

煤炭科学研究总院学术著作出版基金资助出版

国家重点基础研究发展规划 (973 计划) 项目
(编号 2003CB214602; 2002CB211703) 成果

鄂尔多斯盆地构造演化与成煤作用

——1:500000 鄂尔多斯煤盆地地质构造图
简要说明

张 泓 何宗莲 晋香兰 张培河 孟召平

(煤炭科学研究总院西安分院)

地质出版社

· 北 京 ·

图书在版编目 (CIP) 数据

鄂尔多斯盆地构造演化与成煤作用/ 张泓等编著 .
—北京: 地质出版社, 2005.4
ISBN 7 - 116 - 04291 - 1

I . 鄂 ... II . 张 ... III . ①鄂尔多斯盆地 - 聚煤区
- 地质构造 - 地质图②鄂尔多斯盆地 - 聚煤区 - 地质构造 - 说明书 IV . P618.110.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2005) 第 017896 号

目 录

1	导 言	1
1.1	研究简史与现状	1
1.2	研究与编图工作	2
2	构造旋回与构造层划分	4
2.1	结晶基底（地槽型）构造层	4
2.2	盖层（地台型）构造层	5
2.3	中、新生代陆相拗（断）陷盆地构造层	7
3	主要断裂系统	9
3.1	鄂尔多斯地块内部的断裂系统.....	10
3.2	鄂尔多斯地块周缘的主要断裂系统.....	13
4	构造单元.....	17
4.1	鄂尔多斯台拗.....	17
4.2	鄂尔多斯西缘褶皱冲断带.....	21
5	鄂尔多斯盆地古构造应力场.....	25
5.1	印支运动构造应力场.....	25
5.2	燕山运动构造应力场.....	28
5.3	喜马拉雅运动构造应力场.....	31
5.4	构造应力场的地球动力学背景.....	34
6	鄂尔多斯盆地成煤古地理与沉积演化.....	36
6.1	晚古生代成煤环境与古地理轮廓.....	36
6.2	鄂尔多斯盆地的世代演替与聚煤规律.....	42
6.3	煤层聚集条件与基本聚煤规律.....	46
7	鄂尔多斯盆地的煤和煤层气资源.....	49
7.1	煤炭资源.....	50
7.2	煤层气资源.....	53
	致谢	59
	主要参考文献	60
	英文摘要	66

Contents

1	Introduction	1
1.1	Research history and status in brief	1
1.2	A summary of the research and mapping program	2
2	Tectonic cycles and tectono - stratigraphical classification	4
2.1	Tectonic strata of crystalline (geosycline type sequence) basement	4
2.2	Covering (platform type sequence) tectonic strata	5
2.3	Tectonic strata of faulting and depression basin	7
3	Main deep - faulting system	9
3.1	Deep faults within the Ordos Block	10
3.2	Bordered deep faulting system of the Ordos Block	13
4	Geotectonic units	17
4.1	Ordos Syncline	17
4.2	Western Ordos fold - thrust Belt	21
5	Palaeotectonic stress fields in the Ordos Basin	25
5.1	Tectonic stress field of Indosinian Movement	25
5.2	Tectonic stress field of Yanshanian Movement	28
5.3	Tectonic stress field of Himalayan Movement	31
5.4	Geodynamic background of palaeotectonic stress fields	34
6	Coal - forming palaeogeography and depositional evolution of the Ordos Basin	36
6.1	Late Palaeozoic coal - forming environments and palaeogeographic outline	36
6.2	Generational evolution and coal accumulation of the Ordos Basin	42
6.3	Coal - forming conditions and general regularity of coal accumulation	46
7	Coal and Coalbed methane (CBM) resources in the Ordos Basin	49
7.1	Coal resources	50
7.2	Coalbed gas resources	53
	Acknowledgements	59
	References	60
	English Abstract	66

1 导 言

鄂尔多斯盆地东起吕梁山，西抵桌子山、贺兰山、六盘山，北起阴山南麓，南达秦岭北坡，是一个周缘被造山带或构造活动带围限的世界级能源盆地。在行政区划上，鄂尔多斯盆地包括宁夏回族自治区东部、甘肃省陇东地区、内蒙古自治区鄂尔多斯市（原伊克昭盟）和巴彦淖尔盟南部以及阿拉善盟东部、陕西省关中和陕北地区、山西省的河东地区，面积约 $25 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。

1.1 研究简史与现状

鄂尔多斯盆地近代地质学研究始于 19 世纪下半叶。美国地质学家 R. Pumpelly 于 1868 年和德国博物学家 F. von Richthofen 于 1871 年先后在鄂尔多斯盆地的东北缘和东缘，进行过探险性质的路线考察；接着，俄国地质学家 B. A. Обручев 于 1892 年考察了盆地北部；此后，法国学者 C. Theihard 和 F. Lecent^[1,2] 在盆地北部进行了地质调查。

中国地质学家对鄂尔多斯盆地及其周缘地区的地质调查始于 20 世纪初。翁文灏^[3]、王竹泉^[4~8]、何春荪^[9~11]、孙健初^[12]、赵国宾^[13]、王恭睦^[14]、黄劭显^[15] 等，先后在该盆地进行过路线地质调查，论述了地层、构造、石油地质和煤田地质特征。中国地质学家的上述开拓性地质工作，揭示了鄂尔多斯盆地的基本地质梗概，为后来的研究奠定了坚实的基础。

鄂尔多斯盆地地质研究工作获得实质性的进展和新中国的历史是密不可分的。50 多年来，内蒙古、宁夏、甘肃、陕西、山西等省区的区域地质测量队相继完成了相关地区的 1:200000 地质测量（陕北部分地区除外）；（原）地质矿产部第三普查勘探大队和长庆油田开展了大规模的石油、天然气的普查与勘探；内蒙古、宁夏、甘肃、陕西、山西 5 省区的煤田地质勘探部门在 15 个煤田进行了一系列地质勘查；与此同时，不同部门和单位还进行了人工地震、重力、地面磁测、航磁、大地电流等方面的地球物理勘探和遥感地质调查。这些工作不仅向国家提供了可观的煤炭、石油、天然气等化石燃料资源，为鄂尔多斯盆地能源、重化工基地的开发、建设做出了重要贡献，而且有关该盆地的地质研究也取得了丰硕成果。

鄂尔多斯盆地在大地构造上的地台性质，早在 19 世纪末就由俄国地质学家 B. A. Обручев 确认。黄汲清^[16] 首先总结了“鄂尔多斯地台”的构造特征，初步指出了它的范围；后来将其视为中朝准地台的一个次级构造单元，并将其称为“鄂尔多斯台向斜”^[17] 或“鄂尔多斯台拗”^[18~21]；任纪舜等^[22] 新近指出，鄂尔多斯盆地事实上是中朝克拉通（中朝准地台）内部的印支期后多旋回叠合盆地。

陈国达^[23,24]、李四光^[25~28]、张文佑等^[29~32]、张伯声^[33] 对鄂尔多斯盆地的大地构造属性，虽然使用了各自互不相容的术语概念及其构造归属意见，但是，都从不同的角度

承认，它是中国现存的最为稳定、完整的一个构造单元。鄂尔多斯盆地本身比较稳定、相对简单的构造属性，反衬了其周边构造的活动性与复杂性。这种活动性和复杂性导致了对盆地北缘（狼山—阴山地区）、西缘（桌子山—贺兰山—六盘山地区）和南缘（东秦岭地区）的沉积类型、构造样式和构造演化背景等问题认识上的某些分歧。不过，有关这方面的研究在最近 20 多年已取得许多重要进展。这些进展主要有对贺兰拗拉槽^[34~36]、渣尔泰拗拉槽^[37]、豫晋陕拗拉槽^[38,39]的确认，对大青山推覆构造带^[40]、鄂尔多斯西缘冲断推覆构造带^[41~48]、秦岭造山带^[49~60]、鄂尔多斯盆地周缘的新生代断陷盆地和活断层^[61~63]研究的突破性进展。上述成果对于认识鄂尔多斯盆地的构造特征和构造演化背景及其与周边构造的关系极为重要。

对鄂尔多斯盆地构造特征和演化问题的论述^[25,26,36,64~70]较多，并从不同的角度得出了各自不同或相互接近的结论。不过，这些研究大都是从石油地质角度出发，以揭示油气勘探开发前景为目的而进行的。然而，鄂尔多斯盆地不仅是我国重要的含油气盆地^[46,70~83]，而且也是一个世界级巨型聚煤盆地。含油气盆地和含煤盆地的研究虽然有许多共通之处，但出发点和侧重点毕竟不同。自从 20 世纪 80 年代开始，我国学者根据数十年积累的煤田地质调查与勘探成果，从聚煤条件、成煤构造环境、煤和煤层气资源角度，对鄂尔多斯盆地进行了系统研究^[84~107]，从而，把该盆地的煤田地质研究提高到一个新的水平。

1.2 研究与编图工作

鄂尔多斯盆地蕴藏有丰富的煤炭、石油、天然气资源；其中，仅煤炭就占全国煤炭资源的 35.54%。最近，还发现了可地浸砂岩型铀矿^[108~110]。这项研究是国家重点基础研究发展计划（973 计划）项目（课题编号：2003CB214602；2002CB211703）、国家“十五”重大科技攻关项目专题“我国煤层气富集成藏规律与煤层气勘探开发有利地区优选研究”（编号：2001BA605A - 07 - 01）的部分研究成果。前期研究和编图工作在十几年前就已着手进行。当时，根据煤田预测和煤炭资源评价要求，初步编制了 1:500 000《鄂尔多斯聚煤盆地地质构造图》，以揭示鄂尔多斯煤盆地及其周缘的地质构造及其相关煤地质规律。

近年来，我们系统完成了涉及鄂尔多斯盆地及其邻区煤地质问题的多个研究课题。这些科研课题主要有“鄂尔多斯聚煤盆地形成与演化”（煤炭工业部重点科研项目）、“鄂尔多斯煤盆地构造应力场研究”（煤炭科学基金项目，编号：93 - 地 - 20821）、“西北地区中生代含煤地层研究”（煤炭工业部“八五”重点科研项目，编号：91 - 54）、“西北侏罗纪聚煤盆地形成演化与聚煤规律研究”（煤炭工业部“八五”重点科研项目，编号：92 - 26）、“华北板块晚古生代成煤古气候研究”（国家自然科学基金项目，编号：49472126）等。经多年努力，在含煤地层、聚煤盆地形成与演化、聚煤规律、煤岩、煤质与煤变质规律、煤中伴生矿产、煤层气与煤炭资源评价与开发战略、煤的综合利用等涉及鄂尔多斯盆地煤地质问题的各个领域，均取得了一批重要研究成果。

在这次研究和编图工作中，充分利用了上述科研项目研究成果，同时，还全面收集

了已出版的文献和国内有关部门未出版的煤田地质勘探资料和图件，特别是内蒙古自治区、宁夏回族自治区、甘肃省、陕西省、山西省涉及鄂尔多斯盆地的 1:50 000、1:200 000、1:500 000 和 1:1 000 000 的地质调查成果，也参考使用了上述五省（区）区域地质志^[111~115]的部分成果。在实际工作过程中，利用完成国家科研项目机会，实地考察了盆地内部的绝大部分地质露头；为了查明一些关键地质问题，又分别在大青山、色尔腾山、狼山、桌子山、贺兰山、六盘山、吕梁山以及鄂尔多斯盆地南部的铜川—韩城地区系统地实测了数十条地质剖面，对于盆地内部的有关地层，进行了有针对性的再观察和专题研究。所有这些都从不同角度丰富了这次研究的科学内容，加强了编图的工作基础。

1:500 000 《鄂尔多斯煤盆地地质构造图》由张泓担任主编，并负责说明书的撰写；何宗莲、张泓完成原始图件的具体编制工作；晋香兰完成副图的制作，并和张培河一起参与煤层气资源研究以及部分插图的计算机制作。孟召平 参与鄂尔多斯盆地古构造应力场的研究。本图及其说明书只是给出了鄂尔多斯盆地的地质构造特征及其演化、煤炭资源和煤层气资源的概要；相关问题的进一步论述，特别是有关煤炭、石油、天然气、可地浸砂岩型铀矿的成矿（藏）原始物质的相互关系，及其在鄂尔多斯盆地共存聚积的机理及其控制因素，将在今后陆续发表。由于作者水平所限，片面性和错误在所难免，敬请读者批评指正。

2 构造旋回与构造层划分

鄂尔多斯盆地位于华北克拉通的西部，是华北（或中朝）板块的一部分。在中国大陆地壳演化中，侏罗纪/三叠纪之交的印支运动是构造格局和构造体制发生重大变化的转折期。印支运动以前，以古大陆边缘的裂移、旋转，并汇聚于以西伯利亚地台为核心的古亚洲大陆为特征；印支运动后，进入典型的板块体制或板内构造体制阶段，以中国大陆板块与库拉-太平洋板块、印度板块、西伯利亚板块间的相互作用为特征。也就是说，大约距今 205Ma 以来，中国大陆的构造特征有别于以前的各个阶段，所谓“滨太平洋和特提斯喜马拉雅构造域强烈活动阶段”^[21]和“地洼阶段”^[24]，就是中国地质学家对这一构造阶段活动特点的形象总结和说明。上述两种构造体制，深刻地影响着鄂尔多斯盆地（地块）的构造发育特征。

根据接触关系、沉积建造、构造变动、岩浆活动、变质作用和混合岩化等特点，划分了鄂尔多斯地块（盆地）及其周缘的构造阶段（表 2-1），并将构造层归并为 3 类：①结晶基底（地槽型）构造层；②盖层（地台型）构造层；③中、新生代陆相拗（断）陷盆地构造层。

2.1 结晶基底（地槽型）构造层

鄂尔多斯地块（盆地）及其周缘地区结晶基底的主体形成于 1800Ma 前，由迁西构造层（QX）、阜平构造层（FP）和吕梁构造层（LL）组成。

吕梁山和中条山的新太古代地层吕梁群和绛县群与古太古代地层界河口群、涑水群之间存在一个区域不整合界面，该界面是迁西运动的具体体现。不整合面之下，地层的变质程度较深，属高角闪岩相—麻粒岩相。据现有同位素年龄资料，迁西运动的发生时间大约距今 2850~3000Ma。迁西构造层是指上述不整合界面之下的集宁群（阴山地区）、界河口群和涑水群（山西），代表早期陆核形成的产物。

阜平构造层是指新太古代地层贺兰山群（贺兰山）、千里山群（桌子山）、乌拉山群（阴山）、吕梁群（吕梁山）、绛县群（中条山）和太华群（小秦岭），其上被古元古代地层角度不整合覆盖；不整合面之下的地层均产生中—高变质和后继混合岩化。区域不整合所代表的阜平运动可能指示华北古陆核的形成和太古宙构造旋回的终结，发生时间约距今 2500Ma。

吕梁运动在吕梁山至少包括两幕：一是黑茶山群和野鸡山群之间的角度不整合代表的构造幕；二为汉高山群与黑茶山群之间的角度不整合所表征的吕梁运动主幕。地质界将中条山区的担石山群与中条群、西阳河群与担石山群以及小秦岭地区熊耳群与铁铜沟组之间的角度不整合所代表的构造运动称为中条运动；但是，从构造年代学出发，中条运动事实上是吕梁运动的同义语。吕梁运动在阴山和贺兰山分别表现为马家店群与二道凹群、黄旗

口群与赵池沟群之间的角度不整合。吕梁运动是鄂尔多斯地块的重要构造逆转期，它导致了结晶基底的最终固结，其固结期大约距今 1800Ma。本说明书所说的吕梁构造层是指由吕梁运动和阜平运动形成的不整合面之间的地层，包括赵池沟群、二道凹群、岚河群、野鸡山群、黑茶山群、中条群、担石山群、铁铜沟组。

鄂尔多斯地块主体的结晶基底是经过 1800Ma 前的吕梁运动固结的，但是，阴山地区的中元古界渣尔泰群和小秦岭地区的熊耳群都属活动建造系列，并经时限为 1400Ma 前的色尔腾运动和王屋山运动的褶皱回返，达到区域动力变质的绿片岩相，似乎不属于盖层范畴。因此，我们分别将它们称为色尔腾构造层和王屋山构造层，归于结晶基底构造层。前者包括马家店群、渣尔泰群和白云鄂博群，后者是指熊耳群。不过，它们的分布范围都十分有限。

2.2 盖层（地台型）构造层

盖层构造层是指研究区主体范围内的古元古代末至三叠纪地层。按照沉积建造特征和地层间的接触关系，可将其分为第一盖层、第二盖层和第三盖层。

2.2.1 第一盖层：中—新元古界

第一盖层（ G_1 ）是指覆盖在结晶基底之上、晋宁运动和少林运动所形成的不整合面之下的地台型沉积。晋宁运动在鄂尔多斯盆地西缘是指中元古代晚期地层王全口群与新元古代晚期地层正目观组之戒的构造运动；据区域地层对比，该区缺失相当于新元古代早、中期的沉积。因此这一角度不整合可能代表了晋宁运动之后的长期沉积间断。此外，中条山区罗圈组与下伏洛南群龙家园组白云岩之间的角度不整合以及侵入龙家园组的辉长辉绿岩墙（同位素年龄：600~1000Ma）、神花岭花岗岩（同位素年龄：846.9Ma）也是晋宁运动的表现。

少林运动的含义是指寒武系最低层位（辛集组、猴家山组、苏峪口组）与新元古代晚期地层（罗圈组、正目观组）之间的区域性平行不整合所代表的构造运动，其性质为升降运动。这一平行不整合面在贺兰山和小秦岭地区都能见到。

考虑到不整合界面的存在，第一盖层可被细分为 3 个亚构造层。其中，下亚构造层（ G_{1-1} ）包括黄旗口群和汉高山群，前者由石英岩、板岩和白云岩组成，后者的下部以长石砂岩、砂砾岩和泥质岩为主，上部为安山玄武岩夹英安流纹岩。中亚构造层（ G_{1-2} ）由王全口群、什那干群、高山河组和洛南群构成，王全口群的主要岩石类型是板岩、石英岩、白云岩，其底部海绿石的 K - Ar 法年龄为 1289Ma；什那干群由含叠层石的燧石条带状灰岩、泥质灰岩和含砾石英岩组成；高山河组与洛南群主要由白云岩、燧石白云岩和板岩组成；上亚构造层（ G_{1-3} ）是正目观组和罗圈组，它们的下部均以冰碛岩为主，上部是板岩、含砾灰岩、粉砂岩和页岩。

总之，该构造层是研究区地槽回返、结晶基底形成后的第一套地台型沉积，主要为石英砂岩建造，反映了盖层形成初期地壳仍然不太稳定的沉积特征。

表 2 - 1 鄂尔多斯盆地地层层序、构造运动与构造阶段划分简表

Table 2 - 1 Showing regional stratigraphic sequence, tectogenetic movements and tectonic stages of the Ordos Basin

新生界	第四系		河湖相与风成碎屑沉积, 厚 0~2500m		喜马拉雅运动	鄂尔多斯地块隆起, 周缘新生代断陷盆地形成
	新近系		红色河湖相碎屑岩, 厚 0~10000m			
	古近系					
中生界	白垩系	上统			燕山运动	鄂尔多斯盆地形成、发育和消亡
		下统	志丹群	底部泥石流、碎屑流砾岩, 中上部河湖相碎屑岩和风成沙丘岩, 厚 1050m		
	侏罗系	上统	芬芳河组	红色冲积砾岩, 厚 100~1000m		
		中统	安定组	河湖相碎屑岩, 厚 350~570m		
			直罗组	河湖相陆源碎屑含煤沉积, 厚 200~450m		
		延安组				
	下统	富县组				
	三叠系	上统	延长组(广义)	河湖相碎屑岩, 局部含煤, 厚 1100~3500m	印支运动	大面积隆起
		中统	铜川组	河湖相碎屑岩。在鄂尔多斯西缘, 岩性普遍变粗, 存在碎屑流和泥石流砾岩, 或者相变为碎屑流巨砾岩(崆峒山砾岩), 厚 960~1630m		
		下统	纸坊组 和尚沟组 刘家沟组			
古生界	二叠系		石千峰组	河湖相碎屑岩; 在贺兰山地区, 中上部夹数层沉凝灰岩和凝灰质砂岩, 厚 340~720m		缓慢沉降
			上石盒子组			
			下石盒子组			
			山西组			
			太原组上部			
	石炭系	太原组下部		台地相碳酸盐岩、碎屑-泥质湖坪含煤沉积, 厚 120~1250m	晋冀鲁豫运动(上升)	大面积隆起
		羊虎沟组/本溪组				
		红土四组				
		下统				
	泥盆系					
	志留系					
	奥陶系	上统	开阔台地相颗粒灰岩、条带状灰岩、砾屑灰岩、准同生白云岩、白云质灰岩, 底部有白云质砂砾岩、砂泥岩和磷块岩; 在西缘和南缘陆棚-斜坡相砾状灰岩、砾岩以及深水浊积岩和深水硅质岩发育, 厚 320~3300m			缓慢沉降
		中统				
		下统				
	寒武系	上统			少林运动	地块隆起
		中统				
		下统				
元古宇	新元古界		石英砂岩建造: 以石英岩、变质砂砾岩、板岩为主, 厚 1400~10000m	晋宁运动	盖层形成	
	中元古界					
	古元古界		浅变质岩系, 厚 2000~15000m	吕梁运动	陆壳扩大固结	
	太古宇		深变质片麻岩, 厚 3400~16000m	阜平运动	陆核形成	

2.2.2 第二盖层：下古生界

在包括鄂尔多斯地块在内的华北地台，石炭系上统与早古生代地层之间的长期沉积间断或平行不整合（表 2 - 1）是尽人皆知的，它所代表的具有升降性质的构造运动往往被称为“加里东运动”。从构造年代学概念出发，该不整合面是加里东运动和海西运动的综合反映，为了便于表述，本说明书采用了晋冀鲁豫运动^[115]这一术语。

根据调查和前人研究，石炭系上统和早古生代地层之间并非都是平行不整合接触关系，如在贺兰山北段（呼鲁斯太），上石炭统红土凹组与寒武系毛庄组之间为角度不整合接触；在大青山区，组成晚古生代煤系的阿刀亥组（上石炭统）^[116]与奥陶系之间呈现明显的角度不整合接触关系。在平凉—泾川—富平一线以南，上、下古生界之间也呈现角度不整合，如在泾阳嵯峨山、乾县磨子沟、礼县石泉河、麟游铁泥沟等地，均可见到二叠系下石盒子组（或山西组）角度不整合于奥陶系之上，不整合面之下的早古生代地层发生褶皱变形。

构成研究区第二盖层（ G_2 ）的寒武系、奥陶系各个岩组之间均为连续沉积，主要是以白云质灰岩、隐晶质灰岩、亮晶灰岩和颗粒灰岩为代表的浅水碳酸盐岩建造，但是，在鄂尔多斯地块的西部和南部接近祁连山和秦岭地槽的边缘地带，出现代表深水和半深水沉积的笔石页岩建造、复理石和类复理石建造等，显示其构造环境相对活动的特点。

2.2.3 第三盖层：上古生界—三叠系

鄂尔多斯地块的第三盖层（ G_3 ）是印支运动形成的不整合界面之下的石炭系、二叠系和三叠系。印支运动在鄂尔多斯盆地内部是由侏罗系与上三叠统延长组之间的平行不整合表征的；不过，在贺兰山汝箕沟见到侏罗纪含煤岩系与延长组之间的角度不整合，不整合面之下的石炭系—三叠系发生褶皱和冲断；同样，在准格尔旗五字湾地区，下侏罗统富县组角度不整合覆于中三叠统纸坊组紫红色岩层之上。陕北小理河流域的侏罗系与三叠系之间也似为角度不整合接触：两套地层的倾角虽然只有 $2^\circ \sim 3^\circ$ ，但是，前者明显西倾，后者向东倾斜。

第三盖层是由海陆交互相含煤建造、陆相含煤建造、复陆屑建造和红色建造组成的巨型海退沉积建造序列，其内部各个岩组（表 2 - 1）是连续的，因此，将它们归并为一个统一的盖层。不过考虑到编图的目的和含煤建造的重要性，将研究区的主要含煤建造之一，即红土凹组、羊虎沟组、本溪组、太原组和山西组处理为下亚构造层（ G_{3-1} ），由复陆屑建造和红色建造组成的下石盒子组、上石盒子组、石千峰组和三叠系合并为上亚构造层（ G_{3-2} ）。

2.3 中、新生代陆相拗（断）陷盆地构造层

中、新生代陆相拗（断）陷盆地构造层，是指印支运动后充填于拗陷型和断陷型盆地内的陆相含煤建造、复陆屑建造和红色建造组成的构造层。按照沉积建造、构造运动与构造旋回特征，可将其分为燕山构造层（BY）和喜马拉雅构造层（BH）。

2.3.1 燕山构造层：侏罗 - 白垩系

燕山构造层即中生代拗陷盆地构造层，是燕山构造旋回的产物。严格地说，燕山运动在鄂尔多斯盆地包括几个构造幕。其中，中侏罗统直罗组与延安组之间的平行不整合，因缺失地层不多，显示这一构造幕导致的差异升降不甚明显。内蒙古新街镇至陕西林兔和瑶镇一带，直罗组砂岩（七里镇砂岩）与延安组之间呈“冲刷”接触：砂岩带大体呈 NW - SE 走向，宽约 30 km，走向延伸 100 km 以上，“冲刷”面下盘的延安组三至五段遭受程度不同的侵蚀而缺失，在平面上，延安组五段的地层等厚线被“冲刷”带截切^[86,93]。因此，二者之间属嵌入不整合（trachydiscontinuity）接触，显然是地壳上升背景下河流下切作用的产物。

鄂尔多斯盆地西缘上侏罗统芬芳河组与中侏罗统安定组之间的平行不整合所代表的构造幕，导致盆地主体上升剥蚀，大多数地区缺失上侏罗统。下白垩统志丹群与上侏罗统芬芳河组之间的构造幕可能是研究区燕山运动的主幕，两套红色砾岩之间的角度不整合在千阳芬芳河、环县甜水堡都能见到。在缺失芬芳河组的地区，志丹群以角度不整合关系覆于中侏罗统安定组或直罗组之上。

按照地层接触关系和沉积建造特征，燕山构造层自下而上可被细分为 4 个亚构造层：第一亚构造层（BY₁）包括富县组和延安组，属含煤建造，平行不整合或边缘不整合于第三盖层之上；第二亚构造层（BY₂）由直罗组和安定组构成，为复陆屑建造，与第一亚构造层呈平行不整合或嵌入不整合接触；第三亚构造层（BY₃）指芬芳河组，属红色磨拉石建造，其分布局限于鄂尔多斯盆地西缘；第四亚构造层（BY₄）由下白垩统构成，为磨拉石 - 复陆屑 - 红色建造，分布在鄂尔多斯盆地西缘。

2.3.2 喜马拉雅构造层：新生界

喜马拉雅构造层（BH）是指新生代陆相断（拗）陷盆地构造层，是喜马拉雅构造旋回的产物。研究区普遍缺失晚白垩世—古新世沉积，始新统与下白垩统之间为角度不整合关系；在鄂尔多斯盆地西缘，不整合面之下的早白垩世地层出现宽缓褶皱或短轴褶曲。这种现象表明，上述不整合面似乎是燕山运动晚期构造幕和喜马拉雅运动早期构造幕的综合反映，构造应力场研究（详见后文）显示，它可能主要是喜马拉雅运动的产物。自始新世至上新世地层大体为平行不整合或连续沉积，但渐新世末或中新世初的构造幕在研究区的西缘和南缘比较重要；上新统与更新统之间，全区存在的不整合面可能代表喜马拉雅运动的另一重要的构造幕，它导致古近系和新近系出现断裂和短轴褶曲。

喜马拉雅构造层在鄂尔多斯盆地周缘的新生代断陷盆地最为发育。按照地层接触关系和沉积建造特征，自下而上可被细分为 3 个亚构造层：第一亚构造层（BH₁）由古近系组成，发育于河套盆地、银川盆地、渭河盆地以及贺兰山、六盘山等地，属复陆屑 - 红色建造；第二亚构造层（BH₂）是指由红色 - 复陆屑 - 泥质建造组成的新近系，除分布于河套盆地、银川盆地、渭河盆地外，也见于鄂尔多斯地块的其他地区；第三亚构造层（BH₃）是广泛分布于全区的成因类型复杂的第四系，沉积物类型有陆相粘土、亚粘土、亚砂土、砂、砂砾、砾石等，是一种比较复杂的复陆屑建造。

3 主要断裂系统

鄂尔多斯地块及其周缘地区存在一系列规模不等，性质不同的断裂构造，特别是那些深大断裂（带）都经受了长期发展、多期活动过程，它们对本区的大地构造演化关系密切，并对不同时期的沉积建造、岩浆活动、变质作用以及包括化石燃料在内的矿产资源的形成和分布，具有一定的控制作用。根据地表地质调查，结合地球物理、卫星影像等资料的综合分析，将研究区的主要断裂构造显示于表 3 - 1 和图 3 - 1。

表 3 - 1 鄂尔多斯盆地主要断裂数据表

Table 3 - 1 The data of main faults from the Ordos Basin

地区	编号	名称	区内 延伸 长度 km	走向	深度 ^①	性质 ^②	形成期 (及活动期)	确定依据
鄂尔多斯地块内部	1	正谊关 - 偏关断裂	480	EW—NE	CR	C - S	Ar	地表, 卫星照片, 重力, 航磁
	2	惠安堡 - 吴堡断裂	500	EW	CR	C - S	Ar	地表, 卫星照片, 航磁
	3	固原 - 韩城断裂	430	EW	CR	C	Ar	卫星照片, 航磁
	4	麟游 - 潼关断裂	320	EW	CR	C, T, S	Pt (Mz, Kz)	地表, 卫星照片, 航磁, 地震
	5	吴旗 - 河曲断裂	450	NE	CR	T (?)	Pt	航磁, 卫星照片
	6	庆阳 - 佳县断裂	650	NE	L	T (?)	Pt	卫星照片, 航磁, 重力
	7	永寿 - 柳林断裂	450	NE	L (?)	T (?)	Pt	卫星照片, 航磁, 重力
	8	下站 - 汾西断裂	230	NE	L	T, C	Pt (Mz, Kz)	地表, 卫星照片, 航磁, 重力
鄂尔多斯地块周缘	9	巴彦乌拉 - 阴山断裂	500	NE—EW	L	T, C, S	Pt (Mz, Kz)	地表, 卫星照片, 重力, 航磁, 地震
	10	黄河断裂	400	EW—SEE	CR	T, S	Mz ? (Kz)	卫星照片, 重力, 航磁, 地震
	11	乌拉山 - 大淖兔断裂	190	BEE	CR	T, C, S	Mz (Kz)	地表, 卫星照片, 重力, 航磁, 地震
	12	大青山山前断裂	130	NEE	CR	T, C, S	Mz (Kz)	卫星照片, 重力, 航磁, 地震
	13	磴口 - 阿拉善左旗断裂	300	NE	L	T, C	Pt (Pz, Mz, Kz)	航磁, 重力, 地震
	14	磴口 - 石嘴山断裂	250	NE, SN	L (?)	C, T	Pt (Mz, Kz)	卫星照片, 重力, 航磁, 地震
	15	桌子山东麓断裂	150	SN	CR	T, C	Pt (Mz, Kz)	卫星照片, 重力, 航磁, 地震
	16	青铜峡 - 固原断裂	400	NNE	L	T, C, S	Pt (Pz, Mz, Kz)	地表, 卫星照片, 重力, 航磁, 地震
	17	眉县 - 铁炉子 - 三要断裂	400	NWW	L	T, C	Ar (Pz, Mz, Kz)	地表, 卫星照片, 航磁, 地震
	18	渭河断裂	350	EW	CR	T, C	Pt (Pz, Mz, Kz)	卫星照片, 地震
	19	秦岭北麓断裂	200	EW	CR	T, C	Pt (Mz, Kz)	卫星照片, 地震, 地表
	20	华山山前断裂	100	NE, EW	CR	T, C, S	Mz ? (Kz)	地表, 卫星照片, 地震
	21	渭河盆地北缘断裂	420	EW, NE	CR	T	Pt (Mz, Kz)	地表, 卫星照片, 地震
	22	呼和浩特 - 清水河断裂	140	NNE	L (?)	T, C, S	Ar (Mz, Kz)	地表, 卫星照片, 重力, 航磁
	23	离石断裂	320	SN	L	T, C, S	Ar (Mz)	地表, 卫星照片, 重力, 航磁

①CR—地壳断裂, 切割康拉德面; L—岩石圈断裂, 切割莫霍面; ②T—张性断裂; C—压性断裂; S—剪切断裂。

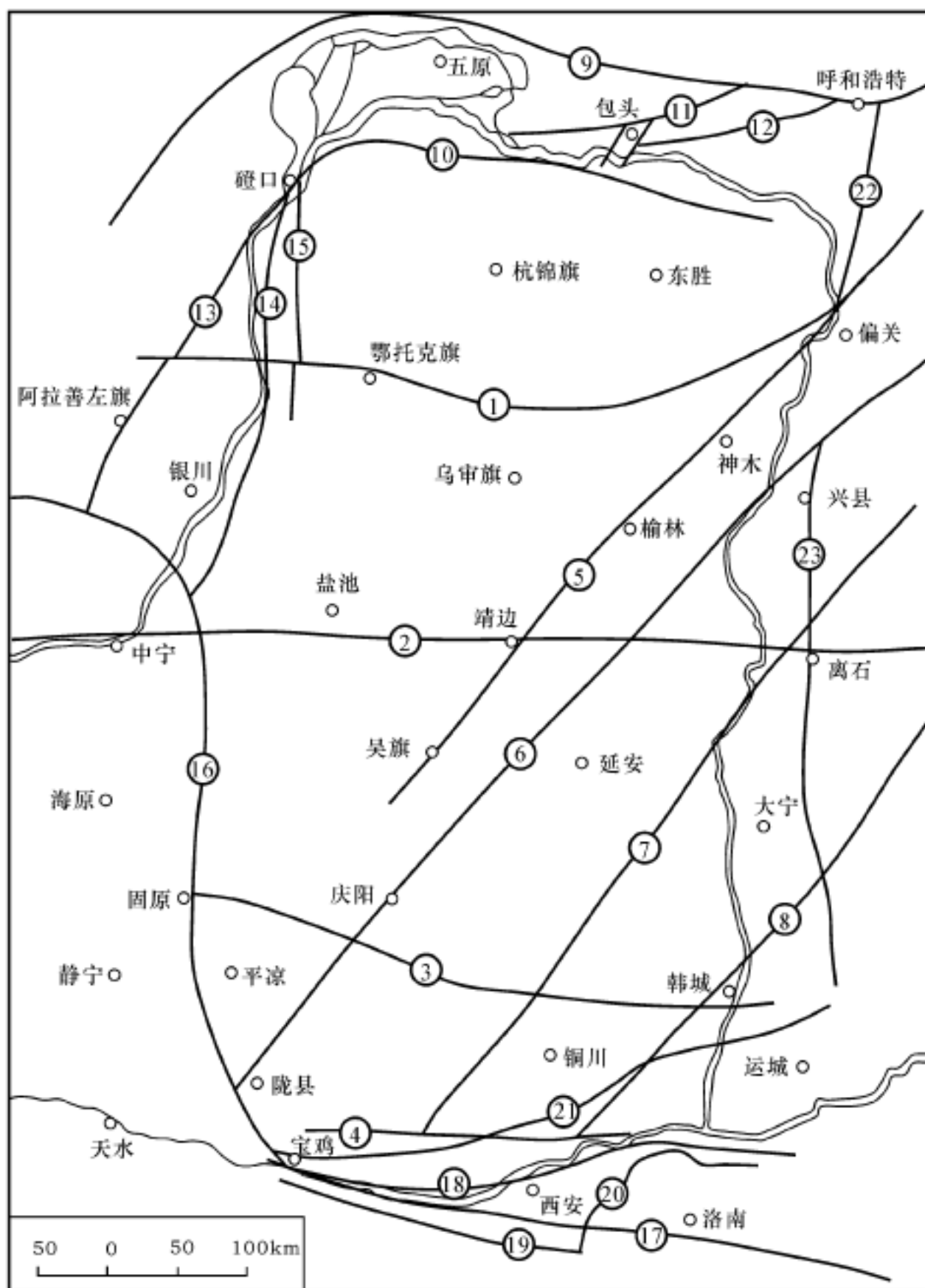


图 3 - 1 鄂尔多斯地块及周缘的主要断裂系统
(编号与名称同表 3 - 1)

Fig.3 - 1 Main faults system of the Ordos Block

3.1 鄂尔多斯地块内部的断裂系统

鄂尔多斯地块内部存在两组主要断裂，其一为东西向，大都形成于太古宙，后期活动微弱其二为北东向，主要形成于新太古代和元古宙，大都构成陆内元古宙拗拉槽的边界。

3.1.1 东西向断裂

正谊关 - 偏关断裂：西起贺兰山北段的宗别立，向东经正义关，在铁克苏庙附近，向东南方向延伸，经鄂托克旗，至乌审旗附近转折为北东东走向，终止于山西偏关附近，全长 480km，略呈向南凸出的弧形。铁克苏庙以西，正谊关 - 偏关断裂出露地表，即正谊关断裂或别斯胡图断裂；经大比例尺填图、勘探和井巷工程揭露，其北侧为太古宙贺兰山群，南侧是早古生代灰岩和晚古生代煤系；断面以北倾为主，个别地段有南倾之势，倾角 $70^{\circ} \sim 80^{\circ}$ ，具有右行平移性质。铁克苏庙以东，全部陷伏于显生宙盖层之下，在航磁图上，为性质不同的磁场分界：北部为近东西向并略向南凸出、变化较大的正异常区，南部为变化较小的平静负异常区。但重力异常图上，表现不甚明显。该断裂可能是结晶基底不同岩相的界线：北侧是强磁性变质岩系；南侧为弱磁性和北东向、磁性强弱相间的前寒武系结晶基底。它可能形成于新太古代，除西段（铁克苏庙以西）在中、新生代有一定的活动性而外，其余地段晚期活动微弱。

惠安堡 - 吴堡断裂：西起惠安堡，向东经定边、靖边、子洲、吴堡，在离石之北越吕梁山向东延伸至河北石家庄，自西而东横贯研究区中部，区内长度 500km。该断裂在（中）卫 - （中）宁北山，表现为古生界的褶皱和冲断；东段在越过吕梁山脉的关帝山时，混合岩化作用十分强烈，其程度远大于相邻地区^[115]。吕梁山以西，分布于临县附近紫金山、大肚山、教排山的碱性杂岩体中位于断裂附近；向西越过黄河，分布面积局限、梯度较高的椭圆形异常区沿断裂走向呈线状分布，这些局部正异常区在区域磁场背景中十分突出。考虑到天 1 井岩心中有辉绿岩侵入的事实，推测上述小面积异常区可能是与断裂相关的侵入体的反映。从地表和航磁异常特征判断，该断裂的规模较大，但在地震剖面上并无明显的断裂显示，卫星影像的信息隐晦。因此，它可能是一条形成于太古宙、晚期活动微弱的地壳断裂。

固原 - 韩城断裂：西起固原，向东经庆阳、正宁、宜君、韩城至黄河东岸，走向北西西 - 南东东，全长 430km，全部隐伏于盖层之下。在航磁异常图上，断裂经过地带为东西向异常带与北东向异常带交汇重叠部位，使得磁力线发生显著的扭曲，但东西向构造特征十分明显；同时，卫星影像的线性特征也很清晰。由于盖层中未见明显的断裂显示，故推测该断裂可能是形成于太古宙、显生宙没有明显活动的地壳断裂。

麟游 - 潼关断裂：西起陇县东南，经永寿、口镇、潼关，向东直达河南三门峡，全长约 500km，区内长度 320km，走向北西西 - 东西。永寿至口镇一带，断裂出露于地表，并由数条断面向南倾、倾角 $55^{\circ} \sim 70^{\circ}$ 的自南而北叠次逆冲的压性断裂构成；这些断裂切割了古生代地层，中生代地层没有发生明显的错断。口镇以东，隐伏于渭河平原之下。地震反射剖面表明，它仍由 3~4 条南倾断裂组成，断面在浅部陡立，深部缓斜，但和口镇以西的情况不同之处在于它们在剖面上表现为向南的阶梯状正断倾滑。近年来，沿断裂反复出现大量地表裂缝带，并集中分布于断裂附近 2~3km 范围内，表明现今仍存在着蠕滑活动^[63]。麟游 - 潼关断裂在卫星影像上的线性特征极为清晰，同时，它还是区域磁异常的分界：断裂以北是北东向航磁异常块体，异常的分布面积较大，梯度较小；南侧是东西向异常分布区，梯度大，面积较小。该断裂可能是形成于加里东期，并在中、新生代仍有强烈活动的地壳断裂。

3.1.2 北东向断裂

吴旗 - 河曲断裂：西南自吴旗始，经靖边、横山、榆林、神木、河曲，直达内蒙古自治区岱海附近，全长 610km，区内延伸约 450km，走向北东 40°。该断裂除东北段（岱海、河曲之间）在卫星影像上显示山脊的明显错断外，其他地段均被埋藏于显生宙盖层之下。在航磁异常图上表现为两类不同性质的异常分界：西北侧为平静的负异常区及东西向的变化正异常区；东南侧为作北东向稳定延伸的、正负的条带状异常区。剩余重力异常图上，同样表现为不同走向异常区的分界线。吴旗 - 河曲断裂可能是太古宙和古元古代形成的基底断裂，它构成了古老基底的岩相界线，断裂之西北侧为前寒武系弱磁性块体，变质（结晶）程度虽然比较高，但普遍缺乏岩浆活动；而断裂东南侧的结晶基底由一系列呈北东向平行排列的强磁性岩带和弱磁性岩带组成。区域地质资料表明，该断裂除在中元古代伴随地块内的拗拉槽一起活动外，显生宙没有强烈活动的迹象。

庆阳 - 佳县断裂：从陇县温水起，经庆阳、志丹、米脂、佳县、保德扒楼沟附近，继续向东北延伸至晋北左云，全长约 840km，区内延伸达 650km，走向北东 35°~40°。该断裂多被显生宙地层覆盖，但在卫星影像图上，有清晰的线性构造显示；在航磁异常图上，是一条规模宏大的磁力梯度带。在布格重力异常图上，一条北东向梯级带沿断裂展布，梯度变化为 5~8mGal/km。作为研究区延伸最长的一条断裂，它可能形成于元古宙，并成为华北陆块内部作北东向延伸的中元古代拗拉槽^[36,37,117]的西北边界，可能属岩石圈断裂；自显生宙以来，虽有某些复活迹象，但活动性并不强烈。

永寿 - 柳林断裂：南起永寿，向东北延伸经宜君、洛川、延长、柳林，在方山附近斜穿芦芽山、营涇山，达宁武、神池，全长 650km，区内延伸 450km，走向北东。该断裂卫星影像上的线性特征清晰；宁武至柳林一带，表现为芦芽山和营涇山的山前断裂带；在洛川—永寿一带，子午岭、钻天岭和瓦罐岭的山前洪积扇群呈北东向线状排列。在布格重力异常图上，沿断裂是一条明显的梯度带，梯度变化为 5~8mGal/km；同时，它还是不同磁场的分界。它可能是前述鄂尔多斯地块内部作北东向伸展的中元古代拗拉槽的东南边界，与庆阳 - 佳县断裂具有相同的性质、演化历史和活动方式。

下站 - 汾西断裂：西南自下站始，并与麟游 - 潼关断裂相交，向东北经合阳、禹门口、乡宁，越火焰山到汾西，直达太原。全长 480km，区内延伸约 230km，走向北东 40°。在下站—合阳一带，该断裂在地貌上表现为黄土高原与渭河平原分界，并在合阳附近裸露于地表，断面倾向南东，倾角 65°~80°，断距约 80~200m，局部切割第三系，沿断裂带有温泉分布。它在航磁异常图上，是一条北东向磁场分界线。在重力异常图上，它表现为北东向梯级带。下站 - 汾西断裂可能形成于元古宙，它即使不是晋豫陕中元古代拗拉槽^[38,39]的西部边界断裂，也是和这个拗拉槽有某种共生关系的断层；在中生代是逆冲断层，新生代逆转为正断层。

1 mGal = 10^{-5} m/s^2 。

3.2 鄂尔多斯地块周缘的主要断裂系统

鄂尔多斯盆地周缘断裂与地块内的主要断裂不同之处在于：①地表多可见及，和后者相比，可靠性较高；②部分断裂形成于中、新生代，部分较古老的断裂，具有较强的继承性活动；③这些断裂在中、新生代活动过程中，不仅是鄂尔多斯盆地及其周边新生代断陷盆地的充填演化、构造古地理的重要控制因素，也是制约盆地（地块）的边界条件。

3.2.1 北缘的主要断裂

巴彦乌拉 - 阴山断裂：西段在巴彦乌拉山和迭布斯格山的东南缘大致作北东向延伸，狼山口附近转折为近东西向，并经狼山和色尔腾山南缘，在小余太川向南东东延伸至大青山北缘，过庙沟和呼和浩特之后，与呼和浩特 - 清水河断裂相交，平面上呈向西北凸出的弧形，全长大于 900km，区内延伸 500km。该断裂西南段和西段在地貌上极为醒目，巴彦乌拉山、迭布斯格山、狼山和色尔腾山的山前断崖或断层三角面自吉兰泰沙漠和河套平原拔地而起，河套平原与狼山主峰之间的高差为 1300m，而前者的新生界基底埋深达 17500m，这样，狼山山前的垂直断距为 18800m。据地震资料，断面分别向东南或南倾斜，剖面上呈上陡下缓的躺椅状。这种性质的南倾正断层可延至小余太川，从小余太川至大青山北坡的庙沟一带，断裂裸露于地表，根据断裂南盘的乌拉山群出露于色尔腾西端，而北盘的乌拉山群见于下湿濠的情况判断，它具有以侧向挤压为主并伴有平移走滑性质，右行位移的距离可达 160km^[46]。这个规模宏大的弧形断裂带一般被认为形成于中生代，但是断裂西段严格控制了属活动建造系列的渣尔泰群^[37]的分布，因此，它可能是华北地台北缘作东西向延伸的中元古代拗拉槽的南部边界。这就是说，这条断裂在中元古代已具雏形，中生代表现为强烈的继承性活动，当时，狼山部分为挤压性质的逆冲断层，东、西两侧部分都具有相当的左行和右行位移；新生代，小余太川以西部分逆转为正断层。该断裂可能是切割上地壳到达康拉德面的地壳断裂。但在狼山山前，它在新生代的垂直差异运动达 18km，加之河套盆地有较薄的地壳厚度和较高的上地幔隆起，暗示该断裂在狼山山前有属岩石圈断裂的可能。

黄河断裂：西起临河西南，向东沿黄河南岸经宿亥图、达拉特旗南，到托克托西南，走向北西西，长度 400km，是河套新生代断陷盆地的南界。它在磴口附近与磴口 - 阿拉善左旗断裂相交，构成了与巴彦乌拉 - 阴山断裂大致平行的弧形断裂带。它在卫星影像上有清楚的显示；断裂带通过的地方存在一条分割鄂尔多斯高原和河套平原的平直陡坎，高差 10~30m；来自前者的河流向北通过陡坎或接近河套平原时立即消失，形成断头河。它在区域磁场中反映不甚明显，但在重力场中为一变异带；沿断裂为一连续的重力等值线密集带，梯度变化为 3mGal/km。黄河断裂目前为一北倾正断层，倾角 75°左右，垂直断距约 1000m。

乌拉山 - 大淖兔断裂：西起乌拉特前旗，沿乌拉山南麓经白彦花、包头市昆都仑区北部，进入大青山北坡，交于巴彦乌拉 - 阴山断裂，走向北东东，长约 190km。该断裂在重力、航磁和卫星影像上均有反映；乌拉山山前断层三角面极为发育，断裂北侧是由新太古

代片麻岩和印支期花岗岩组成的乌拉山，南面是河套平原，两者的高差达 1000m。据地震反射剖面资料，它主要由一系列断面南倾的阶梯式陷落的正断层组成，地表倾角陡立，深部缓斜，剖面上呈躺椅状。东段的大淖兔断层长约 50km，断面北倾，沿断裂带见有透镜体化糜棱岩带，致使乌拉山群变质岩逆冲于侏罗纪地层之上，下盘的煤系地层强烈褶皱，局部发生倒转。很显然，它形成于中生代，其西段在新生代强烈活动，控制了河套断陷盆地的形成与发育。

大青山山前断裂：西起包头，向东经土默特左旗之北，沿大青山南麓作北东东向延伸，于毕克齐附近交于巴彦乌拉 - 阴山断裂，全长 130km。在卫星影像上，大青山山前断裂具有明显的线性特征。从地貌上看，断裂北侧的大青山由前寒武—中生代地层组成的基岩裸露，南侧是平坦的河套平原，两者高差在 600~1000m 以上。在区域磁场中，断裂以北是正磁场区，南侧是低值负磁场区。重力异常图上，包头至呼和浩特一线为连续的重力梯级带，最大梯度达 8mGal/km。据地震资料，大青山山前断裂目前为一南倾正断层，垂直断距达 8000m。

3.2.2 西缘的主要断裂

磴口 - 阿拉善左旗断裂：西南端在元山子、大战场一带，并被青铜峡 - 固原断裂截切，向东北方向经巴伦别立、阿拉善左旗，在磴口附近与黄河断裂相接，呈北北东延伸，中部被正谊关 - 偏关断裂切为南、北两段。长度 300km。在地貌上，断裂的南段之东是缓斜台地以及由太古宙—中生代地层构成的贺兰山，西侧是腾格里沙漠和乌兰布和沙漠，贺兰山夷平面与沙漠的高差大于 2000m；北段全部隐伏于第四系松散沉积物之下。区域磁场中，沿断裂存在一条北东向延伸的磁场分界线。磴口—贺兰山一线，一个重力梯度带，呈北北东向展布，与上述磁场分界线基本吻合。该断裂至少在中元古代就已形成，很可能是伸入阿拉善地块和鄂尔多斯地块之间的元古宙和古生代拗拉槽的西部边界，晚古生代、中生代和新生代都有明显的后继性活动。据贺兰山西麓深部地幔物质侵位于早古生代地层（小松山超基性岩体）和侵位于三叠系的古拉本玄武岩等事实判断，它可能是长期活动的岩石圈断裂。

磴口 - 石嘴山断裂：北端自磴口西南起，大致沿千里山、桌子山西麓或黄河谷地，经乌达、海勃湾，在石嘴山附近分为东、西两支：西支沿贺兰山东麓向西南延伸交于青铜峡 - 固原断裂；东支沿黄河东岸向西南方向延伸，构成银川断陷盆地的东部边界，长度 250km。重力异常图上，断裂沿线有数个规模不等、展布方向不一的局部异常区，磴口 - 石嘴山之间，大体以黄河为界，为一重力梯度带；银川盆地两侧是梯度较高的变异带。在航磁异常图上，石嘴山以北沿断裂存在一条磁场分界线。该断裂可能在元古宙就已形成，并控制了早古生代拗拉槽的形成和发育，以后仍有强烈的继承性活动。

桌子山东麓断裂：北起磴口以南的巴彦恩格尔，经阿尔巴斯、阿色浪、铁克苏庙向南延伸并逐渐消失，走向近南北，长度 150km。卫星影像上，沿断裂存在显著的南北向线性特征；也是现代地貌（桌子山、千里山与草原）的分界线。区域重力场中，桌子山地区为高重力异常带，其东是南北向伸展的重力梯度带。地震反射剖面表明，桌子山东麓断裂为一断面西倾的逆冲断层，以 T_9 反射层计算，断距达 6000~8000m，主断层深入结晶基底至少达 8km^[36, 64]；但在早古生代，它作为陆内拗拉槽的东部边界，可能是一个西倾正断

层。

青铜峡 - 固原断裂：西部从龙首山南缘大体作南东东向延伸，经腾格里沙漠南部，至贺兰山南部的元山子附近作弧形折转为南东向，然后向南经罗山东麓、固原、华亭马峡到陇县固关一带，平面上呈反“S”形弯曲，长度 1000km 以上，区内延伸约 400km。该断裂在青铜峡至固原一线，地表多处出露，断面西倾；罗山东麓的地震反射剖面上，表现为断面西倾的逆冲断层，倾角 30°；华亭马峡见有断层泉；沿断裂带发现多处小型辉绿岩体侵位。卫星影像上，罗山和六盘山东侧有北偏西直线状影像相连。区域重力场中，沿断裂为高达 5~12mGal/km 的陡立重力梯度带；航磁异常图上，也有较清晰的显示。青铜峡 - 固原断裂可能是元古宙形成的具有拉张性质的岩石圈断裂；早古生代活动强烈，是华北地台与秦祁地槽的分界，控制了北祁连加里东褶皱带的形成与演化，中、新生代仍有强烈的继承性活动，但断层性质已发生逆转。

3.2.3 南缘的断裂

眉县 - 铁炉子 - 三要断裂：西起虢镇、八渡，向东经眉县、户县、焦岱、兰桥、铁炉子、洛南南部、古城、三要，延至河南境内，走向北西西，区内延伸长度约 400km；兰桥以西，隐伏于渭河平原之下，以东裸露于地表。断裂西段在航磁异常图上有清晰的显示，其北盘为负异常区，南盘是正异常区。地质资料证实，断裂南侧的渭河盆地的新生界基岩为变质岩，北侧是下古生界灰岩。断裂东段不仅在卫星影像上有清晰的线性特征，也被区域地质调查证实。事实上，它是以铁炉子 - 三要断裂为其主干断裂的多条相互平行伴生的断裂带，切割了太古宙、元古宙、古生代地层以及印支期和燕山期花岗岩体；主干断裂带宽 50~200m，断面多为北倾，倾角 50°~85°；局部南倾，倾角 80°左右。它作为华北地台和北秦岭地槽的分界，相当于岩石圈断裂，其雏形可能形成于太古宙，以后表现为多阶段性长期活动。

渭河断裂：西起宝鸡，经武功、咸阳、渭南、华县、潼关，向东延至河南灵宝盆地。总体走向近东西向，纵贯渭河谷地隐伏于地下，长约 350km。经物探证实，它是一条高角度正断层，宝鸡 - 咸阳段断面南倾，临潼 - 潼关段断面北倾。断裂以北，新生界基岩为下古生界灰岩，南侧是和华山、骊山相当的太古宙、元古宙地层和岩浆岩体。沿断裂为地貌分界线，北盘是黄土塬，南侧是渭河滩地；同时，沿线有宝鸡、蔡家坡、兴平、临潼等温泉群分布，关中地区四级以上地震多沿此断裂带发生。渭河断裂可能是与眉县 - 铁炉子 - 三要断裂相伴出现的地壳断裂，控制了鄂尔多斯地块南缘下古生界的发育；现在仍是强烈活动的发震构造。

秦岭北麓断裂：西起宝鸡南，经眉县汤峪、长安丰峪口至兰田流峪口，走向北西西，长约 200km。该断裂在地貌上是秦岭山地和渭河平原的分界，卫星影像上有明显的线性特征；断裂西段，北盘是黄土塬和渭河高阶地，东段的北盘则为洪积扇群；秦岭山前，断层三角面十分发育，地表可见宽达 100~200m 的破碎带；长安丰峪口至兰田汤峪之间，沿断裂带有长约 50km 的地热异常带，并有多处温泉出露。据区域地质和物探资料，它是一组紧密排列的阶梯状断裂，断面总体上北倾，倾角 60°~80°。从区域上看，该断裂大体平行于眉县 - 铁炉子 - 三要断裂，并切割元古宙地层，可将其视为后者的派生断裂；中新生代活动极为强烈。

华山山前断裂：东起潼关，经华县向西南延伸，止于兰田流峪口，并与秦岭北麓断裂相接，潼关以东延至河南灵宝。华县以西，走向以北东为主，华县以东，近东西向延伸，平面上呈舒缓波状，长度 100km，断面总体上向西北或向北倾斜，倾角 $62^{\circ}\sim 80^{\circ}$ 。该断裂两侧的地貌反差十分明显，它构成了断块山地与山前黄土塬和洪积扇群的分界，可见陡立的断层三角面；沿断裂分布有同位素年龄为 123~124Ma 的酸性岩侵入体；下降盘保留有数十米至数百米的破碎带。据构造岩的显微构造分析，其中的长石、石英、云母普遍发育典型的砂钟构造、亚晶粒构造、扭折、弯曲、压力影和波状消光^[63]，证明该断裂在新生代之前具挤压 - 剪切性质。它目前为一正断层，其平面上的折线形态可能是追踪中生代及其以前的近东西、北东和北西向地壳断裂的结果。

渭河盆地北缘断裂：西起岐山，向东经乾县、口镇、富平、党木，越黄河到山西临猗，走向东西至北东，区内长度 420km。它是渐新世和中新世渭河盆地的北界，其北仅有上新世和第四纪沉积；黄河以东的峨眉台地也有类似情况，台地之上还有孤峰山、稷王山等基岩山地，断裂之南则为运城盆地。地震反射剖面揭示，该断裂由紧密平行排列的阶状正断层组构成，断面向南东倾斜，倾角 $50^{\circ}\sim 80^{\circ}$ 。据断裂以北奥陶系的发育和石炭二叠纪煤系受控等情况判断，它可能形成于古生代。

3.2.4 东缘的断裂

呼和浩特 - 清水河断裂：北起呼和浩特东，经和林格尔、清水河，消失于偏关以北，走向北北东，长约 140km。断裂西盘为河套平原，东盘是丘陵山地，出露集宁群和太古宙花岗岩，沿断裂见有断层崖、上升泉和新生代玄武岩；此外，黄河在托克托附近突然改变自西而东的流向，作几近 90° 转弯后，大致沿断裂带向南奔流。在区域磁场中，沿断裂带存在一个近南北向分界线，西侧是正异常区，东侧突变为负异常；重力异常图上，表现为北北东向等值线的同型弯曲，梯度变化为 2mGal/km。它可能是形成于太古宙末的岩石圈断裂，中、新生代为其主要活动期。

离石断裂：北起兴县，经方山、离石、中阳、蒲县，沿吕梁山西麓作南北向延伸，长度 320km。兴县—临县一带，南北向航磁异常十分明显，离石以南的磁异常特征虽然显示较差，但形迹仍然可辨；重力异常图上，同样显示近南北向重力梯度带。该断裂在兴县以南断续出露于地表，离石以北由一系列作雁行排列的逆冲断层组成，断面东倾，倾角 $60^{\circ}\sim 80^{\circ}$ ；离石以南是由多条断裂组合而成，平面上呈舒缓波状或折线状，断面或者东倾，或者西倾，倾角 $60^{\circ}\sim 85^{\circ}$ ，可见宽达 200m 的糜棱岩带和破碎带。离石断裂多在盖层中出现，往往被认为是中生代形成的浅层断裂，如果考虑航磁、重力资料和断裂东侧吕梁群火山岩十分发育的事实，加之某些深源岩石（柳林尖家沟金伯利岩体）在断裂附近的发现，似可说明，它不仅形成很早（新太古代），而且具有很深的根源，是切割莫震面的岩石圈断裂。许多学者将呼和浩特 - 清水河断裂和离石断裂视为一条南北直接贯通的“鄂尔多斯地块东缘断裂”^[30,36]，但河曲 - 兴县间地表并无断裂构造显示，卫星影像、航磁和重力资料都不支持上述两条断裂南北连通的意见。极为可能的是，离石断裂过兴县后与庆阳 - 佳县断裂交接，不再向北延伸。

4 构造单元

本说明书将地质构造发展的质变（槽台转化）时代，作为划分一级大地构造单元的基础；以地质发展史中的构造特点作为划分二级构造单元的依据；三级构造单元主要是按照现今构造特征划分的。本章主要概述鄂尔多斯台拗和鄂尔多斯西缘褶皱冲断带的基本特征，它们都是被归属于华北地台的二级构造单元图（图 4 - 1）。

4.1 鄂尔多斯台拗

鄂尔多斯台拗是华北地台的一个重要构造单元，西部与鄂尔多斯西缘褶皱冲断带毗连，北部以狼山—色尔腾山、乌拉山、大青山等山前的断裂与内蒙台隆分界，东面是山西台隆，南部与北秦岭优地槽褶皱带和豫西台隆相邻；其结晶基底是太古宙和古元古代变质岩系，盖层厚达 4000~6000m；包括 7 个三级构造单元（图 4 - 1）。

4.1.1 河套断陷

河套断陷南以黄河断裂与伊盟隆起相邻，北达色尔腾山、乌拉山、大青山山前，西起狼山山前断裂，东至和林格尔附近的变质岩露头，东西长 600km，南北宽 30~90km，面积 40000km²；基底是太古宙结晶岩，其上被上侏罗统李三沟组和下白垩统固阳组不整合覆盖；缺失上白垩统和古新统。始新统至第四系总厚一般为 3000~6000m，最厚达 13000m。

河套断陷的内部结构比较复杂，并可进一步分为 5 个四级构造单元，它们是：①临河凹陷；②西山嘴凸起；③白彦花凹陷；④包头凸起；⑤呼和浩特凹陷。临河凹陷、白彦花凹陷、呼和浩特凹陷大致呈左行斜列，其北缘的山前大断裂附近，陷落幅度最大，远离山前，下陷幅度逐渐变小，很显然，这是由于山前大断裂对南部的垂向拉张，促使那里产生一系列走向断层，导致断层阶状下降，形成箕状凹陷。

4.1.2 伊盟隆起

位于河套断陷之南并以黄河断裂与其分野，西界是桌子山东麓断裂，东面是呼和浩特—清水河断裂，南面经正谊关—偏关断裂与天环拗陷、陕北斜坡和晋西褶曲带呈过渡关系。结晶基底是太古宙和古元古代变质岩，埋藏较浅，其上的显生宙沉积盖层总厚仅 1000~3000m。百眼—独贵加汉—泊尔江海子一线以北，缺失下古生界，晚古生代煤系直接超覆于前寒武纪变质岩之上。隆起的东北部，结晶基底直接裸露于地表，或被厚度不大的下白垩统不整合覆盖。

褶皱主要见于东胜至准格尔一带，均为短轴背斜，卷入的地层为三叠系和侏罗系。百眼井、杭锦旗一带的下白垩统中有几个短轴背斜、鼻状背斜和箕状向斜。地面断裂构造极不发育，除达拉特旗高头窑、罕台川附近有逆冲断层以及与之相伴的不对称背斜、倒转向

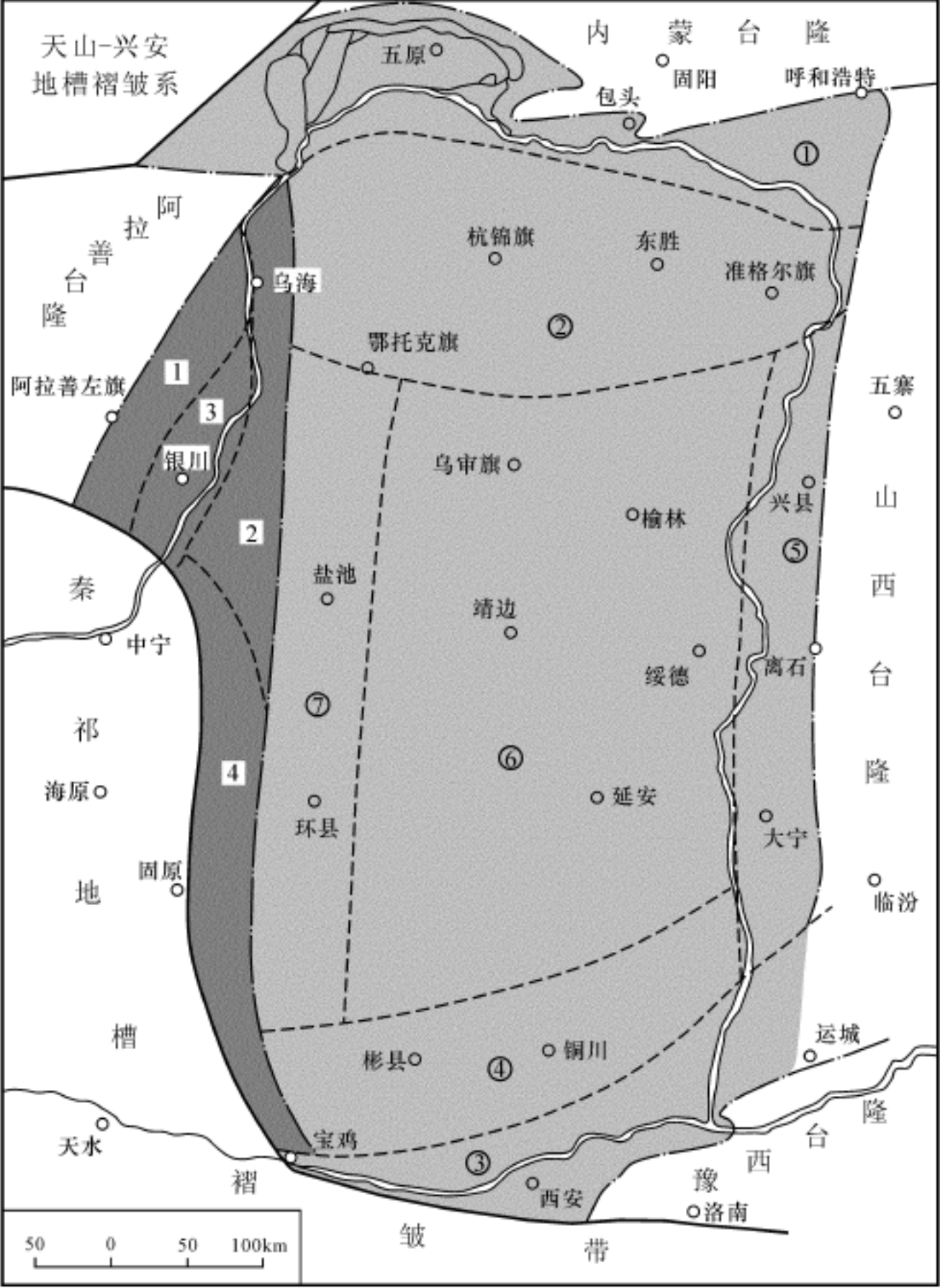


图 4 - 1 鄂尔多斯盆地及邻区大地构造单元

Fig.4 - 1 Geotectonic units of the Ordos Basin

鄂尔多斯台拗：①河套断陷；②伊盟隆起；③渭河断陷；④渭北隆起；⑤晋西褶皱带；
⑥陕北斜坡；⑦天环坳陷。鄂尔多斯西缘褶皱冲断带：1—贺兰山褶断带；
2—桌子山 - 横山堡褶断带；3—银川断陷；4—青（龙山）云（雾山）褶断带。
- - - 为三级构造单元界线

斜外，西部桌子山东麓附近有小型逆冲断层，其他地区只有方向性极差的小型正断层。

4.1.3 渭河断陷

渭河断陷南与北秦岭优地槽褶皱带和豫西台隆为邻；北部边界是渭河盆地北缘断裂；西起宝鸡，向东自然进入河南的灵宝盆地和晋西南的运城盆地，东西近 400km，南北最宽处 60km。断陷南部的基底是太古宙和元古宙结晶岩，北部的“基底”是早古生代碳酸盐岩，缺失晚古生代、中生代和古新世沉积，最厚达 7000m 的始新统至第四系河湖相复碎屑岩建造不整合覆于“基底”之上。

渭河断陷具有典型的不对称复式地堑和由一系列凸起和凹陷组成的掀斜断块的结构特点；可进一步将其分为如下四级构造单元：①宝鸡凸起；②咸阳凸起；③蒲城凸起；④西安凹陷；⑤固市凹陷；⑥骊山凸起；⑦阳廊凸起。它们之间均以断裂为界。渭河断陷内部已知断裂百余条，多为高角度走向正断层，其中落差较大者十余条。作为一个复式地堑，渭河断陷在剖面上多呈现南倾北翘的箕状形态，与河套断陷北倾南翘的情况相反，这就表明，渭河断陷和河套断陷及其外侧的山地都存在着背向鄂尔多斯地块主体的掀斜运动。

4.1.4 渭北隆起

渭北隆起以渭河盆地北缘断裂为南界；北部与陕北斜坡呈过渡关系，界限大致在长武—黄陵—黄龙一线；西部在凤翔东北与鄂尔多斯西缘褶皱冲断带相邻，东达黄河（图 4-1）。在构造上，总体呈北倾南翘势态，使南部厚约 700~3000m 的寒武—奥陶系出露于地表，韩城附近有太古宙结晶岩系出露。石炭系、二叠系和中生界由老至新依次向北排序。石炭二叠纪煤系底面构造等高线走向东西至北东东，在韩城附近折转为北东走向；侏罗纪煤系底面构造等高线为北东走向，在焦坪和店头附近突然向北折转，呈北北东走向。按地层分布和构造特点，分为南、北两个构造带。

北带由分布于中生界的纵弯褶曲组成，断裂不甚发育。彬长煤矿区有数个不对称宽缓背斜，走向为北西西或北东东，长度 10~30km，南翼倾角 $2^{\circ}\sim 8^{\circ}$ ，北翼倾角 $5^{\circ}\sim 25^{\circ}$ ；嵌入其间的向斜亦呈不对称形态，并保存了较厚的煤系地层。旬邑—宜君一带，褶皱比较集中，褶皱走向近东西或北东东，延伸长度 5~10km，这些不对称背斜的北翼陡，南翼较缓。宜君以东，褶皱构造罕见，仅在宜君与黄龙之间、黄龙与韩城柏峪川之间有几个北东向短轴背斜。

北带以南，凤翔—乾县—富平—韩城一线以北，是南带的大体范围。该带的总体变形以古生代地层的褶皱隆起为特征，断裂构造比较发育。在淳化以西，构造线走向近于东西；永寿和泾河之间，由早古生代地层构成的五峰山和钻天岭的基本构造形式是一组叠瓦状逆冲岩席组成的推覆构造，并经北侧的老龙山断层向北逆冲于石炭—二叠纪煤系之上。逆冲岩席内部，褶皱构造比较发育，地层倾角变化很大，有的甚至直立或倒转。

在泾河以东，地面构造主要受杜康沟断裂控制。它西起铜川金锁关，东达澄城安里附近，走向近于东西，出露长度约 80km，断裂带宽度数十米至百米，断面南倾，倾角 $35^{\circ}\sim 60^{\circ}$ ，断距 100~350m，属向北推挤的逆冲断层。澄城东北，还存在数条与杜康沟断裂一起作雁行排列、性质相同的断层，直达韩城禹门口。在韩城上峪口，发育于奥陶系灰岩中的一组叠瓦式构造组成的逆冲岩席，向北推覆于石炭二叠纪煤系之上，致使后者发生褶

皱和倒转。杜康沟断裂在金锁关以西，地表主要表现为褶曲，地下仍为向北推挤的逆冲断层。这条隐伏于地下的断裂从金锁关向西南延伸，经田家嘴直达泾河东岸。在蒲白和澄合煤矿区，杜康沟主断裂将石炭 - 二叠纪煤系切割为南部翘起、北部深埋的两部分，并各有一组与主断裂相伴的分支正断层。

4.1.5 晋西褶曲带

晋西褶曲带东侧与山西台隆相邻，西侧大体以黄河为界与陕北斜坡呈过渡关系，其间没有明显的界限，南北长约 400km，东西宽 30~60km (图 4 - 1)。构造线以南北走向为主，寒武系、奥陶系、石炭系、二叠系、三叠系自东而西依次出露，局部地区有太古宙结晶岩裸露于地表。岩层倾角在离石断裂附近较陡，甚至直立，离开离石断裂向西很快变缓。临县西北紫金山、大肚山、教排山一带的碱性杂岩体侵位于中三叠统二马营组，从 K - Ar 法同位素年龄 (91.1~158.4Ma) 判断，属燕山期。柳林尖家沟一带还有金伯利岩，其围岩是中奥陶统灰岩。根据构造特征并以柳林东西向构造带为界将其分为北部褶曲带和南部褶曲带。

北部褶曲带自保德向南经兴县、临县到柳林之北，南北长约 200km。地表构造以平缓开阔的小型背斜为主。背斜轴长 3~15km，两翼基本对称，倾角 5°~15°。这些背斜虽有向东或向西偏转以及呈“S”形弯曲趋势，但总体仍为南北走向；不过，临县紫金山和佳县之间三叠系中的开阔平缓的短轴背斜多为北东走向，两翼倾角 5°左右。此外，还有为数不多的南北向正断层和逆断层，断面倾角 70°~85°，断距数十米。

南部褶曲带自柳林南经石楼、大宁至乡宁，卷入的地层是古生界和三叠系，除短轴背斜外，亦有线状褶曲发育。在石楼、大宁之间，为南北走向的不对称背斜，东翼陡，西翼平缓。大宁和乡宁间，北东走向的不对称线状背斜发育；在乡宁附近，背斜的西北翼陡立 (甚至倒转)，东南翼缓斜；其他地区的背斜东南翼较陡，西北翼平缓。亦有与褶轴方向相同的正断层和逆断层，断面倾角 70°~80°，断距数十米至百米不等。

柳林东西向构造带位于晋西褶曲带中部，即北纬 37°20'~37°30' 的柳林县三川河一带。地表构造由东西走向的小型断裂和短轴褶曲构成，断裂为正断层，长度在数公里，断面倾向或南或北，断距数十米，最大 200m。近于南北走向的石炭二叠纪煤系底面构造等高线在北纬 37°15'~37°50' 之间突然改变方向呈向西突出的弧形，在吴堡—柳林一带形成一个平缓的、向西倾伏的大型鼻状穹窿构造，直达绥德以西逐渐消失，东西长约 80km，南北宽 50km。

4.1.6 陕北斜坡

陕北斜坡是伊盟隆起和渭北隆起之间，晋西褶曲带越过黄河向西缓斜的大单斜构造 (图 4 - 1)。三叠系、侏罗系、白垩系自东而西依次排列，岩层倾角一般小于 1°，平均坡降 10m/km。除零星分布的短轴背斜、鼻状构造外，有少量不明显的挠曲，这些褶曲构造范围局限，幅度一般为十几米至 50m；断裂构造少见。在子洲砖庙至绥德田家岔发育一条近东西向断裂，断面北倾，倾角 75°~80°，断距 30~40m，错断三叠系和侏罗系。府谷北部，沿清水川发育两条正断层，断面倾角 75°~80°，走向北 45°西，长度 20km，错断三叠系和侏罗系，落差在百米以内；它们相向陷落，组成了小型地堑构造。神木大柳塔的侏罗

纪煤系中有几条走向北 50°西的小型正断层，长度 10~15km，断面向南西或北东，倾角 70°~80°，断距在 20~80m。

4.1.7 天环坳陷

天环坳陷是指发育于白垩系中的天环向斜的西翼，东翼为陕北斜坡。该不对称向斜的西翼窄陡，宽约 20km，并被西侧的逆冲断裂截切。天环向斜总体走向近南北，某些段落可能呈左行雁列。古生界在本区明显变薄，或缺失某些层位，成为鄂尔多斯地块西部古生代构造隆起带。鄂尔多斯西缘褶皱冲断带在中生代的向东推挤活动，在前缘形成前渊坳陷，其中的三叠系、侏罗系、白垩系厚度不仅大于陕北斜坡，而且有三叠系（“崆峒山砾岩”）、上侏罗统（芬芳河组）和下白垩统（志丹群下部）等三套向东逐渐变薄、尖灭的“磨拉石”建造，从而表明，它是一个中生代形成的坳陷。

4.2 鄂尔多斯西缘褶皱冲断带

鄂尔多斯西缘褶皱冲断带北起桌子山、贺兰山，南抵宝鸡附近，西面与阿拉善台隆和祁连山加里东褶皱带毗邻，东面是鄂尔多斯台拗，南北长约 60km，东西宽 30~100km。作为一个特殊的构造单位，它是联结我国北方东部和西部不同大地构造环境的枢纽，地质构造相当复杂，主构造样式是燕山运动定型的逆冲推覆构造（图 4-2）。

鄂尔多斯西缘褶皱冲断带有少量基性岩浆喷发和超基性、中酸性岩浆的侵入活动，较重要者有：①小松山超基性岩体，围岩为寒武系和奥陶系灰岩，同位素年龄 384.4Ma；②古拉本玄武岩，分布于阿拉善左旗古拉本东大岭子一带，出露面积不足 1km²，产于上三叠统延长组顶部，K-Ar 法同位素年龄为 $(98.79 \pm 2.86) \sim (103.6 \pm 3.1) \text{ Ma}^{[118]}$ ；③“鄂尔多斯岩体”：分布于乌海市黄河西岸的其格特敖包，出露面积 0.24km²，周围被第四纪风成砂掩盖。此侵入岩体主要是由碱性花岗岩、碱性岩、碳酸盐岩并与大小不等的中基性岩脉伴生、组合而成的脉带状岩体，同位素年龄 182Ma；④灵台隐伏岩体：石油钻井中遇到侵位于二叠纪和三叠纪地层的花岗闪长玢岩，岩心分层达 50“层”之多；⑤据地球物理资料，吴忠、马家滩、铁克苏庙可能存在隐伏岩体。此外，在贺兰山苏峪口至汝箕沟一带的晚古生代至侏罗纪地层中见有分布广泛的石英岩脉，岗德尔山东西两侧有热液型铅锌矿脉，桌子山东麓千里庙至棋盘井见到热液型赤铁矿化和铜矿化现象。这些中低温热液脉岩或者与乌海市黄河西岸的燕山期岩浆活动及其热液作用有关，或者同相当于该期的隐伏岩浆岩期后热液作用有关。该区地质构造复杂，分为 4 个三级构造单元（图 4-1）。

4.2.1 贺兰山褶断带

贺兰山褶断带的主体是北 30°东走向延伸的贺兰山。东西两侧被断裂限定；北界在乌达以北；南界在元山子附近，以青铜峡 - 固原断裂向西北延伸部分为界，与祁连山加里东地槽褶皱带接壤。

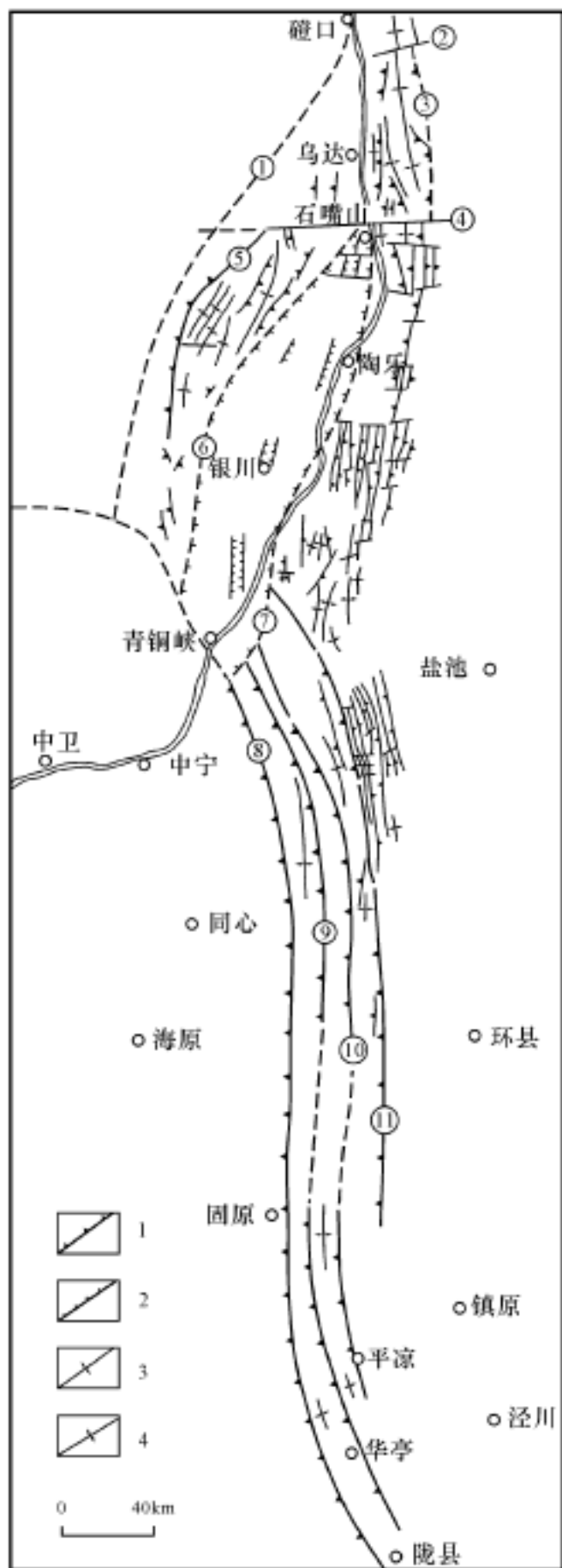


图 4 - 2 鄂尔多斯西缘褶皱冲断带构造纲要图

Fig.4 - 2 The tectonical sketch of the West Ordos Fold - Thrust Belt

1—逆冲断层；2—正断层；3—背斜；4—向斜

- ①磴口 - 阿拉善左旗断裂；②千里沟断裂；③桌子山东麓断裂；④正谊关断裂；⑤小松山断裂；⑥贺兰山东麓断裂；⑦银川断陷东侧断裂；⑧青铜峡 - 固原断裂；⑨韦州 - 安国断裂；⑩青龙山 - 平凉断裂；1 惠安堡 - 沙井子断裂

太古宙贺兰山群和古元古代赵池沟群组成的结晶基底之上是黄旗口群和王全口群为代表的石英岩建造、镁质碳酸盐岩建造及厚度不大的正目观组冰碛建造；寒武系和奥陶系分别是碳酸盐岩建造和类复理石建造，前者厚约 1500m，后者达 3600m。早古生代晚期和晚古生代的早期，随着祁连山地槽的封闭，本区曾一度褶皱隆起，地壳活动减弱，但石炭二叠系海陆交互相含煤建造和三叠系陆相沉积的厚度大于鄂尔多斯台拗。印支运动和燕山运动都造成了相应地层间的角度不整合，并导致区域上的褶皱和冲断。一般将贺兰山褶皱断带分为 3 段。

北段指正谊关断裂以北，即五虎山—沙巴台一带，南北长 42km，东西宽 9~12km，煤矿梁至其格特敖包为其隐伏地带，从遥感影像分析，可达北纬 40°。该段构造线总体上为南北走向；大体沿黄河西岸作南北向延伸的乌达断裂以西的岩块构成了一个向东逆冲的岩席。石炭二叠纪煤系保存于五虎山（或查干浑迪）向斜和沙巴台向斜。

中段的南界位于炭井沟、南沟一带，基本构造特征是由两个背斜和三个向斜组成的复式向斜，复向斜西翼的小松山断层和东翼的勃力海带 - 花石洞断层、老树湾 - 大水沟断层向着核心对冲或逆掩。侏罗纪煤系和石炭二叠纪煤系保存于向斜之中。构造线在总体上为北北东走向（北端转为南北向）。

南段的构造比较复杂。北西走向的三关口断层以北，以平行山脉走向的逆冲断层为主，后者被前者截切。三关口断层及其奥陶系中发育的北西向断层与贺兰山主体构造极不谐调，这些斜冲性质的断层可能构成了南侧的“弧形构造带”与贺兰山褶皱断带的分界^[61]。

4.2.2 桌子山 - 横山堡褶断带

桌子山 - 横山堡褶断带北起千里山，南抵惠安堡 - 沙井子断裂西北端；银川断陷东缘断裂为其西界；东侧之北段是桌子山东麓断裂，南段向东倾入天环坳陷。它的结晶基底和盖层性质与贺兰山雷同，不过桌子山地区古生界厚度较大，横山堡一带存在程度不同的减薄现象。

桌子山是褶断带北端隆起部分，构造线总体走向为北北西；主体构造是岗德尔山东西两侧和桌子山东麓的断裂带及其之间的岗德尔山背斜和桌子山复背斜，轴面西倾的不对称褶皱和断面西倾的走向冲断层一起，组成了自西向东逆冲的叠瓦状构造。岗德尔山西麓断层在乌海市以北沿桌子山西侧向北延伸，为一西盘跌落的断层，但就上盘残留的中元古代石英砂岩逆冲于寒武系之上的现象判断，主断层存在着先挤压后拉张的演化。岗德尔山东麓断裂在千里山钢厂和乌海市之间与西麓断裂合并，主断层走向北北西 - 南南东，断面西倾，向东逆冲于石炭二叠纪煤系之上，在老石旦向斜西翼形成由下古生界灰岩构成的飞来峰。作北西走向的西来峰断裂在呼和查布其附近与岗德尔山东麓断裂会合。桌子山东麓断裂由一系列走向南北、断面西倾的冲断层组成，主断层隐伏于东侧的第四纪洪积扇裙之下。桌子山背斜与岗德尔山背斜等与上述断裂伴生，石炭二叠纪煤系主要保存于卡布其向斜中。桌子山地区横断层比较发育，它们是不同的部位受力不均匀产生的调节性断层，并导致区域构造线作“S”型弯曲。

桌子山南端至陶乐一带的构造样式与桌子山类似，但横山堡一带的构造格局极为特殊。那里是由一系列走向呈北北东的背斜、向斜和断裂构成的复背斜构造。褶皱多不对称，轴面东倾，背斜东翼缓斜，西翼陡立，褶轴走向自北而南由南南西转折为南北向。断裂走向北偏东或偏西，长度数公里至数十公里，断面东倾，断距数十米至 300m，最大 1000m。它们多发育于褶皱旁侧，并构成东盘向西逆冲的叠瓦状构造，与桌子山的情况刚好相反。

4.2.3 银川断陷

银川断陷北起石嘴山，南至青铜峡，东西两侧分别被断层限定，长约 160km，最宽处 55km，总体走向北北东，永宁以南转为南北向。

该断陷为一新生代陆相断陷盆地，基岩为奥陶系或前奥陶系，新生界达 6000m。盆地“基底”沿走向于南、北两端翘起：石嘴山以北，基岩裸露地表；吴忠以南，新生界厚度仅 1986m。断陷内部结构比较复杂，受多条规模较大的走向正断层制约，使两翼地层逐级向中心陷落，形成中央深陷、两侧浅埋的阶梯状地堑构造。地震反射剖面表明，深陷槽的“基底”在黄渠桥附近向西倾斜，银川附近向东倾斜；深陷槽西侧的东倾正断层向上消失于中新世地层之内。该断陷在永宁以南的情况比较特殊，主要表现在：①构造线走向改变了方向（由南南西折转为南北向）；②“基底”埋深较浅，新生界变薄；③不呈现向中心阶梯状陷落的构造格局。

4.2.4 青（龙山）云（雾山）褶断带

青云褶断带北起牛首山、罗山、青龙山，经云雾山、平凉太统山，南至千阳岭，大致

作南北向延展，并略呈反“S”形弯曲，为一南北长 320km、东西宽 30~50km 的纵贯陕、甘、宁三省（区）边境的狭长条带，西侧与祁连山加里东褶皱带分界，东边是鄂尔多斯台拗。结晶基底性质与鄂尔多斯台拗大体雷同；寒武系和奥陶系厚度自东而西逐渐加大，除碳酸盐岩建造外，还有次深海笔石页岩建造和碎屑岩建造，既不同于鄂尔多斯台拗，也有别于祁连山加里东褶皱带，具有过渡性质。上古生界和中生界，除平凉以南缺失石炭系外，其他地层序列和建造类型与贺兰山、桌子山基本一致。

青云褶断带被 4 条大断裂分割，自西而东依次是：①青铜峡 - 固原断裂；②韦州 - 安国断裂；③青龙山 - 平凉断裂；④惠安堡 - 沙井子断裂。除青铜峡 - 固原断裂受后期构造影响在局部地段表现为西倾正断层外，其他均为断面西倾的大型逆冲断层，垂直断距 1000m 以上。

该褶断带在北段罗山—马家滩一带具有典型的逆冲推覆构造特征：构造线走向北北西，外来系统是由前述 4 条断层和惠安堡 - 沙井子断裂以东的摆宴井断裂组成的叠瓦状构造。这些断裂的断面近地表陡立，向下缓斜，深部收敛，并沿石炭二叠纪煤系顺层滑脱，据郭忠铭等^[41]，东侧的摆宴井断裂水平位移距离可达 22.5km，整个剖面的收缩量为 40 km。

马家滩以南至千阳岭，具体细节尚不十分清楚；不过，摆宴井断层在甜水堡附近消失；彭阳附近，惠安堡 - 沙井子断裂消失；青龙山 - 平凉断裂消失于平凉以南。在主断层经过的沟谷中，见到老地层出露，主断层走向南北，断面西倾，冲断块向东逆冲。在上述主冲断层之间，夹持有被小型冲断层切割的背（向）斜、半背（向）斜和单斜断块，其中，部分地段保存了侏罗纪煤系（马家滩、石沟驿向斜、安口向斜等）和石炭二叠纪煤系（韦州向斜）。

综上所述，鄂尔多斯西缘褶皱冲断带的基本构造型式是一个大型逆冲推覆构造。作为板内的推覆构造带，它具有不同于国外同类构造带（如北美的阿巴拉契亚构造带）的构造特征，因而，成为有关学者的研究热点之一。

5 鄂尔多斯盆地古构造应力场

古构造应力场是特定空间范围在特定构造阶段的应力分布状态^[119~121]；现今观察到的一切构造形变都与特定的构造应力场相关。针对鄂尔多斯盆地的构造特征，对不同构造层的节理系进行了系统观测与统计，并整理了褶皱变形资料，进而经构造解析求得主应力产状。用节理系求得的是初始变形应力场；褶皱解析的是变形后的应力场。两种构造要素获得的最大主压应力轴的方位一致，但中间与最小主压应力轴的位置已经对换^[119]。本说明书统一使用了初始变形应力场。关于节理系的时代，是按构造层，用交接、限制关系确定的。为检验构造应力方向、型式及其空间分布状态，据构造特征，在建立合理的、经过简化的地质模型的基础上，将鄂尔多斯盆地视为一个各向同性弹性体，按照计算模型和力学模型，对印支运动以来的古构造应力场进行了平面有限元模拟。

5.1 印支运动构造应力场

印支运动在鄂尔多斯盆地形成了侏罗系/三叠系之间的角度（或平行）不整合。在这个界面之下，石炭系 - 三叠系之间均为整合接触。因此，用于解析印支运动应力状态的节理系数据均来自这部分地层。考虑到西缘冲断 - 推覆构造带的复杂情况，只使用了三叠系的节理系观测成果。

5.1.1 节理系观测结果与构造解析

晋陕边境存在一组走向北西、另一组走向北东的共轭剪节理，据微量错位特征，压缩方向几近南北。另一种情况下，出现两套 4 组共轭剪节理：其中两组的走向为北东和北西；另两组分别几近南北和东西，且后两组总是切断前两组。这就表明，该区的石炭系 - 三叠系形成之后，至少经历过两次构造作用。但是，这些节理均未愈合，只能以两套 4 组的格局出现^[122]。也就是说，只有最初两期构造作用可以不受干扰地产生两套共轭剪节理；在没有愈合的情况下，后期的构造作用将不再产生新的破裂^[119]，只是利用先存破裂活动。据此判断，前一套节理系是印支运动的产物，后两组是燕山运动形成的。按照上述分期原则，将共轭剪节理观测数据进行应力轴解析，求得最大（ σ_1 ）、中间（ σ_2 ）和最小主压应力轴（ σ_3 ）的空间方位，然后，将全区的观测点归并为 39 个地区（图 5 - 1）。

盆地内不同地区的主应力轴产状不尽相同。但从统计学角度出发，印支运动构造应力场是以近于水平和南北向（ $179^\circ \sim 359^\circ$ ）的最大主压应力轴为其基本特征的；最小主压应力轴的优选方位为 $88^\circ \sim 268^\circ$ ，也近于水平，中间主压应力轴略有倾斜，平均倾角 83° 左右。

由于盆地中部被侏罗系—新生界大面积覆盖，无法从前侏罗系直接获得构造变形资料，观测点集中于晋陕边境和其他边缘地区。由点应力状态勾绘的主应力轨迹在不同地区显示一定的差异：最大主压应力迹线在盆地东部基本保持南北走向，但在南缘略向西偏

转；盆地西缘南段（石沟驿—六盘山）为北东—南西走向，贺兰山北段一带呈北西—南东走向（图 5 - 1）。

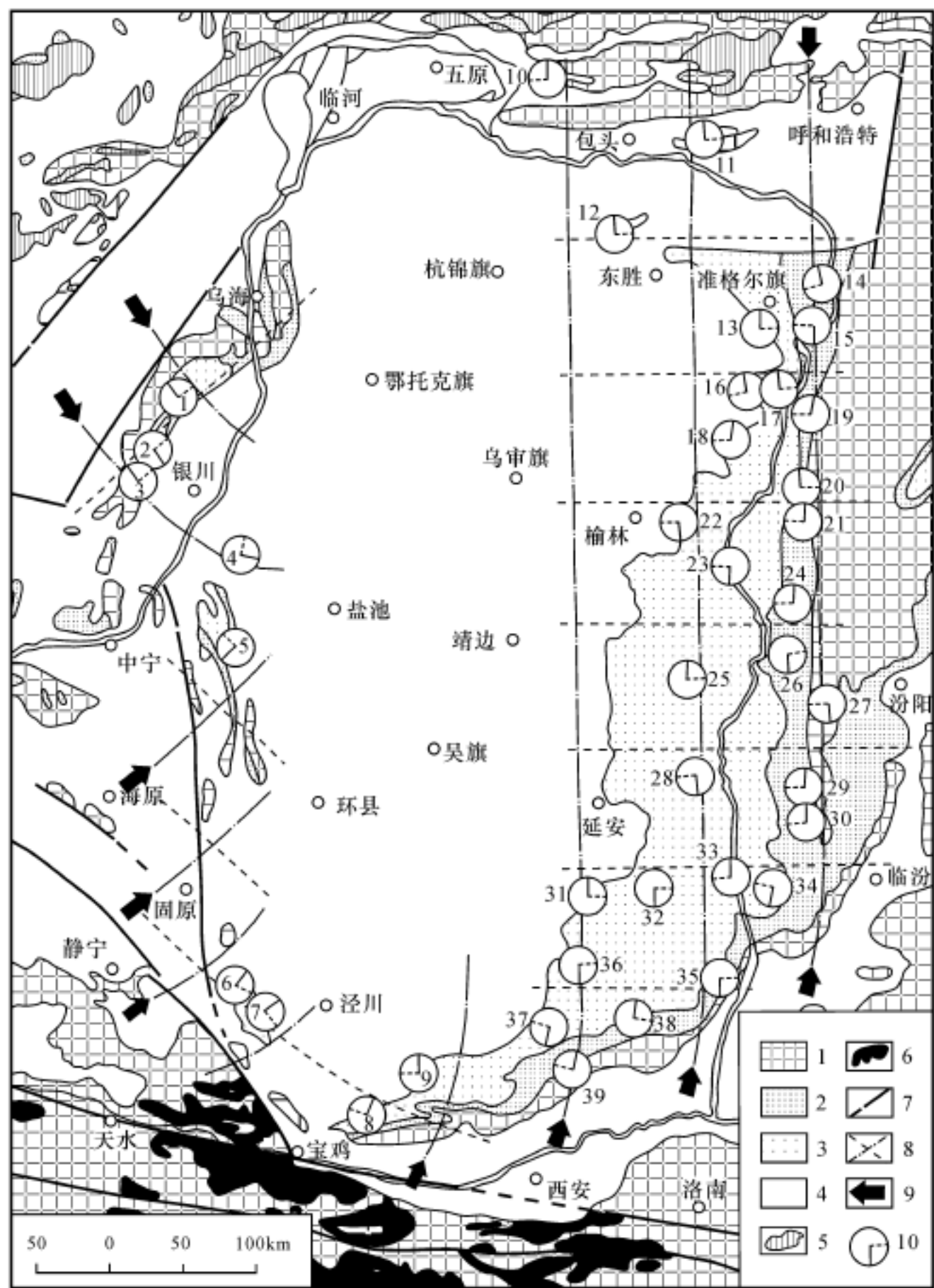


图 5 - 1 鄂尔多斯盆地印支运动构造应力场方向

Fig.5 - 1 The principle stress direction of the tectonic stress field of the Indosinian Movement in the Ordos Basin

1—前石炭系；2—石炭二叠系；3—三叠系；4—侏罗系—新生界；5—海西期花岗岩；6—印支期花岗岩；
 7—主要断裂；8—最大（点划线）和最小（断线）主应力迹线；9—压缩方向；
 10—点应力状态图解（实线为 σ_1 ，点线为 σ_3 ）

5.1.2 模拟结果与分析

构造解析和点应力状态表明，鄂尔多斯盆地印支运动的驱动力源于南北向挤压。据此，为设计模型的南、北边界施加南北方向的均布荷载（指定张应力为正，压应力为负，剪切应力以逆时针方向为正；下同），同时固定和约束其他边界，用经过反演的边界作用力大小（ $S_x = 0$ ， $S_y = -1.0595\text{MPa}$ ， $S_{xy} = -8.7909\text{MPa}$ ）和经过检验的岩石力学参数（容重 $\nu = 2.5\text{g cm}^3$ ，抗压强度 $R_c = 120\text{MPa}$ ，抗拉强度 $R_t = 12\text{MPa}$ ，凝聚力 $C = 30\text{MPa}$ ，内摩擦角 $\Phi = 38^\circ$ ，弹性模量 $E = 40\text{GPa}$ ，泊桑比 $\mu = 0.35$ ），实现了构造应力场的定量模拟。结果表明，最大和最小主应力轨迹与图 5 - 1 类似，但应力分布状态在不同地区完全不同（图 5 - 2）。

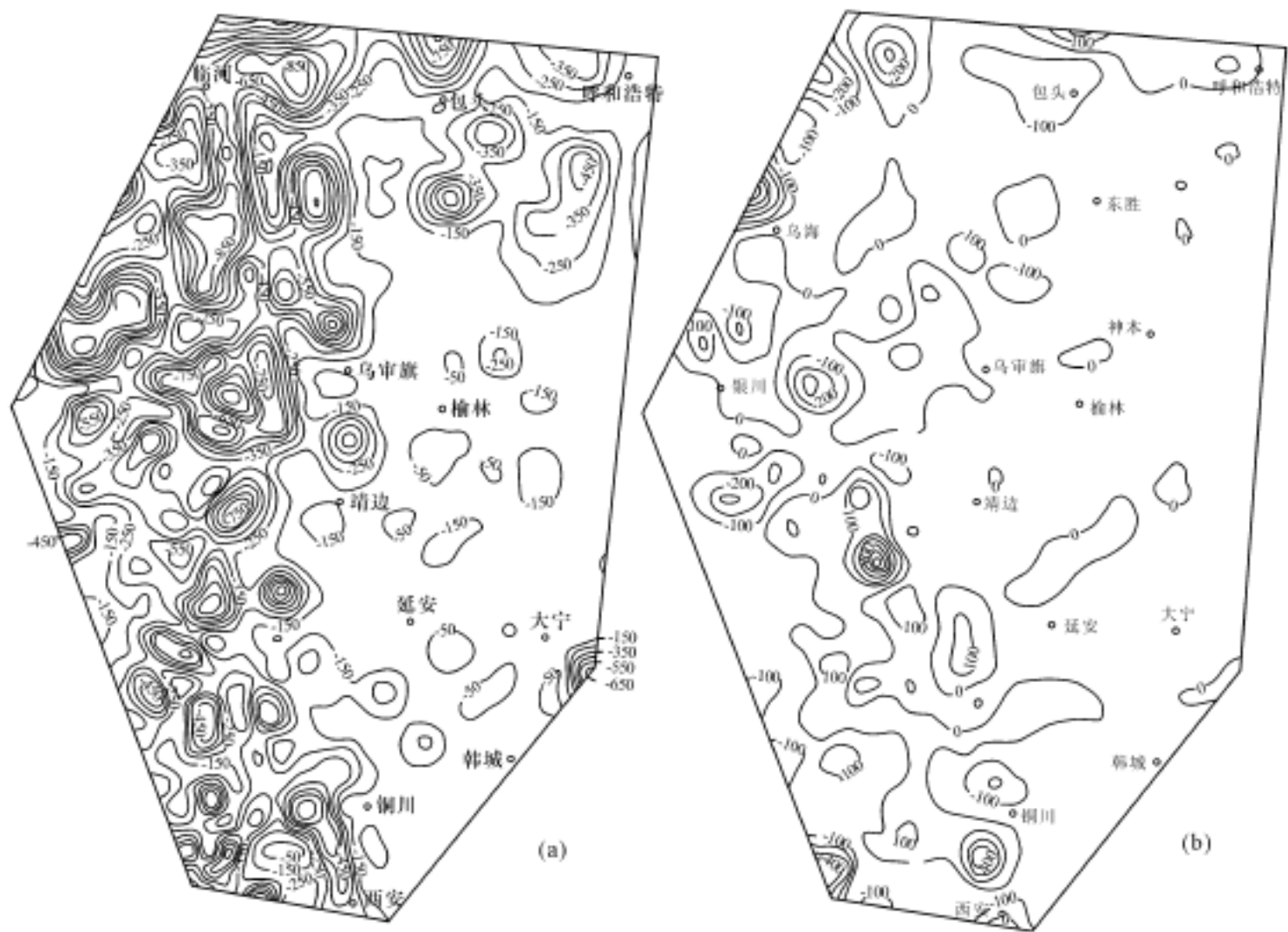


图 5 - 2 印支运动构造应力场最大主应力（ σ_1 ）(a) 和最小主应力（ σ_3 ）(b) 等值线图
(单位：MPa)

Fig.5 - 2 The maximum (a) and minimum (b) principle stress isogram (MPa)
of the tectonic stress field of the Indosinian Movement in the Ordos Basin

在最小主应力等值线图（图 5 - 2 (b)）上，西部是高值域分布区，东部是低值域分布区。值得注意的是，由正值等值线（ > 0 ）圈定的张应力分布带在西部出现。该带在西部的南段大体呈北北西和北西走向，北段作北东—北北东展布。这种状况很显然是在经受南北向挤压过程中，因边界条件（先存断裂）的限制，沿着最大主应力方向产生的一种派生现象。一般地说，张应力分布带决定拉张断层的形成。据地表调查和部分地震反射剖面资料，盆地西北部（桌子山 - 银川断陷以东）的 $T_7 - T_9$ 反射层（石炭系—三叠系）之间存在张性断裂，但是，它们的重要性没有引起人们的重视。

模拟的最大主应力（图 5 - 2 (a)）和最大剪切应力（ $\tau_{\max}$ ）的高值域集中于西部，并

沿着鄂尔多斯西缘的边界断裂和冲断 - 推覆构造带分布。它一方面表明，西部的构造格局比东部复杂得多；另一方面暗示，鄂尔多斯西缘冲断 - 推覆构造带在印支期可能就已初露端倪。在北部也有次高值域分布区，但范围有限。

构造解析和定量模拟重建的鄂尔多斯盆地印支运动构造应力场，与我国南方的同期构造应力场^[119,123]是一致的。在华南，最大主压应力轴迹以走向南北、几近水平（ $178^{\circ} \angle 5^{\circ}$ ）为特征。据变形和变质特征，这种南北向挤压应力愈向南愈加强烈。如在两广地区，印支运动形成深变质岩，并将加里东期的南北向褶皱置换成东西向褶皱；向北至秦岭地区，仍以褶皱变形为主，但在鄂尔多斯刚性地块，则是以小型破裂体现的。

贺兰山一带北东向先存断裂与最大主压应力轴迹之间，存在 $65^{\circ} \sim 70^{\circ}$ 的夹角；青铜峡 - 固原断裂既不与最大主压应力轴迹垂直，也不与之平行，其交角为 $50^{\circ} \sim 65^{\circ}$ 。可见，这些先存断裂及与之平行的鄂尔多斯西缘的其他断裂在印支期是沿着大体与本期最大剪切应力 $[\tau = 1/2 (\sigma_1 - \sigma_3)]$ 迹线十分接近的方向重新活动的，它们都具有相当可观的走滑分量。因此，不应将它们简单地视为压性断裂，这与野外实地观察资料及构造配置关系相吻合。此外，盆地南、北缘近于东西走向的先存断裂与区域最大主压应力迹线直交，结合北秦岭印支期地壳熔融型花岗岩侵位^[124,125]以及南北两侧的晚古生代造山带和印支期造山带^[22,126~128]的形成，证明重建的构造应力场是正确的。

5.2 燕山运动构造应力场

燕山运动主幕形成了下白垩统志丹群/上侏罗统芬芳河组（或中侏罗统安定组）之间的角度不整合面。因此，使用来自富县组、延安组、直罗组和安定组的变形资料，重塑了鄂尔多斯盆地的燕山运动构造应力场。

5.2.1 构造解析

用于重建燕山运动构造应力场方向的构造形变包括纵弯褶曲、共轭剪节理、初始张节理以及与之配套的剪切带。在盆地西缘，综合利用了上述 3 类变形资料；北部（色尔腾山—大青山）主要是利用纵弯褶曲解析应力状态；盆地东部（包括吕梁山以西的晋陕边境地区）只使用了共轭剪节理资料。观测的节理系除在贺兰山中段（汝箕沟—苏峪口）被石英脉充填已经愈合外，其他均处于未愈合状态。不过，在野外观测时注意到，盆地东部的侏罗系一般只出现一套压缩方向为北西 - 南东的共轭剪节理；晋陕边境的三叠系虽有两套 4 组共轭剪节理，但已按照交接、限制关系，将形成较晚的两组归于燕山期。

将属于燕山期的纵弯褶曲和大量节理系数据进行主压应力轴的构造解析之后，将其归并为 62 个地区（图 5 - 3）。点应力状态的统计结果表明，燕山运动的最大主压应力轴的优选产状为 $130^{\circ} \angle 2^{\circ} \sim 310^{\circ} \angle 4^{\circ}$ ；最小主压应力轴的方向为 $220^{\circ} \sim 40^{\circ}$ ，倾角近于水平；各点的中间主压应力轴虽然略有倾斜，但平均倾角在 80° 以上。

受局部边界条件的限制以及不同地壳块体性质不均一的影响，由点应力状态勾绘的区域构造应力场方向在不同地区存在一定的差异。盆地南半部（即青铜峡—盐池—绥德—离石以南地区）最大主压应力轴的轨迹呈向北凸出的弧形：东部为北西走向，向西逐渐向北

北西偏转，石沟驿—六盘山东麓一线，向南西强烈折转；盆地北半部的最大主压应力轴迹线基本保持北西走向，只是在银川—横山一带向北西西偏转；盆地东北部最大主压应力轴迹方向自南而北由北西向变为北北西走向，平面上呈扇状发散格局。与上述最大主压应力轴迹配套的最小主压应力轴的轨迹大致作北东走向，并作“S”形弯曲（图 5 - 3）。

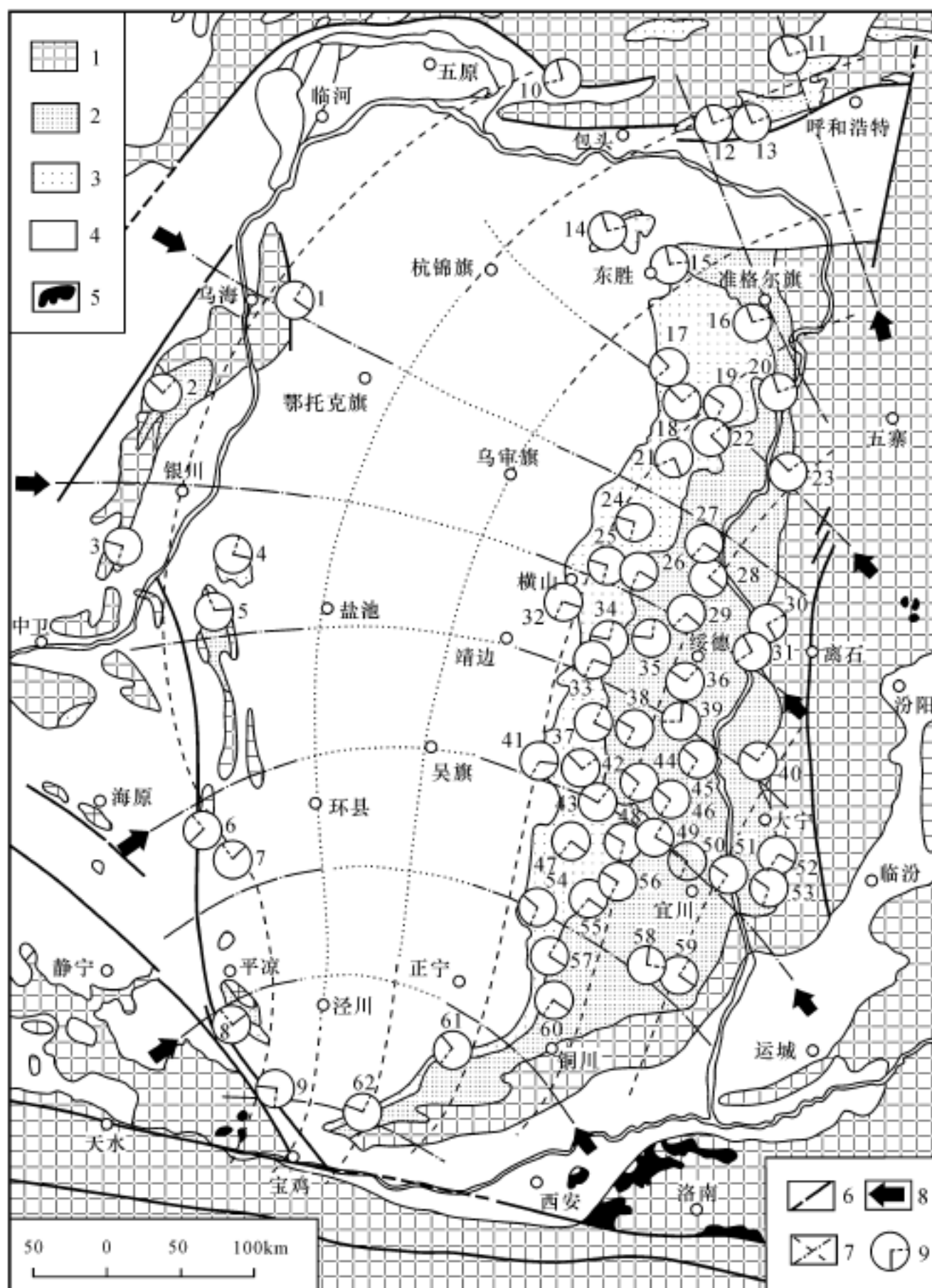


图 5-3 鄂尔多斯盆地燕山运动构造应力场方向

Fig.5 - 3 The principle stress direction of the tectonic stress field of the Yanshanian Movement in the Ordos Basin
1—前三叠系; 2—三叠系; 3—侏罗系; 4—白垩系—新生界; 5—燕山期侵入体; 6—主要断裂; 7—最大 (点划线) 和最小 (断线) 主应力迹线; 8—压缩方向; 9—点应力状态图解 (实线为 σ_1 ; 点线为 σ_3)

5.2.2 结果与分析

构造解析成果证明，燕山运动在鄂尔多斯盆地的挤压构造应力为北西 - 南东向。因此，为计算模型设计的边界条件如下：西北边和东南边为压应力作用边界，作用力方向北西 - 南东，并施加均布荷载，同时，固定和约束其他边界。然后，给出相应的边界作用力大小 ($S_x = -30.32\text{MPa}$, $S_y = -57.02\text{MPa}$, $S_{xy} = 154.00\text{MPa}$) 和岩石力学参数 ($\gamma = 2.3\text{g/cm}^3$, $R_c = 110\text{MPa}$, $R_t = 12\text{MPa}$, $C = 30\text{MPa}$, $\Phi = 38^\circ$, $E = 40\text{GPa}$, $\mu = 0.35$), 实现了构造应力场的定量模拟，并获得了与图 5 - 3 所示方向相似的构造应力场。

定量模拟的燕山运动构造应力场的各种应力等值线图表明，不同部位受力状态差异颇大。在最小主应力等值线图 (图 5 - 4 (b)) 上，由负值所代表的压应力高值域主要位于西南部，由正值 (> 0) 等值线圈定的面积局限、应力值很低的正值域零星分布，表明那里主要受压应力的控制；东北部的压应力背景值很低，一般为 0 至 -20MPa ，但是，应力值小于 20MPa 的正值域面积较大，似乎暗示那里受强度不大的张应力的制约。在最大主压应力 (图 5 - 4 (a)) 和最大剪切应力等值线图上，高值域在盆地的西南部大体呈北西向分布，应力值逐渐朝东北方向衰减，盆地的东北部表现为极为平静的低值域。

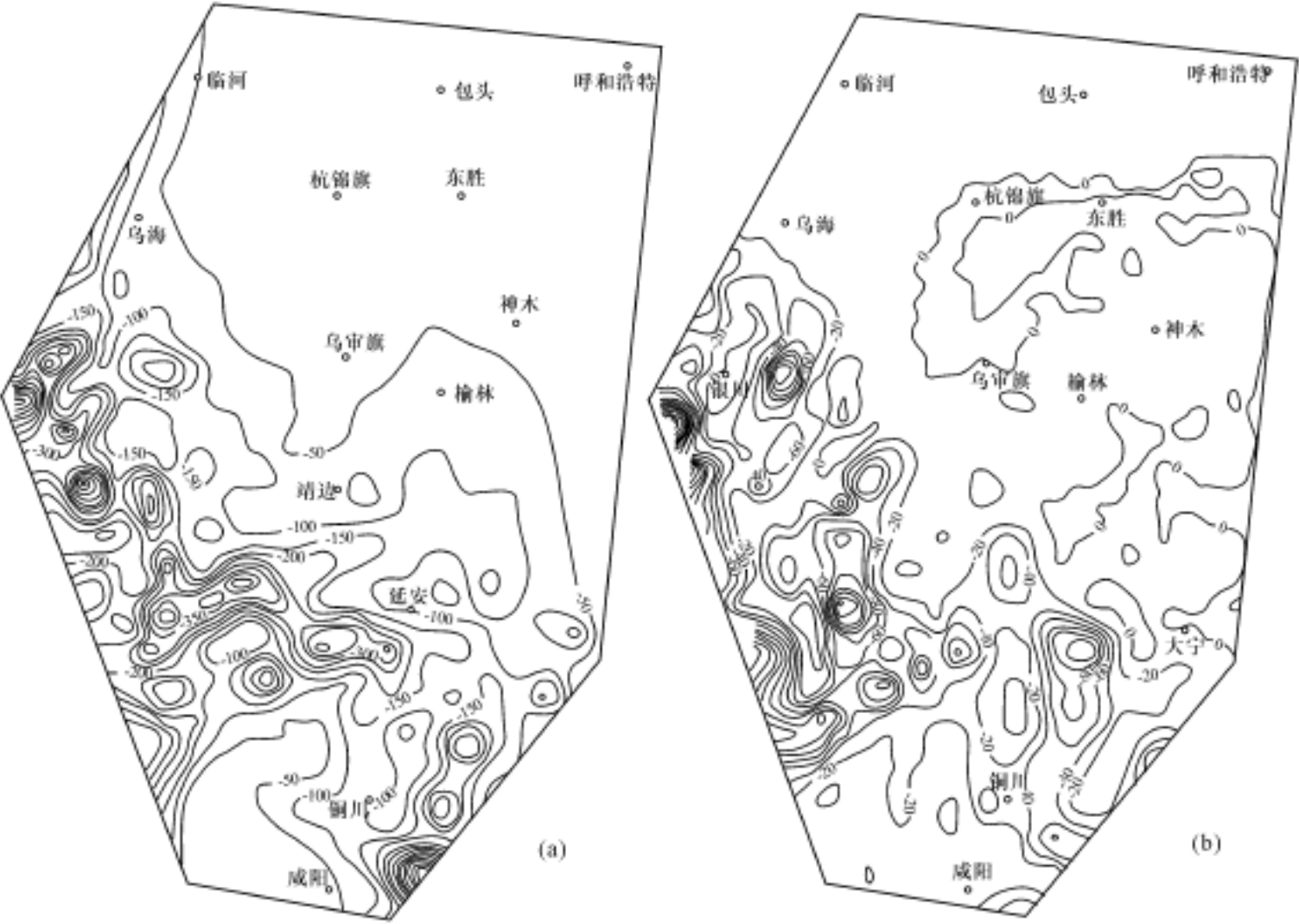


图 5 - 4 燕山运动构造应力场最大主应力 (σ_1) (a)
和最小主应力 (σ_3) (b) 等值线图
(单位: MPa)

Fig.5 - 4 The maximum (a) and minimum (b) principle stress isogram (MPa)
of the tectonic stress field of the Yanshanian Movement in the Ordos Basin

用小型破裂重建的燕山运动构造应力场方向表明，鄂尔多斯盆地周边的主要先存断裂（如巴彦乌拉 - 阴山断裂、青铜峡 - 固原断裂、铁炉子 - 三要断裂等）均与区域最大主压应力迹线斜交，因此，它们在燕山期的活动应该具有平移 - 剪切性质。断裂、褶皱的配置关系证明，与巴彦乌拉 - 阴山断裂相关的“狼山弧形构造带”的弧顶（狼山）正对着区域最大主压应力轴迹的前锋，两翼存在着挤压 - 剪切活动，其中，东北翼（狼山、色尔腾山、乌拉山、大青山）为右行平移，西南翼（巴彦乌拉山、浩日格山）属左行平移；与青铜峡 - 固原断裂相关的鄂尔多斯西缘褶皱 - 冲断带的南段普遍存在右行平移现象。此外，在盆地东北部发育一系列与最大主压应力迹线方向平行的北西向小型地堑构造和小型正断层，前者的长度约 20km，落差小于 100m，后者的断距在 20~80m，长度 10~15km。这些张性构造指示了与北西向最大主压应力迹线垂直或与北东 - 南西向最小主压应力（张应力）迹线平行的伸展作用的存在。

构造应力场的定量模拟结果暗示，区域构造应力值的不均衡分布，与燕山运动在鄂尔多斯盆地的构造形变是一致的。盆地西部和西南部以挤压 - 剪切变形为主，鄂尔多斯西缘冲断 - 推覆构造带的强烈活动，西南部的断裂、褶皱构造十分发育，这些变形特征与最大主压应力和最大剪切应力高值域的分布范围基本对应。但是，鄂尔多斯煤盆地东北部的地质构造十分简单，除了北西向小型正断层和地堑构造外，地层几乎是水平的，这种现象与那里存在应力值小于 20MPa 的张应力密切相关。此外，在图 5 - 4 (b) 的东部边缘，还有一个几近南北的、由正值代表的张应力分布带，它似乎暗示了离石断裂在燕山期的活动方式和力学性质。也就是说，离石断裂的拉张活动以及山西临县西北紫金山、大肚山、教排山一带的紫金山碱性杂岩体在燕山期的侵位可能与这一张应力分布带有某种因果关系。

5.3 喜马拉雅运动构造应力场

鄂尔多斯盆地燕山运动主幕形成的不整合面之上，是下白垩统志丹群及其相当层位，其上被厚度不大的新近系不整合覆盖，缺失上白垩统和古近系。这里是用下白垩统志丹群的构造形变资料重建喜马拉雅运动构造应力场的。

5.3.1 构造解析

鄂尔多斯盆地下白垩统构造变形微弱，除周边局部存在宽缓褶曲外，盆地内部的志丹群都是几近水平的，但是，据共轭剪节理重建的区域构造应力场的方向（图 5 - 5）与燕山运动的区域构造应力场的方向（图 5 - 3）截然不同。

志丹群一般只有一套共轭剪节理，它们与侏罗系的两组共轭剪节理的走向比较接近，不过，按照微量错位特征确定的压缩方向则完全不同：前者为北东 - 南西向，后者是北西 - 南东。这表明，早白垩世以后构造运动形成的破裂是叠加在侏罗系广泛发育的小型破裂之上的，但并未将后者完全置换。因此，用志丹群的节理系应力解析成果恢复晚白垩世 - 新近纪早期的构造应力场的方向是惟一的选择。由于毛乌素沙漠的大面积覆盖，盐池、靖边、乌审旗、鄂托克旗、杭锦旗一带未能获得点应力状态数据。就现有资料分析，虽然个

别地区可以偏离几十度，但最大主压应力轴的优选方位是 $30^{\circ}\sim 210^{\circ}$ ，倾角 $1^{\circ}\sim 2^{\circ}$ ；最小主压应力轴的优势方向是 $121^{\circ}\sim 301^{\circ}$ ，倾角几近水平；中间主压应力轴大都近于直立或略有倾斜（ 80° 以上）。

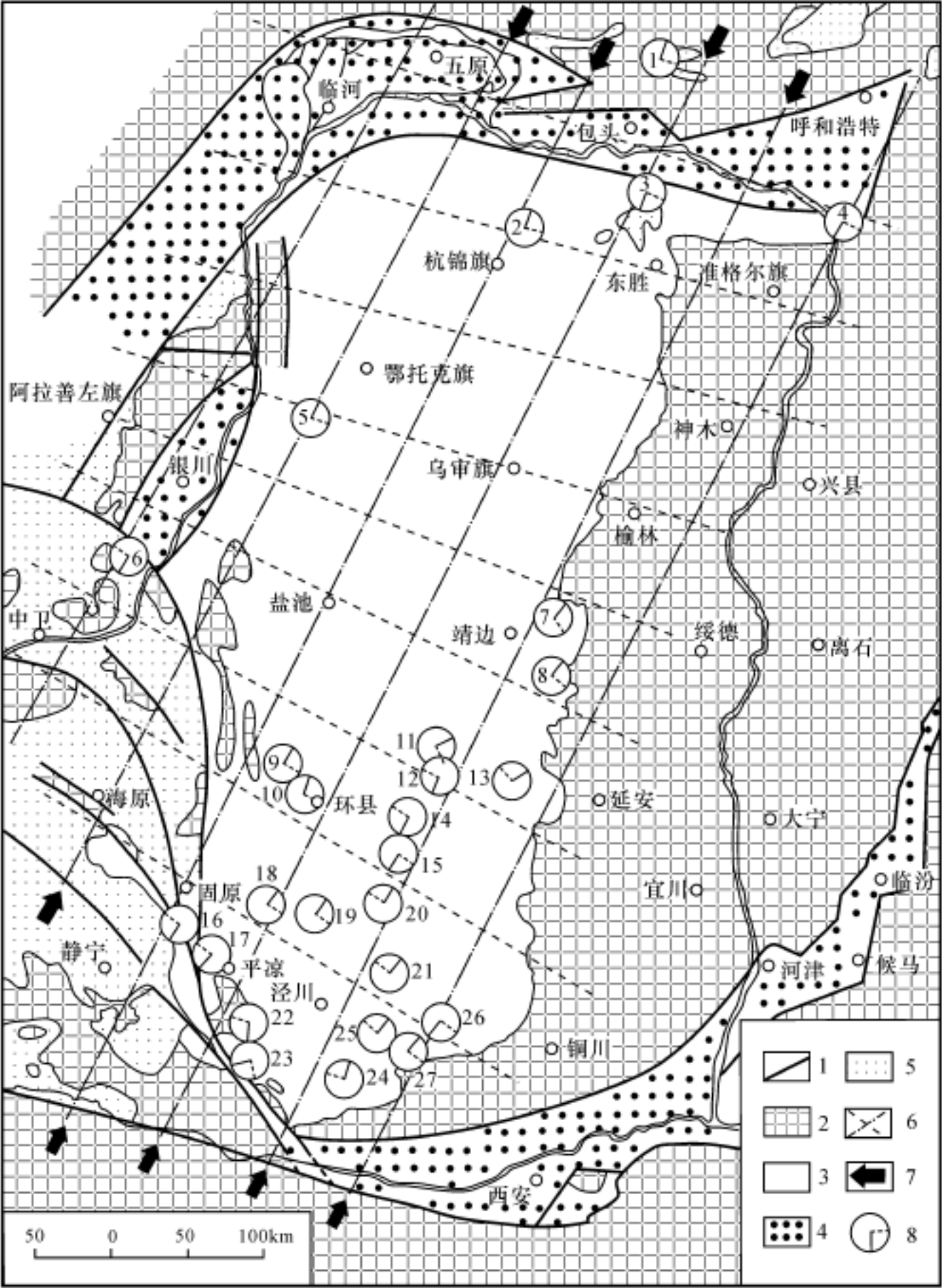


图 5 - 5 鄂尔多斯盆地喜马拉雅运动构造应力场的压缩和拉张方向

Fig.5 - 5 The principle stress direction of the tectonic stress field of the Himalayan Movement in the Ordos Basin
1—主要断裂；2—前白垩系；3—下白垩统志丹群；4—新生代断陷盆地；5—“西南弧形构造带”的新生代沉积；
6—最大（点划线）和最小（断线）主应力迹线；7—压缩方向；8—点应力状态图解（实线为 σ_1 ，点线为 σ_3 ）

5.3.2 模拟结果与分析

鄂尔多斯盆地喜马拉雅运动的区域构造应力场的压缩方向为北东 - 南西向，据地质背景分析，挤压应力源于西南方向。为此，模拟喜马拉雅运动构造应力场时，计算模型使用了如下边界条件：西南边为压应力作用边，外力方向为北东，施加均布荷载，并固定和约束其他边界；同时，提供经过反演、实验获得的边界作用力数据 ($S_x = -3, 83\text{MPa}$, $S_y = -10.52\text{MPa}$, $S_{xy} = 5.23\text{MPa}$) 和岩石力学参数 ($\gamma = 2.0\text{g/cm}^3$, $R_c = 100\text{MPa}$, $R_t = 10\text{MPa}$, $C = 25\text{MPa}$, $\Phi = 38^\circ$, $E = 30\text{GPa}$, $\mu = 0.30$)。定量模拟的构造应力场方向与构造解析重建的构造应力场方向极为相似，但应力值在所模拟的地质体内分布极不平衡 (图 5 - 6)。

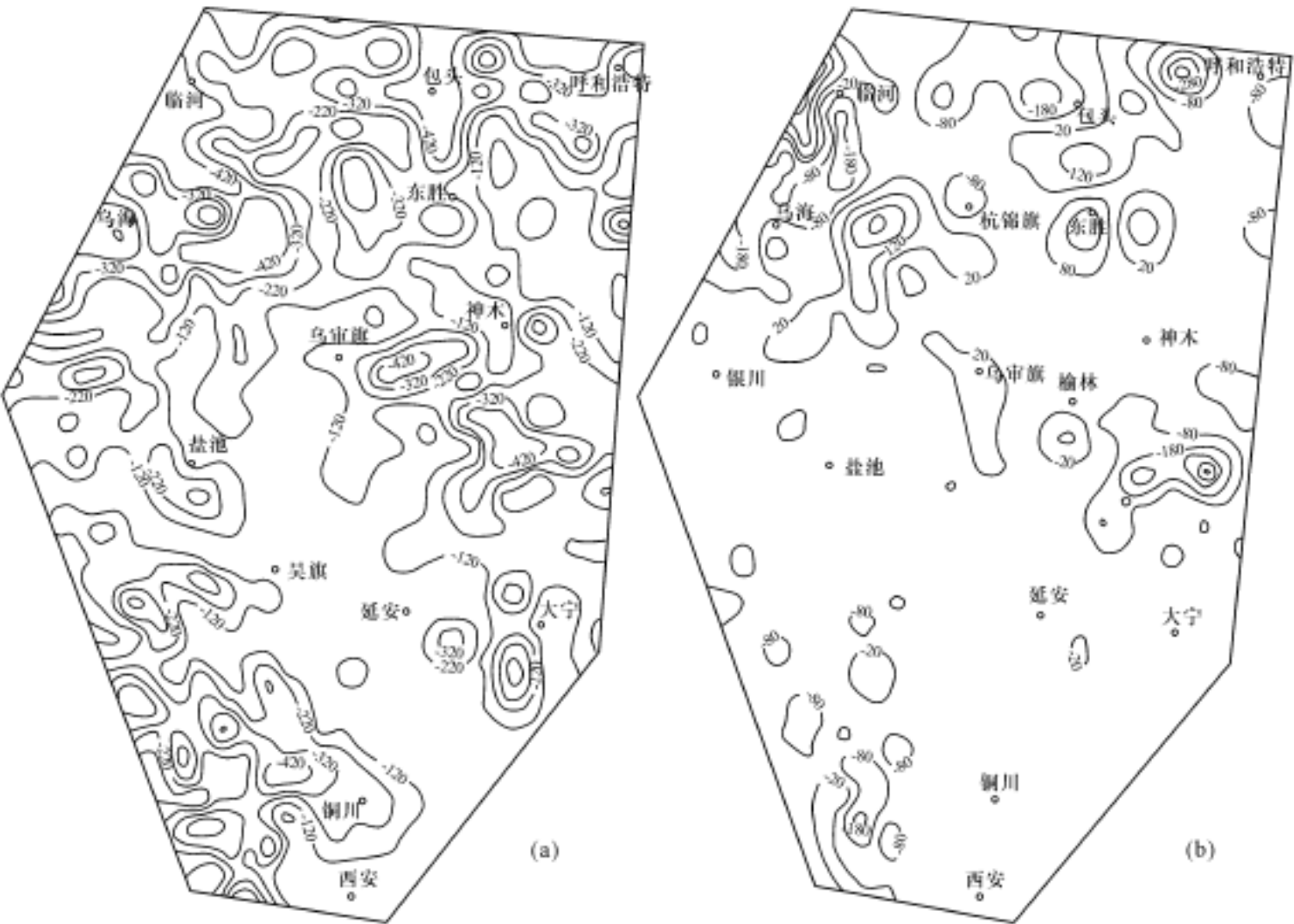


图 5 - 6 鄂尔多斯盆地喜马拉雅运动构造应力场最大主应力 (σ_1) (a) 和最小主应力 (σ_3) (b) 等值线图
(单位: MPa)

Fig.5 - 6 The maximum (a) and minimum (b) principle stress isogram (MPa) of the tectonic stress field of the Himalayan Movement in the Ordos Basin

在最小主应力 (σ_3) 等值线图 (图 5 - 6 (b)) 上，北部存在几个由正值 (一般大于 20MPa) 代表的张应力分布区。从理论上讲，它们是在北东 - 南西向挤压作用下，沿着北西 - 南东向派生拉张应力的必然结果。张应力分布区的具体位置与桌子山 - 银川断陷以东的广大地区对应。据区域调查，那里确实存在小型正断层，但因毛乌素沙漠的大面积覆盖，构造细节特征尚不十分清楚，因此，模拟结果的真实性的真实性仍须进一步证实。

模拟的最大主应力 (图 5 - 6 (a)) 和最大剪切应力等值线图显示，应力的分配是不均衡的，其中，高值域主要集中于西北部、西南部和东部，中央有两个低应力带：其一位于

于中北部，呈北东向延伸；另一个位于中南部，作北西向延伸。这种应力分配图像暗示，喜马拉雅运动的构造活动主要集中于盆地周缘，并以挤压 - 剪切变形为主要特征。

鄂尔多斯地块周缘是地震多发区。据地震机制解和小震综合节面解^[63,129]资料，地震错断反映的构造应力场以斜向作用力为主，即最大和最小主压应力都与水平面呈某种程度的夹角作用于某一地质体；就主应力方向而言，前者以北东向为主，后者则为北西 - 南东向。但是，不同地区的主应力方位存在一定的差异，如在河套断陷最大主压应力的优选方位是 46°；银川和巴彦乌拉断陷为 45°；渭河断陷为 48°；“山西地堑系”是 57°；“西南弧形构造带”为 72°。除“山西地堑系”和“西南弧形构造带”的最大主压应力轴的方位偏向北东东外，在其他几个周缘断陷盆地基本保持北东方向。

晚白垩世至古近纪古构造应力场方向与现代区域构造应力场的方向存在一定的差异：前者最大主压应力轴的方位是北 30°东；后者在上述方位的基础上继续向东偏转 15°~42°，但总体上都是北东向。因此，鄂尔多斯地块的现代应力场格局，基本上是晚白垩世至古近纪构造应力场的继续和发展；它们在最大主压应力轴迹方向上的差异，本质上有别于燕山运动的构造应力场。

5.4 构造应力场的地球动力学背景

鄂尔多斯盆地的断块运动虽有整体性特征^[130,131]，但构造解析与定量模拟证实，印支、燕山、喜马拉雅运动的构造应力场的差异很大。据详细的地层学、沉积学和沉降分析，它们可能分别受亚洲大陆在三叠纪末、侏罗纪末、晚白垩世—古近纪构造事件的影响。

经重建的鄂尔多斯地块印支运动构造应力场方向表明，地块主体（东部）的挤压方向或最大主压应力的轨迹为南北向；地块西缘北段为北西 - 南东向，南段为北东向。

鄂尔多斯盆地印支运动构造应力场显然与相邻板块的活动史有关。作为华北板块的一部分，它在晚古生代末已与西伯利亚板块拼合在一起^[132~134]，并成为古亚洲^[117]的重要组成部分。虽然目前还存在某些分歧，但是，作为启默里大陆（Cimmerian continent）^[135,136]的一部分，羌塘地块和以扬子陆块为核心的华南板块在三叠纪末与华北板块碰撞对接已为多数学者^[117,128,132]承认，正是这次碰撞以及华南板块快速向北运动产生的强大挤压力，导致了两陆块之间的地壳大规模缩短和秦岭造山带的形成。这样，华北板块处在西伯利亚板块和华南板块的南北向挤压格局之中，产生了鄂尔多斯地块印支期南北向挤压、东西向伸展的应力场。

在羌塘、华南和华北三大陆块之间是松潘 - 甘孜系。事实上，它是一个锁定了大规模大洋物质的地体。该地体代表了在上述陆块之间被捕获的宽约 500km 的俯冲 - 增生复合体，其表面积为 0.5Mkm^2 ($M = 10^6$)，至少有 15Mkm^3 的增生物质^[137]。松潘 - 甘孜系的印支期褶皱造山运动是从冈瓦纳大陆北缘分离出来的启默里中间陆块系向北漂移的结果。在这个过程中，启默里中间陆块系与冈瓦纳大陆之间的中特提斯扩张，它与古亚洲之间的古特提斯压缩，并最终消亡，形成了松潘 - 甘孜系的印支期褶皱。

当松潘 - 甘孜系作为增生地体作用于鄂尔多斯地块之西的祁连山加里东褶皱带时，其

动力学系统产生向北的挤压楔进，一方面使处于南北挤压夹持之中的呈西窄东宽的三角形阿拉善刚性地块向东挤出滑动，从而，在鄂尔多斯地块西缘北段（贺兰山地区）形成南东向局部挤压应力场；另一方面，这种挤压楔进使祁连山加里东褶皱带与鄂尔多斯刚性地块的西缘南段之间（青铜峡 - 固原断裂）产生右行剪切和向东的推挤作用，形成了那里的北东向局部构造应力场。

鄂尔多斯盆地的燕山运动构造应力场完全不同于印支运动的构造应力场，不过，其西缘南段仍和印支期一样，最大主压应力轴的轨迹为北东向，其他地区显示北西 - 南东向的挤压应力占主导地位。这一时期的构造应力场可能与太平洋构造域的构造演化有关。

中生代以来，东亚大陆总体上经历了从被动大陆边缘到活动边缘的地球动力学演化过程。一般认为，印支期的布列亚 - 佳木斯地块和华北、华南板块在三叠纪的相继碰撞形成中亚洲^[117]之后，其东亚大陆边缘为被动大陆边缘环境。太平洋构造域的法拉隆板块自晚侏罗世（150Ma）以 10.7cm/a 的速度向北 45°东方向离散；与此同时或稍后，伊泽奈奇、库拉和太平洋板块持续不断地呈北西或北西西向俯冲在东亚大陆之下。这种俯冲不仅产生了边界断裂处（如郯庐断裂）的左行走滑，而且在大陆边缘外带产生挤压作用，形成一系列增生地体；在大陆边缘的内带和陆内外侧则以伸展作用占主导地位，并形成一系列北东向断陷和裂谷盆地，这一时期陆内外侧的伸展作用呈递进式向洋迁移，处于大陆腹地（陆内伸展带之西）的鄂尔多斯处于挤压收缩状态，加之郯庐断裂的左行扭动，从而，产生了最大主压应力轴迹呈北西走向的构造应力场。

鄂尔多斯盆地西缘燕山运动的局部构造应力场的方向与印支运动是一致的，暗示着它和后者一样，可能与特提斯构造域的地体碰撞事件密切相关。不断增多的研究成果证实，拉萨地块与羌塘地块之间是中特提斯小洋盆。该洋盆在晚侏罗世因拉萨地块和羌塘地块的碰撞而消亡，并使前者增生于亚洲大陆的南缘^[138, 139]。正是拉萨地块在侏罗纪末的碰撞事件及其随后向北楔进的挤压作用所导致的远程效应，在鄂尔多斯盆地西缘形成了与印支期大体类似的局部构造应力场。特提斯构造域在三叠纪末和侏罗纪末与亚洲大陆碰撞拼合的地体虽然不同，但在鄂尔多斯地块西缘的地球动力学效果是相同的。

鄂尔多斯盆地喜马拉雅运动构造应力场的方向发生了根本性改变，即挤压方向由北西向转变为北东向。这种转变一方面归因于太平洋板块向北西俯冲于东亚大陆之下，迫使中国东部的岩石圈块体产生北西 - 南东向拉伸；另一方面，特提斯构造域的 Kohistan - Dras 岛弧复合体于晚白垩世、印度板块于始新世（53Ma）与亚洲大陆碰撞^[140, 141]，在中亚和中国西部产生强大的、几近水平的挤压应力场，新疆和青藏高原地区的最大主压应力迹线为南北和北北东走向^[119, 129]；越过贺兰山 - 龙门山南北向构造带的中国东部地区，最大主压应力迹线逐渐向东弯转和散开。这种情况是由于印度板块不断向亚洲大陆凸入楔进，在向北运动中，使最大主压应力迹线从这个凸入楔进的前锋（或头部）逐渐向外散开。

6 鄂尔多斯盆地成煤古地理与沉积演化

鄂尔多斯盆地有石炭二叠纪、侏罗纪和三叠纪（瓦窑堡组）等三套煤系。其中，石炭二叠纪煤系形成于华北晚古生代聚煤盆地阶段，三叠纪煤系形成于华北大型内陆拗陷盆地阶段，而侏罗纪煤系是在鄂尔多斯盆地发展演化阶段形成的。就经济价值而言，前两套煤系最为重要，三叠纪煤系含煤性差。受篇幅的限制，首先讨论晚古生代成煤古地理问题，侏罗纪成煤古地理与鄂尔多斯盆地形成与演化问题一并叙述。

6.1 晚古生代成煤环境与古地理轮廓

晚古生代煤系在研究区东部（准格尔、河东和渭北煤田）由本溪组、太原组和山西组构成，在贺兰山一带，包括红土洼组、羊虎沟组、太原组和山西组。据生物地层学研究、国际石炭 - 二叠纪年代地层划分^[142,143]和中国石炭 - 二叠纪年代地层划分与对比结果^[144]，贺兰山地区的红土洼组、羊虎沟组和太原组下部相当于晚石炭世 Bashkirian 期—Gzhelian 期沉积，东部的本溪组和太原组下部相当于晚石炭世的 Moscovian 晚期—Gzhelian 期地层；太原组上部和山西组为二叠纪 Asselian 期—Kungurian 早期沉积。

6.1.1 Bashkirian 晚期—Moscovian 期沉积古地理与煤层聚积特点

晚石炭世开始，研究区开始沉降，部分地段开始接受沉积。根据目前已经掌握的资料，北起乌拉山—大青山，向南纵贯鄂尔多斯地块中央到平凉、铜川一带，存在一个南北向古隆起，并将此时的沉积分为东、西两个区域（图 6 - 1）。东部接受了比较稳定的滨海含煤岩系沉积，即本溪组，本溪组岩石类型简单，沉积中心位于吴堡、兴县和清水河一带，厚度大于 30m。西部是以红土洼组和羊虎沟组为代表的含煤沉积；红土洼组和羊虎沟组厚度大且多变，岩石类型复杂，沉积中心位于青铜峡和（中）卫—（中）宁北山附近，厚度 1000~1500m。

晚石炭世 Bashkirian 晚期—Moscovian 期沉积，相当于东部沉积区的本溪组和西部沉积区的羊虎沟组上部。西部沉积区以海湾—湄湖沉积体系为主（图 6 - 1）；贺兰山—乌海一带，有短源河流三角洲推进至海湾；西部海域的东岸，存在一条南北向潮坪—海滩带。在东部沉积区，从河曲到乡宁为一大的海湾，并有广阔的潮坪—海滩带，显示沉积基底平坦。

Bashkirian 晚期 - Moscovian 期的煤层主要赋存于碎屑滨岸沉积体系中，沉积组合包括障壁岛、湄湖、潮坪、潮道等。在海陆交界处，受潮汐作用的影响，形成广泛的潮坪。潮上泥坪极易沼泽化，并成为良好的聚煤场所；但是，这种环境的泥炭沼泽时常受潮汐侵扰，形成的煤层厚度小、不稳定，横向连续性差。因此，除局部达可采厚度的不稳定煤层外，不管是在西部或东部沉积区都没有重要的可采煤层。

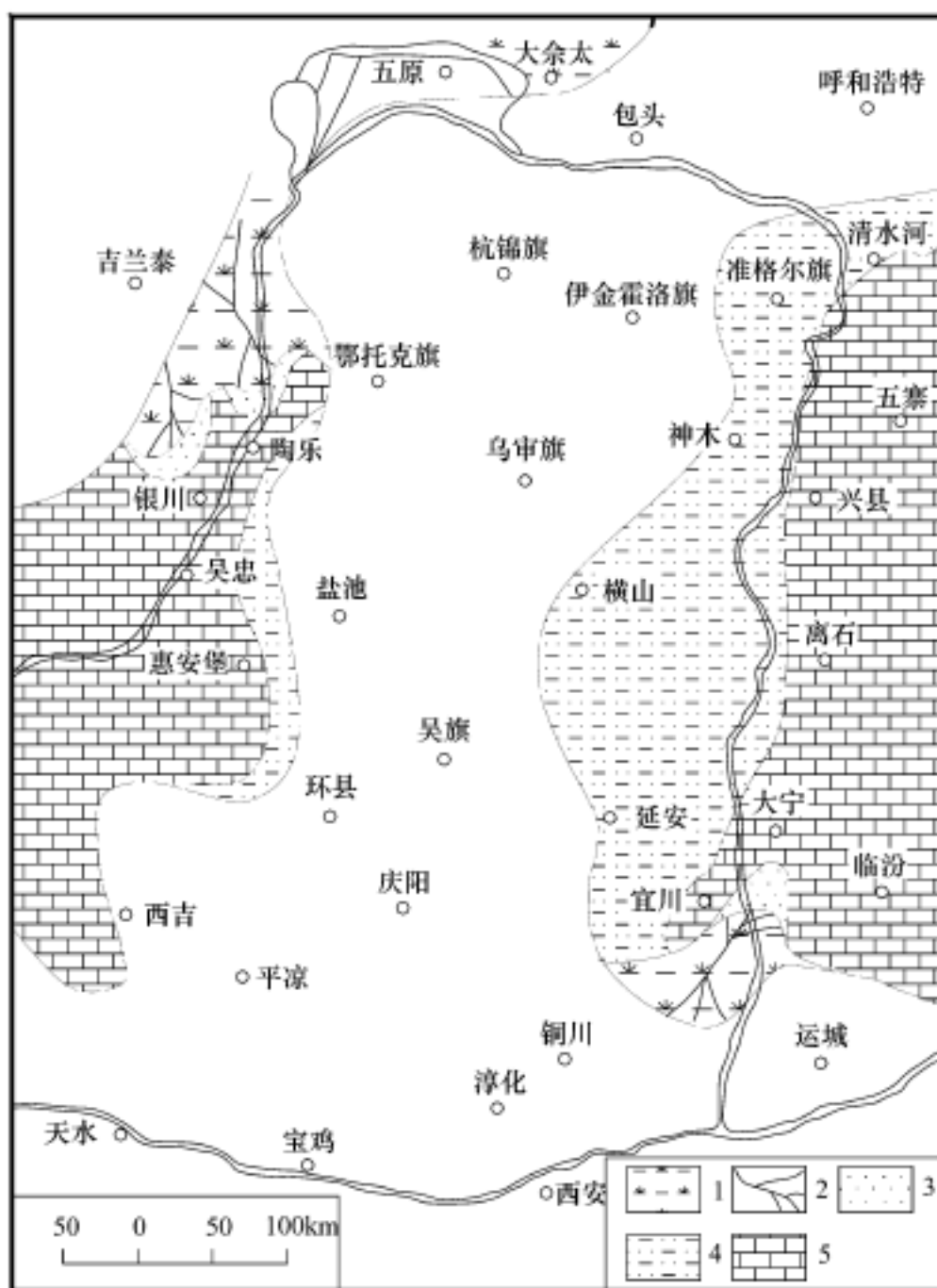


图 6 - 1 鄂尔多斯地块 Bashkirian 晚期—Moscovian 期沉积古地理

Fig.6 - 1 Palaeogeography from late Bashkirian to Moscovian in the Ordos Block

1—泛滥平原；2—河道；3—三角洲前缘；4—潮坪 - 海滩；5—海湾—曙湖

6.1.2 Kasimovian—Gzhelian 期的沉积古地理与聚煤特征

晚石炭世 Kasimovian 期至 Gzhelian 期沉积，相当于太原组下部。该期具有华北陆表海沉积层序的典型特征：存在低水位体系域；海侵体系域厚度不大，但分布广泛；高水位体系域比较发育。此时的沉积范围有所扩大，但先存的中央隆起带依然部分存在；东部和西部沉积区只是在北部的鄂托克旗一带互相连通，北部的乌兰格尔蒙起和南部六盘山—铜川一带都处于隆升剥蚀状态（图 6 - 2）。在沉积环境配置图上，（中）卫（中）宁北山、佳县—神木、黄陵—宜川等地以海湾—曙湖沉积体系和碳酸盐岩台地沉积为主，其周缘存在较发育的潮坪 - 海滩带，泛滥平原沉积在其他地区广泛发育。在贺兰山南段、韦州、柳林 - 离石、东胜红碱淖、兴县等地，有河流—三角洲沉积推进至海湾（图 6 - 2）。

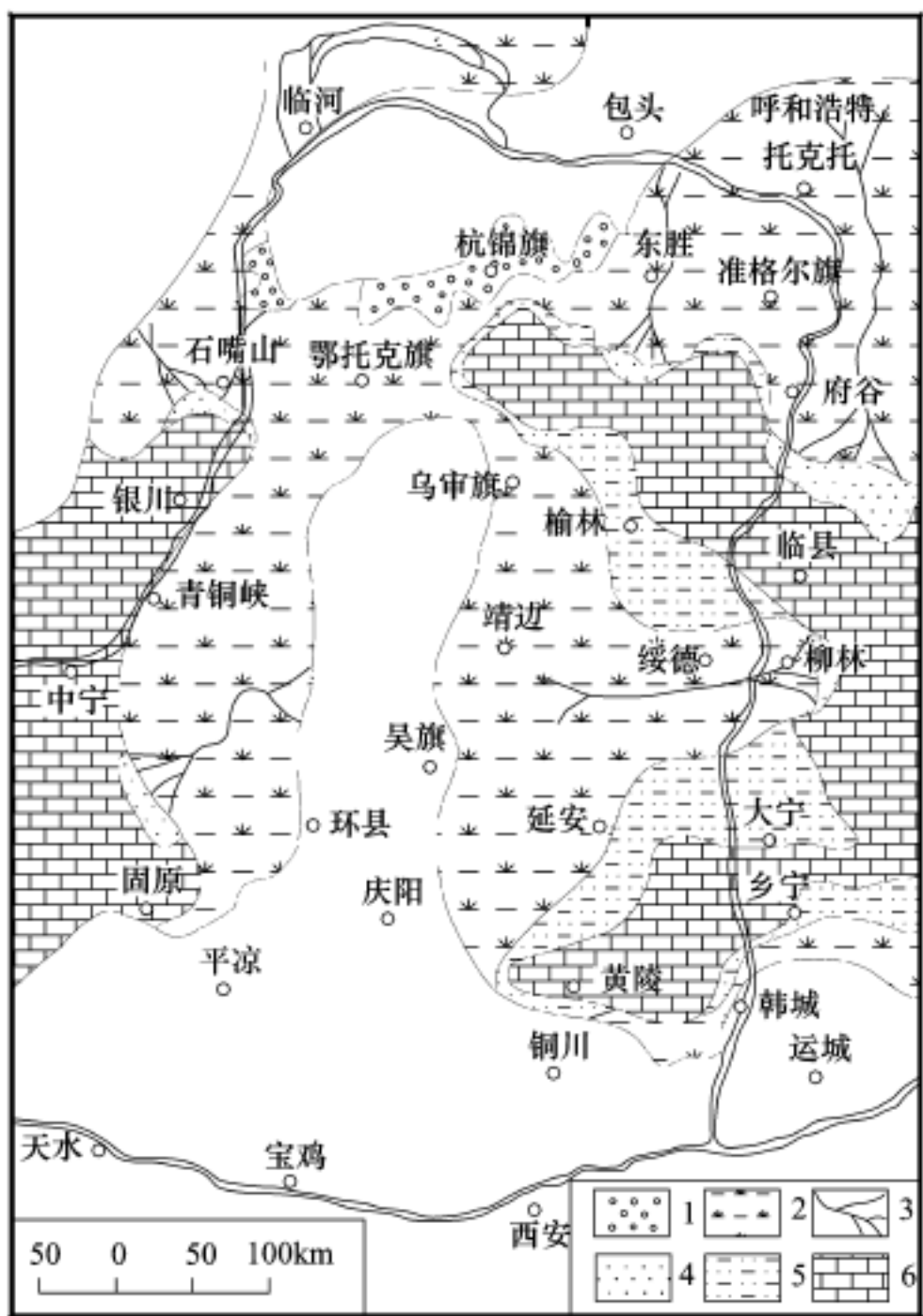


图 6 - 2 鄂尔多斯地块 Kasimovian—Gzhelian 期沉积古地理

Fig.6 - 2 Palaeogeography from Kasimovian to Gzhelian in the Ordos Block

1—冲积扇；2—泛滥平原；3—河道；4—三角洲前缘；5—潮坪 - 海滩；6—海湾 - 湖泊

Kasimovian 期至 Gzhelian 期的厚煤层主要分布于中央隆起带以东的黄河两岸，厚度多在 3m 以上；北部的准格尔、神木和保德地区，煤层总厚度可达 10m，而南部的乡宁、韩城一带，煤层厚度仅 1m 左右。中央隆起带以西的桌子山、贺兰山、韦州一带，发育薄煤层或煤线，厚度多在 1m 以下。煤层在中央隆起带以东地区的发育程度远超过以西地区；其中，前者的煤层厚度是自北而南逐渐变薄的。厚煤层的形成背景是潮坪以及三角洲沉积体系。潮坪（特别是泥坪）沼泽化后极易成为稳定的聚煤场所，富煤单元多平行海岸线分布；但在潮坪向海一侧，受潮汐作用的影响，煤层变薄，连续性差。三角洲建设期的泥炭沼泽主要发育于泛滥平原、废弃分流河道以及分流间湾，并形成稳定的厚煤层；在三角洲废弃期，三角洲朵体是厚煤层的主要堆积场所。中央隆起带以东的三角洲沉积体系远比以西地区发育；因此，煤层厚度在中央隆起带东西两侧的不对称分布是顺理成章的事。

6.1.3 Asselian—Artinskian 早期的沉积古地理与煤层分布特点

Asselian—Artinskian 早期的沉积相当于太原组上部，此时的沉积范围进一步扩大，原有的鄂尔多斯中央隆起带完全消失，乌兰格尔隆起的范围缩小；其沉积厚度，除了桌子山—贺兰山（大于 180m）、韦州（100~200m）、柳林—离石（大于 100m）、杭锦旗（大于 100m）等地而外，其他地区均在 80m 以下。从沉积环境配置关系（图 6 - 3）可以看出，

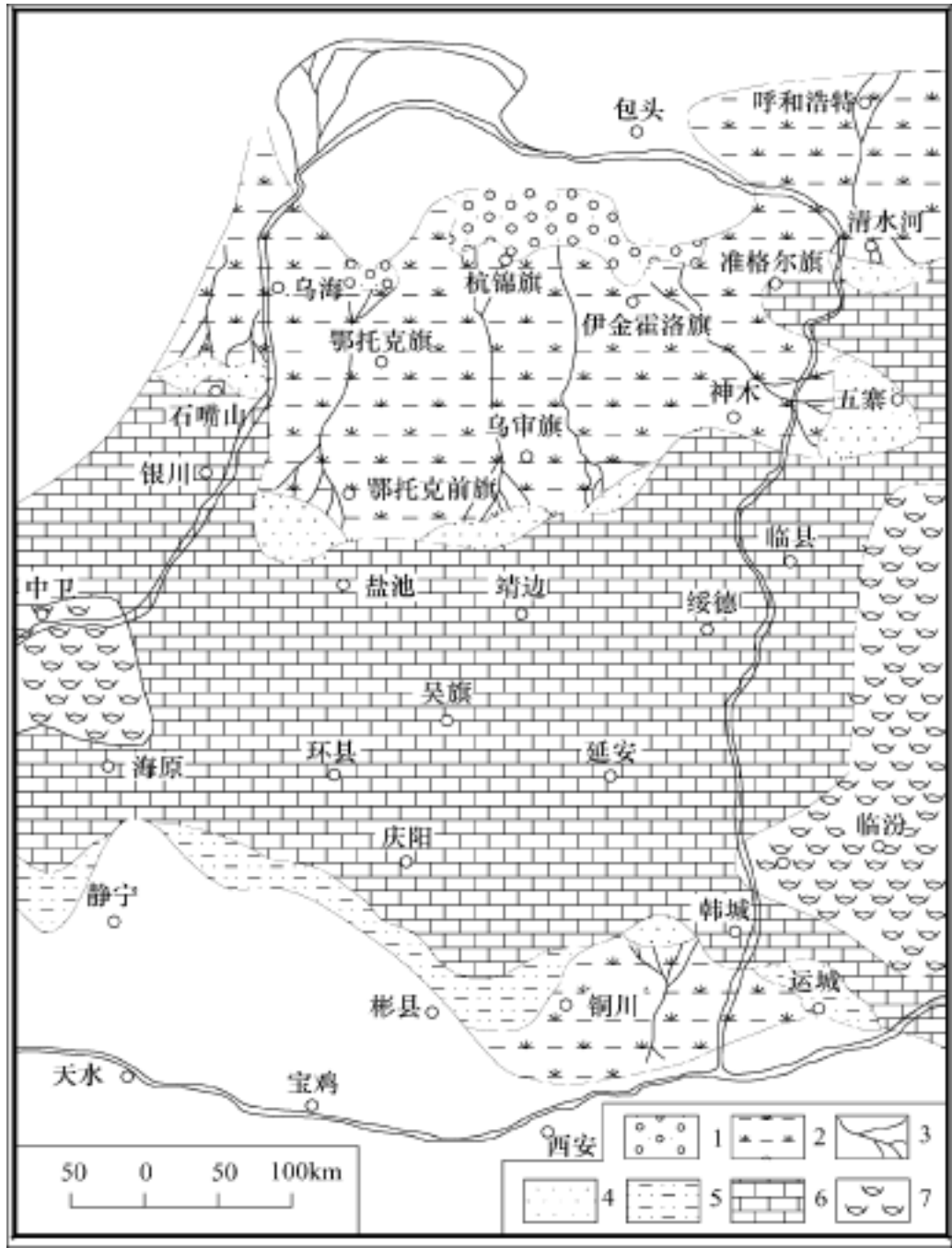


图 6 - 3 鄂尔多斯地块 Asselian—Artinskian 早期沉积古地理

Fig.6 - 3 Palaeogeography from Asselian to early Artinskian in the Ordos Block

1—冲积扇；2—泛滥平原；3—河道；4—三角洲前缘；5—潮坪 - 海滩；6—海湾 - 曙湖；7—非正常海

近海冲积平原沉积在北部占主导地位，南部主要是海湾 - 曙湖沉积。在乌兰格尔隆起南侧，冲积扇 - 河流沉积比较发育；桌子山南段、鄂托克前旗、乌审旗、兴县、清水河一带，有河流三角洲体系向南推进至曙湖海湾。靠近盆地南缘的剥蚀区，潮坪沉积比较发育；但在澄城一带，来自南缘的短源河流 - 三角洲沉积体系向北推进至曙湖 - 海湾。

Asselian—Artinskian 早期，3 个地区的煤层发育最好：①石炭井 - 惠安堡 - 环县厚煤带，呈北北西 - 南南东的条带状，煤厚 8~20m；；②准格尔 - 乌审旗厚煤带，呈北东 - 南

西延伸的条带状，煤层厚度 16~37m；③乡宁 - 合阳厚煤带，煤层厚度 8~24m。它们的形成都与三角洲沉积体系的发育密切相关。

6.1.4 Artinskian 中期—Kungurian 早期的沉积古地理与聚煤特征

Artinskian 中期—Kungurian 早期的沉积相当于山西组；此时的沉积范围在北缘（乌兰格尔隆起）和南缘（渭北隆起及其以南的剥蚀区）进一步扩张；沉积厚度在北部和南部较薄（30~50m），盆地的西缘（贺兰山—韦州一带）较厚（100~150m），其他地区一般都在 70m 左右。沉积古地理（图 6 - 4）研究证明，鄂尔多斯地块的晚古生代海侵已经急剧萎缩；据剖面的沉积序列和横向变化判断，此时的海水是朝着东南方向逐渐撤离的。

从图 6 - 4 可以看出，河流 - 上三角洲平原沉积主要分布于研究区的北部、西部和南

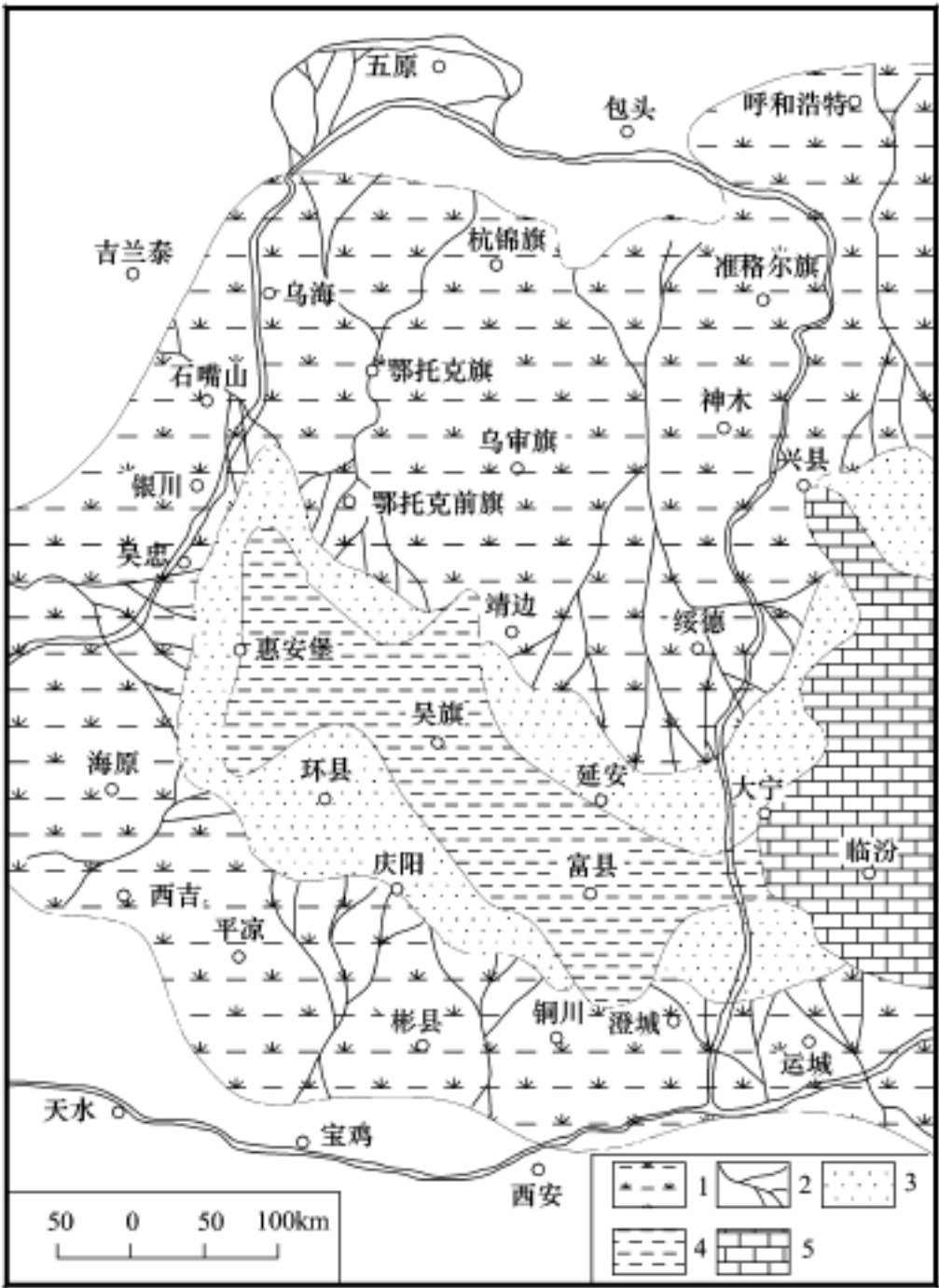


图 6 - 4 鄂尔多斯地块 Artinskian 中期—Kungurian 早期沉积古地理

Fig.6 - 4 Palaeogeography from middle Artinskian to early Kungurian in the Ordos Block
1—泛滥平原；2—河道；3—三角洲前缘；4—淡化晒湖；5—海湾或局限海

部；由天然堤限定的河道或分流河道及其岸后泛滥平原是伴随着三角洲体系的向海（水盆地）推进的。在这个过程中，石楼、延安、惠安堡、环县、庆阳、铜川、韩城一带，形成了受海湾或淡化潟湖影响的下三角洲平原沉积，这部分沉积的水下分流河道和河口坝砂体都比较薄，而作为三角洲前缘部分的泥质、粉砂质沉积物明显增厚。淡化潟湖沉积在惠安堡、吴旗、富县一带比较发育，作北西 - 南东向展布，并向东开口，越黄河经乡宁与东部的海湾（或局限海）沉积相连。海湾沉积分布于离石、石楼以东的汾阳、临汾一带，以泥质 - 粉砂质沉积物占优势，其中含头足、腕足类，也有广盐度双壳类、腹足类等海相动物化石。

Artinskian 中期—Kungurian 早期的煤层在盆地的北部、西部、南部发育最好。乌海、陶乐、惠安堡一带，煤层厚度多为 8~14m，最厚 22m；准格尔地区的煤层厚度可达 18m；而东南部的大宁、韩城一带，煤层厚度 6~13m。厚煤层与三角洲沉积体系的发育密不可分，而潟湖 - 海湾沉积体系的煤层发育较差。

6.1.5 构造古地理对聚煤作用的控制

从沉积大地构造（sedimentary tectonics）角度对沉积古地理分析表明，研究区在晚古生代成煤期存在 3 个构造单元：①西部断陷 - 沉降带；②中央隆起带；③东部浅拗带。

西部断陷 - 沉降带大体位于阿拉善地块以东和桌子山、马家滩以西。它的主体就是发育于贺兰山一带、两侧被断层限定的楔形双断式地堑盆地^[35,36,86]。Bashkirian 早期或 Namurian B - C 期地层（红土凹组）的分布受断裂的严格控制；桌子山西麓的西来峰断裂是真正的生长断层，该断裂西侧的羊虎沟组厚度在 1000m 以上，而在东侧只有 2~20m。从晚石炭世到早二叠世，这个楔形槽地内被含煤的海湾、前三角洲和三角洲平原沉积体系为代表的沉积序列依次充填；上部沉积越过断裂所限定的边界，向东超覆于稳定的克拉通地块（即桌子山—马家滩一带）上，它的西南部与北祁连—河西走廊的晚古生代沉积盆地互相连通。

东部浅拗带与西部断陷 - 沉降带的特征明显不同，晚古生代煤系的厚度一般不超过 150m，本溪组、太原组和山西组向西逐渐依次超覆，厚度逐渐变薄，向东略有增厚，显示了缓慢沉降特征。

中央隆起带是指东部浅拗带与西部断陷 - 沉降带之间的正向地貌 - 构造单元，其西界大体位于桌子山东麓、盐池、平凉一线，东界是东胜、榆林、延安、黄陵的连线。它是早古生代中央隆起带的继承和发展^[86,145]。中央隆起带将晚石炭世 Bashkirian 晚期—Moscovian 期沉积分隔为东、西互不相连的两部分（图 6 - 1），直到 Asselian—Artinskian 早期才消失（图 6 - 3）。

中央隆起带的存在不仅控制了鄂尔多斯地块晚古生代煤系的沉积特征，同时也影响着煤层发育特点。从图 6 - 5 所示的煤层厚度等值线图可以看出，研究区东、西两侧的厚煤带与东部浅拗带和西部断陷 - 沉降带大体一致，鄂托克旗、吴旗、庆阳一线的南北向煤层变薄带与中央隆起带的范围大体一致。这一奇特现象清楚地暗示了古构造对聚煤作用的控制。

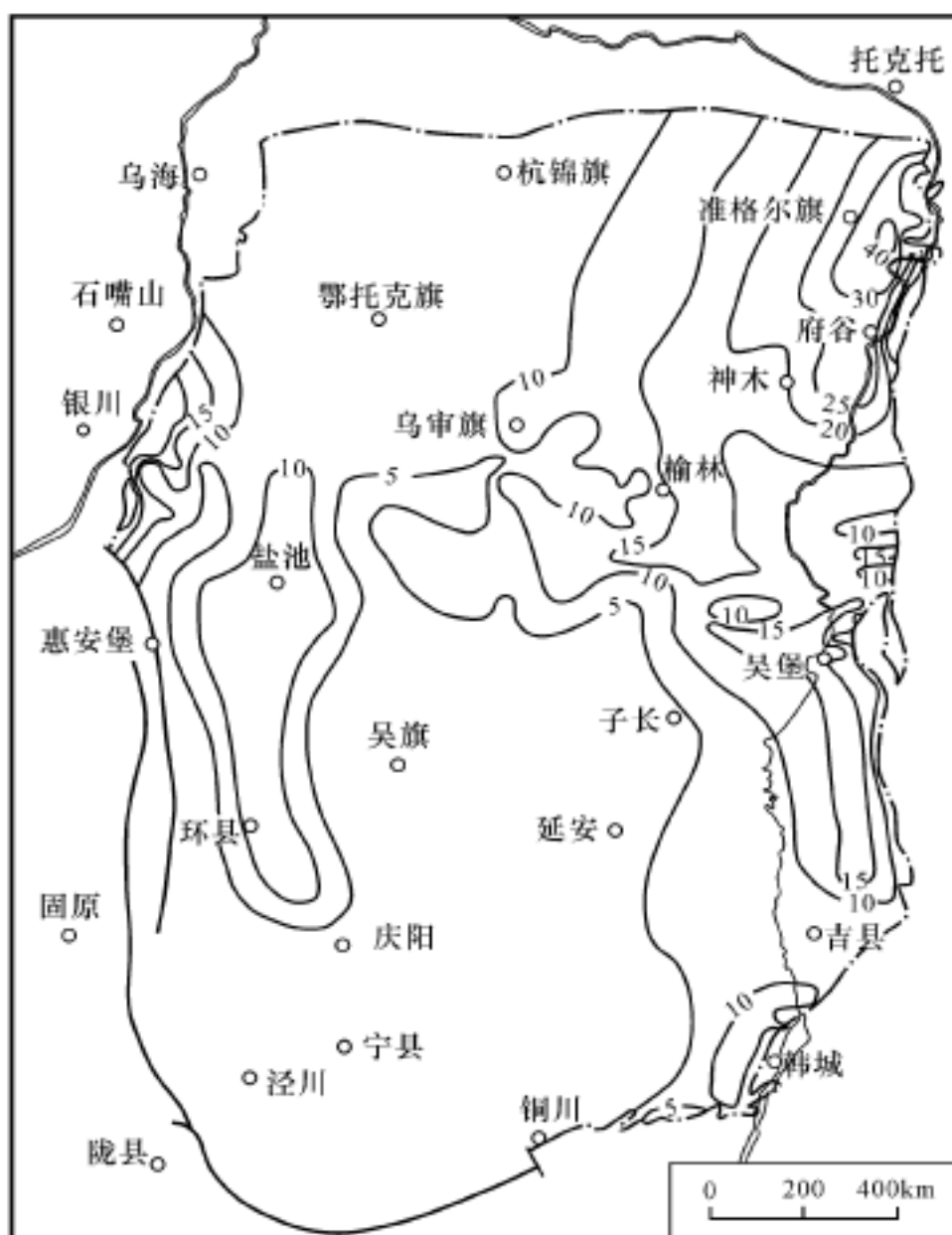


图 6 - 5 鄂尔多斯地块晚古生代煤层厚度图
(单位: m)

Fig.6 - 5 The isopach map of the Permo - Carboniferous coals in the Ordos Block

6.2 鄂尔多斯盆地的世代演替与聚煤规律

鄂尔多斯盆地在侏罗纪和白垩纪的形成与演化具有明显的阶段性。受燕山运动在该区 4 个构造幕的影响, 发生了 4 个阶段的世代演替。沉积盆地的发生和世代演替是地壳或岩石圈的局部沉降、沉积物在其中不断堆积的过程。因此, 相应的地质界面、沉积物的类型和厚度、沉积中心的位置及其迁移, 都是衡量盆地的生命力和划分盆地世代的依据。

6.2.1 Toarcian—Bajocian 期 (第一世代) 沉积古地理

鄂尔多斯盆地的第一世代是印支运动之后, 燕山运动 I 幕之前形成的早侏罗世晚期和中侏罗世早期含煤沉积, 即富县组和延安组; 其地质时代为早侏罗世 Toarcian 期至中侏罗世 Bajocian 期^[90], 地质年代自 184Ma 开始延续至 164Ma^[142]。通常所说的鄂尔多斯聚煤盆地就是指这个世代的沉积盆地。

该世代的盆地主要被冲积体系、湖泊三角洲沉积体系和湖泊体系的沉积物充填。沉积

环境配置 (图 6 - 6) 表明, 盆地的西缘 (如桌子山东麓、石沟驿、华亭等地) 和北缘 (如达拉特旗高头窑) 的部分地区, 发育小型湿地扇, 沉积物以砾岩和砂砾岩为主; 内陆淡水湖泊沉积体系主要分布于洛河、葫芦河附近以及大理河与无定河之间, 沉积物以泥岩为主, 砂岩含量很低, 一般不含煤层。在上述冲积扇与湖泊体系沉积区之间, 广泛发育由天然堤限定的河道和岸后泛滥盆地为代表的河流沉积体系。这些河流沉积向东或东南部推进, 在神木、榆林、横山、靖边、华池、焦坪一带形成环绕湖泊的三角洲沉积。

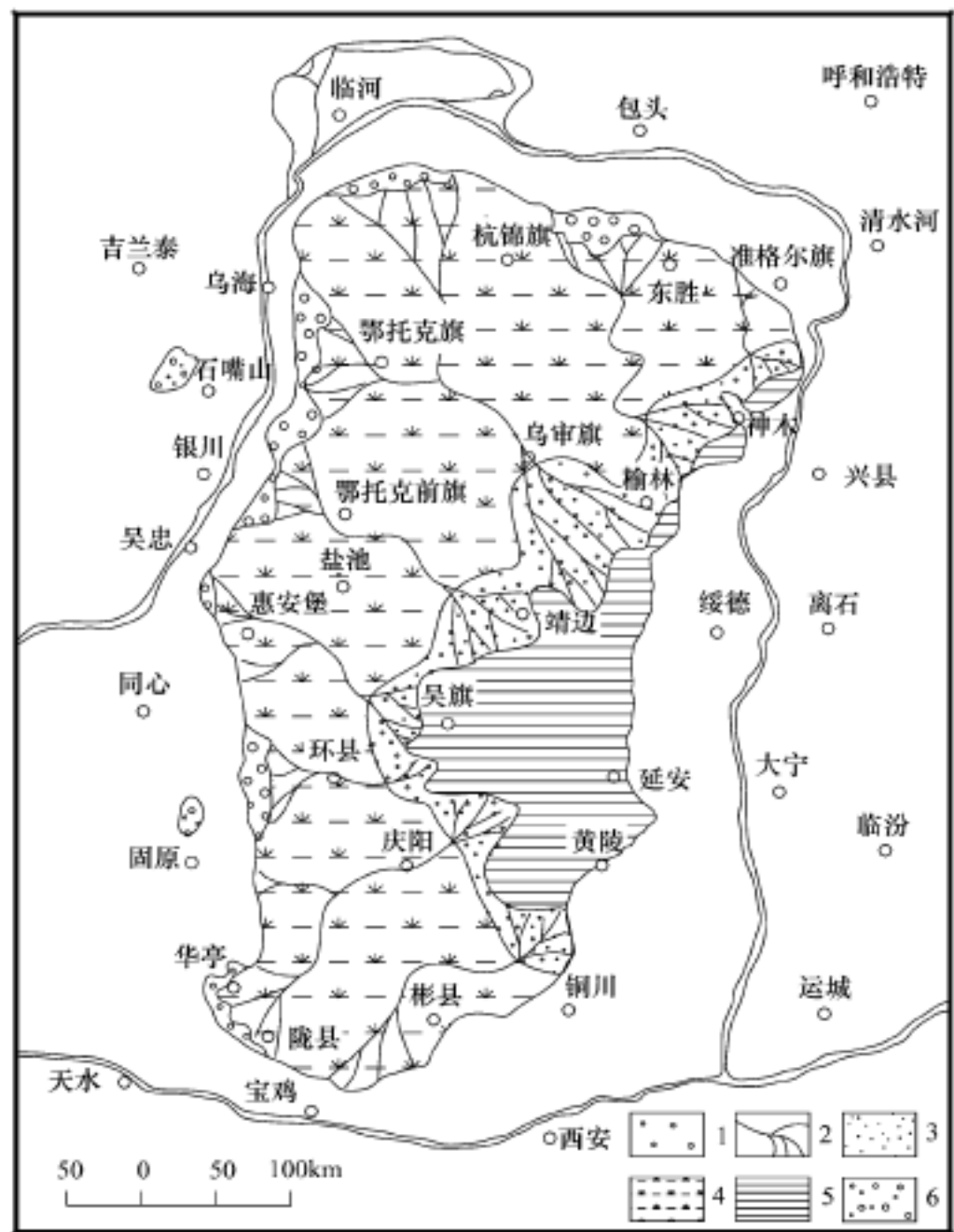


图 6 - 6 鄂尔多斯盆地 Toarcian—Bajocian 期沉积古地理

Fig. 6 - 6 Palaeogeography from Toarcian to Bajocian in the Ordos Basin

1—冲积扇; 2—河道或分流河道; 3—湖泊三角洲; 4—泛滥平原; 5—湖泊; 6—河流沉积

如果用代表无机沉积作用区域性废弃的主煤层和代表湖泊最大扩张期的湖泛面作为界面, 并结合上述冲积 - 河流体系、三角洲体系和湖泊体系在平面上的配置特点, 第一世代的盆地自下而上可被分为初始充填、超覆充填和退覆充填等 3 个发展阶段。

初始充填阶段, 古地形比较复杂, 沉积物的分布主要受印支运动导致的古地形反差的控制。彼此分离的古河谷或古洼地中, 主要发育砂砾质河流沉积以及泥砂质浅水湖泊沉积。沉积物具有物源近、搬运距离短、沉积速度快的特点。随着洼地的填平补齐, 互相独

立的沉积区逐渐连通，形成统一的大面积的局限湖。超覆充填阶段，古高地基本消失，出现冲积 - 河流沉积体系、三角洲沉积体系、低能湖泊沉积体系共存的格局。退覆沉积阶段，湖泊向盆地中心收缩，河流和三角洲沉积向盆地中心推进，形成典型的前积式堆叠的沉积格局。

形成第一世代盆地的构造条件比较稳定，加之泛滥平原、废弃三角洲、阻碍差异压实的大量决口扇砂体的存在以及适宜的古气候和古植被条件，导致了泥炭沼泽堆积的广泛发育。在全盆地 20 万 km² 的范围内，沉积厚度变化不大，一般为 180~420m，平均沉积速率约 20m/ Ma。这种较低的堆积速度是对相对稳定的构造条件和地壳缓慢沉降的响应；沉积中心位于宁夏灵武—惠安堡一带，拗陷方向为北 35°东，但水盆地中心却位于延安附近。

6.2.2 Bathonian—Callovian 期（第二世代）沉积古地理

鄂尔多斯盆地的第二世代是第一世代的继承、延续和发展。由于燕山运动第 I 幕在盆地内的构造变动十分微弱，盆地的基本构造面貌和范围没有发生根本性的改变，只是在古气候的影响下，使得聚煤作用消失，结束了聚煤盆地的演化历史。

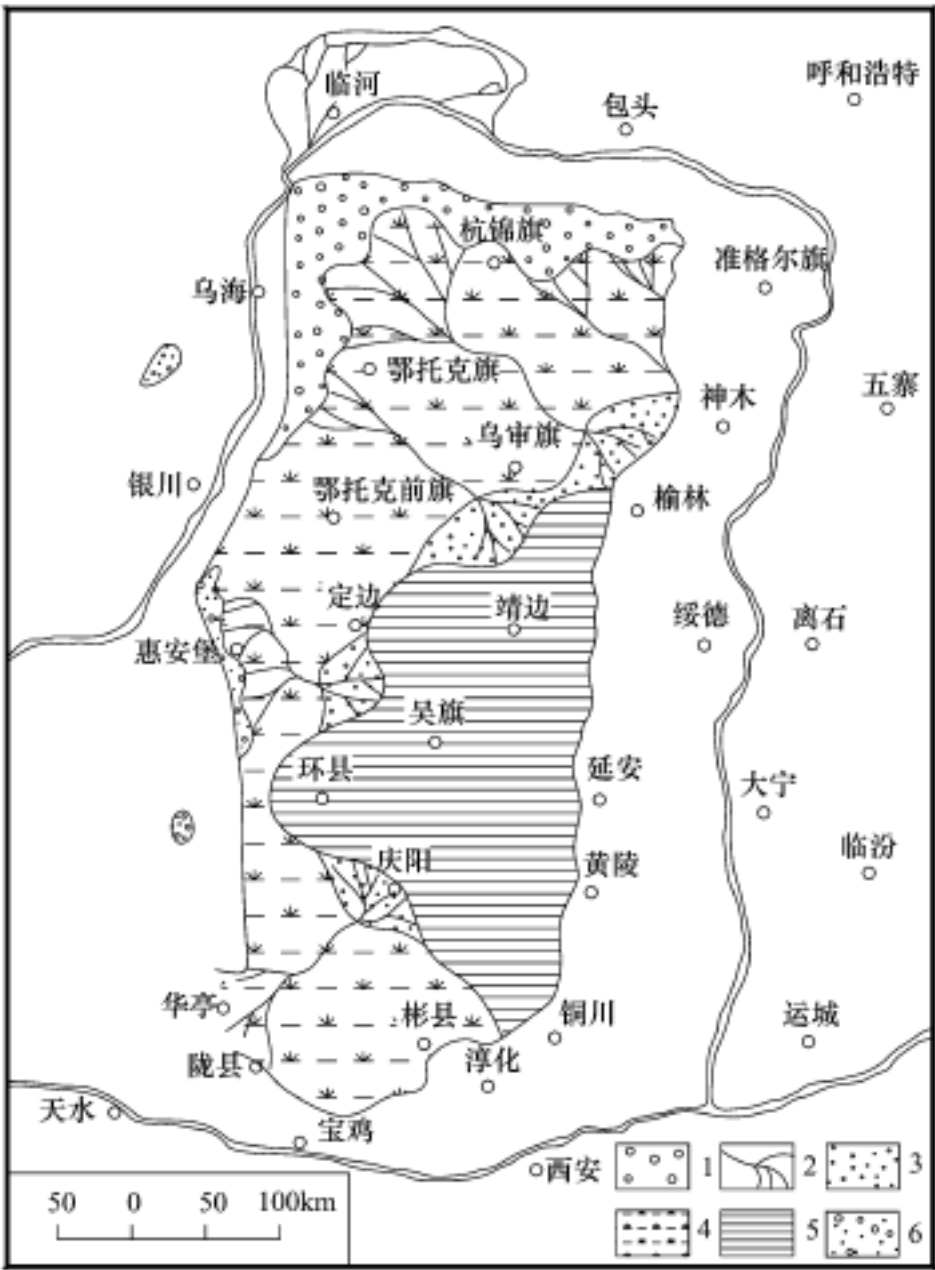


图 6 - 7 鄂尔多斯盆地 Bathonian—Callovian 期沉积古地理

Fig.6 - 7 Palaeogeography from Bathonian to Callovian in the Ordos Basin

1—冲积扇；2—河道或分流河道；3—湖泊三角洲；4—泛滥平原；5—湖泊；6—河流沉积

盆地第二世代的沉积是直罗组和安定组，形成于中侏罗世 Bathonian—Callovian 期^[90]，受干旱炎热的古气候影响，普遍发育红色碎屑岩系。从沉积体系配置图（图 6 - 7）上可以看出，此时的沉积格局基本承袭了第一世代的主要特点，但是冲积扇沉积体系在盆地北缘和桌子山东麓更为发育，湖泊沉积体系占据的范围更大。该时代的沉积地层厚度为 240~650m，平均堆积速率 12m/ Ma，沉积中心位于鄂托克旗—惠安堡一带，凹陷方向为北 25°东。

第二世代的盆地与第一世代虽有某些共同之处，但是，已经出现重大差异，主要表现在：①盆地的聚煤作用消失；②平均堆积速率较低；③盆地轴向发生了 10°左右的逆时针旋转。

6.2.3 晚侏罗世（第三世代）沉积古地理

中侏罗世末构造变动，使得第二世代的沉积盆地迅速萎缩、消亡。晚侏罗世形成了第三世代的沉积盆地，但沉积范围有限。以芬芳河组为代表的盆地沉积分布于桌子山东麓—环县—千阳的南北向长条形拗陷内。它主要是被阵发性流入的冲积扇或山麓堆积横向充填的，沉积物来自西缘的构造活动区。虽然其细节尚不十分清楚，但这些山麓堆积在南北走向上可能是由不同厚度（其中，千阳：1174m；环县甜水堡：109m；铁克苏庙：2000m 左右）的红色砾岩楔状体组成的，它们表征了由碎屑流、泥石流和筛积物构成的冲积扇特有的发散状堆积格局。因此，第三世代的盆地出现于构造极不平静期。

6.2.4 早白垩世（第四世代）沉积古地理

受燕山运动主幕构造变动的影响，白垩纪初形成了第四世代的沉积盆地；此时的沉积范围比第三世代大得多，但和第二世代的盆地范围相比，其东界可能已收缩至黄河以西，与现今志丹群的分布范围大体相当（图 6 - 8）。

早白垩纪世早期和第三世代的沉积盆地一样，在鄂尔多斯盆地西缘的冲断 - 推覆体系的向东逆冲岩体及其相伴的低角度冲断层的前缘发生明显的沉陷，来自西部构造活动区的砾质山麓 - 冲积扇体系的沉积物，横向充填于南北向伸长的拗陷内，同时产生沉积相的叠加和上超，并向东扩张。经过冲积“前渊”平原发展阶段之后，被湖泊体系的沉积物充填。

在早白垩世沉积体系配置图（图 6 - 8）上，盆地西部的南段被湖泊沉积体系占据，砾质冲积扇经过扇三角洲推进至低能湖泊，北段出现了纵向河与横向扇的充填格局，盆地东部的河流体系向西经过湖泊三角洲沉积体系，推进至湖泊体系。将第四世代盆地的沉积体系配置与第一、第二世代进行对比可以发现，后两者均未构成向心辐射状古流格局，而第四世代的古流则呈向心辐射状，基本显现了盆地的原始面貌。在鄂尔多斯盆地的北部、西南部（如彬县）、中部（如安塞）发育典型的风成沙丘沉积。最近，李孝泽等^[146]对该盆地白垩系沙丘岩进行了较深入的研究。从总体上看，志丹群所代表的早白垩世地层可能是一套由风成沙丘和河湖沉积物交互叠置的沉积体系。

充填于第四世代盆地内的沉积地层厚度一般为 600~1200m，平均堆积速率 33m/ Ma，沉积中心位于定边、环县、庆阳以西，与水盆地中信大体吻合，拗陷方向几近南北。早白垩世末，鄂尔多斯盆地消亡，晚白垩世至古近纪，全区处于缓慢的隆升状态。

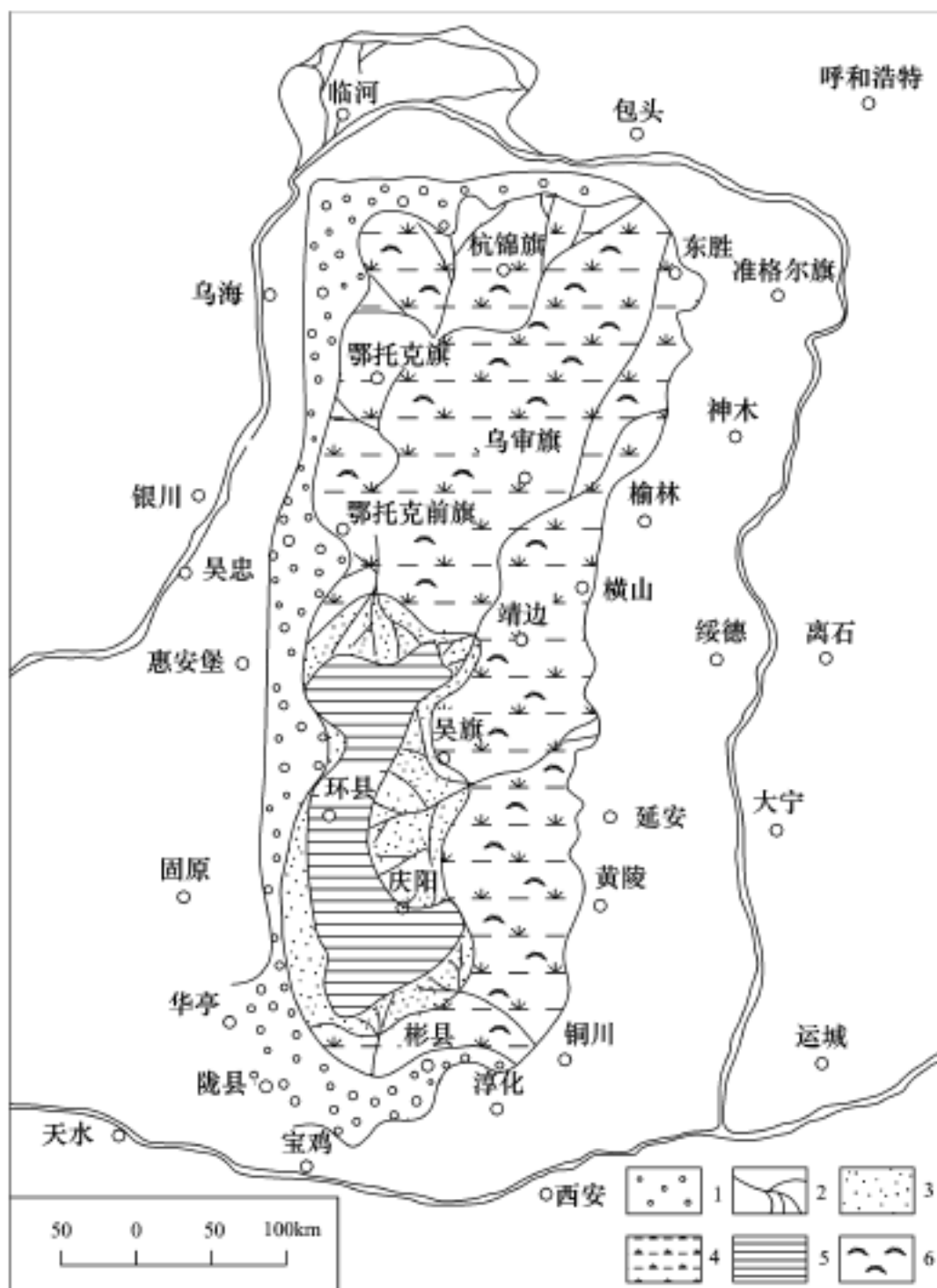


图 6 - 8 鄂尔多斯盆地早白垩世沉积古地理

Fig.6 - 8 Early Cretaceous palaeogeography of the Ordos Basin

1—冲积扇；2—河道或分流河道；3—湖泊三角洲；4—泛滥平原；5—湖泊；6—风成沙丘

6.3 煤层聚集条件与基本聚煤规律

中侏罗世 Aalenian 期和 Bajocian 期是鄂尔多斯盆地的重要成煤期，延安组为主要含煤层位，所含煤层以厚度大、煤质优良而著称。延安组自下而上共发育 5 个煤组，每个煤组由 1~7 个煤层组成。但是，由于不同地域的古构造和古地理等方面的差异，导致沉积环境和泥炭沼泽特点的重大差异，使得不同地区的煤层层数和厚度分布各不相同。

沉积体系分析表明，河流（主要是曲流河）和湖泊三角洲沉积体系是最为重要的含煤沉积体系；前者的成煤环境是天然堤限定的岸后泛滥盆地，后者主要是废弃的三角洲朵

体。

图 6 - 9 是延安组煤层（单层厚度 > 0.1m 者）累计厚度等值线图。从中可以看出，吴旗以东和无定河以南的富县、延安地区为无煤区。值得注意的是，这个范围广阔的无煤区与沉积体系配置图（图 6 - 6）中低能湖泊沉积体系所占据的位置完全重合，这就表明，延安附近的湖盆水体深，不是成煤环境，不利于煤层的形成，但对于生油有利。

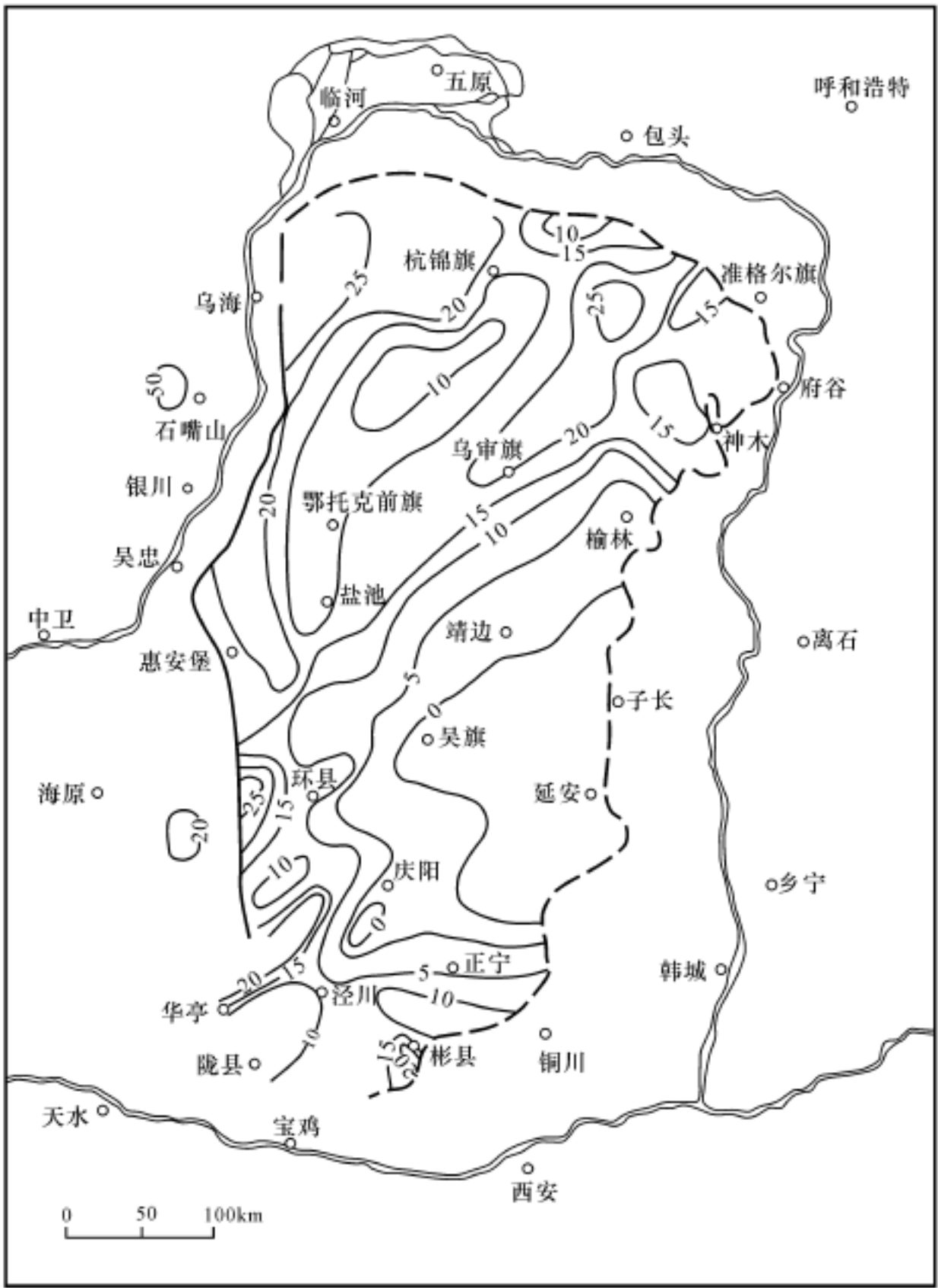


图 6 - 9 鄂尔多斯盆地延安组煤层总厚度图
(单位: m)

Fig.6 - 9 The isopach map of coal seams from the Yanan Formation in the Ordos Basin

围绕上述无煤区，煤层等厚线基本上呈（半）环带状分布。但是，煤层层数、厚度横向变化规律等在盆地的不同部位常表现出不同的特点。例如，在盆地北部的东胜、榆林、神木煤矿区，延安组的 5 个煤组发育齐全，可采煤层层数多，煤层分布广，厚度变化不大，但厚度最大的主要可采煤层位于含煤序列的上部；盆地西部以煤层层数多、单个煤层厚度小、分叉合并现象频繁为主要特征；盆地南部的焦坪、彬长煤矿区仅在含煤岩系的下部发育一个主要可采煤层，该煤层的分布范围、厚度和结构均受成煤前的古地貌形态的控制。从总体上说，主要可采煤层是向着盆缘分叉、向湖盆中心变薄尖灭的。成煤沉积环境不同，可以造成某些原生煤质参数（如灰分、硫分含量）的重大差异。总体上看，煤的灰分和硫分产率围绕延安附近的无煤区呈（半）环带状分布：距湖相区越近，煤中的灰分和硫分产率愈高，远离湖相区，灰分和硫分产率很低。例如，盆地北部东胜、神木一带主要可采煤层的原煤灰分产率为 5%~10%，全硫产率小于 0.7%，而接近湖盆的横山一带，主要可采煤层的原煤灰分产率大于 10%，原煤的全硫产率增高至 0.88%~2.55%。

不同沉积背景中，湿沼泽水体的地球化学性质，是影响煤中灰分和硫分产率的主因。远离湖盆时，位于岸后泛滥盆地的湿地多形成高位沼泽和穹丘状泥炭田（domed peat）^[147~157]，水源补给主要来自大气降水，水体处于弱还原状态，最终导致了低灰、低硫煤的形成。接近湖相区的湿地多形成低位或平坦状泥炭田（planar peat），常受湖水周期性侵入或水位季节性涨落的影响；由于地表水或地下水的注入，增加了泥炭沼泽中的可溶性无机盐和不溶矿物质含量，从而导致了煤中灰分产率的增加；同时，由于较深的呆滞水体使泥炭沼泽处于较强的还原状态，形成了含量大于 1% 的高硫煤。

7 鄂尔多斯盆地的煤和煤层气资源

鄂尔多斯盆地是一个多种能源富集共存的大型沉积盆地，其中石油、天然气资源^[71~74]、煤^[94,95]和煤层气资源^[96~98]十分丰富，可地浸砂岩型铀矿^[108,109,158]和油页岩也具有工业价值；这在我国乃至世界的大型沉积盆地中都具有代表性。

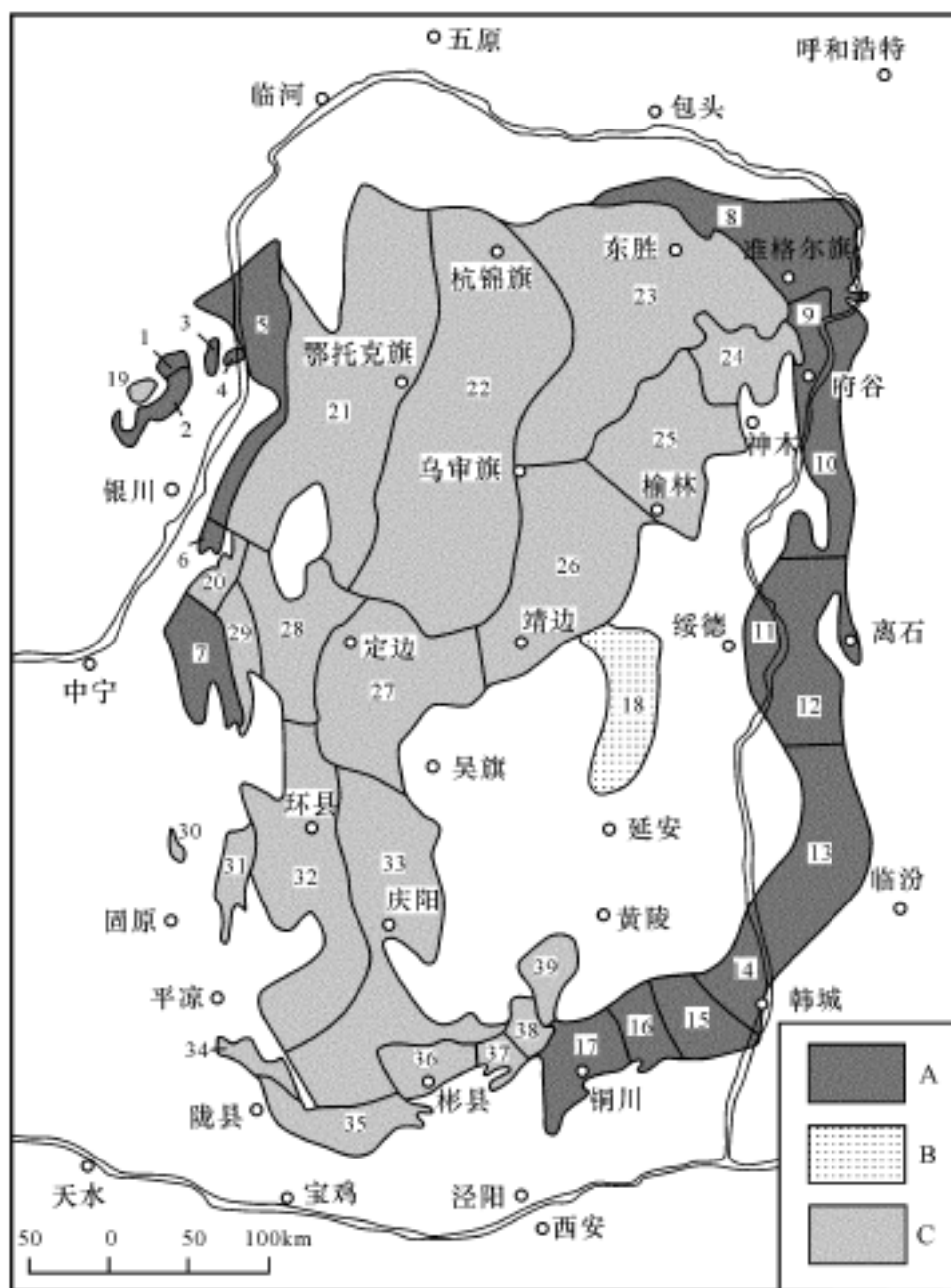


图 7-1 鄂尔多斯盆地煤炭资源分布图

Fig.7 - 1 Showing the distribution of coal resources in the Ordos Basin

A—晚古生代煤炭资源分布区块或煤矿区：1—石炭井，2—马连滩 - 苏峪口，3—沙巴台 - 正谊关，4—石嘴山，5—乌海，6—横城，7—韦州，8—准格尔，9—府谷，10—保德 - 偏关，11—吴堡，12—离石 - 柳林，13—乡宁，14—韩城，15—澄合，16—蒲白，17—铜川；B—三叠纪煤炭资源分布区块：18—子长；C—侏罗纪煤炭资源分布区块或煤矿区：19—汝箕沟，20—碎石井，21—鄂托克，22—杭锦旗，23—东胜，24—神北，25—大保当，26—榆林 - 横山，27—靖边 - 定边，28—盐池，29—马家滩，30—炭山，31—王洼，32—环县，33—庆阳，34—华亭，35—陇县，36—彬县 - 长武，37—旬邑东部，38—焦坪，39—黄陵

7.1 煤炭资源

鄂尔多斯盆地的煤炭资源勘探始于 20 世纪 50 年代初，经过由浅部向深部的扩展勘探以及大量石油钻井的揭露，特别经历 20 世纪 50 年代末、70 年代和 90 年代初的 3 轮煤田预测之后，已经基本摸清了整个盆地的煤炭资源家底。

7.1.1 石炭二叠纪煤炭资源

晚古生代含煤地层在整个鄂尔多斯盆地都有分布，但是，埋藏深度小于 2000m 的煤炭资源仅限于在盆地的周缘分布，即西缘北段的桌子山—贺兰山以及灵武横城和韦州一带、东缘准格尔和河东煤田与南缘渭北煤田（图 7 - 1）。

鄂尔多斯盆地晚古生代含煤层位是太原组和山西组，但不同煤矿区或区块的含煤性差异很大（表 7 - 1）。太原组一般含煤 2~9 层（西缘可达 16 层），可采和局部可采者仅 2~5 层，最大累计厚度 31.23m；主要可采煤层位于中下部。山西组含煤 2~7 层，可采和局部可采者 2~4 层，单个煤层的最大厚度为 55.28m（准格尔煤田）；主要可采煤层位于山西组的下部。

表 7 - 1 鄂尔多斯盆地不同地区太原组和山西组的含煤性特征

Table 7 - 1 Coal - bearing features of the Taiyuan and Shanxi Formations in different areas of the Ordos Basin

区块或矿区	含煤面积	资源丰度	岩 组	煤层总厚/ m (层数)	可采总厚/ m (层数)	最大单层 厚度	煤 类
	km ²	Mt·km ⁻²				m	
石炭井	128.0	19.97	山西组	3.83~40.14 (3~6)	16.77 (2~4)	16.52	肥、焦煤
			太原组	24.04 (8~15)	11.09 (3~7)	12.58	
马连滩 - 苏峪口	391.2	19.29	山西组	4.45~8.31 (4~7)	7.45 (5)	6.81	无烟煤
			太原组	3.30~11.11 (10~15)	9.41 (9~10)	8.42	
沙巴台 - 正谊关	86.5	26.12	山西组	5.61~12.47 (3)	10.68 (2~3)	9.52	焦煤 - 无烟煤
			太原组	6.21~10.16 (16~25)	11.32 (4~13)	10.43	
石嘴山	40.1	30.25	山西组	6.21~17.35 (3~4)	12.61 (3)	11.75	气、肥煤
			太原组	9.86~19.49 (10)	21.40 (6~9)	17.68	
乌海	2156.0	17.92	山西组	5.76~29.41 (10)	27.61 (2~5)	10.97	气、肥、 焦煤
			太原组	3.29~31.23 (7~16)	17.67 (8)	8.12	
横城	169.6	13.42	山西组	5.87~10.87 (5)	12.57 (3)	5.54	气、肥煤
			太原组	4.36~10.67 (4~5)	8.70 (3)	7.17	
韦州	638.2	21.43	山西组	2.51~8.76 (6~9)	6.45 (5)	5.24	气煤 - 贫煤
			太原组	4.32~9.47 (10~15)	8.30 (6)	6.30	

续表							
区块或矿区	含煤面积	资源丰度	岩 组	煤层总厚/ m (层数)	可采总厚/ m (层数)	最大单层 厚度	煤 类
	km ²	Mt·km ⁻²				m	
准 格 尔	8738.6	19.73	山西组	3.05~73.18 (5~7)	28.3 (4)	55.28	长焰煤
			太原组	2.31~18.71 (7)	5.05 (3)	7.18	
府 谷	1813.6	29.98	山西组	4.44~10.81 (3)	4.5~5.5 (2)	8.81	长焰、 不粘、气煤
			太原组	4.79~23.36 (5~8)	4~11.00 (4)	16.38	
保 德 - 偏 关	2172.6	14.47	山西组	2.42~3.85 (1~3)	3.50 (1)	7.92	长焰、 不粘、气煤
			太原组	8.30~26.88 (5~7)	22.49 (4)	16.83	
吴 堡	1310.9	9.26	山西组	3.50~11.26 (4~6)	4.19~8.81 (1)	9.72	肥、焦瘦煤
			太原组	3.56~15.19 (9)	2.5~10.00 (4)	12.48	
离 石 - 柳 林	1806.0	9.64	山西组	2.68~13.65 (5~6)	6.45 (4)	5.90	肥、焦、 瘦煤
			太原组	2.50~26.58 (5~7)	11.30 (5)	5.05	
乡 宁	4672.6	13.89	山西组	3.09~10.47 (3~6)	7.00 (2)	8.65	焦、瘦、 贫煤
			太原组	1.20~9.44 (3~7)	3.30 (3)	5.19	
韩 城	2461.5	13.25	山西组	1.18~12.27 (4)	3.95 (2)	9.26	焦、瘦、 贫、无烟
			太原组	1.24~17.98 (9)	5.79 (2)	10.80	
澄 合	2056.0	9.11	山西组	0.70~5.92 (2~4)	1.20 (1)	3.44	瘦、贫煤
			太原组	1.35~16.40 (4~7)	4.10 (2)	9.47	
蒲 白	1340.4	5.40	山西组	0.70~8.51 (3~5)	2.80 (2)	6.01	瘦煤
			太原组	1.52~4.46 (4~6)	2.50 (2)	2.33	
铜 川	2168.3	3.33	山西组	2.20~10.89 (2~5)	5.5 (3)	6.89	焦、贫、 瘦煤
			太原组	1.20~6.82 (4~6)	1.3 (1)	6.62	

鄂尔多斯盆地晚古生代煤系埋藏深度在 2000m 以浅的含煤面积为 32150km²，有 486.13Gt 煤炭资源。晚古生代煤炭资源的煤类齐全，其中，以变质中等的气煤、肥煤、焦煤（包括 1/ 3 焦煤）和瘦煤为主，其次是高变质程度的贫煤、无烟煤以及低变质程度的长焰煤。中变质煤经洗选后，灰分产率可降至 12.5% 以下，硫分产率在 1% 以下者，应优先应用于炼焦；贺兰山部分地区（葫芦斯太、沙巴台、正谊关和马连滩）无烟煤的各项指标符合气化用煤要求；而准格尔、偏关、府谷、保德一带的长焰煤、不粘煤是良好的动力用煤。

7.1.2 三叠纪煤炭资源

鄂尔多斯盆地的三叠纪煤系分布于盆地中部的延安、子长、子洲、富县、黄陵一带，含煤层位是上三叠统瓦窑堡组，含煤 6 组 30 余层，单层厚度多在 0.40m 以下，煤层累计厚度 11.00m；其中，只有子长—蟠龙一带的煤层达到可采厚度。子长—蟠龙三叠纪含煤区东部为煤层露头，北、西、南以煤层可采边界为界，面积约 1159.3km²，资源丰度为

1.28Mt/ km²，探明和预测煤炭资源为 1.48Gt，占全盆地煤炭资源总量的 0.07%。因此，三叠纪煤的经济地位在鄂尔多斯煤盆地中是微不足道的。

子长—蟠龙地区的瓦窑堡组含煤 7～15 层，一般 6 层，单层厚度多在 0.20～2.93m 之间；其中，3 号煤和 5 号煤为主要可采煤层，前者的厚度为 0.75m，后者 2.00m 左右；大理河以北，5 号煤层分叉变薄。三叠纪煤均为中灰、特低硫—低硫、中高发热量、中—强粘结性、高焦油产率的气煤；可优先应用于低温干馏和配焦。

7.1.3 侏罗纪煤炭资源

鄂尔多斯盆地的侏罗纪含煤地层是延安组。除吴旗以东和无定河以南的富县、延安地区以外，凡是有延安组分布的地方，都有可采煤层赋存（图 7 - 1）；而且，多数地区主要可采煤层的埋藏深度都小于 2000m。但是，由于沉积背景和构造背景的不同，延安组的含煤层数（可采煤层数）、煤层厚度等含煤性特征在不同地区的差异性很大（表 7 - 2）。

表 7 - 2 鄂尔多斯盆地不同地区延安组的含煤性特征
Table 7 - 2 Coal - bearing features of the Yan ' an Formation
in different areas of the Ordos Basin

区块或矿区	含煤面积 km ²	资源丰度 Mt·km ⁻²	煤层总厚/ m (层数)	可采总厚/ m (层数)	最大单层 厚度/ m	煤 类
汝箕沟	86.50	14.52	7.70～56.40 (17)	55.10 (7)	80.54	无烟煤
碎石井	724.9	17.95	7.50～26.59 (37)	21.65 (6)	12.52	不粘煤
鄂托克	15404.0	24.71	5.00～25.00 (15)	18.50 (6)	12.70	不粘 - 气煤
杭锦旗	21764.2	12.7	5.20～21.45 (12)	13.50 (5)	11.45	弱粘煤
东胜	16622.0	14.24	5.60～48.44 (19)	16.70 (10)	10.33	不粘煤
神木北部	2381.6	9.67	10.00～25.00 (4)	18.50 (9)	12.30	长焰、不粘煤
大保当	6767.0	9.16	5.50～27.00 (10)	16.25 (6)	12.07	长焰、不粘煤
榆林 - 横山	10868.5	7.13	1.25～3.52 (9)	2.65 (1)	3.44	弱粘 - 不粘煤
靖边 - 定边	9335.5	9.76	5.42～26.89 (27)	18.00 (6)	4.12	弱粘煤
盐池	4168.8	25.47	4.50～26.59 (37)	18.00 (12)	7.70	气煤
马家滩	943.8	26.72	3.70～25.47 (35)	20.20 (14)	6.95	不粘煤
炭山	73.4	18.22	2.50～20.10 (21)	16.00 (9)	5.20	长焰煤
王洼	898.8	14.26	2.10～21.40 (19)	12.84 (6)	4.50	长焰、不粘煤
环县	8728.3	10.24	1.50～11.45 (9)	8.60 (6)	3.90	气煤
庆阳	10835.5	4.73	2.00～9.25 (7)	6.10 (5)	3.25	不粘、弱粘煤
华亭	211.8	26.38	1.22～76.58 (10)	28.60 (5)	60.19	长焰、不粘煤
陇县	1106.0	6.79	0.23～7.13 (5)	5.00 (1)	10.00	长焰煤
彬县 - 长武	1178.5	7.37	0.20～29.28 (8)	8.97 (2)	23.86	不粘、弱粘煤
旬邑东部	516.6	2.74	0.00～26.40 (8)	6.30 (2)	15.40	不粘煤
焦坪	476.1	6.45	0.00～45.37 (8)	8.6～12.6 (2)	34.00	不粘、弱粘煤
黄陵	1290.9	1.71	0.25～12.40 (4)	5.81 (1)	7.39	弱粘 - 气煤

盆地东北部 (东胜、神木、榆林), 延安组含煤 10~19 层, 煤层累计厚度 15~45m, 可采和局部可采煤层 6~10 层, 最大单层厚度一般 10m 左右; 在盆地的西缘 (汝箕沟、碎石井、马家滩、炭山), 延安组含煤 10~37 层, 可采煤层总厚 20~55m。在局部地区, 单个煤层的最大厚度可达 50m 以上。例如, 陇东华亭矿区延安组底部 10 号煤的最大厚度达 60.12m, 贺兰山汝箕沟地区延安组上部的 2 - 1 煤层和 2 - 2 煤层在大峰沟合并成一个煤层, 最大厚度达 80.54m。在盆地南部 (黄陵、焦坪、彬县), 延安组含煤 4~8 层, 但是, 达到可采厚度者仅 1~2 层, 平均可采厚度 5~10m; 其中, 位于延安组底部主要可采煤层的最大厚度可达 7~34m。

鄂尔多斯盆地侏罗纪煤层埋藏深度小于 2000m 的面积为 113660km², 资源丰度在 1.74~26.39Mt/km² 之间。侏罗纪煤炭资源量为 1487.66Gt。

鄂尔多斯盆地延安组煤的变质程度较低, 以长焰煤和不粘煤为主, 部分地区有弱粘煤、气煤和无烟煤。低变质煤是良好的发电和动力用煤, 但它们基本特征是低灰、低硫、中—高发热量、热稳定性好, 机械强度高, 因此, 应首先用于气化, 部分可作为液化用煤、低温干馏用煤和制造活性碳。汝箕沟的无烟煤举世闻名, 又被称作“太西煤”; 其主要特征是低灰、低硫, 碳含量高, 应首先用于高炉喷吹, 或用作生产碳素以及其他化工产品的原料。

综上所述, 鄂尔多斯盆地埋深 2000m 以浅共有煤炭资源 1975.278Gt, 约占全国煤炭资源总量 (5569.749Gt)^[95] 的 35.45%。其中, 侏罗纪、石炭 - 二叠纪和三叠纪煤炭资源分别占 75.32%、24.61% 和 0.07%; 经过近 50 年的勘探和新近一轮的煤田预测, 获得查明的煤炭储量/资源量 366.708Gt, 潜在 (预测) 的煤炭资源量为 1608.57Gt; 如果按照埋藏深度计算, 小于 1000m、1000~1500m 和 1500~2000m 的煤炭资源分别占总量的 38.67%、28.11%、38.67%。如果按照行政区划计算, 鄂尔多斯盆地的内蒙古自治区部分占有的煤炭资源最多 (57.19%), 其次是陕西省部分 (20.52%); 而鄂尔多斯盆地的宁夏回族自治区部分、甘肃省部分和山西省部分分别占全盆地煤炭资源总量的 9.38%、7.26% 和 5.65%。鄂尔多斯盆地的煤炭资源虽然十分丰富, 但是, 已经探明或控制的可供近期开发的储量/资源量所占的比例不高。

7.2 煤层气资源

煤层气, 又称煤层甲烷, 或煤矿瓦斯, 是煤矿生产过程中的有害气体。但是, 由于 20 世纪 70 年代的能源危机, 人们对于煤层气的认识发生了由灾害到资源的转化^[159~161]。煤层气与常规天然气的根本区别是, 甲烷气体分子大都附着于煤基质, 而不是以游离态或溶于地层水的形式出现; 以单分子层密集排列于煤基质空隙内壁的甲烷气体均呈吸附态, 故煤层气虽类似流体, 但不服从常规天然气那样的理想气体定律。

7.2.1 石炭 - 二叠纪煤储层特征

煤层是具有典型双空隙系统的储层。煤储层特征或物理参数包括气含量、吸附扩散特征、渗透率、储层压力、含气饱和度和原地应力等。

煤层的吸附特征不仅是评价煤储层特征的必不可少的参数^[161]，同时，对于了解地下采煤作业可能出现的瓦斯灾害^[160,162]和解决矿井瓦斯抽放问题^[163]也极为重要。鄂尔多斯盆地晚古生代煤空气干燥基 Langmuir 体积为 13.23~35.39m³/ t；干燥无灰基 Langmuir 体积变化为 15.51~38.55m³/ t；Langmuir 压力为 1.21~5.92MPa（表 7 - 3）。很显然，晚古生代煤的吸附能力，除准格尔煤田较低外，其他地区都较高。

表 7 - 3 鄂尔多斯盆地晚古生代煤等温吸附试验数据

Table 7 - 3 Sorptional isothermin data of late Palaeozoic coals in the Ordos Basin

煤层	地区（煤矿区）	空气干燥基 V_L （ $m^3 \cdot t^{-1}$ ）			干燥无灰基 V_L （ $m^3 \cdot t^{-1}$ ）			P_L MPa		
		最小	最大	平均	最小	最大	平均	最小	最大	平均
山西组主煤层	准格尔			13.23			15.51			5.92
	吴堡			18.00			23.21			1.94
	大宁 - 吉县	19.16	35.39	25.79	22.05	38.55	28.83	1.63	2.98	2.19
	韩城	19.88	22.68	21.28	21.83	31.05	26.45	1.68	2.76	2.25
	石炭井			17.71			24.60			3.71
太原组主煤层	吴堡	14.65	21.07	18.41	18.70	22.59	20.69	1.93	2.63	2.31
	大宁 - 吉县	14.23	27.02	21.93	19.79	37.95	26.28	1.21	3.93	2.00
	韩城	20.20	21.94	21.07	26.83	27.93	27.38	1.65	3.13	2.39
	澄合	16.51	17.96	17.24	22.94	23.04	22.99	2.41	2.26	2.34
	蒲白	16.48	19.41	17.95	21.74	24.21	22.98	1.92	2.26	2.09
	石炭井			19.92			22.93			2.56

煤的吸附作用与其物理 - 化学属性密切相关^[164]。I. L. Ettinger 等^[165]曾从不同角度研究影响煤的吸附特性的主要因素。鄂尔多斯盆地晚古生代煤的等温吸附试验结果与中外学者已经完成的试验^[166~171]证明，无论是干燥基或者平衡水分煤样，均表现出煤的吸附能力随温度的升高而降低、随压力的加大而增加的总趋势，也就是说，煤的吸附能力与温度之间呈负相关关系，而与压力呈正相关关系。甲烷的吸附能力与煤的灰分产率呈明显的负相关^[172~174]。就煤的吸附属性而言，甲烷气体是附着在煤表面而不是灰分层或煤层中的分散无机物，即使是保存在与煤层有关的炭质泥岩中的气体，也是吸附在有机颗粒而不是无机颗粒或矿物质上的^[175,176]。甲烷的吸附能力随水分的增加而降低；每一种煤都存在一个水分上限，超过这个界限，吸附能力将不再降低。煤岩类型影响煤的吸附能力：同一煤层中，亮煤的吸附能力明显高于暗煤^[164]；在煤级相等的情况下，富镜质组煤的吸附能力高于富惰质组煤。煤级通常被认为是影响煤的吸附能力的主要原因之一；在平衡水条件下，煤的吸附能力随煤级的升高而增加。鄂尔多斯盆地石炭 - 二叠纪煤为中—高煤级。盆地西缘（石嘴山、石炭井）因叠加岩浆热变质作用，煤级高，煤的吸附能力相对较强。在盆地东缘，煤级自北而南升高，因此，韩城煤的吸附性能远高于准格尔煤。

鄂尔多斯盆地晚古生代煤层的实测气含量为 1.19~27.20m³/ t；其中，盆地东缘（准格尔、河东煤田）由北向南呈现“低—高一低”变化的特点；南部的渭北煤田，韩城煤的

含气量为 4.23~23.25 m³/t，平均 13.74 m³/t，澄合矿区煤的含气量为 4.05~11.97 m³/t，平均 8.01 m³/t，铜川煤的平均含气量 5.43 m³/t；在盆地西缘，石嘴山煤的含气量为 3.50~8.40 m³/t；韦州矿区煤的含气量达 2.87~10.68 m³/t。鄂尔多斯盆地晚古生代煤层的实测含气饱和度为 54.41%~83.32%，渗透率 0.003~59.00md，储层压力为 7.56~14.76MPa，储层压力梯度变化在 0.67~1.31MPa/hm 之间。图 7 - 2 (a) 是按照煤的吸附性能、煤岩学特征、煤层气的生成和保存条件建立的地质模型，计算的山西组主煤层的气含量等值线。它基本上反映了煤层气含量在鄂尔多斯盆地的变化趋势：由盆地边缘向盆地内部，气含量随着煤层埋藏深度的加大而增加。

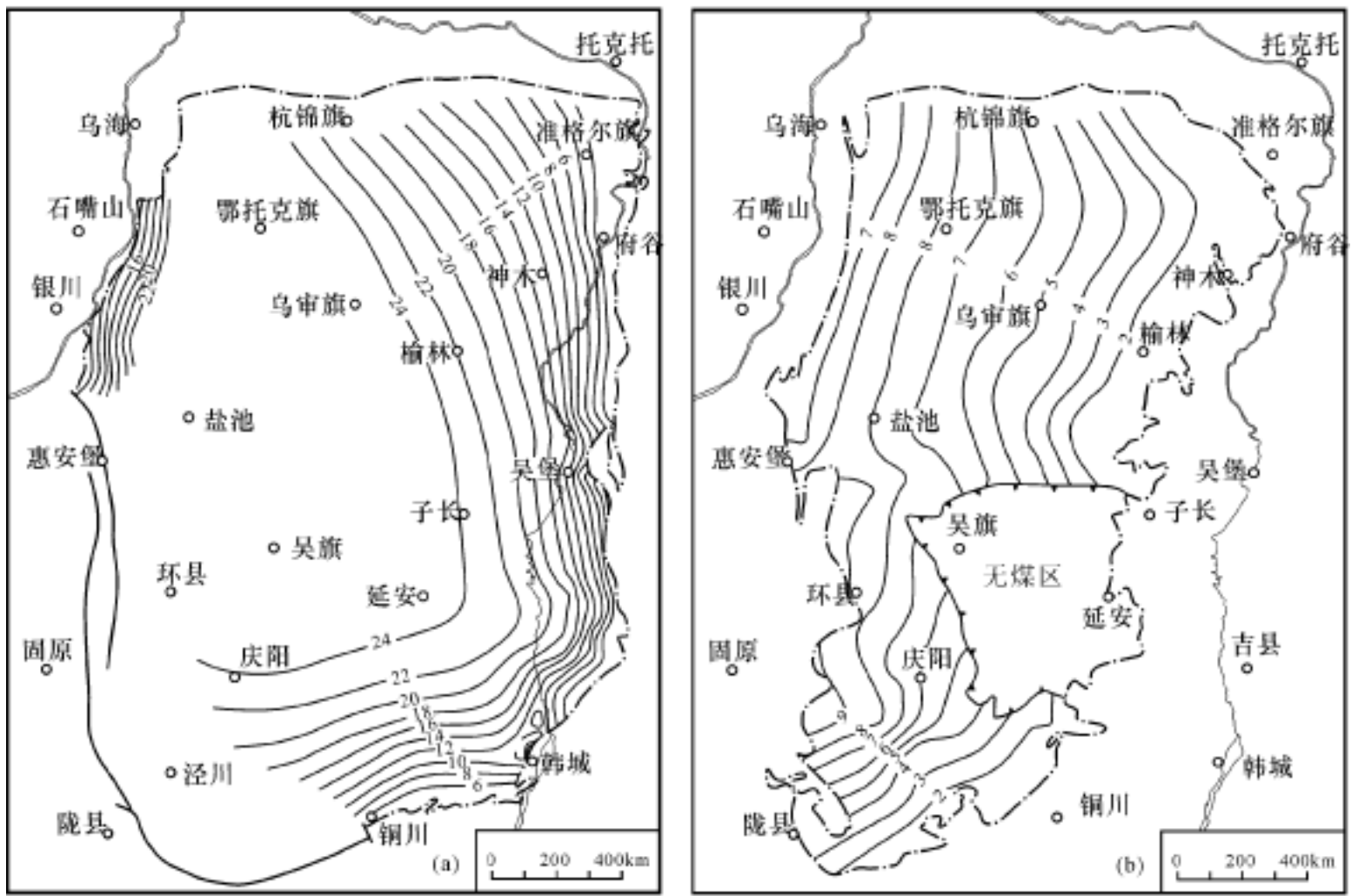


图 7 - 2 鄂尔多斯盆地山西组 (a) 和延安组 (b) 主煤层气含量等值线图
Fig. 7 - 2 Coalbed gas content isograms in main coal beds from the Shanxi Formation (a)
and Yan'an Formation (b) in the Ordos Basin

7.2.2 侏罗纪煤储层特征

延安组煤多为低灰、低煤级煤。已有的等温吸附试验结果表明，空气干燥基 Langmuir 体积为 13.62~25.01m³/t，干燥无灰基 Langmuir 体积为 15.14~29.61m³/t，Langmuir 压力较集中，主要分布在 9.0~11.0MPa 间；煤的孔隙容积较大，为 0.1177~0.2781cm³/g，显示煤的吸附能力较强。实际勘探资料表明，延安组煤层含气量大多很低。在黄陵、焦坪矿区，煤级为气煤，含气量 3.0~8.0m³/t。彬长矿区的煤层平均埋深为 600m 左右，煤层含气量 0.01~6.29m³/t。华亭矿区煤的含气量更低，只有 0.01~1.18m³/t。但是，根据煤的吸附性能、煤岩学特征、煤层气的生成和保存条件推算，盆地深部地区的含气量达 8m³/t 以上 (图 7 - 2 (b))。

延安组煤层埋藏较浅（多小于 2000m），储层压力低。不过，在低储层压力的背景中，也存在较高区域。侏罗系煤层没有实测渗透率数据。从盆地内部构造简单、原生煤体结构保存完好、煤变质程度低、煤的孔隙、裂隙较发育等特点判断，煤层渗透率不会太低，至少高于晚古生代煤。

7.2.3 煤层气资源估算结果

煤层气资源量是指按照一定的地质和工程依据，估算赋存于煤中的、当前可以开采或未来可能开采的、具有现实经济意义和潜在经济意义的煤层气的资源数量。

鄂尔多斯盆地煤层气资源的估算最初是由张新民等^[96]完成的。此后，冯福 等^[177]算得的煤层气资源量为 6613.797Gm³。中国煤田地质总局^[98]估算的 2000m 以浅的煤层气资源量仅有 3990.9Gm³，其原因是，未计算延安组的部分煤层气资源。长庆油田勘探开发院于 2001 年对鄂尔多斯盆地 300～1500m 的煤层气总资源量的估算结果为 8300Gm³。最近，张新民等^[97]又一次用气含量法（容积法）预测了该盆地的煤层气资源，获得埋深 300～2000m 的资源总量为 9940.656Gm³；而冯三利等^[100]公布的数据是 10723.57Gm³。

不同单位或学者对鄂尔多斯盆地煤层气资源量的估算结果差别较大，其主要原因是使用的计算方法、基础参数、计算范围各不相同造成的。目前常用的煤层气资源量/储量的估算方法很多，如类比法、容积法、产量递减法、压降曲线法、物质平衡法和储层模拟法等。然而，煤层或煤储层是既有裂隙孔隙系统又有基质孔隙系统的双孔隙介质，煤层气是以固 - 气 - 液三相互相作用的方式并主要以吸附态储集于煤层之中的；再者，煤层气井的生产动态也完全不同于常规天然气。因此，容积法和储层模拟法较适用于煤层气资源量/储量的估（计）算。

储层模拟法主要是应用数值模拟器对已经获得的储层参数和早期生产数据（或试排采数据）进行拟合，进而获得气井的预测生产曲线和可采储量。容积法估算煤层气资源量的可靠性，除取决于煤层气地质和储层条件的认识程度外，更依赖于气含量参数选择的正确与否。

鄂尔多斯盆地用直接法测得气含量数据分布极不均匀，且绝大多数来自小于 1000m 的深度。为了弥补这一缺陷，按照等温吸附试验结果、煤层埋藏深度和煤层气的封闭条件，建立了比较合理的气含量预测数学模型，进而得到了 2000m 以浅的气含量等值线（图 7 - 2）。据此，实现了煤层气资源的估算（表 7 - 4；图 7 - 3）。

表 7 - 4 鄂尔多斯盆地煤层气资源估算结果
Table 7 - 4 Coalbed gas resources in the Ordos Basin

煤田或区块 名称	编 号	含煤层位	资源 丰度	资源 量	不同深度的资源量/ Gm ³		
			Gm ³ ·km ⁻²	Gm ³	300～1000m	1000～1200m	1200～2000 m
渭北煤田	A - 1	上古生界 (山西组和 太原组)	0.050～0.067	771.983	177.486	105.687	483.013
晋陕边境	A - 2		0.090～0.164	3099.051	771.983	288.004	2039.064
准格尔	A - 3		0.097～0.113	917.807	178.151	110.881	628.775
桌子山 - 韦州	A - 4		0.122～0.134	686.338	394.324	57.325	234.689
合 计				5469.382	1521.944	561.897	3385.541

煤田或区块 名称	编 号	含煤层位	资源丰度	资源量	不同深度的资源量/ Gm ³		
			Gm ³ ·km ⁻²	Gm ³	300~1000m	1000~1200m	1200~2000m
黄陇煤田	B - 1	侏罗系 (延安组)	0.020~0.028	104.061	35.705	68.356	
盐池 - 平凉	B - 2		0.017~0.076	1931.111	82.927	256.361	1591.823
陕北	B - 3		0.034~0.092	669.714	385.721	43.706	669.714
东胜 - 鄂托克	B - 4		0.029~0.143	4762.534	413.447	1088.690	3260.397
沙井子 - 王洼	B - 5		0.022	26.978	26.978		
合 计				7923.825	946.578	1457.113	5521.934
总 计				13393.207	2468.522	2019.010	8907.475

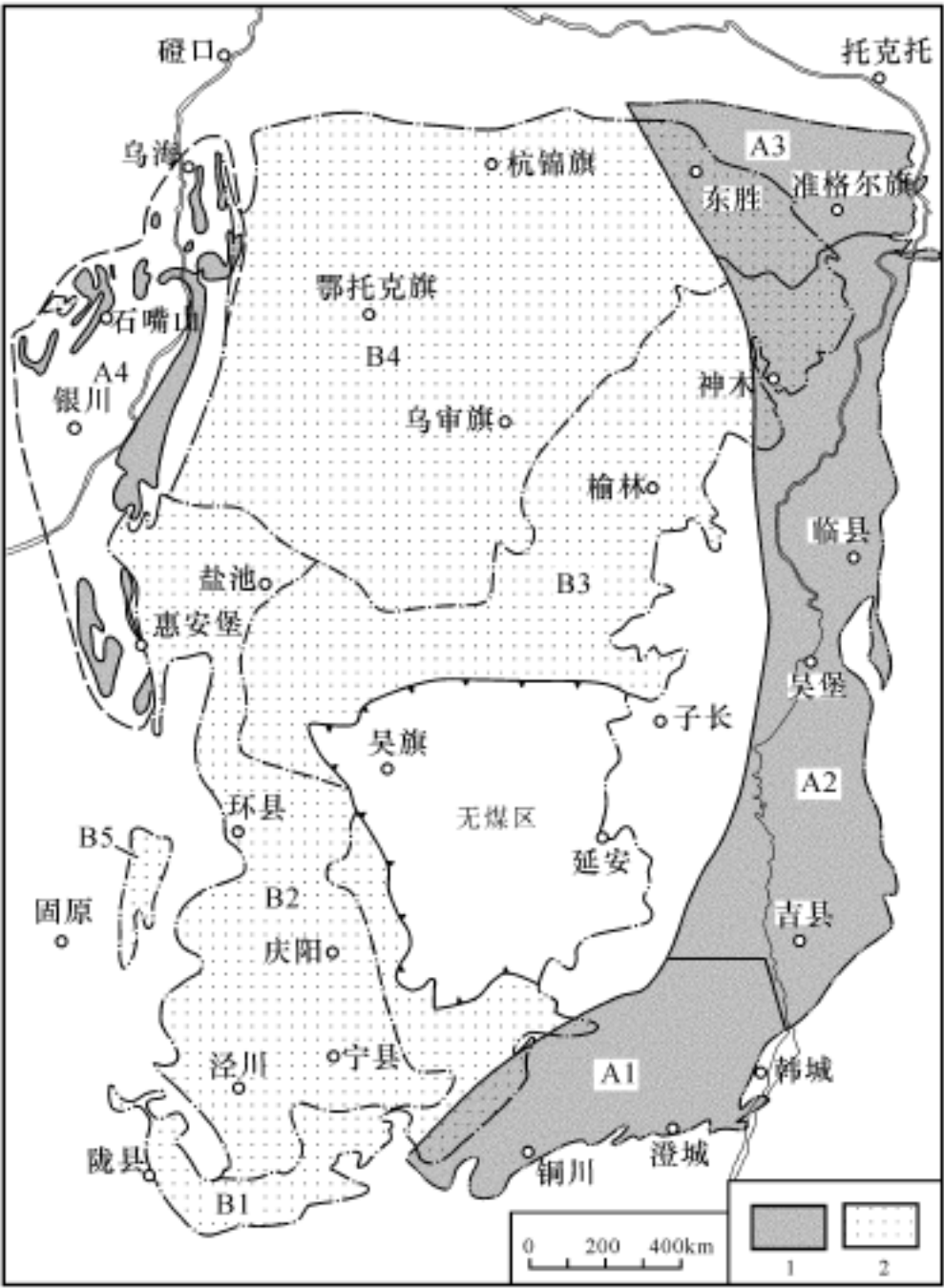


图 7 - 3 鄂尔多斯盆地煤层气资源分布图

Fig.7 - 3 Showing the distribution of coalbed gas resources in the Ordos Basin
1—上古生界煤层气资源分布区：A - 1—渭北煤田，A - 2—晋陕边境，A - 3—准格尔，
A - 4—桌子山 - 韦州；2—侏罗系煤层气资源分布区：B - 1—黄陇煤田，B - 2—盐池 - 平凉，
B - 3—陕北煤田，B - 4—东胜 - 鄂托克，B - 5—沙井子 - 王洼

鄂尔多斯盆地埋深 300~2000m 的煤层气资源总量为 13393.207Gm³。其中，上古生界煤层气资源为 5469.382Gm³；侏罗系煤层气资源为 7923.825Gm³（表 7 - 4）。上古生界煤层气资源丰度高，平均为 0.062~0.129Gm³/ km²，煤层气最富集的地区位于盆地东缘，资源量为 3099.051Gm³，资源丰度平均为 1.29×10^8 m³/ km²；侏罗系煤层气富集程度也较高，盆地北部煤层气资源量达 4762.534Gm³，资源丰度平均为 0.093Gm³/ km²。

深度是影响煤层气勘探开发的主要地质因素之一，理想的煤层气开发深度为 1200m 以浅。鄂尔多斯盆地石炭 - 二叠纪煤层埋藏深度在 300~1200m 之间的面积约 26323.82 km²，煤层气资源量 2083.841Gm³，占埋深 300~2000m 资源量的 38.1%；延安组煤层埋深 300~1200m 的面积约为 55705.05 km²，煤层气资源量为 2401.891Gm³，占埋深 300~2000m 侏罗系（延安组）煤层气资源量的 30.31%。

鄂尔多斯盆地的煤层气资源虽然十分丰富，但除河东煤田的南段正在进行煤层气勘探开发试验研究外，其他地区的勘探和研究程度很低。因此，提高该盆地的煤层气地质研究程度，加快勘探、开发步伐，对于缓解我国清洁能源短缺的现实有重要意义。

致 谢

1:500 000 《鄂尔多斯煤盆地地质构造图》及其说明书是一项集体劳动成果，除了具体负责完成编图和说明书撰写的科研人员外，白清昭、张慧、张群、张笑薇、高选政、李恒堂、高文生、熊存卫、蔺广茂、段宗怀、刘天林、汪程生、瞿联峰等曾先后参加野外地质调查和完成相关专题的研究工作。在野外工作期间，范永易、张瑜瑾、尤光辉、唐伟忠、韩守让、苏智泉、左光国、许惠龙、程保洲、桂学智、李怀礼、马大超、何一筠、徐福祥等先后给予了各方面的指导和帮助；内蒙古、宁夏、甘肃、陕西、山西等省（区）的煤田地质局及其所属勘探队提供了资料使用方面的方便；上述单位以及宁夏石炭井矿务局乌兰煤矿、汝箕沟煤矿、内蒙古包头矿务局、乌海矿务局为野外地质调查提供了可贵的后勤支援。

在研究和编图早期，曾得到王鸿祯院士、赵重远教授、王钟堂教授级高级工程师的指点。此项工作历时近 10 年，主要研究工作基本上是与一系列科研项目同步进行的。参与研究的各位同仁，特别是张群、钟玲文、崔永君、李建武、白公正、李静等有关鄂尔多斯盆地煤层气地质及其相关的研究成果，大大地促进了编图和研究工作的顺利进行。

研究工作先后得到（原）煤炭工业部技术发展司、（原）国家煤炭工业局、国家煤矿安全监察局、煤炭科学研究总院有关领导的关怀和支持；煤炭科学研究总院西安分院及其科研处、地质研究所对编图和研究工作的组织和实施给予了有益的指导。

煤炭科学研究总院西安分院院长赵学社研究员、副院长张群研究员、地质研究所贾希荣所长和副所长李建武研究员对研究、编图、出版等问题给予了特别关照和具体部署；夏宇靖研究员和靳秀良研究员为学术著作出版基金的申请付出了诸多努力。如果没有他们的特别支持，此图的出版至少在目前是不可能的。在 1:500 000 图件的计算机成图方面，承蒙中煤航测遥感局谭克龙总工程师的关照，李军利、刘瑞宁、李志刚等为此付出的辛劳最多，李贵红和宋孝忠初步校对了草图初稿。

在此，我们谨对以上所有师长、学者、朋友、同仁以及各级部门的领导再次表示诚挚的谢意。感谢为研究工作顺利完成作出过贡献的汽车司机及提供打字、图件清绘、复印等各项服务的后勤人员。

衷心感谢国家重点基础研究计划（973 计划）（编号：2003CB214602，2002CB211703）和国家“十五”重大科技攻关项目（编号：2001BA605 - 07 - 01）对这项研究的支持；感谢煤炭科学研究总院学术著作出版基金委员会为出版本图和说明书提供的资助；特别感谢孙亚芸同志在编辑、出版过程中所付出的辛劳。

主要参考文献

- [1] Theihard C and Lecent F. On the geology of the northern, western and southern borders of the Ordos, China. Bull. Geol. Soc. China, 1924, 3 (1): 37~44
- [2] Theihard C. Observation geologique sur la bordere occidentale et moridionale de l' ordos. Bull. Soc. Geol. De France, 1924, 4 (24): 49~402
- [3] Wong W H (翁文灏) . Report on the geology of Suiyuan. Bull. Geol. Surv. China, 1918, 1: 25~37
- [4] Wang C C (王竹泉) . On the stratigraphy of Northern Shansi. Bull. Geol. Soc. China, 1925, 4 (1): 57~66
- [5] Wang C C (王竹泉) . A outline of the geological structure of Shansi. Bull. Geol. Soc. China, 1925, 4 (1): 67~80
- [6] Wang C C (王竹泉) . Geology of the Ta Ching Shan and its coal field. Bull. Geol. Soc. China, 1933, 10: 1~18
- [7] 王竹泉. 陕西韩城煤田地质. 国立北平研究院地质研究所地质汇报, 1937, 30: 25~35
- [8] 王竹泉, 潘钟祥. 陕北油田地质. 国立北平研究院地质研究所地质汇报, 1933, 20: 45~57
- [9] 何春荪. 甘肃煤田地质概论. 地质论评, 1936, 10: 171~198
- [10] 何春荪, 刘增乾, 张尔道. 甘肃东部煤田地质. 工商部中央地质调查所地质汇报, 1948, 37: 41~72
- [11] 何春荪, 张尔道. 陕西宜君焦家坪煤田地质. 工商部中央地质调查所地质汇报, 1948, 37: 101~106
- [12] 孙健初. 绥远及察哈尔西南部地质志. 地质专报, 1934, 12: 1~62
- [13] 赵国宾. 陕西泾洛两河间之地质. 国立中央研究院地质研究所丛刊, 1931, 2: 61~113
- [14] 王恭睦. 陕西富县永寿油页岩区地质. 地质论评, 1936, 10: 329~345
- [15] 黄劭显, 杜恒俭. 宁夏石炭井大武口间煤田地质. 工商部中央地质调查所地质汇报, 1948, 37: 117~120
- [16] Huang T K (黄汲清) . On major tectonic forms of China. Geol. Memoirs, 1945, 20 (Ser. A): 1~165
- [17] 中国科学院地质研究所. 中国大地构造纲要. 北京: 科学出版社, 1959
- [18] 黄汲清. 中国地质构造基本特征的初步总结. 地质学报, 1960, 40 (1): 1~37
- [19] 黄汲清, 肖序常, 任纪舜等. 中国大地构造基本特征: 三百万分之一中国大地构造图说明书. 北京: 中国工业出版社, 1965
- [20] 黄汲清, 任纪舜, 姜春发等. 中国大地构造基本轮廓. 地质学报, 1977, 51 (2) 117~135
- [21] 黄汲清, 任纪舜, 姜春发等. 中国大地构造及其演化 (1:400 万中国大地构造图简要说明). 北京: 科学出版社, 1985
- [22] 任纪舜, 王作勋, 陈炳蔚等. 从全球看中国大地构造: 中国及邻区大地构造图说明书. 北京: 地质出版社, 1997
- [23] 陈国达. 地台活化说及其找矿意义. 北京: 地质出版社, 1960
- [24] 陈国达, 陈家超等. 中国大地构造简述. 地质学报, 1975, 55 (3): 205~218
- [25] 李四光. 旋卷构造及其他有关中国西北部大地构造体系及复合问题. 地质学报, 1954, 34 (4): 339~410
- [26] 李四光. 地质力学概论. 北京: 科学出版社, 1973
- [27] 中国科学院地质力学研究所. 论构造体系. 地质学报, 1976, 56 (2): 141~152
- [28] 李四光 (原著), 《中国地质学》扩编委员会 (编著). 中国地质学. 北京: 地质出版社, 1999
- [29] 中国科学院地质研究所大地构造编图组. 中国大地构造的基本特征及其发展的初步探讨. 地质科学, 1974, 1: 1~17
- [30] 张步春, 蔡文伯. 华北断块区构造单元的划分及其边界问题. 华北断块区的形成与发展. 北京: 科学出版社, 1980
- [31] 张文佑 (主编). 中国及邻区海域大地构造图 (1:500 万). 北京: 科学出版社, 1983
- [32] 张文佑 (主编). 中国及邻区海域大地构造. 北京: 科学出版社, 1986
- [33] 张伯声. 中国地壳的波浪状镶嵌构造. 北京: 科学出版社, 1980
- [34] 赵重远. 鄂尔多斯西缘构造演化与板块应力机制初探. 见: 鄂尔多斯西缘地区石油地质论文集. 呼和浩特: 内蒙古人民出版社, 1983, pp.20~28
- [35] 张抗. 论贺兰裂堑. 见: 鄂尔多斯西缘地区石油地质论文集. 呼和浩特: 内蒙古人民出版社, 1983, 29~40
- [36] 张抗. 鄂尔多斯断块构造与资源. 西安: 陕西科学技术出版社, 1989

- [37] 马杏垣. 江苏响水至内蒙满都拉地学断面南北两段的地质观察. 地球科学——中国地质大学学报, 1989, 14 (1): 1~7
- [38] 孙枢, 丛柏林, 李继亮. 豫晋陕中一晚元古代沉积盆地 (一). 地质科学, 1981, 4: 191~204
- [39] 乔秀夫. 晋南西洋河群同位素年代学研究及其地质意义. 地质学报, 1985, 59 (3): 215~223
- [40] 王建平, 杨玉东. 内蒙大青山地区的冲断与推覆构造. 中国地质科学院地质力学研究所所刊, 1983, 4: 37~65
- [41] 郭忠铭, 张军. 从冲断推覆构造特征讨论鄂尔多斯西缘的油气前景. 石油学报, 1989, 10 (2): 31~38
- [42] 杨俊杰, 张伯荣. 陕甘宁盆地西缘的掩冲构造和油气勘探方向. 见: 西北大学地质系成立 45 周年学术报告会论文集. 西安: 陕西科学技术出版社, pp. 45~57
- [43] 杨俊杰, 张伯荣. 陕甘宁盆地西缘逆冲构造带及其油气的发现. 见: 中国地质学会构造专业委员会编. 造山带、环太平洋构造——国际大陆岩石圈构造演化与动力学讨论会第三届全国构造会议论文集 (1). 北京: 地质出版社, 1990
- [44] 汤锡元, 郭忠铭. 陕甘宁盆地西缘逆冲断裂构造及油气勘探. 西安: 西北大学出版社, 1992
- [45] 靳久强. 鄂尔多斯西缘断裂构造带南段构造特征及其演化. 见: 赵重远 (主编). 华北克拉通沉积盆地形成与演化及油气赋存. 西安: 西北大学出版社, 1990
- [46] 赵重远. 鄂尔多斯盆地的演化历史、形成机制和含油气有利地区. 见: 赵重远 (主编). 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, 1990
- [47] 汪泽成, 王玉新. 鄂尔多斯西缘马家滩滑脱型冲断构造. 石油与天然气地质, 1996, 17 (3): 221~225
- [48] 汪泽成, 刘和甫, 熊宝贤等. 从前陆盆地充填地层分析盆山耦合关系. 地球科学——中国地质大学学报, 2001, 26 (1): 33~39
- [49] 王鸿祯等. 东秦岭海两侧大陆边缘区的构造发展. 地质学报, 1982, 56 (3): 295~313
- [50] 许志琴, 卢一伦, 汤耀庆等. 东秦岭复合山链的形成 - 变形、演化及板块动力学. 北京: 中国环境出版社, 1988
- [51] 安三元, 胡能高. 北秦岭裂陷的形成与变质作用. 西安: 西北大学出版社, 1994
- [52] 杜远生. 秦岭造山带泥盆纪沉积地质研究. 武汉: 中国地质大学出版社, 1997
- [53] 吉让寿, 秦德余, 高长林等. 东秦岭造山带与盆地. 西安: 西安地图出版社, 1997
- [54] 刘建华, 刘福田, 孙若昧等. 秦岭 - 大别山造山带及其南北缘地震层析成像. 地球物理学报, 1995, 38 (1): 46~53
- [55] 王作勋, 王宗起, 姜春发等. 东秦岭造山带显生宙构造迁移与陶湾群沉积变形. 北京: 地震出版社, 1995
- [56] 李春昱, 王荃, 刘雪亚等. 亚洲大地构造图 (1:800 万) 及说明书. 北京: 地图出版社, 1982
- [57] 张国伟 (主编). 秦岭造山带的形成及其演化. 西安: 西北大学出版社, 1988
- [58] 张国伟, 张本仁, 袁学城 (主编). 秦岭造山带造山过程和岩石圈三维结构图丛. 北京: 科学出版社, 1996
- [59] 王清晨, 孙枢, 李继亮. 秦岭大地构造演化. 地质科学, 1989, 2: 129~142
- [60] 张宗清, 刘敦一, 付国明. 北秦岭变质地层同位素年代学研究. 北京: 地质出版社, 1994
- [61] 赵重远. 河套弧型构造体系及其形成和演化机制. 见: 赵重远 (主编). 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, 1990
- [62] 邓起东. 鄂尔多斯周缘断陷盆地带的构造活动特征及其形成机制. 见: 现代地壳运动 (一). 北京: 地震出版社, 1985
- [63] 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系. 北京: 地震出版社, 1988
- [64] 赵重远. 沉积盆地成因与地球均衡机制. 石油与天然气地质, 1981, 1: 35~46
- [65] 孙肇才, 谢秋元. 叠合盆地的发展特征及其含油气性——以鄂尔多斯盆地为例. 石油实验地质, 1980, 1: 25~37
- [66] 孙国凡. 鄂尔多斯内陆复合盆地的发生与发展. 见: 石油地质论文集 (二). 北京: 地质出版社, 1981
- [67] 孙国凡. 鄂尔多斯盆地的演化叠合与含油气性——中国大陆板块内部一个大型原型本地分析. 石油与天然气地质, 1986, 7 (3): 285~296
- [68] 关士聪 (主编). 中国中新生代陆相盆地沉积发育与油气. 北京: 石油工业出版社, 1987
- [69] 陈焕疆. 板块构造与油气盆地. 上海: 同济大学出版社, 1990
- [70] 何自新. 鄂尔多斯盆地演化与油气. 北京: 石油工业出版社, 2003

- [71] 康竹林, 傅诚德, 崔淑芬等. 中国大型气田概论. 北京: 石油工业出版社, 2000
- [72] 杨俊杰 (主编). 中国天然气地质学 (第四卷). 北京: 石油工业出版社, 1996
- [73] 戴金星, 宋岩, 张厚福等. 中国天然气聚集区带. 北京: 科学出版社, 1997
- [74] 翟光明 (主编). 中国石油地质志——长庆油田 (12). 北京: 石油工业出版社, 1982
- [75] 翟光明, 宋建国, 靳久强等. 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, 2002
- [76] 张福礼, 黄舜兴, 杨昌贵等. 鄂尔多斯盆地天然气地质. 北京: 地质出版社, 1994
- [77] 方国庆, 刘德良. 鄂尔多斯盆地中部东西向天然气聚集区带研究. 石油实验地质, 2000, 2 (2): 146~151
- [78] 郝蜀民. 鄂尔多斯盆地油气勘探的回顾与思考. 天然气工业, 2001, 21 (增刊): 35~39
- [79] 贾进斗, 何国琦, 李茂松等. 鄂尔多斯盆地基底结构特征及其对古生界天然气的控制. 高校地质学报, 2000, 3 (2): 109~113
- [80] 江为为, 郝天珧, 宋海斌等. 鄂尔多斯盆地地质地球物理场特征与地壳结构. 地球物理学进展, 2000, 15 (3): 45~53
- [81] 时志强, 韩永林, 张锦泉. 鄂尔多斯盆地早侏罗世富县期岩相古地理特征. 矿物岩石, 2001, 21 (3): 124~127
- [82] 孙肇才. 简论鄂尔多斯盆地地质构造风格及其油气潜力——纪念朱夏院士逝世 10 周年. 石油实验地质, 2000, 22 (4): 291~296
- [83] 吴冲龙, 周江羽, 王根发等. 鄂尔多斯古构造应力场与中部大气田的联系. 石油与天然气地质, 1997, 18 (4): 266~275
- [84] 李思田 (主编). 鄂尔多斯盆地东北部层序地层及沉积体系分析——侏罗系富煤单元的形成、分布及预测基础. 北京: 地质出版社, 1992
- [85] 李思田 (主编). 含能源盆地沉积体系——中国内陆和近海主要沉积体系类型的典型分析. 武汉: 中国地质大学出版社, 1996
- [86] 张泓, 白清昭, 张笑薇等. 鄂尔多斯聚煤盆地形成与演化. 西安: 陕西科学技术出版社, 1995.
- [87] 张泓, 白清昭, 张笑薇等. 鄂尔多斯聚煤盆地的形成及构造环境. 煤田地质与勘探, 1995, 23 (3): 1~9
- [88] 张泓, 沈光隆, 何宗莲. 华北板块晚古生代古气候变化对聚煤作用的控制. 地质学报, 1999, 73 (2): 131~139
- [89] 张泓. 鄂尔多斯盆地中、新生代构造应力场. 华北地质矿产, 1996, 11 (1): 87~72
- [90] 张泓 (主编). 中国西北侏罗纪含煤地层与聚煤规律. 北京: 地质出版社, 1998
- [91] 张泓, 孟召平, 何宗莲. 鄂尔多斯煤盆地构造应力场研究. 煤炭学报, 2000, 25 (增刊): 1~5
- [92] Zhang Hong and Meng Zhao - ping. Palaeotectonic stress fields in the Ordos Coal Basin. China Geological Society (ed.). Progress in Geology of China (1993~1996) —— Papers to 30th IGC. Beijing: Geological Publishing House, 1996, 881~886
- [93] 钱丽君, 白清昭等. 陕西北部侏罗纪含煤地层及聚煤特征. 西安: 西北大学出版社, 1987
- [94] 中国煤田地质总局. 鄂尔多斯盆地聚煤规律与煤炭资源评价. 北京: 煤炭工业出版社, 1996
- [95] 毛节华, 许惠龙 (主编). 中国煤炭资源预测与评价. 北京: 科学出版社, 1999
- [96] 张新民, 张遂安, 钟玲文等. 中国煤层甲烷. 西安: 陕西科学技术出版社, 1991
- [97] 张新民, 庄军, 张遂安 (主编). 中国煤层气地质与资源评价. 北京: 科学出版社, 2002
- [98] 中国煤田地质总局. 中国煤层气资源. 徐州: 中国矿业大学出版社, 1998
- [99] 庄军, 吴景均, 张群等. 鄂尔多斯盆地南部早中侏罗世聚煤特征与煤的综合利用. 北京: 地质出版社, 1966
- [100] 冯三利, 叶建平, 张遂安等. 鄂尔多斯盆地煤层气资源及开发潜力分析. 地质通报, 2002, 21 (10): 658~662
- [101] 王双明, 张玉平. 鄂尔多斯侏罗纪盆地形成演化与聚煤规律. 地学前缘, 1999, 6 (增刊): 147~155
- [102] 吴传荣, 张慧, 李远虑等. 西北早—中侏罗世煤岩煤质与煤变质研究. 北京: 煤炭工业出版社, 1995
- [103] 李宝芳, 李祯, 林畅松等. 鄂尔多斯盆地中部下中侏罗统沉积体系和层序地层. 北京: 地质出版社, 1995
- [104] 王鸿祯, 史晓颖, 王训练等. 中国层序地层研究. 广州: 广东科技出版社, 2000
- [105] 姚素平, 张景荣, 王可人等. 鄂尔多斯盆地延安组煤有机岩石学研究. 沉积学报, 1999, 17 (2): 11~27
- [106] Zhang Hong, Shen Guanglong and He Zonglian. A carbon isotopic stratigraphic pattern of the Late Palaeozoic coals in North China Platform and its palaeoclimatic implications. Acta Geol. Sinica. 1999, 73 (1): 111~119
- [107] 刘大锰, 杨起, 汤达祯. 鄂尔多斯盆地煤的硫、磷、氯含量研究. 地学前缘, 1999, 6 (增刊): 53~59

- [108] 陈祖伊. 亚洲砂岩型铀矿区域分布规律和中国砂岩型铀矿找矿对策. 铀矿地质, 2002, 18 (3): 129~137
- [109] 陈法正. 砂岩型铀矿的成矿地质条件与战略选区: 以二连盆地和鄂尔多斯盆地为例. 铀矿地质, 2002, 18 (3): 138~143
- [110] 陈法正. 鄂尔多斯盆地北部古水文地质条件与铀成矿前景分析. 铀矿地质, 2002, 18 (5): 289~294
- [111] 甘肃省地质矿产局. 甘肃省区域地质志 (中华人民共和国地质矿产部地质专报“一、区域地质”, 第19号). 北京: 地质出版社, 1989
- [112] 内蒙古自治区地质矿产局. 内蒙古自治区区域地质志 (中华人民共和国地质矿产部地质专报“一、区域地质”, 第25号). 北京: 地质出版社, 1991
- [113] 宁夏回族自治区地质矿产局. 宁夏回族自治区区域地质志 (中华人民共和国地质矿产部地质专报“一、区域地质”, 第22号). 北京: 地质出版社, 1990
- [114] 陕西省地质矿产局. 陕西省区域地质志 (中华人民共和国地质矿产部地质专报“一、区域地质”, 第13号). 北京: 地质出版社, 1989
- [115] 山西省地质矿产局. 山西省区域地质志 (中华人民共和国地质矿产部地质专报“一、区域地质”, 第18号). 北京: 地质出版社, 1989
- [116] 张泓. 华北地台北缘的拴马桩煤系. 地层学杂志, 1997, 21 (1): 20~31
- [117] 任纪舜. 中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿. 北京: 科学出版社, 1990
- [118] 高山林, 李芳, 李天斌等. 汝箕沟晚期中生代玄武岩的确定与煤变质作用关系简论. 煤田地质与勘探, 2003, 31 (3): 8~10
- [119] 万天丰. 古构造应力场. 北京: 地质出版社, 1988
- [120] 陈庆宣, 王维襄, 孙叶等. 岩石力学与构造应力场分析. 见: 地质力学的方法与实践 (第三篇). 北京: 地质出版社, 1998
- [121] 安欧. 构造应力场. 北京: 地震出版社, 1992
- [122] 马宗晋, 邓启东. 节理力学性质的判别及分期配套的初步研究. 见: 构造地质问题. 北京: 科学出版社, 1965
- [123] 万天丰. 中国东部中、新生代板内变形构造应力场及其应用. 北京: 地质出版社, 1993
- [124] 严阵. 陕西省花岗岩. 西安: 西安交通大学出版社, 1985
- [125] 尚瑞均. 秦巴花岗岩. 武汉: 中国地质大学出版社, 1988
- [126] 程裕淇 (主编). 中国区域地质概论. 北京: 地质出版社, 1994
- [127] 张国伟. 秦岭造山带形成与演化. 西安: 西北大学出版社, 1988
- [128] 张国伟, 张本仁. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 地质出版社, 2001
- [129] 丁国瑜 (主编). 中国岩石圈动力学概论. 北京: 地震出版社, 1991
- [130] 邓起东, 程绍平, 闵伟等. 鄂尔多斯块体新生代构造活动和动力学的讨论. 地质力学学报, 1999, 5 (3): 13~21
- [131] 范俊喜, 马瑾, 甘卫军. 鄂尔多斯地块运动的整体性和不同方向边界活动的交替性. 中国科学 (D), 2003, 33 (增刊): 119~128
- [132] 王鸿祯 (主编). 中国古地理图集. 北京: 地图出版社, 1985
- [133] 张泓. 安加拉古陆外围晚二叠世混生植物群特征及形成机制的讨论. 地质论评, 1988, 34 (4): 343~350
- [134] Zhang Hong. Palaeoclimate controls on the Permian coal resources of the North China Plate, eastern Tethys. In: Proceedings of the Strzelecki International Symposium on the Permian of Eastern Tethys: Biostratigraphy, Palaeogeography and resources in Australia (30 Nov. - 3 Dec. 1997), pp.153~155
- [135] Şeng r A M C. The evolution of palaeotethys in the Tibetan segments of the Alpides. In: Proc. Symp. Qinghai - Xizang (Tibet) Plateau, 1981, 1: 51~56
- [136] Şeng r A M C. The story of Tethys: how many wives did okeanos have? Episodes, 1985, 8 (5): 3~11
- [137] Şeng r A M C (丁晓, 周祖翼, 赵国先译). 板块构造学与造山运动——特提斯例析. 上海: 复旦大学出版社, 1992
- [138] 肖序常. 喜马拉雅岩石圈构造演化 (总论). 地质专报, 第7号. 北京: 地质出版社, 1988
- [139] Devey J F, Cande S and Pitman W C. Tectonic evolution of the Indian/ Eurasia collision zone. Eclogae Geol. Helv.,

1989, 82: 717~734

- [140] 袁学诚. 喜马拉雅岩石圈构造演化, 西藏古地磁及大地电磁研究. 地质专报, 第6号. 北京: 地质出版社, 1990
- [141] Hendrix M S, Graham S A, Carroll A R, et al.. Sedimentary record and climate implication of current deformation in the Tian Shan: evidence from Mesozoic strata of north Tarim, south Junggar and Turpan Basins. Geol. Soc. Amer. Bull., 1992, 104 (1): 53~79
- [142] Cowie J W and Bassett M G. IUGS 1989 global stratigraphic chart. Episodes, 1989, 12 (1): 6
- [143] Jin Yugan, Waldlaw B R and Kotlyar G V. Chronostratigraphic subdivisions. Episodes, 1997, 20 (1): 10~15
- [144] 金玉珩, 王向东, 尚庆华等. 中国二叠纪年代地层划分与对比. 地质学报, 1999, 73 (2): 97~108
- [145] 冯增昭, 陈继新, 张吉森. 鄂尔多斯地区早古生代岩相古地理. 北京: 地质出版社, 1991
- [146] 李孝泽, 董光荣, 靳鹤龄等. 鄂尔多斯白垩系沙丘岩的发现. 科学通报, 1999, 44 (8): 874~877
- [147] Galloway W E and Hobday D K. Terregenous clastic depositional systems: Applications to petroleum, coal and uranium. Spring - Verlag: New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo, 1983
- [148] Cairucross B. Palaeodepositional environments and tectonic sedimentary controls of the postglacial Permian coal, Karoo Basin, South Africa. In: Lyons P C and Alpern B (eds) . Peat and coal: Origin, Facies and Depositional Models. Int. J. Coal Geol., 1989, 12: 365~380
- [149] Esterle T S and Ferm J C. Spation variability in modern peat deposits from Sarawak, Malaysia and Sumatra, Indonesia: analogue for coal. Int. J. Coal Geol., 1994.26: 1~11
- [150] Rowley D B, Raymond A, Parrish J T, et al.. Carboniferous palaeogeographic, phytogeographic and palaeoclimatic reconstruction. Int. J. Coal Geol., 1985, 5: 7~42
- [151] Lottes A L and Ziegler A M. World peat occurrence and the seasonality of climate and vegetation. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 1994, 106: 23~37
- [152] Hawke M I, Martini I P and Stasiuk L D. A comparison of temperate and boreal peats from Ontario, Canada: possible modern analogues for Permian coals. Int. J. Coal Geol., 1999, 41: 213~238
- [153] Diessel C, Boyd R, Wadsworth J, et al.. On balanced and unbalanced accommodation/ peat accumulation ratios in the Cretaceous coals from Gates Formation, Western Canada, and their sequence - stratigraphic significance. Int. J. Coal Geol., 2000, 43: 143~186
- [154] Wüst R A J and Bustin R M. Low - ash peat deposits from a dendritic, intermontanne basin in the tropics: a new model for good quality coals. Int. J. Coal Geol., 2001, 46: 179~206
- [155] Greb S F, Eble C F, Hower J C, et al.. Multiple - bench architecture and interpretation of original mire phases - Examples from the Middle Pennsylvanian of the Central Appalachian Basin, USA. Int. J. Coal Geol., 2002, 49: 147~175
- [156] Wüst R A J, Ward C R, Bustin R M, et al.. Characterization and quantification of inorganic constituents of tropical peat and organic - rich deposits from Tasek Bera (Peninsular Malaysia): implication for coals. Int. J. Coal Geol., 2002, 49: 215~249
- [157] Buillit N, Lallier - Vergès E, Pradier B, et al.. Coal petrographic genetic units in deltaic - plain deposits of the Campanian Mesa Verde Group (New Mexico, USA) . Int. J. Coal Geol., 2002, 51: 93~110
- [158] 吴仁贵, 陈安平, 余达淦等. 沉积体系分析与河道砂岩型铀矿成矿条件讨论——以鄂尔多斯中生代盆地东胜地区为例. 铀矿地质, 2003, 19 (2)
- [159] Flores R M. Coalbed methane: from hazard to resource. Int. J. Coal Geol., 1998, 35: 3~26
- [160] Beamish B B and Crosdale P J. Instantaneous outbursts in underground coal mines: an overview and association with coal type. Int. J. Coal Geol., 1998, 35: 27~55
- [161] Mavor M J, Paul G W, Saulsberry J L, et al.. A guide to coalbed methane reservoir engineering. Gas Research Institute, Chicago, 1996
- [162] 杨起, 韩德馨. 中国煤田地质学 (上册). 北京: 煤炭工业出版社, 1980
- [163] 林柏泉, 张建国. 矿井瓦斯抽放理论与技术. 徐州: 中国矿业大学出版社, 1996
- [164] Crosdale P J, Beamish B B and Valix M. Coalbed methane sorption related to coal composition. Int. J Coal Geol., 1998,

- [165] Ettinger I L, Eremin I, Zimakov B, et al. . Natural factors influencing coal sorption properties. 1. Petrography and the sorption properties of coals; 2. Gas capacity found in weathering zone of coal deposits; 3. Comparative sorption of carbon dioxide and methane on coals; 4. Intensification of coal sorptive activity under the influence of ore - bearing intrusion; 5. Some special features of sorption of anthracite coal of the Eastern Donbas. *Fuel*, 1966, 45: 267~371
- [166] Moffat D H, Weale K E. Sorption by coal of methane at high pressures. *Fuel*, 1955, 34: 449~462
- [167] Joubert J I, Grein C T, Bienstock D. Sorption of methane in moist coal. *Fuel*, 1973, 52 (3): 181~185
- [168] Levy J H, Day S J, Killingley J S. Methane capacities of Bowen Basin coals related to coal properties. *Fuel*, 1997, 74: 1~7
- [169] Krooss B M, Bergen F, Gensterblum Y, et al. . High - pressure methane and carbon dioxide adsorption on dry and moisture - equilibrated Pennsylvanian coals. *Int. J. Coal Geol.*, 2002, 51: 69~92
- [170] 钟玲文, 张慧, 郑玉柱等. 煤在温度和压力综合作用下的吸附性能及气含量预测. *煤炭学报*, 2002, 27 (6) 581~585
- [171] 张 群, 杨锡禄. 平衡水分条件下煤对甲烷的等温吸附特征研究. *煤炭学报*, 1999, 24 (4): 566~570
- [172] Meissner F F. Cretaceous and lower Tertiary coals as sources for gas accumulations in the Rocky Mountain area. In: Woodward J, Meissner F F, Clayton J L (eds) . *Source rocks of the Rocky Mountain region, 1984 Guidebook*, Rocky Mount Assoc Geol, 1984, pp.401~433
- [173] Choate R, MacCord J P, Righttime R T. Assessment of natural gas from coalbeds by geological characterization and production evaluation. In: Rice D (ed) . *Oil and gas assessment. AAPG studies in Geology*, 1986, 21: 223~245
- [174] Ayers W B, Kelso B S. Knowledge of methane potential for coalbed resource grows, but need more study. *Oil & Gas J*, 1989, 87: 64~67
- [175] Scott A R. Hydrogeologic factors affecting gas content distribution in coal bed. *Int. J. Coal Geol.*, 2002, 50: 363~387
- [176] Gan H, Nandi S P and Walker P L R. Nature of the porosity in American coals. *Fuel*, 1972, 5: 272~277
- [177] 冯福 , 王庭斌, 张士亚等. *中国天然气地质*. 北京: 地质出版社, 1995

Tectonic Evolution and Coal Accumulation of the Ordos Basin:

A Brief Explanation of the Geological Tectonic Map of the Ordos Coal Basin (with Scale of 1:500 000)

Abstract

The Ordos Basin lying in the west part of the North China Craton is a world - class coal basin, in which it contains abundant coal and petroleum resources. Recently, the in - situ leaching sandstone - type uranium deposit is also discovered. So the Ordos Basin will be an important energy basis in our country in the 21th century. The basic tectonic features, buried depth of coal - bearing strata, coal and coalbed methane (CBM) resources of the basin are described and revealed in the Geological Tectonic Map (with scale of 1:500 000) of the Ordos Coal Basin and its explanation in some detail. The main conclusions are illustrated as below.

1 Geological evolution and tectonic stage subdivision of Ordos Block (Basin)

Based on unconformity interface, and combined with sedimentary formation, metamorphism intensity and migmatization, three tectono - stratigraphic classifications in the Ordos Basin are subdivided as follows: (1) tectonic strata of crystalline basement (geosyncline type sequence); (2) covering (platform type sequence) tectonic strata and (3) tectonic strata of continental faulting and depression basin. The tectonic strata of crystalline basement were formed during continental nucleus formation, continental crust expansion and consolidation stage (3500~1800Ma B.P.) . The formation of covering tectonic strata were commenced at 1800Ma in Palaeoproterozoic and ceased at about 205Ma in Triassic. It represented a long evolution stage after the geosyncline was inversed and transferred to the platform. The tectonic strata of continental faulting and depression basin refers to the continental flysch clastic, coal - bearing and red formations, which were widely filled in Mesozoic and Cenozoic basins.

2 Main fault system and tectonic evolution of the Basin

Based on field geological investigation, and combined with comprehensive analysis on the geophysical and satellite imaging data, 23 lithospheric and crustal faults have been recognized. Those faults with huge scale all had undergone the long - term development and multi - phase active processes.

In the interior of the Ordos Block, there are two sets of faults, one set in east - west direction was formed in the Archaeozoic, the later activity was weak; another set in northeast direction was formed in Late Archaeozoic and Palaeoproterozoic, and most of it constituted the boundary of the intercontinental Proterozoic aulacogen.

In the periphery of Ordos Block, the main fault system was mostly formed during Mesozoic and Cenozoic, while some older faults had the stronger inherited activity. These faults not only control on the formation and evolution of the Ordos Basin and Cenozoic faulted basin on its margin, but also control on the accumulation and distribution of sedimentary minerals including

the fossil fuels to a certain extent.

3 Geotectonic units

The tectonic unit subdivision adheres mainly to the following principles: (1) from an examination of geological history, it takes the transition age from geosyncline to platform as the basis subdivided the first - class geotectonic unit; (2) the second - class units are subdivided based on the structural features during geological history; (3) the third - class tectonic units are subdivided according to the recent structural features.

The research area is a part of the North China platform belonging to the first - class geotectonic unit, and its second - class structural units are the Ordos Syncline and West Ordos fold - thrust Belt. As a most important character, the Ordos Basin is boundaried by a large active thrust belt onto the west Ordos margin. The Ordos Block which is a part of the North China Craton keeps a quite stable condition during Phanerozoic eon, namely horizontal cover rocks including Permo - Carboniferous and Jurassic coal - bearing strata are overlaid on the crystalline basement.

4 Paleotectonic stress fields and geodynamic background

Observation and statistics on the joint system have been carried out in the order of Upper Palaeozoic and Mesozoic strata during the field geological investigations. Meanwhile, the fold information has also been arranged. Based on structure analysis, the occurrence of principal compressive stress axes from different area can be evaluated. The simulation of the Mesozoic and Cenozoic tectonic stress field has been carried out based on the application of plane finite - element method by use of a computer. The result shows that the occurrence of maximum principal compressive stress axis of the Indosinian movement is $179^{\circ} \sim 359^{\circ} \angle 2^{\circ} \sim 3^{\circ}$. The high value areas of the stress are mainly distributed in the west half of the basin and the lower stress value in the east part. The optimized occurrence of the maximum principal compressive stress axis in the Yashanian tectonic stress field appears as $130^{\circ} \sim 310^{\circ} \angle 2^{\circ} \sim 4^{\circ}$. The high stress values distribute in the west, southwest and south part of the basin and decrease to the north and northeast directions, while a calm low - value area characterizes northeast part of the basin. The dominant occurrence of the maximum principal compressive stress axis in Himalayan tectonic stress field is $30^{\circ} \sim 210^{\circ} \angle 1^{\circ} \sim 2^{\circ}$. The high value area of stress mainly distribute in northeastern, southwestern and eastern part of the basin, while lower stress value are focused on the central area of the basin. These facts demonstrate that tectonic action of the Himalayan Movement is concentrated on the marginal area of the Odors Basin. According to geotectonic analysis, it is postulated that the driving force behind those fields is derived from the collision and/or downgoing events of the Tethys and Pacific tectonic realms along the margin of Asian continent.

5 Coal - forming palaeogeography and coal accumulation

The paleogeographical outlines from late Bashkirian of Late Carboniferous to early Kun-gurian of Early Permian in the study area are given. The dispositions of deposystem in different coal - forming time intervals are more fully and accurately reconstructed. It is indicated that the

important thick seams all are related to the deltaic deposystem, although the lagoon - bay, tidal flat and river - deltaic deposystems are the important coal - forming systems. The paleotectono - geographical analysis shows that the Ordos Central Uplift Zone not only influences on the sedimentary features of Late Paleozoic coal - bearing strata on its both eastern and western sides, but also controls on the distribution of thick coal belt.

The evidence furnished by detailed stratigraphic, sedimentologic and subsidence analyses shows with fully satisfactory that 4 generations have existed as a successive evolution of the Ordos Basin during Jurassic and Cretaceous. The original appearances and deposystem disposition of the basin in different geologic ages are given in these explanations. It is indicated that Aalenian - Bajocian of Middle Jurassic is an important coal - forming time interval. The fluvial, namely meandering river, and lake - deltaic deposystems are the most important coal - bearing system. In the vicinity of Yan ' an, the location occupied by the lake deposystem is the non - coal area, and the seams are distributed around it as the semi - annular.

6 Coal and coalbed methane (CBM) resources

According to detailed calculation, there are 1975.278Gt of coal resources with the depth shallower than 2000m in the Ordos Basin, accounting for about 35.45% of the total coal resources (5569.749Gt) in all - China. Of which, the Jurassic, Permo - Carboniferous and Triassic coal resources are accounted for 75.32%, 24.61% and 0.07%, respectively. Based on geological explorations in past 5 decades and recently coalfield prediction, 366.708Gt of identified coal reserves/ resources and 1608.570Gt of potential coal resources are obtained in the Ordos Basin.

There are 13393.207Gm^3 of CBM resources in total with the depth of 300~2000m in the Ordos Basin. The Upper Paleozoic CBM resources are 5469.382Gm^3 while the Jurassic CBM resources are 7923.825Gm^3 . However, except for the southern section of the Hedong Coalfield in Shanxi Province, CBM exploration and research are very low degree in other area of the basin. Therefore, raising the CBM geological research degree, and quickening the exploration and development steps of the basin, it has the important significances to alleviate the shortage of the clean energy sources in our country.