第80卷 第5期 地 质 学 报 ACTA GEOLOGICA SINICA Vol. 80 No. 5
2006年5月 May 2006

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

鄂尔多斯盆地演化-改造的时空坐标及其成藏(矿)响应

刘池洋，赵红格，桂小军，岳乐平，赵俊峰，王建强

大陆动力学国家重点实验室(西北大学)，西北大学含油气盆地研究所，西安，710069

内容提要：鄂尔多斯盆地的发育时限为中晚三叠世—早白垩世，晚白垩世以来为盆地的后期改造时期；盆地主体具克拉通内盆地特征；现今盆地为经过多期不同形式改造的残留盆地。该盆地叠加在早、晚古生代大型盆地之上，又属多重叠合型盆地。鄂尔多斯盆地集油气、煤和铀于一盆，多种能源矿产丰富。根据盆地及周缘地区主要地质构造特征和地质事件，结合对盆地各区裂变径迹年龄的综合研究认为，在盆地发育时期(T_2—K_1)至少发生了4期明显的构造变动，将盆地的沉积-演化过程划分为4个阶段：中晚三叠世和早中侏罗世富县—延安期为盆地发育的两个鼎盛阶段，广泛接受沉积，湖盆宽阔，沉积范围为今残留盆地面积的2倍多；形成重要的含油和成煤岩系。这两个阶段被期间发生的区域抬升变动(J_1)所分隔。抬升导致沉积间断，延长组顶部遭受强烈而不均匀的侵蚀下切，形成起伏较大的侵蚀地貌。延安期末盆地抬升变动不强烈，沉积间断和剥蚀延续时间短。随后又复沉降，进入盆地发育的第三阶段中侏罗世直罗-安定期：沉积范围仍较广阔，但湖区面积明显减小。晚侏罗世构造变动强烈，在盆地西缘形成逆冲-推覆构造带，在其东侧前渊局限堆积厚度不等的砾岩，盆地中东部地区遭受剥蚀改造；今黄河以西地区初显东隆西坳格局。在早白垩世阶段，沉积分布仍较广阔，不整合超覆在前期西缘冲断带和南、北边部隆起之上。在盆地演化的前三个阶段，沉积中心均分布在延安附近及其以东；而堆积中心则位于邻近物源的盆地西部，且不同阶段位置有别；直到早白垩世，盆地的沉积中心和堆积中心的分布位置才大体一致，主要位于盆地西部的中南段。早白垩世末，鄂尔多斯盆地整体抬升，大型盆地消亡；盆地开始进入后期改造时期。在晚白垩世以来的盆地后期改造时期，鄂尔多斯盆地主要发生了以下重要地质事件：① 盆地主体持续幕式、差异性整体抬升和强烈而不均匀的剥蚀，东部黄河附近被剥蚀的中生界厚度最大可达2000m；② 盆地本部长期幕式整体的差异抬升和剥蚀，形成3期区域侵蚀-夷平面(E_2^3—E_2^1，E_3^2和N_1^2)；③ 地块边部裂陷，周缘断陷盆地相继形成，接受巨厚沉积；④ 持续达2亿多年的东隆西降运动于中新世晚期(8Ma B P)反转易位；东部开始沉降，广泛接受红黏土沉积；六盘山、地块西缘和西部相继隆升；标志着中国西部区域构造运动对该区的影响更为重要；⑤ 分别在8Ma B P和2.5Ma B P，风成红黏土、黄土开始广泛堆积，先后形成红土准高原和黄土高原及黄土高原面；⑥ 黄河水系的发育、外流和侵蚀地貌的形成。根据各主要地质事件的发生和动力学环境的演变，将该区晚白垩世以来划分为5个演化阶段(K_2—E_1；E_{2-3}；N_1^{1-2}；N_1^3—N_2；Q)。这些地质事件的发生和构造变动，与周邻各构造域，特别是中国东、西部(含青藏高原)重大构造运动的复合、叠加及其与时彼此消长变化密切相关；其活动和改造，使中生代盆地的原始面貌大为改观。鄂尔多斯盆地多种能源矿产成生—成藏(矿)和定位的主要期次，与盆地中新生代演化和改造的阶段有明显的响应联系和密切的耦合关系。盆地演化末(晚)期及之后的整体差异隆升和区域剥蚀，对鄂尔多斯盆地多种能源矿产的成藏(矿)和分布及其相互作用的影响最为重要。

关键词：鄂尔多斯盆地；盆地演化；原盆面貌；后期改造；裂陷盆地；隆降反转；沉积中心；堆积中心；侵蚀-夷平面；风尘红黏土-黄土；成藏(矿)响应

鄂尔多斯盆地处于我国东西南北四大不同构造域活动影响的复合部位，西跨南北构造带；新生代中晚期以来，又受青藏高原演化、隆升和向东北挤出的明显影响，构造活动频繁，后期改造强烈、地质特征复杂多样。不同构造域和多种地球动力学环境的复合、叠加及其与时彼此消长变化，形成了极为复杂的盆地演化-改造历史和矿产地质特征及地貌景观；对其演变过程时空坐标及其成藏(矿)响应的研究，具有重要的科学意义和广阔的应用前景。

注：本文为国家重点基础研究发展规划"973"项目(编号 2003CB214600)、国家自然科学基金项目(编号 40372096)、长江学者和创新团队发展计划(编号 IRT0559)资助的成果。

收稿日期：2006-01-10；改回日期：2006-03-14；责任编辑：郝梓国。

作者简介：刘池阳，笔名刘池洋，1953年生。男，教授，博士生导师；国家973项目首席科学家。主要从事盆地动力学、油气地质与勘探、构造地质、能源地质方面的教学与科研工作。Email：lcy@nwu.edu.cn。

1 盆地地质特征与多种能源矿产

鄂尔多斯盆地地跨陕甘宁蒙晋五省区，故又称陕甘宁盆地，面积约 $25\times10^4km^2$。周邻被渭河(关中)、银川、河套等地堑盆地所镶嵌，外围被秦岭、六盘山、贺兰山、大青山及吕梁山所环绕。广义的鄂尔多斯盆地包括周邻渭河、银川、河套和六盘山等小型中新生代盆地，总面积达 $36\times10^4km^2$。

鄂尔多斯盆地含油层系为中上三叠统延长组和中侏罗统、产气层系为石炭-二叠系和奥陶系；呈现上油下气、南油北气的分布格局。盆地石油、天然气资源量分别为 86×10^8t 和 $11\times10^{12}m^3$(杨俊杰，2002)，其石油当量在全国诸含油气盆地中名列第三；但其资源探明程度还不到全国平均探明率的一半。

盆地有多套含煤层系，煤炭资源极为丰富，埋深

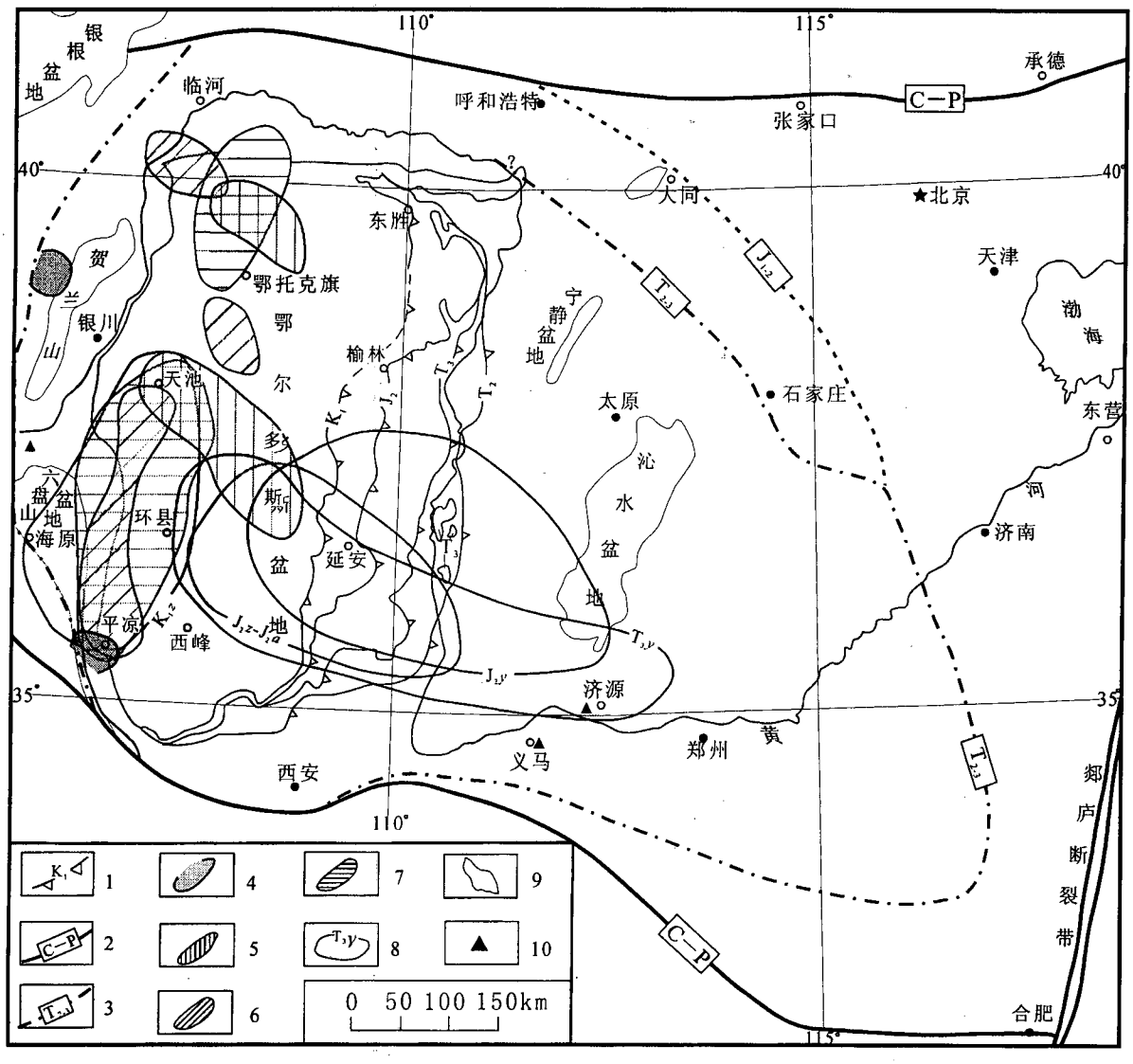


图 1 鄂尔多斯盆地中生代沉积边界与沉积、堆积中心变迁分布图

Fig. 1 Distribution of sedimentary boundary, deposit and accumulation center of Mesozoic Ordos basin

1—不同时代地层尖灭线；2—华北克拉通 C—P 沉积边界；3—盆地 T_{2-3}、J_{1-2}古沉积边界；4—延长期堆积中心；5—延安期堆积中心；6—直罗-安定期堆积中心；7—早白垩世堆积中心；8—不同时期沉积中心；9—中生代残留盆地；10—侏罗纪残留含煤盆地

1—Stratum outwedging of various periods; 2—sedimentary boundary of Carboniferous—Permian in North China Craton; 3—paleo-sedimentary of T_{2-3}, J_{1-2}; 4—accumulation center of Yanchang period; 5—accumulation center of Yan'an period; 6—accumulation center of Zhiluo-Anding period; 7—accumulation center of early Cretaceous; 8—depocenter of various periods; 9—Mesozoic residual basin; 10—residual coal-bearing basins of Jurassic

2000m 以内的煤炭资源约 2×10^{12}t，其中侏罗系、石炭-二叠系及三叠系分别占 75.32%、24.61%和 0.07%；资源占全国煤炭资源总量的 35.45%(张泓等，2005)，位居我国诸含煤盆地之首，然而探明率尚不到 20%。

鄂尔多斯盆地油页岩资源丰富，为未来开采、利用和替补常规石油的现实资源。

铀矿是我国重要的短缺矿种。近年已在鄂尔多斯盆地边部多处发现可地浸砂岩型铀矿和矿化异常，在盆地北部已发现东胜特大型砂岩型铀矿床。

鄂尔多斯盆地集油气、煤和铀于一盆，且资源均极为丰富，将是我国近中期无法替代的重要能源生产基地。该盆地是世界著名的中—东亚能源成矿域的重要组成部分，在世界上具典型性和代表性。对其研究，将会带动和指导我国及世界其它地区多种能源矿产的研究和勘探(刘池洋等，2005)。

2　盆地发育时限及其叠加与盆地属性

2.1　盆地的发育时限及其属性

综合研究各种资料，笔者认为，鄂尔多斯盆地的形成始于中三叠世纸坊期，发育的鼎盛时期为中晚三叠世延长期和早中侏罗世延安期；早白垩世末盆地消亡；晚白垩世以来为盆地的后期改造时期。

在鄂尔多斯盆地的发展演化时期，沉积范围远大于现今盆地；在盆地发育鼎盛阶段，湖盆广阔；当时的沉积边界东跨晋、豫、冀、皖，南越今秦岭北缘，北界和西界远逾今中生界残留边界(图 1)。盆地主体具克拉通内盆地属性和特征。

盆地演化一般有一个发生、发展、消亡的过程，鼎盛时期常居其中。在中晚三叠世延长期大型湖盆发育之前，盆地应有一个具过渡特征的发生期。中三叠世纸坊组(二马营组)与上覆延长组为整合接触；与下伏和尚沟组相比，沉积环境变化较大，如纸坊组岩性明显变细，河湖相沉积增多；在铜川以西，上部夹有煤线(黑纸坊组)。下伏下三叠统和尚沟组与其下刘家沟组为连续沉积。据以上特征及变化，将鄂尔多斯盆地发生的起始时间定为中三叠世纸坊期。

早白垩世末，盆地总体抬升，大型盆地的发育历史结束。此后，盆地进入受多种形式改造的后期改造时期。现今主体位于黄河以西的鄂尔多斯盆地，是晚白垩世以来遭受多种形式改造的残留盆地(图 1)。

2.2　盆地的叠加及其类型

鄂尔多斯盆地所在地区，在地史上大范围接受沉积的时间长达 400～500 Ma；总体构成了不同时期($Mz/Pz_2/Pz_1$)多个大型盆地的叠加、复合。笔者称其为多重叠合型盆地(刘池洋，2006)。

中生代鄂尔多斯盆地叠加在大型石炭-二叠纪华北克拉通内盆地之上，两个盆地分别形成于全球构造动力学环境发生重大转变期之前、后。但上、下盆地之间沉积间断时间较短，没有发生强烈的构造变形或重大地质事件；除盆地边部局部活动较强地区外，上下盆地的接触关系多为整合—假整合，两盆地间叠合程度高。故将中生代鄂尔多斯盆地的属性厘定为残延克拉通内盆地(赵重远等，1992)；将这类叠合盆地称为易延叠合型盆地(刘池洋，2006)。

在鄂尔多斯盆地所在地区，上、下古生界的叠加与中生界和上古生界的叠合差别甚大。晚、早古生代盆地之间沉积间断的时间长达 1 亿年以上，主体缺失中奥陶世—早石炭世地层，下伏盆地遭受了长期强烈的风化剥蚀等改造。故将其划归为改造叠合型盆地(刘池洋，2006)以示区别。

在鄂尔多斯多重叠合盆地形成和改造过程中，三个较为完整的大型盆地的上、下叠置，无疑在空间上大大增加了油气资源的规模和丰度；促使了上、中、下盆地油气聚集、成藏及分布的密切关联和整体性；同时决定了油气等矿产在赋存条件、成藏(矿)作用及组合模式和分布规律等方面更为复杂多样。

中新生代鄂尔多斯盆地的演化和后期改造，是古生界天然气和中生界油气、煤、铀聚集-成藏(矿)-定位的主要时期。所以，盆地中新生代演化和改造的动态过程及其演变阶段和时空关系，是深入研究和整体揭示不同世代盆地油气等矿产的赋存条件、成藏机理、内在联系和分布规律的基础与前提。

3　中新生代盆地演化-改造阶段划分

3.1　盆地地质特点和研究现状

鄂尔多斯盆地在长期的演化-后期改造过程中，以下显著特点与其阶段划分直接有关：

(1)盆地主体长期以幕式、不均匀整体升降为特征，内部明显的褶皱变形和显著的差异升降相对少见，故地层之间区域性不整合面不发育；

(2)在盆地边部和周缘，构造变动和改造较为强烈，特别是在盆地演化晚期和之后的后期改造阶段；

(3)在盆地本部，缺乏岩浆活动，这一地质演化阶段划分中的重要依据在本区无法有效使用；

(4)晚白垩世以来各主要地质时期的沉积建造(除风成堆积外)，在盆地本部或全部缺失，或分布零星，或展布局限而变化快；且总体研究程度甚低，难

以进行较大区域对比；

(5)盆地长期的东隆西降和强烈而不均匀的剥蚀，使盆地中东部和边部的中生界或剥蚀殆尽，或残缺不全，显示了盆地后期改造的强烈和研究的重要，同时增加了盆地演化-改造阶段划分的难度。

对鄂尔多斯盆地中生界的已有研究，主要集中在与油气和煤有关的延长组(T_{2-3})和延安组(J_2)。近年随着盆地内地下水勘查和大型砂岩铀矿床的发现，对下白垩统和中侏罗统直罗组的研究开始受到重视，并在重点地区进行了不同程度的研究。但从对整个盆地演化-改造阶段的划分和全面认识考虑，其研究的范围、整体性和深度总体仍较薄弱。

3.2 盆地演化-改造阶段划分及其基础

根据盆地上述地质特点和研究现状，针对区域抬升对沉积建造、剥蚀改造的控制和对油气、铀矿形成的重要作用，充分采用近年已成功地用于高原、造山带和盆地隆升-剥蚀过程及时限研究的裂变径迹分析方法。此方法不受地层时代的限制，可用于地层残缺不全或完全缺失的层段和地区，通过其给出的岩石热演化冷却事件和相关年代学信息，探讨抬升-剥蚀时限及过程。其测试和分析结果，同时可与有地层分布和构造变形记录的研究相互印证。

本文分析了 175 件磷灰石(125 件)和锆石(50 件) 样品的裂变径迹测试研究结果。其中 82 件为本研究采样在中国科学院高能物理研究所的测试结果，其余为收集前人资料(任战利，1995；孙少华等，1997；杨俊杰，2002；高峰，2003)。样品来自盆地及周缘(少数)的钻井和露头，空间分布较均匀，可控制盆地各构造单元和典型地区；时代从寒武纪—第三纪均有，以中生代最多，其次为石炭-二叠纪，寒武纪和新生代较少。

在对测试样品的空间分布和地层时代的代表性及其相关资料的完整性、测试年龄与样品所寄地层时代的关系等综合分析的基础上，遴选了其中有代表性的 157 个年龄数据(磷灰石 117 个，锆石 40 个)用于本文的研究。这些样品的裂变径迹年龄，不完全受所寄地层时代的影响：磷灰石的年龄在 169～3Ma，集中于 6 个年龄段：149～144Ma，124～117Ma，95～65Ma，55～40Ma，24～18Ma，9～5Ma；锆石的年龄普遍偏老，最小 97.6Ma，主要分布在 222.5～212Ma，204～188Ma，175～173Ma，159～140Ma，121～113Ma 和 105～98Ma 6 个年龄段(图

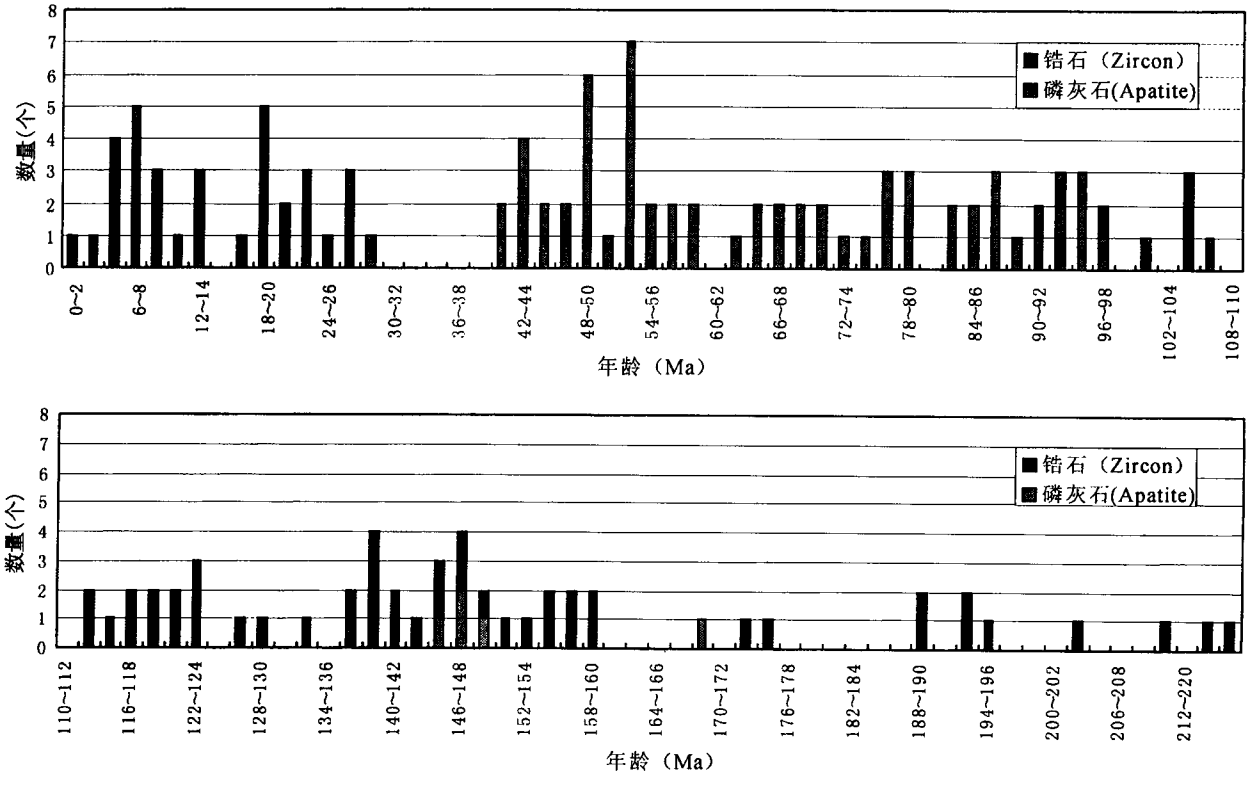


图 2 鄂尔多斯盆地及周缘矿物裂变径迹年龄分布图(年龄数据：磷灰石 117 个，锆石 40 个)

Fig. 2 Distribution of mineral fission track age in Ordos basin and adjacent areas(117 of apatite age and 40 of zircon age in all data)

2)。锆石样品除陕北斜坡东北部 188Ma 和 146 Ma 两个年龄外，其余有效样品全来自盆地西缘及边邻。两种矿物年龄彼此衔接并有重叠，可相互补充印证；总体涵盖了盆地演化-改造的全过程。充分考虑裂变径迹长度所反映的热演化过程和构造抬升在空间的非等时性等因素的影响，结合区域地质背景，这些年龄数据就可有效地用来进行构造-热事件和区域抬升时限的研究与阶段划分。

根据盆地及周缘地区区域构造背景和变形特征、地层接触关系、沉积环境变迁、新生代地层分布和主要地质事件，结合对盆地不同地区裂变径迹测试结果和年龄分布的综合研究认为，盆地演化-沉积时期(T_2—K_1)至少发生了 4 次明显的构造变动(表 1)，将该过程划分为 4 个阶段；晚白垩世以来盆地的后期改造时期，可划分为 5 个主要阶段(期次)。

4　盆地演化的主要特征和地质事件

鄂尔多斯盆地演化经历了 4 个阶段，各阶段末期均发生了明显的构造变动。有关各阶段的沉积建造等地质特征已有不少论述(张抗，1989；王双明，1996；杨俊杰，2002；等)，在此着重论及各阶段盆地的原始面貌、发生背景及地质事件对其演变的影响。

4.1　中晚三叠世：全盆沉积，湖域广阔

4.1.1　原盆面貌与形成背景

中晚三叠世，秦岭洋最终关闭，华北与扬子克拉通拼接，秦岭地区全面碰撞造山(张国伟等，2001)；东亚处于左行剪压构造环境中，郯庐断裂形成；华北克拉通大一统盆地演化的历史结束，开始出现东西分异；古亚洲构造体制开始被古太平洋构造体制所替代。

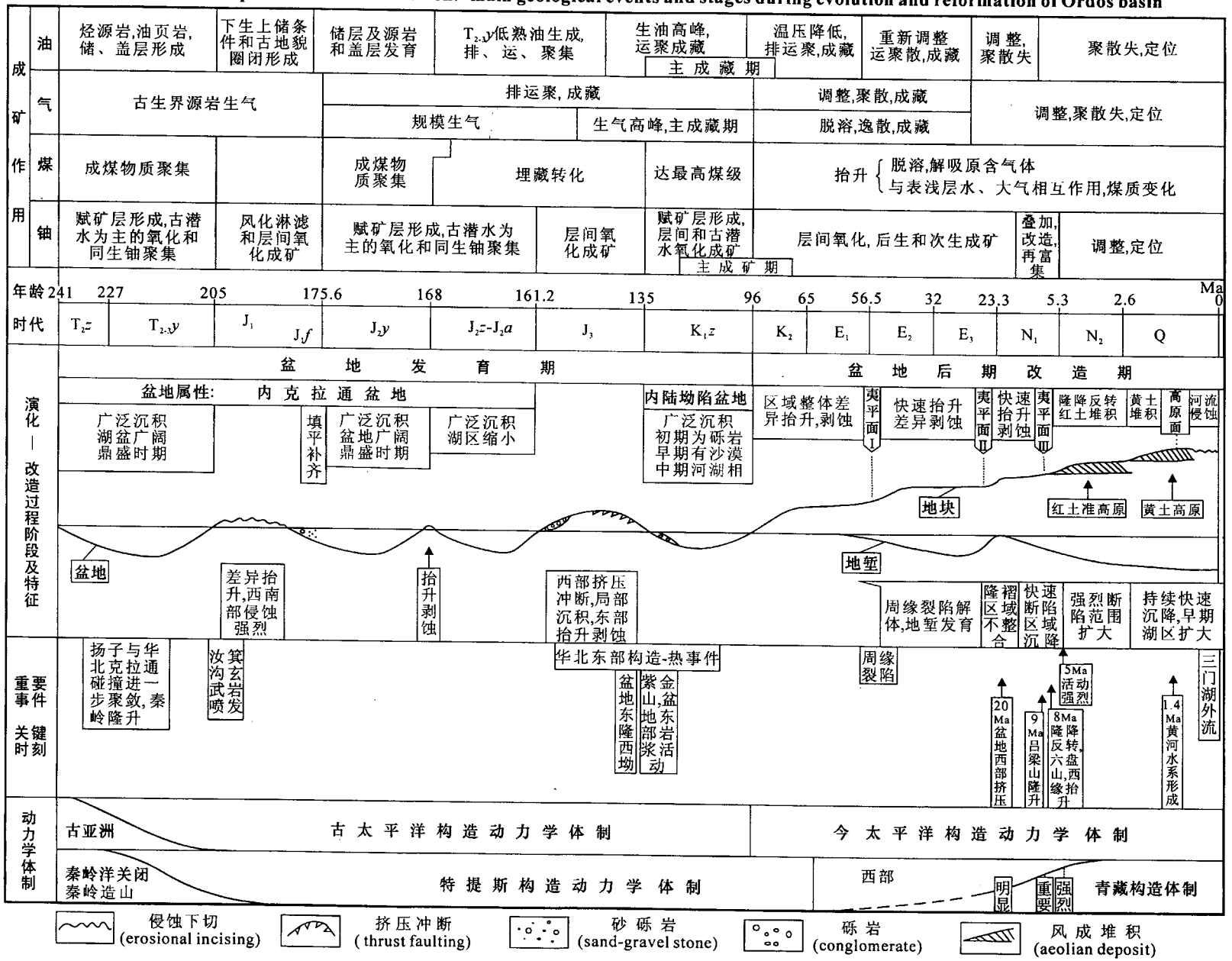
根据对华北克拉通中东部侏罗-白垩系下伏地层时代分区的综合研究和古地质构造恢复认为，于中三叠世晚期，在华北克拉通开始出现北北东向展布的大型东部隆起和西部坳陷格局。东部隆起大面积缺失上三叠统；西部坳陷，即鄂尔多斯盆地大范围接受晚三叠世沉积，进入盆地鼎盛发育时期(刘池洋，1987；赵重远等，1992)。延长期盆地沉积范围和湖区面积均十分广阔，沉积边界远超出今盆地边界(刘绍龙，1986；赵重远等，1990，1992；刘池洋等，2005)。盆地南、北沉积边界受中秦岭和阴山所限，东南可达冀、皖，西跨阿拉善—河西走廊地区(图 1)。原始盆地东部后期改造最强，已被剥蚀夷去的部分大于今盆地范围。在盆地西南隅岐山、麟游发现晚二叠世—早三叠世海相夹层(甘肃地矿局，1989)和邻近其盆地边缘海相中上三叠统零星残存表明，当时盆地西南可能与西秦岭残留海相通。盆地西缘及西邻，同期地层后期大部分遭剥蚀改造，局部残留者与盆地本部大同小异；中生界各组段地层之间几乎全为整合及假整合接触，显示与盆地沉积的统一性和密切联系。

中晚三叠世延长期，受秦岭造山带强烈碰撞和快速隆升的影响，鄂尔多斯盆地南部沉降幅度较大；总体呈古地理北高南低、水体北浅南深、沉积北薄(400～800m)南厚(900～1300m)特征。以较深湖相沉积为代表的盆地沉积中心位于延安—定边—环县—庆阳连线以东，向南东东可延至郑州以西，大致平行于秦岭造山带展布；沉积了分布面积较广的优质烃源岩，现今仅有其西半部残留(图 1)。延长期湖区广阔，展布范围和水深居盆地中生代演化各期之首。在最大湖侵期，湖岸线向西北可扩张至鄂托克前旗。由沉积中心向外，湖盆水体变浅，在外围发育诸多三角洲裙体，呈环带状分布。盆地沉积厚度一般在 600～1300m，仅在贺兰山西和平凉崆峒山近物源区，分别孤零地堆积有厚达 1987m 和 2240m 的砾岩及砂砾岩，可视为堆积中心(图 1)。崆峒山砾岩直接被下白垩统所覆，对其时代尚有不同认识(刘池洋等，2005)。

贺兰山汝箕沟玄武岩主要出露在鼓鼓台—二道岭一带，以大面积厚层块状分布和沿断裂狭长带状断续延展两种产状出露。在鼓鼓台，上三叠统延长组(上田组)顶部覆盖有厚逾 10m 的块状玄武岩。各种地球化学分析表明，玄武岩为板内拉斑玄武岩，形成于大陆裂谷伸展环境(杨兴科，2005?)。对该玄武岩的形成时代，有全岩 K-Ar 同位素年龄 229Ma(霍福臣等，1989；宁夏地矿局，1990)和 103.6±3.1Ma，98.79±2.86Ma(高山林，2003)两组差别较大的数据。笔者 2005 年暑期实际考察，在鼓鼓台找到了该玄武岩与上伏地层的接触关系：玄武岩顶部遭风化剥蚀后(排除了后期浅成侵入的可能)直接被中侏罗统延安组(汝箕沟组)煤系地层微角度不整合覆盖；并获得两个玄武岩锆石裂变径迹年龄：193.1±25.4Ma 和 133.8±15.7Ma。其单颗粒锆石 SHRIMP 离子探针等时年龄为 158～201 Ma(杨兴科面告，2005)。结合该区延安组煤层热演化程度高，镜质体反射率多达 2%～4%，盛产太西无烟煤；发育较广的石英脉体侵入的最高层位为安定组(J_2^3)(张惠等，2006)以及地球物理等资料综合分析认为，在中生代该区似有多期岩浆活动，鼓鼓台厚层块状

表1 鄂尔多斯盆地演化-改造阶段和主要地质事件与成藏(矿)作用时序综合对比表

Table 1 Time comparison of mineralization, main geological events and stages during evolution and reformation of Ordos basin



玄武岩主要形成于晚三叠世晚期—早侏罗世；在中侏罗世延安期煤系地层沉积后，于晚侏罗世—早白垩世期间可能还有不止一次的基性岩浆活动。这表明在盆地演化的主要时期，西北隅主体为伸展裂陷环境。

中—古生界样品中锆石裂变径迹年龄在本期有3个，年龄为222.5Ma(O，牛首山)、221.8～211.6Ma(T_3，贺兰山)(图2)。贺兰山2个样品相距较近，分别在汝箕沟和小松山；其年龄与所寄地层时代相近。这说明该样品快速堆积后又快速抬升；或为母岩冷却年龄，反映从物源区抬升、剥蚀、搬运到沉积所经历的时间很短。二者均与该区裂陷构造环境相吻合。

4.1.2　早侏罗世构造变动：沉积间断，剥蚀改造

三叠纪末盆地整体不均匀抬升，缺失早侏罗世区域沉积，延长组顶部长5段及4段遭受了较强剥蚀甚至殆尽；形成高低起伏、交错有序的沟、洼、坡、阶、塬、丘侵蚀地貌。风化侵蚀面的地层层位因地区不同，而随地貌而异，变化较大：一般沟谷洼地剥蚀甚烈，塬峁丘陵侵蚀较弱；区域总体具西南强中北弱特征。这为上伏侏罗系古地貌油藏的形成奠定了基础。

与早侏罗纪相关的锆石裂变径迹年龄有2组：203.6～188.0Ma、175.2～173.2Ma(图2)。这些年龄除一个分布在东部榆林外，其余均在盆地西缘及邻区，表明西缘在本期抬升幅度和剥蚀强度较大。值得注意的是，西缘中部罗山—卢参1井3个奥陶系及二叠系样品年龄在203.6～189.2Ma。该区在位置上恰与西缘延长组沉积厚度小于600～700m的隆起区一致，表明该隆起于晚三叠世晚期已开始抬升。

4.2　早中侏罗世富县—延安期：填平补齐，全盆沉积

在早侏罗世晚期，盆地内剥蚀、沉积共存；在沟谷洼地，开始填平补齐式的充填了以冲积扇—辫状河相为主的富县组及同时代地层。沉积类型多样，因地而异，粒度有粗、有细，颜色亦黑、亦红。

经中侏罗世延安期初的短暂过渡，盆地沉积范围和湖区迅速扩张，鄂尔多斯盆地进入了又一个鼎盛发育期。其沉积范围与晚三叠世略有变化，东北已扩展到晋北大同盆地。在山西大同、宁静和河南义马、济源等含煤盆地残存的同时代地层，水流方向指向延安地区，其沉积古地理各盆地具统一性(程守田等，1997)。今吕梁山区当时接受沉积，尚未隆起。

中侏罗统延安组为重要的含油、成煤建造。沉积早期由辫状河向曲流河演变，以河流相为主；中期河湖三角洲沉积发育；晚期主要为网状河—残余湖相。该期沉积中心在米脂—靖边—吴旗—宜君一线包络范围和其东，向东北临近宁静盆地、东南可至沁水盆地南部。延安期沉积中心较延长期在东西向有所收缩，但向北明显扩张(图1)。在盆地南部等地还发育有规模不大的局限湖。湖泊沉积主要为湖相泥岩、油页岩、砂岩和深水重力流。各期泥炭沼泽相发育，成煤条件良好，分布较广。煤层分布受沉积环境控制明显，主要煤层随湖盆水体加深变薄，在沉积中心延安一带缺失。该期沉积厚度大部分在200～300m，在天池—安塞连线地区和鄂托克旗北部较小范围内厚度大于300m，构成堆积中心(图1)。

富县—延安组与延长组之间的侵蚀面虽起伏明显，但二者地层却鲜有角度不整合接触，显示盆地整体升降的特点。综合分析盆地和周缘沉积-构造特征，未见本期明显挤压变形形迹；在周邻残留煤盆地开始有较明显的伸展断陷活动。故推断本期盆地处于弱伸展环境，其活动强度在盆地本部较弱、周缘较强。

延安期末盆地抬升，沉积间断形成了延安组与上伏直罗组底七里镇砂岩之间的侵蚀不整合面。经不均匀剥蚀后，延安组顶部地层总体显(西)北新(东)南老特征，表明剥蚀具(西)北弱(东)南强的特点。这与侏罗纪沉积前延长组顶面西南部抬升高、剥蚀强、地层老的特征明显不同。

这期构造变动不强烈，延续时间较短。目前仅有盆地西部苦深1井下二叠统一个磷灰石裂变径迹年龄(168.63Ma，图2)记录了这次事件。

4.3　中侏罗世直罗-安定期沉积与晚侏罗世改造

4.3.1　中侏罗世直罗-安定期沉积

直罗-安定期沉积范围比前期有所缩小，但仍较为广阔，在今盆地西北缘贺兰山汝箕沟、阿拉善左旗科学山；西南缘陇县；以东的济源、义马、宁武—静乐和大同；以北大青山石拐等地(矿区)，直罗-安定期地层的岩性、岩相和古流向等，均与今盆地本部地层可以对比，显示了良好的统一沉积渐变关系。

安定组与直罗组多为整合接触，偶见假整合；二组厚度一般分别在150～400m、100～150m。在盆地西部北自乌海以北、南到镇原，有三五个呈串珠状零散分布的较小地区，厚度分别可达400～500m、200～250m，可谓各期的堆积中心；其位置较延安期堆积中心明显向西迁移(图1)，盆地开始显东西分异

特征。

直罗期沉积时水体总体较浅，岩性比较单调，早期以辫状河沉积为主，中晚期以曲流河和交织河沉积为主，河漫湖广布。

安定期湖区范围扩大，湖相沉积早期以页岩、油页岩、砂泥岩为主；中期可达较深湖相；晚期浅湖区广泛发育碳酸盐岩。由于碎屑物供应有限，在滨湖区发育的三角洲规模不大。湖区外围为以河流相为主的冲积平原。直罗-安定期沉积中心主要为浅—较深湖相，分布在华池—富县一带，向东越过黄河(图1)。

直罗-安定期总体经历了一个水体逐步加深，湖区面积扩展，基底起伏和相应沉积厚度差减小；物源区与沉积区高差变小，碎屑物供应减少，碳酸盐岩沉积明显增多和扩大的大型内陆坳陷型盆地的发展演化及萎缩消亡的过程，反映构造环境较为稳定。

直罗-安定期沉积中心较延安期缩小，并向西南迁移。中侏罗世—晚三叠世各期沉积中心的范围和边界虽有变迁，但大部重叠；目前均只有其西半部残留(图1)。各期水流方向也具明显的继承性，均由今盆地西北、西和西南部流向盆地东南部延安—富县一带的沉积中心：显示各期古地理面貌总体为西高东低。盆地西部没有统一的沉降—堆积中心；直到直罗-安定期，由于距盆地以西物源区较近，沉积物供给充足，才出现由几个小型堆积较厚区串珠而成的近南北向地层较厚带；也并非沉降幅度较大所致。从鄂尔多斯盆地中生代大型克拉通盆地的演化和结构特点来看，位于今盆地东南部的各期沉积中心(图1)，可作为原盆地各期沉降中心的代表。可见，直到中侏罗世末，在黄河以西，总体仍呈西高东低的古地理-构造格局。

4.3.2 晚侏罗世：开始显区域东隆西坳格局

中侏罗世末—晚侏罗世，区域构造动力学环境开始发生重要转换。在鄂尔多斯盆地西部挤压作用增强，在西缘逆冲变形和抬升剥蚀强烈，形成了不同样式的冲断构造；其中以马家滩地区逆冲推覆构造最为发育和强烈(刘池洋等，2005)。在盆地北缘大青山区侏罗系煤盆地、渭北隆起边部，前白垩纪地层中强烈的逆冲-褶皱构造于此期形成。

晚侏罗世，鄂尔多斯盆地中东部隆起遭受剥蚀；在盆地西缘冲断隆褶构造带东侧前渊坳陷内，快速堆积了厚度变化极大、带状展布的芬芳河组砾岩。其中砾岩占地层总厚度的比例，在南端千阳—陇县和中北部灵武—盐池一带，分别为97%和72.1%；砾径一般为25～30cm，最大超过1m，分选差，磨圆中等。该组地层在陇县—千阳厚达1046～1174m，在北部平罗厚971m，在中部环县西北甜水堡和马坊沟仅厚121m、125m。在东西向上，厚度、相变快速：西厚，为各类冲积扇相；向东减薄，变为河流及湖相。芬芳河组砾岩与上、下地层主要为角度不整合接触(图3)。在本期中晚期，盆地西缘局部初显前陆坳陷结构(刘池洋等，2005)。

鄂尔多斯盆地的演化及其后期改造，总体是在华北克拉通东隆西降的区域大背景下进行的。在中生代，古盆地东缘和以东不断隆升向西扩展，盆地的沉积东界和范围遂逐步向西迁移缩小，东部未沉积区前期地层即遭受东强西弱的不均匀剥蚀。这是盆地演化和改造的显著特点之一。现今太原以东大部分地区上三叠统及其以上地层已被剥蚀，以西侏罗系—下白垩统因剥蚀而厚度明显减薄或殆尽。这就进一步加强了区域东隆西降、地层西倾的格局；从而造就了盆地主体西倾大单斜结构的显著个性。但需强调指出，直到晚侏罗世中晚期，随着盆地西缘逆冲推覆构造的发育和西部芬芳河组砾岩的局限堆积，在今盆地范围，才开始显西低东高大斜坡和天环坳陷之雏形。新生代早中期持续的东隆西降和东强西弱不均匀剥蚀，进一步加强和发展了此区域构造格局。

本期盆地西压东隆的构造变动，为更大区域周邻板块相互作用的综合结果。盆地西缘近东西向的

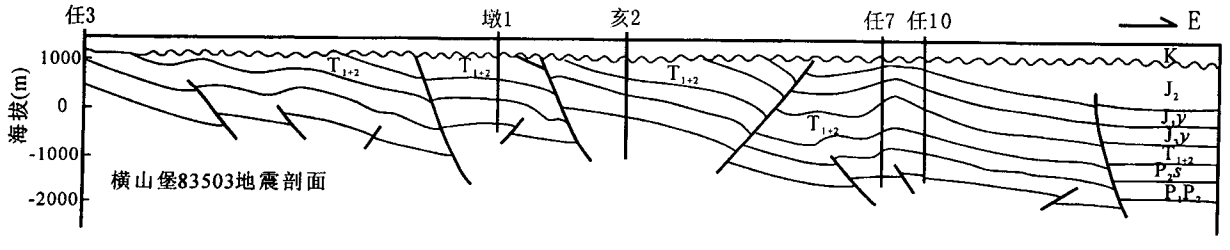


图3 鄂尔多斯盆地西部下白垩统与下伏地层接触剖面关系图

Fig. 3 Section of contact relationship between early Cretaceous and underlayers in west of Ordos basin

挤压，主要是特提斯构造域诸地块及西伯利亚板块分别从南、北向中国大陆碰撞汇聚，使西窄东宽的阿拉善地块向东运动有关。河西走廊—阿拉善地区普遍缺失晚侏罗世沉积，即为该区遭受挤压发生区域抬升的结果。其中走廊过渡带向东的快速运动，形成了盆地西缘独一无二、变形强烈的马家滩薄皮逆冲推覆带(刘池洋等，2005)。东亚滨太平洋构造域开始于中侏罗世晚期的重大构造-热事件，在华北克拉通东部表现最为强烈，与强烈的岩浆活动和区域增温相伴随的是区域抬升(刘池洋，2005?)。鄂尔多斯盆地中东部的区域隆升为其组成部分，与此同时区域地温场也明显增高(任战利等，2006)，达古生代以来之最。今盆地东部紫金山杂岩体和山西境内的岩浆活动，也集中在晚侏罗世—早白垩世(杨兴科等，2006)。

盆地众多的裂变径迹测年结果记录了这期重要地质事件。其锆石和磷灰石年龄峰值段分别为 159～136.2Ma、149.36～137.5Ma；集中在 159～139.5 Ma、149.36～144.0Ma(图 2)。年龄主要分布在盆地西缘中部(锆石和磷灰石)和西北部贺兰山地区(锆石)。这与晚侏罗世盆地西缘发生强烈逆冲推覆变形和快速区域抬升的背景相一致；反映西缘第一次主区域抬升事件发生于晚侏罗世(刘池洋等，2005)。另外，在渭北隆起和陕北斜坡西南庆深 1 井各有一个年龄(磷灰石)，分别为 146.2Ma 和 144.67Ma，显示盆地南部于晚侏罗世也发生明显的挤压抬升。这与渭北隆起前白垩纪地层强烈的收缩变形和随后盆地南部下白垩统底部宜君砾岩广布所反映的环境相印证。

4.4　早白垩世：全盆沉积，分布较广，环境多变

早白垩世，鄂尔多斯盆地又复区域沉降，较广泛接受沉积。盆地沉积边界总体较中侏罗世明显缩小：但其东界仍远在今黄河以东；西部超覆在遭受强烈剥蚀、几近夷平的西缘逆冲构造带之上(图 3)，并向西延展；南达秦岭北麓；北界较中侏罗世有所扩展，甚或与大青山以北的早白垩世沉积时有相通。

晚侏罗世的构造变动，对盆地中东部和周缘剥蚀强烈，使下白垩统下伏地层时代多样：西部为芬芳河组、中东部是安定组，均呈侵蚀不整合接触；在西缘(图 3)、东部和南、北缘，主要为中侏罗统直罗组—古生界，具角度不整合接触关系。

早白垩世为中生代盆地演化的最晚阶段，其地层后期剥蚀最强；残存范围也最小。后期剥蚀改造具东强西弱、边缘强内部弱的特点；在东部，晚白垩世以来被剥蚀的中生界厚度最大可达 1800～2000m。在盆地南缘和东部，下白垩统大部分已被剥蚀殆尽。

下白垩统志丹(保安)群自下而上分为 7 段：宜君组、洛河组、华池组、环河组、罗汉洞组、泾川组及仅分布在东北部的喇嘛湾组。

残留下白垩统总体呈东老西新、东薄西厚的分布特点；反映其顶部缺失的地层东多西少。仅在西南部平凉—泾川、北部鄂托克前旗以西和东北部东胜三区的较小范围，地层保留较全，有上部泾川组、罗汉洞组或喇嘛湾组。在天环坳陷残留地层最厚，大于 1000m 的地带大致沿鄂托克前旗以西—沙井子(环县西)—镇原连线呈南北向展布，最厚区在环县以西和鄂托克前旗，分别厚逾 1500m、1200m。在北部鄂托克旗以北，也有一小范围厚度可达 1000m。此外，地层厚度在西部均小于 1000m，向东厚度递减，直到缺失。

通过多种方法相互印证和约束，对剥蚀厚度及原盆地面貌进行了恢复，下白垩统在东部邻近黄河厚约 700～800m，距盆地沉积东界尚远；向西厚度渐增，在鄂托克旗北和环县西有两个厚度较大的堆积中心，最厚分别达 1400m 和 1800m(刘池洋等，2006?)。

志丹群由两大沉积旋回构成。从宜君组洪积相砾岩到洛河组沙漠相厚层块状砂岩，再到华池—环河组河湖相粉砂岩和泥岩：地貌高差减小，沉积范围扩大，岩性变细，厚度增加(依次为 40～60m，100～300m，300～600m)，湖区面积扩展，出现半深湖相沉积。第二个不完整的旋回从罗汉洞组到泾川组，自下而上总体岩性变细、泥质增多。早期以各种河流—河湖—沙漠相中粗砂岩为主；晚期气候再转湿润，湖区面积有所扩大，以河流—湖相砂泥岩夹含砾粗砂岩居多。一般厚度早期在 100～200m 左右，晚期厚 142m～446m。

喇嘛湾组仅分布在盆地东北黄河两岸。以长石砂岩与粉砂质泥岩不等厚互层为主，上部夹煤线或透镜状薄煤，泥岩中富含植物炭化树干和化石。

华池—环河期和泾川期以湖相沉积为代表的沉积中心，均在天环坳陷南部环县—庆阳—镇原一带；与该期的主要堆积中心在位置上大致吻合。无疑，二者也代表了盆地的沉降中心。在盆地中生代演化各主要时期，第一次出现了三中心三位一体的分布格局。

早白垩世为六盘山盆地发育的主要时期，沉积范围较广，厚度可达 2000m。并有较大面积的河湖—

湖相沉积。其沉积区与今盆地西南部平凉—环县沉积—堆积中心的河湖相沉积区相(连)通。

在盆地西邻河西走廊—阿拉善地区诸盆地、以北二连盆地和六盘山盆地,在早白垩世表现为伸展断陷特征;表明鄂尔多斯盆地总体处于伸展构造环境中;然在盆地内部,裂陷伸展变形表现较弱。本期伸展构造环境为中国东部总体受深部热力作用主导的构造—热事件的响应和组成部分(刘池洋,2005)。

在早白垩世沉积阶段,磷灰石和锆石裂变径迹年龄分布的峰值段分别集中在 124～117Ma 和 120.6～112.9Ma(图 2);数据分布较广,主要在盆地西部(锆石及磷灰石)、南、北部隆起和陕北斜坡中南部(磷灰石)。结合盆地热演化史研究和早白垩世地层分布等资料综合分析认为,此期裂变径迹年龄的集中分布,应是盆地较高的区域地温场开始降温的反映。由于盆地远离华北东部构造-热事件中心,故岩浆活动相对较弱,热力衰减的时间也有所提前。

早白垩世末,鄂尔多斯盆地整体抬升。此后,盆地再没有大范围整体接受区域性广覆沉积,大型鄂尔多斯盆地消亡,盆地开始进入后期改造时期。

5 盆地后期改造主要阶段及其特征

晚白垩世以来鄂尔多斯盆地主要发生了以下重要地质事件:① 盆地主体长期、幕式、差异性整体抬升和强烈而不均匀的剥蚀;② 在盆地本部形成了 3 期区域侵蚀-夷平面;③ 地块边部裂陷,周缘地堑盆地形成;④ 地块隆降反转易位,西隆东降发生;⑤ 风成红黏土、黄土广泛堆积,高原和高原面形成;⑥ 黄河水系的发育、外流和侵蚀地貌的形成。

自始新世盆地边部裂陷解体以来,除西南隅外,盆地及邻区总体处于伸展构造环境,间有幕式挤压,其主应力方向不同期次有变;一般近东西向和近南北—北东向(断裂)构造带,分别兼有左行和右行走滑运动(刘池洋,1990a,b)。鄂尔多斯地块内部和周缘构造变动的形式和强度差别颇大:地块内以整体不均匀抬升为主,同时绕垂向轴发生差异旋转;边部地堑裂陷伸展强烈,沉降幅度巨大。中新世以来六盘山挤压和隆升与日俱增,晚期弧形构造带左行走滑显著。

这些地质事件的发生和构造变动,与周邻各构造域,特别是中国东、西部(含青藏高原)重大构造体制活动的复合、叠加及其与时彼此消长变化密切相关;其活动和改造,使中生代盆地的原始面貌大为改观。

根据各主要地质事件发生、动力学环境演变和地层接触关系及沉积环境变化等,将鄂尔多斯盆地及邻区晚白垩世以来划分为 5 个演化阶段。

5.1 晚白垩世—古新世:整体抬升,沉积间断、区域剥蚀,形成第一期夷平面

鄂尔多斯盆地于早白垩世末至晚白垩世初的整体抬升,是在区域挤压应力作用下发生的。在盆地周邻地区的前述早白垩世断陷盆地发生构造反转,形成明显的逆冲褶皱兼走滑变形构造。

这期区域抬升、构造反转和地层广泛缺失所代表的构造变革影响深远,东滨太平洋,西达中亚,波及中东亚构造域;是 100 Ma BP(±10Ma)中国大陆东部中新生代地球动力学环境发生重大转换的表现(刘池洋,2005);完成了古太平洋构造体制向今太平洋构造体制的转换(表 1),宣告宏伟的燕山运动结束(任纪舜等,1999)。其形成是中国诸地块与周邻(古)太平洋和西伯利亚板块会聚,特提斯洋闭合之间相互作用的复合结果,主要与其相互作用引起大陆深部地球动力学环境的改变密切相关(刘池洋,1987)。包括华北克拉通在内的中国东部,(中)晚侏罗世—早白垩世强烈而广泛的热力作用和岩浆活动,即是这种深部作用的直接表现(刘池洋,2005)。

盆地这次区域整体抬升,从早白垩世末开始,经晚白垩世,一直延续到新生代古新世甚至始新世早中期。这段时期的地层记录基本缺失,前晚白垩世地层也遭受不同程度的区域剥蚀。

大致在早白垩世末到晚白垩世的一组裂变径迹年龄段(107～62.2Ma,磷灰石;105.4Ma 和 97.6Ma,锆石)(图 2),记录了这次盆地区域性构造抬升事件。此段年龄样品分布范围广,几乎遍布整个鄂尔多斯盆地。在陕北斜坡、天环坳陷、整个西缘逆冲带、伊盟隆起、渭北隆起和六盘山弧形构造带均各有多个年龄数据。100～107Ma 的 5 个较老年龄,除庆阳北部庆深 1 井 1 个 106.45Ma 外,其余均在盆地边部各单元。磷灰石年龄集中在 95～65Ma,反映进入新生代,区域抬升和剥蚀下切已较缓慢,地表几近夷平,形成盆地改造时期第一期区域夷平面。

5.2 始—渐新世:边部解体裂陷;内部东隆西降,差异沉积-剥蚀;第二期区域夷平面出现

大致与中国东部强烈伸展裂陷、断陷盆地发育同步,从始新世早中期开始,鄂尔多斯盆地边部裂陷解体,河套、渭河、银川地堑内次级断陷形成。

渭河地堑早期东西向延展,东达豫西三门峡一带;东部沉降早,于古新世(中期)开始接受沉积。在

灵宝、三门峡地区，古新统分别为项城群中下部和门里组中部，厚达数百米；在项城群中部夹有煤层(李云通等，1984)。河套地堑乌拉特组下部地层的时代为晚古新世(傅智雁等，1994)。这显示鄂尔多斯盆地东南和西北对角的断陷作用为周邻诸地堑之先。

除上述之外，古新统在地块和周邻普遍缺失。

在始新世至渐新世，各地堑快速沉降，内部分割较强，沉积范围逐步扩大，开始接受河湖相沉积。沉积地层在河套地堑为乌拉特组上部和临河组，最厚达 2600m；银川地堑为寺口子组和清水河组，厚约 3600m；渭河地堑为红河组和白鹿塬组，厚达 1100m。

值得注意的是，受地块中部东西向横向构造带(中)卫—(中)宁段活动的影响，地块西缘及邻区南、北地质特征差别颇大(刘池洋等，2005)。在宁夏中南部，南起六盘山，北至卫宁北山的广阔地区，多处分布有面积不等的开始渐新统，不整合覆于不同时代地层之上；今残留厚度仍达数百米到逾 2000m。在米钵山南麓始新统寺口子组厚达 1853.8m，海原衙门口渐新统清水营组厚 971m(宁夏地矿局，1996)。这些地层呈南北向平行于鄂尔多斯地块西缘展布，古水流向西，物源来自东侧；早期为冲积-洪积扇相沉积；中晚期以河流-河湖相沉积为主。在六盘山、同心沉积厚度较大。各堆积中心或湖盆彼此分隔，沉积相带和厚度平面变化颇大(张进等，2005)。这些地层的展布、沉积特征和厚度变化与地块周缘诸地堑有较多相似之处；地震剖面显示，其沉积受正断层控制。故笔者初步认为，该区的沉积作用与周缘其它同期地堑一样，也是在张性断陷中进行的。

随着周缘裂陷沉降，地块主体遂呈东隆西降式快速差异抬升，第一期区域夷平面肢解。地块中东部大范围缺失沉积，并遭受强烈剥蚀。地块西部在渐新世中晚期开始沉积了零散分布的清水营组，厚度几米到数十米(宁夏地矿局，1996)。

各地堑外围山体也同步快速块断抬升。裂变径迹测年显示，渭河地堑南缘华山在 57～42Ma BP. 快速隆升(吴中海等，2003)。河套地堑北缘大青山最高夷平面，于 50Ma 前后解体。贺兰山于 50.1～42.0 Ma BP 大规模快速隆升；即在早始新世，随着银川地堑的形成，贺兰山才开始与鄂尔多斯盆地分野而独立发展。

59.7～40.6Ma 间的磷灰石裂变径迹年龄段(图 2)，记录了这期快速抬升-剥蚀事件。此阶段年龄数据多，区间集中，在盆地各个构造单元中均有广泛分布，应为区域重大构造事件的反映。几个较大年龄分布于贺兰山(58.6Ma)、盆地东南(59.7Ma)和西南(57.2Ma)边部，其形成可能与相邻地堑初始裂陷相对较早有关。其年龄峰值段在 54.9～40.6Ma，此快速抬升剥蚀期与周邻地堑强烈沉降期彼此耦合，可相互印证。

在 40～29Ma 间($E_3^2-E_3^1$) 缺少裂变径迹年龄，应主要是此时隆升和剥蚀均明显变慢所致；同时与前期强烈剥蚀已使地貌起伏渐趋夷平有关。大致在渐新世中期，地块内第二期区域夷平面出现。

5.3　中新世早中期：地堑不整合面发育，随后裂陷扩展；地块整体抬升，第三期区域侵蚀面形成

古近纪末，区域地球动力学环境转变为以挤压应力为主，鄂尔多斯地块及周邻地堑、山系普遍抬升，并遭剥蚀。河套、银川和渭河等地堑盆地缩小，曾一度出现沉积间断，前期地层遭受剥蚀；形成了中新统与下伏地层间的区域不(或假)整合面。在渭河地堑，中新统冷水沟组与渐新统白鹿塬组之间有较长时间的地层缺失(叶得泉等，1993)。

与这期抬升剥蚀有关的磷灰石裂变径迹年龄在 29.1～16.8Ma(图 2)。在 29.1～26.5Ma 间的 4 个较老年龄，分布在地块边部，其抬升主要受周缘地堑局部活动的影响。其余 3/4 的年龄集中在 24～18.4 Ma，即渐新世末—中新世初；代表了地块内各构造单元整体抬升的时期。在吴中海等(2003)汇集的华山 12 个磷灰石裂变径迹年龄中，有 10 个小于 35Ma，在 30.5～ 17.8Ma。其中有 5 个集中在 23.5～20.6Ma，代表了快速隆升的时间。这与地块快速抬升时间相一致。

在中新世初，各周缘地堑盆地又复沉降，前期彼此分隔的断陷和断隆均发生沉陷，沉积范围明显扩展，广泛接受沉积。渭河地堑的沉积范围向东北部扩展，达山西运城地区。各地堑沉积的中新统厚度在 1100m～3800m。宁夏中南部各断陷的沉积演化与上述各地堑一样；其中六盘山盆地中新统为湖相沉积；寺口子剖面厚约 1600m(宁夏地矿局，1996)。

随周缘各地堑盆地的进一步裂陷和扩展，地块和地堑自身隆、降的整体性和独立性明显增强。与周缘地堑快速沉降相呼应，地块本部各构造单元均发生强烈抬升；其隆升速率和伴随的剥蚀强度东部明显大于西部，西部堆积了几米到数十米的中新统。

前期夷平面经中新世早中期差异隆升改造和进一步同步侵蚀，于中新世晚期地块隆降反转前已基本夷平，形成地块内第三期区域夷平面。

由上述可见，在本阶段，地块上的夷平面与地堑内的不整合面，形成的背景耦合相关；起始时间大体相同，但成型定位的时间明显有别。

亚洲内陆荒漠化和中国北方风成堆积起源于22 Ma BP前(Guo et al，2002)。由于鄂尔多斯地块在此期整体抬升较高、地表渐趋夷平，不利于风尘堆积和保留，故在地块内，迄今尚未发现老于8.5 Ma的风成堆积；但其却阻挡了携带风尘的西北大气环流，致使在邻近其西南的甘肃秦安一带，堆积和保存了22 Ma BP连续完整、较厚的风尘堆积。

发生在渐新世末—早中新世早期的构造变动，在亚洲中东部具有广泛而重要的影响。在中国东部古近纪诸裂陷盆地反映明显，形成裂陷向新近纪坳陷的转换和之间的区域角度不整合面。在地块东北隅左云—凉城间出露面积达1500km^{2}的玄武岩，顶底部年龄分别为14.13Ma和23.90Ma(李大明等，2003)。

20(±2～4) Ma BP为青藏高原演化的转折时期；此后高原对周邻地区开始产生整体影响和远程效应，青藏高原构造域逐步形成且活动增强(刘池阳，2002)。对青藏高原东北缘临夏盆地演化影响最强的构造变动发生在21.4 Ma BP，形成了渐新统他拉组顶部与中新统中庄组之间的剥蚀面(李吉均等，1995)。河西走廊诸盆地于23 Ma BP前后区域抬升和广遭剥蚀；酒西盆地21 Ma BP沉积的疏勒河组砾石明显增多(郑度等，2004)。这均是对高原演化转折时期的响应。

我国绝大多数盆地油气的成藏和定位也主要发生在20(±2～4) Ma BP之后(刘池洋，2003)。

5.4 中新世晚期—上新世：地块隆降反转、东部接受沉积，红土准高原发育

5.4.1 中新世晚期：地块隆降反转，东部接受沉积

本期的显著变化是，到中新世晚期，鄂尔多斯盆地持续达2亿多年的东隆西降发生反转；地表率先隆坳易位。盆地东部开始沉降，广泛接受沉积；以剥蚀为主的改造结束，至此盆地东部前新生代地层被剥蚀的厚度可达2000m。与此同时，六盘山区、盆地西缘和西部相继隆升(刘池阳等，2003[6]；2006)。这是该区构造演化和区域地球动力学环境的重大转

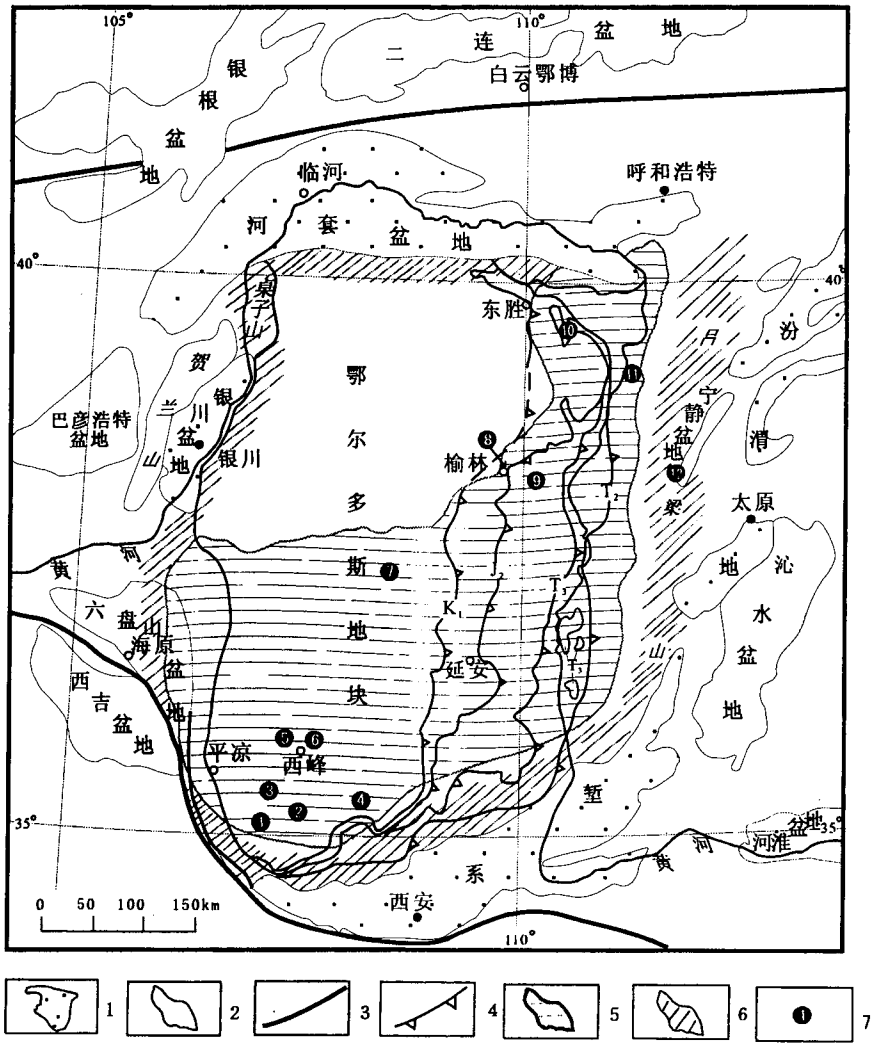


图4 鄂尔多斯地块及邻区红粘土分布及其形成背景关系图

Fig. 4 Distribution and forming setting of red clay in Ordos and its adjacent areas

1—新生代盆地；2—中生代盆地；3—华北克拉通边界；4—中生代地层尖灭线；5—红粘土分布范围；6—隆起区；7—红粘土剖面位置及序号；①—朝那；②—灵台；③—泾川；④—旬邑；⑤—巴家嘴；⑥—赵家川；⑦—靖边郭家梁；⑧—榆林三岗畔；⑨—佳县方塌；⑩—府谷老高川；⑪—保德冀家沟；⑫—静乐贺丰

1—Cenozoic basin; 2—Mesozoic basin; 3—boundary of the North China Craton; 4—outwedging of Mesozoic strata; 5—distribution range of red clay; 6—uplifted area; 7—site and sequence number of red clay section; ①—Chaona; ②—Lingtai; ③—Jingchuan; ④—Xunyi; ⑤—Bajiazui; ⑥—Zhaojiachuan; ⑦—Guojialiang, Jingbian; ⑧—Sangangpan, Yulin; ⑨—Fangta, Jiaxian; ⑩—Laogaochuan, Fugu; ⑪—Jijiagou, Baode; ⑫—Hefeng, Jingle

换；标志着中国西部，特别是青藏高原构造域对该区演化和改造的影响更为重要。

本期堆积的风成红黏土为鄂尔多斯地块东部最老的新生代地层，覆盖在前新生代不同时代地层之上；分布呈反“L”型，占据盆地东南大半部：南起渭北隆起，北达今毛乌素沙漠边界，西自六盘山东麓，东抵吕梁山前(图 4)；厚度一般达 40～80m，在盆地西南(朝那—灵台)及中东部(涧峪岔—吴堡)有两个堆积中心，最厚均可达 130m。

红黏土底部多见薄层残留的红土型风化壳，表明其直接堆积在长期风化剥蚀的夷平面之上。这也正是红黏土一开始堆积就分布如此广阔的原因。故红黏土的底界年龄，记录了该区隆坳反转的时间。

根据磁性、生物和岩石地层等方法，已对地块内诸多红黏土剖面进行了定年研究。各剖面的底界年龄，地块西南部在 8.1～6.9Ma(宋友桂等，2001；杨石岭等，2000；安芷生等，2000)，盆地南部旬邑大于 6.8 Ma(底部约 6～7m 红土层无法取样；薛祥煦等，2001)，东北部在 8.35～7.4Ma(强小科等，2003；岳乐平等，2004；张云祥等，1995)；在邻近红黏土分布的西边界，榆林三岗畔 5.0Ma(岳乐平等，1999)，靖边郭家梁 3.5 Ma(丁仲礼等，1999)；东边界附近的静乐贺丰 3.0Ma(岳乐平等，1999)。各区红黏土底界年龄在 8.35～3.5Ma，集中在 8.0～6.9Ma，即晚中新世晚期。沉积边部及边邻 5～3.0Ma 相对较新的年龄说明，风尘堆积范围随时间的发展逐步向西北隆起区扩展；并在东部山区开始有零散堆积。此格局与地块西北高、东南低和东缘吕梁山高的现今地势大体相同，暗示后者的雏形可能始于此阶段。

该期磷灰石裂变径迹年龄集中在 13.1～4.8Ma (图 2)，样品主要分布在盆地西缘及西部。其中 13.1～ 11.9Ma 的 4 个年龄，3 个位于贺兰山和天环坳陷北部，另一个在晋西石楼；表明地块西北部在本期抬升较早。在南部六盘山到罗山及邻近，5 个来自不同时代地层(分别为 K_1，P_1，P_2，E_3)的样品，年龄在 8.2～6.5 Ma，有 4 个集中在 8.2～7.2Ma 范围内(任战利，2001；高峰，2003；刘池阳等，2006)。郑德文等(2005)在六盘山断裂上盘下白垩统下部采集的 5 个样品，磷灰石裂变径迹年龄也在 8.2～7.2Ma。

这表明，在 8Ma BP 前后，由于挤压冲断作用已使六盘山和地块西缘开始隆升，遭受剥蚀改造。这与地块东部红黏土初始沉积的时间完全一致。二者东西呼应，从不同侧面和不同地区分别独立证明，该区长期东隆西降的反转易位，即西隆东降的发生基本同时，均始于 8Ma BP 前后的中新世晚期。

据笔者实际考察认为，六盘山不同高度零散分布的风成红黏土，主体是在差异隆起的山间洼地相对独立堆积并保存的。上述六盘山隆升时限的确定，为此认识提供了支持证据。六盘山分隔了陇西地区与鄂尔多斯地块红黏土堆积和分布的统一性。

在地块东隆西降反转易位的同时，周缘诸地堑盆地在中新世晚期的沉积速率明显增快(图 5)，沉积范围和湖区面积扩展。中新世晚期，临汾及其以北的山西地堑系内诸断陷相继形成，并快速沉降和沉积。

与上述周缘地堑蓬勃发展的景象相反，在宁夏中南部诸断陷中，南部六盘山地区率先隆起，沉积向北迁移。在同心西约 20km 的贺家口子第三系剖面各组之间，干河沟组(N_1^3)与红柳沟组(N_1^{1-2})之间的沉积间断面和地层不整合面以及沉积相变最为强烈(申旭辉等，2001)。在北部中宁堆积中心，干河沟组厚约 800m，主体岩性为砂砾岩夹泥岩；向上砾石增多，砾岩层广泛发育且厚度较大。在宁夏露头区，新近纪最上部地层干河沟组“属晚中新世早期”，其“上部有无晚中新世晚期甚至上新世沉积，当前尚无确切证据”(宁夏地矿局，1996)。显然，与地块周缘地堑大致在同环境、同部位、同时期发育的宁夏中南部诸断陷，随着青藏构造域影响的增强和扩展，沉积范围缩小并向北迁移，湖相地层减少到消失，沉积粒度变粗；到晚中新世晚期鄂尔多斯地块隆降反转时期，诸断陷盆地抬升消亡。此后，该区主要遭受挤压抬升和剥蚀改造；正断层也同步反转为逆断层(张进等，2005)。

地堑盆地的快速沉降与其边部强烈抬升同时发生、同步消长，彼此耦合(刘池洋，2005)。约 8MaBP 以来华山步入第 3 次快速隆升阶段(吴中海等，2003)；与渭河地堑快速沉降的时间相一致。山西地堑系中北部诸断陷因较深钻探资料缺乏，对其初始形成时代认识不一。吕梁山以西的保德组红黏土，底界年龄为 8.0Ma(岳乐平等，2004)；在其下还有厚度不等的砂砾岩和砾岩。砾石成分主要源自吕梁山，其分布受控于吕梁山延展及距离。据保德冀家沟典型剖面下部含砾石层的红黏土的综合沉积速率估算，其下砾岩层的沉积约需 0.75Ma。综合分析认为，在约 8.75 Ma BP 的中新世晚期，吕梁山已出现快速隆升；位于其东侧地堑系的裂陷活动也应同时发生。

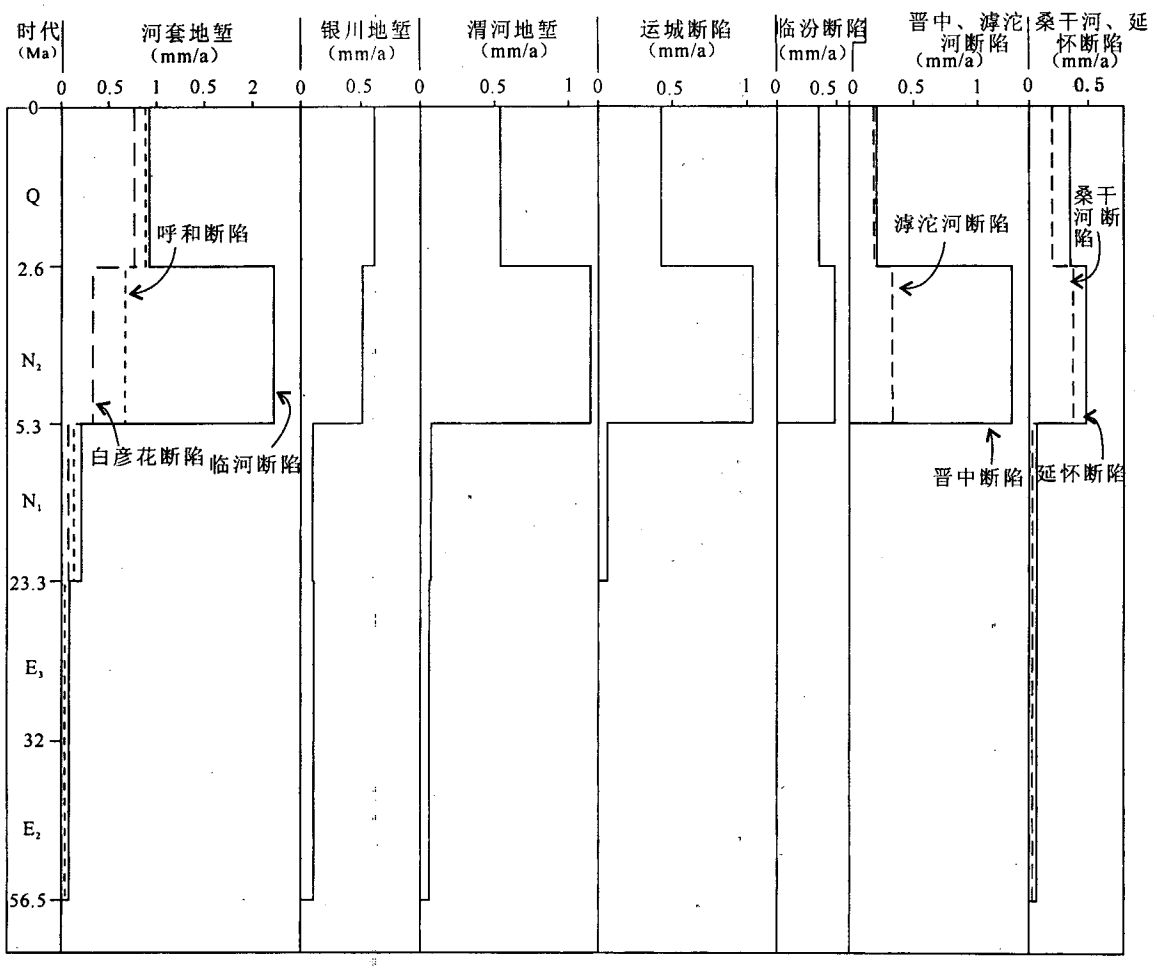


图 5 鄂尔多斯地块周缘地堑盆地新生代地层沉积速率对比图

Fig. 5 Comparison of Cenozoic strata deposit rate of graben basins around Ordos massif

本期地块西缘和西部的反转抬升，随时间发展强度增加，从周缘向地块内扩展。在 5.6～5.3 MaBP，在天环坳陷中部开始有显著的抬升冷却记录(图 2)。在约 5.2Ma BP 六盘山再次显著抬升(宋友桂等，2001)。综合分析我国西部沉积演变、构造变形和抬升等事件的时限认为，5.3 MaBP. 开始，鄂尔多斯地块西隆东降显著增强；中国西部开始进入强烈挤压变形时期。

综上所述，在鄂尔多斯地块本部西隆东降的同时，地块南、东、北和西北边部随所邻地堑的伸展裂陷、快速沉降而局部抬升。其中地块西北部受河套弧形地堑和银川地堑强烈沉降的联合作用而抬升最高。地块西南缘受青藏高原构造域挤压增强的影响，六盘山弧形构造带形成并发生冲断褶皱变形和构造抬升；进而又促进和加强了地块西隆东降的进行。以上地质作用大致在 8 Ma BP 前后发生和完成，从而为风尘红黏土的广泛堆积和保存，即大型红黏土盆地的发育奠定了地貌基础。

5.4.2 上新世：活动强度俱增，红土准高原发育

盆地新近纪红黏土的堆积延续到上新世。在上新世，红黏土堆积、区域抬升和西隆东坳等均可大致以 5.3Ma 和 3.6Ma 为界划分为两个阶段。其总的特征是活动强度与时俱增。前者总体是中新世晚期地质构造活动的延续(图 2)。3.6 Ma BP 以来地块及邻区构造活动明显加剧，在此进一步论及。

约 3.8 Ma BP，六盘山开始大规模加速隆升，其隆升规模和幅度远大于 8～5.2 Ma BP 和 5.2～3.8MaBP 前两个隆升阶段(宋友桂等，2001)。

甘肃西峰红黏土的堆积，从 3.6 Ma BP 以来脱离了地下水位波动的影响，表明基底已明显抬升(郑度等，2004)。对灵台剖面石英颗粒各种表面形态特征的研究，发现在约 7 Ma BP 以来经历了 4 次组合

变化，分别发生在约 5.0～4.2Ma，3.6Ma，2.6Ma 和 0.9 Ma(侯圣山，2002)。这应是对区域构造-气候事件的响应。

地块内风尘红黏土堆积的范围扩展，3.5 Ma BP 向西北已越过靖边郭家梁；3.0 Ma BP 东达吕梁山南部静乐贺丰；鄂尔多斯地块约 3/5 被红黏土覆盖(图 5)。到上新世末，盆地大部地区已接近海拔大于 700m 高原的高度(赵景波等，1999)，红土准高原形成。

此阶段盆地内目前仅有一个 3.1Ma 磷灰石裂变径迹年龄(图 2)，样品(P_1)来自西部天环坳陷中北部天深 1 井(任战利，1995)。该区位于红黏土分布区西界以外约 80km，在此阶段该区仍在持续隆升。

上新世，尤其是 3.6Ma BP 以来，周缘地堑断陷作用加强、沉积范围和河湖相面积均达到最大，沉积和沉降速率较前明显增快。河套地堑的沉积范围向东、南隆起区扩展。渭河地堑沉积向南北边缘大面积超覆，此前一直遭剥蚀的西部宝鸡—眉县隆起区，开始沉降接受沉积。除西北缘银川盆地外，周邻各地堑盆地上新世沉积速率均达新生代最高(图 5)。本期为山西地堑系诸断陷发展和强烈活动时期。上新世各地堑的最大沉积厚度，在河套地堑临河凹陷达 6000m，渭河地堑 3100m，银川地堑 1400m，山西地堑系各断陷在 3400～900m。

发生在 3.6 Ma BP 前后的构造运动波及整个青藏高原内部和邻区，被称为青藏运动 A 幕(郑度等，2004)。此后青藏构造域广阔地区的构造活动明显增强，地形高差显著加大；前期侵蚀面再度解体，周围山体大规模隆升，砾石堆积明显增多。3.6 Ma BP 也是十分重要的气候分界限，亚洲内陆干旱化在 3.6 Ma 前后又大幅度加剧，其形成可能与此时青藏高原大幅度隆升有密切关系(Guo et al，2002)。

5.5　第四纪：黄土高原形成演化与黄河水系发育

中国学者根据黄土形成、古生物群落、沉积环境和古气候变化等依据，将第四纪下限定在 2.6Ma BP(安芷生等，2005)。

第四纪基本继承上新世的格局，鄂尔多斯地块持续发生幕式差异抬升。2.5Ma BP 以来，地块抬升了 400～ 500m (张宗祜等，1989)。

周缘各地堑盆地沉积-沉降速率仍然很大(图 5)，主要为河湖相沉积；风成黄土主要堆积在地堑内相对隆起的断块上。第四纪各地堑的最大沉积厚度，在河套地堑各断陷达 2000～2400m，银川地堑 1600m，渭河地堑 1400m；山西地堑系除运城断陷达 1200m 外，其他各断陷在 500～900m。

第四纪初，气候由温暖半湿润为主转变为降水量骤减的干冷环境。在地块及邻区，于 2.5Ma BP 前后开始出现风尘黄土堆积(岳乐平，1989；1995)。区内较完整红黏土剖面的上限年龄为 2.6～2.5 Ma (丁仲礼等，1998；宋友桂等，2001；强小科等，2003)。被黄土所覆盖的红黏土，在地块东北部府谷老高川(张云翔等，1995)、保德冀家沟(岳乐平等，2004)等剖面，因遭剥蚀改造而缺失顶部地层。这表明在黄土堆积前后，区内的地貌特征、风尘堆积环境和分布发生了较大变革。

鄂尔多斯地块内黄河水系的发育，对黄土高原的演化、湖泊变迁及地块内部地貌的形成有决定性作用。据此，将 2.5 Ma BP 以来鄂尔多斯地块和黄土高原的演化划分为早、晚两期。

早期的显著特点是，盆地内部大型河流尚未出现，侵蚀作用较弱，地形起伏较小；侵蚀物质主要在盆地内短距离迁移而较少长距离搬运外输。此期堆积的午城黄土，多数地区厚约 50m；分布主要限于地块内，在六盘山以西鲜有堆积。当时盆地内内流汇聚型湖泊较多、面积不等。在洛河上游及河谷两侧，均有早更新世湖相沉积分布(张宗祜等，1989)。在盆地东南汾渭地堑有面积较大的三门湖，离石黄土之下的湖相沉积层几乎遍布全地堑(岳乐平等，1996)。本期气候冷暖振动幅度较小，开始有冰期与间冰期的周期性交替变化(赵景波等，1999)。

据目前研究，黄河兰州段最早形成时间在 1.8～1.6Ma BP(Li Jijun et al，1999；岳乐平等，1997)，地块内黄河主河道和支流的形成均应晚于此年龄。黄河晋陕峡谷段宽谷阶地序列的最早阶地形成于 1.4Ma BP，地块内诸河流各级阶地底部沉积物的最老年龄在 1.41～1.2Ma 之间或更晚(岳乐平等，1997；程绍平等，1998；赵景波等，1999；雷祥义等，2002)。故将本期地块和黄土高原演化的早、晚期界限定在 1.4±0.2 Ma BP。

早更新世晚期(1.6 Ma BP 前后)发生的构造运动，对地块甚至整个中国大陆地貌的形成有深刻影响。

1.6 Ma BP 以来，盆地及邻区气候冷暖变化幅度较大；黄土不断堆积加厚，在午城黄土之上，地块内又堆积了离石和马兰及全新世黄土，形成了时代齐全的黄土地层序列和完整的黄土塬；为黄土高原发展的鼎盛时期。在 1.6Ma BP，六盘山以西开始大面积堆积黄土(丁仲礼等，1989；Li Jijun，et al.，

1999)。

大约在 1.2Ma BP 前后河流强烈侵蚀下切前，填平补齐式的风成黄土堆积，形成了高度近等、广阔的黄土高原面。现今陕北陇东塬、梁、峁的顶面大致在同一海拔高程，其连面即相当或接近于此高原面。

黄土高原区河流的侵蚀改造普遍而强烈，主要表现为下切沟谷和河流阶地两种形式。随着大型黄河及其支流水系的形成，河流不断快速下切侵蚀，地块内河流地貌发育，河谷的密度和范围加大，丘陵面积增多；湖泊数量减少、面积缩小，并渐趋消亡；地形起伏加大和侵蚀基准面降低，剥蚀和搬运动力明显增强。黄河约在 0.15 Ma BP 前后切开三门峡而东流入海(吴锡浩等，1998)。地块内剥蚀物开始被黄河等河流较长距离搬运并流失到区外，黄土高原进入地貌强烈侵蚀期。三门峡的贯通和气候变干，使大型三门湖湖水外泄又补充不足而逐步萎缩、消亡。

在鄂尔多斯地块及邻区，本期的构造活动主要表现为断裂活动和构造地貌形成。断裂的力学性质，在西南缘以挤压或挤压走滑为主；在周邻地堑，主要表现为伸展和拉张走滑。断层活动，错断地层或长城(周特先等，1985)，或老地层逆冲于新地层之上，或错断水系形成河道的同步拐弯等。在 1.4±0.2Ma BP 以来，受盆地总体构造抬升及其阶段性的影响，区内发育了 3～6 级河流阶地，形成了深达 100～500m 的河谷侵蚀高差(朱照宇等，1994；岳乐平等，1997；赵景波等，1999；邢成起等，2001；雷祥义等，2002)。各级河流阶地的下切深度或其所代表的抬升高度不同，总体呈数量波动、速率增大的趋势(桂小军等，2005)。不同河流各级阶地的形成时间不尽一致，反映各地抬升和河流形成在时间上的差异。

大约在 4000aBP 前后，黄土高原的剥蚀量已达 10.75×10^{8}t/a(陈永宗等，1988)。此剥蚀量已远远超过更新世黄土的堆积量，标志着黄土高原处于异常加速侵蚀的时期(赵景波等，1999)。此后，人类活动的参与逐步加强，进一步加速了黄土的侵蚀和外流。

6 盆地演化-改造阶段与成藏(矿)响应

沉积盆地矿产资源丰富，油气、煤、膏盐等非金属矿产和铀等金属矿产以及水资源汇集共存于一盆。在油气、煤和铀主要能源矿产中，砂岩型铀矿的形成个性鲜明。其成矿物质的来源具多元性和多(长)期性，可沉积同生带入、表层后生渗入和下(深)部次生侵入。这与其他能源矿产明显不同，与水资源颇为相似。近来对鄂尔多斯盆地古生界气区和中生界油区的研究表明，在深度为 1600～2300m 的多个层段，均发现有由铀元素含量异常引起的放射性异常。各层段异常值的大小、厚度和平面分布不尽相同。其中以下白垩统异常值最大、最厚和分布最广；中上三叠统次之(张蓉蓉等，2005❼)。这显示在盆地演化的不同阶段，均有铀矿形成的可能。深部各层段铀元素的富集或铀矿的存在，又有可能成为表浅层铀矿床形成的铀源。砂岩型铀矿本身为固体矿产，但其成矿物质的汇聚和富集、成矿、叠加、调整及其改造定位，甚至开采均具有流体矿产特性。油气、铀等流体矿产的形成、分布及其规模和产状，极易随地质环境的变动而发生改变。

各类沉积(能源)矿藏的形成，一般都经历了一个成矿物质聚集、矿产生成、富集成藏(矿)和改造定位 3 个阶段。除砂岩型铀矿外，成矿原始物质聚集的时间和空间一般较易确定，主要受沉积作用控制。后两个成矿阶段发生在成矿物质沉积埋藏之后，主要在盆地演化的末(晚)期和后期改造阶段。这是多数盆地油气生成、聚散和成藏-定位的关键时刻，也是铀矿最重要的成矿阶段，同时为煤质煤级演变和同盆共存的各类能源矿产相互作用的主要时期(刘池洋，2005)。由于受所处盆地演化和改造阶段的多期性、相应物理化学环境变化的复杂性和空间分布的多样性的控制，对后两个阶段的具体时限、期次多少和主次的厘定则难度颇大。

鄂尔多斯盆地中新生代演化和改造的各阶段及其主要地质事件，与多种能源矿产聚散-成藏(矿)和定位及其期次密切相关(表 1)。前者是后者发生的基础和背景，后者对前者有明显的响应，故也是研究和论证前者的重要依据。

在盆地演化末(晚)期和之后发生的地质和改造作用形式多样，对各种能源矿产成藏的影响也各有不同。其中区域隆升和剥蚀，对多种能源矿产的成藏(矿)作用和分布特点有重要的影响(刘池洋，2005)。

前已述及，长期、差异性、幕式整体抬升和强烈而不均匀的剥蚀，是鄂尔多斯盆地演化和改造过程的显著特点；在盆地演化末(晚)期和后期改造中表现尤甚。对油气而言，该时期区域性差异隆升和剥蚀，总体使地层和油气藏的温压降低，从而导致源岩的生烃作用减缓甚至停止，引起油气藏中的油气水更完全的分层、进一步调整和逸散，总体不利于油气藏的继续形成、扩大和保存。但与此同时，又发生地

层水、源岩和其它岩石中的油气脱溶和排出，仍有一定规模的油气继续排运、供给或重新聚集，从而部分弥补了源岩生烃减少或停止的不足；对油气藏，甚至大油气藏，特别是大气田的保存或保持和次生油气藏的形成做出贡献(刘池洋，2005)。如盆地后期抬升阶段天然气的脱溶，对西西伯利亚盆地中世界最大的白垩系乌连戈伊气田的形成有重要贡献(Cramer B et al，1999；Littke R et al，1999)。鄂尔多斯盆地上古生界诸气田的形成和保存及其气藏特征，与其有着密切的联系。较深部油气向上和侧向的重新运移和聚散，对表浅层铀元素的富集和成矿有重要影响。煤层的抬升，加强其与潜水和大气的相互作用，煤质会发生相应的改变；同时脱溶、解吸和排出一定规模的煤成气和煤层吸附气，成为气藏新的气源，并为铀矿形成提供还原剂。整体差异隆升和与其密切相关的区域流体运动-交换和风化、淋滤及剥蚀等，本身就是铀矿形成、叠加或再富集的主要时期和重要条件。后期抬升，同时也会促使深部各层段早期富集的铀元素向浅部运移、聚集，形成次生铀矿床。

鄂尔多斯盆地油气、煤、铀的成生-成藏(矿)和定位及其主要期次，与盆地演化-改造的阶段及主要地质事件有明显的响应联系和密切的耦合关系；其间有机相关、形式多样、内容丰富、关系复杂。限于篇幅，在此仅将其时序对应关系简要总结于表 1。

盆地演化和后期改造各阶段的主要地质作用在空间上是不均匀的，所产生的成藏(矿)作用也必然因地而异。这种差异将直接控制和显著影响各类矿床，特别是诸流体矿产的形成、赋存、聚散、成藏(矿)-定位和分布。容后撰文详述。

7　结论

(1) 鄂尔多斯盆地的发育时限为中晚三叠世—早白垩世，晚白垩世以来为盆地的后期改造时期。

(2) 中生代盆地主体具内克拉通盆地特征；现今盆地为经过多期改造的残留盆地。该盆地叠加在早、晚古生代大型盆地之上；又属多重叠合型盆地。

(3) 在中生代盆地经历了 4 期明显的构造变动，将盆地演化-沉积过程划分为 4 个阶段：

各阶段的发育时限分别为：中晚三叠世、早中侏罗世富县—延安期、中侏罗世直罗-安定期和早白垩世。前两个阶段为盆地发育的鼎盛时期，湖盆宽阔，沉积范围为今残留盆地面积的 2 倍多；形成重要的含油和成煤岩系。期构造变动的强度和特征不同：早侏罗世形成延长组顶部侵蚀地貌；延安期末盆地抬升不强烈；晚侏罗世西部挤压冲断强烈、东部抬升剥蚀；初显区域东隆西坳格局。早白垩世末整体抬升盆地消亡。

(4) 在盆地演化中，早中期无明显的堆积中心，中晚期在临近物源的盆地西部厚度较大。前 3 阶段沉积中心均分布在延安—富县附近及其以东，位置稳定，为各期水流的指向和汇聚区，代表了原盆地各期的沉降中心。直到早白垩世，盆地沉积中心和堆积中心才二位近于一体，分布在盆地西部中南段。

(5) 在复杂多变的构造环境和漫长的演化-改造过程中，盆地主体以差异幕式整体升降为显著特色；充分体现了大陆动力学演化中，古老地块的砥柱作用；对多种能源矿产的赋存、成藏和分布有重要影响。

(6) 在晚白垩世以来差异性幕式整体抬升和强烈剥蚀，东部被剥蚀地层最厚达 2000m；在盆地本部先后形成了 3 期区域侵蚀-夷平面(E_2^{3-1}，E_3^2，N_1^2)。

(7) 始新世以来，地块边部裂陷解体，相继形成地堑盆地，接受巨厚沉积。

(8) 8Ma BP 前后地块发生升降反转隆坳易位：东部沉降，广覆沉积；西缘六盘山等断陷和地块西部相继隆升；标志着青藏构造域对该区西部的影响更为重要，到 5 Ma BP 已很强烈。

(9) 分别在 8Ma BP 和 2.5Ma BP，风成红黏土、黄土开始广泛堆积，先后形成红土准高原和黄土高原及黄土高原面；1.4±0.2 Ma BP 黄河水系发育，高原面开始肢解，侵蚀地貌形成。

(10) 鄂尔多斯盆地集油气、煤和铀于一盆，资源丰富；多种能源矿产的成生-成藏(矿)和定位的主要期次，与盆地中新生代演化-改造的阶段及主要地质事件有明显的响应和耦合关系。盆地演化末(晚)期和之后的整体差异隆升和区域剥蚀，对多种能源矿产的成藏(矿)和分布及其相互作用有重要影响。

注　释

❶ 杨兴科，苏春乾，王锋，等. 2005. 鄂尔多斯盆地西北缘中生代构造环境分析. 鄂尔多斯盆地及邻区中新生代演化动力学和其资源环境效应学术研讨会论文摘要汇编. 8～9.

❷ 刘池洋. 2005. 中国东部晚侏罗世—早白垩世地球动力学环境探讨. 中生代以来中国大陆板块作用过程学术研讨会论文摘要集. 109.

❸ 刘池洋. 2005. 100Ma BP(±10Ma)中国大陆东部中新生代地球动力学环境的重大转换时期. 中生代以来中国大陆板块作用过程学术研讨会论文摘要集. 108.

❹ 刘池阳. 2002. 20(±2～4)Ma BP(早中新世早中期)青藏高原演化的转折时期. 青藏高原国家 973 项目 2002 年年会交流报告.

❺ 刘池阳，赵红格，赵俊峰，等. 2006. 鄂尔多斯地块晚期演化—后期改造特征. 长庆油田分公司科研报告.

❻ 刘池阳，赵红格，王锋. 2003. 鄂尔多斯地块西部前陆盆地形成演化与结构构造特征. 长庆油田分公司科研报告.

❼ 张蓉蓉，谭成仟，刘池阳，等. 2005. 鄂尔多斯盆地中深部放射性异常的研究及意义“多种能源矿产”. 国家 973 项目研究阶段报告.

❽ 安芷生，艾莉. 2005. 尚未完成的地质年代表—第四纪悬而未决的前程. 地层学杂志，29(2)：99～103.

❾ 安芷生，孙有斌，孙东怀，等. 2000. 黄土高原红粘土序列与晚第三纪的气候事件. 第四纪研究，20(5)：435～446.

参 考 文 献

陈永宗，景可，蔡国强. 1988. 黄土高原的侵蚀与治理. 北京：科学出版社，1～10.

程绍平，邓起东，闵伟，杨桂枝. 1998. 黄河晋陕峡谷河流阶地和鄂尔多斯高原第四纪构造运动. 第四纪研究，18(3)：238～248.

程守田，黄焱球，付雪洪. 1997. 中侏罗世大鄂尔多斯古地理重建与内陆拗陷的发育演化. 沉积学报，15(4)：43～49.

丁仲礼，刘东生. 1989. 中国黄土研究新进展(一)，黄土地层. 第四纪研究，(1)：24～35.

丁仲礼，孙继敏，刘东生. 1999. 上新世以来毛乌素沙地阶段性扩张的黄土—红粘土沉积证据. 科学通报，44(3)：324～326.

丁仲礼，孙继敏，杨石岭等. 1998. 灵台黄土—红粘土序列的磁性地层及粒度记录. 第四纪研究，(1)：86～94.

傅智雁，袁效奇，耿国仓. 1994. 河套盆地第三系及其生物群. 地层学杂志，18(1)：24～29.

甘肃地质矿产局. 1989. 甘肃省区域地质志. 北京：地质出版社，243.

高峰，王岳军，刘顺生，胡宝清. 2003. 利用磷灰石裂迹研究鄂尔多斯盆地西缘热历史. 大地构造与成矿学，24(1)：87～91.

高山林，李芳，李天斌，吕昌国，等. 2003. 汝箕沟晚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，31(3)：8～11.

桂小军，刘池洋. 2005. 鄂尔多斯地块及邻区晚新生代构造运动及其表现. 见刘池洋主编. 盆地多种能源矿产共存富集成藏(矿)研究进展. 北京：科学出版社，257～266.

侯圣山. 2002. 灵台剖面石英颗粒表面形态初步研究及其古气候意义. 中国科学院研究生院学报，19(1)：59～68.

霍福臣，潘行适，尤国林，等. 1989. 宁夏地质概论. 北京：科学出版社，224.

雷祥义，张猛刚. 2002. 渭河中游水系的阶地形成年代. 见：卢演俦等主编. 新构造与环境. 北京：地震出版社，149～157.

李大明，李齐. 2003. 山西左云火山岩剖面的系统 K-Ar 年代测定. 地球学报，24(6)：559～562.

李吉均，方小敏，朱俊杰，等. 1995. 临夏盆地新生代地层古地磁年代与模式序列. 见：青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究学术论文年刊(1994). 北京：科学出版社，55～65.

李云通，孙秀玉，刘俊英. 1984. 中国地层(13)——中国的第三系. 北京：地质出版社，116～119.

刘池洋，谭成仟，孙卫，徐高中，张泓. 2005. 多种能源矿产共存成藏(矿)机理与富集分布规律研究. 刘池洋主编，盆地多种能源矿产共存富集成藏(矿)研究进展. 科学出版社，1～16.

刘池洋，赵红格，王锋，陈洪. 2005. 鄂尔多斯盆地西缘(部)中生代构造属性. 地质学报，79(6)：738～747.

刘池洋，赵红格，杨兴科，等. 2003. 油气晚期—超晚期成藏定位——中国含油气盆地的重要特点. 中国工程院，环太平洋能源和矿产资源理事会，中国石油学会主编. 21 世纪中国暨国际油气勘探. 北京：中国石化出版社，57～60.

刘池洋. 1987. 渤海湾盆地的构造演化及其特点. 见：西北大学地质系编. 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，447～458.

刘池洋. 1990a. 河套盆地断裂平移运动研究. 见：赵重远，等著. 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，156～170.

刘池洋. 1990b. 河套盆地呼和坳陷沉降—堆积中心转移及其形成机制. 见：赵重远，等著. 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，171～179.

刘池洋. 2005. 盆地构造动力学研究的弱点、难点及重点. 地学前缘. 12(3)：113～124.

刘少峰，李思田，庄新国，等. 1996. 鄂尔多斯西南缘前陆盆地沉降和沉积过程模拟. 地质学报，70(1)：12～22.

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，60 (2)：128～138.

宁夏地质矿产局. 1990. 宁夏回族自治区区域地质志. 北京：地质出版社，145～158，331.

宁夏地质矿产局. 1996. 宁夏回族自治区岩石地层. 武汉：中国地质大学出版社，104～114.

强小科，安芷生，常宏. 2003. 佳县红粘土堆积序列频率磁化率的古气候意义. 海洋地质与第四纪地质，23(3)：91～96.

任纪舜，王作勋，陈炳蔚，等. 1999. 从全球看中国大地构造——中国及邻区大地构造图简要说明. 北京：地质出版社，1～38.

任战利，张盛，高胜利，崔军平，刘新社. 2006. 鄂尔多斯盆地热演化程度异常分布区及形成时期探讨. 地质学报，80(5)：674～684.

任战利，赵重远. 2001. 中生代晚期中国北方沉积盆地地热梯度恢复及对比. 石油勘探与开发，28(6)：1～7.

任战利. 1995. 利用磷灰石裂变径迹法研究鄂尔多斯盆地地热史. 地球物理学报，38(3)：339～349.

申旭辉，田勤俭，丁国瑜，等. 2001. 宁夏贺家口子地区晚新生代地层序列及其构造意义. 中国地震，17(2)：156～166.

宋友桂，方小敏，李吉均，等. 2001. 晚新生代六盘山隆升过程初探. 中国科学，31(增刊)：142～148.

孙少华，李小明，龚革联，等. 1997. 鄂尔多斯盆地构造热事件研究. 科学通报，42(3)：306～309.

王贵玲，刘志明，蔺文静. 2004. 鄂尔多斯周缘地质构造对地热资源形成的控制作用. 地质学报，78(1)：600～611.

吴锡浩，将复初，王苏民，等. 1998. 关于黄河贯通三门峡东流入海问题. 第四纪研究，(2)：188～189.

吴中海，吴珍汉，万景林，周春景. 2003. 华山新生代隆升-剥蚀历史的裂变径迹热年代学分析. 地质科技情报，22(3)：27～32.

夏毓亮，林锦荣，刘汉彬，等. 2003. 中国北方主要产铀盆地砂岩型铀矿成矿年代学研究. 铀矿地质，19(3)：129～136.

邢成起，丁国瑜，卢演俦，等. 2001. 黄河中游河流阶地的对比及阶地系列形成中构造作用的多层次性分析. 中国地震，17(2)：187～201.

薛祥煦，岳乐平，张云翔. 2001. 黄土高原一个连续的晚新生代剖面及其划分与对比. 地层学杂志，25(2)：81～88，101.

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，73～74，86～88.

杨石岭，候圣山，王旭，等. 2000. 泾川晚第三纪红粘土的磁性地层及其与灵台剖面的对比. 第四纪研究，20(5)：423～434.

杨兴科，杨永恒，季丽丹，苏春乾，郑孟林，赵亮. 2006. 鄂尔多斯盆地东部热力作用的期次和特点. 地质学报，80(5)：705～711.

叶得泉，钟筱春，姚益民，等. 1993. 中国油气区第三系(Ⅰ)总论. 北京：石油工业出版社，175～183.

岳乐平，邓涛，张云翔，王建其，张春，杨利荣，Heller F. 2004. 保德阶层型剖面磁性地层学研究. 地层学杂志，28(1)：48～51，63.

岳乐平，雷祥义，屈红军. 1997. 黄河中游水系的阶地发育时代. 地质论评，43(3)：186～192.

岳乐平，张云翔，王建其，赵廷周. 1999. 山西静乐和陕西榆林地区红色土与黄土－古土壤序列之关系. 中国区域地质，18(1)：69～72.

岳乐平. 1989. 蓝田段家坡黄土剖面磁性地层研究. 地质论评，35(5)：479～488.

岳乐平. 1995. 中国黄土与红色粘土记录的地磁极性界限及地质意义，地球物理学报，38(3)：311～319.

岳乐平. 1996. 黄土高原黄土、红色粘土与古湖盆沉积物关系，沉积学报，14(4)：148～153.

张国伟，张本仁，袁学诚，肖庆辉. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京：科学出版社，706～724.

张泓，何宗莲，晋香兰，等. 2005. 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. 北京：地质出版社，49～58.

张慧，晋香兰，张泓，李小彦，吴传荣. 2006. 鄂尔多斯盆地西缘汝箕沟煤矿区的石英脉及其地质意义. 地质学报，80(5)：768～774.

张进，马宗晋，任文军. 2005. 宁夏中南部新生界沉积特征及其与青藏高原演化的关系. 地质学报，79(6)：757～773.

张抗. 1989. 鄂尔多斯断块构造和资源. 西安：陕西科学技术出版社，193～221.

张云翔，薛祥煦，岳乐平. 1995. 陕西府谷老高川新第三纪"红层"的划分与时代. 地层学杂志，19(3)：214～219.

张宗祜，张之一，王芸生，等. 1989. 中国黄土. 北京：地质出版社，180～182.

赵景波，黄春长，朱显谟. 1999. 黄土高原的形成与发展. 中国沙漠，19(4)：333～337.

赵重远，刘池洋. 1990. 华北克拉通中新生代区域地质构造及含油气盆地的形成和演化. 见：赵重远，刘池洋，等著. 华北克拉通沉积盆地形成与演化及其油气赋存. 西北大学出版社，10～21.

赵重远，刘池洋. 1992. 残延克拉通内盆地及其含油气性—以鄂尔多斯盆地和四川盆地为例. 见：中国地质学会编，"七五"地质科技重要成果学术交流会议论文选集. 北京：科学技术出版社，610～613.

郑德文，张培震，万景林，等. 2005. 六盘山盆地热历史的裂变径迹证据. 地球物理学报，48(1)：157～164.

郑度，姚檀栋，等. 2004. 青藏高原隆升与环境效应. 北京：科学出版社. 165～221.

王双明. 1996. 鄂尔多斯盆地聚煤规律及煤炭资源评价. 煤炭工业出版社，1～437.

周特先，王利，曹明志. 1985. 宁夏构造地貌格局及其形成与发展. 地理学报，40(3)：215～223.

朱照宇，丁仲礼. 1994. 中国黄土高原第四纪古气候与新构造演化. 北京：地质出版社.

An Zhisheng, Ai Li. 2005. Imperfect geologic time scale—— pending future of the Quaternary. Journal of Stratigraphy, 29(2): 99～103.

An Zhisheng, Sun Youbin, Sun Donghuai, et al. 2000. Red clay sequences in Chinese loess plateau and recorded paleoclimate events of the late Tertiary. Quaternary Sciences, 20(5): 435～446.

Bureau of geology and mineral resources of Gansu province. 1989. Regional Geology of Gansu Province. Beijing: Geological Pub. House, 243.

Bureau of Geology and Mineral Resources of Ningxia Hui Autonomous Region. 1990. Regional Geology of Ningxia Hui Autonomous Region. Beijing: Geological Pub. House, 145～158, 331.

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, 104～114.

Chen Shoutian, Huang Yanqiu, Fu Xuehong. 1997. Paleogeography reconstruction of the early—middle Jurassic Large Ordos basin and development and evolution of continental downwarping. Acta Sedimentologica Sinica, 15(4): 43～49.

Chen Yongzong, Jing Ke, Cai Guoqiang. 1988. Erosion and harness for loess plateau. Beijing: Science Press, 1～10.

Cheng Shaoping, Deng Qidong, Min Wei, et al. 1998. Yellow river and quaternary tectonic movements of the Ordos Plateau. Quaternary Sciences, 18(3): 238～248.

China National Adminstration of Coal Geology. 1996. Wang Shuangming ed. Coal accumulation and coal resource evaluation of Ordos Basin. Beijing: China Coal Industry Publishing House. 1～437.

Ding Zhongli, Liu Dongsheng. 1985. Progresses of loess research in China(part 1)Loess stratigraphy. Quaternary Sciences, (1): 24～35.

Ding Zhongli, Sun Jianmin, Liu Dongsheng. 1999. The loess and red clay sediment evidence on intermittently expand of Mu Us Desert since Pliocene. Chinese Science Bulletin, 44(3): 324～326.

Ding Zhongli, Sun Jimin, Yang Shiling, et al. 1998. Magnetostratigraphy and grain size of a thick red clay—loess sequence at Lingtai, the Chinese loess plateau. Quaternary Sciences, (1): 86～94.

Fu Zhiyan, Yuan Xiaoqi, Geng Guocang. 1994. The Tertiary of the Hetao basin and its biotas. Journal of Stratigraphy, 18(1): 24～29.

Gao Feng, Wang Yuejun, Liu Shunsheng, Hu Baoqing, et al. 2003. Thermal history study in the west of Ordos basin using apatite fission track analysis. Geotectonica et Metallogenia, 24(1): 87～91.

Gao Shanlin, Li fang, Li Tianbing, Lu Changguo, et al. 2003. Discussion of the relationship between coal metamorphism and the late Mesozoic basin in Rujigou Area. Coal Geology & Exploration, 31(3): 8～11.

Gui Xiaojun, Liu Chiyang. 2005. late Cenozoic tectonic movement and its behavior in Ordos block and its adjacent areas. In: Liu Chiyang ed. Advance in research on coexistence, accumulation and formation of multi-energy mineral deposits. Beijing: Science Press, 257～266.

Hou Shengshan. 2002. Preliminary SEM study of quartz surface features from Lingtai section and its palaeodimatic significance. Journal of the Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, 19(1): 59～68.

Huo fuchen, Pan xingshi, You Guolin, et al. 1989. An introduction to geology of Ningxia. Beijing: Science Press, 224.

Lei Xiangyi, Zhang Menggang. 2002. The age of terrace developmeng in the middle reaches of the Wei river. In: Lu Yanchou. Ed. Neotectonic and environment. Beijing: Earthquake Pub, 149～157.

Li Daming, Li Qi. 2003. Serial K-Ar dating along the volcanic section in Zuoyun, Shanxi Province. Acta Geoscientica Sinica, 24(6): 559～562.

Li Jijun, Fang Xiaomin, Zhu Junjie, et al. 1995. Paleomagnetic age and sequence of Cenozoic strata in Linxia basin. In: academic dissertation annual(1994) on formation, evolution, environmental

change and ecosystem of Qinghai—Tibetan plateau. Beijing: Science Press, 55～65.

Li Yuntong, Sun Xiuyu, Liu Junying. 1984. Stratigraphy of China(No. 13) The Tertiary system of China. Beijing: Geological Pub. House, 116～119.

Liu Chiyang, Tan Chengqian, Sun Wei, Xu Gaozhong, Zhang Hong. 2005. The formational mechanism, accumulation and distribution patterns for multi-energy mineral deposits coexisting in the same basin. In Liu Chiyang ed, Advances in the accumulation and formation for multi-energy mineral deposits coexisting in the same basin. Beijing: Science Press. 1～16.

Liu Chiyang, Zhao Hongge, Wang Feng, Chen Hong. 2005. Mesozoic structure attribute in the west (margin) of Ordos basin. Acta Geologica Sinica, 79(6):738～747.

Liu Chiyang, Zhao Hongge, Yang Xinke, et al. 2003. The late and latest stage pool-forming and orientation of Hydrocarbon: the important features of Chinese sedimentary basins. Chinese academy of engineering, Energy and mineral resource council around Pacific Ocean, Chinese petroleum society. The 21st Chinese and International oil and gas exploration. Beijing: China Petrochemical Press, 57～60.

Liu Chiyang. 2005. The weakness, difficulty and key point on study of basin tectonic dynamics. Earth Science Frontiers. 12(3):113～124.

Liu Chiyang. 1987. Structure evolution and its characteristics of Bohaiwan Basin. In: Geology Department of Northwest University. ed. Dissertation collection of Academic report at the forty-five anniversary of the Geology Department in Northwest University. Xi'an: Shaanxi Science and Technology Publishing Company, 447～458.

Liu Chiyang. 1990a. The wrenching of faults in Hetaö basin. In: Zhao Chongyuan, ed. The formation and evolution of the sedimentary basins and their hydrocarbon occurrence in the North China Craton. Xi'an: Northwest University Press, 156～170.

Liu Chiyang. 1990b. The migration of the dePressed—accumulated center and its mechanism in the Hetao basin. In: Zhao Chongyuan ed. The formation and evolution of the sedimentary basins and their hydrocarbon occurrence in the North China Craton. Xi'an: Northwest University Press, 171～179.

Liu Shaofeng, Li Sitian, Zhuang Xinguo, et al. 1996. Modeling of subsidence and sedimentary courses in the foreland basin of southwest margin of Ordos Basin. Acta Geologica Sinica, 70(1): 12～22.

Liu Shaolong. 1986. The existence of a large-scale Triassic sedimentary basin in north China. Acta Geologica Sinica, 60(2): 128～138.

Qing Xiaoke, An Zhisheng, Chang Hong, et al. 2003. Paleoclimatic Implication of Trequency — Dependent Magnetic Susceptibility of Red Clay Sequences in the Jiaxian Profile of Northern China. Marine Geology & Quaternary Geology. 23(3): 91～96.

Ren Jishun, Wang Zuoxun, Chen Bingwei, et al. 1999. The tectonics of China from a global view—— A guide to the tectonics map of China and adjacent regions. Beijing: Geological Pub. House, 1～38.

Ren Zhanli, Zhao Zhongyuan. Recovery and comparision of geothermal gradient for late Mesozoic sedimentary basins in the northern part of China. Petroleum Exploration and Development, 2001, 28(6): 1～7.

Ren Zhanli, Zhang sheng, Gao Shengli, Cui Junping, Liu Xinshe. 2006. Research on region of maturation anomaly and formation time in Ordos basin. Acta Geologica Sinica, 80(5):674～684.

Ren Zhanli. 1995. Thermal history of Ordos basin assessed by apatite fission track analysis. Chinese Journal of Geophysics, 38(3): 339～349.

Shen Xuhui, Tian Qinjian, Ding Guoyu, Wei, et al. 2001. The late Cenozoic stratigraphic sequence and its implication to tectonic evolution, Hejiakouzi Area, Ningxia HuiAutonomous region. Earthquake Research in China, 17(2):156～166.

Song Youjia, Fang Xiaoming, Li Jijun, et al. 2001. Discussion of the uplifting course of Liupanshan in late Cenozoic. Science of China, 31(supp.): 142～148.

Sun Shaohua, Li Xiaoming, Gong Gelian et al. Research of the structural heat event in Ordos basin, Chinese Science Bullitin, 1997, 42(3): 306～309.

Wang Guiling, Liu Zhiming, Ling Wenjin. 2004. Tectonic control of geothermal resources in the peripheral of Oredos Basin. Acta Geologica Sinica, 78(1):600～611.

Wu Xihao, Jiang Fuchu, Wang Sumin, et al. 1998. On intersecting Sanmenxia and eastwardly flowing into the sea of the Huanghe river. Quaternary Sciences, (2):188～189.

Wu Zhonghai, Wu Zhenhan, Wan Jinglin, Zhou Chunjing, et al. 2003. Cenezoic Uplift and Denudation History of Huashan Mountaions: Evidence From Fission Track Thermochronology of Husshan Granite. Geological Science and Technology Information, 22(3): 27～32.

Xia Y L, Lin J R, Liu H B, Fan G, Hou Y X. 2003. Research on geocheology of sandstone-hosted uranium ore-formation in major uranium-productive basins, northern china. Uranium Geology, 19(3):129～136.

Xing Chengqi, Ding Guoyu, Lu Yanchou, et al. 2001. Comparison of River Terraces in the middle Reach Valleys of theYellow River and Analysis on the Multi-gradational Features of Tectonic Action in the Formation of Terrace Series. Earthquake Research in China, 17(2):187～201.

Xue Xiangxu, Zhang Yunxiang, Yue Leping. 2001. Subdivision and Correlation of a Nearly Continuous late Cenozonic Profile in Loess Plateau. Journal of Stratigraphy, 25(2):81～88,101.

Yang Junjie, Zhang Borong. 2002. Structural evolution and distribution of oil and gas of Ordos basin. Beijing: petroleum industry Press, 73～74,86～88.

Yang Shiling, Hou Shengshan, Wang Xu, et al. 2000. Red Clay Sequence in Northern China: Evidence from the Correlation of Magnetostratigraphy and Pedostratigraphy between Jingchuan and Lingtai. Quaternary Sciences, 20(5):423～434.

Yang Xingke, Yang Yongheng, Ji Lidan, Su Chunqian, Zheng Menglin, Zhao Liang. 2006. Stages and characteristics of thermal actions in eastern part of Ordos basin. Acta Geologica Sinica, 80(5).

Ye Dequan, Zhong Xiaochun, Yao Yimin, et al. 1993. Tertiary in petroliferous regions of China (I) introducyion. Beijing: Petroleum Industry Press, 175～183.

Yue Leping, Deng Tao, Zhang Yunxiang, Wang Jianqi, Zhangru, Yang Lirong, F. Helle, et al. 2004. Magnetostratigraphy of Stratotype Section of the Baode Stage. Journal of Stratigraphy, 28(1):48～51,63.

Yue Leping, Zhang Yunxiang, Wang Jianqi Zhao Tingzhou. 1999.

The Relationship between the Red Soil and Loess—Paleosol Sequence in Jingle, Regional Geology of China, 18(1): 69～72.

Yue Leping, Lei Xiangyi, Qu Hongjun. 1997. The age of terrace developmeng in the middle reaches of the Yellow river. Geologic review, 43(3): 186～192.

Yue Leping. 1989. Magnetosteratigraphic study of Duanjiapo loess profile in Lantian. Geological review, 35(5): 479～488.

Yue Leping. 1995. Palaeomagnetic polarity boundary were recorded in Chinese loess and red clay, and geological significance. Acta Geophysica Sinica, 38(3): 311～319.

Yue Leping. 1996. Depositional relation between the loess, red clay and sedimentation of the lakebasin in the loess plateau. Acta Sedimetologica Sinaca, 14(4): 148～153.

Zhang Guowei, Zhang Benren, Yuan Xuecheng, Xiao Qinghui. 2001. Qinling Orogene and Continental Dynamics. Beijing: Science Press, 706～724.

Zhang Hong, HeZonglian, Jin Xianglan, et al. Tectonic evolution and coal accumulation of Ordos coal Basin—— A brief explanation of the geological tectonic map (1: 50000) of the Ordos coal basim. Beijing: Geological Publishing Press, 49～58.

Zhang Hui, Jin Xianglan, Zhang Hong, Li Xiaoyan, Wu Chuanrong. 2006. Quartz Vein and its Geological Significance of Jurassic in the West of Ordos Basin: Taking Rujigou Anthracite Mining Ningxia as an Example. Acta Geologica Sinica, 80(5): 768～774.

Zhang Jin, Ma Zongjin, Ren Wenjun. 2005. The sedimentary characteristic of Cenozoic strata in central and southern Ningxia and their relationships with the development of the Qinghai—Tibetan plateau. Acta Geologica Sinica, 79(6): 757～773.

Zhang Kang. 1989. Ordos fault-block structure and its resource. Xi'an: Shaanxi Science and Technology Publishing House. 193～221.

Zhang Yunxiang, Xue Xiangxu, Yue Leping. 1995. Age and division of Neogene "Red Bed" of Laogaochuan, Fugu Connty, Shannxi. Journal of Stratigraphy, 19(3): 214～219.

Zhang Zonggu, Zhang Zhiyi, Wang Yunsheng, et al. 1989. Loess in China. Beijing: Geological Pub., 180～182.

Zhao Jingbo, Huang Chunchang, Zhu Xianmo. 1999. Formation and Development of Loess Plateau. Journal of Desert Research, 19 (4): 333～337.

Zhao Zhongyuan, Liu Chiyang. 1990. Meso—Cenozoic tectonics and petroliferous basins in the North China Craton and their formation and evolution. In: Zhao Chongyuan, Liu Chiyang, et al. ed. The formation and evolution of the sedimentary basins and their hydrocarbon occurrence in the North China Craton. Xi'an: Northwest University Press, 10～21.

Zhao Zhongyuan, Liu Chiyang. 1992. Basins in the residual Craton and their petroleum prospect—— example with Ordos Basin and Sichuan Basin. In: China Geology Academy edit, dissertation Anthology at the academic communion conference in "seven-five" geology technological important fruits. Beijing: Science and Technology Publishing Company, 610～613.

Zheng Dewen, Zhang Peizhen, Wan Jinglin, et al. 2005. Apatite fission track evidence for the thermal history of the Liupanshan basin. Chinese Journal of Geophysics, 48(1): 157～164.

Zheng Du, Yao Tandong et al. 2004. Uplifting of Tibetan plateau with its environmetal effect. Beijing: Science Press. 165～221.

Zhou Texian, Wang Li, Cao Mingzhi. 1985. Morphotectonic patterns of Ningxia hui autonomous region and its formation and evolution. Acta Geographica Sinica, 40(3): 215～223.

Zhu Zhaoyu, Ding Zhongli. 1994. Paleoclimate in quaternary and neotectonic evolution in loess plateau, China. Beijing: Geological Publishing Press.

Space-Time Coordinate of the Evolution and Reformation and Mineralization Response in Ordos Basin

LIU Chiyang, ZHAO Hongge, GUI Xiaojun, YUE Leping, ZHAO Junfeng, WANG Jianqiang

State Key Laboratory of Continental Dynamics (Northwest University), Institute of Oil and Gas of Northwest University, Xi'an, 710069

Abstract

Ordos basin has developed during middle—late Triassic and early Cretaceous and has been reformed since late Cretaceous. It mainly possesses the characters of intra-craton and is a residual basin with multi-stage and different reformation. Ordos basin also belongs to multi-superimposed basin which overlapped on the early and late Paleozoic basins. Therefore, Multi-energy mineral deposits are abundant and petroleum, coal and uranium are beared in the same basin.

According to the the main geological structure features and geological events in Ordos baisn and peripheral areas, together with the comprehensional research of the fission track ages in various district of the basin, the paper concludes that there exists four evident stages of structural fluctuation at least during basin development and also four stages of evolution and sedimentation in the basin. middle—late Triassic and early—middle Jurassic Fuxian and Yan'an stage is the two most prosperous stages during which the lake is broad and basin deposits extensively with an area over two times of that in present, the main oil and coal bearing strata develop.

The two stages are divided by the regional early Jurassic uplift fluctuation, which causes interruption in deposition and development of the roughness of relief on the upper part of the Yanchang formation by reason of forceful and uneven cutting erosion. The uplift fluctuation is weak and the depositional interruption and erosion continuous time is short in the late Yan'an stage. Then basin subsides and enters the third evolution stage of middle Jurassic Zhiluo—Anding stage in which sedimentary range is still broad and the lake area is minish in the basin. There happens strongly structural movement and develops the thrust-nappe belt in western margin of the basin in late Jurassic during which the different depth of conglomerate deposit in the foredeep part in the east side of the western margin, erosion reform occurs in the middle and east of the basin. The structural movement causes the form of structure framework of regional east uplift and west subside in the west area of Yellow river. Broad sediments unconformablely overlap on the west margin thrust belt and sideral uplift of the basin north and south at the early Cretaceous stage. Ordos basin uplifts wholely to disappear and enters the late reformation period. In the first three stages, the depocenters lie near or to the east of Yan'an city, while deposit center in the west of the basin near provenance. The two centers differs in space in different stage. Until early Cretacious, the location of sedimentary depocenters and accumulation center is nearly the same which is on the middle-south part of the west of the basin.

There happen six major geological events in Ordos basin in late reformation period since late Cretaceous. (1) The main part of the basin uplifts continuously, episodically and differently, which causes the strong and uneven erosion, for example, the max erosion depth in Mesozoic can be two thousand meters near Yellow river on the east. (2) This uplift forms two or three stages of regional erosion-planation surfaces with ages of E_1^3-E_2^1, E_3^2 and N_1^2. (3) The side of Ordos block subsides and the peripheral faulted basins form successively to deposit with heavy depth. (4) The regional east uplift and west subside movement continuing two bill years has been reversed which means the east subsides to widely deposit red clay and Liupianhshan, western margin of Ordos block and west part of basin uplift successively. The reverse event embodies the important influence of the regional structural movement of the west of China. (5) Aeolian red clay and loess begin to sediment broadly in 8Ma BPand 2. 5Ma BP, respectively. Also the red mud semi-plateau, loess plateau and loess plateau surface develop successively. (6) Drainage system of Yellow river grows and fluid outside to erode the side rock. According to the above major geological events and the evolution of dynamics environment, five evolution stages is divided since late Cretaceous in Ordos basin which are late Cretaceous to Paleocene, Eocene to Oligocene, Early—Middle Miocene, late Miocene to Pliocene and Quaternary. The happening of these geological events and structural fluctuation are closely related with the compound, superimpose, change with time and strong-weak of major structural movement of peripheral structural domain especially that of the east and west of China. These activity and reformation change the Mesozoic prototype basin topography greatly.

The main times and stages of the occurrence and formation and reset of miltiple energy resources have evident recall and decoupling relations with those of the Mesozoic and Cenozoic evolution and reformation in Ordos basin. The whole different uplift and regional erosion in and after the late of basin evolution own the important influence to the formation and distribution of the milti-mineral deposits and the coaction among them in Ordos basin.

Key words: Ordos basin; basin evolution; prototype basin topography; late reformation; faulted basin; reverse of uplift and subside; depocenter; accumulation center; erosion-planation surfaces; Aeolian red clay and loess; response to the formation of mineralization