

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

鄂尔多斯盆地西部边界的确定及其地球动力学背景

白云来¹⁾, 王新民²⁾, 刘化清¹⁾, 李天顺^{1,2)}

1) 中国石油天然气股份有限公司勘探开发研究院西北分院, 兰州, 730020

2) 中国石油天然气股份有限公司勘探开发研究院鄂尔多斯分院, 北京, 100083

内容提要: 鄂尔多斯盆地西部边界特别是不同时期原型盆地具体边界的确定, 是目前该盆地西缘亟待解决的重大科学和生产实践问题之一。作者们着重从盆地西缘地区基本地质事实出发, 充分汲取前人的有益成果, 历史的分析西缘构造演化及地球动力学特点, 紧密结合不同时期西缘盆—山转换的沉积响应, 合理利用地震资料及其他第一手资料, 认为鄂尔多斯盆地属华北板块的一部分, 其形成和发展具体受四周的古祁连洋、古秦岭洋、不同时期的特提斯洋、古亚洲洋(古西拉木伦洋)及古太平洋(伊佐奈岐板块)控制。在此构造背景条件下, 盆地西界不同时期范围和形态是不同的。早古生代盆地西缘为主动陆缘性质的弧后盆地; 晚古生代盆地西部属被动陆缘构造背景上的滨浅海盆地; 文中明确提出, 晚三叠世鄂尔多斯原型盆地西界向西越过六盘山, 连接六盘山盆地, 直逼河西走廊靖远、景泰莫亦山附近, 甚至在祁连山区也能找到其踪迹; 不仅如此, 笔者还认为“银川古隆起”及“西缘古脊梁”在印支期是不存在的, 更不存在一个统一的南北走向的前陆盆地与沉降中心; 燕山主期(J₃)盆地西缘可能隆起, 使得六盘山盆地和鄂尔多斯盆地具有一定的分割性, 但随后在早白垩世又被夷平, 鄂尔多斯盆地又与包括六盘山盆地在内的西部白垩纪盆地连通, 鄂尔多斯盆地现今西界最后形成的时间应在喜马拉雅晚期(8Ma 以来), 这也是盆地西缘桌子山—贺兰山—六盘山最后定型的大致时间, 它们是印度板块和太平洋板块远距离应力作用的结果。

关键词: 鄂尔多斯盆地; 西部边界; 地球动力学背景

鄂尔多斯盆地是现今我国石油勘查开发的热点地区之一。由于近年来盆地西部在晚古生代天然气及晚三叠世低渗透油层领域相继取得了巨大的历史性突破, 从而使盆地西部成为近十年里油田勘探的重要目标地段。但问题是盆地西部特别是所谓“西缘”由于后期构造作用使得地质情况变得复杂多样, 西部究竟有无进一步勘查的地质前提? 西部的边界特别是不同时期的原型盆地的边界究竟在哪里?

是以现今的近南北向的山脉(贺兰山—六盘山)为界呢? 还是盆地西界向西还有延伸? 这是目前盆地西缘亟待解决的重大科学和生产实践问题之一, 也是长庆油田勘查工作者目前最关心的问题之一。对此, 目前各家还没有一个统一的认识。而对盆地西部边界及地质构造动力学背景的正确认定, 势将影响勘探者对这一地区进一步工作的思路、决心和勇气, 特别是当勘探工作遇到困难出现反复的时候。针对鄂尔多斯盆地西部边界问题, 作者们从西缘地区基本地质事实出发, 充分汲取前人的有益成果, 历史的

分析西缘构造演化特点, 结合不同时期西缘盆—山转换的沉积响应, 合理利用地震资料所揭示的西缘深部的“CT”图像及物源分析等第一手资料, 提出了我们的认识。通过下文原对型盆地恢复, 笔者明确提出, 鄂尔多斯西部在不同地质历史时期有着不同的边界, 晚三叠世鄂尔多斯原型盆地西界向西越过六盘山, 连接六盘山盆地, 直逼河西走廊靖远、景泰莫亦山附近, 甚至祁连山区也有其踪迹, 可称之为“大鄂尔多斯盆地”。而古生代盆地的西部边界向西及西南延伸就更远了, 它和“古祁连洋”(李春昱等, 1978; 左国超等, 1987; 冯益民等, 1996; 翟光明等, 2002; 汤中立等, 2002)有着千丝万缕的联系。这就需要地质历史观正确地解答和理解这一问题。

需进一步指出的是, 鄂尔多斯盆地西缘并不仅仅是现在因为油气勘探才备受人们的关注, 早在上世纪中叶, 我国地质前辈们就注意到该构造带的重要意义, 认为它是存在于中国甚至亚洲东部的一条近南北走向的具分割性质的构造带, 后来的地球物

注: 本文为中国石油股份有限公司勘探与生产分公司石油预探项目(编号20040819)部分成果。

收稿日期: 2005-02-06; 改回日期: 2005-12-24; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 白云来, 男, 1957年生, 陕西蒲城人。教授级高级地质工程师, 博士。长期从事区域构造与岩石学、成矿学方面的研究和实践。通讯地址: 730020, 甘肃省兰州市城关区雁儿湾路277号, 西北地质研究所; 电话: 0931-8686182(O); Email: baiyl6666@sina.com。

理场资料也充分表明了这一点,因此,在讨论鄂尔多斯盆地西部边界问题时,对该地区争论已久的“古陆梁”及“银川古隆起”等相关问题也作了适当讨论,不妥之处,恳请指正。

1 鄂尔多斯盆地西缘大地构造属性

1.1 鄂尔多斯盆地构造演化概述

研究表明:从太古宙起,经元古宙,直到早古生代晚期,鄂尔多斯地块和阿拉善古陆均属华北古陆的一部分,位于华北古陆西部(这里所说的现今方位,并不代表当时板块的方位,只是为了叙述方便,下同);中、新元古界,阿拉善古陆和鄂尔多斯地块之间、鄂尔多斯与华北古陆本部之间(西安—洛阳附近),曾出现过拗拉谷(张国伟等,1988;杨俊杰,2002),但很快就闭合了;中寒武世以后,阿拉善地区出现亲扬子板块生物分子(刘本培等,1996),表明阿拉善、鄂尔多斯及华北等陆块与扬子、柴达木等南方陆块已隔古祁连—古秦岭洋而相望,并逐渐靠近;到志留纪—泥盆纪,阿拉善古陆及鄂尔多斯古陆西南部与柴达木—中祁连板块碰撞造山,连为一起,构成西域板块的一部分;古生代晚期(早、中二叠世),包括鄂尔多斯陆块在内的西域板块都拼贴到天山—兴蒙碰撞带南侧;到三叠纪,鄂尔多斯及华北地区形成沉积中心偏南的大型陆内拗陷型盆地^①(刘绍龙,1986;刘池洋,2005);晚侏罗世,贺兰山—六盘山地区发生逆冲推覆,形成褶皱冲断带,鄂尔多斯盆地第一次被分割开;早白垩世,鄂尔多斯盆地西部在发生夷平作用之后,继续受挤压,形成陆内前陆盆地;古近纪末,在近西向压力作用下,形成六盘山—贺兰山等断块山,盆地南、北侧发生断陷,形成河套、渭河盆地;新近纪早期,主要在南北方向压应力的作用下,鄂尔多斯东西两侧均发生断陷,形成汾河地堑及银川地堑;中更新世(0.78Ma)以来的新构造运动与地震活动对盆地的总体面貌有一定的影响,四周分布有断陷与高山,内部大约以 N38° 线为界,南、北两部分不论深部地幔还是地理地貌景观,甚至油气田的分布规律均有很大的不同(杨俊杰,2002),所受构造最大应力方向是 NE,它控制着盆地内张性断裂与高深透带的分布(万天丰,2002,2004),目前鄂尔多斯盆地油气田沿盆地巨型 X 断裂系统分布(NE 向环县—大同左行断裂带比较发育,而 NW 向断裂带相对不发育)的现象,应该引起研究者和勘探家们的关注。现将鄂尔多斯盆地研究过程中几个关键问题着重讨论如下。

1.2 鄂尔多斯盆地基底性质

由于种种原因,对鄂尔多斯盆地的范围和名称曾有过不同的称谓和界定。笔者研究认为:地理上的鄂尔多斯是指分布于河套以南、长城以北的内蒙古自治区伊克昭盟地区,即汉武帝建立古“朔方城”的地方;而地质学上鄂尔多斯盆地范围比较广阔,它北跨乌兰格基岩凸起及河套盆地与阴山山系为邻,南越渭北挠褶带和渭河盆地与秦岭山系相接,东起吕梁隆起,西至贺兰山—六盘山,面积40万平方公里(图1)。杨俊杰等人(2002)提出鄂尔多斯盆地面积 $25 \times 10^4 \text{ km}^2$,他们并未包括河套、银川、渭河等分布于鄂尔多斯地块周边的新生代断陷盆地。

黄汲清(1945,1955)所称谓的鄂尔多斯地块,其范围与张泓(1995)指定的鄂尔多斯盆地的范围基本相同,该地块与其西北侧的阿拉善地块一起是华北板块的重要组成部分,有着较为刚性的前寒纪基底,该基底自1800 Ma(古元古代末)固结之后,内部一

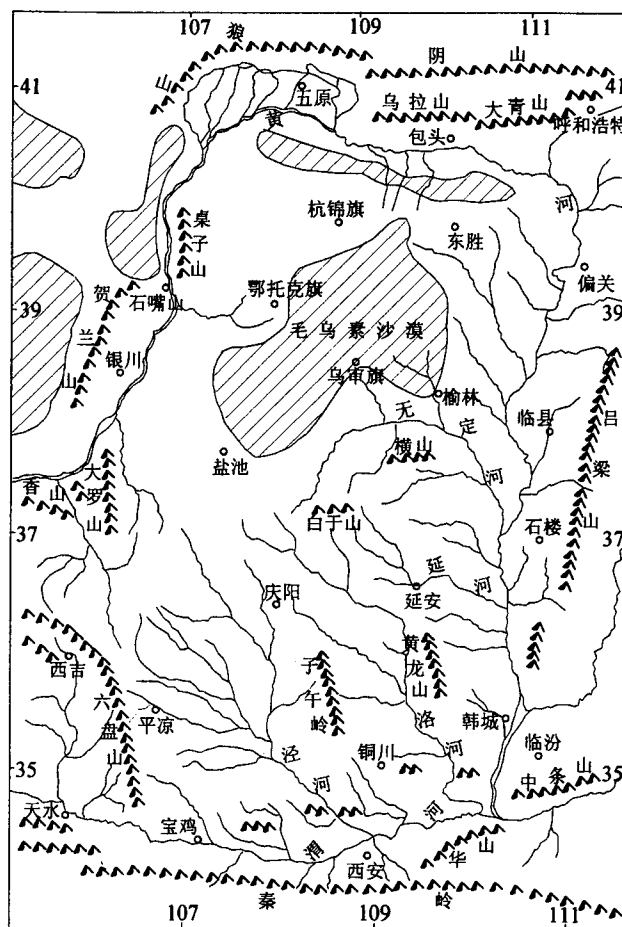


图 1 鄂尔多斯盆地范围及山川水系(据张泓,1995)
Fig. 1 Range and mountain-river systems of Ordos basin
(after Zhang Hong, 1995)

直比较稳定,具有典型的“地台”性质,是中国大陆上比较稳定的地区之一,很少有“活化”的痕迹(Обручев,1895;黄汲清,1945,1955)。

不仅是鄂尔多斯地块,世界上大多数具刚性基底的块体,其内部一般都较为稳定,一般岩浆活动、变质作用和变形作用多发生于地块的边缘或内部先期活动带如地体边界。具刚性地块是鄂尔多斯盆地形成的先决条件,也是世界上大多数大型盆地的共同特征。没有刚性基底,大规模盆地就难于形成,沉积作用就难于发生和保存,包括烃源岩在内的沉积地层在板块应力作用条件下将会发生褶皱和断裂,形不成完整的生储盖组合。但是适当的基底断裂活动,却可在盖层中形成与基底断裂相关的裂缝,简称“断层相关裂缝”,鄂尔多斯盆地的油气田分布规律表明,这种与断层相关的裂缝有利于油气运移和聚集,这一问题容待笔者另文讨论。

研究表明:早古生代以前,鄂尔多斯地块与华北古陆块有较强的亲缘性,而与扬子、柴达木、中祁连等南方陆块有明显的不同。主要表现为岩性、形成时代、变质作用特点等与华北其他陆块可以对比。已有资料表明,包括鄂尔多斯地块在内的华北陆块老地层一般形成时代相对较老,其同位素年龄多集中于太古宙,而扬子等南方陆块老地层同位素年龄多集中于元古宙(高振家等,1983;马瑞士等,1993;张本仁,1995;刘训,1997;汤中立等,2002)。在此提及鄂尔多斯陆块的性质,其现实意义在于以下两个方面:一是能够帮助正确的理解鄂尔多斯盆地形成的构造背景,利于准确的厘定盆地的边界和物源;二是利于深入研究盆地内部沉积体的形态变化和成藏规律,指导油气远景评价。

1.3 鄂尔多斯地块边缘盆山转换历史

鄂尔多斯地块边缘盆山转换的历史本质上是其与周边不同时期的大洋相互作用的历史。

鄂尔多斯盆地形成和演化与华北板块的构造发展演化息息相关,它的构造属性本质上是华北板块的一部分。现有研究成果表明:早在中、新元古生代,华北板块北部就可能受到古大洋(后来演变为西拉木伦洋)向南的俯冲作用(肖序常,1992;翟光明等,2002)。早古生代西拉木伦洋的俯冲作用是东胜古陆长期隆起的动因,而石炭纪、二叠纪甚至到印支早期华北板块北缘出现长达2000多公里的链状高地,其根本原因也是其北侧发生了“古西拉木伦洋”的俯冲消减作用(肖序常,1992;翟光明等,2002)。罗照华教授(1999)在内蒙古首次发现印支末—燕山早期黑云

母花岗岩,表明该地区虽然洋—陆作用暂时停止了,但板内活动仍在继续。由于包括鄂尔多斯盆地在内的华北板块南部边缘与其南侧不同时期的大洋(古秦岭洋、古祁连洋和古特提斯洋)相互作用使得华北板块及鄂尔多斯盆地南缘、西南缘所发生的一系列地质构造现象;早古生代祁连洋向北或北东的俯冲作用,可以在鄂尔多斯地块西南部边缘形成沟—弧—盆体系(李春昱等,1978;左国朝等,1987;夏林圻等,1991;冯益民等,1996;汤中立等,2002),印支期古特提斯洋向北的俯冲作用,也可以在鄂尔多斯地块南部、西南部边缘形成隆起、褶皱与冲断,鄂尔多斯盆地形成凹陷中心偏南部的不对称多中心的凹陷,但却不大可能在盆地西缘中部形成很深的构造沉降中心,那种在西缘存在三叠纪前陆盆地以及鄂尔多斯盆地沉积中心从三叠纪到侏罗纪、白垩纪有规律自西向东演化和迁移的观点,使人不能接受;如果不是利用板块构造的观点站在全球构造的角度考虑伊佐奈岐板块(万天丰,2002)向西(华北板块东缘)的俯冲作用问题,就不能很好的理解燕山期(J_1-K_1)鄂尔多斯盆地西部沉积较厚、沉积体系近南北向展布的规律。因此,鄂尔多斯地块边缘盆山转换的历史本质上是其与不同时期的大洋相互作用的历史,下文着重讨论盆地西部构造演化和边界问题。

1.4 鄂尔多斯盆地西缘区域构造格架

图2是笔者根据本区不同时期沉积建造特点,结合构造演化发展历史,利用地球物理资料,考虑邻区特别是其西部前人研究成果,以加里东时期所形成的构造为关键界面勾勒而成的。大致以六盘山西缘断裂为界,其西南部属秦祁板块,东北大部为华北板块。现将该图案中的一些关键性界面的确定依据、特征和意义简述如下:

1.4.1 六盘山西缘大断裂

六盘山西缘大断裂是区内一级构造单元:华北板块和秦—祁板块的分界线。

在前人研究的基础上,通过对鄂尔多斯盆地及相关造山带(特别是秦—祁造山带)盆—山转换历史的深入分析,目前初步认为,研究区以六盘山西缘大断裂为界,其东北包括鄂尔多斯盆地、六盘山盆地、银川盆地、巴彦浩特盆地、汾渭盆地、河套盆地以及阿拉善陆块、北秦岭造山带在内的大部分构造单元均属华北板块;而定西盆地、中祁连地体及东延的陇山地体则属秦—祁板块(秦—祁板块是习惯叫法,具体应包括柴达木陆块、中祁连微陆块及古秦岭微陆块)。鄂尔多斯盆地西南侧是祁连山及其余脉陇山

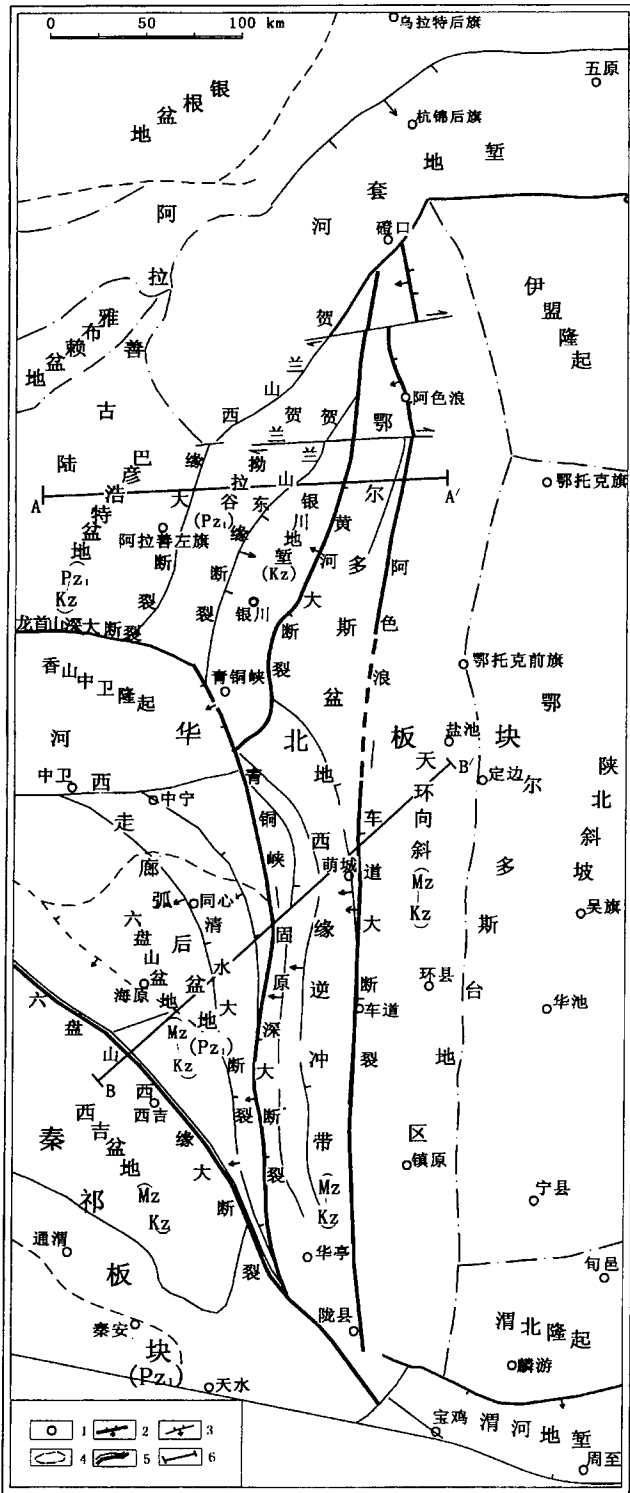


图 2 鄂尔多斯盆地西缘构造格架略图

Fig. 2 Schematic geotectonic map of western Ordos basin

- 1—地名; 2—一级深大断裂; 3—次级断裂; 4—盆地边界;
- 5—古板块界线; 6—构造剖面及编号

- 1—Place name; 2—stair fracture; 3—second fracture; 4—basin
- borderline; 5—plate division line; 6—position of structural
- profile and its number

山系。六盘山西缘大断裂本质上是北祁连缝合带的东延部分,由于俯冲碰撞力的作用方式不同,板块之间可以是缝合带,也可以是缝合线,六盘山西缘大断裂属于后者,它大致可以和北祁连缝合带的北缘断裂—走廊南山大断裂相接。

六盘山西缘大断裂两侧有明显不同的发展历史,存在两个明显不同的沉积系统;表1清楚的表明了这一点;在早古生代该断裂为洋—陆直接相互作用地区,其西段既有洋壳残余—蛇绿岩块及深水沉积,也有大陆边缘的岛弧沉积,本区该断裂东北侧主要为弧后盆地沉积,寒武纪香山群就具弧后盆地建造特点(霍福臣,1996)。

1.4.2 青铜峡—固原深大断裂

早古生代,青铜峡—固原深大断裂是划分鄂尔多斯地块与河西走廊弧后盆地的关键性断裂,是华北板块内(鄂尔多斯盆地西缘)二级构造单元的重要分界。

加里东期该断裂东北属大陆边缘陆棚浅海地段,沉积类型属稳定型沉积,但西南侧为活动性沉积,不仅沉积厚度巨大(深海复理石),而且有火山活动(表1),香山群是其典型代表(霍福臣,1996;宁夏回族自治区地质矿产局,1996)。构造配置分析表明,香山地区及六盘山盆地范围早古生代形成于弧后盆地环境(图3),盆地西缘和本部则属相对稳定的大陆边缘斜坡和台地环境。到泥盆纪,该断裂西侧尚有陆相磨拉石建造,以东则是隆起剥蚀区,甚至在该断裂以东的整个华北地区都缺失志留系、泥盆系及下石炭统。华力西晚期—印支期该断裂活动相对较弱,燕山期和喜马拉雅期,该断裂又比较活跃,由于沿该断裂及其相关断裂的逆冲推覆作用,形成了六盘山山系,使得古生代及前寒武纪地层被推至地表,形成分割型前陆盆地,从而使鄂尔多斯盆地西缘具有“双层结构”特点。长庆研究院重磁图^②表明鄂尔多斯西缘的古陆块是“无根的”,从而证明这种推断是正确的。该断裂地表产状较陡,向下变缓,倾向朝西。沿走向向西北可能与河西走廊北侧的龙首山深大断裂相连,形成阿拉善古陆与河西走廊弧后盆地的分界。

1.4.3 阿色浪—车道断裂

早古生代中期,阿色浪—车道断裂也是进一步划分鄂尔多斯盆地西部二级构造单元的关键性断裂;断裂以东为鄂尔多斯盆地台地区,显生宙地层产状平缓,中生代天环凹陷叠加其上,以西地层多发生褶皱和逆掩推覆。

前人对阿色浪—车道断裂没有给予应有的重

表1 主干断裂相关的地层系统

Table 1 Stratum systems correlative with trunk ruptures in western Ordos basin

时代	地层区划	祁连区		河西走廊-六盘山分区		华北区		陕甘宁盆地分区		
		北祁连分区				陕甘宁盆地分区		陕甘宁盆地分区		
		统、群、组	岩性/厚度 (m)	统、群、组	岩性/厚度 (m)	统、群、组	岩性/厚度 (m)	统、群、组	岩性/厚度 (m)	
新生代	第三纪	Q ₄	全新统	全新统		全新统		全新统		
		Q ₃	上更新统	上更新统		上更新统		上更新统		
		Q ₂	中更新统	中更新统		中更新统		中更新统		
		Q ₁	下更新统	下更新统		下更新统		下更新统		
		N ₂ N ₁	甘肃群 干河沟组(N _{2g}) 红柳沟组(N _{1h})	147-805 41-1256	甘肃群 干河沟组(N _{2g}) 红柳沟组(N _{1h})	147-805 41-1256	甘肃群 干河沟组(N _{2g}) 红柳沟组(N _{1h})	147-805 41-1256	甘肃群 干河沟组(N _{2g}) 红柳沟组(N _{1h})	690 700
中生代	侏罗纪	E ₃	固原群 清水营组(E _{3q}) 寺口子组(E _{3s})	352 267	固原群 清水营组(E _{3q}) 寺口子组(E _{3s})	352 267	固原群 清水营组(E _{3q}) 寺口子组(E _{3s})	352 267	固原群 清水营组(E _{3q}) 寺口子组(E _{3s})	352 267
		E ₂	民和群(K _{2mn})	96	民和群(K _{2mn})	96	民和群(K _{2mn})	96	民和群(K _{2mn})	96
		K ₁	河口群(K _{1hk})	4009	六盘山群 乃家河组(K _{1n}) 马东山组(K _{1m}) 李洼峡组(K _{1l}) 和尚铺组(K _{1h}) 三桥组(K _{1s})	625 404 140 238 210	六盘山群 乃家河组(K _{1n}) 马东山组(K _{1m}) 李洼峡组(K _{1l}) 和尚铺组(K _{1h}) 三桥组(K _{1s})	625 404 140 238 210	六盘山群 乃家河组(K _{1n}) 马东山组(K _{1m}) 李洼峡组(K _{1l}) 和尚铺组(K _{1h}) 三桥组(K _{1s})	625 404 140 238 210
		J ₃	苦水峡群(J _{3s})	504	安定组(J _{2a}) 直罗组(J _{2z}) 延安组(J _{1,2y})	>1511 317 210	安定组(J _{2a}) 直罗组(J _{2z}) 延安组(J _{1,2y})	200-540 180-470 136-415	延安组(J _{1,2y})	14-325
		J ₂	龙凤山组(J _{2l})	706	石砚子组(J _{2s})	568	石砚子组(J _{2s})	568	石砚子组(J _{2s})	568
古生代	奥陶纪	T ₃	南芥儿群(T _{3ym})	>1034	南芥儿群(T _{3ym}) 窑山组(T _{3y})	893 83-894	南芥儿群(T _{3ym}) 窑山组(T _{3y})	893 83-894	南芥儿群(T _{3ym}) 窑山组(T _{3y})	893 83-894
		T ₂	西大沟群(T _{2xd})	1129	丁家窑组(T _{2d}) 下统(T ₁)	557 327	丁家窑组(T _{2d}) 下统(T ₁)	557 327	丁家窑组(T _{2d}) 下统(T ₁)	557 327
		P ₂	窟窿组(P _{2y})	262	窟窿组(P _{2y})	>341	窟窿组(P _{2y})	>341	窟窿组(P _{2y})	>341
		P ₁	山西组(P _{1s})	52	大贵沟群(P _{1dh})	276	大贵沟群(P _{1dh})	276	大贵沟群(P _{1dh})	276
		C ₃	太原组(C _{3t})	41	太原组(C _{3t})	144	太原组(C _{3t})	144	太原组(C _{3t})	144

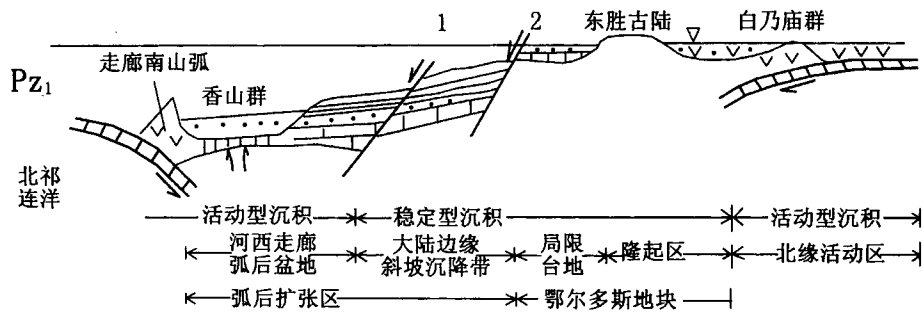


图 3 寒武纪鄂尔多斯盆地西缘构造剖面

Fig. 3 Geotectonic section of western Ordos basin in Cambrian

1—青铜峡—固原断裂; 2—阿色浪—车道断裂

1—Qingtongxia—Guyuan fault; 2—Aselang—Chedao fault

视,实际上该断裂不仅在地貌及遥感图上有较清楚地反映,而且在航磁异常图及重力异常图上也有相应的反映^①。更重要的是它不仅是贺兰山拗拉谷的东部边界、东胜古陆的西部边界,而且也是早白垩世鄂西缘前陆盆地的重要边界;断裂以东的天环凹陷中白垩纪地层沉积较厚,以西逆冲褶皱强烈。加里东期,该断裂是开阔台地相—局限(镶边)台地相碳酸盐建造与大陆斜坡相浅海—深海碳酸盐—复理石建造的重要分界,断裂以东为碳酸盐台地,平缓且稳定,断裂以西地形较陡,除发育海相碳酸盐外,还发育复理石建造。从构造角度出发,这种构造环境转折地段对成油系统的形成较为有利,是进行勘探的重要地段。上述特点,在早古生代地层等厚图上均有清楚的反映(杨俊杰,2002);该断裂在陶乐东部显示不很清楚。其原因比较复杂,需要进一步研究。

正确认识上述3条断裂的构造意义,对不同时期盆地西部边界的正确厘定是至关重要的。

2 鄂尔多斯盆地古生代时的西部边界

2.1 早古生代主动陆缘火山弧后盆地

前已述及,早古生代鄂尔多斯地块就属华北地块的一部分,表现出主动陆缘火山弧后盆地的特征。研究前人资料表明:寒武纪大华北盆地为广海盆地,鄂尔多斯本部为局限台地;早奥陶大华北盆地也为广海盆地,鄂尔多斯本部除局限台地外,也见蒸发台地;中、晚奥陶鄂尔多斯陆块西南缘出现海湾及浅海盆地;志留纪鄂尔多斯陆块西南缘为典型的海湾环境;泥盆纪祁连洋闭合,华北板块与柴达木板块碰撞(李春昱等,1978;左国朝等,1987;夏林圻等,1991;冯益民等,1996;汤中立等,2002)。鄂尔多斯地块西

南缘分布有磨拉石,为河湖相沉积。

早古生代早期的构造特征见图3、4。鄂尔多斯北部东胜古陆北侧为西拉木伦洋俯冲消减部位;南侧为古秦岭洋向北俯冲消减部位,古秦岭洋早古生代对华北板块影响较小(张国伟,1988;贾承造,1989;杨子华,1991);西南侧为祁连洋向东北的俯冲消减位置。青铜峡—固原断裂将河西走廊弧后盆地与西缘拗陷带、贺兰拗拉谷分开,阿色浪—车道断裂大致是西缘拗陷与中央古陆的分界线。

顺便提及,由于早古生代鄂尔多斯北部为安第斯型活动大陆边缘,属主动陆缘,难于形成良好的成油系统,而西南边缘为岛弧—海沟系,在弧后盆地靠大陆一侧容易形成有利的生储盖组合。南缘由于秦岭造山带及渭河地堑的破坏,也不利于形成生储盖组合(刘池洋等,2005)。

2.2 晚古生代被动陆缘滨浅海盆地

鄂尔多斯盆地西部晚古生代属被动陆缘构造背景上的滨浅海盆地。已有研究表明,晚古生代是包括鄂尔多斯在内的华北板块构造演变的重要转折阶段,中祁连—柴达木陆块、北秦岭微陆块与华北板块连为一体,晚古生代他们南缘面临着古秦岭洋—古昆仑洋的作用,具有被动陆缘性质。在秦祁造山带普遍缺乏海西期(C—P)岩浆活动,表明此时板块没有明显的俯冲作用,构造环境相对稳定。但古秦岭洋—古昆仑洋扩张向北间歇性的推挤作用是存在的,这主要表现在板块边缘时而隆起于水上,时而沉没于水下,这一运动景象在笔者们编绘的鄂尔多斯盆地演化系列图中有形象而具体的反映(图略)^②。但若考虑到高耸的加里东期祁连山在泥盆纪55Ma时间内就被几近夷为平地而使得古秦岭洋—古昆仑洋海

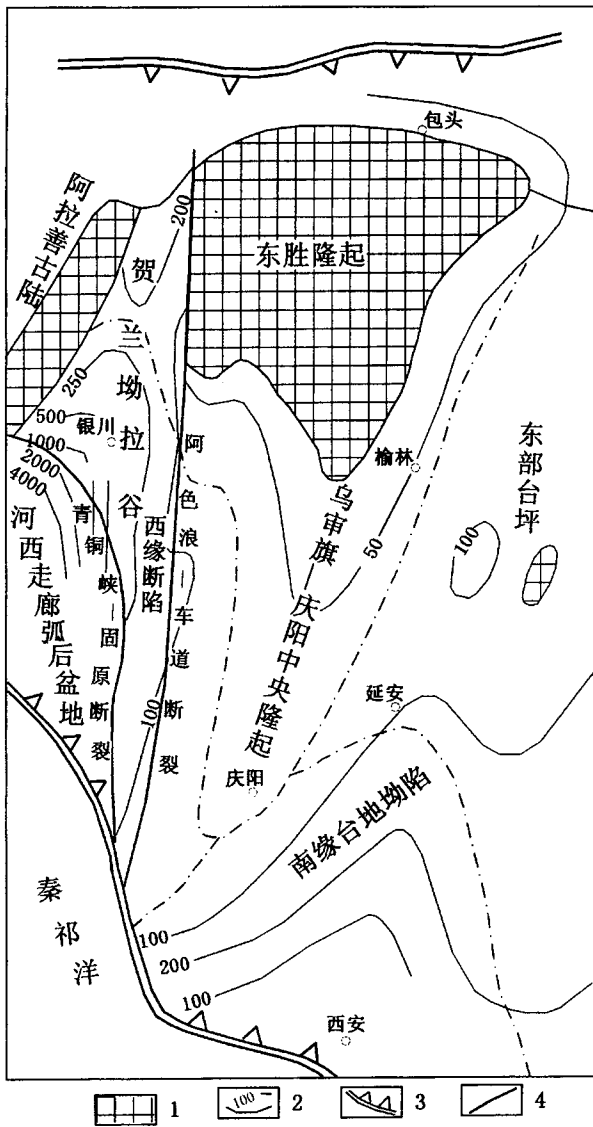


图4 鄂尔多斯盆地西缘早古生代构造略图
(据张泓,1995,有修改)

Fig. 4 Schematic geotectonic map in western Ordos basin in early Paleozoic (modified from Zhang Hong, 1995)

- 1—古陆;2—沉积厚度等值线;3—俯冲带;4—断裂
- 1—Ancient landmass; 2—depositional thickness isoline;
- 3—subduction zone; 4—fault

水直达阿拉善古陆和鄂尔多斯古陆南缘、西南缘这一事实,可以认为,华北板块西南部晚古生代是一个准平原化的过程;在华北板块的北缘,晚古生代由于其北侧大洋的作用,也有类似情况,二者遥相呼应。除上述南、北两侧分异外,华北盆地也发生东西分异,早石炭世鄂尔多斯西部有海相沉积,而鄂尔多斯以及整个华北为隆起,中晚石炭世西部为浅海陆棚环境,东部有大量的海水入侵,在包括鄂尔多斯盆地在内的整个华北盆地为—向东开口向西收缩的喇叭

形边缘海盆地(杨俊杰,2002)。但地层厚度分析结果表明,此时中央古陆依然存在,只不过埋于水下而已(杨俊杰,2002)。早石炭世东隆西南陷、中晚石炭世西升东降。这是晚古生代整个盆地的构造活动概况,现着重将盆地该期西界具体特征简述如下:

前已述及,在早石炭世由于古西拉木伦洋向南剧烈俯冲作用,华北板块总的隆起,整个华北缺失下石炭统,仅在鄂尔多斯古陆西缘银川以西等地出现

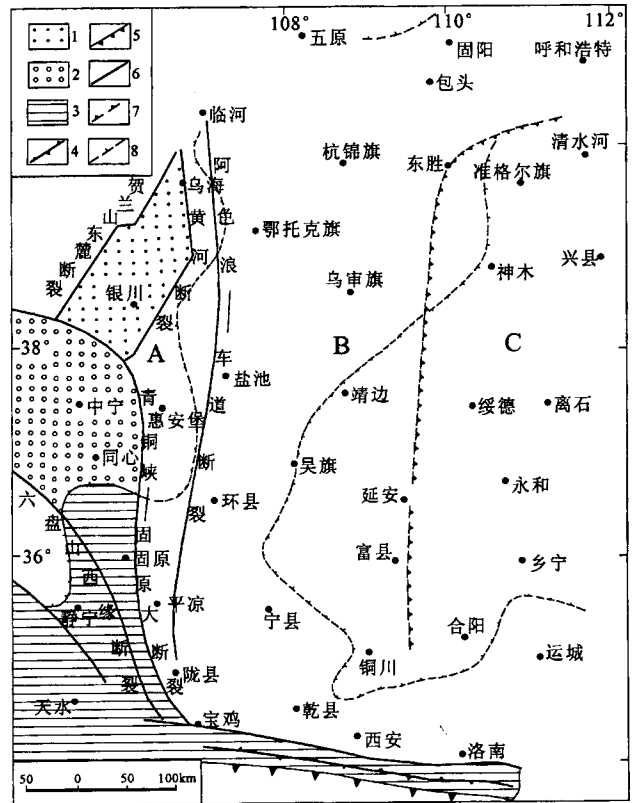


图5 鄂尔多斯地块石炭纪构造轮廓
(据张泓,1995,有修改)

Fig. 5 Schematic geotectonic map in western Ordos basin in late Paleozoic (modified from Zhang Hong, 1995)

- 1—继承性拗拉谷;2—前渊盆地;3—早古生代褶皱带;4—早古生代缝合带;5—后期断裂消减带;6—断裂;7—中央隆起东侧大体边界(黑箭头指向凹陷区,中央古隆起的西部边界是阿色浪—车道断裂);8—晚石炭世早期的沉积边界(短线指向沉积区);A—盆地西缘沉积区;B—中央隆起区;C—盆地东部沉积区
- 1—Inherited aulacogen; 2—foredeep basin; 3—folding zone in Early Palaeozoic; 4—suture zone in Early Palaeozoic; 5—late fault subduction zone; 6—fault; 7—roughly east border of the central uplift (the black arrowhead points to the depressed area and the west border of the central rise is AseLang—Cheao fault); 8—deposit borderline in the early of Late Carboniferous (the short line points to deposit area); A—west part deposit area in Ordos basin; B—central rise area in Ordos basin; C—east part deposit area in Ordos basin

古秦岭洋—古昆仑洋的海湾环境,形成滨海相、泻湖相及三角洲沉积,物源来自北面或东面。中晚石炭世,华北板块南北两侧古秦岭洋和古西拉木伦洋相继发生扩张,虽说两大洋扩张发生的时间和频率及作用方式等细节目前还没有完全掌握,但海底扩张的结果是华北板块中晚石炭普遍发生海侵,至晚石炭世除平凉—永寿及小秦岭等局部地段隆起外,整个华北形成太原组海陆交互相含煤沉积。华北板块南北两侧的古隆起可能被海水所淹没。南北两大洋可能此时有相通的机会。

现将晚古生代石炭纪鄂尔多斯盆地构造格架示于图5。该图表明石炭纪鄂尔多斯盆地既有继承加里东期构造的某些特点,又有印支期构造的某些特点,处于二者构造格局转化的过渡阶段。图5表明:青铜峡—固原断裂以西,为深海区;贺兰山西断裂和黄河断裂之间为新的拗拉谷,中央古陆依然存在,只不过已沉入水下,呈近南北向分布,古陆以东为东部凹陷区,重塑的这种构造格局为进行以石炭系为目的层的勘探提供了较为明确的方向。

早二叠世,鄂尔多斯北侧洋壳继续向南俯冲,古秦岭洋可能也向北进行俯冲,这种对冲作用使得华北板块受挤压应力普遍隆起,海水东退,而南、北边缘隆起程度最高,形成令人瞩目的南北两条狭长的链状高地,其中北缘链状高地较为明显,由沈阳经磴口到酒泉长达2000多公里,南缘链状高地断续分布于西宁—兰州—宝鸡—南阳一线,长达100多公里(南侧的链状高地没有北侧的明显),这种构造格局为包括晚三叠世在内的印支期鄂尔多斯盆地沉积奠定了构造基础(图略)^①,构成印支期盆地的雏形。早二叠世包括鄂尔多斯盆地在内的“大华北盆地”整个为河湖相沉积,而且北部多为河流三角洲,南部多为湖泊相,这也和晚三叠世沉积格局比较近似,区别是早二叠世古特提斯海水不时漫过南部链状高地而灌入鄂尔多斯盆地,形成海陆交互相沉积。早、中二叠世古西拉木伦洋闭合,蒙古等陆块与华北板块碰撞拼合,在华北板块北缘形成巨型古中亚缝合带(肖序常,1992),至此,华北板块已与部分蒙古陆块拼贴在一起(东段主要为松辽地块)。需要强调的是早二叠世是鄂尔多斯盆地构造格局转换的又一个关键时刻,盆地原来的东西向沉积构造分异特征基本上转变为南北向的构造分异,中央古隆起趋于消失,鄂尔多斯盆地本部形成一个横贯全区的NW—SE向向斜式拗陷,张泓(1995)所作的盆地山西组厚度三次趋势面分析结果,对这一构造格局有比较生动的表

现。上述表明,晚古生代盆地西界也不存在于现西缘部位,而是向西延伸到阿尔金断裂附近。

3 晚三叠世鄂尔多斯盆地的西部边界

3.1 晚三叠世盆地形成时的构造趋势

如果说海西末期古西拉木伦洋的消失以及华北板块与蒙古等陆块的碰撞形成了兴蒙造山带,使得鄂尔多斯盆地北缘在山前强烈拗陷,那么,在进入印支构造阶段,盆地主要受南面古秦岭洋—古昆仑洋的作用,在晚三叠世盆地中南部秦岭造山带山前也发生强烈凹陷,盆地西南部平凉崆峒山形成厚达2.4km的山麓相沉积;除此之外,华北板块与蒙古板(地)块在碰撞形成兴蒙造山带之后,俯冲作用并未停止,继续发生A型俯冲,结果在盆地西北部汝箕沟也发生强烈凹陷,形成厚达2.7km的山麓相沉积。上述这种南北夹击双向挤压的应力场特征,不仅对包括鄂尔多斯地块在内的华北板块的地质结构产生巨大的影响,而且对晚三叠世鄂尔多斯盆地形成和演化起着控制性作用。印支期的构造应力场特征见(图6)。在这一构造背景条件下,形成了南北分异的古构造地理格局(图7)。鄂尔多斯盆地的沉积特征也清楚的表明了这一点(图8)。

需要进一步说明的是,虽说印支期盆地还是处于南北应力状态,但产生力的地球动力机制与以前完全不同,北侧是陆内俯冲,南侧随着扬子与华北板块的碰撞,其间的古秦岭—古昆仑洋消失,海水退向西南,形成秦岭造山带。研究表明,秦岭本质上属印支期造山带(张国伟,1988;杨志华,1991),印支晚期,华北板块东部由于挤压应力进一步增强,可能形成高地,鄂尔多斯形成了真正意义上的晚三叠世陆内盆地。从上述不难看出,在鄂尔多斯盆地印支期的大地构造背景条件下,其西界不可能形成近南北向前陆性质的盆地。早、中三叠陆相盆地形成的是一套干旱气候条件下的沉积,不利于烃源岩的形成,故不详述;晚三叠世是气候湿润条件下的沉积,形成了良好的烃源岩。下文着重将晚三叠世沉积盆地西部边界特征叙述如下。

3.2 晚三叠世(烃源岩形成关键期)盆地沉积响应

3.2.1 晚三叠世盆地概貌

从图7可清楚的看出,包括鄂尔多斯盆地在内的大华北盆地构造格局由原来盆地南北两侧临洋转变为一侧临洋(特提斯洋?)。盆地东、南、北均为高地,向西收缩开口延向河西走廊及祁连山区,呈倒放的葫芦状,晚古生代海相或海陆交互相完全变为陆相

环境。再结合鄂尔多斯盆地晚三叠系厚度(图8),不难看出当时盆地北高南低,东宽西窄,具多个沉积中

心,北部多为河流三角洲相,南部多为湖泊相,狭义的鄂尔多斯盆地明显较大的沉降中心位于盆地

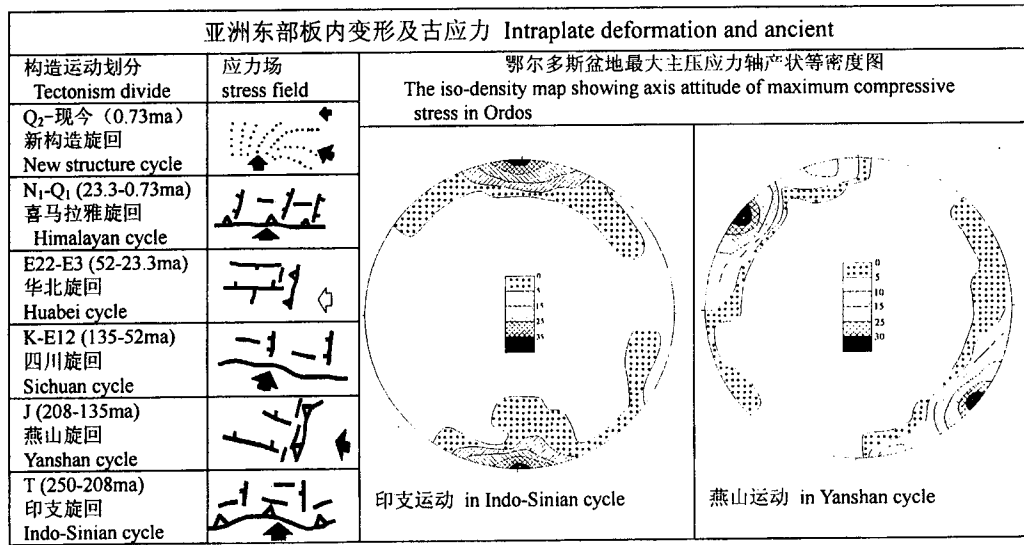


图6 晚三叠世鄂尔多斯盆地应力场特征(据张泓,1995;万天丰,2001)

Fig. 6 Characteristics of structure stress field in Ordos basin in Late Triassic(after Zhang Hong,1995;Wan Tianfeng,2004)

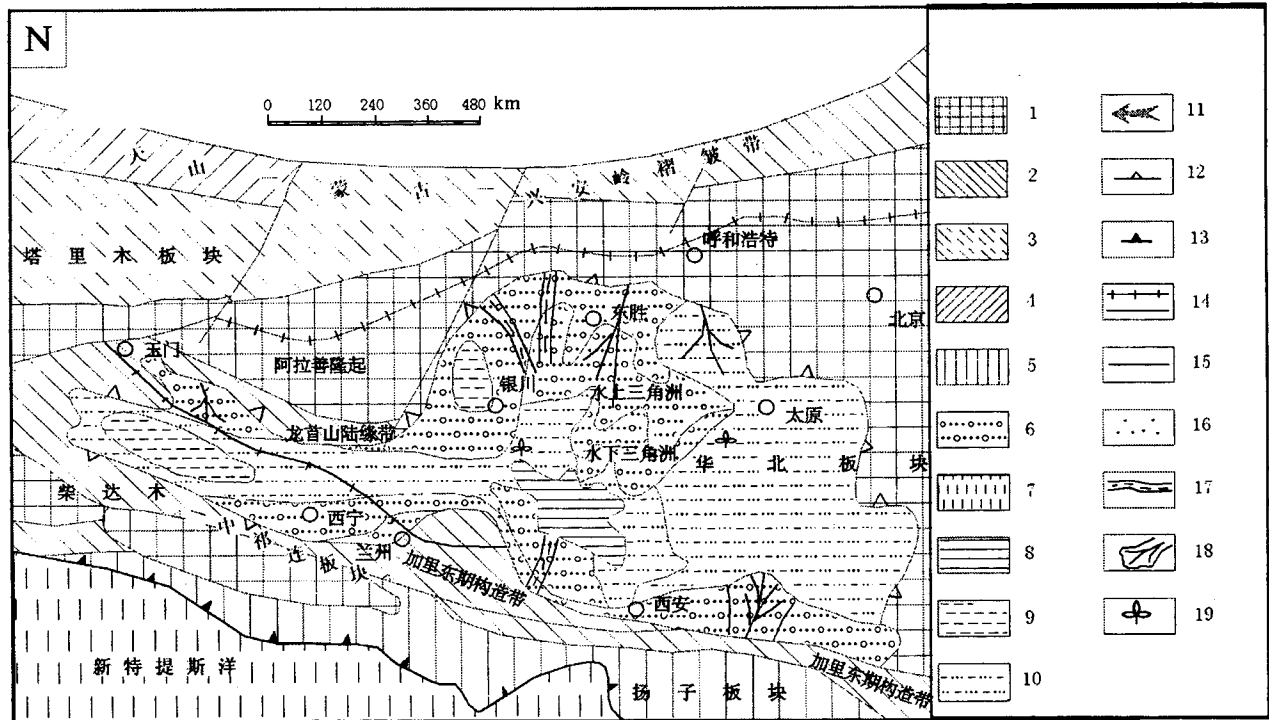


图7 晚三叠世(220Ma)鄂尔多斯盆地构造地理概貌(据翟光明,2002,有修改)

Fig. 7 Structural geography general picture in Ordos Basin in Late Triassic (modified from Zhai Guangming,2002)

1—古陆;2—加里东期构造带;3—加里东—海西期构造带;4—海西期构造带;5—印支期构造带;6—三角洲;7—古海洋;8—深湖;9—半深湖;10—浅湖;11—海进方向;12—盆地边界;13—俯冲碰撞带;14—缝合带、断裂或板块分界;15—泥质;16—砂质;17—河流;18—冲积扇;19—植物

1—Ancient landmass;2—Caledonian structure zone;3—Caledonian—Hercynian struction zone;4—Hercynian structure zone;5—Indosinides;6—delta;7—ancient sea;8—deep lake;9—half deep lake;10—shallow lake;11—transgression direction;12—borderline of the basin;13—subduction collided zone;14—suture zone/fault or ancient plate boundary;15—muddy;16—sandy;17—river;18—alluvial fan;19—ancient plant

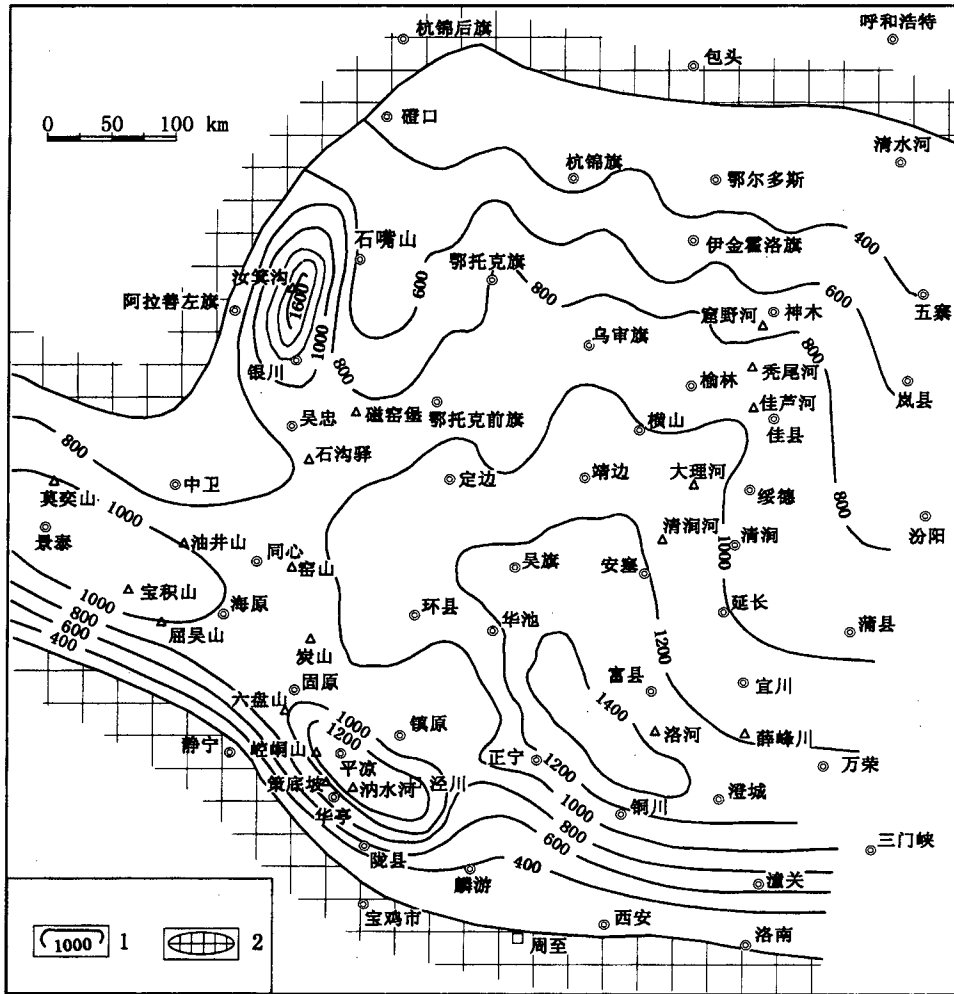


图 8 晚三叠世鄂尔多斯盆地延长组厚度图

Fig. 8 The thickness map of Yanchang Fm. in Ordos basin in Late Triassic

1—厚度等高线值;2—剥蚀区

1—Thickness isoline; 2—denudation area

中南部的吴旗、富县、华池一带,被称作延长湖;另外还有几个沉降中心分别是位于盆地西北部的贺兰山区、崆峒山—汭水河地区以及盆地西部的靖远宝积山一带,呈现一个湖盆,多个沉降中心的地理景观^⑨,这一认识可用“盆地多中心”这一概念来描述。

需补充的是,盆地晚三叠砂岩岩石类型多为长石英砂岩,这是典型的复陆屑准稳定性建造特征,另含岩屑特别是含碳酸盐岩屑、延长组部分砂岩的碎屑成次棱角状,表明盆地形成环境是一个动荡的甚至是活动比较剧烈环境,具近源堆积特点^⑩。

3.2.2 贺兰山西缘大断裂构成盆地西北部边界

盆地西北缘主要受贺兰山西缘断裂控制(图2)。该断裂西北侧为阿拉善古陆及其边缘巴音浩特盆地。前人研究表明,巴音浩特盆地是一个晚中生代—

新生代盆地,盆地内缺失三叠世沉积。三叠世阿拉善古陆是隆起剥蚀区,考虑到巴音浩特盆地二叠系与侏罗系之间为不整合接触,因此,可能在晚三叠世时阿拉善古陆边部有较强烈的造山作用;贺兰山西缘断裂东侧的哈拉乌沟—水磨沟、香池子沟等地有厚层砾岩—磨拉石建造形成,是上述造山作用的沉积响应^⑪;更有意义的是在汝箕沟地区晚三叠沉积厚度明显加大,可达2000多米,但盆地北部一般厚400~1000m,而且小盆与大盆之间有一相对隆起,可称之为石咀山—磁窑堡隆起(图8),高差约400多米,属水下隆起,呈近南北向,其东侧受阿色浪—车道断裂控制,西侧受黄河断裂控制;这一构造格局与经典的前陆盆地构造模式图有一定的相似之处。翟光明(2002)等人认为鄂尔多斯盆地晚三叠世西北

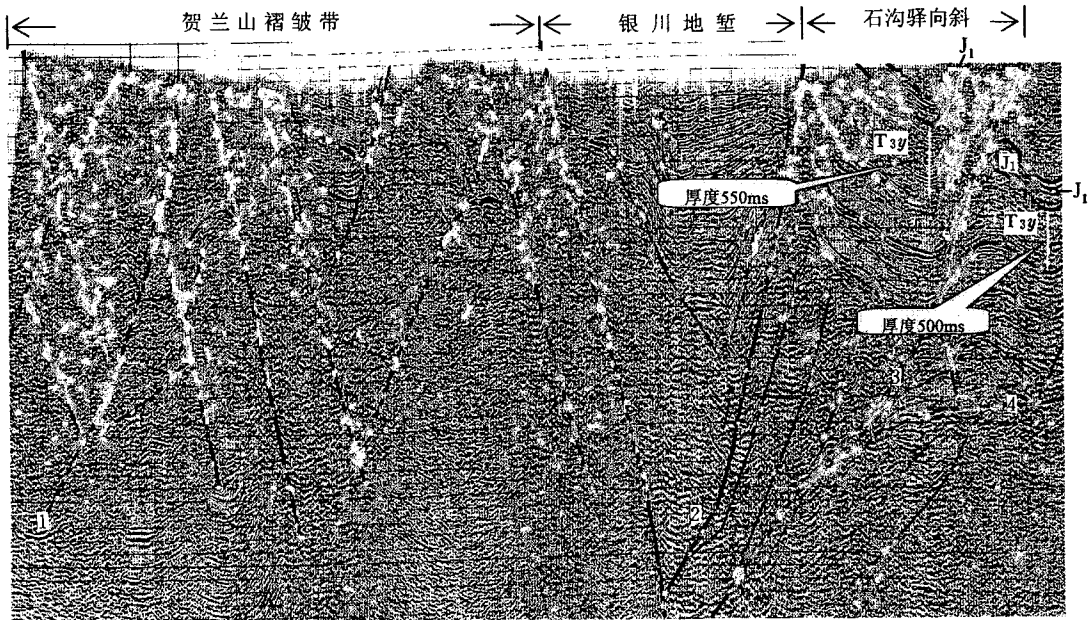


图9 石沟驿地区地震剖面(长庆油田分公司勘探开发研究院,2001^①;刘玟,2003^②)

Fig.9 Seismic section in Shigouyi, western Ordos basin

(after interior data of Changqing Oil Field Co. PetroChina, 2001^①; Liu, 2003^②)

和西南有前陆盆地存在,有一定的合理之处,值得进一步研究。

3.2.3 六盘山西缘大断裂构成盆地西南边界

盆地南部在晚三叠世沉降较大,整个盆地沉积物南厚北薄(图8),西南部这种特征表现得更加明显;前人资料表明,陇西古陆及边部的西吉盆地,甚至在六盘山盆内,晚三叠世时发生隆升和褶皱(甘肃省地质矿产局,1997;宁夏回族自治区地质矿产局,1996),表明盆地西南部陇西古陆有较明显的造山作用发生;著名的崆峒山组砾岩为典型的磨拉石建造,是造山作用的沉积响应;另在崆峒山—洮水河一带形成明显的沉积拗陷,它们晚三叠世厚分别达2400m、3000多米^①。

3.2.4 盆地西缘中部的沉积构造问题

盆地西缘中部构造问题的核心是晚三叠世是否有像前陆盆地那样的沉降中心,争论的焦点是西缘中部石沟驿是否具有像崆峒山和汝箕沟那样的磨拉石建造。如果有沉降中心以及磨拉石建造,那么前人(长庆油田分公司勘探开发研究院,2001^①;杨俊杰,2002)的关于西缘存在前陆盆地的观点就有可能成立,否则,他们的观点便失去了地质前提。前文区域构造应力场分析结果表明晚三叠世是近南北向的压应力,从力的解析原理及力的效应来看,近南北向的压应力怎么能形成南北向的前陆盆地呢?本次晚三

叠世沉积厚度图(图8)清楚表明盆地西缘中部不存在沉降中心,也没有形成强烈凹陷,只是靠近南部有沉降中心。现将一些地质事实列述如下:

(1) 古地理及沉积特征分析:表明晚三叠世盆地西部中段三叠系沉积穿过现在的西部山区,通过六盘山盆地,延向河西走廊,漫向古祁连山区(图7);从宁夏地质矿产局(1996)岩石地层资料以及笔者(2004)收集的资料来看,中段晚三叠与前期地层均为平行不整合甚至是整合而绝非角度不整合(宁夏回族自治区地质矿产局,1996)。

(2) 前已述及石沟驿延长组厚度问题:许多学者认为盆地西部晚三叠世出现前陆盆地,依据的资料是盆地西缘石沟驿地区存在厚达3219m的晚三叠世延长组地层(杨俊杰,2002),结合崆峒山和汝箕沟延长组厚度分别是2400m、2731m,正好构成南北向的沉降中心;但是,该地区无论是原1:200000(吴忠幅)区调报告还是新开展的1:250,000(吴忠幅)新一轮地质填图中提供的剖面均表明延长组厚度仅为980m,张泓(1995)提供的资料认为该区延长组厚度也是900多米。刘池阳(2002)对石沟驿地区延长组的厚度也提出质疑^②。石沟驿地区周围钻井延长组厚度均在1300m以内。在仔细研究了该地区地震剖面资料后,发现该地区延长组厚度仅600ms,约1000m厚(图9)。因此,从以上各方面资料综合分析来看,石

沟驿地区延长组约1000m左右。原1:200,000及1:250,000区调报告所提供的延长组厚900~980m这一数据基本是可靠的,从该地区发育河道相(见滞留沉积、水平层理、交错层理、具粒序层特点及河道叠加现象)来看,也不会是什么沉积中心;最近,刘池洋

等(2005)也公开否定了石沟驿地区晚三叠世有沉降中心存在。

(3) 石沟驿地区是否存在砾岩—磨拉石建造的问题:石沟驿地区可见泥砾,大小约2~10cm,为河流急流冲刷的结果,有人认为是浊流沉积(张锦泉,1996)^①,但这与我们看到的大型交错层现象相矛盾,大型交错层是浊流沉积存在的反证据;因此,石沟驿不存在浊流沉积,只是含有少量河道相滞留沉积和部分急流作用形成的泥砾,为含砾砂岩,砾石含量少,不超过10%,粒度小,一般不超过1.5cm,厚度薄,一般厚5m左右;既构不成砾岩,更构不成磨拉石建造;既不是山麓相堆积,更不是浊流沉积;不仅与汝箕沟的砾岩不能相提并论,更不能与崆峒山砾岩相比。无论是含砾砂岩的厚度,还是砂岩的厚度均较小,均形不成沉降中心。另晚三叠与前期地层角度不整合图也表明盆地西部没有明显的地形起伏(图10)

(4) 前人所展示的盆地西缘马家滩地区的所有地震平衡剖面表明,晚三叠世时盆地西缘是水平的,没有明显的隆起与凹陷^②。

综上所述,石沟驿地区不具备前陆盆的最基本的特征,盆地西部石沟驿地区晚三叠世不存在前陆盆地。

3.2.5 晚三叠世物源分析

研究晚三叠世盆地西部轻、重矿物以及岩屑特征,表明盆地西缘延长组沉积时期主要发育西北、西部和西南三大物源^③。从重矿物组成特征看,盆地西北部总体表现为向南东方向不稳定组分减少,稳定组分增加,为高绿帘石组合区,绿帘石含量达50%以上;西部重矿物组合为石榴子石—锆石组合,从走廊区到环县地区,自西向东不稳定组分减少,稳定组分增加,具体表现为锆石含量增加,石榴子石减少,显示了河西走廊物源进入了盆地。西南部总体显示为向东北方向稳定组分增加的变化特点,为锆石-石榴子石组合,庆城—吴旗地区为高锆石组合区,锆石含量在70%以上,总体上看,自盆地边部向盆地内部不稳定的矿物绿帘石、石榴子石含量在减少,而稳定重矿物锆石含量明显增加。从岩屑分布情况看,盆地西北、西部和西南部都存在一个沉积岩屑自盆地边部向盆地内减少的趋势,以上分析表明盆地西南和西北盆地边界的存在,西部则表现为远源的矿物变化特征。

3.2.6 古水流分析

本次野外工作重点测量汝箕沟和崆峒山延长组

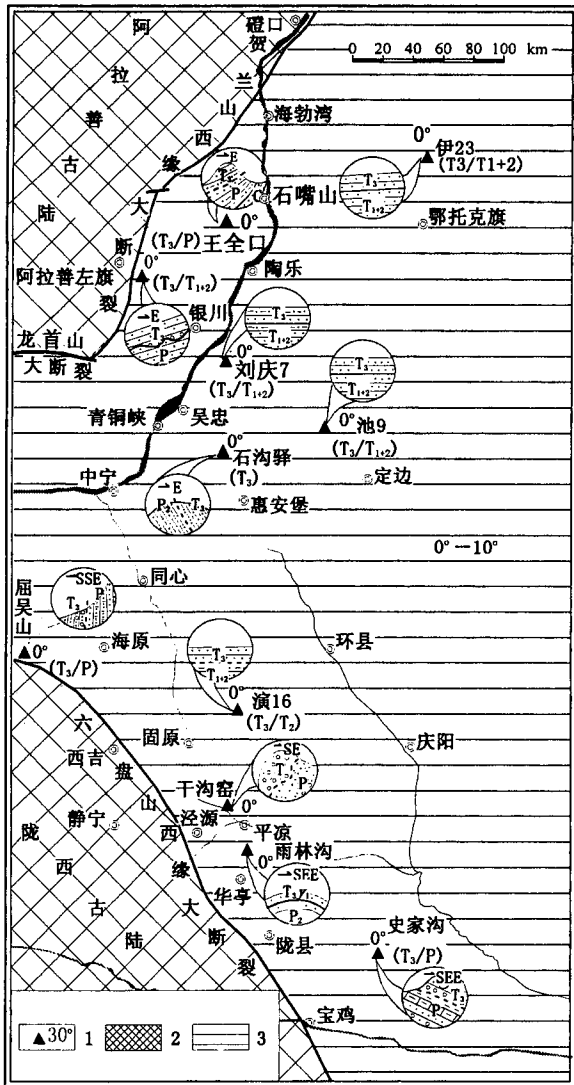


图 10 鄂尔多斯盆地西缘晚三叠世与下覆地层之间的夹角分布图(据汤锡元,1988,有补充)

Fig. 10 Distributing map showing the inclination between late Triassic and below stratum in western Ordos basin (after Tang Xiyuan, 1988)

1— T_3 、 T_{1-2} 、 P_2 地层产状测量点,数值为 T_3 与 T_{1-2} 地层夹角; 2—可能的剥蚀区; 3—平行不整合或微角度不整合分布区($0^\circ \sim 10^\circ$)

1—Location of measuring stratum (T_3 、 T_{1-2} 、 P_2) occurrence, value is stratum inclination between T_3 and T_{1-2} or P_2 ; 2—possible denudation area; 3—distributing area of parallel unconformity or micro-angular unconformity distributing area($0^\circ \sim 10^\circ$)

底砾岩砾石扁平面产状。对汝箕沟剖面、纳水河剖面延长组从下至上测量了多处单岩层前积层产状及流痕。对磁窑堡、石沟驿也测量了前积层的产状。在河西走廊南营儿组(可与延长组对比)测量了五个有代表性沉积构造点。对复原后的原始产状要素分组、求百分率,绘制玫瑰花图(图11)。从延长组古水流分析图上可看出,有三种水流流体进入盆地西缘:来自西北方向的古水流在汝箕沟由北向南流动,流至灵武附近转向南东、经磁窑堡与石沟驿之间至马家滩及以远;西部古水流,是由甘肃景泰向南东流动,经过宝积山、红会转向东,直奔环县。显示了来自祁连山

的强劲古水流;西南方向的古流向是由崆峒砾岩测量获得,古水流来自西南方向流向东北72°。

策底坡流向虽为105°,而波痕测量为60°,依然流向东北。荫凉堡测量古流向为112°,可能受支流河道或转弯影响所致,古水流测定结果和重矿物分析所的结论是吻合的。

4 银川盆地晚三叠世是否隆起?

银川盆地晚三叠世是隆起还是凹陷?前人多认为是隆起的,最为典型、流传最广的是汤锡元(1992)展示的银川盆地的演化模式图,他们的模式图的主

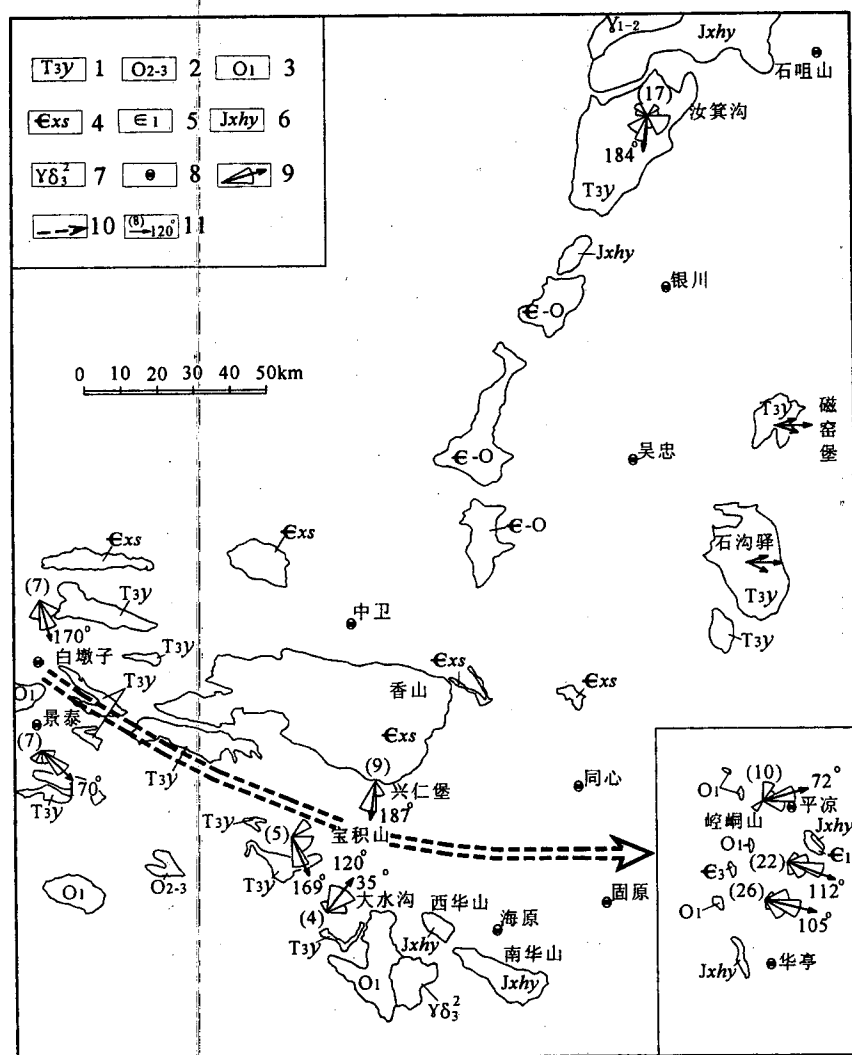


图11 鄂尔多斯盆地西缘延长组古水流分析概图

Fig. 11 General map showing ancient current in western Ordos basin in Late Triassic

- 1—晚三叠世延长组; 2—中、上奥陶统; 3—下奥陶统; 4—香山群; 5—下寒武统; 6—海原群; 7—加里东期花岗闪长岩; 8—地名;
- 9—古水流; 10—晚三叠世鄂尔多斯盆地西部河流总体流向; 11—基岩露头
- 1—Late Triassic Yanchang Fm.; 2—Middle and Upper Ordovician series; 3—Lower Ordovician series; 4—Xiangshan Gr.; 5—Lower Cambrian Series; 6—Haiyuan Gr.; 7—Caledonian magma; 8—place name; 9—direction of ancient current; 10—collectivity flow direction of west river in Late Triassic in West Ordos basin; 11—bedrock outcrop

要依据是银川盆地通过钻孔和地震工作没有发现延长组，加上近十年“反转构造”模式比较流行，银川盆地被解释成中生代隆起、新生代构造翻转发生断陷而形成。因此，他们的模式为多数人所接受。本次研究认为，晚三叠世银川地区仍然是盆地，而且是沉降很深的盆地；正如前文所讨论的那样，它属鄂尔多斯盆地的一部分，其西界可达贺兰山西缘大断裂，而且和贺兰山区一起，具有山前拗陷性质，隆起剥蚀是燕山(J₃—K₁)发生的构造事件，翻转断陷是喜马拉雅期(古近纪中晚期及新近纪早中期)的构造事件。现将本次研究所得到的主要论据列述如下。

4.1 沉积证据

如果早中生代，具体来说就是晚三叠世是隆起的，那么隆起带两侧沉积响应应该有大体对称发育的特点，但是从巴参2井—陕50井剖面(图略)可清楚看出，“隆起”两侧沉积厚度明显不同，西侧数千米，东侧数百米。更有意味的是当时的隆起不在现银川盆地的位置，而是在其东侧，前文称作“石咀山—磁窑堡隆起”(图8)，它具有“前隆”的性质，属隆起程度不高的“水下隆起”。另外，银川盆地西侧汝箕沟延长组底部发育砾岩，而紧挨银川盆地东侧的色4井相应层位未见砾岩，充分表明从晚三叠世原型盆地

边缘到盆地内部的岩相变化特点，而没有反应所谓银川“古隆起”两侧应该有的大致对称的岩相分布特点。

4.2 构造证据

图10表明晚三叠世时，石嘴山地区延长组与下伏地层多为平行不整合，这不支持西边有隆起的推测。

4.3 地震证据

如果说银川盆地当时是古隆起，那么，图12所显示的晚三叠世延长组就应该有盆地边缘相特征，但从该段地震剖面上既看不出反应粗相带的杂乱反射，也看不到岩层厚度明显变薄的现象；既没有与下伏地层发生角度不整合，也没有发生明显的不协调，而是前侏罗地层统一向上发生削蚀，这不反映隆起特征，恰恰反映晚三叠世银川盆地是有沉积的。长庆油田研究院所做的该地震剖面的构造平衡剖面(图13)，不支持银川有隆起的观点。

综上所述，晚三叠世银川盆地并未隆起，不仅没有隆起，反而应是下沉较深的地方，而其东侧倒是有一规模不大的水下隆起。假如银川盆地地震资料解释是正确的，那只能用盆地燕山中期(J₃)发生隆升，使得三叠系被剥蚀来解释。

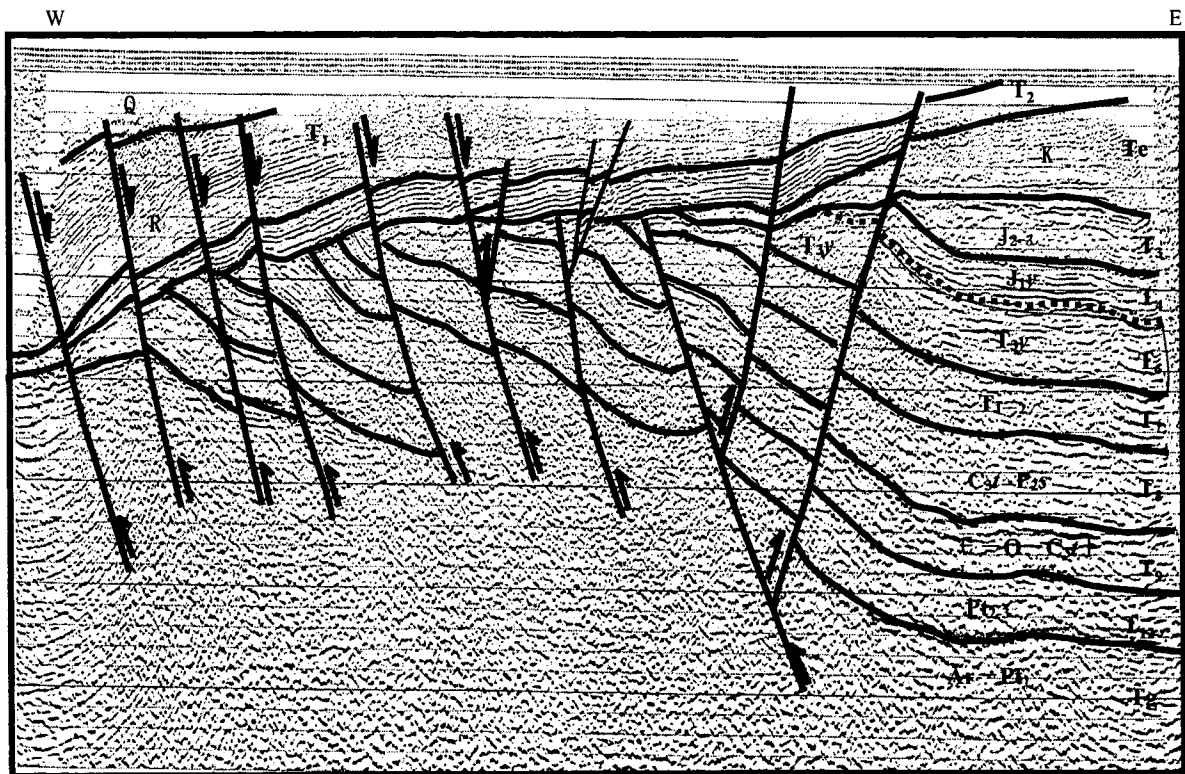


图 12 陶乐地区01695地震剖面及解释

Fig. 12 Seismic section and its explain section in Taole, western Ordos basin

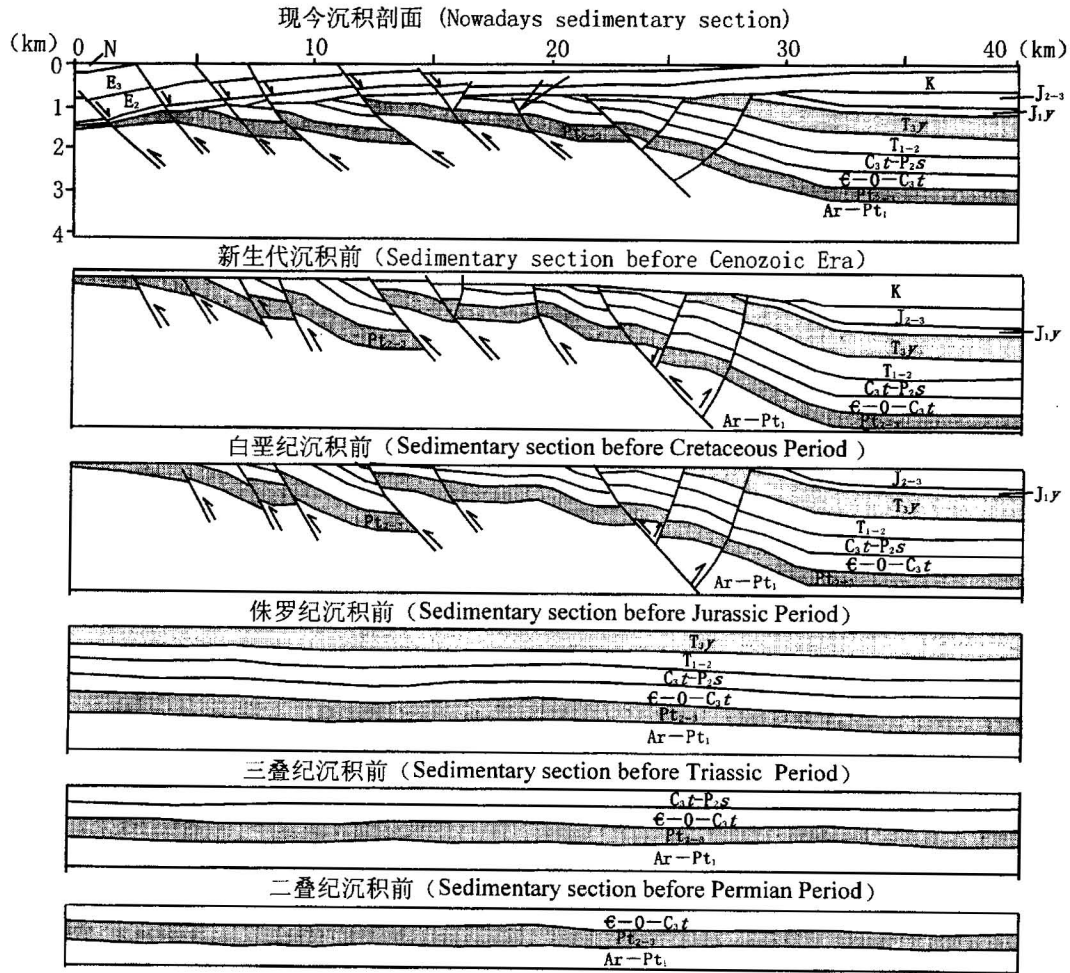


图 13 陶乐地区01695剖面构造发育史剖面(资料来源同图12)

Fig. 13 01695 section showing structure developing in Taole, western Ordos basin(data origin is same as in Fig. 12)

5 关于“古脊梁”

早在20世纪40年代,黄汲清(1945)将六盘山南北向造山带称之为“南北走向的燕山期褶皱狭长带”,后来彭希龄(1955)将其称之为“古六盘山”或“古脊梁”,并认为其是海西初期形成的。赵重远(1990)认为鄂尔多斯盆地形成的动力机制是剪切挤压,盆地内部凹陷,边部隆起,结果形成“古脊梁”;霍福臣(1989)明确了“南北古脊梁”的具体范围,它具体包括罗山、青龙山、云雾山及固原县三关口一带(图1)。宁夏回族自治区区域地质志(宁夏回族自治区地质矿产局,1990)甚至将“南北古脊梁”北界延至桌子山一带。杨俊杰(2002)和宁夏回族自治区地质志(宁夏回族自治区地质矿产局,1990)历史地分析了“南北古脊梁”的地质演化,否定了印支期前存在古陆梁的观点。杨俊杰(2002)认为古陆梁印支期(早

三叠世)开始形成,燕山—喜马拉雅运动使其进一步发展和定型。宁夏回族自治区区域地质志(宁夏回族自治区地质矿产局,1990)通过古地理岩相分析,认为在早白垩世时形成“古脊梁”,范围仅限于霍福臣所述的范围之内。甘肃省区域地质志(甘肃省地质矿产局,1989)也曾涉及过古脊梁是否存在的问题。需提及的是刘池阳(2002)^⑥也曾认为“古脊梁”并不很“古”。

综上所述,因为鄂尔多斯盆地西部现在屹立着六盘山,西部褶皱带存在近南北向分布的前寒武纪陆块,前人普遍认为本区有“古脊梁”存在。但对其所发生的时间和范围各家观点不同。形成时间大致有海西期、印支期、燕山期—喜马拉雅期几种观点,形成范围有“罗山—固原三关口”及“六盘山—贺兰山、桌子山”两种观点(为叙述简便,现暂将用古脊梁代表前者,南北古脊梁代表后者)。对古脊梁或者说南

北古脊梁形成时间和范围认识不同,本质上是对不同时期原型盆地边界有不同的认识,这直接影响对

勘探前景的评价及勘探目标的选择,讨论这一问题

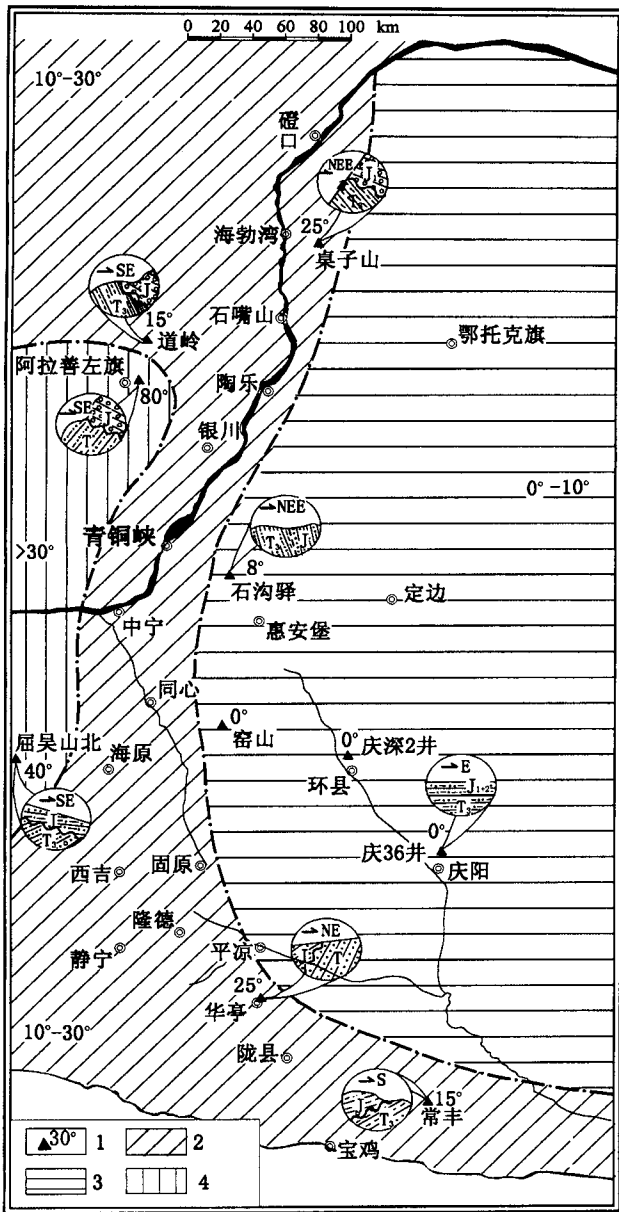


图 14 鄂尔多斯盆地西缘侏罗纪与三叠纪之间的地层夹角分布图(据汤锡元,1988,有补充)

Fig. 14 The distributing map showing the inclination between Triassic and Jurassic system in western Ordos basin (supply from Tang Xiyuan ,1988)

1—J、T₃地层产状测量点,数值为J与T₃地层夹角;2—低角度不整合分布区(10°~30°);3—平行不整合或微角度不整合分布区(0°~10°);4—高角度不整合分布区(>30°)

1—Location of measuring stratum (J、T₃) occurrence, value is stratum inclination between J and T₃; 2—distributing area of low angular unconformity (10°~30°); 3—distributing area of parallel unconformity or micro-angular unconformity distributing area (0°~10°); 4—distributing area of high angular unconformity (>30°)

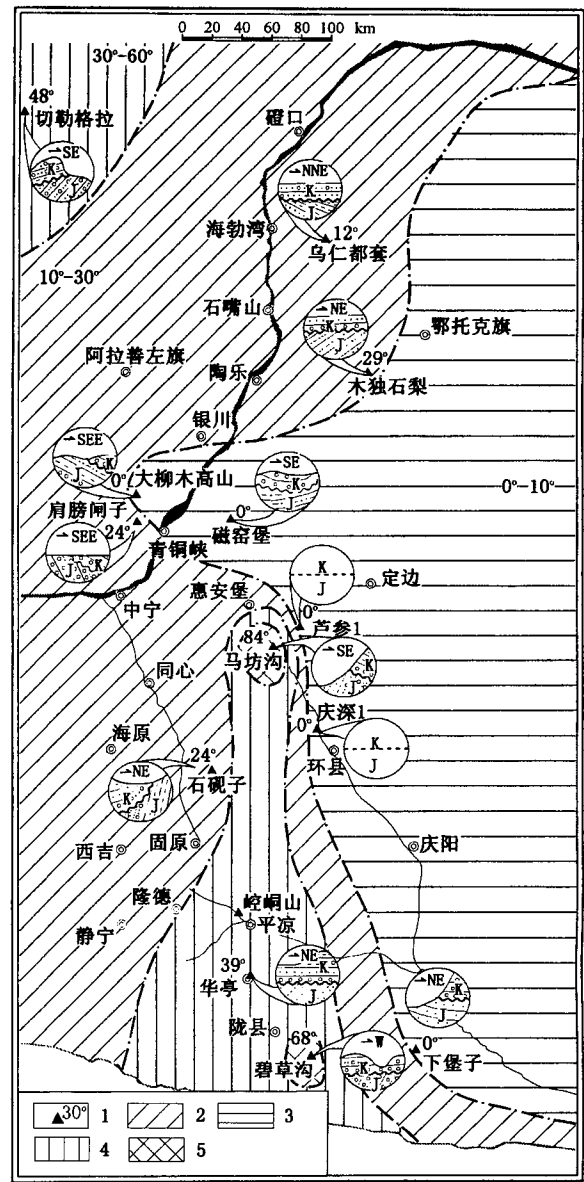


图 15 鄂尔多斯盆地西缘白垩纪与侏罗纪之间的地层夹角分布图(据汤锡元,1988,有补充)

Fig. 15 The distributing map showing the inclination between Jurassic system and Cretaceous system in western Ordos basin (supply from Tang Xiyuan ,1988)

1—K、J地层产状测量点,数值为K与J地层夹角;2—低角度不整合分布区(10°~30°);3—平行不整合或微角度不整合分布区(0°~10°);4—高角度不整合分布区(30°~60°);5—更高角度不整合分布区(>60°)

1—Location of measuring stratum (K、J) occurrence, value is stratum inclination between K and J; 2—distributing area of low angular unconformity (10°~30°); 3—distributing area of parallel unconformity or micro-angular unconformity distributing area (0°~10°); 4—distributing area of high angular unconformity (30°~60°); 5—distributing area of higher angular unconformity (>60°)

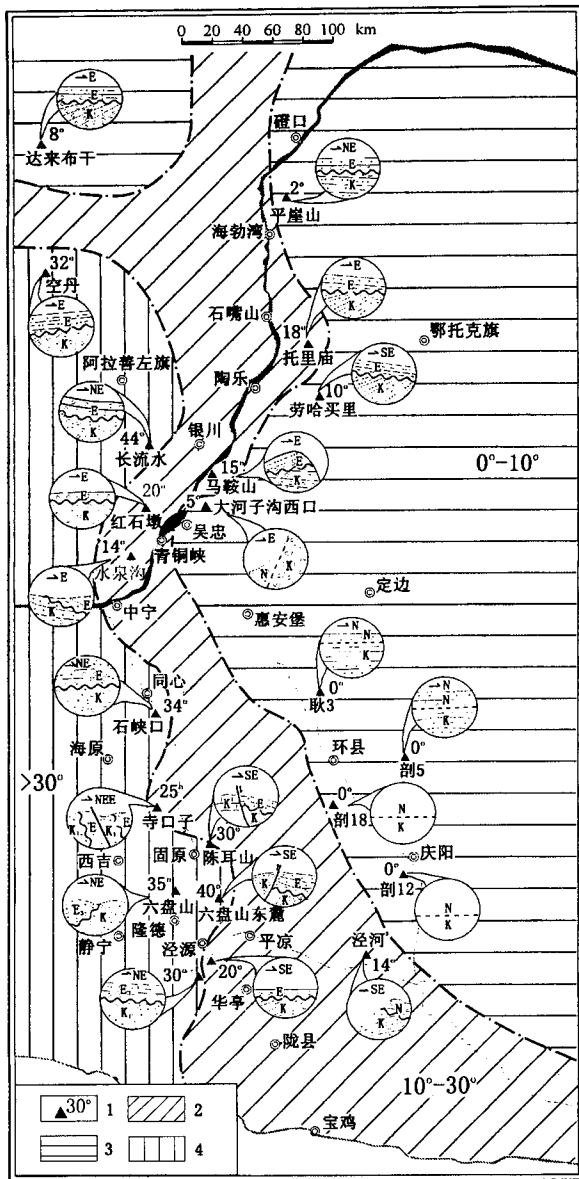


图 16 第三系与白垩系地层之间的
 夹角分布图(据汤锡元,1988,有补充)

Fig. 16 Distributing map showing the inclination
 between Cretaceous and Tertiary in western
 Ordos basin (after Tang Xiyuan, 1988)

1—R、K 地层产状测量点,数值为 R 与 K 地层夹角;2—低角度不整合分布区(10°~30°);3—平行不整合或微角度不整合分布区(0°~10°);4—高角度不整合分布区(>30°)

1—Location of measuring stratum (R, K) occurrence, value is stratum inclination between R and K; 2—distributing area of low angular unconformity (10°~30°); 3—distributing area of parallel unconformity or micro-angular unconformity distributing area (0°~10°); 4—distributing area of high angular unconformity (>30°)

其地质意义十分重要。通过研究认为“古脊梁”形成时间为燕山中期(晚侏罗世)。而南北古脊梁形成时间是喜马拉雅中、晚期;三叠纪不存在古脊梁;其依

据主要是:

(1) 前人研究表明:包括古脊梁在内的南北古脊梁不仅是划分鄂尔多斯盆地与六盘山盆地的地理分界,而且它与四川盆地西缘的龙门山、康滇—横断山南北向造山带一起构成了中国大陆东部与西部不同构造环境的重要分界(万天丰,2004);燕山期该构造带以西包括塔里木及天山、准噶尔等地区为拉张环境,是一个准平原过程,青藏高原还未形成,特提斯洋潮湿的海风可直达中国西部地区,气候潮湿,水草丰美,很像中国现代的东部环境;而中国东部则是挤压造山环境,由于有“南北古脊梁”及龙门山南北向造山带的分割影响,气候干旱;新生代该构造带两侧的地质、地理环境正与中生代相反(万天丰,2004)。前人这一研究成果表明,燕山期应是古脊梁形成的主期。

(2) 前文曾提到,该构造带范围早古生代是具弧后盆地性质的海盆,其东界大致就在车道—阿色浪断裂一线(该断裂也是“南北古脊梁”的东界);泥盆纪和早石炭世古昆仑—古秦岭洋海水始终未能漫过前文所述的青铜峡—固原断裂(该断裂也是“南北古脊梁”的西界);该区中生代早期为东西向凹陷的陆相盆地;更明确地说,古脊梁不仅不是形成于早古生代,而且印支期也未形成,甚至在燕山早期还不见端倪,直到燕山中期(J₃-K₁)造山推覆,而这种推覆仅限于南部(详见下文),从而形成“古脊梁”,它是燕山期伊泽奈崎板块向中国大陆俯冲远距离效应的结果,前文就曾提到古陆边缘往往是构造作用比较明显、容易再次发生活动(活化)的地段。

(3) 在现在的西缘褶皱带窑山等地,最近研究发现了晚三叠延长湖相沉积,表明当时地势是比较低凹的(邓胜徽等,1998;刘池洋等,2005)。

(4) 盆地西部晚三叠世岩相古地理(图7)恢复结果表明,晚三叠世时,当时并没有古脊梁存在^{①②};前文已述及在晚三叠世盆地西缘中部未见盆地边缘相沉积特征,因此有理由认为此时没有“古脊梁”形成。

(5) 从前文表1可清楚看出,阿色浪—车道断裂及青铜峡—固原断裂两侧燕山运动中期以前,各地层接触关系之间多为平行不整合,鲜有角度不整合,表明燕山运动中期以前并没有明显的区域性不整合发生,并未发生造山运动,没有形成古脊梁的构造背景;明显的不整合发生在 K₁/J₃。

(6) 从图10,14,15,16可看出,晚三叠世时,“古脊梁”或“南北古脊梁”地区晚三叠世与下伏地层是

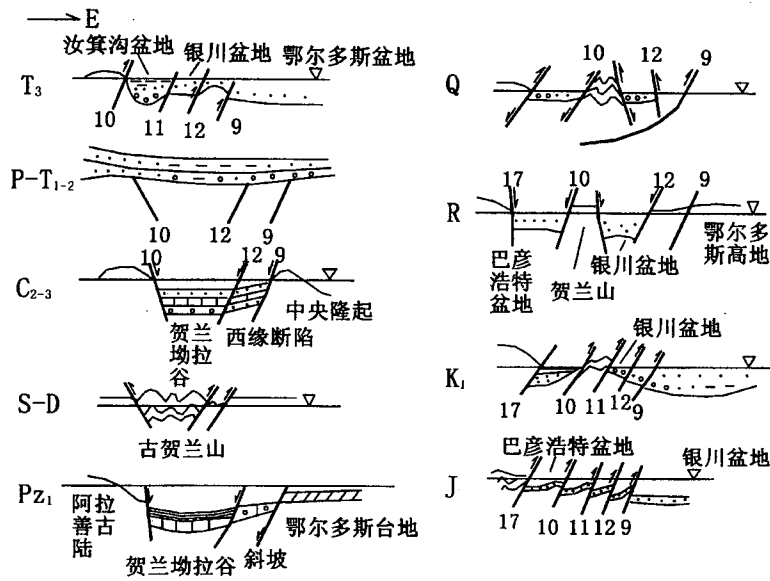


图 17 鄂尔多斯盆地西缘北段构造演化(构造剖面位置及编号,见图 2A-A')

Fig. 17 Geotectonic evolution section in north part of western Ordos basin

(both position of structural profile and its number, refer to Fig. 2A-A')

- 9—阿色浪—车道大断裂;10—贺兰山西缘大断裂;11—贺兰山东缘大断裂;12—黄河大断裂;17—阴山东南缘大断裂
 9—Aselang—Chedao fault; 10—west margin fault of Helanshan Mountains; 11—east margin fault of Helanshan Mountains;
 12—Yellow River fault; 17—east-south margin of Yinshan Mountains

整合或平行不整合, J/T 之间仅为微角度不整合, K₁/J₃之间才出现明显的角度不整合,但其范围仅限于霍福臣所限定的范围内(惠安堡—平凉)即本文所指的“古脊梁”范围,此时“古脊梁”东侧地层夹角为 0°,古脊梁西侧地层夹角小于 30°,古脊梁上地层夹角大于 30°,其中马坊沟地层夹角为 84°,崆峒山地层夹角为 65°,碧草沟地层夹角为 68°,这时的古脊梁才是真正意义上的“古脊梁”;这进一步表明“古脊梁”是晚侏罗世形成的;图 15 表明晚侏罗世贺兰—银川地区也普遍发生褶皱隆起,但未形成真正意义上的“脊梁”。

图 16 表明晚白垩世—古近纪早期“古脊梁”又被夷平,缺失上白垩统,从盆地到西部,地层夹角逐渐增大,也不存在“古脊梁”。

(7) 刘池阳(2002)^⑥等通过对盆地西缘不同时代的地层磷灰石、锆石裂变径迹年龄分布进行分析,所取得的年龄多小于 200Ma(多为印支以来的年龄),平均为 146.8Ma,反映了盆地西缘主构造抬升事件发生于晚侏罗世。这为上述古脊梁的形成提供了同位素方面的证据。

(8) 孙国凡(1983)也认为银川地堑是侏罗纪以后隆起的;陈炳蔚(1996)研究表明青藏高原在新近

纪隆升高度为 1000m 左右,而急剧上升的时间为中更新世(Q₂);刘池阳(2002)^⑥研究鄂尔多斯地区红粘土不同层段的年龄测定值为 8.1 Ma、7.5 Ma、7.2 Ma、7Ma,最老的时间为 8.1 Ma,表明包括“南北古脊梁”在内的鄂尔多斯盆地隆升的开始时间为新近纪中新世晚期(8Ma)以后,“南北古脊梁”即六盘山—贺兰山、桌子山的形成也应在(8Ma)以后,特别是中更新世前后,它们的形成受同一大的构造应力场控制。

综上所述,“古脊梁”是晚侏罗世形成的,晚白垩—古近纪早期又被夷平,而“南北古脊梁”大体代表了现今的“贺兰山—六盘山”造山带范围,应是喜马拉雅晚期(8Ma)以来的产物。晚三叠世不存在“古脊梁”或“南北古脊梁”。通过对“银川古陆”以及盆地西缘“古脊梁”、“南北古脊梁”演化历史的剖析,也间接说明了盆地燕山期及喜马拉雅期西部边界的变化情况。现笔者所展示的盆地西缘北部和南部的构造演化剖面(图 17,18)能概括地反映盆地西部边界的变化规律。

6 结论

综上所述,笔者认为,鄂尔多斯盆地属华北板块

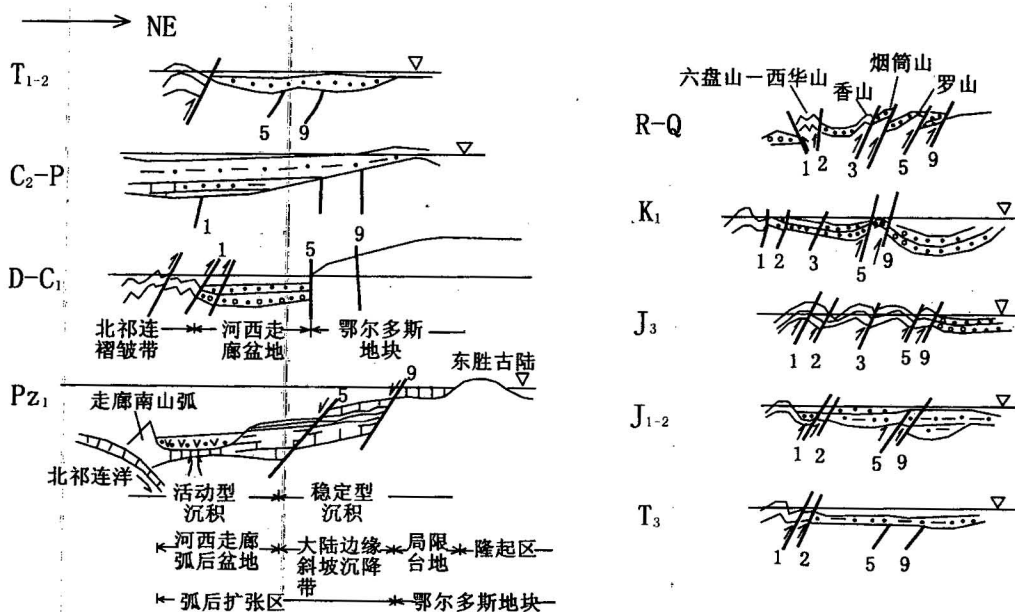


图 18 鄂尔多斯盆地西缘南段构造演化(构造剖面位置及编号见图 2B—B')

Fig.18 Geotectonic evolution section in southern part of western Ordos basin(both position of structural profile and its serial number refer to Fig 2B—B')

1—六盘山西缘大断裂;2—西华山—六盘山大断裂;3—清水河断裂;5—青铜峡—固原断裂;9—阿色浪—车道大断裂
1—West margin fault of Liupanshan Mountains; 2—Xihuashan Mountain—Liupanshan Mountain faults; 3—Qingshuihe fault;
5—Qingtongxia—Guyuan faults; 9—Aselang—Chedao fault

的一部分,其形成和发展受其周围的古大洋的控制,盆地西界不同时期范围和形态是不同的。早古生代盆地西缘为主动陆缘性质的弧后盆地,既有碳酸盐台地,也有大陆斜坡环境,香山一带已靠近大陆边缘的火山弧;晚古生代盆地西部属被动陆缘构造背景上的滨浅海盆地,西缘地区出现继承性拗拉谷和前渊沉积环境;晚三叠世盆地主要受来自南方古秦岭洋—古昆仑洋的应力作用,为内陆不对称凹陷型盆地,盆地西南以六盘山西缘断裂为界,西北以贺兰山西缘断裂为界,两处均具山前凹陷盆地性质,盆地西缘中部向西开口,通向河西走廊及祁连山区,可以认为“银川古隆起”及“西缘古陆梁”在印支期是不存在的;更不存在一个统一的南北走向的前陆盆地;燕山主期(J₃—K₁)盆地西缘可能隆起,使得六盘山盆地和鄂尔多斯盆地具一定的分割性,但随后在早白垩世又被夷平,鄂尔多斯盆地又和包括六盘山盆地在内的西部白垩纪盆地连通,鄂尔多斯盆地现今西界形成的时间应在喜马拉雅晚期(8Ma 以来),这也是盆地西缘桌子山—贺兰山—六盘山形成的大致时间,它们是印度板块和太平洋板块远距离应力作用的结果。

致谢:文中图件由边少之、马玉虎清绘,在此表

示感谢!

注释

- ① 中国石油勘探开发研究院西北分院,鄂尔多斯分院. 2003. 鄂尔多斯中生代盆地演化及勘探潜力评价(科研报告).
- ② 中国国土资源航空物探遥感中心. 2004. 鄂尔多斯西缘航磁和重力数据处理和深部构造解释(2004年6月中石油长庆油田公司长安会议多媒体材料).
- ③ 中国石油勘探开发研究院西北分院. 2002. 中西部地区中小盆地石油预探区带与目标评价(科研报告).
- ④ 长庆油田分公司勘探开发研究院. 2001. 鄂尔多斯前陆盆地勘探现状与难点(2001年1月内部汇报多媒体).
- ⑤ 刘波. 2003. 鄂尔多斯西部前陆盆地综合物探及地震大剖面解译(东方地球物理勘探有限责任公司研究院长庆研究中心汇报材料).
- ⑥ 刘池阳. 2002. 鄂尔多斯地块西部前陆盆地发育特征与钻探目标预测(中石油长庆研究院多媒体汇报材料).

参考文献

- 陈炳蔚,姚培毅,郭宪璞,等. 1996. 青藏高原北部地体构造与演化. 北京:地质出版社.
- 邓胜徽,历大亮. 1998. 宁夏六盘山三叠系新知及其意义. 科学通报, 43(4):425~431.
- 冯益民,何世平. 1996. 祁连山大地构造及造山作用. 北京:地质出版社.
- 甘肃省地质矿产局. 1989. 甘肃省区域地质志. 北京:地质出版社.
- 甘肃省地质矿产局. 1997. 甘肃省岩石地层. 武汉:中国地质大学出

- 版社.
- 高振家,吴绍祖. 1983. 新疆塔里木古陆的构造发展. 科学通报, 28(23):1448~1450.
- 何登发,李德生. 1995. 沉积盆地动力学研究的新进展. 地学前缘, 2(3):36~4.
- 黄汲清. 1955. 中国主要地质构造单元. 北京:地质出版社.
- 霍福臣. 1996. 宁夏地质概论. 北京:中国科学技术出版社.
- 贾承造. 1989. 东秦岭板块构造. 南京:南京大学出版社.
- 金性春. 1984. 板块构造基础. 上海:上海科学技术出版社.
- 李春昱,刘仰文,朱宝清,等. 1978. 秦岭及祁连山构造发展史. 见:中国地质学会编. 国际交流地质学术论文集(1). 北京:地质出版社, 174~187.
- 李国玉,吕鸣岗. 1988. 中国含油气盆地. 北京:石油工业出版社.
- 刘本培,全秋琦. 1996. 地史学教程. 北京:地质出版社.
- 刘池洋,赵红格,王峰,等. 2005. 鄂尔多斯盆地西缘(部)中生代构造属性. 地质学报, (79)6:737~747.
- 刘绍龙. 1986. 华北地区大型三叠纪原始沉积盆地的存在. 地质学报, (7)2:128~127.
- 刘训,姚建新,王永. 1997. 再论塔里木板块的归属问题. 地质论评, 43(1):128~127.
- 罗照华. 1999. 太行山造山带岩浆活动及其造山过程反演. 北京:地质出版社.
- 马瑞士,王赐银,叶尚夫,等. 1993. 东天山构造格架及地壳演化. 南京:南京大学出版社.
- 宁夏回族自治区地质矿产局. 1990. 宁夏回族自治区区域地质志. 北京:地质出版社.
- 宁夏回族自治区地质矿产局. 1996. 宁夏回族自治区岩石地层. 武汉:中国地质大学出版社.
- 彭希龄. 1955. 有关陕北盆地西部边缘的一些构造问题. 地质学报, 35(4):405~461.
- 孙国凡. 1983. 贺兰拗拉槽与前渊盆地及其演化. 石油天然气地质, (4)3:236~244.
- 汤锡元,郭忠铭,陈荷立. 1992. 陕甘宁盆地西缘逆冲推覆构造及油气勘探. 西安:西北大学出版社.
- 汤中立,白云来. 2002. 华北板块西南边缘(龙首山—祁连山)成矿系统及成矿构造动力学. 北京:地质出版社.
- 万天丰. 1993. 中国东部中、新生代构造应力场及其应用. 北京:地质出版社.
- 万天丰. 2004. 中国大地构造学纲要:北京:地质出版社.
- 王荃,刘雪亚. 1976. 我国西部祁连山区的古海洋地壳及其大地构造意义. 地质科学, (1):42~55.
- 夏林圻,夏祖春,任有祥,等. 1991. 祁连秦岭南山系海相火山岩. 武汉:中国地质大学出版社.
- 肖序常. 1992. 新疆北部及其大地构造. 北京:地质出版社.
- 杨俊杰. 2002. 鄂尔多斯盆地构造演化与油气分布规律. 北京:石油工业出版社.
- 杨子华. 1991. 边缘转换盆地的构造岩相与成矿. 北京:科学技术出版社.
- 翟光明. 1996. 中国石油地质志(卷一). 北京:石油工业出版社.
- 翟光明,宋建国,靳久强,等. 2002. 板块构造演化与含油气盆地形成和评价. 北京:石油工业出版社.
- 翟裕生. 2002. 古陆边缘成矿系统. 北京:地质出版社.
- 张抗. 1989. 鄂尔多斯断块构造. 西安:陕西科学技术出版社.
- 张本仁,张宏飞,许继峰,等. 1995. 同位素地球化学填图与化学地球动力学在东秦岭造山带研究中的应用. 地球科学——中国地质大学学报, (20)5:551~555.
- 张国伟. 1988. 秦岭造山带的形成及其演化. 西安:西北大学出版社.
- 张泓,白清昭,张笑微,等. 1995. 鄂尔多斯聚煤盆地形成与演化. 西安:陕西科学技术出版社.
- 赵重远,刘池洋. 1990. 华北克拉通沉积盆地形成与演化及其油气赋存. 西安:西北大学出版社.
- 朱夏. 1983. 中国中、新生代盆地构造演化. 北京:石油工业出版社.
- 左国朝,刘奇陈. 1987. 北祁连地区早古生代大地构造演化. 地质科学, (1):14~24.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Gansu Province. 1989. Regional Geology of Gansu Province. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Gansu Province. 1996. Stratigraphy (Lithostratic) of Gansu Province. Wuhan: China University of Geosciences Press (in Chinese).
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Ningxia Hui Autonomous Region. 1989. Regional Geology of Ningxia Hui Autonomous Region. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Ningxia Hui Autonomous Region. 1996. Stratigraphy (Lithostratic) of Ningxia Hui Autonomous Region. Wuhan: China University of Geosciences Press (in Chinese).
- Chen Bingwei, Yao Peiyi, Guo Xianpu, et al. 1996. The tectonics and evolution of terranes in the north part of the Qinghai—Xizang (Tibet) plateau. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Deng Shenghui, Li Daliang. 1998. New found in Triassic strata and cits significance in liupanshan of Ningxia. Science Bulletin, 43(4): 425~431.
- Feng Yimin, He Shiping. 1996. The Tectonics and Orogeny of the Qilianshan Mountains. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Gao Zhenjia, Wu Shaozu. 1983. Tectonics evolution of Tarim. Chinese Science Bulletin, 28(23):1448~1450(in Chinese with English abstract).
- He Dengfa, Li Desheng. 1995. New advance on dynamics of sedimentary basins. Earth Science Frontiers, 2(3) 36~46 (in Chinese with English abstract).
- Huang T K. 1945. On Major Tectonic Forms of China. Geol Menm, Series A(in English).
- Huo Fuchen, et al. 1996. Introduction to geology of Ningxia. Beijing: China Science and Technology Press(in Chinese).
- Jia Chengzao. 1989. Plate tectonic of Eastern Qinling mountains. Nanjing: Publishing House of Nanjing University(in Chinese).
- Jin Xingchun. 1984. Plate tectonic. Shanghai: Shanghai Science and Technology Press (in Chinese).
- Li Chunyu, Liu Yangwen, Zhu Baoqing, et al. 1978. Geotectonic evolution in Qinling and Qilan mountains, in China. In: China Geology Acad, ed. International Communion Geological Science Thesis Corpus(1). Beijing: Geological Publishing House, 174~187(in Chinese with English abstract).
- Li Guoyu, Lu Minggang. 1988. Petroliferous basins in China. Beijing: Petroleum Industry Press(in Chinese).
- Liu Benpei, Quan Qiuqi. 1996. Historical geology textbook. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Liu Chiyang, Zhao Hongge, Wang Feng, et al. 2005. Attributes of the Mesozoic structure on the west margin of the Ordos Basin. Acta Geologica Sinica, 79(6):737~747(in Chinese with English abstract).
- Liu Shaolong. 1986. The existence of a large-scale Triassic sedimentary basin in north China. Acta Geologica Sinica, 60(2):

- 128~138(in Chinese with English abstract).
- Liu Xun, Yao Jianxin, Wang Yong. 1997. The review of tectonic attribution of the Tarim plate. *Geological Review*, 43(1):128~127(in Chinese with English abstract).
- Luo Zhaohua, Deng Jinfu, Han Xiuqing. 1999. On characteristics of magmatic activities and orogenic process of Taihangshan intraplate orogen. Beijing: Geological Publishing House(in Chinese).
- Ma Ruishi, Wang Ciyin, Ye Shangfu, et al. 1993. Tectonic framework and crustal evolution of eastern Tianshan mountains. Nanjing: Publishing House of Nanjing University(in Chinese).
- Peng Xiling. 1955. Some tectonic problems concerning the western limit of the north—Shaanxi basin. *Acta Geologica Sinica*, (35)4: 405~416(in Chinese with English abstract).
- Sun Guofan. 1983. Forming and evolution of Helan aulacogen and its front deep basin. *Oil Gas Geology*, (4)3:236~244 (in Chinese with English abstract).
- Tang Xiyuan, Guo Zhongming, Chen Heli. 1992. The characteristics of thrust nappetectonic belt and its hydrocarbon resource prospecting. Xian: Northwest University Press(in Chinese).
- Tang Zhongli, Bai Yunlai. 2002. The metallogenic systems and the metallogenic dynamics. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Wan Tianfeng. 1993. The characteristics of structures stress field in Mesozoic and Cenozoic in Eastern China. Beijing: Geological Publishing House(in Chinese).
- Wan Tianfeng. 2004. China tectonics outline. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Wang Quan, Liu Xueya. 1976. Palaeo-ocean crust and its meaning of geotectonic. *Scientia Geological Sinica*, (1): 42~55 (in Chinese with English abstract).
- Wang Quan, Zhu Hong. 2002. Tectonics and environment change of Meso—Cenozoic in China continent and its adjacent areas. *Geoscience*, 16(2): 107~120 (in Chinese with English abstract).
- Xia Linqin, Xia Zuchun, Ren Youxiang, et al. 1991. Marine facies volcanic rock from the Qinling mountains and the Qilian mountains, China. Wuhan: China University of Geosciences publishing house (in Chinese).
- Xiao Xuchang. 1992. Tectonic of Northern Xinjinag. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Yang Zhihua. 1991. Construct—lithofacies and metallogeny in margin transformbasin. Beijing: Science and Technology Press (in Chinese).
- Yang Junjie. 2002. Geotectonic evolution and hydrocarbon distribution regularities. Beijing: Petroleum Industry Press(in Chinese).
- Zhai Guangming. 1996. China Regional Petroleum Geology (Volume 1). Beijing: Petroleum Industry Press.(in Chinese).
- Zhai Guangming, Song Jianguo, et al. 2002. Plate Tectonic Evolution and its Relationship to Petroliferous Basins. Beijing: Petroleum Industry Press (in Chinese).
- Zhai Yusheng. 2002. Metallogenic Systems in Ancient Continental Margin. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Zhang Benren, Zhang Hongfei, Xu Jiefeng, et al. 1995. Application of isotopic mapping and chemical geodynamic to studying the east Qinling orogenic belt. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*. 20(5): 551~555 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Guowei. 1988. Forming and evolution of the Qinling orogeny zone. Xian: Northwest University Press(in Chinese).
- Zhang Hong, Bai Qingzhao, Zhang Xiaowei, Gao Xiaowei. 1995. Formation and Evolution of the Ordos Coal—forming Basin. Xian: Shaanxi Science and Technology Press(in Chinese).
- Zhang Kang. 1989. Fault-block structure of Ordos. Shaanxi Science and Technology Press (in Chinese).
- Zhao Chongyuan, Liu Chiyang. 1999. Sedimentary Basin Formation, Evolution and Hydrocarbon Accumulation in North—China Palaeoplate. Xian: Northwest University Press(in Chinese).
- Zhao Zhongyuan, Liu Chiyang. 1990. The Formation and Evolution of the Sedimentary Basins and their Hydrocarbon Occurrence in the North China Craton. Xi'an: Northwest University Press (in Chinese).
- Zhu Xia. 1983. Geotectonic Evolution of Mesozoic and Cenozoic Sedimentary Basins, China. Beijing: Petroleum Industry Press (in Chinese).
- Zuo Guochao, Liu Jichen. 1987. Geotectonic evolution in early Paleozoic in north Qilian, China. *Scientia Geological Sinica*, (1): 14~24(in Chinese with English abstract).

Determination of the Borderline of the Western Ordos Basin and Its Geodynamics Background

BAI Yunlai¹⁾, WANG Xinmin²⁾, LIU Huaqing¹⁾, LI Tianshun^{1,2)}

1) Northwest Research Institute of Petroleum Exploration and Development, Petrochina, Lanzhou, 730020

2) Ordos Research Institute of Petroleum Exploration and Development, Petrochina, Beijing, 100083

Abstract

It is one of important question in science theory and production practice in Western Ordos basin to determinate the western borderline of the basin, especially, to determinate the proto-basin borderline in different geologic time now. Based on the basic geologic proof, the achievements that were acquired by former geologists, through analyzing geotectonic evolvement and geodynamics characteristics and linking with analysis of sedimentation, with the latest seismic and other data, thought that Ordos basin belongs to a part of North-china palaeoplate and both the formed and developing of Ordos basin were controlled by palaeo-Qilian Ocean,

palaeo-Qinling ocean, palaeo-north Asia Ocean(Xilamulun Ocean) palaeo-Pacific Ocean and Tethys in different time. In above-mentioned geotectonic setting, the western borderline and shape of the basin were different, In early Paleozoic, the western borderline belt of the basin were back-arc basin located in Active triphibian margin. In late Paleozoic, the western borderline belt of the basin were coastal basin located in passive triphibian margin. This paper put forward that, in late Triassic, the western borderline of proto-basin of Ordos basin gots across Liupanshan mountains, linked with Liupanshan basin, and extended to Hexizoulang Corridor, "Yinchuan ancient rise" and "Western ancient triphibian girder" were not found and the both the foreland basin and subsidence center which ever though were south-north in strike not found, either. The western borderline of the basin may rise in Main Yanshanian period(J_3) and made Liupanshan basin separated from Ordos basin. In early Cretaceous, Liupanshan mountains were leveled to the ground and Ordos basin connect with western Cretaceous basin including Liupanshan basin late. The western borderline of the Ordos basin which can saw now were formed in late Himalayan period (following 8 Ma). Zuozishan mountains—Helanshan mountains—Liupenshan mountains were formed in late Himalayan period (following 8 Ma), too. These geological phenomenon were the result of the stress effect of far distance, which were caused by active of both India and Pacific Ocean plate.

Key words: Ordos basin; western borderline; geodynamics background

古生代沉积岩的超高压和退变质时代的确定

——以中国大陆科学钻探主孔(CCS-D-MH)副片麻岩岩心为例

刘福来,许志琴,薛怀民,周开富

中国地质科学院地质研究所,国土资源部大陆动力学重点实验室,北京,100037

中国大陆科学钻探工程主孔(CCS-D-MH,终孔深度5158.0 m)位于南苏鲁东海县的毛北地区。锆石微区矿物包体的激光拉曼测试和阴极发光图象分析结果表明,主孔(CCS-D-MH)副片麻岩中的锆石显示明显的光学环带,即具有含低压矿物包体的继承性碎屑锆石的核、含标志性超高压矿物柯石英的变质增生幔以及含石英等(或无任何矿物包体)变质退变边。SHRIMP U-Pb定年结果表明,副片麻岩锆石微区记录了三组具有实际意义的年代学信息。其中锆石核部记录了659~313 Ma的继承性碎屑锆石年龄,标志着原岩碎屑锆石来源的复杂性,沉积原岩的形成时代应属于古生代(<313 Ma),而并非如前人所述的元古宙。含柯石英的锆石微区记录了239~222 Ma(加权平均值为228±5 Ma)的超高压

变质年龄。而含石英包体的边部则记录了219~207 Ma(加权平均值为213±6 Ma)的角闪岩相退变质年龄。结合前人对主孔正片麻岩锆石的SHRIMP U-Pb定年结果(Liu et al., 2004)可以明显看出,南苏鲁新元古代的花岗质岩石和古生代的沉积岩在三叠纪(228±5 Ma)整体发生深俯冲至上地幔,并经历了超高压变质作用。约15 Ma后,由于浮力作用超高压岩石发生快速折返至中地壳深度,并经历了角闪岩相退变质作用的改造,相应的构造抬升速率约6.7 km/Ma。该项成果不仅确定了中国大陆科学钻探主孔(CCS-D-MH)副片麻岩的原岩形成时代、超高压变质和退变质时代,而且对于深入探讨苏鲁一大别超高压变质地体快速折返过程中的动力学机制有着重要的科学意义。