

# 青藏高原东缘第四纪地质环境调查与评价重要进展 (2003-2005 年)

## 一、项目基本情况

青藏高原东缘第四纪地质环境调查与评价项目(编号:200312300034)项目起止时间为2003-2006年,负责单位为中国地质科学院地质力学研究所,局归口管理部门为中国地质调查局水文地质环境地质部。工作区范围为:东经 $99^{\circ}30'—104^{\circ}30'$ ,北纬 $33^{\circ}00'—26^{\circ}00'$ 。重点调查的三条地质环境廊带分别为:北纬 $33^{\circ}$ 附近甘孜、金川、红原、松潘、绵阳一带;北纬 $30^{\circ}$ 附近四川理塘、康定、泸定、汉源、雅安一带;北纬 $28^{\circ}$ 附近盐源、西昌一带(图1)。工作区主体位于川西高

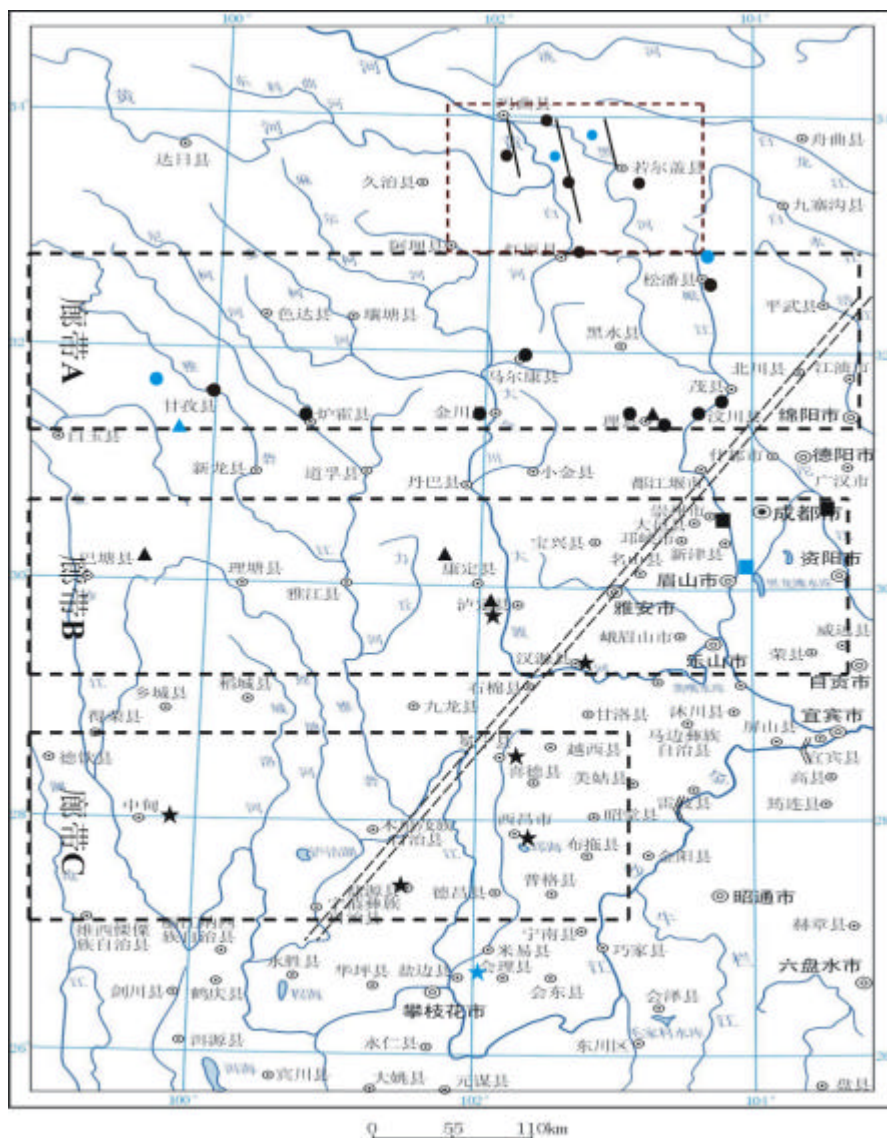


图1 青藏高原东缘第四纪地质环境调查评价工作区位置图

原，包括四川盆地西部边缘地区，红军长征走过的大雪山和若尔盖沼泽草地均位于本区域。川西高原是青藏高原的东缘部分，平均海拔 3500 米以上，进入盆地平均海拔 500 米左右，为中国地貌一级阶梯向二级阶梯过渡地段。区域东、西部气候差异明显，川西高原属青藏高原东缘湿润、半湿润高原气候，一月气温低约  $-10^{\circ}\text{C}$ ，盆地区属北、中亚热带湿润季风气候，一月气温  $6^{\circ}\text{C}$ ，年降水量在 750-1500 毫米之间。川西自然资源丰富，落后基础设施制约了区域经济发展，西部大开发为经济发展带来了难得机遇，同时也带来了保护环境和生态平衡方面的挑战。青藏高原东缘地区集中了 6 个世界遗产，9 个国家级风景名胜区，6 个国家地质公园，9 个国家自然保护区，9 个国家森林公园，一系列西部重大的交通及水利工程在建或在规划中，川西为典型大陆地貌边界带，为强烈的地震活动带，也是地质灾害特别频发地区之一，开展川西第四纪地质环境调查评价工作，不仅有学科前沿研究意义，更是经济与社会发展的迫切需求。

青藏高原东缘第四纪地质环境调查评价项目总体目标任务：通过对青藏高原东缘的第四纪地质调查，摸清该区第四纪地层发育历史；通过对该区第四纪环境记录的研究，确定该区环境变迁过程，重建不同时间窗的古环境空间分布格局；通过地貌边界带第四纪地层古环境对比研究，结合构造地貌分析，开展地貌陡变带环境分异研究；通过遥感解译和重点地区环境评估的示范工作，来开展该区环境演变评价，为西部经济的可持续发展提供地质背景资料，促进当地经济与社会发展。

## 二、主要进展和成果

青藏高原东缘第四纪环境调查与评价项目实施以来，主要取得了以下进展：

- (1) 青藏高原东缘在上新世时期 (4.3-2.6MaBP) 出现了一个大泛湖期，北到康定，南至攀枝花。
- (2) 建立了青藏高原东缘上新世以来湖相、风尘和冰川沉积的地层序列，通过各种环境指标的测试，系统分析了不同时段古环境的变迁过程；
- (3) 通过多时相遥感图象解译以及野外地质调查，结合各种环境指标分析，对若尔盖草地沙化的时空分布规律、发展趋势以及影响土地沙化的主要因素等开展了系统研究。
- (4) 建立了不同时段古环境事件演化的时间序列，并与全球性重大地质环境事件进行对比，探讨了该区上新世以来不同时段古环境演化的成因机制。

## 1、青藏高原东缘上新世昔格达古湖时代及古环境

昔格达组是我国西南地区著名的、连续的晚新生代地层，广泛分布于川西高原东南地貌边界带边缘及外围的断陷盆地与古谷地中，以安宁河、金沙江、大渡河、雅砻江河谷与盆地中保存较好，常见沉积厚度 100 ~ 200m 不等，厚者达 400m 以上，主要由灰绿色、灰黑色、灰黄色的河湖相粘土、粉砂质粘土、粉砂和中粗砂组成。早期常隆庆将其命名为“混旦层”，后袁复礼将其更改为“昔格达组”。对昔格达组的时代，不同学者观点差异很大，主要有以下几种：上新世，上新世至早更新世，早更新世，第四纪中后期。由于昔格达组沉积物中缺乏生物化石，地层出露不全，而且缺乏可靠的定年手段和分析测试手段，昔格达湖相沉积的时代是亟待解决的问题。磁性地层学研究为昔格达组提供了确切的年龄，测试结果为高斯正极性时，绝对年龄为 4.2 ~ 2.6MaB.P.。另外，对昔格达古湖的成因、环境记录及其沉积地层记录的周期性也进行了初步的研究。这说明在上新世时期青藏高原东缘地区为一个湖泊发育的面貌，第四纪时期才逐步发展成为深切割的高山深谷景观。

经调查，我们选择泸定海子坪和冕宁周家大沟剖面为研究典型剖面（图 2、图 3），进行了系统的磁性地层学研究，并且通过粒度分析、有机碳含量测试为



图 2 泸定海子坪昔格达组沉积剖面



图 3 冕宁周家大沟昔格达组沉积剖面

西南地区长时间尺度的环境记录提供有意义的基础资料。典型剖面的磁性地层研究结果显示：昔格达组地层属上新世时期，发育时代为 4.2~2.6MaB.P.（图 4）。泸定海子坪剖面记录了 5 个大的从粗 细的沉积旋回，15 个沉积阶段。沉积物中值粒径的 值直接指示了各旋回的沉积阶段， 值小，水动力较强，为动荡的沉积环境； 值大，水动力较弱，为稳定的沉积环境。沉积记录显示在 2.8MaB.P.

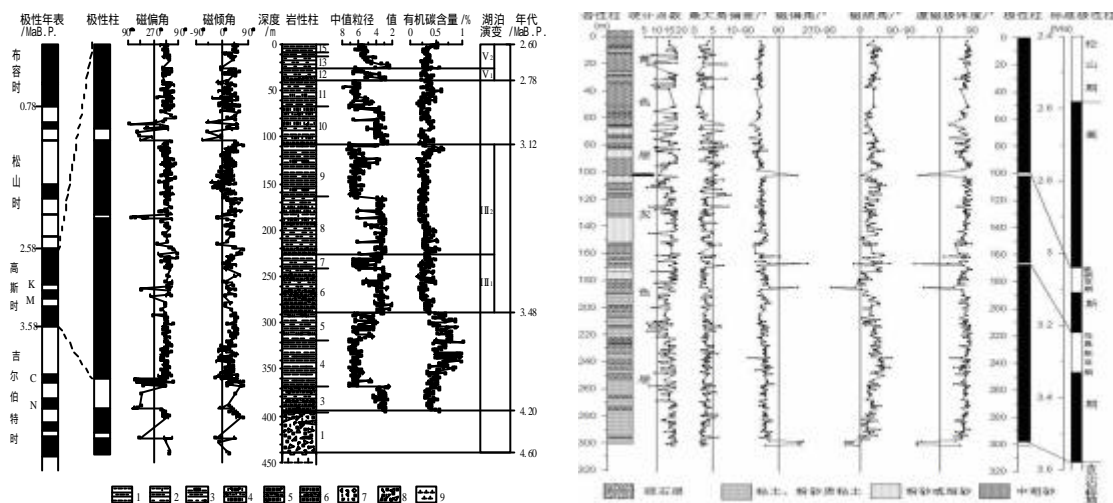


图 4 青藏高原东缘昔格达古湖沉积磁性地层和环境记录

青藏高原的强烈隆升就已开始，昔格达古湖为过水湖；至 2.6MaB.P.，昔格达古湖完全消失，与黄土高原风尘沉积环境发生大的改变相一致。对海子坪剖面有机碳含量的环境记录研究，有机碳最低值为 0.14%，最高值为 1.04%，平均值为 0.38%。有机碳记录表明，泸定海子坪地区的古环境变化经历了凉 暖 凉 冷 暖 冷 暖 冷 凉等 9 个古气候变化阶段。孢粉和同位素分析也记录了 4-2.6MaBP 间的古气候环境的周期性变化规律。随着研究的进一步深入，将会对川西地区上新世期间环境演化格局及其与青藏高原的阶段性隆升关系等国际普遍关心的热点科学问题取得新认识。

## 2、青藏高原东缘风尘堆积系列的磁性地层学及古气候环境

该区的风尘堆积主要包括分布于川西高原的黄土-古土壤序列以及分布于成都平原地区的红土沉积。在工作过程中，我们对 3 个红土剖面以及 11 个黄土剖面进行了系统研究（图 5）。在此主要介绍典型剖面的成果。

### 、甘孜黄土磁性地层学研究及其古气候意义

川西高原位于青藏高原的东南边缘，气候主要受印度洋西南季风和高原季风的影响。目前关于印度洋季风形成、演化的信息主要来源于对海洋沉积的研究，对高原季风行为机制的探讨有待深入。广泛分布于川西高原的黄土-古土壤序列是更新世中期以来形成的，它是高原周缘地区连续的古气候记录之一，应该记录了该时期上述环流系统的演化过程及其与青藏高原阶段性隆升的关系，对探讨高原东部大气环流演化模式及其与周缘地区气候变化之间的关系具有重要的意义，并可为研究印度洋季风、高原季风的演化过程与机制提供重要证据。同时，川西高原毗邻青藏高原，新构造运动非常强烈，该区的黄土主要保存在新构造运动形成的各种地貌面上。因此，对不同地貌单元黄土年代地层学的研究还有助于



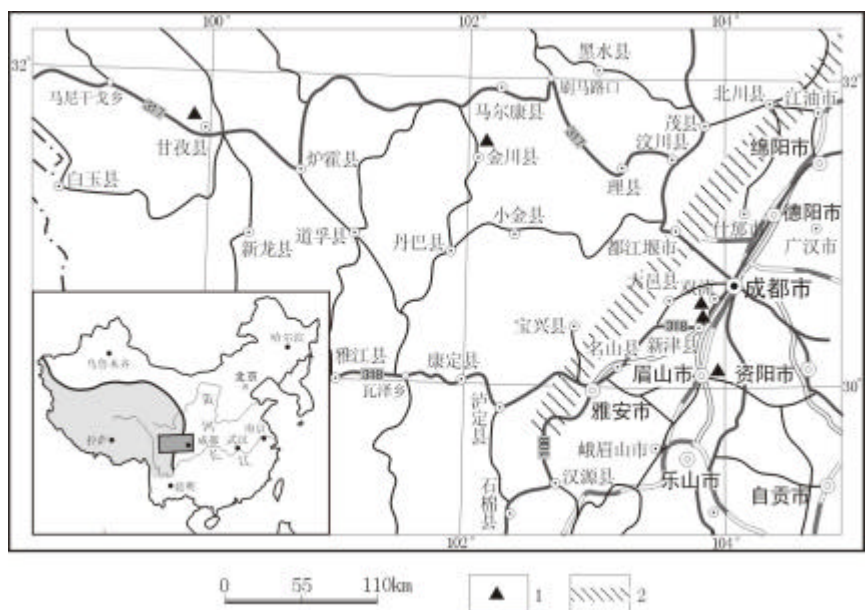


图 5 青藏高原东缘地貌陡变带两侧典型风尘堆积剖面位置图

该区乃至青藏高原新构造运动历史的研究。另一方面，更新世中期全球/区域性环境发生了一系列的急剧变化。深海氧同位素记录反映的全球冰量在此时期迅速扩张，轨道尺度的主导周期也发生了变化；在我国北方的黄土记录中，表现为冬夏季风的显著增强，气候波动的周期也发生了与深海记录相同的变化；不少证据显示，青藏高原在更新世中期也有过大幅度的隆升，从而使高原大范围地进入冰冻圈。因此，川西高原的黄土-古土壤序列也是研究更新世中期以来该区环境演化与全球/区域性重大地质环境事件关系等问题的理想地质记录。

甘孜地区的黄土是迄今为止在川西高原发现的年代较老、沉积连续的风尘堆积序列之一，主要分布于长江支流雅砻江的各级阶地上（图 6、图 7）。国内外学



图 6 甘孜喇嘛寺黄土剖面



图 7 金川黄土剖面

者曾对该区的黄土进行了深入研究，并在地层时代、成因及古环境解释等方面取得了重要进展。然而，在古环境变迁的研究过程中，只有通过多个剖面的对比分析才能获得更加可靠的信息，而时间标尺的确立又是古环境演化分析的基础。为此，我们对甘孜地区黄土保存比较完整的甘孜寺剖面进行了系统的磁性地层学研

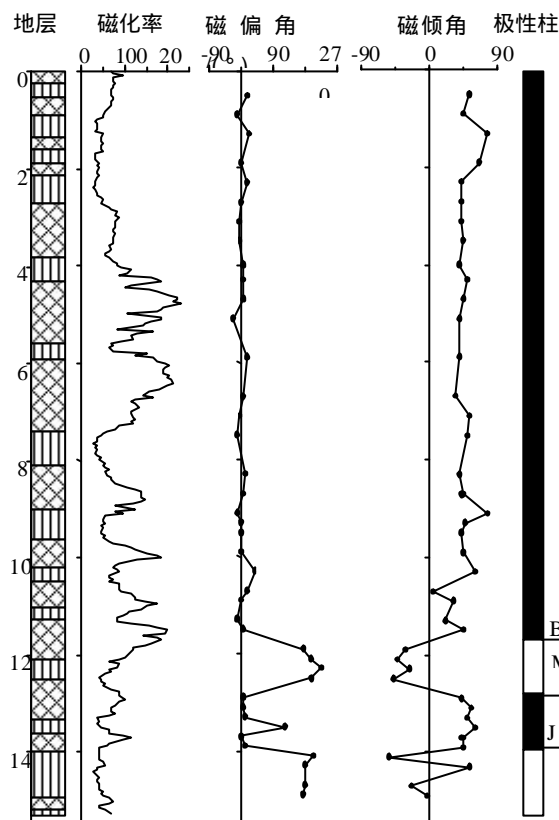


图 8 甘孜喇嘛寺黄土磁性地层和磁化率

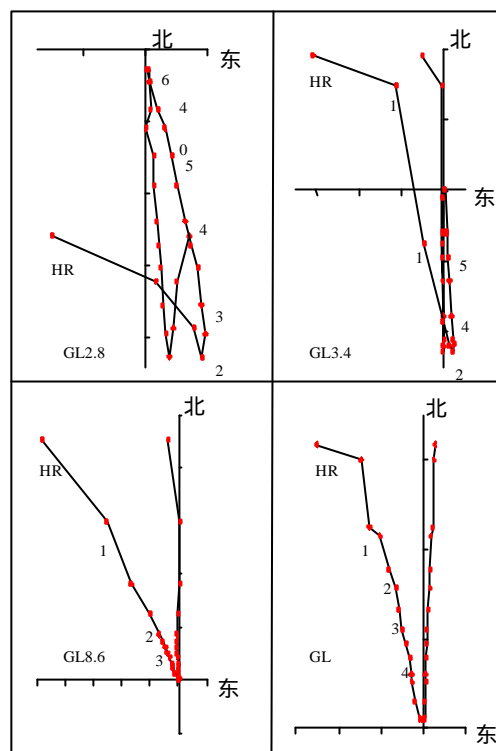


图 9 甘孜黄土古地磁退磁曲线

究，为今后进一步开展古环境演化过程的对比分析及阶地地貌发育历史的研究奠定基础。同时，对该剖面典型样品的石英颗粒表面形态特征进行了分析，以进一步探讨该区风尘沉积的物质来源。最后，在上述研究的基础上，结合以前的研究成果对该区风尘沉积底界年龄的古环境意义进行初步探讨。

甘孜寺剖面( $31^{\circ}31'N$ ,  $99^{\circ}59'E$ ) 位于雅砻江六级阶地上,剖面厚度 15.3 米,包括 13 层黄土、13 层古土壤。野外我们按照 20-40 cm 间距采集用于古地磁测试的样品 40 块;在 S0 和 L1 的底部采集光释光样品两块,样品编号分别为 GLOSL1 和 GLOSL2;同时,为了研究风尘物源,我们采集用于石英颗粒表面形态分析的样品 8 块。

磁性地层研究结果显示(图 8、图 9), B/M 界线出现在 S8 的顶部,并且在剖面的下部记录了松山负向期的贾拉米洛正向极性亚带。光释光样品 GLOSL1 和 GLOSL2 的测试年龄值分别为  $12 \pm 0.2\text{Ka B.P.}$  和  $79 \pm 0.8\text{Ka B.P.}$ , 该结果与黄土高原地区同一层位的时代具有很好的对应关系。以贾拉米洛正向极性亚带的两个界限点年龄 计算出在该时期的风尘沉积速率为  $1.625\text{ cm/ka}$ , 以此沉积速率外推剖面风尘沉积的底界年龄约为  $1.15\text{Ma B.P.}$ 。

石英颗粒表面形态特征的分析结果表明(图 10): 所有样品的大多数石英颗粒都呈不规则的棱角-次棱角状, 含量大于 75%, 其余颗粒为次圆状, 含量小于

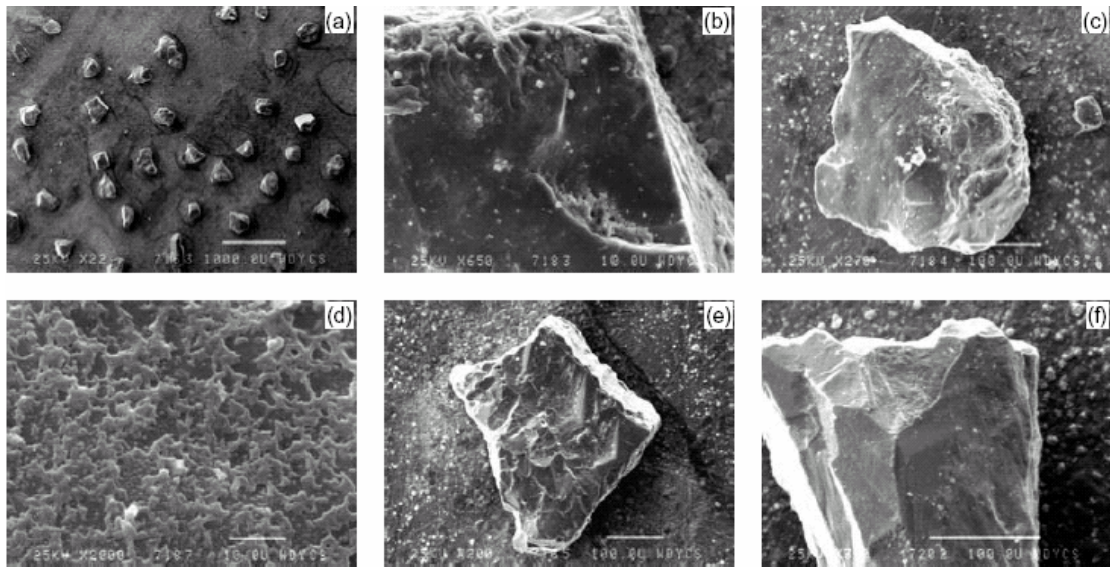


图 10 甘孜喇嘛寺黄土地层的石英砂电镜扫描特征图

25%。石英颗粒的微结构特征说明其经历了多种外动力作用。首先，颗粒表面出现了大量的月牙形、碟形坑及硅质沉淀，它们反映了石英颗粒在风蚀作用条件下经历的循环，即当跳跃发生时，表面出现磨蚀，当颗粒静止时，出现硅质溶解和沉淀。同时，在石英表面还有大量主要反映流水、冰川等机械作用形成的 V 形坑以及解理、擦槽、挤压坑。石英颗粒的上述特征证明甘孜地区的风尘物质主要来源于青藏高原及其周缘地区的冰水沉积。

通常，大面积连续风尘堆积的形成至少需要三个基本条件。第一，必须具有足够强的风力作为风尘物质搬运的动力；第二，必须具有大面积的干旱区为风尘堆积提供物质来源；第三，必须具有适合保存风尘物质的地貌条件。到目前为止，在川西高原还没有发现老于 1.15 Ma B.P. 的风尘堆积。该区典型的风尘堆积形成于约 1.15 Ma B.P.，说明当时的环境条件生了很大的变化。主要表现为青藏高原及周缘地区的植被覆盖率大幅度降低，使大面积松散的冰水沉积物直接暴露于地表，为风尘沉积提供了物质来源；同时，高原冬季风在此时急剧增强，为风尘沉积提供了足够强的动力条件。已有的研究证明，青藏高原在 1.2 Ma B.P. 前后有过大幅度的隆升过程，该区在此时期的环境变化可能与青藏高原的快速隆升有密切的关系。

#### 、成都平原红土堆积的磁性地层学及古环境记录研究

南方红土主要分布在长江中下游的江西、湖南、湖北、安徽、江苏等地，在长江上游的成都平原、珠江流域、华南沿海分布也很广泛。南方红土与北方的黄土-古土壤序列一样，也是我国重要的陆相第四纪古环境记录的载体，因其所处的特殊地理位置，成为研究我国热带-亚热带地区第四纪古气候演化过程与机制以及探讨南北古气候演化区域差异的理想地质材料。



目前，研究程度较深的南方红土剖面主要集中在长江中下游地区。系统的磁性地层学结合 ESR、OSL 等测年结果显示长江中下游地区的红土地层主要是第四纪中期以来形成的；沉积学、地球化学特征的研究表明该区部分红土堆积的母质是风成的；同时，通过沉积学、地球化学、生物化石等指标的分析，对红土地层的形成环境也取得了重要认识。然而，要获得可靠的古气候演化信息，需要对不同地区尤其是不同地貌单元的剖面进行对比分析。广泛分布于成都平原的红土地层是我国南方红土分布的最西边界。成都平原位于四川盆地的西部。平原以西的川西藏东分割高原是我国地势第二阶梯向第一阶梯的过渡地带，地貌起伏非常悬殊，西风带在越过青藏高原时发生分流，并在长江中下游汇合，四川盆地则成为背风的“死水区”。因此，对该区红土地层的研究不仅有助于理解第四纪古环境演化的区域差异，而且对于探讨地貌陡变带两侧大气环流的演化模式及其与青藏高原阶段性隆升的关系等方面也具有非常重要的意义。但是，迄今为止仅对该地层单元的一些物理特性进行了初步描述，其形成时代、沉积地层成因及古环境意义还有待于进一步研究。为此，我们对位于成都平原的双流县胜利（图 11）和黄甲（图 12）两个红土剖面进行了系统的磁性地层学研究，以确定该区红土形成的确切时代。同时，利用沉积学、地球化学以及孢粉分析方法探讨了地层的沉积成因及形成环境。



图 11 双流胜利红土剖面



图 12 双流黄甲红土剖面

胜利剖面( $30^{\circ}31'N$ ， $103^{\circ}54'E$ ) 和黄甲剖面( $30^{\circ}32'N$ ， $103^{\circ}57'E$ )分别位于双流县的胜利乡和黄甲乡，剖面厚度分别为 16.1 m 和 12.5 m。我们在胜利、黄甲剖面以 20-30 cm 间距采集定向古地磁样品 67 块和 47 块；以 5 cm 间距在两个剖面分别采集用于磁化率等测量的样品 312 个和 250 个；同时，我们在胜利剖面的网纹红土中按照 50 cm 间距采集用于孢粉分析的样品 26 个。



胜利和黄甲剖面的磁性地层结果表明(图 13):在胜利剖面中, B/M 界限位于网纹红土的上部, 并且在剖面的中下部记录了松山负向期的贾拉米洛正向极性亚带。我们以 B/M 界限以及贾拉米洛正向极性亚带两个界限点的年龄作为时间控制点分别计算 B/M 界线到贾拉米洛正极性亚带顶部以及贾拉米洛正极性亚带期间的沉积速率约为 2.05 cm/ka 和 4.37 cm/ka, 以此两个沉积速率分别外推网纹红土的顶、底界年龄约为 0.64 Ma B.P.和 1.13 Ma B.P.。其中, 网纹红土的底界年龄是指剖面中第 8 层底部的年龄。黄甲剖面的磁性地层结果与胜利剖面相似, 我们用同样的方法在该剖面外推网纹红土的顶、底界年龄分别约为 0.56 Ma B.P.和 1.09 Ma B.P.。

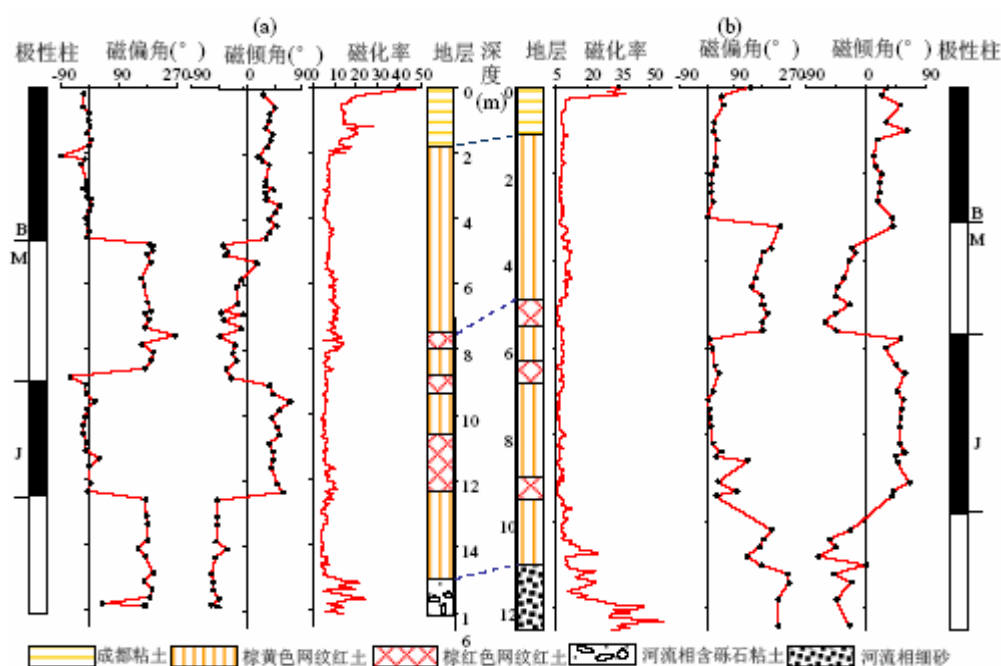


图 13 成都平原西部典型红土沉积的磁性地层

以前对成都粘土的分布、产状、厚度、颜色以及沉积学特征的研究表明它可能与长江中下游地区的下蜀土一样属于风尘堆积。我国南方网纹红土的原始母质在不同的地区可能存在很大差异, 成都平原地区网纹红土的母质是下伏的河流相沉积还是风尘堆积是一个重要的科学问题。沉积物的粒度特征与沉积环境有密切的关系, 常被用于不同沉积物成因类型的判别及搬运动力条件的研究。胜利剖面成都粘土、网纹红土层典型样品粒度分布的频率曲线与甘孜黄土样品一样(图 14), 都呈双峰分布, 以粉砂颗粒( $5\sim 50\ \mu\text{m}$ )为主, 缺少粗尾,  $>63\ \mu\text{m}$  颗粒的含量很少, 与下伏河流相样品的多峰分布特征有很大区别。

镜下观察显示(图 15), 成都粘土、网纹红土石英颗粒的粒径大部分 $<100\ \mu\text{m}$ , 大于  $60\ \mu\text{m}$  的粗颗粒含量很少, 主要集中在  $10\sim 30\ \mu\text{m}$  之间。大多数石英颗粒都呈不规则的棱角状、次棱角状, 有的颗粒具有锋利的边缘和尖角。这些颗粒的形

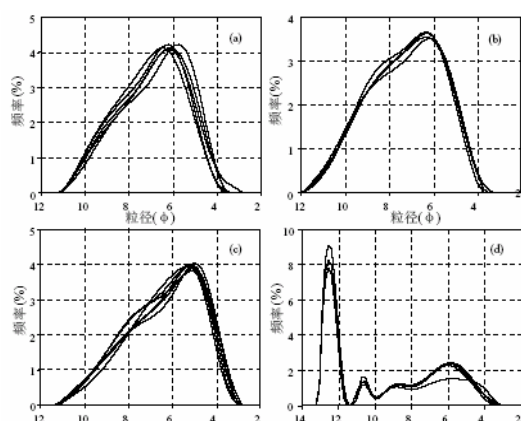


图 14 红土与黄土频率分布曲线

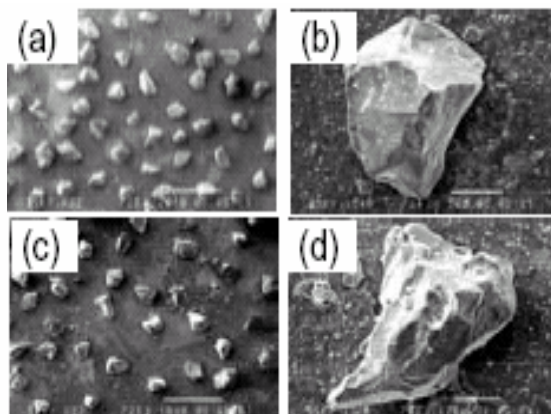


图 15 红土的石英砂微形貌分析

态与以前对于中国北方风尘堆积报道的石英颗粒特征相吻合。棱角状石英颗粒在成都粘土、网纹红土中普遍存在，是风成沉积的典型特征。

细粒的风尘物质在源区经历了多个沉积旋回，在搬运和沉积的过程中被充分混合，从而使风尘沉积具有和上地壳相近的稀土元素分布模式。因此，在我国北方风尘沉积的研究中，稀土元素分布模式也常被用于沉积成因的判别。成都粘土、网纹红土、甘孜黄土样品的稀土元素数据用烧失量校正后，进行球粒陨石标准化，获得样品的稀土元素分布模式，黄土与红土分布模式具有一致性。由此可以看出，成都粘土、网纹红土具有与甘孜典型黄土相似的稀土元素分布模式，也表明它们沉积成因的一致性。

从网纹红土层的孢粉分析结果可以看出，第四纪中期网纹红土母质的形成时期，成都平原地区植被总体呈现针叶林景观，气候经历了温凉较湿-寒凉较湿-温和或温凉较湿的变化（图 16）。然而，网纹红土的深度风化作用反映了极端暖湿的气候条件，说明红土的网纹化过程是在其母质形成以后发生的。

在长江中下游地区的研究中，对红土沉积中是否存在多个气候变化的旋回以及与北方黄土-古土壤序列存在怎样的对比关系等问题还存在不同的认识。对于成都平原红土的研究，目前由于受磁性地层年代控制点的限制，将孢粉反映的古气候演化阶段与北方黄土-古土壤序列进行对比尚有一定困难，剖面地层的变化与古气候变化存在怎样的关系等问题也需要进一步的工作。然而，我们的研究结果已经表明，成都平原至少在第四纪中期已经开始形成典型的风尘堆积，与平原以西的川西高原风尘沉积的底界年龄相当，与长江中下游地区风尘沉积的形成时代也基本一致，表明从西向东由川西高原到成都平原再到长江中下游地区在第四纪中期环境状况可能发生了很大变化。从网纹红土层的孢粉分析结果也可以看出，第四纪中期网纹红土母质的形成时期，成都平原总体表现为温凉-寒凉的气候特征。长江中下游地区网纹红土中孢粉及植硅石的研究结果显示第四纪中期该区也处在相对温凉的气候条件下，表明在此期间成都平原与长江中下游地区具

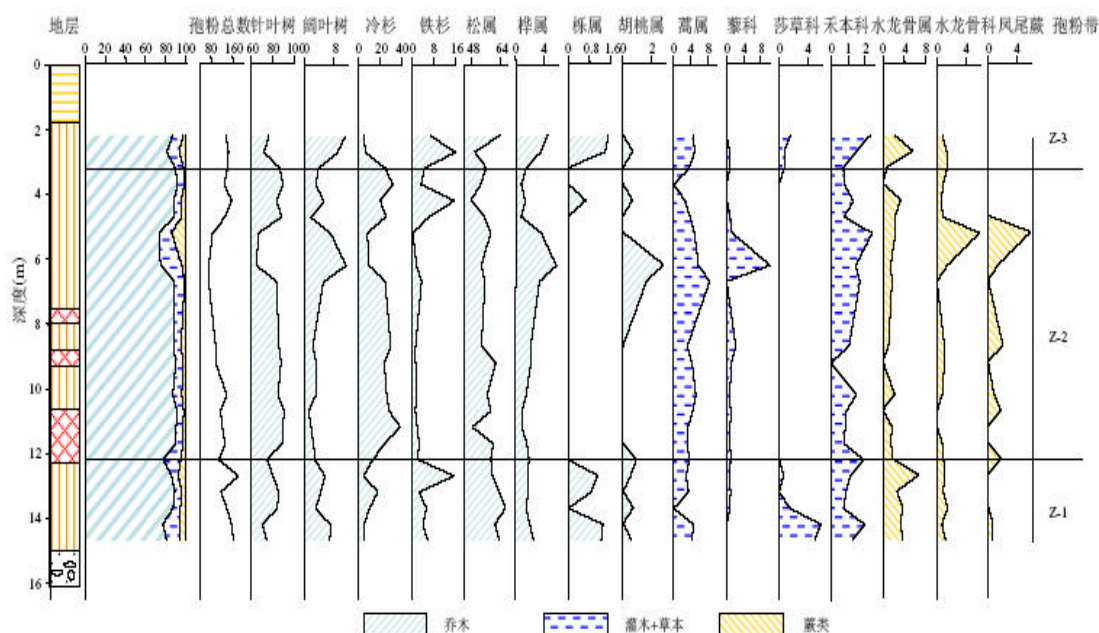


图 16 成都平原红土的孢粉记录的古气候环境

有相似的气候特征,所不同的是,长江中下游地区的孢粉组合中喜暖湿气候条件的阔叶树种占较大比重,说明此时位于地势第二阶梯的成都平原比位于地势第三阶梯的长江中下游地区更加凉爽。第四纪中期,全球/区域性环境发生了一系列的急剧变化。深海氧同位素记录反映的全球冰量在此时期迅速扩张,轨道尺度的主导周期也发生了变化;在我国北方的黄土记录中,表现为冬、夏季风的显著增强,气候波动的周期也发生了与深海记录相同的变化。第四纪中期成都平原相对寒凉-温凉的气候特征是全球气候变化的区域响应。同时,很多证据显示,青藏高原在第四纪中期也有过快速的隆升过程,从而使高原大范围地进入冰冻圈。青藏高原的隆升和冰川范围的扩张导致高原冬季风增强,高原冬季风叠加在亚洲冬季风之上与南支西风急流一起构成了阻碍东南季风北进的巨大屏障。因此,青藏高原在此时期的快速隆升以及冰川范围的扩张可能是造成该区气温相对较低的直接原因。

### 3、若尔盖地区晚第四纪环境变迁及草地沙化调查评价

#### 、若尔盖古湖消亡黄河首曲贯通

若尔盖位于青藏高原的东部边缘,为四面环山的高原盆地(图 17),地处我国季风区和青藏高原区的交汇地带,环境对气候的变化非常敏感,是研究全球变化的理想地区。国内一些学者对该地区的古环境演化进行了一些的研究工作,我们对位于若尔盖高原地区形成于晚冰期以来的 7 个湖相沉积剖面,重建若尔盖地区晚冰期以来古环境的演化历史。

在若尔盖高原盆地不同部位发育了沉积层序类似的剖面,盆地东部的班佑



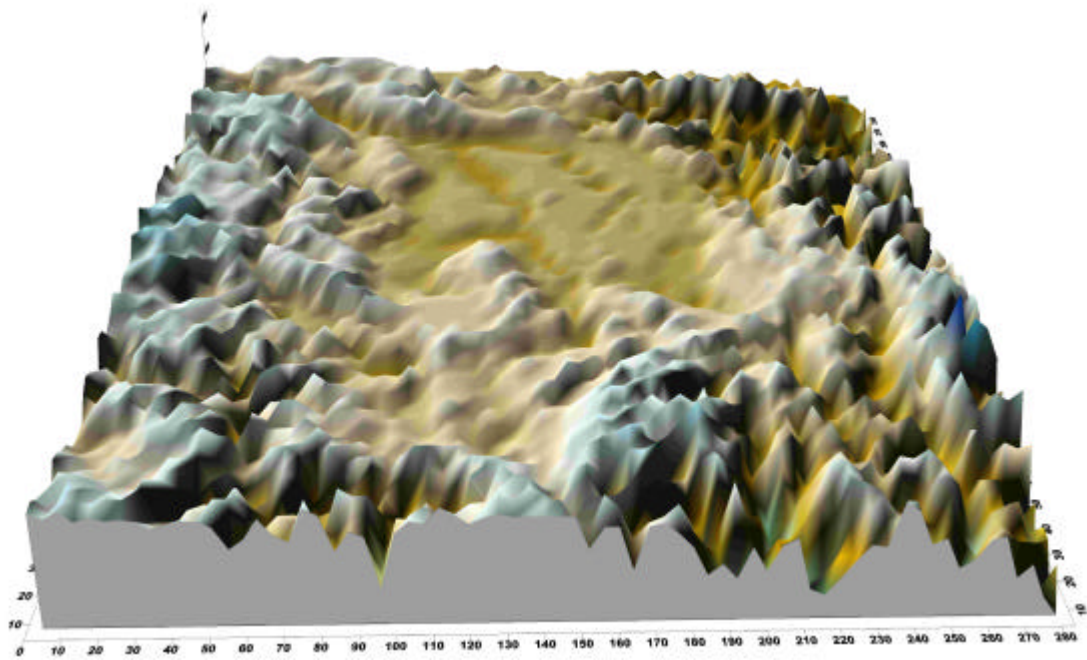


图 17 若尔盖高原盆地的三维立体地貌图

( $33^{\circ}28'58.8''\text{N}$   $103^{\circ}10'00.5''\text{E}$ , 海拔 3527 米), 北部的墨溪( $33^{\circ}56.391'\text{N}$   $102^{\circ}22.020'\text{E}$ , 海拔 3427 米), 西部的河曲( $33^{\circ}46'36.7''\text{N}$   $102^{\circ}06'59.6''\text{E}$ , 海拔 3441 米), 中部的唐克( $33^{\circ}23.675'\text{N}$   $102^{\circ}28.878'\text{E}$ , 海拔 3434 米), 南部的红原( $32^{\circ}46'50.8''\text{N}$   $102^{\circ}30'46.9''\text{E}$ , 海拔 3488 米), 剖面均由灰黑色亚粘土层向下变化为灰绿色湖相层, 再变为砂、粘土层。在盆地西北部的玛曲黄河北岸发育有河流相沉积剖面, 底部经  $14\text{C}$  年龄测定约为距今 4000 年, 其沉积速率远远高于前述环境剖面。对上述沉积结构相似的天然环境剖面进行了实测和采样, 经室内  $14\text{C}$  年龄标定, 空间上分布在不同部位的剖面中灰绿色湖相层底界年龄为 1.5 万年, 结束于距今 1 万年左右, 其后发育沼泽河流相沉积。通过若尔盖地区空间分布的五个环境剖面的年代学和环境指标测试分析, 厘定若尔盖古湖的发育时段, 环境指标分析建立该区晚第四纪时期环境变迁特征。初步研究发现在 1.5-1 万年若尔盖为湖泊环境, 1 万年后黄河贯通若尔盖古湖形成草地沼泽环境。

#### 、若尔盖地区晚冰期以来古环境变迁的变孢粉记录

晚冰期向全新世过渡的时期, 气候具有明显的不稳定性特征。这种不稳定性不仅被来自高纬度地区的深海沉积记录所证实, 而且在其它纬度地区的海洋和陆相沉积记录中也留下了印记。同时, 通过对冰芯、海洋沉积记录的高分辨率研究也发现, 全新世期间气候也是不稳定的。探讨晚冰期以来气候突发事件的变化过程和形成机理有助于预测环境的未来变化趋势, 因而成为当前古全球变化研究的热点之一。

前人对若尔盖高原区泥炭沉积的孢粉记录及有机质的  $^{13}\text{C}$  变化进行了研究。此后,一些学者对该地区的古环境演化进行了一些研究工作,但多数工作主要集中在全新世或更新世时段的气候环境演化上,而对晚冰期以来环境事件的研究相对较少。在项目的进行过程中,我们对位于若尔盖高原地区形成于晚冰期以来的湖相沉积剖面以及风成沙-古土壤序列通过多个环境指标的测试与分析,识别在此期间发生的主要气候事件,重建若尔盖地区晚冰期以来古环境的演化历史。在此我们主要介绍红原泥炭剖面 ( $32^{\circ}46.78' \text{ N}$ ,  $102^{\circ}30.97' \text{ E}$ ) 的孢粉记录。红原剖面位于白河一级阶地 (图 18), 剖面厚度 7.95 m。我们在不同深度采集用于  $^{14}\text{C}$  年代测试的样品 7 个; 以 10cm 间距连续采集 80 块孢粉样品

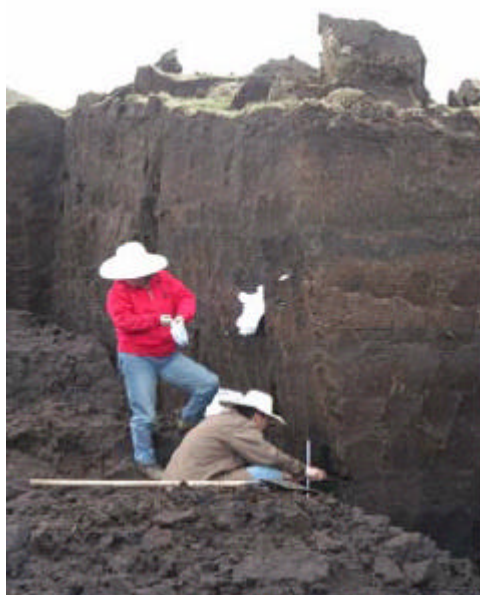


图 18 红原泥炭沉积剖面

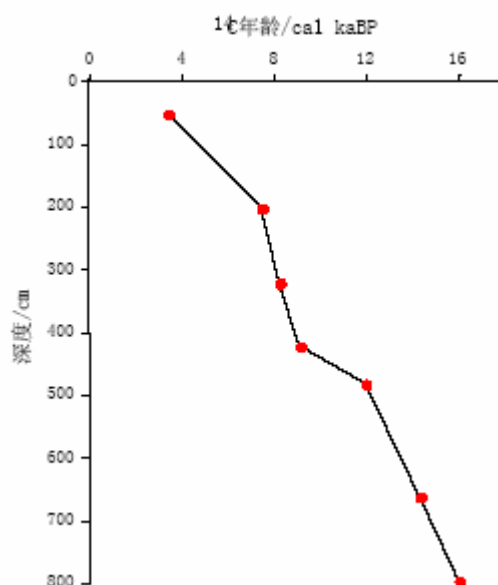


图 19 泥炭沉积深度年龄曲线

7 个  $^{14}\text{C}$  年龄值均校正为日历年龄,以校正后的年龄作为时间控制点进行线性内插获得剖面的时间标尺,其时间跨度约为 16~2.0 cal. ka B.P. (图 19), 每个孢粉样品的理论分辨率为 198a 左右。

80 个孢粉样品均含有数量丰富的孢粉 (图 20)。主要包括松、冷杉、云杉、桦、麻黄、蒿、禾本科、藜科、菊科、莎草科等;水生植物有狐尾藻等;蕨类孢子主要有水龙骨科、卷柏等。孢粉组合特征揭示出自 16ka 以来若尔盖地区的古气候经历了如下的演化阶段:16~14.3 ka B.P. 寒冷偏干;14.3~12.6 ka B.P. 凉偏干;12.6~ 10.0 ka B.P. 寒冷干旱;10.0~8.2kaBP 温暖偏湿;8.2~7.4kaBP 温凉偏湿;7.4~5.0kaBP 温暖偏湿;5.0~2.0kaBP 温暖较湿;植被类型大体经历了森林草原、荒漠草原、森林草原等演化过程。

孢粉记录显示,该区晚冰期气候冷暖波动频繁。发生在 14.1~13.4、12.4~12.0 和 10.5~10.0ka B.P. 之间的冷事件分别对应于 Oldest Dryas、Older Dryas 及 Younger

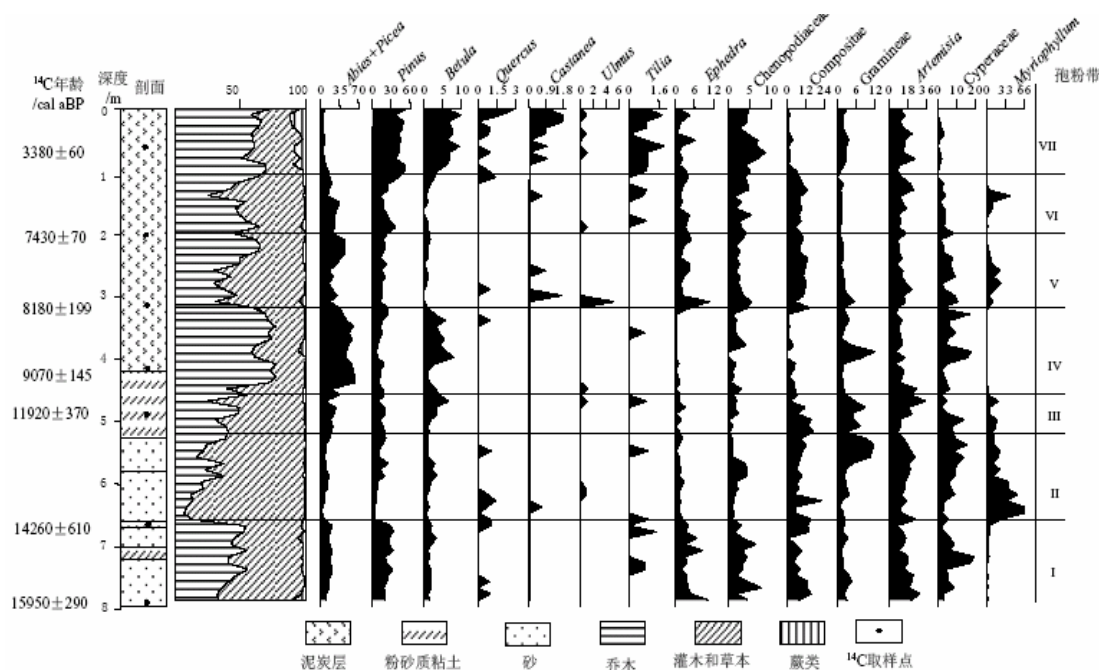


图 20 红原泥炭沉积的孢粉记录的古环境分析

Dryas 事件；发生在 12.6~12.4 和 12.0~ 10.5 ka B.P.左右的暖阶段分别对应于 Bolling 及 Allerod 暖期，与全球气候变化具有较好的可比性。Younger Dryas 事件之后，气候总体以温湿为主要特征，地层中普遍发育泥炭以及孢粉记录显示温性落叶阔叶树种桦含量的明显增加表明全新世早期气候的转暖具有突变性的特点。8.9 ~ 8.7 和 6.1 ~ 5.8 kaBP 之间的明显降温为全新世期间的 2 次冷事件，这在其他学者对红原泥炭有机碳、<sup>13</sup>C、纤维素氧同位素和泥炭腐殖化度的研究中也得到证实。

#### 、若尔盖地区草地沙化调查

若尔盖大草原地处大江大河源区，我国五大牧区之一，若尔盖湿地是我国第一大高原沼泽湿地，不仅是黄河上游重要的水源涵养生态功能区，也是生物多样性重要保护地，还是西部的重要生态屏障。现在面临诸多环境问题，草地沙化触目惊心，鼠虫害肆虐草原，草地严重退化，沼泽湖泊逐渐干涸，沙尘暴天气频发等等。近年来，川西北高原地区草场资源退化日趋严重，土地沙化严重影响了当地畜牧业的可持续发展。因此，正确认识该区生态资源以及土地沙化的时空分布特征及其演化机制不仅具有重要的理论价值，而且更具有非常重要的现实意义。

通过三个时相卫星图像的遥感解译，结合野外实地考察，若尔盖草地沙化呈片斑状星散分布在亚高山草甸区的垭口、迎风坡、牧道与河床故道（图 21），利用计算机信息自动提取技术来计算沙化退化面积 结果表明从 1966 到 2000 年来，该区沙、石漠化日趋严重，从沙化面积占全区面积的 0.39%发展到 2.71%，平均



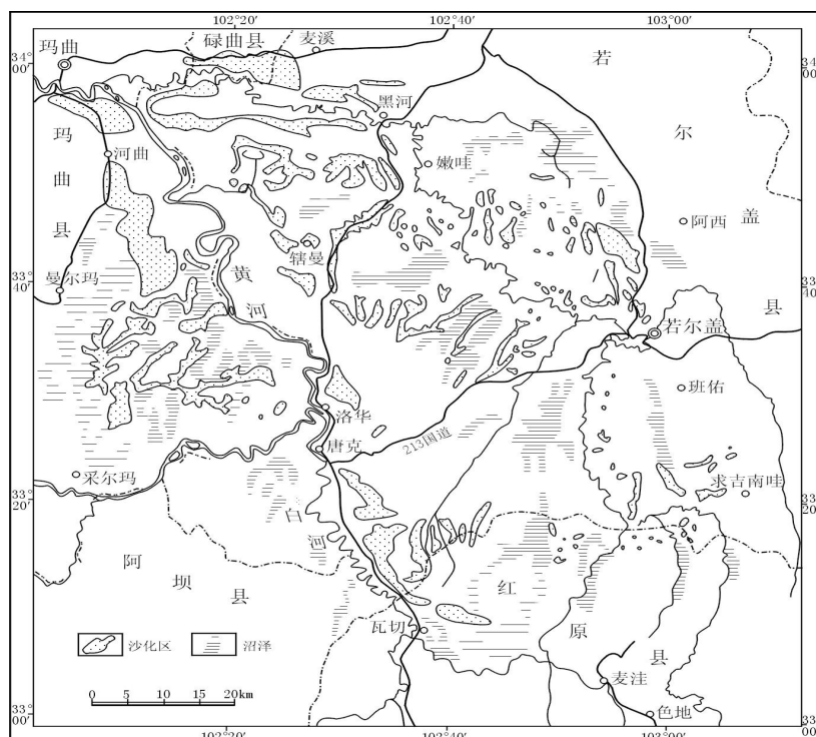


图 21 若尔盖盆地草地沙化分布图

年增加约  $1309.14 \text{ hm}^2$ ，草地、沼泽、水域面积都呈缩小的变化趋势。对该区土地沙化的时空空分布规律取得了新的认识，在空间上，该区风成砂主要呈近南北向的带状分布，土地沙化严重的地区主要分布在阿西牧场-花湖（图 22）、玛



图 22 阿西牧场的链状沙丘



图 23 玛曲的沙丘带



图 24 瓦切严重沙化区



图 25 辖曼地区低山丘陵沙化

曲- 曼尔玛 (图 23) 瓦切-黑河牧场一带 (图 24、图 25), 风成砂丘所处的地貌部位主要位于山前冲洪积台地、河流阶地以及山间盆地中。时间上, 自 20 世纪 60 年代以来, 土地沙化的面积呈加速增长的趋势 (图 26、图 27)。时间上, 自 20 世纪 60 年代以来, 土地沙化的面积呈加速增长的趋势, 每年以 11.3% 速度增长。

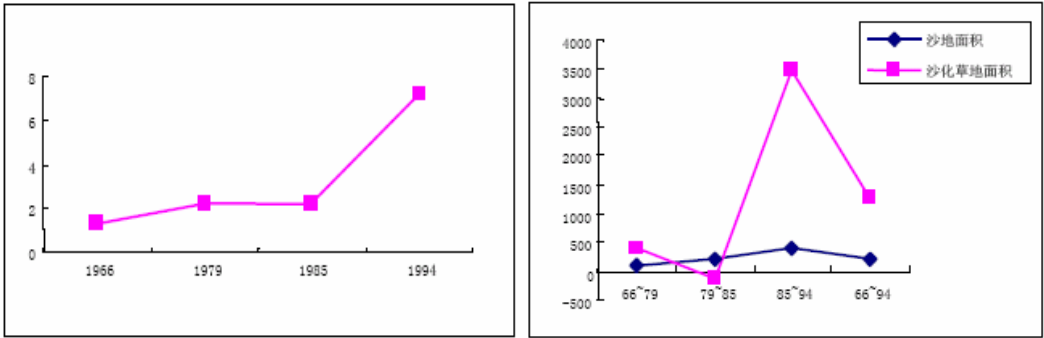


图26 若尔盖不同年份沙化占草地面积 图27 若尔盖地区66-94年草地沙化速度

为了认识该区土地沙化的自然气候背景, 对 45 年来的若尔盖气象资料进行了综合分析 (图 28)。气温资料的分析结果表明, 自 50 年代以来的 45 年里, 若

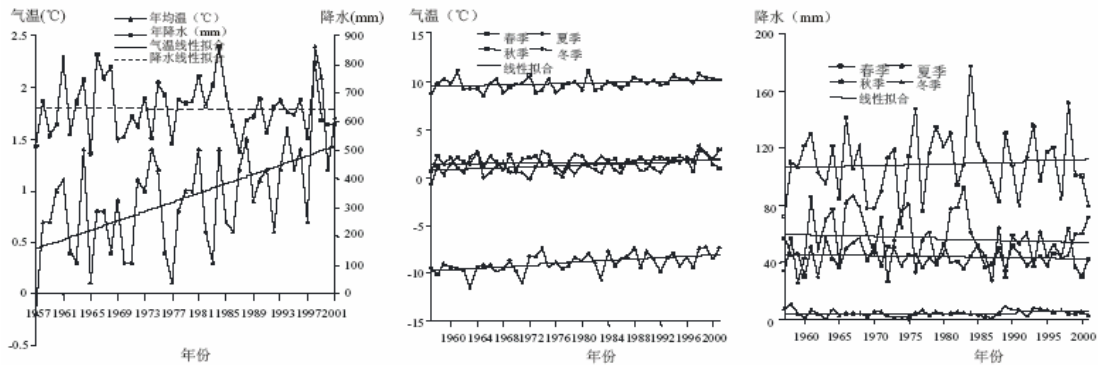


图28 若尔盖地区1957-2001年气温和降水变化特征

尔盖地区气温表现为明显的上升趋势, 尤其是进入 90 年代以后, 这种趋势更加明显, 气温倾向率为平均每 10 年增加约 0.23 , 其数值明显高于全球气温增幅 (0.03~0.06 /10a)。1998~2001 年是 45 年来年均温持续较高的四年, 平均为 2.05 , 高出多年平均气温值 0.93 。其中, 1998 年是若尔盖气象站有观测记录以来气温最高的一年, 年均温达 2.4 , 是多年平均气温值的 2.5 倍。而气温最低值出现在 1957 年, 仅为-0.2 。进一步分析气温的季节变化可以看出, 多年来各季节的气温都呈上升趋势, 尤其是秋季和冬季气温上升更加明显。若尔盖地区平均年降水量约为 650mm, 5~9 月降水占全年降水的 80%。对 1957 ~2001 年期间年降水量的分析显示, 降水量除了年际间的正常波动外, 呈现出略有减少之势,



图 29 圈地对草地的破坏



图 30 过度放牧

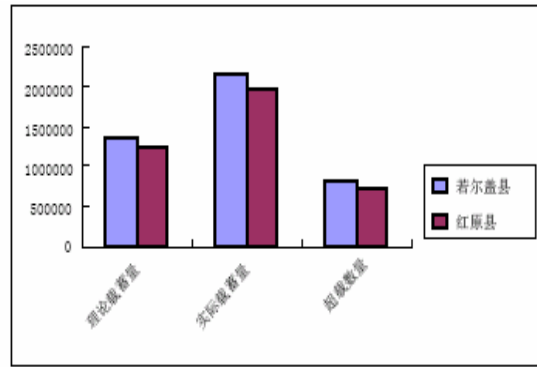
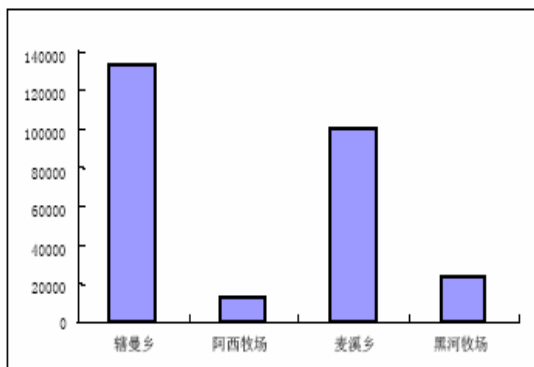


图 31 若尔盖地区畜牧超载过牧情况 (羊单位) 图 32 若尔盖和红原畜牧超载过牧情况

降水倾向率为  $1.75 \text{ mm}/10\text{a}$ 。60 年代降水量最多，虽然在 70 年代降水经历了略微增加时期，但 80 年代以后至 90 年代降水明显减少，90 年代成为历年来降水最少时期，其变化趋势和气温相反。从降水量的季节变化来看，自 50 年代末以来，春季和秋季降水量一直呈现出逐年下降的趋势，秋季降水减少的趋势更明显一些，降水量倾向率为  $1.2 \text{ mm}/10\text{a}$ ，而夏季和冬季降水量却表现出逐年增多的趋势，其中夏季降水量增加幅度为  $1.24\text{mm}/10\text{a}$ 。降水量的这种季节变化特征，使降水原来较为明显的季节性差异更加显著，加剧了该区春秋两季的干旱程度，促使牧草枯黄期提前，同时也使冬季雪灾增多。从若尔盖地区多年气象资料的分析可以看出，由于气温升高导致的蒸发量增加可能是造成该区土地沙化的主导自然因素。影响该区土地沙化的认为因素（图 29，30，31，32）主要包括超载过牧、排水改地、毁草种地、筑路淘金、伐木挖药、工程建设等。

该区草地沙化既有自然因素，也有人为因素。选取年均温、年降水量、降水变率、大风日数、人口数量、载畜量、耕地面积等指标，采用多元统计分析中主分量分析方法，定量化地分析现代时期土地沙漠化自然和人为因素的影响程度。分析结果表明，贡献率为 64.56% 的第一主成分中以人为因素的因子负荷量为高，



表 1 若尔盖草地沙化的 9 个因素定量分析表

指标变量名	第一主成分	第二主成分
年均温 $X_1$	0.9779	-0.2089
年降水 $X_2$	0.0218	-0.9998
年均蒸发量 $X_3$	0.9766	0.2150
年均风速 $X_4$	-0.3081	0.9514
年大风日数 $X_5$	0.4290	0.9033
人口密度 $X_6$	-0.9983	-0.0581
人口数量 $X_7$	-0.9388	0.3444
耕地面积 $X_8$	0.9745	-0.2242
牲畜数量 $X_9$	-0.8903	-0.4554
方差贡献	5.81	3.19
贡献率%	64.56	35.44
累积贡献率%	64.56	100.00

而贡献率为 35.44%的第二主成分则以自然因素的因子负荷量占绝对优势，这就说明在草地沙化过程中，自然因素与人为因素的影响作用几乎是同等的，也就是说，若尔盖草地沙化过程是自然因素和人为因素共同作用和影响的综合过程（表 1）。同时在自然因素中，以降水、年均风速和大风日数的因子负荷量为高，说明在若尔盖降水的变化和风速的大小是驱动草地沙化过程的主要自然因素；在人为因素中，以人口和牲畜数量的变化及草地开垦规模的因子负荷量为高，是草地沙化过程中主要的人为驱动因素。

若尔盖草地沙化是该区域自然环境变化和人类活动的综合结果，气候是影响生态环境脆弱地区沙、石漠化的一个重要自然因素。上世纪五十年代以来，该区气温平均增高超过 2℃；降水量总体上减少，蒸发量总体逐渐加大，加剧了本区的干旱程度，同时人类不合理无节制的利用开发草原大大加剧草地沙化。对策建议：深入调查该区环境问题，提高了对环境恶化的认识；加强对湿地资源开发的环境管理，合理利用泥炭资源；加强生态环境保护的研究与监测；开展生态恢复与重建的工作；控制人口增长，消除贫困，统筹规划，实现产业结构优化；增强生态环境意识，建立法制观念；大力发展旅游，作为重要的替代产业。