

甘青地区的黄土地层学 与第四纪冰川问题

陈发虎 张维信 等 著

556232

8

科学出版社

56.556232
288

甘青地区的黄土地层学与 第四纪冰川问题

陈发虎 张维信 等 著

国家自然科学基金资助项目

科学出版社

1993

(京)新登字092号

内 容 简 介

本书是对黄土高原西部及青藏高原东北部地区黄土和古冰川气候记录研究的专著。主要论述了黄土分布、黄土地层、黄土-古土壤层序与时间序列、粒度、孢粉、地球化学与磁化率的气候记录,古冰川遗迹、分布、冰川作用、冰期,以及冰期旋回与黄土旋回对比,冰川系列与黄土系列对比,黄土记录与深海记录和极地冰芯记录对比,近 140 万年以来气候变化规律(趋势、周期、振幅),末次冰期旋回气候变化规律,盛冰期以来气候变化与新石器文化。全书共分 5 章,内容丰富翔实,论述全面、系统,可供从事黄土、古冰川、第四纪地质、古气候及地貌、地质、地理等方面的研究人员与高等院校有关师生参考。

甘青地区的黄土地层学与第四纪冰川问题

陈发虎 张维信 等著

责任编辑 吴三保

科学出版社出版

北京东黄城根北街 16 号

邮政编码: 100707

《冰川冻土》编辑部 微机编排

天水新华印刷厂 印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1993 年 1 月第一版

开本: 787×1092 1/16

1993 年 1 月第一次印刷

印张: 10 $\frac{1}{2}$

印数: 0001—1000

字数: 246 千字

ISBN 7-03-003523-2/P·681

定价: 9.50 元

前 言

本书的研究区域大体上以兰州为中心,包括六盘山以西黄土高原(陇西黄土高原)与青藏高原东北部分(青海高原)。早在本世纪30年代我国著名古生物学家、第四纪研究者杨钟健和卞美年(1937)已至研究区考察研究。不过解放前的研究者多着重地文期的研究,第四纪气候变化的研究不是重点(杨钟健等,1937,1941;Andersson,1935;陈梦熊,1947;孙建初,1936;孟昭彝等,1947)。五六十年代随着国家对西北地区的开发,研究区第四纪地质、地貌、气候、古冰川作用与黄土研究进入了一个新的阶段,王德基(1958)、杨子赓(1958)、张林源等(1962,1964)、苏联义等(1962)、钱宗林(1964)、杨联康(1964)和徐叔鹰(1965)等先后对兰州及周围地区第四纪地质问题作过调查研究。另外,青海湖是中国最大的内陆湖泊,关于它的形成演化、湖面升降及周围山地第四纪冰期问题亦是学术界感兴趣的课题。其湖水深浅及高湖面方面的问题自上个世纪末已有报道,本世纪以来陆续有许多研究者在那里开展了工作(刘增乾,1935;孙建初,1938;李式金,1942;李承三,1944;马子奇,1931;施雅风,1958;黎尚豪,1959;方永,1963;黄第藩等,1964;陈克造,1964;杨惠秋等,1965;中国科学院兰州地质研究所等,1979;郭鹏飞,1982)。近年来,国际上对CO₂等气体温室效应所引起的全球增温问题表现出强烈的关注。随着全球气温的逐步升高,位于中纬度的我国广大地区是变得更湿,还是变得更干,目前尚无定论,而青海湖水位升降历史可作为参考。近年来青海湖水位明显下降,引起了科学界及政府部门的忧虑,因此掀起了青海湖水位升降研究的新高潮。中日、中德相继合作开展青海湖研究,足够的事实基本可以肯定,高湖面与间冰期或间冰段相对应。例如,LGM(20—18 ka)时青海湖干涸,湖底堆积风成黄土,而全新世气候最宜期形成高出现代湖面30—50余米的高湖面(张朋熹等,1989;陈发虎等,1990;李吉均,1990)^{①②}。

研究区古冰川与古冰缘的研究历史可以追溯到本世纪初期。自从李四光系统地将阿尔卑斯山冰期模式引入中国东部之后,少数科学家开展了中国西部高山及高原古冰川与冰期的研究(刘增乾,1946;翁文波等,1946),而青藏高原东北边缘地区交通相对较为便利,有利于开展野外工作。60年代以来关于第四纪冰川作用范围、规模、性质虽有新的认识,但仍未脱离阿尔卑斯山冰期模式,冰川作用的年代仍是一个无法解决的困境(夏开儒,1960;刘泽纯,1962;李吉均,1964;郭鹏飞,1980,1984;任炳辉,1981;秦大河,1981;伍光和等,1979;伍光和,1984)^③。同中国东部古冰川研究类似,某些泥石流堆积及构造形成的地形被误作为古冰川作用的证据,并引起争论(白凤龙等,1981;张林源,1962;方小敏等,1987;武春龙等,1985;郭鹏飞,1980)。近

①施雅风,1989. 全球变化与青海湖水位升降(兰州大学报告).

②陈克造,1989. 青海湖水位变化(中国西部古冰川与古环境学术讨论会发言).

③张之进,1964. 马衔山地区古冰川作用遗迹.

年来研究发现, 达里加山存在古冰帽型冰川作用的确切证据, 末次冰期冰川末端下伸到海拔 3 200 m 左右^①; 兰州之南的马衔山顶亦存在末次冰期的小冰帽及若干冰斗冰川, 可能还存在比末次冰期规模要大的倒数第二次冰期的小冰帽^②。1989 年我们在黄河源区发现面积超过 5 000 km² 的末次冰期古冰帽冰川作用遗迹, 倒数第二次冰期冰川作用规模更为宏大。1990 年我们再次对该地区作了野外考察, 确信倒数第二次冰期时大约以黄河源区为中心形成面积超过 8×10^4 km² 的小冰盖。随后根据晚更新世以来的黄土-古土壤三位一体标志层(S_0 , L_1 和 S_1)与热释光测年确定了末次冰期及倒数第二次冰期冰川作用的年龄, 开辟了中国第四纪冰期年代学研究的前景(李吉均等, 1991)。古冰缘的研究在 80 年代也取得了较大进展, 前人根据区内冰楔假形、砂楔、冻融扰曲及冻胀泥炭丘等遗迹, 推算末次冰期多年冻土下线可达 2 200 m, 比现今下降 1 500 m 左右(徐叔鹰等, 1984; 张维信等, 1984)^③。

研究区黄土的研究历史不长, 70 年代以前研究极少, 仅个别作者作过专门研究(张淑媛, 1956), 多数作者把黄土作为第四纪地质问题之一作过报道(杨子康, 1957; 王德基, 1958; 张林源, 1962; 刘东生等, 1964, 1965; 徐叔鹰, 1965)。70 年代开始六盘山以西黄土, 特别是兰州黄土的重要性才逐步受到学术界的重视。王永焱等(1978a, b, 1982)首次于 1976 至 1977 年开展了兰州黄土研究工作, 揭示了六盘山以西黄土的若干特点, 并对世界上最厚的风成黄土剖面——兰州九洲台剖面作了第一次古地磁测年。卢良才等(1984)也曾对兰州马兰黄土晚期堆积作过热释光测年, 文启忠等(1982)曾报道过陇西黄土的物质组成和磁性测年。然而, 对于兰州黄土气候记录、形成年龄、黄土-古土壤地层序列及所反映出的北半球乃至全球气候变化的研究仅仅是近年来取得的。80 年代初期, 兰州大学地理系开始开展兰州黄土研究, 首先对九洲台黄土剖面作了研究; 1983 年徐齐治、曹继秀等系统采取了该剖面的古地磁样品; 1983 年李吉均教授邀请美国南加利福尼亚大学地质系教授 D. W. Burbank 一同对该剖面取了古地磁样品, 并于 1984 年共同在美国作了实验工作。其成果在 1984 年美国 AMQUA 年会及 1985 年西安国际黄土会议上分别作了报告, 发现世界上最厚的风成黄土剖面形成于距今 130 万年以前, 并首次注意到该剖面早更新世黄土中记录到大约 2.2 万年岁差的周期变化。该结果于 1985 年在英国《自然》杂志上发表(Burbank *et al.*, 1985); 英国莱斯特大学地理系主任 Derbyshire (1983, 1984)教授也曾多次访问兰州, 对兰州黄土物质成分、结构和成因作了研究。他在 1984 年访问兰州期间, 在徐齐治等协助下也采集了九洲台剖面古地磁样品, 并在英国利物浦大学作了测定, B/M 位置与李吉均等结果一致, 但认为九洲台剖面底部为距今 220—240 万年 (Derbyshire *et al.*, 1987)。这与其研究结果均有很大分歧。

鉴于年代及古土壤层序划分等方面出现的问题, 兰州大学地理系张维信教授申请到国家自然科学基金资助, 并组织有关人员于 1987 年再次对兰州九洲台剖面作了系统的层序划分、样品采集与实验分析, 并初步报道了研究结果(曹继秀等, 1988)。测年手段

① 潘保田, 1988. 青藏高原东部地貌发育与晚第四纪自然环境演化.

② 刘勇, 1989. 马衔山及毗邻山地晚第四纪冰川与环境.

③ 陈发虎, 1987. 青藏高原东北边缘区三万年来的环境演化.

方面除采用古地磁方法外,还使用了热释光与裂变径迹方法,综合古土壤层序、古地磁测年及裂变径迹测年资料,认为九洲台剖面形成于距今 140—150 万年(陈发虎等,1989;陈怀禄,1991)。同期开展的其它基金项目研究特别注重了末次冰期旋回黄土气候记录及其与南极冰岩芯记录的对比(Li Jijun *et al.*, 1989; 李吉均等, 1990), 关于近 150 万年以来兰州地区的古土壤层序、气候记录等亦作了详细报道(陈发虎等, 1991)。

近年来,我们还对临夏与青海黄土及兰州段黄河各级阶地砾石层之上的黄土地层形成时代与古土壤层序作了系统研究(潘保田等, 1991; 方小敏等, 1991)^{①②}, 建立了兰州黄土-古土壤序列模式。特别是, 甘肃省水文地质队在兰州作水文地质调查中在黄河南岸西津村打出了 409 m 厚的黄土钻孔剖面, 白凤龙等(1987)对该剖面作了报道。

本书是近年来我们在以兰州为中心的青藏高原和黄土高原毗邻地区进行的黄土地层学和以古冰川和气候变化为核心的多项研究成果的系统总结, 也是国家自然科学基金项目“六盘山以西黄土沉积环境”(张维信负责)与“西北高山与高原地区晚更新世冰川类型和冰川演化序列”(李吉均负责)课题研究成果的部分总结, 部分章节还受到中国科学院西安黄土与第四纪地质开放实验室项目“特征时期兰州黄土研究”课题(陈发虎负责)的资助。

整体研究是在李吉均教授领导与指导下, 组织 30 余人协作进行的。许多资料 and 思想来自若干同志的博士和硕士论文, 共同工作中的讨论, 这些都对本书基本观点的形成产生了很大的影响。因此, 本书所反映的是一个积极工作着的研究群体的集体成果。先后参加本书编写的共 11 人, 前言与第一章由陈发虎、张维信执笔; 第二章第一节由陈发虎和马海洲执笔, 第二节由陈发虎和李珍执笔, 第三节由陈发虎、曹继秀和张宇田执笔, 第四节由陈发虎、陈怀禄和曹继秀执笔, 第五节由陈发虎和张宇田执笔; 第三章由陈发虎和张维信执笔; 第四章第一节由刘勇执笔, 第二节由潘保田执笔, 第三节由康建成执笔, 第四节由潘保田和周尚哲执笔; 第五章第一、三、四、五、七节由陈发虎执笔, 第二节由陈发虎和郅秀书执笔, 第六节由陈发虎执笔。全书最后由陈发虎、张维信和李吉均修改定稿。

除编写人员外, 李吉均、徐齐治、张林源、朱俊杰、方小敏、韦玉春、张虎才、汪世兰、陈安庆、赵冬至、史正涛、陈国英、穆德芬、王建力、王爱英、杨太保、刘红军等 20 余人曾先后参加过研究课题的野外和室内工作。书中部分图件由韩品莲清绘, 热释光年龄由西安黄土研究室张景照和谢军测试。编写过程中曾得到安芷生教授和丁仲礼博士的有益启示。本书由《冰川冻土》编辑部何兴、徐月珍负责编辑工作, 梁博文、祝国存、梁红参加编辑、校对和编排等工作。在此一并表示衷心感谢。

对于黄土高原西部地区黄土地层中所含丰富的过去全球变化信息及青藏高原东北边缘地区湖泊、冰川、冰缘和黄土等信息丰富的地质记录而言, 本书也只能起到抛砖引玉的作用。我们衷心希望, 国内外学者能够认识这一地区在恢复过去全球变化, 特别是有关第四纪晚期以来重大事件和突发气候事件记录中的重要性, 以便投入更多的人力和物力开展研究。

①曹继秀等, 1989, 青海孟达山黄土剖面的磁性地层研究及其意义。

②张宇田等, 1989, 兰州段黄河阶地的古地磁年龄研究。

目 录

前言	(i)
第一章 现代自然环境概论	(1)
第一节 地貌格局	(2)
第二节 大气环流与气候	(3)
第二章 黄土地层与年代序列	(9)
第一节 黄土的分布	(9)
第二节 黄土-古土壤序列	(13)
第三节 磁性地层	(24)
第四节 绝对年龄	(35)
第五节 磁化率年龄标尺	(41)
第三章 黄土气候记录的证据	(47)
第一节 粒度组成	(47)
第二节 重矿物	(54)
第三节 地球化学	(59)
第四节 孢粉证据	(73)
第五节 黄土地层的磁化率记录	(80)
第四章 古冰川遗迹与气候变化	(86)
第一节 马衔山与太子山晚第四纪冰川作用	(86)
第二节 达里加山第四纪冰川作用	(96)
第三节 祁连山冷龙岭南坡晚第四纪冰川变化	(103)
第四节 黄河源区第四纪冰川作用	(109)
第五章 140 万年以来黄土记录、冰期旋回及与深海和冰芯记录的对比	(114)
第一节 黄土旋回与冰期旋回	(114)
第二节 黄土记录的万年尺度周期与冰期天文理论	(118)
第三节 近 140 万年以来的气候变化	(124)
第四节 冰川系列与黄土系列的对比	(128)
第五节 黄土记录与深海记录的对比	(129)
第六节 晚更新世气候变化模式——黄土记录与冰芯记录的对比	(133)
第七节 盛冰期以来的气候变化与新石器文化	(139)
参考文献	(150)

第一章 现代自然环境概论

本书所讨论的青藏高原与黄土高原的毗邻地区是指陇西黄土高原与青藏高原东北边缘这个横跨我国青藏高原与黄土高原的过渡地区(图 1.1)。地理坐标大体为 100° — 108° E, 34° — 38° N, 其东以六盘山为界, 西以阿尼玛卿山—青海湖—冷龙岭一线为界, 北取黄土高原北界, 南取西秦岭山地为界。该区域自然景观空间变化程度及组合的复杂程度是我国其它地区无法相比的, 既包括水平地带变化也包括垂直地带变化。植被上从低到高分别出现: 丛生禾草草原、丛生矮禾灌木草原、温带亚高山常绿针叶林、高寒草甸、高山垫状植被及高山荒漠(侯学煜, 1984); 气候上包括中温带半湿润半干旱气候、暖温带半湿润干旱气候及青藏高原温带、亚寒带半干旱气候(中国科学院《中国自然地理》编辑委员会, 1984)。按中国自然地理区划, 该研究区也恰好处于我国东部湿润季风区、西北内陆干旱区及青藏高原高寒区三大自然区域的交汇地带(图 1.1)。因此, 这三大自然区内自然环境变化皆能在研究区得到反映。也正是这种过渡性决定了该区域对我国气候变化反映最敏感, 不同时间尺度和幅度的气候变化都能为区域内不同自然景观所反映, 兰州黄土气候记录即为一例。它能够详细记录到全球气候变化的基本周期(Burbank *et al.*, 1985; 李吉均等, 1990)。本章将侧重论述与本书有关的区域内地貌时空变化规律及大气环流与气候状况。

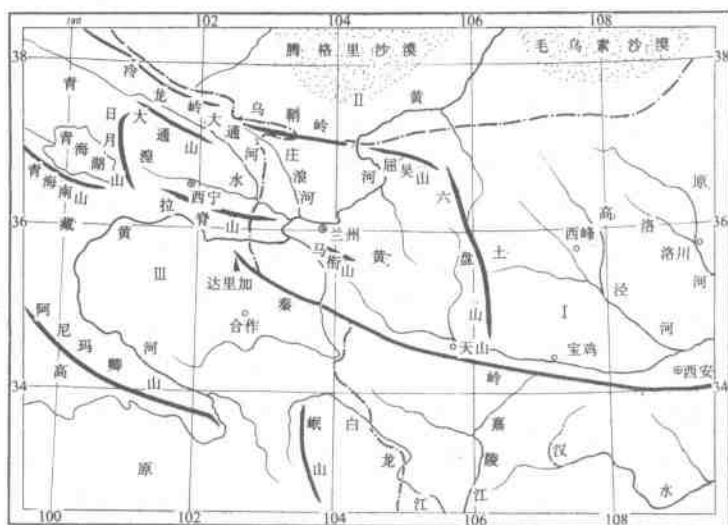


图 1.1 研究区域地理概况

(———中国三大自然地理区分界线: I. 东部季风湿润区;
II. 西北内陆干旱区; III. 青藏高原寒区)

第一节 地貌格局

我国地势自西向东层层下降,西南部的青藏高原是世界上最高的高原,高原面海拔在4 000—5 000 m,号称“世界第三极”,这是我国地势的第一阶梯。由青藏高原向东向北进入我国第二大阶梯的黄土高原、云贵高原及蒙新高原。研究区正位于黄土高原向青藏高原过渡地区,具体讲包括陇西黄土高原与青藏高原东北边缘,后者是通过祁连山向东、东南的延伸山脉和秦岭山地西端余脉逐步过渡到黄土高原的。正是这种过渡性为我们开展黄土记录与第四纪冰期研究提供了有利条件。

陇西黄土高原是在第三纪陇中红色盆地基础上叠加第四纪黄土而成的。陇中盆地指东为六盘山、南为秦岭、西北为祁连山东端诸山所包围的甘肃中部地区(陈梦熊, 1947; 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会, 1980),整个盆地呈西北—东南向作菱形展布。除兰州之南的马衔山和兴隆山外,一般地势多在海拔2 000—2 500 m以下。陇中盆地大地构造与祁连山密切相关,北祁连褶皱带向东与六盘山北段的屈吴山相接;中段向东南方向延伸,在马衔山、兴隆山、七道梁和华家岭一带形成中、高山,再向东与天水一带秦岭褶皱带相连。该地区在早第三纪已成盆地,但主要拗陷是发生在晚第三纪时期,当时整个盆地普遍堆积了巨厚的第三系甘肃群红层。第三纪末至第四纪初陇中盆地随青藏高原及周围山地一起上升。一方面,黄河、渭河及它们的支流由甘肃群堆积面下切,河流地貌发育,兰州段黄河就是一个典型的例子。黄河在距今150万年以来下切了230余米,并在下切过程中形成六级阶地(潘保田等, 1991; 李吉均等, 1989)^①;另一方面,第四纪黄土在较为平整的甘肃群红层堆积面或阶地地面上堆积,形成巨厚的黄土层,天然剖面出露厚度可达300余米(曹继秀等, 1988; 陈发虎等, 1989),钻孔记录甚至更厚(白凤龙等, 1987)。

青藏高原东北边缘地区在大地构造上属于巨型纬向构造体系的秦岭—昆仑构造带,它们由秦祁昆地槽区的祁连山、昆仑山及秦岭地槽系回返形成的一系列褶皱山系构成。属于昆仑山地槽系的有阿尼玛卿山—鄂拉山—西倾山褶皱山系;属于祁连山地槽系的有青海南山—日月山—拉脊山—冷龙岭褶皱山系,达里加山、太子山及露骨山等则属于秦岭地槽系。青藏高原东北边缘正是三个地槽构造体系的衔接地区。虽然地槽的回返历史可以追溯到古生代,但直到晚新生代喜马拉雅运动中期,这些山地及其间盆地才强烈活动,形成今日高大的山地与高原的(中国科学院《中国自然地理》编辑委员会, 1980; 中国科学院青藏高原综合考察队, 1982)。青藏高原东北边缘地区巨厚的上第三系红层及上新世夷平面的存在,也说明该区域的强烈抬升是第四纪近200万年来的事情。据研究,青藏高原在第三纪末平均高度仅1 000 m左右(李吉均等, 1979),而晚第三纪三趾马动物群的广泛存在,至少可以说明当时青藏高原与黄土高原高度相差不大。上新世末至早更新世初青藏高原强烈隆起,并在第四纪期间隆起幅度逐步加大,终于形成整个青藏高原的今日面貌,研究区青藏高原部分的地貌格局也因此而定型。

^①张宇田等, 1989. 兰州段黄河阶地的古地磁年龄研究。

青藏高原东北边缘高山及高原的形成成为第四纪冰川与现代冰川的发育提供了条件。现代冰川仅分布于祁连山冷龙岭及阿尼玛卿山山地顶部,面积不大。据冰川编目统计,冷龙岭现代冰川主要分布于几个较高山岭,平均粒雪线高度4 200—4 660 m,南北坡相差100—300 m,雪线处平均气温 -8.9°C 。冰川末端海拔4 040—4 580 m,冰川垂直跨度950 m。冰川类型主要是山岳冰川中的冰斗冰川及山谷冰川,冰川作用形成的冰斗、U形谷较为发育。现代冰川末端向下分布着末次冰期的侧碛垠及终碛垠。当时的冰川末端在北坡的石羊河流域曾下伸到海拔2 800 m左右,南坡至少到3 300 m,冰川长度比现代大5—10倍。阿尼玛卿山现代冰川规模较小,平均雪线5 000 m左右。然而在末次冰期时,阿尼玛卿山曾发育规模相当大的冰帽冰川,其面积超过5 000 km^2 。

除了冰川地貌外,黄河及其支流构成的河流地貌相当发育,众多河流由青藏高原流出并进入黄土高原,在兰州汇集成向心水系。受青藏高原抬升作用影响,河流下切强烈,河谷盆地与峡谷作串珠状分布。盆地内河流阶地比较稳定,一般有五至七级;峡谷段阶地增多,例如龙羊峡黄河阶地多达十一级。黄土地貌是研究区主要地貌类型,主要表现为黄土梁峁及河谷中的台、坪、川、湾等,仅靖远之南的白草塬为较大的黄土塬。

第二节 大气环流与气候

本书的研究区位于青藏高原及黄土高原的毗邻地区,其大气环流与气候特征无不受到世界上最年青、最高大的青藏高原本身的影响。这里首先讨论一下青藏高原的大气环流。

青藏高原地理位置——欧亚大陆东南部与中纬度地区,决定了它必然要受到两大环流系统的影响,同时又作用于它们。其一是北半球盛行的西风环流,另一则为季风环流。冬半年大约从10月初开始,由于高原主体对西风急流的阻塞作用,迫使西风急流从南北两侧绕流,产生南北两支西风急流。就高原主体而言,600 hPa以下为一冷性高压,中心位于藏北高原,该高压也称“羌塘高压”,它属于一个浅薄系统,500 hPa高度以上消失,该高压的存在使高原除西部边缘因西风带爬坡产生上升气流外,广大高原地区盛行下沉气流,天气晴朗,盛行西风。因此,冬半年是高原的干季与风季。高原南侧大约沿喜马拉雅山位置有一东西向低压带(图1.2a),雅鲁藏布江等河谷在600 hPa图上也是一个低压区;高原的北侧与南侧相反,形成一个高压带,高压脊位于南疆,河西至兰州一线,并三个高压中心,最东一个即位于兰州附近的祁连山东中段,前人称做“兰州小高压”(罗四维,1963)。该高压中心随海拔而变化,由北向南上升至青藏高原。850 hPa上高压中心在河套地区,700 hPa上高压中心在兰州地区,而到600 hPa上(相当于高原主体高度),这个高压就消失了(叶笃正等,1979)。就成因而言,它是北支西风急流在高原北侧向高原东南绕流产生的,属于高原动力作用的结果,因而常年存在(罗四维,1963;汤懋苍,1963;纪立人,1963;叶笃正,1979)。这一小高压阻挡了西风环流前进,也是冬季风速减弱,其所挟带粉尘的能力降低,有利于粉尘物质沉降,兰州之所以成为中国黄土沉积中心及黄土厚度最大,除与地形有关外,兰州小高压的存在是个重要原因。另外,冬季在研究区的东南角,即甘青川交界处有一深厚的冷性低压,

500 hPa 上表现为一个低压槽。该低压前人称做“河曲低压”(汤懋苍, 1963)或“松潘低压”(叶笃正等, 1979), 它正好位于青藏高原南北两支气流的辐合线上, 属于尾流所造成的一类低压。因此, 同兰州小高压一样常年存在, 在 600 hPa 平均气压形势图上这一低压更明显。由于它是一个冷性低压, 加之地势较高, 因而常年潮湿多云雨, 使松潘地区成为我国著名的沼泽区。夏季该低压系统更为深厚, 可达 100 hPa 高度。“河曲低压”的常年存在必将导致青海高原东部降水相对丰沛, 气候变冷时有利于冰川发育, 气候转暖时, 冰川又很快消失, 冰川易生也易逝, 这与高原腹地不同。

相反, 南支绕流西风急流在川北滇南形成一个低压, 称做川滇低压, 它也与高原热力作用关系不大, 基本上常年存在, 不是高原热力作用的伴生系统。它与兰州小高压形成一对高低压系统, 并且具有相反的变化趋势, 当兰州小高压增强时, 川滇低压必然减弱; 反之兰州小高压减弱时, 川滇低压必增强。

夏季高原主体为热低压控制, 大约 5 月建立, 10 月消失。热低压的存在导致气流上升, 结果在 430 hPa 以上即青藏高原高空的对流层顶和平流层底形成一个巨大的暖性高压——青藏高压。在高原热低压的南北两侧各有一个东西向高压带存在(图 1.2b)。北

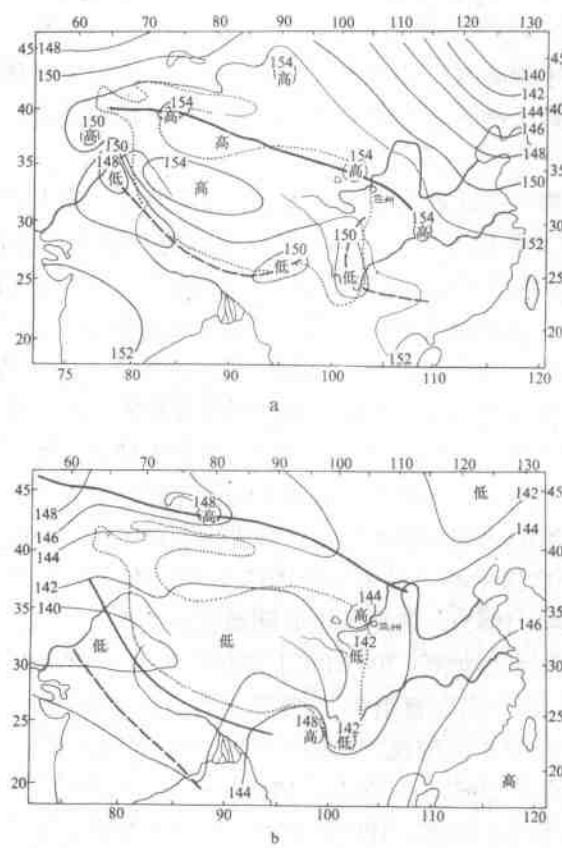


图 1.2 研究区 1 月份(a)与 7 月份(b)850 hPa 平均气压流汤形势图(据叶笃正, 1979)
(——槽线, ——脊线)

侧高压脊比冬季时偏北，成因上仍为高原上升气流补偿下沉而形成(图 1.3b)，脊线仍向高原上空倾斜。这个高压轴线是我国高原夏季风与行星西风的分界线，此脊之下的高原及边缘地区为高原夏季风控制，之上为西风控制，相应的高压带则成为我国气候的一个重要分界线。该带以南为季风影响区(包括高原季风、西南季风和东南季风)，以北则以西风为主。南侧同样也有下沉气流形成的高压带，由于它是高原热低压与热带低压之间的分界线，故称为分界高压带。同高原北侧气候一样，它也是一个相对干旱少雨带。该带以南为西南季风控制，以北则主要为高原夏季风控制。约从 5 月初开始，随着青藏热低压的建立，南支西风急流振荡性的迅速北撤，西南季风北进，由藏东南进入高原后青藏高原由南向北由东向西逐步进入雨季。图 1.3a 与图 1.3b 分别是夏季与冬季高原及周围地区的经向环流示意图。

前文分别介绍了青藏高原冬夏季的环流形势及气压场的变化，可概括为：冬季青藏高原对大气环流的影响主要以动力作用为主，迫使行星西风产生绕流，形成南北两支西风急流，而高原本身及其上空大气属于一个冷源，能量由外向高原输入，高原低层大气形成一个浅薄的冷高压，高原盛行西风，天气晴好；夏季高原主要表现为热力作用，大气能量由高原向外输出，高原主体为热低压占据，但由于气流上升则在对流层底形成一个强大的暖性高压——青藏高原高压。由于反气旋的建立，地面风是由高原外向高原辐合(图 1.3a)，同时南支西风急流北撤，西南季风北进，高原进入了雨季。西风急流的绕流现象是青藏高原动力作用的直接表现，而南支西风急流的迅速北撤是行星西风本身季节性北移与高原热力作用的结合，它们彼此关联，互相影响；西风环流的减弱使高原加热作用得以发挥，而高原加热作用的加强又促使西风环流进一步减弱和南支急流的迅速北撤，西风环流的北撤与高原热低压的建立又诱发了西南季风的暴发与加强，高原地区降水猛增，大量凝结潜热释放，感热作用进一步加强热低压，使高原上空温度升高，热源加强。前人的研究说明，若没有青藏高原的动力与热力作用，西风环流北撤要晚得多，西南季风也没有今日这么强大(叶笃正等，1979)。观测资料已证明，青藏高原热低压的减弱与加强决定着西南季风的减弱和加强，也就影响着我国青藏高原及其边缘地区的天气气候。同样，青藏高原对大气环流的动力与热力作用也影响着我国东南季风的建

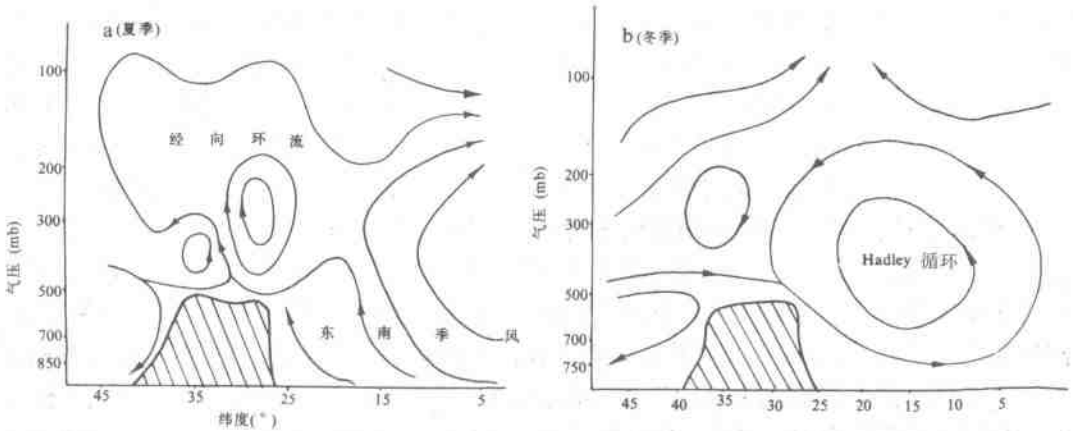


图 1.3 沿 90°E 平均经圈环流图

立和加强(张林源, 1983)。若没有高原的热力作用, 我国北方广大地区将处于西风环流的干燥气候之下, 而长江中下游及华南大部将处于副热带高压带, 气候干燥炎热。正是由于青藏高原的存在, 加强了东南与西南季风, 改变了我国大气环流形势, 使我国成为五谷丰登的宝地。

另外还应当看到, 青藏高原季风的存使我国低层大气的东南、西南季风与高空西风环流之间形成一个高原季风隔离层, 增厚了我国冬夏对流层低层季风, 并且愈靠近高原季风愈厚。例如, 西南季风在印度北部厚度仅 2 000 m, 2 000 m 以上盛行偏东风, 然而在我国腾冲、昆明一带西南季风可达 5 000—6 000 m, 再到贵阳、桂林更厚, 可达 6 000—7 000 m, 这要比同纬度印度季风厚 1—2 倍左右(叶笃正等, 1979)。高原的逐步隆起使东亚季风逐步加强, 厚度逐渐增大, 同时也使我国气候向两极分化, 夏季相对多雨潮湿, 而冬季少雨干旱。冰期与间冰期则是现代冬夏季气候的放大, 第四纪以来, 冰期时愈为干旱寒冷, 粉尘沉积速率也愈来愈大, 而间冰期则愈来愈潮湿温暖, 黄土地层内土壤发育程度也愈来愈高。总之, 我国北方气候自第四纪初以来不是越来越干, 而是越来越向两极分化。

更重要的是, 青藏高原是世界上最高大的高原, 它的动力与热力作用不但改变和影响东亚地区大气环流, 而且还影响北半球甚至全球大气环流; 它又离太阳最近, 面积又大, 因此地球轨道变化与太阳本身辐射变化引起的进入地球系统能量的变化首先在它这里被反映出来, 并引起自然景观变化。目前的观测资料已肯定, 近百年甚至千年以来青藏高原气候变化要较我国其它地区早。例如, 本世纪 60 年代低温时期, 高原本身比起其它地区早 5—8 年, 汤懋苍(1989)曾用“启动区”一词描述青藏高原在气候变化中的作用。无疑, 在这样区域开展冰川与黄土气候记录研究具有重要意义。

研究区恰好就位于青藏高原东北边缘地带, 因此气候变化也理所当然被敏感、客观与准确的记录下来。同时该区域又是位于我国东部季风区、西北干旱区与青藏高原干寒区三大自然地理区的过渡地带(图 1.1), 环流上也是位于东南季风与西南季风及高原季风与西风环流的过渡地带, 因而气候的微弱变化也能引起脆弱的自然景观的变化, 并被敏感地反映出来。这与我国南方的亚热带与热带不同, 也不同于青藏高原腹地。李吉均等(1988)的研究发现, 我国存在一个气候及天气变化极大的区域, 该区域内旱、涝、冰、冻及蝗灾频繁发生, 其北界位置大致沿长城一线, 西至兰州附近, 东到鸭绿江入海口, 甚至跨海至日本; 南界基本沿秦岭一线东到长江入海口, 西至兰州附近。这个区域形同三角, 故称“季风三角”(图 1.4)。“季风三角”的南北界线随季节而移动, 冬季北界向南摆动, 夏季则向北摆动。这种季节性季风三角的扩张与收缩是冰期—间冰期的一个缩影。例如, 冰期时蒙古高压增强以西北风向为主的冬季风盛行, 气候干燥寒冷, 荒漠与流动沙丘向南扩张, 季风三角内的草原及森林草原植被向南压缩, 由于南界向南移动不大而北界大规模向南迁移, 导致季风三角相应缩小; 间冰期时发生相反变化, 那时青藏高原高压强大, 太平洋高压及印度低压相应加强, 气候相对温暖湿润, 东南与西南季风盛行, 季风范围扩大, 相应的草原及森林草原植被向北迁移, 季风三角扩张。然而不论季风三角怎么扩张与收缩, 但由于研究区恰好处于季风三角顶点附近, 这种变化都能够被反映出来, 这也是研究区, 特别是黄土高原部分对气候变化反映敏感的原因之一。季风

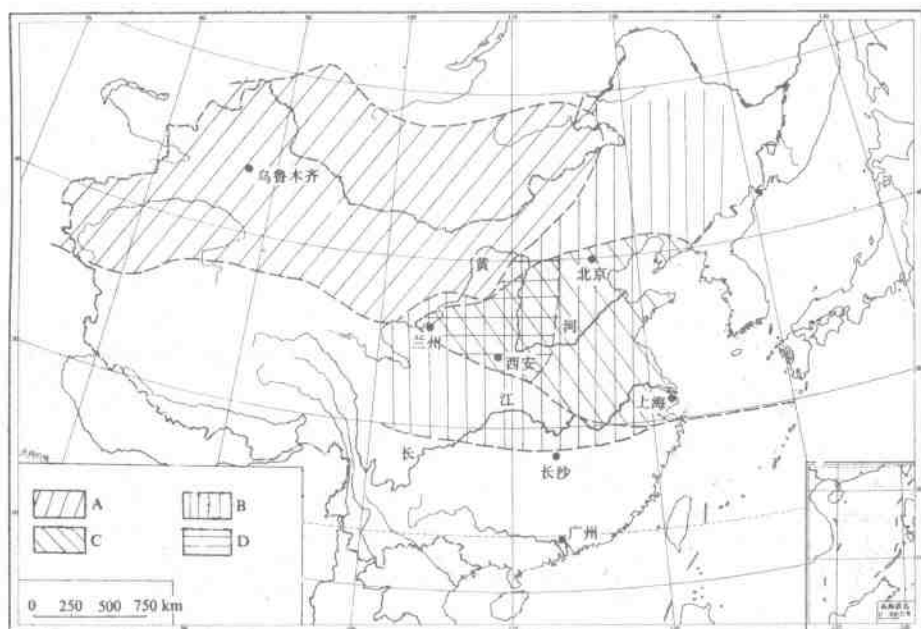


图 1.4 中国黄土物源区(A)、堆积区(B)、季风三角(C)和黄土高原(D)的关系

三角在冰期—间冰期变化中对气候的反映就像墨西哥湾暖流在北大西洋的摆动一样。Ruddimen *et al.* (1976)曾指出, 间冰期时墨西哥湾暖流十分强大, 暖流斜跨大西洋达到欧洲北部及北冰洋, 大西洋面为温暖水团占领, 水温较高; 冰期时墨西哥湾暖流减弱, 流路南撤, 北方冷水团南侵。冰期与间冰期墨西哥湾暖流流线正好摆动成一个三角洋流, 三角顶点位于北大西洋西岸哈特勒斯海角, 洋流三角顶点附近深海沉积物及生物组合记录到的海水温度变化要比其它地区敏感。研究区, 特别是兰州及附近地区的位置就颇似北大西洋西岸哈特勒斯海角之于墨西哥湾暖流的作用一样, 它位于驱动气候变化的枢纽位置, 能够敏感准确地记录我国北方自然景观的变化。

就研究区域的现代气候而言, 它不但受到西风环流、东南季风、西南季风及青藏高原高原季风的影响, 而且直接与青藏高原热力及动力作用有关。前文曾指出, 无论冬季还是夏季, 由于青藏高原的存在, 在高原北侧沿南疆—河西一线存在一个高压带。相应的高压脊由北向南向高原爬升, 研究区的大部分在该高压带的控制之下(图 1.2)。夏季该高压带向北移动, 研究区近地面主要为夏季风控制, 东南及西南气流带来较为丰沛的水汽, 气候潮湿, 降雨量约占全年降水的 80%以上, 并且主要集中在 7, 8, 9 三个月(图 1.5)。降水与温度相匹配, 有利于植物的生长, 这是研究区的雨季, 也是高温季节。夏季风的范围直接到达青海湖、阿尼玛卿山, 故研究区均为夏季风控制。

在对流层低空除东南季风之外, 西南季风是个不可忽视的重要因素, 它由印度绕过青藏高原东部边缘, 到达研究区的黄土高原部分, 一部分爬过青藏高原到达研究区的青藏高原部分, 研究区的秋雨就是东南季风南撤, 强大的西南季风爬升形成的。图 1.6 给出了西南季风造成我国西北与西南秋雨的示意图。从垂直方向来看, 夏季近地面为东南和西南季风控制, 对流层中上部则受控于高原季风和垂直环流, 高原热低压形成的上升

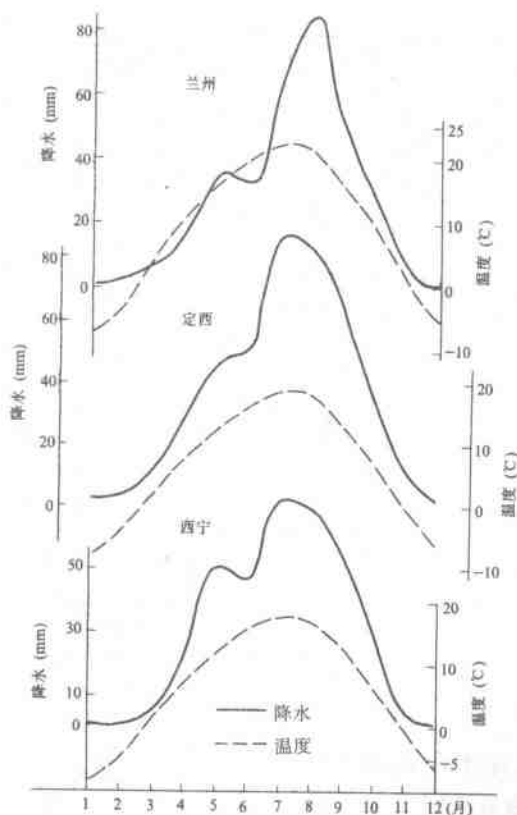


图 1.5 研究区内各月气温和降水曲线

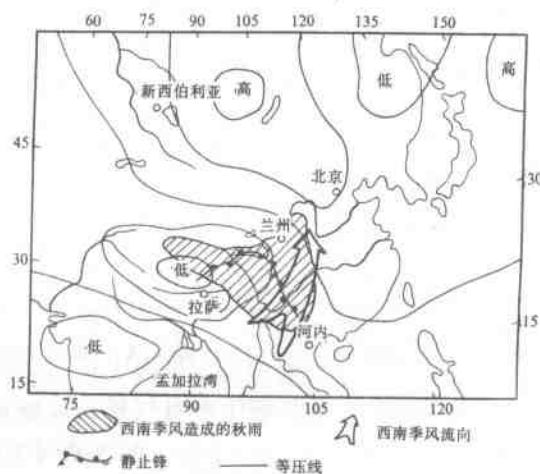


图 1.6 西南季风造成研究区降雨示意图

气流在高原边缘的祁连山部分下沉，因而气候干燥(图 1.3)，不利于冰川发育。达里加山 4 500 m 高度仍没有冰川发育可能与此有关。在约到了 400 hPa 以上，高空西风环流占优势，祁连山冷龙岭及阿尼玛卿山顶现代冰川发育在很大程度上与西风环流扰动降水有关。当然，长江与黄河河源 600 hPa 热低压的存在使气流上升凝结降水也有利于冰川发育。形象的讲，每座山头相当于一个热岛，也会促使气流上升降水。因此，山下气象台站记录到的年降水量远远小于山顶，热岛的存在也导致了第二降水带的存在(李吉均等，1986; Li Jijun *et al.*, 1984)。

冬半年高原北侧高压带南移，兰州小高压的位置在 600 hPa 上位于兰州上空，并且十分强大(图 1.2a)。冬季来临时，夏季风南撤，西北风盛行，气候干燥寒冷，这是研究区的干季。随西伯利亚冷空气的频频南侵，气温逐次降低。同时，由于高原对流层冷高压的建立，高原冷空气也沿高原边缘向外扩散，进一步加强了空气的寒冷和干燥。冬半年西风急流分为南北两支，北支气流由北向高原上爬过程中因高原和山体阻挡而下滑(图 1.3)，使气候更加干燥。当然这种下滑气流至祁连山东段已不太明显，但仍有作用。总之，兰州小高压、西风环流、冬季风及高原冬季风相互作用，使研究区冬半年干燥寒冷，成为粉尘堆积的一个主要时期。

第二章 黄土地层与年代序列

第一节 黄土的分布

中国是世界上黄土分布最广的国家,黄土分布的连续性也是独一无二的。具体来讲,中国黄土大致分布于昆仑山—秦岭以北,阿尔泰山—阿拉善和大兴安岭一线以南,构成北西西—南东东走向的中纬度黄土带,但北可达松嫩平原北部,南分布到长江中下游大约北纬 29° 位置,东至我国黄海岛屿(如山东庙岛群岛),西至国境这样一个广阔的领域内,面积约 $6.3 \times 10^5 \text{ km}^2$, 约占中国陆地面积的 6% (刘东生等, 1985)。然而分布最连续、厚度最大及地层最齐全的黄土还要算黄河中游的黄土高原区,地理位置大约为 $34^{\circ} - 38^{\circ} \text{ N}$, $112^{\circ} - 103^{\circ} \text{ E}$, 为中国黄土的分布中心(图 2.1)。黄土高原按地貌结构分为六盘山以西的西部区(陇西黄土高原),六盘山至吕梁山间的中部地区及太行山至吕梁山间的东部地区三个区域。

陇西黄土高原(亦称陇中盆地)是在第三纪陇中红色盆地基础上,经第四纪黄土堆积形成的。其东以六盘山为界,西以祁连山向东延伸山脉乌鞘岭、达坂山等为界,北界由屈吴山—长城组成,秦岭则组成南部的天然界线(图 2.2)。这个范围内四周高,中部低,基本上继承了原陇中盆地的形态。陇西黄土高原是我国黄土堆积最厚的地区,成为黄土堆积的一个主要中心,这里许多黄土剖面的厚度都超过 200 m。黄土下伏基岩基本分为两类:一是直接覆盖在新第三纪红层或甘肃期侵蚀面之上,时代上包括了早、中、晚更新世黄土,地貌上包括黄土塬与黄土梁峁形态。黄土塬仅见于白草塬,它位于研究区东北角的祖厉河中下游的屈吴山西北。其塬面宽阔、平坦,沉积环境稳定,地层齐全,黄土厚度至少 500 m 以上,面积超过 1000 km^2 , 不过由于祖厉河及其支流的切割,现代塬面已相当破碎。黄土梁峁地形在陇西黄土高原占有主导地位,然而不论是继承性的或为水流切割而成的,由于黄土沉积环境不稳定,而造成地层不连续或缺失,故这类区域的黄土地层对于揭示全球气候变化信息意义不大。另一种形式是河流阶地之上堆积的黄土,其下直接与河漫滩相粉砂及河床相砾石相接触。其形成过程为,河流在拓宽过程中先堆积河床相砾石及河漫滩相粉砂(这部分粉砂可能包括了粉尘堆积成分),随后河流下切,高河漫滩转化成阶地,相应的堆积物也逐步由冲积黄土转化成典型的风成黄土。这种河床相—河漫滩相—冲积黄土—风成黄土堆积系列是河流阶地基座面之上的黄土堆积模式。黄河在陇中黄土高原先是在兰州段由西向东,然后转向东北方向流出该区(图 2.2)。除黄河主流外,其支流大夏河、洮河及祖厉河分别由黄河南岸汇入黄河,湟水、大通河及庄浪河分别由北岸在兰州汇入黄河,这些大小河流的阶地皆成为黄土稳定堆积的地貌部位。然而最主要的稳定沉积区是黄河河谷盆地,兰州段黄河河谷盆地就是一个极好例子。黄河由西向东穿过盆地,在地壳上升的背景下形成多达六级的河流阶地,各级阶地黄土厚度由 2 m 至 300 余米不等,黄土地层内发育多层古土壤,构成研究区独特的黄土—古土壤—阶地系列(图 2.3)。

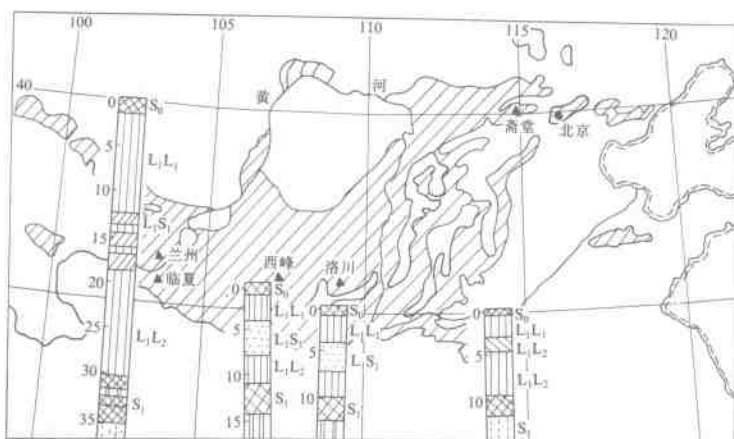


图 2.1 黄河中游黄土分布及若干标准黄土剖面(图中三角点)的晚更新世气候记录



图 2.2 研究区陇西黄土高原位置图(据 Li Jijun et al., 1988)

第一级阶地 (T_1) 即现在兰州市所在位置, 在盆地内部基本为堆积阶地。河床相冲积砂之上是厚 2—4 m 左右的风成黄土, 底部发育黑垆土型古土壤, 其有机 ^{14}C 年龄为 $6800 \pm 180 \text{ a B.P.}$ (汪世兰等, 1991), 在兰州友谊宾馆地基处也曾获得一块古树杆, ^{14}C 年龄为 7000 余年, 因此, 一级阶地之上黄土属于全新世黄土。二级阶地基座为皋兰群变质岩及第三纪红层, 拔河 25 m, 砾石层之上有厚 20—25 m 的冲积和风成黄土, 顶部发育全新世黑垆土, 冲积黄土底部 ^{14}C 年龄为 3.4 万年。黄河一级支流东柳沟河二级阶地面上的黄土厚达 20 m 左右, 底部热释光年龄基本与笔者的 ^{14}C 测年一致 (卢良才