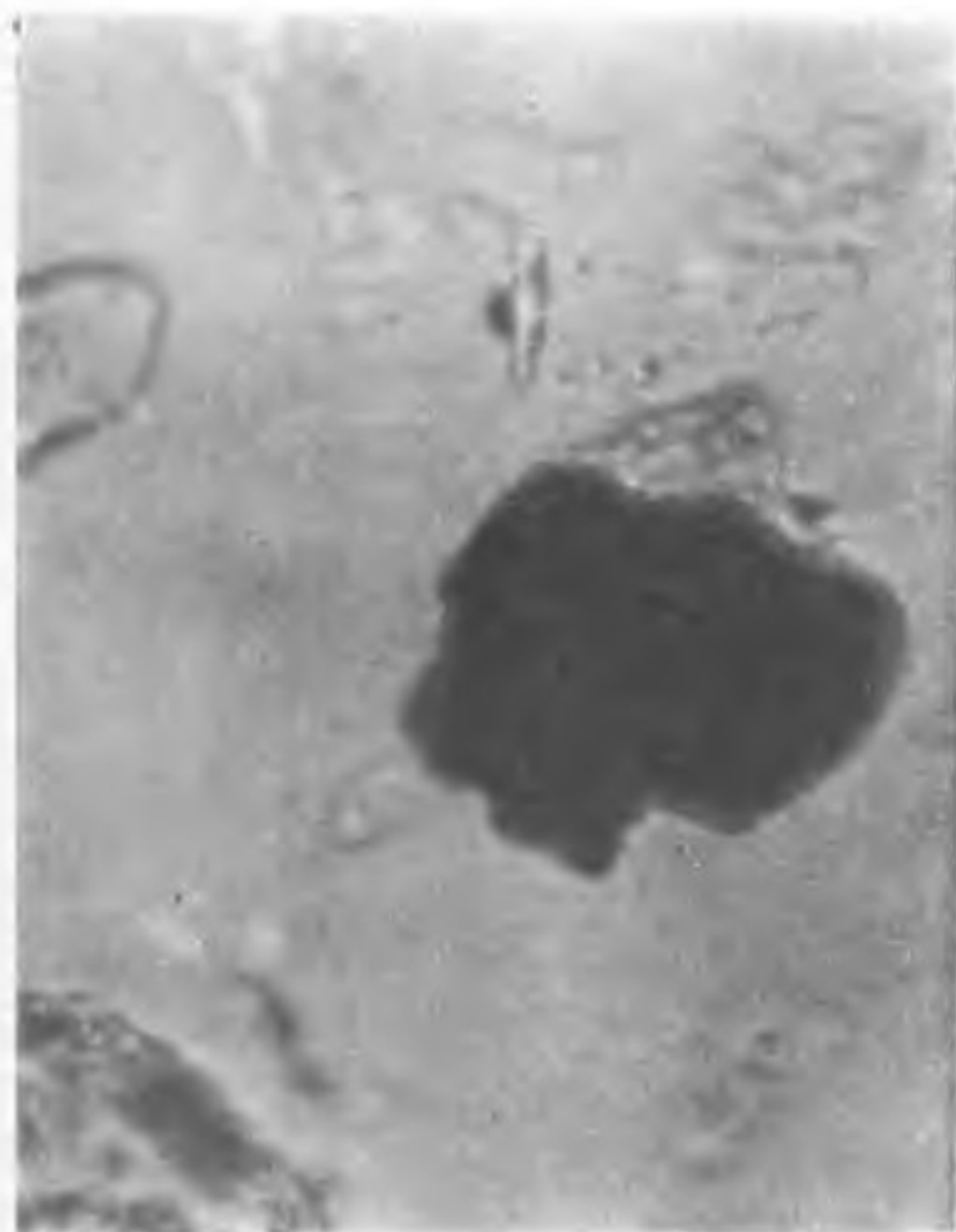
照片 83 紧密显微结构 青 4 孔 92 号 深灰黑色粉砂质粘土淤泥



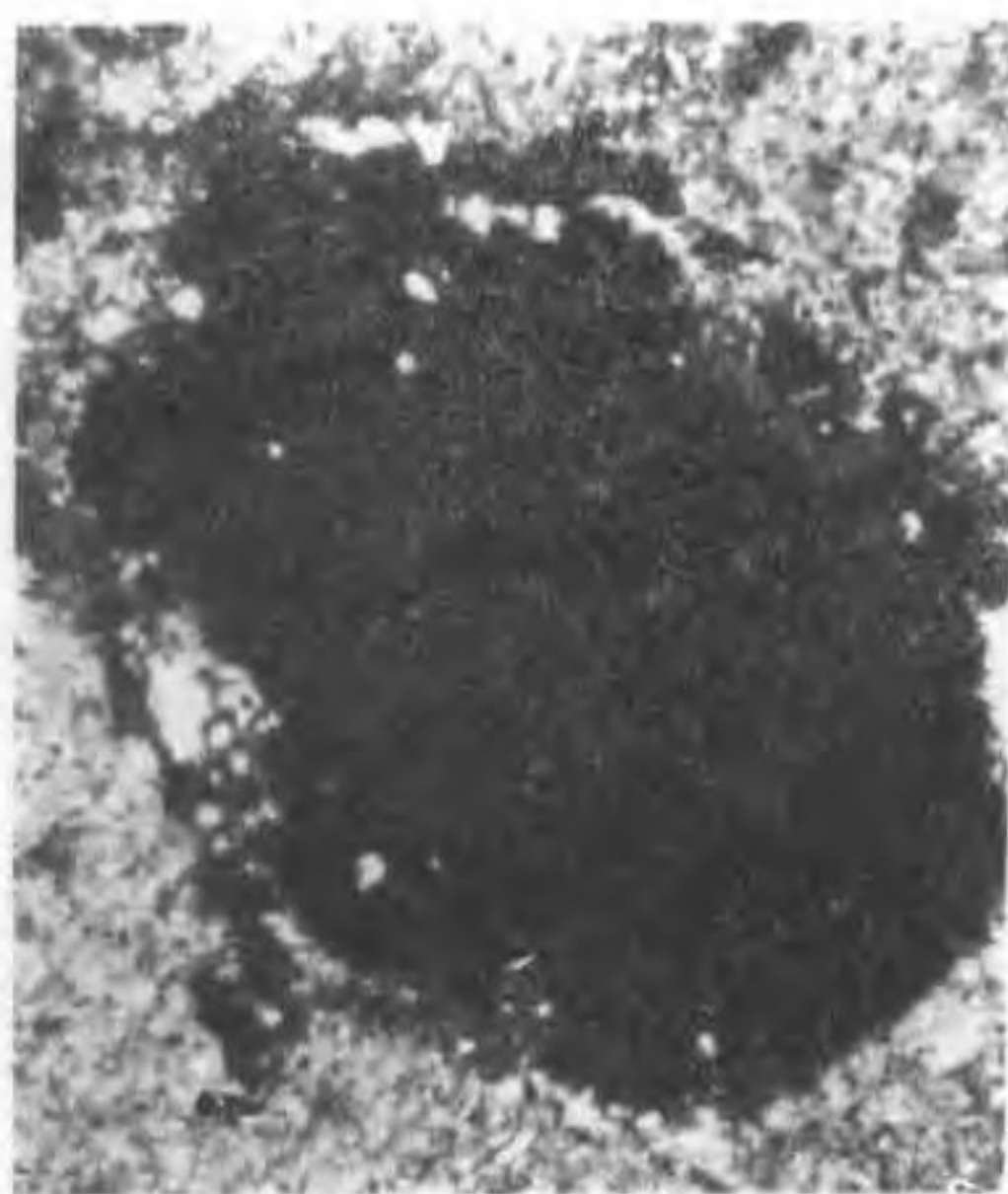
照片 84 青 5 孔 9 号, 黄绿色粉砂样品中的云母碎屑被石英
颗粒挤压破裂(单偏光, $\times 200$)



照片 85 青 4 孔 13 号, 深灰黑色粉砂样品中的泥粒
受挤压变形(单偏光 $\times 80$)



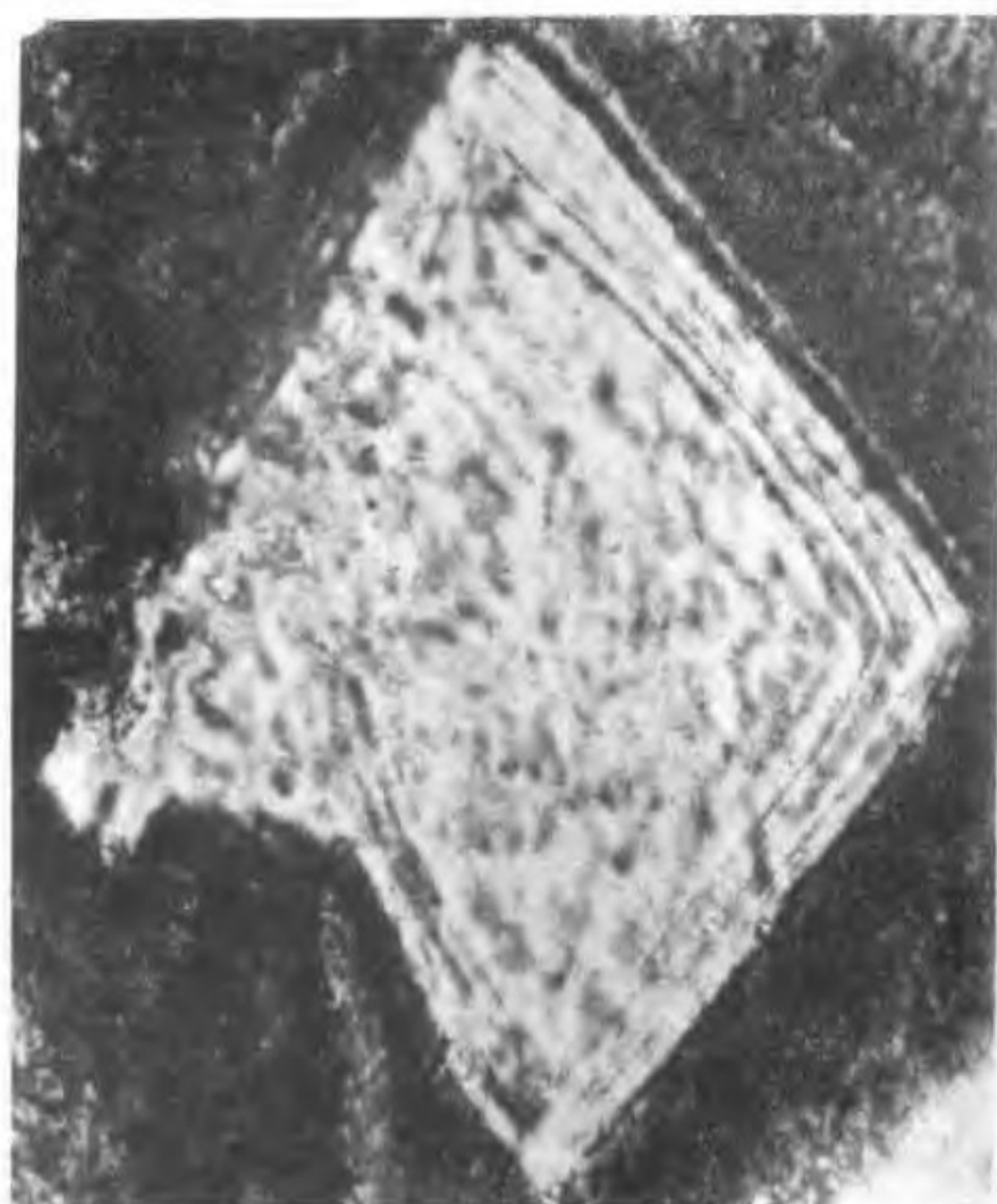
照片 86 青 4 孔-33 号 粉砂质淤泥样品中的 FeS_2 自形晶



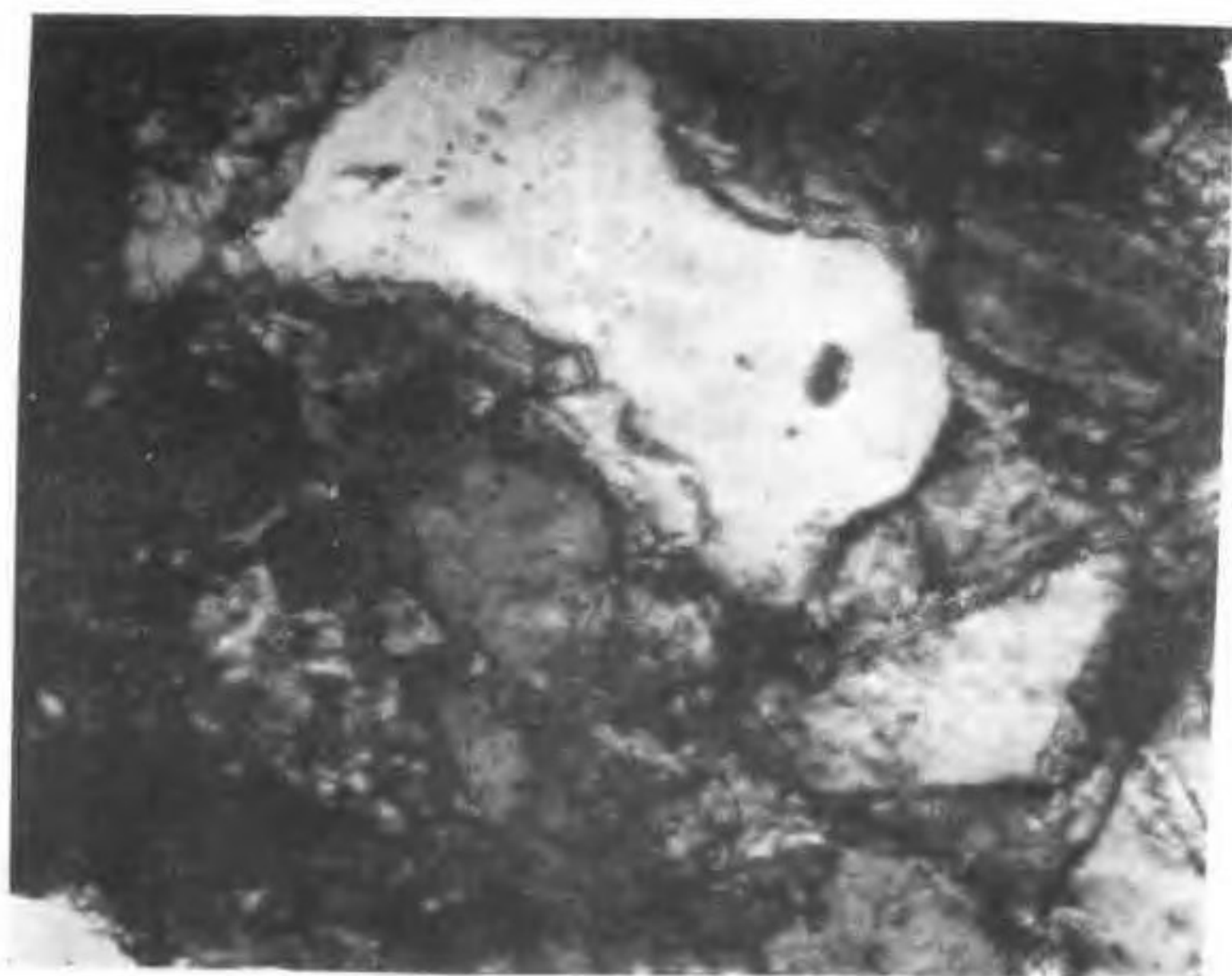
照片 87 青 4 孔-60 号粉砂质淤泥样品中的 FeS_2 结核及其中的碎屑包裹体



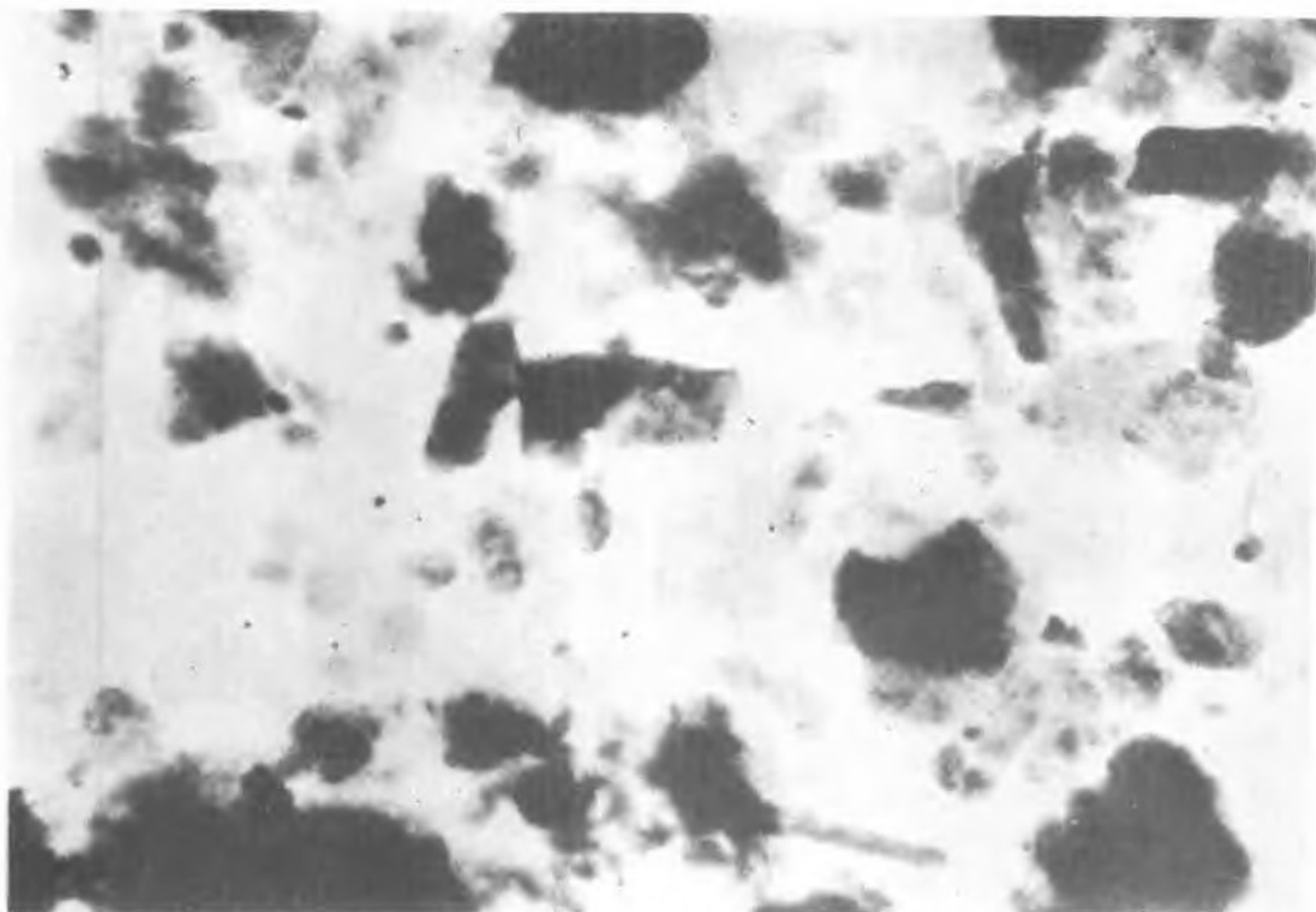
照片 88 青 4 孔-19 号黄灰色粉砂质淤泥样品中的细砂夹层薄片。可见泥质鳞片中的碳酸盐鳞片核，沿鳞的破裂处加速生长而突出鳞片外。右图为左图的放大。



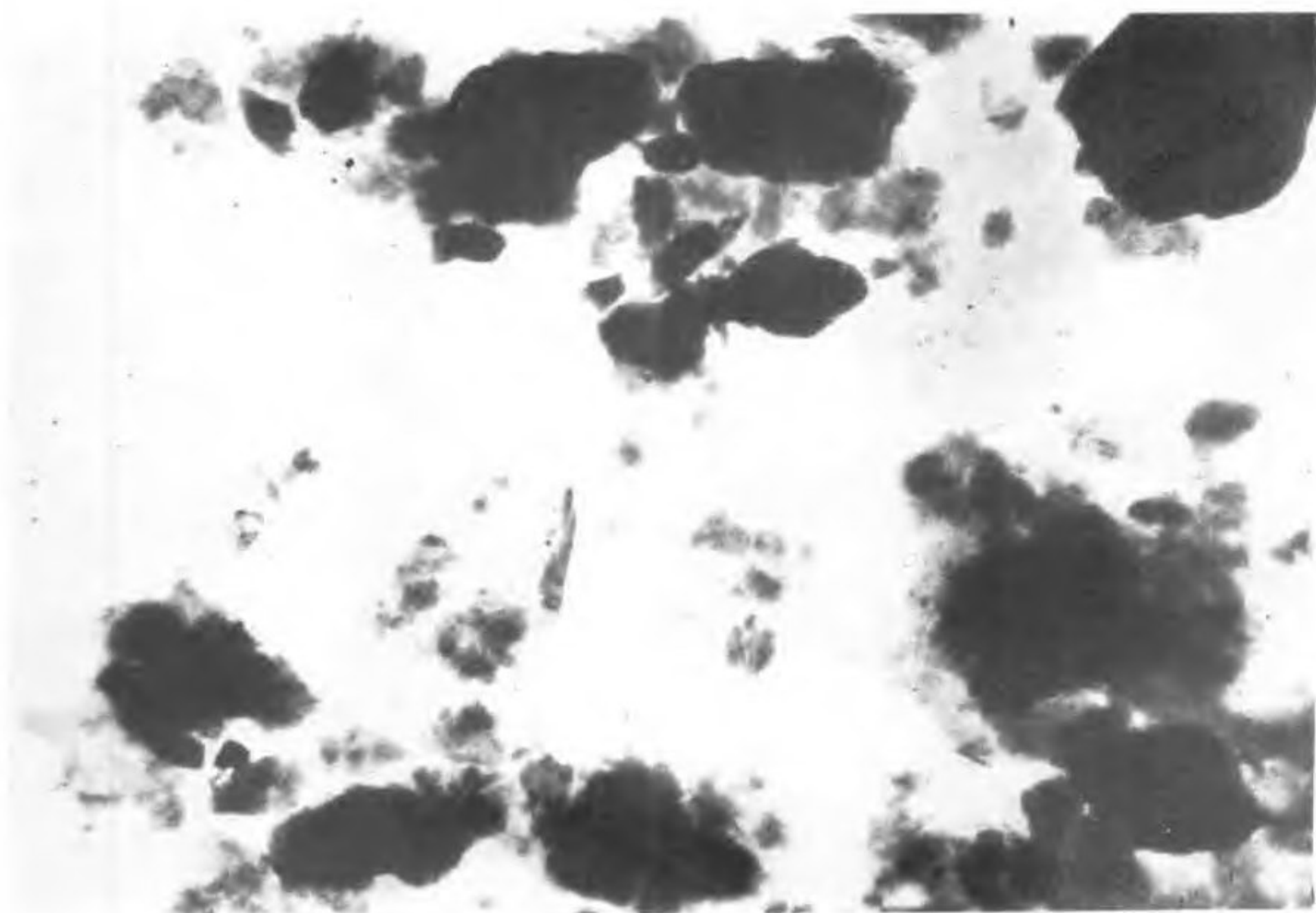
照片 88 青 4 孔-19 号黄灰色粉砂质淤泥样品中的细砂夹层薄片。可见泥质鳞片中的碳酸盐鳞片核，沿鳞的破裂处加速生长而突出鳞片外。右图为左图的放大。



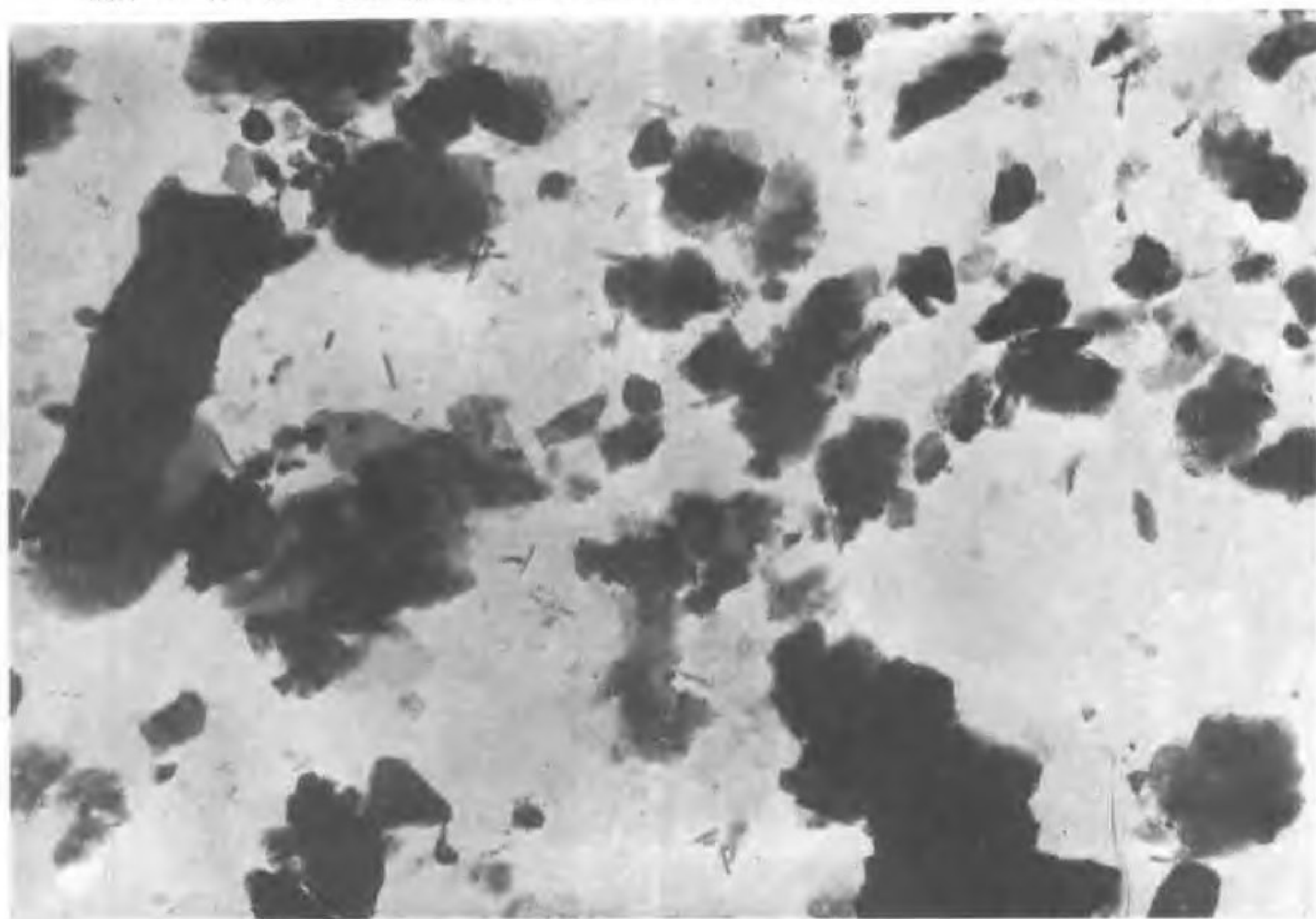
照片 89 青 4 孔 78 号 钙质胶结砂岩中的石英颗粒溶蚀现象



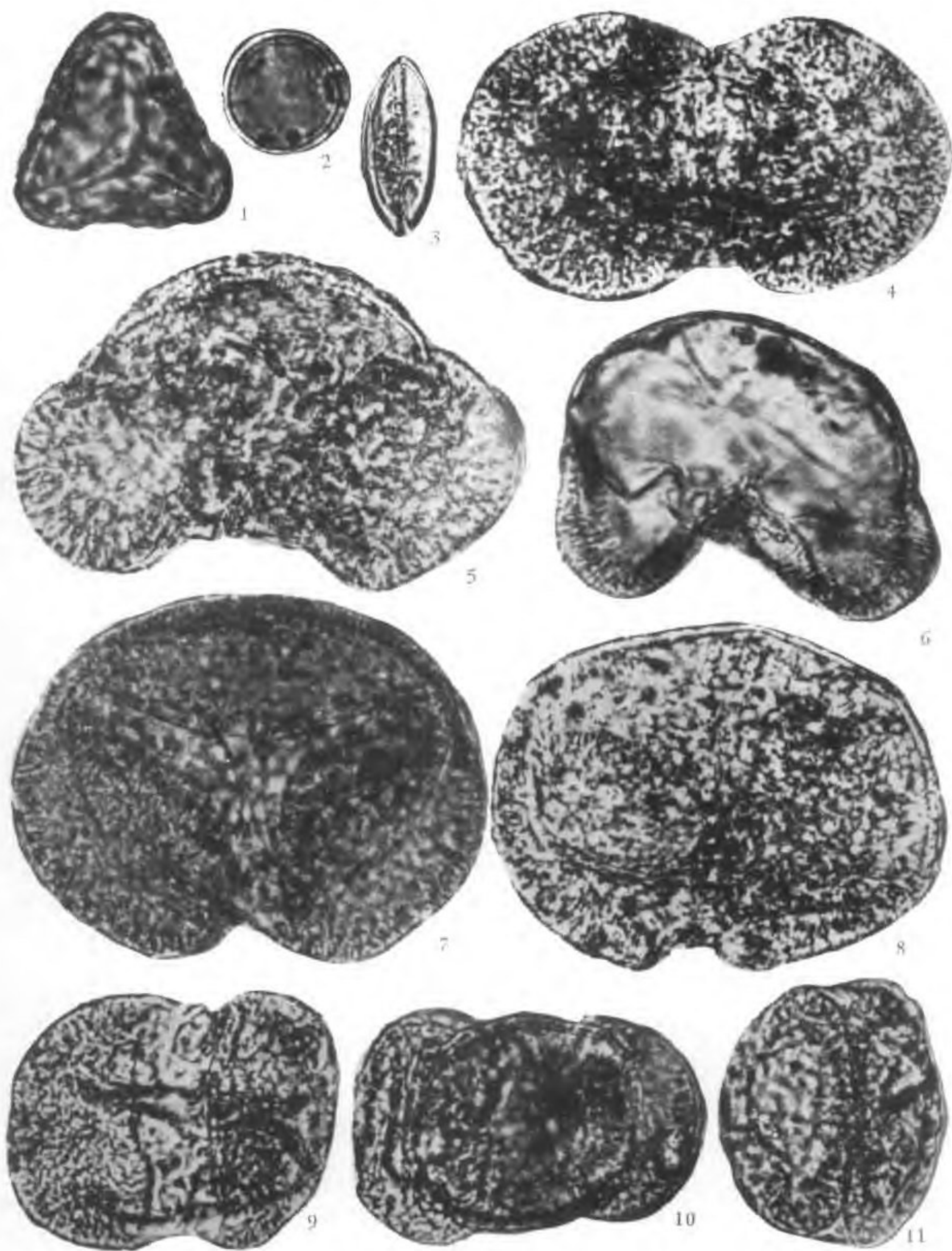
照片 90 青 4 孔 16 号粉砂质粘土淤泥样品中的半透明蒙脱石絮状集合体 电子显微镜照片(1×2 万)



照片 91 青 4 孔 89 号粘土淤泥样品中的蒙脱石絮状集合体(右下角) 电子显微镜照片(1×2 万)

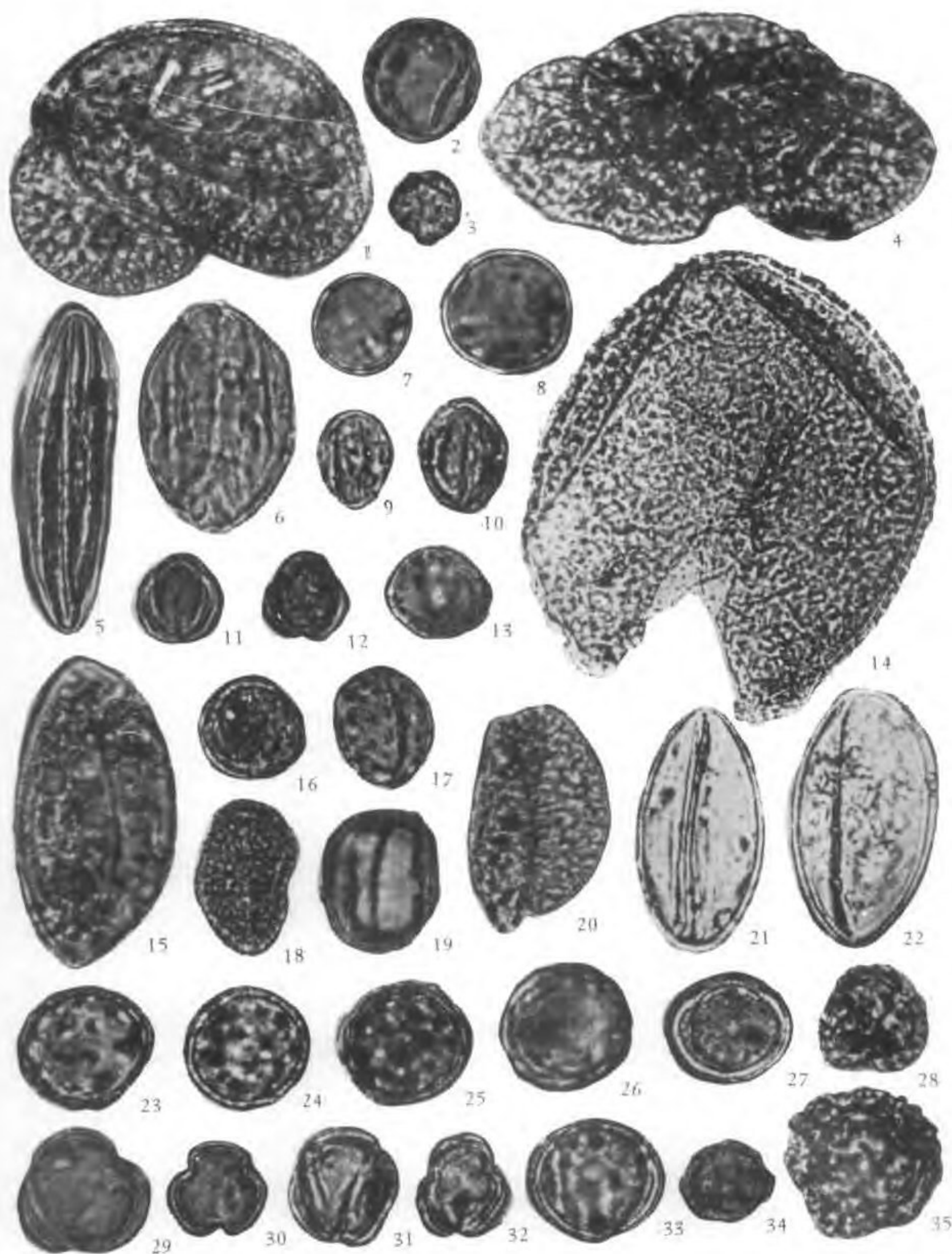


照片 92 青 5 孔 53 号黄土样品中的高岭石晶体 电子显微镜照片(1×2 万)



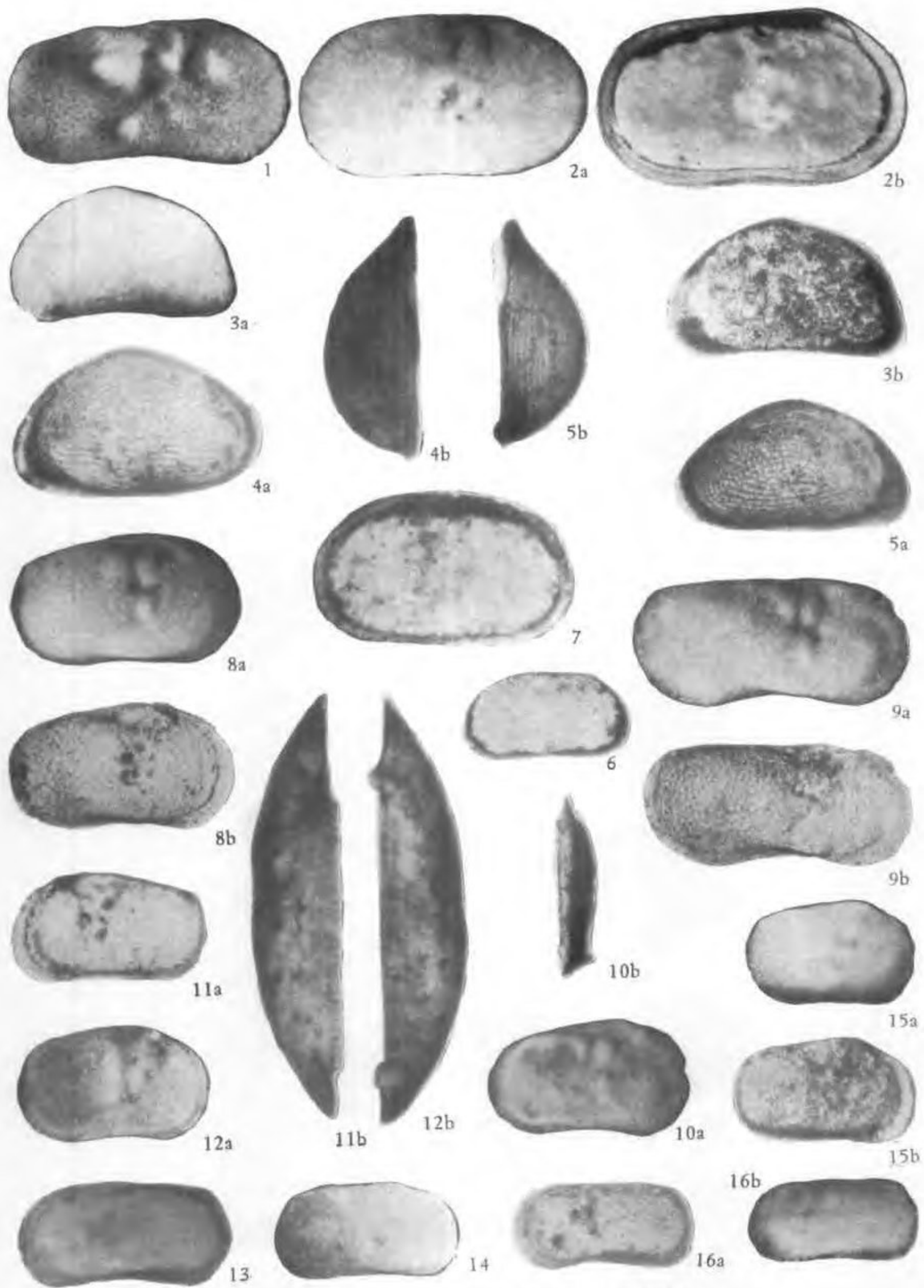
照片 93 青海湖盆地第四纪孢粉组合 (1)

1. 凤尾蕨属 *Pteris* 2. 苔藓 *Bryophyta* 3. 麻黄属 *Ephedra* 4. 罗汉松属 *Podocarpus* 5. 冷杉属 *Abies*
6. 雪松属 *Cedrus* 7—8. 云杉属 *Picea* 9—11. 松属 *Pinus* (×800)

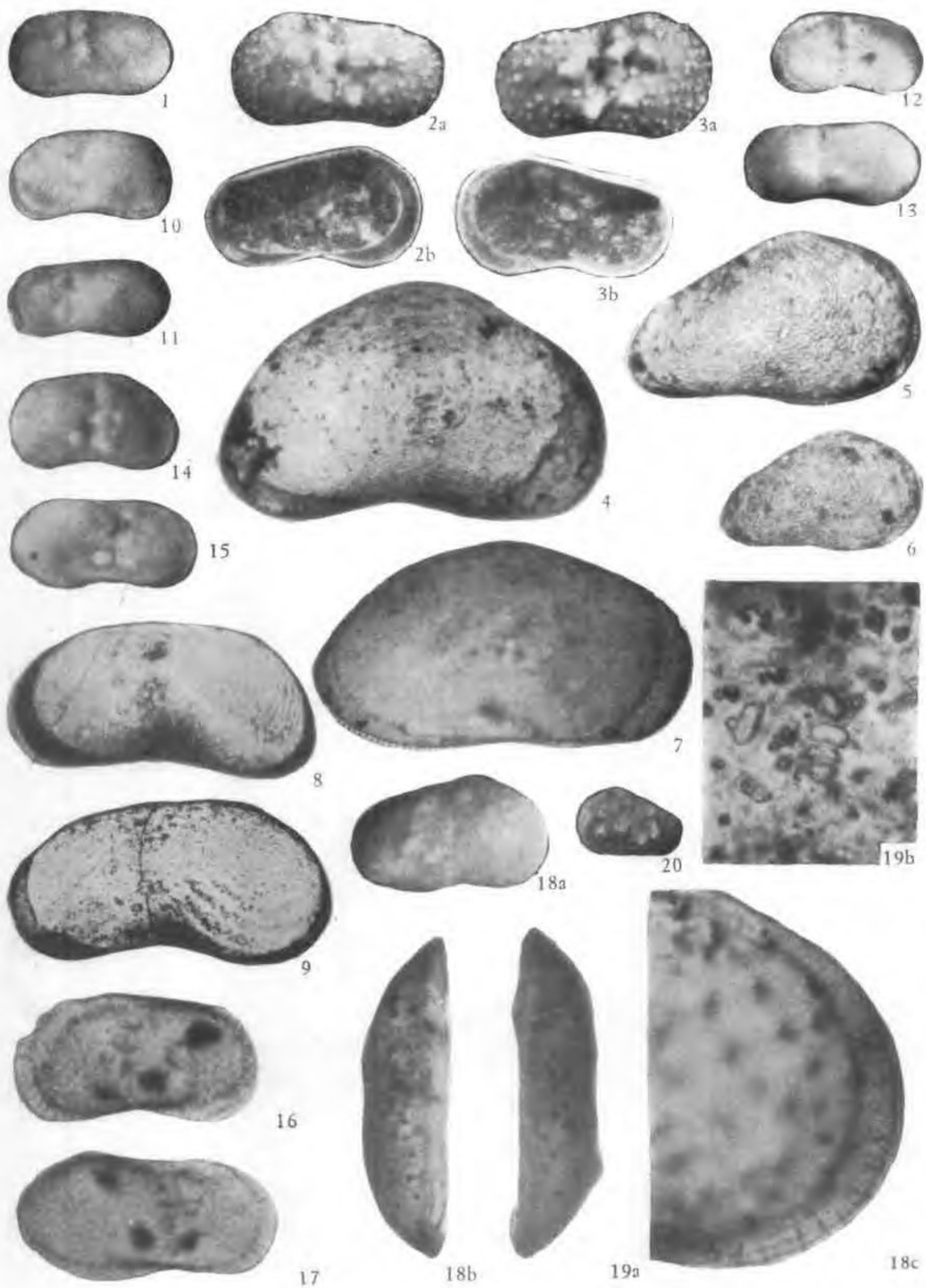


照片 94 青海湖盆地第四纪孢粉组合 (II)

1. 松属 *Pinus* 2. 柏科 *Cupressaceae* 3. 圆柏属 *Juniperus* 4. 油杉属 *Keteleeria* 5. 木贼麻黄 *Ephedra equisetina* Bgr. 6. 麻黄属 *Ephedra* 7—8. 杨属 *Populus* 9—10. 柳属 *Salix* 11—12. 栎属 *Quercus* 13. 荨麻科 *Urticaceae* 14—15, 21—22. 百合科 *Liliaceae* 16. 蔷薇科 *Rosaceae* 17. 苋科 *Amaranthaceae* 18. 冬青属 *Ilex* 19. 山豆属 *Lathyrus* 20. 贝母属 *Fritillaria* 23—26. 藜科 *Chenopodiaceae* 27—28, 34—35. 菊科 *Compositae* 29—33. 蒿属 *Artemisia* ($\times 800$)



照片 95 青海共和盆地上新世及早更新世介形类
(详细说明见后)



照片 96 青海湖区第四纪介形类
(详细说明见后)

照片 95 说明

1. 隆起土星介 *Ilyocypris gibba* (Ranford), 1806 成年右壳外视, $\times 50$ 。登记号: 16147。阿乙亥村, 上新统曲沟组。
- 2a, b. 强壮青海金星介 *Qinghaicypris crassa* Huang (gen. et sp. nov.)
此种是 *Qinghaicypris* 的模式种。属特征: 壳体较大, 壳壁厚, 侧视近椭圆形, 中前背部具两横沟。种特征: 壳面光滑。属 *Ilyocypridae* 科。
成年右壳, 正型、外视、内视, $\times 50$ 。登记号: 16157。阿乙亥村, 下更新统阿乙亥组。
- 3a, b. 网纹河星介 *Potamocypris reticulata* Huang (sp. nov.)
壳面网纹, 后端较尖圆。
成年左壳, 正型, 外视, 外透视, $\times 60$ 。登记号: 16171。曲沟村, 上新统曲沟组。
- 4a, b, 5a, b. 橄榄形带星介 *Zonocypris oliviformis* Huang (sp. nov.)
壳面具同心状纹脊, 前后端较低。
4a, b. 成年左壳, 正型, 外、背透视;
5a, b. 成年右壳, 副型, 外、背透视。 $\times 60$ 。登记号: 16172, 16173。阿乙亥村, 下更新统阿乙亥组。
6. 纯净小玻璃介 *Candonella albicans* (Brady), 1864
成年右壳外透视, $\times 50$ 。登记号: 16184。阿乙亥村, 下更新统阿乙亥组。
7. 近岸正星介 *Cyprideis littoralis* (Brady), 1874
成年右壳外透视, $\times 50$ 。登记号: 16203。阿乙亥村, 上新统曲沟组。
- 8a, b, 9a, b. 奇妙白花介 *Leucocythere mirabilis* Kautmann, 1896
8a, b. 雌性右壳, 外视, 外透视; 9a, b. 雄性右壳, 外视、外透视, $\times 50$ 。登记号: 依次 16187, 16188。阿乙亥村, 下更新统阿乙亥组。
- 10a, b. 共和白花介 *Leucocythere gongheensis* Huang (sp. nov.)
平行后缘一马蹄形隆脊。
成年左壳, 正型, 外视、背透视, $\times 50$ 。登记号: 16192。阿乙亥村, 上新统曲沟组。
- 11a, b, 12a, b, 13, 14. 中华微湖花介 *Microlimnocythere unensis* Huang (gen. et sp. nov.)
此种是 *Microlimnocythere* 的模式种。属特征: 壳体小, 壳壁较厚。铰合构造左壳两端为窝, 中部为串珠状脊。雄体较长。种特征: 壳面光滑。属 *Limnocytheridae* 科。
11a, b. 雌性左壳, 正型。外透视, $\times 60$; 背透视, $\times 150$ 。12a, b. 雌性右壳, 副型。外视, $\times 60$; 背透视, $\times 150$ 。
13. 雄性左壳, 异型, 外透视, $\times 60$ 。14. 雄性右壳, 异型, 外视, $\times 60$ 。登记号: 依次 16196, 16197, 16198, 16199。阿乙亥村, 上新统曲沟组。
- 15a, b, 16a, b. 网纹微湖花介 *Microlimnocythere reticulata* Huang (gen. et sp. nov.) 壳面网纹。
15a, b. 雌性右壳, 正型, 外视, 外透视, $\times 60$ 。16a, b. 雄性右壳, 异型: 外视, 外透视, $\times 60$ 。登记号: 16200, 16201。曲沟村, 上新统曲沟组。

照片 96 说明

1. 双褶土星介 *Ilyocypris biplicata* (Koch), 1838
成年左壳外视, $\times 30$ 。登记号: 16208。二郎尖, 中上更新统二郎尖组。
- 2a, b, 3a, b. 多刺土星介 *Ilyocypris echinata* Huang, (sp. nov.)
个体较大, 壳面密布中等密度的小刺。2a, b. 成年左壳, 正型。外视、内视。3a, b. 成年右壳, 副型。外视、内视。 $\times 30$ 。登记号: 16212, 16213。倒淌河青 4 孔, 中上更新统二郎尖组。
4. 胖真星介 *Eucypris inflata* (Sars), 1903
成年右壳外透视, $\times 50$ 。登记号: 16222。二郎尖, 中上更新统二郎尖组。
- 5, 6. 脆弱大带星介 *Megazonocypris fragilis* Huang (gen. et sp. nov.)
此种是 *Megazonocypris* 的模式种。属特征: 壳体大、宽, 壳壁薄, 壳面具同心状网纹。种特征: 壳脆薄, 壳面具细密同心状网纹。属 Cyprididae 科。5. 未成年右壳, 正型; 6. 幼年右壳, 副型。外透视, $\times 50$ 。登记号: 16242, 16245。二郎尖, 中上更新统二郎尖组。
7. 喜盐美星介 *Cyprinotus salinus* (Brady), 1868
成年右壳外透视, $\times 50$ 。登记号: 16215。哈达滩青 3 孔, 全新统布哈河组。
- 8, 9. 疏忽玻璃介 *Candona neglecta* Sars, 1887
雌、雄性左壳外透视, $\times 50$ 。登记号: 16258, 16260。二郎尖, 中上更新统二郎尖组。
- 10, 11. 疑湖花介 *Limnocythere dubiosa* Daday, 1903
雌、雄性左壳外视, $\times 40$ 。登记号: 16274, 16276。哈达滩, 中上更新统二郎尖组。
- 12, 13. 单疣湖花介 *Limnocythere sancti-patricii* Brady et Robertson, 1869
雌、雄性左壳外视, $\times 40$ 。登记号: 16279, 16281。二郎尖, 中上更新统二郎尖组。
- 14, 15. 双疣湖花介 *Limnocythere binoda* Huang, 1961
雌、雄性右壳外视, $\times 40$ 。登记号: 16285, 16287。二郎尖组, 中上更新统二郎尖组。
- 16, 17. 意外湖花介 *Limnocythere inopinata* (Baird), 1843
雌性左壳, 雄性右壳, 外透视, $\times 70$ 。登记号: 依次 16290, 16292。二郎尖, 中上更新统二郎尖组。
- 18a—c, 19a, b, 20. 湖陆花介 *Cytherissa lacustris* Sars, 1863
18a—c. 成年右壳。外视, $\times 40$; 背视 $\times 70$; 外透视前端, $\times 150$ 。19a, b. 成年左壳。背透视, $\times 70$; 外透视肌痕, $\times 150$ 。20. 幼年左壳外视, $\times 40$ 。登记号: 16312, 16311, 16315。倒淌河青 4 孔, 中上更新统二郎尖组。