

第一章 自然地理概况

第一节 地理位置和形态特征

一、地理位置

岱海位于内蒙古自治区乌兰察布盟凉城县境内。按 1986 年 7 月量测，其位置经度为 $112^{\circ}33'31''\text{E}$ 到 $112^{\circ}46'40''\text{E}$ 纬度为 $40^{\circ}29'7''\text{N}$ 到 $40^{\circ}37'6''\text{N}$ 。

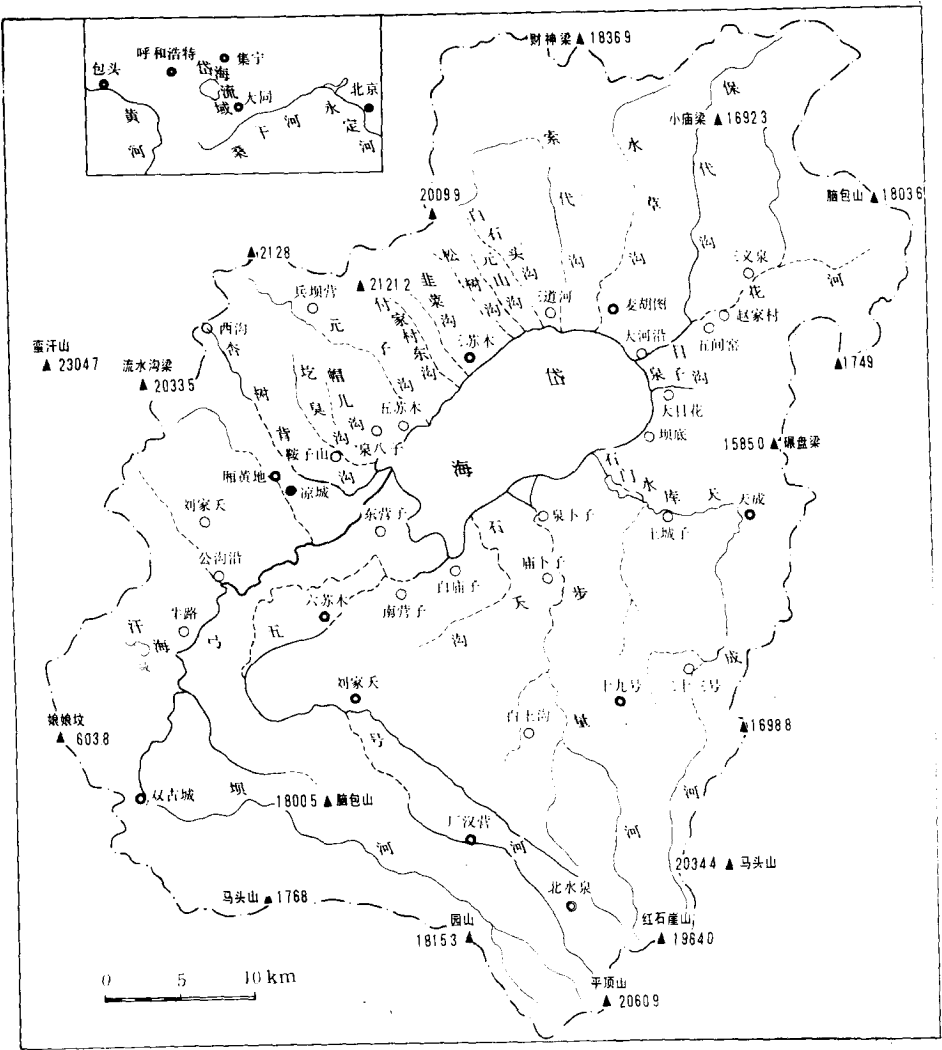


图 1-1 岱海流域概况

岱海处于阴山山脉东段之南侧，雁北古长城之北侧。北靠阴山支脉海拔 2305m 的蛮汗山 东邻丰镇丘陵；南有马头山丘陵低山区，古长城横亘于岱海南约 30km 处 仅西侧比较开敞 岱海盆地的西部斜坡，以一低矮分水岭与桑干河水系相隔。岱海流域概况如图 1-1 所示。

二、岱海形态特征

岱海形状较不规则，介于长方形和长椭圆形之间，长轴方向南西西-北东东。按 1986 年 7 月测量，当水位为三苏木假定高程 987.87m 时 岱海的最大水深为 16.05m 平均水深为 7.41m 湖泊面积为 133.46km²，没有岛屿，湖面面积等于湖泊面积；湖泊长度为 19.09km,湖泊最大宽度为 9.62km 最小为 6.35km 平均宽度为 6.99km 湖岸线长度为 61.56km，岸线弯曲系数即发育系数（岸线长度 / $2\pi \sqrt{\text{湖泊面积}/\pi}$ ）为 1.5；湖泊形态指标（湖泊面积 / 最大水深 × 岸线长度）为 135.50；湖泊容积为 $988.9 \times 10^6 \text{m}^3$ 。

岱海湖底为一不对称的盆地，最深部位不在中部而偏向东北，盆底较平坦而近岸带较陡。从岸线向最深点底形线平滑下降，没有起伏和陡坎之类的不规则形态。全湖平均坡度为 0°8'28" 以北岸最陡 西岸最缓 东岸和南岸介于其间。岸线至 15m 等深线之间的平均坡度，北岸为 0°59'7" 南岸为 0°14'22" 东岸为 0°13'26" 西岸为 0°6'17"。

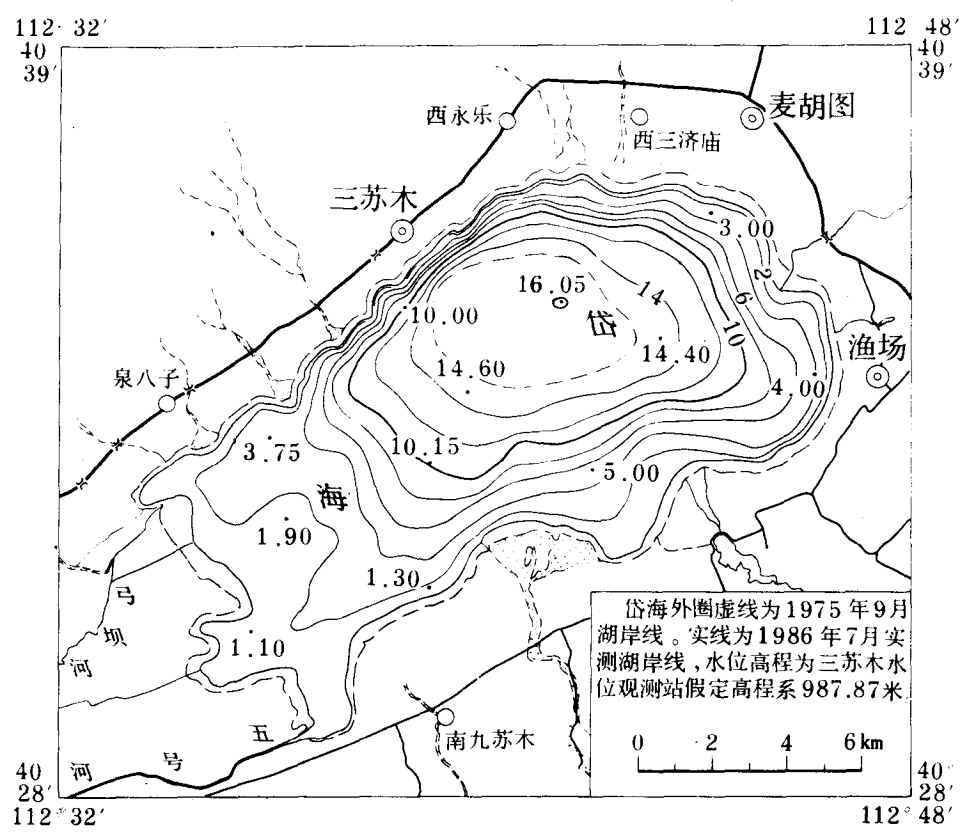


图 1-2 岱海水下地形图

图 1-2 为岱海水下地形图。本图测于 1986 年 7 月，采用连续记录的回声测深仪作网格状测线测量 测线总长 178.7km 平均每 km^2 有测线 1.339km。底图采用军委 1975 年航摄，1976 年调绘的 1/50000 地形图。

从图 1-2 量得岱海的水位、面积、容积关系如图 1-3 和表 1-1 所示。

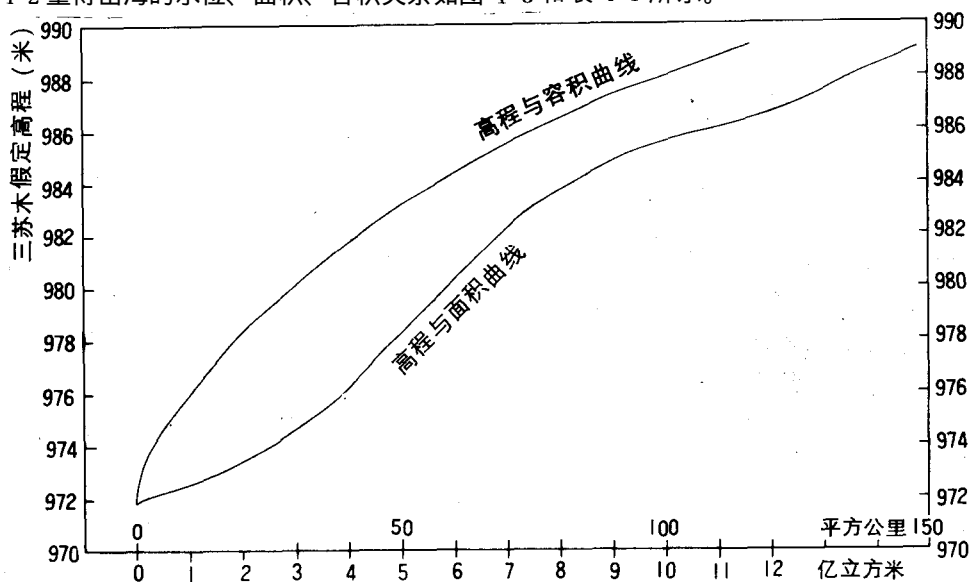


图 1-3 岱海水位、面积、容积关系曲线

表 1-1 岱海水位与面积、容积关系

水位(m) *	水深(m)	面积(km^2)	容积(10^8m^3)
971.82	0	0	0
971.87	0.05	0.08	0.00002
972.87	1.05	14.73	0.074
973.87	2.05	24.63	0.271
974.87	3.05	32.13	0.555
975.87	4.05	37.86	0.905
976.87	5.05	43.35	1.311
977.87	6.05	48.41	1.769
978.87	7.05	53.38	2.278
979.87	8.05	58.43	2.837
980.87	9.05	63.43	3.447
981.87	10.05	68.55	4.107
982.87	11.05	74.33	4.821
983.87	12.05	82.10	5.603
984.87	13.05	90.94	6.468
985.87	14.05	106.52	7.456
986.87	15.05	123.31	8.605
987.87	16.05	133.46	9.889
989.05**	17.23	148.52	11.552

* 为三苏木水位，假定高程

** 1975 年 9 月水位

第二节 湖区地质背景

一、构造基础

岱海地区位于华北地台的西北部，处于阴山断块、鄂尔多斯断块和太行断块三者的结合部位。从次级构造看，是位于鄂尔多斯断块北界阴山南缘断陷带的东端，与断块东界汾渭断陷带北端相邻接（图 1-4）。阴山南缘断陷带为东西向构造，而汾渭断陷带为北北东向构造，岱海盆地因受这两大断裂体系的共同影响，而又以阴山南缘断裂系的影响为主，从而形成了北东东向的主构造体系。这个北东东向的断裂体系主要由两个断裂带组成，其中主控断层位于盆地北侧，即蛮汗山山前断层和鞍子山山前断层；盆地南侧为双古城断层和刘家窑-土城断层。据前人研究它们都是高角度正断层。这两组断裂活动幅度和强度的差异造成了岱海盆地的南北不对称。北西向断裂与北东东向断裂相交，使盆地进一步分割为岱海、田家镇、缺房窑等次级小盆地（图 1-5）。另有一组北北东向断层（如杀虎口-新双古城断层），据推测为平推断层。岱海盆地主要断层及其要素如表 1-2 所示。

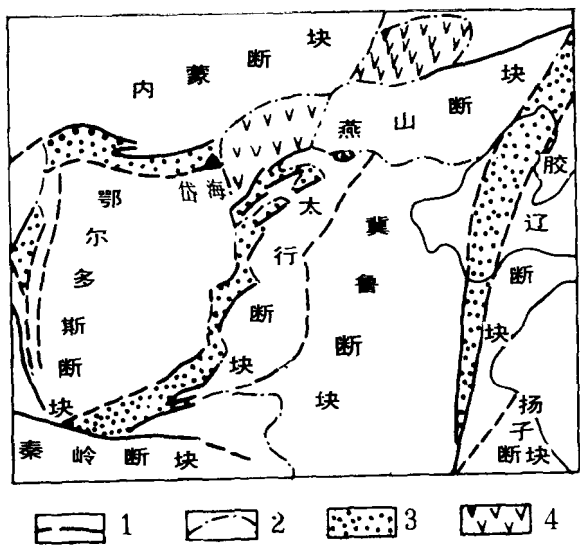


图 1-4 岱海盆地构造位置图②

- 1 深大断裂 2. 分区界线
3. 断陷盆地及地堑 4. 玄武岩

水电部北京勘测设计院：1985，内蒙古托县引黄入晋济京输水工程可行性研究阶段选线查勘报告。
据中国科学院地质研究所、国家地震局地质研究所：《华北断块区的形成与发展》第 228 页。

表 1-2 岱海盆地主要断层及断层要素表

断层名称	性质	长度(km)	走向	倾向倾角	规模与活动性
大五什家断层	推测正断层	60	NE	NW	切断第三系地层,断距 100m,新构造运动活跃
打车沟断层	正断层	16	NE60—70°	NW $\angle$ 60°—70°	在太古界花岗岩中,破碎带宽 50—100m
蛮汗山山前断层	正断层	65	NE60°	SE $\angle$ 75°	控制岱海北岸,成第四纪断层陡坎,有温泉出露
鞍子山山前断层	正断层	82	NE60°	SE $\angle$ 70°—80°	控制岱海北岸,小地震频繁
双古城断层	正断层	85	NE62°	NW $\angle$ 85°	控制岱海南岸,有第四纪断层坎,小地震频繁
刘家窑—土城断层	正断层	85	NE60°	不明	控制岱海南,小震频繁
新店子—后窑子断层	推测平推断层	42	NE20°—30°	NW $\angle$ 50°—80°	沿断层 1976 年发生里氏 6.3 级强震
杀虎口—新双古城断层	推测平推断层	35	NE20°—30°	NW $\angle$ 50°—80°	沿断层小地震频繁

据水电部北京勘测设计院：内蒙托县引黄入晋济京输水工程可行性研究选线查勘报告,1985

二、地层与岩性

岱海流域内出露的地层比较简单，一是古老的太古界地层，二是中、新生界地层。缺失元古界、古生界地层（图 1-5）。

太古界地层广泛分布于盆地的四周，尤其是北部。北部蛮汗山地几乎全由太古界构成。西部、南部和东部，亦有相当面积的太古界地层。太古界地层基本上都以山地丘陵面貌出现。岩性为各类片麻化的侵入岩。太古代早期的侵入岩均分布在岱海以北和西北的山区，岩性包括灰绿色中粒苏长岩、灰色中粗粒似斑状花岗岩和片麻状钾长花岗岩。属太古代晚期侵入岩的桑干群，主要分布在岱海以南。蛮汗山区亦有少量分布，岩性为硅线榴石斜长片麻岩、榴石钾长片麻岩、硅线榴石钾长片麻岩夹麻粒岩。

中生界有两组地层分布。上侏罗统地层零星分布在湖北蛮汗山区，面积很小，岩性为凝灰岩、凝灰角砾岩和石英正长斑岩。上白垩统的助马堡组，零星分布在岱海以南，但再向南在岱海流域以外，却有大面积分布。岩性为泥岩、砂质泥岩、砂砾岩和砾岩。

第三系玄武岩广泛分布在岱海以南，显然是直接覆盖在助马堡组之上，北京师范大学宋春青等（1986）用钾氩法测年，确定其下部为 46.2061 ± 0.8356 百万年，上部为 11.6979 ± 0.7072 百万年。第四系的河、湖相松散沉积广泛分布在盆地底部及河谷中，岱海以南有第四系玄武岩分布。

三、古地理演化

根据前人研究（叶连俊,1983 王鸿祯,1985）归纳，岱海地区的古地理演化简史如下：

岱海地区早在太古代、元古代时期就已成陆，位于华北古陆的北部，长期处于陆上环境，分布有我国最古老的陆相地层。

早寒武纪开始至中奥陶纪为海侵期，处于鄂尔多斯古陆或东胜古陆以东的华北陆表海环境，但本区该时期的沉积被后期剥蚀，未见出露。晚奥陶纪本区又成陆，成为华北古陆的一部分。整个晚古生代期间，除了晚石炭纪一度海侵，使本区成为华南北缘高地以南的以滨浅海为主的海陆交互环境外，都处于陆上环境。中生代本区仍处于陆上剥蚀环境。仅晚白垩纪在今盆地的南部至大同一带，处于内陆湖盆环境，沉积了助马堡组地层。

第三纪是构造活动强烈，玄武岩大量喷溢和岱海盆地开始形成的时期。玄武岩的大规模裂隙喷发发生在晚始新世直到上新世，到早更新世时期规模减小、次数减少，进入中更新世则转入中心式喷发阶段。玄武岩剖面中普遍夹有 1—5 层红色风化壳，这既反映了喷溢的间断性，也说明了在间断时期内地表暴露，经历过多次较长时间的风化。

岱海地区大规模玄武岩裂隙喷发的开始时间，几乎和太平洋板块运动的转向是同时的，而且和华北东部一系列断裂盆地的形成是同步的。根据盆地内大量的钻孔均未钻遇玄武岩，故初步认为该盆地的形成时间是早第三纪。

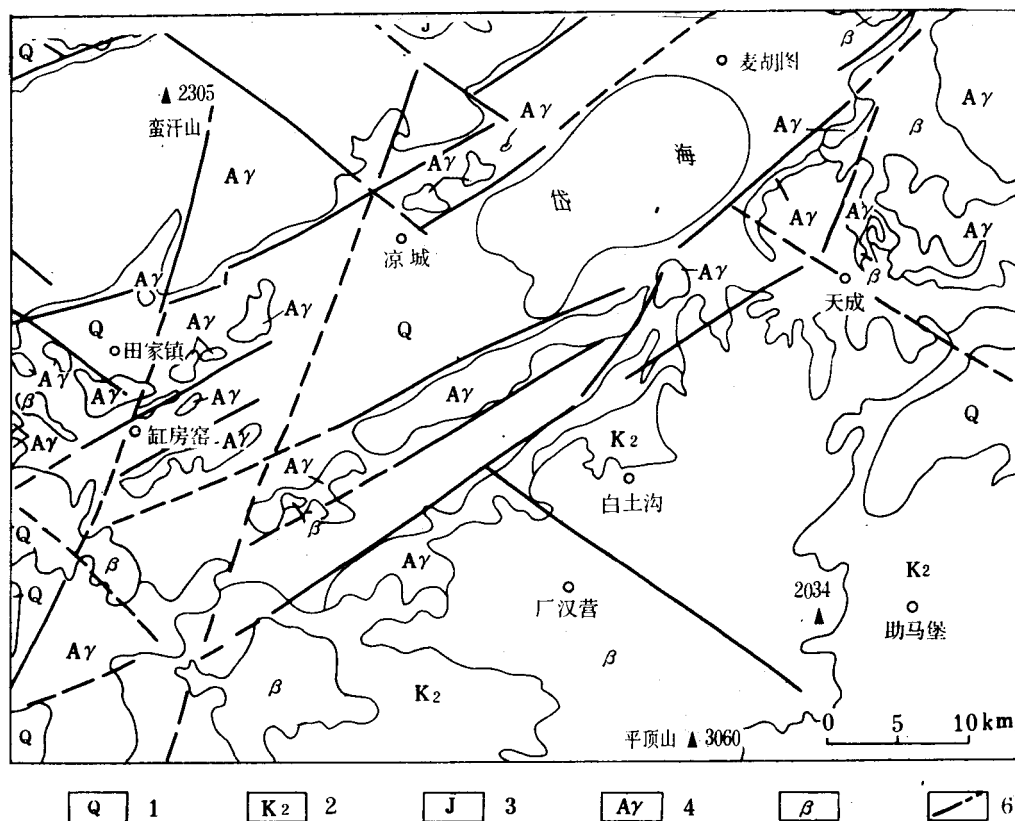


图 1-5 岱海地区地质构造图

1. 第四纪松散沉积物
2. 白垩系助马堡组 泥岩、砂质泥岩、砂岩、砾岩
3. 侏罗系砂岩、砂质页岩夹煤层、砂砾岩、流纹岩、石英斑岩
4. 太古界
5. 玄武岩
6. 断层 (据宋春青等, 1986 略修改)

第三节 湖区的气候与水文

一、湖 区 气 候

本区属中温带半干旱季风气候,冬季长而寒冷,夏季短而温暖,日照率高,无霜期短,年温差和日温差较大 降水较少 蒸发旺盛 多风沙天气。

(一) 太阳辐射与日照

1. 太阳总辐射 太阳总辐射是在某一时间内太阳对地面直接辐射和散射辐射的总和,表示地面上获得太阳辐射能量的总和,是气候形成和气候变化的基本原因。

凉城站的太阳总辐射如表 1-3 所示。平均年总辐射高达 $141.14\text{kcal/cm}^2 \cdot \text{a}$ 高于同纬度的北京 ($39^\circ 48' \text{N}$, $130.13\text{kcal/cm}^2 \cdot \text{a}$) 和沈阳 ($41^\circ 46' \text{N}$, $122.66\text{kcal/cm}^2 \cdot \text{a}$) 等地也高于我国广大的东部地区,这是由于本区空气较干、云量较少、晴天较多、大气透光性较好的缘故。但比其以西的同纬度的呼和浩特 $142.95\text{kcal/cm}^2 \cdot \text{a}$ 和渤海湾 ($157.80\text{kcal/cm}^2 \cdot \text{a}$) 要低些 也低于全球北纬 40° 的平均值 ($144\text{kcal/cm}^2 \cdot \text{a}$)。

其年内变化以 5、6 月份为最高,原因是太阳高度角大、云量少和大气透明度较好。以 12 月为最低 主要是由于太阳高度角小。从季节变化看 夏季最大 占全年的 32.5%。春季接近于夏季 占 30.9% 冬季最小 占 15.6% 秋季接近于冬季 占 21%。春季大于秋季,尤其是 4—5 月大于 7—8 月 其原因是春季云量小、空气透明度大 而 7—8 月受东南季风影响,云量、降水量和空气中的水气含量较高。

表 1-3 凉城站太阳总辐射 (kcal/cm^2)

时 间	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	年
太阳总辐射	7.24	8.26	12.30	14.20	17.17	16.72	15.05	14.17	12.21	10.11	7.25	6.46	141.14

1—4 月为 1961—1983 年资料 其它各月为 1960—1983 年资料

2. 日照 按凉城站 1960—1983 年的统计,平均年日照时数高达 3026.2 小时,平均日照百分率为 69% (表 1-4)。日照时数相当于北非的水平,如突尼斯城为 2907 小时 阿尔及尔为 2776 小时 摩加迪沙为 3082 小时 李汝燊,1984);在国内亦属日照最丰富的地区之一,比广大的东南地区高得多 几乎相当于“日光城”拉萨 (3005.3 小时) 和“火州”吐鲁番 (3095.3 小时) 的水平。但与本地区更西部相比要低一些,如位于河套地区的临河县,1958—1970 年平均,年日照时数为 3366.0 小时 日照百分率为 73% (孙金铸,1976)。

表 1-4 凉城站日照时数及日照百分率

时 间	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	年
日照时数(小时)	224.5	221.7	265.6	264.5	296.4	295.1	266.3	256.2	251.2	249.7	218.3	216.7	3026.2
日照百分率(%)	75	74	72	67	67	66	59	61	67	73	74	75	69

1960—1983 年资料 其中 1—4 月为 1961—1983 年资料

日照时数的年内变化不仅取决于昼夜长短的变化,也与天气晴朗程度有关。日照时数以 5、6 月最高,11 月至次年 2 月最低,春季高于秋季。日照百分率的季节变化则仅以能见度为转移,在主要

被极地大陆气团控制的 10月至次年 3 月 空气干燥 天晴日朗 日照丰富 日照百分率都在 70%以上。7、8 两月 东南季风到达 多云雨天气 日照最低 百分率在 60%上下。9 月、4 月、5 月均为 67%，其中 4、5 两个月，虽云雨少，但风沙多，能见度低，故日照百分率不高。

(二) 气温与热量

1. 气温 岱海地区的气温特点是年均温低，漫长的冬季气温很低，短暂的夏季气温亦不算高，年温差和日温差大。

从表 1-5 可见，本区的年平均气温仅 5.1℃ 远低于全球北纬 40°大陆的平均值 15.6℃(李汝燊,1984) 这既和地势较高有关 更和东亚温带季风气候的特征有关。与我国同纬度地区相比 气温亦是最低的(表 1-6)。

表 1-5 凉城站年、月平均气温和极端最高、最低气温(℃)

时 间	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	年
平 均 气 温	—13.0	—9.7	—1.7	7.1	14.4	18.7	20.5	18.8	13.0	6.3	—2.9	—11.0	5.1
极端最高气温	9.4	14.0	22.4	28.2	33.4	36.0	35.9	34.2	29.1	25.8	19.1	10.0	36.0
极端最低气温	—34.3	—33.8	—30.9	—12.5	—3.9	0.6	5.9	3.0	—3.8	—10.5	—25.4	—32.2	—34.3
统 计 年 度	1960—1988	1959—1988											1959—1987

表 1-6 凉城站与我国同纬度其它地区气温比较

地 点	纬 度 (N)	高 度 (m)	平 均 气 温 (℃)			极 端 气 温 (℃)	
			1 月	7 月	年	最 低	最 高
凉 城	40°31'	1256.9	-13.0	20.5	5.1	-34.3	36.0
北 京	39°48'	31.2	-4.7	26.0	11.6	-27.4	40.6
丹 东	40°03'	15.1	-8.8	22.9	8.5	-28.0	34.3
敦 煌	40°08'	1138.7	-9.1	25.2	9.5	-27.6	43.6
喀 什	39°28'	1288.7	-6.5	25.8	11.7	-24.4	40.1

凉城站 1 月平均温度为 -13.0℃,7 月平均温度为 20.5℃ 极端最低温度为 -34.3℃ 极端最高温度为 36.0℃。和我国同纬度其它地区比,1 月平均温度、7 月平均温度和极端最低温度都是很低的,极端最高温度也是较低的。温度低的原因,主要是这里为蒙古高压造成的冷气流南下的要冲,和东部地区比,还由于海拔较高。

冬季漫长而温度很低。11 月至次年 3 月 共 5 个月的月均温在 0℃以下。最低月均温出现在 1 月 但次低月均温出现在 12 月而不是我国东部地区通常的 2 月 从 9 月至 5 月 共 9 个月的月极端最低温度可能出现 0℃以下的情况。极端最低温度出现在 1 月,12、1、2、3 各月的极端最低温度也都在 -30℃以下。它们均出现在寒潮冷锋入侵以后。

夏季短暂且温度也不高。仅 7 月均温刚超过 20℃,6、8 两月则都在 20℃ 以下。6、7、8 月的月极端最低温度分别为 0.6、5.9 和 3.0℃。

春秋两季温度变化大。3—5 月气温急剧上升,9—11 月气温急剧下降。3、4、5 月的月均温分别高于 11、10、9 月 即秋比春冷 然而 3、4 月的极端最低温度却分别低于 11、10 月。秋与春比,12 月与 2 月比,气温较低而最低温度却较高,其主要原因是,秋季和初冬,蒙古高压较强且稳定,而入春以后,蒙古高压因地面增温而被破坏,分裂为两个高压中心,一个位于中亚和新疆西北部一带,另一

个为黄海临时高压，此时本区则位于以河套平原为中心的低压槽即蒙古低压之内。

大陆性强及季风气候使温度较差大：极端温度较差达 70.3°C 年较差达 33.5°C ；日较差平均为 13.7°C 以 4、5 月最大，这亦和春季低压槽的活动有关。

2. 积温和无霜期 岱海地区的积温很低，属于中温带范围。表 1-7 为麦胡图站的统计 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的活动积温为 2593.2°C 初终日之间日数为 154 天。作为对比，哈尔滨 $45^{\circ}41'\text{N}$ 高程 171.7m 分别为 2782.6°C 和 146.6 天，本区与哈尔滨相当。北京分别为 4139.4°C 和 198.3 天(李汝燊, 1984) 远高于本区。

岱海湖区的无霜期很短，仅 120 天左右(表 1-8)。作为对比 哈尔滨为 143 天，拉萨 $29^{\circ}42'\text{N}$ 高程 3658m 为 129 天，均高于本区。

从中国气候图集(1966)可见，岱海地区的各种气温和积温指标，均处于一个向南突出的低值楔之中。

3. 流域内气温的垂直变化 岱海位于湖盆的最低部位，湖四周的凉城、麦胡图、三苏木、坝底等站点可以代表湖区的气候情况，但向外围去，随海拔高度的增加，各气候因素发生变化，其中气温是下降的(表 1-9 图 1-6)。双古城位于岱海西南 18km，厂汉营位于岱海南 19km，西沟位于岱海北 15km 三地的高程分别约为 1400、1700 和 1900m。从表 1-9 结合表 1-8、表 1-5 可见，从麦胡图和凉城—双古城—厂汉营—西沟 随高程增加 气温下降 无霜期缩短。

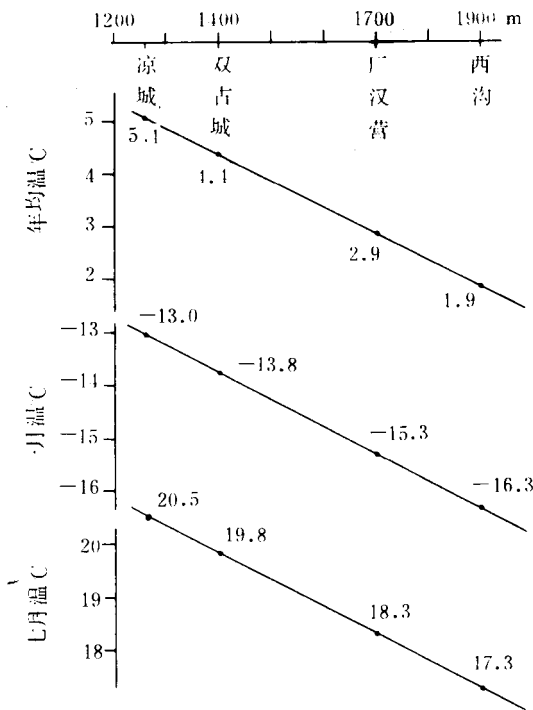


图 1-6 岱海盆地内气温随高程的变化

表 1-7 岱海湖区(麦胡图站)的积温

				$\geq 0^{\circ}\text{C}$	$\geq 5^{\circ}\text{C}$	$\geq 10^{\circ}\text{C}$	$\geq 15^{\circ}\text{C}$
平	均	初	日	3月21日	4月8日	4月28日	5月21日
平	均	终	日	11月5日	10月18日	9月29日	9月4日
初	—	终	间隔日数	229	193	154	106
平	均	积	温 ($^{\circ}\text{C}$)	2995.6	2891.6	2593.2	1982.9

表 1-8 岱海湖区的无霜期

站	名	平 均 初 霜	平 均 终 霜	无 霜 期 天 数
凉	城	9月19日	5月24日	118
麦	胡	9月19日	5月19日	124
庙	卜	9月19日	5月19日	124

表 1-9 岱海外围地区气温随高程的变化

站 名		双古城	厂汉营	西 沟
高 程 约 数 (m)		1400	1700	1900
月 均 温 ($^{\circ}\text{C}$)	1月	-13.8	-15.3	-16.3
	2月	-10.4	-11.9	-12.9
	3月	-2.1	-3.6	-4.6
	4月	6.3	4.8	3.8
	5月	13.6	12.1	11.1
	6月	18.0	16.5	15.5
	7月	19.8	18.3	17.3
	8月	18.2	16.7	15.7
	9月	12.4	10.9	9.9
	10月	5.5	4.0	3.0
	11月	-3.5	-5.0	-6.0
	12月	-11.6	-13.1	-14.1
平 均 温 ($^{\circ}\text{C}$)		4.4	2.9	1.9
无 霜 期 天 数		117	96	75
平 均 始 霜		9月16日	9月6日	8月30日
平 均 终 霜		5月23日	6月3日	6月17日

(三 降水与水分条件

1. 降水

1) 降水量及其变率 岱海距海较远, 东南季风至此已成了强弩之末, 因此降水较少。凉城站的平均年降水量为 423.7mm(表 1-10)。季风气候的特征之一是降水的年内分配不均, 加上地处季风区的边缘部位, 使降水年际年内变化大的特点尤为突出。年降水量最高达 652.9mm(1959) 为最低的 201.0mm(1965) 的 3.25 倍 两者相差 451.9mm。降水集中在夏季 6—8 月 3 个月的降水量占年降水量的 66.9% 其中 8 月最多, 7 月次之, 7、8 两个月的降水量占全年降水量的 53.7%。与此形成鲜明对照的是, 冬季降水极少, 11 月至次年 3 月五个月的降水量仅占年总量的 5.5% 其中 12、1、2 三个月的降水量仅占年总量的 2.2%。曾出现过 5 个月仅有 1.3mm 的记录(1964 年 11 月至 1965 年 3 月) 各月的降水量年际变化很大 例如 1967 年 8 月降水 275.5mm 是 1962 年 8 月 35.8mm 的 7.7 倍, 且超过了少水年的全年降水量。又如 4 月和 10 月的最大降水量分别是最小降水量的 164.2 倍和 90.9 倍。

岱海年降水量超过 400mm, 却是一个内流湖, 这在全国乃至全球是罕见的。内流湖通常位于降水量 100—400mm 之间的地区。低于 100mm 的地区通常为无流区, 仅有暂时性积水而难以形成湖泊。超过 400mm 降水的地区通常只有外流湖。降水量超过 400mm 而有内流湖分布的, 在我国仅有三处, 一是西藏的纳木错及其附近的几个小湖, 二是岱海, 三是嫩江下游两侧的一些小泡子, 在世界上亦仅在某些热带草原带少量有见, 如非洲的乍得湖和东非的一些小湖。岱海之所以形成内流湖, 一是由于降水量超过 400mm 不多, 二是由于流域面积与湖面积之比很大(17.1) 这和纳木错等的情况相似。岱海降水量的年际变化大的特点, 是岱海水位波动频繁的根本原因。

表 1-10 凉城站的降水量(mm)

时 间	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	年
平均降水量	1.6	5.9	8.7	18.6	29.8	56.0	106.4	122.5	47.8	21.2	5.7	1.7	423.7
最大降水量	8.2	41.8	28.7	82.1	69.6	123.8	199.1	275.5	106.1	81.8	18.9	9.4	652.9
最小降水量	0	0	0	0.5	4.5	12.7	25.4	35.8	5.8	0.9	0	0	201.0
最大/最小	/	/	/	164.2	15.5	9.7	7.8	7.7	18.3	90.9	/	/	3.25
统计时段	1959—1988											1959—1987	

2) 湖区不同部位的降水量比较 岱海湖区四周的降水量有差异。表 1-11 中四个站都位于湖边 不远 高程相似 大致上可以分别代表湖东、湖南、湖北、湖西的情况 从表中可见 无论是年降水量还是 4—9 月降水量 都是湖西、湖北高而湖东、湖南低。这主要是蛮汗山起的作用 使湖的西北有较多地形雨。

表 1-11 岱海湖区四周降水量的差异

站 名	位 置	年降水量(mm)及统计时段	4—9 月降水量(mm)及统计时段
麦 胡 图	湖 东	388.9(1980—83)	346.0(1960—83)
坝 底	湖 南	393.2(1965—80)	350.0(1965—80)
三 苏 木	湖 北	418.9(1965—80)	372.8(1965—80)
凉 城	湖 西	397.9(1980—83) 429.7(1965—80)	380.4(1960—83) 383.3(1965—80)

3)降水强度 降水强度对侵蚀、搬运和沉积作用有影响。本区受夏季风的影响,降水高度集中在夏季,盛夏北太平洋副热带海洋气团到达本区之后,每当北方有较冷空气入侵时,即可能产生大雨或暴雨。据凉城站 1960—1988 年的资料 大雨 日降水量在 25—50mm 出现在 6—9 月 而暴雨 (日降水量超过 50mm)出现在 6—8 月 尤其是集中在 8 月和 7 月。29 年间,暴雨在 8 月份出现过 8 次,7 月份出现过 4 次。历年最大日降水量为 94.2mm(1967 年 8 月 5 日)这一记录相当于该年降水量的 16% 相当于平均年降水量的 22.2%。凉城站 12 小时最大降水量达 72.9mm(1967 年 8 月 5 日)。蛮汗山区的暴雨强度和次数超过凉城站。

4 流域内降水的变化 上述表 1-10、11 代表了处于岱海盆地底部的湖区降水情况。在岱海流域内,从湖区向外围去降水量有所变化。兵坝营位于岱海以北 11km 的蛮汗山南坡,高程约 1550m,因地形雨增加,其年降水量达 512.9mm,4—9 月降水量达 452.7mm(表 1-12),可见蛮汗山区的降水明显多于湖区。岱海以南的十九号、二十三号、天成、北水泉四个点的降水资料表明,南部丘陵低山区的降水量总体上略低于湖区,各处的降水量既和高程有关,即地势高往往降水多,又和方位有关,即高程相当时越向南降水越少。

表 1-12 岱海外围地区的降水

站 名	高程约数(m)	年降水量(mm)及统计时段	4—9 月降水量(mm)及统计时段
兵 坝 营	1550	512.9(1977—80)	452.7(1977—80)
十 九 号	1600	500.0(1977—80)	448.9(1977—80)
二 十 三 号	1440	410.0(1977—80)	376.6(1977—80)
天 成	1290	384.7(1980—83)	350.0(1980—83)
北 水 泉		325.2(1965—80)	
凉 城 (对 照)	1256	393.6(1977—80)	338.2(1977—80)
		397.9(1980—83)	351.3(1980—83)
		429.7(1965—80)	

2. 蒸发与湿润度表 1-13 是据凉城站 1960—1983 年的资料统计的,20cm 蒸发皿年蒸发量高达 1938.2mm(如以 1960—1987 年计 则为 1930.4mm) 以雨季前气温较高的 5—6 月的蒸发量最大。当然,实际蒸发量比 20cm 蒸发皿观测数字小得多,在本地区当乘 0.6 系数,即年蒸发量约为 4100mm 为降水量的 2.9 倍。据伊万诺夫湿润度公式,年湿润系数为 0.37,属半干旱气候。各月的湿润度相差很大,其中 8 月属湿润期,12 月属极干旱期。三苏木站 1981、1983—1986 年 5 年的平均年蒸发量为 1619.0mm(20cm 蒸发皿),低于凉城,可能是离湖更近相对湿度较高的缘故。用多种公式计算结果,本区均属于半干旱气候区,离干旱指数近而离半湿润指数远,即属于半干旱区中的干燥度较高的地区。

表 1-13 凉城站蒸发量、相对湿度和湿润度

时 间	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	年
蒸发量(mm)	41.1	55.1	123.1	229.8	337.0	306.0	235.8	194.5	165.3	129.7	75.1	45.3	1938.2
相对湿度(%)	54	51	47	43	42	51	67	71	63	59	55	54	55
湿 润 度	0.14	0.26	0.16	0.20	0.19	0.31	0.85	1.22	0.52	0.33	0.16	0.08	0.7
对应气候型	干旱	干旱	干旱	干旱	干旱	半干旱	半湿润	湿润	半干旱	半干旱	干旱	极干旱	半干旱

据凉城县农牧业区划委员会办公室《凉城县农牧业资源调查与区划》(1987)修正。

(四) 大风

凉城站 1960—1983 年的资料表明, 平均风速为 2.6m/s。超过 8 级的大风每年平均 9.8 次, 主要是西北风, 每每发生在冬春强冷空气南下时, 在全国属中等水平。相对于风力强劲的近中蒙边界地区, 这里属于风影区, 平均风速和大风次数低于邻近地区, 尤其明显低于阴山以北地区, 这与岱海处于盆地之中, 南北两侧尤其是北侧有较高东西走向的山脉起了阻挡作用有关。

二、湖 区 水 文

(一) 岱海流域概况

岱海流域面积为 2289km² 陆地海拔介于黄海高程 1221—2127m。岱海为一内流湖, 处于岱海盆地最低处, 湖底最低点高程为 1205m, 依靠盆内暂时性地表径流和地下径流以及湖面降水补给。没有出水口, 水量支出全靠蒸发。流域面积与湖泊面积之比为 17.1。注入岱海的一级河沟有 22 条, 总长度 409.6km 全具间歇性流水特点 没有常年流水的河流。较大的河有 4 条: 弓坝河、天成河、五号河和步量河。弓坝河最长, 70km 流域面积亦最大, 471.8km² (表 1-14)。

表 1-14 岱海流域的主要河流

名 称	长度 (km)	面积 (km ²)	名 称	长 度 (km)	面 积 (km ²)
天 成 河	46*	277.6*	帽 尔 河	7.2	8.6
弓 坝 河	70*	471.8*	泉 卜 子 沟	7.0	12.4
五 号 河	50*	274*	沙 卜 子 东 沟	7.8	12
步 量 河	31	196*	付 家 村 东 沟	8	5.8
日 花 河	30	338*	韭 菜 沟	12	44
索 代 沟	17	76	大 庙 西 沟	6	24
水 草 沟	17	39	松 树 沟	9	18
石 天 沟	16	84	无 山 沟	6.6	29
杏 树 背 沟	15	55	白 石 头 沟	11	7.6
元 子 沟	17	84	淤 泥 滩 西 沟	10	18.6
圪 臭 沟	11	58	泉 子 沟	5	6

* 据总参谋部测绘局 1/200,000 地形图量算。其它据凉城县农牧业区划统计资料(1984)

(二) 岱海水的收入

1. 入湖地表径流 由于各溪沟没有固定水文站, 因此对入湖地表径流量的估计缺乏实测资料。据凉城县资料, 岱海流域平均年径流深为 48mm 平均年径流量为 $108.14 \times 10^6 \text{m}^3$ (表 1-15)。径流

量年际变化很大，年径流变量系数 $C_r=0.6$ 。当然，这 $108.14 \times 10^6 \text{m}^3$ 水并不都能流入岱海，一部分水被截流灌溉、沿程蒸发、下渗等所耗。

表 1-15 岱海流域地表径流量

年径流深 (mm)	年径流量 ($\times 10^6 \text{m}^3$)	不同频率径流量(10^6m^3)		
		P=50%	P=75%	P=95%
48	108.14	93.00	60.60	34.60

以 1983 年为例，该年全流域的地表径流量估计为 $93.00 \times 10^6 \text{m}^3$ （按该年降水量定为 50% 频率径流量）。全流域除地下水外的灌溉用水量约为 $46.1 \times 10^6 \text{m}^3$ ，并以岱海流域灌溉面积占凉城县的 75% 计算，加上其它用水，估计用水总量为 $46.8 \times 10^6 \text{m}^3$ 。还需扣除流域内水库、塘坝的年蒸发量约 $10.22 \times 10^6 \text{m}^3$ （库塘面积按 10km^2 计）在其它消耗忽略不计的情况下，1983 年进入岱海的地表径流为 $35.98 \times 10^6 \text{m}^3$ 即约 $36.0 \times 10^6 \text{m}^3$ 水。在人类用水不变的条件下，岱海入流量的大小，随降水量的多寡变化。

2. 入湖地下径流 以地下水渗流方式进入岱海的地下径流量很难计算。地下水的流向以向湖为主，在特定情况下，例如湖水位较高而湖滨平原抽用地下水时，亦可能向湖外渗。实际能进入岱海的地下水总量与入湖地表径流量相比是很小的。

3. 湖面降水 以湖面降水方式进入岱海的水量，是某一时段的降水量和该时期平均湖面面积的乘积。

（三 岱海水的支出

由于矿化度高，基本不存在提水灌溉之类的人类用水支出，湖体位于盆地的最低洼处，不易产生渗漏现象。湖面蒸发是岱海水支出最主要的途径。

据三苏木站 1981—1986 年及 1988 年的蒸发资料，20cm 蒸发皿所测平均年蒸发量为 1599.6mm 比凉城、新堂的多年平均蒸发量 1938、1971mm 要低。三苏木紧靠湖边，更有代表性。推算湖面蒸发量采用 0.6 的系数，则年均湖面蒸发量为 959.8mm。

（四 岱海的水量平衡

作为内流湖，以及根据上述岱海水的收入和支出的分析，岱海的多年水量平衡公式应为

$$X + Y_1 + Y_2 = Z。$$

短期水量平衡公式应为

$$X + Y_1 + Y_2 = Z + \Delta H。$$

式中，X——以 mm 为单位的湖面降水量；

Y_1 ——入湖地表径流量，化为湖面上的水层厚度（mm）；

Y_2 ——入湖地下径流量，化为湖面上的水层厚度（mm）；

Z——湖面蒸发深度（mm）；

ΔH ——计算时段内湖水水位增减量。

由于资料限制和计算困难，我们就 1981—1986 年的岱海水量平衡作一估算尝试：

$$X + Y_1 + Y_2 = Z + \Delta H，$$

$$X = 2314.8 \text{mm}$$

（采用凉城站 1981—1986 年降水量）

$$Z=5838.8\text{mm}$$

(采用三苏木站 1981—1986 年 20cm 蒸发皿蒸发总量乘系数 0.6),

$$\Delta H = -1350\text{mm}$$

(采用三苏木站 1986 年 12 月平均水位对于 1980 年 12 月平均水位的增量),

Y_1 的估算较困难。根据 1960—1983 年统计所得凉城平均年降水量 427.4mm 和流域年均地表径流量 $108.14 \times 10^6 \text{m}^3$ 以及凉城 1981—1986 年总降水量 2314.8mm 推算出 1981—1986 年流域地表径流总量为 $585.69 \times 10^6 \text{m}^3$, 扣除这 6 年的人类用水及库坝蒸发量 $342.12 \times 10^6 \text{m}^3$ (用前述 1983 年的数字作平均数), 得到入岱海地表径流总量为 $243.57 \times 10^6 \text{m}^3$, 再除以这 6 年的平均湖面面积 146.67km^2 据水位面积曲线先查出各年湖面面积) 得到 $Y_1=1661\text{mm}$ 。

将各值代入公式 $X+Y_1+Y_2=Z+\Delta H$ 中得到 $Y_1+Y_2=2174\text{mm}$, 所以 Y_2 加误差为 513mm 即入流地下径流量加上估算误差平均每年为 85.5mm。

(五) 冰温和冰情

1. 水温 水温资料根据三苏木站 1959—1986 年及 1988 年共 29 年的统计, 为近岸表层的水温。各年的年平均水温多介于 $8^\circ-9^\circ\text{C}$ 之间。每年的 12 月至次年 3 月为低温、冰封期, 4—6 月为升温期, 7—8 月为高温期, 9—11 月为降温期。多年最高日平均水温为 26.6°C , 各年最高日平均水温介于 20.6°C (1985 年 7 月 8 日) 至 31.7°C (1971 年 7 月 16 日) 之间。各年最高日平均水温出现的日期最早为 6 月 25 日 (1959 年) 最迟为 8 月 19 日 (1974 年), 29 年中, 出现在 7 月的有 15 年, 8 月的 12 年, 6 月的 2 年, 其中出现在 7 月 21 日至 8 月 10 日的有 15 年。

1959—1970 年的 12 年间, 各年最高月平均水温介于 19.9°C (1969 年 7 月) 到 22.7°C (1961 年 8 月) 之间, 均出现在 7、8 两个月中, 其中 7 月 7 年, 8 月 4 年, 7、8 两月相同的 1 年。

2. 冰情 据三苏木资料, 岱海沿岸开始结冰日期 (1960—1970 年) 最早为 10 月 4 日 (1964 年), 最迟为 12 月 5 日 (1962 年)。融冰终止日期 1960、1961、1962、1964、1966、1968 年) 最早为 3 月 25 日 (1960 年) 最迟为 4 月 26 日 (1964 年)。封冻日期 1960—1970 年) 最早为 11 月 24 日 (1960 年), 最迟为 12 月 15 日 (1968 年)。解冻日期 1960—1970 年) 最早为 3 月 21 日 (1960 年) 最迟为 4 月 19 日 (1970 年), 封冻天数 (1960—1970 年) 平均为 125 天, 最长为 143 天 (1970 年) 最短为 101 天 (1969 年)。

最冷时期的冰的厚度在湖心 (1960—1967 年) 平均为 0.71m, 最大为 0.83m (1967 年) 最小为 0.61m (1965 年), 岸边 (1960、1961、1967、1969—1972 年) 最大为 0.85m (1972 年) 最小为 0.61m (1971 年)。

3. 水温、冰情的南北岸差异 南岸坝底站的水温与北岸三苏木站相比并无差异, 但冰厚稍大, 封冻天数小为 0.61m (1971 年)。

3. 水温、冰情的南北岸差异 南岸坝底站的水温与北岸三苏木站相比并无差异, 但冰厚稍大, 封冻天数稍短, 这和北岸有蛮汗山依靠, 座北朝南造成稍暖小环境有关。例如, 1960—1967 年期间, 坝底站冰厚比三苏木站大 13cm。

(六) 水位

从三苏木站 1959—1986 及 1988 年水位资料分析 岱海水位 假定高程 的基本情况如表 1-16 所示。

表 1-16 岱海多年水位特征值（三苏木站）

时间	平均水位(m)	最高平均水位(m) 及出现时间	最低平均水位(m) 及出现时间	统计时段
1 月	989.14	989.96(1962)	986.96(1988)	1960-1986、1988
2 月	989.14	989.98(1962)	986.95(1988)	
3 月	989.16	990.00(1962)	986.95(1988)	
4 月	989.20	990.03(1962)	986.96(1988)	1959-1986、1988
5 月	989.09	990.01(1962)	982.92(1988)	
6 月	989.15	989.94(1970)	986.88(1988)	
7 月	989.15	990.03(1962)	987.01(1988)	
8 月	989.24	990.09(1962)	987.19(1988)	
9 月	989.24	990.07(1970)	987.23(1988)	
10 月	989.18	990.00(1959)	987.12(1988)	
11 月	989.12	989.96(1964)	987.03(1988)	
12 月	989.09	989.95(1961)	986.98(1988)	
年 月	989.16	989.95(1962) 990.14(1962.7.31)	987.01(1988) 986.84(1988.6.18)	1960-1986、1988

根据坝底站 33 年的水位资料分析，岱海年内水位变化的特征值如表 1-17 所示。

表 1-17 岱海年内水位变化特征值（坝底站）

	日间水位差(m) (最高日平均水位—最低日平均水位)			月间水位差(m) (最高月平均水位—最低月平均水位)		
	平 均	最 大	最 小	平 均	最 大	最 小
数 值	0.39	0.98	0.21	0.35	0.92	0.13
出现年代		1967	1973		1967	1973
统计时段	1955—1986、1988			1955—1986		

从表 1-17 可知，岱海水位的年内变化不大。年内的最高和最低日水位之差，多年平均值仅为 39cm 最大的 1967 年为 98cm 最小的 1973 年仅 21cm。年内的最高和最低月水位之差，多年平均值仅 35cm 最大的 1967 年为 92cm 最小的 1973 年仅为 13cm。如表 1-16 所示，多年平均的各月水位，最高值出现在 8、9 两月，比降水集中期 7、8 月有滞后现象，这与比地表径流滞后入湖的地下径流的作用有关。第二个高值出现在 4 月，这是雪水融化形成的径流所造成。最低水位出现在 5 月和 12 月 其次是 11 月，1—2 月水位高于 11—12 月，当是冰层膨胀所造成。

年际水位变化较大，例如，年平均水位，1966 年比 1965 年下降 48cm，1968 年比 1967 年上升 57cm，1988 年比 1970 年下降了 2.84m。年际水位变化大的主要原因是年际降水变率大，但近 30 多年来的水位呈下降趋势，人类活动增加导致入湖径流量的减少乃是主要原因。

（七）入湖泥沙量

由于没有固定水文站的系统观测，要估算众多河沟带入岱海的泥沙量是困难的。据凉城县水利局资料，岱海流域多年平均入湖沙量为 $2.7 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$ ，这一数字显然偏高了。另一种估算方法：凉

城县年均地表径流量为 $200.83 \times 10^6 \text{m}^3$ 年均输沙量为 $13.91 \times 10^6 \text{t}$ ^①，如入湖年均地表径流量按 $40.6 \times 10^6 \text{m}^3$ 计（前述水量平衡估算中 1981—1986 年平均值）假定岱海流域和凉城全县的径流含沙量相当，得年均流入岱海的泥沙量为 $2.81 \times 10^6 \text{t}$ 。又据刘培桐等（1962）估算 1955—1961 年总入湖泥沙量为 $4.76 \times 10^6 \text{m}^3$ 平均每年约 $0.79 \times 10^6 \text{m}^3$ 。

入湖泥沙量的年际差异很大。因缺乏全流域资料，以五号河五号村站（汇水面积 179km^2 的资料为例，仅 1957—1961 年的五年间，年输沙量剧变于 $11.1 \times 10^4 \text{t}$ （1960 年，该年凉城站降水量 285.7mm ）到 $78.8 \times 10^4 \text{t}$ （1959 年，该年凉城站降水量 652.9mm ）之间，年侵蚀模数剧变于 $620—4400 \text{t/km}^2$ 之间，差 6 倍多。

按我们能测年平均沉积厚度 2mm 计算，岱海年入湖泥沙当为 $26.7 \times 10^4 \text{m}^3$ 扣除 50% 的含水量，合 $32.7 \times 10^4 \text{t}$ 。我们认为，这一数字接近于实际。

第四节 岱海盆地地貌与第四纪地质

对于岱海盆地的地质地貌，早在三十年代张印堂先生（1937）曾作过调查，提出在气候变化的影响下，岱海湖面涨落、岸线变迁频繁。五、六十年代以来，北京师范大学地理系对该盆地进行了大量的工作，先后对其地貌形成、古地理演变以及火山活动规律等发表了一系列文章（李华章，1979；周廷儒，1982；宋春青，1986）。在前人工作的基础上，我们在 1986 至 1987 年间对湖区地貌与第四纪地质作了较为详细的考察。

一、岱海盆地地貌类型

作为一个断陷盆地，岱海盆地的地貌轮廓直接受控于构造格局。盆地的延伸方向为北东向，与区域主构造一致。主体部分的长宽比为 3：1，成北高南低东西伸长的不对称地堑盆地。北侧蛮汗山由太古代片麻岩、花岗岩组成，山势雄伟陡峻，短小而湍急的山间洪流冲击山口形成一系列由粗大砾石组成的向湖倾斜的洪积扇，并彼此相接成洪积裙。南侧马头山主要由第三纪以来喷发的层状玄武岩组成，地形高差及坡度均明显小于北部。东西两侧地势更为低缓，东侧与黄旗海盆地间的分水岭最高处的脑包山（ 1803.6m ）仅高出湖面 530m 多；西侧与桑干河水系的缸房窑谷地间的分水岭口约 1270m 高出湖面仅 50m 左右。

盆地四周有二十余条较大河流入湖，以东西两侧河流较为长大稳定，如弓坝河、五号河、目花河等；南侧的天成河、步量河亦较大。上述河流入湖处均形成一定规模的三角洲；北侧则以间歇性溪流为主，仅在降雨时有径流，洪积扇直接伸入湖中，形成一系列扇三角洲。由于西侧地形最平坦，滨湖地带潜水形成了大面积的沼泽苇塘（图 1-7）

按侵蚀剥蚀与堆积的关系，可将本区主要地貌类型作如下划分。

（一）侵蚀剥蚀地貌

岱海四周环山，盆地周边的构造抬升区受物理风化、风力、水流、重力的长期作用，塑造了一系列的剥蚀侵蚀作用为主的地貌，并为岱海湖盆提供大量碎屑物质。按它们的形态、高度，可进一步区分出如下类型：

1. 剥蚀中山 海拔高度 2100m 以上，相对高度大于 900m 。分布在盆地北部。以蛮汗山为主体