中国

中新生代沉积盆地

朱夏　徐旺　主编

石油工业出版社

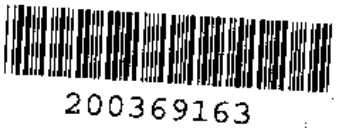
070479

中国中新生代沉积盆地

朱 夏　徐 旺　主编







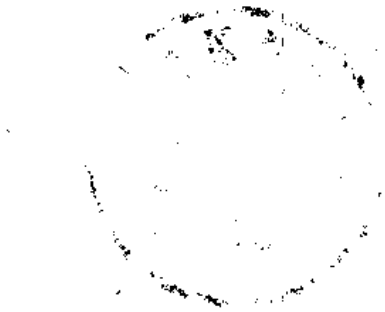


石 油 工 业 出 版 社

内 容 提 要

本书是关于中国中新生代盆地构造和演化的一部文集，共收入论文21篇。其内容不仅涉及陆上含油气盆地，还首次系统地介绍了近海大陆架各盆地的成果，此外对中新生代煤盆地、我国东部的膏盐盆地和中新生代盆地的地质发育背景等都做了论述。这些论文都吸收了大量最新资料，从我国各沉积盆地实际地质条件出发，在大地构造、盆地演化、地球物理、沉积矿产等各方面从理论上阐述了各自的观点，朱夏教授对这些盆地形成机制的运动学关联提出了新的见解。由于各盆地研究程度不一，学术观点不同，作者从不同角度反映了对我国各种类型的中新生代盆地构造和演化的新认识。

本书可供石油地质、大地构造、地球物理、沉积矿产等部门的生产、科研、教学人员参考。



中国中新生代沉积盆地

朱 夏　徐 旺　主编

石油工业出版社出版
（北京安定门外安华里二区一号楼）
北京门头沟妙峰山印刷厂排版
北京顺义燕华营印刷厂印刷
新华书店北京发行所发行

787×1092毫米 16 开本20$^{1}/_{2}$印张 1 插页511千字　印1—2,500
1990年5月北京第1版1990年5月北京第1次印刷
ISBN 7-5021-0343-0/TE·333
登记证号：（京）082号
精装定价：8.60元

本书编委名单

主编：　朱夏　徐旺

编委：（按笔划为序）

田在艺　孙肇才　陈发景

陈焕疆　张渝昌　胡见义

序　言

我国沉积盆地的地质研究工作，三十余年来取得了很大的进展。资源勘探的大规模实践提供了丰富的素材，新的技术、方法与理论观点在许多专业学科中的结合运用，更有助于认识上的提高。目前，对这些在科学研究和经济方面都有重大意义的沉积盆地的地质研究，已进入了系统地探索现象与作用、形式与机制、运动与物质、历史与动力、局部与整体之间内在联系的新阶段。

这些年来，工作做得最多的是许多含油气的中新生代沉积盆地，包括陆上的准噶尔、塔里木、河西走廊、柴达木、二连、鄂尔多斯、四川、松辽、华北、河淮、江汉、苏北和海域的渤海湾、南黄海、东海、南海东部的珠江口、西部的北部湾、莺歌海等。本文集征集了有关这些盆地的论著。作者是对各个盆地有过多年研究并取得第一手经验的地质学家。他们综合了盆地的研究现状，阐述了各种地质要素，并对盆地整体的结构与历史演化抒发了各自的见解。此外，在中国的煤炭生产中，中新生代煤田占有一定的比重，李思田教授对这些煤田所在的盆地作了系统的说明。陈发景教授结合对江汉盆地的研究，广泛地论述了中国东部的膏盐沉积作用。陈焕疆教授就中国中新生代盆地的发育背景、朱夏教授对这些盆地形成机制的运动学关联，分别介绍了自己的观点。

由于盆地的研究程度不一，作者的学术观点有所异同，这些文章的内容与表达方式各有侧重，不拘一格，但都致力于从实际出发以求在理论认识上的深化。绚丽多彩的中新生代盆地是中国地质的重要特色。在这里，多年来生产的丰收同理论的繁荣是相辅相成的。显然，日新月异的勘探技术正在不断地更新已有的认识，而奔腾前进的国内外地质思潮更有待于通过争鸣在具体实践中接受检验，任何历史经验的总结与理论的概括都有其时代的局限性，但又都是为未来服务的。我们希望，这些论文的汇集，对今后中国沉积盆地的地质研究，起到开拓新视野、发展新观点，进入新境界作用。

本文集的编辑工作是在中国石油学会的关注与支持下进行的，在此谨向侯祥麟理事长和学会有关同志致以谢意。

主　编

1987年12月

目　录

中国中新生代沉积盆地构造发展述略……朱夏（1）
松辽盆地——一个克拉通内的复合型陆相沉积盆地……马力　杨继良　丁正言（7）
渤海湾盆地地质基础与油气富集……胡见义　徐树宝　童晓光　吴华元（24）
冀中盆地中新生代构造演化及其石油地质背景……吴华元　吴继龙（47）
辽河盆地构造特征与油气藏分布……葛泰生　陈义贤　熊崇钰（60）
二连盆地的构造特征与油气形成……费宝生　梁生正（75）
河淮盆地基本构造特征及其演化……韩景行　宋水安（91）
中国东部白垩纪—早第三纪含盐盆地……陈发景　戴世昭　潘国恩（100）
苏北—南黄海盆地的构造演化……张渝昌　卫自立　许蕨龄　陶瑞明　陈瑞庚（111）
四川盆地的形成和发展……王金琪　包茨　罗志立　郭正吾（129）
鄂尔多斯盆地——一个不稳定的克拉通内部叠合盆地的典型
……孙肇才　谢秋元　杨俊杰（148）
河西走廊地区构造特征与油气分布……徐旺　霍永禄　颜玉贵（169）
柴达木盆地形成机理及其对油气的控制……顾树松　狄恒恕（186）
准噶尔盆地的构造演化与油气聚集……彭希龄　张国俊（196）
塔里木盆地地质构造演化历史……田在艺　柴桂林　康玉柱（212）
东海地质构造特征及含油气性……周志武　赵金海　殷培龄（226）
东海盆地的沉积特征与油气资源……王善书　谢泰俊　郝服光（243）
珠江口盆地地质构造及演化特征
……龚再升　邱中建　金庆焕　王善书　孟济民（263）
南海北部大陆架西区新生代盆地石油地质条件……张启明　寇才修（287）
中国中新生代沉积盆地演化和煤聚积规律
……李思田　李祯　杨士恭　程守田（298）
中国不稳定克拉通和古生代盆地轮廓……陈焕疆　秦德余（309）

中国中新生代沉积盆地构造发展述略

朱 夏

（地质矿产部）

中国的沉积盆地曾经被区分为两个“世代”，本卷所论述的盆地属于后一世代。世代的划分不仅仅是由于盆地充填物在地质时代与沉积特征等方面的差别，而是更多地着重于盆地形成演化的构造体制的性质（朱夏，1965）。三叠纪晚期的印支运动一直被认为是中国地壳发展的关键，但构造事件的阶段性与构造作用的连续性总是相关的，中国构造格局的重大改变在二叠纪或甚至从晚石炭世以来即已发生。海西运动与印支运动往往难以区分，而二叠—三叠纪这一“中间阶段”对盆地发展的历史具有重要意义（朱夏，1983）。为了简便，一般地使用了“古生代盆地”与“中新生代盆地”的名称（包括本卷），但许多中新生代盆地的内涵包括了二叠系，而在另一些地方的大部分三叠系应属于“古生代盆地”的组成部分。

这一中间阶段大体上相当于Morel等（1981）所说的从潘基亚B转化为潘基亚A的时间段落。通过这一阶段，以前有着不同固结程度并曾非同期地发生过联合或分离的若干陆块终于彼此镶合，在不包括西藏与台湾在内的中国大部分地区形成一个统一而不匀一的大陆，以与相邻的特提斯与太平洋板块相对峙。自此以后冈瓦纳的解体反映为中国陆块的挤缩，构造变动与改组不仅发生在它的边缘，而且也发生在它的内部，特别是沿着早已存在的结合部分。二者对中新生代盆地的形成和演化都起着重要作用。本文将先讨论边缘部分的活动并进而述及大陆盆地的运动学整体。

笔者曾经指出，这一镶合的陆块有两条“锋线”，也就是西边的一条明显的“印支带”和东边的一条隐晦的、受到过强烈改造的有上古生界—下中生界沉积的构造带（朱夏，1979）。每条锋线可划分为若干段，在每一段的前陆，盆地以不同的方式形成。在“西线”的南和西南侧，曾经有三个大陆碎块相继地向北移动。羌塘块体是最终通过印支运动（晚三叠世至早侏罗世）同位于其北的联合体相聚合的（它的前缘是晚古生代的西昆仑与祁漫塔格）后者经历了从古生代克拉通—造山带体系列隆起山块—沉降陷落对应体的改组。羌塘与冈底斯块体之间的洋壳主要是在侏罗纪末期消减的，而冈底斯与喜马拉雅（印度）块体则在晚白垩世晚期与早第三纪早期发生接触，进一步的碰撞与地壳增厚则自始新世一直继续到晚第三纪●。所有这些相继发生的事件在位于这一锋线西段以北的各个盆地的发展历史中均有记录。准噶尔、塔里木、柴达木以及河西走廊盆地有大致相似的共同性发育趋势，如三叠—侏罗纪的盆缘（或“山前”）断陷；晚侏罗世的褶皱与逆掩作用；白

●Sengör（1987）提出“聚合位置跳跃”的看法，认为晚古生代的洋壳关闭使敛合位置从大高加索—天山体系转移到了古特提斯。古特提斯在早侏罗世的关闭引起了班公湖带洋壳的俯冲，后者在晚侏罗世至早白垩世的封闭又转而引起更南面在新特提斯内的俯冲。继续到现代，一个发展中的东西向敛合板块边缘正出现在印度次大陆以南的查各斯浅滩（Chagos Bank）到东九十度脊的北端一带。这一看法类似于作者（1983）指出的特提斯洋壳由北而南、此合彼开的“手风琴式”发展过程。——作者

垩纪的较大沉积范围；晚白垩世以来的导致沉积中心向西南转移的挠动；以及晚第三纪的巨厚磨拉石堆积等。虽然各个盆地在这一或另一方面各有其特殊性，例如准噶尔盆地的内陆沉积从二叠纪已经开始，从边缘指向盆内的逆掩作用在三叠纪已有活动；塔里木的中生代沉陷更多地局限于边部；侏罗纪以及早第三纪的山鹿沉积在走廊盆地发育不明显；晚第三纪的盐湖沉积作用在柴达木盆地占有优势等等，但从整体看，南边的羌塘、冈底斯与喜马拉雅块体之间的相继碰撞对这些盆地的远距离效应是可以肯定的。

西部锋线的中段突出地表现为三角形的松潘—甘孜体系。由于羌塘块体及其东北侧增生组合沿南折的金沙江接合带发生斜向俯冲，这一体系的二叠—三叠纪巨厚复理层在中晚三叠世时向扬子块体的西北边缘推进，形成龙门山推覆体。随着前陆的A式俯冲，四川盆地开始形成并在侏罗纪时达到了最大规模。早白垩世时盆地的明显缩小可能是来自西部和来自东部的挤压作用的共同影响。来自东部的挤压表现于湘西黔东古生界的逆掩与隆起，而在四川盆地东部涉及侏罗纪盆地沉积的“侏罗式”褶皱则可能曾获助于指向盆内的重力滑动作用。

在西部锋线的南段，三角形的”印支系”尖灭，云南中、西部沉积盆地的发育可能与康滇块体西侧南北走向平移活动的拉开作用有关。滇中盆地在侏罗纪时同四川盆地相联，但在白垩纪仍继续沉降。西部锋线的东支向东南延伸至红河与黑河的复式碰撞带（石炭纪—三叠纪）。更往东去，另一个有蛇绿岩套的印支带出现于广西的右江地带。它可能代表一个具有有限洋壳的弧后边缘海，因此可以设想在它以南，即在华南块与南海块之间曾经有过更重要的缝合线(朱夏，1982)。王鸿祯（1986）最近指出可能沿琼州海峡有过一个海西—印支地壳敛合消亡带。这里可能存在过一条特提斯与古大洋之间的最短的联通线，但已被南海块在中间阶段时期的向北移动所消灭。东南沿海地区广泛的岩浆作用与变质作用也许标志着沿这一敛合带的进一步推掩、压榨（Squeezing）或“地壳压缩”（朱夏，1983）。这种作用一直继续到白垩纪末，此后南海块开始解体并向南斥退。北部湾与珠江口盆地在早第三纪保持着拉张与断陷状态，以至渐新世时形成南海的洋壳❶。

东部或太平洋锋线的海西—印支构造历史尚不清楚。据报道，台湾中央山脉东部成对变质带的基底可能含有上古生界，八重山岛高压变质岩的原岩时代可能属三叠纪至古生代。使这些岩石变形与变质的俯冲作用发生在从侏罗纪至中白垩世的若干期次。虽然这些俯冲相对于大陆块体的当时的确切位置还不了解，但可以认为它们曾有助于陆块之间的挤榨。因此，从印支到早燕山运动这段时间内（“第一次变格”），中国东部的应力状态应以挤压为主。在华北与扬子块体之间的复杂的、非同时性的接合带内可见到多种推挤滑脱构造，并伴随有印支—燕山期花岗岩体。例如山东南部五莲青岛的向北推覆（吴继全，未刊），安徽北部大别山北缘的向北推掩，以及陕南鄂北东秦岭南部的向南的“褶皱滑脱带”（许志琴等，1986）。上述湘西黔东的逆掩带以及赣、皖、苏南、浙北的推覆作用，亦可

❶作者（1979）曾探讨过由于白垩纪末至早第三纪受印度块体进侵的影响，中国大陆的各个组成块体曾沿若干大断裂发生平移活动，导致中国东部一些断陷的形成。Tapponier等（1986）认为南海盆地的产生是由于红河断裂在白垩纪后至渐新世末的左移滑动。这一断裂目前所表现的右移活动是近期的或从晚第三纪以来才出现的。这种滑动方向的转变，看来是在作者所说的“第三次变格”（1983）中普遍存在的。在第二次变格中则表现为：东北—蒙古与华北块体间的左移，华北—下扬子相对于南华块体的右移，以及南华块体的左移。红河断裂左移滑动影响及于南盘江。粤南陆上可能也有过平移活动。——作者

归属这一范畴并同扬子块与南华块之间的非同期性斜向接合及后期挤榨作用相联系。许靖华(1980)在解释湘黔逆掩带与川东褶皱带的形成时，曾设想这里可能存在着一条尚未经察觉的“印支缝合带”。由于这一缝合带中“已经消失”的洋壳残余尚有待于证实，作者倾向于把这些逆掩同样看作是敛合后的挤榨，并认为加里东期的“软”敛合未能导致扬子东南被动边缘（黔湘地区）的显著变形，这里的固结较差、变形较少的盖层沉积和部分基底在后来（印支—燕山）的榨挤中更易于通过某些滑动层发生推掩。●因此，当西部的四川盆地在三叠—侏罗纪大规模沉降时，东部的仰推体上只发育了一些分散的盆地，它们或者是压性的弯曲，或者是上盘块体中的局部下陷或断陷，充填其中的主要是粗碎屑的、经常含有煤系的沉积。

同太平洋（库拉）板块的向北移动相匹配，大陆体块的挤榨是同北北东向以左移为主的平移活动相一致的。类似走向的晚侏罗—早白垩世火山岩带可以同强烈剪切作用下的地壳熔融相联系。二者的联合作用产生了开始于晚侏罗世并继续至早、中白垩世、由继承性的北东东—北西西向同“新华夏式”的北北东向构造线组成的网格状格局●。中国东部，除松辽盆地以外，在这一时期形成的盆地都是范围不大并大都由火山碎屑和似磨拉石红层所充填。

从晚白垩世晚期(这一时段一般很难同古新世相区分)起，中国东部的应力条件有了重要变化，引张力占了优势。尤其在华北—渤海湾、苏北—南黄海，也可能在东海陆架的北部，发育了一系列为早第三纪巨厚沉积所充填的半地堑箕状盆地。在此以北，包括松辽盆地在内的东北块体此时上升；在此以南，华南块上也只有小型半地堑和红盆形成，作为例外的只是在东海陆架南部的年龄为1680百万年的变质基底上出现了有海相早第三系充填的半地堑。这种大陆地壳在中段相对于两侧明显拉张的情况，曾被设想(朱夏，1979)为由于受白垩纪末期喜马拉雅块体同北面的联合体接触的影响，这一段地壳曾被向东排斥 (expulsion)●排斥的迹象可在“东部锋线”的相应段落、即钓鱼岛隆起的北段或五岛隆起中追索。这一隆起的基底性质至今未明，一般认为应包括古生界，在冲绳海槽张裂以前，可与北、中琉球相连接。据Kizaki(1986)，从西南日本通向中琉球的锦长的逆掩断层——Busuzo构造线，曾把Chichibu带向东南推掩到四万十(Shimanto)带之上。由于Chichibu带是一个在中白垩至晚侏罗世沉积胶结物中由石炭、二叠和三叠纪石灰岩、燧石、绿岩与泥岩等外来岩块所组成的混杂堆积，它的向东南推掩应是发生在晚白垩世至早第三纪的构造事件，同上述的陆壳向东排斥相一致。这种排斥大致在渐新世因受太平洋板块俯冲的影响而

●作者（1987）在另一文中指出，南华块体曾是一个在洋壳上点缀着若干上浮体（海山、潜伏高原、残留岛弧等）的地体，有如现今菲律宾海北部的情况。它同扬子块体的接合是斜向的、非同期的。东边的碰撞（浙江）发生在晚元古代，而西边（指茶陵—郴县一线以西）的扬子边缘直至早古生代仍在成长（增生楔、俯冲增生或地壳蠕散），有如现今的阿留申。加里东期碰撞时，由于上浮体（如武功、九岭）的影响，这一增生边缘未经强烈变形，而在晚古生代继续沉降。印支以来的挤缩才使接合带（包括钦防褶皱带）全线封闭，原来增生边缘上的古生界受到推挤，发生了大规模的逆掩滑移。——作者

●网格状格局（dictyonal framework）是指构造格局的形态，而产生这种形态的原因是构造体制的变化，即在冈瓦纳解体的大阶段中中国块体受到的压缩挤榨。作者曾将这种格局与体制的内在联系称为“变格运动”（Diklyogenese，1965）。——作者

●喜马拉雅山的隆起一般认为在距今4~5千万年前，近来有人提出可能提前约1千万年。至于可引起“排斥”的雅鲁藏布海域洋壳的消失则主要开始于白垩纪末期（王鸿祯，1986）。

被阻止，陆壳上的断陷转化为广泛的拗陷，其中沉积了陆源的上第三系。至晚中新世时，冲绳海槽的张开导致五岛带向西推动，从而使拗陷中的沉积发生褶皱，其明显程度从东海向南黄海和陆上部分渐次减弱。

华北盆地与松辽盆地曾被归属为同一沉降带，但发育历史是不同的。松辽等盆地的形成可同其东的、与太平洋有关的那丹哈达(锡霍特—阿林带的一部分)褶皱带相联系。这一带的地槽沉积在晚侏罗世褶皱，导致东北块体分裂形成一些范围不大的独立的断陷盆地。其中只有奠基于可能属前寒武纪基底之上的松辽盆地在白垩纪继续沉降，并扩大其范围，接受了大量的深湖相沉积。这一沉降可与大兴安岭的广泛火山作用与岩浆活动相联系，而后者可被认为是松辽地块同其西古生代褶皱带之间的缝合带(加里东期？)的复活。一般认为大兴安岭可同阴山—燕山火山岩带相连接，但前者是北东向分布的钙碱性岩，后者则较多碱性岩并呈近东西向，同完成于晚二叠世的华北与东北—蒙古块体接合带（王鸿祯的索伦—西拉木伦敛合地壳消亡带)关系更为密切。松辽盆地南部以至二连盆地的构造更多地受到这一接合带后期活动的影响。当华北块体在晚白垩世—早第三纪时被向东排斥并发生断陷时，包括松辽盆地的东北块体正受挤压而隆起，二者之间可能曾在这一接合带的范围内发生左行平移。这种左行平移可以同西面阿尔金山在晚中生代的类似活动相印证，虽然彼此之间并不一定有直接的连接。

大兴安岭—太行山—武陵山与雪峰山构成了一个明显的地势区划与地壳厚度变化带。但正如在与之相邻的“沉降带”中包含了发展历史各不相同的松辽、华北、江汉—洞庭等盆地那样，这一个带的各个段落也有很不相同的地质历史并明显地为东西带所干扰。它看来不是一个统一的地壳位移带，而是长期以来因特提斯区上升、太平洋边缘沉降而引起的岩石圈调节的积累后果●。另一方面，大兴安岭同“西鄂尔多斯缝合带”的联系，近年有不少人(如Klimetz，1983；Sengör，1984)作了讨论。鄂尔多斯西部的特点是存在着华北其他地区普遍缺失的晚奥陶世与志留纪沉积，上古生界的厚度比东部地区增大可达十倍(王鸿祯，1986)，说明这里在古生代时曾有过北祁连拗拉槽与西秦岭地槽的分支，使阿拉善块体同鄂尔多斯的太古代核块分离。但是这里并未有过洋壳(小松山的超基性岩体有不同解释)，早二叠世时已出现陆内盆地。印支运动所表现的以东指为主、也有西指的复杂推掩是对原已存在缝合带的进一步挤榨。这种挤压可以合理地同西部锋线的巨大印支体相联系。所以说，重新活动的西鄂尔多斯缝合是西部锋线向后陆的构造分支，而在古生物地理方面，过去认为特提斯从未向北伸延至此的看法仍是正确的(Klimetz与Sengör等的看法不同)。鄂尔多斯盆地的早期沉积历史同四川盆地很相似，但后期的构造样式很不相同，这是因为在它以东的基底没有受到像湘黔地区那样的挤榨，只是由于岩石圈的调节作用，自白垩纪后期以来，从西降东升转化为东降西升。

西锋印支体的另一条更显著的分支是延伸于鄂尔多斯与四川盆地之间的西秦岭。鉴于西秦岭的古洋壳与复理石沉积向东未越过河南西部，它的东延部分同样只是构造分支而并不代表东西锋线之间的古生物地理联系●。华北同扬子块体之间的闭合有过复杂的历

●1983年在雪峰山进行的大地电磁测量（周雪清等）指出这里地壳厚度的变化主要是由于下地壳的增厚。——作者

●根据花岗岩体的时代，Sengor(1984)认为华北与扬子块体的闭合时代愈向东愈新。按本文所说的敛合后挤榨的观点，正好得出相反的结论，即东段闭合在先，而后期的挤榨也更强烈。——作者

史，而且各个段落各不相同，例如就大体上说，东秦岭的最后阶段是华北向扬子的跨越，而在大别山段则相反地是扬子向华北的推掩。值得重视的是同这种挤榨作用相伴随的平移断裂及其随不同阶段的应力布局而改变的移动方式对盆地形成所起的作用。例如，在印支—早燕山期表现为左移的郯城—庐江断裂曾为晚白垩世沉积所跨越而在早第三纪转为右移，从而促进华北半地堑断陷的发育。与之相配套的北西西向平移断裂同样可以转变其移动方式。在华北—扬子块体接合带内及其附近的这种交替平移活动可能为南面的江汉和北面的南阳等盆地的形成与演化机制提供解释(朱夏，1979)。

上述的郯庐平移断裂在印支—早燕山期曾切断了大别山的东延指向，但同它在晚白垩世以后的右移滑动相配套的北西西向平移则可能继续向东延伸。近年来在苏南浙北的航磁与重力资料分析(王家林等，1987未刊)，指出在这些地区有过这样的平移活动。联系于东海陆架盆地基底的南北分块，这样的平移活动可继续在海区追索。有些断裂（如北西西向的久米—渔山等）的左行活动可能是冲绳海槽开张以来的近期行为，正如上述红河断裂从左行转换为右行那样。

作为本文集各篇论文对各个盆地进行整体论述的补充，本文仅能轮廓性地对所有盆地的相关性略加触及。Miall (1984) 曾指出，大多数盆地可以按以下三个指标来加以区分，即：1.盆地所处的地壳的性质；2.盆地相对于板块边缘的位置；3.板块之间的活动方式。并认为所有这三个指标都可以随着时间而改变。本文的论述参照着这一思路，但强调了这里所讨论的盆地是位于具有复杂的多期次缝合的不匀一大陆地壳之上的，而且这一陆壳有两个边缘，它们互相干扰，并在不同段落有不同的特色。所以，这些盆地是在缝合带外与缝合带间的广大地区中通过复杂交替的拉张、挤压与平移活动而形成演化的。要把它们分别归属于特提斯域和太平洋域是十分困难的，把它们划分为西部挤压型和东部拉张型（朱夏等，1980）也嫌过于简化。有如以往所述（朱夏，1981），这些盆地的形成机制涉及了：A型俯冲，基底拆离，陆壳碰撞及其远距离效应，与壳幔关系有关的差异沉降，拉张作用，断裂走向滑动以及重力滑动。作为运动学的整体，它们曾被称为“变格（diktyogenic)盆地”。由于引自V.Bulnoff (1941) 的Diktyogenese一词应用不广，且易于与含义较为简单的“日耳曼型构造”相混淆，故在此引申了Bally (1975) 盆地分类中“中国型盆地”(Chinese—type Basin)的涵义，把中国中新生代盆地（包括未在本文集中论述的其他较小盆地）作为一个“部族”(Clan)而统称之为“中国盆地（中新生代)”，以表示它们同世界沉积盆地的其他类别之间的差别。

参考文献

1. 王鸿祯，《华南地区古大陆边缘构造史》，武汉地质学院出版社，1986年。
2. 许靖华，“薄壳板块构造与碰撞型造山作用”，中国科学，1980年第11期。
3. 朱夏，《朱夏论中国含油气盆地构造》，石油工业出版社，1986年。
4. Miall, A.D., 1984, Principles of sedimentary basin analysis; Springer verlag.
5. Kizaki, K., 1986, Geology and tectonics of Ryukyu Islands; Tectonophysics, Vol.125, No.1/3.
6. Sengör, A.M.Celal, 1984, The Cimmeride orogenic system and the tect-

onics of Eurasia; Special Paper 195, Amer.Geol.Soc..

7. Wang,H.Z,1986,"The tectonic framework and the geotectonic units"and "Geotectonic development", Chapters 19-20 in "Geology of China" edited by Yang, Cheng et Wang,Oxford University Press.
8. Xu Zhiqin et al, 1986, Deformation characteristics and tectonic evolution of the East Qinling orogenic belt; Acta Geologica Sinica, Vol.60, No.3.
9. Tapponier, P. et al., 1986, On the mechanics of the collision betwien India and Asia, in "Collision Tecfonics", et.Coward et Ries, Blackwell Scientific Publications.

松辽盆地——一个克拉通内的复合型陆相沉积盆地

马　力　　杨继良　　丁正言

（大庆石油管理局）　　（吉林石油管理局）

提要　松辽盆地的基底，主要由古生代及前古生代变质岩组成。中新生代盆地是叠置在断陷之上的大型拗陷；下层结构由上侏罗统和下白垩统登楼库组所组成。松辽盆地发展全盛时期是白垩纪，经历了裂谷型断陷、大型拗陷和萎缩上升阶段。结合深层构造、基底性质和盖层形态，将松辽盆地划分为七个构造单元。

盆地内大型背斜带和大的断裂带呈北北东向延伸，来自北部和西南部两个最大沉积体系，形成了盆地中部含油富集的构造背斜带。背斜带的翼部及斜坡—拗陷的转折部位为断层和岩性-构造复合油气藏，拗陷中部及西部斜坡为岩性、岩性-构造复合油藏的发育带。

松辽盆地位于中国东北部，是一个大型中新生代陆相沉积盆地。盆地呈北北东向展布，长750公里，宽330～370公里，面积约26万平方公里。

盆地周围为山脉、丘陵所环绕：西为大兴安岭、东北为小兴安岭、东南为长白山地、南为康平—法库的丘陵地带。盆地内部是属于嫩江—松花江和辽河两大水系的大片平原和湖沼。地形平坦，相对高差一般小于50米。

盆地四周主要出露古生代和前古生代的火成岩、变质岩。盆地内部在新生代松散的沉积覆盖下面，广泛分布着白垩纪地层。故松辽盆地既是以白垩系为主的沉积盆地，也是周边高中间低的地形上的盆地。

通过近三十年的勘探工作，已基本掌握了盆地的地质构造特征，找到了大庆油田和其它许多油田，建成了中国重要的石油生产基地。

一、盆地的深浅层结构和地层

松辽盆地位于亚洲东部巨型上地幔隆起带的中段，盆地的深部是上地幔隆起。莫霍面33公里等深线所圈闭的范围与中浅层的深拗陷区基本上吻合。莫霍面深度小于29公里的两个隆起，与白垩系大型构造拗陷的最深部位古龙凹陷和长岭凹陷相当。莫霍面的起伏与中新生代沉积盆地的宏观面貌成镜像关系相似。莫霍面的上拱与中新生代构造之间有一定的成因联系（图1）。

中国东北部和邻近地区，按照板块构造观点，包括四个构造单元：北部是北亚大陆区，由西西伯利亚地块和中西伯利亚地块组成；南部是中朝大陆区，由塔里木—中朝地块组成；中部是北亚陆间区；东部是环太平洋区。松辽盆地位于北亚陆间区的东部和环太平洋北段的内带。

松辽盆地在区域构造上位于天山—兴安地槽褶皱系的东段，大兴安岭华力西中期褶皱带、内蒙华力西晚期褶皱带和吉黑华力西晚期褶皱带自不同方向向盆地深部延伸，拼合成盆地的基底。中新生代沉积盆地的基底，主要由古生代及前古生代变质岩和各类火成岩所

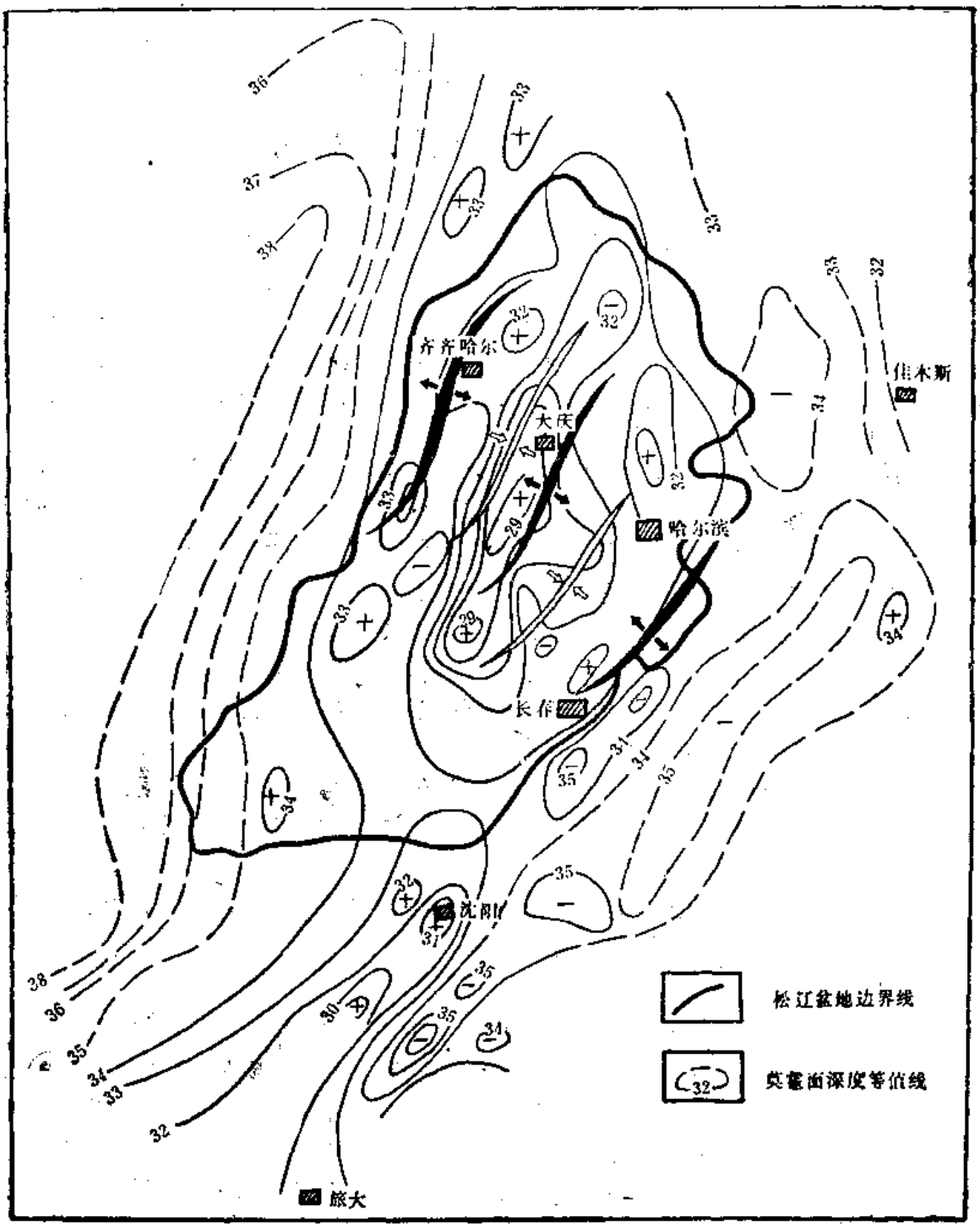


图 1　松辽盆地莫霍面深度图

组成，还广泛分布着华力西、加里东和燕山期的花岗岩。

按照各类岩石的分布和组合特征，将松辽盆地的基底划分为走向为北北东—北东的三个复背斜和两个复向斜，自西向东依次是：富拉尔基复背斜，安广—林甸复向斜，乾安—明水复背斜，长岭—肇东复向斜，九台—宾县复背斜。

根据区域地质和地球物理资料，有三条北北东向的壳断裂（或超壳断裂）切过盆地，包括位于盆地西缘的嫩江壳断裂，位于盆地中部的孙吴—双辽壳断裂和位于盆地东缘的依

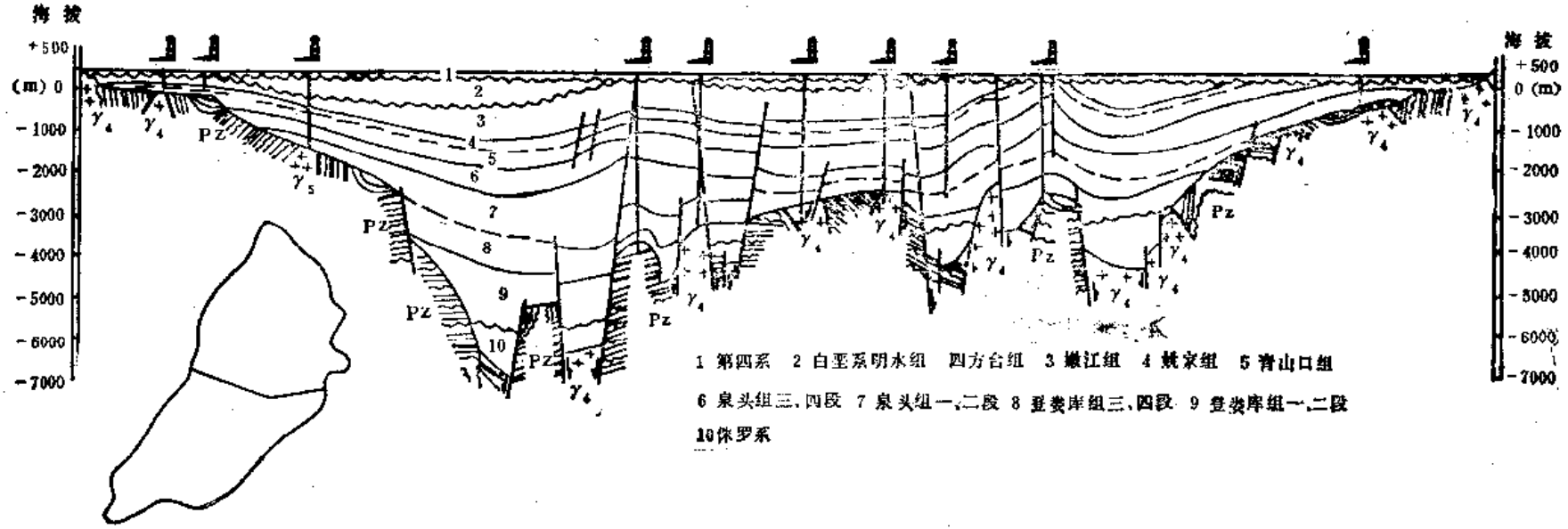


图 2 松辽盆地构造横剖面图

兰—伊通壳断裂。这些壳断裂和北北东—北东、北西、近南北和近东西向四组基底断裂，对于中新生代盆地的形成和发展、盆地内部凹隆相间构造格局的形成和盆地内部的沉积分区，均起着重要的作用。

松辽盆地中新生代构造的基本面貌是叠置在断陷之上的大型沉积拗陷（图2）。

下层即断陷结构由上侏罗统和下白垩统登娄库组所组成。由于基底断裂的发育形成几十个大小不等的侏罗系断陷，包括面积大于1万平方公里的大型断陷和面积仅几十平方公里的小型断陷。断陷类型有两侧均为断层控制的地堑式断陷和一边断裂一边超覆的箕状断陷。在盆地中部发育两条大型断陷带，其中间被断块起伏的古中央隆起带所分隔。盆地的东部和西部，是被中小型侏罗系断陷复杂化的斜坡。

断陷中充填了侏罗系洪积、河流、沼泽和湖相的砂岩、泥岩、砂砾岩夹煤层。由于沿着断裂的不同部位发生过程度不同的多期火山活动。致使侏罗系中夹有多层火山岩和火山碎屑岩。地层厚度一般是数百米到一千多米。

从总体上看，侏罗系的分布范围受边界断层所控制，中上段地层可超越某些控制下段的边界断层，沉积范围逐步扩大。致使侏罗系具有底部超覆顶部被削蚀的特点。

上述零散分布又在某些区带较发育的侏罗纪构造景观，与松辽盆地东西两侧现在的侏罗纪沉积盆地的分布状况相似，即在侏罗纪时，松辽盆地还没有形成一个与周围有显著差异的独立的构造单元。

松辽盆地发展的全盛时期是白垩纪。发展过程经历了裂谷型断陷、大型沉积拗陷和萎缩上升等阶段。沉积了厚达5000米以上的河流—湖泊成因的沉积岩，形成盆地内主要的生油和储油岩系。白垩纪地层共分为7个组21个段（图3）。

下白垩统登娄库组的时代约相当于豪特里维(Hauterivian)阶到巴列姆(Barremian)阶，大面积分布于盆地中部的深断陷区，中上部地层可超覆到基岩凸起之上。其沉积范围主要受裂谷型断陷两侧的大断裂控制，在盆地东部和西部斜坡区缺失这套地层，总厚度约1500～2500米，与上侏罗统呈不整合接触。

登娄库组砂岩以灰白、浅灰绿色为主，其次是褐灰色，泥岩以灰黑、绿灰色为主，上部多为灰褐、紫褐色，全组地层共分四段，由下向上组成一个岩性从粗到细再到粗的完整的沉积旋回。登一段以砾岩为主，上部夹砂岩和泥岩，登二段以暗色泥岩为主，夹厚层砂岩，登三段以厚层砂岩为主，间夹泥岩。登四段是砂岩泥岩的间互层。

下白垩统泉头组的时代约相当于阿普第(Aptian)阶到阿尔布（Albian）阶。下部为断陷—拗陷过渡沉积，向上逐层超覆，拗陷范围不断扩展，中上部为大型拗陷沉积。与登娄库组呈整合—假整合接触，总厚度大于1600米。泉头组可分为四个地层段，组成一个下粗中细顶粗的完整旋回。

泉头组岩性总的特征是以红色为主的地层组成，砂岩以浅紫红、棕灰色为主，少部分为灰白和浅灰绿色，泥岩以紫褐、褐红、暗紫红色为主，部分地区在中上部夹有灰黑、灰绿色泥岩。

泉一段以厚层砂岩、泥砾岩为主，与砂质泥岩和泥岩组成正旋回层，局部夹凝灰岩和石膏薄层。泉二段以泥岩为主，间夹砂岩，泉三段是泥岩与砂岩组成大幅度的正旋回层。泉四段是砂岩、泥岩间互层。

上白垩统青山口组的时代约相当于森诺曼(Cenomanian)阶。属白垩纪大型沉积拗陷

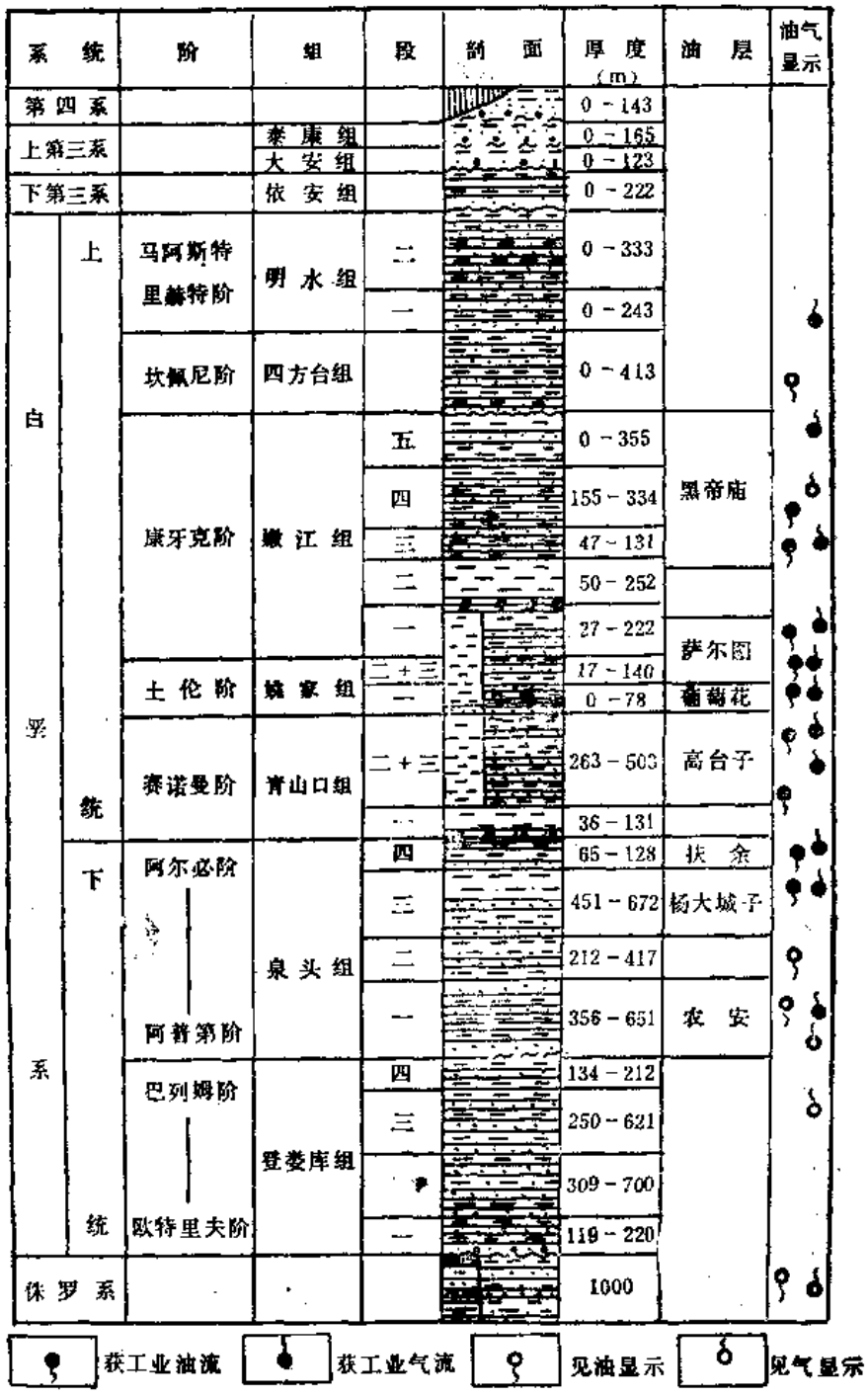


图 3　松辽盆地地层柱状图

发育全盛时期的沉积。在泉头组顶部灰绿色泥岩之上沉积了大面积厚层深湖相灰黑色泥岩，并随着拗陷的持续沉降，逐层超覆。在快速湖侵缓慢湖退的总背景下形成一套反旋回沉积，总厚度大于500米。可分为三个地层段。青一段是大段黑色泥岩，青二、三段为灰白色砂岩与灰绿、灰黑色泥岩间互层。由于所处的沉积相带不同，青山口组存在着五种以上岩性组合，包括大段灰黑色泥岩、砂泥岩间互层、砂砾岩夹棕红色泥岩、三种颜色（棕红、灰绿、灰黑）的泥岩等，还在一些地区夹有油页岩、生物灰岩、玄武岩和火山碎屑

岩。

上白垩统姚家组的地层时代约相当于土伦(Turonian)阶，属大型沉积拗陷发育中期水体最浅时的沉积，是红色地层和砂岩较发育的层段。与青山口组呈整合一假整合接触。由于被削蚀致使部分地区缺失青山口组顶部的地层。由于沉积时的古地形和超覆原因，姚家组底部的某些层段在部分地区缺失。完整的地层厚度大于200米，分为三个地层段。在不同沉积相带也具有多种岩性组合。姚一段砂岩较发育，姚二、三段为砂泥岩间互层或大段泥岩。

上白垩统嫩江组约相当于森诺曼(Cenomanian)阶的下部，即约相当于科尼亚克(Coniacian)和桑托(Santonian)阶，是在大型沉积拗陷发育的中晚期第二次更大规模沉降的产物，与姚家组为连续沉积，两组地层构成一个粗—细—粗的沉积旋回。由于沉积后经历过一次构造运动致使地层大面积上升和被削蚀，顶部地层不同程度地缺失。比较完整的厚度大于1000米。可分为五个地层段。嫩一段是灰黑色泥岩下部间夹砂岩，嫩二段是大段灰黑色泥岩，嫩三段是灰黑色泥岩与砂岩的间夹层，嫩四、五段是灰绿、棕红色泥岩间夹砂岩。

上白垩统四方台组约相当于坎佩尼(Campanian)阶，呈微角度不整合覆于嫩江组之上。沉积范围较小，属大型拗陷萎缩期的沉积。由浅棕红色砂岩与棕红、灰绿色泥岩组成一个大的正旋回，地层厚度大于400米。

上白垩统明水组约相当于麦斯特里希特(Maestrichtian)阶，呈整合—假整合覆于四方台组之上，同属于拗陷萎缩期的沉积，总厚度大于500米，由两个地层段组成。明一段是由厚层砂岩、砂砾岩与深灰色泥岩组成两个正旋回层。明二段是棕红、灰绿色泥岩与砂岩的间互层。

第三系和第四系是河流相、冲积—洪积相松散的砂砾岩和泥岩，厚100～500米。

纵观松辽盆地的发展过程，自中侏罗世以来，构造运动的特点可概括为早期断裂、中期沉降、晚期褶皱。中侏罗世、侏罗纪与白垩纪之间、晚白垩世嫩江组与四方台组之间、白垩纪与第三纪之间、早晚第三纪之间的五次主要的构造运动，使盆地逐步形成了现今的构造形态。

白垩系的宏观构造形态是轴向北北东的大型拗陷，两侧为北北东、北东向的褶皱带和断裂带所复杂化。

区域地层倾角一般小于1°，褶皱两翼的倾角1°～3°，通常不超过10°。局部构造以短轴背斜、穹隆和鼻状构造为主，只有少数长轴背斜。由于断层的切割，形成了较多的面积较小的断鼻、地垒、和由若干个断块组成的断阶。

中浅层的局部构造，按其成因可分为两大类：一类是在盆地的发展过程中，由于褶皱构造运动所形成的构造。又可按照不同时期构造运动的影响程度分为早期、晚期、多期形成的构造。另一类是在持续活动的基岩隆起的基础上，或由于砂岩、泥岩的差异压实作用所形成的构造，即在盆地沉降过程中形成的同生构造。后期的构造运动往往进一步加强了盖层褶皱的幅度。

同生和后生构造带一般是相间排列的，自东向西横穿盆地的轴线，已经发现至少有8条呈北北东—北东向延伸的背斜构造带。

由于后三次构造运动的作用力主要来自盆地以东地区，在盆地东部形成了白垩系的较

大幅度的褶皱构造，而西部地区褶皱幅度较小，构造形成时间也有东早西晚的特征，并导致了拗陷轴线的向西偏移。

还造成盆地东部高背斜带顶部的地层削蚀。

主要考虑中浅层的构造和地层特征，结合深层构造和基底性质，将松辽盆地划分为7个构造单元，包括中央拗陷区、东北隆起区、东南隆地区、北部倾没区、西部斜坡区、西南隆起区和开鲁拗陷区（图4）。

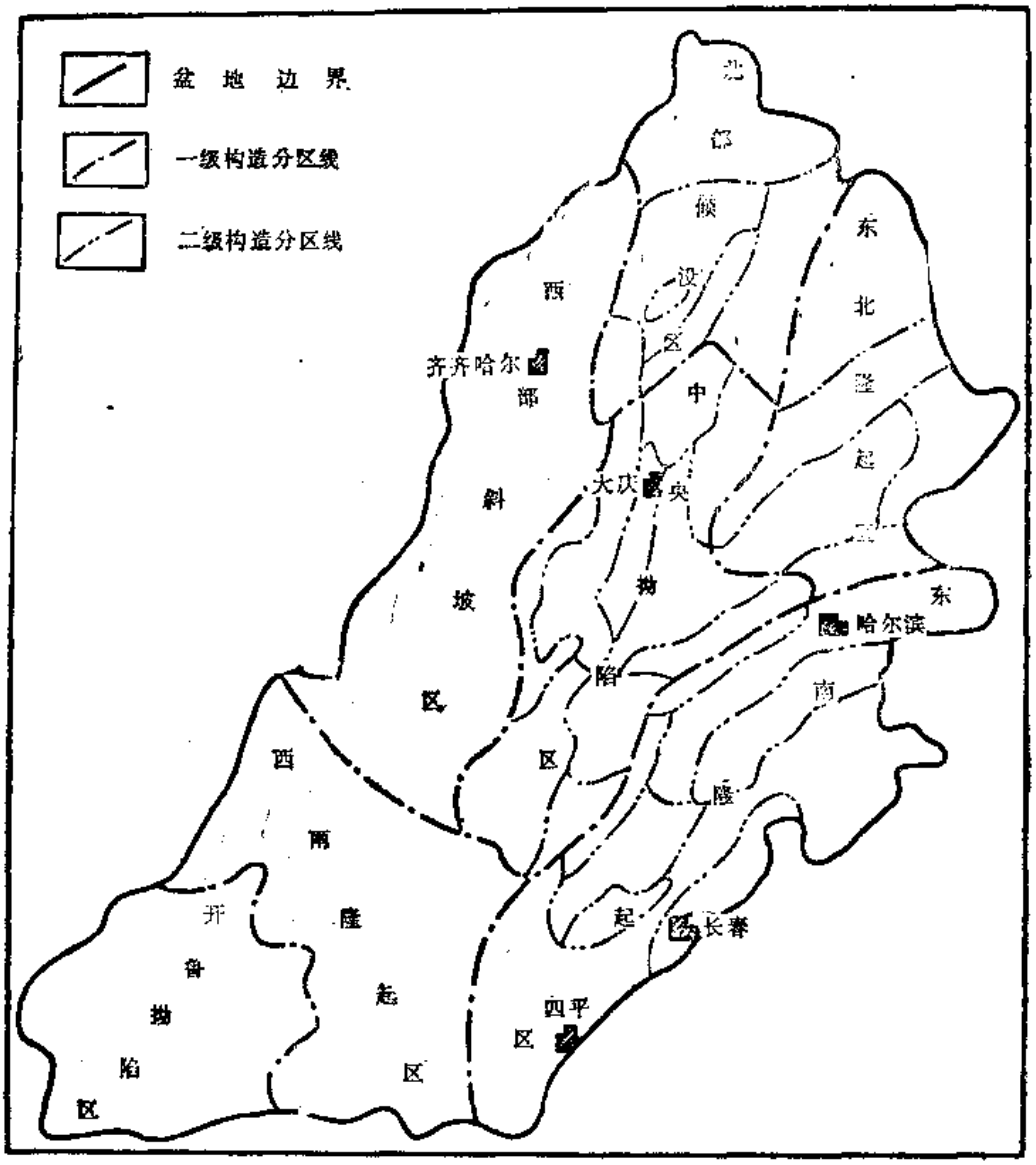


图 4　松辽盆地构造区划图

二、盆地的沉积特征

从上侏罗统到白垩系，松辽盆地内的沉积构成一个由粗到细再到粗的复合沉积旋回。它又为某些次级的沉积旋回所复杂化。由早期的河流、湖沼、火山碎屑含煤建造，到中期的深湖、浅湖与河流、三角洲相交替的含油碎屑岩建造，再到晚期的河流相红色碎屑岩建造。现重点论述白垩纪大型拗陷沉积特征。

裂谷型断陷两侧的泰康—北正镇和明水—孤店两条断裂带，基本上控制了盆地中部深拗陷区的范围。在白垩纪的不同时期，基底断裂的持续而又不均衡的活动，导致了拗陷区各时期沉积速率和幅度的差异。周边山区隆起受到剥蚀的程度和碎屑物质向盆地内部供应的程度在不同时期也有差异。加之拗陷内部各部位升降的程度不够均衡。这样就造成了拗陷内的沉积物在纵向和横向上出现明显的变化。

拗陷区既是沉降中心和古地形低部位，又是沉积中心，白垩系深湖相黑色泥岩沉积区一般也是同层位地层厚度最大的部位。围绕着沉积中心的深湖—较深湖相区，向着盆地边缘，依次出现滨浅湖相或三角洲前缘相、分流平原相、泛滥平原相、洪积相沉积，这些相带围绕着深湖相区呈环带状分布。

以砂岩的高含量带、特有的岩矿组合为标志，反映出自盆地边缘的不同部位伸向盆地中心主要有6个粒度逐渐变细的沉积体系。砂岩的成分中，长石和岩石碎屑含量较高，通常为长石砂岩和混合砂岩，显示出碎屑被搬运的距离并不远 。

上述多物源、近物源和不同相序呈环带状分布是河流—湖泊沉积的典型特征。

来自盆地边缘不同部位的各沉积体系，发育的程度并不一致。顺拗陷的长轴方向，斜坡长，坡度缓，集水面积大，很容易发育成大型河流。由于水量大，携砂量大，携带的碎屑物质向盆地中部延伸较远，因而在顺盆地长轴方向形成了分布面积较大的主要沉积体系，来自盆地北部的克山—杏树岗沉积体系和来自盆地西南部的保康—乾安沉积体系，分别构成盆地北部和南部的最大的沉积体系。这种沉积体系的每个相带在平面上分布范围较宽、相带之间的过渡区也较宽（图5）。

垂直或斜交拗陷长轴伸入的沉积体系，由于坡度较陡，水流急，运载泥砂的能力也较强，但进入深湖区后，流速突然减慢，造成大量砂质沉积。这种沉积体系从泛滥平原到深湖相区之间各种相带成急剧过渡。更适于形成浊流或水下扇砂体（图6）。

随着探井密度的加大和应用地震地层学预测砂岩技术的发展。发现每个沉积体系都不只是一个简单的成舌状伸入的砂岩高含量带，一个沉积体系可由几个上源从不同方向汇合而成（如北部），或由数条近似平行的沉积体系叠合而成（如西部），进入湖区后又呈指状或树枝状散开，形成多条砂岩发育条带。由于差异压实作用，在这些砂岩发育条带部位往往成为背斜构造的雏型，再经过后期构造运动，进一步形成背斜或鼻状构造。

松辽盆地白垩系为一套陆相河流—湖泊沉积，在各种相带的平面分布上，深湖—较深湖相沉积周围依次呈环带状分布着滨浅湖、河流沉积。据广布全盆地的数千口钻孔的数万块样品，特别是深水相区的古生物资料，总的看古生物的数量虽然非常丰富，在青山口组等层段可见到多层厚0.2米以上的介形虫层和介壳灰岩，但化石门类较少，在一个层段中通常只有两三个门类的古生物，在各类古生物中，象叶肢介、轮藻等只能在陆相环境中生存的古生物比较发育；大量发育的介形虫、叶肢介等古生物中，分布局限的地方性种属较多，可进行大区域对比的属种较少。有些古生物，如介形虫虽可广泛发育在海相和陆相环境中，但在松辽盆地发现的这类化石从壳饰结构、共生生物和围岩的地球化学特征分析，主要属于淡水环境下的产物(少数种属可能达到微咸水)，这些与多门类多属种共生的海相古生物群面貌有显著差别。白垩系泥岩中氯离子含量低，仅0.015～0.035%，硼含量49～81ppm，锶含量145～475ppm，镓含量20～38ppm，镍含量19.3～38.0ppm，锶/钡比值为0.37～0.86，硼/镓比值为1.28～3.17。

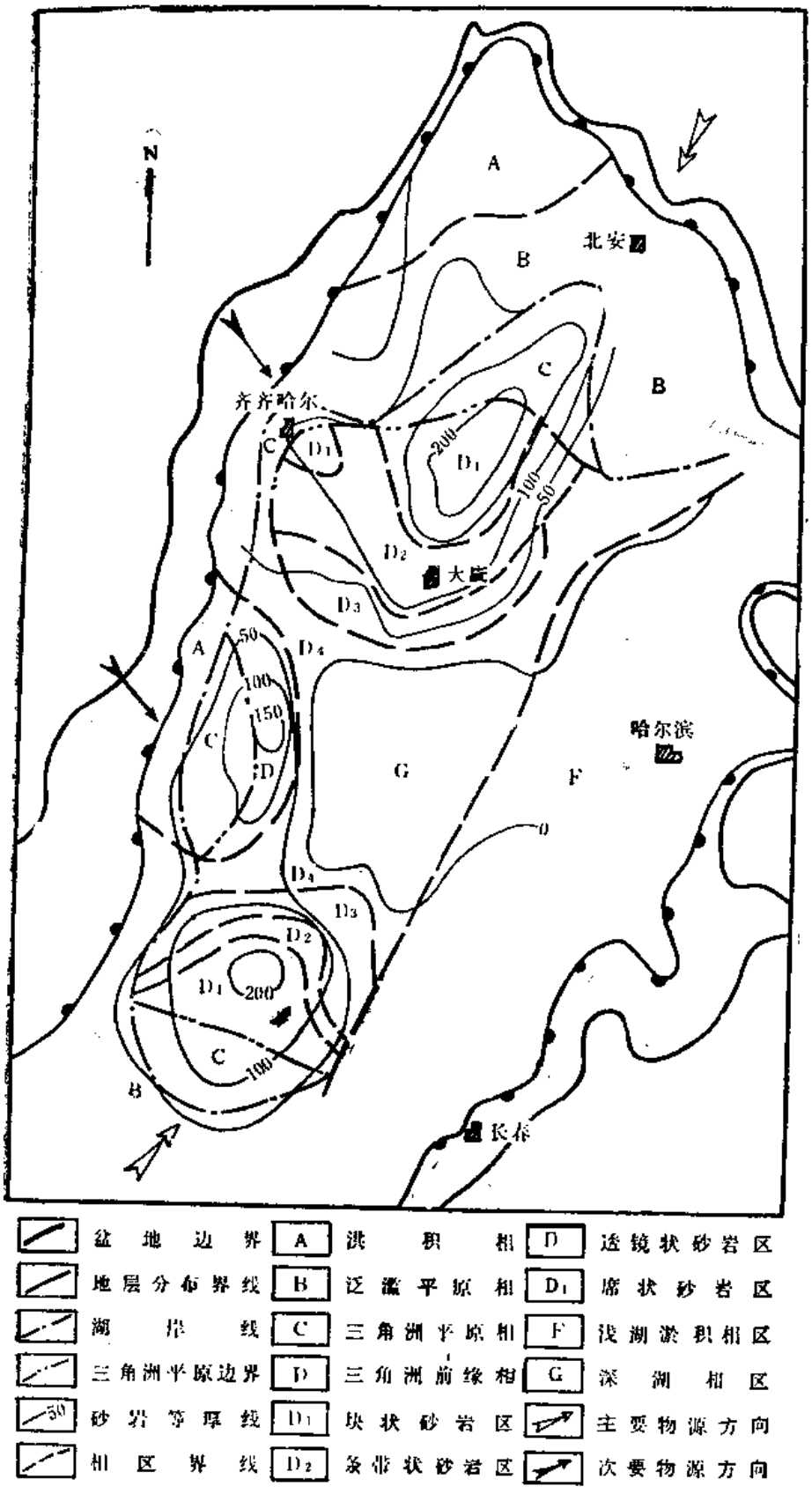


图 5　松辽盆地白垩系青山口组二、三段沉积相图

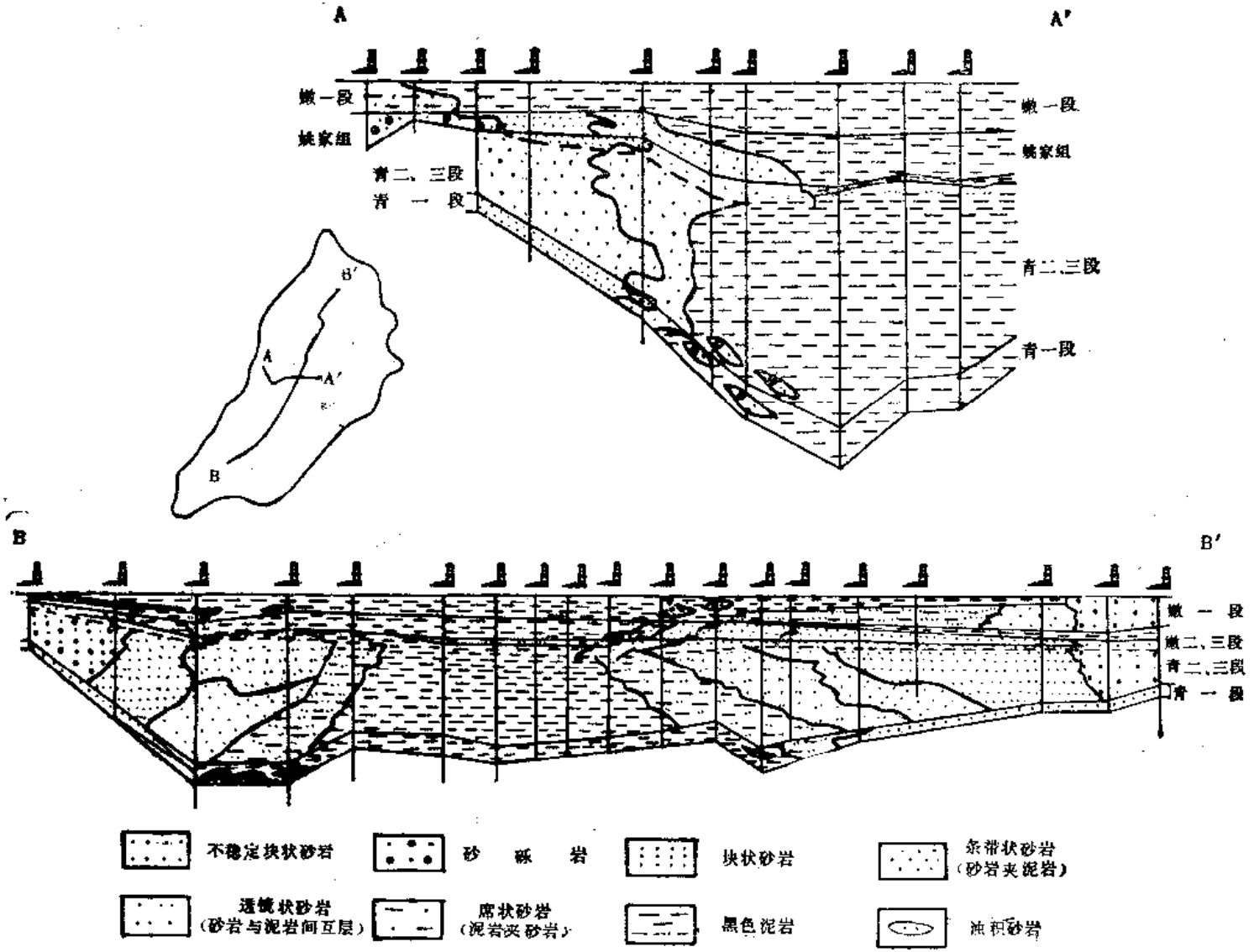


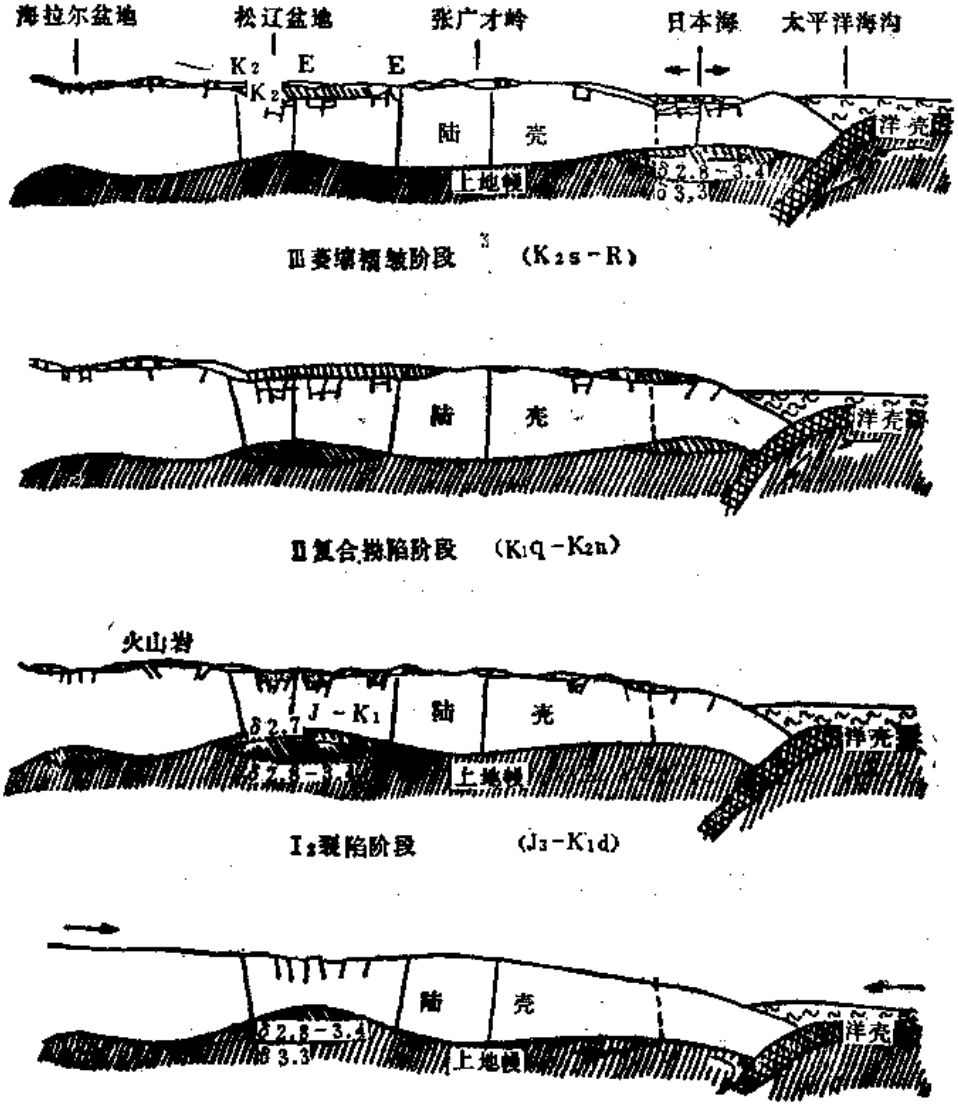
图 6 松辽盆地拗陷期岩性剖面图

这些地球化学指标均反映了陆相沉积的特点。

松辽盆地的主要生油层和储油层（白垩系）均为陆相沉积。在陆相沉积中找到了以大庆油田为代表的特大型油田，对进一步丰富陆相生油理论有重要意义。

三、盆地的性质和演化

松辽盆地的性质属于克拉通内的复合型盆地，其特点和成因与北海盆地（Klemme划分为2类复合型）、西西伯利亚盆地（克莱米划分的2A类复杂型）有许多相似之处，主要表现在：(1)盆地部位的地壳明显减薄，莫霍面隆起与沉降中心呈镜象反映。(2)深部存在着一个隐蔽的地堑，裂谷呈三分叉形成。(3)具有下裂上坳的双重结构。(4)具有高地温场，高热流与盆地下沉前的热构造成穹作用有关，并持续到下沉的早期阶段。松辽盆地的大地热流值平均为1.7×10^{-6}卡/厘米^2·秒（HFU），平均地温梯度4.2°C/100米，属于高热流盆地。(5)横切盆地的剖面呈对称状或接近对称状。(6)造山变形作用不强烈。(7)盆地



Ⅲ萎缩褶皱阶段 （K_2s-R）

Ⅱ复合拗陷阶段 （K_1q-K_2n）

I_2裂陷阶段 （J_3-K_1d）

I_1热穹张裂阶段 （$T-J_2$）

图 7 松辽盆地形成及演化阶段示意图

面积大，在演化后期形成大面积拗陷或盆地。

张裂型克拉通内盆地的发育过程。一般都经历了初始热穹张裂、裂陷、拗陷和萎缩褶皱等阶段。根据松辽盆地深浅层的地质资料，可将盆地的演化划分为四个阶段：

1.热穹张裂阶段

在三叠纪到早、中侏罗世时，太平洋板块开始扩张，盆地深部的上地幔开始拱起，热对流产生地幔垫，加快热构造成穹作用，大陆块初始张裂，形成北北东向壳断裂，出现高热流盆地处于被削蚀状态（图7）。

2.裂陷阶段

为成盆的初始阶段，相当于晚侏罗世到早白垩世巴列姆期，持续时间大于30百万年。

由于西太平洋板块的俯冲，加速了地幔垫的形成。贯穿全盆地的孙吴—双辽壳断裂的中段活动增强，形成了北北东向的松辽大陆裂谷，并进一步复杂化为凹隆相间的地堑和地垒。沿断裂发生较强的岩浆喷发活动，形成侏罗系的火山岩夹层。此时期沉积速度为68～146米/百万年。继续出现高热流。

白垩系登娄库组沉积的晚期，由于来自太平洋板块的俯冲运动和上地幔热对流的减弱导致了裂谷的封闭，盆地由裂陷向拗陷转化。

3.陆内复合拗陷阶段

为盆地发育的全盛阶段，相当于白垩系泉头组至嫩江组沉积时期，时间约36百万年。

由于盆地下面的岩石圈逐渐冷却，弹塑性回降，在地壳均衡作用和西太平洋板块俯冲运动的影响下，盆地整体下沉，形成大型拗陷。沉积幅度不断增大，沉陷面积不断扩大，从而使裂谷期的齐家、古龙、长岭、三肇断陷，归并为统一的中央拗陷区。沉积速度前期为90～156米/百万年，后期为23～108米/百万年，总平均84米/百万年。

此阶段地壳活动比较稳定，主要表现为受均衡调整控制的蚀源区和沉积区有节奏的升降运动，出现三次湖区扩大期。嫩江组二段沉积时，湖区范围最大，可超过二十万平方公里，形成披盖式封闭的聚热效应，使盆地再次出现高热流。

4.萎缩和褶皱上升阶段

相当于白垩系四方台组和明水组沉积时期，时间约11百万年，并延续到早第三纪末期。

主要由于日本海的扩张，来自东方的挤压力使盆地东部整体上升，主要沉积区西移和萎缩。此阶段上白垩统沉积速率最大为80米/百万年，主要属补偿沉积。在这个阶段的前期、中期和末期，发生过三次褶皱运动，形成了盆地的现今构造面貌。

四、盆地的地温场特征和烃类形成

松辽盆地演化过程中的拗陷阶段是发展的全盛时期，沉积范围由泉头组早期时的11万平方公里，到嫩江组沉积时扩大到26万平方公里以上，其中，青一段和嫩一段两次主要沉降期，湖区范围分别达到8.7万和大于20万平方公里。且盆地中部的齐家、古龙、长岭、三肇一带是长期继承性的构造凹陷。湖水广泛覆盖的巨大水体、非补偿沉积和闭塞缺氧的环境，形成了良好的生油凹陷。

热带、亚热带的潮湿气候，来自盆地周边的各水系，带来了丰富的有机质并沉积在三

角洲部位，湖区中部藻类等浮游生物十分繁盛，这种富营养的湖泊环境提供了丰富的生油母质。松辽盆地湖泊成因的腐泥型干酪根主要由高氢低氧的类脂化合物组成，有两种来源：一类是水生藻类，另一类是高等植物经微生物强烈改造而成。

松辽盆地白垩系三层主要生油岩（青一段，青二、三段，嫩一段）的有机质丰度和转化程度均较高，有机碳含量一般大于2%，总烃含量大于1500PPm，生油区面积大于5万平方公里。

松辽盆地具有较高的地温场，有利于烃类的转化。从今地温梯度的平面变化看，总的是盆地中央高，周边低，以3.5°C/100米等地温梯度线勾绘出的形态与深部莫霍面拱起的形态相似，盆地内主要生油区和产油区的地温梯度平均为4.2°C/100米。盆地的大地热流值为1.07×10^{-6}～2.34×10^{-6}卡/厘米²·秒，平均热流值1.70×10^{-6}卡/厘米²·秒，属高热流区（图8）。

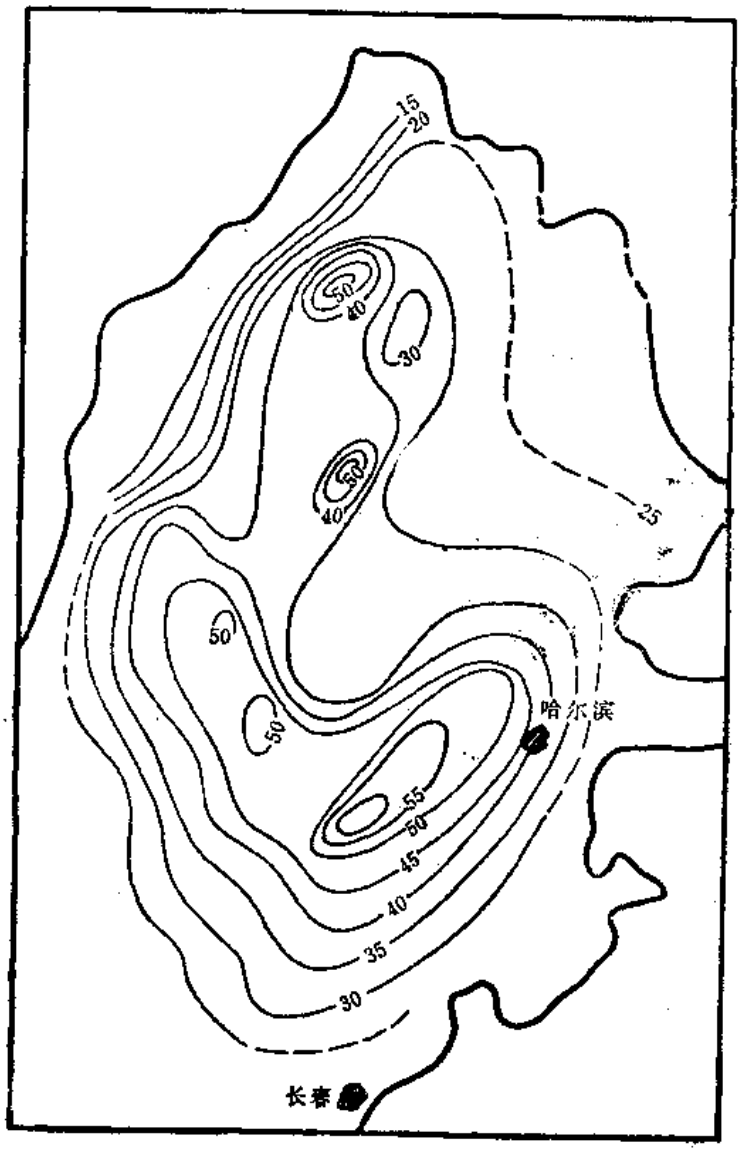


图 8　松辽盆地地温梯度分布图

松辽盆地的古地温场具有三个特点：

（1）在登娄库组与泉头组之间，普遍存在着镜质体反射率突然变化的拐点，表明这两个层位之间存在一个明显的古地温不整合面，上下两层所承受的热变质程度有间断。

（2）在镜质体反射率与深度的关系曲线上，存在两个斜率较大的层段，一个相当于青一段到嫩一段，另一个相当于登娄库组，在地热史上出现的两次高热事件，与盆地发育过程中裂谷的出现和太平洋板块俯冲的加强时间基本上一致。

（3）古地温梯度比今地温梯度要高，曾达到5.6°C/100米。

由于生油母质主要是腐泥型干酪根，再加上地温梯度较高，以及主要生油层之上嫩江组大面积被盖式泥岩的聚热作用，致使松辽盆地烃类演化具有生油门限浅成熟相带分布较短的特征。

松辽盆地白垩系生油岩的生油门限深度为1100～1300米，地层温度60～70°C。生油高峰的深度为1700～1900米。按照上述两个深度界限划分为未成熟、低成熟和高成熟阶段。深度大于2700～2900米，则进入以产气为主的过成熟阶段。以产液态烃为主的层位延续长度仅1700米左右。

以大庆油田为代表的原油性质，20°C时比重是0.83～0.88（相当于API39～29.3°），50°C时粘度10～40厘泊，凝固点较高，一般是15～40°C，含蜡量较高，一般是15～30%，含硫量较低，一般均小于0.2%。原油的族组成中，饱和烃55～72%，芳烃13～23%，非烃10～30%，沥青质0.5～2.0%，饱和烃/芳烃比值2～5。正烷烃奇偶优势（OEP）一般是1.00～1.10。原油的元素分析结果碳含量84～87%，氢含量12～14%，碳/氢比值一般是6～7。

原油中的镍含量平均为2.3 ppm，钒含量为0.08ppm，镍/钒大于28并见到 镍 卟啉。通过色谱—质谱鉴定，在松辽盆地的原油和生油岩中已发现十余种三萜烷化合物和 少量 芘，指示陆生生物标志的有机化合物。

总之，从多项指标看，松辽盆地白垩系的原油具有含蜡量高含硫量低高镍低钒的典型的陆相原油的特征。

此外，松辽盆地的某些地区和层位也存在着0.80左右（约相当于API45.4°）低比重和大于0.90（约相当于API25.7°）的较高比重的原油。

油田水以$NaHCO_3$型为主，总矿化度一般为6000～10000PPm。

另据对成岩作用的研究，当地层埋藏到一定深度后，粘土矿物由蒙脱石向蒙脱石—伊利石混合层或蒙脱石—绿泥石混合层转化，同时大量脱水，生油岩中粘土矿物大量脱水的深度与大量生油的深度范围基本吻合，形成了以水为载体（溶液方式）或为动力（油相方式）的良好的初次运移条件。致使生油层中排出的大量油气通过输导层进入大庆油田的主要储集层。

五、油气藏类型和分布

松辽克拉通内复合型盆地油气藏分布的基本特点是：在纵向上含油气层位主要分布在一级构造—沉积旋回中部，拗陷期含有机岩的沉积建造内，即邻近生油层的储集层是主要的含油气层位。其中又以被两套主要生油层所夹持的萨尔图、葡萄花、高台子油层（大庆油田的产油层位）和紧靠在生油层之下的扶余油层（扶余油田的主要含油气层位）含油气较丰富。另外由于断层做为通道。地层深部和中部生成、储集的油气也可运移聚集到中浅层形成次生油气藏。

在平面上，由于陆相沉积的砂层连通性较差，油气以短距离运移为主，白垩系的主要生油区控制了油气分布的大致范围。成零散分布的侏罗系断陷与白垩系大型拗陷并不完全迭合，加之，部分油气可沿某些沉积间断面进行较长距离的运移，对油气在平面上的分布状况也有一定的影响。

盆地内大型背斜构造带和较大的断裂带主要呈北北东向延伸，来自北部和西南部的两个最大的沉积体系，沉积相带主要呈东西向分布，在二者的配合下，油气藏的分布有东西分带南北分区的特点。由于不同时期湖岸线和沉积相带的位置有一些变化，各个层位的油藏在平面上的分布也相应有一些变化。

松辽盆地油气藏分布的基本模式是：在盆地中部和东部的大型背斜构造带为含油较富集的构造油藏带。背斜带的翼部以及斜坡—拗陷的转折部位为断层和岩性—构造复合油藏带，次生油气藏也较发育。大型拗陷中间和西部斜坡区为岩性、岩性—构造复合油藏和其它隐蔽油藏较发育的区带。

松辽盆地拗陷期沉积中已找到的大部分油气储量是在背斜构造油气藏中，从油气藏的数量看，岩性—构造、构造—岩性、岩性—断层、断层—岩性等复合油气藏和岩性油气藏的数量远远多于背斜构造油气藏，且随着勘探程度加深，这类油气藏的数量和所占的储量比例还有增多的趋势。下面重点介绍几个油气田。

1.大庆油田

大庆油田是一个典型的背斜构造油田。油气富集的主要原因是这个大型长垣构造带的圈闭条件好。大庆长垣是由7个背斜构造组成的一个背斜构造带，轴向约北东20°，南北长145公里，东西宽10～30公里，总闭合高度大于500米。它位于长期发育的生油凹陷附近，油源充足；还位于北部沉积体系大型复合三角洲部位，储集层厚度较大，储油条件好，储油层为生油层上下夹持，形成良好的生储盖组合；构造形成时期与烃类大量生成运移时期配合较好，并存在着大量的张扭性断层和同生断层，这些因素对油气的运移和聚集均起着重要的作用。

大庆长垣北部，大面积、高幅度的背斜构造与大段较厚砂岩相配合，形成块状构造油气藏，断层两侧不同层位的砂层连通，多组油层具有统一的油水界面，构成大庆油田油气最富集的部分（图9）。

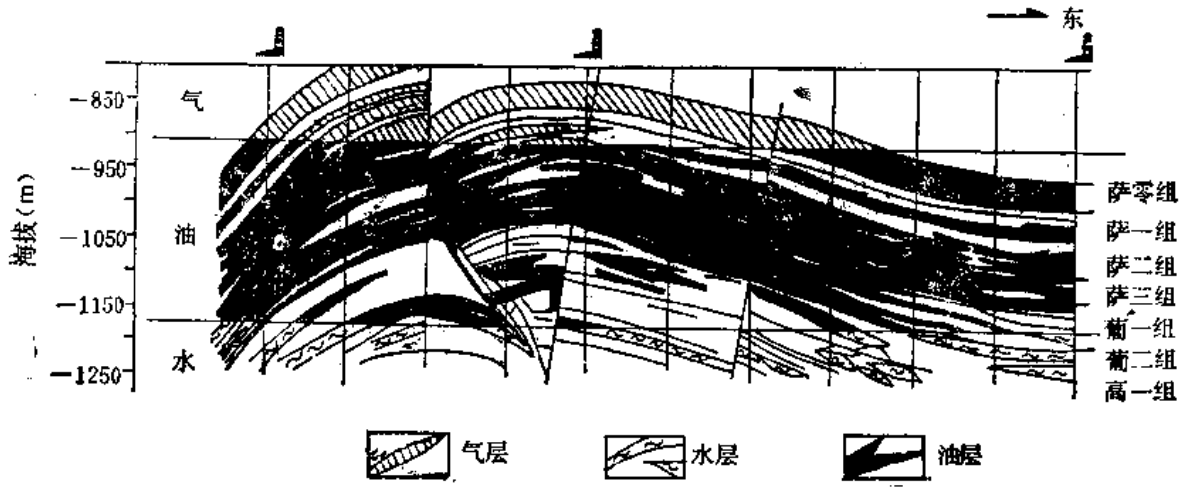


图 9　大庆油田油藏剖面图

大庆长垣南部，储油层分布井段较薄砂岩单层厚度较薄，仅1～3米，断距20～30米的断层即可起到封闭分隔的作用，形成断层复杂化的构造油藏，各断块的油水界面高度不同。局部还存在着岩性和岩性—构造复合油藏。

此外，由于断层的切割，还在构造高部位的浅层形成了次生油气藏。

2.扶余—新立油气聚集带

包括扶余、木头、新立三个油田，含油层位均为扶余、杨大城子油层（图10）。

形成这个油气聚集带的基本条件是：受扶余基岩隆起控制的区域性鼻状构造与来自盆地西南部和东南部的两个沉积体系相叠合，形成了区域性的储集和圈闭条件。这个面积约400平方公里的大型鼻状构造，呈掌状伸入到古龙、三肇、乾安三个生油凹陷之中。在主要生储油层沉积过程中和沉积后，长期持续隆起，有利于捕集油气并逐步富集。白垩系嫩江组沉积后的几次构造运动形成了由不同构造高点和断块控制的油田。

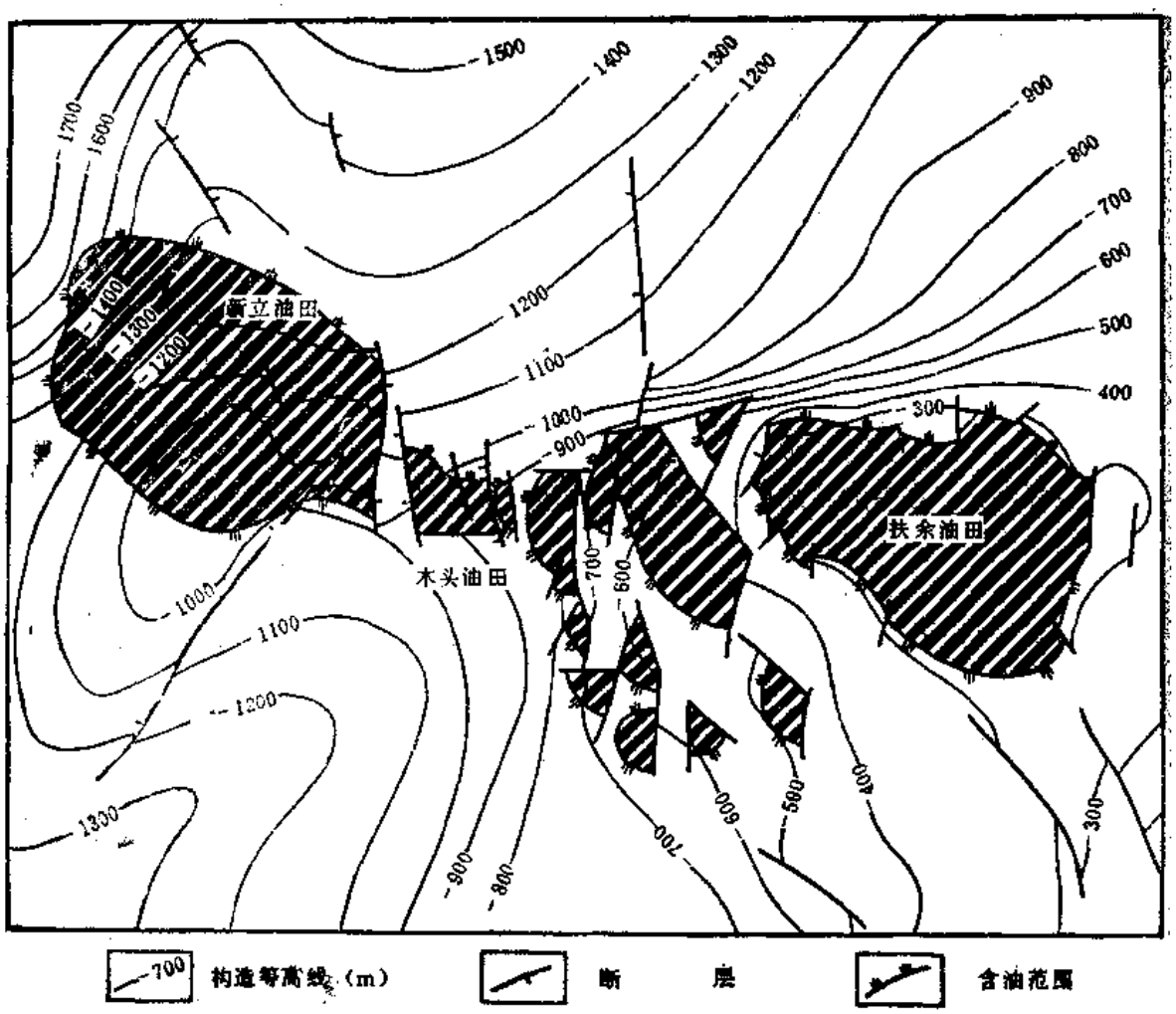


图 10　扶余—新立油气聚集带平面图

扶余油田位于基底古隆起的最高部位，是受基底隆起控制的同生构造，有11个局部高点和142条断层。属背斜构造油藏。油田西部有统一的油水界面，东部因受断层和岩性的影响，油水界面略有起伏。

木头油田位于扶余油田以西，在向西倾没的大型鼻状构造背景上被37条断层切割为26

个断块，属断块构造油藏，局部为岩性一断块复合油藏，各断块的含油富集程度和油水界面有较大的差异。

新立油田位于木头油田以西，属构造—岩性油藏。断层和岩性因素使得油水分布状况复杂化，南部构造高部位不含油，北部含油范围低于构造圈闭线，即含油区偏移到构造北部。

松辽盆地裂陷阶段发育的侏罗系含煤建造，由于埋藏较深，勘探程度较低，已见到较厚的暗色泥岩并具有较高的生烃潜力，是较理想的生气层位，有些探井已见到含气显示。通过进一步勘探，预计在松辽盆地深部还有可能找到与渤海湾地区第三系断陷盆地相似类型的油气藏，勘探的前景是良好的。

参 考 文 献

1．高瑞祺，“松辽盆地白垩纪陆相沉积特征”，地质学报，1980年第1期。

2．高瑞祺、程学儒，“松辽陆相沉积盆地的成因机制及其与烃类形成的关系”，《松辽陆相盆地石油地质》，石油工业出版社，1985年。

3．李春昱，“对亚洲地质构造发展的新认识”，《中国及其邻区大地构造论文集》，地质出版社，1981年。

4．马力等，“中国东部的含油盆地和隐蔽圈闭”，《隐蔽圈闭研究》(1982年AAPG论文集，英文)。

5．马力、杨继良、丁正言、关增森，“松辽盆地的下部含油层系”，《北京石油地质会议报告论文集》，石油工业出版社，1987年。

6．任纪舜、姜春发、张正坤、秦德余，《中国大地构造及其演化》，科学出版社，1981年。

7．童崇光，“中国东部裂谷系的石油地质特征”，石油学报第1卷第4期，1980年。

8．杨继良，“松辽断拗盆地的地质结构与油气”，《中国中新生代盆地构造和演化》，科学出版社，1983年。

9．杨继良，“大庆油田的油藏特征和松辽盆地油气聚集规律”，石油与天然气地质，1983年，2期。

10．杨万里、高瑞祺、李永康、张明辉，“松辽湖盆的生油特征及烃类的演化”，石油学报，1980年增刊。

11．张恺、罗志立、张清、戴金星、姚慧君，“中国含油气盆地的划分和远景”，石油学报第1卷第4期，1980年。

12．钟其权、马力、石宝珩，“关于松辽盆地构造发育特征的探讨”石油勘探与开发，1978年第2期。

13．朱夏，“中国东部板块内部盆地形成机制的初步探讨”，石油实验地质，1979年第1期。

渤海湾盆地地质基础与油气富集

胡见义　徐树宝　童晓光　　吴华元

（石油工业部石油勘探开发科学研究院）（华北石油管理局）

提要　渤海湾盆地是一个多断陷、多含油气层系和多种油气藏类型的大型含油气盆地，它的地质结构和成油规律与国内外有些大型含油气盆地不同，具有自身独特的特点。在纵向上由断陷前期、断陷期和拗陷期等三套构造层系组成，在平面上具有多凸多凹和凸凹相间排列的分布特点。在盆地内部大型挤压褶皱背斜不发育，仅发育多种类型断裂构造带，具同生沉积性质。在沉积上，每一断陷自成一个沉积单元，具有河湖沉积体系特点，储集岩体类型多，在平面上呈环带状分布，在纵向上相互叠置。在成油机理方面，陆相湖盆生油岩成熟度和类型控制油气相态空间分布。在油气藏分布方面，在不同凹陷或凹陷不同类型构造断裂带，油气藏和复式油气聚集（区）带有一定差异，但仍有一定分布规律。这对石油地质理论的发展和有效的指导油气勘探，有十分重要的意义。

渤海湾盆地位于渤海湾及其沿岸，北部界于燕山，西部界于太行山，东南部界于鲁西隆起，东部界于胶辽隆起，面积近20万平方公里。

渤海湾盆地是华北地台的一部分，经过漫长的地质历史演化形成于第三纪，由许多分割的早第三纪断陷所组成，在晚第三纪，全盆地沉降成为现今的大型拗陷盆地（见图1）。

大约在37～17亿年前，即自太古代至中元古代早期形成了华北地台的基底。基底之上覆盖了中、上元古界，古生界和中新生界。总厚超过3万米。上元古界至下古生界为一套稳定的陆表海沉积，以碳酸盐岩为主。加里东运动后，晚奥陶世至早石炭世处于隆起状态，中石炭世开始接受大范围的碳酸盐岩沉积，晚石炭世至早、中三叠世为海陆交互相沉积，并过渡为陆相沉积。印支运动（中三叠世末）是地质结构变化的重要转折时期，随着库拉—太平洋板块的作用，向北西方向俯冲，地幔活动加强。本区地壳受到不断的拉张应力作用，产生多次块断活动，发生强烈的裂陷，形成北西、北北东向二组断裂网络，形成众多的不对称的翘倾断块，其下倾部分接受了中新生代陆相河湖沉积，仅早第三纪断陷就有47个。晚第三纪整个盆地平稳下沉，河流—泛滥平原沉积覆盖全区，形成了现今的盆地轮廓。总之，渤海湾盆地是克拉通内部经多期块断活动产生的拉张盆地，由不同级次翘倾状的块断体和上覆的不对称断陷组成，并按一定规律展布，这是盆地发育的最主要特征。

在盆地的各个断陷中，早第三纪沉陷幅度和沉积地层厚度有很大不同，由4000米至11000米，始终受陆相河湖沉积体系控制，岩性以碎屑岩为主，夹有少量陆相成因的白云岩和石灰岩，在湖泊浓缩期形成盐岩和石膏。中生界的分布受当时断陷控制，但其范围远远超出现今盆地范围，也是一套陆相河流沼泽相沉积，并发育较多的火山岩。在整个中新生界发育若干套湖相生油气岩系，这是形成大型含油气区的有利的地质条件，因此本区油气田广为分布。

从50年代起，在盆地内开展了大量的地球物理（重力、磁法、电法和地震）勘探和钻探工作，从地质结构、地质发展史、地层、古生物、沉积相、有机质演化和油气藏形成及分布等方面进行了深入地研究，逐步加深了对盆地的认识，发现了大量油气资源。在地质科

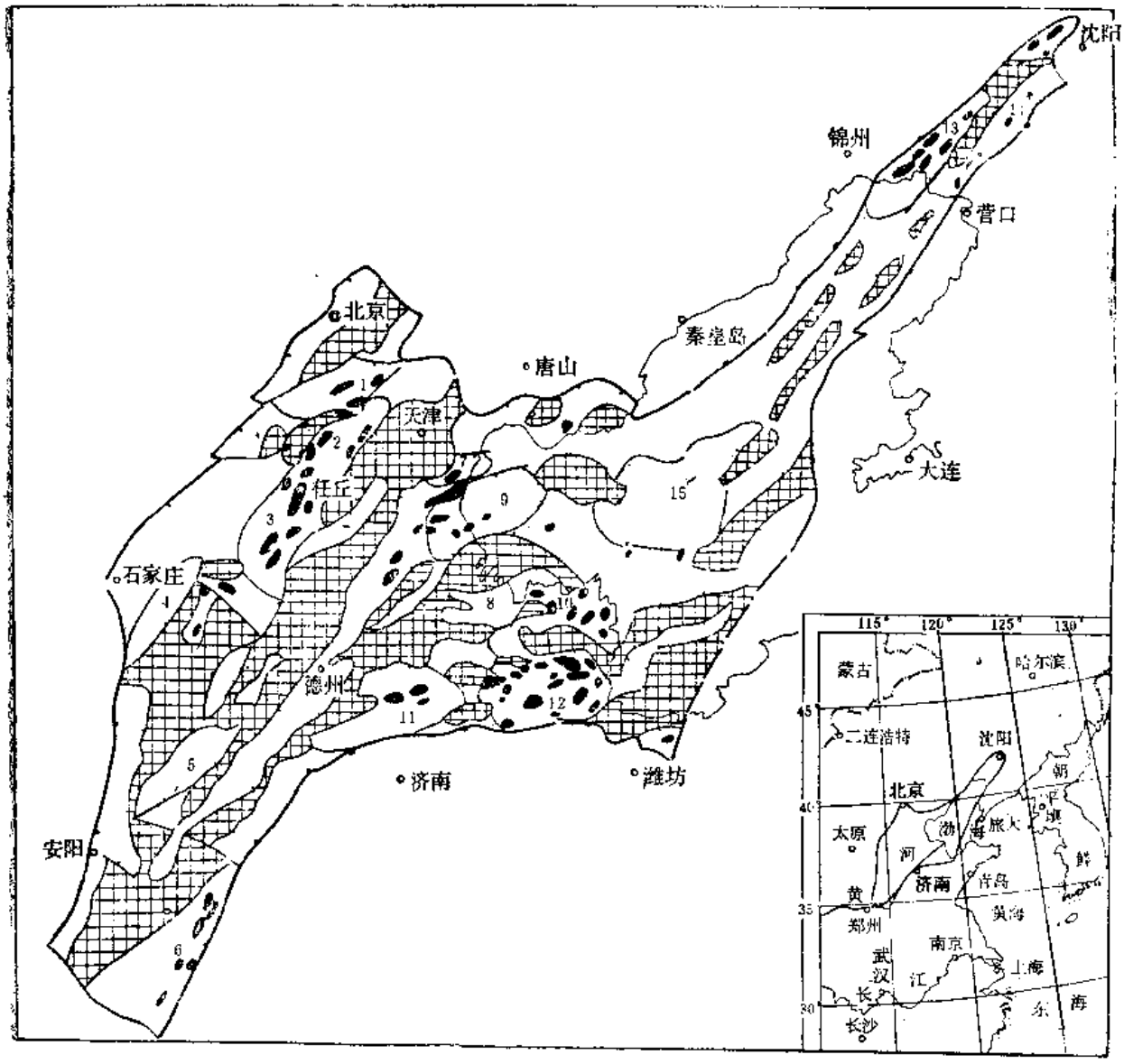


图 1　渤海湾盆地下第三系断陷和油气田分布示意图

学上和能源资源方面都具有重要的意义。

一、盆地的形成与演化

渤海湾盆地是在古老的华北地台(中朝地台)基础上演化形成的。它经历过中上元古代、古生代地台发育阶段和中、新生代断陷发育阶段。

1. 基底

华北地台的基底由17亿年前到37亿年前的变质岩系所构成，大致分为三套变质岩系。

1)太古界、以冀东迁西群为代表，主要为麻粒岩相及部分绿片岩相的区域深度质岩，原岩为中基性喷发岩。

2)下元古界下部，以五台群为代表，厚达2000米以上，以绿片岩相为主，部分可达角闪岩相、麻粒岩相，原岩属火山—沉积岩建造，以中基性细碧角斑岩为主，夹较多的碳

酸盐岩及碎屑岩。

3）下元古界上部，以滹沱群为代表，厚约9000米，变质程度较低，主要是一套浅变质的碎屑岩和碳酸盐岩，局部夹中基性火山岩。

2. 中上元古代和古生代地台发育阶段

从中元古代到三叠纪经历了大约14亿年的地台发育阶段，主要沉积一套海相碳酸盐岩地层，上部为海陆过渡相至陆相的碎屑岩。

（1）中上元古界　与下伏地层为不整合，具有过渡性沉积盖层特性。沉积时的古地形差异较大，有长期大型隆起区，也有长期沉降区，因而地层的厚度变化很大，沉降中心在西北侧。

1）长城系，最大厚度为4000多米，以碎屑岩为主，局部夹中性、中基性火山岩，上部为含叠层石的碳酸盐岩。总体上看，沉积范围逐渐扩大，有明显的地层超覆现象。

2）蓟县系，最大厚度4000多米，主要为富含叠层石的碳酸盐岩，夹少量砂岩和页岩。

3）青白口系，厚度很薄，仅数百米。沉积范围与下伏地层相比有很大变化。下部下马岭组是海侵初期沉积，沉积范围较小，水体较浅，为深灰及紫红色的页岩夹白云岩；中部龙山组沉积范围有所扩大，尤其是向东向渤海海域方向的超覆比较明显。龙山组以含海绿石的石英砂岩为特征。上部景儿峪组主要是一套泥灰岩，沉积范围也较小。青白口系沉积后，全区普遍上升。从此结束了渤海湾西侧燕辽海槽。

4）震旦系，沉积范围很小，局限于辽东地区，有两个沉降中心，北部的太子河流域地层厚约1000米，而南部的旅大地区厚度在4000米以上，都以石灰岩为主。

综上所述，渤海湾盆地及其相邻地区的中上元古界早期沉积以西侧及北侧为主，晚期沉积以东侧为主。两者之间，包括渤海湾盆地的南部存在一个长期的隆起区。

（2）下古生界　渤海湾及其相邻地区的下古生界仅发育了寒武系和中、下奥陶统。与下伏中上元古界为假整合。内部为连续沉积。沉积时的古地形比较均一，中上元古界沉积时的古隆起已经消失。下古生界的沉积厚度比较均匀，在1000～2000米之间，平面上的岩性岩相变化很小，属典型的地台型沉积。

寒武系底部的沉积是从周缘几个古陆的前缘开始，后来逐渐扩大，所以下寒武统以碎屑岩为主，中、上寒武统在动荡浅海环境形成了一套鲕状灰岩和竹叶状灰岩。奥陶系沉积时海水变深，以含白云质的厚层石灰岩为主，“豹皮”状构造、角砾状构造和燧石结核比较发育。其上部发育石膏层。

中奥陶世末，整体上升成陆，经历了大约1.3亿年风化剥蚀时期，缺失上奥陶统、志留系、泥盆系和下石炭统沉积。

（3）上古生界和三叠系　与下伏地层为假整合接触。中、上石炭统为海陆交互相沉积，碎屑岩、煤层夹石灰岩。中石炭世北部沉降较深，晚石炭世南部沉降较深。二叠系基本上都是陆相沉积，仅在底部有残留海沉积。下部以暗色砂泥岩为主夹煤层，上部以杂色砂泥岩为主，局部有膏盐沉积。从晚二叠世起，差异升降运动逐渐加强，成为彼此分割的内陆盆地。上古生界的最大厚度为1500米。

三叠系与二叠系为连续沉积，但分布比较局限，主要在渤海湾盆地的西南部，是一套陆相的红色碎屑岩地层，厚度可达1000多米。

中三叠世末的印支运动，对本区的构造演化具有重大作用。太行山以东的华北地台整体抬升，地台盖层发生了褶皱，褶皱轴向一般为北东向，运动强度各地不一，如燕山地区比较强烈。在盆地南部发现有印支运动褶皱的倒转背斜和伴生的逆断层，大部分地区为宽缓的背、向斜。在渤海湾盆地周边露头区发现多处印支期花岗岩侵入体。

3.中新生代断陷发育阶段

印支运动后华北地台东部进入了一个新的演化阶段。比较稳定的地台发生解体，表现为强烈的块断活动和岩浆活动，黄汲清、郭令智教授都认为这与亚洲大陆边缘的演化有关，该大陆边缘由古生代时的被动大陆边缘转化为活动大陆边缘，又从中生代安底斯式向新生代岛弧—边缘海式演化，这种演化直接控制了邻近大陆边缘的中国东部地区。

朱夏教授认为，中生代以来的变格运动，对中国地台进行改造，从而控制了新的构造格局和沉积盆地。中国东部各盆地就是变格运动的产物。他还具体分析了这些盆地的形成机制。太平洋板块俯冲引起岩石圈的挤压，并使岩石圈隆起，侵蚀作用和岩石圈的断裂使岩石圈变薄并激发地幔垫形成，从而出现拉张断陷，断裂进一步下延切割到地幔垫，产生地幔柱，地幔上隆及与之成倒影关系的大面积拗陷形成。上述机制较好地说明了渤海湾盆地的成因。

渤海湾盆地及其相邻地区的中新生界基本上都是陆相地层。沉积盆地的位置频繁变化，地层的岩相、岩性、厚度变化很大，地层之间经常出现不整合接触。

（1）中下侏罗统　早中侏罗世本区总体上处于隆起状态。形成了两个中下侏罗统盆地群，北部为燕辽，南部为丘县—沾化、略呈东西向分布。按盆地的性质可以分为两类，一类为构造向斜盆地，规模稍大，继承了印支运动褶皱的向斜部位，与下伏三叠系为假整合，地层主要为含煤岩系、杂色砂泥岩和凝灰质砂泥岩。另一类为山间盆地，规模小，与古生界或中上元古界呈明显不整合接触。其地层除含煤岩系和砂砾岩外，还有较厚的中基性火山岩，累计最大厚度达4000多米。渤海湾盆地内部的中下侏罗统主要分布于南部，有可能原始盆地面积在25000平方公里以上。早、中侏罗世之间仍然存在强烈的构造运动，花岗岩体侵入。下、中侏罗统之间为不整合接触。

（）上侏罗—下白垩统　晚侏罗—早白垩世本区处于最强烈的块断活动状态，受北东、北西向两组断裂控制，形成了一系列断陷和断隆。断陷的位置与下伏中下侏罗统盆地有很大差别，其分布范围较中下侏罗统大为扩大。所沉积的地层有含煤沉积、暗色砂泥岩、红色砂泥岩和中酸性、中基性火山岩，在平面上岩性和厚度变化很大。最大厚度可达4000米（图2）。

（3）始新统　下白垩统沉积后，该区又处于整体隆起状态，基本上没有接受上白垩统和古新统的沉积。从始新世开始又发生了新的块断运动，这次块断运动奠定了渤海湾盆地的基础。盆地大部分断陷先后出现，以盆地中部的断陷发育较早，位于大型隆起的边缘，都受北东向断裂控制，为箕状断陷或不对称地堑，断陷底部往往有厚度不等的玄武岩层，最大厚度可达1000米以上（图3）。

始新统是陆相河湖相沉积，厚度变化很大，最大厚度可达5000米，薄的地方仅数百米。岩相岩性变化也很大，如冀中拗陷北部为湖相暗色碎屑岩，南部为盐湖相的膏盐、暗色碎屑岩，中部为冲积相的红色碎屑岩。比较典型的剖面，下部孔店组以红色碎屑岩为主，但其中部有较厚的暗色泥岩，上部沙河街组四段以暗色泥岩为主，常夹有膏盐层。

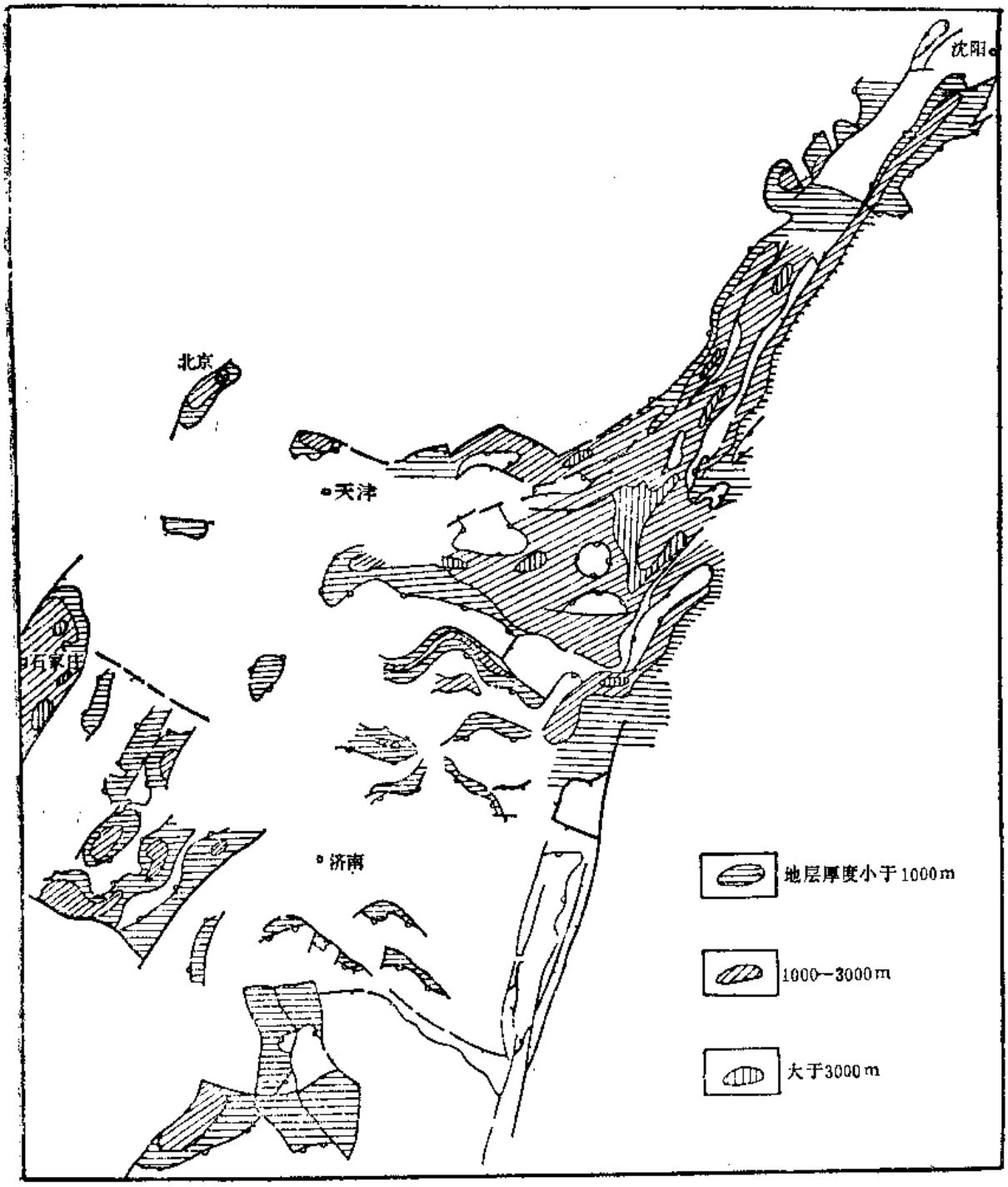


图 2　渤海湾盆地上侏罗统—下白垩统分布图

（4）渐新统　始新世末的上升和变形是比较微弱的，在大部分地区，渐新统与始新统之间为连续沉积。始新世的断裂在渐新世继续活动，但其活动强度有所变化，有些始新世活动强度较小的断裂，在渐新世时其活动强度加大了，如聊兰断裂和辽河—辽东湾的一系列断裂。有些断裂的主要活动部位有变化，如沧东断裂始新世主要在南段活动，渐新世主要在北段活动。同时也发生了一系列新的北东向断裂，使沉降中心有所变化，如冀中拗陷始新世时沉积中心在西侧，而到了渐新世沉积中心却在东侧。因此渐新世时期是一次新的

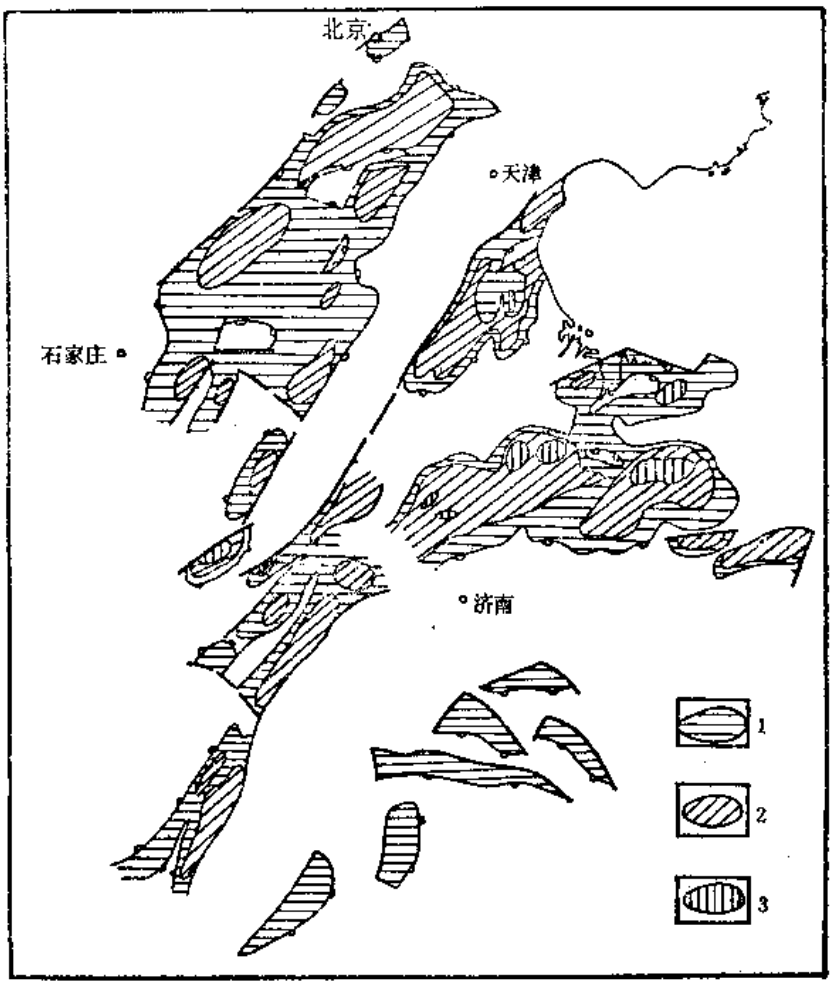


图 3　渤海湾盆地南部始新统分布图

1—厚度小于1000米；2—1000～3000米；3—大于3000米

块断活动。渐新世形成的断陷仍然主要是箕状断陷，少数为不对称地堑（图4）。

渐新世是渤海湾盆地的主要形成期。这时所有断陷全部形成。但盆地内部仍是隆拗相间，并不统一。

渐新统是一套以河湖相暗色砂泥岩为主的沉积，盆地的不同部分有一定变化，总体上由三个沉积旋回组成。局部地区夹有玄武岩，其中以辽河拗陷东部和辽东湾最为发育。

（5）上第三系　渐新统沉积后，曾经有过局部挤压、短暂上升和剥蚀。进入晚第三纪构造运动特点又有新的变化，块断活动基本终止，盆地开始整体沉降，其周围山系相对上升，盆地内部大小、高低不等的隆起和凸起先后被沉积物所掩埋。各处的沉降幅度仍然不一致，最大沉降中心在渤海中央，最大地层厚度约3500米（图 5 ）。

上第三系是一套河流沼泽相沉积，底部一般为粗碎屑岩，中上部为杂色砂泥岩。

总之，渤海湾盆地的基础是华北地台，中生代地台解体，产生许多以含煤和含火山岩地层沉积为特征的断陷。早第三纪的块断活动，产生了由分割的断陷组成的渤海湾盆地，至晚第三纪成为一个统一盆地。

渤海湾盆地的块断活动是与沉积作用同期发生的，块断活动控制断陷的形成，同时控

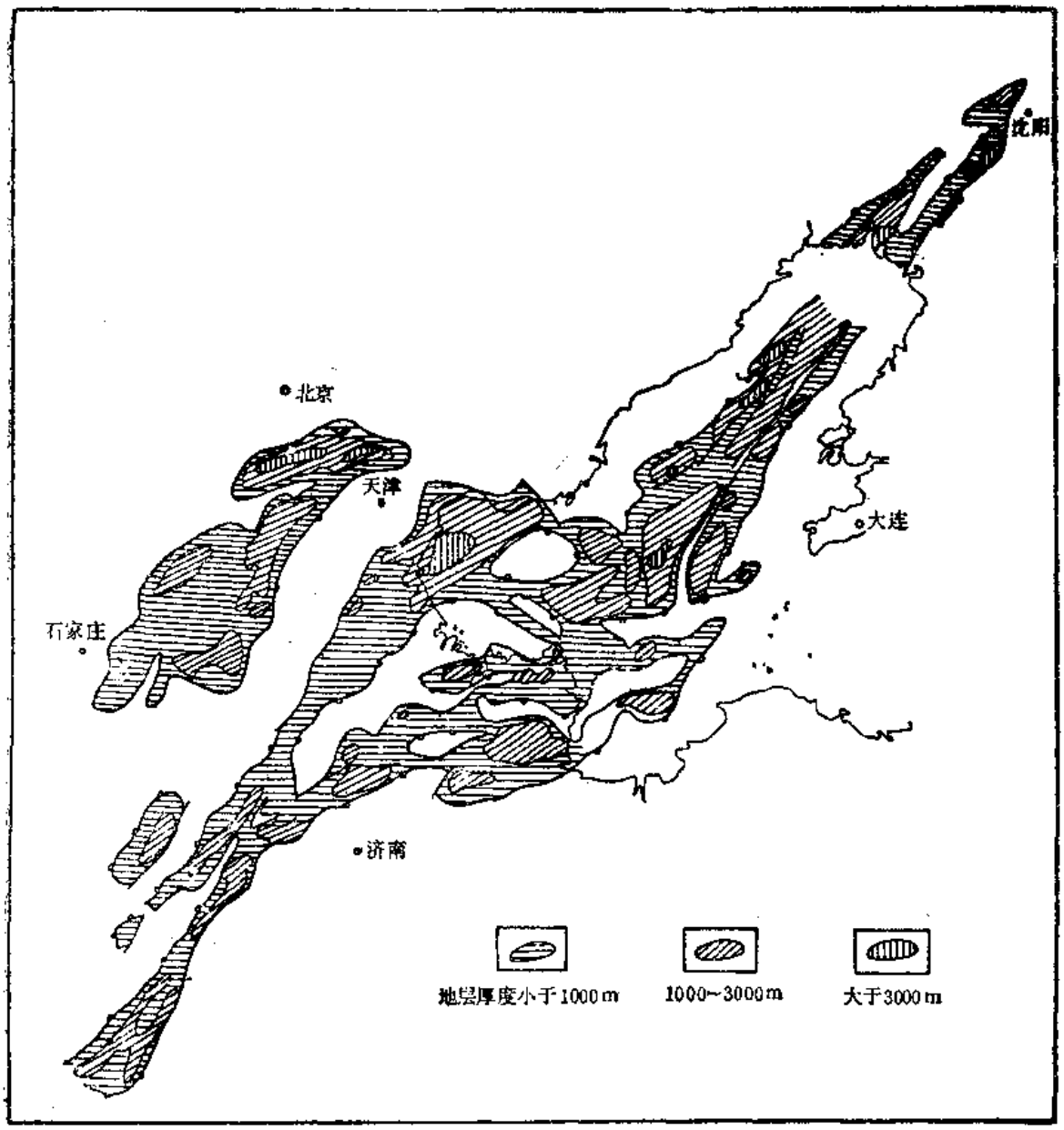


图 4　渤海湾盆地渐新统沙河街组分布图

制沉积层的变形特征。由基底断裂所切割的块断体之间的水平拉张、差异沉降和块断体本身的翘倾活动，这种三度空间的运动，就是块断活动的基本特点，由于块断活动是与沉积作用同期发生的，所以在块断体之上形成了不对称的断陷，称之为箕状断陷，从箕状断陷中沉积物的厚度可以看出，差异沉降的幅度可以达到近万米。水平拉张距离也很大，根据穿越渤海湾盆地北西一东南向剖面古构造发育分析，拉张距离可达74公里，约占剖面长度的20%。大多数块断体都发生了翘倾（扭转），但各个块断体的扭转角是不相等的，使块断体表面倾角有相应的增加，使控制箕状断陷边界的基底断裂倾角有相应减小(图 6)。

大型基底断裂、翘倾断块体和箕状断陷三者是统一的整体，围绕盆地周边隆起呈有规律分布，构成三大系统，即鲁西系统、太行山系统和山海关—医巫闾山系统。黄骅拗陷、济阳拗陷、渤中拗陷和冀中拗陷北部的大部分基底正断层都向鲁西隆起倾斜，冀中拗陷南

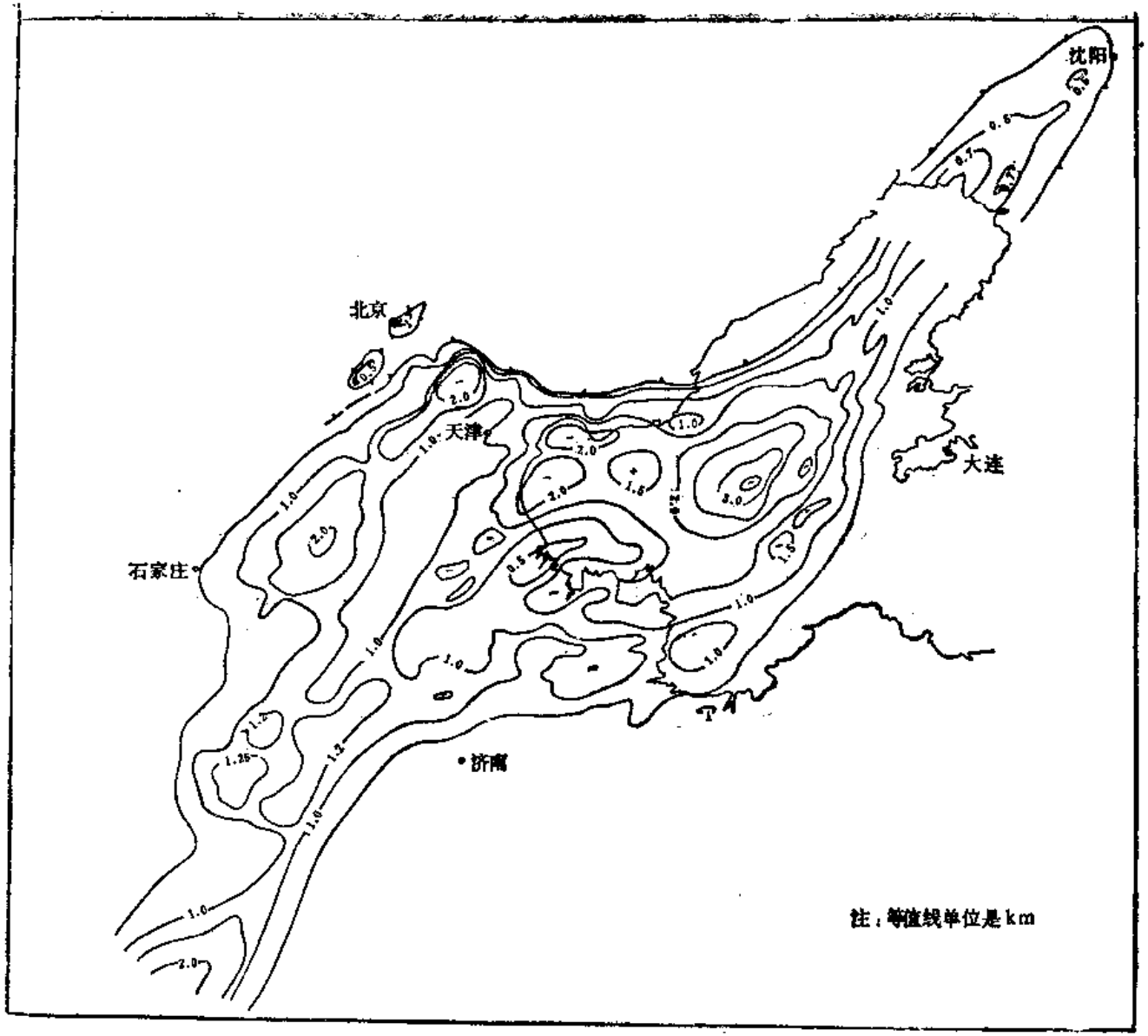


图 5　渤海湾盆地上第三系等厚图

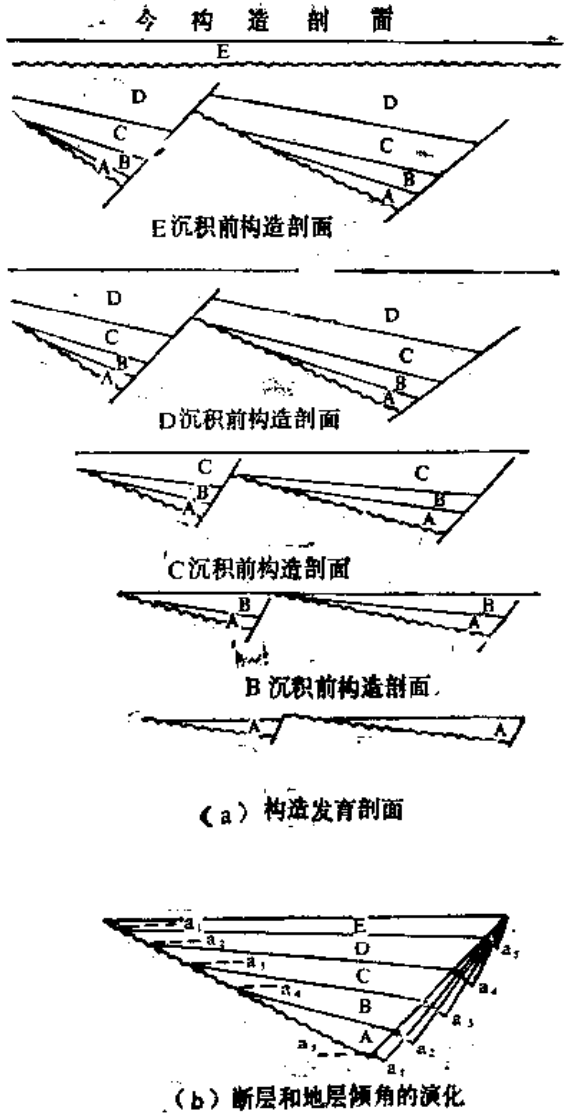


图 6　箕状断陷形成和演化示意图

都和临清拗陷的大多数基底正断层都向太行山隆起倾斜，辽河拗陷和辽东湾拗陷的大多数基底正断层都向山海关—医巫闾山隆起倾斜。

箕状断陷在边界基底断裂一侧为陡坡，另一侧为缓坡。缓坡部位基底断裂规模小，多数基底断裂与边界基底断裂走向与倾向大致平行，与之倾向相反的基底断裂数量很少，规模也小。箕状断陷两侧的厚度和沉积特征都有明显差别。

第三系沉积盖层构造变形，在上述块断活动条件的控制下，大部分变形产生于沉积作用同期；在断裂活动为主导的情况下，伴生一系列规模较小的构造褶皱变形；而水平挤压发生的构造变形现象十分罕见。

二、盆地的沉积特征和砂岩成岩后生作用

在早第三纪块断活动控制下，渤海湾盆地是由一系列相互分隔的断陷组成，每一个断陷在同一时期自成一个独立的沉积体系。在相同的古地理和古气候条件下，这些断陷湖盆都有相似沉积条件，均属河湖沉积体系，河流在湖盆沉积中起了主导作用。

1.断陷湖盆沉积的基本特征

（1）盆地各断陷地处近海地带，属近海内陆湖盆在第三系沉积过程中，不仅存在陆源水系，又有海水短暂局部侵入，湖盆的水介质以淡水—半咸水为主。在湖盆内部广泛发育大量陆相水生生物，个别层段有变异的海生生物，如有孔虫类细小三块虫（*Trinoculina poula*）。粟米虫（*Miliolidae*）、圆盘虫（*Discokbis*）、和卷转虫（*Ammonia*）、中国枝管藻（*Cladosiphia Sinica*）、龙介虫（*Serpulidae*）以及沟鞭藻类的德弗兰藻（*Deflandrea*）都属于海生生物。这些生物具有种属单调、生态变形和个体小等特征，并与陆相淡水生物共生。还屡见少量胶磷石和海绿石，说明盆地曾遭受一定程度的海侵影响。

（2）高速率沉积形成了巨厚的下第三系沉积岩系　渤海湾盆地的各个断陷沉积了巨厚的下第三系沉积，最厚可达8000～11000米以上，最薄也在4000米左右，平均沉积速率200～400米/百万年。华北地台寒武系和中下奥陶系沉积，平均沉积速率为10米/百万年，中、上石炭统和二叠系沉积速率也是10米/百万年。断陷沉积速度比地台发育阶段沉积速率大20～40倍，沉积速度快，沉积厚度大是断陷湖盆发育的显著特点。

（3）在湖盆沉积过程中河流水系起了主导作用　本区断陷湖盆四面块体翘起部分地形起伏大，有一定高度，湖盆中心成为周围多条河流的汇水系统，形成河湖沉积体系。湖盆规模较小，波浪作用有限，波及范围不大，仅在水深20～25米附近，深水湖区均为静水区。在湖盆沉积过程中波浪和湖流作用较小，而河流水系对湖盆沉积起主导作用，成为流域内侵蚀、搬运和沉积作用的主要营力。断陷湖盆的构造格局在很大程度上控制了湖盆的河流水系格局、河流规模和沉积作用，一般顺盆地主要构造走向形成的水系，其流域面积、发育程度和输沙量大，约占盆地流域面积和入湖总水量30～35%以上。断陷湖盆的河流入湖后所形成水下潜流影响范围也广，可达数十公里。

（4）在各地质历史阶段和不同古气候条件下，湖盆发育的不同阶段具有各自的沉积体系　沉积体系受一定的古地理条件控制，是由若干沉积相带组合而成的地质体，它可以横跨湖盆内部的不同级次的古构造古地理地带。控制断陷湖盆沉积体系形成的主要因素是古气候条件、块断运动强度、物源区和湖岸带古地形以及河流水系的能量。在早第三纪时期，本区块断活动由强变弱，湖盆水体面积由小到大再到小，水体深度由浅变深再变浅，

湖盆的发展经历了断陷—拗断—拗陷等不同发展阶段。本区古气候属半干旱—半潮湿气候带，其演化特点是由炎热干旱渐变为温暖潮湿的沉积环境，湖盆的水介质条件由咸变淡。在不同的古气候条件下，本区湖盆经历了五个发展时期，形成了各自的沉积体系和储集岩体类型，并有一定的演变规律。现以东营和辽西断陷为例，说明本区湖盆不同发展阶段沉积体系和演化特征（图7，8）。

在湖盆发育初期（始新世和沙四段时期）块断活动十分强烈，古地形高差大，坡降较大，分割性强，湖区范围小，属封闭或半封闭性湖盆。湖区古气候属炎热干旱亚热带气

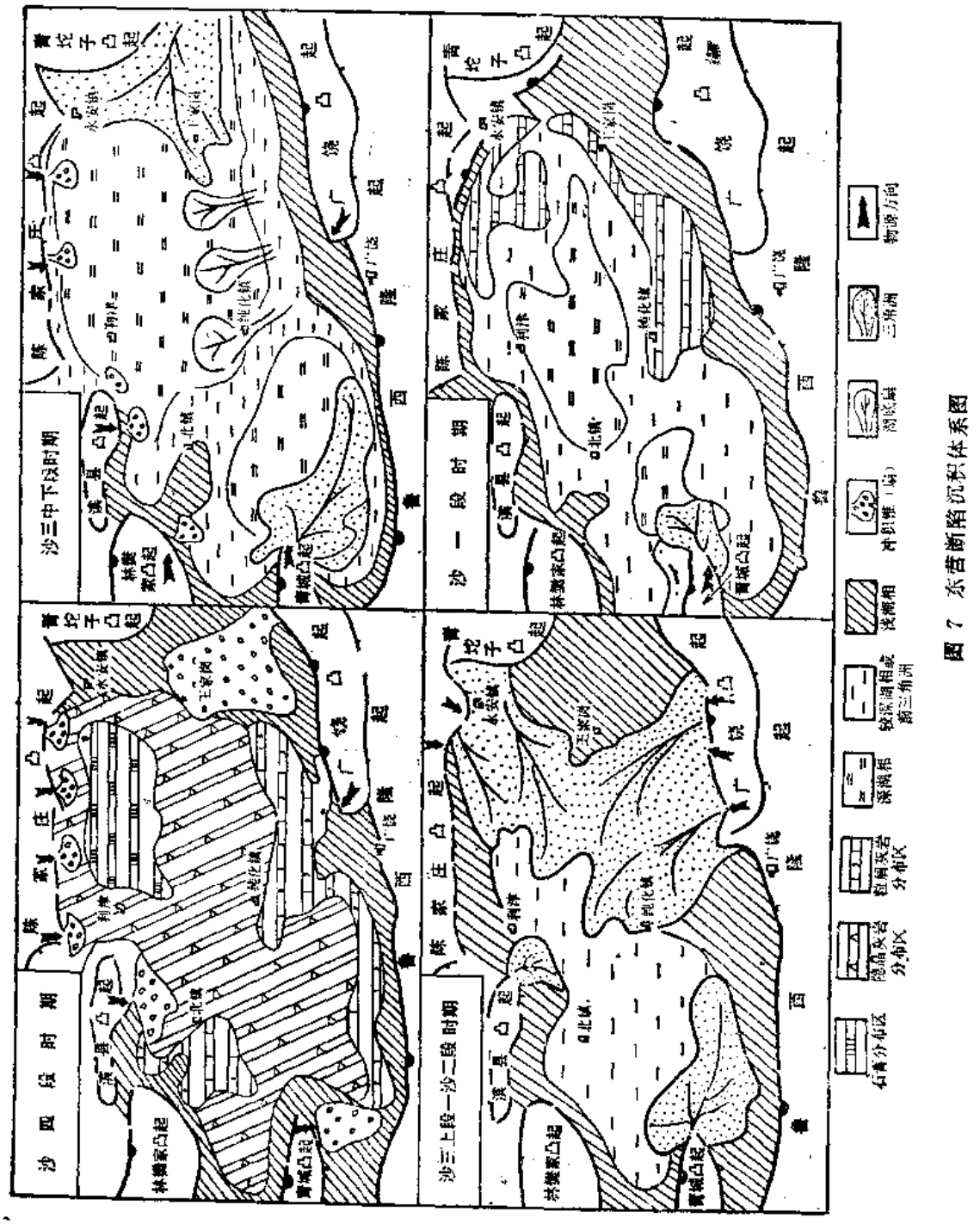


图 7 东营断陷沉积体系图

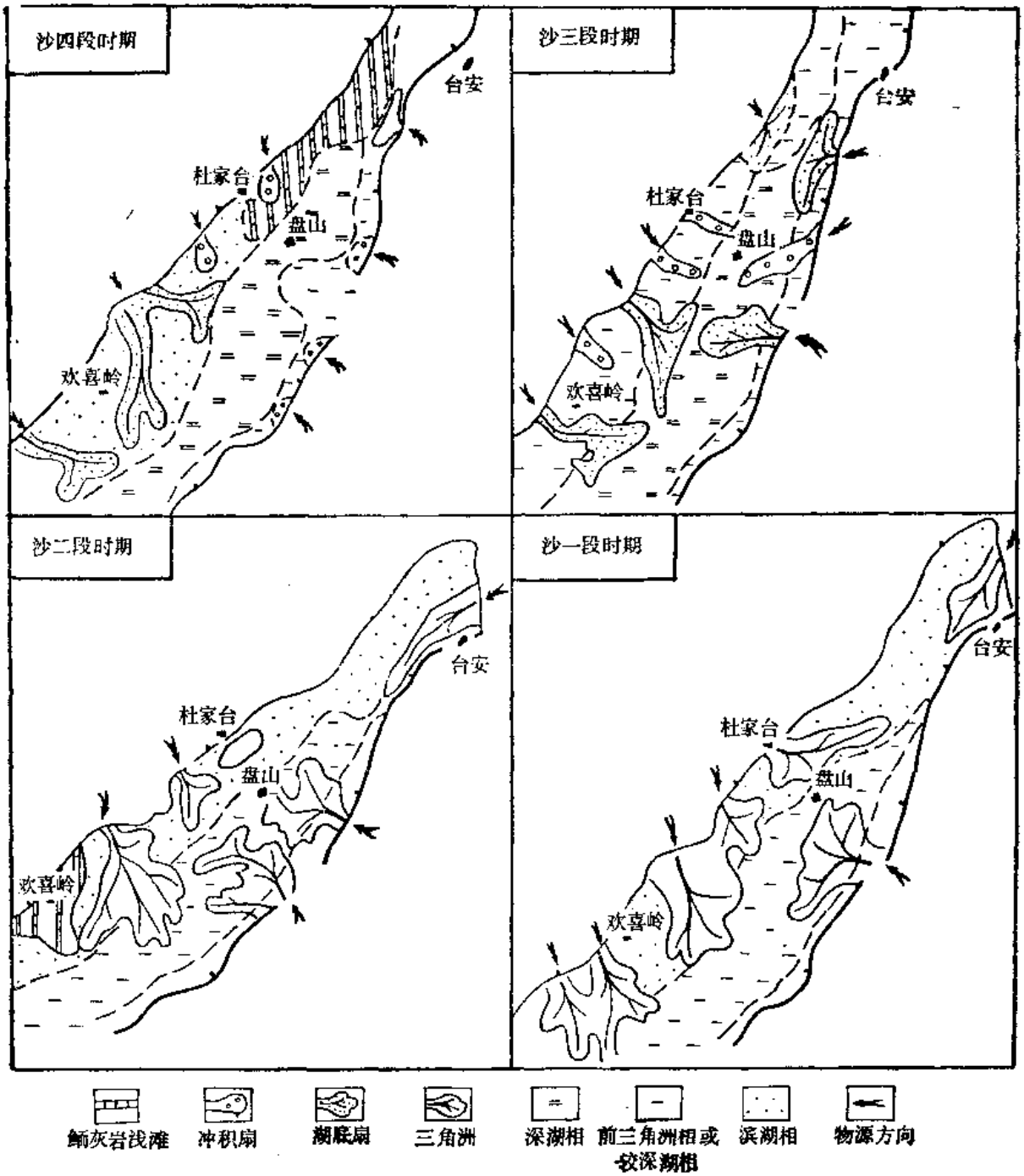


图 8　辽西断陷沉积体系图

候，雨量稀少，蒸发量大，湖水渐趋浓缩，含盐度较高。湖盆边缘季节性洪水流较为发育，搬运和堆积了一套粗碎屑岩沉积，组成冲积扇—膏盐岩沉积体系。如东营断陷沙四段沉积序列演化是，由边缘向湖心依次为碎屑岩分布区、粒屑灰岩分布区、隐晶灰岩分布区和膏盐岩分布区。在凸起边缘大断裂下降盘，受局部物源影响，沿北部断裂带形成冲积扇（锥）群分布带，此外在青城和广饶凸起边缘也分别形成冲积扇。又如辽河西部断陷，由于受河流水系影响，湖盆盐度较低，未能形成膏盐岩分布区，仅在湖湾地带发育浅滩鲕状灰岩，在东侧大断裂下降盘形成了一系列冲积扇（锥），在西侧缓坡带分布扇三角洲和冲

积锥。

在湖盆发育早期（渐新世沙三段中下部）为断陷差异沉陷的深陷期，沉降速度大于沉积速度，形成了深水湖盆。湖盆范围广而深，古地形梯度仍较大，河流水系能量也较大，形成了湖底扇—浊积岩沉积体系。在深水湖区广泛分布一套深灰、褐灰色泥岩夹有透镜状浊积岩体、数量众多，规模较小。在湖盆两侧形成浊流性质的湖底扇，具明显泥石流、浊流、颗粒流和液化流的沉积标志，岩性较粗，扇形体向湖内延伸，其沉积序列是由扇根—扇中—扇端三部分组成。如东营断陷南部缓坡带发育三个并列的湖底扇群，规模较大，延伸距离长20～25公里以上。北部陡坡带也发育一连串的小型湖底扇。辽河西部断陷也有类似的沉积特征，在西部斜坡发育六个水下河道和湖底扇，在东部陡坡带发育三个湖底扇。这些湖底扇发育具有继承性特点。

湖盆发育中期（渐新统沙三段上部至沙二段）处于块断活动相对减弱阶段，为湖盆回返收缩时期，沉降速度与沉积速度基本一致。古气候条件以温暖潮湿为主，雨量充沛，长年性河流水系较为发育，碎屑物质供应十分充足，形成了河流三角洲沉积体系。随着湖盆古地形和河流水动力条件由湖盆边缘向湖心有规律递变，在沉积序列上依次为山麓洪积相（大多数断陷盆地不发育）、三角洲平原相、三角洲前缘相和前三角洲相。在湖盆不同部位形成不同类型的三角洲砂体，在湖盆端部发育正常河流三角洲砂体，规模较大，三角洲的三带三层结构发育齐全，相带宽，其中三角洲平原相较发育，面积较大，前缘带的河口坝、席状砂和水下河道砂体较为发育，如东营断陷东北部三角洲砂体。在湖盆侧翼一般发育扇三角洲，由于斜坡狭窄，坡降大，汇水面积小，近源短流，辫状河流较为发育，扇三角洲砂体特点为岩性粗、分选差、成熟度低、相带狭、变化大。三角洲平原相不发育，而水下分支流河道较为发育，如辽河西部断陷西坡齐家—西八千三角洲砂体。

湖盆发育中后期（渐新统沙一段）块断活动较为稳定，湖盆又一次扩大和沉陷，但古地形较为平坦，成为封闭—半封闭湖盆。盆内碎屑物质供给较少，在古隆起的水下斜坡和水下台坪等地带形成粒屑滩、生物碎屑滩等。有些情况下，在半封闭湖湾地带可形成生物藻礁等。其沉积序列一般由边缘向湖心依次为碎屑岩、生物鲕粒、生物藻礁、微晶泥灰岩、白云岩和膏盐岩，如东营断陷沙一段时期沉积。而辽西断陷含盐度较低，湖盆周缘的小型河流携带少量碎屑物质入湖，形成小型三角洲和滩坝砂体。

湖盆发育后期（渐新统东营组）块断活动减弱，湖盆进一步收缩，沉降速度小于沉积速度，三角洲沉积不断向湖盆中心推进，河流沼泽相沉积分布十分广泛。晚第三纪为盆地收缩衰亡时期，主要是一套杂色粗碎屑岩沉积，属河流泛滥平原相沉积。

（5）断陷湖盆的地质结构控制储集岩体类型及其展布　断陷湖盆地质结构的不对称性，反映为沉积上的不均一性。在大断裂一侧为坡降大的陡岸，岩相带粗且杂，相带窄，相变快而厚度大，常发育冲积锥（扇）、湖底扇和扇三角洲砂岩体；相对应的另一侧为平缓的斜坡，相带宽而变化缓慢，岩性细，厚度小，主要分布大面积生物鲕滩、藻礁灰岩，缓坡型湖底扇和扇三角洲砂岩体，在湖盆端部发育大型三角洲砂体，湖盆中部则分布透镜状浊积状砂岩体。在多期块断活动控制下，湖盆的同一部位常分布不同类型的储集岩体，自下而上为冲积锥、湖底扇和扇三角洲砂体，并相互叠置，又有相互过渡关系（图9）。

断陷湖盆储集岩体类型众多，规模较小。按其沉积特征、岩性组合和层理结构等成因特点，可分为五种类型储集岩体，即冲积锥（扇）、三角洲、湖底扇（洪水型和水下浊流

表 1　陆相湖盆储集岩体分类特征表

类型 \ 特征	分布特点	成因特征	沉积特征			典型实例
			岩性组合	岩矿特点	层理构造	
冲积扇	沿湖盆陡岸呈串珠状分布 形态呈锥体	湖盆发育初期，古地形高差大。以季节性洪水流为动力。属泥石流堆积	以砂砾岩为主夹杂色泥岩薄层	砾石成分杂，大小不匀。分选磨圆度差，物性变化大	无层理构造，局部见递变层理	东营断陷北坡沙四段砾岩冲积锥
三角洲	位于河流与湖水汇合处。形态呈扇形，剖面呈扁豆状	温暖潮湿古气候。在湖盆上升回返阶段。水体收缩。古地形平坦。长年性河流为动力。为河湖共同作用形成	由前三角洲泥。三角洲前缘相和三角洲平原相等三带和三层结构组成。砂体向湖心推移和加积	砂岩成熟度高，分选好成分纯，粒度均一，物性好	以波状交错层理为主，以跳跃总体为主	辽西断陷沙二段三角洲
湖底扇	陡坡为洪水型湖底扇 缓坡为浊流型湖底扇	湖盆全盛时期，水进湖侵阶段，河流入湖后水下河道和湖底潜流为动力，属较深湖区高密度流沉积	以砂砾为主正旋回，下粗上细。平面上由扇根、扇中、扇端三部分组成	陡坡洪水型：成熟度低分选差、成分杂。 缓坡浊流型：成熟度高。分选好。石英含量高	鲍马序列和递变层理较发育，以悬浮总体为主	东营断陷梁家楼湖底扇
生物粒屑或藻礁灰岩	湖盆古湖湾，水下古隆起周围	湖盆持续稳定发展阶段。古地形坡度平缓。水体浅而清。属生物化学沉积	由介形虫、腹足类、藻类和有孔虫等生物与白云岩共同组成		块状斜层理或无层理	歧口断陷沙一段生物灰岩
透镜状砂体	较深—深水湖区及其周缘分散状砂体	为三角洲前缘带和湖底扇前端深湖相泥岩中砂岩包裹体	以砂岩为主正旋回下粗上细			东营断陷东辛地区沙三段砂岩透镜体

型）、粒屑灰岩或生物藻礁和透镜状砂体。储集岩体特征详见表1。

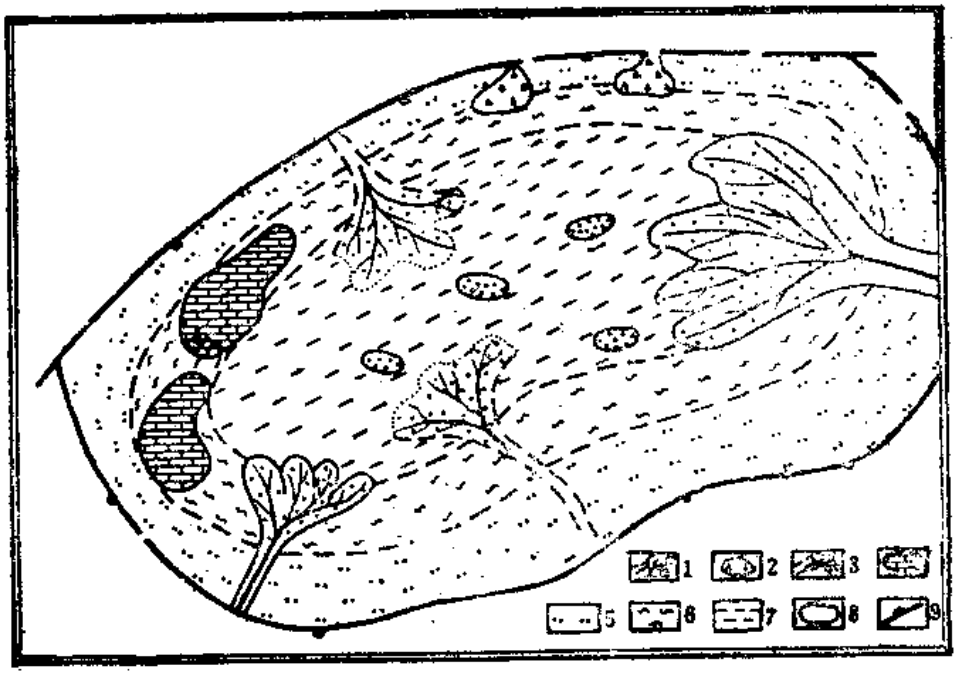


图 9　断陷湖盆沉积模式图

1—三角洲砂体；2—洪积相；3—湖底扇；4—粒屑灰岩；5—河流泛滥平原相；6—滨浅湖相；7—较深—深水湖相；8—砂坝或类浊积砂体；9—地层缺失线

2.成岩后生作用及有机质演化

渤海湾盆地第三系为一套砂泥岩互层的碎屑岩沉积建造，特别是下第三系是本区主要的含油气组合，不仅有良好的生油岩系，还有物理性质良好的储集层。在油气勘探中，研究和寻找有利储集相带是油气田勘探的重要内容之一。本区的储油气层是由上第三系明化镇组、馆陶组和下第三系东营组、沙河街组和孔店组等多套砂层组成，其岩性特征是以细粒长石砂岩为主，成熟度低，分选中等，胶结物以泥质或钙质为主。除了受沉积相带因素控制以外，砂岩储集性能的变化还受成岩后生作用的影响，并有一定变化规律。砂岩中不仅存在原生孔隙，还发现有大量的次生孔隙，据统计砂岩的总孔隙中约有三分之一以上实属次生孔隙，这对油气勘探具有十分重要的意义。

成岩后生作用主要是沉积物的压实、胶结和溶解作用的综合效应。在一般情况下，水成或风成的砂岩，沉积后的原生孔隙度可高达40%左右，渗透率也很高。随着埋藏深度的不断增加，上覆地层的机械压实作用增强，地层温度不断升高。在高温条件下各种造岩矿物不断发生变化，石英、长石次生再生长，粘土矿物由于聚晶作用而生成粗大的矿物晶簇，堵塞粒间孔隙。砂岩孔隙中碳酸盐的沉淀和溶解作用，对砂岩的孔隙变化也有一定影响，总之，在压实作用、胶结作用、交代作用和重结晶作用等化学—物理作用过程中，砂岩变得致密坚硬，原生性孔隙度逐渐变低。但在暗色泥岩中有机质热成熟演化过程中的脱羧基作用有利于次生孔隙带的形成，这给油气富集创造了十分有利的条件。

根据粘土矿物、自生矿物和镜质体反射率的资料，在纵向上砂岩成岩后生作用分为三个阶段（图10）。

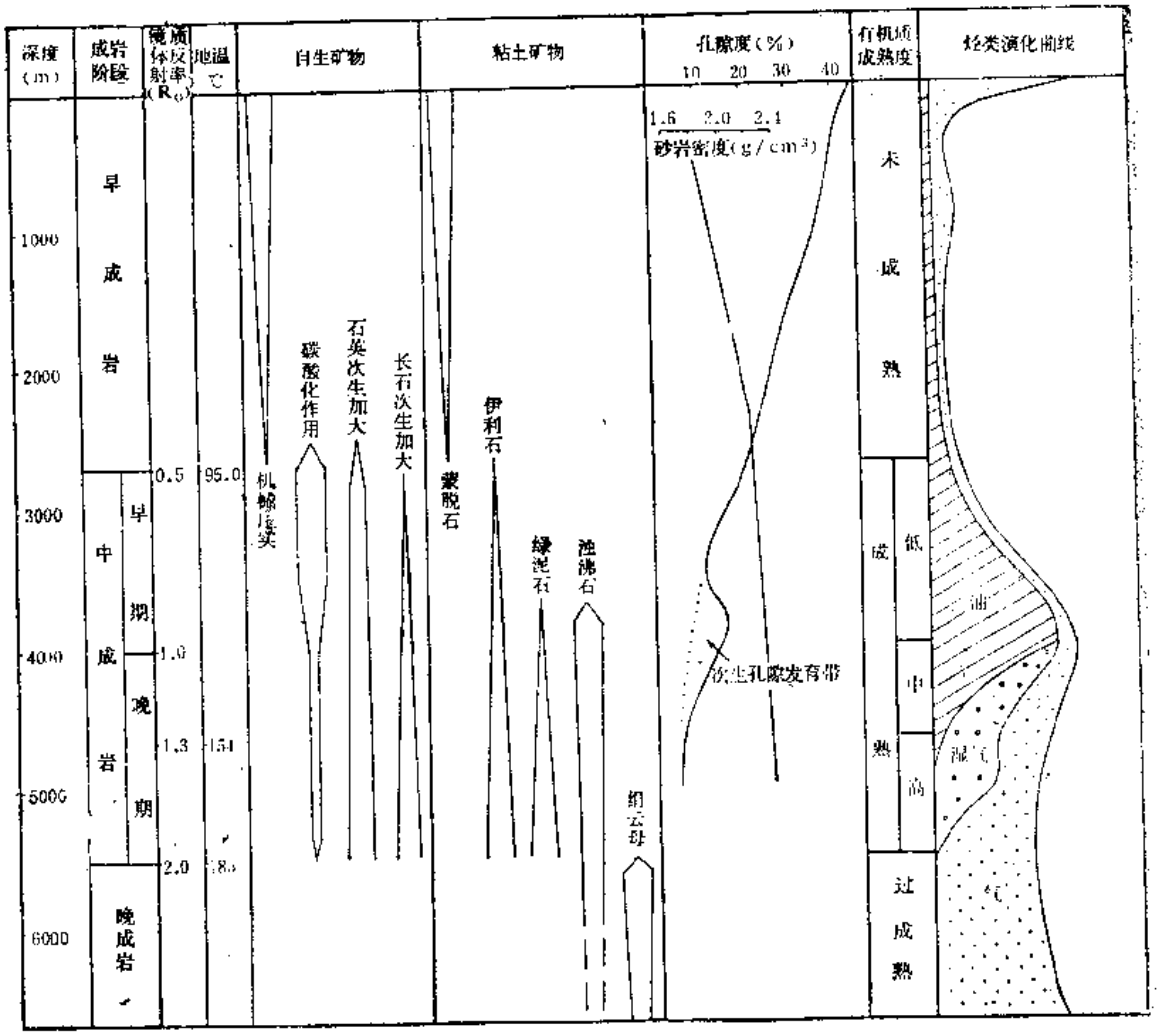


图 10　渤海湾盆地成岩后生作用阶段划分图

（1）早成岩作用阶段　埋深一般小于2300～2800米，镜质体反射率小于0.5%，地温低于95°C，相当于生油岩中有机质未成熟阶段。粘土矿物中有大量分散状蒙脱石，一般呈絮状，还见少量蒙脱石和伊利石的混合层，石英次生加大较弱或少见。这一阶段砂岩孔隙度的变化与上覆地层负荷压力有关，以机械压实作用为主，化学作用不明显。随着埋深的增加，在地层负荷压力和温度的作用下，使沉积物中砂岩骨架颗粒排列紧密程度逐渐增强，在1700米以上颗粒间的接触关系以点接触为主，大部分为原生孔隙；在2800米以上以线接触为主，粒间原生孔隙进一步改造。大约在2500米附近砂岩胶结物类型和砂岩比重存在一个明显界限。在2500米以上砂岩胶结物以泥质为主，其含量由40%降至10%，而在2500米以下钙质含量增加，其含量由5%增加到20～30%；砂岩比重也增大，由1.7增加到2.3，而砂岩孔隙度相应由40%下降到20%左右。

（2）中成岩作用阶段　埋深2800～5500米，镜质体反射率0.5～2.0%，地温95～185°C，相当于生油岩中有机质进入成熟阶段。粘土矿物中出现蒙脱石—伊利石，蒙脱石—绿泥石混合层和大量伊利石，石英、长石次生加大现象十分明显，砂岩颗粒间接触关系更加紧密，以缝合线接触和镶嵌接触为主，砂岩孔隙中碳酸盐胶结物含量增加，并充填

在原生孔隙之间，使砂岩孔隙度降低，岩石变得较为致密，原生孔隙已消失。由于有机质已渐趋成熟，生成大量油气，在脱羧基作用过程中产生大量二氧化碳，并溶于地下水中，形成碳酸，使砂岩颗粒之间碳酸盐胶结物溶蚀，产生次生孔隙，晶内溶孔、粒间溶孔和粒间溶蚀缝较为发育，大致在2800～4750米形成次生孔隙发育带，孔隙度15～20%以上。这一阶段又可分为二个时期：即中成岩作用早期和晚期。中成岩作用阶段早期，埋深2800～4000米。在碳酸盐化作用和石英、长石次生加大作用下，原生孔隙充填而渐趋消失。由于液态烃生成达最高峰，去碳酸盐化作用和有机质脱羧基作用均达最大值，从而使石英、长石碎屑颗粒边缘见有不规则的溶孔和溶蚀缝，为侵蚀溶解作用的痕迹，说明次生孔隙发育，最大可达25%左右。中成岩作用阶段晚期，埋深4000～5000米，在本阶段中后期去碳酸盐化作用和脱羧基作用渐趋降低，而石英次生加大作用逐渐增大，又将次生孔隙充填，孔隙度降低达5%左右。

（3）晚成岩作用阶段　埋深大于5500米，镜质体反射率大于2%，地温超过185°C，相当于生油岩有机质过成熟阶段。粘土矿物中发育分散的绿泥石，石英次生加大十分强烈，其颗粒之间呈紧密地镶嵌状结构，外形不规则，界线不明显。泥质胶结已绢云母化，已进入成岩后生作用后期，或向变质作用初期过渡。极强的后生作用使砂岩变得致密坚硬，比重大，孔隙度极小，一般小于5%，胶结类型以孔隙—再生式为主。

综合上述，本区不同时代的砂岩储集层受成岩后生作用的影响有一定差异。上第三系明化镇组和馆陶组埋深在2000～2500米以上，仅处于早成岩作用阶段，主要发育原生孔隙，孔隙度一般30%以上，以泥质胶结为主。下第三系东营组和沙河街组上部砂层埋深适中，为2000～3000米左右，处于早成岩作用阶段末期和中成岩作用早期，大部分砂层原生孔隙发育，部分为次生孔隙，其孔隙度20～25%左右，下第三系沙河街组下部和孔店组砂层埋深较大，仅部分埋深较浅，成岩后生作用强烈，大部分砂层以次生孔隙为主，其孔隙度一般20%左右。

三、盆地的油气形成和分布规律

在渤海湾盆地，中新生代特别是第三纪经历了陆相湖盆沉积的发育与演化阶段，还具有块断运动发育的特点，为一个多断陷、多断块、多含油气层系和多种油气藏类型的复杂含油气盆地，油气资源十分丰富，它的地质结构和成油规律与国内外某些大型含油气盆地不同，具有自身独特的特点。

1.近海内陆湖盆是生物发育、油气生成及其演化的重要地质基础

中新生代三期块断活动的结果，形成了一系列分割性强的箕状断陷，每一个断陷自成为一个独立的沉积和油气生成的地质系统。

（1）近海内陆湖盆是陆源生物汇集和水生生物繁殖的有利场所　湖水营养价值很高，不仅能获得河流输送的大量陆源有机物质，又能得到湖中低等生物有机质充分供应，可以滋生大量湖盆水生生物。这些生物群落的分布和发育程度主要受古河湖沉积体系控制，并呈环状或半环状展布。

烃类母源的基本物质是高氢低氧的脂类化合物，其重要的组成为脂肪酸，它们主要来自水生生物和在微生物作用下糖类、蛋白质等经发酵而成。陆相有机质常常被认为以陆源

有机物质占绝对统治地位，即主要由含有很低的类脂化合物的树干、树叶以及针叶上的蜡组成，其成分是木质素、纤维素和高含氧的有机质，偏向于煤的方向转化。而渤海湾盆地的发育表明，第三纪湖盆有较长期稳定的发育历史和较长期稳定的汇水区，大量的陆源有机物质汇集湖内，增加了湖泊的营养程度，这是促使水生生物生长和繁殖的基础。在一般情况下，湖泊中部陆生植物孢粉与藻类分布比例在50%以上，有时达90%左右。因此水生生物的发育状况与陆源有机质的存在和补给是相辅相成的。第三系主要生油岩系氨基酸含量可达200～600毫克/升。

（2）具备向石油烃类转化的环境条件　一般湖相的概念是水体浅、沉积多在近水面上下进行，处于氧波及的范围，缺少还原环境下的水体。因此，有机质、脂族、糖类等都处于被分解、腐植化和其它大量的消耗之中，加之湖水多为淡水或半咸水环境。有机质难以较长时期的保存。但是，渤海湾盆地早第三纪处于长期下沉、快速补偿、高速率沉积环境，特别是非补偿沉积阶段（相应为湖泊水体较深阶段）和补偿快速堆积阶段交替出现，使有机物质堆积后，立刻就处于掩埋状态的厌氧环境中。生油岩研究表明，第三系有机岩系完全具备向石油烃类转化的环境条件。

中新生代三期块断活动结果，形成了三套沉积旋回，相应地发育了三套生油气岩系，即上侏罗—下白垩统、始新统和渐新统。这三期块断活动是有规律的演化，其活动强度由剧烈逐步转为平静，湖盆发育由断陷向断拗演变，沉积环境由快速巨量堆积到相对稳定持续沉积，沉积建造由沼泽河流相沉积为主变为较深—深水湖相沉积为主。总之，生油岩质量的发育特点是由低级到高级，湖盆的营养程度由贫变富，干酪根类型由腐殖型为主变为以腐泥型为主。块断活动早期上侏罗—下白垩统生油气岩系为一套沼泽相含煤岩系生油建造或浅湖相暗色泥岩建造，有机质类型以腐殖型为主。块断活动中期始新统生油气岩系为浅湖相暗色泥岩建造或盐湖盐膏岩建造，有机质类型以含腐泥的腐殖型为主，生油岩埋深大，成熟度较高，正烷烃主峰碳数以C_{17}为主，富含凝析油和天然气。块断活动后期渐新统生油气岩系为一套较深—深水湖相暗色泥岩建造，有机质类型以腐泥型或含腐殖的腐泥型为主，生油岩埋藏较浅，成熟度较低，正烷烃主峰碳以C_{23}为主，主要为低成熟原油。

（3）较高的地温梯度有利于油气的生成和运移　在高速率沉积的条件下，早第三纪生油岩系常需较大的埋深才能使有机质成熟并向石油转化。成油门限深度值较大，带来许多不利因素，一是大量生油岩系达不到有机质成熟范围，降低了生油潜力；二是当成油门限值较深时，生油岩和储集岩都处于较大的压实状态下，影响油气生成、运移和聚集，这是石油地质学中存在的重大问题。盆地的第三纪主要发育阶段正处于地壳活动过程的能量释放阶段，具有较高热流值，地温梯度较高，一般为3.5～4°C/100米，部分地区可达4°C/100米以上。这可提高有机质的转化速率和烃类在水中的溶解度，有利于油气的生成和运移。盆地成油门限温度高达95°C左右，相应地成油门限深度变化范围在2300～2800米左右，这为油气生成和油气藏形成提供了有利的地质条件。

（4）在平面上不同时代不同类型的生油凹陷有一定展布规律　中生代生油凹陷主要分布在当时地堑断块区、现今大型隆起区边缘，属早凹后隆生油凹陷，生油岩系单一，如石家庄和北京等凹陷。下第三系生油凹陷在平面上有一定展布规律，一般从隆起周边逐渐向渤中拗陷有规律迁移。始新世生油凹陷分布在大型隆起区边缘的断陷，生油岩系单一，由于后期抬起，部分生油岩不成熟，如廊固和昌潍等凹陷。渐新世生油凹陷是长期继承性发育

的断陷，主要分布在盆地内部第二排断陷，生油层系多，油气丰度高。

2.块断活动及其特点决定了主要二级构造带和局部构造类型及其展布规律

多期块断活动结果，在拉张应力作用下形成了依附于块断体的多种构造圈闭类型。不同类型构造形变主要受区域构造位置、排列方向、块体结构及其活动性和上覆地层岩性变化所控制。按局部构造成因和形态特征，可分为五种构造圈闭类型：即同生断层逆牵引背斜、同生断层底辟隆起、同生断层挤压构造、块体隆起披覆背斜和多断层组合的断块等。这五种构造圈闭有一定展布规律，在纵向上互相叠置，在平面上组合共生，构成具有一定成因联系、规则排列的构造整体，但在不同断陷不同构造部位仍有主要构造类型可寻。渤海湾盆地箕状断陷构造圈闭的展布规律是：断陷陡坡带以逆牵引背斜为主，缓坡带以披覆背斜和反向屋脊断块为主，而中央部位以挤压构造、底辟隆起和披覆背斜为主。

由于断陷结构、基底断裂和块体活动强度的差异，不同类型的断陷形成不同类型的构造圈闭组合，但仍以一种类型为主，辅以其它类型的构造圈闭组合。饶阳、大民屯和沾车断陷位于燕山期块断隆起区，基底断裂和块体活动强度大，都形成以块断隆起披覆背斜为主；沾车断陷披覆背斜发育，形成以披覆背斜为主的圈闭类型；饶阳断陷是碳酸盐岩古岩溶发育区，在块断隆起背景上形成地层超覆不整合块体圈闭（又称古潜山圈闭）。东营和东濮断陷继承性发育，同生断层和沉积构造较为发育，东营断陷以同生断层逆牵引背斜为主，同生断层底辟隆起和披覆背斜为辅；东濮断陷以同生断层底辟隆起为主，同生断层逆牵引背斜为辅。辽河西部和歧口等凹陷是多种构造类型复合区，一般以同生断层逆牵引背斜、披覆背斜和断块圈闭等类型为主。

3.油气藏类型及其分布特点

油气藏是油气聚集的一个基本单元，不是单独而偶然存在，而是成群成带分布，依附于一定的油气藏类型组合，并有一定的分布规律。油气圈闭的形成条件主要决定于块断活动的特点、沉积条件和地层不整合等三个主要因素，有时其中某一因素起主导作用，可形成不同类型油气藏的圈闭条件。圈闭形态、成因以及遮挡条件决定油气藏类型，而圈闭大小和闭合高度才决定油气藏的规模。从勘探实际出发，油气藏类型的划分原则应以圈闭成因为分类标准，以圈闭形态为划分亚类的标准。渤海湾盆地的油气藏可分为五大类十五亚类。这五大类油气藏是背斜构造型、断块构造型、岩性型、地层不整合型和复合型等，十五亚类分别为同生断层逆牵引背斜油藏、同生断层挤压构造油藏、同生断层披覆背斜油藏、同生断层底辟隆起油藏、断块油藏、砂岩上倾尖灭油藏、透镜状岩性油藏、粒屑灰岩岩性油藏、裂隙层间缝岩性油藏，地层超覆油藏、地层不整合油藏、古潜山油藏、地层-岩性油藏、断层-岩性油藏和构造-岩性油藏等。经分析研究，同生断层逆牵引背斜、块断隆起披覆背斜和古潜山等三种油气藏是本区主要油气藏类型，油气富集程度高，它们的地质储量占全区总地质储量的70～75%左右。随着勘探程度加深，发现了一系列中小型地层-岩性油气藏，并将逐年增加，这也是勘探主要领域之一。现将油气藏的分布特点分析如下：

(1)在含油气凹陷中油气藏的分布主要受构造圈闭或地层-岩性圈闭分带性控制　在凹陷陡坡带以逆牵引背斜油气藏为主，在其边缘发育地层超覆油气藏和断层遮挡岩性油气藏。在凹陷缓坡带以披覆背斜和断块油气藏为主，还发育粒屑灰岩岩性油气藏和断层遮挡岩性油气藏，在其边缘分布地层不整合或稠油遮挡地层不整合油藏。在凹陷中部发育古潜山、挤压构造和底覆背斜等油气藏，还发育透镜状岩性油藏和砂岩上倾尖灭油气藏（图11）。

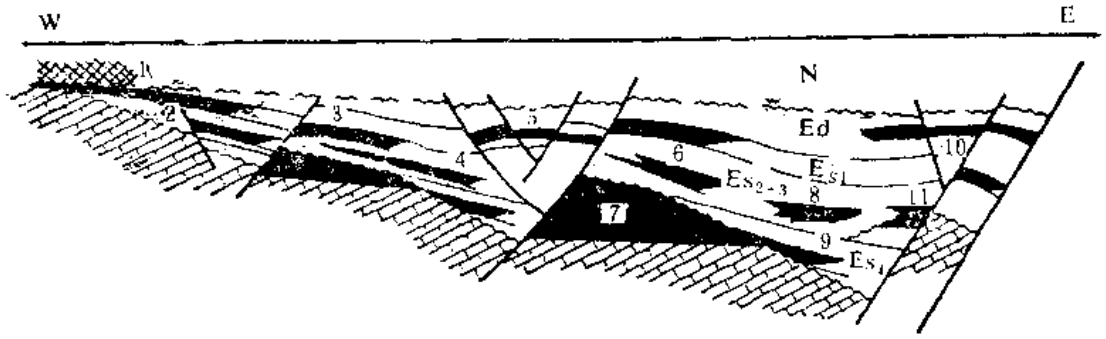


图 11　渤海湾盆地油气藏分析模式图

1—地层不整合(或沥青封闭)油气藏；2—断块油气藏；3—披覆背斜油气藏；4—粒屑灰岩岩性油藏；5—挤压构造油藏；6—砂岩上倾尖灭油藏；7—古潜山油藏；8—透镜状砂岩岩性油气藏；9—地层超覆油气藏；10—逆牵引背斜油藏；11—断层岩性油气藏

(2) 渤海湾盆地的多构造层地质结构导致三层含油气层结构和多油气藏类型的形成 下第三系是本区的主要生、储油岩系，具有油气自生自储特点，属于断陷期含油气层系。在下第三系顶部和底部存在区域性不整合面，以下不整合面以下为断陷前含油气层系，即下含油气层系（包括中生界、古生界、中、上元古界以及变质结晶基底），具有“新生古储”特点，油气主要仍来自下第三系油源岩；在上不整合面以上为拗陷期含油气层系，即上含油气层系，以“下生上储”生储组合为特点，油气来源仍以下第三系为主。不同含油气结构层系都有各自主要的油气藏类型组合，断陷前含油气层系以地层不整合块体油气藏类型（古潜山油气藏）为主，这类油气藏富集程度高。断陷期含油气层系以断裂活动所伴生的褶皱构造圈闭油气藏类型为主，还发育多种类型的地层-岩性圈闭油气藏，油气潜量很大。拗陷期或上含油气层系以披覆构造、逆牵引构造和地层圈闭类型的次生油气藏为主，大多数油气藏埋藏浅、油质重，均属重质油藏。结合石油地质特点和沉积构造发育特点（包括生、储、盖组合关系，油气藏类型及其纵向和平面的分布特点）都具有很重要的意义（图12）。

(3) 复式油气聚集带是断陷盆地油气聚集的显著特征　复式油气聚集带从属于同一的二级构造断裂带和地层岩性岩相带，具有一定的地质成因联系和相同的油气运移和聚集过程，形成以一种油气藏类型为主、其它类型为辅的多种类型油气藏的群集体，它们在纵向上相互叠置，在平面上是由不同层系、不同圈闭类型的油气藏相互连片的含油带。

复式油气聚带主要受二级断裂构造带、区域性断裂带、岩性尖灭带、物性变化带、地层超覆带和地层不整合等多种因素控制，而其中某一因素在油气聚集和富集过程中起主导作用，其它因素仅处于从属地位。按上述诸因素，本区复式油气聚集带可分为以下几种类型：

1) 以逆牵引背斜带为主体的复式油气聚集带，如胜坨—永安镇油气聚集带，是以逆牵引背斜油气藏为主，次为断块油藏和砂岩上倾尖灭油藏。

2) 以挤压构造带为主体的复式油气聚集带，如东辛、柳泉和黄于热(黄金带—于楼—热河台等油气聚集带。一般以断块油气藏为主，次为岩性油藏。

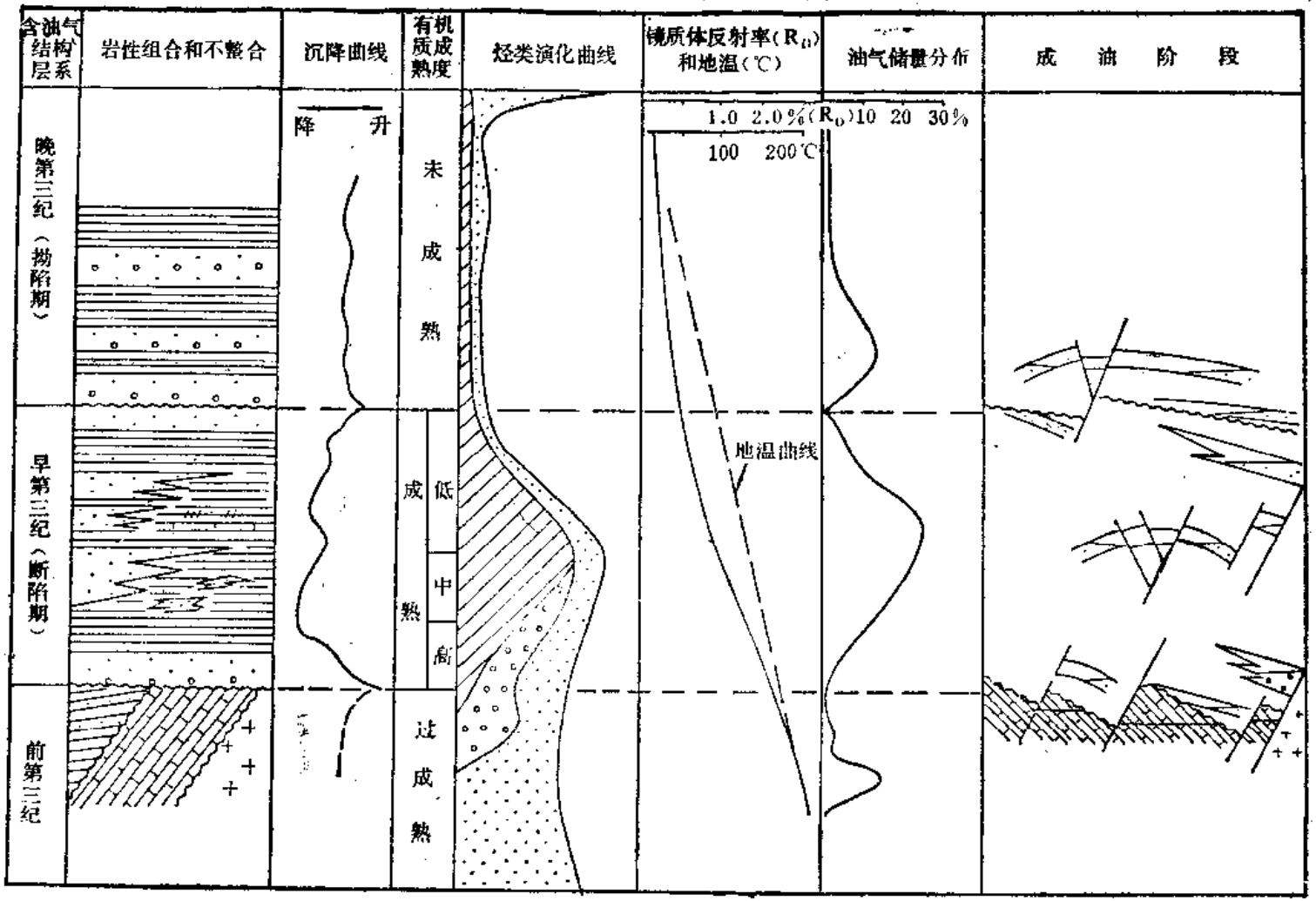


图 12 渤海湾盆地三层含油气层系结构图

3）以底辟构造为主体的复式油气聚集带，如东濮凹陷文明寨—文留油气聚集带，也以断块油气藏为主，次为岩性和砂岩上倾尖灭油气藏。

4）以披覆背斜构造带为主体的复式油气聚集带，如孤岛—孤东和兴隆台油气聚集带，以披覆背斜油藏为主，次为断块、逆牵引背斜和岩性等油气藏。

5）以地层超覆带为主的复式油气聚集带，如单家寺—林樊家油气聚集带，以地层超覆油藏为主，次为断块和断层遮挡岩性油藏。

6）以古潜山为主体的复式油气聚集带，如任丘、苏桥—信安镇和东胜堡—静安堡等油气聚集带，以古潜山油藏为主，次为披覆背斜、逆牵引背斜和断块等油气藏。

7）以地层不整合为主的复式油气聚集带，如辽河西部斜坡油气聚集带，以地层不整合油藏为主，次为古潜山油藏和岩性油藏。

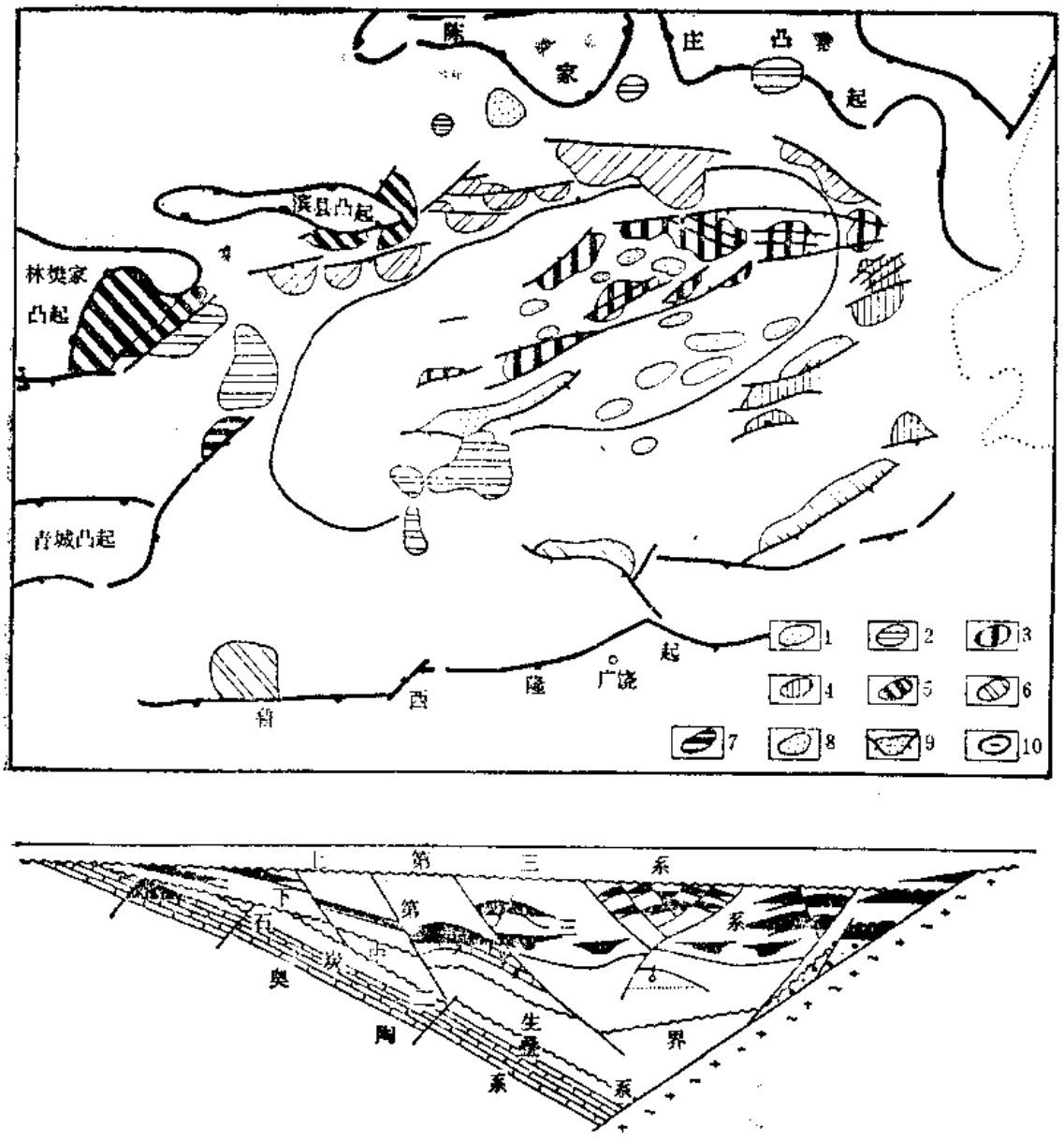


图 13 以逆牵引背斜和底辟构造油藏为主的油气富集区（以东营凹陷为例）

1—逆牵引背斜；2—披覆背斜；3—底辟拱升背斜；4—断块；5—地层超覆；6—地层不整合；7—古潜山；8—透镜体岩性；9—砂道砂岩性；10—生油凹陷

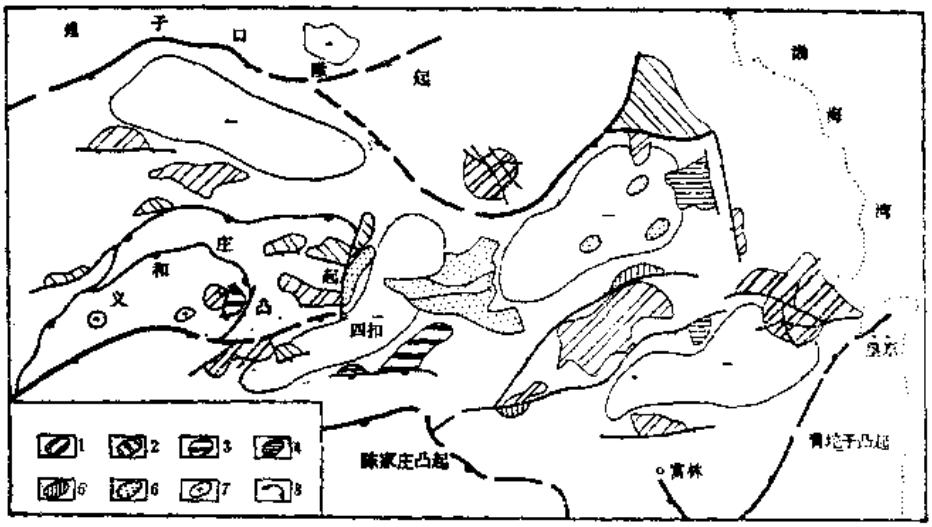
8）以砂岩上倾尖灭带为主体的油气聚集带，如高升油气聚集带，以砂岩上倾尖灭油藏为主，次为粒屑灰岩岩性油藏。

（4）盆地各断陷都具有自身生油中心、沉积模式和储集岩体类型以及油气圈闭分布模式　在上述诸因素相互配置条件下，每一断陷自成一个独立的油气富集区，其形成的基本条件是：1）富集区的油气藏都围绕生油中心呈环带状分布，并受生油区的控制。2）富集区都是以一种主要圈闭类型与储集岩体（三角洲砂体、湖底扇砂体、冲积锥砂体或碳酸盐岩古岩溶和裂隙发育区）有机配合而成。3）油气富集区主要受生油中心和圈闭类型配置关系控制。

按上述特点，渤海湾盆地内大体可归纳出四种类型油气富集区，它们主要受凹陷地质结构控制，不同类型凹陷的三层含油气结构层系的发育程度是有一定差异的，往往发育某一个主要的含油气结构层系，而其它为次要含油气结构层系。因而，形成以一种油气藏类型为主、辅以其它类型油气藏的油气富集区。

（1）以同生断层逆牵引背斜和同生断层底辟构造油气藏类型为主的油气富集区　在主要生储盖发育阶段升降幅度较大，凹陷相对开阔，面积较大，都形成以同生断层逆牵引背斜和同生断层底辟构造为主要圈闭类型的油气富集区。如东营凹陷其地质储量占全部储量的75%。又如东濮凹陷是以同生断层底辟构造为主要圈闭类型的油气富集区（图13）。

（2）以同生断层披覆背斜油藏为主的油气富集区　在相对狭窄的凹陷中，其周缘块断隆起发育，在块体的倾没部位渐新统或上第三系超覆在隆起上，形成一系列披覆背斜圈



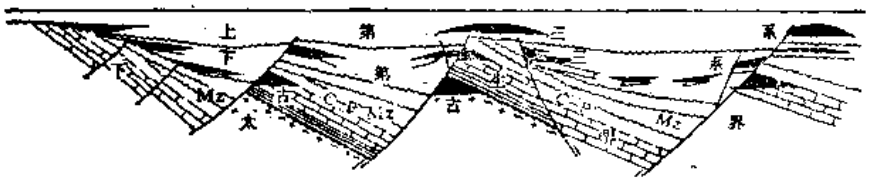


图 14　以披覆背斜油藏为主的油气富集区（以沾化凹陷为例）

1—披覆背斜；2—古潜山；3—地层超覆不整合；4—断块；5—逆牵引背斜；6—岩性；7—披覆背斜圈闭；8—地层缺失线

闭。由于紧邻生油凹陷，又具备良好的生储盖组合，成为油气运移和聚集的有利场所，形成了以披覆背斜油藏为主的油气富集区，如沾化凹陷，80%以上的油气富集在披覆背斜圈闭中（图14）。

（3）以古潜山油藏为主的油气富集区　在前第三系"基岩"块断隆起区背景上，形成块断体古岩溶区，又被次级基岩断裂切割改造成为堑垒相间排列的地质结构，使生油岩直接覆盖或以断层面的形式与岩溶块断体直接接触，组成"新生古储"成油组合，形成以古潜山油藏为主要类型的油气富集区，如饶阳凹陷，90%以上的地质储量分布这种圈闭类型中。

（4）多层系多种油气藏类型复合油气富集区　在一个油气富集区中，在不同构造部位不同层系中发育特定的油气藏类型，一般都是由构造、岩性、断层和地层超覆不整合等多种因素控制，形成多种类型油气藏复合的油气富集区。如辽西凹陷，油气藏类型多，形成了岩性、地层不整合、古潜山等多种类型油气藏的复合油气富集区，其地质储量占总储量的75%以上。又如歧口凹陷是逆牵引背斜、披覆背斜、断块、粒屑灰岩岩性圈闭等多种类型油气藏的复合油气富集区。

参 考 文 献

1. 黄汲清、任纪舜、姜春发等，《中国大地构造及其演化》，科学出版社，1981年。
2. 朱夏、陈焕疆，"中国大陆边缘构造和盆地演化"，石油实验地质，1982年第3期。
3. 闫敦实、王尚文、唐智，"渤海湾含油气盆地断块活动与古潜山油气田的形成"，石油学报，第1卷，第2期。
4. 陈义贤，"早第三纪辽河裂谷形成机理和石油地质问题的初步研究"，石油勘探与开发，第二期，1980年。
5. 李绍光、王德兴，"北大港构造带南、北翼成岩后生作用与孔隙的关系"，石油学报，第3卷，第3期。
6. 陈斯忠、钱凯、李泽松，"济阳拗陷地层油藏的特点与分布规律"，石油学报，第3卷，第3期。
7. 李德生，"渤海湾含油气盆地的地质和构造特征"，石油学报，第1卷，第2期。
8. 王尚文主编，《中国石油地质学》，石油工业出版社，1983年。
9. 华北石油勘探开发设计研究院编著，《潜山油气藏》，石油工业出版社，1982年。
10. 谯汉生，"渤海湾地区异常高压与烃的生成及运移"，石油勘探与开发，第12卷，第3期。
11. 胡见义、徐树宝、童晓光，"中国东部中新生代块断区的油气富集"，《国际交流地质学术论文集》，第五集，地质出版社，1985年。
12. 胡见义、徐树宝、童晓光，"渤海湾盆地复式油气聚集(区)带形成和分布"，石油勘探与开发，第13卷，第1期。

冀中盆地中新生代构造演化及其石油地质背景❶

吴华元　吴继龙

（华北石油管理局）

提要　冀中盆地在印支运动之后，除少数地区外一直处于相对隆起状态，因而古生代及中晚元古代沉积遭受到了严重的剥蚀。下第三系直接覆盖在中上元古界及古生界之上，为形成高产富集的潜山油气藏创造了条件。从第三纪开始，其活动特点是由早期断陷转为后期的拗陷，其沉积中心由西向东转移。盆地在燕山期奠定的雁列状凹凸背景及菱形断块的控制下，第三纪构造活动以扭动变形为主，因而总体表现为北东向的隆拗结构与次一级规模的北西向凸凹交切叠置、主断裂两侧双重方向的牵引或逆牵引构造叠置以及对应于底部阻滑体两侧的既有挤压又有陷落特征的复合挠曲等。这些建立在基底构造背景上的多种形式圈闭受控于潜山断裂带，因而常把这种含油组合型式称为复式油气聚集带。

冀中盆地是渤海湾盆地西部的一个新生代拗陷，以下第三系的沉积分布范围计算，面积约2万多平方公里，西界太行山，北界燕山，东以沧县隆起与黄骅拗陷相隔，南以邢衡隆起与冀南拗陷为邻。

冀中盆地与相邻的下辽、黄骅和济阳拗陷具有相似的石油地质条件，即：以下第三系为主要油源层；经历了频繁的构造运动，断裂发育，地质构造复杂；多油源、多物源、多断层和多不整合的相互影响的结果，形成了多油气层和多圈闭类型的复合体，称为复式油气聚集区(带)。但是冀中拗陷也有其突出的特征，如：已发现的油气储量高度富集于古老的（中上元古界和下古生界）海相碳酸盐岩中，由于产油层的高渗透性和良好的连通性，形成了单井日产量特高的“新生古储”型潜山油气藏。本文拟从中新生代构造演化的角度论述本区石油地质的特殊成因。

一

印支运动使华北地台解体，环渤海地区从中生代开始，以“块断”的格式沉降。据露头区资料，伴有大量中酸性和中基性火山岩系的中生界累计厚度在10000米以上。另据地震资料判断，在冀南和济阳拗陷的部分凹陷内，上侏罗统和下白垩统也可厚达8000米。以此计算其平均沉积速度，已大于0.03毫米/年的典型地台沉积速度。如再考虑到多期不整合造成的严重剥蚀，在沉降期内的沉积速度更应大得多，以北部燕山沉降带侏罗系较全的剖面计，最大沉积速度可达0.1毫米/年。因此，称之为地台的活化是合适的。

对渤海湾盆地来说，中生界与新生界无论在建造或改造阶段都有重大差异，故而不能简单地视为统一的沉积盆地。中生代各主要阶段的沉积分布（见图1），表明在渤海湾盆地范围内除海域、济阳、冀南及下辽地区有较广泛的上侏罗—下白垩统火山岩系及含煤碎

❶冀中盆地即指冀中拗陷。——编者

层岩建造（仅下白垩统上部在局部地区夹有生油岩系）外，其余地区在早侏罗世及晚白垩世时基本上都处于隆起或剥蚀状态。

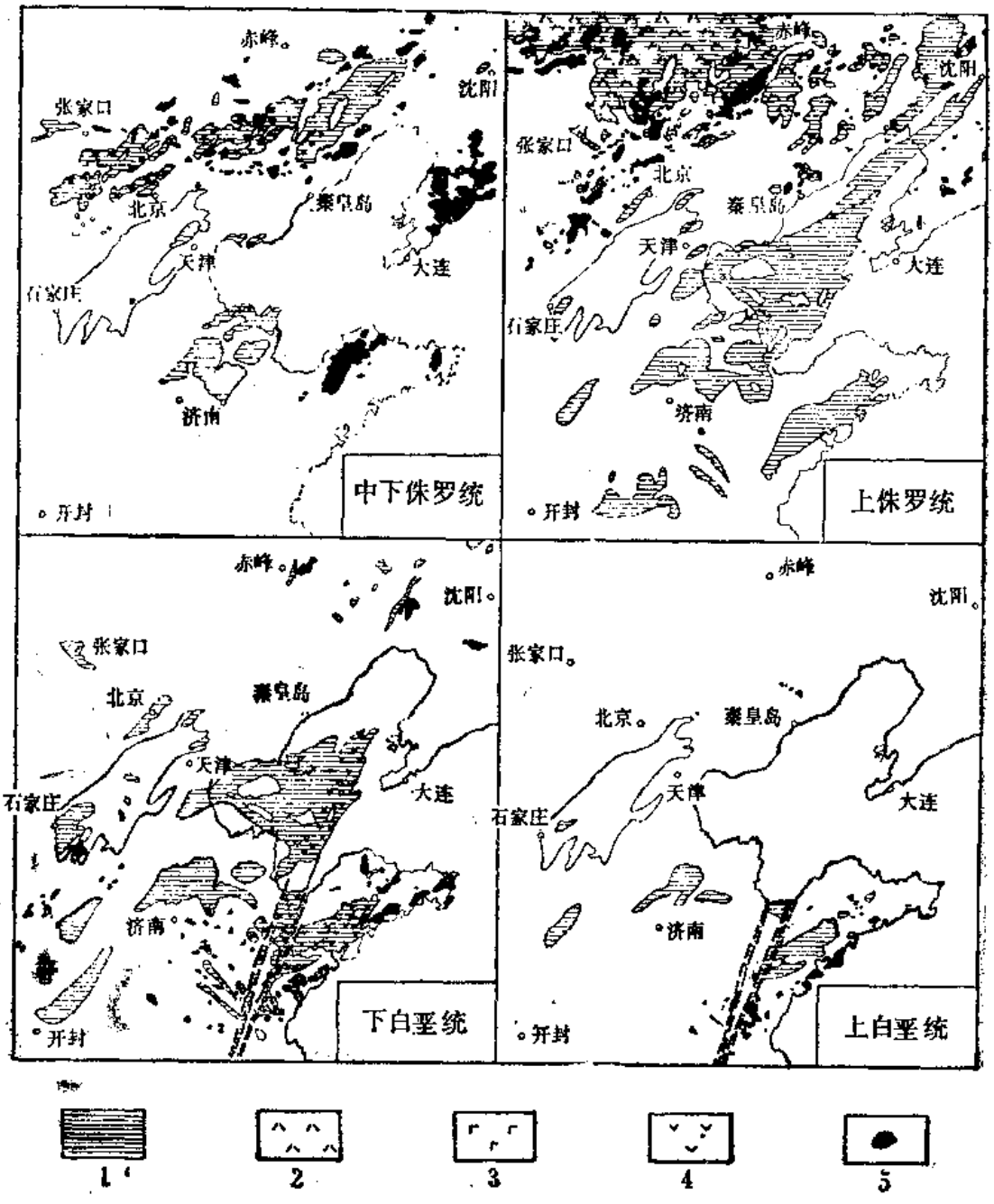


图 1　渤海及周围地区侏罗—白垩系分布图

（根据河北、北京、辽宁、山东等省（市）的地质图及胜利、辽河、渤海、大港、中原、华北等石油管理局的钻探资料编制）

1—陆相沉积岩；2—酸性喷发岩；3—中性喷发岩；4—基性喷发岩；5—中酸性侵入岩

冀中地区在中生代始终都处于相对隆起的背景，除石家庄、杨村、大厂及白洋淀北等几处有小范围沉积外，全区普遍缺失中生界。而古生代及中晚元古代地台沉积的地层则相应地遭受到严重剥蚀。图 2 反映的基岩结构说明上古生界及下三叠统仅在拗陷东部及南部

边界地区有保存，下古生界则在上述界线以内呈半环带状出露。拗陷内的广大地区，第三系直接覆盖在中上元古界之上，有的地区（如河间西凹槽）剥蚀深达长城系的中下部。与渤海湾盆地其它各拗陷相比较，冀中拗陷多剥缺了3500～5500米左右的古老地层，又少沉积了5000～8000米的中生界。因此，可以认为，在中生代时期，现今的冀中拗陷的主体部位已经是山峦起伏的晚期岩溶地形。

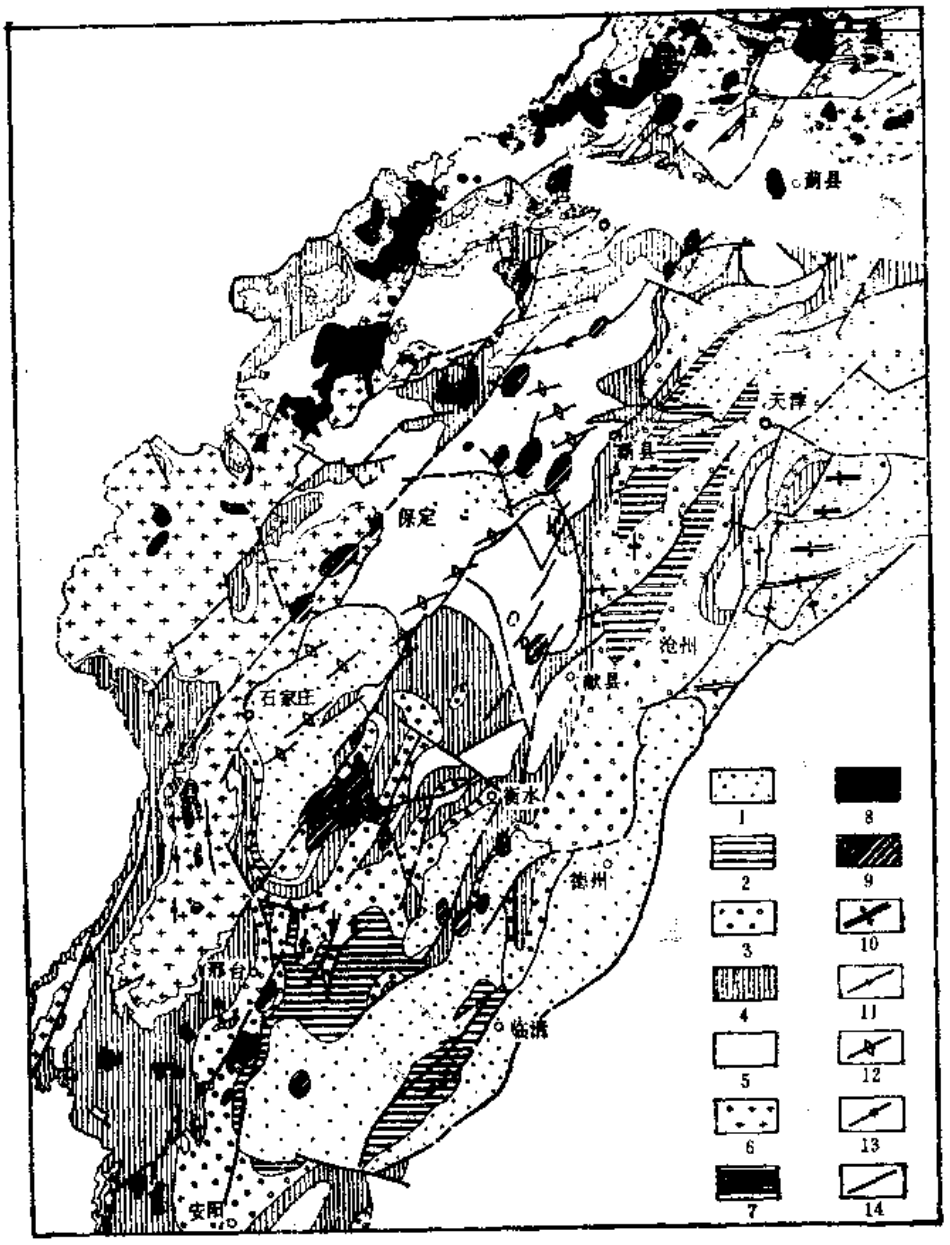


图 2　冀中地区前第三系基岩结构图

（根据河北省地质图及钻井、物探资料编制）

1—中生界；2—三叠系；3—上古生界；4—下古生界；5—中上元古界；6—下元古及太古界；7—太古—早元古代岩浆岩；8—中生代岩浆岩；9—根据磁力及钻井资料判定的岩浆岩；10—根据上古生界等厚图确定的古构造轴线；11—石炭系底面的背斜轴；12—中上元古界内幕背斜轴；13—露头区的褶轴；14—断层

尽管中生界分布局限，但通过地震及钻井资料对比，依然可辨出中下侏罗统与三叠系之间、上侏罗统与中下侏罗统之间、下白垩统与侏罗系之间、上下白垩统之间以及第三系

与中生界之间，都有不同程度的不整合存在。并发现基底存在着不同方向的构造线。如：东部自任丘以南至衡水附近、西南部边缘、黄骅拗陷南部、沧县隆起、邢衡隆起、冀南拗陷等地区，其基岩结构（图2)及石炭系底面构造都呈明显近南北向的平缓褶皱，对该区岩浆岩绝对年龄（钾氩法）测定为2.61～1.56亿年，可能形成于印支—燕山早期；而冀中南部的刘村凸起则是近东西向，特别是黄骅拗陷石炭-二叠系的残留厚度等值线也呈明显的东西向。冀中的西区在基岩内部可见一系列次一级规模的北东东向褶皱，其走向与排列相似于京西及太行山东麓的次一级褶皱。冀中拗陷北部边缘自牛栏山至玉田一线的下古生界和石炭-二叠系明显呈北西向分布；拗陷内自任丘以南至刘村凸起的翼部，其基底地层总体上向北东倾斜，甚至还可能存在向南西逆掩的北西向断裂；北京凹陷已经出露的上侏罗统、下白垩统及孔店组（前门组及长辛店组）全部呈北西走向，并向北东倾斜。上述各不同方向的构造线显然是不同期构造形变的表现。

冀中基底的现今构造轮廓总体呈北东向：北部由廊固—徐水凹陷与朱驼镇—容城凸起、武清—霸县凹陷与大城凸起组成北东走向、北西倾向的断块；中部自高阳—博野—藁城—栾城组成了宽缓的背斜隆起；南部的宁晋凸起—束鹿凹陷、新河凸起—南宫凹陷、明化镇凸起—大营镇凹陷又为一系列北北东走向，向南东倾斜的断块。这一格局构成了本区所谓南、北、中分块的特征。对第三纪构造发育史的研究表明，上述南北向的断块构造主要在第三纪形成。考虑到武清、霸县、廊固、徐水、保定、石家庄及饶阳凹陷基底呈下切式侵蚀和第三纪早期的谷地式填充，上述北东向背斜隆起至少自中生代末即已存在，并与西部的阜平隆起、唐县—曲阳隆起以及赞皇隆起的走向和排列相一致。

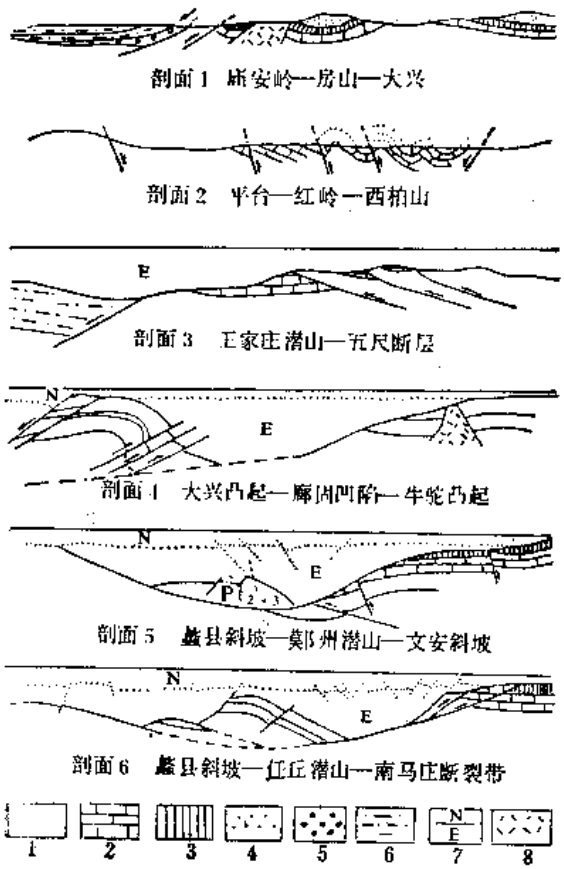


图 3 冀中及周边地区构造横剖面图

1—中上元古界；2—下古生界；3—上古生界；4—中下侏罗统；5—上侏罗统；6—下白垩统；7—上下第三系；8—中酸性侵入岩

作为构造活动的主要形式，断裂的活动及其展布，无论对基岩潜山的形成或对第三系的构造形态都有重大影响。图 2 所示的断裂主要为北东、北北东、北东东、北西、北北西及北西西等走向，其中大多均为凹陷与相邻正向构造带的分界断层。从基岩和第三系所表现的不同特征以及与印支—燕山区岩浆岩的伴生关系看，这些断裂显然大多在中生代即已发生，但正如褶皱走向存在着多次变化一样，断裂性质在不同阶段显然也有过多次转换。如：在拗陷边缘的露头区可见到同一断层早期为逆断层，后期又转化为正断层（图 3 剖面 1）；有的半地堑中却有紧密的挤压褶皱和中断层（图 3 剖面 2）；在拗陷东部，特别是中生代隆起的前缘，已在基岩内发

现逆断层（图3剖面3）。如大城凸起东侧的探井证实其钻经的奥陶系有俯卧褶曲，钻井剖面中同一地层出现三次；在文安斜坡上苏桥的井下也发现奥陶系重复，证实为高角度逆断层。最近的地震成果资料表明，大多数断裂带都有类似于滑脱构造特征（图3剖面4）；在北东和北西走向的两大断裂带中伴有中酸性侵入岩、大量的挤压劈理、上升盘有逆断层甚至地层倒转等现象。因此，从整个剖面特征看，似乎逆冲重力滑动也曾有过多次交替活动。

由于层间和断块间多次发生反向滑动，导致基岩层系中的一些脆性地层（特别是不均质的白云岩）充分破碎，加之长期裸露中遭受风化淋滤以及掩埋后地下淡水的溶蚀作用，形成了在区域上广泛连通、宏观上比较均匀、物性良好的渗透系统。据各潜山油田的开发资料计算，本区的下古生界，尤其是中上元古界碳酸盐岩储集层（除文安斜坡及深县凹陷的部分奥陶系油藏以外），一般平均渗透率都在10^{-1}平方微米以上，最高可达1～2平方微米，因此这些层系不论产油或水，几乎都可获得较高的产量，日产液数百立方米至上千立方米。

坳陷内钻达蓟县系雾迷山组或长城系高于庄组所得的地层水总矿化度都在7500ppm以下，在埋藏较浅的凸起上则只有2000～3000ppm。而下第三系各层组的地层水矿化度却为10000～70000ppm。可见，即使在基岩被掩埋后，仍有广泛活跃的后期水淡化作用存在。

此外，地温异常也证明了古老的碳酸盐岩在纵向上有很好的导热性能。冀中坳陷第三系各层的地温梯度为每百米3.1～3.2°C，而进入潜山后地温陡升，如雄县某井潜山埋深不足1000米，产出热水温度达70°C以上。可见，潜山内部的深浅地热交流是十分通畅的。

从图3的剖面3和4可看出，尽管在潜山两侧凹陷中的第三系也受过一定程度的挤压，但其规模远不能与基岩构造相比，因而可以断定，古生界基岩的主要构造活动时期是在中生代。第三系沉积前的侵蚀下切、沉积过程中的基底下拗以及新的断裂活动，则对潜山圈闭在生油岩系覆盖下的生长及油气藏的形成起重要作用。

二

渤海湾盆地自第三纪开始进入全面沉降阶段，冀中坳陷是其中沉降最早、沉积速度最大的一个第三纪坳陷，其活动特点是由早期的断陷转为晚期的坳陷，各时期的沉积中心由西向东逐渐转移(图4)。

始新世起，沿中央隆起带（大兴—容城—高阳）两侧谷地开始了早期充填，其后，随着坳陷带的不断下沉，沉积范围不断扩大，从而形成早期北东向的两凹一隆的雁行结构。西部凹陷带(廊房—石家庄)呈南西高、北东低的古地势，上游地区即太行山前自石家庄—定县—保定一带孔店组及沙河街组四段为一套红色砂砾质类磨拉石建造，东北端的廊固凹陷则为湖相生油建造，在沉降幅度最大的部位有大套水下浊积岩系，综合累计厚度可达6000～8000米。东部凹陷带（武清—深县）主要也是一套红色碎屑岩建造，沙四末期于河间西凹槽及饶南凹陷有暗色湖相生油岩沉积，饶南的孔二段和沙四段上部有比较发育的膏盐沉积，这里的最大沉积厚度亦达4000～5000米。图4-I为未经全面恢复剥蚀厚度的地层等厚图，清楚地反映出北高南低的结构特征，并显示了中央隆起及东部凹陷带北端出现的一系列

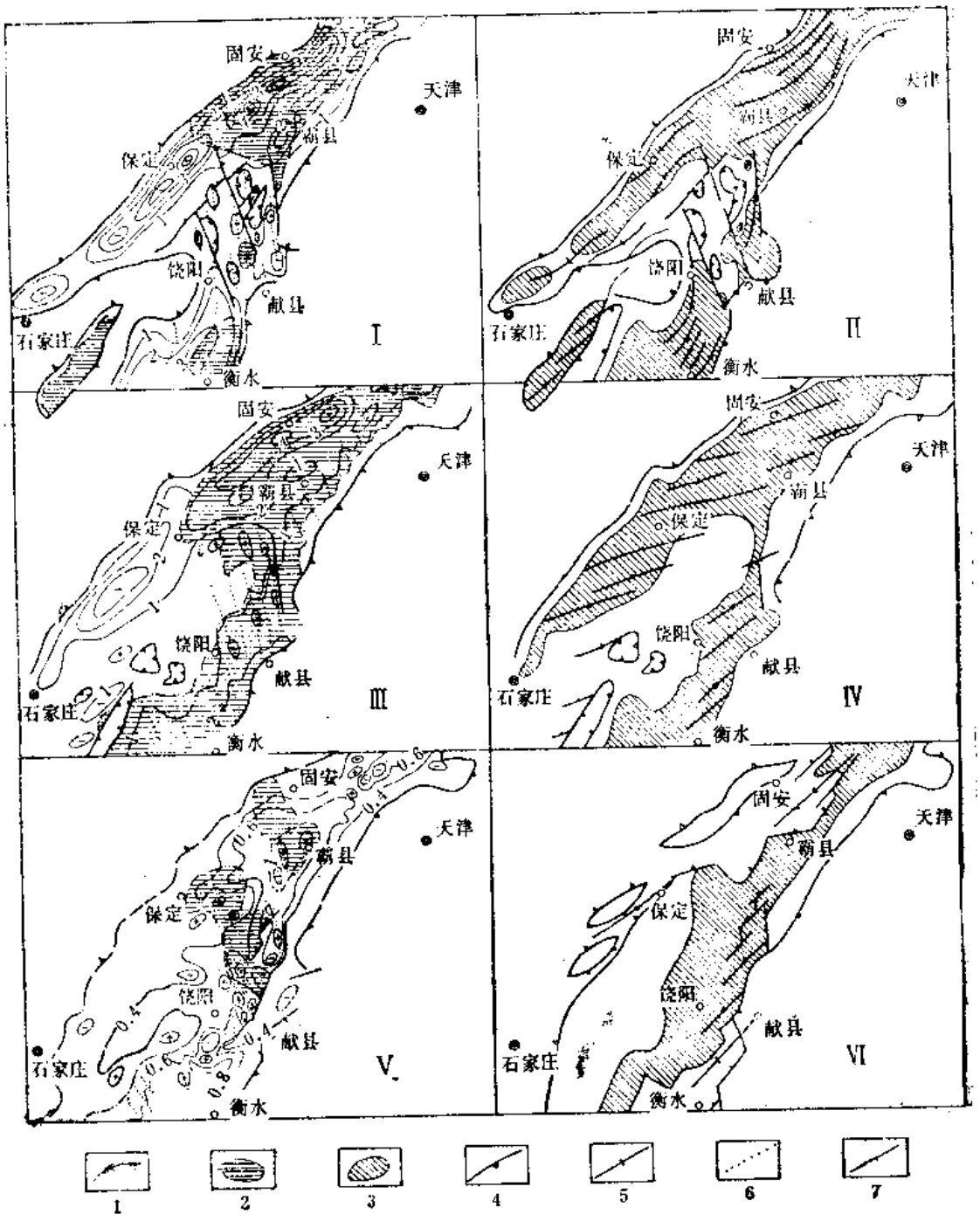


图 4 冀中拗陷第三纪构造发育史图

Ⅰ—孔店组沙四段沉积期；Ⅱ—沙四末期；Ⅲ—沙二、沙三段沉积期；Ⅳ—沙二末期；Ⅴ—沙一段沉积期；Ⅵ—东营末期

1—地层等厚线（千米）；2—湖泊范围；3—凹陷范围；4—缺失区；5—背斜轴线；6—等厚图中的构造轴线；7—断层

（等厚图仅对牛驼、容城凸起及东南边缘做了缺蚀恢复）

北北西向到近南北向的次一级凹凸及断裂构造线。

沙四末期膏盐沉积标志着水域的收缩，随之发生了区域性角度不整合，即喜山运动第一幕。中央隆起带上的沙四段和孔店组普遍受剥蚀，最高部位可剥蚀到孔店组中下部，甚至全部被夷尽。东西两凹陷带中普遍可见与上覆的沙三段之间有明显的角度接触关系。根据

不整合面与下伏地层的角度关系编制的古构造纲要图（图4-Ⅱ），显示出此期在凹陷带中出现一系列北东向雁行排列的平缓背斜和向斜构造。

沙三段沉积期的基底结构继承了早期面目，西部定县—保定一带仍有近3000米红色碎屑岩沉积，但沉积古地理却发生了明显变化，图4-Ⅲ中所示湖泊范围表明廊固、霸县、饶阳、深县、束鹿等凹陷已经连成一体，并皆为生油岩沉积区，其最大厚度在廊固地区达4000～5500米，其余各凹陷1000～2000米不等。湖泊反映的凹陷总体走向为北北东向，至沙二段则呈近南北向。各凹陷的沟通实际上是由于白洋淀北、霸县南、南马庄西、河间西、留路西、留楚等一系列北北西向凹槽（比凹陷更次一级的沉降区）出现的结果。此外，在等厚图上还可看出文安斜坡，杨村斜坡、里县斜坡和深县斜坡都有一系列北北西向朝凹陷倾没的鼻状挠曲，这些挠曲与总的水流或沉积砂体的方向有一定夹角，可能是构造变形的反映。

至沙二段，拗陷开始收缩，红色碎屑岩的增加及其分布范围的扩大表明了这个变化，同时在许多地区可见到沙二段与沙三段之间有明显的沉积间断，甚至有轻微的角度不整合。沙二末期，活动达到高峰，形成了对冀中具有变革性的一次不整合活动，结果使凹陷带内产生了一系列北东东向雁行排列的背斜构造（图4-Ⅲ）。整个西部带在这次变动中拱褶升起，从而结束了它的沉降历史，经一个阶段的剥蚀和夷平之后，沙一段以上的各层在西区表现为区域性的平缓单斜。

图4-Ⅴ表明自沙一期开始，冀中已形成统一拗陷。沙一至东营期，除早期在中部及南部有较广泛的湖泊沉积外，沙一中期以后，仅在饶阳北部和霸县地区有小范围中间湖，其它广大地区皆为河流及洪泛沉积。沙一段及东营组的最大厚度仍近4000米。等厚图展示的拗陷总体走向为北北东向，而各阶段的湖泊走向却呈北北西向。除西部斜坡带因沉积较薄而残留着沙二末期的古构造痕迹及边缘水系的影响外，在地层厚度较大的凹陷区仍可见到一系列北北西向构造线。

渐新世末发生的喜山运动二幕，影响波及到整个渤海湾盆地，冀中拗陷经历了第三纪以来最大的一次收缩，图5清楚地反映了这期大规模的角度不整合。由剥蚀线和雁行排列的背斜轴线表明本期压性构造的总体走向是北北东向(图4-Ⅵ)。随之发生的大规模断裂活动使牛驼镇、容城、宝坻、王草庄、新河等凸起及河间—留路、元昌楼—杨武寨、孙虎等潜山构造带最终形成定型，大多数凸起顶部的下第三系被夷蚀殆尽，一些较高的构造带下第三系也遭到严重剥蚀。

本区的上第三系是在平原环境下沉积的一套红色碎屑岩建造，馆陶组及明化镇组下段首先在凹陷内充填，明化镇组中晚期的沉积则已漫过除大兴、宝坻以外的所有凸起和隆起。上第三系的沉积厚度以武清—霸县—饶阳一线为最大，约3500～2500米。在明化镇组与馆陶组之间，明化镇组的上、下段之间以及上第三系与第四系之间仍有一定程度的厚度突变、地层超覆或微角度不整合。

可以看出，在燕山期奠定的雁行状凹凸背景及菱形断块的控制下，第三纪构造活动始终都以扭动变形为主，并有多次反向发生。对应于各沉积期(图4-Ⅰ、Ⅲ、Ⅴ)反映为西侧相对向北、东侧相对向南的右旋扭动变形。如：北东向展布的凹陷作北西—南东向扩展沉陷，北东及北北东向张性、张扭性断裂发育并与沉陷体相迭加；拗陷中次一级规模的北北西—近南北向湖泊及厚度异常线可能反映了缓慢扭动作用下压蚀变形的结果。对应于不整合侵蚀期（图4-Ⅱ、Ⅳ、Ⅵ）则体现了左旋扭动变形的特征，北东向展布的凹陷收缩，在

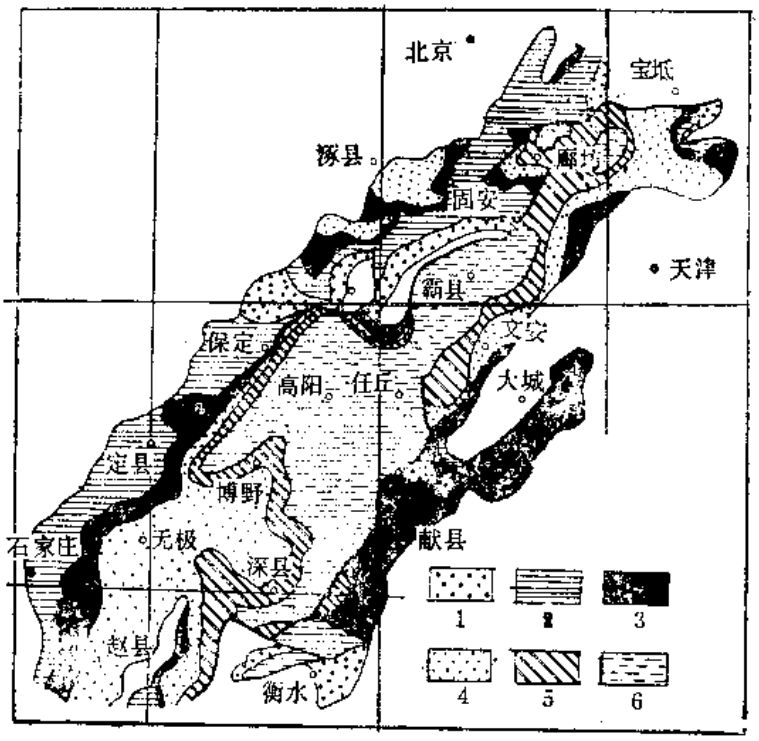


图 5　冀中拗陷早第三纪末期地质图

1—孔店组及沙四段；2—沙二，三段；3—沙一段；4—东营组三段；5—东二段；6—东一段

厚度最大部位的盖层上拱，形成雁列状中央背斜带，原来的北东—北北东向张性和张扭性断裂转为压性或压扭性，从而产生了北东东或北东向次一级的牵引构造。左旋作用同时使北西及北北西向的张性或张扭性断裂进一步发展，致使原右旋过程中产生的这一方向的凸凹构造幅度也得到加强。同样，由于北西—南东向挤压作用加强了基底凹陷幅度和右旋过程中产生的那些北东—北北东向断块的倾斜度，最终使所有处于抬升状态的隆起、凸起和盖层的拱褶构造都遭到了不同程度的剥蚀。

鉴于各期构造活动的强度不同和边界条件渐趋复杂，使得拗陷内构造展布方向也有变化，至第三纪晚期，又因构造的严重变形破碎，在武清、霸县、南马庄西、河间、留楚、孙虎北等地区，普遍形成了有一定旋转特征的断裂构造体系（图 6）。

李四光教授在其地质力学理论中有关新华夏系的概念，为中国东部地区存在的左旋扭动构造做出了精辟论述；实际上在其"控制地球自转速度的自动机制"中，已经体现了反向活动的必然性。如果把板块学说与地质力学所提出的两种关于大陆漂移的观点结合起来考虑的话，则在大陆相对向南移动时，由新华夏系扭动作用造成的北西—南东方向的挤压与太平洋板块的俯冲作用相迭加；当大陆相对向北移动时，它对太平洋板块的推挤作用实际上是抵消和减弱。陆壳在移动过程中，基于同样的基底条件，仍可能产生与新华夏系方向相反的右旋扭动，当太平洋板块的推挤（至本区的）速度跟不上这里的离散速度时，则可能产生北西—北北西向右旋挤压构造，并使原来的左旋压性结构面松驰。

图 7 为一组反映冀中拗陷第三系构造的典型剖面，可以看出，披覆型、重力型和一定的水平挤压特征都有表现，但它们很少以单因素出现。如断裂在平面上虽按扭动格局展布，而在剖面上却多属正断层；正断层的伴生构造又很少平行或垂直于构造；即使重滑构

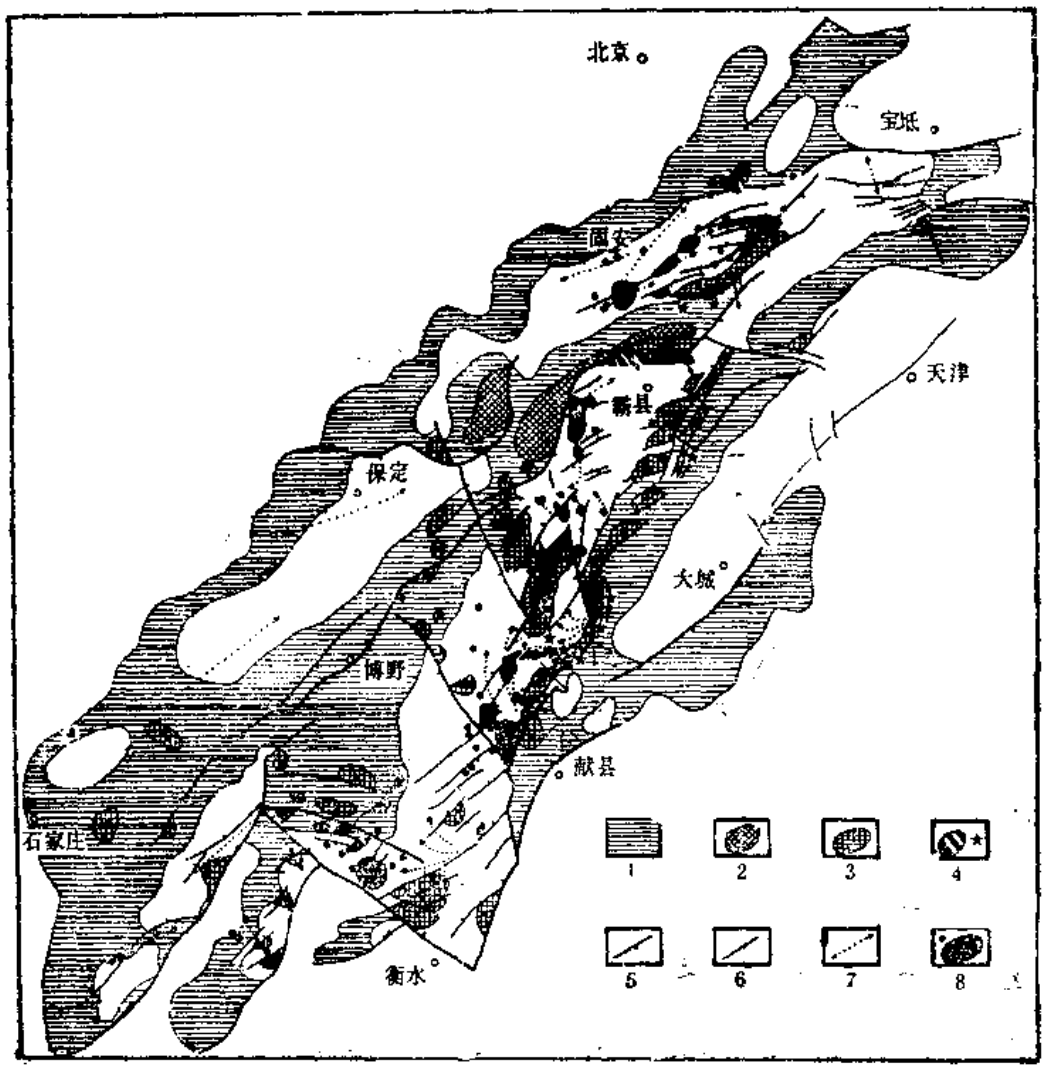


图 6　冀中拗陷构造纲要及油气分布图

1—基岩埋深小于3～4公里的相对隆起区；2—下第三系缺失区；3—潜山构造；4—潜山油气田及产油气井；5—主要断层；6—断层；7—第三系构造轴线；8—第三系油气田及产油气井

造也极少平行或垂直于基底斜坡；披覆型或某些类似底辟式构造也不见有环状或放射状断裂系统，都与扭断相联系。另外，在剖面上所见到的挤压型构造，实际上在其一侧或两侧又总有正断层存在。正断层两侧地层常有一定程度的加厚（上升盘受剥蚀变薄者除外），断面附近甚至断块间常见各种压性小构造。上述这些相互矛盾的构造现象，正是多次反向扭动的明证。正断体系的发生和各方位断裂性质所表现的相似性，也正是多次反向扭动导致断块被压缩而裂面松驰的结果，裂面松驰导致重力构造的产生，而重力构造又被新的扭动所歪曲。

构造发育历史及其活动方式决定了第三系构造形态的复杂性，但由于第三纪构造活动的基底是破裂了的菱形断块，所以其复杂性仍然受到基底的制约而有相应的规律性。如：总体上北东向的隆拗结构与次一级模律的北西向凸凹交切迭置；相同走向的背斜构造与雁列断块相迭置或相间存在；不同走向的挠褶或断裂相互错综交叉；主断层两侧双重方向的牵引或逆牵引构造迭置以及对应于底部阻滑体两侧的既有挤压又有陷落特征的复合挠曲等等。上述建立在基底构造背景之上的多种形式构造的组合大都受控于潜山断裂带，所以常把这些以北东向为主、间有北西向的近于菱形交叉的构造带称为“以古潜山为主体的复式

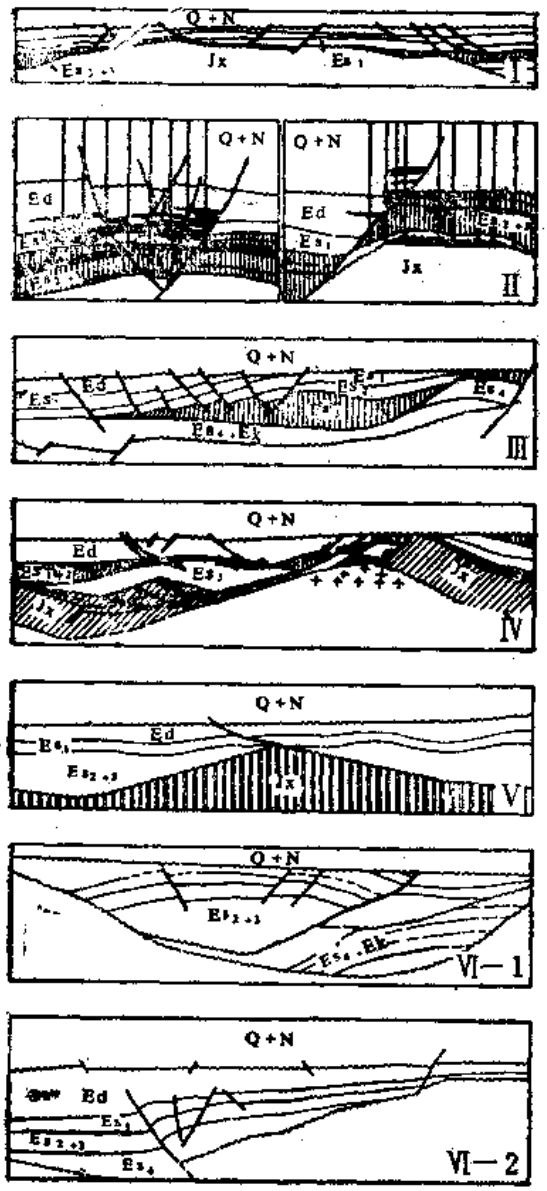


图 7 冀中坳陷第三系分布典型剖面

Ⅰ—任丘构造；Ⅱ—左为大王庄构造，右为留路北构造；Ⅲ—留楚构造；Ⅳ—留路—大王庄构造；Ⅴ—马西构造；Ⅵ—1—廊坊构造；Ⅵ—2—南马庄断裂构造

构造带”。以其与所在凹陷的配置关系，可分为四种类型：①位于凹陷陡翼的断裂构造带，由被基岩断裂切割的断阶潜山及上覆的第三系断块构造、断裂牵引或逆牵引构造组成。②凹陷缓翼的斜坡构造带，由各反向正断层或某些基岩冲断层控制的中小型潜山与第三系的鼻状挠曲、地层超覆、岩性圈闭组成。③凹陷中央的断裂潜山构造带，由雁列状基岩潜山、上覆第三系披覆型构造及断裂下降盘的牵引、逆牵引构造组成。④凹陷或凹槽中央的盖层背斜构造带，由不同层系在不同时期形成的断裂背斜、底辟型及层间型构造复合而成，有时深部也可能有小型潜山存在。

三

构造发育过程及其活动方式不仅决定了构造形态和储油气圈闭展布的规律性，同时也决定了油气运移和聚集的规律性。

受凹陷范围控制的沉积层，在不断变换方向的扭动作用下，不时经受来自不同方向的挤压，或由于垂直方向的拉伸，再加上巨厚的沉积重负，使处于深部的生油岩系不仅具有充分的排烃动力，而且使压实后的岩石充分破裂并松弛。油气在成熟和排出过程中，岩层内总有一定的断裂、节理、劈理和层理处于开启状态，它们与生油岩内的渗透砂层、不整合面等构成广泛连通的油气运移通道网络。

下第三系，特别是沙河街组以下的砂层由于沉积速度快，分异差，以碳酸盐岩为主要物源的胶结物含量高，又因埋藏深而压实紧密，其储集物性普遍变差，但浅部地层中的储集层和基岩渗透层则有较好的渗透性。各凹陷下第三系在剖面上所表现的对应于基岩下凹的部位，地层普遍向上拱曲，而第三系的砂泥质沉积与古老的碳酸盐岩基底之间，显然是一个不连续的物理界面，因此认为：在构造变形过程中，生油岩系的顶、底面都具有张性力学环境。大量的测压资料表明，在生油岩系内的油或水层（除位于不整合面及顶部张裂带以外），压力系数都在1.1以上，已知最高的可达1.67。而浅部地层（包括上第三系各层和下第三系的东营组、沙一段上部）和基岩储集层的压力系数则无例外地近于1，由此也证明浅层和基岩中的油气是经过充分运移的。保留在生油岩系内部的“自生自储”型油气藏，

大多属于在一定构造背景上的断块-岩性圈闭，数量虽多但面积和储量均小，广布于各个生油凹陷之中，现有储量仅为坳陷内已探明总储量的9.34%。

聚集在基岩渗透层系中的“新生古储”型潜山油气藏的已知储量竟占总储量的81%左右，这是由冀中坳陷的特殊构造地质条件及生、储层配置关系所决定的。基岩顶面构造在第三纪以来的演化过程（图 8）表明：早第三纪末大规模断裂发生之前，位于生油凹陷带中区的雁翎—任丘—八里庄潜山群立，始终都具最佳的构造位势。这期间虽在廊房东、雄县、任丘西、雁翎西等处也有断层活动，但皆呈北北东走向，虽对潜山圈闭的形成和幅度的增大起了重要作用，却不致构成对油气在南北向上运移的重大分割。处于南北生油区的生油岩，据其埋藏深度，自沙四期末已有油气成熟，沙一期以后则普遍成熟，而廊固、霸县凹陷及河间西凹槽的深处已进入高峰期。油气可沿广泛发育的各种运移通道，源源地进入基岩渗透层系，并在最佳油藏内聚集。钻探成果表明，凡处于生油凹陷低部位的潜山圈闭都具有接近百分之百的油气充满程度。从原油性质的变化看，原油比重自南北凹陷区向中央潜山带有规律地增大，也说明油气在基岩渗透层系中是经过充分运移和分异的。在中央潜山带上获得的石油地质储量占坳陷已知总储量的73.7%，仅任丘潜山就占62.5%，其富集程度何等可观！

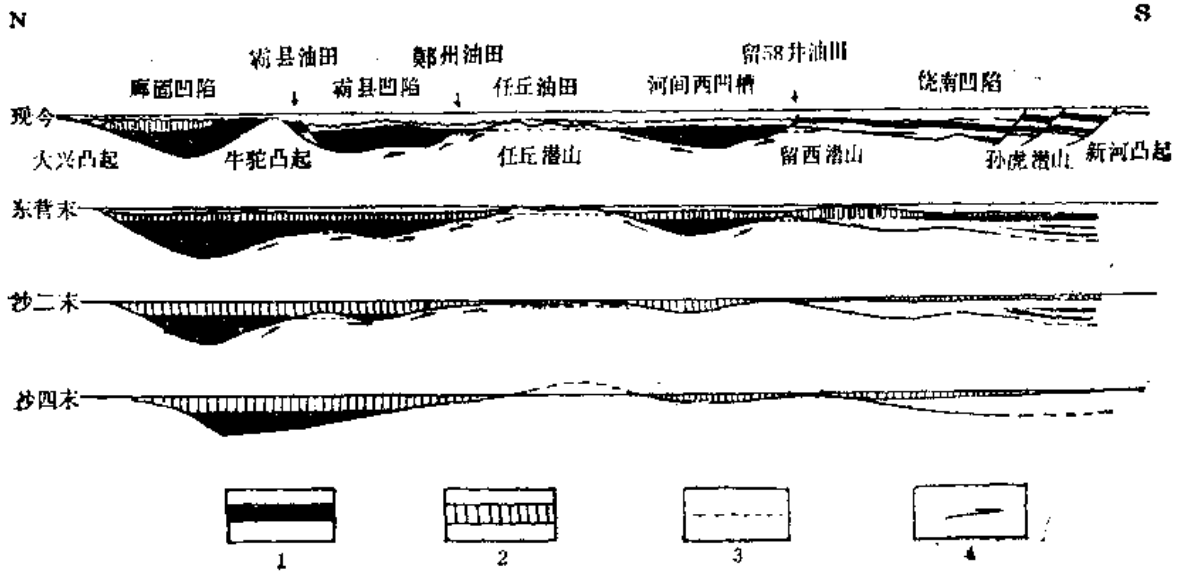


图 8 冀中凹陷东部凹陷带构造演化及潜山油藏形成过程图

1—成熟的生油岩；2—未熟的生油岩；3—含油范围；4—油气运移方向

按照基岩圈闭与生油岩系的配置关系和已经揭示出油气在基岩渗透层系中可作较远距离运移的规律性，冀中的潜山油气储量今后还可能以高于第三系的比例增长。在生油凹陷的边缘及凹陷深部，还有一系列在鼻梁、断裂挠曲及构造滑块分布，也可能形成良好的油气聚集场处，其中别古庄、苏桥、卧佛堂、留路西及深县、束鹿凹陷内的潜山带，也都在近年内陆续发现了油气田。

与油气在基岩最佳油藏高度集中形成鲜明对照的另一特点，是油气在生油凹陷周围运移可及的范围内星罗棋布、成带成环。这一方面与本区砂质岩系沉积分异差、储油物性不好有关，另一方面也与渐新世末—中新世末间发生的大规模断裂活动有关。由于断裂后构造严重破碎，晚第三纪以来成熟的油气不可能高度集中，图 6 反映的油气藏及含油气断块

围绕生油凹陷呈环状或菱形网格状分布，就体现了这种聚集机制。氢同位素资料说明第三系内部的油气藏多数是晚第三纪形成的。

在冀中，另一类重要的油藏是位于生油岩系以上浅部红层中的“下生上储”型油藏，其已知储量占总储量的9.8%，它们都分布在晚期生成的张性或张扭性断裂构造带中，这是由于下伏原生油气藏遭破坏后向上运移至浅部圈闭或者是晚期成熟的油气沿断裂补给而形成(图 9)。这类油气藏在相邻的黄骅和济阳拗陷内都是主力，已知储量占总储量的40%和27%，产层多为上第三系明化镇组和馆陶组。而在冀中，上第三系油气藏少且小，为数不多的“下生上储”型油气藏主要是东营组和沙一段上部，这是因为冀中拗陷的第三纪构造运动虽曾频繁、强烈，但是开始得早，结束亦早，晚第三纪时全区趋于平静，众多的断裂，其活动延续至馆陶期的极少，留在第二地震反射层（T_2，相当于上第三系底）构造图上的断层线屈指可数，油气后期上逸，当然也很少有可能进入上第三系了。更有甚者，在一些高凸起上，下第三系甚至全部被夷尽，这期间逸散的油气也不可能保存到后期覆盖的上第三系中去。但是作为今后的勘探对象，这种“下生上储”型的油气藏在冀中还是大有前景的，东营组和沙一段上部毕竟埋藏浅，物性好，随着勘探程度的增强，这类油气藏储量的比重一定会上升的。

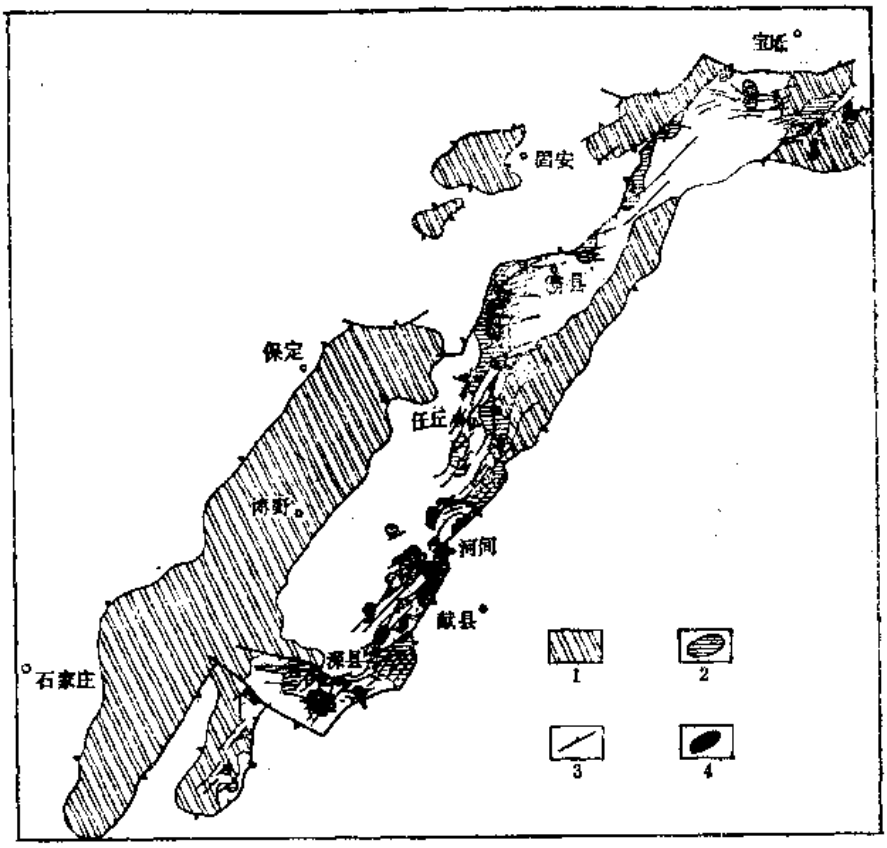


图 9　冀中拗陷第三系下生上储型油藏分布图（主要依据东营组底面构造图，武清凹陷根据上第三系底面构造图）

1—斜坡部分；2—主要圈闭构造；3—断层；4—上储型油藏

参 考 文 献

1．李四光，《地质力学概论》，科学出版社，1962年。

2．朱夏，“中国东部板块内部形成机制的初步探讨”，石油实验地质，1979年第1期。

3．华北石油勘探开发设计研究院编著，《潜山油气藏》，石油工业出版社，1982年。

4．朱夏主编，《中国中新生代盆地构造和演化》，科学出版社，1983年。

5．张文佑著，《断块构造导论》，石油工业出版社，1984年。

6．胡见义等，《非构造油气藏》，石油工业出版社，1986年。

辽河盆地构造特征与油气藏分布●

葛泰生　陈义贤　熊崇钰

（辽河石油勘探局）

提要　辽河盆地位于中国东部渤海湾含油气区的东北隅，是在前古生界基底之上，自燕山运动开始形成、以早第三纪沉积物为主的弧后裂谷活动区中的小型裂谷盆地。

辽河裂谷盆地的主要特点是：狭长的盆地形态，垒、堑相间的地质结构；张性断裂发育，断层落差大，盆地基底拉张幅度大；盆地基底下沉快，沉积速率高；火山活动频繁，超基性岩发育；有较高的地温场及大地热流值。

辽河盆地在第三纪时期经历了裂谷活动的张裂、深陷、消亡三个阶段，其主要表现为三个序次的断裂活动。不同断裂序次控制着裂谷发育不同阶段的沉积、构造发育特征，并决定着适于形成生、储油层的岩相带分布和油气圈闭的类型。

辽河盆地含油气层系多，油气圈闭类型多，组成复合油气聚集带(区)。对占主导地位的油气藏模式，基本上有六个油气藏序列，此序列因各地区在地质演化史上的差异而略有变化。

辽河盆地位于辽宁省境内辽河下游平原，北起沈阳，南至辽东湾海域，东西大致以沈阳—大连及沈阳—山海关铁路为界，陆地面积为12400平方公里。

辽河下游平原也是一个地理上的盆地，海拔约0～6米，北高南低，东有千山山脉，西有医巫闾山山脉环抱。辽河水系流经盆地向南入海，地面遍布河流、沼泽及农田。地表均为第四纪沉积物所覆盖。

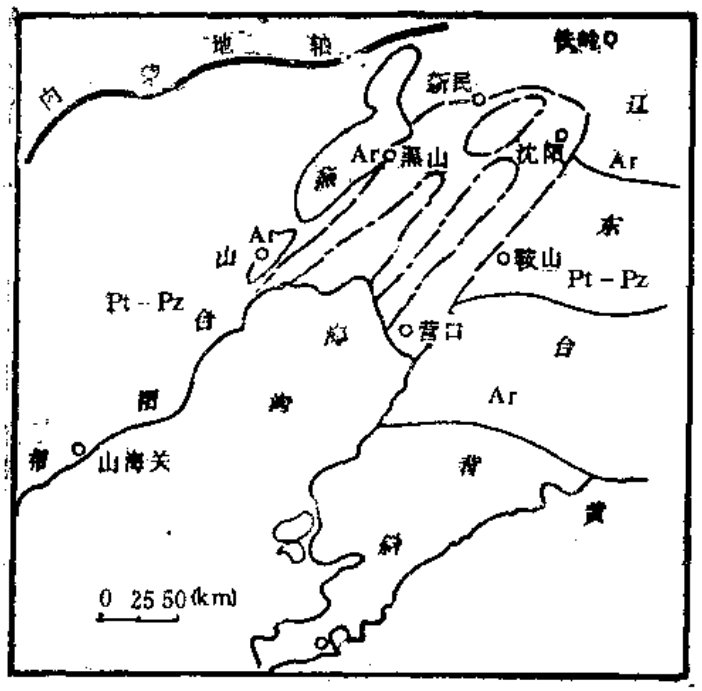


图 1　辽河盆地大地构造位置图

辽河盆地是中新生界断陷盆地，位于渤海湾油气区东北隅，中生代以前的大地构造属于华北地台，是辽冀台向斜的一部分，其东侧为辽东台背斜，西邻燕山台褶带，北抵内蒙地轴东段。中国东部著名的郯庐断裂带通过本区，向南穿越渤海与沂沐大断裂带相连，向北分为依兰—伊通大断裂及密山—敦化断裂带两支延伸（图1）。

自中生代开始，本区受太平洋板块向西俯冲的影响，形成中生代陆缘岩浆弧及其弧后活动区。至早第三纪则演化为东亚陆缘弧后裂谷活动区中的小型裂谷盆地。

●辽河盆地即指辽河断陷。——编者

在辽河盆地内太古界结晶基岩之上，残缺不全地分布着中上元古界及古生界地台型的海相陆屑及碳酸盐沉积物，中新生界特别是下第三系组成了盆地的主要沉积层。中新生界沉积岩总厚达8000米，其中下第三系厚达6000米。

辽河盆地的油气勘探自50年代中期开始，至70年代以后进行了大规模的钻探，证实是一个含油气很丰富的盆地，已知油气田遍布全区，至1986年建成了年产1000×10^4吨石油及20×10^8立方米天然气能力的大型综合基地。已发现包括太古界、中上元古界、中生界、下第三系、上第三系在内的14套含油气层系，其中下第三系是最主要的生、储油层系。其油气圈闭类型多种多样，各类油气圈闭在空间上相互叠合、错置连片，组成复合油气聚集带（区），表现出既丰富多彩而又破碎复杂的特征。

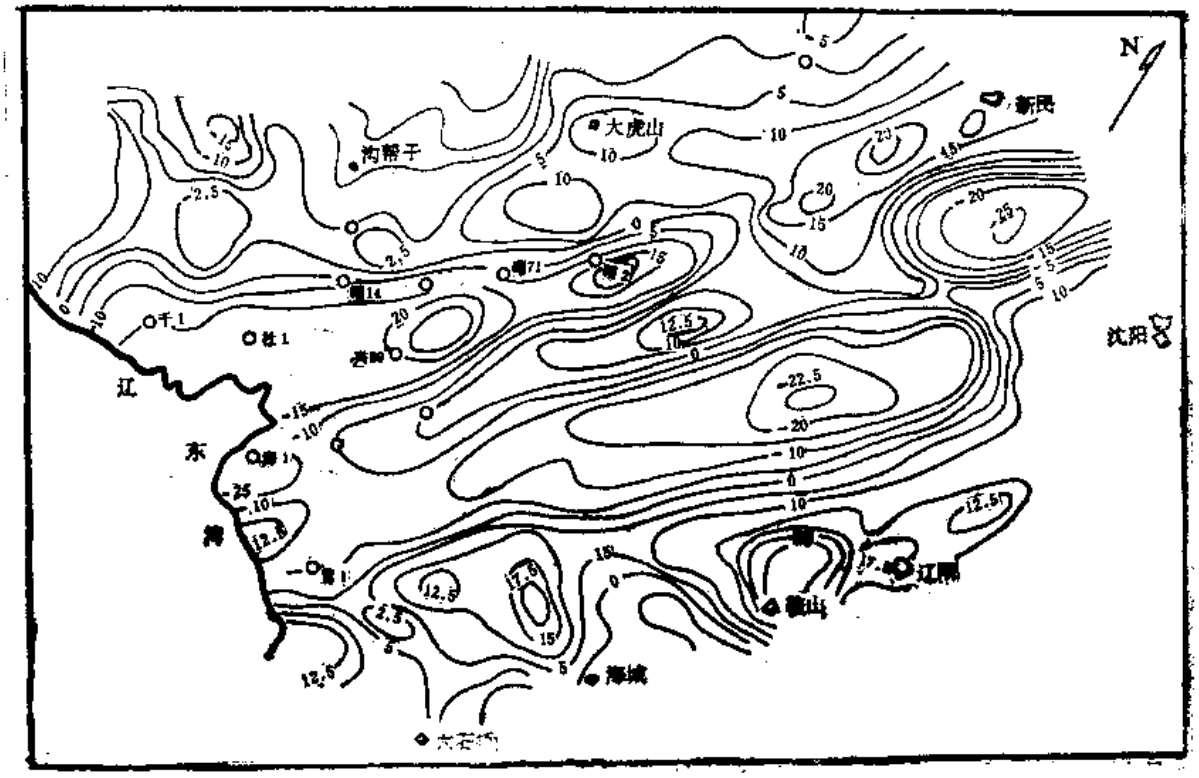


图 2　辽河盆地布伽重力异常图

一、盆地地质结构

辽河断陷盆地呈北北东向延伸，长200公里，宽80公里，在布伽重力图上显示为狭长带状的负重力异常区，幅度达－25毫伽（图 2）。自地壳深部向上，盆地具有太古界—下元古界，中上元古界—古生界、中新生界三层地质结构，各层之间既相互继承、又各有不同的演化特征（图 3）。

1.莫霍面的形态

盆地深部为上地幔隆起带。在地壳等厚图上，自营口至沈阳一带显示为北北东向带状低值区，地壳厚度一般为33～35公里，东部等值线较密集，莫霍面较陡峻，西部莫霍面较平缓。据人工爆破及海城地震余震测得地幔隆起带之上又有较窄的地幔突带，位于东缘的

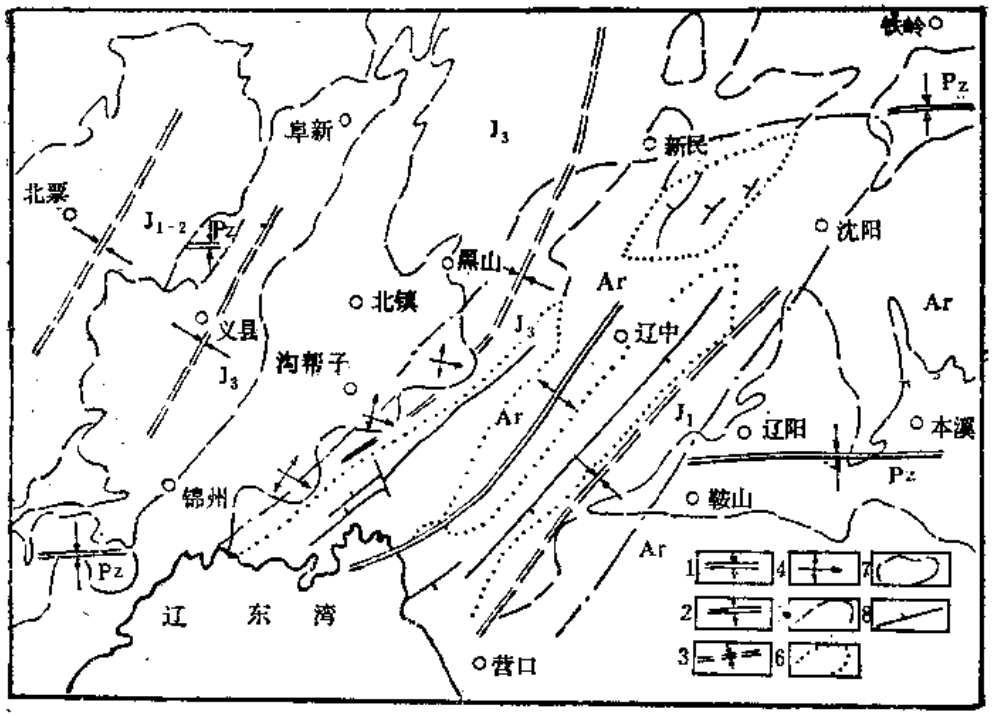


图 3 前第三系基底结构图（据于天欣）

1—前中生界凹陷；2—前中生界隆起；3—中生界凹陷；4—前中生界鼻状隆起；5—地质界线；6—盆地下第三系范围；7—盆地上第三系范围；8—断裂

营口—海城一带，地壳厚度为30公里。

在此莫霍面隆起带以西的锦州—阜新一带，地壳厚度达35～37公里，隆起带以东大连—鞍山一带，地壳厚度为39公里。

均显示莫霍面下降。工程爆破及地震台网定点测定本隆起带深12～17公里的康氏界面波速为每秒6.1公里，在盆地以东一带波速衰减为每秒595公里，显示隆起带地壳上部有高密度物质侵入（图4）。

2.太古界—下元古界

辽河盆地的基底结晶岩石属太古界，为混合花岗岩、混合岩、变粒岩、斜长角闪岩、角闪岩、片岩、片麻岩等，相当于鞍山群，用钾—氩法测得同位素年龄值在21亿年左右，较鞍山群（铀—铅法为24亿年）偏小。

辽宁省内太古界的构造轮廓基本上都是呈东西向平行排列的隆起与凹陷，鞍山群的褶皱也多呈东西向紧闭线状构造，应是纬向的阴山构造带的雏型。

也有一种意见认为太古宙时期，辽宁省区内并非统一的古陆核，北东—北北东向的断裂带已经把古陆分为辽东、辽西二部分，通过辽河盆地的郯庐断裂带此时已经存在。

下元古界的辽河群（碳同位素年龄为18亿年左右）为沉积变质岩系，其构造轮廓仍为东西向的隆起和凹陷。在辽河盆地的基底没有发现这套地层。

3.中上元古界—古生界

（1）中上元古界 与华北地区同属地台型海相陆屑与碳酸盐岩建造，其分布受早元

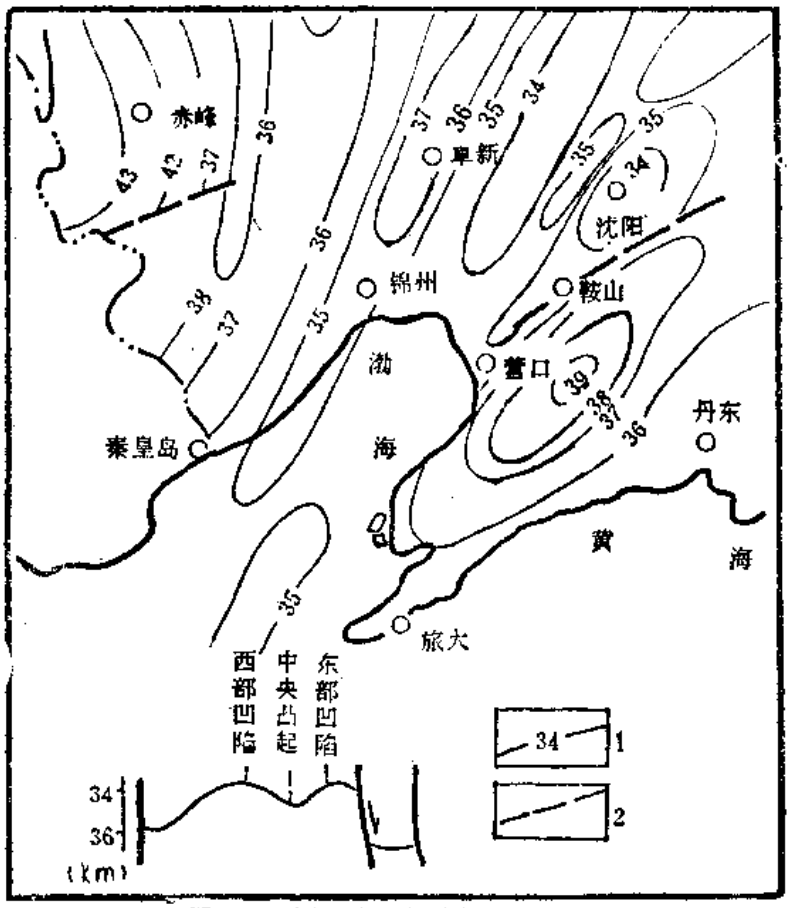


图 4　辽河盆地地壳厚度图

1—地壳深度等深线；2—推测深部断裂

古代后期在纬向构造格局上出现的北东向巨型隆起和凹陷所控制。在郯庐断裂带以西，由冀北—辽西凹陷和泛河凹陷组成大向斜；以东为浑江凹陷、太子河凹陷、大连—复州凹陷断续连接成凹陷带，形成了辽西、辽东两套不同的中上元古界剖面。

盆地西侧的中上元古界已测得的同位素年龄值在6.55～7.97亿年（钾—氩法）之间，包括长城系的大红峪组石英岩，蓟县系高于庄组的白云岩、板岩，雾迷山组的白云岩、白云质灰岩，洪水庄组、铁岭组的石灰岩、泥灰岩、白云岩、海绿石砂岩，以及青白口系的下马岭组页岩，景儿峪组石灰岩、海绿石砂岩等，剖面比较完整，构造呈北东向、倾向北西的单斜，属辽西大向斜东翼的一部分。

盆地北端的中上元古界在沈阳以西、西北一带，仅钻遇大红峪组和高于庄组，为石英岩、板岩、白云岩等。构造呈东西向西翘东倾的向斜，属泛河向斜的西延部分。

（2）古生界　其分布受到新生的东西向隆起与凹陷所控制。自北而南有凌源—锦西（辽西）和太子河（辽东）构成的东西向凹陷带及大连—复州凹陷并向西延伸至辽东湾的东西向凹陷带。区内的下古生界普遍缺失下寒武统及上奥陶统一志留系及泥盆系，只分布着地台型中上寒武统及下奥陶统海相陆屑与碳酸盐岩建造。

辽河盆地仅在东侧分布有太子河凹陷西端的下古生界，钻达厚度730米，包括：寒武系中统毛庄组的粉砂岩及薄层石灰岩，徐庄组砂、页岩及薄层石灰岩，张夏组石灰岩、鲕状灰岩；寒武系上统的崮山组、长山组、凤山组石灰岩、粉砂岩、页岩；下奥陶统冶里组石灰岩、页岩，亮甲山组石灰岩；中奥陶统马家沟组厚层石灰岩。

上古生界为海陆交互相的碳酸盐岩建造及含煤建造，在盆地内没有发现。

4.中、新生界

（1）中生界　印支运动在辽宁省主要表现为地壳隆起，中上元古界及古生界形成北东向的褶皱、断裂，伴有强烈的花岗岩浆活动。三叠系下统在绝大部分地区缺失，三叠系中、上统为偶见于山间盆地的磨拉石建造。在辽河盆地无三叠系分布。

自燕山运动开始，区内地壳运动性质发生明显变化，受太平洋板块与欧亚板块相对运动的控制，进入以裂谷断陷活动为主的新阶段，形成一系列北东向成带分布而又南北分隔的侏罗—白垩系断陷盆地，以含煤建造为主，火山岩活动广泛发育。据火山岩的化学分析资料，二氧化硅指数值及玄武岩判别指数均反映属于远离消减带的弧后大陆型岩浆活动产物。辽宁省境内自西向东侏罗—白垩系盆地时代自老向新递变。

辽河盆地的中生界属上侏罗统—下白垩统，为中酸性火山岩建造及含煤砂、泥岩建造，厚500～2500米，用钾—氩法测定火山岩全岩同位素年龄值为102.7～176.2百万年，分布在下第三系沉积盆地的东西两侧。中生界在南北方向其层位、岩性都不完全相同，分隔性强。

（2）新生界　是辽河盆地沉积地层的主体。这套地层又以第三系占大部分，其沉积特征反映了裂谷断陷盆地张裂—深陷—消亡的完整过程。第三系裂谷盆地主要有以下一些特点：

1）狭长的盆地形态，垒堑相间的地质结构。第三系组成的辽河盆地宽80公里，陆地部分长200公里，其地貌反映为一负向的狭长断陷带，符合裂谷盆地的特征。盆地内分为东部、西部及大民屯（北部）三个下第三系凹陷，中央为大型的凸起（主要分布上第三系），其边界均为张性断层所控制，呈垒堑相间的结构（图5）。在凹陷中与凸起上均发育着次级的垒堑与断阶构造，也反映出裂谷断陷盆地的结构特征。

2）盆地内广泛发育着张性与张扭性断裂，其中较大者即有数百条，这些断层落差大（一般数百米，最大达4000米至6000米），延伸长（数十公里至百余公里），成组成带分布，不同方向、不同时期的断层相互切割，形成许多高低不同的断块。由于一系列拉张断层的存在，用垂直构造剖面法测出辽河断陷盆地在早第三纪期间水平扩张超过15公里，说明盆地基底拉张幅度大。

3）第三纪裂谷盆地形成之初喷溢较厚的火山岩（古新世—始新世），随即迅速下沉成为湖盆，底砾岩不发育，深陷时期为早渐新世，沉积物多为深湖相泥岩和三角洲或浊积砂岩体。渐新统沙河街组三段及一段的泥岩中富含介形类化石，其中有一些属种，如梯形类型的玻璃介，左右两壳不对称，是深水湖泊所特有的，在贝加尔湖这类玻璃介主要在十至数十米深水部位被采到，个别水深达百米以上。根据下第三系的厚度计算，其沉积速率为0.2～0.33毫米/年，沉积速率是很高的。

4）盆地早第三纪火山活动频繁，火山岩分布比较普遍，超基性岩发育，下第三系底部普遍存在玄武岩层，厚度可达1200米，据岩石矿物及岩石化学分析为碱性橄榄玄武岩，据REE测定和模式分析为轻稀土元素富集型，具有典型的裂谷特征。钾—氩法同位素年龄测定值58.9～73.5百万年，相当于古新世—始新世。渐新世也有多期火山活动，主要分布于盆地东部，玄武岩与砂、泥岩层间互，最大厚度亦可达400～500米，沿基底断裂带厚度最大，向两侧减薄。

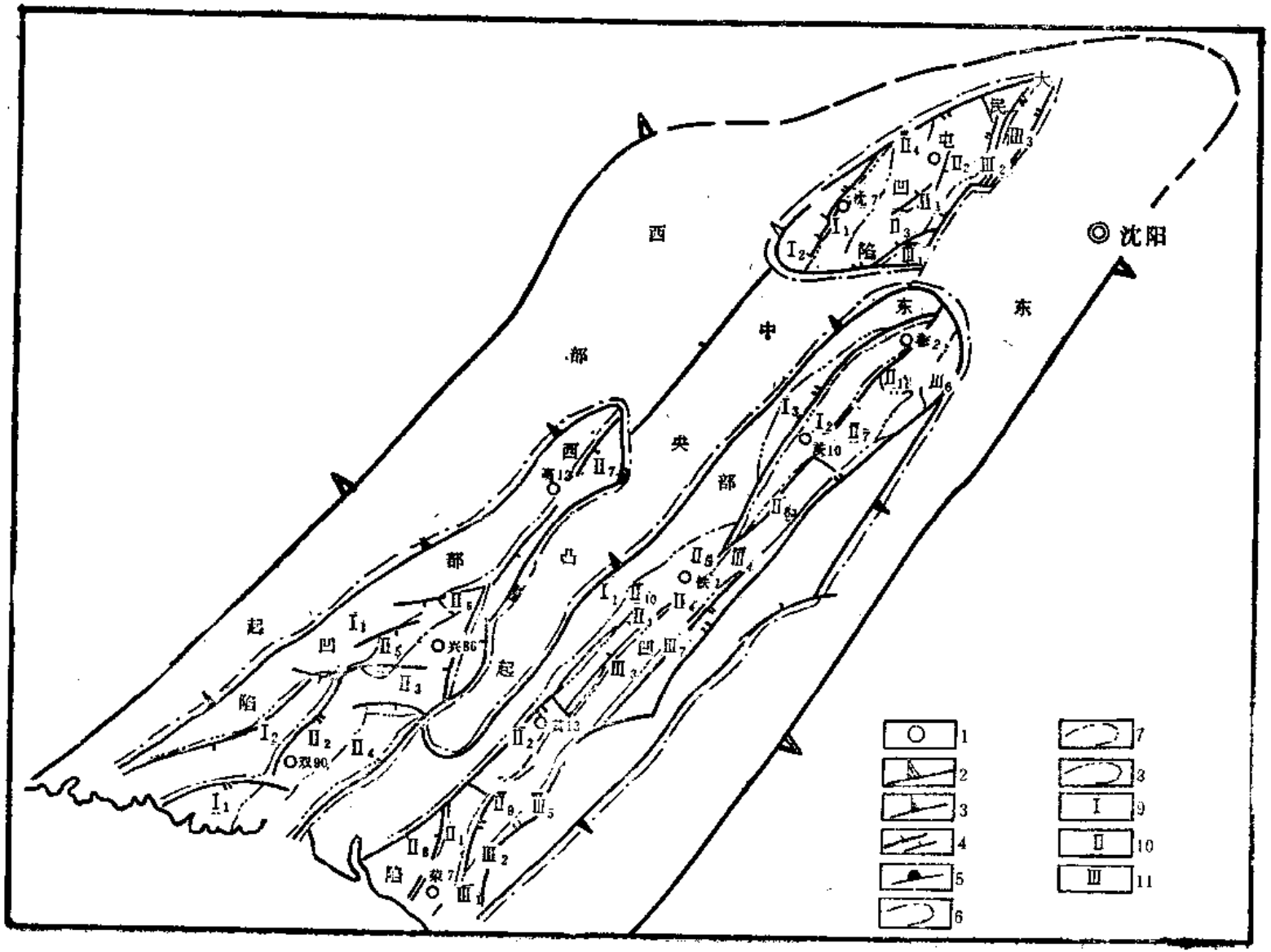


图 5　辽河盆地构造单元划分图（据于天欣）

1—井位；2—盆地边界（上第三系缺失线）；3—S_{1+2}或S_3段缺失线；4—一、二级断层；5—地层超覆线；6—一级构造带界线；7—亚一级构造带界线；8—二级构造带或局部构造界线；9—西部斜坡带；10—中央深陷带；11—东部陡坡带

5）盆地具有较高的地温场及大地热流值，根据现今地温实测资料及古地温研究，新生代古地温梯度3.05～4.06C°/100米，平均为3.75/100米，现今实测地温梯度为3.14～4.0C°/100米。据对盆地大地热流值的实测结果，实测频率最高区间热流值为1.4～1.HFU，平均为1.5HFU。研究结果认为，早第三纪早期的古热流高出现代热流的20%，早第三纪晚期低于现代20～25%，晚第三纪后期的热流约同于今日热流或略高。这显然是受到盆地张裂时期火山岩浆活动的影响，对油气的生成演化有着重要意义。

二、裂谷演化特点及油气生成储集条件

辽河裂谷的演化过程，随着区域引张应力场的变化经历了张裂（萌发）—深陷（发展）—收敛（消亡）三个阶段。与之相应的发育分三个序次的断裂活动和火山活动。从各期火山岩的组成来看，均以碱性玄武岩为主，与大洋裂谷的拉斑玄武岩有较大差别，属于典型的大陆裂谷型玄武岩；从各时代火山岩成分的变化来看，由老到新火山岩的酸性组分增加，反映了由基性向酸性演化，大陆裂谷夭折的过程。

裂谷发育的不同阶段，在沉积相、构造形迹和生态环境上都深深地留下了印迹，发育了多套生油层、多种类型的储集体和复合圈闭，在多套生储盖组合的基础上形成了各种类型的复合油气聚集区带。

1.裂谷张裂期的特征和油气生成储集条件

辽河新生代裂谷始于始新世。在太平洋板块向欧亚板块俯冲的过程中，引起中国东部大陆深部地壳结构发生深刻变化，形成一系列地幔隆起带，古老基岩上升拱起，沿隆起带轴部张裂，出现以北东向为主的张性断裂，即第Ⅰ序次的断裂活动，形成西部凹陷—中央凸起—东部凹陷的基本构造格局。

张裂期的断裂是裂谷形成的早期断裂，是在中生代裂谷的基础上发育，而又有别于中生代的新断裂（图6）。

（1）张裂期的断裂系统和构造发育特征　张裂期的断裂始于始新世，绝大部分止于渐新世早期（沙河街组四段），以第Ⅰ序次的西倾正断层最特征。这一序次的断裂是形成断陷旁侧的壳断裂，伴有大面积的裂隙式火山喷发和溢流，本序次的断裂有北东和北西向两组，以北东向为主，其中西倾正断层是中生界断陷东部边界断裂的继续和发展，延伸长达数十公里，倾角50°～75°，基岩落差最大可达3000～4000米。北西向断裂延伸较短，一般为5～15公里。

第Ⅰ序次的断裂是在前中生界古老基底上发育起来的，断裂活动使古地形崎岖不平，其上升盘长期遭受侵蚀，大部分地区缺失中生界，第三系生油岩直接覆盖在长期风化淋滤的古老基岩面上，形成一系列新生古储的潜山圈闭。如西部凹陷的双喜岭—齐家花岗片麻岩潜山带，曙光中上元古界白云岩、石英岩潜山带，大民屯凹陷的前进潜山带和东胜堡混合花岗岩潜山带。下第三系沙河街组和东营组超覆沉积在这些潜山带上，形成了盖层的披覆构造或鼻状构造，是辽河裂谷主要的一种油气圈闭。

（2）浅水近海湖盆环境　在凸凹不平的古地形背景下，渐新世早期的水体较浅，土星介、美星介和轮藻等浅水生物群大量出现，水介质较咸，硼含量较高，并有自生的混层海绿石生成，表明本期是浅水近海湖盆的环境。

张裂期湖盆开始较小，在古地形比较低洼部分充填沉积；后期水域逐渐扩大，以水进

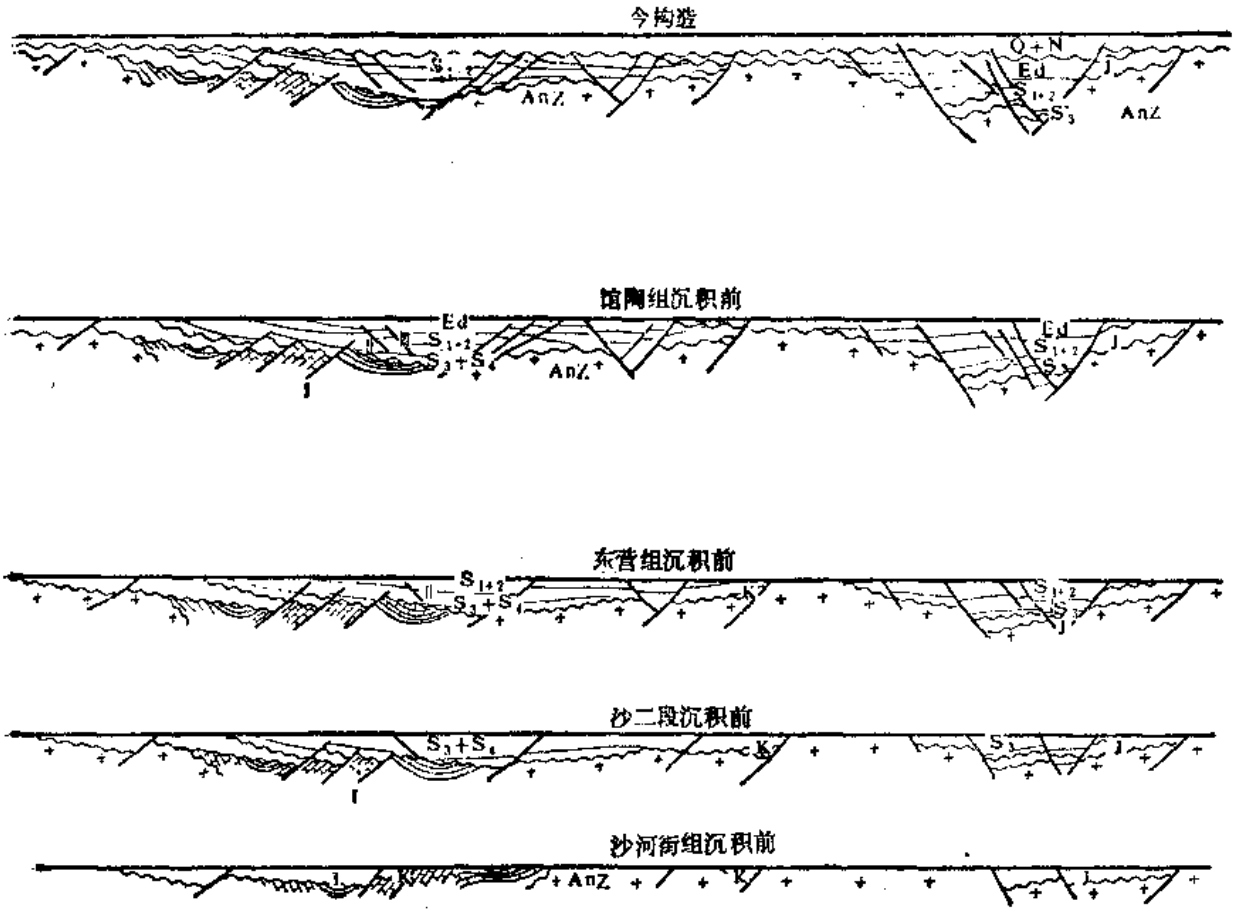


图 6　辽河裂谷断裂活动序次和断陷发育剖面

式砂、泥岩沉积为主，逐层覆盖了潜山顶面，形成大面积的地层超覆圈闭。

沙河街组底部（沙四段）多为近源沉积，发育了许多扇三角洲砂体（图 7），如西部凹陷中南部，太古界物源区，水系沿北西向的断裂峡谷入湖，形成四个扇三角洲砂体，在峡谷附近形成主水道，至潜山带以东出峡谷分散呈扇体，在东侧缓坡上向潜山顶面超覆尖灭，最后沉积了泥岩和泥灰岩、油页岩等为主的区域盖层，形成了潜山——沙四段超覆（砂、泥岩）——特殊岩性覆盖的第一个储盖组合。

2.裂谷深陷期的特征和油气生成储集条件

（1）深陷期断裂系统和构造发育特征　盆地张裂期之后，第Ⅰ序次的断裂发生差异运动，凹陷西侧的断裂趋向稳定，东侧的断裂在水平扩张的同时垂直运动加强，落差增大，局部地区达5000米以上，致使基底翘倾，地层倾角增大到10°～15°，局部地区可达20°以上，形成不对称的半地堑，即箕状地堑，进入裂谷深陷期。自沙三段开始至沙河街组末期发生了第二序次的断裂活动，其走向仍以北东向为主，但倾向与第Ⅰ序次的断裂相反。如西部凹陷，在箕状地堑的背景上，翘倾活动使西侧抬升、东侧下陷，沉积物处于不稳定状态。在水平扩张的作用下，随着沙河街组中部（沙三段）巨厚泥岩沉积之后，产生一系列东倾的重力滑动断层，即同生断层，这些断层多发生在第Ⅰ序次断裂的东侧，和第Ⅰ序次断裂构成“八”字型（图 6）。

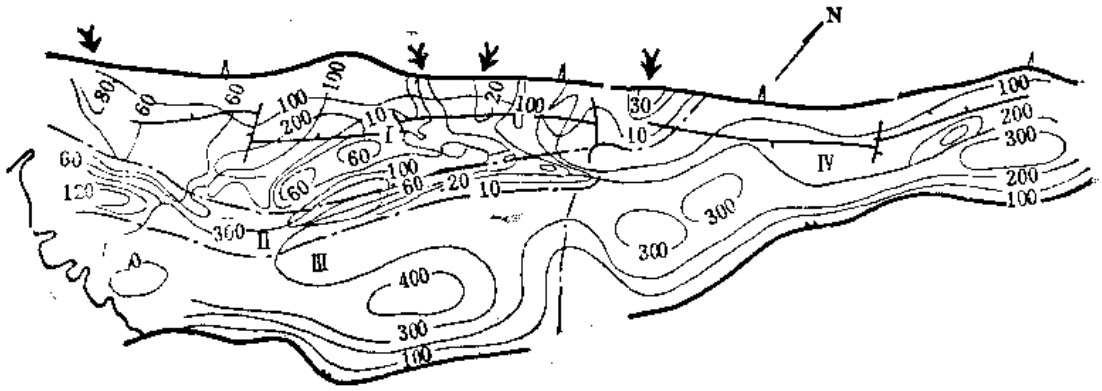


图 7　辽河裂谷西部凹陷沉积相图（沙四上）
（据李应暹）
Ⅰ—水下分支流河道亚相；Ⅱ—河口砂坝亚相；Ⅲ—前三角洲及湖相；Ⅳ—湖湾相

第Ⅱ序次断裂的发育程度与其翘倾程度相关，翘倾程度越大，东倾的第Ⅱ序次断裂越发育。如西部凹陷清水深陷区，地层倾角20°，在齐家地区翘倾的枢纽带，第Ⅱ序次东倾同生正断层比较发育，而北部陈家深陷区，地层倾角相对减小，同生正断层活动较弱。本序次的断裂在倾向滑动过程中，在同生断层下降盘的沙河街组中部及上部（沙三、沙二、沙一段）形成滚动背斜，是裂谷盆地的又一种油气圈闭。

（2）深陷期的沉积特征和生储盖组合　深陷期与张裂期相比，沉积环境发生了较明显的变化。浅水广布型化石突然绝灭，出现了类贝加尔型的深水窄布型化石，华北介、纺锤玻璃介等成为占优势的新属种，渤海藻大量出现并遍布全区。具有深水湖的特征。

沙三期水质较淡，指相元素硼含量骤然降低，表现出陆相淡水湖盆特征，湖盆中心水体窒息，含有较多的硫化氢气，在清水深陷区的透镜状砂岩中每立方米天然气含硫化氢达7.33毫克，比裂陷期浅水相天然气中的硫化氢含量高出3～5倍，具有强还原环境。

深陷期湖盆急剧下沉，沉降速度大于沉积速度，具有非补偿沉积特点。除沉积了巨厚的暗色泥岩、构成凹陷的主要生油建造以外，沿湖盆东西两侧有高密度流注入，形成了浊积岩。沉积岩在平面上呈扇形和舌状分布，剖面上呈楔形，按其形成环境可以划分为滑坡相、近源浊积相、远端浊积相等。浊流一般沿北西向的断裂峡谷泻入湖盆，堆积大量的粗碎屑，形成斜坡峡谷砾岩和砂砾岩带，垂直于凹陷走向分布。峡谷以东地区地形相对开阔，大量碎屑物质沿北东向分散呈扇形体。

深陷区的断裂、构造和沉积特征决定了几种主要油气圈闭类型：巨厚生油岩中的透镜体圈闭；侧缘的上倾尖灭岩性圈闭；差异压实圈闭和同生断层下降盘的滚动背斜圈闭等。

深陷期的断裂、构造活动具有多期性，因而沉积上表现了多旋回性，总的来说深陷期是细—粗—细的组合。沙三段时期沉积的巨厚的深湖相泥岩是区域性生油层，沙三段晚期水体变浅，东部和大民屯凹陷沼泽化，至沙二段时扇三角洲发育，是全区最好的储集层，沙一段时期水体再次加深，沉积了较厚的泥岩。因此，深陷期形成了第二个比较理想的生储盖组合。此外，沙三段大套泥岩之中发育的浊积岩和沙一段中部较厚的半深湖相泥岩沉积中，也发育了三角洲砂体和前三角洲透镜体，都具有自生自储的能力。

3.裂谷收敛消亡期的特征和油气的生成储集条件

渐新世晚期，太平洋板块运动方向由北北西转变为北西西向〔上田城也，都城秋穗，1973〕，这一转化导致了东亚构造应力场的转化，辽河地区的区域应力场由北西—南东向的拉张应力场转化为北西西—南东东向的挤压应力场。这一转化大约发生在渐新世的东营组时期。因而裂谷进入收敛即消亡期，断裂活动以北东向和东西向的右旋压扭性为特征，断裂活动进入第Ⅲ序次。

（1）裂谷消亡期的断裂系统和构造发育特征　裂谷消亡期新出现的断裂有北东和北北东向逆断层，北西和近东西向的扭动断层等三组。如西部凹陷的冷东逆断层和大民屯凹陷的曹台逆断层（图 8），这些逆断层在地震反射剖面上表现明显，也为钻井剖面所证实。

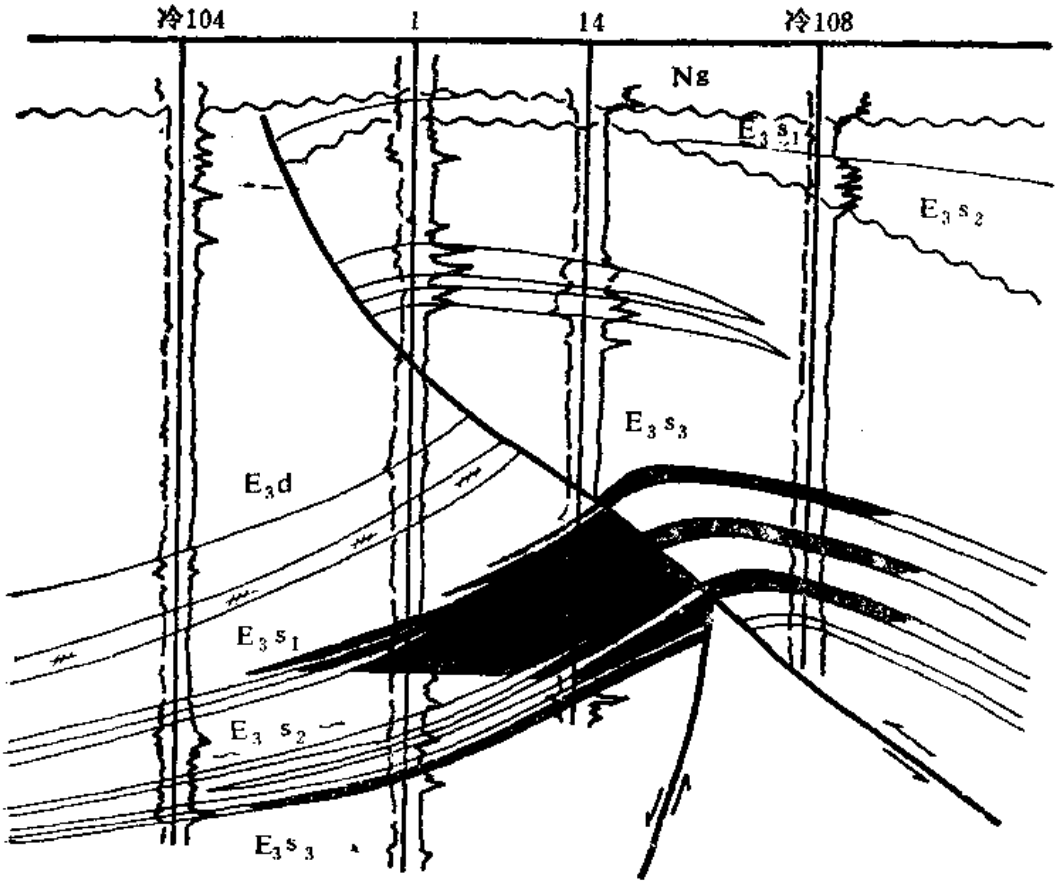


图 8　冷家堡逆断层剖面图

裂谷消亡期，在北东向逆断层活动的同时，还出现了一组近东西向的伴有右移扭动的正断层，主要分布在凹陷的中南部，断层一般延伸10公里左右，倾角40°～50°。在双南地区尤为明显，双台子构造的近东西向断层把控制构造的北东向断层和构造轴向东错开，具有右移的特征。

裂谷消亡期的断裂活动沿北东向断层分布的滚动背斜进一步发育并定型，加以伴有扭动性，在各凹陷中部多形成雁行排列的中央构造带。此时期还产生了新的构造类型，在逆断层附近出现了逆掩圈闭，如冷东逆掩构造带，曹台逆掩构造等。由于出现了近东西向的扭动断层，不仅错开了早期的北东向构造，而且在断层附近产生了新的扭动构造。

（2）裂谷消亡期的沉积特征和生储盖组合　裂谷消亡期湖盆明显收缩变小，水域面积仅占凹陷的三分之一左右，绝大部分区域变成河流平原和沼泽相沉积，生物发生了较大变化，出现了小豆介、蜂孔东营介、背瘤东营介、兴隆台螺等地方性优势种，说明水体较浅。消亡期的断裂活动以逆断层和平移断层为主，断层的垂向活动相对减弱，水盆收缩，陆上物源区扩大，物源供给充分，为过补偿沉积时期。

东营组可分为三段。东三段为绿灰色泥岩与粉砂岩互层，夹有薄层炭质泥岩，水域较小；东二段水域有所扩大，沉积了灰绿色泥岩和灰白色砂岩，泥岩相对变厚，炭质层变小，是局部区域的盖层；东一段主要为灰白色砂砾岩层。整个东营组时期的沉积有两个特点，一是湖盆向南收缩，东三段在凹陷南部有一定的生油能力，发育了浅水三角洲，因此具有油气藏形成的储集条件，而凹陷的中部和北部长期处于河流平原相或沼泽相，缺少生油层和盖层，仅局部地区可以形成岩性圈闭，凹陷内见到的多为次生油气藏。

三、油气藏序列和分布特征

裂谷或断陷盆地的油气藏类型和组合是比较复杂的，因而经常用复式油气藏的概念来描述这种复杂性。但是就一个具体断陷而言，油气藏的组合是有规律的，那些在总储量中所占比重较大的主要油气藏是可以建立具体的油气藏序列的。根据辽河裂谷的地质演化史，我们对辽河盆地中占主导地位的油气藏模式进行了一些研究。

1.建立典型油气藏序列和模式

齐家地区位于西部凹陷的南部，三个序次的断裂及组合特征比较典型，对沉积相带及其分布起着明显的控制作用，具有六套含油层系：即太古界花岗片麻岩油藏，沙四段地层超覆油藏，沙三段岩性和断层岩性油气藏，沙一、二段滚动背斜油气藏，局部分布的东营组滚动背斜或构造岩性油气藏。上述油气藏在纵向上构成了如下的油气藏序列（图 9）除缺失第Ⅲ序次的油气藏外，代表了复式油气藏的典型序列。自下而上其序列如下：

A：前寒武系古潜山油藏（潜山岩性包括太古代花岗片麻岩，中上元古代白云质灰岩和石英岩）。

B：沙四段超覆油藏。

C：沙三段岩性油藏、断层岩性油气藏。

D：沙一、二段滚动背斜油气藏。

E：东三段构造岩性或滚动背斜油气藏。

此外，在双台子、马圈子等第Ⅲ序次断裂发育区，在东营组晚晚的地层中，在第Ⅲ序次扭动断层的作用下，产生扭动构造，如图 6 所示，扭动构造即拖曳褶皱的轴向与扭动断层的交角呈15°～20°，往往在拖曳褶皱带形成构造岩性油气藏，这种油气藏是晚于E序列油气藏的F序列油气藏。总之，在不同序次的断裂产生过程中，箕状地堑形成$ABCDEF$序列的油气藏，这是辽河裂谷油气藏的基本模式。

2.油气藏序列的平面分布特点和变化规律

上述模式中各序列油气藏在平面上分布的完整程度与断裂及构造演化特点密切相关。

辽河裂谷的油气藏序列与断陷的各自特征存在明显关系。三个凹陷有许多共性，促使裂谷内油气藏遵循着共同的模式，但是各凹陷又有各自的特征，特别是在凹陷发育历史、断裂序次和组合方式方面的差异，影响着油气藏序列的发育时期和序列的完整性。

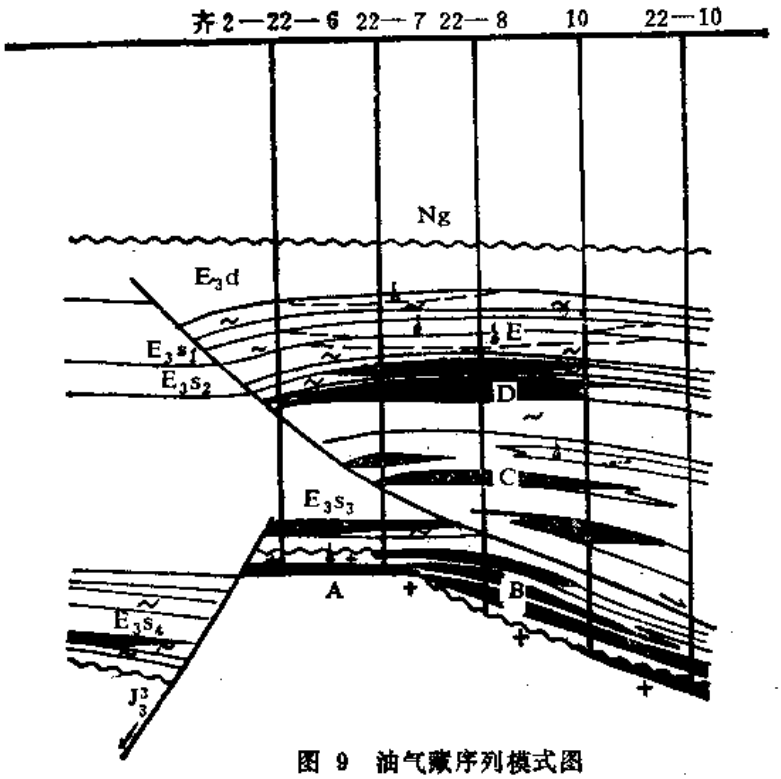


图 9 油气藏序列模式图

(1)断裂结构和油气藏序列的关系 辽河裂谷油气藏序列的完整性与凹陷的结构关系密切，凹陷的箕状特征越典型，油气藏序列越完整。就三个凹陷来说，西部凹陷箕状地堑特征最典型，因而从*A*—*F*序列的完整的油气藏组合区都集中在西部凹陷的欢喜岭、西八千和齐家地区，东部凹陷和大民屯凹陷的油气藏序列多不完整。

(2)断陷发育史和油气藏序列的关系 从凹陷的发育史分析，西部凹陷和大民屯凹陷早期的Ⅰ、Ⅱ$_1$、Ⅱ$_2$序次的断裂发育极为相似，但大民屯凹陷回返较早，所以*ABC*系列的油气藏与西部凹陷的极为相似，而*D*序列的油气藏仅局部地区存在，*E*、*F*系列的油气藏在大民屯凹陷没有见到。

东部凹陷Ⅰ序次断裂在沙四段时期曾经中止，因而全凹陷*B*序列的油气藏基本是不存在的，*A*序列之上为*C*序列。

3.各凹陷内油气藏序列的分布规律

断裂的特征和演化、地质结构和沉积相在裂谷发育各阶段的差异，影响着同一凹陷内不同地区的油气藏组合和序列。

(1)西部凹陷油气藏序列的分布规律 西部凹陷是典型的箕状地堑，中新生代的凹陷位置迭置比较理想，第三纪断陷是在中生代断陷的东侧凸起带上发育起来的，因而前寒武纪结晶基岩形成的古潜山被第三系生油岩大面积覆盖，是西部凹陷广泛形成*A*序列古潜山油藏的有利条件。沙四时期广泛的水进，在古潜山背景上又形成了*B*序列的超覆油藏。在Ⅰ序次断裂的基础上，西部凹陷特别是南区Ⅱ序次断裂的Ⅱ$_1$、Ⅱ$_2$、Ⅲ$_3$亚序次，甚至第Ⅲ序次的断裂都比较全，因而西部凹陷的油气藏序列是完整的，特别是南区的油气藏模式很典型。

首先，从横切凹陷南部的油藏横剖面(图10)不难看出，断裂序次和油气藏序列是统一

的，齐家地区处于中新生代凹陷的交界区，断裂由Ⅰ序次发育到Ⅲ序次，油气藏相应有*A*—*E*序列出现。向西靠近凹陷的边缘区，Ⅱ$_3$—Ⅲ序次的断裂很少，其规模也很小，因而主要发育了*ABC*序列的油气藏，并由于后期抬升、剥蚀，*E*序列的油藏不存在，*D*序列的油气藏受到强烈剥蚀，甚至*BC*序列的油气藏也演化成地层不整合油藏，油质稠，原油比重0.95以上，粘度一般为500～2000毫帕秒，最高可达14500毫帕秒。齐家以东地区的双台子构造带，靠近清水深陷区，Ⅰ序次断裂活动规模小，沙四期本区位于扇三角洲前缘的泥质区，砂层极不发育，物性差，因而*AB*序列的油气藏非常局限，工业价值不大。较大油气藏从Ⅱ$_1$序次断裂形成的滚动构造油气藏开始到Ⅱ$_2$、Ⅱ$_3$和Ⅲ序次，形成*CDEF*序列的油气藏，油质较轻，原油比重在0.83左右，油气比高，一般在1000米^3/吨。由此可见，由西向东，油气藏序列组合也是由老到新的，凹陷边部是*ABC*序列，凹陷中部是*ABCDE*序列，深陷区周围是*CDEF*序列。

其二，从凹陷的南北方向来说，油气藏序列的变化规律和凹陷中心的迁移有关。早第三纪，台安大洼断裂控制了深陷区的发育，台安大洼断裂在第三纪的活动是南强北弱，南部落差可达5000米以上，北部落差小，基底落差在1000～3000米左右，因而各时期的沉降中心逐次向凹陷的东南方向迁移，北部回返较早，加之凹陷南宽北窄，高升地区的宽度只有8公里，Ⅱ、Ⅲ序次的断裂较陡，倾角70°～80°，滚动现象不明显，因而凹陷北部*DE*序列的油气藏不易形成，其油藏主要是*ABC*序列。南部齐家、欢喜岭地区的序列完整，这里不再叙述。高升—齐家之间的曙光地区，油气藏序列为*ABCD*组合，也介于南北之间。因此，就南北方向来说，北部地区以早期序列为主，向南序列逐渐完整，至齐家地区形成*A*—*E*的完整序列，这和凹陷的发育史是基本一致的。

（2）东部凹陷油气藏序列的分布规律　与西部凹陷相比，东部凹陷中新生代的结构不同，中生代凹陷和新生代凹陷都是不对称地堑，但反向组合。

中生代凹陷形成之后，在凹陷西侧中生代中央凸起带上，第Ⅰ序次的断裂在始新世活动中止，因而缺失沙四段沉积，也没有被沙四段覆盖的前中生界潜山。营口—佟二堡断裂是在中生代凹陷的西倾背景上形成的断裂，相当西部凹陷第Ⅱ序次的断裂，在此断裂的上升盘所形成的柳壕、三界泡和油燕沟等潜山都覆盖了很厚的中生界，相当西部凹陷西八千—高升断裂以西的潜山类型。第Ⅱ序次的西倾断裂，除营口—佟二堡断裂外，还伴生有榆茨—坨西断裂，该断裂发育在中生界凹陷之外的凸起带上，在其上升盘形成了太古代花岗片麻岩潜山，是东部凹陷唯一没有中生代沉积层、潜山与沙三段直接接触的古潜山，钻探后在花岗片麻岩中见到了油流，其上是沙三段超覆岩性油藏和沙一段断块构造油藏，组成了*ACD*油藏序列。

油气藏在东西向的横剖面上也遵循由西向东序列组合由老到新的规律，在榆茨坨地区形成*ACD*序列，其东侧牛居地区主要是*CDE*序列，局部出现北西向断裂（Ⅲ序次）形成的左移扭动构造油藏*F*。

（3）大民屯凹陷油气藏序列的分布规律　中生代至始新世，辽河裂谷西组断裂中的西八千—高升断裂通过本凹陷的西部，形成大民屯前进大断裂，断裂以西沉积了较厚的中生界，断裂以东是太古代混合花岗岩和中上元古代白云质灰岩和石英岩隆起区；始新世，大民屯前进断裂继续活动，并在太古界和元古界的隆起区伴生了一系列西掉断裂，如佟庄子断裂、东胜堡断裂和曹台法哈牛断裂，造成古地形的巨大高差，如东胜堡断裂基岩最大落

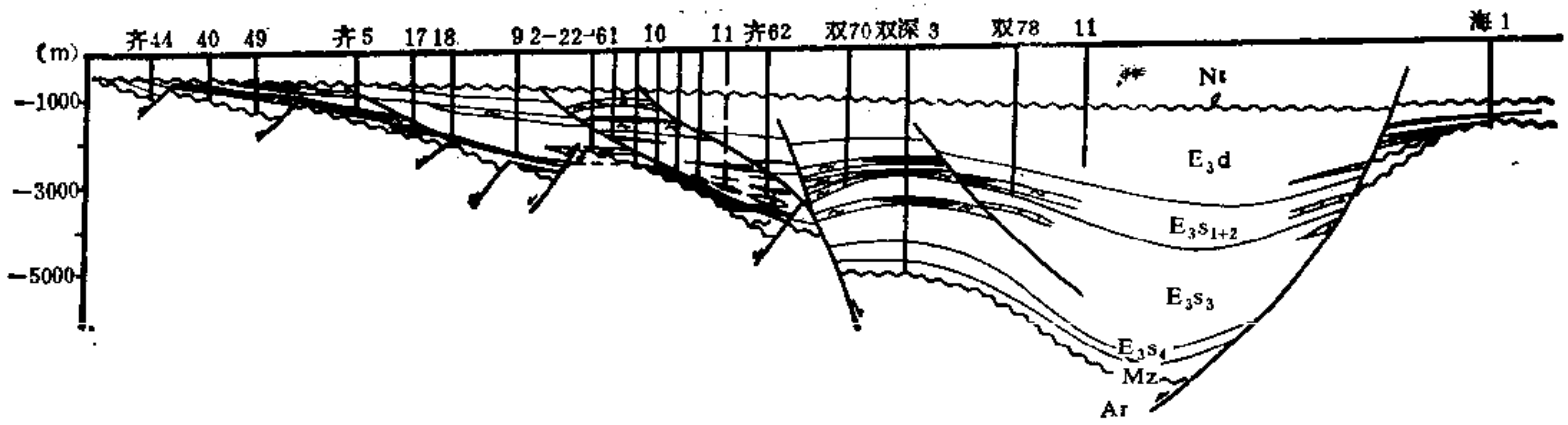


图 10　齐家地区油气藏剖面图

差可达1200米。沙四期开始水进，湖水逐渐浸漫古潜山，形成了古潜山圈闭和沙四超覆圈闭。沙三段时期在古潜山的东翼出现一系列东掉第Ⅱ序次断裂和相应的构造圈闭，如东胜堡东断裂和曹台东断裂等，因而大民屯凹陷的油藏*ABC*序列是很发育的，目前已在东胜堡潜山钻遇*A*序列的太古代混合花岗岩油气藏，两口井放喷求产日产油分别为1300和1500吨，*BC*序列的油气藏在前进、东胜堡和静安堡的沙四、沙三段中普遍发现，油层累计厚度可达60～110米。

大民屯凹陷在沙一段时期以后开始回返，只在荣胜堡凹陷周围发现*D*序列的油气藏，以气藏为主，分布非常局限，*EF*序列的油气藏没有见到。

四、小　结

1）辽河盆地自燕山运动以来，特别在早第三纪是位于欧亚板块东亚陆缘弧后裂谷活动中的小型裂谷盆地。

2）断裂是辽河裂谷盆地主要的构造活动形式。新生代断裂演化可以划分为三个序次：第Ⅰ序次断裂期是裂谷的张裂期；第Ⅱ序次的断裂期是裂谷的深陷期；第Ⅲ序次断裂期是裂谷的消亡期。

3）断裂序次控制着裂谷演化各阶段的沉积、构造发育特点，从而决定了各阶段适于形成生、储油层的岩相带分布和油气圈闭的类型。第Ⅰ序次的断裂控制着裂谷盆地的沉积边界、裂谷的拉张宽度，并沉积形成分布广泛的生、储油层，产生主要与第三系底部不整合面有关的各类油气圈闭；第Ⅱ序次的断裂控制着裂谷的沉陷幅度，沉积着巨厚的生油岩层，以及多种类型的沉积砂体，形成多套生储盖组合，产生主要与同生断层有关的各类油气圈闭；第Ⅲ序次的断裂控制裂谷盆地的萎缩，形成浅水或水上的沉积物，缩小了生、储油层的分布范围，产生主要受张扭力控制的（部分为压扭力）各类油气圈闭，并切割改造了前期油气圈闭，使其定型。

4）裂谷盆地含油层系多，油气圈闭类型多，组成复杂的复式油气聚集带（区）。根据辽河裂谷盆地的地质演化史，对占主导地位的油气藏建立模式，自基岩（前中生界）向上至第三系，基本上有六个油气藏序列，以西部凹陷发育最完整。在东部凹陷和大民屯凹陷，由于发育史上的细微差异，多发育成不完整的油气藏序列。

参 考 文 献

1．朱夏，“中国东部板块内部盆地形成机制的初步探讨”，石油实验地质，1979年第1期。

2．赵文峰，“郯庐断裂带北延问题探讨——兼论构造活动与地震关系”，辽宁地质学报，1985年第1期。

3．王东方，“辽宁地壳演化中的一系列重大事件”，辽河地质学报，1986年第2期。

4．陈荣度、王洪战，“论辽西侏罗—白垩纪断陷盆地”，辽宁地质学报，1986年第1期。

5．孙镇城，“辽河断陷盆地早第三纪深水湖泊介形类动物群之意义”，辽宁地质学报，1986年第2期。

6．陈义贤，“辽河裂谷盆地断裂演化序次和油气藏形成模式”，石油学报，第6卷。第2期。

二连盆地的构造特征与油气形成

贾宝生　　梁生正

（华北石油管理局）

提要　二连盆地位于中国北部边陲，是在海西期地槽褶皱基底上发育起来的中新生代断陷盆地，其构造位置处于中国板块与西伯利亚板块的缝合线上。构造方面，它是一个分散的小盆地的集合体，具有拉张的构造成因，多凸多凹的构造格局，后期明显抬升。其演化经历了古生代地槽和中新生代陆盆两个发育阶段。成油条件方面，盆地中发育有多套生储盖组合，油气资源丰富，油气分布明显地受生油中心和大断裂的控制，沿大断裂是寻找复式油气聚集带的有利场所。同时，由于处于板块缝合线上，地温度梯度高，因此，除找油外又是找寻各种类型天然气藏的远景区。

二连盆地位于中国北部边陲，内蒙古自治区中部草原，面积约10万平方公里，是中国的一个大型沉积盆地。其大地构造位置处于中国板块与西伯利亚板块的缝合线上。北面为苏联和蒙古境内的贝加尔、加里东和海西褶皱系；南面为东西向的中朝古陆；东面为北东向构造系，与松辽盆地相隔；西面为北西向构造系（图1）。就中国大陆地壳而言，是位于欧亚板块的东南端。西侧为印度板块，东临太平洋板块。中国大陆地壳的形变、演化受到它们的影响和制约。大体沿贺兰山、龙门山、大雪山一线，一条狭长的径向带，将中国大陆地壳分为东西两个部分。西部壳体的演化与印度板块活动休戚相关；东部壳体的演化与太平洋板块紧密相连。而二连盆地处于中国东部地壳的北端。二连盆地就是在这种特定的大地构造背景下形成和发育起来的独具特色的一个盆地。

对于本区的构造特征，先后有许多学者以不同的观点、从不同的侧面进行过研究。李四光认为它是属于中国东部新华夏系第三沉降带的一部分；黄汲清把它划归内蒙大兴安岭褶皱系锡林郭勒褶皱带；陈国达认为本区中新生代进入地洼发展阶段，并把它划为内蒙地洼系，锡林郭勒地洼列；闫敦实将本区划为蒙古大裂谷系；张恺认为本区晚古生代属弧后盆地、碰撞陆缘盆地，中生代属陆缘岩浆弧上的火山碎屑含煤断陷盆地；李春昱和刘长安等认为本区位于晚古生代的俯冲带上。这些研究无论是在理论上或者在生产实践中都是有益的，对认识本区的构造特征也有重要的参考意义。

本文在前人研究的基础上，试图对本区的构造特征及其与油气的关系作一个简要的论述。

一、构造特征

二连盆地是在中国和西伯利亚板块缝合线的构造背景下发育起来的一个特殊类型的盆地。它具有与渤海湾盆地不同的构造特色。

1.是一个具有相似构造发育史，分散的小湖盆群的集合体

二连盆地是一个海西期地槽褶皱基底上发育起来的断陷盆地。也就是说它是在柔性褶皱基底上发育起来的断陷盆地，不同于在刚性的地台基底上发育的大型断陷盆地，它是由许多分散的小断陷盆地组成。这些小断陷盆地，过去未引起人们的足够重视，近年来随着

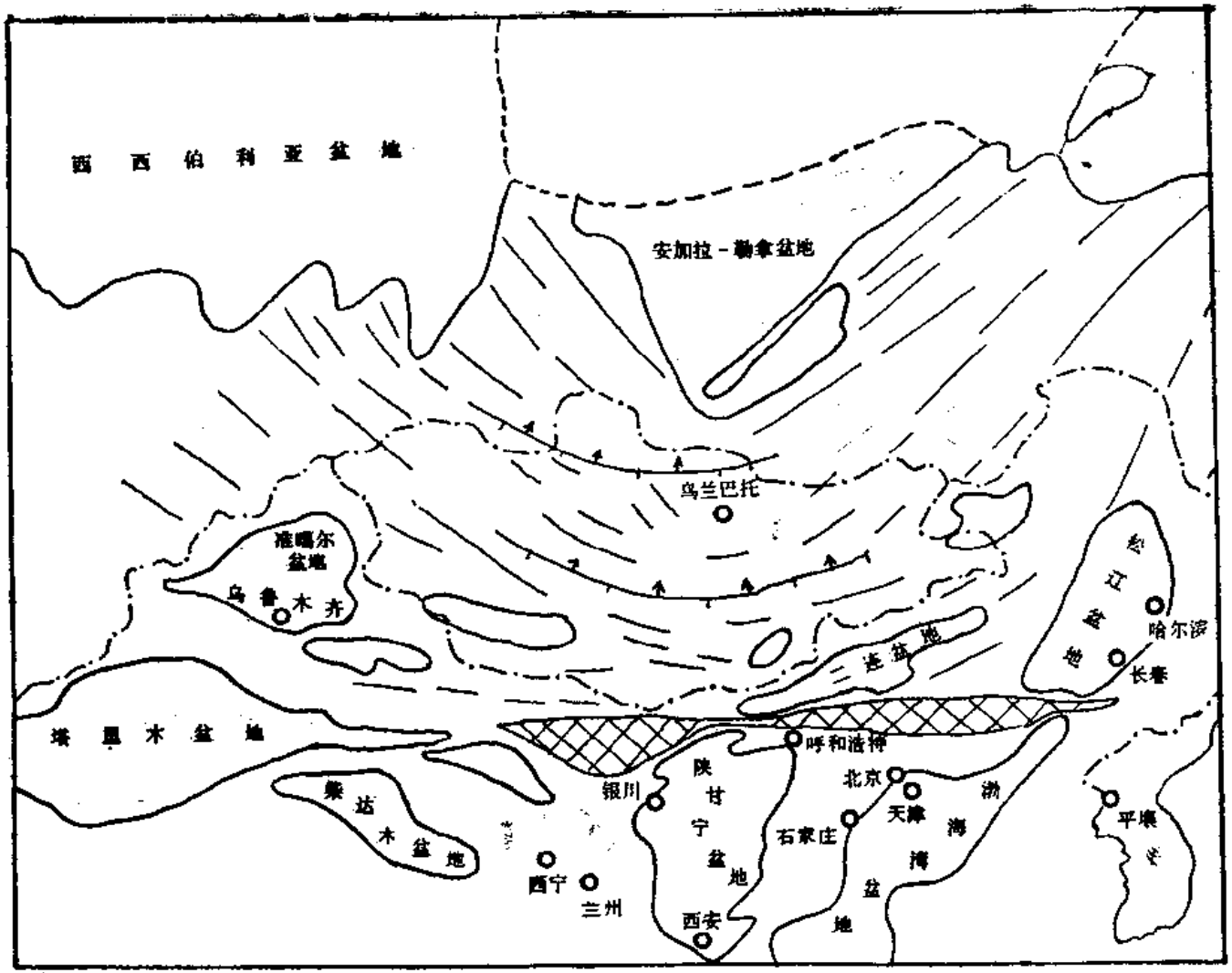


图 1　二连盆地区域构造位置图

（据世界含油气盆地分布图编制）

勘探开发工作的开展，对这类盆地的研究工作也逐渐深入。这类侏罗纪—早白垩世断陷在中国东北部、蒙古人民共和国以及苏联外贝加尔地区总数近200个。通过进一步工作发现：二连盆地次一级的拗陷或凹陷，有的就是单独的一个湖盆，发育有边缘相沉积，形成单独的沉积体系。湖盆的大小悬殊，大者可达15000平方公里，如马尼特拗陷；小的仅250平方公里，一般只有1000平方公里左右。这些盆地在水域开阔时，可能有沟壑相通，在水域缩小时相互分割。这些断陷盆地大都为半地堑或地堑，呈北东向和北北东向或北东东向短线状展布。在地貌上高差悬殊；在沉积上分割性强，具有近物源、多物源的特点。岩石颗粒分选性差，相带窄，变化快，岩石成熟度低，岩屑含量大于50%，长石含量5～30%，石英含量5～30%，致使岩石物性变差。综上所述，二连盆地实非是一个大型湖盆，而是一个由若干个在相同构造背景下形成的小湖盆组成的集合体。

2.具有拉张型的构造型相

二连盆地与中国东部其它断陷盆地一样，其构造形式和类型具有典型的拉张型的构造型相。如前所述二连盆地的凹陷结构主要为单断式的箕状（半地堑）断陷和双断式（地堑）断陷。前者如阿南、额仁淖尔凹陷等，后者如脑木更凹陷等。一般靠近隆起的凹陷呈单断式向隆起上超覆，内部的凹陷则呈双断式。

断层控制了构造和沉积的形成及发育。盆缘断裂通常控制了凹陷的延展和形状，控制了凹陷的形成和演化。在断裂的内侧常发育有洪积锥和冲积扇，钻遇砾岩厚达1000米以上，如白6井、准2井等。一般在断层下降盘的断根部位形成深槽，控制了生油层的分布。同时，沿断层附近产生许多派生构造。由于拉张沉陷的重力作用，在断层下降盘沿断面常常产生逆牵引背斜；或由于掀斜作用，在断棱部分形成潜山；在潜山顶部由于差异压实作用，形成披覆背斜；以及同期或后期发育的次一级断层与大断层组成断块、断阶、地垒等。

这些断层大多数为正断层，同时沿断裂倾向往往有拉开的现象，如阿尔善大断层，在早白垩世基底拉开的距离达10公里。

3.具有多凸多凹的构造格局

二连盆地内发育有42个凹陷和21个凸起，这些凸起和凹陷相间排列。凹陷大小不等，形状各异，大部分为北东走向，局部因受到早期北东东向或东西向构造线的限制，呈北东东向，如脑木更凹陷的南部、桑根达来凹陷等，表现了构造的继承和新生。

凹陷的另一特点是：由于成盆期块断运动的差异性明显，凹陷的分割性强，各凹陷有自己的沉积变迁史、构造发育史、热力演化史和油气聚散史。如赛汉塔拉凹陷是在海西期褶皱基底上发育起来的中新生代南断北超的箕状断陷，面积2300平方公里。下白垩统厚约4000米，从下而上发育了粗、细、粗的完整的沉积旋回，自成一个沉积体系。下部阿尔善组，当时地貌反差强度大，沉积了一套快速堆积的洪、冲积相沉积，砂岩成熟度低，岩屑含量大于50%，长石含量5～30%。中部腾格尔组，当时构造活动相对和缓，沉积了一套稳定的浅—半深湖相沉积，为主要生油层。上部赛汉塔拉组，构造活动有所增强，地壳上升，湖区缩小，由滨浅湖逐渐过渡到河流相；在东部的断崖带有水下扇分布。由此可见，赛汉塔拉凹陷在下白垩统沉积时，发育有边缘相沉积，自成一个沉积体系。额仁淖尔凹陷也是如此。

各凹陷有自己的热演化史（表1）。一般靠近隆起附近的凹陷地温梯度高、门限深度

表 1　各凹陷地温梯度统计表

凹陷名称	地温梯度 (°C/100m)	门限温度 (°C)	镜质体反射率 (R_o)	门限深度 (m)
巴音都兰	4.2	61	0.71～0.82	1100
额仁淖尔	4.2	61	0.8～0.9	1450
腾木更	3.0	61		2100
赛汉塔拉	4.0	61	0.785～1.08	1500
赛汉乌力吉	3.6	63	0.78～1.27	1700
阿南	4.6	62	0.55～1.23	1250
白音查干	4.3	53	0.5～1.24	900

浅，尤其是靠近巴音宝力格隆起花岗岩基底的凹陷地温梯度更高些。

由于各凹陷的构造发育史和热演化史的差异，导致了油气聚散史的差异。

4.具有抬升型盆地的特点

在成盆（早白垩世）晚期，由于块断活动剧烈，地壳上升，盆地发育衰退，隆起部分遭受剥蚀。其间有三次明显的剥蚀：一是腾格尔组沉积之后，尔后又复下沉，沉积了赛汉塔拉组；二是晚白垩世，全盆地大部分未接受沉积；三是新生代时，随着大兴安岭隆起的抬起，盆地东部大部分未接受第三系沉积。根据生油岩成熟度指标，反推剥蚀的厚度，一些凹陷剥蚀厚度达300～700米（表2）。致使一部分生油层处于低温状态，达不到门限深度，成熟生油岩只占暗色泥岩的20～80%，影响了油气的丰度。同时油藏含气量少（一次

表 2　三个凹陷推算的剥蚀厚度表

项目 \ 凹陷名称	吉尔嘎郎图	赛汉塔拉	巴音都兰
成熟生油岩现今深度(m)	600	990	1100
门限温度(°C)	60	61	61
地温梯度(°C/m)	0.046	0.040	0.042
推算剥蚀厚度(m)	600～700	510	300
代表井	胜172	赛4	巴2

脱气油气比为4～65立方米/吨），饱和压力低（12～61工程大气压●），压力系数低（一般为0.93左右）。同时又使一部分油气散失，如盆地的东北部巴达拉胡下白垩统油砂已暴露到地表；另一方面也带来油层埋藏浅和油气再次富集，有利于勘探开发建设的便利条件。

二、构造演化

二连盆地构造演化大体经历了两个大的发展阶段，即地槽发展阶段和陆盆发展阶段。

前地槽发展阶段的结晶基底区内尚未证实，肯定的前寒武系地层在区内尚未发现。仅在盆地西部白云鄂博西北约100公里处的翁根塔格见片麻岩及花岗片麻岩，颇似前寒武系产物，可能为前地槽阶段的结晶基底。

● 1工程大气压（at）＝9.80665×10⁴帕(Pa)，下同——编者

1.地槽发展阶段(Pz)

早古生代，本区处于中国古板块和西伯利亚古板块之间的中亚—蒙古海。沉积了一套复理石建造、海底火山喷发建造和碳酸盐岩建造，厚逾2万米（表3）。根据钻井和地面露头资料揭示：大致沿锡林浩特至二连浩特一线以南地区，如赛汉塔拉凹陷，阿其图乌拉凹陷、吉尔嘎兰图凹陷等均钻遇了温都尔庙群，为一套中度变质的绿色片岩、含铁石英片岩。同时在苏尼特右旗朱日和车站东南图林凯剖面上见到橄榄岩、蛇纹岩；在哈尔哈达地区孙德拉图剖面上见有放射虫硅质岩、细碧岩；在德园庙剖面上见到构造混杂角砾岩，在糜棱岩化含砾复矿砂岩中混杂有条带石英岩、绢云母片岩和结晶灰岩等，并有硅化大理岩，碎裂花岗岩等外来体，在结晶灰岩中曾找到过四射珊瑚等化石；在哈尔哈达和大敖包剖面上还见蓝闪石片岩，构成蛇绿岩带，大致沿西拉木伦河、朱日和、白乃庙、索伦山一线分布，可能是中亚—蒙古海在加里东期向中国古板块俯冲消减带。地槽褶皱回返，褶皱轴向呈东西向。同时在西伯利亚古板块前缘，沿额尔古纳—蒙古中部弧形大断裂（德尔布干大断裂）俯冲消减，发育一套延伸很长的蛇绿岩带❶。这样便形成了陆壳双边增生。

晚古生代，中亚—蒙古海经过加里东期双边俯冲后，西伯利亚古板块和中国古板块的活动性大陆边缘逐渐靠近，海盆缩小。本区沉积了一套浅海相和海陆交互相碎屑岩建造和碳酸盐岩建造，含有珊瑚和䗴科化石，厚近2万米。晚二叠世在二连盆地的东南侧林西地陶区海营子剖面上，见有两层灰黑色铁锰质页岩，厚600米，可能为生油层，为在古生代寻找油气提供了线索。

至晚古生代末期，西伯利亚古板块和中国古板块碰撞缝合，从此海水从北东退出，西伯利亚板块和中国板块连为一体，形成了统一的古亚洲大陆。根据钻井提供的资料来看：最后两板块缝合可能在贺根山—二连浩特一线❷。在贺根山—二连浩特一线以南基底普遍钻遇温都尔庙群绿色片岩；同时沿贺根山大断裂及其附近有晚古生代超基性岩侵入，如贺根山地表橄榄岩的出露以及沿阿尔善断裂下降盘的哈8、阿1、阿11井等钻遇蛇纹岩。阿1井在1914.5米钻遇蛇纹岩，主要成分为辉石、橄榄石，其次为阳起石，裂缝发育，裂缝面被绿泥石和方解石充填。阿11井在2411～2506.9米钻遇灰绿色蛇纹岩，岩石裂缝发育，被方解石充填。岩石成分主要为丝状蛇纹石。哈8井于1670～1604米钻遇蛇纹岩。当时由于西伯利亚板块向南飘移，中国板块相对向北推进，形成南北向压应力，从而造就了宏伟的“蒙古弧形构造带”，奠定了本区基底构造格局。本区处于弧形构造的东翼。基底构造由三个复背斜夹两个复向斜组成。从北而南依次为：东乌旗复背斜，贺根山复向斜，锡林浩特复背斜，赛汉塔拉复向斜，温都尔庙复背斜。这些构造为紧闭型的线状褶皱，呈北东东向展布（图2）。同时由于板块碰撞，构造活动强烈，伴随剧烈的岩浆活动，有花岗岩侵入及火山喷发，造成地貌反差大，如阿南凹陷基底起伏，在4公里距离内，高差可达2200米。

2.陆盆（断陷）发育阶段（$Mz—K_2$）

本区经过海西晚期西伯利亚板块与中国板块碰撞缝合后，中亚—蒙古海消亡，形

---

❶张恺等，构造地质学，第二部分板块构造及其在石油地质中的应用，1981。——作者

❷张恺等，初论二连盆地的类型、演化特征及其含油远景评价。二连盆地石油地质研究报告集，石油工业部石油勘探开发科学院地质所，1982。——作者

表 3　二连盆地构造发育特征表

发展阶段	地层系统 系	统	群	组	厚度 (m)	岩性	沉积建造类型	岩浆活动	构造型相	变质作用	生储盖组合
陆盆阶段	Q				0.5～180	砾石、砂及粘土		高原玄武岩	拱型短线状褶皱	未变质	
	R				0～580	砂岩、泥岩及砾岩	砂砾岩建造			未变质	
	K	K_1	巴彦花群	赛汉塔拉	70～700	绿灰色砂砾岩夹灰色泥岩及褐煤层	含煤建造			未变质	盖储层
				腾格尔～阿尔善	600～2500	上部浅灰色砂泥岩互层；中部深灰色泥岩及油页岩；下部绿灰色泥岩夹砂岩	含油建造			未变质	生、储层
					500～1400	上部为灰绿色砂砾岩及玄武岩、安山岩，中部为灰色泥岩，下部为杂色砂砾岩	砂砾岩建造	陆相中、基性喷发		未变质	生、储层
	J	J_3	兴安岭群		4108	酸-中-基性火山岩及火山碎屑岩	火山岩建造	粉白色花岗岩侵入 酸—中—基性喷发		未变质	储集层
		J_{1-2}	阿拉坦合力群		1264	泥岩、砂砾岩夹煤层	含煤建造	中—酸性喷发		局部轻微变质	生、储层
地槽阶段	P	P_2		包尔敖包组	3720	砾岩、千枚岩、板岩中夹流纹质英安岩	磨拉石建造	黑云母花岗岩侵入		浅变质	
				哲斯组	2496	长石砂岩、硬砂岩、中夹生物碎屑灰岩	硬砂岩建造	海底火山喷发		浅变质	
		P_1		达来诺尔组	3170	长石砂岩、硬砂岩，安山粉岩，中夹生物碎屑灰岩	硬砂岩建造	安山岩、粗面岩		浅变质	

地槽阶段				盐池北山组	4190	硬砂岩、长石石英砂岩中夹凝灰岩及石灰岩	硬砂岩建造		紧密型线状褶皱	浅变质
	C	C_3		阿木山组	2275	板岩、硬砂岩中夹凝灰岩及石灰岩	硬砂岩建造	酸性凝灰岩、粗粒花岗岩、超基性岩		浅变质
		C_2		本巴图组	3075	硬砂岩、安山岩、板岩、凝灰岩中夹结晶灰岩	碳酸盐岩建造	海底火山喷发（中基性）		浅变质
		C_1		敖木根呼都格	917	长石石英砂岩、硬砂岩、夹石灰岩、泥灰岩	碳酸盐岩建造 硬砂岩建造	安山岩、安山凝灰岩		浅变质
	D	D_3		色日巴彦敖包	818	长石石英砂岩、硬砂岩中夹紫红、灰绿色凝灰岩	硬砂岩建造			浅变质
		D_2			388	长石石英砂岩	砂岩建造	海底中基性喷发，二云母花岗岩		浅变质
		D_1			>446	砂岩、泥岩夹晶屑凝灰岩	砂泥岩建造			浅变质
	S	S_3			1237	结晶灰岩、板岩及变质长石砂岩	碳酸盐岩建造 砂泥岩建造			浅变质
		S_{1-2}			1840	变质长石砂岩、千枚岩	砂泥岩建造			浅变质
	O～ϵ		温都尔庙群		>1100	绿色片岩、含铁石英片岩及片麻岩	复理石建造 含铁火山岩建造	海底火山喷发及超基性岩侵入		中度变质

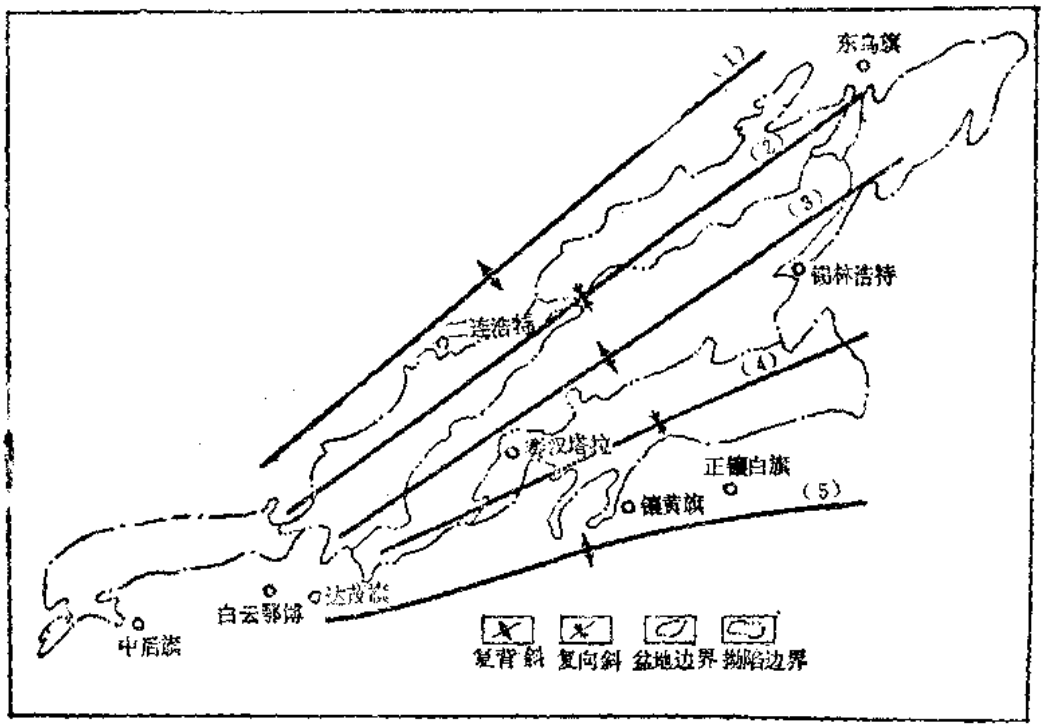


图 2　二连盆地及其周围基底构造

(1) —东乌旗复背斜；(2) —贺根山复向斜；(3) —锡林浩特复背斜；
(4) —赛汉塔拉复向斜；(5) —温都尔庙复背斜

成古亚洲大陆，从此结束了洋壳演化阶段。到中生代本区又进入了一个新的发展阶段——陆盆发育阶段。这个阶段大体上又可以细分为五期：

(1)拱升期　三叠纪，本区上升隆起，普遍未接受沉积，造成中生代以前地层遭受剥蚀。在盆地内苏尼特左旗和盆地北部边缘一带及乌尼特拗陷的东南高力罕牧场东部一带有同位素年龄为1.9～2.25亿年的斑状黑云母花岗岩出露。这可能是由于上地幔软流层上升，温度升高，致使本区地壳岩石圈受热膨胀大面积向上拱升的结果。日本学者藤田至则也曾指出：上地幔中出现熔融体并随之上升可以在地表形成较大规模的隆起，从而发生断陷。

(2)初始张裂期　早、中侏罗世，随着隆张作用继续加强，使岩石圈发生初始张裂，形成北东向的孤立的断陷湖盆。在断陷中接受了厚约1000米含煤建造，最厚可达4000余米，如阿拉坦合力断陷。本区这套地层称为阿拉坦合力群，为湖沼、河流相沉积。主要岩性为砂岩，泥岩夹煤层。上部和下部发育有砂砾岩。局部见有轻微变质现象。主要分布在川井、大庙、二连北、阿拉坦合力、西乌旗等地。暗色泥岩较发育，具有一定的生油条件，并见到油气显示，是本区另一套生油层系。其下与古生界呈角度不整合接触。

(3)褶断期　中侏罗世末，构造运动逐渐加强，局部形成了北北东向的褶皱和逆断层，如格日勒敖都和阿拉坦合力地区中下侏罗统的褶皱（见图3）以及“格都逆掩断裂带”古生界逆掩到中、下侏罗统之上。至晚侏罗世，构造活动进一步加剧，沿断裂大规模火山喷发，区内堆积了一套巨厚的酸—中—基性陆相火山岩系，尤其在镶黄旗—阿巴嘎旗—

巴音都兰一线以东、大兴安岭以西地区，厚达4000～5000米，向盆地西部减薄以至消失。另外，盆地东南边缘多伦—正蓝旗一带，在火山岩之间出露一套湖相碎屑岩，上部发育有三层油页岩，厚700米左右。这次构造运动改造了前期的断陷，并产生了新的断陷使侏罗纪断陷和早白垩世断陷不吻合，为二连盆地的形成刻画了雏形。

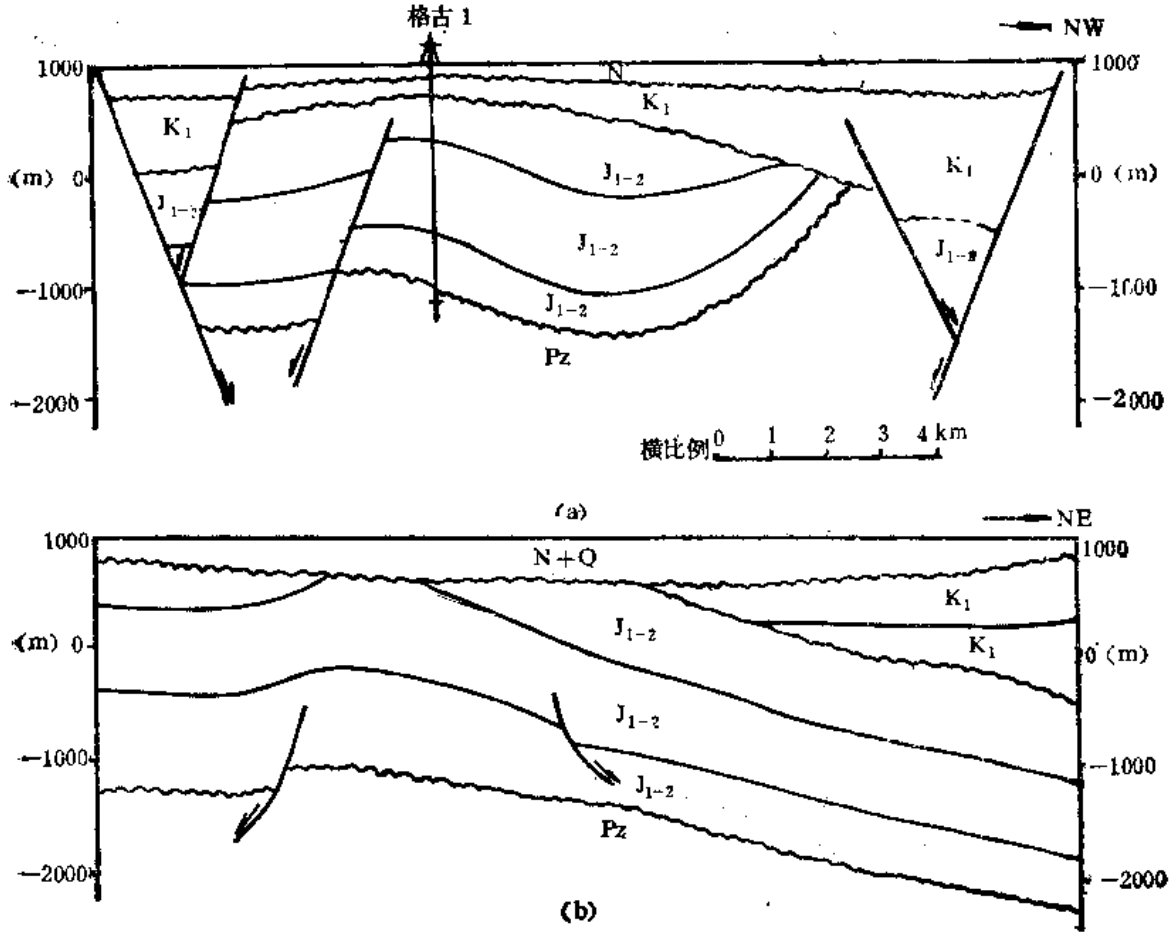


图 3 格日勒敖都凹陷和阿拉坦合力凹陷构造剖面图

(a)—格日勒敖都凹陷格古4号构造横剖面；(b)—阿拉坦合力凹陷EH86—L66地震地质解释剖面

(4)断拗期 早白垩世早中期，盆地开始沿北西、北西西向（少数为南北向）拉张断陷。如阿南凹陷阿尔善断层，断距达3000米，早白垩世基底拉开的距离达10公里。边断边沉积，下部为一套充填式的砂砾岩沉积夹火山岩，向上逐渐过渡为湖相深灰色泥岩。这时断陷向广深发展，沉积物向盆地边缘超覆，使盆地发育达到鼎盛时期。加之当时气候温暖潮湿，形成一套相对稳定的湖相含油沉积建造。如下白垩统腾格尔组，钻遇厚度2000余米，其中暗色泥岩厚达1000米以上，为本区主要生油层。这时形成的构造大都为同沉积和断层有关的派生构造，其下与侏罗系呈不整合接触。

(5)隆升萎缩期（K_1^3—K_2）早白垩世晚期（赛汉塔拉期），地壳上隆，水域缩小，湖泊淤塞，发育一套湖沼、河流相沉积，普遍见有煤层。至晚白垩世地壳继续隆升，盆地大部分地区未接受沉积。仅在二连盐池等地，发育一套火山岩建造和砂砾岩建造，厚约300米，与下伏地层呈不整合接触。盆地开始萎缩。

第三纪，沉积主要发育在盆地的西南部，东部大部分地区未接受沉积。西南部以一套河湖相砂砾岩建造为主，厚约500米。隆起部分继续遭受剥蚀，根据生油岩成熟度指标，反推剥蚀厚度，总厚约300～700米。

第四纪，沉积了一套松散的河湖沉积，厚度小于200米，同时又出现了大面积橄榄玄武岩喷发，从而塑造了现今的构造面貌（图4）。

二连盆地的发育经历了拱升、初始张裂、褶断、断拗和隆升萎缩发育时期，为油气的生成、运聚创造了重要条件。

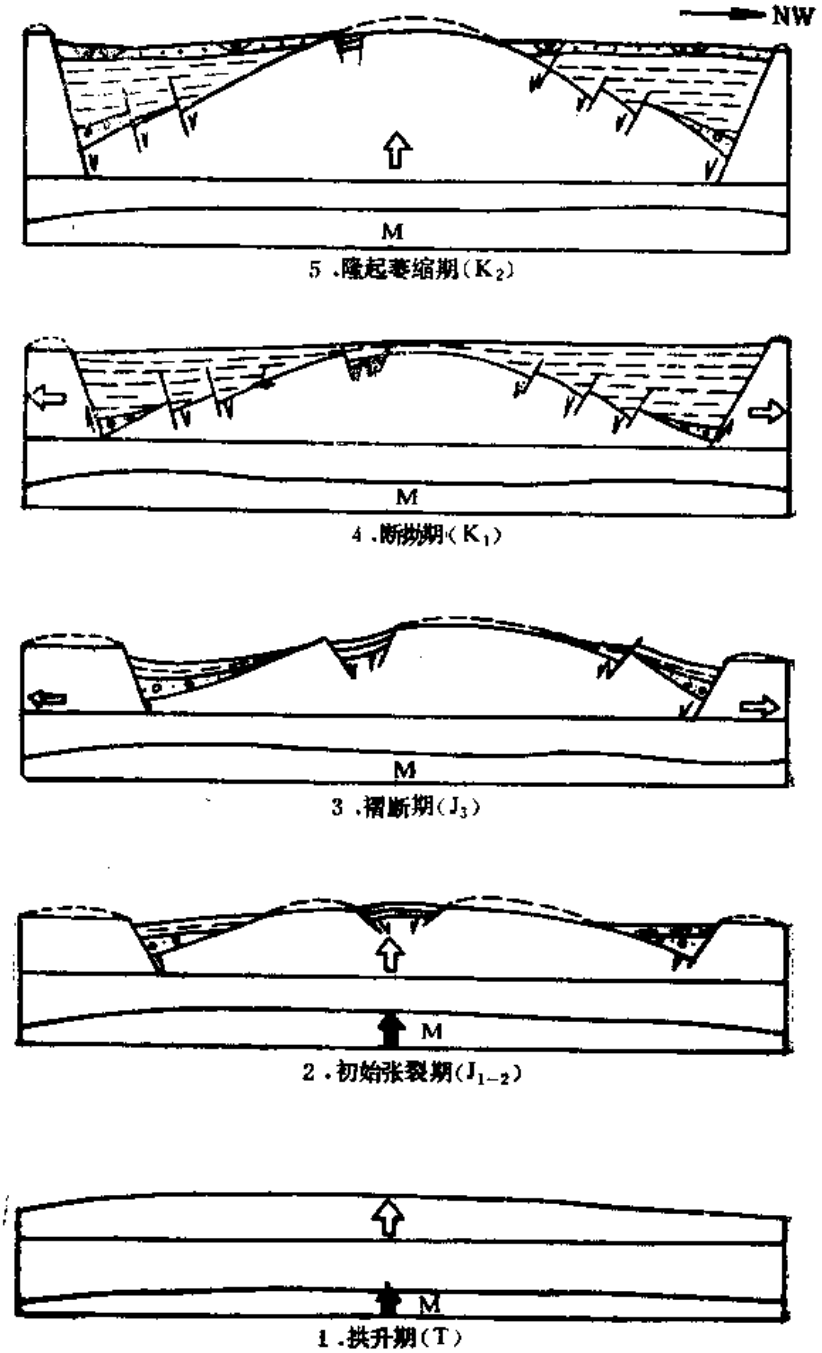


图 4　二连盆地陆盆发育阶段示意剖面图

M—莫霍面

纵观二连盆地发展的全过程，可以看出：这种盆地的发生和发展是受到多种因素的影响，这也是由于它所处的特定构造背景所确定。如前所述，它位于欧亚板块的东南端，东临太平洋板块，西邻印度板块。这些板块的活动无疑将或多或少影响二连盆地的发生和发展。根据现有资料分析，作者初步认为这种盆地的成因，是地球内部热力起到了主导作用。二连盆地处在大兴安岭火山岩带的西南侧；在盆地形成之前有大面积的隆起和剥蚀阶段，随后开始初始张裂和大范围的强烈火山喷发。而且在靠近火山活动强烈的地区形成的断陷盆地数目多，分布密集，面积大，反之，盆地数目少，分布稀疏；从盆地的几何形态来看，除了大多数为北东向长条形盆地外，还见有个别的放射状和同心圆状断陷盆地。这些事实说明，这种盆地的形成与地球内部热力作用和火山活动密切相关。朱夏教授也曾指出：可能由于火山岩喷发的均衡补偿，在火山岩带发生了白垩纪的拗陷，……。可以这样设想：当上地幔软流层温度升高，向上涌升，热能向外扩散，从而使该处地壳受热膨胀，向上拱升，如本区三叠纪地壳隆起，大面积缺失沉积。日本学者藤田至则在研究盆地成因时也有这种观点。

当热流继续增高，密度减小，引起强烈的地壳运动，并以水平运动占优势。本区表现为J_{1-2}与J_3之间，J_3与K_1之间的不整合接触关系；中、下侏罗统局部形成北北东向的褶皱，逆掩断裂的发生；同时产生大规模的火山喷发活动，如晚侏罗世堆积了厚逾4000米的火山岩系以及花岗岩的侵入活动。尽管当时北北东向褶皱作用较弱，但是从本区当时所处的构造背景可以看出本区受到了北西一南东向的侧向挤压作用。根据Roger L. Larson, Walter C. Pitman二人对太平洋的古地磁反转、环太平洋的火山活动、地层和深海钻探资料提出：三叠纪以来，库拉板块每年以10厘米的速度向北北西方向推进，在东亚大陆前缘形成俯冲消亡带。这在华北地区产生了左旋压扭应力场，形成了北东向的挤压褶皱，与库拉板块的作用有很大关系。传递到本区的作用已经减弱了，但仍有一定的影响。同时本区东北部的蒙古一鄂霍茨克新窄大洋在燕山期向南东俯冲●，可能是两者联合作用于本区产生北西一南东向挤压的结果。

嗣后，随着热量的散失，地壳冷却收缩，拉张沉陷，导致深部物质的扩容作用，伴随着断裂的产生。一方面使前期北东、北东东或东西向的老断层复活，另一方面又产生新的断层。以垂直运动占优势的块断运动，形成了北东向拉张断陷盆地，在盆地内部有小规模的火山喷发活动。这种大规模的北东向拉张断陷的形成，除了内热的作用外，必然还有一个右旋张扭应力场的作用才能促使北东向或北北东向的断陷、拉张沉陷。晚白垩世以后，本区以块断运动为主，大部分隆起遭受剥蚀，造就现今的盆地面貌。

三、构造与油气

如前所述，二连盆地是一个大陆裂谷型的断陷盆地，其油气分布和聚集规律既具有一般断陷盆地的特点，又有独具的风格。

1.构造分区与圈闭类型

为了便于油气勘探和研究工作，暂把二连盆地视作一个整体的盆地。根据地质、地球物理资料，以地面露头和深大断裂作为划分构造单元的界线，划分出三级构造单元(图5)。

●张恺等，初论二连盆地的类型、演化特征及其含油远景评价。二连盆地石油地质研究报告集，1982——作者

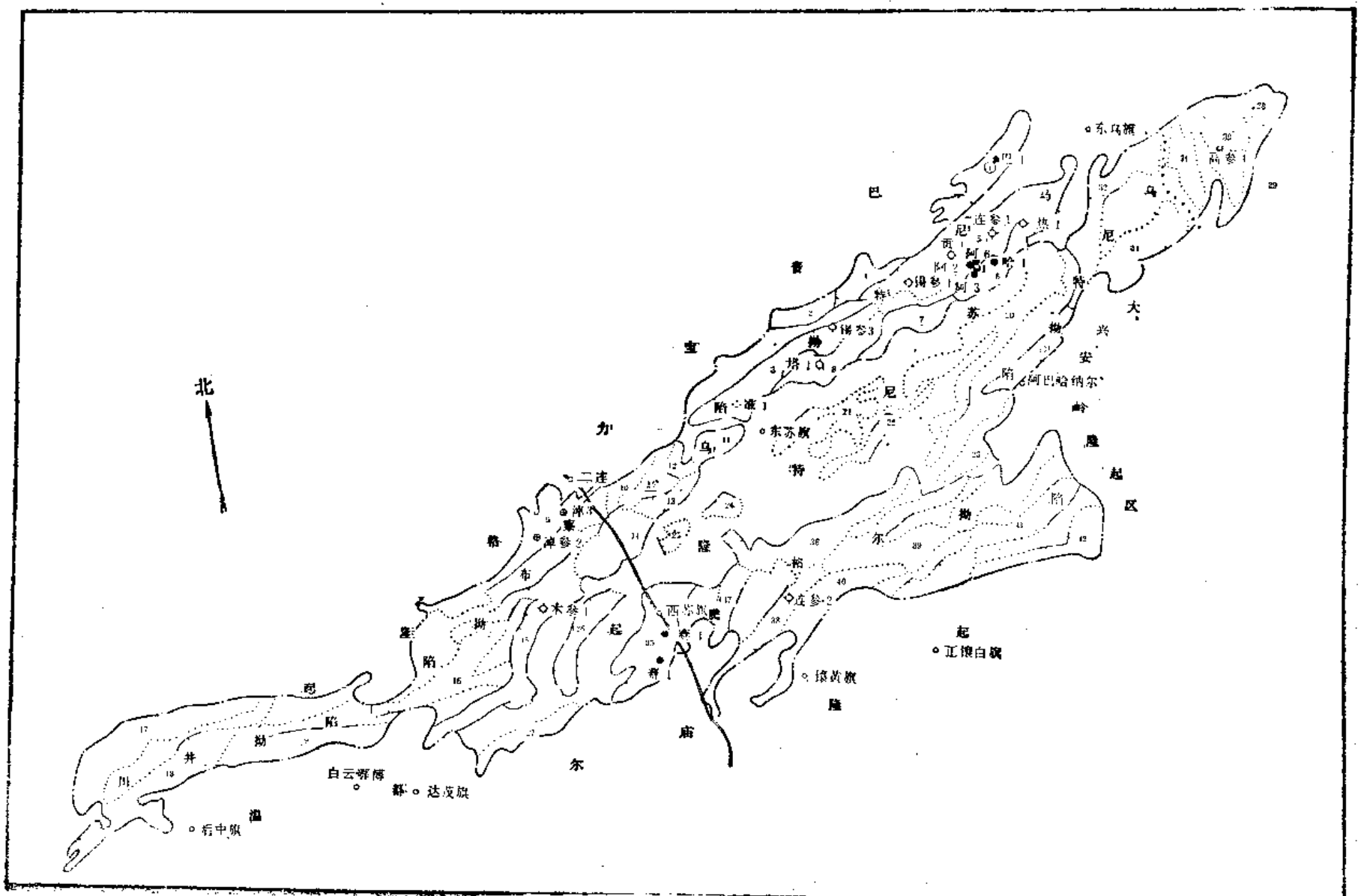


图 5　二连盆地构造单元划分图

一级构造单元划分出五拗一隆，中间为一个隆起，即苏尼特隆起，面积约30000平方公里。它把盆地分为两个拗陷区，北区发育着三个拗陷，即马尼特拗陷（面积约15000平方公里），乌兰察布拗陷（面积约16000平方公里），川井拗陷（面积10000平方公里）；南区发育着两个拗陷，即乌尼特拗陷（面积19000平方公里），腾格尔拗陷（面积约22000平方公里）。二级构造单元划分出42个凹陷（详见图5），面积约65000平方公里；21个凸起，面积为18000平方公里。三级构造单元划分出洼槽和构造带。在凹陷中发育着多种圈闭类型，有逆牵引背斜、挤压背斜、披覆背斜、扭动背斜、断块、潜山以及地层岩性圈闭等。

逆牵引背斜：是本区发育的主要构造类型之一，也是拉张断陷的重要的构造特色。它位于同生断层的下降盘。如阿尔善逆牵引背斜，位于阿尔善断层下降盘的断层拐弯处，轴向与阿尔善主断层基本平行，向断层方向有明显的回倾，且陡翼靠近断层，构造顶部产生"Y"字型断层陷落。阿尔善断层倾角55°，T_7层断距500～2100米，T_{11}层断距1000～3000米。它的形成主要是由于处在断层拐弯处，是沿断面向下滑动的重力所派生的侧向挤压力作用的结果。

序号	凹陷名称	面积 (km^2)	序号	凹陷名称	面积 (km^2)
1	巴音都兰	1450	22	红格尔	600
2	哈南	1350	23	布郎沙尔	650
3	塔北	2750	24	阿其图乌拉	340
4	沙那	1440	25	查干里门诺尔	150
5	阿北	1600	26	伊和乌苏	1300
6	阿南	1650	27	大庙	940
7	宝格达	1080	28	迪彦庙	600
8	塔南	1230	29	巴彦花	900
9	额仁淖尔	1800	30	高力罕	3380
10	准宝力格	500	31	阿拉达布斯	1950
11	准棚	650	32	包尔果吉	2300
12	吉托勒	350	33	吉尔嘎郎图	800
13	呼格吉勒图	600	34	布日敦	1950
14	格日勒敖都	1300	35	赛汉塔拉	2300
15	脑木更	4200	36	都日木	2520
16	卫井	1630	37	布图莫吉	500
17	白音查干	2100	38	赛汉乌力吉	1090
18	包龙	2860	39	额尔登苏木	4180
19	桑根达来	508	40	翁贡乌拉	1330
20	朝克乌拉	3800	41	扎格斯台	2280
21	赛汉图门	1300	42	何日斯太	1360

挤压背斜：这种构造多出现于凹陷中央部位。这种构造的形成是由于相向断层产生一对派生的侧向挤压力作用的结果。它不受基底构造的控制，是一种表层构造，如赛汉塔拉凹陷中的乌兰挤压背斜。

披覆背斜：这种构造多出现在基岩块体的断棱部位或上隆的部位，上覆地层逐层超覆，由于差异压实作用，在盖层中形成披覆背斜，如哈南披覆背斜。

扭动背斜：本区的断裂除了具有拉张的特性外，有的还具有扭动的特点，如阿尔善断

层走向为北东东向，而下降盘洼槽的走向与主断层不平行，而成角度相交；上升盘的现今构造和次一级断层呈“人”字型与主断层相交，这说明断层具有扭动性质，根据与主断层相交的锐角指向对盘滑动方向，表明上升盘向东运动，下降盘向西运动。由于扭动剪切力产生了挤压力形成扭动背斜，如阿北一蒙古林扭动背斜。

断块构造：也是本区常见的构造之一。根据断层与鼻状构造和地层岩性的组合形式的不同，可以形成不同类型的断块、断鼻等，如额仁淖尔凹陷的吉格森断块、巴润断鼻等。

潜山构造：本区也较发育，这种构造的形成是由于基岩块体的掀斜或抬升，如哈南潜山等。

地层岩性圈闭：由于断块的掀斜而形成盆地的地形差异，造成地层超覆和岩性尖灭现象，如阿北一蒙古林构造上的腾格尔组油层即是其例。

另外，由于本区中生代火山活动频繁，还发育有火山岩体圈闭，如阿北安山岩油藏。

上述各种圈闭在空间分布上有一定的规律。它主要受大断层的控制，在断层的下降盘常形成逆牵引背斜或断鼻，在断层上升盘发育有半背斜或扭动背斜，在掀斜断块的断棱部分发育有潜山构造，沿潜山四周和斜坡的上倾方向往往形成地层岩性圈闭等（图 6）。掌握圈闭的这些分布特点，有助于有效地进行油气勘探工作。

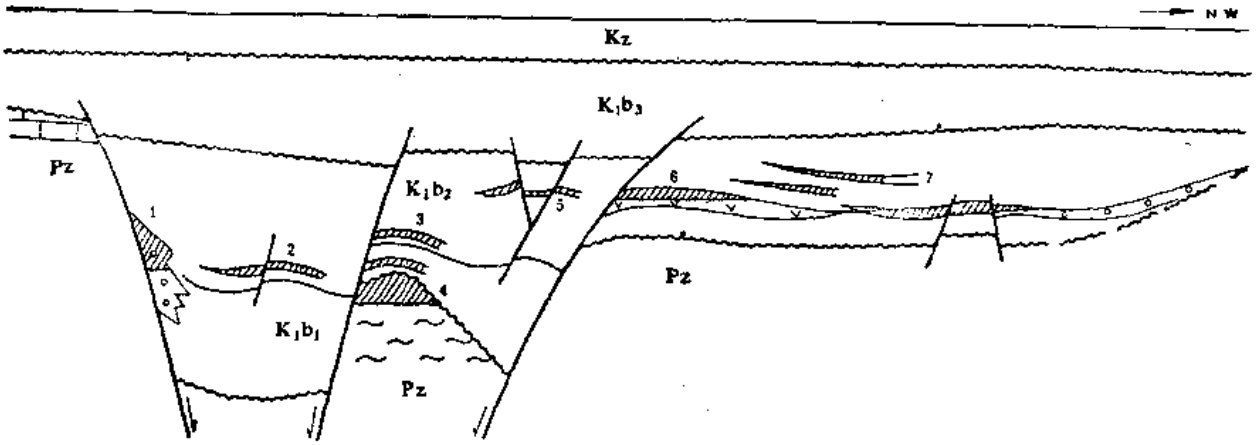


图 6　二连盆地圈闭类型展布模式图

1—碎石锥体；2—挤压背斜；3—披覆背斜；4—潜山；5—逆牵引背斜；6—火山岩体；7—岩性圈闭

由于本区发育了多种圈闭类型，从而形成了丰富多彩的油藏类型：有逆牵引背斜油藏、披覆背斜油藏、潜山油藏、断块油藏、地层岩性油藏等。同时由于各凹陷的分割性强，有各自的沉积变迁史、构造发育史、热力演化史和油气聚散史，因此，一个凹陷就是一个独立的成油体系，一个独立的勘探单元。

2.大断层与油气聚集

控制凹陷形成的大断层，往往也控制了生油中心的展布和构造圈闭的形成以及油气的分布。在断层下降盘可以找到逆牵引背斜油藏；在断层上升盘可以找披覆背斜油藏；在断层两侧可以找扭动背斜油藏；在断棱部位可以找潜山油藏；在潜山的围斜部分可以找地层岩性油藏。本区还要特别注意沿断层两侧寻找火山岩及火山碎屑岩油藏。同时沿断层带附

近，地下水活跃，加之泥岩脱水所产生的酸性水溶液，使之次生孔隙发育，改善储集条件。

沿大断层带是生油层、储集层、构造圈闭和盖层配合最理想的地区，也是多种油藏类型的富集区。纵向上往往形成不同油藏类型上下迭置，横向上形成不同层位含油连片。因此，沿大断层是寻找复式油气聚集带的有利场所。

3.油气形成条件

由于本区地壳经过漫长的地史演化和多阶段发育特点，油气具有多期成生和聚散。同时，前期构造层所生成的油气既可以赋存在本构造层中，也可以运移到后期的构造层中去。相反，后期构造层中所生成的油气既可以聚集在本构造层中，也可以运移到前期构造层中去。这样，就形成了多套生储盖组合，多套含油层系。

本区除了在陆盆发育阶段中、下白垩统陆相地层中已找到了丰富的油气资源外，于中、下侏罗统中也见到了生油层和良好的油气显示；还找到了“中生古储”的潜山油藏；同时还要注意在地槽发育阶段海相地层中找油找气。国外在地槽褶皱带找到了许多大型的油田。我国新疆地槽褶皱带的二叠系平地泉组、芦草沟组，既是生油层，又是储油层，而且获得较高产量的工业油流。二连盆地与新疆地区具有相似的构造发育史，在古生代同属于浩瀚的中亚—蒙古海，从大兴安岭到新疆连为一体。在二连盆地东部林西地区陶海营子剖面，晚二叠世下部见二层灰黑色页岩厚约600米，有可能作为生油层。为本区在古生代地层中找油找气提供了重要的线索。

4.良好的天然气藏形成条件

本区地壳活动频繁，同时又处于缝合线上，地温梯度高，有利于煤成气藏的形成。且本区煤系地层发育，中、下侏罗统阿拉坦合力群和下白垩统赛汉塔拉组均发育有较厚的煤层，如锡林浩特附近的红旗煤矿最大单层厚度可达54.3米，为形成煤成气提供了重要的物质基础。在钻井过程中，钻遇煤层时普遍见到气测异常，如塔2、包参1、高参1井等，为寻找煤成气提供了重要的线索。

同时，根据生油资料，白音查干凹陷埋深大于2400米，已进入凝析油—湿气阶段。R_o为1.24%，孢粉颜色指数为4.10，$T_{max}>460°C$，最高达490°C，因此，也可以找寻天然气藏。

本区还找到了浅层气。在阿南构造上的阿402-1井于井段502.2～522.6米，据电测资料解释气层2层9.8米。经测试，10毫米油嘴获口产气5.4万立方米。气体组分中CH_4占89.17%，C_2H_4占1.79%，CO_2占0.17%，N_2占8.87%，比重0.6011。关于这种气体的成因尚有待进一步研究。

参考文献

1．李思田等，“中国东北部晚中生代裂陷作用和东北亚断陷盆地系”，中国科学B辑，1987年第2期。

2．藤田至则，1984年，“日本列岛的地质构造及其演化”，大地构造与成矿学，第8卷，第4期。

3．刘秋生，“二连盆地中部的逆掩断裂带”，石油与天然气地质，第5卷，第4期。

4．陈国达等，“中国大地构造的一些特点”，《国际交流地质学术论文》，地质出版

社，1978年。
5. Roger L.Larson and Walter C.Pitman, 1972, World wide Correlation of Mesozoic maganetic anoma lies and its implications.
6. Roger L.Larson, Clement C.Chase, 1972,Late Mesozoic evolution of the wester Pacific ocean.
7. 费宝生，“二连盆地构造演化特征及其与油气关系”，大地构造与成矿学，第9卷，第2期。

河淮盆地基本构造特征及其演化

韩景行　　朱水安

（地质矿产部华北石油地质局）　　（河南石油勘探局）

提要　河淮盆地是中朝地台的一部分，是地台发展晚期的产物，为一多旋回的叠加型盆地。既有不同时期不同类型和不同性质的构造圈闭形成，又有早期构造或圈闭乃至油气藏被改造、破坏而形成次生油气藏的可能，是一个有前景的含油气区。

华北盆地的北部（约北纬35°以北）是早第三纪重要的生油凹陷区，南部第三系主要是红色沉积，基本不具生油能力。由于盆地的南部和北部自中新生代以来地质构造有重要差别，一些石油地质工作者们将北部（包括渤海海域和下辽河拗陷）统称为“渤海湾盆地，”并已广泛应用于生产实践和科研工作中。为区别起见，并以同样的理由，作者建议称华北盆地南部为“河淮盆地”。二者以北纬35°附近近东西向的济源—开封—黄口继续相连的凹陷为界，并分别进行含油性的研究评价。而华北盆地则是晚第三纪以来形成的包括南北两部分的统一的沉积盆地。

一、盆地范围

河淮盆地位于中朝地台之东南部，区内为第四系广泛覆盖，盆地东界郯庐断裂带，南临秦岭—淮阳褶皱带（大别山和桐柏山），北以济源—开封—黄口拗陷与太行隆起、渤海湾盆地和鲁西隆起相邻，西与豫西隆起呈过渡关系。区内包括豫、皖、苏、鲁各一部分，总面积约10万平方公里。其中下第三系沉积面积约占三分之一左右（图1）。

盆地内的石油地质工作自50年代开始，时断时续，近年来有所增强，但总的来说，河淮盆地的研究程度较低。

二、古老结晶基底及其结构

河淮盆地是中朝地台的一部分，是地台发展晚期的产物。其古老结晶基底形成于中条运动（中岳运动），依周边露头和盆地内地球物理和钻井资料所见，主要由太古界太华群、登封群和霍丘群以及不整合于其上的下元古界嵩山群、银鱼沟群和五河群、凤阳群等构成。太古界主要为角闪岩相及部分麻粒岩相变质岩，混合岩化强烈；下元古界则以绿片岩相变质岩为主，一般少混合岩化。

区内磁场特征基本上是正负异常（区）带间互，它们均呈北西西—近东西向展布，较强的正磁场区基本上反映了太古代结晶基底的分布状况，介于较强正磁场之间的负磁场区则被认为是早元古代结晶岩的反映。

本区重力异常走向，西部以北西西—近东西向为主，东经116°以东则以北东—北东东向占优势，反映出拗陷方向与北北东向为主的渤海湾盆地不同。应该指出在合肥拗陷的南部可能有加里东（？）褶皱基底，那里的侏罗系可能直接不整合于佛子岭群（Pt_3—Pz_1）之上。

三、前中生代地质构造发展概况

河淮盆地为一多旋回的叠加型盆地。同中朝地台其它地区相似，在古老结晶基底之

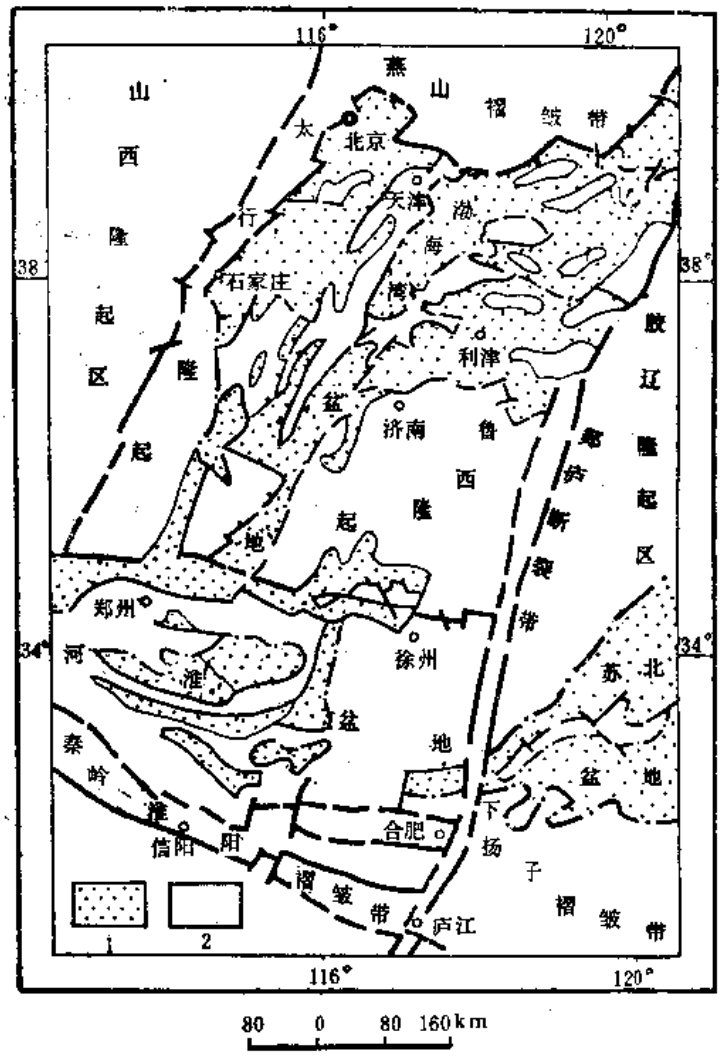


图 1 河淮盆地区域构造位置图

1—下第三系拗陷；2—早第三纪隆起区

上，分布着中、上元古界和古生界不同类型的沉积建造，形成不同阶段的构造旋回层即盆地。晋宁或早加里东期构造旋回层，分布于豫西厚达数千米的中元古界熊耳群火山岩、陆源碎屑岩建造和嵩箕一带以碎屑岩、碳酸盐岩为主的洛峪群（五佛山群）可能延入盆地的南缘或西缘，构成盆地范围内最古老的沉积盖层。

在徐淮、淮南、凤阳以及霍丘一带，不整合于太古界、下元古界之上的上元古界徐淮群、淮南群，下部以浅海陆源碎屑岩为主，上部以浅海相碳酸盐岩为主，厚达4000余米，向南北两侧厚度变薄，形成一个近东西向的克拉通拗陷盆地，向东为郯庐断裂所截。在盆地北部，中上元古界则不够发育。

相当于晋宁期的构造变动，在本区主要表现为升降运动，主要形变（特别是南缘）期是加里东期及其以后的构造运动。

加里东期构造旋回层：以陆表浅海相碳酸盐岩夹页岩的寒武系和中、下奥陶统在淮阳盆地范围广泛分布，构成本区内第二套沉积建造。南缘可能与秦岭—淮阳地槽相通，不过已遭剥蚀，这套地层具有一定的生油气性能。总的来看，下古生界旋回层为一内克拉通沉降盆地，或称“台盆”。

中奥陶世末发生的加里东运动，使秦岭—淮阳地槽关闭褶皱；在地台区为上升运动，海水退出，直到中石炭世，一直处于长期隆起剥蚀状态。

海西—印支期构造旋回层：海西旋回期间，首先是在秦岭—淮阳加里东褶皱隆起带的北缘发生断裂下沉，形成前渊拗陷(或山前拗陷)，沉积了一套以变石英细砂岩、砾岩、黑色板岩、页岩、炭质页岩和煤层夹碳酸盐岩（大理岩）的类磨拉石建造，暂称“扬山煤系”，呈近东西向分布于信阳、商城，金寨一带。顶底为断层所切割，残留厚度大于4000米。商城群或佛子岭群掩冲其上。据大量植物化石和介形、瓣鳃、腹足、腕足和鳞类等化石，认为该套地层中包括石炭系下、中、上统三部分。依化石对比，“梅山群”相当中、上石炭统（金福全，1986）。

根据沉积相以及植物化石较丰富等特点，可以认为“扬山煤系”为陆缘滨海湖沼环境下的海陆交互相沉积。

由于在“扬山煤系”胡油房组（中石炭统）页岩中发现了大量为中朝地台本溪组所特有的原单脊叶肢介属化石（*Protomono Carina.sp.*），因而从生物区系特点，说明“扬山煤系”与“中朝地台石炭系有密切的亲缘关系”（陆光森，1987），它们可能是中朝地台的南部边缘。由于扬山煤系内还产有与南方石炭系相似而北方石炭系少有的植物分子，说明其沉积时的过渡性质。这些新的发现对了解河淮盆地的形成发展以及油气勘探等关系密切，值得重视。

在地台区内中、上石炭统与地台其它地区类似，唯向徐淮及淮南一带沉积厚度和碳酸盐岩层数增大和增多，预计它们可能曾与扬山煤系相沟通。二叠系基本上仍是以河湖相为主，为近海湖沼泽和三角洲相含煤碎屑岩建造，黑色泥页岩较其它地区厚度为大。二叠系与石炭系为连续沉积。

由于后期的改造作用，大约在平顶山—临泉—淮南一线以南大部被剥蚀，以北则有所保存。

三叠系在本区与二叠系基本上为连续沉积。区内三叠系主要是中、下统，以河湖相红色碎屑岩为主，为典型的干旱盆地沉积，且大部分地区遭到剥蚀，只在盆地西北的济源拗陷有较全的三叠系并在上三叠统夹有黑色泥页岩。海西—印支期旋回层在河淮地区形成的盆地亦为整体沉降型内克拉通沉降盆地（或广盆），但在石炭纪时于本区南部可能存在过克拉通边缘沉降型盆地。因此对石炭纪来说可以称作内部沉降—边缘沉降结合型盆地。不过边缘型盆地因后来构造的强烈改造，地面已难见及，地腹是否存在，需今后作更进一步研究。

发生于中、晚三叠世的印支运动，是一次划时代的构造变动，由于特提斯洋壳的形成和俯冲以及太平洋洋壳的形成和平移，对中国大陆东部中新生代盆地的形成机制有重要影响。

印支运动在本区主要表现为上升运动，但在地台南缘，由于扬子地台向北推移挤压，两地台于秦岭—淮阳褶皱带相互碰撞，使地层进一步形变和变质，并与扬子地台一起掩冲于中朝地台南缘之上。于此期间北北东向的郯庐断裂主要是左旋扭移，与北西西向断裂一起控制了本区侏罗、白垩纪盆地的形成。

自南而北的掩冲和挤压，使地台南缘地层产生滑脱和拆离构造，淮南一带的对冲向斜可能于此时开始形成，并于燕山期得到加强（图2），在倪丘集凹陷，地震剖面亦有该期

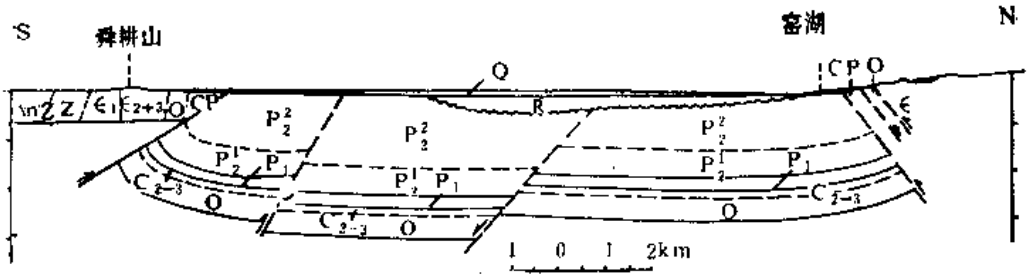


图 2　淮南煤田地质构造横剖面图(据淮南矿务局地质处的图简化)

逆冲断裂反映。

四、中新生代盆地的形成和演化

1.燕山期构造旋回层

钻井资料表明，侏罗、白垩系在盆地内有较多分布（图 3），它们呈北西西和北东走向。

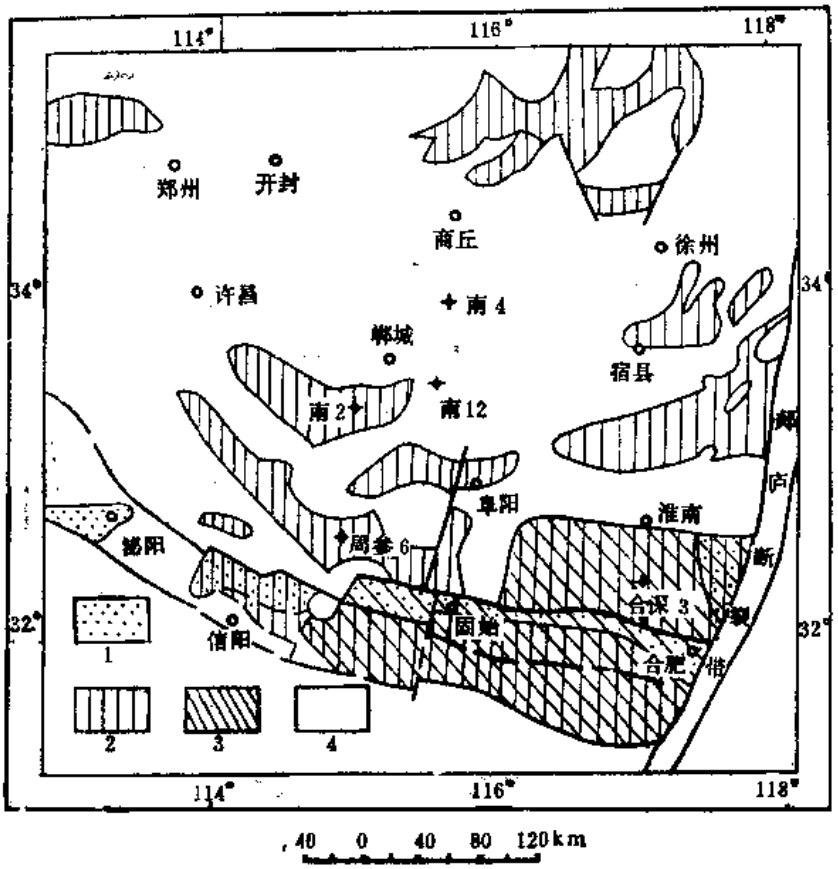


图3　河淮盆地侏罗—白垩系残留分布图

1—上白垩统；2—下白垩—上侏罗统；3—中下侏罗统；4—前侏罗系

在长山隆起以东的合肥拗陷，侏罗系不整合于中朝地台和加里东褶皱基底佛子岭群之上。岩性主要为红色磨拉石建造夹火山熔岩、角砾岩、块集岩和凝灰岩，厚度可达6000米左右。下白垩统与侏罗系岩相类似。上白垩统不够发育，唯在定远一带可能有深湖相沉积

发育。总厚数百米至千米。

在长山隆起（或商城—固始断裂）以西的山前凹陷内，侏罗、白垩系仍以红色磨拉石建造为主，而在盆地中部，侏罗、白垩系主要分布于平顶山—周口—阜阳一线以南地区，由河湖相、沼泽相紫红、灰黑色砂页岩、炭质页岩和砂岩组成，钻遇厚度最大为2100余米（南9井）。此外侏罗、白垩系还见于济源和黄口凹陷的钻井中，亦为河湖相及沼泽相砂泥岩建造、含煤建造，但分布较局限。

侏罗、白垩系被认为是河淮盆地内主要的生、储油岩系之一，曾于沈丘凹陷的钻井中见有少量原油。

2.中生代盆地形成机制

燕山运动期间，来自扬子地台的强大挤压应力继续向中朝地台推掩并达到高潮，不仅使早期褶皱断裂重新活动，而且有火山喷发，同时使褶皱带的元古代和古生代地层冲掩于侏罗、白垩系之上，此种剖面不仅见于秦岭—淮阳褶皱带（大别山）北侧，而且见于盆地内（图4）。淮南对冲向斜得到加强。

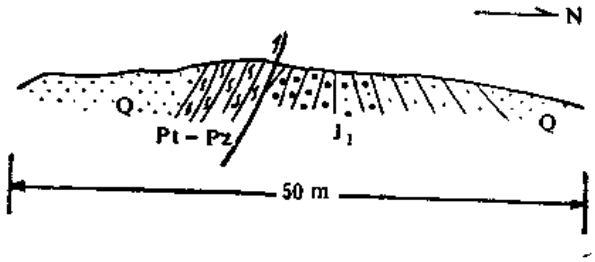


图 4 安徽肥西磨墩水库佛子岭群逆冲于卧虎山组（J_1）之上

断裂是侏罗、白垩纪凹陷形成和发展的构造条件，也是改造这些凹陷和盆地的基本因素。在燕山期，随着秦岭—淮阳褶皱带向中朝地台的仰冲、地层叠置和上升，以及郯庐断裂的左旋扭移和拉开，因而在褶皱带（大别山）前缘，由于均衡作用而强烈沉降，形成了南深北浅呈斜坡状的侏罗、白垩纪不对称，山前凹陷（断陷）。在沉降中心形成巨厚的磨拉石为主的沉积建造；在凹陷北侧斜坡部位的沉积中心则以河湖相，沼泽相为主夹有含有机质较多的砂页岩、泥岩建造。由于中、上侏罗统和下白垩统常超覆于较老地层之上，说明中、晚期盆地较早期范围有所扩大。至于原始盆地是否为统一的大盆地，目前尚难恢复。但不排除原始盆地为一被北北东向断裂分隔、呈北西西向延伸的统一盆地的可能。现在的分布系后期改造所致（图5）。

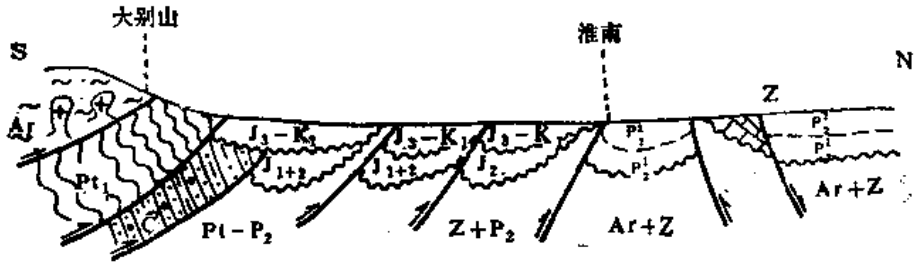


图 5 燕山运动末盆地构造示意图（长山隆起以东）

上述侏罗、白垩纪山前凹陷，以其一侧挤压另一侧弛张的特点，与四川和鄂尔多斯中生代盆地相似，应为压性的、断陷—拗陷结合型盆地。

3.喜山期构造旋回层

河淮盆地内下第三系以红、棕和白色泥岩、砂质泥岩、砂岩为主夹砾岩，一般厚3000

米左右。上第三系以灰绿、棕黄等色泥质岩、砂岩为主，夹砾岩、灰色泥岩和煤线。在盆地内分布较广，一般厚约1500米左右，南部较薄。

下第三系主要分布于长山隆起以西呈北西西向为主的断陷内，以东则不够发育。在东西向的济源—开封—黄口断陷内，下第三系夹含膏泥岩（图 6 ）。均不具有生油气性能。

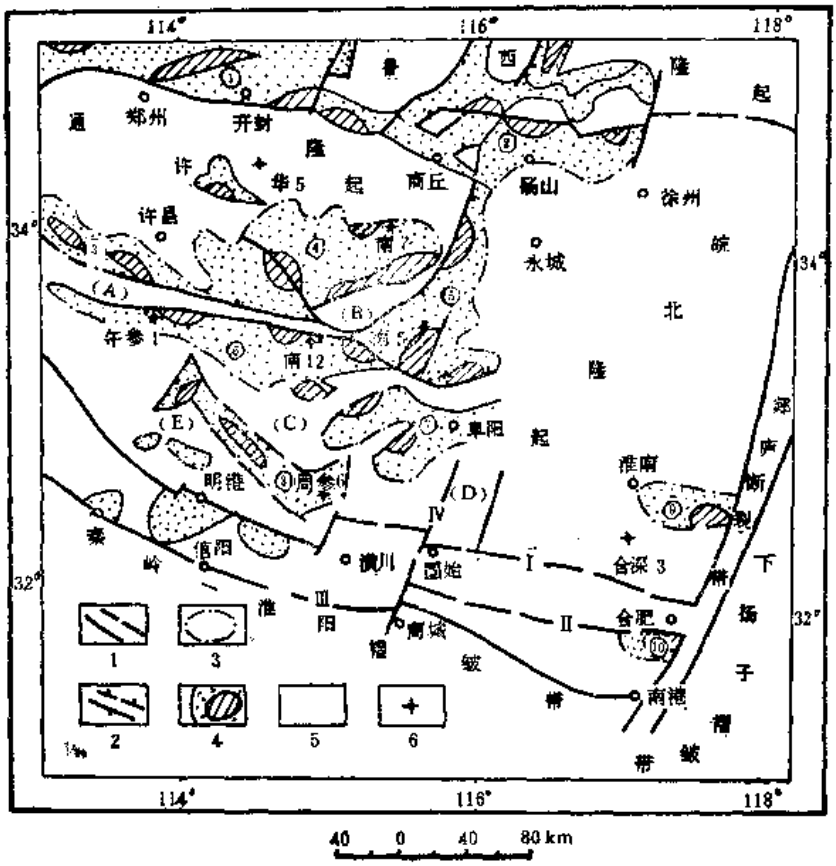


图 6　河淮盆地下第三系凹陷与隆起分布图

1—区域断裂；Ⅰ—合肥—明港断裂；Ⅱ—肥西—韩摆渡断裂；Ⅲ—南德—桐柏断裂；Ⅳ—商城—固始断裂；2—凹陷边界断裂；3—凹陷沉积边界；4—下第三系凹陷位置；①—济源—开封凹陷；②—黄口凹陷；③—襄城凹陷；④—鹿邑凹陷；⑤—倪丘集凹陷；⑥—沈丘凹陷；⑦—阜阳凹陷；⑧—汝南凹陷；⑨—定远凹陷；⑩—舒城凹陷；5—主要凸起；（A）—平顶山凸起；（B）—郸城凸起；（C）—平与凸起；（D）；—长山凸起；（E）—息县凸起；6—主要井位

在盆地西缘的舞阳、襄城凹陷于钻井中见有厚约1800米左右的下第三系深湖相黑色泥页岩（约相当于南阳盆地核桃园组），具一定生油能力但成熟度较低。

4.新生代盆地形成机制

自中生代末和第三纪初以来，主要是在喜山早期，中国东部大陆所受到的南北向挤压应力减弱，来自太平洋板块和印度板块的东西向挤压应力增强。随着新特提斯的关闭，印度板块向中国板块的聚敛和碰撞，并在太平洋板块“后退”的诱导下，中国东部大陆通过古亚洲槽台镶嵌中已存在的北西西向断裂，如祁连—秦岭—北淮阳（大别山北麓）一线以走滑方式向太平洋方向“蠕散”伸延（朱夏，1979）；郯庐断裂从左旋扭动转为右旋扭动，从而使渤海湾盆地内以北北东向为主的早第三纪断陷得以拉开，并在深部机制作下形成地

堑、半地堑式生油凹陷，从而奠定了渤海湾含油气盆地的基础。

在河淮盆地，由于受到古构造线控制，当上述向东滑移沿北西西向断裂活动时，在盆地内，于白垩纪晚期抬升的基础上，在不均一块体之间，亦发生相对移动。滑移不仅改变了褶皱带边缘的挤压状态，而且使盆地内产生一系列北西西—近东西向早第三纪扭张断陷。在北纬35°附近的开封—黄口断陷，亦因滑移和沿该处北东—北东东以及北西—北西西向交叉裂面扭动拉开，并随断块的升降而成。断陷的锯齿状边缘即为其活动痕迹(图7)。

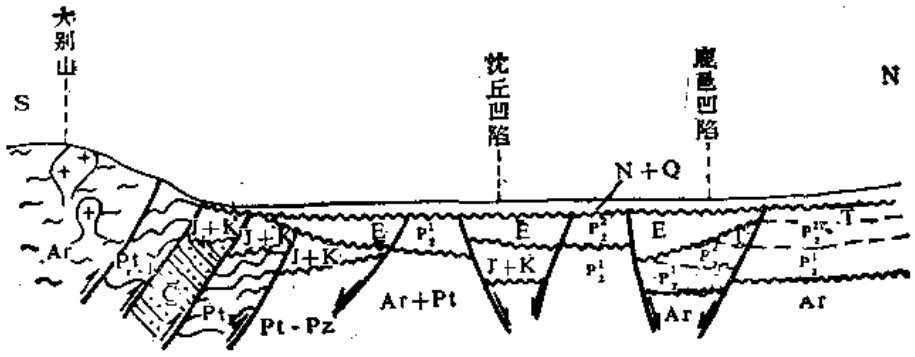


图 7　第三纪以来盆地结构示意图（长山隆起以西）

在皖北隆起，由于受郯庐断裂顺扭和商城—固始断裂平移活动的影响而抬升，下第三系不发育，仅在定远、舒城等地有小面积分布。

约在喜山早期末，中国东部大陆分体滑移因受太平洋板块由向北俯冲转为向西俯冲以及岛弧体系和弧后扩张的影响而中止，转为大规模差异升降，河淮盆地开始抬升（与渤海湾盆地不同），至喜山中期后，才在郯庐断裂和太行断裂控制下，与渤海湾盆地一起整体沉降，形成统一的华北盆地。

为什么河淮与渤海湾两盆地的下第三系，时代相同，凹陷相邻，在生油相方面会有如此重大差异？原因是多方面的，而构造因素可能是主要的。有的作者指出，此与渤海湾盆地断陷受北北东向断裂和河淮盆地受北西西向断裂控制有关。但为何构造方向不同而沉积相和环境条件差别如此之大？看来方向问题未必是差异的本质原因，因为在河淮盆地内呈北西西向的襄城、舞阳小凹陷中，均钻遇了很厚的、具有一定生油条件的下第三系黑色泥页岩（成熟度较低）。又如在我国南方大陆，呈北北东向的中新生代断陷很多，却基本上是以红色建造为主。因此我们认为，断陷能否成为“生油凹陷”，主要在于形成断陷的断裂是否切入地壳深部并引发深部机制和对断陷的发展起到加强的作用。比较两盆地下第三系断陷的形成机制得知，渤海湾盆地的北北东向断裂，常有玄武岩侵入，表明其断裂已切入莫霍面附近（壳断裂），并激发深部机制和地幔垫的形成，从而引起断陷的沉降幅度和热体制的改变，在连续沉降和沉积作用下，形成深拗陷湖盆和还原环境，有机质得以保存成为生油气建造。

在河淮盆地，形成下第三系断陷的北西西向走滑断裂，基本未见玄武岩侵入，表明这些断裂切入地壳不深（盖层或基底断裂），未引发深部机制的作用和生油岩系的形成。例外的是在襄城凹陷中曾钻遇玄武岩侵入下第三系，恰恰就在这个小凹陷内有可称做生油岩的下第三系沉积，这也许不是偶合。

另外，比较两盆地的莫霍面深度可以看出，渤海湾盆地（以东明凹陷为例）断陷的背景值一般深34～35公里，异常值为30～28公里。而河淮盆地的第三系断陷背景值虽与前者相近，但最浅为32～30公里，而且只是极个别的点（如鹿邑凹陷）。断陷的莫霍面深度大，亦说明断裂切入地壳浅。唯在开封—黄口断陷有局部莫霍面埋深相对较浅者，可能与交叉断裂活动有关（图8）。

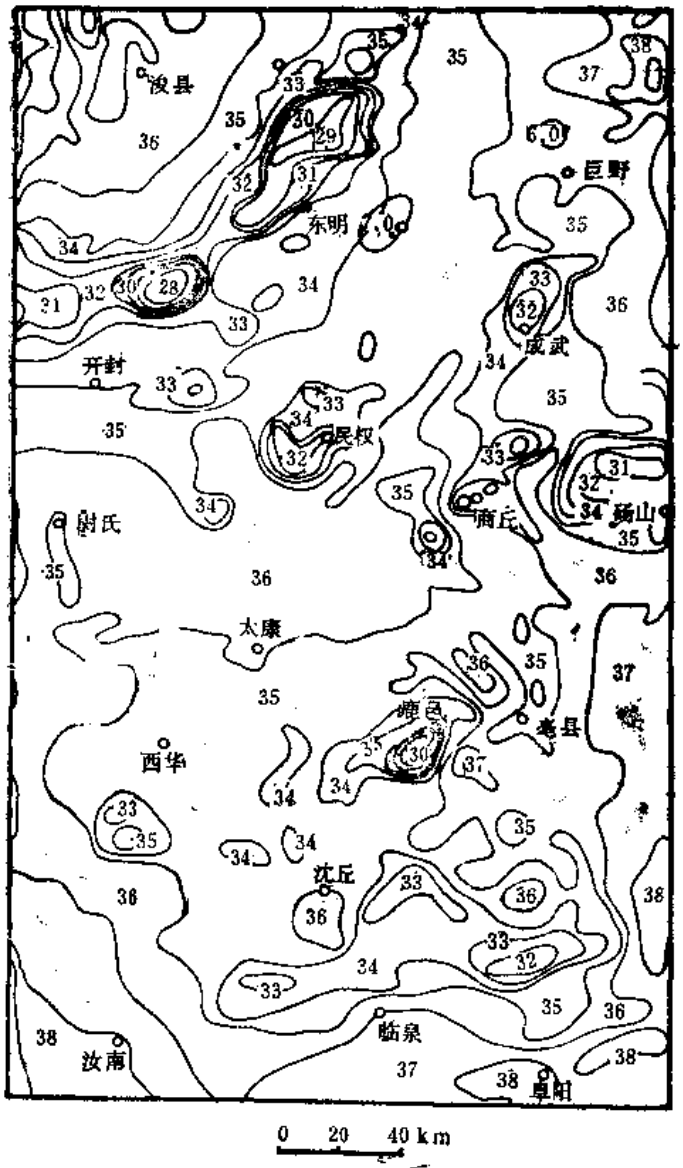


图 8 河淮盆地部分地区地壳厚度图（据赵文俊，1982年）

此外，渤海湾盆地的地温梯度异常值（最高6～8°C/100米，1000米深的温度为60～70° C）较河淮盆地高（最高异常值4°C+/100米，1000米深的温度为50～60°C），这亦说明两地的莫霍面深度不同。

五、对油气勘探工作的几点意见

1）河淮盆地内虽缺乏下第三系生油岩，但并不等于无油气可探。下古生界与中朝地台其它地区沉积基本相同，具有一定生油能力，远景已为大家所肯定。上古生界煤系地层为煤成气源岩，是当前找煤成气的主要层系。此外，近年的钻井和地震资料证实盆地内有较多的和相当厚度的侏罗、白垩系分布，并有一定的生油能力。显然它们可以构成盆地内的主要生油气岩系。应根据地层的残留、保存和分布情况，进行找油气工作的研究和实践。

2）把油气圈闭和储集层的研究放在重要位置上。由于本区的构造和改造作用都较强，既有不同时期（印支、燕山和喜山期）不同类型和不同性质的构造圈闭（包括断块）形成，又有早期构造或圈闭乃至油气藏被改造、破坏形成次生油气藏的可能，加以二次生油气的可能性，所以该区的油气勘探，不同于渤海湾的“生油凹陷”的勘探方法，而应首先把目光放到构造和圈闭的比较和评价上来，择优勘探。

盆地内较老地层的储油物性一般较差，是勘探较老层系（新领域）油气藏的关键问题之一，尤以砂岩储集层为甚。而下第三系却有较好的储集层，因此油气既可聚集在同层系内，亦可因改造作用聚集于下第三系或其它有利储集层内。大王庄油藏就可能是源自古生

界的油气，聚集（或再聚集）于下第三系红层底部良好储集层及其形成的圈闭内的。此种从圈闭—储集层入手的普查勘探方法、步骤，可能是在河淮盆地内开拓油气勘探新领域的重要方法之一。

3)正因为前述的地质构造特点，显然应把不整合（假整合）和断层的研究加强起来，因为它们既可做为油气运移（包括再次运移）的通道，又对形成有利圈闭和构造以及有利的储油物性有重要作用，甚至本身即可形成单独的油气藏或圈闭。

4)从长远考虑，对盆地南缘被掩覆于推覆体之下的晚古生代克拉通边缘拗陷和山前（前渊）凹陷的研究，应给予注意。由于这种类型的盆地远景较大，所以需从开拓新领域、新类型的角度进行研究探索。

总之，河淮盆地有其自身的复杂地质结构和含油气特点，这种由多旋回的构造、建造和改造形成的复杂结构，无疑给找油工作带来了难点，然而正是这种叠合、复合、结合、联合关系，使盆地成为统一的整体，并给找油、气工作指出了方向、任务和希望。●

参 考 文 献

1．黄汲清，“中国大地构造基本轮廓”，地质学报，1977年第2期。

2．朱　夏，“中国东部板块内部盆地形成机制的初步探讨，”石油实验地质，1979年第1期。

3．朱　夏，“中国中新生代油气盆地”，《构造地质学进展》，科学出版社，1982年。

4．关士聪，“中国中新生代陆相盆地简介”，石油与天然气地质，第4卷，第4期。

5．甘克文，“世界含油气盆地的基本类型及其远景评价”，石油学报，1982年增刊。

6．任继舜，“中国大地构造及其演化”，《1：400万中国大地构造图简要说明》科学出版社，1980年。

7．金福全，“北淮阳区地层研究新进展”，合肥工业大学学报，1987第9卷。

8．陆光森，“河南商城胡油房组中*Protomonocariria*属化石的发现及其重要意义”，合肥工业大学学报，1987第9卷。

9．颜怀学，“试论华北地台的南界”，合肥工业大学学报，1987第9卷。

10．D.克莱米，1980，“油气盆地的分类和特点”，海洋地质调查。

11．D.R.Kingston, 1983, Global basin Classification system, A.A.P.G, V. 67 No.12。

12．D.R.Kingston, 1983, Hydrocarbon plays and Global Basin Classification, A.A.P.G, V.67.No.12。

●在本文完成过程中，华北石油地质局地质研究大队的同志在资料、编写、清绘等方面多予帮助，谨此致谢。

——作者

中国东部白垩纪—早第三纪含盐盆地

陈发景
（武汉地质学院北京研究生部）

戴世昭　潘国恩
（江汉石油管理局）

提要　中国东部含盐盆地的形成和演化可分为初始期、发育期和萎缩结束期三个阶段和五个成盐期，即早白垩世、晚白垩世、古新世—早始新世、晚始新世、早渐新世成盐期。含盐盆地平面上的分布主要受古气候和古构造因素的双重控制。

江汉盆地下第三系古新统及上始新统下段含盐层系，是盆地形成盐丘构造的两套盐源层。前者江陵凹陷发育，后者以潜江凹陷最发育。由于盐上层塑性程度存在差异，两套盐层塑性上拱形成的盐构造特征不一，前者有刺穿现象，构造较复杂，后者为隐刺穿型。根据形态，作者又划分了几种盐构造类型油藏。

中国东部白垩纪—早第三纪蒸发岩分布于太行山脉和武陵山脉以东，武夷山脉以西，燕山山脉以南和南岭山脉以北广大地区的断陷盆地陆相地层中。这些断陷盐盆属于西太平海板块在白垩纪—早第三纪时向亚洲大陆俯冲产生的安第斯型克拉通内断陷盆地类型（朱夏，1983）。晚第三纪以来，大陆东部边缘进入岛弧—边缘海阶段，地形平原化和气候转湿，成盐作用至此时期结束。

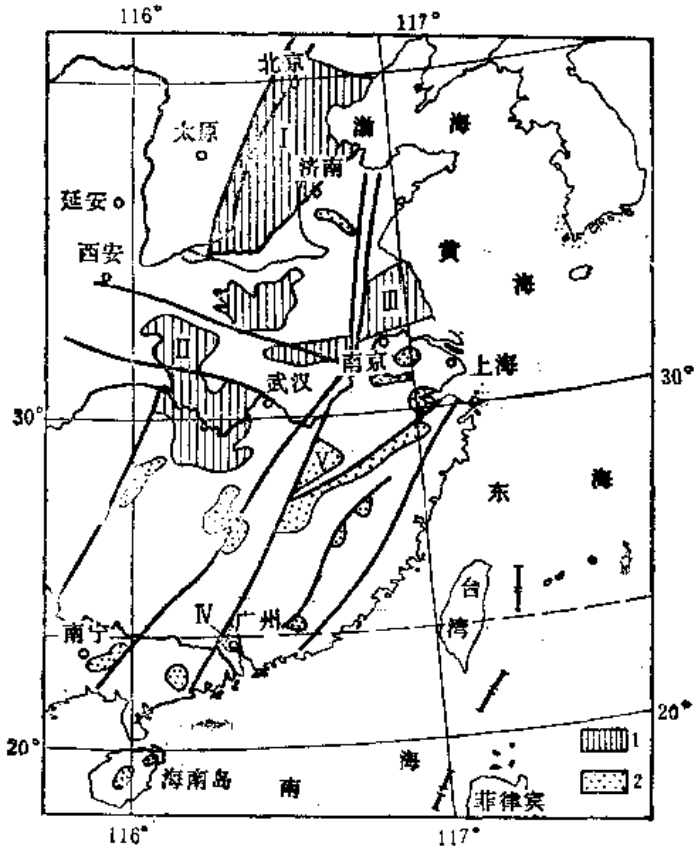


图 1　中国东部白垩纪—早第三纪含盐盆地分布示意图
1—大中型断陷盆地；2—小型断陷盆地；Ⅰ—渤海湾盆地；Ⅱ—江汉盆地；Ⅲ—苏北盆地；Ⅳ—三水盆地；Ⅴ—沿江盆地；Ⅵ—汉蒙盆地

对于中国东部白垩纪—早第三纪的含盐盆地（图 1），袁见齐等（1981）、邓永高（1983）和臧瑞霞（1985）等进行过详细研究。袁见齐等提出了高山深盆成盐说。作者在前人研究的基础上，讨论了该期含盐盆地的区域构造特征及其形成和演化，并以江汉盆地为例进行了介绍。

一、中国东部白垩纪—早第三纪含盐盆地的分布

1.时间上的分布

盆地的形成和演化可分为初始期、发育期和萎缩结束期三个阶段，反映了盆地形成至消亡的完整演化过程，其沉积常构成一个大的旋回。中国东部白垩纪—

第三纪有三个成盆期：早白垩世（Ⅰ旋回），为断陷型盆地，仅局部地区有少量蒸发岩；晚白垩世—早第三纪（Ⅱ旋回），为断陷型盆地，发育蒸发岩。晚第三纪（Ⅲ旋回），为拗陷型盆地，不发育蒸发岩。

臧瑞霞（1985）把Ⅰ、Ⅱ旋回划分为五个成盐期：

（1）早白垩世成盐期　盆地范围小，分割性强，地形高差大，以粗碎屑堆积为主，仅宁波地区见少量石膏和薄层岩盐。

（2）晚白垩世成盐期　含盐盆地数目增多，如会昌（周田）、泰和、江汉、枣阳等地有较厚的含盐岩系。

（3）古新世—早始新世成盐期　此期盐盆数目最多，分布范围最广，在长江流域及其以南地区盐盆湖水浓缩咸化程度较高。

（4）晚始新世成盐期　南方小盆地成盐作用基本结束，仅江汉盆地发育。华北地区盐盆广泛分布，湖水浓缩咸化程度最高。

（5）早渐新世成盐期　主要分布在渤海湾盆地南部的东濮凹陷。渐新世晚期以后，成盐作用结束。

东部白垩纪—早第三纪盐盆的发生、发展直至衰亡是一个完整的演化过程，盐盆分布数目由少到多再到少。其中早始新世（E_2^1）和晚始新世（E_2^3）为主要的成盐期，盐盆分布最广，湖盆水介质的咸化程度最高。

2.平面上的分布

含盐盆地平面上的分布主要受古气候和古构造因素的双重控制。一方面，断陷湖盆周围的北东向华夏式和北北东向新华夏式山脉以及近东西向的阴山、燕山、秦岭—大别山和南岭山脉强烈影响着干旱气候带的存在，高山常常成为海洋季风的阻挡屏障，使高山后面的湖盆成为干热季风区，从而有利于盆地湖水向咸化方向发展。

根据蒸发岩和煤在空间上的分布，可看出横亘我国东部的三条近东西向构造带，即阴山—燕山构造带，秦岭—大别山构造带和南岭构造带，对古气候的影响。白垩纪的蒸发岩主要分布于南岭构造带以北、秦岭—大别山构造带以南的盆地内，煤层则见于阴山—燕山构造带以北。早第三纪膏盐分布范围较白垩纪时扩大，分布于南岭构造带与阴山—燕山构造带之间的盆地，煤层则见于阴山—燕山带以北和南岭带以南的一些盆地内。

另一方面，蒸发岩的发育与封闭性断陷盆地有关。断陷湖盆在时间上自南而北扩展，影响着含盐层位自南而北变新。断陷盐盆有两种情况：一是大、中型断陷盆地，如渤海湾、江汉、苏北—南黄海等盆地；二是小型断陷盆地，如午阳、清江、三水、龙归、东莞等盆地。前一类盆地是在华北地台和扬子准地台基础上发育的，后一类盆地则主要分布于北东向和近东西向的加里东，海西和印支期褶皱带上。

二、含盐盆地的区域构造特征、形成和演化

1.区域构造特征

含盐盆地在剖面上的区域构造特征，是广泛发育有受基底正断层控制的半地堑和伴生的半地垒，半地堑或单断箕状凹陷由陡坡、凹槽和缓坡共同组成。凹槽偏向断层一侧，陡坡或缓坡常常为同向或反向正断层组成的断阶带复杂化。大、中型断陷盆地的中部常常为盐（或泥）塑性岩层流动上拱形成的盐（泥）丘构造复杂化（陈发景，1983），江汉盆地

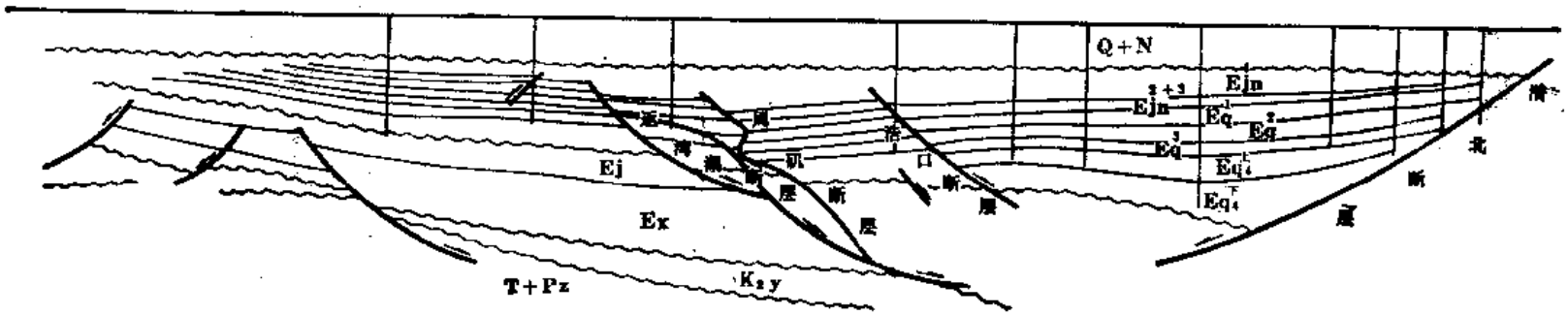


图 2　潜江凹陷构造横剖面图（据胡炳煊，1981）

潜江凹陷就是一个实例（图2）。

其中缓坡带产生反向正断层及断陷湖盆中心的盐丘构造，使原有的半地堑凹陷复杂化。

在平面上，两组近乎直交的正断层组成网格状断层体系，它们控制着断陷和断凸的分布。不仅断陷周围在走向上为断凸所围限，而且在横向上为断凸所分割，因而断陷湖盆具有良好的封闭性。断陷湖盆的沉降中心常常是卤水的汇聚中心，也是盐系地层最发育的地带。

2.断陷盐盆的形成和演化

中国东部白垩纪—早第三纪断陷盆地形成机制尚未完全解决，为大家所公认的看法主要有以下几点：

1)断陷盆地是在陆壳上发生的，而不是在洋壳上发生的。

2)断陷盆地分布在西太平洋岛弧的后面，与西太平洋俯冲带有一定的联系。

3)一些大型断陷盆地（如渤海湾盆地）与莫霍面呈倒影关系，说明其形成可能与深部因素有一定关系。

4)大多数断陷盆地中均有中基性火山岩活动，热流值和地温梯度均较高。

以上事实都说明盆地的形成与西太平洋板块俯冲作用和岩石圈内区域伸展作用有关，属克拉通内断陷盆地。

断陷盐盆的演化可以分为三个阶段：

（1）形成初期(图3a) 基岩块体一侧开始沿主断层下滑拉开，湖盆范围很小，多为冲积扇充填式堆积，个别断陷中心发育干盐湖沉积。

（2）发育期（图3b） 基岩块体一侧继续沿主断层下滑、陷落，另一侧则向上掀斜，断陷范围和幅度增大，湖面扩大，湖水变深。主要发育水进型湖相砂、泥岩沉积，湖盆中心有浊积岩。在干旱气候条件下发育膏盐沉积。一般在断陷最大发育期稍后，缓坡一侧的基岩块体由于掀斜弯曲发生破裂或沿原来的基底断层产生反向正断层，使缓坡复杂化。

（3）萎缩和结束期（图3c） 由于断陷作用减弱，滑陷和掀斜作用停业，湖盆逐渐向中心收缩，常发育三角洲及水退型砂、泥岩沉积。早第三纪末，东部大陆断陷作用结束，地壳上升（图3d)。晚第三纪由于区域均衡调整和河流沉积的负荷作用，东部大陆演化为比前期盆地范围更大的统一拗陷。

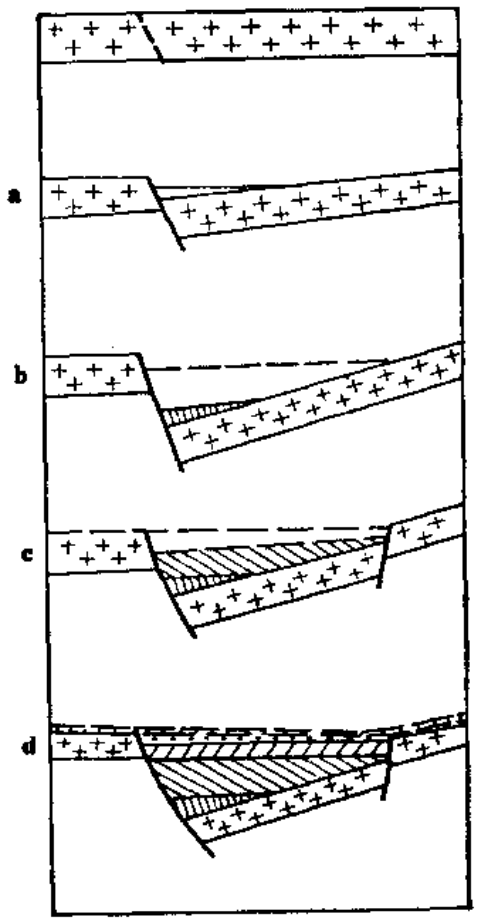


图 3 单断凹陷形成和演化示意图

以上是单断凹陷发育的理想化模式。实际上，大、中型断陷的发育过程往往不只一次断陷，而是多次断陷活动。其发育过程并不是连续的，而是断陷发育一段时间后，出现间歇，湖盆收缩变浅，甚至局部上升，之后，断陷活动再次发生，湖盆范围重新扩大，湖水加深。断陷湖盆演化的多期性，其形成机制可归因于地壳中韧性层和刚性层两层结构(M.H.P.Bott, 1981)。断陷湖盆的这种演化控制了沉积上的次一级旋回，造成剖面上具多套蒸发岩系和多套生储油组合。同时还造成局部沉积间断和超覆不整合现象。

我国东部白垩纪一早第三纪膏盐的分布主要与断陷湖盆的发育期有关，并常与生油岩伴生。例如东营凹陷下第三系上始新统的膏盐层和生油岩，东濮凹陷上始新统和下渐新统的膏盐层和生油岩，它们都是在断陷强烈活动时期形成的。断陷湖盆水体在成盐期前一般较深，在干旱气候条件下，在湖水蒸发浓缩及变浅的过程中沉积盐类，类似于干化深盆的成盐模式（许靖华，1973)。

3.箕状凹陷中的膏盐层分布

单断箕状凹陷中，膏盐层一般分布在湖盆中心，沉降中心与湖盆中心一致的部位是膏盐最发育的地带。但由于主要物源方向不同，蒸发岩的分布也有所不同。例如：江汉盆地潜江凹陷，物源主要来自凹陷北部主断层一侧，陡坡为碎屑岩沉积，蒸发岩分布在断槽和缓坡一侧（图4)，而以断槽内湖水浓缩程度最高，盐层最厚。断陷盐盆中的盐类岩相模式类似于偏心的牛眼式。

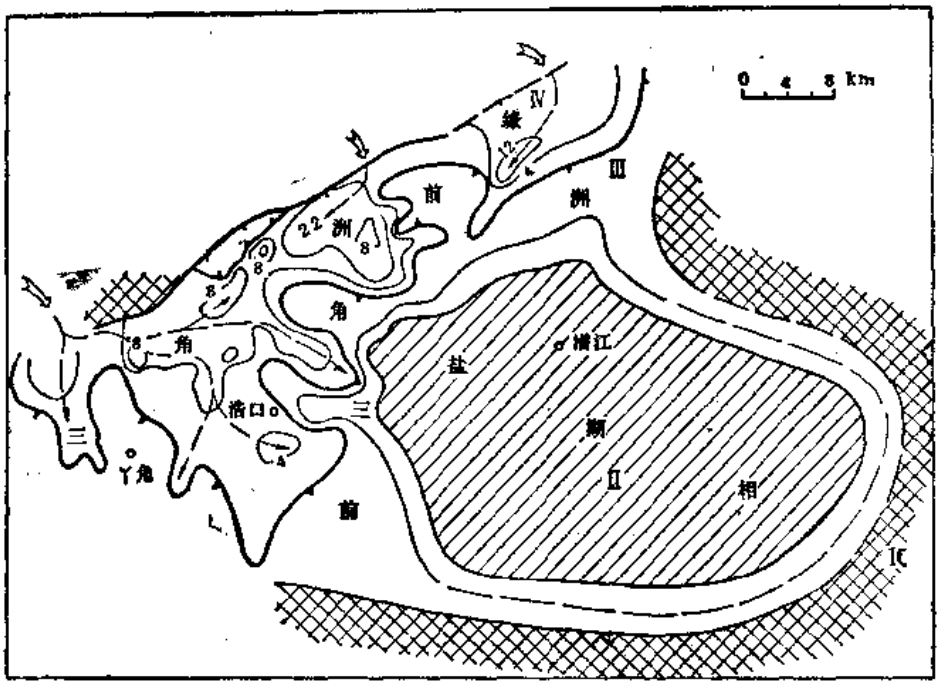


图 4　潜江凹陷潜江组膏盐分布型式示意图

Ⅰ—基底岩石；Ⅱ—岩盐和石膏；Ⅲ—砂岩尖灭线；Ⅳ—水流方向

由多个下降幅度不同的箕状断陷组成的湖盆，尽管彼此被水下低凸起隔开，但湖水仍是连通的。在成盐期，一方面可以形成多个独立的成盐中心；另一方面卤水向沉降幅度大的地区迁移。例如汶蒙盆地中自东而西分布有蒙阴、汶东和汶口三个凹陷，受断裂活动强度的控制，沉降幅度以汶口凹陷最大，汶东凹陷次之，蒙阴凹陷最小。因而卤水向最深的

孜口凹陷迁移，造成东部的蒙阴凹陷以粗碎屑沉积为主，汶东凹陷发育硬石膏沉积，汶口凹陷除具硬石膏沉积外，还发育有多层石盐和钠镁硫酸盐沉积（图5）（邓永高等，1983）。

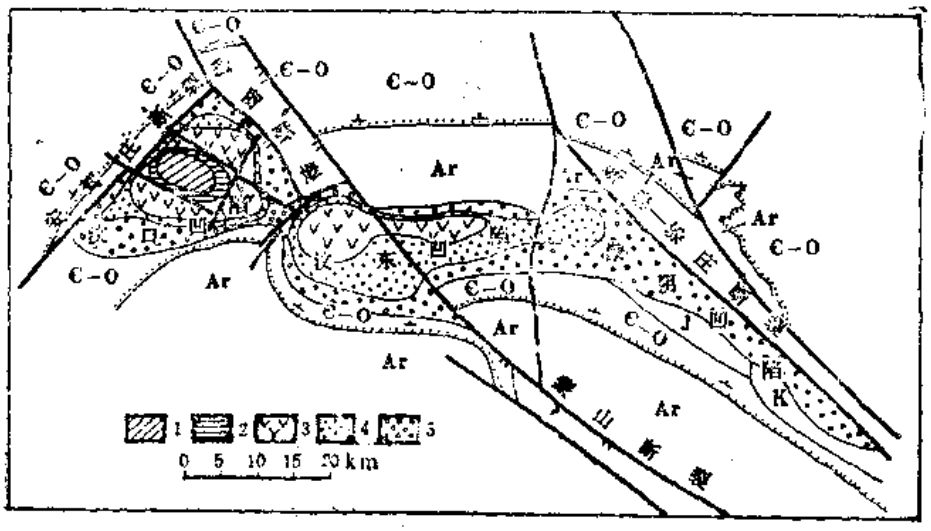


图 5　汶蒙盆地早第三纪构造岩相图

1—钠镁硫酸盐相区；2—石盐相区；3—石膏相区；4—泥质碳酸盐相区；5—砂、砾岩相区

三、实例：江汉盆地

江汉盆地是在扬子准地台中部发育起来的白垩纪—早第三纪断陷盆地。盆地可划分为七凹（枝江、江陵、潜江、沔阳，小板、云应和陈沱口凹陷）五凸（丫角—新沟、沉湖低凸起，通海口、天门和龙赛湖凸起，）等次级构造单元，总面积28000平方公里，是中国南方白垩纪—第三纪陆相盆地中面积最大的断陷盆地（潘国恩，1980），也是蒸发岩最发育，成油条件最好的盆地（图6）。

1.基底及沉积盖层

（1）基底　该盆地基底结构具有两种类型：一为下元古界崆岭群或相坡群，系火山岩组成的深变质岩系，据花岗岩中锆石的铀—钍—铅法测定年龄值为2375百万年，呈近东西向分布。另一基底岩系为中元古界冷家溪群，属典型的复理石建造，同位素年龄值为1401百万年，亦呈近东西向分布于下元古界基底岩系的南缘。

（2）沉积盖层　本区沉积盖层自晚元古代开始沉积，纵向上可分为三大沉积层系。

第一沉积层系：上元古界至中生界中三叠统，为浅海台地相碳酸盐岩及陆源碎屑沉积岩系，总厚度大于20000米，仅志留系、泥盆系、石炭系部分层位遭受剥蚀或沉积缺失外，层位较齐全。

印支运动造成全区海水退却，海相沉积史结束，接着沉积第二沉积层系。

第二沉积层系：上三叠统至侏罗系，为大型内陆湖沼沉积，主要岩性为碎屑岩夹煤层，厚1500～4000米。

侏罗纪末期的燕山运动使区内第一、第二沉积层系全部卷入褶皱和断裂，奠定了本区的构造轮廓。白垩纪由于裂陷作用产生了江汉盆地，在其中沉积了第三沉积层系。

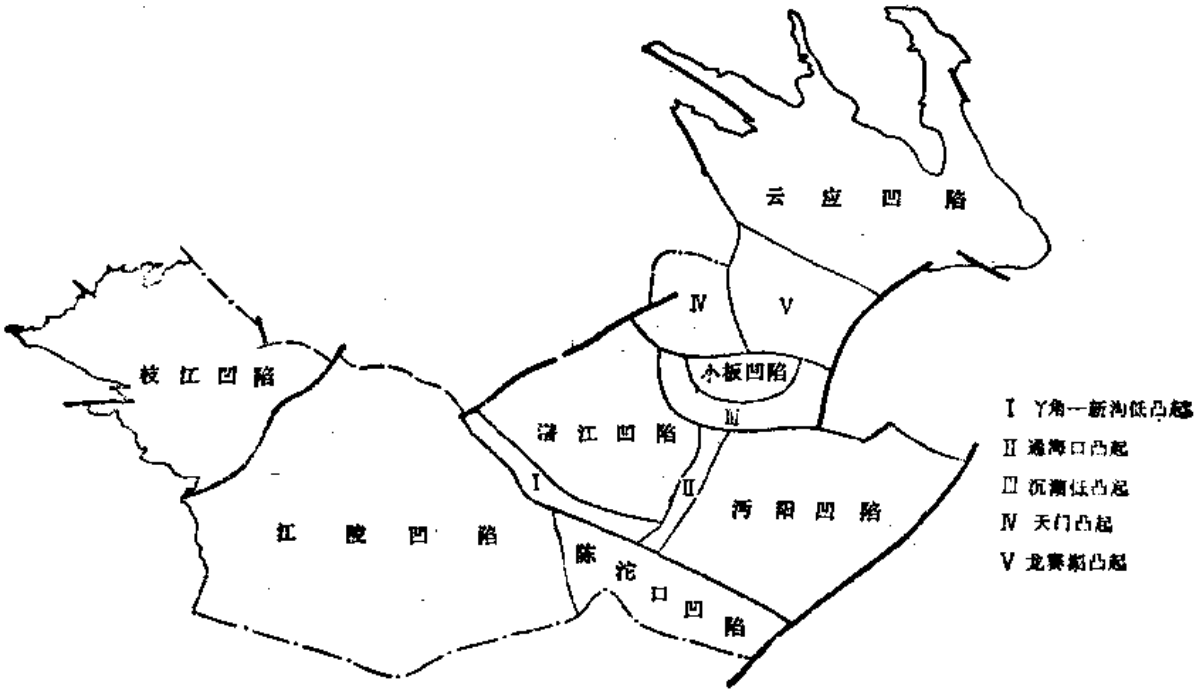


图 6　江汉盆地构造单元划分图

第三沉积层系：白垩系—第三系，其中上白垩统—下第三系为分割性较强的内陆盐湖碎屑岩、蒸发岩夹火山岩建造，累计厚度达万米，地层特征见表 1 。

纵向上，上白垩统至下第三系发育两套盐系地层（上白垩统上部至下始新统下部及上始新统）。两套盐系地层特点不一，下盐系（第一含盐岩系）的蒸发岩分布面积较广，约10000平方公里，其咸化、浓缩程度较低，以膏岩为主，岩盐较少，岩盐累计厚度数十米至400米，单层厚度一般 1 ～2 米。上盐系（第二含盐岩系）的分布面积较小，为2270平方公里，但咸化、浓缩程度高，出现了钾矿层沉积。岩盐层在潜江凹陷内相当发育，累计厚度达1800米，约占地层厚度的50％，岩盐层单层厚度一般2～4米，最大单层厚度可达74米。成为中国典型的陆相含盐盆地。

潜江凹陷潜江组的盐岩纵向上与泥岩（夹砂岩）组成频繁的韵律层，累计达160个。每个韵律的下部为厚几米至十几米的泥岩，上部为厚几米至几十米的岩盐。平面上岩性岩相呈环带状分布，由凹陷边缘向中心依次为砂泥岩区、钙芒硝泥岩区和岩盐区。岩盐区内，由于浓缩程度不一，又可进一步划分为钾镁盐区和钾盐区，后者主要分布于沉降中心的次级古洼地内。

2.盆地古地理演化及盐湖性质

（1）古地理演化　盆地古地理演化既受周缘山系活动的影响，又与盆地内部构造活动密切相关。

白垩纪—早第三纪时，盆地周缘存在北北东向及近东西向两组构造—地貌单元形成的山系，前者为武夷山系及武陵山系；后者为秦岭—大别山及南岭山脉。武夷山系和南岭山脉先后在晚白垩世和中始新世显著抬升，成为影响古气候的屏障，使盆地在白垩纪—早第三纪时，处于热带、亚热带半干旱至干旱的气候环境，有利于蒸发岩系的发育。

白垩纪—第三纪时盆地内的古地貌主要受断裂活动的控制。白垩纪为盆地形成初期，

表 1　江汉盆地地层简表

地层系统				岩性描述	厚度 (m)	含油岩系	含盐岩系
系	统	组	段				
第四系	全、更新统	平原理		粘土、砂、及砾石	50～150		
上第三系	上、中新统	广华寺组		杂色泥岩、粘土及砂砾岩层	300～900		
		荆河镇组		绿灰色泥岩、砂岩夹油页岩含钙芒硝泥岩	0～1000		
下第三系	渐新统	潜江组	潜一段	上部：暗色泥岩、泥膏岩、油页岩夹岩盐 中部：暗色泥岩与砂岩互层 下部：膏盐层与砂泥岩互层夹石灰岩	120～450	第二含油岩系	第二含盐岩系
	上始新统		潜二段	由岩盐、泥膏岩、芒硝岩与泥岩组成韵律层	110～700		
			潜三段	上部：暗色泥岩、砂岩及泥灰岩夹膏盐 下部：暗色泥岩与膏盐、岩盐组成韵律层夹砂岩	150～640		
			潜四上段	暗色泥岩、钙芒硝泥岩、岩盐及砂岩	100～700		
			潜四下段	暗色泥岩、钙芒硝泥岩与岩盐互层夹砂岩、局部夹玄武岩	100～2200		
	中始新统	荆沙组		红色泥岩、含膏泥岩与粉砂岩，局部夹玄武岩	400～1500		
	下始新统	新沟嘴组		红、灰色泥岩、泥膏岩及砂岩	600～1200	第一含油岩系	第一含盐岩系
	古新统	沙市组		灰色、红色、泥岩、岩盐、石膏、含膏泥岩夹砂岩	200～1900		
白垩系	上统	渔洋组		红色泥岩、泥膏岩、岩盐、石膏、砂岩局部夹玄武岩	120[illegible]～1800		
	下统			上部为砾岩，下部为砂岩			

断裂活动造成古地形凹凸相间，高差较大，分隔性强，沉积环境闭塞，于是在晚白垩世发育了盆地内最早的含盐层系，根据地震资料分析，白垩纪沉积地层的厚度差可达3000～4000米。经过白垩纪的充填沉积，盆地古地形在古新世早期仍有一定的高差，仍保持前期的闭塞环境，继续有蒸发岩沉积。古新世晚期，由于断裂活动停息，底盆开始趋于平坦，至早始新世，底盆更加平坦，沉积厚度变化不大，无明显的沉降中心，水介质淡化。断裂活动经过间歇后，于中始新世开始至晚始新世早期又趋于强化，导致盆地凸凹分化，次级构造单元形成。因此晚始新世早期，在沉降较深，环境半闭塞至闭塞的潜江、小板、云应等凹陷内，发育了第二套含盐层系，其成盐环境持续至渐新世早期。渐新世中、晚期，湖盆范围大大缩小，湖水淡化，除前期少数洼陷中心残留面积不大的水域并继续接受沉积外，其余广大地区开始遭受剥蚀，盐湖消亡。早第三纪末期，盆地整体抬升，全面遭受剥蚀。晚第三纪至第四纪的沉积超出了前期盆地范围，属泛滥平原沉积。

（2）早第三纪晚始新世盐湖性质　据对上始新统原油的微量元素分析，钒平均含量为0.97ppm，镍平均含量为15.3ppm，两者比值为0.07；岩盐的溴氯系数为0.02～0.07；

岩石矿物中富含硫酸钠；沉积物中具大量陆源植物屑，如炭屑、植茎等，并含以美星介、斗星介、金星介为主的介形类化石。上述资料表明，晚始新世的湖盆属内陆盐湖性质。但应指出的是，地层中曾发现有孔虫，以五块虫为主，还有三块虫及少量瓶虫，并见富刺藻，这说明在沉积过程中可能有过海侵或海漫的影响。

3.构造特征

（1）区域构造　盆地构造是由两种应力环境形成的构造迭加组成的。前白垩系盖层构造，是侏罗纪末期由南北向挤压应力作用形成的褶皱构造，由于挤压作用不均衡，在盆地北部由西向东褶皱走向由北西向逐渐转为北东东向，构成向西南方向凸出的弧形。在盆地南部自西向东褶皱走向则由北北东向逐渐转为近东西向，呈向北西方向凸出的弧形。两者在平面上的组合构成向西开口的“喇叭型”

白垩系—下第三系盖层构造，是拉张应力环境下由正断层组成的断块构造。其构造格局主要受北西、北北西和北东、北东东多方向断裂活动的控制，呈网格状分布。这些多方向断裂的平面展布，和活动时间的长短、先后及强弱的差异，导致盆地中次一级单元形成和发育的差别并控制盐类的沉积。例如，在潜江组成盐期，潜江凹陷与相邻的小板、江陵凹陷彼此被丫角—新沟和沉湖水下低凸起隔开，但湖水仍相互连通。由于潜江凹陷沉降幅度大，小板、江陵凹陷的卤水漫过丫角—新沟、沉湖等凸起，向潜江凹陷迁移，因而使潜江凹陷成为江汉盆地内最大的聚盐中心。

（2）盐丘构造　钻探及地震资料证实，江汉盆地下第三系古新统下段及上始新统下段含盐层系，是盆地内形成盐丘构造的两套盐源层。前者以江陵凹陷最发育，据沙15井资料（地层未钻穿）统计，其岩盐厚度为3405米，此外，还有芒膏岩、软泥岩等塑性岩层，厚度为447米，占地层厚度的52.3%，该盐源层之上覆和下伏层皆以砂、泥岩为主。后者以潜江凹陷最发育，据王深2井资料，岩盐厚度为1265米，加上芒膏岩、软泥岩，其塑性岩总厚度达1600米，占地层厚度的72%，其下伏层为中始新统的砂、泥岩地层，其上覆层为泥岩与岩盐韵律层，但岩盐总厚度较小，且较分散，可塑性相对较差。

由于盐上层的塑性程度存在差异，两套盐源层塑性上拱形成的盐构造特征不一，由古新统下段盐源层形成的盐构造具刺穿现象；构造较复杂，如江陵凹陷中央背斜带上的沙市，花园构造；由上始新统下段盐源层形成的盐构造多为未刺穿型或为隐刺穿型，如潜江凹陷的潜江、王场背斜等（谢泰俊，1983）。

根据盐核形态及盐上层构造特点，又可分为盐丘、盐鼻和盐脊三种盐构造(图7)。

盐丘：盐核呈丘状，盐上层构造平面形态有短轴形(王场盐丘)，椭圆形(沙市盐丘)，近圆形（广华，光明台盐丘）等。

盐鼻：盐核紧贴断层上升盘拱起增厚，呈鼻状，其盐上层构造多为断鼻，如高场、浩口等断鼻即属此类构造。

盐脊：盐核呈脊式紧贴断层上升盘，呈长条状分布，其盐上层构造为狭长鼻状。

4.油气及其它矿产

大量资料表明，盆地内具有石油、天然气、岩盐、石膏、钾矿、卤水等多种沉积矿床资源。

（1）油气资源　钻探证实，下第三系下始新统以及上始新统—渐新统下部为江汉盆地的两套工业性产油气层，均为自生自储式，油气分布主要受生油凹陷控制。综观其成

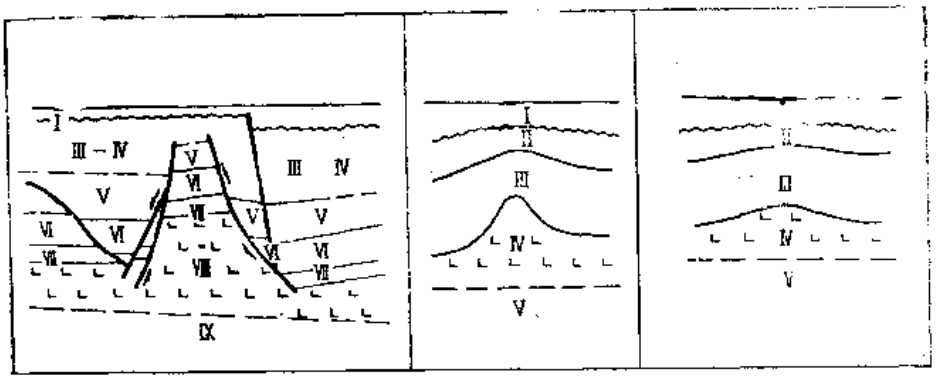


图 7　江汉盆地盐丘类型图

Ⅰ—第四系和上第三系；Ⅱ—上、中新新统荆河镇组；Ⅲ—下新新统—上始新统潜一段至潜四上段；Ⅳ—上始新统潜四下段；Ⅴ—中始新统荆沙组；Ⅵ—下始新统新沟嘴组；Ⅶ—上古新统沙市组上段；Ⅷ—下古新统沙市组下段；Ⅸ—白垩系

油地质条件、含油丰度及总体规模，前者不如后者，后者属盐间含油层系，生油岩总厚度大，油气藏类型多。

白垩系是有远景的勘探目的层系，已在少量井孔中获得工业油流，勘探工作正在进行。根据钻井、地震资料分析，盆地内可能存在生油深凹陷，具有形成自生自储油气藏的条件。此外，白垩系上部及古新统下部具厚达数十米至400～500米的膏、盐岩层，从而使白垩系下部发育的砂岩具备良好的盖层条件，可捕集来自下伏古生界的油气形成古生中储油气藏，或因断层造成下第三系与白垩系接触，油气经侧向运移、聚集形成“新生中储”的油气藏。

（2）岩盐、石膏　盆地内白垩系—下第三系各层位均产有规模不等的岩盐、石膏矿床，主要分布在潜江、江陵、云应及小板凹陷，总分布面积在10000平方公里以上。纵向上以上始新统岩盐、石膏最发育，平面上则以潜江凹陷最富集。云应凹陷的石膏矿床的开采已有相当长的历史。

（3）卤水　盆地内有极为丰富的卤水资源。已发现古新统、下始新统及上始新统三个卤水层，其总矿化度一般为200～300克/升。目前对前两者尚未研究，其分布面积约1200平方公里，初步测算其地质储量在200亿立方米以上。此外，在卤水中尚有钾、碘、溴、锂、硼、锶、铯、铷等含量较高的稀有元素。

（4）钾芒硝　钻探证实、潜江凹陷上始新统上部产钾矿，已控制钾矿面积在100平方公里，主要钾矿为钾芒硝和无水钾镁矾。

参 考 文 献

1．朱夏，“试论中国中新生代油气盆地的地球动力学背景”，《中国中新生代盆地构造和演化》，科学出版社，1983年。

2．袁见齐等，“盐类矿床成因理论的新进展”，武汉地质学院学报，1981年第1期。

3．邓永高等，“中国东部白垩纪—早第三纪的成盐作用与断裂构造的关系”，武汉地质学院学报，1983年第2期。

4．臧瑞霞，“中国东部白垩纪—早第三纪盆地盐类矿床的某些特征”，《蒸发岩与油气

分布论文集》，石油工业出版社，1985年。
5. 陈发景等，“我国东部白垩纪—早第三纪蒸发岩和生油岩沉积的区域构造背景”，石油与天然气地质，第4卷第2期。
6. 潘国恩，“江汉盆地构造发育及其对石油天然气的控制作用”，《第二次全国构造会议中、新生代构造论文集》，科学出版社，1980年。
7. 谢泰俊等，“江汉盆地的构造及其对油气的控制作用”，石油勘探与开发，1983年第6期。
8. Hsu, K.J., 1972, Origin of saline giants, a critical review after the discovery of the Mediterranean evaporate, Earth Sc.Rev, 8, 371-96.
9. Bott, M.H.P., 1981, Crustal doming and the mecanism of continental rifting, *in* J.H, Illies(editor), Mechanism of graben formation. Tectonophysics, 73c.

苏北—南黄海盆地的构造演化

张渝昌　　卫自立
（地质矿产部石油地质中心实验室）　（地质矿产部华东石油地质局）
许薇龄
（地质矿产部上海海洋地质调查局）
陶瑞明
（中国石油开发总公司南黄海石油公司）
陈瑞庚
（石油工业部、江苏油田开发公司）

提要　苏北—南黄海盆地是根据第三纪断陷及其转化为统一拗陷来圈定的，实际上是由中央隆起分割的南北两个盆地组成。在大地构造位置上位于扬子地台中北部。苏北—南黄海盆地在构造演化过程中，经历了晚元古代的古中国地台解体、发生了拗拉槽和边缘裂谷沉积，下古生界开阔地台相和拗拉槽发育，晚古生代—早中生代的前渊阶段，侏罗—白垩纪基底拆离阶段，第三纪断陷及向拗陷的转化阶段。

苏北—南黄海盆地是在克拉通（地台）和活动带之间的边缘沉降基础上发展起来的，断陷和拗陷的交替发展就是这种不稳定性的突出表现。盆地经历了两期断陷活动，因此在沉积上形成生储盖多套组合并在各断陷中表现出差异，油气聚集条件和部位是同断-拗发展方式密切相关的。

苏北—南黄海盆地位于长江三角洲北部的苏北平原及其向海上延伸的部分，面积达13万平方公里。从地史演化上看，无论盆地的范围、格架或性质都发生过重要的分异、迁徙和转化。由此，现在命名的盆地通常如图1所示，只是根据第三纪断陷及其转化成拗陷的统一体来圈定的，并且实质上是由中部隆起所分割的南、北两个盆地（许薇龄，1982）。盆地区域地质调查自18世纪末已经开始，是中国地面地质调查较详细的地区之一（李毓尧等，1935；江苏省地质矿产局，1984）。但是盆地内部的调查是在20世纪50年代中期随着石油和其他沉积矿产的勘探才逐步开展起来，并且从陆地伸向海域。相当的地球物理和钻井资料表明，自古生代以来的沉积厚度可达11公里以上（谢瑞征，1982）。早第三纪断陷沉积厚达6公里以上，而晚第三系拗陷厚1000～1300米（图2）。不同地史阶段的沉积旋回特征分别与当时沉积盆地的构造位置和动力学机制密切相关，显示出独具特色的盆地演化。

一、盆地基底的性质

盆地的基底是前震旦系陆壳。它是在一个晚太古—早元古代稳定陆块（华北地台）南侧的边缘活动带上发展起来的。边缘带堆积了经受区域变质的细质碎屑岩、镁碳酸盐岩及酸性火山岩建造，超覆在强烈混合岩化的复理石及细碧—石英角斑岩建造夹少量碳酸盐岩及铁质石英岩之上。随着多次的构造活动，地块逐步拼合增生和固化，于晚元古代以过渡式任纪舜等，1980）演变成中国古地台的一部分（黄汲清等，1979）。据区域重磁物探和地震震源资料（谢瑞征等，1982）推定，莫霍面在西部深约37.6公里，东部深约35～32公里，

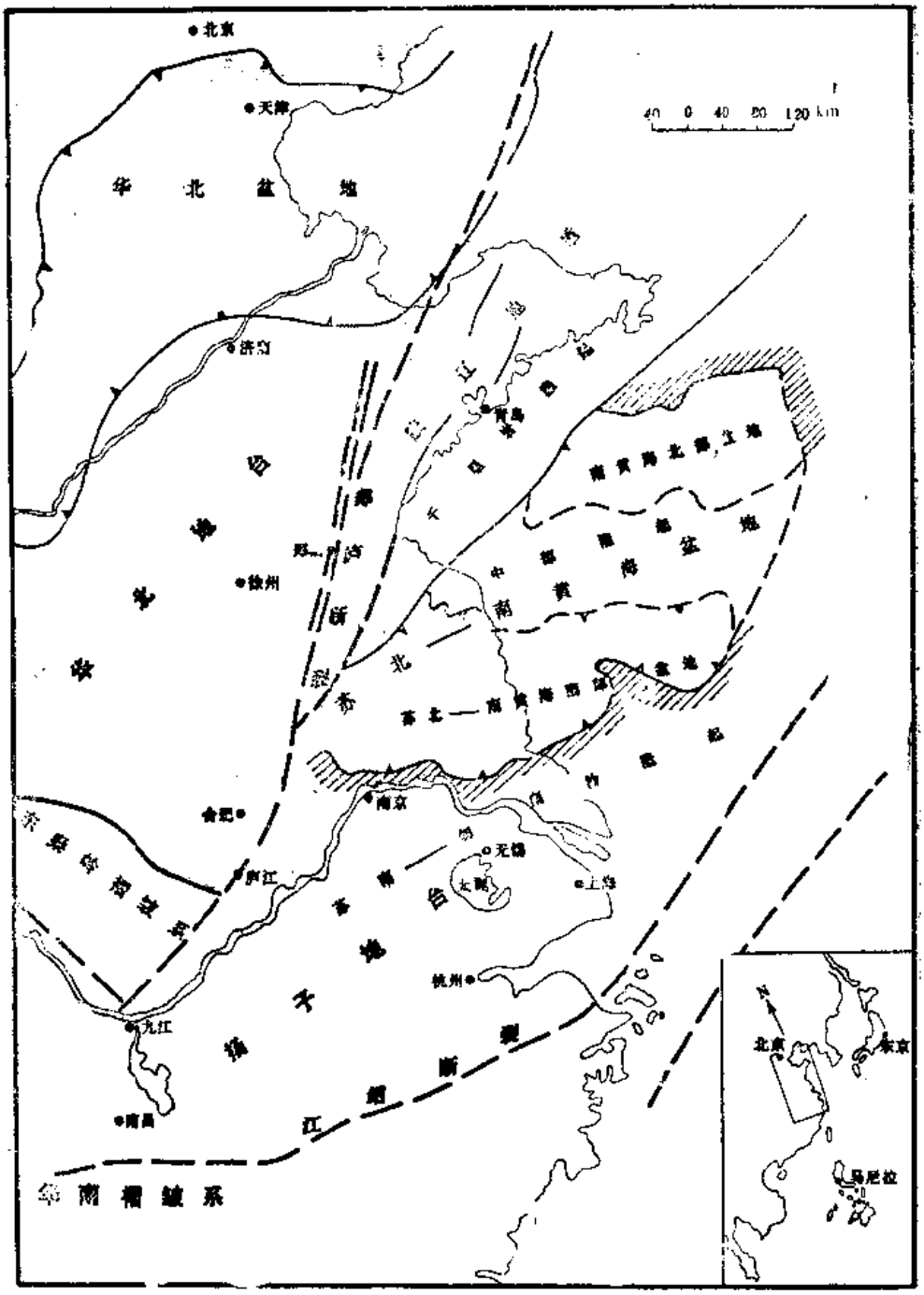


图 1　苏北—南黄海盆地区域地质位置

壳内低速层平均深度15～20公里。地壳厚度向东减薄。盆地基底显示为区域性弱磁场，反映了元古代浅变质沉积系的发育。但在北纬33°～35°间海域内出现宽缓变化的升高正异常区，视磁化强度大都在200～600×10^{-6}nt之间；推测为埋深5～9公里的古老刚性地块（张用夏等，1982）。

晚元古代时，随着古中国地台的解体，在区域内陆壳上发生了拗拉槽或边缘裂谷的沉积。裂谷间的地块，形成后来扬子地台的发展。沿苏皖边境出露的拗拉槽沉积由一套浅变质低压绿片岩相并间夹海底火山喷发岩系组成，厚达2400米以上，向北延伸。沉积体向西

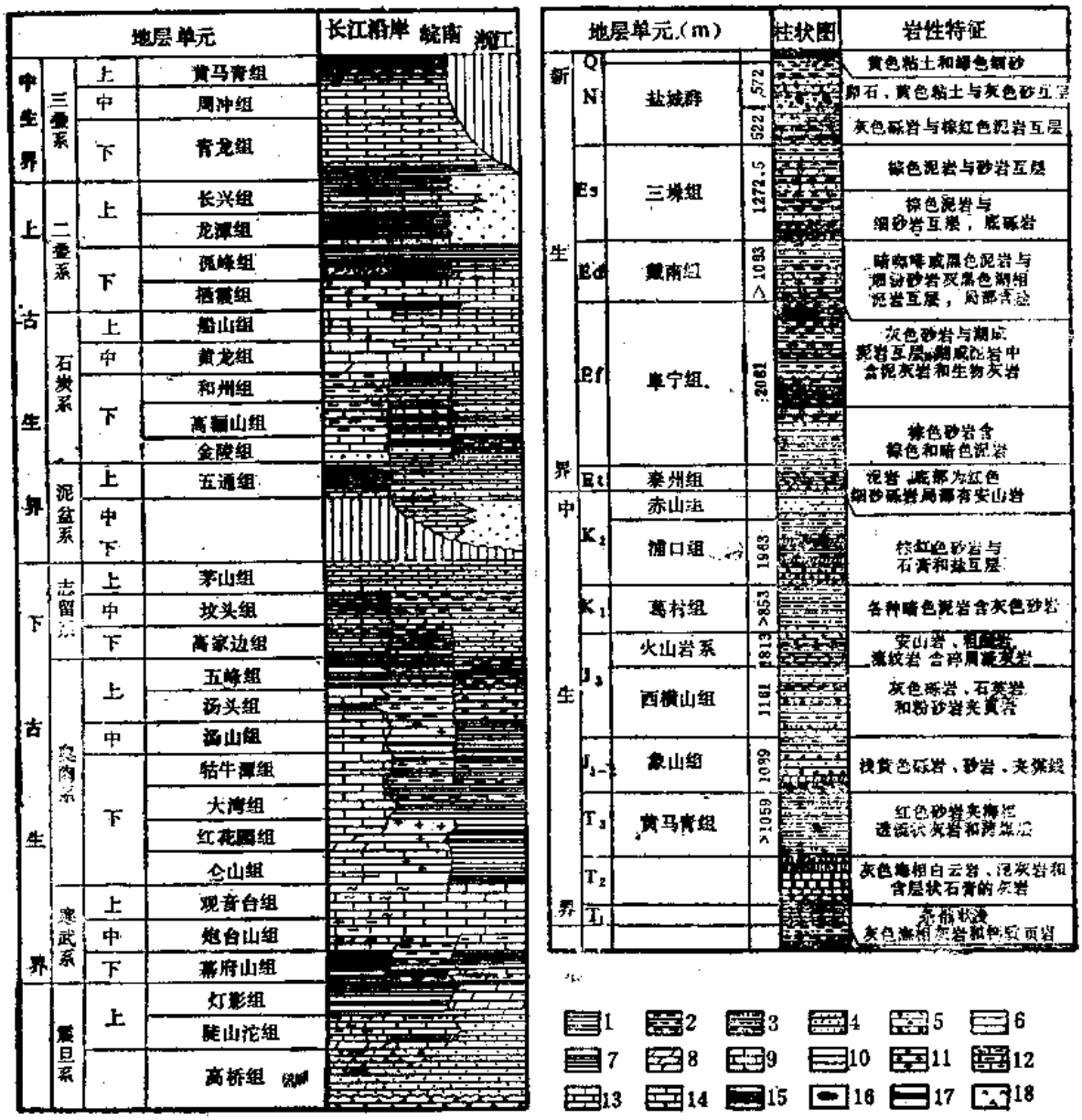


图 2 区域地层系统

1—页岩；2—泥岩；3—泥质粉砂岩；4—砂岩；5—砂砾岩；6—砾岩；7—硅质页岩；8—白云岩；9—石灰岩；10—燧石灰岩；11—条带灰岩；12—泥质灰岩；13—球状灰岩；14—生物碎屑灰岩；15—黄铁矿；16—燧石；17—煤层；18—变质岩

伸展与秦岭褶皱山系的沉积发展相连接。典型的边缘裂谷沉积出露在如今浙闽山地的北沿，为厚度达1500米的磨拉石—硬砂岩—碎屑复理石建造序列，不整合在一套代表地壳拉裂的中基性火山碎屑岩建造之上。本质上，裂谷沉积代表了古生代盆地的初期发展。随着裂谷作用的停止，热传导可使软流圈物质冷却，导致区域性沉降发展。

1.震旦纪—早古生代克拉通边缘沉降盆地

从震旦纪到奥陶纪，苏皖地区的沉积旋回是以碳酸盐岩为主的克拉通边缘海侵海退序列，沉降中心在浙西。震旦系上部碳酸盐岩向地台超覆扩展代表了区域沉降开始。沉积系向西与湘桂海盆相通。发展在被裂解的克拉通上的海盆，大致以南京—南通一带相对抬起，以开阔台地相碳酸盐岩沉积为主，顺北东—南西向延伸。台地两侧沉积分别向北西和

南东方向增厚，水体加深，岩相变化(图 3，Z_2)。从岩性所反映的沉积环境看，西北的台缘拗陷邻近古陆，沉积区大致在淮阴—响水口一线东南。拗陷规模相对较小，环境动荡，陆源碎屑较发育。拗陷中震旦纪晚期含镁碳酸盐岩厚度剧增，而寒武—奥陶系向北海侵超覆明显，有华北型生物混生，表明拗拉槽的性质不明显。该拗陷向西与秦岭拗拉槽发育位置相接，但是由于秦岭后期地史演化和中生代以来郯庐断裂平移活动的影响使其关系复杂化(图 3，O_3^2，S)。东南的拗陷比较开阔，相带分布清楚。大致沿皖南石台—宁国—长兴一线沉积岩性从粒屑灰岩和粗晶白云岩向深水陆架相泥质岩过渡，其间为较窄的潮间礁、藻滩沉积物。再向南，在浙西钱塘江地区于晚奥陶世出现厚达4000米的复理石—浊积沉积物，显示出大陆边缘的沉积特征。震旦—奥陶纪地层向南并未见陆缘相地层，沉积体直接以中生代断裂为界同浙闽山区地体相接。但是组成地体的浅变质碎屑沉积夹海相火山喷发

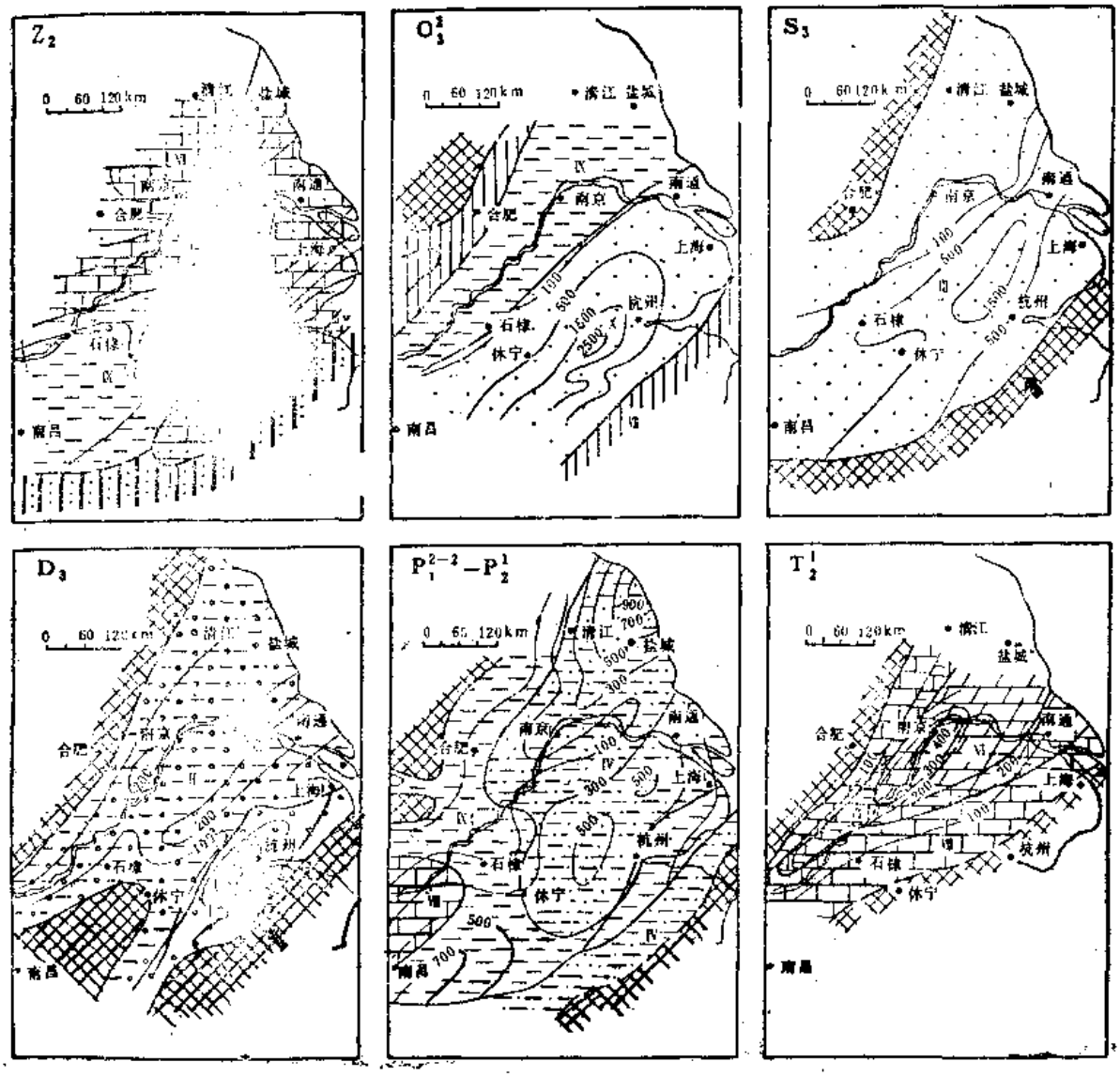


图 3　震旦纪—早、中三叠世沉积岩相略图

Ⅰ—河流碎屑相；Ⅱ—河流与湖沼相；Ⅲ—近岸碎屑相；Ⅳ—潮滩三角洲砂岩相；Ⅴ—台地蒸发相；Ⅵ—浅滩碳酸盐岩相与碎屑夹层；Ⅶ—闭塞台地碳酸盐岩相；Ⅷ—开阔和局限台地碳酸盐岩相；Ⅸ—边缘型硅质和复理X石相；—边缘浊积相；Ⅺ—深海火山碎屑与复理石相；Ⅻ—深海槽复理石相

岩以及它们当中保存下来的早古生代化石，都标志了相应于边缘更加处于深海或岛弧位置的沉积型相（图3，O_3^2）。在这种变质与变形的造山带前沿，有基性幔源侵入体顺着断裂带分布，但未见确切的混杂堆积。区域性的中温变质作用也标志了地体间的接合部不存在俯冲带。造山隆起带尔后为泥盆纪沉积广泛超覆。因此，这种克拉通边缘外的褶皱带或许可以解释为克拉通下壳物质向原始大洋发生热蠕散发作用而造成的，正如Bott(1976a, 1976b)所表达的模式那样。华南褶皱带的隆起，形成了苏浙皖沉降盆地新的物源地。大量碎屑物质在沉降补偿作用下堆积厚达4000余米，并且在浙西和苏南地区形成了无屏障滨岸相区，向北铺展（图3，S）。同时，奥陶纪末地壳活动性增强，造成了浙皖边境沉积抬升，控制着沉积发育。

2.晚古生代—早中生代前渊

志留纪以来东南褶皱带的形成，导致了新的边缘沉降盆地在褶皱带东南侧的浙闽沿海地区继续发育，尽管现今的构造已经大大改变了当时的面貌，但是，在褶皱带西北侧持续发育的前渊沉积仍然保存得较好。前渊是从晚泥盆世开始发展的，披盖的滨海石英砂岩与当时湘桂地区的海相沉积向东超覆有关。由于浙皖边境的江南隆起的控制，前渊有两个沉降中心。北侧的沉降较小，与秦岭带南支北侧拉张相联系。南部的沉降较大，海水主要来自西南，主要沉积中心发育在浙北（图3，D_3，P_1^{2-2}—P_2'，T_2'）。石炭、二叠系以滨海含煤沼泽碎屑沉积与广阔浅海石灰岩和浅滩组成的沉积旋回为特征，厚度在500～800米左右。三叠纪沉积以白云质、泥质灰岩为主，与古生界连续沉积，但沉降幅度加剧。沉积中心明显向苏南及黄海区转移（图3，T_2^1）。沉积环境从早期开放性浅水—较深水陆架演变成晚期潮坪—盐湖相沉积（周浩达，1983）。随着海水碱化，有蒸发岩发育。苏皖地区三叠纪沉积发展密切与湖北和四川三叠纪演化相关。中三叠世后，随着古特提斯海的关闭而产生的印支运动普遍影响到整个中国。区域性褶皱隆起结束了克拉通及其造山带体制下的古生代边缘型盆地发展史。

3.侏罗—白垩纪基底拆离盆地

黄汲清等(1960)早就指出，印支运动的意义在于它是中国地质发展史上的一个伟大转折点。对盆地演化来说，这次运动从根本上改变了古生代盆地发展的格局，成为区域性盆地世代划分的标志。新生的盆地与中生洋开启以来的全球板块运动密切相关，但由于隔绝了与海洋的联系，盆地中大规模地沉积了陆相地层。在特提斯洋关闭的总布局下，中国大陆极不均一的基底反应是各不相同的。在苏皖，盆地发展是与挤压背景下板内拉张—挤压转换形变有关。晚三叠世强烈沉陷的红色含煤砂、页岩系已经反映了印支构造挤压下的浅层张裂作用。沿着长江两岸以至江都、盐城、阜宁等地区，早、中侏罗世的湖沼含煤碎屑在岩石圈形变下继续堆积，但是强烈的褶皱断裂活动使其盆地格局已经归并到以后的盆地基底组成部分中去了。

晚侏罗世块断活动显著。晚侏罗世早期，沿江一带在先前构造强烈剥蚀的山间盆地中充填了一套杂色碎屑岩，分布零散，岩性粗细混杂并间夹中酸性喷出岩。随之，广大地区处于强烈的火山活动状态，大面积的中酸性火山岩流与火山碎屑披盖和堆积。强烈的喷溢表明岩石圈挤压影响深度加大，派生的断裂向下延伸提供了岩浆上升的通路，但是，一些较大的断陷火山活动并不发育。在其边界，挤压作用导致原始断层薄弱带转换，冲断作用或基底拆离随之而来。在浙江江山—绍兴一线，原来的深断裂被证实为东南褶皱带的变质岩系

以低角度向北西冲掩于中生代红色岩系之上。向北，类似的推覆活动还发生在诸如江南隆起和宁镇山脉的前沿。拆离伴生着前缘的沉降，一些中—大型白垩系盆地产生。诸如皖南的广德、宣城和南陵一带出露的晚侏罗—早白垩世杂色砂、泥岩系厚达2000米以上，而在苏北平原由钻井证实早白垩世暗色岩系已达数百米厚。相关的基底拆离及其衍生的推覆活动持续到晚白垩世红色碎屑沉积普遍披盖为止。由郯庐断裂反映的区域应力场左行扭动，进一步促使了推覆活动的发展(图4)。典型的盆地结构反映在苏南句容盆地(图4，B—B′)，已为物探钻井资料所证实。潜伏的推覆特征与茅山构造性质相同(图4，T，H)。值得注意的是，茅山东侧晚白垩世地层被正断层断落的情况，表明冲断活动的后部派生的正断层是形成新生代断陷的一种方式。

晚白垩世的沉积是比较典型的拗陷型建造，代表了中生代基底拆离盆地活动后的均衡补偿。由浦口组底部砾岩组成的磨拉石建造厚逾千米，明显与下伏地层不整合。在苏北，主要沉降中心在东台一带。当拗陷持续稳定沉降时，岩性主要为红色砂、页岩建造。在拗陷中心局部发育有黑色泥岩建造，但在别处，如淮安则发育成巨厚的膏盐建造。在南黄海北部拗陷，白垩纪晚期发育了一套黑色泥岩夹砂岩，形成了独特的沉积环境。

4.第三纪断陷及其向拗陷的转化

苏北—南黄海新生代盆地的形成是板块构造体制控制下断陷和拗陷交替发展的新阶段。详细的油气勘探资料证实，苏北—南黄海盆地具有下第三系分隔性半地堑被上第三系平底锅式的拗陷所统一的特征（图5）。一些没有继续沉降的断陷则按同一拉张整体格局协调成为“卫星”盆地。这种断陷向拗陷转化的结构对中国东部盆地来说是一个普遍的过程。地震勘探查明苏北—南黄海盆地早第三纪断陷主要呈半地堑式。控制断陷的主断裂（断阶带）位置与布格重力异常梯度密集带相符，是长期活动的构造地带。主断裂走向为北东—北东东，在海域局部转变成东西以至北西向，呈雁行排列，控制了断陷及其对应凸起的展布和沉积发展。从区域上看，半地堑在中部隆起以北呈北断南超，在中部隆起以南则呈南断北超，并且越向南陷落幅度越大，新生代沉降可达6000～8000米以上。由于多次断陷活动的原因，块断复杂。在泰州—三仓凸起以南后期断面向南，呈北断南超。晚第三纪以来断层消失，沉积以充填超覆的形式，大致在东台近岸北东一线形成拗陷中心并在扩展的基础上形成统一的大型拗陷盆地。

作为早第三纪断陷的边界主断层落差巨大，断层掀斜起中、古生界或更老地层。断层面向下变缓并逐渐与层面一致，显出犁式正断层控制下的薄皮构造特征（图4、5）。断裂发育具同生性质，使沉积作用向半地堑缓翼收敛。这种地层收敛是不均一进行的。从深凹到斜坡之间往往通过同生的顺向、反向断层或挠曲使收敛速度明显地变化。同时由于主断裂在旋回性活动下反复扩展和变位，形成复杂的断块构造和伴生的同生构造（逆牵引），并导致断陷沉积中心不断转移，形成退覆、削蚀和间断、超覆。这种同生断层发展出的半地堑沉积构造格局十分类似于Closs Ernst (1968) 所做的泥巴实验，实验展现出在底板拉开的情况下重力蠕动诱导出断陷和犁式断层。显然底板拉开代表了深壳蠕散减薄产生的陷落效应。但是蠕散与纯拉张的方向偏斜，哪怕迁移空间很小，也会显现出水平滑移而扩展断陷规模。苏北—南黄海盆地的拉张断陷是伴随有水平滑移的。沿着断层走向，断层落差发生变化，断层侧面出现雁列褶曲和脱顶、错离。它们都指示平移活动存在。从整体上看，盆地新生代断陷连同周围“卫星盆地”呈北东—北东东向弧形撒开的趋势，表明断陷

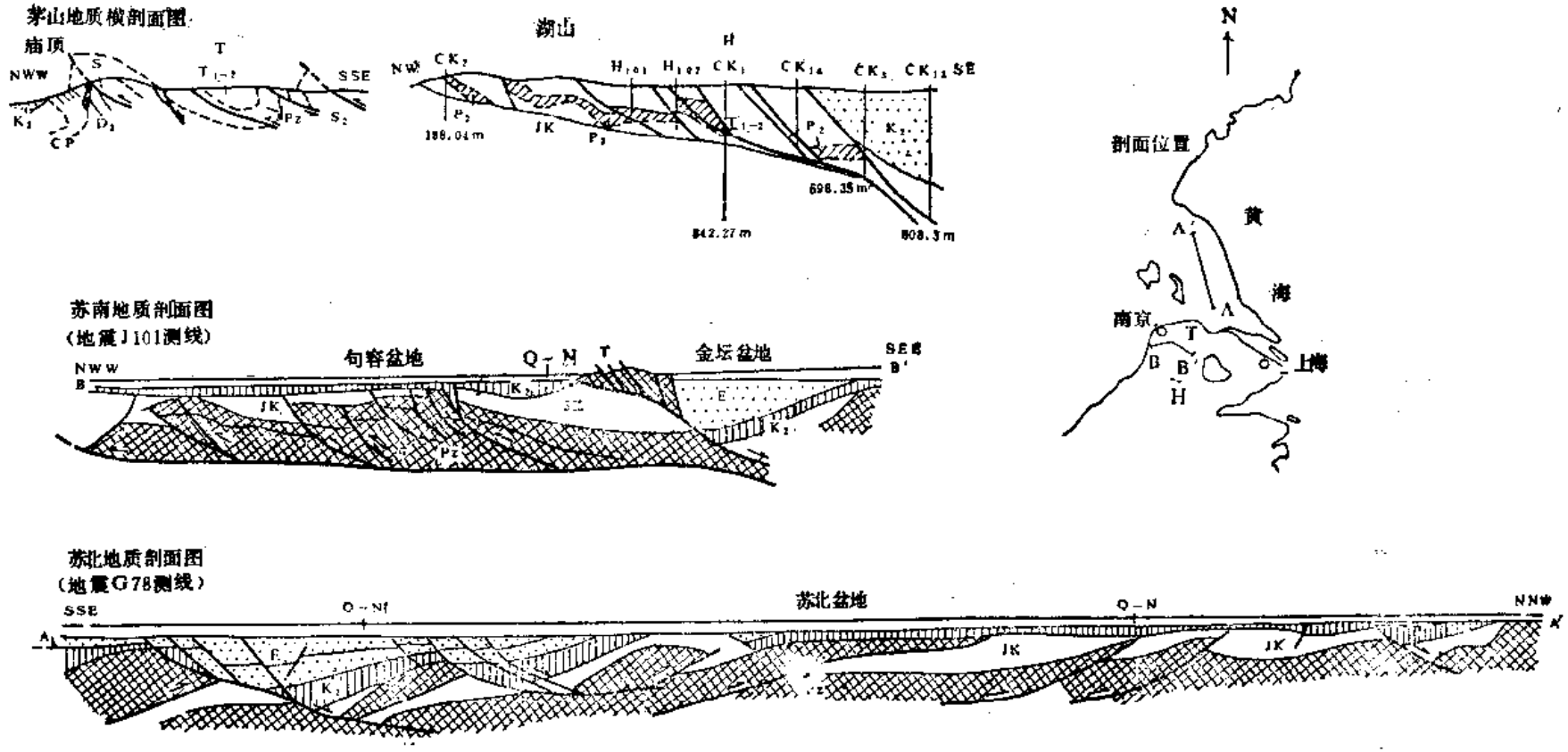


图 4　江苏的中生代基底拆离示意图

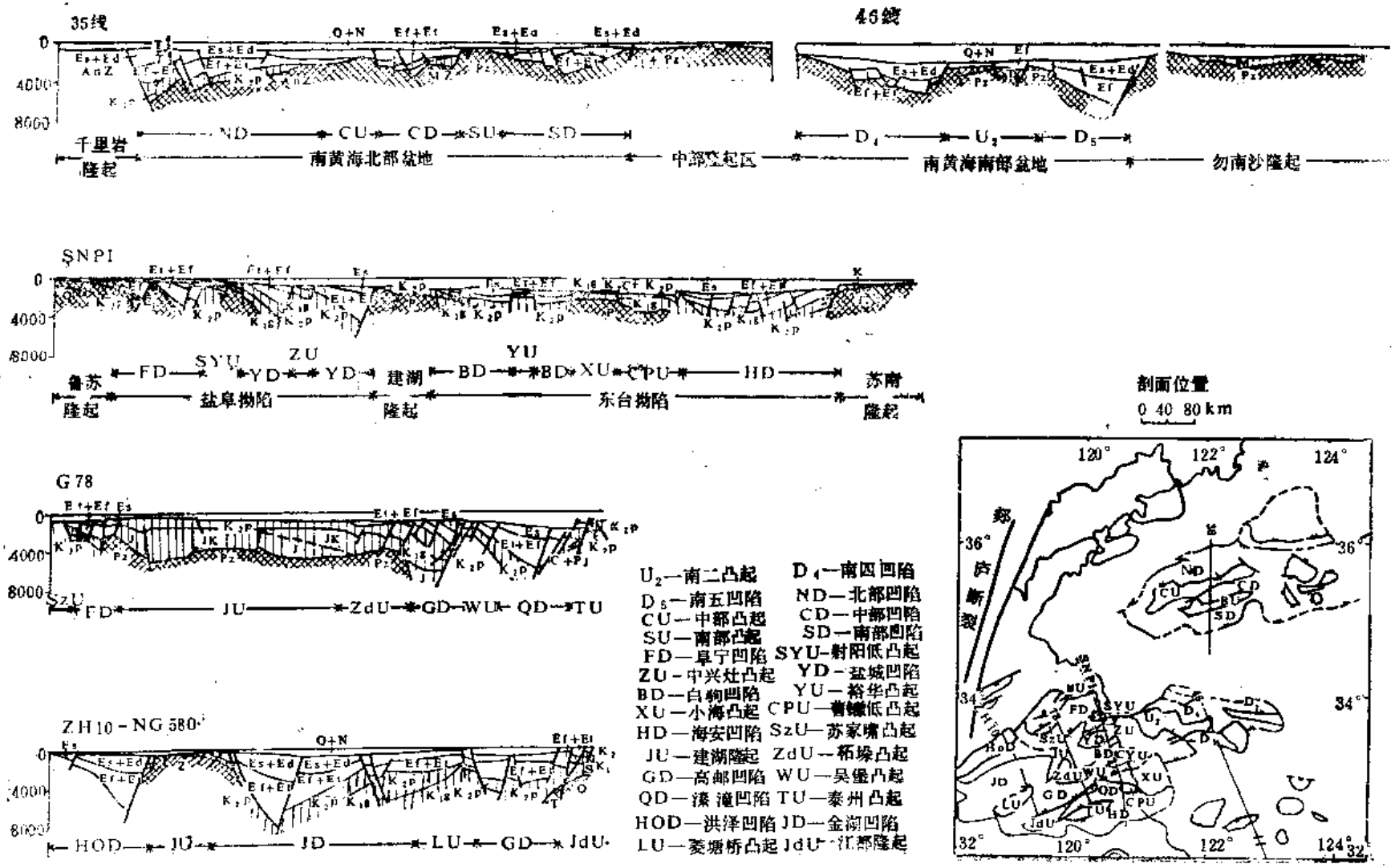


图 5 苏北—南黄海盆地新生代构造格架

的形成发展与郯庐断裂扭动有着密切的联系，显示出更大范围的水平运动对盆地断陷的形成发展起着重要的控制作用。

断陷的发展对沉积条件和环境的控制是明显的，沉积物反映了较大的活动性和间隙性。尽管目前传统的地层岩性单位的划分，对环境分析带来一定困难，但是古—始新世和渐新世为主的两个重要的断陷期被明确地区分出来（图6）。前期断陷沉积比较发育，后期断陷则具有更大的广覆性（图7）。根据陆上断陷区域沉积状况看，第三纪初泰州组粗屑岩首先堆积在江都泰州断陷北侧的断陷里，接着在湖体扩大的基础上陷落急剧发展，连续堆积了一套巨厚快速补偿的阜宁组一段砂、泥岩（图8）。沉积以陆上冲积平原和闭塞湖泊为特征。在盆地边缘如金湖凹陷北缘，泰州组—阜一段为大套火山碎屑砾岩和灰岩碎屑砾岩，反映了周边断崖强烈削蚀和山麓堆积的面貌。半地堑的沉积彼此串通。覆盖在断凸上的地层以红色细质泥岩为主，沉积很薄，随着断陷范围的扩大，水体趋于稳定。阜二—四段沉积时，以还原条件的泥质沉积为主，厚度可达2000余米。由于地层中盛产咸水古生物群种，包括有孔虫等，因此不少人认为阜宁组沉积时至少经受过海水的浸漫。随着水体的进覆、动荡，在断陷斜坡或凸起周围，阜二段底部常常形成由龙介虫管和藻类堆积的类礁体生物灰岩和鲕滩。在最大水侵时期，出现多层稳定浅湖相薄层灰岩夹沸石凝灰岩层，是区域性地层对比标志。在阜宁组中、上部厚层泥岩之间常集中发育有砂泥间互的层段。砂体侧向分布不稳定，与水体进退的湖滩或三角洲沉积有关。在苏北北部的断陷和海域南部的盆地中沉积岩性分异往往不太明显，呈现出韵律性的砂泥互层。微量元素分析表明，阜宁组岩石古盐度向上越来越高，一些地区还出现了巨厚的岩盐沉积。阜宁组沉积后断裂活动重新活跃，沿着主断层崖缘发育了众多的水下扇体并与深凹部分的浊流沉积构成一套巨厚的杂色砂、页岩体，向斜坡方向漫覆。上述有规律的建造序列和沉积环境变迁，分别代表了一个完善的断层沉积序列，包括了红色砾屑建造→黑色生油建造→蒸发岩建造→杂色类复理石建造，代表了断陷开裂→扩展→闭塞→活动的发展过程。对于寻找油气田来说，其规律性有助于预测断陷油气生、储与聚集的层位。

断裂活动的再现，部分调整了原来的断陷位置和格架并使原来断陷进一步分割。在新的同生断层控制下，一套渐新世的砂、泥岩不整合充填一超覆在老断陷剥蚀块断基础上。由于断陷发育的迁移性，渐新世戴南—三垛组形成的充填—超覆沉积本质上反映了断陷序列的发育过程，只是在陆上生油建造不发育，表明断陷发育不完善（图9）。从整个细质岩向东增厚的情况看，相对完善的序列主要分布在海域里，那里钻井证实戴南—三垛组发育以湖沼沉积为主。在南黄海北部封闭的盆地条件下含膏盐沉积相对发育。目前一些古生物资料对比似乎表明，苏北—南黄海盆地早第三纪两期断陷活动与邻区华北盆地不同期断陷发展是可比较的。不同盆地或同一盆地不同位置的断陷在同一时间发育的程度却各不相同，其所控制的沉积序列和沉积环境也各不相同。如果我们考虑了壳下变位对中国东部大陆中新生代成盆时期的影响，那么相应的断陷位置的调整和转移就会通过沉积型相的空间组合和时间序列反映出来。这对我们进一步考察与油气矿产有关的有利含油气层系是至关紧要的。

晚第三纪的拗陷建造在苏北盆地边缘是以各种母岩成分组成巨厚的红色砂、砾岩层为主，并被玄武岩溢流所覆。在盆地内细粒沉积发育，形成粗细交替的韵律层，代表了冲积扇—河流平原发展的情况。它们根本改变了早第三纪断陷凹凸分异的格局，呈统一沉降的

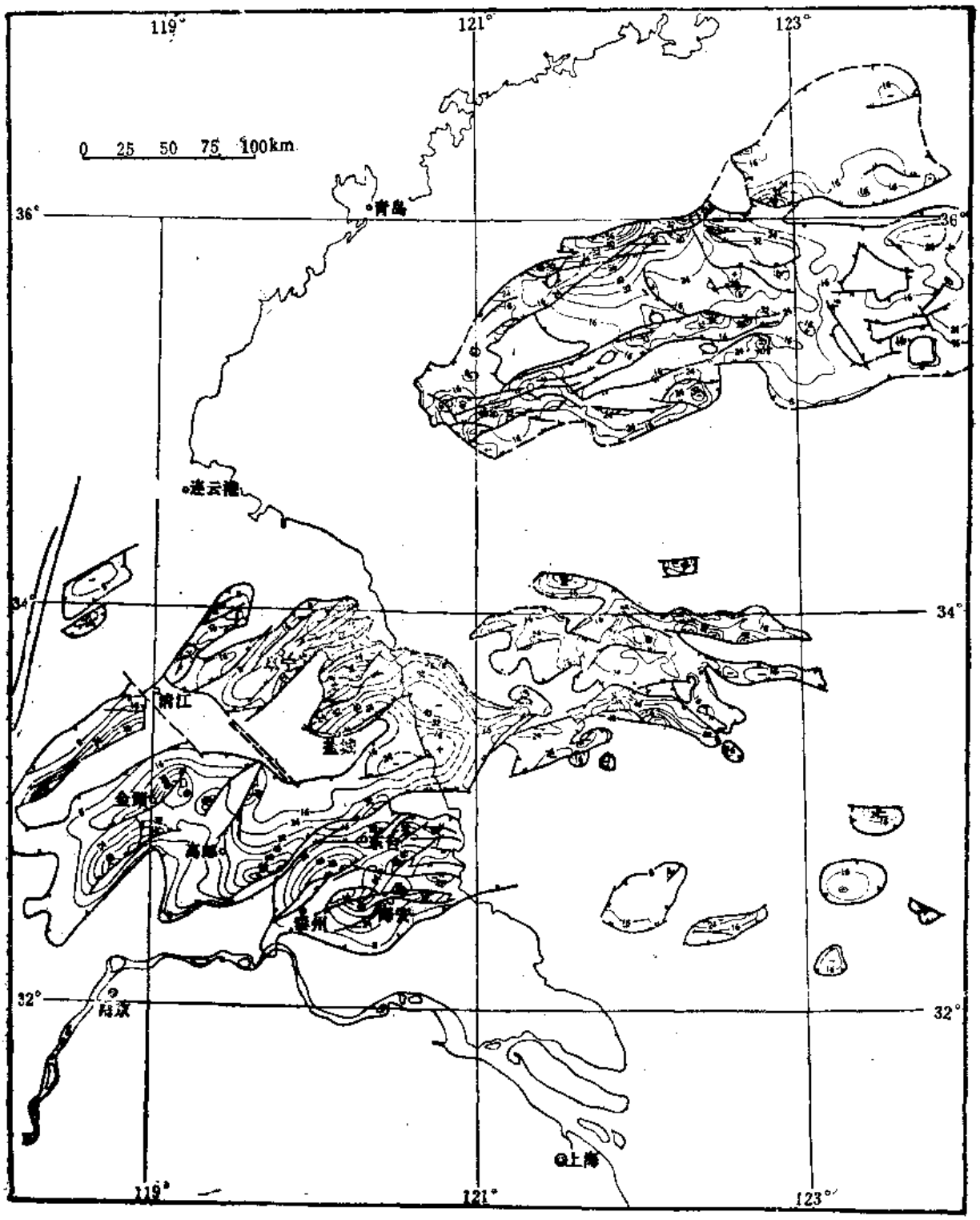


图 7　苏北—南黄海盆地等厚度图，表示古—始新世断陷特征

方式。沉积最初填平补齐了断陷各个部位，随后在更大规模的稳定沉降披盖之前，普遍出现有玄武岩喷溢活动，反映了壳幔之间均衡调整的过程。晚第三纪构造呈现出区域性低幅度隆起、凹陷，区域走向北西，反映了太平洋板块活动在改变了运动方向后的影响(图10)。

在北部盆地中一组北西向的冲断层，反映了区域应力场活动的特征（图6，d，N_{7}

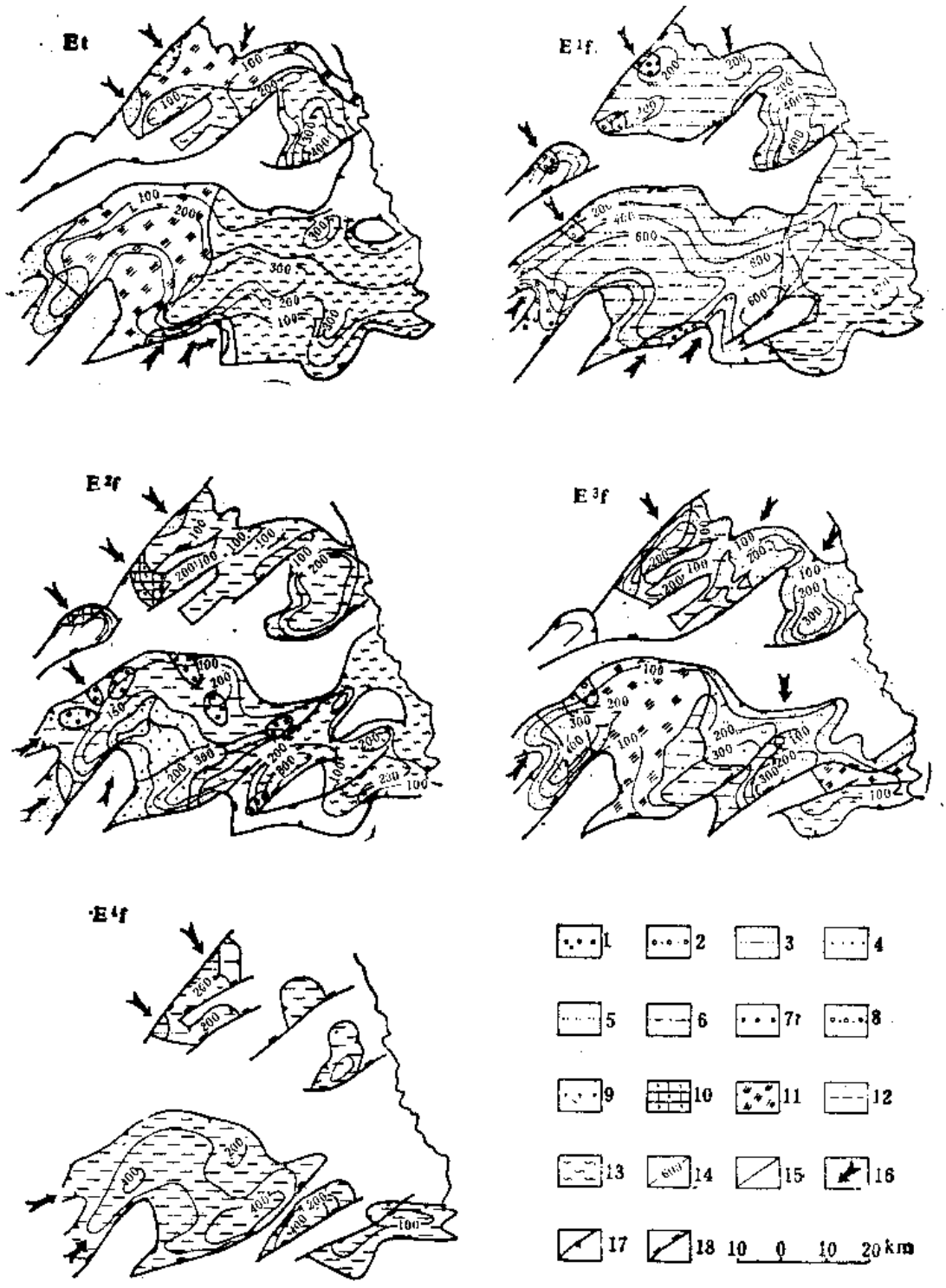


图 8 苏北—南黄海盆地陆地部分的岩相古地理图，表示古新世到始新世时早期断陷的沉积发展

1—洪积相；2—水下冲积相；3—泛滥平原；4—三角洲平原；5—三角洲前缘；6—前三角洲；7—细粒岩带；8—生物礁滩；9—生物碎屑滩；10—生物灰岩区 11—浅湖相；12—湖相；13—深湖相；14—等厚线；15—相界；16—物源供应方向；17—盆地边界；18—断层线

线）。这种冲断层在郯庐带也有出露，那里中生代以及更老地层仰冲到第四纪之上。

苏北—南黄海盆地至今继承沉降。由于分布上与海域联系，第四系至少出现过三次海

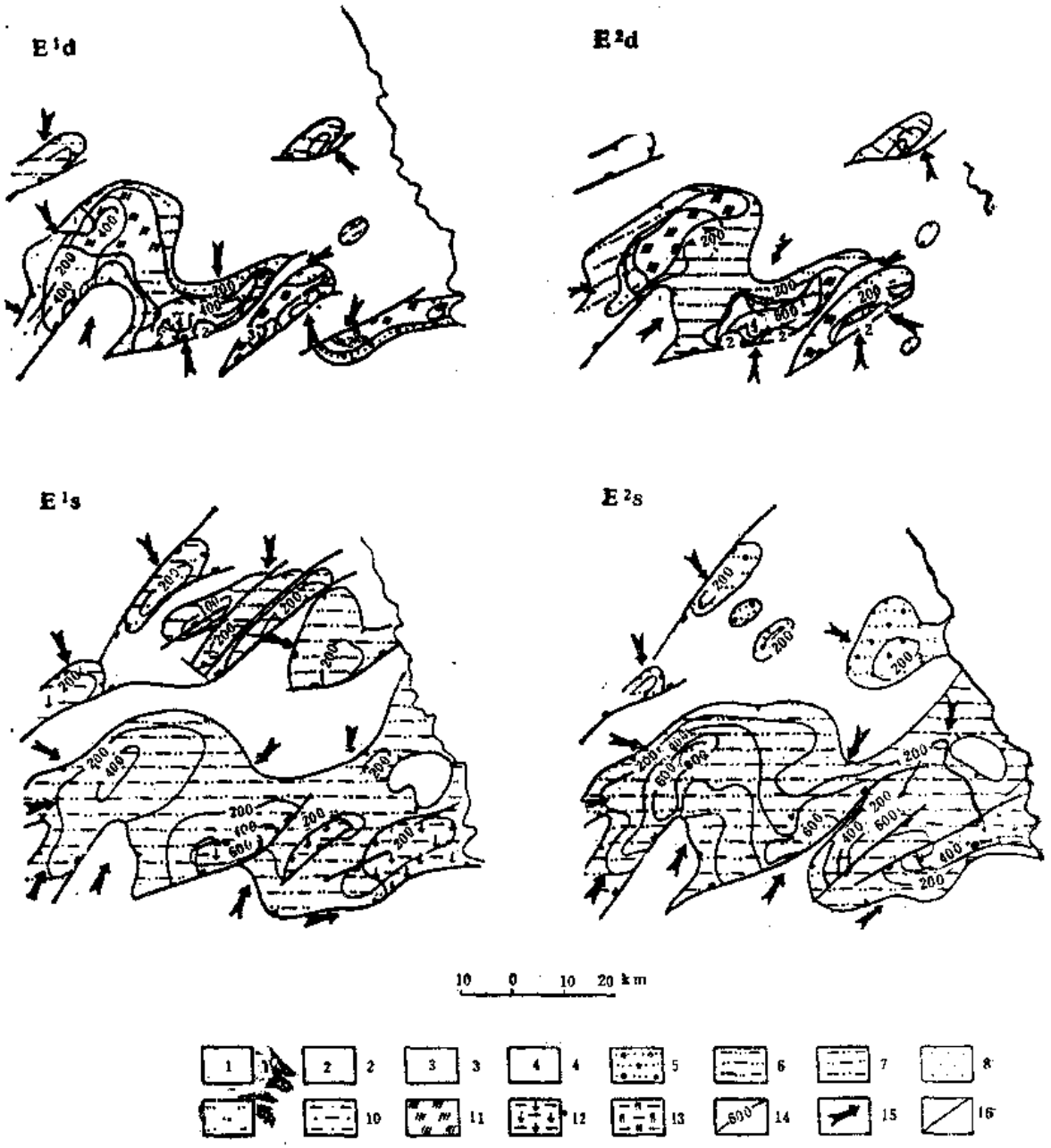


图 9 苏北—南黄海盆地陆上部分岩相古地理图，表明渐新世期间后期断陷的沉积发展
1—洪积相；2—水下冲积；3—浊积；4—深湖相；5—冲积相；6—冲击平原；7—泛滥平原；8—三角洲平原；9—三角洲前缘；10—前三角洲；11—浅湖相；12—季节性洼地；13—湖湾；14—等厚线；15—碎屑供应物源；16—岩相边界

侵层位，伸向当今盆地的陆上部位。

二、盆地的动力机制

沉积盆地的演化随着地球历史的演变而显示出阶段性。不同地史阶段的盆地类型或特

征反映了地球动力学条件的演化。苏北—南黄海盆地的历史演化例证了盆地演化的阶段性及其在不同动力机制下盆地叠加的关系。

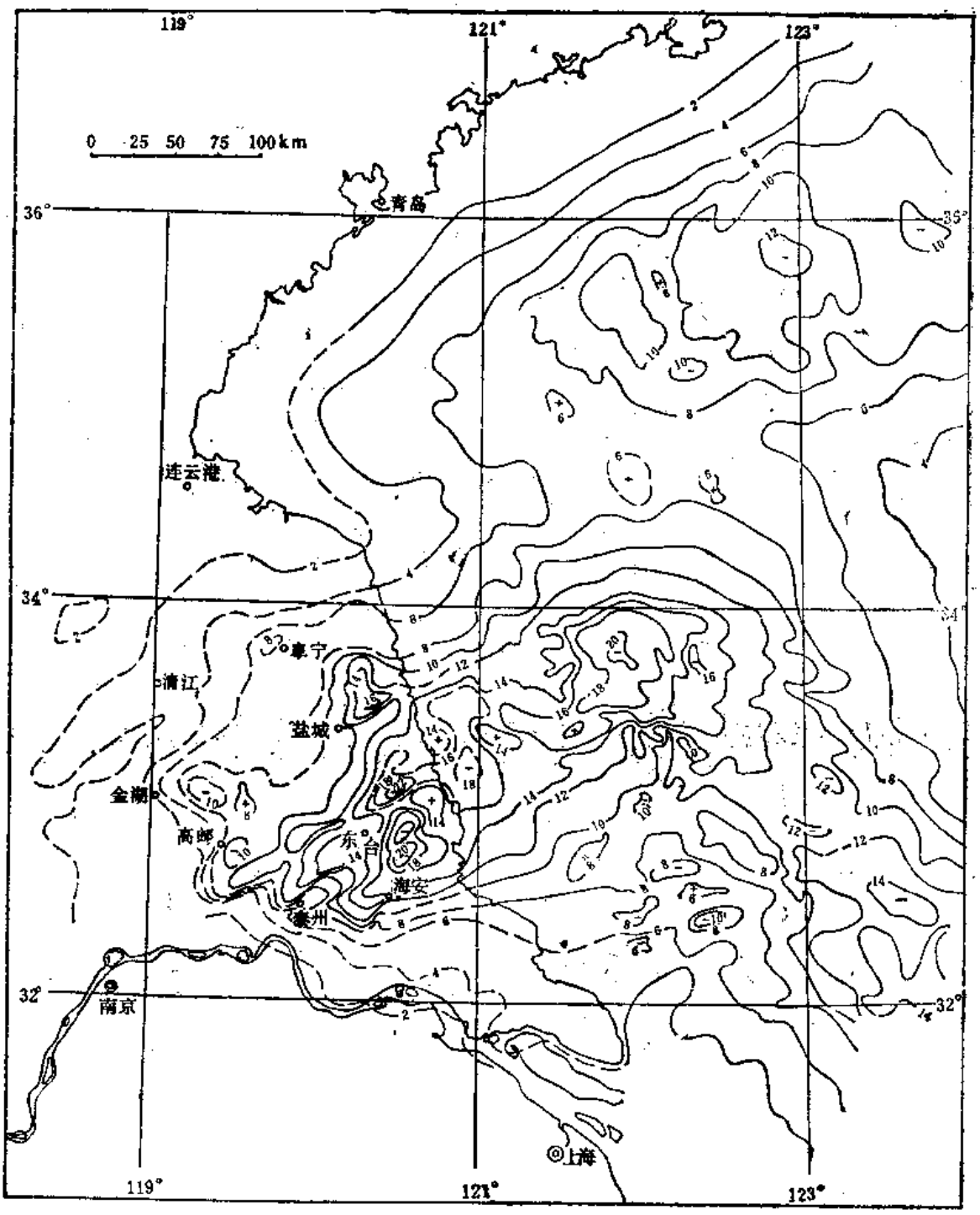


图 10 中新世—第四纪地层厚度图，表示拗陷的特征

苏北—南黄海盆地是在克拉通（地台）和活动带（地槽）之间的边缘沉降基础上发展起来的。不同类型的盆地演变包括沉积型相、格局迁徙都反映了构造不稳定性，断陷和拗陷的交替发展就是这种不稳定性的突出表现。朱夏(1979)曾根据板块活动对中国东部大陆岩石圈的挤压作用提出了“下压、上张”形成中新生代盆地的模式，它在一定程度上说明

了苏北—南黄海盆地形成的动力原因(图11)。Eiegler (1975, 1980) 阐述了在热体制下地幔垫的产生和吸收的观点，并以其解释北海盆地断陷—拗陷形成关系。但是对中国东部大陆的构造位置来说，正如 Hilde (1976) 和Kenshiro Otsuki (1984) 所述，当古特提斯关闭以后，随着库拉板块不均速地向北俯冲和太平洋板块的产生，导致了对中国大陆强烈的挤压。俯冲产生地壳的增厚，有时为均衡上升所补偿 (Behr和Weber,1980)。这种情况下，因隆起而使上地壳缩颈减薄，随之发生断陷并在深部由于物质相变形成补偿性地幔垫(如图12，Ⅲ所示)。进而断裂向深部延伸，导致岩浆上涌和喷溢 (如苏皖的中酸性喷出岩向基性过渡)。同时，由于热散失，地幔垫的吸收，不再活动的大陆断陷开始了区域性沉降。根据盆地具体位置的特征，挤压条件下的热隆起机制过程同苏北—南黄海盆地实际观察是相符合的。地幔垫的反复产生和吸收导致了断陷—拗陷的交替。

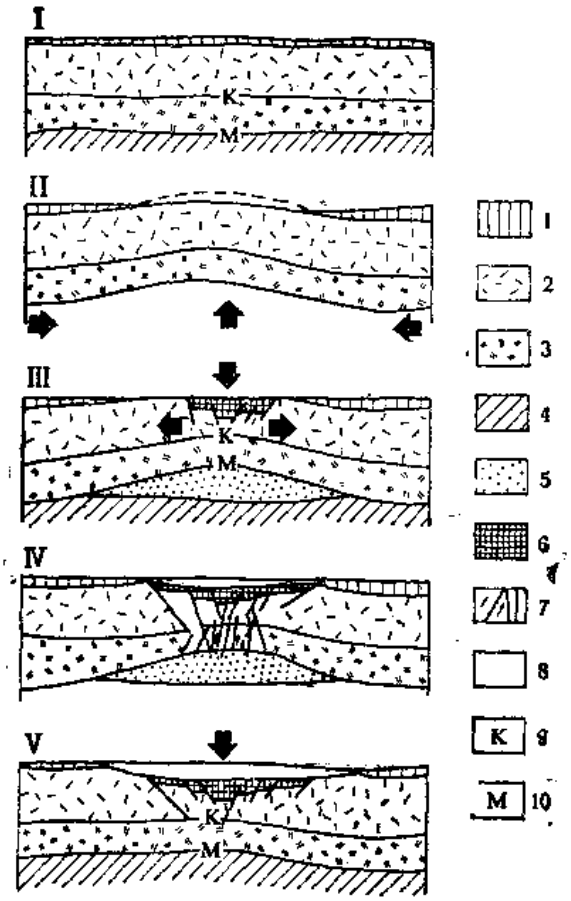


图 11 断拗转化的动力模式

Ⅰ—初始阶段；Ⅱ—隆起阶段；Ⅲ—断陷阶段；Ⅳ—转换阶段；Ⅴ—沉降阶段；1—沉积盖层；2—上地壳；3—下地壳；4—上地幔；5—地幔垫；6—断陷沉积；7—壳幔混合区；8—拗陷沉积；9—壳内密度转换面；10—莫霍面

中生代时，中国东南地区在板块运动强力迫挤下，板内的沉降断层可以转换成上冲断层(Weeks，1952)。大量的基底拆离及其伴生的逆冲断层和推覆作用得以发展。同时因冲断加厚了岩石圈而上升隆起，进一步促使前缘盆地补偿性沉降得以发展。

就苏北—南黄海盆地具体发展看，应力集中的郯庐断裂活动最明显地反映了区域应力场的活动。在中生代时，郯庐断裂作左旋压扭性运动，并在断裂东侧伴生形成一系列北东—北东东向弧形拖曳褶皱和伴生断层(图12，A)。它们规定了中新生代盆地北东—北东东向发展。随着褶曲和与它相应的共轭破裂的发展，顺北东东向的破裂发展成右旋压扭性断层，并显露为控制断陷的主干断层(图12C，D)；而顺北西西向发展的破裂则趋于左旋张扭运动 (李四光，1962，Wilcox等，1973)。

新生代以来断—拗发展的应力状况有很大不同(图12，B)。近代地震现象表明，包括郯庐断裂在内的北北东向发震断层的错动是右旋的，这与区域应力场变化有关。当印度板块在白垩纪末—第三纪初加速向欧亚板块靠拢时，郯庐断裂以西的中国板块内部沿几条东西向或北西西向块体分界线相对向东滑移；同时由于太平洋板块运动改变方向而向北西西斜向俯冲，这时，向东滑移块体受阻而产生反时针旋扭作用，迫使郯庐断裂改变运动方式而作右旋活动。这种诱导出来的张扭应力作用叠加在原来盆地内北东—北东东向断层薄弱带上，产生左行滑动，成为张扭断陷(图12，E)。张裂急剧发展的结果是北东东向断陷主干断层

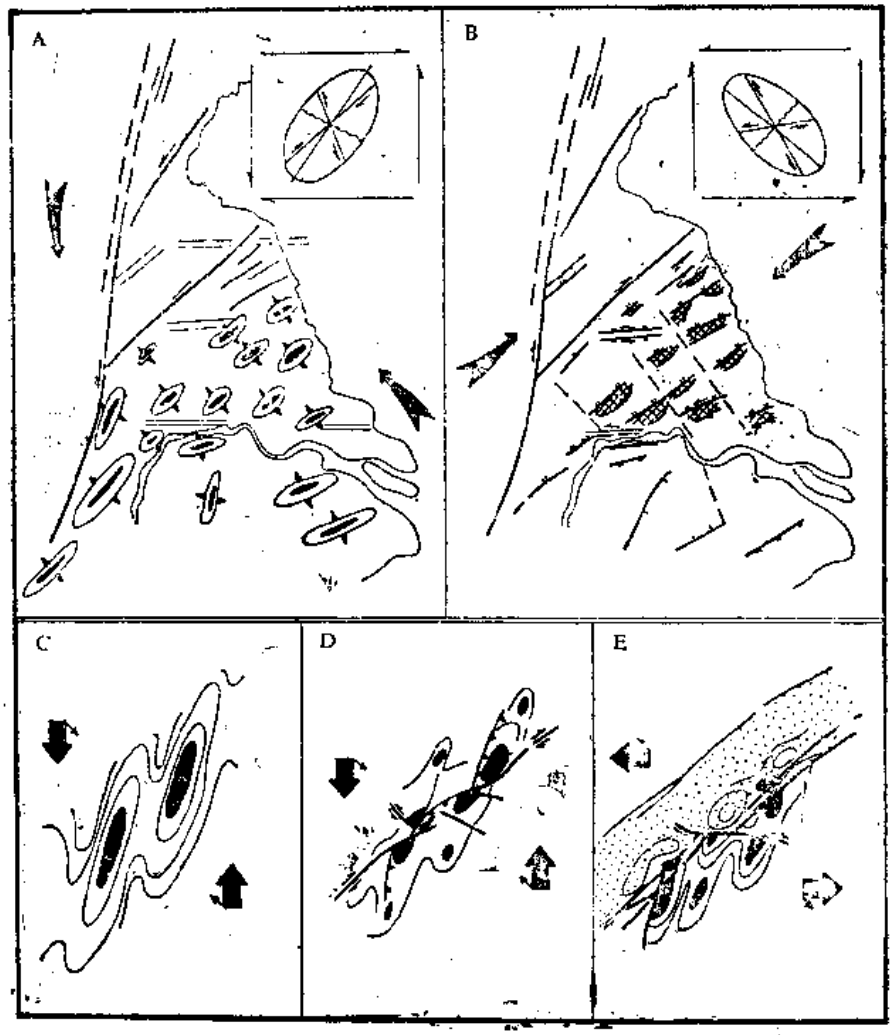


图 12　苏北—南黄海盆地发展方式

A—中生代；B—新生代早期；C—中生代挤压构造；D—挤压构造控制及其配套断层；E—新生代应力场变换下，沿原来断层薄弱带发展的断陷（点示）

一侧顺扭动方向形成半边构造或夹块，而与北东向共轭的北西—北北西向破裂相对右行，并伴生一定夹角的牵曳褶曲。区域性挤压持续到晚第三纪，导致北西向冲断层的再现。由此，苏北—南黄海盆地在太平洋板块和西藏板块、印度板块不同时期的挤压作用下，反复隆起产生断—拗交替的盆地构造格局。

三、油气圈闭和远景

盆地断—拗交替发展的过程就是热体制反复形成与扩散的过程。这个过程势必促使来自地幔物质运动的热流多次传递到盆地内沉积物中的有机质而发生热化学反应，由此在盆地的不同形成时期生油岩不断向油气生成方向转化。盆地早期生油岩可在晚期继续生油并向晚期盆地中运移集中，而晚期生油岩在以后的构造变动中反复生油并朝早期地层或基岩侧向集中，因而具有多层系、多相组的成油组合和多类型、多配置的圈闭特色。

就新生代拉张断陷而言，如前所述，苏北—南黄海盆地经历了两期断陷活动，而每期断陷都有其扩张和衰亡的阶段，因此在沉积上形成生储盖多套组合并且在各个断陷中各有

差异，一般来说，在陆上部位，主要生油层是下第三系阜二段、阜四段和处于深凹地区的泰州组。晚期断陷的戴南组局部有一定生油能力，向海域的断陷中生油岩相对要发育一些。早期断陷的生油层有机质丰度高，类型较好，并且在各个断陷中变化不大。其中有机碳平均值在1～1.5%左右，烃含量为150～350ppm，生油潜量约5公斤/吨左右。干酪根类型主要为Ⅱ型，也有Ⅰ型和Ⅲ型。但生油岩厚度和成熟度则受地堑发育控制而变化。镜质体反射率测定表明R_o值随生油岩所处的构造位置发生变化，这主要与所处构造埋深状态和地温场有关，因而导致不同断陷及其中不同部位有不同的生油门限值，进而导致油气产出层位不同。根据陆上新生代原油的性质、特征以及油源对比结果，油源主要来自阜宁组本身。从油气"自生自储"关系来看，储集层与所达到生油门限的岩石组合有关，并且随各凹陷门限深度加大而主要储集层位置偏深，显出多油层结构。目前高断块古生代碳酸盐岩中已发现的具有产能的油气都证实是从阜宁组运移来的，其产出部位与阜宁组生油岩同石灰岩能否直接接触有关。第三纪断陷储集层岩性多样，主要是碎屑岩，一般孔隙度都在10～15%，渗透率中等—较高，另外的储集岩可以是生物灰岩、裂缝泥岩以至玄武岩。所有的储集层产出和分布都与断陷演化密切相关。

从已发现的第三系油气藏分布来看，油气聚集的条件和部位是同断—拗发展方式密切相关的。断陷中虽然明显的背斜圈闭不多，但是，通过对盆地构造演化及其建造的分析是有助于认识圈闭形成的条件和位置的。我们曾经提出过一个盆地油气藏分布的模式(张渝昌，1980，1983)，它包括了第三纪与中、古生代的盆地叠加关系(见图13)，或许能够有助于认识圈闭形成的位置。

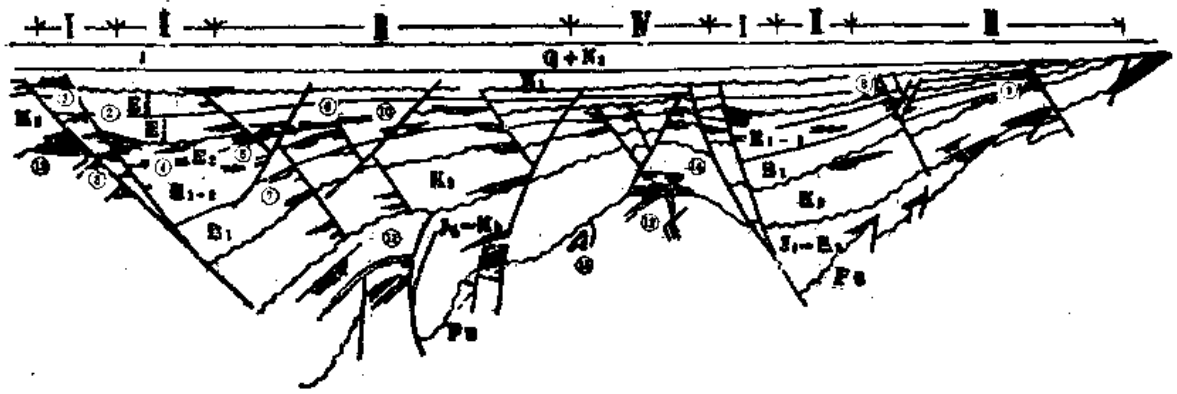


图 13　苏北—南黄海盆地半地堑中油气藏分布模式图

圈闭类型可能组成如下：Ⅰ—主断裂控制下的隆凹结合部；①—早期背斜型；②—逆牵引；③—隆起内部；Ⅱ—深拗部位的构造—地层圈闭；④—浊积砂；⑤—挤压构造；Ⅲ—斜坡和枢纽部位；⑥—不整合面上、下砂体；⑦—岩性圈闭；⑧—反向断层高点；⑨—生物滩或礁；⑩—岩浆岩裂隙；⑪—深部挤压背斜；Ⅳ—隆起部位；⑫—侵蚀隆起；⑬—断块；⑭—尖灭砂体；⑮—古构造

但是，中生代盆地的聚集条件有所不同。重要的圈闭条件可能主要受推覆构造控制。沿着推覆构造的走向，一部分可能由于新生代断陷断层切割而被埋伏。目前中生代理想的生油岩尚未发现，但是构造上的复合却使中生界成为瞩目的勘探目标。推覆构造卷入了古生界，以及中生界本身由于厚层盐—石膏层诱导的底辟和岩相变化都提供了有利的油气聚集条件。

由于中新生代盆地构造叠加在古生代盆地之上，因此古生界海相碳酸盐岩可能掀斜而与中新生代生油岩接触，形成基岩油藏。同时古生界生油岩还可以通过断面或不整合面将油气运入中、新生界。已有资料表明深水相或潮下低能环境下沉积的晚古生代页岩通常有机碳在0.88～3.12%，氯仿沥青“A”含量约240～409ppm，干酪根类型为I型；而早古生代页岩平均有机碳亦达2.87%，尽管其生油已达过成熟，但有些迹象表明可能有过多次生油。值得注意的是，某些地区晚古生代生油岩尚处在未成熟阶段，因此它们在中新生代沉积和构造载荷下十分有利于转化。特别是有些地区，由于推覆作用，部分古生界形变剧烈，但是在推覆体下的中、古生界褶曲平缓，因而为油气勘探提供了良好的前景。

参考文献

1. 江苏省及上海市地层表编表组，《华东区域地层表》(江苏省及上海市分册)，地质出版社，1978年。
2. 江苏省地质矿产局，《江苏省及上海市区域地质志》，地质出版社，1984年。
3. 许薇玲，“论南黄海区的两个新生代盆地”，海洋地质研究，第2卷第1期。
4. 任纪舜、姜春发、张正坤、秦德余，《中国大地构造及其演化》，科学出版社，1980年。
5. 朱　夏，“中国东部板块内部盆地形成机制的初步探讨”，石油实验地质，1979年第1期。
6. 李四光，《地质力学概论》，科学出版社，1973年。
7. 李毓尧、李捷、朱森，1935，“宁镇山脉地质”，地质研究集刊，第11期。
8. 张用夏，“黄海南部海域航空磁测”，《第二届全国构造地质学术会议论文选集　第三卷中新生代构造》，科学出版社，1982年。
9. 张渝昌，“江苏含油气盆地的构造体制和油气远景”，《中国中新生代盆地构造和演化》，科学出版社，1983年。
10. 黄汲清、姜春发，“从多旋回运动观点初步探讨地壳发展规律”，地质学报，1962年第1期。
11. 黄汲清等，“中国大地构造基本轮廓”，地质学报，1977年第2期。
12. Behr H.J., K. Weber, 1980, The Structural and Metamonphic Development of the Varfscides With Special Regard to the Phenohercynian and Saxothuringian Zones, Mobile Earth, DFG Research Report, Harald Boldt Verl g Boppard.
13. Bott. M.H.P. 1976, Sedimentary Basins of Continental Margins and Cratons, Developments in Geotectonies 12.
14. Bott. M.H.P. 1976, Mechanism of Basin Subsidence—An Introductory Review Sedimentary Basin of Continental Margins and Cratons.
15. Ernst. C., 1968, Experimental Analysis of Gulf Coast Fracture Patterns, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 52. 3.
16. Hilde T.W.C et al., 1977, Evolution of the Western Pacific and Its Margin, Tectonophysics, 38.

17.Kenshiro Otsuki, 1985, Plate Tectonics of Eastern Eurasia in the Light of Fault Systems, Tohoku Univ., Sci. Rep. And Ser. (Geol.) V.55, No.2

18.Paul Tapponnier, et. al., 1976, Slip-line Field Theory and largescale Continental. Tectonics.

19.Weeks B.G., 1952, Factors of Sedimentary Basin Devolopment that Control oil Occurence, Am.Assoc. Petroleum Geologists Bull.36.1.

20.Wilcox R.E., T.P. Harding, D.R. Seely, 1973, Basic Wrench Tectonics. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.,57.1.

21.Ziegler P.A., 1975, The Geological Evolution of the North Sea Area in the Tectonic Framework of North-Western Europe,in, Petroleum Geology and Geology of the North Sea and Northeast Atlantic Continenal Margin,Bergen Conference Proceedings, Norway.

四川盆地的形成和发展

王 金 琪　　包 茨
（地质矿产部西南石油局）　（四川石油管理局）
罗 志 立　　郭 正 吾
（成都地质学院）　（地质矿产部西南石油局）

提要 四川盆地的基底为前震旦纪变质岩，是经晋宁、澄江运动形成的古大陆板块，通常称“上扬子地台”。三叠纪以前相对稳定，早、中三叠世海盆封闭海水退出。从晚三叠世起边缘上升，为湖相河流相沉积，晚期盆地遭受多次挤压褶皱，产生明显的形变。盆地西部边缘在印支—燕山期很活跃，是盆地许多地质现象的控制因素。现今的盆地是在燕山运动后形成的挤压型构造盆地。

四川盆地最基本的特征可概括为以下几点：

第一，现在平面上呈菱形的“四川盆地”是在大规模沉积作用结束后，由于强烈的燕山和喜山运动形成的挤压构造盆地。但它和原来更为广阔的沉积盆地有渊源关系。

第二，盆地基底属晚震旦纪前结晶变质的统一克拉通，习惯称为“扬子准地台”，实质是晋宁运动和澄江运动逐步形成的古大陆板块。四川盆地位于其西北部(图1)，紧邻中国西部活动带。因此，西部边缘在地史上一直很活跃，是盆地许多重要地质事件的制导因素。

第三，扬子准地台在前期相对稳定，为广阔的浅海碳酸盐台地沉积，到早、中三叠世海盆封闭，从晚三叠世起趋于不稳定，地壳升降加剧，地貌差异增强，边缘上升，为陆盆河湖相沉积，但范围仍比现代构造盆地要广阔得多。晚期全盆遭受多次挤褶，产生普遍而明显的形变。

四川盆地和中国东部中新生代盆地最大的差别在于印支运动后的发展：东部由拉张而形成分割的含油盆地群；四川盆地始终是克拉通上的一个整体，陆盆是在边缘受压上升而形成的，主要为非含油相建造。而丰富的有机质则赋存于成盆前海相和海陆过渡相沉积岩中。因此，本文的研究对象是晚震旦纪以来巨厚的未变质沉积岩系，同时探索前震旦纪基底，以了解盆地形成和发展的基础。

在四川盆地进行沉积矿产的勘查与开发历史悠久，在人类利用地下资源方面有其光辉一页。公元前即在邛崃等地开掘盐井和气井；至十九世纪初，自流井构造上已有几千口气井和盐井，其中兴海井深度超过千米，并已形成一整套钻、采、输、用的生产系统。

1949年以后，在全盆地范围内系统进行了地质填图，地震普、详查和地面重磁力及航空磁测，盆内最深钻井为7300米，有两口井钻穿全部沉积岩，取得基底岩芯资料。

一、四川盆地基底

四川盆地是扬子准地台上的一个大型含油气盆地，它的形成和演化是与扬子古板块的

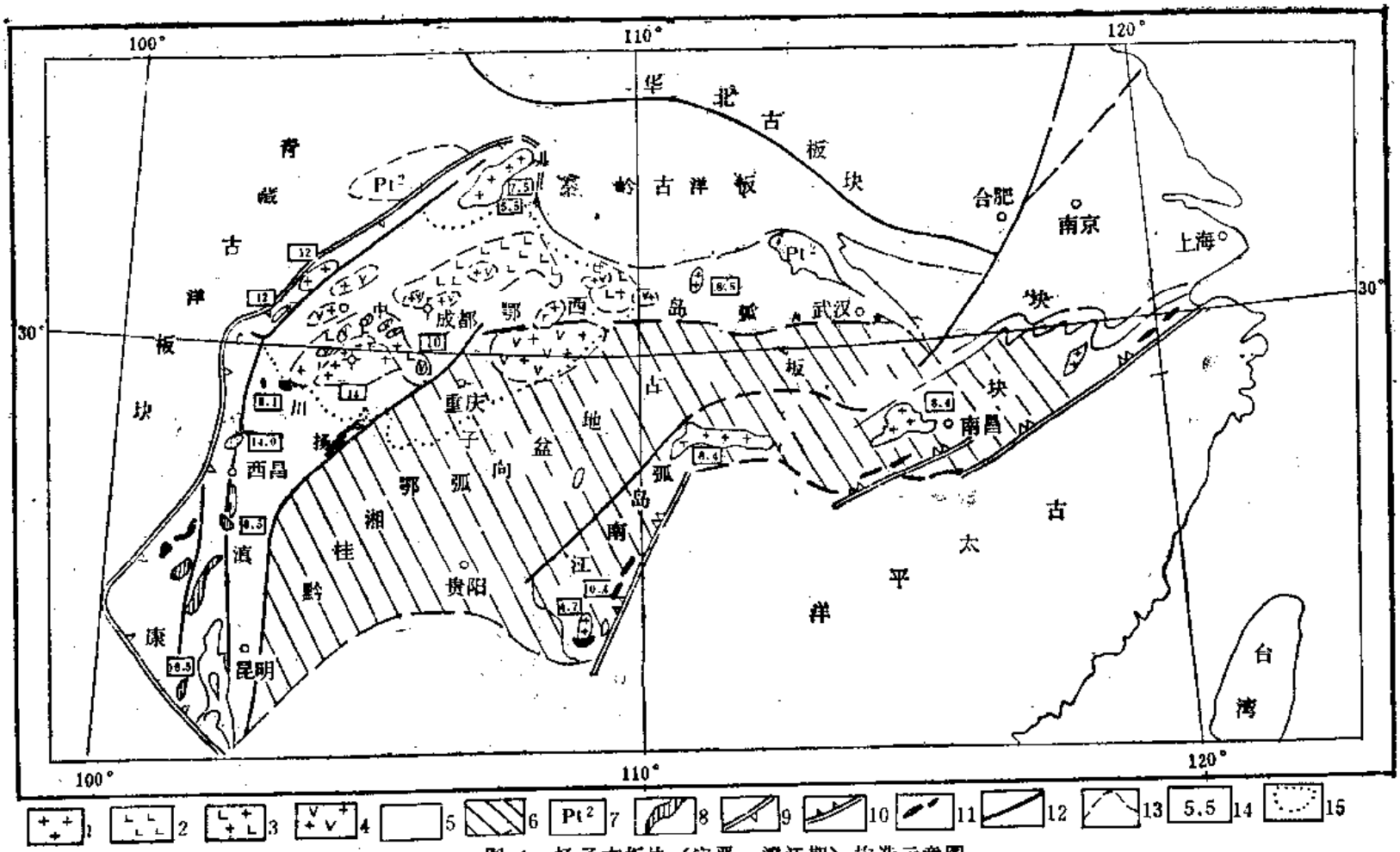


图 1　扬子古板块（宁晋一澄江期）构造示意图

1—酸性岩体；2、3—中酸性火山岩；4—中基性火山岩；5—四川盆地内弱磁性区；6—板溪群分布范围；7—Pt_1^2中元古代；8—康滇太古一下元古代；9—晋宁期俯冲带；10—澄江期俯冲带；11—蛇绿岩套；12—推测深断裂；13—板块界限；14—同位素年龄(亿年)；15—四川盆地范围

发展密切有关的。本文将以近几年来四川盆地周边获得的古老岩石资料、区域航空磁测资料和盆地内的钻井资料，来讨论有关古板块问题。

（一）扬子准地台基底形成的地质历史

1.太古代—早元古代(24—17亿年)岩石的发现

据近几年来对康定杂岩、磨盘山杂岩、元谋片麻岩等岩石的研究，发现在康滇古隆起北起康定南达红河、绵延700公里的范围内有一结晶杂岩带，由中深变质岩、混合岩、深成岩浆岩及少量超镁铁岩石组成。其变质岩石系列为二辉麻粒岩、斜长角闪岩、变粒岩及少许大理岩透镜体组成（表1）。测得的同位素年龄属太古代至下元古代，如冕宁沙坝混合片麻岩Rb—Sr全岩等时年龄为24亿年，云南大红山底巴都组眼球混合岩Rb—Sr全岩等时年龄为17亿年。

上述变质岩的原岩主要为高铝玄武岩和岛弧拉斑玄武岩，其上为钙碱性中酸性火山岩

表 1　四川盆地地壳运动简表

主要阶段	活动方式	活动情况	时代	四川盆地构造运动幕次	构造旋回
克拉通不稳定阶段	挤压扭动	全盆褶皱，边缘非常强烈，构造盆地定型	Q	四川运动(3)	喜山旋回
			N	四川运动(2)	
				四川运动(1)	
		西部边缘多次上升运动；东部在燕山晚期褶皱，区域抬升	$E+K_2$	黔江运动	燕山旋回
			K_1	剑门关上升	
			J	莲花口上升	
				千佛岩上升	
				白田坝上升	
				中坝运动	
		西部深拗陷，并褶断上升，沉积盆地四缘形成	T_3 上	（前渊拗陷） 安县运动	印支旋回
			T_3 下	（陆缘拗陷） 泸州拱皱	
克拉通相对稳定阶段	拉张活动	区域拱皱，盆中为封闭泻湖	T_{1+2}		海西旋回
		广阔浅海，张性断裂发育	P_2	（玄武岩及辉绿岩） 峨眉地裂	
			P_1		
		多旋回海进海退，区域性隆起拗陷	D+C	加里东运动	加里东旋回
	区域升降		S ↑ Zb		
（统一克拉通形成）				澄江运动	
前克拉通阶段		强烈褶皱、岩浆活动，变质结晶，侵蚀夷平	Za ↑	晋宁运动	

及火山碎屑岩相沉积，属大洋底原始火山岛弧构造环境的产物。表明太古代—下元古代康滇古隆起上有由大洋中的洋壳发育成的原始岛弧，经过区域热流上升而发生重熔或交代形成的古老结晶基底。

2.中元古代(17～8.5亿年)岩石建造特征

这时在扬子古板块范围内出露的岩石增多。在康滇古隆起上有峨边群、昆阳群、会理群．延边群等，它们从西向东组成一套优地槽到冒地槽沉积；对这套地层，国内许多单位用不同的方法测得的同位素年龄多数是 8 ～ 9 亿年，少数有15～11亿年。在川甘交界处的碧口群，有一套属优地槽的火山岩系，下部出现细碧岩。在川北有属冒地槽沉积的火地垭群，侵入体年龄为9.5亿年。在三峡的三斗坪组中有9.1亿年的黄陵花岗岩体。

在江南岛弧南端的桂北四堡群具有深海浊积岩和蛇绿岩套，测得侵入体的年龄为14亿年，其北的湘西武陵山和雪峰山及更北的赣西北的幕阜山和九岭山，在侵入岩体中测得8.4亿年左右的同位素年龄。

此外，在黔东北的梵净山群，具有海相浊积岩夹细碧岩，也可能属本期的产物。

上述资料表明，早元古代形成的大洋火山岛弧进一步扩大，并在岛弧体周围出现海沟性质的优地槽，到了中元古代末期经过晋宁运动，开始形成扬子准地台的褶皱基底的雏形。

3.晚元古代——早震旦纪(8.5～7.0亿年)

扬子准地台的基底完全形成，其上开始了相对稳定的沉积盖层。

震旦纪早期（8.5～7.0亿年）的岩石记录和四川盆地物探资料表明：在扬子古板块范围内存在两个岛弧夹一盆地的构造格局。

在康滇古隆起上，这时出现岩类较为复杂，有代表陆相的澄江砂岩组，也有代表岛弧的大量中酸性火山喷发岩，并伴随许多花岗岩体侵入，其年龄多在 8 ～ 7 亿年左右。如川西的苏雄组Rb—Sr年龄为8.1亿年，开建桥组Rb—Sr年龄为7.5亿年，汉源核桃坪花岗岩体K—Ar年龄为 7 亿年。从航空磁测地质解释和超深井钻入基底岩石的资料来分析，四川盆地中部其特征与康滇古隆起类似，如航空磁测上该区反映为许多中基—中酸性岩体（图 1）。而在川中威28井于井深3630米，钻遇基底的岩石为花岗岩，Rb—Sr年龄值为7.4亿年；女基井于井深5939米钻遇基底，岩石为流纹英安岩，其Rb—Sr年龄为7.0亿年。同类的岩石和年龄值还见于川西宝兴—彭县地区的黄水河群和盐井群，以及可与澄江砂岩组岩性对应的蓬灌组。这一构造格局曾被命名为康滇—川中—鄂西岛弧（罗志立，1979和1980）。

另一个岛弧分布在扬子准地台的南缘，东起浙东的会稽山和龙门山，向西经赣西北的幕阜山和九岭山，向西南转入湘西的武陵山和雪峰山，再向南直达桂北的九万大山，断续分布有东安期和雪峰期的蛇绿岩套，郭令智等称之为江南岛弧系（图 1）。

上述两个岛弧之间的黔东北—湘西北和鄂湘交界处以及桂北等处板溪群分布地区，郭令智等称之为梵净山边缘海。作者曾命名为黔桂湘鄂弧间盆地（罗志立，1980）。这套板溪群为厚达6000～12000米的陆缘碎屑岩、凝灰岩夹碳酸盐岩的复理石沉积，其大量的凝灰物质主要来源于康滇—川中—鄂西岛弧区，为弧间盆地内的浊流沉积。

经过澄江运动（或雪峰运动）后，扬子准地台已成为一个统一的大陆，而且基底已经形成。紧接着沉积了地台型的上震旦统地层，构成了扬子准地台上的第一个盖层。

（二）扬子准地台基底的构造演变

从前述扬子准地台基底发展的岩石记录，可推测其构造发展的格局有五个明显阶

段。

1.“岛链”发展阶段

在太古代—早元古代，中国南方的洋壳发生了深破裂作用，两侧相对俯冲(图2)，在俯冲盘就形成了一个雏形岛链并开始了火山活动，因而在康滇古隆起上保留有代表大洋底原始火山岛弧构造环境的岩石序列，但这个雏形岛链应包括后期演化成为目前的两个岛弧，即康滇—川中—鄂西岛弧和江南岛弧（图3）。在这个时期可能发生过多次的区域热事件，使构成岛链的基性熔岩、玄武岩和火山碎屑岩变质成斜长角闪岩和麻粒岩，再经过热力作用发生混合岩化，形成了岛链上的结晶基底。这个结晶基底可能向北东延至川中深部地区。

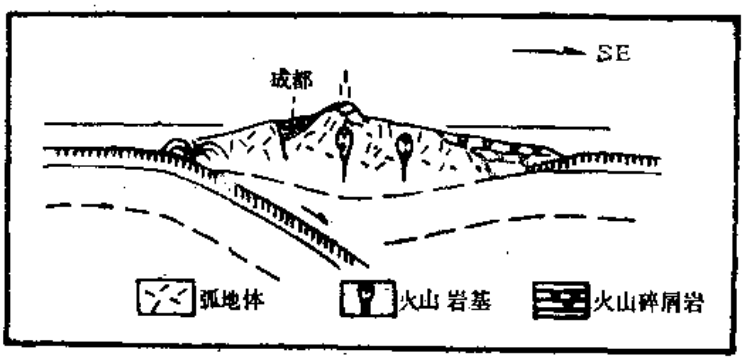


图2 太古—下元古代洋壳破裂形成大洋岛链

2.岛链发育成岛弧阶段

中元古代开始，这个岛链在康滇古隆起西侧有代表海沟环境的延边群，东侧有代表弧后盆地的会理群和昆阳群，中间岛弧上的岩浆异常活跃，形成一套浅海—陆相的钙碱性岛弧火山岩，表明青藏古洋板块这时由西向东俯冲，使岛链发育成宽阔的岛弧，其俯冲带向东远达当时弧后的桂北地区，因而在四堡群中出现14亿年的花岗岩基。表明这时岛弧已发育成熟，出现了真正代表陆壳的花岗质岩石（见图2、图3）。

3.成熟岛弧分裂成两个岛弧阶段

中元古代末（8.5亿年）；强烈的晋宁运动发生了，青藏古洋板块进一步向东俯冲，致使成熟岛弧上岩类发生褶皱变质；与此同时发生弧内破裂，一分为二形成康滇—川中—鄂西弧和江南岛弧，再离散扩张到目前的地理位置，其间就新产生了黔桂湘鄂弧间盆地（图3、4）。

4.弧间盆地填积阶段

澄江期（8.5~7.0亿年），康滇—川中—鄂西岛弧仍为分裂后岛弧的主体，从康滇古隆起直到川中地区，有大量苏雄组和开建桥组的中酸性岛弧火山物质喷发和火成岩体的侵入，这些物质被剥蚀搬运，粗的就地停积在岛弧坳地上，成为分选不好的澄江砂岩和莲沱砂岩；细的搬运到岛间盆地内成为板溪群的火山碎屑岩和凝灰岩的成分。这时分离的江南岛弧除会稽山和龙门山、幕阜山和九岭山、武陵山和雪峰山以及九万大山等岛弧上的隆起露出水面外，绝大部分仍在水下，故广泛地接受了板溪群的沉积（图4）。

5.扬子准地台基底最后形成阶段

到了澄江运动（7亿年），俯冲方向发生了极性反转，这时西边的青藏古洋板块暂时

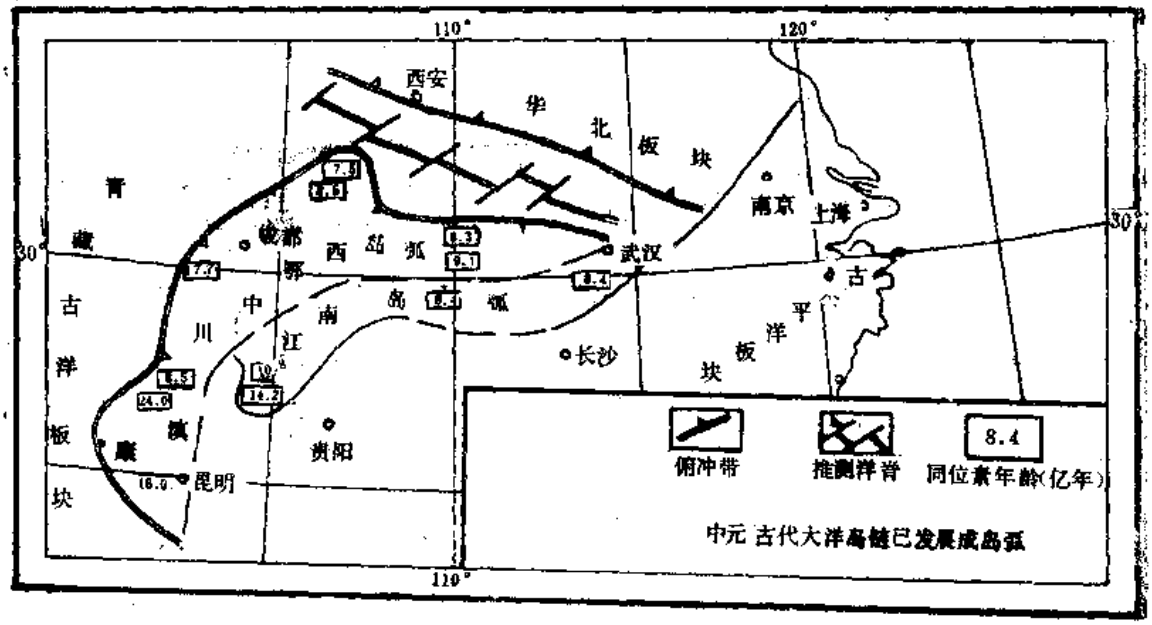


图 3　中元古代大洋岛链发展成岛弧

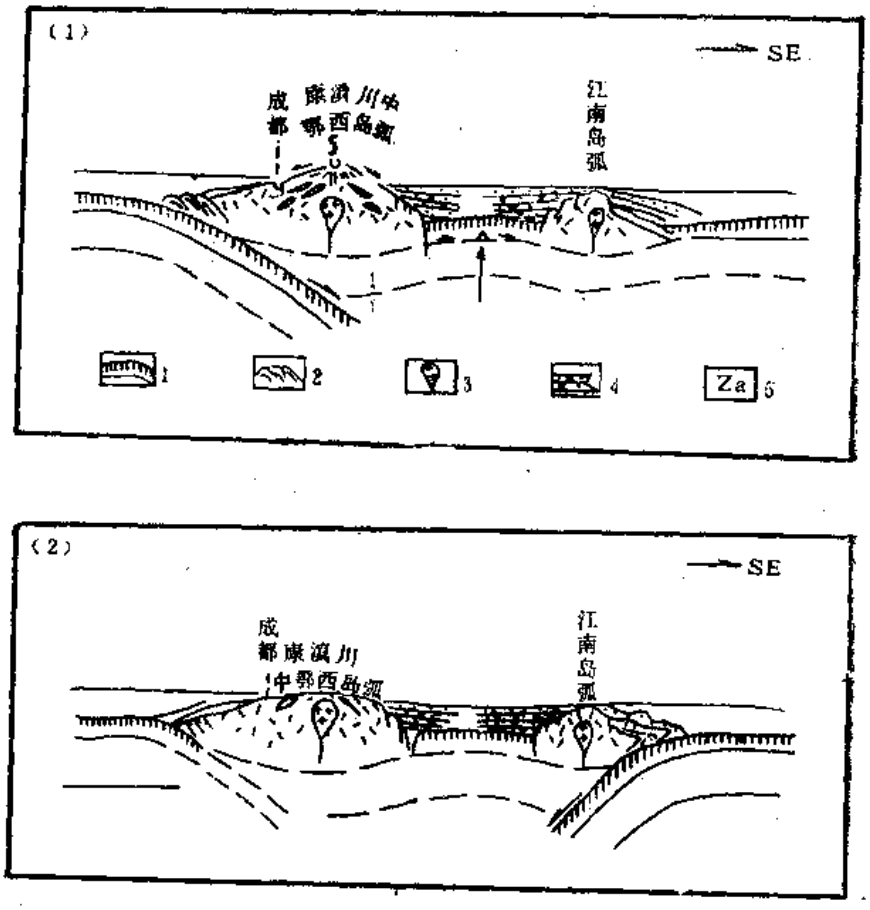


图 4　晋宁—澄江运动期扬子古板块发展示意图

(1)—晋宁运动使岛弧破裂成两个岛弧和弧间盆地；(2)—澄江运动形成扬子地台基底；

1—洋壳；2—俯冲杂岩体；3—火山岩基；4—类复理石沉积；5—板溪群

停止了活动，而东边的古太平洋板块则沿江南岛弧的南缘向西北俯冲，在桂北等地出现蛇绿岩套及共生的深海浊积岩。澄江运动席卷两弧夹一盆的范围，使其褶皱变质并伴有大量的岩浆侵入，从而固结成为一个整体，进入扬子克拉通新阶段。

二、构造变动及盆地发展史

四川盆地的构造演化与克拉通的活动程度及活动方式有密切关系。总趋势是：克拉通由稳定至不稳定，克拉通内部由区域隆起拗陷→区域拉张块断→压扭性形变等三种型式过程。

(一)克拉通盆地主要演变过程

1.早古生代（四川盆地内可伸延至早二叠世）区域性升降运动和大型隆起拗陷构造格局

澄江运动后，统一的上扬子克拉通形成，但由于基底结构的差异其构造形式不同，如原为岛弧区基底相对坚固，多为隆起带；岛弧间相对薄弱地区，往往为继承性拗陷带；古板块之间的缝合地区，则为线形串珠状隆拗交替带。

在此阶段，上扬子地区由西北往东南依次为（图 5）：

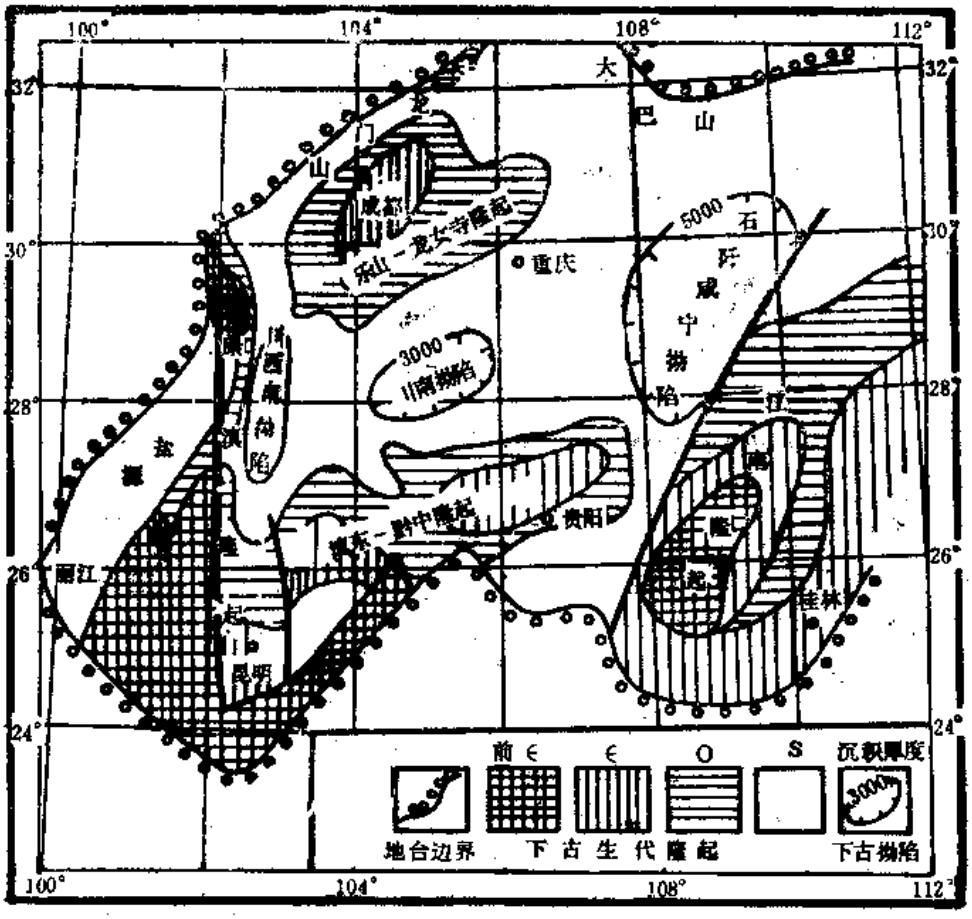


图 5　上扬子地区前泥盆纪古地质图

1)南大巴山一龙门山和盐源丽江拗陷带，其间有多期局部隆起拗陷，如南大巴山和丽

江志留纪拗陷，龙门山一带寒武、奥陶纪拗陷。

2)康滇隆起（南北向）与乐山一龙女寺隆起（东西向）。

3)川西南拗陷（南北向，下古生界厚2000米）和川南拗陷（东西向，下古生界厚约3000米）。

4)滇东一黔中隆起。

5)石阡一咸丰拗陷（下古生界厚5000米以上）和黔南拗陷（上古生界厚5000米以上）。

6)江南隆起，与古江南岛弧有关。

志留纪末的加里东运动，使克拉通北部秦岭海槽及华南过渡带发生褶皱，克拉通普遍上升，乐山一龙女寺隆起和黔中隆起明显地遭受剥蚀。

2.晚古生代的拉张运动格局（四川盆地内仅高潮期二叠纪有表现）

在加里东期大型隆拗的背景上，从泥盆纪起，首先在克拉通边缘发生张裂断陷并逐步向地台内部发展。有的裂陷带，如金沙江一带泥盆纪时已有基性海底喷发，到中石炭世喷发进一步加强，预示着大规模地壳张裂和地台内大型隆拗单元裂解的开始。二叠纪拉张运动达到高潮，在上扬子克拉通西部边缘发生大规模的玄武岩喷溢，克拉通内部断裂带如华蓥山等断裂附近，经常见到玄武岩及辉绿岩体，同时发现台内明显的闭槽，产生沉积分异和礁滩组合。

从更广阔的区域上看，上扬子地台晚古生代的拉张运动，与西邻特提斯构造域的活动密切相关，也是同步进行的。但两者活动程度有本质区别（表2）。克拉通上仅有拉张断裂及随之上溢的玄武岩，一些地区在台内盖层上形成沟盆，导致局部相带变化，没有任何洋壳标志，台内拉张活动也仅限于二叠纪短时期内。

（二）中生代以来的压扭性构造格局

上扬子克拉通进入中生代就受到挤压，并且一次比一次强烈（表1和图6）。

1）早、中三叠世，可能由于特提斯和太平洋两侧压力，克拉通周缘上升，产生藻屑滩、鲕粒滩，海水受到堵塞，盆地中部则为咸化盐盆。

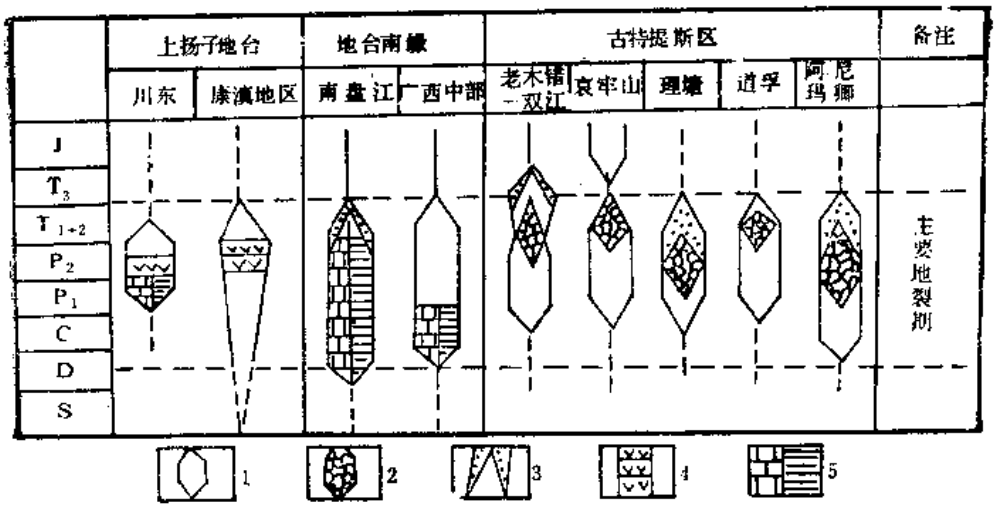
2）中三叠世末印支早幕，即泸州运动，明显地由于两侧挤压，形成大型褶曲，由西北至东南依次为：天井山背斜，川西北大向斜，泸州一开江大背斜，川东大向斜。褶曲轴面在西部明显向西倾，在东部微向东倾但上升幅度大，说明两侧压应力大致相当。

3）印支后期两幕强烈褶皱运动主要在克拉通西部边缘。安县运动发生在诺利克期末，南北向的康滇古隆起带发生断裂和火山活动，西部甘孜—阿坝槽区发生强烈褶皱，向克拉通推挤，在龙门山一带形成逆断层和褶皱带，并普遍拱起成山，成为山前拗陷粗碎屑供给区，从而开始了四川地区的陆相发育阶段。

瑞替克期龙门山前缘拗陷接受西部山区洪积扇与辫状河的大量碎屑，同时也接受克拉通东部因缓慢上升带来的河流物质。沉积中心厚近2000米左右。瑞替克期末，再次发生由西向东强烈推挤的中坝运动，甚至出现大型推覆体，以及反时针扭动形迹。

4）从侏罗纪至早白垩世，燕山运动在盆地西部边缘表现为四次上升运动，每次强烈上升均在山前伴随有较强的拗陷；而在地壳相对平静期，沉积中心逐步向盆地中部迁移，但拗陷表现微弱。因此，陆盆总的形态是中隆周拗。

表2　上扬子地台及邻区峨眉地裂运动发展表



1—地裂时间及岩石序列；2—洋盆蛇绿岩套；3—边缘海复理式；4—大陆玄武岩；5—台内沟槽相变

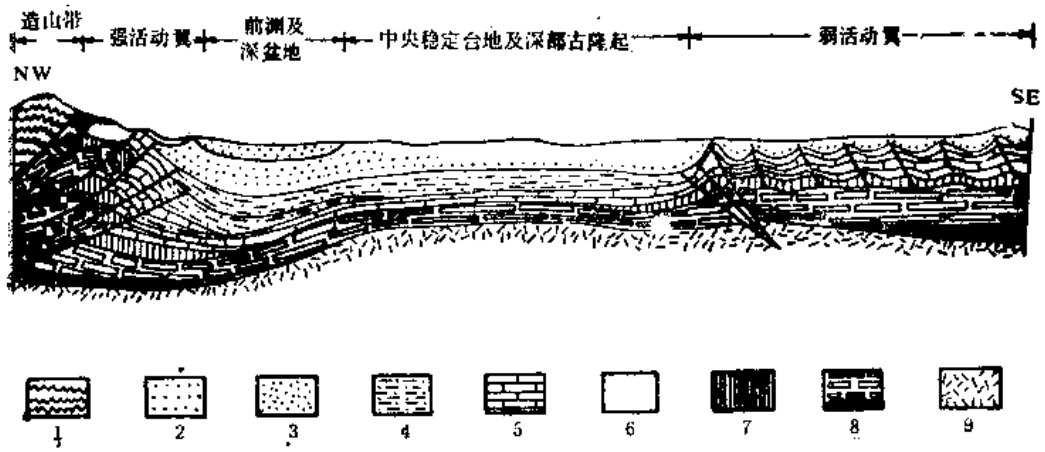


图 6　四川盆地构造单元横剖面图

1—变质带；2—白垩系；3—侏罗系；4—上三叠统；5—二叠系至中三叠统；6—泥盆及石炭系；7—志留系；8—震旦至奥陶系；9—前震旦系

早、晚白垩世之间，川东发生黔江褶皱运动，从此东部抬升，不再接受沉积。

5）川西地区白垩纪与早第三纪为连续沉积，但湖盆日益退缩。喜山运动，在川西（可能波及全盆地）有三次强烈褶皱运动，即早晚第三纪之间、晚第三纪与第四纪之间和第四纪之间，每次褶皱运动后都沿山前堆积砾石及粘土层。本区现在地壳活动仍很剧烈，构造形变作用仍在进行。

喜山运动与特提斯封闭的周期相对应，太平洋板块俯冲的影响在盆地东部也有明显反映。反时针力隅作用是四川菱形构造盆地的基本应力条件。

喜山运动在克拉通西部边缘造成大型推覆构造体系：彭县、灌县飞来峰群和江油唐王寨推覆体，至少来自20公里以外；另外，经数字地震多次覆盖剖面查出，在地腹深处仍存

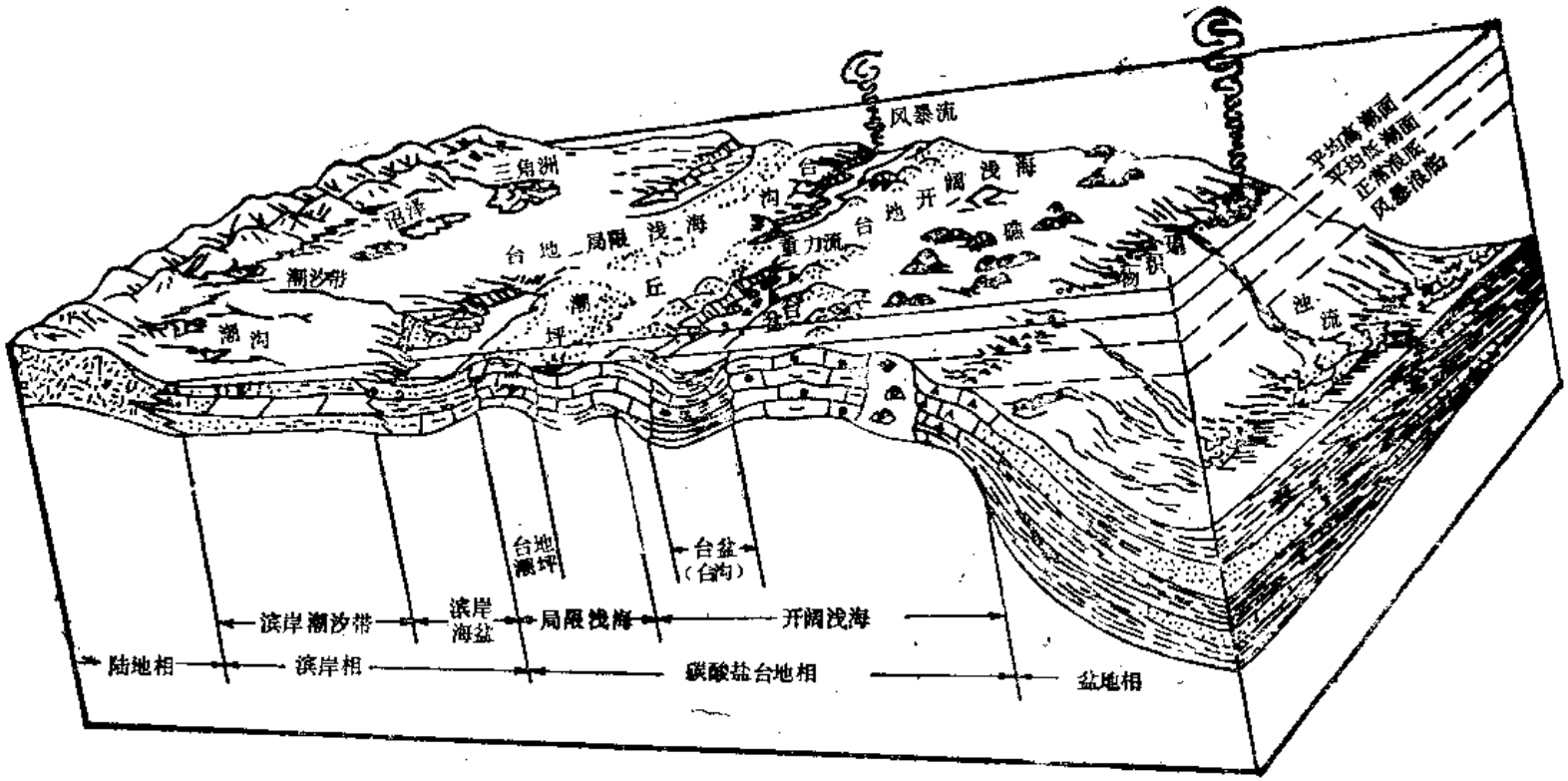


图 7　上扬子地区海相沉积综合模式示意图

在规模巨大的平推掩覆构造（图7）。

（三）四川盆地构造单元划分

四川盆地的现今构造面貌是经过早期隆拗、中期拉张和后期挤压扭动之后的综合图象，后期的形变，改造和掩盖了早期的各种构造表现。在平面上，不同时期、不同系统的构造形迹互相横跨、交接或联合；在剖面上，各层序单元之间存在着明显的间断面；在边缘强烈形变部位则发生逆掩覆盖。

四川盆地的横剖面，自西而东可划分出五个构图单元（图7）：

（1）造山变质带　以印支期强烈褶皱变质带为主，叠加燕山和喜山期褶皱断裂。

（2）强活动翼　一系列向盆地内推挤的叠瓦式逆掩带、雁列式褶皱和逆断层，有些地区为推覆体系。逆断层或推覆体下有各种隐蔽构造。

（3）前渊及深盆地　在侏罗及白垩纪前渊拗陷的碎屑岩系掩覆下，隐藏着上三叠统深盆地，靠近逆断层带一侧有成排扭动背斜构造，向盆地内褶皱变弱，幅度变小。深盆地东坡发育地层超覆及岩性尖灭带。

（4）中央稳定区及深部古隆起　在广大面积内发育陆相湖盆的主体，后期形变很微弱。古隆起控制相带，南坡有生物礁的显示。多期侵蚀作用造成古溶岩、潜丘和各种地层截接，对早期油气聚集有特殊重要意义。

（5）弱活动翼　古生代一直是向东倾的大斜坡，中生代呈天平式东西摆动，燕山晚期褶皱，形成高陡背斜与宽缓向斜相间。背斜在垂向上因断裂与岩性关系往往呈现三层明显的上下构造层次：①三叠系含盐、膏岩层之上，与地表构造一致，褶高断少；②盐、膏层之下至奥陶及志留系页岩，中间断裂发育，大背斜分解为若干块断型小背斜；③最下为滑脱型宽缓低平背斜。

川东高陡背斜带向两侧发展为穹状背斜带。川南由于受力缓冲，成为上下和谐的穹隆背斜群；川东北由于岩盐增厚，发展为上陡下缓两套构造层次。

三、四川盆地沉积系统及古地理演化

四川盆地是一个长期继承性沉积盆地，累积厚度约6～12公里。在克拉通不同发展阶段，呈现不同的沉积系统和相应的古地理。

（一）早古生代沉积岩分布状况

晋宁—澄江运动后，统一的扬子克拉通形成。其上最早为花岗质砂岩、冰碛岩等山区侵蚀堆积物。到晚震旦纪灯影期，稳定的克拉通上出现第一次广泛海侵，沉积了含藻白云岩、云灰岩。在整个早古生代时期，都以浅海台地沉积为主（图7）。但海水多次进退，总体表现为西升东降、中间隆四周拗的特点。当时西北部有摩天岭、汉南古陆，西南有康滇古陆，是海域的物源供给区。地壳的振荡和气候的变化影响着各时期碎屑岩与碳酸盐岩的纵横演变，盆地由西部的碎屑岩相向东演变为碳酸盐岩相以致盆地相。随着西部隆起扩大，海进范围逐步向东缩小。以下简述东西方向沉积相的展布情况（图8）。

1）雅安、绵竹一带为近岸砂泥岩相沉积，含砾石，地层多所缺失，沉积厚度约1500～2900米。早奥陶世以后，此带多为上升区。

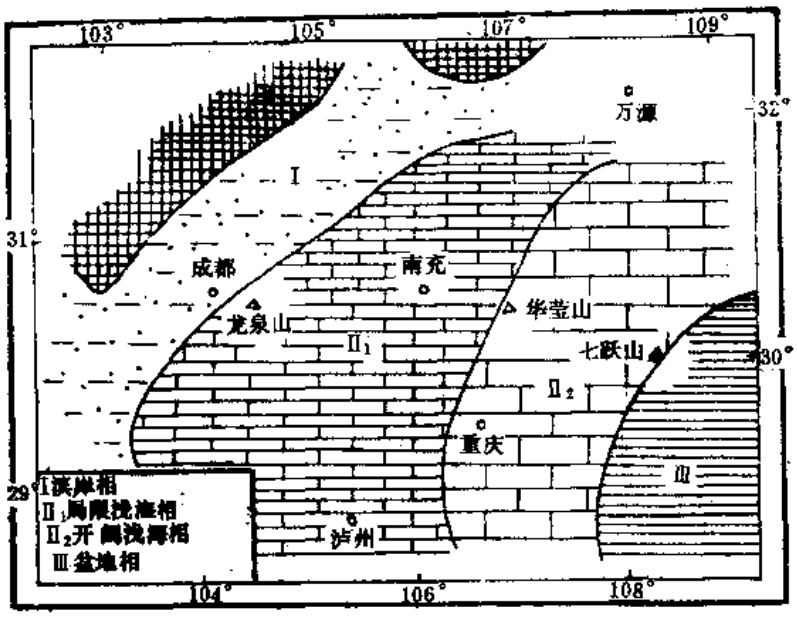


图 8　四川盆地Zb—S岩相古地理图

2）成都龙泉山以东至七跃山一带（现盆地主体部分）为碳酸盐台地相。其中华蓥山以西为局限海台地泻湖相，以藻白云岩为主，夹粉砂质页岩，厚约1400～1800米。华蓥山以东为开阔浅海陆棚相，以藻白云岩、生物灰岩为主，夹少量粉砂质页岩与鲕粒云岩，厚约3000米左右。

3）七跃山以东为盆地相沉积，主要为黑色页岩夹粉砂岩、石灰岩与少许白云岩。沉积厚度可达6000米，为克拉通内长期继承性拗陷区。

（二）泥盆、石炭纪沉积岩分布状况

加里东运动后期，上扬子克拉通由西向东逐步上升，形成乐山—龙女寺古隆起，遭受剥蚀。泥盆、石炭纪海侵时，海水分别经由古隆起的西北坡与东部进入地台区的低地。两区除中石炭世时期可能连通外，其他多半时期都是隔绝的。

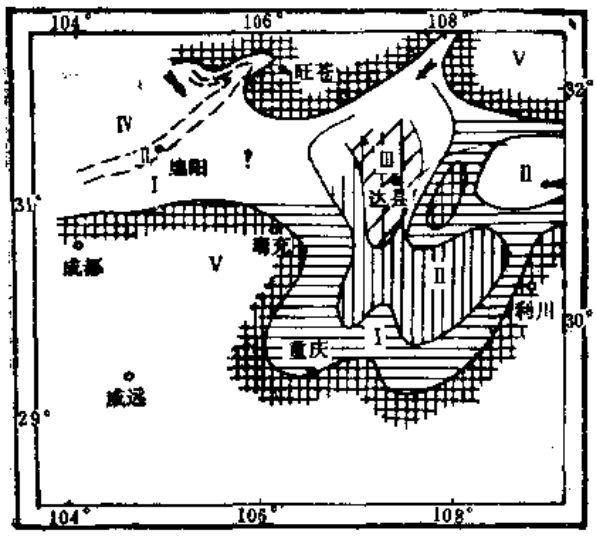


图 9　四川盆地泥盆—石炭系岩相古地理图
Ⅰ—潮上带；Ⅱ—潮间带；Ⅲ—潮下带；Ⅳ—西藏广海；Ⅴ—古陆

川、鄂边界地区在下古生代拗陷区残留有不到百米厚的泥盆系砂岩、砂、页、岩、石灰岩与白云岩，与中国南方海西湘黔桂海侵有关。川东广大地区经常钻遇厚仅几十米、时代为中石炭世的白云岩、角砾白云岩和石灰岩沉积物，属海湾潮坪沉积。在梁平以东为藻白云岩，含少量生物碎屑和陆源碎屑；其西则为生屑云岩、藻白云岩夹石灰岩，含个体珊瑚。这套地层上下都是侵蚀面，溶孔发育，是盆内少有的大孔隙储集层。

在盆地西北部龙门山地区，泥盆纪海侵，与西藏广海相通，为海湾式滨外沙滩碳酸盐岩沉积，含大量正常海生物，边缘鲕粒灰岩很发育。沉积拗陷中心厚度可达3000米以上（图9）。

（三）二叠纪至中三叠世沉积状况

在经受长期侵蚀的上扬子古陆上，二叠纪早期海水由东南部进侵，淹没了整个地台区，四川盆地普遍沉积了几百米厚的开阔浅海台地相碳酸盐岩。但就在广海范围内，局部地区开始发育各种生物丘或藻滩，从方向组合上看，可能与菱形块体断裂活动有关。到了晚二叠世，规模很大的断裂作用甚为活跃，在西部和东部均有大量玄武岩的喷溢及辉绿岩的侵入。此时，盆地西南部为陆相、滨岸沼泽相，盆地大部分地区仍为碳酸盐台地相。但在东部出现台沟形式的盆地相，在台盆边缘或台内断裂控制下，有多处海绵礁体发育（图10）。

早、中三叠纪时期，碳酸盐台地周边相对上升，海水受到堵隔成为局限海，浓度日益增高，生物数量骤减，形成多期、多块含盐盆地，为白云岩、石膏、岩盐及杂卤石等沉积，以微晶和泥晶为主，生物碎屑及其他颗粒岩所占比例很小。但在菱形块体周缘普遍有极浅水藻滩、鲕粒，成为有意义的储集岩。

总之，从早二叠世广阔海进到中三叠世海盆盐化萎缩，形成一个完整有序的沉积旋回。克拉通上古地理和沉积环境的变化，比早、中古生代要频繁得多，相带的线性控制表明克拉通上的断裂已经在起作用，预示着克拉通的活动性开始增强了。

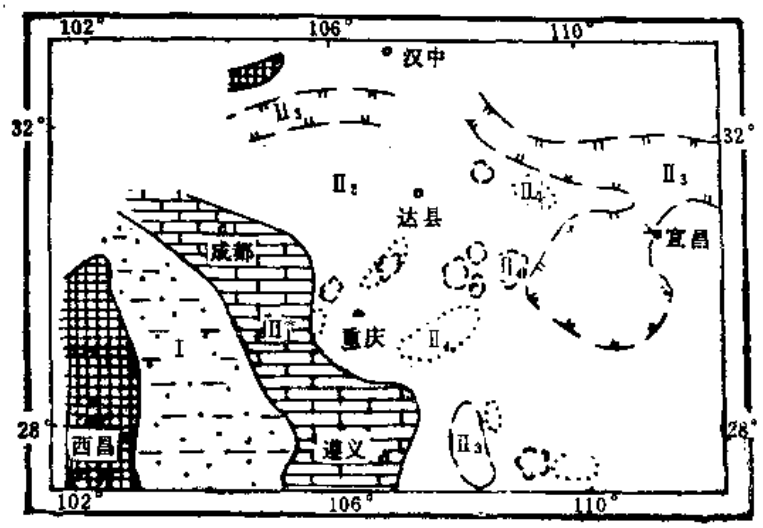


图 10　上扬子地区P_2^2岩相古地理图

Ⅱ、边缘海台地相；Ⅰ、台缘沉积相；

$Ⅱ_2$—开阔浅海相；$Ⅱ_3$—台内沟槽；$Ⅱ_4$—台内礁滩

（四）晚三叠世过渡性沉积特征

中三叠世末，印支运动第一幕发生，克拉通抬升，海水西退至龙门山地区，形成少数岛链，越过此区海水与西藏广海相连。

上三叠世包括两期不同类型盆地的沉积，分下组和上组（下盆和上盆），从图11中可

以看出，两组之间有一次重要的褶皱运动（见表1印支安县运动）。卡尼克期西藏海水东进，海湾相和湖沼相沉积物逐层超覆于印支早期侵蚀面上，开始海湾边缘由于断裂控制发育为带状海绵点礁、蛹滩及其他生物丘滩，因为陆源碎屑物过多，礁滩发育受阻，其上逐步为海陆过渡的泥、砂岩。其时盆地南、东、北部都上升为陆，几个方向的河流携带泥沙进入川西海湾或湖沼，由河口砂坝、三角洲、障壁坝等组成一系列厚大砂岩体。随后地壳相对稳定，陆源物减少，湖面扩大，河口东移，川西停积了厚度较大的湖沼含煤页岩间夹海相化石的泥、页岩。下组在盆地西部厚度最大可达2500米以上，为显著的陆缘拗陷，而四川盆地其他地区一般只有百余米以至尖灭。

诺利克期末，安县运动使甘孜—阿坝海槽发生强烈褶皱，龙门山上升，四川陆盆西部边缘正式形成。瑞替克初期，龙门山前堆积了大套砾岩，许多冲积扇体伸延到陆盆残留湖内，组成联扇砂体；其时，盆地东部河流继续发育，进入湖泊的泥沙与山前扇体物源相混相错，岩性复杂。瑞替克后期，龙门山准平原化，入湖粗粒物质减少，而盆地东部仍为河流沼泽相。上组沉积中心移至盆内，在成都以北厚达1500米左右，为龙门山前渊拗陷（图11的T_5^2—T_4地震波组）。盆地东部一般厚300～400米，向东减薄至几十米而至尖灭。

上三叠统上、下两组的重大变化，主要表现在盆地西部边缘，和印支运动密切相关；盆地中部及东部一直都是较为稳定的河沼交互沉积（图11）。

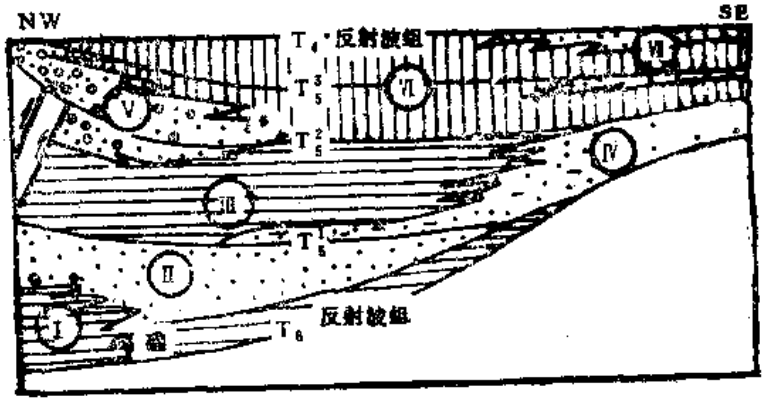


图 11　川西T_5沉积体系剖面模式图

Ⅰ—滨湖海湾—滨海湖沼；Ⅱ—滨海泛滥平原；Ⅲ—滨海湖沼；Ⅳ—湖沼型三角洲；Ⅴ—扇三角洲；Ⅵ—内陆湖沼；Ⅶ—内陆泛滥平原（以T_5^2为界分为上、下二组）

（五）陆盆沉积状况

印支末期中坝运动后，陆盆北部及西部边缘基本定型，此后周期性上升，形成多套山前冲积扇砾岩；盆地东北及西南缘也有古陆崛起，也出现一些山前堆积物，只有盆地南部仍为湖盆，伸延到贵州和云南广大地区。

盆周山区活动性强，多在山前形成拗陷，碎屑物质异常丰富，补偿能力强，盆内水浅，少深水湖泊，气候干燥，沉积物以紫红色泥岩为主，夹河道砂岩，含少许植物化石、淡水瓣鳃类和恐龙化石。其沉积相展布如下（图12）：

1）盆地中部垫江、达县、三台一带为浅至半深水湖相，湖的中心以黑色页岩、粉砂岩

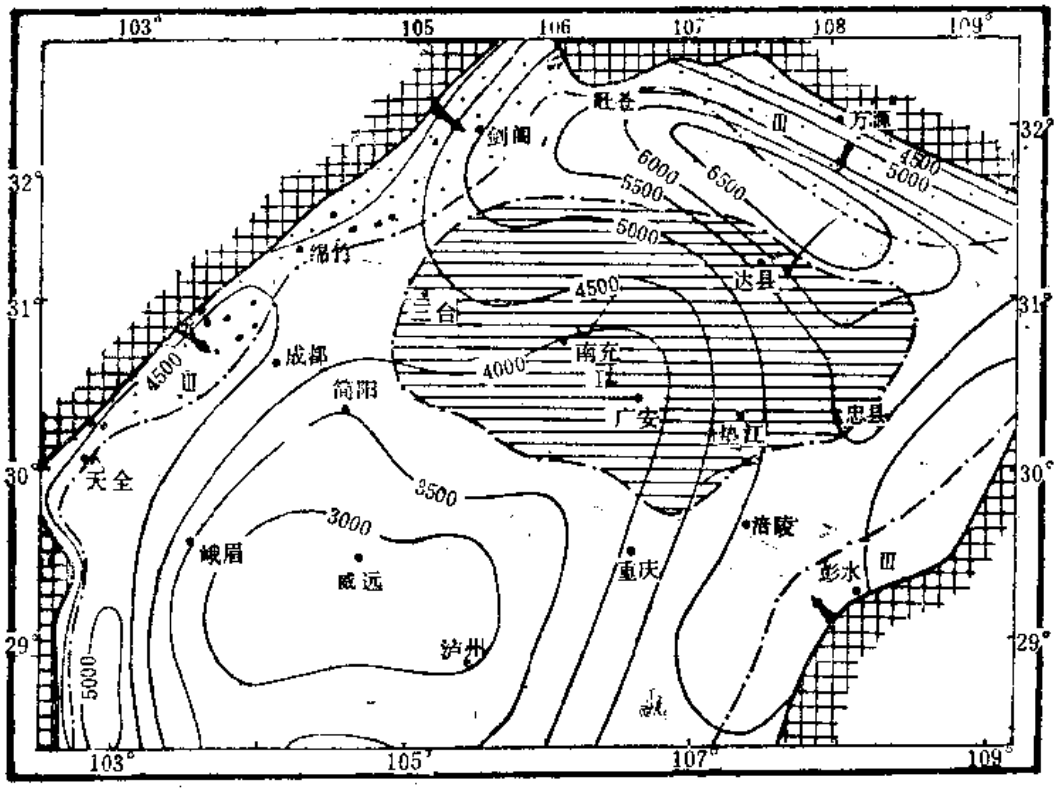


图 12　四川盆地陆相地层J—E岩相略图

I—湖相区；II—平原河流及浅湖相区；III—河流及洪积相区

为主，环湖浅滩为介壳灰岩、石灰岩。

2)威远、峨嵋一带为浅水湖相及平原河流相，沉积了砂岩和紫红色泥岩，含植物化石及硅化木，恐龙化石较多。

3)盆地边缘除川南外为河流相及洪积扇沉积，由砂、泥岩及砾岩组成，如盆地西北部的白田坝、千佛岩、莲花口和剑门关等著名砾岩层，最厚可达600米，巍巍壮观。

早白垩世末，盆地东部发生黔江褶皱运动，此后东部即抬升，沉积盆地退缩至川西一隅，水体咸化，早第三纪红色河湖相连续沉积于晚白垩纪地层之上。喜山运动之后，川西仍发展为多期山间盆地，直至现在，成都山间盆地仍在发展，第四系沉积厚度最大超过500米。

四、四川盆地矿产概况及油气成矿条件

（一）四川盆地矿产概况

扬子古板块西缘与俯冲带有关的矿产非常丰富，特别是长期断裂活动带上成矿条件更为有利。著名的康滇古隆起深断裂大型成矿带，以断裂分异为主，多次隆起，岩浆与沉积作用多期交替成矿，如钒钛磁铁矿、铜镍矿和稀土矿等。

邻近西部活动带克拉通盖层中，矿产也比较丰富，如铅锌矿、磷、铁、煤和石膏、芒硝等，其中有不少大型矿床。

克拉通盆地内部以层状沉积矿床为主，一般是广而贫，其规模远不及边缘活动地区。

主要矿产有上二叠和上三叠统的煤，下二叠和下侏罗统的铁，寒武系的磷，二叠系的铝和黄铁矿，中、下三叠统的岩盐和石膏，还有许多层位中的零星含铜砂岩。

主要成矿期有三个阶段：最重要的是晚震旦至早寒武纪，因为结晶变质基底上初期的沉积，有极其丰富的矿源；二叠纪由于拉张作用，地台上呈现沟槽，同时因海西运动而长期遭受风化侵蚀，容易形成充填式和淋滤矿床；三叠纪海浓缩咸化并经过强烈的印支运动，形成铅、锌、铁、煤以及蒸发岩类矿床。上述三个成矿期都与克拉通活动形式有关。

（二）四川盆地油气赋存特征

1.沉积条件

克拉通稳定阶段以多旋回浅海台地相沉积为主，含油气层系众多、分布广阔，生油岩品质好，生油总量非常可观。但各单元生油岩厚度不大。广而薄的特点在油气富集上造成一定困难。

克拉通不稳定阶段以陆源碎屑湖沼、河流相沉积为主，总貌不利于油气生成和保存。但印支期（T_3）西部陆缘拗陷区为海湾及海陆过渡相沉积，以及褶皱运动后的前渊拗陷湖沼相沉积，两者叠合，生油岩最厚可达2000米左右，以Ⅲ型干酪根为主，可以提供相当丰富的气源。

四川陆盆上覆红层厚达3000～7000米，这对盆地区域封闭条件有利，油气不易散失。但致使含油岩系埋藏太深，岩层经过压实普遍致密，缺少孔隙性常规储集层，而且油气热演化程度过高，以致四川成为缺油的含气盆地（图13）。

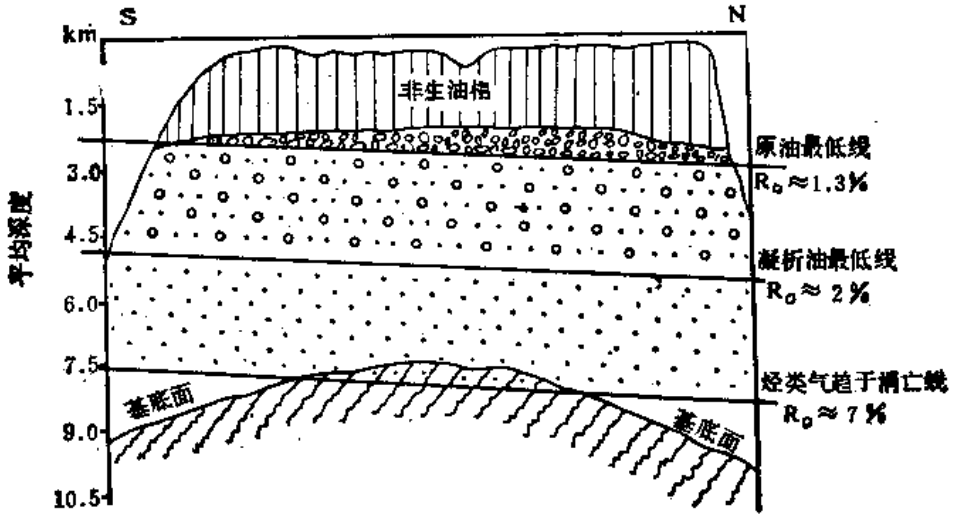


图 13　四川盆地烃类垂直保存模式图

2.关于油气成矿条件的优化问题

相当丰富的海相生油层系生成于克拉通稳定阶段，但缺乏适时的构造圈闭（图14）；克拉通不稳定阶段后期，全盆地出现几百个背斜构造，而生油高峰期早已过去，储集层也已非常致密，因此油气很难以最优化条件运移聚集。四川盆地内虽已发现很多油气藏，但没有一个背斜原生孔隙油气田，也没有一个背斜控制的油田。

在四川盆地特定的油源条件下，圈闭和储集层的时、空配置关系决定着油气藏的性质

和规模。四川大多数背斜圈闭不能形成最好的油气藏组合，但众多的背斜和次生裂缝组合还是形成了一大批中、小气田。四川盆地最有潜在力的可能是早期非背斜圈闭和原生孔隙组合。

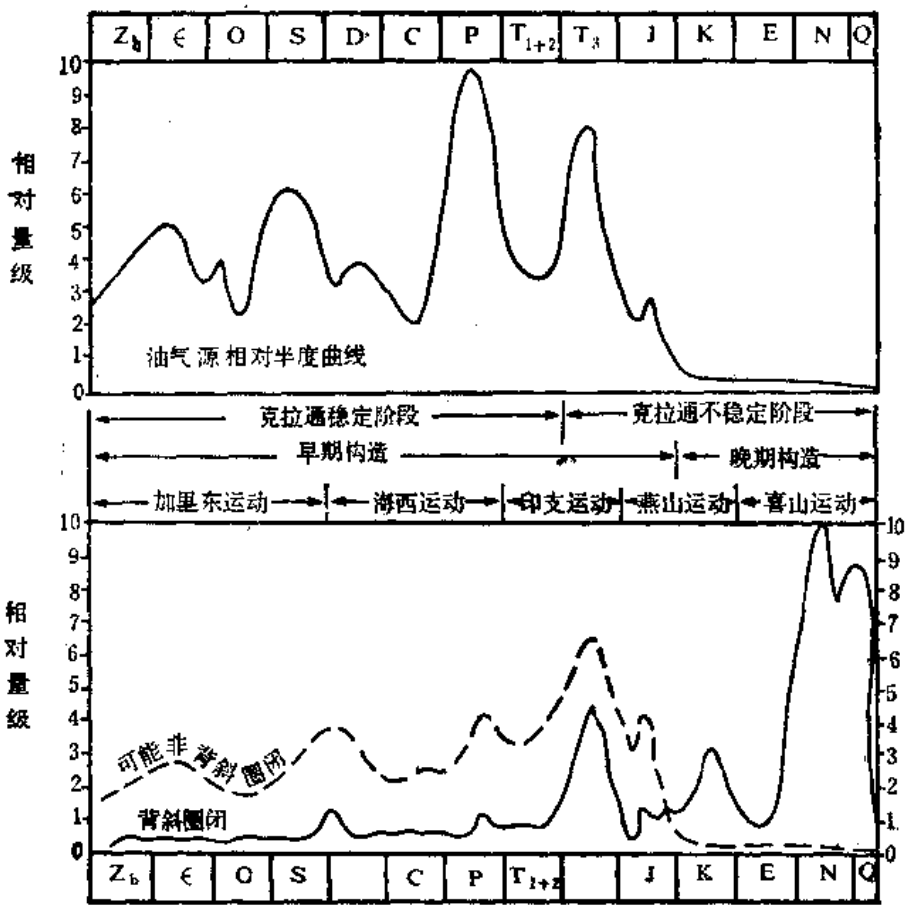


图 14 克拉通发展不同阶段两类圈闭数量相对关系图

3.背斜、非背斜圈闭与克拉通发展的关系

四川盆地的背斜圈闭在克拉通稳定阶段($Zb—T_2$)很不发育，只有在加里东运动末期及二叠纪地裂运动时期，可能出现少量背斜形式的构造（图14）。到了克拉通不稳定阶段，构造运动频繁，最重要的是印支运动两幕褶皱断裂活动，在盆地西北部产生一系列背斜和断裂带；燕山和喜山运动使全盆地经受强烈挤压，形成大量各式各样的背斜构造。按背斜与油气活动配置关系，可分为早期和晚期两类构造（图14）。

非背斜圈闭以地层和岩性两类为主。在克拉通稳定阶段可能有：①下古生代多旋回海水进退，古隆起带上形成超覆和尖灭；②加里东末地层缺失形成古潜山；③二叠纪台内沟槽产生礁或相变带；④早、中三叠世盐构造和滩相带等。在克拉通不稳定阶段，主要是晚三叠世海、湖、河的剧烈变迁以及不整合面形成的多种圈闭。侏罗纪早期川中环湖相变带也形成有效的圈闭。在此之后，这类圈闭对油气的聚集就没有实际意义了。

4.以次生作用为主的储集层特征

原生残留孔隙、溶孔溶洞、裂缝三种成因类型相互变化，构成四川盆地储集岩的复杂

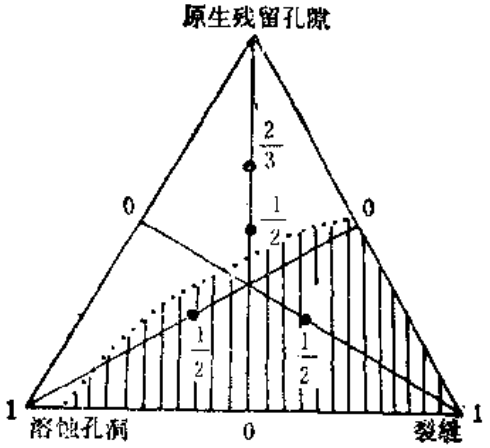


图 15 四川盆地储集层孔隙成因类型三角图（有效储集层在覆盖区内）

景象（图15）。显然，裂缝是最主要的因素。溶蚀孔、洞一般要和裂缝共存才显其活力，原生残留孔隙自身不能成为有效储集层，与溶蚀孔、洞配合也难以成为良好储集层，必须有裂缝沟通。

以裂缝同各种孔隙组成岩石内双重空间介质的孔渗系统，是四川储集层的基本形式，这在气井压力恢复曲线和岩石压汞曲线上都得到明显反映。只有双重空间介质的良好配合，才能有良好气田存在。大储量气田的储集层多半是裂隙—孔隙类型。

（三）四川盆地油气成矿和保存程序（图16）

1.克拉通稳定阶段成矿程序

晚震旦纪至中三叠世，沉积岩有机质含量丰富，其中大部分在本阶段已经成熟，生成的油气通过排烃进入储集层，当时缺乏构造圈闭，以地层和岩性油气藏为主，有些可能形成区域性的油气聚集带，但大部分要遭到后期严重改造。埋藏不深的一部分，干酪根尚未达到生油所需温度；有的已经达到了过成熟，但由于排烃条件不充分而难以进入储集层；还有大量已进入储集层的油气，由于没有适时圈闭，虽未遭破坏，只能滞留在储集层中。

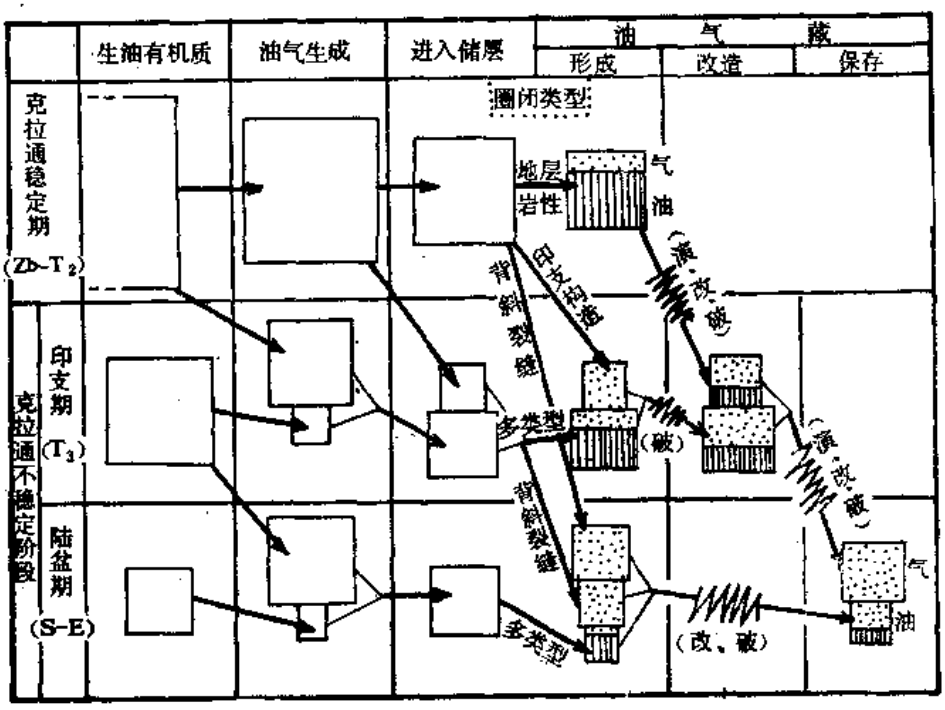


图 16 四川盆地油气形成序次图

源：热演化；改：改造；破：油气藏破坏

2.克拉通不稳定阶段印支期成矿程序

晚三叠世是长期稳定克拉通上的一次非常重要的聚油期。盆地西部陆缘拗陷本身有相当丰富的以Ⅲ型干酪根为主的生气源岩，其下部已达到生油条件，加上古生界有机岩都已进入生油门限，因此，印支期生成的油气量非常可观。另外，在克拉通稳定阶段生油岩排烃不利以及滞留在老地层中的油气，均获得有利的活动条件，在印支期的背斜、断层以及各种有利的地层．岩性圈闭中聚集成油气藏。

但盆地西部几次强烈的断褶抬升也破坏了一部分刚形成不久的油气藏 。同时，克拉通稳定期已形成的地层、岩性等古油气藏，经过长期热演化和印支运动的改造，油气也有所损失，其中古油藏大大减少了。

3.克拉通不稳定阶段陆盆期成矿程序

侏罗纪以来虽然沉积岩很厚，但生油量甚微，四川陆相地层自身不会有大规模油气聚集。但上三叠统大部分油气源岩要在侏罗纪时期逐步成熟，所以本期仍有一定的生油气量进入多类型圈闭。

值得注意的是前两阶段都有广泛而巨量的油气滞留在已很致密的储集层中，由于燕山和喜山运动的挤压产生大批背斜构造，老地层中致密储集层出现新的裂缝系统，沟通岩层中的残余孔隙和溶蚀孔洞，并在新的压差条件下，流体得以重新活跃。石油因长期热演化，以沥青形式留在原岩中，天然气比较活跃，通过曲折的裂缝通道，向晚期构造顶部聚集，形成为数众多的背斜裂缝性气藏。

由于克拉通活动愈演愈烈，多次断褶和抬升使古油气藏和晚期形成的油气藏均遭受不同程度的改造和破坏、盆地广泛出露的油气苗和边缘山区连绵不断的油砂岩、油灰岩、沥青脉皆为油气藏遭受破坏的证据。就全盆地而言其破坏程度是有限的，改造则是普遍的。总之，追溯地史寻找油气藏，是四川盆地最重要的找矿思路。

参 考 文 献

1．黄汲清等，1977，“中国大地构造基本轮廓”，地质学报，1977年第2期。

2．任继舜、姜春发等，《中国大地构造及其演化》、科学出版社，1980年。

3．朱夏主编，《中国中新生代盆地构造和演化》，科学出版社，1983年。

4．朱夏，《我国陆相中新生界含油气盆地的大地构造特征及其有关问题》，科学出版社，1965年。

5．张文佑，《断块构造导论》，石油工业出版社，1985年。

鄂尔多斯盆地——一个不稳定的克拉通内部叠合盆地的典型

孙肇才（地质矿产部石油地质中心实验室）
谢秋元（地质矿产部石油地质研究所）
杨俊杰（长庆石油勘探局）

提要 鄂尔多斯盆地是中朝地台西部边缘的含油（气）盆地，位于我国东西两个构造域之间，实际上是处在我国东西部不同地球动力学背景的一个调整带上，此背景可从盆地平面上由活动翼（西部断褶带）、深拗陷（天环向斜）和稳定前陆斜坡组成的三种结构上获得深刻印象。

盆地的演化经历了中晚元古代大陆裂谷发育期的拗拉槽阶段，早古生代地槽与地台并列发展的海相碳酸盐岩台地阶段，晚古生代至早中生代由海相向内陆盆地相过渡阶段，中生代多旋回内陆盆地的发生与发展阶段，盆地上升解体及新生代地堑系发育阶段。盆地内含有丰富的煤、石油和天然气资源，是中国重要的燃料基地之一。

早在公元一世纪，班固在其名著《汉书·地理志》中已经记述了陕北有石油并可燃烧的事实。中国大陆上的第一口油井，1907年完成于陕北延长县，并使该地成为中国最早开发的油田。在开发延长油田的同时，本世纪30～40年代，我国地质学家潘钟祥教授等曾就地层和油田地质，在此作了很有意义的调查工作，1941年潘钟祥在美国石油地质家协会杂志（AAPG）上发表的陆相生油论文，就取材于当年在此调查的材料。自50年代初开始，中国地质学家在这里进行了涉及地质、地球物理、钻井等多工种的大量和系统工作。到目前为止，已在盆地内发现了主要属于侏罗、三叠系的30多个油田，在古生界也发现了重要的油气藏。

本文是在上述各项工作的基础上，根据作者在该盆地多年的实际工作经验撰写的。在作者的思想中，鄂尔多斯盆地是一个不稳定的克拉通内部盆地的典型，以下四点应首先予以强调：

第一，盆地基底形成后，在其后的盖层发展演化过程中，先后经历了拗拉槽—克拉通拗陷陷（内部和周边）—板内多旋回的陆相盆地及其前渊—周边断陷等盆地原型的多次演化，现在的鄂尔多斯盆地是上述若干个盆地原型的叠加。

第二，构造旋回多，但旋回之间的界限并非十分清楚。在陆相盆地每一个大型旋回的沉积结构上，常常是两头不粗、中间不细，不象中国东部某些拉张盆地，一段以砂质岩为主，一段以泥质岩为主；再加上中生界沉积中心随时代每有迁移，以及沉积中心与沉积厚度中心多数不符，因而其油气分布每随沉积中心的转移而改变其空间展布。

第三，基底给予盖层的影响，对中生界来说已很不明显，加上表层褶皱在盆地内部极不发育，因而造成油源单一性，油藏类型多，但主要是以地层和岩性圈闭（隐蔽油气藏）占统治地位。

第四，古生代陆相以平原河湖相为特征。东（北）部相带宽，西（南）部相带窄；东（北）厚度小，西（南）厚度大，具有清楚的半地堑式的楔形沉积形态。

一、区域位置

鄂尔多斯是在中国最早的一个克拉通中朝准地台西部边缘上形成的含油气盆地。地跨中国北部陕、甘、宁、内蒙、晋五省区，面积250000平方公里（不包括外围新生代地堑系）。

在中国，印支运动以前的构造格局以东西向为主。印支运动作用的后果，是把此以前由古特提斯影响和主导的南北构造分异，随着欧亚东部大陆边缘上太平洋锋线的产生，改造为以北北东向占主导的东西构造分异。在中国大陆内部，有两条标志上述东西分异的界线，一条是贺兰山—龙门山—康滇地轴重力梯度带，一条是大兴安岭—太行山—雪峰山重力梯度带。这两条线把中国印支运动以来的中新生代盆地自西而东分隔成挤压、压扭和拉张三种不同类型。中国西部的盆地主要是特提斯—喜马拉雅构造域的产物，中国东部的盆地主要是滨太平洋构造域（Marginal Pacific Tectonic Domain）的产物。处在中间部位上的鄂尔多斯盆地兼受东西两个构造域的影响，因此，它实际上是处在中国东西部不同地球动力学背景的一个调整带上。此背景可从盆地平面上，由活动翼（桌子山—沙井子断褶带）、深拗陷（天环向斜）和稳定前陆斜坡组成的三种结构上获得深刻的印象（图1）。

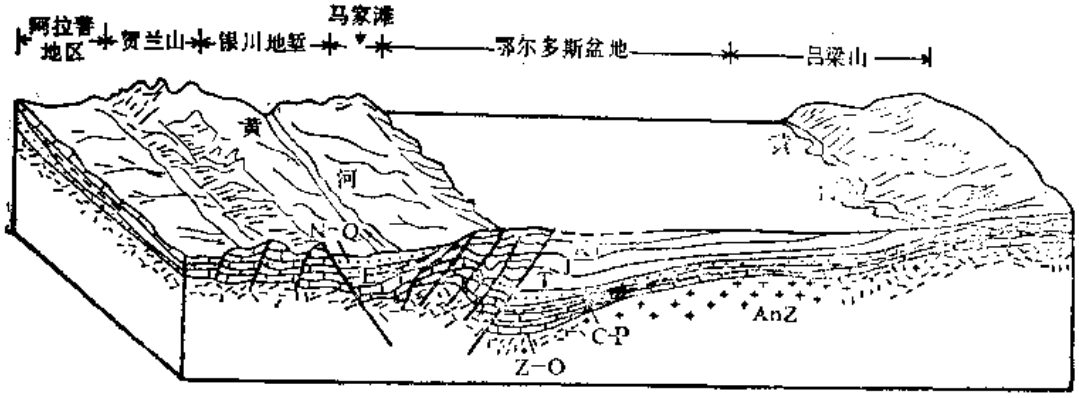


图 1　鄂尔多斯盆地横剖面示意图

二、基底岩石及其结构

根据盆地周边露头区和盆地内部地震深层反射资料，本区的基底岩系具有明显的双层结构。一类是由变粒岩岩相（麻粒岩、浅粒岩、混合花岗岩及片麻状花岗岩等）组成的射线年龄大于25亿年的太古界；另一类是由绿岩岩相组成为主（绿片岩、千枚岩、大理岩和变质的火山岩）的射线年龄大于17亿年的中下元古界。基底结构是不均一的。由图 2 可以看出，大体以斜贯盆地中部的环县—大同基底断裂为界，可将盆地的基底分为两区（图 3 ）。盆地北部以集宁群及乌拉山群为代表，主要由太古界岩石组成，构造线呈东西向；南部则主要以下元古界褶皱变质岩系作代表，组成了北东向（吕梁群，下元古界）及北北东向（岚河群、野鸡山群，下元古界上部）构造。



图 2　鄂尔多斯地区航空磁力异常ΔTA平面图

三、盖层发展历史及盆地的叠合性质

基底岩系之上的沉积盖层包括自中元古界至第三系沉积，累积最大厚度超过10000米。根据不同发展阶段的地球动力学背景，以不同发展阶段盆地原型（prototype）划分为基础，我们将沉积盖层的发展划分为以下五个演化阶段（表1）。

1.中晚元古代大陆裂谷集中发育时期的拗拉槽（aulacogen）盆地阶段

早元古代形成的鄂尔多斯大陆壳，由于尚欠稳定，在这种克拉通化仍在进行的硅铝壳上，于中元古代长城—蓟县纪发生了一系列的拗拉槽。西部为贺兰拗拉槽，东部为晋陕拗拉槽，中间（107°30′～109°）为中央古隆起所分隔。组成此种裂谷系的地层是厚度大于500米的长城系石英砂岩，其上为一般厚度大于1000米的蓟县系含叠层石的硅质灰岩所超覆，盆地中部地震剖面上反映了这一阶段的发展。两条裂谷向南分别与活动性显著的秦祁裂谷相接。

除西缘和西南缘外，鄂尔多斯盆地经长城—蓟县纪裂谷发育阶段后上升为陆，形成一个完整的地块，并在青白口—震旦纪统一于庞大的“古中国地台”。

2.早古生代地槽与地台并列发展的海相碳酸盐岩台地阶段

统一于扬子旋回的古中国地台的历史不长。伴随萨彦北蒙古额尔古纳地槽的封闭，这个古老的地台在兴凯旋回后期解体。结果，使加里东地槽系从南北两个方面包围作为中朝地台前缘的“鄂尔多斯地台”发育。

下古生界在盆地内部（克拉通凹陷）是一套厚400～700米的、以碳酸盐岩沉积为主的浅海台地相（图4），而在盆地南缘和西缘，同期的沉积达到4500米以上，既有碳酸盐岩也有海相碎屑岩（图5），其中还包括了属于中上奥陶世以复理石和陡岸滑塌堆积为特征的浊积岩。图4、5、6基本反映了盆地本部及其西、南边缘自寒武纪至中上奥陶世的海侵和海退地史过程。这一过程至少说明以下三个至关重要的问题：

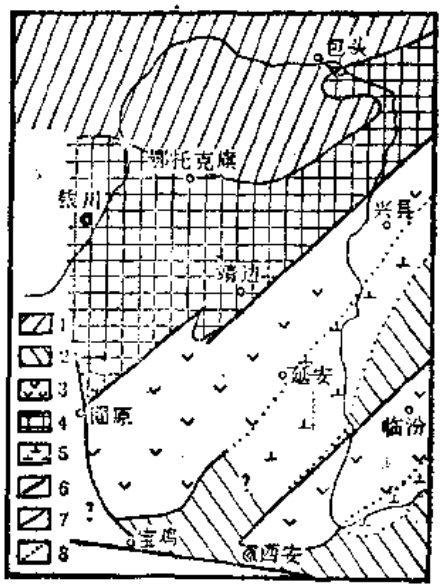


图 3 鄂尔多斯盆地基底结构略图
1—乌拉山群（千里山群）及二道洼群分布区；2—界河口群或滹水群分布区；3—吕梁群或绛县群分布区；4—集宁群分布区；5—崆河群＋野鸡山群或中条山群分布区；6—基底断裂；7—吕梁群等分布边界；8—崆河群＋野鸡山群或中条山群分布边界

1）盆地南缘和西缘在下古生代作为一个被动的大陆边缘，在沉积上表现为活动的秦祁地槽系与稳定的克拉通之间的过渡特征，这就是我们所称的克拉通周边。

2）下部古生代构造格局仍具有北高南低和中间高两边拗的烙印，显示了前期构造对早古生代构造的控制作用。这种影响一直持续到晚古生代。

3）除了盆地西缘有志留系海相地层和作为加里东褶皱山前沉积的泥盆系红层（陆相）外，盆地主体自奥陶纪末期全面抬升。

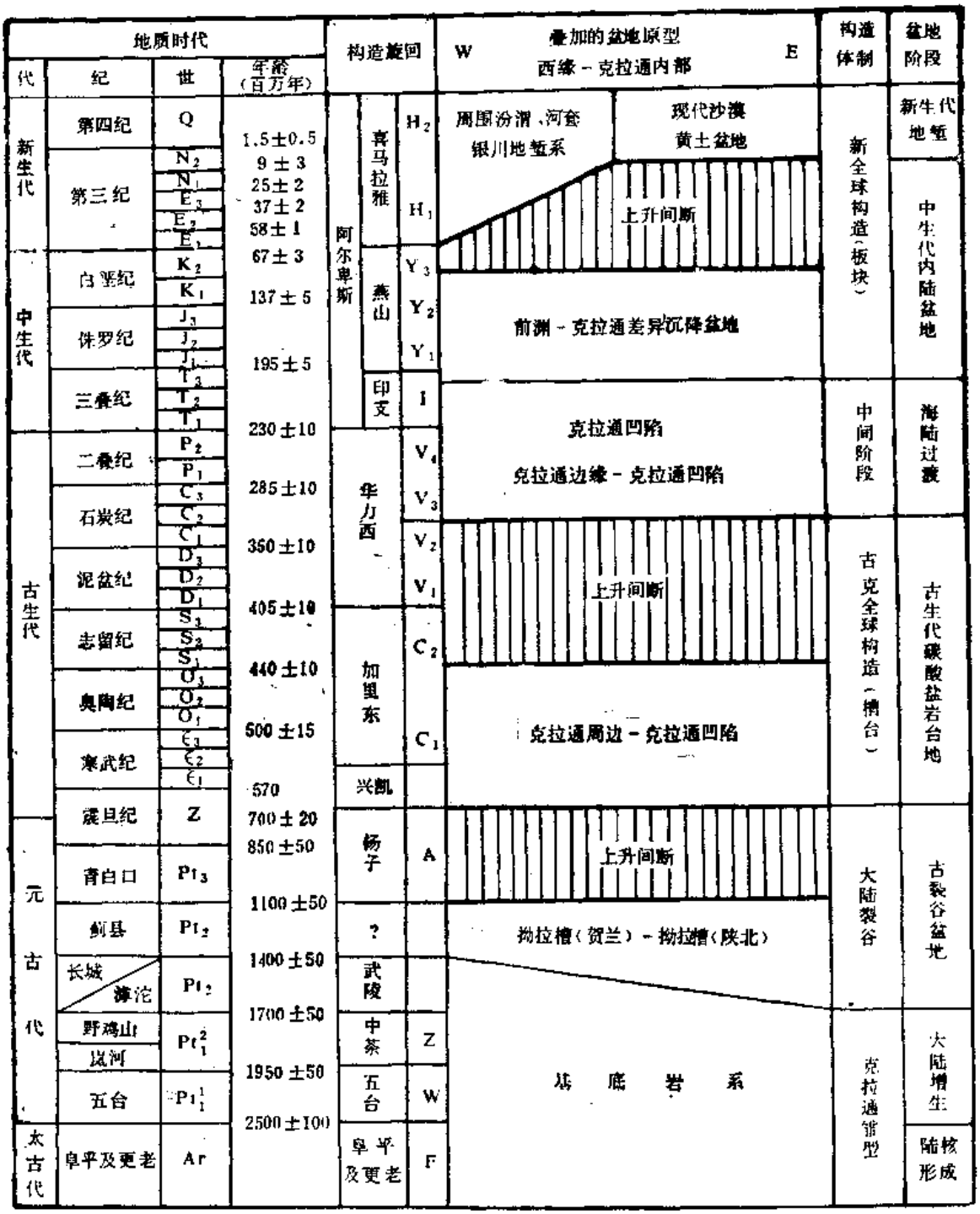
3.晚古生代至早中生代（C_2—T_2）由海相向内陆盆地相发展的中间过渡阶段。

加里东运动后，鄂尔多斯盆地与华北盆地一起经过中奥陶世至中石炭世早期的沉积间断和剥蚀，自中石炭世开始，东西以两个分隔的海盆沉积单元分别向盆地中央隆起超覆（图7）。西部是与古特提斯连通的一个南北向“海湾”，沉积了纳缪尔至维斯法期（靖远与羊虎沟组）厚度数十米至4000米（中卫）的黑色页岩夹砂岩、生物灰岩和煤层，它们的东界一般未过107°径线。中央隆起的东侧，是和华北克拉通内部凹陷一体的维斯法期（本溪组）的黑色页岩、砂岩和石灰岩的潮坪沉积，厚度小于50米，其西界在东胜—绥德—铜川一线上。

晚石炭至早二叠世早期，在本区已形成了一个统一的以煤系地层为特征的滨海相沉积单元。下部斯蒂芬期（太原组）的煤系是含石灰岩的泻湖—潮坪相沉积，上部煤系（P_1'称山西组）是滨海三角洲相与沼泽相的砂、页岩互层，二者总厚150～200米。此时两个海域虽然已越过中央古隆起而沟通，但作为克拉通边缘凹陷的西缘，仍表现为显著的沉降，两套煤系在盆地西缘北部最大厚度达到530米。

早二叠世晚期，海水退出北方大陆，在阴山以南、贺兰山以东的广大地区，沉积了与华北各地在岩性、古生物群方面均可对比的石盒子组（P_1^2～P_2^1）、石千峰组（P_2^2）、

表1 鄂尔多斯地层层序与盆地原型的叠加关系



刘家沟组（T_1^1）、和尚沟组（T_1^2）和纸坊组（T_2）。其中，P_1^2—P_2^2是内陆河湖相杂色砂岩和泥岩互层，厚500～600米；T_1^1—T_2是厚达1500米的河湖相红色碎屑岩。应该强调的是，伴随盆地中央隆起在C_3—P_1沉积期的“消失”，以及海水从早二叠世由中国北方大陆向南撤出，虽然直到晚二叠世在盆地南缘还发现有海相夹层，但应该说自P_1^2开始，鄂尔多斯乃至整个华北已为陆相湖泊和河流所统治。鄂尔多斯内陆盆地的雏型应追溯到早二叠世石盒子组（孙肇才，1964）（图8）。

整个晚古生代至中三叠世的沉积演化，表现出从海相到陆相、从潮湿气候到干旱气

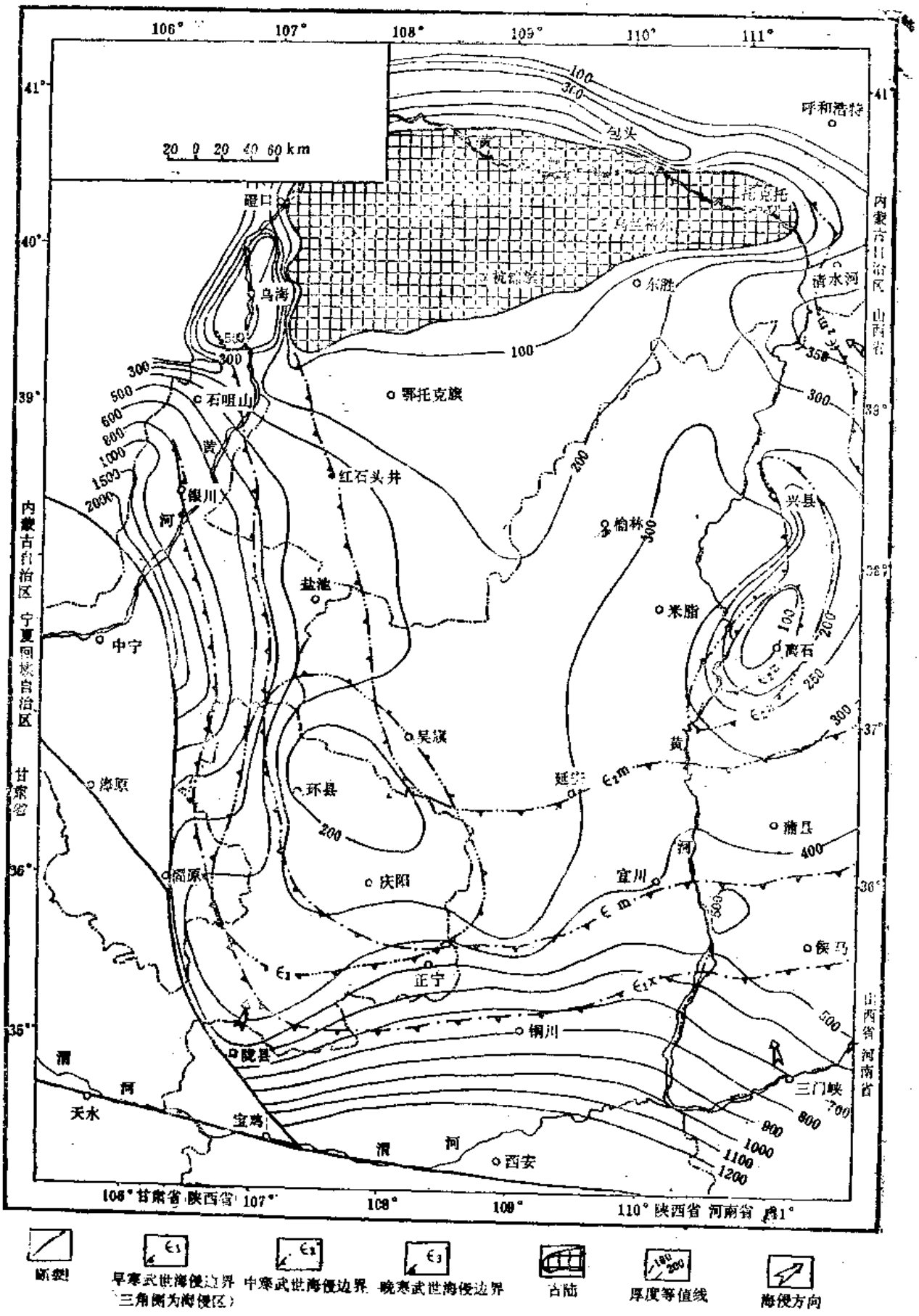


图 4　鄂尔多斯盆地寒武纪沉积等厚图

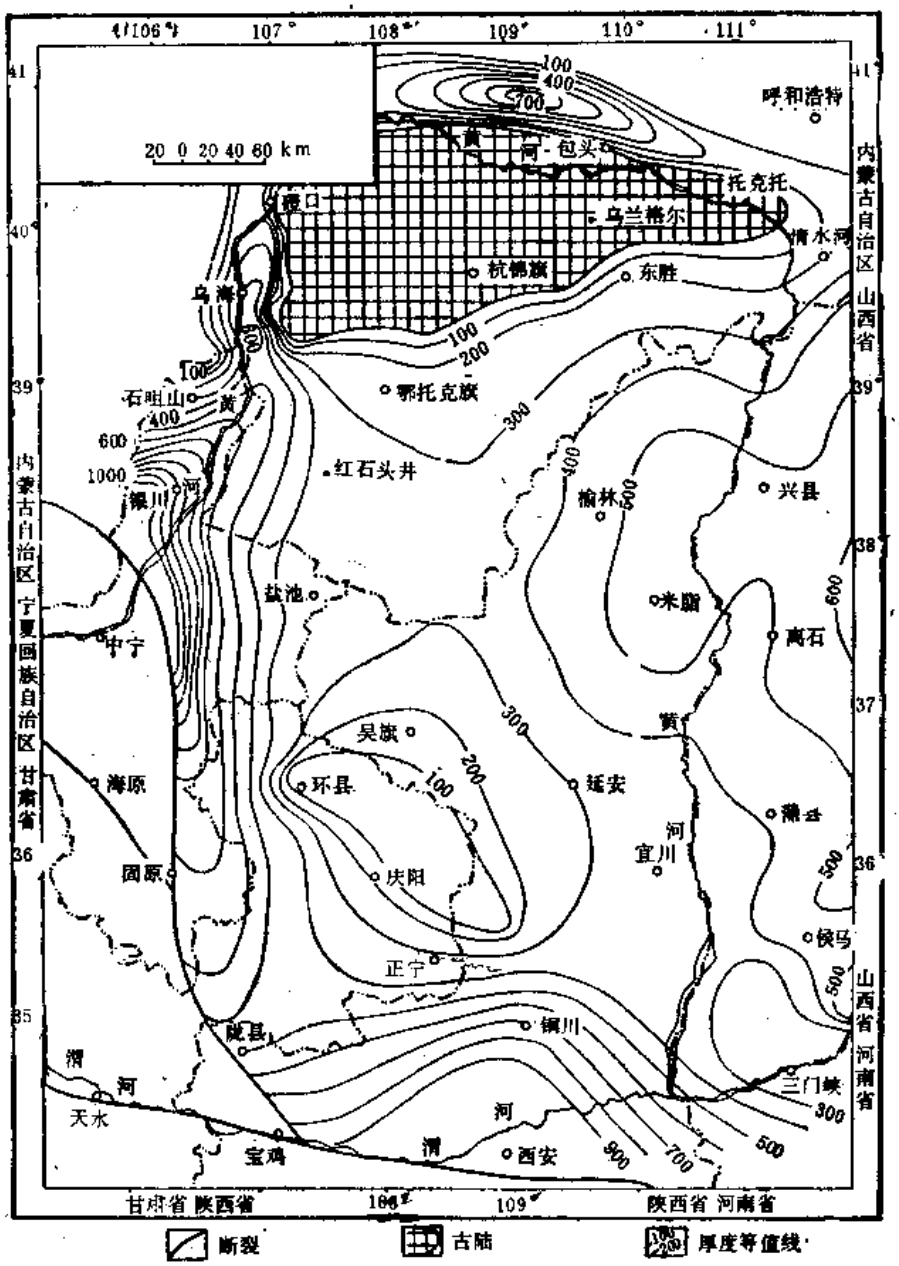


图 5　鄂尔多斯盆地早奥陶世沉积等厚图

候、从含煤岩系到红层的过渡特征。这样一个转变代表了一次重要的构造运动，它使最稳定的北部乌兰格尔古陆普遍接受了第一个沉积盖层，并使石炭纪的中央隆起消失在二叠纪之下。这就使内蒙兴安地槽最后关闭，形成古亚洲的海西运动。

4.中生代多旋回内陆盆地的发生与发展

相对于槽台构造体制下的古生代含油气盆地来说，中生代的含油气盆地是在板块构造体制下的板内产物。印支运动对后者的发生起了决定性的影响。

自晚三叠世在中国板块内部形成的中生代内陆差异沉降盆地，包括了五个明显的陆相碎屑岩沉积旋回，即晚三叠世延长组，早中侏罗世延安组、中侏罗世直罗—安定组、早白垩世志丹群下部（K_1z^{1-4}）及上部（K_1z^{7-6}）。它们的岩性简示于图9。

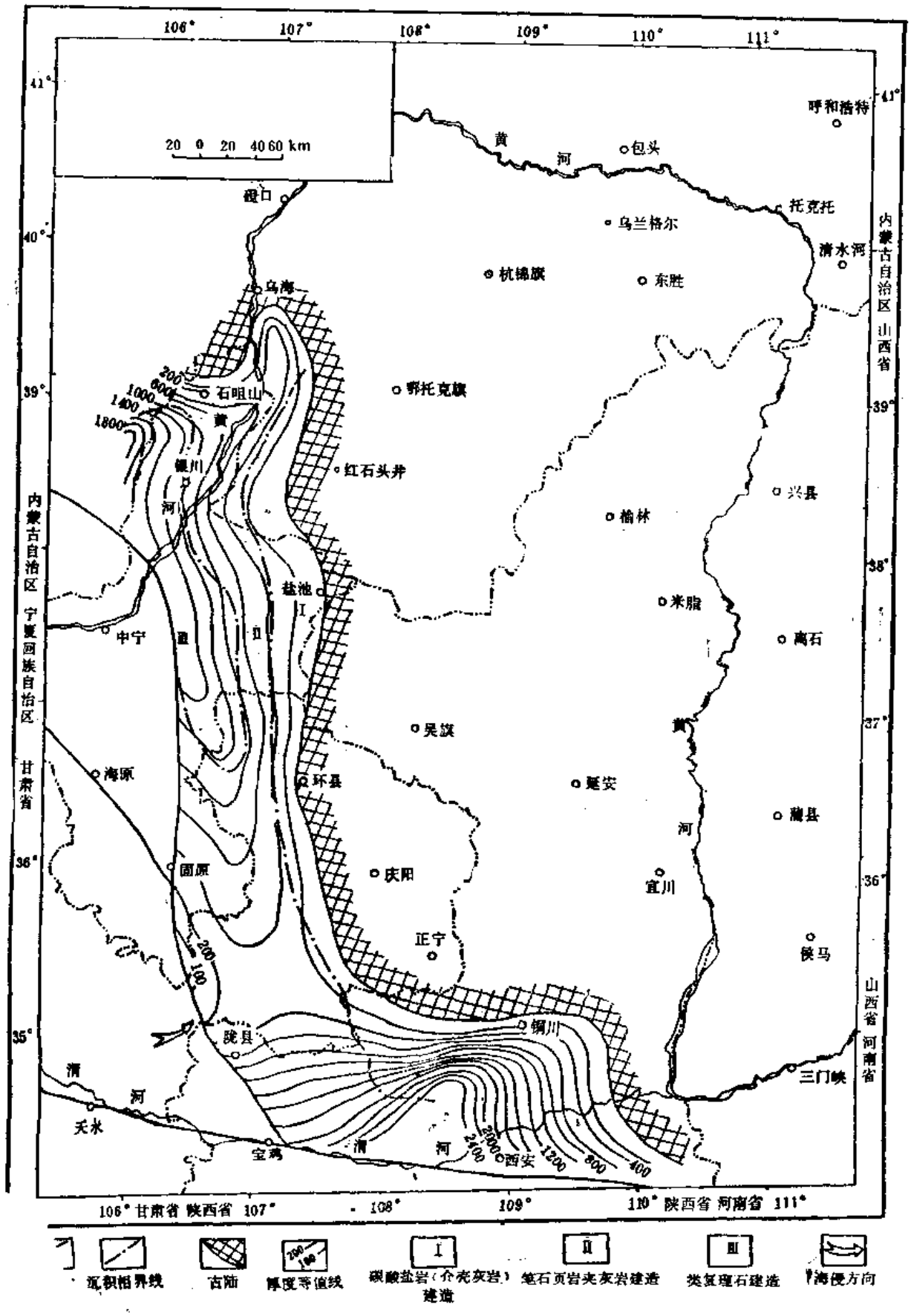


图 6　鄂尔多斯盆地中、晚奥陶世沉积古地理图

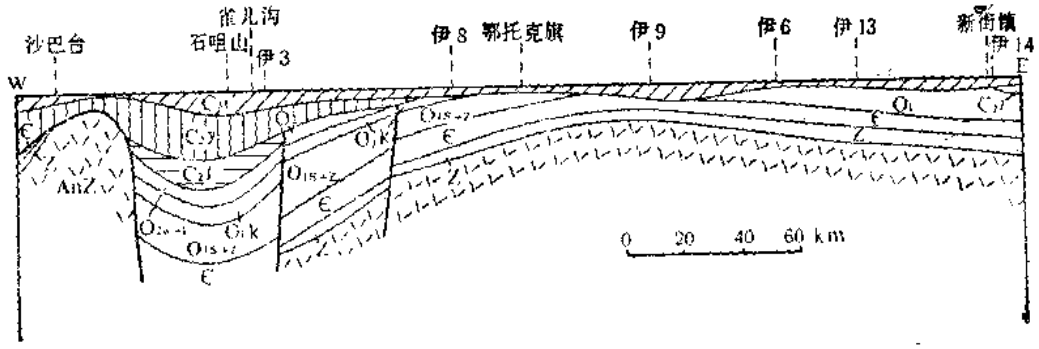


图7 沙巴台—新街镇石炭纪末古构造横剖面示意图

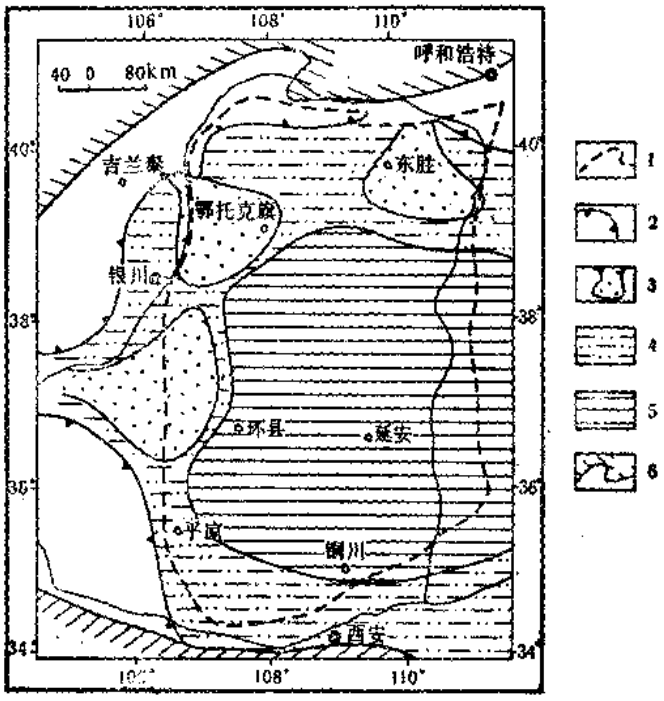


图 8 鄂尔多斯盆地P^2_1—P^1_2古地理

1—盆地边界；2—剥蚀区；3—滨湖三角洲；
4—河流—滨湖区；5—湖泊区；6—古陆

就象Hilde、朱夏及Kensbiro otsuki的著作中所一致注意到的，印支运动期间(T_2^1—T_3^3)由于古特提斯的扩张，产生了自南而北的挤压，中国南部大陆因整体北移，封闭了残余的右江和秦岭印支地槽，并使中国东南部发生了基底滑移(Basement)或拆离(Decoupling)。在这种推掩作用下，扬子地台向北俯冲，华北地台向南潜没，从而在华北广大范围内形成了总体为近东西向以及拗陷轴偏南和带有前渊(Foredeep)的差异沉降盆地(Differential)。

晚三叠末的印支运动，造就了鄂尔多斯西高东低的古地形。早中侏罗世早期是填平齐的残积红层和河流沉积，后来是湖泊河流及河流沼泽的含煤建造，最后是红色砂、建造。虽然印支运动使华北东部隆起，但侏罗纪盆地的东界仍然超出现代盆地的字记录的上侏罗统仅见于盆地西缘，是一套厚达千米的砾岩。侏罗系在盆地内

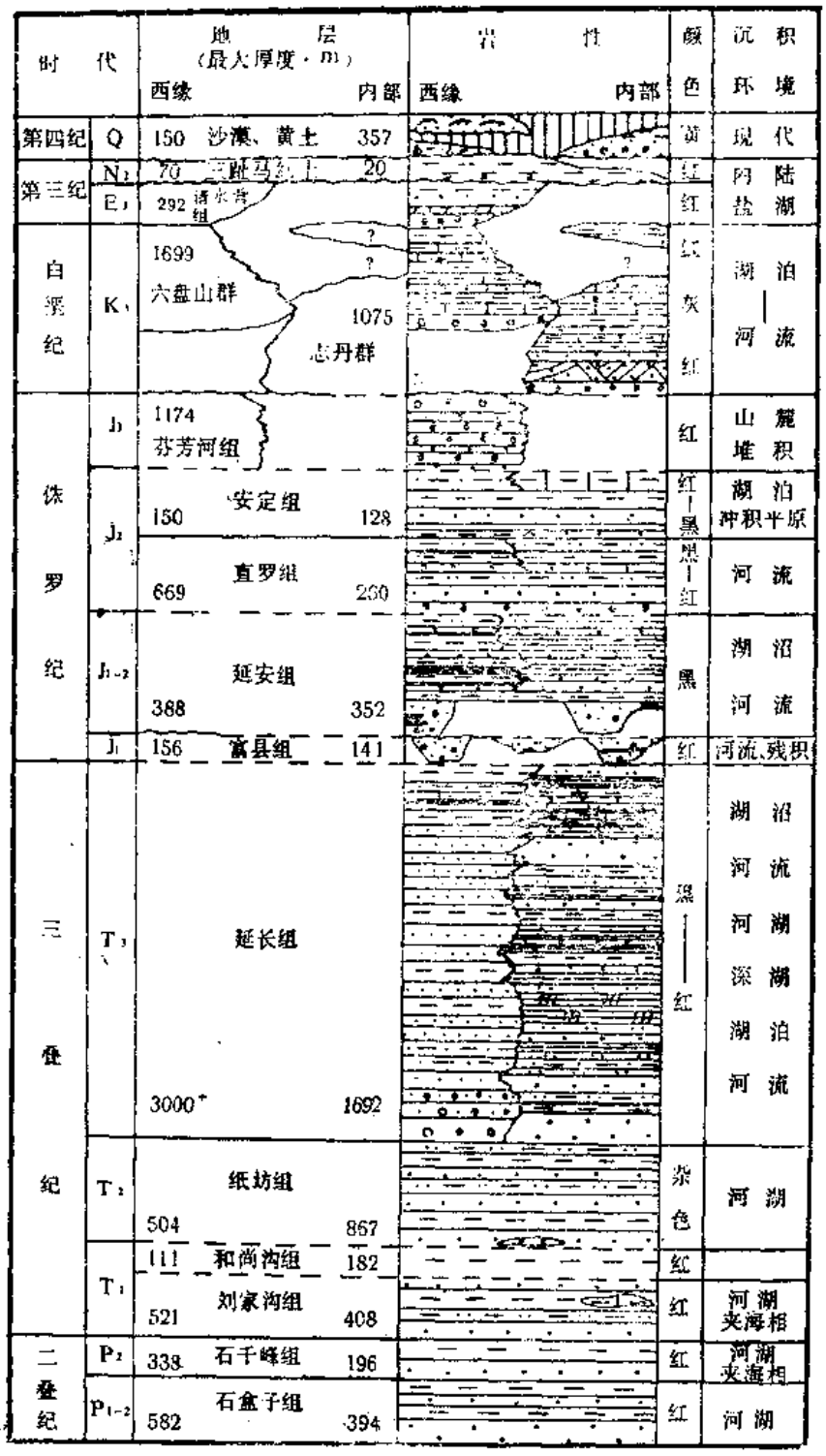


图 9 中生界诸沉积旋回及其岩性和沉积环境

右，西缘最厚达3000米，继承了晚三叠世前渊特性，但前渊位置向东迁移（图12）。

发生于侏罗纪末的燕山早期运动，是一次对中国东部滨太平洋区影响深远的"准造山"运动。这场运动不仅结束了盆地西缘自中元古代以来长期显著沉降的历史，形成了盆地西缘类*A*式俯冲和规模不大的逆冲镶边，还由于包括山西在内的整个华北地区在左旋活动加强之下的隆升，在白垩纪盆地沉积中心西移的同时，使白垩纪的沉积东界到了吕梁山或黄

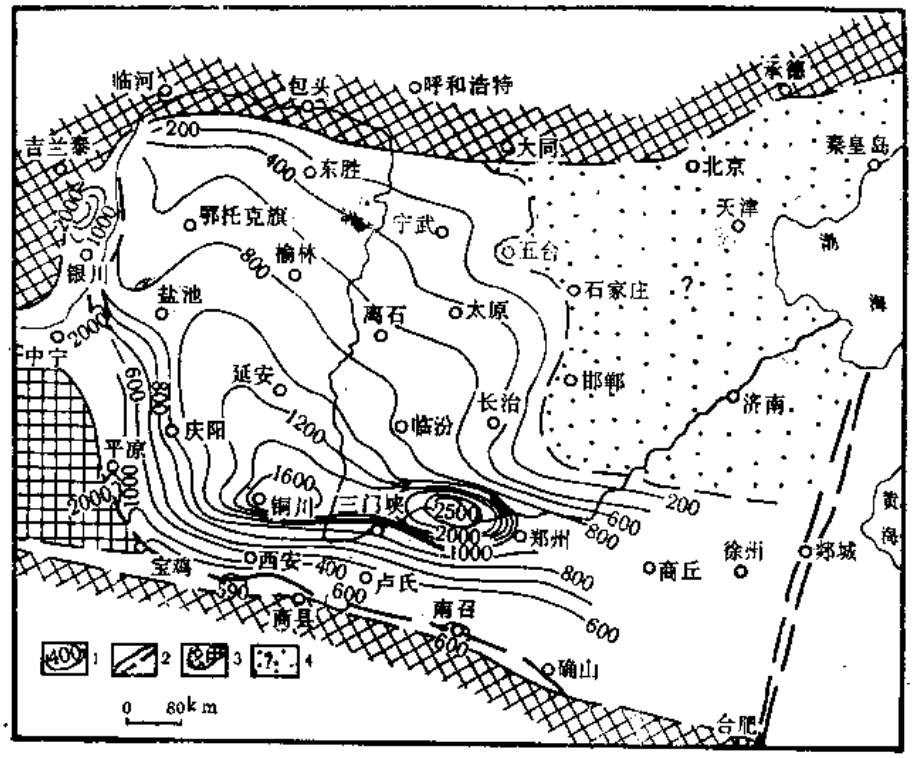


图 10 华北地区上三叠统等厚图

1—等厚线(米)； 2—断裂；
3—古陆； 4—资料不清地区

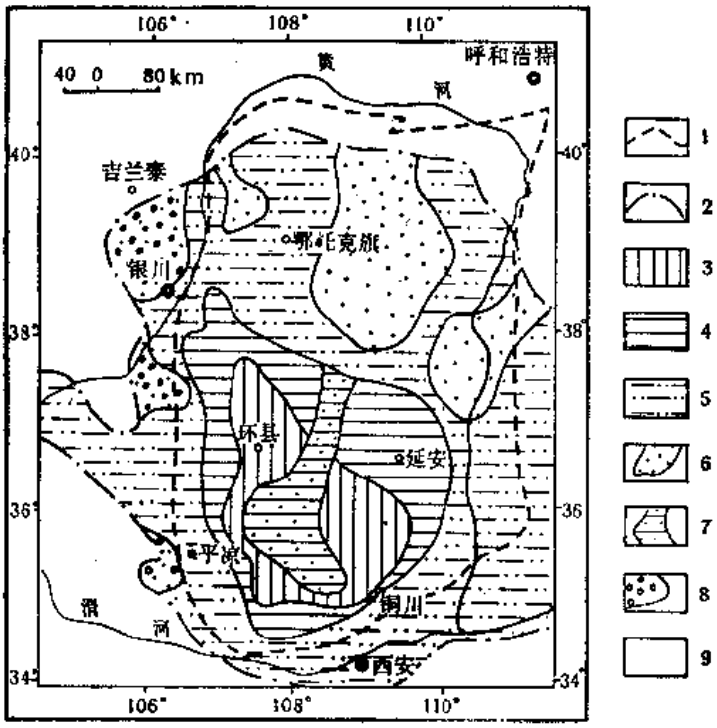


图11 鄂尔多斯盆地晚三叠世古地理

1—盆地边界；2—延长组边界； 3—较深—深湖； 4—浅湖；
5—滨湖；6—滨湖三角洲；7—冲积扇；8—前洲；9—古陆和剥蚀区

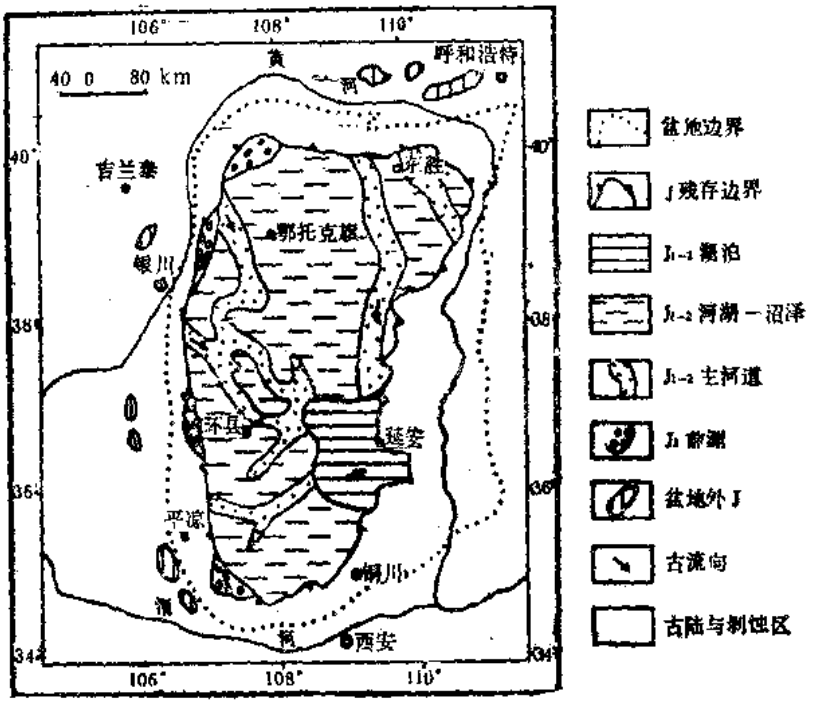


图 12　鄂尔多斯盆地侏罗纪古地理

河西侧。只是到了此时，沉积盆地的边界才限制在当今的构造盆地范围以内。早白垩世志丹群包括两个从粗粒碎屑砂砾岩开始的沉积旋回，均以红色砂泥岩建造为主。早白垩世末的燕山中期运动，使盆地整体隆升，水体向西、向北退出，最终结束了本区中生代盆地的发展历史。

内陆发展阶段的中生界，特别是其中的侏罗、三叠系，作为一种差异沉降盆地是本区最重要的生储油岩系。概括其演化，有两项特征值得重视：

1）具有明显的三个沉积演化阶段。早期是以河流为主的填平补齐阶段；中期是以湖泊沉积为主的拗陷阶段，重要的生油岩系都发育在该阶段内；晚期是拗陷结束阶段，以发育含煤地层为特征。

2）中生代各期内陆盆地的沉积中心、沉降中心和今构造盆地的大向斜（trough）轴是互不一致的。就象图13所示，延长组（Ty）的沉降轴在贺兰山—石沟驿—平凉一线上，以河流沉积为主，总厚度在3000米以上；沉积中心在盆地西

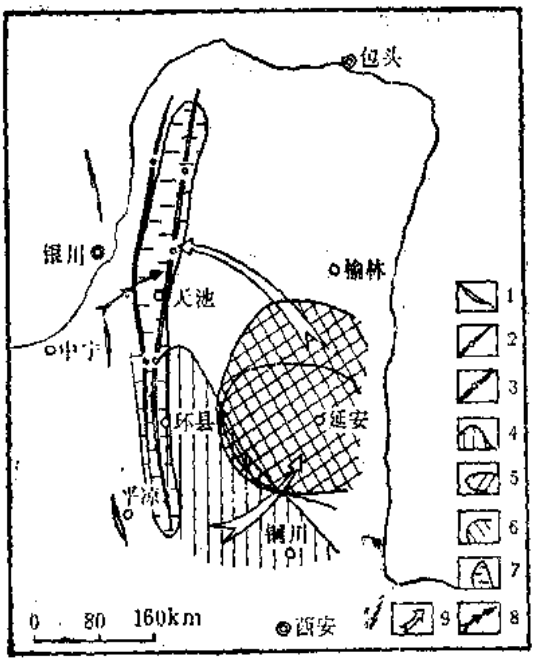


图 13　中生代沉积中心、沉降中心与现代盆地大向斜的关系及迁移方向图

1—晚三叠世沉降轴；　2—侏罗纪沉降轴；　3—早白垩世沉降轴；4—延长组沉积中心；　5—延安组沉积中心；　6—直罗组安定组沉积中心；7—志丹群沉积中心；　8—沉降轴转移方向；　9—沉积中心转移方向

南环县—铜川一带，以湖相为主的沉积厚度在1300米上下，是盆地内最重要的生油拗陷。侏罗系（J_1-$_2$）的沉积中心向东北迁移到延安附近，这里沉积最细，是延安群唯一无煤的湖相区，侏罗系总厚600米左右，而其沉降轴则从原来延长组的位置上向东迁移到东经107°附近，那里侏罗系总厚度最大也达3000米。唯有白垩系的沉积中心和沉降中心互相一致，并与今构造盆地向斜轴吻合。

5.盆地上升解体及新生代地堑系发展阶段

“典型活动的地壳变动旋回的晚期，通常以整个地带的垂直隆起为特征”（Weeks，1959）。早白垩世末期的燕山中期运动，导致本区同中国东部滨太平洋区一起，在晚白垩世至第三纪期间，作为一个统一的受力单元，在开阔褶皱基础上发生大面积垂直隆起。就在这个隆起背景上，形成了环鄂尔多斯中生代盆地的以汾、渭、银川和河套为代表的新生代地堑系，并在其中沉积了厚达数千米至万米的以上第三系为主的地堑型沉积（图14）。

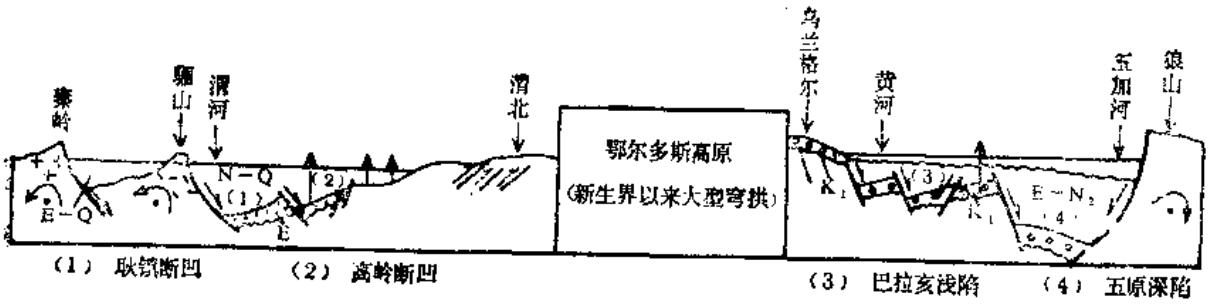


图 14 鄂尔多斯南北两端新生代地堑系对称发育示意图

综上所述，盆地结晶基底经170百万年前后的吕梁运动奠定之后，经历了拗拉槽—克拉通拗陷和周边—板内陆相差异沉降盆地和前渊—拉张断陷五个阶段或层序的发展过程。当今的盆地是上述不同层序和盆地原型改造之后在该区空间上的叠加，这种典型的叠合盆地不仅为扩大现有的资源（主要是油气）提供了依据，更为进一步的勘探和向新领域开拓提供了可靠的地质背景。

四、地热史与经济矿产

由于盆地在发展过程中始终以沉降和隆升为主，没有重要的岩浆侵入和火山岩活动，因此盆地的地热史基本是一部构造运动和沉积盆地的叠加史。

为石油勘探目的而进行的埋藏史和古地温研究结果表明，寒武、奥陶系大量烃类生成期是在二叠纪末三叠纪初，石炭二叠纪煤系主要生烃时期是在三叠纪末到侏罗、白垩纪，延长组和延安群的生油高峰期是侏罗纪末和白垩纪晚期。这种顺序的确定恰与各原型盆地的按时代新老而依次叠加的模式相符合。石炭二叠纪煤系中煤的变质程度自盆地周围向中心依次加深，正与其埋藏深度的由浅到深的变化一致。古地温梯度的递变更与盆地叠加和沉积厚度的累积密切相关。

由于盆地是一个在克拉通内长期发育的沉积实体，盆地内经济矿产以煤、石油和天然气居首要地位，是中国重要的燃料基地之一。

煤分布于全盆地各处，主要开采层有太原组（C_3）、山西组（P_1）、延安群（J_{1-2}）和延长组顶部的瓦窑堡煤层（T_3y^3），后者只局限于陕北地区。其中石炭二叠纪煤藏量可达2.7万亿吨。

石油、天然气跟煤一样，是盆地内最有经济价值的矿产资源。油气显示的分布从太古界片麻岩一直到第四系松散沉积中。古生界以产气为主，中生界以产油为主。有意义的含油气层系是奥陶系、石炭系、二叠系、三叠系和侏罗系。目前主要的产层是延长组（T_3y）延安群（$J_{1-2}y$）和石盒子组（$P_{1-2}sh$）。现将本区的含油气特点概括如下：

（1）多层系生油　早古生代的碳酸盐岩、晚古生代的煤系地层（煤和页岩）、中生代延长组的页岩和延安群的页岩和煤岩都可以生油。生油岩总厚度在2000米以上。其中，C_2-J的生油岩叠加分布面积为291706平方公里，体积为47771立方公里。各时期生油岩的质量见表2。

表 2　生油岩有机质丰度

环境	岩石类型	总碳 %	"A" ppm	总烃 ppm	总烃/总碳 mg/g	样品数	备注
陆相	Mz页岩	1.19	1200	643	54	1148	盆地南部
	T_3页岩	2.40	3400	1050		122	盆地南部
过渡相	Pz_2页岩	1.76	572	212	12	59	盆地北部
海相	O_2页岩	0.12	366	261	62	8	盆地西缘
	Pz_1石灰岩	0.17	135	102	60	64	盆地南部

注：C.P生油潜量在0.28～4.69kg/t。

（2）多旋回成油　沉积盆地的多阶段发展产生了多套生储盖组合，其中储集岩情况可参见表3。

（3）多类型油气圈闭类型　当今盆地在平面上出现的（自西而东，见图2）三种结构

表 3　各阶段储集岩类型及性能

阶段	时代	沉积环境	岩性	孔隙度 %	渗透率 mD①	孔隙结构特征	分布及厚度
新全球构造	N	河湖	砂砾岩				分布于全剖面几米至几十米
	E	河湖	砂砾岩	12～18	0.43～376		
	K_1	河湖	砂砾岩	7～12	2.6～4.9		
	J_2	湖相	泥灰岩	7～27	＜0.05		＜40
	J_{1-2}	河流	砂岩	15±最高27	10～50 最大6630		几米一上百米
	T_3	河湖	砂岩	10±最高20	最大561	晶间孔为主的微喉道孔隙系统，上部较好	分布于全剖面

续表

阶段	时代	沉积环境	岩性	孔隙度 %	渗透率 mD①	孔隙结构特征	分布及厚度
中间阶段	T_{1-2}	河湖浅湖河流三角洲	砂岩	10～20 最高25	<10 最大3688	粒间孔、晶间孔、粒内孔均有，结构复杂变化大	分布于全剖面，几米至几十米最厚单层76米
	P_2 | P_1		砂岩				
	C_{2-3}	潮坪	砂岩	10± 最高18	<5最大458		分布于全剖面
古全球构造	O_3	浊流	砂岩				
	O_3	海相	白云岩	0.56 ～ 3.53	0.04 ～ 0.08	共14种孔隙，以晶间孔、溶蚀孔裂隙最重要	遍布全盆地，其中白云岩100～650米，其余近千米
	O_1		石灰岩				
	ϵ_{2-3}		石灰岩				
	ϵ_{1-2}		砂岩				
	Z		石灰岩、砂岩				千米以上

①1达西(D) = 0.987×10^{-12}米^2。——编者

(西缘断褶带、天环向斜及陕北斜坡)，导致了盆地内部及其周缘特有的油气藏序列。内中尤以隐蔽油气田著称。依其重要性和研究程度，可将本区油气田作如下划分：

1)隐蔽油气田：

i.侏罗系古地貌披盖油气田。发生在延长组(T_3y)顶部的古侵蚀面上，储油层是延安群($J_{1-2}y$)底部的河道砂(图15)。工业部门根据详细的勘探工作，又在此一系列中分出了坡系前缘、丘陵外围、平原台地等三类七种油田类型。

ii.上三叠统湖相三角洲油气田。在延安组湖相发育的盆地南部约4万平方公里范围内，是三角洲伴湖底扇的巨型砂体分布区，形成了以三角洲前积砂、三角洲分流河道为代表的众多的岩性圈闭(图16)。

2)西缘掩冲带上主要与背斜圈闭有关的油气聚集带。在该带中段已发现工业油气聚集，属于三叠系者有马家滩油田(图17)，属于侏罗系者有摆宴井油田(图18)，属于二叠系者有胜利井油田。

3)盆地北部以上古生界煤成气为主的油气区。盆地北部系指黄土塬以北由沙漠和半沙漠占据的10万平方公里范围。此地的勘探工作起步不久，已由几口发现井获知，目的层属于上部古生界上部，并以天然气产出为主。

(4)良好的油气保存因素 虽经过几次大规模的构造运动，但除局部中元古界轻微变质以及一部分目的层(如西缘的石炭二叠系)裸露地表以外，大部分沉积盖层不仅埋藏深度适中，同时未受到强烈褶皱和变质，有机质和油气得到良好的保存，图19可以部分地说明。

作为一个大型克拉通内部盆地，鄂尔多斯具有良好的含油气前景(孙肇才等，1981)，预测其石油资源量达几十亿吨、天然气一万亿立方米以上。目前探明的地质储量

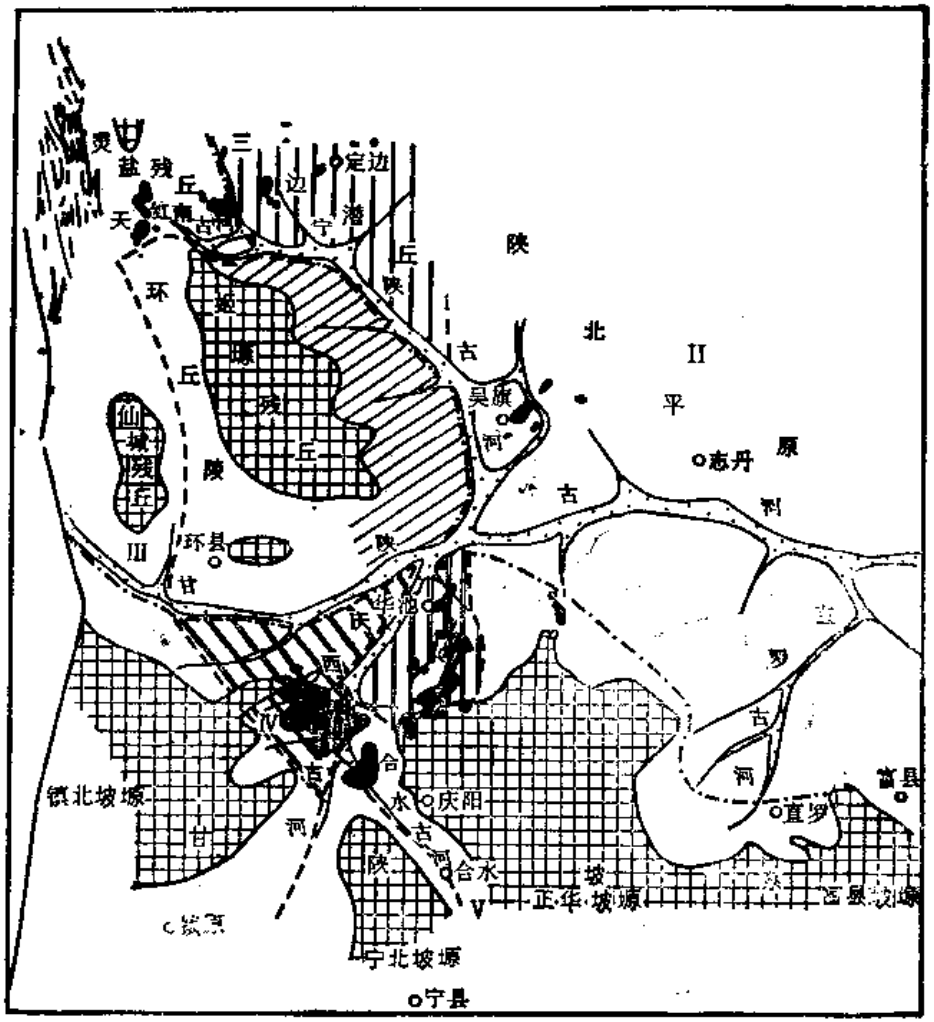


图 15a　鄂尔多斯盆地南部侏罗系古地貌披盖油田分布图

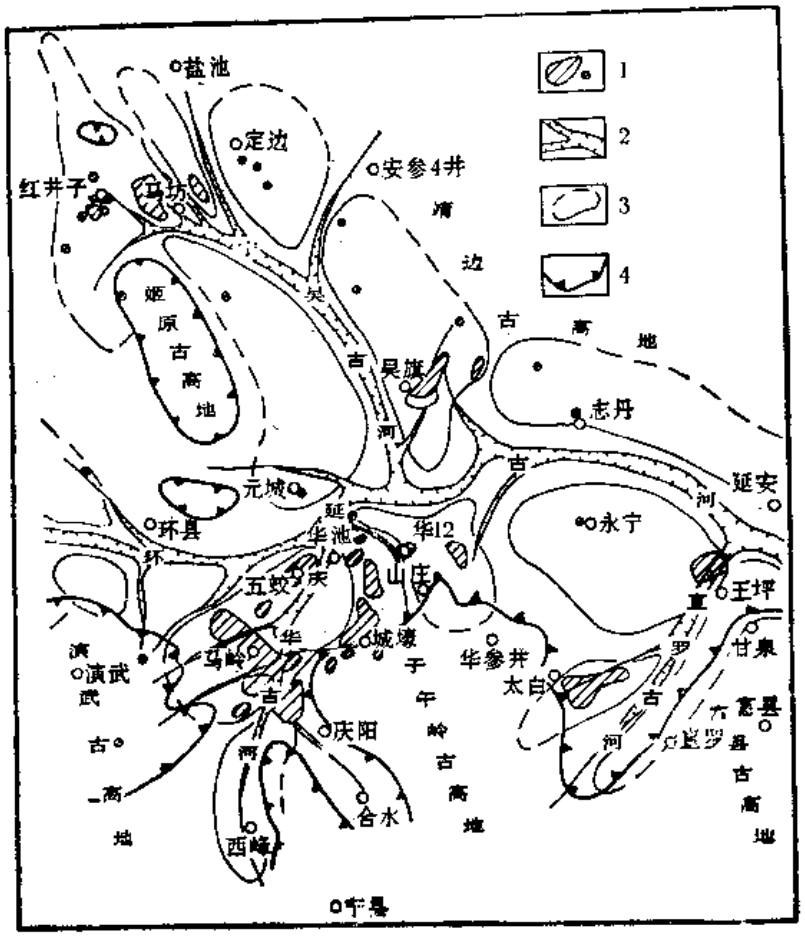


图 15b　盆地南部延安群油田分布与延安群早期古河道关系图

1—油田；2—古河道；3—有远景区；4—缺失延10或尖灭区

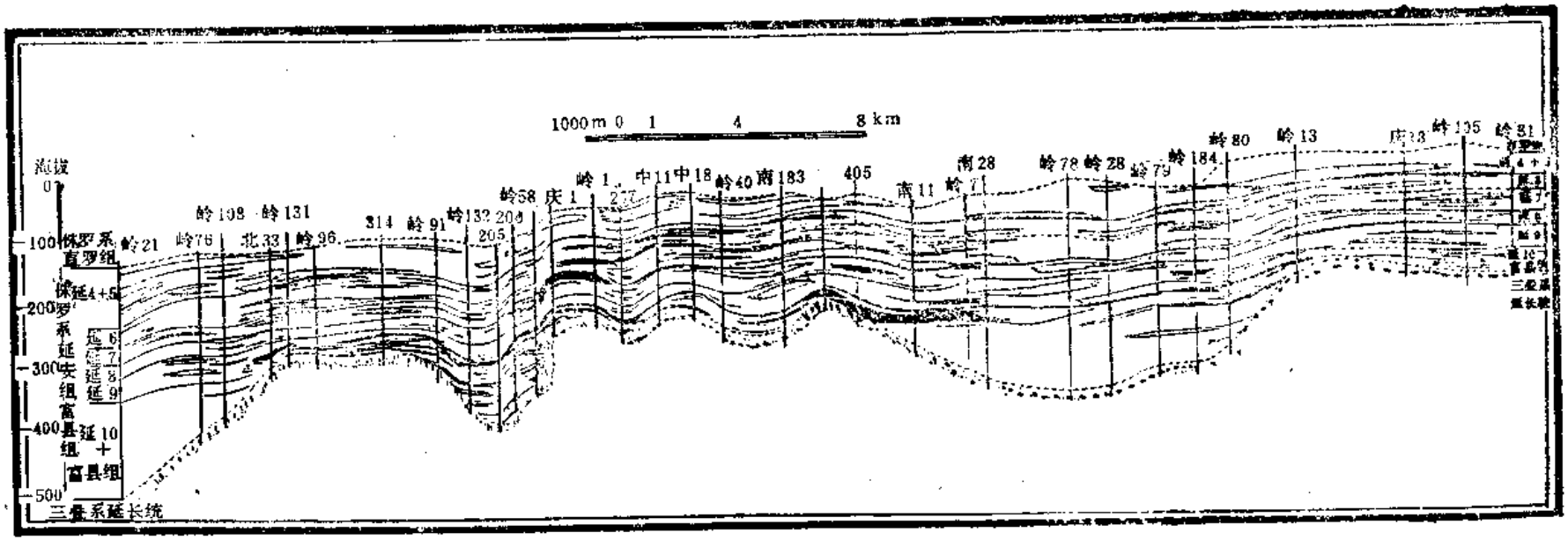


图 15c 马岭河流交汇三角洲田油藏序列图

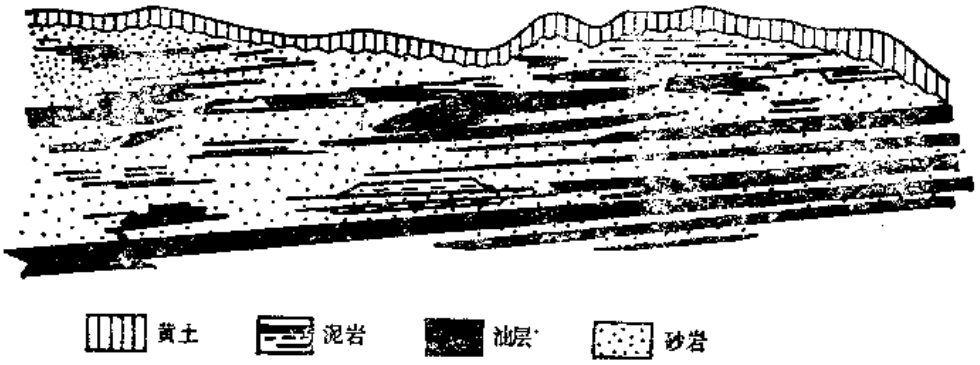


图 16　陕北地区延长油田油藏横剖面图

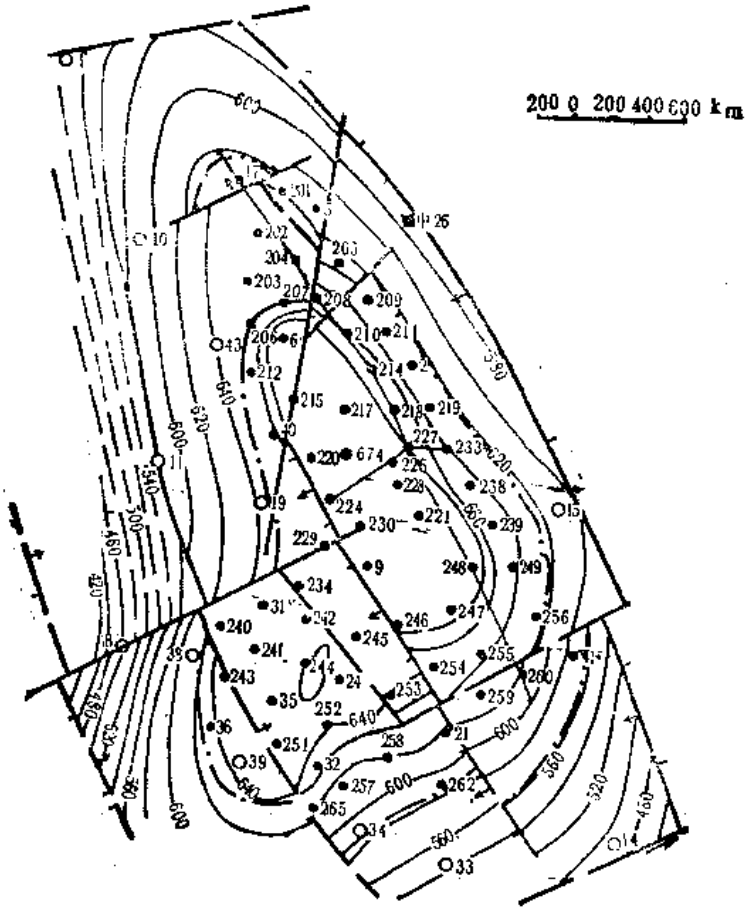


图 17　马家滩油气田构造图

还不到预测资源量的10%，勘探活动仍在继续进行。因此，鄂尔多斯作为一个沉积盆地，首先是一个名闻遐迩的煤和石油共生共存的含油气盆地。

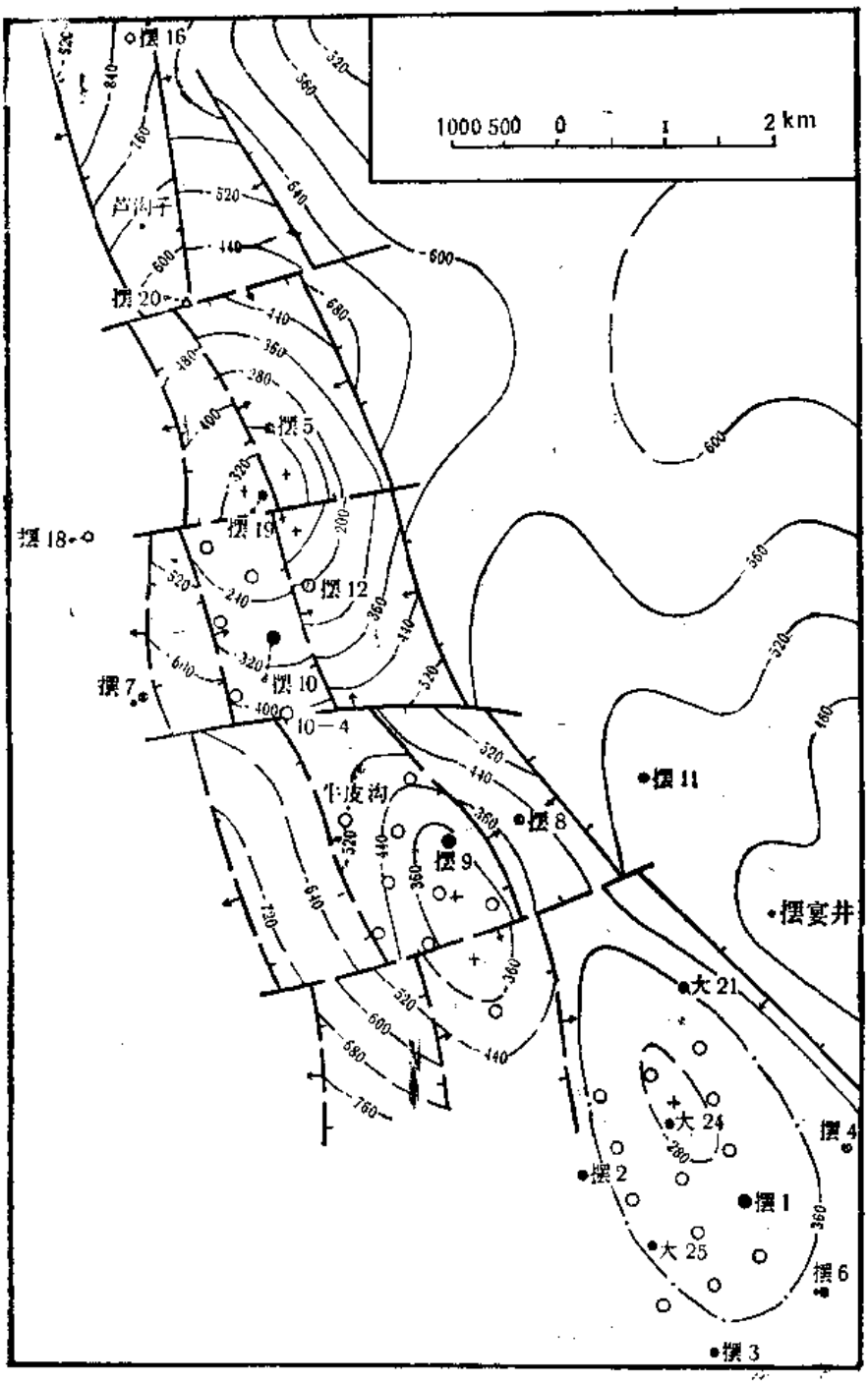


图 18　摆宴井油田构造图

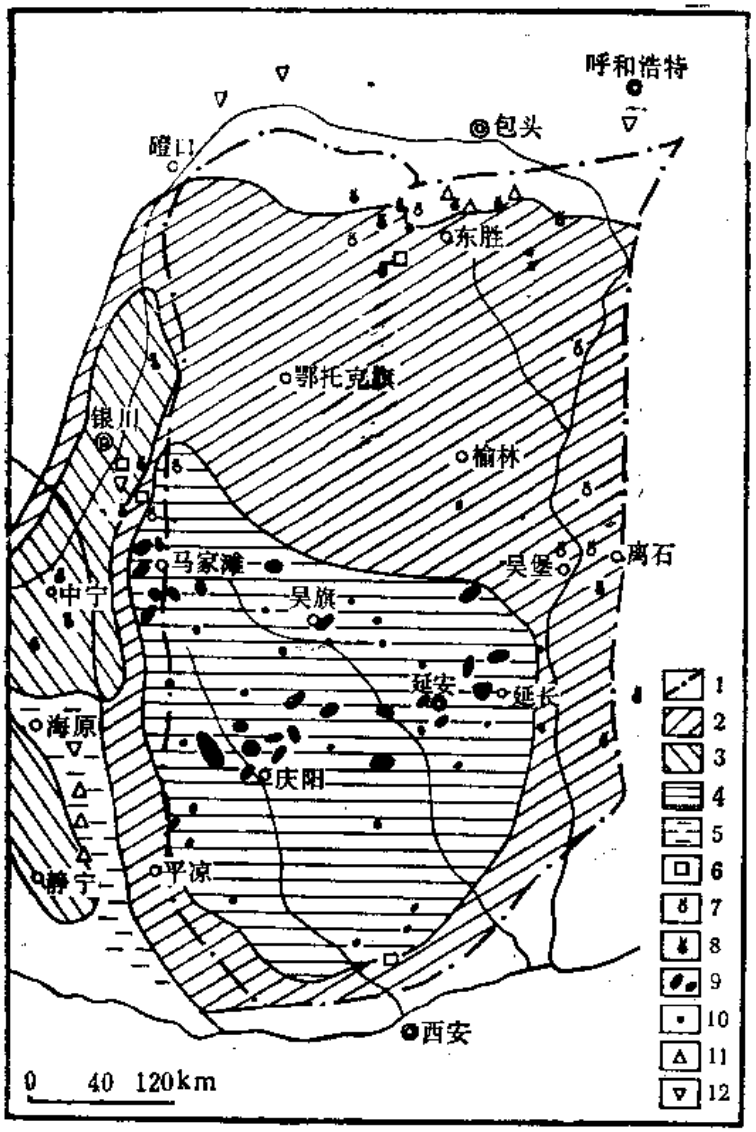


图 19 鄂尔多斯盆地生油区与油气分布关系图

1—盆地边界；2—Pz生油区；3—C_{2-3}生油区；4—T·J生油区；5—K_1生油区；6—Pz_1气；7—Pz_2气；8—Pz_2显示；9—T·J油田；10—T·J有油气；11—K油气显示；12—E·Q油气显示；新生界生油范围未予表示

参 考 文 献

1. Pan, C.H., 1941, Noo-marine origen of Petroleum in North Shensi, and the Cretaceous of Szchuan, China BULL.A.A.P.G.Vol.25, No.11.
2. 朱夏，“中国东部板块内部盆地形成机制的初步探讨”，石油实验地质，1979年第1期。
3. 黄汲清等，“中国大地构造基本轮廓”，《国际交流地质学术论文集(1)》，地质出版社，1978年。
4. 陈万川等，“陕西唐王陵组沉积物重力流特征和形成机理”，石油实验地质，1984年

第3期。
5. Hilde, T. W., Uyeda, C. S., and Kroenke, L., 1977, Evolution of the Western Pacific and it's Margin, Tectonophysis, Vol.38。
6. 朱夏，“中国大陆边缘构造和盆地演化”，石油实验地质，1982年第3期。
7. Kenshiro Utsuki, 1985, Plate Tectonics of Eastern Eurasia in the light of Fault Systems, Reprinted from the science Reports of the Tohoku universily, Sendai, Second Sevies (Geology) Vol55, No.2。
8. 杨俊杰，“陕甘宁盆地（鄂尔多斯）侏罗系古地貌油田的油藏序列及勘探方法”，《中国隐蔽油气勘探论文集》，黑龙江科学技术出版社，1983年。

河西走廊地区构造特征与油气分布

徐　旺
（中国石油学会）
霍永禄
（玉门石油管理局）
颜玉贵
（中国科学院兰州地质研究所）

提要　河西走廊地带位于北祁连山加里东褶皱带与阿拉善台块接触带上，具有过渡带的特点。本区位于不同大地构造单元的交汇带上，因此在不同构造单元上形成的盆地具有不同的构造特点和不同的油气聚集条件。本地区自南而北可以划分为：北祁连加里东褶皱带，走廊拗陷带（南部老君庙背斜带、中央凹陷带和白杨河单斜带），台缘断陷带，阿拉善台块和兴蒙海西褶皱带，其西北以阿尔金断裂为界同塔里木地台相邻。本区具有20多个不同类型的沉积盆地，自西而东有酒泉、花海—金塔、民乐、武威诸盆地。

走廊地带的演化经历了盆地基底形成阶段，前渊拗陷阶段（指祁连山前拗陷），燕山期的剪切拉张形成断陷阶段，拗陷发育阶段和盆地萎缩阶段。由于构造单元不同，演化的过程也不尽相同。因此在走廊地区发育了石炭二叠系、侏罗系和下白垩统—第三系三个生储油组合，具有各自的成油条件，目前以下白垩统—第三系组合为主要的目的层。

河西走廊通常是指甘肃省兰州黄河以西，祁连山同龙首山、合黎山之间的走廊地带。从大地构造位置讲，本区包括了祁连山前山带及其附近的区域。它位于中朝板块和秦、祁、昆古海板块的接触带，向东至鄂尔多斯西缘同华北陆台相邻。我国许多著名的地质学家对本区都有过研究和论述，李四光认为本区为祁、吕、贺兰山字型褶皱带的左翼；黄汲清称本区为祁连地槽同中朝地台的过渡区；张文佑则认为贺兰山—龙门山是我国东西构造的分界线；李春昱认为在祁连山同中朝地台之间存在一条重要的板块缝合线；朱夏称之为不稳定克拉通的过渡带。走廊的南侧为北祁连加里东褶皱带，中祁连山为一个隆起带，主要由元古界的变质杂岩组成，南祁连亦为加里东褶皱带，但发育特点和建造性质同北祁连有差别。祁连山成为褶皱带之后，同北部的中朝板块拼结在一起。大多数地质学家对于中朝板块贺兰山以西部分称做阿拉善地块，它的南界一般以合黎山、龙首山深断裂为界，北以乌仁图雅深断裂同兴蒙海西褶皱带为界。祁连褶皱带和阿拉善地块西缘为北东东向的阿尔金深断裂带所切割，同塔里木板块相接（图1）。

祁连山褶皱带形成之后，经历了隆起和剥蚀，在东段高台至古浪一带沉积了厚3000余米中上泥盆统的磨拉石建造。石炭纪时，本区沉积了浅海和海陆交替相的含煤建造。从二叠、三叠纪开始，本区以中祁连隆起带为界，以南为海相沉积，而北侧则为陆相沉积。贺兰山附近地区，在古生代拗拉槽的基础上发育起来的拗陷盆地，在石炭、二叠、三叠纪时期仍具有继承性活动。印支运动以后，祁连褶皱带整体上升为陆，在北祁连褶皱带的山前带和阿拉善地块及其边缘断陷带形成了一系列中新生代拗陷盆地和断陷盆地，总面积为十几万平方公里。由于走廊区位于不同大地构造单元的交汇带上，这些盆地具有不同的地质

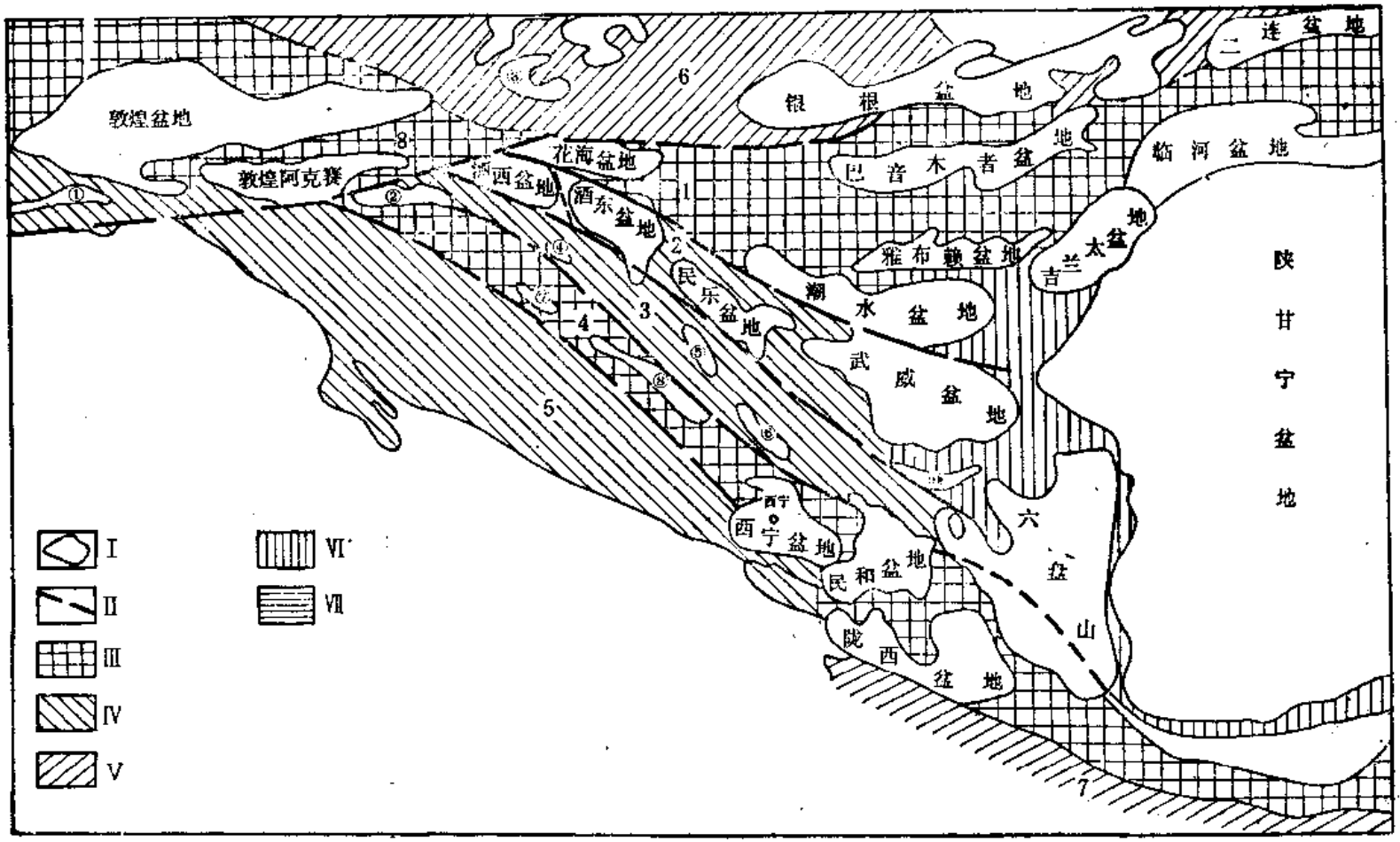


图 1　河西走廊大地构造及沉积盆地分布图

I—盆地范围；II—构造单元分界；III—前震旦纪古陆；IV—加里东褶皱带；V—海西褶皱带；VI—古生界分布区；VII—印支褶皱带；1—阿拉善地块；2—走廊拗陷带；3—北祁连褶皱带；4—中祁连隆起带；5—南祁连褶皱带；6—兴蒙海西褶皱带；7—秦岭褶皱带；8—塔里木板块；①—库尔库里盆地；②—昌马盆地；③—中口子盆地；④—陶来盆地；⑤—祁连盆地；⑥—门源盆地；⑦—疏勒盆地；⑧—木里盆地；⑨—九条岭盆地；⑩—渭河地堑

构造特点和不同的油气聚集条件，在石油勘探工作和地质研究工作上应十分重视这些复杂条件。

一、区域地层和沉积环境

本区的北部为中朝板块，基底岩性为前元古界及元古界变质岩系，缺失古生界。南部祁连山为加里东褶皱带，下古生界沉积了厚达15000米左右的碳酸盐岩和碎屑岩并伴随有火山岩，变质程度较深。在中祁连隆起带的元古代和局部分布的古生代沉积则变质轻微。加里东运动之后，在北祁连山前山带形成了前渊拗陷，沉积了晚古生代的浅海相、海陆交替相和三叠纪的陆相砂泥岩建造。根据区域地层的发育情况来看，不同地区有着各自的特点：祁连山前山带以下古生界变质岩为基底，石炭、二叠、三叠系和中新生界为盖层。阿拉善边缘拗陷以前震旦系变质岩为基底，侏罗、白垩系和第三系为主要盖层。中祁连褶皱带以前寒武系为基底，上古生界、中新生界为主要盖层。本区石炭系以上的沉积盖层和沉积环境具有以下特征：

1.石炭系及其沉积环境（图2a）

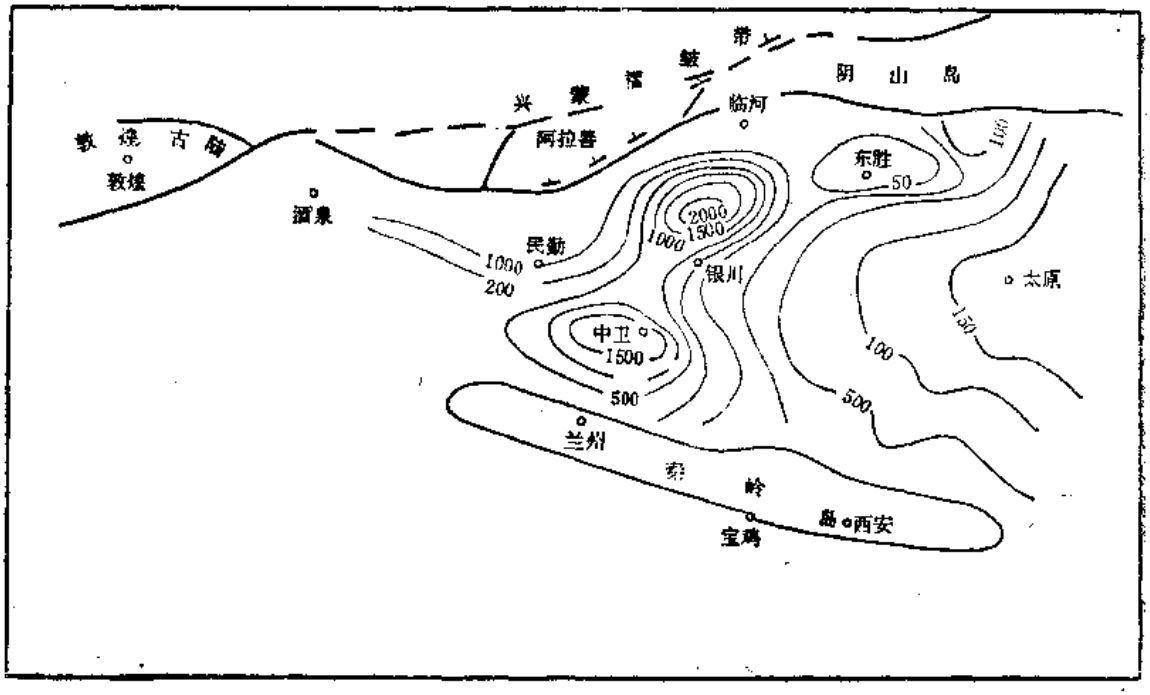


图 2a 石炭系等厚图

早石炭世，海水自西北侵入本区西部，武威县以南下石炭统臭牛沟群为一套浅海相的碳酸盐岩及碎屑岩沉积，厚150余米，直接不整合于泥盆系砾岩及下古生界变质岩系之上。向东至中宁、中卫一带增厚至1000米左右。从中石炭统（羊虎沟群）开始，走廊地区广泛地形成了海陆交替相的含煤建造，与下伏地层为区域性不整合接触。石炭纪海水从走廊向东不断扩大，在鄂尔多斯地台以西形成陆表海，在祁连山以北地区替代了伸向贺兰山一带的祁连古海槽所形成的楔形拗拉槽，在中宁、中卫一带总厚度大于3000米，为浅海相和海陆交替相的互层，有机质丰富，在土墩，景泰一带石炭系暗色泥岩厚达400余米。上石炭统（太原统）亦为一套海陆交替相含煤系沉积，厚200米左右，在本区分布广泛，同中

石炭统为连续沉积，局部地区超覆于下伏层之上。此时海水越过鄂尔多斯的西部与华北地台海侵相连通，形成了统一的陆表海。中晚石炭世形成西北、华北地区的主要含煤沉积，本区煤系地层发育，沉积稳定，有机质丰富并见到工业性油气层，是油气勘探的有利层系。

2.二叠、三叠系及其沉积环境（图2b、2c）

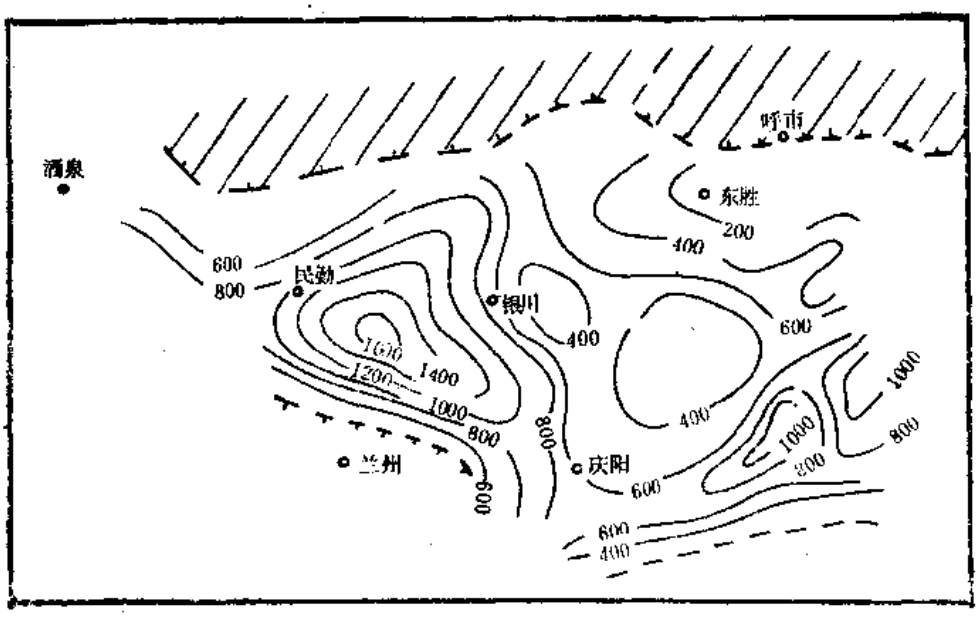


图 2b　二叠系等厚图

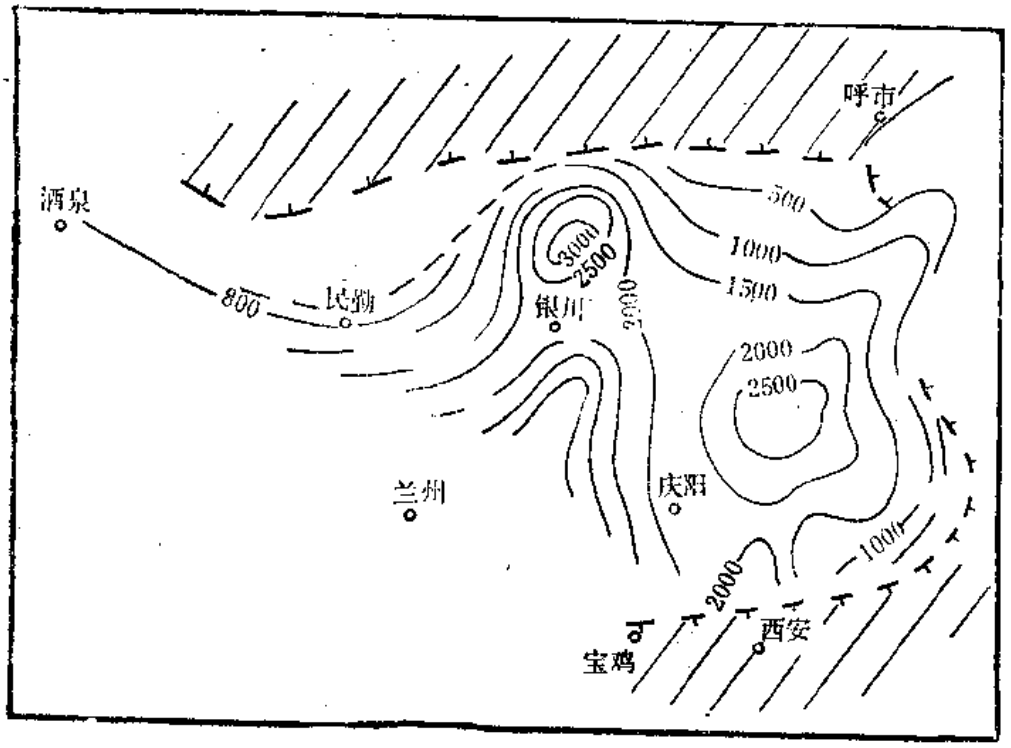


图 2c　三叠系等厚图

二叠、三叠纪时，中祁连山隆起带以北均为陆相沉积。在祁连山前山带下二叠统（大黄沟群）为一套陆相黄绿色碎屑岩，同上石炭统为连续沉积，厚300米左右，向东同鄂尔

多斯盆地相连接。下二叠统在走廊地区是主要含煤层系之一，也是鄂尔多斯西缘的主要产气目的层。上二叠统窑沟群以河湖相的杂色砂岩与页岩为主，厚800余米，反映当时气候已趋干燥。

三叠系在走廊地带为一套紫红色粗碎屑建造，称西大沟群，厚约1000米左右，向东同鄂尔多斯西部的石千峰群上段和纸坊群相当，属中、下三叠统。由于中三叠世后受印支运动的影响，走廊地区上三叠统缺失或减薄。走廊东部上三叠统延长群代表了鄂尔多斯盆地大幅度沉降的开始。延长统上部的瓦窑堡煤系（含煤段）为湖泊沼泽相的煤系地层，由于受到印支运动的影响，遭到剥蚀，厚度从千余米减到300余米。应该指出贺兰山地带二叠、三叠系沉积厚度近5000米，较附近地区增厚一倍左右，反映了该区古生代拗拉槽仍有继承性活动。

3.侏罗系及其沉积环境

燕山运动时期，由于块状隆起和断陷，使走廊西部发育了一系列的断陷盆地。据地质调查资料，沿阿拉善南缘分布着一些北西西向、北东东向的断陷盆地，如花海盆地和潮水盆地等。潮水盆地于早中侏罗世沉积了湖泊沼泽相为主的含煤地层。青土井群厚1000～1500米，在相当中侏罗统的中部存在150米左右的暗色泥岩夹油页岩段，为浅湖相的稳定沉积，这组地层是青土井含油构造的生、储油层。晚侏罗世，沉积速度加快，岩性变粗，为红色砂、砾岩，从而结束了湖泊沉积转入河流相。在阿拉善台块中部还有一些断陷盆地，如雅布赖盆地，位于潮水盆地之北，面积12000平方公里，根据资料分析，其中下侏罗统及下白垩统具有一定生油能力。

在走廊地带的西部酒西盆地，中下侏罗统龙凤山群厚200～1300米，主要分布于盆地的南部和北部，以一套沼泽河流相的杂色砂、砾岩和粉砂岩互层为主，上部由灰绿色砂、泥岩和火山岩组成，夹煤层。上侏罗统赤金堡群为一套河流和湖泊、沼泽相沉积，厚300～1500米。盆地南部祁连山边缘断陷地带如旱峡、九条岭均有侏罗系分布。走廊中部民和盆地侏罗系厚达3000米，中、下侏罗统窑街群主要为湖相、沼泽相的含煤系砂、泥岩，具有一定生油能力，是民和盆地的主要生油层和煤系地层。走廊东部侏罗系比较发育、厚度1000米左右，为一套河流相和湖泊沼泽相沉积，底部下侏罗统富县组和延安组的河道砂岩为鄂尔多斯西部现有油田的主要储集层。

4.白垩系及其沉积环境

由于燕山运动的影响，走廊地带由一系列北东向正断层形成拉张型同生断陷，下白垩统在酒泉盆地有广泛的分布，酒西盆地的宽台山两侧、旱峡、红柳峡、黑山南沉积了厚1200米左右的深湖、半深湖相建造，下白垩统底部为砾岩层，向上迅速过渡为富含有机质的深湖相泥岩夹油页岩，这是从40年代以来公认的酒泉盆地的主要生油层，近年来的有机地球化学研究更进一步证实了这一点（图3）。酒西、花海、酒东、民乐、武威等盆地分布着早白垩世凹陷十余个，凹陷内由下向上沉积物由粗变细水体逐渐扩大，由一至四个沉积旋回组成；从凹陷边界断层向盆地内多由山麓沉积相迅速过渡到深湖相，河流平原相不很发育。早白垩世湖盆分布广，且分割性强，具有各自的沉积和成油体系。晚白垩世为一套红色建造，不整合于下白垩统及其他下伏层之上。在阿拉善南部和塔里木地块东南部的敦煌盆地以及祁连褶皱带东部的民和盆地、双临盆地，下白垩统主要为一套河流相红层。

走廊最东部的一个中新生代盆地是六盘山断陷盆地，面积1万多平方公里。下白垩统

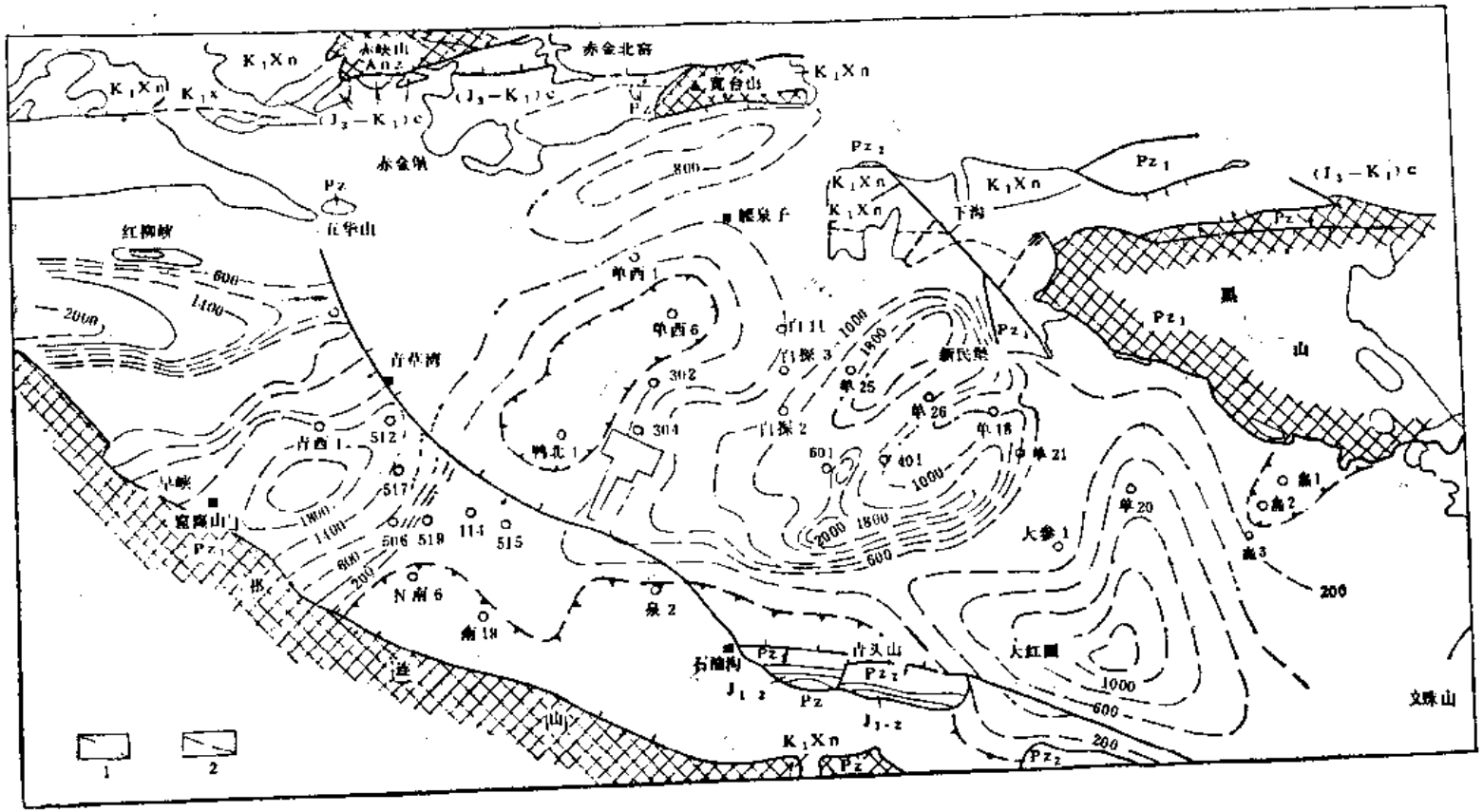


图 3　酒西盆地下白垩统新民堡群等厚图

1—等厚线；2—侵蚀区（据玉门石油管理局）

厚2000米，为深湖、半深湖相沉积，其中暗色泥岩厚近千米，具有较好的生油条件。下白垩统已发现多处油苗及井下含油层，是一个很有潜力的油源层，但由于白垩世末的燕山运动使六盘山褶皱隆起，只有其东部清水河断陷继续拗陷，为一继承性的沉积盆地。其西的西吉断陷，从晚第三纪才开始下沉，沉积了含膏盐的砂、泥岩建造。因此对六盘山地区的断陷盆地，应进一步研究其埋藏条件和油气转化条件，在具有圈闭条件时，可能找到油气富集区块。

5.第三系及其沉积环境

走廊西部第三系发育完全，厚3500米左右。在酒泉盆地北部斜坡、宽台山、黑山以南，发育一套始新统火烧沟群的河流相红色砂、泥岩互层，厚800余米，它不整合于白垩系之上。分布范围限于北部斜坡，是白杨河油田的主要储集层。

第三系渐新统白杨河群厚450米左右，由一套桔红色砂岩，深棕色泥膏层和砂、泥岩组成，属于干旱河湖相沉积，是老君庙、鸭儿峡、石油沟等油田的主要产油层。上第三系中新统（疏勒河群下部）为一套较稳定的河流相砂、泥岩互层，厚400米左右，假整合于下第三系之上，这套地层可以同渤海湾盆地的馆陶组对比。上新统为一套河流山麓相沉积，向上岩性变粗，顶部上上新统至下更新统为厚千米的玉门砾岩。这主要由于受印度板块的俯冲影响，青藏高原急骤抬起，在祁连山前山带形成了巨厚的磨拉石山麓相堆积。

走廊西部的第三系剖面可与东部几个盆地对比，只是岩性、厚度有些变化。中宁、六盘山一带有近千米的棕红色砂泥岩，据哺乳动物化石鉴定属中新统。

综上所述，走廊地带沉积了从下石炭统到第三系的近7000米的地层，具有生油条件的有石炭二叠系、上三叠统、侏罗系和下白垩统等四套地层，其中以下白垩统为主。下古生界变质岩，二叠、三叠系，侏罗系，白垩系和第三系均可做为储集层成为勘探对象。目前发现的主要油气层在第三系、石炭系、二叠系和侏罗系。其中石炭二叠和侏罗系又是走廊地区的主要含煤建造，应重视煤成气的形成条件研究。

二、区域构造特征

1.构造单元划分

根据基底性质和构造形变特征，走廊地区从北到南可划分为三个一级构造单元，即阿拉善台缘断陷带、走廊拗陷带和北祁连断褶带（图1）。

（1）阿拉善台缘断陷带　中新生代期间，阿拉善台块南缘形成近东西向分布的花海一金塔断陷和潮水断陷。基底由前震旦系变质岩系和岩浆岩组成，沉积岩厚2500～4500米，已发现青土井油藏，在花海盆地钻井中发现油气流。本带南北两侧边界多以断裂接触，以潮水盆地为例，南以合黎山，龙首山与民乐盆地、武威盆地相邻（图4），其南部凹陷带（窖南凹陷带）的青土井构造南翼陡，在轴部受北倾逆冲断层破坏。中央凸起带，白垩系直接披覆其上，缺失中下侏罗统，沉积岩较薄，厚800～2000米。北部为凹陷带，沉积岩厚5000米（图1、图3）。

位于阿拉善地块东缘，即贺兰山以西（巴音浩特西），分布着近北东向的古兰太断陷（盆地）。据航磁和少量地震资料，沉积岩厚6000余米，面积近1万平方公里。同二连盆地具有相似的特点，预测这是一个中生代找油的有利地带。

此外，塔里木东南台缘断陷有敦煌、阿克赛盆地，面积30000余平方公里，位于走廊西

端，发育有中下侏罗统至第三系沉积，中下侏罗统具有一定生油条件，值得重视。

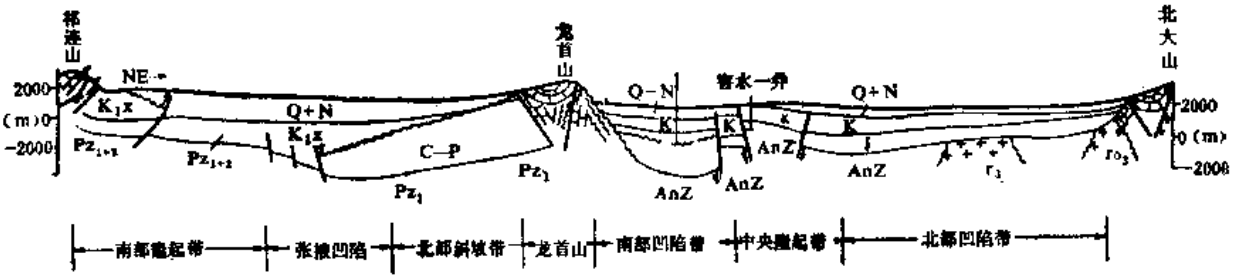


图 4　民乐—潮水盆地构造横剖面图

（2）走廊拗陷带　该拗陷带是在加里东运动形成的北祁连前渊拗陷基础上发育起来的（图5、图6）。

走廊拗陷带，从东到西总的构造形式是相近的，基底为下古生界变质岩，其构造盖层形态表现为一个复式背斜带。南部受祁连山向北推压的影响（喜山运动），在古生界、二叠、三叠系的推覆体隆起之上形成了白垩系、第三系的南缓北陡的老君庙一鸭儿峡构造带，北翼直立或倒转，伴有逆掩断层。轴向北西西，已发现的老君庙、石油沟等油田都位于这个构造带上。

中央凹陷带，为一个北西向的第三系拗陷带。第三系之下，侏罗、白垩系不整合于古生界变质岩之上，沉积厚度可达6000多米，在凹陷带中，很少有完整的背斜构造，在白垩系水下扇砂层中见工业油流。

北部单斜带，南以白杨河南逆断层为界，向北至宽台山、黑山。基岩由南向北抬升，构造形态表现为一南倾斜坡，但在其上仍有小幅度构造受断层封闭，形成一些中小油气田。白垩系超覆于下古生界变质岩之上，靠近盆地边缘有侏罗系分布。现已发现的油田主要分布在南部构造带和北部单斜带。

走廊南缘逆掩断裂带，在北祁连断褶带北缘发育着一组逆掩断裂带向走廊拗陷带推覆。从逆掩断裂下盘的白垩系和第三系分析，仍属盆地凹陷范围，故仍划入走廊拗陷带。经地震查明的推覆体有三处，即青西凹陷南部、石北凹陷和大红圈凹陷南部。断裂上盘的古生界及上覆地层向北推覆于白垩系、第三系之上，推覆距离达5～10公里以上。通过钻探在青西推覆体之下见到了油层，在酒东盆地金佛寺花岗岩推覆体之下也掩覆着中新生代地层。

（3）北祁连断褶带：北祁连加里东褶皱带内分布着一系列走向北西西的山间盆地，如昌马、祁连盆地。沉积有上古生界和三叠系，局部有侏罗系、白垩系分布。中祁连基底为前寒武系变质岩、发育有民和与陇西盆地，前者沉积岩厚度大于5000米，可分为南部凹陷中央隆起带和北部凹陷带，断裂发育，在南部凹陷带已发现虎头崖、海石湾油藏，在巴州凹陷钻井中发生气喷；后者在盆地西南部有深凹陷存在。

2.走廊地带断裂特征

走廊地带断裂非常发育，包括走廊边界断裂带和内部断裂带。前者明显地控制着中新生界沉积，并对油气生成与分布亦有明显的控制作用。

（1）走廊边界断裂带　分布在走廊南北两侧，为一级断裂。按断裂性质主要为逆掩

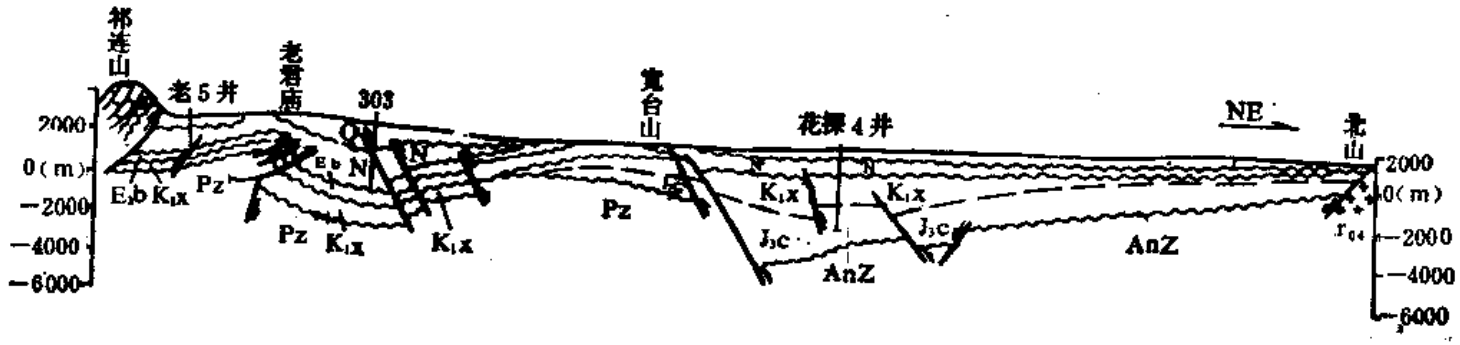


图 5　酒西—花海盆地构造横剖面图

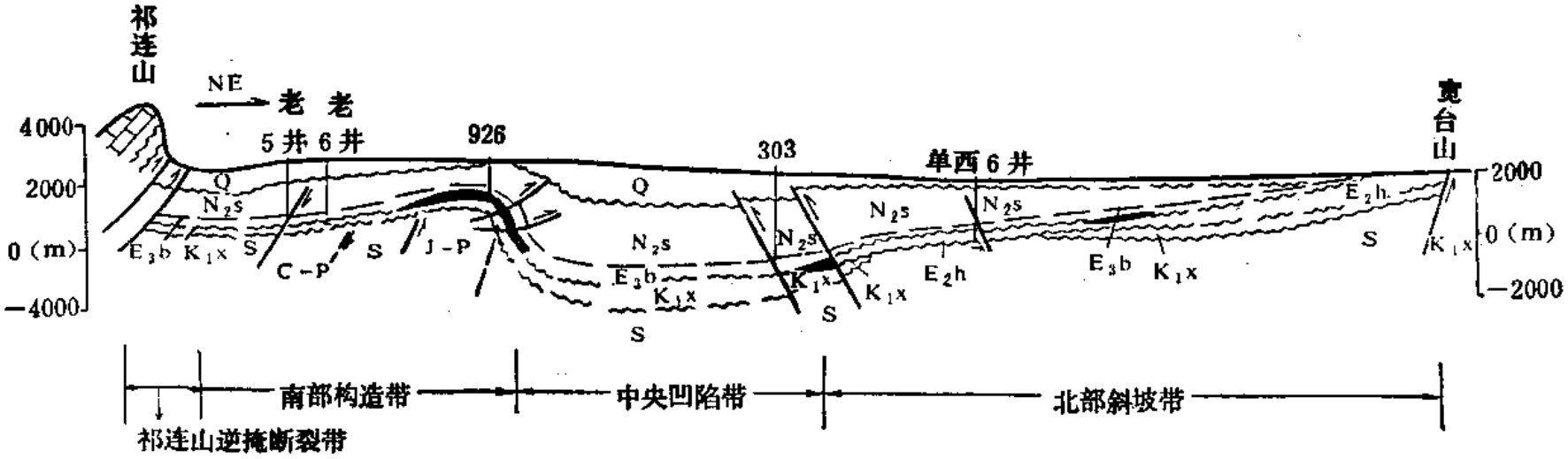


图 6　酒西盆地老5井—单西6井横剖面图

断裂，次为平移断裂和张性断裂。

走廊南缘的边界断裂（祁连山北断裂带），它从玉门之西照壁山，经民乐向东南延伸至中宁、中卫一带，呈北西西—北西向展布，断裂长800余公里，主要具有压扭性双重力学性质的高角度逆冲断裂，断面南倾，浅层陡（60°～70°）深层逐渐变缓（为20°～30°左右），为犁式断裂（Listric），是戴尼斯等人所谓的逆向犁式断裂。这是我国西北地区主要逆掩断裂带之一。

走廊北缘深断裂：它分布于阿拉善台块南缘，西起酒泉盆地的宽台山、合黎山，经龙首山向东隐伏于腾格里，呈北西西60°～70°展布，长达900公里。这是一条向走廊逆冲的断裂，为阿拉善台块同祁连山褶皱带的边界断裂线，有超基性岩体分布。

走廊西北缘阿尔金平移断裂：在走廊西北缘安南坝至宽台山一带，阿尔金断裂带呈北东东向展布，主要为一组平移断裂系。在走廊西端阿尔金山附近的红柳峡地区，玄武岩、辉绿岩呈线状沿大断裂分布。

（2）走廊内部断裂　主要包括一系列北西西向次一级逆掩断裂，北北西和东西向逆冲断裂，以及北东向拉张断裂。

北西西向逆掩断裂：主要发育于走廊拗陷带南部褶皱带老君庙、石油沟油田的北翼和北部斜坡带的南翼，为一组逆冲断层，是受祁连山逆掩断裂向北推压影响的次一级断裂，同样具有地面倾角陡向下变缓的特点，以老君庙构造为例，上古生界向北推覆2～3公里（图7），具有一个明显的滑托面，在其下的构造产状还不十分清楚，需要进一步工作。根据地震和钻井资料分析，祁连山及老君庙推覆体开始于晚侏罗世，于晚第三纪末和第四纪初为强烈的向北推覆期，使盆地面积至少缩小了三分之一以上。

北北西向逆冲断裂：这组断裂在走廊地区内部较为发育，它们一般为走廊地区各盆地的分界断裂。从北西至南东，主要包括嘉峪关—文殊山断裂、榆木山断裂、武威—古浪隐伏断裂，它们均为逆冲断裂，古生界、中生界逆冲于新生界之上。

北东向拉张断裂：在走廊西部由于侏罗纪末受到祁连山向北推移和阿尔金山断裂左行平移的影响，在挤压剪切双重力学应力作用下，形成了一系列北东向分布的拉张断裂，表现为凸凹相间的构造形式，即箕状断陷。它严格控制了侏罗、白垩系的沉积分布，下降盘向断裂处增厚，厚度相差近千米。北东向断裂控制的大红圈北、石北、青西凹陷为主要的油源区。至第三纪时，这组断裂活动已减弱，转变为张扭性断层性质。而与之相对应的北西向断裂由于具有压性特点，在盆地中除少数外表现并不明显。

东西向逆冲断裂：这组断裂主要发育于潮水盆地，有东西向的金刚墩—庙沟逆冲断裂和窖水南逆冲断裂。为受南北挤压力、窖水隆起带向南北逆冲而形成。它发生在中侏罗世末期，因而在隆起带上缺失中下侏罗统，上侏罗统直接覆盖在变质基岩之上。

三、构造演化

走廊地带的构造演化主要经历了以下五个阶段：

1.盆地基底形成阶段

李春昱认为阿拉善台块同中祁连隆起带的前震旦纪变质岩系原为统一的中朝陆台基底。早寒武世的兴凯运动，在深断裂的发展基础上使其解体，北祁连山加里东地槽形成，沉积了厚达1.5万米的下古生界海相碳酸盐岩和火山岩建造。志留系末期，加里东运动使

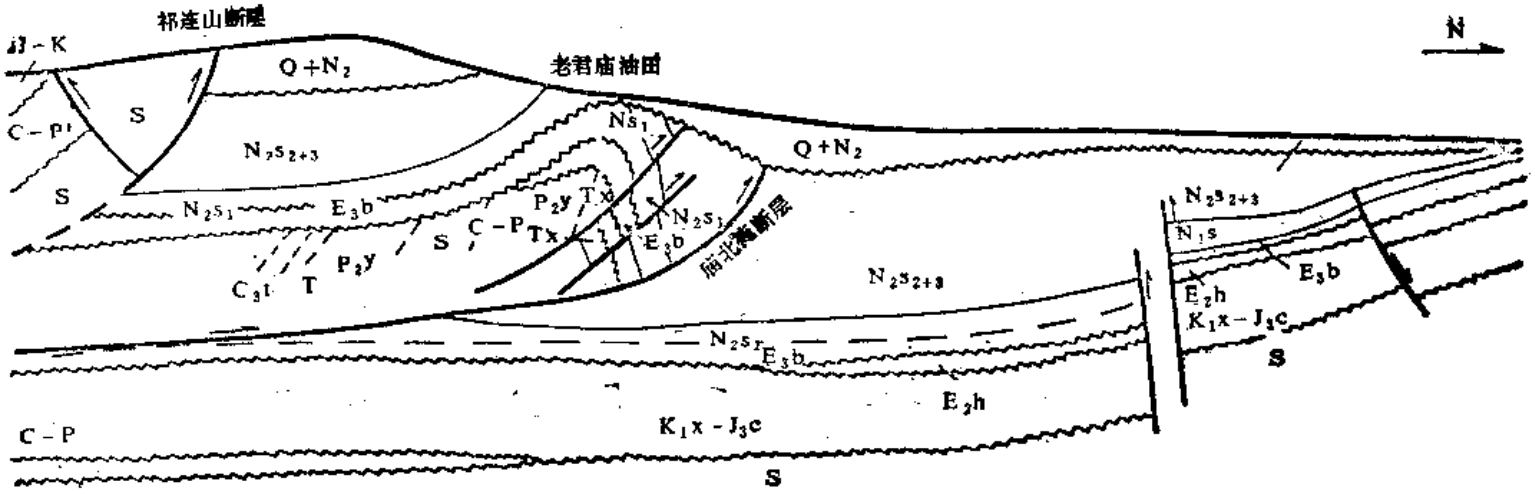


图 7　酒泉盆地祁连山北侧逆掩断裂带示意图

（根据玉门石油管理局）

祁连地槽褶皱成山，并使岩层产生了变质作用，这套下古生界变质岩系组成了走廊地带的基底。而阿拉善台块和塔里木的东缘则为稳定的古陆，未接受沉积。

2.前渊拗陷阶段

加里东运动之后，在北祁连前山带形成了前渊拗陷，中上泥盆统的紫红色砾岩夹火山岩建造不整合于变质岩之上。石炭纪时本区沉积了浅海和海陆交替相的含煤建造，二叠、三叠纪则为陆相内陆湖相的砂、泥岩建造，总厚达5000多米。从走廊西部的酒泉盆地向东至武威中宁，中卫一带都具有这一沉积特点，只是在贺兰山附近及其以南地区因古生代拗拉槽继承性活动的影响，石炭系和二叠、三叠系厚度明显增大。这一时期在拗陷带的中部和北部仍为构造隆起带，遭受剥蚀，未接受沉积。

3.断陷阶段

晚三叠世末期的印支运动，主要表现形式为升降运动，走廊地带的三叠系受到不同程度的剥蚀和断裂影响。燕山运动早期祁连山山区和前山带，阿拉善地块发生块状隆起和陷落，形成了一批北西西和北东向的侏罗系断陷盆地。

侏罗末期，走廊地带在北祁连断褶带同走廊地区的挤压剪切作用下，形成了一系列北东向的拉张断裂，在酒泉盆地形成从东到西跌落和抬升的断凹及断隆，如嘉西凸起、大红圈凹陷等。凹陷呈东南断西北超的箕状形态，控制了侏罗、白垩系的分布（图8）。目前已发现的油田大都位于这几个生油凹陷的附近（图9）。晚侏罗世末，在酒东盆地营儿、马营两凹陷和民乐盆地的张掖、朝元寺等凹陷沉积了晚侏罗世—早白垩世的湖相河流相地层，厚度达3000余米。晚白垩世至早第三纪，走廊地区抬升，大部分地区缺失晚白垩世至始新世沉积。

阿拉善南缘的花海盆地和潮水盆地，由于燕山运动的影响产生了块断活动，沿南部和北部断陷沉积了中、下侏罗统和白垩系、第三系。晚侏罗世花海盆地才接受沉积，在花海盆地西部，下白垩统的沉积条件和厚度同酒西盆地具有近似的特点，早白垩世断陷湖盆进一步扩大，为深湖相沉积，富含有机质，是本区的主要生油层。

4.拗陷发育阶段

第三纪渐新世走廊地区又开始了拗陷沉积的新时期，酒泉盆地急剧沉降。在宽台山前红柳峡一带形成不同深度的拗陷，沉积着一套始新世的洪积—河流相砂、泥岩地层。而酒东盆地及民乐盆地北部在早第三纪时由于隆起而缺失沉积。渐新世初，走廊内部全面沉降，为湖盆发育的全盛时期，沉积了陆相碎屑岩建造，形成了良好的储集层，一般在走廊南部和中央凹陷沉积厚，北部较薄为河流相砂、泥岩互层。早第三纪末，北祁连山逆掩断裂左行位移，阿尔金断裂右行位移，在二者剪切断裂平移滑动的交会处，在酒西盆地、花海盆地形成较深的凹陷即青西凹陷，在下白垩统凹陷基础上，又接受第三系沉积，一直到第四纪初期仍处于继续沉降阶段，形成了酒西盆地最主要的油源区。

5.盆地萎缩消亡阶段

上新世末至第四纪，走廊地带受印度板块碰撞，总体上升，湖盆收缩，沉积一套洪积、河流相碎屑岩沉积和一套山麓堆积。由于受到祁连山的向北强大的侧向挤压和推覆，在走廊拗陷带形成了一系列的断裂和背斜构造。

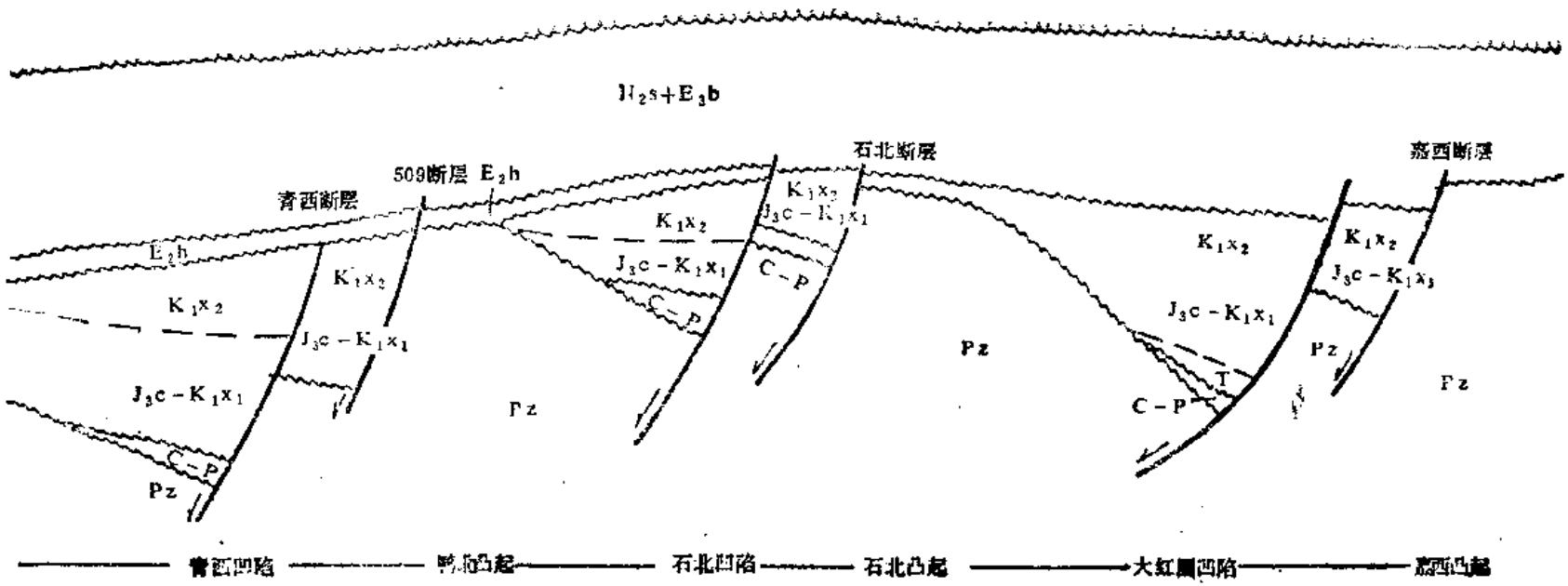


图 8 酒泉盆地东西向基底结构图

（根据玉门石油管理局）

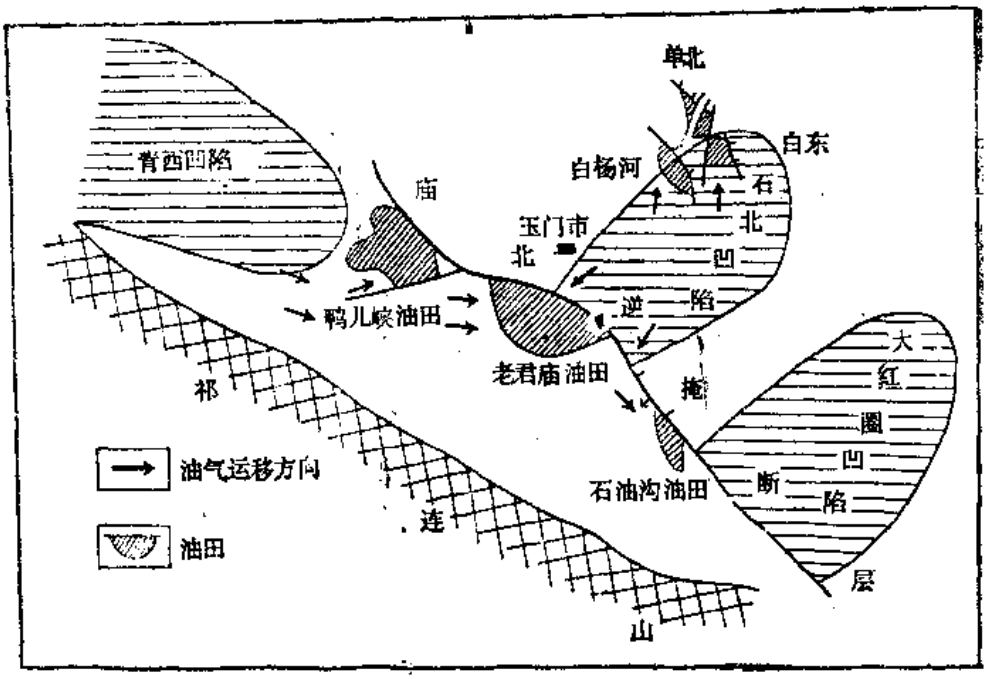


图 9　酒西盆地生油凹陷与油气田分布关系图
（根据玉门石油管理局）

四、断裂与油气聚集

河西走廊地区是一个典型的多构造单元的交汇区，具有不稳定克拉通边缘盆地的特点。本区受塔里木、中朝板块和秦、祁、昆古海板块位移、碰撞和俯冲、消减作用的影响，是在不同的基底上发育起来的古生代至中新生代的多旋回的叠合盆地，在沉积层序上形成多层系成油组合，而在其北缘阿拉善地块则发育中新生代的断陷盆地。由于盆地的发育和不同构造特点决定了形成多种类型油藏(图10)，断裂与背斜配合形成了各种圈闭控制着成油组合和各种油气藏分布，因此走廊地区具有发现新的油气田和煤成气的潜力。根据上述走廊地区的断裂与油气聚集关系有以下特点。

1.断裂控制着生油拗陷的展布

走廊地区主要油源岩为白垩系和侏罗系，分布在走廊内部由北东向断裂所控制的箕状断陷内，下白垩统油源层直接覆盖在下古生界变质岩之上，在基岩的顶部裂隙中具有形成潜山油气藏的条件。赋有石油、煤成气潜力的石炭系和二叠系，则与北祁连前渊拗陷有密切关系。走廊东部石炭系厚度增大，有机质丰富，形成油气的条件更优越一些。

2.断裂遮挡的背斜圈闭是主要圈闭形式

晚白垩世末，走廊南缘山前断裂带和西北缘阿尔金断裂带活动的结果，形成青西、石北等生油凹陷，往往在生油凹陷边缘组成了断层遮挡的背斜圈闭。第三纪末，北祁连山前逆掩断裂推覆体前缘在挤压剪切双重作用下，形成青草湾、鸭儿峡、老君庙、石油沟右行斜列的背斜带，其中发育着断层遮挡背斜圈闭，是走廊内最主要油藏的分布地带。在北部单斜带一些为断层封闭的圈闭形成了白杨河、单北等小油田。此外，在北祁连褶皱带边缘，形成南倾北冲的逆掩断裂带。在青西凹陷、大红圈凹陷南缘和金佛寺推覆体滑动面下盘发育着断层遮挡圈闭、逆牵引背斜圈闭等，均可做为有利的勘探对象。

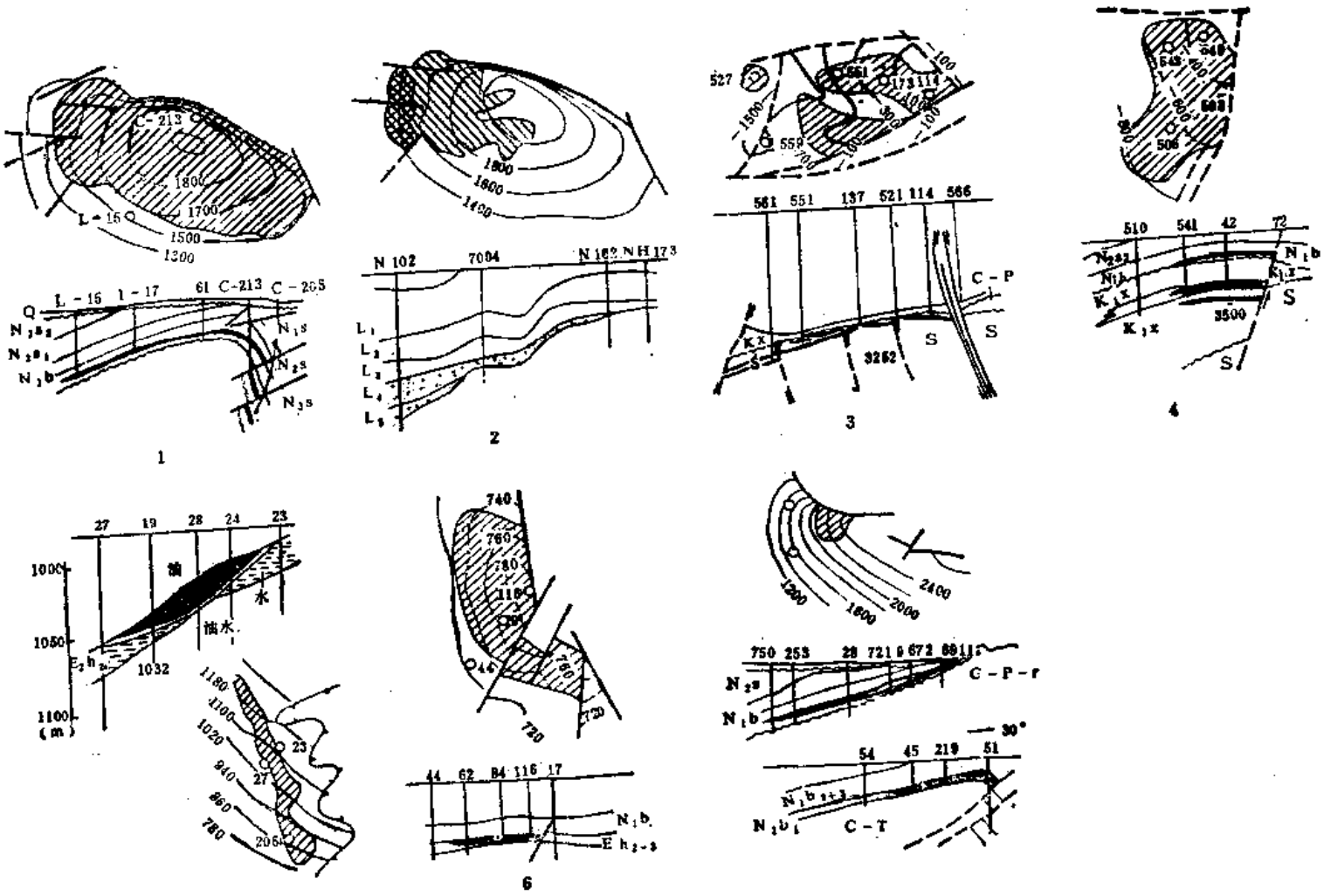


图 10　酒西盆地油藏类型图

（据玉门石油管理局）

3.逆掩断裂带为有机质向烃类转化创造了有利条件

沿走廊地区南缘逆掩断裂带，由于上、下盘岩层叠置，沉积岩层负荷巨增，促进岩层内包含的有机质向油气转化，经过钻探证实大逆掩断层下存在着含油气层的白垩系和第三系。

4.近北东向张性断层

发育在走廊南缘背斜带，它在这些背斜的轴部或倾没部位起到了油气的封闭作用，形成了鸭儿峡、小马莲泉、石油沟西断块、鸭西509断块等油气藏。

总之，走廊地区面积有十几万平方公里，具有20多个不同类型的沉积盆地，面积大于1万平方公里的即有7个，现已发现了老君庙等5个油田，建设了一批煤田。从区域和深层考虑，大部分地区的勘探工作目前仍处于初级阶段，应进一步研究石炭二叠系、侏罗、白垩系分布的有利相带以及在其分布区内不同类型的构造圈闭和构造发育史，这对找寻新的油气聚集区是有实际意义的。

小　结

1）走廊地带处于不同大地构造单元过渡带，不同构造单元地质条件各异，其构造演化也是不同的。以走廊拗陷带来说，主要经历了祁连地槽加里东回返阶段、海西期的前渊阶段、燕山期的剪切拉张阶段和喜山期的挤压褶皱阶段(即盆地萎缩阶段)。

2）走廊地区自南而北可划分为祁连山褶皱带，走廊拗陷带，台缘断陷带，阿拉善台块，兴蒙海西褶皱带。走廊拗陷带是在祁连山前渊拗陷基础上自早侏罗世形成的叠合盆地，沉积上具有多旋回的特点，有三套生储组合，即：石炭-二叠系、三叠-侏罗系、白垩系-第三系组合。其中后一个组合是走廊地带的主要成油组合。此外台缘断陷带和祁连山山间盆地的侏罗系也具有较好的生储条件，但由于侏罗系多沿断陷分布，沉积条件多为湖沼相，且圈闭条件同生油地区配合不够紧密，给勘探工作带来一定困难。

3）石炭-二叠系组合沿走廊前山带分布普遍，沿景泰土墩一带祁连山前带形成古海湾沉积，暗色泥岩厚几百米，有机质丰度较高，这是一个有远景的目的层。

4）石炭二叠系、侏罗系是走廊地区主要煤系地层，可望在走廊地区发现煤成气藏。

5）吉兰太盆地、银根盆地和雅布赖盆地，同二连盆地有近似的地质条件，侏罗、白垩系可能成为勘探目的层。

走廊地区的复杂地质条件，向石油地质学家提出了一些困难而有实际意义的课题，只有通过实践和深入研究，在这走廊地区40多万平方公里范围内，才会不断开拓出新的而有实际意义的成果。

参 考 文 献

1．李四光，《地质力学概论》，科学出版社，1962年。

2．黄汲清等，“中国大地构造基本轮廓”，《国际交流地质学术论文集(1)》，地质出版社，1979年。

3．李春昱，“用板块构造学说对中国部分地区构造发展的初步分析”，地球物理学报，1975。

4．李春昱等，“亚洲大地构造的演化”，中国地质科学院院报，1984年。

5．张文佑，“中国大地构造基本特征及其发展的初步探讨”，地质科学，1974年。
6．张文佑、叶洪、钟嘉猷，“‘断块’与‘板块’”，中国科学，1978年。
7．朱夏、陈焕疆，“中国油气盆地的构造演化”，《国际交流地质学术论文集》，地质出版社，1980年。
8．中国科学院地质研究所等，《祁连山地质志》第二卷第二分册，科学出版社，1962年。
9．中国科学院地质研究所，《中国大地构造纲要》，科学出版社，1959年。
10．中国科学院地质研究所，《沉积学论文集》，科学出版社，1981年。
11．刘雪亚，“甘肃北山区的钙碱系列岩浆活动及其板块构造的关系”，中国地质科学院院报，第10号。
12．Bally A.W.1975, A Geodynamic Scenario for Hydrocarbon Occurrence, proceedings of the Ninth world Petroleum Congress。
13．Bott M.H.P. 1976, mechanism of basin Subsidence——An Introductary Reveiw Devolopment in Geotectonics.

柴达木盆地形成机理及其对油气的控制

顾树松　狄恒恕

（青海石油管理局）

提要　柴达木盆地是一个大型的内陆含油气盆地。盆地的形成经历了柴达木地块的解体，元古代、古生代南北边缘裂谷的形成，印支、燕山期的断陷，燕山末至喜山期的拗陷及盆地的转移、萎缩等阶段。

根据盆地的基底性质，断裂分布，盆地各区的构造特征及演化，将盆地划分了北缘块断带、茫崖拗陷带和三湖新拗陷三个含油气区，并论述了各区的油气分布规律。

柴达木盆地是中国西部的一个大型内陆含油气盆地，早在19世纪80年代即为国内外石油地质学家所关注。于1954年系统地开展了以石油地质地面调查为主的综合勘探工作，不少著名学者曾先后进盆地考察，不断加深了对盆地的认识。

1955年黄汲清指出："柴达木盆地的基底是硬化了的加里东褶皱带"，1980年又在《中国大地构造及其演化》一书中指出，"柴达木盆地的基底北部为早华力西褶皱基底；茫崖地区为晚华力西褶皱基底；其余如东部广大地区为扬子褶皱基底"。1956年张文佑提出，"柴达木基底是由太古代结晶岩系所构成，它在古生代和中生代初期可能与塔里木相连，由于燕山运动使阿尔金山沿断裂上升，二者被隔开"。以后他又把盆地东部的一部分划为华力西期的基底。1957年朱夏将柴达木盆地自北而南划分为"阿尔金山—南祁连陆背斜、柴达木陆向斜、北昆仑华力西褶皱带"。并提出"古柴达木为中期古陆的前哨"。1979年他在《论中国油气盆地的构造演化》一文中又指出"柴达木盆地的基底，可能是前古生代地台残块与地槽分枝的镶嵌体"，对盆地基底的认识已进一步明确。

柴达木盆地经过32年的勘探，除发现有铁、锰、铬、锂、金、铅、锌等矿藏外，还存在着蕴藏量丰富的钾、硼、石棉等。现已探明具有一定储量的各类油田十余个，气田多个。为了对今后油气田的开发提供更多储量，本文将以区域历史发展为背景，进而对盆地的属性及演化进行探讨。着重由印支运动后中新生代板块活动与盆地的构造演化，论述盆地大型拗陷的形成和沉积中心的转移，以及相带组合的多变性和后期褶皱的时空转化规律，探讨盆地的油气分布和含油气远景。

一、柴达木地块的形成与地质构造特征

柴达木盆地位于青藏高原的东北部，处于欧亚板块南缘，是中国西部的一个大型中新生代内陆含油气盆地，总面积12万平方公里，中新生界沉积面积96000平方公里。最大沉积厚度16000米，沉积岩总体积60万立方公里。目前已在第三系、侏罗系获得了工业油流，在第四系和第三系中获得了工业气流。

盆地的结晶基底为上元古界的长城系和蓟县系，在周缘分布广泛(图1)。由盆地内钻达基岩的13口井的资料，说明盆地基底为元古界花岗片麻岩，与周缘所出露的地层该属同源。长城系在北缘有两处已进行了年龄值的测定，如欧龙布鲁克山的角闪石单矿物用K—Ar法测定年龄值为15.87亿年，多罗尔什地区钾长石用Rb—Sr法测定年龄值为15.63亿年。

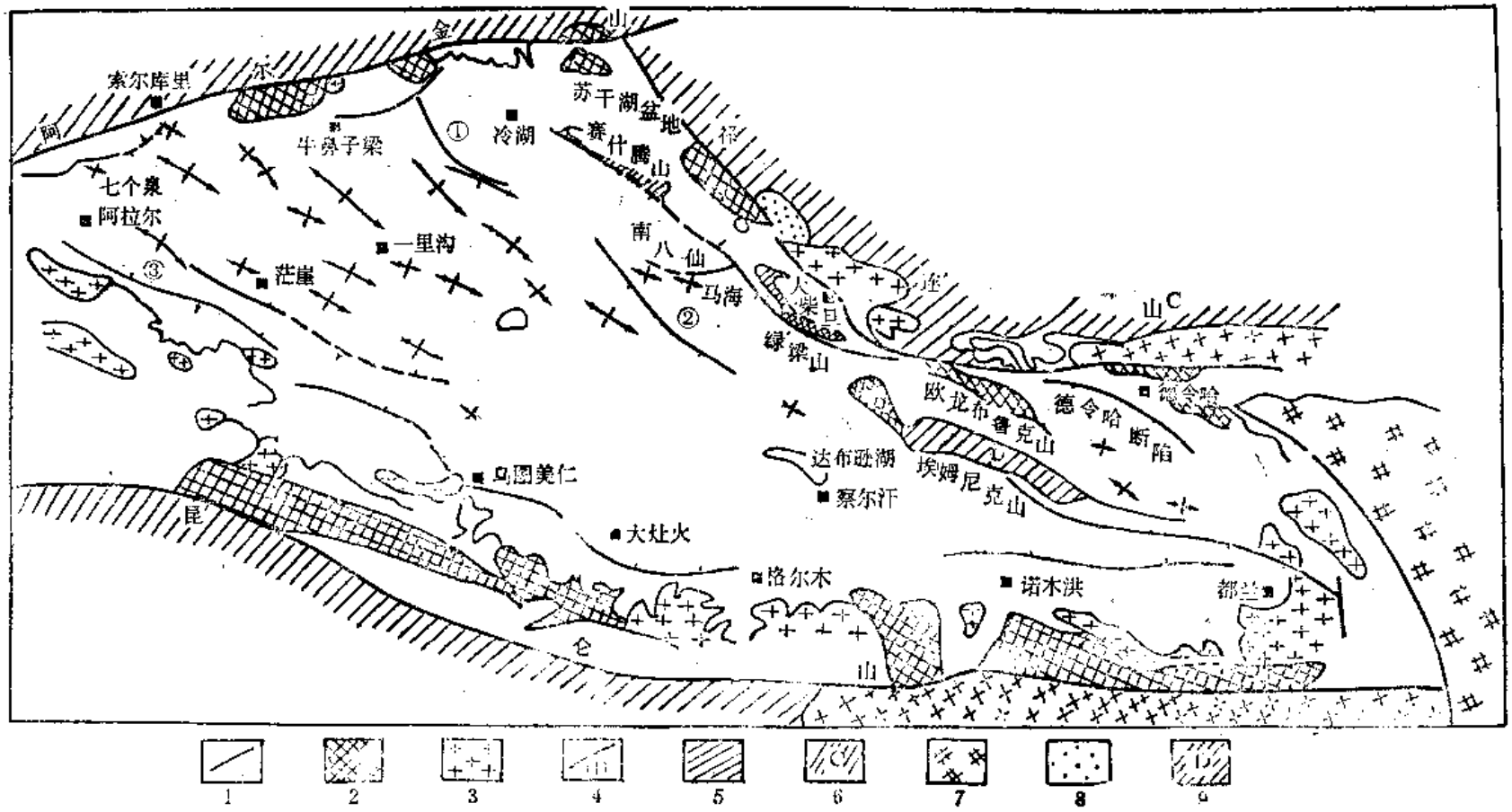


图 1　柴达木盆地地质构造图

1—边框断裂；2—前震旦系；3—花岗岩及混合岩；4—断层编号；5—下古生界；6—石炭系；7—二叠系；8—中生界；9—泥盆系；①—鄂博梁一号断裂；②—脑闾断裂；③—昆北断裂

蓟县系普遍产叠层石。

长城系、蓟县系为一套类复理石一石英砂岩一类复理石一碳酸盐岩建造，有厚度大(18000米)、构造简单、火山活动微弱等特征，具冒地槽性质，代表地壳向陆壳转化的过渡，是本区最古老的结晶基底。其上震旦系全吉群明显的角度不整合，是本区第一次克拉通化的地史见证。

古地块的范围大于现今的盆地，其北界为柴北缘断裂，南界为昆中断裂，西界为阿尔金山断裂，东界为哇洪山一鄂拉山断裂。包括了现今柴达木盆地，德令哈断陷、库木库里盆地及苏干湖盆地（图1）。

柴达木区域重力异常为正值，异常图形呈椭圆状，梯度变化甚小，反映稳定地块重力场的特征。由盆地中心向周缘，异常梯度渐大，在边缘山区可增到10毫伽/公里。磁力异常显示为正负交替椭圆状的高磁区，航磁资料也反映盆地主体部分为磁性强的块状正磁场，表明前震旦系深变质结晶杂岩块体的存在。当雄一伊吾和若羌一兰州的地壳厚度剖面（图2、3）亦可说明柴达木与中国其他大型克拉通盆地一样，具有地壳相对较薄及上地幔隆起的特征。地幔隆起区与盆地范围基本一致，其幅度一般为4～8公里，地形海拔高低的变化恰与地壳厚度变化形成反照。盆地中部的察尔汗一带，莫霍面深度为52公里，

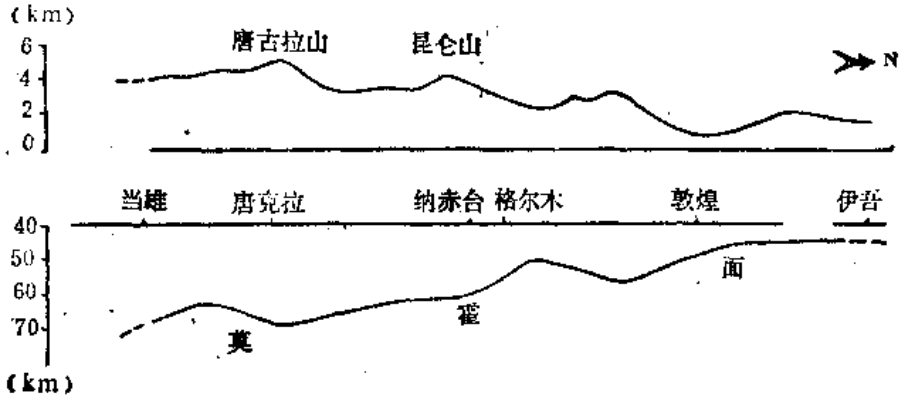


图 2 当雄一伊吾地壳厚度剖面图

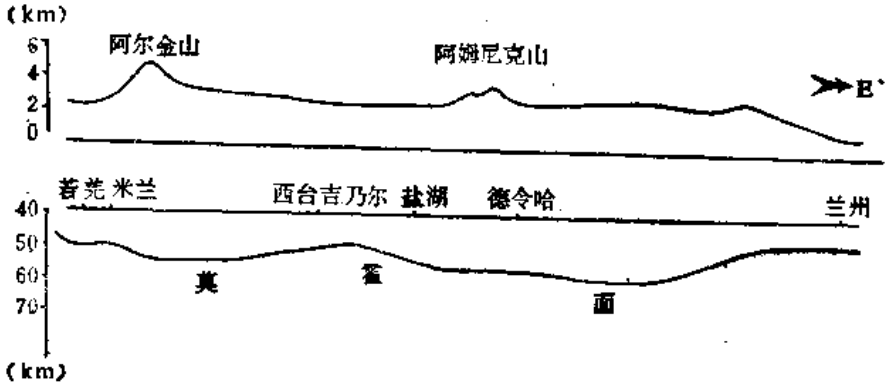


图 3 若羌一兰州地壳厚度剖面图

盆地边缘的索尔库里、德令哈、大柴旦及都兰等地为56～62公里。盆地的地热增温率总体反映为南高，北低和西高、东低的特点。由上述资料表明，柴达木与典型大陆地壳类型的地球物理和地质特征对比，应与稳定地块相似。

柴达木元古界结晶基底的片理及构造线，均以北西或北西西向为主。在阿尔金山前鄂博梁、牛鼻子梁一带所见明显的北西向构造线并延入盆地内部，应视为盆地后期构造的发展基础；南缘东昆仑山一带，主要构造线为北西西或近东西向；南北向构造线仅见于绿梁山及锡铁山附近。断裂以北西、北西西向为主，并有北东、北东东向及近南北向几组。这些断裂将地块切成菱形块体，并控制着柴达木地块地质历史时期的发展和演化。

二、柴达木地块的"解体"—盆地形成前的构造演化

晋宁运动前后，代表着柴达木两个性质不同的大地构造发展阶段；运动前以近地槽型沉积为特征，运动后转变为相对稳定的地台型沉积，并开始大面积稳定上升，致使大部分地区缺失震旦系及下古生界。仅东北缘大柴旦到欧龙布鲁克一带，存在震旦系—奥陶系中统的地台型盖层，为类磨拉石—类复理石—碳酸盐岩建造系列。此后，地块解体与重新聚敛的"手风琴式"活动，曾在晚奥陶世—石炭、二叠纪期间反复发生。各时期柴达木地块的构造轮廓见图4。总观全貌呈现凹隆间列的构造格局，与此时在中国地台解体所产生的一系列在陆壳基础上由拗拉槽形式发育起来的陆间地槽、稳定地块和活动带间列的构造格局遥相呼应。

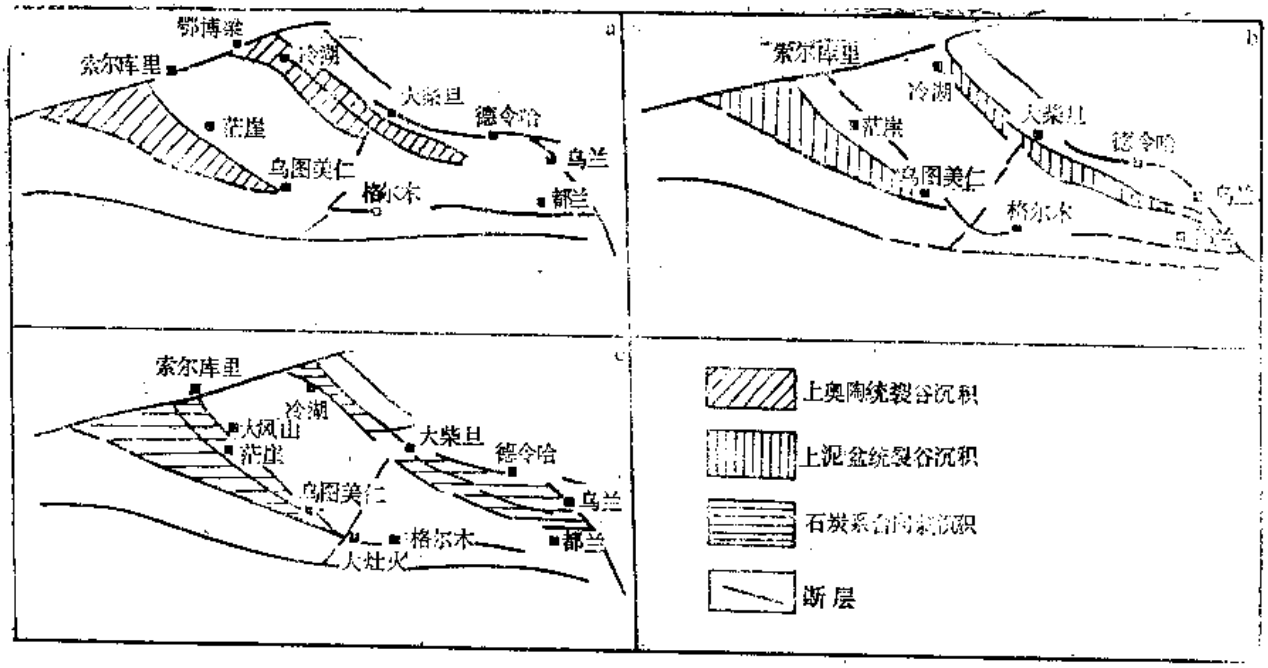


图 4 柴达木地区古生代裂谷及台向斜示意图

元古代晚期由褶皱硬化后产生的几组断裂，此时已成为地块南、北边缘裂谷的发育基础。晚奥陶世—志留纪在北缘赛什腾山到锡铁山一带，沿着北西—北西西向断裂裂陷进而发育为裂谷，沉积了厚度大于4000米的滩间山群槽型建造，并向南漫浸，致使地块西北缘鄂博梁、冷湖到大柴旦地区均有该期裂谷型沉积。盆地南缘的乌图美仁—索尔库里以南地区，沿着北西西向断裂裂陷并发育为裂谷，沉积了厚达5000多米的铁石达斯群槽型建造

（图4a）。

奥陶纪末的加里东运动使南、北裂谷转为聚敛，同时伴有中酸性岩浆活动，北缘并有辉长岩、超基性岩及榴辉岩等幔源物质侵入。绿梁山超基性岩内的俘虏体角闪片岩，用Rb—Sr法测定其年龄值为4.4亿年，应是陆壳碎裂崩解过程中未达洋化的深断裂产物；南缘裂谷的边界断裂，由于切割相对较浅，未见超基性岩。

志留纪末，晚期加里东运动席卷了整个柴达木地块。南、北裂谷中的地层受到挤压、褶皱，同时伴有中酸性岩浆活动，此时柴达木地块的主体部分进一步抬升成为蚀源区（图4b）。至晚泥盆世，地壳开始进入相对稳定时期，但边缘仍较活动，原地块南、北裂谷都曾再次发生裂陷，如北缘在原裂谷基础上，其东段包括阿木尼克山及其以东地区逐渐下陷，沉积了厚达5000多米的上泥盆统阿木尼克组，由陆相红色山麓相沉积开始，后为河、湖相杂色碎屑岩及海相沉积，其间并伴有酸性火山岩及火山碎屑岩。本组不整合于上奥陶统或上元古界之上。南缘亦在原裂谷基础上进一步裂陷，又沉积了一套以板岩、安山岩、英安岩为主的岩系，因而上述南、北两地区均属断陷型沉积，可视为此时的拗拉槽。

自晚奥陶世至晚泥盆世末，地块南、北缘裂谷时开始合的活动可归纳为北缘早期西开东合，晚期东开西合；南缘则是两开两合。裂谷西宽东窄，并呈指状镶嵌于地块中。故柴达木地块仅部分破碎而没有完全解体，东部晚元古代基底始终保持了完整性。石炭纪由于拗拉槽的沉降，故沉积要比晚泥盆世裂陷阶段扩展到更为广泛的范围。正如朱夏所指出的“这种后期沉降发生在广泛的范围内，改变“‘槽’的形状，发育有明显相带的地台型稳定沉积”。苏联文献中称之为台向斜，这种宽平的台向斜往往是拗拉槽的“再生”。因此柴达木地块南、北缘的石炭系（局部地区包括二叠系）是在晚泥盆世拗拉槽的基础上扩展到更大的范围。北缘应包括德令哈断陷及欧龙布鲁克山至阿木尼克山之间的广大地区，向西可达大柴旦或更西的地区，为浅海陆棚及海陆交互相的台型沉积。地震资料亦证实这一带石炭系的存在。南缘石炭系（局部地区包括二叠系）亦在晚泥盆世的拗拉槽基础上沉积，向北扩展到大风山的风南断裂，向东延至大灶火附近（图4c）。这一地区的磁场几乎为零线（异常强度小于10伽马），解释为由沉积岩轻度变质的无磁性岩层，这与其南昆仑山所出露的海陆交互相的碳酸盐岩、页岩、石英砂岩和中酸性火山岩为主的石炭系沉积是吻合的。故上述两地区的石炭、二叠系可总结为在拗拉槽基础上发展和形成，后为中新生代盆地所叠加，又经多次运动的改造而面貌更加复杂，正是朱夏所指出的“受阿尔卑斯运动体制改造了的早期（古生代）盆地”。由于中新生代盆地和古生代盆地的叠合，改善了柴达木中生代和古生代地层的成油条件，因而在盆地北缘上古生界和中生界埋藏较浅的地区，仍应引起今后石油勘探工作者的重视。

华力西晚期运动使柴达木地块隆起，其北的南祁连山地槽和以南的昆仑地槽封闭，从此海水退出柴达木地块，在特提斯开始在昆仑山以南扩张。三叠纪时期特提斯海一个分支经东昆仑进入西秦岭，并向西北延伸至柴达木地块之北，地块内部未沉积下、中三叠统。到中三叠世末，沿可可西里—玉树—金沙江一线，古特提斯向北俯冲，下、中三叠世地槽关闭，形成了印支褶皱带，使柴达木地块处于四周围压的环境。故印支运动使柴达木进入了以内陆盆地为主的阶段，其构造面貌和应力场均发生了根本的变化。

三、盆地的形成、发展和演化

海西运动后，我国西北地区海侵基本结束，甘青藏内部各微板块开始联合，这可由原分隔各微板块的深断裂或缝合线普遍存在蛇绿岩套来证明。在此向北推挤应力的格局下，使其北部的柴达木陆块抬升并发生差异性块断升降，使盆地基底受到改造和活化并逐渐由块断转化为大型沉降盆地，这是中国西北地区中新生代构造运动不同于东部特点的基本形式。柴达木中新生代盆地的形成和发展历史，总体上呈现了早期断陷、中期拗陷和后期转移—消亡这三个演化阶段，并与之对应地出现了三次升降和转化，不断改变着盆地不同地质历史时期的面貌。盆地目前的地质景观即为历次运动的叠加和演化的总和。

1.断陷阶段

本阶段为柴达木中新生代成盆的起始阶段，时间起自三叠纪晚期，止于白垩纪末期。中三叠世末，因隶属欧亚板块的昆仑—可可西里地槽开始俯冲消减，盆地基底已呈现南高北低、东高西低的区域背景，并由于古生代以来我国西部地区一直存在着来自北方的压应力，致使印支运动后，盆地北缘首先沿祁连山褶皱带与盆地固结程度较好和活动性间杂的地区，发生呈东西走向的边缘断裂和块断活动，局部接受了晚三叠系陆相碎屑和火山碎屑沉积，并伴有中酸性和中基性火山岩体，该情况可延续至中侏罗世，这可由盆地北缘大煤沟剖面的中、下侏罗统内部存在三个明显不整合并伴有岩浆活动及局部变质现象，以及冷湖三号和潜西地区的中侏罗统内亦发现有凝灰岩和局部变质现象得以证明。随着盆地东北缘祁连山系的隆升，盆地西北缘的阿尔金山系亦随之活动，沿这二个山系南侧的狭长地带普遍出现一系列呈北西和北东走向的两组断裂，断面一般倾向山系，断距由边缘向盆地级次性减小和消亡。由上述两组断裂的相互切割和位移，形成较多大小各异、相互分割的逆冲断陷和断隆。在断陷内充填了中、下侏罗统的河沼相含煤建造。部分面积相对较大、沉降幅度较深的近山断陷，还发育着富含有机质的湖相生油建造，为盆地北缘油气藏的形成提供了基本条件。

在侏罗和白垩系的沉积过程中，随着南北两大山系的不断隆升，总体上呈现了沉积范围由盆地边缘渐向盆内依次扩大和逐层超覆的特点，这由冷湖以南地区中侏罗统第五及第六段(J^5_2、J^6_2)直接超覆于基岩之上可资佐证。从现有资料看，中侏罗统沉积范围仅限于冷湖六号、南八仙构造和阿木尼克山联线以北的祁连山南麓，以及七个泉、红沟子构造以北的阿尔金断裂带附近的局部地区。

中侏罗世后地壳略有回升，剥蚀基准面下移，沉积临界面位处蚀积均衡面之下，快速堆积了大套过补偿型红色碎屑岩为标志的上侏罗统和白垩系的河湖相建造。沉积范围已布及达布逊湖以西、盆地南缘昆北基岩断裂以北的广大地区，基本统一了中侏罗统凹隆分割、并局限于盆地北缘沉积的格局。

由本阶段块断运动的性质，决定了横向上岩性和厚度的巨大差异以及纵向上沉积旋回的中断性，如盆地东北缘红山拗陷的大煤沟剖面，中、下侏罗统厚度可达1000米以上，上侏罗统及白垩系总厚亦大于1300米，由下而上形成粗—细—粗的完整沉积旋回，而与之西邻的马海、大红沟断陷中、下侏罗统全部缺失，近1500米的上侏罗统和白垩系直接不整合于前震旦系之上，从沉积旋回的观点，明显中断了下部、中部粗—细的沉积。

2.拗陷阶段

本阶段为盆地发育的全盛期，起自第三纪古、始新世，结束于中新世后期。

中生代末的燕山运动导致在侏罗、白垩系的剥蚀基底上，普遍接受了下第三系古、始新统（E_{1+2}）的沉积，其沉积范围远较中生代扩大，使盆地进入整体沉降的拗陷初期，除格尔木和锡铁山联线以东地区外均有其分布。地层厚度一般在700～2200米间，因受古地形的制约，总体上呈现了北部及西部较厚、南部和东部逐渐变薄的特点。值得提出的是在局部古、始新统中虽有较多断裂存在，但这只能反映中生代断裂活动的继续性，而不能否认古、始新世已进入拗陷阶段的事实。

在始新世末期，由于印度板块向北俯冲并与欧亚板块相碰撞（相当早期喜山运动发生期），来自西南方向的巨大压应力使盆地西南缘发生一系列断距较大的南倾边界逆断层，以及在昆仑山系隆升的同时，遭到塔里木稳定地块的抗衡，导致盆地西北缘的阿尔金山系沿其南侧的深大断裂（阿尔金山断裂带）作长距离的左行滑动和进一步隆升。由上述盆地南北边界断裂的活动，在盆地西端形成大幅度顶角沉降，并使沉积中心局限于盆地西端10000平方公里的地区。因此该区在始新统之上，除覆有少量早期渐新统（E^1_3）的红色河流相碎屑岩外，连续沉积了具有丰富有机质的湖相暗色泥质岩。本阶段可延续至中新世晚期，沉积厚度一般在千米以上，构成盆地西部第三系的主要生油岩系，为盆地西部油气藏的形成提供了丰富的物质基础。

3.转移—消亡阶段

本阶段由中新世后期至第四纪全新世。由于印度板块的不断向北俯冲，喜马拉雅山的迅速崛起，青藏高原随之大幅度上隆，位处青藏高原东北缘的柴达木盆地(图5)在此区域背景下，盆地西部首先抬起，湖岸线向北、向东退缩，沉积中心随之向东北转移。在油砂山、花土沟一带，在原湖相渐新统和中新统生油岩系之上沉积了下部上新统（N^1_2）的河流相红色地层。随着盆地西部的进一步抬升，湖岸线继续东移，至上新世（N^2_2）中期，沉积中心已迁至茫崖、碱山和一里坪一带，沉积了厚达1200米左右的暗色泥质岩。进入上新世（N^3_2）晚期，相当喜山运动第三幕时期，盆地抬升作用尤为强烈，沉积中心已东迁到一里坪以东。按其运动性质已渐向褶皱运动过渡，湖盆开始收缩，水体变浅，浓缩现象明显。由硼的分析计算说明水体古盐度已由湖盆发育全盛期的渐新世及中新世的15～16‰猛增至60‰以上，致使在上部上新统（N^3_2）泥质岩内出现大量石膏晶体和盐岩层的沉积，表现出盆地回返和消亡的迹象。

第三纪末期的喜山运动在盆地内以强烈的褶皱运动形式出现，尤以西部地区为甚，致使广大地区的第三系与上覆第四系间普遍存在不整合，并使第四纪沉积中心东迁至达布逊湖一带，沉积了厚达3200米的第四系，其中更新统内还有近1600米富含有机质的暗色泥质岩，为第四系天然气藏的形成提供了充足的气源。

第四纪更新世末的新构造运动使盆地整体回升，彻底结束了柴达木湖盆的沉积史，目前广布于盆地东部地区的封闭性盐湖，如台吉乃尔湖、涩聂湖、达布逊湖及霍布逊湖等，实为盆地第四纪沉积中心湖泊消亡的残迹。

总观早第三纪古、始新世开始的断拗转化，直至第四纪湖盆的最后消亡，在横向上呈现了盆地沉积中心东西方向的大调整，在纵向上显示着粗—细—粗的完整一级沉积旋回性，充分反映了拗陷沉积的特点，并明显区别于断陷阶段（图5）。

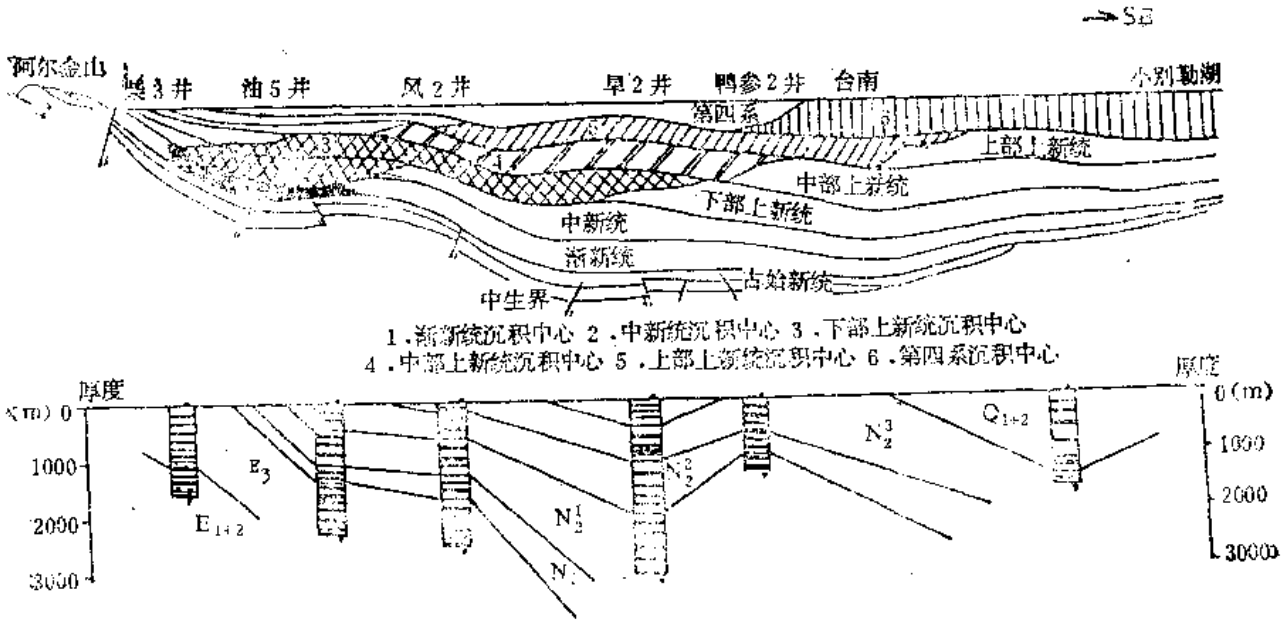


图 5　柴达木盆地沉积中心迁移图

四、柴达木盆地构造单元划分和油气分布规律

盆地的基底性质和起伏、断裂活动、盆地的发生、演化和构造特征的不同，在整体上控制了盆地内不同层系的纵、横向分布和厚度、岩性上的差异，同样亦造成不同时空位置的圈闭类型和油气富集程度的各异。为此，我们将盆地分为北缘块断带、茫崖拗陷和三湖新拗陷三个一级构造单元，与之对应地存在着三个含油气区。

1.北缘块断带含油区

西以鄂博梁和葫芦山构造的北翼断裂为界，东联陵间断裂和埃南等基岩断裂以北的地区。

本区为中生代基底块断活动形成的槽形断陷，对中生界中、下侏罗统的分布有着明显的控制作用。由于中侏罗统的J_2^2及J_2^1为较好的生油岩系，而第三纪沉积中心已西移，因此决定了本区油气藏的存在依附于中侏罗统的分布。又因断陷期所发育的西北和北东向两组断裂的相互切割，结合古地形的起伏和后期的褶皱，致使本区油气藏的圈闭类型呈现以断层与古地形或褶皱有关的油气藏为特点。

2.西部含油气区（茫崖拗陷）

本区为盆地第三纪拗陷阶段的主体沉降区，又值第三系沉积中心开始向东转移的起点，不但存在着主要拗陷阶段所沉积的巨厚的渐新统和中新统的主力生油岩，同时亦存在着因沉积中心转移而横向上由西向东位移、纵向上呈叠瓦状的中、下部上新统(N_2^1、N_2^2)生油层。同样亦由于受盆地演化的控制，本区在主要生油层之下，还存在着沉积于拗陷初期的厚约200～300米的下部渐新统红色河道三角洲储集层和中新统后湖岸线东迁而迭合于主体生油岩以上的N_2^1三角洲储集层，这些多套生油和储油层的组合，决定了盆地西部具有较丰富的油源和多种油气藏的分布。现将主要油气藏的类型和分布归纳如下：

（1）上生下储式成油组合的油气藏　分布于拗陷全盛期的柴西南区。由上部渐新统主

力生油层（E_3^2）与下伏下部渐新统（E_3^1）三角洲储集层相配置，通过上覆生油层的异常高压形成与下伏层间的反向压差，以及由断层沟通生油和储油层的二个途径，在适当的圈闭内形成油气藏，尕斯库勒、砂西和红柳泉等油田即为实例。

（2）下生上储成油组合的油气藏　主要分布于中新世末湖岸线附近的柴西南区，它由E_3^2—N_1主力生油层与上覆N_2^1的河道砂体配置而成。以花土沟、油砂山及尕斯库勒油田的中浅油藏为代表。

（3）侧旋式生、储组合的油气藏　为内陆湖泊环形相带侧变的产物。盆地内见于阿尔金斜坡区的南段，由主力生油层（E_3^2—N_1）向边缘过渡为洪积锥体，并结合断层遮挡或构造圈闭而形成。如七个泉油田和干柴沟等含油构造即属本类。

（4）碳酸盐岩和缝洞性油气藏　主要分布于第三纪生油拗陷中心的咸水泉、油泉子、南翼山、开特米里克一带。这些地区油源丰富，但缺乏砂质岩储集体，而可作储集层的泥云岩和泥灰岩普遍存在。这些地层不但有一定的原生孔隙，且有较发育的溶蚀孔隙，特别当晚期喜山运动形成构造时，在背斜轴部又形成较多的张性裂缝，尤以脆性的碳酸盐岩地层更为发育，为油气的运移和富集提供了较好的条件，形成了较多不同深度和层位的油气藏。深信随着认识的深化和勘探程度的提高，在盆地西部的中区和北区将会有更多这类油气藏的发现。

3.盆地东部第四纪天然气分布区（三湖新拗陷）

本区在第三纪时为相对隆起区，没有沉积生油岩系，由于沉积中心的东迁，在此沉积了厚达3200米的第四纪地层，特别在以台吉乃尔和达布逊湖为中心的17000多平方公里范围内，存在着近1600米富含有机质的灰色生气层系，其中所夹少量灰色细砂岩或粉砂岩，由于成岩作用甚低，孔隙度一般可达30%以上，与生气层相配置，形成自生自储的成气组合。因此本区在生气层分布的范围及其周缘地区，只要发现第四系的圈闭即能获得气藏。如涩北一、二号和盐湖等气田的发现，足已证明气藏分布规律的现实性。

总之，我们从研究盆地的发生、演化和形成为主线，结合沉积特点和对已知油气藏的分析，将为油气藏分布规律的研究和勘探方向的确定，提出可靠的依据。

参 考 文 献

1. 黄汲清等，“对中国大地构造若干特点的新认识”，地质学报，1974年第1期。
2. 黄汲清指导，由任纪舜等编写，《中国大地构造及其演化》，科学出版社，1981年。
3. 朱夏等，“中国中新生代构造与含油气盆地”，地质学报，第57卷第1期。
4. 朱夏，“试论古全球构造与古生代油气盆地”，石油与天然气地质，第4卷第1期。
5. 朱夏、陈焕疆，“中国大陆边缘构造和盆地演化”，石油实验地质1982年第1期。
6. 朱夏，“试论中国中新生代油气盆地的地球动力学背景”，《朱夏论中国含油气盆地构造》，石油工业出版社，1986年。
7. 朱夏、陈焕疆，“论中国油气盆地的构造演化”，《朱夏论中国含油气盆地构造》，工油工业出版社，1986年。
8. 朱夏，“中新生代油气盆地”，《朱夏论中国含油气盆地构造》，石油工业出版社，1986年。
9. 陈焕疆，“中国大陆板块构造和盆地演化”，《中国中新生代盆地构造和演化》，

科学出版社，1983年。
10．罗志立，“试论中国含油气盆地的形成和分类”，《中国中新生代盆地构造和演化》，科学出版社，1983年。
11．王云山等，“柴达木地块的形成与发展”，《青藏高原地质文集》第14辑，地质出版社，1984年。
12．张以弗，“从构造旋回探讨青海及邻区大地构造”，《青藏高原地质文集》，第14辑。地质出版社，1984年。
13．赵以汉，“青海北部构造与矿产”，《青藏高原地质文集》第14辑，地质出版社，1984年。
14．甘克文，“世界含油气盆地的基本类型及远景评价”，石油学报，1982年增刊。

准噶尔盆地的构造演化与油气聚集

彭希龄　　张国俊

（新疆石油管理局）

提要　准噶尔盆地的形成经历了地垒间列，大型内陆拗陷和再生拗陷盆地三个阶段。喜山运动使准噶尔大型拗陷湖盆的发展终止，形成了现代的构造格局，其特点是盆地构造的不对称性。南部为一东西向强烈褶皱带，其余基本上是一变动轻微的南倾大单斜。在中新生界单斜之下，上古生界呈现隆凹相间的状态，据此划分了盆地的构造单元。

准噶尔盆地位于亚洲腹部，远离海洋，是中国西部大型的内陆含油气盆地之一，面积13万平方公里，在石炭系、二叠系和中新生界内都找到了产量不等的工业油气流，近年来，储量和产量都有大幅度增长。

一、区域地质背景、基底和盆地的一般特征

盆地的四周为海西中期回返的古生代地槽褶皱带环绕。在这些褶皱带中出露了遭受强烈褶皱和错断的奥陶系—石炭系，为各种陆源碎屑岩、凝灰岩、火山碎屑岩和火山熔岩，碳酸盐岩不发育。这些古老的褶皱带在第四纪初期块断隆升，形成了高耸的山系。南部是北西西走向的北天山，东北部是北西走向的东准噶尔山系和阿尔泰山系，西部是北东走向的西准噶尔山系，因而，准噶尔盆地的外部轮廓呈明显的三角形，顶端朝北。

早期的研究者大多认为盆地是在前寒武纪结晶地块的基础上形成的（黄汲清，1942；张文佑，1959），属中间地块盆地。由于周边未见前寒武纪露头，加上引进了苏联大地构造学家的“新地台”概念，故自50年代中期以后，越来越多的人认为盆地是在海西褶皱基底上发展起来的，是新地台盆地或大型山间盆地（谢家荣首次于1955年明确表示了属海西褶皱基底上的“新地台”盆地的观点）。

在盆地四周的边缘地区，不论在地表和井下，直接不整合在盖层沉积之下的都是泥盆—石炭系的槽型建造。所以，认为盆地基底是海西褶皱的观点不无道理。

盆地基底的前寒武纪结晶地块的观点，便于解释盆地的三角形轮廓，在80年代又为大多数研究者接受。近几年通过对地球物理资料的研究，发现盆地北部有一地幔上隆区，盆地磁场经向上延拓后，在中西部有一明显的平缓正异常区。而盆地中部大面积内的盖层构造都很简单，说明构造稳定性很高。所有这些都可作为间接证据，说明盆地基础应该是稳定的前寒武纪刚性地块。准噶尔北部，在广泛发育的海西期弧后安山岩带的火山岩系包围之中，有两块零星的奥陶系露头，主要是陆棚浅海碳酸盐沉积，明显属台型建造。它与同时代的西准噶尔洋壳型优地槽相蛇绿岩套、阿尔泰和东准噶尔的冒地槽相陆源碎屑岩迥然不同，这是迄今找到的准噶尔地区在早古生代确实存在过地台盆地的唯一证据。因此，笔者认为：准噶尔盆地的基底具有双层结构（彭希龄，1983）。古生代早期在古地块的基础上形成了地台的构造——沉积体制，它构成了北疆古陆板块的核心。海西期陆块进一步碎裂、崩解，沉没较深，大部分地区都转化为弧后火山岩带的优地槽沉降区，甚至在地块的核心部位也被厚度稍小一些的槽相建造覆盖。纳谬尔期(C_1^n)末，在优地槽褶皱回返的基

础上，准噶尔盆地从维士法期(C_2^v)开始形成。所以，盆地一方面具有稳定的基础，同时又掺和着不稳定因素，是一个较典型的内陆不稳定克拉通盆地。

盆地内的沉积层包括石炭、二叠系和中新生界，仅出露于盆地边缘地区（图1）。盆地内的广大地区全为第四系覆盖。石炭、二叠系仅在盆地东部地表有连续剖面，厚近5000米。上石炭统和部分下二叠统为由海相向陆相过渡的沉积。维士法阶为海相陆源碎屑岩和生物灰岩，有时夹不厚的中性熔岩，是盆地的第一个盖层，厚360～1600余米。其上，在盆地东北缘主要是红色和杂色碎屑岩，有时夹有争议的海相层，厚10～2770米；在南缘为灰色凝灰质砂砾岩、粉砂岩与泥页岩互层，厚1460～2590米。自此以上全为陆相沉积。上二叠统为灰黑色可燃有机岩建造，但在南缘剖面的底部凝灰岩发育，厚160～4100米。中生界的底部(P_2-T_1)为磨拉石红层，厚200～1200米；中部(T_2-J_2)为含煤沉积，厚250～4000米；上部(J_3-K_2)为红层和杂色砂、泥质岩建造，厚210～2500米。新生界以红层为主，几乎全为碎屑岩，反旋回，下细上粗，以灰色磨拉石结束，盆地南部最厚，可达3000～5000米。其中仅盆地西南部的始新、渐新统(500～600米)和中新统(200～300米)为暗色泥质沉积。

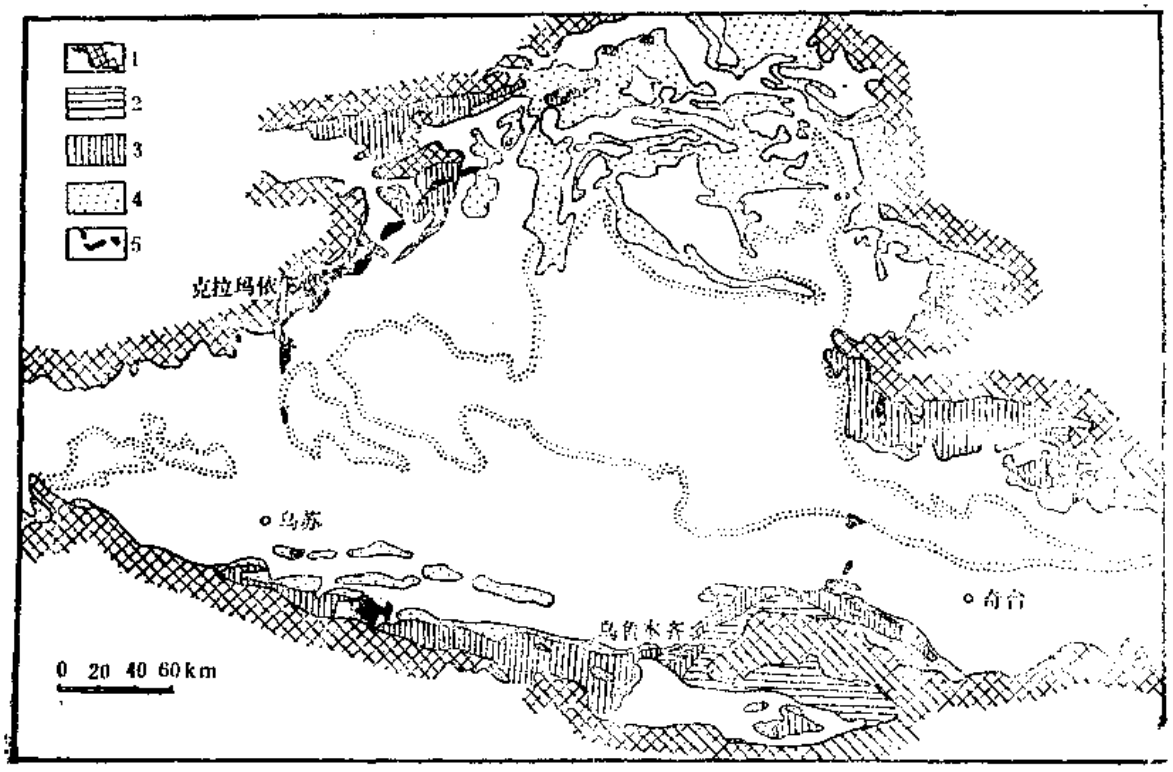


图 1　准噶尔盆地地表露头及油田分布图

1—盆地边界；2—晚古生界；3—中生界；4—第三系和下更新统；5—油田

盆地结构呈不对称形。南部天山山前地区褶皱强烈，断裂发育，形成一系列断裂和由上古生界、中新生界组成的背、向斜褶皱带，走向和天山平行。其中，许多背斜构造都具有表皮褶皱性质；在新生界内两翼陡峻，至侏罗系即相当平缓或几近消失。盆地的中部和北部则基本是一南倾大单斜，变动极微，只在盆缘山边地带才有一些规模不等的背斜褶皱，无定向，不少具有断褶背斜的性质。在北部和西部边缘的白垩系、第三系之下有一潜伏的

大逆断裂带，发育时间很长，是控制油气分布的一个最重要领域。盆地北部，第三系越过此断裂带后，在被夷平的古生代褶皱区内分布很广。

盆地四周还有一些与其相邻甚至通连的小型山间盆地，其中的中新生界虽多不完整，但往往与准噶尔盆地具有沉积的一致性。

二、盆地形成发展的几个阶段

1.若干堑垒间列的早期阶段

根据地震反射资料，在基底之上和二叠系之下，盆地深层的石炭、二叠系构造面貌和中浅层的中新生界很不相同（彭希龄，1983、1985）。盆地的深层结构格局是由若干个规模大小不等、排列方向无序的隆起和拗陷交错间列而成的。亦即盆地在其早期发展阶段的石炭、二叠纪，是由若干个彼此独立而又相互连通的大小沉积拗陷组成的拗陷群体。拗陷之间为剥蚀隆起区，其间往往以断裂为界（图2），故而多数拗陷和隆起相应具有堑、垒

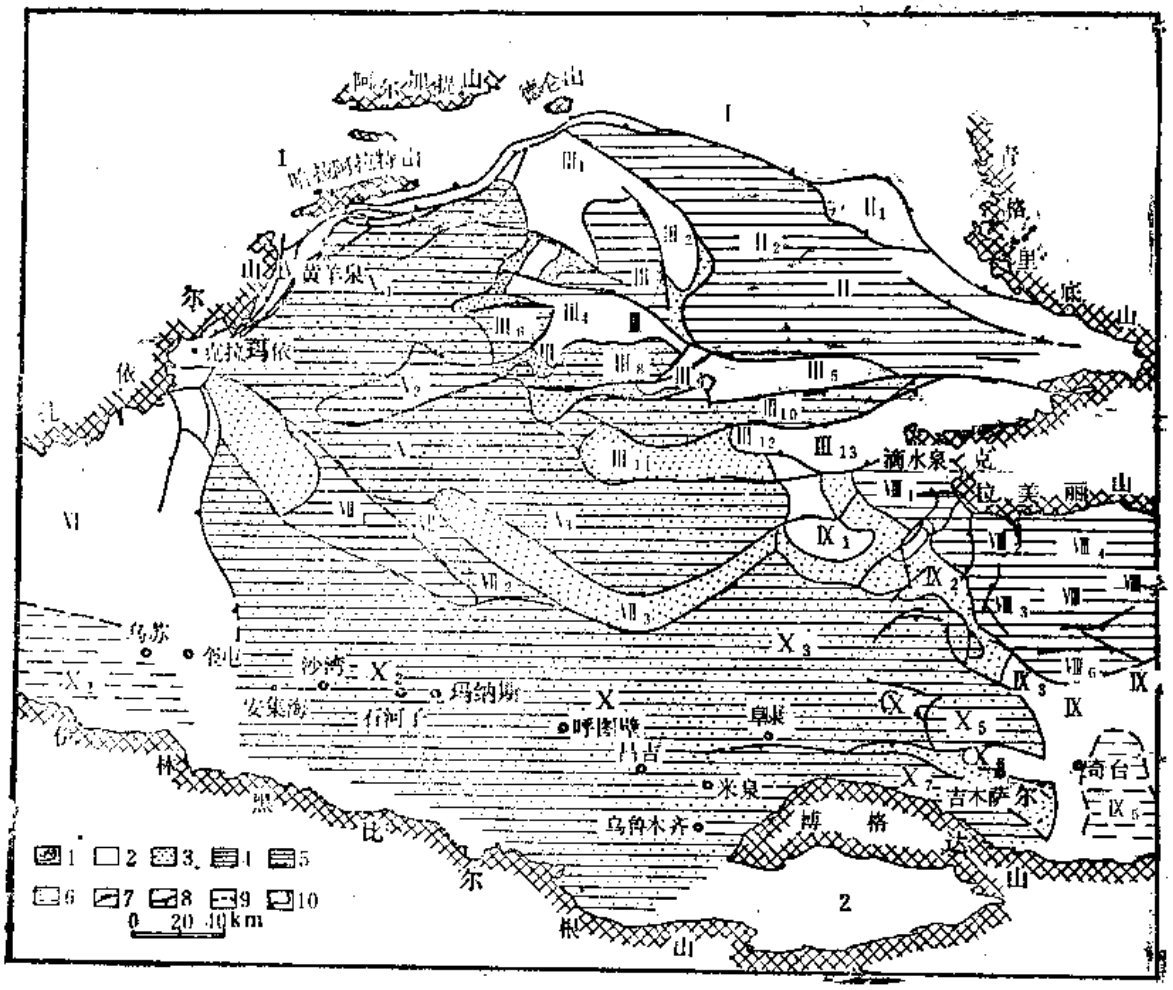


图 2　准噶尔盆地深层隆拗分布图

1—山区边界；2—隆起区；3—被部分层序覆盖的隐起或隆起端部；4—二叠纪拗陷；5—石炭、二叠纪拗陷；6—可能的二叠纪拗陷；7—正断层；8—逆断层；9—推测的断层；10—单元界线
构造单元：Ⅰ—褶海阶地；Ⅱ—乌伦古拗陷；Ⅲ—三个泉隆起；Ⅳ—克—乌断阶；Ⅴ—玛湖—夏区拗陷；Ⅵ—车排子高地；Ⅶ—莫索湾隆起；Ⅷ—大井拗陷；Ⅸ—沙丘河—奇台隆起；Ⅹ—昌吉拗陷
外围盆地：1—和什托洛盖盆地；2—柴窝堡盆地

性质。

在这些沉积拗陷内，深层地震反射层序以玛湖拗陷最齐全，有5～6个（图3）之多，代表拗陷内的石炭、二叠系沉积序列。而在其他沉积拗陷内 层序就没这么齐全，各上下层序之间均为不整合和沉积间断。表明盆地形成的早期构造稳定性还不高，晚期海西运动还很活跃，幕次多，下二叠与中石炭、上二叠与下二叠、上三叠与上二叠之间的不整合就说明了这一点。

根据这些反射层序的分布状况，可以恢复盆地发展早期阶段的历史和构造特征。这些层序和盆地东部石炭、二叠系的地表露头能很好对比，只是还不能直接连接，最下部的1～2个层序的地层，仅分布在玛湖拗陷和与之相邻的一些拗陷中。这是一套含有大量火山熔岩的沉积，厚度由盆地中央往西北部边缘断层下盘急剧加厚，达到5000余米。上盘的盆地边缘山区，见有相应的露头，说明它的沉积和拗陷中心在现今盆地边缘外的山区，故不应属盆地盖层沉积的范畴。它在盆地内的隆起区上缺失，但在与玛湖拗陷近邻的某些隆起区上的小凹陷内还有少量残存。其层位应与盆地东北缘山区广泛分布的纳谬尔阶（C_1^n）相当。是海西中期优地槽喷发体制下形成的火山碎屑岩建造在准噶尔陆块上的遗存。中上部的4个层序，属真正的盆地盖层沉积。最下部即维士法（C_2^w）阶的海相陆源碎屑岩和碳酸盐岩，分布仅限于形成最早的玛湖—夏子街拗陷、冒吉拗陷和石钱滩凹陷中，其上的三个层序则分布较广，说明自此以后在剥蚀区又有一些大小不等的拗陷相继形成，先出现的拗陷也进一步扩大。进入二叠纪后，盆地内绝大多数负性单元都出现了，北部的乌伦古拗陷至迟也在晚二叠世形成，石炭系顶部和下二叠统主要为红层，以陆相碎屑岩为主，偶可有少量海相夹层。上二叠统为陆相，为可燃有机岩建造，所含油页岩之品位甚高。

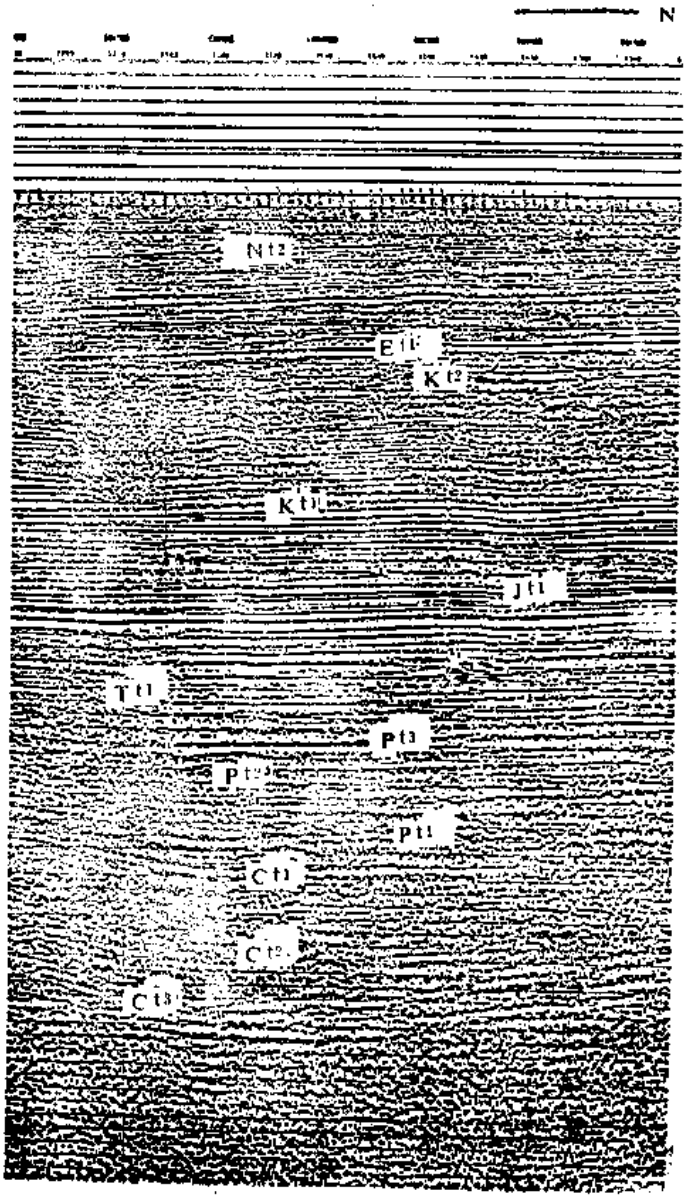


图 3 准噶尔盆地完整的地震反射层序（Q015测线）

这些负性单元的规模大小相差很悬殊；拗陷的深度和广度也不成正比，大的不一定

深，小的不一定浅；平面形态各异，展布杂乱，很难归纳为某些或某个“体系”（图 2）；开始形成的时间也早晚先后不一。有的拗陷是持续型，形成后长期保持沉降状态，沉积层系完整；有的是间歇型，沉降中间有抬升，缺失某一两个反射层序；有的属天折型，上部层序缺失严重。盆地东部的拗陷纯属在纳谬尔期火山岩系基底上的新生单元。盆地中西部的拗陷往往在底部多少不等地保留有纳谬尔期的火山岩，表明拗陷在纳谬尔期即已存在。故可认为：准噶尔盆地的深层结构格局或多或少保留有海西优地槽时期的影子，新生盆地的某些部分开始时是重叠在基底的老拗陷基础上形成的。

这些负性单元，不论大小，亦不管沉积层系的多寡，不少都表现为箕状形态，拗陷内的深渊紧靠陡翼一侧（图4）。拗陷的陡翼多伴以断层，缓翼上地层逐渐收敛变薄，层系间间断发育，超覆现象常见。更突出的是几乎所有拗陷内的盖层构造形态都极为单调，很少有次一级的小褶皱和小断裂，表明拗陷基底相当稳定。另一方面，如沉积层仅有上部三个层序的陆南凹陷，面积甚小，而沉陷幅度竟可达5000余米 沉降和补偿填充都很迅速，又表现了相当的活动性。

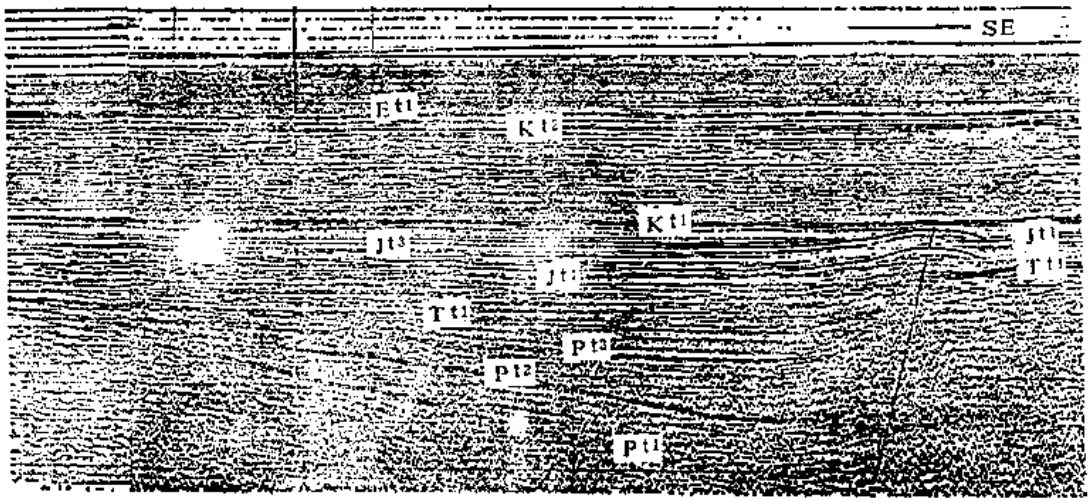


图 4 陆南凹陷典型的箕状形态（L015测线）
（注意拗陷东南侧的边界正断层和逆牵引构造）

这些负性单元虽多具有断陷性质，但典型的双边地堑很少，大多是断拗结合的单边地堑，此外，有的是纯粹的拗陷，两侧均无断裂，甚至连箕状拗陷的陡翼也无断裂伴生，大井拗陷北翼地表（如帐蓬内）二叠系底部的不整合和超覆关系即是证明。还有少量断拗共生现象：同一单元一部分为拗陷，另一部分为单边或双边断陷。

拗陷和隆起之间的边界断裂，在盆地内部都是正断层（图2、4），有的在上盘侏罗系内还有逆牵引现象；仅盆地东部以逆断层为主（彭希龄，1983、1985）；盆地边缘地区则都是逆断层。这是经印支、燕山和喜山等运动多次叠加而成的。然而，在晚古生代，这些断层的性质如何？是否都是控制沉积分布的边界断裂？还难断定。例如，盆地西北缘的克—乌大断裂，在断层下盘沿线的上古生界内，并无前积型冲积锥相沉积系列。说明该断层在晚古生代要么不是边界断层，要么是边界正断层。

隆拗间边界断裂的活动持续时间有长有短，断开层位也有多有少：有的只断开维士法阶以下地层，有的止于石炭系顶部，有的断到二叠系，有的断开了中下侏罗统，但一般均

未断到上侏罗统和白垩系。各断层的断距颇悬殊，最大的竟可超过5000米。同一断层深浅不同层位的断距也不相同，一般下大上小，表明是多次活动的结果。

盆地早期发展阶段的这些特点，乃是在陆块遭受拱曲裂张的应力体制下形成的。引起张应力场的原因可能是：①深部物质的局部上涌；②在几个相向的俯冲带作用下陆块内部发生拱曲。

2.统一的大型内陆拗陷湖盆阶段

上述古生代晚期出现的拗陷群体只是准噶尔盆地发生和成长过程的早期或幼年阶段的特征。中生代则是盆地的成年和成熟阶段，其标志就是统一的大型内陆拗陷湖盆的形成。

到晚二叠世，一则由于各个小沉积拗（断）陷的相继被填平补齐，各拗陷沉积区不断扩大；再则又有一些新的沉积拗陷在老的剥蚀区内出现，使原有沉积拗陷之外的隆起剥蚀区相继被淹没，从而最后将各分散孤立的独立小沉积拗陷逐渐连片，朝统一的大型湖盆地发展。边界断裂被埋没于向外拓展的沉积层之下，于是断陷盆地的特征逐渐消失。最后，至迟在晚二叠世后期，大型统一的拗陷湖盆地形成了。因而晚二叠世是盆地由多个孤立的小拗陷分散割据向统一的大拗陷过渡，由海盆或近海湖盆向陆上湖盆过渡，由幼年阶段向成年阶段过渡的转变时期。这种转变在晚二叠世后期完成了。中生界的各个系，各个群、组地层单元，都是全盆性的，代表它们的各个有关地震层序，也都可在全盆地进行追踪对比。中生界全为陆相，几乎纯系碎屑岩；边缘地区多山麓相及边缘相堆积，碎屑粗、厚度小，超覆现象明显；盆地中央粒度细，厚度大，有碳酸盐岩薄夹层。

海西末期，准噶尔曾普遍遭受抬升，二叠系与上覆地层之间有明显的不整合及沉积间断，只在乌鲁木齐—阜康一带沉积作用在持续进行，昌吉附近的拗陷中心地带也可能没有间断。

仓房沟群($P_2 - T_1$)是统一的大型陆相湖盆地阶段的底部第一个建造，主要是以红色为主的杂色磨拉石堆积。除博格达山前杂色砂、泥岩较多外，其余几乎均全以砾岩红层为主，其相平面图大致是向南东开口的马蹄形。下亚群多为杂色，时代属晚二叠世晚期；上亚群全为红色，属早三叠世；最厚1200余米。平面分布虽盖满全盆，但某些边缘高部位和盆中大隆起上层序都不全或全部缺失。这表明海西末期以后地形分异又趋明显，物源区剥蚀作用加强，仓房沟群还具有填平补齐的性质，确实代表一个新时期的开始。

自中三叠世起，拗陷进一步向外拓展，沉积区扩大，进入了盆地发育的全盛时期，转变为造煤环境，形成了很厚的可燃有机岩建造，中三叠统—中侏罗统煤系地层的最大厚度可达4000～4500米。在周围山区内也同时出现了众多的中小型断陷和断拗结合的负性单元，开始接受中三叠世以后的沉积。这些单元或与准噶尔拗陷湖盆直接通连，或独处于准噶尔大湖之外。不论通连与否，其沉积特征都与准噶尔完全一致，连岩组的划分都完全相同，表明古地理条件的一致。这反映了一个共同的大地构造背景，即中亚地区此时共处在一个舒张沉降的力场体制下，因而准噶尔盆地向外拓展的时期也是中亚地区山间盆地最发育的时期。

中生代早中期的舒张沉降体制，在盆地内印支和燕山早期的构造形迹中得到证实。整个盆地内部的三叠、侏罗系内沉积间断很少，构造极为单调，几乎看不到褶曲，仅有受深层早期隆拗影响的大型微弱起伏。晚古生代时的隆拗间列格局早已完全被埋没了。唯原有张性断陷的边界正断层差不多都断开了中下侏罗统，说明盆地早期占统治地位的张应力场

仍然承延到了中生代。但在新的全球板块体制中，此时的中亚已成为一个统一的陆板块整体，海洋和新的消减带已远在其西南一隅，板块应力场为适应新的体制正进行积极的调整，因而，印支、燕山期的构造运动很活跃。首先在舒张沉降中形成一系列沉积盆地。随后则是伴随老褶皱山的块断升降与滑移而出现的强大压应力场，使盆地发生收缩、抬升、沉积多有间断并遭受褶曲和错断。在基底欠稳定的小型山间盆地中，压应力强度远比基底稳定的准噶尔盆地强烈。准噶尔盆地边部的应压力场也相应增大。三叠侏罗系层间不整合增多，出现了大量逆断层、不对称或倒转褶皱，其中一些是沿早期老的边界大断裂发生的，另一些则是新生产物。尤其是盆地东部，运动期数明显增多，层间不整合发育，并形成了与盆地早期隆拗展布格局完全不同的北东向隆褶带。这样，就是一种边部压中部张的空间地应力场模式。但这些运动只是暂时终止或改变一下拗陷的状态，并不曾使拗陷消失，而拗陷在长期发育的拓展过程中，仍是一种舒张的状态。因而，又是一种张压交替的时间地应力场模式。这种模式在沉积形成过程中表现为频繁振荡的脉动方式。结果是使得像三叠侏罗纪的煤系地层，沉积物表现为粗细颗粒频繁交替、大小级别的韵律叠套出现的结构特点，可划分3～4个巨型正旋回。相应的，至少有两个不造煤的稳定湖盆期与两个造煤的河流沼泽期交替出现。所有这些都充分说明在印支和燕山早期区域地应力场处在张压抗争的状态。

晚侏罗世拗陷收缩，沉积为红层，顶部磨拉石化。侏罗纪末，盆地发生整体掀斜，西半部抬起，中侏罗统上部和上侏罗统缺失严重，后者不发育。而盆地东部则沉陷较明显，相应的沉积很厚。

到白垩纪，盆地的发展进入了完全成熟阶段。剥蚀区高度准平原化了，拗陷区出现老化停滞状态，范围一般较侏罗纪微有收缩。唯盆地西部在此以前长期隆起的车排子高地被夷平而沉入白垩纪湖底，使拗陷大面积拓展。下白垩统是白垩纪的代表性建造，以杂色细碎屑泥质岩为主，岩性单调，水平纹理发育，横向变化小，所夹薄层粉细砂岩都很稳定，除北部边缘地区沉积稍薄外，离边缘不远就迅速增至最大厚度，大面积内保持在1200～1500米，成厚饼状。三叠、侏罗系厚度在南部和北部的微小差别到白垩纪时完全消失了，构造活动更趋于沉寂，变动轻微。除南缘山麓褶皱带外，其他地区凡见于侏罗系内的褶皱和断层几乎完全没有影响到白垩系。白垩纪晚期沉积又以红层为主，也稍有磨拉石化。

3.再生拗陷盆地阶段

晚期燕山运动在准噶尔表现很明显：白垩、第三系间，除南缘部分地区为连续关系外，余均呈假整合或不整合，边缘一些地方下第三系缺失或分布不广。总的讲来，早第三纪仍然基本上继承了白垩纪的成熟期拗陷状态，且古新—始新统的沉积分布和相特征与上白垩统基本一致，都是晚期燕山运动中的产物，为碎屑红层，局部有膏泥岩，也微有磨拉石化，连某些古生物标志都无明显差别。始新—渐新世拗陷在盆地西南部出现稳定闭塞的非补偿性水体，堆积了600米的暗色泥岩和薄层生物碎屑灰岩。在盆地北部，水域扩张到阿尔泰山前的所有山间洼地中，并进入苏联的斋桑地区，形成漫布山间的广阔浅水湖盆。在经历了漫长的准平原化以后，剥蚀作用已普遍深达各山区的花岗岩体，于是形成了厚300～500米以绿灰色为主的云母泥质石英砂岩建造，并一直展布于盆地中央，可见主要的物源供给区在北部。

至此，拗陷已经老化，并逐渐消亡。但从渐新世晚期开始，又以逐渐向收缩型、快速补偿型拗陷转化的方式使拗陷再生。起因是由天山山区率先出现的越来越强烈的回春作用。回春作用以天山古生代褶皱山区的块断隆升为主要表现形式。相应地剥蚀作用加强，在山前地区出现快速粗屑堆积物，并表现为下细上粗的反旋回特点。渐新一中新统为泥质红层，南部地区厚350～500米，北部地区厚100～200米。中新统在拗陷的中心部位为灰色及杂色泥、砂质沉积，厚100～300米。上新统为褐红色—黄灰色砂、泥岩与砂砾岩交互，厚1300～1800米。下更新统为灰色块状含冰碛石的砾岩，厚1100～2400米。由于天山的回春远较准噶尔北部山区开始得早，且逐渐激化，因而使拗陷逐渐收缩，沉降中心往南偏移，沉积速度加快，拗陷由沉积上的欠补偿、补偿向剩余补偿的超负荷转化。最后，下更新统的冰水磨拉石洪积扇型水上堆积只限于南缘山前的狭窄地区，上第三系在山麓地区也全部磨拉石化。与下更新统和上第三系南厚北薄楔形体的形成同时，准噶尔盆地出现了突出的不对称状态。晚第三纪和第四纪早期，盆地南北差异极大。北部仅渐新一中新统在向斜低部位有保存，中新统和上新统只局部残存，很零星，下更新统缺失，各层组间均为不整合间断，表明拗陷已处于消亡状态之中。而往南，则各层组之间的不整合逐渐被整合连续关系取代，盆地深陷，沉积活跃，拗陷获得再生。再生的准噶尔新生代拗陷，又是一个更大更明显的箕状拗陷，连某些毗连的小山间拗陷也是箕状（图 5）。因此，舒张沉陷体制和张压的先后交替，在新生代也应该是存在的。

早更新世末新疆的喜山运动最强烈，伴随着周围巍峨山区的形成，准噶尔大型沉积盆地的历史结束了，并在南部山前地区形成了一系列强烈的褶皱。现代沉积区仅限于山前褶皱带稍北河流消失区内的东西向狭长地带。

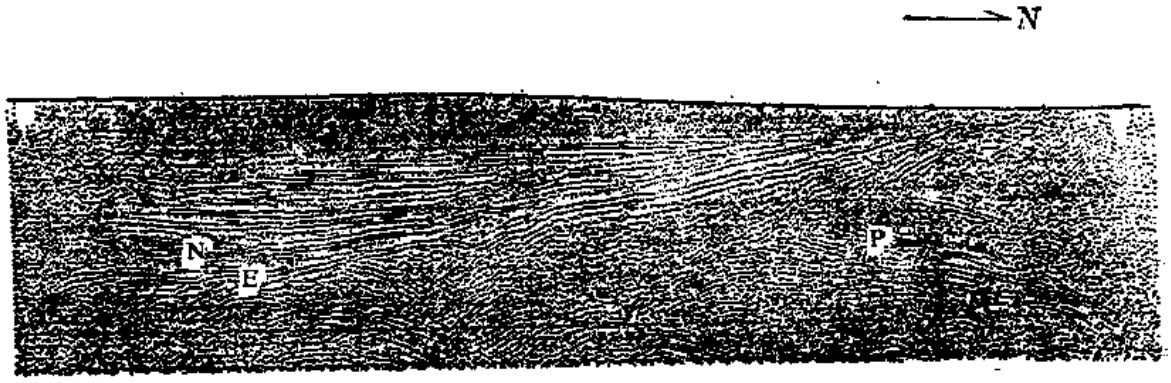


图 5　柴窝堡凹地西端的箕状形态（N8628测线）

三、构造单元划分

喜山运动使准噶尔大型内陆拗陷湖盆地的发展终止，形成了现代的盆地构造格局。其最大特点就是盆地构造的不对称性：南部是一狭窄的近东西向强烈褶皱带，其余之盆地大部分则基本是一变动轻微的平缓南倾大单斜。在中新生界单斜层之下，上古生界才呈现隆凹分异状态。按此划分盆地的构造单元如下（图 6 、 7）。

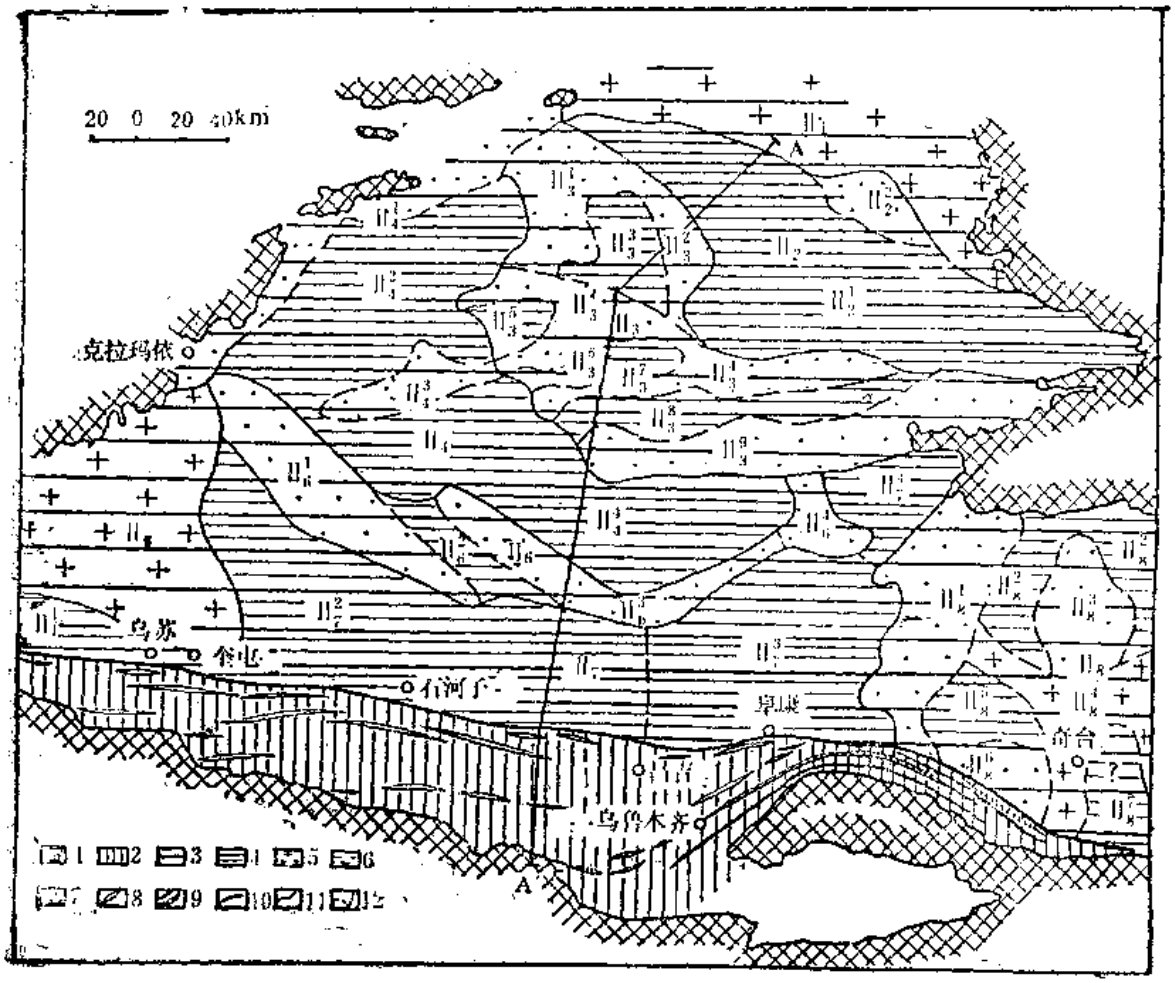


图 6 准噶尔盆地构造单元图

1—山区边界；2—山前褶皱带；3—台型缓坡；4—叠置在中新生代拗陷或单斜层下的古生代拗陷；5—主要为第三系和部分白垩系超覆的基岩隆起；6—可能的晚古生代拗陷；7—仅存在于中生代以前的晚古生代隆起或中生代早期隆起；8—喜山褶皱；9—早燕山褶皱，黑粗线纹代表复向斜，长空心线纹代表复背斜；10—一级单元界线；11—二级单元界线；12—三级单元界线。构造单元：Ⅰ—乌鲁木齐山前拗陷褶皱带；Ⅱ—准噶尔平缓斜坡区；$Ⅱ_1$—福海阶地；$Ⅱ_2$—乌伦古拗陷；$Ⅱ_3$—三个泉隆起；$Ⅱ_4$—玛湖—夏子街拗陷；$Ⅱ_6$—车排子高地；$Ⅱ_6$—莫索湾隆起；$Ⅱ_7$—昌吉拗陷；$Ⅱ_8$—奇—木块状隆陷区；A—A′示图7位置

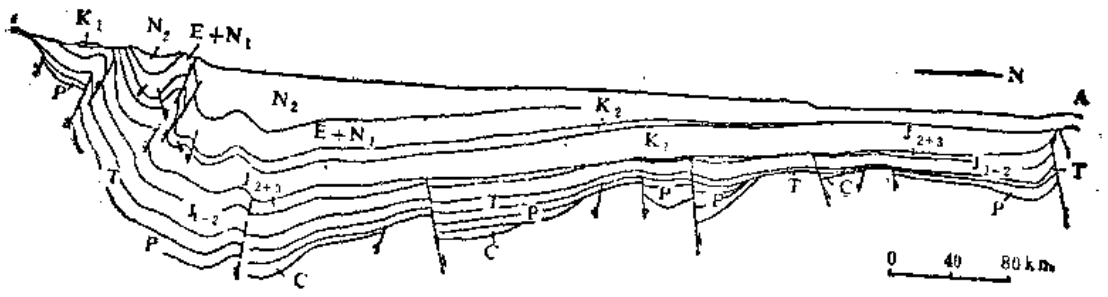


图 7 准噶尔盆地构造横剖面图

据地震时间剖面制作，未作时深转换，仅示相对深度，垂直比例尺放大一倍

Ⅰ.乌鲁木齐山前拗陷褶皱带

这是天山山前盆地南缘强烈拗陷和剧烈变形的地区。西起乌苏以西，东止奇台以南，总体呈东西向展布，长520公里，最宽处50公里，地貌上为中低山区。在晚古生代它是昌吉拗陷的组成部分。除西部南侧的山边某些地段以外，都有上古生界发育，三叠侏罗纪的拗陷幅度也较盆地其他地区稍大；新生代则是强烈拗陷区，总拗陷幅度可达15公里。山麓地区地表剖面的连续最大厚度可达11000米。现代的拗陷最深处大致在乌伊公路沿线，故也是本单元的北界。区内褶皱强烈，断裂发育，定向性明显，构造线多以逆冲断层接触，麓山带构造线由东往西与此逆冲断层作“入”字形斜交，表明与南北向挤压的同时，有右旋扭动伴生(图 8)。

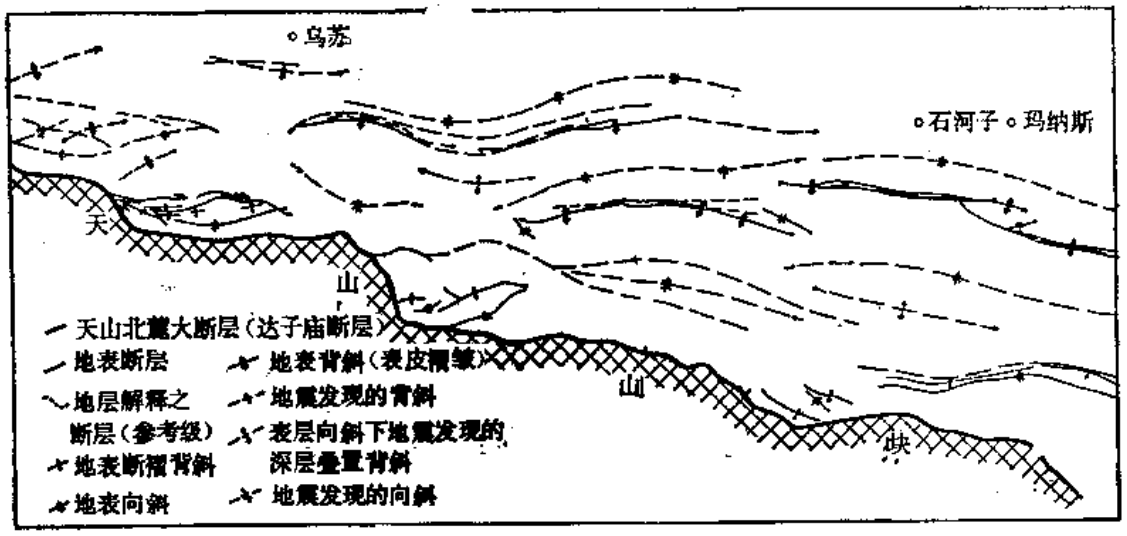


图 8 伊尔黑比尔根山前的“入”字型构造

前山带包括两个雁列的背斜构造带，全由新生界组成，表皮褶皱性质明显(图 9)。东南侧的玛纳斯背斜带为不对称或倒转的高陡线性背斜带，褶皱强烈，有走向冲断带伴生，使北翼残缺严重，深处侏罗系的褶皱形态已甚平缓。西北侧的独山子背斜带为中陡到低缓的长轴背斜，不对称或近于对称，中陡者也有冲断层伴生。背斜形态主要只限于第三系和白垩系。在浅层向斜深处叠置出现的背斜构造，说明深、浅层褶皱的不协调在这里是普遍现象(图10)。

潜伏构造带由一些断续展布的新生代平缓背斜组成，彼此无紧密联系。地表仅见中更新统，基本与天山山脉平行。褶皱强度总的趋势是由南向北、由山麓向平原递减，幅度降低。至本单元北界，盖层褶皱基本消失。大致以乌鲁木齐为界，东西两段的构造样式有明显差别。

西段主要是喜山期褶皱构造，由南往北包括走向大致平行、隆起幅度逐渐降低的几个正向构造带以及它们之间的宽缓向斜。

麓山构造带是包括山麓单斜、浅向斜和背斜的复褶皱带，主要由中生界和部分上古生界组成，新生界为其陡峻北翼。背斜从线性、长轴到短轴等形态都有。前二者多有阶状挠折和断褶背斜性质，反映边缘基底的断块结构。高断块上某些部位的上古生界发育不全。与褶皱伴生的多数是向北逆冲的走向断层。除局部地段外，天山主脉和麓山带均具有隆

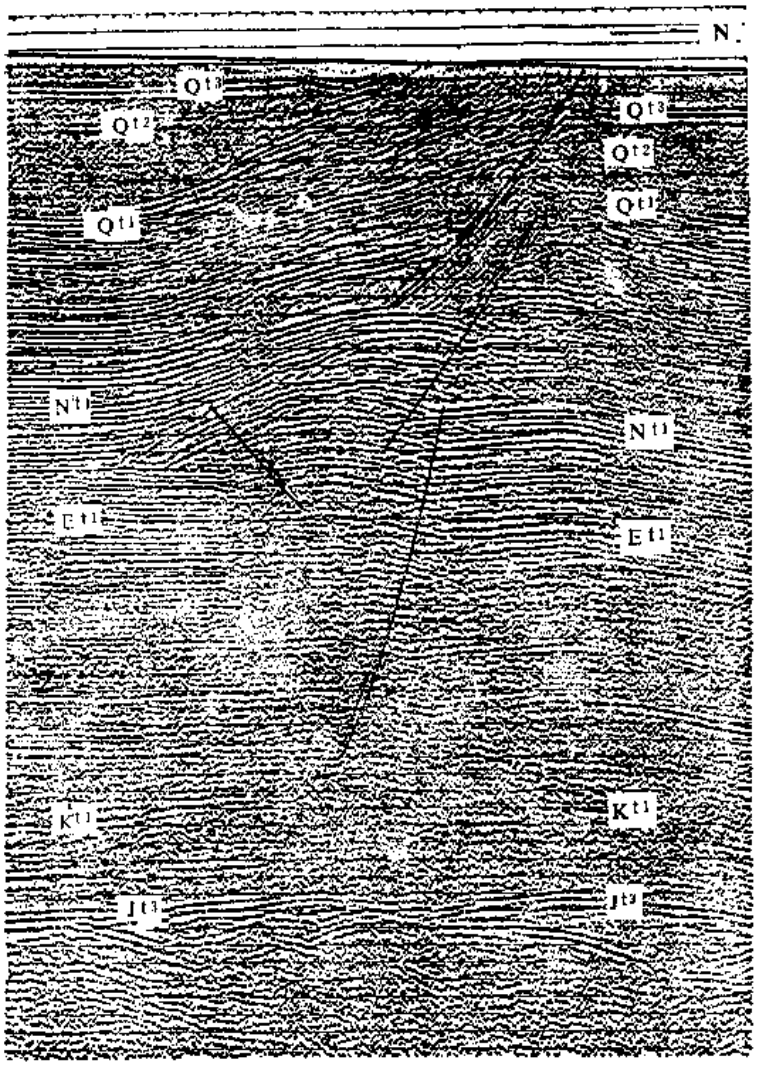


图 9　准噶尔盆地南缘山前地区的表皮褶皱（吐谷鲁背斜东端地震剖面N861 7A测线）

起，向下到白垩系底部背斜就几近消失。

乌鲁木齐以东主要是燕山期褶皱构造，在喜山期又再度叠加和强化。这里是晚古生代强烈拗陷区，二叠系总厚近5000米　三叠、侏罗系厚亦4000～5000米，局部夹有印支期的中基性熔岩。白垩系则在大部分地区缺失。褶皱强烈，构造远较乌鲁木齐以西地区复杂，为沿博格达山麓展布的北凸弧形强烈复褶皱带。由几个大型的复背斜、复向斜和伴生的叠瓦状大逆断裂带组成(图11)，长达150公里，宽15～20公里，北界亦为大断裂。背斜核部为二叠系，向斜中心为中下侏罗统。第三系为磨拉石红层，厚度不大，产状平缓，不整合于中生界和二叠系之上。

Ⅱ.准噶尔平缓单斜区

范围包括整个盆地的中部和北部，地貌上正是现代准噶尔盆地的大致范畴。特点是盖层褶皱很不发育，大区域平缓南倾，变动极其轻微，构造稳定性很高　按中新生代的构造形态和晚古生代的构造分异，划分次级单元如下：

Ⅱ$_1$.福海阶地　是盆地北部第三纪湖盆的新拓展区，中生代时处于盆地之外。基底为

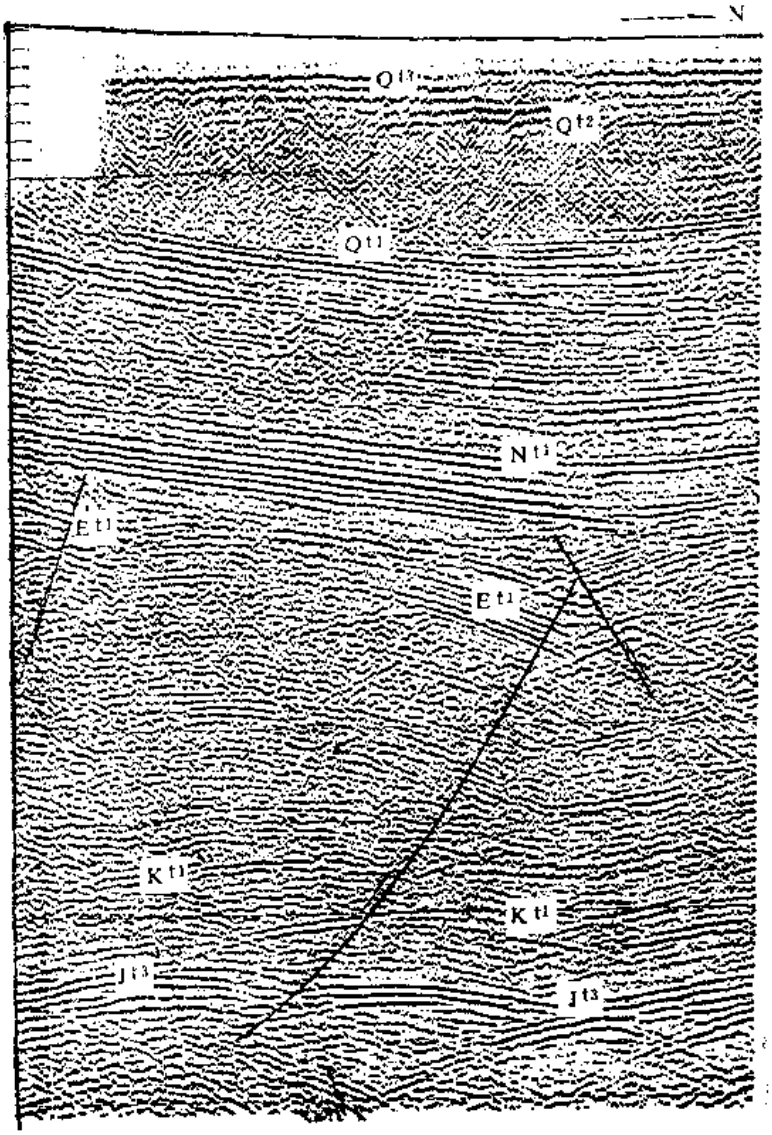


图 10　叠置在浅层向斜中的东湾背斜构造（N8611）

准平原化的海西早中期褶皱。盖层主要是厚度不大的近于水平产状的下第三系，中新统则局限于宽平向斜中、南界为吐丝托依拉阶状逆断裂带。

Ⅱ$_2$.乌伦古拗陷　位于吐丝托依拉断裂带以南，北西走向，略呈纺锤形，是盆地北部长期发育的大型负性单元，主要是印支—燕山期拗陷。盖层为中生界、第三系下部和部分二叠系，总厚约6000米。形态为一南缓北陡的不对称宽平向斜。南坡超覆、不整合等现象普遍，并有一些小型的断褶背斜。北侧吐丝托依拉断裂带上常有一些小—大型的箱状断褶背斜和宽窄不等的断阶。次一级单元有：红崖断阶、索索泉凹陷。

Ⅱ$_3$.三个泉隆起　为盆地北部的大型正向单元。基底岩层的年代不新于维宪期(C_1^1)。其隆起形态是自晚海西运动后多次运动叠加的结果，主要定型于早燕山期，呈向西南凸之弧形。北段隆起最高，近南北向，南段近东西向。二叠系在隆起之高部位缺失；三叠系由边缘向顶部超覆，下部层位缺失很多，顶部也被剥蚀；侏罗系上半部几乎全部无存；白垩系则发育完整；地表为不厚的下第三系。在中生界覆盖下的次级负性单元中，上古生界有

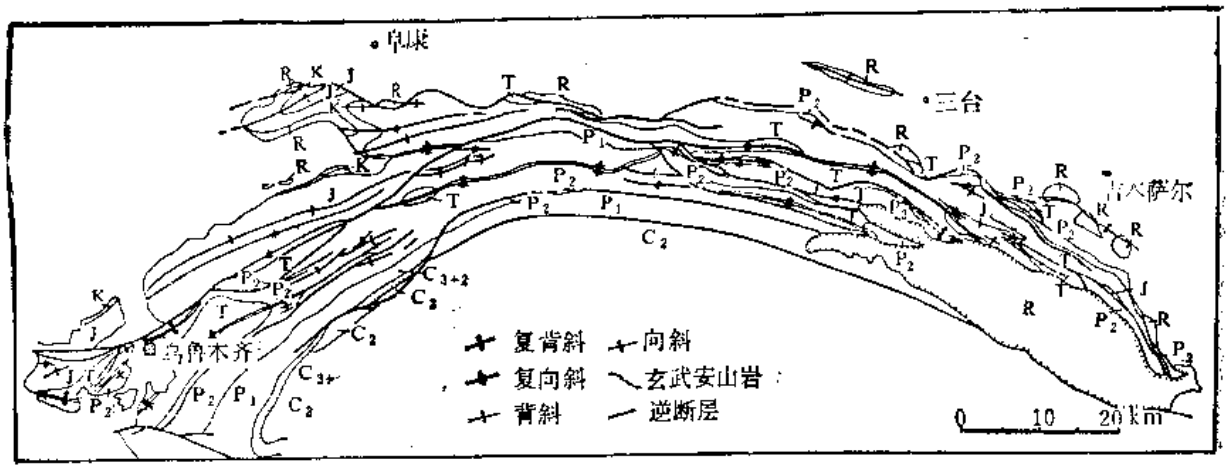


图 11 博格达山前的弧形复式褶皱构造

时很厚，个别可达5000米，但形态单调，很少褶曲。其上的中生界常呈宽平的浅向斜。断裂和褶皱只涉及三叠、侏罗系，在次级正性单元上形成一系列背斜构造。白垩系则为接近水平的南倾单斜产状。本区可进一步划分为12个次级单元(见图 6)。

Ⅱ$_4$.玛湖—漠区拗陷 为盆地中部北西向的大型负性单元，主要是晚古生代的拗陷，幅度可深达15公里，有层序齐全的上古生界。中生界下部在南倾平缓大单斜的背景上有时微显不对称的宽向斜形态，白垩、第三系纯系南倾大单斜。晚古生代早期北东向的达巴松凸起把拗陷区分隔为北东向的玛湖凹陷和北西向的漠区凹陷。克一乌一夏断阶带是玛湖凹陷西北边缘大断裂带上盘的浅断阶，呈北东走向。盖层主要是厚度不大的中生界和零星的第三系。在南倾单斜的背景上有一些中小型断褶背斜构造。不整合超覆现象明显。断裂呈多断面逆冲阶状结构，有时沿断裂也有断褶背斜。褶皱和断裂均只涉及中下侏罗统及其以下地层。

Ⅱ$_5$.车排子高地 位于盆地西部北侧，呈三角形，是白垩纪前的长期隆起和剥蚀区。基底岩层最年青者为下石炭统的槽型建造，西部为加里东基底。盖层主要是北薄南厚的第三系楔形体和不厚的下白垩统。在南倾平缓大单斜构造上，层间不整合及超覆现象发育。东界为南北向的逆冲断阶带。二叠、三叠系止于断阶之东，仅很薄的侏罗系可越过断阶超覆到高地东沿。南侧亦为阶状冲断带，呈北西向，二叠系(？)、三叠、侏罗系也未越过断阶带进入高地。断阶上的二叠(？)、三叠系有一些断褶构造发育。

Ⅱ$_6$.莫索湾隆起 为横贯盆地中部的近东西向条形正向单元，呈南凸之弧形，两侧大部分为断裂所限。其上一般无上古生代沉积，仅西段之东部有发育，且在莫索湾附近保留一峡状凹陷，有齐全的上古生界。中新生界一般仅见平缓南倾的单斜形态，局部在中生界下部略显阶状。边界断裂可切穿中下侏罗统。次级单元有炮台凸起、盆1井凹陷、马桥凸起和彩南凸起。

Ⅱ$_7$.昌吉拗陷 为盆地南部的负性单元，规模居盆地之首，主要是晚古生代拗陷，有较齐全的上古生界，并通过盆1井峡状凹陷与玛湖—漠区拗陷通连。基本形态仍是南倾平缓单斜，局部构造几乎不见。中生界往南加厚微弱，新生界则向南呈大幅度楔形加厚。至单元南界为现代拗陷的最深处。次级单元有：四棵树凹陷，为盆地最西部的负性单元，北界的断阶带主要是中新生代拗陷，晚古生代的拗陷规模和幅度均很逊色，且不甚肯定；石河子凹陷为

本单元中段的主体部分；阜康凹陷为本单元的东段，南界为大断裂，下盘在凹陷南翼发育有块断状褶皱；五彩湾凹陷，在晚古生代是大井拗陷的西段，二叠系北厚南薄，中生代则是阜康凹陷往东北方上翘延伸的结果，中生界南厚北薄，平缓南倾，两侧为断裂所限。

Ⅱ$_8$.奇一木块状隆陷区　为盆地东部的结构复杂单元。白垩、第三系甚薄，呈平缓南倾单斜，很少褶皱错断。以下则是在纳谬尔阶火山岩系的基底上由块断运动形成隆拗分异的多个正、负次级构造单元。由奇台高地、芨芨湖凸起、五马场凸起等组成的枝状正性单元，是基底的老隆起，火山岩系之上仅被极薄的第三系覆盖，被凸起分隔的是由基底块状沉陷而成的负性单元，成为晚海西—早期燕山旋回中的沉积拗陷，为石钱滩凹陷、黄草湖凸起、石树沟凹陷，吉木萨尔凹陷、三台凸起、古城凹陷、梧桐窝子凹陷等。唯后二者的上古生界尚需证实。单元西部的帐北隆褶带，是一近南北向的印支和早期燕山运动的褶断隆起带。其北部的北东向褶皱构造定向性明显，南部则以北三台为中心，走向是一致的。

四、构造演化与油气分布

从盆地的形成演化过程，可以推知盆地石油地质的一般特点。

首先，在早期发展阶段的晚古生代，由于张裂作用占优势，从深部上升的地热流较多，地温梯度高。中生代也还有微弱的岩浆活动，地热流值还较高。进入新生代的快速粗碎屑堆积体制后，岩浆活动绝迹，地热流值变小。故盆地的地热演化是一个逐渐变冷的模式。根据对几口深井的测井资料和粘土矿物的研究，现代测井的最低地温梯度仅1.67°C/100米；古地温梯度在早第三纪为1.86°C/100米，中三叠世晚期为2.1°C/100米，二叠纪为4.5～4.6°C/100米（图12）。

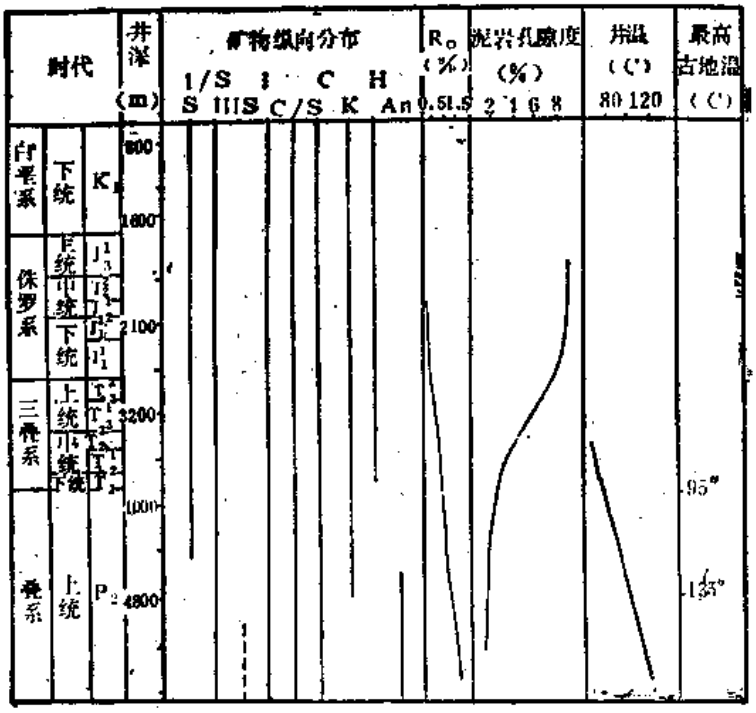


图 12　准噶尔盆地某深井地温和粘土矿物的变化

S—蒙脱石；　I/S—伊利石/蒙脱石无序间层矿物；

ⅢS—柯克伯格规则间层矿物；　I—伊利石；　C—绿泥石；

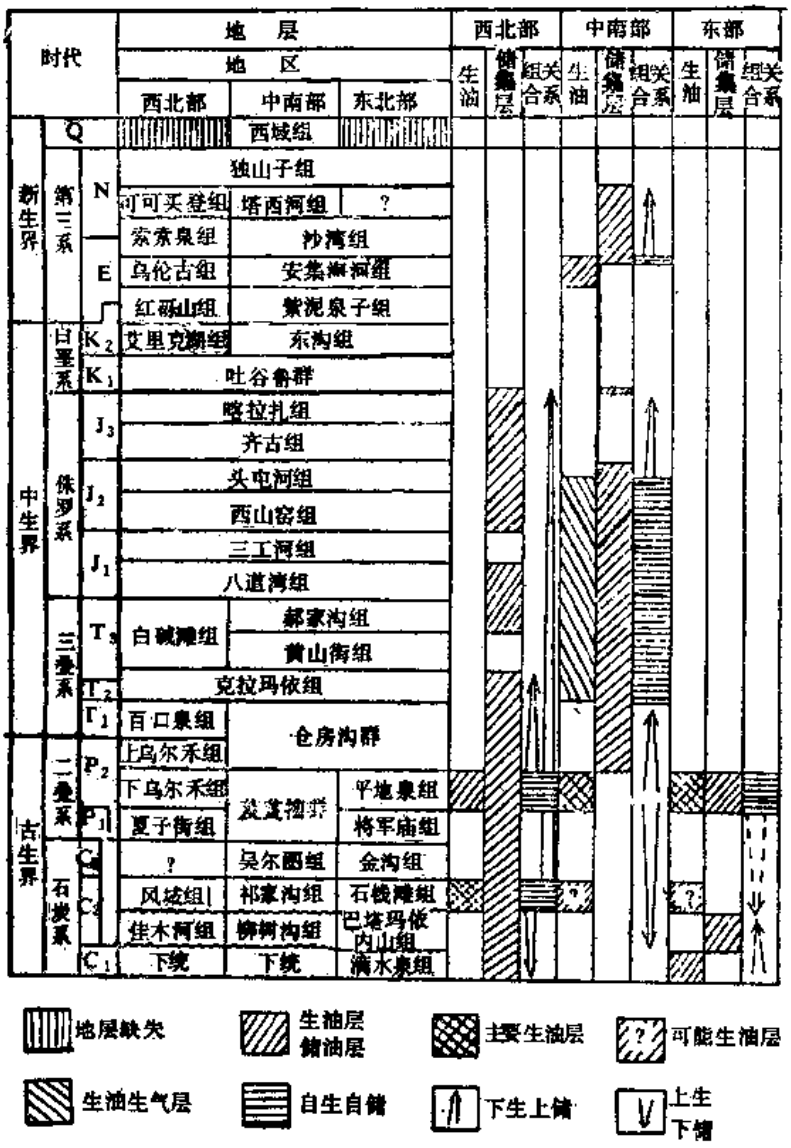
C/S—绿泥石/蒙脱石无序间层矿物；

K—高岭石；　H—多水高岭石；　An—方沸石

由于盆地漫长而复杂的演化历史，生、储层都形成了多种不同类型的沉积建造和组合关系。拗陷的分、合、迁移，使各时期有不同的沉积中心，大致相同的层位也可有几个沉积中心，因而出现了多油源中心、多含油组合和多含油层系的特点。如克一乌断裂两侧由基岩到白垩系的油藏，含油层系竟多至10个。

经过多年的研究和生产证实，盆地内的含油组合有如表 1 的配置关系。生油层共 5 个层组，而以上古生界的油源层最为重要。中生界煤系的有价值地区仅限于盆地中南部，且可能以气为主。新生界油源层只在盆地西南部有意义。油气的分布也以下部组合最重要。

表 1　准噶尔盆地生储层分布和含油组合关系表



逐渐变冷的地热演化模式，对下部组合的油气生成是有利的，同时又不使烃类在后期过于成熟，得以液态保存下来。而对中部组合的油气却是利弊参半，南部深拗陷区还正值成油成气的高峰季节，北部广大地区则因成熟度不够而不能生成油气。对于新生界的上部组合，则颇为不利，尽管生油母岩很好，但因欠成熟而油气不丰。

储集层主要是陆相河湖砂、砾岩体，包括湖成砂体、三角洲前沿砂体、分流河道砂

体、河泛平原曲流河道砂体、冲、洪积扇砂砾岩体等。

盆地边部的主要产油区也正是生油拗陷的边部，故砾岩储油是准噶尔的一大突出特点。储集层的成岩后生变化随年代的增加而加强，故下部组合的储集层物性相对较差，储集空间以粒间、晶间溶孔和微裂缝为主；而中上部组合较好，主要是粒间孔。其他还有非沉积储集层、少量生物碎屑储集层等。

下生上储和自生自储是最主要的组合含油模式。前者如克—乌油区的二叠—白垩系多层油藏，后者如盆地东部的二叠系油藏。上生下储的倒灌模式也有一定意义，克—乌油区石炭系火山岩内的次生基岩油藏属之。

鉴于已探明的储量大部分集中产于下部组合，因而油气分布主要与深层拗陷有关，即主要集中于深层拗陷之中及其周围地区。其中，也只有那些长期以隆升为主，处于深浅各层拗陷边缘的叠合部位才是最有利的油气聚集领域。它们大都在现今盆地的边缘地带，上覆中新生界甚薄，加上地热流值的逐渐衰减，使这里下部组合中形成的液态烃不致进一步裂解为气态，故以含油为主。中部组合因系腐植型干酪根，应以产气为主，有利地区在盆地中南部的深拗陷带。在盆地中央，下部组合的埋深已在7000～8000米以下，早进入成气阶段。故盆地中央主要是成气和找气的领域。上部组合的有利地区在盆地西南部，因成熟度不够，应加以分析研究。

圈闭形式和油藏类型都有多样化的特点。盆地南部和东部，褶皱强烈，断裂发育，主要是受背斜圈闭和断层遮挡控制的构造—岩性油藏。盆地北部边缘地区则以大逆掩断裂为主线，沿两侧形成了油气最富集的领域和多种圈闭、多种油藏类型，如下盘的断层遮挡油藏、断块—背斜油藏、潜山—不整合地层油藏，上盘的基岩块状油藏、高断块（断块内背斜、向斜都含油）油藏、地层油藏、沥青封闭油藏、背斜油藏等。盆地腹部因地层产状平缓，褶皱轻微，无构造圈闭条件，岩性油气藏是主要形式。

参 考 文 献

1．黄汲清，《中国主要构造单元》（中文版），科学出版社，1956年。

2．张文佑，《中国大地构造纲要》，科学出版社，1962年。

3．新疆区域地层表编写组，《西北地区区域地层表　新疆维吾尔自治区分册》，地质出版社，1981年。

4．谢宏等，“准噶尔盆地西北缘逆掩断裂区带的含油特点”，《北京石油地质会议报告论文集》，石油工业出版社，1987年。

塔里木盆地地质构造演化历史

田在艺　　柴桂林　　康玉柱

（石油工业部石油勘探开发科学研究院）　（石油工业部石油地球物理勘探局）　（地质矿产部西北石油地质局）

提要　塔里木盆地是我国最大的内克拉通断陷—拗陷复合叠加盆地。前震旦纪为地台基底形成阶段。震旦纪至古生代是稳定地台盖层沉积阶段，早古生代是统一的拗陷盆地，经加里东运动平缓褶皱，形成中央隆起和塔北隆起两个大型长垣背斜；晚古生代以中央隆起为界形成东西两个拗陷，以塔北隆起为界构成满加尔拗陷与拜城拗陷。海西运动后，结束了海相环境，开始陆相断陷—拗陷发育历史，晚二叠世到早第三纪是在挤压背景下发育的山前拗陷沉积，随着挤压作用的加强，凹陷中心随地质时代向盆地中心迁移。晚第三纪盆地抬升，水域面积缩小，盆地趋于萎缩。油源岩有寒武—奥陶系、石炭—二叠系、三叠—侏罗系、上白垩—下第三系，四个层系。油气勘探最有利的地区是塔北隆起、满加尔拗陷和中央隆起。

塔里木盆地是中国的大型含油气盆地之一，沉积岩巨厚，储油构造成排成带，油气显示丰富，历来为石油地质家所关注。中国学者黄汲清、李春昱、张文佑等在大地构造研究中，都对塔里木盆地做过精湛的论述，各有其独特的见解。黄汲清从槽台的观点论述，说塔里木盆地是一个古老的地台（1980）。李春昱从板块学说论证，称其为中朝—塔里木板块（1982）。张文佑从块断构造的发展出发，认为地壳断裂网格控制着塔里木盆地构造的发展和沉积盖层的构造体系（1984）。还有一些学者把塔里木—中朝古陆称为中轴大陆区，北与西伯利亚古陆之间隔一北亚陆间区，南与印度古陆隔一南亚陆间区（亚洲地质编图，1982）。即在地质历史发展中，由于南北古板块的拉张与挤压或岩石圈的隆起与沉降，差异运动对立发展的过程中，形成古老地块南北方向的推覆。在北亚陆间区经加里东特别是海西运动，使亚洲古生代陆壳增生，沉降带的岩层褶皱成山，西伯利亚古陆与中朝—塔里木古陆台合并为古亚洲古陆区。其南的南亚陆间区的沉降地带经加里东、海西、印支、燕山、喜山诸地壳运动，在印度板块由南向北强烈推覆的前提下，沉降带褶皱隆起，形成山脉，陆壳扩展，奠定了今日的大地构造格局。塔里木盆地自中新生代以来，在古老地台基底断裂的控制下，形成中新生代断陷盆地，堆积了巨厚的陆相地层，称为中国内克拉通断—拗陷叠加盆地。

该区地质调查始于20世纪20年代，而石油地质勘探始于20世纪50年代初。由于盆地面积辽阔，绝大部分地区为塔克拉玛干沙漠所覆盖，自然、交通条件极为困难，因而所进行的石油勘探工作都是在沙漠区范围之外，或局限于山前拗陷褶皱地区。先后在库车地区侏罗系中发现了油田，属原生油气藏；在喀什地区第三系中发现了油田，属次生油气藏。这一些重大发现促进了盆地的油气勘探工作。进入80年代以来，横穿塔克拉玛干大沙漠做了地震大剖面的勘测，取得十分宝贵的最新资料，这对进一步研究盆地，重新认识盆地的石油地质构造问题有着重要作用。

一、盆地地质发展历程

根据盆地勘探的地质实际资料，运用历史地质分析方法，研究地质发展历程，认为自

太古代以来，由活动到稳定，又复活动，具有不同的地质演化历史，即太古代到元古代为地槽阶段，以变质的火山岩为主，是地台基底的形成期；震旦纪及古生代，以稳定地台型沉积为主，是地台盖层沉积阶段；三叠纪至第四纪为中新生代陆相沉积盆地发展阶段（杨森楠等，1982)(图1)。

1.地槽发展阶段

塔里木地台的结晶基底是由太古代和元古代地层组成。太古界达格拉格布拉克群山露在库鲁克塔格山的达格拉格布拉克、辛格尔村和卡拉克水泉及铁克里克地区的喀拉喀什一带，岩性为片麻岩、黑云母片岩、花岗片麻岩、角闪石片岩、角闪岩、白粒岩夹少量大理岩，经强烈动力变质，达到深变质的麻粒岩相，花岗岩化和混合岩化，并有花岗岩脉及伟晶岩脉侵入，其上为下元古界不整合覆盖。下元古界兴地塔格群分布普遍，在库鲁克塔格山、柯坪地区和阿尔金山的安南坝一带，由深变质的黑云母片麻岩、结晶片岩、绿色片岩、石英岩和大理岩组成，在阿尔金山区厚度最大，约9000米，为优地槽沉积，褶皱强烈，其上为中上元古界不整合覆盖。中上元古界下部杨吉布拉克群为浅海相碎屑岩夹碳酸盐岩，厚2500米；中部爱尔基干群以浅海相碳酸盐岩沉积为主，含叠层石，厚2600米；上部为帕尔岗塔格群，该群下部为浅海相碎屑岩沉积，上部为富含叠层石的碳酸盐岩，厚16.0米，其上以不整合接触覆以震旦纪地层。这些岩石性质，就盆地勘测的重磁力资料分析，下部磁性强、密度大，上部磁性弱、密度小。从上述地层的岩性、岩石物性、分布范围、厚度、构造变动以及接触关系来分析，其地质发展历程可进一步划分，太古代为前地槽期，下元古代为优地槽期，中、上元古代为地槽后期，标志着三个次级阶段，三种不同变质程度，经过三次地壳运动，逐渐由地壳冷缩到陆核形成，最后形成塔里木地台的基底。

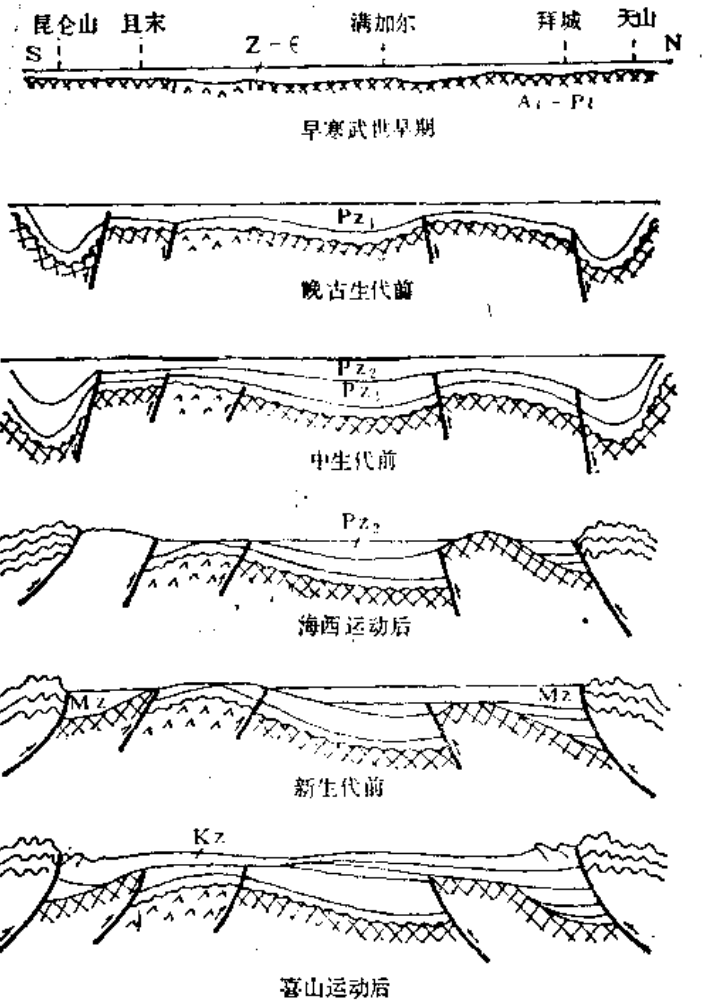


图 1 塔里木盆地地质构造演化示意图

2.地台发展阶段

从晚元古代震旦纪开始，塔里木地台进入到相对稳定的地台发展阶段。震旦系是塔里木地台的第一个盖层；下部以陆源浅海、滨海相碎屑岩及冰碛层沉积为主，夹有基性

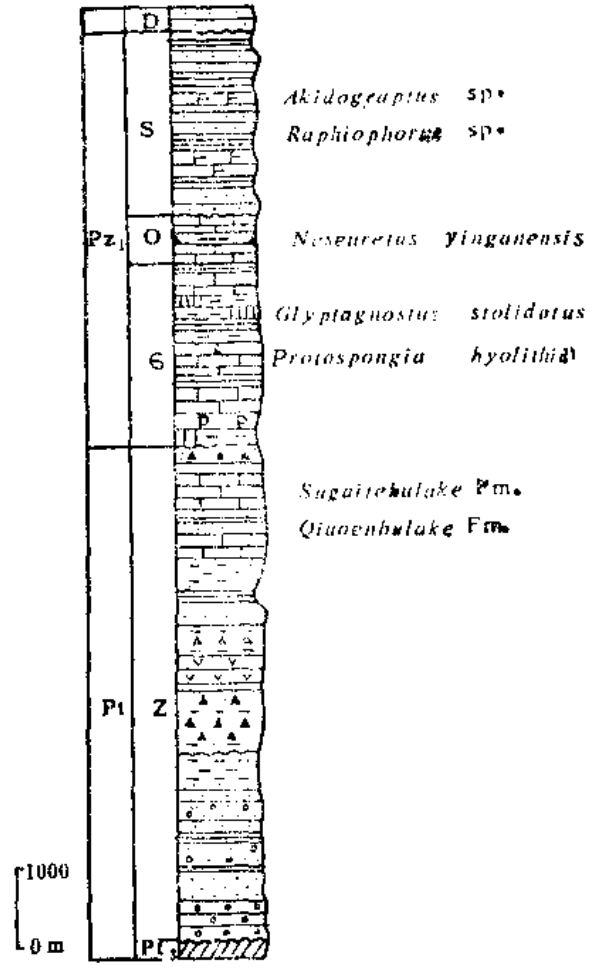


图 2 塔里木盆地震旦纪—下古生代地层柱状剖面图

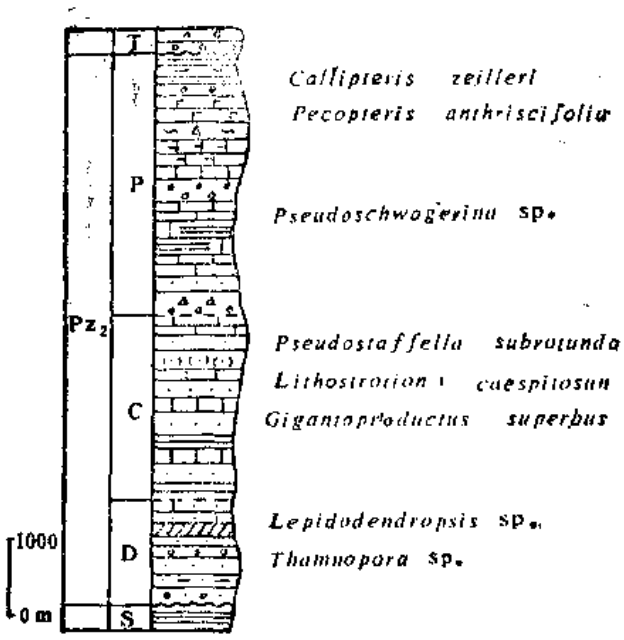


图 3 塔里木盆地晚古生代地层柱状剖面图

火山岩；上部为浅海相碎屑岩及碳酸盐岩，含叠层石。东部的库鲁克塔格山发育齐全，厚6600米，可见三期冰碛层；西部柯坪地区及南部安南坝地区，厚1260～3200米，只有一套冰碛层。据地震资料反映盆地内部震旦系沉积较薄，由边缘到中央隆起的高部位有可能缺失。寒武系—奥陶系在地台范围内沉积广泛，地层发育齐全，是一次海水扩张时期的沉积，以巴楚—中央隆起为界，古地理的面貌是西部高东部低，南部高北部低，在地台东北部沉积较厚，如库鲁克塔山厚6500米，北部拗陷厚7500米，阿尔金山厚5500米，而地台西部厚约1500米。寒武系为浅海相薄层石灰岩，底部夹硅质含磷层，上部夹页岩层，含石膏泥岩。奥陶系为浅水相碎屑岩及碳酸盐岩。志留系以滨海、浅海相砂岩及页岩为主，夹泥灰岩，除地台西南部铁克里克一带与泥盆系连续沉积外，其余地区均缺失上志留统（图 2）。

晚古生代开始了地台期第二个沉积旋回。泥盆纪为旋回初期，在铁克里克地区继续接受海相沉积，下部为碎屑岩，上部为碳酸盐岩，厚1300米。其余广大地区由于受早古生代末期的古地貌控制，沉积范围小，厚度变化大，在低洼部位厚度可达2000余米，在隆起部位变薄尖灭，超覆不整合在下伏地层之上，岩性为陆相或海陆交互相红色粗粒碎屑岩。石炭纪海水由西向东不断扩大，早中期除一些孤岛继续隆起，其余地区均接受沉积，为浅海陆棚相或海湾泻湖相砂、泥质岩层夹炭质泥岩和薄层石灰岩。晚石炭世，海水进一步扩大，淹没了所有岛屿，岩性以碳酸盐岩为主，夹砂、泥质岩层，其厚度与岩性变化，西部大于东部，有西细东粗之趋势。二叠纪开始，东部地区抬升，海水西退。西部早二叠世为浅海相碳酸盐岩及碎屑岩，东部主要为红色陆相砂、泥岩，柯坪地区断裂

发育，沿断裂大量喷溢玄武岩。早二叠世末期，海水由地台退出，全区沉积了陆相红色碎屑岩(图3)。

晚元古代至古生代时期，地台区全部遭受海侵，地台边缘沉降幅度大，堆积物质厚，地台中部相对隆起（图4），早古生代凹陷中心在地台东部，晚古生代凹陷中心由东向西迁移。从岩相分析，震旦纪至早古生代以海侵为主，是泛海时期，晚古生代海洋向陆转化，泥盆纪为海退时期，石炭纪又复海侵，二叠纪全部海退成陆。岩相变化不大，各层系之间为假整合或连续沉积，说明地台发展阶段是处于相对稳定的构造环境。

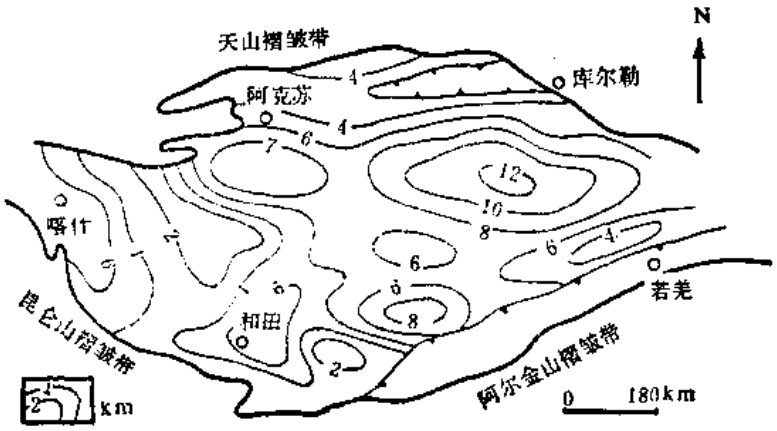


图 4 塔里木盆地古生代地层厚度图

3.陆相断陷盆地发展阶段

塔里木地台经海西运动及印支运动上升为陆，结束了海相环境，进入到以中新生代陆相为主的断一拗陷盆地发展的新时期。由于周边褶皱山系的隆起，形成分割性强的山前拗陷。首先出现了北缘的拜城断陷及北部断陷，三叠系为堆积厚1500～2000米的山麓相粗粒碎屑岩及浅湖相砂、泥岩。三叠纪末，块断升降活动加剧，除上述两个断陷继续下沉外，沿昆仑山、阿尔金山北麓发生新的槽形断陷，接受河流沼泽相、湖相沉积，中下侏罗统为暗色砂、泥岩夹菱铁矿含煤建造，厚1500～2000米，上侏罗统为杂色粗碎屑岩，厚500～1000米。白垩纪时，湖盆扩大，由狭窄的断陷盆地变为较开阔的湖盆。盆地东部由于区域抬升，发生轻微褶皱，沉积较薄，为红色砂、砾岩夹泥岩含铜及石膏。盆地西南部早白垩世为河流三角洲相红色粗碎屑岩及湖相泥岩、泥灰岩。晚白垩世，古特提斯海经过西部阿莱依海峡侵入，在喀什—叶城一带形成滨海、浅海及泻湖相沉积，下部主要是灰绿色泥岩和介壳灰岩，上部为泥岩、含膏泥岩、泥灰岩和石膏层（图5）。白垩纪末期，周边山系上升，盆地全部下沉，早第三纪特提斯海水由西部继续向东侵漫，到达洛甫—玛札尔塔格一线，并通过柯坪到达拜城拗陷西部，主要为潮上、潮间带沉积，局部为潮下低能带沉积，其岩性下部为灰白色石膏夹白云岩、石灰岩及砂岩，上部为泥岩与生物灰岩。盆地东部的凹陷内为陆相红色砂、泥岩夹膏泥岩。

自中新世开始，塔里木盆地在周围褶皱山系不断上升的影响下，全面下沉，结束其断陷分割状态，形成统一的大型拗陷，沉积了一套浅湖相、河流三角洲相红色碎屑岩夹泥膏岩并含盐，西南拗陷和阿瓦提凹陷最厚，拜城拗陷次之，中央隆起及且末—若羌断隆沉积

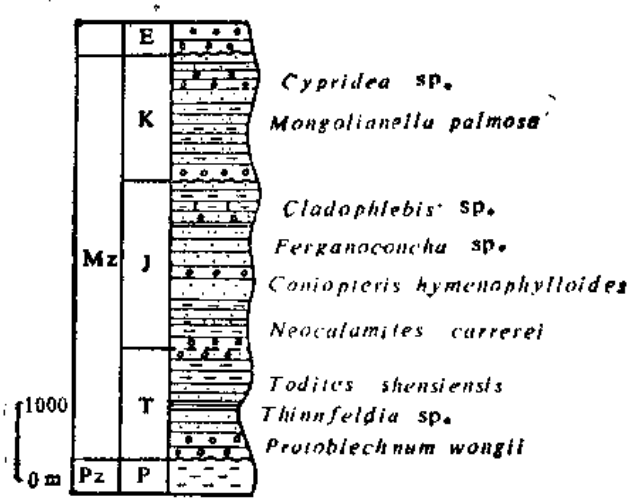


图 5 塔里木盆地中生代地层柱状剖面图

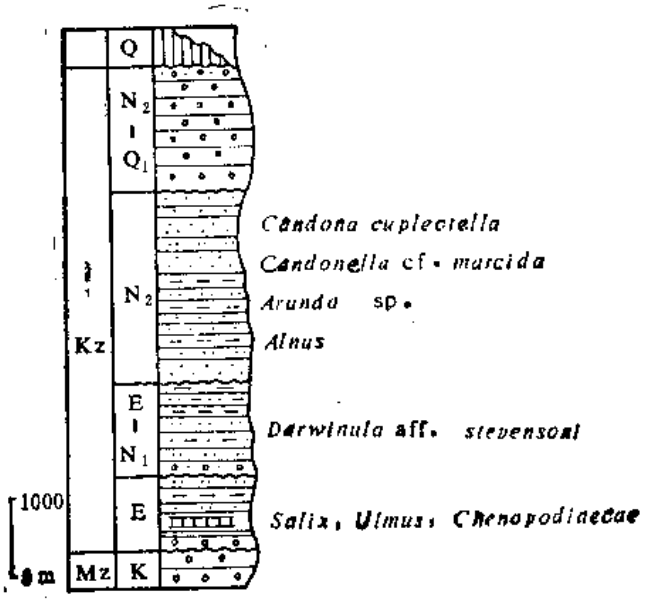


图 6 塔里木盆地新生代地层柱状剖面图

较薄。上新世—更新世盆地开始萎缩，在盆地边缘沉积了巨厚的磨拉石的西域砾岩及戈壁砾岩，向盆地内部逐渐变为河流三角洲平原相沉积。上第三系在盆地西南拗陷及拜城拗陷厚达6000～8000米，在中部及东部厚度较薄，一般为1000～2000米(图6)。由于周围褶皱山系的不断崛起，造成盆地的强烈封闭，并随着气候的干燥而逐渐沙漠化，最终形成今日的地貌景观。

总之，中新生代盆地的发展特征，是由狭窄的块断格局演化为断拗和拗陷的格局，沉积范围由小到大（图7）。三叠—侏罗纪为断陷时期，白垩—早第三纪为断拗时期，晚第三纪为统一的拗陷时期（田在艺等，1985）。

二、盆地构造格架的发育

塔里木盆地构造格架的发育经历了多次的构造旋回阶段，经太古—元古代形成坚硬结晶岩系的陆核基底，由晚元古代—古生代形成稳定的海相沉积盖层，至中新生代形成块断控制的陆相湖

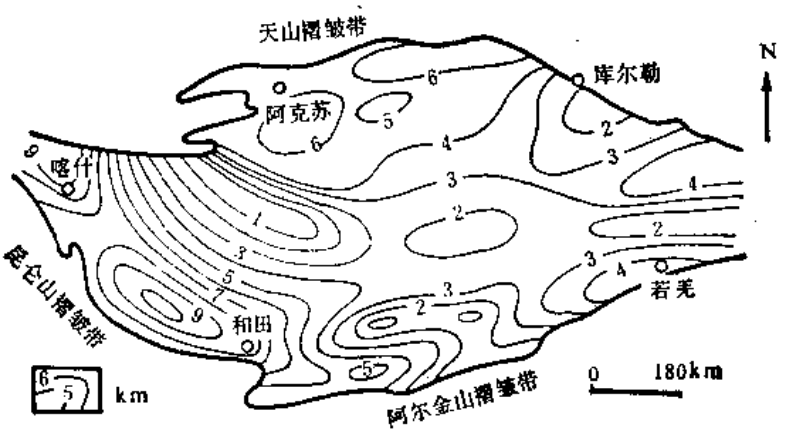


图 7 塔里木盆地中新生代地层厚度图

盆构造体制。在这些不同的构造旋回期，其构造格架的发展既有继承发展的一面，又有新生差异的一面，相互影响、相互组合，形成今日的总体构造格局。

1.盆地基底结构及其特征

根据黄汲清等编著的《中国大地构造及其演化》一书中的平均布格重力异常剖面图分析，塔里木陆块与周围山系相比，经历了不同的发展历史。按地壳均衡的理论（如图8所示），塔里木地块是一个椭圆形的，向西聚敛，向东撒开，与周围褶皱山系之间有一梯度陡变带，地块本身展现为一平缓的重力高，巴楚—阿拉干区域重力值最高，重力梯度变化平缓，水平梯度每百公里为15～30毫伽，上地幔隆起较高，地壳厚度41～44公里。由地块向周围山系区域重力场逐渐下降，而且下降梯度迅速增加。南面的阿尔金山、昆仑山边缘梯度变化每百公里达130～140毫伽，上地幔急剧下降，地壳厚度60～70公里；北部天山山系变化梯度每百公里为80～100毫伽，地壳厚度增至54公里，这一厚度的变化说明塔里木盆地是一个稳定的地块（黄汲清，1980），且与周围山系之间存在着深大的地壳断裂（王尚文，1983）。

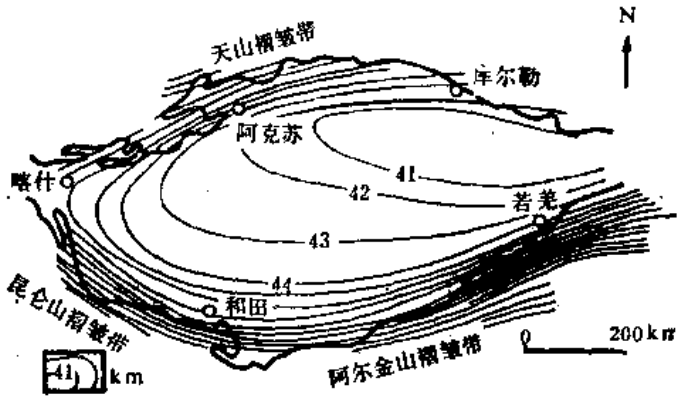


图 8　塔里木盆地地壳厚度图

（据王尚文等）

从盆地航磁ΔTa异常（图9）和经磁极归算上延20公里后的磁场图分析，可以看出盆地的基底有三种性质不同的背景磁场。南部磁场反映出北东向正负相间的高磁场区，强度－50～＋50γ，与边缘山系北西向构造走向线完全不同；盆地北部是一变化平缓呈北东东走向的负磁场区，强度－100～－200γ；盆地中部北纬40°附近有一条宽60～80公里呈东西走向的正异常带，异常强度＋200—＋300γ。从磁场的特征可以看出结晶基底有三组构造线组成盆地的构造格架（杨华，1983）。

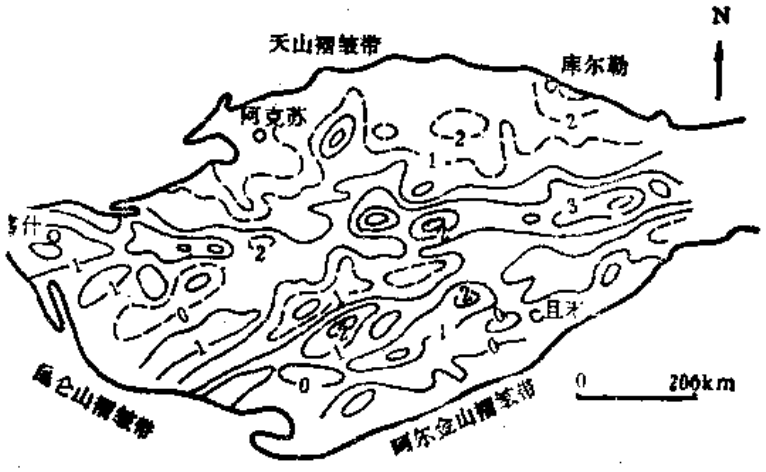


图 9　塔里木盆地航磁ΔTa异常等值线图

（据王尚文等）

盆地南部的高磁异常带，根据铁克里克、库鲁克塔格所见太古界及下元古界高磁性岩石，推断该磁场背景是太古界和下元古界基底构造的反映。北东向的磁异常带显示基底内部有强烈的褶皱或岩浆活动，其中正异常带反映复背斜带，如喀什、莎车、皮山、墨玉、北民丰等；而负异常带反映复向斜带，如英吉沙、叶城、藏桂、于田等。

盆地北部平缓负磁异常区，从库鲁克塔格山与柯坪地区两个断隆带经塔北隆起近东西向相连的地质结构来分析，是一脉相承的，这一带见到的基底岩系露头主要是弱磁性的中、上元古代岩层，夹有古生代酸性或中基性的岩浆侵入体，因此推断其基底可能是中、上元古界，形成于早古生代或更早一些时间。

横亘于盆地中部东西向的高磁异常带，从喀什一阿拉干绵延千余公里，与南部的北东向构造线呈锐角相交，起着明显的阻截作用。这一高异常带在航磁化极向上延20公里磁场图上仍有清晰的反映，说明向下延伸根基很深，推测它是一条隐伏于盆地深部的大断裂。张耀荣根据地震资料分析盆地内古生代反射层在中央磁力高带的两侧可连续追踪对比，同时强磁性高密度根部下延很深的基性或超基性岩体，被认为形成时期为前震旦纪，是塔里木地台的“陆核”部分（张跃荣，1984）。杨华根据这条异常带在巴楚隆起的瓦吉里塔格、小海子水库等地，见闪长岩、辉长岩及含钒钛磁铁矿、辉石岩侵入到寒武一奥陶系穹隆构造核部，推断这一高异常带就是早古生代中基性岩浆岩构造带的反映(杨华，1983)，从地震资料反映的情况及三种性质不同的磁场相互切割阻隔情况来看，我们认为这一条东西走向的高异常带，在前古生代时期基本上奠定了基础，但在古生代时期构造活动仍很活跃，断裂比较发育，沿断裂常见有岩浆岩侵入（图10）。

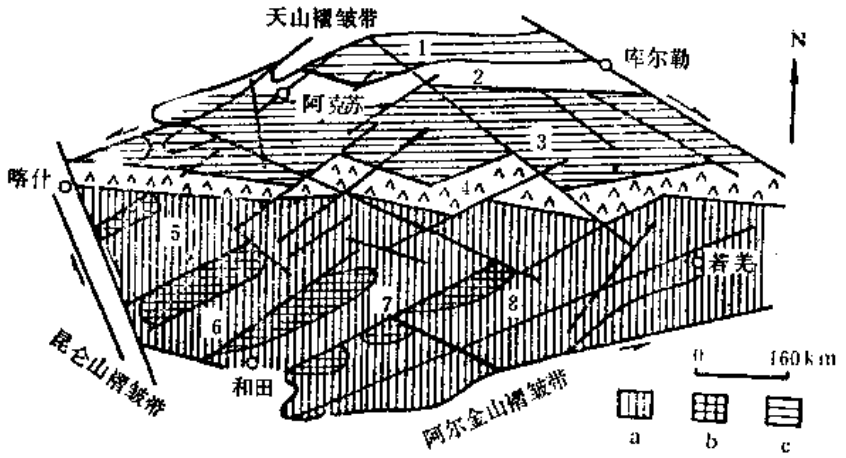


图 10　塔里木盆地基底构造格架图（据杨华，修改）

a—太古代褶皱基底；b—太古代褶皱基底（具强磁异常）；c—元古代褶皱基底；1—拜城复向斜；2—塔北复背斜；3—满加尔复向斜；4—中央磁异常带；5—叶城复向斜；6—藏桂复向斜；7—和田复向斜；8—民丰复向斜

2.盆地盖层结构及其发育

塔里木地台在结束太古一元古代基底形成阶段之后，进入到晚元古代震旦纪和早寒武世第一个区域性盖层阶段，与中国广大地区如扬子地台、华北地台、天山、祁连山、柴达木等地区连成一片，沉积了冰碛层和含磷层，成为统一的中国地台（黄汲清，1980；张文佑，1984）。自此之后，古中国地台解体分裂，产生一系列地槽，如天山、祁连山、秦岭

等，而塔里木地台就是古地台解体后残留的稳定地质块体（黄汲清，1980；张文佑，1984）。在古地台解体的过程中，受控于基底断裂活动的线状地槽处于优势地位，地壳的拉张使地幔物质得以上升和扩张，同时也控制残留地台的发育及其边界条件，经过加里东、海西运动之后，古生代的构造格架与基底有显著的不同。

从地台沉积发育情况及周围地槽展布的特点来分析，古生代时期明显的表现出近东西向的正负构造带及其相伴随的断裂为主体的构造格架。如库鲁克塔格山至阿克苏之间为塔北隆起带，古生代沉积较薄且多缺失，如中央隆起古生界较薄，且末一若羌断隆古生界缺失或发育不全。而塔北、拜城、西南诸拗陷古生代沉积较厚。

塔里木地台受周边活动带边界条件的制约，产生压扭性的力学机制，发生一系列基底扭裂滑动，形成地台向南弯凸，周边向相反方向断裂的压扭性结构面，这些断裂在盆地内组成北东向和北西向两组次一级拗陷与隆起的构造单元。如盆地东南部民丰、且末、若羌一带与阿尔金山平行的一系列左旋走滑断裂，在卫星照片上显示清楚的线性影象异常，沿断裂带分布有串珠状的中基性岩体，与阿尔金山出露的岩体特征基本类似。如盆地东北南天山褶皱带与盆地边缘发生一系列的压扭性右旋断裂带，它切割古生代近东西走向的基底构造线，沿北西向基底断裂东侧发育右旋雁行排列的中新生代构造线，推测这些构造形成于古生代末，又复活于中新生代。盆地西部沿昆仑山北麓发生一系列北北西向走滑构造线，如阿图什一莎车断裂、康苏一盖子河断裂等，断裂东侧向南滑动，西侧向北滑动，这些断层两侧同样控制着中新生代的沉积与褶皱构造运动，说明在中新生代时运动也相当活跃。

总之，塔里木盆地由于天山、昆仑山东西褶皱带隆起的侧压应力和北东、北西向走滑断裂的制约，在不同边界条件的相互作用下，构成了菱形块体的形态。

中新生代以来，塔里木盆地同中国其他盆地一样，由于中国板块受到印度板块和太平洋板块的挤压，发生板内垂直升降的地壳均衡作用，从而引起一系列板内块断活动，这些块断控制中新生代的沉积以及块断褶皱活动式样。

中新生代的构造格架是在古生代构造格架的基础上继承发展和改造的。由于盆地的不断沉陷，首先在盆地的边缘山前地带形成深拗陷和一些断陷分割的盆地，而后逐渐发展为统一的拗陷，接受巨厚的沉积，这一特点掩没了古生代所形成的东西向和北西西向构造形迹，而形成今日新的构造格架。这些构造格架的特点，在山前拗陷带，由于侧向挤压形成大致平行褶皱山系成排成带的线状、梳状、箱状背斜褶皱，愈近山前形成愈早，褶皱愈剧烈，倾角愈大，往往靠近山系的一侧平缓，背山系的一侧较陡，甚至倒转，冲断层发育，向盆地内部，褶皱形成较晚，强度亦弱，倾角平缓，两翼较为对称。在空间的展布上，在盆地北部平行于天山山脉，呈东西走向；盆地西南部平行于昆仑山脉，走向为北西西向，由于西半部帕米尔突刺的挤压，构造线的方向转为北西向；盆地东南地区由于阿尔金山断裂北东向左旋的剧烈活动，不仅使东一西昆仑平错，而且在盆地内部产生一系列的走向滑动断裂。因此可以看出，中新生代的构造格架主要是围绕盆地边缘北东、北西和东西向三组构造线组成的复合体，由于压扭作用，构造线常表现为弧形，构造的排列常呈雁行式。

基于上述的地质事实，塔里木盆地很明显的与北美“A”型消减带有关的“前渊”沉积序列和构造式样不同。塔里木盆地为陆相碎屑沉积序列，油源岩随地质时期和地区不同而差异甚大。根据地质、地球物理资料分析，塔里木地块的块断结构十分清楚，各块体之间的分界一般都是长期的多期发育的深大断裂带，最新的喜山断裂构造常是沿着老断裂构

造活动，这种继承性的以垂直块断活动为主的作用，造成了逆冲断层带的高角度和短距离的水平位移。同时这些逆冲断层带都是发育在昆仑山、天山褶皱带与塔里木地块的过渡带，因而褶皱的槽区沉积岩厚，岩性柔弱，易于褶皱，隆起幅度高，冲断块可以顺着冲断面的倾向向上运动推覆，因而常常形成山前拗陷式的盆地，堆积了巨厚的中新生代陆相地层。

三、区域构造特征

塔里木盆地经历了前地槽、地槽、地台和断陷盆地几种不同地质构造体制和八个次一级发展阶段，形成不同类型的构造特征，在纵向上叠加，在平面上复合，是一个复杂的复合叠加构造盆地。在盆地中部，在稳定的古生代地台背景上形成大型的台背斜和台向斜；在地台边缘区为海西期形成的台缘断隆；在中新生代山前拗陷区强烈的挤压下，形成断褶构造带。三种基本类型有规律的组合，构成了塔里木盆地的整体。我们综合地球物理、深井钻探及区域地质资料，从石油地质观点出发；对盆地区域构造单元的划分和特征（田在艺等，1985）提出如下意见（图11、图12）。

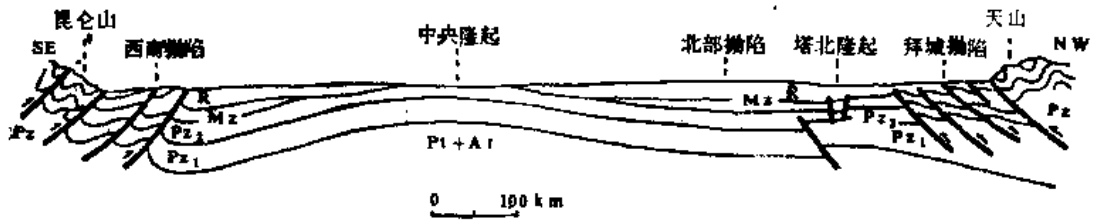


图 11 塔里木盆地构造横剖面图

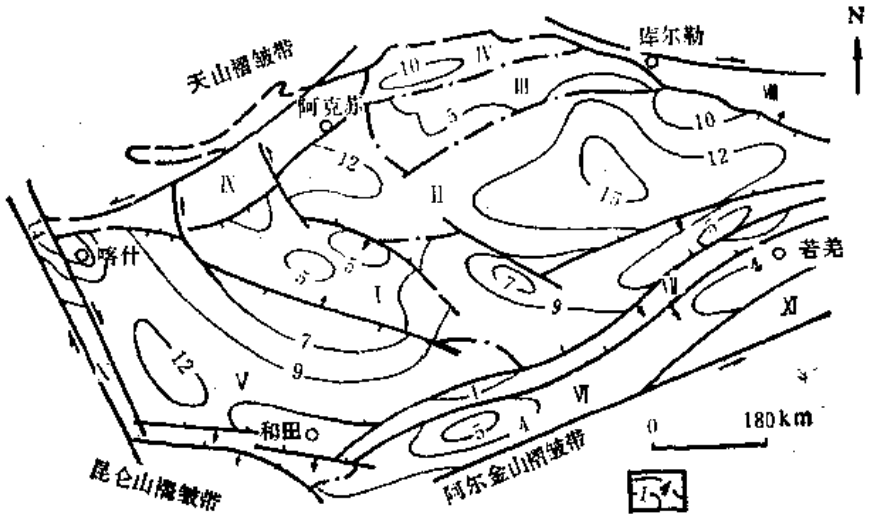


图 12 塔里木盆地区域构造单元划分图

Ⅰ—中央隆起；Ⅱ—北部拗陷；Ⅲ—塔北隆起；Ⅳ—拜城拗陷；Ⅴ—西南拗陷；Ⅵ—东南拗陷；Ⅶ—且末—若羌断隆；Ⅷ—库鲁克塔格断隆；Ⅸ—柯坪断隆；Ⅹ—铁克里克断隆；Ⅺ—阿尔金断隆

1.中央隆起

中央隆起横亘于盆地中部，呈北西西走向，两侧均以断层为界，是分隔盆地西南—东

北不同构造单元的枢纽，其基底埋藏较浅，航磁和重力均表现为正异常带，西部巴楚一带，古生界已出露地表，并有火成岩侵入，向东逐渐倾没，呈现为低隆起。该隆起形成于加里东期，顶部早古生代地层遭到剥蚀，晚古生代地层沉积较薄或未接受沉积；海西期进一步隆起，在西部隆起高的地区普遍缺失中生界和下第三系沉积，上第三系直接不整合在上古生界之上；而在东部隆起幅度低，在下古生界之上以不整合关系覆盖了中新生代地层。整个隆起构造比较简单，未见强烈褶皱，仅发现一些断裂和断裂控制的鼻状构造或短轴背斜（图13、图14）。

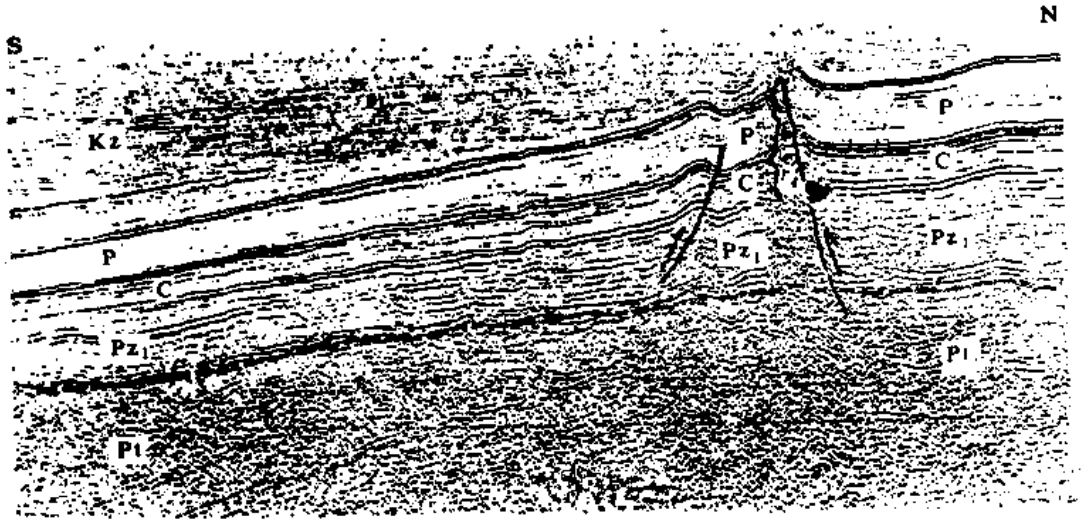


图 13　塔里木盆地中央隆起西部地震构造横剖面图（沿和田河谷）

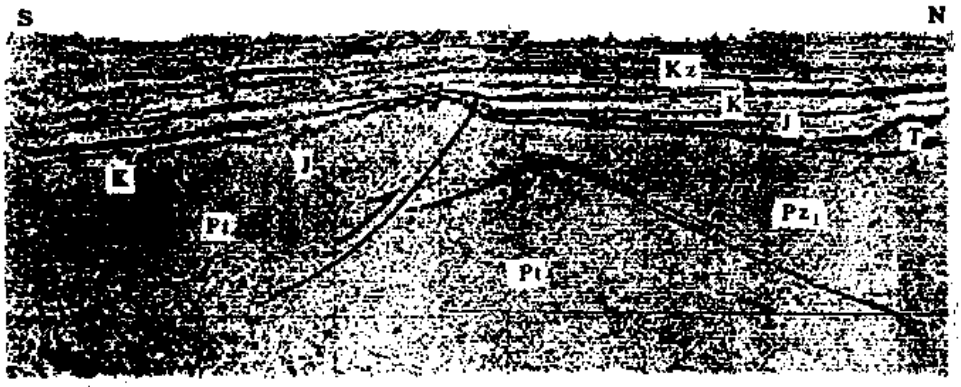


图 14　塔里木盆地中央隆起东部地震构造横剖面图

2.北部拗陷

北部拗陷位于塔北隆起和中央隆起之间，西与柯坪断隆以沙井子断层为界，南界西段以阿恰、吐木休克断层与中央隆起分开，东部与塔北隆起、中央隆起和库鲁克塔格断隆均无明显的界限，而以中生界和古生界接触的超覆尖灭线作为分界的依据。从地质演化上可以看出，早古生代时，它是库鲁克塔格—满加尔台拗的一部分，晚元古代时，台拗中心由东迁移至西部的阿瓦提，沉积厚约5000米。中生代时，地形比较平缓，成为开阔的湖盆。新生代时，由于巴楚断隆及柯坪断隆的上升，沿沙井子、阿恰、吐木休克等边界断层形成深

拗陷。该拗陷内构造简单，除阿瓦提拗陷周边发育一些平缓鼻状构造，其余地区尚未发现明显的断裂与褶皱。总的来看，古生界为一大的平缓向斜，中新生界不整合覆盖其上（图15）。

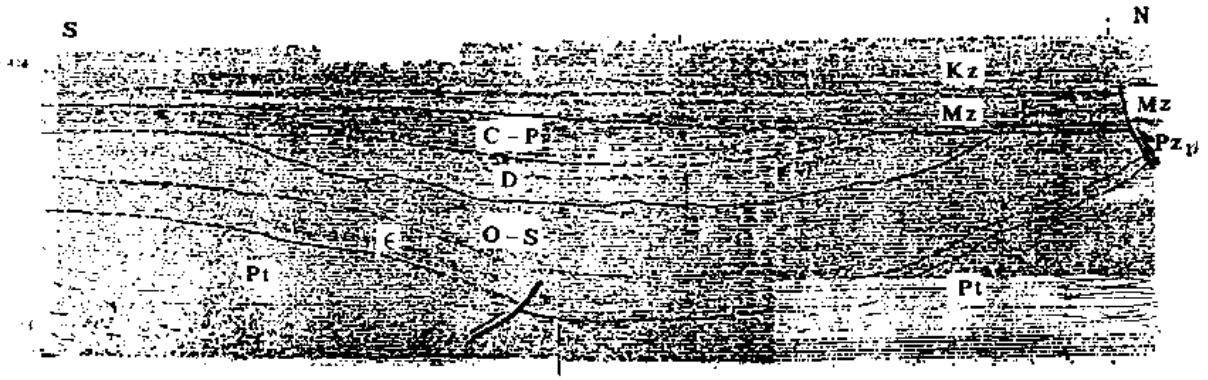


图 15　塔里木盆地北部拗陷地震构造横剖面图

3.塔北隆起

塔北隆起位于拜城拗陷和北部拗陷之间，东西分别与库鲁克塔格断隆和柯坪断隆相接，走向近东西向，略呈向北突出的弧形。它形成于加里东旋回，海西期进一步加强，产生一系列与隆起平行的断裂带。印支—燕山期即行衰退，喜山期成为拗陷斜坡，故隆起顶部下古生界遭到剥蚀，上古生界缺失或残存很薄，其上发育有较薄的中生代地层，缺失下第三系。晚第三纪时下沉，接受沉积，并与拜城拗陷相通，在区域构造背景上成为向北倾斜的区域性斜坡。在构造的演化上，形成古生界与中新生界两个不同形态的构造层，断裂发育，构造复杂，上下不吻合（图16）。

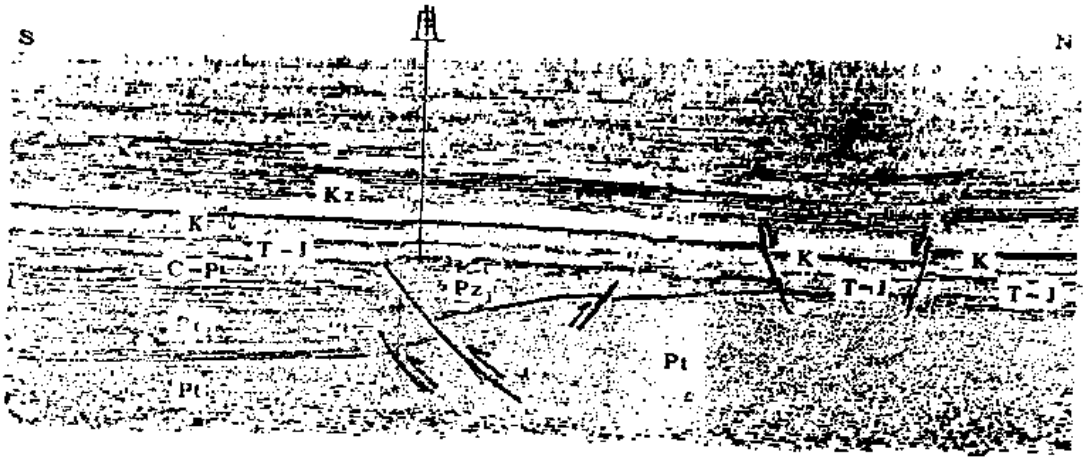


图 16　塔里木盆地塔北隆起带地震构造横剖面图

4.拜城拗陷

拜城拗陷位于天山褶皱带南麓，是海西运动之后形成的中新生代山前拗陷。北与天山褶皱带以逆冲断层相接，南与塔北隆起为过渡关系，展布方向近东西。拗陷北陡南缓，中新生代沉积北厚南薄，最厚约10000米。由于天山褶皱带不断隆升，拗陷中心有规律地向盆地内迁移。拗陷内褶皱强烈，局部构造成排成带，近山前者，构造形成时间早，褶皱强

烈，逆冲断层发育；远离山麓者，逐渐变弱。地震资料反映中、新生界深浅层构造不符，新生界褶皱强烈，呈线状、箱状，并发育有逆冲断层，中生界褶皱较平缓，其间常形成滑脱面（图17）。

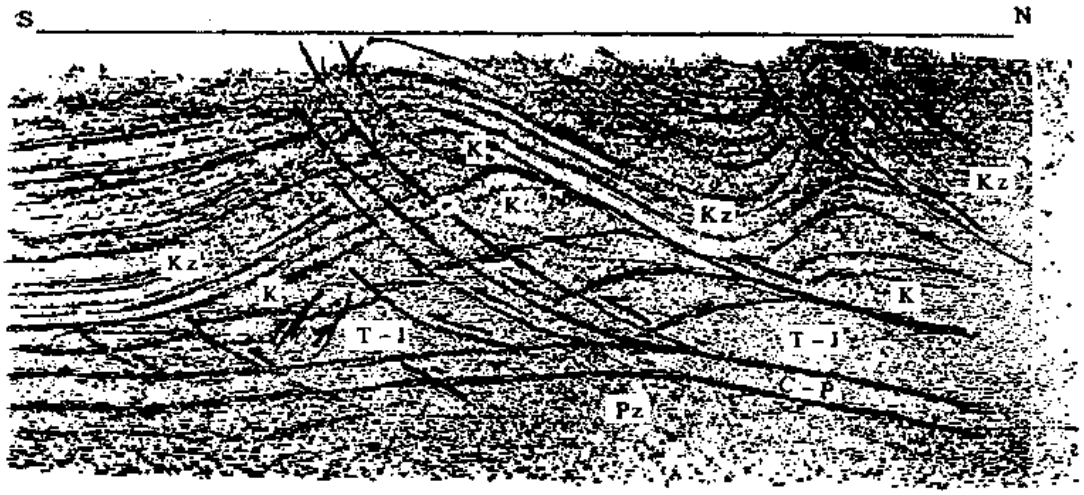


图 17　塔里木盆地拜城拗陷断褶带地震构造横剖面图

5.西南拗陷

西南拗陷发育在昆仑山北侧的中新生代山前拗陷，拗陷不对称，南陡北缓呈箕状。拗陷内除三叠系未见沉积，其余各层均有分布。侏罗系呈断陷式分布在昆仑山前缘，晚白垩—早第三纪沉积范围扩大，曾一度遭到海侵，晚第三纪整体下沉，其拗陷中心迁移至喀什—叶城一线。拗陷内临近昆仑山前缘褶皱比较发育，向北由强变弱，并逐渐过渡为区域性的斜坡。褶皱构造在平面上的展布比较复杂，从和田到喀什，构造线的方向由北西西向转为北西向，略呈弧形，构造之间呈雁行式排列，这是由帕米尔突刺的强烈挤压，使昆仑山、天山急剧收敛和乌拉根—乌泊尔扭动断裂的影响所致。

6.东南拗陷

东南拗陷位于阿尔金断隆与且末—若羌断隆之间，呈北东走向，目前勘探程度很低，从少量的地震资料和零星的边缘露头，推测它以新生代拗陷为主，中生代沉积以断陷的形式分布在阿尔金山前带。中新生界最大厚度约7000米。拗陷内褶皱构造不发育，主要表现为断块特点。

7.且末—若羌断隆

且末—若羌断隆位于北民丰—罗布泊之间，呈北东向展布，北以北民丰断裂与中央隆起相接，南界与东南拗陷呈斜坡过渡，在布格重力异常图上为一系列正异常圈闭所组成，在民丰以北见元古界片麻岩出露地表，在罗布庄井下见第三系直接超覆在元古界大理岩之上。因此推测它为古生界早期即已形成的古隆起。

8.库鲁克塔格断隆

库鲁克塔格断隆位于塔里木盆地东北部，为北西走向，与盆地以逆冲断层为界，有结晶基底出露，震旦系及早古生代地层发育，早石炭世末开始隆起，褶皱、断裂，火山活动比较强烈，燕山—喜山期以断块活动为主，局部地区见到中新生代小型盆地。

9.柯坪断隆

柯坪断隆位于盆地西北缘，走向北东东，基底为下元古界，古生界发育齐全，海西期隆起，缺失中生代沉积，新生代时期局部地区又接受沉积。

10.铁克里克断隆

铁克里克断隆位于盆地西南缘，平面展布为一向南突出的环形，太古界和元古界出露地表，古生界发育齐全，尤以上古生界沉积最厚，由于临近昆仑山褶皱带，构造运动比较强烈，中新生代运动以断块活动为主。

11.阿尔金山断隆

阿尔金山断隆位于盆地东南部，走向北东，基底由元古界结晶片岩组成，震旦系及下古生界发育，上古生界仅分布有晚泥盆世、早石炭世地层。火山活动强烈。中新生代以断块活动为主，在局部断陷中接受了中新生界的沉积。

四、盆地的油气远景

塔里木盆地是我国最大的含油气盆地，面积约56万平方公里，沉积岩巨厚，生油层系众多，目前已证实的有寒武一奥陶系、石炭一二叠系、三叠一侏罗系、上白垩统一下第三系及上第三系等五套生油岩系。大量的液体油苗、油砂和沥清遍布拜城拗陷和西南拗陷。储油圈闭类型众多，既有第三系次生油气藏，又有中生界、古生界原生油气藏；既有背斜构造、断裂构造油气藏，又有与不整合有关的基岩油气藏，还有构造一岩性油气藏。已发现的有第三系柯克亚油田、侏罗系依奇克里克油田，寒武一奥陶系塔北碳酸盐岩高产油气流。这些事实，都清楚地说明塔里木盆地具有大油气区的广阔前景。

古生代塔里木盆地经历了海侵一海退的全过程，寒武一奥陶系为半深水广海沉积盆地，沉积了碳酸盐岩、粉砂岩及黑色炭质页岩，石炭一二叠系形成于潮下低能带半封闭的水体环境，沉积了各类生物泥晶灰岩、黑灰色页岩及陆源碎屑物质，这种环境和这类物质都是有利的成油母质和生油环境。但从石油地质观点出发，塔里木盆地中新生界沉积很厚，古生界生油岩系深埋于地腹，在地质历史发展过程中，又经过悠久的年代，有机质的热演化可能趋于成熟及过成熟阶段，这是一个值得重视的问题。

我们认为，塔里木盆地的地壳结构不同于中国东部的大陆裂谷型盆地，它表现为地壳厚度大，一般41～42公里，向南北边部逐渐加厚至50～60公里。由于地壳结构的不同，在地温梯度上亦表现出偏低的特点。据统计，西南地区地温梯度为1.74°C/100米，阿瓦提地区为2.83°C/100米，满加尔地区1.78°C/100米，东部铁干里克一带为2.2°C/100米。大量的测井资料表明现今地温梯度平均值为2°C/100米。这一低地温场的特点无疑将弥补生油层埋藏较深的缺陷。根据钻井取芯资料，盆地西部巴楚隆起在井下3060米石炭系的镜质体反射率为0.77%，东部满加尔地区在井深4720米处测得镜质体反射率为0.6%。若以石炭系而论，在盆地中部埋深在5000～6000米，才能进入生油高峰期（周中毅，1985）。

根据塔里木盆地碳酸盐岩取样分析结果，发现晶包有机质，在实验室高温高压下，晶包有机质由于矿物的保护，可以保存到较高成熟度阶段才被转化为油气。这不仅为深部碳酸盐岩生油层提供了一个新的生油母质，而且对埋藏较深的古生代碳酸盐岩生油转化是一个有利的条件（周中毅，1985）。

三叠一侏罗纪时期，塔里木盆地处在陆内裂陷阶段，形成断陷地堑型湖沼相沉积。凹

陷互不相连，独立发育，库东凹陷、塔东凹陷、西南凹陷和东南凹陷等许多生油凹陷生油面积大、生油岩厚，在快速沉积条件下，生油物质丰富。目前发现的依奇克里克油田、柯克亚油田都是在这套生油岩系的分布范围内，它很可能是这些油田的油母源岩。

晚白垩—早第三纪时期，西南凹陷发育了很好的生油层系。当时，海水从西部侵入，淹没了阿克陶到和田一带的凹陷地区，沉积了很厚的海相沉积物。早第三纪，海水扩大到巴楚隆起边缘，形成陆缘海、半封闭的泻湖、浅海相沉积，暗色泥岩及碳酸盐岩较厚，生油范围大，生油母质好。在这些生油岩的沉积范围内，到处发现油砂、沥青、石蜡和液体油苗等油气显示。

晚第三纪在盆地西部的乌拉泊一带也发育有暗色岩层，是局部的生油凹陷。

塔里木盆地是内克拉通断陷—拗陷型复合含油气盆地，下伏的海相古生界可以寻找各种圈闭构造的原生油气藏或潜山不整合块断圈闭的油气藏。对于上覆的陆相中新生界油气藏的勘探，首先要注意断陷盆地期的深凹陷区及其周围，如深断陷的断块带及其古隆起的斜坡带。由于断陷式拗陷的不同部位具有各自的沉积和构造特征，因而可在不同的构造带寻找各自的断块构造、披覆构造、滚动背斜、盐丘构造等。

根据上述论断，我们认为塔里木盆地是我国最有希望的含油气盆地之一。对于塔里木盆地诸构造单元的评价，目前认为以塔北隆起为最好，应首先重点勘探；进行整体解剖，以期早日突破。其次是中央隆起及北部拗陷，应给予足够的重视。对于拜城拗陷和西南拗陷，应积极开展工作，寻找深层原生油气藏和浅层次生油气藏。

参 考 文 献

1．杨华，“塔里木盆地地磁场构造及含油气远景”，《中国中新生代盆地构造和演化》，212～219页，科学出版社，1983年。

2．田在艺、柴桂林、林梁，1985年，“塔里木盆地构造演化与油气展望”，石油与天然气地质，第6卷第3期，250～258页。

3．王尚文等，《中国石油地质学》，293～300页，石油工业出版社，1983年。

4．周中毅，1985年，“塔里木盆地地温梯度偏低，深部有较大的油气远景”，石油与天然气地质 第6卷增刊。

5．黄汲清、任纪舜等，《中国大地构造及其演化》，科学出版社，1980年。

6．李春昱等，《亚洲大地构造图说明书》，地质出版社，1982年。

7．张文佑，《断块构造导论》，石油工业出版社，1984年。

8．亚洲地质编图组，《亚洲地质》，地质出版社，1982年。

9．王谦身等，“从中国地壳构造特征试论塔里木盆地含油气远景”，《中国中新生代盆地构造和演化》，科学出版社，1983年。

10．张耀荣，“塔里木盆地背景磁场特征与古基底结构及其油气远景的探讨”，新疆石油地质，1984年第四期，12～18页。

东海地质构造特征及含油气性●

周志武　赵金海　殷培龄

（地质矿产部海洋地质调查局）

提要　东海是中国大陆边缘的陆缘浅海之一，发育着两个地质时代不同、基底不同、结构不同、形成机制和演化各异的沉积盆地，即西部的东海陆架盆地和东部的冲绳海槽盆地。前者的基底由元古代变质岩系组成，后者的基底为华力西—印支褶皱系组成。东海地质构造演化主要从晚白垩世开始，首先在元古界的"华夏古陆"之上拉张裂解形成陆架盆地。自中晚中新世开始沟、弧、槽体系发展，在印支褶皱带基底上形成弧后盆地即冲绳海槽盆地。东海陆架盆地面积为28万平方公里，新生代沉积厚1万余米，有着良好的生储油条件。区内复杂的地质构造，形成了多种油气藏类型。现已发现了平湖、长康油气田和玉泉、天外天两个含气构造，说明东海具有良好的含油远景。

东海位于中国闽、浙大陆之东，琉球群岛之西，面积约77万平方公里，是中国大陆边缘的陆缘浅海之一。

东海海底地形由西至东分为大陆架、大陆坡（冲绳海槽西坡）、冲绳海槽和琉球西侧岛架四部分，平均水深370米，最大水深位于冲绳海槽西南部，经实测为2334米，大陆架面积46万余平方公里，是中国大陆向海洋方向的自然延伸倾没部分，平均水深72米，陆架边缘水深变化在150～192米，陆架地形坡度0°1′17″，是世界上最宽广的大陆架之一。

东海的特殊构造位置和丰富的石油资源前景引起了世界各国地质学家的极大兴趣，较为系统的调查工作是从20世纪60年代以来陆续进行的。1968年以来，美、日等国对东海进行了宽间距的地震、重力、磁力调查及地热流测量和海底沉积物取样工作，并打了少量探井。

我国于50年代后期对东海进行过较系统的水文和海底地质调查。自1974年以来，对东海开展了系统的、以寻找油气为主的区域性地质、地球物理综合调查，共完成地震、重力、磁力、测深工作量各约10余万公里。从1980年开始进行东海陆架盆地的油气普查工作，完成了油气普查井12口。查明了东海的区域构造格局，建立了完整的新生代地层层序，初步揭示了盆地的基底岩石性质与时代，发现了200余个局部构造，并于1983年6月平湖一井首次获得高产工业油气流，展示了东海良好的含油气远景。

东海陆架南部的台湾省西部及其附近海域，从70年代开始由台湾石油公司进行了大量地球物理调查和钻探工作，并获得较好油气勘探效果。但从整个东海来看，由于海域辽阔，地质调查工作的程度还不高。

一、东海基底与基础构造特征

东海是中国大陆边缘盆地之一，在地貌及构造上具有"沟、弧、盆"的特色。它位于中国板块与太平洋板块敛合边缘上。根据重力资料计算，大陆架地壳厚度为22～30公里，冲绳海槽的地壳厚度为14～20公里，具有北厚南薄的特点。

东海区域发育着两个地质时代不同、基底不同、结构不同、形成机制和演化史各异的

●本文主要从构造观点分析了东海盆地的特征，并以此论述了其含油气性。——编者

沉积盆地，即西部的东海陆架盆地和东部的冲绳海槽盆地。前者的基底由元古代变质岩系组成，后者的基底为华力西—印支褶皱系组成（图1）。

上述两个盆地的基底岩石时代和性质由于钻井揭露甚少，故各地质学家推论较多。本文将根据陆架南部钻井基底岩石最新年龄资料，结合东海围区陆地基底岩石资料和海域地球物理资料。对两个盆地的基底性质进行一些探讨。

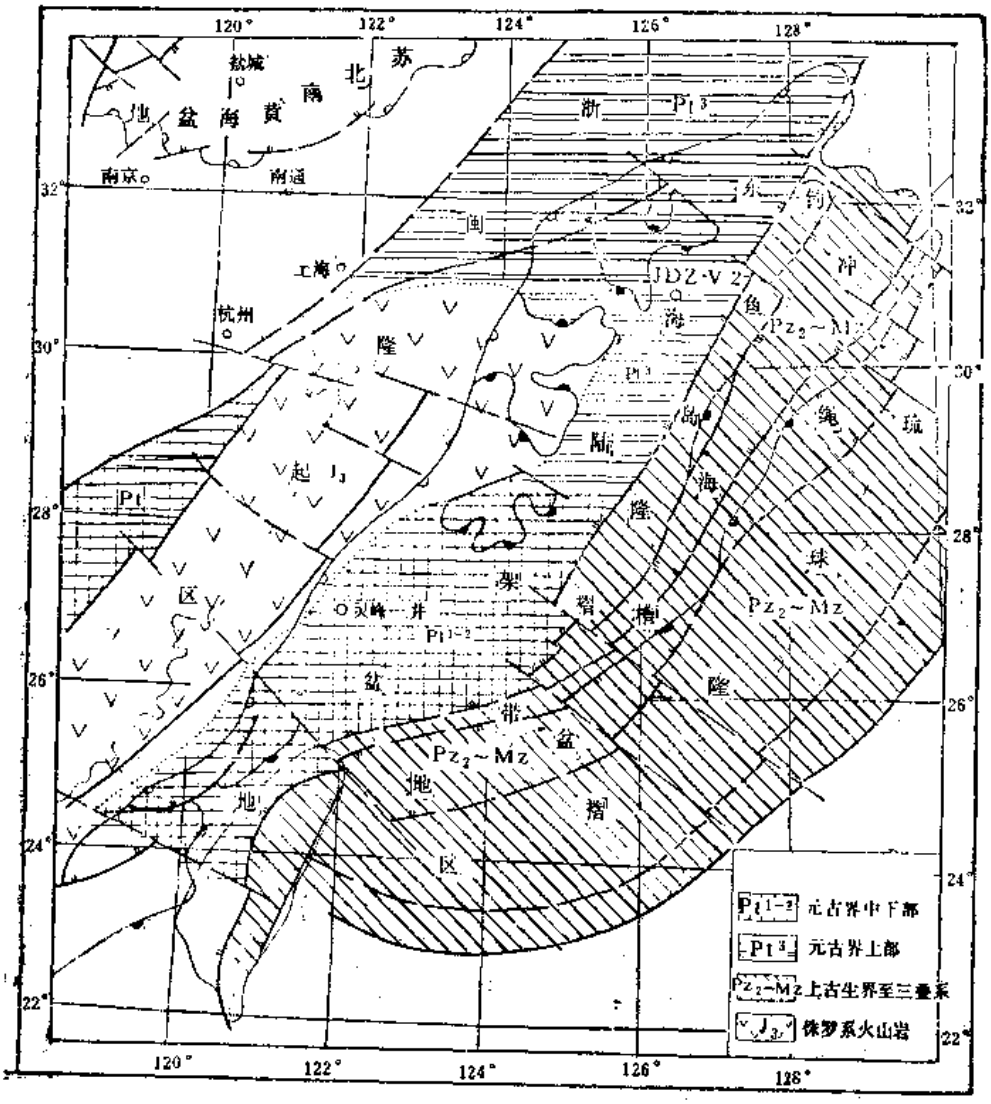


图 1　东海新生代沉积基底分布略图

在东海西部自大陆上的江山—绍兴断裂和武夷山脉以东的闽、浙两省沿海地区，断续相循地分布着一套厚达万米的变质岩系，大多属绿片岩相，部分可达黑云母相以至铁铝榴石相，局部混合岩化，多呈带状分布，这套岩系就总体概貌或建造组合类型来看，其共同特点是：为优地槽型的火山复理石建造。其下部为细碧角斑岩系，厚度大于千米，为地槽早期发育建造产物；其上大致以一套复理石建造为特征。磁铁石英岩层及透镜状大理岩夹层多出现于中部建造。据水涛等人资料，这套变质岩系的年龄时限在9～18亿年，这一优地槽可能终结于10亿年前后的武陵运动，造成以绿泥石、白云母等应力矿物为标志的区域动力变质作用，尔后在7.5～8亿年的雪峰运动期间再次受到巨大的变形位移和局部混合重

熔作用。

东海陆架区，1985年我国在陆架盆地西南部灵峰一井，揭露了300余米的黑云母角闪斜长片麻岩，据Rb—Sr等时线法（全岩）测定，年龄值为16.8亿年。这套地层在温东构造带首次发现，故将其命名为“温东群”。1984年日本在陆架北部的JDZ—V—2井，于井深3202米处见一套片麻岩。陆架盆地磁性基底埋藏深度与地震反射法所获得的最大反射深度两者基本接近，陆架区重力局部异常带的展布情况与地震圈定的潜山一披覆构造带吻合较好，上述情况在灵峰构造上已得到钻井证实为下元古界。根据以上资料分析，闽、浙沿海陆地所出露的深变质岩系很有可能向东延入东海，大致结束于西湖一基隆大断裂以西，组成了陆架盆地的主要基底。

在陆架盆地西北部的海礁凸起和长江凹陷一带，重力异常走向所反映的近东西向构造格局与其南部的北东走向具有明显的差异性。而与陆地浙北地区晚元古代变质岩反映的区域构造走向和重磁异常走向有较好的相似性。据此推断，浙北一带的上元古界变质基底延伸入东海的海礁及虎皮礁凸起一带，与盆地南部的下元古界基底镶嵌，成为陆架盆地基底的一部分。

在陆架盆地的西缘，根据重磁和众多岛屿的地质资料推断，在元古代变质基底之上直接覆盖着一套晚侏罗世—早白垩世的酸性—中酸性火山喷发岩系，是浙闽沿海大陆火山岩系向海域的延伸部分，构成了盆地的基础。

在东海元古代古大陆之东侧，从日本外带到琉球群岛，台湾等岛弧发育着一个围绕东海古大陆展布的华力西—印支期优地槽，在中生代末和新生代早期变质回返。在台湾，据何春荪资料，分布在台湾中央山脉东坡的大南澳变质岩系主要由黑色片岩、绿色片岩、硅质片岩、变质石灰岩、片麻岩和混合岩及少量辉绿岩、石英闪长岩．伟晶花岗岩及其他基性火成岩的侵入体组成。在变质石灰岩中发现了二叠纪籁科化石，据此推断大南澳群的沉积时期为晚古生代至中生代，是中生代大南澳运动的产物。同时，在这套变质岩中也发现了10～17亿年的锆石年龄和5.06～6.37亿年的Sm—Nd年龄（任纪舜，1986），说明大南澳群是一个多旋回的变质杂岩，台湾一带早期可能曾是华夏古陆的边缘，其后又成为华力西—印支褶皱带的一部分。在琉球群岛，据日本小西健二资料，组成琉球群岛的冲绳群岛、奄美群岛和八重山群岛出露一套古生代—早新生代的变质岩系，主要由蓝闪石片岩相、结晶灰岩与火山碎屑伴生的燧石、页岩和绿片岩相所组成。在石灰岩和层状锰矿中发现二叠纪纺锤虫化石。他将琉球群岛由西向东划分为石垣、本部、国头和岛尻四个带，变质岩系时代由西向东变新，古生代—中生代变质岩系主要分布在西部的石垣、本部和国头带，国头带可向北追索到日本外带四万十带之北。日本木崎甲子郎等将本部带与台湾大南澳带对比。在西南日本中古生代—中三叠世中期为一优地槽（秦飞雄等），后经狭义的本洲运动回返变质，主要由石墨、石英绢云母片岩和绿色片岩类所组成。

据冲绳海槽和琉球岛弧地区重、磁场特征推断，上述晚古生代—中生代变质岩系组成了冲绳海槽盆地、钓鱼岛隆褶带和琉球隆褶区的基底。如上所述，关于东海基底与基础构造的演化是许多大地构造学者关心的一个大问题。近年来 随着中国海洋地质事业的迅猛发展，加深了对中国大陆边缘地质构造的认识，如华南地区与之毗邻的海区大地构造演化史，比以往许多学者设想的自西向东、由老而新很规则的“增生”模式要复杂得多。近几年东海与南海北部的油气探井揭示了元古代或前寒武纪的变质岩，结合海区的地球物理资

料分析，它预示着“华夏古陆”（Grabau，1923～1924）和“南海地台”（黄汲清等，1980）存在的可能性很大。在这些古陆块的边缘发育着一条绵延很长的华力西—印支地槽褶皱带（下称“年青褶皱带”），大致从日本经东海的钓鱼岛隆褶带及琉球岛弧至台湾，折向东南经菲律宾至加里曼丹，形成了一条壮观的“镶边”（朱夏，1982），成为欧亚板块的边界。与这一时期优地槽相对应的冒地槽是否波及东海西部及沿岸地带，是许多地质学家关注的问题，但目前已钻遇基底的几口井中尚未发现，这套地层再结合物探资料分析，其存在的可能性较小。根据现有资料推测，东海两大沉积盆地发育在两种不同的基底之上，就同一基底而言其性质也不均一。如陆架盆地可能为元古界基底，但存在着南北差异。渔山凸起以南可能以下元古界的“温东群”为主，区域走向呈北东向，而渔山凸起以北的基底为上元古界，并呈北西西或近东西向延展。海区基底的南北差异分别与沿岸的闽北、浙东的早元古代和浙北的晚元古代变质基底的区域走向和重、磁场特征颇为相似，这两者之间可能存在着内在的有机联系。

二、东海新生代地层层序与岩相古地理

东海新生代地层主要发育在陆架盆地和冲绳海槽盆地中，前者是一个新生代盆地（可能包括上白垩统，下同），沉积厚逾万米，后者为中新世—第四纪盆地，厚度也达万米，东海的钻井和地震资料已揭示了新生界的沉积特征及其分布。根据钻井的岩性、古生物和地震资料，已建立了东海晚白垩世以来的地层层序，其各组地层的名称均以钻探首次发现的局部构造或构造单元名称而定。自下而上为：上白垩统石门潭组，古新统灵峰组，始新统瓯江组、平湖组，渐新统花港组，下中新统龙井组，中中新统玉泉组，上中新统柳浪组，上新统三潭组和第四系东海群（表1）。

1.上白垩统(?)石门潭组

主要为棕红色泥岩与灰白色砂岩呈不等厚互层，偶见安山岩，厚度>300米。根据现有的钻井与地震资料分析，其展布有两种可能：其一，为一套填充式沉积，局限于一些深凹及低潜山部位，隶属于新生代沉积演化系列；其二，可能为一套独立的晚中生代沉积体系，经地壳运动改造后的残留体构成了被下第三系覆盖的部分古潜山，或称“中潜山”。本文暂以前者处理。

2.古新统灵峰组

不整合或假整合于上白垩统之上，主要分布在东海陆架西南部。岩性自下而上为暗色砂、泥岩互层，厚层泥岩和“煤系”地层，下部夹薄层凝灰岩。含钙质超微化石*Fasciculithus tymaniformis*（鼓形簇形石），*Heliolithus klienpellii*（柯氏日颗石），为Martini(1971)国际分带的NP4—9带化石，浮游有孔虫有*Globorotalia*(*Globorotalia*) *Pseudomenardii*(假敏纳园辐虫)，*Muricoglobigerina soldadoensis*(紧固刺球虫紧固亚种)，*Globorotalia*（*Acarina*）*wilcoxensis*（威尔柯克斯园辐虫）为Blow国际分带的P3—P7带化石，并含介形类及沟鞭藻化石。孢粉有*Triatriopollenites*（三唇孔粉）—*Nyssapollenites*（紫树粉）。厚度为3000～4000米，属浅海相、滨海沼泽相。

3.始新统瓯江组/平湖组

由于沉积岩相不同，分别建立两个组，在陆架南部称为瓯江组，北部称平湖组。瓯江组不整合于古新统灵峰组之上，主要分布于大陆架西南部，岩性主要为暗色砂岩、含砾砂

表1 东海地层划分简表

地层划分与构造运动及演化发育概况		东海地层划分		地层发育概况				地层接触关系	构造运动		地层演化			
				东海陆架盆地		冲绳海槽盆地			台湾	东海	东海陆架盆地		冲绳海槽盆地	
				西部	东部	陆部	东部				西部	东部	西部	东部
第四系		东海群	Q_d	200-300	400	3000	1800	假整合或不整合	台湾运动		区域沉降	区域沉降	坳陷	断陷
上第三系	上新统	三潭组	N_{2s}	1000	1600	5500	3000	区域不整合	海洋山脉运动	冲绳海槽运动				
	中新统 上中新统	浙浪组	N_{1l}^{2}		1600	6000		局部不整合		龙井运动	坳陷	坳陷	断陷	
	中新统 中中新统	玉泉组	N_{1y}^{2}	1000	2500			局部不整合						
	中新统 下中新统	龙井组	N_{1l}^{1}		2000									
下第三系	渐新统	花港组	E_{2h}		2000	$P_{Z_2}-M_Z$			喜马拉雅运动			陷		$P_{Z_2}-M_Z$
	始新统	瓯江组或平湖组	E_{1P} E_{2o}	1000-1500	3000-3500			区域不整合	太平运动		陷	断陷		
	古新统	灵峰组	E_{1l}	1500-2000	2500-3000			不整合		玉泉运动				
上白垩统			K_2	6500	4000-4500			不整合或假整合	南澳运动	瓯江运动	断陷	陷		
侏罗系～下白垩统			$J-K_1$	$J-K_1$ ※1				区域不整合		燕山运动				
上古界生～中生界 元古界 温东群			$P_{Z_1}-M_Z$ P_{tw}	P_t ※2						基底运动	P_t			

岩、粉砂岩及生物碎屑灰岩。西湖凹陷为暗色砂、泥岩互层夹薄煤层。瓯江组富含钙质超微化石，有*Discoaster lodcensis*（卢多盘星石），*Chiasmolithus solitus*（索利叉心颗石），*Reticulofenestra umbilica*(脐形网窗颗石）等NP 13、16、17、18带化石；浮游有孔虫有*Globorotalia*(*Acarina*)*Wilcoxensis*（威尔柯克斯园辐虫），*Globigerina lozanoi lozanoi*（娄氏抱球虫娄氏亚种）、*Subbotina hornibrooki*（霍氏苏氏虫）等P7—P11带化石，还有*Nummul tes javanus*（爪蛙货币虫），*Heterolepa subangulate*（亚角异鳞虫）等底栖有孔虫化石。平湖组富含孢粉，并有底栖有孔虫、沟鞭藻及钙质超微化石。陆架南部属浅海、滨海相，北部为湖泊相夹海相。陆架西部厚约1000米，东部2000～3000米。

4.渐新统花港组

不整合于始新统之上。主要分布于大陆架东部的深凹陷中。岩性为灰、深灰色砂、泥岩互层夹碳酸盐岩和煤，岩相变化较大。含孢粉*Alnipolleniles*（桤木粉）—*Quercoidites*（栎粉）—*Trilobapollis*（三瓣粉），介形虫*Chinocythere*（华花介），*Candoniella*（小玻璃介）；有孔虫*Haplophragmoides carinatum*（具棱拟单栏虫），*Nonion laere*（光滑小诺宁虫）。陆架北部属浅湖、滨湖、河流相沉积，有海相夹层，南部为海陆交互相。陆架西部缺失或很薄，东部厚1000～2000米。

5.下中新统龙井组

整合或假整合于渐新统花港组之上，分布于大陆架。岩性为绿灰、深灰色泥岩与砂岩互层，夹页岩及煤。含孢粉*Rutaceae*（芸香科）、*Meliaceae*（楝科）。分布范围同上，陆架东部厚1000米左右，西部很薄或缺失。陆架北部属河流、滨湖、浅湖相，南部为海陆交互相。

6.中中新统玉泉组

整合或局部不整合于下中新统龙井组之上，分布广泛。岩性下段为含煤地层，向西变粗，上段为杂色砂、泥岩互层。含孢粉*Ceratopteris*（水蕨属）、*Liquidambar*（枫香属）；有孔虫有*Spirosigmoilinella*（环卷小反称虫）、*Recurvoides*（似反曲虫）。厚度800～1300米。属沼泽相及泛滥平原相，并有海侵层。

7.上中新统柳浪组

为地震和部分钻井资料所揭示，主要分布在凹陷中，顶部遭受剥蚀，预计厚度为800～1600米，其岩性为灰黄、棕灰、绿灰及深灰色泥质岩与灰白、灰色粉砂岩呈不等厚互层，夹薄层煤层；中上中新统在冲绳海槽西部厚约2000米，岩性不详。

8.上新统三潭组

不整合于中新统之上，分布广泛，变形很小，覆盖全区。岩性下部为浅灰色砂岩、砂砾岩，上部为浅灰，灰白色泥岩夹泥质粉砂岩和少量煤。含孢粉为*Polygonum*（蓼属）—*Gramineae*（禾本科）组合；有孔虫有*Ammonia beccarii*（毕克卷转虫），*Asterorotalia multispinosa*（多刺星轮虫）。厚度400～1000米，下部属河流相，上部为海陆过渡相。

9.第四系东海群

假整合或不整合于第三系之上，在东海广泛分布，尤以冲绳海槽最为发育。岩性以浅灰、灰色粘土，粉砂质粘土与粘土质粉、细砂互层，局部夹生物碎屑砂层，底部为砂层、砂砾层。

含化石，钙质超微化石有 *Pseudoemiliania lacunosa*(缺口假艾氏石)，*Gephyrocapsa oceanica*(大洋桥石)，*Emiliania huxllyi*（赫氏艾氏石）等NN19、20、21带化石；有孔虫*Pseudorotalia indopacifica*（印度太平洋假轮虫）、*Asterorotalia*（星轮虫）。厚度350～400米。上新统—第四系在冲绳海槽西部厚达4000～6000米，东部厚约2000～3000米，属海相。

东海新生代地层主要分布在九个沉积凹陷中，这些沉积凹陷有位于陆架西部的钱塘、长江凹陷，厚度达6000米，瓯江、闽江凹陷厚度达8000～10000米；陆架东部的西湖、基隆凹陷厚度可达14000米；陆架前缘拗陷厚度达10000米；海槽拗陷厚约3000米。沉积凹陷多以北北东、北东走向展布，与东海陆架走向一致。上白垩统—始新统主要是一套受断裂控制、呈充填式发育的断陷沉积，最大厚度临近断裂一侧。渐新统—中新统主要是一套呈超覆式发育的拗陷型沉积，有褶皱形变。上新统—第四系则是一套广布全区的披盖式沉积。地层在空间上的分布受构造部位的控制，大陆架上的观音、渔山、海礁和虎皮礁等凸起一带地层明显减薄，同时它们对凹陷起着明显的分割作用，形成了不同的沉积凹陷（图2）。

东海新生代沉积的古地理具有“南海北陆”的特征，并与构造演化密切相关(图3)。所谓“南海北陆”是指大陆架渔山凸起的南北两侧沉积相有着明显差异，在渔山凸起以南的广大海区(包括台湾西部)，古新统、始新统、渐新统以及中新统以海相或海陆交互相为特征，而在其北的浙东拗陷一带则以陆相（湖相、沼泽相、河流相)为主夹海侵层。在上新世以后，东海广泛为海水覆盖，改变了这种“南海北陆”的状况，而全为海相沉积。

从大陆架、大陆坡以至冲绳海槽，地层时代有自西向东变新的规律，即在大陆架西部主要是上白垩统—始新统，陆架东部除上白垩统—始新统外，渐新统—中新统相当发育。整个大陆架地层发育较全较厚，是东海主要的沉积区。在陆架前缘仅分布着中中新世以来

表 2　东海地层发育对比表

地质时代		东海陆架盆地		冲绳海槽盆地	
时代	代号	西部凹陷带	东部凹陷带	陆架前缘拗陷	海槽拗陷
第四纪	Qd	东海群	东海群	东海群	东海群
上新世	N_2s	三潭组	三潭组	三潭组	三潭组
中新世	N_1^3L		柳浪组	柳浪组	
	N_1^2y	玉泉组	玉泉组	玉泉组	
	N_1^1L		龙井组		
渐新世	E_3h		花港组		
始新世	E_2p / E_2c	瓯江组	平湖组		
古新世	E_1L	灵峰组	灵峰组		
晚白垩世	K_2	上白垩统	上白垩统		
	J_3-K_1				

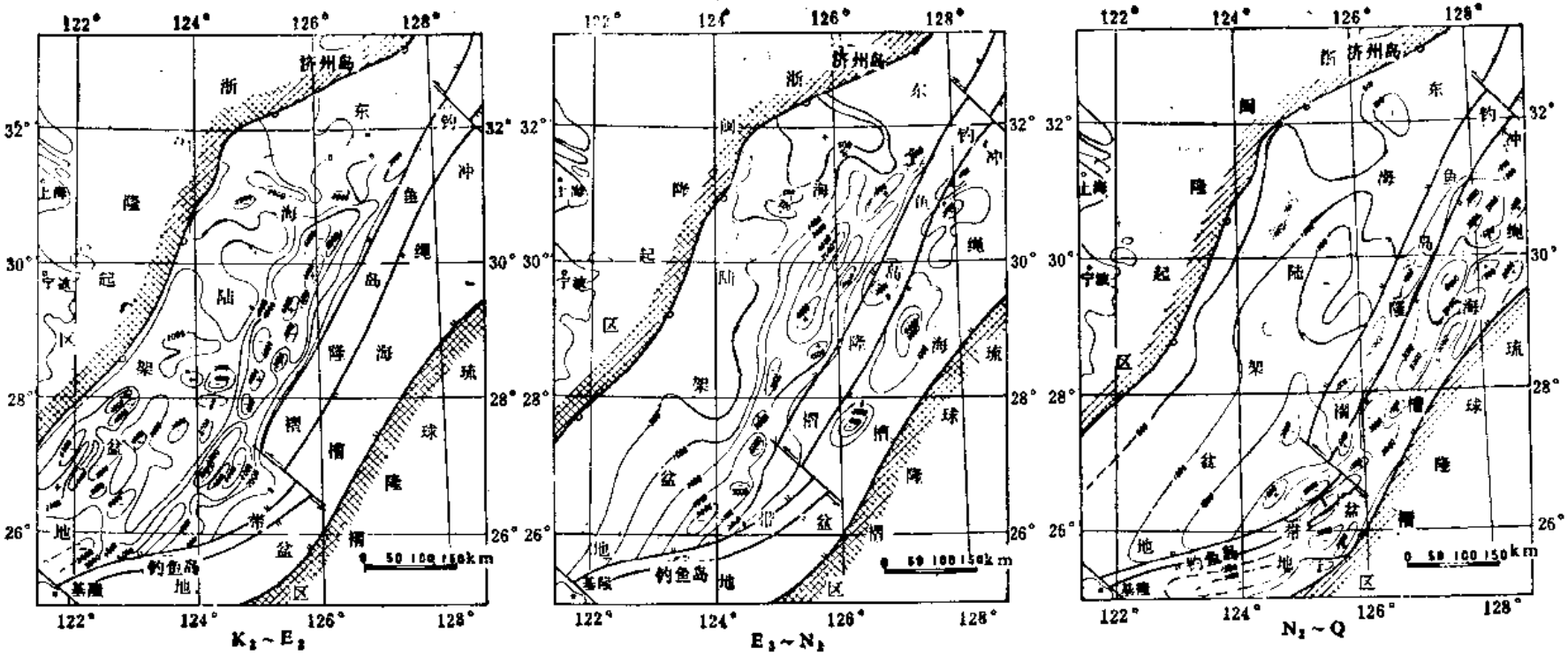


图 2　东海新生代沉积厚度略图

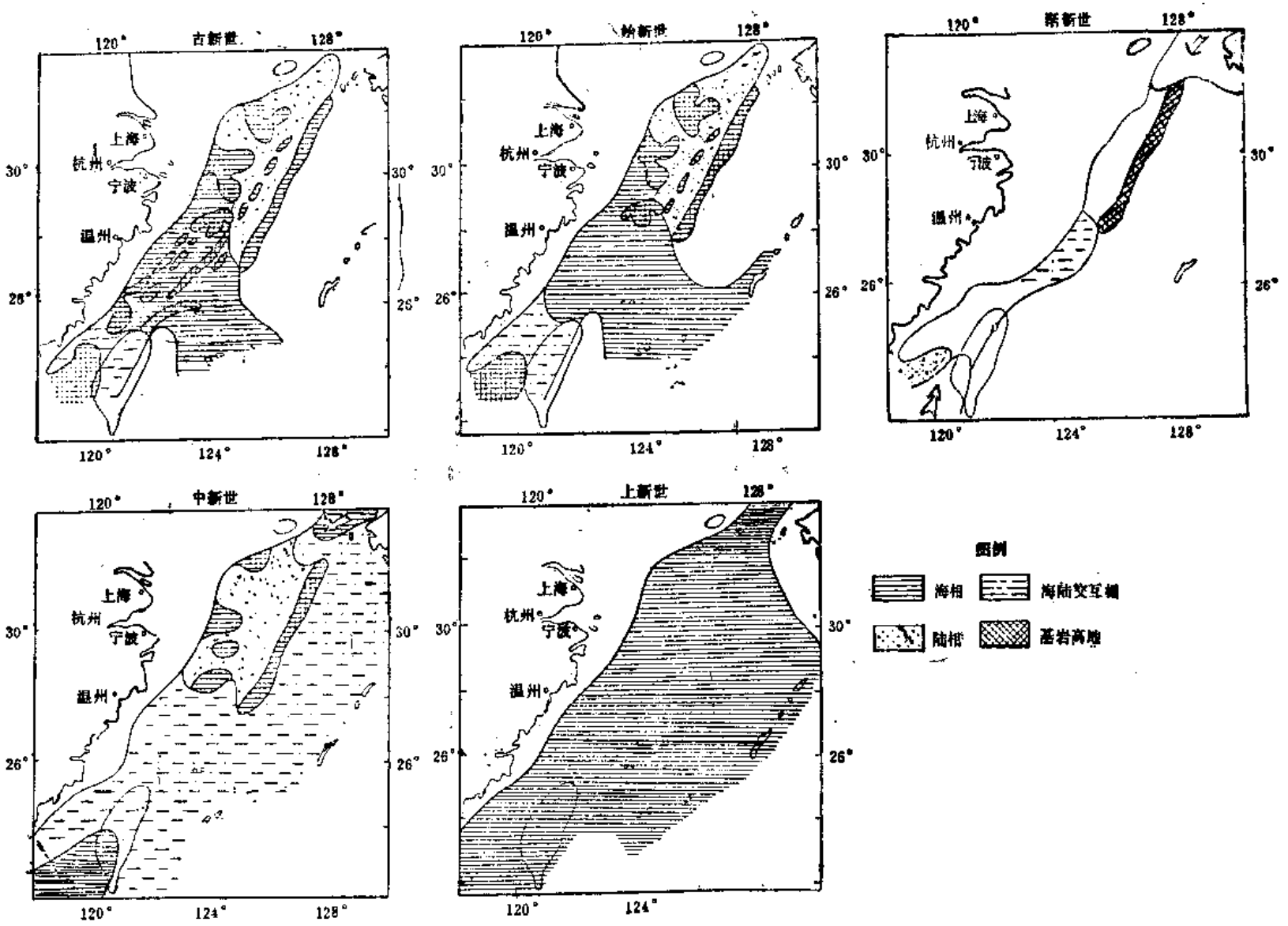


图 3　东海新生代古地理略图

的地层，而在冲绳深水区主要是上新世及第四纪地层，这种东西向的分带性，同时在南北方向上又有差异性的沉积格局，反映了东海构造演化的特征（表 2）。

观东海全局，新生代沉积巨厚，大陆架及冲绳海槽为两个不同的沉积区，具有不同的沉积史，在大陆架上的观音、渔山和虎皮礁等凸起构成了几个“门槛”分隔成不同的沉积凹陷，每个凹陷有其自己的特色。尤以渔山—久米一线最为突出，它似为一条海与陆的明显分界线，其南地层以海相为特色，火山岩发育，活动性强；而其以北地层则以陆相为主，主要是湖泊、沼泽或河流环境，偶有海侵层。显然，这种沉积环境的分异使生储油岩系的发育也有其不同的特点。

三、东海基本构造特征

东海位于中国板块的边缘，晚侏罗世以来，太平洋板块与中国板块之间南北向的扭动作用，是形成中国东部“滨太平洋构造域”（黄汲清等，1982）或“新华夏构造带”（李四光，1972）的主导因素。同时在亚洲大陆东部与太平洋之间，曾经有过一个联络特提斯—印度洋与太平洋的中生代到中第三纪的呈东西向延展的洋脊体系，这个体系为一系列南北向的转换断层所错开（Hidle）。中国大陆边缘盆地的形成就是与这些东西向体系相配套的几条南北向转换断层相联系（朱夏，1982）。自东向西，其中的第二条转换断层大致位于东海陆架盆地的东缘。这条断层可能沿着“华夏古陆”与华力西—印支褶皱带之间的脆弱地带发育，以后转化为张扭性断层，即西湖—基隆大断裂（下称西基大断裂）。第三条转换断层可能相当于东海西缘的海礁—东引大断裂（下称礁引大断裂）。

东海的构造线主要有北东—北北东、北西和近东西向（包括北西西与北东东向）三组，以北北东向东突出的弧形构造线为主；区域走向与我国大陆海岸线和琉球群岛的走向基本一致。北西向构造线主要是与前者配套的断裂，以平移作用为主；近东西向断层主要是基底或“基础”（包括中特提斯）构造层内部的断裂，也以平移为主。例如陆架盆地早第三纪以右旋为主促进了断陷的拉张，中新世期间转为左旋，促使断陷转化为拗陷。自晚白垩世以来，东海经历了六次较大的构造运动（表 1），其中早白垩世末的基隆运动、始新世末的玉泉运动和中新世末的龙井运动形成广泛的区域不整合面。将陆架盆地分为：断陷—拗陷—区域沉降三个演化阶段，相应的沉积作用表现为：充填—超覆—被盖的特点。晚白垩世至第四纪沉积具有自西向东逐渐变新，即“向洋迁移”的规律，例如陆架盆地西部的凹陷主要由上白垩统—始新统组成，东部为上白垩统—中新统；冲绳海槽盆地西部为中、上中新统—第四系，东部为上新统—第四系。但西湖凹陷的中、上中新统和台湾西部的上新统却自东而西“反向迁移”。东海的局部构造非常发育，类型众多，按成因可分为挤压、披覆、古潜山、逆牵引及前者的复合型等五种主要类型；按照组成构造的主要地层时代，可分为晚白垩世—始新世，主要分布在陆架西部，始新世—中新世在陆架东部，中中新世—上新世主要在冲绳海槽盆地的前缘拗陷。“东西分带，南北分块”，与我国东部其它盆地相比，这是东海最为突出的一个特点，根据这一特点将一级构造单元划分为“两盆三隆”，即东海陆架盆地和冲绳海槽盆地（以下分别称陆架、海槽盆地）及浙闽隆起区、钓鱼岛隆褶带与琉球隆褶区（图 4）。盆地再分为拗陷、凹陷和深凹三个次一级负向单元及相应的正向构造单元。

“东西分带”：东海的区域构造自西向东，隆凹相间，成排成带，绵延数百至千余公里，

是占主导地位的构造格局，以陆架盆地为例，大致以观音—台北—渔山—海礁—虎皮礁凸起或相当于低凸起的构造带(台北)，组成一个北东—北北东走向的隆起带，将盆地分为东西两部分，可称为西部凹陷带和东部凹陷带(图 6)。西部凹陷带，以半地堑式箕状凹陷为显著特点，包括澎湖西、南日、瓯江、闽江、钱塘、长江诸凹陷，长达千余公里，主要由上白垩统、古新统和始新统组成，以潜山、披覆构造为主，同生断层发育为特点。东部凹陷带，晚白垩世—始新世地质结构与西部相似。但渐新世—中新世的拗陷型沉积厚者达5000米，背斜构造发育，逆断层多；这个带包括新竹、基隆、西湖等凹陷，亦长达千余公里，还可能向北延至福江拗陷东部。又如海槽盆地内的次级构造，东西分带现象亦很明显，在此不一一赘述。

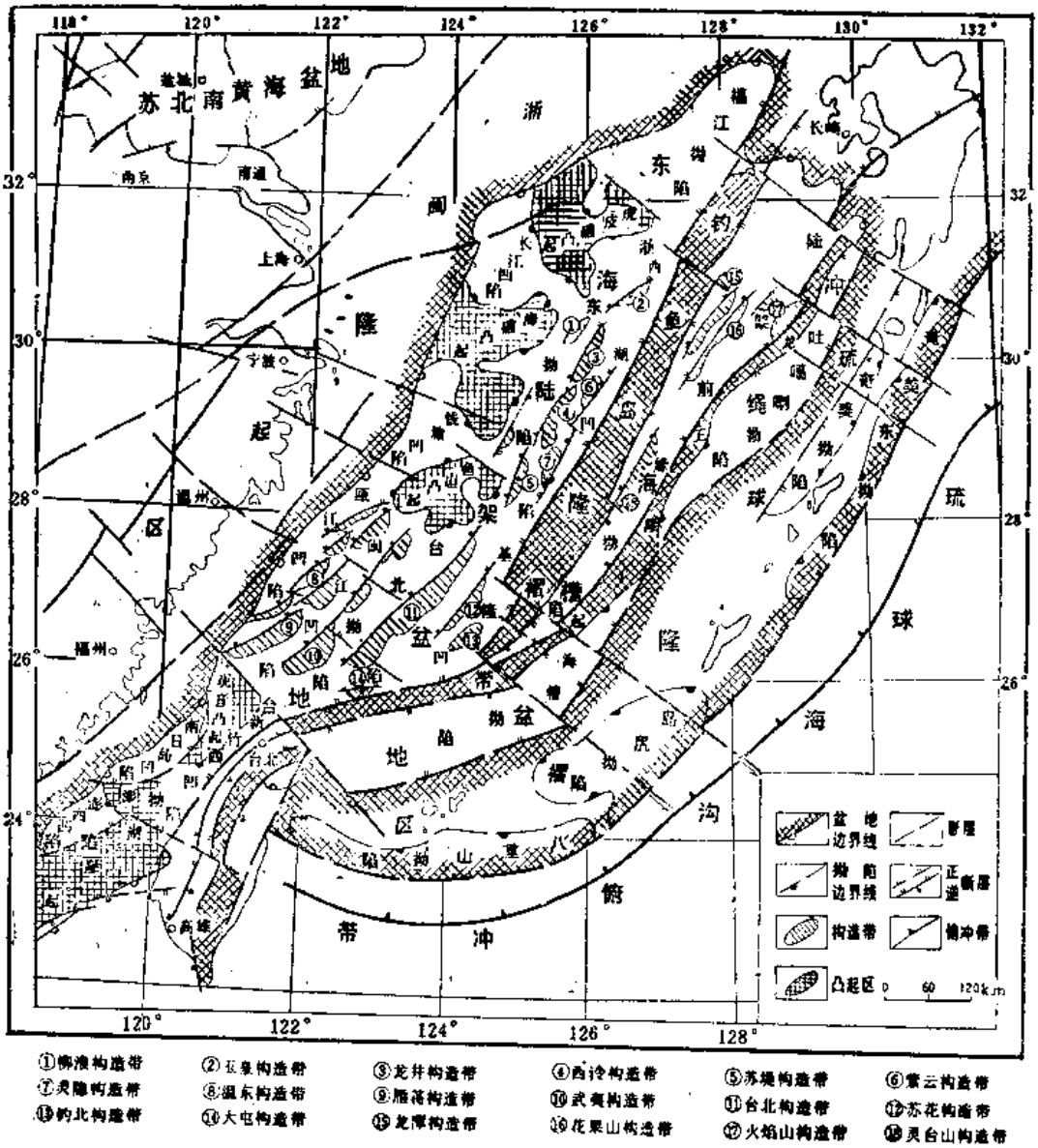


图 4　东海构造区划略图

“南北分块”：陆架盆地内自南而北有观音、渔山和虎皮礁三个凸起，凸起附近的基底或第三系中发育着一些北西向的平移断层。以上凸起和断裂构成了“三道门槛”，将盆

地分为台西、台北、浙东和福江四个特点不同的拗陷。在这些凸起的倾伏部位都有较为狭窄的水下“鞍部”，在长期的地质演化中它时而隆升，时而沉陷，使各拗陷间藕断丝连；加上基底性质的差异和中特提斯构造等诸多因素的影响，各个拗陷的沉积岩相、构造特点与断裂性质等均有明显的差异。即便是同一凹陷亦有若干个沉积中心，构造、断裂与岩浆活动特点亦有别。例如，浙东拗陷第三系以陆相为主夹海相，而台北、台西拗陷则为海相和海陆交互相；台西和浙东以背斜褶皱和逆断层发育而著称，而台北则以古潜山与披覆构造为主，背斜褶皱稀少，正断层很发育，只有个别逆断层(且时代也不同，前者发育在中新世末，后者形成于第四纪)；在“三道门槛”处都是新生代岩浆岩发育的场所，渔山门槛以南又比其以北地区发育。以上特点说明“南北分块”的构造格局相当突出。海槽盆地和琉球隆褶区亦存在着南、北、中分块的特点。

四、东海新生代构造演化史

晚侏罗世—早白垩世，太平洋板块强烈扩张向北移动，与特提斯和中国板块之间发生左行平移扭动，使中国东部广泛隆升褶皱和断裂，造成华南大陆及海区的瓯江凹陷西部和海礁凸起一带大片的中酸性岩浆活动，同时形成一些小型的沉积盆地，值得注意的是台湾西部的北港及澎湖群岛，已有一批钻井发现一套含菊石、瓣腮类、有孔虫和钙质超微化石的海相沉积，其时代为侏罗纪(林朝棨，1961)或早白垩世(纪文荣，1984)。在浙江象山县的“石浦灰岩”中也发现众多的海相化石，含藻类、虫管、介形类、瓣鳃类、腹足类生物群，地层时代为侏罗纪或早白垩世的可能性很大。

根据板块构造分析，台湾西部的澎湖隆起及北部的中央山脉变质岩(包括侏罗系)和琉球南部的八重山变质岩的原始走向为北东东或东西向，这些似乎互不联系的地质体，可能都是侏罗纪末东西向的特提斯俯冲带，被南北向的转换断层错断，又几经多次构造运动改造残留的遗迹。换句话说，当时的台湾、八重山可能是东海南缘的活动大陆边缘(朱夏，1982)。在活动边缘以北的“华夏古陆”边缘很可能发生海侵作用。结合东海的地震资料分析，在台北海域的闽江凹陷一带在上白垩统之下还有一套反射层，在该凹陷中部还横亘着一条虎岩、栖云等古潜山组成的北西西向隆起带及相伴生的断裂，在该隆起之南还有一条北西西向的断裂，亦长达百余公里，分别将闽江、瓯江凹陷分为南、北、中风格不同的三部分。根据以上迹象推测，在特提斯构造活动的影响下，在我国台湾以北海域很有可能受到侏罗纪—早白垩世的海侵。由于钻井尚未揭示，地震反射层次不连续，其具体范围尚不清楚，故暂作为盆地的“基础”，有待于进一步探索。

东海新生代的构造演化可分为以下三个阶段①晚白垩世—始新世东海陆架断陷系的发生与发展；②渐新世—中新世陆架东部大幅度拗陷并形成大批构造，沟、弧、盆体系揭开序幕；③上新世—第四纪陆架转为区域沉降，冲绳海槽弧后扩张达到鼎盛时期，台湾遭受广泛挤压褶皱(图5)。

第一阶段：晚白垩世—始新世期间为断陷阶段。东海陆架半地堑(或地堑)或箕状断陷系与潜山—披覆构造的发生发展，“台北海湾”和“滨海岛湖”两类沉积相同时发育为主要特点(图6)。

太平洋与中国板块之间长期的南北向左旋扭动，使大陆边缘的“华夏古陆”与年青的基底挤压褶皱、隆升断裂，致使地壳拉张减薄，加速了地幔物质的对流上涌。陆架盆地莫霍

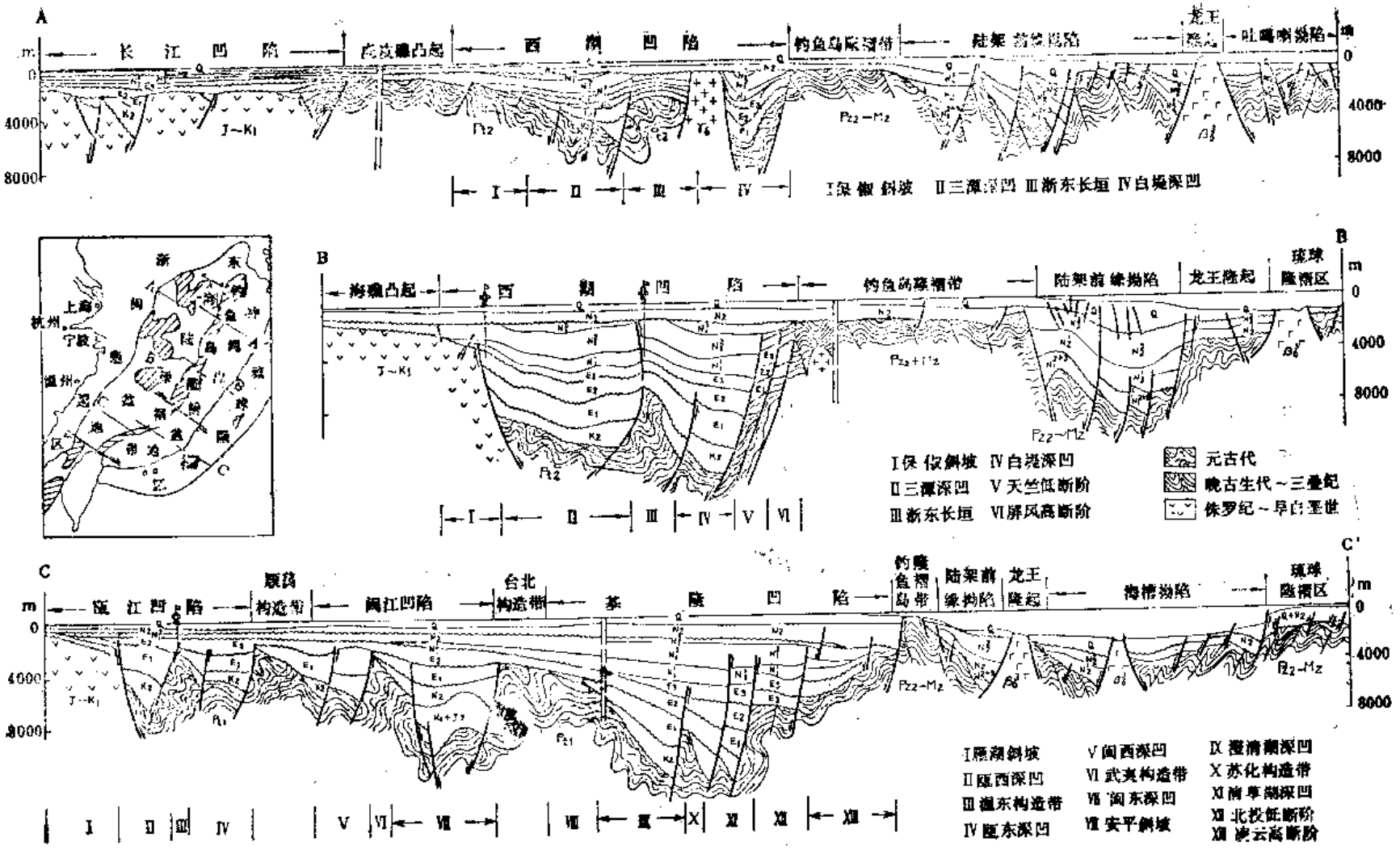


图 5 东海构造横剖面略图

面的深度据我局重力计算，浙东和台北坳陷分别为26～28及22～26公里，如果减去新生界厚度，当时地壳厚度仅十余公里。早白垩世末的基隆运动时，西基大断裂以东年青的基底已形成大陆边缘山脊，断裂以西的元古界基底开始断陷。早第三纪期间，太平洋板块转为北西向俯冲，东海处于急剧的引张状态。这一时期我国西南部由于特提斯洋壳的封闭，印度板块与中国大陆发生强烈碰撞，它的能量释放主要是通过已有的东西向和北西西向大断裂向东滑移蠕散，使我国东部大陆边缘近南北向的大断裂（或转换断层）由左旋扭压转化为右旋扭张。东海地处大陆东缘，地壳薄载荷轻，加上太平洋与特提斯拉张和蠕散两种活动相互促进，向太平洋方向扩张时的阻力小自由度大。因此东海的断陷与我国东部盆地相比具有凹陷开阔、沉陷深、沉积厚度大、海陆相沉积并存、潜山一披覆构造发育、结构复杂等特点。

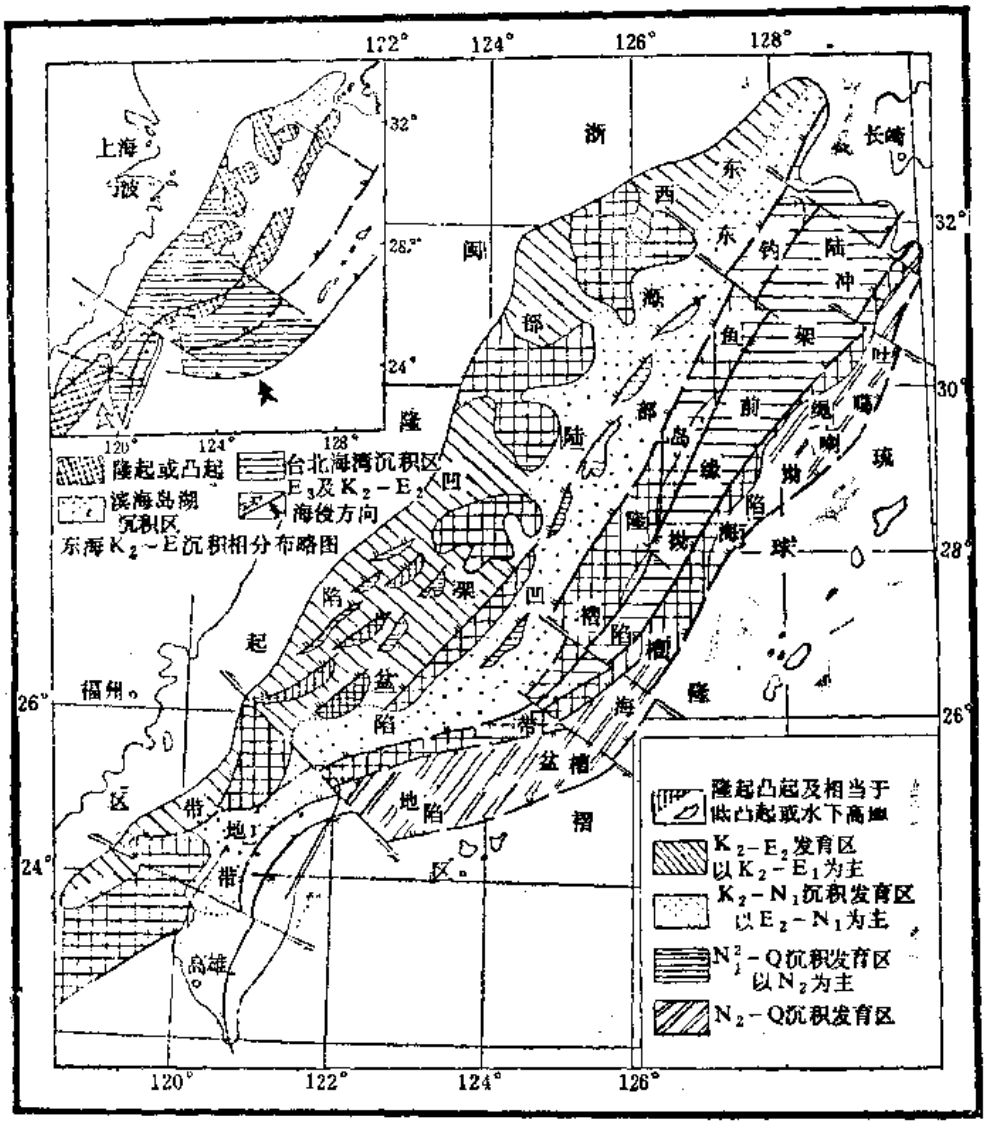


图 6　东海新生代沉积分布略图

陆架盆地主要是在西基和礁引两条右旋张扭性大断裂的夹持下，产生了一系列的箕状断陷及古潜山带，正负相间呈北东向雁行状斜列展布。并通过观音、渔山、虎皮礁凸起附近的北西向断裂和元古界及特提斯基础构造层内部的近东西向断裂向东滑移扩张，形成了澎西一南日一瓯江、闽江一钱塘一长江及新竹一基隆一西湖两个凹陷带，绵延近千公里“东

西分带"现象很清楚。由于受基底与"基础"构造活动的影响，"南北分块"的特点也很突出，"渔山门槛"以南至台湾的十余万平方公里的地区发生了广泛的海侵，形成了广阔的"台北海湾"沉积区，包括台西和台北两个拗陷可能广泛地接受了古新世-始新世的海相沉积。同时受渔山门槛的影响，浙东拗陷主要是陆相间夹海相的"滨海岛湖"型沉积区。

瓯江、闽江、基隆、西湖等凹陷的中央一般都有一个规模较大的潜山披覆型构造带，西侧都伴有同生断层组成的断裂带，将凹陷再分为两个深凹；凹陷西部都是斜坡，在一些陡坡部位往往有东倾的正断层形成逆牵引背斜及挠曲或断鼻状构造，前者如平湖构造，后者如雁湖等构造，同时这一部位又是岩性、岩相变化的枢纽地带。上白垩统和下古新统多局限于深凹部位，上古新统多超覆在古潜山上，形成披覆构造，温东、武夷等构造带即属此类。古新世末的瓯江运动结束了盆地西部的断陷阶段，形成广泛的不整合面（图5），始新世期间断层活动基本消失，以拗陷作用为主，形成广覆的浅海相沉积，自西向东加厚；但陆架东部的基隆、西湖凹陷存在着"延时滞后"现象，仍处于持续断陷阶段，始新世沉积仍受断层控制；统观之，整个陆架盆地具有"西拗东断"，西薄东厚的特点。前已述及，早第三纪沉积相也存在着南北分异。始新世的玉泉运动结束了整个陆架的断陷阶段。形成了玉泉、天外天、平湖等一大批构造的雏型，与渐新统构成了一个区域性不整合面，陆架盆地此后即转入拗陷阶段，这一运动前后形成了完全不同的两种地质结构。

第二阶段：渐新世—中新世期间，整个陆架转入拗陷阶段，沉积中心向东部转移，形成东、西两个结构不同、时代有别的凹陷带；沟、弧、盆体系开始发展。

大约自晚始新世以来，太平洋运动方向从北西向转变为北西西向俯冲，使特提斯向东的蠕散扩张活动受阻，陆架盆地由断陷转为拗陷阶段。玉泉运动后陆架西部区域性抬升、广泛遭受削蚀，尤以长江、钱塘凹陷及瓯江凹陷的雁湖斜坡部位剥蚀作用很强。西部凹陷带普遍缺失渐新乃至中新统下部，沉积中心向东转移至西湖、基隆、新竹诸凹陷。渐新世至早中新世的沉积仍受断层影响，局限于陆架东部的凹陷内，自早中新世以后断层活动基本消失，中上中新统广泛超覆在不同地层或基底之上，陆架西部也接受了300～500米厚的沉积；陆架东部渐新世—中新世厚度可达5000米以上。如前所述，由于"门槛"的作用，各拗陷的沉积相也不同。

中晚中新世，菲律宾海板块向西的俯冲活动加剧，在年青的褶皱基底上揭开了沟、弧、盆体系的帷幕，首先在冲绳海槽西北部的大陆坡一带开始弧后扩张，形成一系列地堑或半地堑式断陷。同时通过北西向的渔山—久米、虎皮礁—吐噶喇诸断裂的左旋平移作用，向陆架盆地施加压力，与之相毗邻的西湖凹陷首当其冲，致使中晚中新世沉积中心发生了由东向西的"反向迁移"，在凹陷东部的紫云、灵隐构造带附近形成一些局部不整合。中新世末的龙井运动是第三次重要的构造运动，与上覆地层形成区域性不整合，龙井、玉泉、天外天等一大批西陡东缓的背斜及断面东倾的逆断层应运而生，在灵隐一带形成上下不吻合的"脱顶"构造。但是，南部的基隆凹陷背斜构造很少，也未发现逆断层，究其原因可能是冲绳海槽南部尚未开始扩张。通过这次运动形成了陆架西部和东部两种结构不同、时代有别、风格各异的凹陷带。西部以下第三系箕状断陷及潜山、披覆构造发育为特点，东部下第三系箕状断陷与中新统拗陷相结合，以拗为主，以背斜构造大而多、逆断层发育而著称。

第三阶段：上新世—第四纪期间，陆架盆地已发展到最后的区域沉降阶段，冲绳海槽

弧后盆地进一步发展，台湾地区普遍挤压褶皱。

龙井运动形成的褶皱与地势上的差异，经过广泛的削蚀夷平作用，整个陆架进入区域沉降阶段，上新统和第四系广布全区。但仍保持“西薄东厚”的特点，沉积中心仍偏居陆架东部。绝大部分地区地层平缓没有褶皱，断层也少，唯独钓鱼岛附近海域浅层正断层很发育，并有个别逆断层。

这一时期菲律宾海板块的俯冲活动逐渐转向西南，即向琉球南部及台湾一带加强。陆架前缘拗陷的断陷活动大致从晚上新世起转为拗陷阶段，本区沉积速率高，接受了厚达7000～10000米的海相及海陆交互相沉积，在陆坡部位呈“悬挂式”结构，上新世末-早更新世的冲绳海槽运动遍及全海槽，在陆架前缘形成龙潭、花果山、火焰山、灵台山等构造带。而东南部的海槽拗陷从上新世开始拉张，至今尚处于早期断陷阶段，沉积呈水平填充结构，厚约2000～3000米。统观之，整个海槽是一个正在发展着的弧后盆地，具有浅层断裂发育，第四纪岩浆活动活跃，地壳厚度薄，地热流值高，地震活动频繁等特点。

菲律宾海板块向台湾的俯冲活动，可能由于该区基底与特提斯构造等多种因素的制约，只在台湾东部形成了规模不大的海岸山脉及台东纵谷，因而积蓄了大量的能量，可能通过该岛两端的北西向断层向西推挤滑移，致使全岛广泛褶皱成山并形成大批的逆断层，这就是与冲绳海槽运动大致相当的台湾运动。

综上所述，东海沉积盆地的演化主要是晚白垩世开始，首先在元古界的“华夏古陆”之上拉张裂解形成陆架盆地。自中晚中新世开始沟、弧、槽体系的发展，在华力西-印支褶皱带基底上形成弧后盆地，即冲绳海槽盆地。

五、东海具有良好的含油气远景

东海有两个大型沉积盆地，其中东海陆架盆地面积达28.4万平方公里，盆地内的凹陷大而开阔，面积大于2.5万平方公里者有五个，新生代沉积厚者达8000～14000米。“渔山门槛”南北分别发育着早第三纪海相和海陆交互相及湖泊相夹海侵层。经钻探证实的有古新统、始新统、渐新统及中新统四套生油气层系，分布范围广而厚度大。有机质丰度较高，生油气母质类型属Ⅲ型者居多，地温梯度高而生油门限深度浅，储盖层组合较好，已经发现了为数众多的各类局部构造，具有面积大、幅度高、构造形成期与油气运移期匹配好等优点。区内复杂的地质构造与演化史造就了多种多样的油气藏类型，但以挤压背斜和潜山一披覆构造两类油气藏为主，前者分布于盆地东部的西湖、新竹等凹陷内，后者多位于盆地西部的瓯江、闽江、钱塘及长江等凹陷内；同时在各凹陷的斜坡、断阶带还发育着逆牵引（滚动）、断鼻、断块、基岩及不整合、三角洲、冲积扇、生物礁以及深凹部位的浊积体等丰富多彩的构造与非构造油气藏(图7)。地质矿产部通过近年来的普查勘探工作，已在陆架盆地的西湖凹陷首次发现了平湖油气田和玉泉、天外天两个含气构造，现有的钻井中均广泛见到了油气，并有数口井发现了高产的工业性油气流或天然气流；同时，台湾石油公司在台湾海峡也发现了长康油气田。上述情况表明东海具有良好的含油气远景，具备了形成大油气田的地质条件，而东海陆架盆地中部是寻找大、中型油气田最有利的场所，其中尤以西湖、瓯江和闽江凹陷各种条件最为优越。鉴于东海地质构造的复杂性和多样性，反映在含油气性方面自然有其特点和赋存规律，无论中国东部或其他海区的模式都无法简单地加以模拟套用。这就要求我们在今后的普查勘探与研究工作中要充分注意这些特点。

从东海的实际情况出发，继续发扬“坚持实践、勇于探索”的精神，争取新的更大的突破❶。

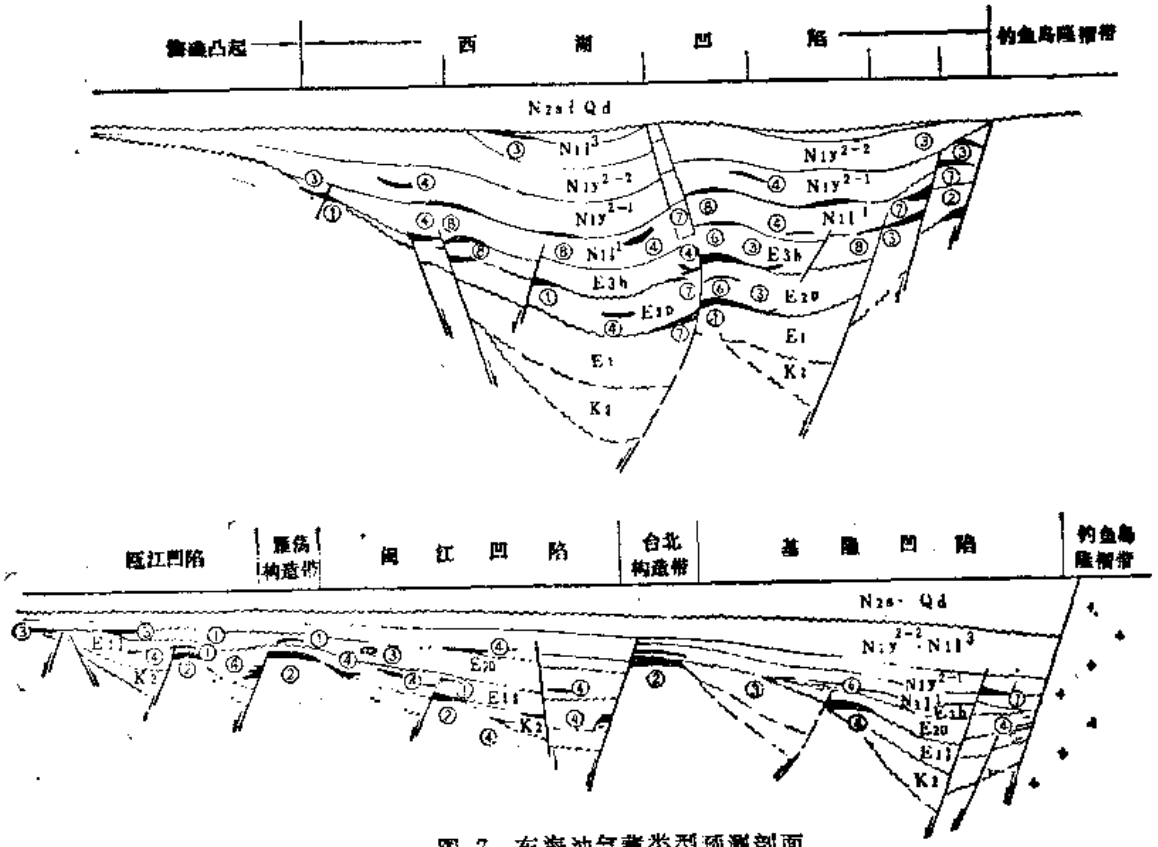


图 7 东海油气藏类型预测剖面

①—披覆构造油气藏；②—潜山油气藏；③—不整合油气藏；④—岩性地层超覆油气藏；⑤—礁块油气藏；⑥—挤压背斜油气藏；⑦—断块油气藏；⑧—滚动背斜油气藏

参 考 文 献

1. 朱夏、陈焕疆，“中国大陆边缘构造和盆地演化”，石油实验地质，1982年第3期。
2. 黄汲清等，《中国大地构造及其演化》，科学出版社，1980年。
3. 李四光，《地质力学概论》，科学出版社，1973年。
4. 朱夏，《中新生代油气盆地》（构造地质学进展），科学出版社，1982年。
5. 孙西之，“台湾近海的第三系盆地”，海洋译丛，1983年第5期。
6. 任纪舜等，“华南大地构造的几个问题”，科学通报，1986年第1期。
7. Hilde T. W., Vyeda C.S. and Kroenke L.1977, Evolution of the wesfern Pacific and its margin, “Tecfonophysics”, Vol.88。
8. 周志武、殷培龄，“东海地质调查的回顾与含油气远景展望”，石油与天然气地质，第6卷，第1期。
9. 李春昱等，《亚洲大地构造图说明书》，地图出版社，1982年。
10. 何春荪，“台湾地质概论”，1975年12月，P.6～18。
11. 小西健二“冲绳岛的前中新世基底杂岩和琉球群岛的构造分带”日本金泽大学科学报告，1962，Vol.8No.2。

❶林志强、李培康两位同志协助编制了本文的部分图件，特此致谢。——作者

东海盆地的沉积特征与油气资源●

王善书　谢泰俊　郝服光

（中国海洋石油总公司海洋石油勘探开发研究中心）

提要　本文论述了东海盆地的基底结构、盆地属性与构造演化、盆地内部的地质构造单元，地层层序和沉积体系特征以及油气生成、储集条件、局部构造和圈闭条件、油气富集规律预测，最后论述了油气矿产资源，指出了油气富集远景区。作者认为：东海盆地石油地质条件优越，具备了一个大型含油气盆地的基本条件。东部拗陷带及西南部是含石油及天然气最有利地区。只要坚持勘探，加深研究，一定会发现大型的油气田。

东海盆地位于东海大陆架上，界于北纬24°22′至33°30′，东经120°50′至129°00′之间。西北为浙闽隆起区，东北以一鞍部与对马盆地相隔，东、东南以东海陆架外缘隆起带与冲绳海槽盆地为邻，西南以闽江东大断裂为界，以台湾岛北端观音隆起的倾没部位与台西盆地分开。盆地呈北东走向，长1130公里，宽90～110公里，面积25万平方公里，是中国近海最大的沉积盆地（图1）。

本世纪70年代以来，地质矿产部、石油工业部及中国海洋石油总公司等单位，在东海盆地中部和北部进行了石油地质普查，完成地震测线约12万多公里，钻探井12口。与此同时，我国台湾省当局，南朝鲜、日本及一些美国石油公司在盆地西南及东北部也进行了大量物探工作，钻探井20多口。经初步勘探和研究证实，东海盆地由大陆边缘裂谷发展为弧后断陷—拗陷盆地，第三纪沉积以河—湖及海相为主，最大沉积厚度可达12公里，沉积岩体积约80万立方公里。有较好的油气生成条件，储集层发育；局部构造较多，面积大，且成带成群分布；初探已发现4个含油气构造；石油地质条件优越，具备了一个大型含油气盆地的基本条件●。

一、区域地质构造特征

1.基底性质与结构

根据重力资料计算，浙闽沿海地壳厚度为30～35公里，东海大陆架27～30公里，冲绳海槽15～26公里，东海盆地处于大陆地壳之上。地震折射大剖面资料与重力资料的计算结果一致。

地球物理勘探资料的综合解释表明，东海盆地的基底性质较复杂，自西北向东南可分为三个区（图2）：

1）西北边缘区为北东走向、面积小强度大的重磁力异常带，是浙闽火山岩带向海域的延伸。

2）盆地中西部平缓的重磁力异常区，是古老的变质岩区。上海市东南约470公里钻探的灵峰1井，钻遇黑云母角闪斜长片麻岩，用铷锶全岩等时线法反复测定，年代相当于早元古代晚期，距今16.8亿年●。在该井东北135公里处钻探的温6-1-1井，也钻遇了这套片麻

●本文从沉积角度论述了东海的含油气性。——编者

●见王善书，曹文贤等：东海盆地早期油气资源评价，1984.9。——作者

●据中国地质报，1985年12月13日版，“东海大陆架发现古老基底和海相地层”。——作者

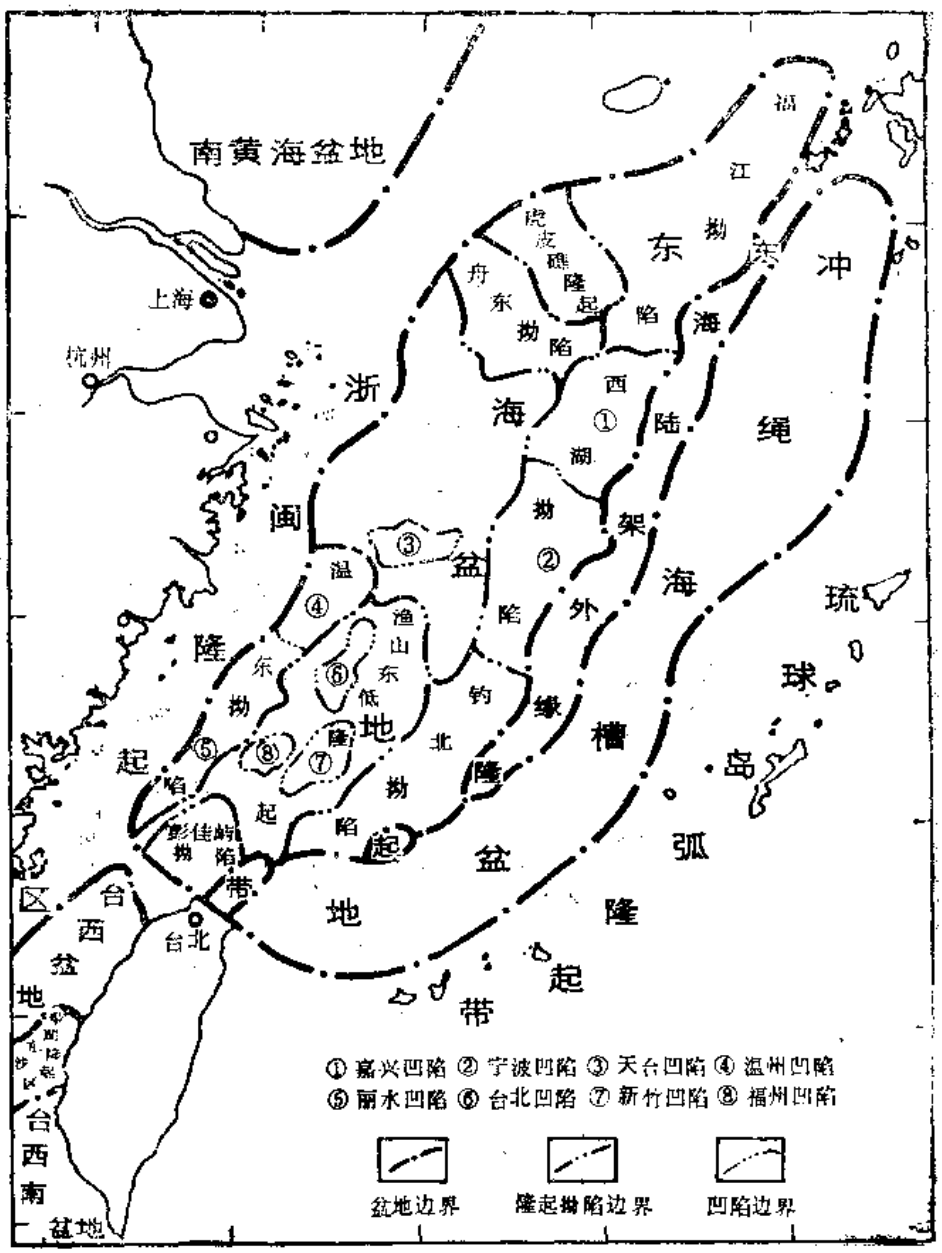


图 1 东海盆地地质构造单元图

岩。该区是华夏古陆的一部分，后来被中生代火山岩及侵入岩所复杂化。

3）盆地东部重磁力场以宽缓、平静为特点，是东海的深拗陷带，为始新世开始的弧后裂谷。

东海盆地以东的陆架外缘隆起带，重力表现为狭长的相对重力高，磁场以升高剧变的正异常为特征，性质与琉球岛弧带相似，由晚古生代、中生代变质岩和以后的火成岩组成。

东海盆地内基底断裂比较发育，主要有北西和北东向两组，把盆地基底分割成若干大小的块体，块体的差异活动控制着盖层的沉积和构造特征。

2.盆地属性与构造演化

东海盆地的基底是中国东南大陆的延伸，东部紧邻菲律宾海板块西北的琉球海沟、琉

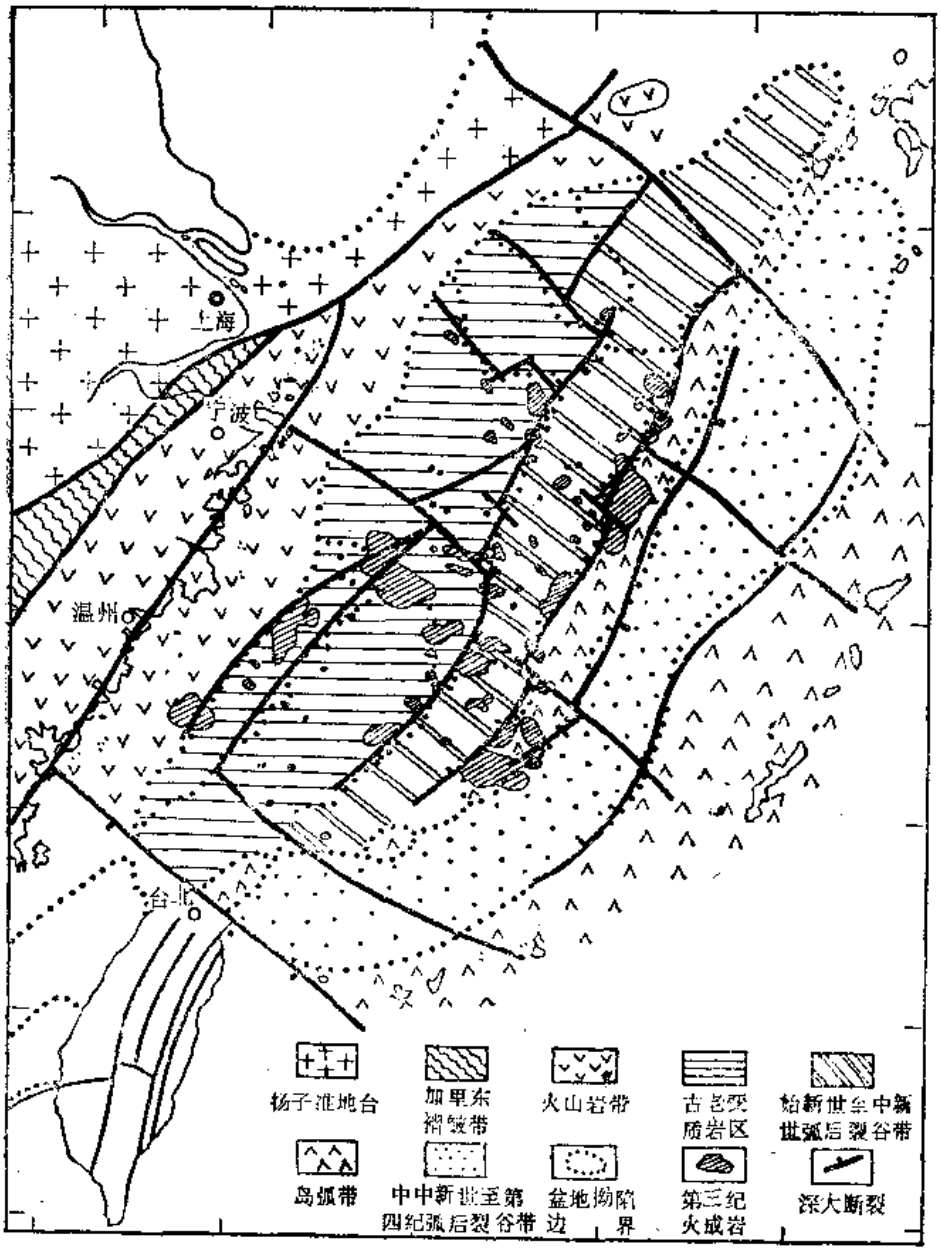


图 2　东海盆地及邻域基底结构图

球岛弧和冲绳海槽。它的形成和演化受中国大陆及菲律宾海板块的相互作用所控制，盆地的主要形成期具有弧后断陷—拗陷性质，经历了三个构造演化阶段（图3）。

（1）大陆边缘裂谷断陷阶段　晚白垩世到古新世，由于太平洋库拉板块向大陆俯冲，在我国东南大陆边缘，东海盆地西部的拉张作用，形成了一系列北东向裂谷断陷，沉积了厚达 3 ～ 5 公里的上白垩统及古新统。

（2）弧后裂谷断陷—拗陷阶段　从早始新世开始，由于菲律宾海板块向西北俯冲，直到中新世，在东海陆架外缘形成了岛弧带。在岛弧带之后侧，现今的东海盆地东部福江—西湖—钓北拗陷带处，形成了巨大的北东向裂谷，在裂谷中沉积了 8 ～10公里的始新统、渐新统及中新统。在早期，始新世为断陷沉积，后期，渐新—中新世为拗陷沉积，此时盆地西部区域抬升，断陷消失。

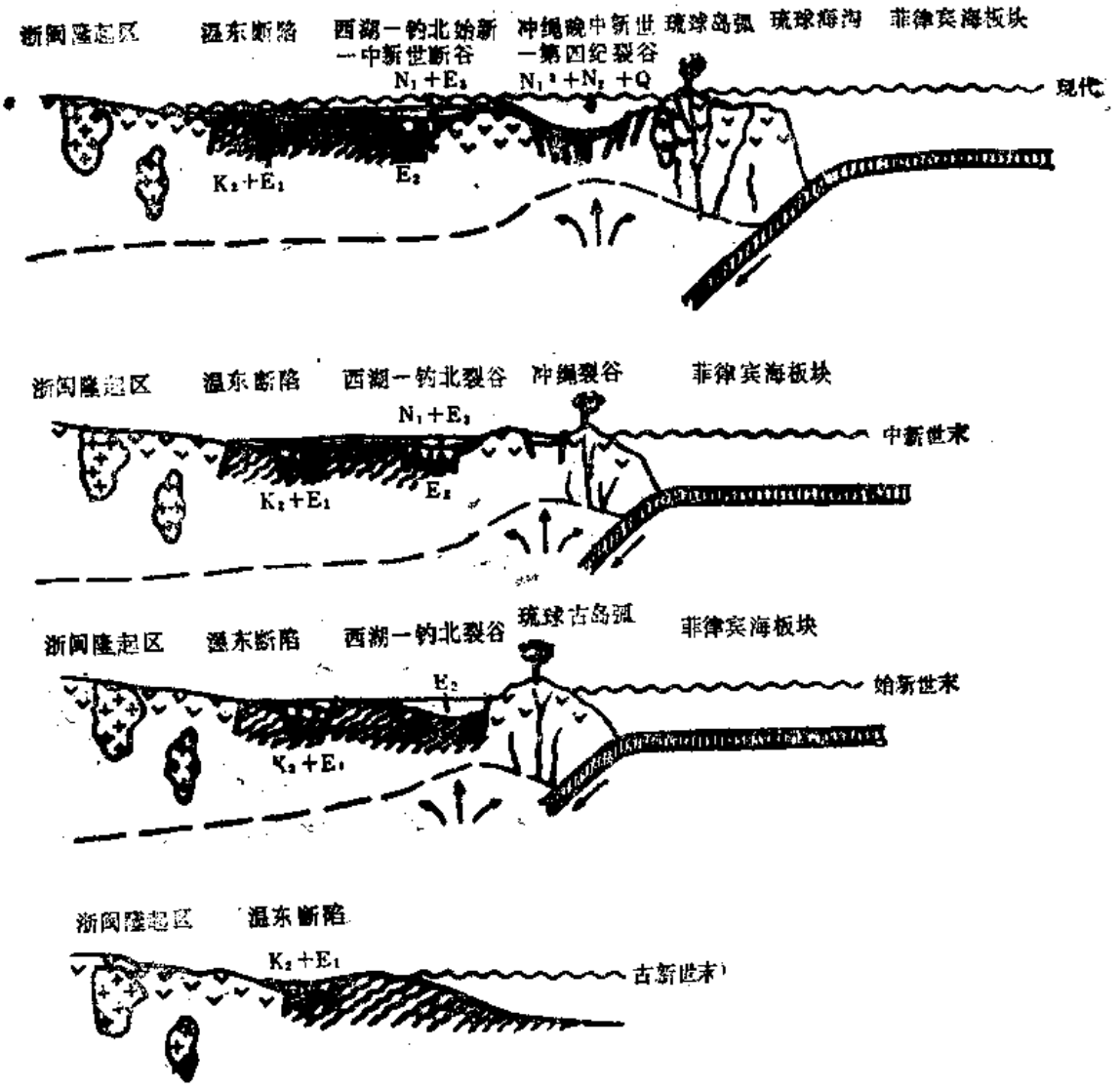


图 3　东海盆地构造演化示意图

（3）平原河流—广海披覆沉积阶段　中新世后期，东海盆地区域上升夷平，在夷平面上沉积了厚500～1500米的上新世平原河流—湖相沉积。到第四纪由海陆交互相过渡到现今的广海沉积。在此同时，陆架外缘岛弧隆起裂开，裂开的东侧部分向东分离，冲绳海槽逐渐形成，东海盆地东部弧后拗陷带消失。

3．盆地内部的地质构造单元

东海盆地内部可划分为九个地质构造单元，即福江、西湖、钓北、舟东、温东及彭佳屿六个拗陷，虎皮礁，舟东两个隆起及渔山东低隆起（图1、4）。沉积拗陷面积14.2万平方公里，隆起面积7万平方公里，低隆起面积3.8万平方公里。舟山隆起和渔山东低隆起上又分布有天台及台北、新竹、福州四个次级沉积凹陷，面积1.29万平方公里。西湖和温东拗陷又分别由嘉兴、宁波及温州、丽水沉积凹陷组成。拗陷和凹陷面积为15.49万平方公里。这九个地质构造单元可分为四种类型：

（1）晚白垩世及第三纪早期陆缘裂谷断陷　分布于盆地的西半部，有天台、台北、新

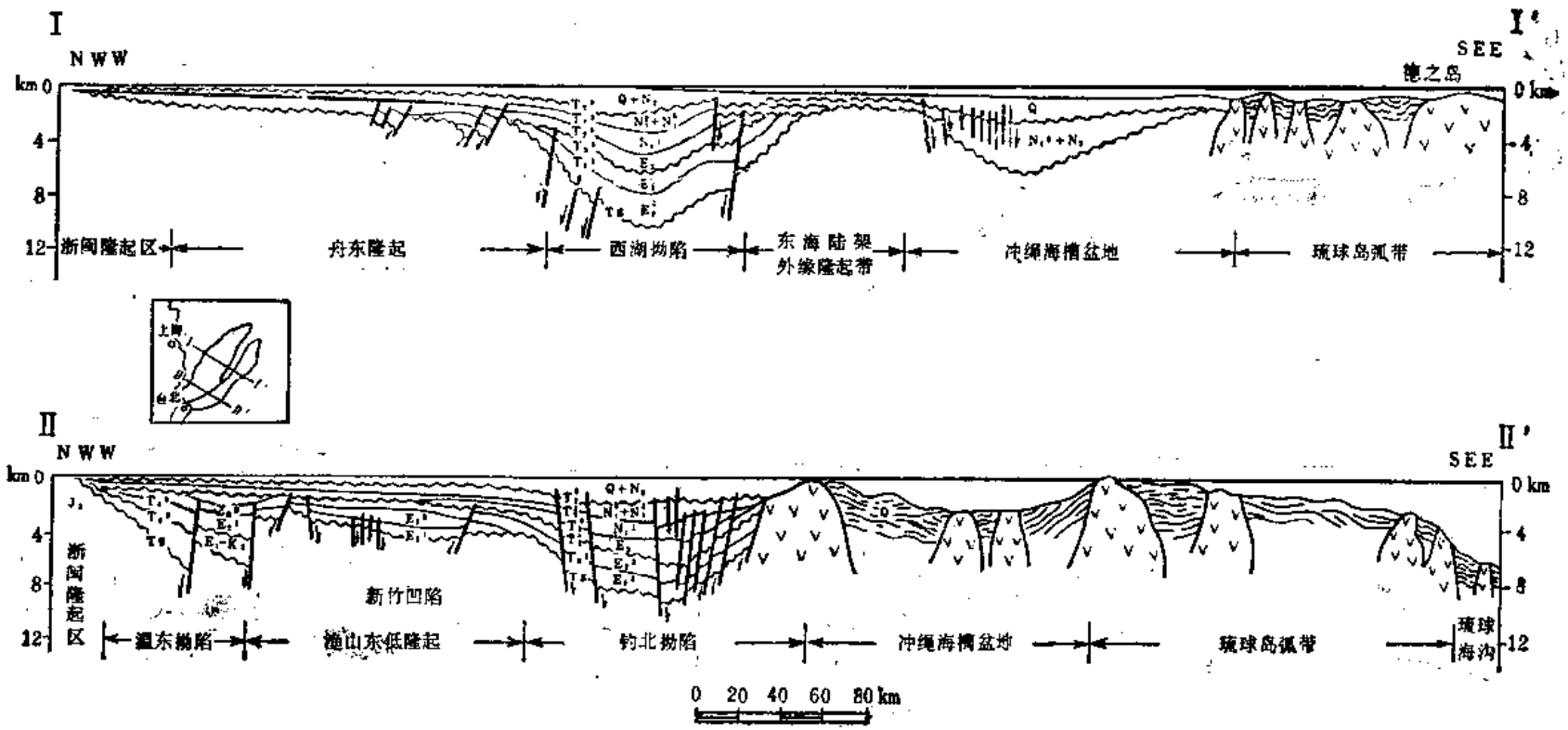


图 4 东海盆地及邻域地质构造剖面图

竹、福州及舟东和温东拗陷，总面积48900平方公里。有下列特点：

1）由北东—北东东向的基底断裂所控制，呈东断西超的箕状断陷，沉积岩厚度5000～9000米。

2）晚白垩世—古新世为断陷发育期，沉积厚度2000～7000米，为河—湖相或海陆交替相沉积。始新世为拗陷沉积，厚度1000～2000米，为滨海—浅海或海陆交替相沉积。始新世后期区域性隆起，一直到早中新世才接受沉积，中新统厚1000米。上新世及第四纪为河流—广海披覆式沉积，厚1000米左右。

3）有北东—北东东向及北西向两组正断层，主要发育在上白垩统—古新统内，很少断达以上层位。在一些北东—北东东向基岩断裂形成的隆起带上发育了断鼻构造带。

（2）第三纪中期弧后裂谷断陷—拗陷　分布在盆地东半部，有西湖和钓北两个拗陷，总面积60000平方公里，沉积岩厚度10000～12000米（福江拗陷也可能属于这一类型）。有下列特点：

1）呈北东向延展，是始新世到中新世的弧后裂谷断陷—拗陷。始新世为断陷，渐新和中新世为拗陷。始新—渐新—中新统总厚达8000～10000米。北部主要为河—湖相沉积，南部主要为滨海—浅海或海陆交替相沉积。

2）从中新世后期褶皱隆起，遭受强烈挤压剥蚀，从此拗陷基本消失。上覆的上新统和第四系厚1000～2200米，为平原河流—广海沉积。

3）中新世后期构造运动强烈。西湖拗陷受到挤压和推覆，发育了一些逆断层、挤压和推覆背斜构造，成带分布，多呈北北东走向；钓北拗陷断层多为正断层，发育了一些断块和断鼻构造，断层断达层位较高，且火山活动也较频繁。

（3）高隆起　盆地西北部的虎皮礁和舟东隆起为这种类型，沉积厚度1000～1200米，主要为上新统和第四系。隆起上新生代火山活动强烈。

（4）低隆起　盆地南部的渔山东低隆起是一大型平缓的基底隆起。中部有台北、新竹及福州晚白垩世及早第三纪早期断陷。其余大部地区上覆沉积岩厚度为1500～3000米，其中始新统厚500～2000米，以上地层厚1300～1700米。低隆起的东部和西部基岩之上的披覆构造较发育，圈闭面积大，幅度较小，圈闭层主要为始新统。

二、盆地沉积发育特征

1.地层

盆地的主要沉积岩为第三系。由于盆地北部与南部的地层沉积特征明显不同，故分别以东海1井及温6-1-1井为基础，并参考其它井的资料建立了地层层序（图5），现由新到老分述如下。

（1）第四系(Q)　钻遇厚度425～450米，为绿灰、浅灰色粘土质粉砂与粉砂质粘土的互层，岩性松软，未成岩，富含海相生物，包括有孔虫、介形类、腹足类、瓣鳃类及苔藓虫。有孔虫主要有：*Bolivina robusta pacifica*, *Ammonia compressiuscula*, *A. Tepida*等。与下伏地层为连续沉积，岩性界面不明显，主要依据古生物和成岩程度来划分。

（2）上新统东海组（N_2）厚148～650米，为灰色、绿灰色泥岩，粉砂质泥岩与浅灰色粉细砂岩组成的旋回层，在盆地北部夹薄煤层。富含有孔虫、介形类、苔藓虫及沟鞭藻等海相化石。有孔虫主要分子有：*Asterorotalia subtrispinosa*, *A. multispinosa*, *Pse-*

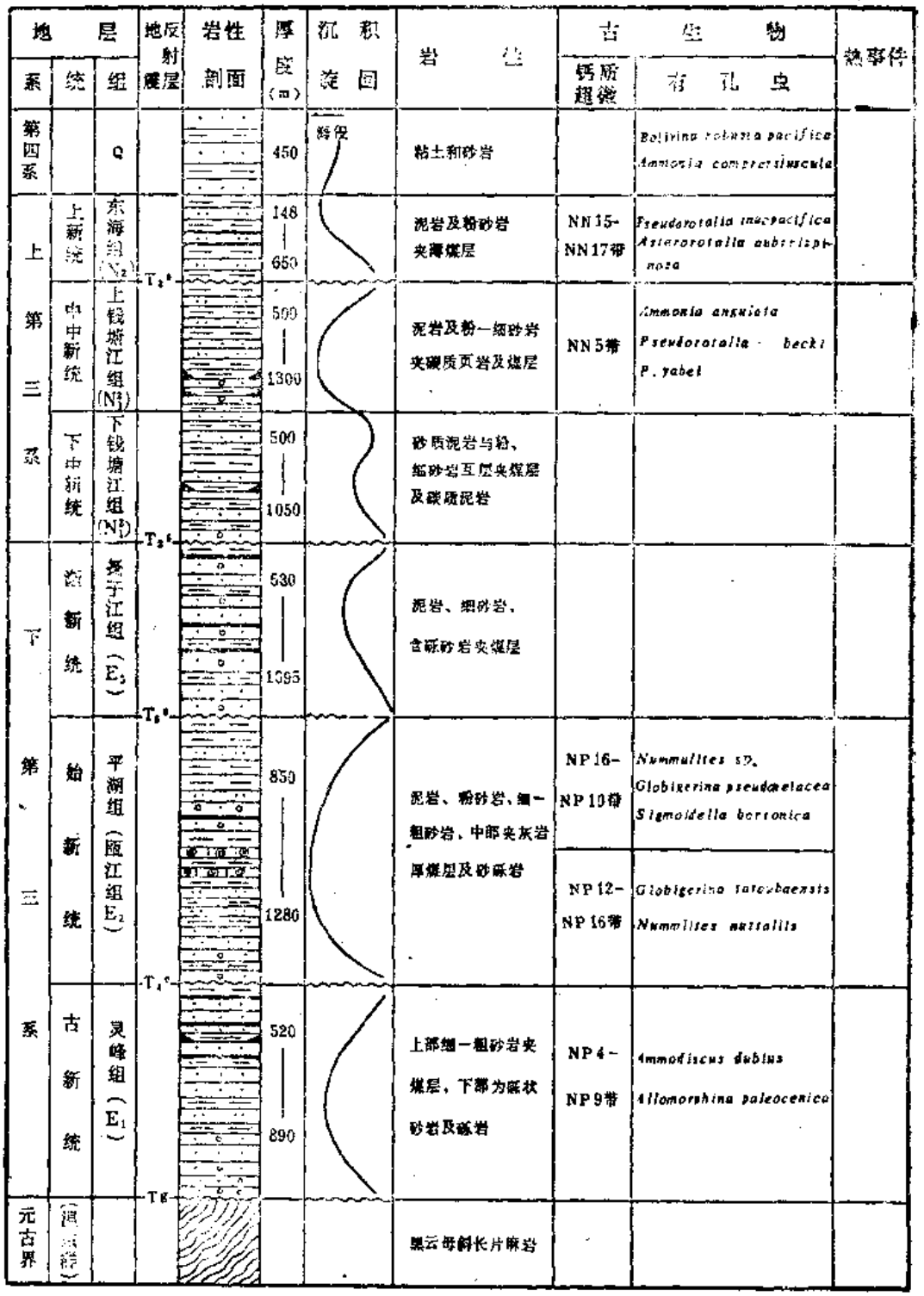


图 5　东海盆地地层柱状剖面图

udorotolia yabei, P. schroeteriana, P. indopacifica, Ammonia becarri,与台湾及珠江口盆地上新统的组合特征相似。在盆地南部温东拗陷见较丰富的超微化石，其中有：*Reticulofenestra pseudounbilica, Discoaster Pentaradiatus*等属NN15—NN17化石带。本组底部与下伏地层呈不整合接触。

(3) 中新统(N_1) 钻遇厚度500～2265米，西薄东厚。盆地东部的西湖拗陷分为中中新统上钱塘江组和下中新统下钱塘江组。

1) 中中新统上钱塘江组 (N_1^2)。绿灰、褐灰色砂质泥岩与浅灰色细砂岩、粉砂岩互层夹碳质泥岩及薄煤层。本组在东海1井见孢粉化石，上部为*Magnastriatites-Liguidambar Pollenites—Conioluulus*组合，中下部为*Rutaceae—Hamaelidaceae—Taxodiaceae*组合，可与日本中新世三德及台岛型植物群对比，属中中新世组合。

2) 下中新统下钱塘江组 (N_1^1)。浅灰、绿灰、深灰色泥岩与灰白色细砂岩不等厚互层夹含砾砂岩，炭质泥岩及褐煤层。本层上部孢粉化石为*Pinaceae—Trapa + Hemitrapa*组合高含量段。下部为*Ulmus—Alnus—Juglans—Pinaceae*组合，该组合可与渤海湾沿岸地区馆陶组对比，属晚渐新世—早中新世。

盆地南部中新统为灰白色含砾砂岩、砂砾岩、细砂岩与浅灰色砂质泥岩互层夹薄煤层，底部夹玄武岩。本层上部见较丰富的海相生物化石，包括有孔虫、沟鞭藻及超微化石。有孔虫的主要分子有：*Ammonia angulata, A. india. Pseudorotalia becki, P. yabei, Cibicidoides ventrioosus, Elphidium adrenum*等。钙质超微化石有属于*NN5*化石带的*Sphenolithus heteromorphus, Discoaster variabilis*。下部仅见孢粉化石，其成分与北部下钱塘江组相似。本组与下伏地层呈不整合接触。

(4)渐新统(E_3) 在盆地北部为扬子江组，钻遇厚度530～1095米，岩性为深灰色泥岩、粉砂质泥岩与灰白色中—细砂岩、含砾砂岩的互层夹煤层。孢粉为栎属—三瓣粉(*Quercoidites—Trilobapollis*)组合，可与苏北三垛组对比，时代属渐新世。另外还见轮藻、介形虫及少量有孔虫和沟鞭藻，但以陆相化石占优势。本组底界为一区域不整合面。

在盆地南部温东拗陷缺失渐新统，仅在钓北拗陷及其相邻地区有该层分布。据台湾中国石油公司及美国海湾石油公司所钻YDA-1X及YCC-1X等井资料，其岩性为砂岩，泥岩互层，下部为中—粗砂岩，物性甚好，为海退情况下的滨—浅海相沉积。

(5)始新统(E_2) 盆地北部为平湖组，钻遇厚度1020米。岩性为灰色、深灰色粉砂质泥岩与灰色泥质粉砂岩、粉砂岩不等互层，夹多层沥青质煤及少许炭质泥岩和白云质泥岩。在西湖拗陷的西南部见中酸性火山岩。化石种类较多，有孢粉、介形虫、沟鞭藻、有孔虫及疑源类。孢粉为棺木属—杉、柏科—高腾粉组合。并出现破杉粉，无棺木属高含量带。淡水陆生介形虫有*Sinocypris*? sp., *Cyprinotus*? sp., *Limnocythere*? sp. 和少量*Disopanto cypris* sp.。有孔虫有：*Discorbis* sp., *Nonion* sp., *Triloculina mindenensis*等。沟鞭藻多为*Phthanoperi-dinium*，为非正常盐度环境下的海相生物。

盆地南部为瓯江组，钻遇厚度850～1280米。岩性可三分：上段为浅灰色泥岩与泥质粉砂岩、细砂岩的互层；中段为灰色泥岩夹砂质灰岩及生物碎屑灰岩；下段为砾状砂岩及中—粗粒砂岩。本组海相化石极为丰富，含有孔虫、介形虫、钙质超微化石及沟鞭藻等。上段有孔虫主要分子有：*Asterocyclina* sp., *Nummulites* sp., *Globigerina pseudocrelacea, G. Pannonica, Sigmoidella, bortonica, Catapsydrax* cf *dissmilis*等。钙质超

微化石主要分子有：*Reticulofenestra Umbilica*, *Sphenolithus radians*等，属NP16－NP19化石带，时代为中晚始新世。中下段有孔虫主要分子有：*Glabigerina taroubaensis*, *Nummulites nuttallis*, *Acarinina rotundimarginata*, *A. interpasita*。其特点是出现较多的底栖大有孔虫和浮游有孔虫，为正常盐度的浅海环境。钙质超微化石有属NP12—NP16化石带的*Discoaster taninodifer*, *Chiasmolithus Solitus*等。时代属早始新世。本组与下伏地层呈不整合接触。

（6）古新统（E_1） 古新统地层仅见于盆地西南部，称灵峰组，钻遇厚度520～890米。自上而下可分为三段。上段为灰白色细一粗砂岩夹煤层，炭质页岩及灰色泥岩。中段为深灰色泥岩夹浅灰色粉、细砂岩及生物灰岩。下段为灰白色含砾砂岩及砂砾岩。局部地区见火山岩及石灰岩。本组见丰富的海相化石。有孔虫主要分子为：*Ammodiscus dubius*, *Allomorphina paleocenica*等。钙质超微化石属NP4—NP9化石带。沟鞭藻在局部层段甚为富集，属种为*Cleistosphaeridium* sp., *Apteodinum* sp., *Hysterichokolpoma granulatum*等。孢粉也较丰富，主要为*Canyapollenites triangulus*, *Lygodiumsporites*, *Aguilapollenites spinu losus*, *proteacidites*等，具古新世组合特征。

（7）白垩系（K） 见于彭佳屿拗陷南部的YCC-1X井，钻厚1052.6米，岩性为钙质长石砂岩、岩屑砂岩、泥岩及少量凝灰岩，以陆相沉积为主夹少量海相夹层，与上覆地层呈不整合接触。

2.沉积发育特征及岩相古地理

东海盆地以新生代沉积为主，沉积厚度9000～12000米。盆地西部分布有一系列大陆边缘断陷，沉积厚度达7000～9000米。东部西湖及钓北拗陷则具有弧后裂谷断陷一拗陷的特征，沉积厚度可达12000米以上。就沉积物年代而论，西部温东拗陷及舟东拗陷以上白垩统一古新统沉积为主，渔山东低隆起上的凹陷以古新一始新统沉积为主，而东部拗陷带则以始新统至中新统占优势，沉积中心自西向东逐步迁移（图6）。

在东海盆地经历的三个构造演化阶段中，形成了河流一近海湖沼及滨海一浅海两种沉积体系。

沉积发育历程中，西侧的浙闽隆起为主物源区。各时期的海侵多从台湾以北的彭佳屿拗陷或钓北拗陷侵入。盆地南部自晚白垩世一始新世以滨海一浅海相沉积为主，北部则为河湖一海陆交替相沉积。由于始新世末期构造运动的影响，渐新世时期海水从西部全部退出，钓北拗陷仍为滨海、浅海相沉积，而西湖拗陷则为近海湖相沉积。中新世早期继承了渐新世的古地理环境，沉积范围向西逐渐扩大。中中新世海水又自钓北拗陷往西侵入。上新世至第四纪海水覆盖了整个盆地，沉积了一套广海地层。

（1）晚白垩世一古新世（图7） 从晚白垩一古新世库拉板块向西北俯冲，大陆向东南拉张，在东海盆地西部形成一系列北东到北东东向断陷，多呈孤立的箕状断陷，最大沉积厚度区靠近主断层一侧，可达6000米。海水自南向北侵入，沉积了一套滨海一浅海及海陆交替相沉积。在晚古新世早期海侵达到最高峰，盆地南部为浅海所覆盖，沉积了一套滨海一浅海相砂泥岩沉积。在台北与新竹凹陷之间的鞍部及丽水凹陷内的构造带上有生物礁分布。至古新世晚期，由于地壳缓慢上升，盆地南部变为滨海沼泽及滨海平原沉积环境，沉积了一套含煤建造。由于区域地势为北高南低，因此南部的丽水、福州及新竹等凹陷主要为滨一浅海相沉积，往北至温州及台北凹陷变为海陆交替相，北部的天台凹陷及舟东拗

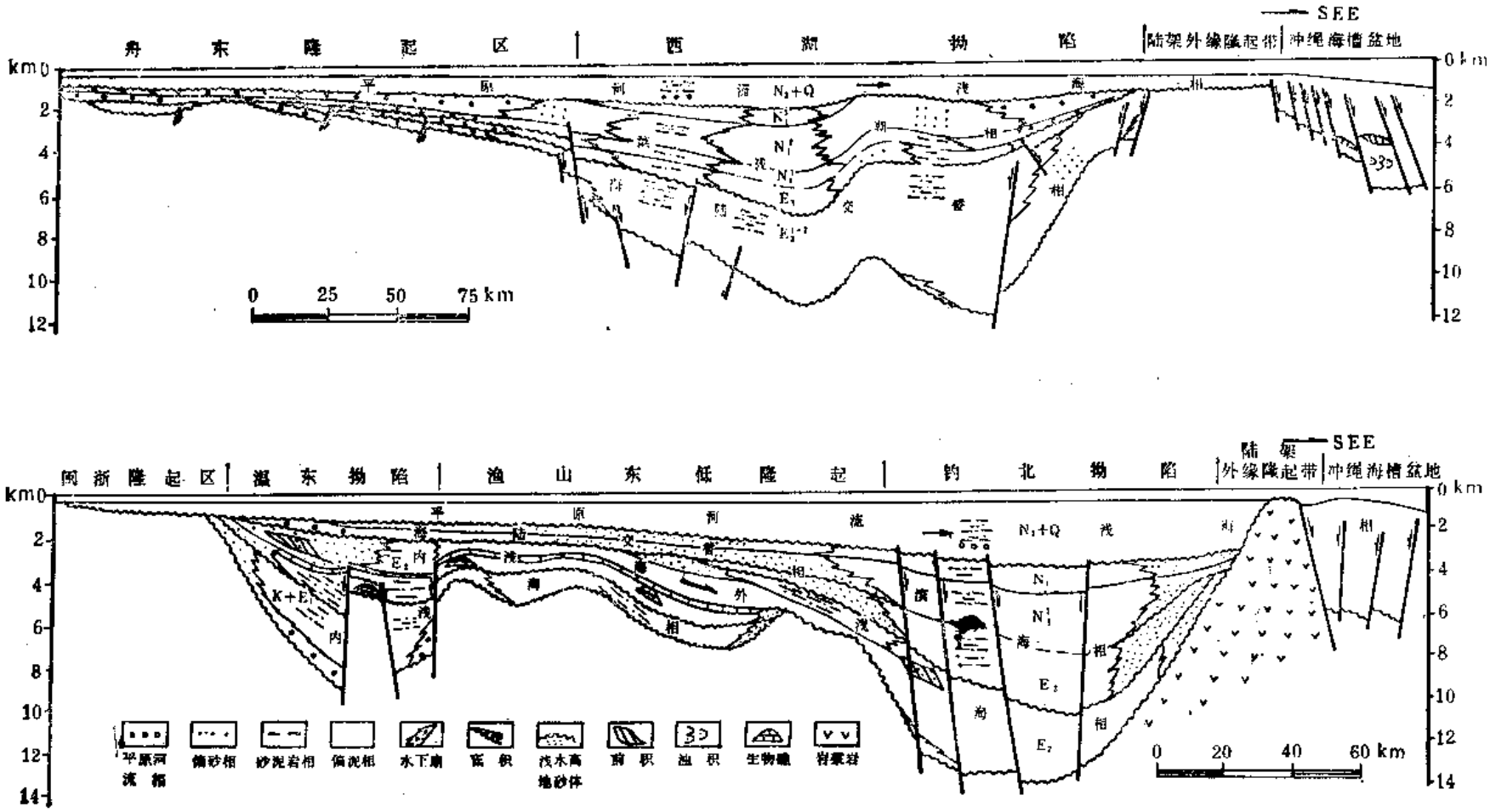


图 6 东海盆地沉积模式剖面图

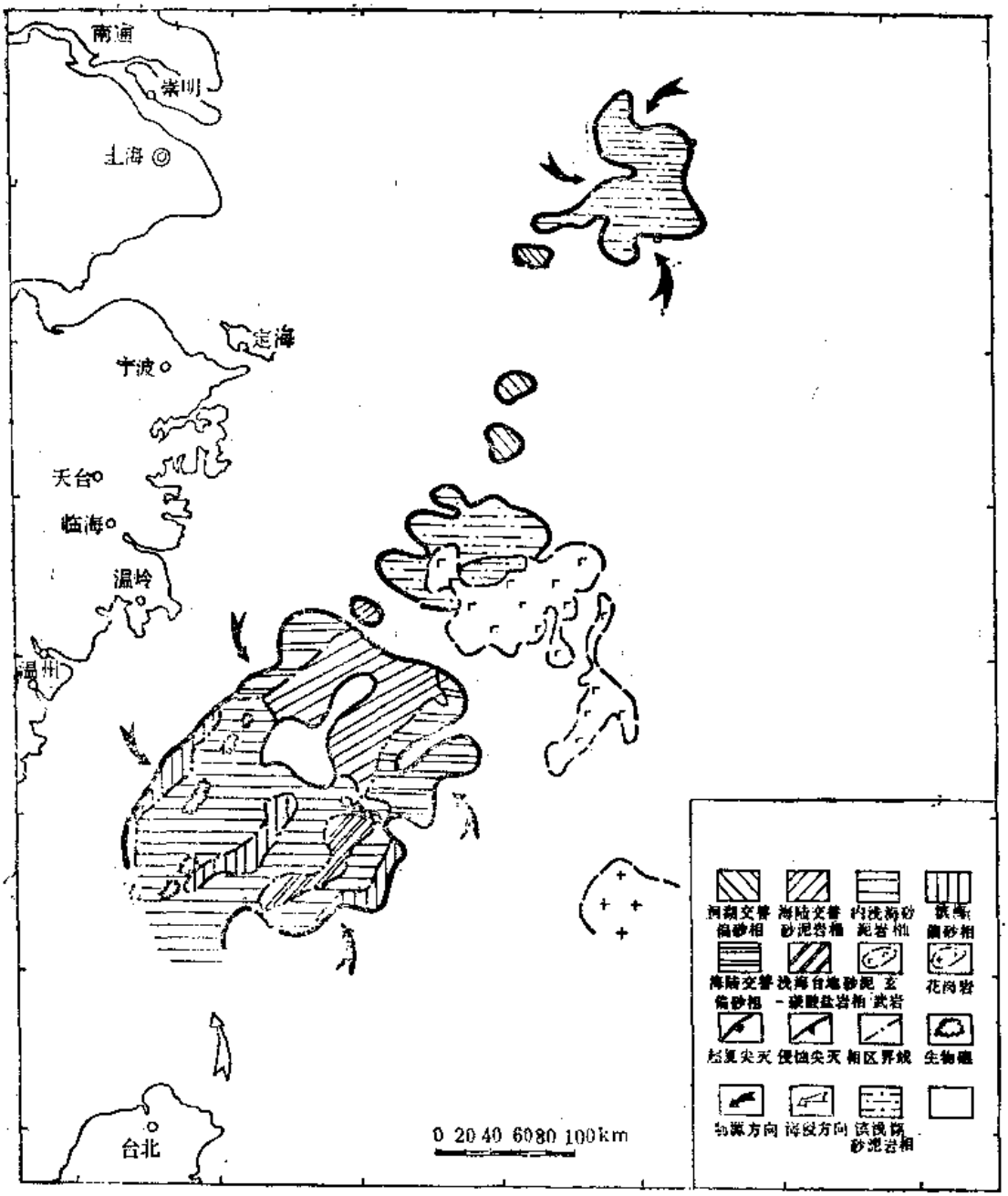


图 7 T_5^0—Tg晚白垩世—古新世岩相古地理图

陷则以陆相为主。

（2）始新世（图 8） 继古新世末海退之后，始新世初期又开始大面积海侵，海水覆盖了盆地南部，在温东拗陷沉积厚度为1000～3000米。随后盆地东部开始大幅度沉降，在西湖及钓北拗陷最大沉积厚度可达6000米以上。早始新世末期海侵达到最高峰，在新竹凹陷及钓北、彭佳屿拗陷为水体较深的外浅海相，沉积了含油页岩的泥岩建造。在温东拗陷及渔山东低隆起的高部位均为内浅海环境，不仅沉积了浅海相砂、泥岩，还沉积了大面积碳酸盐岩，在低隆起上出现了大面积碳酸盐台地，在低隆起的西侧有礁体分布。始新世中晚期盆地东部继续下沉，西部缓慢上升，海水变浅，沉积物以滨海相砂、泥岩为主。新竹

凹陷及彭佳屿、钓北拗陷海水仍较深，沉积了外浅海相泥质岩。盆地东北部的西湖拗陷沉积了一套近海湖沼相或海陆交替相含煤建造。

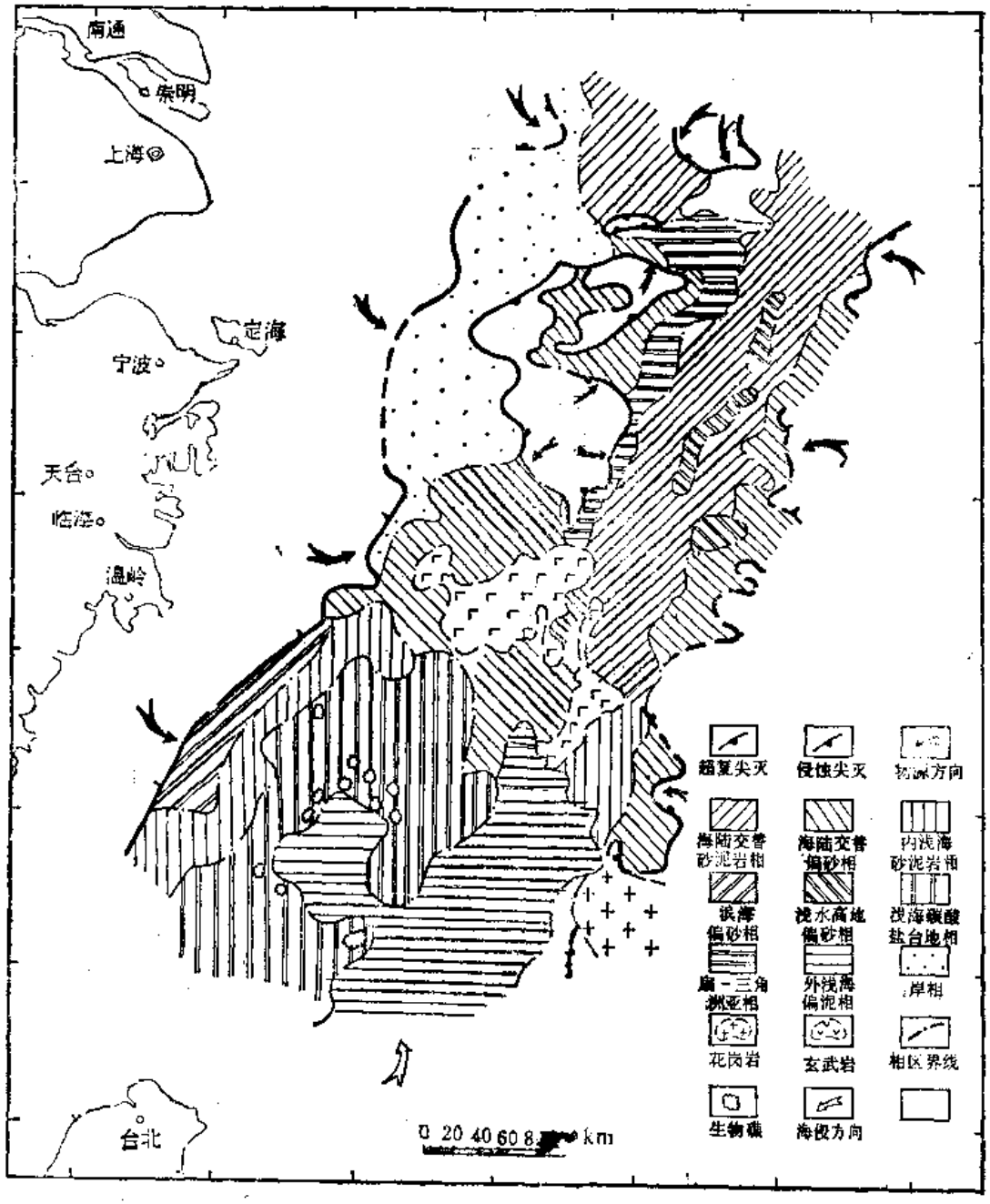


图 8 T_4^0—T_3^0始新世岩相古地理图

（3）渐新世（图 9） 渐新世初期，盆地西部大幅度抬升，缺失了渐新统地层，甚至上始新统也遭严重剥蚀，仅在盆地东部的西湖和钓北拗陷及渔山东低隆起东部有渐新统沉积。在西湖、钓北拗陷沉积厚度可达2200～2400米。在钓北拗陷与西湖拗陷之间被一鞍部分隔。北部的西湖拗陷为河流—近海湖沼环境，并从西向东由平原河流相逐渐变为滨、浅湖或沼泽相的含煤建造，由于有短暂的海侵，在一些探井中见少量有孔虫及沟鞭藻。南部钓北拗陷为滨、浅海环境，沉积了一套砂、泥岩地层。

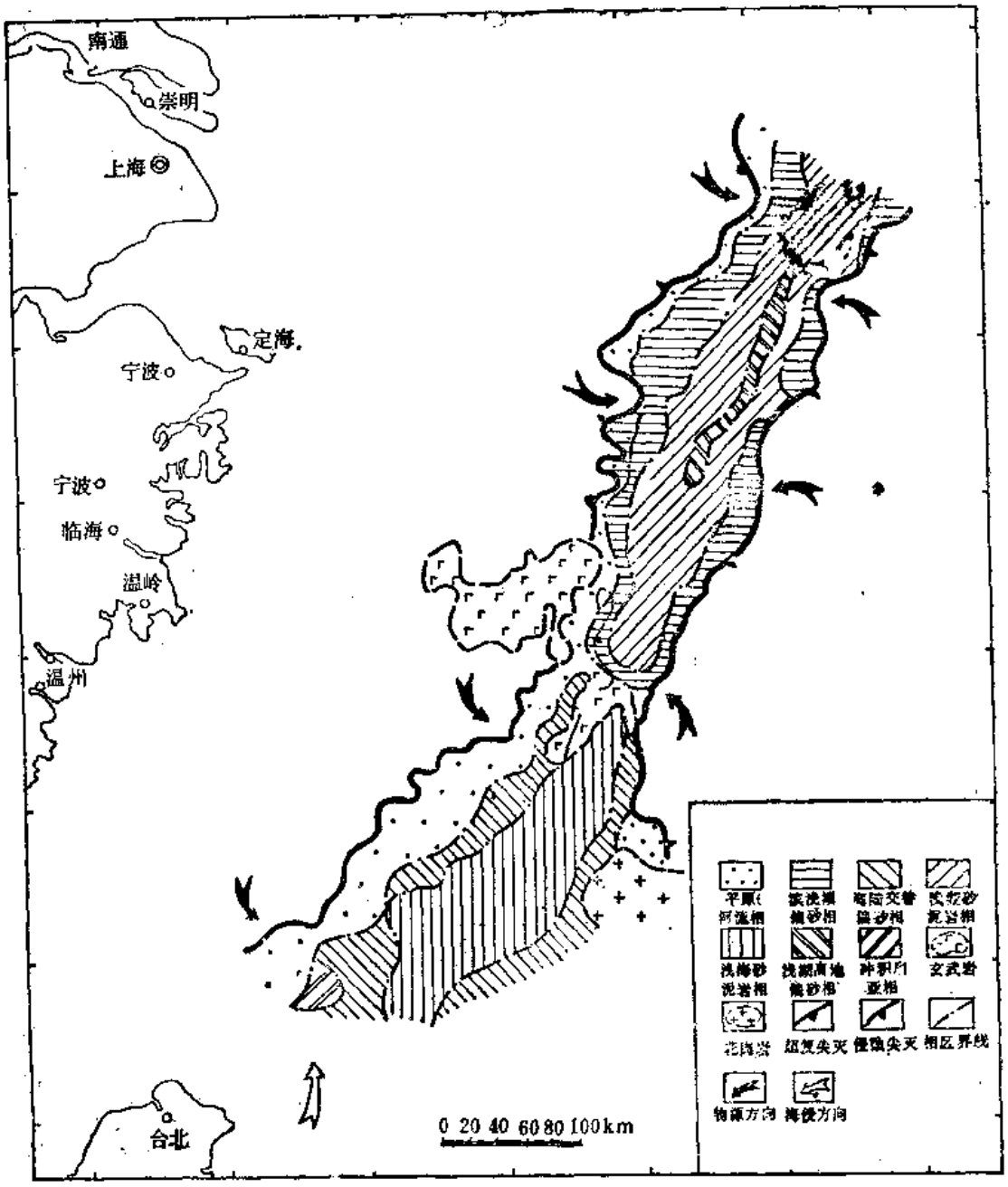


图 9 T_3^0—T_2^0渐新世岩相古地理图

（4）中新世（图10） 渐新世末，曾有区域性短暂抬升，东北部不整合现象明显，西部该层超覆于不同时代地层之上，上下产状相差甚微。中新统西薄东厚，西部厚度500～1000米，东部厚度可达2500～3500米。

在早中新世海盆的沉积范围较渐新世扩大，钓北拗陷发育了滨—浅海相砂、泥岩沉积，向西过渡到滨、浅湖沼泽相或海陆交替至平原河流相。北部的西湖拗陷为河、湖沼泽环境，偶受海泛波及，相带展布自西向东呈平原河流相—河湖交替偏砂相—湖泊沼泽砂、泥岩相—河湖交替偏砂相的演化关系，为一套含煤的砂、泥岩沉积。

中中新世初海侵的范围有所扩大，波及到整个盆地南部。在温6-1-1井见较丰富的海

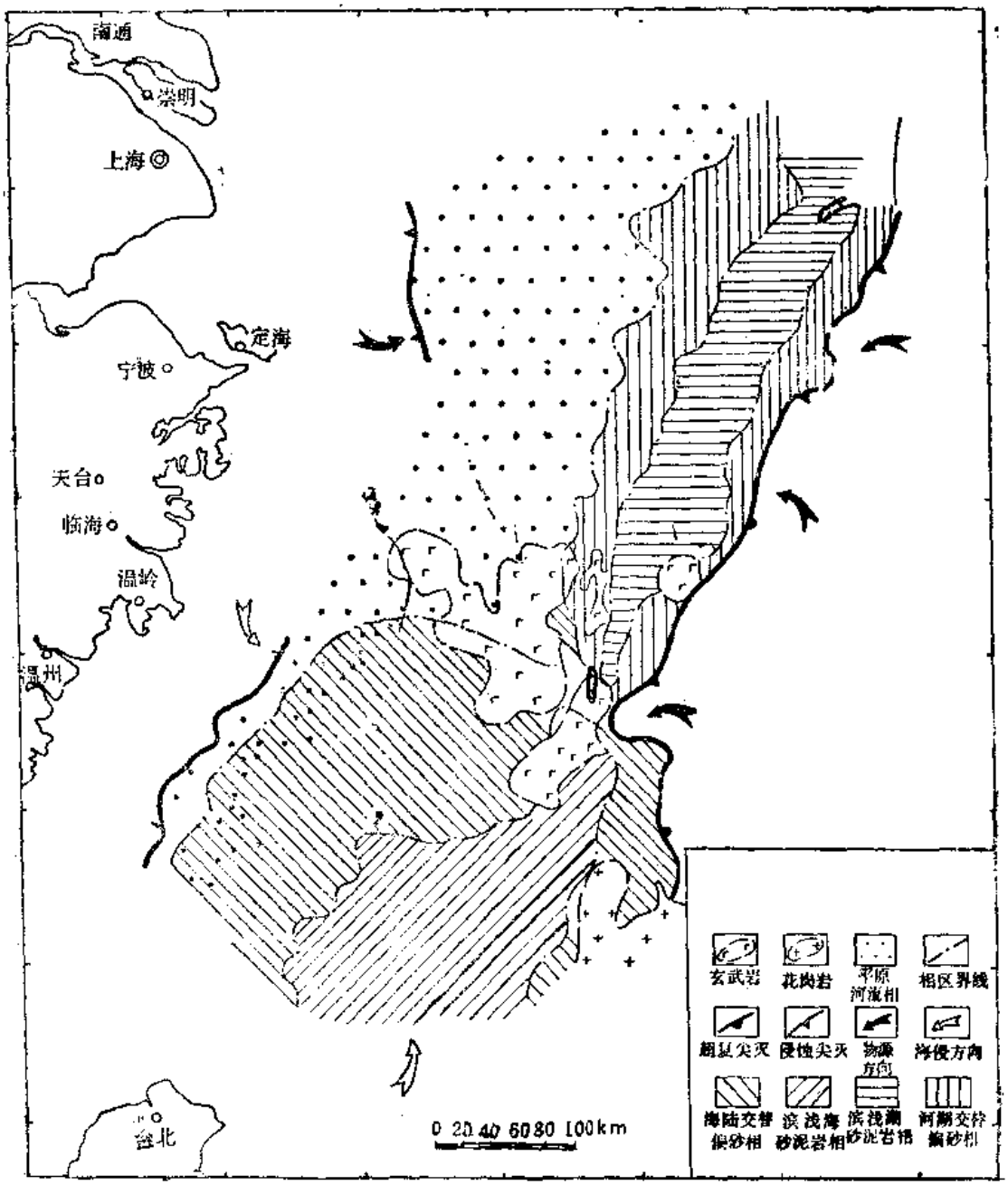


图 10　T_2^5—T_2^3中新世岩相古地理图

相化石，但大部分地区海水仍较浅，沼泽广布，沉积了滨、浅海含煤砂、泥岩沉积。东部的钓北、西湖拗陷继承了早中新世的沉积环境，岩相无显著变化。

晚中新世时，大部分地区被剥蚀，仅西湖拗陷有残留沉积，为河湖交替相砂、泥岩。

（5） 上新世—第四纪　上新世早期为平原河流相沉积，尔后随着海沟—岛弧体系向东迁移，陆架外缘隆起沉没于水下，海水再次入侵，整个东海盆地为广海所淹没，沉积厚度为600～2200米。

三、油气资源

1.基本石油地质条件

（1）生油条件　根据地震地层学、岩石地球化学及油气显示层位的分析研究，东海盆地有四套生油层系。

1）上白垩统—古新统生油层。分布于盆地西南部的温东拗陷及渔山东低隆起上各凹陷内。为浅海相或海陆交替相沉积。据拗陷内构造高部位钻井的地球化学分析资料，古新统下部泥岩的有机质类型以腐殖型为主并有大量混合型，有机质丰度中等。有机碳含量一般大于0.5%，最高达3.6%，氯仿沥青“A”含量为0.03～0.3%，总烃含量平均400ppm。地震地层学解释表明向拗陷深部泥质岩增多。上白垩统—古新统最大厚度可达6000米，推测其生油条件会变好。拗陷南部的灵峰1井于基岩顶部见到良好的油气显示，证明古新统及其以下地层具有生油能力。

2）始新统生油层。盆地西部始新统为滨—浅海及三角洲相沉积，不具生油条件。盆地东部西湖—钓北拗陷带的始新统为海陆交替相沉积，拗陷边缘为滨海（湖）沼泽相，最大厚度为6400米。有机质丰度较高，以腐殖型为主。有机碳含量一般大于1%，氯仿沥青“A”含量为0.04～0.18%，总烃含量大于100ppm，最大可达670ppm。在钻井中见多层良好油气显示，并在平湖1井获得工业油流。钓北拗陷南端的YDA-1X井在古新统下部见天然气。盆地南部彭佳屿拗陷在FUKUI-1X井始新统岩芯及岩屑见液体原油。拗陷内另一口井LAOHU-1X井始新统见天然气显示。渔山东低隆起南端的YFA-1井始新统见油页岩。以上各井油气显示最低层位为始新统，由此可见油气主要来自始新统及其以下地层。

3）渐新统生油层。盆地西部缺失渐新统。东部西湖—钓北拗陷带渐新统最大厚度达1300～2400米，以钓北拗陷为最厚，为沼泽化的海陆交替相沉积。有机质类型为混合—腐殖型。有机质丰度较高，有机碳含量大于1%，氯仿沥青“A”含量为0.14～0.24%，属于较好的生油层，但据地震地层学分析，在拗陷中心可能有好的生油条件。

4）下中新统生油层。主要分布于东部拗陷带内。在钓北拗陷为海陆交替相沉积，在西湖拗陷为河湖沼泽相沉积，最大厚度为1350～1800米。中新统下部在拗陷中心具一定生油能力，属较差的低成熟生油岩。

综上所述，东海盆地目前的钻井均处于构造高部位或拗陷边缘，未钻遇好的生油层。从拗陷的沉积相及古地理环境及油气显示来推断，拗陷中心有好的生油条件（图11）。不同地区生油层层位各异：上白垩统—古新统生油层分布于温东拗陷及渔山东低隆起上各凹陷，始新统生油层分布于彭佳屿拗陷、渔山东低隆起及西湖—钓北拗陷带，渐新统及下中新统生油层分布于西湖—钓北拗陷带。

（2）储集层条件

1）温东—渔山东地区。有古新统上部及始新统两套储集层。古新统上部为一套海陆交替相的砂、泥岩互层夹煤层沉积，砂质岩含量为68.7%，平均孔隙度为14.21%，最大为21%，渗透率平均115.98×10^{-3}平方微米，最大为1362×10^{-3}平方微米，属好的储集层。始新统为滨—浅海相砂岩、砂砾岩及泥岩互层，砂质岩含量为45.4～81.2%，砂岩平均孔隙度为15.7%，最大19.5%，渗透率平均18×10^{-3}平方微米，最大118.6×10^{-3}平方微

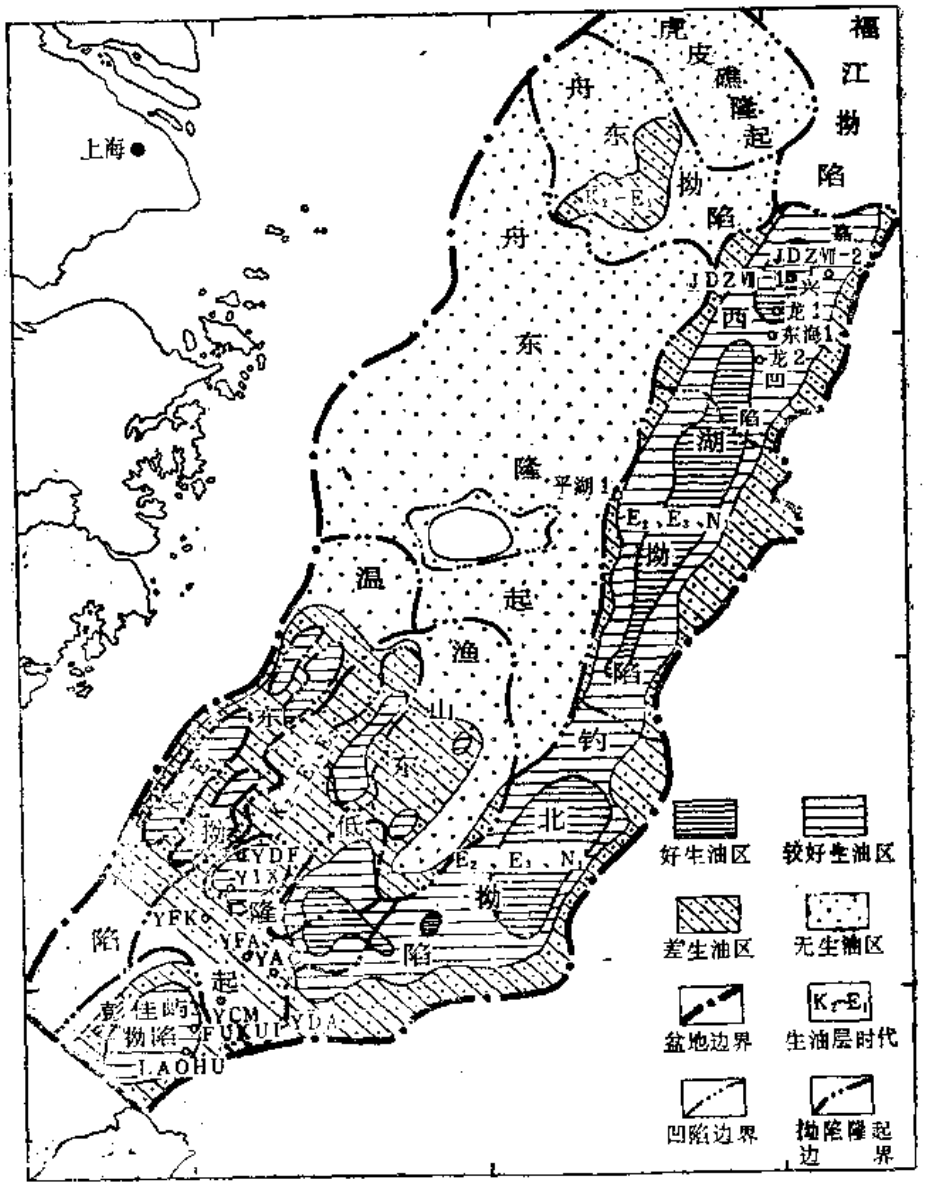


图 11 东海盆地生油岩综合评价图

米。渔山东低隆起西缘及温东拗陷内构造高部位于古新统下部发育有生物礁，并成带分布，是良好的储集层。

2) 东部拗陷带。在西湖拗陷通过钻探发现了始新、渐新及中新统三套储集层。

始新统：良好储集层发育在西湖拗陷的西部，为海陆交替相的扇三角洲亚相分布区。由于埋深较大，成岩后生作用使岩石物性较差，扇三角洲砂层发育，向拗陷中心泥质岩增多，与有利的生油相带相连，有利于油气自生油层向储集层横向运移。

渐新统：在拗陷西部为偏砂相带。砂岩物性较好，平均孔隙度为14.9%，最大21%；平均渗透率为23.4×10^{-3}平方微米，最大100×10^{-3}平方微米。向拗陷中心变为砂、泥岩相带，有大面积席状砂体发育，因受埋深及侧向挤压力的影响致使物性变差。平均孔隙度5.7～7.2%，最大19.6%；平均渗透率为0.4×10^{-3}～2.98×10^{-3}平方微米，最大6.2×10^{-3}平方微米。南部钓北拗陷为海陆交替相，砂岩储集体发育。

下中新统：海陆交替相砂体较发育，其分布范围较渐新统更为广泛。砂岩物性很好，平均孔隙度13.8～26%，最大27.8%，平均渗透率为3.5×10^{-3}～31.8×10^{-3}平方微米，最大为2524×10^{-3}平方微米。

（3）盖层条件　温东拗陷古新统下部为大套海相泥岩，可做为白垩系的良好盖层。古新统上部及始新统为砂、泥岩互层，泥岩单层厚度可达70米，不缺盖层。西湖拗陷的中央构造带，下第三系浅水高地的偏砂相沉积砂质岩含量较高，但其上覆的下中新统浅湖相砂、泥岩沉积可做盖层。上第三系中新统中部泥质岩含量可达48～64.2%，是下第三系及中新统下部储集层的良好区域性盖层。

（4）圈闭条件　盆地内的圈闭具有面积大，类型多，形成早的特点。在研究区内圈闭面积大于100平方公里的构造占总构造个数的14.58%，面积为50平方公里的圈闭占总圈闭个数的32.17%（图12）。最大圈闭面积可达888平方公里。圈闭类型有背斜、断背斜、半

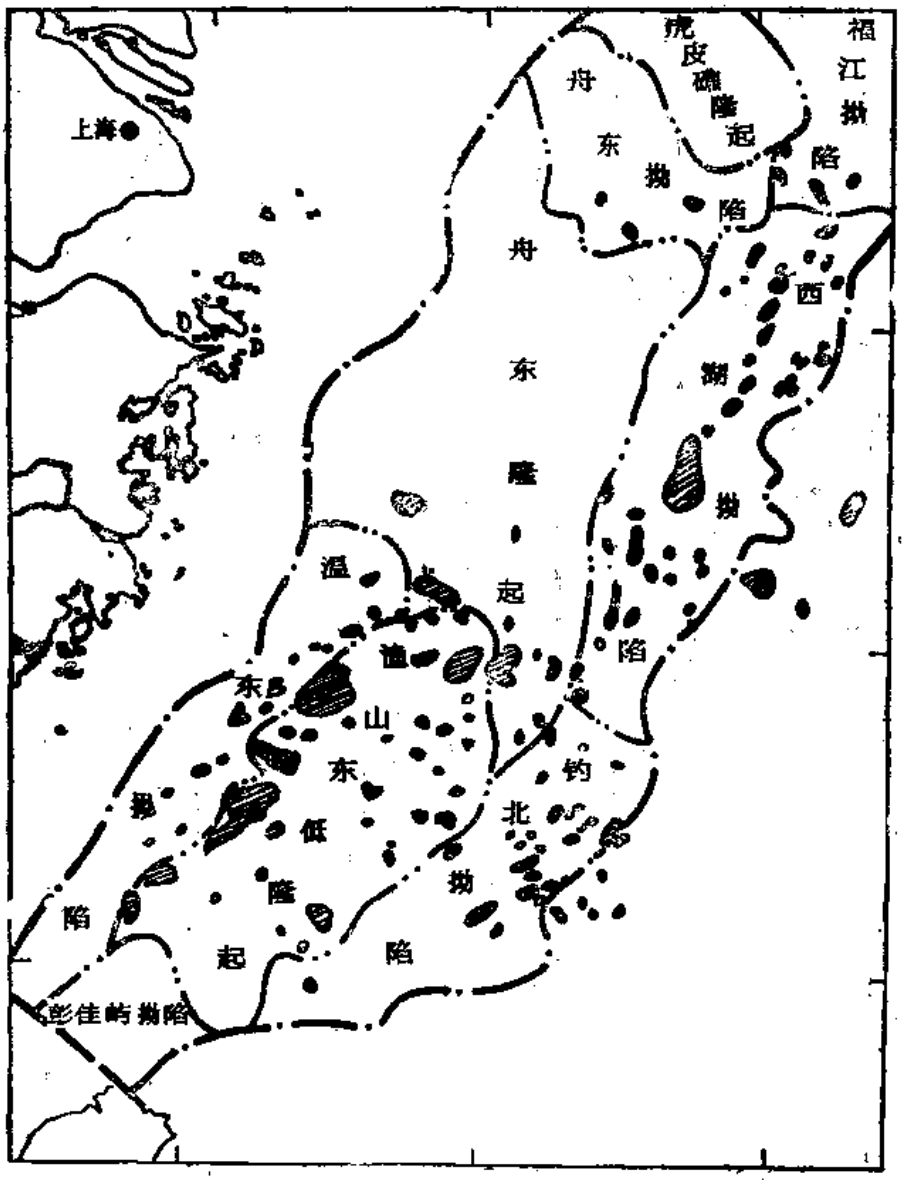


图 12　东海盆地局部构造分布图

背斜、断鼻、断块及地层圈闭。其中主要为背斜及断背斜圈闭，占圈闭总数的53.4%，占局部构造的54.2%。

由于盆地各区的地质构造背景及应力场特征不同，造成各区圈闭类型的差异。温东拗陷及渔山东低隆起以基底块断隆起上的披覆背斜及断背斜为主，形成时间早，大约在古新世及始新世末。西湖拗陷受来自东部的挤压力影响，多为挤压背斜、推覆背斜及断背斜，形成于始新世末和中新世末。钓北拗陷以张扭应力为主，正断层发育，形成断鼻、断块圈闭，形成期为渐新世至上新世末期。

（5）油气富集条件　油气富集并能形成油气田的基本地质因素，除了上述的生油层、储集层、盖层，圈闭及保存条件外，还与这些条件的时空配置及油气运移方向有密切关系。研究结果表明，东海盆地基本具备了油气富集条件，其特点是：

1）已发现的局部构造和圈闭均在生油层系内或其上。多数构造的圈闭范围内具有良好的生储盖组合。

2）圈闭形成期早于生油期或与之同期。盆地内多数构造及圈闭在始新世早期已具雏形，在始新世晚期或渐新—中新世定形，油气的大规模生成期是在始新世末期以后。

3）盆地内大部分地区在整个第三纪没有长期的沉积间断，圈闭的保存条件较好。温东—渔山东地区始新世末的构造运动造成了长达10～20百万年的沉积间断，在一定程度上会造成白垩纪生油层形成的油气散失，但主要生油层古新统在始新世末尚未成熟，或刚进入生油门限（生油门限为2700米），而大量生油期在中新世以后，因此始新世末的沉积间断对古新统生油层形成的油气保存条件影响不大。

4）油气运移方向与拗（凹）陷的构造形态有关。西湖—钓北拗陷带为一断拗型拗陷，各期沉积自沉降中心向东西两个方向抬升，油气运移的区域性指向为西斜坡及中央构造带。始新世末及中新世末的构造运动造成的区域性不整合面为油气运移提供重要通道。温东拗陷由一系列东断的箕状凹陷组成。温州凹陷为断陷型箕状凹陷，地层东倾，油气运移的主要指向为西斜坡及中央构造带。南部丽水凹陷为断拗型箕状凹陷，地层向东西两侧抬升，油气除了向西斜坡运移外还有部分向东侧陡坡及边界断层上升盘运移，渔山东低隆起上的福州，新竹等凹陷均为区域性向西抬升的断拗型凹陷，油气运移的主要指向为西部的大型背斜带。

2.油气远景预测

我们采用局部构造圈闭体积法，生烃量法（TTIQ）及类比法等多种方法对东海盆地的油气资源进行了预测，并对用各种方法求得的资源量做了比较，确定东海盆地研究区内的石油资源量约50亿吨，天然气资源量数万亿立方米。

根据对东海盆地基本石油地质条件的研究及石油天然气资源量预测结果的分析，认为东海盆地有三个主要油气富集区(图13)。

（1）西湖拗陷油气富集区　拗陷面积为3.5万平方公里，为始新—中新世继承性拗陷。预测有始新、渐新及下中新统三套生油层及相应的三套成油组合。用圈闭体积法计算石油资源量占全盆地石油资源量的40%。中央构造带及拗陷西斜坡是有利的油气聚集带。西斜坡的平湖构造已获高产油气流，属背斜型油气藏。油层较分散，层位为始新、渐新及中新统。

（2）温东拗陷及渔山东低隆起油气富集区　本区面积为5.8万平方公里，其中凹陷面

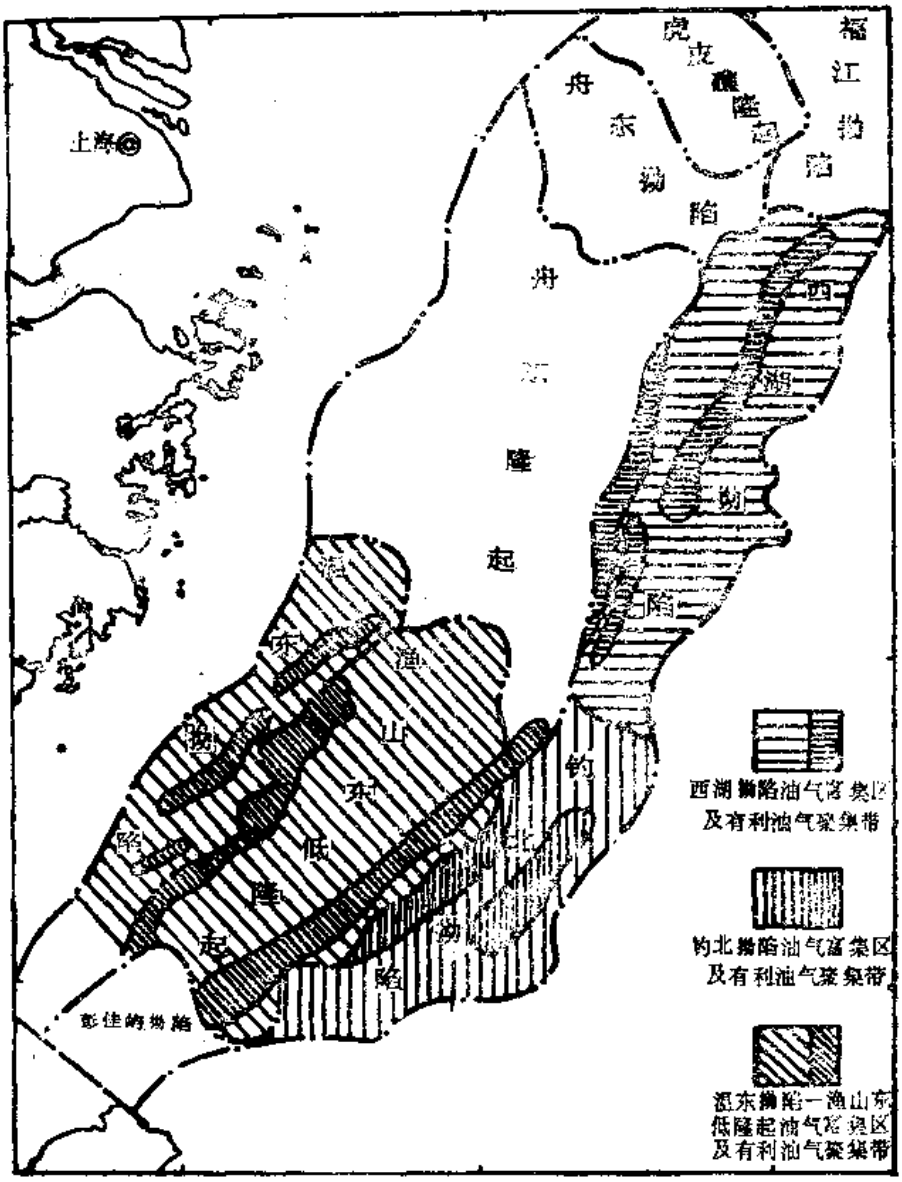


图 13　东海盆地含油远景预测图

积为2.89万平方公里。温东拗陷的主要生油层上白垩统及古新统为海相沉积。渔山东低隆起上除了上白垩统及古新统生油层外还有始新统生油层。本油气富集区有三个有利的油气聚集带：即温东拗陷的中央构造带，渔山东低隆起西缘的大型背斜带，渔山东低隆起东缘的台北构造带，在该带南部的YCM构造最近被台湾中国石油公司宣布为新发现的八个油气田之一。❶

（3）钓北拗陷油气富集区　钓北拗陷面积为2.5万平方公里，为始新—中新世的继承性断—拗陷。沉积岩厚12000米以上。有始新、渐新及下中新统三套生油层及成油组合。拗陷中心的基隆—桃园构造带是有利的油气聚集带。拗陷西斜坡也是油气运移的主要指

❶见海洋地质动态，1986年第7期22页（译自台湾联合报）。——作者

向，可望找到地层及构造油气藏。

目前对舟东拗陷了解甚少，推测其类似温东拗陷，也具有较好的含油远景。

总之，东海盆地石油地质条件优越，具备了一个大型含油气盆地的基本地质条件，是我国大陆架上石油及天然气资源潜量很大的盆地之一。只要继续坚持勘探，勇于实践，一定会发现大中型商业性油气田。

参 考 文 献

1. “东海大陆架发现古老基底和海相地层”，中国地质报，1985年12月13日。
2. 周志武，“东海地质调查的回顾与含油远景展望”，石油与天然气地质，1985年第1期。
3. 海洋地质动态，1986年第7期。

珠江口盆地地质构造及演化特征

龚再升　邱中建　　金庆焕
（中国海洋石油总公司）　（地质矿产部南海石油指挥部）
王善书　　孟济民
（中国海洋石油总公司海洋石油勘探开发研究中心）

提要　珠江口盆地位于欧亚板块东南部的大陆型和过渡型地壳之上，属于大陆边缘的裂谷拉张盆地。它经历了三个演化阶段：早第三系断陷、晚断新世至早中新世断拗、中中新世以后拗陷，形成了陆相河湖—半封闭海陆交替—开阔海大陆架三种沉积体系。在拉张力和断块活动作用下，形成了双断地堑、单断继承性箕状断陷和非继承性双断地堑等三种类型拗陷和两种类型隆起。第三系具有良好的生、储、盖条件，各类圈闭条件发育，是一个很有前景的大型含油气盆地。

珠江口盆地位于中国南海北部海域，界于北纬18°30′至23°30′与东经110°30′至118°00′之间，即广东大陆架以南，海南、台湾两岛之间的广阔大陆架和陆坡区。东西长约800公里，南北宽约100～300公里。沉积岩厚度大于1000米的面积约14.7万平方公里。第三系的最大厚度逾万米。

盆地北接万山隆起区，西邻海南隆起区及琼东南盆地，南界西沙—东沙隆起区，东以东沙隆起区与台湾西南盆地相隔。内部可划分为六个构造单元，即珠一、珠二、珠三等拗陷，神狐暗沙、东沙隆起和番禺低隆起(图1)。

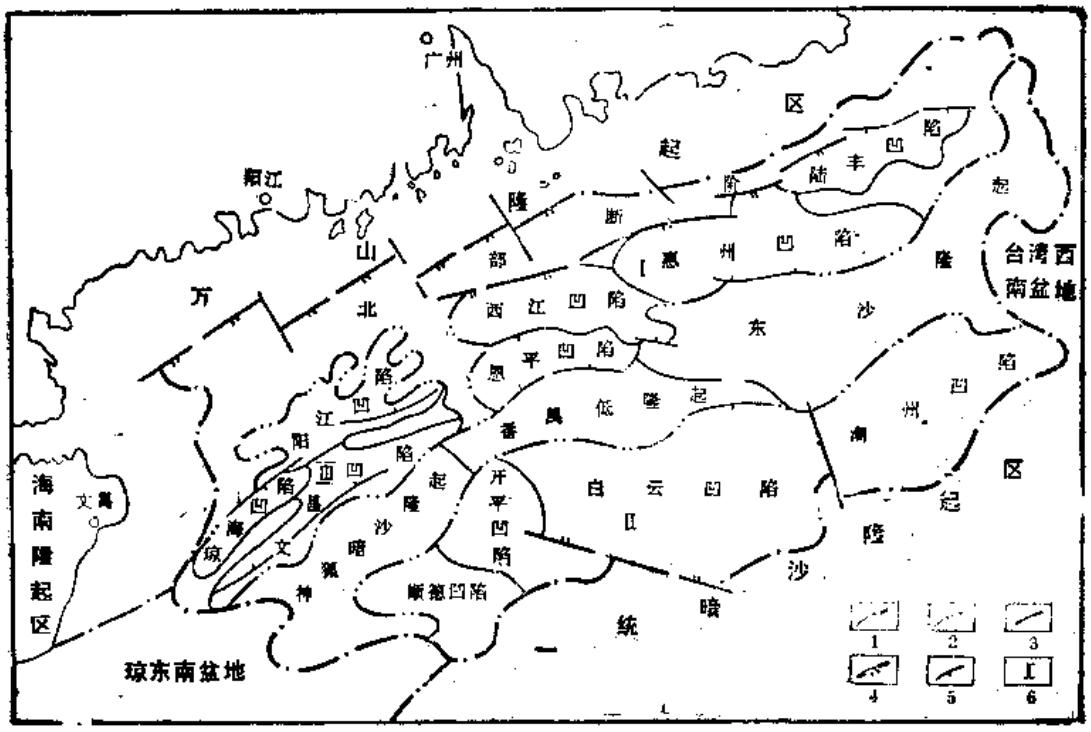


图 1　珠江口盆地区域位置及构造单元划分图

1—盆地边界，2—拗陷边界，3—凹陷边界，4—边界断裂，5—凹陷内断裂，6—拗陷单元，Ⅰ—珠一拗陷，Ⅱ—珠二拗陷，Ⅲ—珠三拗陷

70年代以来，在珠江口盆地逐步开展了地球物理综合勘探和钻井工作，目前已发现一批油气藏。

珠江口盆地属于不稳定克拉通盆地，其基本的地质构造特征是：

1）位于大陆型地壳和过渡型地壳之上，前第三系基底主要由加里东褶皱带组成，并被燕山期的花岗岩所复杂化。

2）属于被动大陆边缘的裂谷拉张盆地，经历了早第三纪断陷、晚渐新世至早中新世断拗、中中新世以后拗陷三个演化阶段。

3）在拉张应力和断块活动作用下，形成了继承性双断地堑、继承性单断箕状断陷和非继承性双断地堑三种类型的拗陷。

4）随盆地的演化，相应地沉积了各具特色的河湖、半封闭海和开阔海三种沉积体系。

5）第三系具备良好的生储盖、圈闭保存等石油地质条件，是一个有前景的大型含油气盆地。

一、区域地质构造特征

1.地壳性质与基底结构

珠江口盆地位于欧亚板块东南部，北邻华南加里东褶皱系，南接南海小洋盆，基于大

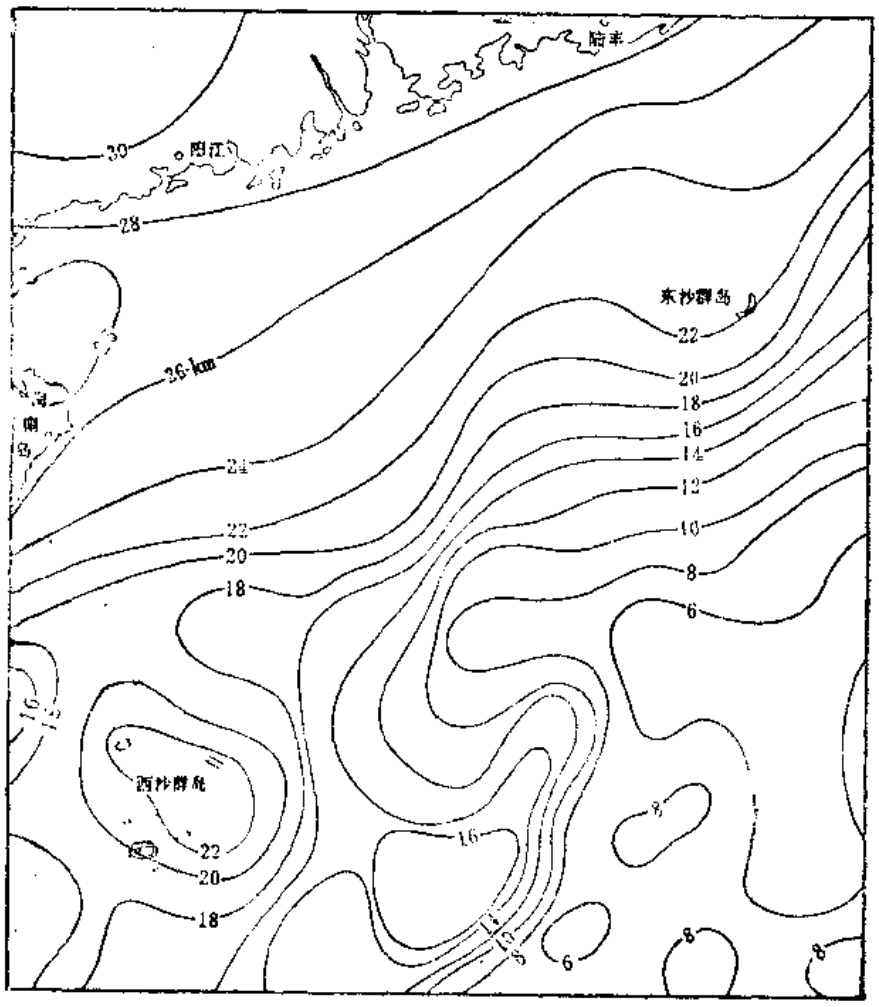


图 2　南海北部地壳等厚图

陆型地壳和过渡型地壳之上。据深部构造特征，南海北部陆缘的地壳厚度自北往南减薄（图2，图3）。广东沿海地区为28～30公里，往南珠一、珠三拗陷减至24～26公里，珠二拗陷为16～20公里，东沙隆起为20～24公里，再向南到深海平原仅5～9公里，已属典型的大洋型地壳。

声纳资料表明：盆地内的地壳厚度显著减薄，其结晶陆壳厚度一般仅0.95～2.5公里，个别地段新生代沉积直接覆于下地壳（$V_p \geqslant 6.5$公里/秒）之上，形成“天窗式”洋壳（图4）。多数声纳浮标仅见较薄的结晶陆壳上部（$V_p = 5.2 \sim 5.8$公里/秒），而缺失结晶陆壳的下部（$V_p = 5.9 \sim 6.4$公里/秒）。这是由于地幔物质上涌，促进地壳下蚀和引张，导致地壳减薄和陆壳的破碎（图4）。

珠江口盆地已有30多口井钻遇前第三系基底。其中近30口井见花岗岩、石英二长岩、闪长岩及石英斑岩。其同位素年龄值为70～130百万年，属燕山晚期的侵入体。珠二和珠三拗陷北部见变质石英砂岩、片岩，相当于陆上分布的下古生代变质岩。

据磁异常特征（图5），盆地西部磁场背景平静，异常幅度变化于±20至±50伽马之间其上局部叠加伴生异常。结合围区地质，盆地的基底大部分为加里东褶皱带的延伸部分，并被燕山期广泛分布的花岗岩及火山岩复杂化，盆地西南至西沙群岛，见平缓宽阔的负异常区，以－50伽马为主，走向近东西。可能反映了西永1井所钻遇的花岗片麻岩，其同位素年龄为627百万年与1465百万年。此前寒武系的地台向珠二拗陷的南部延伸。联系到金沙江—藤条河印支期缝合线可能延至西沙海槽一带，在琼东南发生北东向的转折，显然受燕山期左移断裂活动的影响（B. Taylor等.,1979），致使南海地台向北东伸展。盆地东部发育三条东西向的较强负异常带，异常值分别为－227伽马、－150伽马和－220伽马，可能与埋藏较深基性岩的正向磁化有关。其南的高磁异常区，横贯盆地东部，异常值达200～400伽马，可能是不同期基性岩的反映。此带从珠二拗陷东经东沙群岛转向东北，可能属于中国东南沿海燕山早、中期安底斯型大陆边缘的海岸山脉（郭令智，1983），是一条陆壳—洋壳的过渡带。

值得指出的是盆地东北部于新生界之下尚保存连片的中生界。其依据是粤东广泛分布的上三叠—下侏罗统以及台湾西南盆地CFC-1井钻遇白垩纪的浅海沉积。其下可能为火山岩复杂化了的印支褶皱基底（图6）。

2.盆地属性与构造演化

中国陆缘的裂谷作用始于晚白垩世至早古新世（Taylor B.，1983）。珠江口盆地是一个新生代的裂谷盆地，它经历了三个演化阶段，并与南海海盆的发展密切相关（图7）。

（1）断陷阶段（K_2—E_3^1）从晚白垩世开始，由于来自东南方向的洋壳俯冲终止，南海北部转为被动边缘（Holloway. N.H.，1983）。裂谷初期由于地幔的热底辟作用而上拱，地壳遭受强烈的剥蚀，随后因均衡抬升引起新的剥蚀。华南大陆分布众多的晚白垩世—早第三纪彼此分割的断陷与珠江口盆地所揭示的古新统，多为充填式沉积。随后由于地壳减薄压力降低，导致水平拉张，形成一系列地堑，珠江口盆地的隆凹格局基本形成。盆地中钻遇早第三纪的喷发岩即是引张的证据。地震资料表明：盆地基底之上的第一构造层（T_8—T_7）与上下层位呈不整合，为一套微倾斜连续性较差的反射波层系，包括钻遇的神狐组、文昌组、恩平组，厚度为2000～3500米。

这一时期所形成的断陷可能与南海第一次扩张（M_8—M_{11}磁条带）有关。晚白垩世—

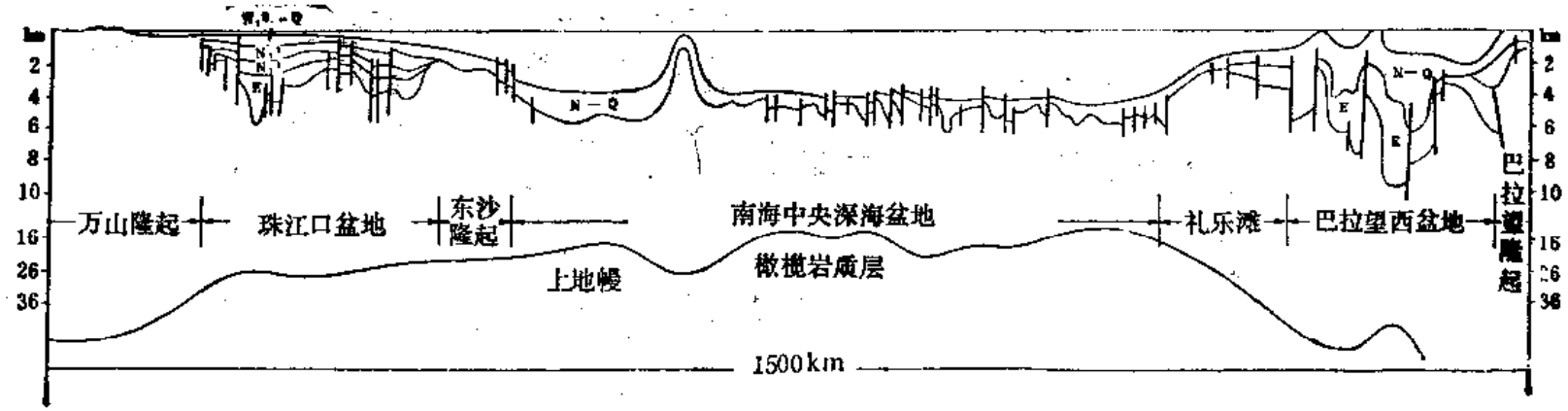


图 3 万山隆起—巴拉望隆起构造横剖面图

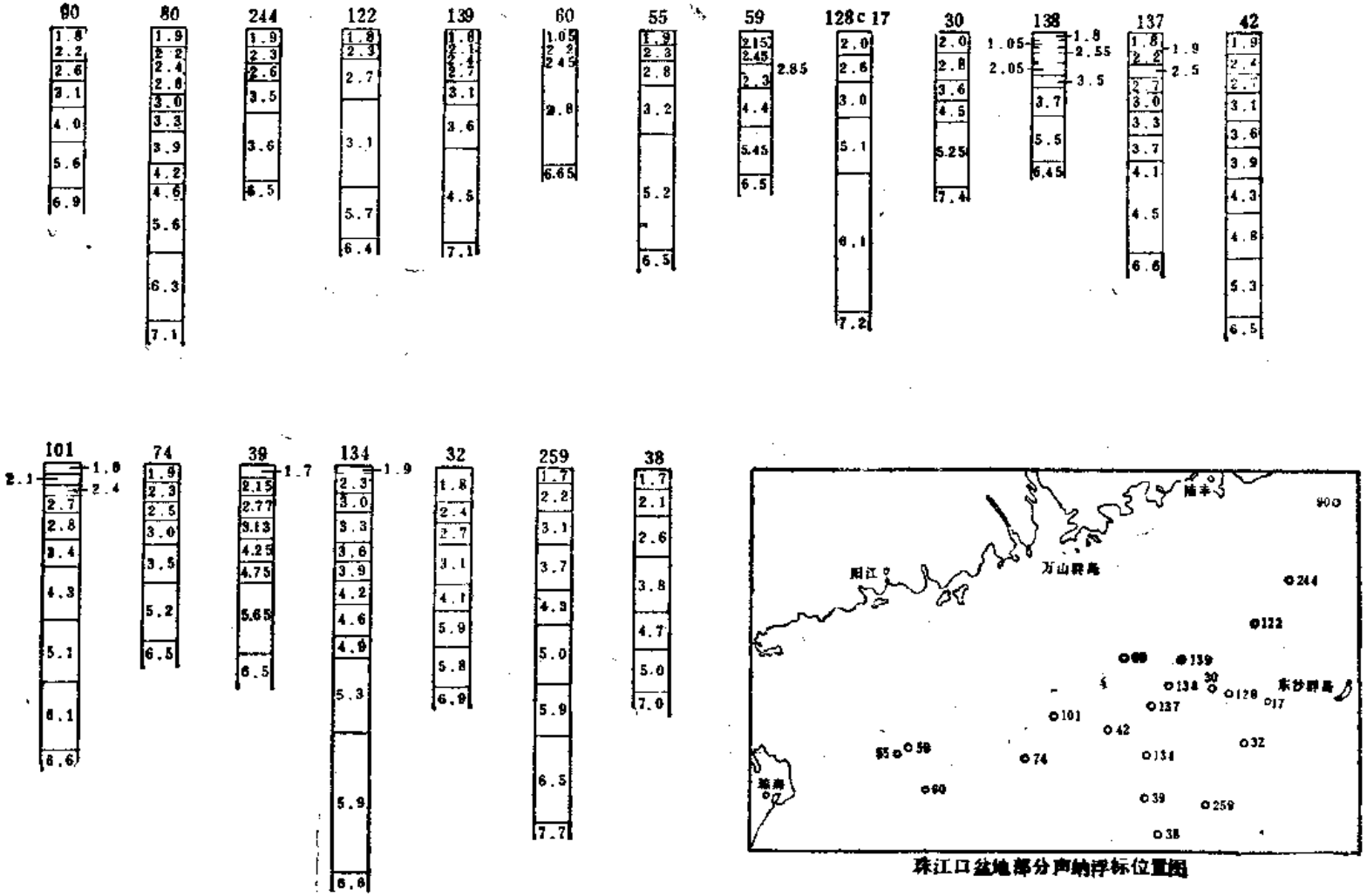


图 4　珠江口盆地地壳结构（根据声纳浮标资料）

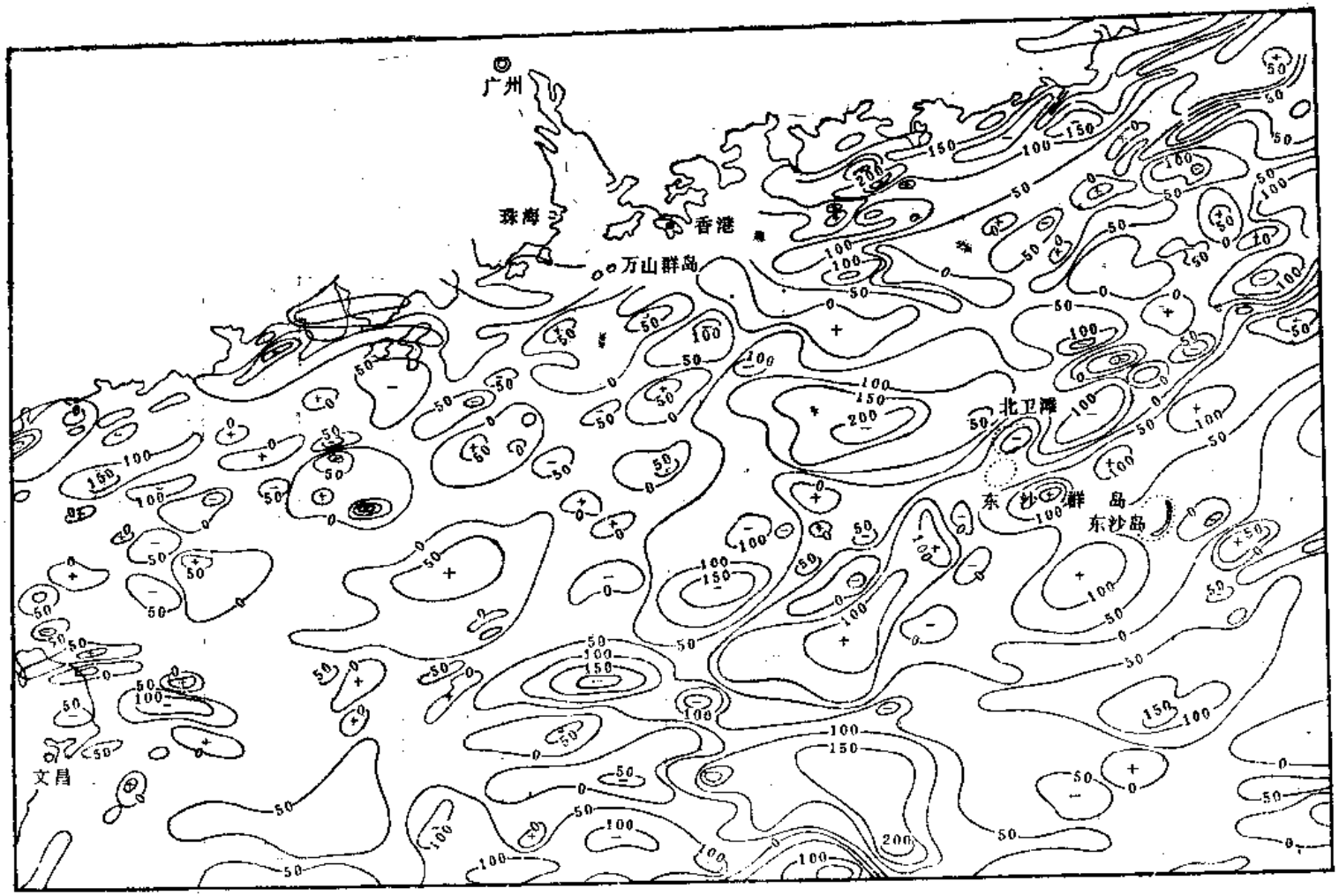


图 5　南海北部磁力异常平面图（据陈圣源资料）

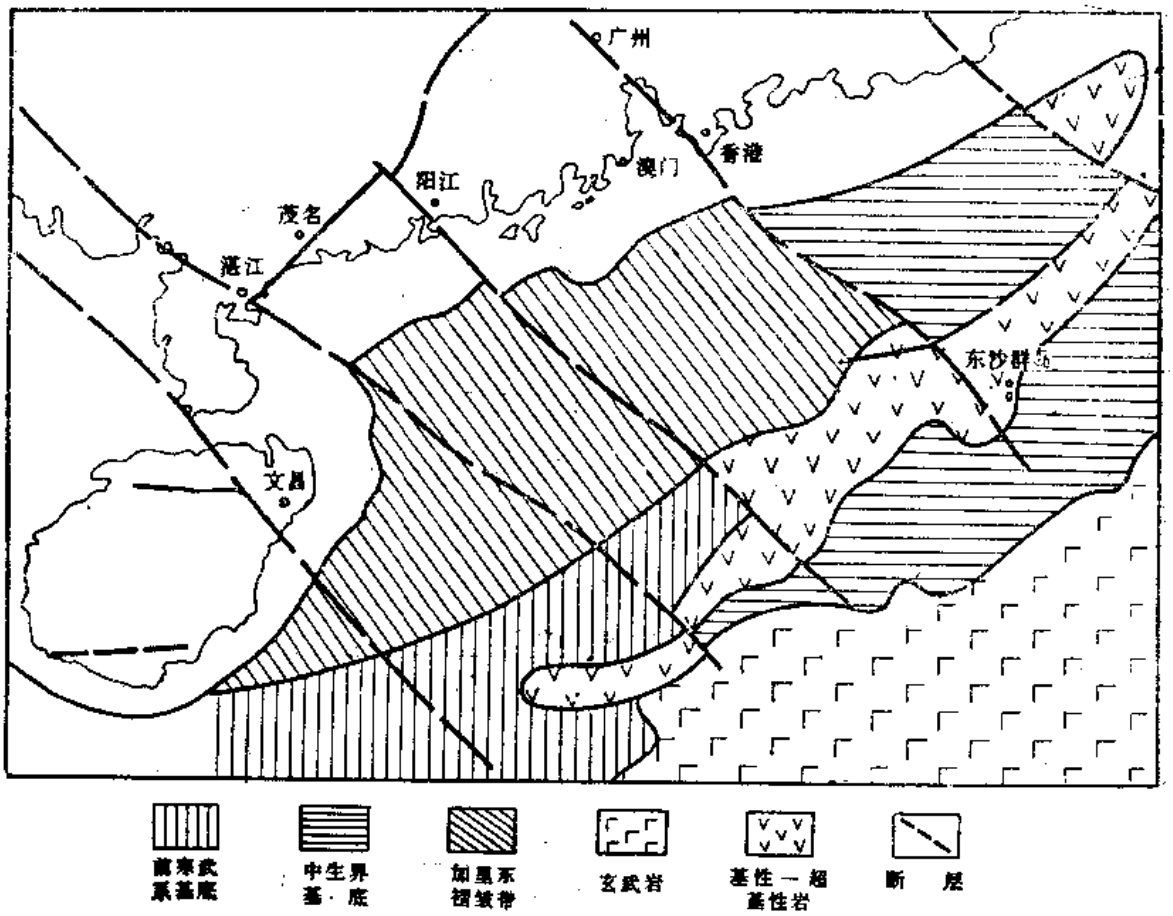


图 6 珠江口盆地前第三系基底结构略图

早渐新世时，礼乐滩曾位于东沙群岛的南侧。珠江口盆地现今所揭示的T_7之下的区域不整合与T_8之下的局部不整合，可以与礼乐滩Sampaguita-1井的中、晚始新统间和中、晚渐新统间的两次不整合对比。

按照裂谷引张的计算公式（Jorayes H.A., 1984），初步测算得知：珠一、珠二拗陷的地壳引张量分别为46.3公里和20.1公里，考虑到各自深部岩墙与基岩的拓宽量，其总引张量珠一拗陷为64.3公里、珠二拗陷为43.1公里。

（2）断拗阶段（E_3^2—N_1^1） 晚渐新世至早中新世是珠江口盆地的断拗阶段。此时由于地幔热能的消耗，加之地壳减薄从而加速了冷却的过程，裂谷盆地开始转入断拗。地震反射剖面相应为第二构造层（T_7—T_6），是一组平行、连续性好的反射波层系，厚500～2000米。与下伏地层为区域不整合，海斯（Hayes D.E.）称之为“破裂不整合”，在区域上可以对比，标志着南海第二次扩张的开始。与上覆层为整合或假整合接触。该构造层向南被隆起所限制，盆地内的沉积厚度有差异，表明断裂仍起作用。钻井所揭示的珠海组、珠江组具有超覆的特点，盆地的发育属断拗型。

从南海所鉴定的5D-11号磁条带得知，此次扩张发生于距今32～17百万年间，扩张速度为2.5～2.9厘米/年。礼乐滩从南海北部陆缘分离，向南漂移，使位于其南侧的古南海洋盆向南逐渐消减于巴拉望海槽之下。此期间珠江口盆地进一步拉张，使原分隔的断陷连成一体。其基底成为过渡型地壳。

（3）拗陷阶段（N_1^2-Q） 从中中新世至第四纪，由于南海扩张停止，盆地深处热能

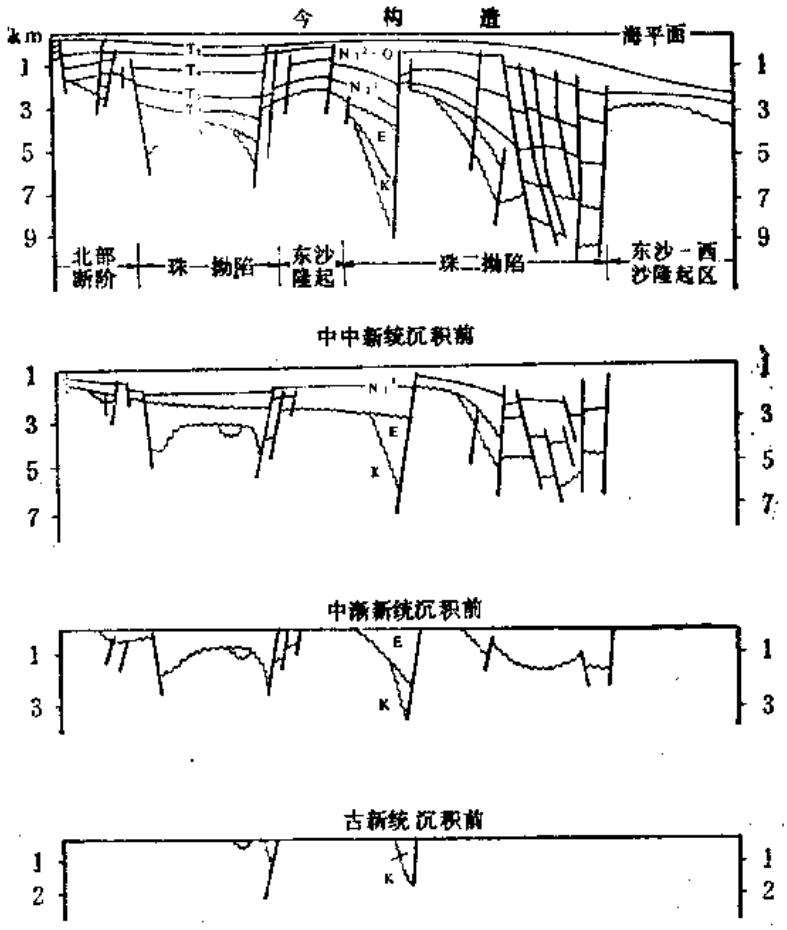


图 7 珠江口盆地第三纪演化剖面图

缓慢消失，加之上覆沉积负载所形成的均衡作用，促使盆地进一步沉降，珠江口盆地进入拗陷发展期。

此阶段为整体沉降，但中中新世末仍有短暂的沉积间断，韩江组顶部普遍缺失有孔虫N15带。由中中新统至第四系所组成的地震反射剖面第三构造层（T_4以上至海底），呈现为近水平的连续反射波层系，厚度由北向南增大，可达1000～3000米。这种厚度变化与古海洋的因素有关。海洋中存在三个崩积带（Lisitsin A.P. and Shirshov P.P., 1984）。因海平面下降，滨海河口附近的崩积带向海方向迁移，导致珠江口盆地此期间单一物源和广海环境的沉积自北往南加厚。

上述裂谷演化的过程，反映了大陆边缘冷却沉降的幅度与地壳减薄的程度。经初步计算，珠一拗陷与珠二拗陷主体部位的沉降量分别为1.63公里和2.61公里，可能接受的沉积厚度分别为4.71公里和6.79公里。与地震反射资料和钻探成果基本相符。

3.盆地结构与单元划分

珠江口盆地处于大陆架拉张应力为主的区域背景中。大规模的基岩断块活动诱发生长断裂的长期发育，形成大小不同的地堑、半地堑、地垒和掀斜状断块体。

盆地的区域背景是北东东向的构造走向，以北东和北西西—东西向的构造线为主。自北而南形成两个北东东向隆起带和两个北东东向拗陷带。二级构造单元及断裂体系都呈北西西—东西—北东东向展布。其走向显然与南海的扩张有关，同时也受东南太平洋板块与

西南印度—澳大利亚板块右旋压扭力的影响。这些构造单元决定了凹陷、隆起和圈闭的形成（图7）。

盆地内东西分块、南北分带相当明显。以北西向的隐蔽大断裂将盆地分为三大块：西部珠三拗陷下第三系发育厚，断裂发育早；中部珠二拗陷沉积厚，圈闭多，面积大；东部珠一拗陷构造活动强，断裂生成晚。南北分带表现在盆地的隆、凹和圈闭南北相间排列。

在基岩断裂差异活动及盆地三个演化阶段的控制下，珠江口盆地形成了三种类型的拗陷和两种类型的隆起（图8）。即珠一拗陷：双断地堑继承性拗陷，珠二拗陷：单断箕状断陷继承性拗陷，珠三拗陷：双断地堑非继承性拗陷。神狐暗沙隆起：稳定隆起，东沙隆起：活跃隆起，番禺低隆起：活跃隆起。

不同类型的拗陷具各自的特征（表1），它决定于基底的性质、盆地的演化史及其与南海扩张海盆的关系。

二、盆地沉积发育特征

珠江口盆地的第三系一般厚度约5000～7000米。按照统一划分对比方案（王善书、钱光华等，1986），其组段层序见下表(表2)。

1.沉积体系特征(图9)

珠江口盆地第三纪断陷、断拗、拗陷三个演化阶段中，形成了陆相河湖—半封闭海陆交替—开阔海大陆架三种不同的沉积体系（王善书，1982）。

（1）河湖沉积体系　神狐组属裂谷形成初期的充填式堆积，始新—渐新世早期裂谷断陷扩大、变深，形成较大的河湖相沉积体系。其特点是：沉积速度快(0.1～0.2毫米/年)，厚度大（2500～5000米），分隔性强，相带窄，沉积物源多，由边缘到中心形成坡积、洪积、冲积、河湖交替、湖相沉积序次。每个层序自下向上逐渐扩大、上超。如文昌组沉积期随裂谷扩大，使早期分隔的湖盆连通、变深。恩平组沉积期由于补偿性沉积和地壳回返上升，使前期一些大型湖盆沼泽化。

（2）半封闭海沉积体系　晚渐新世至早中新世，伴随南海第二次扩张，海平面上升，海水北侵，形成半封闭海陆交替、海相沉积体系，经历了由陆到海的演变。其特点是：主要物源来自北部，次要物源来自南部。海水由南部隆起间侵入，范围向上扩大，末期有短暂的海退。自北而南形成平原河流、海陆交替和浅海相序次。厚度1000～2000米。沉积中心位于盆地中部。此时期有古珠江的冲积，发育海相三角洲体系，南部台地见生物礁体。

（3）开阔海沉积体系　从中中新世开始到上新世，盆地进一步拗陷，隆起沉没于海水之下，珠江口盆地与南海连为一体，成为开阔海大陆架海盆。这时古珠江水系形成的扇三角洲沉积体直达陆坡地带，自北而南以平原河流、三角洲前缘、浅海前三角洲和浅海半深海相序次排列。厚度1000～3000米。中中新世末有沉积间断，上新世末有海退象征，见海退型砂体。三角洲前积向南深海方向推进，并在东沙、西沙隆起的潜山生长了生物礁。

上述三种沉积体系在时空关系上是一个连续的发展过程，既有阶段，又是连续。三种沉积体系构成了上、下第三系的两大沉积旋回。

2.沉积环境分析

现将珠江口盆地第三系主要组段的沉积环境和古地理景观（表3）分述如下。

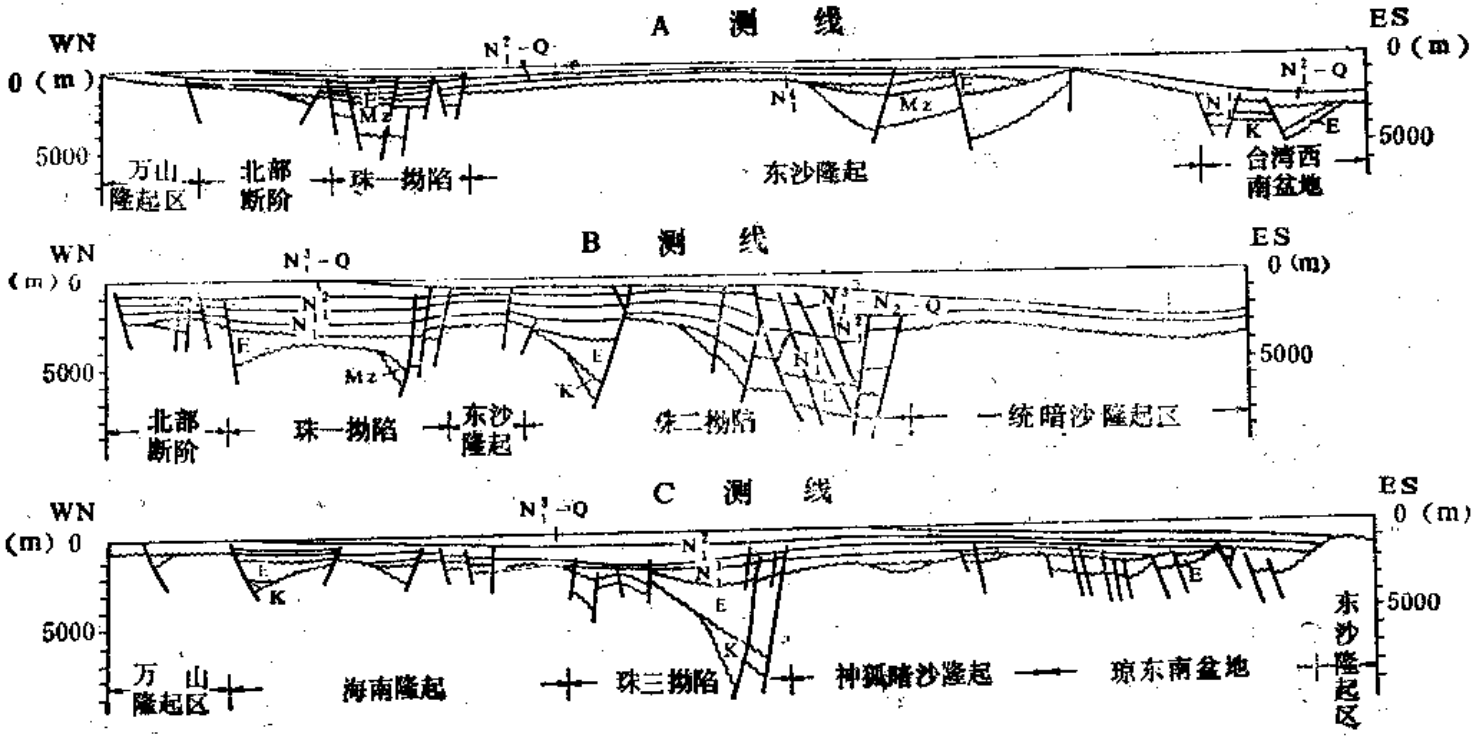


图 8 珠江口盆地地质构造横剖面图

表 1　珠江口盆地拗陷、隆起类型特征表

拗陷隆起	构造类型	面积 (10^4km^2)	厚度 (m)	继承性 E	继承性 N	边界	断裂	次级构造单元	局部圈闭类型	走向	基底	其它
珠一拗陷	继承拗陷双断地堑	3.1	7000	分割	统一	南北界为东西向断裂	发育，走向：NWW—EW	4个凹陷5个凸起	凸起上：背斜、潜山、半背斜 凹陷中：半背斜断块、滚动背斜	NE—EW	主要为Pz_1变质岩及燕山期花岗岩	东部有火山岩体
珠二拗陷	继承拗陷单断箕状断陷	3.9	10000	分割南断北超	统一	南界断裂	长期发育层位高	南北4个凹陷中央凸起	凸起上：掀斜状块断山、半背斜 凹陷中：滚动背斜	NWW—EW	主要为Pz_1变质岩燕山期花岗岩	厚度最大的拗陷
珠三拗陷	非继承拗陷双断地堑	1.1	8500	分割、南缘断裂落差大、活动强	统一	南北界为大断裂		3个凹陷中央凸起	凸起上：披覆背斜 凹陷中：挤压背斜、半背斜、断块、滚动背斜	NE—NEE	Pz_1变质岩	晚第三纪时西部抬升拗陷东移
神狐暗沙隆起	稳定隆起	2.1	3000	隆起有小型断陷	下降	北界断裂			披覆背斜、不整合圈闭	NE—NEE	前寒武系	
东沙隆起	活断隆起	1.1	3000	隆起有小型断陷	两超两落		十分发育层位高		生长背斜、半背斜	NEE—EW	Pz_1变质岩前寒武系及燕山期侵入岩	位于区域隆起倾没部位
香禹低隆起	活跃隆起	0.9	6000	隆起有断陷	统一	北界断裂	发育	4个凹陷	披覆背斜、半背斜	EW	前寒武系	位于两隆起之间

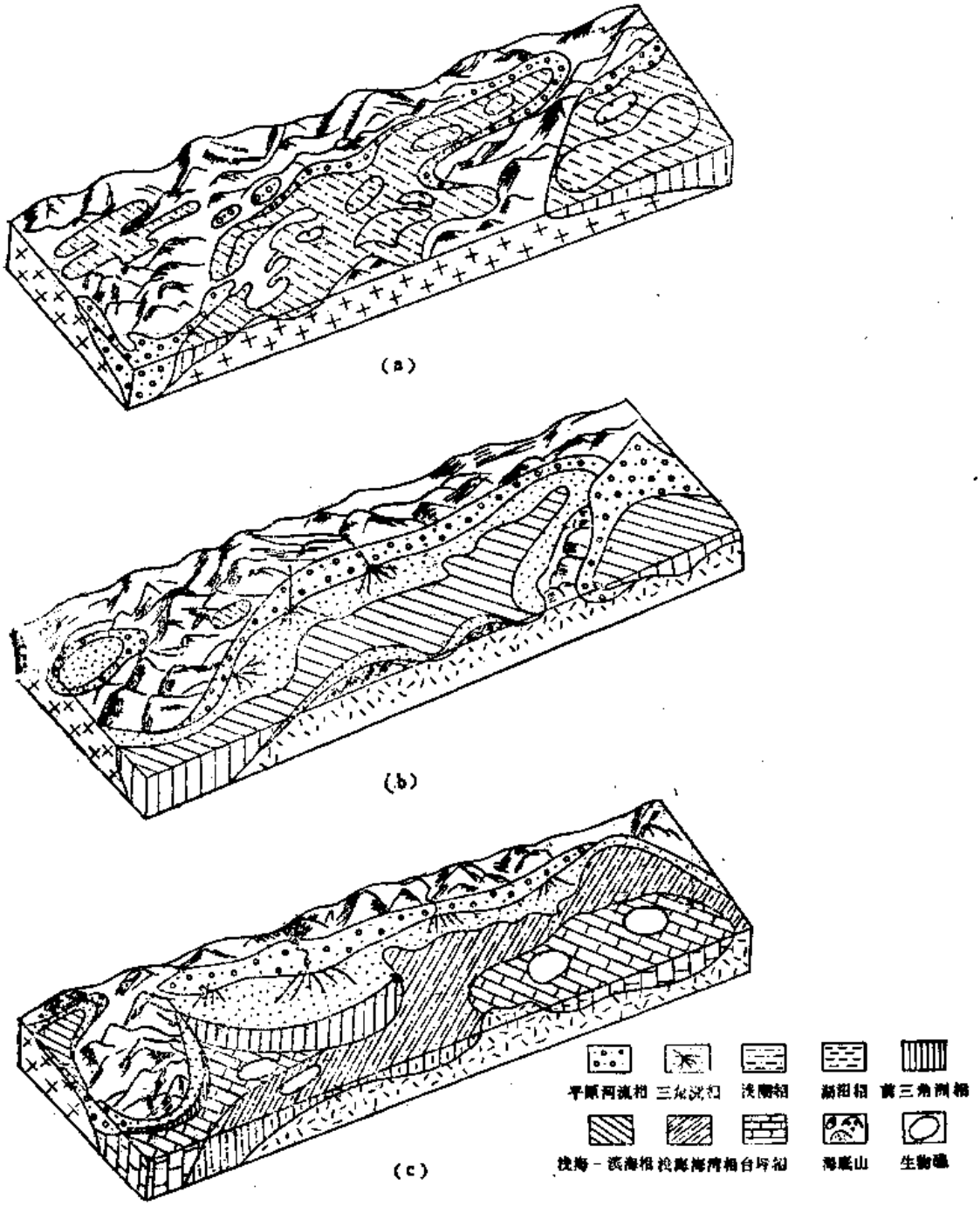


图 9　珠江口盆地第三纪沉积模式图

A—早第三纪河湖沉积体系；B—晚渐新世—早中新世半封闭海沉积体系；

C—中中新世后开阔海沉积体系

（1）神狐组—文昌组（T_g—T_8）　沉积相的展布特征(图10)：湖相、较深湖相仅分布于长期发育的凹陷中，如惠州、白云、文昌、恩平和西江等凹陷。深湖相湖盆的长轴方向为水系的延伸，湖区短轴不对称。靠一侧深湖相发育，为好的生油凹陷；物源多，古河流短促，隆起分割了内陆湖盆，形成多凸多凹的景观；从边缘到湖盆中心，由平原河流，河湖交替、浅湖、较深湖相的配置关系组成，向上逐渐扩大。

（2）恩平组（T_8—T_7）(图11)　继承了古新—始新世以来湖盆彼此分割的古地理格局。

表 2　珠江口盆地第三纪地层简表

地质时代		地层名称		厚度	岩性简述	古生物组合	地震反射		接触关系	地质年代	分布
单位	符号	组	段	(m)			层序	标志层		(百万年)	
第四纪	Q			140～340	粘土，粉细砂	N22 NN19—20		T_0	整合	1.85	
上新世	N_2	万山组		109～635	灰绿色泥岩夹粉细砂岩、砂岩	N18—21 NN12、13、18	Ⅶ	T_1	整合	5.00	
晚中新世	N_1^3	粤海组		63～538	灰绿色泥岩夹砂岩	N16、17 NN10—11	Ⅵ	T_2	假整合	11.00	
中中新世	N_1^2	韩江组		159～1153	浅灰绿色泥岩与灰白色砂岩互层，夹石灰岩、白云岩	N9、12、14 NN5—9	V_2	T_3	整合		珠一坳陷厚
							V_1	T_4	整合—假整合	14.00	
早中新世	N_1^1	珠江组	上	377～1345	灰褐灰色泥岩夹灰、浅灰色粉细砂岩，上部夹礁灰岩，中部之顶为一大砂岩层	N4、6、7、8 NN1—4	IV_3	△（泥岩）T_5	整合—假整合	21.00	恩平、惠州凹陷厚度大
			下				IV_2	△（大砂岩）T_6	整合	22.50	
晚渐新世	E_3^2	珠海组		135～841	自下而上呈粗—细正旋回，有相变，上部：褐灰色泥岩夹浅灰色砂岩、下部灰白色块状砂岩夹灰色泥岩	N7、9 NN1 NP24—25	IV_1	T_7	区域不整合	32.00	文昌、恩平、惠州凹陷厚度大
渐新—始新世	E_2^1) E_2	恩平组	上	79～1140	灰、灰褐色泥岩与灰白色砂岩互层，灰黑色泥岩夹煤层，灰白色块状砂岩夹灰色泥岩	NP24、25 孢粉：小榆粉，偕什高蹄粉等	Ⅲ	△（含煤层段）T_8	假整合 不整合	33～36	文昌、恩平、惠州凹陷
			中								
			下								
始新世	E_2	文昌组	上	64～912	深灰、棕褐色泥页岩夹灰白色砂岩、粉砂岩，灰色、深灰色泥页岩，底部砂砾岩	孢粉：茂名五边粉	Ⅱ	T_9	整合	56.00	文昌惠州凹陷
			下								
古新世	E_1	神狐组	上	435	灰色砂岩夹杂色泥岩，灰色砂砾岩、砂岩夹灰色泥岩	孢粉：五边五边粉	Ⅰ	T_g	区域不整合		文昌凹陷下部未钻遇
前第三纪	AnR				变质岩、花岗岩						

①N：有孔虫带化石，NN、NP钙质超微带化石，△标志层。

②据王善书、钱光华资料编。

盆地边缘，莽莽荒原，仍以泛滥的平原河流相为主；盆地中部，湖泊沼泽，星罗棋布，多见湖沼相间夹小型湖泊相的景观。相带呈不规则的带状，常见相带缺失。沉积相与厚度受断

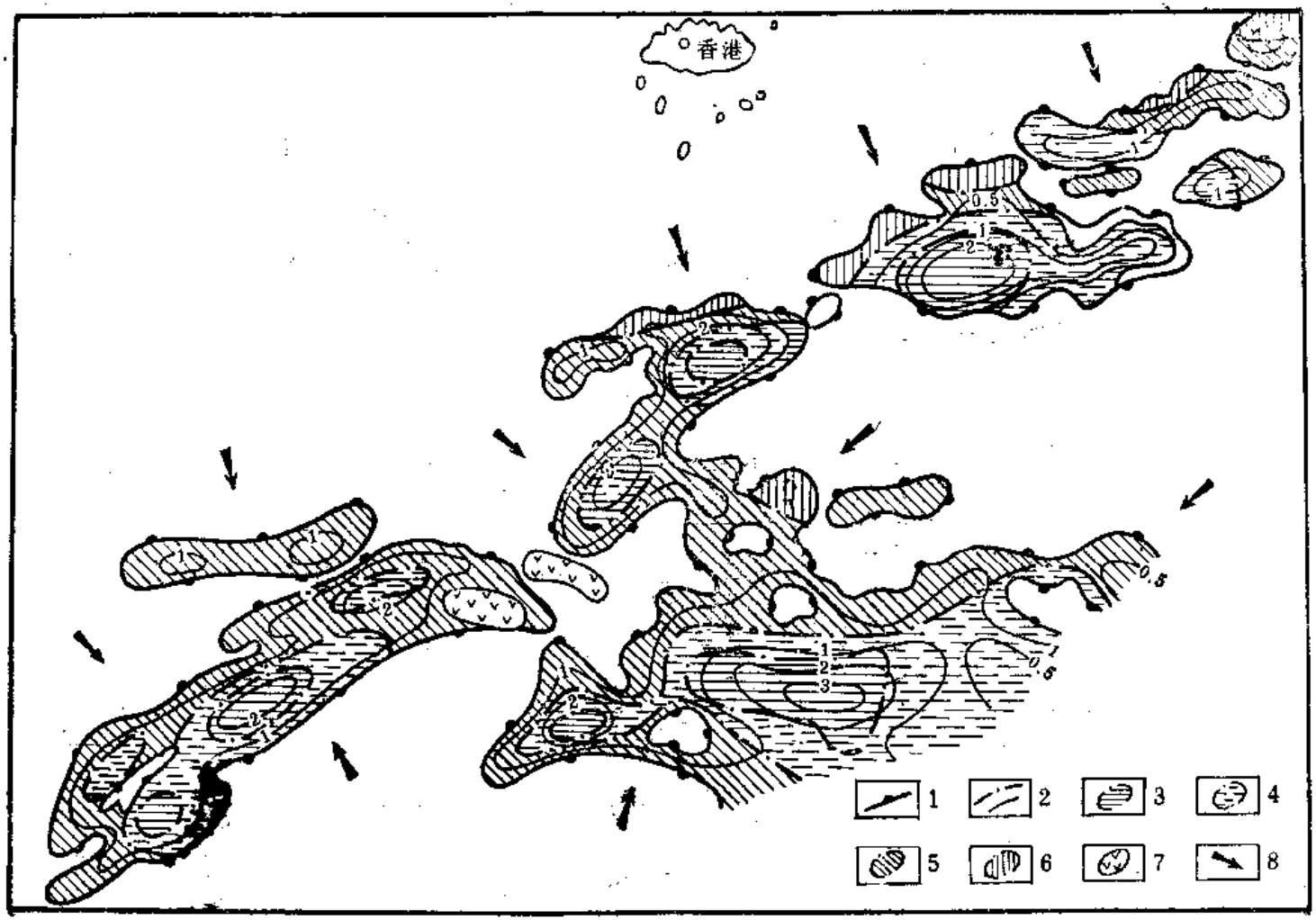


图 10　珠江口盆地第三系神狐组—文昌组沉积相图

1—地层尖灭线；2—相界线及地层等厚线(公里)；3—湖相、半深湖相；4—河湖交替相；5—平原河流相；6—山麓冲积相；7—火成岩；8—物源方向

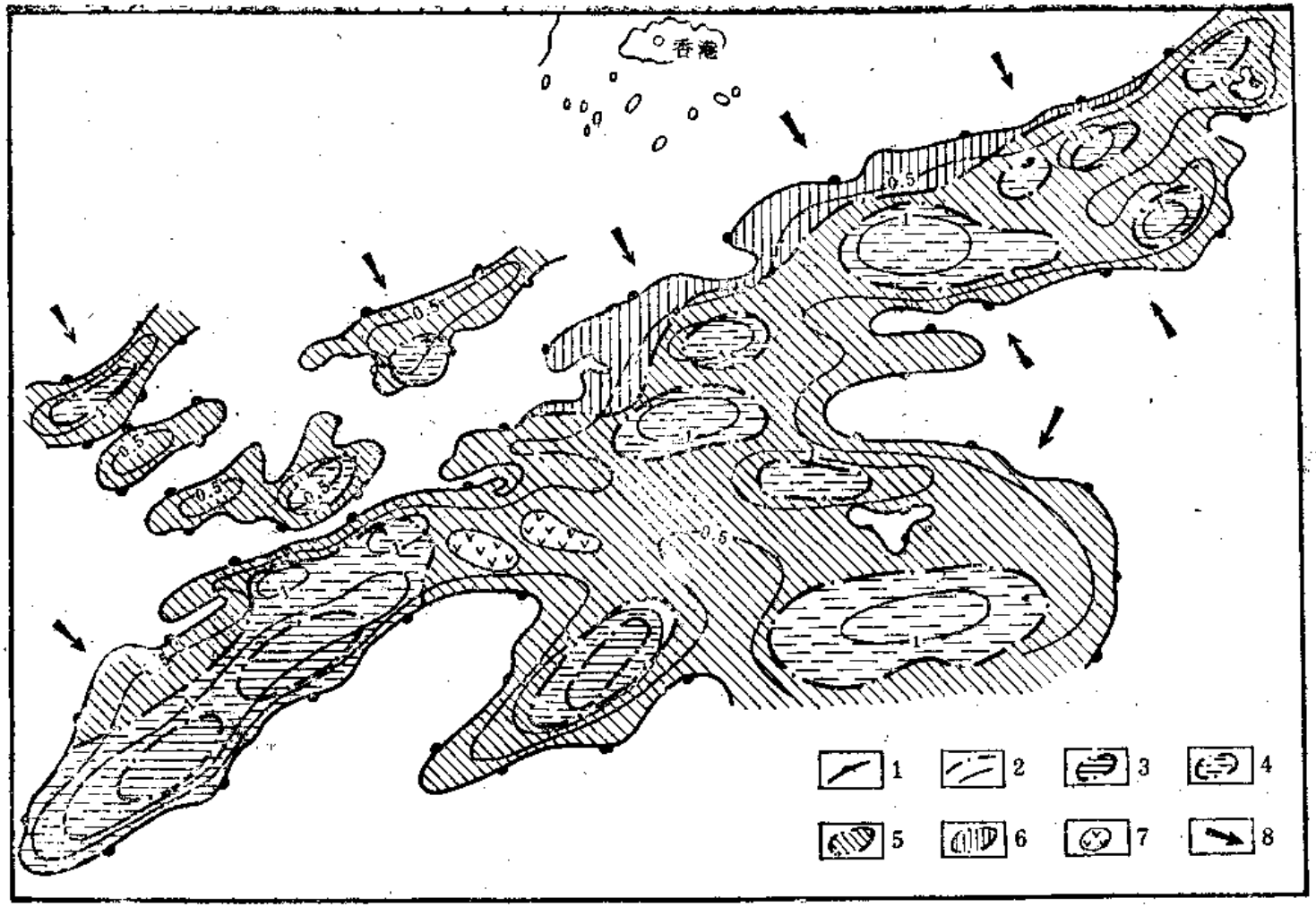


图 11　珠江口盆地第三系恩平组沉积相图

1—地层尖灭线；2—相界线及地层等厚线(公里)；3—湖相；4—湖沼相；5—泛滥平原河流相；6—山麓冲积相；7—火成岩；8—物源方向

裂的控制，高部位厚度小，凹陷中可达2000～3000米。辫状河流亚相见于陆丰、恩平及西江凹陷，滨湖、浅湖亚相见于文昌、白云凹陷。

（3）珠海组（T_7—T_6）（图12） 珠海组沉积时，中下部仍以平原河流相为主。盆地北部河流纵横，南部沧海侵漫。盆地中北部古珠江水系形成的大型三角洲体系是油气的天然储集层。盆地南部展布滨海、浅海及半封闭的海湾相沉积，水域向南扩大、加深。

（4）珠江组（T_6—T_4）（图13） 珠江组为水进型沉积，以半封闭浅海、海湾及台坪相为主。珠江组沉积后期沧海横流，岸线北移，与莺歌海、台湾西南盆地连成一体，神狐暗沙隆起全部没入水下，晚期具开阔海的性质。于古珠江水系部位边缘相带有加宽向南凸出之势，为三角洲相区，远离物源的中部为海湾相，盆地边缘及水下隆起见台坪相。热带气候的演变适于台地碳酸盐岩沉积。

3.三角洲体系及生物礁

（1）三角洲体系 珠海组上部到珠江组沉积期，波浪汹涌的古珠江的强烈冲积，使西江、恩平与惠州凹陷一带形成十分壮阔的古珠江三角洲体系，发育大套厚层块状河道砂岩，其南缘沉积了半弧形的三角洲前缘带。其中珠海组的三角洲体系没有明显的底积层，于前缘带之外见到沙坝，是被海水破坏的尖嘴状三角洲。珠江组沉积时，此三角洲很少受到海浪的改造。

珠江组上部（T_5—T_4）见多种海相三角洲砂体（杨甲明，1985），下段以辫状水系的沙坝为主，砂体广布；上段内陆架型沙坝发育，井下普遍见到河口坝、潮汐坝。这类砂体是惠州凹陷最好的油气储集层。

西部珠三拗陷有来自西部海南隆起的万泉河三角洲体系。

（2）生物礁 珠江口盆地第三纪生物礁分布广，规模大，沿东沙隆起至神狐暗沙成群成带展布。目前已发现、鉴别近百处，总面积1000多平方公里。成礁期长。从晚渐新世、中新世至上新世、全新世都有礁的生长，尤以中新世发育最盛。所见的类型有堤礁、塔礁、岸礁及补丁礁（曾鼎乾，1985）。礁体呈平缓凸起，内部略显成层性。少数礁体可鉴定出礁核、礁前。在地震剖面上，礁体的反射绚丽多姿：一般有明显的边界形态，上超、披覆、反射中断、凌乱或连续性变差以及具绕射波等，大部分表现为低速异常。据对已钻遇的几个礁体的研究，其主要由红藻、珊瑚、海绵、苔藓虫等生物遗体组成，为泥晶珊瑚藻灰岩、海绵珊瑚藻灰岩。化学成分纯，碳酸盐占99.88～97.27%，次生溶孔、溶缝发育。

晚渐新世以来海水向北进泛，隆起高部位的缓坡带或断层上盘等起伏不平的古地形，加之亚热带气候的演变，为礁的繁殖创造了有利的条件。东沙隆起及神狐暗沙两个礁群位于晚渐新世以来的水下隆起，两者遥相呼应。沿古隆起边缘有堤礁分布，它是由早期的岸礁演化而成，堤礁之后向陆侧有塔礁、补丁礁散布。东沙隆起中部由岸礁、堤礁形成大的礁体，呈弧形、环状礁，被誉为南海的“明珠”。早中新世以来由西向东多期生物礁形成期的变化，展示了成礁期古海岸线的变迁。

三、油气矿产资源

珠江口盆地已在14个构造上发现工业油气藏，属背斜构造或地层岩性圈闭类型。其中有储量可观的大油田及单井日产量大于2000立方米的油气藏，进一步证实了盆地具有优越

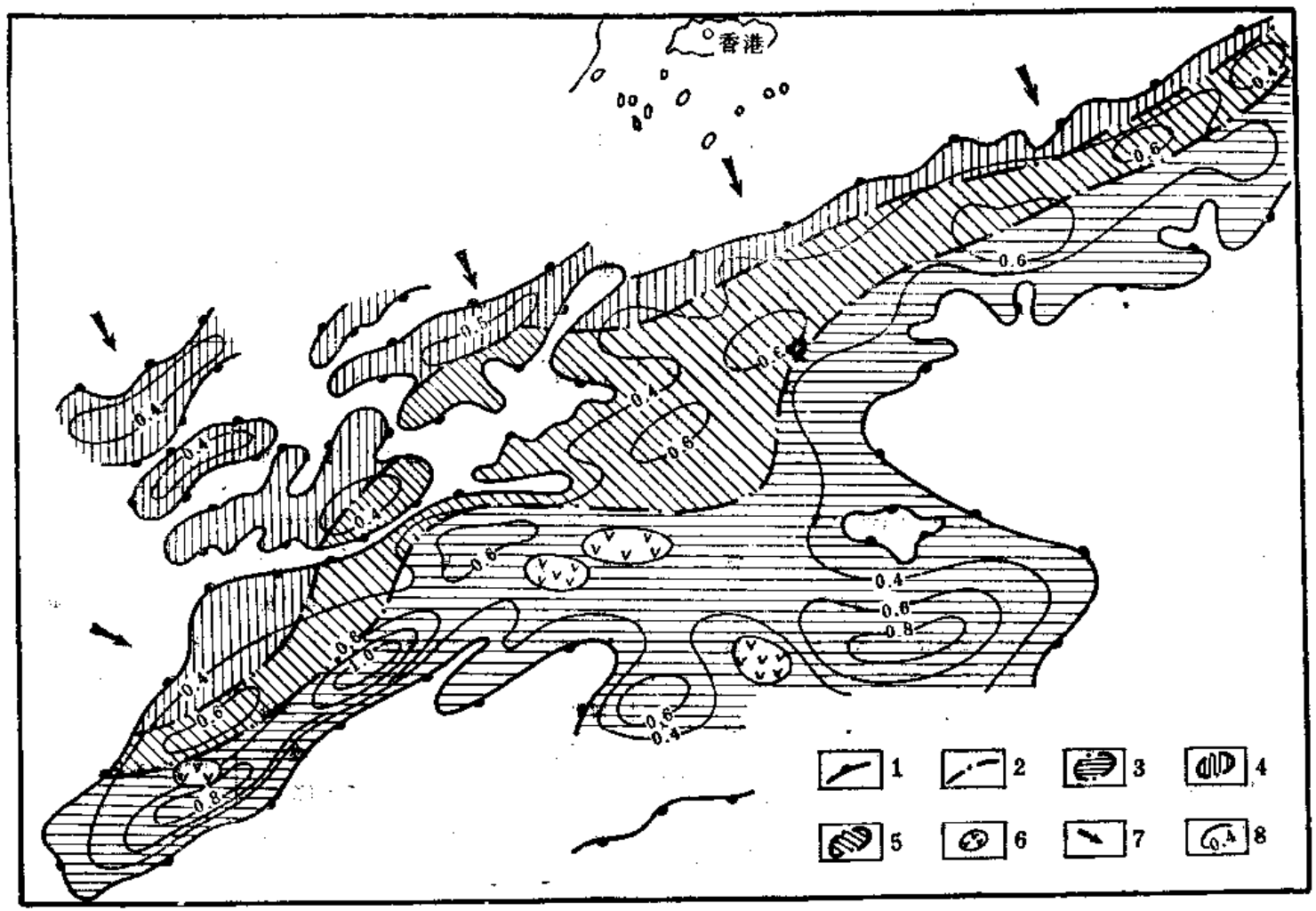


图 12　珠江口盆地第三系珠海组沉积相图

3—浅海—滨海相；其他图例同图10

表 3　珠江口盆地第三系主要组段沉积环境特征表

地层组段	主要岩性	古生物特征	主要相带	亚相分布	地震相特征	自然伽马测井曲线特征	相带展布
珠江组	泥、砂岩夹石灰岩	少量浮游有孔虫，并见底栖及广盐性有孔虫，（浅海、滨海）见红树热带植物孢粉	浅海 海湾 台坪 三角洲	滨海平原 前三角洲 台坪—台地	海湾：弱中振幅，中高频连续—较连续反射。丰度稀疏—密集。 台坪：中振幅，中低频，较连续—断续稀疏—密集，波状结构	块状高值为主 大套块状低值峰	台坪：隆起 三角洲：古珠江部位 海湾：盆地中部
珠海组	暗色砂、泥岩，石灰岩	喜冷的松杉，热带低地红树、海桑 （热带滨海沼泽，间有高山寒冷）	平原河流 浅海 滨海 三角洲	沼泽 生物礁	平原河流：弱振幅，中高频断续反射，丰度稀疏呈缓楔形 三角洲：中振幅，连续夹强弱振幅，连续中频密集反射	块状低值夹指状高值 块状低值夹指状高值	三角洲：古珠江部位 生物礁：古隆起
恩平组	煤系砂、泥岩	见蕨类孢子、水蕨、水龙骨 （沼泽河流）	湖沼 浅湖 平原河流	辫状河 间湾湖沼 三角洲前缘	浅湖：中振幅连续中低频，丰度较密集有发散结构	块状高值夹指状低值	沼泽湖泊浅海：均见于凹陷
文昌组	褐色砂、泥岩夹煤线及泥灰岩	早期榛木粉（寒冷）中晚期棕榈（湿热）见球藻、盘星藻等（湖泊）	湖泊 滨湖		湖相：连续好，内部反射相平行，中弱振幅，中低频，丰度低	块状高值为主，夹锯齿状低值	湖泊：凹陷中
神狐组	杂色砂、泥岩	榆科、蕨类（半干旱气候）	冲积		冲积：低频、弱振幅、不连续相	块状低值为主（砂、泥岩）	冲积：凹陷中

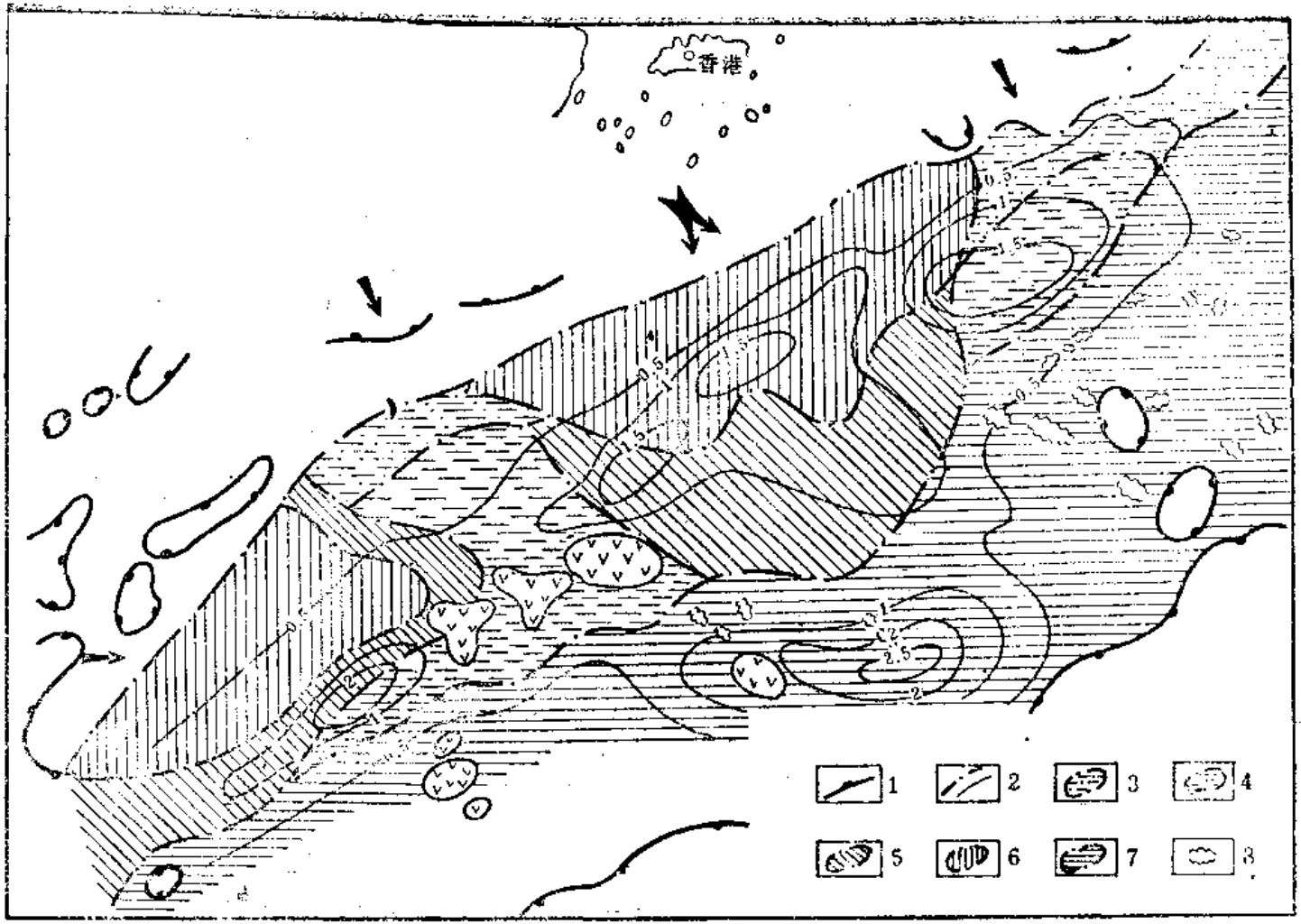


图 13　珠江口盆地第三系珠江组沉积相图

3—滨海平原相；4—浅海海湾相；5—三角洲前缘相；6—三角洲相；7—台坪相；
8—生物礁；其他图例同图10

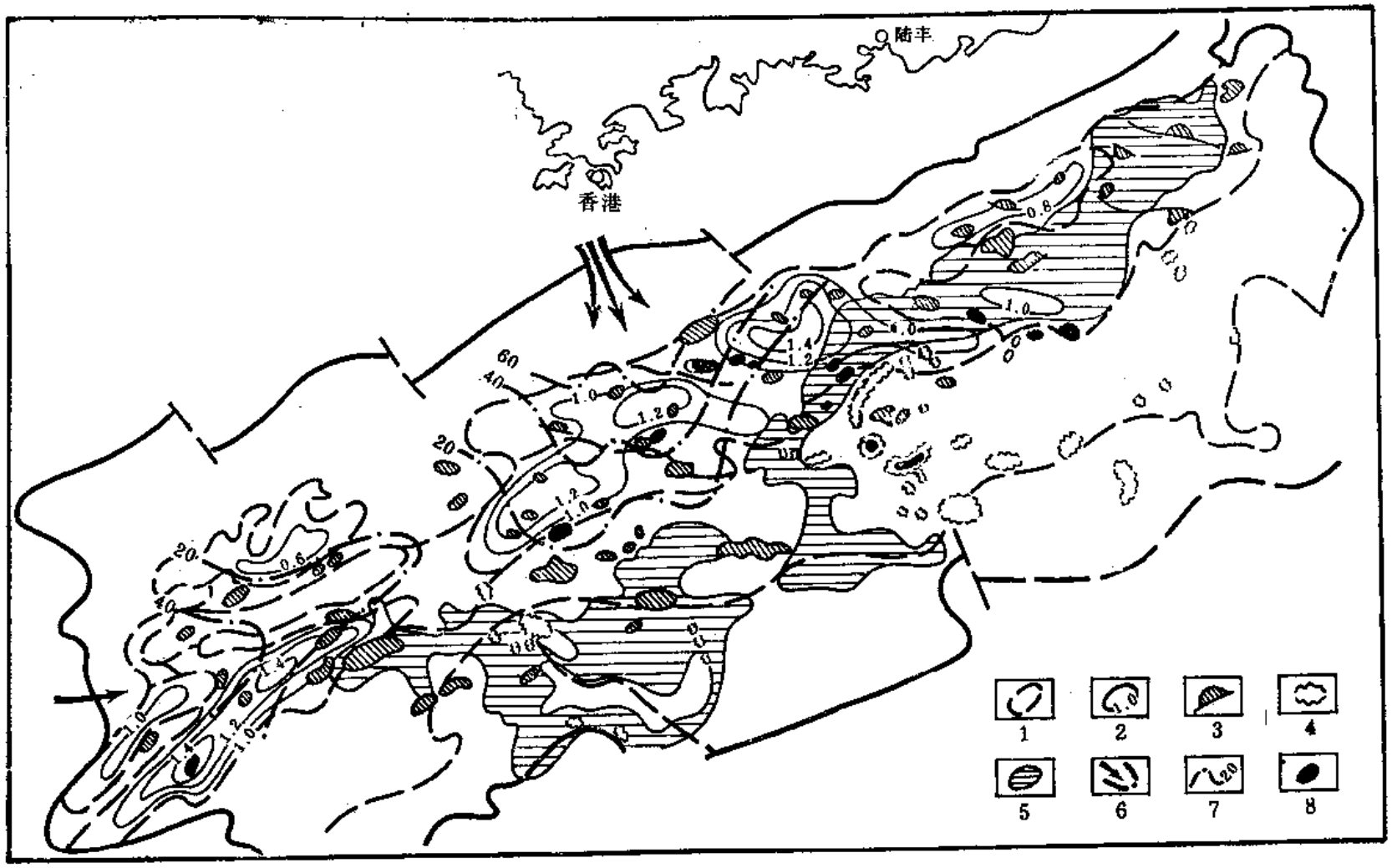


图 14　珠江口盆地石油地质略图

1—凹陷；2—有效生油岩厚度（公里）；3—主要局部构造；4—珠江组生物礁；5—珠江组生物礁分布区；6—珠海组、珠江组三角洲砂体分布区；7—珠江组砂岩百分含量；8—油气田及含油构造

的石油地质条件（图14）。

惠州、白云、文昌、西江、恩平等凹陷分布文昌组、恩平组、珠江组的生油岩系，分别为湖泊、湖沼和浅海海湾相的沉积，属非补偿性的快速沉积。其中文昌组、恩平组暗色泥岩的平均厚度可达500～900米，惠州凹陷成熟生油岩的面积约6000平方公里，体积约3000立方公里，其它凹陷亦具一定成熟生油岩的面积和体积。据6个凹陷的不完全统计，以文昌组的生油性能最好，恩平组、珠江组次之（图15）。各组的有机质丰度、生油潜能和母质类型（平均含量）见下表：惠州凹陷文昌组的生油性能具代表性，TOC：1.61～

地层组段 \ 项目	TOC(%)	"A"(%)	HC(ppm)	S_1+S_2(mg/g)	母质类型
珠江组	0.61	0.064	339	1.42	Ⅱ-Ⅲ偏型Ⅲ
恩平组	1.01	0.149	713	2.26	Ⅱ-Ⅲ型
文昌组	1.84	0.183	902	5.40	Ⅰ-Ⅱ型

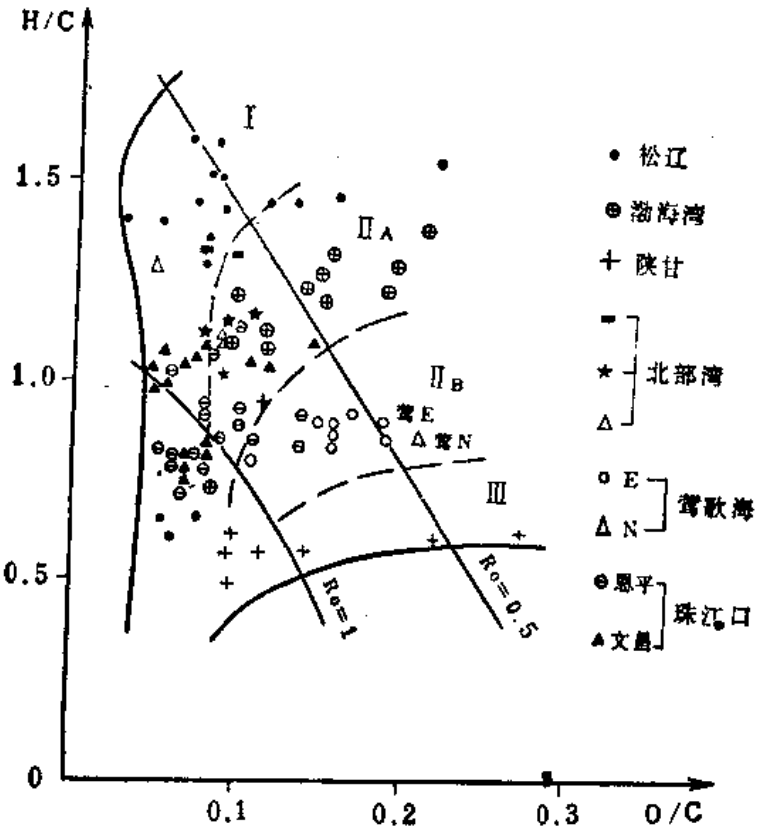


图 15　文昌组、恩平组干酪根分类演化图
（据南海东部石油公司资料）

2.05%，"A"：0.1305～0.239%，S_1+S_2：3.68～14.67mg/g，HC：687～2037ppm，母质类型：Ⅰ～Ⅱ型，属好的生油岩。恩平组含沥青煤，是盆地中较好的重要生油岩。珠江组在惠州、白云凹陷埋藏较深，局部已初成熟，是不可忽视的潜在油气源岩。由4-甲基-C_{30}甾

烷与奥利烷、三环双萜烷、孕甾烷的油源对比中，上述三套生油岩已得到证实（王安乔等，1986）。

盆地的地热值（1.88HFU）高于世界海洋的平均值，地温梯度较高(3.6°C/100米)，具备良好的热演化史。文昌组、恩平组的R_o一般大于0.5，TAI大于2.5，各凹陷的生油门限深度为2400～2800米，门限温度102°C，生油高峰深度2800～3300米。珠江组、韩江组沉积后促成大量生烃、排烃（图16）。

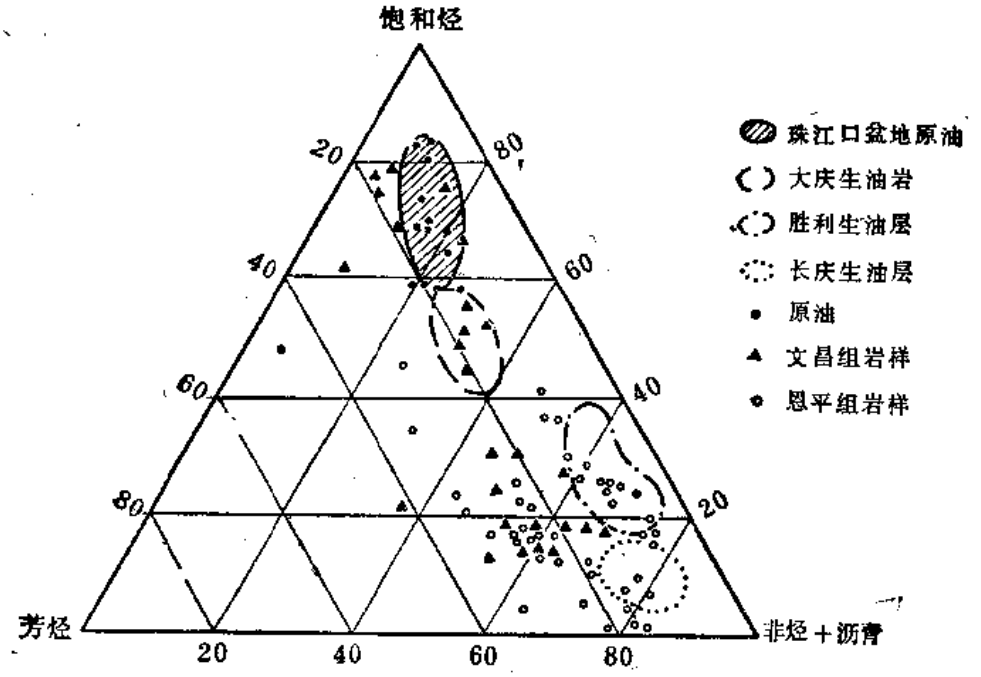


图 16 文昌组、恩平组族组分三角图
（据南海东部石油公司资料）

目前已发现油气藏的储集层是珠江组、珠海组的三角洲砂体与生物礁块。砂岩储集层为中、细砂岩及泥质粉砂岩，储集物性好：孔隙度 8～30%，渗透率 50×10^{-3}～2800×10^{-3}平方微米。已发现的礁油藏为泥晶珊瑚藻礁及海绵珊瑚藻礁，次生溶孔、溶缝发育，亦见原生晶间孔、粒间孔。礁体的孔渗性能变化大，孔隙度5～11%，最大28%，渗透率40×10^{-3}～60×10^{-3}平方微米，最大1130×10^{-3}平方微米。韩江组、文昌组与前第三系亦钻遇油层。三角洲砂体与礁块之上有珠江组上部和韩江组厚约500米的泥岩覆盖，即T_8～T_4反射层海相泥岩大面积的展布，构成了良好的区域性储盖组合。从北到南泥砂比由30%增至80%，惠州凹陷的东南部直至东沙隆起区域盖层好，有利于油气的保存。

已落实的局部构造圈闭近300个，圈闭面积约8600平方公里。以背斜、半背斜为主，与基岩断裂、隆起和断块山有关，多呈构造带展布。已发现的东沙隆起和神狐暗沙隆起礁群，有近百个大小不等的礁体，此岩隆和礁体的分布面积可达1800平方公里，还有大面积生物滩的展布。不同成因圈闭序列的特定配置关系组成横向的圈闭组合，各拗陷和隆起的圈闭组合类型各异。一般凹陷为断裂形成的构造（逆牵引、半背斜等）—挤压背斜—地层圈闭组合，隆起区以基岩生长构造—披覆背斜—岩性（礁块）圈闭组合为特色。不同成因

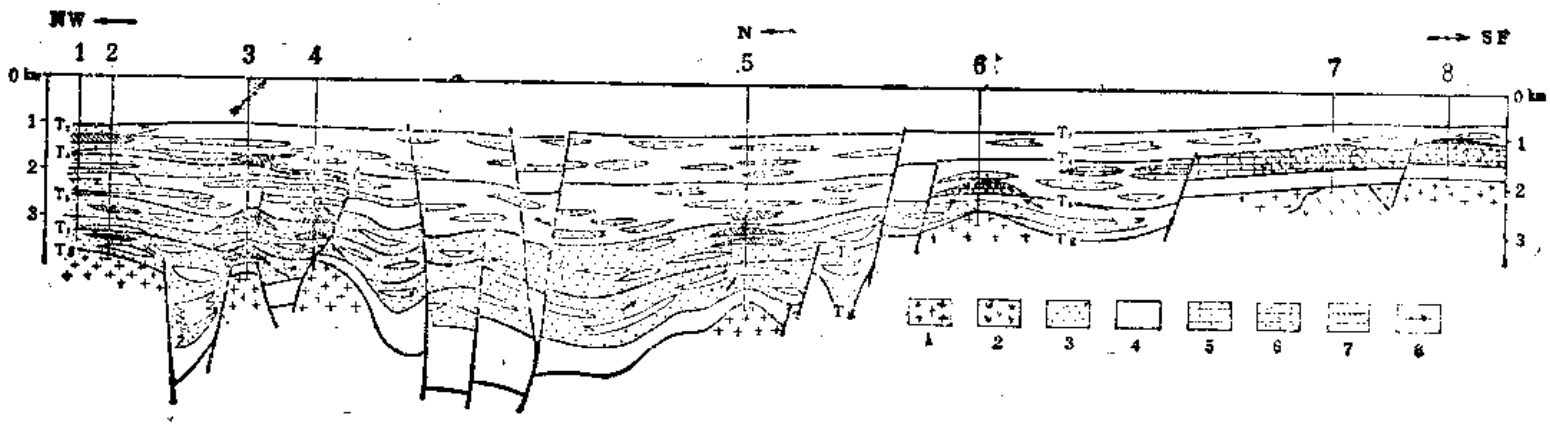


图 17　珠江口盆地惠州凹陷—东沙隆起油气藏构造横剖面图

1—花岗岩；2—安山玢岩；3—砂岩；4—泥岩；5—石灰岩；6—生物礁；7—油气层；8—油气运移方向

圈闭叠合的继承配套关系组成纵向的复合圈闭，各拗陷及隆起有不同的基岩圈闭—各种背斜构造—地层岩性等多种复合圈闭。多种类型的圈闭组合和复合圈闭使油气层成带分布，构成珠江口盆地多种成因类型的油气田(藏)(图17)。大部分局部构造的形成期与油气成熟期同期或早于油气成熟期，提供了有利的油气聚集条件。

综上所述，珠江口盆地具备良好的油气勘探前景。根据早期油气评价预测（邱中建等，1981），远景地质储景可达数十亿吨。随着油气勘探开发的进展，珠江口盆地将成为中国南海的重要石油工业基地。

参 考 文 献

1. 郭令智等，“西太平洋中新生代活动大陆边缘和岛弧构造的形成及演化”地质学报，第57卷第1期。
2. Lisitzin A.P.and Shirshov P.P. Avalanche sedimentation sea Level Variation, Hiatuses and Pelagic sedimentation——Global Law 27th IGC Moscow 1984.
3. Логачев Н.А., Зорин Ю.А.Строение и Стадии развимия байкальского рифта 27й международный геологический конгресс 1984 Москва.
4. Taylor B.and Hayes D.E.1979, The Tectonic Evalution of South China Basin through terliary Seafloor Spreading.Lamont-Doherty Geological Obervatory of Columbia University Palisades, New York 10964.
5. 王善书，“珠江口盆地地质构造的基本特征”，石油学报，1982年增刊。

南海北部大陆架西区新生代盆地石油地质条件

张启明　　寇才修

（中国海洋石油总公司南海西部石油公司）　　（地质矿产部南海地调指挥部）

提要　本区位于特提斯—喜马拉雅构造域和滨太平洋构造域交汇处，包括北部湾、莺歌海和琼东南盆地。通过对钻井资料的分析认为，盆地演化经历过地槽阶段、边缘海盆地阶段和不稳定克拉通山间盆地阶段。下第三系局限于断陷之中，上第三系覆盖了所有的凸起和地堑，成为统一的沉积盆地。

盆地中最有意义的是一号断裂，它是莺歌海和琼东南盆地的分界断裂，可能与红河地堑的斋河断裂相接，是一条板块边界断裂。一号断裂以西的莺歌海盆地为产生在走向滑动断层上的一个第三纪盆地，以东的北部湾、琼东南盆地为断陷盆地，它们具有各自的石油地质特点。

本研究区位于广东省以南，东径108°～112°北纬17°～20°之内，面积12万平方公里，在这个海域里分布着北部湾、莺歌海和琼东南等三个新生代含油气盆地（图1）。早在60

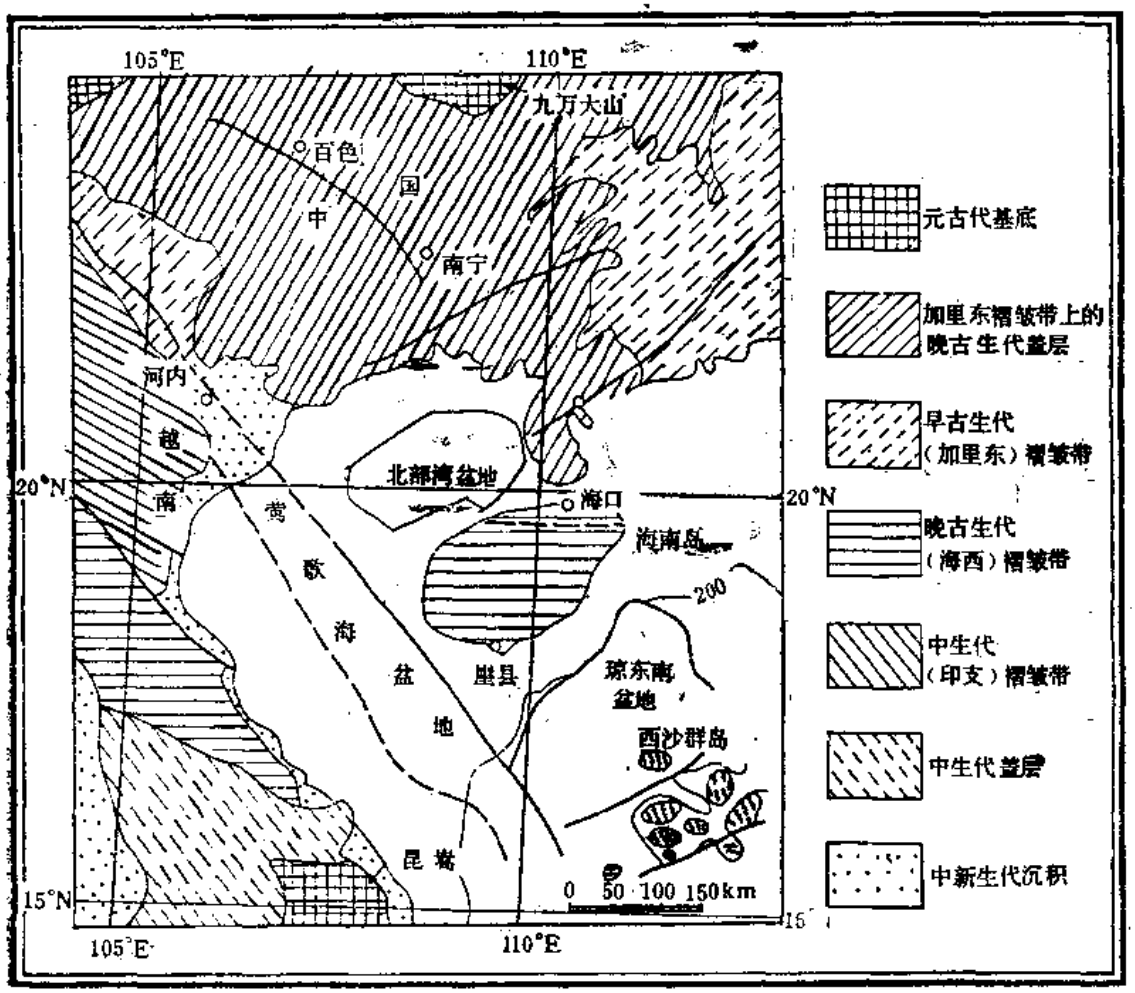


图 1　研究区及邻区大地构造略图

年代初开始石油普查与勘探，70年代进行系统的地质调查工作，包括地震、重力、磁力、测深和地质调查等综合性地质地球物理概查和局部普查工作，并用地震船进行24次覆盖的数字地震。1977年用自升式钻井平台钻探湾1井，于第三系获得油气。

自从1978年中国政府实行对外开放政策以来，有许多外国石油公司和中国海洋石油总公司合作，在以上三个盆地开始大规模的勘探，获得可喜的成果。在北部湾盆地已发现五个不同类型的含油构造：有断层鼻状构造、潜山断裂背斜、披覆背斜、断裂背斜、地层超覆不整合等，以围10-3断鼻构造油田较好，现已投入开发，1986年开始生产原油。在琼东南盆地也发现了储量可观的天然气田，证明北部湾、莺歌海和琼东南盆地是富含油气的地区。

除此之外许多中外学者如黄汲清（1977）、朱夏（1982）、秦勒和海斯(1980，1982)、哈勒威（1982）、茹克和帕格特（1985）等都对本区作了出色的研究。

本文拟就盆地实际资料，分析盆地的演化，论述其含油气前景。

一、构造位置和基底岩石

研究区位于特提斯—喜马拉雅构造域和滨太平洋构造域的交汇处（图1），它的周围分别是越北印支褶皱带、粤桂加里东褶皱带、海南岛海西褶皱带以及第三纪张开的南中国海盆地。

区内已有20多口井钻遇五种不同类型的基底岩石，计有下古生界变质岩、下古生界白云岩、上古生界石灰岩、中生界花岗岩以及白垩系红层。下古生界变质岩包括变质程度不同的板岩、千枚岩、片岩、片麻岩、花岗片麻岩以及混合岩，是盆地内钻遇的最古老的岩系，代表盆地早期经历过地槽阶段，经加里东运动褶皱回返。上古生界的石灰岩夹碎屑岩未变质或只有轻度变质，代表盆地经历过一个稳定的边缘海盆地阶段。中生界的花岗岩有三叠、侏罗和白垩系，放射性年龄在85～235百万年，是印支运动以后克拉通活化的产物。白垩系红层是一种磨拉石式的碎屑沉积，富含火山碎屑，代表不稳定克拉通山间盆地阶段。

现在盆地内，下古生界的变质岩和中生界花岗岩多分布于断块山顶，上古生界的石灰岩分布于地堑中央，这些山头若被第三系生油岩包围，即可形成古潜山油藏。白垩系的红层多分布于斜坡带。

钻井证实，盆地内基底岩石基本上是边缘各地质构造单元向盆地内的延伸，同时也证实盆地的构造发展史具多旋回性质。

二、新生代地层

盆地内充填了近万米的第四系—第三系沉积。下第三系沉积都局限于地堑或半地堑中，为分散的陆相沉积，层位和时代都是用孢粉化石确定的。上第三系变为海相沉积，含丰富的海相化石，时代与层位鉴定比较准确。上第三系覆盖了所有的地垒和地堑，沉积中心也由分散的转变为统一的。如北部湾盆地四周薄，中间厚，沉积中心位于海中凹陷处。莺歌海与琼东南盆地上第三系和第四系由北向南增厚至西沙北海槽厚达数千米，成为近代的沉降中心。全剖面中有五个不整合面，形成多旋回性沉积（见表1）。

目前盆地内发现最老的地层为长流组，岩性为红色砂岩、砾岩和泥岩。砾石成分中含大量岩块，分选和磨圆度差，胶结物多被氧化铁侵染，属洪积—冲积扇相。含三孔扑粉—五角粉孢粉组合（*Celtispollenites triporatus—Pentapollenites*），属晚古新世—早始

表1 研 究 区 地 层 表

地层		北部湾盆地			琼东南盆地		莺歌海盆地	
系	统	组		厚度(m)	组	厚度(m)	组	厚度(m)
第四系				7～35		123～1778		1049～2178
上第三系	上新统	望楼港		300～400	莺歌海	322～1754.5	莺歌海	209～1499
	中新统	灯楼角		145～596	黄流	0～305	黄流	46～657
		角尾		400～600	梅山	101～433	梅山	242～578
		下洋		72.5～531	三亚	0～514	三亚	106～>207
下第三系	中、上渐新统	涠洲		0～1115	陵水	0～816		
					崖城	0～910		
	下渐新统	流沙港	一段	0～1894	尚未钻遇			
	中、上始新统		二段					
			三段					
	上古新—下始新统	长流		0～840				
前第三系								

新世。在盆地内长流组超覆不整合在第三纪以前各时代地层之上，厚度0～840米。

流沙港组，由上至下分一、二、三段，流二段为巨厚的湖相灰黑色页岩，是主要的烃源岩，下部流三段为灰黑色页岩夹砂岩，是北部湾盆地的主要储集层，沉积物中含许多球粒状黄铁矿、菱铁矿以及比较丰富的动植物化石，与下伏长流组为整合接触。富含栎粉属孢粉组合（*Quercoidites*）。流一段为灰—灰黑色砂、泥岩互层。于北部湾盆地西部流二段顶部被剥蚀，流一段超覆不整合其上，时代属早渐新世。整个流沙港组厚度0～1894米。

涠洲组：岩性为杂色、紫红色泥岩与浅灰色砂砾岩、砾岩互层，局部见海相夹层与煤层超覆于流沙港组之上，顶部遭受过不同程度的剥蚀，厚0～1115米，至琼东南盆地称陵水组和崖城组。崖城组为深灰色泥岩与灰白—浅灰色砂砾岩夹煤层，是崖13-1气田的烃源岩，厚度0～910米。陵水组不整合于崖城组之上，岩性为灰—深灰色页岩与灰白—浅灰色厚层、块状粗—中粒长石砂岩、长石石英砂岩、含砾砂岩，厚度0～816米。含哈氏粗肋孢—倍什高腾粉—厚壁天胡菱粉组合（*Magnastriatites howardi—Gothanipollis bassensis—Hydrocotaepites pachydermus*），含介形虫、腹足类以及钙质超微化石。属中、晚渐新世。

下洋组：岩性为绿灰色、灰白色砂砾岩，砾状砂岩夹少量灰色泥岩，分布于北部湾盆地，琼东南盆地岩性同上夹薄煤层　厚度72.5～531米，与下伏地层为不整合接触。含有孔虫化石，有西帕罗抱球虫组合—初始拟抱球虫组合（*Globigerina ciperoensis—Globigerinoides primordius*），时代属早中新世。

角尾组：北部湾盆地角尾组下部为绿灰色细砂岩、泥质细砂岩和泥岩，上部为灰色泥岩。莺歌海和琼东南盆地称梅山组，岩性为一套含灰质岩类，有灰质砂岩、砂砾岩及生物碎屑灰岩。厚度101～578米。含夏克螺轮虫—赤坡甲抱虫（*Turborotalia siakensis—Cassigerinella chipolensis*）。时代为中中新世。

灯楼角组：北部湾盆地灯楼角组为灰色砂岩、砂砾岩与灰色泥岩互层。厚度145～596米。莺歌海盆地称黄流组，为灰色泥质粉砂岩、粉砂岩与灰白色白垩质泥岩呈不等厚互层，富含左旋壳的螺轮虫化石，厚度46～657米。含*Globoguadrina dehiscens, Globorotalia Lengnaensis, Ammunia altispira, Turborotalia acostaensis*，时代属晚中新世。琼东南盆地普遍缺失这套地层，基于有孔虫化石对比，表明其间存在一个比较长时间（约7百万年）的沉积间断。

望楼港组：为绿灰—灰色泥岩为主夹砂岩，在北部湾盆地厚300米左右，莺歌海、琼东南盆地厚度为209～1754.5米。含有孔虫、瓣鳃类、腹足类、苔藓虫和棘皮动物化石，有孔虫化石有指状拟抱球虫（*Globigerinoides fistulosus*）、最斜拟抱球虫（*Gds·extremus*）、高旋方球虫（*Cloboguadrina altispira*）。玛氏园幅虫（*Globorotalia margaritae*）、肿园幅虫（*Globorotlia tumida*）为滨—浅海相碎屑岩沉积，时代为上新世。

第四系：北部湾盆地厚7～35米，为滨海相浅黄色砂层和浅灰、灰黄色粘土沉积。莺歌海、琼东南盆地厚123～2178米，为浅海相未成岩的绿灰色砂泥沉积，含生物碎屑。莺歌海盆地第四系与上第三系分界主要依据为：第四系以底栖类为主，未石化，热带、亚热带种属消失，含以*Gwboroeulia trumcatulinaides*为代表的动物群。第三系以浮游类为主，热带、亚热带种属大量存在，以*Globogundrin multicamerata*为代表。

三、盆地的构造特征

南海北部大陆架西区的新生代盆地都是由断层圈定的，其中最有意义的是一号断层，它是分割莺歌海和琼东南盆地的一条边界断层，已被地震资料所证实，全长250公里，走向北西，为一向西南下掉的正断层。

一号断层向西北延伸可能与越南北部境内的红河地堑系内最北面的斋河断层相连接。Kat(1969)认为环太平洋构造域和地中海构造域的分界线不应该是红河断裂，而是斋河断层。斋河断层两侧的岩相、建造、地层以及地球物理场都不同。它可能是印支运动时两侧大陆板块聚敛，古地中海板块向华南地块俯冲消减，使两侧大陆相碰撞，巨厚的前三叠纪沉积强烈褶皱，古地中海关闭后的一个缝合线，在斋河断层南部存在着两条蛇绿岩套：一个是桑马带，为古生代末期到中生代初期的；一个是时代比较新的黑水河带，它们是解释板块边界的极其重要的资料。

斋河断层方位为310°。从断层性质、掉向、斋河断层与一号断层的延伸趋势，均说明一号断层就是斋河断层的延伸。斋河断层断面有糜棱岩化作用，可见它早期受过挤压，第三纪印度板块与欧亚板块碰撞时，斋河断层变为走向滑动断层。河内盆地以及与之相连的莺歌海盆地的生成与它有极其密切的关系，因此一号断层以西的莺歌海盆地是产生在走向滑动断层上的一个第三纪盆地，隶属于走向北西的地中海系统。一号断层以东的北部湾、琼东南盆地为断陷盆地，它们具有自己独特的石油地质特点。

莺歌海盆地已被地震资料所证实没有地垒地堑系，而是一个由两侧向盆地中间加厚的沉积楔，断层与构造比较少见，在盆地中心发育着许多由塑性流引起的泥岩刺穿构造，盖层构造完全脱离了基底的控制。莺2井位于乐东8-1泥岩刺穿构造的顶部，于井深2000～2375米处钻遇软泥，其中不但饱含了水，而且还含天然气，地震层速度很低，为2200～2350米/秒，接近海水，围岩层速度为4200～4600米/秒，证明是一套高压泥岩，它的形成

与沉积速度和沉积环境有关。由于莺歌海盆地沿该断裂带快速下沉，红河携入北部湾的泥沙、粗碎屑都停积在红河口附近，悬浮的细粒物质沉积在莺歌海盆地。这种新沉积物压实程度差，具有很大的孔隙并饱含水分，当埋藏深度逐渐加大时，有机质转化为碳氢化合物，因邻层都是渗透性很差的泥岩，软泥中所含水分和气体无法排出，上覆沉积物压力全部作用到孔隙水上，其结果使流体压力异常增大，并阻止了沉积物的压实，于是形成高压软泥，在压力不平衡条件下或构造运动的激发下产生塑性流动，导致地层上拱形成过载穹窿，持续隆起必然超载刺穿，造成底辟。在盆地中心形成许多泥丘构造，这是莺歌海盆地最突出的标志（图2、图3）。

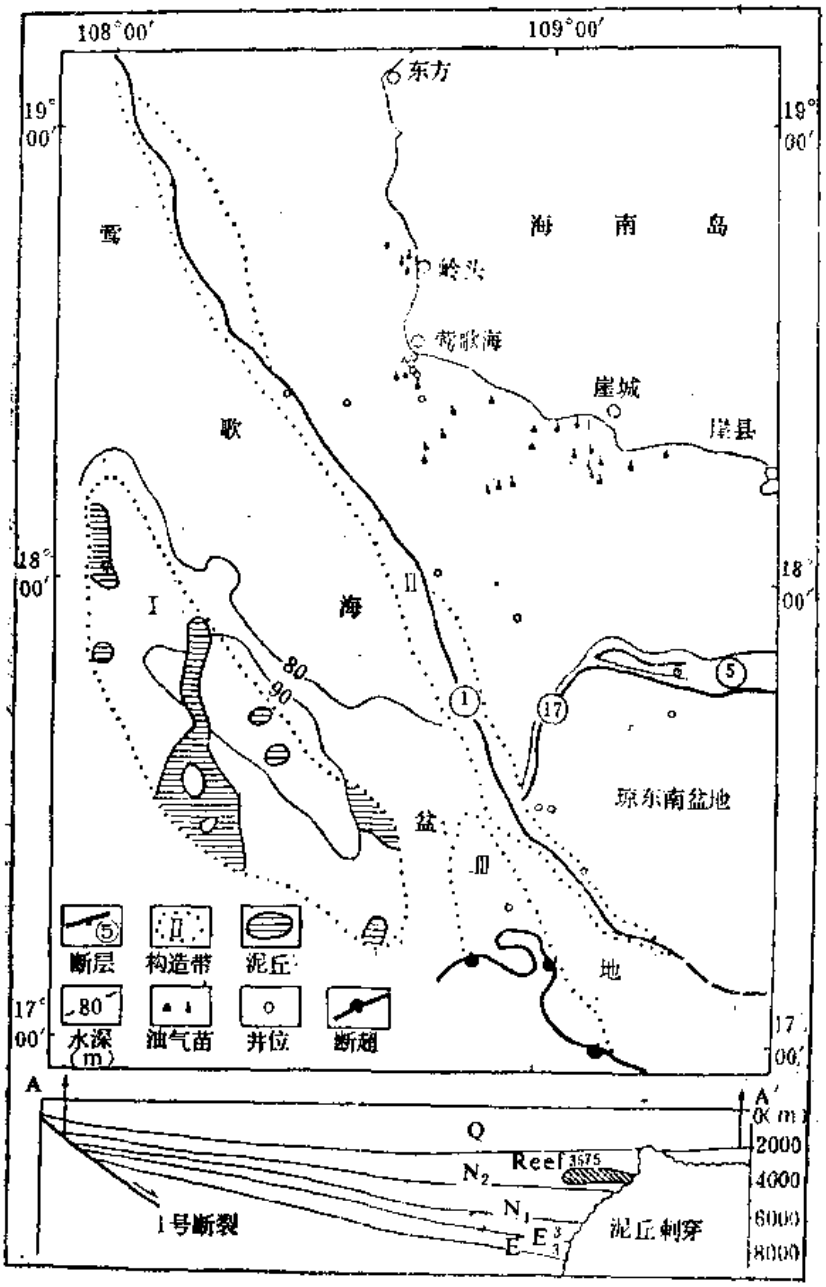


图 2　莺歌海盆地构造略图

I—泥丘隆起构造带；II—断裂构造带；III—东南断隆构造带

琼东南、北部湾盆地为基底卷入型，盖层构造与基底起伏有关，和中国东部中新生代

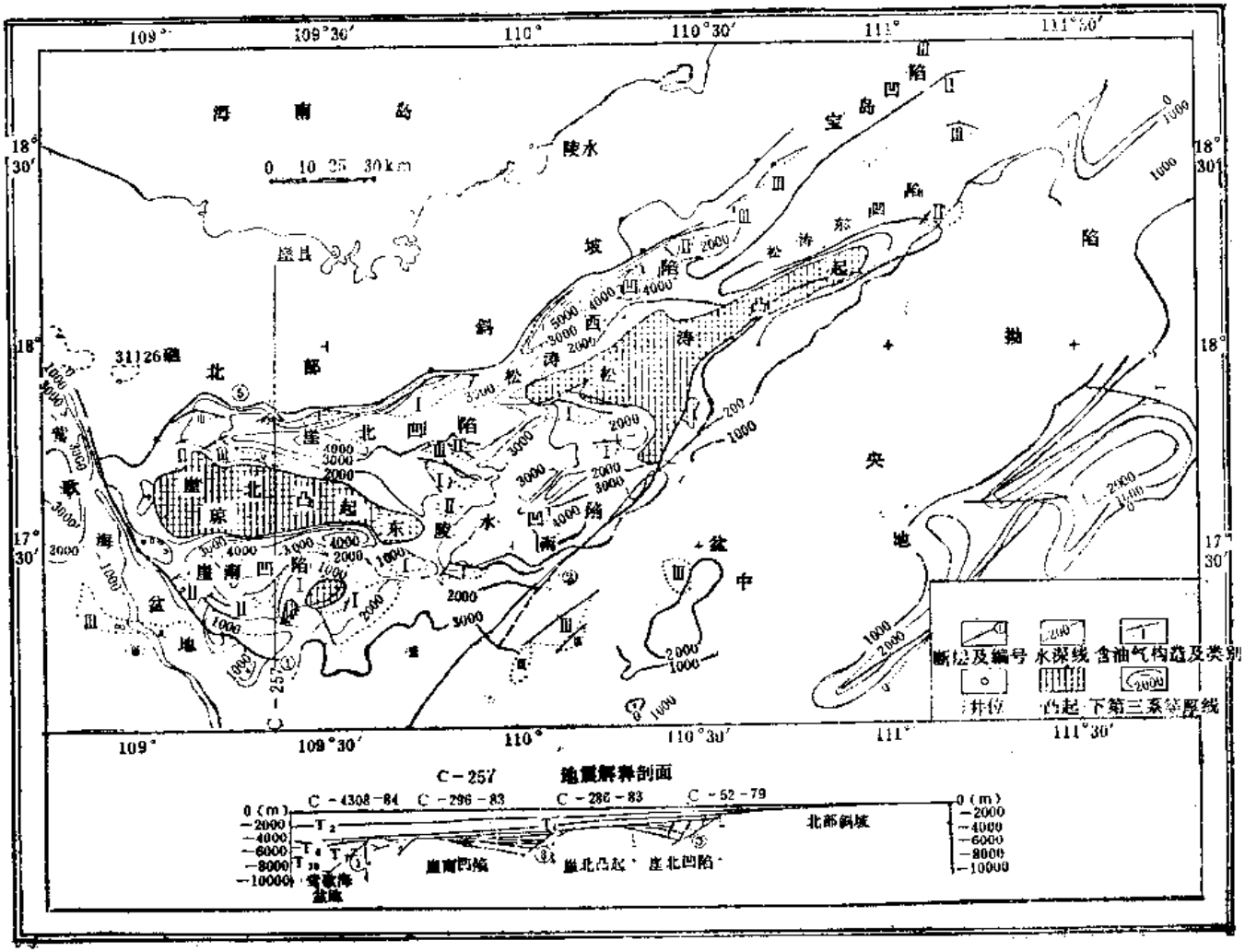


图 3　琼东南盆地构造区划图

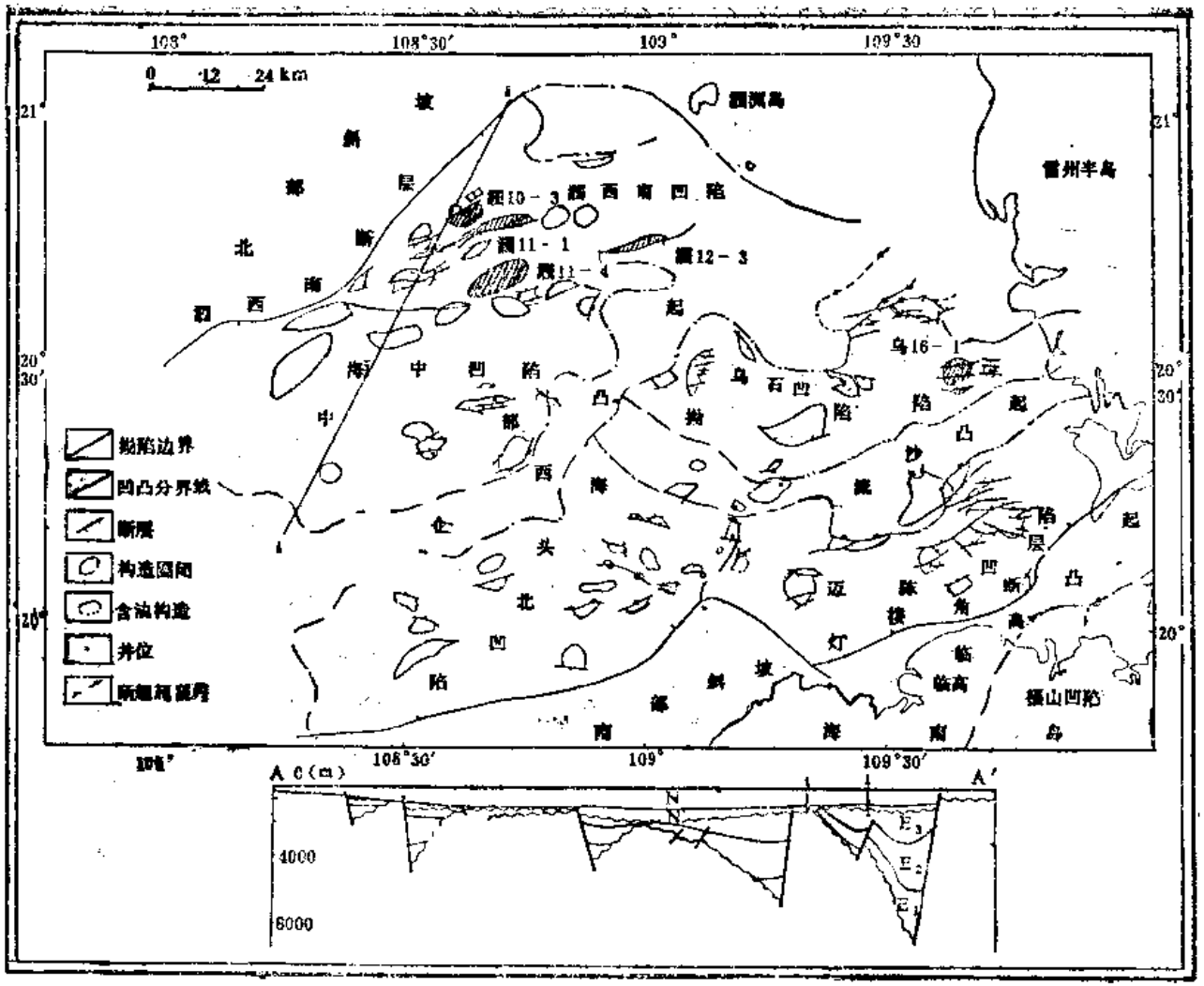


图 4　北部湾盆地构造区划图

盆地一样，是由于地壳被拉张塌陷形成的断陷型盆地，盆地的发生发展与张性断层有关，断层活动导致沿断面发生扭转块断运动，形成许多断面山和箕状凹陷相间排列。如琼东南盆地内可划分为三个构造单元：海南岛隆起以南至5号断层为北部斜坡区，面积4800平方公里，走向近于东西—北东东向，上第三系滨海、浅海相地层超覆沉积其上，最大厚度1000米。5号断层和2号断层之间为北部拗陷区，面积17000平方公里，与北部湾盆地类似，也是由一系列南掉的正断层形成的北断南超箕状凹陷控制了下第三系的分布，共6个凹陷，下第三系为滨浅海沉积，最大厚度5000米，海侵时间比北部湾早。南部深凹陷位于2号大断层以南，包括西沙北海槽，是一个现代深凹陷，水深200～2500米，面积13000平方公里，基底埋深达万米，可见的下第三系厚度大于4000米，上第三系和第四系厚达9000米，是一个为南、北断层所限的大地堑，大部分地区得不到地震资料，构造与沉积尚不清楚。

北部湾盆地可分为三个构造单元，即北部斜坡区、中部拗陷区和南部斜坡区(图4)。北部斜坡区位于图西南大断层以北，面积28000平方公里，基底由南向北抬高，逐渐向大陆隆起区过渡，斜坡内还分布着一些小型白垩系—下第三系的断陷盆地，上第三系海侵沉积层逐层超覆在基底之上，最大厚度1000米。中央拗陷位于图西南大断层与海头北—灯楼角大断层之间，为一呈北东东向展布的大地堑，面积29500平方公里。以海中拗陷为中心，以北为一系列南掉断层，形成北断南超的早第三纪箕状沉积凹陷；以南为一系列北掉断层所形成的南断北超早第三纪箕状凹陷。共有五个凹陷，三个凸起。早第三纪为各凹陷分割的陆相地层，最大厚度8000米，晚第三纪形成统一的海侵沉积凹陷，主要为浅海砂、泥岩，厚度达2300米。断陷内第三系沉积厚度达9000米，是油气生成和聚集最有利的场所。南部斜坡位于海头北与灯楼角断层以南，面积大于20000平方公里，实际上是海南隆起的北倾斜坡区。上第三系海侵沉积厚度不超过1000米。福山凹陷面积2000平方公里，已经钻有30多口井，证实是一个含油凹陷。除此之外，还发现了一些面积很小的、沿着定安大断层呈珠状分布的晚第三纪含煤小盆地，如长昌、长坡盆地等。

从以上三个盆地的构造特征可以看出莺歌海盆地与琼东南、北部湾盆地的差异：第一，前者基底未卷入，盖层构造与基底起伏无关，后者属于基底卷入类型，盖层构造与基底关系密切。第二，莺歌海盆地构造简单，局部构造均与泥丘有关，而琼东南、北部湾盆地局部构造比较复杂，形式多样。第三，莺歌海盆地上第三系—第四系沉积厚度大，沉积速率达0.7毫米/年，而琼东南尤其是北部湾盆地上第三系—第四系比较薄，且琼东南盆地普遍缺失黄流组，在中新统之间有一次很大的间断。由于以上基本地质条件的不同，致使含油气性也有所差异，北部湾盆地以含油为主，琼东南盆地含油气，莺歌海盆地估计以含气为主。由北部湾—琼东南到莺歌海盆地，烃源岩层位也逐渐抬高，时代也逐渐变新，如北部湾盆地生油层为中晚始新世，琼东南盆地北部与北部湾盆地类似，南部为渐新世，而莺歌海盆地可能为中新世—上新世，而且油气圈闭类型也有所不同。

四、构造演化

盆地周缘出露古老的地层是广西九万大山，昆嵩以及西沙群岛钻井所揭露的地层（图1）。

广西九万大山四堡群为绿岩岩相及变粒岩岩相，夹细碧—角斑岩、碧玉岩等优地槽沉

积，上覆板溪群为冰川—滨浅海相冒地槽沉积。同位素年龄值为11～14亿年，元古代晋宁、澄江运动后固结。

中南半岛上的呵叻—昆嵩区的昆嵩杂岩由太古代变粒岩、元古代绿岩岩相以及西沙群岛上同位素年龄为14亿年的变粒岩岩相所组成。

围绕着南北两个元古代陆核，整个古生代它们有各自的发育史。中国九万大山以南发育了下古生界变质岩系，是下古生界的地槽经加里东运动褶皱、回返上升，之后又沉积了上古生界海相碳酸盐岩、碎屑岩及煤系等，未变质或轻度变质，是稳定的边缘海沉积。再向南至海南岛中部为海西宁褶皱带、由含晚泥盆世—早石炭世腕足类、苔藓虫、海百合茎及珊瑚等化石的板岩、千枚岩及大理岩组成，并有花岗岩侵入，放射性年龄值为2.4～2.5亿年。

中南半岛呵叻—昆嵩周围为加里东与海西宁褶皱带，海西宁运动以后在南北两个大陆之间存在着一个二叠纪—中晚三叠世的地中海，其中接受了地槽相复理石砂、页岩、石灰岩沉积，伴随着酸性—基性岩喷发。印支运动中地中海洋壳向华南地块俯冲，两个大陆相碰撞。从此形成一个南北统一的克拉通。

晚三叠世发育了许多山间盆地，沉积了海陆交互含煤沉积。在粤东海相沉积达340米左右。

早侏罗世海水西侵至粤桂边界的云开大山以西。

晚侏罗世以后，这块早已固结的大陆克拉通在太平洋和印度洋—澳大利亚两大板块作用下，重新活动，从此卷入到全球板块运动体制中。

晚侏罗—早白垩世太平洋打开，库拉板块向阿留申俯冲消减时，中国大陆东部边缘产生了许多北东向左旋走向滑动断层，如吴川四会、大浦—海丰等断裂。沿着这些断裂中酸性岩浆强烈喷发，造成厚达4000米的火山岩，以粤东最强烈，在大断裂两侧发生强烈的动力变质（见图4）。

晚白垩世以来由于印度板块向欧亚板块俯冲消减，强大的挤压力在中国大陆上留下深刻的痕迹，在横断山脉及其以东产生了许多北西向右旋走向滑动断层，同时中国东部由于菲律宾板块向琉球群岛俯冲，致使北东向断层张裂下陷，形成盆地，仅在广东省境内就有54个沿北东向大断裂分布的白垩—晚第三纪盆地，占中新生代盆地的85%。北西向走向滑动断层，在前人研究世界各地特别是美国加利福尼亚的走向滑动断层时，已经证明走向滑动断层必然伴生正反两个方向的扭转，在断层转弯处可以形成压缩带和应力释放带，前者地层受挤压而隆起，后者地层被拉张而塌陷，如莺歌海盆地以及广西陆地上的百色盆地就是很好的例证。这些盆地中普遍接受了一套棕红、紫红色砂砾岩，属氧化环境下山麓—河流碎屑岩相，并伴随着火山喷发，为裂谷沉积，不整合于白垩—早第三纪以前各时代地层之上。这是第一次张裂。

渐新世早期的不整合代表第二次张裂。断层沿着近东西向最大剪切带裂开塌陷，充填了一套山麓相红层夹膏盐层沉积，相当于研究区内围洲组和崖城组。

每次断裂运动之后，始新世、晚渐新世为扩张期，盆地主要接受热沉降指数控制的稳定沉积，如流沙港组(二、三段)、围洲组顶部或崖城组上部为富含有机质暗色泥质岩，是本区主要的烃源岩。

作者针对下第三系沉积都是分散的、孤立的，沉积和构造的发生发展均受凹陷限制，认为凹陷是油气生成和聚集的单元。因此，必须首先对不同成因的凹陷进行含油远景评价。

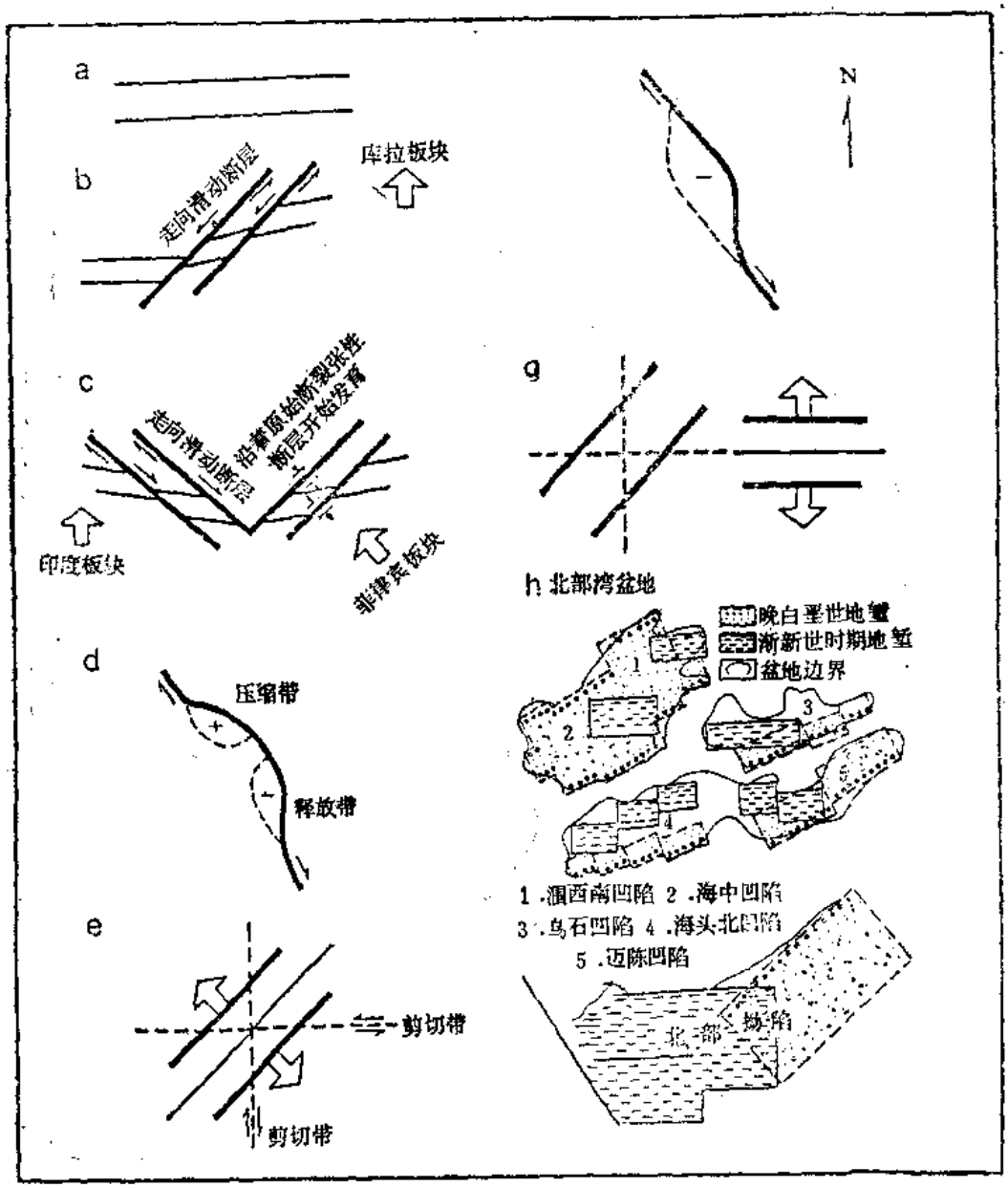


图 5 盆地演化模式图

a—早—中三叠世以前，近东—西向地层走向； b—侏罗—早白垩世，由于太平洋打开，库拉板块向北俯冲消减，在广东东部形成一些走向滑动断层； c—晚白垩世，由于印度洋打开，在广西西部、云南和越南北部形成一些北西向走向滑动断层。同时由于菲律宾板块向欧亚板块俯冲消减，在中国大陆的广东省开始隆升或沿着老北西向断层张裂下沉，第三纪盆地开始形成； d—始新世，与走向滑动断层有关的盆地形成； e—早第三纪（始新世），早期断陷盆地形成机制； f—晚第三纪盆地形成机制，与走向滑动断层有关的盆地继续发育； g—渐新世，晚期断陷盆地的形成或迭置于早期断陷盆地之上； h—盆地的当前形态，包括两个不同类型的盆地互相迭置而成

从盆地的演化可以清楚的看到，这里存在两类盆地，一类是断陷盆地，如北部湾与琼东南盆地。另外一种是与走向滑动断层有关的盆地，如莺歌海盆地。第一种盆地包括三种沉积凹陷。即：*A*.北东向凹陷，含晚白垩世—始新世沉垩积。*B*.东西向凹陷，含渐新世沉积。*C*.复合型凹陷，北东向与东西向构造线吻合处，含晚白垩世—渐新世沉积，沉积中心有转化现象。

*A*型最有利，以始新世沉积为主，流沙港组生、储、盖层完整，上覆渐新统比较薄。

因此，流沙港组埋藏浅，储油物性好。属于这类的凹陷有围西南、乌石凹陷东部，迈陈凹陷东部，还有琼东南盆地的松北凹陷。除迈陈凹陷尚未钻探外，其余都见到石油。

*C*型较有利，始新统流沙港组生、储、盖层齐全，渐新统图洲组地层厚，流沙港组地层埋藏深，储油物性差，属于这类凹陷的有海中凹陷主体部位。

*B*型较差，渐新统的深凹陷缺失始新统流沙港组烃源岩，如海头北、乌石凹陷西部、迈陈凹陷西部等。

与走向滑动断层有关的盆地，如莺歌海盆地，是一个狭长的、继承性的盆地，主要发育期于晚第三纪和第四纪。构造和沉积与断陷盆地不同，以海相沉积为主，构造与圈闭型式除了与泥丘刺穿有关的构造外，还有一些大的河道砂、浊积砂体，由于第四系厚度大，烃源岩可能上升到中上新世沉积中。

在海南岛三亚以西至莺歌海岸外，再转向北，这一近岸浅海有三十多处油气苗，其中莺歌海村南岸外1.5公里处已获原油，凝固点为－44℃，不含蜡，系来自莺歌海组的生油岩。

另外，在盆地南部大浊积砂岩体内，钻井过程中也遇到高压气层，而且地温梯度高达4.5°C/100米。莺歌海盆地是一个高速沉降的盆地，具有很好的含油气前景。

五、结　论

1）莺歌海盆地、北部湾盆地以及琼东南盆地是南海北部大陆架三个新生代盆地。它们的发生发展受围区构造单元影响比较大，尤其是印度—澳大利亚板块活动。

2）莺歌海盆地、北部湾和琼东南盆地是中国和中南半岛联合大陆不稳定克拉通上的新生代盆地，具多旋回性质。

3）莺歌海盆地为基底未卷入型，与北西向走向滑动断层有关；北部湾与琼东南盆地属基底卷入型的断陷盆地，与中国东部的中新生代盆地基本相似。

4）经过勘探证明它们是含油气有利的盆地。

参 考 文 献

1. Holloway N. H., 1982, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V.66, NO.9.
2. 黄汲清等，“中国大地构造基本轮廓”，地质学报，1977年第2期。
3. Kat, Nguyen Din, 1972, International Geology Review, V.14, NO.9.
4. Ru Ke, John D. Pigott, 1985, AAPG Bulletin, V.69 NO.2, P.303.
5. Stouffer P.H., 1973, Geol SOC Malaysia Bull, NO.7, P.89-138.
6. Taylor, Brian and Dennis E.Hayes, 1980, American Geophysical Union Geophysical Monograph 22, P.89-104.
7. Taylor Brian and Dennis E.Hayes, 1982, American Geophysical Union Geophysical Monograph 27, P.23-56.
8. Yu.G. Morcunoy, 1970, International Geology Review, V.12, NO.11.
9. Zhang Qiming, 1985, Symposium V.1, The Third Offshore Oil Exhibit on and Conference.
10. 朱夏、陈焕疆，“中国大陆边缘构造和盆地演化，”石油实验地质，1982年第3期。

中国中新生代沉积盆地演化和煤聚积规律

李思田　　李祯　　杨士恭　　程守田

（武汉地质学院研究生部）

提要　中国中新生代聚煤盆地的类型和特征取决于四种因素：地壳性质；基底先存断裂网络。成盆期构造应力场和地球的深部过程（或深部因素）。在十分多样化的中新生代盆地中煤聚积最重要的盆地类型是：①地台基底上的大型拗陷，如鄂尔多斯盆地；②与推覆构造带有关的前陆拗陷，如四川龙门山前陆拗陷；③地块和微地块基底上发育的盆地，如准噶尔、塔里木盆地北部；④地台内部的中小型拗陷，如早中侏罗世的大同盆地；⑤作为盆地群或盆地系出现的断陷盆地，如东北和内蒙的早白垩世断陷盆地；⑥大陆边缘地块基底上的拗陷，如鸡西、勃利、双鸭山；⑦陆内裂谷，如渤海湾盆地；⑧大陆边缘裂陷，如东海、南海盆地；⑨古生代褶皱带基底上的继承和上迭盆地，如资兴、萍乡中新生代煤聚积的因素除前述大地构造背景以及由其所决定的盆地类型外，气候带的变化或由板块活动引起的与气候带关系的变化也是聚煤的先决因素。中生代主要聚煤地带自南向北有规律的迁移，新生代的煤聚积则集中于环太平洋带。

中国中新生代盆地在提供能源资源上的巨大潜力早已被煤、石油、天然气和放射性矿产勘探所证实。从地质储量上看中新生代盆地煤的埋藏量占我国煤总埋藏量的68％左右。从煤的质量上看炼焦用煤更多地集中于晚古生代盆地中，但是优质的低硫、低灰的动力用煤、气化液化用煤以及化工原料用煤却明显地以中新生代煤占优势。我国一些中新生代煤在高压加氢条件下的产油率高达60～70％，展示了为未来提供新能源的巨大潜力。另一方面大部分中新生代盆地又是煤、油、气共生或煤、气共生的盆地，在具备了必要条件时，则可以形成重要的煤成气藏，大量的中浅部煤层瓦斯又是经济效益十分显著的资源。煤层和煤质的各项参数直接受控于聚煤地区的古环境和古构造条件，而在宏观上这些条件又取决于沉积盆地的类型及其演化。中新生代煤的分布规律首先显示了与大地构造背景的内在联系，其古气候带的变化在煤资源的分布上则起了先决性的控制作用。因此，现今中新生代煤资源空间分布的规律性是大地构造因素和古气候因素综合控制的结果。

一、中国中新生代聚煤盆地形成演化的大地构造条件

根据多年地质勘探实践积累的丰富资料和所进行的大量基础研究，现在已经有可能从全球构造的活动论和地壳演化的阶段论来对中新生代聚煤盆地的形成、演化和分布做出分析。中新生代沉积盆地的类型和特征取决于下列因素。

1.盆地基底的地壳性质

由于中国中新生代盆地之绝大多数在大陆内部，因而仅概略地划分陆壳、洋壳和过渡壳则远不足以解释沉积盆地的多样性。根据近年来大量的新资料，已经证明全球各个大陆块都是十分复杂的复合体或镶嵌体。中国大陆的主体部分的最后拼合完成于印支运动。这一期拼合之后，除了西藏和三江地区存在着特提斯海之外，中国大陆相连结成为一个整体，由一系列古老的、早期固结和相对稳定的部分（如华北地台、扬子地台、塔里木地块）和大量的较小的地块、微地块以及环绕这些块体的不同时期加积的褶皱带（包括古大陆边

缘、古岛弧和残余洋壳等），组成了十分复杂的复合体、镶嵌体。在中新生代各成盆期中不同性质的大陆壳对所形成的盆地性质有明显影响，例如已经发现几乎全部的中生代大型的、具重要能源潜力的拗陷盆地皆有相对稳定的古老基底的依托，包括：1）发育在较大型地台的前古生代基底上，如鄂尔多斯和四川盆地；2）发育于地块和微地块基础之上，如准噶尔、柴达木、塔北和黑龙江省东部三江地区的中生代盆地。反之发育在古生代褶皱基础上的继承性和上迭性的拗陷则从规模上和含煤性上通常较差，如中国东部的晚三叠世盆地（图1）。

2.基底古断裂网络

沉积盆地是地壳形变的产物。在考虑形变边界条件时不仅要考虑地壳类型、基底固结程度等，还必须研究先存断裂网络，这对中新生代盆地尤为重要。现已发现占中新生代盆地中多数的裂谷型和中小型断陷盆地的控制性断裂，经常都是利用先存断裂或先存的脆弱带发生的，中国西北部许多大的拗陷型盆地的轮廓也受控于大的断裂网络，甚至被认为基底最稳定的一些盆地（如鄂尔多斯和四川盆地，其基底为中国大陆内部最稳定的陆核），也已发现了基底中的北东向断裂，它们对盆地的沉降和岩相的分异起着控制作用。

3.盆地形成演化期间的古构造应力场

同样的边界条件处于不同的构造体制则产生不同的结果，按照成盆期的应力作用方式，可以主要分成挤压、引张、张扭和压扭等四种不同力学机制下形成的不同类型的盆地。中国中新生代成盆期的应力场有两个明显特色：1）扭动形式普遍存在，纯张和纯压的情况较少见。反映在控制盆地的断裂网络上则经常表现出斜滑的特点，这一点符合板块相互作用带的最新资料；2）盆地演化过程中应力场多变。以中国东部与裂陷作用有关的盆地为例，成盆期和早期演化过程常受右旋张扭体制控制；后期则转化为左旋压扭并导致沉降的结束。

4.地球深部因素

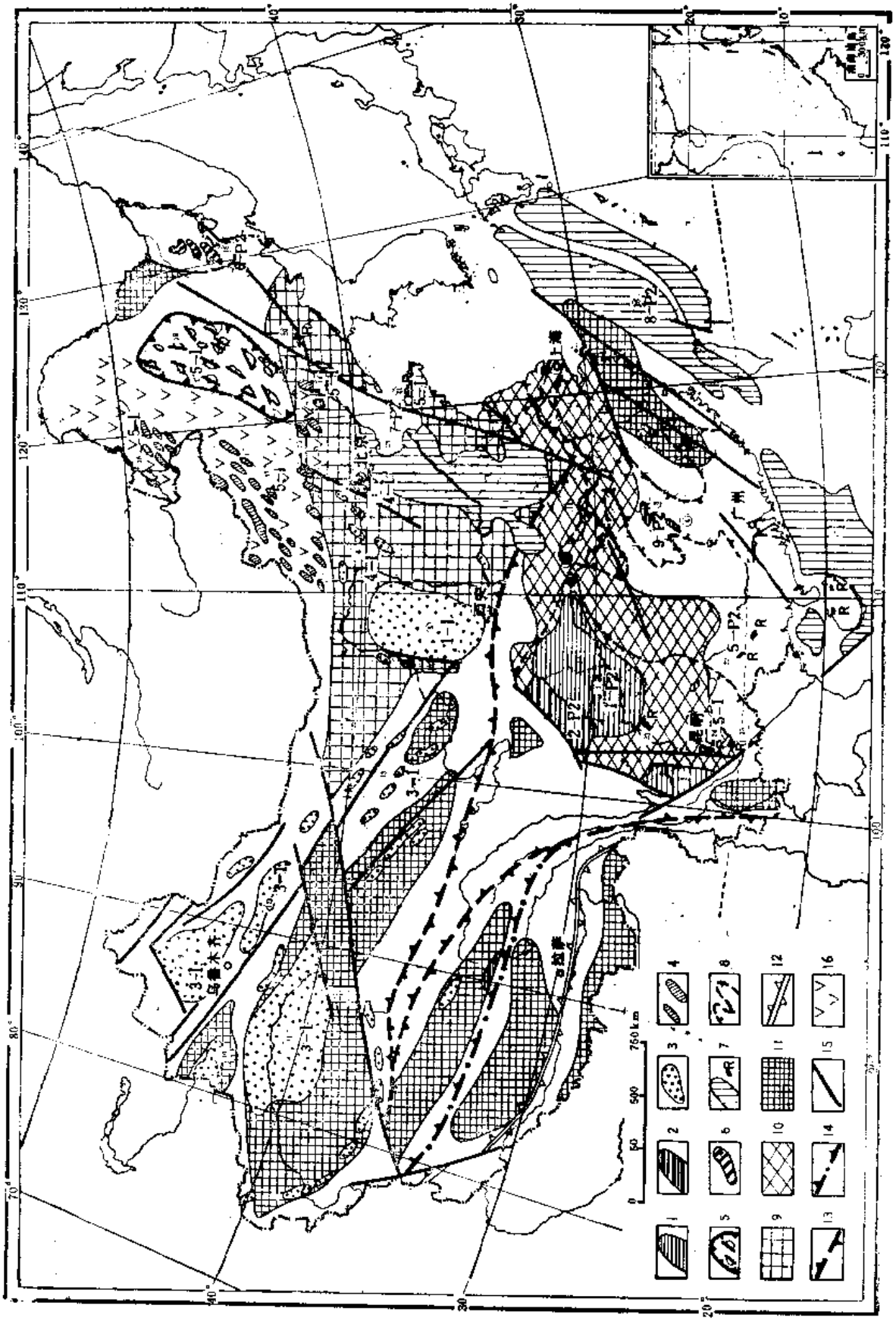
形成大型盆地，特别是盆地系的最主要驱动力源于地球深部因素，如中国东部及海域的晚中生代和第三纪两期大的裂陷作用和盆地系的形成，都与深部地幔隆起及伴随而来的热事件有关。但是深部因素在特定的地区、特定的历史阶段控制了盆地的形成，则常是由于地壳应力场转化等构造因素的促成和触发。

上述四个方面都与板块构造运动相关，前二者是板块相互作用的历史产物，后二者则取决于成盆期正在进行着的板块相互作用，即地球动力学背景。朱夏教授曾指出中新生代中国大陆地壳处于三向受挤压的背景。作者在对中新生代盆地演化分析的基础上，试图用一种三向不均衡作用和叠加场解释中新生代盆地的形成●，即在中新生代不同的地史阶段，来自南西方向的特提斯板块的挤压；来自南东方向的库拉—太平洋板块的挤压（或压扭）和来自北方的西伯利亚板块的挤压是不同步的，量级也不相等。其中特提斯板块和库拉—太平洋板块对中国大陆的挤压和扭动交替地占据主导地位，因而导致在中国大陆内部产生了不同的形变图象和成盆机制。

二、中国中新生代聚煤古气候条件

有利的大地构造条件必须与适当的气候条件（潮湿气候带）相配合才能形成重要的聚煤盆地。油气的形成同样需要必要的古气候因素（潮湿、半潮湿、或半潮湿与半干旱交替

●李思田、杨士恭、吴冲龙、程守田，“中国东部及邻区中新生代裂陷作用的大地构造背景，”1987。——作者



带），才能有丰富的有机质聚积。中新生代不同时期古气候带界限多变，这既可起因于古气候的变化，也可能由于板块的漂移。古气候分带性的变化造成了煤聚积带随时间的迁移，因此同样类型的盆地，由于处于不同的气候条件，含煤性可以发生巨大的差异。为此，对中新生代古气候做一概略分析，以便全面地对煤聚积的规律作出解释。

1.中生代

中生代中国大陆的古气候特点是，从早侏罗世开始干旱半干旱气候带向北逐渐扩大，潮湿气候带不断向北退缩，因此使得我国中生代含煤地层的发育和煤田的分布呈自南（或南西）向北（或北东）逐渐迁移的规律。

1)晚三叠世的潮湿气候区主要在古昆仑—古秦岭一线以南，其北的广大地区在晚三叠世末期亦转化为潮湿气候区。但到了早侏罗世早期在川滇地区普遍发育了红层，含克拉梭粉（Classopollis）等耐旱植物孢粉，呈现明显的干旱—半干旱气候特征，如图2所示。在中南和东南诸省区，虽广泛生长着苏铁等植物群，也有含薄煤的暗色岩系发育，但没有大规模的煤聚积。在四川盆地北部的白田坝组中也仅有薄煤层出现。

2)中侏罗世早期干旱—半干旱气候带进一步向北扩展，我国的南方（古昆仑—古秦岭一线以南）都为干旱—半干旱气候区（图2），没有煤的聚积，如广东的马梓坪组、福建的漳平组等均为红色、杂色地层。华北、西北地区为潮湿气候区，并形成了我国最大的聚煤时期，在鄂尔多斯盆地和准噶尔盆地以及一系列呈北西和北东向排列的中、小型盆地中都形成了有工业价值的含煤岩系，如青海柴达木的大煤沟组、甘肃靖远、武威的窑街组、山西的大同组、北京的窑坡组、辽宁的北票组等等。

3)晚侏罗世—早白垩世，干旱、半干旱气候带进一步向北扩展，潮湿气候区萎缩到我国的东北和内蒙古东部地区（如图2）。此时在原来聚煤作用最好的华北地区，也出现了红色及杂色地层，如鄂尔多斯盆地中的安定组和志丹群、山东地区的蒙阴组和青山组，在合肥拗陷等地见有石膏层。而在古阴山—燕山以北（大致北纬40°以北），则为主要的煤聚积区。这一由气候带变迁而引起的煤聚积带迁移的主要原因可能有两种解释，即全球性气候变化和板块的漂移。

2.新生代

新生代古气候带的变迁不及中生代明显。

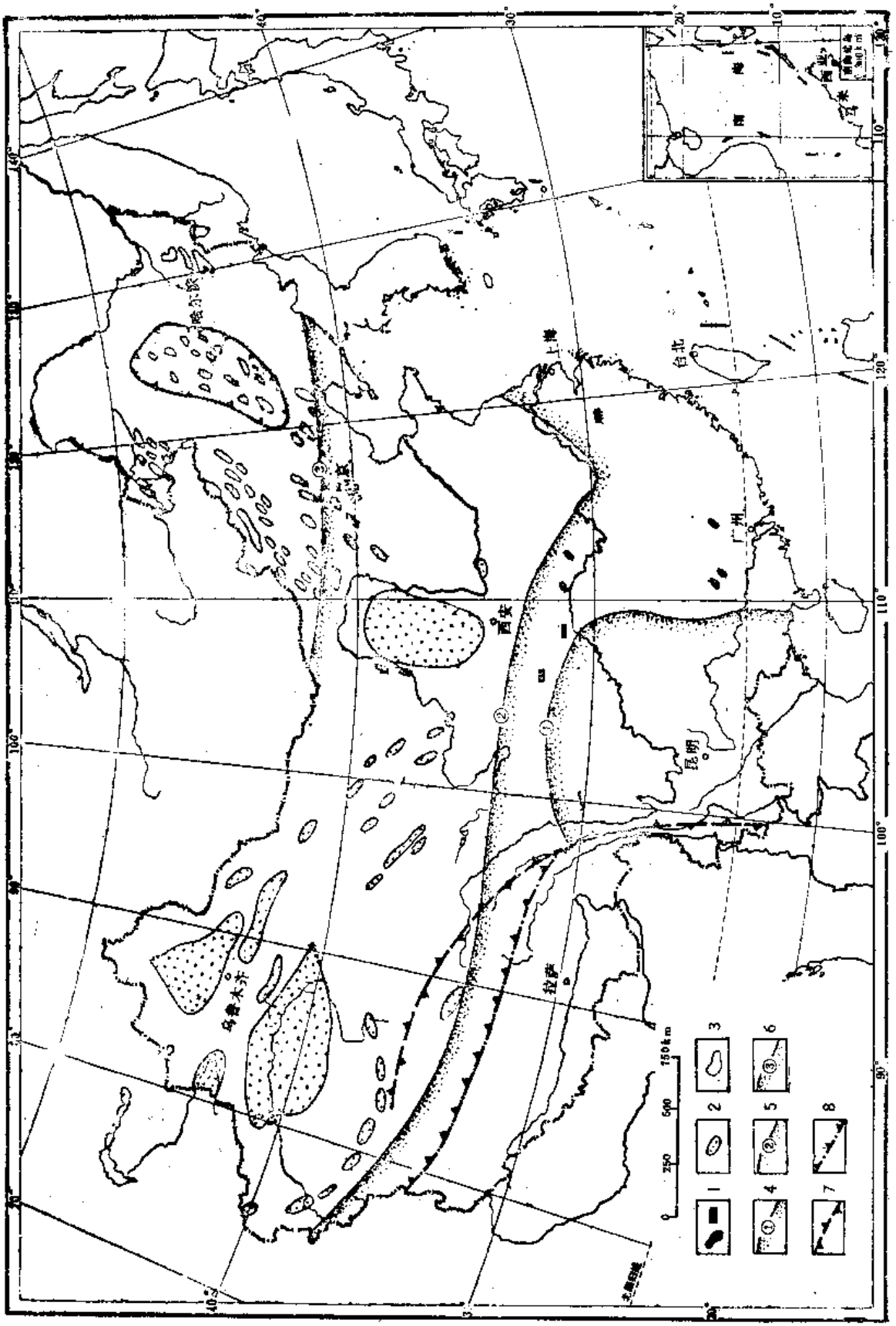
1)早第三纪以呈北西西—南东东向的干旱—半干旱气候带把我国分为三个气候区，

图 1　中国中新生代聚煤盆地的分布及其大地构造背景

1—三叠纪盆地；2—三叠纪大型盆地边缘的前陆拗陷；3—早中侏罗世盆地；4—晚侏罗—早白垩世内陆断陷；5—松辽深部晚侏罗—早白垩世断陷；6—晚侏罗—早白垩世近海盆地；7—第三纪盆地；8—大型盆地沉积边界；9—华北地台前震旦纪基底；10—扬子地台前震旦纪基底；11—地块和微地块的前震旦纪基底；12—喜山期板块对接带；13—印支期板块对接带；14—燕山期叠接带；15—主干断裂；16—晚中生代火山岩带

煤盆地名称①—④—晚三叠世：①—四川；②—楚雄—大姚；③—祥乡；④—资兴；⑤—⑱—早中侏罗世：⑤—鄂尔多斯；⑥—大同；⑦—蔚县；⑧—北京；⑨—准噶尔；⑩—伊宁；⑪—塔北；⑫—吐鲁番；⑬—木垒；⑭—⑱—晚侏罗—早白垩世：⑭—阜新；⑮—元宝山；⑯—海拉尔盆地群（伊敏、陈旗、札赉诺尔）；⑰—二连—巴音和硕盆地群（霍林河、胜利、额合宝力格等）；⑱—三江—穆棱拗陷区（双鸭山、勃利、鸡西）；⑲—松辽深部断陷盆地群（梨树、三肇、开鲁等）；⑳—㉘—第三纪：⑳—抚顺；㉑—黄县；㉒—百色；㉓—昭通；㉔—昆明；㉕—小龙潭；㉖—东海；㉗—珠江口；㉘—渤海盆地

本图所使用的大地构造背景资料系据王鸿祯等“中国及邻区大地构造单元及构造发展”（第三届全国构造会议交流稿，1987）


上海
台北
广州
西安
昆明
拉萨
250
500
750km
1
2
3
4
5
6
7
8

如图3所示，在其干旱—半干旱气候带的南北两侧为两个潮湿气候带。该北西西向的干旱—半干旱带横贯我国东南、中南和西北地区，在此干旱气候带的沉积盆地中都发育了红层及膏盐沉积，植被以热带亚热带常绿树占优势，并有温带分子参加的常绿阔叶及落叶混交林和旱生麻黄丛生为特征。在这里需要特别指出的是在华北的东北部和内蒙古的东部地区，除有煤层发育之外，在含煤段的上下都有半干旱的盐类沉积及红层分布，故特划分出这一特殊的半干旱与半潮湿交替气候带(如图3所示)。在北部潮湿气候带，包括华北北部及东北地区，由于气候适宜而形成我国早第三纪主要聚煤作用区，如山东黄县、东北抚顺、伊通等煤盆地。南部潮湿气候带主要是在南岭以南地区的粤桂两省有较好的煤聚积作用发生，如百色，长坡等煤田。

2)晚第三纪，干旱气候带整个向北迁移，退缩到中国北方的内蒙古及河北北部地区，其它地区均为潮湿气候带，分带性也不明显，与早第三纪相比有明显的不同。在广大的潮湿半潮湿气候区中很多地区都有褐煤发育，在台湾省及海南省的长昌、长坡有工业价值的煤层，尤其在云南省有昭通等大小二百多个煤盆地，它们都是在潮湿半潮湿气候带与断陷构造叠加的部位形成的。我国晚第三纪的潮湿气候带有环太平洋分布的特点，很明显这可能是由于受到海洋性气候的影响。

三、中新生代各成盆期的大地构造背景与聚煤盆地的形成

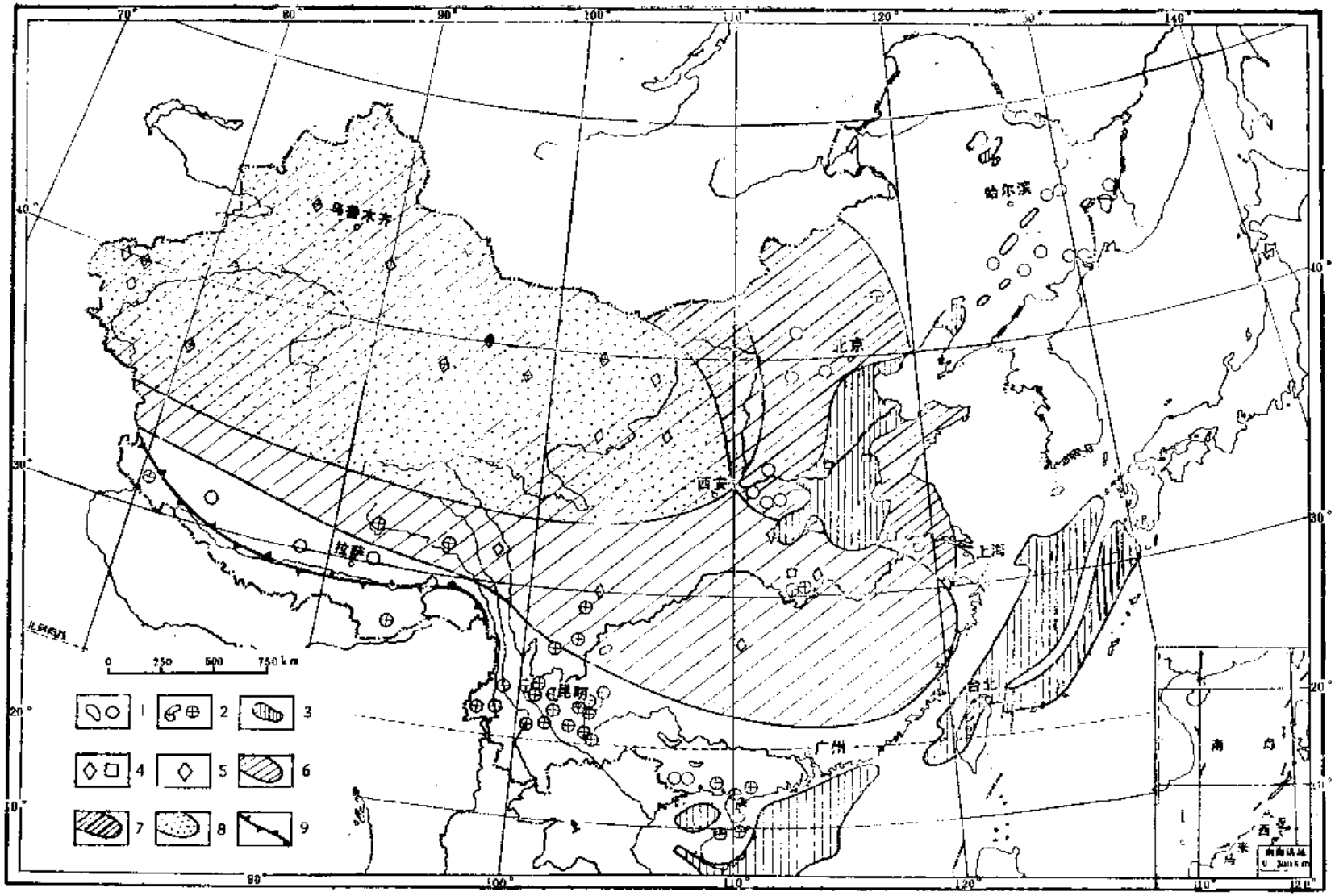
按照地壳演化和盆地形成特点，我国中新生代主要有五个成盆期：即印支期(T_3)、早燕山期(J_1—J_2)、中燕山期(J_3—K_1)、晚燕山期(K_2)和喜山期(E—N，Q早期)，不同成盆期皆存在着特定的地球动力学背景，而各阶段的转化界限又都与大的构造事件有关。

1.印支期(T_3)

由于特提斯板块快速向北运动，导致了特提斯北支的封闭、华北地台与扬子地台的对接、以及冈瓦纳体系的羌塘地块与北大陆的对接。这一向北、向北东方向的强大挤压又导致以松潘地块为核心的楔形块体向东滑移，龙门山推覆构造带的形成可能就与此作用有关。并因此在扬子地台基底上形成了以现今四川盆地为主体的、包括楚雄—大姚盆地和贵州贞丰盆地在内的扬子大型聚煤盆地，其含煤岩系为须家河组，属于近海型，盆地北西侧在龙门山前缘形成了前陆拗陷。向东四川盆地的主体部分则为地台基底上的拗陷，川西南渡口宝鼎地区晚三叠世早期显示的断陷性质可能系特提斯的向北推挤作用所派生的，在那里形成我国晚三叠世最好的煤矿区。在中国大陆东部和东南部边缘，印支期主要受法拉隆板块与欧亚板块相对运动的影响，其主要运动形式是左旋的走滑和斜滑，使得中国东南部在压扭体制下发生变形，原来已经加积到扬子地台东南缘的加里东褶皱带基底上发生以北东向为主的拗陷，其主体部分对海西古构造表现了继承性，部分地区则是上叠的，这一拗陷区在古地理上周期性地表现为海湾环境。由于后期的十分强烈的变形与剥蚀，只保留了一些小面积的煤盆地，如萍乡、资兴等。在中国北部尽管在华北地台上形成了晚三叠世大型内陆盆地，但由于古气候因素的影响，只有在晚三叠世最晚期才在鄂尔多斯盆地形成有工业

图 2 中国早侏罗世—早白垩世气候分带图

1—早侏罗世含煤盆地；2—早—中侏罗世煤盆地（以中侏罗世为主）；3—晚侏罗世—早白垩世煤盆地；4—早侏罗世干旱—半干旱气候带北界；5—中侏罗世早期干旱—半干旱气候带北界；6—晚侏罗世—早白垩世干旱—半干旱气候带北界；7—印支期叠接带；8—燕山期叠接带


哈尔滨
北京
西安
拉萨
上海
昆明
广州
台北
0 250 500 750 km
1
2
3
4
5
6
7
8
9

价值的煤聚积。

由于西伯利亚地台南端向南凸出的边界条件和向南挤压、特提斯板块向北推挤在中国西部造成的右旋扭动，法拉隆板块向北走滑在中国东部造成的左旋扭动，形成了中国中生代形变图象的某种对称性。

2.早燕山期（J_1-J_2）

早燕山期在中国大陆东侧应力场的状况与印支运动相似，但由于法拉隆板块与欧亚板块之间的左旋斜滑运动强化，使中国东部，特别是太行山—雪峰山一线以东进一步褶皱和隆升。大型拗陷盆地鄂尔多斯和四川盆地则位于中国东部的西侧，并都位于古老地台基底之上。鄂尔多斯盆地的中下侏罗统与上三叠统延长群以印支古构造运动面相隔，二者为微角度不整合关系。盆地中形成了河流—三角洲—湖泊沉积体系，并在此基础上形成了厚而稳定的优质煤层，在20万平方公里面积内埋藏量达数千亿吨，从资源量上可能为我国第一位的煤盆地。在华北地台内部的小型拗陷盆地，如大同、北京、蔚县，亦有很丰富的储量。在中国大陆西部，特提斯板块在此期间没有向北强烈俯冲、碰撞的事件，相反在班公湖、怒江带和雅江带缝合线所代表的古海域表明当时正处于扩张阶段。中国西北的一系列大型侏罗纪盆地，如准噶尔、塔北、吐鲁番、伊宁等，以及沿祁连山褶皱带两侧和祁连褶皱带内部的中小型盆地如木里、阿干镇、靖远等，都在此阶段有较强烈地沉降，并形成了巨大的煤资源。其中特别是准噶尔盆地沉降深，侏罗纪厚度可超过3000米，煤层巨厚，层数多，面积广阔，与鄂尔多斯盆地和吐鲁番盆地一起都属于特大型煤田。除塔北和伊宁盆地存在着古老基底外，在准噶尔盆地深部也发现了基底的核心部分为前震旦系组成的微地块，从而进一步显示了这一特征；即大型拗陷盆地经常有老基底的依托。中侏罗世末中国东部发生了强烈的褶皱、逆冲和推覆以及大规模的花岗岩浆的侵入（主要为S型），但没有发现俯冲型的火山岩系列和花岗岩。因此早燕山期与中燕山期之间强烈的构造运动很可能起因于欧亚大陆东缘板块之间的强大的斜滑、走滑运动。

3.中燕山期（J_3-k_1）

在晚侏罗世后期中国东部开始发生了最为显著的一次变格运动，由此而进入了以裂陷作用占主导地位的时期，并一直持续到新生代。在此阶段特提斯板块快速向北运动，并形成了以班公湖—怒江叠接带为代表的闭合和碰撞事件。由于特提斯板块强烈地向北推挤，在中国南方形成了一系列北西向褶皱带，这种构造在广东、广西、贵州等省常改造了印支和早燕山期的北东向构造或叠加在它之上。在中国东北和华北则导致了应力场的反转、即产生了右旋张扭的古构造应力场，并产生了大规模的裂陷作用。裂陷作用的第一阶段形成了以兴安岭群为代表的火山岩系；裂陷作用的第二阶段（早白垩世早期）则形成了数以百计的断陷盆地。同类型的盆地在苏联外贝加尔地区和蒙古人民共和国东部也广泛存在，共同构成了规模巨大的断陷盆地系。在我国这些断陷盆地密集分布的带主要有两个：一是大兴安岭以西，包括海拉尔盆地群、二连—巴音和硕盆地群等，代表性的盆地有扎赉诺尔、陈旗、伊敏、霍林河、胜利、额合宝力格等；另一个带是从辽宁西部和北部开始，向北被

图 3　中国第三纪气候带图

1—早第三纪煤盆地及煤矿点；2—晚第三纪（云南部分延至Q_1）煤盆地及煤矿点；3—第三纪含煤的大型断陷盆地；4—早第三纪膏盐分布；5—晚第三纪膏盐分布；6—早第三纪干旱—半干旱气候带；7—早第三纪半干旱和半潮湿交替气候带；8—晚第三纪干旱—半干旱气候带；9—喜山期板块对接带

松辽拗陷所掩盖，代表性盆地有阜新、元宝山、平庄、铁法等。这些断陷盆地面积一般小于3000平方公里，但以煤层巨厚著称，单个盆地的储量大者可逾百亿吨。深埋于松辽拗陷之下的数十个同期断陷盆地，其含煤地层中的煤和暗色泥岩均处于“气窗”范围，成为寻找天然气的对象，如梨树和三肇盆地。晚侏罗—早白垩世另一重要盆地类型是位于黑龙江东部三江地区的鸡西、勃利和双鸭山等盆地，这些盆地原属同一个大型拗陷，由于其位置处于大陆边缘，海侵时海水自北东东方向进入盆地，含煤岩系属近海型；盆地的基底为较稳定的地块，因而所形成的煤层稳定性好，面积大，是我国东北地区最重要的炼焦煤基地

4.晚燕山期（K_2）

由于库拉—太平洋板块对欧亚板块的俯冲和斜冲，中国东部重新转化为左旋压扭的应力场。苏联境内的蒙古—鄂霍茨克带亦在K_1后期封闭并发生碰撞事件，其对中国东北部应力场引起的效应与前者一致。因此裂陷作用在中国东部减弱。但在松辽地区前期断陷盆地群的基础上连续发生沉降，并形成了中国最重要的含油气盆地，这一大型盆地的形成与地幔隆起引起的地壳薄化和伸展有关，其机制可能类似于弧后扩张。晚燕山期由于古气候条件不利，没有形成有工业价值的聚煤盆地。

5.喜山期（E—N，Q早期）

喜山早期由于印度板块与欧亚大陆的碰撞以及后来向欧亚大陆的楔入，在中国东北部形成了引张区，更重要的一点是引起了中国东部构造应力场的反转，由晚白垩世的左旋压扭转化为右旋张扭，并可能由此触发了深部的相转换过程，形成了中国最大的陆内裂谷盆地—渤海湾盆地，这里分布着中国许多重要的油田。早第三纪的断陷和其上晚第三纪的热衰减拗陷中都发现有煤层，如下辽河地区。在依兰—伊通断裂带和抚顺—密山断裂带上，此时期由于裂陷作用形成了抚顺、梅河口等煤田，其它小型的盆地如黑龙江的虎林，山东的黄县亦都受断裂控制。

中国大陆内另一第三纪（其中部分持续到第四纪早期）盆地集中区是云南和广西。与印度板块的向北碰撞相伴发生了中国西南部的隆升和深部的热事件，先存断裂网络形成了以南北向为主导亦有北东、北西和东西向的小型断陷盆地，这些盆地数目众多，面积小但常有巨厚煤层，如昭通、小龙潭、昆明和先锋等盆地。广西省第三纪盆地主要沿北西向先存古断裂分布，如百色和南宁盆地，已经证实百色为煤、油共生盆地。

在中国东海和中国南海大陆架地区形成了规模巨大的大陆边缘裂陷，如东海和珠江口盆地。这些盆地的形成可能主要与太平洋板块的俯冲有关，盆地内的充填自K_2晚期开始，充填了巨厚的第三纪沉积，东海盆地钻探中发现近百层薄煤层和煤线，含煤段与海相段交互；珠江口盆地中也发现了煤层，并证实含煤段是重要的气源岩。这些大陆边缘裂陷盆地早期的构造性质明显地属于拉张型，由于其处于海平面以下，煤层埋藏深度大，其能源价值主要是作为油气源岩。

四、中国中新生代主要聚煤盆地类型及其能源潜力

综上所述，中国中新生代聚煤盆地多种多样，按照聚煤期大地构造环境可初步分出8种主要聚煤盆地类型。由于盆地中总体古地理环境也有相当的重要性，故将内陆盆地用“I”(Inland)表示，近海盆地用“P”(Paralic)表示，其中P1表示海陆交替的；P2表示陆相为主，夹少量海相或半咸水层（此种盆地中海水侵入的时期较短暂）。具体类型如下：

1) 地台基底上的大型拗陷

实例：鄂尔多斯盆地（编号1-I，J_{1+2}），四川盆地主体部分（编号1-P2，T_3）。

2) 与推覆构造带有关的前陆拗陷

实例：川西龙门山前陆拗陷（编号2-P2，T_3）。

3) 中间地块和微地块基底上的大型拗陷

实例：准噶尔盆地（编号3-I，J_{1+2}）。

4) 地台内部的中小型拗陷

实例：大同（编号4-I，J_{1+2}），北京（编号4-I，J_{1+2}）。

5) 断陷（可发育于各种不同性质的基底）

实例：阜新、霍林河（编号5-I，K_1），昆明（编号5 I，N-Q），黄县（编号5-I，E），百色（编号5-P2，E）。

6) 大陆边缘地块基底上的拗陷

实例：鸡西、勃利（编号6-P2，J_3-K_1）。

7) 陆内裂谷

实例：渤海盆地（编号7-P2，E-N）。

8) 大陆边缘裂陷

实例：东海盆地（编号8-P2，E-N）。

9) 古生代褶皱带基底上的继承和上迭盆地

实例：资兴和萍乡（编号9-P2，T_3）

上述盆地类型的划分首先考虑了大地构造因素，其次在类型编号上注明聚煤期古地理类型的概略状况。这些盆地中绝大多数类型都是煤、油、气共生盆地。从煤资源战略评价的角度，潜力最大的盆地为地台基底上的大型内陆拗陷（1-Ⅰ）和中间地块、微地块基底上的内陆大型拗陷（3-Ⅰ）。其次是作为盆地系或盆地群出现的断陷盆地（5-Ⅰ），此种类型总储量巨大，适合露天开采，但煤质以褐煤为主。地台内部的小型拗陷（4-Ⅰ）和大陆边缘地块基底上的拗陷（6-P2）亦都有相当丰富而集中的优质煤储量，从目前煤炭工业基地的分布上超过前两个类型。中新生代的前陆盆地、陆内裂谷和大陆边缘裂陷类型在目前所发现的煤资源中或次于前者，或由于埋藏过深处于海域而难于开发，但另一方面由于其特有的埋藏和保存条件，却成为重要的煤成气源。

需要说明的是上述盆地类型中除第8类外，全属于板内盆地，因而使用的名称主要考虑了：①基底地壳性质和大地构造背景；②表示了裂陷和拗陷两种最基本的构造样式。裂陷作用下形成各种规模的断陷盆地（包括地堑、半地堑和复式断陷三种样式），其中只把规模大、裂陷深的盆地称之为裂谷。每种盆地皆形成于特定的地球动力学背景，如断陷型、裂谷型和大陆边缘裂陷皆形成于拉张或张剪切背景；前陆盆地起源于挤压或压剪背景。但许多盆地的形成机制还远未能研究清楚，特别是对陆内各种不同规模的拗陷盆地演化过程中的深部因素及其与板块相互作用之间的联系，尚未提出有充分科学依据的解释，因而尚不能对各种板内盆地象大陆边缘盆地那样明确表示出地球动力学背景（离散的、聚敛的和走滑的）。

此外还应强调中国大陆上盆地内的特殊性，如地台基底上的大型拗陷并不同于国际上一般盆地分类中的克拉通内盆地，因为中国的地台远小于西伯利亚、俄罗斯和北美那样的

大型地台，它受相邻板块作用的影响要大得多，因而盆地沉降深、活动性大，处于“内部”或“边缘”两种位置的盆地区分不明显，现有的大盆地皆有明显的不对称性，这种不对称性反映了来自相邻构造单元的强大挤压。再如中新生代的前陆盆地（如川西）亦不同于国外分类中与A型俯冲有关的前陆盆地的典型情况，如前文所述，很可能与印支期板块聚合过程中楔形块体在滑移线场中向南东的挤压有关。作者所沿用的中间地块和微地块的术语，其内涵可能包括不同成因的块体，如一部分是在地壳演化中从较大的陆块上破裂和分离出的，在中国大陆内这可能是多数；有一些则可能是经过远程漂移的地体。但是在其会聚成完整的复合大陆块之后，作为成盆的基础条件这两种情况则已无重大区别。因此，要阐明中国聚煤盆地的性质，并在此基础上作出科学的划分，还有待于大量的基础工作。

参 考 文 献

1．王鸿祯、杨森楠、李思田，“中国东部及邻区中、新生代盆地发育及大陆边缘区的构造发展”，地质学报，1983年第3期，p.213～223。

2．Illies J.H., 1981, Mechanism [of [graben [formation, Tectonophysics, 73 (1981), p.249～266。

3．李思田、杨士恭等，1987，“中国东北部晚中生代裂陷作用和东北亚断陷盆地系”，中国科学B辑，第2期，p.186～193。

4．朱夏，“试论中国中新生代油气盆地的地球动力学背景”，《中国中新生代盆地构造和演化》，p.1～10，科学出版社，1983年。

5．王鸿祯等，《中国古地理图集》，图p.83，130；文p.58，71，地图出版社，1987年。

6．王思恩等，《中国地层(11)中国的侏罗系》，p.310～319，地质出版社，1985年。

7．陈发景、李思田、李祯，“我国东部中新生代盆地生油岩、煤、蒸发岩的分布及其控制因素”，地球科学，1982年第1期，p.167～179。

8．李云通等，《中国地层（13）中国的第三系》，p.339 地质出版社，1984年。

9．冯福闯，“生长盆地与后生盆地”，《中国中新生代盆地构造和演化》，p.180～186，科学出版社，1983年。

10．戴恒贵等，《宝鼎煤矿地质特征》，p.74～107，地质出版社，1981年。

11．Maryama S., 1986, Tectonics of Asia as a composite continent, Monograph Assoc.Geol, Collab.Japan (1986) No.31, p.487～518。

12．Molnar P.and Tapponnier P., 1975, Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision: Science vol.189, p.418～426

13．Tapponnier p.et al, 1982, Propagating extrusion tectonics in Asia; New insights from simple experiments with plasticine, Geology, vol.10, p.611～616。

14．李德生，“中国含油气盆地的构造类型”，石油学报，1982年第3期，p.1～12。

15．李德生，“中国东部含油气盆地的构造特征”，石油勘探与开发，1982年第2期，p.1～4。

16．周志武、殷培玲，“东海地质调查的回顾与含油气远景展望”，石油天然气地质，第6卷 第1期，p.1～4。

中国不稳定克拉通和古生代盆地轮廓

陈焕疆　秦德余

（同济大学海洋地质系）

提要　根据中国地质构造特点，将中国沉积盆地划入不稳定克拉通盆地范畴。运用朱夏教授的“两个世代、两种体制”的论述和对古生代与中新生代盆地做双重分类的意见，对中新生代盆地的形成地质背景，即古生代盆地做了分析。古生代盆地按构造原型划分为六种，并与中新生代盆地叠加，常形成复合盆地类型。

中国的大地构造特点，对古生代油气勘探是一个有利的因素。在相对稳定的拗拉槽（或裂谷）内，有可能存在油气得以保存的条件。

前　言

人们习惯于将稳定单元之上的盆地称克拉通盆地。然而，整个中国克拉通具有不稳定性质。它首先由黄汲清教授提出，并称之为“准地台”，认为它的活动性自中晚元古代以来曾长期持续地发生和发展，特别是中新生代时期造山运动（褶皱运动和断裂运动）的存在，更增添了中国克拉通不稳定的色彩（黄汲清，1956、1960）。因此，中国古生代原型盆地及其被中新生代构造运动改造的古生代沉积实体（保存盆地，部分被中新生代盆地覆盖）理应为不稳定克拉通盆地范畴。

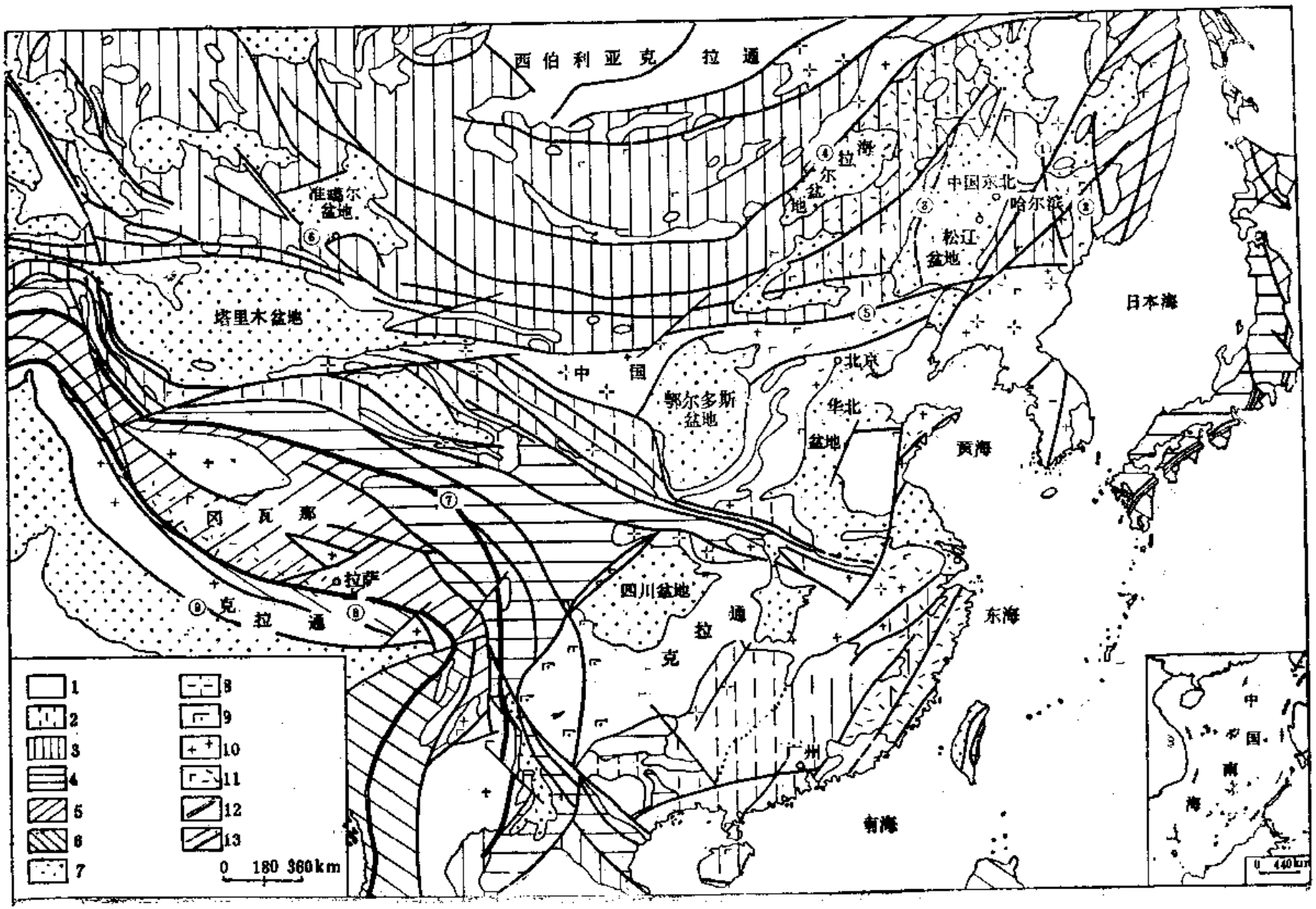
早在60年代初，朱夏教授在为估计油气资源而对中国沉积盆地进行分析时，就提出了按“两个世代、两种体制”对古生代盆地与中新生代盆地作双重分类的意见（朱夏，1965）。以后又对被改造了的中国古生代盆地的形成机制与性质作了探讨（朱夏，1983、1984）。最近，陆续出版的《中国海陆变迁海域沉积相和油气（晚元古代—三叠纪）》（关士聪等，1984）和《中国古地理图集》（王鸿祯，1985）无疑是我们分析中国不稳定克拉通古生代盆地的重要文献资料。

本文是作者在朱夏教授主持下从事“中国含油气盆地形成、发展机制及其对油气生成、运移、聚集的控制作用”研究的成果的一部分。在此前后，作者长期从事的中国区域地质和石油地质调查也是本文一些观点和事实的来源基础。

一、古生代盆地的基底分区和主要特征（图1）

1.区域位置和大地构造环境

中国克拉通的主体包括东北、华北、华南、南海和西北几个克拉通区。由于古生代时期中国克拉通内部通体呈现拗拉槽化，形成天山、祁连山、昆仑山和秦岭等陆间地槽系，从而表现出不稳定克拉通的性质。其北与西伯利亚克拉通之间为扩张了的中亚—蒙古地槽系，之后，构成一个向南呈弧形的古生代造山带，它们曾改造了中国克拉通北沿，使之残存着许多中间地块，主要有佳木斯、松辽和准噶尔等地块。至于中国克拉通的南界，大致沿龙木错经玉树至昌宁和双江的蛇绿岩带与冈瓦那克拉通分界（黄汲清，1983）。青藏高原作为阿尔卑斯—特提斯造山带，它所夹峙的微型地块（羌塘—保山、拉萨和主喜马拉雅）已属于冈瓦那克拉通的组成部分。


西伯利亚克拉通
准噶尔盆地
塔里木盆地
中国
鄂尔多斯盆地
华北盆地
北京
贺兰
日本海
中国东北
哈尔滨
松江盆地
拉尔盆地
贝海
冈瓦那
拉萨
克拉通
四川盆地
拉通克
东海
南海
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
0 180 360km
中国南海
0 440km

2.最古老的基底岩石

现今显露于地表的以太古代为主的古陆核大多以克拉通内部隆起存在；分布在华北迁西县太平寨的迁西群是不稳定克拉通最古老基底岩石的代表。

根据Rb—Sr全岩等时线同位素年代测定，迁西群下部紫苏花岗岩为36.4亿年，中上部云闪片麻岩、角闪片麻岩为34.36亿年。恢复其原岩以超基性—基性火山岩为主夹碎屑岩及少量中酸性火山岩，变质程度属麻粒岩相和铁铝榴石—角闪岩相。变质相带近南北向展布，反映太古代上地幔隆起和原始大陆或岛链的延伸方向（张文佑，1980）。

3.古生代盆地基底分区特征

1)东北区

大致以赤峰、开源、辉南、和龙一线为界，划分为东北与华北两个克拉通区，它们都具有太古代克拉通特征，不同之点在于多旋回上迭地槽改造了东北克拉通区，现今地块具有“中间地块”性质。

黑龙江省东部的佳木斯中间地块为牡丹江断裂和密山敦化断裂所夹峙，并向北与苏联境内布列亚中间地块连为一体。

以黑龙江群（似绿岩带）和麻山群（混合花岗岩）构成的“花岗岩—绿岩区”基底内，麻山群U—Pb全岩等时线年龄为22.5亿年，磷灰石铅同位素年龄为22.75亿年，是可能属于太古代成分的证据。而麻山群粗榴斑混合岩铅—铀年龄13.5亿年为其变质年龄（马万昌等，1980）。由于麻山群中发现迪克拉型动物群的发现和卷入，褶皱的最新地层包括下寒武统，因此实际上经兴凯（萨拉伊尔）运动地块才最终固结。环绕地块周围还继续向外增生着加里东期和华力西期褶皱带，表明属于“中间地块”性质。

最近，航磁资料提出分别介于佳木斯地块和松辽地块之间、松辽和开鲁地块之间的牡丹江断裂和宝康断裂均为低角度（10°～20°）逆掩断层（朱英，1985），并具基底拆离性质。我们认为牡丹江断裂以西大面积片麻状花岗岩侵入是造山带拆离能量在断层上盘释放的表现；而宝康断裂无疑是华力西地槽造山营力向东扩展的屏障，从而使开鲁地块及其上的古生代盆地为上迭地槽所改造。

值得注意的是著名的德尔布特断裂在前寒武纪地块中间通过；作为西伯利亚与华北两大克拉通区最终结合的西拉木伦断裂两侧也因北有艾力根庙—锡林浩特中间地块和南面可能的赤峰—林东地块仍然表现为在陆壳基础上产生的。从而可以用反复拉开和闭合的手风琴式来解释东北克拉通区内古生代地槽褶皱带并保存一部分古生代盆地的历史。

2)华北区

范围包括整个华北、渤海湾地区和东北南部，总体呈三角形，以断裂为其边界。

克拉通基底由一些分散的深变质太古界陆核和其间早元古代地槽褶皱带镶合而成。基

图 1　中国及邻区大地构造略图

1—前兴凯基底；2—过渡带（早古生界）；3—古生代褶皱带；4—印支期褶皱带；5—燕山期褶皱带；6—喜山期褶皱带；7—中新生代盆地；8—古生代花岗岩；9—古生代玄武岩；10—古新生代玄武岩、英安岩；11—缝合线；12—断裂带

①—牡丹江断裂；②—密山敦化断裂；③—宝康断裂；④—德尔布特断裂；⑤—张家口—北票断裂；⑥—天山断裂；⑦—龙木错、王树—昌宁、双江碰撞带；⑧—雅鲁藏布江碰撞带；⑨—主边界断裂

底内有多个不整合面，代表其形成的阶段。阜平群与下元古界五台群之间的不整合称阜平运动（25.50～23.50亿年），五台群与滹沱群之间的不整合称五台运动(20亿年左右)，阜平群和五台群由片麻岩、变粒岩、角闪岩、角闪片岩及绿片岩组成，混合岩化强烈，是基底的主体部分。第三个不整合存在于滹沱群与上元古界之间，称中条运动(17亿年左右)，滹沱群以绿片岩、板岩、千枚岩为主组成。此时华北克拉通固结形成。

总的来说，华北克拉通区的稳定性较大 古生代时期，不稳定克拉通主要表现为大型隆起和大型拗陷的形成和发展。印支运动曾使古生代盆地的地层褶皱，到燕山运动，克拉通不稳定性呈现高潮，表现为基底断裂、盖层褶皱、花岗岩侵入和火山喷发；喜山期的大幅度差异升降运动和大规模玄武岩喷发，使不稳定克拉通古生代盆地被改造并呈现出盆岭构造格局。

3)华南区

本区大片出露的是小于20亿年的基底岩系。在大别山地块、苏鲁地块和康滇“地轴”有19～24亿年变质岩系的零星报道。据航磁推断在川中、鄂中和南黄海以及朝鲜岭南地块(21亿年)刚性程度较高，基底时代可能较老。它们最终形成时代大约为17～19亿年。围绕它们的是四堡期(14～17亿年)的变质基底，形成紧密倒转褶皱，伴随花岗岩侵入，此时，华南克拉通基底基本形成。巨厚的晚元古代板溪群复理石底部的沉积年龄(Rb/Sr)为14～15亿年(翁世劼提供)。板溪群与四堡群(冷家溪群)呈不整合接触，而自身产状平缓，在许多地方与上覆层之间无明显不整合，作为一套浅变质的绿片岩相，它可以是由于沉积负载深埋环境下形成的。所以晋宁运动(8～9亿年)不是一次普遍的、强烈的造山运动，这从四川东部灯影组以下地震反射层序的解释，存在板溪群向四川中部隆起超覆的事实可以说明。同时川中一些深井中及川中隆起周围的基底岩石中有7亿年左右的花岗闪长岩和英安岩，说明华南克拉通基底经受了后期构造岩浆活动并呈现出不稳定的性质。

大地电磁测深揭示，湖南雪峰山两侧的岩石圈厚度达160～180公里以上，江苏也有相似的地壳结构，说明华南克拉通区不仅基底较年青，不存在古壳，同时这是岩石圈的厚壳位置，因此它也是一个冷壳。这些特点明显地和华北克拉通区有异。少量深地震剖面还揭露深变质刚性基底在全区分布的广泛性，从而可以设想华南加里东地槽系和一些拗拉槽的沉降都是在陆壳基础上发生、发展的。范围广阔的大型隆起和大型拗陷以及克拉通周边拗拉槽是不稳定克拉通古生代盆地的主要表现型式。印支运动以来沿坚硬基底滑动的不协调盖层褶皱是一种典型侏罗山式构造类型，压力强烈时可发展成逆掩断层，甚至出现破裂推覆(陈焕疆，1983)，使华南克拉通区的不稳定性达到了新的高峰，古生代盆地遭到严重的改造。

4)南海区

由于南海新生代扩张对克拉通的强烈改造，总的来说古生代盆地已被解体。而海南岛南端的西沙群岛和中沙群岛及其西南海域为残存地块，可能有古生代地层的分布。属于克拉通的直接证据为西沙群岛永兴岛的钻探所揭露，组成基底的片麻状花岗岩的Rb—Sr全岩等时线年龄为6.27亿年，属晚元古代。相邻的越南民主共和国昆嵩地块上有类似基底岩石，那里大规模出露变质较深的副片麻岩夹角闪岩和中度变质的片岩。

5)西北区

位于中国克拉通的西部，是一个活动性比较大的、古生代的、经历了中新生代复活的

地槽褶皱山系与大小不等的中间地块相间的地区。

本区古老的基底岩石出露于塔里木盆地东北部，主要由太古界片麻岩、下元古界石英片岩和上元古界浅变质含叠层石灰岩组成并都呈不整合接触，它们又为震旦系不整合所覆盖。震旦系由碎屑岩、火山岩和相当于华南三峡地区的冰碛层组成，在上部碳酸盐岩中含有丰富的藻类化石，从而说明塔里木中间地块与华南克拉通区的相似性，它也是晚元古代晚期晋宁运动产生的，古生代盆地可与华南扬子地区类比。

准噶尔中间地块有可能存在，只是沉没较深、范围较小、被华力西上迭地槽所改造而难以识别。航磁ΔZ磁场上延15公里，盆缘急据变化浅层异常和盆地中央北西向大型强异常均被消除，留下的是南北向的以安集海正磁异常为中心的宽阔平缓异常区，它似乎表明残存中间地块的存在(彭希龄等，1985)，这种南北向的古老地质方向极类似于中国东部太古—早元古代地块的深层磁场特征，相邻的苏联中亚里菲期构造走向也是近南北向的。

天山地区绵延千余公里的中晚元古代变质岩系分布于伊犁特克斯地区、吐鲁番南卡瓦布拉克地区和星星峡地区，由变质较深的片麻岩、片岩组成，一些地段为绿片岩。最近几年陆续在该变质杂岩带内发现古生代地层，并且不同时代的化石共生在一起，形成一个岩性不均一、时代不一致、但构造形态完整的岩块集合带和变质杂岩带，显然是多旋回构造运动的叠复，结果形成一条以基底断裂为特征的地质构造重要分界线。其北，由于北天山和博格达山都是起始于晚古生代的拗拉槽型地槽褶皱带，这就预示着早古生代准噶尔中间地块的范围将包括邻近的一些山区和吐鲁番—哈密地块在内；其南，南天山震旦系—中奥陶统属克拉通陆缘沉积；志留纪至早泥盆世有短暂的洋壳；晚古生代又为克拉通型沉积，三叠系已为陆相，说明南天山的拗拉槽发育是不完全的，可属于中国克拉通的一部分。因此，地史经历中的塔里木地块的范围已超出现今的塔里木盆地界限。我们相信在地史年代里，其范围包括比南疆和北疆规模更大的克拉通及其古生代盆地将是十分可能的。

6)青藏区

青藏高原南部是冈瓦那大陆的一部分，这已被证实，包括羌塘地块、申扎地块和喜马拉雅地块，它们和印度地块共同组成一个克拉通区并经受了特提斯造山带的强烈改造。前寒武系基底广泛出露于喜马拉雅地区，珠穆朗玛群片岩和上部浅变质岩系整合过渡，同位素变质年龄值为6.4～9亿年。羌塘地区复杂变形的结晶片岩有前奥陶、志留系克拉通沉积层序作辅证，暂定为前寒武系基底，但也可能包括下古生界下部岩层。拉萨附近的二云母片麻岩在林周西北为冈瓦那冰碛层所覆，其是否为前寒武系尚可商榷。

二、古生代盆地原型及其分布

1.成因盆地分类

在盆地分类中如果着重于稳定性和活动程度的比拟而忽视历史过程的差异，其结果必然是形态分类。

不稳定克拉通古生代盆地的含义将不考虑古生代褶皱带，虽然它们曾经作为原始盆地的一个组成部分，但由于后来的褶皱作用和侵蚀过程已经改变或完全改变了它们盆地的状态。因此现今的不稳定克拉通古生代盆地总是它们原始盆地特有的不完全的残余即保存盆地。

实践证明，世界上只有相似的盆地而没有相同的盆地，为此我们采用盆地成因分类即

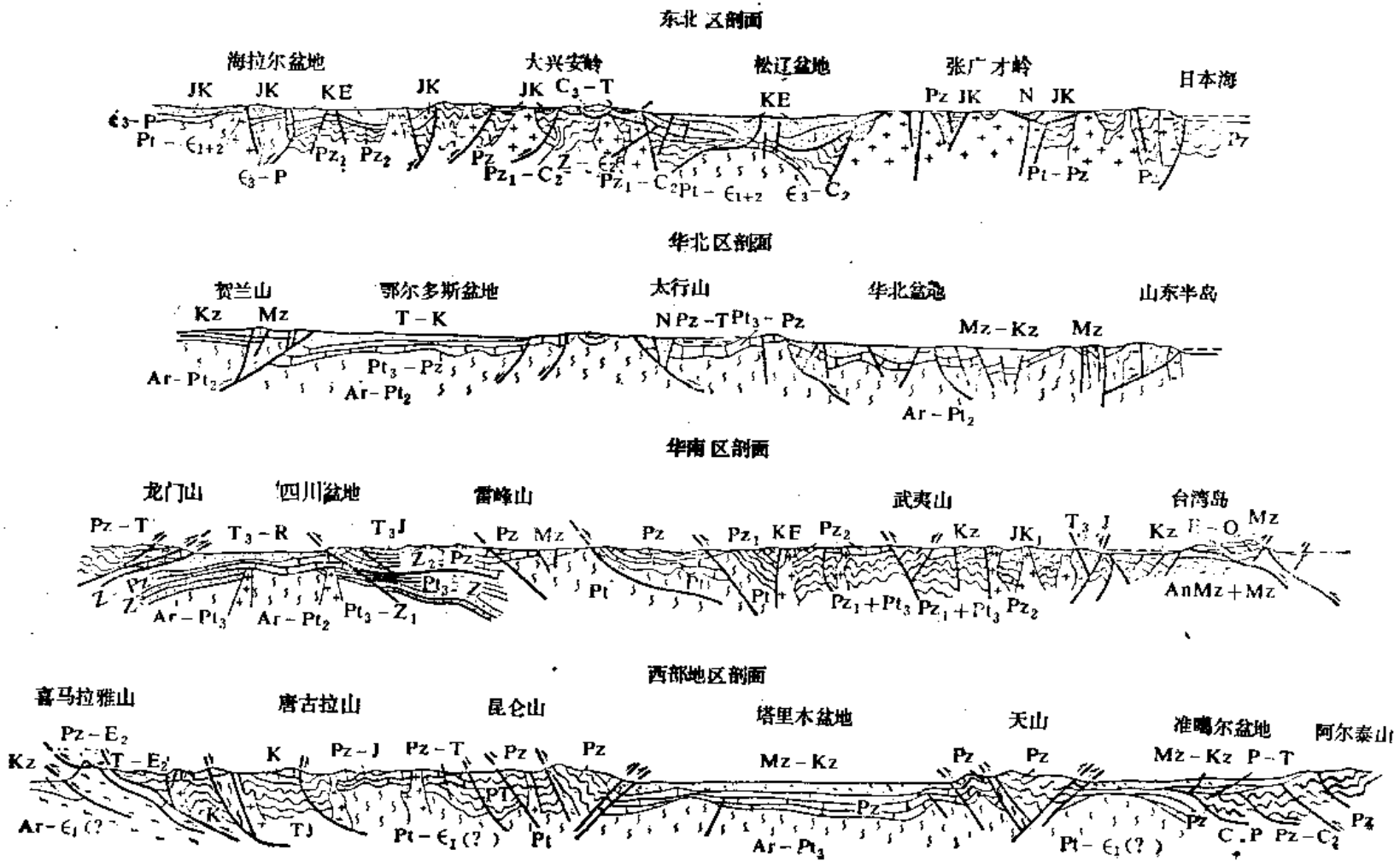


图 2　几条横贯中国的构造剖面图

表示中新生代构造对古生代盆地的改造和叠加

“原型”分类。

盆地“原型”是组成盆地的结构单元，是一种构造型式，也是一种沉积实体。正因为盆地是不同构造原型的组合，所以在盆地分类上我们注重于构造“原型”的分析与鉴定，在盆地类比上我们认为盆地之间可以类比的是它们的“原型”而不是它们的“类型”。

2.古生代盆地原型(图3)

首先，盆地是时代的产物。从不同地质时代存在不同构造体制和热体制的观点(朱夏，1983；陈焕疆和秦德余，1985) 出发，对古生代盆地的形成和发展，我们曾按纳里夫金对俄罗斯地台盆地的分析概括为：当地槽开张时，与之相邻接的克拉通前陆方向的地壳将遭到变形，可能弯曲成为克拉通周围盆地的基底，出现克拉通周边沉降盆地(b)，随着地槽回返可以产生褶皱带前渊盆地；当陆壳扩张向古洋盆作整体的重力滑动，可以产生克拉通内部的拉张断陷盆地(e)或类似“裂谷”的拗拉槽盆地(a)，它们并可进一步发展为克拉通内部拗陷盆地 (d) 或台向斜。这几类盆地作为古生代克拉通盆地的基本原型，其主体部分分布在前古生代克拉通区或槽台相邻接的过渡区，同时伴随克拉通解体和地槽的迁移不断改变着它们的位置。

按基底性质，克拉通周边沉降盆地及后期前渊可分为两种：基底是块断型的和基底相对完整的。这些克拉通周边沉积一般没有强烈褶皱。无论在岩相上和构造上，它们都同板块构造“被动大陆边缘”有一定差别。

拗拉槽一般都涉及岩石圈的拉张破裂，地幔物质得以岩墙或岩流方式出现。沉积层序一般以陆相红层开始，然后在较快速沉降阶段有海相碳酸盐岩与较深水碎屑岩，并常有蒸发岩类，晚期则往往是包括三角洲相在内的浅水沉积。在最后挤压褶皱前，它们长期处于张应力作用下，因此拗拉槽上部层次通常要比初始裂陷扩展到更广大的区域(朱夏，1984)，这种广阔的台向斜往往可以是拗拉槽的“再生”，贝勒甚至认为，具有资料的克拉通盆地绝大多数潜伏着不同复杂程度的裂谷系(Bally，1981)。无疑这是不稳定克拉通古生代盆地的一种原型。

朱夏教授曾参照鲍特和埃特华特等关于地壳中下部物质粘性外流的概念，提出一种发生在克拉通基底之上，槽台过渡区内由地壳粘性流动，向槽区伸展，使地壳变薄产生沉积的克拉通边缘沉降盆地(f)。它的特点是深水相沉积较发育或和台地相相间出现，它们受褶皱断裂影响较显著而变质是轻微的，还常由于后期构造活动的叠加，使构造更加复杂化。但由于克拉通基底和构造活动的不均一程度，也还保存着相对稳定的部分。

我们曾把从泛大陆B到泛大陆A这一地史阶段称“中间阶段”(陈焕疆和秦德余，1985)，它是槽台构造体制向板块构造体制的过渡时期。中间阶段的盆地原型，在克拉通上继承了克拉通拗陷盆地和克拉通周边沉降盆地的特点，同时出现了与板块构造体制相联系的大规模平移拉张盆地(e)；热体制的调整，在华力西造山带及其前陆上发生了塌陷盆地(c)。

中国不稳定克拉通古生代盆地还有以下特性：①横向上为多种原型的并列，纵向上是多阶段、多层次原型的叠加，且常常显示构造反转。②大部分古生代盆地原型或为中新生代盆地叠覆，或是为中新生代构造改造，我们曾把与板块活动相联系的构造原型作为对古生代盆地的改造方式，概括为：A型俯冲 (A)、基底拆离 (B)、碰撞 (C)、差异沉降(D)、拉张 (E)、平移滑动(F)和重力滑移(G)。

所以对古生代盆地各种原型组合可表示为$a+b$，$b+d$和d/a等。结合中新生代原型盆

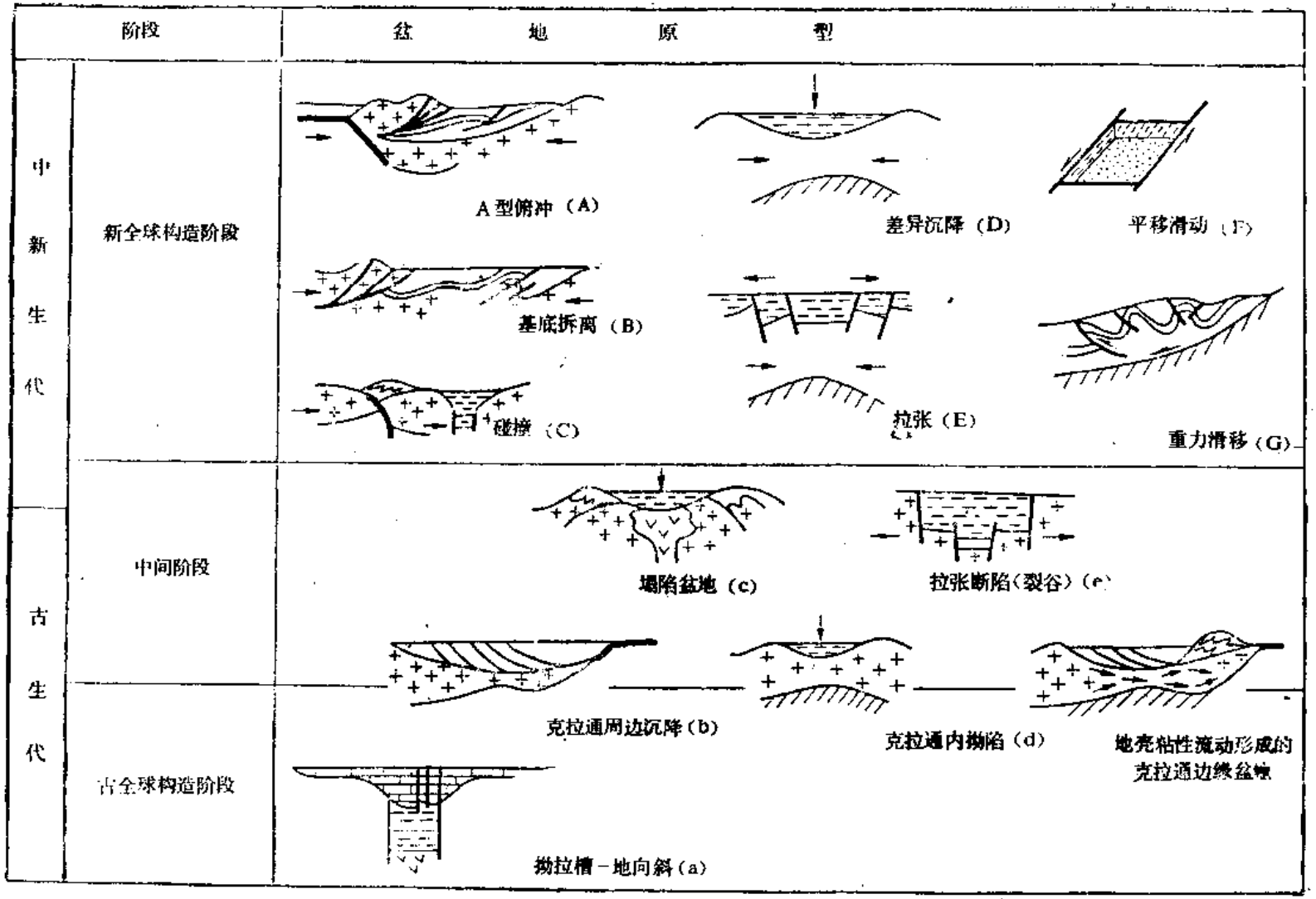

阶段
盆地原型
中新生代
新全球构造阶段
A型俯冲（A）
差异沉降（D）
平移滑动（F）
基底拆离（B）
碰撞（C）
拉张（E）
重力滑移（G）
古生代
中间阶段
塌陷盆地（c）
拉张断陷（裂谷）（e）
克拉通周边沉降（b）
克拉通内拗陷（d）
地壳粘性流动形成的克拉通边缘盆地
古全球构造阶段
拗拉槽－地向斜（a）

图 3　盆地的原型图

地的叠加和改造关系又可进一步表示为“$\frac{D/E+F}{d/a}$（华北区北部）、$\frac{D/B+E+F}{b}$（华北区南部）、$\frac{A}{b}$（四川西部）等等。

3.主要的古生代盆地（图3）

1)华北区

后来长期处于隆起状态的山西高原和两侧渤海湾盆地与鄂尔多斯盆地，在古生代时曾是一个统一的古生界沉积区。

习惯上将沿内蒙地轴南缘张家口—北票断裂南侧包括冀中—燕山地区的一个北东东向沉降带称燕山准地槽。从盆地原型上它具拗拉槽的特点，由碎屑岩（长城系）、碳酸盐岩（蓟县系）和碎屑岩夹碳酸盐岩（青白口系）组成一个完整旋回，断裂带中有火山岩，厚度9421米，沉积中心在蓟县一带。沿山海关—渤海中部至埕宁—内黄隆起一线以南缺失。西界为燕山和太行山。保存盆地范围为18万平方公里。类似的中晚元古代拗拉槽盆地还有：豫西至中条山、陕西延长至延安。在鄂尔多斯盆地西部贺兰山桌子山为多旋回拗拉槽，而山东沂沐拗拉槽被认为属震旦纪（陈焕疆和秦德余，1985）。在此基础上发育了晚寒武世—中奥陶世后期台向斜或克拉通拗陷，渤海湾盆地沉积面积达50万平方公里以上。它们呈北东东向大型隆起与大型拗陷相间展布，初期有燕山拗陷、赞皇—埕宁隆起和豫淮拗陷；中晚期为冀北拗陷、石家庄—埕宁隆起、临青—淄博拗陷、嵩山—商丘隆起和豫淮拗陷。主要沉积为局限台地相与开阔台地相碳酸盐岩夹少量泥质岩和石膏层。寒武系一般厚600米，奥陶系厚600～700米。塔康运动整体上升，经受晚奥陶世至早石炭世约1.3亿年的剥蚀，使碳酸盐岩准平原化，现今残存面积约7万平方公里。鄂尔多斯盆地的北部是隆起区，南部被掩埋较深，同时未经后期断块改造。就石炭二叠系盆地而言，渤海湾盆地属克拉通拗陷型，其南部邻接大别山、伏牛山的豫淮地区具备克拉通周边盆地及后期褶皱带前渊盆地型式。以滨海平原相为主，邻近活动带则浅海相有较广泛的发育。各层厚度不大，连续沉降。它作为一个煤系，其煤层时代从北往南变新，唐山至阳泉一线主要为太原组、山西组的煤层；济南到晋南为山西组煤层；平顶山到淮南一带则为石盒子组煤层。相带大致保持东西向，海侵来自克拉通东南方向，陆源区在北方，残存面积21万平方公里，现埋深5000米以上。以太原、石家庄至德州一线分界，以南保存好、分布面积大；以北分布局限，原型盆地面貌已历经改造。

2)华南区

晚元古代至早古生代初，华南不稳定克拉通上拗拉槽盆地有广泛的发育，其中康滇—龙门拗拉槽震旦系厚度3000～5000米，早期为红色碎屑沉积夹中基性、中酸性火山岩。克拉通北缘皖东张八岭到鲁苏边界沉积厚达7000～8000米。浙西、皖南至湖南雪峰山一带早古生代拗拉槽沉积厚度巨大，可达万米以上，拗拉槽内发育有中元古界变质岩（湖南、贵州东北部的梵净山群、江西西北的下双桥山群、浙江的双溪坞群等）构成的岛弧带。属于上元古界的板溪群基本上代表了一个由边缘海岛弧向洋迁移和大陆克拉通增生的过程。

早古生代时期，克拉通内部呈现大型隆拗构造格局。以四川为例，著名的川中乐山—龙女寺隆起上震旦系至下寒武统为滨海相，中上寒武统至志留系呈现超覆，加里东运动使其拱起，形成了一个以下寒武统为核心的向东倾伏的古隆起，各时期地层向倾伏方向加深加厚，

志留系有些滩具有水下隆起性质。

华南克拉通东南从元古代起因陆壳物质粘性外流而引起的向洋伸展造成了大面积过渡型的沉降区。梵净山、四堡等地的超基性岩也是早期陆壳拉张的产物。川湘边境的雪峰山当时尚未隆起，晚震旦世到早奥陶世这里是一个非补偿性滞流海盆，塔康运动使湘赣边境复理石海槽回返，才形成褶皱带前志留纪前渊盆地。

扬子江中下游地区是古生代拗陷区，早古生代拗陷位于克拉通向活动带过渡的枢纽部位，发育克拉通周边沉降盆地，邻近活动带则为拗拉槽型断陷。加里东运动使雪峰形成水下隆起后，晚古生代拗陷具有褶皱带前渊盆地性质，它继承下古生界沉降中心，充填了中泥盆世类磨拉石建造。石炭二叠纪盆地沉降中心移向克拉通一侧，呈现克拉通拗陷盆地型式。印支运动使克拉通上升成陆，继而朝着中新生代板内盆地方向转变。

3）西北区

泛塔里木克拉通和泛准噶尔克拉通的提出，给人们展示了西北不稳定克拉通区古生代盆地是一个十分辽阔的区域，但对它们的研究还仅仅是开始。

在陆壳基础上多旋回拗拉槽的扩张和闭合是本区古生代盆地形成、发展过程中的一种重要机制。

地震反射揭示塔里木在早古生代时是大型隆拗格局：格里木西南为隆起区，塔里木东北具克拉通拗陷盆地性质。加里东末期塔里木中央古隆起的形成是地史上的重大事件。泥盆、石炭纪时，塔里木西缘属于克拉通周边沉降盆地。古生代晚期在古特提斯扩张影响下，该区在拉张背景下沉降。早、晚二叠世之间的构造运动基本上结束了古生代盆地的发展，并开始进入板块内部整体沉降陆相盆地发展阶段。

准噶尔地块主要在中晚古生代拗拉槽广泛发育的基础上发生解体，热体制的调整形成了中晚石炭世至早二叠世的塌陷盆地。在此之前，起始于中奥陶世的西准噶尔拗拉槽和作为北天山分支的中晚泥盆世博格达一哈尔里克拗拉槽早已形成。地震反射资料揭示，现今盆地内三叠系以下、基岩以上的石炭二叠系为具垒堑构造格局的拉张断陷盆地沉积（彭希龄，1985），直到晚二叠世才统一并向陆相板内盆地发展。

北祁连拗拉槽活跃于早古生代，贺兰山和桌子山则是其发育不完全的分支拗拉槽。此时，处于鄂尔多斯西缘的早古生代地层向拗拉槽方向迅速相变加厚，出现拉张性质的同生断裂，发育一个属于基底断块型的克拉通周边沉降盆地。而走廊地区早古生代盆地已被中新生代构造改造，尚待探索。加里东运动后，泥盆纪至早石炭世开始了褶皱带前渊盆地的发育，石炭系之上缺失山西组，为石盒子组披覆，无疑华力西运动是存在的。同样，在石盒子组沉积以后，它已是整体稳定沉降的板内盆地的一部分。

结　论

综上所述，可以将不稳定中国克拉通及其上的古生代盆地概括为以下几点：

1）太古代以来，中国各克拉通曾经以大陆增生方式形成一个统一的克拉通，并与西伯利亚克拉通相邻。同时，多期拗拉槽化是其不稳定性的主要时间。

2）以龙木错、玉树—昌宁、双江为界，属于岗瓦那组成部分的青藏特提斯区，其北缘曾以裂开和聚合的南北往复运动而具手风琴的色彩。

3）以赤峰—和龙为界，中国克拉通的北缘曾经受上迭地槽吞蚀改造或被深埋，形成

许多大小不等的中间地块，并保存了一部分古生代盆地。

4）现有古生代盆地大都是上述台槽体制改造，特别是中新生代造山运动后的保存部分。

5）古生代盆地按构造原型划分为六种（a、b、c、……f），并与中新生代盆地（A B……F）叠加，常形成复合盆地类型。

6）兴凯期、塔康期和华力西期是形成古生代盆地的重要时期。

不同克拉通单元上的古生代盆地的形成时代、结构、组成都构成一个独立的“构造地层地体”。对它们的性质、结构等方面的研究还比较粗浅，有待今后深入研究。

中国不稳定克拉通的大地构造特点，对古生代盆地油气普查勘探是一个有利的因素。人们将有可能在相对活动的克拉通内寻找一些可供勘探的古生代盆地的拗陷区（或带），在相对稳定的拗拉槽（甚至地槽）内，也可能存在一些油气得以保存的条件。因此，古生代盆地可以作为今后中国油气资源的储备目标。

参 考 文 献

1．王鸿祯等，《中国古地理图集》，地图出版社，1985年。

2．关士聪等，《中国海陆变迁海域沉积相和油气（晚元古代—三叠纪）》，科学出版社，1984年。

3．朱夏，“我国中新生界油气盆地的大地构造特征及有关问题”《中国大地构造问题》，科学出版社，1965年。

4．朱夏，“试论古全球构造与古生代油气盆地”石油天然气地质，第4卷第1期。

5．朱夏，“多旋回构造运动与含油气盆地”中国地质科学院院报，1983年第9期。

6．陈焕疆等，“要重视开拓逆掩断层带的油气领域——试论苏南逆掩断层带控油”，石油实验地质，1983年第2期。

7．陈焕疆，秦德余，“多旋回的中国含油气盆地”，《国际交流地质学术论文集》No.5 地质出版社，1984年。

8．黄汲清，“中国大地构造的几个特点”地质知识，1956年第8期

9．黄汲清，“中国地质构造特征的初步总结”地质学报，第40卷第1期。

10．黄汲清，“中国大地构造的几个问题”石油实验地质，1983年第3期。

11．张文佑等，《华北断块区的形成和发展》，科学出版社，1980年。

12．Bally A.W, 1981, Basin and Subsidence, In Teotonics of Plate Interior, National Academy of Sciences, U.S.A.

13．Nalivkin V D.,1976, Dynamics of The Development of The Russion Platform Structares, In Sedimentary Basins of Continental margins and Cratons, Bott H H P (ed).