

大同-阳原盆地古泥河湾湖的岸线变化

夏 正 楷

(北京大学地理系)

提 要: 本文通过大同-阳原盆地古湖岸线遗迹的分析, 阐述第四纪古泥河湾湖的出现、发展和消亡, 指出湖泊变迁是构造运动和气候变化等因素共同作用的结果, 构造运动是主要因素。

主题词: 古泥河湾湖 湖岸阶地 古人类文化遗址

大同-阳原盆地位于桑干河上游, 包括河北省阳原盆地和山西省大同盆地, 总面积约10000km²。盆地中堆积有巨厚的湖积地层, 其时代从上新世末一直延续到晚更新世, 反映在漫长的地质历史中, 盆地曾长期被湖泊占据, 这个湖泊称古泥河湾湖。古湖在长达二百多万年的过程中, 有过多次扩张和收缩, 留下了多种多样的岸线遗迹。研究这些遗迹, 将有助于恢复古湖的演变历史。

一、古湖岸线的遗迹

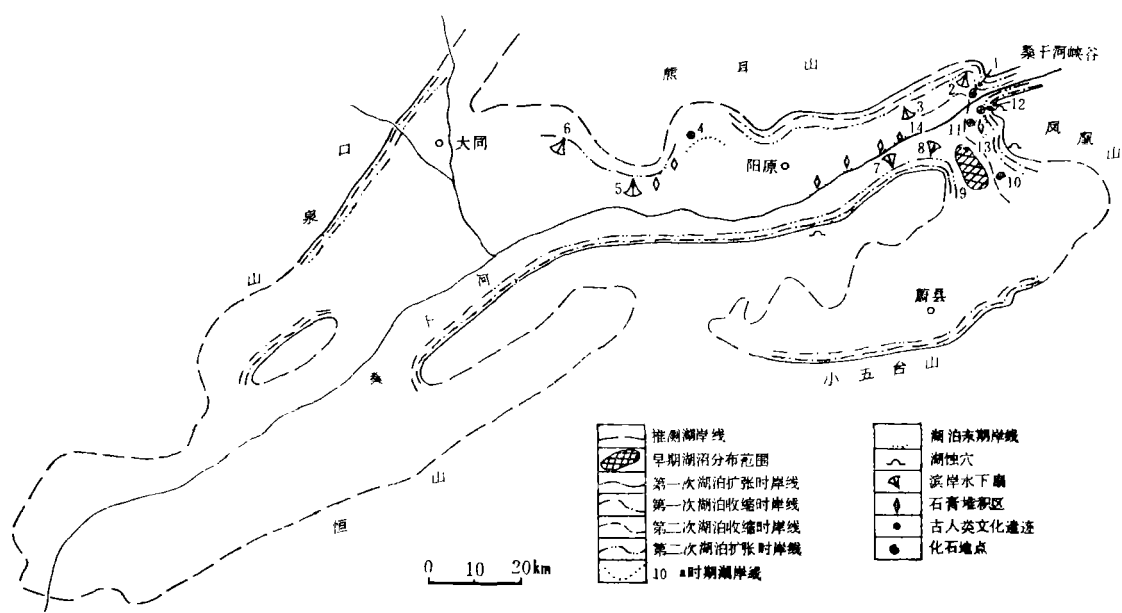
大同-阳原盆地的古湖岸线遗迹有地形、沉积和生物等方面的标志, 它们之中有的分布于盆地周围的山麓地带, 有的保存在盆地内部的沉积剖面之中(图1)。

(一) 地形标志

湖岸阶地是大同-阳原盆地最常见的古湖岸线遗迹。从盆地最东端的风凰山西麓, 沿盆地南北两侧的山地前缘, 直到盆地最西端的口泉山东麓, 湖岸阶地环绕盆地断续分布。

湖岸阶地共有两级, 为基座阶地或侵蚀阶地。其中高阶地海拔高程1150—1170m左右。由于受沟谷的切割, 阶地一般呈向盆地延伸的长梁状, 梁顶平坦, 长20—300m, 宽10—100m, 其上散布有零星的扁圆砾石, 阶地后缘与基岩山坡相连, 地形转折明显, 代表一期古岸线位置。低阶地海拔高程1100—1130m, 一般呈平台状, 宽40—400m。阶地基座面平坦, 其上常保留有较完整的砾石层, 不少地方还可以见到含螺化石的细砂层。阶地后缘与高阶地前缘陡坎相连, 在陡坎上, 还发育有湖蚀穴, 湖蚀穴中充填有磨圆砾石, 代表又一期古岸线位置。

在低阶地之下, 还广泛发育一级湖蚀-湖积台地。台地前缘海拔高程900—1000m, 后缘海拔高程1050—1070m, 台地宽200—1000m, 最宽可达2000—3000m。大多数台地由上、下两部分组成, 下部为基岩, 基岩顶面平坦, 向盆地中心明显倾斜, 上部为湖积物, 厚1—50m。还有一部分台地, 其后半部分与其他台地一样, 由上下两部分组成, 而前半部分则全部由湖积地层组成。无论是哪一种台地, 台地后缘均与低阶地前缘陡坎相连, 指示又一期古



1. 大沙沟 2. 大黑沟 3. 水峪口 4. 侯家窑 5. 东大沟
6. 金山南沟 7. 大沟楞 8. 王林沟 9. 红崖 10. 大南沟
11. 郝家台 12. 东各坨 13. 小长梁 14. 虎头梁

图 1 大同-阳原盆地古湖岸线遗迹分布图

Distribution of ancient lake shore in Datong-Yangyan basin

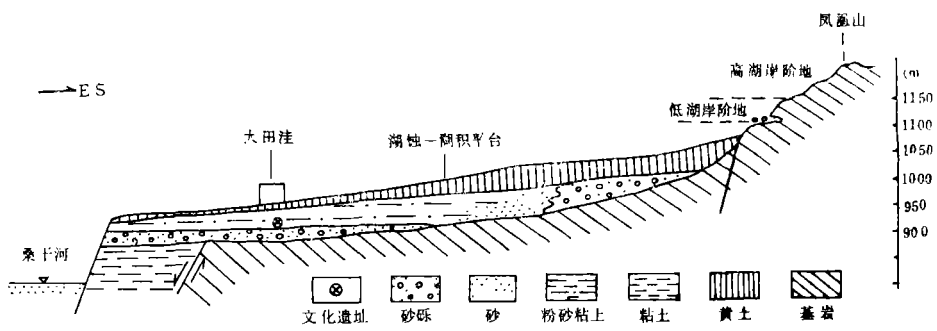


图 2 大田洼古湖岸地形剖面

A cross section in Datianwa platform

岸线位置。而台地前缘则往往是断层陡崖（坎），说明台地属于断块台地（图 2）。

（二）沉积标志

在盆地周围的湖岸阶地和湖蚀-湖积台地上，如前所述，经常有砾石和砾石层分布。据野外 25 个地点的统计，这些砾石岩性单一，基本上与下伏基岩的岩性一致。砾石磨圆度好，磨圆系数一般为 0.385—0.500，最高可达 0.600（按 Cailleux 法计算）。砾石扁平度也很好，

扁平系数一般为2.20—2.70,最高可达3.66(按Cailleux法计算)。砾石层具水平层理和斜层理,砾石扁平面大多倾向盆地中心。砾石的这些特征表明它们是湖滨砾石。

性状类同的砾石层也见于靠近盆地边缘的湖积地层之中。例如,在盆地东北端的后沟、大黑沟、上沙沟等地,湖积地层中夹有数层湖滨砾石层,厚0.5—1.5m,平面上呈平行盆地边缘的带状分布。它们的存在说明这里曾经一度是古岸线位置。其海拔高程在1050m左右。

除了湖滨砾石层之外,湖积地层中还夹有滨岸水下扇堆积,是入湖的山区河流在河口形成的快速堆积。其岩性为分选极差的砂砾石层,向盆地方向与湖相粘土水平相变。平面上呈扇形分布。滨岸水下扇见于阳原盆地北部的大黑沟、水峪口,南部的大沟楞、王林庄,大同盆地北部的东大沟、金山南沟等地,它们的海拔高程都在1050m左右。滨岸水下扇是古湖岸线的重要标志。

(三) 生物标志

在盆地东端的大沙沟,在海拔900m的地方,湖积地层中曾发现丰富的哺乳动物的粪化石^[1],化石个体保存完整,上面甚至还保留有动物肛门收缩造成的粪尖。这些特征表明,它们没有经过流水的搬运,属于原地埋藏。粪化石的存在指示当时这里是动物栖息的湖滨(滩)地带。在盆地南部的大南沟,在湖积地层中部的砂层层面上,保存有偶蹄类动物的足迹,指示这里也曾是动物出没的湖滨(滩)地带,其海拔高程在900m左右。

夹在湖积地层中的古人类文化遗址也是古湖岸线的重要标志。盆地东端凤凰山山前的湖蚀-湖积台地前缘,在海拔900m左右的小长梁、东谷陀等地,湖积地层下部发现有大量旧石器^[2、3],表明这里曾是古代人类居住过的湖滨地带。在盆地北部的许家窑一带,古人类文化遗址保存于湖积地层顶部^[4],海拔高程在1000m左右,指示这里也曾是古湖滨。

二、古湖岸线的迁移历史

古泥河湾湖的岸线在漫长的地质历史中,发生过多次迁移。根据古湖岸线遗迹分布的相对位置,以下分析古岸线的迁移历史。

(一) 古湖出现的初始阶段

古泥河湾湖出现的最初范围,目前很难具体确定,仅能根据沉积物的性状,推测当时的湖泊状况。

古湖出现的初始阶段的沉积物仅出露在盆地南部的铺路、红崖一带。在这一地带海拔850m处,覆盖在上新世三趾马红土之上的湖积地层底部,为一套厚达30m的棕褐色粉砂和砂砾堆积,其中夹有多层泥炭,泥炭层呈层状或透镜状产出,单层厚0.5—1.5m,含丰富的丽蚌化石、螺化石及碳化植物碎屑,反映位于盆地底部的铺路、红崖一带,当时曾多次出现水草丛生水生软体动物繁衍的湖沼环境,这些湖沼是古泥河湾湖的雏形。据古地磁测定^[5],这套沉积位于凯纳事件底部之上,松山/高斯界限之下,距今 $301-248 \times 10^4$ a,属上新世末期。

(二) 第一次湖泊扩张期和第一次收缩期

高湖岸阶地是古泥河湾湖第一次大规模扩张的产物。由于湖泊的这一次扩张,古岸线从

盆地底部现今海拔850m的铺路、红崖一带,扩张到现今海拔1150—1170m的周围山麓地带,并在此长期停留,塑造出相应的湖蚀地貌。在这一时期,古泥河湾湖占据了整个盆地,总面积超过10000km²,是古湖面积最大的时期。随后,湖泊收缩,古岸线向盆地中心后退20—300m,并在此再一次的长期停留,湖水在新的位置,即现今海拔1100—1130m的山麓地带,塑造出低一级的湖岸阶地。据区域新生代断层系统的追索,高、低湖岸阶地之间没有断层发育。因此,推算在湖泊收缩期间,湖水面下降幅度可达40m左右。

古湖第一次大规模扩张和收缩的时间,目前尚缺少可靠的年龄资料。根据高、低两级湖岸阶地高于覆有中更新世沉积物的湖蚀-湖积台地,又低于覆有上新世红土的新第三纪夷平面,推测其时代应为早更新世。盆地中相应于这一时期的沉积物见于郝家台、红崖等地湖积地层剖面下部,主要为浅水-半深水相的灰绿色粉砂质粘土、粘土。古地磁测定表明^[5],这套地层位于高斯/松山界限之上,奥尔都事件之下,距今 $248-187 \times 10^4$ a,属早更新世早一中期。

(三) 第二次湖泊收缩期

在盆地东南部,以东谷坨、小长梁古人类文化遗址为代表的古湖岸线,是这一次湖泊大规模收缩的产物。当时,岸线从现今海拔1135m的凤凰山低湖岸阶地后缘,后退到海拔900m的东谷坨、小长梁一带,后退距离达3—4km。由于受凤凰山山前正断层的影响,目前所见到的两次岸线之间的高差,不能代表当时湖水面下降的幅度。根据古人类文化遗址的时代^[2、3],推断这一次湖泊收缩发生在早更新世晚期—中更新世初期。盆地东端大沙沟以粪化石为标志的古岸线和盆地南部大南沟以动物足迹化石为标志的古岸线,根据共生的哺乳动物化石的性质,认为与东谷坨、小长梁古岸线是同一时期的产物。岸线后退距离也在3—4km左右。相应的沉积物见于郝家台、红崖湖积地层剖面中部,主要为浅湖相的灰黄色粉砂、粘土质粉砂和水下河道相的砂砾。古地磁测定表明^[5],这套地层位于奥尔都事件底部之上,布容/松山界限之下,距今 $187-73 \times 10^4$ a,属早更新世晚期—中更新世初期。

(四) 第二次湖泊扩张期

湖蚀-湖积台地是湖泊这一次大规模扩张的产物,台地后缘是湖泊扩张最大时期的岸线位置,大体在现今海拔1070m的地方。相对于前一时期(湖泊第二次收缩期),湖岸线向前推进了大约2—3km,湖水面回升170m左右,湖泊再一次占据整个盆地,但面积要略小于湖泊第一次扩张期和收缩期的面积。根据组成台地的湖积物中产大角鹿化石^[6],推断这一次湖泊扩张发生于中更新世。由于湖泊的扩张,东谷坨、小长梁以古人类文化遗址为标志的古湖岸线,被中更新世湖积物所淹埋。盆地东北端后沟、大黑沟、上沙沟一带的湖滨砾石层中产梅氏犀,盆地西部大同火山区的东大沟滨岸水下扇中产肿骨鹿,说明它们也是这一期湖泊扩张的产物。同期沉积也见于郝家台、红崖剖面上部,主要为浅湖相的灰黄色粉砂、细砂,古地磁测定^[5]为正向布容期,年龄小于 73×10^4 a,属中更新世。

(五) 第三次湖泊收缩期

中更新世以后,古泥河湾湖开始消亡。晚更新世初期的古湖岸线,有确切年龄证据的仅见于盆地北部的许家窑、侯家窑一带。古岸线以位于湖积物顶部的古人类文化遗址为标志。遗址的时代,据铀系法测定^[7],为 10×10^4 a左右。根据遗址与邻近中更新世岸线的相对位

置,推算这个时候的岸线,相对于中更新世湖泊扩张最大时期的岸线,后退了大约4—5km。晚更新世期间,湖泊继续急剧收缩。目前已知的湖泊存在的最后记录有:阳原虎头梁湖积地层顶部所夹钙质结核,其 ^{14}C 年龄¹⁾为 $2.7 \times 10^4 \text{a}$ 左右,大田洼湖积地层顶部碳酸盐透镜体的 ^{14}C 年龄为 $2.3 \times 10^4 \text{a}$ 左右,大同东大沟湖积地层顶部水菱镁矿透镜体^[8]的 ^{14}C 年龄²⁾为 $2.6 \times 10^4 \text{a}$ 左右。根据这些沉积物分布有限,且多为化学沉积,推测在距今 $2.3-2.7 \times 10^4 \text{a}$ 左右,统一的泥河湾湖已被分割为若干小湖,并很快干涸消灭。

由桑干河峡谷各级阶地剖面图可见古湖岸线的演变(图3)。

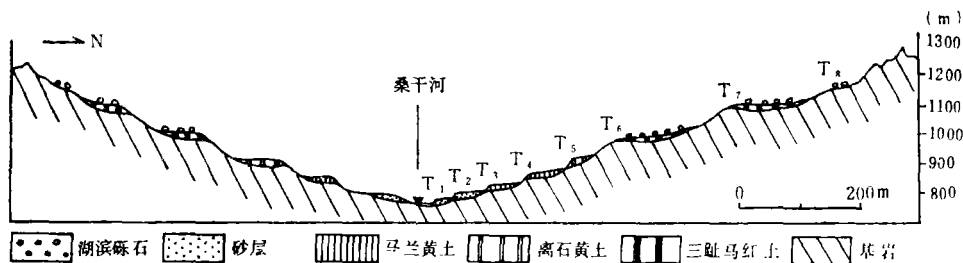


图3 桑干河峡谷各级阶地剖面图

A cross section of the terraces in the gorge of Sanggan river

三、古湖岸线迁移的原因分析

古湖岸线的迁移一般受构造运动、气候变化和湖泊自身堆积过程等诸因素的控制。

大同-阳原盆地是一个新生代断陷盆地,它最早形成于上新世末—早更新世初的喜马拉雅运动。当时,本区受强烈的差异性升降运动的影响,上新世准平原解体为地槽式山间盆地和盆地周围的断块山地。盆地的出现为湖泊的形成和发展提供了必不可少的空间。与此同时,大量的动、植物化石和沉积物资料表明^[9,10],当时的气候环境,已经由三趾马红土发育时期的温热干燥的热带-亚热带稀树草原气候,转变为以泥炭堆积为代表的温暖湿润气候。这种气候环境为湖泊的出现提供了比较适宜的水文条件,盆地中逐渐积水成湖。

早更新世早期,构造运动处于相对稳定的时期,一方面由于陆源物质的供给量超过盆地的下沉量,另一方面也由于当时的气候属于北方森林草原气候^[11],温凉湿润,相对湿度较大,注入湖泊的水量超过蒸发量,因此,湖泊扩张,水位上升。当湖面达到盆地东端桑干河峡谷段唐县期宽谷的高度,湖水开始通过这一宽谷向相邻的怀来盆地排洩,泥河湾湖由非排水湖变成了排水湖。在构造运动相对稳定的情况下,湖泊性质的改变使湖水面有可能在相当长的时期内保持在一个相对稳定的位置上,并塑造出高湖岸阶地(图4)。

早更新世中期,构造运动再一次活跃,山地上升,盆地相对下降,湖水面也随之下降。但由于构造运动幅度较小,湖水面下降幅度也较小,再加上湖泊排水通道下切造成的湖口高

1) 北京师范大学 ^{14}C 实验室测定。

2) 中国科学院古人类与古脊椎动物研究所测定。

度的降低,湖泊得以继续向外排水。在随后的构造稳定时期,受新湖口的控制,湖水位保持在一个稍低的高度上,并塑造出低湖岸阶地。

早更新世晚期—中更新世初期泥河湾湖的第二次收缩,与华北地区普遍存在的强烈的构造运动有关。受这一次构造运动的影响,盆地急剧下沉,湖水面也随之大幅度下降,湖面大规模收缩。由于湖口的下切速度赶不上湖面的下降速度,湖泊再一次变为非排水湖。孢粉谱^[13]也反映当时气候干燥,植被稀少。这无疑加快了湖泊的缩小。

随着中更新世构造运动趋于稳定,再加上以暗针叶林反映的温凉湿润—半湿润气候^[12]条件,湖泊中水量增加,湖水面不断上升,湖面扩张,而陆源物质的充填也加快了这一过程。当水位达到湖口下切形成的新湖口时,湖泊再一次向外排水。在水量平衡的条件下,湖水位稳定在一个更低的高度上,并塑造出湖蚀—湖积平台。

从中更新世后期到晚更新世初期,构造运动再一次活跃,本区相对上升,相邻的怀来盆地强烈下降。作为地方性侵蚀基准面的怀来盆地的大幅度下降,势必引起湖泊排水通道的急剧下切,湖水大量外泄,湖面大规模收缩,湖水变浅,并逐渐消亡^[13]。与此同时,受构造运动再次活跃的影响,盆地西部有大规模的火山喷发和熔岩的溢出。给湖泊带来了大量的火山物质,加快了湖泊的淤塞和变浅。在湖泊最终消亡的过程中,气候的日益变干和黄土堆积的加剧也起了重要作用,前者加快了水体的蒸发,后者使残存水体很快被黄土充填。

泥河湾湖岸线的迁移是构造、气候和陆源物质供给等因素共同作用的结果,但构造因素占主导地位。

综上所述,可以得出以下结论:

1. 根据地形、沉积和生物等方面的标志,确认古泥河湾湖至少存在过4道古湖岸线。
2. 古泥河湾湖出现于上新世末期。4道古湖岸线反映古湖至少有过2次大规模扩张和3次大规模收缩。第一次湖泊扩张和收缩发生在早更新世早期和中期,第二次收缩出现于早更新世晚期—中更新世初期,第二次湖泊扩张发生于中更新世,第三次湖泊收缩出现于中更新世末—晚更新世。古泥河湾湖的最终消亡在晚更新世晚期。
3. 古泥河湾湖岸线的迁移是构造、气候和自身堆积过程共同作用的结果。构造运动是岸线迁移的主要原因。

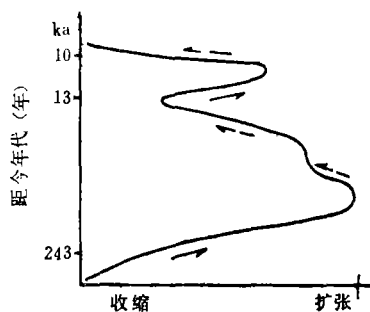


图4 古泥河湾湖湖面波动曲线
Scheme showing the varieties of the square of ancient Nihewan lake

参 考 文 献

- (1) 高福清. 记泥河湾粪化石. 古脊椎动物与古人类, 6(4):

- (2) 尤玉柱.河北小长梁旧石器遗址的新材料及其时代问题.1983, 史前研究, 创刊号.
- (3) 卫奇.泥河湾层中新发现的一处旧石器地点.人类学学报, 1985, 4(3):
- (4) 贾兰坡、卫奇.阳高许家窑旧石器时代文化遗址.考古学报, 1976, 2:
- (5) Li Huamei and Wang Junda. Magnetostratigraphic studing of several typical geological sections in North China. Quaternary Research Association of China, China Ocean Press, 1982.
- (6) 卫奇.泥河湾层中的大角鹿一新种.古脊椎动物与古人类, 1982, 21(1):
- (7) 陈铁梅等.许家窑遗址哺乳动物化石的铀子系法年代测定.人类学学报, 1(1):
- (8) 严润娥、夏正楷.山西大同盆地更新世地层中水菱镁矿及其形成环境的探讨.北京大学学报(自然科学版), 1987, 2:
- (9) 王安德.泥河湾地区上新世哺乳动物群的出现及其意义.科学通报, 1982, 27(9):
- (10) 周昆叔.从泥河湾层花粉分析谈南沟冷期等问题.地质科学, 1983:
- (11) 裴文中.中国第四纪哺乳动物群的地理分布.古脊椎动物与古人类, 1957, 1(1):
- (12) 刘金陵.泥河湾组的孢粉组合及其地质意义.科学通报, 1980, 25(4):
- (13) 夏正楷、刘锡清.泥河湾层古地理环境的初步认识.海洋地质与第四纪地质, 1984, 4(3):

《地理研究》下期要目预告

- 1. 王浩等: 干谷和湿谷边界层气候差异的数值模拟研究
- 2. 陈万隆: 高原和开阔山地风资源的估算
- 3. 马乃孚: 湖北山区气候灾害及灾变的灰色预测
- 4. 毛政旦: 山地气候评价的意义和内容
- 5. 曾宪宁等: 拉萨近地层风廓线模拟
- 6. 庞效民: 工业区位因素变化与工业地理学研究的新动向

THE STUDY OF THE CHANGE OF ANCIENT LAKE SHORE IN THE DATONG-YANGYAN BASIN

Xia Zhengkai

(Geography Department, Peking University)

Subject terms: ancient Nihewan lake, lake shore terraces, cultural relics of the ancient human being

Abstract

The change of the ancient lake shore is an important event of the paleogeographical condition in the Datong-Yangyan basin during pleistocene.

This paper, based on some evidences of geomorphology, sedimentology and palaeontology associated with the evolution of the lake, suggests that there are four ancient lake shore lines around the margin of the Datong-Yangyan basin. They are found at heights of 1150—1170m, 1100—1130m, 1000—1070m and 900m above the sea level, and shows that the ancient Nihewan lake shore had two periods of advance and three periods of retreat during pleistocene. When the first advance and retreat occurred, the whole basin was almost occupied by water. The shore line had reached up to the piedmont zone, and formed two lacustrine terraces (1150—1170m and 1100—1130m). This event took place in the early pleistocene (Q_1). From the late, early pleistocene (Q_1^3) to the early, middle pleistocene (Q_2^1), the lake shore decreased about 3—4km and the level of the late water went down to a height of 900m above the sea level. It formed a series of lake shore deposits in the Quaternary system. The second advance occurred in the middle pleistocene (Q_2), and formed a lake abrasion—accumulation platform (1000—1070m). After this the level of the lake water declined quickly again and the lake disappeared entirely. It occurred from the late, middle-pleistocene to early, late-pleistocene (Q_3^1).

To explain the evolution of the lake we must consider two factors comprehensively: tectonic movement and climatic change. The wet—cold climate provided plenty of water in the early pleistocene (Q_1) and middle pleistocene (Q_2) causing the lake level to increase. The climate, however changed gradually during Q_1^3 — Q_2^1 and Q_2^3 — Q_3^1 , and did not favour the development of the lake. Although the climate changes were an important reason, but the neotectonic movement was a more important cause of the evolution of the Nihewan lake. The tectonic movement had made a confined intermountain basin which provided a place for the development of the lake, and had controlled the elevation and subsidence of the level of lake water by changing the height of the lake outlet. The tectonic movement which started in the late, middle-pleistocene (Q_2^3) had made the adjacent Huailai basin—a local base level of erosion—go down. With down-cut erosion, the lake water flowed from the Datong-Yangyan basin into the Hualai basin, finally, causing the ancient Nihewan lake to disappear.