

青藏高原

东北隅弧束区新构造运动的 阶段和总量

丁国瑜 田勤俭 申旭辉 邢成起 韦开波 著

地震出版社

青藏高原东北隅弧束区 新构造运动的阶段和总量

丁国瑜 田勤俭 申旭辉 邢成起 韦开波 著

地震出版社

图书在版编目 (CIP) 数据

青藏高原东北隅弧束区新构造运动的阶段和总量/丁国瑜等著. —北京: 地震出版社, 2017. 6

ISBN 978-7-5028-4845-3

I. ①青… II. ①丁… III. ①青藏高原—现代地壳构造运动—研究 IV. ①P546

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2017) 第 075553 号

地震版 XM2334

青藏高原东北隅弧束区新构造运动的阶段和总量

丁国瑜 田勤俭 申旭辉 邢成起 韦开波 著

责任编辑: 刘晶海

责任校对: 凌 樱

出版发行: 地震出版社

北京市海淀区民族大学南路9号

发行部: 68423031 68467993

门市部: 68467991

总编室: 68462709 68423029

专业部: 68467982 68721991

<http://www.dzpress.com.cn>

邮编: 100081

传真: 88421706

传真: 68467991

传真: 68455221

经销: 全国各地新华书店

印刷: 北京鑫丰华彩印有限公司

版(印)次: 2017年6月第一版 2017年6月第一次印刷

开本: 787×1092 1/16

字数: 287千字

印张: 11.5

印数: 0001~1500

书号: ISBN 978-7-5028-4845-3/P (5545)

定价: 50.00元

版权所有 翻印必究

(图书出现印装问题, 本社负责调换)

前 言

青藏高原东北隅弧束区地处青藏高原块体与鄂尔多斯块体、阿拉善块体的交接区,是青藏高原强烈隆升和向外扩展的最新地区,也是我国大陆新构造运动和强震活动十分活跃和典型的地区。由于青藏高原的隆起和向四周的挤压及侧向滑移,在该区形成了一系列向外(北东)凸出的弧形断裂带及其控制的弧形山脉和断陷盆地,其中主要的活动断裂带由内向外依次有海原断裂带、中卫断裂带、烟筒山断裂带和牛首山断裂带。这些断裂带在第四纪以来有过多次强烈的逆冲和左旋走滑活动,保留了第四纪以来周围上述三大构造块体相互作用过程的大量遗迹。本区地震灾害频发,据历史记载,沿区内断裂带曾发生过1561年中宁7¼级、1622年固原北7级、1709年中卫南7½级、1920年海原8.6级等一系列大地震,其中1920年海原8.6级地震是中国大陆上有历史记载以来最为强烈的特大地震之一。特殊的构造位置、强烈的构造变形和频发的地震灾害,使得本区长期以来倍受中外地质学家的高度重视。

本区晚新生代地质研究工作,开始于20世纪初叶。1920年海原地震之后,翁文灏等立即对大震区进行了现场考察,对极震区位置以及地震破坏情况进行了调查(翁文灏,1922),在此基础上,谢家荣等对震区及其外围地区地质地貌现象作了初步考察,其中对该区主要地貌单元的划分方案(谢家荣,1924;袁复礼,1925;杨钟键等,1937),一直沿用至今。

20世纪50年代后期,是本区新构造运动研究的第一个高潮时期。许多地学界的前辈都曾多次论述该区的状况。黄汲清先生在论述中国新构造运动的基本类型时,对本区西起河西走廊,东到鄂尔多斯,南起秦岭山巅,北到河套平原的大量地质现象进行了重点分析,叙述和归纳了有关的构造活动类型,并划分了构造活动单元(黄汲清,1957)。杨钟键先生在1950年即已经就河西走廊地区第三系逆冲到中更新统之上的现象作了报道(杨钟键,1950;1957);袁复礼先生则重点对渭河盆地的新构造运动作了讨论;王曰伦(1957)对黄河的宽谷峡谷相间特征以及相应的水系改道及其与新构造活动的关系进行了分析;王乃梁(1957)曾经讨论陇东地区及六盘山一带的新构造;余伯良的研究重点则在河西走廊一带。此外,王竹泉(1957)、周光(1957)等则进行了结合地震区划研究。

从20世纪70年代末期以来,本区新构造研究进入又一个高潮时期。与50年代以来的研究工作相比,这一时期的工作更多地带着与地震研究相结合的色彩,并以活动断层研究为重点。包括1920年8.6级地震的考察和综合研究(兰州地震研究所等,1980;环文林,1986);古地震研究(朱海之,1982;陈志泰等,1982;周俊喜,1983;刘百簏,1985;向宏发等,1998);断层滑动速率及应变量研究(张维歧等,1982;宋方敏等,1983;邓起东等,1987)以及在此基础上的地球动力学环境研究(汪一鹏等,1979;1982;1986;Burchfiel, B C等,1991;Zhang Peizhen等,1991;鄂尔多斯周缘活动断裂

系课题组, 1988; 国家地震局地质研究所和宁夏地震局, 1990)。

青藏高原东北隅作为中国大陆东西及南北分异的主要构造结, 其不同地段的构造活动存在极为明显的差异, 如银川地堑与海原-古浪弧束区之间以牛首山断裂为界存在的差别(汪一鹏等, 1982)。青藏高原的侧向推挤作用不仅造成了高原北缘以祁连山和河西走廊为代表的巨型收缩应变, 同时还诱发了向东的大规模水平位移(丁国瑜, 1996)以及东部鄂尔多斯地块的旋转变形(卢演涛等, 1986; 苏刚, 1980)。迄今为止, 青藏高原东北隅地区的新生代尤其是晚新生代构造活动仍然存在诸多疑问。

本书是 1996~2000 年间由丁国瑜院士负责的国家自然科学基金重点项目“青藏、华北和华南三大块体接合区第四纪构造变动研究”和地震联合基金重点项目“青藏高原东北隅弧束区新构造运动的阶段划分与演化过程的精细定量研究”中的一部分。课题的主要研究目标和拟解决的关键问题是青藏高原东北隅新构造扩展过程中: ①不同构造阶段和构造事件的识别和年代划分; ②不同构造阶段的运动方式和位移总量的确定; ③应变分配模型的建立。在课题实施过程中, 重点对海原断裂带老龙湾地区、中卫-同心断裂带中卫附近地区、同心附近地区进行了研究。其中, 在老龙湾地区, 通过拉分盆地研究, 重点讨论了海原断裂带的构造演化和走滑位移; 在中卫附近地区, 通过地貌面和阶地断错, 重点研究了中卫-同心断裂带的构造阶段和水平走滑速率; 在同心附近地区, 通过褶皱和地层不整合, 重点研究了构造事件的时间序列。通过这些工作, 本书试图探讨影响地震活动的地质构造基础。

这些工作虽然是在 20 年前开展, 一些文章也在不同刊物上发表, 但研究思路、资料和研究成果对现今新构造、活动构造、地震构造方面的研究仍有重要的参考价值, 因此总结出版。

著者

2015 年 10 月

目 录

第一章 弧束区弧形构造和阶梯状地貌特征	(1)
1.1 构造地貌遥感解译	(1)
1.1.1 遥感资料及处理方法	(1)
1.1.2 构造解译	(2)
1.2 构造地貌特征分析	(3)
1.2.1 弧形构造	(3)
1.2.2 阶梯状地貌	(6)
第二章 海原断裂带走滑活动与拉分盆地演化	(8)
2.1 地层沉积序列	(9)
2.1.1 盆地外围地层	(9)
2.1.2 盆地内地层沉积序列	(11)
2.1.3 地层时代对比	(18)
2.2 老龙湾盆地相关断裂	(21)
2.2.1 盆地北西西向边界断裂	(22)
2.2.2 盆地北东向边界断裂	(23)
2.2.3 盆地中间断裂带	(25)
2.3 盆地构造反转与后期变形	(27)
2.3.1 老龙湾盆地构造反转现象	(28)
2.3.2 老龙湾盆地内的褶皱变形	(29)
2.3.3 海原断裂带断裂走滑活动的迁移	(31)
2.4 老龙湾盆地构造演化与海原断裂带走滑量讨论	(33)
2.4.1 老龙湾盆地的构造演化	(33)
2.4.2 老龙湾盆地拉分量估计	(36)
2.4.3 海原断裂带走滑位移量讨论	(39)
第三章 中卫-同心断裂带断错地貌研究	(43)
3.1 中卫-同心断裂带活动特征	(43)
3.1.1 早期断裂活动	(43)
3.1.2 新活动断裂	(45)
3.2 中卫附近综合地貌研究与第四纪时间标尺	(47)
3.2.1 南山台子地质地貌剖面	(47)

3.2.2 黄河阶地研究	(51)
2.3.3 阶地区域对比问题	(55)
3.3 黄河阶地断错与中卫-同心断裂滑动速率研究	(57)
3.3.1 阶地断错问题	(57)
3.3.2 黄河阶地断错	(60)
3.3.3 冲沟、水系断错	(63)
3.3.4 断层滑动速率	(65)
3.3.5 位错总量讨论	(67)
第四章 天景山地块隆升与层状地貌	(69)
4.1 区域层状地貌基本特征	(69)
4.1.1 区域性地貌面	(69)
4.1.2 河流阶地	(79)
4.1.3 地貌面特征小结	(85)
4.2 土壤发育与粗碎屑地貌面形成年代确定	(88)
4.2.1 土壤年代学方法及其测年原理	(88)
4.2.2 砾石 Ca 膜的成因、结构特征与测年原理	(91)
4.2.3 黄河阶地的砾石 Ca 膜及其厚度测量方法	(93)
4.2.4 砾石 Ca 膜的电子自旋共振 (ESR) 测年、 厚度累积速率及厚度-年龄定量关系	(94)
4.2.5 研究区粗碎屑地貌面年龄测定结果	(98)
4.2.6 有关问题的讨论	(98)
4.3 夷平面的形成年代分析	(99)
4.4 地貌面与构造差异抬升	(100)
4.4.1 河流阶地横向对比	(100)
4.4.2 河流阶地形成过程中构造作用的多层次性分析	(102)
4.4.3 阶地形成与气候变化的关系	(106)
4.4.4 有关阶地对比问题的讨论	(106)
4.5 弧束区地貌面与新构造演化小结	(108)
第五章 同心地区地层沉积序列与构造变形阶段	(111)
5.1 区域晚新生代地层	(111)
5.1.1 第三纪地层的划分与对比	(111)
5.1.2 第三纪地层的岩性岩相特征	(112)
5.1.3 第三纪沉积地层的空间分布特征	(117)
5.2 贺家口子剖面研究与第三纪地层年代标定	(120)
5.2.1 贺家口子剖面岩石地层划分	(120)
5.2.2 磁性地层剖面的建立	(126)
5.2.3 地层年代标定结果	(129)

5.2.4 贺家口子剖面所显示的地质事件序列	(130)
5.3 桃山-贺家口子一带第四系不整合事件	(132)
5.3.1 第四纪地层变形现象	(133)
5.3.2 晚第四纪构造事件定年	(134)
5.4 青藏高原东北隅晚新生代构造事件序列	(136)
5.4.1 10Ma 的构造事件	(136)
5.4.2 5.4Ma 的构造事件	(139)
5.4.3 0.8Ma~0.9Ma 的构造事件	(141)
5.4.4 0.15Ma 以来的最新变形阶段	(141)
第六章 青藏高原东北隅构造变形模型与地震	(145)
6.1 青藏高原东北隅似三联点构造与运动平衡	(145)
6.1.1 相关块体及构造支	(146)
6.1.2 交接构造区的运动和变形	(148)
6.1.3 似三联点构造的运动平衡	(150)
6.1.4 深部右旋剪切带的存在	(152)
6.2 青藏高原东北隅应变分配模型	(156)
6.2.1 应变分配现象	(156)
6.2.2 应变分配模型	(158)
6.3 地震构造模型与地震危险性	(159)
6.3.1 青藏高原东北隅地震构造模型	(160)
6.3.2 地震空间关联性	(164)
6.3.3 强震危险性预测讨论	(166)
参考文献	(168)
结束语	(175)

第一章 弧束区弧形构造和阶梯状地貌特征

活动的青藏高原不断的隆升和向外推挤，塑造了青藏高原及周围地区的构造地貌形态。青藏高原东北隅位于青藏高原块体与鄂尔多斯块体、阿拉善块体的接合区，来自青藏高原的作用力，在该区形成强烈的构造变形。对该区构造变形总体图像进行研究，可以认识该区的构造环境，从而认识青藏高原的运动特征。

本章以遥感解译为基础，对青藏高原东北隅构造变形的总体图像和构造地貌格局进行研究，结合不同构造区构造变形模型的理论研究成果，推测了该区新构造运动的基本特征。

1.1 构造地貌遥感解译

1.1.1 遥感资料及处理方法

遥感技术的发展为我们直观、全面地认识各种构造形迹的空间分布提供了快捷有效的技术方法。我们应用美国 RSI（Reaserch Systermes, Inc.）公司开发的 ENVI（The Environment for Visualizing Images）遥感图像处理软件，对研究内六景 TM 卫星遥感图像数据进行了处理。

专题绘图仪（Thematic Mapper）TM 是美国陆地卫星 4、5 号所携带的一种多光谱扫描仪，其数字产品是 TM 磁带，TM 的波谱范围比多光谱扫描仪 MSS 大，工作波段多，TM 有 7 个波段，每个波段范围较窄，因而波谱分辨率比 MSS 图像高。TM 空间分辨率为 30 m（TM6 的地面分辨率只有 120 m），高于 MSS 的地面分辨率（80 m），其亮度数字化级数是 256（MSS 只有 64 级）。一景 TM 影像数据对应地面面积为 185 km×185 km，每一波段大约有 5965 个扫描行，每一扫描行大约有 6967 个像元点，每个像元点对应的实际地面大小为 30 m×30 m。表 1.1 给出了 TM 的工作波段范围及其数字图像的主要特征。

表 1.1 TM 工作波段及其主要用途

波段序号	波长范围（μm）	主要用途
1	0.45~0.5（蓝）	能穿透水体，用于海岸水域制图，区分土壤和植被，区分针叶树和阔叶树
2	0.52~0.6（绿）	探测植物的绿色反射率，评价生长状态
3	0.63~0.69（红）	叶绿色吸收波段，进行植物分类

续表

波段序号	波长范围（μm）	主要用途
4	0.76~0.94（近红外）	确定水中植物含量，圈定水体边界
5	1.55~1.75（中红外）	探测植物含水量和土壤含水量，区分云和雪
6	10.4~12.50（热红外）	探测植物病虫害，探测土壤含水量，绘制水温图、地表热异常图
7	2.08~2.35（中红外）	区分岩石类型，热状态制图

（据宁书年等，1995）

由于遥感图像视域宽广，信息丰富，包括可见光、红外、微波多波段遥感，能提供超出人视觉以外的大量构造信息。通过对遥感图像的地质解译，可获得各种不同构造要素的空间分布及活动强度的信息。

对遥感图像的计算机处理主要应用图像镶嵌、几何精校正、假彩色合成、拉伸变换以及图像增强和纹理增强等方法。图像镶嵌是将单幅图像数据根据某些标志拼接成一幅大的图像，以获取研究区统一的整体图像；几何精校正是为了消除或减低图像成像过程中形成的几何畸变，是通过对比图像上与1:5万地形图上若干标志点的地理坐标，应用特定的数学变换完成的。最后得到研究区3、4、7波段的假彩色合成图。由于不同区域所要突出的构造形迹不同，为了便于解译，对各种构造形迹采用了不同的处理方法，得到了不同比例尺的局部图像，如中卫-同心断裂带、海原断裂带、老龙湾拉分盆地、古浪断裂带等。

1.1.2 构造解译

遥感图像的构造解译是指通过对形状、大小、色调、阴影、花纹等影象特征识别不同的地质体，并通过水系、构造地貌等分析，判断构造活动性。在研究区卫片图中，可识别的构造或地貌要素主要有：

- 断裂：遥感图像上的线性构造。
- 褶皱：主要根据隆起、沉降形态和水系的弯曲特征等。
- 山岭：切割强烈，水系的分水岭。
- 高原（夷平面）：切割密度相对均匀的隆起。
- 盆地：影像相对均匀的堆积区。
- 基岩与新生代地层：切割密度、颜色差异。

除上述一般特征外，活动构造的解译需要根据构造活动所产生的地貌效应，其中主要包括活动构造的几何特征、构造组合以及对水系形态和分布的影响等进行综合分析，具体内容涉及活动构造学的基本原理，这里不做详细论述。

通过对上述构造地貌要素的解译，参照1:20万区域地质图等资料，得到该区的卫片综合解译图（图1.1）。

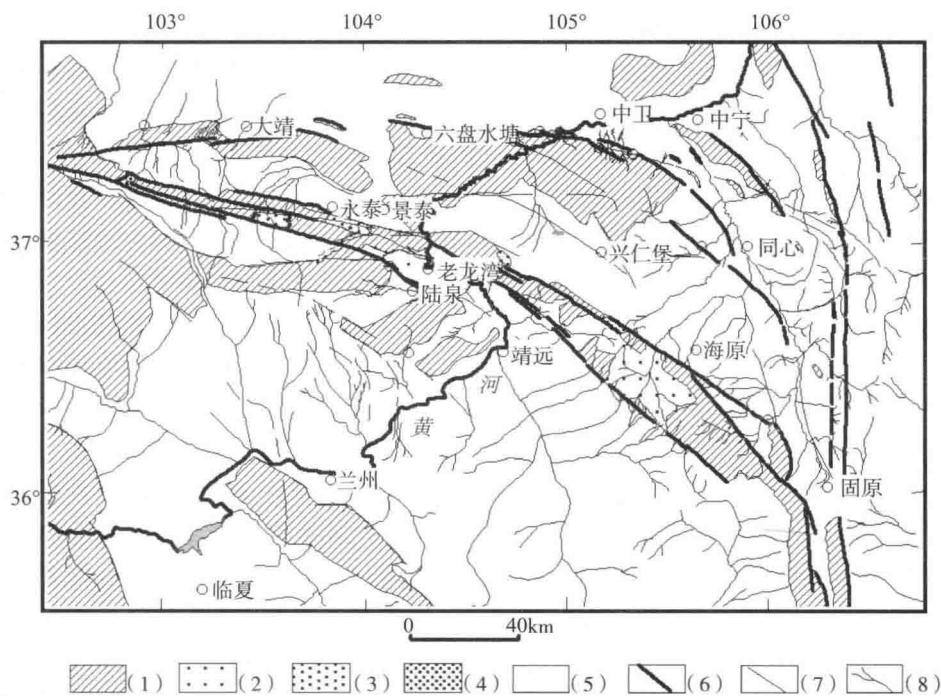


图 1.1 青藏高原东北隅卫片综合解译图

(1) 基岩山地；(2) 拉分盆地 A；(3) 拉分盆地 B；(4) 拉分盆地 C；(5) 第四纪覆盖；
(6) 主要断裂；(7) 其他断裂；(8) 水系

1.2 构造地貌特征分析

根据对卫片的构造解译，青藏高原东北隅最明显的构造为弧形构造和阶梯状地貌。

1.2.1 弧形构造

该区最明显的弧形构造为海原断裂带和中卫-同心断裂带。两条弧形构造有一定差异，下面对两条构造带的结构和活动特征做简要介绍。

1.2.1.1 海原断裂带

海原断裂带控制了一系列条块状强烈隆起的山地（图 1.1）。这些山地西接祁连山，东连六盘山，包括毛毛山（4070 m）、老虎山（3215 m）、米家山（2304 m）、哈思山（3017 m）、水泉尖山（2280 m）、黄家洼山（2665 m）、西华山（2704 m）、南华山（2955 m）、月亮山（2633 m）等，长 450 km，宽 20~30 km，总体走向自西向东由近东西向转为北西向，海拔一般在 3000 m 左右。该条块状隆起山地的两侧线性影像清晰，明显受断裂控制，不同级别的水系左旋断错现象沿山体两侧断裂普遍发育。在山体内部还发育一些与山体走向基本一致的断裂，造成山体拉开、错动，并形成一些透镜状山体。

在海原断裂带条块状隆起山地之间或斜列部位，新生代盆地发育。这些盆地明显受断裂控制，有些已经隆起变形，有些正在接受沉积。盆地形状为菱形、矩形或楔形，盆地大

小可分为三个级别。下面简要介绍:

最大规模的盆地发育在老虎山隆起与哈思山隆起的左阶斜列部位,黄河在盆地内蜿蜒通过,在盆地中部形成大转弯——老龙湾,该盆地可称为老龙湾盆地。盆地呈菱形,长约20~50 km,宽约20 km。盆地南界为老虎山南缘断裂的东延部分,北界为哈斯山南缘断裂,东、西边界也存在线性影像。该盆地已经隆起变形,但由于其内部地层岩性和构造变形与周围地层的差异,形成明显的菱形影像。另外,在月亮山西部,南、西华山以南,在基岩隆起之间也存在新生代沉积区,其规模与老龙湾盆地相当。

中间规模的盆地包括松山滩盆地和松山水盆地。松山滩盆地发育于老虎山北缘断裂与老虎山南缘断裂之间,长约15 km,宽约8 km,盆地边缘和内部有新生代地层构成的丘陵或垅岗,说明盆地已隆起,以侵蚀作用为主。松山水盆地发育于老虎山北缘断裂与米家山北缘断裂之间,形状、尺度和影像特征与松山滩盆地基本一致。

最小规模的盆地主要为一些小型的盆地,一般长5~8 km,宽2~4 km。发育于海原断裂带内次级断裂的左阶斜列或交叉部位,形状为菱形、矩形或楔形。这些盆地均为最新沉积区,影像清晰,个别盆地(干盐池盆地)还发育现代湖泊。这些盆地自西向东是:天祝盆地、沈家庄盆地、荒凉滩盆地、邵水盆地、大营水盆地、干盐池盆地等。

上述三个级别的盆地边缘均有断裂控制,一般发育于断裂的左阶斜列部位,按其构造部位和几何特征,与拉分盆地的模式一致。其中,最小规模的盆地,通过对1920年海原8.6级地震地表破裂及海原活动断裂研究,已认为是拉分盆地,并作为海原断裂带左旋走滑活动的证据(国家地震局地质研究所等,1990)。对于较大级别的盆地,本文推测为拉分盆地,并将通过野外地质研究在以后章节中进行论述。

除拉分盆地外,在海原断裂带条块状隆起的两侧,发育大型山前凹陷,堆积第四系。在隆起的北侧为永泰盆地、兴仁堡-海原盆地;隆起带南侧为平城堡及旱平川盆地等。

根据卫片解译结果,海原断裂带总体表现为条块状隆起山地,山体两侧发育凹陷盆地,断裂带内部发育至少三个级别的拉分盆地。根据这些特征,可以推测海原断裂带具有一定挤压特征的同时,具有强烈的左旋走滑活动,且走滑活动开始的时间可能较早,形成了规模较大的拉分构造。

1.2.1.2 中卫-同心断裂带的结构特征

中卫-同心断裂带西起祁连山东端的古浪附近,向东沿长岭山、天景山、桃山、庙山等山前断续延伸,直至六盘山北端,总长约200 km。与海原断裂带活动形成强烈隆起的条块状山地不同,中卫-同心断裂带主要构成面状隆起的香山-天景山高原与中卫盆地-清水河盆地等沉降带的分界断裂。

从卫片图上可以看出,山前线性影像主要为三类:第一类为基岩高山与山前残丘或山前台地的分界断裂,走向近东西向,这类影像规模较大,延伸长,为沿断裂带内主要的线性影像,构成山前的主要边界断裂;在山前主边界断裂以北,发育一系列北西走向的残丘,如孤山子、下河沿等,这些残丘一般由基岩和第三系地层构成,规模不等,但总体沿山前雁列排列,残丘中基岩和第三系地层之间线性影像清晰,为山前次级断裂,该类影像为第二类线性影像;第三类线性影像为切割山前残丘及山前洪积扇,控制山前第四纪台地的新活动断裂。该类断裂造成水系和冲沟断错,在一些左阶斜列部位发育小型拉分盆地,如麻雀湾、碱沟等。

图 1.2 为甘塘—团部拉一带的卫星影像综合解译图。从该图可以看出，山前主边界断裂主要有三条：小洪山—冯家塘断裂；西梁头—高家水断裂；石喇叭—同心断裂。其中，小洪山—冯家塘断裂为基岩隆起与沙漠的分界段落，山前发育上新统砖红色砂砾岩及第四系地层。西梁头—高家水断裂主要为基岩隆起与山前台地的分界断裂，山前台地包括基岩残丘和红土台地。红谷梁—同心断裂构成基岩或第三系隆起与第四系洪积扇的分界断裂。上述三条断裂呈左阶斜列展布，在斜阶区冯家塘一带及腰岷沟—碱沟一带发育第三系沉积，其构造部位与断裂左旋走滑形成拉分盆地的构造部位相当，可推测为两个第三纪或第四纪初期的拉分构造。主边界断裂的斜列展布及拉分构造的发育，反映了中卫—同心断裂带早期的左旋走滑活动。

如前所述，在走滑断裂带内部可形成一系列雁列排列的褶皱或断裂。褶皱排列的方向还可反映断裂走滑活动的方向。左阶雁列褶皱反映断裂带的左旋走滑活动；右阶雁列褶皱反映断裂带的右旋走滑活动。根据这一模式，中卫—同心断裂带山前雁列分布的残丘及断裂，反映了该断裂带的左旋走滑活动特征。

在卫星影像上，新活动断裂切割第四纪沉积及第三纪红土台地，造成一系列水系和地质体的左旋断错。根据卫片解译结果，在南山台子一带，腰岷沟、石喇叭沟、阴洞沟的最大位错都可达 2~3 km（图 1.2），另外，黄河河道在断裂带附近的弯曲量约 2.5 km（丁国瑜，1993）。

新活动断裂也由多条次级断裂组成，在次级断裂的左阶斜列部位，发育一系列小的拉分盆地如麻雀湾拉分盆地、碱沟拉分盆地等，这些盆地在遥感影像上反映清晰。

以上特征说明，新活动断裂具有明显的左旋走滑活动特征，并产生了最大 2~3 km 的左旋位移量。

综上所述，根据卫片解译结果，中卫—同心断裂带内部存在三类断裂：主边界断裂斜列展布，在斜列区发育拉分构造；雁列断裂发育在山前残丘的中间或前缘，规模小；新活动断裂切割第四系及第三系，造成水系和地质体断错。根据上述特征，中卫—同心断裂带除具有挤压性质外，还具有多期左旋走滑活动。

在上述两条弧形构造带的东北，还发育两条以北北西走向为主的弧形山地，即烟筒山—窑山隆起和牛首山—罗山隆起。这两条弧形山地南部与海原断裂带、中卫—同心断裂带

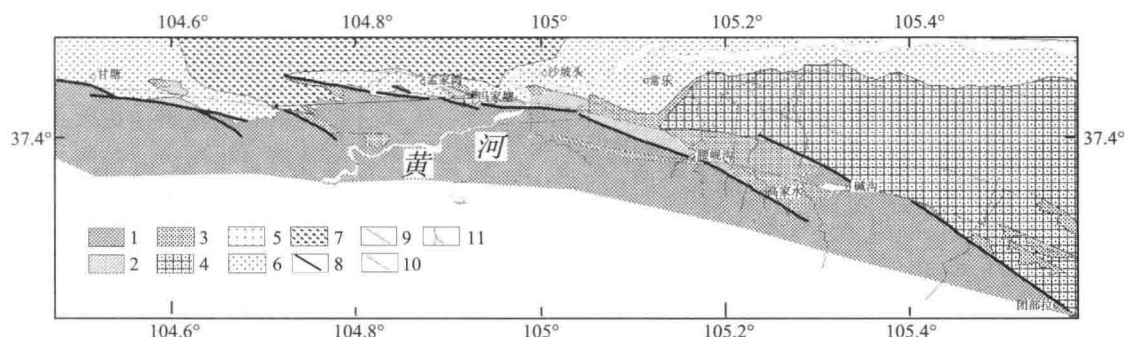


图 1.2 中卫—同心断裂带中部卫片解译图

1. 基岩山地；2. 山前基岩残丘；3. 上新世沉积；4. 第四纪冲洪积台地；5. 最新拉分盆地；6. 第四纪晚期冲洪积；
7. 沙漠堆积；8. 山前断裂及褶皱前缘断裂；9. 最新活动断裂；10. 其他断裂及线性构造；11. 水系

一起交会于六盘山北端，向北西则散开，消失于中卫-同心断裂带以北的卫宁北山，其展布和构造形态与中卫-同心断裂带和海原断裂带有较大差别，这里不做详细讨论。

1.2.2 阶梯状地貌

以海原断裂带和中卫-同心断裂带为界，青藏高原东北隅可分为如下几个构造地貌单元（图 1.3）：

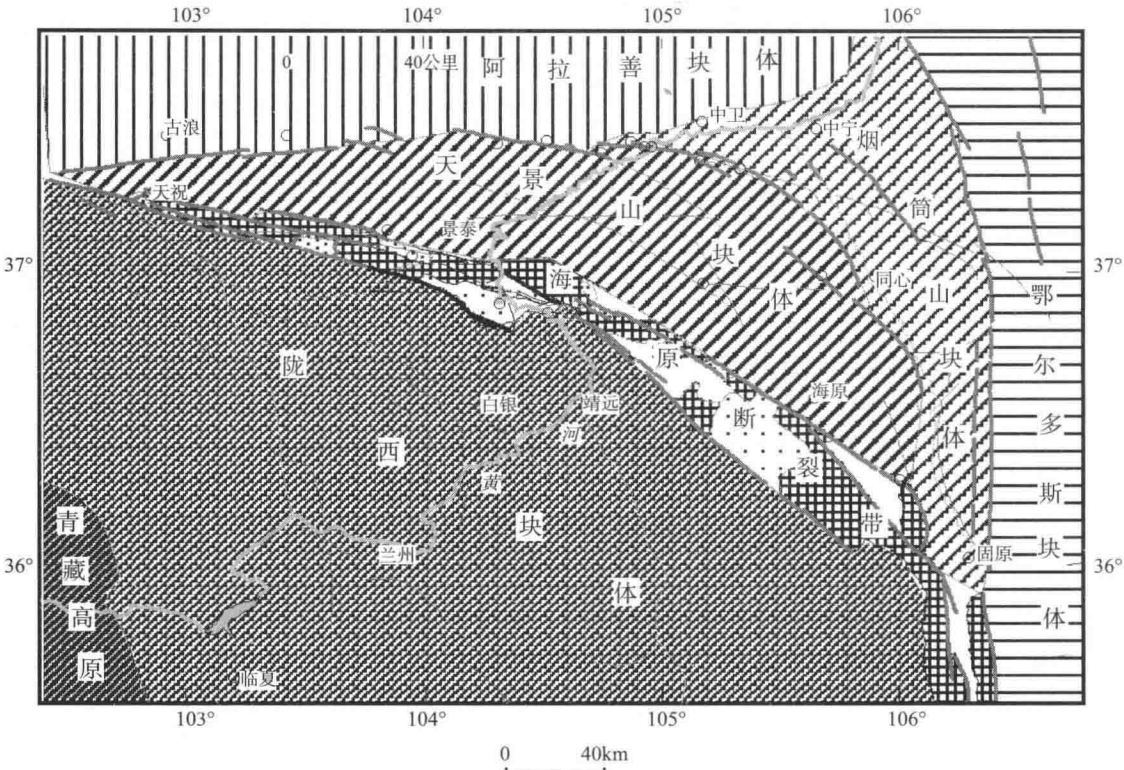


图 1.3 青藏高原东北隅构造地貌分区

不同斜线区表示不同块体，海原断裂带内网线区为隆起山地，空白区和点区为第四系覆盖或盆地，图中粗线条为断裂

- I：青藏高原隆起：为海拔大于 4000 m 的高原。
- II：外围块体：包括陇西块体、阿拉善块体和鄂尔多斯块体。
 - II₁：陇西块体：被青藏高原及海原-六盘山断裂带围限的菱形块体，黄河斜贯其中，黄河以西基岩普遍出露，以东主要为黄土覆盖的第三系地层，基岩沿北西方向零星出露。块体内部除盆地中部北西走向的马衔山隆起外，地势平缓，水系从多方向汇入黄河，地面海拔主要集中在 2200 m 左右。马衔山隆起顶部平坦，发育夷平面，海拔高程约 2700 m。在块体西部，发育多条北西-北北西走向的弧形构造，构成不同岩性基岩的分界断裂。这些弧形断裂在西端汇聚于祁连山东端，向东散开。陇西块体内第三系沉积盆地以马衔山为界，北部为定西盆地，南部为临夏盆地。这两个盆地现今高程基本一致，并且与黄河以西

出露的基岩处于同一级夷平面上。

Ⅱ₂: 鄂尔多斯块体: 位于六盘山-罗山以西, 主要为黄土覆盖的高原, 高原面在下马关-定西一线以南海拔高程约 1700~1800 m, 以北约 1400~1500 m。

Ⅱ₃: 阿拉善块体: 位于中卫-同心断裂带以北, 黄河以西。主要为沙漠覆盖, 海拔高程约 1400~1500 m。块体南缘发育卫宁北山等隆起山地, 海拔高程约 1600~1700 m。

Ⅲ: 中间块体。

Ⅲ₁: 天景山块体: 位于中卫-同心断裂带和海原断裂带之间的弧形块体, 北部为翘起的山地, 自西向东为长岭山 (2954 m)、红山 (2004 m)、天景山 (2160 m)、桃山 (1651 m)、庙山 (1844 m) 等, 西部基岩山地地势平缓, 山体海拔约 2000 m, 东部第三系隆起山顶面海拔约 1700~1800 m。香山块体南部沉降, 发育兴仁堡-海原等凹陷盆地, 沉积第四纪冲洪积物。所以, 香山块体为南部沉降, 北部翘起的弧形块体。

在香山块体中部发育一条近东西走向的断裂带, 即五佛寺断裂带。该断裂带构成香山和天景山的分界线, 南部的香山山顶面略高于天景山。

Ⅲ₂: 烟筒山块体: 位于中卫-同心断裂带以北, 阿拉善块体和鄂尔多斯块体之间, 由烟筒山-窑山基岩隆起、牛首山-罗山基岩隆起和其间的第三系盆地构成, 基岩区海拔大于 1700 m, 第三系盆地海拔约 1500 m。

综合上述地貌特征, 可以看出, 自青藏高原向北及北东方向, 地面海拔高程阶梯状下降, 在每级阶梯的后缘一般发育凹陷盆地。图 1.4 为该区构造地貌示意剖面, 基本反映了上述特征。

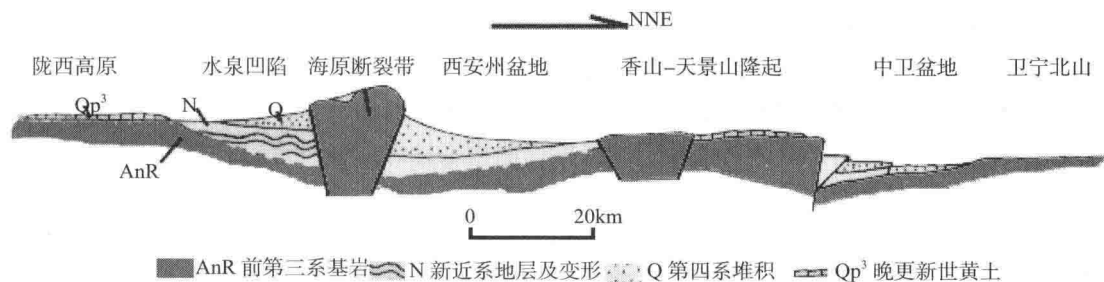


图 1.4 构造地貌示意剖面

结合卫片解译以及前人工作的一些结果, 可以看出, 青藏高原东北隅主要的构造地貌特征为弧形构造及弧形构造控制的阶梯状地貌, 且弧形构造带前缘发育凹陷盆地。这一构造地貌格局与逆冲推覆构造带的特征相符。但对各弧形构造带的内部结构的卫片解译研究表明, 弧形断裂带存在多期走滑活动的迹象, 其中, 海原断裂带内部老龙湾盆地的发现, 为进一步确定弧形构造带的走滑活动提供了研究对象。对老龙湾盆地的详细研究, 包括确定是否为拉分盆地、盆地的起始时间、活动量等, 将对海原断裂带的走滑活动提供新认识, 从而进一步认识青藏高原东北隅的变形特征, 也为该区地震危险性预测提供地质基础。

第二章 海原断裂带走滑活动与拉分盆地演化

对东亚大陆内部主要块体边界断裂新构造期水平位移总量一直存在不同的认识。20世纪70年代以来,一些学者主要根据地貌数据对位移总量做过估计,强调沿一些断裂带上存在上百千米的巨大水平位移量(Tapponnier, P., et al., 1977; Peltzer, G., et al., 1989; Gaudemer et al., 1989; Avouac, 1993 丁国瑜, 1996)。但另一些学者则持不同的看法,认为走滑开始的时间晚,滑距没有达到数百千米(Burchfiel, B. C., et al., 1991; 国家地震局地质所等, 1990)。这些基本事实的不确定性及认识的分歧已成为深入认识大陆内部新构造变形图像和演化过程,建立客观、正确的运动学、动力学模型的障碍。

拉分盆地是沿走滑断裂带发育的重要盆地类型(Mann, et al., 1983),是断裂走滑活动的指示性构造。拉分盆地的沉积和变形记录了断裂走滑活动的历史,拉分盆地的规模反映了走滑位移的规模(Sylvester, 1988)。因此,对拉分盆地的研究,可以揭示断裂带走滑活动的阶段和位移总量。

在青藏高原东北边缘,发育一系列弧形断裂带,其中海原断裂带西接祁连山,东连六盘山,全长约450 km,是该区的一条主要断裂构造。对该断裂的水平位移总量的估计有14 km、90 km以至150 km等巨大差别。本章从断裂带内部结构入手,通过海原断裂带内部拉分盆地的地质研究,对海原断裂带的水平位移规模提出证据。

根据该区的卫星影像和区域地质图,发现老虎山隆起带和米家山隆起带在景泰县南部存在20 km左右的错列或转折,在错列区域山脉南部边缘发育一套巨厚的红色砾岩。该套砾岩的南边界在老虎山南缘断裂向东的延长线上,北边界为哈思山南缘断裂;东边界在尾泉—红沟—柳沟一线;西边界位于白水—留子拉牌—水沟园子一线。该套沉积总体上构成一菱形盆地,黄河自东南向西北穿过该区。在盆地中部,黄河由近南北向蜿蜒转折为近东西向,形成大转弯——老龙湾。据此,可将该盆地命名为老龙湾盆地。在老龙湾盆地中部发育一条近东西向的基岩带,主要为石炭—二叠系地层,两侧受断裂控制,即紫红山断裂带。紫红山断裂带西接老虎山南缘断裂,东连哈思山南缘断裂,将老龙湾盆地分为南北两半部分。对比走滑断裂带内盆地的特征,老龙湾盆地从形状上类似拉分盆地,紫红山断裂带则为拉分盆地后期贯穿盆地的剪切带(图2.1)。

老龙湾盆地现今已隆起变形,内部断裂和褶皱均较发育,显然,盆地经历了构造反转阶段,这说明局部应力场的变化。因此,研究该盆地的成因、沉积历史、反转及后期变形,对了解与其相关的海原断裂带的构造演化,包括形成时代、最大位移量及现今状态等方面都具有重要意义。

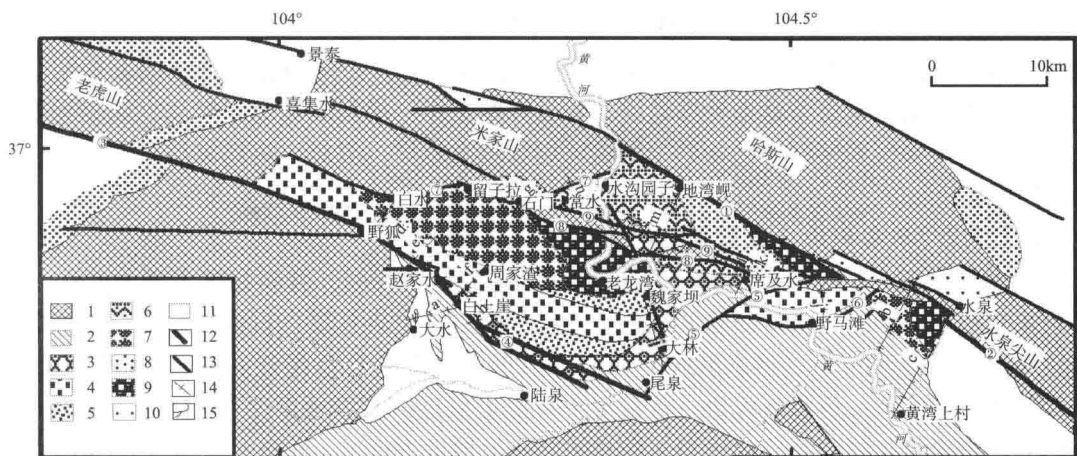


图 2.1 老龙湾拉分盆地地层分布

1. 基岩; 2. 盆地外围新生界; 3. 巨砾岩; 4. 杂砾岩; 5. 含砾砂岩; 6. 砂质泥岩; 7. 角砾岩;
8. 含砾红黏土; 9. 砾石层; 10. 晚第四纪盆地; 11. 黄土及全新世覆盖区;
12. 主控边界断裂; 13. 其他断裂; 14. 野外地层剖面; 15. 水系
- 地层剖面: a. 大水-白土崖地质剖面; b. 水泉沙河地质剖面; c. 鬼门关峡地质剖面;
- d. 野狐水-白水地质剖面; e. 赵家水-鸭岸沟地质剖面; f. 白土崖-周家渣地质剖面;
- g. 石门-老虎沟地质剖面; h. 红山邦-野驴沟地质剖面; i. 大林-魏家坝地质剖面;
- j. 黄崖沟地质剖面; k. 沙葱沟地质剖面; m. 地湾岷地质剖面; n. 常水北地质剖面
- 断裂: ①哈思山南缘断裂; ②水泉尖山南缘断裂; ③老虎山南缘断裂; ④野狐水-尾泉断裂带;
- ⑤尾泉-虫台沟断裂; ⑥红沟-柳沟断裂; ⑦盆地西边界; ⑧紫红山南缘断裂; ⑨紫红山北缘断裂

2.1 地层沉积序列

2.1.1 盆地外围地层

老龙湾盆地总体位于高原隆起的背景之下。西部和北部为米家山、哈思山，主要有奥陶系变质火山岩、硅质岩，志留系千枚岩、板岩、变质长石砂岩，泥盆系巨砾岩夹玄武玢岩，并有少量石炭-二叠系灰岩、砾岩、砂岩及少量三叠系石英砂岩；在南部和东部，除奥陶系、志留系基岩外，还发育白垩系及第三系红层。为了确定老龙湾盆地中地层的沉积时代，对外围白垩系及第三系红层进行了对比研究。

2.1.1.1 大水-王家台-白土崖剖面：（图 2.2（a））

在大水西北部，紫红色-猪肝色砂岩不整合于志留系基岩之上。在大水以北的公路东侧，见该套地层形成的近南北走向低山，地层主要为紫红色-猪肝色砂岩，胶结坚硬，走向 10°，东倾，倾角 26°；向东在大水村东为一套砖红色砂岩，胶结坚硬；在王家台子附近，为一套灰白色砾岩夹砂岩，走向 15°，东倾，倾角 21°砾石中等磨圆，成分复杂。在白土崖沟口，该套地层与老龙湾盆地内紫红色巨砾岩地层断层接触。

自大水-白土崖的这一套地层包括三段，下部为猪肝色砂岩，中部为砖红色砂岩，上部为灰白色砾岩。该套地层走向北北东，其中猪肝色砂岩和灰白色砾岩形成近南北向侵蚀