

试论青藏高原清水河地区晚更新世以来多年冻土的演化

王绍令

张维信

(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

(兰州大学地理系)

近几年来,随着对青藏公路沿线冻土科研工作的深入开展,在楚玛尔河高平原清水河地区发现了较完整的晚更新世——全新世湖相、湖滨相地层^[1-3]。作者在野外调查的基础上对上述地层系统采样进行了C¹⁴年代测定、孢粉分析、土的矿物成分、含盐量、水和冰的化学成分分析及X光衍射测定。本文基于前人的工作并根据上述分析资料及地层的沉积特征试图恢复清水河地区晚更新世以来古气候的变化,并着重探讨其多年冻土的演化过程。

一、地质地理条件概述

清水河位于青藏高原腹部,是楚玛尔河高平原上主要河流之一。清水河两岸海拔4450—4500米,年平均气温-5℃,多年冻土厚度10—50米,年平均地温0—-1.0℃。

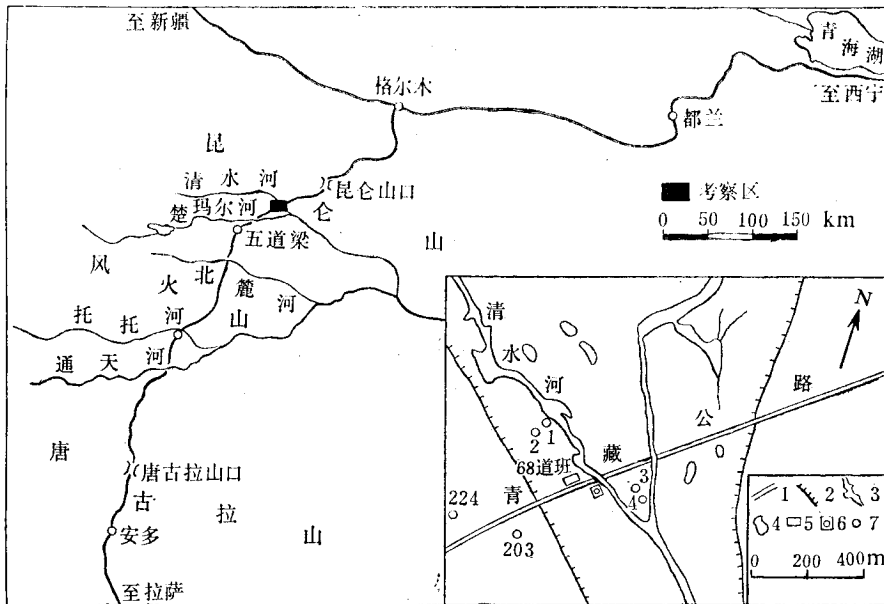


图1 考察地区位置图 (35°26'N, 93°35'E)

1.公路; 2.一级阶地; 3.河流; 4.湖塘; 5.道班房; 6.桩基试验场; 7.钻孔及编号

Fig.1. Location of the studied area (Lat.N35°26', Long.E93°35')

河两岸湖塘密布,有的与现代河道串通;湖塘大小和深浅不一,最大的清水湖直径达2公里,深十几米,小湖直径一般十几米至数十米,有的已干枯或为季节性湖塘(图1)。

第四纪以来整个青藏高原是以强烈抬升为主,其构造运动的形式主要表现为老断裂的复活及差异性升降运动。在这种构造背景下,楚玛尔河高平原是以缓慢的、相对大幅度的间歇性沉降为主。据68道班CK203孔及69道班水文孔揭露,高平原地带的湖相地层厚达300米以上,唐领余确定其时代晚于早更新世^[1],据岩芯的成岩程度判断为早更新世一中更新世为妥。晚更新世以来,高平原开始大面积的抬升,因此大多数地区只在近地表保留了1.0米左右厚的风成砂堆积。而清水河及其两岸宽300—500米范围内由于新构造运动的影响,仍以相对间断下沉为主。据作者现场调查和航片、卫片的判释,认为河流的流向和两岸湖塘的分布主要受一条北西—南东向构造断裂带控制,目前河流的经常摆动和河两岸泉水呈线状出露,表明该构造带仍在活动。钻孔揭露该区晚更新世—全新世以来主要沉积为湖相、湖滨相地层,厚度大于20米。

二、地层的沉积特征及试验资料分析

区内钻孔较多,现选CK80-3孔和桩基试验场孔(简称桩基孔)进行描述,试验资料分别标在钻孔综合剖面图上。

1. 地层沉积特征

(1) CK80-3孔剖面从上向下可分7层(图2):

- ① 灰白—浅灰色亚粘土,表层干燥较坚硬,下部含有未腐烂的水草,多年冻土上限深1.2—1.3米。
- ② 上部粉细砂夹灰岩碎块,下部为浅灰色亚粘土和黄色亚砂土、粉细砂互层,水平层理清晰,含有大量未腐烂的水草,水草约占该层总体积的70%,叶宽1厘米左右,叶表面有黄色铁质锈斑。
- ③ 黑色淤泥质亚粘土,地下冰发育,呈层状,体积含冰量60—90%,冰层纯而透明。
- ④ 黄色钙质亚粘土和中、细砂相间出现,碳酸盐结核和灰岩碎块明显增多,排列杂乱。
- ⑤ 灰色淤泥质中、细砂。
- ⑥ 黄色粉细砂和褐色亚粘土互层,体积含冰量达40—50%。
- ⑦ 灰色和蓝色淤泥质粉细砂和亚粘土互层,水平层理,颗粒粗细韵律变化有规律,每一旋回厚达60—80厘米,当颗粒由粗变细时淤泥含量增加,9米以下地层中含冰量逐渐增大,最大可达60%,10.50米深即打穿多年冻土;下部为淤泥质亚粘土和粉细砂含水层,地下水稍有承压,淤泥质含量随深度明显增加并有臭味,至15.0米深处岩性未变。

(2) 桩基孔(图3)^[3]:

- ① 上部为黄色亚粘土和粉砂,夹有植物根叶,下部为褐色淤泥质亚砂土,底部为细砂和冰互层。
- ② 黄色和灰色亚粘土和砂互层,其中夹有少量的灰岩碎块。
- ③ 蓝灰色、灰色亚粘土和砂互层,水平层理,向下颗粒变粗,为粗砂夹灰岩碎块及碳酸盐结核。

综合上述两孔的岩性和地层特征:由上而下岩性变化由亚粘土→亚砂土→粉细砂、中砂→夹有碎石和碳酸盐结核,这种由细变粗的韵律变化很有规律并出现多次的旋回;

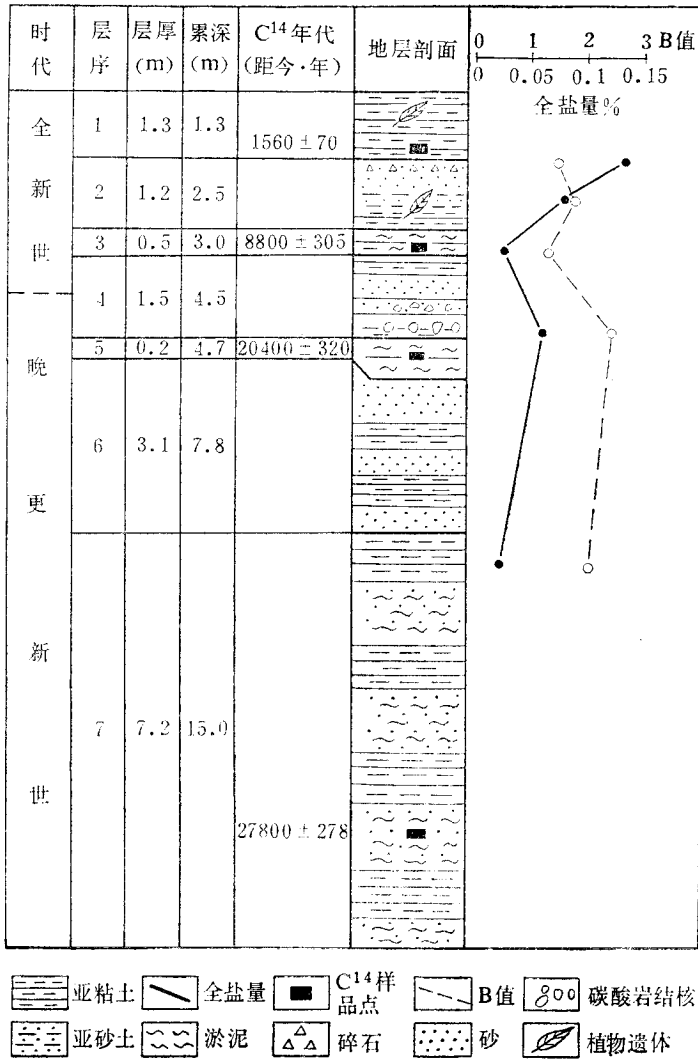


图2 CK80-3孔综合剖面图

Fig.2. Schematic profile diagram of bore hole No. CK80-3

沉积物的颜色也相应变化，当岩性由细变粗时颜色变浅，由褐色→蓝灰色→灰色→黄色。很明显，上述的韵律变化主要是由于气候的变化导致沉积环境的变化而造成的。

2. 孢粉资料分析

据桩基孔18.20—20.25米深处地层中（距今35000年以前）找到下列植物孢粉组合^[3]：伏蕨属、松属、云杉属、铁杉属、落叶松属、麻黄属、禾本科、葱、桉木属、栎属、藜属、白刺属和菊科等。根据这些不同植物种属的生物学特征和所要求的生态环境条件分析，如此繁多的种属不可能共生在同一自然地理区内，反映清水河直至外围地区当时是以半干旱的草原向温凉、较寒冷湿润的山地气候过渡，在垂向上发育着不同的

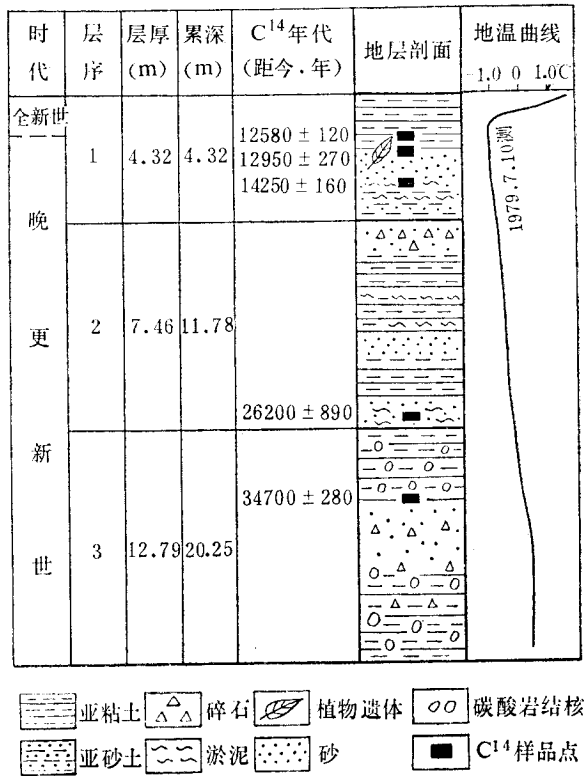


图 3 桩基孔综合剖面图
 Fig. 3. Schematic profile diagram of bore hole for piling

植被景观带。

3. 化学资料分析

(1) 清水河水和CK80-3孔岩芯中冰样分析(表 1)

该区地层中的厚层冰多属分凝冰^[2], 冰的化学成分与该层的岩性和地球化学性质有密切关系, 因此冰的化学成分也可间接地反映所在地层的岩性特征。表 1 中 4 号冰样采集于晚更新世地层, 冰的矿化度较上部样品都高, 并且以Ca⁺, SO₄²⁻离子为主, 表明该层是在较干旱的环境下沉积的。2、3号样品采集于全新世初期不同深度的地层中, 矿化度低于样品 4, 说明当时的气候较湿润, 地层中含盐量相对减少, 该层中的水和冻结后的冰矿化度相应地也较低。表层由于毛细蒸发作用, 使盐分向地表迁移形成碳酸钙胶结的硬壳, 从而导致地表水(样品 1)矿化度增高。

(2) 土中全盐量分析

全盐量分析结果(表 2, 图 2)表明, 地层中含盐量的变化和沉积环境有密切关系, 清-4号样品恰好采集于含碳酸盐结核的地层中, 因此全盐量相对较高; 季节融化层中地下水的淋滤作用活跃, 使盐分下移积聚于上限处, 导致现代多年冻土上限附近的地层中盐分富集, 造成清-1、清-2样品全盐量值高。

表 1 清水河河水和CK80-3孔冰样化学分析结果¹⁾

Table 1. Results of the chemical analysis on the water samples of the Qingshui River and ice samples from bore hole CK80-3

样品号	水样类型	取样深度 (m)	水 化 学 类 型		
1	清水河的河水	地 表	M 1.15	Cl 54.08 HCO ₃ 25.01 SO ₄ 20.90	Na 44.7 Mg 41.8 Ca 13.7
2	冰样(上限下 第一厚层冰)	1.5—2.0	M 0.87	SO ₄ 45.21 HCO ₃ 44.01 Cl 10.81	Ca 62.05 Mg 29.22 K 9.94
3	冰样(上限下 第二厚层冰)	3.0—3.5	M 0.68	HCO ₃ 52.7 SO ₄ 24.90 Cl 22.36	Ca 56.01 Mg 28.89 K 18.23
4	冰 样	9.0—9.5	M 1.53	SO ₄ 68.2 HCO ₃ 20.1 Cl 11.6	Ca 58.24 Mg 26.76 K 14.52

1) 本样品由江陆建分析测定。

表 2 CK80-3 孔地层中全盐量测定结果¹⁾

Table 2. Result on the determination of salt contents in the soils from bore hole CK80-3

样 品 号	采样深度 (m)	地层中全盐量 (%)
清-1	1.3—1.4	0.136
清-2	1.6—2.0	0.084
清-3	2.8—3.0	0.025
清-4	3.7—4.5	0.050
清-5	8.0—8.2	0.026

1) 样品由王平分析测定。

表 3 CK80-3 孔土样X光衍射测定结果

Table 3. Results on the X diffracted ray determination in the samples from bore hole CK80-3

样 品 号	采样深度 (m)	B 值
清-1	1.3—1.4	1.60
清-2	1.6—2.0	1.92
清-3	2.8—3.0	1.46
清-4	3.7—4.5	2.62
清-5	8.0—8.2	2.30

4. X光衍射资料分析¹⁾

我们对CK-3孔中的矿物作了X光衍射分析(图4)。地层中不稳定矿物含量与沉积过程中的淋滤作用和化学风化作用关系最密切,而影响这两种作用的主要因素则是气温和降水。因此利用地层中不稳定矿物含量的变化能够间接地判断当时的古地理环境。在青藏高原不稳定矿物含量一般用粘土矿物的B值表示^[4], B值用公式 $B = \text{水云母峰值强度} / \text{绿泥石峰值强度}$ 求得。B值高说明地层的风化改造程度高,可表明当时的气候较干或者较暖; B值低则相反(表3)。从图2可见,全盐量和B值两者随深度变化规律是比较一致的,如清-4样品全盐量高而B值也特别高,该层岩性为灰白色,黄色亚粘土含碳酸

1) 样品由邢泽民、区荣康测定。

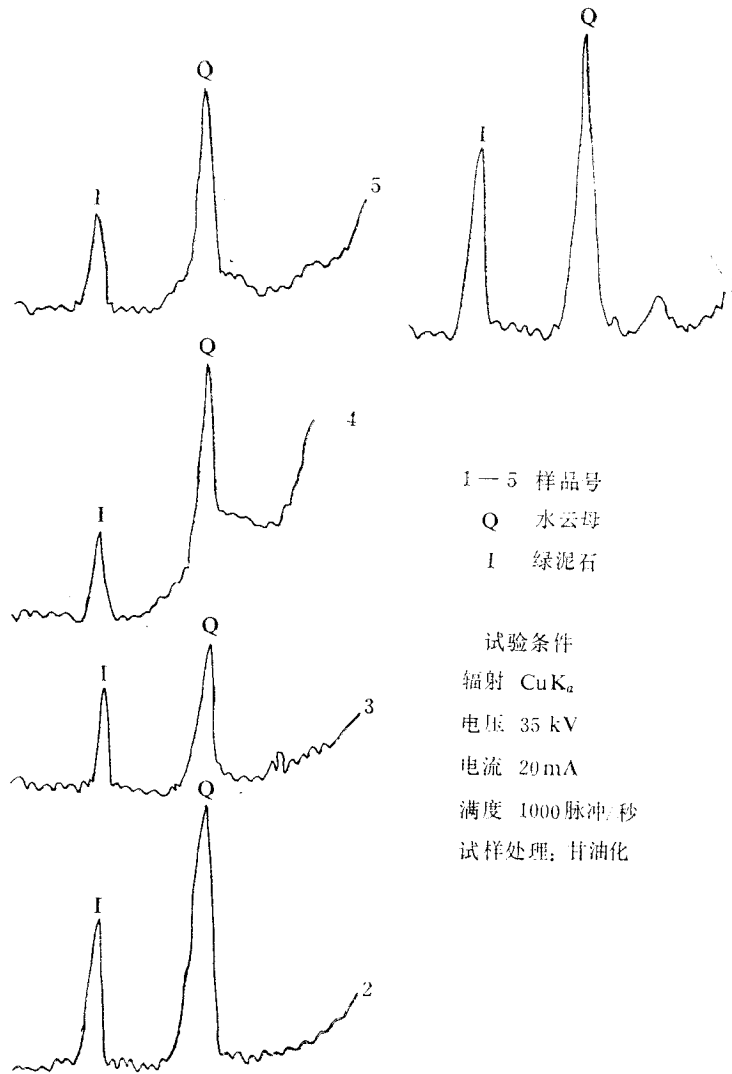


图4 CK80-3孔中矿物的X光衍射曲线

Fig. 4. The curve of X diffraction of some minerals from the bore hole CK80-3

盐结核,表明当时的气候干燥、风化作用强烈。其次是清-2样品,该层岩性为亚粘土和粉细砂并夹有大量水草,草叶上可见黄色铁质锈斑,说明当时气候较温和,氧化作用强烈。清-3样品全盐量和B值最低,相应地该层冰的矿化度也最小,说明当时的气候较湿润,地表水发育,是静水的沉积环境。

三、古气候变化及多年冻土演化过程

地层中含有大量的淤泥质和植物遗体能反映出当时的沉积环境及气候条件。在高原

上气温相对比较低,尤其是在冰期(或冰缘期)时,气候寒冷、干旱,抑制植物生长,这时期只发育着矮小和稀疏的植物,不利于形成厚层的有机质;只有在气候相对转暖、降水条件较充足的条件下,植物生长量较大,同时在沉积速度较快的环境下才有利于大量有机质的形成和保存。

根据CK80-3孔不同深度地层中植物遗体和淤泥质含量及分解程度的差异,从上向下主要概括为五层:第一层埋深1.0—1.3米,地层中夹有较多未腐烂的植物根茎,和目前湖中生长的水草相类似,经 C^{14} 测定距今 1560 ± 70 年¹⁾,该层分布范围较广,说明当时清水河地区湖塘比现在发育,气候比现在略潮湿、稍暖。第二层埋深1.3—2.2米,地层中含有大量未腐烂的水草,茎叶比现代水草要粗壮,充分说明当时的温度和水分条件都很适宜,水草在较温、湿的气候和静水环境下大量生长,并迅速堆积。第三层在2.7—3.0米深处,岩性为黑色淤泥质亚粘土,经 C^{14} 测定距今 8800 ± 305 年,该层有机质分解程度较高,因此需要相当长时间的较暖、湿的环境。第四层埋深4.50—4.70米,岩性为淤泥质细砂夹有半腐烂的植物遗体, C^{14} 测定距今 20400 ± 320 年。第五层7.8—15.0米为淤泥质粉细砂和亚粘土相间沉积,并出现多次韵律旋回,据12.0—12.20米处 C^{14} 样品测定距今 27800 ± 2780 年。

含有大量碳酸盐结核的地层则代表另一种沉积环境,从地层剖面也可明显地看出,含淤泥和植物遗体的地层和含碳酸盐结核的地层出现在不同的层位和不同的地质时期。在气候干旱,湖水补给量减少,蒸发量增大的环境下,才能使湖水急剧浓缩导致碳酸盐富集,从而形成大量的碳酸盐结核和钙质亚粘土。根据地层剖面分析,该区含碳酸盐结核的地层主要有两层:一层是距今35000年以前,另一层约距今20000—10000年间,结合孢粉等资料综合分析判断,前者属温暖、半干旱的草原气候;后者为干、冷的冰缘气候。

CK80-3和桩基孔不但在岩性上和CK203孔根本不同,而且孢粉资料两者也有明显的差别^[1],表现在桩基孔18.20—20.25米深的地层中缺少CK203孔中出现的桦、榆等阔叶种属,而反映荒漠-草原气候的藜属、麻黄属等组合有所增加;根据岩性、地层年代等资料对比确定该层晚于CK203孔第Ⅲ阶段的地层,但早于35000年,属于晚更新世中期,气候由温湿逐渐变为半干旱。

鉴于上述资料进行综合分析,即可重建清水河地区晚更新世以来的古气候变化。

随着青藏高原的不断隆起,在晚更新世时,高原上经历了珠穆朗玛冰期的三个阶段:基龙寺冰阶段;温暖的间阶段和绒布寺冰阶段^[5]。此时清水河地区已上升到海拔3000—3500米,在地层中虽没有发现冰川的遗迹,但本区气候仍被冰期和间冰期区域性的气候变化所控制。在初期为冰缘气候。中期(直至距今35000年前)气候有所变暖,桩基孔18.20—20.05米深地层中的孢粉种属明显地反映出当时是间冰缘期的较温暖、半干旱的草原环境^[3]。根据海拔高度和植物种属推断,并以现在的气温与当时的气温对比之后,确定当时的气温比现在高6—8℃,这样的气候条件和环境根本无法形成多年

1) 本文所引用的 C^{14} 年代数据,样品均由中国科学院青海盐湖所测定。

冻土。

晚更新世后期（即距今35000—10000年）由于高原的急剧隆起，气候由温干变为冷干，整个高原进入了第四纪最后一次冰期。这时高平原上的气候也随之变冷、变干。CK80-3孔3.0—15.0米深地层中淤泥质含量由下向上逐渐减少的现象，反映了这种气候变化的趋势。分析该孔7.8—15.0米段淤泥质粉细砂和亚粘土相间沉积的地层，发现该层层次清晰，颗粒的粗细和淤泥含量的韵律变化很有规律性，每一韵律旋回厚达60—80厘米（颗粒由粗变细时淤泥含量则增加）。这种沉积特征表明沉积环境周期性地发生变化，说明本区当时在严寒、干旱的冰缘气候笼罩下，气候仍有中、短周期相对较暖、湿的波动。晚更新世末期，区内气候变得更严寒和干旱，表现在CK80-3孔3.7—7.8米地层中，沉积物从下至上颗粒变粗，颜色变浅，岩性由淤泥质亚粘土变为黄色亚粘土和中、细砂并夹有灰岩碎块，在黄色亚粘土中碳酸盐结核含量急剧增加，这说明当时本区气候是相当干旱的，湖水补给量减少，而蒸发量增大，使含盐量和矿化度增加，以致湖中无法生长植物，造成碳酸盐富集。根据柴达木盆地地层判断，在距今35000—23000年之间为淡水湖相沉积，距今23000年以后逐渐变成盐湖及石膏沉积^[6]，与高原上气候变化是一致的。此期间整个高原干冷的冰缘气候在逐渐加强，风蚀作用相当强烈，风砂堆积范围非常广，如五道梁北埋藏在地表3.0米深以下的古砂丘，据对砂丘中埋藏的腐植质层进行C¹⁴测定距今12700±820年；在沱沱河北岸湖塘中挖出的砂化草根化石，经C¹⁴测定距今14810±350年；共和盆地一级阶地上的砂丘^[7]都是当时高原上干、寒气候的产物。这时高原上开始形成大面积厚层的多年冻土和类型繁多的冰缘现象。根据古冻土遗迹推断，此时青藏公路沿线多年冻土分布的北界在纳赤台附近，南界可延伸到当雄谷地。本区的多年冻土也逐渐形成，多年冻土层比现在要厚。按照古冻土界线处现在的气温推算，当时高原上的年平均气温至少比现在要低3—5℃。

进入全新世，整个高原已普遍上升到4000米以上，这时虽然冰期结束，但特殊的海拔高度决定本区仍处于冰缘环境。根据地层沉积特征并结合其它地区的资料综合分析，可将本区全新世时期的气候波动相对划出五个阶段：

1. 过渡期（距今10000—8000年）：末次冰期后气候普遍开始转暖并变得潮湿，在本区地层中同样有所反映，CK80-3孔深2.5—3.0米处的岩性变为黑色淤泥质亚粘土，在2.7—3.0米间取样经C¹⁴测定距今8800±305年，证明该层是属于这时期沉积的。

2. 温暖期（距今8000—3000年）：是高原上冰后期的气候适宜期，CK80-3孔深1.3—2.5米的地层，根据上、下层位年代的推断是属于该时期沉积的。这层岩性是浅灰色亚粘土和黄色亚砂土、粉细砂相间呈薄层分布，并含有大量未腐烂的水草，其茎、叶比现代水草要粗壮，推测当时的气温比现在至少要高2—3℃。当时的清水河两岸湖塘遍布，但湖水一般不深，是一种较稳定的湖滨相沉积环境，水草生长快并迅速被沉积物掩埋，在封闭的条件下植物遗体不易腐烂、分解，后来又被冻结以至完好地保留到现在。这时在海拔较低、气温较高的相邻地区泥炭和腐植质层较发育，如日月山垭口（海拔3455米）东坡厚达2米以上的腐植质层经C¹⁴测定距今4920±80年；羊八井七弄泥炭层（海拔4350米）在埋深1.7米和3.0米处C¹⁴年龄分别为3270±70年和6130±90年^[8]；西大滩8号孔4.4米深处腐植质的C¹⁴年龄为7530±300年，都属于该时期的产物。此时高

原上的多年冻土表现出明显的退化,南、北界开始向腹部地区收缩。清水河地区变为岛状冻土区,多年冻土层由上向下开始融化,在垂直方向呈不衔接状,形成大片的非贯穿融区。

3. 寒冷期(距今3000—2000年):许多资料表明,该阶段是全新世最寒冷的时期,气候较干旱。CK80-3孔1.3—2.5米深的岩性变为粉细砂夹灰岩碎块,未含有机质,该层属于不稳定的河流相沉积。这时整个高原上冻土和冰缘现象相当发育,如在高原东部的日月山(海拔3450米)、橡皮山(海拔3450米)、河卡南山(海拔3600米)等地广泛分布着这个时期形成的多边形、融冻泥流、小型冻胀丘及石环等^[9]。很多现象分布于目前多年冻土下界以下的地段,这些现象虽已停止发育,因距今时间较短,所以在地表的形态仍保留完好。根据上述冰缘现象分布的海拔高度判断当时多年冻土分布的下界比现在至少要低300米,以此推算当时的年平均气温比现在低2℃。在海拔3500米平缓的橡皮山顶,目前成片的冻胀草丘正趋于退化状态,在此地表下1.8—2.3米有一层发育良好的亚高山草甸土型的古土壤,经C¹⁴测定距今3590±90年,冻胀草丘的形成要晚于这个时代,这同样也证明它是寒冷期的产物^[7]。本区在未退化完的晚更新世形成的冻土层基础上重新冻结,某些地段又可形成和下层衔接的多年冻土层。

4. 转暖期(距今2000—500年):寒冷期以后气候又有所转暖,CK80-3孔1.0—1.3米深地层中同样也保存下一层完好的水草,茎、叶明显地不如1.3—2.5米那层的粗壮,但比现代水草叶要宽。该层水草经C¹⁴测定距今1560±70年,确属该阶段沉积。五道梁以东的一湖塘,在岸边1米以下的地层中挖探也发现相类似的埋藏水草。以此推测当时高平原上的气温比现在高1—2℃,气候比现在要潮湿些,从而造成本区内的多年冻土上限下降,导致上限以下的厚层地下冰开始融化,形成许多热融湖塘。

5. 现代小冰期(距今500年—19世纪末):高原进入全球性的小冰期阶段,特别在16—19世纪,气候明显变冷,高原上许多冰川都有小规模前进的迹象。这时高平原上气候向冷、干的趋势发展,已固定或半固定的沙丘表面又被风砂覆盖,清水河流量减小,在河床下非贯穿融区的局部地段陆续形成一些封闭型的多年生冻胀丘。

近百年来高原上的气候和小冰期时相比有转暖趋势,但气候仍在变干。在高平原上表现为大部分湖塘已干枯,地表沙漠化现象越来越严重,直至演变成目前这样干、寒的气候,多年冻土厚达40—50米。

综上所述,自晚更新世后期,本区始终在冰缘气候笼罩之下,但随着高原不断隆起和气候波动,沉积环境也相应发生变化,同时逐渐发育了厚层的多年冻土。而后虽经全新世期间的几次气候波动,并没有使得晚更新世后期形成的多年冻土层完全融化,只是季节融化深度加大,多年冻土层厚度随之而变薄。这些变化在冻土层内留下的遗迹也足以证明,据邢泽民等^[4]分析判断,楚玛尔河高平原上在8.4米深处普遍有古冻土上限存在;高平原上CK224孔处的多年冻土层内至少有两处明显的古冻土上限位置,一处埋深8.35米,另一处埋深16米;并认为16米深处的古冻土上限是全新世温暖期形成的;8.35米是转暖期形成的。由此也可证实整个楚玛尔河高平原上厚达40—50米的多年冻土层的主体部分是晚更新世后期形成的,经全新世几次较暖气候的影响,多年冻土层上部向下融化,在最暖时冻土上限可达16米深(加上地表不断沉积的地层厚度),以此推断清水

表 4 清水河地区晚更新世以来古气候变迁和多年冻土演化

Table 4. Palaeoclimatic changes and permafrost evolution in the Qingshui River region since the late pleistocene

时 代	全 新 世					转 暖 期	小 冰 期	
	晚 更 新 世	中 期	后 期	过 渡 期	温 暖 期			寒 冷 期
距今(年)		35000	10000	8000	3000	2000	500	100
地层沉积特征	粗砂和碎石沉积, 并含大量碳酸盐结核	下部为黄色和灰色淤质亚粘土和砂互层, 上部逐渐变为黄色钙质亚粘土并夹有碳酸盐结核	淤泥质中细砂和亚粘土互层, 夹腐烂的植物遗体	灰色亚粘土和黄色亚砂土互层, 并含大量未腐烂的水草	粉细砂夹灰岩碎块	灰色亚粘土夹未腐烂的水草	近地表河滩相沉积和风吹砂堆积	
孢粉和植物类型	伏蕨属、松属、云杉属、冷杉属、禾本科、栎属、藜属、白刺属和菊科等			苔草属、单子叶水草				
古气候和古地理环境	温暖、半干旱草原环境, 气温比现在高 6—8℃	严寒、干旱的冰缘环境, 气温比现在低 3—5℃	开始向暖湿方向过渡, 气温和现在差不多	较温暖潮湿, 气温比现在高 2—3℃	较寒冷、干旱的冰缘气候, 气温比现在低 2℃	气候转暖, 气温比现在高 1—2℃	较寒冷、干旱的冰缘气候, 小冰期最盛时气温比现在低 1—2℃	
多年冻土演化	不具备形成和保存多年冻土的条件	逐渐形成大面积厚层多年冻土, 冰缘现象极其发育	多年冻土较稳定	多年冻土层从上向下可融化 15—20m 深	已融化的冻土层重新冻结, 一般呈衔接状, 冰缘现象发育	多年冻土层从向上向下融 8—10m, 并形成许多热融湖塘	形成连续的厚达 40—50m 的多年冻土层	

河两岸可深达20米以下。寒冷期时，高平原上大部分地区重新冻结成衔接的多年冻土层，后来的转暖期又融化到8.35米，随后进入现代小冰期，形成目前的多年冻土层。迂回摆动的清水河河床下及其两岸附近，由于特殊的水热条件和沉积环境，温暖期时已融20米深，在寒冷期时并没有能全部冻结，据钻探证实一般只冻结11—13米深，垂向上形成不衔接的双层冻土。黄以职等应用物探方法也发现该处有双层冻土存在。在CK203孔深20.61—24.49米处发现了承压含水层，与上述不衔接多年冻土层的埋藏深度也较吻合。

最后将本文中主要的资料和论点归纳于表4作为小结。根据上述从不同的学科来分析和重建本区晚更新世以来的古气候的变迁和多年冻土的演化过程，证明各种结论是相互吻合的。

致谢：姚河清、王正文参加部分野外工作，周幼吾、郭东信、王家澄、王平等对本文提出许多宝贵意见，在此表示感谢。

参 考 文 献

- 〔1〕 唐领余等，1975，青藏公路清水河203孔孢粉组合及其意义，兰州大学学报。
- 〔2〕 王绍令等，1983，青藏高原清水河两岸冻胀丘，冰川冻土，3卷3期。
- 〔3〕 张维信等，1983，青藏公路沿线晚更新世的冰缘环境，第四届国际冻土会议论文集，National academy press, Washington。
- 〔4〕 邢泽民等，1983，从盐分及粘土矿物含量变化探讨多年冻土上限，第二届全国冻土学术会议论文选集，甘肃人民出版社。
- 〔5〕 珠穆朗玛峰地区科学考察报告（1966—1968）（第四纪地质），科学出版社，1976。
- 〔6〕 Hö Vermann, Morphogenetic Regions in North—East Tibet, 中德联合青藏高原科学考察论文集，（待出版）。
- 〔7〕 徐叔鹰等，1983，青藏高原东北边缘地区冰缘地貌及其发育历史，第四届国际冻土会议论文集，National academy press, Washington, 1983。
- 〔8〕 浦庆余等，1982，青藏公路沿线多年冻土的历史演变，冰川冻土学术会议论文集，科学出版社。
- 〔9〕 王绍令，青海省东南部冻土与冰缘现象，中德联合青藏高原科学考察论文集（待出版）。

（本文于1984年5月8日收到修改稿）

On Permafrost Evolution in the Qingshui River Region of the Qinghai-Xizang Plateau Since the Late Pleistocene

Wang Shaoling

(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Academia Sinica)

Zhang Weixin

(Department of Geography, Lanzhou University)

Abstract

According to the investigations of stratigraphic lithology and sedimentary characteristics, radiocarbon C^{14} dating, pollen analysis of samples, mineral components of soils, chemical components of water and ice, and X ray diffraction determination, the authors reconstructed the palaeoclimate changes in the Qingshui River region since Late Pleistocene, and analyzed the processes of its permafrost evolution.

In the primary stage during the Late Pleistocene, the periglacial climate was dominant in this region; in the middle stage the climate became warmer with semiarid steppe environment, i. e. the interglaciation period; and in the last stage the climate turned gradually into more severe cold and aridity. During the last stage, permafrost formed and grew thicker and thicker. Under periglacial climatic background, the climate experienced some fluctuation since Holocene, and it may be divided into five stages as follows: Transitional period (10,000—8,000 y. B.P.), warm period (8,000—3,000 y. B. P.), cold period (3,000—2,000 y. B. P.), warm turning period (2,000—500 y. B. P.), and little ice age (500 y. B. P.—end of the 19th century). Through all the stages, the distribution and thickness of permafrost changed correspondingly.