文章编号：1674－9057（2010）02－0195－07

北祁连造山带与贺兰冷裂谷构造边界的探讨

黄喜峰[1]，钱壮志[1]，孙保平[2]，吴文奎[1]，陆彦俊[3]，王 成[3]

（1. 长安大学 西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室，西安 710054；
2. 煤炭科学研究总院 西安研究院，西安 710054；3. 宁夏地质环境监测总站，银川 750021）

摘 要：北祁连造山带和华北板块西南缘的贺兰冷裂谷在古生代的构造界线位置长期存在不同的认识，其以何种形式穿过贺兰山并向西延伸亦有不同的见解。本文详细分析了祁连造山带及贺兰山早古生代构造沉积演化以及元山子、围沟井晚泥盆世上叠盆地沉积特征，从陆架和陆坡转换地带、上叠盆地基底构造性质及其边界断裂带发育特征等着手，并参考该区的地球物理信息等进行综合研究，确认北祁连造山带与华北板块贺兰冷裂谷的界线位于青铜峡（牛首山）－固原断裂构造线，其在长期构造演化过程中，形成了构造多向性、多期性和多样性等基本特征。该界线在土井子附近穿越贺兰山与内蒙东西向查汗布拉格断裂相连。

关键词：北祁连造山带；华北板块；贺兰冷裂谷；构造边界

中图分类号：P54 **文献标志码：**A

祁连造山带位于华北板块与柴达木微板块之间，是加里东期这两个板块碰撞形成的造山带，随着板块学说引进及大陆造山带研究，有关祁连造山带，尤其是北祁连加里东造山带的物质组成、结构和构造演化引起学者们的极大关注，并取得了丰硕的研究成果[1－4]。多数学者认为，其构造体制中新元古代至早中寒武世为裂谷阶段，晚寒武世到中奥陶世先后向华北板块南缘俯冲、消减并形成沟弧盆体系。但对北祁连造山带东段与华北板块的界线在何地，以何种形式穿过贺兰山并向西延伸则有不同的见解[3－11]。由于弧后盆地与陆缘海盆和冷裂谷边界认定标准尚无现成模式可供借鉴，本文在加深对贺兰冷裂谷理解的基础上，拟从陆架和陆坡转换地带、上叠盆地基底构造性质和边界断裂带发育特征等着手，并参考该区地球物理信息，给出了较合理的构造边界走向。

1 贺兰山及祁连造山带早古生代构造沉积演化

古元古代—中元古代是全球重要的拗拉槽活动阶段，在全球都发育了许多性质的拗拉槽并控制着以后的构造活动[12－14]，这些拗拉槽在以后的构造运动触发下往往可重新开始活动。自有学者提出北祁连、贺兰山－香山及秦岭构成中新元古代至早寒武世的三叉裂谷论点以来，曾在学术界广为流传[3,15－16]。本文认为是否存在三叉裂谷应给予审慎研探。

贺兰山北段发育的贺兰山群 K－Ar 法变质年龄在1 886～2 102 Ma，属新太古代—古元古代，为鄂尔多斯地块结晶基底[2]。贺兰山中段的赵池沟群原岩属夹基性火山岩的碎屑岩建造，可能属于阿拉善古陆壳边缘裂陷槽沉积。其后经历中条运动和黄旗口花岗质岩浆活动导致阿拉善地块与鄂尔多斯地块的拼贴焊接作用，标志着华北地壳克拉通化和边缘增生过程及其结晶基底最终形成（图1）。笔者在科学山大战场花岗岩体曾获1 849.6±5.2 Ma和1 854±29 Ma残留锆石 U－Pb 年龄，进一步提供了该期构造演化时代较确切的论据。海原县及靖远县黄家山一带出露的海原群钠长阳起片岩等的 Sm－Nd 等时线年龄为1 748.9±13.4 Ma，

收稿日期：2009－10－27
基金项目：国家重点基础研究发展计划项目（2003CB214600）；中国地质调查局地质大调查项目（J48C002003）；长安大学中央高校科研专项（CHD2009JC058）
作者简介：黄喜峰（1971—），男，博士，研究方向：区域构造与成矿，huangyan@chd.edu.cn。
引文格式：黄喜峰，钱壮志，孙保平，等. 北祁连造山带与贺兰冷裂谷构造边界的探讨［J］. 桂林理工大学学报，2010，30（2）：195－201.

相当于长城纪,辉绿岩脉的Sm－Nd年龄集中于1 400 Ma 左右[17]。黄家洼山绿片岩（3 件平均）获得过 Sm－Nd 模式年龄 1 426 ±69 Ma，也暗示其海原群可能属长城纪的信息[18]。同期的小秦岭长城系熊耳群偏碱性火山岩也断续展布于豫陕晋地区。而从长城纪到蓟县纪时期，贺兰山则整体隆起剥蚀，因而不具备构成所谓中元古代秦祁贺三叉裂谷系的基本条件。

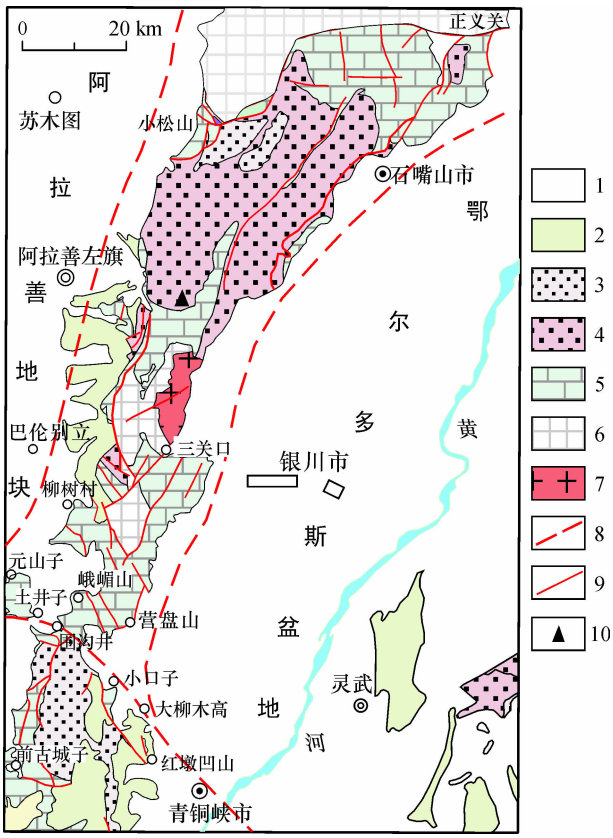


图 1　贺兰山中南段地质简图

Fig. 1　Geological map of the mid-south sectionin Helan mountain

1—新生界；2—白垩系；3—侏罗系；4—三叠系；5—古生界；6—前寒武系；7—前寒武纪花岗岩；8—推测断裂；9—实测断裂；10—贺兰山主峰

青白口系王全口组为海相碳酸盐岩，白云岩中富含叠层石，说明海水较浅属陆表海沉积环境，极可能是代表 Rodinia 超大陆形成时期的产物。由于酒泉、兰州乃至海原县一带均为隆起地区而缺失青白口纪沉积[18]，因而也不曾出现所谓的新元古代青白口纪三叉裂谷。向西在北祁连山天祝－祁连山主峰一带展布的青白口系大柳沟群灰岩及含铁石英砂岩中，夹有安山玄武岩透镜体，尚可勉强地说有过短暂的火山活动，但在祁连－北秦岭造山带接合部的天水－宝鸡以东的北秦岭地区，却并无确切的青白口系火山岩层报道[19－20]，所以该三叉裂谷存在的依据尚嫌欠缺。

震旦纪早期海相冰碛岩、晚期海相板岩及碳酸盐岩层，分别堆积在龙首山、走廊南山及贺兰山区内。贺兰山地区正目观组冰碛砾岩和板岩，属近海陆地冰筏及冰水沉积。中祁连山疏勒南山一带发育的多若诺尔群，组成了大陆裂谷双峰式火山岩[18]。在走廊南山岛弧内，于景泰县以东黄河岸边上吊吊坡一带发育阳起绿帘石糜棱岩和糜棱岩化阳起石英片岩，测得全岩 Sm－Nd 等时线年龄为 723 ±25.0 Ma，其原岩属岛弧火山岩，时代为新元古代[21]，另外在祁连－北秦岭造山带接合部位甘谷－天水一带的李子园群具有双峰式火山岩组合，并推测其下部属震旦纪基性火山岩，而上部酸性火山岩则划归为寒武—奥陶纪，总体时代为震旦—奥陶纪[22]。综上所述，中祁连－北秦岭造山带存在大致连通的震旦纪大陆裂谷型或陆内裂陷型双峰式火山岩带或岛弧火山岩带，但与其几近直交的贺兰山，在青白口纪时期却沉积稳定型石英岩及碳酸盐岩。到震旦纪时，则堆积冰碛岩及海相板岩、碳酸盐岩。可见其当时未曾产生裂谷型火山岩，因而丧失形成三叉裂谷另一枝的可能性。

大多专家认为祁连洋在中寒武世已经形成并向北俯冲，又经奥陶纪北祁连次生洋的形成及向北俯冲，导致阿拉善地块南缘两期沟－弧－盆系的形成[3,22－23]。Bian Qiantao 等报道在北祁连缝合带南侧中祁连地块上发育有年龄值 540 Ma 岛弧花岗岩[24]，说明至少在寒武纪时期洋壳已开始俯冲。本文认为，阿拉善地块南缘（龙首山断裂以南），包括贺兰山冷裂谷南段元山子一带的土井子－围沟井以南地区，属北祁连造山带走廊弧后盆地东北段，可能在寒武纪起即已开始向活动大陆边缘即走廊弧后盆地演化过程。该地沉积总貌为过渡类型沉积，其主要形成类复理石建造及某些碳酸盐岩建造、磨拉石建造等。在元山子－土井子以北广大地区，发育有与华北陆块其他地区相同的克拉通陆表海寒武—早奥陶统沉积岩层。在北抵黑沙土火车站南沿的敖包图，南达柳树村－峨嵋山－围沟井一带的实地观测，常见其含有磷质砂岩－砾状磷块岩、鲕状灰岩、竹叶状灰岩、纹层状－网纹状白云岩、泥裂构造的石英砂岩，并常

含底栖型三叶虫化石等的陆表海稳定型沉积标志的岩层。鉴于元山子－土井子以南地区的早古生代地层露头，受到后期沉积盖层的广泛掩覆及构造破坏，仅仅出露了科学山－前古城子－元山子－土井子狭窄地质露头走廊，加之地层缺失不全，岩浆岩露头稀缺，导致较难重塑其构造的本来面目，这是迄今为止，北祁连造山带东北角构造边界问题长期悬而未决、不能完全肯定的重要症结之一。

中寒武统胡鲁斯台组发育于科学山一带，下部为变质砂岩、粉砂岩、砾屑灰岩，因受大战场花岗岩接触变质作用影响，形成透闪石化带及角岩带；上部为浅绿灰色韵律式薄层之变质砂岩、粉砂岩与灰岩互层，但与贺兰山中北段地层发育厚 200 m 的胡鲁斯台组厚度差异极大，推测科学山地区的胡鲁斯台组属斜坡相沉积。元山子一带发育的中寒武—下奥陶统阿不切亥组，多具鲕粒、豆粒灰岩，含柱状叠层石，主体则是泥灰质条带灰岩、白云质粉晶灰岩，一定数量的板岩、千枚状板岩，属台地边缘浅滩相沉积[16]。在其以南的科学山－前古城子地区的红井东部地段，见有千枚岩－变质粉砂岩、砂屑灰岩薄层类复理石建造，沿走向则急速过渡为碳酸盐岩建造，后者以薄层灰岩居多，具条纹－条带构造、包卷层理及滑陷（滑塌）构造，应属台地前缘斜坡－陆棚内缘斜坡相沉积环境，说明元山子－前古城子间为台地边缘浅滩与台地前缘斜坡环境的交接区域，成为陆架与陆坡的坡折过渡带或即被动陆缘盆地与活动陆缘盆地边界的过渡地带。

早奥陶世晚期—中奥陶世早期米钵山组类复理石建造的沉积范围很广，南至西华山－南华山，向北甚至可出现在小松山推覆岩片之中，其沉积地层分区和构造意义十分重大。南部天景山－米钵山地区的米钵山组为台地前缘重力流沉积的碎屑岩夹泥质岩及碳酸盐岩建造，就板岩氧化物组成而言，属于斜坡半深海环境[25]。从柳树村米钵山组发育的底模构造、重力流堆积知其沉积环境为上斜坡－海底峡谷的过渡地带。在贺兰山中段头关－三关口一带，见米钵山组的类复理石建造。在呼吉尔台一带的米钵山组，具鲍马层序的沉积砂岩，常表现为以 a 段浊积岩开始的近源粗屑特征。在块状和水平层理的泥岩和粉砂岩中，还可见有笔石与有孔虫化石，具有水体较深的特征。小松山推覆岩席中的米钵山组岩层虽出露不多，但在塔尔岭水库一带仍具有类复理石建造特征。综上米钵山组类复理石建造的分布遍及走廊弧后盆地和贺兰冷裂谷，其总体沉积环境均为台地斜坡浊积扇沉积特征，其区别之处只是其所处斜坡部位不同而已，并形成南北贯通的两个半深水—深水海槽：南部天景山－米钵山一带为斜坡半深海环境，向北到车路弯子附近水深略微变浅，为台地前缘斜坡—海底峡谷（河道），而柳树村一带则为台地边缘上斜坡缓倾坡近端扇沉积—次深水海底扇过渡地带，因而暗示着车路弯子－前古城子地区，是处于柳树村地区米钵山组的上斜坡环境和其南米钵山地区半深水盆地之间的缓斜坡—海底峡谷（河道）的过渡地带，即其走廊弧后盆地陆架边缘[26]。

晚奥陶世—志留纪是北祁连海盆闭合期，走廊南山岛弧与中祁连地块发生碰撞，产生志留纪海相磨拉石建造，在北祁连造山带期间和山前盆地内堆积海相磨拉石[22]。许志琴等更确认泥盆纪是中祁连地块与阿拉善地块在北祁连山深层处对接碰撞，并形成扇状逆掩的“科帕构造”[27]。汤中立等则将华北与柴达木两大陆块碰撞而产生“科帕构造”的形成时代提前到志留纪末[23]。土井子－围沟井一带出露的上泥盆统老君山组，呈角度不整合覆于阿不切亥组之上，其西北为土井子－青铜峡－固原断裂所截。这是目前已知的分布在北祁连造山带东北缘最远端的晚泥盆世磨拉石建造露头。

2　元山子、围沟井晚泥盆世上叠盆地发育特征

志留、泥盆纪是祁连造山带构造演化的重要阶段[3,22]。晚期加里东运动，促使位处南、北的中祁连陆块与华北陆块的阿拉善地块相互对接、碰撞造山，祁连山体呈逆冲推覆岩片作侧向逆冲，于北祁连造山隆升带，产生泥盆纪上叠盆地。卫宁上叠盆地便展布北祁连造山带东北缘一带，中、下泥盆统石峡沟组角度不整合于香山群或旱峡组之上，上泥盆统老君山组角度不整合于中、下泥盆统石峡沟组地层之上（该构造运动称为宁夏运动），其在甘肃境内亦为角度不整合接触。上泥盆

统老君山组被下石炭统前黑山组角度不整合所覆盖[8,18,25,28]。通过野外实地观测和室内综合分析，元山子－围沟井晚泥盆世盆地沉积具有下述特点：

第一，老君山组是以角度不整合覆盖在遭受褶皱－逆冲构造变动的晚寒武世－早奥陶世阿不切亥组古岩溶风化剥蚀面上，总体沉积环境表现为山麓堆积－冲洪积－河湖相沉积特征，呈典型的磨拉石建造，堆积无层理并见有长达 6 m（a）×3.5 m（b）×2 m（c）的巨砾存在，说明该盆地（至少盆地西南缘）形成初期，是在山区快速上升基础上，发育起来的近源山麓堆积。从巨砾 a、b 轴叠置状态分析，砾石来源于南部地区。砂岩主要以岩屑石英砂岩为主，其碎屑与砾岩砾屑同样缺乏与岛弧有关的火山岩（甚至是长石）碎屑，其与碰撞造山引起的向弧后逆冲的褶皱－冲断带隔离了岛弧火山岩碎屑现象相吻[29]。

其次，由砾屑源地分析得知，初期砾岩的砾石成分十分单一，全由阿不切亥组组成，属就地近源砾屑。中晚期砾屑成分渐趋复杂多样化，几乎可以见到寒武世、奥陶世不同时代的碎屑，反映出砾屑来源由就地近源性，逐渐向远源供屑的发展过程。另外由南部卫宁北山走廊弧后盆地内香山群提供的红色硅质岩砾屑等的频繁出现，标志着加里东褶皱造山带隆升范围快速扩展以及河湖盆域受水面积的增大。其在元山子－围沟井磨拉石建造中的砾径可达 5～8 cm，最大的可能性是老君山组接受了元山子以南包括科学山－古城子在内的走廊弧后盆地发育的香山群遭受造山隆起剥蚀岩层的砾石，即元山子－围沟井上泥盆统磨拉石盆地是在走廊弧后盆地基础上发育起来的上叠盆地。

其三，土井子－青铜峡－固原断裂北东缘阿拉善地块（含贺兰冷裂谷）及鄂尔多斯地块，从晚奥陶世—早石炭世已处于隆起剥蚀夷平阶段，同时，围沟井晚泥盆世磨拉石砾岩砾屑来源又绝对可信地源自于走廊弧后盆地的造山带，且围沟井晚泥盆世上叠盆地就位于北祁连造山带走廊弧后盆地与华北地台贺兰山裂谷的构造边界带上，因此，围沟井晚泥盆世上叠盆地的产生是北祁连造山带逆冲与上叠盆地耦合构造作用的结果。

晚泥盆世末、早石炭世初，早华力西运动Ⅱ幕构造运动以后，在褶皱的上泥盆统磨拉石岩层之上，以角度不整合叠覆形成了早石炭世—三叠纪等上叠盆地[29]（图 2）。贺兰冷裂谷则伴随华北地块伸展作用，形成晚石炭世—三叠纪陆表海－陆相盆地。

3 土井子－青铜峡断裂

3.1 青铜峡－固原断裂的西延

当前一些学者对青铜峡－固原断裂的西延尚存不同说法[1,11,31]。归纳起来主要有 3 种不同的意见：（1）从元山子一带穿越贺兰山向西延伸；（2）青铜峡－固原断裂继续向北延伸至三关口通过贺兰山，向西与东西向查汗布拉格断裂相接；（3）将上述元山子边界或多或少地南移。笔者认为，青铜峡－固原断裂与三关口断裂之间，不仅有 30 余 km 距离受到白垩系及时代更新地层的掩覆而难于确定其是否相互连接，而且三关口断裂南北两侧的阿不切亥组及马家沟组岩层沉积特征完全相同，均属于稳定型滨海浅海相碳酸盐岩建造。其二是以牛首山－罗山断裂作为走廊弧后盆地和贺兰冷裂谷的边界。但在该断裂南北地区均发育造山带常见的区域性线状褶皱组合型式，即形成东西向纵弯型闭合褶皱和逆冲断裂构造系统。只有到达土井子－青铜峡－固原断裂以北的雁根达来褶皱冲断带，区域构造型式才发生巨大变化，后

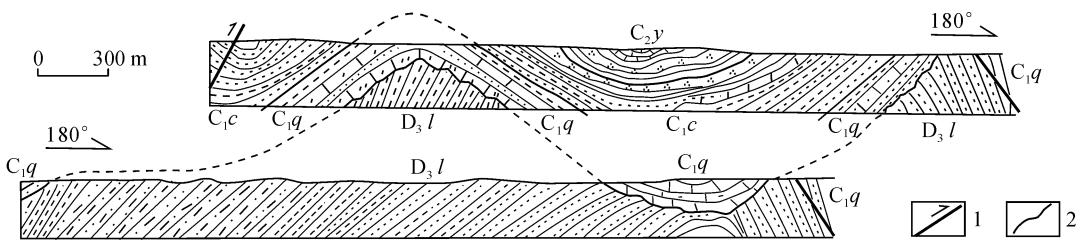


图 2 卫宁北山华力西早、晚期褶皱不协调变形剖面图（据文献［30］修改）

Fig. 2 Profile map of uncoordinated fold deformation during the early and late Variscan period in Beishan of Weining

C_1c—早石炭世臭牛沟组；C_1q—早石炭世前黑山组；C_2y—晚石炭世羊虎沟组；D_3l—晚泥盆世老君山组；1—断裂；2—地层界线

者构成北西西向、以闭合背斜和箱状向斜为特征的梳状褶皱及背冲型逆冲构造（图 3）。这是中加里东运动北祁连次生洋壳俯冲、消减、造山过程和晚加里东运动，柴达木与华北两陆块碰撞造山作用的多期演化而形成的构造差异。

综上可知，三关口－青铜峡－固原断裂尚难于确证其呈连续的弧形构造，以及牛首山－罗山断裂南北盘仍然发育相同的区域性线状褶皱开合型式，故上述两断裂均不适合选择为北祁连造山带北东构造边界。

3.2　土井子－青铜峡断裂基本特征

青铜峡－固原断裂为龙首－六盘－宝鸡断裂主要组成部分，依区调资料和某些地段实地观测，在牛首山一带存在两组逆断层：一是北西向牛首山－罗山断裂，由大罗山经微波站延向牛首山后为第四系覆盖。在前古城子附近，香山群岩层向北逆冲于寒武系阿不切亥组岩层之上的逆断层，米钵山组仰冲于石炭系土坡组之上，构成一系列反冲断裂和飞来峰[16]。另外一条即为本文厘定的构造边界，于微波站向北按北北西向延伸至青铜峡市以南为第四系沉积物掩埋，在庙山湖红墩凹山出露为柳木高冲断层，过小口子为第四系所埋藏。在果子坑—营盘山之间，再度出露为围沟井逆断层，断裂蜿蜒曲折，呈北西西—北西走向延伸，其西端与土井子断裂相连，向西在骡马山以北广大地区，有推测的东西向磁性体埋藏于新近系岩层之下。该断裂在长期构造演化过程中，构成了构造多向性、多期性和多样性等基本特征。

（1）构造多向性。土井子－青铜峡断裂在整体上呈弧形展布，但就各主要断裂片段来说，方向多变。柳木高断裂走向为 330°～350°，与其相距 2～3 km 的庙山湖、马莲沟冲断裂，几乎完全亦步亦趋地平行产出，从其挫断寒武系、侏罗系、白垩系、古近系及中新统等岩层分析，其曾遭受中喜马拉雅运动的强烈影响。

总体走向 320°的北东倾南西冲的逆断层，是 335°～285°～5°曲折走向断裂的综合反映结果。西段（围沟井以东地区）表现为马家沟组逆冲于上泥盆统老群山组砂砾岩层之上；东段扭扣哈沙附近，该组灰岩斜冲于中、上侏罗统岩层之上，两者分属于华力西及早燕山运动的结果。土井子断裂带发育于寒武、奥陶系褶皱岩层之内，为 300°～310°～350°走向，二靴头断裂则为 310°延伸，早古生代岩层褶皱轴向多为北西西而与逆断裂产状基本相吻。故土井子－青铜峡断裂表现为整体弧形性、局部多向性特征，是该断裂长期构造演化结果。

（2）构造多期性。土井子－青铜峡断裂经历了长期、多期的构造演化过程，最初的活动能追索到青白口—震旦纪时期，其后，加里东运动期间控制活动陆缘与被动陆缘的构造演化，至志留—泥盆纪，柴达木与华北陆块的碰撞造山，导致北祁连残留海盆封闭与北祁连造山作用，此后连续遭受燕山、喜马拉雅运动的构造洗礼，土井子－青铜峡断裂的各组成断裂无不显示出多期活动标志。

（3）构造多样性。构造多样性表现为土井子－青铜峡断裂及其两侧地区，形成多种型式褶皱与断裂构造系列，它的形成与中、晚奥陶世北祁连

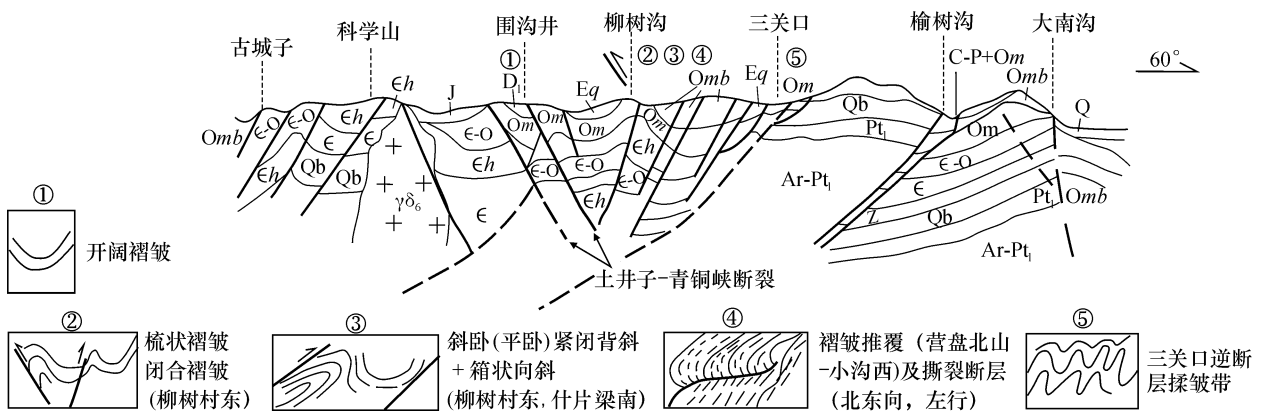


图 3　柳树村－三关口梳状褶皱及背冲构造

Fig. 3　Comb fold and anticlinal srtucture in Liushucun and Sanguankou

Q—第四系；E*q*—古近系清水营组；O*mb*—米钵山组；O*m*—奥陶系马家沟组；∈－O—寒武—奥陶系；∈*h*—寒武系胡鲁斯台组；Z—震旦系；Qb—清白口系；Pt_1—下古生界；Ar－Pt_1—太古—下元古界

洋壳俯冲造山和志留纪柴达木、华北两陆块碰撞造山作用过程密不可分。

中晚奥陶世末中加里东运动期间，北祁连洋壳俯冲造山作用促成岛弧—弧后盆地—被动陆缘的逆冲作用过程，形成走廊弧后盆地北东边界的土井子－青铜峡断裂，不仅产生南倾北冲逆断层，其两侧地区也发育为两种区域构造类型。南侧前古城子－科学山一带构成东西向闭合型线性褶皱（大战场隐伏背斜及科学山褶皱群等），伴随纵向逆断层和陡倾斜歪褶皱（轴面南倾北倒）；北侧柳树村地区米钵山组类复理石岩层变形相对较弱，形成北西西向屉状向斜（柳渠沟向斜及隐伏的峨嵋山向斜）和轴面直立闭合型背斜（响石泉背斜）组合而成的梳状褶皱构造样式，属于较典型的过渡型褶皱[16]。

晚泥盆世末、早华力西运动，促使土井子－青铜峡逆断裂与三关口逆断裂形成统一的底板逆冲断层，在其拆离并向北逆冲过程中，其构造前缘受阻，于厢根达来褶皱冲断带（即厢根达来逆冲岩席）的柳树村地区，形成响石泉及响石泉北冲反冲断层，以及轴面倾向相反的倒转－平卧褶皱（图4），而土井子－青铜峡断裂则普遍发生北东倾、南西冲的断裂复活作用，构成一定规模的背冲构造，其与营盘山斜冲断裂之间有存在类似于“冲起构造”的可能性。

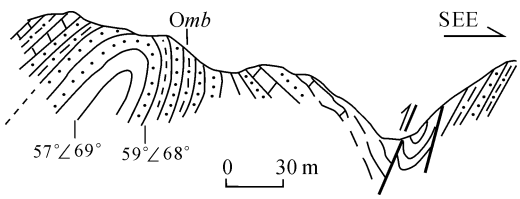


图4 柳树村东米钵山组倒转背斜

Fig. 4 Overturned anticline of Miboshan Formation in the east of Liushucun

4 结束语

（1）土井子－青铜峡断裂总体上控制早古生代沉积环境、建造及厚度变化，中寒武世胡鲁斯台组厚度变化地带，寒武纪—早奥陶世阿不切亥组沉积处于台地浅滩前缘斜坡过渡地带，早奥陶世是马家沟组滨浅海碳酸盐岩建造厚度差异区段，中奥陶世分割米钵山组浊积扇的不同堆积部位。晚奥陶世是北陆南海，华北陆块隆起剥蚀，走廊弧后盆地堆积巨厚的半深海香山群增生楔。志留纪持续南海北陆的构造格局是中祁连－柴达木陆块与华北陆块前期碰撞的结果，走廊弧后盆地志留纪残留海盆发育，华北陆块强烈隆升夷平。

（2）晚泥盆世—石炭纪初期的早华力西运动使祁连－北秦岭加里东造山带再次产生强烈的陆内斜向逆冲叠覆—右行走滑造山作用，使陆壳再次遭受强烈的挤压、收缩、隆升，从而在北祁连山及南祁连山区形成了晚泥盆世沙流水群为代表的陆相红色磨拉石建造，在祁连－北秦岭接合部位加里东造山带前缘形成晚泥盆世大草滩群陆相磨拉石建造，土井子－青铜峡断裂所控制的晚泥盆世元山子－围沟井磨拉石上叠盆地，位于华北地台（克拉通）与北祁连造山带北沿一侧。

（3）土井子－青铜峡断裂是北祁连造山带与贺兰冷裂谷的界线，其具有多向性、多期性、多样性等特征。中晚奥陶世，该断裂成为弧后盆地仰冲于华北陆块的逆断层，其南北两侧构成构造样式差异的东西向线状褶皱、冲断构造（南侧）及北西西向过渡型梳状褶皱、褶皱推覆型逆断层（北侧）；志留纪时期，柴达木陆块与华北陆块碰撞造山作用，不仅促成土井子－青铜峡断裂右行斜冲式构造复活，而且与三关口断裂一起，在底板逆冲断裂向北逆冲过程中，其前缘受阻，导致北北西向背冲断裂构造及扇状倒转及斜卧－平卧褶皱的发育。

（3）地球物理场信息显示，三关口航磁异常作330°左右延伸而未构成弧形异常，土井子－青铜峡一带隐含有弧形异常踪迹。重力异常也具类似特征[32]。

参考文献：

[1] 汤锡元，郭忠铭，王定一. 鄂尔多斯盆地西部逆冲推覆构造带特征及其演化与油气勘探[J]. 石油与天然气地质，1988，9(1)：1－11.

[2] 霍福臣，潘行适，尤国林，等. 宁夏地质概论[M]. 北京：科学出版社，1989.

[3] 冯益民，何世平. 祁连山大地构造与造山作用[M]. 北京：地质出版社，1996.

[4] 夏林圻，夏祖春，徐学义. 北祁连山构造－火山岩浆演化动力学[J]. 西北地质科学，1995，16(1)：1－28.

[5] 王玉新. 鄂尔多斯西缘褶皱－冲断带及其前陆盆地的形成与形变[D]. 北京：中国地质大学，1991.

[6] 国家地震局《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组. 鄂尔多斯周缘活动断裂带[M]. 北京：地震出版社，1988.

[7] 赵重远. 鄂多斯地块西缘构造单位划分及构造展布格局和形成机制[C]//杨俊杰. 鄂尔多斯盆地西缘逆冲带构造与

油气. 兰州：甘肃科学技术出版社，1990：40 – 53.
[8] 李天斌. 鄂尔多斯盆地西缘逆冲推覆构造特征及演化[D]. 北京：中国地质大学，2006.
[9] 张进，马宗晋，任文军. 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[J]. 地质学报，2004，10(5)：600 – 611.
[10] 张进，马宗晋，任文军. 再论贺兰山南部北西向构造成因[J]. 地球科学与环境学报，2005，27(1)：19 – 25.
[11] 张进. 陕甘宁地区古生代以来的构造及演化特征研究[D]. 北京：中国地震局地质研究所，2002.
[12] Sengor A M C. Sedimentation and tectonics of Fossil rifts [M]//Busby C J, Ingersoll R V. Tectonics of Sedimentary Basin. London：Blackwell Science，1995：53 – 148.
[13] Pandey O P, Agrawal P K. Lithospheric mantle deformation beneath the Indian cratons[J]. The Journal of Geology，1999，107：683 – 692.
[14] Paulsen T, Marshak S. Cratonic weak zone in the U. S. continental interior：The Dakota – Carolina corridor[J]. Geology，1994，22(1)：15 – 18.
[15] Tian Zaiyi, Zhang Qingchun. Petroliferous Sedimentary Basins in China and Basin Analysis[M]. Beijing：Petroleum Industry Press，1997：70 – 76，135 – 140.
[16] 宁夏回族自治区地质矿产局. 1∶50 000元山子幅区域地质图说明书[R]. 银川：宁夏回族自治区地质矿产局，1992.
[17] 方同辉，王崇礼. 河西堡花岗岩体中闪长质包体与岩浆混合作用[J]. 西安地质学院学报，1997，19(4)：53 – 60.
[18] 甘肃省地质矿产局. 甘肃省区域地质志[M]. 北京：地质出版社，1991.
[19] 张维吉，孟宪徇，胡建民，等. 祁连 – 北秦岭造山带合部与构造特征与造山过程[M]. 西安：西北大学出版社，1994：1 – 28.
[20] 张国伟. 华北地块南部早前寒武纪地壳的组成及其演化和秦岭造山带的形成及其演化[J]. 西北大学学报：自然科学版，1988，18(1)：21 – 23.
[21] 于福生，漆家福，王春英，等. 北祁连东段新元古代火山岩的发现及其特征和形成环境[J]. 大地构造与成矿学，2001，25 (1)：74 – 82.
[22] 丁仨平，裴先治，李勇，等. 西秦岭天水地区“李子园群”的解体及其构造环境浅析[J]. 地质通报，2004，23(12)：1209 – 1214.
[23] 汤中立，白云来，徐章华，等. 华北古陆西南缘(龙首山 – 祁连山)成矿系统及成矿构造动力学[M] . 北京：地质出版社，1996：198 – 200.
[24] Bian Qiantao, Gao Shanlin, Li Dihui, et al. A study of the Kunlun – Qilian – Qinting suture system[J]. Acta Geologica Sinica，2001，75(4)：364 – 374.
[25] 宁夏回族自治区地质矿产局. 1∶200 000固原市幅区域地质图说明书[R]. 银川：宁夏回族自治区地质矿产局，1983.
[26] 吴文奎，黄喜峰，钱壮志，等. 贺兰山显生宙构造研究报告[R]. 西安：西安地质矿产研究所，2008.
[27] 许志琴，徐惠芬，张建新，等. 北祁连走廊南山加里东俯冲杂岩地体及动力学[J]. 地质学报，1994，68(1)：1 – 14.
[28] 宁夏回族自治区地质矿产局. 宁夏回族自治区区域地质志[M]. 北京：地质出版社，1990.
[29] 高山林. 鄂尔多斯盆地西缘中生代构造地层分析及盆地演化研究[D]. 北京：中国科学院地质与地球物理研究所，2001.
[30] 李天斌. 鄂尔多斯盆地西缘逆冲推覆构造特征及演化[D]. 北京：中国地质大学，2006.
[31] 汪一鹏，宋方敏，李志义，等. 宁夏香山 – 天景山断裂带晚第四纪强震重复间隔的研究[J]. 中国地震，1990，6(2)：15 – 24.
[32] 黄喜峰. 贺兰山显生宙构造格局与区域矿产分布规律[D]. 西安：长安大学，2009.

Discussion of the Tectonic Boundary Between North Qilian Orogenic Belt and Helan Cold Rift

HUANG Xi-feng[1], QIAN Zhuang-zhi[1], SUN Bao-ping[2], WU Wen-kui[1], LU Yan-jun[3], WANG Cheng[3]
(1. *Key Laboratory of Western Mineral Resources and Geological Engineering of Ministry of Education, Chang'an University, Xi'an* 710054, *China*; 2. *Xi'an Branch, China Coal Research Institute, Xi'an* 710054, *China*; 3. *Ningxia Institute of Geological Survery, Yinchuan* 750021, *China*)

Abstract: Helan cold rift valley is located between north Qilian orogenic belt and southwest margin of North China plate. There also exist different views of the tectonic boundary location in Paleozoic Era, and ways to get across Helan mountain and extend westwards. In the paper, the tectonic-sedimentary evolution of Qilian orogenic belt and Helan mountain in Early Paleozoic and the development characteristics of superposed basin of Yuanshanzi and Weigoujing in Late Devonian are discussed. Based on continental shelf, continental slope transition zones and basal structure of superposed basin and its bordering fault zone and refers to geophysical information in the area, it is determined that the boundary of Helan cold rift between North Qilian orogenic belt and North China Plate is located in Qingtongxia (Niushou mountain) – Guyuan fault belt. In the long tectonic evolution, it is characteristic of multi-directionality, multistage and multiplicity. Near the area of Tujingzi, the boundary passes through Helan mountain and links with the east-west extending Chahanbulage fault in Inner Mongolia.

Key words: north Qilian orogenic belt; North China plate; Helan cold rift; tectonic boundary