

前陆盆地逆冲断层类型与形成机制^{*}

——以鄂尔多斯地块西缘和塔里木盆地北缘为例

孙家振

(中国地质大学, 武汉)

具前陆盆地性质的鄂尔多斯地块西缘和塔里木盆地北缘发育九类逆冲断层: 褶皱-逆冲断层型, 褶皱-逆冲推覆型, 高角度逆冲-牵引褶皱型, 犁式逆冲-推覆型, 同沉积基底逆冲断层型, 基底楔冲断层型, 基底背冲断层型, 逆转逆冲断层型和基底平移-逆冲断层型。这些褶皱-逆冲构造的形成主要受板内地块或微板块间侧向挤压应力作用、基底缩短作用和滑脱作用的控制。

关键词 前陆盆地 逆冲断层 同沉积拆离 基底缩短 鄂尔多斯地块 塔里木盆地

作者简介 孙家振 男 41岁 讲师 石油地质

前陆盆地内富含油气的褶皱-逆冲构造带已受到石油地质工作者的普遍重视, 正确识别逆冲断层及其伴生的构造样式, 对于指导油气勘探具有重要的意义。本文在野外地质剖面观察和室内地震反射剖面解释工作的基础上, 结合其他地球物理和钻井资料, 综合分析探讨鄂尔多斯地块西缘和塔里木盆地北缘具前陆盆地性质的褶皱-逆冲构造带形成的板块构造背景, 逆冲断层类型和形成机制。

一、褶皱-逆冲构造带形成的构造背景

鄂尔多斯地块西缘褶皱-逆冲构造带为一近南北走向的狭长地带, 东西分别为鄂尔多斯地块和阿拉善地块所夹持, 自北而南分别为桌子山、贺兰山-横山堡、罗山-平凉等褶皱山系和逆冲断层带, 为我国东西部构造的分界线(图1)。这一褶皱-逆冲构造带是在多期叠合的拗拉谷、陆内裂谷和拗陷的基础上产生的。现今的褶皱-逆冲断层构造样式主要形成于晚侏罗世末的燕山运动中期^[1]。在此之前经历了早古生代被动大陆边缘和拗拉谷发育阶段; 中奥陶世末加里东运动贺兰拗拉谷回返阶段; 晚古生代石炭纪末陆内裂谷阶段; 二叠-早三叠世统一沉降拗陷阶段^[2]。其后受印度板块向中国板块俯冲的影响, 白垩-第三纪出现拉张作用阶段, 形成银川地堑、吉兰泰断陷; 局部地区受喜山运动影响再次发生逆冲活动。与此同时在褶皱-逆冲断层活动的过程中, 伴随有近东西向和北西向的较大规模平移断层活动。

塔里木盆地北缘褶皱-逆冲构造带位于南天山断褶带前沿和塔里木盆地北部地区, 为一近

本文1990年9月25日收到, 同年12月25日改回。

* 本文系陈发景教授负责的“鄂尔多斯西缘褶皱-逆冲构造”和“塔里木盆地北缘构造模拟”两个科研课题部分研究成果。参加工作的有陈全茂、张光亚等。

东西向的狭长地带。本文研究范围仅限于北缘中段,包括库车坳陷、柯坪隆起、塔北隆起、巴楚隆起的一部分和阿瓦提-满加尔坳陷(图2)。南天山断褶带前沿和东段库鲁克塔格地区未做工作,不予讨论。

塔里木盆地北缘褶皱-逆冲构造带是在早期被动大陆边缘基础上产生的。现今的褶皱-逆冲断层的构造样式基本上形成于早二叠世末海西运动晚期^[3,4]。在此之前经历了早古生代被动大陆边缘稳定沉降阶段,晚古生代海西运动早期初始逆冲活动阶段;其后,随天山洋盆的关闭转化为陆内湖盆发展阶段。该区受塔里木地块基底俯冲地壳弯曲下掉作用和南天山断褶带前沿逆冲断块叠置形成构造负荷和沉积负荷作用的控制,中、新生代表现为典型的同构造活动的山前不对称坳陷。新第三纪末至第四纪受喜马拉雅运动的影响而再次发生逆冲活动。与此同时,在南北向挤压逆冲断层发展过程中伴随有近北西向规模较大的基底平移断层和规模较小的表层平移断层。

由上述可知,鄂尔多斯地块西缘和塔里木盆地北缘褶皱-逆冲构造带,都经历了陆缘稳定沉降—海洋关闭挤压逆冲活动—陆内坳陷或断陷—再次挤压逆冲活动等发展阶段,具有前陆盆地相同发展阶段的演化历史和不同性质盆地叠置在一起的复杂性质^[5]。靠近造山带一侧变形强烈,逆冲构造规模大,推覆距离大;向稳定的克拉通内变形渐减弱,逆冲构造规模和强度均变小。受构造和沉积作用控制,逆冲构造带前沿坳陷亦具有明显的不对称性。

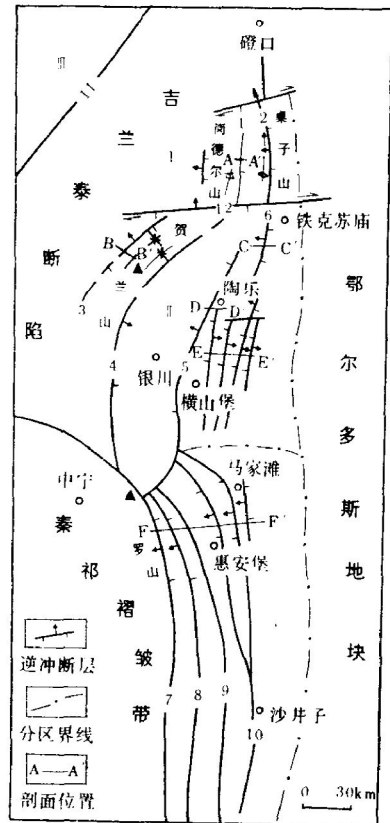


图1 鄂尔多斯西缘褶皱-逆冲构造带
(据第三普查勘探大队)

1—岗德山断层, 2—桌子山断层, 3—小松山断层, 4—贺兰山东麓断层, 5—黄河断层, 6—铁克苏庙断层, 7—青铜峡断层, 8—韦州-安国断层, 9—青龙山断层, 10—沙井子断层, 11—巴彦乌拉断层, 12—正义关断层; I—可可鄂博凸起, II—银川地堑, III—阿拉善地块

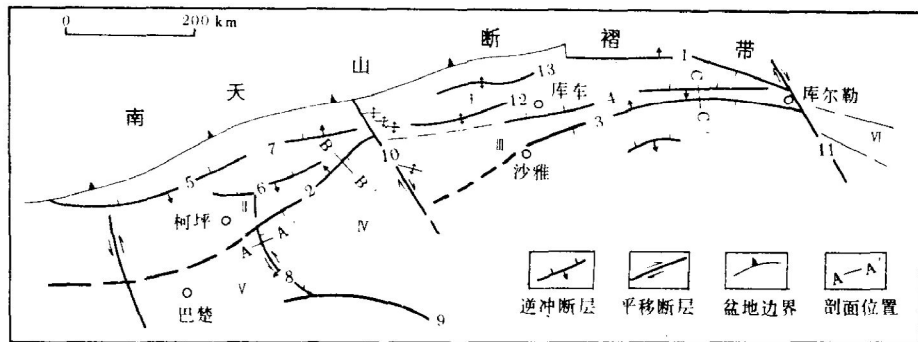


图2 塔里木盆地北部褶皱-逆冲构造带与构造分区图

(据汤良杰, 1989, 修改)

1—北轮台断层, 2—沙井子断层, 3—轮台断层, 4—亚南断层, 5—索格当格乌断层, 6—库鲁克乌居木断层, 7—温宿北断层, 8—阿恰断层, 9—图木休克断层, 10—恰拉玉尔滚断层, 11—库尔勒断层, 12—秋里塔克背斜带, 13—喀桑托开背斜带; I—库车坳陷, II—柯坪隆起, III—塔北隆起, IV—阿尔提-满加尔坳陷, V—巴楚隆起, VI—库鲁克塔格隆起

二、褶皱-逆冲构造的基本类型

鄂尔多斯地块西缘和塔里木盆地北缘褶皱逆冲构造带发育有九种规模较大、较典型的逆冲断层类型和二种平移断层类型。现分别讨论如下：

1. 褶皱-逆冲断层型 以岗德尔山、桌子山背斜带(图3)、喀桑托开背斜带为代表,其主要特征是:

(1) 平面上逆冲断层与线状褶皱平行

展布(图1),逆冲断层发育在不对称背斜的陡翼上。

(2) 逆冲断层面产状随褶皱陡翼地层产状变化而变化。不对称背斜陡翼地层为正常倾斜时发育的逆冲断层面较陡;随褶皱的不对称程度增加,背斜陡翼地层直立甚至倒转,则逆冲断层面变缓。

(3) 逆冲断层面近地表较缓,向中、下部变陡,至深部又变缓,甚至收敛于滑脱层。如横截库车坳陷的地震剖面显示,逆冲断层至深部消失于塑性地层中或收敛于古剥蚀面之上。

(4) 逆冲断层水平位移距离小,推覆规模不大,一般推覆距离约1—2 km。

(5) 背斜顶部发育低序次反向逆断层或纵张正断层和横张正断层。

2. 褶皱-逆冲推覆型 以贺兰山向斜带内小松山逆冲推覆构造为代表(图4)。推测塔里木北缘的北轮台大断层也可能属这种类型。它是褶皱-逆冲断层型继续发展的结果,即由不对称倒转褶皱发展为平卧褶皱,产生断层破裂面,沿该面发生进一步水平位移而形成逆冲推覆构造。其主要特征是:

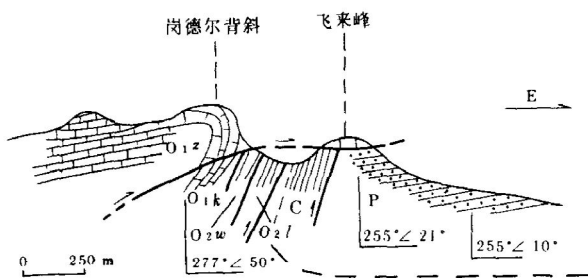


图3 岗德尔山褶皱-逆冲断层横剖面图
剖面位置见图1A-A'

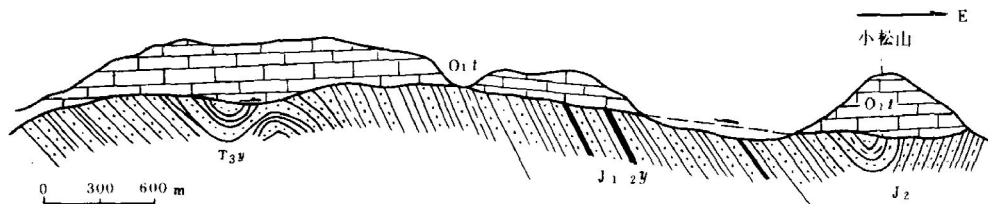


图4 小松山褶皱-逆冲推覆构造横剖面地质图
剖面位置见图1B-B'

(1) 平面上断层呈弧形展布,由造山带向造山带前沿突出,弧顶指示最大水平位移部位,反映主要挤压应力方向来自造山带一侧。

(2) 剖面上断层面下陡上缓,在地表处近于水平;推覆体主体呈波状起伏掩覆在不同时代较新地层之上。

(3) 推覆距离大。小松山推覆体可观察到水平推覆距离达8km。若不是小松山断层西侧为后期形成的吉兰泰断陷所改造,估计推覆距离还要大一些;推覆体后期往往遭受侵蚀形成飞来峰和构造窗。

3. 高角度逆冲-牵引褶皱型 以横山堡叠瓦状逆冲断层系为代表(图5); 库鲁克乌居木断层及其上盘伴生褶皱也属这种类型。其主要特征是:

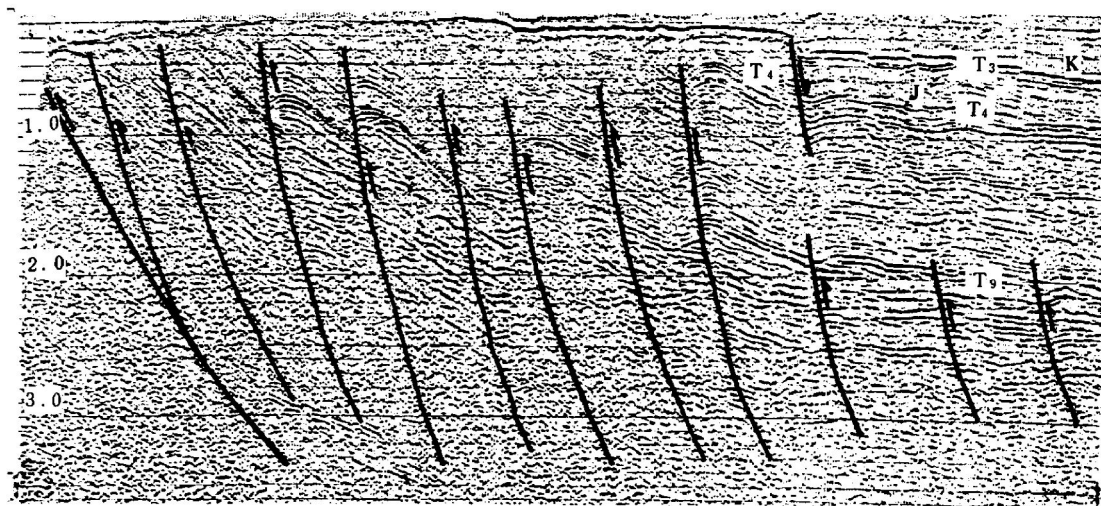


图5 横山堡高角度逆冲-牵引褶皱地震解释剖面

剖面位置见图1 E-E' (据第三普查勘探大队)

T₃—白垩系底, T₄—延安组底, T₂—上、下古生界界面

(1) 断距不大, 断层面陡, 向下有变缓趋势, 一般发育在较刚性的沉积岩层中。

(2) 受牵引作用在断层上盘形成小的背斜或半背斜, 背斜两翼不对称, 靠近断层一翼较陡, 远离断层一翼较缓至水平。

(3) 成排成带出现, 可组成单断牵引背斜、逆地垒和反y字型断块等局部构造。如横山堡逆冲断层系平面呈叠瓦状排列, 形成7排近南北走向逆冲断层牵引背斜构造。推测该逆冲断层系可能是沿早期破裂面发展形成的。

4. 犁式逆冲-推覆型 以鄂尔多斯西缘南段罗山-青龙山-马家滩逆冲-褶皱构造带为代表(图6)。其主要特征是:

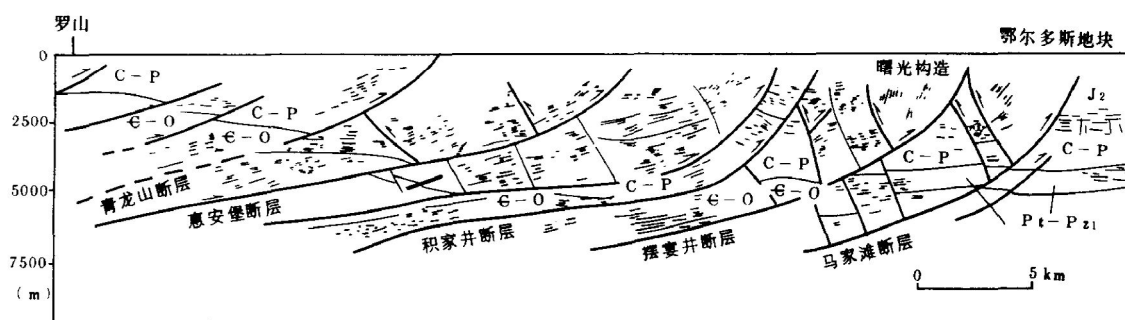


图6 罗山-青龙山-马家滩犁式逆冲-推覆构造地震解释剖面

剖面位置见图1 F-F' (据长庆油田物探公司, 1985)

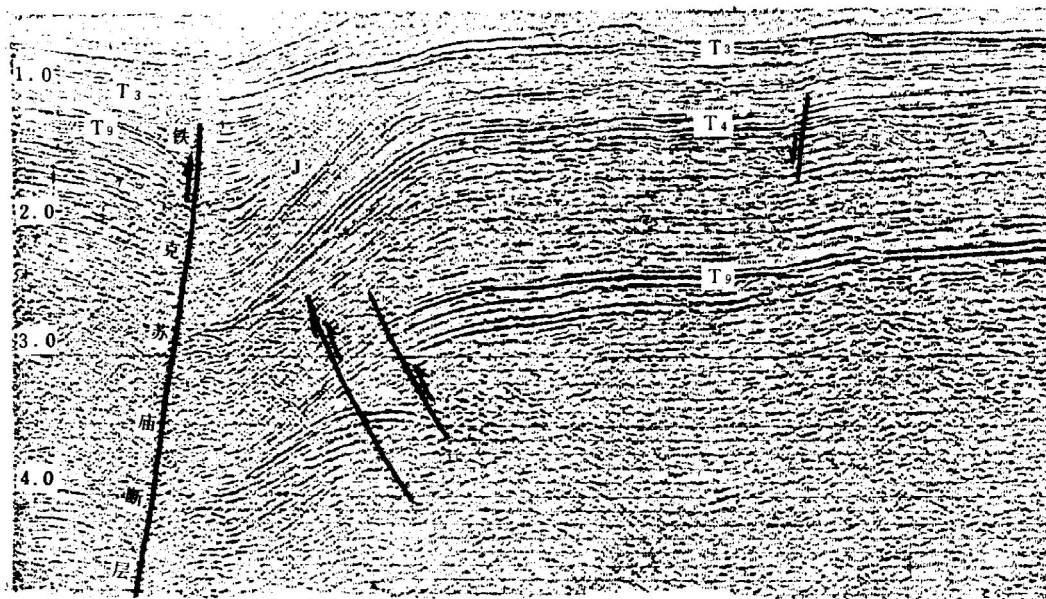


图7 铁克苏庙同沉积基底逆冲断层地震解释剖面

剖面位置见图1 C-C' (据第三普查勘探大队)

T₃—白垩系底, T₄—延安组底, T₉—上、下古生界界面

(1) 断层走向与其前锋伴生牵引褶皱的轴向平行, 呈弧形由造山带向造山带前沿突出, 弧顶突出方向反映最大挤压应力方向。

(2) 断面倾角上陡下缓呈犁式, 有的呈坐椅式, 在软弱岩层处断面变缓, 在刚性岩层处断面变陡, 至深部断面逐渐收敛于滑脱面或不整合面。

(3) 沿走向由一系列分叉的呈带状断层系组成, 各分叉断层水平断距和垂直断距自造山带向盆地方向减小。

(4) 水平推覆距离大, 罗山-马家滩逆冲推覆构造最小水平位移距离达14km以上。

(5) 深浅层构造不协调, 浅层变形强烈, 形成牵引褶皱和y字型断块; 深层基本未变形或有微弱褶皱。

5. 同沉积基底逆冲断层型 以铁克苏庙逆冲断层(图7)和塔北沙井子逆冲断层为代表。其主要特征是:

(1) 断层面陡, 垂直断距大, 水平位移距离相对较小。如铁克苏庙断层最大垂直断距达8000m以上, 沙井子断层达10000m以上。

(2) 断层上盘为古生界隆起带, 由窄背斜宽向斜组成, 下盘为同沉积逆冲断层控制的中、新生代不对称深凹陷。如塔北沙井子断层前沿为阿瓦提深凹陷(图2-IV); 铁克苏庙断层前沿深凹陷发育的侏罗系较其外围地区增厚2—3倍。

(3) 断入基底深处和地壳深部拆离面。如铁克苏庙断层地震剖面显示断入基底达8km, 沙井子断层见玄武岩, 且沿该断层发育一系列磁性异常体, 呈串珠状排列, 推测可能是沿断层裂隙侵入的火成岩体。

(4) 由于沉积负荷作用, 在断层顶部发育挠褶带或进一步发展为正断层。

6. 基底楔冲断层型 以陶乐东逆冲断层-黄河正断层系为代表(图8); 轮台-亚南断层

系西段也属此类。其主要特征是：

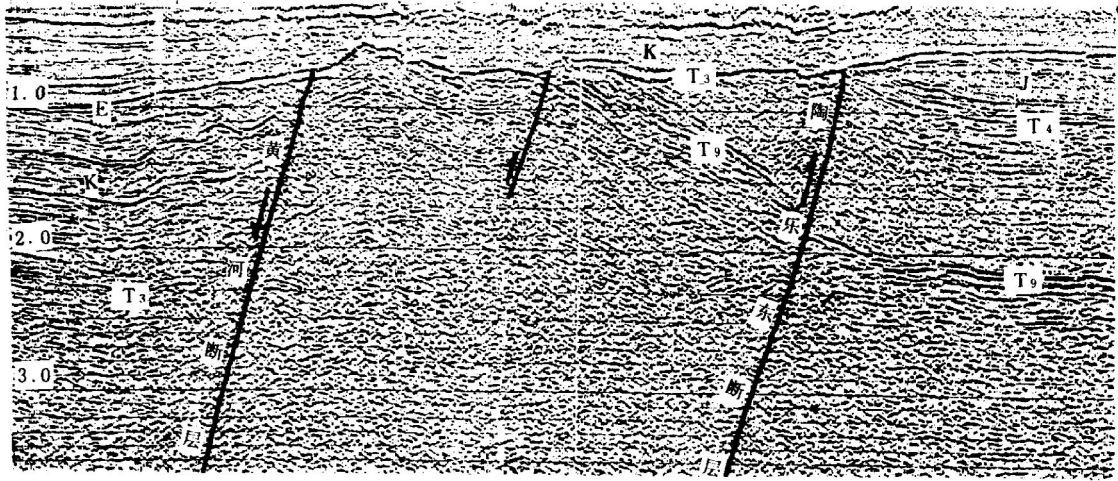


图8 陶乐东基底楔冲断层地震解释剖面

剖面位置见图1 D-D' (据第三普查勘探大队)

T₃—白垩系底, T₄—延安组底, T₉—上、下古生界界面

(1) 剖面上呈楔状, 由两条相同倾向的断层与所夹断块组成, 断块靠盆地一侧为逆冲断层, 另一侧为正断层。如陶乐断块东侧为逆冲断层, 西侧为银川地堑边界正断层。其正断层主要由于后期应力场转化, 上盘沿原逆冲断层面下滑形成。

(2) 断入基底, 垂直断距大, 水平断距相对较小, 基底岩系似楔状插在不同时代较新地层中

7. 基底背冲断层型 以轮台-亚南断层系东段为代表 (图9), 其主要特征是:

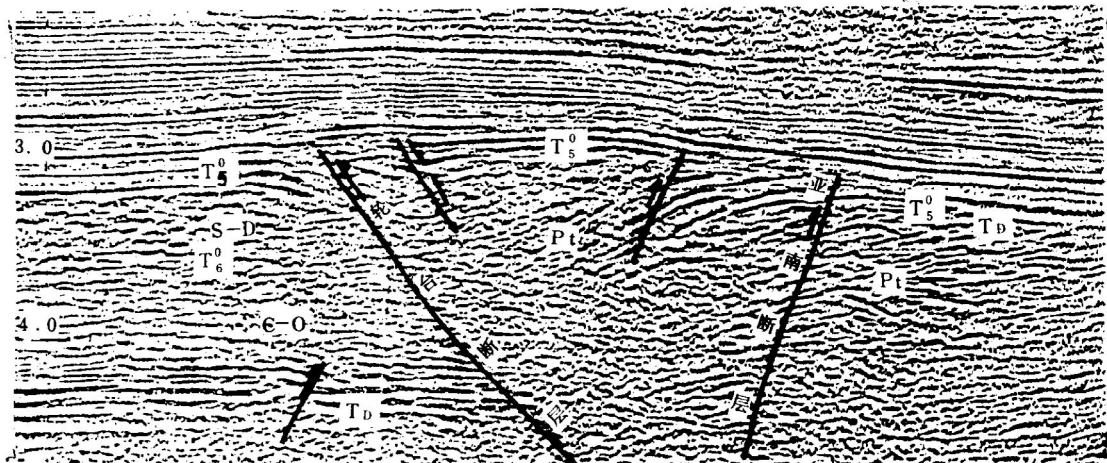


图9 轮台-亚南基底背冲断层系地震解释剖面

剖面位置见图2 C-C' (据西北石油地质局, 1987)

(1) 由两条相向倾斜的逆冲断层和所夹断块组成, 两条断层活动时期大体一致或略有先后。

(2) 断层上盘一般组成逆地垒型构造, 如雅克拉构造。当由主逆冲断层和反冲断层组成y字型断块构造时, 靠主逆冲断层一侧常发育牵引背斜。

8. 逆转逆冲断层型 这种类型按其原断层性质又可分为两个亚类: (a) 由原同生正断层逆转为逆冲断层。如鄂尔多斯地块西缘岗德尔山东麓的西来峰断层, 早期为正断层, 控制石炭系沉积, 后期逆转而形成逆冲断层。(b) 由原逆冲断层逆转为正断层(上正下逆断层)。如塔里木北缘柯坪隆起北界温宿北断层, 早期为逆冲断层, 后期逆转为正断层且控制乌什断陷的形成。雅克拉构造上雅1、2号断层, 早期为逆冲断层, 后期由于应力松弛或应力场改变而逆转为上正下逆断层(图9)。

9. 基底平移-逆冲断层型 以阿恰平移-逆冲断层为代表(图10); 印干断层、正义关断层以及千里沟断层也属这种类型。其主要特征是:

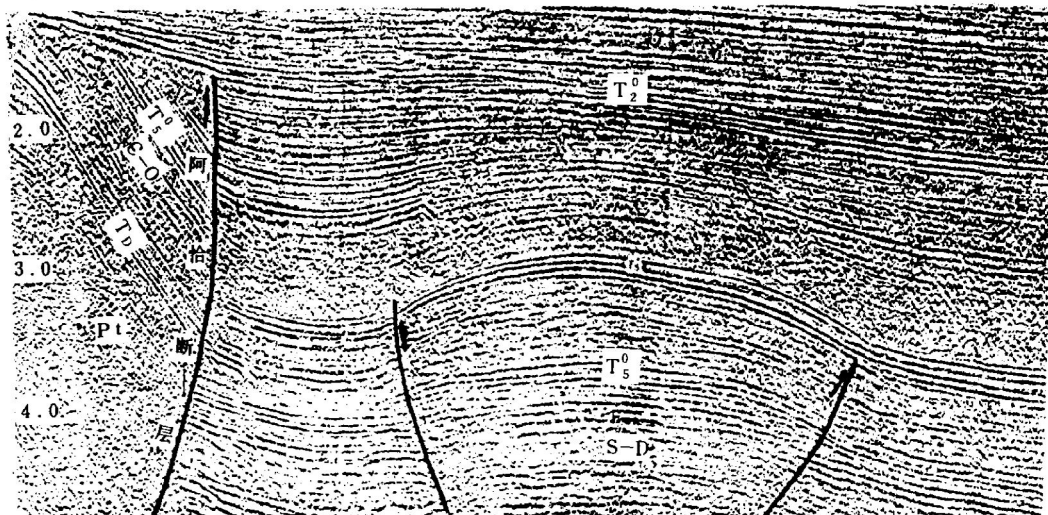


图10 阿恰基底平移-逆冲断层地震解释剖面

剖面位置见图2 A-A' (据西北石油地质局, 1987)

(1) 断入基底甚至地壳深部, 没断层伴随裂隙式火山活动, 磁异常体呈串珠状沿断层分布。

(2) 沿断层面发育较宽的碎裂岩、碎粉岩带, 局部达糜棱岩。如印干断层、正义关断层, 野外观察均见有宽几米至十几米不等的碎裂岩带。这可能与两盘地层平错和挤压作用有关。

(3) 上下盘均发育与断层走向斜交的褶皱, 上盘表层褶皱后期多遭受剥蚀。这类表层褶皱可能是由于水平的拖曳和挤压应力的复合作用形成的。

还应指出, 在这两类前陆盆地水平挤压逆冲断层活动过程中, 因褶皱-逆冲构造带不同区段推覆滑脱强度的差异, 其间常发育各类规模大小不等、深浅不一的平移断层。按其形成时期, 分布位置、规模大小和力学性质可分为三种类型, 即平移-逆冲断层型, 基底平移断层型和表层平移断层型。第一类前面已述及, 不予讨论; 下面分述后两类基本特征。

1. 基底平移断层型 以喀拉玉尔滚、库尔勒平移断层为代表(图2),表现为:

(1) 断层走向与区域构造线方向斜交或垂直,断面平直,近于直立。断层面倾向在不同区段有变化,如喀拉玉尔滚平移断层,北段断面倾向东,中段断面倾向西,南段断面转为倾向东,这与次级构造单元差异升降作用和局部构造活动有关。即这类平移断层起到调节两侧构造单元差异升降的作用。

(2) 断入基底和地壳深处,沿断层发育火成岩体。

(3) 沿断层发育成雁行排列的表层褶皱,褶皱轴向与断层走向斜交,推测可能与后期再次平移拖曳作用有关。

2. 表层平移断层型 这类断层主要在褶皱逆冲过程中,由于局部应力分布不均产生的。多发育在褶皱轴向转折处或挠褶带。规模较小,一般延伸长度为几百米至几公里不等,断距不大,主要对表层构造变形起应力调节作用。

由于上述类型平移断层作用,把前陆盆地内成排成带呈线状展布的褶皱-逆冲构造带,分割成规模大小不等的次级构造单元和更次级的局部构造。

三、褶皱-逆冲构造带的形成机制

鄂尔多斯地块西缘和塔里木盆地北缘前陆盆地内逆冲断层带的演化历史和断层型式,既不同于喜马拉雅前沿周缘前陆盆地的演化历史和古的B俯冲作用控制的构造特征;也不同于落基山弧后前陆盆地主要与A俯冲作用有关的构造特征^[6]。后者的褶皱-逆冲构造带规模大,绵延达几千公里,水平位移距离大,如落基山褶皱逆冲断层带缩短量达161 km。缩短量分析计算表明,鄂尔多斯地块西缘桌子山、贺兰山褶皱-逆冲构造缩短量分别为7 km和12 km。此外,A俯冲带和B俯冲带逆冲断层均以雪撬式薄皮构造为主,塔北和鄂尔多斯西缘以基底卷入的厚皮构造为主,断层面较陡,普遍断入基底深处,仅罗山-马家滩发育犁式逆冲断层带。

鄂尔多斯西缘褶皱-逆冲构造带是在板内坳拉谷背景上形成的,而塔里木北缘褶皱-逆冲构造带是在微板块间碰撞拼合过程中形成的。特定的板块构造位置和演化历史决定了构造带变形规模和强度,以及逆冲断层的构造样式。

由此可知,决定两个地区褶皱-逆冲构造形成的主要原动力是来自板内或地块间侧向挤压力。即在克拉通边缘不稳定地壳基础上,由于地块间侧向挤压应力的作用,沿原地壳内的拆离面形成以基底断裂为主的厚皮构造。在侧向挤压应力背景下,由于基底和盖层性质差异,构造位置不同,活动次序,边界条件等因素制约,造成逆冲构造表现形式不一样。综合分析,初步认为两地区逆冲构造产生、发展和形成主要可能有下列四种机制:即基底拆离作用、基底缩短作用、基底滑移作用和表层滑脱作用^[7]。

1. 基底拆离作用 即沿早期或新产生的地壳深处基底拆离面发生逆冲断层和平移断层活动。其理由:(1) 垂直断距大,断入基底深处,沿断层带火山活动和发育侵入岩体。如沙井子逆冲断层、阿恰平移-逆冲断层和喀拉玉尔滚平移断层。(2) 受基底逆冲断层控制形成同构造活动的基底隆起和深凹陷。如铁克苏庙逆冲断层控制的前沿深凹陷,沙井子逆冲断层控制的阿瓦提深凹陷,这种构造格局与落基山前陆区是相似的。

2. 基底缩短作用 这可能是两地区褶皱-逆冲构造带形成的主要机制,即由于基底的缩短造成上覆沉积盖层的缩短形成逆冲断层。现以横截鄂尔多斯地块西缘褶皱-逆冲断层带构造

剖面为例说明(图11)。综合地面地质调查、地震反射剖面 and 钻井资料的分析,那里现今的基底结构如图11-a所示,自西而东为阿拉善地块、吉兰泰断陷、贺兰山隆起、银川地堑、陶乐凸起和鄂尔多斯地块。钻井揭示银川地堑缺失大部分古生界(S—P)和三叠系,侏罗系零星分布。如平罗断陷钻井揭示渐新统之下为奥陶系^[8];横切银川地堑南、中、北段区域地震剖面均显示第三系之下为奥陶系。吉兰泰断陷钻井和地震剖面显示,在结晶基底之上仅见泥盆、石炭、侏罗和白垩系以上地层^[8]。地面资料表明贺兰山保存有古生界至侏罗系。由此可以推测,逆冲断层活动前,鄂尔多斯西缘古生代至中生代地层是在较宽广的较稳定基底上接受沉积,后期由于地块侧向挤压造成基底缩短,沿原基底正断层和拆离面逆转形成逆冲断层,基底缩短的同时造成上覆沉积盖层发生缩短,进一步形成褶皱-逆冲构造带。表现为银川地堑相对隆起较高,贺兰山隆起相对较低的构造格局(图11-b)。现今的基底结构及其构造面貌是由于后期剥蚀和区域应力场转化拉张下掉作用造成的。

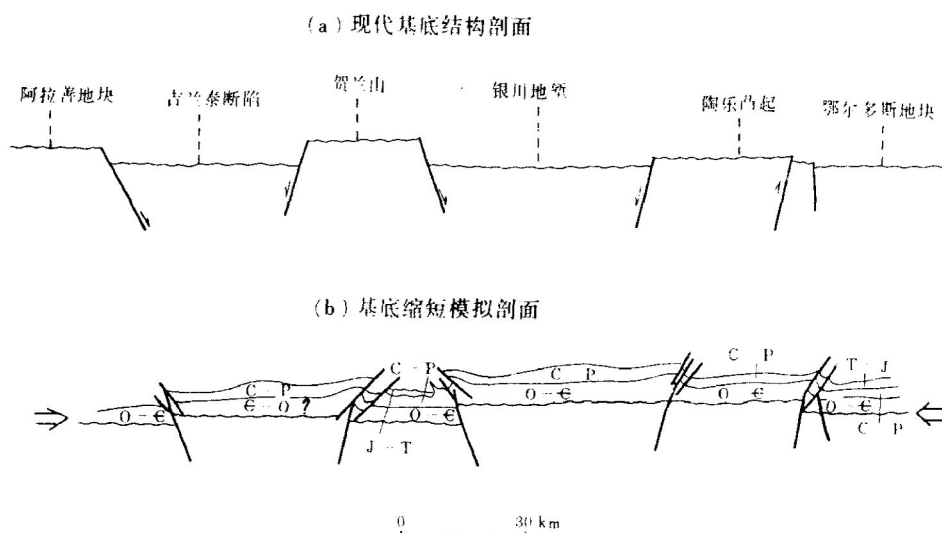


图11 鄂尔多斯地块西缘基底缩短与褶皱-逆冲构造带形成模式图

3. 基底滑移作用 即基底断块沿先期存在的拆离面,在挤压应力作用下驮着上覆地层侧向位移。这主要表现在罗山-马家滩逆冲断层带。如图6所示,犁式逆冲断层收敛于前寒武系基底面并向深部延伸。在基底滑移的过程中,异常孔隙流体压力或塑性层也起一定作用,犁式断层断面变缓处位于上下古生界界面附近的石炭-二叠系煤系中,地层产状平缓,且主要由软弱煤系组成,埋深大,推测在这种情况下可能存在具异常高压的塑性变形带,这有利于块体侧向位移而不变形。褶皱变形主要发生在断层前锋较浅层以砂泥岩为主的层系中。

4. 表层滑脱作用 这主要指库车坳陷内的一系列背斜构造(图2),主要是上覆盖层沿着前白垩系不整合面和白垩-第三系膏盐塑性层发生滑脱作用。表现为上下构造层具明显的不协调性,上覆层以窄背斜宽向斜褶皱为主,下伏层产状平缓、如秋里塔克背斜带。这类滑脱作用是再次逆冲阶段的产物,由于资料所限未作更深入研究。

* 宁夏回族自治区地层表编写组, 1980。

总之,鄂尔多斯地块西缘和塔里木盆地北缘褶皱-逆冲构造带具有前陆盆地的演化历史和构造特征。区内逆冲断层的形成以基底拆离、基底缩短作用为主,以基底滑移作用为辅,而表层滑脱作用是后期逆冲阶段的产物。这种以基底卷入型构造为主的逆冲活动,表现为逆冲断层面陡、垂直断距大、断入基底和地壳深部。孔隙流体压力一般不起作用,而沿断层面普遍发育的碎裂岩带和韧性剪切带对逆冲断层的作用有待于进一步探讨。

参 考 文 献

- [1] 陈发景、孙家振等,现代地质,1987; (1)。
- [2] 孙国凡、刘景平,石油与天然气地质,1983; 4 (3)。
- [3] 康玉柱、贾润胥等,石油与天然气地质,1985; 6 (1)。
- [4] 汤良杰,石油与天然气地质,1989; 4 (1)。
- [5] Allen P. A. ed, *Foreland Basins*, Oxford: International Association of Sedimentologists, 1986; 1—45.
- [6] Dickinson W. R., *AAPG Short Course*, 1976.
- [7] Bally A. W., *Thrust and Nappe Tectonics*, Blackwell Scientific Publications, 1981; 13—32.
- [8] 汤锡元等,石油与天然气地质,1990; 11 (2)。

TYPES AND FORMATION MECHANISM OF THE THRUSTS IN FORELAND BASINS

Sun Jiazhen

(China University of Geosciences, Wuhan)

Abstract

The structure features of the fold-thrust belts in the western margin of Ordos Basin and the north margin of Tarim Basin can be classified into 11 types: 1. Fold-thrust type in the Gangder mountain and Kasangtoug anticlinal belts; 2. Fold-thrust and nappe type in the Xiaosong Mountains and north of Luntai area; 3. High angle thrust-drag fold type in the Hengshanbao and Kalpin region; 4. Listric thrust-nappe type in the Luo Shan-Majiatan region; 5. Syndepositional basement thrust type in the Tiekeshumiao and Sajinzi area; 6. Basement wedge thrust type in the Taolou and Xinhe region; 7. Basement back thrust type in the Luntai area; 8. Reversed thrust type, for example, Xilaifeng and north Wensu faults; 9. Basement wrench-thrust type, for example, Agia, Ying'an and Zhenyiguan faults; 10. Basement wrench-fault type, for example, Kalayurgun fault; 11. Surface wrench-fault type.

The study area has the characteristics and evolution history of foreland basin. The fold-thrust structural belts in the basin have four kinds of formation mechanism: 1.

Lateral compressive stress between the Ordos and Alashan terrains and between the Tarim and Junggar microplates; 2. Basement shortening based on the prior-basement detachment; 3. Basement ramp with Luoshan-Majiatao listric thrusts as typification; 4. Surface decollement with Qiuritag anticlinal belt as typification.