

目 录

前言	
第一章 概况	1
一、自然地理简述	1
二、构造特征	2
三、地层概述	4
(一) ZK 4012 孔剖面	5
(二) 地层特征	7
第二章 地貌及现代沉积次环境	10
一、地貌	10
二、盐壳上的微地貌	12
三、现代沉积次环境	13
第三章 古气候及沉积物特征	17
一、古气候特征	17
二、沉积物特征	18
(一) 碎屑沉积物	18
(二) 化学沉积物	21
(三) 褐色层、绿灰色层及黑色淤泥层	25
(四) 砂层与盆内颗粒	28
第四章 沉积相分析	35
一、沉积相类型及特征	35
(一) 冲-洪积相	35
(二) 滨湖相	35
(三) 浅湖相	36
(四) 盐湖相	36
二、沉积相的纵向及横向分布和演变	38
第五章 马海盆地沉积环境与演化	41
一、沉积环境	41
(一) 冲-洪积环境	42
(二) 洪积-湖积交互环境	45
(三) 滨浅湖环境(短暂的沼泽环境)	46
(四) 盐湖环境	47
二、沉积环境与湖盆演化的关系	49
三、马海盆地的湖盆演化	50
(一) 不同地质时期湖盆的演化	50
(二) 马海湖盆的迁移	54

第六章 成盐作用与湖盆演化的关系	60
一、成矿物质的来源	60
(一) 周边岩石的风化淋滤	60
(二) 古湖水	60
(三) 深部水	60
二、柴达木盆地的盐湖演化及成盐阶段	62
三、马海盆地成盐作用与湖盆演化的关系	63
(一) 盐类聚集阶段	63
(二) 钠盐沉积阶段	64
(三) 钠镁盐沉积阶段	64
(四) 钾镁盐沉积阶段	64
第七章 结论	65
参考文献	67
附图	68
英文摘要	70
图版说明及图版	72

第一章 概 况

一、自然地理简述

柴达木盆地是我国内陆大型的山间盆地之一,位于东经 $90^{\circ}00'$ — $98^{\circ}20'$,北纬 $35^{\circ}55'$ — $39^{\circ}10'$ 之间,居于青藏高原的东北缘。柴达木盆地的四周为高大山系所围绕,构成了一个轴向为北西—南东向的不规则的菱形向心汇水盆地。盆地长轴约650 km、短轴约250 km,面积为121 000 km²●。柴达木盆地南侧为昆仑山系的祁漫塔格山和布尔汗布达山,海拔高度一般为3500—5500 m;北侧由祁连山系的乌兰大坂山、马海大坂山、达肯大坂山和中吾农山等一系列北西西向的阶梯状山脉所耸峙,海拔均在3500—4500 m以上。阿尔金山系东段的阿哈堤山、安南坝山位于柴达木盆地的西北侧,构成与塔里木盆地的自然分水岭,海拔一般在4500 m以下。高山海拔在4800—5000 m以上者终年积雪,特别是南侧昆仑山和东北侧祁连山系的腹地辽阔,构成柴达木盆地地表水、地下水的主要补给区。

马海盆地位于柴达木盆地西北缘,为柴达木盆地众多次级成盐盆地中的一个(图1-1)。马海盆地南起茶冷公路,北至赛什腾山南麓,东起绿梁山,西至冷湖,行政上属青海省海西州管辖;境内有公路可通大柴旦镇和冷湖镇,交通尚属方便。马海盆地西高东低,一般海拔2780 m,南北宽可达30—35 km,东西长达100—110 km,面积3700 km²。地理坐标:东经 $93^{\circ}30'$ — $94^{\circ}30'$ 、北纬 $38^{\circ}00'$ — $38^{\circ}26'$ 。盆地北侧为赛什腾山系,海拔3800 m以上,山势陡峻,相对高差1000 m左右;南侧为新生代地层构成的冷湖五、六、



图 1-1 马海盆地在柴达木盆地中的位置示意图

● 青海省地质局柴达木第一地质队资料。

七号背斜构造，海拔最高 3000—3100 m 左右，一般 2800—2900 m（在盆地一侧呈陡壁）。盆地呈北西—南东向展布，由西北部的牛郎—织女盐湖群、东部的德宗马海、巴仑马海盐湖及大面积干盐滩组成。

盆地现代的补给水源主要来源于东部的达肯大坂和土尔根大坂南坡的高山融雪水。地

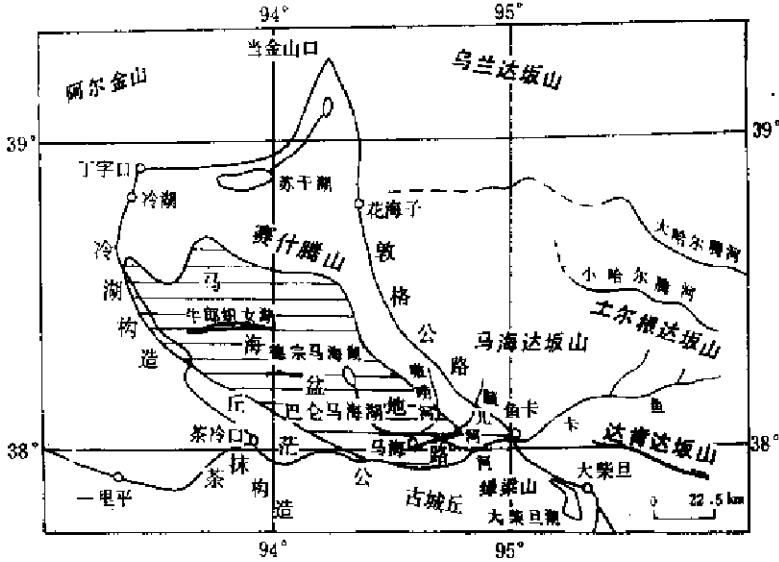


图 1-2 马海盆地交通位置图

表水系主要有鱼卡河、噉唠河和脑儿河等河流，其中鱼卡河是长年河流，直接注入德宗马海湖；噉唠河和脑儿河是发源于山间平原的泉集河，二者渗漏后补给地下水；盆地东部湖积平原也发育着许多泉集河，如鲁西河、马海河等，分别汇入德宗马海湖和巴仑马海湖（图1-2）。

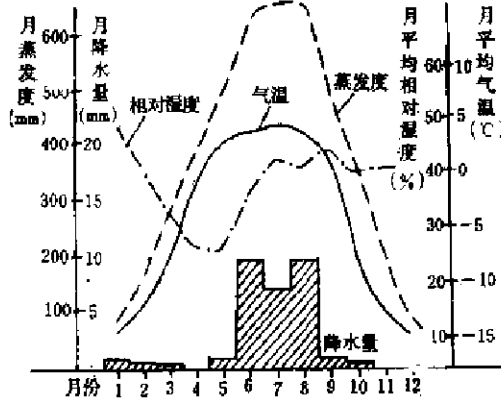


图 1-3 马海气象站主要气象要素综合曲线图 (1969—1979)
(据○○九二六部队, 1979)

马海盆地区的气候属典型的大陆荒漠气候。据马海气象站1969年至1977年的资料，该区年平均气温1—3℃，1月份气温最低可达-30℃，7、8月份气温最高可达33.1℃；年降水量 8.4—48.2mm，平均 29.6 mm，年蒸发量 2867—3654 mm，平均 3040mm；年平均相对湿度为 37%。冬季、春季风沙大，风向以西北为主，风速3—4m/s（图1-3）。

二、构造特征

马海盆地位于柴达木盆地西北缘，属祁连山前断块带盐湖区，区内褶皱构造发育。赛什腾山为一系列背斜及向斜构造，轴向北西 325°，轴部岩石为浅变质片岩或侏罗纪的砂砾岩。盆地的西、南部以冷湖五、六、七号背斜构造为主，轴向也为北西 325°，轴部出

露地区主要是老第三纪的砾岩、砂岩及泥岩等。

马海盆地受周边菱形断裂所控制，呈北西—南东向展布的菱形盆地（图 1-4），与冷湖、大柴旦等盆地同属柴达木盆地北缘次一级沉降带。

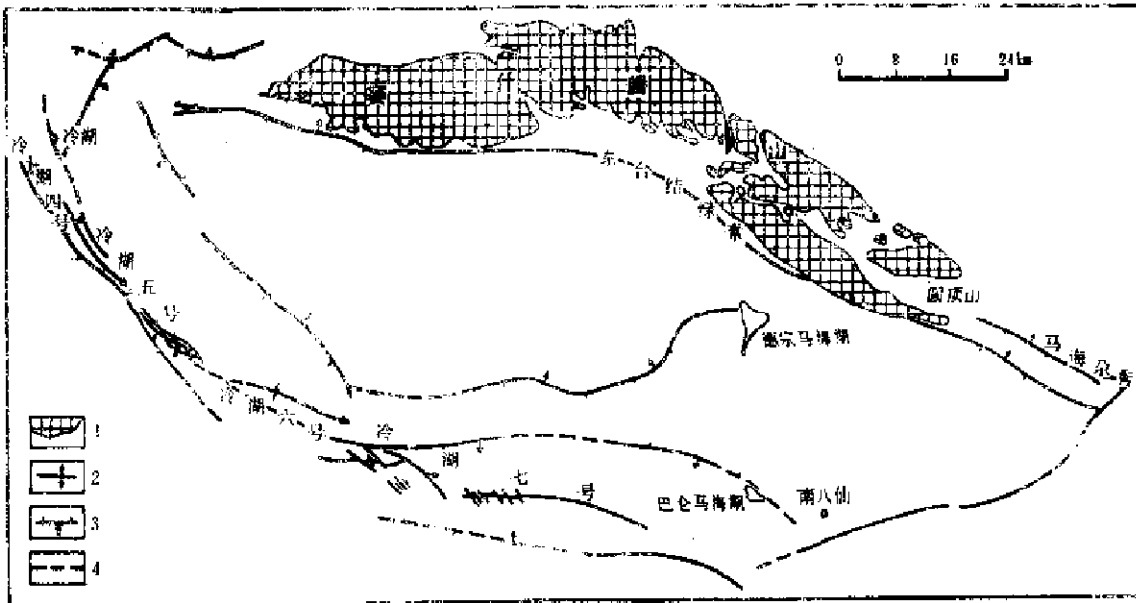


图 1-4 马海盆地构造图

1—老山边界；2—背斜；3—逆断层；4—推測断层

马海盆地也称“赛什腾山前坳陷”，它正处在第三系向斜构造部位（图 1-5）。

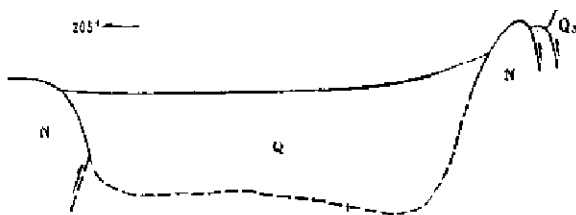


图 1-5 马海盆地(赛什腾山前坳陷)示意图

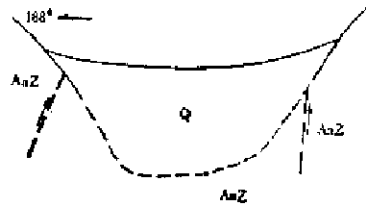


图 1-6 马海大坂—青山山间平原（第四系与基岩接触类型）示意图

据物探资料，鱼卡河、噉唠河、脑儿河上、中游山间谷地，沿山麓一般存在有隐伏的北西向断层，平原区第四系与基岩直接接触，也基本属于第四纪的断陷谷地（图 1-6）。

马海盆地的沉积演化自始至终受着构造的控制，其中赛什腾山前断裂及冷湖五、六、七号构造起了直接控制作用。

马海盆地是柴达木“高山深盆地”总背景下的一个次级盆地。其第三纪末期以来的演变一直受到青藏高原新构造运动的影响。新构造运动系指晚第三纪末期以来的构造运动，相当于喜马拉雅运动第四幕。青藏高原新构造运动的主要特征是大面积的整体抬升和强烈抬升，具有明显的阶段性，同时在整体抬升中伴随着局部差异升降运动。随着青藏高原的强烈抬升，其北缘的柴达木盆地发生强烈沉降，接受巨厚沉积^[11]。根据古地磁研究成果和第四纪岩性岩相研究资料等，青藏高原第三纪末期以来的新构造运动可划分为五个强烈抬升期，这五个强烈抬升期的年代为：第一期发生在上新世末至早更新世初，距今2.80—2.00 Ma；第二期发生在早更新世中晚期，距今1.60—1.10 Ma；第三期发生在早更新世

末至中更新世初，距今 0.76—0.60 Ma；第四期发生在中更新世晚期，距今 0.30—0.16 Ma；第五期开始于晚更新世晚期，距今 0.03 Ma，至今仍在继续抬升。

这五期强烈的构造运动在马海盆地均有不同程度的反映，其中尤以第一、四、五期对盆地影响最大，湖盆的演化明显地受到这几期构造运动的控制。第一期强烈抬升，使该区南缘的第三系地层褶皱，形成水下隆起，使得马海盆地蓄水成湖。第二、三期强烈抬升，使已形成的冷湖五、六、七号背斜构造继续隆升，马海盆地的封闭程度因此而增强，使湖水面积扩大并逐渐咸化成盐。第四期新构造运动使冷湖构造更加隆升，露出水面，使马海盆地成为一个完全孤立的封闭湖盆，加之赛前台地的抬升，马海湖在南北方向上大面积收缩，并由于盆地内的差异升降运动，湖水自西向东迁移。第五期构造抬升后，古马海湖解体为三个零星小湖，并受距今 0.03 Ma 以来气候恶化的影响而干涸。

三、地 层 概 述

马海盆地为一山前断陷盆地，除北部赛什腾山区及西南缘有第三系地层出露外，其它大面积分布的皆为第四系沉积物。在青海盐湖勘查开发研究院（1987—1988 年）施工的 39 个钻孔中（图 1-7），也只有 ZK4012 孔、ZK1612 孔对第三系地层有所揭露。

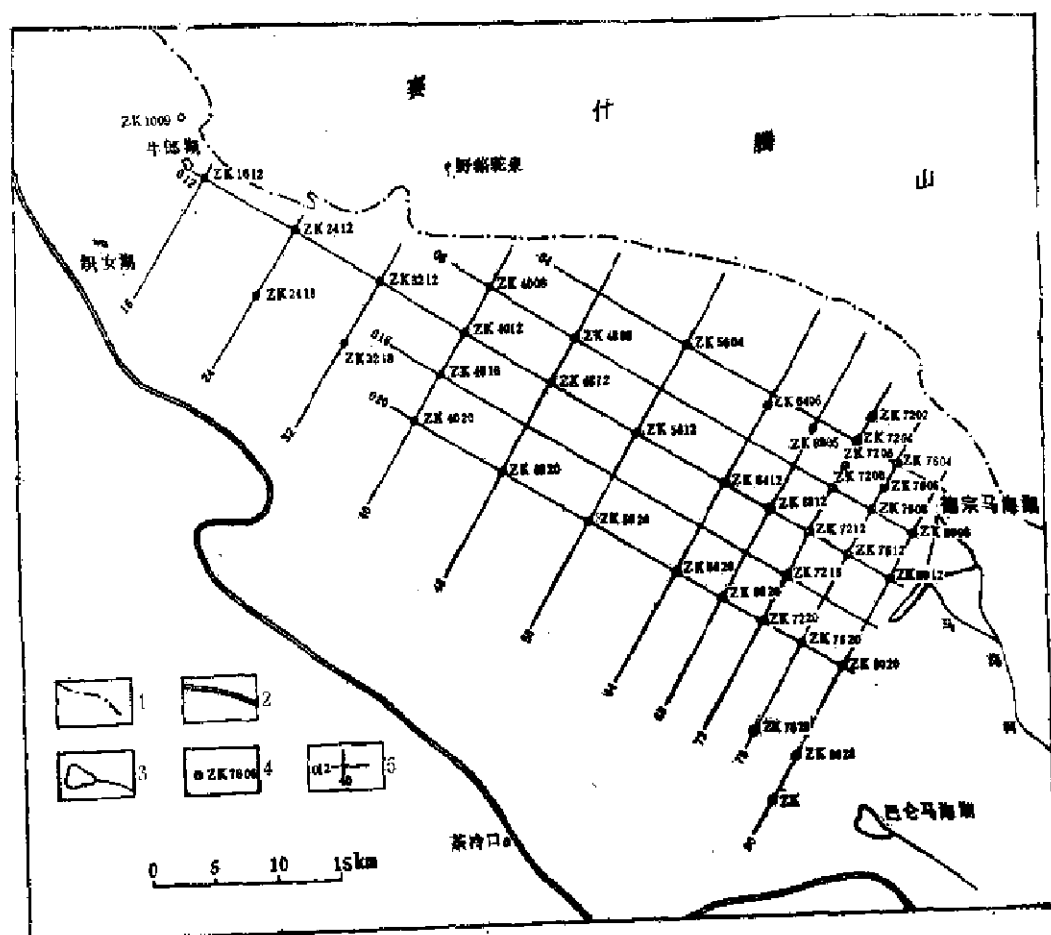


图 1-7 马海盆地钻孔分布图

1—前第四系边界；2—公路；3—湖泊、河流；4—钻孔及编号；5—勘探线及编号

(一) ZK4012 孔剖面

ZK 4012 孔孔深 613.33 m, 根据古地磁资料和岩相特征, 该孔上新统与下更新统的分界深度为 297.22 m, 距今 2.552 Ma; 下更新统与中更新统的分界深度为 120 m, 距今 0.758 Ma; 中更新统与上更新统的分界深度为 19.94 m, 距今 0.155 Ma (图 1-8)。

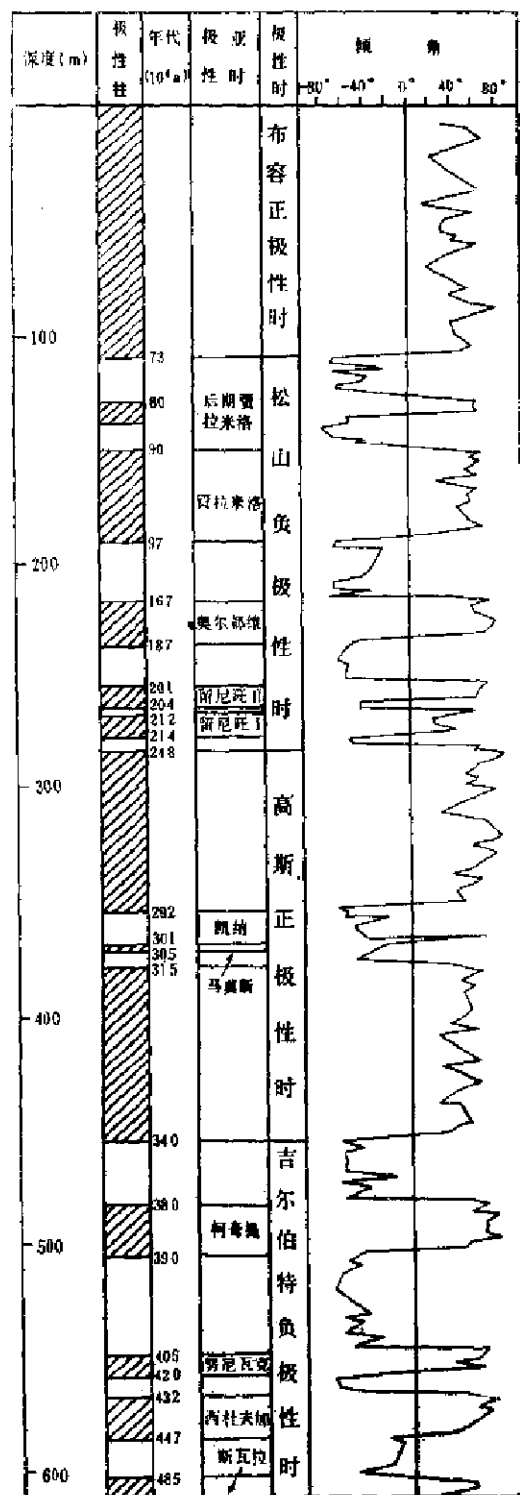


图 1-8 马海盆地 ZK 4012 孔古地磁极性柱状图

ZK 4012 孔剖面缺失第四系全新统达布逊组 (Q_{4d}) 及上更新统察尔汗组 (Q_{3c}) 的上部地层。

该剖面共分 29 层, 由上往下为:

上更新统察尔汗组 (Q_{3c}) 孔深 0.00—19.94 m, 总厚 19.94 m

29. 土黄色含石盐石膏的粘土粉砂。孔深 0.00—1.60 m, 厚 1.60 m

28. 灰、灰白色石盐夹褐色含粉砂的粘土。上部石盐厚 1.40 m, 含石膏及粉砂;
下部石盐厚 1.10 m, 含粉砂。孔深 1.60—6.30 m, 厚 4.70 m

27. 上部为浅灰色含粉砂石膏的粘土, 厚 1.85 m; 中部为土黄、浅黄色含石盐
的粉—中砂, 局部含石膏; 下部为绿灰、褐色含石膏粘土, 厚 7.24 m。
孔深 6.30—16.89 m, 厚 10.39 m

26. 灰—灰白色石盐夹粉砂石盐。孔深 16.89—17.77 m, 厚 0.88 m

25. 褐灰色含石膏的粘土夹粉砂石盐。孔深 17.77—19.94 m, 厚 2.17 m

———整合———

中更新统尕斯库勒组 (Q_{3g}) 孔深 19.94—120.00 m, 总厚 100.06 m

24. 灰白色石盐, 褐色粘土, 石盐夹绿灰色含石膏的粘土。
孔深 19.94—29.45 m, 厚 9.51 m

23. 褐灰、绿灰、深灰色粘土, 含石膏的粉砂粘土与土黄色含石膏的粘土粉砂互
层, 夹 6 层厚度为 0.06—0.22 m 的中粗砂岩、细砂岩。40.41—41.53 m 为
含粉砂粘土的石盐。孔深 29.45—45.13 m, 厚 15.68 m

22. 绿灰色粘土与褐色粘土粉砂互层。67.54—68.24 m 为含粘土的石盐。
孔深 45.13—74.52 m, 厚 29.39 m

21. 灰色含粘土的石盐夹黄褐、绿灰色粉砂粘土。孔深 74.52—78.38 m, 厚 3.86 m

20. 绿灰色含石膏的粘土夹褐、棕褐色粘土及粉细砂。
孔深 78.38—93.05 m, 厚 14.67 m

19. 褐灰色含粘土上的石膏石盐。孔深 93.05—93.29 m, 厚 0.24 m

18. 棕褐色粘土夹绿灰、深灰色含石膏的粉砂粘土, 并夹少量细砂及细砂岩。
孔深 93.29—120.00 m, 厚 26.71 m

———整合———

下更新统阿拉尔组 (Q_{3a}) 孔深 120.00—297.22 m, 总厚 177.22 m

17. 棕、棕褐色粘土夹绿灰色粘土、灰黄色细粉砂及细—粗粒砂岩。细粉砂见于
孔深 131.27—132.51 m 及 141.28—143.09 m 两段; 层中见 4 层厚度为 0.13—
0.26 m 的砂岩, 钙质或石膏质嵌晶式胶结, 磨圆分选较好。
孔深 120.00—143.09 m, 厚 23.09 m

16. 棕褐色粘土与绿灰色含石膏的粘土互层, 夹褐黄色含粘土的粉砂、细中砂及
细中粒砂岩。砂岩有 4 层, 单层厚 0.12—0.51 m。
孔深 143.09—178.48 m, 厚 35.39 m

15. 绿灰色粘土、含石膏的粘土、褐色含粉砂的粘土夹黄褐色含石膏粘土的细粉
砂。184.30—184.47 m 为灰色中粗砂岩夹层, 钙质胶结, 磨圆、分选较好。
孔深 178.48—194.08 m, 厚 15.60 m

14. 棕、褐、褐灰色粘土、含石膏的粉砂粘土夹绿灰色含石膏的粉砂粘土及褐灰
色粉砂、中细砂, 另夹两层厚度为 0.17—0.39 m 的钙质胶结中细砂岩; 底
部夹 0.15—0.18 m 厚的 2 层含粘土的石盐。

孔深 194.98—224.43 m, 厚 29.25 m

13. 褐、棕褐、棕色粘土、含石膏的粉砂粘土与绿灰色粘土互层夹灰黄、绿灰、黄绿色粉细砂及中细砂。

孔深 224.43—253.88 m, 厚 29.25 m

12. 棕、棕褐、褐灰色含粉砂的粘土, 含石膏的粉砂粘土夹绿灰色含粉砂的粘土及灰色含石膏的粉砂和中细砂。

孔深 253.68—287.91 m, 厚 34.23 m

11. 绿灰色粉砂粘土夹褐色含粉砂的粘土, 并夹 7 层厚度为 0.07—0.17 m 的含石膏的粉砂岩及 3 层厚 0.14—0.20 m 的中粒砂岩。

孔深 287.91—297.22 m, 厚 9.31 m

——— 整 合 ———

第三系上新统狮子沟组 (N₃)

孔深 297.22—613.33 m (未到底), 厚 316.11 m

10. 褐、黄褐色粘土粉砂、粉细砂夹 4 层厚 0.07—0.20 m 的绿灰色粉砂粘土薄层及 2 层绿灰色粘土粉砂薄层。

孔深 297.22—317.30 m, 厚 20.08 m

9. 棕褐、棕、红棕色含粘土的粉砂与含粉砂的粘土互层, 夹黄褐色中细砂。

322.54—322.67 m 为中粗砂岩夹层, 钙质嵌晶式胶结, 磨圆, 分选较好。

孔深 317.30—339.71 m, 厚 22.41 m

8. 棕、红棕、褐色粘土细粉砂, 夹灰色中粗砂, 顶部为 1 层厚 1.24 m 的黄褐色含砾粗中砂。

孔深 339.71—371.27 m, 厚 31.56 m

7. 黄褐色细中砂夹棕、红棕色粉砂粘土及少量黄褐色粗中砂。

孔深 371.27—420.39 m, 厚 49.12 m

6. 棕、红棕色粉砂粘土及粘土。

孔深 420.39—429.42 m, 厚 9.03 m

5. 黄褐色细中砂夹棕、红棕色粉砂粘土, 顶部夹 1 层厚 0.30 m 的含砾粗砂及 1 层 0.16 m 的钙质嵌晶式胶结中砂岩。

孔深 429.42—483.56 m, 厚 54.14 m

4. 棕、红棕色含粉砂的粘土夹黄褐色细粉砂、中细砂, 上部夹 1 层 0.06 m 厚的含砾粗中砂。

孔深 483.56—507.24 m, 厚 23.68 m

3. 黄褐色细中砂与棕、红棕色粘土粉砂互层, 夹少量棕、红棕色粉砂粘土及黄褐色含砾粗中砂。

孔深 507.24—561.54 m, 厚 54.30 m

2. 黄褐色细中砂夹棕、褐色粘土粉砂及粉砂粘土。

孔深 561.54—590.32 m, 厚 28.78 m

1. 黄褐色细中砂, 含砾细中砂夹棕、褐色粘土粉砂。

孔深 590.32—613.33 m, 厚 23.01 m

(二) 地层特征

经过众多地质资料的分析而知, 古马海湖为一北高南低、西高东低、北深南浅、北陡南缓的宽缓的浅水湖盆, 北侧以赛什腾山系为界。由于 ZK 4012 孔位于马海湖盆的边部并距物源区较近, 因而其沉积作用易受淡水影响使沉积物相对其它钻孔同期沉积物粗。故有必要结合本区其它钻孔 (20 几个) 地层资料, 将马海盆地地层特征综述如下:

1. 上新统地层 (N₃): 在区内分布较少, 仅在盆地的边缘如赛什腾山区及盆地西南缘有出露。岩性为一套具褐、红色调的碎屑沉积, 岩性为砂、含砾的砂、砾砂、含砾的粉砂、粘土、砂质粘土等, 碎屑沉积物粒度较粗。其中, 粗碎屑层 (细砂级以上) 约占 40%。基本沉积韵律组合为 (由下至上): 含砾的砂 (或砾砂) → 砂 (可含少量砾石) → 粘土粉砂 (有的含细小的砾石) → 粉砂粘土、粘土 (或缺失), 为下粗上细的正旋回。地层中还夹有较厚的松散状砂层。

2. 下、中更新统地层 (Q_{1-2}): 这套地层在盆地北部沿赛什腾山前呈台地地貌作带状分布, 在西南部呈残丘状大面积分布, 在盆地的中心部位则被上更新统和全新统地层覆盖, 只有 ZK 4012 孔和 ZK 1612 孔揭穿了 Q_{1-2} 地层。该套地层在盆地中的不同部位沉积厚度差异较大, 如: ZK 4012 孔为 277.28 m, ZK 8012 孔大于 288 m, ZK 1612 孔仅有 176 m 左右。

下、中更新统地层在盆地中的岩相变化明显, 在盆地边缘为较粗的冲-洪积物, 较中心部位为湖相的细碎屑沉积及化学沉积, 易溶盐类的沉积在地层中出现的层位由西往东逐渐变老——东部成盐早于西部。

下、中更新统地层总体特征为褐色细碎屑沉积物与绿灰色细碎屑沉积物互层, 间夹薄层砂、黑色淤泥 (成分为碳酸盐、粘土、粉砂)、鲕粒砂、石膏薄层及石盐层。沉积韵律组合大体为砂→棕褐色细碎屑→褐色、绿灰色细碎屑互层夹黑色淤泥。至盐湖自析阶段, 沉积组合特征类似于盐湖预备阶段, 所不同的是在沉积韵律的顶部有较纯净的蒸发盐层。盐类矿物以石膏和石盐为主, 另有少量芒硝、白钠镁矾、杂卤石见表 1-1、表 1-2。该套

表 1-1 马海盆地 Q_1 沉积特征统计表●

孔 号	地 层 厚 (m)	盐 层 厚 (m)	含 盐 率 (%)	盐 矿 物 成 分	矿 产	沉积环境
4012	177.75	0.00	0.00	石 膏	—	滨 湖
5612*	66.01	1.98	3.00	石膏、石盐	—	滨 湖
7220*	50.50	9.83	19.47	石膏、石盐	石 盐	滨湖-盐湖
7204*	13.34	5.10	38.23	石膏、石盐	石 盐	盐 湖
7202	—	—	—	—	—	滨 湖
8012*	165.45	23.01	13.91	石膏、芒硝、石盐	石 盐	盐 湖

* 未钻透 Q_1 , 略有修改

表 1-2 马海盆地 Q_2 沉积特征统计表●

孔 号	地 层 厚 (m)	盐 层 厚 (m)	含 盐 率 (%)	盐 矿 物 成 分	矿 产	沉积环境
4012	100.06	10.23	10.22	石膏、石盐、白钠镁矾	石 盐	滨浅-盐湖
5612	111.43	19.82	17.79	石膏、芒硝、石盐	石 盐	滨浅-盐湖
7220	111.97	38.56	34.44	石膏、芒硝、石盐、杂卤石	石 盐	盐 湖
7204	93.73	33.27	35.50	石膏、石盐	石 盐	盐 湖
7202*	50.36	0.00	0.00	石盐(少)、石膏(少)	—	滨 湖
8012	122.78	27.99	22.80	石膏、芒硝、石盐	石 盐	盐 湖

* 未钻透 Q_2 , 略有修改

地层中各种色调的细碎屑沉积物由粘土、碳酸盐及粉砂组成, 一般都含有自形、半自形石膏。

3. 上更新统地层 (Q_3): 在盆地内分布面积小于下、中更新统, 分布在由上新统和下、中更新统隆起所形成的凹地中, 呈中间宽两头窄的条带沿北西—南东向展布于干盐滩中心部位。上更新统地层在盆地中大部分出露地表, 仅在盆地东南部被全新统地层覆盖。据古地磁及孢粉资料, ZK 4012 孔 19.94 m 以上和 ZK 8012 孔 41.42—9.66 m 属上更新统。

● 魏新俊等, 柴达木盆地西部富钾盐湖物质组分、沉积特征和形成条件研究 (内部), 1990。

● 资料来源同表 1-1。

通过钻孔揭露及地层划分对比,可以看出,上更新统厚度一般只有20—30 m,岩性及组合特征与中更新统中上部地层类似,所不同的是黑色淤泥层和盐层所占比例比下、中更新统高;盐层中硫酸盐矿物如芒硝、白钠镁矾、杂卤石等含量增加,局部见钾石盐沉积(如ZK 7204孔),见表1-3。在盆地边缘,上更新统沉积物厚度薄且粒度较粗,并夹有鲕粒砂层。如位于盆地西北缘的ZK 2412孔8.06 m处的砂层及位于盆地东南缘的ZK 7220孔10.50 m处的砂层即如此(晚更新世时,由于受第四期新构造运动的影响,ZK 7220孔南部的冷湖背斜构造强烈隆升,使其处于当时古马海湖的边缘地带)。

表 1-3 马海盆地 Q₃ 沉积特征统计表①

孔 号	地 层 厚 (m)	盐 层 厚 (m)	含 盐 率 (%)	盐 矿 物 成 分	矿 产	沉积环境
4012	19.94	4.38	21.97	石膏、石盐	石 盐	盐 湖
5612	26.65	9.22	34.60	石膏、石盐	石 盐	盐 湖
7220	26.01	19.96	76.74	石膏、石盐	石 盐	盐 湖
7204	33.34	15.75	47.24	石膏、芒硝(少)、石盐、白 钠镁矾(少)、钾石盐	石盐、 钾石盐	盐 湖
7202	31.18	0.00	0.00	石盐、石膏	石 盐	滨 湖
8012	31.76	7.18	22.61	石膏、芒硝、石盐、杂卤石	石 盐	盐 湖

略有修改

4. 全新统地层(Q₄):该统地层在盆地内分布面积小且零星,仅分布于牛郎-织女湖区、德宗马海湖西北和德宗马海—巴仑马海湖之间的区域内。岩性为褐色含石膏的碳酸盐粘土,含粉砂粘土之石盐。局部含光卤石、钾石盐(表1-4)。

表 1-4 马海盆地 Q₄ 沉积特征统计表②

孔 号	地 层 厚 (m)	盐 层 厚 (m)	含 盐 率 (%)	盐 矿 物 成 分	矿 产	沉积环境
4012	—	—	—	—	—	(干)盐湖
5612	—	—	—	—	—	(干)盐湖
7220	—	—	—	—	—	(干)盐湖
7204	13.11	9.76	74.45	石盐、钾石盐、光卤石	石盐、钾石盐、光卤石	盐湖、(干)盐湖
7202	18.52	14.83	80.08	石盐、石膏(少)	石 盐	盐湖、(干)盐湖
8012	9.66	6.30	65.22	石膏、石盐	石 盐	盐湖、(干)盐湖

略有修改

全新世地质历史短,地层厚度小,多在10 m以下,其岩性组合与更新统地层有明显差别,主要表现为石盐在沉积物中所占比例高,且碎屑沉积物几乎都是黄褐色调的。

综上所述,可以看出不同时代的地层有各自的特点,这是与构造和气候的演变密切相关的。

●② 资料来源同表1-1。

第二章 地貌及现代沉积次环境

按照“将今论古”的原则，对盆地区的地貌和现代沉积次环境进行研究，有助于恢复地质历史时期盆地区的古地理，了解沉积环境的类型和湖盆的演化。

一、地 貌

本区地貌特征比较简单，除东北山系为中高山地形及西南部有风蚀残丘分布外，主要为堆积作用形成的堆积平原。

（一）侵蚀构造地形——中高山和台地

中高山分布于本区东北部外缘部分，即赛什腾山及马海大坂山。由于长期上升隆起，遭受剥蚀作用形成了中高山地形，海拔 3800m 左右，最高 4000m 以上，相对高度 1000m 左右。地形陡峻，冲沟发育，以垂直于分水岭者为多，并有次级小冲沟，形成网格状。岩石成分主要为元古代片麻岩、片岩和古生代沉积岩及部分中、新生代砂岩、砾岩、粉砂岩、泥岩、泥灰岩等，易风化形成残积、坡积物。

中更新世晚期，由于赛什腾山前断裂的再度活动使古马海下，中更新统地层抬升，形成了向湖倾斜的台地。台地分布于赛什腾山向湖盆一侧，呈带状陡坎状产出。

（二）以剥蚀作用为主的地形——风蚀残丘

分布于本区的西南部，以北西 35° 方向呈不连续的定向排列，主要岩性为褐色、绿灰色粉砂、含粘土的粉砂、粘土等，含石膏，偶见石盐夹层，为早、中更新世湖相沉积物。在第四次新构造运动中继续褶皱隆升并露出水面。由于长期遭受外力剥蚀（主要为风蚀作用），变成了一个个孤立的残丘（图版 I-1）。由于马海地区以西北风向为主，因而残丘的西北坡遭受侵蚀，东南坡接受沉积，使得残丘西北坡陡而东南坡缓。残丘一般比高 7m 左右（图版 I-2）。

（三）以堆积作用为主的地形

以堆积作用为主的地形包括风力堆积作用形成的砂堆、坡积洪积作用形成的山前堆积地形及湖泊机械沉积、化学沉积作用形成的盐积平原。

1. 风力堆积砂堆

主要分布于赛什腾山下与盐盆交界处，以及西北部和东部的部分地区，分布面积不很广，以草堆砂丘为主，地表呈丘状突起，表面生长芦苇、红柳等植物，空间上呈不连续的带状分布。

2. 山前冲-洪积扇、倾斜平原

分布于赛什腾山南坡的狭长地带中，巨厚的坡积、冲-洪积等物质顺山系斜坡堆积形成山前冲-洪积扇，并由冲-洪积扇组成山前倾斜平原，主要盐性为砂、砾。

3. 冲-洪积平原

主要分布于马海盆地东部，由马海河、噶喇河、脑儿河携带的砂、砾沉积而成，地形

平坦。

4. 盐积平原

盐积平原分布于赛什腾山前倾斜平原与风蚀残丘带之间，大致也呈北西—南东向展布，西部相对狭窄，中部及东部开阔，形成于中更新世末期至现在。组成盐积平原的物质成分可分为两类——蒸发盐类矿物和碎屑物质。盐类矿物主要为碳酸盐矿物、石膏、石盐及少量光卤石等；碎屑物质有粘土、粉砂、砂，三者之间可以不同比例混生，组成不同的岩性，颜色为褐色或绿灰色。地表普遍有风成砂覆盖。

盐积平原又称“干盐滩”或“盐壳”，在本区十分发育，面积约占盆地面积的 1/2 左右。盐壳上风积和风蚀作用都很强烈。盐壳起伏不平的低洼处均有风成砂、土的沉积，或风成砂土覆盖在含盐地层的表面，形成含砂的盐壳（由于气候干旱，蒸发泵吸作用形成的盐类物质“粘结”风成砂等碎屑而成）。风蚀作用从宏观上看表现为盐垄、盐丘的延伸方向呈北西—南东向，与风向一致，而且在盐丘、盐垄上可见到与风向一致的平行分布的风蚀沟槽（图版 I-3）。风积物主要是细砂、中砂等较粗碎屑物，粉砂、粘土，尤其是粘土在干燥的盐壳表面很难停留，仅在较低洼，潜水面很高的地段才可被“吸附”。形成时间较长的盐壳，因受雨水的反复溶解、风蚀、风积作用和毛细管蒸发的再沉积作用的影响，使盐壳表面变得坑洼不平形成各种各样的微地貌（图 2-1）。

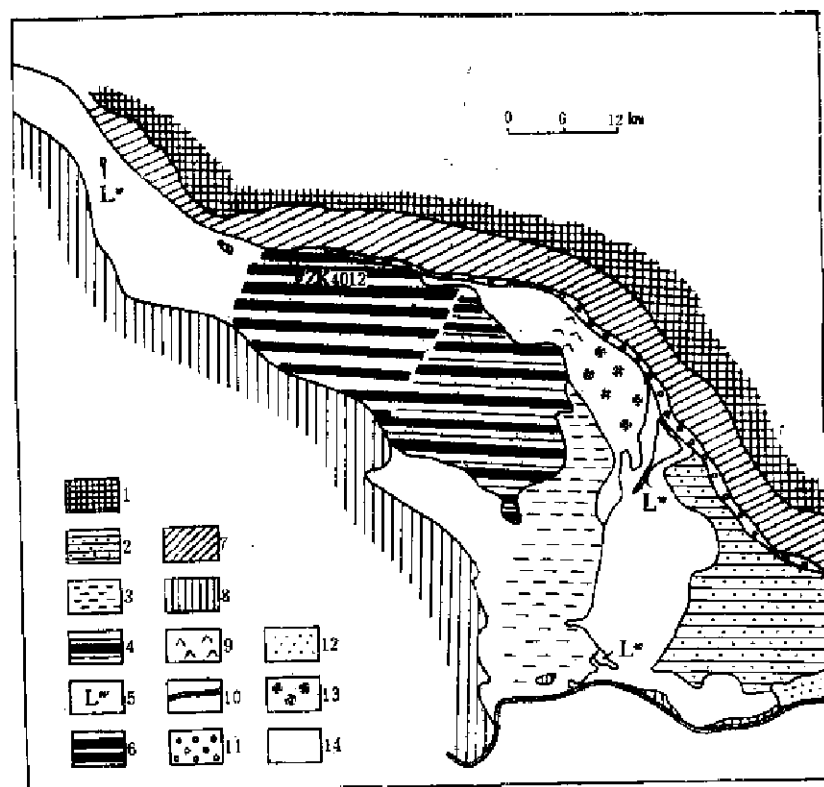


图 2-1 马海盆地地貌略图

1—高山；2—冲洪积平原；3—具蠕虫状地貌的盐积平原；4—起翘中等的盐积平原；5—盐湖；6—起翘强烈的盐积平原；7—台地；8—风蚀残丘；9—具刀锋状地貌的盐积平原；10—公路；11—洪积扇，山前倾斜平原；12—风力砂堆；13—具蜂窝状地貌的盐积平原；14—盐积平原

二、盐壳上的微地貌

在马海盆地广阔平坦的盐壳（干盐滩）上发育着多种微地貌，如：蠕虫状、刀锋状、蜂窝状、盐丘状及盐垄状微地貌等（图版 I-4, I-5, I-6），这些微地貌在外观上差异明显。

盐壳上各种微地貌的形成与潜卤水埋藏深度、盐壳的形成时代和盐壳的物质组成密切相关（当然，盐壳的形成与干旱多风的气候有直接的关系）。

1. 潜卤水埋深与微地貌的关系

一般说来，潜卤水埋深浅，地面潮湿，远观颜色较深，地形表现为负地形。如 40 勘探线 ZK 4012 孔南的 QK 13 坑的潜水面深度仅 0.60m，坑口地形为平坦的潮解地，负地形，局部见蠕虫状微地貌；再如 76 勘探线、72 勘探线、68 勘探线北端的光卤石富集带，潜卤水埋深很浅，地表潮湿，负地形，远观呈一狭长黑色条带，实际上颜色多为土黄色或灰褐色。

2. 盐壳的形成时代与微地貌的关系

盐壳形成的早晚在一定程度上影响着盐壳的表面形态。一般地，老盐壳由于形成早，起翘强烈，龟裂纹发育；新盐壳形成晚，地形较平坦，起伏不大，龟裂纹也不太发育（图版 II-1, II-2）。当然，盐壳的表面形态与其物质成分是有关系的，石盐含量的高低也影响着盐壳的起翘程度。但一般地说，同样物质组成的盐壳，形成时代愈老，起伏愈大；形成时代相同的盐壳，盐类矿物含量高者，起翘剧烈。如 ZK 4012 孔附近的盐壳较老，起伏很大，盐丘、盐垅高达 80 cm 左右，龟裂纹非常发育（图版 II-1）。

龟裂与起翘的成因：含盐系地层形成之后，由于构造或气候等原因，暴露于地表，在干旱多风蒸发强烈的气候条件下，毛细作用使得地层中的孔隙水或晶间水运移至地表附近蒸发结晶形成盐类矿物。在这种结晶力作用下，岩层产生裂纹，并被分割成多边形块体。随着时间的延长，多边形块体在盐晶继续生长、增多的影响下扩大，边缘向上弯曲，龟裂纹变宽并起翘。因而，越老的盐壳或石盐含量越高的盐壳，起翘越强烈，而且龟裂纹往往不止一期，新的龟裂纹切断老的龟裂纹，在龟裂纹中还经常有后期形成的盐类矿物，如石盐、芒硝等充填。其成因为，由于盐壳中含有盐度很高的晶间卤水，这些晶间卤水经毛细管蒸发后，常沿龟裂纹或在较低的洼坑处沉淀出新的蒸发盐矿物。

3. 盐壳的物质组成与微地貌的关系

由于盐壳物质组成的不同，主要是石盐含量的不同，形成的微地貌也不同。通过实地调查，可得出如下结论：盐类矿物含量高的地段多呈蠕虫状、蜂窝状、刀锋状微地貌。

现对其形成机理分析如下，由于盐类矿物的溶解度大，在地表环境下极易被大气降水溶解成孔洞，从而形成蜂窝状微地貌。如 76 勘探线北端的 D34 地质点，地表岩性为灰白色含光卤石的粉砂石盐，石盐含量 65%，光卤石 5%，这一带的盐壳地形平坦，并具坚硬的蜂窝状微地貌（图版 I-4）。蠕虫状微地貌也是因为盐类矿物的溶解度大，而易吸水潮解，使岩石表面变得潮湿，粘附了粉砂、粘土等形成的。如 16 勘探线 QK 46 坑，表层为 0.50m 厚的浅绿灰色含光卤石、石盐之粉砂，由于含光卤石和石盐，坑口周围地貌表现为地形平坦、潮湿、松软并具蠕虫状的特点（图版 I-5）。刀锋状微地貌与以上两种微地貌

的成因类似,只是形成时代较新,盐类矿物含量更高,起翘强烈紧密,盐类矿物增生迅速,表面吸附粘土、粉砂。如68勘探线北端钾肥厂附近即为典型的刀锋状微地貌(图版I-6)。

综上所述,潜卤水埋深、盐壳形成早晚及盐壳的物质组成是影响微地貌形态的三个主要因素。然此三者之间并不是互相孤立的,而是有着密切的内在联系。盐湖一般都经过了由淡水湖→咸水湖→盐湖→干盐湖的演化过程,在此过程中,湖水盐度不断升高,逐渐浓缩成盐,易溶盐类矿物的含量不断增高,与此同时湖水逐渐向盆地低洼处迁移,直至干涸。因此,晚形成的盐壳其时代较新,且地势低洼,潜卤水埋藏较浅。由于盐类矿物结晶顺序的不同,决定其钾镁盐矿物含量偏高,而钾镁盐矿物的溶解度比石盐及其它盐类高,因此,更易潮解及“吸附”粉砂粘土,从而在微地貌上常表现为地形平坦、地表潮湿、负地形、龟裂纹不发育等特征,有时呈蠕虫状地貌。可见,在野外工作时,对盐壳上微地貌的大面积系统观察,有助于了解地质时期湖水的迁移、湖盆演化以及对成钾有利地段的预测。

根据上述观点,作者对马海盐壳微地貌进行了系统观察,发现由东往西微地貌的变化有一定的规律,由蜂窝状、蠕虫状盐壳→起翘中等的盐壳→起翘强烈的盐壳(见图2-1),局部地段由于物质成分不同,起翘程度与此规律有某些差异。由微地貌的变化得出,马海湖盆东南部光卤石富集带的盐壳新,从76勘探线向40勘探线盐壳越来越老。并由此推测,马海湖演化时,湖水由西向东收缩迁移,最后汇集于德宗马海湖西北部的的光卤石富集带。此结论与马海湖盆演化历史是吻合的。

三、现代沉积次环境

如前所述,现在的马海盆地除大面积分布的干盐滩、风蚀残丘及风成砂堆、山前倾斜平原外,蓄水面积很小,主要有东部的德宗马海湖、巴仑马海湖及西部的牛郎-织女湖群。

牛郎-织女湖群位于干盐滩西北缘,由互不连通的12个小湖组成,湖水面积约1 km²,湖群面积数平方公里,平均水深0.1m。这些小湖星散分布在早、中更新世(Q₁₋₂)所组成的风蚀残丘间的低洼地带,其中有些已近于干涸,有石盐、光卤石、水氯镁石析出。水化学类型属氯化物型。湖水矿化度很高,如牛郎湖水矿化度为492.8 g/L, pH=4.40,比重1.343,几种主要离子含量为: K⁺ 720.0 mg/L, Na⁺ 2400.0 mg/L, Ca²⁺ 26643.6 mg/L, Mg²⁺ 106804.0 mg/L, Cl⁻ 355576.9 mg/L, SO₄²⁻ 128.6 mg/L。另外 Li⁺ 24.5 mg/L, I⁻ 0.5 mg/L, Br⁻ 12.5 mg/L, BO₃⁻ 480.4 mg/L; 湖水的 δ¹⁸O 为 -10.1‰, δD 为 -79‰。牛郎湖水矿化度如此之高,但 δ¹⁸O 和 δD 值却与大气降水相当(图6-1中 N₁、N₂),从同位素角度分析,造成这种反常现象只可能有两个原因:(1)极度蒸发作用,(2)外来盐分和水体的加入。现场考察,在湖底虽有光卤石和水氯镁石的沉积,但在牛郎湖旁 ZK 1612 孔中(孔深246m),却未见石盐层和其它易溶盐类沉积。另外,在牛郎湖底有上升泉,泉水盐度较高,泉水周围有光卤石和水氯镁石的堆积。因此,牛郎-织女湖群中光卤石、水氯镁石不是古湖水经长期蒸发浓缩的结晶,而是来自深部的高矿化度补给水及周边淋滤组分略受蒸发、浓缩的产物。而深部循环水是其主要的物质来源。

巴仑马海湖位于干盐滩东南缘,面积4.5 km²。1988年调查时水深仅10—15 cm(中

心深度不清), 水化学类型为氯化物型, 主要离子含量为 K^+ 2320.00mg/L, Na^+ 106.67 g/L, Ca^{2+} 4666.67 mg/L, Mg^{2+} 9761.90mg/L, Li^+ 4.38mg/L, Rb^+ 0.00%, Sr^{2+} 104.55 mg/L, B^{3+} 98.5 mg/L, Cl^- 195.42 g/L, SO_4^{2-} 1.87 g/L, HCO_3^- 202.6 mg/L, Br^- 14.15 mg/L, I^- 0.62 mg/L。1988 年野外调查时, 曾挖 4 个浅坑, 其剖面特征如图 2-2。巴 仓

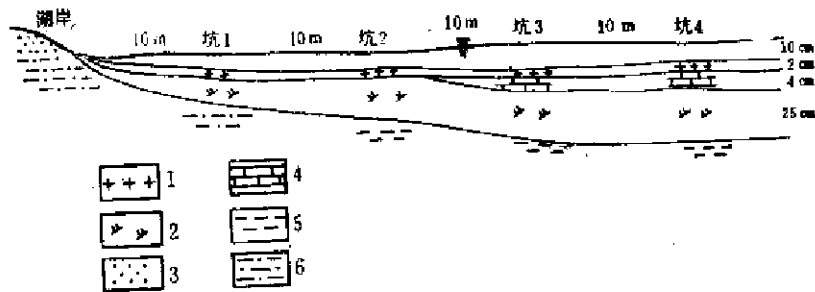


图 2-2 巴仓马海湖滨剖面示意图

1—细粒石盐; 2—黑色淤泥; 3—细砂; 4—碳酸盐与黑色淤泥纹层; 5—灰褐色粘土; 6—灰褐色粉砂粘土

马海湖的南缘为风蚀残丘带, 补给水的来源为深部水和地表水, 地表水为潜水或鱼卡河水渗入冲积扇下, 在南八仙一带溢出成泉, 以泉集河的形式补给巴仓马海湖; 深部水的补给与牛郎-织女湖群略有不同。牛郎-织女湖群的深部补给水矿化度很高, 略受蒸发就可析出光卤石、水氯镁石, 而前者的深部补给水矿化度很低, 经强烈蒸发后只析出石盐, 另图 6-1 表明, 巴仓马海湖还有残余古湖水的存在。

德宗马海湖位于盆地干盐滩的东北缘, 是目前盆地内蓄水面积最大的盐湖, 面积 11 km², 主要接受山前冲积扇及冲-洪积平原的潜水和马海河、噶喇河水补给。通过对德宗马海湖东北岸的实地考察, 按地貌形态、生物分布、沉积作用和沉积物特征等的不同, 可划分出如下的沉积次环境。从北向南, 即从赛什腾山及山前台地向湖方向依次为: 冲-洪积扇、砂坪、盐泥坪或沼泽、盐坪及有表水的盐湖四个沉积次环境 (图 2-3)。

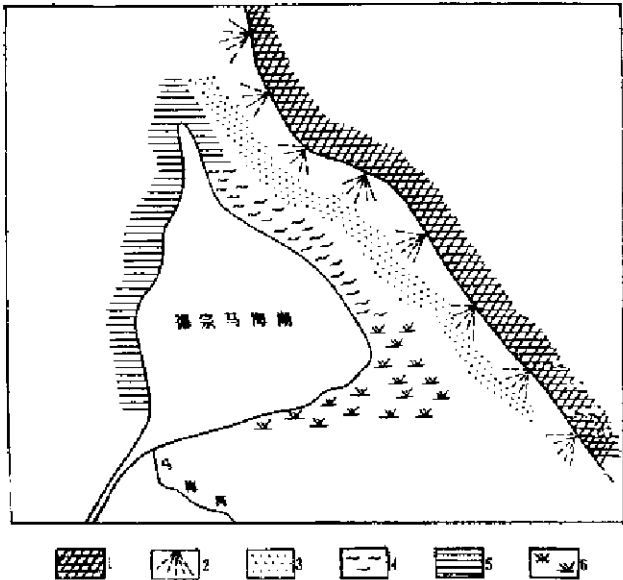


图 2-3 德宗马海湖周现代沉积次环境略图

1—中高山及台地; 2—冲、洪积扇; 3—砂坪; 4—盐泥坪; 5—盐坪; 6—沼泽

(一) 冲-洪积扇

分布于赛什腾山前台地的南侧，呈放射状散开，表面形态呈扇形。本区冲-洪积扇上的沉积作用主要有两种：一种是暴雨时，洪水从山区带来的大量碎屑物质在冲-洪积扇上沉积下来的水携沉积作用；一种是无雨时，由风侵蚀和搬运的碎屑物质在冲-洪积扇上沉积下来的风积作用。风成沉积物在冲-洪积扇上主要形成砂丘或薄的不规则的砂体，沉积于低洼的或背风的地方。由于本区气候干旱，水流搬运能力弱，故冲-洪积扇较陡。扇体常彼此相连和重叠形成扇“裙”。冲-洪积扇上的碎屑物质因距能源区——赛什腾山很近，因此沉积物以粗碎屑为主。加之气候干燥，化学风化作用弱，故成分比较复杂，不稳定矿物组分多，成熟度低。

(二) 砂坪

为冲-洪积扇群向湖方向的延伸，相当于冲-洪积扇的扇端，表面有间歇性水流形成的网状河道。平坦，以很小的坡度角向湖倾斜。砂坪主要由砾石、砂组成，近湖为粉细砂取代；具水平层理，沉积韵律清楚，由下至上为砾砂→砂(下粗上细)→粉砂粘土(或缺失)，砾石定向或半定向排列，长轴方向指向湖。

由于马海盆地区气候干旱、多风，因而风成砂在砂坪上广泛分布。在德宗马海湖北岸，简易公路南侧，还分布有与湖岸大致平行的带状草堆砂丘，砂丘高1—2m，生长红柳、芦苇等。其成因为：在山前冲-洪积扇前缘砂坪地带，潜水溢出或埋深变浅，地表变得潮湿，生长红柳、芦苇等植物，由于阻挡了风砂，风成砂在此堆积，而植物根系又进一步固结碎屑物质，并不断变高，形成了草堆砂丘(图版Ⅱ-3)。

砂坪越向湖方向碎屑物粒度越细，并逐渐向盐泥坪过渡。

(三) 盐泥坪或沼泽

盐泥坪是砂坪之间的环湖平原地带。实际上是在湖泊演化过程中，处于淡水阶段的湖底沉积物由于种种原因湖泊收缩而露出水面的那一部分，其主要特点是地势平坦，无明显的小河道和冲沟，地表水流几乎只有暴雨时的席状流，地下水面埋藏浅，甚至出露成泉。地下潜水主要是从冲-洪积扇上渗流下来的，盐度不高，故在此带可发育疏密不等的植被。沉积物主要是由越扇洪水的席状流带来的粉砂和泥，有时也有细砂。也有风吹来的细砂和尘土沉积。本带另一主要的沉积作用是由于地下水面浅，毛细管蒸发作用强烈，因此在沉积物的表面广泛发育因毛细管蒸发作用而形成的盐壳或盐霜，其厚度一般为1至几厘米。矿物成分主要是石膏和石盐，具蜂窝状构造。石盐呈针状或结壳状产出，或呈粒状充填于碎屑沉积物的孔隙之中。在泉水或泉群出现的地方，植物生长更为茂盛。其下的沉积物主要是有机质含量高的黑色淤泥。但是，泉眼枯竭后，在泉眼的周围及其内部为盐壳所覆盖，这里的蒸发盐矿物主要是石盐、石膏、芒硝。有时还有白钠镁矾。作者实地考察的德宗马海湖北岸的特征正是如此，其盐泥坪主要由粉砂、粘土和方解石组成，并有少量次生石盐，生长有芦苇、红柳等耐旱、耐盐碱的植物。在盐泥坪与砂坪邻接地段表面有3cm厚的盐壳，具蜂窝状构造，较硬，石盐呈针状或毛发状产出。向湖方向盐壳变薄，继续向湖方向追索，地表出现泥裂，沉积物较松软、碳酸盐矿物含量增加，表面有微量呈毛发状的石盐、芒硝；继而出现泥质物收缩形成的圆形小盐坑，表面有1—2mm厚的次生芒硝形成(图版Ⅱ-4)。其下为黑色淤泥。

德宗马海湖的东部和南部由于有噶喇河和马海河的补给及潜水大量溢出，形成了较宽

的沼泽带，生有茂密的芦苇。

（四）盐湖和盐坪

盐湖是盆地中经常被水覆盖的地区，是盆地内的最低洼处，为地表水流与地下水流汇集的场所，德宗马海湖就是一个常年有水的盐湖，面积为 11 km^2 ，湖水深度一般为 30 cm 左右，最深也不过 50 cm ，矿化度 334.8 g/L ，其中 K^+ 2520.0 mg/L ， Na^+ 1161200.0 mg/L ， Ca^{2+} 450.8 mg/L ， Mg^{2+} 10030.3 mg/L ， Li^+ 12.0 mg/L ， Cl^- 175183.9 mg/L ， SO_4^{2-} 34739.0 mg/L ， Br^- 8.2 mg/L ， I^- 0.6 mg/L ， BO_3 664.9 mg/L ，水质类型属硫酸镁亚型，已达到盐自析阶段，因此湖内的沉积作用以化学沉积为主。湖底有石盐沉积，缺乏碎屑物沉积。

由于德宗马海湖的主要补给方向来自东南部的噶喇河和马海河，因而使得湖水的盐度在淡水补给量最大的区域最低，而远离此区则逐渐升高，这就构成了盐湖内化学沉积由盐度低的地区向盐度高的地区依次出现以碳酸盐→硫酸盐→氯化物（石盐）为主的矿物组合分带现象。致使盐类沉积分布不对称，在德宗马海湖的西岸及西北岸有较大面积的石盐和芒硝沉积，而在北岸主要为石盐和碳酸盐矿物沉积，东、南岸无盐类沉积，其成盐模式属“泪滴式”。

德宗马海湖的西北端及西岸，由于湖水退缩使得原来的石盐质湖底出露地表而成盐坪，其地势较低，主要沉积物是石盐和芒硝，碎屑物质较少，大多为粉砂、粘土和少量细砂。这些碎屑物质部分来自与石盐一起沉积时的湖底，一部分是被风吹来的。盐坪表面无植物生长。

第三章 古气候及沉积物特征

一、古气候特征

据最新资料,距今 3.50 Ma 以来,柴达木盆地古气候发生了三次明显的恶化,第一次恶化发生在上新世晚期,年代为距今 3.30—3.00 Ma,古气候为凉寒—寒冷干燥;第二次

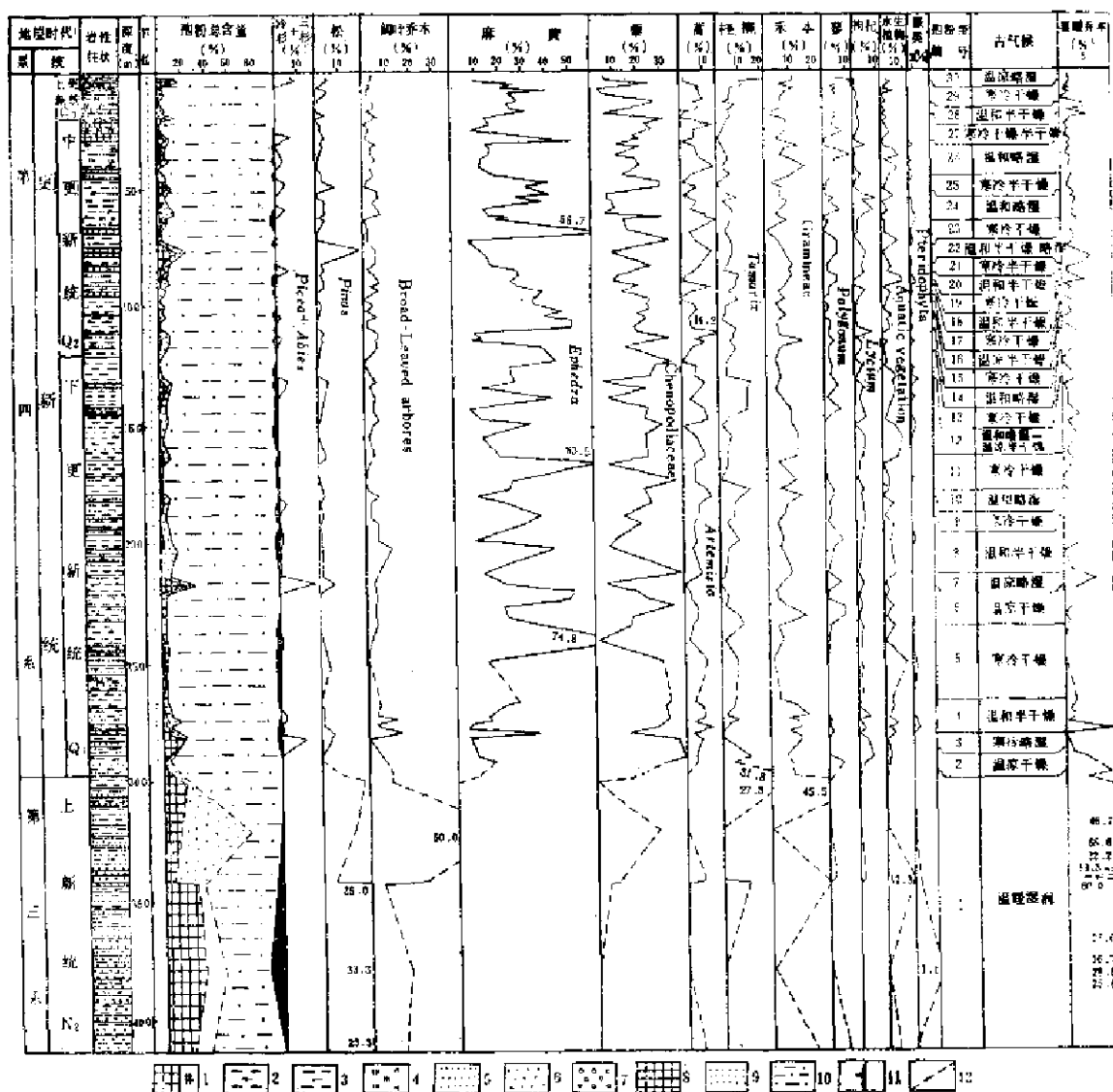


图 3-1 马海 ZK 4012 孔第四纪地层孢粉图

1—石盐; 2—石膏; 3—粘土; 4—淤泥; 5—粉细砂; 6—中粗砂; 7—砾石; 8—针叶乔木; 9—阔叶乔木; 10—草本小灌木; 11—蕨类孢子; 12—孢粉不够统计数量。

注: 本孔带 28 相当于 ZK 8012 孔的带 9—5; 带 29—30 相当于 ZK 8012 孔的带 6 中、下部

恶化发生在第四纪初，年代为距今 2.48—0.03 Ma，古气候发生过多次干冷湿 暖（温）交替，但在其演化过程中，古气候总体上并未向愈来愈干冷的方向转变；第三次恶化始于距今 0.03 Ma 左右至今，其特点是气候进一步变得极度干燥，奠定了现今柴达木极度干燥的气候基础。

马海盆地古气候变化特征与柴达木相同，即干冷与湿温频繁交替是其古气候演化的基本模式（图 3-1 图 3-2）。在构造运动的控制下气候波动对成盐作用有直接的影响，在干冷期由于水源补给减少，蒸发作用加强从而导致湖水浓缩，盐类沉积增加，温暖期则恰恰相反，表现为湖水淡化，盐类沉积减少。如马海盆地，自上新世末期第一次新构造运动使冷湖六、七号构造褶皱，形成水下隆起以来，直到中更新世末期的第四次强烈抬升前，马海湖始终为一半封闭湖盆。其间由于古气候干冷与湿温的频繁交替，致使马海湖在湿温期，与昆特依等邻近次级湖盆连通并作为预备盆地补给占柴达木湖，沉积碎屑物质；而在干冷期，由于湖水浓缩，马海湖盆与古柴达木湖隔离成为封闭湖盆并有盐类沉积，因气候

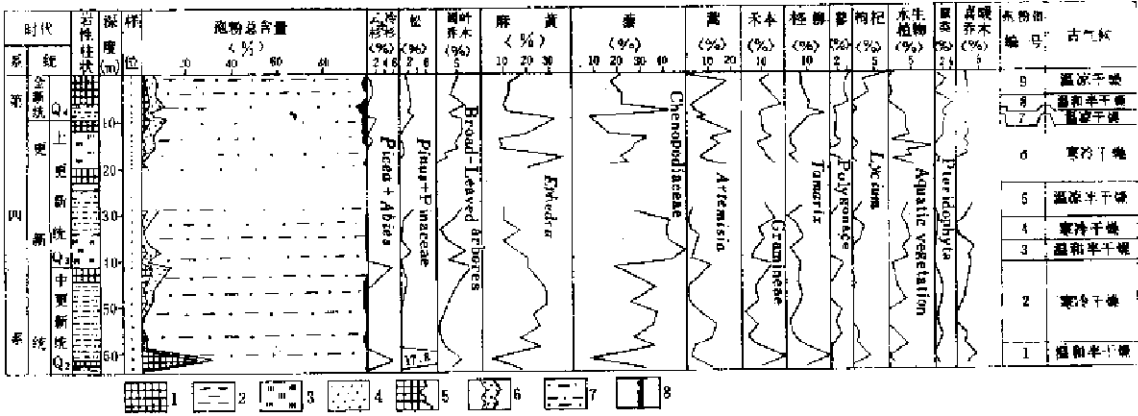


图 3-2 马海盆地 ZK 8012 孔第四纪地层孢粉图

1—石盐；2—粘土；3—淤泥；4—粉砂；5—针叶乔木；6—阔叶乔木；7—草本及小灌木；8—藻类孢子

干冷与湿温的交替，导致马海湖盆封闭与连通的交替，从而形成盐类与碎屑沉积的互层。马海盆地由于第五次新构造运动的强烈抬升，使原有的背斜构造更加隆升，加之由于 0.03 Ma 以来的第三次气候恶化引起的极度干燥，使马海湖在构造的控制下自西北向东南急剧收缩、干涸，形成迄今见到的大面积干盐滩。

可见，湖盆的演化及成盐作用的进行，除受构造控制外，古气候的影响也是非常重要的。

二、沉积物特征

沉积物的形成条件不同，其沉积特征存在着明显的差异，综合沉积物的各种特征可以推断沉积物形成时的环境因素。

（一）碎屑沉积物

根据对马海盆地 ZK 4012、ZK 8012、ZK 2412、ZK 6412 等钻孔碎屑及重矿物的研究，发现上新统地层和第四系地层中碎屑及重矿物成分基本是相同的。

碎屑成分以钾长石、斜长石、石英、岩屑为主，有少量方解石碎屑、黑云母碎片、白云母碎片，局部有石膏碎屑。岩屑种类较多，有中性火成岩屑、花岗岩屑、片麻岩屑、石英岩屑、硅质岩屑、泥晶灰岩屑、泥岩屑、泥质砂岩屑等（图版Ⅱ-5）。本区碎屑岩中长石碎屑与岩屑含量（二者合计）一般为20—25%，长石比较新鲜，且常见极不稳定的岩屑，成分成熟度低，说明当时物源区以物理风化为主，沉积物未经远距离搬运，为快速沉积的产物。云母碎片多出现于粉砂、粘土等细碎屑沉积物中，是稳定性较差的矿物，因此，它们的出现也反映了沉积物为近物源的较快速堆积。

重矿物成分主要为辉石、普通角闪石、绿帘石、黝帘石、磁铁矿、褐铁矿，并有少量电气石。其中辉石、普通角闪石属不稳定的重矿物，绿帘石、黝帘石为中等稳定的重矿物，磁铁矿为稳定重矿物，电气石属极稳定的重矿物。重矿物组合中辉石、普通角闪石有相当广泛的分布，也说明沉积区距母岩剥蚀区较近，沉积物未经远距离搬运。从表3-1中可看出，重矿物在碎屑岩中的含量与碎屑物的粒度和沉积环境有关。由于重矿物的粒度很细小而比重大，所以在粗粒级碎屑沉积物（如含砾粗砂等）和极细碎屑沉积物（如含粉砂的碳酸盐粘土、钙泥质粉砂等）中含量都较低，只有1—2%；而在细中砂、细砂、粉细砂中含量较高，达3%以上。重矿物的含量与沉积物的形成环境之间的关系亦很密切，冲洪积环境中，由于洪流的搬运能力强，快速搬运、快速沉积，碎屑粗细混杂，因而重矿物含量一般较高；而滨浅湖环境中，由于受波浪的簸选、淘洗等改造作用，碎屑分选、磨圆较好，重矿物含量较低；盐湖环境中，形成的砂层多为洪水搬运直接入湖沉积的，因而重矿物含量也较高。

表 3-1 马海盆地 ZK4012 孔重矿物特征表

时 代	采样位置	岩 性	重矿物%	重矿物种类	环 境
Q ₃	0—1.60m	含石膏、石盐之粉砂粘土	2.21	辉石、普通角闪石、绿帘石、黝帘石、磁铁矿、褐铁矿、电气石	盐湖环境
	8.95—9.05m	含石盐的中粗砂	1.12		
Q ₂	29.45—30.45m	土黄色泥质细砂	3.12	辉石、普通角闪石、绿帘石、黝帘石、磁铁矿、褐铁矿、电气石	盐湖环境
	74.25—74.52m	含砾粗砂	1.17		
Q ₁	131.87—132.10m	含泥质球粒的细中砂	0.72	辉石、普通角闪石、绿帘石、黝帘石、磁铁矿、褐铁矿、电气石	滨浅湖环境
	142.83—143.09m	灰色不等粒砂	1.10		
	189.64—189.74m	灰色钙质中粗砂	1.35		
	213.90—214.24m	中粗砂与粉细砂互层	2.09		
N ₂	335m	黄褐色含粉砂的碳酸盐粘土	1.90	辉石、普通角闪石、绿帘石、黝帘石、磁铁矿、褐铁矿、电气石	冲洪积环境
	344—345m	棕色钙泥质不等粒砂	3.46		
	376.10—377.13m	黄褐色细中砂	3.08		
	538.6—540.45m	钙泥质含粉砂的中细砂	3.32		
	578.16—579.95m	褐色细砂	2.44		
	606.47—607.95m	棕褐色钙泥质粉砂	1.11		

ZK 4012 孔从开孔至终孔重矿物的组合与碎屑成分基本上没有变化，而且 ZK 8012、ZK 4008、ZK 4020 等钻孔沉积物中重矿物组合与 ZK 4012 孔基本一致。根据重矿物组合及岩屑分析，物源区岩性为片麻岩、大理岩等变质岩及花岗岩等火成岩和有沉积岩分布

的区域，这与祁连山区及赛什腾山系、达肯大坂、马海大坂的岩性组合是一致的。

由 39 个钻孔揭露的中、上更新统地层中，砂层厚度所占比例绘制的马海盆地中、上更新统砂层含量等值线图（图 3-3，图 3-4）表明，盆地内粗碎屑的分布是不对称的，中更新世沉积物在西北部 and 东南部粒度较粗；而晚更新世沉积物则沿赛什腾山前和盆地南缘粒度较粗。根据离物源区愈近沉积物中粗碎屑含量越高的原则，说明盆地在中更新世时主要物源区，是在其北西方向，可能是来源于祁连山水系的水源经由花海子盆地注入；其次是来源于马海大坂、达肯大坂的水系经由鱼卡盆地从盆地南部注入，而此时的赛什腾山还不是主要的物源区。晚更新世时，由于第四次新构造运动的影响，赛什腾山系强烈隆升，北部物源区才明显地表现出来，而西北部补给却大大减弱，来自东南部鱼卡河水系的补给相对增强。

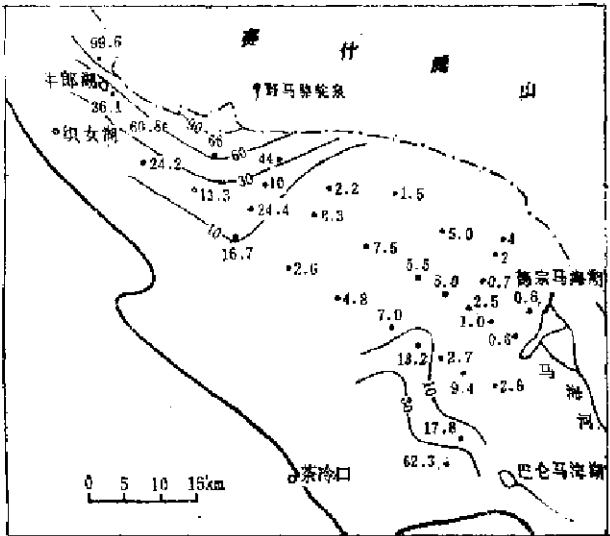


图 3-3 马海盆地中更新统 (Q_2) 砂层百分含量等值线图

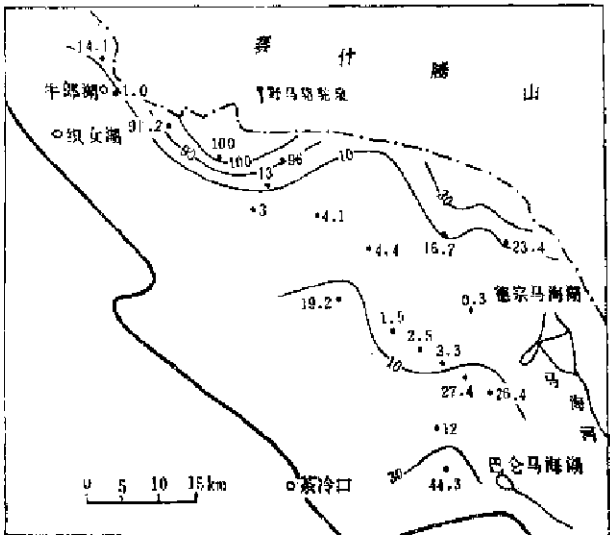


图 3-4 马海盆地上更新统 (Q_3) 砂层百分含量等值线图

(二) 化学沉积物

马海盆地地层中出现的化学沉积物种类较少,仅有十几种,有碳酸盐矿物——方解石、文石、白云石、菱镁矿、碳钙镁石,硫酸盐矿物——石膏、半水石膏、芒硝、无水芒硝、钙芒硝、白钠镁矾、钠镁矾、杂卤石,氯化物——石盐、光卤石、水氯镁石、钾石盐,以及少量无水钾镁矾、钾盐镁矾等(表3-2)。其中出现最多、分布范围较广的主要为碳酸盐矿物(以方解石为主)、石膏、石盐和芒硝。

碳酸盐矿物:主要是方解石,在第三系及第四系地层中皆有广泛分布。在第四系地层的下部碳酸盐矿物以方解石、文石为主,往上出现白云石、菱镁矿。按成因可分为再沉积和原生沉积两种。再沉积成因的碳酸盐是物源区母岩经风化、破碎、水流搬运至湖盆中形成的;原生沉积的碳酸盐则是湖水盐度升高达到 CaCO_3 饱和,或湖水更加浓缩, Mg^{2+} 进一步富集达到 MgCO_3 饱和时,由湖水中直接沉淀形成的。碳酸盐矿物往往与粘土及细小的碎屑混杂。

碳酸盐矿物在沉积物中的产出形式有五种:(1)以盆外颗粒的形式产出。多为方解石碎屑或泥晶灰岩屑(图版Ⅱ-6),为物源区母岩风化的产物,在各种环境的沉积物中都普遍存在。这种碎屑属不稳定碎屑,它的存在也说明源区以物理风化为主,快速剥蚀、快速沉积(湖水偏碱性)。(2)以盆内颗粒的形式产出。如鲕粒的壳层、团粒等(图版Ⅲ-1,Ⅲ-2)。这种产出形式只存在于水动力条件较强的滨浅湖环境中。而且多呈浅色(灰白色、浅绿灰色)。(3)以基质的形式产出。常与粘土矿物一起作为较粗碎屑岩的基质,并有被石膏交代的现象(图版Ⅲ-3)。以基质形式产出的碳酸盐可以是再沉积的,也可以是原生沉积的,如ZK 4012孔上新统中下部产于冲洪积环境的含砾砂岩中的基质方解石属再沉积的;而产于滨浅湖环境中的基质方解石既有原生沉积的,也有再沉积的,应分别称为“亮晶”和“泥晶”,但在具体工作中不易区分。(4)以纹层状产出。此种碳酸盐属原生沉积的,见图版Ⅲ-4,常出现在黑色淤泥和绿灰色、深灰色、灰白色的细碎屑层中,碳酸盐微晶聚集呈纹层(1—2 mm厚)与粘土、粉砂的纹层或石膏的纹层互层。其形成环境应属静水的湖心或浅湖,此时的湖水位可能较高,构造背景较稳定,碎屑物质补给不充分。(5)与粉砂、粘土混生的碳酸盐。此种碳酸盐的成因与第(3)种相同,再沉积和原生沉积二者都有,不易区分。这种细粒沉积物常见块状构造。如ZK 4012孔中常见的绿灰色、褐色含粉砂的碳酸盐粘土(图版Ⅲ-5)。这种沉积物生成于地质背景较稳定、碎屑物质补给较充分的条件下。

湖泊沉积物中碳酸盐矿物的 $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比值与湖水盐度有密切关系(见表3-3)。 $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比值与湖水盐度一般呈正相关关系,湖水盐度高,湖水中 Mg^{2+} 富集程度也高,从湖水中沉淀形成的碳酸盐矿物中 Mg^{2+} 在 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 中所占比例亦高,因而 $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比值就高;反之, $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比值则低。因此,当碳酸盐矿物与粘土、粉砂共生时,湖水浓度较低,盐类矿物尚未结晶,其 $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比值也较低。如1号样(碳酸盐与黑色淤泥互层) $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比值为0.12;而当碳酸盐矿物与原生石膏共生时,湖水的盐度比与碳酸盐粘土共生时高,其 $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比值也升高,如2号样 $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比值增为0.35。

从表中还可看出,相同岩性不同颜色及相同岩性相同颜色但形成阶段不同的沉积物,其 $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比值也不同。如7号样与14号样虽都为绿灰色,但岩性不同,前者碳酸盐矿物含量低, $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比值为0.09,说明湖泊处于淡水—微咸水阶段,而后者以碳酸盐为主的

表 3-2 马海盆地矿物成分统计表

种类	矿 物	分子式	共生矿物	分 布	备 注
氯化物	水氯镁石	$MgCl_2 \cdot 6H_2O$	石盐、光卤石	局限在牛郎湖、织女湖	
	光卤石	$KMgCl_3 \cdot 6H_2O$	石盐、钾石盐、水氯镁石	牛郎湖、织女湖和 ZK 7204 孔附近	
	钾石盐	KCl	石盐、无水钾镁矾、钾盐镁矾	ZK 7204 孔附近	
	石盐	NaCl	与所有盐矿物共生	分布于整个矿区	
硫酸盐	无水钾镁矾	$K_2Mg_2(SO_4)_3$	石盐、钾盐镁矾	ZK 7204 孔附近	
	钾盐镁矾	$KMg(SO_4)Cl \cdot 3H_2O$	石盐、无水钾镁矾	ZK 7204 孔附近	
	白钠镁矾	$Na_2Mg(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$	石盐、钠镁矾、无水芒硝、钾盐镁矾	产于个别钻孔 6 m 以上层位中	
	钠镁矾	$Na_{12}Mg_7(SO_4)_{13} \cdot 15H_2O$	石盐、白钠镁矾、无水芒硝、钙芒硝	产于个别钻孔 6 m 以上层位中	
	无水芒盐	Na_2SO_4	石盐、钙芒硝、白钠镁矾	分布较为普遍	多数是芒硝脱水而成
	芒硝	$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$	石盐、钙芒硝、白钠镁矾	分布较为普遍	部分脱水为无水芒硝
	钙芒硝	$Na_2Ca(SO_4)_2$	石盐、石膏、无水芒硝、碳酸盐	产于石盐层之下	常有交代石膏现象
	杂卤石	$K_2Ca_2Mg(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$	石盐、石膏、泥质物	产于个别孔中 10 m 以上层位	常有交代石膏现象
	石膏	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	石盐、钙芒硝、无水芒硝、半水石膏、硬石膏、泥质物	分布于整个矿区的各个层位中	
	硬石膏	$CaSO_4$	石盐、钙芒硝、无水芒硝、半水石膏、硬石膏、泥质物	分布于整个矿区的各个层位中	多由石膏脱水而成
	半水石膏	$2CaSO_4 \cdot H_2O$	石盐、石膏、钙芒硝、碳酸盐、砂泥质	分布较为普遍	具交代石膏现象
硼酸盐	硼硅钙镁石		石盐、芒硝、多水硼钠石、方硼石	分布于南八仙盐坑中	硼土
	多水硼钠石		石盐、芒硝、硼硅钙镁石、方硼石	分布于南八仙盐坑中	硼土
	方硼石	$Mg_3B_7O_{13}Cl$	石盐、芒硝、硼硅钙镁石、多水硼钠石	分布于南八仙盐坑中	硼土

续表

种类	矿 物	分子式	共生矿物	分 布	备 注
碳酸盐	方解石 文石 白云石 菱铁矿 铁钙磷石			分布于整个矿区	淡水湖产物

据魏新俊等,柴达木盆地西部富钾盐湖物质组分、沉积特征和形成条件研究(内部)

表 3-3 马海盆地酸溶 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 分析表

样 号	采 样 位 置		岩 性	$\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$	湖水盐度
8	ZK 4012	13.79—16.89m	灰褐色含碳酸盐的粘土	0.55	较低
9	ZK 4012	23.16—26.13m	绿灰色粘土碳酸盐	1.10	高
10	ZK 4012	31.15—31.53m	灰绿色粉砂碳酸盐粘土	1.04	高
11	ZK 4012	31.53—31.81m	黑色淤泥	0.38	较低
12	ZK 4012	45.13—47.37m	灰绿色含粘土的碳酸盐	0.12	很低
13	ZK 4012	54.88—55.60m	黄褐色碳酸盐粘土	0.10	较低
14	ZK 4012	143.09—146.40m	灰绿色含粘土的碳酸盐	0.38	较低
7	ZK 4012	170.54—173.98m	灰绿色粘土	0.09	很低
16	ZK 4012	283.71—287.91m	褐色碳酸盐粘土	0.37	较低
2	ZK 4012	38—39m	细粒石膏与碳酸盐互层	0.35	较低
1	巴仑马海	湖底第 3 号坑	碳酸盐与黑色淤泥互层	0.12	很低

$\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比值增至 0.38,说明后者沉积时湖水的盐度比前者沉积时高。又如 9 号样虽然颜色、岩性与 14 号样相同,但 $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比值却高至 1.10,是因为湖泊这时已变成卤水湖,湖水浓度更高的缘故。

石膏:石膏在马海盆地的分布十分广泛,在上新统及第四系地层中均有产出,在下更新统中首先出现石膏沉积,向上多数石膏产于泥岩段及盐段中盐层之下的泥质物中。石膏可与石盐、钙芒硝、无水芒硝、半水石膏、硬石膏、泥质物等伴生。

马海盆地地层中所含石膏的成因有再沉积、原生沉积和成岩期化学沉积三种,现代地表或近地表毛细作用形成的石膏不包括在内。石膏亦有五种产出形式:(1)以碎屑的形式产出。多出现在粗碎屑层中,石膏被破碎或磨圆(图版Ⅲ-6)。这种石膏来源于物源区母岩或湖盆内早期形成的石膏。前者属“陆源碎屑”,后者属“内碎屑”性质。(2)呈自形晶体产出。视晶体形状及大小有针状、叶片状、板状及粗大菱形晶体等(图版Ⅳ-1),星散分布或沿裂隙分布,有的聚集成团块状产出。自形石膏生成于沉积期,可反映沉积环境及湖水的盐度变化。但粗大菱形石膏往往包裹有大量的泥质物而呈灰、褐、黑等色,并由于泥质物的存在而显示清楚的环带构造(图版Ⅳ-2,Ⅳ-3),它是沉积晚期至成岩期孔隙卤水浓缩以沉积期沉淀的石膏晶体为“晶芽”生长加大的结果。ZK 4012 孔 336 m 以下未见这种石膏,是与冲洪积环境相符的,336—297.22 m 出现了粗大的自形石膏,说明马海盆地已开始由淡水的冲-洪积环境向咸水湖过渡。(3)呈薄层状或纹层状产出的它形、半自形粒状石膏。这种石膏是原生沉积形成的,粒度细,层厚只有几毫米至几厘米,可与碳酸盐、粘土纹层成薄互层(图版Ⅳ-4),为湖水浓缩的产物。由于湖水浓度较高,石膏晶芽

多，生长速度快而呈它形或半自形细粒状。由碳酸盐、粘土纹层与石膏纹层组成的韵律层构造指示了咸—盐湖浅湖环境。（4）产于裂隙或层间裂隙中的纤维状石膏。呈纤维状垂直裂隙壁平行生长（图版IV-5），一般比较纯净。为成岩期或成岩期后形成的，无环境指示意义。（5）以嵌晶式胶结物形式产出。所谓“嵌晶式”是指在显微镜下胶结物呈粗大的晶体，在比较大的范围内光性方位一致，碎屑颗粒被包在其中（图版IV-6）。以这种胶结方式形成的砂岩非常坚硬。钻孔岩心中可见到由于胶结物成分不同而显示的纹层状构造，如图版V-1，V-2中由嵌晶式石膏为胶结物的纹层与以碳酸盐、粘土作胶结物的纹层组成的季节纹层，反映了由于季节变化引起的湖水浓度的变化。在显微镜下也可以见到粗大的自形石膏在加大的过程中互相结合成一片，将碎屑“嵌”在其中，形成嵌晶式胶结。可见这种形式的石膏除有形成于沉积期的，也有生成于成岩期或成岩期后者。

石膏的 $\delta^{34}\text{S}$ 值通常与古盐度呈正相关，为此对盆地中不同沉积环境、不同形态的石膏作 $\delta^{34}\text{S}$ 测试，结果见表 3-4。从表中可看出， $\delta^{34}\text{S}\%$ 值变化范围为 12.5—21.2%，属正常的陆相盐湖硫酸同位素值范围。另外还可看出，从冲洪积环境→浅水湖泊环境→盐湖环境， $\delta^{34}\text{S}\%$ 值由小到大，与石盐共生的石膏 $\delta^{34}\text{S}\%$ 值最高。此外，不同形态的石膏由于生成于湖泊演化的不同阶段，而湖水的盐度在不同的阶段是有差异的，所以 $\delta^{34}\text{S}\%$ 值也不同。

表 3-4 马海盆地石膏 $\delta^{34}\text{S}$ 分析综合表

采样地点	岩 性	石膏产出形态	$\delta^{34}\text{S}\%$ (‰)	环境
ZK 7612 31.12 m	灰白色含粉砂的粗巨粒石盐	粗大透明石膏	21.20	盐 湖
ZK 4012 6.30—8.15 m	绿灰色含粉砂石膏的粘土	粗大菱形石膏	18.40	
ZK 4012 23.18—26.13 m	绿灰色粘土碳酸盐	自形石膏	18.1	
ZK 4012 53.76—54.04 m	灰褐色含石膏的粘土	粗大自形石膏	17.1	
ZK 4012 248.93—249.43 m	灰黑色含粉砂的粘土	呈层状产出的它形细粒石膏	15.7	沼 泽
ZK 7612 156.5 m	灰黑色含粉砂的淤泥夹石膏薄层	呈薄层状产出的细粒石膏	15.1	
ZK 4012 195.56—198.01 m	灰绿色含石膏的粘土碳酸盐	针状及叶片状石膏	14.7	浅 咸 湖
253.68—256.92 m	褐色含粉砂的粘土	呈“团块状”产出的细小石膏	15.0	
287.91—238.41 m	绿灰色泥质粉砂与粘土（两层相间）	纤维石膏脉	15.9	
288.85—288.92 m	含粘土碳酸盐的石膏	呈薄层状产出的粒状石膏	16.7	
290.32—290.45 m	含石膏的粉砂	针状石膏	15.7	
ZK 4012 297.02—297.22 m	灰色石膏胶结的钙泥质不等粒砂	嵌晶式石膏胶结物（交代钙泥质）	12.5	冲 洪 积
430.05—430.19 m	浅褐色石膏胶结的钙泥质细中砂	嵌晶式石膏胶结物（交代钙泥质）	12.6	

石盐：马海盆地自早更新世晚期开始直至全新世，都有石盐的沉积。石盐是马海盆地含盐系地层的主要组成矿物，分布面积 1800 km²，产出层段超过 300 m，与盆地内所有盐矿物均可共生。按其成因不同，石盐有原生和次生之分。次生石盐呈皮壳状或栉状，如 76 勘探线南端坑 QK 29 土黄色中细砂的顶部有少量呈皮壳状产出的石盐，这种石盐是由于原含盐层被溶解后，经蒸发以原含盐层的顶面为生长基面再结晶的产物；栉状石盐是在干盐滩近地表处由于毛细蒸发作用形成的细长针柱状石盐沿裂隙或孔洞生长。原生石盐常见半自形、全自形立方体晶形，纯净者无色透明，包裹有泥质者受混入量多寡影响，具不

的成因类似,只是形成时代较新,盐类矿物含量更高,起翘强烈紧密,盐类矿物增生迅速,表面吸附粘土、粉砂。如68勘探线北端钾肥厂附近即为典型的刀锋状微地貌(图版T-6)。

综上所述,潜卤水埋深、盐壳形成早晚及盐壳的物质组成是影响微地貌形态的三个主要因素。然此三者之间并不是互相孤立的,而是有着密切的内在联系。盐湖一般都经过了由淡水湖→咸水湖→盐湖→干盐湖的演化过程,在此过程中,湖水盐度不断升高,逐渐浓缩成盐,易溶盐类矿物的含量不断增高,与此同时湖水逐渐向盆地低洼处迁移,直至干涸。因此,晚形成的盐壳其时代较新,且地势低洼,潜卤水埋藏较浅。由于盐类矿物结晶顺序的不同,决定其钾镁盐矿物含量偏高,而钾镁盐矿物的溶解度比石盐及其它盐类高,因此,更易潮解及“吸附”粉砂粘土,从而在微地貌上常表现为地形平坦、地表潮湿、负地形、龟裂纹不发育等特征,有时呈蠕虫状地貌。可见,在野外工作时,对盐壳上微地貌的大面积系统观察,有助于了解地质时期湖水的迁移、湖盆演化以及对成钾有利地段的预测。

根据上述观点,作者对马海盐壳微地貌进行了系统观察,发现由东往西微地貌的变化有一定的规律,由蜂窝状、蠕虫状盐壳→起翘中等的盐壳→起翘强烈的盐壳(见图2-1),局部地段由于物质成分不同,起翘程度与此规律有某些差异。由微地貌的变化得出,马海湖盆东南部光卤石富集带的盐壳新,从76勘探线向40勘探线盐壳越来越老。并由此推测,马海湖演化时,湖水由西向东收缩迁移,最后汇集于德宗马海湖西北部的光卤石富集带。此结论与马海湖盆演化历史是吻合的。

三、现代沉积次环境

如前所述,现在的马海盆地除大面积分布的干盐滩、风蚀残丘及风成砂堆、山前倾斜平原外,蓄水面积很小,主要有东部的德宗马海湖、巴仑马海湖及西部的牛郎-织女湖群。

牛郎-织女湖群位于干盐滩西北缘,由互不连通的12个小湖组成,湖水面积约1 km²,湖群面积数平方公里,平均水深0.1m。这些小湖星散分布在早、中更新世(Q₁₋₂)所组成的风蚀残丘间的低洼地带,其中有些已近于干涸,有石盐、光卤石、水氯镁石析出。水化学类型属氯化物型。湖水矿化度很高,如牛郎湖水矿化度为492.8 g/L, pH=4.40,比重1.343,几种主要离子含量为:K⁺ 720.0 mg/L, Na⁺ 2400.0 mg/L, Ca²⁺ 28643.6 mg/L, Mg²⁺ 106804.0 mg/L, Cl⁻ 355576.9 mg/L, SO₄²⁻ 128.6 mg/L。另外Li⁺ 24.5 mg/L, F⁻ 0.5 mg/L, Br⁻ 12.5 mg/L, BO₃⁻ 480.4 mg/L;湖水的δ¹⁸O为-10.1‰, δD为-79‰。牛郎湖水矿化度如此之高,但δ¹⁸O和δD值却与大气降水相当(图6-1中N₁、N₂),从同位素角度分析,造成这种反常现象只可能有两个原因:(1)极度蒸发作用,(2)外来盐分和水体的加入。现场考察,在湖底虽有光卤石和水氯镁石的沉积,但在牛郎湖旁ZK 1612孔中(孔深246m),却未见石盐层和其它易溶盐类沉积。另外,在牛郎湖底有上升泉,泉水盐度较高,泉水周围有光卤石和水氯镁石的堆积。因此,牛郎-织女湖群中光卤石、水氯镁石不是古湖水经长期蒸发浓缩的结晶,而是来自深部的高矿化度补给水及周边淋滤组分略受蒸发、浓缩的产物。而深部循环水是其主要的物质来源。

巴仑马海湖位于干盐滩东南缘,面积4.5 km²。1988年调查时水深仅10—15 cm(中

盐含量一般比褐色层高,而绿灰色层多为细碎屑沉积物,如含粉砂的碳酸盐粘土,粘土碳酸盐、粉砂等;褐色层总体上较绿灰色者粗,绝大多数砂、砾及砂质粘土等较粗沉积物都呈褐色。第三系上新统地层几乎全由褐色层组成,仅在顶部夹有薄的绿灰色夹层(如 ZK4012 及 ZK1612 孔),第四系更新统地层为褐色层与绿灰色层的互层,全新统又以褐色为主。褐色层多具块状构造,水平层理构造次之,纹层状构造极少见;而绿灰色层水平层理构造发育,水平纹层状构造亦很常见。纹层状构造是由碳酸盐纹层与粘土纹层或粉砂纹层与碳酸盐粘土纹层构成的,反映了湖水的周期性变化。碳酸盐纹层代表湖水的浓缩,粘土纹层代表相对的淡化,这种纹层构造形成于较稳定的湖心或浅湖环境。碎屑物质补给较少。而碳酸盐粘土、粉砂纹层互层组成的纹层状构造则主要是由碎屑物质补给的改变、水动力条件的微弱变化引起的,可形成于滨浅湖、沼泽环境中(图版 V-3)。

褐色层与绿灰色层的 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比值不同,褐色者 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比值较高,生成于氧化环境,绿灰色者 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比值较低,形成于弱还原环境。

褐色层常与洪水流或湖水的变浅有关,而这两种不同成因的褐色层的成分、结构、构造等方面的特征又不同,前者具明显的洪流沉积特征,而后者静水沉积特征明显。绿灰色层是较稳定湖相沉积的标志之一。由于褐色层与灰绿色层的形成机制不同导致如上所述的诸多差异。

结合湖泊演化分析,在较稳定的湖泊发展阶段由于湖水一般较深,表现为弱还原环境,因此绿灰色层所占比例较高,进入盐湖阶段后,由于湖水变浅,甚至呈半干—干盐湖,氧化作用增强从而绿灰色层减少。如 ZK4012 孔早更新世—中更新世中期(297.22—78.38 m)属较稳定的滨浅湖时期,绿灰色层总厚 84.74 m,占 39%,自中更新世中期至晚更新世(78.38 m 以上)发展到盐湖阶段,绿灰色层总厚 21 m,占 27%。从横向上看,在早、中更新世整个马海盆地都为湖水覆盖,由于盆地西高东低,从而湖水西浅东深且如前所述此时主要物源区在西北部,故西北部受洪流影响较大,使得东部钻孔中的绿灰色层所占比例比西部高。

总之,褐色碎屑沉积物与快速沉积或浅湖水氧化条件下的缓慢沉积有关,而绿灰色层则与还原条件下的缓慢沉积有关。

黑色淤泥层仅出现在第四系地层中,其物质成分为粘土、粉砂及碳酸盐,有的含石膏,有机质含量较高,具纹层状或块状构造,属静水沉积,形成于滞水还原环境下,在沼泽和湖心均可生成。在沼泽环境中形成的黑色淤泥,一般粉砂含量较高,多呈块状,有生物活动的遗迹;而湖心环境生成的黑色淤泥主要由粘土、碳酸盐组成,几乎不含粉砂,具纹层状构造,含有原生的黄铁矿(在层面上)。据此判断 ZK4012 孔的黑色淤泥大多形成于沼泽环境,而盆地中部—东部(ZK6412 孔一带)湖心相淤泥较多。

沉积物中均含有微量赤铁矿和磁铁矿,遭受氧化时 $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$,受到还原时 $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$,故可把 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比值作为探讨氧化还原环境的主要指标。而 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 本身与沉积环境间有密切的关系,如在湖相沉积中,湖水变深使 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 降低,湖水变浅 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 升高。又如冲洪积环境沉积物由于长期暴露于空气中,其 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 明显高于湖积物。有机碳含量的高低从另一侧面反映沉积物生成时的氧化还原程度,其含量的高低也对 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 有所影响。为此,对褐色层、绿灰色层和黑色淤泥层作了 Fe^{3+} 、 Fe^{2+} 及有机碳测试,见表 3-5。如以 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} \leq 0.2$ 为强还原、0.2—1 为弱还原、1—2 为弱氧化、

表 3-5 有机炭及 Fe^{3+} 、 Fe^{2+} 分析表

样号	采样位置	岩性	环境	有机炭 (%)	Fe^{3+} (%)	Fe^{2+} (%)	$\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$
1	ZK 4012 3.10—5.20m	黄褐色含粉砂的粘土	盐湖	0.09	1.45	0.92	1.58
2	ZK 4012 9.65—11.81m	深灰色碳酸盐粘土	沼泽	0.21	0.50	1.04	0.48
3	ZK 4012 13.0—13.79m	灰黑色碳酸盐粘土	沼泽	0.16	0.21	1.87	0.23
4	ZK 4012 13.99—15.0m	灰褐色含碳酸盐的粘土	盐湖	0.07	0.70	1.07	1.70
5	ZK 4012 30.45—31.15m	土黄色含石膏的粘土	盐湖	0.10	0.97	1.00	1.00
7	ZK 4012 31.53—31.31m	黑色粘土	沼泽	0.18	1.09	1.67	0.65
8	ZK 4012 31.81—32.21m	黄灰色含石膏的粘土	盐湖	0.17	1.20	1.22	1.00
9	ZK 4012 32.21—32.65m	黑色碳酸盐粘土	沼泽	0.19	0.82	1.57	1.40
11	ZK 4012 38.22—38.46m	灰色粉砂质粘土	盐湖	0.12	0.58	1.17	0.50
13	ZK 4012 49.34—51.99m	绿灰色粘土	盐湖	0.25	0.58	1.22	0.46
14	ZK 4012 68.24—68.58m	绿灰色含石膏的粘土	盐湖	0.18	0.69	0.80	0.86
15	ZK 4012 68.58—69.07m	黄褐色含粉砂的粘土	盐湖	0.11	1.66	1.31	1.27
16	ZK 4012 69.07—69.57m	绿灰色含石膏粉砂的粘土	盐湖	0.22	0.63	1.37	0.46
17	ZK 4012 69.57—70.05m	黄褐色粘土	盐湖	0.13	1.33	1.34	0.99
18	ZK 4012 70.05—71.07m	绿灰色含粉砂的粘土	盐湖	0.09	0.89	0.94	0.95
19	ZK 4012 70.05—71.07m	黄褐色泥质粉砂夹层	盐湖	0.10	1.21	1.02	1.19
20	ZK 4012 114.28—114.78m	黑色淤泥 (具水平层理)	沼泽	0.22	1.22	1.50	0.81
21	ZK 4012 125.36—131.27m	棕褐色含粉砂的碳酸盐粘土	滨浅湖	0.08	0.28	0.91	0.29
22	ZK 4012 152.38—153.05m	黑色粘土碳酸盐	沼泽	0.15	0.59	1.13	0.52
23	ZK 4012 170.54—173.96m	绿灰色碳酸盐粘土	滨浅湖	0.42	0.55	1.65	0.33
24	ZK 4012 173.96—176.08m	褐色碳酸盐粘土	滨浅湖	0.13	1.40	1.35	1.04
25	ZK 4012 178.08—177.66m	绿灰色碳酸盐粘土	滨浅湖	0.19	0.54	0.98	0.55
26	ZK 4012 177.66—178.48m	褐色碳酸盐粘土	滨浅湖	0.09	1.68	1.41	1.19
27	ZK 4012 184.67—185.60m	含粉砂和有机质的粘土	沼泽	0.23	0.73	1.99	0.37
28	ZK 4012 185.60—187.49m	粉砂质碳酸盐粘土	滨浅湖	0.63	0.72	1.65	0.44
29	ZK 4012 224.43—231.42m	绿灰色粘土	滨浅湖	0.25	0.83	1.72	0.48
30	ZK 4012 253.68—256.92m	褐色细粉砂质碳酸盐粘土	滨浅湖	0.11	1.33	1.24	1.07
31	ZK 4012 256.92—257.38m	灰褐色含粉砂的碳酸盐粘土	滨浅湖	0.15	0.81	1.19	0.68
32	ZK 4012 283.71—287.91m	褐色碳酸盐粘土	滨浅湖	0.05	1.65	1.35	1.22
33	ZK 4012 290m±	深灰色粘土	滨浅湖	0.43	1.17	1.72	0.68
34	ZK 4012 336m	褐色含粉砂的粘土	冲-洪积	0.09	1.99	1.13	1.76
35	ZK 4012 425.38—429.42m	棕色含粉砂的粘土	冲-洪积	0.06	1.21	0.76	1.59
36	ZK 4012 559.56—561.54m	棕色粘土	冲-洪积	0.07	2.06	1.09	1.89
37	ZK 4012 598.73—600.48m	棕色粉砂粘土	冲-洪积	0.07	1.43	0.74	1.93
39	ZK 4012 248.93—249.43m	灰黑色粉砂质碳酸盐粘土	滨浅湖	0.10	0.58	1.10	0.48
40	巴仑乌海湖底坑3中	黑色淤泥		0.20	0.67	0.82	0.82
41	ZK 7612 259m	灰黑色粉砂质淤泥		0.27	0.63	1.52	0.41

≥ 2 为强氧化环境的标准，经计算不同颜色岩层的 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比值的算术平均值为：褐色者 1.27、绿灰色者 0.57、黑色者 0.56。褐色者最高，在 1 至 2 之间，说明其形成于弱氧化环境；绿灰色与黑色的 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比值相差很小，在 0.2 至 1 之间，反映二者都形成于弱还原环境中，二者之间颜色的差异主要是有机质含量的高低引起的。从表中还可看出，同为褐色层，但生成于冲洪积环境中的褐色层 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比值要比湖泊环境中形成的褐色层高，说明冲洪积环境氧化程度更高。而 Fe^{3+} 、 Fe^{2+} 与有机炭的相关图（见图 3-5）较明显地反映了有机炭与 Fe^{3+} 的相关性，即有机炭与 Fe^{3+} 之间呈负相关， Fe^{3+} 含量高时有机炭含量低，有机炭含量高时 Fe^{3+} 含量反而低。这与有机炭形成机制与氧化还原条件之间的关系是完全吻合的。

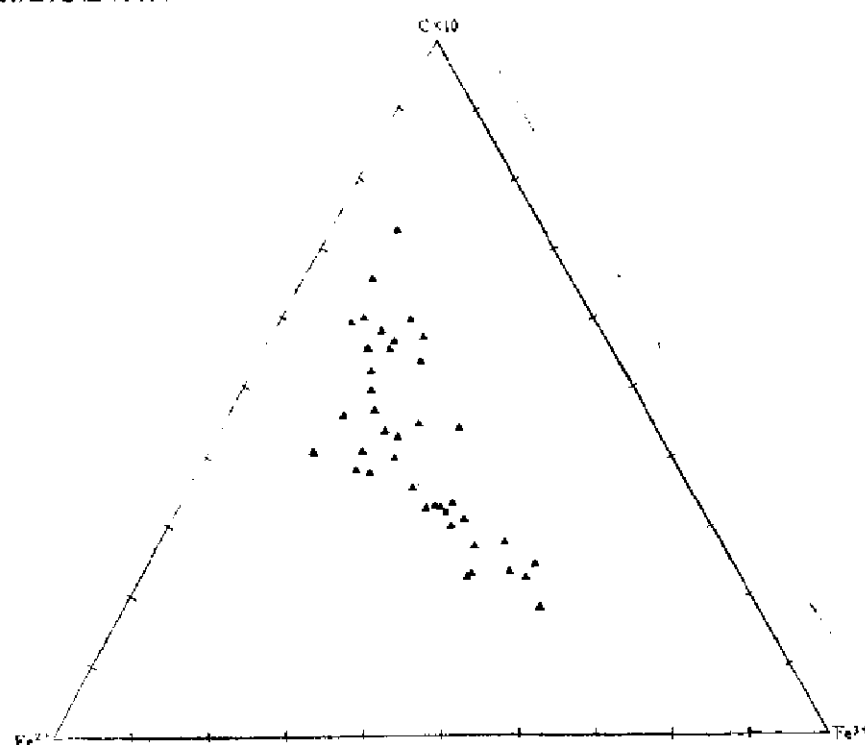


图 3-5 Fe^{2+} Fe^{3+} $\text{C} \times 10$ 相关图

（四）砂层与盆内颗粒

1. 砂层

砂层在马海盆地各时代地层中均有分布，盆地中各钻孔揭露地层也几乎都有砂层。但视钻孔所处的位置不同，砂层在地层中所占比例及其单层厚度有很大差别，盆地边缘钻孔砂层在地层中占的比例大于靠近盆地中心部位的钻孔，并且粒度也要粗一些，厚度也较大。砂层的结构、构造随其在盆地中所处的部位不同也有很大差异；即使同一钻孔，不同时期形成的砂层，其特征也相差甚远。这反映了各种不同沉积环境之间水动力条件的差异，以及地质历史时期湖盆的收缩与扩张。

研究砂层的物质成分、结构、构造及其在盆地中平面上的分布，对于研究盆地的环境，恢复岩相古地理有很大帮助。砂层的物质成分在前面已有所论述，现在主要对砂层的结构构造作一阐述。砂层的结构、构造对于其形成时的水动力条件的反应是比较敏感的，

沉积环境、水动力条件不同,所形成的砂层的结构、构造也就不同。马海盆地中沉积的砂从搬运介质上分有:洪水流搬运的、波浪改造的、风力搬运的以及河流搬运的四种。从沉积环境上分有:冲洪积扇端沉积的砂,滨浅湖沉积的砂及盐湖环境中沉积的砂。

a. 冲-洪积环境中形成的砂层

冲-洪积环境中形成的砂是洪流(包括扇端的漫流、片流)及间歇性河流搬运沉积的。碎屑分选差,粒径 $0.2-1.0\text{ mm}$,细、中、粗砂混杂,并可含砾,磨圆差,多呈次棱角状,结构以杂基支撑结构为主(杂基由粘土、碳酸盐、粉砂等组成)见图版V-1。在薄片中还常见泥砂混杂,砂包泥、泥包砂的现象(图版V-5, V-6)。其成因为,洪流期洪水流搬运能力强,进入湖盆后,流速锐减,碎屑物质迅速沉积,致使碎屑未经充分的重力分异作用,粗细混杂。较细粒级的砂层常具水平层理构造(成分的差异或粒级不同造成),这通常是洪积扇端洪水流沉积过后的洪水漫流、片流(水动力条件较弱)沉积的结果。如ZK 4012孔 $488.02-488.47\text{ m}$ 棕色钙质细粉砂,由于粉砂、细砂及碳酸盐粘土呈薄层聚集而表现出水平层理构造。由于洪流的扰动作用,还可形成紊流层理构造(图版VI-1)。所谓“紊流层理”是指具水平层理构造的沉积物在固结前又再次受到水流作用,使原来的水平层理被搅乱了。这种构造常发育于洪水流前缘扇端环境中。从粒度曲线看,如ZK 4012孔 $339.71-340.95\text{ m}$ 黄褐色含砾的粗中砂和ZK 4012孔 $566.46-568.26\text{ m}$ 黄褐色细中砂(图3-6, 图3-7),其洪流沉积特征明显,频率曲线表现为多峰、平缓、开阔,分选很

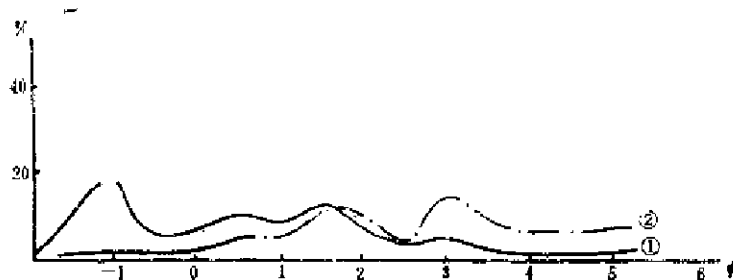


图 3-6 洪流沉积砂的频率曲线

- ① ZK 4012 孔 339.71—340.95 m 含砾的粗中砂;
② ZK 4012 孔 566.46—568.26 m 细中砂

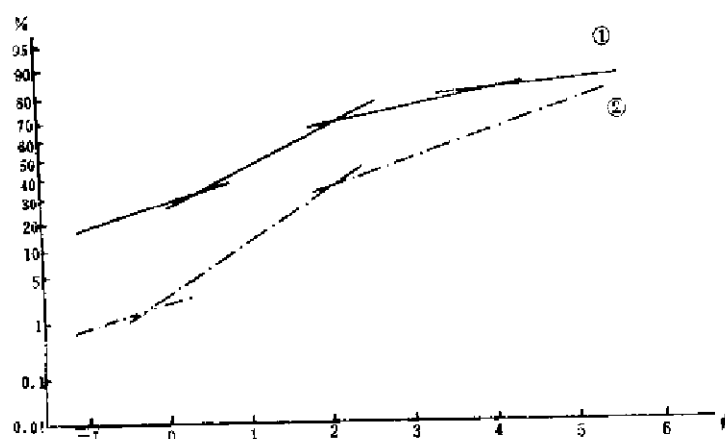


图 3-7 洪流沉积砂的概率累积曲线

- ① ZK 4012 孔 339.71—340.95 m 含砾的粗中砂;
② ZK 4012 孔 566.46—568.26 m 细中砂

差；概率累积曲线特点是碎屑全由悬浮总体组成，粒度区间大，成一波折的曲线，以很小的坡度延伸，分选很不好。

b. 滨浅湖环境中形成的砂层

形成于滨浅湖环境的砂有以下三种类型：洪流（包括间歇性河流）搬运入湖直接沉积形成的砂、湖浪改造形成的砂以及洪流（包括间歇性河流）搬运入湖的砂与波浪改造形成的砂二者的混合。由于洪流搬运的砂入湖后快速沉积，未受改造或改造微弱，因而保留了洪流沉积的诸多特征，如碎屑分选、磨圆差，重矿物含量较高，具杂基支撑结构，基质含量可达40—50%（粘土质较多），一般为块状构造，或具递变层理构造。其粒度曲线特征与冲洪积环境扇端相的砂相似，如ZK 4012孔102.10—102.58 m灰色不等粒砂的粒度曲线（图3-8）。如果洪水流或间歇性河流搬运的砂在滨浅湖（主要在滨湖）地带沉积后未被掩埋而处于浪击面之上，就会受到波浪的改造作用，而砂层的结构、构造特征可反映其遭受波浪改造作用的程度。如果具颗粒支撑结构，石膏嵌晶式胶结，钙质胶结或出现鲕状结构，碎屑的分选、磨圆较好（细中粒或中粗粒，次圆状），重矿物含量少，则表明波浪改造作用进行得较彻底。在构造方面，这种被改造较彻底的砂常具均匀块状构造，有的可具（显微）斜层理，微波状层理等。碎屑粒度分析频率曲线表现为单峰；概率累积曲线则表现为以跳跃总体为主，倾角较陡。如ZK 4012孔131.87—132.51 m的灰色石膏胶结的中砂，几乎不含重矿物，碎屑分选好，磨圆也较好，多呈次棱角—次圆状。含表皮鲕及团粒，颗粒支撑结构，石膏嵌晶式胶结（图版VI-2），其概率累积曲线的跳跃总体占74%，倾角 52° （见图3-9），此砂即属此种成因。如果波浪改造作用进行得不彻底，在薄片则常可见到洪流沉积特征的残余，如由钙、泥质、粉砂构成的杂基支撑结构的残余，常为粘土质钙质孔隙式胶结，碎屑的分选、磨圆也较差。

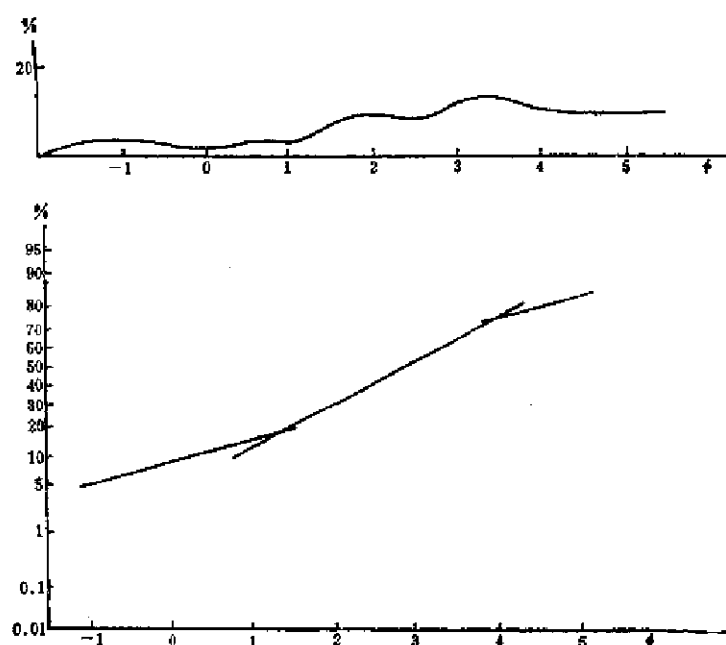


图 3-8 湖泊环境中洪流沉积的砂
(ZK4012 孔 102.10—102.58 m 不等粒砂)
上为频率曲线，下为概率累积曲线

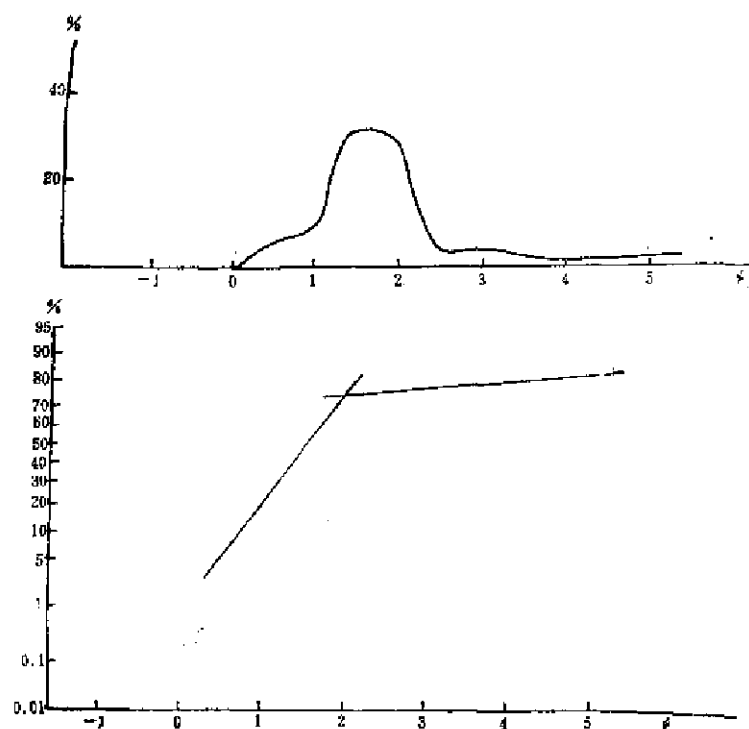


图 3-9 滨浅湖砂 (波浪改造)
(ZK 4012 孔 131.87—132.10 m 细中砂)
上为频率曲线, 下为概率累积曲线

湖盆中洪流沉积砂层的形成是由于构造活动较强烈, 构造抬升、湖盆水体收缩, 其间又多突发性洪水, 洪流将碎屑物直接搬运至湖滨沉积并被迅速埋藏, 从而保留了洪流沉积的特征。而湖浪改造砂层的形成机制为, 稳定的构造背景 (盆地沉降), 湖水位较高, 原在滨岸、浅水带沉积的洪积碎屑物受到波浪的长期改造, 粘土质及细小的碎屑物被淘洗簸扬掉而形成了分选、磨圆较好, 颗粒支撑结构的砂。因水体盐度高低不同而形成方解石胶结或石膏胶结, 并可形成鲕粒。如果由于气候或构造条件的变化, 湖水收缩, 使原处在滨浅湖环境中被波浪改造较彻底的砂, 在被埋藏固结前又与洪水搬运来的碎屑物混杂在一起, 就形成了一种在结构、构造上既具洪积特征又具滨浅湖波浪改造特征的碎屑沉积物, 其碎屑磨圆度有好有差。如 ZK 4012 孔 192.62—194.08 m 的泥质不等粒砂, 具递变层理构造, 分选较差, 杂基支撑结构, 杂基含量达 40% (成分为粘土、粉砂及微晶方解石), 以上均为洪流沉积特征。但在显微镜下却可见粒级相同的碎屑 (同为粗—中砂, 0.40—0.75 mm), 磨圆度却不同, 多数为棱角状—次棱角状, 部分却呈次圆状, 磨圆度相差悬殊, 后者应属波浪改造的砂 (图版 VI-3)。对此样进行粒度分析, 计算峰度值:

$$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})} = 0.76$$

峰度值的大小与物源及沉积环境有关, 峰度值的变化与外来物的加入和沉积区的改造能力也有关。如果 K_G 值很低, 说明沉积物未经改造就进入新环境, 而且新环境对它的改造也不明显。本样 K_G 值比较低也说明了这一点。这种类型的砂粒度曲线特征与纯粹的洪流沉积或波浪改造彻底的砂 (滨浅湖砂) 均不同, 与前者区别是除悬浮总体外, 尚有跳跃总体存在, 与后者区别是跳跃总体含量少, 如 ZK 4012 孔 238.99—239.28 m 石膏及泥钙

质胶结的不等粒砂，在概率累积曲线上除悬浮总体外，尚有 35% 左右的跳跃总体（见图 3-10）。显微镜下，见碎屑分选呈两级——粗粒、细粒，粒度相差较大，而无递变现象，粗者磨圆好（次圆状）；细者磨圆差（次棱角状，棱角状），并与粘土、碳酸盐混杂填充在粗碎屑之间。这种粗粒砂即为原湖滨波浪改造的砂，其它则为洪流搬运的砂，两者混杂并一同沉积下来（图版 VI-4）。

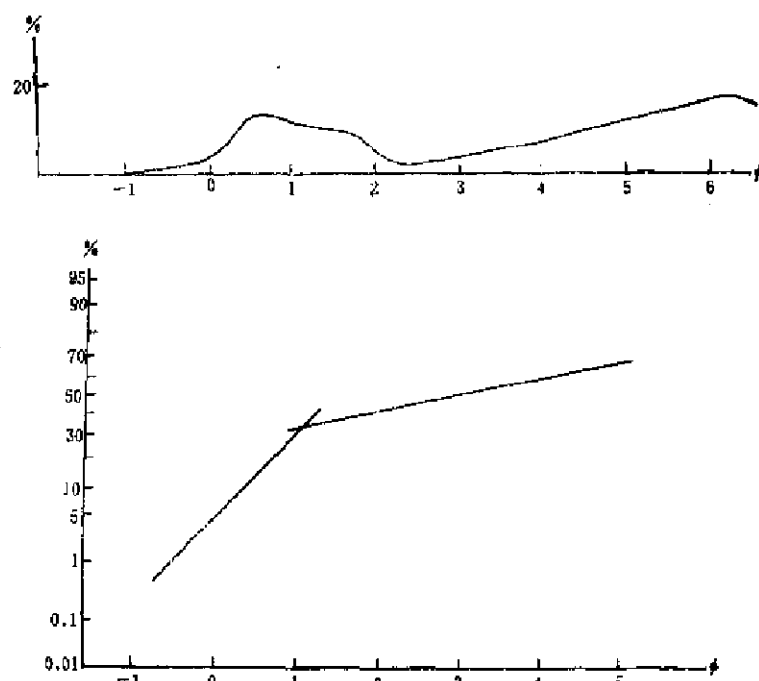


图 3-10 湖泊环境中洪流砂与波浪改造砂的混合
(ZK 4012 孔 238.99—239.28 m 不等粒砂)
上为频率曲线，下为概率累积曲线

c. 盐湖环境中形成的砂层

马海湖盆演化进入成盐期后，由于构造抬升及气候的恶化，马海湖发展总趋势是湖水越来越浅，浓度越来越高，湖水面积越来越小，以至最终变成半干盐湖甚至干盐湖，因此在盐湖环境中沉积的砂层洪流沉积特征明显，并由于气候干旱多风，风成砂也普遍存在（图版 VI-5）。在湖盆边部，风成砂粒可被直接吹扬入湖，洪水流也可将湖缘带的风成砂携至湖中沉积。根据 ZK 4012 孔磨制薄片的鉴定，盐湖环境中沉积的砂的显著特点是碎屑粒径明显分为两级——粗中砂和粉细砂。前者磨圆极好，呈次圆至滚圆状；后者棱角状—次棱角状，杂基支撑结构，具块状构造或递变层理构造（图版 VI-6）。频率曲线除具洪流沉积的特点外（多峰，宽幅，粒度区间大），在 0—2 ϕ 间有风成砂的马鞍状双峰，概率累积曲线上除悬浮总体外尚有一跳跃总体，结合显微镜下特征，跳跃总体的碎屑砂粒磨圆极好，有的具氧化铁薄膜，不同于普通滨浅湖波浪作用形成的砂。如 ZK 4012 孔 40.30—40.41 m 具粒序层理的不等粒砂和 ZK 4012 孔 38.46—38.60 m 含细砂的中粗砂（图 3-11，图 3-12）。

2. 盆内颗粒

马海盆地第四系地层中的盆内颗粒多种多样，归纳起来有鲕粒、团粒、内碎屑、泥质

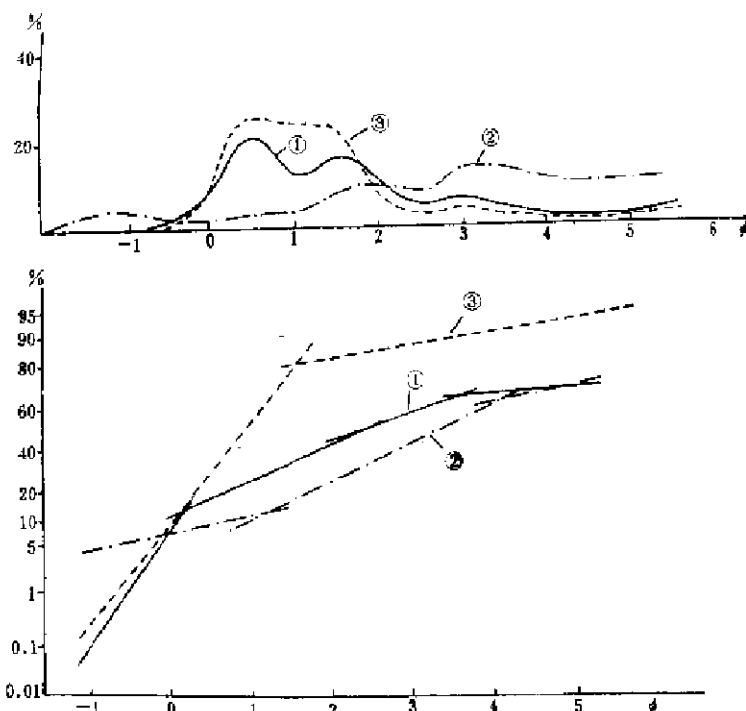


图 3-11 盐湖环境中具粒序层理的不等粒砂与湖泊环境中洪流砂及风成砂的对比

- ① ZK4012 孔 40.30—40.41 m 具粒序层理的不等粒砂(含风成砂);
- ② ZK 4012 孔 102.1—102.58 m 洪流沉积不等粒砂;
- ③ ZK 4012 孔附近地表风成砂;

上为频率曲线, 下为概率累积曲线

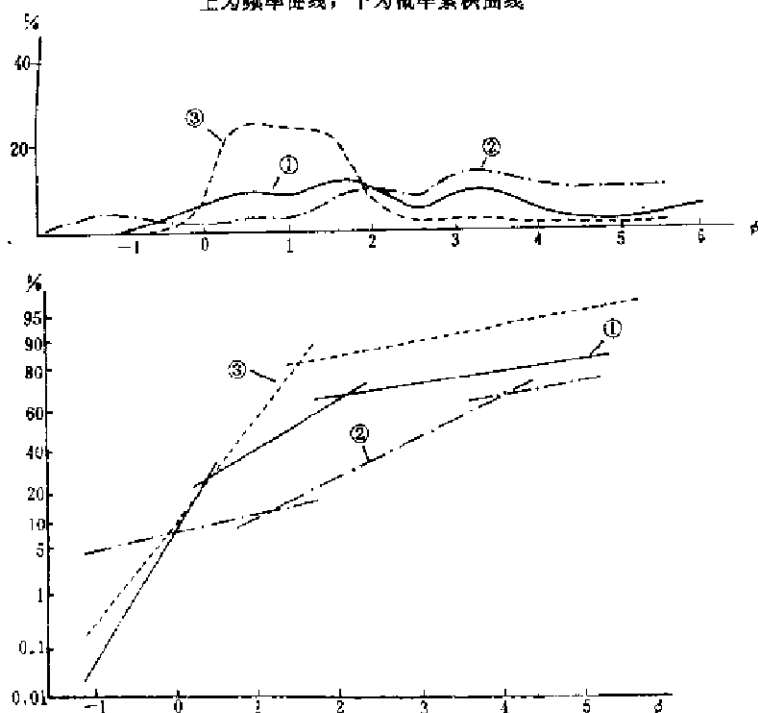


图 3-12 盐湖环境中分选两级的砂与湖泊环境中洪流沉积砂和风成砂的对比

- ① ZK 4012 孔 38.16—38.60 m 含细砂的中粗砂(分选两级, 含风成砂);
- ② ZK 4012 孔 102.10—102.58 m 洪流沉积的不等粒砂;
- ③ ZK 4012 孔附近地表风成砂;

上为频率曲线, 下为概率累积曲线

球粒等。

鲕粒形成的必要条件是： CaCO_3 溶液达到过饱和，有适宜的碎屑核心，颗粒受到扰动。马海湖在其演化过程中，某些时期的某些地段，由于具备了这些条件，因而有鲕粒的生成。从现有资料看，下更新统一全新统地层中均有分布，见鲕粒钻孔有：ZK 2412 孔（8.06 m，高能鲕与低能鲕混杂，属 Q_3 ；93.0 m，低能鲕，属 Q_2 ），ZK 4008 孔（20 m，低能鲕，属 Q_2 ），ZK 4012 孔（131 m，248 m，低能鲕，属 Q_1 ），ZK 4020 孔（79.54 m，低能鲕，属 Q_2 ），ZK 7220 孔（1.05 m，高能鲕，属 Q_4 ），ZK 7612 孔（276 m，低能鲕，属 Q_2 ），ZK 8012 孔（ Q_2 底部，低能鲕）。

鲕粒粒径一般为 0.1—0.5 mm，鲕核成分为矿物碎屑（石英、长石、方解石等）和岩屑，包壳由微晶碳酸盐（文石和方解石）和粘土组成，以前者为主。包壳可为单层或多层（4—7 层），具放射状、同心圆状和放射-同心圆状构造。只有一层包壳，而且厚度小于鲕核半径的鲕粒称作表皮鲕（图版 VII-1），其形状取决于鲕核的形状。表皮鲕属低能鲕，形成时水动力条件较弱，微晶碳酸盐围绕鲕粒沉积而成。具多层包壳（3 层以上）往往具同心圆结构的鲕属高能鲕，其形成时水动力比较强，常形成于浅水动荡环境中（如波浪搅动作用较强的浅水滨岸带），由于湖水的搅动，鲕粒在生长过程中（即微晶碳酸盐逐渐附着沉积过程），不停地悬浮滚动而形成同心圆结构。显微镜下发现高能鲕与低能鲕常混杂在一起，并且鲕粒有变形和破碎现象，如 ZK 7220 孔 1.05 m 灰色鲕粒岩（图版 VII-2）。这种现象表明高能鲕形成后又被搬运至低能环境中与低能鲕一起沉积。鲕粒间胶结物多为嵌晶式石膏，也有的被碳酸盐和少量粘土胶结，反映鲕和胶结物的形成一般不是同时的，鲕先在湖滨地带形成，而后湖水收缩鲕粒又被带入湖中，由于湖水盐度的升高，沉淀出石膏把它们胶结起来。

内碎屑是湖盆中的沉积物在固结前又被水流或波浪扰动破碎形成的碎屑，形状不规则，内部构造复杂。所见到的内碎屑由泥晶碳酸盐、粘土和粉砂（甚至有的含细砂）组成（图版 VII-3），团粒和泥质球粒的成因与内碎屑相似，只是破碎后又受到波浪改造作用，形状变圆球状或棒状。团粒的成分以泥晶方解石为主，少量粘土（图版 VII-4）。泥质球粒则以粘土为主，颜色暗黄。有的团粒因富含有机质而变黑（图版 VII-5）。在鲕粒岩中往往夹有少量团粒、泥质球粒，说明它们的形成环境相似。

第四章 沉积相分析

马海地区自 N_2 末— Q_1 早期的第一期新构造运动强烈抬升之后, 由一个宽阔的冲积平原变成了一个半封闭的湖盆, 至中更新世末期第四次新构造运动抬升, 变成一完全封闭的湖盆。其间共沉积了近 300m 厚的第四纪湖相碎屑沉积和化学沉积。而在赛什腾山前等周缘地区则形成了较厚的冲-洪积相粗碎屑沉积。

一、沉积相类型及特征

(一) 冲-洪积相

在盆地周缘地区(赛什腾山前、南八仙、马海农场等)沉积有冲-洪积扇相、冲-洪积平原相。其分选不好, 一般呈厚层状。块状构造, 以粗碎屑砂、砾为主, 见有卵石层。洪水期后在粗碎屑层之上可沉积具水平层理构造的细碎屑层(粉砂、粘土及细砂)。沉积物为土黄色、棕红色。沉积层序可以 ZK 1009 孔为例。

ZK 1009 孔位于马海盆地西端, 孔深 167.98m, 全孔仅见几层总厚仅十几米的粉砂粘土和粘土粉砂, 其余为不同粒级的砂、砾层夹几十厘米厚的卵石层。沉积层序见图 4-1。

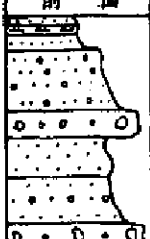
剖面	主要沉积特征	解释
	粉砂粘土成块状或水平薄层状构造; 砂层松散, 细、中、粗砂皆有, 以中、粗砂为主, 可含砾石及少量泥质、粉砂; 卵石层厚十几至几十 cm, 粒径 30—100 mm, 磨圆中等, 卵石间为砂, 细砾充填	河流, 洪流, 冲洪积相

图 4-1 马海盆地冲-洪积相沉积层序示意图

(二) 滨湖相

滨湖地带沉积作用受控因素较多, 如气候、汇流量、构造、物源区的岩性等等。由于经常受到拍岸浪冲刷, 沉积物粒度变粗, 加之湖水面的涨落, 因而沉积旋回频率较高, 单个旋回厚度小, 既有湖进序列, 也有湖退序列。

马海地区滨湖相沉积物为砂、含砾的砂及粉砂、粘土。分选磨圆较好。砂层结构多为颗粒支撑结构, 钙质、石膏质胶结, 可含鲕粒、石膏屑、团粒、内碎屑等, 呈薄层状与粉砂粘土互层, 偶见透镜状层理, 透镜体由粉砂、细砂组成, 是滨湖地带水动力条件的强弱变化的产物。沉积层序主要为湖进正旋回沉积, 偶见湖退反旋回沉积。沉积物颜色以土黄、黄褐、棕褐色为主, 夹绿灰色。此外, 在滨湖相沉积层序中可夹有滨湖沼泽相的黑色粉砂质淤泥。

马海盆地不同时期、不同地带滨湖相沉积类型不同, 可归纳为以下三种: 碎屑补给充

分湖水动荡的滨湖沉积；碎屑补给较充分而水动力条件强弱交替的滨湖沉积以及碎屑补给较少而咸化的滨湖相沉积（图 4-2）。

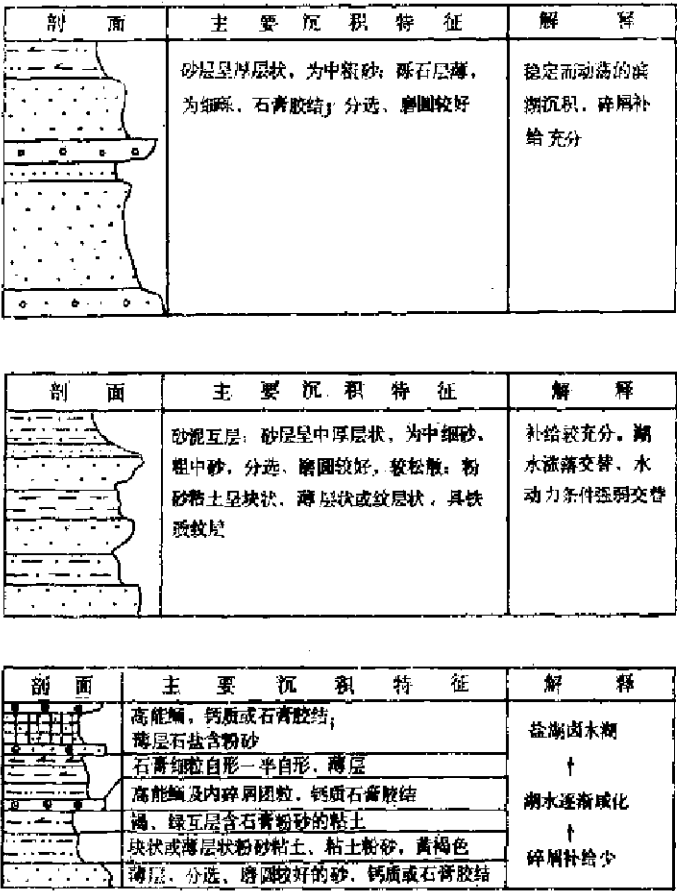


图 4-2 滨湖相沉积图解

（三）浅湖相

为本区分布最广的沉积相，沉积物为灰、深灰、绿灰及棕褐色粉砂粘土、粘土粉砂及粘土，间夹薄层细砂，含石膏，水平纹理较发育，纹层理由微晶碳酸盐纹层与粘土、粉砂纹层或细粒他形、半自行石膏纹层的互层组成，见有机质纹层。为静水浅湖环境的产物。

浅湖相沉积总的特征为棕褐、灰绿色互层，单旋回厚度可达十几米，绿灰色层纹理构造较棕褐色层发育，且碳酸盐含量及石膏含量较高；棕褐色层以均匀块状、厚层状构造为主，可见棕褐色细碎屑沉积物，多为丰水期碎屑补给较充分的情况下形成的。

此外，在盆地中、东部钻孔中见到由粘土、碳酸盐、有机质组成的黑色淤泥层，几乎不含粉砂，具纹层状构造，其上、下岩层或为绿灰、深灰色含石膏之粉砂粘土；或夹于盐层之间，应属浅湖湖心相沉积，可能是由于湖水咸化，生物大量死亡形成的。

浅湖相沉积随湖水面的涨落在某一时期内可与滨湖相沉积交互出现，浅湖相沉积层序图解见图 4-3。

（四）盐湖相

马海盆地第四系滨浅湖相细碎屑沉积物中多含有同生沉积石膏或沉积早期形成的石

剖面	主要沉积特征	解释
	黄褐色、赭红色，块状，薄层状	湖泊退缩
	粉砂质淤泥，灰黑色，含腐植质	
	不等粒砂，钙泥质胶结	
	黄褐，绿灰色互层	
	绿灰色，深灰色含粉砂粘土，粘土碳酸盐含量高，纹层状构造	稳定的浅湖相，湖心相缓慢沉积，湖泊扩张
	灰、黑色淤泥，块状，纹层状（黑、灰色纹层，有机质纹层），碳酸盐含量高，含石膏	
	绿灰色，棕褐色含粉砂粘土与粉砂粘土互层，块状薄层状构造，可具纹层状构造	
	绿灰色，棕褐色含粉砂粘土与粉砂粘土互层，块状薄层状构造，可具纹层状构造	

图 4-3 浅湖相沉积层序示意图

膏，严格地说，这些都应属盐湖环境的产物。但为了较方便地阐述湖盆的演化，仅将有成层石盐或其他易溶盐类出现的层段划为盐湖相。

本区盐湖相的化学沉积物主要有碳酸盐、石膏、石盐、芒硝、钙芒硝，在中、东部少数钻孔中有白钠镁矾、钠镁矾、杂卤石及钾石盐和光卤石。由于马海盆地位于柴达木盆地边缘距物源区近，在盐类沉积期间不断遭受淡化，故盐类沉积物中以石膏、石盐为主，且大面积分布。而芒硝、白钠镁矾含量很少，分布范围很小，钾石盐、光卤石则只局限于德宗马海湖西北近地表几米—十几米地层中（图 4-4）。

剖面	主要沉积特征	解释
	石盐，块状，蜂窝状，可夹泥质薄层；上部含层状分布的光卤石	构造抬升，盐湖退化，半干盐湖 → 干盐湖 萨布哈相
	石盐，含砂，泥多，含石膏，孔洞发育，含光卤石	
	土黄色，钙泥质胶结，含石膏、石盐	
	石盐，粗粒，含白钠镁矾或夹白钠镁矾薄层，较纯净	湖水持续咸化，浓缩
	灰黑色淤泥，含石膏及少量石盐，块状，纹层状	
	石盐，中粗，纯净或含少量泥质，可含芒硝或夹芒硝薄层	稳定的浅水盐湖相（湖心），成盐期碎屑补给较少
	绿灰、深灰色粘土碳酸盐或碳酸盐粘土夹黑色淤泥，含大量石膏并可夹石膏薄层，具纹层状构造	
	石盐，中粗粒，含少量粘土及粉细砂	浅水盐湖相
	绿灰色、深灰色含粉砂碳酸盐或粘土碳酸盐，含石膏较多，纹层状构造，可夹块状砂	
	棕褐色粘土，粉砂粘土，含少量石膏、石盐，块状，分选圆面较差，可含少量石膏和石盐	

图 4-4 盐湖相沉积层序示意图

在盆地的不同地区，蒸发盐类沉积出现的早晚不同。在东部 ZK 8012、ZK 7612 及 ZK 6412 孔等，早更新世地层中即有石盐层出现；而在 ZK 4012 孔以西，除牛郎-织女湖

群区有全新世 (Q_4) 盐类沉积外, 其它钻孔仅在上更新统 (Q_3) 中夹有薄层石盐, ZK 4012 孔一带仅在中更新统 (Q_2) 中部以上地层中才有成层的盐类沉积出现。此外, 东部盐层的单层厚度及累积厚度远比西部大, 这与盆地地形及周缘碎屑补给方向有关。

由于湖水含盐度过高, 在盐湖相沉积中无介形虫等生物化石, 在湖盆边部有磨圆极好的风成砂粒。有的还具氧化铁薄膜, 表明成盐期间气候干燥多风。

在盐类沉积过程中, 由于盆地常接受来自源区的突发性洪水或间歇性河水补给使湖水淡化, 盐类沉积常因此而中断; 或因气候过于干旱加之盆地基底隆升, 导致湖水干涸, 变成半干盐湖甚至干盐湖, 形成萨布哈相。

二、沉积相的纵向及横向分布和演变

由图 4-5、4-6、4-7 可见, 马海盆地自上新世后期至第四纪沉积相纵向上演变为: 在盆地北缘是由粗→细→粗 (碎屑岩相) 的完整沉积旋回, 即由冲积相→滨浅湖相→冲积相 (图 4-5)。在盆地中部为由粗→细→盐类沉积的正沉积旋回, 即由冲积相→滨浅湖相→盐湖相、干盐湖相。在盆地南缘, 根据盐类沉积的分布特征及部分钻孔资料推测, 中更新世中晚期至晚更新世, 应属滨湖相。

从横向上看, 自西向东, 自南向北, 地表沉积物由老到新, 钻孔揭露的第四系厚度为东厚西薄, 中部厚, 南北两侧薄。沉积相序特征见图 4-6、4-7。

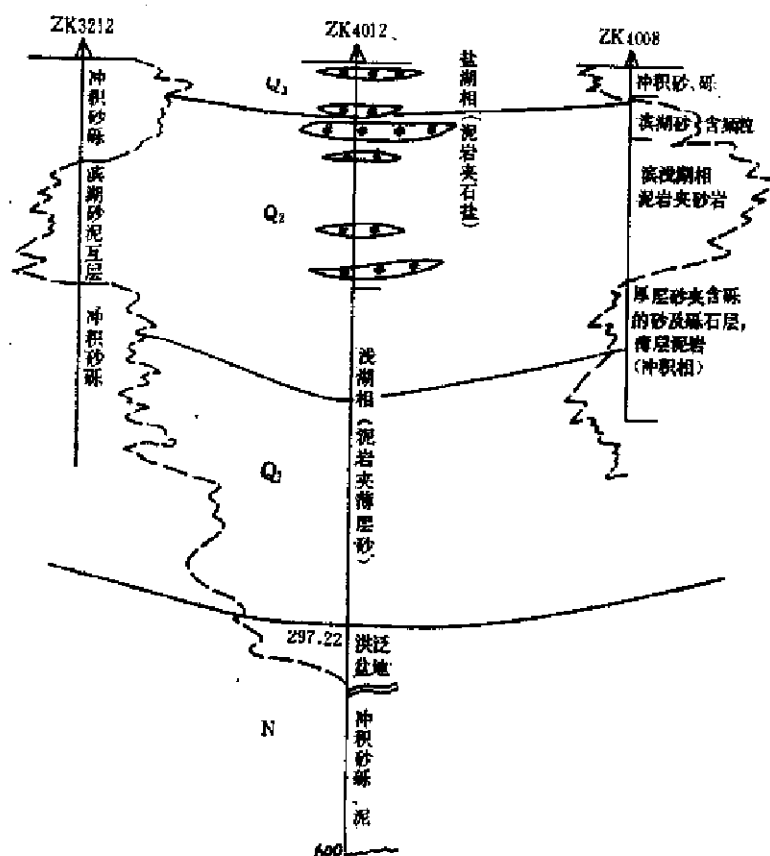


图 4-5 马海盆地沉积相纵向演变示意图

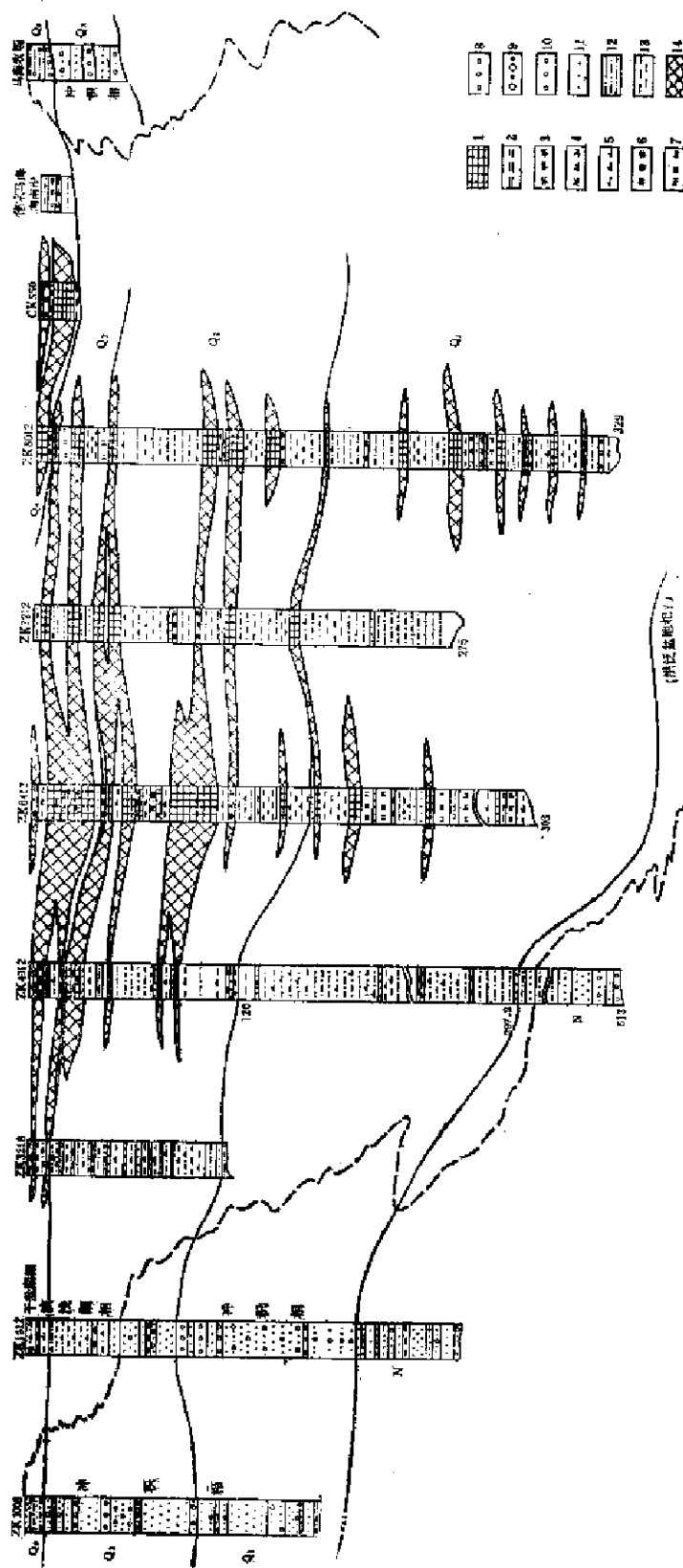


图 4-6 马海盆地东-西向钻孔剖面沉积相对比示意图

1—石盐；2—芒硝；3—白钠镁矾；4—光卤石；5—石膏；6—石盐（含量少于50%）；7—淤泥；8—细砂岩；9—卵石；10—砾石；11—砂；12—粉砂粘土、粘土粉砂；13—粘土；14—盐层

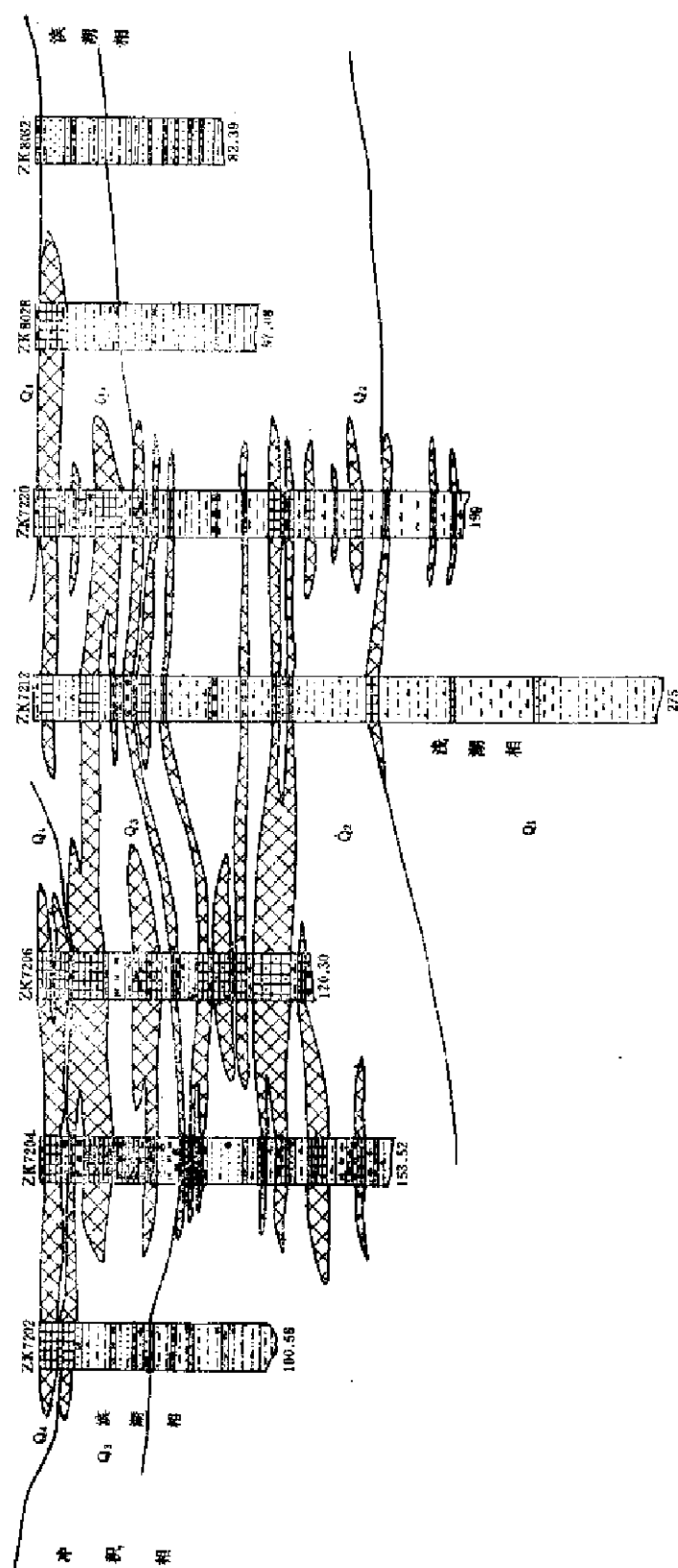


图 4-7 马海盆地南-北向钻孔剖面沉积相对比示意图
(图例同图 4-6)

第五章 马海盆地沉积环境与演化

一、沉积环境

沉积环境是指在物理上、化学上和生物上均有别于相邻地区的一块地球表面。物理上的因素包括风、波浪和流水的速度、方向和变化，气候和风化作用，温度的变化，降雨量及湿度。化学上的因素包括覆盖沉积环境的水的成分，汇集区岩石的地球化学性质等。生物上的因素包括动物和植物两类生物的作用。进行沉积环境分析，主要是依据沉积环境的物质表现——沉积岩相的物质组分与原生的结构、构造特征、生物特征等以及空间分布、恢复沉积物形成时的古地理环境及大地构造的环境。如沉积物颜色由灰黑色→灰色→褐色→黄色→红色代表沉积环境由还原环境渐变为氧化环境；碎屑物粒度的变化如由粘土、粉砂→砂→砾可指示湖水由深水静水→浅水或水上环境。介形虫属种也可指示沉积环境。如土星介指示淡水、浅水，单独出现则指示缓流水体，种类繁盛时指示气温高。玻璃介及其幼体小玻璃介一般称为池塘种，种类繁盛时指示气温低，在湖泊中指示近岸部分。湖花介生活于泥底湖泊，其大量出现指示少盐水—中盐水环境，见表 5-1。

表 5-1 柴达木盆地介形虫化石组合类型简表^①

组 合 类 型		主 要 属 种	环 境
真盐水组合(I)		肥胖真星介单种	咸水湖
半咸水湖相 (II组合)	II-1亚组合	疑湖花介与瘤正星介 2 种	半咸水湖
	II-2亚组合	湖花介—属	微咸—半咸水湖
	II-3亚组合	瘤正星介为绝对优势种，其它淡水种，微咸水湖相种少见	半咸水湖
淡水湖相 (III组合)	III-1亚组合	土星介为主，包括湖花介在内的其它种居次	湖滨（可能具潮流）
	III-2亚组合	玻璃介为主，包括湖花介在内的其它种居次	静水湖湾—湖沼
	III-3亚组合	湖花介为主，其它种居次	微咸—淡水湖
淡水池沼、 河湾—漫滩 (IV组合)	IV-1亚组合	玻璃介为主，不包括湖花介、正星介的其它种居次	淡水池沼
	IV-2亚组合	土星介为主，不包括湖花介、正星介的其它种居次	河湾—漫滩

略有修改

对于马海盆地沉积物的成分、结构、构造等特征在第三章中已作了较详细的论述，现

① 沈振垣、刘淑琴等，柴达木盆地第四纪含盐系地层划分及沉积环境的研究（内部），1990。

总结归纳如下:

1. 褐色碎屑岩相与洪水流的快速沉积或浅水缓慢沉积有关。
2. 灰绿色碎屑岩相为湖相较缓慢沉积, 其碳酸盐及石膏含量较高。
3. 黑色淤泥层多属沼泽环境的产物。
4. 粗大自形晶石膏属原生沉积(沉积后有加大)。它与薄层细粒状、针状石膏都只出现在湖泊环境中。
5. 湖泊发育时期经常受到洪流影响, 因此正常的湖相沉积物常与洪流沉积物混杂产出。
6. 鲕粒、内碎屑、团粒、泥质球粒等盆内颗粒只出现在湖泊环境中。

7. 由粘土纹层和微晶方解石纹层构成的具纹层状构造的细碎屑沉积及由碳酸盐纹层和石膏纹层构成的沉积均属湖心相沉积, 是静水沉积的产物, 纹层理属季节性韵律层理。

在此基础上, 依据对 ZK 4012 孔和 ZK 8012 孔(上部)以及其它钻孔的沉积环境分析对比, 从上新世至全新世划分出冲-洪积环境、洪积-湖积交互环境、滨浅湖环境(短暂的沼泽环境)和盐湖环境四种沉积环境, 见图 5-1, 在图中列举了沉积环境的划分依据。

(一) 冲-洪积环境

ZK 4012 孔 326.18—613.33m 和 ZK 1612 孔 78.69—246.91m (终孔) 为一套褐红色调的较粗碎屑沉积物, 其形成环境为冲-洪积环境。

第三纪期间柴达木盆地受构造的控制, 地势东高西低, 北高南低, 东缓西陡。马海沉积区位于柴达木盆地的北缘, 北与赛什腾山系毗邻, 此时尚未形成独立湖盆, 是柴达木古湖的淡水补给区, 鱼卡河流经本区东南部补给柴达木古湖。

上新世时期气候温暖湿润, 雨量充沛, 物源区古生代、中生代的碎屑岩系及元古代变质岩和各期的侵入岩提供了大量的碎屑物质, 因而形成了巨厚的较粗的洪积、冲积相沉积和棕红色的泛溢盆地沉积。

碎屑物质的搬运介质为洪流, 搬运能力较强, 碎屑物多呈悬浮状态经短距离搬运快速沉积而形成了分选磨圆差、具杂基支撑结构(粉砂、粘土、碳酸盐细小碎屑组成杂基)、厚层状、块状构造局部为递变层理构造的碎屑沉积(砾砂、含砾的砂、砂及含砾粉砂等)。洪水过后较平静的漫流在粗碎屑之上沉积了具水平层理构造的较细的碎屑物(粉砂、细砂、粘土)。有时, 在洪水泛滥期后可出现洪泛盆地沉积——棕红色的粘土岩。钻孔本段岩心由多个小韵律重叠组成, 每个小沉积韵律的组合为(由下向上): 含砾的砂→砂→粉砂粘土→粘土, 为下粗上细的正韵律, 就是这种间歇性洪水水流动力由强变弱多次重复的反映, 如图 5-2。

另外, ZK 4012 孔此段介形虫都是指示溪流环境的布氏土星介(*Liyoeyris bradyi*), 见图 5-3。

砂层的粒度曲线具明显的洪流特征(图 3-6、图 3-7), 砂级碎屑呈悬浮状态搬运。说明搬运介质为密度较大的洪水流。ZK 4012 孔本段砾的含量较少, 以砂级碎屑为主, 具水平层理构造, 认为以扇端次环境的沉积为主。

由于上新世时受来自祁连水系经花海子盆地从西北方向补给的影响, 使 ZK 1612 孔

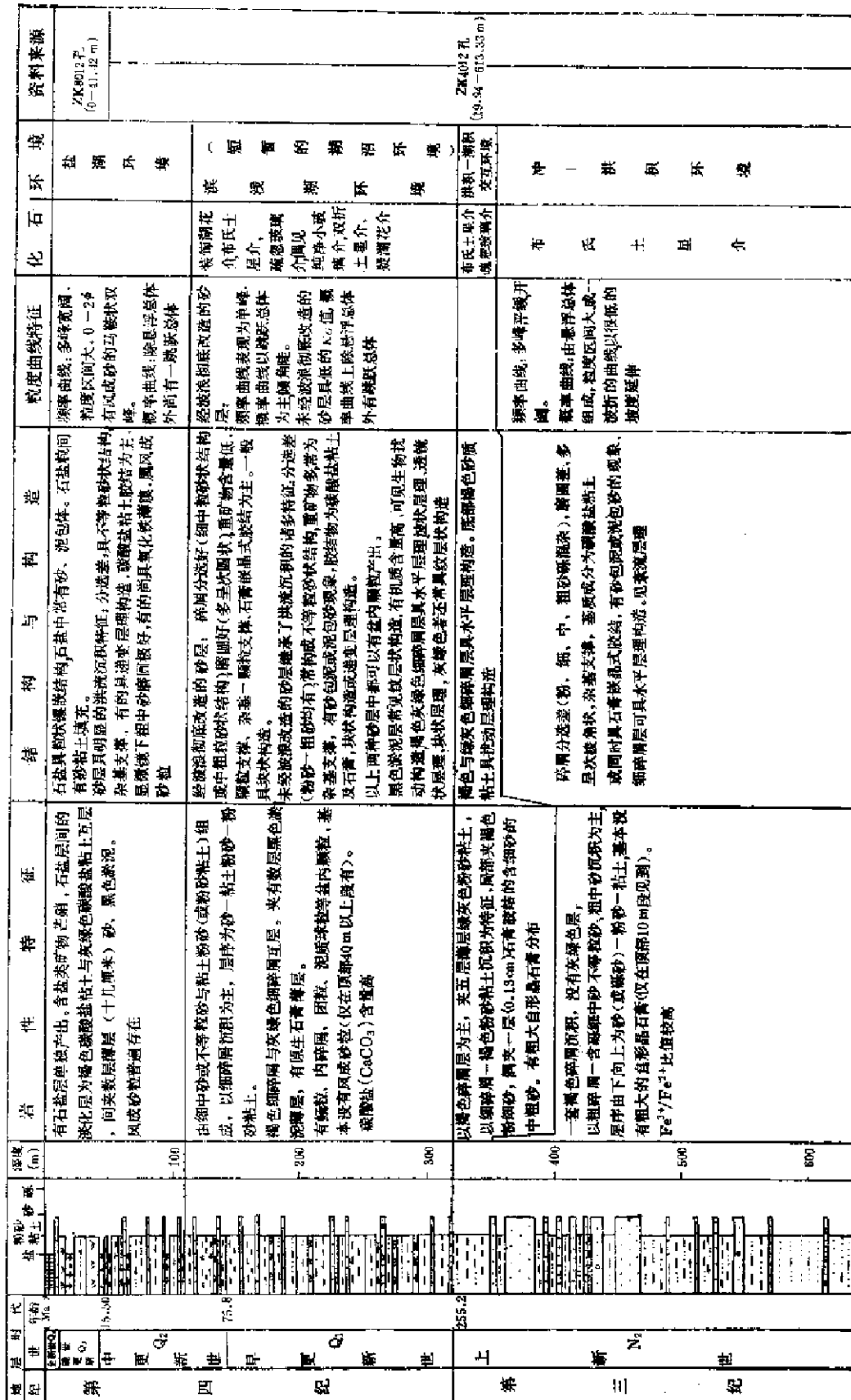


图 5-1 马海盆地沉积环境分析示意图

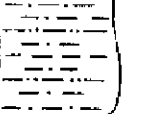
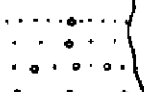
剖面	主要沉积特征	解 释
	棕红色粘土, 块状或纹层状构造	洪泛盆地相气候干热, 浅水
	棕褐色含粉砂的粘土, 粘土粉砂可具水平薄层理(1-10cm厚)或纹层理	
	黄褐色粉砂, 泥质粉细砂, 可具水平薄层理	河流相 河道充填及漫滩沉积
	土黄色, 黄褐色砂(中粗砂, 中细砂), 极松散, 分选, 磨圆较好	
	褐红色, 棕色砂质粘土, 细粉砂可具水平薄层理(1-2cm厚)	冲洪积扇中—扇端相, 间歇性洪流作用(泥流、漫流沉积)
	棕、褐红色砾砂, 含砾的砂, 粉砂, 泥质含量, 高, 分选, 磨圆较差, 块状构造, 可具递变层理(下粗上细)	

图 5-2 冲-洪积沉积韵律图解

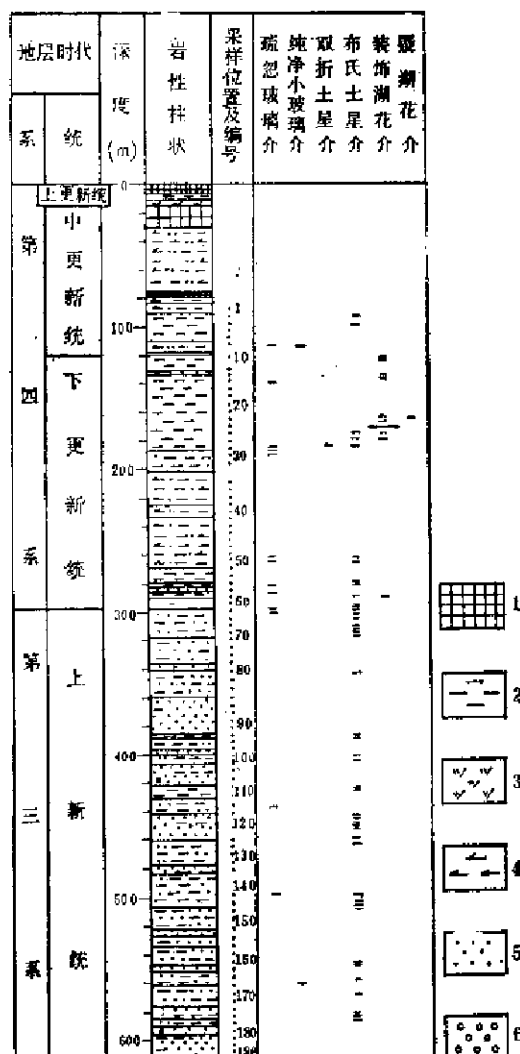


图 5-3 马海盆地 ZK 4012 孔介形虫分布示意图●
1—砾石; 2—粘土; 3—淤泥; 4—石膏; 5—砂; 6—砾石

砾石含量较高,细碎屑层占的比例很小(小于20%);而ZK 4012孔因距物源区相对较远,其砾石含量低,细碎屑层占的比例也较大(65%)。另ZK 4012孔本段下部比上部砾石含量高,这可能是由于强烈剥蚀作用使物源区趋向夷平或气候变化水量减少,洪流搬运能力减弱所致。

(二) 洪积-湖积交互环境

上新世末期,由于末期新构造运动的影响,使南缘第三系地层褶皱形成水下隆起,本区成为半封闭的凹陷,开始出现湖相沉积,ZK 4012孔326.18—297.22m即属该时期的产物。

该期沉积物以褐色为主,夹六层绿灰色粉砂粘土薄层,并开始出现粗大自形晶石膏。这些特点与326.18m以下(冲-洪积环境)全为褐色层、无粗大自形晶石膏以及297.22m以上(滨浅湖环境)褐绿互层、自形晶石膏大量出现都不同。

本段的褐色碎屑沉积以粉砂粘土(含砂)为主,具水平层理构造,可与细砂构成薄互层(1cm厚),夹较松散的泥质粉细砂层。底部的褐黄色砂质粘土具扰动层理构造(为入湖的洪水流扰动形成)(图版Ⅶ-6),介形虫以布氏土星介为主(图5-1),少量疏忽玻璃介(*Candonia neglecta*),其生态环境为溪流、季节性流水,这些都反映了洪积环境的特点。

本段砂层如322.54—322.67m为灰色含细砂的中粗砂,分选磨圆中等,颗粒支撑结构,石膏嵌晶式胶结(图版Ⅷ-1),粒度曲线见图5-4,频率曲线0—2 ϕ 有一明显峰,说明分选中等,概率曲线以跳跃总体为主,显示为经湖水改造形成的砂。该段所夹的六层绿灰色粉砂粘土,具水平薄层理,也属湖泊沉积,但皆呈薄的夹层(十几—几十厘米)产

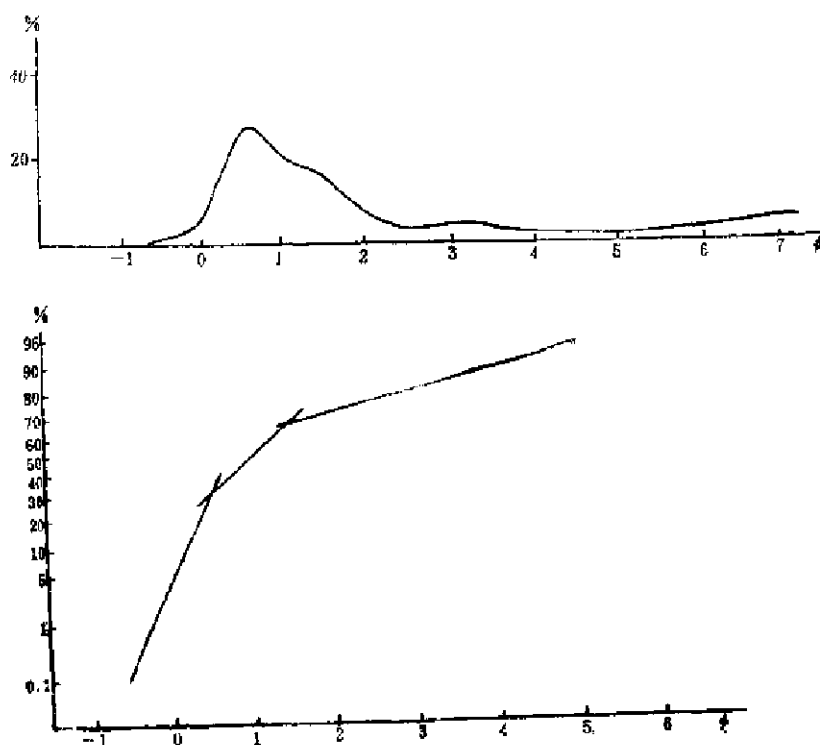


图 5-4 冲洪积-湖积交互环境中的湖相砂
(ZK 4012 孔 322.54—322.67m 含细砂的中粗砂)
上为频率曲线,下为概率累积曲线

出。推断当时湖水较浅，由于构造或气候的波动，湖水时进时退，湖相沉积不稳定，经常被洪积物取代。

根据以上特征判断，这一时期的沉积环境应为洪积-湖积交互环境，以洪积环境为主。而洪积环境与湖积环境的相互交替反映了一个强烈抬升的新构造运动阶段（即发生在距今 2.80—2.00 Ma 的第一抬升期）。

（三）滨浅湖环境（短暂的沼泽环境）

由于新构造运动抬升作用的叠加，使马海盆地西南缘的背斜构造更加褶皱隆升，盆地的半封闭程度增强，致使古马海湖由洪积-湖积交互环境逐渐演变成较稳定的滨浅湖环境。在枯水期，马海盆地与昆特依等次级湖盆隔离，在封闭状态下收缩，在湖缘可形成短暂的沼泽环境。

1. 滨浅湖环境

根据 ZK 4012 孔 297.22—78.38m（第一层盐出现之前）地层特征分析，应将其划归为湖泊环境中的滨浅湖环境。该段沉积物的主要特征为绿灰色层的比例大大升高，形成褐绿互层，以细碎屑沉积——粘土粉砂、粉砂粘土、粘土为主，普遍存在自形晶石膏。该套地层由许多小韵律层构成，每个小韵律层厚几米—十几米，岩性组合为（由下至上）砂→粘土粉砂→粉砂粘土（或粘土），有的顶部有黑色淤泥层，夹有原生沉积的石膏薄层和方解石薄层（如图 5-5）。局部可见到薄的反向韵律：粘土→粉砂→砂。这种小的沉积韵律与气候的波动有关。

剖面	主要沉积特征	解 释
	绿灰色与黄褐色互层，块状、薄层状构造粉砂，含粉砂的粘土，粘土；顶部为褐红色粉砂粘土	泥坪沉积
	灰黑色淤泥，块状，纹层状构造（黑、灰纹层），含石膏	咸水、浅湖静水沉积，湖缘植物发育
	绿灰色含粉砂的粘土，粘土，纹层状构造，含碳酸盐较多，可含少量石膏	
	灰黑色淤泥（含粉砂的碳酸盐粘土，粉砂粘土），块状、纹层状构造，生物扰动构造	沼泽沉积 湖泊退缩，混水沉积
	不等粒砂或分选两级的砂，钙泥质基底或孔隙式胶结	
	黄褐色与绿灰色互层，块状、薄层状、纹层状构造，含少量石膏 顶部为褐红色粘土	湖泊进退交替 浅湖沉积与泥坪交互
	深灰、绿灰色含粉砂的粘土，粘土，碳酸盐含量高纹层状构造（碳酸盐与粘土或粉砂与粘土构成）	稳定的浅湖相缓慢沉积 ↑（湖泊扩张） 湖泊收缩，再扩张，混水，动荡的浅滩沉积（气候干燥，水盐度较高）
	分选、磨圆较好—好，石膏嵌晶胶结，钙质胶结中粗砂岩，中细砂岩；可含鲕粒、团粒、内碎屑	
	黄褐色与绿灰色含粉砂的粘土及粘土互层，块状、薄层状构造，绿灰色者可具纹层状构造（粉砂纹层与碳酸盐+粘土纹层）	浅湖相沉积 湖泊进、退交替，缓慢沉积与相对快速沉积交替
	黄褐、褐红色含粉砂的粘土，粉砂夹粘土，块状、薄层状构造，可具透镜状层理	砂坪、泥坪沉积（湖泊退缩）
	不等粒砂，钙泥质胶结，分选、磨圆较差	

图 5-5 滨浅湖沉积韵律图解

根据对 ZK 4012 孔薄片的显微镜下观察, 78.38—297.22m 虽同属滨浅湖环境, 但砂层特点不同。其中 78.38—125.01m、141.28—155.52m、170.54—239.55m 三段中的砂层继承了诸多的洪流沉积特征, 上覆地层常为褐色粉砂粘土 (有的含砂), 说明这些时期地质背景不稳定, 构造活动较强烈, 为不稳定的湖相沉积, 经常受到洪水流的影响和改造; 而其间的 125.01—141.28m、155.52—170.54m、239.55—297.22m 三段中的砂层波浪改造作用明显, 上覆岩性一般为具薄水平层理 (或纹层理) 的绿灰色含粉砂的粘土, 并常见静水湖心相的石膏薄层和方解石薄层, 说明这三段属较稳定的湖相沉积, 地质背景比较稳定, 湖盆处于较稳定的下沉阶段。

褐色与绿灰色细碎屑层常见水平层理构造。后者多为纹层状构造, 见有波状、透镜状层理。如 163.64—166.80m 的褐黄色碳酸盐粘土具透镜状层理, 透镜体由粉、细砂构成 (图版 VII-2)。波状与透镜状层理形成于水流或波浪活动时期和静水时期相互交替的滨浅湖环境。该段某些砂层及细碎屑层中有鲕粒、团粒、内碎屑、泥质球粒等盆内颗粒。

介形虫以指示湖相的装饰湖花介 (*Limnocythere brady*)、静水环境的疏忽玻璃介和指示缓流水环境的布氏土星介为主 (图 5-1)。

这套地层形成于早更新世—中更新世中期。地层中洪流特征明显的沉积物, 湖浪作用明显的沉积物与静水湖心相沉积物的交互以及细碎屑层中碳酸盐矿物含量的高低, 反映了马海湖的扩张与收缩, 它受构造运动的控制及气候波动的影响。

2. 沼泽环境

在 ZK 4012 孔这套地层中某些小韵律的顶部有灰黑色淤泥层, 其粉砂含量较高, 有生物活动的遗迹, 为沼泽滞水环境的产物。如 184.67—185.60m 的黑色淤泥—黑色含粉砂的碳酸盐粘土, 具纹层状构造 (富含有机质的暗色纹层与以粉砂为主的浅色纹层互层, 纹层厚 1 mm 左右) (图版 VIII-3) 和生物扰动构造 (图版 VIII-4), 介形虫为指示静水环境的疏忽玻璃介 (图 5-3)。其上覆岩层为粉细砂与粘土碳酸盐的互层, 在粘土碳酸盐薄层中有富含黄铁矿的薄层 (图版 VIII-5), 介形虫为指示溪流环境的布氏土星介和双折土星介。下伏岩层为绿灰色粉砂质碳酸盐粘土, 块状构造, 有不规则团块状分布的有机质, 介形虫为疏忽玻璃介。由下向上显示了一个小的湖进过程。

沼泽环境的形成原因可能是: 由于湖水退缩在湖岸带潜水溢出或地表径流汇集, 加之气候适宜, 植物发育 (并有其它生物活动), 形成了滞水沼泽环境。

马海盆地自第四纪早更新世至中更新世中期, 由于湖盆处于半封闭状态, 丰水期易溶盐分外流, 故湖水较淡, 加之 ZK 4012 孔位于盆地边部, 淡水补给较充分, 因而在湖相碎屑层中仅含石膏。

(四) 盐湖环境

马海盆地的 ZK 4012 孔成膏期始于 2.552 Ma, 由于该孔位于湖盆边部, 受周边水系补给影响, 湖水较淡, 成盐期较盆地东部晚, 大约自 55 万年前的中更新世中期才开始沉积石盐。从第一层石盐出现开始, 将其沉积环境划归盐湖环境。按盐湖发展的不同阶段又可分为盐湖、半干盐湖、干盐湖阶段, 在此不再细分。马海盆地内各含盐钻孔第一层石盐出现的深度各不相同 (参见图 4-5、4-6、4-7), ZK 4012 孔第一层盐出现的深度为 78.38m, ZK 8012 孔为 315m。

盐湖环境最典型的特征是蒸发盐相, 主要是石盐的出现, 盐层的厚度在不同时期视构

造背景的稳定程度和气候条件不同而厚薄不一，盆地中不同区域的蒸发盐层厚度也不同。一般地，构造背景稳定，气候条件适宜（干湿程度适宜），盐层厚度较大。盆地凹陷较深区域盐层厚度较大。ZK 4012 孔中的盐层厚度较薄，最薄的只有几厘米，最厚的也只有 3m 多，石盐层通常不纯，说明石盐沉积期间常受到洪水流或间歇性河流的影响（石盐晶体包裹有泥沙、晶间有砂、泥充填）。

蒸发盐层间的湖泊淡化期沉积物为砂（较薄），褐色碳酸盐粘土，粉砂粘土及绿灰色碳酸盐粘土，夹黑色淤泥，含石膏，有的含石盐，如图 5-6。砂层多具明显的洪流沉积特性，褐色细碎屑层（含砂碳酸盐粘土，粉砂粘土），显然是洪流泛滥期间的快速沉积产物；而绿灰色者常具纹层状构造（深色、浅色纹层，由碳酸盐、粘土或石膏、碳酸盐构成。有的由粉砂纹层与粘土纹层构成），为洪流期后较静水的湖相沉积。黑色淤泥层或生成于沼泽环境，或形成于湖心滞水环境（ZK 5612、ZK 6412 等孔较多）。在盐湖环境中，湖心相黑色淤泥的形成是由于湖水的浓度高，表层湖水与深部湖水间的水体循环受阻，加之一段时期内稳定的构造背景，从而形成了较长期的滞水还原环境。

剖面	主要沉积特征	解释
	黄褐色、土黄色砂质粘土，含石膏、石盐，块状构造 石盐中粗粒—粗巨粒，含砂泥多，含石膏 土黄色不等粒砂（泥质），含石膏、石盐，及风成砂，块状构造	干盐湖沉积，洪流作用
	石盐粗粒，含有灰黑色淤泥，含少量粉砂石膏 灰黑色淤泥，含石膏及少量石盐块状或纹层状构造，可夹绿灰色薄层	浅湖—湖心相沉积湖边植物发育，成盐期间有时受到洪流影响
	石盐中粗粒—粗巨粒，含砂、泥较多，也含石膏 黄褐色、土黄色含粉砂的粘土、粉砂粘土，夹薄层砂、含石膏及少量石盐，块状构造，可夹薄层绿灰色含粉砂的粘土	半干盐湖—干盐湖沉积，洪流作用
	石盐中粒，纯净或含少粘士，下部可含芒硝而上部可含白钠镁矾 绿灰色—深灰色粘土碳酸盐或碳酸盐粘土夹灰黑色淤泥，含大量石膏，并可夹石膏薄层，具纹层状构造，粘土与碳酸盐构成或碳酸盐与细粒石膏构成	稳定的湖心相，成盐时受洪流影响小湖水面积广，离湖岸较远淡水补给以稳定的河流为主
	石盐中粗粒，含少量粘土及粉、细砂 绿灰色—深灰色含粉砂的碳酸盐粘土或粘土碳酸盐，含石膏（自形、半自形）较多，具纹层状构造，可夹具蠕虫状构造的薄层砂 黄褐色粘土、粉砂粘土，含少量石膏、石盐，块状构造 分选、磨圆较差，可含少量石膏和石盐	成盐时受到洪水流影响，浅湖，盐泥坪

图 5-6 盐湖环境沉积韵律图解

由于湖水含盐度过高，地层中无介形虫等生物化石。这套地层中普遍（粗碎屑砂层、细碎屑层及砂质石盐层）有磨圆极好的风成砂粒，有的风成砂粒具氧化铁薄膜（所谓“沙漠漆”），表明其间气候更加干旱且多风。

在盐类沉积过程中由于气候干旱，盆地多接受来自山区的突发性洪水流或间歇性河流

的直接补给,因此,盐类沉积常因此而中断。或因气候极度干旱,湖水干涸,变成半干盐湖,甚至干盐湖,而使盐类沉积中断形成萨布哈相。如 ZK 4012 孔 9.05—9.15m 石盐层上覆的含石盐的中粗砂及 35.80—37.10m 粗粒石盐层上覆的砂层中,砂屑间有铁质胶结物(图版Ⅷ-6),可能就是气候干旱,暴露于空气中受到风化淋滤的结果。

另外,许多地质现象表明这一时期盆地经历过多次较剧烈的构造运动(主要表现为升降运动)。如:ZK 4012 孔 72.46—74.52m 及 ZK 6412 孔 66.38—67.38m 分选极差的含砾的不等粒砂层的存在;再如 ZK 4012 孔 60m 以上的粗碎屑层中普遍有极不稳定的碎屑岩岩屑(泥质粉、细砂岩,砂岩等)。另外,有的砂层其上覆、下伏岩层皆为较深水、静水沉积的细碎屑层——绿灰色碳酸盐粘土,沉积相序明显不连续,这些均表明马海盆地成盐期受到了较强烈的新构造运动的影响。

马海盆地的成盐作用固然与湖泊经历长时期的演化,湖水逐渐浓缩,气候持续干旱,有密切的关系。但新构造运动使马海盆地逐渐由“开放体系”变成“半封闭体系”直至“封闭体系”对成盐也起了一定的控制作用。

二、沉积环境与湖盆演化的关系

上面较详细地分析了 ZK 4012 孔及 ZK 8012 孔的沉积环境,可以看出,不同沉积环境,不同岩相在同一地点可随湖泊的扩张、收缩和迁移而交替出现;同时,在盆地的不同位置,由于湖底地形的起伏或距物源区远近等不同,不同的沉积环境和不同的岩相又可同时并存。如在早更新世时,由于 ZK 4012 孔位于马海盆地的边部,受周边淡水补给影响较大,加之马海湖盆西高东低,因此使得 ZK 4012 孔处的盐度相对盆地中、东部低,故只有碳酸盐、石膏的沉积,没有石盐层产出,属滨浅湖环境;但此时在盆地的东部如 ZK 7204 孔、ZK 8012 孔小范围内已有薄层石盐、甚至芒硝的沉积,已处于盐湖环境;而位于盆地北侧的 ZK 7202 孔也由于淡水补给的影响,连石膏都未沉积,尚处于滨湖环境(见表 1-1)。至中更新世中期, ZK 4012 孔开始沉积层状石盐,并有白钠镁矾产出,其沉积环境开始进入盐湖环境; ZK 7202 孔石盐、石膏的沉积都很少,仍处于滨湖环境;但东部的 ZK 7204 孔、ZK 8012 孔、ZK 7220 孔仍继续保持盐湖环境(见表 1-2)。晚更新世时,除湖缘的 ZK 7202 孔、ZK 8028 孔、ZK 8032 孔等由于淡水的补给只有石膏及很少量的石盐沉积,尚处于滨浅湖环境外,湖盆大部分地段均已进入盐湖环境,有大量层状石盐产出,并在凹陷较深的沉积中心有少量白钠镁矾、钾石盐沉积(见表 1-3)。至全新世时,除现今德宗马海湖西北部的 ZK 7204 孔附近的小范围内由于凹陷最深尚有地表卤水存在,有石盐、钾石盐、光卤石沉积,仍处于盐湖环境外,马海盆地广大地区已干涸成盐滩,属干盐湖环境(见表 1-4)。

由此可见,在研究盆地的沉积环境时,不能以点代面,既不能以某一点的沉积环境作为此时期整个盆地的沉积环境;同样,亦不能以盆地中某一点沉积环境的演变来代替整个盆地沉积环境的演化。必须在对不同时代、不同地点沉积环境研究的基础上,才能得出盆地演化的历史。

三、马海盆地的湖盆演化

(一) 不同地质时期湖盆的演化

马海盆地湖盆演化受新构造运动的控制，自第三纪上新世以来经历了发生、发展直至衰亡的全过程。

1. 湖泊的发生

在上新世，马海地区地势较高，与昆特依盆地一样为柴达木古湖的淡水补给区，尚未形成独立的汇水盆地，为一向南倾斜的冲-洪积平原区。其时，气候较温暖湿润，沉积了一套厚层褐红色的冲积、洪积碎屑岩，构成了钻孔（ZK 4012 孔、ZK 1612 孔）下部的粗碎屑层段。受上新世末第一期新构造运动的影响，马海地区西南部地层褶皱隆起，并开始蓄水成湖，形成湖相沉积物。

2. 湖泊的发展（早更新世至中更新世中期）

由于赛什腾山前断裂的活动，沿断裂南侧盆地下沉，加之西南缘背斜构造的不断隆升，使来源于祁连山花海子汇水区及鱼卡河水系的淡水不断向盆地汇集，使马海湖不断扩大，至中更新世中期达到鼎盛期，整个湖盆都被湖水覆盖。

早更新世时，由于马海盆地封闭程度低，在丰水期时湖水经盆地南部流入柴达木古湖，在盆地内只形成含石膏的湖相碎屑沉积层；在枯水期蒸发浓缩，在远离淡水补给的局部凹陷地段析出石盐。盆地以滨浅湖环境为主，只在湖缘地带有少量冲-洪积环境，盆地东部的部分地段为盐湖环境（图 5-7）。

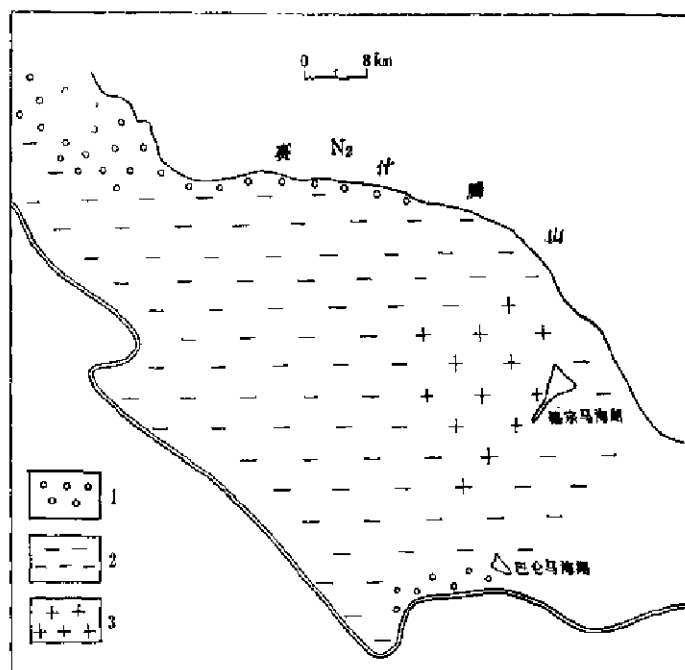


图 5-7 马海盆地早更新世沉积环境分布图

1—冲-洪积环境；2—滨浅湖环境；3—盐湖环境

早更新世中、晚期的第二、三期新构造运动，使盆地西南部的冷湖构造进一步褶皱隆

升，致使马海盆地的封闭程度增强，湖水盐度升高，盐类沉积范围扩大，至中更新世中期，除在水流入湖处有少量冲-洪积环境，湖缘地带为滨浅湖环境外，盆地大部分地区均处于盐湖环境（图 5-8），盐类沉积以石膏和石盐为主（图 5-9）。由于差异性升降运动及祁连山水系自盆地西北部注入，使盐类沉积发生分异现象，即由西北向东南，沉积物由碎屑沉积→石膏沉积→石盐沉积。

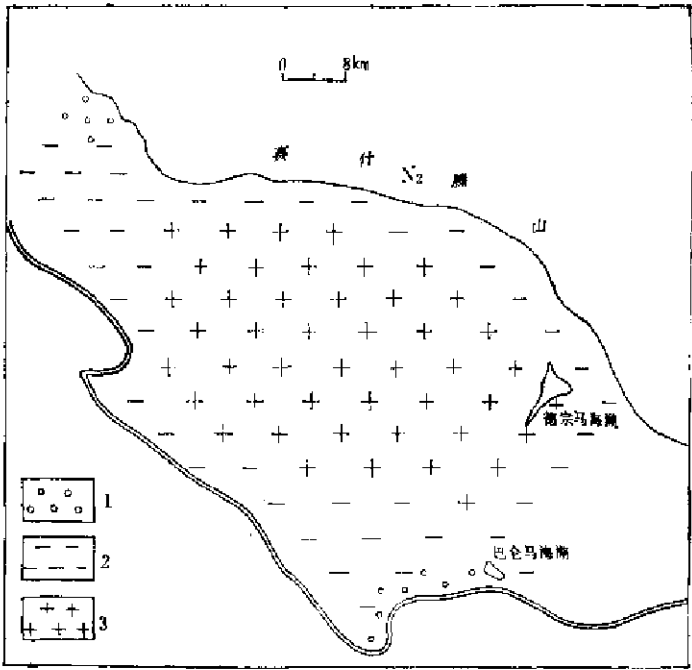


图 5-8 马海盆地中更新世中期沉积环境分布图
1—冲-洪积环境；2—滨浅湖环境；3—盐湖环境

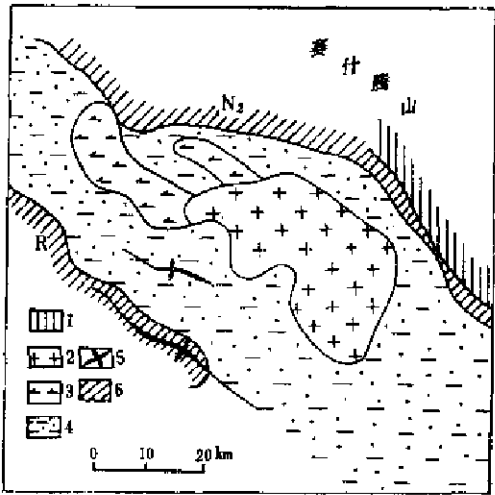


图 5-9 马海盆地中更新统矿物相带图①
1—基岩；2—石盐；3—石膏；4—粘土、粉砂、淤泥；5—背斜构造；6—第三系背斜构造

① 魏新俊等，柴达木盆地西部富钾盐湖物质组分、沉积特征和形成条件研究（内部），1999。

由上述可见，马海盆地自早更新世至中更新世中期为湖泊昌盛期，湖水的分布面积最大。但早更新世时，湖水盐度低，以滨浅湖环境为主；中更新世时，湖水盐度较高，以盐湖环境为主。说明在此期间，虽然由于古气候干冷与湿温交替，马海湖水具有多次咸淡变化，但总的趋势还是由淡变咸的正向发展模式。

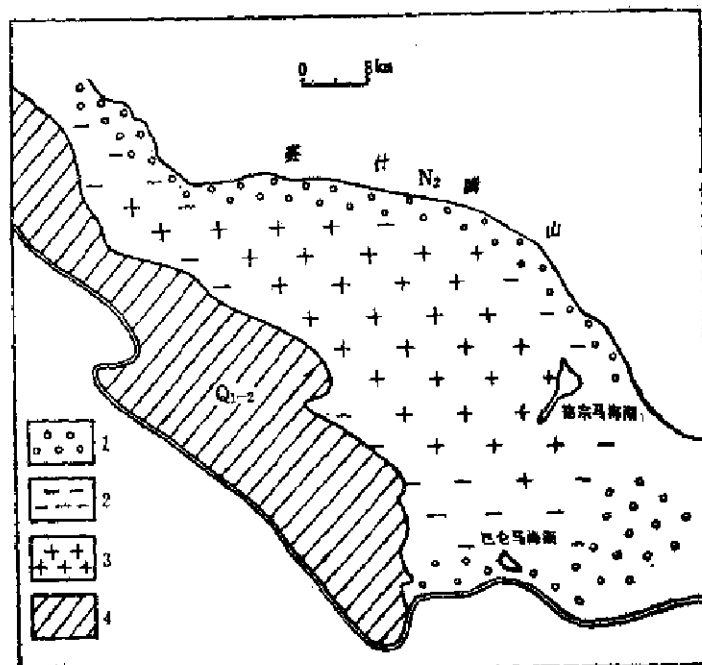


图 5-10 马海盆地晚更新世早中期沉积环境分布图
1—冲-洪积环境；2—滨浅湖环境；3—盐湖环境；4—剥蚀区

3. 湖泊的收缩、解体、消亡（中更新世晚期至全新世）

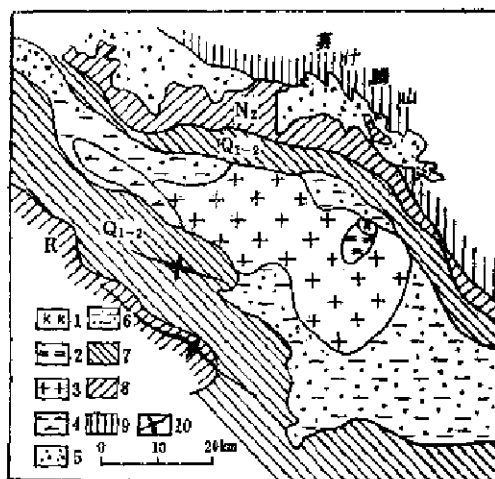


图 5-11 马海盆地上更新统矿物相带图 ●
1—光卤石、钾石盐；2—芒硝；3—石盐；4—石膏；
5—砾石、砂；6—粘土、粉砂；7—Q₁₋₂湖相含盐沉积区；
8—第三系背斜构造；9—基岩；10—背斜构造

由于受中更新世末第四期新构造运动的影响，盆地西南部的背斜连同中、下更新统地层一起强烈隆升，露出水面，使马海盆地与邻近次级盆地完全隔离，成为一个孤立的封闭湖盆。与此同时，盆地北部的赛什腾山前台地也剧烈抬升，并且，在背斜构造和台地隆升的同时，在赛前断裂、冷湖断裂的逆掩作用下，湖盆相对下沉，由于阿尔金褶皱的旋扭复合作用，使其下降幅度自西向东增加，使湖水向东迁移，并在南、北方向上大面积收缩，仅局限在西北—南东向的狭长凹地中，平面上呈西窄东宽的喇叭形。沉积环境仍以盐湖环境为主，但冲-洪积环境分布范围较中更新世时大（图 5-10）。上更新统矿物相带分布较齐全（图 5-11），从粗碎屑

● 资料来源同图 5-9。

相→粘土粉砂→石膏→石盐→芒硝→钾石盐相都有。在盆地凹陷最深处为钾石盐沉积相，向南为芒硝沉积相，向外为石盐沉积相，石膏沉积相仅在矿区西北端呈一狭长条带分布，边部为碎屑沉积相（粘土粉砂）。说明晚更新世时，马海湖水的面积虽大幅度收缩，但浓度却大大提高。

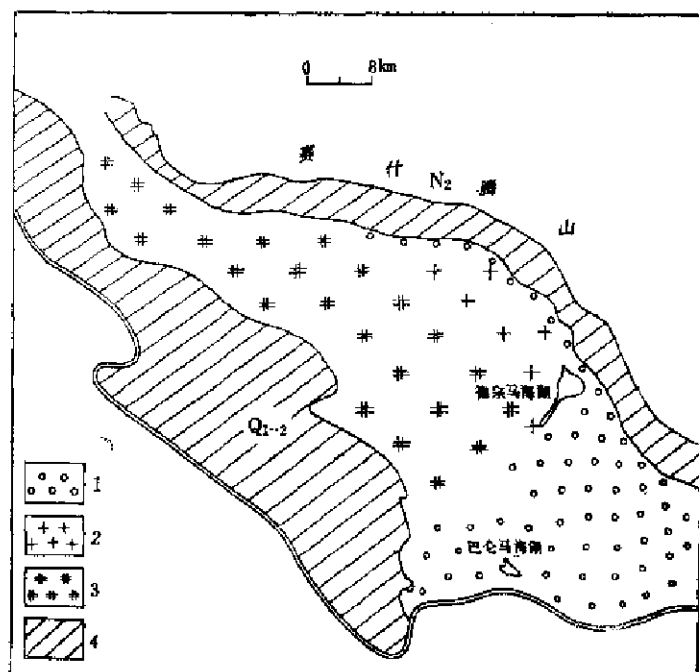


图 5-12 马海盆地全新世沉积环境分布图

1—冲-洪积环境；2—盐湖环境；3—干盐湖环境；4—剥蚀区

晚更新世晚期开始的第五期新构造运动，使盆地内背斜隆起更加隆升，向斜凹地更加凹陷，并继续保持湖盆西高东低的特点；加之 0.03 Ma 以来气候的极度恶化，使马海湖迅速收缩、解体成三个互不连通的北西—南东向排列的小湖，其中以盆地东部德宗马海湖—赛什跨山前坳陷的小湖面积最大（见地质图）。此后，由于气候的极端干冷，西部两个小湖迅速干涸，除在德宗马海湖西北部有小面积湖水覆盖（盐湖环境）外，其它大部分地区都已变为干盐滩（图 5-12）。全新世石盐沉积面积大大减小，主要盐类矿物成分是石盐、钾石盐和光卤石，少量石膏，矿物成分比较简单（图 5-13）。

从以上叙述，还可以看出沉积环境和矿物相带之间有一定的内在联系。如冲-洪积环

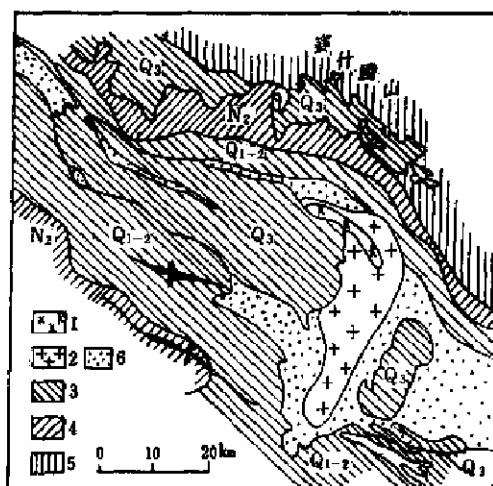


图 5-13 马海盆地全新统矿物相带图①

1—光卤石、钾石盐；2—石盐；3— Q_{1-3} 湖相含盐沉积区；4—第三系背斜构造；5—基岩；6—粉砂

① 资料来源同图 5-9。

境的矿物相为砾石、砂；滨浅湖环境由于湖水浓度小，矿物相为粘土、粉砂、淤泥；盐湖环境时湖水盐度高，因而盐类矿物大量沉积，并随着湖水的逐渐浓缩，矿物相按石膏→石盐→芒硝→钾石盐→光卤石顺序演化。

以上论述是以时间为坐标讨论了马海湖盆从上新世晚期至全新世所经历的兴盛、收缩、解体、消亡四个过程。那么，在马海湖由形成→消亡的过程中，湖盆在空间上又是怎样演化的呢？

（二）马海湖盆的迁移

在第四章中已指出，马海盆地自第三纪上新世至第四纪，沉积岩相纵向上的演变是：在盆地边缘为由粗→细→粗（冲-洪积→湖积→冲-洪积）的全沉积旋回，而在盆地中部则为粗→细→盐的正沉积旋回。

在横向上，地表出露的岩层自西向东由老到新，从图 4-6 也可看出，第四系地层东厚西薄，地层倾向东南。从所编制的中更新统（ Q_2 ）地层等厚线图（图 5-14）（因东部钻孔 Q_1 地层未打穿而无法编制下更新统地层等厚线图）可以更加清楚地看出，中更新世时，东部沉积厚西部沉积薄，湖底地形起伏，有三个次级凹陷；从中更新统盐层等厚线图（图 5-

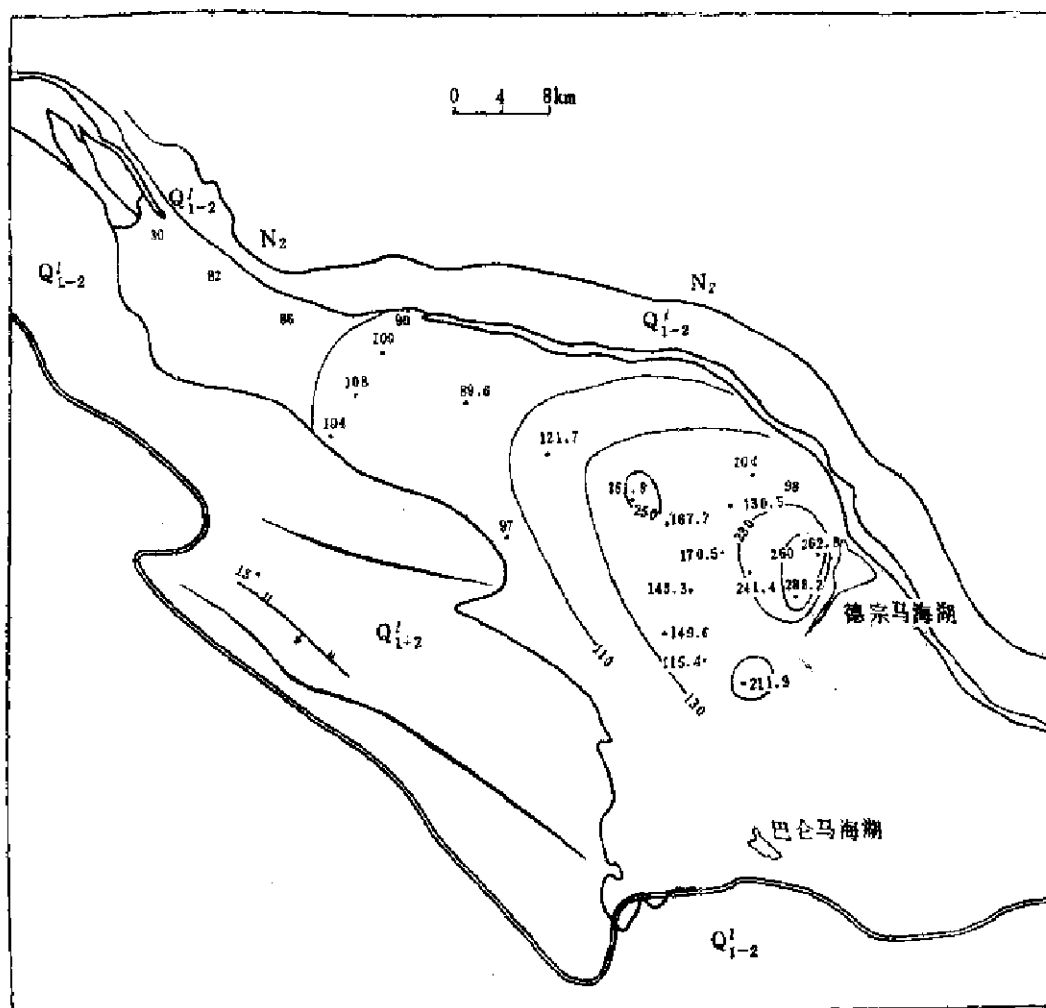


图 5-14 马海盆地 Q_2 地层等厚线图

15) 看, 其形状与地层等厚线图相似, 但石盐分布范围相对较小, 40 勘探线以西无石盐层。因为盐类矿物能否沉积, 主要取决于湖水中盐的总浓度及各种离子的浓度。后者决定主要沉积何种盐类矿物, 而盐类沉积的多少则取决于前者。盐层愈多愈厚, 表明湖水愈浓缩, 反之, 盐层愈少, 碎屑层愈多, 说明湖水愈淡化。因此从盐层等厚线上即可看出湖水在横向上的浓度分布, 盐层厚度最大处即湖水浓度最高处, 亦即湖泊的沉积中心区。因此, 从图 5-15 可以看出, 中更新世马海湖自西北方向逐渐收缩, 盐度逐渐升高成盐。在 ZK 6412 孔周围、ZK 7220 孔周围及 72—80 勘探线东北端有三个沉积中心, 此三个沉积中心与图 5-8 所显示的三个沉降中心基本一致。由于高盐度湖水比重大向低洼处运移, 因此, 在沉积中心区湖水浓度相对较高, 往往有较高矿物相的矿物沉积。如在 ZK 7220 孔除有石膏、石盐沉积外, 还有杂卤石、芒硝沉积。ZK 8012 孔也有芒硝沉积。

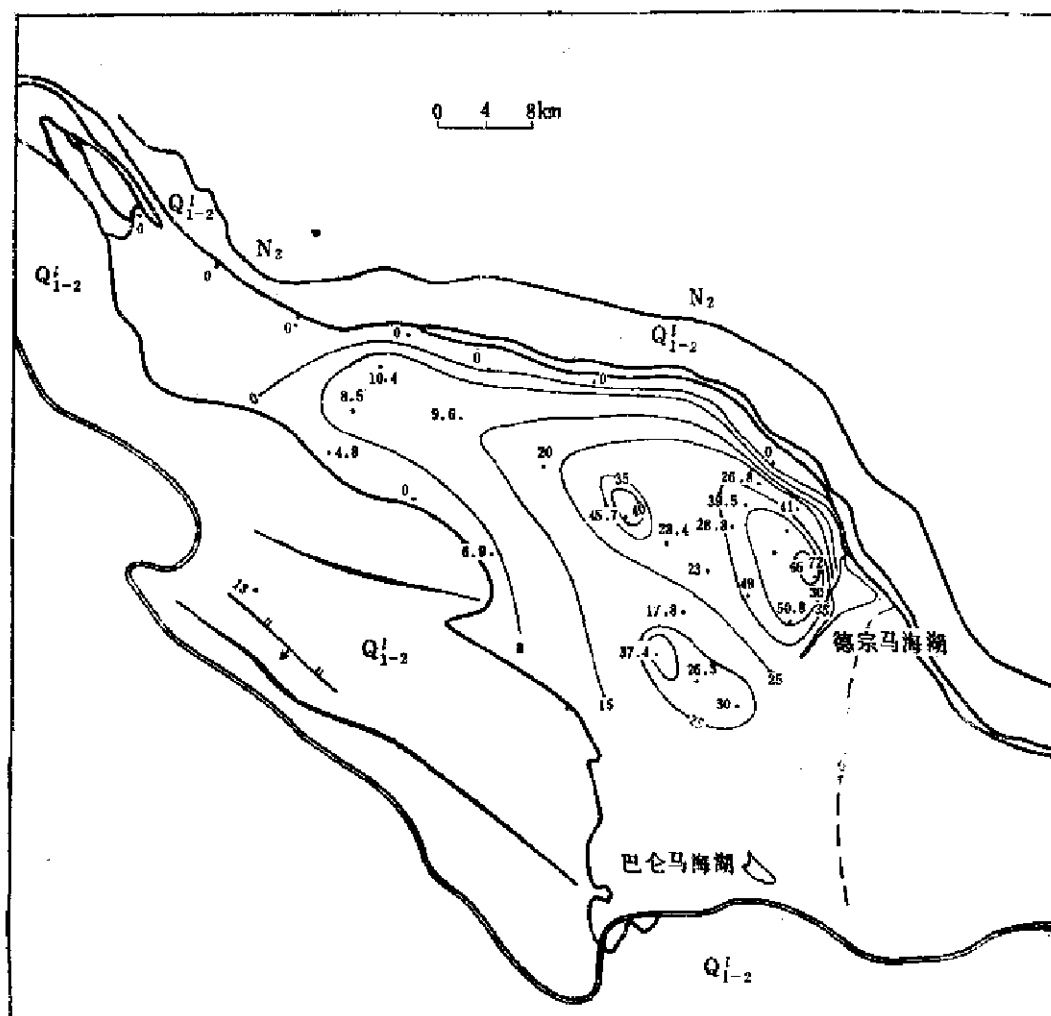


图 5-15 马海盆地 Q_2 盐层等厚线图

上更新统 (Q_3) 地层及盐层等厚线图 (图 5-16, 图 5-17) 与中更新统地层及盐层等厚线图基本相同, 只是厚度和面积都小得多, 沉积中心与沉降中心彼此一致, 且与中更新世时一致, 说明第四期新构造运动以升降为主, 形变不明显。由于这期新构造运动, 马海湖在南北方向上大面积收缩, 中、下更新统地层大量出露地表, 其盐分被大气降水溶解带

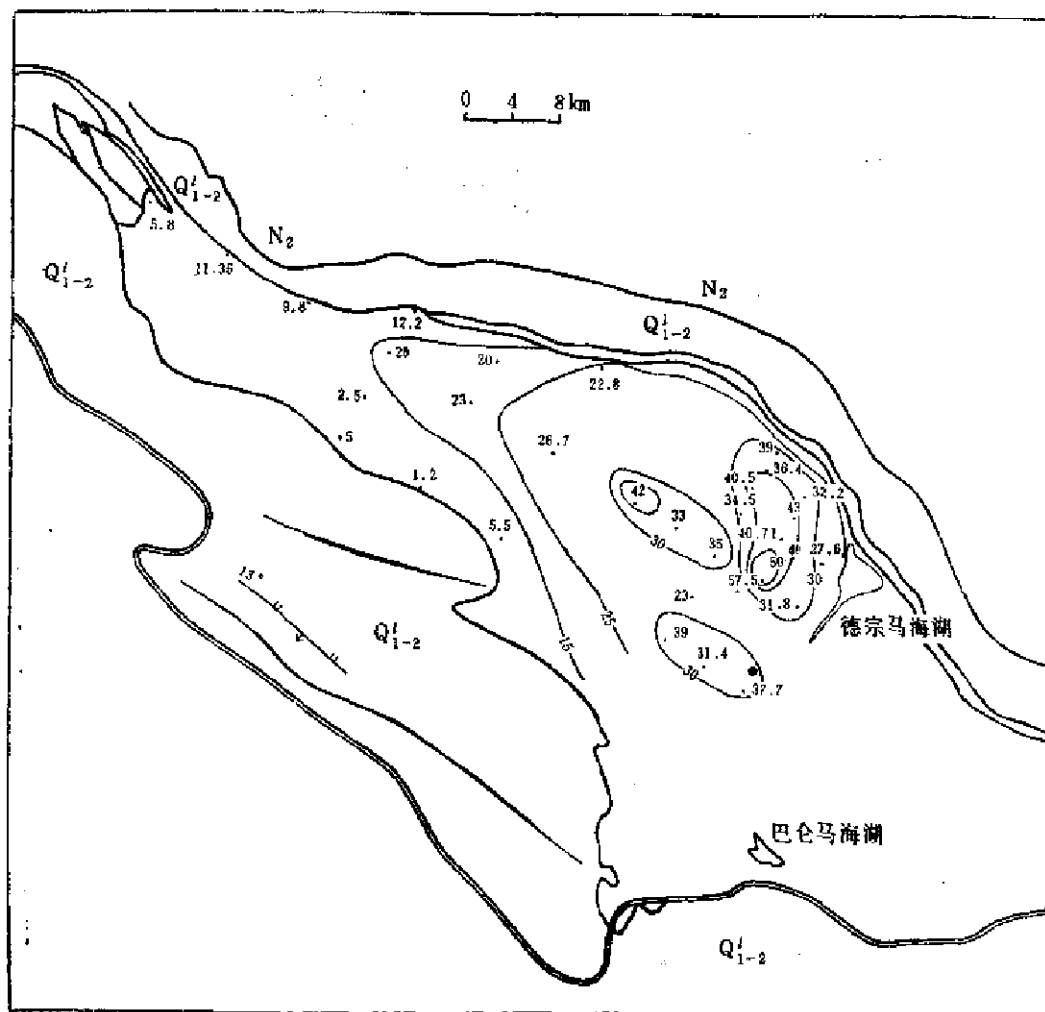


图 5-16 马海盆地 Q_{1-2} 地层等厚线图

入湖中，使湖水浓度变得更高，以致在沉积中心区的 ZK 6412 孔中有白钠镁矾的沉积；ZK 8012 孔有芒硝、杂卤石；ZK 7204 孔除石膏、石盐、芒硝、白钠镁矾外，尚有钾石盐沉积，形成固体工业钾矿体。从全新统地层、盐层等厚线图（图 5-18、图 5-19）看，全新世时地层、盐层的分布面积及厚度较晚更新世更小。由于第五期新构造运动及气候恶化的双重影响，马海湖水迅速向东迁移至湖区东部、东南部狭小范围中，盆地的西部、中部基本干涸。沉积中心也只剩下一个——德宗马海湖西北方向 72—80 勘探线北端即赛什腾山前坳陷最深的部位。由于这里是马海湖浓缩卤水最终汇集的场所，因此钾、镁离子含量高，在 ZK 7204 孔有石盐、钾石盐、光卤石的沉积。

以上不同地质时期的地层和盐层等厚线图表明，在新构造运动的控制下，马海湖盆西高东低，湖水一直自西北向东南迁移。因此，西部地层老、厚度小、盐层薄、矿物相低；东部则地层新、厚度大、盐层厚、矿物相高。由于盆地内部的差异升降运动，湖底起伏不平，形成更小的次级沉降中心，其分布与沉积中心基本一致。其中最大的沉积中心位于德宗马海湖西北方向 72—80 勘探线北端，即赛什腾山前坳陷最深部位，亦即马海盆地固体钾矿体的赋存地段。

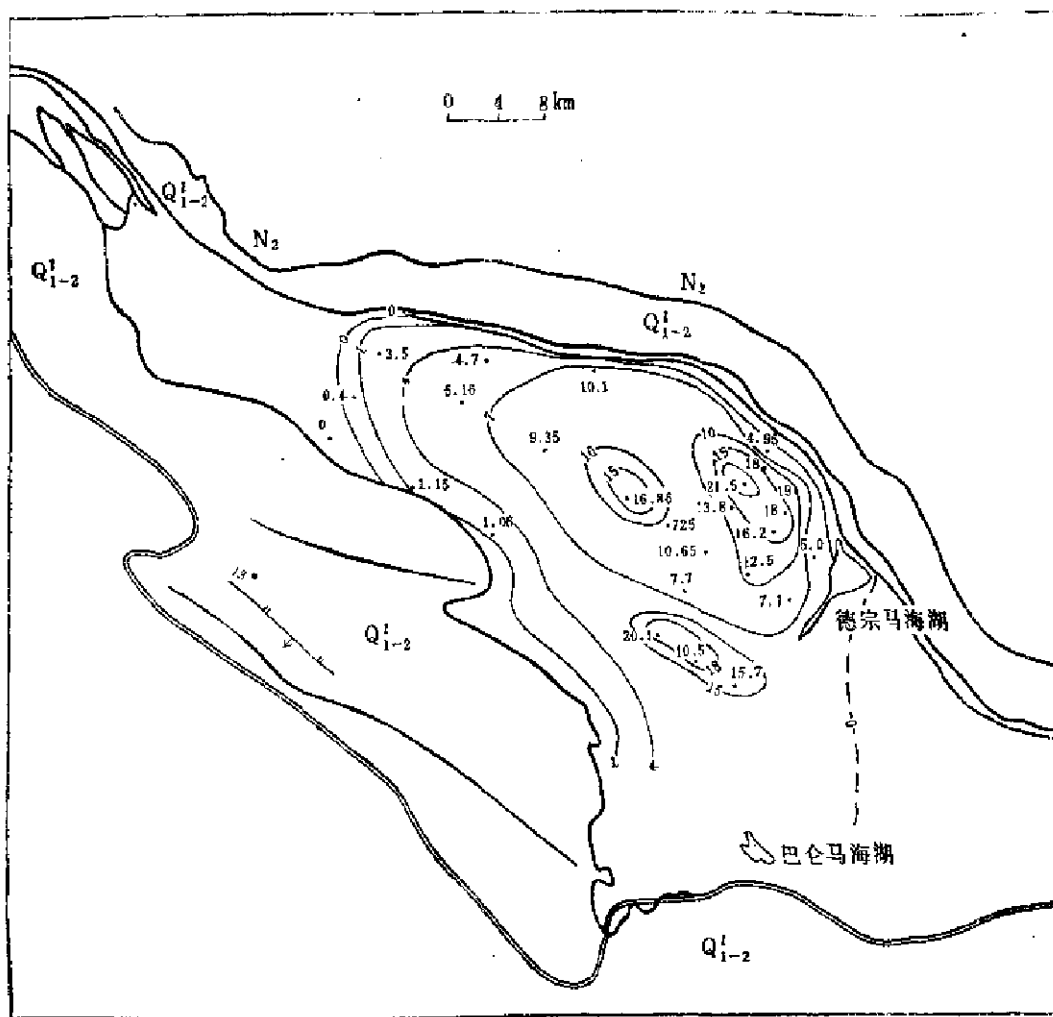


图 5-17 马海盆地 Q_{1-2} 盐层等厚线图

在马海湖盆演化过程中，新构造运动起了控制作用，但气候的影响也是不可低估的。如自晚更新世晚期以来与全球性气候恶化相吻合，加上青藏高原的又一次强烈抬升，使柴达木盆地包括马海地区的气候变得更加寒冷干燥，加快了马海湖的消亡进程。另外，钻孔柱状剖面中诸多小型沉积韵律（成盐期前及成盐期间）也是气候波动的反映。因此，马海湖盆的演化是构造和气候共同作用的结果。

综上所述，马海盆地自上新世末第四纪初蓄水成湖以来，其演化总趋势是：各时期湖泊的收缩皆自西北向东南，使马海湖的面积越来越小，湖水越来越浅，盐度越来越高，最终干涸形成盐滩（图 5-20）。

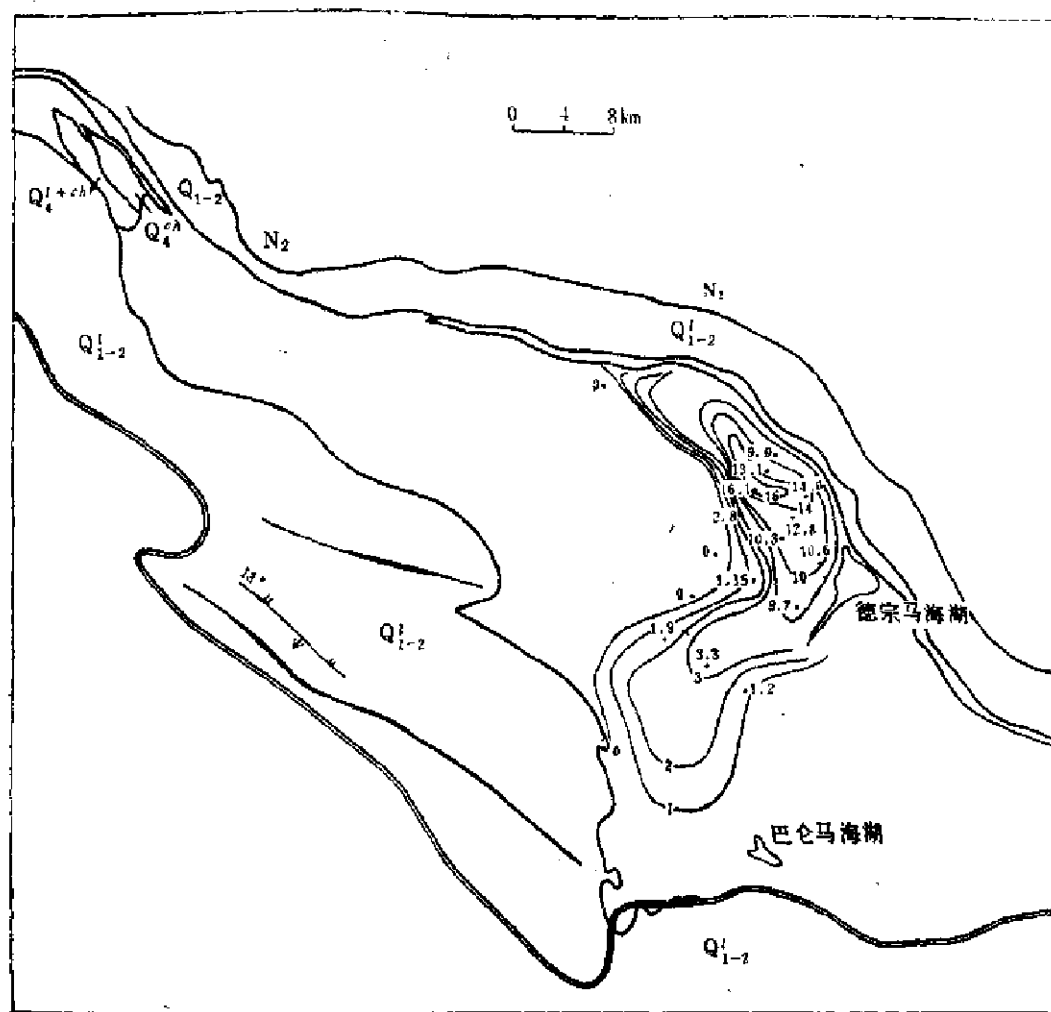


图 5-18 马海盆地 Q_4 地层等厚线图

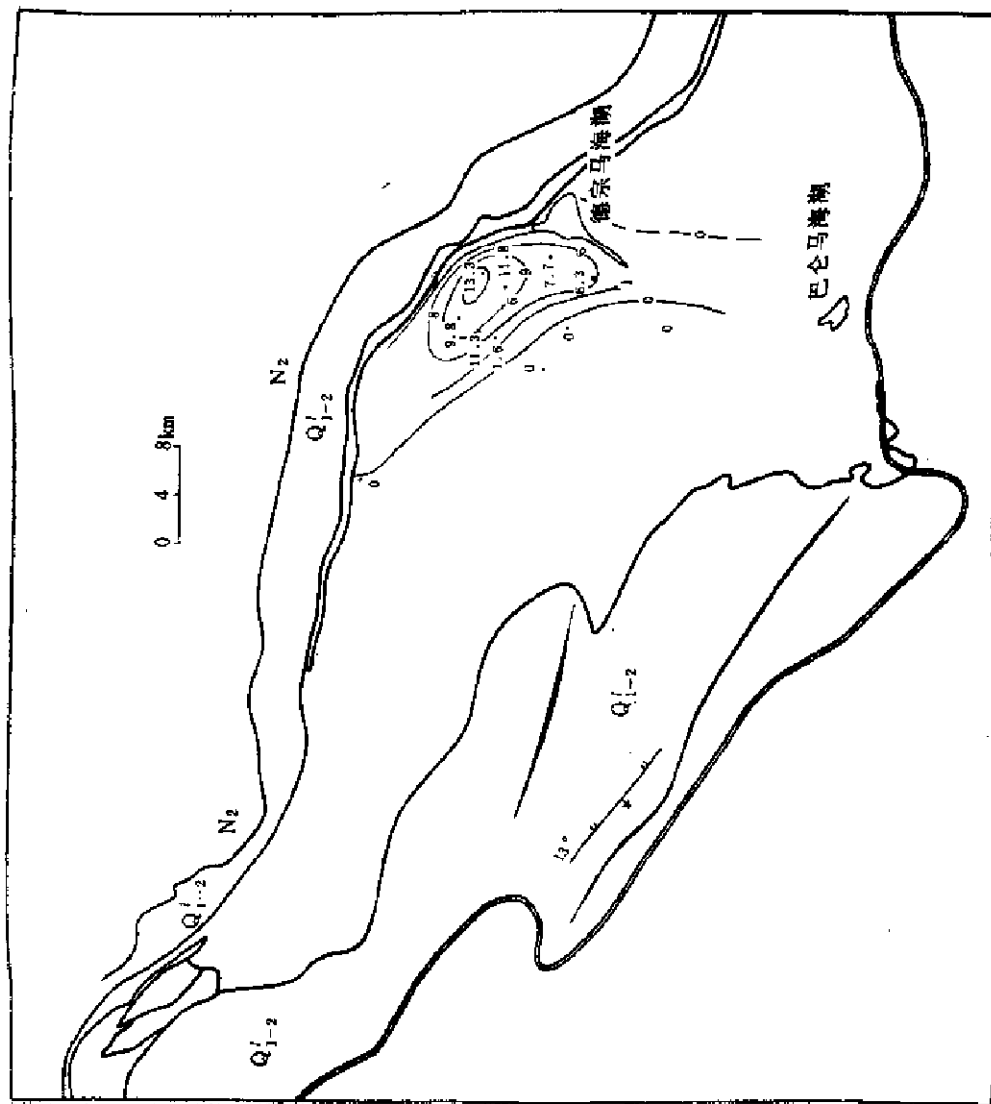


图 5-10 马海盆地 Q_1 盐层等厚线图

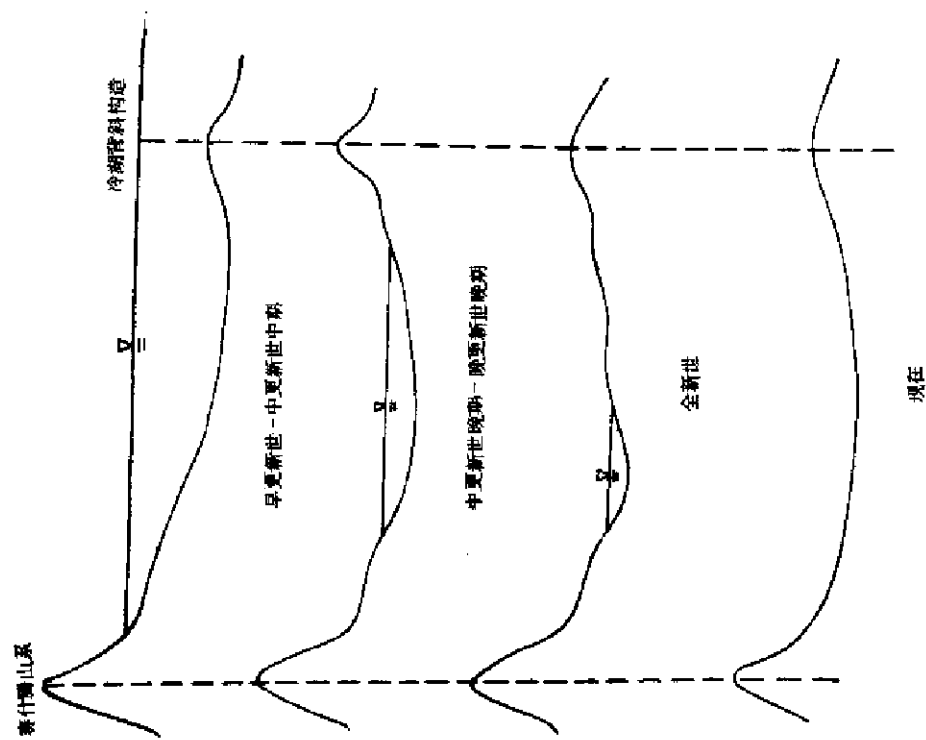


图 5-20 马海湖盆地第四系演化示意图

第六章 成盐作用与湖盆演化的关系

一、成矿物质的来源

柴达木成盐盆地的物质来源,归纳起来有五种:即岩石风化淋滤、火山热水、古湖水、深部水及第三系含盐系溶滤水。但马海盆地成盐物质的来源主要是周边岩石的风化淋滤、古湖水和深部水三种。

(一) 周边岩石的风化淋滤

马海盆地在演化过程中,经花海子从盆地西北部注入的祁连山水系,从盆地南部注入的鱼卡河水系以及从北部注入的来自赛什腾山的水系都为盆地提供了丰富的成盐物质。现以鱼卡河为例,鱼卡河源头地区山峰海拔多在5000m以上,而且发育冰川,大气降水也比较丰富,对鱼卡河形成了充分补给。而水的径流淋滤作用使其矿化度逐渐升高,所以,在向盆地汇集过程中,把矿化物质携入盆地。据王弥力资料,鱼卡河携入盆地的盐类物质为33749 t/a,是重要的补给来源。此外,来自盆地北部丘陵山区水的补给量虽仅相当于鱼卡河的1/8,但其淋滤造成的盐类物质补给量却是鱼卡河的2—10倍。

另外,在降水量集中的夏季,低矿化度的雨水(0.3 g/L)在垂直向下渗入的过程中,亦会淋滤表部盐分,随渗入水补给地下水。

(二) 古湖水

马海盆地是柴达木盆地众多次级盆地中的一个,在中更新世末期前,一直处于半封闭状态,与柴达木盆地保持水力联系。因此,在马海盆地中肯定保存有残余古湖水,即在封闭盆地中,经蒸发浓缩的古湖水是马海盆地的主要物源之一。湖水的氢氧同位素分析也可证明此点。据田白资料(见表6-1),大气降水的 δD 和 $\delta^{18}O$ 之间存在一个定量关系式: $\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$,如图6-1所示,随着水体蒸发,水中的轻同位素 ^{16}O 和H趋于进入水蒸汽中,而重同位素 ^{18}O 和D则富集在残存水体中,致使其 $\delta^{18}O$ 和 δD 值有规律地升高。当水体强烈蒸发浓缩时(如在盐湖或萨布哈环境), $\delta^{18}O$ 和 δD 之间的关系就发生了变化,其 $\delta^{18}O$ 和 δD 偏离了大气降水线(图6-1,实线I)。德宗马海湖水(DM₁)、巴仑马海湖水(B₁)、南八仙盐坑中的卤水(YK₂)和光卤石富集带中的晶间卤水(YK₃)均偏离大气降水线。如果从YK₁向YK₂引一直线,则发现这几个点竟落在同一条线上(实线II)。此线与非洲东北部封闭盆地中水样的同位素分布线(I)近于平行,说明马海盆地卤水(牛郎-织女湖群除外)是由湖水在封闭盆地中经蒸发浓缩而成,是残留的古湖水。

(三) 深部水

所谓深部水是指下伏第三系地层中赋存的高矿化度地层水。这种地层水少部分是地层沉积时的封存水;一部分为地层经压实后释放出来的同生水;大部分是地表水系径流入深部含盐地层后,对地层中的盐类物质进行溶解,同时,在还原条件下经过脱硫作用后形成的。据稳定同位素研究证明,深部水来源于大气降水补给。

表 6-1 水样的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值及其矿化度

样 号	采 样 位 置	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta\text{D}\text{‰}$	矿 化 度 (g/L)	备 注
87 MSQ 31	ZK 5612 孔 1.65—4.0m	-6.2	-37	339.4	
113	ZK 8012 孔 0.77—8.02m	-4.8	-16	335.0	
114	ZK 8012 孔 8.02—23.16m	-5.5	-40	351.2	
115	ZK 8012 孔 38.16—74.63m	-5.9	-34	331.7	
116	ZK 8012 孔 74.63—119.64m	-6.3	-35	326.0	
117	ZK 8012 孔 119.64—160.03m	-7.2	-21	348.5	
118	ZK 8012 孔 160.03—212.32m	-5.8	-36	326.4	
121	ZK 8012 孔 303—329.0m	-6.1	-51	317.0	
2	ZK 4012 孔	-6.8	-35	346.6	
4	ZK 4012 孔	-5.8	-26	327.8	
10	ZK 4012 孔	-6.0	-22	317.3	
12	ZK 4012 孔	-8.2	-42	297.25	
87 MSQDM ₁	德宗马海湖湖水	-0.7	-27	336.8	有石盐和芒硝析出
N ₁	牛郎湖群北侧	-10.1	-79	519.1	湖群位于风蚀残丘带中, 湖中有光卤石和水氯镁石析出
87 MSQ 204 (G)	结绿紫泉水	-10.1	-65	7.2	淡水
B'2	巴仑马海湖水	7.7	-2	322.4	仅有石盐析出
YK ₁	南八仙泉水	-10.8	-68	0.72	水淡, 泉周围草很茂盛
YK ₂	南八仙盐坑水	12.3	8.0	373.9	坑中有石盐、芒硝和硼矿物析出
YK ₃	68 号勘探线北端光卤石富集带中地下水 (距地表 20 cm 左右)	2.8	-23	298.0	地表有光卤石生长

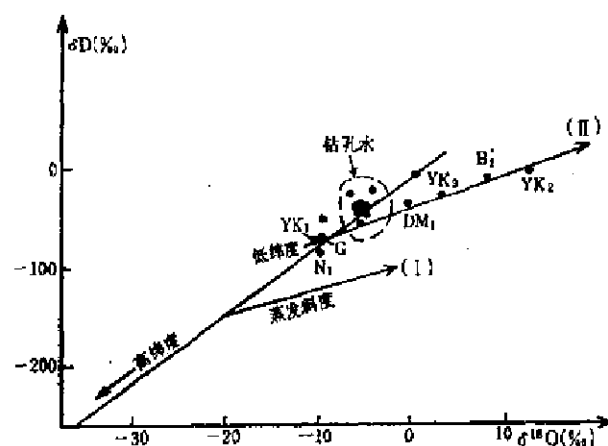


图 6-1 天然水 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 关系图

I—非洲东北部一些河湖水体同位素分布范围; II—马海水样同位素分布范围

深部水的特征是矿化度较高,水质类型为氯化钙型,且一般 Br、I 含量较高,这与周边风化补给来源的低矿化度硫酸盐型水显著不同。此外,由于断裂的沟通,深部水可以沿断裂上升,以泉水或越流补给为盐湖提供新的物质来源。

马海盆地由于冷湖五、六、七号等构造的褶皱隆起,引起第三系地层的机械变形,它对第三系封存水产生挤压作用,并使其产生高压。当压力达到一定程度时,就会冲破地层,沿褶皱断裂带运移,以泉水或越流补给马海湖。因此深部水的补给是马海盆地又一重要的物质来源。南八仙地表盐坑型硼矿的形成就与深部水有关。此外,如第二章中所提及的牛郎-织女湖群及巴仑马海湖为氯化物型水,湖水中 CaCl_2 含量较高;另外,牛郎湖水矿化度很高,但其 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值却与大气降水相当(图 6-1 中 N_1),不同于马海盆地其它地区水样的分析结果,这都是由于深部水的掺杂所致。

值得注意的是,虽然周边岩石的风化淋滤古湖水及深部水是马海盆地成盐物质的主要来源,但在不同时期盆地内不同区域,其所占比重是不同的。第四纪早期,由于气候较为温暖湿润,化学风化作用进行的也比较彻底,因此成矿物质的来源主要是周边岩石的风化淋滤,尔后,随着气候的日趋干冷,化学风化作用的减弱,补给水量的减少,周边岩石的风化淋滤补给也相对减弱,而随着湖泊的演化及多次强烈的构造运动,使古湖水及深部水的补给逐渐增强。从马海盆地的不同区域分析,物质的补给也不尽相同,如盆地北部的 ZK4012 孔附近自始至终都只接受周边岩石的淋滤补给,而没有古湖水及深部水的补给;而盆地西北缘的牛郎-织女湖群接受深部水及周边淋滤组分的补给,亦没有古湖水的补给,但盆地东南缘的巴仑马海湖三种补给都有。

二、柴达木盆地的盐湖演化及成盐阶段

魏新俊等人根据成盐、沉积特征和新构造运动,将柴达木盆地上新世晚期以来的盐湖演化分为四期,并对应四个盐类沉积阶段:

(一) 上新世晚期至早更新世晚期(4—1.1 Ma)的泛湖期、盐类聚集阶段

柴达木盆地自形成以来,至渐新世处于拗陷阶段,其边缘山区相对抬升,盆地内大面积下沉形成柴达木古湖,接受周边陆源碎屑补给,至上新世末沉积了厚达万米以上的第三系沉积。上新世末的第一期新构造运动使盆地第三系地层褶皱,形成一系列北西向排列的背斜构造和向斜凹地。马海盆地即是这些向斜凹地中的一个。这些北西向排列的背斜构造中的一部分可能暴露地表,但大部分尚处于水下,形成低矮的水下隆起。由于这些水下隆起和出露地表的背斜构造带的阻隔,使盆地内各向斜凹地之间形成半封闭环境。

第四纪开始时柴达木古湖为泛湖,其范围南达昆仑山,北至祁连山,西与塔里木盆地相通,东与共和盆地相连(朱允铸等,1990)。丰水期,扩大的柴达木古湖为泛湖。枯水期,由于湖水退缩,盆地内各凹地仍有连通,与周围山系中的山间盆地以河流相连,即形成河湖串连体系。该期古湖范围大,湖水较淡,除仅在当时的沉积中心——大浪滩有盐类沉积,马海盆地有小面积石盐析出外,各次盆地均无石盐沉积。在此阶段虽然没有大量的石盐沉积,但却使盐类物质在湖水中得到了富集,为以后盐类的大量沉积奠定了物质基础,故从成盐阶段划分可称之为盐类聚集阶段。

(二) 早更新世晚期至中更新世晚期(1.1—0.3 Ma)泛湖解体过渡期、钠盐沉积阶段

由于第二、三期新构造运动的影响,使早期形成的背斜构造进一步褶皱,使次级盆地在枯水期形成封闭环境并出现盐类沉积,丰水期与大盆地相通接受碎屑或含盐碎屑沉积。随着封闭状况的逐渐加强,至中更新世晚期达到完全封闭,古柴达木湖解体。将此期称为泛湖解体过渡期。由于该期各次盆地普遍发生盐类沉积,矿物成分主要是石盐、芒硝、白钠镁矾,故从成盐阶段划分可称之为钠盐沉积阶段。

(三) 中更新世晚期至晚更新世晚期(0.3—0.03 Ma)古湖分离干化期、钠镁盐沉积阶段

第四期新构造运动使阿尔金山隆升,盆地第三系背斜带及其两翼中、下更新统地层一起褶皱。周边盆地如昆特依、马海和朵斯库勒湖开始成为各自汇水区水系的最终汇集区。大浪滩、察汗斯拉图和昆特依盆地开始接受来自阿尔金山水系补给。由于气候日趋干冷,水源减少,东部强烈沉陷区不能得到大量陆源碎屑的补给,使沉积补偿作用不能抵销沉降幅度。并且由于阿尔金山隆升,带动西部断块的翘起,使古柴达木湖向东退缩至一里坪以东至察尔汗地区。

东部古湖水面积大,为淡水湖。西部湖水仅局限于各次级湖盆内。由于气候干冷,除朵斯库勒和马海盆地有稳定的地表水系直接补给外,其它盆地多为洪流或潜水补给。由于补给水量少,开始出现干盐湖环境。随着时间的推移,湖水在各次盆地内收缩,干盐滩面积不断扩大。在距今 0.1 Ma 左右,西部各次盆地相继干化,湖水向心收缩或向源迁移,仅在靠近补给源一侧残留有小面积地表湖水,此期间是盆地西部成盐作用最强烈的时期,不但形成了大量石盐和芒硝,而且含镁硫酸盐如白钠镁矾、泻利盐也大量析出,故称为钠镁硫酸盐沉积阶段。

(四) 晚更新世晚期(0.03 Ma)以来古湖干涸期、钾镁盐沉积阶段

柴达木盆地演化至晚更新世晚期,真正形成了高山和深盆对峙的两大地貌景观。受构造运动和地貌的控制,湖水向心收缩或向源迁移并逐渐干涸,仅在靠近补给源的地方残留有小面积水洼地。该期盐类沉积以氯化物类矿物为主,主要矿物成分是石盐、钾石盐和光卤石,称为钾镁盐沉积阶段。

三、马海盆地成盐作用与湖盆演化的关系

马海盆地的成盐作用亦可分为与柴达木盆地相对应的四个成盐阶段,即盐类聚集阶段、钠盐沉积阶段、钠镁盐沉积阶段和钾镁盐沉积阶段。

(一) 盐类聚集阶段

第四纪开始时柴达木湖为泛湖,枯水期湖水退缩,但各次级凹地仍有连通,且与周围山系中的山间盆地以河流相连,形成河湖串连体系。当时有三个河湖串连体系,马海盆地属祁连山区河湖串连体系,向上为花海子盆地,向下是昆特依盆地。来源于祁连山花海子汇水区的水源经西北部注入马海湖盆。由于此时冷湖背斜构造尚处于水下,而且比较低缓,因此,马海湖水可从盆地南部外泄,流向古柴达木湖。马海盆地作为柴达木湖的一个次级预备盆地,其湖相沉积物以含石膏的碎屑沉积为主,只在东部小范围内出现石盐沉积。相当于柴达木盆地的第一阶段——泛湖期、盐类聚集阶段。

（二）钠盐沉积阶段

早更新世中、晚期的第二、三期新构造运动使马海盆地西南部的冷湖五、六、七号构造进一步褶皱隆升，使盆地的封闭程度加剧，柴达木盆地的其它次级盆地与马海盆地相似，也由于柴达木盆地内一系列北西向背斜的隆升，而使各次级盆地的封闭程度增强，相应地柴达木盆地开始向解体过渡。由于马海盆地（其它次级盆地与马海盆地相似）的封闭程度加剧，因此在枯水期可与古柴达木湖隔离，使盐类沉积范围扩大，并有芒硝析出。在丰水期水域扩大，与古柴达木湖连通，仍作为柴达木湖的一个次级预备盆地接受碎屑沉积。因这种封闭与连通状况的交替出现，所以形成盐类与碎屑沉积互层，此期为马海湖的昌盛期。直至中更新世晚期的第四期新构造运动，马海盆地才成为一个完全封闭的孤立湖盆。在此期间马海盆地有大面积石盐沉积，相当于柴达木盆地的第二阶段——泛湖解体过渡期、钠盐沉积阶段。

（三）钠镁盐沉积阶段

由于中更新世末期第四期新构造运动的影响，盆地西南部的背斜构造连同中、下更新统地层一起强烈隆升并露出水面，使马海盆地完全封闭，与此同时盆地北部的赛什腾山前台地也剧烈隆升，加之赛前断裂、冷湖断裂的活动，使马海盆地内发生差异升降，西北高，东南低，使马海湖水在南北方向上大面积收缩，并自西向东收缩，为马海湖的收缩期。此时盐类沉积除石盐外，还有芒硝、钠镁矾、杂卤石沉积。相当于柴达木盆地的第三阶段——古湖分离干化期、钠镁盐沉积阶段。

（四）钾镁盐沉积阶段

晚更新世晚期（距今 0.03 Ma）开始的第五期新构造运动使盆地内背斜隆起更加隆升，向斜凹地更加凹陷，并由于差异升降运动造成的西北高，东南低的地势特点，湖水向东南方向迁移并由于气候的极度恶化，马海湖迅速收缩，干涸。而在德宗马海湖西北 72—80 勘探线北部地区由于是盆地中最低洼地区，浓缩至最后的马海湖水向此处汇集，这些钾镁含量较高的残余古湖水与来自北部的周边淋滤水及深部水掺杂形成了钾石盐、光卤石沉积。此期为马海盆地的消亡期，相当于柴达木盆地的第四阶段——古湖干涸期、钾镁盐沉积阶段。

综合上述可以看出，马海盆地的湖盆演化与成盐作用之间有密切的内在联系：在新构造运动及气候的控制影响下，随着马海湖盆由开敞状态→半封闭状态→封闭状态的变化，马海湖经历了由发生→发展→收缩、消亡的演化过程，马海湖水的盐度相应地由低→高变化，从而导致沉积的盐类矿物的溶解度由小→大，成盐阶段相应地由盐类聚集阶段→钠盐沉积阶段→钠镁盐沉积阶段→钾镁盐沉积阶段。

由以上论述还可以看出：马海盆地的湖盆演化及成盐阶段与柴达木盆地的演化及成盐阶段基本一致。这是因为新构造运动及气候的变化控制着柴达木盆地的演化及成盐，而马海盆地作为柴达木盆地的一个次级盆地，必定同样受到它的控制和影响，因此导致马海盆地的演化和成盐与整体盆地的协调一致。

第七章 结 论

通过对马海盆地的第四系地层、构造、第四纪气候特征、沉积物特征及沉积相、沉积环境的类型、湖盆演化和成盐作用的叙述,可归纳为以下几点:

(一) 马海湖地表补给水除来自赛什腾山系的北部水系外,尚有来源于祁连山经花海子盆地从西北方向注入的水系及来源于马海大坂、达肯大坂经鱼卡盆地从南部注入的水系,因此碎屑物质的来源具多向性,并在湖盆演化的不同时期,各方向补给的相对强度有所变化。

(二) 马海盆地第三纪时是柴达木古湖西部的淡水补给区,属冲-洪积环境,末期过渡为洪积-湖积交互环境,至中更新世末期由于冷湖背斜构造的再度隆升露出水面,马海盆地才成为一个封闭湖盆。

(三) 马海盆地自上新世至全新世的沉积环境主要为冲-洪积环境、洪积-湖积交互环境、滨浅湖环境、沼泽环境及盐湖环境五种。

(四) 马海湖从早更新世以来经历了兴盛、收缩、解体、消亡四个过程。更更新世一中更新世中期为湖泊兴盛期,湖水面积最大,整个马海湖盆都为湖水所覆盖,为一广阔的山间坳陷湖,其湖水类型属硫酸盐型。中更新世晚期至晚更新世末期为湖泊收缩期,全新世为湖泊解体、消亡期。

(五) 在马海湖的发生、发展、衰亡过程中,自始至终受到新构造运动的控制。首先,由于上新世末期的第一期新构造运动的影响,使马海地区西南部的第三系地层褶皱隆起,才使马海地区蓄水成湖,结束了以往的冲-洪积历史。由于发生在早更新世中、晚期的第二、三期新构造运动的不断影响,盆地西南缘的第三系背斜继续褶皱不断隆升,使马海湖盆的封闭程度增强,加之赛什腾山前断裂的活动,盆地一侧下沉,才使得马海湖不断发展壮大,至中更新世中期达到其鼎盛期。后来由于中更新世末期的第四期新构造运动的影响,盆地西南缘的背斜构造连同中、下更新统地层一起再度强烈隆升,露出水面,北部的赛什腾山前台区也剧烈隆升,加之赛前断裂、冷湖断裂的活动造成盆地内差异升降变得西北高、东南低,使马海湖在南北方向上大面积收缩的同时,湖水自西北向东南退缩,为马海湖的收缩期,使马海湖由宽广湖盆变成一个狭长的湖盆,平面上呈西窄东宽的喇叭形。晚更新世末期的第五期新构造运动抬升,使盆地内背斜带更加隆升,凹陷带更加凹陷,加之气候的极度干冷,马海湖迅速收缩、解体成三个互不连通的小湖,为马海湖的解体消亡期。其中以盆地东部的德宗马海—赛什腾山前坳陷间的小湖最大,此后,西部两个小湖也迅速干涸。东部小湖演化的结果即是当今的马海盆地固体钾矿体的赋存地段。

(六) 在湖盆演化过程中除受构造运动的控制外,气候也起着非常重要的作用,尤其是 0.03 Ma 以来的气候恶化,加速了马海盆地消亡的进程。

(七) 马海盆地的成盐条件基本属于浅水相沉积,甚至是接近于干盐湖沉积,在含盐系地层沉积物中掺杂有风积物——风成砂。

(八) 古湖水、周边岩石的风化淋滤及深部水是马海盆地主要的三大物质来源,残余

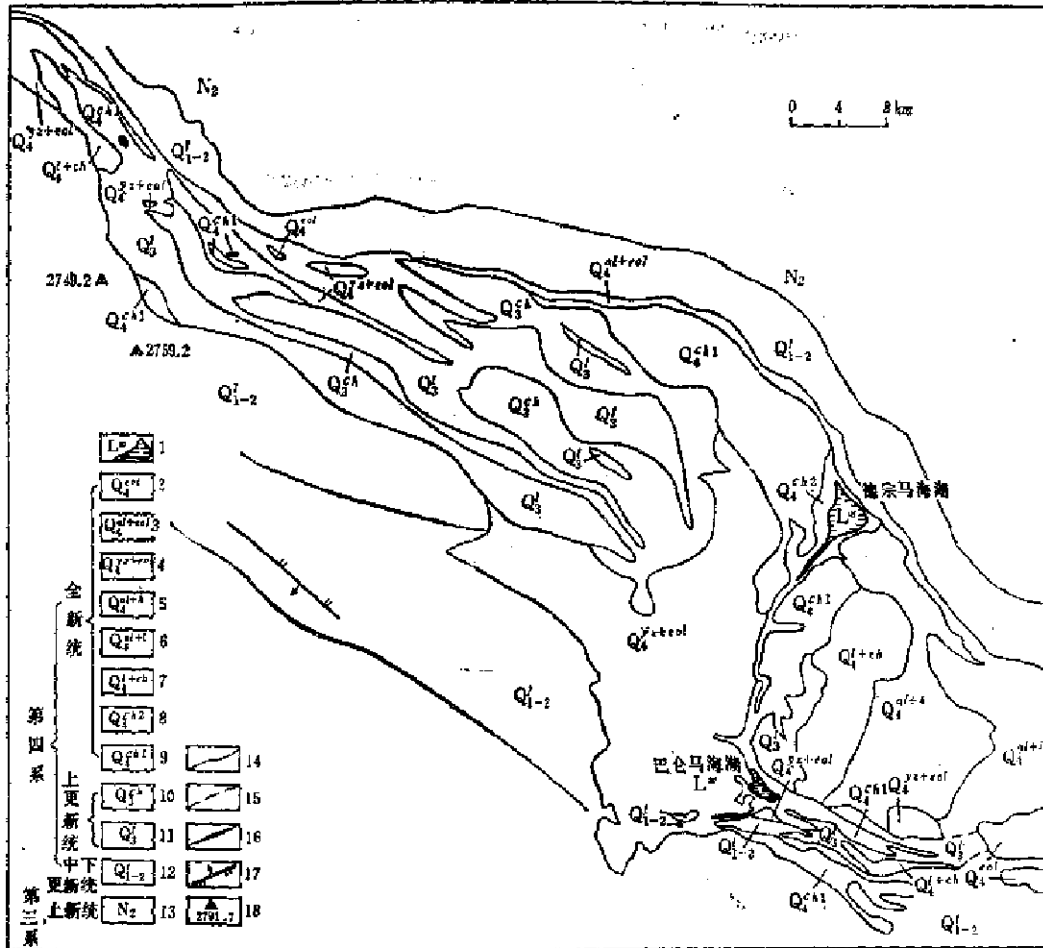
古湖水的汇集、深部水及淋滤物质的带入是德宗马海湖西北部光卤石带的主要物质来源；深部水的补给是牛郎-织女湖群光卤石、水氯镁石形成的物质基础。

（九）马海盆地的成盐作用可以划分出与柴达木盆地相应的四个阶段：盐类聚集阶段、钠盐沉积阶段、钠镁盐沉积阶段、钾镁盐沉积阶段。

参 考 文 献

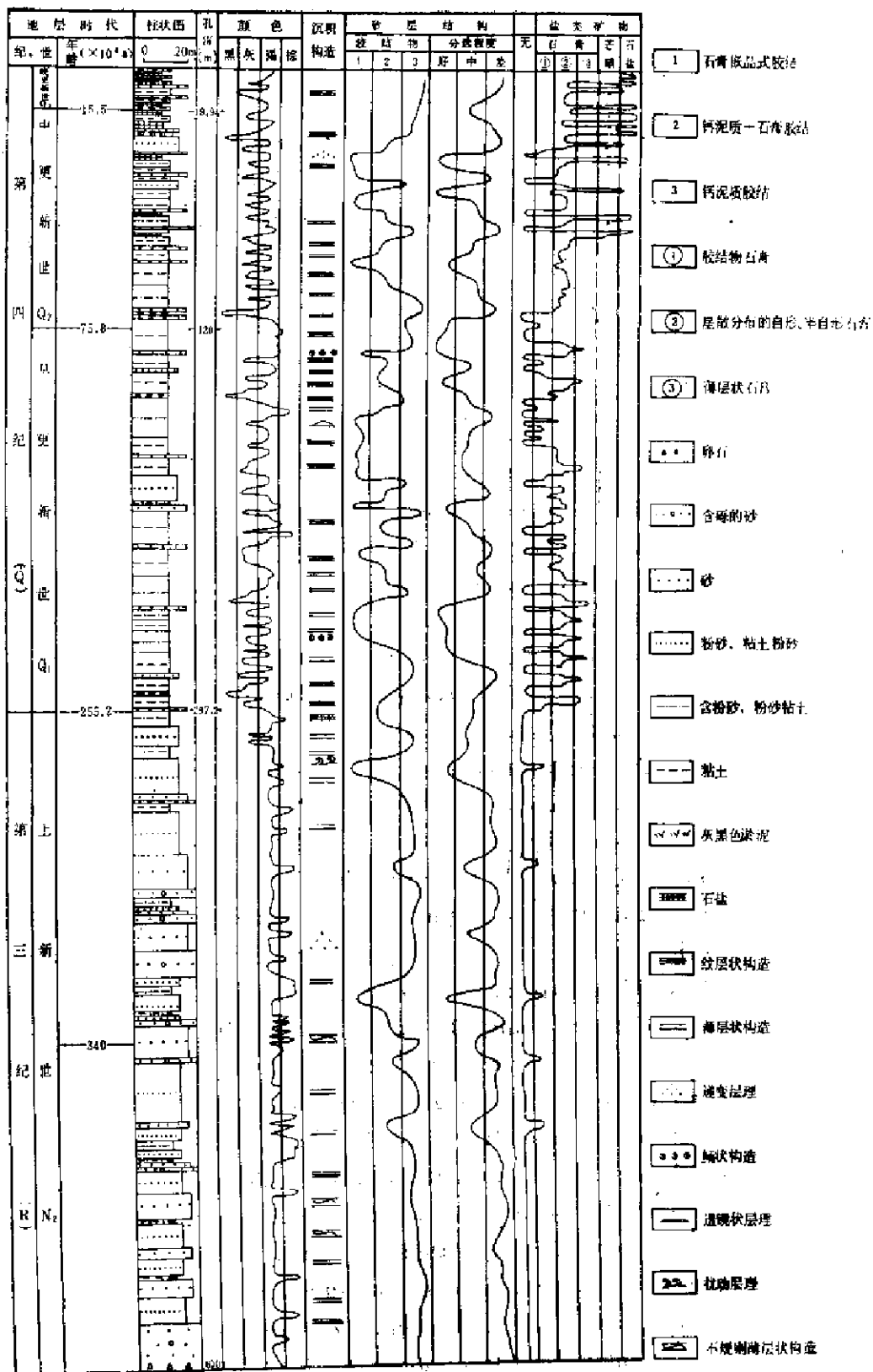
- [1] 张彭熹等, 1987, 柴达木盆地盐湖, 科学出版社。
- [2] 任明达、王乃梁, 1985, 现代沉积环境概论, 科学出版社。
- [3] 朱新美译, 普通地貌学, 人民教育出版社。
- [4] 郑绵平、向军等, 1989, 青藏高原盐湖, 北京科学技术出版社。
- [5] 任镇寰, 1983, 第四纪地质学, 地质出版社。
- [6] 刘宝谟, 1980, 沉积岩石学, 地质出版社。
- [7] 陈志明、尹泽生译, 1984, 详细地貌制图手册, 科学出版社。
- [8] 中国科学院盐湖研究所编, 1986, 青海柴达木盆地晚新生代地质环境演化, 科学出版社。
- [9] 罗宾·巴瑟斯特[英], 1977, 碳酸盐沉积物及其成岩作用, 科学出版社。
- [10] 青海石油管理局勘探开发研究院等, 1988, 柴达木盆地第三纪介形类动物群, 南京大学出版社。
- [11] 王富保、张青松、李炳元, 1981, 青藏高原第四纪构造运动的性质与分期问题, 青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题, 科学出版社。
- [12] 刘群等, 1987, 中国中、新生代陆源碎屑—化学岩型盐类沉积, 北京科学技术出版社。
- [13] 成都地质学院陕北队, 1978, 沉积物(岩)粒度分析及其应用, 地质出版社。
- [14] 曲一华等, 1979, 盐矿物鉴定手册, 地质出版社。
- [15] 丁伟平编, 1980, 氢氧同位素地球化学, 地质出版社。
- [16] A. M. 京斯—李多夫斯基, 1965, 盐湖矿床综合调查与勘察方法, 中国工业出版社。
- [17] 中国科学院青藏高原综合科学考察队, 1982, 青藏高原地质构造, 科学出版社。

附图



附图 1 马海盆地地质图

1—现代湖水; 2—风成砂砾(风积); 3—含粘土的粉细砂, 中细砂(冲积+风积); 4—含石盐的粉细砂, 石盐粉砂, 细砂石盐(盐渍化次生盐壳+风积); 5—粉砂粘土, 含粉砂的粘土(冲积+湖沼); 6—粘土粉砂, 粉砂粘土(冲积+湖沼); 7—含石盐的粉砂, 含石盐的细粉砂, 含石盐的粉砂粘土(湖积+化学沉积); 8—含粉砂的细粒石盐(化学沉积); 9—含粉砂的细粒石盐, 粉砂细粒石盐及含石盐光卤石的粉砂(化学沉积); 10—含粉砂的石盐, 粉砂石盐, 含石膏粉砂的石盐及含石膏的粉砂石盐, 含石膏的芒硝石盐(化学沉积); 11—含石膏的粉砂粘土, 含石膏的粘土, 含石膏的粘土粉砂, 含石膏粉砂的粘土(湖积); 12—含石膏的粘土粉砂, 含石膏粉砂的粘土, 含石膏的粘土, 粉砂粘土, 粉砂等(湖积); 13—棕红色泥岩, 灰白色、褐黄色砂岩; 14—实测地质界线; 15—推测地质界线; 16—背斜轴; 17—逆断层; 18—三角高程点



附图 2 马海盆地 ZK 4012 孔综合柱状图

The Sedimentary Environment and the Salinization of Mahai Basin in Chaidamu

Institute of Mineral Deposits Chinese Academy of
Geological Sciences

Liu Shuqin Zhang Fasheng

Abstract

Chaidamu basin is one of the large interior intermountainous basins in China, and is also a great treasure-house of resources in salt mineral deposits. Mahai basin, which is located in the northwestern margin of Chaidamu basin, is one of the numerous subbasins of Chaidamu basin. It has the sediments of the Tertiary alluvial and diluvial facies and the Quaternary lacustrine facies with hundreds of meter thickness.

This paper has systematically described the rock characteristics of the strata in the Pliocene and the Quaternary and varieties of small geographical features developed on the salt crust as well as the modern sedimentary subenvironment on the northern bank of the Dezongmahai lake.

Through the use of various test means and analytical methods, the authors have comprehensively conducted the studies of the sediments in the Pliocene and the Quaternary. For example, $\delta^{34}\text{S}$ determination of five kinds of gypsums with different origin and form, grain-size analyses of sand with different origin, drawing of the frequency curve and probability cumulation curve, H and O isotope analyses of the lake water, Ca^{2+} and Mg^{2+} analyses of soluble carbonates and the calculation of $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ ratio, the determination of Fe^{2+} , Fe^{3+} content and organic carbon content of the sediments with different colour (brown, grey green and black). Furthermore, the sporopollen assemblages analyses and the identification of the Ostracoda etc. On the basis of the abundant data, the authors have analysed the sedimentary facies of the sedimentary strata in Mahai basin and determined the types of sedimentary facies and their evolution features in lateral and vertical direction and inferred the migration direction of the ancient lake water by inquiring into the origin of small geographical features on the salt crust. The sedimentary sequence model of different sedimentary facies drawn in the paper will provide with some guiding significance in searching

for salt mineral deposits in the terrestrial lacustrine and in the salt lake. Based on the numerous data and the use of the subjects and the methods of various kinds, five sedimentary environments of Mahai basin since Pliocene have been divided: alluvial and diluvial environment; alternate environment of diluvial and lacustrine facies; lakeshore and shallow lake environment; swamp environment and salt lake environment. As a consequence, the whole evolution process of coming into being, developping, shrinking, disintegrating and withering away of Mahai basin has been established. In the meantime the authors have indicated that the basin evolution is controlled by five new tectonic uplifting and the vile climatic change since 30 thousand years.

Besides, in the paper the authors have concluded that the ancient lake water, the weather leaching of the peripheral rocks and the deep water are the three major material resources of Mahai basin and also elucidated the relation between the salinization and the basin evolution and divided the salinization of Mahai basin into 4 stages: salt collection stage; Na salt sedimentation stage; Na-Mg salt sedimentation stage and K-Mg salt sedimentation stage which correspond to the salt-forming stage of Chaidamu basin. The solid K-Mg salt deposits of Mahai basin are formed by the residual ancient lake water collected in the low-lying place, the deep water and the participation of leaching materials. Studies of the characteristics of the sediments, the sedimentary facies, the sedimentary environment, the basin evolution and the salinization of Mahai basin will promote the work in search of K salt deposits still further in Chaidamu basin.

图版说明及图版

图版 I

1. 风蚀残丘;
2. 风蚀残丘呈北西—南东向展布, 西北坡陡, 东南坡缓;
3. 盐垄及风蚀沟槽;
4. 蜂窝状地貌, ZK 7206 孔附近;
5. 蠕虫状地貌, 牛郎湖附近;
6. 刀锋状地貌, 钾肥厂附近。

图版 II

1. 起翘强烈的盐壳, 40 勘探线北端;
2. 起翘中等的盐壳, 60 勘探线中部;
3. 草堆砂丘, 德宗马海湖北岸;
4. 盐泥坪上的次生芒硝, 德宗马海湖北岸;
5. 碎屑岩屑、石膏嵌晶式胶结, ZK 4012 孔 33.5m, 正交偏光 $\times 125$;
6. 方解石碎屑及灰岩屑, ZK 4012 孔 460.5m, 正交偏光 $\times 150$ 。

图版 III

1. 鲕粒及团粒, ZK 2412 孔 8.08m, 正交偏光 $\times 125$;
2. 团粒, ZK 4012 孔 252m, 正交偏光 $\times 150$;
3. 碳酸盐粘土基质, 有被石膏交代的现象, ZK 4012 孔 214m, 正交偏光 $\times 150$;
4. 原生沉积的微晶方解石纹层 (夹于砂之间), ZK 4012 孔 162.2m, 单偏光 $\times 125$;
5. 与粉砂、粘土混生的碳酸盐 (方解石), ZK 8012 孔 66.6m, 单偏光 $\times 150$;
6. 石膏碎屑, ZK 4012 孔 89.9m, 正交偏光 $\times 125$ 。

图版 IV

1. 原生沉积的叶片状石膏, ZK 4012 孔 53m, 单偏光 $\times 125$;
2. 粗大的菱形石膏, ZK 4012 孔 188m, 单偏光 $\times 125$;
3. 石膏的环带构造, ZK 4012 孔 117m, 正交偏光 $\times 125$;
4. 呈纹层状产出的半自形粒状石膏 (与碳酸盐粘土纹层互层), ZK 8012 孔 39m, 单偏光 $\times 125$;
5. 纤维石膏, ZK 4012 孔 288.2m, 正交偏光 $\times 150$;
6. 呈嵌晶式胶结物形式产出的石膏, ZK 4012 孔 39.1m, 正交偏光 $\times 150$ 。

图版 V

1. 季节纹层 (石膏胶结的纹层与碳酸盐粘土胶结的纹层互层), ZK 7220 孔 1.05m, 正交偏光 $\times 150$;
2. 季节纹层 (石膏胶结的纹层与碳酸盐粘土胶结的纹层互层), ZK 4012 孔 214m, 正交偏光 $\times 150$;
3. 碳酸盐粘土纹层与粉砂纹层互层组成的纹层状构造, ZK 6412 孔 69m, 单偏光 $\times 150$;
4. 钙泥质不等粒砂, ZK 4012 孔 344.2m, 单偏光 $\times 150$;
5. 洪流沉积 (砂包泥), ZK 4012 孔 369m, 单偏光 $\times 125$;

6. 洪流沉积 (泥包砂), ZK 4012 孔 369m, 单偏光 $\times 125$ 。

图版 VI

1. 紊流层理, ZK 4012 孔 607m, 单偏光 $\times 125$;
2. 滨浅湖砂, ZK 4012 孔 132.4m, 正交偏光 $\times 125$;
3. 同一粒级的碎屑磨圆度不同, ZK 4012 孔 192m, 单偏光 $\times 125$;
4. 未经波浪改造的砂与潮流改造的砂二者混杂, ZK 4012 孔 238m, 单偏光 $\times 125$;
5. 风成砂粒, ZK 4012 孔 9m, 单偏光 $\times 125$;
6. 次圆状粗中砂和次棱角状粉、细砂 (与粘土组成杂基), ZK 4012 孔 35.7m, 单偏光 $\times 150$ 。

图版 VII

1. 表皮砂, ZK 4012 孔 132m, 单偏光 $\times 125$;
2. 高能砂、细粒的破碎, ZK 7220 孔 1.05m, 单偏光 $\times 125$;
3. 内碎屑, ZK 4012 孔 135m, 单偏光 $\times 125$;
4. 团粒, ZK 7612 孔 157m, 单偏光 $\times 125$;
5. 富含有机质的团粒, ZK 8008 孔 18m, 单偏光 $\times 125$;
6. 扰动层理, ZK 4012 孔 321.78m, 单偏光 $\times 150$ 。

图版 VIII

1. 灰色含细砂的中粗砂 (湖相沉积的砂), ZK 4012 孔 322.6m, 正交偏光 $\times 125$;
2. 透镜状层理, ZK 4012 孔 165m, 正交偏光 $\times 150$;
3. 纹层状构造 (富含有机质的暗色纹层与以粉砂为主的浅色纹层互层), ZK 4012 孔 185m, 单偏光 $\times 150$;
4. 生物扰动构造, ZK 4012 孔 185m, 单偏光 $\times 125$;
5. 黄铁矿薄层, ZK 4012 孔 184m, 单偏光 $\times 125$;
6. 砂屑间的铁质胶结物, ZK 4012 孔 35.6m, 单偏光 $\times 125$ 。