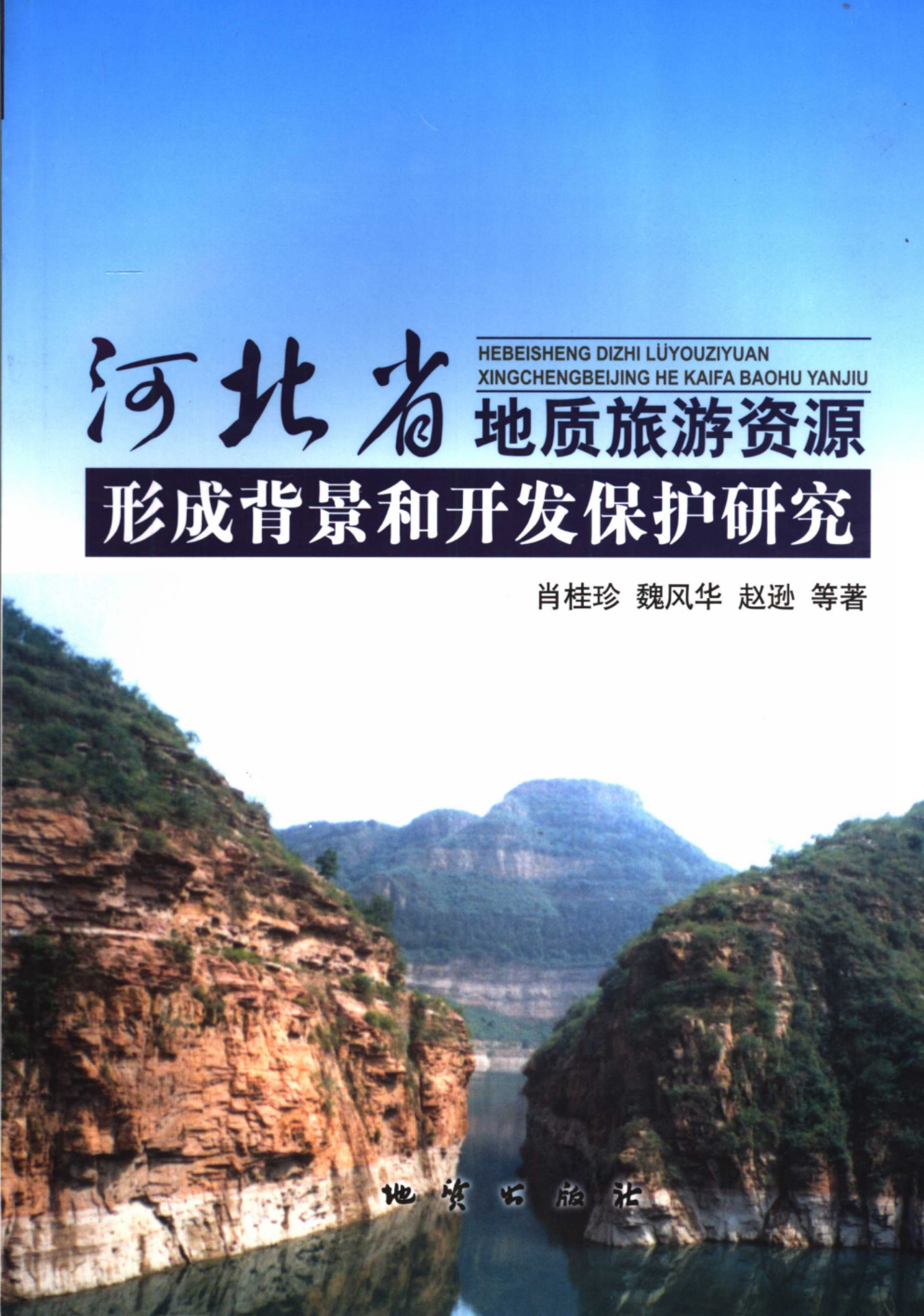




河北省地质旅游资源 形成背景 and 开发保护研究

HEBEISHENG DIZHI LUYOUZIYUAN
XINGCHENGBEIJING HE KAIFA BAOHU YANJIU

肖桂珍 魏风华 赵逊 等著

地质出版社

STUDY ON THE FORMATION, CONSERVATION AND DEVELOPMENT OF GEOTOURISM RESOURCES, HEBEI PROVINCE

Xiao Guizhen Wei Fenghua Zhao Xun and others



GEOLOGICAL PUBLISHING HOUSE
BEIJING

ISBN 978-7-116-05322-9



9 787116 053229 >

定价: 35.00 元

河北省地质旅游资源形成 背景 and 开发保护研究

肖桂珍 魏风华 赵 逊 吴珍汉
刘德才 谭志敏 都建国 吴中海
赵 汀 马寅生 高林志 赵希涛
杜子章

著

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

内 容 提 要

本书系统地阐述了河北省地质旅游资源的形成背景：区域构造演化，区域地层与岩相古地理、岩浆活动、构造运动、第四系地质与地貌演化；对地质遗迹进行系统分类，叙述了河北省地质遗迹与旅游地质资源的电子地图建设情况。书后附有河北省地质遗迹名录等相关资料。

图书在版编目 (CIP) 数据

河北省地质旅游资源形成背景和开发保护研究/肖桂珍等著. —北京：地质出版社，2007. 6
ISBN 978 - 7 - 116 - 05322 - 9

I. 河… II. 肖… III. ①旅游资源 - 地质 - 资源开发 - 研究 - 河北省②旅游资源 - 地质 - 资源保护 - 研究 - 河北省 IV. F592. 722

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2007) 第 075766 号

责任编辑：祁向雷

责任校对：郑淑艳

出版发行：地质出版社

社址邮编：北京海淀区学院路 31 号，100083

电 话：(010) 82324508 (邮购部)；(010) 82324577 (编辑室)

网 址：<http://www.gph.com.cn>

电子邮箱：zbs@gph.com.cn

传 真：(010) 82310759

印 刷：北京地大彩印厂

开 本：787mm × 1092mm^{1/16}

印 张：13.5

字 数：320 千字

印 数：1—1200 册

版 次：2007 年 6 月北京第 1 版·第 1 次印刷

定 价：35.00 元

书 号：ISBN 978 - 7 - 116 - 05322 - 9

(如对本书有建议或意见，敬请致电本社；如本书有印装问题，本社负责调换)

前 言

河北省东临渤海，环抱京津，是我国经济迅速崛起的地区。工业发展一日千里，农业持续腾飞，交通四通八达，三产各业兴旺，为旅游业，特别是科学旅游、知识旅游、生态旅游、环保旅游等，提供了前所未有的发展空间。

作为中华文明发祥地之一，厚重的历史积淀吸引着众多的国内外游客，兼之 35 亿年地质演化历史，为我们留下了丰富的地质遗产，更为河北省旅游资源增色。20 世纪后半叶，随着全球自然遗产保护活动日益深入人心，地质遗产的科学保护和合理利用也提上了议事日程。本区在科学发展观指引下，政通人和，开展了大规模新农村建设，实现了社会和谐。以地质遗产保护开发为基础的地质公园创建和地学旅游的发展，在本区崭露头角，为科学知识的普及和地方经济的可持续发展注入了新的活力。

河北国土资源厅审时度势，未雨绸缪，提前为即将兴起的知识旅游大潮部署准备工作，于 2002 年即下达了“河北省地质遗迹保护与地质旅游资源综合调查规划项目”，河北省国土资源厅地质环境处与河北环地资源环境研究所经过两年的野外调查，取得了丰富的第一手资料；又与中国地质科学院和中国科学院有关专家合作，联合开展了进一步深入研究，对河北省地学旅游资源的分区和类型划分、地质景观成因及形成地质背景等进行了详细分析，共同完成了《河北省地质旅游资源形成背景和开发保护研究》一书，这将对本区地质遗迹保护与地学旅游的开展、为地质公园的建立和建设提供更加扎实的地质科学基础。

愿此书的出版能为河北的旅游业发展有所助益。

目 次

前 言

第一章 区域构造演化	(1)
第一节 构造地貌特点与区域构造背景	(1)
第二节 太古宙—古元古代克拉通基底与构造演化	(5)
第三节 中新元古代拗拉槽及古生代沉积盖层的构造演化	(8)
第四节 中生代陆内造山作用与构造演化	(13)
第五节 新生代盆—山构造地貌演化	(20)
第二章 区域地层与岩相古地理	(26)
第一节 区域地层研究历史	(26)
第二节 地层系统与古地理环境	(30)
第三节 太行山岩石地层的地貌景观	(42)
第三章 岩浆活动与成景作用	(47)
第一节 区域岩浆活动历史与岩石化学成分变化规律	(47)
第二节 中新生代火山喷发及发生时代	(50)
第三节 中生代侵入岩的隆升剥蚀过程	(54)
第四节 岩浆岩的成景作用及控制因素	(61)
第四章 构造运动与构造变形	(68)
第一节 构造分区和构造单元	(68)
第二节 不整合界面与构造运动	(71)
第三节 主要分界断裂	(75)
第四节 不同时期构造变形特征	(77)
第五节 新生代构造运动规律	(82)
图版及说明	(87)
第五章 第四纪地质与地貌演化及成景作用	(88)
第一节 晚新生代地质概况	(88)
第二节 河北及邻区第四纪地层	(91)
第三节 第四纪地层时代与环境演化	(110)
第四节 山地层状地貌变迁与河流演化	(122)
第五节 岩溶作用与成景地貌	(137)
第六章 河北省地质遗迹分类	(142)
第一节 河北省自然地理环境与旅游区位系统	(142)
第二节 前寒武纪岩石地层景观类型	(153)
第三节 古生代与中生代岩石地层景观类型	(159)

第四节	新生代岩石地层景观类型	(166)
第五节	地质遗迹的保护与开发	(170)
第六节	结论和认识	(172)
第七章	河北省地质遗迹与旅游地质资源电子地图系统建设	(174)
第一节	系统简介	(174)
第二节	主要研究内容	(175)
第三节	国内外研究动态	(176)
第四节	引用标准	(177)
第五节	术语定义	(177)
第六节	系统架构	(178)
第七节	系统详细功能设计	(179)
第八节	河北地质遗迹系统 WEBGIS 人机界面设计	(182)
第九节	数据库结构设计	(182)
附表		(184)
附表 1	河北省人文古迹旅游资源一览表	(184)
附表 2	河北省地质遗迹保护规划一览表	(188)
附表 3	河北省已建地质遗迹保护区地质遗迹保护现状一览表	(197)
附表 4	河北省地质公园地质遗迹与地质旅游资源重点保护现状一览表	(198)
附表 5	河北省 2006 ~ 2010 年地质遗迹与地质旅游资源重点保护目录一览表 ...	(200)
附表 6	河北省 2011 ~ 2020 年地质遗迹与地质旅游资源重点保护目录一览表 ...	(201)
附表 7	河北省红色旅游区划及重点红色旅游景区一览表	(204)
参考文献		(205)

第一章 区域构造演化

位于北京西侧和北侧的太行山与燕山，地处欧亚大陆重要构造部位，出露中国最古老的陆壳，发育厚达万米的中新元古代沉积地层、典型的陆内造山作用、复杂的地质构造现象及丰富的矿产资源。作为中国地质科学的摇篮地区和对外学术交流的窗口（Cui Shengqin et al., 1996），燕山和太行山具有近百年的地质研究历史，建有国内外知名的野外地质教学和实习基地，不仅是大陆动力学研究的热点地区，而且是享誉海内外的地质旅游胜地。

第一节 构造地貌特点与区域构造背景

1. 燕山与太行山的构造地貌特点

太行山与燕山山脉位于中国中部、东部和北部构造地貌区的过渡地带，处于第二地貌梯度带即北北东向雪峰山—太行山—大兴安岭山脉带与近东西向天山—阴山—燕山山脉带的交叉复合部位，燕山山脉总体呈近东西走向，太行山总体呈北东走向（图1-1）。燕山山脉西南与太行山斜接复合，西与阴山山脉相连，东为下辽河盆地，南与华北平原相毗邻，北与大兴安岭、松辽盆地相邻。太行山是鄂尔多斯与华北平原的重要分界线（图1-1）。

燕山西部海拔较高，发育大量海拔2000~3000 m的高山（图1-2），如云雾山（2047 m）、大海坨山（2200 m）、小五台山（2882 m），燕山西南缘的五台山海拔3058 m、荷叶顶2784 m、关帝山2831 m。燕山西北部张北地区海拔较高，被称为坝上高原，但地势相对较为平缓，地势起伏较小；燕山西南部与太行山相连，海拔高，地势起伏大，分布有大量高山与中高山；中部与东部以中低山为主，仅有燕山中段的雾灵山达到2116 m，其他绝大部分山为1000~1500 m；燕山东部、南部与平原呈渐变过渡关系，山体以低山为主（图1-2）。

燕山山脉第一级夷平面高度2000~2300 m，由大海坨山、雾灵山等高山峰顶面构成；第二级夷平面为1600~1800 m，由百花山、云雾山等中高山顶面构成；第三级夷平面1300~1500 m，广泛分布于张北坝上高原；第四纪夷平面在燕山北部分布高度1100~1200 m，在燕山南部与辽西山地分布于800~900 m，上覆三趾马红土层（吴珍汉等，2001）。太行山发育自西向东高度梯级下降的4级夷平面，太行山北段四级夷平面海拔分别为1500~1700 m、1100~1200 m、800~1000 m与500~600 m。五台山与小五台山保存有3000~3060 m、2700~2900 m、2300~2400 m、1800~1900 m与1500~1600 m的5级夷平面和剥夷面，由不同高度的山顶面构成，同级夷平面高度具有自西向东逐步降低趋势（吴珍汉等，2001）。在燕山西北部张北地区，发育玄武岩台地，即汉诺坝玄武岩，平均海拔达1500 m。

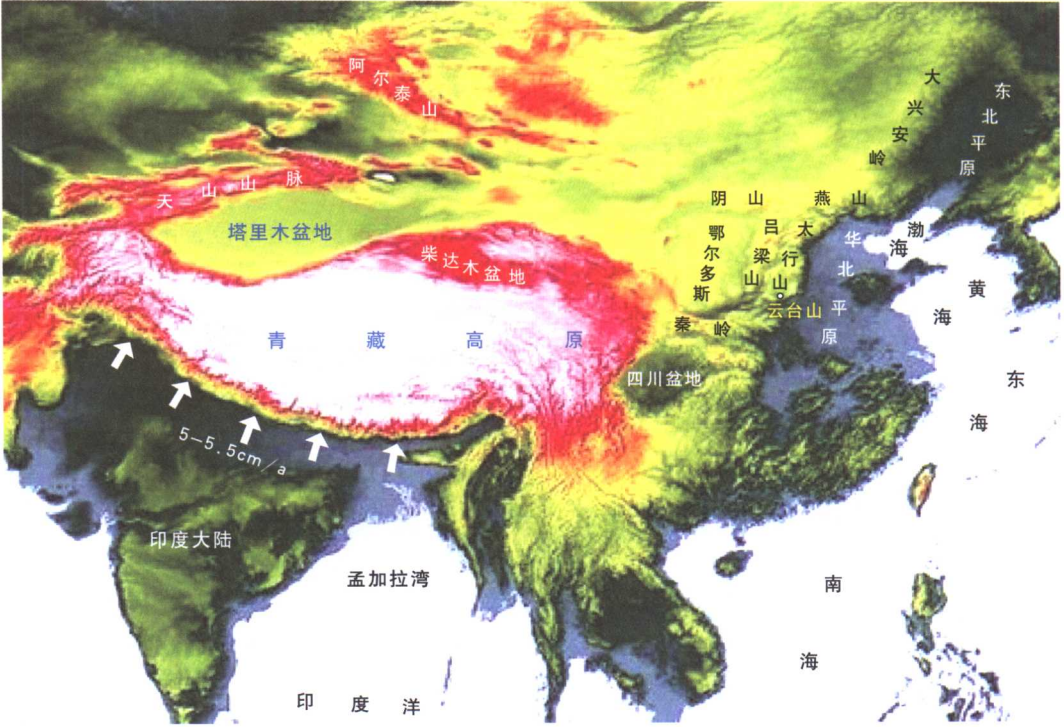


图 1-1 太行山与燕山地理位置图

在燕山西南部和太行山中部及太行山西南侧，发育数个规模不等的裂陷盆地，如延庆盆地、怀来盆地、涿鹿盆地、蔚县盆地与大同盆地、太原盆地、临汾盆地、渭河盆地等，构成次级盆—山构造—地貌单元，形成山西地堑系（马杏垣等，1989）或汾渭裂谷系（崔盛芹等，1990）。现今地貌明显受东北—北北东向、北西向与近东西向张性—张扭性断裂所控制，大部分中山与高山均为断块山，如浑源跑马梁山地两侧均为盆地，盆—山之间以正断层为界，阳原大凹山—灰窑口山地，山顶面因受正断层切割而呈现梯次降低趋势；怀来大古城—青白口一带，发育典型的断块山，山体两侧均发育活动正断层；延庆盆地与其南北侧两侧山脉八达岭、海坨山之间，发育区域性张性—张扭性活动断裂，构成典型的盆—山构造—地貌（吴珍汉等，2001）。

在燕山山地和太行山脉，发育很多长度不等的河流与密集的季节性河谷。重要水系包括太行山北段桑干河、燕山西段永定河、燕山中部的滦河、燕山东段的老哈河与大凌河。燕山山地大部分河流都向东、向南流向华北盆地、渤海湾盆地与下辽河盆地，仅老哈河向东北方向流入松辽盆地，汇入辽河；太行山主要河流都自西向东流入华北平原。尽管河流发源地、走向、路径不尽相同，但燕山山脉和太行山的绝大部分河流最终都流入渤海（图 1-2）。各主要河流均发育多级不同类型的河流阶地，部分河流阶地可进行区域性对比，为定量分析燕山几邻区晚新生代构造活动性提供了重要依据。

2. 燕山与太行山的区域构造背景

在地质构造方面，燕山、太行山分别位于中朝克拉通北部和中部，是华北克拉通的太

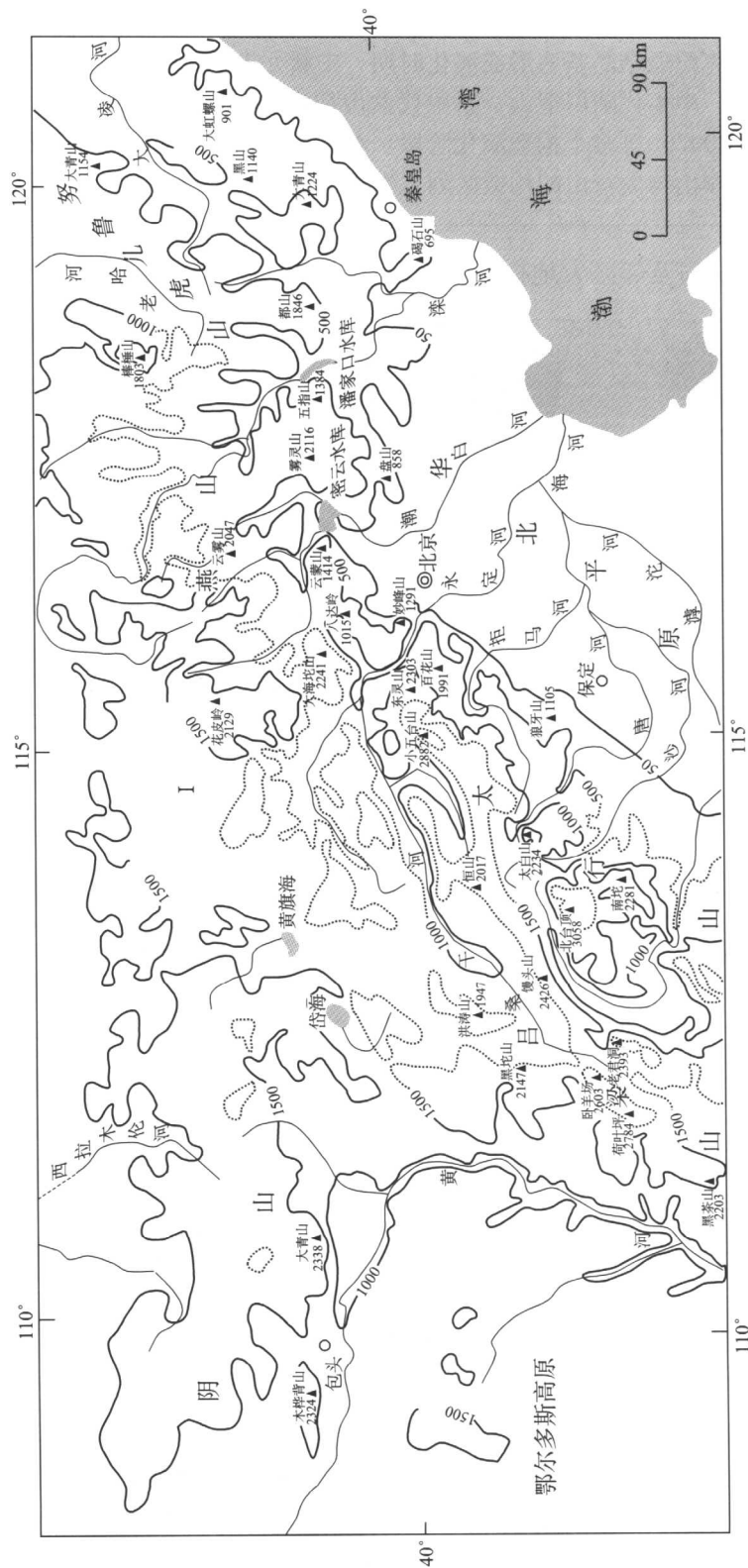


图 1-2 燕山—太行山北段地势等高线 (m) 与水系分布图

古宙古陆核出露区（图 1-3）；具有 34 亿年的岩石记录和漫长的地质发展历史，经历了太古宙—古元古代克拉通结晶基底形成演化时期、中新元古代坳拉槽发展阶段、古生代克拉通盖层形成时期、中生代陆内造山、新生代盆地构造地貌演化时期（吴珍汉等，1998，2001；崔盛芹等，2002）等多个构造演化阶段。在不同的地质历史时期，由于全球构造格局发生重大变化，燕山与太行山的构造区划也发生了相应的变化。

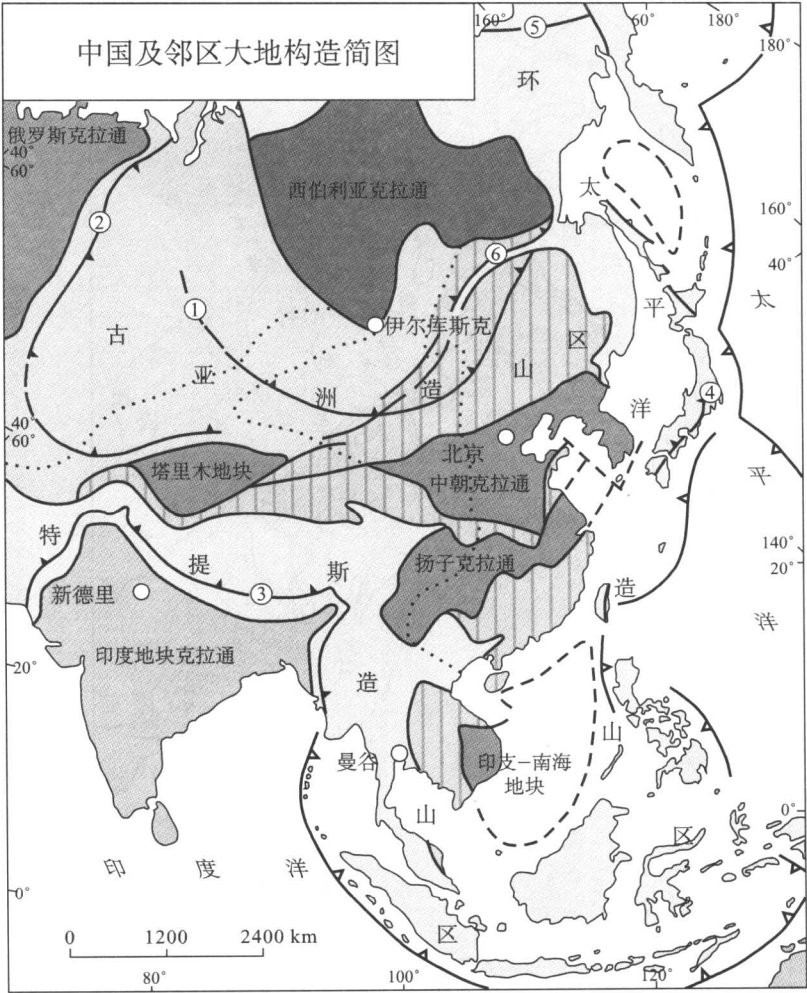


图 1-3 中国大地构造分区简图
(据任纪舜等，1999)

- ① 斋桑—佐伦—呼玛缝合带；② 乌拉尔—南天山缝合带；③ 印度河—雅鲁藏布江缝合带；
④ 日本古太平洋缝合带；⑤ 阿纽伊缝合带；⑥ 蒙古—鄂霍次克缝合带

古生代，太行山位于华北大陆板块中部，燕山地区位于华北大陆板块北部，向北依次为古亚洲洋和西伯利亚板块。二叠纪随着古亚洲洋的俯冲、消减、闭合，在华北板块和西伯利亚板块之间形成古亚洲造山区；三叠纪，华南板块与华北板块拼合，形成大别—苏鲁超高压变质带和秦岭造山带（图 1-3）。至中生代早期，西伯利亚陆块、古亚洲造山区、

华北陆块、秦岭造山带、华南陆块已经拼合成一个整体,成为欧亚大陆板块的重要组成部分。中生代中晚期和新生代,Izanagi 古大洋板块与太平洋板块相继发生西向俯冲,在太平洋西侧发育俯冲造山作用,形成典型的沟—弧—盆体系和太平洋造山区(图 1-1、1-2);在欧亚大陆板块东部也发生了强烈挤压作用和构造变形,在燕山、秦岭、南岭等地区形成典型的中生代陆内造山带和颇具特色的新生代陆内盆山构造地貌。

太行山与燕山地区晚新生代断陷盆地的演化主要受盆地边缘断层所控制,这些断层不仅控制了盆内新生代沉积发育和出露情况,而且控制着山地夷平面高程展布与山前地貌的形成演化(吴珍汉等,2001)。延庆盆地主要受西北缘的狼山—张山营—黄柏寺断裂所控制,靠近盆缘断裂的盆地西北部为盆地裂陷中心,上新世沉积了厚达 1100 m 的河湖相砾岩、砂岩与泥岩层,第四纪沉积了厚达 800 m 的河湖相砂砾岩系;延庆盆地的快速裂陷与其周缘八达岭等山脉的快速隆升呈良好的反镜像对应关系(Willis, 1907; 潘保田等, 1994)。怀来—涿鹿盆地受下花园、老君山、黄土窑与黑山寺等断裂所控制;南部为涿鹿断陷中心,沉积了厚 1000 m 的上新统与 500 m 的第四系,沉积物以陆内河湖相泥岩、砂岩、砾岩及其互层为主;北部为怀来断陷中心,自中更新世以来沉积了近 200 m 的泥砂层。

第二节 太古宙—古元古代克拉通基底与构造演化

太古宙—古元古代,是华北克拉通结晶基底的形成时期,发生了多期强烈的地壳运动,如迁西运动、阜平运动、五台运动、吕梁运动等(表 1-1),伴有多期不同方向的构造变形与区域中、深变质作用及火山喷发与岩浆侵入等热事件。

一、迁西运动

迁西期地壳运动由于受到后期多次地壳运动的改造与晚期构造—热事件的叠加,因此,野外难以准确地鉴别出其对应的角度不整合,但在相关构造—热事件年龄的统计分布图上,仍有明显显示(图 1-4)。根据现有年代学资料,迁西运动发生于 2900~3000 Ma,对华北地块范围内的冀东、辽西、辽东、吉林、五台、集宁、胶东等很多地区均有不同程度的影响(表 1-1)。迁西运动使冀东迁西群、冀北密云群、内蒙古集宁群、山西桑干群、辽东下鞍山群、辽西建平群下部、吉林龙岗群及山东泰山群、胶东群下部等杂岩系发生麻粒岩相—高角闪岩相区域变质作用和复杂的塑性流变,伴有紫苏花岗岩、花岗岩与基性—超基性岩浆侵入作用,形成冀东迁西渔户寨、太平寨、上营等地的紫苏花岗岩、迁安的军屯山片麻状花岗岩(2960 Ma)与辽东的弓长岭花岗岩(2900~3000 Ma)等岩体(伍家善等,1998)。

二、阜平运动

阜平运动发生于 2400~2600 Ma(图 1-4),构造热事件峰值年龄为 2500 Ma,是华北地台早前寒武纪最强烈的地壳运动之一,导致了山西五台山区阜平群、龙泉关群与上覆五台群之间的角度不整合接触关系(表 1-1),使冀北单塔子群、内蒙古乌拉山群、山西阜平群、辽东上鞍山群、辽西中上建平群、山东胶东群中上部及吉林夹皮沟群发生角闪

表 1-1 华北地台变质基底岩系划分与对比一览表

地 区 代	燕山	阴山	辽东	吉南	胶东	嵩东	中条山	吕梁山	太行山	五台山	构造运动、 构造幕	构造阶段
中 新 元 古 界	长城系 ooo	渣尔泰群 ooo	细河群 ooo	细河群 ooo	蓬莱群 ooo	五佛山群 ooo	西阳河群 ooo	汉高山群 ooo	长城系 ooo	长城系 ooo	(2)——吕梁运动 (第2幕)——1800Ma——	
	榆树砬子群	二道凹群	老岭群	老岭群	芝罘群	嵩山群	担山石群	黑茶山群	东焦山群	郭家寨亚群	(1)——(第1幕)	吕梁期
	朱杖子群 (青龙河群)	辽河群	集安群	集安群	粉子山群		中条群	野鸡山群 岚河群	甘陶河群	东治亚群 (青石村上升)	(3)——五台运动 (第3幕)——2500 Ma——	
新 太 古 界	双山子群	色尔腾山群			?		绛县群	吕梁山群	五台山群	高凡亚群 (探马石幕)	(2)——(第2幕)	五台期
										台怀亚群 (甘泉幕)	(1)——(第1幕)	台期
										石嘴亚群 (阜平运动)	(2)——阜平运动 (第2幕)——2600 Ma——	
中 古 太 古 界	单塔子群	乌拉山群	鞍山群	夹皮沟群	胶东群	登封群	涞水杂岩	界河口群	阜平群	上亚群 (铁堡运动)	(1)——(第1幕)	阜平期
	迁西群	集宁群	下亚群	龙岗群						中亚群 下亚群	迁西运动 (铁架山运动)	2900 Ma—— 迁西期

ooo 同造山磨拉石建造，ooo 后造山磨拉石或粗碎屑岩。

(据崔盛芹等，2000)

岩相为主的区域变质作用，伴有强烈的片麻岩穹状隆起、固态塑性流变、韧性剪切变形与广泛的片麻理、片理化等构造变形及强烈的混合岩化与岩浆侵入作用，形成迁安、迁西、鞍山、清源、海城等地区的卵形构造（穹隆构造）与山海关—绥中混合花岗岩带（2403~2475 Ma）、辽东齐大山花岗岩（2400 Ma）、乌拉山花岗岩（2370~2470 Ma）等岩体及冀东、冀北、辽北、胶东、五台、吉南、夹皮沟、乌拉山等地区的花岗岩—绿岩带（伍家善等，1998）。

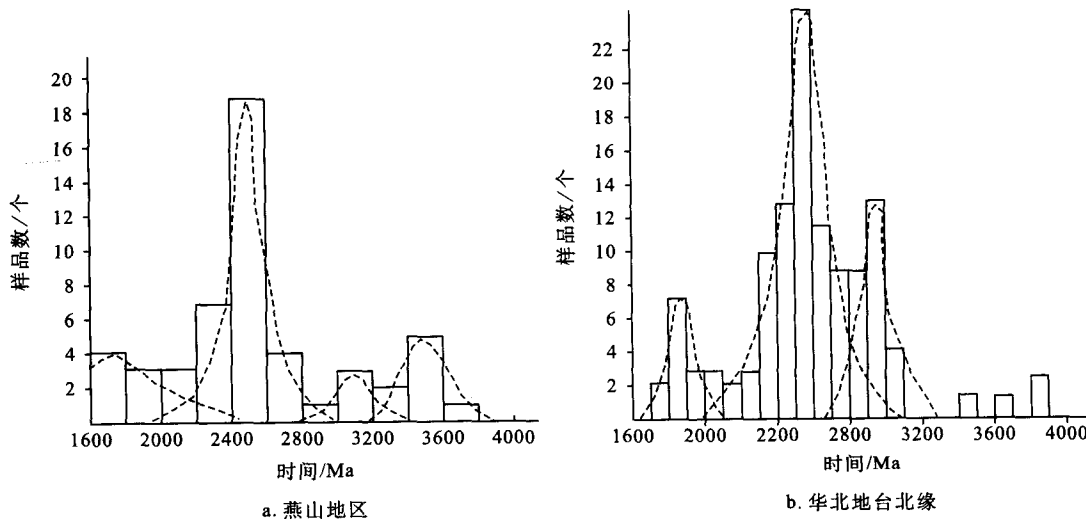


图 1-4 华北地台克拉通基底形成时期构造—热事件年龄统计分布图
(据崔盛芹等，2000；图中统计资料包括变质岩与侵入岩的 Rb-Sr 等时线年龄、Sm-Nb 等时线年龄、锆石 U-Pb 法年龄与³⁹Ar-⁴⁰Ar 法年龄)

三、五台运动

五台运动近似对应于冀东地区的双山子运动，发生于 2200~2000 Ma，导致五台山群与上覆滹沱群之间的角度不整合接触，使五台群、双山子群、红旗营子群、色尔腾山群、下辽河群与集安群等发生广泛的高绿片岩相-角闪岩相区域变质作用，伴有韧性剪切、紧闭褶皱与片理化等构造变形及强烈的岩浆侵入作用，形成了大量韧性剪切带与多种类型的褶皱构造及都山花岗岩（2000 Ma）、张家沟辉绿玢岩（2265 Ma）等岩浆侵入体；在内蒙古西部与五台山等地区，形成了一些花岗岩—绿岩带（伍家善等，1998）。尽管如此，五台运动没有形成构造热事件峰值（图 1-4）。

四、吕梁运动

吕梁运动发生于 1800~1900 Ma，是华北地台早前寒武纪的另一次最重要的地壳运动（J. S. Lee, 1939；任纪舜等，1981；孙殿卿、崔盛芹，1980），在冀东朱杖子—双山子、五台山、太行山、吉南、胶东等地区形成区域性褶皱幕，使朱杖子群、滹沱群、粉子山群、上辽河群、甘陶河群、二道洼群、老爷岭群发生强烈的构造变形形成绿片岩相—低角

闪岩相区域变质作用,形成了紧闭同斜褶皱、倒转褶皱、韧性剪切带与广泛分布的片理—劈理化带,伴有四子王旗花岗岩、兰营花岗岩(1790 Ma)、半壁山花岗斑岩(1757 Ma)等花岗质岩浆侵入作用,形成了朱杖子花岗岩—绿岩带。在同位素年龄统计分布图上,吕梁运动构造热事件峰值虽有显示但不太明显(图1-4);然而,这一期构造运动在地质历史时期十分重要,华北地台统一的结晶基底也最终形成于吕梁期(伍家善等,1998)。

在华北地台大部分构造单元,各期地壳运动与构造变形、岩浆—变质热事件的发育强度不尽相同;不同时期的地壳运动与构造—热事件相互叠加、改造,形成颇为复杂的区域构造格局。但在太行山西南部,长期缺乏太古代和古元古代变质基底岩石的相关地质资料。近期在云台山地质公园进行地质背景研究时,首次在太行山西南发现早太古代古老陆壳,经锆石离子探针测年,云台山地区出露结晶基底岩石的最老年龄为3400 Ma,变质岩大部分变质成因锆石的离子探针年龄为2400~2500 Ma(赵逊等,2005)。说明太行山西南部地区在太古宙—古元古代也虽然经历了复杂的地壳运动与多期构造—热事件的改造,但以2400~2500 Ma的五台运动最为强烈,导致中下地壳岩石发生强烈的构造变形,形成不同类型的片麻岩,包括黑云母片麻岩、长英质片麻岩、黑云斜长片麻岩。

第三节 中新元古代拗拉槽及古生代沉积盖层的构造演化

一、中新元古代拗拉槽及构造演化

吕梁运动之后,华北克拉通进入相对稳定的沉积盖层发育时期,直到古生代末。其间,地壳运动以地块升降运动(造陆运动)为主,形成多期沉积间断与区域性平行不整合接触(崔盛芹等,2002)。中元古代(1800~1000 Ma),华北地台大部分地区处于陆内深湖—滨浅海环境,发育较强烈的裂谷作用、海底火山喷发与同沉积断裂活动,部分地区发育区域性浅变质作用,还有部分地区长期处于隆起剥蚀环境。但中元古代华北地台的地壳裂陷没有发展演化成古大洋环境,仅形成比较典型的古拗拉槽。新元古代,华北地台转变为稳定的滨浅海沉积环境(1000~800 Ma)和稳定的风化剥蚀环境(800~600 Ma)(崔盛芹等,2000)。

中元古代(1800~1000 Ma),华北地块地壳差异运动仍比较强烈,总体处于拗拉槽(拗拉谷、古裂谷)演化阶段(崔盛芹等,2000),形成若干裂陷中心(图1-5);其中,阴山与燕山拗拉槽呈近东西向,发育长城群和蓟县群近万米的巨厚滨浅海相碎屑岩—碳酸盐岩—泥质岩建造(图1-5)。

长城群地层单元自下而上依次为常州沟组砂砾岩、串岭沟组页岩、大红峪组石英岩夹砂岩、高于庄组白云岩和燧石条带灰岩,蓟县群地层单元自下而上依次为杨庄组紫色页岩、雾迷山组白云岩和白云质灰岩、洪水庄组砂页岩、铁岭组灰岩夹页岩。中元古代早期,局部发育比较强烈的海底火山喷发,如燕山地区大红峪组夹有多层海底中基性火山岩,在铁岭地区尚发育中元古代枕状熔岩。长城群高于庄组与蓟县群雾迷山组沉积期间,古浅海环境曾发育茂盛的早期藻类和蠕虫生物,形成厚度巨大的叠层石灰岩,局部形成叠层石岛礁。

中元古代以大同一沽源断裂与郯庐断裂为界,华北拗拉槽系自西向东分为三段,即西

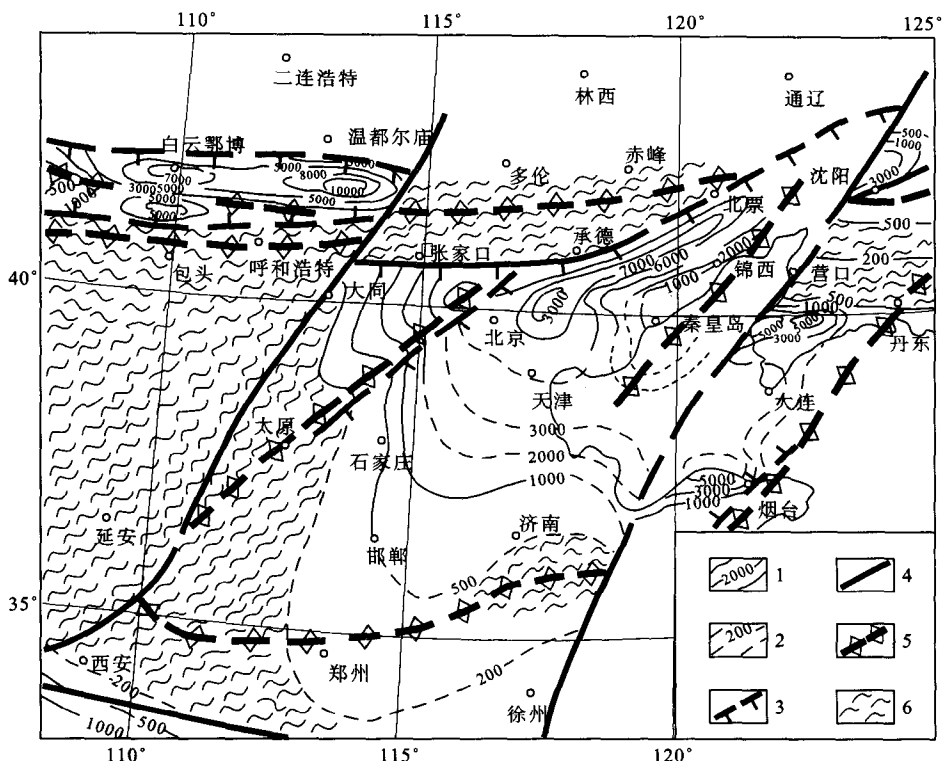


图 1-5 华北地台中新元古代古构造图

(据崔盛芹等, 2000 修改)

- 1—中新元古代地层等厚线 (m); 2—第四纪覆盖区隐伏的中新元古代地层等厚线 (m); 3—同沉积古断裂;
4—晚期 (中新代) 断裂; 5—古隆起轴; 6—太古宙—古元古代变质岩剥蚀区

段的狼山—白云鄂博坳拉槽、中段燕山—辽西坳拉槽及东段的泛河坳拉槽。这些坳拉槽均发育于古克拉通基础之上, 地层与沉积作用有一定的可对比性, 但在各自发育时期与空间上坳拉槽展布特点与建造类型都存在一定的差异性, 反映了华北地台中元古代裂谷作用时空不均匀性特征。

西段阴山坳拉槽系包括狼山—白云鄂博与渣尔泰坳拉槽, 呈东西向线性展布, 长大于 500 km, 宽约 100 km, 两侧均受近东西向同沉积断裂所控制 (图 1-5)。该坳拉槽形成时代可能较燕辽坳拉槽系早。北部的白云鄂博坳拉槽沉积厚达 9000 m 的白云鄂博群含铁—稀土沉积建造, 夹有尖山组碳酸岩—中基性火岩系; 而南部的渣尔泰坳拉槽沉积了厚达 3200 m 的渣尔泰群含铁碳酸盐岩—碎屑岩建造、书记沟组夹有偏碱性中基性火山岩。二者的沉积环境以滨浅海相为主, 一些地段具半深海古环境, 形成多个碎屑岩—碳酸盐岩—泥质岩沉积旋回。渣尔泰群与白云鄂博群形成之后, 经历了一次较强烈的地壳运动 (渣尔泰运动, 1400 Ma), 使白云鄂博群与渣尔泰群发生绿片岩相浅变质作用和褶皱变形、韧性剪切变形。1400 Ma 后, 形成什那干群滨浅海相碎屑岩—碳酸盐岩—泥质岩系, 其厚度较小, 未变质, 呈角度不整合覆于坳拉槽阶段地层之上, 属典型的稳定盖层沉积 (崔

盛芹等, 2000)。

中段燕辽拗拉槽总体上呈北东东向展布, 明显受张家口—承德—北票同沉积断裂所控制, 中新元古代沉积地层厚达万米 (崔盛芹等, 2002); 其裂陷中心在蓟县—朝阳一带, 北部沉积厚, 向南向西沉积厚度具有逐步变薄的趋势 (图 1-5)。沉积地层自下而上依次为长城群、蓟县群, 属一套滨浅海相沉积建造, 在中元古代早期形成大红峪组偏碱质中基性海底火山岩系。该裂陷中心四周被隆起带所包围, 它们大部分为水下隆起。裂陷作用始于 1800 Ma, 其间发育多次上升运动; 如 1400 Ma 发生的滦县运动, 造成蓟县群与长城群之间的沉积间断与平行不整合; 1000 Ma 发生的芹峪运动, 造成青白口群与蓟县群之间的沉积间断与平行不整合。新元古代下马岭组沉积之后, 景儿峪组海绿石英砂岩建造的广泛超覆, 标志着本区开始转入稳定的克拉通盖层发育阶段。

东部泛河拗拉槽分布于郑庐断裂以东地区 (图 1-5), 其裂陷作用的开始时代较燕辽拗拉槽晚, 缺失长城纪常州沟期、串岭沟期与团山子期沉积, 裂陷沉积作用自长城纪大红峪期开始。裂谷期形成的长城群大红峪组、高于庄组、蓟县群为一套碎屑岩—碳酸盐岩系, 其沉积特征、地层时代与燕山拗拉槽有很大的一致性, 也存在一定差异性, 如泛河拗拉槽雾迷山期发育枕状中基性熔岩, 反映这一时期的活动性较大。泛河拗拉槽结束时代为中元古代末, 燕辽运动 (1000 Ma) 之后形成殷屯组粗碎屑岩, 其岩性特点类似于后造山期磨拉石建造 (崔盛芹等, 2000)。

胶东地区、辽东南部、吉南地区、鄂尔多斯与太行山地区, 在中元古代 (1800 ~ 1000 Ma) 一直处于隆起剥蚀状态 (图 1-5)。经过新元古代初期燕辽运动之后, 大连—复县地区形成了永宁群的磨拉石建造及细河群、五行山群与金县群的克拉通盖层; 吉南浑江地区形成了白房子组磨拉石建造及细河群与浑江群的盖层沉积物。上述各期沉积建造具有良好相似性, 均以较稳定的滨浅海相沉积建造为主, 发育碎屑岩—碳酸盐—泥质岩沉积旋回。这套地层受中生代早期地壳运动的影响, 局部发生了区域性浅变质作用, 如旅大地区的细河群、胶东蓬莱群 (崔盛芹等, 2000)。

新元古代晚期 (1000 ~ 800 Ma), 华北地台构造活动性进一步减小, 裂谷作用不显著, 地壳构造运动微弱, 大部分处于稳定的滨浅海相沉积环境, 形成青白口群碎屑岩沉积建造, 包括早期下马岭组页岩和晚期景儿峪组砂岩, 期间发生了多次海平面升降事件。自 800 Ma 开始, 华北地台海陆逐步退缩, 变成稳定陆相环境, 广泛发育风化剥蚀作用, 形成较长时期的沉积间断与区域性平行不整合; 但没有发生激烈的区域性构造变形与岩浆热事件 (崔盛芹等, 2000)。

中新元古代拗拉槽发育时期, 太行山处于燕辽拗拉槽的西缘, 形成太行山古隆起 (图 1-5)。在中新元古代 (1800 ~ 600 Ma), 太行山除东部部分地区发育厚度不大、层位不全的碳酸盐岩—碎屑岩沉积外, 中部和西部大部分地区长期处于隆起剥蚀状态, 缺失中新元古代沉积, 至寒武纪才发生广泛海侵, 形成寒武系与太古宙—古元古代变质岩之间的角度不整合接触关系, 在部分不整合面发育底砾岩 (崔盛芹等, 2000, 2002)。

二、古生代稳定盖层沉积及构造演化

包括太行山与燕山在内的华北地台, 古生代进入稳定的克拉通盖层发育阶段, 早古生代早期 (寒武纪—中奥陶世) 发育宽阔的稳定浅海沉积环境, 形成岩相比较均匀的寒武