中国黄土高原清水河上流域の黒色腐植質土層の形成期 と更新世末期以降の環境変化

大 森 博 雄* 栗 恒 义**

Dark Colored Organic Soil Formation and
Environmental Changes Since Latest
Pleistocene Time in the Upper Qingshui-he
Basin, the Loess Plateau, China

Hiroo OHMORI* and Hengyi JIA**

Abstract

The dark colored organic soils represented by A horizon of Dark loessial soils, called “Heilutu”, are extensively distributed on the Loess Plateau, China. They show that the Plateau was formerly covered with dense vegetation. On the other hand, in the upper drainage basin of the Qingshui-he River, which flows into the Huang-he at the western part of the central Loess Plateau, Holocene river terraces are widely developed and their deposits consist of gravel bed, peat layers and loessial flood loam bed in ascending order. The peat layers intercalated in the terrace deposits indicate that a peatland was widely expanded along the Qingshui-he during a period of Holocene time. The authors examine the stratigraphical relationship between the peat layers of Holocene terraces and the dark colored organic soils distributed on mountain slopes, and discuss the environmental changes based on the changes in facies of terrace and slope deposits as well as ^{14}C dates of peat and soils.

The upper drainage basin of the Qingshui-he, whose altitude ranges from 1,500 to 2,900 m above sea level, is situated in a semi-arid region with annual precipitation of 400 to 650 mm, and a part of the basin is occupied by a present peatland with small area. The peat layers of the present peatland are divided into the following four layers; the lower, the middle, the upper and the uppermost, by intervening clay layers. The four layers are different in color, thickness and in content of organic matter and clay. The middle peat layer is the most developed with dark color and rich in organic matter. Three peat layers except the uppermost layer are recognized in the Holocene terrace deposits. The dark colored soils on the mountain slopes and the Pleistocene terraces are stratigraphically correlated to the middle and upper layers of the peat deposits.

The ^{14}C dates show $11,800 \pm 200$ B. P. (TK-826) for the lower part of the lower peat layer, $7,980 \pm 80$ B. P. (TK-827) for the lower part of the middle peat layer and $5,040 \pm 70$

* 東京大学理学部地理学教室 * Department of Geography, Faculty of Science, University of Tokyo

** 中国科学院西北水土保持研究所土壤学研究室 ** Soil Department, Northwestern Institute of Soil and Water Conservation, Academia Sinica

B. P. (TK-828) for the upper part of the upper peat layer at Kaicheng of 1,930 m in altitude. The lowest part of dark colored organic horizon of Heilutu distributed on the mountain slope at Mt. Yunwu-shan (2,148 m a.s.l.) shows $6,280 \pm 70$ B. P. (TK-829). The dark colored organic horizon are proved to have been formed mainly during the period from 8,000 B. P. to 5,000 B. P., meaning that the Loess Plateau was covered with dense vegetation during the Hypsithermal. The uppermost horizon of loessial flood loam covering over the Holocene terrace consists of thin and light colored humus, indicating that the formation of organic soils with weak activity was continued after 5,000 B. P.

The changes in facies of terrace and mountain slope deposits, and in vegetation density suggest the environmental changes as follows;

The gravel bed of the lowest layer of Holocene terrace deposits, forming alluvial fans at mountain foot, indicates that the stream was powerful, suggesting that heavy rainfalls occurred frequently before 12,000 B. P. During the period from 12,000 B. P. to 8,000 B. P., the periglacial debris layers were deposited on the mountain slopes, and the clayey deposits without gravel along the river courses. The former shows the cold and wet condition with sparse vegetation, and the latter the small precipitation. Therefore, the cold and dry climate but the wet soil condition are inferred.

During the period from 8,000 B. P. to 5,000 B. P., the dark colored organic soils were developed even in the present arid zone with annual precipitation less than 350 mm, indicating that it was more humid than the present. The periglacial action on high mountains ceased under dense vegetation cover, indicating that it was warmer.

The peatland had been developed extensively over the floodplain until it was buried under the loessial flood loam immediately after 5,000 B. P. The flood loam layer without gravel indicates active surface erosion on the mountain slopes under the condition of less precipitation and sparse vegetation. Weak putrefaction and well-reserved structure of the uppermost peat layer, which is stratigraphically correlated to the flood loam layer, suggest relatively cool climate at that time.

After the loessial flood loam deposition, the down-cutting began along river courses. Alluvial fans were formed again at mountain foot and the gravels derived from mountain were transported to the lower reach where silt-clay and peat beds had been accumulated. These facts indicate frequent occurrence of heavy rainfall as presently observed in the study area.

The environmental changes inferred above are concordant with those pointed out from the northern parts of China, but the details including the relationship with human impact remain for the future study.

I. はじめに

中国黄土 (Huangtu) 高原は、東は北京 (Beijing) 西方太行 (Taihuang) 山脈から西は青海 (Qinghai) 湖東岸の日月 (Riyue) 山に至り、北は長城に、南は秦岭 (Qinling) 山脈に囲まれた地域である。海拔 1,000~2,000m 前後の台地、丘陵、高原、山地からなり、面積約 54 万 km^2 を示す (雍, 1987)。北部ほど未開析の台地・高原が、南部ほど深くて広い河谷が発達している。粒径 0.015~0.035mm のシルト質であ

る黄土は最大層厚200m以上を示すが、平均層厚30~50m (Fig. 1; HSIEH, 1973; ZHAO and XING, 1984) で、黄土高原内を流れる河川の現河床は多くの場合基盤岩石を切り込んでいる。年平均気温は、10~15°C、年降水量は300~800mmを示し、乾燥地域から湿潤地域にまたがって広がるが、全体としては半乾燥地域に位置しているとみなせる。

黄土高原は、北縁部に灰褐土、砂漠土が分布するが、その大半は、黒垆土 (Heilutu: Dark loessial soils) と黄綿土 (Huangmiantu; 綿黄土, Xianghuangtu: Cultivated loessial soils) とによって占められている (中国科学院南京土壤研究所, 1986; 中国科学院西北水土保持研究所, 1986; 中国科学院・宁夏回族自治区固原县农业自然资源综合考察队, 1988)。黒垆土は“黄土を母材とした、1.5%前後と黄土高原の土壌中では有機物含量が高い黒色のA層をもつ土壌”とされている。段丘面上の平坦地、段丘崖および山地斜面の草地に、パッチ状にはあるが広域的に見られる、暗褐色~褐色の腐植質土壌である。黄綿土は傾斜地の畑地や崩壊跡地の草地などに見られる黄褐色土壌で、腐植に乏しく、土性は黒垆土のB~C層に相当し、明瞭な腐植質層は見られない。Cultivated loessial soils と呼ばれることからわかるように人手が限なく入った黄土高原では、最も広い分布面積を示す。土壌のモザイク状分布と層位関係から、黄綿土は、自然あるいは人為により、黒垆土が剝削された土地に形成されたと考えられている。それゆえ、黄土高原には、かつて黒垆土が全域的に分布していたものと推察される。黒垆土は表層に分布することが多いが、沖積錐・崖錐堆積物に覆われて、埋没土壌として存在することも多い。¹⁴C年代測定資料などから、完新世中期の形成と推定されている (劉ほか, 1985; 中国科学院西北水土保持研究所, 1986; 董ほか, 1986) が、地史上の詳細は不明である。

Fig. 1 Distribution of thickness of loess in the Loess Plateau, China (after Hsieh, 1973)

調査地域である清水 (Qingshui) 河は、黄土高原中央部の西域を北流して黄河と合流する延長約 210km の河川で、黄土高原を刻む河川としては平均的な規模の河川である (Fig. 1)。黄土高原の地形は、平滑・平坦な黄土の堆積原面が維持されている“塬 (Yuan)”地形と、基盤が起伏をもっているため、あるいは侵蝕が進んだために、丘陵・山地状の起伏をもっている“梁 (Liang)”地形とに大別される。清水河上流域には、“梁”地形が卓越する。そのため風成黄土層の厚さは平均的には30~40mである (Fig. 1) が、基盤岩石が露出している場合から、層厚80m以上の黄土が堆積している場合まで、黄土層の厚さは局地的変化に富んでいる。海拔2,930mの六盘 (Liupan) 山系をはじめとする清水河上流域の年降水量は400~650mmで、半乾燥地域となっている。中流部から黄河との合流点にかけては、年降水量は300mm以下 (中国中央気象局, 1979) で、河畔の灌漑地を除くと、砂漠景観が広がっている。

流域の殆ど全域に人手が加わっており、黄河合流地点から中流部にかけての河畔には灌漑による水田が、中流から上流にかけての河畔には畑地 (天水および灌漑) が広がっている。河川兩岸の山地には、下流部の砂漠地域では裸地と草地が、中流から上流にかけては階段状の畑地と草地が分布し、「耕して天に至る」景観が見られる。保全地域として僅かな面積で二次林が存在するが、これらを除けば流域には林地は分布せず、草地も放牧地で、植生の被覆度はきわめて低い。そのため、現在の清水河流域は傾斜地、平坦地を問わず、降雨時の侵蝕が活発で、特に、腐植質土層の流出に代表される土壌侵蝕は、農業上大きな問題となっている (中国科学院・宁夏回族自治区固原县农业自然资源综合考察队, 1988)。このように現在は粗な植生しか見られず、土壌流亡が激しいが、清水河の中・上流域の段丘面上や山地斜面上にも、黒垆土が各地で観察される (賈・陳, 1987)。

黒色腐植質土層をもつ土壌は、清水河上流の山岳地域においては、基盤岩石の風化物を母材にする場合に、“陰黒土 (Yinheitu)”と呼ばれることもある。黒垆土や陰黒土のA層に示される顕著な黒色腐植質土層の存在は、黄土高原が過去において現在よりも密な植生に覆われていたことを示唆している。したがって、かつて広域的に黄土高原に分布していたと考えられる黒色腐植質土層が何時形成されたかを把握することは、黄土高原の古環境を理解する上で重要と思われる。

一方、清水河上流部の河床部には現成の泥炭地が存在する。この現成泥炭地の泥炭層の一部に、層位上連続する泥炭層は、清水河流域において広域的に発達する低位段丘堆積物中に埋没泥炭層となって広く分布している。また、低位段丘堆積物中の泥炭層は周辺の山地斜面部の黒垆土のA層に漸移している。こうした泥炭層は層序が比較的明瞭で、各層位の年代が把握しやすいという性格をもっている。したがって、本域の泥炭層の形成過程の検討は、黒色腐植質土層の形成環境を考察する上で重要な情報を与えるものと思われる。

清水河中・上流域は1988年5月に外国人に解放された地域であるが、筆者らは、1988, 1989年に行なわれた文部省科学研究費補助金・特定研究「中国黄土高原の緑化に関する基礎的研究」の現地調査の折、本地域の黒垆土および泥炭層を観察し、年代測定試料を採取する機会を得た。本稿では、黒垆土および泥炭層の層序上の関係と年代測定結果とを検討し、黒垆土のA層に代表され、かつて黄土高原を広く覆った黒色腐植質土層の形成期および更新世末期以降の環境変化について若干の考察を行なってみた。

II. 泥炭地周辺の地質・地形概要

清水河中・上流域の基盤岩石は白垩系および第三系の砂岩泥岩互層からなる。南北方向の褶曲軸をもつ著しく褶曲した基盤岩石中には、南北に伸びる断層が何本も走り、basin and range 地形を示す。清水河は六盘山東麓を限って南北に伸びる断層角凹地に位置している (Fig. 2; 中国科学院・宁夏回族自治区固原县农业自然资源综合考察队, 1987)。清水河に沿う更新世段丘面や山地の緩斜面上には黄土が堆積しているが、急傾斜の山地斜面では各所に平板状の表層崩壊・地すべり地が存在し、黄土は剝削され、植生が粗であることから、基盤岩石の構造が明瞭に観察される。

Fig. 2 River systems and geological sections in the upper drainage basin of the Qingshui-he (after Academia Sinica Comprehensive Survey Team of Agriculture and Natural Resources in Guyuanxian of Ningxia Huizu Zizhiqu, 1987)

清水河流域，清水河と黄峁(Huangmao) 山を隔てて東に隣接する茹(Ru) 河および南に接する泾(Jing) 河本流上流沿いには、大きく3段に区分される段丘が発達する。上流域の中心地である固原(Guyuan: 海拔1,730m) 以北の清水河では、現河床は沖積層上を流れるが、固原以南の清水河，茹河および泾河では、現河床は基盤岩石を2~5m、あるいはそれ以上洗掘している。3段の段丘の内、高位および中位段丘は堆積段丘で、旧谷底はいずれも基盤岩石にまで達している。そのため、高位段丘では80m 前後、中位段丘で

Fig. 3 Classification of landforms and geomorphological cross sections at Shanhuang along the Guanfutai-he (after Ohmori, 1989)

The location is shown in Fig. 2.

は40m 前後の礫・砂・粘土と風成黄土との互層が堆積している。河成の砂・粘土層と風成黄土とは層相がきわめて類似し、その境界を現地で明確に確認することは困難である。それゆえ、高位、中位段丘の段丘堆積物の層相・層序については不明な点が多い。

Fig. 3 は、段丘面の位置関係が最も明確に見られる地域の一つである茹河の支流・官府台 (Guanfutai) 河畔に位置する上黄 (Shanhuang) 村周辺の段丘面分布図と地形断面図である (大森, 1989; 位置は Fig. 2)。高位段丘では、中位段丘よりも上方にまで水平層理が発達する砂礫層が見られ、段丘を覆う風成の黄土層の厚さは20m 以下である。中位段丘には、一部で高位段丘堆積物を不整合に覆って、風成黄土を挟在する水平層理の発達する砂・礫・粘土の互層が40m の厚さで堆積する。高位、中位段丘面上には黒土が発達している。

低位段丘は、中位段丘を侵蝕した河川が基盤岩石にまで達した後、再び河床が上昇し、3~8m の砂礫・粘土が堆積して形成された堆積面と、その後形成された比高1~3m 内外の明瞭な段丘崖をもつ2~4段の侵蝕段丘面とからなる。低位段丘の内、最も高位に位置する段丘面の堆積物は、一般に、基盤直上に砂礫層が堆積し、上方に向かって、褐色砂層・粘土層互層、青灰色~褐色粘土層、暗褐色泥炭質粘土層へと変化する。基底から暗褐色泥炭質粘土層上面までの堆積物の厚さは3~5m 前後を示す。上部の暗褐色泥炭質粘土層は、間に非腐植質粘土層を挟み、3~4層に区分される。この暗褐色泥炭質粘土層は、低位段丘面の内の高位の面の表層として、畑土を黒色化させていることもあるが、層厚1~3m 内外の flood loam 状の黄土質粘土層に覆われていることも多い。黄土質粘土層の表層は褐色腐植質土層となっていることが多いが、非腐植質であることもある。

現河床は低位段丘堆積物を削り込み、さらに基盤岩石をも洗掘している。流路にはゴルジや低落差の滝

Fig. 4 Soil map at Shanhuang along the Guanfutai-he (after Northwestern Institute of Soil and Water Conservation, 1987)

The location is shown in Fig. 2.

が多数存在する。河床堆積物は礫層を主とし、上述の低位段丘を覆う flood loam 状の粘土層と対照的層相を示す。

以上の地形、段丘堆積物層序は清水河、茹河および泾河の各河川上流部一帯で共通して見られる。

III. 黒礪土および泥炭層の層序と年代

Fig. 4 は上黄村地域の土壤図である(中国科学院西北水土保持研究所, 1987)。侵蝕・埋没、耕作などの作用の程度により、さまざまな種類に細分されている。全域に畑地が広がるが、丘陵頂部の一部、高位、中位の段丘面および緩傾斜な段丘崖上には黒礪土が(Fig. 5-a, b; Photo 1), 山麓から山頂にか

けては、繡黄土(黄綿土; Fig. 5-c, d; Photo 2)が、低位段丘面上には淤土(Yutu: Warped soils)が分布する。黒礪土の内、“覆蓋”黒礪土(Fugai-Heilutu: Heilutu with buried A horizon)とは、黒色

Fig. 5 Soil profiles of Heilutu (Dark loessial soils; a and b) and Huangmiantu (Cultivated loessial soils; c and d)

The location of profiles is shown in Fig. 4.

Photo 1 Profile of Dark loessial soils, called "Heilutu", whose upper horizon consists of dark colored humic layer. The profile is shown in Fig. 5-b.

Photo 2 Profile of Cultivated loessial soils, called "Huangmiantu", where marked humic horizon can not be recognized. The profile is shown in Fig. 5-c.

Photo 3 Heilutu distributed on the Middle terrace of Pleistocene. The dark colored A-horizon of Heilutu is covered with old alluvial cone deposits on the center of the photo, and is uncovered on the right side.

Photo 4 Peat layers intercalated in the deposits of Lower terrace I of Holocen at Kaiche whose location is shown in Fig. 2. The sediment covering the peat layers is alluvial cone deposits, consisting of loessial flood loam. On the left side of the photo, the peat layer is uncovered on the terrace surface, where the dark colored soil consisting of weathered peat covers crop fields.

Photo 5 The alluvial cone deposits consisting of loessial flood loam on the Lower terrace I, covering the peat layers at the same site of Photo 4. The peat layer is exposed outside the depositional area of flood loam, as shown on the left side of the photo. The geological cross section is shown in Fig. 11-c.

Photo 6 The dark colored peat layers covered with alluvial cone deposits of loessial flood loam at the same site of Photo 5. The columnar section is shown Fig. 8-4.

の埋没A層をもつ黒垆土で、山麓部に分布する (Photo 3)。埋没A層より上位の土層は腐植質であることが多く、A層とされるが、崩積土の性格をもつと判断される。また、Fig. 5-a に示すように、“普通”黒垆土 (Putong-Heilutu: Ortho Heilutu) の分布域でも、埋没A層がみられることがある。黒垆土の埋没A層の存在は、この腐植質土層が、特定の時期に形成されたことを意味していると考えられる。さらに、“覆蓋”黒垆土に限らず、黒垆土が山麓部に存在する場合には、非腐植質の新しい沖積錐・崖錐堆積物に覆われていることが多い。

黒垆土は、高位および中位段丘面を覆って広域的に見られる。これらの段丘面は畑地となっており、土壌層位の厚さは場所によって異なるが、黒垆土は一般的には、Fig. 6 (中国科学院・宁夏回族自治区固原县农业自然资源综合考察队, 1988) に示すような断面型をもつ。すなわち、上部30cmは作土・鋤床層となり、その下に40~50cmの厚さでA層が、80~150cmの厚さでB層が続き、その下方に母材である黄土が存在する。土壌層位としては、150~200cmの厚さをもった土壌である。A層は CaCO_3 含量が黄土本来 (約14%) に比べて10%前後と低く、有機物含量が1~2% (黄土そのものは、0.4~0.6%) と高い値を示す。A層の土色は10YR5/4~10YR4/3程度で、野外では、黒色土層として明瞭に識別できる。

Fig. 7-a は泥炭地の存在する清水河上流、海拔約1,930mの開城 (Kaicheng; 位置は Fig. 2) 付近の段丘面分布図である。泥炭地の下流側 (北側) では、高位段丘、中位段丘は山地斜面の途中に緩斜面として存在し、清水河兩岸には低位段丘が広く発達している。この低位段丘面上の一部に現成の泥炭地が分布する。

斜面上に分布する高位、中位の兩段丘は、ともに堆積物が薄く、畑地として利用され、人為的地形改変が大きい。背後からの崩積土と耕作による堆積物の攪乱により、堆積物の層序は明確には把握できない。基盤岩石上に河床礫が混在する褐色黄土質砂・粘土層 (黃綿土) がみられるだけである。

泥炭地の上流側 (南側) には、六盘山系の山麓部に段丘化した扇状地が形成されている。扇状地面は大きくは新旧2面に区分される。扇状地縁部および中央部には黄土層を厚く載せる中位段丘からなる古期扇状地が分布する。それらの間を黄土層を載せない低位段丘からなる新期扇状地が占めている。中位段丘をつくる古期扇状地は礫径5~20cmの亜角礫~円礫層からなり、復元される扇状地はきれいな扇形を示す。低位段丘をつくる新期扇状地は、礫径2~10cmの亜角礫~円礫の厚さ2mほどの基底礫層上に、砂、粘土、泥炭質粘土が堆積する。扇状地内を流れる河川の現河床は、基盤岩石の上面とほぼ同じか、僅かに

Fig. 6 Soil profile, the content of organic matter and of CaCO_3 of Heilutu and Huangmiantu (simplified from Academia Sinica Comprehensive Survey Team of Agriculture and Natural Resources in Gu-yuanxian of Ningxia Huizu Zizhiqu, 1988)

掘り込んでいる場合が多い。現在の清水河本流はこの扇状地の末端を取り巻くように流れている。

本地域の低位段丘は2面に大別される。高位のものを低位段丘Ⅰ面、低位のものを低位段丘Ⅱ面と呼ぶことにする。清水河本流は新期扇状地を切り込んで、流路沿いにはⅠ面、Ⅱ面の段丘が形成されているが、新期扇状地の末端部分では、各所に湧水が見られる。現成の泥炭地は低位段丘Ⅰ面をなす新期扇状地末端

Fig. 7 Distribution of terraces (a), geomorphological cross section (b) and longitudinal profile along the Qingshui-he (c) at Kaicheng, the upper Qingshui-he basin

The location is shown in Fig. 2. Numerals indicate the location of columnar sections in Fig. 8.

の湧水地点を取り巻く形で、低位段丘 I 面上に形成されている。

Fig. 7-b には現成泥炭地を横切る地形断面図を示した。清水河は基盤岩石を切り込んでおり、基底礫層中およびその上位の泥炭層中からは湧水が見られる。湧水から発して泥炭地内を流れる河川は掘り込みが小さく、流路沿いには段丘は見られない。泥炭地表面は、低位段丘 I 面から湧水起源の河川の現河床に向かって、滑らかに緩く傾いている。湧水から発する河川の河床高度が本流の河床高度と等しくなる下流側においては、低位段丘 I 面上には、現成の泥炭地は存在せず、泥炭が風化してできた黒灰～黒褐色土層が地表を全面的に覆っている。

Loc. 1 の現在の泥炭地は高位泥炭地化している。しばしば牛・羊の放牧が行なわれ、植生は二次的なものになっている。セリ科、バラ科、カヤツリグサ科の草本のほか、ミヤマウスユキソウ (*Leontopodium*)、モジズリ (*Spiranthes*)、ギンギン (*Rumex*) の仲間が一面を覆い、ヨシ (*Phragmites* sp.) も部分的に分布する。ミズゴケの仲間は見られない。

Loc. 1 の層序を Fig. 8-1 に示す。最下部には、低位段丘 I 面の基底をなすと思われる礫層を覆って、100cm の厚さで白灰色～青灰色のシルト・粘土層からなる河床堆積物が存在する。この堆積物は下位の砂礫層に漸移するが、上方に向かって粘土分が多くなり、上部 50cm は粘土層となる。粘土層の上面からは湧水が見られることが多い。その上位には厚さ 80cm の泥炭層が堆積している。この泥炭層の下部は青灰色で上部に向かって植物遺体の量が増し、上部では暗褐色となる。植物遺体の分解が進み、黒泥化している部分が多い。

さらにその上位には、厚さ 1cm の青灰色粘土層を隔てて、厚さ 50cm の未分解の植物遺体からなる黒褐色泥炭層が堆積している。植物組織が明瞭で、ヨシの遺体が多数確認される。その上位の深度 70~80cm は陸巻き貝の貝殻が密集した白色石灰質粘土層になっている。その上位 50cm は暗褐色の植物遺体を多量に含む泥炭層で、分解が進み、土層は粘土化している場所が多い。さらにその上位 20cm は、植物遺体を多量に含む、暗褐色泥炭層になる。この泥炭層は最下部に褐色の粘土分の多い部分が層状に存在し、植物遺体の分解があまり進んでいないことから、下位の泥炭層と区分される。また、黄土質の砂・粘土の含有量が多く、砂質である。土層には団粒構造も見られ、生きた根系が密に発達する。表層 2 cm は圧密を受けた灰白色粘土層である。湧水地点に近く水分の多い場所では、表層まで未分解の泥炭が堆積しているので、この圧密は放牧によるものと思われる。

Fig. 8 Columnar sections of peatland, terraces and slope deposits
The location is shown in Fig. 7.

上記のように、泥炭層は粘土層の薄層を挟んで、色調、砂・粘土の含有量、分解度を異にする4部層からなる。上位のものから、最上部泥炭層 (UM)、上部泥炭層 (U)、中部泥炭層 (M)、下部泥炭層 (L) と呼ぶことにする。この層序は段丘崖 (Loc. 2) でも見られ (Fig. 8-2)、下部泥炭層より下位の河床堆積物の層相は局地的に変化するが、下部泥炭層の基底高度はほぼ水平である。

低位段丘 I 面を切り込んで形成された低位段丘 II 面 (Loc. 3) では、低位段丘 I 面の最下部層 (ここでは礫層) を不整合に覆って、基底礫層が堆積している。その上位に黒色泥炭質粘土層が堆積し、上方に向かって砂礫層に漸移する。表層は砂礫層となり、明瞭な黒色土層は見られない (Fig. 8-3)。

泥炭地下流側 Loc. 4 (地点は Fig. 7-a, c) の低位段丘 I 面堆積物の露頭では、現河床上400cmの間は青灰色頁岩の基盤が露出し、上位に厚さ 100cm で黄緑色粘土層が堆積する (Fig. 8-4)。その上位には厚さ 80cm の褐色泥炭層が存在し、下位の粘土層とは漸移関係にある。厚さ 1~2cm の青灰色~白色粘土層を隔てて上位には 50cm の厚さで黒褐色泥炭層が堆積する。下位の泥炭層に比べて、植物遺体の含有量が多く、分解も進んでいない。上位には厚さ 10cm の白色粘土層があり、その上に、厚さ 70cm の暗褐色泥炭層が見られる。

清水河沿いには、現成泥炭地の upstream (Loc. 10よりさらに上流) から、下流側 (Loc. 11よりさらに下流) にかけて、低位段丘 I 面の段丘崖が連続し、段丘堆積物もほぼ連続して観察できる (Fig. 7-c)。上記の上部、中部、下部の泥炭層はいずれの地点 (例えば、Locs. 9, 10, 11: Fig. 8-9, -10, -11) でも、色調や分解度、挟在する粘土層からみて、同一の層序と層相を示している。すなわち、厚さに違いはあるが、Loc. 1 の現成泥炭地で見られた上部、中部、下部の各泥炭層は低位段丘 I 面に広く認められる。ただし、現成泥炭地の最上部泥炭層に相当する泥炭層は認められない。

Loc. 4 では、泥炭層の上位に、flood loam 状の黄褐色黄土質粘土層 (FL) が最大 150cm の厚さで堆積する。この黄褐色黄土質粘土層の鋤床層下 5~10cm は、褐色の腐植質土層になっている。この flood loam 状の黄土質粘土層は背後の段丘崖から流下した支流の沖積錐堆積物であり (Photo 4)、ここでは上流および下流側に厚さを減じ、やがて消失する (Fig. 7-c; Photo 5)。黄土質粘土層は泥炭層の上位に漸移的に堆積しているが、層相の変化は明瞭である (Photo 6)。

低位段丘 I 面は黄河との合流点に至るまで、清水河に沿って連続的に分布し、上記の層序の特徴を示す堆積物は泥炭地から下流方向に少なくとも 60km にわたって断続的に観察される。しかし、各部層の厚さは一定の傾向をもって変化する。すなわち、最上位の黄褐色黄土質粘土層は下流に向かってその存在が普遍的になるとともに、厚さが増加し、60km 下流の三營 (Sanying: 海拔 1,520m; 位置は Fig. 2) では、厚さ 300cm になる (Fig. 9)。しかし、黄褐色黄土質粘土層の表層の褐色腐植質土層は下流に向かって厚さ、色調とも不明瞭になる。泥炭層はいずれの部層もその厚さを減じ、間に挟まれる粘土層の厚さが増加する。ただ、中部泥炭層の層厚の減少は小さく、三營においても 40cm を示し、顕著な黒色帯として認められる (Fig. 9)。上部、下部の泥炭層は粘土分が多くなる。

Loc. 1 の現成泥炭地の泥炭層と Loc. 4 の低位段丘 I 面の泥炭層とは、Fig. 8 に示すように、層序上差異が認められず、一連のものと判断されるので、 ^{14}C 年代測定試料としては、現成の根系の混入が認められない Loc. 4 の泥炭層を用いた。試料は下部および中部泥炭層の下部、上部泥炭層の上部から 5cm の厚さで採取した。年代測定結果は、下部泥炭層 $11,800 \pm 200$ B. P. (TK-826)、中部泥炭層 $7,980 \pm 80$ B. P. (TK-827)、上部泥炭層 $5,040 \pm 70$ B. P. (TK-828) を得た。 (Fig. 8-4)。

開城の古期扇状地をなす中位段丘面上にも、黒垆土が発達している (Fig. 8-13, 14)。段丘面や斜面上の黒垆土の A 層は黒色腐植質土層としては明瞭に認められるが、 ^{14}C 年代測定試料としては、有機分含量が少なく、また、層位の確認もしがたい。斜面上に分布する黒垆土の内、腐植含量や厚さの点で、黒色腐植質土層が最も良く発達している地域の一つは、海拔高度 2,148m の云雾 (Yunwu) 山である (位置は Fig. 2)。云雾山には長芒草 (*Changmangcao: Stipa bugeana*) はじめとする禾本科の草地が発達し、保

Fig. 9 Stratigraphy of terrace deposits at Sanying
The location is shown in Fig. 2.

Fig. 10 Stratigraphy of slope deposits at Mt. Yunwu-shan
The location is shown in Fig. 2.

全地域として保護されているが、農民による放牧がしばしば行なわれ、二次的な草地となっている（宁夏回族自治区草原工作站・固原云雾山草原自然保护区管理处，1987）。山頂部には、黄褐色～白色石灰岩を覆って、1～2m あるいはそれ以上の厚さで、堆積構造が明瞭な、礫径 1～20cm の角礫岩屑層が堆積し、その上位に黒色土層が存在する（Fig. 10）。この角礫岩屑層は、云雾山頂をはじめ山稜部全域に分布し、山稜上の平坦面、緩斜面上にも見られ、崖錐地形を示さない。また、matrix free の層相、礫の斜面方向への長軸の並びなどから、周氷河性堆積物と判断される。

岩屑層の上位の黒色土層は山稜部で 1m 前後、緩斜面から凹地部で 2～3m の厚さを示す。この黒色土層は、“山地灰褐土（Shandi-Huihetu: Mountain gray-cinamon soils）”と呼ばれることもあるが、山稜周辺の黄土堆積域に広がる黒垆土の A 層に連続しており、黒垆土に含められることが多い。

黒色土層は上下 2 部層に大別でき、下部は暗灰色腐植質粘土層、上部は黒褐色腐植質粘土層で、いずれ

も水分の多い場所では黒泥化している。下部層はいずれの場所でも 1m 前後の厚さを示すが、上部層は斜面下部で厚くなる傾向を示す。“覆蓋”黒垆土の表層部と同様に、この上部層は崩積土の性格をもった土層であると判断される。角礫岩層直上の腐植質粘土層の ^{14}C 年代測定結果は、 $6,280 \pm 70 \text{ B. P. (TK-829)}$ を示した (Fig. 10)。

IV. 考 察

1) 黒垆土と泥炭層の層位上の関係

清水河上流域では、植物遺体（あるいは腐植）に富む土層として、山地斜面および高位、中位段丘面上の黒垆土の A 層、低位段丘 I 面上の黄褐色黄土質粘土層を覆う褐色腐植質土層、低位段丘 I 面堆積物中の泥炭層、および、現成の泥炭地の泥炭層が分布する。この内、現成の泥炭地の泥炭層は、最上部泥炭層を除けば低位段丘 I 面の堆積物中の泥炭層と層位上同一となる。現成泥炭地では泥炭の形成が現在まで継続してきたが、低位段丘 I 面上では、泥炭層は上位の黄褐色黄土質粘土層に覆われることから、泥炭の形成期は限られることになる。

泥炭層と黒垆土の A 層との関係は、開城の Loc. 4 (Fig. 7-a) から山側への土層断面において、以下のようになる。

Loc. 5 (Fig. 8-5) は黄褐色黄土質粘土層からなる沖積錐背後の凹地に位置する。ここでは、Loc. 9 (Fig. 8-9) の右側（左側は黄土質粘土層に覆われている）と同様に、表層まで泥炭層からなり、泥炭の風化物からなる腐植質土層が畑地の表面を黒色化させている。さらに山麓側 (Loc. 6, Fig. 8-6) では、泥炭層は新しい崖錐・沖積錐堆積物に薄く覆われ、埋没黒色土層となった後、斜面 (Loc. 7 および 8) 上の黒垆土の A 層へと続く。この一連の土層断面 (Fig. 11-a) において、低位段丘 I 面堆積物の下部泥炭層は、段丘崖直下付近 (Loc. 6) では、全体として下位の粘土層と一体となり、非腐植質の粘土層へと層相が変化する。それゆえ、斜面上の黒垆土の A 層に連続するのは、中部泥炭層以上である。中部泥炭層と上部泥炭層とは段丘崖下方では層相が乱れ、見かけ上一つの層準になって黒垆土の A 層に漸移する。Loc. 6 で見られる新しい崖錐・沖積錐堆積物の表層には明瞭な腐植質土層は認められない。

一方、Loc. 9 や 11 のように低位段丘 I 面上に黄褐色黄土質粘土層が存在しない場合には、泥炭層は地表面において風化し、黒色土層となっている。この泥炭質黒色土層は地表面上でそのまま黒垆土の A 層に連続する (Fig. 11-b)。

他方、低位段丘 I 面上では、泥炭層の上位に黄褐色黄土質粘土層が載り、その表面が褐色腐植質土層になっている場合がある。最上流域に相当する開城では、flood loam 状の黄褐色黄土質粘土層は背後の谷からの沖積錐堆積物で (Photos 4 and 5)、この表層部の褐色腐植質土層は、上部泥炭層の上部に連続している (Fig. 11-c)。この上部泥炭層は、斜面上の黒垆土の A 層に漸移する (Fig. 11-a)。また、Fig. 11-d の模式図に示すように、開城と固原の中間地点より下流側の低位段丘 I 面では黄褐色黄土質粘土層が広く認められ、この黄土質粘土層の表層部の褐色腐植質土層は連続的に段丘崖上に這い上がる場合も認められる。したがって、褐色腐植質土層は斜面上の黒垆土の A 層上部に連続していると推察される。

農耕が広く行なわれている本域では、有機肥料の施肥が腐植質層の形成に寄与する場合があると推察されるが、一般に、本域で施肥される有機肥料は、ウシ、ロバの糞尿と土とを混ぜ合わせたもの（麦藁や草は飼料、燃料として使われ、肥料としては使われない）で、有機物含量が少ない。そのため、黄綿土の作土層に示されるように (Fig. 6)、施肥による有機物添加は少なく、農耕による腐植質層の形成は、一般には認めがたい。黄土質粘土層表層の腐植質土層は、作土層の下位に、一層準として認められることが多く、また、畑地以外の地点でも観察される。それゆえ、黄土質粘土層表層の褐色腐植質土層は、植生による腐植の集積によって形成されたと判断される。

しかし、黄土質粘土層表層の腐植質土層は、黒垆土の A 層に比べ色が薄く、土層が明瞭ではない。すな

わち、黒垆土のA層は、黄土質粘土層の表層の腐植層形成期まで、腐植が集積していたものと判断されるが、黒色腐植質土層そのものは、それ以前に既に存在していたと推定される。したがって、斜面上の黒垆土のA層に示される黒色腐植質土層の主たる形成期は、黄土質粘土層の堆積の終了以前であると言える。

以上の腐植質土層間の層位関係とその意味するところをまとめると、以下のようになる。

黒垆土のA層は中部泥炭層以上に相当する。したがって、本域の泥炭形成開始期は黒垆土のA層形成開始期（A層に示される腐植の集積開始期）よりも古いと判断される。

低位段丘I面の上部泥炭層を覆って、flood loam 状の黄褐色黄土質粘土層が堆積した時期に、広域的に泥炭の形成が終了した。一方、黄土質粘土層上には、顕著な黒色土層は認められず、黒垆土のA層に代表される黒色腐植質土層の主たる形成期は、黄土質粘土層の堆積の終了以前である。他方、高位および中位段丘面上では、その山地斜面側において、黒垆土の顕著な黒色腐植質土層は、崩積性腐植質土層下で、埋没A層となっていることが多い。すなわち、低位段丘I面上の黄土質粘土層下の泥炭層と“覆蓋”黒垆土の埋没A層とは、ともに“埋没A層”として、土壌層位的に類似の位置を占める。これらの埋没腐植質土層の存在は、斜面、高位段丘面、河床を含め、広域的に黒色腐植質土層の主たる形成期が、黄土質粘土層

Fig. 11 Cross sections showing the relationship between the peat layers intercalated in the Holocene terrace deposits, the dark colored organic horizon of Heilutu and the light colored organic horizon of the flood loam covering the Holocene terrace

The numerals indicate the location of columnar sections in Fig. 8.

の堆積期に、終了したことを示唆している。

なお、黄褐色黄土質粘土層にも褐色腐植質土層が認められることから、腐植の集積は上部泥炭層の形成終了以降も継続したと判断される。しかし、低位段丘 I 面上の新しい崖錐や沖積錐堆積物には、明瞭な腐植層は認められない。また、山地斜面や段丘崖下で、黒垆土を覆う新しい崖錐や沖積錐の堆積物表層にも、明瞭な腐植質土層は認められない。したがって、黄褐色黄土質粘土層の堆積以降は、黒垆土の A 層に示されるような、顕著な腐植の集積はなかったと推察される。

低位段丘 I 面上の泥炭層は、下部、上部泥炭層が黒泥質であるのに対して、中部泥炭層は植物遺体が明瞭に認められる。また、下流方向への厚さの減少も中部泥炭層は小さい。それゆえ、中部泥炭層の堆積期が泥炭の形成環境としては最も適していたと推察される。前記の埋没泥炭層と黒垆土の層位関係と、上記の植生の生育状況とからは、黒垆土の A 層に代表される黒色腐植質土層は、主として、中部～上部泥炭層の堆積期における、腐植の集積によって形成されたと考えられる。

現成の泥炭地は、新期扇状地末端の湧水近辺に限られている。上部泥炭層を引き継ぐかたちで、最上部泥炭層の堆積が継続し、大きな不整合は見られない。最上部泥炭層は、層位的には、低位段丘 I 面上の黄褐色黄土質粘土層と同時およびそれ以降の形成である。最上部泥炭層の分布はそれ以前の泥炭地の分布面積に比べて、きわめて狭い範囲に限定され、完新世の泥炭形成の極相期は過ぎたものと判断される。

以上の層位関係を柱状図ごとに対比させると、Fig. 12 のようになる。

2) 完新世の環境変化

低位段丘 I 面の堆積物は、層相が大きく変化し、これらは河川流況の変化を示し、同時に、山地斜面での侵蝕状況の実態をも反映している。以下では、低位段丘 I 面の堆積物の層相の変化、黒色腐植質土層の

Fig. 12 Stratigraphical correlation between the dark colored organic horizons and the Holocene terrace deposits

The thickness of horizons and the altitude of location are relative expression.

発達、ならびに、現在の河況と河床堆積物の関係とから、完新世における環境変化を考察してみた。

i. 黒色腐植質土層の形成期

得られた ^{14}C 年代測定結果は、下部泥炭層が $11,800 \pm 200$ B. P., 中部泥炭層が $7,980 \pm 80$ B. P., 上部泥炭層は $5,040 \pm 70$ B. P. を示し、黒垆土A層の最下部が $6,280 \pm 70$ B. P. である。黒垆土A層の上部の年代は不明であるが、前記の黒垆土のA層と泥炭層との層位関係から、本域の黒色腐植質土層は主として、8,000年前頃から5,000年前頃にかけて形成され、その後も弱い腐植形成が続いてきたと判断される。

黄土高原に北接する鄂尔多斯 (E'erdusi) 高原南縁部では、黒垆土最上部の ^{14}C 年代は、 $5,070 \pm 75$ B. P., $3,200 \pm 230$ B. P. および $2,300 \pm 90$ B. P. を示す (董ほか, 1986)。これらの年代は、黒垆土の黒色腐植質土層の形成が、2,000 B. P. 頃まで継続していたことを示すが、同時に、5,000 B. P. 以前に、既に黒垆土のA層として、黒色腐植質土層が存在していたことをも示している。土壌の形成期は、その土壌が地表に現われている場合、若い年代を示し得る。しかし、腐植層の主たる形成期がある期間に限られ、結果として、ある時点以前に、既に黒色腐植質土層が形成されていたと判断される場合には、発達史的には、その腐植質土層の主たる形成期は“ある時点”以前であるとみなし得る。したがって、5,000年前頃既に黒色腐植質土層が存在したという上記の黒垆土の最上部の年代資料からは、黒色腐植質土層の主たる形成期を5,000 B. P. 以前であるとみなすことができ、今回得られた年代測定結果と調和しているとみなせる。

ii. 更新世末期～完新世中期の気候変化

清水河上流域の固原 (海拔1,730m) は、1957～1980年の24年間においては、年平均気温 6.2°C , 最暖月7月の平均気温 18.9°C , 最寒月1月の平均気温 -8.3°C で、気温は帯広とはほぼ同じ季節変化を示す。しかし、年降水量は平均で478mm, 最高の年で766mm, 最低の年には290mmで、帯広の約2分の1に過ぎない。7～9月の3カ月に年降水量の約60%が集中して降る (中国科学院・宁夏回族自治区固原县农业资源综合考察队, 1987, 1988; 宁夏人民出版社, 1989)。この3カ月間において日降水量が25mmを超えるのは3～4日であるが、降水は普通1時間足らずの集中豪雨で、雹をとまうことも多い。この集中豪雨は土石流を発生させ、人命をも含む災害をしばしば引き起こす。こうした気象状況は开城でも同様である (Table 1)。そのため、現在の清水河は礫床の荒れ川となっている。

更新世後期に堆積した低位段丘I面の段丘堆物の最下部は、厚さ1～3mの礫層からなり、山麓では扇状地が形成されている。最下部礫層の上位に泥炭層が形成される12,000年前頃、段丘堆積物は礫から砂・粘土に変化し、それ以降の低位段丘I面の堆積物中には顕著な礫層は認められない。最下部の礫層は三營でも明瞭に認められ (Fig. 9)、これ以降の砂・泥の堆積する時期よりも河川の流勢は強かったと判断される。現在の河況から類推すれば、12,000年前以前は洪水の多発した時期と推察される。

12,000年前から8,000年前にかけて堆積した下部泥炭層は、下位の粘土層から漸移するかたちで堆積し、1m内外の河床上昇をとまって広い河原を形成した。この間の河況は現在のような礫を搬出する荒れ川ではなかったことを示している。すなわち、山地からは細粒物質のみが河川に供給され、当時の広い河原には水分の豊富な草原～湿原が発達していた。六盘山系や黄崑山系の急な傾斜や大きい起伏からは、現在見られるのと同様な豪雨が発生すれば、山地斜面上や谷頭部・谷壁部で崩壊が発生すると考えられる。それゆえ、上記の現象は当時集中豪雨の発生は少なく、河川の流量は安定していたことを示していると判断される。

一方、云雾山において、 $6,280 \pm 70$ B. P. の年代を示す黒色土層の直下には周水河性の角礫岩屑層が認められる。現在の云雾山においては、月平均気温が 0°C を下回るのは、11月から3月にかけてであるが、付近の炭山 (Tanshan) や官厅 (Guanting) においては、この5カ月間の降水量は32～42mmほどである (Table 1)。乾燥がひどく、黄砂現象も発生し、霜、雪は降るものの、凍上現象は一般には見られない。それゆえ、云雾山に見られる周水河現象は、6,300年前以前に寒冷であり、かつ、湿潤であったこと、

Table 1 Seasonal changes in temperature and precipitation in the upper Qingshui-he basin (after Ningxia Huizu Zizhiqu Grassland Construction Office and Guyuan Yunwu-shan Grassland Nature Conservation Managing Office, 1987; Academia Sinica Comprehensive Survey Team of Agriculture and Natural Resources in Guyuanxian of Ningxia Huizu Zizhiqu, 1988)

Location	Alt. (m)	Temp.(°C) Precip.(mm)	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Annual
炭山 Tanshan	1,900	Temp.	-9.2	-6.7	-0.3	6.4	11.6	15.9	17.8	16.4	11.1	5.5	-1.9	-7.4	4.9
		Precip.	3.6	7.4	14.0	28.8	38.8	40.3	91.5	85.0	67.9	34.0	13.5	2.4	427.2
三营 Sanying	1,520	Temp.	-8.1	-4.7	2.7	9.5	14.9	19.1	20.7	19.4	13.9	7.9	0.2	-6.2	7.4
		Precip.	2.2	3.5	11.9	22.3	40.6	35.5	76.4	104.5	69.5	26.0	11.1	1.5	402.0
头营 Touying	1,590	Temp.	-7.6	-4.1	2.5	9.4	14.4	18.7	20.3	19.1	13.8	7.9	0.4	-5.8	7.4
		Precip.	1.2	2.6	7.6	21.2	39.4	38.1	93.3	106.7	73.9	31.9	10.8	1.9	428.3
官厅 Guanting	1,720	Temp.	-8.6	-5.7	1.0	7.7	12.9	17.1	18.8	17.5	12.1	6.4	-0.9	-6.7	6.0
		Precip.	2.2	6.9	10.8	23.1	34.4	25.3	96.5	85.1	63.6	27.8	9.6	2.8	367.2
固原 Guyuan	1,730	Temp.	-8.3	-5.4	1.4	8.0	13.1	17.2	18.9	17.7	12.3	6.6	-0.5	-6.4	6.2
		Precip.	2.6	3.4	9.3	25.8	45.9	50.7	104.9	109.1	79.7	34.0	11.1	1.6	478.1
开城 Kaicheng	1,930	Temp.	-8.2	-5.9	0.3	6.8	11.8	15.7	17.5	16.4	11.1	5.7	-1.0	-6.4	5.4
		Precip.	5.6	8.9	19.3	43.5	51.7	63.5	117.5	123.9	97.1	47.4	17.3	3.6	599.4
张易 Zhangyi	2,000	Temp.	-8.4	-6.3	-0.3	5.9	10.9	14.8	16.6	15.4	10.4	5.2	-1.5	-6.6	4.7
		Precip.	2.5	4.8	11.1	26.6	41.2	52.1	106.4	115.4	71.4	31.8	10.8	2.5	476.6
云雾山 Yunwushan	2,140	Temp.	-9.4	-7.2	-1.1	5.5	10.5	14.7	16.6	15.3	10.0	4.7	-2.4	-7.6	4.1
六盘山 Liupanshan	2,930	Temp.	-10.3	-9.1	-4.5	1.7	5.8	9.8	11.8	11.3	6.6	1.8	-4.5	-8.0	1.0

The location of observation stations is shown in Fig. 2

および、植生は粗であったことを示している。

上記のように、河床や山地の現象は当時湿潤であったことを示す。他方、粗な植生であるにもかかわらず礫が搬出されなかったことや、河川で粘土層が堆積したことは、降雨強度が小さく、かつ、流勢も弱かったことを示している。“湿潤”が降水量が多かったためなのか、低温下で蒸発が抑えられていたためなのかは判断しにくい、上記の現象からは、寒冷・小降水量の気候下で、地表は湿潤であったと推測される。

約8,000年前から5,000年前にかけては、山地斜面、更新世段丘面上で黒色腐植質土層が発達し、植生が繁茂していたことを示している。黒垆土は三营（年降水量400mm）北方の、年降水量350mm以下の乾燥地域の山地、更新世段丘面上にも広く分布する（中国科学院・宁夏回族自治区固原县农业自然资源综合考察队，1987）。一方、この時期に低位段丘Ⅰ面上では、中部および上部泥炭層が堆積し、やはり、現在の乾燥地域にまで泥炭地が広がっていた。中部泥炭層は泥炭層の中で、植物遺体の保存が最も良く、また、粘土の混入が最も少ない。この現象は流量が多かったことを示すが、同時に、河川の運搬土砂量は少なかったことを示している。上記の現象からは、当時、現在よりも降水量が多く、しかも、集中豪雨は少なく、降雨時期が季節的に均一化していたことを示していると判断される。

云雾山においては、現在の年平均気温は4.1°C、11月～3月の月平均気温は0°Cを下回る（Table 1）。したがって、云雾山は、土壌水分が高く、植生が欠如していれば、周水河作用が働く地域である。6,000年前頃に、多湿であったにもかかわらず、周水河作用が抑えられ、植生が繁茂ようになったことから、気温は現在よりも高温であったと推察される。

iii. 完新世中期以降の気候変化

低位段丘Ⅰ面上では、flood loam 状の黄褐色黄土質粘土層に覆われて、広域的な泥炭の形成は終了する。この時期は上部泥炭層の年代から、ほぼ5,000年前頃と推定されるが、黄土質粘土層がいつまで堆積を継続していたかは不明である。この黄土質粘土層は現成泥炭地の堆積物中には明瞭な層準としては認められず、支流から沖積錐として流下したものが集まって、本流域に広く堆積したものである。黄土質粘土層は層理、葉理が見られることはあるが、礫は殆ど混じえない。また、風化して黒色土層となった泥炭層が地表面を覆っている場合も多く、この時期に、風成黄土の降下がとりわけ多かったとは思われない。すなわち、黄土質粘土層堆積期には、山地からの礫の供給がなく、かつ、砂・粘土層が中・上流部に厚く堆積した。

上記の特徴をもつ黄土質粘土層の堆積期の侵蝕・堆積現象は、降雨強度は以前と同じかあるいは弱まり、その結果、河川の最大流量が小さく、かつ、下流方向への流量の減少が大きかったことを示していると考えられる。

また、この時期には、高位・中位段丘面上では、黒垆土が崩積土性土層に覆われ、結果として、“覆蓋”黒垆土が形成された。降水量が減少したにもかかわらず、山地からの細粒物質の流出が増加したことは、降水量の減少に見合った植生の減少以上に、植生が退行したことを示唆する。一方、現成泥炭地ではこの時期に、最上部泥炭層が堆積する。砂質ではあるが、植物遺体の分解は進んでおらず、泥炭の堆積にとっては適していたことを示している。水分の減少にもかかわらず良好な泥炭の形成環境になったことから、気候の冷涼化が推測され、上記の植生の退行は寒冷化の効果によるものと推察される。

黄褐色黄土質粘土層堆積以降の腐植質土層の堆積は顕著でなく、植生の退行は継続したと推察される。秦の時代（紀元前200年頃）には、開城には日干しレンガによる城塞が、また、固原西北部には板築（版築）による長城が建造され、人為による土地改変も激しく行なわれた。それゆえ、この間の植生の退行が主として気候変化によるものであったか、人為的影響によるものであったかは判断しがたい。

しかし、黄褐色黄土質粘土層が堆積した後、清水河は下刻を始め、狭い侵蝕段丘を形成しながら、基盤岩石をも刻み込む。低位段丘Ⅱ面をはじめとするこれらの侵蝕段丘は砂礫層からなり、山地からの礫の供給と河川の侵蝕力・運搬力が増加したことを示している。このことは、礫の流出しなかった黄土質粘土層

Table 2 Changes of environment in the upper drainage basin of the Qingshui-he, the Loess Plateau, China

Years B.P.	River bed low high	Fluvial deposits	Earth surface	Climate
0		gravel (strath terraces, alluvial cones around mountain foot)	soil erosion, land slides	heavy rainfall, frequent floods
		loessial flood loam	vegetation degradation by climatic deterioration, soil erosion	cool, small precipitation
5,000		upper peat layer	dense vegetation, formation of heilutu	warm, large precipitation without seasonal variation
		middle peat layer		
8,000		lower peat layer	periglacial processes on high mountain ridges, sparse vegetation	cool, small precipitation, but humid on earth's surface
10,000				
12,000		clay-silt	soil erosion	frequent floods
		gravel (alluvial cones around mountain foot)	land slides	

の堆積した時期に比べ、降雨強度が強くなり、洪水が頻繁に発生するようになったことを意味している。したがって、平均的に降水量が増加したかは不明であるが、現在見られるような、“豪雨がしばしば発生する”という降雨パターンに降水状況が変化してきたと推察される。

現成の泥炭地は、洪水をかぶらずに、かつ、湧水が恒常的に供給される低位段丘Ⅰ面の末端部に限定されるかたちで継続してきたと言える。

以上に述べた黄土高原・清水河上流域の更新世末期以降の環境変化の概要をまとめると、Table 2 のようになる。

一方、鄂尔多斯高原においては、完新世（中国では全新世）は中早期（10,000～5,000ないし3,000年前）と晩期（5,000ないし3,000年前以降）の二期に区分される。前者は间冰缘（Jianbingyuan）期とされ、この時期には黒垆土、湖沼層、河湖層が堆積し、温暖・湿潤で、東南の風が卓越した。後者は、新冰缘（Xinbingyuan）期および小冰缘（Xiaobingyuan）とされ、風成砂・融冻褶皱（Rongdongzhezhou：involution）→淡黒垆土→砂丘の形成へと変化し、淡黒垆土の堆積以前は、乾燥・寒冷で、北西風が卓越し、それ以降は、やや乾燥・寒冷で、北西風が卓越したと推定されている（董ほか、1986）。また、辽宁（Liaoning）省でも、10,000～8,000年前の間は寒冷・乾燥、8,000～5,000年前は温暖・湿潤、5,000～2,500年前は温暖・乾燥、2,500年前以降は気温、降水量とも小さな変動を繰り返すが、傾向としては、温暖・乾燥から寒冷・湿潤へと変化したとされている（WANG, 1984）。

時代区分の基準が3地域では同一ではない。また、絶対年代の資料も整っていないわけではない。それゆえ、正確には対比できないが、本域での気候変化の傾向とその時期とは、鄂尔多斯高原や辽宁省での気候

変化と概ね対応しているとみなせる。

V. ま と め

中国黄土高原には黒垆土のA層を代表とする黒色腐植質土層が、パッチ状にはあるが、広域的に分布し、かつて、植生が繁茂していたことを示している。一方、黄土高原中部の西域を流れる清水河流域においては、完新世に形成された低位段丘堆積物中に泥炭層が見られる。泥炭層の分布は広く、かつて、河川沿いには広域的に泥炭地が形成されていたことを示し、一部では、泥炭の形成が現在まで継続してきた。今回低位段丘堆積物中の泥炭層と山地斜面に分布する黒色腐植質土層との層位関係を検討し、あわせて、 ^{14}C 年代測定結果とから、黒色腐植質土層の形成期を把握するとともに、完新世の環境変化について考察してみた。

清水河沿いの低位段丘I面の堆積物は、下部から、礫層→泥炭層→flood loam 状の黄土質粘土層へと変化する。泥炭層は下部、中部、上部の3部層に区分され、黒色腐植質土層は泥炭層の中部および上部層に対比される。泥炭層の ^{14}C 年代は、下部、中部、上部はそれぞれ、 $11,800 \pm 200$ B. P., $7,980 \pm 80$ B. P., および $5,040 \pm 70$ B. P. を示し、また、黒色腐植質土層の最下部の ^{14}C 年代は、 $6,280 \pm 70$ B. P. を示した。したがって、黒色腐植質土層の主たる形成期は、8,000年前頃から5,000年前頃にかけての時期と推定され、この時期には、黄土高原の広域において、植生が繁茂していたと判断される。なお、黄土質粘土層の表層部にも薄い腐植層が見られることから、微弱な腐植の形成は5,000年前以降も継続したことを示している。

清水河流域においては、12,000~8,000年前の間は寒冷・小降水量下での湿潤、8,000~5,000年前の間は温暖・湿潤、5,000年前以降の黄土質粘土層が堆積した時期は寒冷・乾燥、その後、低位段丘I面が侵蝕され始めて以降は、豪雨がしばしば発生する降雨パターンへと変化する時期であると推定された (Table 2)。上記の気候変化の傾向とおよその時期とは、鄂爾多斯高原や辽宁省で見られる完新世の気候変化と概ね一致しているとみなせる。

泥炭層を含めて、低位段丘I面およびそれ以降の段丘堆積物中には、明瞭な風成黄土層は確認できなかった。しかし、云雾山山稜部では、周氷河性堆積物上に、6,300年前以降に、1m ないし、それ以上の黒色土層が形成されている。土層の厚さがそのまま風成黄土層の厚さを示すわけではないが、風成黄土の堆積が行なわれていたことを示唆している。風成黄土の堆積の多寡と土層の発達との関係の検討は今後の課題である。また、花粉分析などによって、本地域の植生の組成がどのように変化し、気候変動、人為的影響とどのように関わってきたかの検討も今後の課題である。さらに、清水河流域の河川水の pH は 7.5~9.0 の間にあり、多くの場合、8.0以上である。開城付近の湧水においても、最低で6.8、多くは7.5以上である。土壌の pH も、山地において7.5前後あるいはそれ以上であり、黒垆土や黄綿土は8.3以上を示す。本域の現成泥炭地は湧水によって形成・維持されているが、一般に、泥炭地においては、pH は 3~5 で、セルロース分解菌の活動を抑制している (阪口, 1974) と言われている。アルカリ性を示す本域の泥炭の形成・維持機構の解明も残された課題である。

謝 辞

本研究は、文部省科学研究費補助金・特定研究「中国黄土高原の緑化に関する基礎的研究」による、中国科学院西北水土保持研究所との共同研究の一部である。調査・研究を進めるに当たり、代表者の田村三郎東京大学名誉教授・富山県立技術短期大学学長、竹松哲夫宇都宮大学名誉教授、和田秀徳、春原 亘、松本 聡東京大学教授をはじめとする調査隊員の方々、楊 文治所長をはじめとする西北水土保持研究所の方々には、試料採取の便宜供与など現地調査においてお世話になり、また、土壌、植生などについて御教示いただいた。完新世の中国の気候変化、泥炭形成については阪口 豊、鈴木秀夫東京大学教授に有益

な御指摘をいただいた。小林裕美東京大学助手には ^{14}C 年代測定をしていただいた。以上の方々に厚くお礼申し上げる。

文 献

- 中国中央气象局 (1979): 中华人民共和国气候图集. 地图出版社, 282p.
- 中国科学院南京土壤研究所 (1986): 中国土壤图集. 地图出版社, 86+42p.
- 中国科学院西北水土保持研究所 (1986): 中国黄土高原土地资源. 陕西科学技术出版社, 264p.
- 中国科学院西北水土保持研究所 (1987): 上黄村土壤图 (1/10,000). 1 图.
- 中国科学院・宁夏回族自治区固原县农业自然资源综合考察队 (1987): 黄土高原典型地区固原农业资源区划地图集. 宁夏出版社, 50p.
- 中国科学院・宁夏回族自治区固原县农业自然资源综合考察队 (1988): 黄土高原典型地区固原农业资源区划与应用. 宁夏出版社, 331p.
- 董光荣・李保生・高尚玉・吴 正 (1986): 鄂尔多斯高原晚更新世以来的古冰缘象及其与风成砂和黄土的關係. 中国科学院兰州沙漠研究所集刊, No. 3, 63-81.
- 贾恒义・陈培銀 (1987): 固原县上黄村土壤资源评价及其改良利用区分. 中国科学院西北水土保持研究所集刊, No. 5, 45-56.
- HSIEH, C. (1973): *Atlas of China*. McGraw-Hill Book Company, 282p.
- 宁夏回族自治区草原工作站・固原云雾山草原自然保护区管理处 (1987): 宁夏自治区云雾山草原自然保护区资料汇编. 65p.
- 宁夏人民出版社 (1989): 宁夏区情——固原地区分册——. 147p.
- 大森博雄 (1989): 固原県上黄村の地形概要. 中国黄土高原の緑化に関する基礎的研究, 文部省科学源究費昭和63年度報告書 (代表: 田村三郎), 13-28.
- 刘东生 等著 (周文輔・邵正华 主編) (1985): 黄土与环境. 科学出版社, 481p.
- 阪口 豊 (1974): 泥炭地の地学. 東京大学出版会, 329p.
- WANG, P. (1984): Progress in Late Cenozoic palaeoclimatology of China: a brief review. WHYTE, R. O. (ed.): *The evolution of the East Asian environment, Vol. 1: Geology and Palaeoclimatology*. Center of Asian Studies, University of Hong Kong, 165-187.
- 雍万里 (編) (1987): 地理. 高等教育出版社, 564p.
- ZHAO, S. and XING, J. (1984): Origin and development of the Shamo (sandy deserts) and the Gobi (stony deserts) of China. WHYTE, R. O. (ed.): *The evolution of the East Asian environment, Vol. 1: Geology and Palaeoclimatology*. Center of Asian Studies, University of Hong Kong, 230-251.

(1989年9月25日受付, 1990年4月16日受理)