青藏高原东北部基底卷入型褶皱的形成机制探讨——以西宁盆地小峡背斜为例

张进[1)],马宗晋[2)],程鸿毅[3)],李岩峰[4)],任文军[5)]

1) 中国地质科学院地质研究所,北京,100037; 2) 中国地震局地质研究所,北京,100029;
3) 兰州大学资源与环境学院,兰州,730000; 4) 中国地震搜救中心,北京,100049;
5) 东方物探公司长庆物探处,银川,750006

内容提要:青藏高原东北部小峡背斜是一个新生代发展起来的基底卷入型背斜。研究表明背斜的形成经历了三次重要变形,新生代早期由于印度板块与欧亚板块的碰撞(约49~29Ma),造成了西宁盆地顺时针旋转,在此变形中,背斜基底早期发育的北西向断层以及新生断层开始右行斜滑,造成了小峡地区盖层轴向北西向褶皱的形成,基底与盖层的变形类似Trishear型褶皱机制。新生代中期由于构造体制发生重大变革,在基底中形成一系列左行斜冲断层,在新生代晚期(14~5Ma),由于西宁盆地南北缘强烈的左行走滑运动致使盆地基底早期北北东向断层和新生的R'断层活动,导致了目前的小峡背斜主体的形成,构造研究表明,这些透入性北东向断层的活动使得基底变形宏观上表现出一定的"韧性",背斜基底变形以断层活动为主,而盖层属于以横弯作用控制的被动褶皱变形。小峡背斜的形成表明,基底早期断层是控制背斜形成的重要因素之一,而高原下地壳的增厚可能与该类型的褶皱形成有关。

关键词:小峡;基底卷入型褶皱;厚皮构造;青藏高原;斜冲断层

青藏高原东北部是高原向北东扩展的地带(图1),新生代的构造变形比较发育,受到许多学者的注意(李吉均等,1996;Fang et al., 2003,2005;Wang et al., 2004,2006;袁道阳等,2004a,2004b,2005;田勤俭等,2002;曾永年等,1995;Zheng et al., 2006; Zhang et al., 1991;Burchifiel et al., 1991; Tapponair et al., 1990;张进等,2005,2006,2007; Lease et al.,2007),其中很多研究均涉及到西宁-民和盆地(曾永年等,1995;Dupont-Nivet et al.,2004; Fang et al., 2005; Dai et al.,2006;王进寿等,2006;Lease et al.,2007)。西宁盆地变形的研究多集中在盆地边缘断层上(袁道阳等,2004a,2004b,2005;Wang et al.,2004;涂德龙等,1998);近年来城市活断层调查的开展,对盆地内部的变形有了一定的研究(李智敏等,2005)。影响盆地变形的边界断层主要是南缘拉脊山断层带、北缘大阪山断层带、西缘日月山断层带以及东缘哈拉直沟断层带,第四纪时这些断层在区域NEE向挤压作用下,拉脊山断层带和大阪山断层带表现为左旋挤压性质,日月山断层为右旋性质,伴随着这些断层活动,盆地两侧山体向盆内挤压逆冲,造成了盆地现今一级变形格局(图1)。除了上述这些盆地主控构造的活动外,在盆地中还发育一些新生代期间发展而成的基底卷入型的褶皱(如小峡背斜、大峡等)(图1),这些厚皮构造是如何形成的,它们的形成时间以及机制是否蕴涵有关高原东北部演化的重要信息?本研究以西宁盆地小峡基底卷入型褶皱为目标,通过构造解析,探讨其形成机制,并在此基础上讨论高原东北部扩展或变形的特征及与厚皮构造之间的关系。

1 地质背景

研究区位于青藏高原东北边缘的西宁—民和中、新生代盆地(图1),区域上属于祁连山的山间盆地。古生代以来,研究区先后经历了早古生代北祁连造山运动(许志琴等,1994;冯益民等,1996),和新生代青藏高原的形成等几次重大构造变形事件。西

注:本文为中国地震局地质研究所中央级公益性科研院所基本科研业务专项(JB-07-20)资助的成果。
收稿日期:2009-08-22;改回日期:2010-05-15;责任编辑:郝梓国。
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:100037,北京市西城区百万庄大街26号中国地质科学院地质研究所;Email: zhangjinem@sina.com。

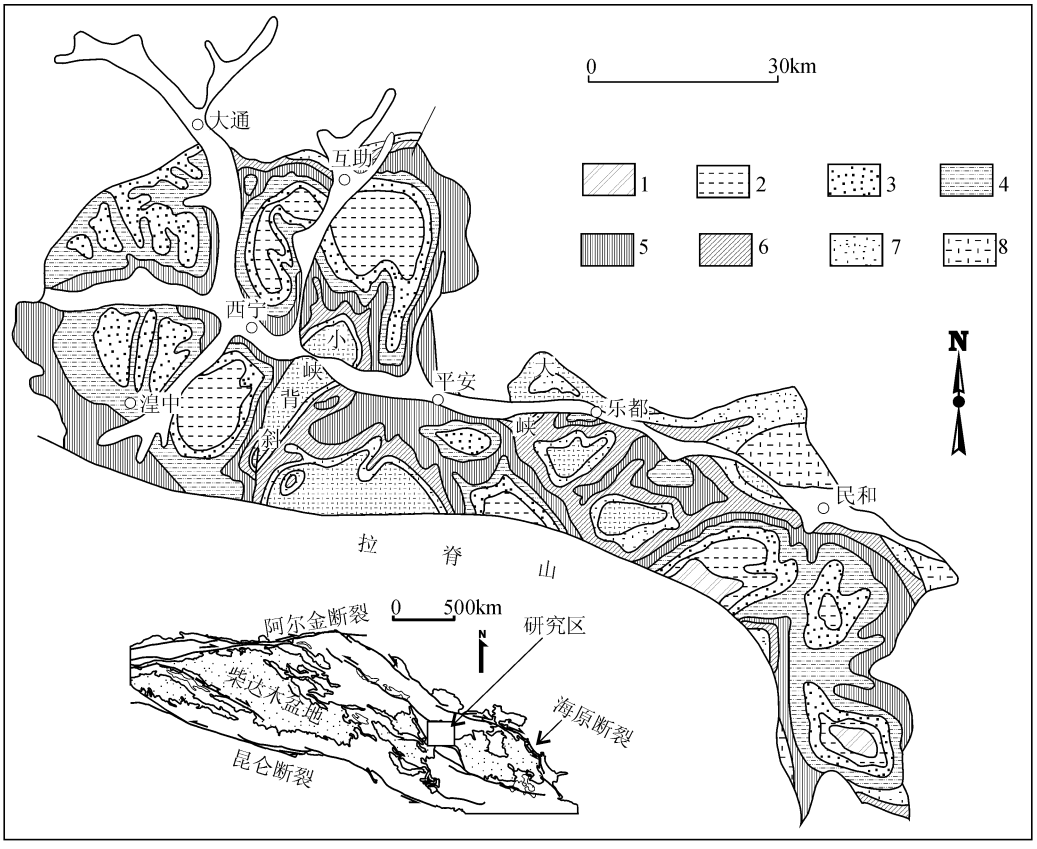

图 1　西宁盆地地质略图

Fig. 1　Geological sketch of Xining basin

1—中新统临夏组;2—中新统咸水河组;3—中新统车头沟组;4—中新统谢家组;5—渐新统马哈拉沟组;6—始新统洪沟组;7—古新统祁家川组;8—前新生界

1—Miocene Linxia Formation;2—Miocene Xianshuihe Formation;3—Miocene Chetougou Formation;4—Miocene Xiejia Formation;5—Oligocene Mahalagou Formation;6—Eocene Honggou Formation;7—Paleocene Qijiachuan Formation;8—Pre-Cenozoic

宁盆地基底主要为早古生代花岗闪长岩以及同期变质结晶岩系。盆地隔日月山—温泉断层与新生代青海湖盆地为邻(Wang et al.,2004),向东与兰州盆地相连。西宁盆地内沉积了自侏罗纪以来的地层,中生界与新生界均为陆相沉积。新生代西宁盆地作为昆仑山山前盆地的远源地区,沉积了以细粒沉积和化学沉积(石膏)为主的陆相红层。随着盆地南缘拉脊山断层的活动,拉脊山在上新世末—第四纪强烈隆起,使之与南部的昆仑山山前盆地(共和盆地)分割(Fang et al.,2005;Lease et al.,2007),形成独立的盆地,进入新的变形时期。

2　地层

研究区地层主要由下元古界东岔沟组、中生界侏罗系、白垩系及新生界构成(图 2)。其中下元古界东岔沟组为一套变质岩系,局部混合岩化,主要由黑灰色二云片岩、深灰色黑云斜长片岩、深灰绿色斜长角闪片岩等组成,属于下元古界湟源群,全岩 Rb-Sr 等时线年龄表明,这套原岩为泥岩、泥灰岩的岩石在 1250～1122Ma 之间变质(青海省地质矿产局,1985)❶,该套地层构成小峡背斜的西翼。而侏罗系与白垩系不整合覆盖在东岔沟组之上。侏罗系主要分布在小峡背斜的东北侧,并围绕岩体分布,缺失上、下侏罗统,中侏罗统划分为下部窑街组和上部亨堂组。窑街组总体上为一套含煤岩系,下部以灰色、灰黑色砂岩—泥岩、页岩以及油页岩为主,上部为棕红色、褐黄色及杂色为主的粉砂岩、泥岩和页岩。亨堂组主要为棕红色含砾砂岩、粉砂岩以及泥岩等。白垩系主要为一套橘红色、杂色、灰绿色河湖相碎屑岩、泥页岩及蒸发岩组成。自下而上包括下统河口群、上统民和组,其间为角度不整合接触。该组不整合覆盖在中侏罗统和下元古界东岔沟组以及花岗闪长岩之上。河口群下部为棕、灰棕色、灰紫色等杂色砾岩、泥岩和页岩,上部为棕红色-红棕色砂岩。民

和组由棕红色-砖红色泥岩、钙芒硝组成，其上为新生界平行不整合覆盖。新生界在研究区分布广泛，主要由古新统祁家川组、始新统洪沟组、渐新统马哈拉沟组、中新统谢家组、车头沟组及咸水河组组成(图 1)。新生界下部主要以湖泊相石膏岩和泥岩、砂岩为主，上部以砾砂岩、砂岩与泥岩互层为主。第四系主要沿研究区内湟水河及其支流哈拉直沟河两侧以及山丘顶部分布，多以河流阶地的形式出现。

3 变形特征

3.1 基底变形

小峡背斜位于西宁盆地的东部，湟水切过背斜

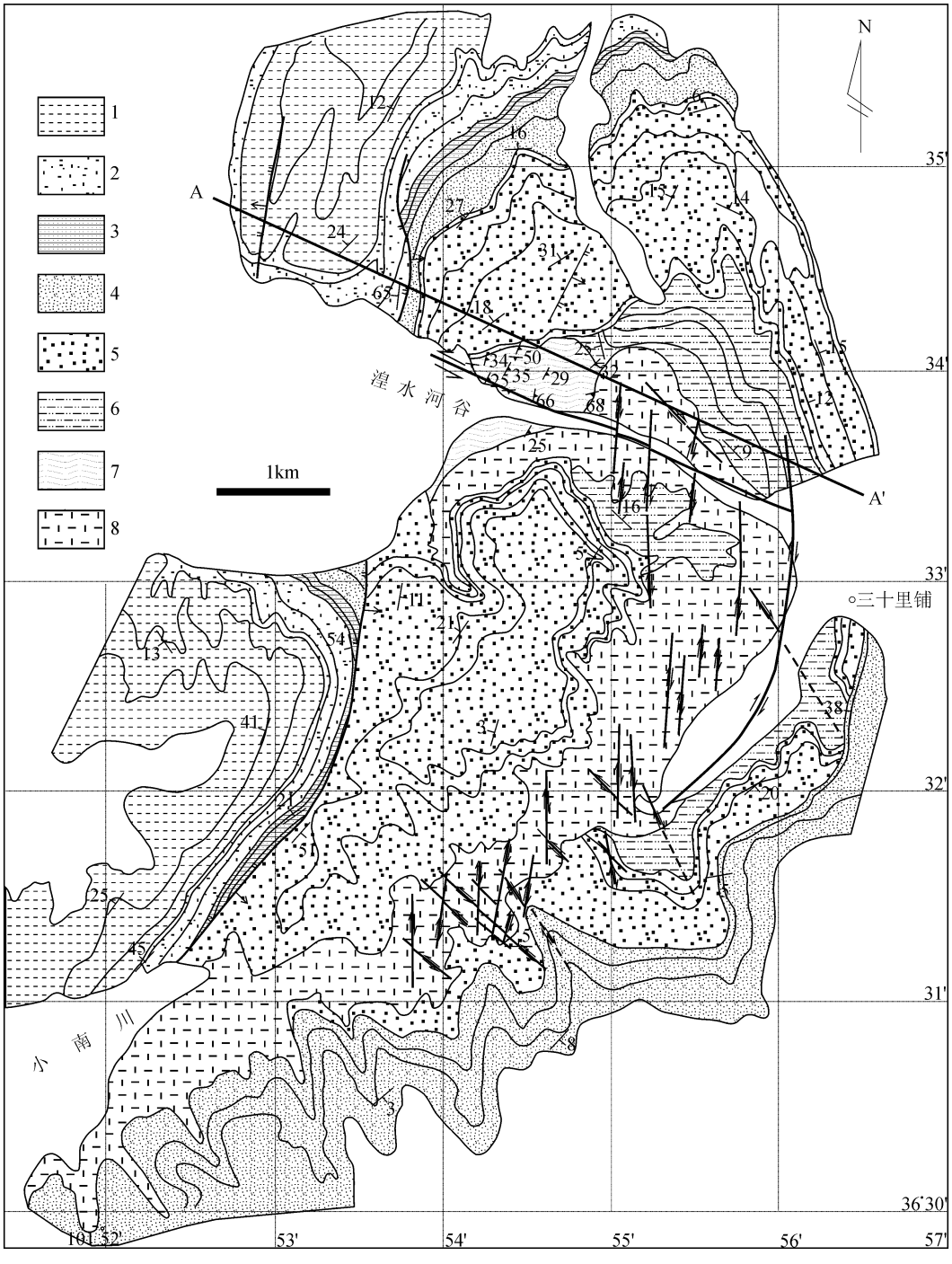

图 2 小峡背斜地质图

Fig. 2 Geological map of the Xiaoxia anticline

1—渐新统；2—始新统；3—古新统；4—上白垩统；5—下白垩统；6—中侏罗统；7—云母片岩；8—花岗闪长岩

1—Oligocene; 2—Eocene; 3—Paleocene; 4—Upper Cretaceous; 5—Lower Cretaceous; 6—Middle Jurassic; 7—schist; 8—granodiorite

的核部。是一个以古生代花岗闪长岩和元古代云母片岩为核部的基底卷入型背斜(图 2),云母片岩主要位于背斜的西部,背斜核部主体为花岗闪长岩并有少量基性岩墙侵入。现今小峡基底已经出露于地表(距离湟水河面 400～500m),而其西侧盆地基底埋深达 3500～4000m(王进寿等,2006),背斜的构造差达 4000～4500m。基底中发育大量断层和节理,缺少明显的韧性变形结构,因此属于脆性变形范围。

3.1.1　云母片岩(东岔沟组)

小峡地区的云母片岩经历了多次的变形,除了早期形成片理的构造作用,还有后期的多次脆性变形。在小峡大坝北侧的片岩中,发育有平行片理的逆冲活动,致使石英透镜体剪切变形。而后期在同样地点,片岩则发生褶皱,为典型的滑脱褶皱,这说明弯滑作用已经开始起作用,褶皱轴向南东(图 3 左),这与小峡背斜轴向(北北东)有一定的夹角,因此片岩中的褶皱与小峡背斜是不同时期的产物。根据对该地区所有测点云母片岩产状投影也表明,片岩的一级构造同样为轴向南东的褶皱(图 3 右),因此露头尺度与宏观尺度上云母片岩的褶皱构造是相同的。最近的研究表明,西宁盆地在 45～29Ma 之间发生过平均 24°左右的顺时针旋转,而从 29Ma 至目前其旋转量则很小(Dupont-Nivet et al.,2004)。如果将这些褶皱轴逆时针旋转 24°,则旋转后的褶皱轴基本平行于祁连山的构造走向,这意味着这些褶皱的形成与北祁连造山带的形成可能有关,而片理根据前人的资料则形成于元古代(1250～1122Ma)。除了褶皱变形外,一组非常明显倾向北西的节理切割了云母片岩以及核部花岗闪长岩,这将在花岗闪长岩中集中讨论。此外,还出现了沿片理发育的晚期正断层,这些正断层向上切割了盖层的白垩系,由于在该点同样发现湟水河的第三、四以及五级阶地被正断层所切割,因此沿着片岩片理发育的正断层是新生代的变形产物。这也表明在小峡地区基底构造是控制活动构造的重要因素之一,这与西侧西宁盆地活动构造有所区别(李智敏等,2005)。由此还可以认为片岩中稳定发育的节理形成介于早古生代北祁连造山作用和晚期的正断层之间。研究表明当基底片理与上覆地层产状相同或相近时,则基底与盖层在褶皱过程中同时参与褶皱变形,变形机制相同(弯滑作用)(Schmidt et al.,1993;Chase et al.,1993)。但在小峡地区,基底片岩已经历了早期褶皱,其力学机制已与盖层相去甚远,同时该地区片理的产状与上覆盖层的产状相差很大,倾向甚至相反(图 2),因此两者在后期的小峡背斜(北北东向)形成中的表现并不一样。

3.1.2　花岗闪长岩(钾长石石英闪长岩)

小峡背斜的花岗闪长岩呈岩株状产出,构成整个背斜的岩体总长约 9km,出露最宽 2.3km,最窄处 0.2km(青海省地质矿产局,1985)❶,基本上沿着背斜核部出露,侵入于东岔沟组二云片岩之中。岩体为中生代砂岩和泥岩不整合覆盖。岩体主要为细-中粒钾长石石英闪长岩。根据青海地质调查院资料,小峡花岗闪长岩的年代为志留纪-石炭纪(314±20Ma～434±23Ma)(K-Ar 年龄)(青海省地质矿产局,1985)❶。在花岗闪长岩内部还侵入了一些基性脉岩,这些脉岩一般宽几十厘米至 2m,岩性多为灰黑色闪长玢岩和煌斑岩。

小峡背斜花岗闪长岩同样经历了几次变形,主要表现断层和节理。在背斜核部闪长岩内发育有多

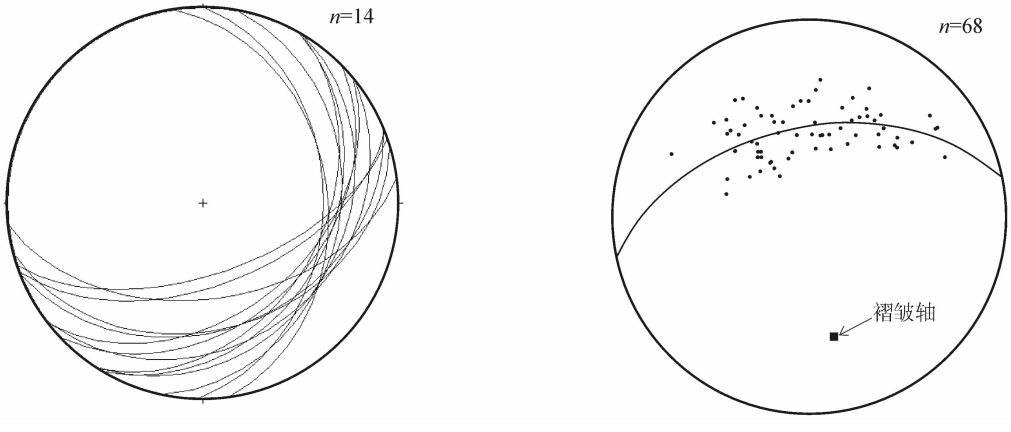

图 3　小峡大坝北侧云母片岩滑脱褶皱两翼大圆图(左),小峡地区云母片岩极点图(右)

Fig. 3　Great circles of two wings of detachment folds (left) in the plakite to the north of the Xiaoxia Dam and point plot of the plakite in the Xiaoxia region (right)

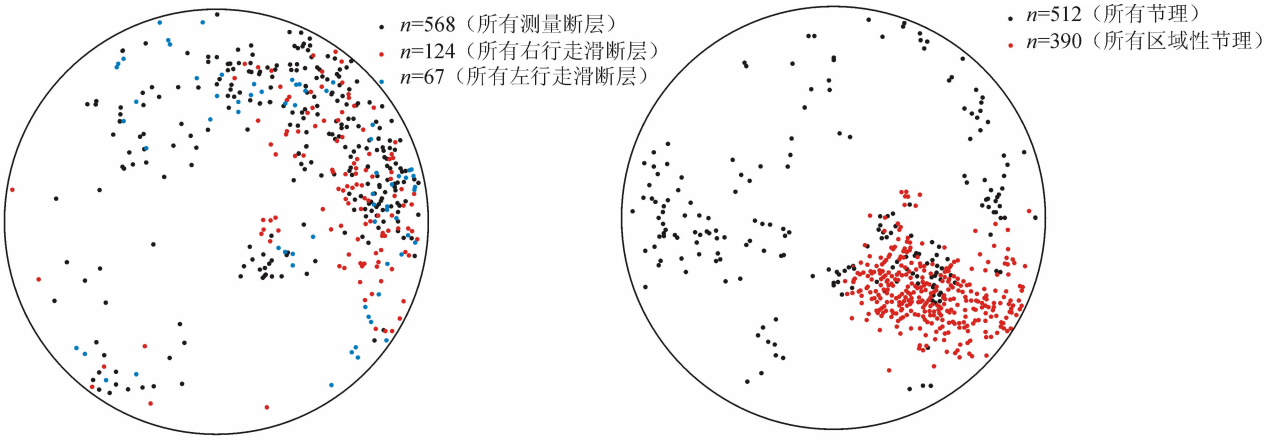

图 4 小峡背斜核部花岗闪长岩中的不同产状断层与破裂(左)和节理(右)

Fig. 4 Different faults and ruptures (left) and joints (right) in the granodiorite in the core of Xiaoxia anticline

组断层(破裂)(图 4 左),这些断层中部分在后期又发生了多次活动,在花岗闪长岩中同样发育多组节理(图 4 右),这些节理既有类似云母片岩中的那些区域性分布比较稳定的节理,也有一些局部性的节理。在这些断层和节理的切割下,小峡背斜内的花岗闪长岩支离破碎,块状花岗闪长岩非常少见。

在核部岩体内,最明显的变形是各种性质的断层(或破裂),它们的存在使得闪长岩并非均一的岩体。这些断层多数倾向南西(图 4 左),主要可以分为左行斜冲、右行斜冲以及逆冲断层等三类,正断层少见,绝大多数为斜冲断层。这些断层是不同阶段,不同机制下形成或不同级别的断层。此外还发育很多性质不明的破裂,这些破裂往往在后期重新活动,体现了构造的继承性。下面将逐一描述这些断层(破裂)。

本文将一系列性质不明,但明显有断层或破裂活动的一类断层划为此类。属于这类的破裂在花岗闪长岩中非常发育。沿着这些破裂最早期的变形表现为沿着破裂两侧分布的钾长石化蚀变,单侧宽度一般在 1～5cm(图 5)。在这些蚀变的闪长岩破裂内侧又发育了一层绿泥石化带,厚 2～3mm,部分厚达 4cm(图 5a 箭头所指处),而在有的绿泥石化带的中央还发育有石英脉体,厚 1～2mm 左右(图 5d 箭头所指处)。需要说明的是,并不是所有的钾长石化破裂后期都发育绿泥石化以及石英脉体,这与三者之间的产状有关,总体而言,早期钾长石化破裂多数倾向南和南西,但其中只有倾向南西的发育后期的绿泥石和石英脉体(图 6)。根据上述现象,该类型的破裂至少经历了 3 期变形,即,早期钾长石化,其次绿泥石化,再次石英脉充填。从这三者之间的关系可以看出,在后期的变形中,要么构造应力场发生了变化,要么小峡地区后期发生一定的旋转,或者两者都有。前人认为西宁盆地在始新世发生了 24°的旋转(Dupont-Nivet et al.,2004),如果这些破裂是在这之前发生的,则旋转后钾长石化破裂走向为北西向,而绿泥石化破裂走向近东西,石英脉体走向为近东西(图 6)。

在背斜核部的花岗闪长岩中发育一些左行斜冲断层,这些断层虽然都是左行,但它们的产状差别很大(图 7)。根据断层的产状、数量、断层的相互切割关系、断层岩中是否发育石膏脉体、断层与区域性节理的关系、断层与基性岩脉的关系以及断层与盖层的变形关系等将这些断层区分为如下几类(在下面的右行斜冲断层划分中也运用这些准则):优势左行斜冲断层、与基性岩脉相关的左行断层和其他左行斜冲断层(图 7 右)。

优势左行断层。在花岗闪长岩(包括云母片岩)中发育一组比较明显的左行斜冲断层,它们的产状比较集中,数量较多,规模也较大。例如湟水河在切过小峡背斜的河谷就是早期优势左行断层的所在。在这些断层表面发育绿泥石化断层泥,总体上断层的倾向滑动很少,倾角较陡,主要为走向滑动(图 8)。这些断层不仅切割早期的区域性节理,也切割了形成小峡背斜轴向北西褶皱的控制断层,而控制轴向北西褶皱的断层活动时间为新生代早期,同时这些断层又为晚期优势右行斜冲断层所切割,优势右行斜冲断层形成于新生代中晚期。根据这些切割关系,优势左行斜冲断层的形成介于新生代早期至新生代中晚期之间。

小峡基底中的这组断层由于形成于新生代早期

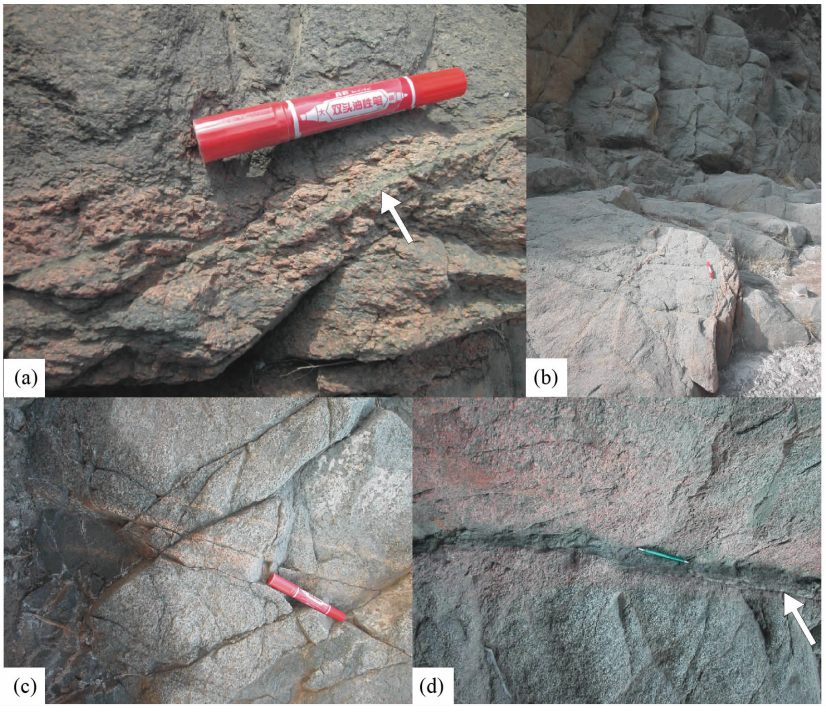

图 5　花岗闪长岩内钾长石化破裂(b,c)、沿早期钾长石化破裂发育的绿泥石化带和石英脉(a,d 箭头)

Fig. 5　Potassic alteration faults in the granodiorite (b, c), chloritization belts and quartz veins along the early potassic alteration faults (a, d)

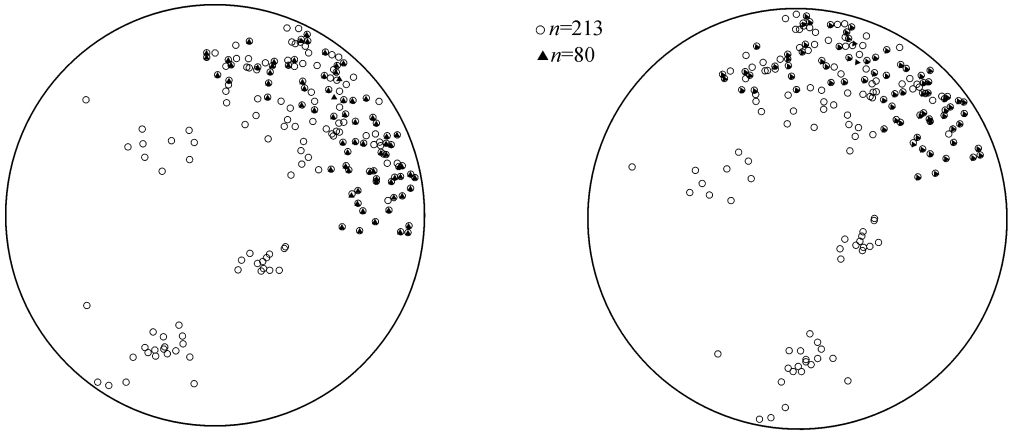

图 6　花岗闪长岩中钾长石化破裂(圆圈)、绿泥石带与石英脉体(三角)极点图,左(未旋转),右(旋转)

Fig. 6　Point plots of potassic alteration faults (circle) and chloritization belts and quartz veins (triangle) in the granodiorite (non-rotated, left; rotated, right)

之后,因此它的形成没有经历西宁盆地新生代早期的约 24°顺时针旋转,而在新生代中期,整个青藏高原北部发生了一次重要的构造事件,西宁盆地发生 5～7°顺时针旋转(Dupont-Nivet et al.,2004),盆地南北缘近东西向断层开始发生左行走滑运动(Zhang et al.,1991; Dupont-Nivet et al.,2004; Zheng et al.,2006; Lease et al.,2007),在这种背景下,将在基底中形成与边界走滑断层配套的 P 左行剪切断层,同时在北东—南西向的挤压下,基底中早期北西西—南东东薄弱面如断层(或破裂)将会发生左行运动,在小峡背斜基底中发育有大量早期的钾长石化的断层带(图 9)。从图 9 中可以看出,研究区基底中的优势左行断层几乎与部分钾长石化断层重合,因此我们认为在小峡基底中,优势左行断层除了一部分新生外,多数是早期断层在后期应力场下重新活动的断层。

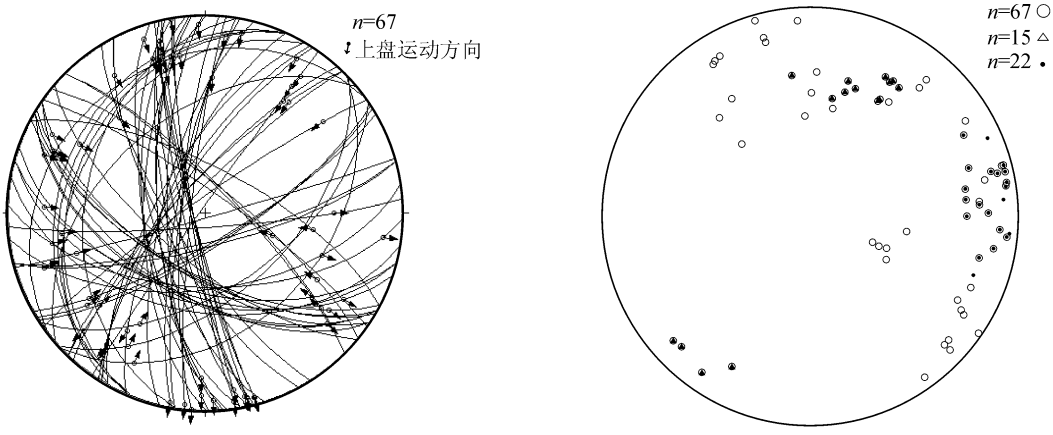

图 7 花岗闪长岩中的左行斜冲断层及擦痕(左),断层面极点(右)(圆圈为所有断层,三角为优势斜冲断层,实心圆为与岩脉有关断层)

Fig. 7 Left-lateral faults and their slickensides in the granodiorite (left), point plot of faults (right) (circles are all faults, triangles are dominant strike-slip faults, and filled circles are related to the mafic veins)

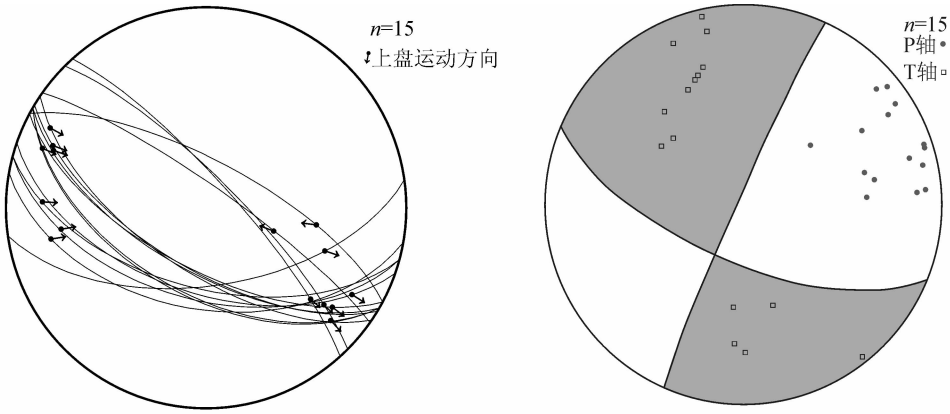

图 8 优势左行断层擦痕(左)及断层面解(右)

Fig. 8 Dominant left-lateral strike-slip faults and slickensides (left), their fault plane solution (right)

基性岩脉相关的左行断层。在花岗闪长岩的左行断层中还发育一类断层,这类断层总是与闪长岩内的基性岩脉或岩墙相伴生。这些脉岩一般宽几十厘米至 2m(图 10),岩性多为灰黑色闪长玢岩和煌斑岩,侵入边界清晰,或为后期断层所利用,一般而言,多数与岩脉有关的断层多发育于岩脉的边界。

这些与岩脉有关的左行断层往往平行于岩脉与围岩的边界(图 10c),它们倾角一般很大,近于直立(图 10)。由于倾角很大,显然它们与上述优势左行断层不是一类断层。在这些岩脉中几乎都发育倾向南南西的右行走滑断层,这些右行走滑断层是早新生代期间活动的,而岩脉边界发育的左行断层切割了这些右行断层,因此与岩脉有关的左行断层是在早新生代之后活动的,并没有经历早期的 24°的顺时针的旋转,它们是在岩脉旋转后才开始活动的。通过构造恢复,这些岩脉早新生代时的走向主要为北西—南东向。如何解释这些断层的活动机制?很多前人的研究表明,在基底变形中,不同的岩类边界往往是后期构造的不连续面,因此很容易形成断层,尤其在基底卷入型背斜中,岩脉的变形是一种控制基底变形的重要因素(Schmidt et al.,1993)。小峡地区也是如此,基性岩脉与围岩闪长岩物性相差很大,可以想象在构造应力的作用下,岩脉所在地区将是重要的变形发生位置,因此小峡地区的这类断层是岩脉控制下形成的。而从上述优势左行断层的活动中也可以发现,在早新生代,该地区经历了 24°的顺时针的旋转,在边界断层的右行走滑控制下,此时的岩脉(墙)的走向与 R'次级剪切平行,因而产生了左行斜冲运动,盆地边界的新生代早期的右行走滑将在后文阐述。

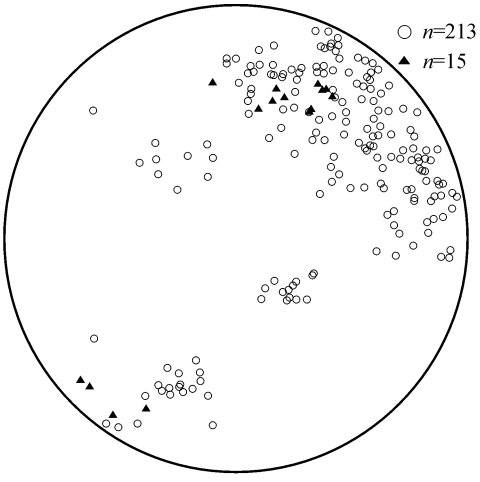

图 9　小峡基底优势左行断层(三角)与早期钾长石化断层(圆圈)的关系

Fig. 9　Relationship between dominant left-lateral strike-slip faults (triangle) and early potassic alteration faults (circle)

其他左行断层。这类左行断层分布比较零星,数量较少,上面曾提到,在新生代中期,西宁盆地南北缘断层发生过左行走滑运动,这些变形将会导致在盆地基底中产生一些与边界断层配套的 R 左行剪切断层,这些次级左行断层主要倾向北西,走向北东—南西,倾角较陡(图 7 右中圆心右下方的黑色点)。需要提及,由于这些断层具有有利的产状,往往在后期为优势性的右行断层所利用而重新活动,成为参与小峡背斜形成的断层之一。

除了上述左行断层外,在小峡地区发育最多、最普遍的是右行斜冲断层,同样它们并不是同一性质或相同时间内活动的。与前述的左行断层分类相同,将这些右行断层划分为晚期右行斜冲断层(主体倾向西)和早期右行斜冲断层(主体倾向南西)两类(图 12)。

图 10　花岗闪长岩内发育的基性岩脉(a,b)及边界断层(c)

Fig. 10　Mafic veins crossing the granodiorite (a, b) and their boundary faults (c)

晚期右行斜冲断层。该类断层在花岗闪长岩中密集发育(图 13,14),它们将花岗闪长岩切割成一系列的断块(图 13)。这类断层是背斜核部发育的所有有明显运动学标志的断层中最多的。在平面上

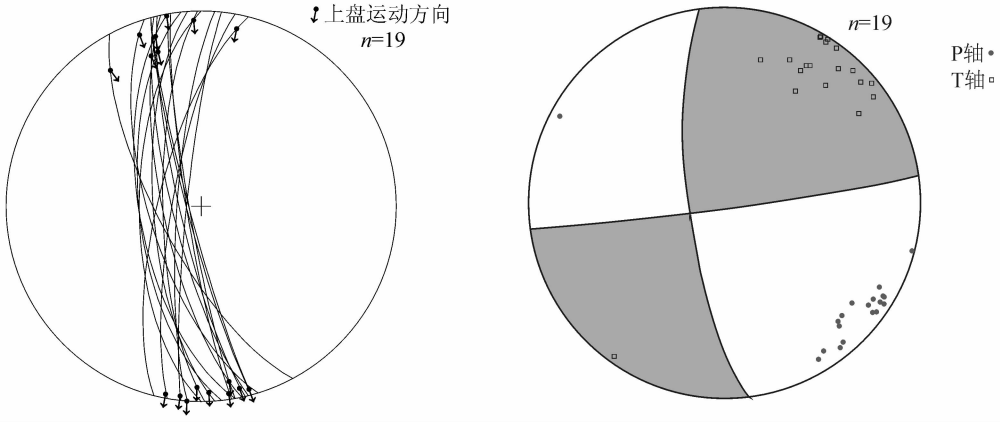

图 11　基性岩脉相关左行断层面及断层面解

Fig. 11　Left-lateral strike-slip faults and their slickensides related to the mafic veins (left), and their fault plane solution (right)

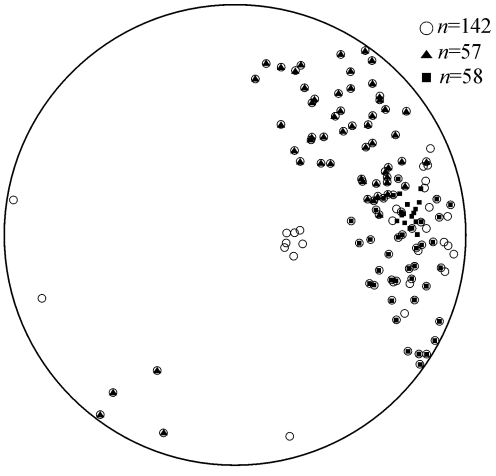

图 12 小峡背斜基底中不同性质的右行断层极点图

Fig. 12 Point plot of different right-lateral strike-slip faults in the basement of the Xiaoxia anticline

圆圈为所有右行断层,三角为最早期右行断层,方块为晚期优势右行断层

Circles are all faults, triangles are the earliest right-lateral strike-slip faults, and squares are later dominant right-lateral strike-slip faults

这些断层分布也比较均匀(图 2),几乎在所有的调查点,该类型断层都有发育,该类断层主要倾向西,断层走向近南北,与小峡背斜走向相近,这意味着两者之间存在某种关系,断层的倾角也较陡(图 14),擦痕侧伏向多在 10～20°之间,走滑分量很大,总体上倾滑分量占总位移量的 1/5。这些断层切割所有基底的区域性节理和前述优势左行斜冲断层,因此它们的形成很晚,估计在新生代晚期。由于形成很晚,不需要进行构造恢复,断层擦痕分析表明导致这些断层右行斜冲的主压应力为北东—南西向(图 14 右)。

在背斜的东翼(西沟峡),这些断层向上切割上覆白垩系粗砂岩,在 12m 范围内发育该类断层 4 条(图 15),其中靠西侧的断层将基底的花岗闪长岩推覆在白垩系砂岩之上,向东断层的位移量逐渐减小,白垩系由小幅度褶皱变化到基本未变形状态(图 15)。由这一点可以看出,小峡背斜基底的变形是以一系列的断层夹块相对活动为特征。此外,在湟水河切过小峡背斜的核部地区,该类断层也非常发育(图 16 右),在 10m 范围内,发育主要断层 3 条,而从这三条断层向上又分出一些更次一级断层(由于后期的变形导致了这些断层的错离),同样这些断层也是右行斜冲断层(图 16 左),这些断层的活动使得

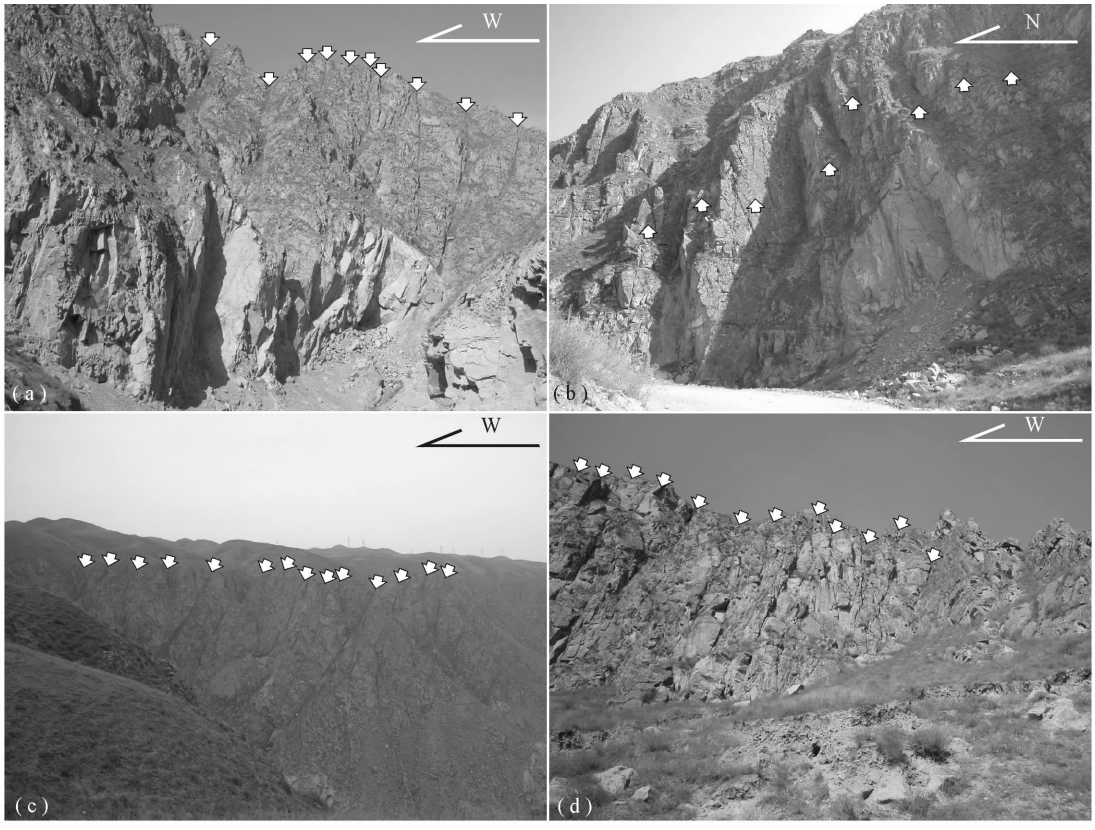

图 13 花岗闪长岩中发育的密集右行断层(箭头所指为断层面)

Fig. 13 Closely spaced right-lateral strike-slip faults in the granodiorite (the arrows point to the fault planes)

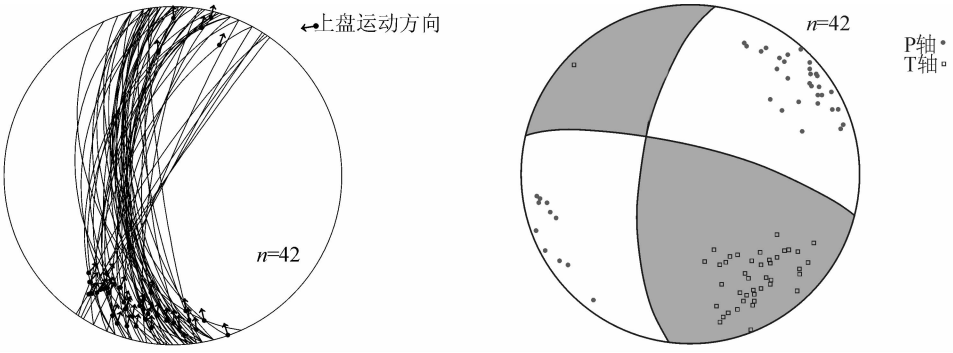

图 14　花岗闪长岩中的晚期右行斜冲断层面及擦痕(左),断层面解(右)

Fig. 14　Later right-lateral strike-slip faults and slickensides in the granodiorite (left), their fault plane solution (right)

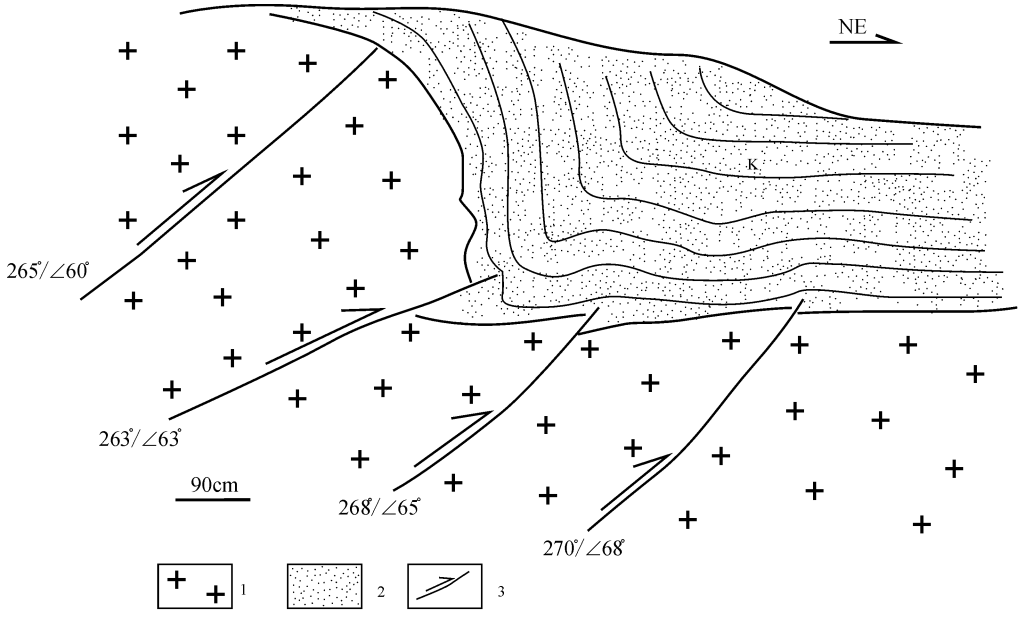

图 15　小峡背斜基底晚期右行断层及基底和盖层的变形方式

Fig. 15　Later right-lateral strike-slip faults in the basement of the Xiaoxia anticline and deformation styles of the basement and cover layers

1—花岗闪长岩;2—砂岩;3—断层

1—granodiorite;2—sandstone;3—fault

基底在宏观上表现出“褶皱”形态。基底之上为湟水河第四级阶地,该阶级由于断层的影响发生了变形,在东侧基底断层突破两者之间的不整合面,将基底直接推在阶地堆积物之上(图 16 左)。从这些现象可以看出,小峡基底中的晚期右行斜冲断层发育很密集,这些断层的活动也影响到了上覆盖层的变形,致使盖层发生褶皱,而基底的变形方式也表现为断层活动,由于这些“透入性”断层的活动,基底的变形宏观上表现为近似“塑性”的变形,基底基本上未发生明显的褶皱变形。前人在 Laramide 前陆区的变形研究中也曾提出过类似的变形机制(Spang et al.,1988),所不同的是小峡地区的这类断层走滑量很大,而非以倾滑量为主的 Laramide 前陆区。从上述这些现象可以看出,小峡地区基底的变形以断层为主,褶皱作用很弱,宏观上表现出的褶皱形态是密集断层活动的结果,从而使得基底之上的盖层发生褶皱。这些晚期右行断层主要分布在狭小背斜的核部以及东翼(图 2),在背斜的西翼,这类断层发育很少。由于这些晚期右行断层的走向与小峡背斜轴向相同,同时它们也影响了白垩系的变形,而且断层也主要分布在背斜的东翼和核部,我们认为目前的北北东向小峡背斜是由上述的机制形成的(图 17),虽然这类似 Erslve(1991)的 Trishear 模型,但在该模型的三角变形区内却缺少上述密集的断层。由于这

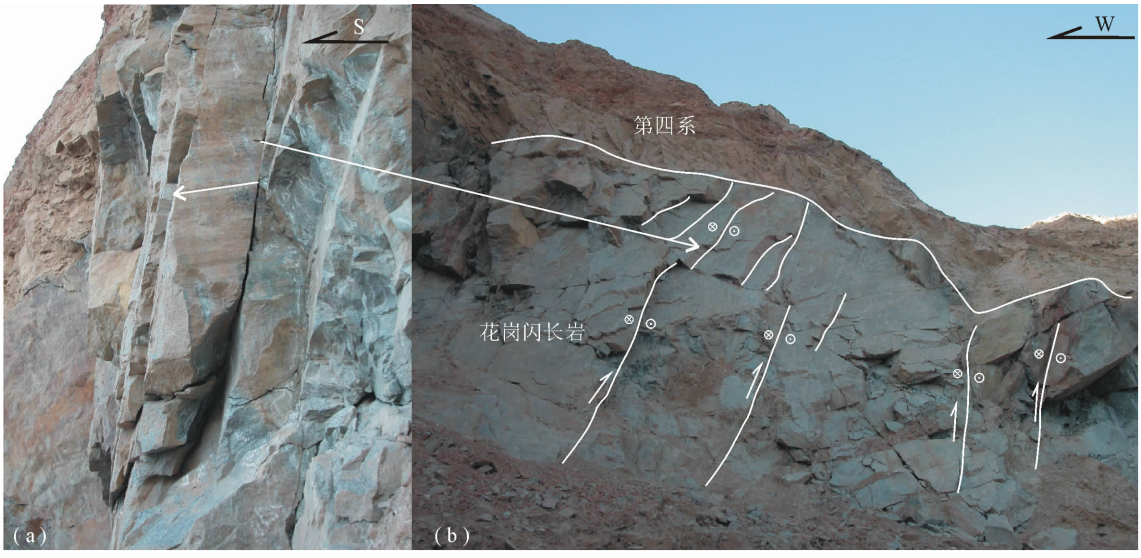

图 16 小峡背斜核部晚期右行断层及其上覆第四系变形

Fig. 16 Later right-lateral strike-slip faults in the core of the Xiaoxia anticline and the deformation of the overlying Quaternary

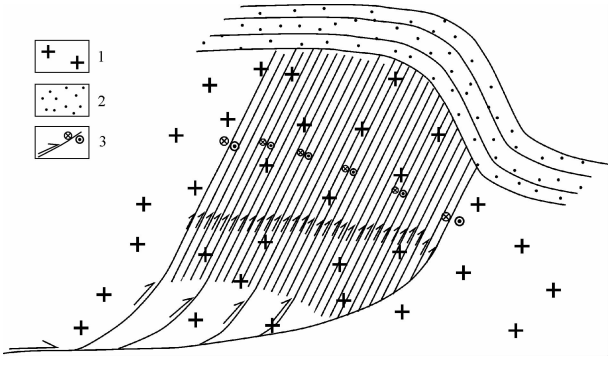

图 17 小峡背斜的形成模型

Fig. 17 Model of the Xiaoxia anticline

1—花岗闪长岩;2—砂岩;3—斜冲断层

1—Granodiorite; 2—sandstone; 3—oblique thrust

些断层至少已经影响到湟水河第四级阶地(图 16),甚至影响到了第三级阶地,前人研究表明,湟水河第四级阶地形成于距今 60 万年之前,(曾永年等,1995;李吉均等,1996;鹿化煜等,2004),因此可以确定这期变形发生在距今 60 万年之后,目前还没有更多的证据表明这些断层在此之前不活动,但以往的研究表明,西宁盆地南北边界断层在 14～5Ma 之间发生过强烈的左行走滑运动(Zhang, et al., 1991; Zheng et al.,2006;Lease et al.,2007),而目前青藏高原东北缘仍处于比较强烈的左行走滑变形中(Zhang, et al., 1991)。在这段时间内,西宁盆地基本上未经历明显的旋转运动(Dupont-Nivet et al.,2004)。由于边界断层的左行走滑运动,在基底中会形成一系列的倾向北西西的 R'右行斜冲断层,同时也会使一部分早期方向相近的断层(钾长石化断层)复活(图 18)。研究表明,R'剪切面与主断层之间的夹角在 53°～75°之间(Richard et al.,1995; Keller et al.,1997),而且随着主断层的活动,这些次级剪切面会进一步顺时针旋转(Kellogg et al.,1995),这与基底中的晚期右行断层产状相似(图 19)。这些断层的活动最终导致了小峡背斜的形成。

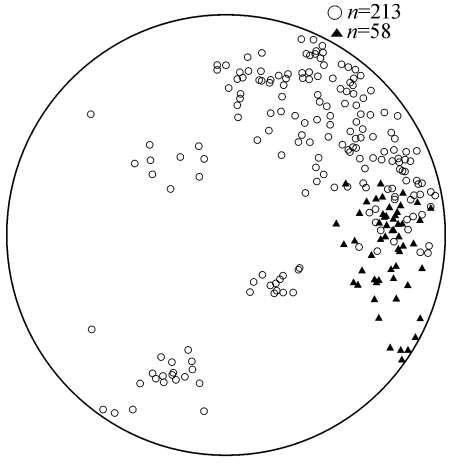

图 18 钾长石化断层(圆圈)与晚期右行断层(三角)极点图

Fig. 18 Point plot of the potassic alteration faults (circle) and later right-lateral faults (triangle)

早期右行斜冲断层。在小峡背斜基底中还发育一套右行断层(图 20),该套断层与晚期右行断层相

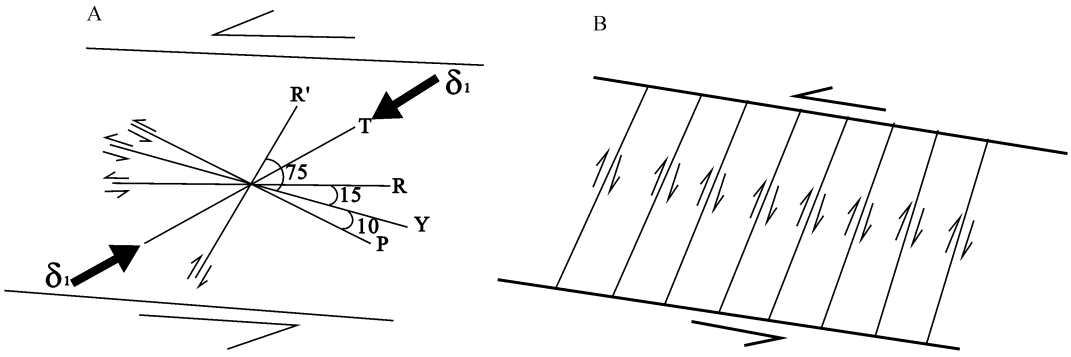

图 19　小峡背斜基底晚期右行断层形成模型(右)(左为走滑运动派生断层模型)

Fig. 19　Mechanism of later right-lateral strike-slip faults in the basement of the Xiaoxia (right) (the left one shows the different derived structures of the left-lateral strike-slip faulting)

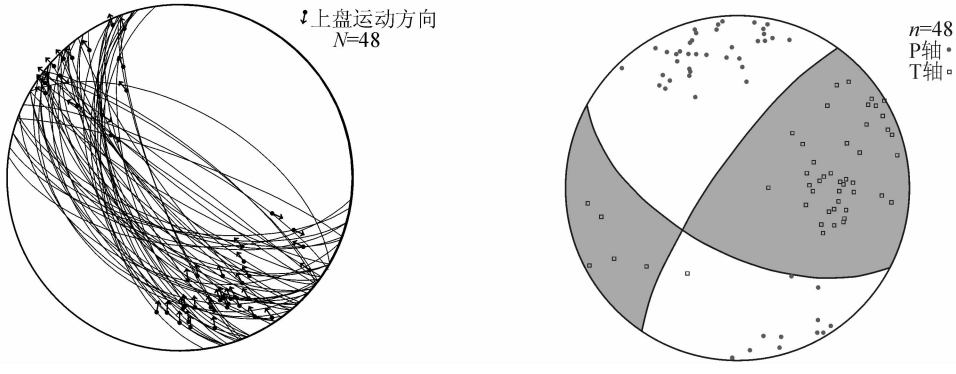

图 20　小峡背斜基底中早期右行断层面及擦痕(左),断层面解(右)

Fig. 20　Early right-lateral strike-slip faults and slickensides in the basement of the Xiaoxia anticline (left), their fault plane solution (right)

比,数量不多,但很显著,往往构成规模较大的断层带,主要分布在湟水河以南的背斜地区。在前面曾叙述过,在花岗闪长岩的基性岩脉边界发育左行走滑断层,但在野外也发现,在这些岩脉的内部也发育有右行走滑断层,它们为后期的左行断层所切割。这些断层不仅切割了花岗闪长岩,而且还影响了盖层的变形。在该地区发育有侏罗系与白垩系的北西向褶皱(图 2)。前人已发现这些褶皱的形成与小峡背斜不一致(青海省地质矿产局,1985)❶,它们的轴向与小峡背斜的轴向近垂直(图 2),因此它们的形成与新生代晚期小峡背斜的形成无关。而从这些右行断层的分布与这些褶皱的空间关系中可以发现,北西向褶皱与断层有很好的匹配性。在西沟峡东入口采石场发现该右行斜冲断层与上覆白垩系盖层之间的接触关系(图 21),白垩系为土红色砂岩、砾岩,向北东陡倾斜,在白垩系中发育一些向北东倾斜的小正断层,这些断层是断层南东盘花岗闪长岩右行上升造成的,该断层没有直接切穿上覆白垩系,一方面由于该断层主要以走滑为主,其倾滑分量较小,不容易切割上覆地层,另一方面上覆地层为成岩较差的砂岩和砾岩,胶结很差,因此基底断层的位移量很容易在盖层中消失,再者在不整合面之下,断层上部为一个三角形的断层角砾岩区(图 21),在这个区域内小断层发育,角砾岩疏松,一部分断层的位移量也消失在该区域内,总体上这点的变形符合断层相关褶皱中的"Trishear"模型(Erslve, 1991; Erslve et al., 1993)。结合上述现象,我们认为造成小峡地区侏罗-白垩系北西向褶皱是这些右行断层活动的结果,这说明断层的斜冲作用可以形成上覆地层的褶皱变形,与上述晚期右行断层相似。而卷入褶皱的地层主要为侏罗系与白垩系,新生界几乎没有受到影响。

从这些受断层影响的地层分析,它们活动的主要时间在中生代晚期-新生代早期,而前人近来的研究已表明,西宁盆地在新生代早期(49～29 Ma)由于印度-欧亚板块的碰撞,发生了平均 24°的顺时针

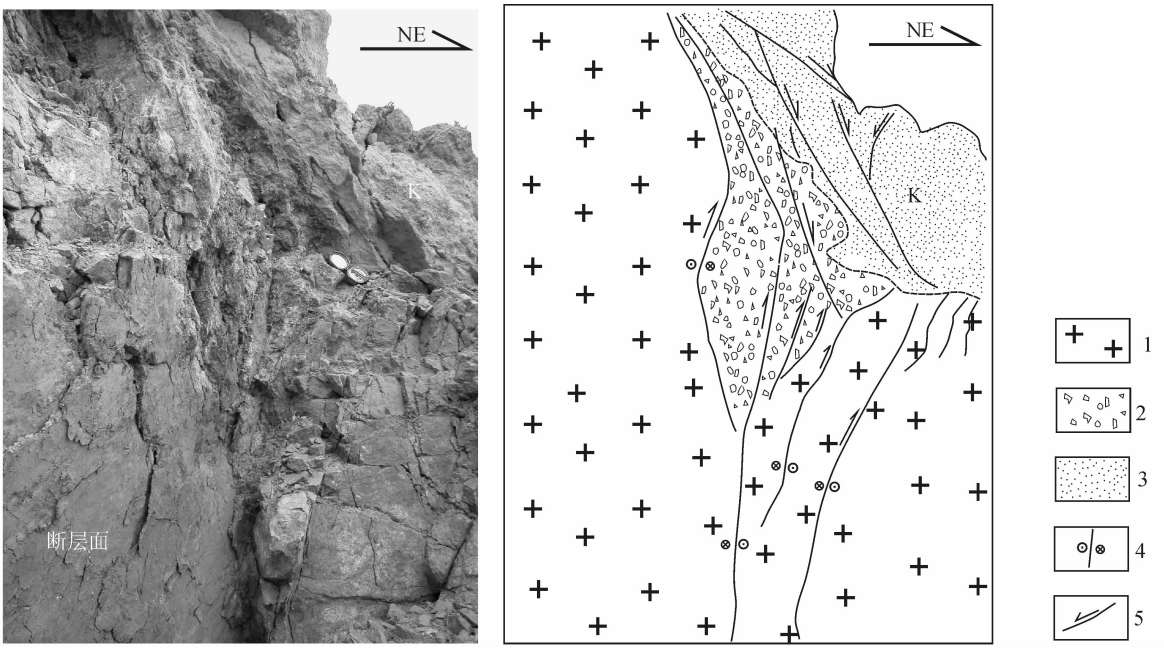

图 21 小峡背斜西沟峡东口花岗闪长岩中右行断层与上覆白垩系砂岩关系

Fig. 21 Relationship between the right-lateral strike-slip fault developed in the granodiorite and overlying Cretaceous sandstone in the east end of the Xigouxia

1—花岗闪长岩;2—断层角砾岩;3—砂岩;4—走滑断层;5—正断层

1—granodiorite;2—fault breccia;3—sandstone;4—strike-slip fault;5—normal fault

旋转(Dupont-Nivet et al.,2004),因此我们认为这些北西向右行断层(现今方向)是这期变形后的结果。这些右行斜冲断层经构造恢复后走向为近东西向,与西宁盆地南北边界断层走向相同,因此我们推测这些断层属于相同系统,造成这些断层活动的主压应力为北西—南东向(图 20)。Dupont-Nivet et al.(2004)认为在高原东部边缘的两个北北东向的右行走滑断层造成了西宁盆地古新世的顺时针旋转,或由于柴达木盆地的顺时针旋转并向北东的推挤造成的。由于众多的研究并没有在高原东北部地区发现明显的北北东向右行断层,后者的可能性最大。同样该地区区域性节理面上的擦痕经构造恢复后也表明曾经有北西—南东向的应力(见后)。那么新生代早期西宁盆地发生顺时针的旋转时,其南北边界断层的性质只能是右行走滑,在这种背景下,则会在盆地中形成与边界断层呈小角度相交的 R 右行剪切断层,而且,从图 22 中也可以发现,早期的右行断层几乎都落在一部分钾长石化断层范围内,因此我们也不排除这类断层在上述盆地边缘右行斜冲重新活动,发生右行斜冲运动。

右行断层与左行断层之间的关系。上述已经提及,根据断层影响的地层和断层之间的切割关系,该地区的左行断层主要活动于新生代的中期,而早期

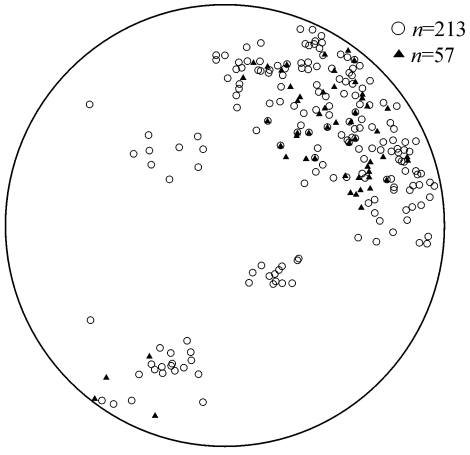

图 22 早期钾长石化断层(圆圈)与早期右行断层(三角)极点图

Fig. 22 Point plot of the early potassic alteration faults (circle) and early right-lateral faults (triangle)

右行断层则主要活动于新生代早期,晚期右行断层主要活动于新生代晚期。不仅这些断层影响的地层不同,而且在露头上也有显示,因此这些左行与右行断层不是同一应力场下配套的共轭断层,是不同期的产物,这说明小峡背斜是多次变形的结果,这与一些 Laramide 型基底卷入型褶皱不同(Molzer et al.,1995)。

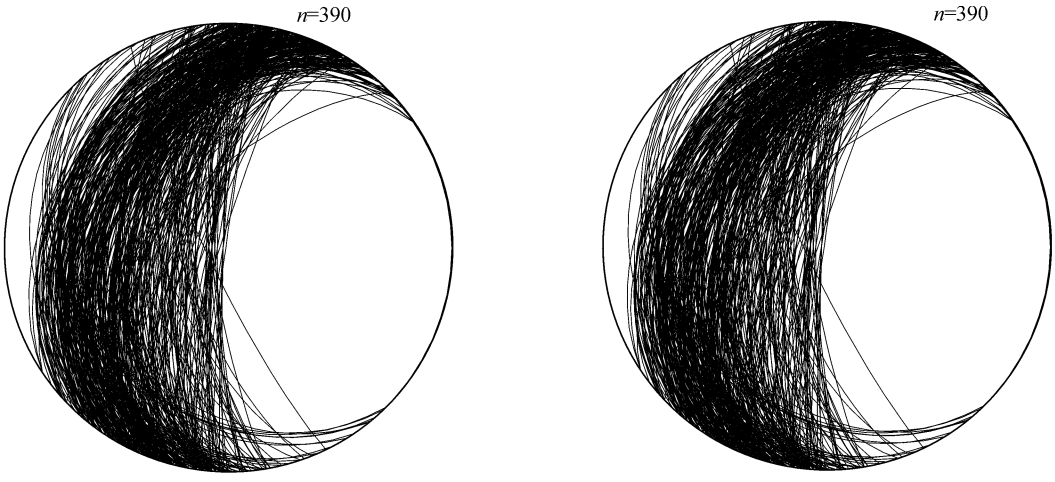

图 23　花岗闪长岩与云母片岩中的区域性节理大圆图(左为旋转前,右为旋转后)

Fig. 23　Great circles of regional joints in the granodiorite and plakite (pre-rotated, left; rotated, right)

除了上述两类断层外,在小峡基底还发育一些逆冲断层,但它们的数量很少,产状变化也很大,分布也不均匀,它们可能是区域走滑运动派生的,也可能是局部因素控制下形成的,由于数量很少,且分布没有规律,对它们的成因及区域意义目前还不清楚。

除了上述的各种断层和破裂外,在小峡背斜的基底中发育一系列的节理,这些节理既有区域性节理(图 23 左),也有一些局部性的节理。云母片岩中的节理比较简单,主要为一组区域性的倾向北西的节理,而在花岗闪长岩中除了这组区域性的节理外还发育一些方向多样的节理,这些节理的成因多样。同样花岗闪长岩中的区域性节理也倾向北西,间距多在 15～60cm 之间,且分布比较稳定,但这些节理在云母片岩中间距一般较小,多在 10～20cm 之间。由于后期的一些断层的活动,造成了不同地点节理之间微小的差别。这些节理多为后期斜冲断层所切割,尤其是为早期右行斜冲断层所切割,因此这些节理形成于新生代之前。由于新生代以来西宁盆地曾发生过 24°的顺时针旋转(Dupont-Nivet et al.,2004),因此构造变动之前,这些节理的主要走向为近南北向(图 23 右)。在这些节理上多发育一层厚 0～3mm 厚的石英脉体,表明它们为张节理(I 型)。根据这些节理的产状,是近南北向主压应力造成了这期节理,与新生代形成的小峡背斜没有关系。前人的研究认为,在青藏高原北部边缘存在白垩纪近南北向挤压(Chen et al.,2002),我们认为这些区域性的节理可能与这期变形有关。

由于这些节理形成较早,因此节理可作为后期断层活动方式以及小峡背斜形成机制的标志构造。在小峡背斜北部北西西向的剖面上(图 24),根据不同地点区域性节理的统计可以发现,在多数地点节理的产状都有变化,但差别较小(尤其是在核部与东翼之间),仅在剖面最东侧边界断层和核部中心断层处有较大的变化,而远离这些断层节理的产状变化不大(图 25)。在前面曾提出,背斜核部及东翼的边界断层之间发育有众多平行的晚期右行断层。这些节理的分布一方面说明有一系列西倾断层影响了节理的产状,但另一方面也表明这些断层的倾向滑动并不显著,断层之间的块体旋转量不大,正是这些"透入性"断层的右行斜冲运动,造成了上覆地层的变形,而基底则主要以断层活动为主。这与前面根据基底与上覆地层之间接触关系露头得出的结论一致。

需要提及的是,这些节理在不同的变形阶段经历了后期的活动,在背斜核部的北侧,发现节理面上发育擦痕。擦痕显示左行斜冲(图 26 左),从上面的讨论中可以发现,晚期右行斜冲断层的形成与西宁盆地边界断层的左行走滑有关,而在这样的环境下,在北东走向的优势节理面上只能形成右行的擦痕,而非目前观察到的左行擦痕,因此这些左行擦痕与晚期右行斜冲断层形成没有关系。而经过构造恢复后(逆时针旋转 24°),断层面解显示北西—南东向挤压(图 26 右)。前面曾经提出在新生代早期西宁盆地南北边缘发生过右行走滑运动,因此在这样的背景下,倾向北西的区域性节理将会发生左行斜冲运动。因此,我们认为这些节理上的擦痕形成于新生代期早期,与小峡地区新生代早期西宁盆地的顺时针旋转运动有关。

通过上述对小峡背斜基底变形的观察,可以发

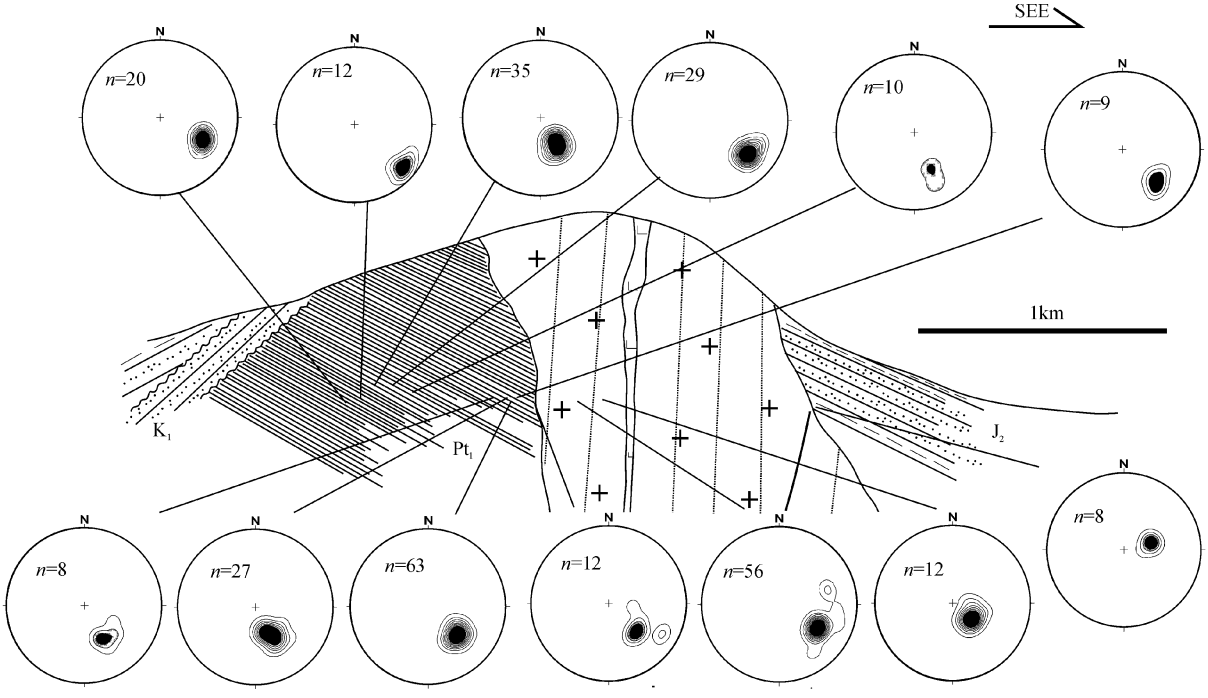

图24

图 24 小峡背斜北西向剖面优势节理等密图分布

Fig. 24 Contour plots of dominant joints along the northwest trending section crossing the Xiaoxia anticline

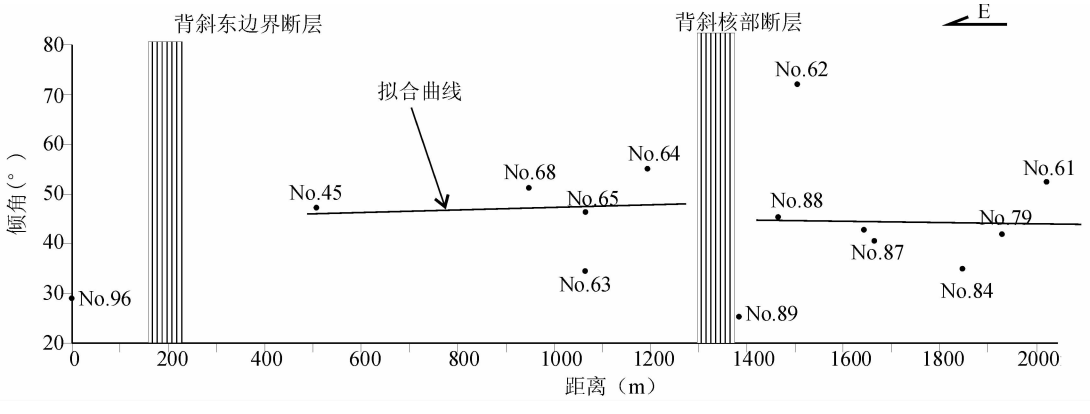

图 25 小峡背斜核部区域节理倾角变化与断层关系

Fig. 25 Relationship between the dips of regional joints and main faults in the core of Xiaoxia anticline

现小峡背斜经历了不同时期构造变形的影响，这与北美 Laramide 型基底卷入型褶皱有明显的差别。小峡背斜的形成经历了三次比较显著的变形改造（新生代之前的变形除外），即新生代早期的西宁盆地的顺时针旋转和新生代中期构造转换以及晚期强烈的左行走滑变形。这三期变形分别对应于早期的印度—欧亚板块碰撞引起的西宁盆地顺时针旋转、高原东北部早期顺时针旋转与后期左行压扭作用的转换以及晚期高原东北部有限挤出作用下形成的盆地南北边缘的左行走滑。

3.2 盖层变形方式

在基底卷入型褶皱中，盖层的变形往往是以褶皱的形式体现，在剖面上多数褶皱前翼较为陡立，甚至倒转，地层往往有明显的减薄，小型断层发育，而在褶皱核部，盖层的变形不显著，多呈现比较宽缓的褶皱，地层的倾角往往较小。一部分背斜由于存在反冲断层，也会形成倒转的褶皱（Stone，2002；Erslev，1993）。由于盖层中会存在诸如页岩、泥岩以及膏盐等非能干层，因此在盖层中会产生一些顺层的断层，这些断层往往是基底断层向上扩展的结

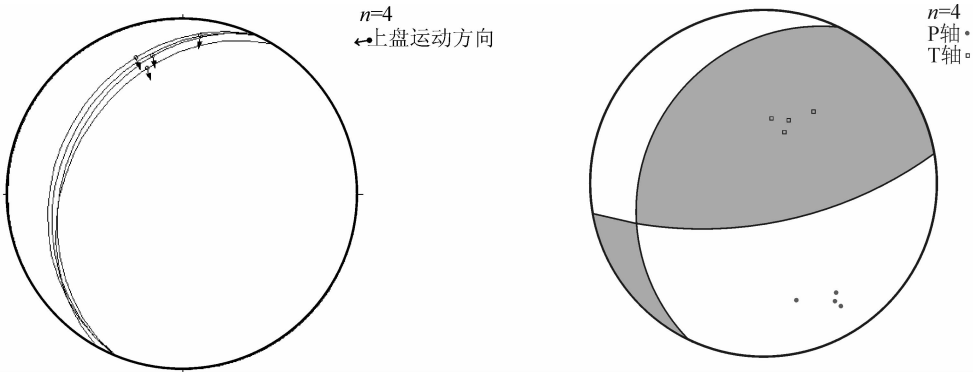

图 26　小峡背斜北部沿区域性节理形成的断层(左,未旋转),断层面解(旋转)

Fig. 26　Faults along early regional joints in the northern part of the Xiaoxia anticline (non-rotated, left), and their fault plane solution (rotated, right)

果(Mitra et al., 1998)。

前已述及,小峡背斜的盖层变形并不是简单的一个走向北北东的背斜,而是发育了两套褶皱。早期褶皱仅涉及到侏罗系-白垩系,轴向北西,这些褶皱的形成与基底新生代早期近东西向右行斜冲断层活动有关。晚期不仅卷入侏罗系-白垩系,还卷入了第三系-第四系,而这些褶皱与基底晚期右行斜冲断层有关。总体而言,侏罗-白垩系褶皱表现最为明显,而第三系、第四系的褶皱则相对宽缓(图 2)。

小峡背斜西侧盖层主要为白垩系与第三系红层,第四系主要以河流阶地堆积物和黄土为主。该区盖层的变形主要表现为褶皱、断层以及相关的层间剪切。如在中厚层的白垩系砂岩与粉砂岩中发育有一系列的与层面斜交的石膏脉体,这些脉体与西倾地层的产状表明,层间滑动起到了一定作用;然而在背斜的核部也发现,在基底花岗闪长岩的直接上覆白垩系中,基底中的晚期右行斜冲断层向上切割地层,由于晚期右行斜冲断层密集发育的特性,因此盖层的变形类似于前人所提的强制褶皱,也就是以往所称的横弯褶皱,因此小峡背斜盖层的变形以横弯褶皱作用为主,并有一定的弯滑作用,这于北美西部 Laramide 型盖层的褶皱有明显的区别(Mitra et al.,1998;Cosgrove et al.,2000;McConnell et al.,1993)。

另外,在傅家寨北侧第三系马哈拉沟组中也发育一个轴向近南北的宽缓褶皱,在背斜的核部小型

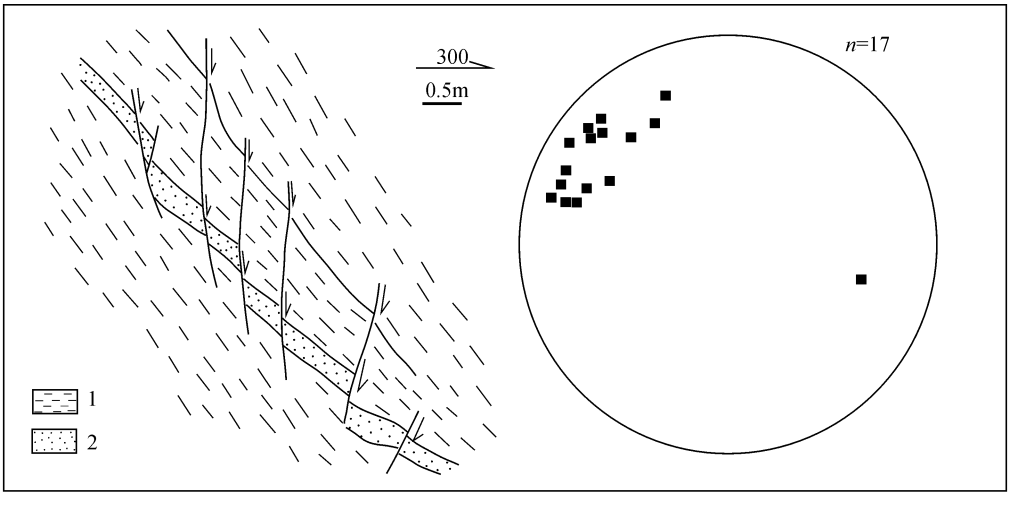

图 27　造纸厂北侧断层下盘马哈拉沟组中沿早期轴面劈理发育的正断层

Fig. 27　Normal faults along early axial plane cleavages in the Mahalagou Formation in the footwall of the fault to the north of the paper mill

1—暗红色泥岩;2—灰绿色薄层砂岩

1—wine mudstone;2—gray-green thin bedded sandstone

正断层发育,主体倾向西,断距不大。而在过造纸厂的近南北向冲沟中则发育一大型逆冲断层(可能是斜冲断层)(图 2),走向近南北,倾向东,断层上盘地层为白垩系中厚层暗红色砂岩与薄层泥岩,主体倾向西,下盘为洪沟组中厚层砖红色泥岩、粉砂岩夹厚层灰绿色石膏泥岩,靠近断层处地层陡立、甚至直立,远离断层,地层很快趋于平缓。断层下盘泥岩中发育一组平行的小型正断层,它们平行于早期的褶皱轴面劈理(图 27),根据这些劈理与层面的关系以及地层厚度,断层处曾经发育有一向西倾倒的背斜(图 28),规模较大,其西翼甚至可能发生倒转,该背斜是此处逆(斜)冲断层活动的产物,可能为一断层传播褶皱,断层上盘的第三系已剥蚀殆尽(图 28)。由于基底卷入型背斜的盖层变形是被动的,随着褶皱幅度的变大,到了后期重力作用开始显现。区域上,这条逆(斜)冲断层贯穿整个小峡背斜的西侧(图 2),使得背斜向西逆冲于第三系之上。由于覆盖等因素,现在不清楚该逆(斜)冲断层深部的延伸状况以及与基底变形的关系,不过小峡背斜西侧元古代云母片岩总体倾向东,推测该断层的形成与活动与云母片岩的片理有一定的关系(图 2,图 28)。

3.3 小峡背斜形成机制与构造环境讨论

基底卷入型(或称之为厚皮构造)褶皱是构造地质学内一个经典的研究领域。研究主要集中在北美西部的 Laramide 造山带和 Central Ands 造山带(Brown, 1988; Erslev, 1986, 1993; Stone, 1993; Schmid et al. ,1993;Narr et al. ,1994;Mitra et al. , 1998; Bump, 2003; Butler et al. , 2006; Pfiffner, 2006;Jordan et al. ,1986;Kley et al. ,1996;Garcia et al. ,2004),在这些研究的基础上提出了一系列的运动学、几何学和动力学模型(Stearns et al. ,1978; Bird,1984;Spane et al. ,1988;Erslev,1986,1991, 1993; Brown, 1988; Stone, 1993; Schmid et al. , 1993;Narr et al. ,1994;Mitra et al. ,1998)。目前在构造的主导形成机制上已经获得共识(水平运动),但在变形机制以及构造背景上还是存在很多争论,这也是为什么这方面的研究目前仍在进行的原因(Stone,2002;Bump,2003;English et al. ,2004; Garcia et al. , 2004; Butler et al. , 2006; Pfiffner, 2006),如基底卷入型褶皱形成过程中,基底是否也与盖层一样褶皱(Garcia et al. ,2004),同样存在类似盖层变形的断层相关褶皱(Narr et al. ,1994; Mitra et al. ,1998),亦或是基底的变形是通过断层活动调节而与盖层褶皱变形不一致(Otteman et al. ,2005);再如基底中的断层是早期的构造再活动还是新生断层(Huntoon,1993; Marshak et al. , 2000;Stone,2002;Otteman et al. ,2005);又如盖层物性对基底断层向上扩展的影响以及类似的褶皱是统一构造应力场中完成的(Varga,1993)还是在多次变化的应力场中形成(Gries,1983;Wise et al. ,

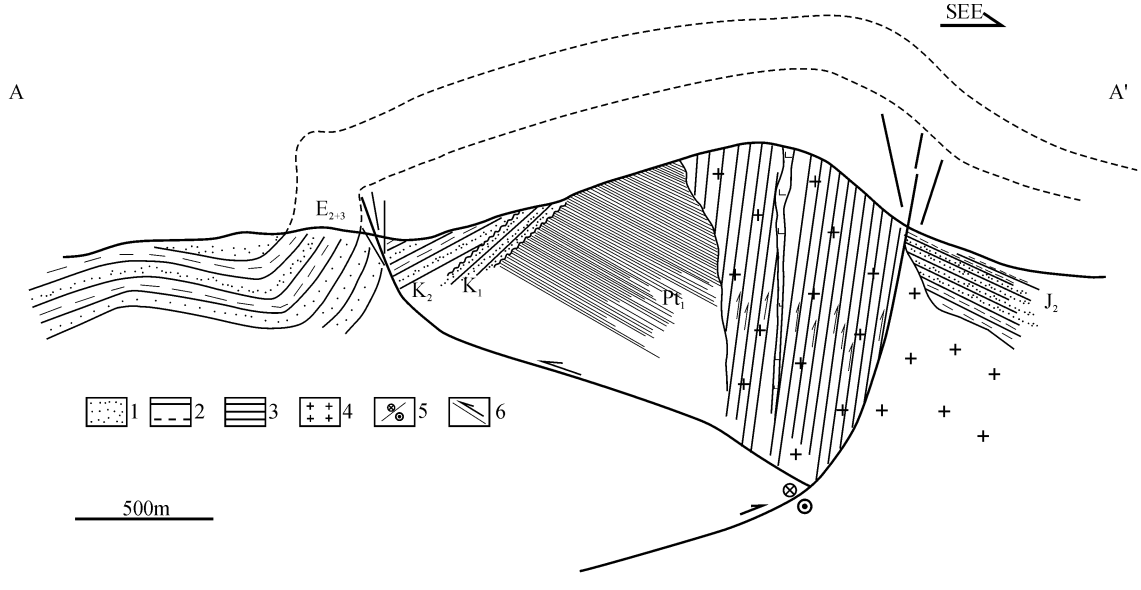

图 28 小峡背斜剖面图(剖面位置见图 2)

Fig. 28 Section of Xiaoxia anticline (see Fig. 2 for the location of the section)

1—砂岩;2—泥岩;3—云母片岩;4—花岗闪长岩;5—走滑断层;6—逆冲断层

1—sandstone;2—mudstone;3—plakite;4—granodiorite;5—strike-slip fault;6—thrust fault

1992)等等问题都还没有解决。

研究表明厚皮构造中基底变形的主要方式有如下几种:①变形集中在一个断层(带)上(Mitra et al.,1998;Cook,1988);②变形分散在众多相互平行的断层上(Spang et al.,1988);③变形集中在断层顶端的三角带中,即 Trishear 模型(Erslve,1991;Erslve et al.,1993;Bump,2003);④类似盖层的层状变质岩石的弯滑作用(Schmidt et al.,1993;Chase et al.,1993);⑤基底褶皱(Garcia et al.,2004)。而基底断层的主要活动方式以碎裂岩化(cataclasis)作用(Cook,1988;Mitra,1981)和早期面状组构(断层、破裂和节理等)的再活动为主(Huntoon,1993;Marshak et al.,2000;Stone,2002;Otteman et al.,2005;Garcia et al.,2004)。现在已经认识到由于存在种种因素,因此在不同的地区,基底的变形方式可能并不一样,不可能有一个统一的机制来函括所有的变形(Brown,1988)。通过野外观察表明,在小峡地区斜冲断层十分发育,而纯逆冲断层则不显著,这些斜冲断层不是同一应力场下的配套的共轭断层,不是同期的产物,我们认为小峡背斜主要是斜冲断层运动形成的。基底的变形主要以断层方式为主,褶皱作用不明显,而盖层则主要以褶皱变形为主,这类似于阿根廷的 Sierra de Hualfin uplift(Garcia et al.,2004)。从小峡的基底变形特征看,它既有变形分散在众多平行断层上的特点,也有 Trishear 型的变形特点。这是小峡基底变形的独特之处,而早期断层的再活动也是其重要特征。

运动学上经过多年的研究,有关北美西部 Laramide 型基底卷入型褶皱的主要运动学方式有以下 5 种(图 29),即①Drape fold(图 29a)(Spane et al.,1988),② Upthrust fault(图 29b)(Stearns,1978),③ Thrust uplift(图 29c)(Berg,1962),④ Fold thrust(图 29d)(Stone,1993),⑤Wrench uplift(图 29e)(Stone,1969;Tindall et al.,1999)。其中①和②认为是基底垂直运动形成的,目前已不是主要认识,而④和⑤是目前的主要观点,认为构造是基底水平运动造成的,近来的地球物理勘探也证实了这些模型(Brown,1988;Stone,1993),因而水平应力造成的 Laramide 厚皮构造也因此成为主要的共识。第⑤种观点认为在 Laramide 前陆地区近东西向隆起是由于断层走滑运动(Transpression 或 Wrench)所致(Brown,1988;Stone,1969;Paylor et al.,1993)。近年的研究也表明,Laramide 的基底卷入型褶皱有多种形成方式,并不是一种机制就可以解释所有的现象,上述后三种机制都有存在,它们是在同一区域构造应力场下,有局部因素控制下形成的(Varga,1993;Stone,2002;Marshak et al.,2000)。从小峡背斜的分析上看,它的形成主要是不同时期斜冲运动的产物,因而类似上述第⑤种机制,与 Colorado 高原的 East Kaibab 构造形成类似(Tindall et al.,1999)。

由于基底卷入型褶皱的研究主要集中在北美西部以及南美 Ands 造山带,在其他地区的报道比较少。就北美西部而言,Laramide 造山带形成时的动力学机制问题上存在更多争论,总体上共有五种看法:①retroarc thrusting,这种机制认为随着海洋板块的俯冲挤压,沿 Cordillera 逆冲褶皱带形成的背冲构造,使得 Cordillera 逆冲于北美板块之上(Price,1981);②orogenic float,这种机制认为,Laramide 造山带的变形通过地壳中的一个区域性的滑脱层与板块边缘相连,与地体碰撞有关(Oldow et al.,1990);③flat-slab subduction,这种机制认为海洋板块沿着上覆板块的底边界进行低角度俯冲,致使在上覆板块中形成水平压力(Bird,1984;Jordan et al.,1986),而在 Ands 造山带,类似的构

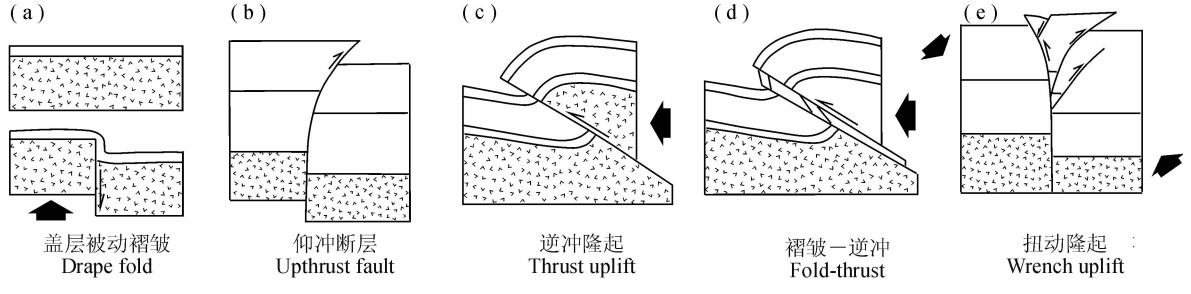

图 29　Laramide 前陆地区基底卷入型褶皱的形成机制(据 Brown,1988)

Fig. 29　Mechanism of the basement-involved anticline developed in the foreland region of Laramide Orogen (after Brown, 1988)

造也多被认为属于纳兹卡板块低角度的俯冲所致(Kley et al.,1996);④Cordilleran collision,这种机制认为北美西部是由一系列的外来地体向北拼贴而成,这些地体与北美板块的碰撞致使了 Laramide 造山带的形成(Maxson et al.,1996);⑤由于 Laramide 西侧 Sevier 造山带的垮塌,造成在东侧 Laramide 地区挤压(Livaccari,1991)。到目前为止还没有统一的认识(English et al.,2004)。虽然存在不同的认识,但这些机制主要与板块俯冲或碰撞有关,也就是发育于板块边缘。其他构造环境中是否也存在类似的构造呢?基底卷入型褶皱是否可以当作特定构造环境下的变形标志?还是仅仅是一种与应变有关的变形,只要在相同或相似的应变条件下,在不同的构造环境中都可以形成?小峡背斜深处内陆,与洋壳俯冲没有任何关系,因此基底卷入型褶皱不仅仅只发育在板块边缘。因而其形成也代表了一种独特的形式,该背斜发育于青藏高原的东北部,是高原形成时期形成的。但是与北美西部以及 Central Ands 造山带相比,它们的共同之处就是都发育加厚的大陆下地壳,北美西部达 51 km(Bird,1984),而青藏高原东北部地区也在 50～60 km 之间(李松林等,2002),而这些厚地壳主要是通过下地壳的增厚方式进行的。小峡背斜的发育也表明,基底卷入型褶皱并非仅仅发育在板块边缘(Bird,1984;Jordan et al.,1986;Pfiffner,2006),这些厚皮构造的共性是增厚的下地壳,而下地壳增厚的机制则在不同的构造环境中存在着明显差别,如在 Laramide 地区,前人认为是 Farallon 板块低角度俯冲致使下地壳增厚(Bird,1984),而青藏高原下地壳的增厚可能是通过下地壳流进行的(Royden et al.,1997),也有可能是欧亚板块岩石圈地幔向高原下的俯冲所致(Tapponnier et al.,1990;Kind et al.,2002),但现在还没有定论。如果基底卷入型褶皱与下地壳增厚之间有必然的联系,则青藏高原的生长也不仅仅是被大型走滑断层所围限的盆地被逐渐填满,高原面逐渐形成一种方式(Meyer, et al.,1998),盆地内部基底的变形也是重要因素之一。

4 结论

青藏高原东北部小峡背斜是一个新生代发展起来的基底卷入型背斜。研究表明背斜的形成至少经历了两次变形,新生代早期由于印度板块与欧亚板块的碰撞(约 49～29Ma),造成了西宁盆地围绕自身垂直轴顺时针旋转,在此变形中,背斜基底早期发育的北西向断层以及新生断层开始右行斜冲,造成了小峡地区盖层轴向北西向褶皱的形成,基底与盖层的变形类似 Trishear 型褶皱机制,新生代中期由于构造体制发生重大变革,在基底中形成一系列左行斜冲断层,而在新生代晚期(14～5Ma),由于西宁盆地南北缘强烈的左行斜冲运动致使盆地基底中早期北北东向断层和新生的 R'断层活动,并导致了目前的小峡背斜主体的形成,构造研究表明,这些透入性北东向断层的活动使得基底变形宏观上表现出一定的"韧性",背斜基底的变形以断层活动为主,而盖层属于以横弯作用控制下的变形。小峡背斜的形成表明,基底中早期断层是控制背斜形成的重要因素之一,而高原下地壳的增厚可能与该类型的褶皱形成有关。

致谢:在野外的调查中得到青海省地质调查院张雪亭副院长的热情帮助,与中国科学院青藏高原研究所赵俊猛研究员就青藏高原下地壳增厚的机制进行了有意义的讨论,文中所有赤平投影图件均用 Connell 大学 Richard W. Allmendinger 教授编写的软件绘制,匿名专家对原稿进行了仔细评审,提出很多宝贵意见,在此对他们一并表示谢意。

注 释

❶ 青海省地质矿产局. 1985. 中华人民共和国区域地质调查报告(多巴幅、西宁市幅、田家寨幅、高店幅)(1∶50000),1～199.

参 考 文 献

李吉均,方小敏,马海洲,朱俊杰,潘保田,陈怀录. 1996. 晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆起. 中国科学(D),26(4):316～322.

李智敏,田勤俭,高占武,陈立泽. 2005. 西宁城市活动断层地表特征初步研究. 地震,25(4):119～125.

李松林,张先康,张成科,赵金仁,成双喜. 2002. 玛沁-兰州-靖边地震测深剖面地壳速度结构的初步研究. 地球物理学报,45(2):259～265.

鹿化煜,安芷生,王晓勇,谭红兵,朱日祥,马海州,李珍,苗晓东,王先彦. 2004. 最近 14Ma 青藏高原东北缘阶段性隆升的地貌证据. 中国科学(D),34(9):855～864.

冯益民,何世平. 1996. 祁连山大地构造与造山作用. 北京:地质出版社,1～135.

田勤俭,丁国瑜,申旭辉. 2002. 青藏高原东北隅强震构造模型. 地震,22(1):9～16.

涂德龙,王赞军,曾包红,高强. 1998. 青海省湟水盆地全新世活动断层分布及其活动特征研究. 西北地震学报,20(4):83～90.

王进寿,张开成,王占昌,拜永山. 2006. 西宁盆地深部构造与地震. 高原地震,18(3):16～24.

许志琴,徐惠芬,张建新,李海兵,朱志直,曲景川,陈代璋,陈金禄,杨开春. 1994. 北祁连走廊南山加里东俯冲杂岩增生地体及其动力学. 地质学报,68(1):1～15.

袁道阳,张培震,刘小龙,刘百篪,郑文俊,何文贵. 2004a. 青海鄂拉

山断层带晚第四纪构造活动及其所反映的青藏高原东北缘的变形机制. 地学前缘,11(4):393～402.

袁道阳,刘小凤,郑文俊,刘小龙,刘百篪. 2004b. 兰州地区活动构造格架与变形特征. 地质学报,78(5):626～632.

袁道阳,张培震,雷中生,刘百篪,刘小龙. 2005. 青海拉脊山断层带新活动特征的初步研究. 中国地震, 21(1):93～102.

曾秋生. 1999. 青海地震综合研究. 北京:地震出版社,1～143.

曾永年,马海洲,李珍,李玲琴. 1995. 西宁地区湟水阶地的形成与发育研究. 地理科学,15(3):253～258.

张进,马宗晋,任文军. 2005. 宁夏中南部第三系沉积特征与青藏高原演化之间的关系. 地质学报,79(6):757～773.

张进,马宗晋,任文军. 2006. 宁夏中南部中新世活动的地质证据及其意义. 地质学报,80(11):1012～1023.

张进,李锦轶,李彦峰,马宗晋. 2007. 阿拉善地块新生代构造作用——兼论阿尔金断裂新生代东向延伸问题. 地质学报,81(11):1481～1497.

Berg R R. 1962. Mountain flank thrusting in Rocky Mountain foreland, Wyoming and Colorado. AAPG Bulletin, 46: 2019～2032.

Bird P. 1984. Laramide crustal thickening event in the Rocky Mountain foreland and Great Plains. Tectonics, 3 (7): 741～758.

Brown W G. 1988. Deformational style of Laramide uplifts in the Wyoming foreland. In: Schmidt C J, Perry W J, eds. Interaction of the Rocky Mountain foreland and the Cordilleran thrust belt. Geological Society of America Memoir 171: 1～ 25.

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 Autonomous Region, China and its relation to the evolution of the northeastern margin of the Tibetan Plateau. Tectonics, 10:1091～l110.

Butler R W H, Mazzoli S. 2006. Styles of continental contraction: A review and introduction. In: Mazzoli S, Butler R W H, eds. Styles of Continental Contraction. Geological Society of America Special Paper 414: 1～10, doi: 10. 1130/2006. 2414 (01).

Bump A P. 2003. Reactivition, trishear modeling, and folded basement in Laramide uplifts: Implications for the origins of intra-continental faults. GSA Today, 13: 4～10.

Chen Y, Wu H, Courtillot V, Gilder S. 2002. Large N-S convergence at the northern edge of the Tibetan Plateau? New Early Cretaceous paleomagnetic data from the Hexi Corridor, NW China. Earth Planet Science Letters, 201: 293～307.

Chase R B, Schmidt C J, Genovese P W. 1993. Influence of Precambrian rock compositions and fabrics on the development of Rocky Mountain foreland folds. In: Schmidt C J, Chase R B, Erslev E A, eds. Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States. Geological Society of America Special Paper 280: 45～72.

Cook D G. 1988. Balancing basement-cored folds of the Rocky Mountain foreland. In: Schmidt C J, Perry W J, eds. Interaction of the Rocky Mountain foreland and the Cordilleran thrust belt. Geological Society of America Memoir 171: 53～64.

Cosgrove J W, Ameen M S. 2000. A comparison of the geometry, spatial organization and fracture patterns associated with forced folds and buckle folds. In: Cosgrove J W, Ameen M S, eds. Forced folds and fractures. Geological Society Special Publication 169: 7～21.

Dai Shuang, Fang Xiaomin, Guillaume Dupont-Nivet, Song Chunhui, Gao Junping, Wout Krijgsman, Cor Langereis, Zhang Weilin. 2006. Magnetostratigraphy of Cenozoic sediments from the Xining Basin: Tectonic implications for the northeastern Tibetan Plateau. Journal of Geophysical Research, 111(B11102), doi:10.1029/2005JB004187.

Dupont-Nivet G, Horton B K, Butler R F, Wang J, Zhou J, Waanders, G L. 2004. Paleogene clockwise tectonic rotation of the Xining-Lanzhou region, northeastern Tibetan Plateau. Journal of Geophysical Research, 109(B04401), doi:10.1029/2003JB002620.

English J M, Johnston S T. 2004. The Laramide Orogeny: What Were the Driving Forces? International Geology Review, 46: 833～838.

Erslev E A. 1986. Basement balancing of Rocky Mountain foreland uplifts. Geology, 19: 259～262.

Erslev E A. 1991. Trishear fault-propagation folding. Geology, 24: 617～620.

Erslev E A, Rogers J L. 1993. Basement-cover geometry of Laramide fault-propagation folds. In: Schmidt C J, Chase R B, Erslev E A, eds. Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States. Geological Society of America Special Paper 280: 125～146.

Erslev E A. 1993. Thrust, back-thrusts, and detachment of Rocky Mountain foreland arches. In: Schmidt C J, Chase R B, Erslev E A, eds. Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States. Geological Society of America Special Paper 280: 339～358.

Fang X M, Carmala G, Van der V R, Li J J, Fan M J. 2003. Flexural subsidence by 29 Ma on the NE edge of Tibet from the magnetostratigraphy of Linxia Basin, China. Earth and Planetary Science Letters, 210: 545～560.

Fang X, Yan M, Rob Voo, David K R, Song Chunhui, Josep M P, Gao Junping, Nie Junsheng, Dai Shuang. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the NE Tibetan Plateau: Evidence from high-resolution magnetostratigraphy of the Guide Basin, Qinghai Province, China. GSA Bulletin, 117 (9/10): 1208～1225.

Garcia P E, Davis G H. 2004. Evidence and mechanisms for folding of granite, Sierra de Hualfin basement-cored uplift, northwest Argentina. AAPG Bulletin, 88(9): 1255～1276, DOI: 10.1306/04290403092.

Gries R. 1983. North-south compression of Rocky Mountain foreland structures. In: Lowell J D, ed. Rocky Mountain foreland basins and uplifts. Rock Mountain Association of Geologists, 9～32.

Huntoon P W. 1993. Influence of inherited Precambrian basement structure on the localization and form of Laramide monoclines, Grand Canyon, Arizona. In: Schmidt C J, Chase R B, Erslev E A, eds. Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States. Geological Society of America Special Paper 280: 243～256.

Jordan T E, Allmendinger R W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. American Journal of Science, 286 (10): 737～764.

Kind R, Yuan X, Saul J, Nelson D, Sobolev S V, Mechie J, Zhao

W, Kosarev G, Ni J, Achauer U, Jiang M. 2002. Seismic Images of Crust and Upper Mantle Beneath Tibet: Evidence for Eurasian Plate Subduction. Science, 298:1229～1221.

Kley J. 1996. Transition from basement-involved to thin-skinned thrusting in the Cordillera Oriental of southern Bolivia. Tectonics, 15: 763～775.

Keller J V A, Hall S H, McClay K R. 1997. Shear fracture pattern and microstructural evolution in transpression fault zones from field and laboratory studies. Journal of Structural Geology, 19: 1173～1187.

Kellogg K S, Schmidt C J, Young S W. 1995. Basement and cover-rock deformation during Laramide contraction in the northern Madison Rang (Montana) and its influence on Cenozoic basin deformation. AAPG Bulletin, 79: 1117～1137.

Lease R O, Burbank D W, Gehrels G E, Wang Zhicai, Yuan Daoyang. 2007. Signatures of mountain building: Detrital zircon U/Pb ages from northeastern Tibet. Geology, 35: 239～242, doi: 10.1130/G23057A.

Livaccari R F, 1991. Role of crustal thickening and extensional collapse in the tectonic evolution of the Sevier-Laramide Orogeny, Western United States. Geology, 19: 1104～1107.

Marshak S, Karlstrom K, Timmons J M. 2000. Inversion of Proterozoic extensional faults: An explanation for the pattern of Laramide and Ancestral Rockies intracratonic deformation, United States?. Geology, 28: 735～738.

Maxson J A, Tikoff B, 1996. Hit-and-run collision model for the Laramide Orogeny, Western United States?. Geology, 24: 968～972.

McConnell D A, Wilson T G. 1993. Linkage between deformation of basement rocks and sedimentary rocks in basement involved foreland folds. In: Schmidt C J, Chase R B, Erslev E A, eds. Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States. Geological Society of America Special Paper 280: 319～333.

Meyer B, Tapponnier P, Bourjot L, Me′tivier F, Gaudemer Y, Peltzer G, Guo S, Chen Z. 1998. Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibet Plateau. Geophysical Journal International, 135: 1～47.

Mitra G, Frost B. 1981. Mechanisms of deformation within Laramide and Precambrian deformation zones in the basement rocks of the Wind River Mountains. University of Wyoming Contributions to Geology, 19: 161～175.

Mitra Shankar, Mount Van S. 1998. Foreland Basement-Involved Structures. AAPG Bulletin, 82 (1): 70～109.

Molzer P C, Erslev E A. 1995. Oblique convergence during northeast-southwest Laramide compression along the east-west Owl Creek and Casper Mountain arches, central Wyoming. AAPG Bulletin, 79:1377～1394.

Narr W, Suppe J. 1994. Kinematics of basement-involved compressive structures. American Journal of Science, 294: 802～860.

Oldow J S, Bally A W, Lallemant H G. 1990. Transpression, orogenic float, and lithospheric balance. Geology, 18: 991～994.

Otteman A S, Snoke A W. 2005. Structural analysis of a Laramide, basement-involved, foreland fault aone, Rawlins uplift, south-central wyomiing. Rocky Mountain Geology, 40: 65～89.

Pfiffner O A. 2006. Thick-skinned styles of continental contraction. In: Mazzoli S, Butler R W H, eds. Styles of Continental Contraction. Geological Society of America Special Paper 414: 153～177, doi: 10.1130/2006.2414 (09).

Price R A. 1981. The Cordillera foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains. In: McClay K, ed. Thrust and nappe tectonics. Geological Society of London Special Publication 9: 427～448.

Paylor E. D II, Yin An. 1993. Left-slip evolution of the North Owl Creek fault system, Wyoming, during Laramide shortening. In: Schmidt C J, Chase R B, Erslev E A, eds. Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States. Geological Society of America Special Paper 280: 229～242.

Royden L H, Burchfiel C, King R W, Wang Erchie, Chen Zhiliang, Shen Feng, Liu Yuping. 1997. Surface Deformation and Lower Crustal Flow in Eastern Tibet. Science, 276: 788～800.

Richard P D, Naylor M A, Koopman A. 1995. Experimental models of strike-slip tectonics. Petroleum Geoscience, 1: 71～80.

Schmidt C J, Genovese P W, Chase R B. 1993. Role of basement fabric and cover-rock lithology on the geometry and kinematics of twelve folds in the Rocky Mountain foreland. In: Schmidt C J, Chase R B, Erslev E A, eds. Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States. Geological Society of America Special Paper 280: 1～44.

Spang J H, Evans J P. 1988. Geometrical and mechanical constraints on basement-involved thrusts in the Rocky Mountain foreland province. In: Schmidt C J, Perry W J, eds. Interaction of the Rocky Mountain foreland and the Cordilleran thrust belt. Geological Society of America Memoir 171: 41～51.

Stone D S. 1969. Wrench faulting and Rocky Mountain tectonics. The Mountain Geologist, 6: 67～79.

Stone D S. 1993. Basement-involved thrust-generated folds as seismically imaged in the subsurface of the central Rocky Mountain foreland. In: Schmidt C J, Chase R B, Erslev E A, eds. Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States. Geological Society of America Special Paper 280: 271～318.

Stone D S. 2002. Morphology of the Casper Mountain uplift and related, subsidiary structures, central Wyoming: Implications for Laramide kinematics, dynamics, and crustal inheritance. AAPG Bulletin, 79:1417～1440.

Stearns D W. 1978. Faulting and forced folding in the Rocky Mountain foreland. In: Matthews V, ed. Laramide folding associated with basement block faulting in the western United States. Geological society of America Memoir 151: 1～38.

Tapponnier P, Meyer B, Avouac J P, Peltzer G Y. 1990. Active thrusting and folding in the Qilian Shan and decoupling between upper crust and mantle in northeastern Tibet. Earth and Planetary Science Letters, 97: 382～403.

Tindall S E, Davis G H. 1999. Monocline development by oblique-slip fault-propagation folding: the East Kaibab monocline, Colorado Plateau, Utah. Journal of Structural Geology, 21: 1303～1320.

Varga R J. 1993. Rocky Mountain foreland uplifts: products of a rotating stress field or strain partitioning?. Geology, 21: 1115～1118.

Wang E, Burchfiel B C. 2004. Late Cenozoic rightlateral movement along the Wenquan fault and its implications for the kinematics of the Qaidam basin, the northeastern margin of the Tibetan plateau. International Geology Review, 46: 861～879.

Wang Erchie, Xu Feng-Yin, Zhou Jian-Xun, Wan Jinglin, Burchfiel, B. C. 2006. Eastward migration of the Qaidam basin and its implications for Cenozoic evolution of the Altyn Tagh fault and associated river systems. GSA Bulletin, 118: 349～365.

Wise D U, Obi C M. 1992. Laramide basement deformation in an evolving stress field, Bighorn Mountain front, Five Springs area, Wyoming. AAPG Bulletin, 76: 1586～1600.

Zhang Peizhen, Burchfiel B C, Molnar P, Zhang Weiqi, Jiao Dechen, Deng Qidong, Wang Yipeng, Royden L, Song Fangmin. 1991. Amount and style of late Cenozoic deformation in the Liupan Shan area, Ninxia autonomous region, China. Tectonic, 10: 1111～1129.

Zheng Dewen, Zhang Peizhen, Wan Jinlin, Yuan Daoyang, Li Chuanyou, Yin Gongming, Zhang Guangliang, Wang Zhicai, Min Wei, Chen Jie. 2006. Rapid exhumation at ～ 8 Ma on the Liupan Shan thrust fault from apatite fission-track thermochronology: Implications for growth of the northeastern Tibetan Plateau margin. Earth and Planetary Science Letters, 248,198～208.

Mechanism of Basement-Involved Folds in the Northeastern Qinghai-Tibetan Plateau: A Case Study of the Xiaoxia Anticline in the Xining Basin

ZHANG Jin[1), MA Zongjin[2), CHEN Hongyi[3),LI Yanfeng[4),REN Wenjun[5)

1) *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing*, 100037; 2) *Institute of Geology, CEA, Beijing*, 100029; 3) *Resource and Environment Collage of Lanzhou University, Lanzhou*, 730000; 4) *China Center for Earthquake Disaster Emergency, Beijing*, 100049; 5) *Department of Chang Qing Geophysical Survey, BGP Geophysical Research Institute, CNPC, Yinchuan*, 750006

Abstract

The Xiaoxia anticline of the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau is one basement-involved fold forming during the Cenozoic. This study shows that the formation of the anticline underwent at least three deformation events. Due to the Indo-Eurasian collision in the Early Cenozoic (～49Ma), the Xining basin rotated clockwise. And the early northwest-southeast trending faults developed within the basement and new-born faults started to move right-laterally, which resulted in the development of the northwest-southeast trending folding of cover layers. The deformation of the basement and sedimentary layers is similar to that of Trishear model. During the Middle-Late Cenozoic (49～5Ma), the intensive left-lateral strike-slipping of the north and south margins of the Xining basin resulted in NNE-trending faulting of the basin basement and new-born R′ fault activity, which gave rise to the formation of current Xiaoxia anticline. Structural analysis shows that these NNE-trending penetrative faults made the basement show some characteristics of ductile deformation macroscopically, with faulting mainly in the basement and passive folding deformation in the cap rock. The formation of the Xiaoxia anticline shows that the development of early faults in the basement is one of the important factors controlling the basement-cored folds, and the thickening of the lower crust of the plateau may be related to the development of the basement-involved fold.

Key words: Xiaoxia Gouge; basement-involved fold; thick-skinned structure; Qinghai-Tibetan Plateau; oblique thrust fault