# 宁夏中南部中新世构造活动的地质证据及其意义

张进[1)], 马宗晋[1)], 肖文霞[2)], 任文军[3)]
1) 中国地震局地质研究所, 北京, 100029; 2) 东方地球物理公司研究院长庆分院, 西安, 710021
3) 东方地球物理公司长庆物探处, 银川, 750006

**内容提要**: 通过区域性新生界的对比及不整合面分布的研究, 发现宁夏地区中新世曾发生过两次构造运动, 一次发生于早中新世, 另一次发生于中中新世晚期, 但以后者明显, 分布也最广。其中前者集中在六盘山以西地区, 后者分布在查汗布拉格—三关口—青铜峡—固原(查-固)断裂沿线。宁夏中北部大部分红柳沟组是在受中新世构造运动影响的环境下沉积的。发生于早中新世的构造运动集中体现在六盘山以西的地区和甘肃部分地区, 该期运动使渐新统清水营组变形, 由于这些现象多发生于海原断裂附近, 因此推测在早中新世海原断裂就可能已活动了。而发生于中中新世晚期的运动体现在如下几个方面, 在贺兰山中南段西侧发现了中中新世晚期的逆冲推覆活动, 堆积了厚度较大的同构造沉积(红柳沟组); 在查-固断裂沿线发现了由于中中新世晚期的构造活动而形成的红柳沟组与清水营组之间的角度不整合面, 这些说明在该期青藏高原的变形前锋已到达查-固断裂, 也就是鄂尔多斯西缘地区, 早新生代盆地因此解体; 与此同时盆地内部红柳沟组向上逐渐变粗, 也说明中中新世晚期较强烈的构造运动已影响到了该区, 香山地区开始隆起并分割了早先的盆地, 使之成为背驮盆地。宁夏中南部并入到青藏高原东北缘逆冲构造楔之中, 该逆冲构造楔中新世向北东扩展的原因可能是由于高原北部在同期显著的隆升运动使得逆冲楔顶角超过临界值, 而向前扩展的, 查-固断裂是早期类似于目前海原断裂的青藏高原变形前缘, 整个高原东北部的扩展并不是前展式, 而是一种没有特定顺序的变形。上述这些现象否定了前人认为宁夏地区第三系的变形发生在上新世末期—更新世以后的观点。

**关键词**: 红柳沟组; 干河沟组; 青藏高原; 查汗布拉格—三关口—青铜峡—固原断裂; 中新世; 逆冲楔

新生代以来青藏高原的形成及发展是整个东亚地质构造变动最重要的因素之一, 它的形成以及隆起影响到包括气候在内的一系列重要的变动(Harrison et al , 1992; Molnar et al , 1993)。宁夏中南部地区位于青藏高原的东北边缘(图 1), 因此直接受到高原演化的影响。多年来针对该区的研究主要集中在新构造运动等方面(Burchfiel et al , 1989, 1991; Zhang et al , 1990; 国家地震局地质研究所等, 1990)。这些研究认为造成该区主要断裂活动和地层变形的动力是新生代晚期(多认为上新世末期—更新世)以来青藏高原向东扩展的直接结果。然而, 最近的一些资料表明在中新世青藏高原北部普遍发生过重要的构造隆升事件(Sobel et al , 1997; George et al , 2001; Yue et al , 2003), 作为青藏高原东北边缘的宁夏地区在该阶段是否也遭受过变形? 以往曾有报道指出该区中新世是存在构造变动(申旭辉等, 2001), 但主要是根据一个地区(同心)的古地磁研究发现的, 还缺少区域上的对比, 并且他们发现的构造运动时间发生在中新世后期, 在中新世其他时间该区是否还存在类似的构造事件? 而我国老一辈科学家杨钟健等人早在上世纪 30 年代就已发现甘肃境内古近系与新近系之间存在着明显的不整合面(Young et al , 1937), 但他们当时将白垩系误认为是古近系了。本研究通过区域上地层沉积特征的分析及地层之间接触关系的对比, 发现在中新世宁夏中南部以及甘肃的部分地区曾遭受过两次重要构造变动的影响。

## 1 构造背景及地层概述

宁夏中南部位于青藏高原东北缘, 属于高原的变形前锋地区, 新生界广泛分布。北侧是银川地堑和贺兰山逆冲褶皱带, 两者以查汉布拉格—三关口—

注: 本文为国家自然科学基金重点项目(编号 4983402)资助的部分成果。
收稿日期: 2005-11-09; 改回日期: 2006-04-25; 责任编辑: 周健。
作者简介: 张进, 男, 1973 年生。博士。主要从事构造地质研究。通讯地址: 100029, 北京市德胜门外祁家豁子, 国家地震局地质研究所; 电话: 010- 62009120; Email: zhangjinem@sina com。

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

青铜峡—固原断裂为界(图 1)。东侧是鄂尔多斯高原, 两者以新生代崛起的六盘山逆冲推覆构造带为界。西南侧以弧形展布的海原左旋走滑断裂为界, 西北侧是阿拉善地块(图 1)。区域内部发育了一系列的弧形逆冲构造带, 这些断裂带均向北东凸出(图 1), 在新生代发生过程度不一的运动, 沿着这些断裂新生代之前的地层已逆冲到了新生界之上, 说明该区新生代经历了强烈的构造变形。

宁夏古近系、新近系几乎遍及除贺兰山中北段以外的广大地区, 以吴忠、中卫、中宁、同心及其以南最为发育, 其岩石地层单位自下而上可划分为固原群和甘肃群两大部分, 固原群为古近纪沉积, 包括始新统寺口子组和渐新统清水营组, 甘肃群为新近纪沉积, 包括中新统下部红柳沟组以及中新统上部干河沟组。在甘肃东南部甘肃群与固原群之间多以角度不整合接触居多(甘肃省地质局区域地质调查队, 1981; 甘肃地质矿产厅, 1989), 而在宁夏境内过去则认为以平行不整合接触居多(宁夏回族自治区地质矿产厅, 1990; 宁夏回族自治区地质矿产局, 1996)。各组之间的接触关系在不同的地区也不一样。各组的年龄目前只能根据古生物资料来确定, 但在这些地层中尚有很多段至今没有发现古生物, 从而导致了对这些地层年代认识上的诸多争议, 最新的地层清理工作认为红柳沟组为中新统下部, 而干河沟组为中新统上部, 部分已经延伸到上新统下部(宁夏回族自治区地质矿产局, 1996)。下面仅着重讨论红柳沟组和干河沟组, 寺口子组与清水营组与本文没有太大关系, 在此从略, 详细内容请参见(张进等, 2005, 2006)。

### 1.1　红柳沟组

宁夏境内的红柳沟组分布向北可达到贺兰山中部, 向南可达六盘山地区, 东部已进入鄂尔多斯高原。本组为一套橘红(土红)、橘黄色粘质砂土、泥岩夹灰白色长石石英砂岩、砂砾岩透镜体, 向上泥岩、粘质砂土逐渐增多, 过去都认为其上与干河沟组为连续沉积(宁夏回族自治区地质矿产局, 1996), 但是

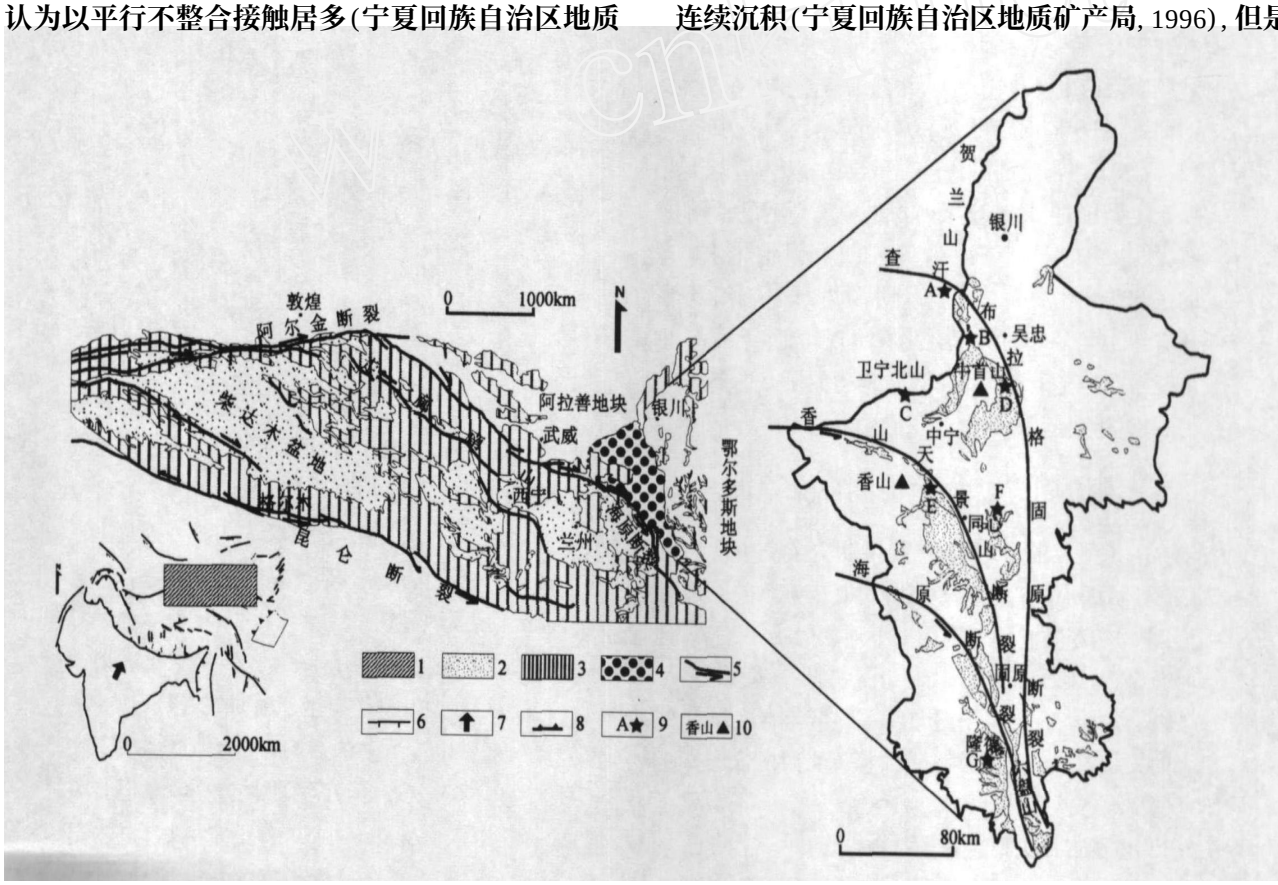



图 1　青藏高原及其周缘构造简图

Fig. 1　The tectonic sketch of Qinghai-Tibetan plateau and its adjacent areas

1—区域位置; 2—新生代沉积; 3—前新生界; 4—研究区; 5—走滑断层; 6—正断层; 7—区域运动方向; 8—逆断层; 9—剖面位置及编号; 10—山峰

1—Range of related region; 2—Cenozoic sediments; 3—Pre-Cenozoic; 4—studied area; 5—strike-slip fault; 6—normal fault; 7—regional moving direction; 8—thrust fault; 9—location of profile and number; 10—mountain

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

本次工作及他人最近的研究表明,两者之间是平行不整合,存在着至少 0.74Ma 的沉积间断(申旭辉等,2001)。本组岩石固结程度差,岩层宏观色调(橘红、橘黄)较下伏清水营组和寺口子组浅。在宁夏境内红柳沟组的沉积可分出几个可能独立的沉积中心,即,中部固原、南部隆德以及北部中宁等地区,南部以湖相沉积为主,北部则以河流相为主。

红柳沟组产丰富的哺乳类化石,海原袁家窝窝剖面本组底部哺乳动物群时代为早中新世,宁夏中部同心地区红柳沟组为中中新世中期产物,而宁夏北部的红柳沟组为中中新世晚期产物,红柳沟组的年龄从南向北逐渐变新(王伴月等,1994)。邱占祥等(1990)将同心丁家二沟哺乳类动物化石划为中中新世。根据以上化石组合宁夏回族自治区地质矿产局(1996)将红柳沟组划为早中新世—中中新世。申旭辉等(2001)的古地磁数据基本上也支持上述的观点。

### 1.2 干河沟组

宁夏境内的干河沟组分布与红柳沟组相似,但其厚度横向上变化比较大,北部以河流相沉积为主,南部则出现湖相沉积,沉积中心位于固原及中宁一带。对于干河沟组的时代过去争议比较大,早期认为属于上新统,但在吴忠干河沟组中发现哺乳动物化石为晚中新世早期(邱占祥等,1990)。因此干河沟组的沉积年代主要是中新世晚期,由于干河沟组顶部还有约 100 多米的沉积无化石出现,因此干河沟组可能还延伸至上新统下部。古地磁的研究也支持这种观点(申旭辉等,2001)。

## 2 红柳沟组及干河沟组沉积特征

为了研究需要,我们选择可涵盖宁夏中南部地区的 13 条新生界剖面,重点分析其中 7 条的红柳沟组、干河沟组及它们分别与上下地层的接触关系,剖面位置见图 1,相关剖面和柱状图参见张进等(2005)的图 2。寺口子组与清水营组与本文没有太大的关系,在描述中省略,下面将从北向南依次描述这些剖面的基本特征。

### 2.1 内蒙古三关口吉井子盆地(A)

吉井子盆地位于贺兰山中南部西侧,是一个小型山间盆地(图 1)。查汗布拉格—三关口—青铜峡—固原(查-固)断裂从该盆地北部通过(张进,2004)。盆地中沉积了以红柳沟组和干河沟组为主的砖红色陆相碎屑岩。该盆地的形成及变形与新生代查-固断裂的活动相关,可能反映了青藏高原对本区的影响。盆地东侧为贺兰山,红柳沟组角度不整合覆盖在下奥陶统之上。盆地西侧下古生界逆冲在红柳沟组之上,动力来自盆地西侧。

盆地内的红柳沟组与宁夏中南部的红柳沟组明显不同(张进等,2005),中南部该组的主体为湖相或滨湖相及河流相细碎屑沉积,而在吉井子盆地则为一套向上变粗的粗碎屑沉积,不是湖相沉积,厚度超过 700m,剖面底部为厚层含砾粗砂岩夹砾岩透镜体及薄层泥岩,出现多层同心碳酸钙外壳所包裹的砾石,这是在干湿环境交替下古风化壳的产物,剖面向上砾石比例增多,砾石的主要来自盆地后缘下古生界灰岩、白云质灰岩等,钙质胶结,砾石在靠近后缘断层处基本无磨圆,大小悬殊,为快速堆积的产物,而向东远离后缘断层,砾石逐渐出现磨圆现象,粒度也逐步减小,并逐步为粗砂岩所代替,砾岩和砂岩的厚度也由西向东逐渐减薄,呈楔状。砾岩层(砂岩层)之间为紫红色粉砂质泥岩,其厚度自下而上逐渐变小,而砾岩厚度则逐渐减大,反映构造活动逐渐增强,每套砾岩下部均有砂岩层,砂岩中发育逆粒序,以上现象说明红柳沟组中部地层为一套近源堆积,为冲积扇或洪积扇沉积,古水流向东,物源位于盆地西侧。剖面向上砾岩比例减小,主要为砂砾岩,砾石磨圆度好,发育一些板状交错层理,为辫状河沉积。吉井子盆地的红柳沟组自下而上可大体分为三个部分,下部为辫状河沉积,堆积一套以砂砾岩为主的沉积,物源位于西侧,中部为冲积扇(洪积扇)沉积,堆积了大套的砾石沉积,砾石的堆积显示出构造运动逐渐增强的特征,上部为辫状河沉积,构造活动已减弱。红柳沟组的顶部角度不整合的被干河沟组所覆盖,干河沟组基本没有变形(图版Ⅰ-1)。可以看出吉井子盆地的红柳沟组属于同构造堆积,它是后缘逆冲构造活动逐渐增强的直接响应。王伴月等(1994)认为宁夏北部的红柳沟组为中中新世晚期沉积产物,这说明在本地红柳沟组堆积的时期,该区遭受了一期比较重要构造运动的影响,该期构造运动不仅影响贺兰山的西侧地区,在宁夏的一些区域也有表现,如贺兰山东侧的花布山、牛首山东侧烽台坡(图 2)。实际上这些不整合都分布在查-固断裂沿线,因此本文认为在中中新世晚期部分查-固断裂就曾经发生过活动,这说明青藏高原的影响在中中新世晚期就已达查—固断裂一线,而前人认为宁夏新生界的变形仅发生在上新世晚期—更新世之后的观点是值得考虑的(Burchfiel et al ,1989,1991)。

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

**2.2　青铜峡大坝西侧(B)**

青铜峡位于牛首山北端(图 1), 主要出露了红柳沟组上部与干河沟组下部。剖面上部为灰白色的干河沟组砂砾岩, 下部是砖红色的红柳沟组厚层粉砂岩。两者之间为一非常明显的冲刷面(图版Ⅰ-2)(张进等, 2005)。红柳沟组上部为厚层疏松长石石英砂岩, 含中、薄层紫红色泥岩, 多发育大型槽状和板状交错层理, 古水流方向指向西, 为曲流河沉积。红柳沟组与干河沟组之间为一凹凸不平的接触面, 该面上下岩性截然相反, 在接触面的上方堆积了厚度横向上不等的砾岩, 砾岩并不来自是下伏红柳沟组, 占多数的是紫红色砂岩和砾岩, 黄褐色粗粒砂岩次之, 砾石的磨圆度较好, 但分选一般, 根据叠瓦状砾石所确定的古水流总体方向向北, 而且上述砾岩的主要源区基本上都分布在观察点的南方或西南方, 因此本地区干河沟组沉积时, 物源可能在南部地区, 这与红柳沟沉积时期是相反的。这也意味着中新世后期宁夏地区的流域体系发生了重大变化。Lin 等(2001)也认为现今宁夏黄河段的出现发生在中新世晚期至上新世早期, 本观察点的现象证实了上述看法。剖面砾岩之上为一套厚层灰白色砂砾岩沉积, 岩石疏松, 基本上没有胶结, 砾石磨圆良好, 板状交错层理发育, 根据交错层理确定的古水流方向指向北和北东(张进等, 2005)。

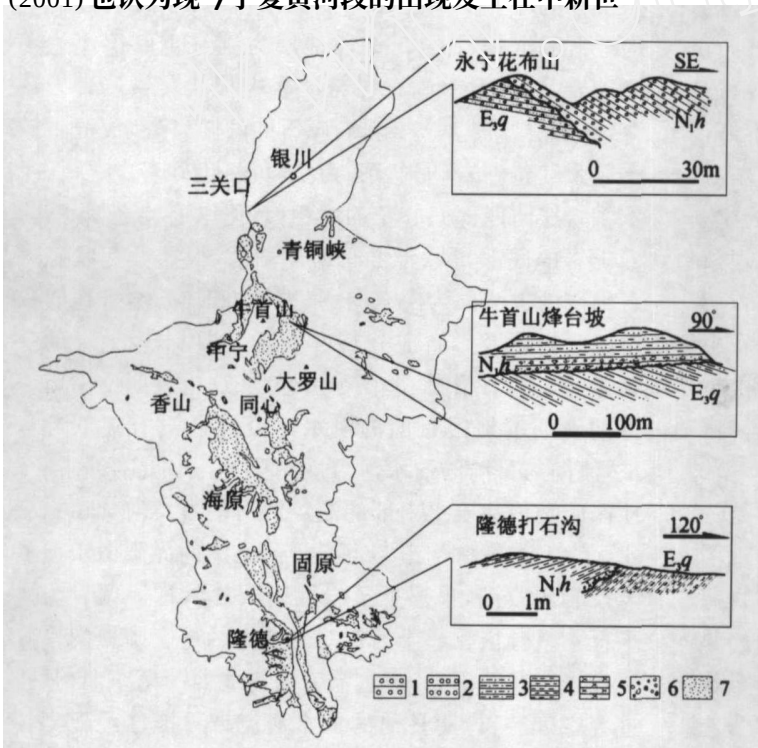



图 2　宁夏地区红柳沟组与清水营组不整合接触的分布

Fig. 2　The distribution of angular unconformity between the Qingshuiying Fm. and the Hongliugou Fm. in Ningxia

1—砂砾岩; 2—砾岩; 3—砂质泥岩; 4—泥岩; 5—石膏; 6—钙质结核; 7—新生代沉积

1—Pebbly sandstone; 2—conglomerate; 3—sandy mudstone; 4—mudstone; 5—gypsum; 6—calcareous concretion; 7—Cenozoic sediments

**2.3　中宁石空大佛寺沟(C)**

剖面位于中宁卫宁北山南麓(图 1), 由北向南依次为寺口子组、清水营组、红柳沟组及干河沟组。剖面红柳沟组下部为一套桔红色厚层砂砾岩与粉砂质泥岩不等厚互层, 砂砾岩中发育板状交错层理, 底部往往是冲刷面并发育正粒序, 粉砂质泥岩中发育钙质结核, 砾石呈次棱角状, 但分选性较好, 说明红柳沟组下部为辫状河沉积, 古水流方向总体上为北北西- 南南东向(张进等, 2005)。剖面上部出现砖红色厚层砾岩(图版Ⅰ-3), 砾岩颗粒支撑, 分选良好, 呈次棱角状, 以扁平砾石居多, 正粒序发育, 以灰黑色石英砂岩为主(奥陶系), 紫红色粉砂岩次之(泥盆系), 板状交错层理发育并分布许多钙质结核, 为冲积扇相远端沉积, 根据砾石所测古流向以向北为主(张进等, 2005)。可见本地红柳沟组在纵向上是一向上变粗的旋回, 这类似于同心地区。上部粗粒沉积的物源很可能来自南侧香山地区, 同心花豹湾和丁家二沟红柳沟组上部发育的砾岩(砂砾岩)也表明物源位于香山地区。

**2.4　牛首山东侧烽台坡(D)**

牛首山东侧(图 1)主要以清水营组、红柳沟组以及干河沟组为主(张进等, 2005)。剖面下部为清水营组, 岩性为紫红色泥岩、粉砂质泥岩。红柳构组底部砾岩成分突然增加(图版Ⅰ-4), 且产状有较大改变, 砾岩呈棱角状, 基质为粉砂质泥岩, 厚度在 1～2m 范围之间, 粒径多在 5～15cm 范围内, 成分以青灰色砂岩为主, 与牛首山米钵山组砂岩相同, 下伏清水营组泥岩次之, 且砾石多呈扁平状, 根据叠瓦状砾石得出的古水流为北东向(张进等, 2005), 这些都说明该区红柳沟组下部的砾岩沉积物源来自其西南侧的牛首山地区。在砾岩中下伏清水营组泥砾呈球形(图版Ⅰ-4), 它们由泥砾滚动所形成, 为辫状河沉积, 砾岩的出现也暗示牛首山在中中新世晚期曾经发生过一定程度的隆升, 形成局部物源。这次隆升作用造成了清水营组与上覆红柳沟组之间的角度不整合(图版Ⅰ-

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

5)。由于该区红柳沟组为中中新世晚期沉积产物(王伴月等, 1994), 说明在此期间一次比较重要的构造运动影响了该区, 而这与吉井子盆地同期的同构造沉积所反映的可能是同一构造事件。

**2 5 同心花豹湾(E)**

同心花豹湾位于同心西北天景山北麓(图 1), 主要分布了红柳沟组与干河沟组, 两者之间为平行不整合接触(张进等, 2005)。在剖面下部红柳沟组以紫红色砂岩和桔红色粉砂质泥岩互层出现, 含钙质结核。紫红色厚层细粒长石石英砂岩中发育平行层理。而在粉砂质泥岩中多发育小型槽状和板状交错层理, 生物遗迹以及同沉积垮塌构造发育, 泥岩中多含砂岩透镜体, 这些现象说明该区出露的红柳沟组下部属于曲流河以及滨湖相沉积。剖面向上砾石逐渐增多, 以黄褐色石英砂岩为多, 紫红色砂岩次之, 在区域上黄褐色石英砂岩多分布在同心西北的香山地区, 属于侏罗纪, 而紫红色砂岩多分布在香山南部, 为泥盆纪的陆相磨拉石。砾石多为基质胶结, 次棱角状, 发育板状交错层理, 说明红柳沟组的这部分是辫状河沉积, 叠瓦状砾石的古水流为南东向(张进等, 2005), 综合砾石成分以及古水流发现, 这些砾石来自香山地区。在红柳沟组的顶部含砾泥岩逐渐过渡到以砾岩沉积为主, 砾岩颗粒支撑, 磨圆度不好, 但分选较好, 并发育板状交错层理, 厚约 10m 左右(图版Ⅰ-6), 砾石成分则以紫红色泥盆系砂岩为主, 粒径也变大, 砾岩中正粒序多见, 我们认为上述现象表明这些砾岩为辫状河的河道沉积, 叠瓦状砾石所显示的古流向仍然向南东(张进等, 2005), 表明香山地区仍是本地区红柳沟组上部的物源区。剖面上干河沟组沉积特征不容易观察, 总体上岩性较红柳沟组顶部细。

花豹湾的红柳沟组是红柳沟组上部地层, 是一向上变粗的沉积(图版Ⅰ-6), 从下而上剖面体现了由滨湖相—曲流河—辫状河的变化, 显示了离物源越来越近的趋势, 沉积环境由类似向上变粗的趋势在宁夏的其他地区也有所发现, 如隆德地区整个红柳沟组下部为湖相沉积, 而上部则为滨湖相沉积, 花豹湾这个趋势非常明显, 而且剖面向上砾石成分发生明显的变化, 即下部侏罗系黄褐色砂岩多, 上部泥盆系紫红色砂岩增多, 说明物源区这段时间内发生了一定程度的抬升。而在本剖面的南东地区(丁家二沟), 红柳沟组的上部也出现了砾岩, 同样是一向上变粗的旋回, 但砾岩厚度较花豹湾要小, 该区红柳沟组顶部的古流向也同样为南东向(丁家二沟)。而在宁夏中部中宁黄河以北地区, 红柳沟组上部同样出现了大套的砾岩沉积(中宁大佛寺沟), 同样为一向上变粗的旋回, 指示构造活动开始影响到中宁地区, 而该区古水流却总体向北, 如何解释这种同时代地层古水流方向的差别? 如果将香山地区作为物源则能很好解释上述问题, 当它隆起后必然会向北和南提供剥蚀物, 因此根据不同地区同时代的地层横向变化以及古水流方向, 可发现在中中新世晚期宁夏中部的香山地区发生了一定程度的隆起, 该隆起作用意味着在该时期本地区遭受到一次比较明显的构造运动的影响, 这与青藏高原中新世北部发生明显的区域隆升是不矛盾的(见后), 因此我们认为青藏高原中中新世晚期就已影响到本区。此外还可以看出, 在中中新世晚期宁夏中部的古流向是总体指向南东的, 汇集区在宁夏的南部(同时代地层以湖相与滨湖相为主), 这与现今该区主要河流—清水河的流向相反, 这说明在中新世以后, 本地区的流域曾经历过重大调整, 而该调整恰恰是青藏高原隆起的结果。

**2 6 同心丁家二沟(F)**

在同心—罗山公路一侧的水库旁, 发育有红柳沟组上部沉积(图 1), 该段地层为土红色厚层泥岩夹砂岩及砾石层, 砾石层与砂岩中板状交错层理发育, 砾石层厚度 10～20cm, 砾石的磨圆良好, 成分主要以紫红色砂岩(泥盆系)为主, 黄褐色砂岩次之(侏罗系), 这与西部同心花豹湾相似, 但厚度较之变薄, 砂砾岩的底部与砂岩之间为冲刷面, 根据叠瓦状砾石确定的古流向为南东向(张进等, 2005), 结合地层厚度变化以及砾石成分与古水流分析, 本段地层的物源与花豹湾相同, 都在香山地区。这也表明中中新世期晚期本地区目前的清水河流域还没有建立起来, 流向与目前的清水河恰恰相反, 向东南注入隆德地区的湖泊甚至更南部的流经渭河的古黄河(Lin et al, 2001)。红柳沟组与上覆干河沟组的界限由于覆盖没有观察到, 根据上下岩性以及产状推测两者为平行不整合接触。干河沟组总体上为一套疏松的厚层砂岩以及砂砾岩, 古水流方向为北西- 南东向(张进等, 2005), 说明目前的清水河流域可能已经建立起来了。而在这些砂砾岩的底部普遍存在红柳沟组的砖红色泥砾(图版Ⅰ-7), 泥砾的粒径最大可达 1m 左右, 多为棱角状, 表明没有经过长距离搬运, 而且泥砾已明显成岩, 可能说明干河沟组沉积与红柳沟组沉积之间存在着相当时间的间隔。

**2 7 隆德打石沟(G)**

打石沟位于隆德六盘山西侧(图 1), 沿剖面自

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

西向东依次出露红柳沟组、清水营组和寺口子组, 但缺少干河沟组。剖面中清水营组总体为厚层紫红色泥岩与粉砂岩, 发育厚层石膏层, 在清水营组的顶部发育一层厚约 0.5m 的钙质结核层, 为古风化壳沉积(图版Ⅰ-8), 而其上为厚层砖红色红柳沟组泥岩, 由于该接触面上下层面产状有较大变化(红柳沟组 310°∠15°; 清水营组 270°∠26°), 因此本文认为红柳沟组与清水营组在本地区是角度不整合接触, 最近在该地区 1∶50000 的区域地质调查也发现了上述现象①。

不整合覆盖在清水营组之上的红柳沟组总体上为一套厚层泥岩夹粉砂岩的沉积, 并含少量石膏与灰绿色薄层泥岩条带(张进等, 2005), 从沉积特征上可以将该组划分为上下两个部分, 红柳沟组下部为质地很纯的泥岩夹少量细砂岩, 颜色呈桔黄、浅红色等, 沉积构造少见, 以水平纹层较为发育, 为典型的湖相沉积。本组上部则为厚层土黄、灰绿色泥岩夹粉砂质泥岩与石膏, 并出现少量中层灰白色不等粒长石石英砂岩和粉砂岩, 在砂岩中也发育少量规模小的板状交错层理, 泥岩中水平纹层多见, 可见红柳沟组的上部逐渐出现了河流相的沉积, 这里红柳沟组上部解释成滨湖相沉积。整个红柳沟组自下而上是一从深变浅的旋回, 这与固原以及同心地区红柳沟组的特征类似。但本组上部没有出现类似同心和中宁地区同时代地层上部的粗碎屑沉积, 根据古水流判断, 当时宁夏中南部红柳沟组顶部重要物源为香山地区, 该区向南东提供剥蚀物, 隆德地区相对香山已经是远源沉积了, 此外本地区也是宁夏南部红柳沟组的沉积中心, 地层厚度较大, 这样的推测是合理的。

## 3　红柳沟组沉积及构造背景讨论

红柳沟组在宁夏境内的分布较固原群广。在该地区清水营组与红柳沟组之间的接触关系多变, 既有平行不整合关系也有角度不整合关系, 但它们的分布有一定的规律性。即在靠近断层的附近多出现角度不整合, 而在盆地内部则为平行不整合关系。在东部靠近鄂尔多斯高原的地区以及贺兰山中部则发育角度不整合, 在同心、卫宁北山南麓等地区以平行不整合关系多见。红柳沟组在宁夏绝大地区以细碎屑沉积为特征, 在宁夏中南地区基本上是以湖相沉积为主, 但在贺兰山中部地区, 则为粗碎屑沉积, 显示区别南部的沉积与构造背景。

隆德地区红柳沟组为一套砖红色厚层泥岩、粉砂质泥岩沉积。在该区红柳沟组角度不整合地覆盖在清水营组之上, 接触面上发育有含钙质结核的古土壤层, 说明两者之间不是连续沉积。除了隆德地区外红柳沟组与清水营组之间的不整合还分布在甘肃东部的陇西—静宁盆地、靖远盆地以及陇东盆地等地区(甘肃省地质局区域地质调查队, 1981)。由于在这些地区的红柳沟组沉积在中新世的早期(王伴月等, 1994), 并且这些地区的红柳沟组也没有同构造沉积的特点, 因此造成这个不整个的构造运动至少发生在早中新世之前, 此外在隆德地区渐新世清水营组中发现了同沉积构造, 但由于分布比较局限, 其意义还不很清楚(张进等, 2005), 因此我们认为该不整合代表宁夏境内新生界较早的构造变形。是什么因素造成了构造运动, 从上述不整合的分布来看, 它们都分布在海原断裂的周围, 因此可以推论在中新世早期海原断裂就已经开始了活动。而目前的研究表明青藏高原周边在 20Ma 左右有一期非常显著的构造运动, 如 Harrison 等认为 21～18Ma 是青藏高原重要的构造运动时期, 冈底斯带发生了快速的隆升; 钟大赉等(1996)认为 25～17Ma 是高原内部构造活动强烈的时期之一; Hendrix 等(1994)利用裂变径迹发现天山在 24Ma 发生了快速的构造冷却事件; Sobel 等(1997)也利用裂变径迹发现整个塔里木盆地周缘以及祁连山地区在 25～20Ma 期间发生过重要的构造运动; 宋春晖等(2004)在青藏高原东北的贵德盆地内发现了距今 21Ma 形成的不整合面。最近 Yue(2003)和 Ritts 等(2004)也认为在渐新世—中新世, 青藏高原北部地区正经历某种构造转换, 由早期的大规模走滑, 转变为后期的以地壳加厚为特征的构造变动, 这也与本文所得出的结论相似。可见本区的构造变动与青藏高原北部的演化是一致的, 因此如果上述推论正确, 则表明在中新世早期, 青藏高原已开始影响到本区, 这可能是新生代早中期该区有确定证据的构造事件, 该期沉积背景参见张进等(2005)文中图 7。

同心地区红柳沟组下部为湖相沉积, 上部所得古水流总体向南, 同心西北侧花豹湾地区, 红柳沟上部古流向同样为南西, 说明该区红柳沟组上部粗碎屑的物源在西北侧, 并且比较靠近物源区, 同心地区的红柳沟组是一向上逐渐变粗的层序, 由于同心西北侧出露大片以下古生界为主的低级变质岩(香山), 因此同心地区红柳沟组上部物源来自其西北的香山地区, 同时也表明在红柳沟后期, 本地区经历了一次构造运动的影响, 香山地区开始隆起运动, 当时

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

河流的流向向南西,与现在的清水河流向(北北西向)相反。该区红柳沟组与上覆干河沟组呈平行不整合接触。两者之间沉积间断据申旭辉等(2001)研究可以达到0.74Ma左右。牛首山东侧烽台坡地区,红柳沟组不整合地覆盖在清水营组之上,接触面是一层横向厚度变化的砾石层,砾石是来自牛首山,说明该区红柳沟组沉积早期牛首山地区受到了一定程度构造运动的影响,开始隆起,并使清水营组变形。根据该区红柳沟组的特征以及与西南侧同心地区红柳沟组的对比,牛首山东侧地区的红柳沟组是红柳沟组上部地层,王伴月等(1994)也认为同心地区的红柳沟组是完整红柳沟组的中部,而牛首山一带为上部,这表明在中中新世晚期牛首山等地区受构造运动的影响,堆积了红柳沟组上部。虽然没有精确的年龄约束,但至少可以说明宁夏中南部地区在中中新世晚期受到过构造运动的影响,此外在隆德等地区缺少干河沟组的沉积也从另一方面说明在中新世后期宁夏南部也发生了比较明显的构造运动而隆起。这些现象都与前人认为该区的变形主要发生在上新世末期—更新世以来的观点是不同的(Burchfiel et al,1991)。该区干河沟组平行不整合地覆盖在红柳沟组之上。在青铜峡大坝的西侧红柳沟组与干河沟组之间的发育平行不整合,古水流为南东向,这也与红柳沟地区类似(张进等,2005),表明物源在西北的贺兰山地区。

红柳沟组在贺兰山中南段广泛分布,自北向南本组呈砾岩—砂岩—砂质粘土递变。吉井子盆地中的红柳沟组为近源沉积,区别于宁夏中南部其他地区,该区红柳沟组属于同构造沉积,物源来自西侧。上述现象说明贺兰山中南段至少在中中新世晚期就已遭受强烈构造运动的影响,逆冲构造自西向东发展,使得贺兰山中南段在中中新世晚期就已开始隆起,贺兰山南段东侧永宁地区,同样发现干河沟组角度不整合地覆盖在红柳沟组组之上(图3),这些现象都说明该区在中中新世晚期就已开始变形,成为宁夏中南部红柳沟组的主要物源。在贺兰山地区红柳沟组与上覆干河沟组之间均为角度不整合,同样说明该区中新世发生过构造运动。由于查-固断裂控制着吉井子盆地的形成(张进,2004),根据上述同沉积的红柳沟组和未变形的干河沟组以及两者之间的不整合面,说明中中新世晚期的查-固断裂活动比较强烈,可能类似于目前的海原断裂。最近的一些资料也表明在中中新世晚期青藏高原北部普遍发生过一次明显的构造隆升事件(George et al,2001; Mock et al,1999; Jolivet et al,2001; Sun et al,2005),宋友桂等(2000,2001)发现六盘山地区风成红土开始形成的年代为8~7Ma,表明六盘山可能在这段时间开始隆升;宋春晖等(2001,2002)在河西走廊发现8Ma时沉积相发生了明显变化,祁连山发生构造隆升;郑德文等(2003)根据六盘山白垩系裂变径迹也发现该山在7.7Ma发生快速的隆升事件,目前很多研究也表明8Ma是青藏高原一次重要的构造活动时间(Molnar et al,1993; Harrison et al,1992)。此外王伴月等(1994)认为中宁地区红柳沟组为中中新世晚期产物,同心丁家二沟为中新世早期,海原地区为早中新世或更早,代表着从早中新世到晚中中新世的沉积,在上述三个地区发现的古动物群的时代是往北由老到新,红柳沟组的沉积由老往新也是逐渐由南往北推移的,中新世沉积中心由南向北推移,因此他们认为宁夏南部六盘山地区在中新世时就有明显的抬升。从上文中可以发现,在宁夏中北部红柳沟组的上部属于同构造沉积,都是附近山体隆升剥蚀的结果(张进等,2005),这些山体(牛首山、贺兰山以及香山)隆升的原因又是什么?从上述前人的研究不难看出,时间上宁夏地区在中新世受到的构造影响与青藏高原北部的这次活动有关。而从该不整合(假整合)分布的范围来看,不整合主要分布在查-固断裂沿线(图2),假整合主要分布在盆地内部,如果将查-固断裂作为中新世青藏高原的东北边缘,那么新生代早期走廊南山的山前盆地则已转变为背驮盆

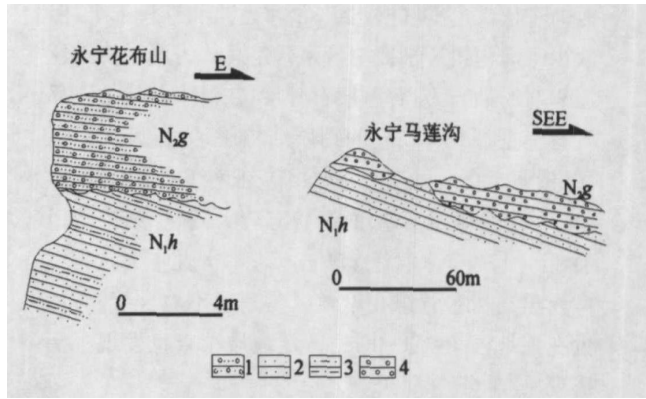



图3 贺兰山南段东侧永宁红柳沟组与干河沟组之间的角度不整合②

Fig. 3 Angular unconformity between the Hongliugou Fm. and the Ganhegou Fm. in Yongning to the east of southern Helan Mountain

1—砂砾岩; 2—砂岩; 3—泥质砂岩; 4—砾岩

1—Pebbly sandstone; 2—sandstone; 3—muddy sandstone; 4—conglomerate

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

地, 变形前锋已经扩展到鄂尔多斯西缘地区。现在海原断裂活动性很强(国家地震局地质研究所等, 1990; Burchfiel et al , 1991), 而查-固断裂目前的活动较海原地区弱, 此外目前烟筒山断裂已不活动(张进, 2005), 与此同时宁夏中南部(中中新世晚期), 香山等地区开始活动, 作为盆地内隆起分割了盆地, 所以这说明青藏高原在其向东北扩展时并不是前人认为的前展式(Burchfiel et al , 1991), 而更可能是无序式的。在青藏高原北部其他地区的研究也得到类似的观点(George et al , 2001)。如果上述推论正确, 则意味着宁夏地区在中新世经历了第二次构造运动的影响(张进等, 2005)。

如何解释中新世青藏高原北部构造隆升与本区构造变动之间的关系是一个值得探讨的问题。研究表明青藏高原向周围地区扩展主要是通过逆冲推覆及大型走滑断层来完成的(Molnar et al , 1975; Burchfiel et al , 1989, 1991; Tapponnier et al , 2001), 因此在变形前缘就存在逆冲楔顶角, 而逆冲楔的运动受控于许多因素, 有其自身独特的规律。顶角的变化能造成逆冲楔体运动状态的改变, 当楔体角度小于临界值时, 楔体整体停止运动, 内部发生变形使得楔体增厚, 顶角增大; 当楔体角度等于临界值时, 逆冲楔体整体沿底滑脱面运动, 内部变形停止; 当楔体顶角大于临界值时, 逆冲楔体向前扩展, 以降低楔体顶角。一个处于稳定状态下的逆冲楔, 必须通过变形来调整卷入到逆冲楔的沉积物以及来维持因侵蚀而变化的顶角。而一个处于次临界角的逆冲楔体也必须通过其内部的变形来增厚楔体以至达到所需的临界值。在楔体前部的沉积作用可以降低楔体的顶角, 使之趋向于次临界角状态。(Dahlen, 1990; DeCelles et al , 1995), 中新世中期青藏高原北部地区普遍发生了隆升运动, 沿塔里木西南缘一直到祁连山北侧均经历了这次较为强烈的影响, 从逆冲楔顶角的角度看, 这意味着楔体顶面坡度变陡, 因此顶角趋向于向超临界角状态发展, 一方面这需要通过伸展作用来降低楔体坡度, 另一方面也通过前陆卷入沉积物来降低坡度, 也就是说发生明显的逆冲推覆构造, 造成向逆冲构造带前陆方向的扩展, 因此本文解释宁夏中南部地区中新世的构造运动是青藏高原东北边缘逆冲构造楔由于楔体坡度的增大, 超过顶角临界值而向前陆扩展的结果, 当时的变形前锋就是查-固断裂。

## 4　结论

综合上述, 我们可以发现宁夏地区(包括部分甘肃地区)中新世时, 曾先后发生过两次构造变形, 一次发生于早中新世, 另一次发生于中中新世晚期, 但以后者最明显, 分布也最广。其中前者集中在六盘山以西地区, 后者分布在查-固断裂沿线以及宁夏中北部。宁夏中北部大部分红柳沟组是在中新世本地区遭受构造影响的环境下开始沉积的, 发生于早中新世的构造运动集中体现在六盘山以西的地区和甘肃东部地区, 该期运动使得清水营组变形, 形成不整合, 由于这些现象多发生于海原断裂附近, 因此可以推测在早中新世海原断裂就可能已经活动了。而发生于中中新世晚期的运动则体现在如下几个方面, 在贺兰山中南段西侧的吉井子盆地内发现了中中新世晚期的逆冲推覆活动, 堆积了厚度较大的同构造沉积, 在查-固断裂沿线发现了中中新世晚期由于构造活动形成的红柳沟组与清水营组之间的角度不整合, 这些地区的红柳沟组属于中中新世晚期沉积, 说明在中中新世晚期青藏高原的变形前锋已经到达查-固断裂, 也就是鄂尔多斯西缘地区, 与此同时在盆地内部红柳沟组向上逐渐变粗, 说明中中新世晚期比较强烈的构造运动在本区的重要作用, 根据砾石成分以及古流向分析, 表明当时香山地区开始隆起, 这些地区分割了早先的盆地, 使之成为背驮盆地。宁夏中南部地区并入到青藏高原东北缘逆冲构造楔之中, 该逆冲构造楔中新世向北东扩展的原因可能是由于高原北部在同期显著的隆升运动使得逆冲楔顶角超过临界值, 而向前扩展的, 查-固断裂是早期类似于目前海原断裂的青藏高原变形前缘, 而整个高原东北部的扩展并不是前展式, 而是一种没有特定顺序的变形。上述这些现象否定了前人认为宁夏地区第三系的变形是发生在上新世末期—更新世以后的观点。当然不可否认上新世末期—更新世以来的构造变形在本区较上述两次构造变形更加强烈和直观。

**致谢**: 在本项研究中得到北京大学地球与空间科学学院何国琦教授的热情指点, 一位匿名评审专家提出了非常中肯的意见, 对本文最终成文起了关键作用, 在此深表谢意。

## 注　释

① 宁夏回族自治区地质调查院. 2001. I48E002018(瓦亭幅)(1∶50000). 1～27; I48E003018(什字路幅)(1∶50000). 1～29; I48E004018(泾源县幅)(1∶50000). 1～33; I48E002017(马家大庄幅)(1∶50000). 1～41; I48E003017(隆德县幅)(1∶50000). 1～41.

② 宁夏回族自治区地质局. 1978. 区域地质调查报告—巴伦别立幅

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

(J-48-XⅥ 1∶200000). 1～111.

## 参 考 文 献


甘肃省地质局区域地质调查队. 1981. 甘肃的第三系. 甘肃地质, 2: 1～40.

甘肃地质矿产厅. 1989. 甘肃省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1～690.

国家地震局地质研究所, 宁夏回族自治区地震局. 1990. 海原活动断裂带. 北京: 地震出版社, 1～286.

宁夏回族自治区地质矿产局. 1996. 宁夏回族自治区岩石地层(全国地层多重划分对比研究 64). 北京: 中国地质大学出版社, 1～132.

宁夏回族自治区地质矿产厅. 1990. 宁夏回族自治区区域地质志. 北京: 地质出版社, 1～443.

邱占祥, 邱铸鼎. 1990. 中国晚第三纪地方哺乳类动物群的排序及其分期. 地层学杂志, 14(4): 241～260.

申旭辉, 田勤俭, 丁国瑜, 韦开波, 陈正位, 柴炽章. 2001. 宁夏贺家口子地区晚新生代地层序列及其构造意义. 中国地震, 17(2): 156～166.

宋春晖, 方小敏, 李吉均. 2001. 青藏高原东北缘酒西盆地 13Ma 以来沉积演化与构造隆升. 中国科学(D 辑), 31(增刊): 155～162.

宋春晖, 孙淑容, 方小敏, 孙东. 2002. 酒西盆地晚新生代沉积物重矿物分析与高原北部隆升. 沉积学报, 20(4): 552～559.

宋春晖, 方小敏, 高军平, 孙东, 范马洁. 2004. 青藏高原东北部贵德盆地新生代沉积演化与构造隆升. 沉积学报, 19(4): 493～500.

宋友桂, 方小敏, 李吉均, 安芷生, 杨东, 吕连清. 2000. 六盘山东麓朝那剖面红粘土年代及其构造意义. 第四纪研究, 20(5): 457～463.

宋友桂, 方小敏, 李吉均, 安芷生, 苗晓东. 2001. 晚新生代六盘山隆升过程初探. 中国科学(D 辑), 31(增刊): 142～148.

王伴月, 阎志强, 陆彦俊, 陈国新. 1994. 宁夏海原两个中期哺乳动物群的发现. 古脊椎动物学报, 32(4): 285～296.

张进, 马宗晋, 任文军. 2004. 鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带构造特征及其南北差异的形成机制. 地质学报, 78(5): 600～611.

张进, 马宗晋, 任文军. 2005. 宁夏中南部新生界沉积特征及其与青藏高原演化的关系. 地质学报, 79(6): 757～773.

张进, 马宗晋, 任文军. 2006. 试论宁夏地区始新统寺口子组沉积的构造背景. 地质论评, 52(2): 207～214.

郑德文, 张培震, 万景林, 李传友, 曹继秀. 2003. 青藏高原东北边缘晚新生代构造变形的时序——临夏盆地碎屑颗粒磷灰石裂变径迹记录. 中国科学(D 辑), 33(增刊): 190～198.

钟大赉, 丁林. 1996. 青藏高原隆起过程及其机制探讨. 中国科学(D 辑), 26(4): 289～295.

Burchfiel B C, Deng Q, Molnar P, Royden L, Wang Yipeng, Zhang Peizhen, Zhang Weiqi. 1989. Intracrustal detachment zones of continental deformation. Geology, 17: 448～452.

Burchfiel B C, Zhang P, Wang Y, Zhang W, Song F, Deng Q, Molnar P, Royden L. 1991. Geology of the Haiyuan fault zone, Ningxia-Hui autonomous region, China, and its relation to the evolution of the northeastern margin of the Tibetan Plateau. Tectonics, 10: 1091～1110.

Dahlen F A. 1990. Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 18: 55～99.

DeCelles P G, Mitra G. 1995. History of the Sevier orogenic wedge in terms of critical taper models, northeast Utah and southwest Wyoming. Geological Society of America Bulletin, 107: 454～462.

George A D, Marshallsea S J, Wyrwoll K H, Chen Jie, Lu Yanchou. 2001. Miocene cooling in the northern Qilian Shan, northeastern margin of the Tibetan Plateau, revealed by apatite fission-track and vitrinite-reflectance analysis. Geology, 29: 939～942.

Harrison Mark, Copeland Peter, Kidd W S F, An Yin. 1992. Raising Tibet. Science, 255: 1663～1670.

Hendrix M S, Dumitru T A, Graham S A. 1994. Late Oligocene-Early Miocene unroofing in the Chinese Tian Shan: An early effect of the India-Asia collision. Geology, 22: 487～490.

Jolivet J, Brunel M, Seward D, Xu Z, Yang J, Roger F, Tapponnier P, Malavieille J, Arnaud N, Wu C. 2001. Mesozoic and Cenzoic tectonics of the northern edge of the Tibetan plateau: fission-track constraints. Tectonophysics, 343: 111～134.

Lin Aiming, Yang Zhengyu, Sun Zhiming, Yang Tianshui. 2001. How and when did the Yellow River develop its square bend? Geology, 29 (10): 951～954.

Mock C, Arnaud N O, Cantagrel J M. 1999. An early unroofing in northeastern Tibet? Constraints from $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronology on granitoids from the eastern Kunlun range (Qianghai, NW China). Earth and Planetary Science Letter, 171: 107～122.

Molnar P, Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. Science, 189: 419～426.

Molnar P, England P M. 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau and the Indian Mosoon. Reviews of Geophysics, 31: 357～396.

Ritts B D, Yue Yongjun, Graham S A. 2004. Oligocene-Miocene tectonics and sedimentation along the Altyn Tagh fault, Northern Tibetan Plateau: analysis of the Xorkol, Subei, and Aksay basins. Journal of Geology, 112: 207～229.

Sobel E R, Trevor A D. 1997. Thrusting and exhumation around the margins of the western Tarim basin during the India-Asia collision. Journal of Geophysical Research, 102 (B3): 5043～5063.

Sun Jimin, Zhu Rixiang, An Zhisheng. 2005. Tectonic uplift in the northern Tibetan Plateau since 13.7Ma ago inferred from molasse deposits along the Altyn Tagh Fault. Earth and Planetary Science Letters, 235: 641～653.

Tapponnier P, Xu Zhiqin, Francoise R, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger Gerard, Yang Jingsui. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. Science, 294: 1671～1677.

Young C C, Bien M N. 1937. Cenozoic geology of the Kaolan-Yungteng area of central Kansu. Bulletin of Geological Society of China, 16: 221～260.

Yue Yongjun, Ritts B D, Graham S A, Wooden J L, Gehrels G E, Zhang Zhicheng. 2003. Slowing extrusion tectonics: lowered estimate of post-Early Miocene slip rate for the Altyn Tagh fault. Earth and Planetary Science Letters, 217, 111～122.

Zhang P, Burchfiel B C, Molnar P, Zhang Weiqi, Jiao Decheng, Deng Qidong, Wang Yipeng, Royden L, Song Fangmin. 1990. Later Cenozoic tectonic evolution of the Ningxia-Hui Autonomous Region, China. Geological Society of America Bulletin, 102: 1484～1498.


## 图 版 说 明

1. 吉井子盆地红柳沟组与干河沟组之间的角度不整合(箭头处为不整合面)。

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

2. 青铜峡红柳沟组与干河沟组之间的侵蚀面。
3. 大佛寺沟红柳沟组顶部砾岩。
4. 牛首山烽台坡红柳构组底部砾岩(左图近景, 右图远景)。
5. 牛首山烽台坡清水营组与红柳构组之间的角度不整合。
6. 花豹湾红柳沟组上部厚层砾岩。
7. 丁家二沟干河沟组下部含红柳沟组砾石。
8. 隆德清水营组与红柳沟组之间的古风化壳(不整合面)。

# Geological Evidences of the Deformation in Central-Southern Ningxia in the Miocene and Its Significance

ZHANG Jin[1], MA Zongjin[1], Xiao Wenxia[2], REN Wenjun[3]

1) *Institute of Geology, CEA, Beijing* 100029

2) *Changqing Division, BGP Geophysical Research Institute, CNPC, Xi'an, Shaanxi,* 710021

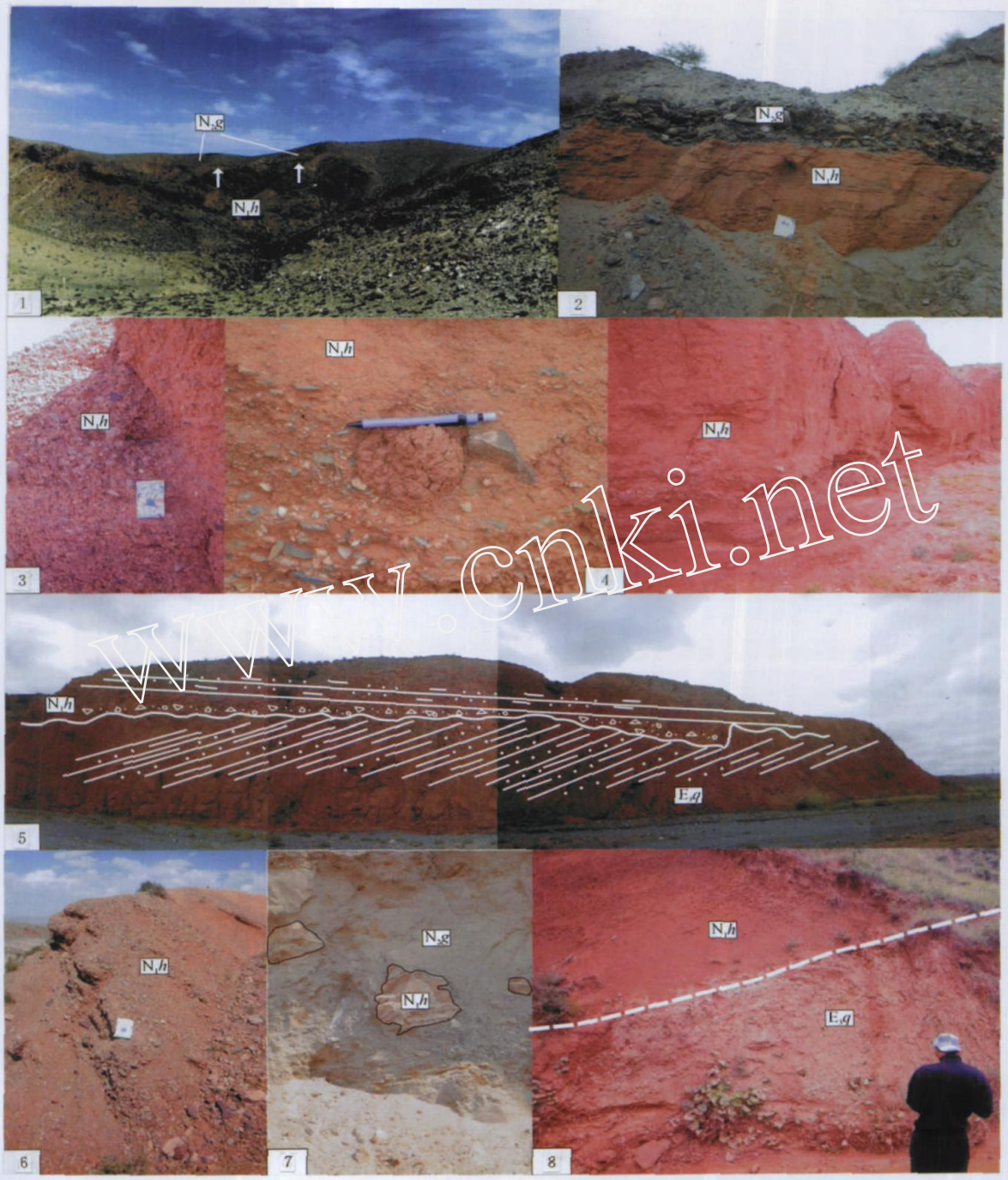
3) *Department of Changqing Geophysical Survey, BGP Geophysical Research Institute, CNPC, Yinchuan, Ningxia,* 750006

**Abstract**

By analyzing the regional distribution of unconformity in Cenozoic strata and their sedimentary characteristics we found that there were at least two tectonic events affecting central-southern Ningxia during the Miocene, one in the Early Miocene, the other in the late Middle Miocene, and the later one was much stronger and more widespread than the former one. The former one was found to the west of the Liupan Mountain, and the later mainly occurred along the Chahanbulage-Sanguankou-Qingtongxia-Guyuan (Cha-Gu) fault. Most the Hongliugou Formation in central-northern Ningxia was deposited under stronger tectonism in the Miocene. The tectonic event in the early Miocene mainly distributed to the west of the Liupan Mountain including eastern Gansu, and this event resulted in the deformation of the Qingshuiying Formation and the unconformity between the Hongliugou Formation and Qingshuiying Formation. Because most of these phenomena were distributed along the Haiyuan fault and adjacent areas, we conjecture that the Haiyuan fault may be active in the early Miocene. And the event in late Middle Miocene had shown its existence in the following aspects, in the west of the southern Helan Mountain the thrusting taking place in the late Middle Miocene has been found, thick syntectonic sediments, Hongliugou Formation was deposited, the unconformity between the Hongliugou Formation and Qingshuiying Formation because of the tectonism in late Middle Miocene along the Cha-Gu fault was also found, the Hongliugou Formation in these areas also deposited at the same time, which means that during that time the deformation front of the Qinghai-Tibetan plateau had extended to the Cha-Gu fault, i.e. the western margin of the Ordos basin, the early Cenozoic basin was dismembered in this event; and at the same time the Hongliugou Formation in the basin became coarser and coarser upwards which also means that in the late Middle Miocene one stronger tectonic event had affected this region. This event led to the uplifting of the Xiang Mountain, which dismembered the former basin to small piggy-back basins. Undergoing these two tectonic events, central-southern Ningxia had been incorporated into the thrust wedge of the northeastern Qinghai-Tibetan plateau, and the reason for this thrust wedge extending to the northeast may be the remarkable uplifting of the northern part of Plateau at the same time which resulted in the taper angle of the wedge over the critical value and made it spread forwards. The Cha-Gu fault was once similar to the present Haiyuan fault as the deformation front, and the development of the whole of northeastern plateau was not forward-breaking, but expended with out-of-sequence. The above phenomena are not consistent with the viewpoint of former workers that the deformation of Cenozoic strata in Ningxia occurred since the end of the Pliocene.

**Key words**: Hongliugou Formation; Ganhegou Formation; Qinghai-Tibetan Plateau; Chahanbulage-Sanguankou-Qingtongxia-Guyuan fault; Miocene; thrust wedge

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net




www.cnki.net

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net