

中国地震局地质研究所研究生

野外地质实习指南

(2020 级)

地质所野外地质实习队

2021 年 9 月

目 录

目 录	ii
一、教学计划	1
(一) 教学目标与要求	1
(二) 教学内容	1
(三) 人员组成	1
(四) 野外实习时间及地点安排	1
(五) 实习成果与评分标准	2
(六) 出队准备	5
(七) 组织纪律	5
(八) 注意事项	5
(九) 作息时间	5
二、实习内容及考察要点	6
(一) 实习区区域构造背景	6
(二) 主要观测点	10
1. 中卫—同心断裂带	11
2. 六盘山东麓断裂	37
3. 海原断裂	41
5. 贺兰山西麓断裂	52
6. 贺兰山东麓断裂	54
三、野外基本工作方法及要求	61
(一) 基本工作方法与技能培养	61
(二) 地质现象观察要点	61
1. 地层岩性识别	61
2. 活动构造野外观察	61
3. 地层与构造	61
4. 地貌第四纪地质	61
(三) 野外文字记录及要求	61
1. 目录编制	61
2. 文字记录格式及要求	62
3. 路线观察小结:	63
4. 野薄记录格式说明	63
(四) 地质图件绘制及要求	63
1. 实习区交通位置图	64
2. 剖面图	64
3. 素描图	64
(五) 实习报告编写及要求	64
附录: 区域主要活动断裂	66
1. 贺兰山西麓断裂	66
2. 贺兰山东麓断裂	67
3. 黄河断裂	72
4. 中卫—同心断裂	75
5. 海原断裂	87
6. 罗山断裂	89

一、教学计划

(一) 教学目标与要求

目的：增强学生对活动构造及相关知识的感性认识，培养野外工作基本技能。

要求：做到腿勤、手勤、嘴勤、脑勤，认真而主动地观察与思考，完成指导教师所布置的各项作业。

(二) 教学内容

1. 海原、中卫一同心逆走滑断裂断错地貌与活动性识别要点；
2. 贺兰山东麓及西麓正走滑断裂断错地貌与活动性识别要点；
3. 六盘山东麓逆断裂断错地貌与活动性识别要点；
4. 海原 1920 年 $8\frac{1}{2}$ 级地震和中卫 $7\frac{1}{2}$ 级地震发震构造与逆走滑断裂地震变形的构造样式、地表破裂特征；
5. 银川—平罗 8 级地震发震构造与逆走滑断裂地震变形的构造样式、地表破裂特征；
6. 中卫一同心逆走滑断裂东端挤压构造—贺家口子背斜新生代地层构造变形特征；
7. 黄河阶地与相关堆积物；
8. 沙坡头沙漠地貌；
9. 野外工作技能训练（使用地形图、罗盘、GPS、绘制剖面图等）；
10. 编写实习报告。

(三) 人员组成

1. 教师：7 人。王萍（指导教师）、韩竹君（指导教师）、袁兆德（指导教师）、熊建国（指导教师）、俞晶星（指导教师）、雷启云（特邀指导教师）、董凌峰（后勤）。
2. 学生：共 37 人。博士 9 人，硕士 23 人，新进所职工及其他 5 人。

(四) 野外实习时间及地点安排

实习时间：9 月 6 日；9 月 8 日~9 月 18 日；9 月 19 日~9 月 24 日

具体安排：室内培训 1 天，野外观察 10 天，回所室内编写实习报告 6 天共 17 天。

实习地点：银川：贺兰山东麓贺西麓断裂；中卫：中卫一同心断裂；海原：海原断裂带；固原：六盘山东麓断裂

2021年9月宁夏日程安排

日期	时间	地点	内容
8日: 周三	晚上	北京到银川	Z277,20:06分北京西站出发
9日 周四	上午	银川	1、6:53分到银川 2、10:00以前安排住宿 3、10:10-11:30分学术交流: 雷启云正研级高工进行报告 报告题目:宁夏活动构造概况 目的及意义:了解宁夏活动构造的研究现状和基本特征,及其成果应用情况。
	12:00—13:00	银川	午饭
	14:00—17:00	银川	参观银川地震台 1、台站主要观测手段、设备等 2、认识贺兰山地层 目的及意义:台站是地震监测预报工作的第一线,了解台站工作的环境、发展及重要性,贺兰山组成地层的特征
	18:00—19:00	银川(银川住宿)	晚饭(准备明日午餐)
10日 周五	7:00	银川	早餐
	7:30—9:30	路途	银川—中卫
	9:30—11:30	中卫沙坡头	1、沙坡头沙漠地貌 2、黄河左旋位错 目的及意义:了解第四系风成沙的地貌特征、断裂左旋活动形成的黄河左旋位错地貌 3、黄河阶地特征
	12:00—13:00	中卫沙坡头	午饭(分发自带午餐)
	13:00—17:30	中卫	中卫—同心断裂带孟家湾断裂考察 1、逆走滑断裂地貌(地貌陡坎) 2、探槽剖面特征 目的及意义:了解及掌握活动断裂形成的微地貌特征、活动断裂研究方法:探槽开挖、剖面分析、年龄样品采集、垂直和水平位移测量、滑动速率计算。
	18:30	中卫(中卫住宿)	晚餐(准备明日午餐)
11日 周六	7:00	中卫	早餐
	8:00—17:30	甘肃罐罐岭	中卫—同心断裂带罐罐岭地表破裂带 1、确定为一次地震地表破裂带的依据、如何确定地震地表破裂的形成事件

			<p>2、最新一次地震地表破裂水平及垂直位移量、地震破裂带长度的获取</p> <p>3、探槽开挖确定古地震复发间隔</p> <p>目的及意义：了解地震地表破裂带的特征，如断错的最新地貌、地层、最大水平及垂直位移、地表陡坎的特征等地震地表破裂带研究方法。</p>
	分发自带午餐		
	18: 30	晚餐（中卫住宿）	中卫（准备明日午餐）
12 日 周日	7: 00	中卫	早餐
	8: 30—15: 30	海原贺家口子	<p>贺家口子背斜</p> <p>1、新生代地层特征（古近纪清水营组、新近纪红柳沟组及第四系）</p> <p>2、褶皱构造特征及卷入的最新地层</p> <p>目的及意义：了解褶皱构造的特征及根据卷入的最新地层判断褶皱形成的时代。</p>
	12: 00	海原贺家口子	分发自带午饭
	15: 30—18: 00	海原贺家口子—固原	路途
	18: 30	晚餐（固原住宿）	固原（准备明日午餐）
13 日 周一	7: 00	固原	早餐
	8: 30—14: 30	固原	<p>六盘山东麓断裂考察</p> <p>1、六盘山东麓断裂的构造位置</p> <p>2、六盘山东麓断裂的地貌及剖面特征</p> <p>3、六盘山东麓断裂上盘白垩系和下盘第三系地层特征。</p> <p>目的及意义：了解逆断裂剖面及地貌特征</p>
	12: 00	固原	午饭
	15: 00	固原	内部资料整理
	18: 30	晚餐（固原住宿）	晚餐（准备明日午餐）
14 日 周二	7: 00	固原	早餐
	8: 00—13: 00	海原干盐池	<p>考察海原 1920 年 8¹/₂ 级地震地表破裂</p> <p>1、海原干盐池拉分盆地</p> <p>2、石卡关沟地表破裂及最大水平位移</p> <p>目的及意义：了解走滑断裂带内部拉张盆地形成机制及盆地特征、海原 1920 年地表破裂特征及最大位移。</p>
	12: 00	海原干盐池	分发自带午饭

	13: 00—16: 00	海原干盐池—中卫	路途
	18: 00	晚餐(中卫住宿)	中卫(准备明日午餐)
15日 周三	7: 00	中卫	早餐
	8: 00—12: 00	窑洞水	观察五佛寺-窑洞水断裂 1、断层两侧的岩性 2、断层位错地貌 目的及意义: 了解发育在基岩中的断层与发育在第四系中断层的关系
	12: 00	午餐	分发自带午饭
	12:30-15:00	窑洞水-苏峪口	路途
	15: 00—17: 00	贺兰山东麓	东麓断裂 1739 年 8 级地震苏峪口地表破裂 1、贺兰山东麓断裂苏峪口段 1739 年 8 级地震地表破裂地貌特征 2、贺兰山东麓断裂探槽剖面特征 目的及意义: 了解正断裂剖面及地貌特征
	18: 00	银川	晚餐
16日 周四	7: 00	银川	早餐
	8: 00—17: 00	银川	贺兰山西麓断裂 1、贺兰山西麓断裂的地貌特征 2、贺兰山西麓断裂断错最新微地貌及探槽剖面特征 目的及意义: 了解正断裂剖面及地貌特征
	18: 00	银川	晚餐
17日 周五	7: 00	银川	早餐
	9: 00—13: 00	石嘴山红果子	贺兰山东麓断裂 1739 年 8 级地震红果子长城位错 1、贺兰山东麓断裂红果子段 1739 年 8 级地震地表破裂地貌特征 2、贺兰山东麓断裂红果子探槽剖面特征 目的及意义: 长城为标志, 确定地表破裂垂直及水平位移、破裂形成的时间
	12: 00	石嘴山红果子	分发自带午饭
	14: 30—17: 00	自由活动, Z275, 20: 52 分银川-北京西站, 8: 34	
	18: 00	银川-北京	晚餐
18日	周六上午: 野外实习结束返回北京		

(五) 实习成果与评分标准

实习成果：野外记录本、地质实习报告。

评分标准：野外工作能力（30%）、野外记录本（30%）、实习报告（40%）。

(六) 出队准备

书籍：实习指南、实习地区相关地质资料

文具用品：野外记录本、讲义夹、三角板和量角器、铅笔、橡皮等。

工作用品：相机、锤子、罗盘、放大镜、冰镐、GPS定位仪（最好自备，实习队按组准备了若干套）。

生活用品：水壶、洗漱用品、衣物（一件稍厚的衣服雨天防寒）、鞋帽（适于野外活动类鞋，遮阳帽类）、雨具、驱蚊器（蚊香、清凉油等）、自用药品等。

(七) 组织纪律

1. 严禁在河流、池塘游泳，违反者立即遣返。
2. 遵守驻地公共秩序。
3. 严禁踩踏、采摘农作物。
4. 妥善保管地形图与野外记录本，如有遗失立即上报。
5. 服从带班教师的指挥，不准擅自离队，离开驻地必须得到带班教师同意。
6. 违反上述纪律者，本次实习成绩作零分处理，并报教育办行政处分。
7. 因违反上述纪律而造成事故者，其后果自负。

(八) 注意事项

1. 注意精神风貌，注意本人与他人的安全，注意卫生与健康，在野外要穿戴长衣长裤、球鞋类、戴遮阳帽。
2. 统一食宿，相互关心帮助，团结合作。

(九) 作息时间

起床：6:45	上午出队：7:40
早餐：7:00—7:30	内业整理：20:00—22:00
中餐：12:00	集中讲课：另行通知
晚餐：6:30	晚间熄灯：23:00

二、实习内容及考察要点

(一) 实习区区域构造背景

实习区位于青藏高原东北缘，为青藏地块、鄂尔多斯地块和阿拉善地块交界部位（图 2.1.1），为我国南北地震带的中段，历史上发生过 1561 年中宁北 $7\frac{1}{2}$ 级、1622 年固原北 7 级、1709 年中卫 $7\frac{1}{2}$ 级、1739 年银川—平罗 8 级和 1920 年海原 $8\frac{1}{2}$ 级等 5 次 7 级以上地震，中强及现代小震也非常密集，是我国大陆晚第四纪构造变形和强震活动最强烈地区之一。

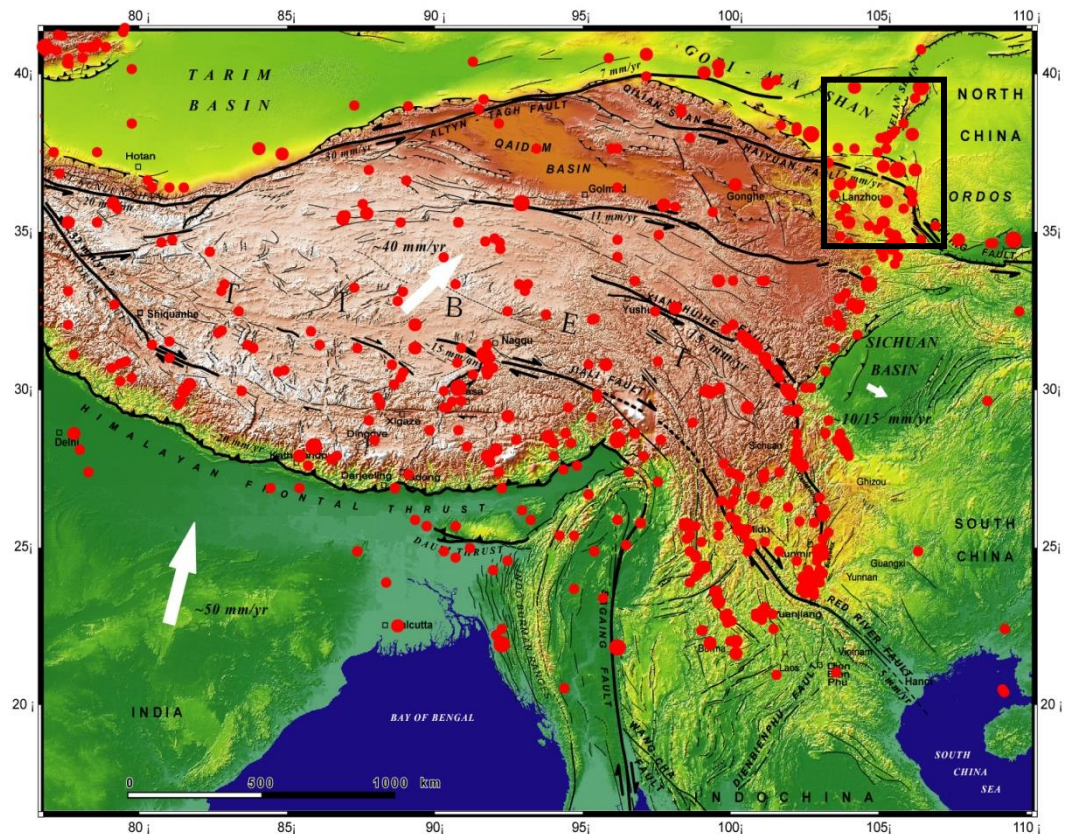


图 2.1.1 实习区构造位置（图中黑框内）

以贺兰山西麓断裂—牛首山断裂—罗山断裂为界，实习区北东部为华北构造区，南西为青藏构造区（图 2.1.2）。第三纪末期的喜马拉雅幕运动是形成本区现今地质构造基本格架和地貌特征的一期重要构造运动。在区域南部沿南—西华山、香山—天景山、烟筒山和牛首山—罗山，沿山体一侧或两侧，先存断裂重新产生强烈活动，老地层普遍逆冲或逆掩到第三系之上，造成后者在许多地方沿断裂带数十米宽度范围内产状陡立，甚至倒转。六盘山盆地在第三纪末也开始封闭并迅速褶皱上隆，形成六盘山和同心西山，晚期在褶皱的翼部发育大规模的逆冲及逆掩断裂系，其中六盘山构造向北通过月亮山，与西、南华山—老虎山构造连在一起，组成了规模巨大的海原—六盘山构造带：同心西山褶皱和逆冲断裂向北通过

天景山,与香山—营盘山合为一体,形成了规模略小于前者的中卫—同心构造带。二者与其北侧烟筒山、牛首山两构造带一起,构成了规模和活动强度由南向北递减的一系列向北东凸出的弧形断裂带。

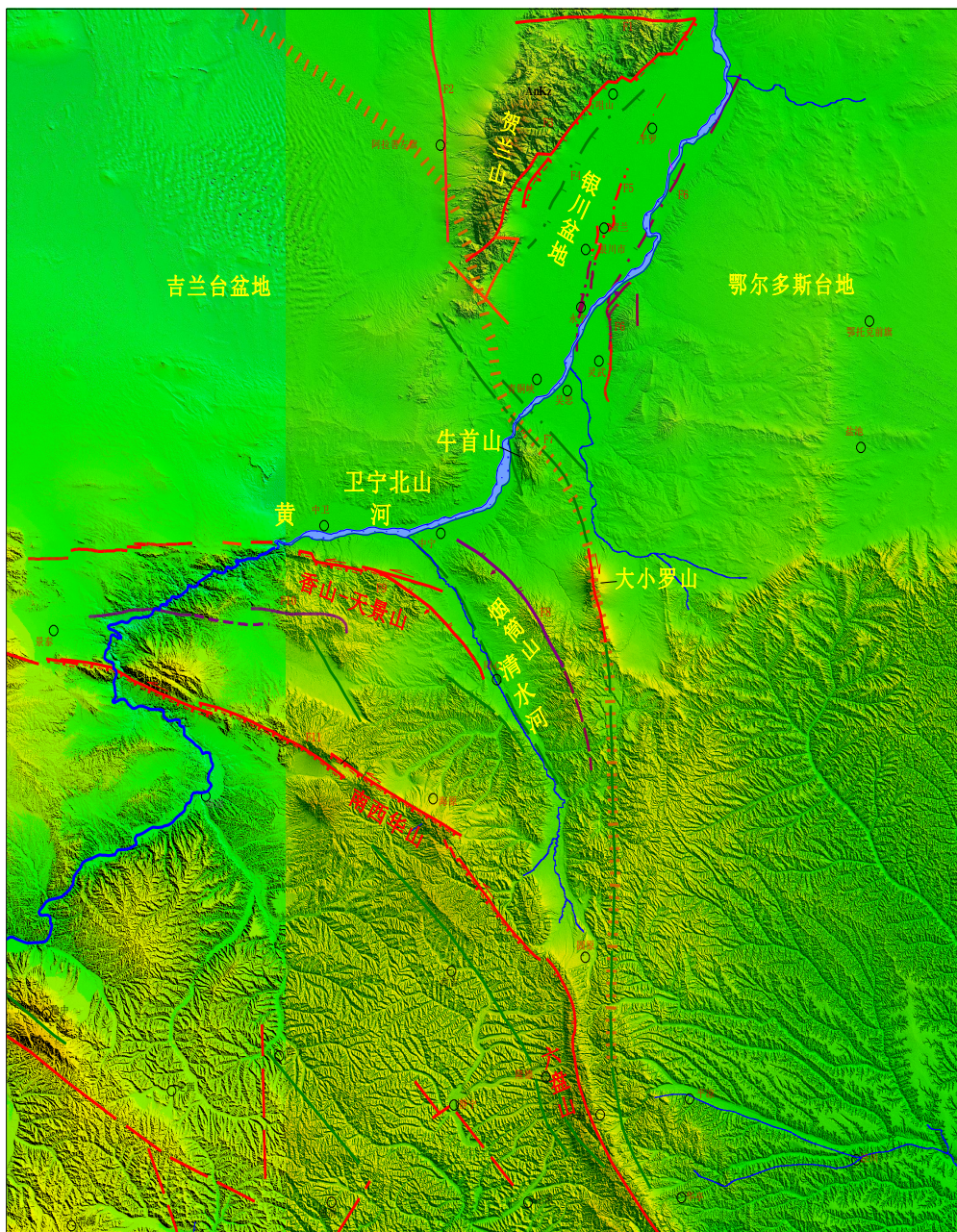


图 2.1.2 实习区 DEM 及主要断裂分布图

北部银川地堑,以贺兰山东麓和黄河两断裂为界,由外向内呈阶梯状断陷,使银川盆地下沉,贺兰山、鄂尔多斯地区抬升。

早更新世末或中更新世初以来,海原断裂带和中卫—同心断裂带,由挤压逆冲转变为强烈的左旋走滑或逆—左旋走滑活动特征,造成大量跨断层的地质体、河流、山脊等左旋位移(国家地震局地质研究所,宁夏地震局,1990)。左旋走滑

速率由西南向北东递减，到烟筒山断裂已无明显的左旋走滑位移，最外侧的罗山东麓断裂则为右旋走滑。

第三纪末期的喜马拉雅运动第三幕不仅奠定了本区的构造格局，而且也形成了基本的地貌格架。北西走向的牛首山—罗山断裂横切自治区中部，把宁夏分割为新生代地质构造和地貌格局都具有明显差异的南、北两部分（图 2.1.2）。

牛首山-罗山断裂以北的地区，北北东走向的贺兰山山地高耸于西，灵（武）盐（池）台地（鄂尔多斯高原西南一隅）和陶乐台地（鄂尔多斯高原西缘）蹲峙于东，二者间挟持断陷的银川盆地。山地、盆地、台地自西而东平行排列，彼此间以拉张型或剪切-拉张型断裂为界，组成带状地貌格局（图 2.1.3）（周特先等，1994）。

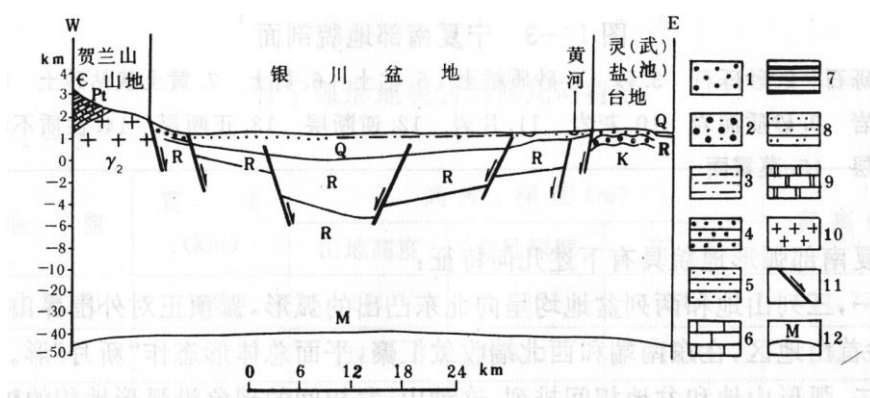


图 2.1.3 宁夏北部地貌剖面图（周特先等，1994）

- 1.砾石; 2.砂砾石; 3.砂质粘土; 4.砾岩; 5.砂岩; 6.灰岩; 7.板岩; 8.石英岩; 9.白云岩; 10.花岗岩; 11.正断层; 12.莫霍面

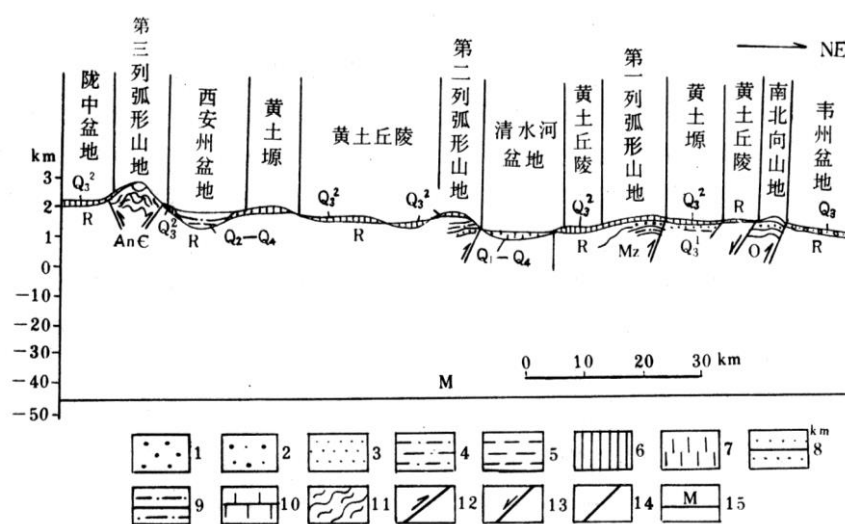
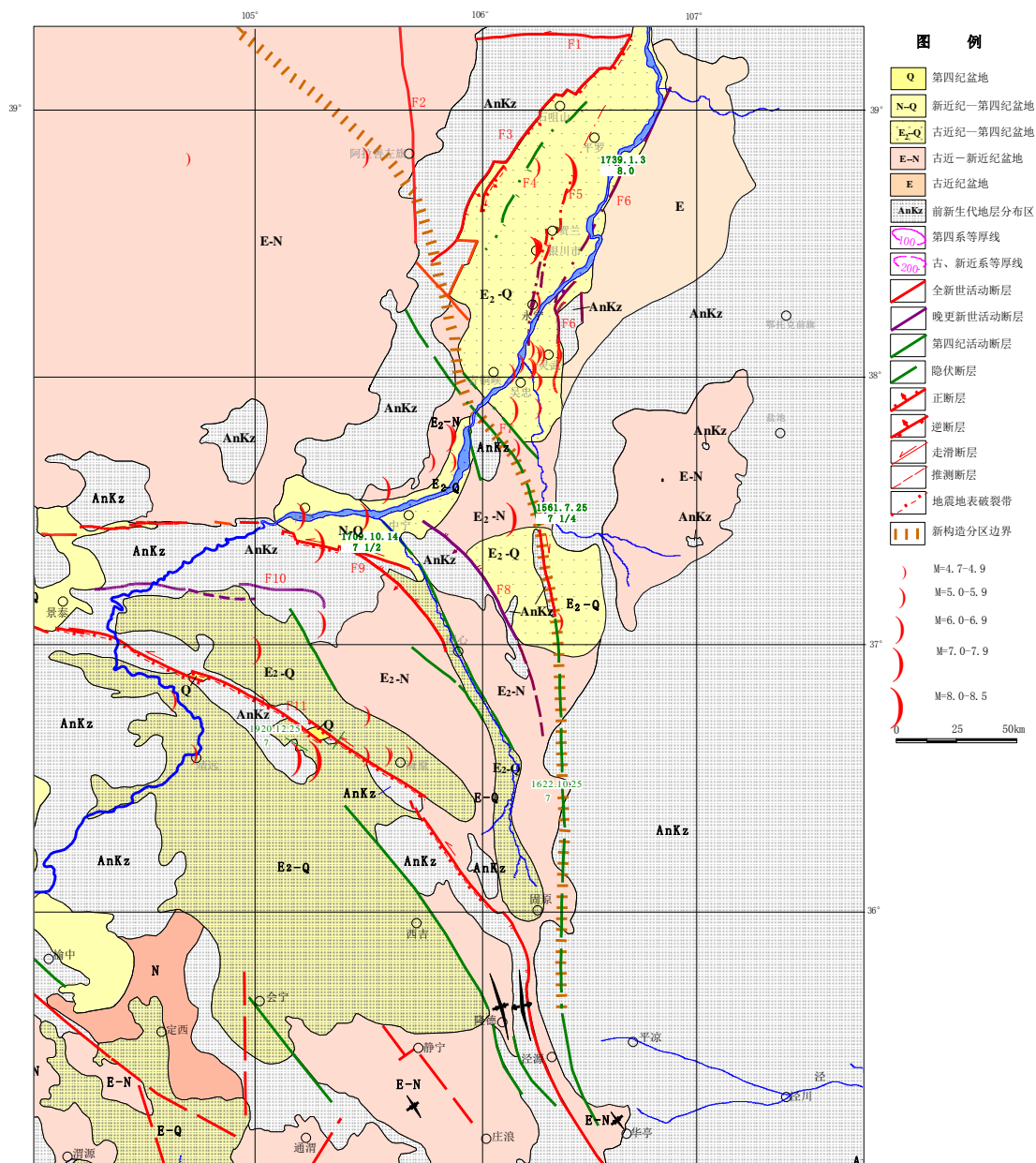


图 2.1.4 宁夏南部地貌剖面图（周特先等，1994）

- 1.砾石; 2.砂砾石; 3.砂; 4.砂质粘土; 5.粘土; 6.黄土; 7.黄土状粘砂土; 8.砂岩; 9.砂质泥岩; 10.灰岩; 11.片岩; 12.逆断层; 13.正断层; 14.性质不明断层; 15.莫霍面

牛首山-罗山断裂以南地区，东西走向的卫宁北山屏障其北，罗山、云雾山

等组成的南北走向的山地绵亘其东，在它们围限的西南地区，醒目地展布着三列向北东凸出的弧形山地和两列盆地。自北东而南西，第一列弧形山地包括烟筒山和卫宁北山南缘山地，走向北北西-北西-近东西；第二列弧形山地包括清水河西侧山地和香山山地，走向南北-北西-东西；第三列山地包括南西华山等，走向北西-北西西（图 2.1.4）。三列弧形山地向东南汇于六盘山（图 2.1.2）。



F1 正谊关断层; F2 贺兰山西麓断裂; F3 贺兰山东麓断裂带; F4 产花台隐伏断裂; F5 银川—平罗隐伏断裂
F6 黄河断裂; F7 三关口—牛首山—固原断裂带; F8 烟洞山断裂带; F9 中卫—同心断裂带; F10 窑洞水—五佛寺断裂带; F11 海原断裂带

图 2.1.5 实习区区域地震构造图

(二) 主要观测点

主要观察点分布在中卫—同心断裂、六盘山断裂、海原断裂和贺兰山东、西麓断裂上（图2.2.1）。中卫—同心断裂、海原断裂观测的是逆走滑断裂活动的地质地貌表现，六盘山断裂则主要观测逆断裂的地质地貌表现，贺兰山东、西麓断裂主要观测正断裂的地质地貌表现。同时学习从地貌和第四纪堆积物特征判定构造活动性的基本技能。

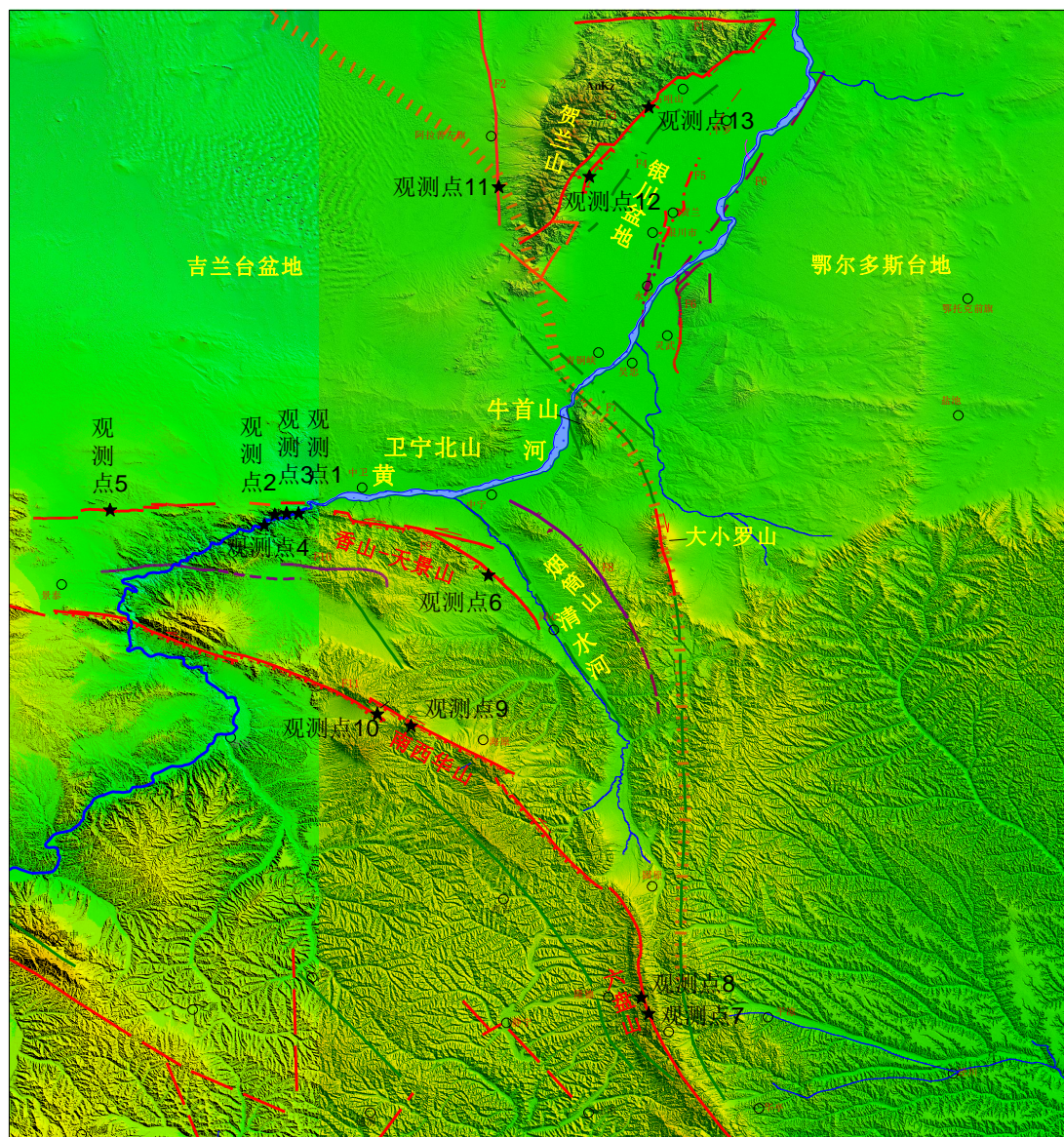


图 2.2.1 野外实习观测点分布图

1、中卫—同心断裂带

观测点 1：黄河左旋位错

河流阶地在其形成过程中和其形成以后，如果没有遭受构造或其它因素的影响，那么各段阶地在地貌上应该是连续的。当有走滑断层通过阶地时，阶地就会由于断层的水平错动而错动，原来连续的阶地就会被错开，尤其是阶地的线性要素(如阶地前缘、阶地后缘等)表现得最为明显和直观。在确定阶地断错位移量时，涉及到的位移参数包括阶地面宽度 W 、阶地面高度 H 和阶地视水平位移 V (程绍平，1991)(图 2.2.2)。

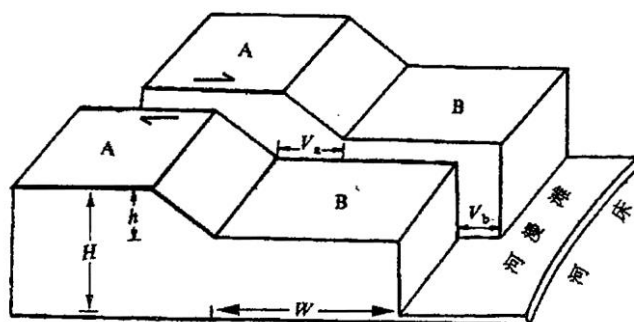


图 2.2.2 阶地位错示意图 (据程绍平, 1991)

如果无后期侵蚀作用，则断层两侧同一级阶地面的宽度差代表阶地形成时期的断层位错量，阶地前缘视水平位移代表阶地形成后的断层位错量(程绍平，1991)。

在长流水沟口，最新活动断裂南侧(F201)发育九级黄河阶地(图 2.2.3)，而北侧至少发育了五级黄河阶地，为了进行两侧阶地的对比，对各级阶地的结构及物质组成进行了详细研究(田勤俭，1998)。断裂两侧黄河阶地既具有一些相同特征，又有一定差别，反映了断裂活动对阶地的影响。

断裂两侧各级阶地的典型共同特征如下：

一级阶地在断层两侧均已垦为农田，阶地面拔河高度相当，两侧阶地的沉积结构相似，下部为河床相砾石堆积，上部为漫滩相土状堆积，因此两侧的一级阶地应为同一级阶地。

二级阶地突出的特征是在断层两侧阶地面都很窄，而且在地貌上表现不清楚，从沉积结构看，下部为冲积砾石层，上部为坡洪积砂砾石层。

三级阶地的阶地面十分宽坦，阶地堆积物发育，局部地区发育古沙丘。

四级阶地在断层两侧均为基座阶地，阶地面的宽度相当，两侧的阶地面上局部发育古土壤。

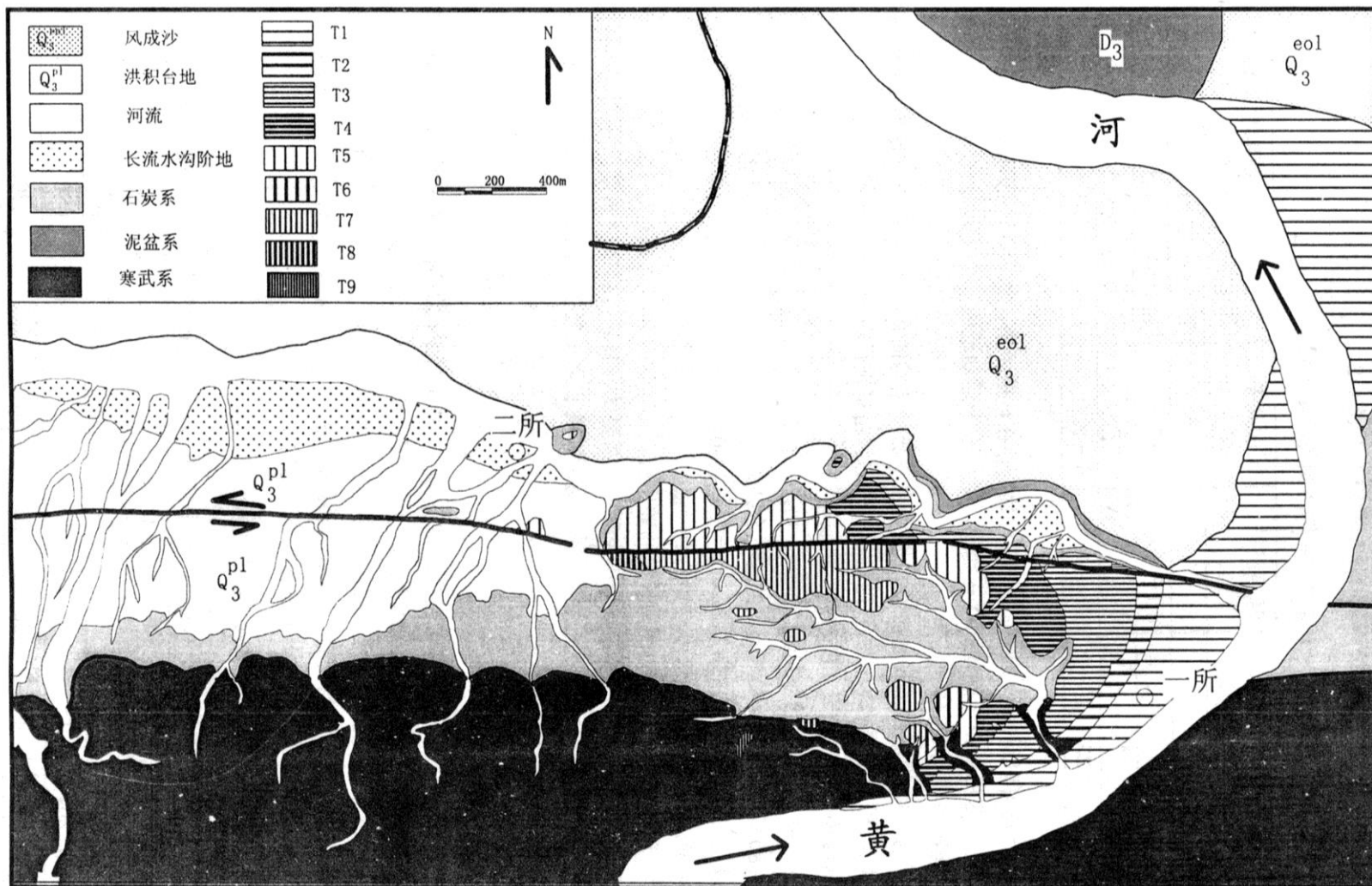


图 2.2.3 沙坡头附近黄河阶地断错

五级阶地在断层南盘为基座阶地，在断层北盘为内叠阶地。在断层南侧，局部地方的冲积砾石层底部出现一层胶结非常坚硬的钙质胶结砾石层，厚度约50~60厘米。在断层的北侧，局部地方的冲积砾石层底部出现胶结良好的钙质胶结砾石层，个别地点则出现砖红色风化壳，厚度50~70厘米。

由于断裂活动，断裂两侧各级阶地的结构和几何参数具有一定差别，具体结果对比如表2.2.1所示，断裂两侧各级阶地的分布如图2.2.3所示。

表 2.2.1 长流水沟口地区断层两侧黄河阶地特征对比表

阶地	地段	类型	基座拔河高度(m)	阶地面拔河高度(m)	阶地面宽度(m)	沉积物厚度(m)	沉积物基本特征	河流下切年代(Ka)
T1	F ₂₀₁ 以北	堆积		10-15	100		下部为砾石层，上部为土状堆积	
	F ₂₀₁ 以南	堆积		10-15	100		下部为砾石层，下部为土状堆积	
T2	F ₂₀₁ 以北	基座	20	30	100	8-10	下部为冲积砾石层，上部为坡洪积砾石层	10
	F ₂₀₁ 以南	基座	22	30	30	7-8	下部为冲积砾石层，上部为坡洪积砾石层	
T3	F ₂₀₁ 以北	基座	30	50-55	550	20-25	具两座“二元结构”	50
	F ₂₀₁ 以南	基座	40-45	50-60	200	8-10	河床相砾石堆积	
T4	F ₂₀₁ 以北	基座	55	70	230	5-10	下部为冲积砾石层，上覆坡洪积物，局部发育古土壤	140
	F ₂₀₁ 以南	基座	60	70-75	160	5-10	下部为冲积砾石层，上覆坡洪积物，顶部有风成黄土	
T5	F ₂₀₁ 以北	内叠	65	70-75	1400	10-12	底部为内化壳，中部为砂砾石层夹砂透镜体，上部为次生黄土	23
	F ₂₀₁ 以南	基座	70	80	100	5-10	冲积砾石层，底部局部出现胶结良好的钙质胶结砾石层	
T6	F ₂₀₁ 以北							34
	F ₂₀₁ 以南	基座	75	85	70-80	5-8	以棱角状砾石为主	
T7	F ₂₀₁ 以北							34?
	F ₂₀₁ 以南	基座	85-95	90-100	800	5-10	下部为河床相砾石层，上部为粒径料？小的砾石层	
T8	F ₂₀₁ 以北							

	F ₂₀₁ 以南	基座	110	120	残缺不全	8-10	底部为磨圆、分选较差的粗大砾石，上部为磨圆分选较好的小砾石	49
T9	F ₂₀₁ 以北							
	F ₂₀₁ 以南	基座	135	140	残缺不全	3-5	磨圆、分选相对较好的冲积砾石层	72

根据野外测量结果，断裂两侧阶地的参数列于表 2.2.2。

表 2.2.2 断裂两侧黄河阶地对比

阶地	下切年代 (万年)	基座高差 (米)	顶面高差 (米)	高度差 (米)	前缘视位移 (米)
T2	3	2		70	
T3	6	10-15	3-5	340	80
T4	14	5	1-5	30	420
T5	23	5	5-10		450

根据阶地断错的理论分析，断层水平活动量与阶地面宽度差和阶地前缘视位移有关。所以，可以根据表 2.2.2 的数据对各时期的位错量进行讨论。

$$F_3 - F_1 \geq 70; F_4 - F_2 \geq 340; F_5 - F_3 \geq 30;$$

$$F_2 \leq 80 \leq F_3; F_3 \leq 420 \leq F_4; F_4 \leq 450 \leq F_5$$

$$\text{所以: } F_2 \leq 80; 80 \leq F_3 \leq 420; 420 \leq F_4 \leq 450; 450 \leq F_5$$

其中 F_n 为第 n 阶地形成以来的位错量。

观察要点：认识河流阶地，能够从组成阶地的地层序列，分析阶地的类型。
断裂地貌：黄河左旋位错等。

思考要点：在有断层作用参与的情况下，断层两侧阶地的分布形态，以及怎样从阶地分布，堆积地层等要素分析断层运动性质；活动时代和位移量。

现场作业：根据观察和参考资料，作一幅阶地剖面图。研究方向与活动构造相关的博士生，要求作断层作用与阶地形成的模式图。

观测点 2：孟家湾

孟家湾断裂也称 F201 断裂，东端出露在长流水入黄河的沟口，向西经供水二所，孟家湾村至麻雀湾，全长约 8km (图 2.2.4)。在其两端 (麻雀湾和长流水沟口) 表现为基岩 (石炭系) 由南向北逆冲于晚更新世砾石层之上。如长流水沟



图 2.2.4 长流水沟口 F201 断层及观测点分布图

口断层剖面（图2.2.5），下盘砾石层中的砾石由于受断裂活动的长期影响其长轴方向与断面一致，而断面上盘的基岩挤压破碎强烈，某些地带出现断层泥。

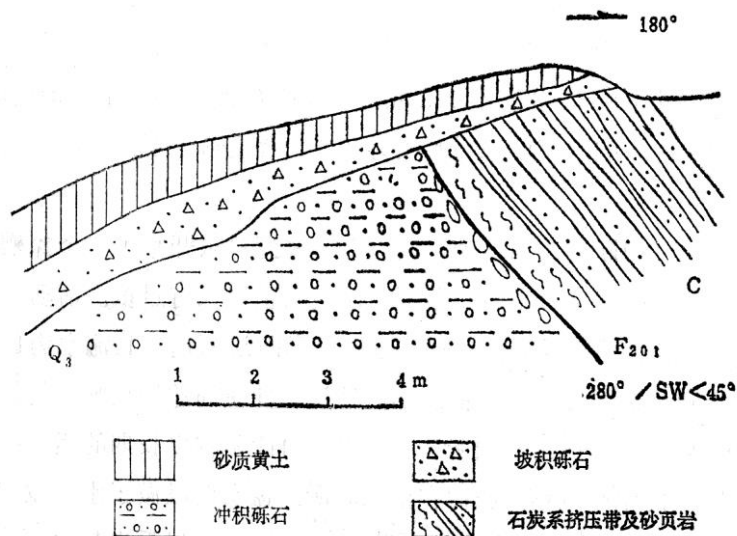


图 2.2.5 长流水沟口 F201 断层剖面

在供水二所至孟家湾村之间，F201断层沿一平直的地形陡坎分布。陡坎相当于长流水的二级阶地。陡坎高度为5—8m，坡度一般为15—17°。在一些穿过陡坎的冲沟中可以见到上下盘都为阶地砾石层倾向南的逆断层出露在陡坎的前缘或顶部，最大断距几十厘米—3m不等。

图2.2.6为沿F201断层实测的水系位错图，位错大小与冲沟规模有关，冲沟越大位错距离也越大，其中3.3m的位错很可能是最新一次破裂事件的位错。

为了研究201断层的古地震期次，前人开挖了多个探槽，揭露了多次古地震事件，如孟家湾1号探槽。

该探槽位于孟家湾村以东的孟家湾断层上，从该剖面的分析给出了4次古地震事件的证据（图2.2.7）。层⑥~④系由崩积砾石，崩积和坡积黄土及古土壤层组成，构成一个完整的断层崖崩积楔，反映了断层的一次完整活动过程。层③~②反映出的是又一次完整的断层活动过程。充填楔反映了一次快速错动事件。最后一次事件发生在第①层次生黄土堆积之后，断层活动错动该黄土层，直通地表。

层①下部的年龄为距今 13110 ± 160 年，层②为 12960 ± 150 年，层③下部为 17240 ± 260 年，层④为 22490 ± 480 年，层⑤为距今 22090 ± 450 年，以上数据均由兰州大学地理系年代学实验室测定。可以认为第一次事件为距今 22090 ± 450 年之前，第二次为距今 17240 ± 260 年之前。第三次事件应晚于距今 12960 ± 150 年。第四次事件由于层①的年龄值有问题，其年代尚难确定。

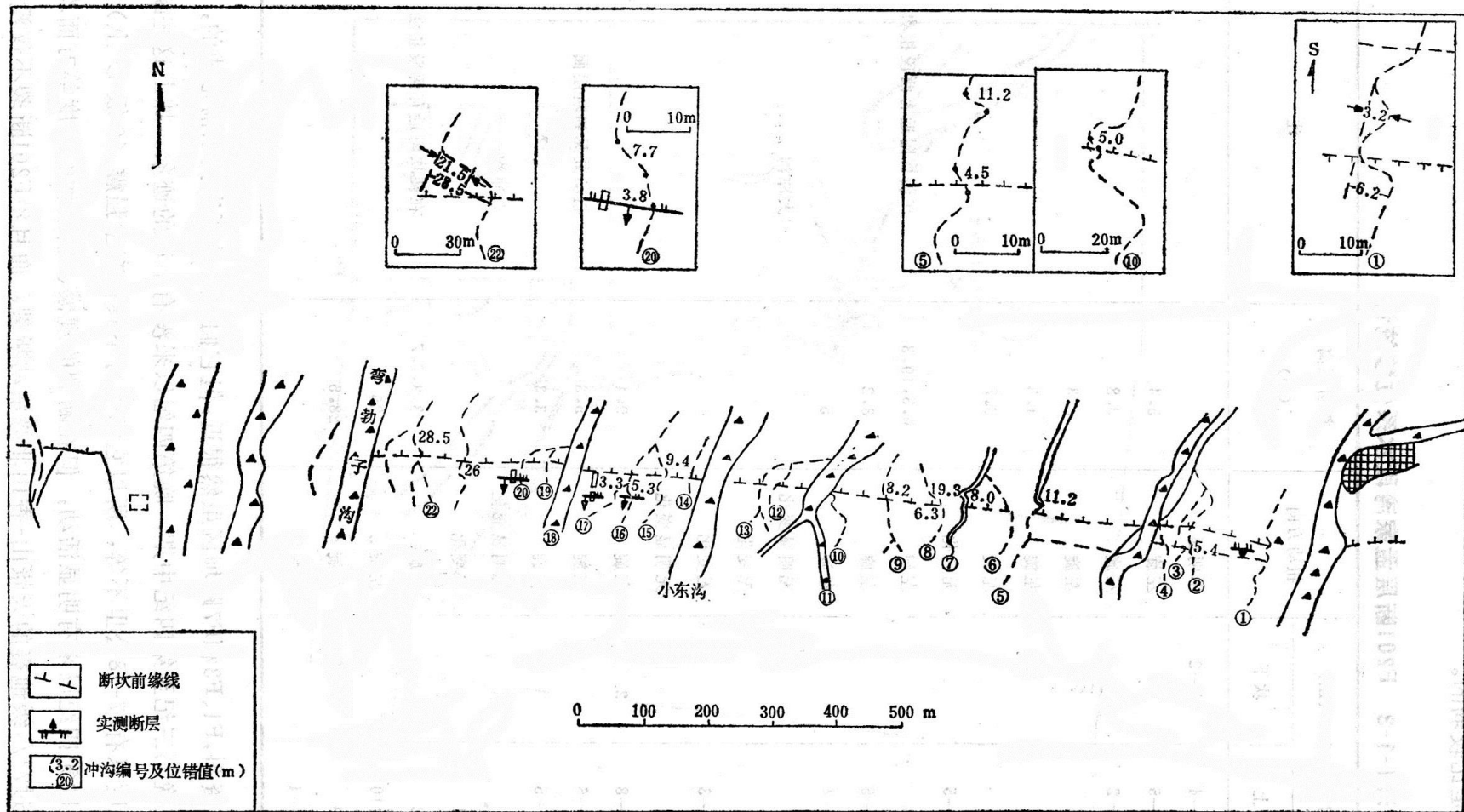


图 2.2.6 沿 F201 断层冲沟位错分布图

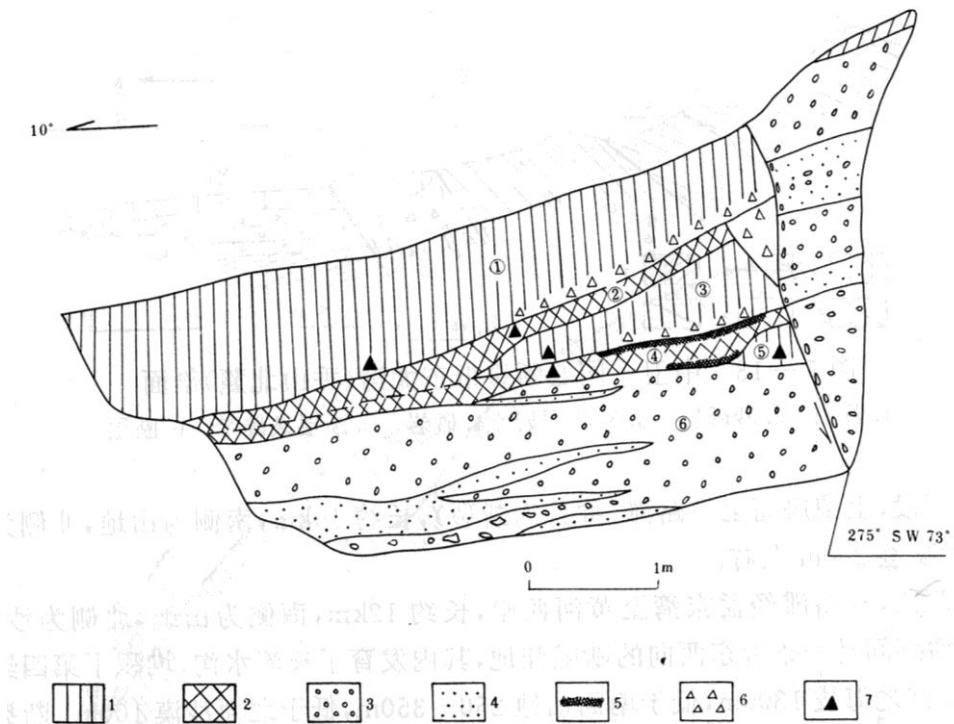


图 2.2.7 孟家湾 1 号探槽剖面(国家地震局地质研究所, 1990)

1.黄土; 2.古土壤; 3.冲洪积砾石层; 4.粉细砂层; 5.石膏; 6.崩坡积砾石; 7.14C 取样点



图 2.2.8 孟家湾东断裂出露剖面

图 2.2.8 位于孟家湾村以东的孟家湾断层上。断层在孟家湾一带断错冲洪积台地,剖面上表现为断错冲洪积砾石层的一组逆断层,平面上表现为冲沟水系左旋断错,断裂走向北西西,断错地层较新。在该点,断层自晚更新世晚期(2万

年)以来累计逆冲活动形成的陡坎高8-10m,横跨断裂的几条小冲沟最大左旋走滑位错为21m。从剖面上出露的几条断层面看,断裂在垂向上表现为逆冲作用,前缘断层倾角较缓,中间和后缘断层倾角较陡。断裂断错地层主要为冲洪积物,上部发育与断层多次活动有关的局部堆积,为向北变薄至尖灭的崩积楔。清理的大型剖面 and 开挖探槽剖面表明,在孟家湾这一高约9m的断裂陡坎附近,记录了F201断层至少7次古地震事件。

观察要点: 断层陡坎等断层带地貌; 第四纪堆积物的成分、粒度、结构、颜色等。

思考要点: 怎样通过断错地貌与断层剖面结合的方法分析断层运动性质、活动时代与位移量。

现场作业: 绘制断层剖面素描, 文字说明。

观测点 3: 长流水沟口断层露头

在孟家湾长流水沟口(图2.2.9),可见断层露头,为第四系逆插到基岩之下,是断层新活动的证据。



图 2.2.9 长流水沟口 F201 露头

观察要点: 断层位错的地层序列

思考要点: 怎样通过断错地层序列分析断层运动性质与活动时代。

观测点 4: 黄河阶地

(1) 阶地特征

黄河在沙坡头以南的山前地带发育九级阶地，如图 2.2.10 为中卫—同心活动断裂以南的黄河阶地剖面。各级阶地特征如下：

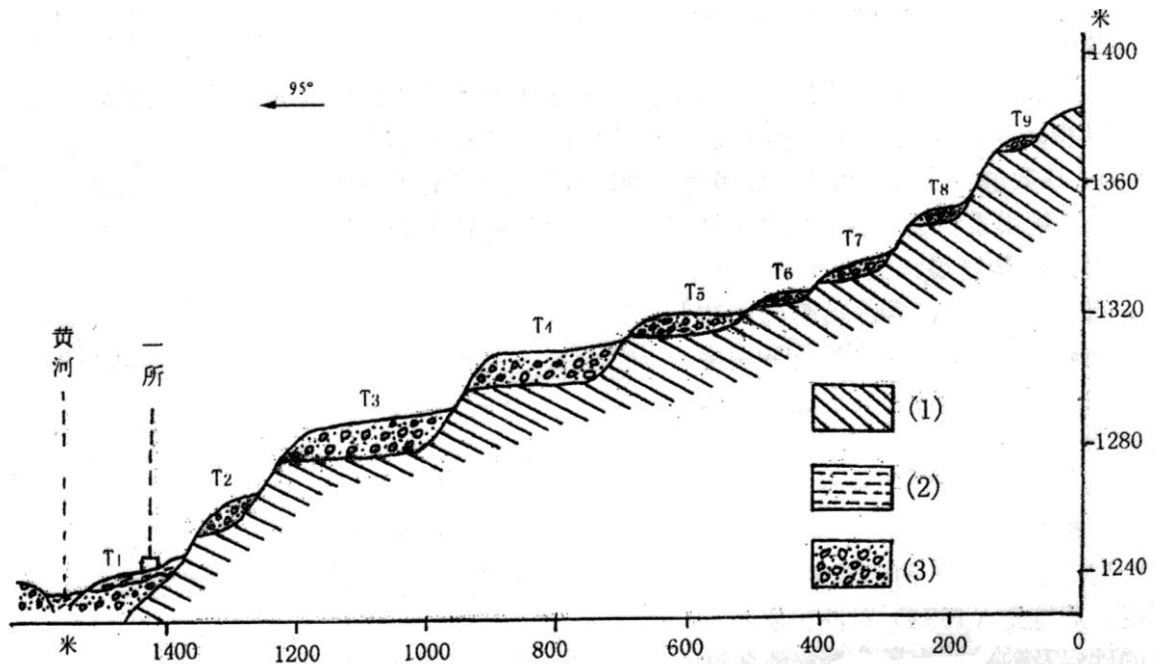


图 2.2.10 长流水沟口黄河阶地剖面
(1) 基岩 (2) 河漫滩相沉积 (3) 砾石层

第一级阶地(T1)：即供水一所所在地貌部位，一般为农田所占据，阶地面拔河高度 10~15 米，T1 为堆积阶地。

第二级阶地(T2)：基座阶地。阶地面发育不完善，地貌上不连续，零星可见。阶地面拔河高度约 30 米。基座为石炭纪页岩、泥岩夹煤层，其拔河高度 22 米。基座上覆约 2 米厚的冲积砾石层。

第三级阶地(T3)：基座阶地。阶地面十分宽坦，约 250 米。阶地面拔河高度 50~60 米，基座拔河高度为 40~45 米，基座上覆 8~10 米厚的冲积砾石层，

第四级阶地(T4)：基座阶地。阶地面也比较宽坦，仍呈向东突出的弧形展布，阶地面的宽度在断层南侧约 150~170 米。阶地面拔河高度为 70~75 米。

第五级阶地(T5)：基座阶地，阶地面拔河高度 80 米左右，宽约 1.0 米，虽然后期的切割剥蚀作用对阶地面有所破坏，但仍能看出其向东突出的弧形展布轮廓。

第六级阶地(T6)：基座阶地。阶地面拔河高度 85 米左右。基座拔河高度 75 米左右，基座上覆 5~8 米厚的冲积砾石层。该级阶地以砾石磨圆度极差和成分单一而区别于其他阶地。

第七级阶地(T7)：基座阶地。阶地面比较宽阔，在 F201 断层附近宽约 800 米，但由于后期侵蚀切割，阶地面残缺不全，阶地面拔河高度约 90~100 米。基

座拔河高度 85~95 米，基座上覆 5~10 米厚的冲积砾石层。

第八级阶地(T8)：基座阶地。由于后期的侵蚀切割，阶地面残缺不全，只是零星分布，阶地面拔河高度 120 米。该级阶地以磨圆好、分选好而与其它阶地相区别。

第九级阶地(T9)：基座阶地。该级阶地为本区出露的最高一级阶地，由于阶地所形成的年代较早，后期的侵蚀切割较为厉害，而使得九级阶地的原始面貌已不可辨，仅在供水一所以西约 1.2 公里处留下了其痕迹，在该处，阶地面拔河高度 140 米，阶地面宽 30 米，基座上覆 3~5 米厚砾石层，顶部盖有薄层黄土。

(2) 测年参考值：

河流阶地的形成一般经历侧蚀堆积、河流下切两个阶段，阶地面形成后，还要经历后期侵蚀或被坡积、风积物覆盖等阶段。河流阶地测年一般应用阶地堆积物测年、上覆坡积、风积物测年和阶地面暴露年龄测量等方法。不同方法得到的年龄值具有不同的意义。对于沙坡头黄河阶地，我们测量和收集了一些年代数据，得到了各级阶地的年龄。

一级阶地：

阶地砾石层之上覆盖土状堆积底部的 C^{14} 年代为 $4735 \pm 50aBP$ (据韩文峰等, 1993)，说明其下的砾石层为全新世早期堆积。

二级阶地：

在长流水沟口，采得的冲积砾石层 ^{14}C 年代样品的无机 ^{14}C 年代为 $17920 \pm 695aBP$ (韩文峰等, 1993)。由此看来，该级阶地的冲积砾石层形成于晚更新世晚期的末次冰期最盛期，是在全新世初因黄河下切而成为阶地的。

三级阶地：

在断层北侧，由于长流水的切割，在其左岸留下了良好的天然剖面(图 2.2.11)，在此剖面上采集了样品，利用光释光 (Optically Stimulated Luminescence, OSL) 进行了沉积物年代测定工作。

如图 2.2.11 为三级阶地的结构剖面，基座为石炭系页岩、泥岩夹煤层，基座上覆 20~25 米厚的冲积层。冲积层自上而下结构及测年结果如下：

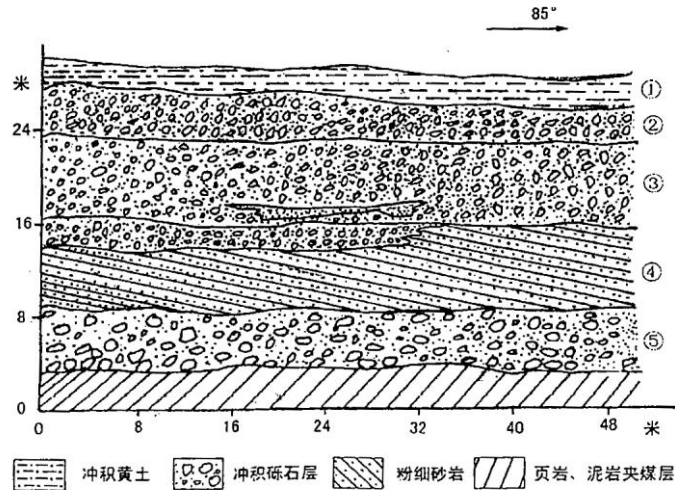


图 2.2.11 黄河三级阶地结构剖面

1) 土黄色冲积砂土, 具水平层理, 底部夹砂砾石透镜体, 透镜体规模均较小, 一般长度为 1~5 米。该层厚 0.5~2 米。在此层取一 OSL 样品, 其年龄值为 6.87 ± 0.51 万年。

2) 灰黄色泥质胶结砾石层, 在该套冲积层底部的小型泥砂质透镜体取了一 OSL 样, 其年龄值为 8.06 ± 0.56 万年。

3) 灰色砂质胶结砾石层, 厚约 6 米, 在该套砾石层底部的大型砂透镜体中取了一 OSL 样, 测得其年龄值为 9.16 ± 0.72 万年。

4) 土黄色粉细砂层夹大型砂砾石透镜体。该层发育有大型斜层理, 厚 8~10 米。在该层取了一 OSL 样, 其年龄值为 10.03 ± 0.72 万年。

5) 大砾石, 粒径多集中在 10~50 厘米范围内, 砾石的磨圆度一般, 为次圆、次棱角状, 其次为圆状。

从上述测年结果可以看出, 三级阶地沉积物年龄在 10~6 万年之间, 因此, 阶地顶面年龄小于 6 万年。

四级阶地:

在 F201 断层北侧, 阶地砾石层之上, 坡积砂砾层、黄土层之下发育一层厚约 30 厘米的土红色古土壤, 土壤粘土含量较高, 内有白色钙质结核团块。根据其地貌位置, 该层古土壤可与黄土高原 S1 古土壤层进行对比, 则其形成年代约 10 万年(朱照宇等, 1994)。所以, 该级阶地形成于 10 万年之前。

表 2.2.3 黄河 4~9 级阶地砾石钙膜累积速率法年龄值

阶地	T4	T5	T6	T7	T8	T9
钙膜厚度(m)	1.4	2.3	3.4	3.4	4.9	7.2
累积年龄(万年)	14	23	34	34	49	72

其中 6 级和 7 级阶地砾石钙膜厚度基本一致, 两级阶地高差不大(约 10 米),

估计其形成年代不会相差太大。

观察要点：黄河阶地地貌；阶地类型划分、阶地第四纪堆积物的成分、粒度、结构、颜色等。

思考要点：怎样确定阶地的形成时代。现阶段能够限制阶地形成年代的测年方法有多少种，各种方法采样有哪些关键的采要求。

现场作业：素描黄河多级阶地剖面。

观测点 5：罐罐岭地表破裂带

罐罐岭次级断层从大池滩开始，向东过马梁、土圈、马家井沟和罐罐岭南麓，在冰草窝凹陷南缘继续东延，终止在宋家地窝窝南侧。该断层走向 EW，也略呈波状。马梁以西走向 NEE，以东转为 NWW。冰草窝向东折转为 EW 走向，全长约 20km（图 2.2.12）。它与景泰小红山次级断层左阶错列，阶区下凹构成盆地，称其为白墩子拉分盆地。

该断层在罐罐岭南麓陡坎地貌十分清晰（图 2.2.13）。呈东西向分布，北高南低，发育在第三系粘土岩、砂岩、砾岩与晚第四纪风积、坡积黄土、砂和砂砾石之间。由于断层活动时代很新，陡坎在冲沟 I 级阶地及其相当的地貌面上均有显示。部分地段残留有坡角 70° 左右的自由面，高度 0.1~0.35m，碎屑坡平整，植被稀少，明显不同于上下原始面，远看崖坡呈一条灰白色条带。

罐罐岭次级断层的走滑特征也很突出，在分水岭东侧，见许多冲沟、山脊在与断层横交段发生左旋变位变形。由于冲沟都很年轻，水平错距一般不大于 10m。多在 3~6m 间。

除了醒目的陡坎地形外，断层露头随处可见，大多数剖面显示断层错断到地表。断层在剖面上显示为高角度，以马家井沟源头为枢纽，以东为南倾的正断层（图 2.2.14），以西为北倾的逆断层（图 2.2.15）。在马家井沟中部，断层陡坎清楚连续，断层剖面近于直立。在马家井沟东一条小沟的东壁，见到一个清晰断层露头，如图 2.2.14 所示，它显示的断层走向北西西，倾向北，倾角 80° 。北盘下部为桔红色上新世泥岩和砂岩，上部是晚更新世晚期—全新世冲积砂、砾石层；南盘为全新世坡积、冲积砂土。断层断开了所有地层，直达地表，并与年轻的地貌陡坎相对应，显示出很新的活动痕迹。

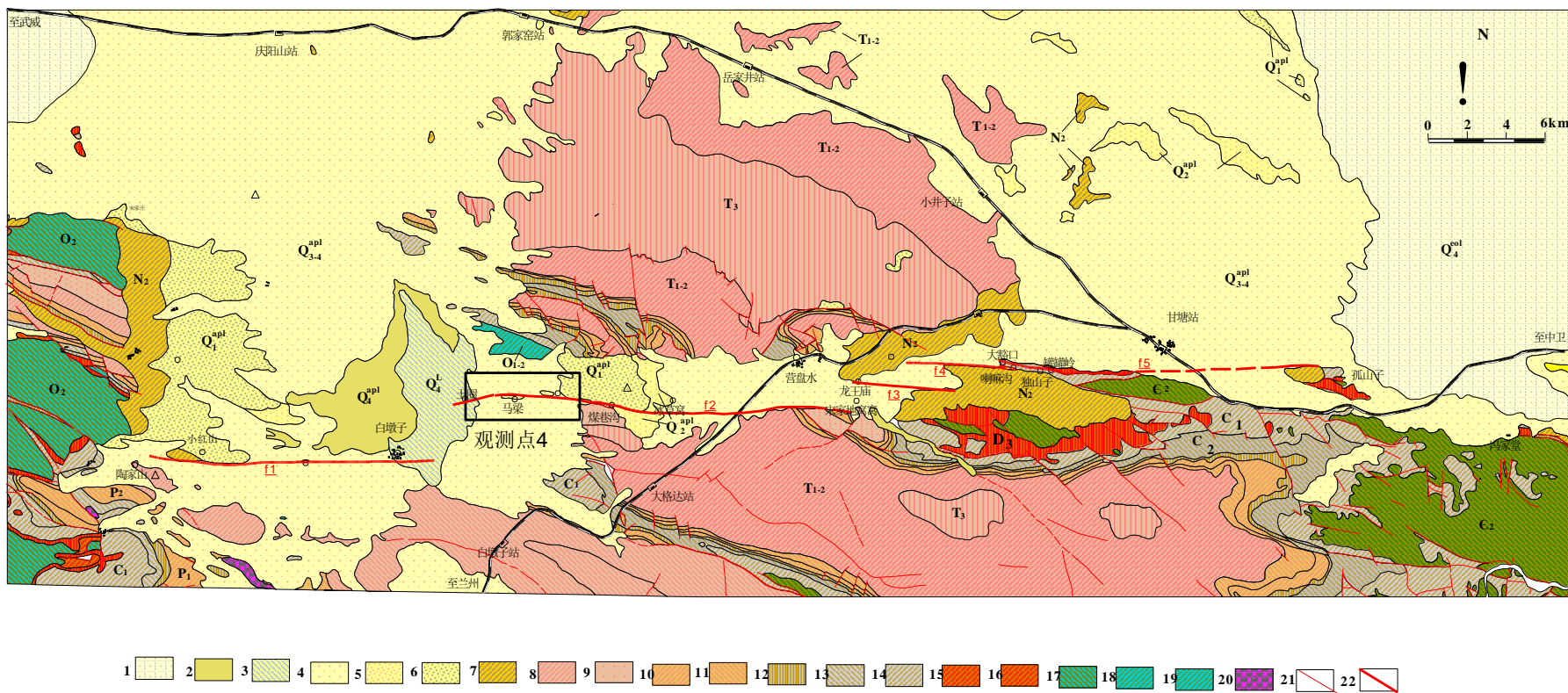


图 2.2.12 罐罐岭地震破裂带地震断层及观测点 4 分布图

1.全新世风积 2.全新世冲洪积 3.全新世湖相沉积 4.晚更新世冲洪积 6.中更新世冲洪积 7.早更新世冲洪积 8.上新统 9.上三叠统 10.中-下三叠统 11.上二叠统 12.下二叠统 13.上石炭统 14.中石炭统 15.下石炭统 16.上泥盆统 17.中-下泥盆统 18.中奥陶统 19.中-下奥陶统 20.中寒武统 21.前第四纪断层 22.全新世断层



图 2.2.13 罐罐岭最新地表破裂陡坎地貌

马家井沟西一冲沟顺断层破碎带发育，顺冲沟可以看到第三系红色泥岩逆冲于全新统黄色粉砂土之上，断层面面向北倾，倾角约 75° ，顺断层面形成宽约 1m 的黑色断层泥。



图 2.2.14 马家井沟东断层剖面及陡坎地貌

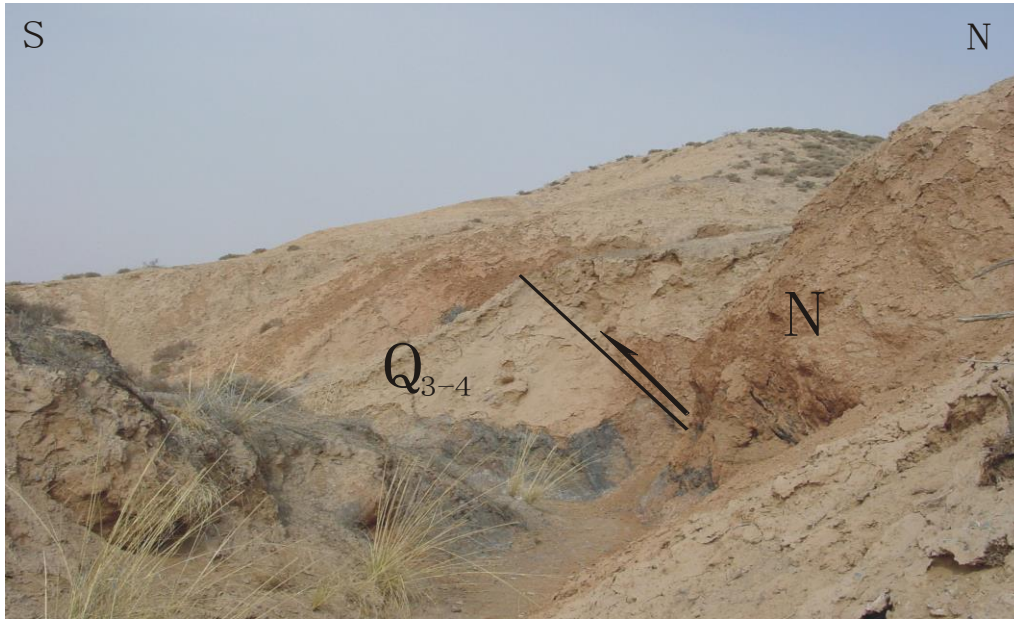
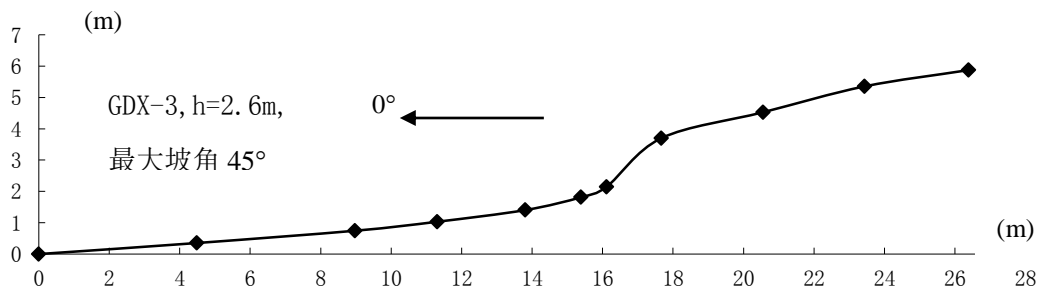
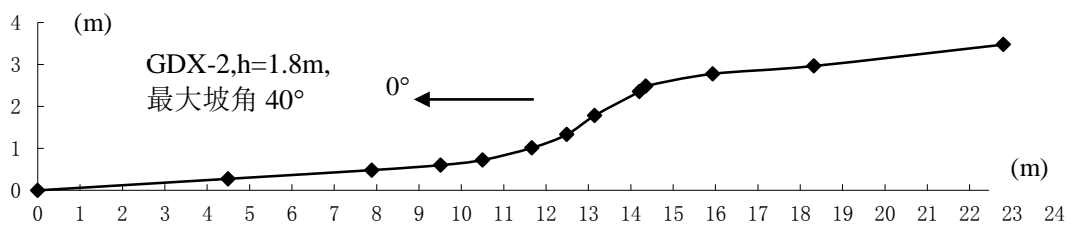
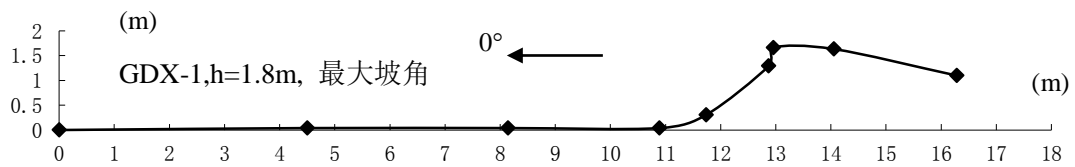


图 2.2.15 马家井沟西断层剖面及陡坎地貌

垂直位移特征

沿罐罐岭断层在最新洪积扇面或 I 级阶地面上实测 5 条陡坎剖面（表 2.2.4，图 2.2.16），其垂直位移分别为 1.8m、1.8m、2.6m、1.5m 和 2.4m。



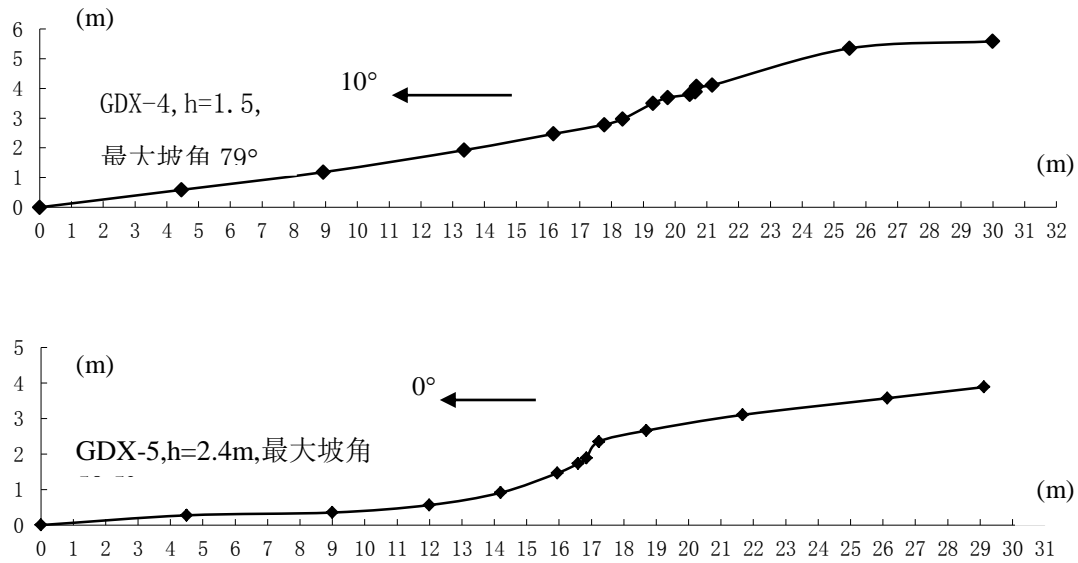


图 2.2.16 罐罐岭实测地震陡坎剖面

表 2.2.4 中卫—同心断裂中卫小红山以西段断裂陡坎参数表

断层段落	编号	最新事件 断距 (m)	最大坡角 (°)	断层崖物质组成	自由面 高度 (m)	备注
罐罐岭	GDX-1	1.80	77.00	上新世粘土岩	0.38	
	GDX-2	1.80	40.00	上新世粘土岩	0.2	
	GDX-3	2.60	45.00	上新世粘土岩	2.2	
	GDX-4	1.50	79.00	上新世粘土岩	0.18	
	GDX-5	2.40	50.50	上新世粘土岩	0.6	

水平位移特征

西段地表破裂的水平位移进行了实测（表 2.2.5）。

表 2.2.5 中卫—同心断裂最新一次破裂事件水平位移统计表

编号	所在断层名称	测量位置	位移值	位移标志	备注
47	罐罐岭	冰草窝西	2.4	小冲沟	实测
48		上点西	3	小冲沟	
49		上点西	3	小冲沟	
50		上点西	2.5	小冲沟	
51		上点西	3.8	小冲沟	
52		上点西	2.5	小冲沟	
53		上点西	4	小冲沟	
54		上点西	5	小冲沟	

编号	所在断层名称	测量位置	位移值	位移标志	备注
56		马家井东	6	山脊	西段最大位移
57		同上	4	山脊	实测
58		马家井	3.8	小冲沟	

中卫—同心断裂西段水平位错明显，最新地震位错只有几米，最大值位于罐罐岭段马家井沟中部，这里有两个南北向延伸的小山脊，之间夹持一条小冲沟，断层恰好横切了它们，将两个山脊和所夹冲沟同步左旋错动，其中西侧山脊错距4m，东侧6m，冲沟错距4m，错动处保留着清晰的眉脊面和断层陡坎(图 2.2.17)。

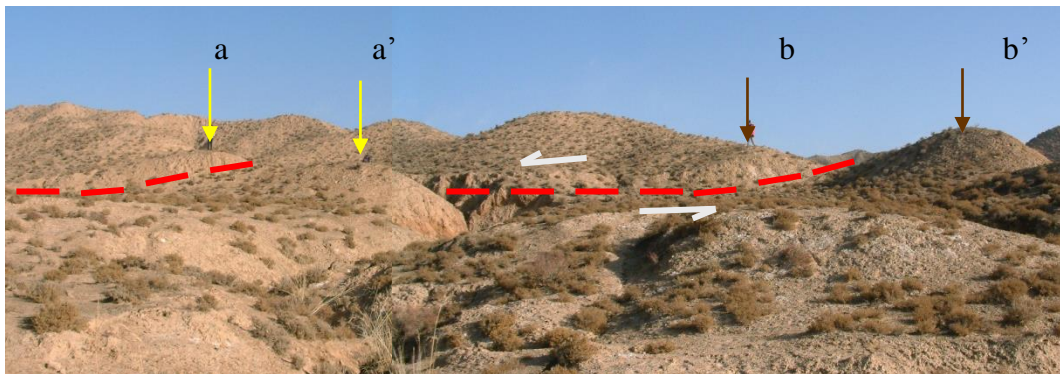


图 2.2.17 马家井沟中段北侧断层左旋错动山脊、冲沟地貌 (镜向: NNE)

山脊 a-a' 对应，水平错距 4.0m；b-b' 对应，错距 6m，两山脊之间夹持的冲沟左旋错动 4m。

在马家井附近，一冲沟在左旋转弯处形成一断塞塘(图 2.2.18)。在断塞塘西冲洪积阶地上，垂直此陡坎开挖一探槽 MTC-1，探槽西壁剖面如图 2.2.19 所示，第三系红色泥岩和砂岩逆冲于第四系冲洪积砂土之上，断层顶部没有覆盖层，因此，该断层陡坎是最新地表破裂事件的产物。在该探槽东侧的断塞塘内，垂直断层陡坎延伸方向开挖另一探槽 MTC-2，探槽东壁如图 2.2.20 所示，第三系红色泥岩和砂岩逆冲于第四系冲洪积砂土之上，但断层顶部覆盖有一层厚约 0.5m 的冲积砂土。在该剖面上有一层厚约 0.1m 的含有粒径 1cm 左右炭粒的局部堆积，一 ^{14}C 样品 GGL- ^{14}C ，经中国地震局地质研究所新年代学实验测试，其年龄为距今 $480\pm 90\text{a}$ ，因此，最新一次事件发生于距今 $480\pm 90\text{a}$ 以前。

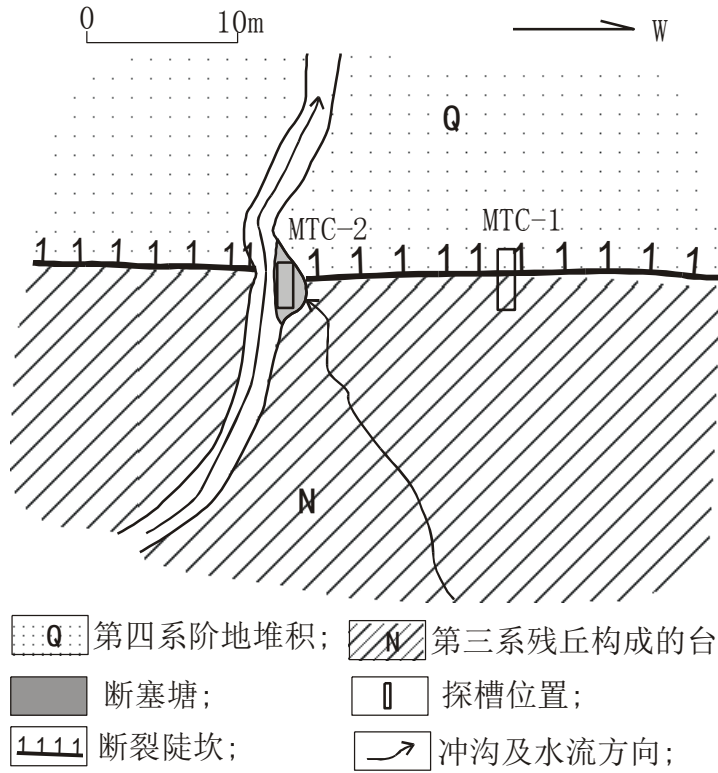
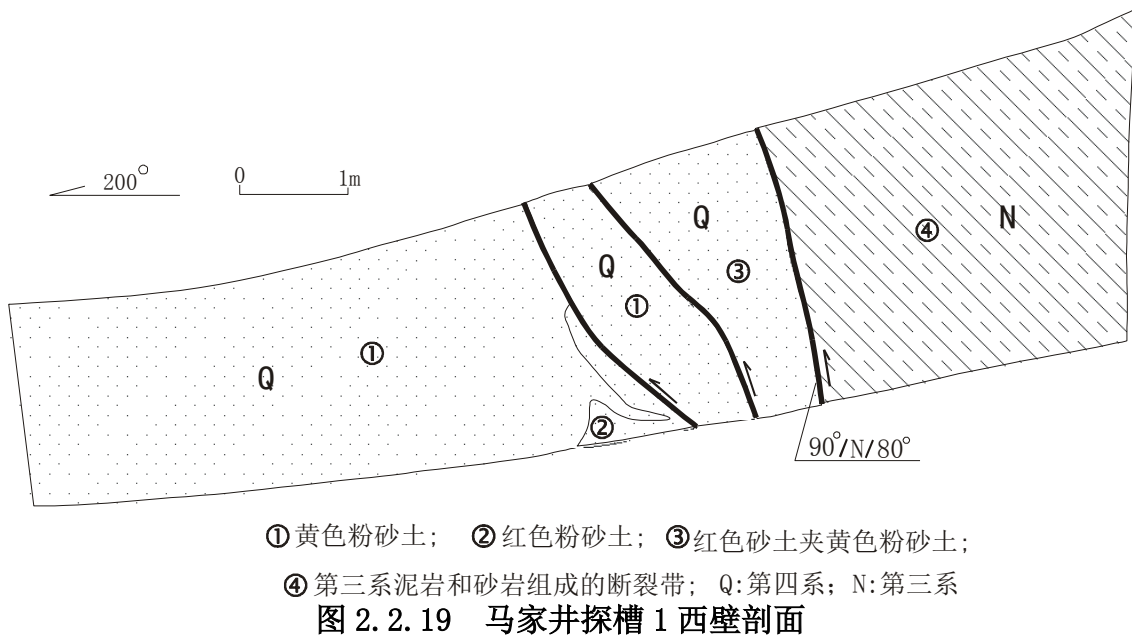


图 2.2.18 罐罐岭段马家井断层陡坎、马家井探槽 1 和马家井探槽 2 相互位置平面图



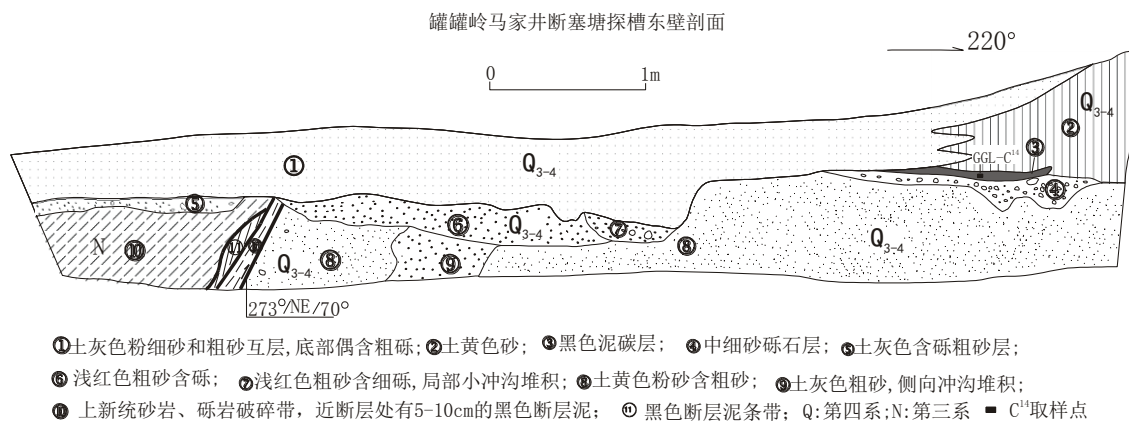


图 2.2.20 马家井探槽 2 东壁剖面

观察要点: 地表破裂带的地貌特征; 陡坎地貌、水平及垂直位错、探槽剖面。

思考要点: 为什么是地表破裂带、如何确定地表破裂带的形成时间、地表破裂带的主要研究内容(地表破裂带的性质、最大水平及垂直位移、地表破裂带的长度、地表破裂带的形成时间等)。

现场作业: 实测最大水平及垂直位移(图 2.2.17)、一个探槽剖面素描(图 2.2.20), 文字说明。

观测点 6: 贺家口子第四纪背斜

贺家口子剖面位于香山-天景山块体东部, 中卫-同心断裂带东端附近。地层剖面为贺家口子背斜北翼, 出露连续, 构造简单(图 2.2.21)。现场工作测制了 1: 200 比例尺的岩石地层剖面, 并进行了详细分层; 在此基础上, 基本上按 1 米左右的厚度间隔采集了定向古地磁研究样品, 以及相应的孢粉和测年样品(田勤俭, 1998)。

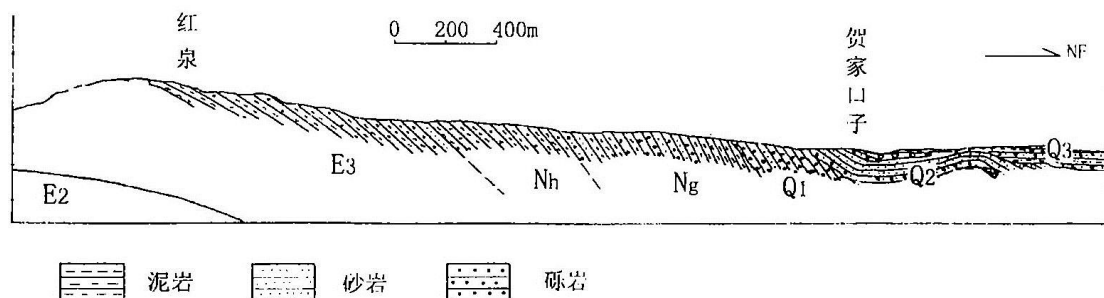


图 2.2.21 贺家口子地层剖面

E2: 始新统寺口子组; **E3:** 渐新统清水营组; **Nh:** 中新统红柳沟组; **Ng:** 中新一上新统干河沟组; **Q1:** 早更新统; **Q2:** 中更新统; **Q3:** 晚更新统

(1) 贺家口子地层剖面

贺家口子剖面位于贺家口子背斜北东翼,由于晚新生代尤其是第四纪以来强烈的褶皱抬升和流水切割,沿冲沟两壁出露了连续的新生代地层。根据实测剖面获得整个新生代地层总厚度约 1050 米。按照区域岩石地层命名,剖面底部进入寺口子组(E₂),往上依次出露清水营组(E₃)、红柳沟组(N_h)、干河沟组(N_g)等第三纪地层(图 3.1.23),第四纪地层包括银川组、贺兰组和萨拉乌苏组,剖面顶部覆盖马兰黄土。兹将剖面分层列述如下:

萨拉乌苏组

- 1.中细砂层,厚 17.9 米
- 2.灰绿色细砂层夹浅土红色粘土,厚 5.6 米
- 3.灰色中—细砂层夹薄层砂砾层和砂砾透镜体,厚 18.4 米
- 4.土黄色中,细砂层夹薄层浅土黄色细砂层或透镜体,厚 14.2 米风化壳

贺兰组上部

- 5.中—细砂层夹砾石层,厚 3.3 米
- 6.砾石层夹薄层砂或砂透镜体,厚 4.9 米
- 7.砂砾石层与铁质粗砂层互层,与下伏地层角度不整合,厚 7.0 米

贺兰组下部

- 8.砂砾石层夹薄层粗砂和粘土团块,具层理

银川组

- 9.灰色卵砾石层,夹砂透镜体,具韵律层,砾石成分灰绿色砂岩、石膏、石英为主,有紫色泥岩.6.0 米
- 10.粗砂红砾层夹粘土团块,产状 27° ∠42° , 2.8 米
底部中砂层,厚 30 厘米
- 11.砂砾层夹砾石、粘土,中厚层状,水平层理,3.0 米
- 12.灰色砾石层,夹土黄色砂层,层厚 2.1 米
- 13.土黄色粉砂层夹灰色砾石透镜体,层厚 2.4 米,厚 2.4 米
- 14.灰色砂砾层夹土黄色粉砂层,中—粗砂层,厚 20.1 米
- 15.上部为浅土红色粘土质粉砂层,下部为土黄色中粗砂层,层厚 70 厘米
灰色砂砾层,层厚 2.1 米,底部为一波状侵蚀面,1.6 米

干河沟组四段

- 16.土黄色厚层状粉砂质粘土,局部夹灰色砂砾石层、砂砾石透镜体,厚 35.5

米

17.黄褐色粗砂层，厚 1.3 米

黄褐色粉砂层夹薄层紫红色粘土层 3 层，往下部粘土层变厚，1.8 米

波状风化壳，灰色砾石层，1.7 米

干河沟组三段

18.土黄色致密坚硬粘土层，夹薄层紫红色粘土层，1.7 米

灰色砂层夹土黄色粘土层，厚 3.1 米

土黄色致密坚硬粘土层，夹薄层紫红色粘土层，5.5 米

19.粗砂砾石层，15.8 米

20.中细砂夹粘土层，5.0 米

21.砂砾石层夹粘土，22.0 米

粗砂细砾石层灰黑色，2.7 米

22.灰黄色中粗砂层夹薄层粘土 3 层，含砾，有石膏脉，2.3 米

灰色砂砾石层，1.4 米

23.粗砂砾石层韵律沉积，含两个韵律，3.6 米

干河沟组二段

24.细粉砂层，含薄层石膏线，厚 1 厘米，22.0 米

粗砂细砾层厚约 1 米，灰色，底部有一石膏线，0.6 米

25.土黄色粉砂层，夹薄层石膏层，石膏层厚 2 厘米，石膏脉发育，18.9 米

中一粗砂层，夹少量砾石，粒径 2~3 厘米，层厚 40 厘米

26.土黄色粉砂层，夹石膏脉，7.5 米

27.棕红色粘土层，3.5 米

28.土黄色细砂层夹粘土层，2.8 米

29.土黄色粘土层，9.2 米

30.土红色粘土层夹薄层石膏，石膏层厚 1~2 厘米，8.8 米

31.韵律层，细砂→粉砂→泥岩，每韵律层厚 10~40 厘米不等，总体上，中部韵律层薄，上、下厚，13.0 米。

32.土黄色厚层状砂质粘土，解理非常发育，局部夹石膏脉。47.0 米

干河沟组一段

33.灰白色中一粗砂层，呈结核状 0.8 米

灰白色中一粗砂层和细砾韵律层，夹黄色砂砾层，14.6 米

- 34.灰白色砂砾层与薄层中一粗砂层互层，含脊椎动物化石，11.5 米
- 35.土红色粘土层夹薄层土黄色粘土层。13.8 米
- 36.黄绿色粗砂层，夹黄色泥岩砾石，8.5 米
- 37.土红色粘土层夹薄层土黄色粘土层，4.8 米
- 38.黄绿色粗砂层，底部薄层砾石和侵蚀面，与下伏层平行不整合接触，厚 10.2 米

红柳沟组二段

- 39.紫红色中厚层状与桔黄色薄层状粘质粉砂互层，夹薄层(层厚 1-3 厘米)石膏和石膏脉，上部紫红色层较厚，桔黄色层较薄，中部二者相当，底部桔黄色层较厚。厚 82.9 米
- 40.石膏层夹两层紫红色粘土(纸片状层理)，厚 5.8 米
- 41.土黄色薄层状粘土(中厚层)(中部桔黄色，上下为紫红色)，厚 3.6 米
石膏灰绿色粘土，1.0 米
- 42.紫红色薄层状泥岩，纸片状层理，厚 45.1 米

红柳沟组一段

- 43.中上部为灰绿色粗砂岩，下部为石膏砾，厚 4.1 米
- 44.紫红色泥岩夹石膏薄层，发育有石膏脉，有两层黄绿色砂岩(石膏胶结)薄层石膏与灰绿色粘土互层，中部石膏与紫红色砂岩互层，厚 21.3
- 45.桔红色纸片状粘土岩夹石膏薄层，厚 8.5 米

清水营组三段

- 46.紫红色粗砂岩，波状层理发育，实测厚度 5.1 米，下部含一层黄绿色粘土，厚 0.5 米
- 47.上部为桔黄色薄层粘土，中下紫红粘土，厚 13.0 米
- 48.石膏，厚 0.3 米
紫红粘土，0.7 米
含灰绿色粘土 0.4 米
薄层石膏、粘土互层，单层厚 1-2 厘米(粘土紫红)，厚 4.1 米
紫红色粘土夹两层石膏，6.4 米
薄层石膏，紫红色粘土互层，单层厚 1-2 厘米，厚 3.6 米
上部紫红色状粘土，下部为紫红色粘土中间夹一层石膏，厚 2.5 米
石膏层、紫红色粘土互层(三层石膏，三层粘土)二者几乎等厚。4.6 米

- 薄层石膏、粘土互层(粘土紫红色), 厚 1.6 米
紫红色粘土→石膏→粘土(紫红色)→石膏→粘土, 7.2 米
- 49.薄层石膏、灰绿色粘土互层, 单层厚 1-3 厘米, 中间夹一层 40 厘米厚灰绿色粘土, 4.8 米
- 50.黄绿色与紫红色粘土互层单层 1 厘米, 1.4 米
紫红色中细砂层, 厚 0.4 米
- 51.石膏层与灰绿、紫红色粘土互层.18.4 米
- 52.强烈揉皱的石膏层与紫红色粘土层三个互层, 5.9 米
- 53.石膏与紫红色粘土互层, 22.1 米
- 54.顶部、底部为石膏, 中上部为一层灰绿色粗砂层, 中下部为紫红色粘土, 3.1 米
- 55.上部灰绿色粗砂, 中部紫红色中一粗砂, 底部黄绿色, 3.8 米
- 56.石膏与紫红色粘土互层, 粘土厚 1 米, 10.3 米
- 57.石膏层、紫红色粘土、灰绿色粘土层, 紫红色粘土取样, 6.9 米
- 58.石膏粘土互层(紫红色粘土), 17.4 米
- 59.厚层石膏夹薄层紫红色、灰绿色粘土, 16.5 米
- 60.厚层石膏夹薄层紫红色粘土, 7.3 米
- 61.粘土→薄层状石膏(略带红色)→紫红色粘土→厚层, 6.1 米
- 62.石膏(略带红色)→灰绿色薄层状石膏, 轻微揉皱→强烈揉皱, 石膏→薄层石膏、薄层灰绿色粘土互层→灰白色石膏→紫外线红色粘土, 8.4 米
- 63.石膏层(灰绿色)、粘土互层, 7.0 米
灰绿色粘土薄层、夹薄层石膏, 厚 0.4 米
- 64.紫红色粘土、砂层与石膏互层, 15.1 米
- 65.灰绿、黄绿粘土砂与石膏互层, 35.2 米
- 66.紫红色粘土与石膏互层, 10.5 米

清水营组二段

- 67.紫红色砂岩, 45°/27°, 1.3 米
石膏夹两层砂岩, 6.6 米
- 68.薄层石膏夹粘土, 19.8 米
- 69.厚层紫红色粘土与石膏互层, 16.0 米
- 70.厚层紫红色粘土夹石膏薄层, 石膏层厚 1-4 厘米, 7.2 米
- 71.三层石膏夹两层紫红色粘土, 4.0 米
-

清水营组一段

72.紫红色厚层粘土夹石膏和灰绿色粗砂层，19.3 米

73.石膏与粘土互层，13.6 米

74.紫红色粘土，10.7 米

75.灰紫色粘土及砂层，3.8 米

76.杂色粘土，5.4 米

77.石膏与灰紫色粘土互层，4.6 米

78.灰绿色粗砂层，下部为灰紫色粘土，11.5 米

薄层石膏与土黄色砂层互层，1.4 米

79.薄层石膏与灰绿色粘土互层，17.6 米

80.深灰色、灰绿色粘土与石膏互层，下部石膏层变厚且纯，54.4 米

寺口子组紫红色砾岩，未见底

根据剖面岩性特征，参考相关研究资料，对主要地层层位进行了进一步划分，其中红柳沟组划分为二段、干河沟组四分、清水营组地层划分保持了前人的三分。

(2) 古地磁时间剖面与构造—气候旋回

本剖面的古地磁样品全部在中国科学院地球物理研究所古地磁实验室进行。样品加工成 $2\times 2\times 2$ 厘米的立方体，在美国 2G 公司生产的卧式超导岩石磁力仪上完成测试。退磁采用逐步热退磁技术分步退磁，退磁步长一般为 50° ，为了取得较好的退磁效果，退磁温度达到 500° 以后，缩短步长至 $20\sim 30^{\circ}$ ，在 680° 时结束测试。磁性序列及年代标定结合了孢粉和石膏裂变径迹测年资料（图 2.2.22）。

层状紫红色泥岩，夹少量石膏及灰绿色粘土层。地层总厚度约 81 米。古地磁年龄为 22~17 百万年。

该套地层下伏地层为含厚层石膏层的紫红色、灰绿色互层泥岩，为典型的渐新世沉积。两套地层之间为平行不整合。沉积间断面及中新统下部的粗碎屑堆积，代表新的构造气候旋回的开始。

N_1^2 ：该旋回内地层主要为中厚层状紫红色粉砂质泥岩与薄层状砖红色粉砂质泥岩互层。厚约 82 米，古地磁年龄为 17~13 百万年。与下伏地层为连续沉积；与上覆地层为平行不整合，并存在明显的沉积间断，古地磁年龄表明，沉积间断约 2 百万年。

该套地层总体颜色浅于下伏地层。

N_1^3 ：该套沉积下部为三套黄绿色、灰绿色含砾砂岩与浅红色薄层状粘土的韵律层；上部为浅红色厚层状砂质粘土。地层厚约 111 米。古地磁年龄为 10~7 百万年。该套地层底部有薄层砾石及侵蚀面，古地磁资料也表明了明显的沉积间断。该沉积间断代表了中新世期间最明显的一次构造抬升。

N_1^4 ：该套地层下部为细砂—粉砂—泥岩韵律层；中上部为浅红色为主的粉、细砂层，夹有砖红色粘土层。地层厚约 87 米。古地磁年龄为 7~5.4 百万年。

N_2^1 ：主要为灰白色—桔黄色砾岩、砂岩及粘土层。厚约 63 米。古地磁年龄为 5.4~3.4 百万年。该套地层颜色明显变浅。

N_2^2 ：主要为桔红色厚层状粘土，底部为黄褐色粗砂层及波状风化壳，与下伏地层为平行不整合接触。地层厚约 40 米。古地磁年龄为 3.4~2.4 百万年。

上述贺家口子古地磁剖面的建立，为青藏高原东北缘第三系地层时代确定提供了时间标尺。

观察要点：背斜的几何特征；新生代不同阶段地层特征及接触关系。

思考要点：褶皱形成机制、用什么方法研究和分析褶皱形成时代。

现场作业：褶皱剖面素描，简要文字说明。

2、六盘山东麓断裂

观测点 7：六盘山东麓断裂剖面

六盘山断裂地区位于海原断裂南东端（图 2.2.23），晚新生代的构造变形以顺山体走向分布的逆冲断裂及其伴随的褶皱为主要特征，表现为地壳强烈缩短，在区域地质构造意义上属于青藏高原东北边缘构造变形的组成部分，从构造地质学的意义上讲，它又是海原走滑断裂带东端发育的一个挤压构造区（图 2.2.24）。

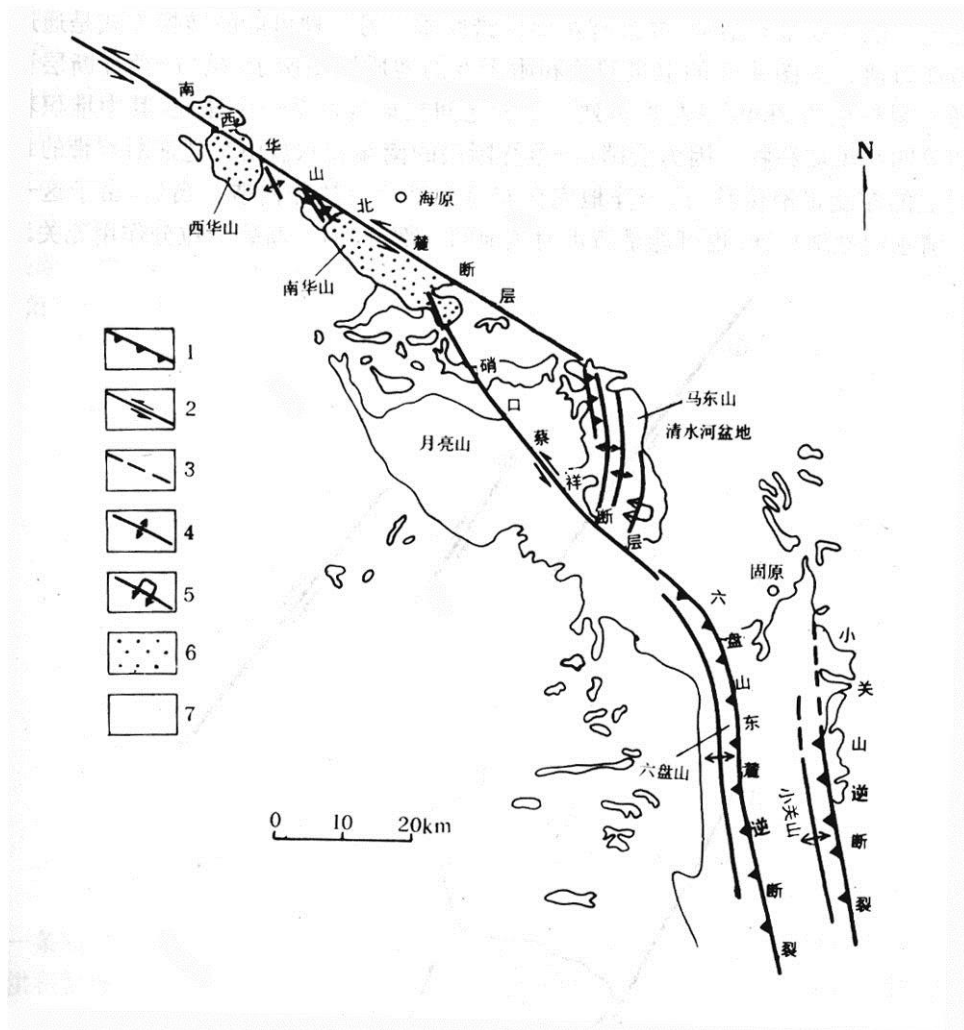


图 2.2.23 六盘山断裂分布图 (国家地震局地质研究所等, 1990)

1.逆断层; 2.走滑断层; 3.推测断层; 4.背斜; 5.倒转背斜; 6.前白垩系; 7.白垩系-新生界

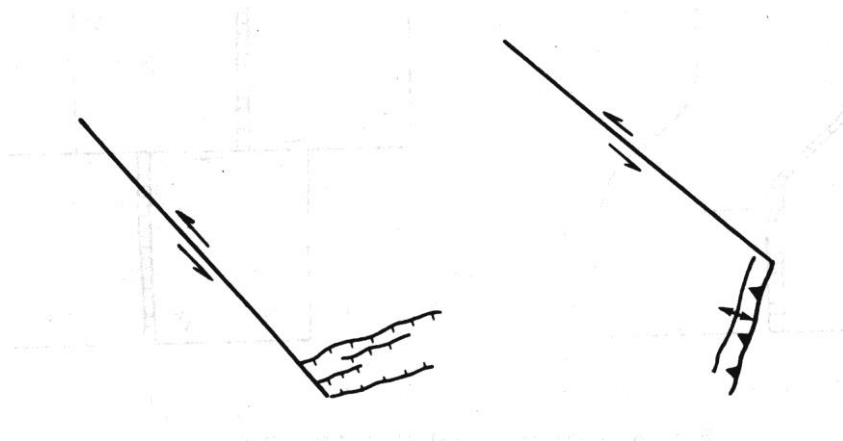


图 2.2.24 走滑断层端部张性区和挤压区模型示意图

六盘山断裂走向近南北, 地貌十分醒目 (图 2.2.25), 上盘为下白垩统中下部地层构成的高耸的六盘山, 而下盘则为第三系红层低丘 (2.2.26), 其夷平面高

度和六盘山相差达 300—800m。断裂上盘地形陡峻，常形成悬崖峭壁，下盘地形平缓，断裂沿地形陡变带波状伸展。



图 2. 2. 25 六盘山东麓断裂地貌 (镜向 SSW)

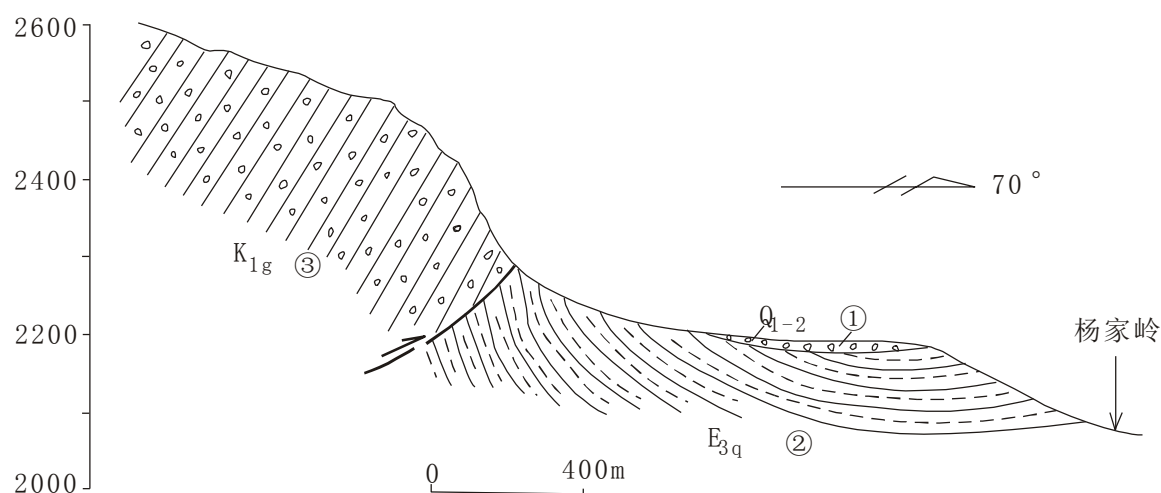


图 2. 2. 26 杨家岭西断层地貌图切剖面

①砾石层；②渐新统红色泥岩；③灰色砾岩

和尚铺一带，断裂破碎带宽数十米至百余米，下白垩统下部岩层向东逆冲或逆掩于清水营组之上（图 2. 2. 27），造成第三系红层产状陡立甚至倒转。断裂的逆冲或逆掩，造成六盘山背斜东翼缺失或不完整，多处形成飞来峰构造。

在龙潭村一带（图 2. 2. 28）见红层逆冲到第四系堆积物之上。在海家庄村西侧，断层错断附近冲沟的二级阶地，地貌上形成清晰的断层陡坎，开挖探槽剖面显示（图 2. 2. 29），晚更新世以来的松散砾石层受断层活动作用发生了明显

的断错，并伴随有同步的皱变形，从断层面面向上错断地层和位置分析，该断层的活动时代很年轻。



图 2. 2. 27 和尚铺断层剖面（镜向 N）



图 2. 2. 28 龙潭村断层剖面

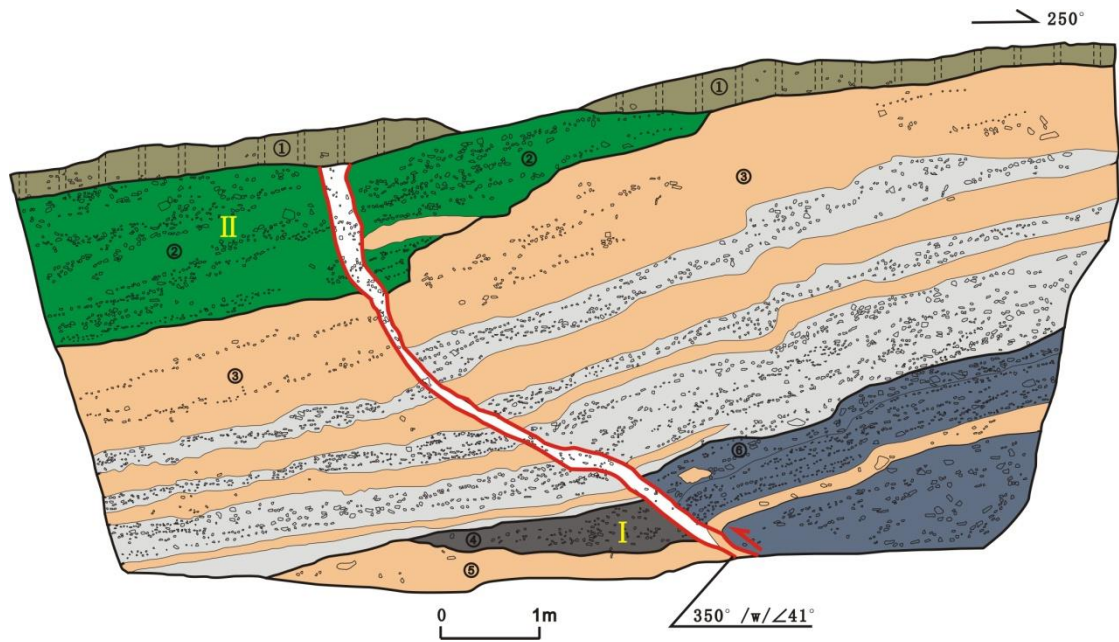


图 2.2.29 海家庄探槽南壁素描图

①黑灰色耕植土；②灰白色、锈黄色砾石层，层理发育；③棕色粘土与青灰色砾石互层，层里发育；④棕色杂乱堆积的崩积砾石；⑤棕色粘土层；⑥棕色砾石层，层理发育；

观察要点：逆断裂变形特征，剖面显示的断层和地层切盖关系。

思考要点：六盘山褶皱-逆断裂形成的机制，形成的时间和最新活动时代。

现场作业：六盘山断裂剖面及地貌素描，并根据你理解的形成机制作形成模式图。

观测点 8：六盘山东麓断裂地貌（山顶）

观察要点：褶皱山地貌，革命遗址。

思考要点：构造运动与中国革命红军长征。

3、海原断裂

观测点 9：石卡关沟 1920 年 $8\frac{1}{2}$ 级地震地表破裂

走滑断层的走滑活动沿断裂会形成大量的走滑断错地貌现象（图 2.2.30），如冲沟位错、断塞塘、断层谷地、断层陡坎（崖）等。

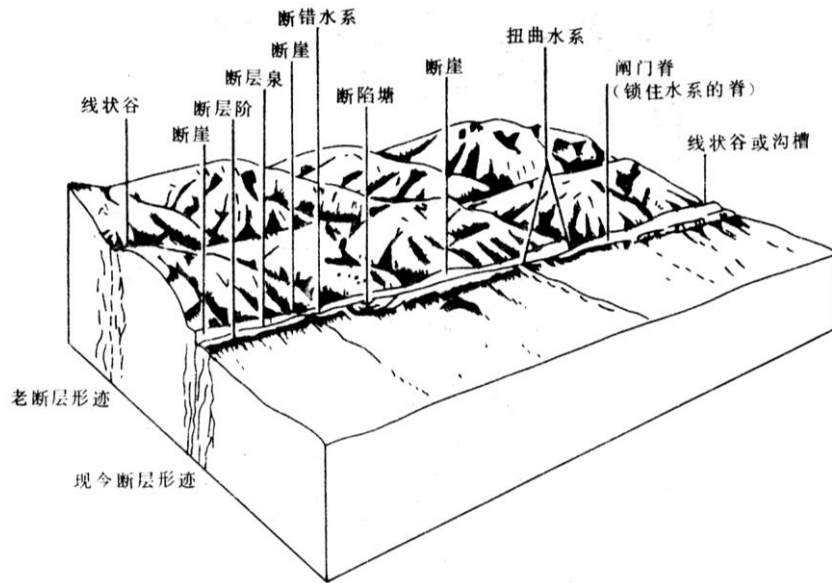


图 2.2.30 走滑断层形成的各种断错地貌特征

1920 年海原 $8\frac{1}{2}$ 级地震沿断裂形成大量地表断错现象，地表破裂带东起宁夏固原西的海子峡附近，向北西经月亮山、南华山、西华山、黄家洼山、北嶂山、哈思山、米家山等山系的北东缘或南西缘，终止于甘肃景泰南的兴泉堡，全长 237km。图 2.2.31 为西华山北麓地表破裂分布图，在石卡关沟南侧，三条相距约 50m 的小冲沟被 1920 年地震破裂左旋位错，并在错断处的断层南侧分别形成三个断塞塘，横列于断层南盘。三条沟的中心线及其两侧的冲沟内、外壁线在断层两盘能够一一对应起来，显示 10m 左右的左旋同步位错（图 2.2.32、图 2.2.33）。

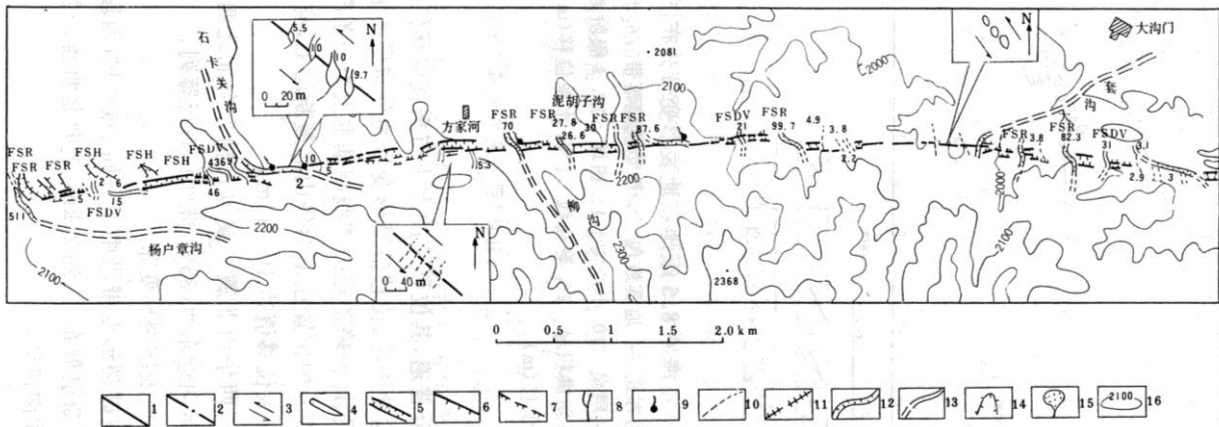


图 2.2.31 西华山北麓 1920 年海原 8.5 级地震地表破裂分布图

(国家地震局地质研究所等, 1990)

1.断层；2.隐伏断层；3.断层错动方式；4.地震鼓包；5.地堑式陷落带；6.地震陡坎；7.滑坡陡坎；8.盆地；9.断层泉；10.小冲沟；11.田埂；12.Ⅱ级阶地冲沟；13. V 形沟；14.山脊；15.最新洪积扇；16.等高线；FSR 水系位移(m)；FSH 山脊位移(m)；FSDVv 形沟位移(m)



图 2.2.32 海原活动断裂使年轻冲沟发生左旋错动，水平位移 10—11m

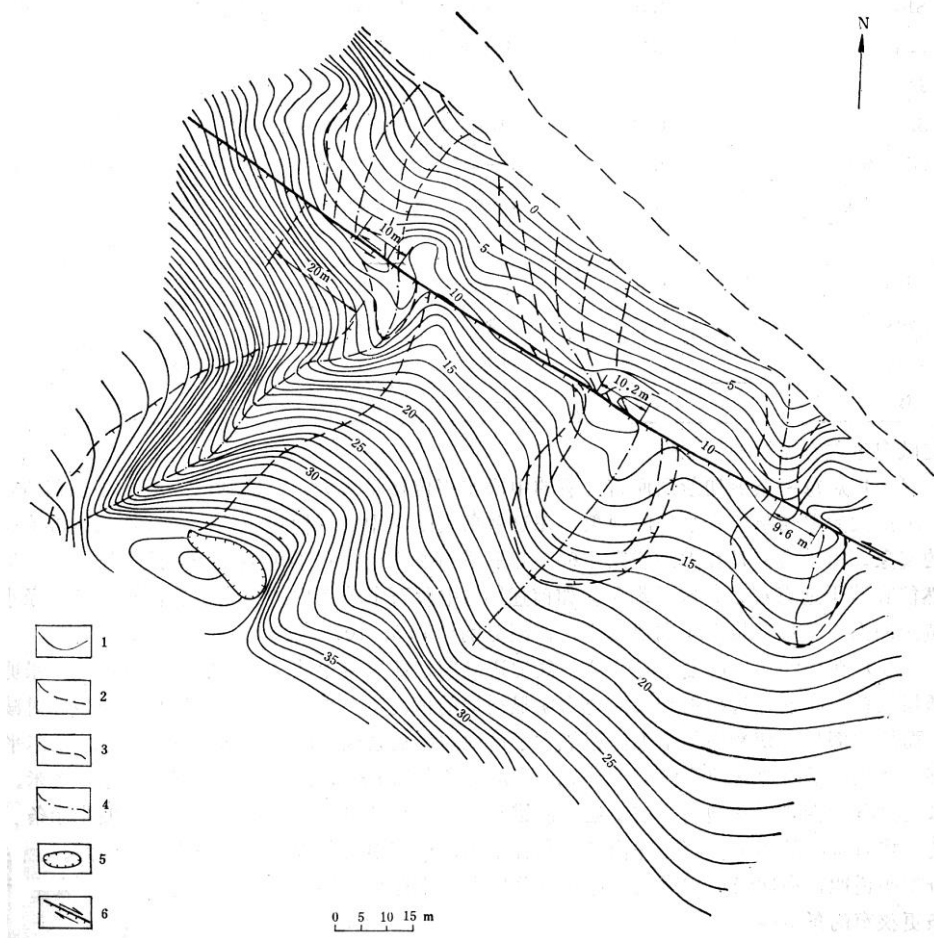


图 2.2.33 石卡关沟南侧冲沟位错实测地形图(国家地震局地质研究所等, 1990)

观察要点：断塞塘、冲沟断错、反向陡坎等断裂带地貌。

思考要点：从地貌特征分析古地震研究的探槽开挖地点。

现场作业：实测最大水平及垂直位移，文字说明。

观测点 10：干盐池拉分盆地

(1) 拉分盆地的形成机制

拉分盆地的概念是由 B. C. 伯奇菲尔等(B. C. Burchfiel and J. H. Stewart) 在 1966 年研究美国死谷时首先明确提出来的，这一概念已为许多学者所接受，并在世界各地广泛开展了对拉分盆地的研究。在我国，邓起东等 1981~1984 年在对新疆富蕴活动断裂带和宁夏海原活动断裂带的研究中，把 Pull-apart basin 翻译为拉分盆地(邓起东, 1984)，并开展了对拉分盆地的研究，提出了自己有关拉分盆地的演化模式(陈社发和邓起东, 1985；吴大宁和邓起东, 1985；Deng Qidong et al., 1986)。

由于拉分盆地是走滑断裂带中一种常见的构造类型，对它们的研究有助于深入理解走滑断裂的构造变形和演化历史。并且，由于在拉分盆地中可以有强烈的火山活动，储存有特殊类型的矿产，中小地震群集，因而沿走滑断裂带分布的拉分盆地引起了地质学家、地震学家和理论工作者的高度重视，并对它们的构造变形、沉积作用、力学特征、构造演化和地震活动等许多方面进行了广泛深入的研究。

典型的拉分盆地是在走滑断裂带或脆性剪切带内不连续分布的次级剪切断层之间错列过渡的岩桥区，由走滑派生的局部拉张应力作用所产生的特殊拉张构造。因此，在左旋左阶剪切带或右旋右阶剪切带内都可以在岩桥区形成拉分盆地。

在 1982-1984 年研究沿海原活动断裂带中分布的拉分盆地时，以 1: 50000 地质填图结果为基础，根据对断裂带的演化历史及其几何学、运动学和动力学的综合研究，认为控制拉分盆地发生、发展和消亡的断裂构造组合是边界走滑断层、边界正断层和内部张剪切断层。在拉分盆地发育的早期以边界走滑断层的枢纽运动为主，边界走滑断层作末端扩展形成了边界正断层，最后当与边界走滑断层呈小角度相交的内部张剪切断层沟通拉分盆地时，拉分盆地便趋于衰亡(陈社发和邓起东, 1985；Deng Qidong et al., 1986)。

邓起东等(Deng Qidong et al., 1986)根据海原活动断裂带上和滇西北地区拉分盆地的有关参数，按照边界走滑断层的深度(D)或长度(L)、它们之间的隔离量(S)和重叠量(O)，将拉分盆地划分为四种变形类型(图 2. 2. 34)。

(1) 若 $D \gg 0, S$ 且 $S/O \geq 1$ ，即断层深度远大于断层隔离量和重叠量，且断层隔离量与重叠量之比大于或等于 1，则拉分盆地表现为菱形盆地，盆地内部仅有一个沉降中心，位于盆地的中部或一侧，称为单中心型(图 2. 2. 34a)。

(2) 若 $D \gg 0, S$ ，而隔离量与重叠量之比小于 1($S/O < 1$)，则拉分盆地表现

为狭长的矩形或斜长地堑。拉分区的最大变形分别位于两端，往往形成两个同等规模的沉降中心(图 2. 2. 34b)。

(3) 若 $D < 0, S$ ，则次级剪切断层在岩桥区的相互作用很小，仅在断层末端形成正断层或张性地堑，而岩桥区的中部不形成拉分盆地(图 2. 2. 34c)。

(4) 若走滑断裂带是由多条次级剪切断层斜列而成的，随着断层走滑位移量的增大，相邻的拉分盆地相互连通，形成规模较大的拉分盆地或拉分区，且具有多个沉降中心(图 2. 2. 34d)。

拉分盆地是一种与走滑断裂带密切相关的特殊的拉张构造。由于构造背景和区域应力场不同，拉分盆地的演化途径可以是多种多样的。但是它们有一点是共同的，即拉分盆地总是形成于走滑断裂带中次级剪切断层错列过渡的岩桥区，并且是岩桥区由走滑派生的局部拉张应力作用的结果。

海原活动断裂带中拉分盆地的形成和演化经历了如下 5 个阶段(图 2. 2. 35)。

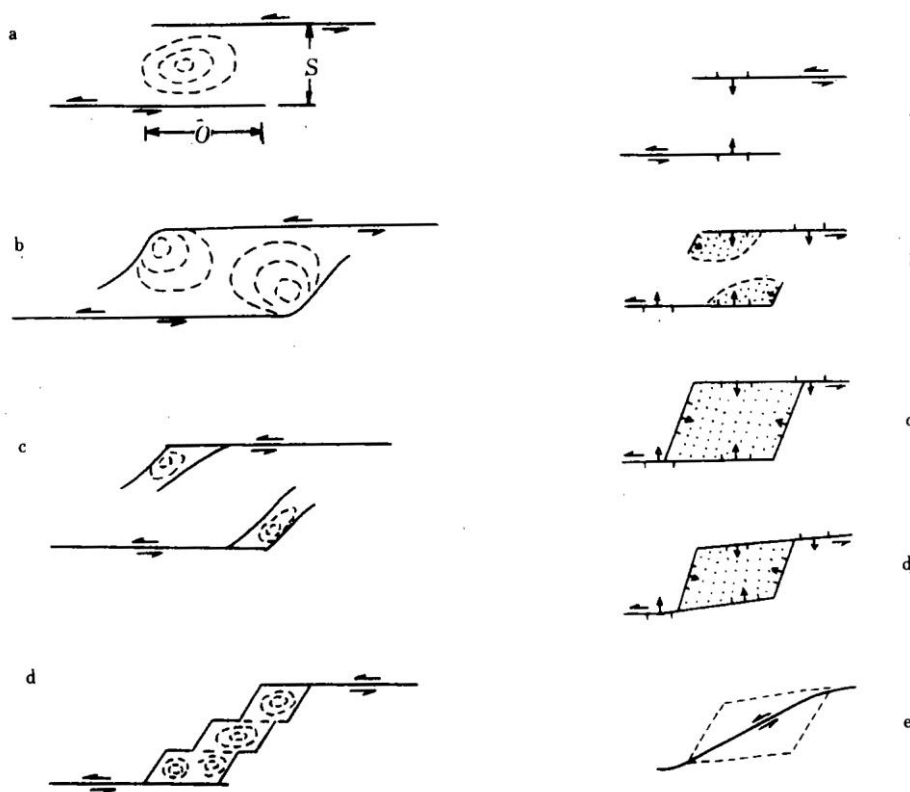


图 2. 2. 34 拉分盆地的变形类型
(据 Deng Qidong et al., 1986)
S. 断层隔离量; O. 断层重叠量; a. 单中心型: $D >> 0, S$ 且 $S/O \geq 1$;
b. 双中心型: $D >> 0, S$ 且 $S/O < 1$;
c. 尾端拉张型; d. 拉分盆地组合型(多

a. 拉分盆地的发育背景; b. 拉分盆地的发生;
c. 菱形拉分盆地的形成; d. 菱形拉分盆地的发展中心型)

图 2. 2. 35 海原活动断裂带中拉分盆地的演化模式

e. 拉分盆地的消亡

1. 拉分盆地的发育背景(图 2. 2. 35a)

早更新世中晚期以前,区内发育的平行逆断裂系为走滑断层的发生、发展提供了构造背景。早更新世中晚期,沿海原活动断裂带的左旋走滑运动发生,剪切变形带内的平行逆断裂在新的应力条件下重新活动,形成平行而斜列的次级剪切断层,它们彼此首尾相互重叠,构成了拉分盆地发育的构造背景和力学环境。

2. 拉分盆地发生阶段(图 2. 2. 35b)

由于反错列岩桥区的局部拉张环境,而且次级剪切断层的枢纽运动使断层两盘块体的运动以剖面旋转为主,两盘块体在滑动前方挤压隆起,滑动后方拉张下降,这样,在反错列的岩桥区段形成边界走滑断层的正走滑运动。二者叠加,岩桥区地貌反差增大,有利于拉分盆地的发生。

由于次级剪切断层左旋走滑运动的发展,沿断层面的剖面旋转作用逐渐增强,垂直运动幅度不断增大,就会在两条次级剪切断层的末端发生张性扩展,形成与边界走滑断层成大角度相交的正断层,构成拉分盆地的雏形。

3. 菱形拉分盆地的形成(图 2. 2. 35c)

随着沿次级剪切断层走滑量的增大,一方面使断层剖面旋转作用加剧,另一方面,次级剪切断层尾端张性扩展进一步增强,终于形成了与边界走滑断层成大角度相交的边界正断层系。边界正断层贯穿整个岩桥区后,连通了两条次级剪切断层,形成了菱形拉分盆地。

由于边界走滑断层的活动程度不同,岩桥区可能经受不平衡力的作用。因而,一方面,活动幅度较大一侧的边界走滑断层的走滑量和正断层倾滑量均较大,因而控制该拉分盆地的沉积中心;另一方面,活动程度较大一侧的次级剪切断层的尾端正断层可能发育较早或较为完整,其活动幅度也较大,另一条边界正断层发育可能相对较差,甚至不发育,前者的进一步活动,也可能控制该拉分盆地的沉积中心。因而,拉分盆地可以形成倾向活动幅度较大一侧的边界走滑断层,也可以倾向发育较早、活动程度较大的边界正断层,形成不对称倾斜盆地。

4. 菱形拉分盆地的发展(图 2. 2. 35d)

随着拉分盆地的成熟,边界走滑断层活动可能发生平面迁移,在水平方向上,边界走滑断层逐渐由盆地边缘向盆地内部,即向接近剪切带总体走向迁移,此时,拉分盆地范围可能逐渐缩小。如邵水盆地南北两侧和荒凉滩盆地南缘的断层活动。这些边界走滑断层上的新的断层成分既可能原来即已程度不同地存在,也可能是边界走滑断层在其垂直滑动过程中形成的次生构造。在后续构造变形中,由于剪切应变更集中,剪切应变带宽度逐渐变小,从而使接近剪切带边缘及偏离剪切带走向较大的断层活动强度减弱,而与剪切带核心更加接近,且与剪切带总体方位更加相近的断裂活动增强。于是,边界走滑断层活动便由盆地边缘向剪切带总体方向迁移,即向拉分盆地内部迁移。由此可知,在这一阶段,拉分盆地呈现缩小的状态。

5. 拉分盆地的消亡(图 2. 2. 35e)

关于拉分盆地的消亡,前人一般认为,随着边界走滑断层位移量的增大,盆地长度也逐渐增大,当盆地长度为其宽度的3倍时拉分作用便趋于停止。这是一种可能的方式,从海原活动断裂带上的拉分盆地来看,可能还存在着另一种方式。前已述及,我们在一些拉分盆地中发现了一种新的断层类型——拉分盆地内部张剪切断层,它们是在拉分盆地发育的中晚期形成的新活动断层。值得注意的是,这种内部张剪切断层不同于前人所说的主断层拐弯段,或与主断层(边界走滑断层)成小角度相交的斜交断层,因为这种连接主断层的斜交断层仅存在于拉分盆地发育的初期,随着拉分作用的进行,斜交断层的两盘被拉开,并在其间形成拉分盆地,斜交断层也就不复存在。而海原活动断裂带上的干盐池盆地长宽比分别为3.2和2.7,已经超过或接近A. 奥迪和W. P. 曼(A. Audin and A. Nur, 1982; W. P. Mann et al., 1983)设想的拉分盆地消亡时的长宽比值,但这拉分盆地中的内部张剪切断层现在不仅存在,而且是拉分盆地最主要的新活动断层,1920年海原地震时,沿拉分盆地两侧的边界走滑断层一般没有地震地表破裂发育,地震地表破裂都沿盆地内部张剪切断层产生,形成最新断层陡坎,并使冲沟发生左旋位移。由此可见,拉分盆地的另一种可能的消亡方式是在拉分盆地发育的晚期,由于内部张剪切断层的形成,使控制拉分盆地的两条次级剪切断层得以连通,在后续构造变形中,走滑断裂带两盘块体在拉分区将沿内部张剪切断层活动,不再沿边界走滑断层位移。这样,拉分区的拉分作用也就难以继续发生,拉分盆地就将趋于消亡。所以,可以说,拉分盆地内部张剪切断层的发生,构成了拉分盆地逐渐走向消亡的标志。在海原活动断裂带中,大营水盆地内部张剪切断层形成较早,该盆地正在趋于衰亡,干盐池盆地也已产生内部张剪切断层,也已开始这一消亡过程。

由于拉分盆地内部张剪切断层在拉分盆地构造活动和演化过程中的重要性,我们还要对其形成机制专门进行一些讨论。

拉分盆地内部张剪切断层形成之后对盆地沉积作用具有控制作用,盆地的最新沉积和地面沉降中心均局限于内部张剪切断层附近,呈长条状分布,使盆地沉积范围缩小。在后续构造变形中两侧块体将沿内部张剪切断层活动,边界走滑断层上的位移不再占主导地位。这样,岩桥区的拉分作用将难以继续发生,拉分盆地也将逐渐趋于消亡。内部张剪切断层的发现及其在拉分盆地演化过程中的作用对于研究巨型走滑断裂带的演化历史具有十分重要的意义。某些巨型线性走滑断裂很可能是由早期斜列的次级剪切断层经内部张剪切断层(位于拉分区)和压剪切断层(位于推挤构造区)连通形成的。当然,这还需要作更为广泛深入的研究。

(2) 干盐池拉分盆地介绍

干盐池拉分盆地位于南、西华山北麓断层(SF4)与黄家洼山南麓断层(SF5)呈左阶错列的岩桥区(图2.2.36、图2.2.37),长8km,宽3km,长宽比为2.7。盆地形态较规则,为典型的菱形拉分盆地。盆地内部地形平坦,向北倾斜,地表

均为全新统冲洪积物及蒸发盐类所覆盖。钻孔揭示盆地第四系厚度大于 176.15m。

盆地北东侧出露前寒武系白云母石英片岩和大理岩、白云石大理岩以及渐新统紫红色砂岩和泥岩。北西侧和南东侧分布有前寒武系白云母石英片岩和上更新统风积黄土。南西侧广泛出露下更新统砾岩，并且零星分布有上泥盆统砖红色砂岩和砾岩。盆地内部则为全新统冲洪积碎石、砂砾、粘砂土及蒸发盐类堆积。盆地北东缘的正走滑断层走向 $300\sim 315^\circ$ ，倾向南西，倾角较大，为南、西华山北麓断层西段。在邵家庄以东断层连续出露，表现为前寒武系大理岩和渐新统红层与盆地第四系呈正断层接触，地表可见断层陡坎或陡崖。邵家庄以西断层断续出露，走向为 315° 。1920 年海原大地震时盆地北东缘的正走滑断层虽有活动，形成一些断层陡坎和凹槽，但并不出现连续的地震地表破裂带，主要的地震地表破裂带是沿盆地内部张剪切断层发育的。

黄家洼山南麓断层东段控制了干盐池盆地南西缘，在盆地边缘的前寒武系片岩中形成断续出露的断层破碎带，前寒武系及其上覆下更新统砾石层与盆地内第四系呈正断层接触，断层走向为 310° ，倾向北东。探槽揭示断层面上发育两组擦痕，侧伏角分别为 60° 和 40° ，显示断层运动具有较大的倾滑分量。

盆地北西侧出露三条近于平行排列的边界正断层(NF1)，长度分别为 2km、6km 和 4.5km。断层东段走向近东西，向西逐渐变为 280° 左右，断面均向南倾斜，断层上盘呈阶梯状逐级向盆地方向降落。

干盐池盆地的地震地表破裂主要沿盆地对角线方向贯穿盆地，并使南、西华山北麓断层与黄家洼山南麓断层相互连通起来，其延伸方向与海原活动断裂带的总体走向(约 290°)一致。这就是发育于干盐池拉分盆地内部的张剪切断层—干盐池—唐家坡断层(ESF1)。干盐池—唐家坡断层在平面上呈反“S”形，由正断层陡坎与鼓包—张裂缝系组成。断层走向 $280\sim 300^\circ$ ，总体走向约 290° 。在唐家坡以西断层西段表现为南西盘下降的正断层陡坎或小地堑，断层崖高度一般为 0.4~0.9m，其走向与盆地南西缘的正走滑断层交角为 20° 。槽探揭示正断层倾滑错距可达 4.5m。向东则以鼓包—张裂缝系为主，一系列田埂被左旋错移，一般左旋水平错距为 3.4~6m，最大可达 6.5~7.5m。在唐家坡村东的树林里，地表显示南盘相对下降。北盘相对上升。在现代盐湖的南缘正断层陡坎十分壮观，陡坎高度达 2m 以上。在长达 2.5km 的距离内断层陡坎连续发育，北盘下降。在团庄北侧，地震时由于断层错动新出露一股泉水，至今长流不息，成为当地村民的主要饮用水。断层东延因耕地和修筑公路而严重破坏，但至红岷子羊圈附近，断层再次出现，并与盆地北东缘的正走滑断层相交，交角为 20° 。由此可见，干盐池—唐家坡断层具有显著的走滑性质，并且兼有张性特征，在其两端与边界正走滑断层以小角度相交，并使二者连通起来。

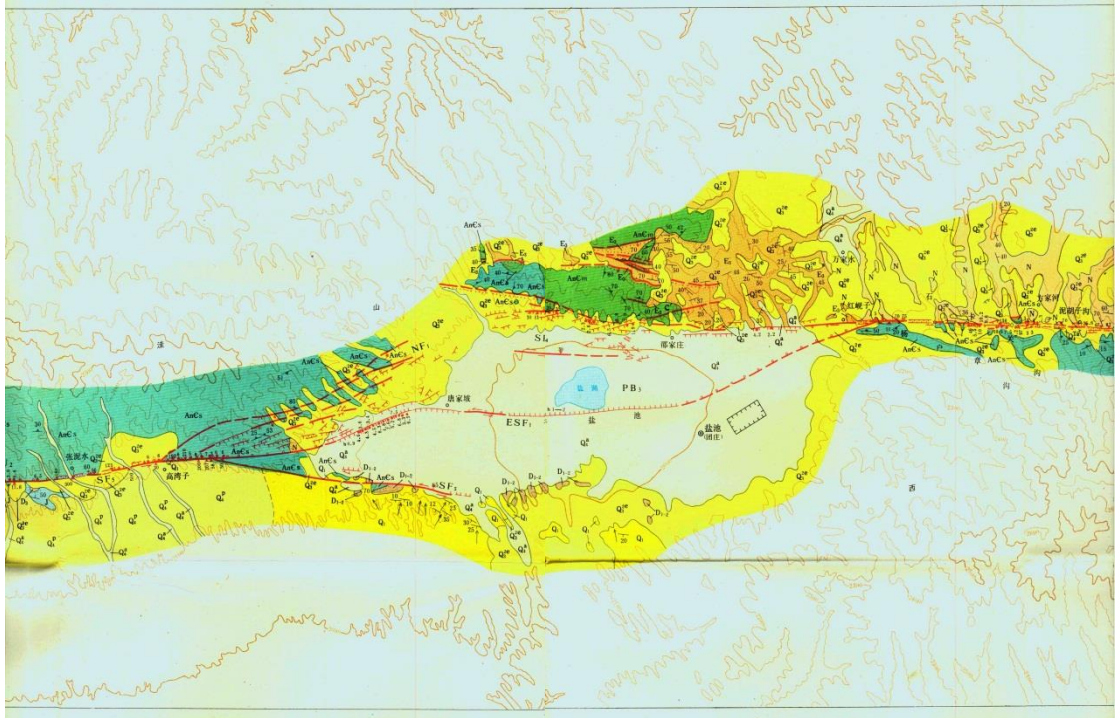


图 2.2.36 干盐池拉分盆地分布图（国家地震局地质研究所等，1990）

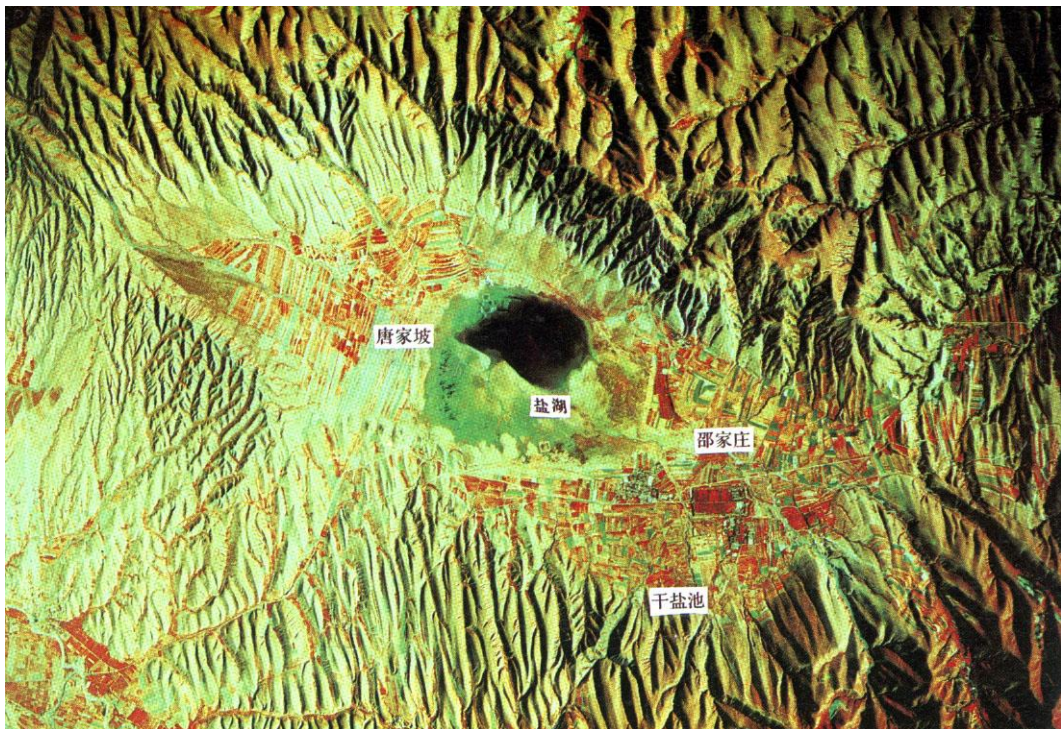


图 2.2.37 干盐池拉分盆地卫星影像特征（国家地震局地质研究所等，1990）

观察要点：盆地边界断裂、盆地中间张剪切断层。

思考要点：干盐池盆地的形成机制。

现场作业：依据参考资料、观察到的现象作一组干盐池盆地的演化模式图。

4. 窑洞水断裂

1. 断裂几何结构与地貌特征

东南起于赵马井西，向西北和向西经窑洞水、莫尔水南，止于景庄盆地北缘。走向 $340\sim 280^\circ$ ，倾向南西，倾角 50° 以上，总体呈向东北凸的弧形，长约40km。断裂发育在寒武系、泥盆系构成的山地与晚更新世黄土台地之间，部分段落通过山地内部，西端构成景庄盆地的北界（图2.2.38）。地貌上南侧为海拔2000m以上的中山，北侧为2000m以下的黄土台地（图2.2.39），西端北侧是基岩中山，南侧是景庄盆地。除两侧地貌单元不同外，沿断裂还有断层崖、断层陡坎、断层槽地等。

窑洞水断裂与五佛寺断裂呈左阶羽列（图2.2.38）。

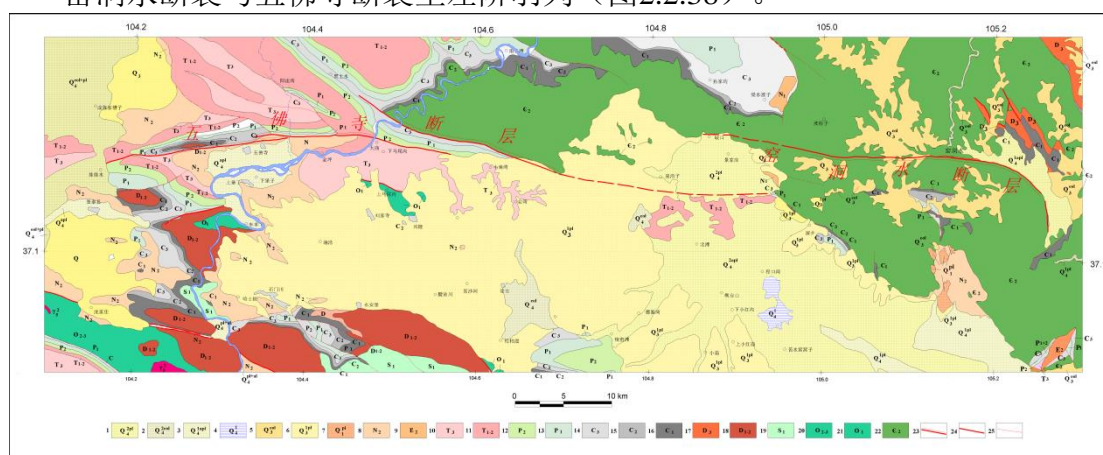


图2.2.38五佛寺—窑洞水断裂带地质构造图

1.全新世中晚期冲洪积物；2.全新世中晚期风积物；3.全新世早期冲洪积物；4.全新世湖相沉积；5.晚更新世风积物；6.晚更新世冲洪积物；7.早更新世洪积物；8.第三系上新统；9.第三系古新统；10.三叠系上统；11.三叠系中-下统；12.二叠系上统；13.二叠系下统；14.石炭系上统；15.石炭系中统；16.石炭系下统；17.泥盆系上统；18.泥盆系中-下统；19.志留系下统；20.奥陶系中-上统；21.奥陶系下统；22.寒武系中统；23.晚更新世活动断层；24.早、中更新世活动断层(虚线为推测)；25.前第四纪断层；



照2.2.39 窑洞水断裂两侧地貌照片（镜向：西）

（断裂南侧为寒武系构成的中山，北侧为黄土台地）

观测点11：窑洞水西断层剖面及冲沟位错

位于窑洞水西，断层左旋位错冲沟，并寒武纪灰绿色变质砂岩、板岩逆冲到黄土之上，其上仅盖有很薄的现代风积粉砂（图2.2.40），另外，黄土之下为泥

盆系砾岩, 显示断层下部为寒武系与泥盆系接触, 上部为泥盆系与第四系接触。断裂活动性质为逆走滑运动。根据前面黄土形成时代的分析, 断裂最晚活动时代为晚更新世。

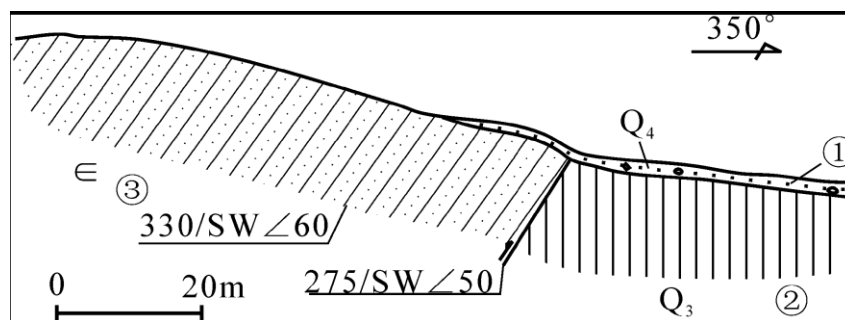


图2.2.40窑洞水西断层剖面

① 层粉砂; ②上更新统风成黄土; ③灰绿色寒武纪变质砂岩、板岩

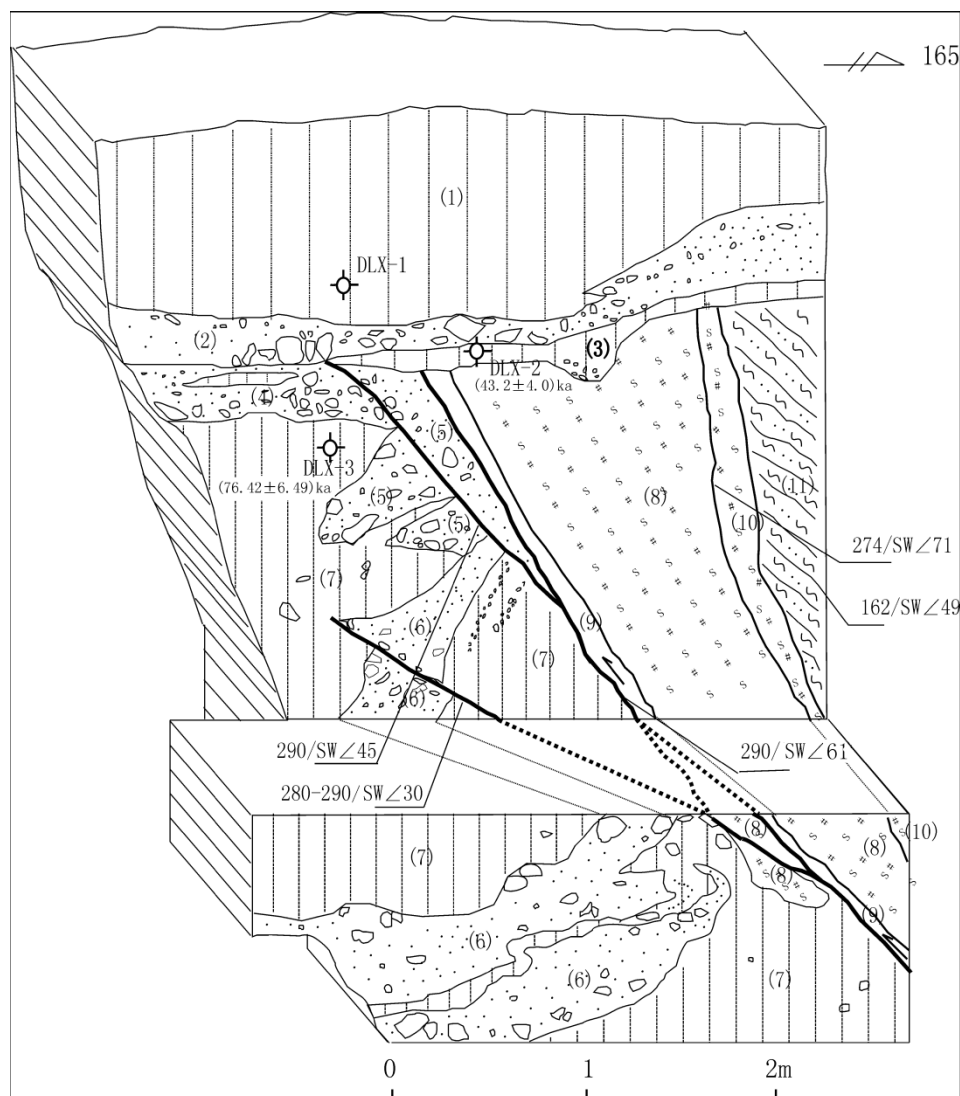


图2.2.41 窑洞水东大渠梁西侧冲沟探槽剖面

(1)土黄色表层土; (2)灰色砾石层; (3)黄色粉砂; (4)灰褐色砾石层, 含黄土透镜体; (5)灰褐色含土砾石层; (6)灰绿色砾石层; (7)灰褐色含砾粉砂; (8)灰绿色、棕褐色断层破碎带和断层泥

大渠梁西侧冲沟旁探槽: 探槽位于相当于冲沟 II 级阶地位置, 高出沟底3m

左右。除揭露出宽几米的断层破碎带和厚10cm的断层泥外，还揭露出2条最新活动的断面，它们分别切割了相当于冲沟Ⅱ级阶地位置的冲洪积砾石层、细砂层和含砾砂层，其性质为逆断层（图2.2.41）。沿主要断面水平擦痕发育，又反映了断裂的左旋走滑性质。根据前面的分析，Ⅱ级阶地的形成时代为晚更新世。其中层(3)粉砂中的热释光样品DLX-2 测试结果为 $(4.32 \pm 0.40) \times 10^4 \text{a}$ 和 $(3.76 \pm 0.30) \times 10^4 \text{a}$ ，层(7)含砾砂层中的热释光样品DLX-3 测试结果为 $(7.64 \pm 0.65) \times 10^4 \text{a}$ ，断裂的最新活动时代是晚更新世晚期。

观察要点：断层两侧的岩性，断层通过位置的地貌。

思考要点：基岩前第四系中发育的断层与第四纪中断层的关系。冲沟拐弯与断层走滑运动的关系。

现场作业：依据现场观察素描断层剖面图和，勾画断层运动平面示意图

5、贺兰山西麓断裂

观测点 12：小苏海图 I 级阶地断错及探槽剖面

小苏海图观测点位于小苏海图村北东约 500m。这里需要观测的主要地质现象有：

(1) 河流阶地被断错：这里有一条由东向西流淌的无名沙河，其北岸发育宽大的、高出河床约 1.5m 的 I 级阶地和高出河床 60 余米的 IV 级阶地（山前一级洪积台地）。其中在 I 级阶地上，见到了一条走向 350° 、横穿阶地的年轻地貌陡坎（图 2.2.42）。该陡坎长约 200m，东高西低，落差 1.0m 左右，最大坡度角 19° 。遥感影像上看，与贺兰山西麓断层延伸线重合，显然是断层错动的最新地表痕迹。



图 2.2.42 一级阶地地貌陡坎

此外，继续向北观察，我们还可以看到断层错断了河流 IV 级基座阶地（也是贺兰山西麓最高洪积台地面）。该阶地顶部有一套 Qp2 灰色钙质砾岩层覆盖。利

用这套砾石作为标志，对IV级阶地进行了剖面实测，得到断层自 Qp2 灰色钙质砾岩层沉积以来的垂直断距为 38.6m。

(2) 探槽：垂直 I 级阶地开挖了一个探槽。该槽探东西布设，横跨断层 I 级阶地上的年轻地貌陡坎。探槽长 16m，深 3.5m。剖面揭示到一组断面(图 2.2.43、图 2.2.44)，整个剖面构成了一个小地堑系统（负花状构造，走滑中地表带有张性分量）。其中东侧 f1、f2 断面高角度西倾，倾角 79° ，均显示为正断层；西侧 f3 断面高角度东倾，倾角 70° 左右，亦表现为正断层。断层发育在第四系的冲、洪积砾石层和黄土层内，探槽顶部、地堑上部为第四系黄土，其下主要为砂砾石层。根据地层的岩性、色调和结构，共分为 7 层，均属于上更新统上部，层①~③主要为黄土，层④~⑦主要为砂砾石层。

断层错动形成了崩积楔和断层塘（小地堑）沉积等丰富的古地震信息。综合分析，剖面上可鉴别出二次古地震错动事件：

事件 I：发生在层⑤沉积之后，层④堆积之前。断层 f1, f2, f3 均发生错动，断开了层⑤~⑦，形成小地堑，堑内堆积了层④。测年结果显示事件发生在 $21.01 \pm 1.79\text{ka BP}$ 到 $17.02 \pm 1.45\text{ka BP}$ 之间。

事件 II：层④沉积后，断层 f1、f2 再次发生错动，层④及其以下地层均被错断，并且在断层 f1 的西侧形成了一个类似崩积楔的堆积，并形成了陡坎地貌，之后坎前沉积了层②和层①。测年结果显示事件发生在 $17.02 \pm 1.45\text{ka BP}$ 到 $12.63 \pm 1.07\text{ka BP}$ 之间。



图 2.2.43 探槽剖面照片

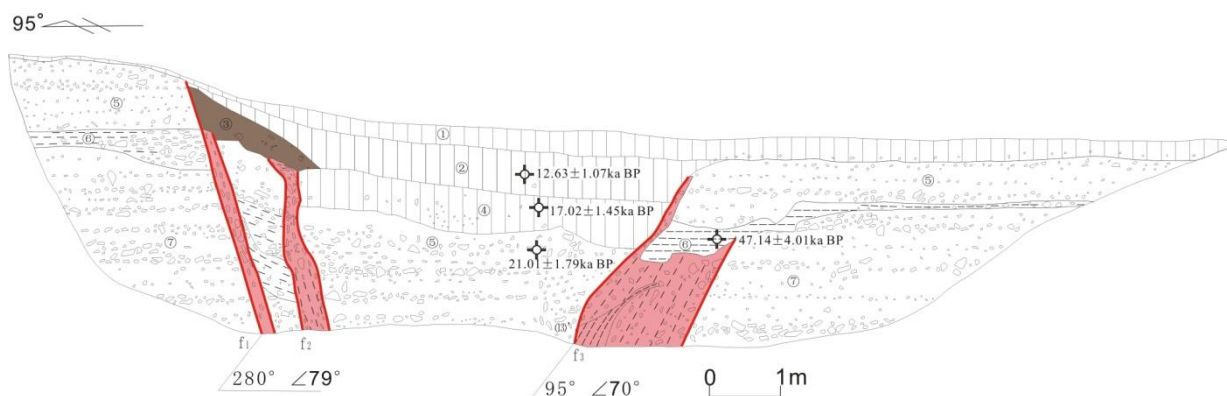


图 2.2.44 小苏海图 I 级阶地探槽南壁剖面图

①表层土，底部含砾；②土黄色风积细粉砂；③崩积楔；④土红色含砾亚粘土，砾石为次棱角状，有层理，主要砾径为 5~7cm；⑤青灰色砂砾石层，水平层理，砾石成次棱角状，主要砾径为 3~9cm；⑥青灰色砂砾石层，水平层理，砾石成次棱角状，主要砾径为 3~9cm；⑦青灰色砂砾石层，水平层理，砾石成次棱角状，主要砾径为 3~9cm。

观察要点：探槽剖面、阶地位错、地貌陡坎等断裂带地貌；第四纪堆积物的成分、粒度、结构、颜色等。

思考要点：正断层地貌及剖面特征。

现场作业：探槽剖面素描，文字说明，实测陡坎剖面。

6、贺兰山东麓断裂

观测点 13：苏峪口 1739 年 8 级地震陡坎

正断层地表破裂往往在地表形成明显的陡坎地貌，原始陡坎地貌如图 2.2.45 所示，较陡立的自由面会迅速崩塌，在陡坎下形成较粗的堆积，随着时间的迁移，陡坎坡度逐渐变缓，在较粗堆积上形成较细的堆积，这样一个由于断层活动在陡坎下形成的堆积称为崩积楔（图 2.2.46），崩积楔的个数代表了古地震的次数。

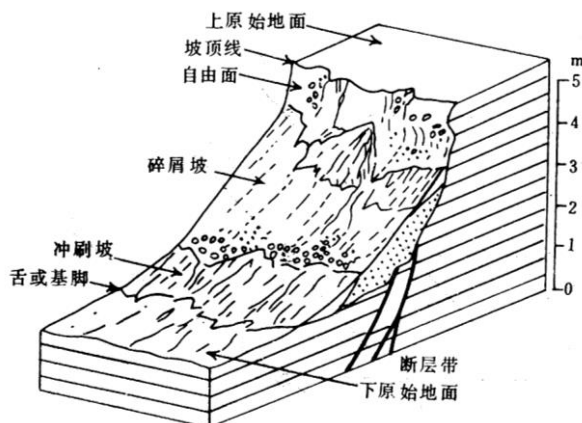


图 2.2.45 断层活动形成的陡坎原始地貌

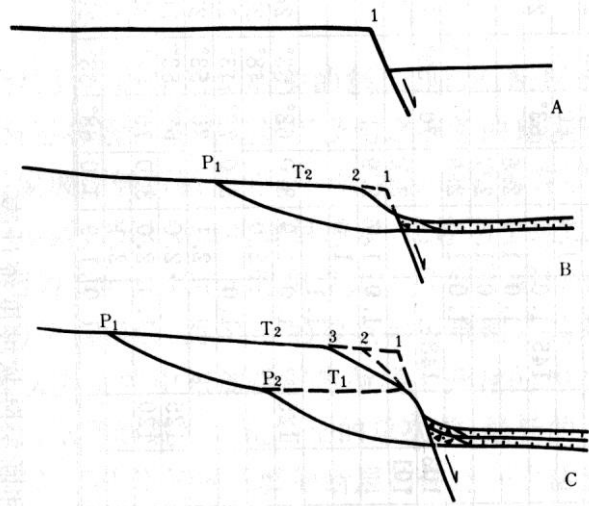


图 2.2.46 断层多次活动形成的陡坎地貌演化

贺兰山东麓地表破裂具有上述地貌特征。苏峪口地表破裂位于插旗口至苏峪口以东的大洪积扇上(图 2.2.47), 以 35° 方向平行山边分布, 距山边 4—5km。断层陡坎折线状延伸, 局部段落为北东、北北东、北西走向。据 8 个探槽揭露, 北北东向断层属正断层, 断面倾向南东, 倾角 $70\sim 80^\circ$ 。

该断层的垂直位移是十分明显的(图 2.2.48), 在中段上、下原始面间最大落差达 11.4m。在下盘个别断面上, 可见向南西倾斜的擦痕, 侧伏角 65° 和 45° , 少数穿越断层陡坎的冲沟被右旋断错, 因而, 断层有右旋走滑性质。

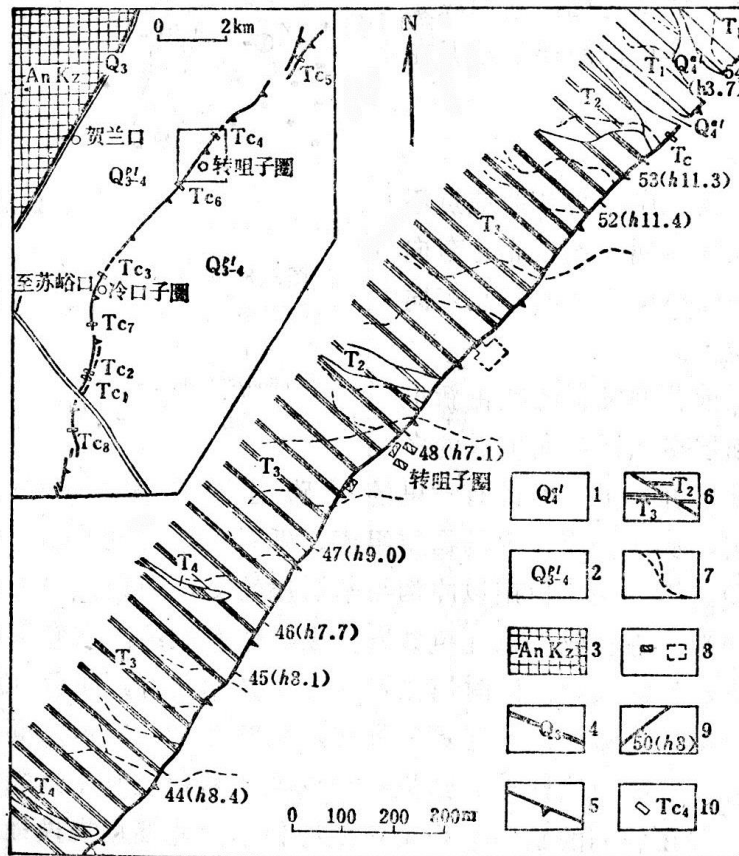


图 2.2.47 苏峪口外断层陡坎局部平面分布图

1.全新世河床堆积；2.晚更新世—全新世洪积；3.前新生界基岩；4.晚更新世以来断层；5.断层陡坎；6.侵蚀台面及其级次；7.冲沟；8.羊圈与废墟；9.实测地形剖面位置、编号及其垂直断距（m）；10.探槽位置及编号



图 2.2.48 苏峪口断层陡坎照片

通过在研究基础较好的红果子沟洪积扇断层崖与苏峪口外洪积扇断层崖进行探槽开挖(邓起东等 1984, 1985; 国家地震局鄂尔多斯周缘活动断裂系课题组, 1988: Deng Qidong et al., 1996), 初步查明了贺兰山东麓断裂带全新世期间的古地震期次。

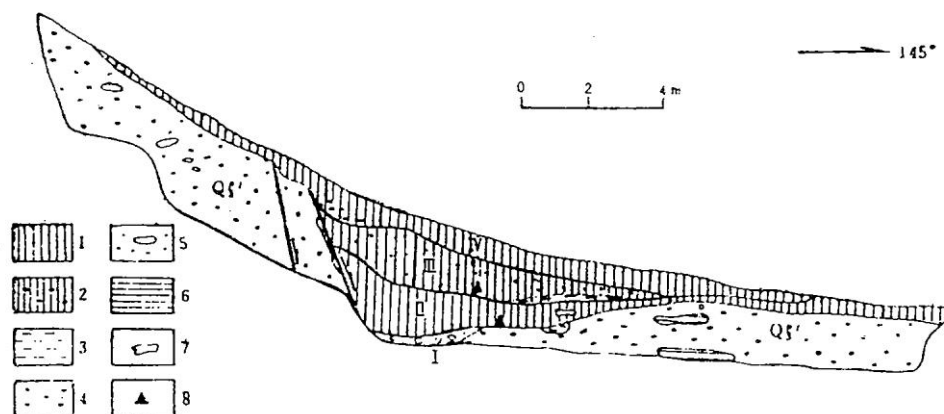


图 2.2.49 苏峪口外断层崖 Tc-1 探槽剖面

(国家地震局鄂尔多斯周缘活动断裂系课题组, 1988)

1.崩积黄土；2.含砾崩积黄土；3.具水平层理的次生黄土；4.冲洪积砂砾石；
5.洪积砾石层；6.冲洪积黄土；7.脊椎动物化石；8. ^{14}C 样品采集点

图 2.2.49 为苏峪口外断层崖 Tc-1 探槽剖面, 断层下盘为洪积粗砾石层, 向贺兰山外倾斜, 倾角 20° 。在断层上盘的下部也出露了洪积砾石层, 并在靠近

断层面处有一段受过变动、层次混乱的砾石堆积，其上为第一个崩积楔，底部为黄土与砾石混杂堆积，上部为含砾石次生黄土，崩积楔底面向断层崖倾，倾角 10° 。覆盖其上的为第二期崩积楔，物质成分与第一崩积楔相近。两个崩积楔之间夹有一层厚 10 厘米、长六米的亚沙土层，具有水平层理，属正常流水沉积。上盘的最上部是一个还在发育中的崩积—冲积层，其底部靠近断面有杂乱砾石堆积，向上是含砾石次生黄土层。此层上部覆盖于断层上，当是 1739 年平罗地震之后的堆积。

观察要点：贺兰山东麓洪积扇地貌，坡面转折、自由面，冲刷坡等断裂陡坎地貌。

思考要点：正断层陡坎的形成与演化，如何依据断层陡坎地貌识别古地震事件。

现场作业：实测陡坎剖面，作陡坎剖面图。

观测点 14：红果子 1739 年 8 级地震地表破裂

红果子沟明长城错动是由原中国科学院西北地震考察队于 1965 年发现并命名的，实际位置在红果子沟北 4km 的大白杨沟北侧（图 2.2.50）。

长城错动附近共有三条断层，中间一条规模最大，称其为主断层，其余两条分别称为东支断层和西支断层，主断层自长城北 500m 处开始出现，向西南方向延伸至红果子沟北岸，长度为 4Km，平面上呈折线状，有 4 个探槽对这条断层进行了控制，断层倾向东南，倾角大于 70° ；西支断层走向北 20° 东，其南以锐角和主断层相交，长度为 500m，亦倾向东南，倾角 80° 。主断层和西支断层均切错了明代修建的长城，前者使长城右旋位移 1.45m，垂直断距 0.35m；后者使长城垂直位错 1.5m，由于这一断点的东西两侧长城的墙面可以对齐，而断点两侧长城的宽度不一，故其水平位移量难以断定，但不可能超过两段长城的宽度差 (2m)。东支断坎在长城以北呈南北走向，长城南转为北东~南西走向，组成向东突出的弧形，这是一条向西北倾斜的断层，倾角 80° ，它与主断层组成了一个地堑构造，最宽处可达 250m。上述三条断层的正断层活动，在地貌上显示为断层陡坎，其中主断层和西支断层将洪积扇垂直错断 5m 左右。东支断层的垂直位移较小，在长城之北，单一陡坎最大垂直位移为 2.3m。由于东支断层向西北倾斜，正断层活动形成断坎东高西低，而洪积扇面向东倾斜的，故由洪积扇面上的片流带来的物质因受阻而停积在西支断层陡坎之前，形成了一系列的断层塘，多数断层塘长宽各数米，最大的断层塘分布在长城北侧，长达 100m，宽 30m，经探槽揭露，塘内沉积的次生黄土厚度为 0.4m，这种小片的次生黄土沉积在以砾石为主的洪积扇面上显得十分醒目。

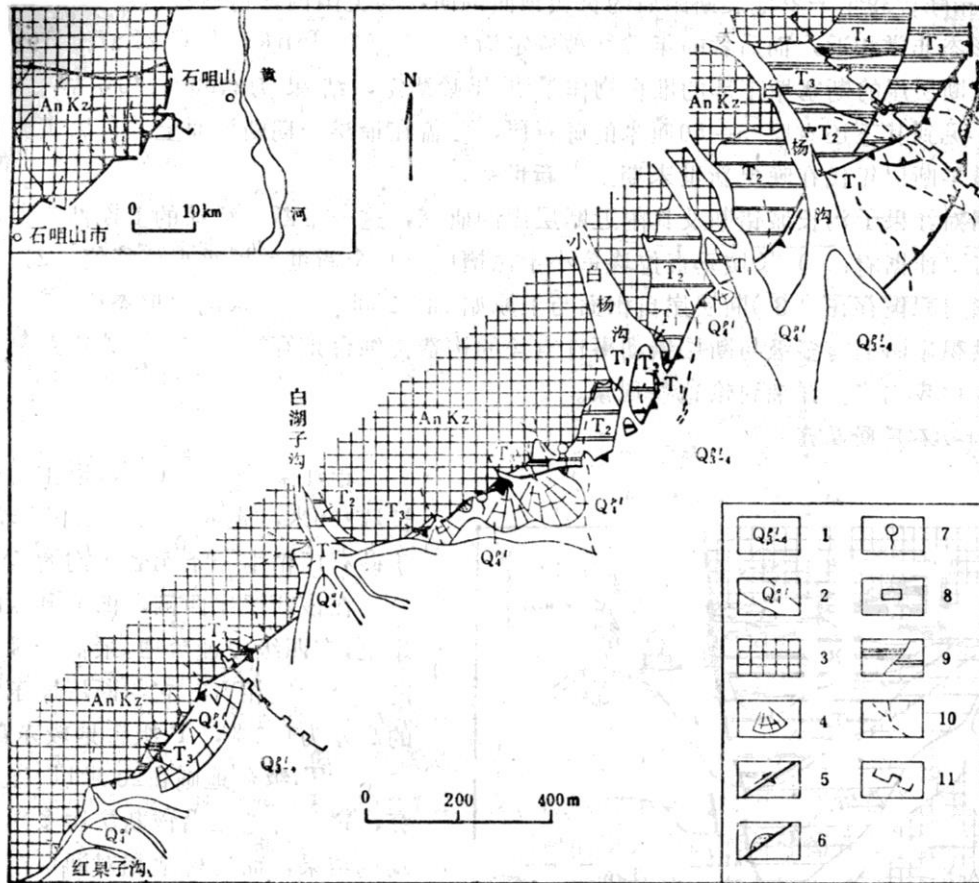


图 2.2.50 红果子沟段地表破裂分布图
(国家地震局鄂尔多斯周缘活动断裂系课题组, 1988)

图 2.2.51 为红果子沟断层崖 Tc-3 探槽剖面，位于长城东断点北侧，是横跨主断层崖开挖的。在探槽剖面上可见，断层下盘是具有水平层理的洪积粗砾石层。上盘底部是洪积细砾石层，向东倾斜，倾角 15° ，它显然受到断层活动的影响。其上是一个三角形崩积砾石堆积，砾石排列杂乱，无层理，底面呈水平状。盖在这个崩积楔之上的是一层次生黄土，它覆盖了两条次级断层，再向上，则是一个透镜体式的崩积体，底部为砾石层，上部为次生黄土，最表层是次生黄土层，覆盖了主断层，该剖面同样包含了 4 次地震事件。

图 2.2.52 和图 2.2.53 为地矿部门对红果子沟探槽的素描图：

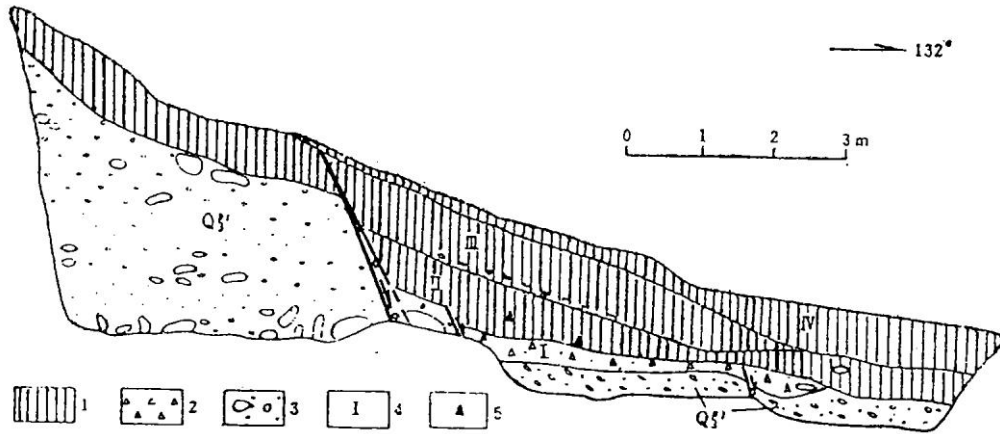


图 2.2.51 红果子沟断层崖 Tc-3 探槽

(国家地震局鄂尔多斯周缘活动断裂系课题组, 1988)

1. 崩积与坡积黄土; 2. 崩积砾石层; 3. 洪积砾石层; 4. 古地震堆积编号; 5. ¹⁴C 样品采集点

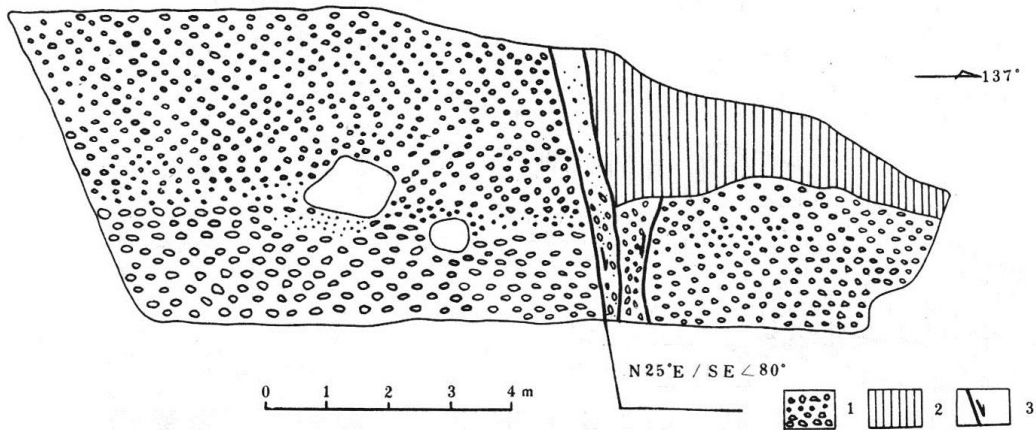


图 2.2.52 红果子沟断层崖 Tc-1 探槽 (周特先等, 1994)

1. 砾石层; 2. 粉砂质粘土; 3. 断层

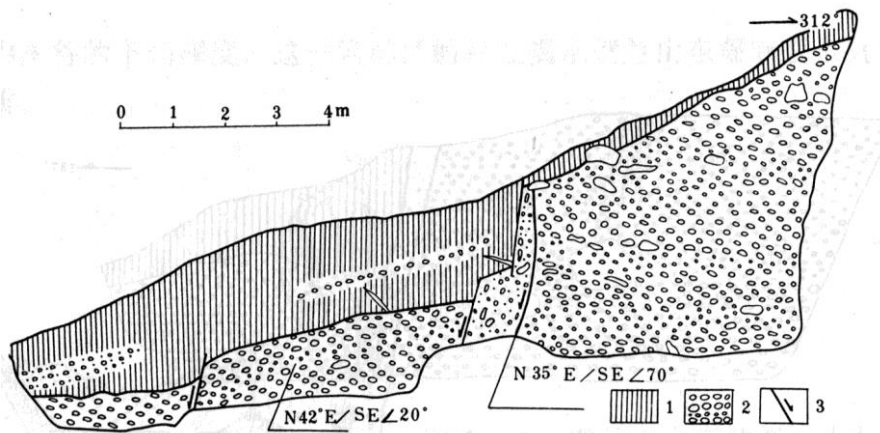


图 2.2.53 红果子沟断层崖 Tc-2 探槽 (周特先等, 1994)

1. 粉砂质粘土; 2. 砾石层; 3. 断层

观察要点：长城位错、探槽剖面、地貌陡坎等断裂带地貌；洪积扇堆积物的成分、粒度、结构、颜色等。

思考要点：1739年地表破裂判断依据、长城水平及垂直位错、正断层地貌及剖面特征。

现场作业：探槽剖面素描，文字说明，实测变形地貌图。

三、野外基本工作方法与要求

(一) 基本工作方法与技能培养

地形图判读，罗盘、放大镜与铁锤的使用，观察点位置的确定，地质现象的观察与描述，野外记录方法，地层剖面图、路线地质剖面图及地质素描图的绘制方法等。

(二) 地质现象观察要点

1. 地层岩性识别

沿途所见沉积岩认识主要矿物成分、结构构造等初步判断岩石所属的类型及成因。

2. 活动构造野外观察

断层地貌的成因和年轻程度；断层位错地层的岩性、时代，断层与地层的交错关系；断层相关堆积的分布与年代；能够准确限定断层活动时间的样品物质与测年方法。

3. 地层与构造

地层接触关系、产状、厚度。断层与节理及其识别，断层两盘的地层及其产状、断层面产状，以及断层证据、性质与动向等。

4. 地貌第四纪地质

微地貌特征，注意构造地貌与外力作用地貌的区别，地貌序列划分；从颜色、粒度、成分、层理、分选、磨圆、结构等特征判断第四纪堆积物的沉积岩相，划分地层层位，采集测年样品。

(三) 野外文字记录与要求

1. 目录编制

野外记录本目录是在野外观察全部完成后编制的。野外观察记录本的“目录”，始于野外记录本目录页的第二页。格式举例如下：

观察点	内 容	页 码
D001	中卫一同心断裂	3
D002	六盘山东麓断裂	6

2. 文字记录格式与要求

日期： 2010 年 9 月 15 日 星期 三 天气： 晴到多云

工作地点： ××××地区

← 2cm →		← 1.5cm →
路线号	L001	
路线	自××××经××××至××××	
任务	1、观察××××—×××× 地层、岩性特征及其接触关系；	
	2、观察××××构造特征、性质及规模；	
	3、观察××××岩性特征及其与围岩的接触关系。	
人员	记录：××××	
	(空一行)	
地质点号	D001	
GPS	经度：×××，纬度：×××，高程：×××米	
点位	位于××××高地，×××° 方向，×××米处的采石公路西侧。	
露头	天然露头，较好	
点性	××××与××××地层界线点(构造观察点、化石点、岩性岩相观察点等)	
描述		
点NW	××××组(地层代号)	
岩性	××××××××。	
化石	××××××××。	
产状	340° ∠78°	
点SE	××××组(地层代号)	
岩性	××××××××。	
化石	××××××××。	
产状	340° ∠78°	
接触关系	××××与××××为×××××接触。其证据为：1、×××××	
	×××××××；2、×××××××××。	
样品	×××岩，B001-1；×××岩，B001-2。	
照片	×××××，Z001-1，镜头方向××	
	(空一行)	
点间号	D001—D002	
点间描述	路线方向：+×××°	

	0m—×××m	
GPS	经度：×××，纬度：×××，高程：×××米	
	××组（地层代号）	
岩性	×××××××××。	
产状	×××° ∠××°（×××米处）	
	×××m—×××m	
GPS	经度：×××，纬度：×××，高程：×××米	
岩性	×××××××××。	
产状	×××° ∠××°（××米处）	
照片	×××岩，Z001-2，镜头方向××	
	（点间观察点内容记录完成后，空一行开始新的观察点内容的描述记录）	

3. 路线观察小结：

- (1) 对当日路线工作量统计（路线总长、地质点个数、素描图个数、照相数量、标本采集数量）；
- (2) 对当日路线的地质认识；
- (3) 存在问题及建议。

4. 野薄记录格式说明

- (1) 每天开始一页应记录日期、天气状况，实习地区。
- (2) 每个野外观察日必须当天、当地完成观察内容的记录，从第 3 页开始记录。
- (3) 点位应以观察点附近的高程点、村庄或其它固定地物作标志。
- (4) 记录本的右面作文字记录，左面作素描图、路线剖面或附贴照片，必要时也可作简要文字批注或补充记录。摄影资料记在相应地质观察记录之后，应注意数码照相编号或底片编号、摄像对象和内容及方位。
- (5) 工作小结应另起一页。记录本内不得记与野外地质无关的内容。
- (6) 产状标记方法（记录或信手剖面）
- (7) 层理：140° ∠30°；断层及节理：320° ∠70°。

(四) 地质图件绘制与要求

所有图件按先后次序编号（图 1，图 2，……），图内必须包括图名、比例尺、方向、图例。所有图件的**图名**放在图的正上方。

1. 实习区交通位置图

实习区交通位置图放在记录本**目录页的第一页**。实习野外工作结束后，绘制实习区交通位置图。根据地理图、选择适当比例尺绘制，包括公路铁路线、河流湖泊、城市、实习区编号等位置和名称，以及实习区编号等的说明。

2. 剖面图

剖面图绘制于记录本的**方格页**上。采用面对剖面的画法，方向位于剖面终点上方，数字比例尺位于图名紧下方，线条比例尺位于图之正下方，图例位于图的最下方。

3. 素描图

素描图绘制于记录本的**方格页**上，其它要求如剖面图绘制。

(五) 实习报告编写与要求

封页 ——实习报告名称：——学认识实习报告。封页要注明，年级、专业、姓名、带班教师姓名及日期。

目录

前言

第一章 区域地质背景

第二章 观测的主要内容

第一节 中卫—同心断裂和海原断裂逆走滑断裂断错地貌与活动性识别

第二节 贺兰山东麓和贺兰山西麓正走滑断裂断错地貌与活动性识别

第三节 六盘山东麓逆断裂断错地貌与活动性识别

第四节 黄河河流阶地与相关堆积物特征

第五节 贺家口子背斜特征及形成时代

第三章 认识与讨论

第一节 逆走滑断裂断错地貌的主要类型

第二节 逆断裂变形特征

第三节 正走滑断裂断错地貌的主要类型

第四节 不同活动性质的断裂与减灾措施

第五节 宁夏未来大震发生地点预测

结语

参考文献目录

报告要求：文字 8000-15000 字；文字工整，语句通顺，图件清晰美观，图文并茂。

附录：区域主要活动断裂

实习区主要分为北部的张性构造构造区和南部的逆走滑构造区。北部张性构造区发育贺兰山东、西麓断裂和黄河断裂；南部逆走滑构造区主要发育中卫一同心断裂、烟筒山断裂、海原断裂和罗山东麓断裂（图 2.2.1）。现将各主要断裂活动特征介绍如下。

1、贺兰山西麓断裂

也称巴彦浩特断裂，是华北地块与阿拉善地块的分界构造。走向近南北至北北西，断裂东侧为贺兰山隆起，西侧为阿拉善拗陷。晚新生代、特别是晚第四纪，断裂活动强烈，构造地貌十分明显。断裂错断了一系列台地和阶地，地貌上表现为一系列年轻的断层陡坎，卫星影像线性特征明显，活动性质表现为挤压逆冲和左旋走滑。

该断裂南起底水，向北经白石头和腰坝水脑子，沿贺兰山西侧台地前缘延伸，穿过巴彦浩特市区、苏木图镇，最后隐伏于腾格里沙漠，地表出露长度约 83km。以腰坝水脑子为界，以南断裂走向 $315\sim 335^\circ$ ，以北 350° 左右。根据断裂的地貌特征及几何结构，将其分为南、中、北三段。

南段与三关口断裂成右阶斜列，走向 NW，过青石嘴子、白石头、塔塔水，终止在腰坝水脑子，长约 19km，表现为逆断层特征。断裂错断了大水沟沟口的 II~III 级阶地，形成清晰的断层陡坎，其中沟南侧断层陡坎高 5~7m。

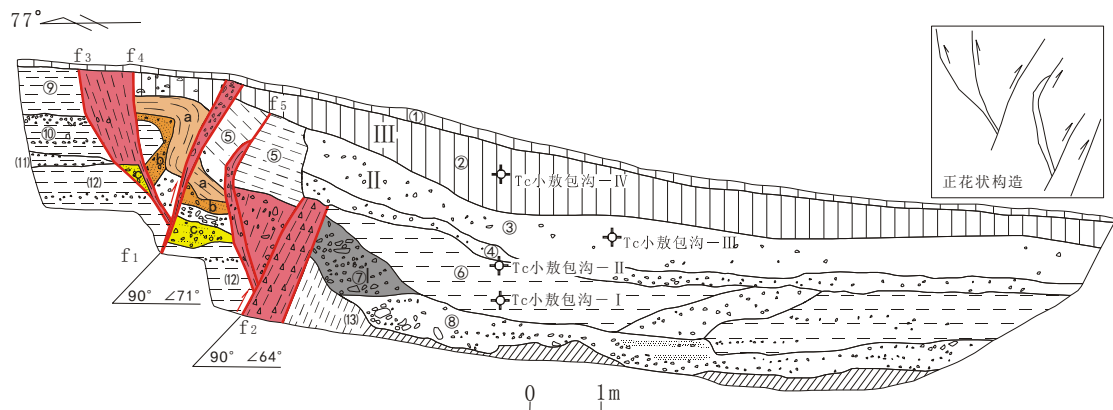


图 4.1.1 小敖包沟北探槽南壁剖面

- ①风积黄土，厚 15cm；②青灰色黄土层；③含砾黄土；④桔红色砂砾石层；⑤青灰色粉砂土，偶含砾；⑥黄土，层理不清。⑦青灰色砂砾石断层崩积楔；⑧灰白色砂砾石层；⑨青灰色粉砂土；⑩锈黄色砂土层；⑪青灰色砂砾石层；⑫灰白色含砾水成砂土；⑬下白垩统砖红色泥质砂岩。

中段长约 37km，走向 355° ，发育在贺兰山西侧洪积台地前缘，与南段成右阶斜列。南起折腰山，向北经大、小奔布尔湖、小苏海图、小敖包沟、周家田、红石头、春发号，背驮巴彦浩特市区腾格里路继续北延，过

河滩、直至敖包图附近。在小敖包沟 II 级阶地上开挖的探槽中见到多条东倾斜的逆冲断层，其中部分断面错断了距今 $11.47 \pm 0.97\text{ka}$ 的层②黄土，为全新世活动断层（图 4.1.1）。

北段断层从依克乌兰陶鲁盖起，向北经巴格乌兰陶鲁盖，到苏木图镇以北隐伏于腾格里沙漠，长约 26.7km。航片上，断层线形特征清晰。在苏木图镇以东断层错断了背斜西翼 3 个砂岩标志层，左旋水平位移为 820m 左右。

综上所述，贺兰山东麓断裂由 3 段组成，北段为逆冲断层，活动时代较老，属晚更新世前活动断裂，而中、南两段的活动时代及活动性质相同，为全新世断裂，活动方式以正断为主，晚第四纪发生过多次活动，一次断错事件的垂直位移约为 0.5m，说明其活动强度不大，到场址的最近距离约 63km。

2、贺兰山东麓断裂

贺兰山东麓断裂带是银川地堑的西侧边界断裂。其西为贺兰山，最高海拔 3556m；其东是平坦开阔的银川平原，海拔 1100~1300m，两者高差达 2200 余米。断裂带北起石嘴山西，南端止于头关，长 120km，总体走向 40° ，倾向南东，倾角在 60° 以上，是一条由一系列正断层组合而成的锯齿状断裂带。在宽 10~16km 范围内，可明显分出 5 条断层（图 4.2.1），它们是：

F1 断层 分布在紫花沟东至头关，沿山麓分布。总长 25km。向北伸入盆地后，据地震反射资料，仍可继续向北延伸。

F2 断层 北自插旗口开始，沿山边延伸到紫花沟，再向南进入山区，走向略向西南偏转。总长度 52km，其中山区一段为向南东倾斜的正断层，东降西升，长 20km，两侧地形高差达 1000 余米。

F3 断层 自炭井沟口南侧开始，沿山边经崇岗西、暖泉西，然后与插旗口、苏峪口外洪积扇上的断层崖相连。从炭井沟口向北进入山区，分布在中生带地层中。总体长 75km，其中作为地堑边界的段落长 37km，而以洪积扇上断层崖方式出露的有 20km。这是断裂带中规模最大、现象最为丰富的一条断层。

F4 断层 自王全口至简泉西沿山麓分布，长约 10km。据地震勘探资料，在炭井沟东隐伏于盆地中。

F5 断层 从红果子沟长城北，延伸至王全口东，长约 8km。地震勘探结果表明，在简泉东 F1 的南延部位上，有隐伏正断层，故从地表所见的王全口东向南伸入地堑，呈隐伏状。

贺兰山东麓断裂在晚更新世晚期以来有大量的活动证据，其中最突出的是年轻松散沉积物中发育的断层崖（图 4.2.2）。

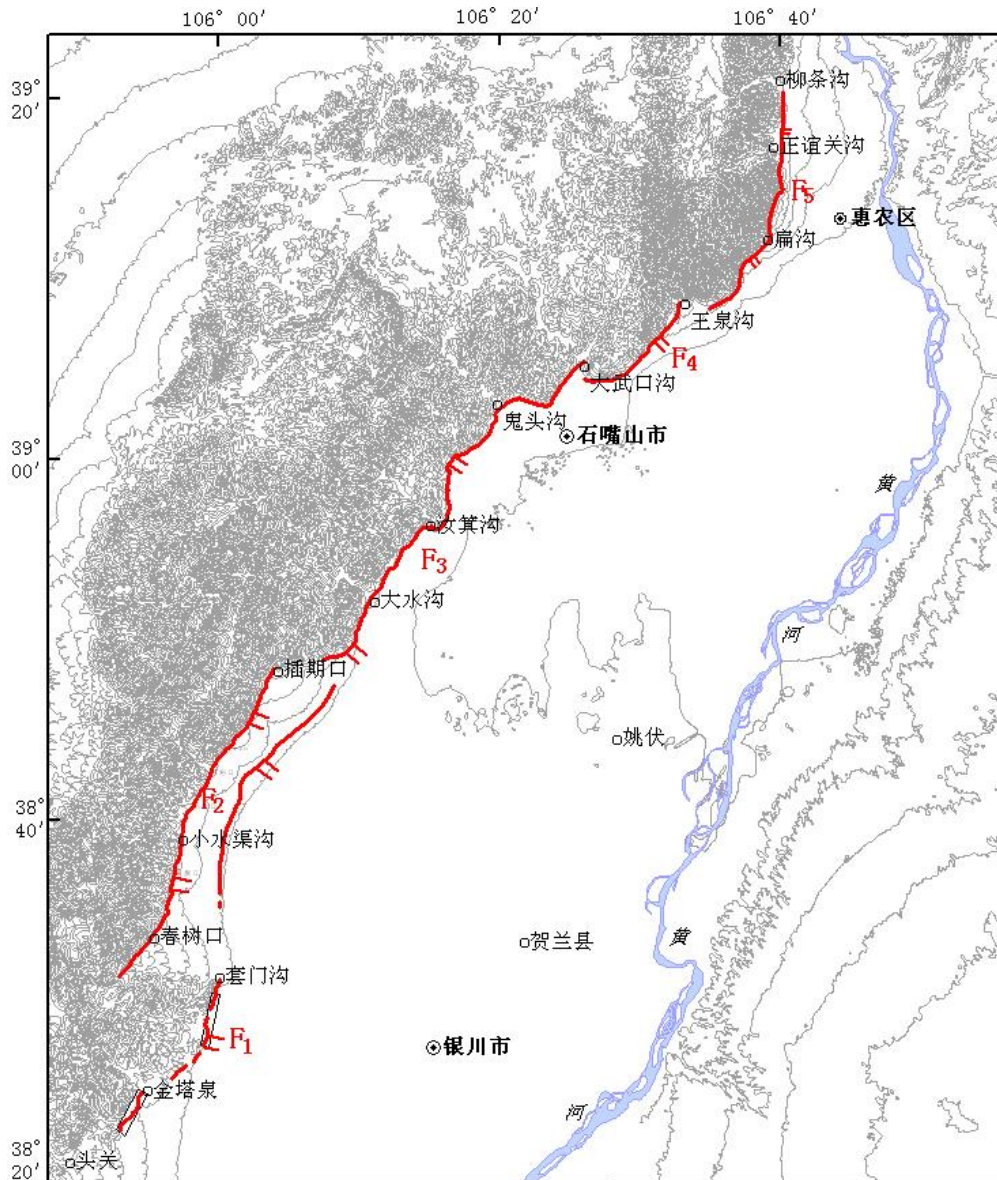


图 4.2.1 贺兰山东麓断裂分布图

公元 1739 年平罗 8 级地震是银川盆地发生的有历史记载以来的最大地震，它沿贺兰山东麓断裂形成地表破裂带，表现为北北东向展布的一系列山前洪积扇断层崖（图 4.2.3），展布范围北起红果子沟长城的北侧，向南延至黄旗口附近，总长约 88km，由互不相连的五段组成，它们依次向南错列，并在第二、三段间有 25km 的间断。这些断层崖是贺兰山东麓断裂带的一个组成部分。



图 4.2.2 贺兰山前洪积扇上的断层陡坎

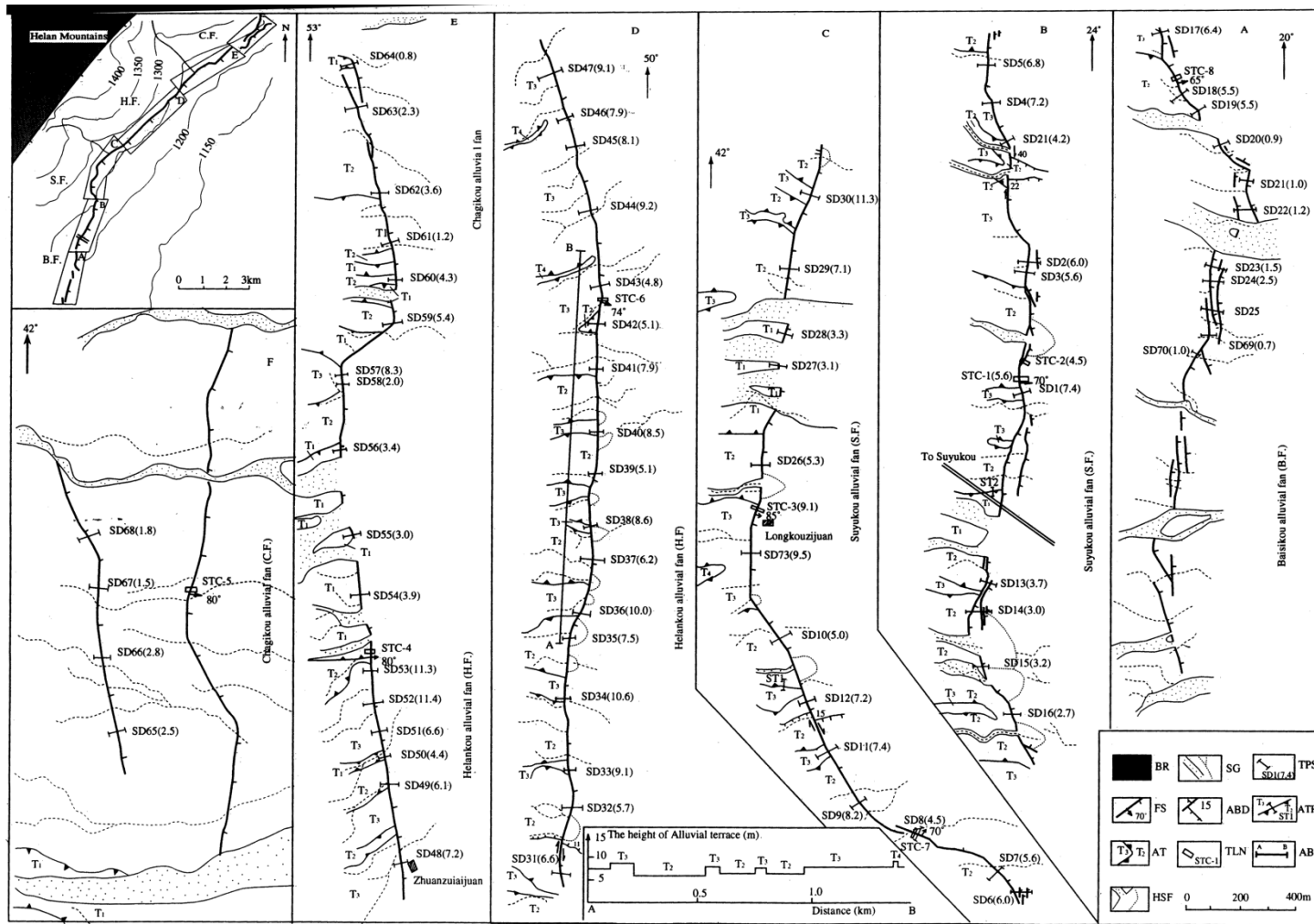


图 4.2.3 贺兰山东麓断裂地表陡坎及实测剖面、探槽分布图

图 4.2.4 为地表陡坎实测剖面，这次地震造成的垂直位移南段大于其他各段，最大达 4.4m，平均垂直位移值为 2.25m(国家地震局鄂尔多斯周缘活动断裂系课题组，1988)。在红果子沟贺兰山东麓断裂错断明代长城，使长城垂直位错 1.5m (图 4.2.5)，右旋平移 1.45m (图 4.2.6)。

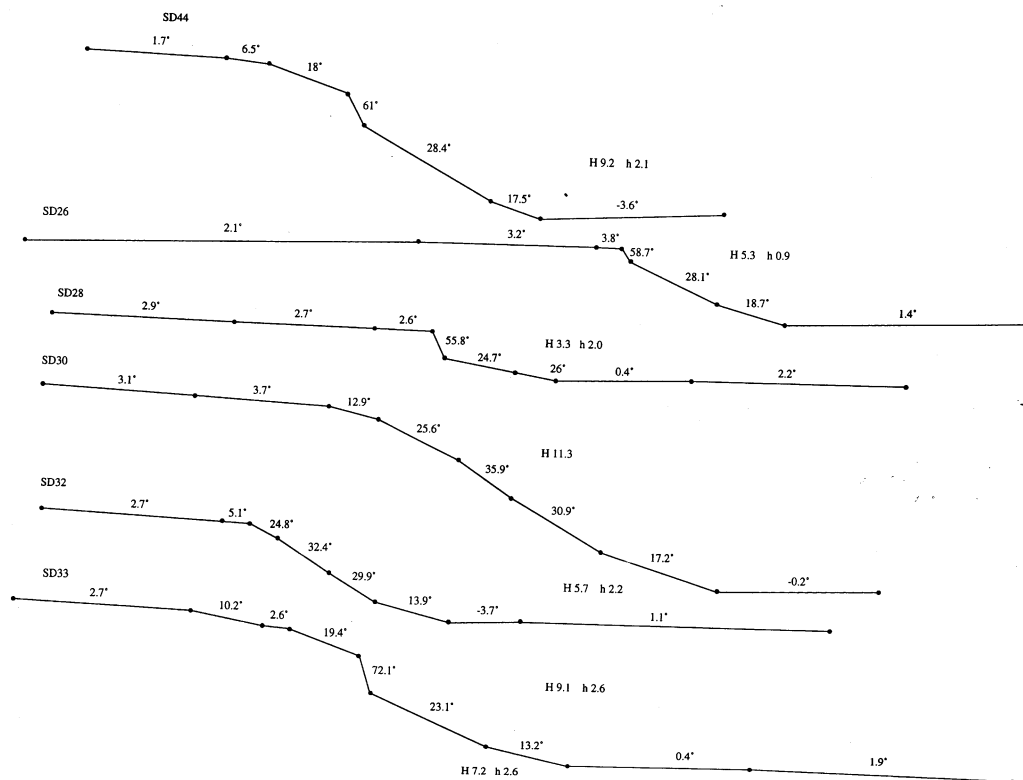


图 4.2.4 贺兰山前部分实测陡坎剖面



图 4.2.5 长城垂直位错 1.5m



图 4.2.6 长城右旋位错 1.45m

全新世中期以来，苏峪口断层崖的最大平均垂直滑动速率为 2.1mm/a，红果子断层崖的最大平均垂直滑动速率为 0.88mm/a(国家地震局鄂尔多斯周缘活动断裂系课题组，1988)。

3、黄河断裂

本断裂控制着银川地堑的东界，北起石嘴山，经陶乐至灵武南，全长 130km。在横城北为北北东走向，横城以南转为南北向。断裂以东是第四纪以来缓缓上升的鄂尔多斯块体西缘，是由第三系、白垩系或更早地层构成的低山丘陵或平坦的高原面；断裂以西是黄河冲积平原。根据人工地震反射剖面资料，断面向北西倾斜，浅部倾角约 70° ，深处变缓。银川东，断裂两侧第三系底面落差达 2800m，至陶乐西减少为 1500m，再向北至黄渠桥为 800m，至石嘴山南只剩 300m。由银川向南，在灵武断裂以东，第三系露出地表为低丘，而在断裂以西，上第三系底面埋深在 1600m 处，第四系底界深 900m。吴忠南钻孔揭露，下第三系厚约 1100m。据此推测，在灵武附近断裂新生代以来的总断距大约为 2700m。

该断裂在横城至灵武段，地貌上表现清楚，为一高达几十米的陡崖，陡崖东侧是由白垩系和下第三系组成的夷平面，海拔 1200~1500m，包括马鞍山和灵武东山；西侧为洪积台地，海拔高 1140~1190m。台地面下部是渐新统红色砂岩、砂砾岩地层，上部是一套中—上更新统洪积砾石层。该洪积台面主要分布于石坝—红柳湾，再往南仅沿山前很窄范围内分布。

在横城至灵武段，地表主要由两条次级断层组成(图 4.3.1)，第一条分布于上述洪积台面的前缘，北起小马蹄沟，向南经井沟、天池沟，最后消失于红柳湾一带，二道沟以北，断裂走向 $NE40^\circ$ ，二道沟以南断裂走向 $NE10^\circ$ ，长度大于 15km，地貌上显示为东高西低的陡崖，构成第二级地貌面和第三级地貌面

的分界线。断崖最高达 30 余米，其上冲沟发育，将其切割成浑圆的小山丘。在井沟北的一条大沟内发育有两级阶地，I 级阶地没有被断错，II 级阶地被断层错断形成陡坎，该陡坎高约 1.5m，坡度很缓，最大坡角只有 5° 。垂直陡坎开挖一探槽，探槽南壁如图 4.3.2 所示，断层产状 $320^\circ \angle 75^\circ$ ，为一高角度的西倾正断层。从断层上盘可看出共有两个崩积楔，剖面最底部的崩积楔 I 由于各种条件制约，没有全部开挖出来，崩积楔 II 出露完整。

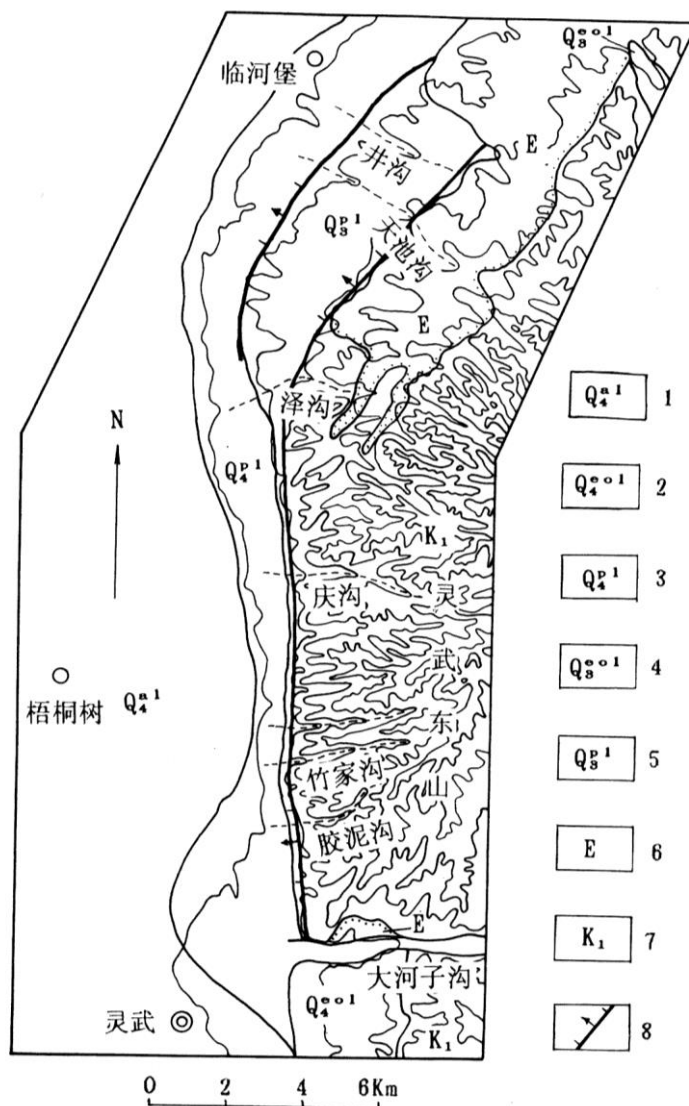


图 4.3.1 黄河断裂临河堡—灵武段分布图

1. 全新世冲积物：2. 全新世风积沙：3. 全新世洪积物：4. 晚更新世黄土：5. 晚更新世洪积物：6. 下第三系：7. 下白垩系：8. 断层

在小双叉沟南，见一断层剖面(图 4.3.3、图 4.3.4)，断层产状 $310^\circ \angle 75^\circ$ ，顺断层面有一宽约 20cm 的张裂缝，砾石顺断面定向排列。断层上盘为黄土，含较多粉砂；断层下盘中的第三纪地层在断层处产状变陡，倾角达 45° ，离开断层约 2m 则转为水平，第三系上部盖有一层厚度小于 1m 的洪积砾石层夹砂土层。断层最顶部盖有一层厚约 30~40cm 的坡积黄土。

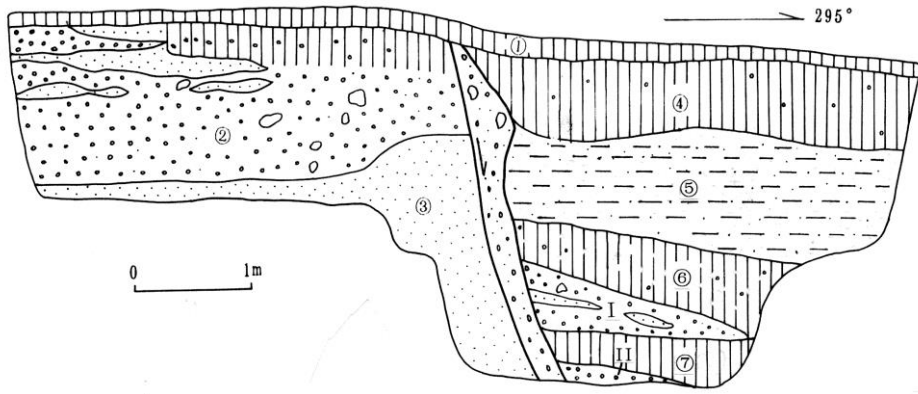


图 4.3.2 井沟探槽南壁剖面图

①表层风积砂；②砾石层；③细粉砂；④灰白色黄土；充填有小砾石和钙质结核；⑤粉砂土；⑥黄色粘土夹砾石；⑦黄土；⑧ I、II 为崩积楔



图 4.3.3 小双叉沟断层剖面照片

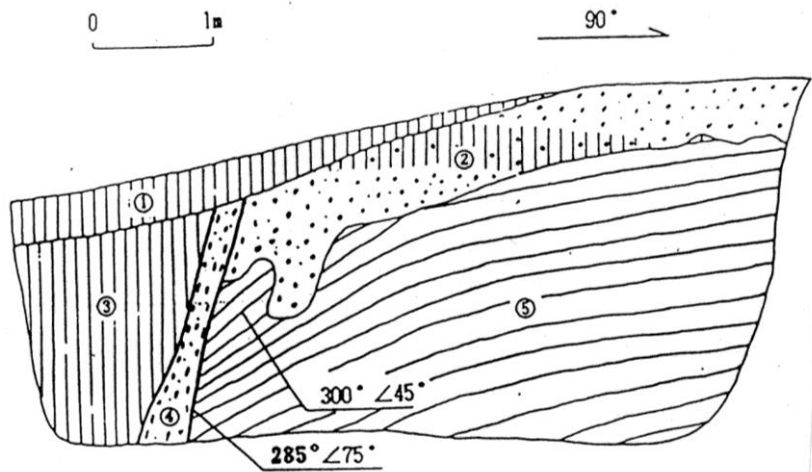


图 4.3.4 小双叉沟断层剖面图

①表层坡积黄土；②砾石层夹黄土层；③松散黄土，含砂；④断层破碎带；⑤第三系紫红色泥岩

第二条次级断层展布于灵武东山西麓，总体走向近南北，为一断面向西陡倾的正断层。断层东盘为下白垩统和第三系构成的灵盐台地，海拔高度 1300m 左右；西盘则为第四系冲洪积平原，海拔 1100m。断层在泽沟以北沿 N40° E 方向延伸至井沟附近，泽沟以南走向转为南北。胶泥沟以北断层出露地表，南北走向的断层崖断断续续延伸，多处见到清楚的断层面：胶泥沟以南断层被全新世现代风积沙覆盖。

双叉沟沟口，与断层崖对应的北壁上，见到清楚的断层面，发育在中晚更新世洪积台地前缘。断层下盘为砖红色砂岩、粉砂岩和中晚更新世洪积砾石层，层面微向南东反倾，第三系未见出露，沿断层面砾石定向排列，断层产状为 300°∠64°，断层切断中晚更新世砾石层后直通地表。

由以上剖面可以看出，临河堡—灵武段反映出黄河断裂为一高角度西倾正断层，晚更新世以来活动强烈，探槽剖面表明，有多次古地震事件发生。

4、中卫—同心断裂

中卫—同心断裂形成于加里东运动期（宁夏地矿局，1990），是河西走廊过渡带中的一条重要构造带，新生代第三纪及其以前，断裂活动以较强烈的叠瓦状向北逆冲为特征；进入第四纪，大致早更新世末转变为逆左旋走滑。断裂由西向东走向由近东西逐渐转为北西西，双井子以东转为北东向，活动性质也由逆左旋走滑转为挤压逆冲，断裂带地表结构较为复杂，由多条次级断层组成，这些次级断层的活动方式、活动强度等差异明显，晚更新世以来的地表破裂事件主要沿着双井子以西的走滑段分布，1709 年地表破裂带就分布于双井子以西的段落，双井子以东主要以地层的褶皱变形为主，本章将讨论的中卫—同心断裂是指双井子以西的段落（图 4.4.1）。

中卫—同心断裂大致以孤山子为界，可以分为活动特征明显不同的两段，东段位于高耸的香山、天景山北麓（图 4.4.1a），地貌特征明显，断裂分布连续，又发生过 1709 年中卫南 7¹/₂ 级历史地震，因此，东段断裂的研究程度比较高（周俊喜等，1987；国家地震局地质研究所，1987；张维歧等，1988；汪一鹏等，1990；国家地震局分析预报中心，1991；闵伟等，1991；宁夏回族自治区地震局，1995；闵伟等，2001）；西段连续性较差（图 4.4.1b），主要分布在第三系甚至第四系构成的小山包前缘，这些山地的海拔高度与香山、天景山相比也大为降低，如中卫小红山海拔 1825m、罐罐岭海拔 1798.8m、景泰小红山海拔 1791m，而香山、天景山平均海拔在 2100m 以上，最高 2356m。活动断裂主要沿这些山包的北缘或南缘分布，进入第四系堆积区则显示不清楚。整个断裂自东向西可以分成 9 个较大的几何段：

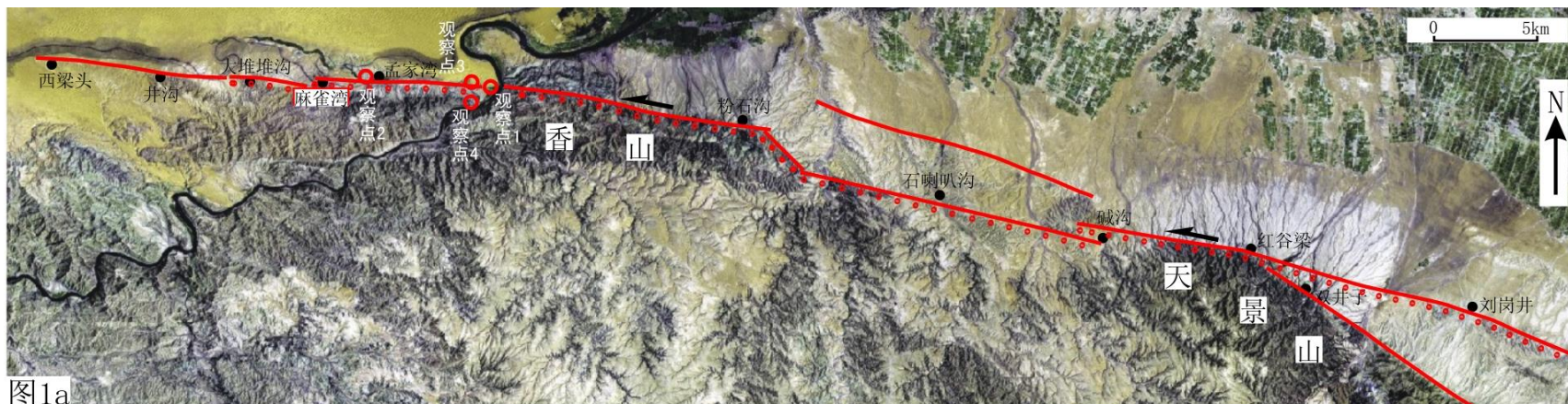


图1a



图1b



图 4. 4. 1 中卫—同心断裂及观测点分布图

(1) 刘岗井—碱沟次级断层

该次级断层西起碱沟村北西，向东经青驼崖、红谷梁、至刘岗井。断层南西盘主要为古生界构成的基岩山地，海拔 2000 余米，北东盘为第四系，海拔 1000 多米，地貌清晰。中卫一同心活动断裂过红谷梁后，走向由 290° 逐渐转为 320° ，向南东方向经双井子、团不拉等沿天景山北东麓分布。1709 年地表破裂则由红谷梁向东切过双井子村山前洪积扇，与刘岗井断层相连，在双井子村前及刘岗井洪积阶地上形成断层陡坎，在刘岗井和双井子开挖的探槽都揭露到断错地表的断层剖面（闵伟等，2001）。

红谷梁一带，1709 年地震破裂现象十分丰富，在山前洪积扇和黄土中，一系列水系、山脊发生了同步左旋扭动，地震陡坎、滑坡等也很发育。系统的地震位错研究表明，最大地震水平位移 5.6m 就位于红谷梁村西 1km，因此，红谷梁一带是 1709 年中卫南 $7\frac{1}{2}$ 级地震的宏观震中位置（张维歧等，1988）。在碱沟村北见到寒武系逆冲到第四系黄土之上，并形成 3m 宽的断层岩带（国家地震局地质研究所，1987）。

(2) 碱沟—粉石沟次级断层

有两条近于平行的断层，南侧的一条从寒武系与第三系、第四系之间通过，北面的一条从第三系与第四系之间通过，1709 年地震破裂带沿南边的断层分布。断层总体呈 280° 方向延伸，倾向北东，局部倾向南西，倾角 $50\sim 87^{\circ}$ 。在窟窿山以西的黄土梁上，发育 3-4 条地震断层陡坎，对应于下部逆走滑断裂带上。坎高 0.2~0.6m，倾向北东，北西向延伸长约 100m，分布于宽 30~40m 范围，为 1709 年地震的产物。碱沟村西 1.5km 一冲沟壁可见寒武系逆冲到第三系、第四系之上的剖面，该剖面揭示了多次古地震事件（宁夏回族自治区地震局，1995）。

(3) 粉石沟—孟家湾次级断层

断面总体向南倾斜，倾角 $50\sim 80^{\circ}$ ，是一条左旋逆走滑断层。西段发育在石炭系和第四系中，也称为 F201 断层或孟家湾断层，在长流水沟南 II 级阶地上可以看到多个天然断层剖面（宁夏地震局，1995），前人在以前的工作中沿该段断层，在孟家湾和麻雀湾一带，开挖过大量探槽，揭示了最新活动断层的空间展布和多次古地震事件。跨越断层的冲沟具有左旋位移特征，一些小冲沟的位移只有 1.5~2m，可能是 1709 年地震的破裂位移。

黄河以东到东大沟，断层从石炭系灰黑、浅灰色砂岩粉砂岩中通过，断层痕迹不清。

在窑沟西壁的一个剖面上，见石炭系逆冲到中新统及厚约 2m 的第四系砾石层之上，但断面顶部却被年龄距今约 3400 年的一层厚约 0.5~1m 的含砾砂土层覆盖（国家地震局分析预报中心，1996）。

(4) 西梁头—麻雀湾次级断层

断层西起西梁头，向东经井沟、马路滩、鸭岸沟、大堆堆沟，至麻雀湾。断层走向 280° 左右，断面总体向南倾斜，为一逆断层，倾角较陡，局部近于直立。断层南盘为上新统和中泥盆统红色砂砾岩构成的基岩山区，北盘为上更新统洪积砾石层，井沟附近情况复杂一些，表现为五条近于平行排列，断裂带宽度 200m 左右。在西梁头、大堆堆沟等地都可以看到前第四系地层逆冲于第四系之上的剖面。

(5) 青山—孤山子次级断层

青山—孤山子次级断层长约 18km，东西走向。西从青山石膏矿开始，向东斜切青山古生界基岩，阎王坡向东，断层切穿洪积、风积丘地，最后终止在孤山子北坡。断层一般呈高角度，向南倾斜。

煤巷沟东，断层在泥盆系基岩中通过，地貌上显示出清楚的断层鞍部地形，我们在此鞍部地形上开挖了一个探槽，结果显示，除了顶部近代风积砂压盖了断层，其它地层均被错断。此外，该段断层左旋走滑活动十分清楚。在煤巷沟东侧，见一系列冲沟在通过断层鞍部处发生左旋扭动，扭动量一般 30~60m，反应断层有较长的活动历史。

阎王坡向东，断层斜切青山古生界基岩而展布于山前洪积扇上，断层走向近东西，地貌上为一坡向南的反向陡坎，而古生界基岩构成的山体走向为 280° ~ 290° ，活动断层不再沿山体北麓分布。在干塘公路收费站附近的洪积扇上见到一断面，显示第三系红色泥岩、砂岩等向北逆冲于第四系冲洪积砂土之上（图 4.4.2）。



图 4.4.2 干塘公路收费站东冲洪积扇上的断层剖面

孤山子主要由泥盆系组成，在其北东麓分布有第三系。最新活动断层分布于孤山子北缘，呈东西走向。表现为高角度逆断层，总体向南倾斜。图 4.4.3 探槽剖面显示南侧第三系红色粘土岩、砂岩逆冲于北侧风积、坡积砂之上。



图 4.4.3 孤山子北麓活动断层剖面

(6) 中卫小红山次级断层

中卫小红山次级断层长 5.5km，走向 275°，展布在喇嘛井沟至中卫小红山北缘。断层发育在晚新生界中，南盘为上新世早—中期粘土岩和砂岩，北盘是晚第四纪风积、坡积和冲积砂、粉砂及少量砾石地层。其活动主要表现为正—左旋走滑性质，断层活动时代较新，许多冲沟都能见到直通地表的断层剖面，地貌上有显著的断层陡坎，最高十余米，很多地段都能见到自由面。沿该断层，一系列冲沟也发生了左旋位错，最小一级冲沟的位错幅度在 3m 左右。图 4.4.4 为小红山断层陡坎的地貌表现，图 4.4.5 为中卫小红山断层剖面及断层陡坎。



图 4.4.4 中卫小红山断层陡坎地貌

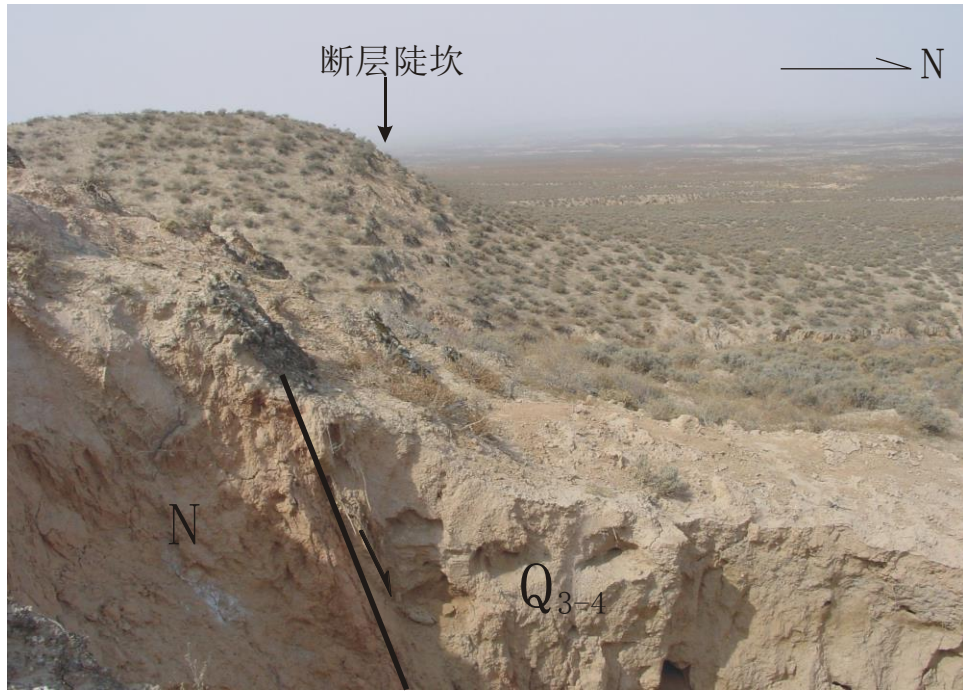


图 4.4.5 中卫小红山断层剖面及陡坎地貌

(7) 沙井次级断层

分布在中卫小红山南侧偏西，沙井沟的北侧。根据地层及地貌可以得知，沙井断层东段呈现为北盘下降，南盘上升。北盘上部是一套几米厚的晚第四纪风积、坡积、冲积和崩积砂、砂砾石地层；下部是上新世早—中期桔红、土红色砂岩和粘土岩。南盘地层与北盘下部相同。在沙井北侧 1693m 高程点南东约 180m 处，见一条无名小沟西壁发育了一组阶梯状断层。图 4.4.6 是剖面素描，显示三条次级断层，断错了层②~⑤，被层①覆盖。

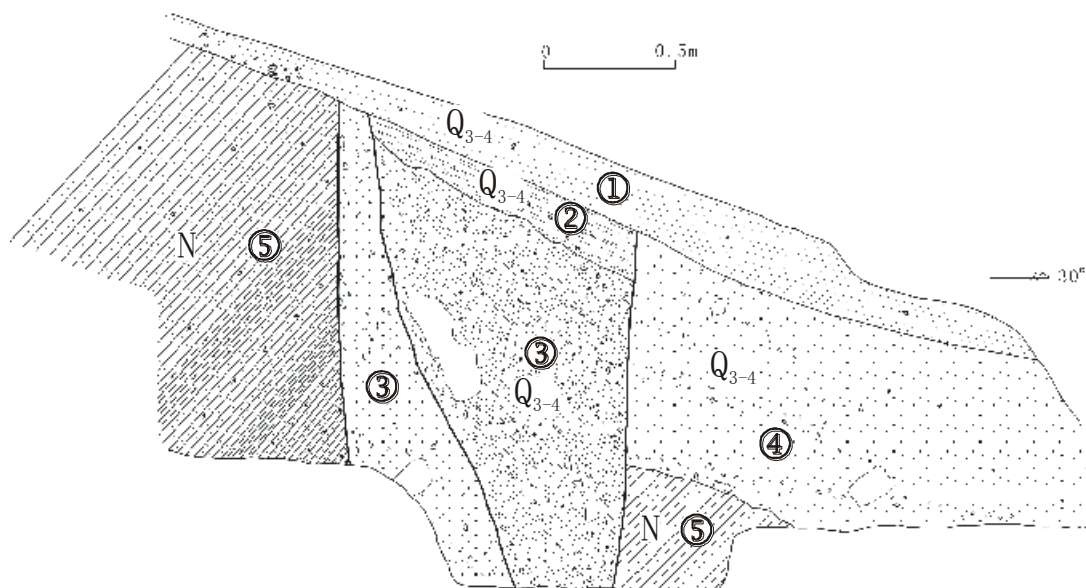


图 4.4.6 沙井断层 Tc—1 探槽剖面素描图

①灰黑色粉砂土，含少量砾石，松散状；②灰黑色细—中粒砂，北倾，倾角略大于地形剖面；③灰色砂砾石，断层附近砾石定向排列；④砾石为棱角一次棱角状，砾径一般为 1~3cm，最大 40~50cm。从上到下倾角由缓变陡，夹于断层带中；浅灰色砂土层；⑤上新统桔红色砂岩夹砂砾岩

(8) 罐罐岭次级断层

罐罐岭次级断层从大池滩开始，向东过马梁、土圈、马家井沟和罐罐岭南麓，在冰草窝凹陷南缘继续东延，终止在宋家地窝窝南侧。该断层走向 EW，也略呈波状。马梁以西走向 NEE，以东转为 NWW。冰草窝向东折转为 EW 走向，全长约 20km。它与景泰小红山次级断层左阶错列，阶区下凹构成盆地，称其为白墩子拉分盆地。

该断层在罐罐岭南麓陡坎地貌十分清晰。呈东西向分布，北高南低，发育在第三系粘土岩、砂岩、砾岩与晚第四纪风积、坡积黄土、砂和砂砾石之间。由于断层活动时代很新，陡坎在冲沟 I 级阶地及其相当的地貌面上均有显示。部分地段残留有坡角 70° 左右的自由面，高度 0.1~0.35m，碎屑坡平整，植被稀少，明显不同于上下原始面，远看崖坡呈一条灰白色条带。

(9) 景泰小红山次级断层

景泰小红山是第四纪中期隆起的年轻山体，由 N2-Q2 变形地层组成，总体走向北西，倾向北东，倾角 35° 左右。其中上新统是土红、土灰以及锈黄色粘土岩、砂岩和砾岩。下一中更新统为砾石、砂砾石夹砂及粉砂。断裂分布于景泰小红山南缘。景泰小红山次级断层长约 15km，走向 EW，略呈波状。发育在景泰小红山南麓及其东西两侧的全新世冲积扇（戈壁滩）区，向西终止于骆驼水附近，向东终止在白墩子南侧。

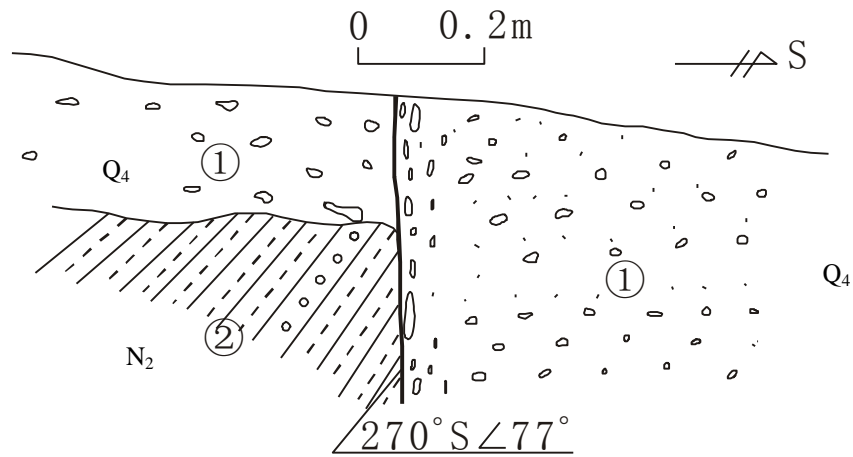


图 4.4.7 景泰小红山断层西段的一个断层剖面

①全新世青灰色砾石层；②上新统桔红色粘土岩

除了现代河床以及漫滩，断层切断了其它所有沉积物，许多地方直接出露地表，尤其在年轻小冲沟壁旁，常见断层露头。图 4.4.7 是小红山南麓西段的一个断层露头，显示的断层走向 270° ，向南高角度倾斜，倾角 77° 。断层断开了河流 I 级阶地砾石地层，直达地表，具有正断层活动特征。断层南旁砾石沿断层面向定向排列。此剖面东侧不远，地貌上发育清楚的断层陡坎。



图 4.4.8 景泰小洪山沿山脚发育的晚全新世断层地貌（镜向：NNE）

断层陡坎是最主要的地貌表现，陡坎北高南低，与山盆地貌分布吻合，在冲沟 I、II 级阶地上都有显示，高度 $1\sim 2\text{m}$ ，自由面倾角 53° 左右（图 4.4.8）。

构成景泰小红山的 N_2-Q_2 地层走向北西，倾向北东，与其南侧断层构成“ λ ”构造。另外，在景泰小红山南麓，一些小冲沟在穿越断层处有左旋扭动迹象。这些现象表明，景泰小红山次级断层除了剖面上显示的张性活动，平面上还具有显著的左旋走滑特征。

(10) 中卫—同心断裂带地表破裂的位移分布特征

①垂直位移特征

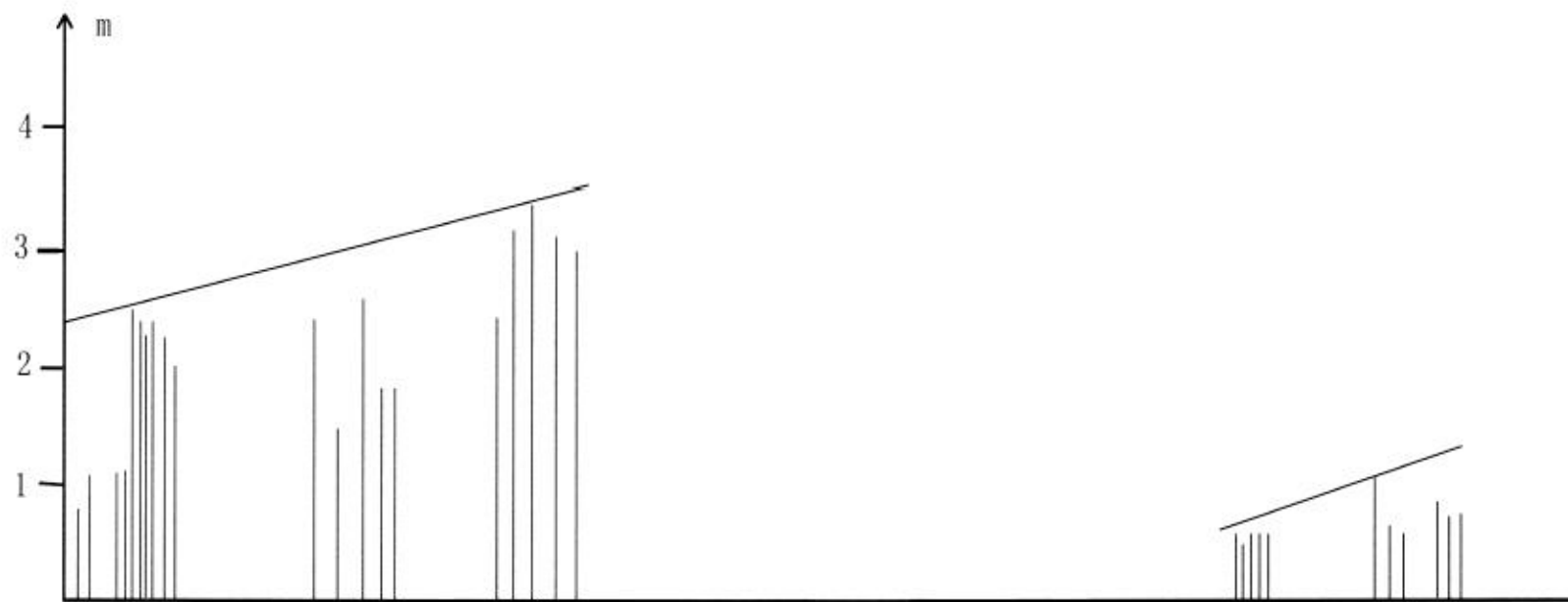
大地震所产生的地表破裂带中，都伴有断层陡坎的出现，新产生的陡坎自由面清楚，坡角大，随着时间的流逝，侵蚀作用的加强，陡坎的高度逐渐降低，坡

角变缓,自由面逐渐消失,被碎屑坡代替。因此,越老地貌面上的陡坎形成越老,经历的破裂事件越多,垂直断距越大,陡坎剖面往往有多个坡折,坡折角度最大的段落一般是最新一次破裂事件所形成;最新地貌面如最新一期洪积扇、冲沟一级阶地等上面的断裂陡坎高度一般较低,陡坎剖面坡角较大,陡坎剖面没有多个坡折的现象,他们是断裂最新一次活动所形成。表 4.4.1 为沿地表破裂

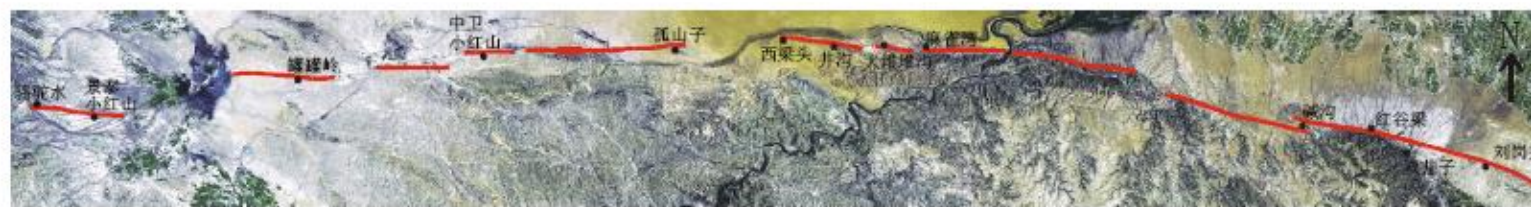
表 4.4.1 中卫—同心断裂中卫小红山以西段断裂陡坎参数表

断层段落	编号	最新事件断距(m)	最大坡角(°)	断层崖物质组成	自由面高度(m)	备注
中卫小红山	ZDX-1	2.40	65.00	第四系松散沉积物	0.8m	
	ZDX-2	3.20	49.00	上新世粘土岩	0.9	山丘面陡坎,总断距 6.5 m
	ZDX-3	3.40	57.00	第四系松散沉积物	0.9	
	ZDX-5	3.20	57.00	第四系松散沉积物	0.9	
	ZDX-6	3	57	上新世粘土岩	1.5	最高山丘面陡坎,总断距 11.5 m
罐罐岭	GDX-1	1.80	77.00	上新世粘土岩	0.38	
	GDX-2	1.80	40.00	上新世粘土岩	0.2	
	GDX-3	2.60	45.00	上新世粘土岩	2.2	
	GDX-4	1.50	79.00	上新世粘土岩	0.18	
	GDX-5	2.40	50.50	上新世粘土岩	0.6	
景泰小红山	CJDX-1	2.0	52.10	晚第四纪松散物质	0.28	
	CJDX-2	2.20	38.00	晚第四纪松散物质		
	JDX-3	2.40	33.10	晚第四纪松散物质		
	JDX-4	2.20	53.50	晚第四纪松散物质	0.6	
	JDX-5	1.20	10.00	晚第四纪松散物质	0.48	
	JDX-1	2.4	30.00	晚第四纪松散物质		
	JDX-2	2.5	19.00	晚第四纪松散物质		
JDX-3	1.2	49.00	晚第四纪松散物质	0.3		
骆驼水	LDX-1	1.1	25.00	晚第四纪松散物质		
	LDX-2	0.75	25.00	晚第四纪松散物质		

把所获得的沿中卫—同心断裂所有地震破裂的垂直位移,按其所在断裂的实际位置做成图 4.4.9,图 4.4.9a 为中卫—同心断裂带分布图,图 4.4.9b 为沿断裂带的垂直位移分布图。由图上可以明显看出东西两段破裂垂直位移具有明显的不同:①东段垂直位移比较小,普遍小于 1m,最大值也只有 1.1m;西段垂直位移比较大,普遍大于 2m,最大值位于小红山段,大于 3m;②东段垂直位移主要分布于 1709 年地震震中碱沟附近,向西过黄河后基本没有垂直位移,而西段破裂的垂直位移非常连续,除了在次级断裂的连接部位没有垂直位移外,在其他段落都见到了连续的破裂带,也实测到了最新破裂的垂直位移。1709 年地震的震中在碱沟附近,最大垂直位移只有 1m,向西其垂直位移应逐渐减小,它不可能在距离碱沟约 80km 以外的中卫小红山以西产生 60 多公里长、垂直位移普遍在 2m 以上的地表破裂。因此,西段破裂带应该是另一次地震所造成。

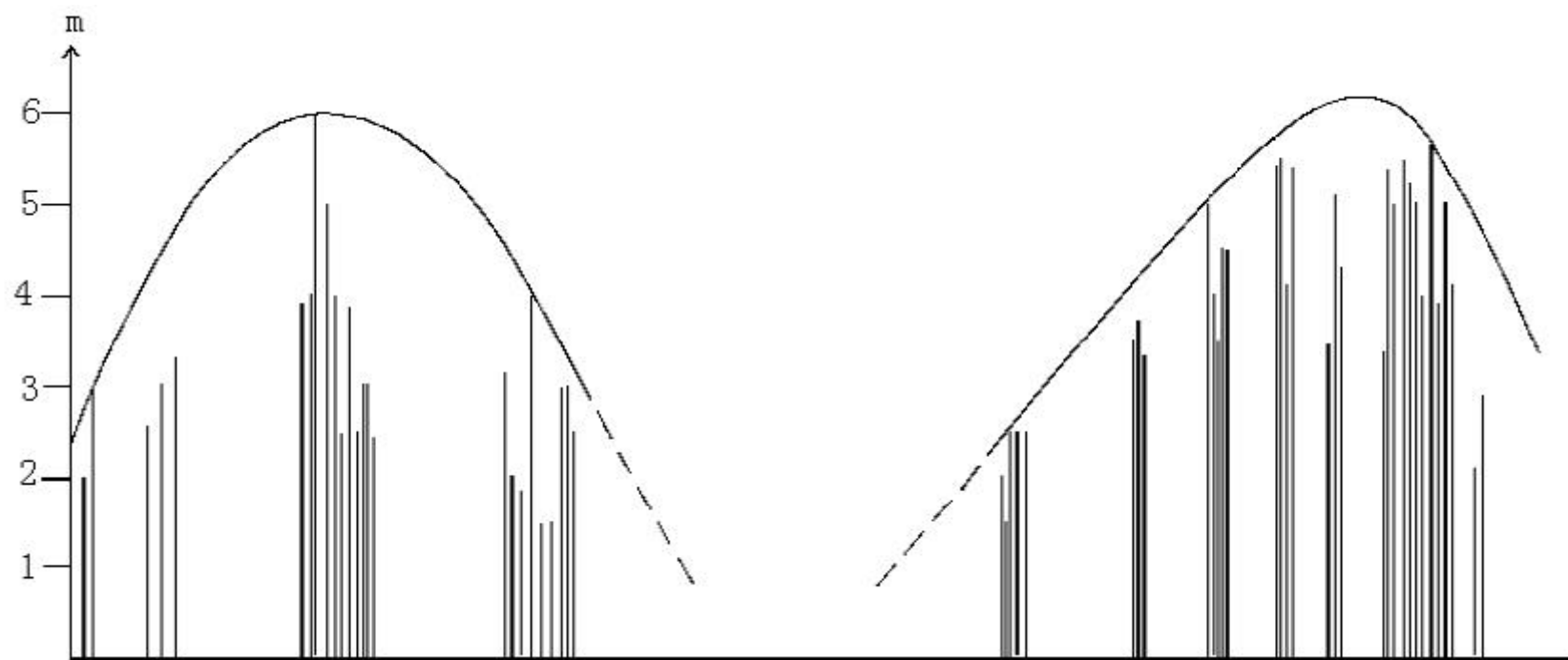


a

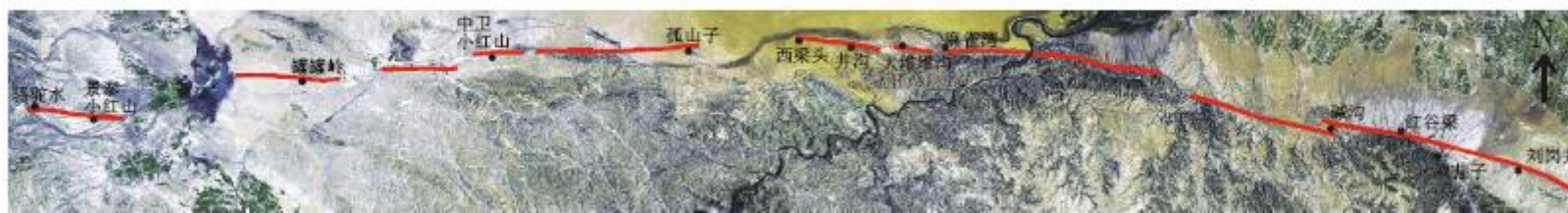


b 0 10km

图 4.4.9 中卫—同心断裂垂直位移分布图



a



b

0 10km

图 4.4.10 中卫—同心断裂水平位移分布图

②水平位移特征

1709 年中卫南地震的水平位移分布前人已有详细的研究，本次工作中，我们又对西段新发现的地表破裂的水平位移进行了实测（表 4.4.2）。

表 4.4.2 中卫—同心断裂最新一次破裂事件水平位移统计表

编号	所在断层名称	测量位置	位移值	位移标志	备注
1	双井子断层	小红湾	2.1	小冲沟	资料来自： 宁夏回族自治区 地震局，1995
2		小红湾	2.9	小冲沟	
3		青驼崖西	3.4	小冲沟	
4		上点东	5.4	小冲沟	
5		上点东	5.0	小冲沟	
6		上点东	5.5	小冲沟	
7		上点东	5.2	小冲沟	
8		青驼崖东	5.0	小冲沟	
9		上点东	4.0	小冲沟	
10		上点东	4.8	小冲沟	
11	双井子断层	红谷梁西	5.6	小冲沟	东段最大位移
11		上点东	3.8	小冲沟	资料来自： 宁夏回族自治区 地震局，1995
12		上点东	5.0	小冲沟	
13		上点东	5.4	小冲沟	
14		上点东	4.2	小冲沟	
15	上点东	5.0	小冲沟		
16	碱沟断层	碱沟东	3.4	小冲沟	资料来自： 宁夏回族自治区 地震局，1995
17		上点东	5.1	小冲沟	
18		上点东	4.3	小冲沟	
19		窟窿山东	5	小冲沟	
20		上点东	4.0	小冲沟	
21		上点东	3.5	小冲沟	
22		上点东	4.5	小冲沟	
23		上点东	4.5	小冲沟	
24		阴东沟东	5.4	小冲沟	
25		上点东	5.5	小冲沟	
26		上点东	4.1	小冲沟	
27	上点东	5.4	小冲沟		
28	粉石沟断层	粉石沟西	3.5	小冲沟	资料来自： 宁夏回族自治区 地震局，1995
29		粉石沟西	3.7	小冲沟	
30		粉石沟西	3.3	小冲沟	
31	孟家湾断层	孟家湾东	2	小冲沟	资料来自： 宁夏回族自治区 地震局，1995
32		上点东	1.5	小冲沟	
33		上点东	2.5	小冲沟	
34		上点东	2.5	小冲沟	
35		车东沟西	2.5	小冲沟	
36		上点东	2.5	小冲沟	
37	中卫小红山	青山石膏矿	3.2	小冲沟	
38		上点西	2	小冲沟	
39		上点西	1.9	小冲沟	
40		上点西	4.5	小冲沟	

编号	所在断层名称	测量位置	位移值	位移标志	备注
41		上点西	1.5	小冲沟	
42		上点西	1.5	小冲沟	
43		上点西	3	小冲沟	
44		上点西	3	小冲沟	
45		上点西	2.5	小冲沟	
47	罐罐岭	冰草窝西	2.4	小冲沟	
48		上点西	3	小冲沟	
49		上点西	3	小冲沟	
50		上点西	2.5	小冲沟	
51		上点西	3.8	小冲沟	
52		上点西	2.5	小冲沟	
53		上点西	4	小冲沟	
54		上点西	5	小冲沟	
56		马家井东	6	山脊	
57		同上	4	山脊	
58		马家井	3.8	小冲沟	
59	景泰小红山	小红山东端	3.2	小冲沟	
60		上点西	3	小冲沟	
61		上点西	2.6	小冲沟	
64	骆驼水	骆驼水	3	小冲沟	
65		骆驼水	2	小冲沟	

将沿整个断裂获得的所有这些数据按实际位置做成水平位移分布图（图 4.4.10）。从图上可以看出，以孤山子为界，大致可以分为东西两个比较连续的位移分布曲线，东段最大值为 5.6m，位于红谷梁西，大部分位移值都为 5m 左右；西段最大值为 6m，位于罐罐岭段马家井沟中部，大部分位移值介于 3m 左右。西段最大位移位大于东段最大位移，而且距 1709 年宏观震中以西约 80km，西段破裂位移非常连续，长达 60 余公里，因此，西段破裂应是不同于 1709 年中卫地震的另外一次地震所形成。

5、海原断裂

海原活动断裂是一条左旋走滑断裂带，全长 240km。断裂带的总体走向为北西西向，但东西两段略有差别(图 2.1.2)。西段宁夏海原以西至甘肃景泰长约 180 余公里范围内，断裂带的走向为 280~290°；东段海原以南至固原硝口一带，断裂带走向向北偏转，为 320°。

海原活动断裂带由硝口—蔡祥断层、小南川断层、大黄沟断层、南西华山北麓断层、黄家洼山南麓断层、阴窑断层、北嶂山北麓断层、赵家岘—小红门断层、水泉—荒凉滩盆地北缘断层、哈思山南麓断层和马厂山北麓断层等 11 条次级断层作羽列型式排列组成，次级断层与走滑断裂带总体方位作 10~15° 的交角，均具有显著的左旋位移特征，晚第四纪活动强烈，公元 1920 年海原地震地表破裂带长达 237km。这 11 条次级剪切断层的排列方式，绝大多数为左旋左阶排列，

阶区为反错列区，仅有两个右旋正常错列区。在反错列区形成拉分盆地，在正常错列的阶区形成推挤型隆起。计有小南川、老虎腰峁、干盐池、秦家湾、大营水、邵水、荒凉滩、沈家庄盆地和南华山东端与边沟两个推挤构造区(国家地震局地质研究所，宁夏地震局，1990)。

海原活动断裂带规模巨大，活动历史悠久，断裂破碎带宽达几百米，早更新世中晚期以来，海原断裂带具有强烈的左旋走滑活动特征，所有的次级剪切断层都具有明显的左旋走滑活动，断层使一切被切割的地质体及地貌单元发生左旋位错，其中水系变位和山脊位错最为明显。在次级断层的活动岩桥区，分别形成拉分盆地和推挤构造，它们都是第四纪发育起来的最新活动构造。自走滑断层形成以来的最大位移量发生于带内最大的次级剪切断层—南西华山北麓断层的中段，该处断层两侧的不同地质体及其地质界线被左旋位移了 12~14.5km(国家地震局地质研究所，宁夏地震局，1990)。研究表明，自距今约 1,400,000~700,000 年以来，也即是早更新世末至中更新世初，海原活动断裂带开始了其强烈的左旋走滑。据此推算，断裂带自左旋走滑以来平均滑移速率大约为 11.7~19.2mm / a(国家地震局地质研究所，宁夏地震局，1990)。地貌和水系研究结果显示，全新世以来断裂带的平均左旋走滑速率为 6~10mm / a。水系位移值的研究结果表明，沿海原断裂带水平位移值，以南西华山北麓断层中段最大，向两侧呈起伏性衰减，水平位移的分布向东南可达走滑断层与六盘山东麓逆断裂带的过渡转折段，向西直达景泰。

公元 1920 年在海原断裂带上发生了一次 8.6 级的强烈地震，伴随这次地震的发生，沿海原走滑断裂带形成了一条长达 237km 的地震地表破裂带，东起宁夏固原西的海子峡附近，向北西经月亮山、南西华山、黄家洼山、北嶂山、哈思山、米家山等山系的北东缘或南西缘，终止于甘肃景泰南的兴泉堡。该次地震形成的最大水平位移值为 10~11km(国家地震局地质研究所，宁夏地震局，1990)，位于

西华山北麓哨马饮到石卡关沟一带，该段也正是海原断裂带水平位移总量和晚第四纪以来水平位移值最大的地段，这说明沿整个海原断裂带自走滑运动产生以来，该段的走滑位移始终最大，具有很好的继承性。地震位移值自震中向东西两侧呈波浪式衰减。

在海原断裂带的东南端，为六盘山东麓断裂，走向北北西至近南北向，是该走滑断裂带的一个挤压构造区，它以逆冲、褶皱等地壳缩短形式吸收海原断裂带的左旋走滑位移。沿六盘山东麓断裂在东西方向的水平缩短量约为 5.5~6.5km，如果将上盘的背斜和下盘的向斜展开，可以获得大约 2 km 的缩短量，因此，总的东西方向的缩短量为 7.5~8.5km。小关山断褶带沿东西方向的缩短量为 5~

6km, 马东山褶皱带的平均缩短量为 5.7 ± 0.75 km。总得来说, 六盘山地区平行于海原活动断裂带总的缩短量 11.7~16.7km, 与海原活动断裂带的左旋位移总量也是大体相当的(国家地震局地质研究所, 宁夏地震局, 1990)。

6、罗山断裂

The Luoshan mountain range, with a 2624 m peak altitude, trends nearly SN and is composed of Ordovician rocks. The 60-km-long Luoshan fault is located along the eastern piedmont of the Luoshan mountain (Fig.4.6.1), it strikes 340° - 360° and is composed by six sections. The displacements of gullies and streams imply that Luoshan fault is characterized by right-lateral strike-slip, and the largest observed horizontal offset is located in the middle part of the fault (SF₄). The fault sections show reverse components of oblique right-lateral strike-slip along the northern part of the fault (SF₁ and SF₂) and normal components of slip along the southern part of the fault (SF₅ and SF₆). Therefore, they display pivotal movement.

The northernmost section SF₁ (Fig.4.6.1): Strikes 350° , dips westwards and is 14km long. The average altitude of Luoshan mountain is in general over 2200 m, while it suddenly descends to 1700 m north of Tanzhuang along SF₁. The fault is located between the mountain and alluvial fans. Fault scarps with heights of 2-4 m can be seen on the Quaternary alluvial deposits, and some fault scarps show fresh free-face. The fault is characterized by thrusting along this section, and a fault section can be seen in Tangzhuang where Ordovician rocks thrust on Quaternary deposits (Fig.4.6.2). North of Xiquan, the fault disappeared in the Cenozoic basin.

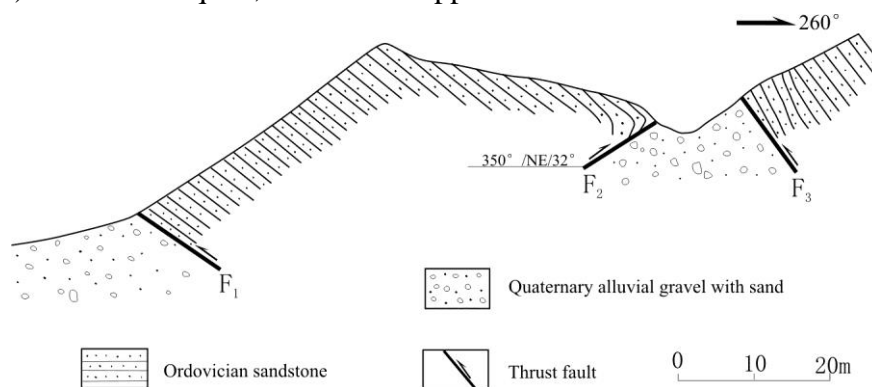


Figure 4.6.2 Sketch of fault section in Tanzhuang.

The segment SF₂ (Fig.4.6.1): Strikes 310° - 330° , dips SW and is only 5km long. The trend of this segment is not consistent with the trend of the others, and this segment is characterized by important thrusting. South of Miaogou, Ordovician rocks thrust onto Quaternary loess and alluvial deposits, and the fault broke the surface (Fig.4.6.3). 1-2m high fault scarp is observed along this section.

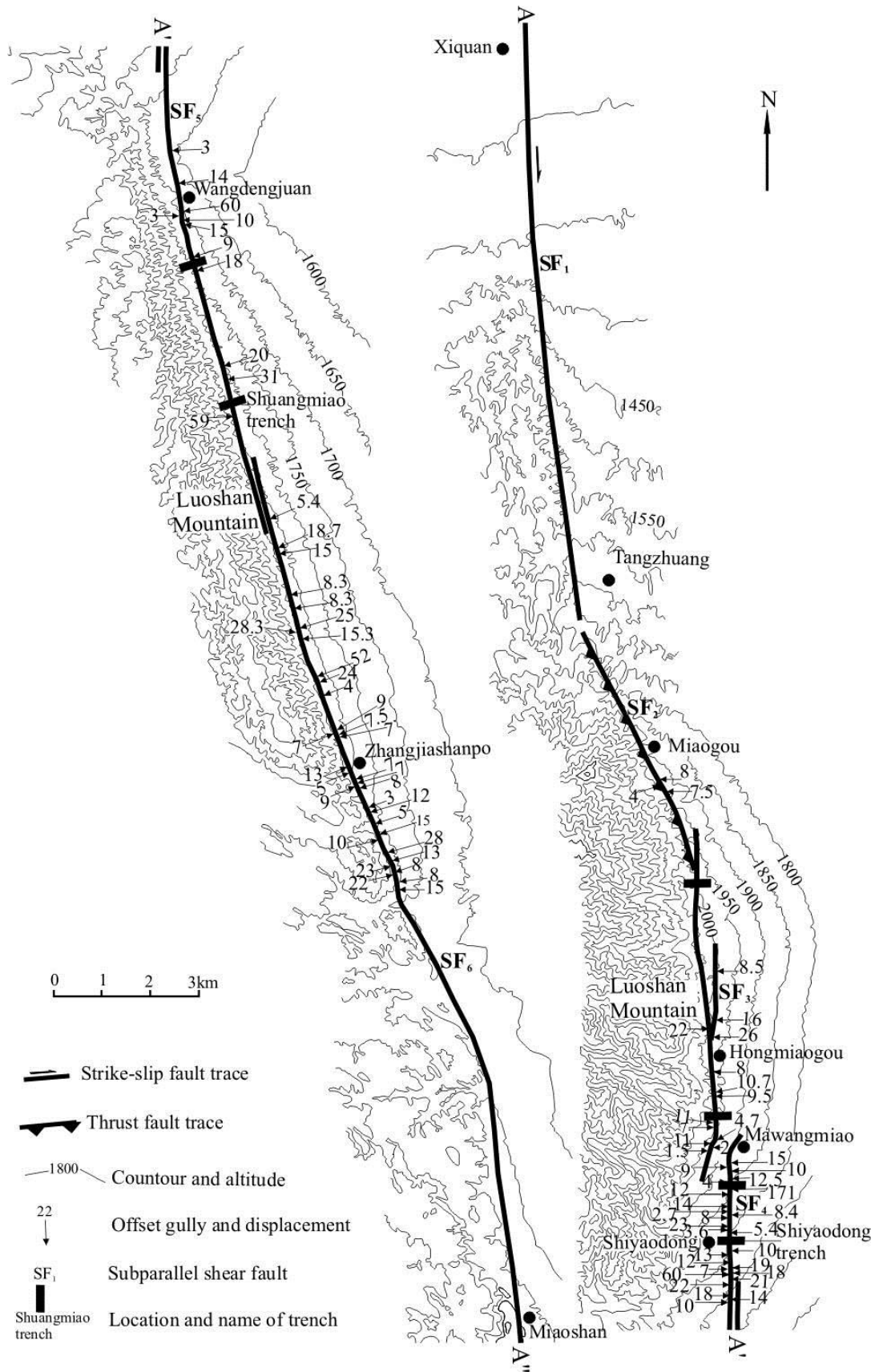


Figure 4.6.1 Detailed map of the Luoshan fault

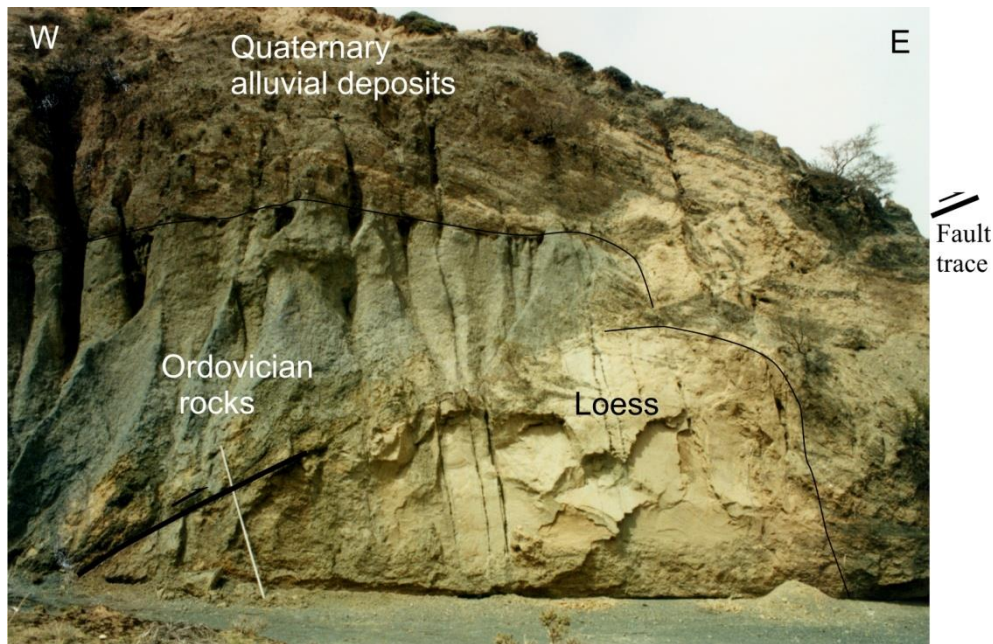


Figure 4.6.3 Reverse splay of the fault south of Miaogou. The Ordovician rocks overlaid by alluvial gravels thrust onto loess and the reverse fault broke the surface. View to the northeast.

The section SF₃ (Fig.4.6.1): Strikes 345°-350°, dips east and is only 9km long. Starting from this segment, the active fault gradually locates on the eastern alluvial fan of the Luoshan mountain, not along the foot of the mountain. The horizontal displacements affect the Quaternary alluvial fans. Northward from Hongmiaogou, three gullies craved on the alluvial fan were dextrally offset by 26、 22 and 16m, respectively. Many other gullies and streams were also dextrally offset. In Hongmiaogou, the fault cut a 9m high river terrace, which is displaced by a 5.2m-high-fault-scarp. West of Mawangmiao, a trench across a fault scarp on a 2m-high terrace was excavated. Figure 4.6.4 shows the log of north wall of the trench exposing Quaternary deposits displaced by several fault splays buried by a thin layer of fine sand with pebbles.

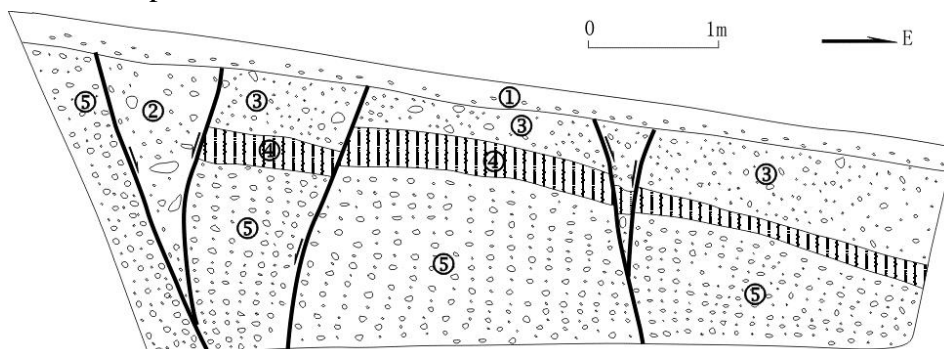


Figure 4.6.4 Schematic log of Machanggou trench. ①Redeposited loess with gravel, gravel increases in the lower portion. ②Filled wedge that consisting of redeposited and gravel. ③Mixed gravel and sand. ④Sandy soil. ⑤Gravel bed of the alluvial terrace, consisting of gravel and sand. The thick lines indicate faults.

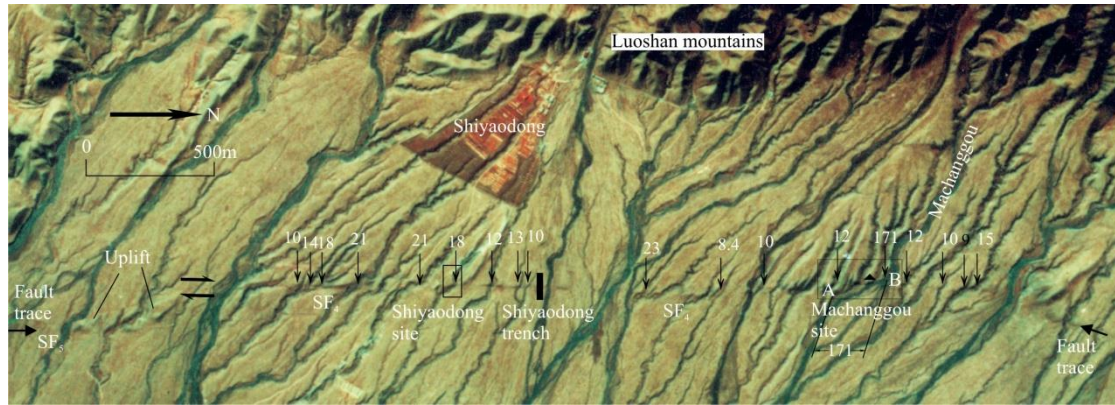


Figure 4.6.5 Aerial view of the fault section SF₄ cutting all the alluvial fans on the eastern piedmont of the Luoshan mountain and forming a remarkable fault scarp. The fault right laterally offsets most gullies. Thin arrows show offset gullies (displacement in meters); thick arrows show fault traces; the filled box indicates the trench area. The strike-slip rate is studied through two sites along this segment and empty boxes indicate the locations of the two sites, the triangle indicates sample location. A pressure ridge was formed in the overlapping area between SF₄ and SF₅.

The Shiyadong section SF₄ (Strikes NS, dips east and is only 4km long) is a continuous straight fault scarp affecting the alluvial fan developed at the foothill of the Luoshan mountain (Fig.4.6.5). Most gullies or streams show a right slip when they cross the fault. This observance and a gully offset by 18m (Fig.4.6.6a) and a fault plane exposed along it showing nearly horizontal fault striae (Fig.4.6.6b), imply a right-lateral strike-slip movement along the Luoshan fault.

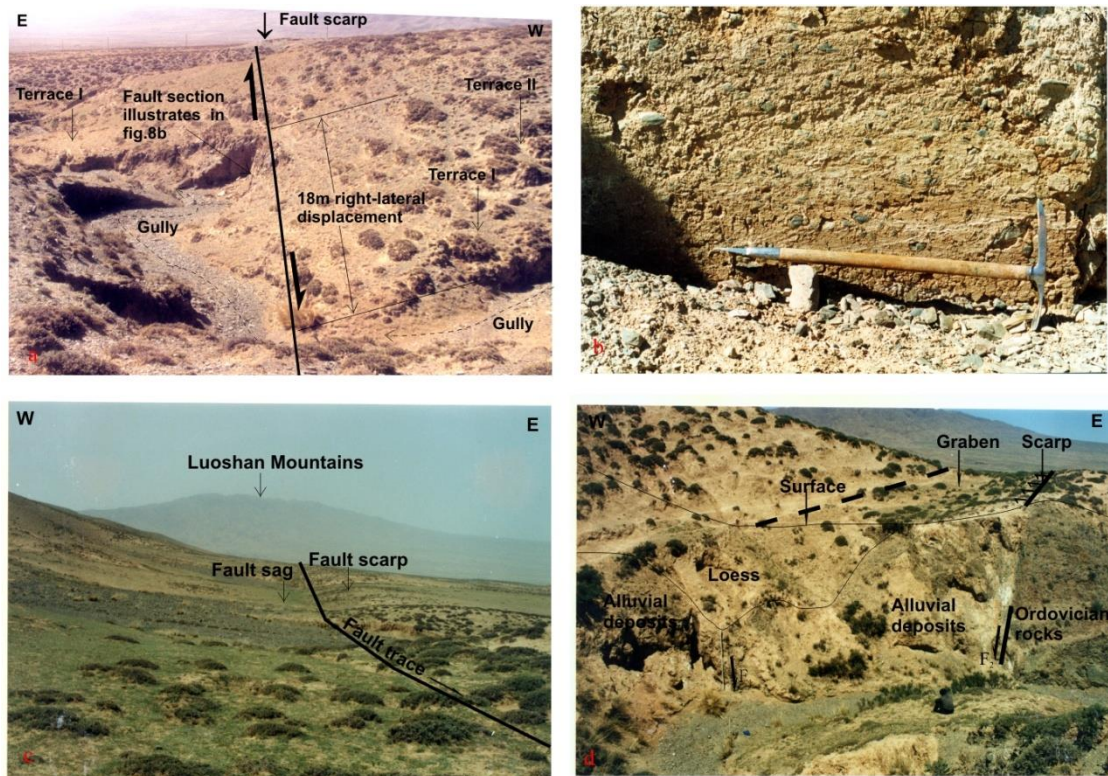


Figure 4.6.6 Evidence of activity of the Luoshan fault.

(a) A gully was dextrally offset by $18\pm 1\text{m}$ in Shiyadong. Thick line indicates the trace of the fault; the large thick arrows show the movement direction of the fault. Dashed lines with arrows indicate the gully. Two terraces were developed on the upthrown block and one terrace on the downthrown block. The topographic map of the gully is illustrated in figure 10.(b) Fault exposure with nearly horizontal striae near Shiyadong. (c) Fault sag in Wangdengjuan. Thick line with arrow indicate fault.(d) Cross section of a graben in Wangdengjuan. The dashed line indicates buried fault. Thick lines indicate faults.

The Wangdengjuan section SF₅ (Strike 340°, length of 11km) shows an eastward facing fault scarp north to Wangdengjuan while south to Wangdengjuan, the scarp faces westward, thus forming a 60m wide trough formed from south of Wangdengjuan along the foot of the Luoshan mountain. The west-dipping fault scarp dammed the normal deposition from upstream or hillside, causing many fault sags (Fig.4.6.6c). Some trenches were excavated in these sags. In a terrace in Wangdengjuan, two normal faults F₁ and F₂ depict a graben (Fig.4.6.6d). F₂ cut all deposits and reached the surface, F₁ is buried by loess.

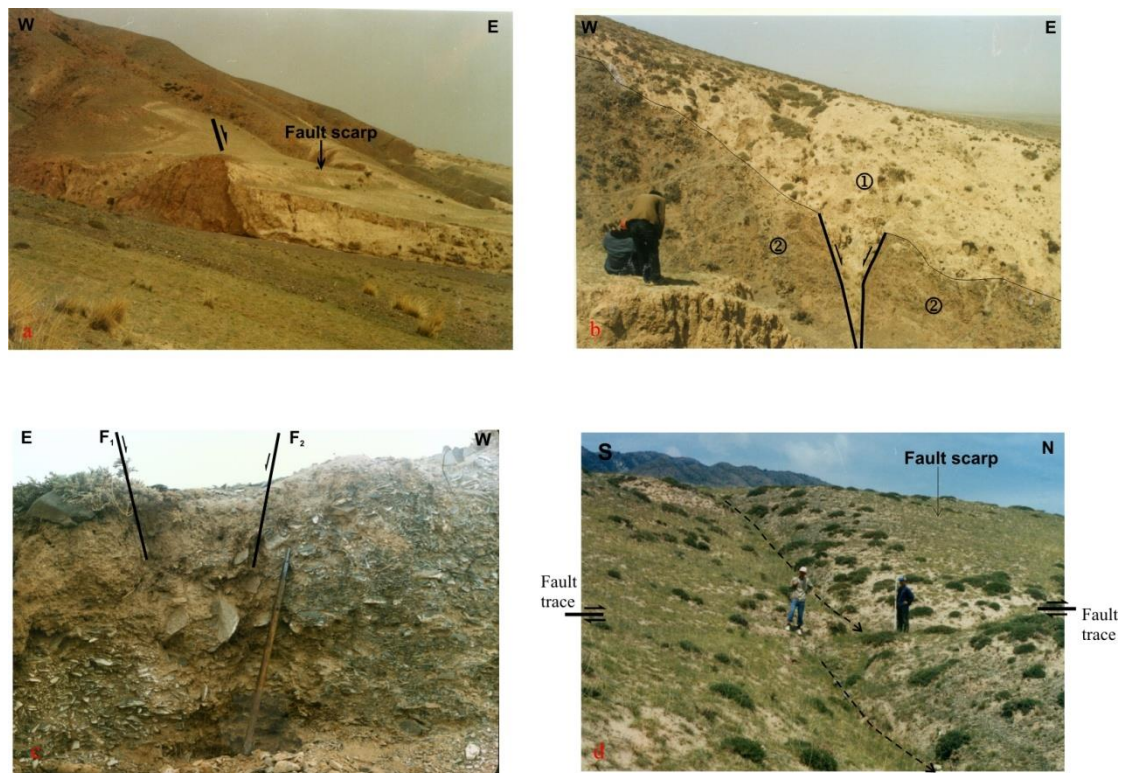


Figure 4.6.7 Surface rupture features; some of them are possibly related to the most recent slip on the fault.(a) View of a fault section and scarp with free face at Zhangjiashanpo.(b) Normal fault section near Zhangjiashanpo. Thick lines with arrows indicate normal faults. ① Quaternary loess, ② Ordovician rocks. (c) Small graben feature in Shiyadong segment. Thick lines with arrows indicate normal faults. The graben is formed in a younger alluvial fan. The deposits between faults F₁ and F₂ consist of gravel mixed with redeposited loess, and alluvial gravel bed exposures on the other portion.(d) Small gully dextrally offset by 3.6m during the last rupture event at Shiyadong.

The Zhangjiashanpo section SF₆ (Fig.4.6.1): Strikes 340°, being 20km long. The fault signs the boundary between the Quaternary deposits and Ordovician rocks, and is enhanced by an east-dipping normal fault. Many remarkable fault scarps comprising fresh free-faces are observed (Fig.4.6.7a). Because free-faces will be eroded away within hundreds of years (Wallace, 1977), the latest rupture event possibly occurred within one thousand years. Several meters west of the fault scarps, another normal fault section outcrops in many gully walls (Fig.4.6.7b), however, there are no traces on the surface along this fault splay. This suggests that the fault ruptured the surface many times. South of Miaoshan, the fault disappeared in the loess plateau.

Because of left-stepping of secondary shear faults along the right-lateral strike slip fault zone, pressure structures occur (Chen and Deng, 1985; Deng and Zhang, 1984). The thrust fault SF₂ formed between SF₁ and SF₃, and pressure ridges formed between the other overlapping segments (Fig.4.6.5).

1. Historical earthquakes rupture zone in the Luoshan fault

As mentioned before, a historical earthquake $M \approx 7.3$ occurred in the area close to Luoshan fault in 1561 (Gu et al., 1989). Although we know nothing about the earthquake fault, the surface ruptures found along the Luoshan fault could indicate that the Luoshan fault is responsible for the 1561 earthquake.

The fault traces always offset the Quaternary deposits, and frequently offset Holocene deposits and geomorphic units, with the last rupture buried by recent alluvial material (Fig.4.6.2、3、4 and Fig.4.6.7c). Moreover, the displacement of “V” shape small gullies, only tens of meters long and one meter deep, could suggest that they were formed recently. The headwater erosion velocity is estimated to be 8.46 cm/yr in this region (Cheng et al., 1984), while these gullies should reasonably be formed within one thousand years. Sixteen of these gullies (Order IV in Table1) show dextral offsets of 1.5m-5.4m (Fig.4.6.7d), and could account for the most recent event occurred along the Luoshan fault.

Finally, further evidence for recent slip of the fault can be decided by the study of the free-face (Wallace, 1977). For example, a free-face in loess deposits in Zhangjiashanpo is 0.7m high with 71° (Fig.4.6.8). Here the original upper slope is 6°, a transition portion with 16°-20° formed between free-face and original upper slope, and a 26° debris slope developed near free-face. The dip of the fault is 55° that can be seen in the north wall of a gully (Fig.4.6.7a). Thus, the slope angle of the free-face is larger than that of fault, indicating that the fault scarp is still under the evolution of gravity, thus very young.

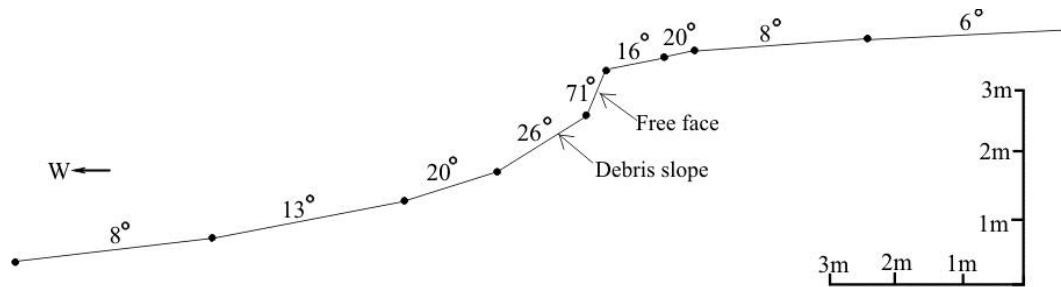


Figure 4.6.8 Topographic profile across Zhangjiashanpo fault scarp surveyed by total station.

(1) Horizontal slip rate

Horizontal offsets of streams are the most ubiquitous and prominent phenomena along the Luoshan fault (Fig.4.6.5), and they can be used both to evaluate the kinematic of the fault and to calculate the horizontal slip rate.

We studied the right-lateral strike-slip rate of the Luoshan fault in the Shiyadong and Machanggou sites (Fig.4.6.5, two inset boxes).

Shiyadong site (Fig.4.6.5): Here, streams and gullies are dextrally displaced by different amounts. The topographic map of a $18\text{m}\pm 1\text{m}$ -displacement gully was measured by total station (Fig.4.6.9), and this gully has been illustrated in Figure 8a. Two depositional terraces were formed in the upthrown block and one depositional terrace, being eroded away close to the fault, was formed in the downthrown block. The terrace I is about 1-1.5m high and the top of the terrace is composed by 0.5m gray black soil. The other parts of terrace I were composed by gravel and sand layers. The terrace II is 5-6m high. Its top and bottom are composed by light yellowish sand with a height of 2m and lower than 1m, respectively. The middle part of the terrace II is composed by gravel. The $18\pm 1\text{m}$ -offset is the displacement of central line of the gully between the two sides of the fault. The incision age postdates the deposition age, so the age of the oldest depositional terrace represents a maximum age of the displacement. A rough indication of the terrace age is indicated by a TL (numbering ST) dating of 9800 ± 750 yr B.P. (table 1) collected below the top surface of the terrace II. Therefore, the minimum right-lateral strike-slip rate could be about $1.8\pm 0.2\text{mm/a}$ during the Holocene.

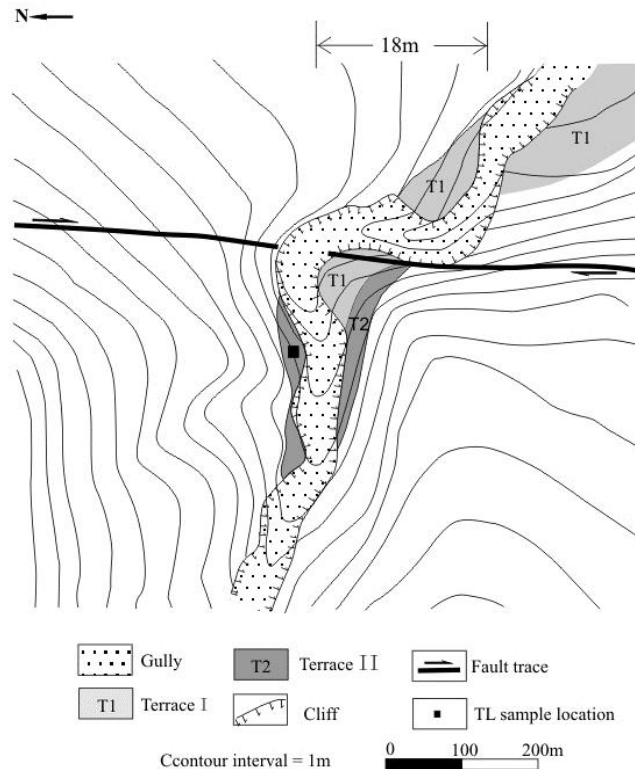


Figure 4.6.9 Topographic map of fault landform near Shiyadong surveyed by total station (Shiyadong site in figure 4.6.5). The gully has been right-laterally offset $18\pm 1\text{m}$ and illustrated in figure 4.6.6a.

Machanggou site (Fig.4.6.5): Machanggou alluvial fan is the oldest in the eastern piedmont of the Luoshan mountain, and it is clearly cut and dextrally displaced by the fault. Determining the offset of the fan is difficult, because we can not find suitable indications to measure it. As soon as an alluvial fan forms, streams and gullies will carve on it, the largest streams may be regarded coeval with the alluvial fan, and the displacement of the largest stream could approximate the displacement of the fan. The Machanggou gully is the largest gully that incised into the highest and oldest Machanggou alluvial fan, and the displacement of the southern gully wall between the two points A and B is $171\pm 10\text{m}$ measured by total station, it is the largest offset value along the Luoshan fault. From the south wall of the Machanggou gully, a sample (numbering MA) of alluvial fine sand was collected 3m below the surface of the oldest alluvial fan (black triangle, Fig.4.6.5), its TL dating being 69000 ± 5400 yr B.P (table 4.4.3). According to the displacement of the alluvial fan, the right-lateral strike-slip rate is $2.5\pm 0.3\text{mm/a}$ since late Pleistocene. The formation age of the alluvial is older than the formation age of the gully, so the $2.5\pm 0.3\text{mm/yr}$ slip-rate should be a minimum value. It is worth noting that the longer the streams and gullies developed, the larger they have been displaced by the fault motions. By grouping these streams and gullies according to their scales, it is possible to use the average displacement of each group in order to compute an average slip rate.

According to our observation, the gullies along the Luoshan fault can be divided into four groups characterized based on similar width、 length and terrace orders.

Table 4.4.3 TL sample data (dated by TL laboratory of Institute of Geology, China Seismological Bureau, Beijing)

Sample Number	Location	Depositional Environment	Temperature range (°C)	Equivalent Dose (Grays)	Dose Rate (Grays/ka)	TL age (a)
ST	Terrace II in SYD	Fine alluvial sand	310-350	44.80±3.18	4.57±0.36	9800±750
MA	Alluvial fan in MCG	Fine alluvial sand	310-350	319.24±24.58	4.62±0.37	69000±5400
sd1	SYD trench	Eolian loess	310-350	19.74±1.18	3.97±0.31	4970±390
sd2	SYD trench	Eolian loess	310-350	14.56±1.08	4.65±0.36	3130±240
sd3	SYD trench	Eolian loess	310-350	10.08±0.87	4.52±0.35	2230±170
sm3	SM trench	Fine alluvial and	310-350	31.81±2.14	3.95±0.34	8200±600

SYD-Shiyaodong, MCG-Machanggou, SM-Shuangmiao

Table 4.4.4 Statistics of horizontal displacements of gullies along the Luoshan fault

Order of gullies	Displacement values (m)	The range of displacement values	Averaging value
I	59,52,60,50,60	50-60	80
II	16,22,26,18, 15,23,19,21, 22,18,18,18,20,31, 25,28.3,15.3,24,25,28,23,22	15-31	21.7
III	8,7.5,8.5,11,8,9,10,12.5,12,14, 8.4,8,10,13,12.7,14,10,14,15, 10,9,10,7,15,8.3,8.3,9,7.7,5,7, 13,7,7,9,8,12,15,10,13,8, 10,7,8	7-15	10.02
IV	4,4,7,2,1.5,4,2.7,3.6,5.4,3,3, 5.4,4,5,3,5,5	1.5-5.4	3.8

In group I, the gullies eroded upstream the Ordovician rocks but did not erode upstream to the watershed, and three alluvial terraces are developed along the gullies.

The gullies of group II are located only within the alluvial fan surface, and did not erode upstream to the Ordovician units, and two terraces are developed.

The gullies of group III are tens-of-meters-long and 1-2m deep, and are also craved only in the alluvial fan.

Finally, the gullies of group IV only several meters long and less than 1m deep, they are the smallest gullies along the Luoshan fault.

87 offset values were measured along the fault (table 4.4.4) and arranged into related groups. Most measurements are made with a tape measure and some of them with total station. Considering that the average displacement of order II is $21.7 \pm 1\text{m}$, and that the age of group II in Shiyaodong is 9800 ± 750 yr B.P., the rough average slip rate related to this period is $2.2 \pm 0.2\text{mm/yr}$.

Altogether, the minimum slip-rate, considering three values above, is $2.15 \pm 0.2\text{mm/a}$ (mean value of $1.8 \pm 0.2\text{mm/a}$ and $2.5 \pm 0.3\text{mm/a}$).

(2) Paleoseismic analyses

Although six trenches had been excavated along the Luoshan fault (Fig.4.6.1), evidence for individual paleoearthquake can only be found in the Shiyaodong and Shuangmiao trenches. The other trenches were excavated on the youngest surfaces,

and where exposing only the most recent faulting event, one log of these trenches was shown in figure 4.6.4.

Shiyaodong Trench: This trench was excavated across the SF4, and particularly across a straight 2.2m high fault scarp cutting the alluvial fan near the farm of Shiyaodong. The stratigraphical succession observed in the south wall of the trench is composed mainly by eolian silt (loess) and alluvial gravel (Fig.4.6.10).

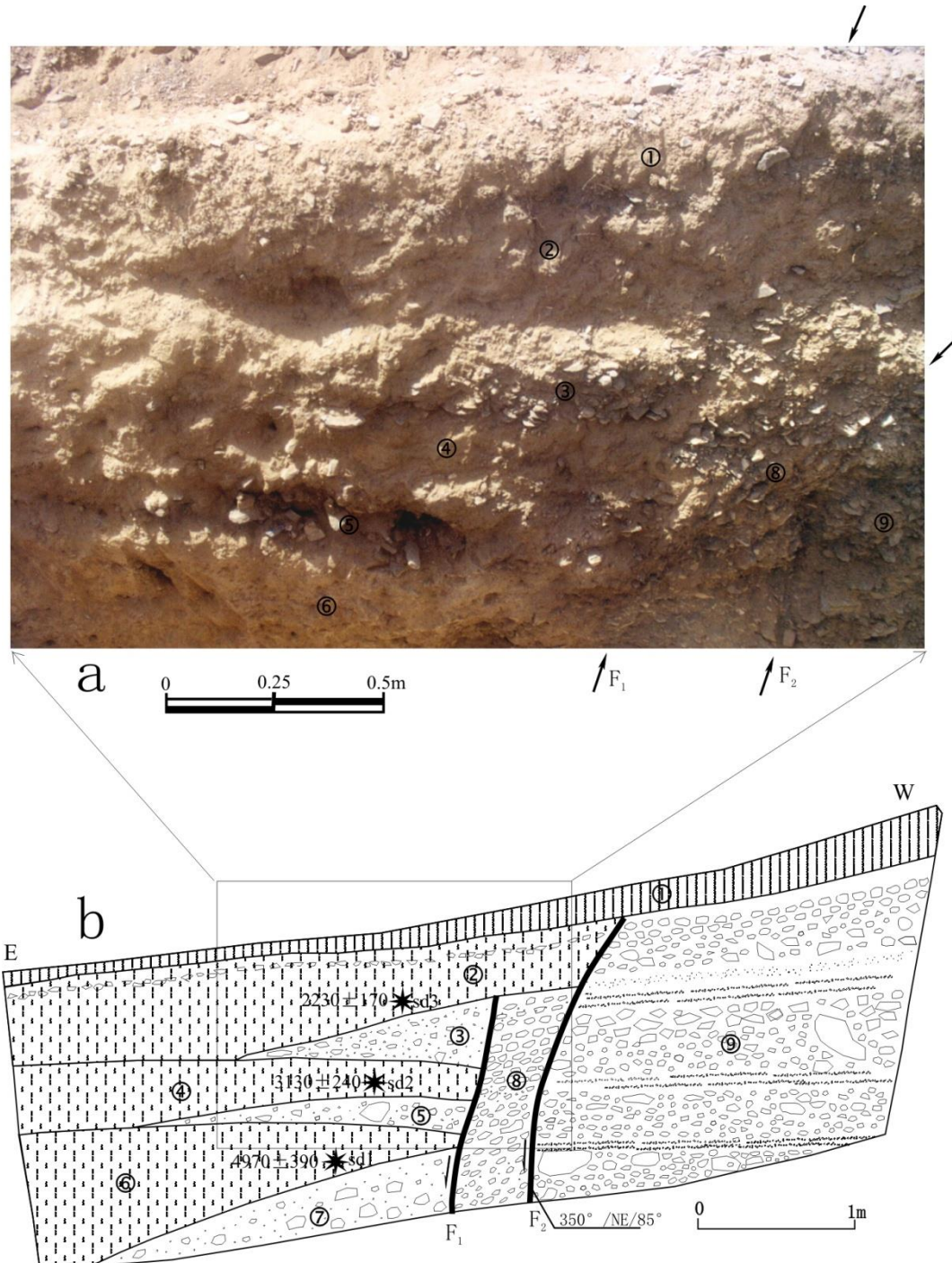


Figure 4.6.10 South wall of Shiyaodong trench. (a) Photo of the south wall. Arrows indicate faults. (b) Log of the south wall. The numbers represent stratigraphic units, ① Recent alluvial loess mixed with small gravel; ② Redeposited loess, whereas a layer of gravel exists in the upper part of the bed;

③ Colluvial wedge consisting of gravel and redeposited loess. The thickness of this unit is about 0.4m near the fault and extends 1.5m away from the fault; ④ Redeposited loess, and they are brought by sheet flow on the upthrown block of the fault and eolian deflation; ⑤ Colluvial wedge which consists of gravel mixed with redeposited loess. This unit has a thickness of 0.2m in the vicinity of the fault and thins away from the fault. It extends 2m and then lenses out; ⑥ Redeposited loess; ⑦ Colluvial wedge (not well exposed) composed by coarse gravel and loess; ⑧ Fracture zone of about 0.5m width consisting of gravel from alluvial fan, in which the beddings of gravel dip eastwards; ⑨ Gravel bed of alluvial fan, consisting of coarse gravel bedded with sand. The big box shows the area of photo. Stars represent TL sample locations. Sample names and ages are also labeled on the log.

Two faults F_1 and F_2 were exposed on the wall. The sediments west of the F_2 are composed of alluvial gravel with horizontal beddings. The sediments between F_1 and F_2 are also composed of alluvial gravels, but layers have been tilted eastward by the movement of faults. The deposits related to the faulting events are found on the eastern side of F_1 . The faulting history could be tentatively suggested by the presence of lenses of gravels in the hangingwall that could be interpreted as colluvial wedges that formed during the degradation of unit ⑨ after each surface faulting. The colluvial wedges consist primarily of coarse cobbles mixed with fine silts without beddings. It has been introduced that the right lateral strike slip Luoshan fault are characterized by pivotal movement, a minor normal element was accompanied with right lateral strike slip along Shiyadong segment, the fault scarps have showed that normal faulting existed all the time, hence, colluvial wedges are small along Luoshan fault. Two paleoearthquakes are determined from this trench. Units ③ and ⑤ can be interpreted as two colluvial wedges and each of them probably represents one paleoevent. Unit ⑦ is perhaps another colluvial wedge, but it is not well exposed.

The most recent event occurred along fault F_2 which cut layer ③ and is covered by layer ①, there was no colluvial wedge related to this paleoearthquake probably because of the geometry of F_1 (figure 11). Three TL age samples of sd1, sd2 and sd3 were collected from the bottom of debris slope over every possible colluvial wedge (Fig.11). Their ages are 4970 ± 390 yr B.P., 3130 ± 240 yr B.P. and 2230 ± 170 yr B.P (table 1), so the two paleoearthquakes (DE1 and DE2) occurred before 3130 ± 240 yr B.P. but after 4970 ± 390 yr B.P., before 2230 ± 170 yr B.P. and after 3130 ± 240 yr B.P. The most recent event occurred after 2230 ± 170 yr B.P. and was responsible for the 1561 A.D. earthquake.

Shuangmiao Trench: This trench is excavated across a west-facing scarp. Here, the fault is shown by a 2-meter high reverse fault scarp formed on the alluvial fan (Fig.4.6.6c). The sediments observed in the south wall of the trench are mainly alluvial gravels, sand and soil (Fig.4.6.11).

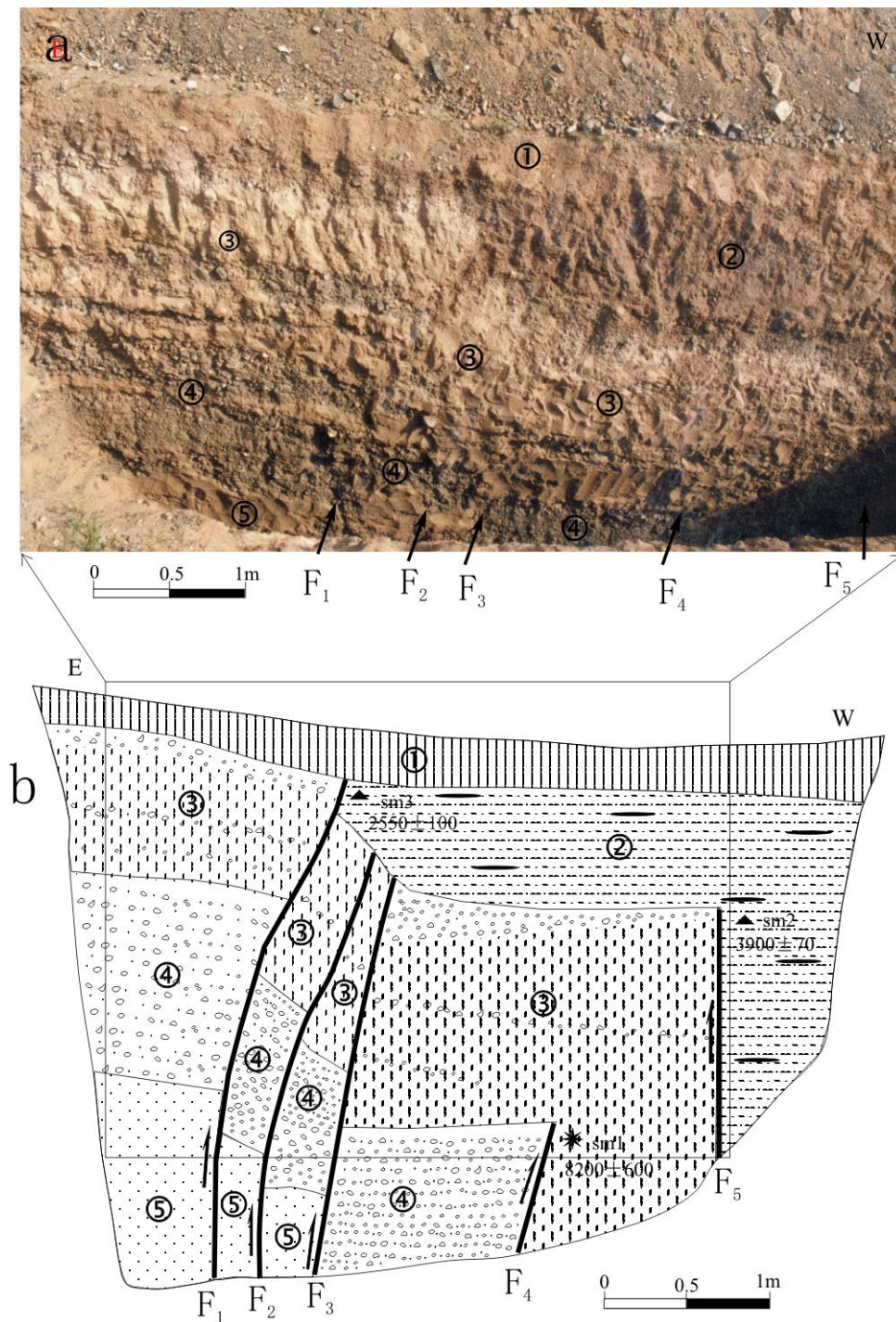


Figure 4.6.11 South wall of Shuangmiao trench. (a) Photo of the south wall. Arrows indicate faults. (b) Log of the south wall. The numbers represent stratigraphic units, ①Recent hillslope deposits; ②Light black soil containing a little peat; the materials of this unit came from hillslope and deposited in the fault sag; ③Redeposited loess interbedded with three layers of gravel; ④Gravel interbedded with sand; ⑤Fine alluvial sand. The big box shows the area of the photo. Stars represent TL sample locations. Sample names and ages are also labeled on the log.

Five high-angle reverse faults can be recognized. The sediments eastward of F_1 are alluvial gravels, which could be reasonably tilted by the thrusting motion. The growing of the east-dipping-reverse-fault caused the trapping of the deposits at the foothill. Firstly, the right lateral strike slip is dominant and the thrusting motion is minor, secondly, the hillslope deposits (unit ②) accumulated quickly along the fault scarp, so the colluvial fabric were undeveloped. At least three paleoearthquakes can be recognized at this site. The first paleoevent occurred during the deposition of unit ③. F_4 cuts unit ④ and the lower part of unit ③, and then was buried by the upper part of this unit. The second paleoevent occurred during the deposition of unit ② as showed by fault F_2 , F_3 and F_5 . These faults cut units ③, ④ and ⑤, particularly, F_5 cut the lower part of unit ②, and were buried by the upper part of unit ②. The last paleoevent occurred along the fault F_1 , it cut unit ② and was buried by unit ①.

In order to determine the timing of these paleoevents, three samples were collected and dated. These are: sample sm1 composed by fine sand with TL age of 8200 ± 600 yr B.P. (table 1); sample sm2 consisted of peat deposits and its ^{14}C age is 3900 ± 70 yr B.P., dendrochronologically corrected age is 4150 ± 120 C.B.P; sample sm3 was taken from the peat deposits of unit ②, its ^{14}C age is 2550 ± 100 yr B.P., dendrochronologically corrected age is 2550 ± 190 C.B.P. ^{14}C samples were dated by ^{14}C laboratory of Institute of Geology, China Seismological Bureau. According to these datings, the first paleoevent (GE1) occurred after 8200 ± 600 yr B.P; the second paleoevent (GE2) occurred after 4150 ± 120 yr C.B.P., the third paleoevent (GE3) occurred after 2550 ± 190 yr C.B.P. and should correspond to 1561 A.D. earthquake.

(3) Sequence of faulting events and recurrence intervals

Figure 4.6.12 summarizes the paleoseismic events identified in the two trenches. Four paleoevents can be determined since Holocene along the Luoshan fault. The oldest paleoevent (E_1) is recognized only in Shuangmiao trench, and it occurred after 8200 ± 600 yr B.P. The second paleoevent (E_2) was recognized both in Shiyadong and Shuangmiao trenches; it occurred between 3130 ± 240 yr B.P and 4150 ± 120 yr C. B.P. The third (E_3) paleoevent can only be recognized in Shiyadong trench, where it occurred before 2230 ± 170 yr B.P. The most recent event was recognized in both trenches, and it occurred after 2230 ± 170 yr B.P in Shiyadong trench and after 2550 ± 190 yr B.P in Shuangmiao trench. Combining with historical data, the last event could be the earthquake of 1561 A.D.

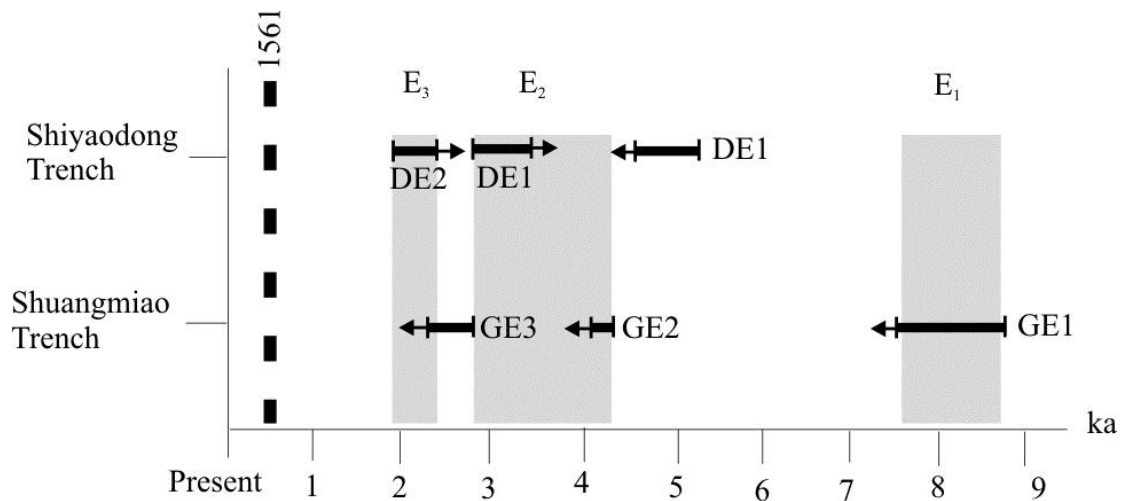


Figure 4.6.12 Comparison of paleoearthquakes and recurrence interval for large earthquakes documented in trenches along Luoshan fault. Thick bars show the age range of TL from samples. Arrows indicate whether the earthquake occurred prior to or after that period. Dashed dark line indicates probable historical earthquake in 1561 A.D. E_1 - E_3 indicate paleoevents and sequence, the time estimate corresponds to the shaded area.

2. Conclusions

On the basis of field and aerial photo mapping and paleoseismological trenching, we have achieved the following results:

① The Luoshan fault is composed of six sections, and trending 350° with a total length of 60 km. The fault striae, and the right-lateral displacement of gullies and streams indicate that, differently from other faults in the northeastern margin of Tibetan plateau, the Luoshan fault is a right-lateral strike-slip fault. According to the displacement of terraces and alluvial fans and their dating ages, the minimum right-lateral strike-slip rate was determined to be $2.15 \pm 0.2 \text{ mm/a}$ since late Pleistocene.

② A $M \approx 7.3$ earthquake occurred in 1561 A.D. in the area close to Luoshan mountain. Through detailed fieldwork in this area, we related the Luoshan fault to this earthquake. The whole fault-rupture is about 60 km, while the largest horizontal displacement evaluated for this earthquake is 5.4 m, the average being 3.8 m.

③ By means of paleoseismological analyses carried out within 2 trenches, besides the 1561 earthquake, we find evidences for three paleoearthquakes along the Luoshan fault, and they occurred after $8200 \pm 600 \text{ yr B.P.}$, between $3130 \pm 240 \text{ yr B.P.}$ and $4150 \pm 120 \text{ yr C.B.P.}$, and before $2230 \pm 170 \text{ yr B.P.}$, respectively.

参考文献

- 田勤俭, 1998, 老龙湾拉分盆地演化与海原断裂带走滑运动, 博士学位论文
- 程绍平, 1991, 断错阶地水平位移量确定的一个理论问题, 活动断裂研究, 1, 地震出版社
- 邓起东、汪一鹏、廖玉华、张维歧、李孟奎, 1984a, 断层崖崩积楔及贺兰山山前断裂全新世活动历史, 科学通报, No. 9, p557~560
- 邓起东, 1984b, 断层性状、盆地类型、及其形成机制, 地震科学研究, 5期, p51~59
- 邓起东, 陈社发, 1988, 走滑型断层的特征及其形成机制, 中国地震断层研究, 新疆人民出版社
- 冉勇康, 汪一鹏, 方仲景, 1992, 活动断裂的滑动样式及段落类型初析, 地质地质, 14卷, 2期, 228~236
- 冉勇康, 段瑞涛, 邓起东, 焦德成, 闵伟, 1997, 海原断裂高湾子地点三维探槽的开挖与古地震研究, 地震地质, 19卷, 2期
- 宋方敏, 朱世龙, 汪一鹏, 邓起东, 张维歧, 1983, 1920年海原地震中的最大水平位移及西华山北缘断裂地震重复率估计, 地震地质, 5卷, 4期
- 汪一鹏、宋方敏、李志义、尤惠川、安平, 1990, 宁夏香山一天景山断裂带晚第四纪强震重复间隔的研究, 中国地震, Vol. 6, No. 2
- 张维歧、焦德成、柴炽章、宋方敏、汪一鹏, 1988, 宁夏香山一天景山弧形断裂带新活动特征及1709年中卫南7¹/₂级地震形变带, 地震地质, 10卷, 3期
- 周特先, 姚茂文等, 1994, 宁夏构造地貌, 宁夏人民出版社
- R. c. 贝克纳姆等, 1980, 根据断层崖高度一坡角关系计算断层崖的年龄, 活断层研究, 地震出版社
- 国家地震局地质研究所, 1987, 黄河黑山峡大柳树坝址地震基本烈度符合报告
- 国家地震局分析预报中心, 1991, 黄河黑山峡河段主要断裂活动及大柳树坝址地震危险性分析报告
- 国家地震局兰州地震研究所, 宁夏回族自治区地震队, 1980, 一九二〇年海原大地震, 地震出版社
- 国家地震局地震研究所, 宁夏地震局, 1990, 海原活动断裂带, 地震出版社
- 国家地震局地质研究所, 1979, 中华人民共和国地震构造图和说明书, 地图出版社
- 国家地震局鄂尔多斯周缘活动断裂系课题组, 1988, 鄂尔多斯周缘活动断裂系, 地震出版社
- 廖玉华等, 1982, 宁夏红果子沟长城错动新知, 地震地质, 2期
- 廖玉华等, 1982, 贺兰山东麓活动断裂带的初步探讨, 中国活动断裂, 地震出版社
- Deng Qidong, Ran Yongkang, 1996, Research of Paleoearthquakes in China, For the Paleoseismology workshop of 30th IGC, Beijing, 6~12
- Deng Qidong, Liao Vuhl 1996, Paleoseismology along the range-front fault of Helan Mountains, north central China, J. G. R., 101, B3, 5873~5893
- depolo, C. M., Slemmons, D. B., 1990, Estimation of earthquake size for seismic hazards, Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, Volume VIII, pl~27
- R. E. Wallace, C. R. Allen, et al., 1989, 活动构造学, 四川省地震局译, 四川科学技术出版社
- Sieh, K. E., 1978, Pre-historic large earthquakes produced by slip on the San Andreas fault at Pallett Creek, California, JGR, 83, 3907~3939
- Sieh, K. E., 1981, A review of geological evidence for recurrence times of large earthquakes, in Earthquake Prediction—An International Review, edited by, D. w. Simpson and P. G. Richards, Maurice Ewing ser. Vol. 4, 181~194, AGU, Washington, D. C.
- Sieh, K. E., 1984, Lateral offsets and revised dates of large earthquakes at Pallett Creek, California, JGR, 89, 7641~7670
- Wallace, R. E., 1987, Variations in slip rates, migration, and grouping of slip events Oil faults in the Great Basin province, Bull. Seismoi. Soc. Am., 77, 868~876

- Wallace, R. E. , 1981, Active faults, paleoseismology, and earthquake hazards in the western United States, in Simpson, D. W. , and Richards, P. C. , eds. , Earthquake prediction—An international Review: Washington, D. C. , American Geological Union, Maurice Ewing Series 4, 209~216
- Wallace, R. E. , 1977, Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada, BGSA, V. 88. 1267~1278
- R. E. Wallace, 1977, profiles and ages of young fault scarps, Bull. Geol. Soc. Am. , Vol. 88, No. 9
- Weldon and Sieh, Holocene rate of slip and tentative recurrence interval for large earthquakes on the San Andreas fault, Cajon Pass, Southern California, Geol. Soc. Am. Bull., 1985, V. 96, No. 1, 101~110
- Yeats, R. S. , 1996, Introduction to special section: Paleoseismology, JGR, V. 101, N. B3, 5847~5853