

# 油气盆地地热研究

王良书 施央申 著

南京大学出版社

献 给

郭令智教授从事地质教学和科研

工作 50 周年

石油天然气研究专著(一)

# 油气盆地地热研究

苏北盆地构造-热演化与油气资源评价

Geothermal Study on the Oil and Gas Basin

Tectonic and Thermal Evolution in Northern  
Jiangsu Basin and its Evolution of  
Oil and Gas Resources

王良书 施央申 著

南京大学出版社

1989·南京

**油气盆地地热研究**

苏北盆地构造-热演化与油气资源评价

王良书 施央申 著

\*

南京大学出版社出版  
(南京大学校内)

江苏省新华书店发行 丹阳市第二彩印厂印刷

开本 787×1092 1/16 印张 8.75 字数 212 千

1989年11月第1版 1989年11月第1次印刷

印数 1—1500

\*

ISBN 7-305-00433-2

P·28 定价 4.00 元

责任编辑 王 舟

# 前 言

盆地是地球科学中历史悠久的研究对象,其中不仅蕴藏了丰富的油气和矿产资源,而且包含了关于它形成演化的大量信息,它独特的构造风格和深部结构特征实际上是深部物理化学过程的综合表现,这又使它成为了解岩石圈演化规律及地球动力学的重要突破口之一。板块构造理论作为现代地球科学的支柱,自创立以来,盆地的研究对丰富其内容起到了极其重要的作用。80年代,板块理论的前沿是以构造地层地体分析和拼贴构造(郭令智、施央申等,1984)、板片构造(许靖华,1987.7,在接受南京大学荣誉博士学位后的学术演讲)、拉张构造(水谷伸治郎,1987.7,在南京大学作“构造地质学向何处去”的学术报告)等新概念新思路来阐明大陆地壳的增生、离散及其演化,其中的拉张构造,离不开对盆地的研究。因而盆地研究既是板块构造理论发展的前沿基础课题,又对油气资源勘探开发有重要的实际价值。

70年代地球动力学计划、80年代岩石圈计划及大量的油气勘探成果表明,张力、重力和深部热过程决定了拉张盆地的形成和演化。这把拉张盆地研究推向建立定量的构造-地球物理成因模式的新阶段,定量模拟盆地形成过程中的沉积载荷、岩石圈热演化、盆地沉降作用、盆内地层的埋藏史和地热史,在此基础上进一步结合有机地化模拟生油层热演化乃至油气的运移富集和圈闭。这是当前油气盆地成因演化研究的新动向,涉及到地球科学的各个分支,关键是要采取综合研究方法。刘光鼎(1985)特撰文强调了这种研究方法在油气盆地勘探中的重要性。作者在本书研究中正是采用这种综合研究方法,体现在地质与地球物理研究相结合、浅层构造研究与深部构造相结合、盆地构造研究与板块构造相结合、时空发展演化相结合研究,自始至终抓住盆地形成演化过程中的热过程。

苏北盆地是西太平洋活动大陆边缘的含油气盆地,经过30多年的油气普查勘探,积累了大量的地质、地球物理资料,具备了研究其成因机制演化规律与油气关系的优越条件。作者在南京大学石油天然气研究中心资助和江苏油田地质研究院的协助下,运用综合研究方法对苏北盆地的地质、地球物理特征进行了较深入的研究。研究内容包括两大部分:首先,根据苏北盆地内部结构(包括地层及沉积相分布、断裂构造和岩浆活动等)、周边构造、地壳上地幔结构和地球物理场、板块运动背景等方面的研究,建立苏北盆地成因演化的构造-地球物理模式;进而将模式定量化,恢复盆地地热史,模拟盆地构造演化和热演化及其与油气藏形成的关系。开展了以下几方面的工作:①盆地地热场特征研究,以获得盆地热流、地壳上地幔热结构和地层热物性参数(第二章);②根据天然地震资料研究江苏地区上地幔地震各向异性(seismic anisotropy),为建立盆地成因模式提供深部地球动力学依据(第三章);③直接根据地震剖面恢复盆地发育史和断裂活动史(第四章第一节);④通过沉积负载效应校正,获得由于“驱动力”(driving force)引起的盆地沉降(第四章第二节);⑤从理论上研究了岩石圈放射性元素生热对盆地形成过程中地表热流和盆地沉降的影响(第五章第二节);⑥综合上述研究结果,建立苏北盆地形成演化的地球物理模式,并讨论盆地成因的板块构造背景(第五章);最

后(第六章),恢复地层埋藏史和盆地的地热史,模拟盆地各凹陷生油层的成熟度和进入生油门限的时间,为盆地中的油气藏形成、分布规律和进一步勘探目标提供科学依据。这些工作有的在苏北盆地的研究中尚属首次开展,特别是地热研究工作中,阐明了岩石圈放射性物质生热效应对拉张盆地地热史有重要的影响,对大陆内部拉张盆地的地热史恢复和盆地模拟有一定的理论意义和实际价值。

本书概述了上述研究成果,献给郭令智教授从事地质教学和科研工作 50 周年!

研究过程中,得到南京大学地球科学系、石油天然气研究中心及构造地质-地球物理学教研室的教师和研究生的支持和帮助,特别是硕士生汪屹华对笔者帮助很大,并得到江苏油田、华东石油地质局、江苏省地震局的支持和协助,为本书研究提供了大部分基础资料,中国科学院地质研究所地热室提供了热导率测试方面的帮助。在本书完稿过程中,承蒙郭令智教授、李德生教授、田在艺高级工程师、俞剑华教授、滕吉文研究员、汪集旻研究员、欧庆贤高级工程师、陈沪生高级工程师、马力高级工程师、易大同高级工程师、朱志文高级工程师、许同春副研究员、卢华复教授、沈修志副教授、孙岩副教授、杨树锋教授等审阅全文,并提出了修改建议。书中的插图由徐富林和郑意春同志清绘。在此,笔者向这些单位和学者专家表示衷心地感谢!

作 者

1989 年 1 月

# 目 录

<b>第一章 苏北盆地结构研究评述</b> .....	1
第一节 区域地质发展史 .....	2
第二节 盆地内部结构 .....	4
第三节 盆地区域地球物理场与深部构造特征 .....	11
第四节 苏北盆地成因和演化评述 .....	17
<b>第二章 地热场特征与地壳上地幔热结构</b> .....	20
第一节 井温资料与地温场特征 .....	21
第二节 岩石热导率与生热率测试 .....	27
第三节 大地热流特征 .....	31
第四节 地壳上地幔热结构特征 .....	33
第五节 讨论与结论 .....	41
<b>第三章 江苏地区 <math>P_n</math> 残差与上地幔波速各向异性</b> .....	43
第一节 资料与处理 .....	44
第二节 $P_n$ 残差 .....	47
第三节 地震波速各向异性 .....	49
第四节 各向异性的地球动力学意义 .....	52
<b>第四章 地震剖面的构造史分析和盆地沉降作用</b> .....	53
第一节 地震剖面的构造史分析 .....	53
第二节 苏北盆地的沉降作用 .....	65
<b>第五章 苏北盆地成因构造-地球物理模式</b> .....	76
第一节 拉张盆地成因地球物理模式与盆地沉降及热流 .....	76
第二节 壳内生热效应对拉张盆地热流与沉降的影响 .....	83
第三节 苏北盆地的成因演化地球物理模式 .....	86
<b>第六章 苏北盆地构造演化热演化与油气藏的形成</b> .....	96
第一节 盆地地热史埋藏史与有机质热演化 .....	96
第二节 苏北盆地构造演化热演化与油气藏的形成 .....	113
第三节 对苏北盆地进一步勘探的几点初步建议 .....	115
<b>结语</b> .....	117
<b>附录 A</b> .....	118
<b>附录 B</b> .....	120
<b>主要参考文献</b> .....	122
<b>Abstract</b> .....	125

# 苏北盆地结构研究评述

苏北盆地是中国东部一系列的中新生代陆相含油气盆地之一,位于西太平洋弧后地区,是晚白垩纪以来,库拉板块、太平洋板块及菲律宾板块对欧亚板块相继俯冲形成的演化历史十分复杂的活动大陆边缘构造带的组成部分(郭令智、施央申、马瑞士,1983)。一般也把它与黄海南部一并称为苏北南黄海盆地(张渝昌,1983)。苏北盆地的北界为淮阴-响水口断裂;西以郯

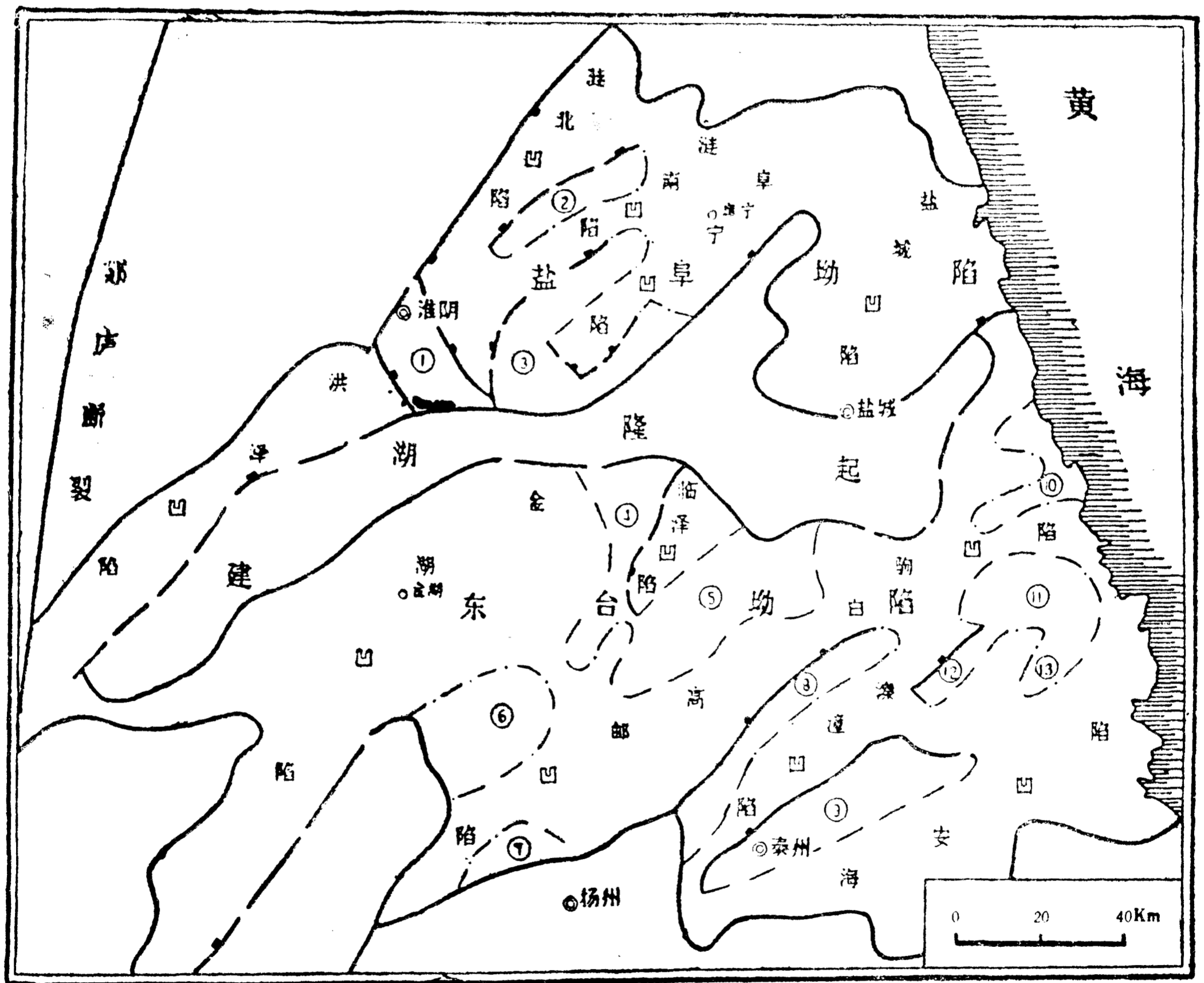


图 1-1 苏北盆地构造区划图(江苏油田编)

- ① 淮阴凸起    ② 大东凸起    ③ 苏家咀凸起    ④ 柳堡凸起    ⑤ 柘垛低凸起
- ⑥ 菱塘桥低凸起    ⑦ 公道桥低凸起    ⑧ 吴堡低凸起    ⑨ 泰州低凸起
- ⑩ 裕华凸起    ⑪ 小海凸起    ⑫ 梁垛低凸起    ⑬ 曹墩低凸起



庐断裂为界；南与南京-南通东西向构造带相邻，之间以多条东西或北东向断裂为边界；东界为海岸线，近似于一等边三角形。盆地面积约 3.6 万平方公里，主体在江苏省北部，包括安徽省天长地区(图 1-1)。全区为第四系覆盖，地貌上表现为广阔的平原地区。

从 1956 年开始在苏北盆地进行石油地质勘探，30 多年来，积累了 1 000 余口钻井及地球物理测井、50 000 余公里地震勘探剖面和各种比例尺的重磁测量等大量丰富资料以及六五攻关期间完成的全地壳地震测深剖面，揭示了盆地内部地层层序、岩性沉积相分布、断裂构造、岩浆活动、生储盖组合以及深部地壳上地幔结构的基本特征，是我国地质地球物理研究程度最高的地区之一。这些勘探资料和成果为探索阐明盆地的成因机制、演化规律及油气生成运移聚集规律提供了十分有利的条件。石油勘探和地质院校部门的许多科研人员，对盆地的成因演化与油气藏分布规律等各个方面都作了不同程度的研究探讨，从不同角度阐述了苏北盆地的形成与基底构造、周边构造、板块构造之间的关系<sup>[6][7][16][30]</sup>。本章对与本项研究工作相关的诸方面(即盆地结构、如地层及其时代、岩性沉积相分布和生储盖组合、断裂构造、地壳上地幔结构等)作一些具体的分析归纳评述，对有争议的问题，如地层时代(绝对年代)作了选择。

## 第一节 区域地质发展史

苏北盆地发育于下扬子区东北角。扬子区是独立的大地构造单元，具有与邻区明显不同的地质发展史。黄汲清(1980)称之为扬子准地台区；张文佑(1984)称之为扬子断块区；郭令智等从 60 年代起，特别是板块构造理论问世以后，对扬子区及其以南的华南广阔地区的构造演化进行了深入的研究，揭示了扬子区震旦纪至三叠纪早期以弧后盆地为主要特征的构造发展史(郭令智、施央申、马瑞士，1978、1980、1983)。最近也有称之为扬子古板块，或把扬子与华南一并称为华南块体，在晚二叠纪到早三叠世与华北块体缝合(Watson, 1986)。

扬子区分上、中、下扬子区，它们在地质发展史上，随着时间的推移(特别是进入中生代以后)，受周围不同的板块俯冲活动的影响，显示出明显的横向差异。下扬子区南部以江山-绍兴断裂为边界，北以连云港-黄梅断裂为界。下扬子区基底为浅变质的晚元古界张八岭组或时代相当于张八岭组地层。在苏北盆地西部边缘出露有张八岭组，盆地北部响水口附近的滨 3 孔也见到震旦系浅变质砂岩，张八岭组的变质年龄为 8.64~10.31 亿年(沈修志等，1987)。上覆地层元古界震旦系至三叠系发育齐全，以海相碳酸盐岩为主，间夹几套碎屑岩地层；中生界主要为陆相地层组成，下中侏罗统( $J_{1-2}$ )为陆相沉积岩系，上侏罗统( $J_3$ )到下白垩统( $K_1$ )以陆相中酸性火山岩系为主，上白垩统( $K_2$ )为红色陆相沉积岩系。苏北盆地有 100 余口井钻达古生界地层，见到中生界的井更多些，这些井的岩芯表明，埋藏的中古生界地层岩性及构造特征与下扬子宁镇地区基本一致，所以苏北盆地区的中古生代发展史应与下扬子区一致。

下扬子中古生代发育巨厚的海相碳酸盐岩，某些层位富含有机质，具有良好的生油能力，是我国中古生界碳酸盐岩油气勘探的远景地区之一。六五期间，在下扬子区展开了深入的区域地质、地震测深、COCORP 以及大地电磁测深等新手段的研究对揭示该区表层构造、全地壳结构的重要特征以及对该区构造演化的认识不断深化起着重要作用。郭令智、施央申、马瑞士(1978, 1980, 1983)、卢华复(1983)等对该区晚元古代至中生代早期构造发展和中新生代西太平洋活动大陆边缘构造在该区表现、沈修志等(1987)对中生代形成发展的逆冲推覆构

造、陈沪生(1986)根据 HQ-13 线全地壳反射剖面及深部构造研究对下扬子中古生界油气盆地的构造格架等均作了深入阐述。笔者认为,下扬子区晚元古代至晚白垩纪构造演化可分二个阶段:第一阶段,晚元古代至早中三叠世,是沟-弧-盆体系中的弧后盆地发育阶段,古海沟位于江山-绍兴断裂带,江南隆起区为古岛弧区,下扬子区的广阔地区为弧后盆地。弧后盆地的基底为大陆型地壳(或过渡型地壳),构造活动不明显,仅有几次明显的基底抬升和下沉,发育以碳酸盐岩为主的沉积地层;第二阶段,晚三叠世扬子板块与华北板块缝合(在下扬子北缘可能有明显的走滑),弧后盆地转化弧后的前陆盆地,在下扬子区形成一系列的北东至北东东方向复式背向斜褶皱和断裂构造,同时东南沿海库拉板块开始斜向俯冲,在沿海形成一火山弧。此后,一直到晚白垩,下扬子大部地区以弧后的挤压背景为主,在弧后前陆盆地中的残留向斜盆地中沉积了黄马青组、象山群等陆相地层,并形成一系列的不同时代北东东、北北东方向的逆冲推覆构造,并伴有大规模的中酸性岩浆侵入和火山喷发活动。这种逆冲推覆构造在苏北也有发现。

在这样基底构造背景上,晚白垩纪,库拉板块消亡,转变为太平洋板块北北西向俯冲,进入了西太平洋活动大陆边缘的沟弧盆体系发展的新阶段,引起中国东部岩石圈伸展裂陷,形成一系列的弧后张性盆地。到晚始新世(约 42Ma),太平洋板块由北北西向俯冲转变为北西西向俯冲,并在九州-帛琉海岭(转换断层)形成新的太平洋板块俯冲带,其西部形成菲律宾板块。晚始新世到现今,菲律宾板块对中国东部的俯冲,对中国东部中段的活动陆缘的构造形成、发展起着主导作用,像晚中新世冲绳海槽的形成等,苏北盆地所处的位置必然受其重要影响。

早第三纪时期,印度板块与欧亚板块沿雅鲁藏布江缝合,印度板块继续北移嵌入欧亚大

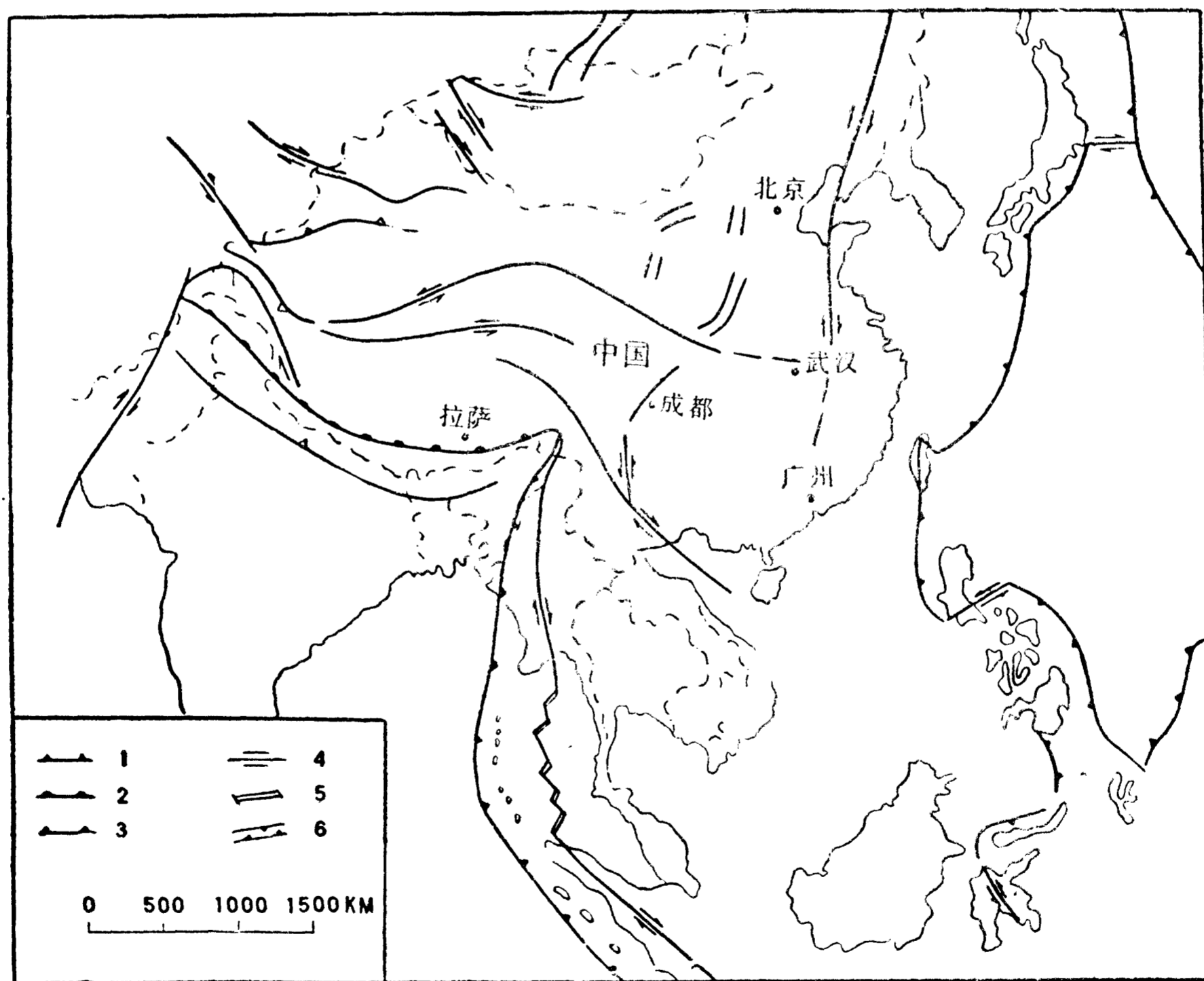


图 1-2 中国现代构造背景

1. 活动俯冲带 2. 大陆碰撞 3. 逆断带 4. 走滑断层 5. 海底扩张 6. 拉张断层

陆, Molnar 等(1976)和 Tapponnier 等(1982)研究表明这种嵌入效应可以传播很远,认为整个中国和西伯利亚广阔区域均在这种嵌入构造应力场控制之下。图 1-2 反映了现代西太平洋板块和印度洋板块对中国大陆板块俯冲、缝合的格局,苏北盆地处在其中,它的构造演化必然受这两板块俯冲的影响。

## 第二节 盆地内部结构

苏北盆地可划分为两坳一隆三个一级构造单元,即东台坳陷、盐阜坳陷和建湖隆起(图 1-1),坳陷中又可分成次一级的凸起和凹陷,一级构造单元和次级构造单元划分依据主要是新生界地层分布和规模较大的断裂构造。这一节对盆地内部地层发育特征、构造活动、火山活动等方面的特征作一概略的评述。

### 一、地 层

经过多年的钻探对比研究,已建立了苏北盆地完整的地层层序。盆地形成后沉积的地层由老到新有:泰州组、阜宁组(群)、戴南组、三垛组、盐城群、东台组(表 1-1)。

表 1-1 江苏北部新生代地层划分方案的对比表<sup>[24]</sup>

		侯 祐 堂 (1982)	苏 沪 组 (1978)	二 部 合 编 (1975)	郭 迪 孝 等 (1982)
第 四 系		东 台 群	第 四 系	东 台 组	东 台 组
上 第 三 系	上 新 统	盐 城 群	盐 城 群	盐 城 组	盐 城 组
	中 新 统				
下 第 三 系	渐 新 统	三 垛 组	三 垛 组	三 垛 组	三 垛 组
			戴 南 组	戴 南 组	戴 南 组
	始 新 统	戴 南 组	真 武 组	阜 宁 组  四 — 一 段	戴 南 组
			阜 宁 组		
古 新 统	阜 宁 组 一 段	泰 州 组	阜 宁 组 一 段		泰 州 组
白 垩 系	泰 州 组	赤 山 组	泰 州 组		赤 山 组

泰州组 泰州组底部为一明显的不整合,与  $K_{2c}$ ,  $K_{2p}$ ,  $M_z$  或  $P_z$  不同时代地层接触。本书中把这个不整合面作为苏北盆地的底面。泰州组岩性分上下两部分,下部是一套下粗上细

的砂砾岩、砂岩夹泥岩组成。上部为一套灰黑色泥岩夹薄层泥灰岩、粉砂岩,且具有粗-细-粗沉积旋回特征。泰州组早期主要为洪积相(西部)及河流冲积平原相,晚期为湖相。它的时代归属目前尚有分歧(见表 1-1),最近几年的文献都把其归属于古新统,在这之前曾作为晚白垩统对待,1987 年底江苏油田根据新发现的证据,又重新将它划归晚白垩统,因此笔者结合 Harland(1982)地质年代表,初步确定泰州组( $K_{2t}$ )的绝对年龄为 75~65Ma。

阜宁群( $E_f$ ) 阜宁群分四段。阜一段( $E_f^1$ )与下伏地层  $K_{2t}$  呈假整合接触,为一套砂岩泥岩互层,具有下粗上细韵律及东细西粗,东黑西红和东泥西砂的特征,是一套淡水河流相地层,仅晚期在盆地东部地区形成湖区,所产化石组合为古新世,绝对年龄 65~54.9 Ma。阜二段( $E_f^2$ )与  $E_f^1$  整合接触,岩性三分,下部为黑色泥岩夹生物灰岩和鲕粒灰岩;中部为深灰、黑色泥岩夹数层泥灰岩、油页岩和页岩,在电阻率曲线上表现为“七尖峰”,是地层对比的重要标志;上部以灰黑色泥岩为主。 $E_f^2$  为湖盆环境沉积,有多次短暂的海侵影响(康育义, 1982; 徐怀大等, 1984)。阜三段( $E_f^3$ )与  $E_f^2$  整合接触,岩性以砂岩、粉砂岩与泥岩互层为特征,下部和上部以砂岩为主,中部以泥岩为主。 $E_f^3$  亦是陆相湖泊环境沉积,具有湖盆萎缩水退沉积特点。阜四段( $E_f^4$ )与  $E_f^3$  为连续沉积,岩性分上下两部分,下部为灰黑色泥岩与钙质泥岩组成的韵律层;上部为灰黑色泥岩夹少量泥灰岩、油页岩等。 $E_f^4$  沉积时期湖盆扩大,伴有海侵。 $E_f^2\sim^4$  的时代归属目前也不统一(表 1-1),江苏油田一般采用郭迪孝等人(1982)的划分,即  $E_f^2\sim^4$  归始新统,康育义等(1982)认为应归古新统,侯祐堂等(1982)将它归入始新统下部,笔者采用后一种意见,绝对年龄为 54.9~49.2 Ma。

戴南组( $E_d$ ) 戴南组分两段。戴一段( $E_d^1$ )与  $E_f^4$  不整合接触,分布局限于金湖凹陷、高邮凹陷及溱潼凹陷的深凹部位,为一套箕状凹陷内的碎屑沉积。戴二段( $E_d^2$ )与  $E_d^1$  连续沉积,与  $E_d^1$  类似,是箕状凹陷内的快速充填沉积。 $E_d$  的时代问题,有归入渐新统,有归入始新统下部,中国各纪地层对比表中归入始新统中上部,据此它的绝对年龄应为 49.2~38 Ma。

三垛组( $E_s$ ) 三垛组亦分两段。垛一段( $E_s^1$ )与下伏地层不整合接触,垛二段( $E_s^2$ )与  $E_s^1$  整合或假整合接触。 $E_s$  是一套河流相粗碎屑沉积,分布范围比  $E_d$  广得多,不同构造部位均有沉积,时代归属于渐新世(中国各纪地层对比表及说明书, 1982),绝对年龄为 38~24.6 Ma。

上第三系盐城群( $N_y$ ) 分两段( $N_y^1, N_y^2$ ),与下伏不同时代地层不整合接触,早期沉积仅限于东台拗陷,以后扩展到整个盆地,为河流泛滥平原相沉积。绝对年龄 24.6~2Ma。

第四系东台组( $Q_a$ ) 为松散沉积,东厚西薄,海安凹陷内厚达 300 米以上,而金湖凹陷中只有几十米厚,分布范围很广,与盐二段( $N_y^2$ )一样。

上述各组段地层的时代归属确定还参考了其中玄武岩样品的同位素年龄测试数据(徐怀大等, 1984)。 $N_y^2, E_s^1, E_d^1$  和  $E_f^1$  地层中的玄武岩的测试结果见表 1-2。综合这些材料和

表 1-2 苏北第三系同位素年龄数据表(玄武岩岩心, 钾氩法分析结果)

地 层	同位素年龄( $10^6$ 年)				取 样 单 位	资 料 来 源	分 析 单 位
	1	2	3	4			
$N_y^2$	10.9				盱眙(盱 4 井)	江苏省石油地质研究大队	中国科学院地质所
$E_d^1$	34.6				江都(都 3 井)	同 上	同 上
$E_d^2$	42.3~47.3					同 上	地矿部华东地质所
$E_f^1$	56.5		64	63.55	金湖(苏 85 井) 金湖(苏 102 井)	同 上 文献 <sup>[24]</sup>	中国科学院地质所 国家地震局地质所

Harland 的最新地质年代表,笔者给出各组段地层的绝对年代表(表 1-3),这个表在后几章中的古地热史恢复、沉降分析等必须用到的。

表 1-3 各组(段)地层绝对年龄值

系	统	组(群)	段	代 号	年 龄 (Ma)
第四系	更新统	东台组		Qa	0.0
第 三 系	上新统	盐城群	盐二段	$N_y^2$	2.0
	中新统		盐一段	$N_y^1$	11.3
	渐新统	三垛组	垛二段	$E_s^2$	24.6
			垛一段	$E_s^1$	31.3
	始 新 统	戴南组	戴二段	$E_d^2$	38.0
			戴一段	$E_d^1$	43.6
		阜宁群	阜四段	$E_f^4$	49.2
			阜三段	$E_f^3$	51.1
			阜二段	$E_f^2$	53.0
	古新统		阜一段	$E_f^1$	54.9
	白垩系	上统	泰州组		$K_{2t}$
					75.0

注:根据文献<sup>[14][24]</sup>资料编。

## 二、构造运动与岩浆活动

盆地中各组(段)地层并不都是连续沉积的,它们之间在区域上或局部边缘地区存在明显的沉积间断,表现为不整合或假整合接触。这些接触面均被当作“构造运动”的代表,被命名为特定的名称。表 1-4 列出油田科研文献和报告中常用的构造运动。

表 1-4 苏北盆地中构造运动

第 四 系		
上第三系	盐城群二段	新构造运动
	盐城群一段	盐城运动
下第三系	三 垛 组	三垛运动 周庄运动 真武运动
	戴 南 组	吴堡运动
	阜 宁 群	
白垩系	泰 州 组	
	赤 山 组	仪征运动

确定一次构造运动,必须有可靠的区域地质资料为依据,并对运动发生的时代、运动方式及运动强弱程度和所形成地质构造特征进行阐述。苏北盆地中,一般认为仪征运动(盆地的形成)、吴堡运动和三垛运动最为强烈。也有不同意见,认为三垛组与戴南组之间的真武运动比吴堡运动要强烈。根据钻井资料和地震剖面等资料综合分析,笔者认为除仪征运动之外,吴堡运动是最强烈的。这些运动均发生在拉张盆地之中,运动方式以正断为主,在深部地壳表现为塑性变形和不同层次的滑脱拆离,而在上部地壳表现为脆性变形,形成一些犁式(listric)断层和正断层。按这个观点,上述仪征运动和吴堡运动具有这个特征,盆地内坳陷凹陷的边界断层及内部能在地震剖面有反映的正断层主要在这两次构造运动中形成。严格地说,这些断裂的活动是长期的,是同沉积断层,它的形成才使“沉积间断”结束,所以真正运动不是发生在沉积间断的时间内,而是在沉积间断结束时开始。广泛的区域沉积间断有两方面原因:海平面(湖面)的下降或者地面上的上升。造成地面上的上升的构造原因主要是挤压作用或热隆起作用,拉张作用只能在边缘产生局部隆起(Hellinger *et al.*, 1983)。苏北盆地中的挤压作用不甚明显,而上述这些“运动”并不能确切地反映拉张作用,因此作者认为称这些“运动”为“沉积间断”更为确切些。

苏北盆地发育过程中岩浆活动十分频繁,主要表现为频繁的火山活动,喷出产物主要是玄武岩(安山岩仅发育于泰州组下部)以及浅层侵入岩等,火山岩的分布层位如表 1-5,它们的空

表 1-5 苏北盆地火成岩分布层位(据文献<sup>[24]</sup>)

第四系:	玄武岩
盐城群二段:	玄武岩
盐城群一段:	玄武岩, 凝灰岩, 辉绿岩, 凝灰质砂岩, 凝灰质角砾岩
三垛组二段:	玄武岩, 凝灰岩
三垛组一段:	玄武岩, 凝灰质角砾岩, 凝灰质砂砾岩
戴南组二段:	玄武岩, 辉长岩, 凝灰质砂岩
戴南组一段:	玄武岩
阜宁组四段:	玄武岩, 辉绿岩, 凝灰岩
阜宁组三段:	玄武岩, 辉绿岩, 凝灰质砂岩
阜宁组二段:	辉绿岩, 凝灰质砂岩, 玄武岩, 玄武质角砾岩, 凝灰岩
阜宁组一段:	玄武岩, 玄武质角砾岩
泰州组:	安山岩, 安山粗面岩, 安山质角砾岩, 安山质凝灰角砾岩, 凝灰岩, 凝灰质角砾岩, 玄武岩

间分布如图 1-3。这些玄武岩的时空分布特征及岩石化学特征,各院校和石油、地质部门均进行过不同程度的研究。杨向民(1986)经过统计分析认为纵向上以泰州组、垛一段和盐二段中的玄武岩喷发规模较大,横向上,各期玄武岩在早第三纪时期自西向东由老到新,而晚第三纪时期自东向西由老到新的分布。周新民、陈图华(1978)对盆地边缘的几座火山的玄武岩研究得出这些玄武岩为碱性橄榄玄武岩,并根据捕虏体中顽火辉石-透辉石成分的矿物相平衡分析,推测玄武岩浆起源于 75 公里以下。黄鹏(1986)对六合方山原生碱性橄榄玄武岩的熔浆-矿物平衡热力学计算得出玄武岩浆起源于 56~63 公里深度,56 公里深处大致有 6~12% 的部分熔融,结论与华北地区玄武岩幔源包体的流变学研究结果很接近,华北玄武岩包体深度 40~90 公里,温度 950~1150℃(何永年等,1985)。这些研究结果表明玄武岩浆的起源深度可以到 60 公里左右,似乎表明当时的岩石圈、软流圈边界上移到 60 公里左右,即使不是如此,至少可以肯定当时的岩石圈比现在要薄,岩石圈内具有较大的热异常,这为建立盆地的成因模式提供了重要的约束。

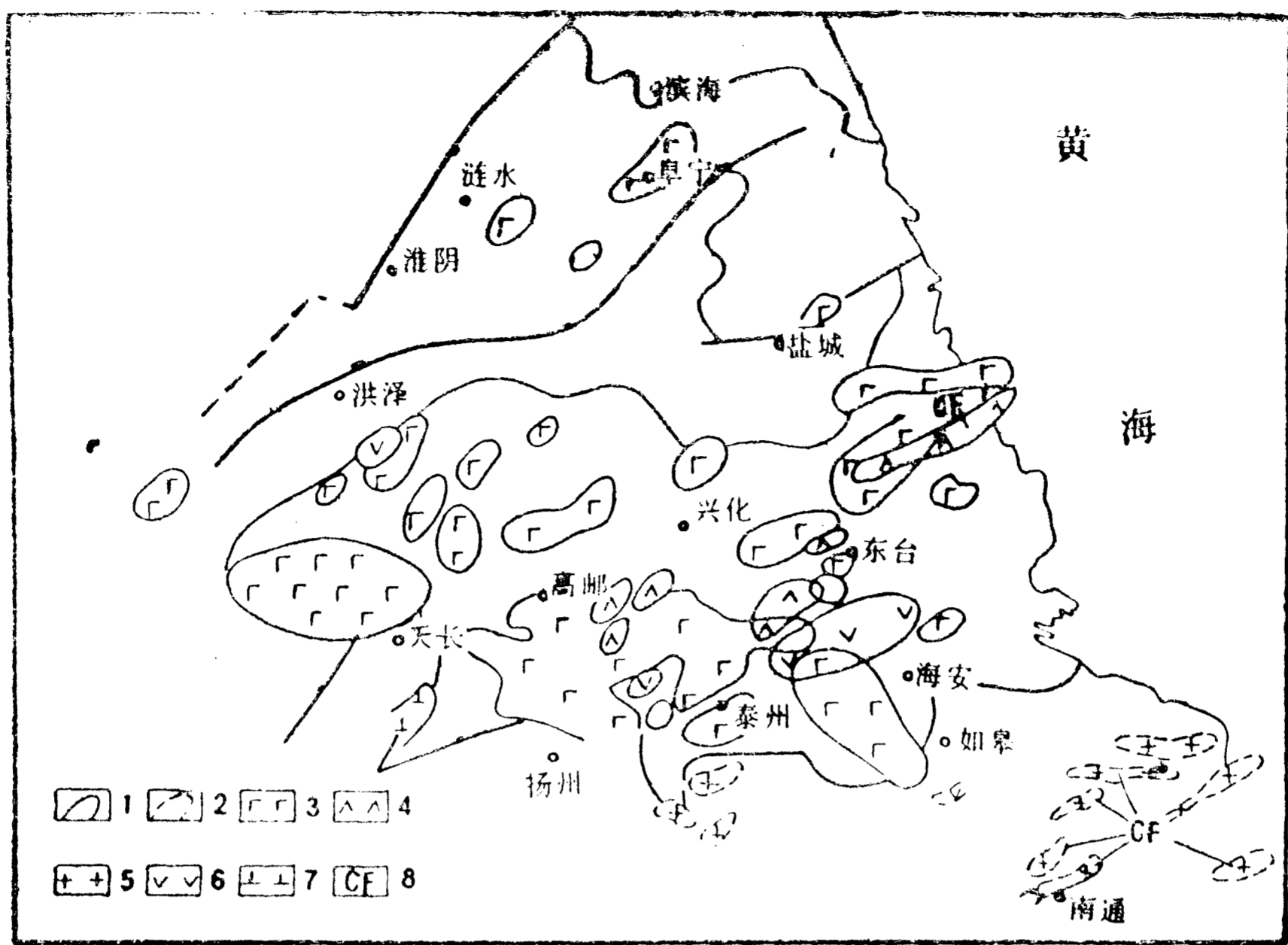


图 1-3 苏北盆地火成岩分布图

1. 新生界 2. 中生界 3. 玄武岩 4. 辉绿岩 5. 酸性侵入岩  
6. 安山岩 7. 闪长岩 8. 磁法推断  
(据黄宪智, 1985)

### 三、断裂构造特征

苏北盆地内断裂构造十分发育,盆地边界、坳陷边界、凹陷边界均为正断层,而且凹陷内部正断层也十分发育,如图 1-4。根据地震剖面和钻井资料,这些断裂具有以下特征:

(1) 具有明显的有规律的方向性。在地震构造图上,明显表现出三组:北东-北东东、近东西向和北西西-北西向。走向为北东  $60^\circ$  左右的断裂最为发育,各种规模都有,最大规模的是构成盆地边界的北东向断裂,如淮阴-响水口断裂,盆地的南边界由几条北东-北东东方向的断裂联合组成。其次,坳陷凹陷边界均由这个方向的断裂构成,如高邮凹陷的南部边界的真①断层,并在其内侧发育一条与之平行的且规模相当的真②断层,两断层之间的部分称为断阶带。在凹陷内部发育大量规模较小的与这个方向平行的正断层,图 1-4 中密集的正断层大都是这个方向,近东西方向的断裂也很发育,主要在凹陷内部和斜坡带,其规模与北东-北东东向的第三种规模接近。北西-北西西向断裂除少数规模较大构成凹陷的端部边界外,大部分是在凹陷内部。近东西向断裂和北西-北西西向断裂的发育往往受到北东-北东东向断裂限制。这些断裂的组合,将凹陷内部地层切割成十分破碎的块体。

(2) 这些断裂大都是同生断裂,上盘地层厚度明显比下盘要小,断距由老到新逐渐减小。这在凹陷的边界断层、即规模较大的北东-北东东向断层表现得更清楚。表 1-6 (据黄宪智 1986 年资料)列出盆地各凹陷北东向边界断裂的垂直断距的特点,说明这些断裂从仪征运动开始一直是活动的,普遍地在吴堡运动及其以后形成的断距要比以前形成的断距要大,仅阜宁凹陷的塘洼断裂是例外。根据钻井资料和地震剖面分析,凹陷内部正断层也具有同生沉积作用的特征(图 1-4)。

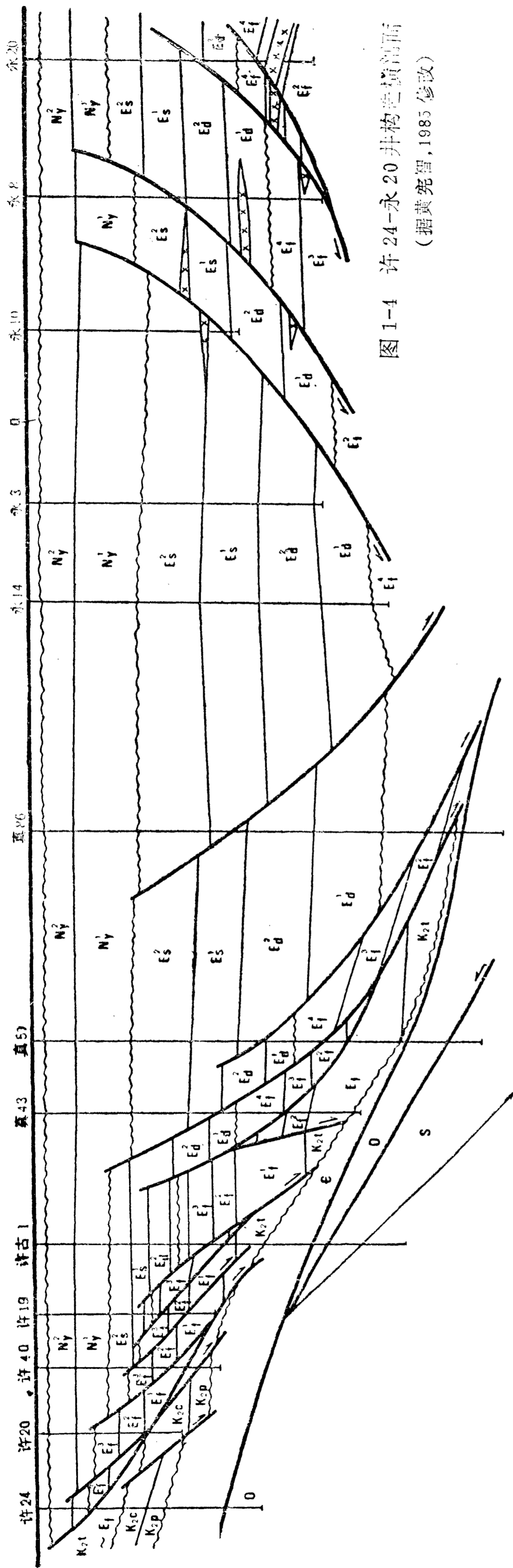


图1-4 许24-永20井构造横剖面  
(据黄宪智, 1985 修改)

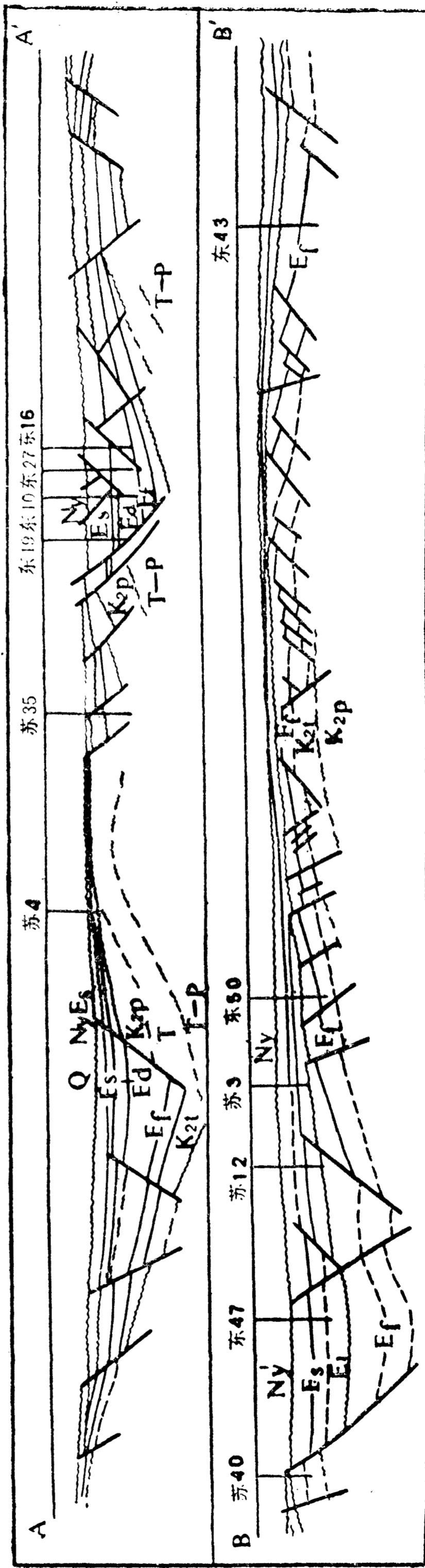


图1-5 东台坳陷构造横剖面(剖面方向为SE-NW)

A-A' 示泰州凸起两侧相背发育的两个箕状断陷——海安凹陷和溱潼凹陷 B-B' 示柘垛低凸起和高邮箕状凹陷的构造特征  
(据王燮培等, 1982)



(3) 构成凹陷边界的断裂均为大型犁式断层,上部倾角大,往下倾角逐渐变缓,在一定深度上收敛(见图 1-4,第四章图 4-4, 4-5, 4-6)。这些北东-北东东向犁式断层一般向北倾斜,它们的连续活动使上盘块体不断旋转,使块体南部不断下沉,凹陷表现为南断北超的(海安凹陷例外)箕状凹陷(dustpan-shaped sag),地层越老,倾角越大,见图 1-5和图 4-4~4-6)。

表 1-6 苏北盆地各凹陷边界断裂垂直断距(米)

分期垂直断距(米)	边界断裂名称 断裂所在凹陷										
	江都~吴堡	杨村	泰州	泰县	富安	盐城	洪泽	苏家咀	涟水	塘洼	
	高邮	金湖	溱潼	海安(南)	海安(北)	盐城	洪泽	涟南	涟北	阜宁	
吴堡运动及其以后形成的断距	3 750	2 800	2 500	1 160	1 000	2 700	2 000	1 100	900	100	
仪征运动至吴堡运动前形成的断距	3 700	1 700	2 500	1 140	400	2 100	2 000	1 900	250	1 550	
仪征运动及其以后形成的总断距	7 450	4 500	5 000	2 300	1 400	4 800	4 000	3 000	1 150	1 650	

(4) 控制了地层的厚度。盆地内  $K_{2t} \sim E_s$  的厚度明显受北东-北东东向断裂控制,特别是戴南组和三垛组的沉积厚度完全是受断裂控制的。图 1-6 是盆地泰州组以上地层厚度分布,厚度等值方向以北东-北东东方向占优势,反映了  $E_d \sim E_s$  的厚度分布与北东-北东东方向断裂一致。 $K_{2t} \sim E_r$  地层的厚度等值线是近东西方向的(黄宪智, 1985), 受盆地的边界断裂的控制,它们沉积时,内部凹陷是否形成尚存在争议,这涉及到对凹陷的边界断裂的形成时代及活动史认识。笔者将在第四章用地震剖面构造史分析的方法分析研究凹陷边界断裂的活动史。

(5) 活动复杂性。盆地中各种规模的断层在地震剖面上均显示为正断层性质,它们是何时形成及何时强烈活动,看法不一致。多数认为仪征运动、吴堡运动及三垛运动期间是断裂形成和强烈活动期。直接从地震剖面上分析断裂形成和活动时期得出的结论不一定可靠,因为除了构造因素引起断裂活动外,在沉积过程中,沉积物的负载作用引起的均衡调整,不但可以使断裂断距发生很大变化,还可以在新生地层中由于差异压实作用形成断裂。对沉积负载作用和压实作用进行校正,能得到更可靠的结论。第四章中基底沉降分析就是这方面的工作。此外,不少作者已经注意到各个方向断层可能带有平移分量,笔者1978年在仪征小河口观察到阜宁群中北东东方向断层面有近乎水平的擦痕,运动方式是左旋的。在地震构造图上,北西-北西西和东西方向的断层的组合似乎也表现有由北东-北东东向断裂扭动所派生的关系,但由于不能对断裂面直接观察,缺乏直接证据。

以上简要叙述了苏北盆地中断裂的几点基本特征,关于断裂形成时代和活动历史还需要进一步深入细致研究,这对揭示盆地的成因机理是至关重要的。

#### 四、生储盖组合

盆地中油气生成、运移、聚集、保存主要取决于生储盖组合。所以生储盖组合也是盆地结构研究的重要内容,包括岩性、沉积相、有机地球化学以及孔隙率、渗透率等物性参数研究。华东石油地质局最近对苏北盆地 30 年的勘探成果进行详细总结,对盆地中的生储盖组合作了系统阐述,黄宪智(1985)也作了详尽论述。苏北盆地的生储盖组合可以简要归纳如下:

(1) 生油层 盆地中有六套地层为良好的生油源岩,即泰州组上段的泥岩,阜一段暗色泥



绍一些基本特征,这些特征是后几章研究的背景。

### 一、重力场特征与地壳结构

盆地的重力勘探从 1956 年开始,全区先后完成 1:50 万和 1:20 万重力普查,部分地区完成了 1:5 万的重力详查。重力布格异常特征明显地与盆地结构相关。建湖隆起为正异常区, $\Delta g$  为 10~30mgal,异常等值线分布与隆起的走向基本一致。东台拗陷为负异常区,异常等值线的方向与陆相中新生界地层厚度等值线很相似,盐阜拗陷区是一些北东向相间的正负异常带,与凹陷凸起的分布范围完全吻合,可见苏北盆地地区的重力异常主要是由盆地内低密度的陆相中新生代地层引起的,与盆地邻区异常值明显不同,北面以和缓的正异常为主,苏南地区异常规律不明显。

众所周知,重力布格异常场包含地壳深部构造的重要信息,只要对异常场进行细心分析划分(如通过平滑、滤波或延拓等),且有至少一个点的已知条件(如深部界面的深度值),就能通过反演,把点或线上的已知,扩展到在面上反映深部构造特征。这方面各家已经做了大量工作,江苏油田做了前古生界顶面和前震旦系顶面浅变质基底埋深;国家地震局(1982)计算了地壳厚度,六五期间,华东石油地质局也进行过类似的工作;朱慧娟等(1985)、王志宇(1985)对壳幔边界等面的反演;陈胜早(1985)对盆地下面“七面八层”的变密度反演等。这些反演结果提供了盆地区的深部构造信息。就地壳厚度而言,不同作者给出的结果有相当大的差别,如地震局的结果中地壳 37 公里厚,而在其他结果中,该处只有 29~30 公里厚,这本身反映了重力方法的可塑性,如果与地震测深资料对比,王志宇用 B-G 方法反演的结果与测深结果较接近,表明盆地区的平均地壳厚度 31~32 公里,有向东部变薄的趋势,并且比邻区地壳薄 2 公里左右。大部分结果表明盆地下壳幔边界由北往南表现为非常和缓的隆起,从西往东则表现为十分和缓上升(西倾,倾角小于  $0.6^\circ$ )。

最近,王金星(1986)根据地球重力位球谐系数和 Runcorn 提出的方法,计算了地幔流应力场,认为在下扬子区合肥-南黄海瑶沙-南朝鲜荏子岛一带有一地幔上升流存在,提出下扬子区内目前处于“裂谷”演化的看法。

### 二、磁异常特征

苏北盆地的航磁异常特征在下扬子区为一独立的异常单元,特点是  $\Delta T$  异常幅度小,且不发育,背景值为正值,比苏南高,用二度磁性体反演 HQ-13 线磁性基底埋深(陈沪生,1986),反映下扬子区结晶基底存在双层磁性结构,上部为基本无磁性的浅变质岩系,下部为高磁性的深变质岩系。根据磁异常背景,可推断苏北磁性基底相对隆起。

另外,据磁异常计算居里等温面的深度(申宁华,1986),表明在苏北地区,相当大一部分地区超过 30 公里深度,最深达 40 公里(在高邮凹陷)。

### 三、深部地震测深和地震反射研究

在盆地周边,地震测深研究进行了两次。首先是滕吉文等(1985)发表的马鞍山-常熟-启东爆炸地震研究结果(用广角反射剖面或折射剖面取得),首次揭示江苏地区地壳上地幔波速分布和分层特征。图 1-7 表示三条测线的波速分布,表明中部地壳存在一厚约 3 公里的低速层,低速层深 16 公里左右,并反映地壳由东往西变厚的特点。

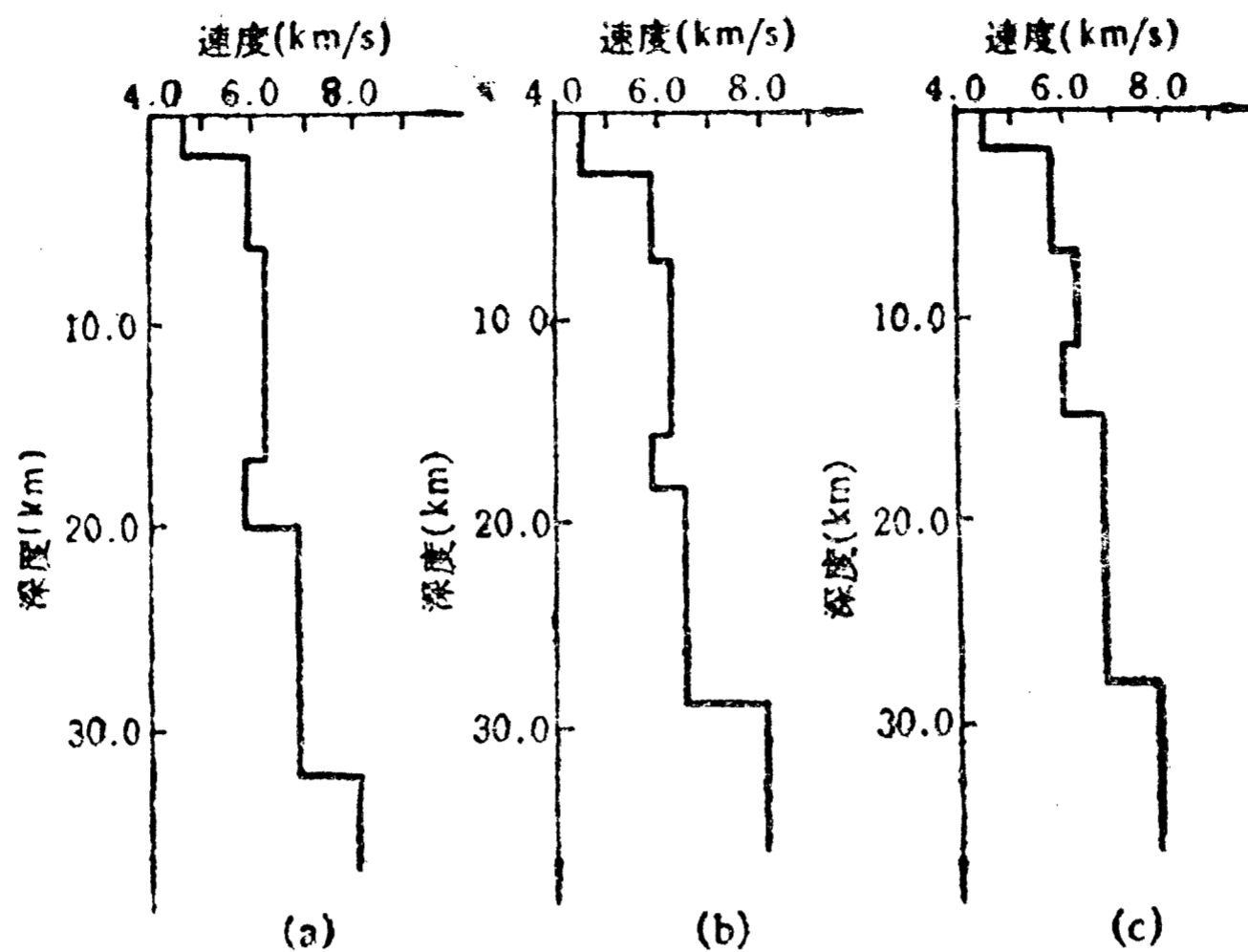


图 1-7 由广义线性反演计算的地壳模型

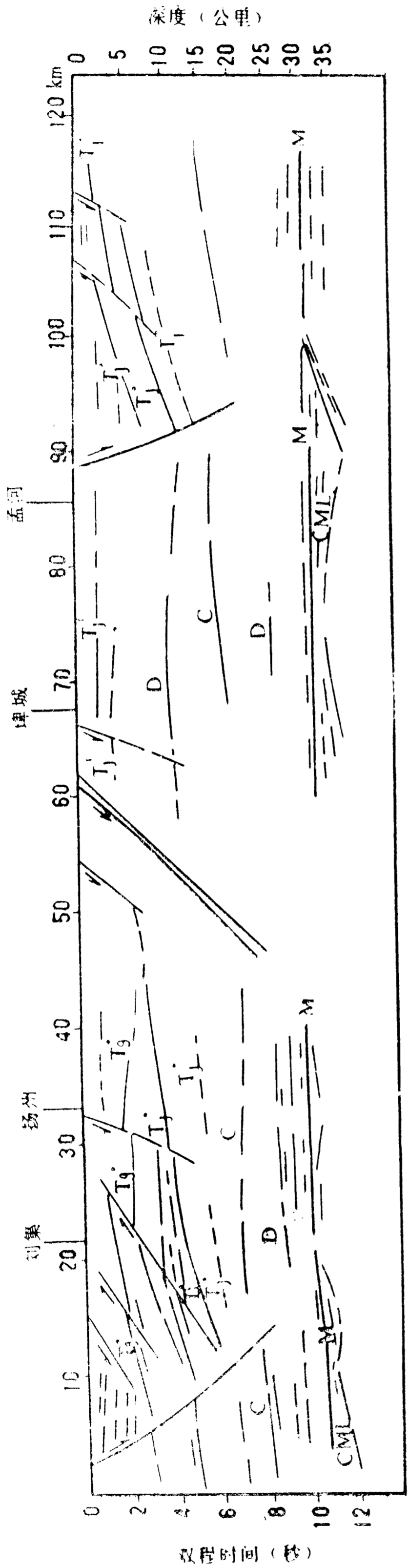
(a) 马鞍山-常熟测线 (b) 常熟-马鞍山测线  
(c) 常熟-启东测线 (据滕吉文等, 1985)

华东石油地质局实施的 HQ-13 线研究, 包含地震测深(张四维等, 1983)和全地壳地震反射。HQ-13 线北西向横穿全区, 穿过了苏北盆地西部的金湖凹陷。HQ-13 线的全地壳反射剖面与 COCORP 结果一样, 清楚地显示出地壳结构的细节, 不仅显示出岩石圈纵向分层, 也显示出横向变化的特征。纵向上, 地震剖面上存在六套波组, 对应壳内六个反射界面(包括壳幔边界), 加上岩石圈底面, 共“七面”, 把岩石圈分为六层。值得强调的有三点: 一是在下地壳上部发育一低速层, 这在该区构造成因动力学方面可能具有特殊的意义; 二是壳幔边界表现为一层, 笔者(1987)曾对这种类型的壳幔边界的动力学意义进行了论述, 反映了壳幔的物质交换; 第三个特点是从郯庐断裂到孟河, 壳幔边界由多个反射界面构成, 而苏南则比较简单, 如图 1-8 a, b 分别是江都-常州和合肥-无为段的反射剖面(据黄少松, 1988), 清楚地反映了这个特征, 壳幔边界性质横向差异可能与新生代期间两区的岩石圈活动差异有关, 苏南的壳幔边界形成较早, 苏北(包括苏南沿江)壳幔边界形成较晚(始新世后形成, 见第五章)。过去对地震反射界面的解释, 一般都作为介质的分界面来对待, 作者认为, 对深部地壳这样的分层意义不应过分强调, 应该有其他资料(如速度的数据)来佐证。根据 Kerr(1984)研究, 深部地壳滑脱拆离带上若形成糜棱岩带, 则可形成很强的地震反射波。就是说深部地壳反射界面不一定构成介质分界面, 而也可能是同一介质中的滑脱面, 如 HQ-13 线地壳反射上, 就出现很多这样的反射波组(图 1-8 中的 D)。

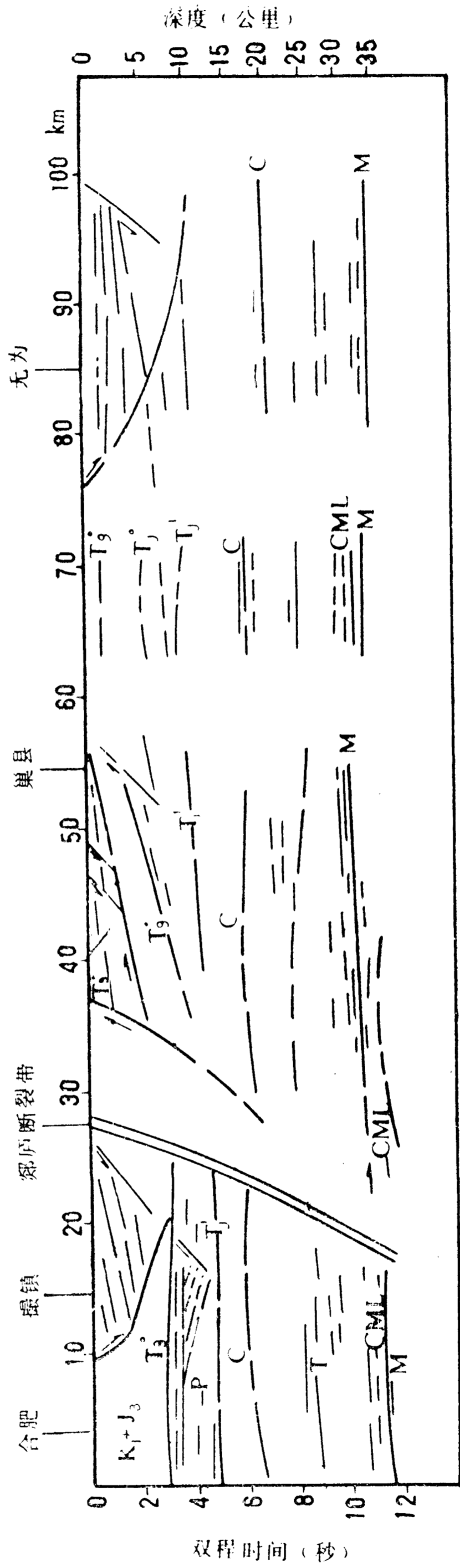
HQ-13 线地壳剖面反映苏北盆地金湖凹陷及东南边缘和邻区地区地壳结构基本特征和横向差异, 为揭示盆地成因提供了深部构造依据。但目前对盆地全区的地壳上地幔结构特征还缺乏全面的了解和认识。作者在第三章中根据天然地震走时资料进行了反演, 揭示了全区面上的上地幔波速各向异性的特征。

#### 四、地震活动规律与震源机制解

下扬子区, 地震震中分布相对集中在北东  $60^\circ$  方向的带内, 一般称“铜陵-扬州”或“铜陵-



a



b

图 1-8 a. HQ-13 线江都-扬州地壳反射剖面 b. HQ-9 线地壳反射剖面

$T_g^0$  海相中生界顶面反射波  $T_j^0$  浅变质岩系顶面反射波  $T_j^1$  深变质岩系顶面反射波  
 C 中地壳反射波 CML 复杂莫霍层反射波 M Moho 反射波 D 滑脱面反射波

南黄海”地震带,在图 1-9 中,这个地震带以小震至中强震为主,震级以 2~4 常见,每个地震高潮期发生一到两次 6 级左右的地震,如 1979 年 7 月 9 日溧阳 6.0 级地震和 1984 年 5 月 21 日南黄海 6.2 级地震。这反映该带是现今构造活动带,苏北盆地处在该带上,所以这些地震活动也代表了盆地现今构造过程的表象。

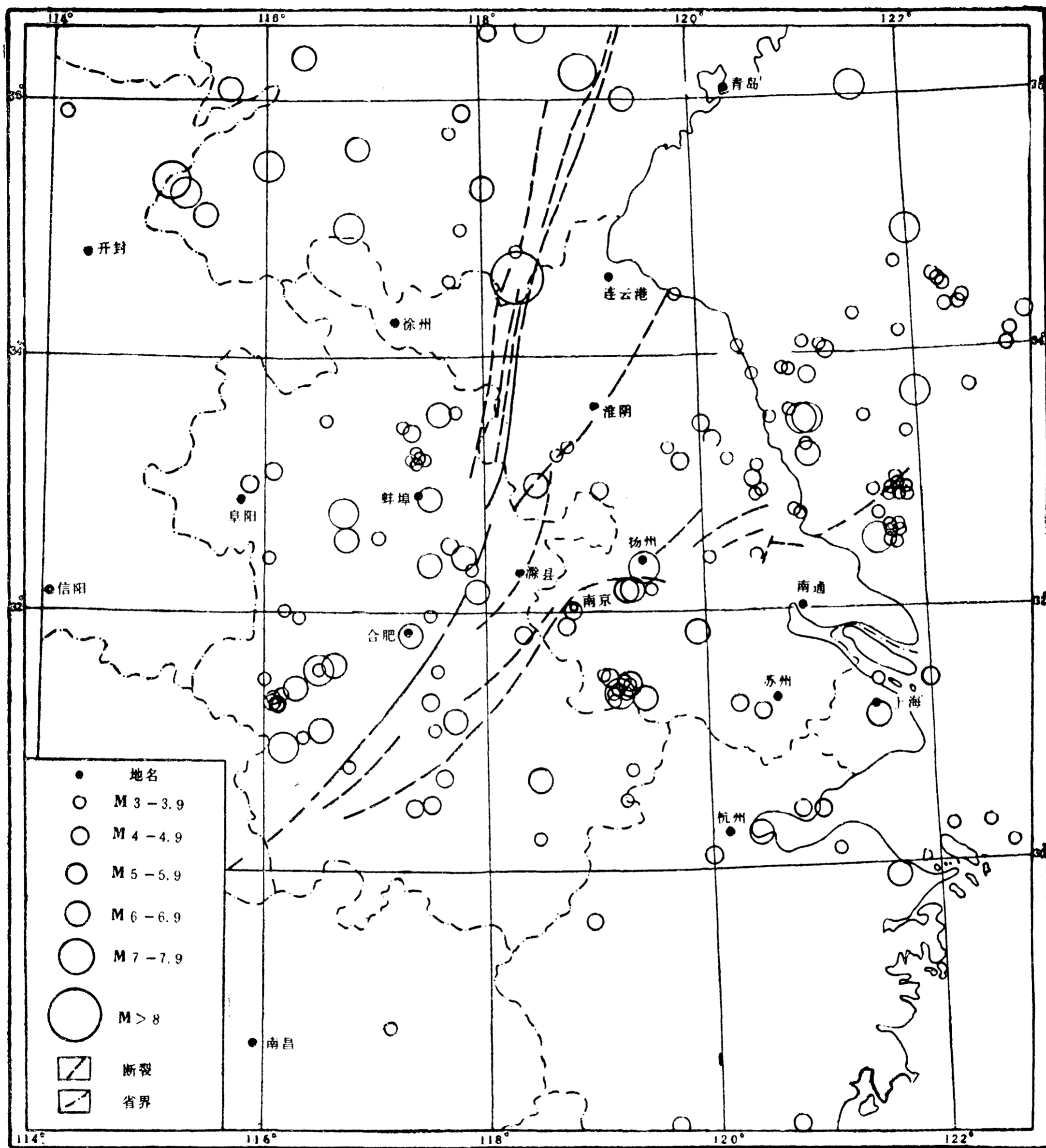


图 1-9 下扬子区震中分布图

这些小震和中强震的震源深度在 10~25 公里范围(江苏地震台网观测报告,1982~1987),多发生在中部地壳和下部地壳,震源机制解和地应力测量区域现代构造应力场的主压应力为北东-北东东方向(图 1-10),发震构造多为区域上北东东向和北北西向断裂的交汇处。

根据郟庐断裂中南段研究(江苏省地震局,1987),晚更新世以来,该断裂江苏段以挤压

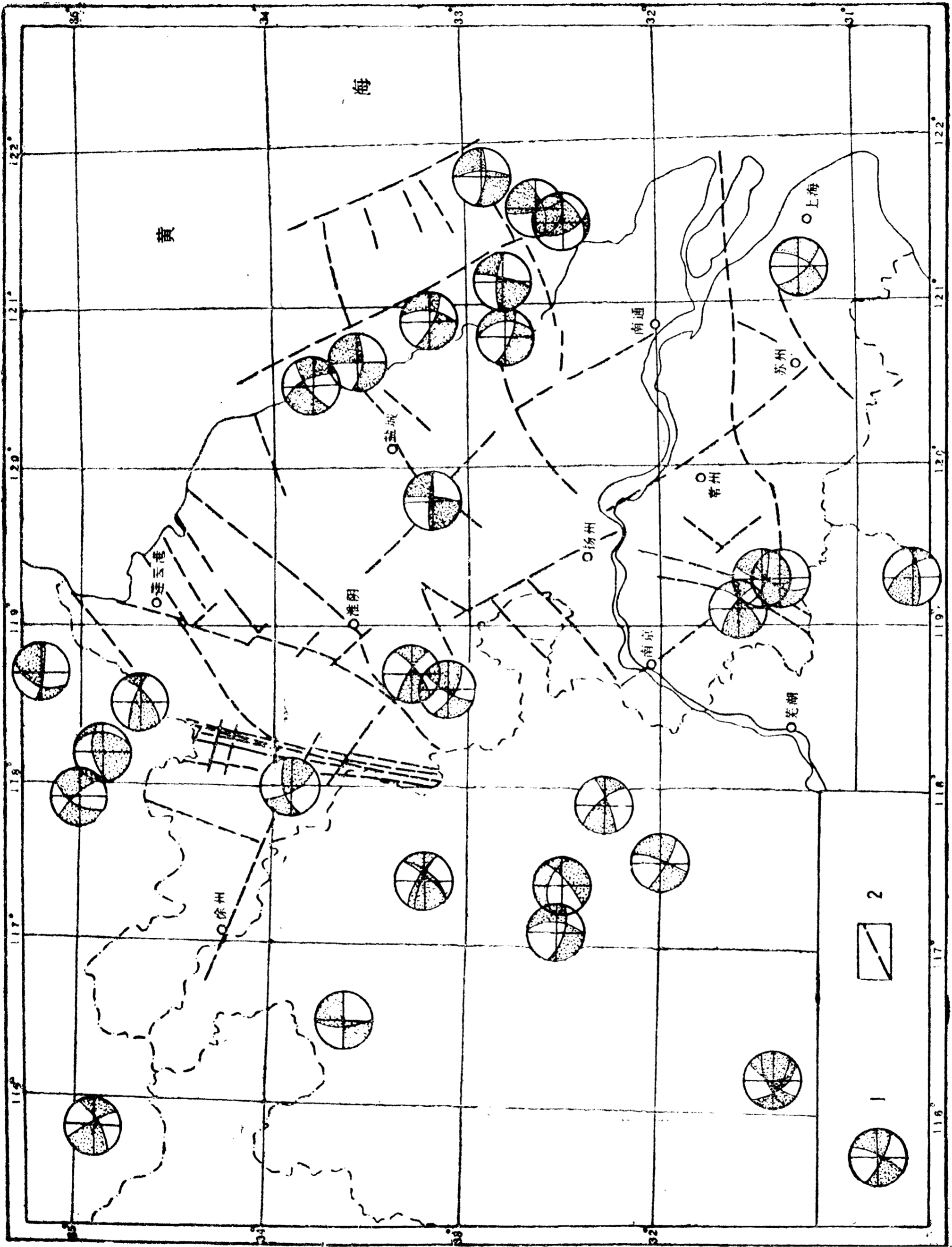


图 1-10 江苏及邻区震源机制解  
 1. 震源机制解位置(影区表示压缩区) 2. 断裂

为主,兼有右旋运动,并形成一些推覆逆掩构造,这表明上述北东-北东东方向的挤压应力场一直可追溯到晚更新世时期。

## 第四节 苏北盆地成因和演化评述

苏北盆地是中国东部一系列的陆相中新生代盆地之一。中国东部这些盆地是我国油气的主要产区,它们成因机制和演化是我国石油、地质学界长期研讨关注的,论著非常之多。

### 一、有关苏北盆地成因的几种观点

(1) 50年代初期,李四光(1953)将中国东部一系列的沉积盆地划归新华夏系多字型构造体系中,归因于中生代末至第三纪末亚洲大陆东部相对于太平洋向南左旋剪切运动,现在看来,各盆地的结构并不符合这种力学机制。

(2) 60年代,张文佑(1963)曾提出亚洲大陆向太平洋蠕散的机制。蠕散只是被动型大陆边缘盆地形成因素之一。

60年代后期,板块理论的问世,引起地球科学的深刻变革,极大的推动了盆地成因动力学理论的发展。同时,盆地理论的发展与70年代的国际地球动力学计划研究岩石圈、软流圈结构的新发现也是分不开的。盆地成因理论两个基本点是:①与岩石圈板块运动(敛合、剪切和离散)有关的应力场;②岩石圈、软流圈系统中的深部过程或由岩石圈板块运动诱生的深部过程。根据这两个基本点,不少专家学者对中国东部诸多盆地(包括苏北盆地)的成因机制进行了阐述。

(3) 郭令智等(1986)根据板块构造理论,把下辽河、渤海至苏北一系列盆地归类为弧后硅铝层上的断陷盆地,并指出这类盆地的形成机制“主要是由于大洋板块向较厚的大陆板块的活动边缘(火山山弧)进行斜向俯冲,由此产生强烈挤压剪切,诱发弧后小型上地幔热对流(基本上没有上升到地表),由上地幔物质上拱又引起硅铝层侧向扩张效应,首先产生断陷,后产生拗陷”。并认为北美西部的盆岭构造的形成机制也类似。Watson(1986)也强调西太平洋板块在晚白垩纪(K<sub>2</sub>)俯冲引起弧后裂陷,王鸿楦(1983)也同样指出太平洋板块俯冲对弧后盆地的(中国东部)控制作用。

(4) 朱夏等(1982,1983)对中国东部盆地提出了如下机制:“挤压与岩石圈隆起→侵蚀+岩石圈的断裂,变薄并激发地幔垫的形成→进一步断陷→地幔上隆与之成倒影关系的大面积拗陷”。具体表现为“印支运动后的区域性隆起,剥蚀及部分填充(晚三叠~早中侏罗世)→晚侏罗世断陷及酸性火山喷发→白垩纪拗陷(与火山喷发的补偿作用相联系)→老第三纪大规模断陷及基~超基性岩浆活动→新第三纪拗陷”。这种机制的背景,他认为除了大洋板块的俯冲转向外,还强调印度板块在西藏与欧亚板块缝合作用对中国东部盆地影响,认为 Tapponnier 和 Molnar (1976)提出的滑线场机制不是第三纪晚期而是白垩纪晚期~第三纪早期就开始作用。

(5) 马杏垣(1983,1985),认为中国东部是典型的伸展构造(extensional structure),是作用于地壳或岩石圈的张力引起裂陷作用(taphrogeny)的结果,也把中国东部的裂陷作用归因于太平洋板块与欧亚板块间的相互作用。

(6) 李德生(1982)把苏北-南黄海盆地当作板内多旋回的断陷-拗陷盆地,指出中国东部



具有地壳增生的双重动力学演化过程：①板内地壳增生是由于上地幔的隆升或收缩，产生一系列中生代断陷-拗陷盆地，使中国东部原来的地壳因张裂而扩大，新增生的断拗盆地镶嵌在原来的破裂的板内并与之相融合。②陆缘增生，是由于太平洋板块与欧亚板块在燕山运动和喜山运动时经历了多次的俯冲消减运动，每期所产生的弧后断陷-拗陷盆地使陆缘地壳不断获得新的增补。

(7) 胡见义等(1984)设想了一个从苏北盆地至渤海湾盆地的形成机制，认为鲁西隆起区的地壳一方面向上凸起，另一方面又向下即向上地幔凸出，形成类似“山根”结构，从而推动塑性的上地幔物质向外侧运动，形成上地幔隆起，隆起上方地壳发生沉陷。这个机制的关键部分，即什么因素使一个地区地壳表现为横向收缩纵向(垂直方向)膨胀？

上述观点从阐明整个中国东部盆地成因提出的，长期从事苏北盆地研究的专家根据构造建造特点对盆地成因演化也进行了阐述：张渝昌(1983)把盆地的形成发展划分三个主要的断-拗转化阶段：晚三叠纪~早、中侏罗世，早白垩世~晚白垩世和古始新世~中、上新世至现代三个断拗期。即把阜宁群作为断陷期沉积。所提出的机制，突出了地幔枕(垫)的作用，并指出“江苏中生代断陷应力格局的演变可从郯庐的活动得到解释”，郯庐断裂中生代左旋，在其“东侧伴生形成一系列北东-北东东向弧形拖曳褶皱的伴生断层规定了中生代盆地的北东-北东东向方式发展”。穆日孔(1980)也认为苏皖地区中生代盆地是受“燕山运动晚期以来以左旋为主的郯庐断裂控制的扭动构造”，并指出泰州组阜宁群是沉积于大型拗陷之中。黄宪智(1985)在阐明苏北盆地的构造演化的同时也强调了郯庐断裂的控制作用。

上述这些观点代表了目前对苏北盆地成因机制和板块构造背景的认识，归纳起来，以下几点被认为是苏北成因的关键因素：①深部因素，地幔垫或弧后小型对幔流；②太平洋板块斜向俯冲和晚白垩纪以后转变为北西西向俯冲；③印度板块与欧亚板块碰撞；④郯庐断裂的控制作用。

## 二、郯庐断裂在苏北盆地形成演化中的作用

郯庐断裂带是50年代由航磁资料发现的，是我国东部一条举世瞩目的断裂带，近20年来，论著很多，表明它的中南段(鲁苏皖部分)运动学特征为：中生代表现为左旋，早第三纪表现为右旋，更新世后表现为受挤压兼有右旋运动(Lu Huafu等，1983)。它的地位被提得很高，常常被拿来作为其两侧一些地质构造的动力原因。苏北盆地的西端边界为郯庐断裂，以致于不少文章中讨论苏北盆地的成因机制也没有突破把郯庐断裂运动作为盆地形成动力原因的框框。

一条断裂规模再大不过是板块边界(郯庐断裂目前处于板内，在扬子板块与华北缝合时，有一段构成两板块接触带并发生左旋运动)，板块边界有三种类型，它们的特征取决于岩石圈板块的运动，而不是它们本身，它们本身只是一个几何位置。从能量角度而言，板块运动能量是板块的状态(如大洋板块的倾斜)和软流圈或更深层地幔的动力学过程所提供，所以一条断裂无论它是在板块边界或是在板内，都不含有运动的“主动”因素，只能在其两侧板块(或地块)运动环境中“被动的”表现为张开剪切或挤压，它的运动学特征是两侧块体运动的“结果”。当然断裂作为块体边界的边界效应肯定存在，但这种效应只能通过一侧块体相对于另一侧块体的运动才表现出来。因此笔者认为，探讨苏北盆地成因，应该突破郯庐断裂的框框，应在苏北盆地所处块体本身或在郯庐西侧块体的运动中寻求盆地的形成的动力原因，在盆地区寻求发现盆地

区地壳上地幔中曾经发生过的深部过程,以作为建立盆地成因动力学模式的依据,这是研究的基本出发点之一。

### 三、应进一步深入研究的问题

研究油气盆地成因目标除了阐明其形成的动力学机制和板块构造背景外,更主要的是建立定量的成因地球物理模式,对盆地演化(基底沉降特征、沉降量等)以及盆地的热演化(古热流、古地温恢复)进行模拟,进一步对有机质成熟度进行模拟预测,以减少勘探中的盲目性。根据这个目标和上述研究现状,应进一步深入研究的问题如下:

(1) 下扬子区晚三叠世至白垩世的构造演化,是挤压为主或拉张为主或其他演化模式。

(2) 阜宁群是断陷中还是拗陷中的沉积?目前持两种看法的都有,支持两种看法的证据都有。

(3) 断裂的形成时间及活动时间的确定,为建立盆地成因模式提出直接证据。断裂的形成活动时间有时在地震剖面上不能直观的反映,作者是借助地震剖面构造史分析方法,揭示了断裂的形成和活动的具体时间。

(4) 盆地区的地壳上地幔结构特征。

(5) 盆地区地热场特征研究。苏北盆地大地热流研究目前几乎是空白。

笔者对这些问题分别进行了研究探索,特别着重研究了盆地地热场热结构特征和地热史恢复。在此基础上建立了定量的成因地球物理模型,对盆地的沉降、古地温、有机质热演化成熟度进行了模拟预测。

# 地热场特征与地壳上地幔热结构

地球内部蕴藏着巨大的热能,它对流传导或转化为其他形式,使地球内部不断发生介质物理性质、化学性质的变化和介质热迁移等过程,决定了地球内部层圈构造的形成演化。岩石圈板块演化,如板块运动,裂谷、盆地及大陆边缘等构造的形成,变质作用,岩浆作用,成矿作用,地震活动等,都无一不与地球内部热过程直接相关。地热学作为地球物理的重要分支,主要研究地球内部热能传导对流转换基本理论及其开发利用,揭示地球内部热演化及岩石圈、软流圈系统热状态对板块运动地质构造形成的控制作用。目前,地热研究主要是观测现代地表地温场与热流场分布特征,已经揭示了岩石圈板块的热流分布特征与构造热事件的年龄之间有明显的相关性。对含油气盆地成因研究与油气资源的评价、地热研究尤为重要。热流高低和地壳上地幔热结构特征能直接反映盆地的成因背景,古地温恢复可模拟预测有机质热演化成熟度。

热流观测包括两方面:①井温测量以获得地温梯度;②地层岩石热导率测量。但取得可靠的大地热流数据却非常困难。首先,测量地下温度是通过钻井,而钻井对原始地温场干扰破坏作用很明显;其次,岩石热导率的测量,严格地应在原地进行测量,而一般都是将岩芯样品取回在实验室进行测试,测试环境,如温度、压力、含水条件等等与原地环境有一定程度的差异。这两方面的原因都可能使实测热流值包含误差,所以计算热流值之前,至关重要的是对实测地温和热导率数据进行细致分析和合理校正,甚至剔除。

对热流数值进行解释时,要认真分析大地热流构成和对热流的影响因素。大地热流的基本构成有两部分,壳内放射性元素产热贡献和深部热流。对热流的影响因素有:地下水对流,古气候变化,古冰川覆盖,侵蚀作用和沉积作用以及基底起伏引起的热折射等等。从观测值中校正这些影响,才能获得反映构造成因背景的热流值。校正中,从地下水对流影响校正最为困难,因为断裂褶皱构造复杂的地区,地下水动力学条件极其复杂。选择构造简单的地区,可以避免地下水的影响。拉张盆地中,地层近于水平,构造简单,进行地温观测可以避免复杂的地下水对流影响校正。但盆地中沉积作用明显,而沉积速率小于 $1\text{mm/a}$ ,对地温梯度没有影响(Royden *et al.*, 1980),大多数沉积盆地的沉积速率都小于这个值,所以沉积作用的影响也可以不考虑。因此,在拉张盆地进行热流观测关键是两点,取得代表原始地层的地温梯度和热导率数据。

最早的热流测量工作始于1939年,由 Bullard 和 Benfield 分别在南非和英国进行,到1953年全球的热流数据尚不足100个,至1975年底全球热流数据为5417个。我国的地热研究是50年代开始的,但由于当时的测试手段不过关,没有取得可信的热流值,直到70年代末期,科学院地质研究所才发表了华北区的第一批大地热流数据。

随着石油工业的发展,油田钻井给地热研究提供了有利的条件,一方面油田的井温资料成

为陆上热流测量的一个主要资料来源；另一方面，油气生成和富集也与油气盆地的地热条件密切相关，目前油气盆地研究中，应用的盆地模拟新技术，地热研究就是其中一个重要的部分，各国在油气盆地地区都陆续开展了热流测量研究(Lucazeav, 1986 ; Carvalho *et al.*, 1977 ; Chapman *et al.*, 1984)。在我国，地热研究在油气盆地研究中尚未占据应有的位置(汪缉安等, 1985)。下扬子区除了在安徽庐江取得两个热流数据外，地热场研究几乎没有开展，苏北盆地的热流研究还是空白。

本项研究首次在苏北盆地及邻区开展热流测量(包括地温测量和地层岩石热导率测量)和地温场分析及地壳上地幔热结构分析，本章介绍我们的主要研究结果。

## 第一节 井温资料与地温场特征

### 一、井温资料

井温测量数据是地热场研究的最基本的原始资料。要测一条温度随深度变化的曲线一般在钻井中完成，但要得到真正代表该区真实地温状况的井温曲线却很不容易。钻探过程会使钻孔周围岩层天然温度场受到破坏，钻井结束，井温开始恢复，慢慢地达到地层原始温度。钻头的摩擦生热和钻孔泥浆循环在整个钻探过程中连续发生，直至钻探终止和井液循环停止才中止，钻探产生的热效应开始逐渐消失，井温开始恢复，见图 2-1，井温恢复是从孔底开始的，逐渐向钻孔浅部发展，近孔底的测温点由于钻探时间较短，测量结果较接近地层原始温度。Bullard(1947)从理论上计算了钻孔的热恢复时间，对整个钻孔的热平衡来说，恢复时间是很长的(科学院地质所地热组，1978)。实际上钻孔是不连续的，停钻时也产生部分温度平衡，所以热平衡时间无疑要短得多。

70年代以来，石油勘探部门在苏北盆地部分探井中进行了系统井温测量，本项研究收集到苏北盆地 28 口井的系统井温测量资料，经过分析，这 28 口井中有 21 口井是在静井 15 天以上测量的，最长的静井时间达 101 天，这些测量的井温能代表了平衡时地层温度，反映了现代地温场特征，并可以用来计算大地热流，它们的分布如图 2-2 中的 1~17 号点，31~34 号点。

盆地中 1973 年以来有 161 口井(主要分布在东台拗陷)测试了开发初期的油层温度资料(为静压时的油层温度)，这些油层温度资料与系统测温资料对比基本一致，能代表地层的温度。汪屹华(1987)从中选取了 13 口井用反演方法来计算热流，图 2-2 中 18~30 号点是用油层温度计算热流的点。

苏南地区的井温资料有：① 句容盆地包 1 井、句参 1 井和 N1 井的井温资料，包 1 井和句参 1 井井温由江苏油田测量，静井时间分别为 50 天和 71 天；N1 井是我们的仪器测量的，测量范围为 20~720 米，这口井的静井时间很长，为地震部门的水位观测井，井中下了钢套管，井中介质为水(不流动)。图 2-3 为 N1 井温度曲线，井温在 180 米以上和 580 米以下有异常，在 180~540 米范围内稳定递增，梯度比较稳定，因此可用这段井温数据来计算该井的热流。② 武进县

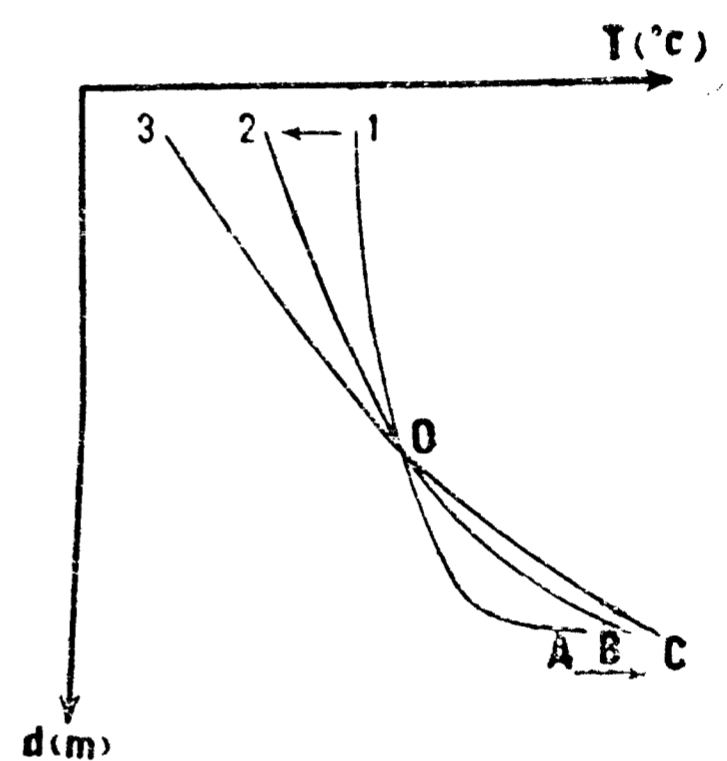


图 2-1 井温随深度变化曲线

3-C 线为原始地温曲线

1-A 线为停钻不久的测温曲线

(随着停钻时间的增加，测温曲线依箭头所示方向变化)

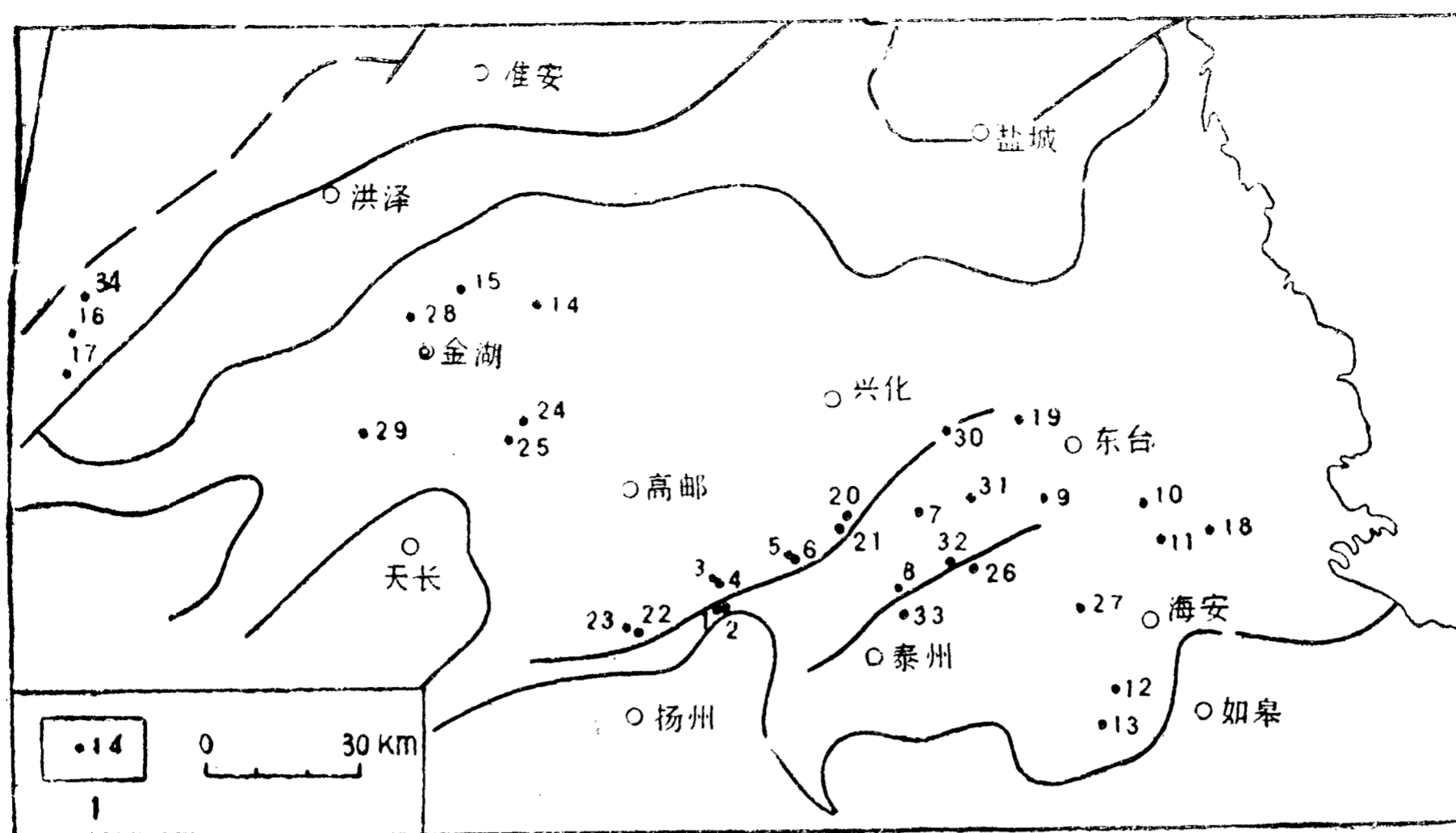


图 2-2 苏北盆地热流测点分布图  
(1.测点位置和编号)

内S108井和江阴县内S133井的系统测温资料,这两井由华东石油地质局测量,S108井测量的

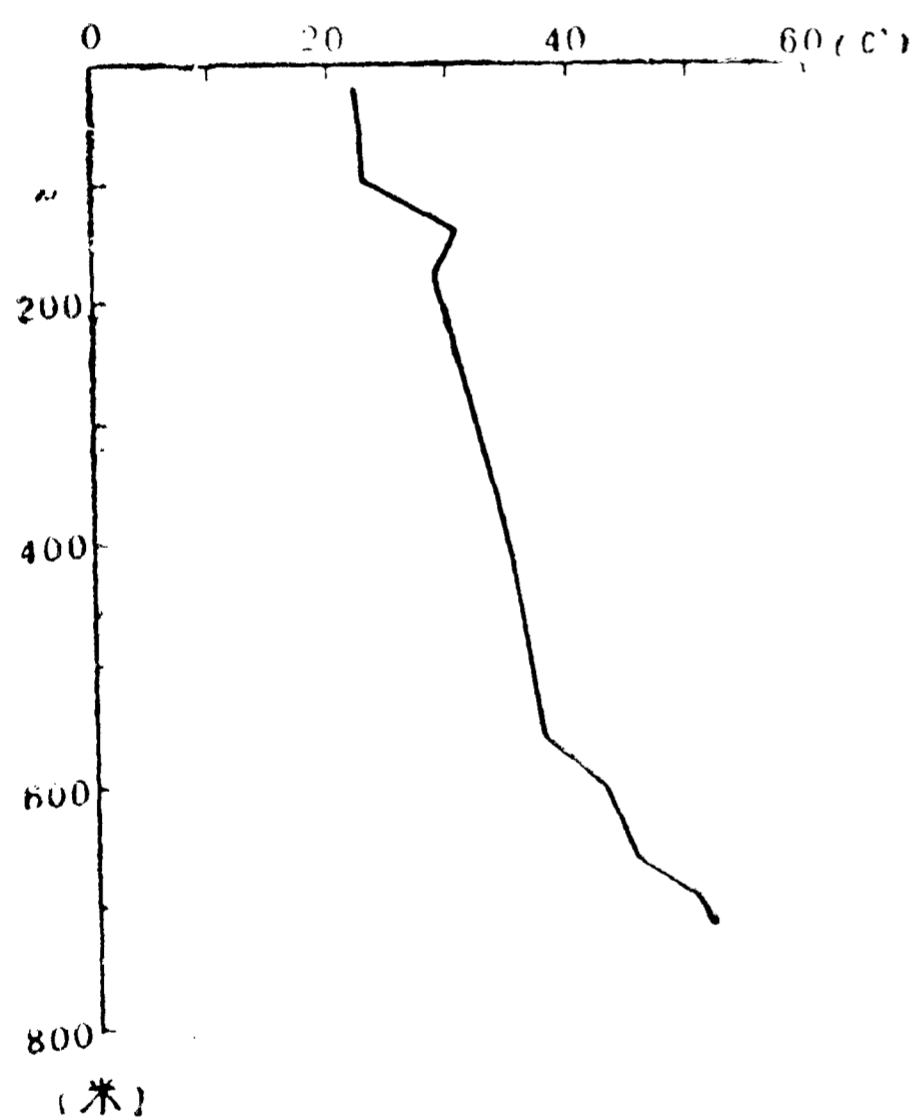


图 2-3 句容盆地 N1 井井温曲线

静井时间为 54 天;S133 井测量分两次进行,第一次钻至 2 900 米停钻测温,接着钻至 3 420 米,静井 7 天后测温,所以,用两次测量的井底温度来计算该井的地温梯度和热流。③ 宜兴园田煤矿 6 口井的测温资料,这些井的深度在 400~800 米之间。④ 皖南广德新杭煤矿 10 口井系统测温资料,这些井深度在 800 米以上。这两个地区煤矿井温度也是在一定的静井时间之后测量的,能反映稳定的地层温度,本章也根据这些井温度资料计算了这两点热流值。

## 二、现代地温场特征

苏北 21 口系统测温井和 161 口油层温度井主要分布于东台坳陷,根据这些温度资料绘制了 1 000 米、1 500 米和 2 000 米三个深度上温度等值线分布图。图 2-4、图 2-5 和图 2-6 分别是这三个深度上的

的地温分布。对只有油层温度的井,取地表年平均温度为 14.6°C(据费富安等, 1982),并假定地温往下是线性增加的,用线性内插方法求出这三个深度上的温度。这样计算的结果会包含误差,因为这里包含了假定地表至油层处只有一个地温梯度,实际上,地温梯度大小与地层的热导率有关,热导高则地温梯度低,热导率低则地温梯度高,而地层热导率大小又是岩性及其固结程度决定的,如砂岩与泥岩就有不同的热导率,所以地温梯度与岩性关系很大。对苏北盆地的下第三系,主要为砂岩、泥岩及粉砂岩,一般来说,砂岩热导率高于泥岩的,但差别不是很大(见本章第二节测试结果),所以这样计算的误差不会很大,而且在作图时又作了一次平滑处理,能反映这三个深度上区域地温场的特征。

在1000米深等温线图2-4上,洪泽西面的52℃以上高温区已属苏鲁隆起的范围,洪泽与金湖之间高温异常区在建湖隆起附近,通过盱眙的48℃等温线大致与盐阜拗陷南界断裂的位置相当,天长附近的低温异常对应了结晶基底的深凹区。新生界厚度与温度没有明显的对应关系,而结晶基底面的起伏对温度的分布的控制比较明显,结晶基底面在金湖、海安附近是一个斜坡带,对应了温度的递变带。高邮-泰州之间两个次级单元吴堡低凸起及溱潼凹陷结晶基底分别表现为8公里埋深的隆起和12公里埋深的凹陷(图2-8),43℃等温线在这里向西边有凸出,基底起伏在温度上没有得到反映主要是由于吴堡低凸起上缺少地温资料的原因。沿兴化、高邮、扬州一线,43℃等温线与真①、真②断层延伸方向一致。

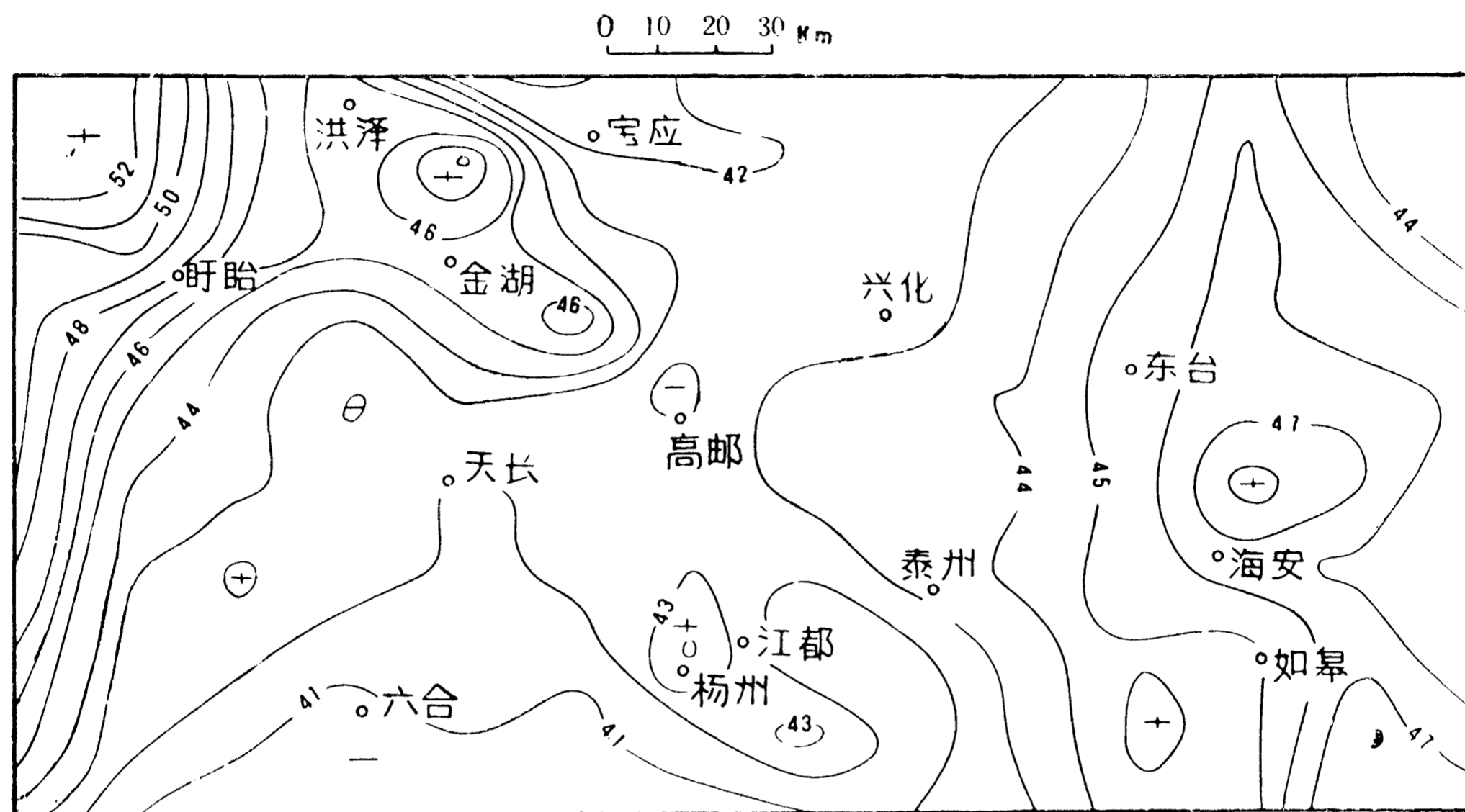


图2-4 1000米深地温分布(°C)

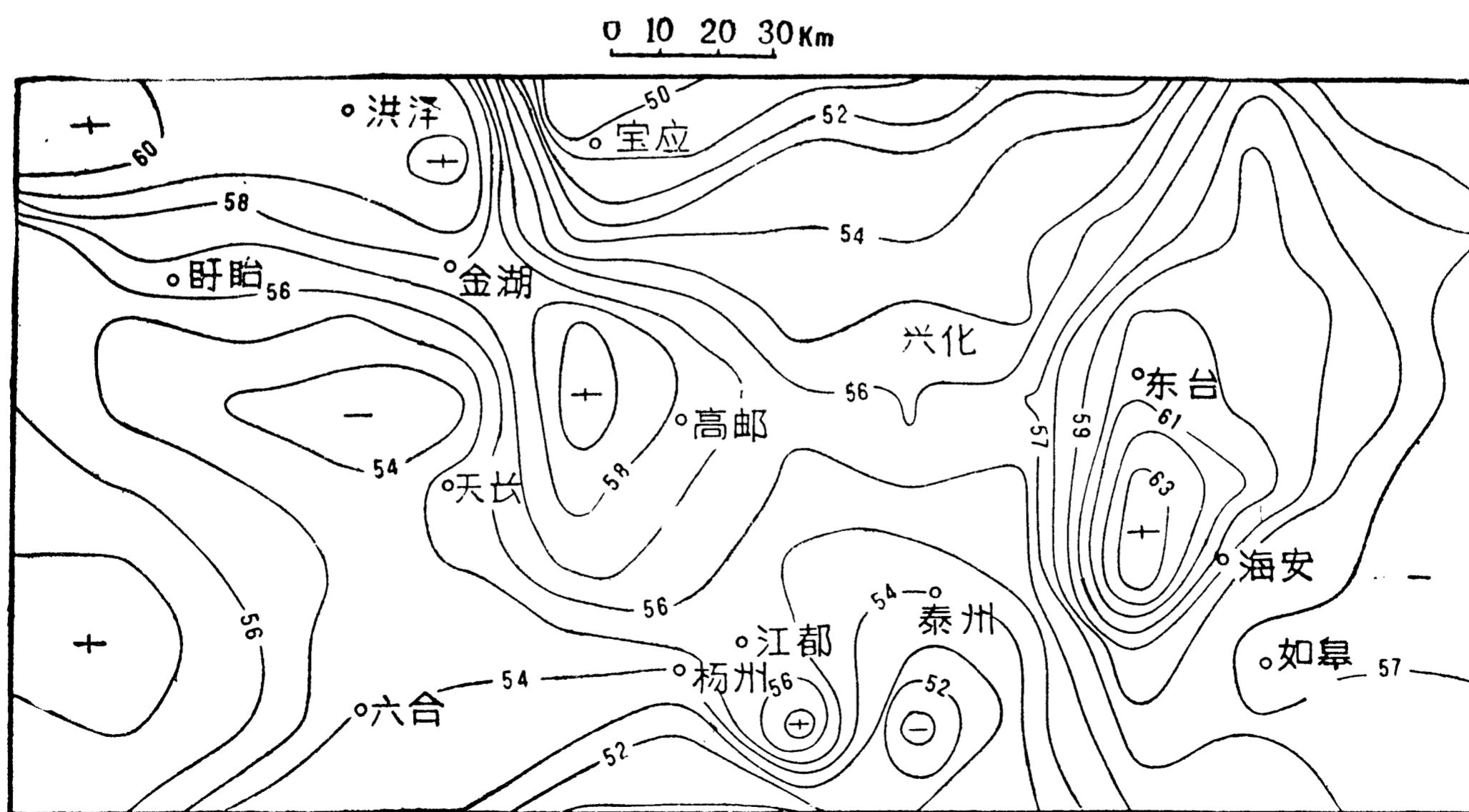


图2-5 1500米深地温分布(°C)

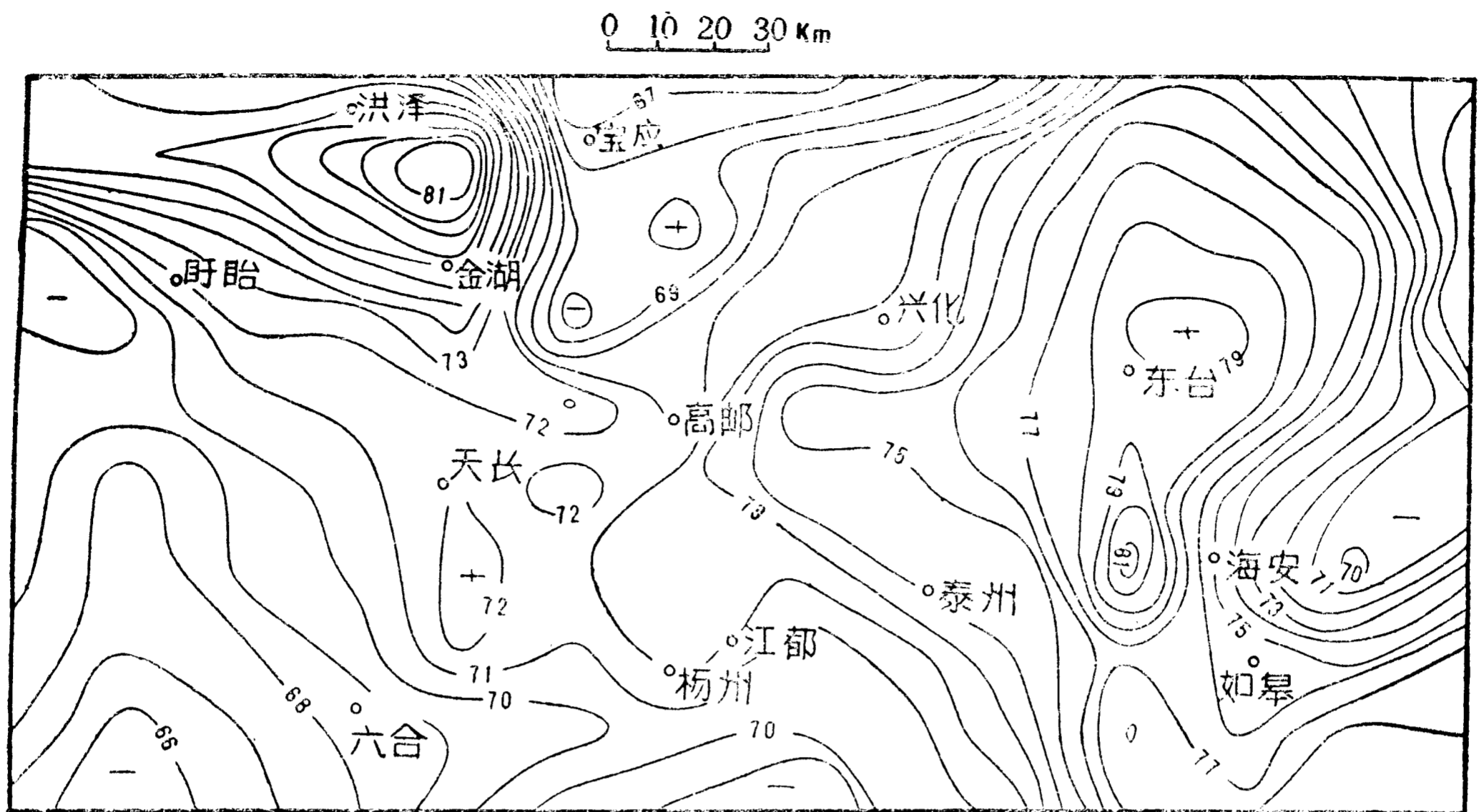


图 2-6 2 000 米深地温分布(°C)

1 500 米深(图 2-5)和 2 000 米深(图 2-6)的温度分布反映了基底的形态,等温线方向与结晶基底的构造走向是一致的,以高邮为界,西部走向近东西向,东部为北东东方向,断层带表现为地温递变带。

洪泽与金湖之间的高温异常区,在三个深度的地温分布图上的位置几乎没有变化,可能是深部地壳上的地幔热异常的反映,陈胜早等(1987)根据重力研究也认为这里存在深部低密度异常。

盆地区的结晶基底埋深起伏是受盆地形成过程中拉张作用、断裂活动、差异沉降等控制盆地区的地温场特征受断裂控制,受结晶基底起伏的控制,也表明盆地形成过程中这些作用决定了盆地区现代地温场的分布特征。

### 三、地温梯度特征

根据 161 口井的静压油层温度和 21 口井系统井温资料,用公式  $G = (T_L - T_0) / H$  计算

地温梯度,  $T_L$  为油层温度,  $T_0$  为平均地表温度,取  $14.6^\circ\text{C}$ ,  $H$  为油层深度。计算结果表明,其中 61 口井的地温梯度在  $27.0 \sim 29.0^\circ\text{C}/\text{km}$  之间,39 口井在  $29.0 \sim 31.0^\circ\text{C}/\text{km}$  之间,10 口井的梯度在  $31.0 \sim 33.0^\circ\text{C}/\text{km}$  之间。由于苏北油田的储油层位大多在  $E_1^2$ ,这些梯度值反映了  $E_1^2$  以上的地温梯度特征,而根据 20 口井的连续测温资料计算结果表明阜宁组的地温梯度比其以

表 2-1 中国东部盆地地温梯度对比

盆地名称	地温梯度( $^\circ\text{C}/\text{km}$ )
苏北盆地	30
松辽盆地	38
下辽河盆地	34
渤海湾盆地	36

上各段的梯度要高,在 9 口测到  $E_1^2$  的井温曲线上,有 8 口井  $E_1^2$  的梯度大于  $31^\circ\text{C}/\text{km}$ 。经过平均,苏北盆地新生界的平均地温梯度为  $30^\circ\text{C}/\text{km}$ ,与中国东部其他盆地相比略低(表 2-1),可能与苏北新生界热导率较高而大地热流较低有关。

由于油井分布疏密不均匀,对一些距离太近的井进行合并,选用71口井的梯度值及20口井系统井温资料的平均梯度绘制了地温梯度分布图2-7,图中清晰地显示地温梯度等值线与区内构造线的方向一致,西部近东西向,东部呈北东方向。真①,真②断层和泰州凸起北界的泰①断层表现为梯度变化带,与高邮凹陷、金湖凹陷对应的是低地温梯度区;吴堡低凸起、泰州凸起表现出高的梯度特征,显示了盖层厚度与地温梯度的相关性,盖层厚度大的凹陷部位,梯度低,地层厚度小的凸起部位,梯度值高。对比图2-7的地温梯度分布与图2-8的结晶基底

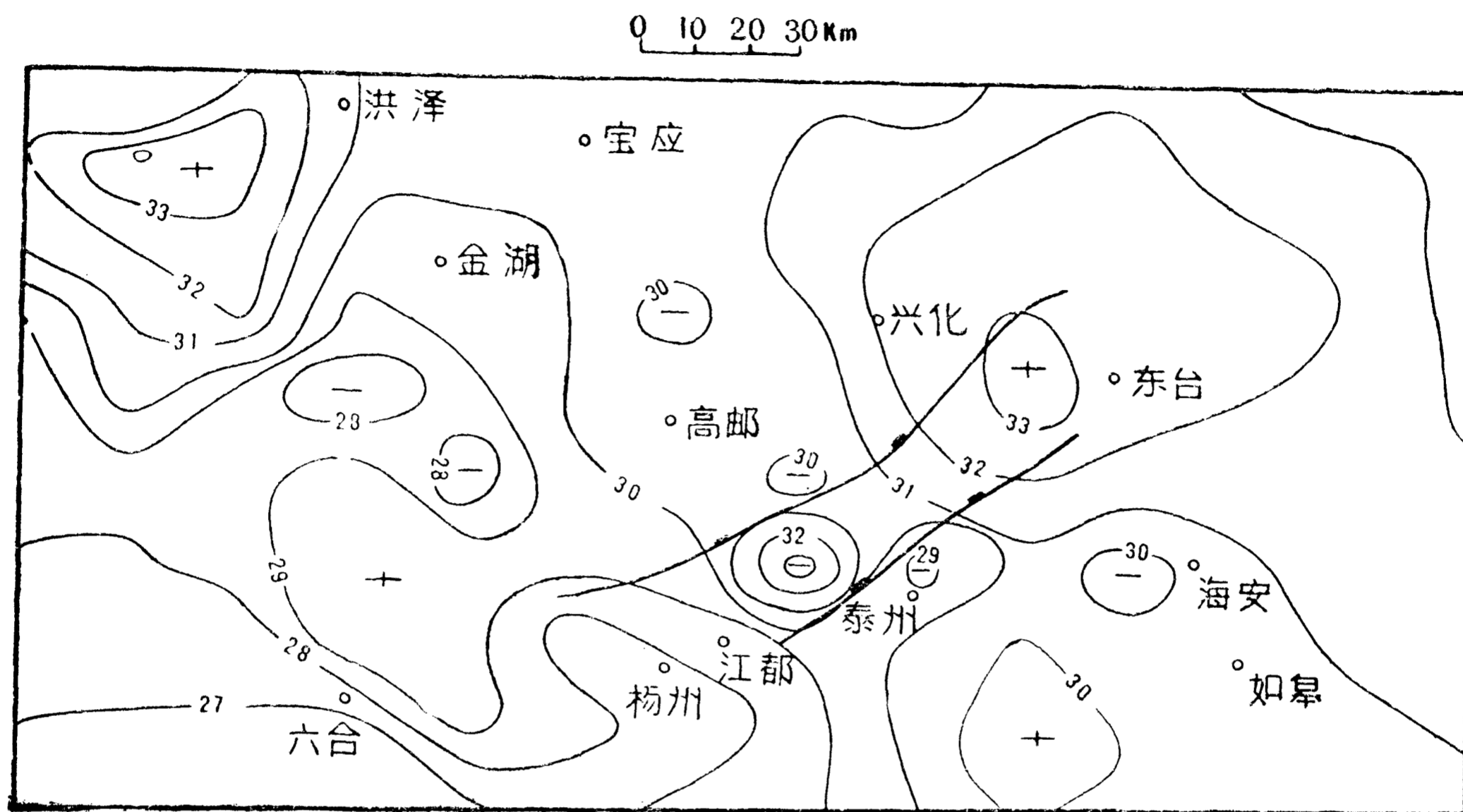


图 2-7 苏北地温梯度分布(°C/km)

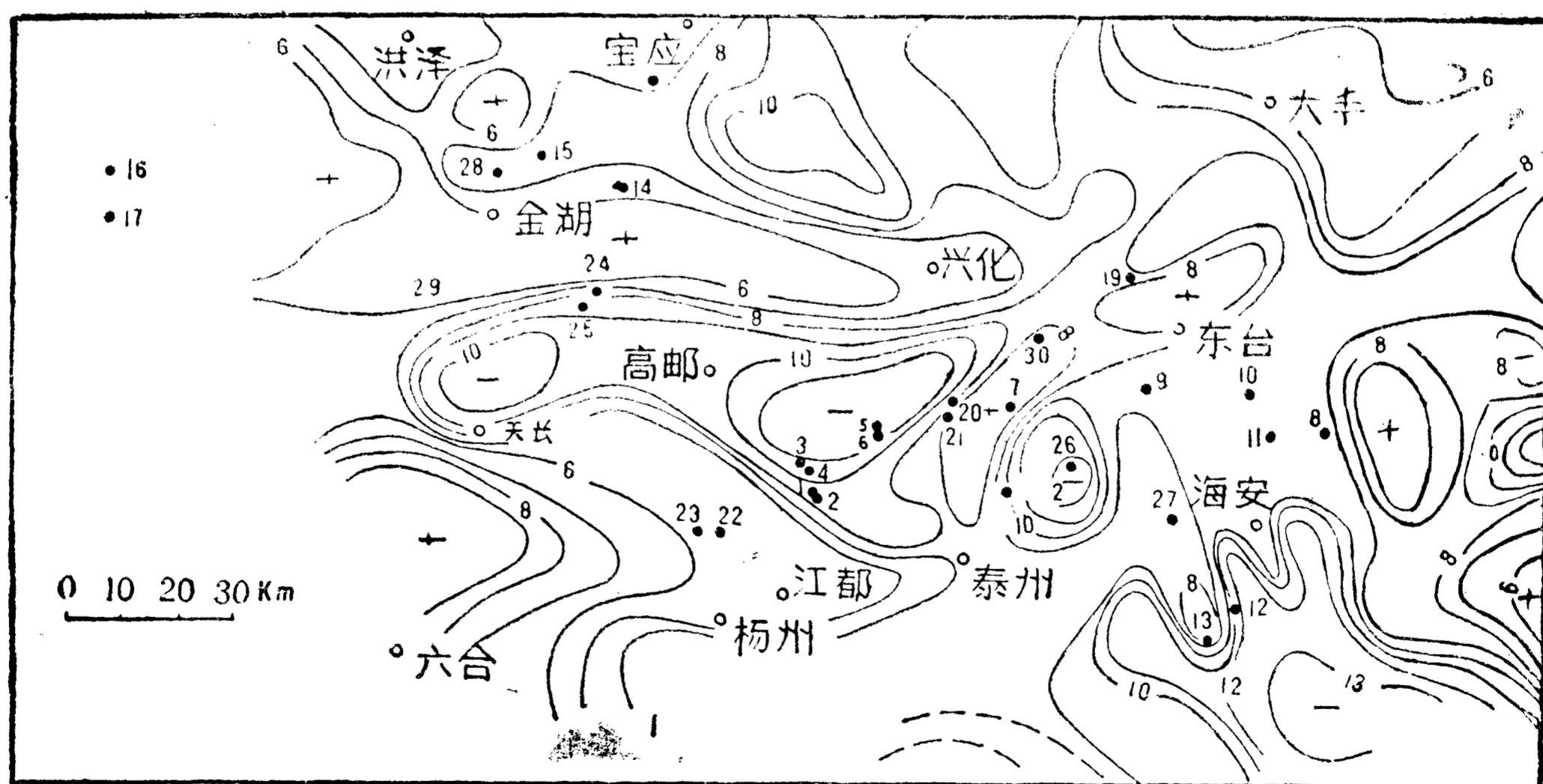


图 2-8 苏北结晶基底埋深(单位: km)

埋深,可以看出,结晶基底的起伏与地温梯度分布特征的对应关系,即基底隆起区地温梯度高,基底凹陷区的地温梯度低。这是由于基底与盖层热导率的差别而引起的热流折射的结果。

为了解地温梯度在垂向上的分布特点,由系统的井温资料计算了下第三系 E<sub>2</sub><sup>2</sup>-E<sub>1</sub><sup>1</sup> 各段的



地温梯度值,结果列于表 2-2,除安 3 井外,  $E_f$  的梯度值明显高于  $E_s$  以上各段,笔者认为这是

表 2-2 下第三系温度梯度值

编 号	井 号	地 温 梯 度 ( $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ )							
		$GE_s^2$	$GE_s^1$	$GE_d^2$	$GE_d^1$	$GE_f^4$	$GE_f^3$	$GE_f^2$	$GE_f^1$
1	许古 1			20.4		40.5	28.5	55.7	21.0
2	真 18	14.9	22.0	19.0	16.1	39.2	35.1		
3	真 2	21.1	30.4	30.0					
4	真 86	23.4	27.2	30.8	31.7	40.3		35.3	36.2
5	富 7	25.8	27.4	27.6	33.9				
6	苏 136	16.7	0.8	15.3	9.6	38.8	29.1		
7	苏 169			19.8	19.9	25.4	22.1	12.2	32.9
8	苏 129		30.1	22.6			24.3	24.4	31.0
9	苏 170	21.3	22.4	12.4	8.7	23.2	21.7	42.8	31.9
10	安 3		33.9						31.1
11	安 1	30.7	28.3			34.2	35.0		
12	海参 1		27.7				34.3	36.7	33.4
13	唐 2	22.4	25.1	27.5	32.3	51.9	36.9	45.3	36.4
14	河参 1			20.2	23.1	33.7	29.0	28.5	
15	苏 160	21.0	12.2	17.6	17.0	32.5	17.0	11.5	32.0
16	苏 166		18.9	19.7	16.2	6.3	28.0		

由于各段岩性差异和地下水活动造成的,尤其是苏 136 和苏 176 井的  $E_f$  段明显的低值可能就是地下水活动的结果。无论是在低温地下水下行带,还是在高温的地下水上行带,地下水活动带的地温梯度都是降低的。从阜宁组( $E_f$ )各段的地温梯度来看,受地下水循环的影响比上覆层明显地要小,这一层埋深均大于 1 000 米,地表的干扰因素影响较小,计算热流主要使用这层的测温数据、以避免地下水活动的影响和静井时间的不足。

从表 2-2 可以看出,  $E_f^4$  和  $E_f^2$  的梯度值高于  $E_f^3$  和  $E_f^1$  的梯度,反映了岩石热导率的差异对地温梯度的影响,热导率测量表明,同一地层段中泥岩的热导率要比含水砂岩的热导率低,  $E_f^3$  和  $E_f^1$  以砂岩为主,  $E_f^4$  和  $E_f^2$  以暗色泥岩为主,所以  $E_f^4$  和  $E_f^2$  具有相对高的地温梯度。

第三系以下地层,测温资料少(仅真 86 井有奥陶系的测温数据),地温梯度特征没有直接测量资料,可以定性地推断由于地壳上部表层的岩石热导率随深度加大而增加,梯度值会随之下降,本章第四节的地壳温度分布计算也表明了这点。

如果与盆地邻区苏南对比,就会发现苏北的地温梯度比苏南明显地高,表 2-3 是苏南 5 个井(点)的平均地温梯度,5 口井,平均  $21.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ,与苏北平均地温梯度( $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ )相差  $8.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 。苏北计算地温梯度的井段地层主要是下第三系,而苏南 5 口井(除 N1 井外),计算地温梯度的井段地层主要为泥盆系(D)至三叠系(T)坚硬的砂岩和碳酸岩,热导率比下第三系泥岩砂岩要高得多(见下一节)。所以,苏北、苏南的地温梯度差别主要是由地层热导率差别引

起的。

表 2-3 苏南 5 口井地温梯度

井	深度范围(m)	地 层	梯度(°C/km)
甸参 1	730~1 730	C-D	18.1
N 1	180~520	K <sub>2</sub>	24.5
S 108	134~1 600	D	20.0
S 133	2 900~3 400	T <sub>1x</sub>	22.69
宜兴园田	20~783	P-T	24.0

## 第二节 岩石热导率与生热率测量

### 一、岩石热导率测量

热导率是地热研究中最基本的岩石热物性参数,大地热流的计算、地壳上地幔热结构分析都需要地层热导率参数。对江苏地区的新生界、中生界及古生界,我们共进行了三批岩芯样品或露头样品的热导率测量。首先,1986年在江苏油田取了23块岩芯样品(主要是下第三系的),以砂岩或泥岩两种岩性为主,只有两块灰岩样,表2-4给出了岩样的地层时代、岩性和井号。测试是在科学院地质所地热室的非稳态环源岩石热导仪上进行的,分别在饱水条件和干燥条件下测定。1987年在南京地区露头上采集了18块岩样,在同类仪器上测定了其中11块灰岩样的干燥环境下的热导率,两次测试精度均小于5%。表2-4列出了这两次的测量结果,均为三次测量的平均值。一般认为孔隙率比较大的岩石,如砂岩等,饱水条件测试的结果与原位地层热导率比较接近(汪集旻等,1986),泥岩由于有效孔隙较少,饱水状态和干燥状态下分别测试的结果变化不大。有些泥岩样品在浸水后变为松散而不能进行测量,只能用干燥状态下的测量结果。

1988年,我们又在华东石油地质局岩芯库中取了89块岩芯样品。这89块岩芯样品分别属于苏北盆地和苏南地区10口石油勘探井,岩性为第三系泥岩、砂岩和中古生界砂岩及灰岩和火山岩。样品加工磨平过程中碎裂损失了一部分,最后挑选了51块进行热导率测量。表2-5中列出了这51块样品的地层时代、岩性及井号。这51块岩样是在Hy-Ⅲ型环源非稳态岩石热导仪上测量的(这台仪器是科学院地质所地热研究室装配调试的)。测量过程中,每块样品测量三次,平均值作为该样品的热导率值,结果见表2-5,表中给出测试的热导率及其标准偏差。51块样品热导率测量的偏差一般小于5%,多在3%左右,只有几块大于5%(可能是岩样成分不均一造成的),说明测量精度是较高的。

从表2-4和表2-5可以看出:砂岩含水条件下一般具有比泥砂高的热导率;深层岩层具有比浅层岩高的热导率;灰岩比碎屑岩具有高的热导率;泥盆系坚硬砂岩热导率最高。反映了岩石固结程度对热导率的影响。

根据表2-4和表2-5,我们初步建立了江苏地区地层热导率柱,表2-6代表了江苏地区新生界至古生界大部分地层热导率值,表中反映从新生界至古生界热导率是逐渐增高的,只有戴

表 2-4 岩样热导率测试结果

序号	井号	层位	岩性	干燥 K		饱水 K	
				TCU	$W_{m^{-1}} \cdot K^{-1}$	TCU	$W_{m^{-1}} \cdot K^{-1}$
1	永 2-1	$E_s^2$	泥岩	2.82	1.18		
2	永 2-1	$E_s^2$	砂岩	3.21	1.34		
3	真 19	$E_s^1$	砂岩	2.34	0.98	4.40	1.84
4	曹 12	$E_s^1$	棕色泥岩	4.05	1.69		
5	马 6	$E_d^2$	灰色细砂岩	2.75	1.15	6.40	2.68
6	真 86	$E_d^1$	泥岩	5.05	2.16		
7	真 86	$E_d^1$	砂岩	6.80	2.85	9.26	3.88
8	真 86	$E_f^4$	泥岩	4.46	1.87		
9	真 86	$E_f^4$	细砂岩	4.93	2.06		
10	真 86	$E_f^4$	泥灰岩	3.85	1.61		
11	联 5	$E_f^3$	泥岩	4.02	1.68		
12	联 5	$E_f^3$	砂岩	5.96	2.49	9.33	3.90
13	联 5	$E_f^2$	泥岩	4.42	1.85	4.62	1.94
14	河参 1	$E_f^2$	泥岩	4.23	1.77	4.00	1.68
15	联 5	$E_f^1$	棕色泥岩	5.75	2.41	6.13	2.56
16	联 5	$E_f^1$	棕色粉砂岩	5.18	2.17	5.67	2.37
17	富 12	$K_{2t}$	粉砂岩	5.61	2.35	8.11	3.40
18	马 7	$K_{2t}$	棕色泥岩	5.95	2.49	5.94	2.49
19	周 3	$K_{2c}$	紫红色细砂岩	2.76	1.15	6.11	2.56
20	周 3	$K_{2p}$	紫红色泥岩	5.49	2.30	5.62	2.35
21	镇 4	P	砂质泥岩	8.55	3.58	11.11	4.65
22	许古 1	O	石灰岩	6.71	2.81	6.25	2.62
23	真 86	O	石灰岩	5.89	2.47	6.33	2.65
24	露头	$T_{1+2}$	石灰岩		2.877		
25	露头	$T_{1+2}$	石灰岩		3.427		
26	露头	$T_{1+2}$	石灰岩		2.968		
27	露头	$P_{1q}$	石灰岩		3.16		
28	露头	$P_{1q}$	石灰岩		3.234		
29	露头	$P_{1q}$	石灰岩		3.041		
30	露头	$P_{1q}$	石灰岩		3.547		
31	露头	$P_{1q}$	石灰岩		3.303		
32	露头	$C_{1h}$	泥灰岩		2.935		
33	露头	$C_{1h}$	泥灰岩		3.44		
34	露头	$C_{2h}$	灰岩		3.73		

1TCU=0.4186Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>

表 2-5 热导率测试结果

井号	取样地层	取样深度(m)	岩性	热导率(W/m·K)	偏差(%)	井号	取样地层	取样深度(m)	岩性	热导率(W/m·K)	偏差(%)
S160	E <sub>f</sub> <sup>1</sup>	1739	砂岩	2.457	±6.04	S108	P <sub>1q</sub>	562	灰岩	4.738	±5.52
S160	E <sub>f</sub> <sup>1</sup>	1861	粉砂岩	2.425	±4.32	S108	P <sub>1q</sub>	680	灰岩	4.549	±0.92
S160	E <sub>f</sub> <sup>1</sup>	2180	粉砂岩	2.590	±3.34	S108	P <sub>1q</sub>	846	灰岩	5.305	±7.53
S160	K <sub>2t</sub>	2368	砾岩	2.293	±5.31	S108	P <sub>1q</sub>	927	灰岩	3.192	±4.86
S160	K <sub>2t</sub>	2401	粉砂岩	2.667	±0.75	S108	P <sub>1q</sub>	1022	灰岩	3.229	±6.83
S166	E <sub>d</sub> <sup>1</sup>	1451	砂砾岩	2.646	±2.68	S108	D <sub>1+2</sub>	1144	砂岩	2.491	±4.45
S166	E <sub>d</sub> <sup>1</sup>	1574	砂岩	2.981	±4.88	S108	D <sub>1+2</sub>	1602	砂岩	4.602	±1.43
S166	E <sub>f</sub> <sup>4-3</sup>	1758	泥岩	3.022	±3.36	S108	D <sub>1+2</sub>	1511	砂岩	4.122	±1.36
S166	P <sub>z</sub>	2146	千枚岩	3.77	±8.20	S108	D <sub>1+2</sub>	1512	砂岩	5.358	±1.34
S176	E <sub>d</sub> <sup>2</sup> -E <sub>f</sub> <sup>4</sup>	687	泥岩	0.965	±4.24	安深1	K <sub>2c</sub>	690	砂岩	1.216	±2.63
S176	E <sub>f</sub> <sup>4</sup>	992	砂岩	1.651	±3.37	安深1	K <sub>2c</sub>	691	砂岩	0.994	±2.14
S176	E <sub>f</sub> <sup>3</sup>	1189	砂岩	1.809	±1.64	安深1	J	3365	火山岩	2.207	±4.83
S176	E <sub>f</sub> <sup>2</sup>	1621	砂岩	3.128	±3.59	震水1	K <sub>2c</sub>	281	砂岩	0.723	±1.73
S176	E <sub>f</sub> <sup>1</sup>	2299	泥岩	3.785	±0.43	震水1	K <sub>2c</sub>	315	砂岩	1.228	±2.15
S133	K <sub>2p</sub>	397	砂岩	1.526	±4.49	震水1	K <sub>2c</sub>	955	砂岩	1.260	±5.81
S133	K <sub>2p</sub>	401	砂岩	1.462	±7.37	甸11	C <sub>2</sub>	1086	灰岩	3.040	±8.09
S133	K <sub>2p</sub>	767	砾岩	3.481	±2.25	甸11	K <sub>1</sub>	845	砂岩	2.901	±1.55
S133	T <sub>1-2</sub>	912	灰岩	3.453	±2.42	甸11	K <sub>1</sub>	745	砂岩	2.562	±1.51
S133	T <sub>1-2</sub>	1406	灰岩	3.043	±3.66	甸11	K <sub>2</sub>	650	砾岩	4.442	±3.65
S133	T <sub>1-2</sub>	1769	灰岩	3.275	±2.03	甸11	K <sub>2</sub>	580	砂岩	2.717	±2.98
S133	T <sub>1-2</sub>	2292	灰岩	4.930	±4.51	甸11	K <sub>2</sub>	450	砂岩	1.860	±2.13
S133	T <sub>1-2</sub>	2500	灰岩	3.695	±2.10	甸11	K <sub>2</sub>	829	砂岩	1.736	±0.12
S133	T <sub>1-2</sub>	2798	灰岩	5.579	±3.73	甸11	K <sub>2</sub>	220	砂岩	2.671	±4.21
S133	T <sub>1-2</sub>	3008	灰岩	3.053	±2.21	甸11	K <sub>2</sub>	120	砂岩	1.765	±6.49
苏66	E <sub>s</sub>	1079		0.737	±5.23						
苏66	E <sub>d</sub>	2838		2.390	±5.54						
苏66				2.550	±1.08						

表 2-6 江苏地区地层热导率柱

地层	主要岩性	热导率(W/m·K)	测试块数
E <sub>s</sub>	砂、泥岩	1.513	4
E <sub>d</sub>	砂、泥岩	2.357	5
E <sub>f</sub> <sup>4</sup>	砂、泥岩	1.863	5
E <sub>f</sub> <sup>3</sup>	砂、泥岩	2.608	4
E <sub>f</sub> <sup>2</sup>	砂、泥岩	2.249	3
E <sub>f</sub> <sup>1</sup>	砂、泥岩	2.480	5
K <sub>2t</sub>	砂岩	2.444	4
E <sub>2c</sub>	砂岩	1.507	4
K <sub>2p</sub>	砂岩	2.195	4
J	火山岩	2.207	1
T <sub>1+2</sub>	灰岩	3.190	8
P <sub>1q</sub>	灰岩	3.250	7
C	碳酸盐岩	3.360	3
D	灰岩	3.737	4
O	碳酸盐岩	2.640	2

南组( $E_0$ )相对高,赤山组( $K_{2c}$ )和浦口组( $K_{2p}$ )相对低,奥陶系(O)碳酸盐岩热导率是通过两块岩芯样品测试的,比上覆地层热导率低得多,还有待于进一步补充测试。

表 2-6 是本项研究取得的基本数据之一,这也为下扬子江苏地区今后的地热研究工作提供一个基础资料。

## 二、地层生热率测试

为了研究苏北盆地及邻区大地热流的构成和地壳上地幔热结构特征,上部地壳岩层中放射性元素生热率数值必须通过测量。地层放射性元素生热率大小取决于地层中放射性物质 U, Th, K 的含量,地层的生热效应主要是由于这三种放射性物质衰变过程中不断产生热量,测定这三种元素的含量就可以计算出单位体积岩石在单位时间内产生的热量(生热率)。

上述第一批在江苏油田取的新生界(包括  $K_{2t}$ ,  $K_{2c}$ ,  $K_{2p}$  及 O)的岩芯样品用来测试其中 U, Th, K 含量。此外,在南京地区露头上采集了  $K_1$ -Z 的标本进行了测试。因为中古生界在下扬子区相对稳定,苏北盆地的深井揭示的中古生代地层岩性与南京地区露头观察基本一致,因而可以用露头样品的放射性元素生热率来代表苏北盆地之下中古生界生热率。

通过测定样品中放射性元素 U, Th, K 的含量和样品密度,按(2-1)式就能计算出样品的生热率(Henry *et al.*, 1977)。

表 2-7 江苏地区  $Kz-Pz+Z$  地层生热率柱

	层位	岩性	密度 $\rho(g/cm^3)$	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	生热率 ( $\mu W/m^3$ )	生热率 A( $\mu W/m^3$ )
Kz	$E_f^4$	泥岩	2.37	7	16	1.75	2.76	2.38
	$E_f^4$	泥岩	2.37	6	15.5	2.10	2.53	
	$E_f^3$	砂岩	2.37	3	11	0.61	1.43	
	$E_f^3$	泥岩	2.37	4.5	24	1.96	2.71	
	$E_f^2$	泥岩	2.37	3	14	2.44	1.78	
	$E_f^2$	泥岩	2.37	1	16	2.62	1.46	
	$E_f^1$	泥岩	2.37	4	24	3.06	2.68	
Mz	$K_{2t}$	砂岩	2.37	6	12	1.67	2.27	2.14
	$K_{2t}$	泥岩	2.37	4	16	2.66	2.15	
	$K_{2c}$	砂岩	2.45	3	12	2.06	1.67	
	$K_{2p}$	砂质泥岩	2.45	3	18	2.20	2.08	
	$J_{1-2}$	砂岩	2.43	3	7	1.11	1.25	
	$T_{2+3}$	砂质泥岩	2.51	6	24	2.47	3.28	
	$T_{1+2a}$	石灰岩	2.68	5	9	0.56	1.99	
Pz + Z	$P_{2t}$	长石砂岩	2.44	5	22	1.27	2.71	1.96
	$P_{1t}$	硅质岩	2.70	6	4	0.03	1.86	
	$P_{1t}$	石灰岩	2.70	4	8	0.10	1.63	
	O	石灰岩	2.70	2	2	0	2.67	
	$D_{3w}$	石英砂岩	2.56	2	9	0.10	1.12	
	$S_{2+3}$	泥岩	2.55	3	20	2.35	2.30	
	O	石灰岩	2.76	1	21	2.22	2.02	
	O	石灰岩	2.76	4	23	3.22	3.07	
	e	白云质灰岩	2.69	9	6	0.50	2.82	
	Z	白云质灰岩	2.61	6	8	0.03	2.07	

$$A = 0.317\rho(0.73U + 0.2Th + 0.27K) \quad (2-1)$$

式中  $A$  为生热率( $10^{-13}\text{cal}/\text{cm}^3\cdot\text{s}$ );  $\rho$  为样品密度( $\text{g}/\text{cm}^3$ ), 取测量地层的平均密度值(见表 4-2); 式中  $U, Th$  用含量 ppm 数代入,  $K$  用百分含量代入。测量计算结果见表 2-7。

表 2-7 表明, 江苏地区新生界(Kz)的平均生热率为  $2.38\mu\text{W}/\text{m}^3$ , 中生界(Mz)的平均生热率为  $2.14\mu\text{W}/\text{m}^3$ , 古生界和震旦系(Pz+Z)的平均生热率为  $1.96\mu\text{W}/\text{m}^3$ , 显示出随深度的增加逐渐衰减的特征, 放射性元素有向浅层富集的趋势。

### 第三节 大地热流特征

热流值的计算是根据傅里叶定理:

$$q = -K \frac{dT}{dZ} \quad (2-2)$$

$q$  为热流, 单位为毫瓦/平方米( $\text{mW}/\text{m}^2$ , 目前国际通用单位), 它与以前的热流单位 HFU ( $1\text{HFU} = 1$  微卡/平方厘米·秒)的关系为  $1\text{HFU} = 41.86\text{mW}/\text{m}^2$ ;  $K$  为岩石热导率, 单位用  $\text{W}/(\text{m}\cdot\text{K})$ (瓦/米·度);  $dT/dZ$  为地温梯度, “-”号表示热流方向与地温梯度方向相反。

如第一节所述, 苏北有 21 口井的系统测温资料代表稳定的地层温度, 这些井的深度都大大超过 1 000 米, 表 2-2 是这 21 口井的每组(段)地层的地温梯度。按调和平均的方法 (Carvalho *et al.*, 1977) 确定各组(段)地层的热导率值, 先统计各层泥岩和砂岩厚度, 然后按表 2-4 和表 2-5 中泥岩和砂岩的热导率值代入(2-3)式计算各段地层的热导率平均值

$$\frac{d_i}{K_i} = \frac{d_{i\text{砂}}}{K_{i\text{砂}}} + \frac{d_{i\text{泥}}}{K_{i\text{泥}}} \quad (2-3)$$

$d_i, K_i$  分别为第  $i$  层的厚度和热导率。

根据地质分层, 按上述方法计算了苏北 21 口井的各组(段)地层的分层热流值。在无地下水对流、静井时间充足及地温梯度和热导率都精确的理想情况下, 各层热流应该很接近。21 口井中, 大部分井的分层热流比较接近, 只有少数井变化较大, 如苏 160 和苏 166 井深层热流比浅层热流要大得多, 这可能有两方面原因, 存在浅层局部地下水对流或静井时间不足 (汪屹华, 1987), 对这些井, 我们最后用较深层位的热流值作为该井的大地热流值。分层热流相近的井取各层段的平均值作为该井的热流值。表 2-8 反映了这 21 口井的热流值(表中编号 e1~17, 31~34)。

汪屹华(1987)用 Tarantola 和 Valotte(1982)提出的一种非线性最小二乘方法, 根据静压油层测温资料和表 2-4 热导率测量结果, 对 13 口油井的热流值进行了估计, 结果比较理想, 表 2-8 中编号 18~30 的热流值就是根据这种方法确定的。

上述确定热流值的 34 口井主要分布于东台坳陷, 仅苏 160、苏 166 和 S176 在洪泽凹陷, 图 2-9 是根据这些热流值绘制的热流等值线图, 反映了盆地大部分地区的热流分布特征。很显然, 热流分布受到基底起伏的影响, 基底隆起区热流值高, 基底凹陷区热流值相对低, 等值线方向与基底等深线方向一致。

苏北 34 口井的热流值在  $55\sim 83\text{mW}/\text{m}^2$  之间, 平均  $68\text{mW}/\text{m}^2$  ( $1.62\text{HFU}$ ), 应代表苏北盆地区域平均大地热流, 这个值比稳定的大陆地区热流值稍高, 也比全球大陆平均热流 ( $60.2\text{mW}/\text{m}^2$ ) 高, 与盆地成因有关。

苏南地区的 S108、S133、N1、句参 1、包 1 和宜兴同田煤矿、广德新杭煤矿等井的热流计

表 2-8 大地热流值

编 号	井 号	热 流		编 号	井 号	热 流	
		mW/m <sup>2</sup>	HFU			mW/m <sup>2</sup>	HFU
1	许古 1	73.0	1.74	22	黄 9	55.0	1.31
2	真 18	65.2	1.56	23	黄 12	55.0	1.31
3	真 2	57	1.36	24	冈 4	59.0	1.41
4	真 86	77.6	1.85	25	冈 8	60.0	1.43
5	富 7	80.7	1.92	26	苏 111	68.0	1.62
6	苏 136	65.5	1.56	27	苏 80	62.0	1.48
7	苏 169	83.0	1.98	28	东 66	71.0	1.70
8	苏 129	78.0	1.86	29	天深 3	59.0	1.41
9	苏 170	81.0	1.93	30	镇 4	76.0	1.81
10	安 3	78.3	1.87	31	苏 39	72.3	1.73
11	安 1	76.0	1.81	32	苏 103	70.9	1.69
12	苏 151	67.0	1.60	33	苏 73	62.2	1.49
13	海参 1	73.0	1.74	34	S 176	64.0	1.53
14	唐 2	82.66	1.97	35	S 108	74.7	1.78
15	河参 1	64.1	1.53	36	S 133	69.3	1.66
16	苏 160	79.4	1.89	37	N1	56.2	1.34
17	苏 166	72.6	1.73	38	句参 1	56.2	1.34
18	安 2	63.0	1.50	39	包 1	71.9(?)	1.72
19	获 7	70.0	1.67	40	宜兴园田	60.1	1.43
20	周 4	60.0	1.43	41	广德新杭	70.1	1.67
21	周 20	81.0	1.93				

注 1HFU=41.86mW/m<sup>2</sup>

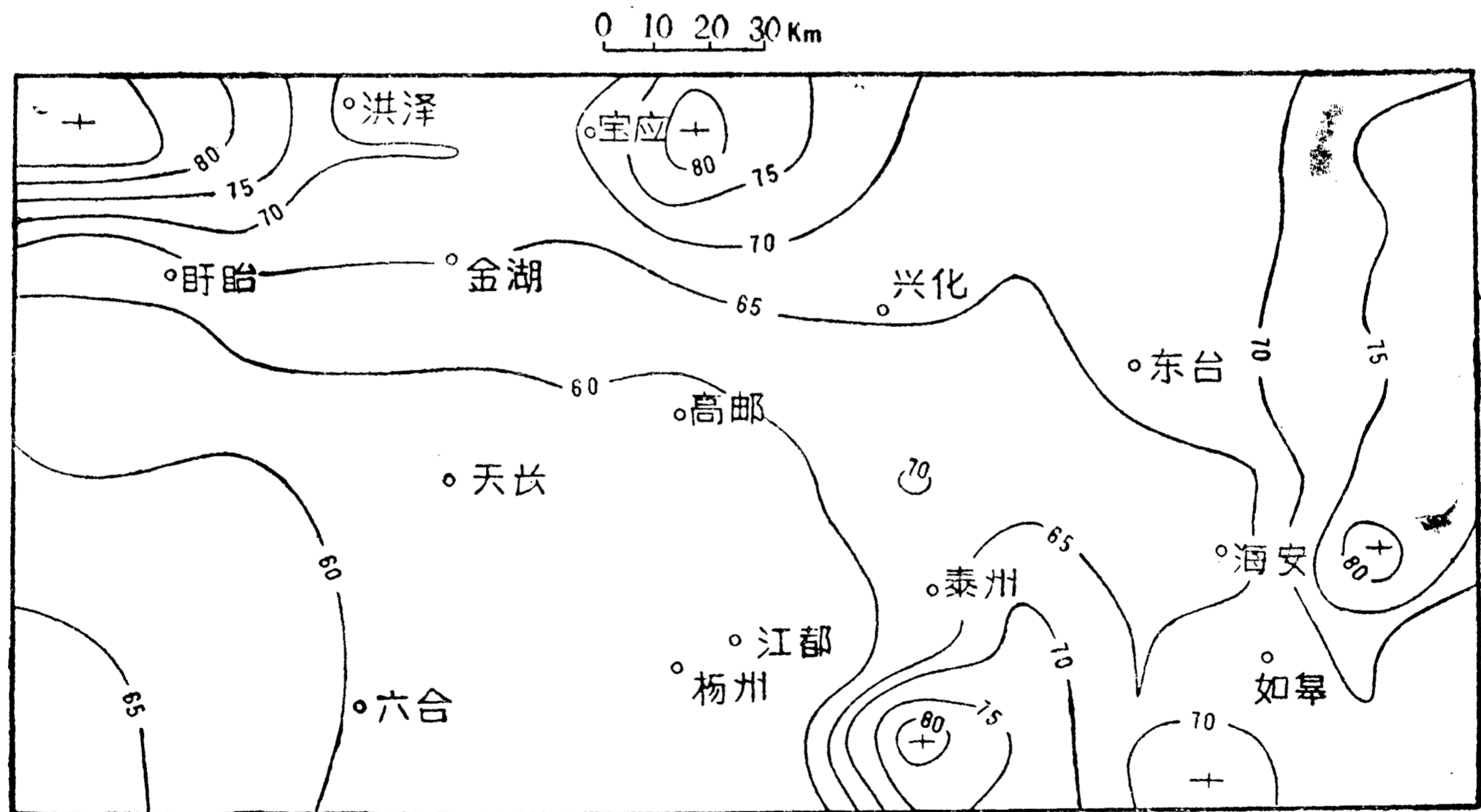


图 2-9 大地热流分布(mW/m<sup>2</sup>)

算按(2-2)式、地温梯度按较深层位的测温数据求取,这样可以避免由于静井时间不足引起的误差。热导率数值是根据计算地温梯度的井段地层岩性来选取的,如果该井有热导率实测数据,就选用实测数据(表 2-4 或表 2-5),没有该井实测值就用表 2-6 中的平均值。苏南这些井的热流值也反映在表 2-8 中,宜兴园田的热流值是 6 口井的热流平均值,广德新杭为 8 口井的

热流平均值。表 2-8 中句容盆地包 1 井测温数据有异常, 其热流值还有待于进一步确定。苏南的 5 个热流值在  $56.2 \sim 74.7 \text{ mW/m}^2$  范围, S108、S133 两井热流较高, 与苏北盆地热流很接近, 可能这两井所处的位置有关。这两井靠长江附近, HQ-13 线揭示沿长江是地壳破碎带, 这两井热流高可能与这个破碎有关。苏南另外三口井(点)的热流值为  $60.0 \text{ mW/m}^2$  左右, 可能代表了苏南地区的大地热流平均值, 这个值与下扬子其他地区观测的热流值接近(邓孝等, 1982), 也与全球大陆平均热流相近。所以, 苏南 5 井(点)大地热流特征表明苏南地区区域大地热流比苏北盆地区稍低。

热流值比邻区高, 比稳定大陆区高是中新生代拉张盆地的基本特征, 热流观测研究表明苏北盆地也具有这个特征。

## 第四节 地壳上地幔热结构特征

大陆区地表热流由两部分构成, 一部分是地壳放射性元素衰变产生的热贡献, 一部分为来源于地幔。Blackwell(1971) 提出热结构一词来表征大陆区壳幔热流构成与配分。汪集旻等(1986) 在研究辽河盆地地壳上地幔热结构时, 对热结构的概念作了补充, 认为热结构不单指壳幔两部分热流构成与配分, 还应当包括壳内不同层的热流构成与配分比例, 同时还必须将地壳深部温度这个重要参数考虑进去。所以, 地壳上地幔热结构的研究是根据地表观测的热流值、地壳上地幔结构及其各层生热率、热导率和热传导基本规律来分析确定地表热流的构成、壳内不同层的热流构成与配分比例、地幔热流大小及地壳上地幔热状态(温度分布), 进一步揭示地表热流、地幔热流的构造意义。这一节中, 我们根据上面的研究成果, 分析盆地的隆起拗陷区和邻区的地壳上地幔热结构。

### 一、地壳上地幔热结构分析方法

Birch(1968) 发现一个地区热流与地表生热率( $A_0$ )之间存在线性关系

$$q_s = q_m + h_r A_0 \quad (2-4)$$

$q_s$  为地表热流,  $q_m$  为剩余热流, 或称深部地幔热流,  $h_r$  为生热率(热源)垂向分布的特征参量(用深度量纲)。

虽然上述关系是在深成岩体地区发现的, 但现在一般认为它也适用于许多非深成岩地区(Henry *et al.*, 1977)。满足上述关系的热源指数分布模型被认为比较符合地球化学的元素迁移富集规律。对大陆地区, 大约有 40% 的地表热流由上部地壳放射性元素衰变所产生,  $h_r$  值对不同的地热省有微小的差别, 一般为 10 公里(Turcotte *et al.*, 1982)。但盆地地区有其特殊的地质条件, 汪集旻等(1986) 研究表明热源的阶状函数模式与盆地的实际情况更接近。

选择地壳内热源分布为阶状函数模式, 按一维稳态热传导方程可推出下式

$$q_s = q_m + \sum_i A_i Z_i \quad (2-5)$$

由上式可计算壳内各层顶底热流, 获得壳内各层的热流配分与地幔热流( $q_m$ )。式中  $q_s$  为地表热流,  $A_i$  为第  $i$  层的生热率( $\mu\text{W/m}^3$ ),  $Z_i$  为第  $i$  层的厚度, 单位公里, 热流单位为  $\text{mW/m}^2$ 。

由下式

$$T_i^{(F)} = q_i^{(L)} \cdot Z_i / K_i - A_i Z_i^2 / 2K_i + T_i^{(L)} \quad (2-6)$$



计算各层顶面和底面温度,  $T_i^{\text{上}}, T_i^{\text{下}}$  分别是第  $i$  层的上下界面的温度,  $q_i^{\text{上}}$  为第  $i$  层顶面热流,  $K_i$  为第  $i$  层的平均热导率。确定了地壳各层的厚度  $Z_i$  及热参数  $A_i, K_i$ , 用剥层法进行计算,  $i=1$  时为第一层, 如此类推, 从第一层开始计算, 就能获得地壳上地幔各层的热流配分及温度状态。

## 二、盆地及邻区地壳各层热参数

如上所述, 进行地壳上地幔热结构分析首先必须确定地壳各层的热导率和生热率。苏北盆地基底及苏南是属下扬子构造区、盆地西侧(郟庐断裂以西)属华北古板块, 这两大构造区的上部地壳有明显的横向差异性, 表现为分层结构和地层岩性方面的差异, 元古界至中生界属两大地层区, 郟庐带及其以西属华北地层区, 双沟带及其以南属扬子地层区, 地层岩性完全不同, 因此它们的热物性参数也有明显差别。

下扬子区震旦系至新生界( $Z-K_2$ )的生热率和热导率是根据本章第二节测试结果(表 2-4, 表 2-5, 表 2-6, 表 2-7)确定的, 见表 2-9, 表中下扬子区  $P_t$  代表东海群和张八岭群, 为一套浅变质火山岩系, 是下扬子区的基底。华北的基底( $A_r$ )的生热率测试为  $1.67\mu\text{W}/\text{m}^3$ , 下面的计算中, 下扬子区的  $P_t$  生热率也选择该值, 其热导率选参考值  $2.5\text{W}/(\text{m}\cdot\text{K})$  (汪集旻等, 1986)。郟庐带及其以西  $A_{r_2}-K_2$  各层的热导率和生热率平均值用陈墨香等(1988)对华北地区  $A_{r_2}-K_2$  的测量结果。上地壳的  $A_{r_1}$  和下地壳没有分区, 也是选用参考值(见表 2-9), 目前的地壳上地幔热结构分析中都采用这个参考值。

表 2-9 华北和下扬子区各层段的生热率和热导率

层 段	生热率( $\mu\text{W}/\text{m}^3$ )		热导率( $\text{W}/\text{m}\cdot\text{K}$ )	
	华北区	下扬子区	华北区	下扬子区
Kz	1.26	2.38	1.67	2.0
Mz	1.26	2.14	2.09	2.10
Pz-Pt	0.5		3.77	
Z-T <sub>1</sub>		1.96		3.2
Pt		1.67 <sup>(1)</sup>		2.6
$A_{r_2}$	1.67		2.5	
$A_{r_1}$	1.26		2.5	
下地壳	0.25		2.5	
花岗岩基	2.50 <sup>(2)</sup>		3.2 <sup>(3)</sup>	

注 (1) 华北数据根据陈墨香等(1988); 下扬子区  $A_r$  的参数根据陈墨香等(1988)的实测数据平均; 下扬子区  $P_t$  热导率值用华北  $A_{r_2}$  的数据代替; 下地壳是参考值(汪集旻等, 1986)。

(2) 根据 U, Th, K 含量计算的。

(3) 据 Walsh 等(1966)。

表 2-9 是下面地壳上地幔热结构分析的基本参数。

在盆地南缘和苏南地区上部地壳还发育规模较大的中生代花岗岩侵入体。它们的生热率可以根据其 U, Th, K 的含量按(2-1)式进行计算。本项研究没有进行江苏地区中生代花岗岩的 U, Th, K 含量测试分析, 虽然收集到华南很多花岗岩岩体的放射性元素含量数据, 但很分散, 难以统计得出反映华南地区花岗岩的平均生热率。作者根据《简明地球化学手册》(科学出版社, 1981) 中花岗岩的平均 U, Th, K 含量计算的生热率值 ( $2.5\mu\text{W}/\text{m}^3$ ) 作为江苏地

区中生代花岗岩的平均生热率。花岗岩的热导率为  $3.2 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$  (Walsh *et al.*, 1966)。

### 三、盆地隆起和坳陷区地壳上地幔热结构

苏北盆地内部划分为隆起和坳陷两种构造单元,根据深部构造研究和油田地震勘探成果,确定了盆地中隆起和坳陷的地壳分层结构模型。图 2-10 中模型 1 表示坳陷的地壳分层模型,模型 2 代表隆起区的地壳模型。两个模型的地壳厚度都为 32 公里,中下部地壳的厚度也相同(图 2-10 中 A, B 层之和),主要差别是上部地壳中新生界厚度,坳陷模型的中新生界厚度为 8 公里,而隆起区只有 4 公里。两个模型中各层生热率、热导率参数取自表 2-9。

按(2-5)式用剥层法计算,取地表平均热流为  $68 \text{ mW}/\text{m}^2$ 。实际上我们在计算热流时,为了避免浅层的干扰影响,热流计算一般都是在较深井段的阜宁群中进行的,因此  $68 \text{ mW}/\text{m}^2$  应代表阜宁群中的平均热流值,它减去阜宁群之下地壳各层放射性物质生热就是地幔热流  $q_m$ 。对坳陷区(模型 1),阜宁群上覆地层  $E_a, E_s, N_y$  及  $Q_a$  平均约 3 公里厚,隆起区(模型 2)约 1.8 公里厚,如图 2-10 a, b 中的阴影部分,这部分没有参加剥层法计算。由模型 1 和模型 2,地幔热流分别为  $41.3 \text{ mW}/\text{m}^2$  和  $40.0 \text{ mW}/\text{m}^2$ (图 2-10 b),两者十分接近,表明坳陷、隆起区来自地幔的热流是比较均一的。鉴于苏北盆地中放射性元素有向地壳浅层富集的趋势(表 2-7),按热源分布的指数模型,取热源垂向分布的特征参量为 10 公里,  $A_0 = 0.4 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ,则生热率分布模型为  $A(Z) = 0.4e^{-Z/10}$ ,如图 2-10 中的虚线,  $Z$  表示深度(地表往下),单位为公里。由这个模型计算的地幔热流为  $41.7 \text{ mW}/\text{m}^2$ ,与阶状函数热源模型的结果相近。所以,盆地的地幔热流在  $40 \sim 41.3 \text{ mW}/\text{m}^2$  之间是比较可信的。

根据大地热流值,分层模型及各层热物性参数值(表 2-9),按(2-6)式取地表年平均温度为  $14.6^\circ\text{C}$ ,计算了模型 1 和模型 2 的各层顶底界面的温度,如图 2-10 b,壳幔边界的温度  $670 \sim 680^\circ\text{C}$ 。

全球平均地幔热流为  $48 \text{ mW}/\text{m}^2$ ,但在海洋和大陆有明显区别,前者平均为  $57 \text{ mW}/\text{m}^2$ ,后者为  $28 \text{ mW}/\text{m}^2$ 。如果按大陆平均热流  $60.2 \text{ mW}/\text{m}^2$  来计算,大约有 46% 的地表热流来自地幔。但在不同的构造单元,地表热流与地幔热流的配分是不相同的,构造活动区一般具有较高的地幔热流及地幔热流与地表热流比值。北美西部盆岭地区地幔热流达  $69 \text{ mW}/\text{m}^2$ ,占平均地表热流的 75%,该区是新生代拉张构造活动带;澳大利亚东部新生代构造活动带的地幔热流为  $57 \text{ mW}/\text{m}^2$ ,占地表热流的 79% (Henry *et al.*, 1977)。相反,北美东部热流省地幔热流值较低,与地表热流比值也较低,这是构造稳定区的特征。苏北盆地幔热流为  $41.3 \text{ mW}/\text{m}^2$ ,占地表热流 61%,具有较高的地幔热流及地幔热流与地表热流的比值。此比值与华北盆地地幔热流与地表热流比值(53.9~62.2%)及辽河盆地该比值(63%)(汪集旻等, 1986)相近,反映苏北盆地与它们有相似热背景。

盆地下面壳幔边界温度在  $670 \sim 680^\circ\text{C}$  之间,比较稳定,表明向深部温度分布也趋于均一。盆地的壳幔边界温度与华北盆地( $527 \sim 913^\circ\text{C}$ )及辽河盆地( $649 \sim 717^\circ\text{C}$ )也相似。这样高的壳幔边界温度,也反映出盆地内有来自深部较强的热贡献。所以,盆地的隆起和坳陷区地壳上地幔热结构分析表明,盆地深部存在高热异常。

### 四、HQ-13 线地壳上地幔热结构

为了进一步了解盆地及邻区地壳上地幔热结构特征,对比盆地与邻区地壳上地幔热结构

的差异,我们根据 HQ-13 线地震剖面研究结果,对沿线不同的构造区(段)的地壳上地幔热结构进行了分析。

### 1. 地壳分层模型

华东石油地质局第六物探大队提供了 HQ-13 线上九个地段的地壳分层厚度数据,见表 2-10。这九个地段的地质构造的深部构造特征在 HQ-13 线上具有代表性,代表了华北古板块(灵璧-郟庐西)、郟庐断裂带、双沟断裂带、苏北盆地中的建湖隆起(盱眙)、盆地南缘(扬

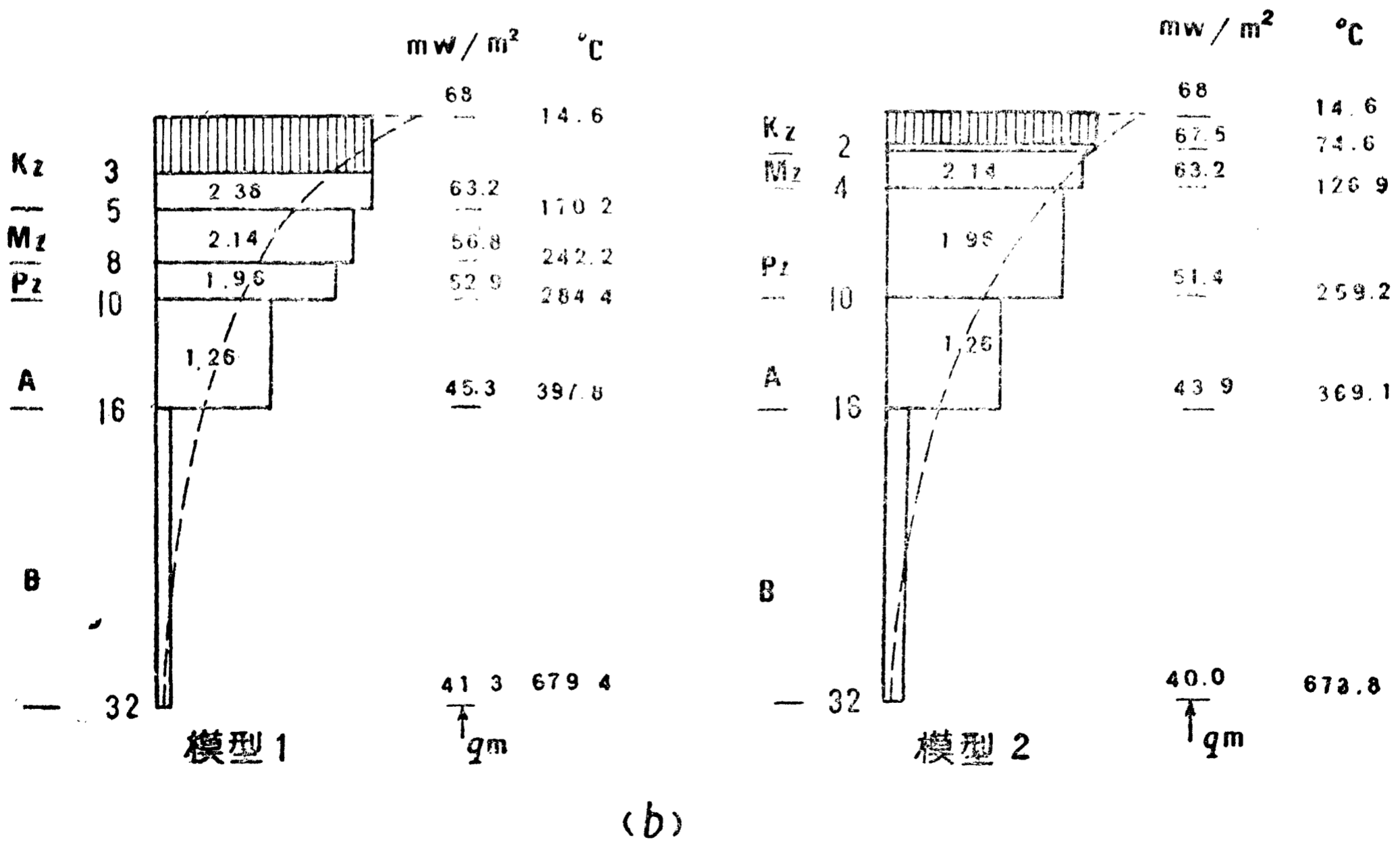
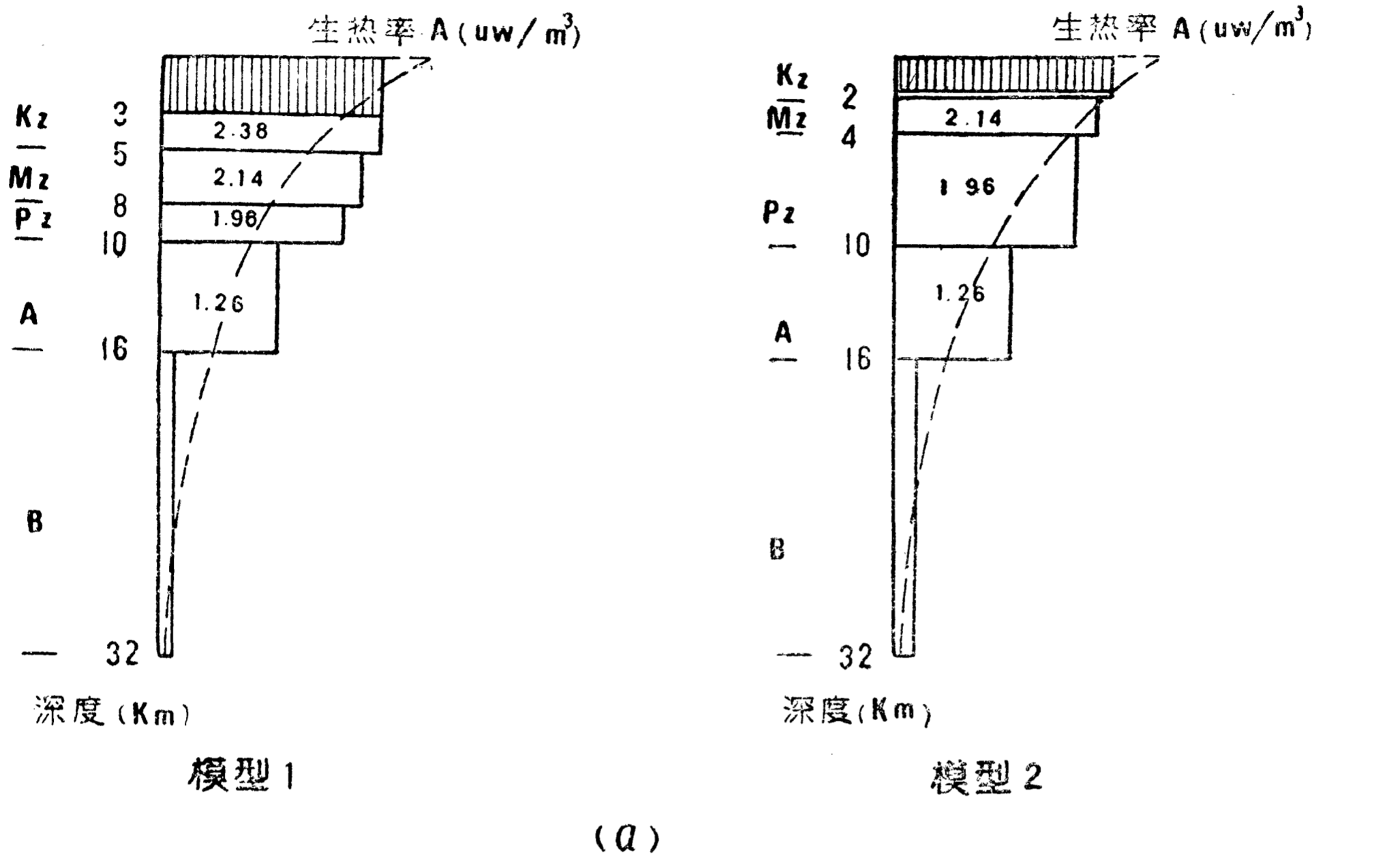


图 2-10 (a) 地壳结构与生热率分布  
(b) 地壳上地幔热结构

州)、长江断裂带南侧和苏南构造区(埭城、常熟、青浦)的地壳分层结构特征,其中地壳厚度在盱眙最小(28.7公里),在扬州最大(33公里),其他地段地壳厚度31公里左右,相对起伏不大。下部地壳的厚度在魏村为11公里,其余地段均在14公里左右。上部地壳横向差异明显,表现为分层结构不同和地层岩性的差异。表2-9给出了地壳各层的生热率和热导率。

表2-10 下扬子区HQ-13线地壳模型分层数据

分层及厚度 (km)		地 区(段)								
		郟庐西侧	郟庐断裂带	双沟带	盱 眙	扬 州	埭 城	魏 村	常 熟	青 浦
Kz	Q									
	N	0	0	0.9				0		0
	E					4.5		7.5		
Mz	K		0.5		0			1.0(含Q)		
	J	0.7					0.4(含Q)	0		1.3
	T		0	0						
Pz		0					0	5.0	1.5	5.5
Z		3.3	3.3			3.6		4.5	燕山期花岗岩基	
Pt		0	0	4.1	3.5	5.1	9.6	3.5	3.5	5.5
Ar	Ar <sub>2</sub>	6.0	5.2	3.0	2.0					
	Ar <sub>1</sub>	7.0	7.5	8.8	8.7	4.8	6.7	3.5	6.7	4.7
下地壳		13.5	14.5	13.7	14.5	15.0	13.8	11.0	13.8	15.5
全地壳		30.5	31.0	30.5	28.7	33.0	30.5	30.5	31.0	32.5

## 2. 各区段大地热流

各地段的地表热流也是地壳热结构分析的必要数据。选定的九个地段,有的本章有实测大地热流值,有的地段有附近的大地热流实测值,有的是同一构造带或同一构造单元上有大地热流值,表2-11列出了它们的大地热流值和取值说明。

表2-11 各地段地表热流

地 段	热 值 流 (mW/m <sup>2</sup> )	说 明
灵璧-郟庐西	63	根据邓孝等(1982)和文献(101)选取参考值
郟 庐 带	77	南端参考值(邓孝等,1982)
双 沟 带	72	靠苏 160、苏 166、S 176 三井很近,取三口井平均
盱 眙	68	建湖隆起部位,取苏北盆地平均热流值
扬 州	68	苏北盆地边缘,取苏北盆地平均热流值
埭 城	64	取 N1、句参 1 二井平均热流值
魏 村	72	取 S 108、S 133 二井平均热流值
常 熟	60	与宜兴同一构造带,取本文宜兴园田的热流计算值
青 浦	63	扬子区背景值(邓孝等,1982)(101)

### 3. 各层段热流配分与地幔热流

由表 2-9、表 2-10、表 2-11 中地壳分层数据、热物性参数及地表热流值,按(2-5)式计算了各地段地壳内各层的热流配分与地幔热流大小。

图 2-11 a 是九个地段壳内各界面的热流大小,表 2-12 是地表热流的构成,包括地幔热流大小,壳内各层放射性物质生热贡献的热流大小。表 2-13 是各层热流和地幔热流的配分,即它们占地表热流的百分比。这些结果显示以下几点特征:

表 2-12 HQ-13 线各地段地壳内各层热流配分

各层段的热流 (mW/m <sup>2</sup> )	地 区(段)									
	郟庐西侧	郟庐断裂带	双沟带	盱 眈	扬 州	埭 城	魏 村	常 熟	青 浦	
Kz	0	0	2.2	0	5.4	0	11.8	0	0	
Mz	0.9	0.6	0	0		0.9		2.1	2.8	
Pz-Z <sup>(1)</sup>	1.7	1.7	0	3.0	7.0	17.4	9.8	14.2 <sup>(2)</sup>	10.3	
Pt	0	0	8.0		8.6		5.8	2.8	9.2	
Kz-Pt之和	2.6	2.3	10.2	3.0	21.0	18.3	27.4	19.1	22.8	
Ar	Ar <sub>2</sub>	10.0	8.7	5.0	3.3	6.0	8.4	4.4	8.5	5.8
	Ar <sub>1</sub>	8.8	9.5	11.1	11.0					
上地壳	21.4	20.5	26.3	17.3	27.0	26.8	31.8	27.6	28.6	
下地壳	3.4	3.7	3.4	3.6	3.7	3.4	2.8	3.4	3.9	
地壳	24.8	24.2	29.7	20.9	30.7	30.1	34.6	31.0	32.5	
地幔	38.2	52.8	42.3	47.1	37.3	33.9	37.4	29.0	30.5	
地表(地壳+地幔)	63.0	77.0	72.0	68.0	68.0	64.0	72.0	60.0	63.0	

注: 1. (1) 包含海相三叠系;

2. (2) 包含 4.5 公里厚的燕山期花岗岩基产热 11.2mW/m<sup>2</sup>;

3. “0”表示不含该层段。

(1) 地幔热流在郟庐断裂带最大,为 52.8mW/m<sup>2</sup>;在常熟最小,为 29.0mW/m<sup>2</sup>,属全球大陆平均地幔热流范围。沿线其他地段的地幔热流介于这两者之间。郟庐断裂带两侧地幔热流 38.2mW/m<sup>2</sup>,比郟庐带低得多,郟庐带到青浦地幔热流逐渐降低(除盱眈和魏村地段较两侧高外),这与地表热流分布特征基本一致,表明 HQ-13 线上地表热流高低与地幔热流高低有一定相关性,地表热流高的地段,地幔热流也高。地幔热流高代表深部存在热异常,所以说 HQ-13 线上地表热流高(郟庐-扬州)是深部存在热异常的反映。沿线的地幔热流与地表热流的比值(表 2-13)可进一步说明这个特征,全线的地幔热流与地表热流比值在 48~69% 之间,郟庐带和盱眈最高,达 69%,往东南,这个比值逐渐降低到 48% (正常比值)。从郟庐西侧到扬州为 55~69%,高于全球大陆平均比值,表明大部分热流来自地幔。而埭城到青浦段,地幔热流与地表热流的比值从 53% 降至 48%,接近稳定地区的比值,深部热异常不明显。可见在郟庐带和苏北盆地之下存在有明显的深部热异常,而盆地相邻的苏南构造区深部热异常不明显。

(2) 沿线壳内各层的热流配分很不均一,横向变化较大,这主要是由各层生热率差异和厚度差异造成的。就上部地壳热结构特征而言,见表 2-12 和表 2-13,沿线可分成两段,郟庐西

表 2-13 HQ-13 线各地段地壳内各层热流对地表热的贡献

各层段热流对地表热流的贡献(%)	地 区(段)								
	郟庐西侧	郟庐断裂带	双沟带	盱 眈	扬 州	埭 城	魏 村	常 熟	青 浦
Kz	0	0	3.0	0	7.9	0	16.4	0	0
Mz	1.4	0.80	0	0		1.4		3.5	1.4
Pz~Z <sup>(1)</sup>	2.7	2.2	0	4.4	10.3	27.2	13.6	23.7 <sup>(2)</sup>	17.1
Pt	0	0	11.1		12.6		8.1	4.7	14.6
Kz-Pt之和	4.1	3.0	14.1	4.4	30.8	28.6	38.1	31.8	36.1
Ar	Ar <sub>2</sub>	15.9	11.3	6.9	4.9	8.8	13.1	6.1	14.2
	Ar <sub>1</sub>	14.0	12.3	15.4	16.2				9.2
上地壳	34.0	26.6	36.4	25.5	39.6	41.7	44.2	46.0	45.3
下地壳	5.4	4.8	4.7	5.3	5.4	5.3	3.9	5.7	6.2
地壳	39.4	31.4	41.2	30.8	45.0	47.0	48.1	51.7	51.5
地幔	60.6	68.6	58.8	69.2	55.0	53.0	51.9	48.3	48.5

注：1. (1) 包含海相三叠系；

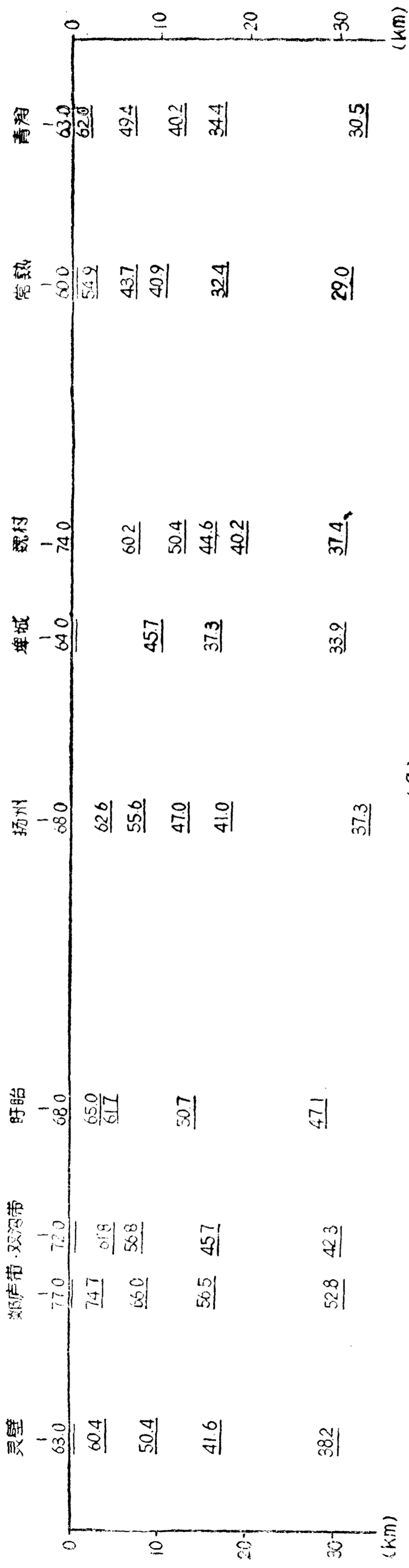
2. (2) 包含 4.5 公里厚的燕山期花岗岩基，产热  $11.2\text{mW}/\text{m}^2$ ，对地表热流的贡献为 18.7%；

3. “0”表示不含该层段。

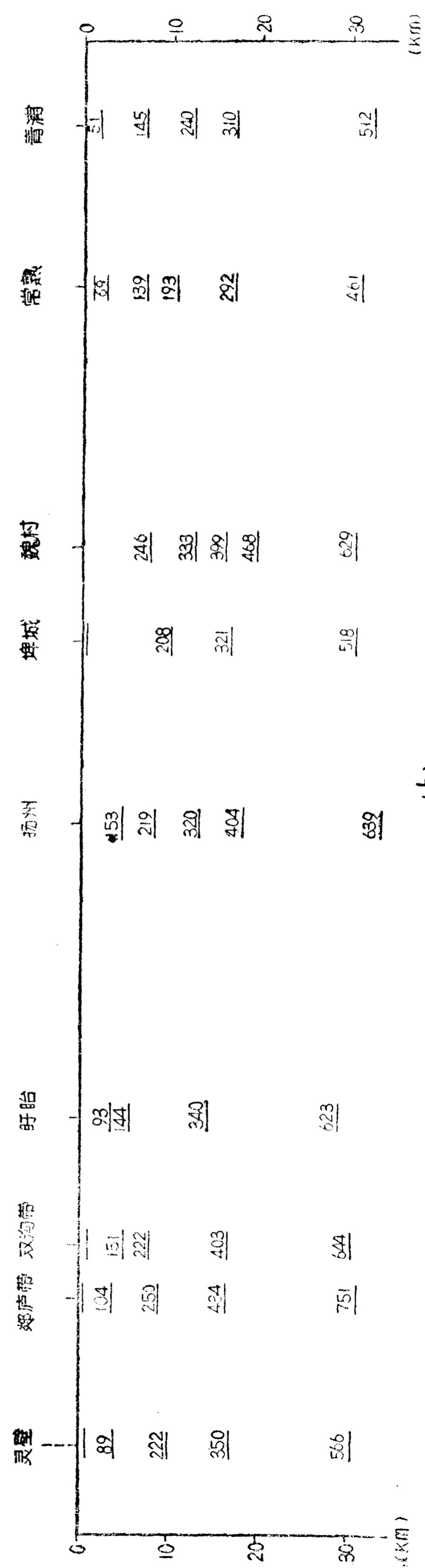
至盱眈，上部地壳的 Kz-Pt 热流配分很小，仅占地表热流的 4~14%；而扬州到青浦，Kz-Pt 层段所占热流配分的 29~31%。这是由于厚度差异引起的。另外，郟庐带以西的 Kz-Z 生热率低于下扬子区的(表 2-9)，但由于厚度小，生热率差异不是上部地壳热流配分差异的主要因素。上部地壳的太古界产热大小也具有上述两段特征，郟庐带至盱眈 Ar 的热流贡献在 21~30%，而南段只有 9~14.2%，低得多，这也是由两段 Ar 的厚度不同引起的。上部地壳(Kz-Ar 之和)的热流贡献在 25.5~46% 之间，扬州-青浦段较高，40~46%，其中扬州和魏村两地段是因为陆相中、新生界较厚，而常熟地段有一层 4.5 公里厚的中生代花岗岩基，其产生热流达  $11.2\text{mW}/\text{m}^2$ ，占地表热流的 19%。与地幔热流对比，地壳热流贡献大的地段地幔热流低，地壳热流贡献较小的地段，如郟庐带和盱眈，地幔热流则较高。下部地壳的热流配分在 3.9~6.2% 之间，全线比较均匀。所以，地壳各层热流配分差异主要在上部地壳，是上部地壳各层厚度差异造成的。一般来说，上部地壳各层厚度是由各地段太古代以来构造演化历史所决定的，因此各层的热流配分特征可能有助于认识沿线构造演化和层块的划分。

#### 4. 各地段壳内温度分布

图 2-11 b 是按(2-6)式计算的 HQ-13 线各地段壳内各层的界面温度，地表温度亦取  $14.6^\circ\text{C}$ ，图 2-12 是这些地段温度随深度的变化。结果表明：首先，深部温度从郟庐带开始沿线逐渐降低，壳幔边界温度在郟庐带达  $751^\circ\text{C}$ ，在常熟之下仅  $461^\circ\text{C}$ ，双沟带至扬州在  $623\sim 644^\circ\text{C}$  范围，是全线较高的区段，与地幔热流大小所反映的深部热异常区段全完一致。苏南四个地段(除魏村外)壳幔边界温度低于  $520^\circ\text{C}$ 。其次，上部地壳中 Z-T<sub>1</sub> 层段热导率较高，导致该层的地温梯度相对比较低，所以图 2-12 上，盱眈、扬州、埭城等包含该层的位置上的地温梯度较之上下层都低，Z-T<sub>1</sub> 层在苏南的几个地段较厚，深部温度较低也与这层热导率高有关。其次，图 2-12 还反映地温梯度往深部渐渐变小。



(a)



(b)

图 2-11 a. HQ-13 线不同地段壳内各界面热流(mW/m<sup>2</sup>)  
b. HQ-13 线不同地段壳内各界面温度(°C)

总之, HQ-13 线热结构分析, 进一步揭示苏北盆地地壳上地幔热结构与邻区的差异, 进一步表明盆地深部和郯庐断裂之下存在有明显的深部热异常。

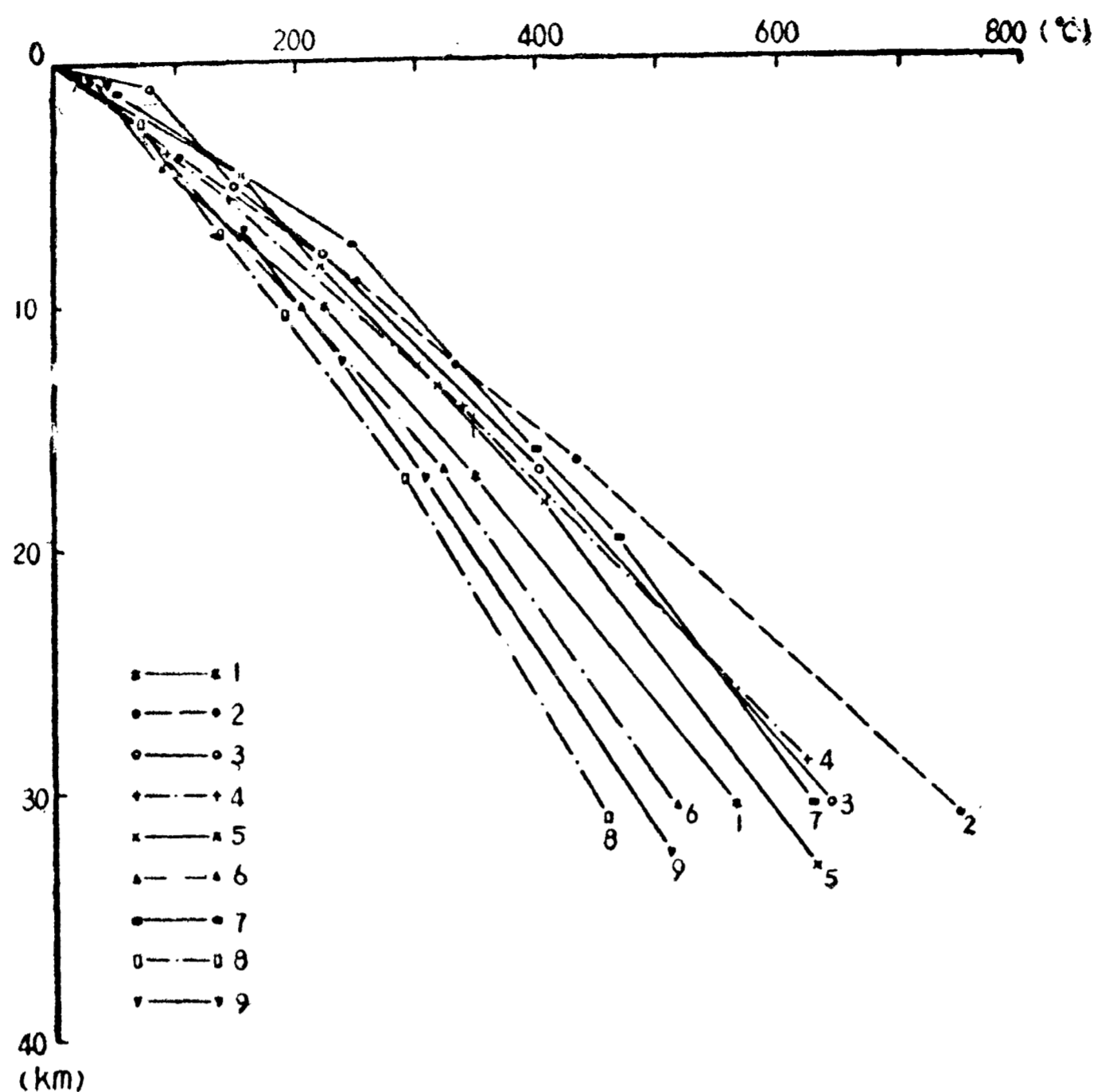


图 2-12 HQ-13 线各地段壳内温度分布

1. 郯庐断裂带西侧 2. 郯庐断裂带 3. 双沟断裂带 4. 盱眙  
5. 扬州 6. 淮阴 7. 魏村 8. 常熟 9. 青浦。

## 第五节 讨论与结论

苏北盆地及邻区地热场特征和地壳上地幔热结构表明苏北盆地具有中生代拉张盆地所共同的热流与热结构特征, 大地热流、地幔热流及其配分都高于大陆平均值。横向上, 盆地与邻区郯庐带和苏南之间有差异, 苏北热流比苏南高, 比郯庐带低, 这些特征明显地与构造过程及构造热事件的年龄有关。

全球热流观测结果显示热流值的高低与该区所经历的最后一次构造运动或热事件(变质作用或岩浆活动)的年龄相关, 年龄愈新, 热流值愈高。苏北是晚白垩纪形成的拉张盆地, 第三纪期间有大量的玄武岩喷发, 所以热流较高, 而苏南的热事件主要是在  $J_3-K_1$  期间的中酸性岩浆活动, 所以热流比苏北低。

地幔热流高反映深部的热异常。苏北盆地形成过程中(晚白垩世-始新世), 岩石圈拆离伸展变薄, 软流圈上涌在壳下岩石圈形成一热异常体, 它的热衰减会向壳内输入较多的热量。目前, 苏北盆地的地幔热流高, 可能是反映这个衰减过程还在继续。从这个角度讲, 苏北地幔热流高的特征为盆地形成机制提供了地热方面的依据。

郯庐断裂带是中国东部举世瞩目的构造带, HQ-13 线所穿越的地段是扬子古板块和华北古板块的接触带, 从中生代到第四纪, 活动都十分强烈, 第三纪期间的玄武岩喷发是突出的构造热事件, 第四纪地层中断层形成和近代地震活动都表明它是 HQ-13 线上最突出的强烈活动



带部分, 郯庐带下高地幔热流和高壳幔边界温度正是这种强烈活动的深部特征。

最后, 我们将盆地及邻区地热场和地壳上地幔结构研究所取得的结论简要地归纳为以下几点: ①建立了下扬子江苏地区古生界至新生界大部分地层的热导率柱(表 2-6)和生热率柱(表 2-7), 为该区地热工作提供了一个基本数据。②苏北盆地内部地温场分布特征与基底埋深有关, 凹陷区地温及其梯度相对低, 凸起区相对高。③苏北盆地平均地温梯度  $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , 苏南平均地温梯度  $22^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , 地层热导率差异是引起它们地温梯度差别的主要因素。④34 口井的热流值反映了盆地中的热流分布也与基底起伏有关, 可能是基底岩石热导率与盆内岩石热导率的差异引起热流折射的结果。34 口井的热流平均  $68\text{mW}/\text{m}^2$ , 代表盆地地区域大地热流, 比稳定的大陆区平均热流高。苏南的平均热流约为  $60\text{mW}/\text{m}^2$ , 比苏北低。⑤热结构分析表明盆地地表热流的 61% ( $41.3\text{mW}/\text{m}^2$ ) 来自壳下地幔, 高于大陆区平均地幔热流, 揭示盆地深部存在较强的高热异常, 壳幔边界温度为  $670\sim 680^{\circ}\text{C}$ , 也是较高的。⑥地表热流特征及地壳上地幔热结构特征一致反映了苏北盆地具有中新生代拉张盆地共同的地热场背景, 这为建立盆地的成因演化地球物理模式提供了地球物理依据, 也为盆地地热史恢复及有机质成熟度模拟预测提供了基本的定量依据和约束。

# 江苏地区 $P_n$ 残差与上地幔波速各向异性

Backus(1965)从理论上给出地壳上地幔地震波速各向异性(anisotropy)的形式,即波速表现与方位角之间有一定依赖关系。其后,不少地区  $P_n$  震相及远震  $P$  波震相的研究都表明地壳上地幔的确存在这种形式的地震波速的各向异性,其中 Bamford (1977)对西德  $P_n$  资料的 MOZAIC 分析结果是最好的例证。北东太平洋的地震观测 (Raitt *et al.*, 1969)以及南加利福尼亚  $P_n$  资料的分析(Vetter *et al.*, 1981)均表明上地幔存在不同程度的波速各向异性。

地震波速各向异性的成因机制研究也取得了重要进展(地震地磁观测丛书(五)),一致接受的观点是有明显各向异性的橄榄石晶体从优取向和岩石圈内的持久的应力作用。伴随板块运动和地幔对流的持久应力存在,通过与温度有关的机制使晶体定向排列,从而使上地幔介质显示出地震波速各向异性。这就使地壳上地幔的地震波速各向异性研究成为揭示地壳上地幔结构、介质性质的新途径,能提供有关地壳上地幔介质参数和应力场方向的信息,从而为建立区域构造的成因及动力学模式提供依据。

图 3-1 反映了全球大洋区发现的地震波速各向异性的地点、方向和大小 (Christenson,

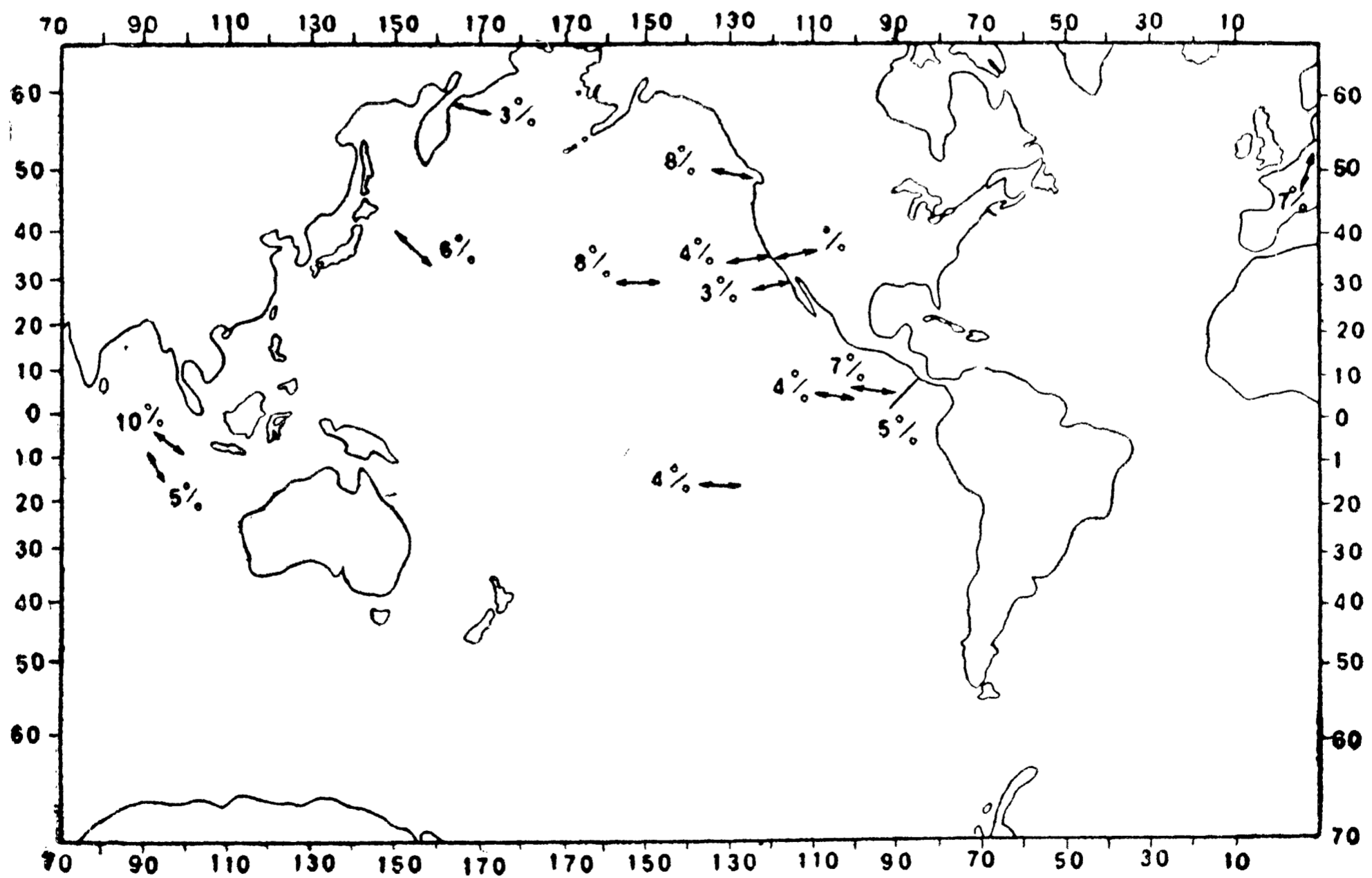


图 3-1 已观察到的上地幔波速各向异性  
箭头方向代表速度最大方向(据 Christenson, 1984 年)

1984),太平洋地区的各向异性的最大速度方向几乎都和岩石圈板块方向(扩张方向)一致。南加里福尼亚的各向异性观察到的速度最大方向也与圣安德烈斯断层的运动方向一致,证明了各向异性的成因的确与岩石圈板块运动有关。

作者收集了1982年以来江苏省地震台网观测到的1047个 $P_n$ 数据,经过细心筛选与处理,获得了各台站的 $P_n$ 残差估计值及可能存在的上地幔地震波速各向异性特征,为建立苏北盆地和江苏地区构造成因动力学模式提供了有价值的深部信息。

## 第一节 资料与处理

江苏地震台网共23个台站,大体均匀分布在苏南和苏北地区,见图3-2。根据“江苏省地震台网观测报告”(以下简称报告),收集了1982.1~1987.2月103次地震共1047个 $P_n$ 数据。这些地震震中主要分布在南黄海震区,其次是江苏省境内,少部分位于安徽、山东及浙江省邻近地区,震级 $M_s \geq 3.0$ ,图3-2中反映它们的震中分布。

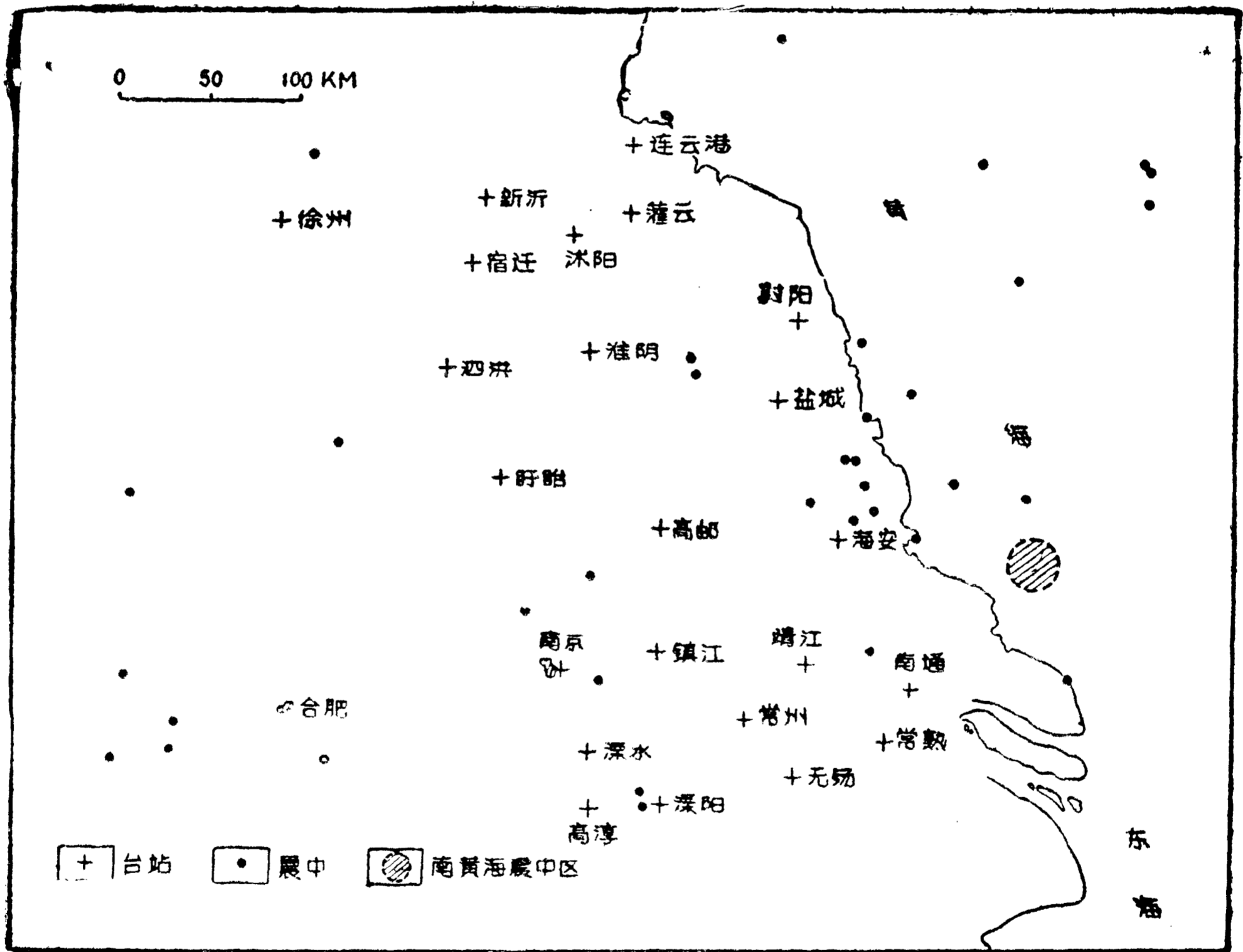


图3-2 台站和震中分布

报告中,这些地震的参数质量分四类,即I类、II类、III类和类外,类外地震没有收集。 $P_n$ 震相质量也有三类:起始尖锐( $iP_n$ )、起始平缓( $eP_n$ )和介于这两者之间的( $P_n$ )。综合地震参数质量和震相质量将 $P_n$ 数据分为六种可靠水平,在处理中给予不同的权重(等于震相质量代码乘以参数质量代码的倒数,如I类地震的 $iP_n$ 数据权为1,III类地震的 $eP_n$ 数据权为1/9)。

苏北的部分台站处在新生代沉积地层之上,因为新生代松散或半固结沉积层波速较低,根

据它们的厚度和速度值,对这些台站的走时作了静校正处理。校正中,根据滕吉文等(1985)和黄玲等(1987),取中生代地层  $P$  波速度为  $4.6\text{km/s}$ 。苏南台站有一定高程差异,它们的高程均在  $80$  米以下,处理中对高程的影响进行了校正。

报告中的震中距是在近震走时表上查得的,经过分析发现不少误差很大,因此按照报告中各台站位置和震中经纬度重新计算了震中距,图 3-3 反映了 1047 个数据的分布情况,虽然有明显的线性性质,但分散程度是相当大的(最小二乘统计结果:  $V_{P_n} = 8.08\text{km/s}$ , 相关系数为  $0.94$ , 标准偏差达  $3.79$  秒),说明震相数据包含有显著的误差,可能主要是震中参数和发震时刻误差引起的。

根据 Cattaneo(1985)处理西阿尔卑斯  $P_n$  资料的经验,处理时选一参考台站  $r$ ,某次地震到达  $i$  台和参考台  $r$  的  $P_n$  走时可表示为

$$\left. \begin{aligned} T_r &= \frac{\Delta_r}{V_{P_n}} + a_r + e_r + e_s \\ T_i &= \frac{\Delta_i}{V_{P_n}} + a_i + e_i + e_s \end{aligned} \right\} \quad (3-1)$$

式中  $e_s$  为源误差,由震源位置和发震时刻的误差引起,  $e_r$  和  $e_i$  为与台站有关的误差,  $a_r$  和  $a_i$  为时间项。由于大多数地震的震中分布于台网的外围,(3-1)式中两式相减可使源误差基本上

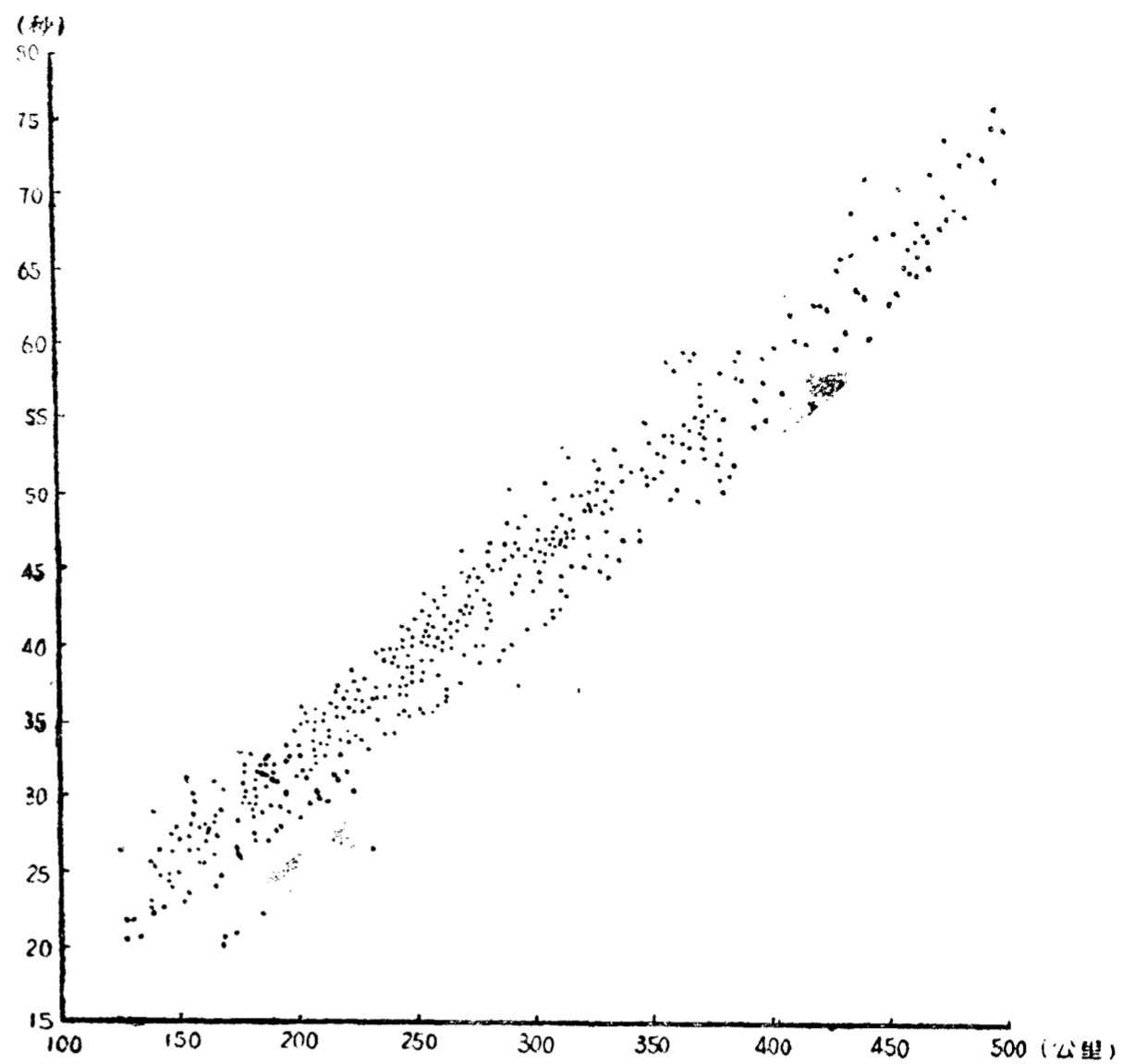


图 3-3  $P_n$  的时距分布

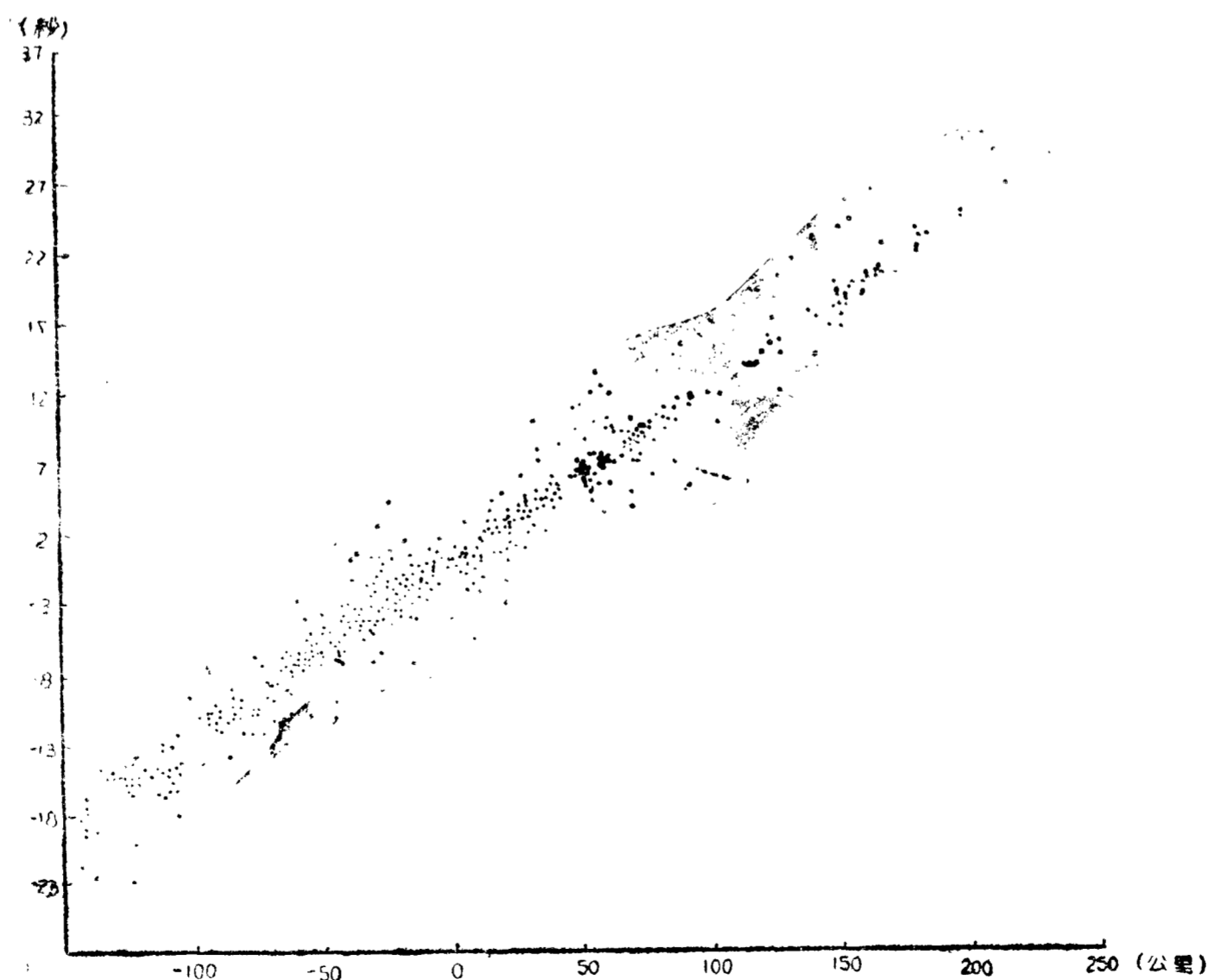


图 3-4 以灌云台为参考台的  $P_n$  时距分布

消除,附录 A 中具体分析了这种方法消除源误差的效果。

选择参考台过程中,先尝试将每一个台均作一次参考台,分析数据分布的改善程度,发现以灌云台作参考台时,大量数据均集中分布在一直线附近(加权统计结果: $V_{P_n} = 8.01\text{km/s}$ ,相关系数为 0.985,标准偏差 1.85 秒),见图 3-4,成功地从数据中消除了源误差。收集的 103 次地震中,灌云台观测到其中 87 次,这 87 次地震的  $P_n$  数据共 897 个,表 3-1 列出了其中 60 个地震的发震时刻、震中位置和震级。

图 3-4 表明, $\Delta_i - \Delta_r \geq -100$  公里的点集中地分布在一直线附近,而  $\Delta_i - \Delta_r < -100$  公里的点分布相对分散,分别加权统计, $\Delta_i - \Delta_r < -100$  公里的数据 97 个, $V_{P_n} = 7.87\text{ km/s}$ , $\Delta_i - \Delta_r \geq -100$  公里的数据 684 个, $V_{P_n} = 8.10\text{ km/s}$ 。可能的解释是:①  $P_n$  是来自上地幔顶部两个不同深度界面的首波,下扬子 HQ-13 线地震剖面上,壳幔边界附近似乎存在两个界面,表现为“Moho 层”(陈沪生,1986);②“Moho 层”是速度梯度层,近距离  $P_n$  是层中不同深度的潜波(diving wave),所以时距分布相对分散。

表 3-1 60 个地震的发震时刻、震中位置和震级

年.月.日	发震时刻	震中纬度	震中经度	震级 ( $M_L$ )	年.月.日	发震时刻	震中纬度	震中经度	震级 ( $M_L$ )
1982.1.20	14-54-09.3	37°08'	118°22'	4.5	1984.5.24	23-20-01.0	32°31'	121°43'	3.9
1982.3.29	19-40-55.2	31°28'	119°17'	3.6	1984.5.25	03-59-50.2	32°32'	121°43'	4.1
1982.4.2	19-30-19.3	30°12'	120°53'	3.4	1984.5.30	10-36-49.2	32°29'	121°39'	4.2
1982.4.22	07-52-29.4	32°51'	120°41'	5.0	1984.5.30	23-58-02.1	32°31'	121°44'	3.9
1982.8.31	01-32-03.0	34°23'	122°21'	4.0	1984.6.8	05-14-51.4	32°31'	121°34'	4.2
1982.9.27	10-37-25.9	31°44'	116°32'	4.2	1984.7.14	02-05-40.8	32°32'	121°44'	4.4
1983.3.12	15-04-46.8	36°17'	117°50'	3.5	1984.7.15	15-36-34.6	32°33'	121°44'	3.7
1983.3.28	21-43-48.8	33°10'	117°29'	3.2	1984.7.24	04-56-54.1	32°30'	121°30'	5.1
1983.4.18	03-39-30.0	32°31'	119°02'	3.1	1984.8.7	09-47-47.8	38°05'	119°17'	4.0
1983.7.3	23-21-29.5	31°55'	120°45'	3.3	1984.9.9	23-22-15.6	32°39'	121°31'	3.3
1983.9.25	14-30-30.6	32°51'	120°07'	3.5	1984.9.27	11-16-31.4	32°39'	121°38'	3.6
1983.10.7	19-38-15.9	34°29'	122°21'	3.6	1984.9.28	02-45-07.3	32°38'	121°36'	3.9
1983.10.11	22-36-04.9	34°35'	121°20'	3.8	1984.9.26	04-20-48.7	31°37'	117°26'	4.2
1983.10.19	14-25-06.5	33°56'	121°36'	4.1	1984.12.1	01-20-43.0	32°27'	121°39.2'	3.7
1984.1.21	22-11-44.4	31°32'	116°13'	4.4	1984.12.1	03-19-30.0	32°33'	121°40'	3.4
1984.1.25	09-41-09.9	32°00'	116°20'	3.8	1985.1.20	19-52-57.2	32°35'	121°38'	3.8
1984.1.27	19-11-42.1	34°36'	117°18'	3.6	1985.2.15	12-14-13.7	32°34'	121°38'	3.9
1984.2.17	13-32-55.8	32°53'	116°18'	3.6	1985.4.8	10-40-03.0	32°38'	121°38'	3.6
1984.4.30	12-48-37.6	31°22'	119°14'	3.6	1985.5.10	09-43-56.0	31°35'	116°34'	4.0
1984.5.16	17-16-20.6	33°05'	120°35'	3.6	1985.5.13	03-48-56.2	32°46'	120°43'	4.1
1984.5.17	11-59-07.3	33°05'	120°31'	3.4	1985.6.25	21-24-29.9	35°43'	117°39'	3.7
1984.5.22	00-25-45.7	32°51'	121°37'	4.3	1985.7.11	14-38-18.6	35°44'	117°45'	3.6
1984.5.22	01-10-43.4	32°35'	121°37'	3.7	1986.2.15	07-08-40.3	37°48'	115°32.5'	4.5
1984.5.22	02-09-36.8	32°29'	121°43'	3.4	1986.4.24	10-05-45.9	32°39'	121°37'	3.6
1984.5.22	02-51-46.7	32°32'	121°44'	4.0	1986.5.23	03-25-39.5	32°29'	121°33'	5.1
1984.5.22	08-10-44.2	32°37'	121°39'	3.8	1986.2.18	06-07-00.6	37°38'	115°30'	4.3
1984.5.22	22-06-45.7	32°38'	121°40'	4.2	1986.6.11	19-04-38.1	35°16'	120°08'	3.9
1984.5.23	23-26-28.5	32°38'	121°44'	3.8	1986.8.26	02-08-59.3	32°39'	121°35'	3.9
1984.5.23	23-50-00.8	32°36'	121°37'	3.2	1986.10.2	04-44-32.6	33°32'	119°37'	3.9
1984.5.24	21-33-03.1	32°38'	121°38'	3.9	1987.2.17	11-03-27.0	33°35'	120°32'	5.4

## 第二节 $P_n$ 残 差

(3-1)式中两式相减得

$$T_i - T_r = (\Delta_i - \Delta_r) / V_{P_n} + a_i - a_r + e_i - e_r \quad (3-2)$$

令  $a_i - a_r + e_i - e_r = b_i$ , 则

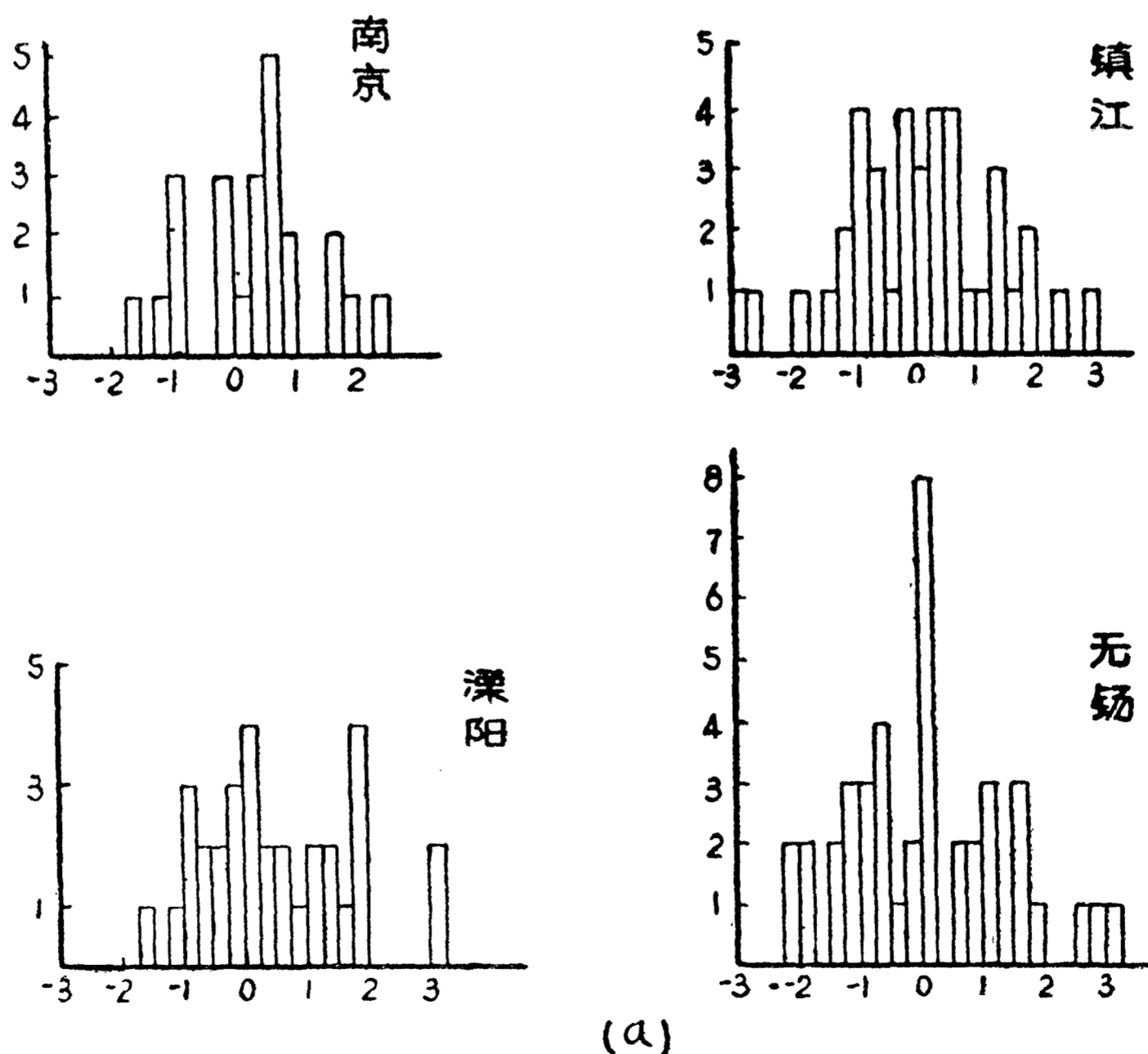
$$b_i = T_i - T_r - (\Delta_i - \Delta_r) / V_{P_n} \quad (3-3)$$

假定台站误差  $e_i$  与  $e_r$  是高斯型的, 定义第  $i$  台记录多次地震  $P_n$  震相的  $\{b_i^{(j)}\}$  的期望估计为该台站的  $P_n$  残差, 与该台站和参考台站的地壳厚度及  $P_n$  传播路经上  $V_{P_n}$  的相对变化有关, 即与这两台之间地壳上地幔结构的相对差异有关。

估计  $\{b_i^{(j)}\}$  的期望值时, 先假定江苏及邻近地区上地幔顶部有统一速度值, 为  $8.10\text{km/s}$ , 按(3-3)式计算  $\{b_i^{(j)}\}$ 。图 3-3 表明小部分数据偏离直线较远, 说明这些数据可能有误, 统计时按 Chauvenet 准则将这些数据剔除, 并去掉  $\Delta_i < 180$  公里的数据。图 3-5 是部分台站  $\{b_i^{(j)}\}$  的频率直方图。表 3-2 是每台站的  $P_n$  残差估计值。

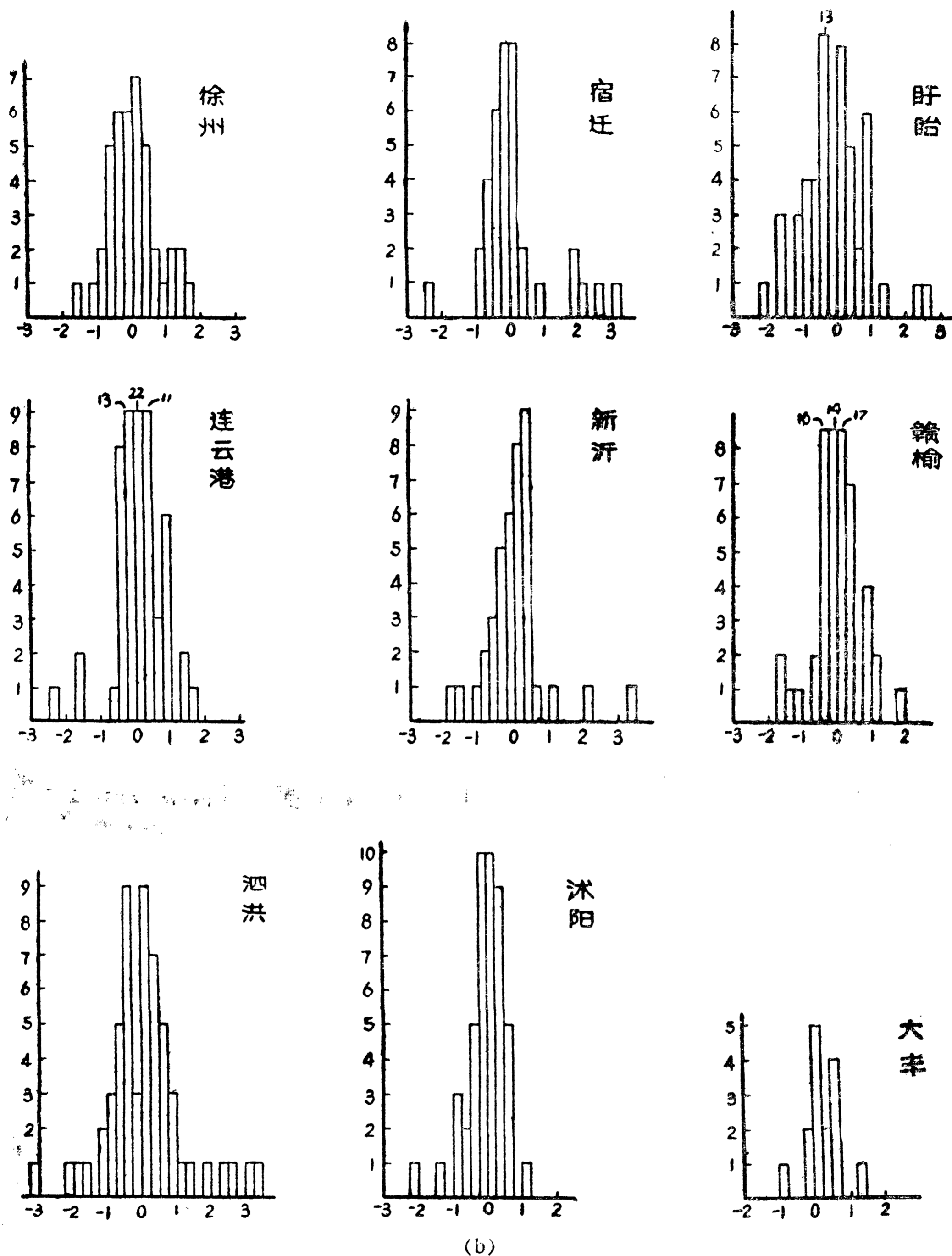
图 3-5 和表 3-2 都表明: 苏北台站的  $\{b_i^{(j)}\}$  分布较集中, 残差估计的偏差也小, 而以长江为界, 苏南的台站数据相当分散, 偏差也大。数值上苏北台的  $P_n$  残差基本上是负的, 高邮、仪征和大丰三台为正值, 可用这三台下面较厚的新生代沉积层引起的时间延迟而静校正补偿不足来解释。而苏南台的  $P_n$  残差均为正值, 在  $0.2 \sim 0.56$  之间。因而残差的频率直方图和估计值均表明苏北与苏南的地壳上地幔结构有一定的横向差异。

苏北与苏南在新生代期间经历了不同的地质发展史, 这种差异分区与地质构造发展分区之间的对应关系是很明显的, 就  $P_n$  差残来说, 引起这种南北差异的原因有两方面: ① 南北地



(a)

图 3-5(a) 苏南台站  $P_n$  残差频率直方图



(b)

图 3-5(b) 苏北台站  $P_n$  残差频率直方图

壳速度结构和地壳厚度的差异。根马鞍山-常熟-启东地震测深剖面 and HQ-13 等地震剖面，苏北与苏南的地壳厚度起伏变化不大，均在 32~34 公里范围，地壳厚度和地壳平均速度差别不大，所以，这似乎不是残差差别的主要原因。② 上地幔存在地震波速各向异性。因为大部分震中位于南黄海，对苏北台， $P_n$  波传播方向主要是北西方向，而对苏南台则主要是北东东方向。如果  $V_{P_n}$  具有各向异性，在北西方向比北东东方向上高，也将会造成这种差异分区特征。

下面进一步对  $P_n$  数据分析处理,探讨江苏地区上地幔是否存在波速各向异性。

表 3-2 各台站  $P_n$  残差

台 站 名	残差(秒)	标准偏差	台 站 名	残差(秒)	标准偏差
南 京	0.20	1.06	徐 州	-0.02	0.73
镇 江	0.19	0.99	宿 迁	0.06	0.68
溧 阳	0.25	1.04	连 云 港	0.07	0.60
无 锡	-0.11	0.62	新 沂	-0.05	0.55
溧 水	0.51	1.15	泗 洪	-0.05	0.79
高 淳	0.56	1.24	沐 阳	0.03	0.52
高 邮	0.52	1.14	靖 江	-0.29	1.05
仪 征	0.60	0.79	盱 眈	-0.17	0.72
大 丰	0.26	0.45	赣 榆	-0.10	0.41

### 第三节 地震波速各向异性

为了获得速度随方位的变化,据报告中震中经纬度和台站位置,计算每个  $P_n$  数据的传播方位,并以灌云台为参考台,以  $10^\circ$  为区间将数据进行分组,由(3-3)式对不同方位的  $V_{P_n}$  视速度进行最小二乘估计,同时假定时间( $T_i - T_r$ )含有高斯型随机误差,对每个方位的  $V_{P_n}$  视速度的误差界进行估计,表3-3和图3-6反映了处理结果。

图3-6表明  $P_n$  的视速度在近南北方向高,在北东  $70^\circ$  左右方向低,约差3%。对视速度这种变化趋势的解释,首先应考虑壳幔边界的倾斜,据重力资料研究,苏北境内的地壳厚度等值线是北东东-东西方向的,苏南的壳幔边界向西倾,倾角约为  $0.65^\circ$  (见第一章)。据 Vetter (1981)给出的公式

$$V_{P_n}(\phi) \approx V_{P_n} / (1 + \alpha \cot i_c \cos \phi)$$

式中  $\alpha$  为倾角,  $i_c$  为临界角,  $\phi$  为方位角。取地壳平均速度为  $6.26\text{km/s}$  (滕吉文等,1985) 倾角为  $0.65^\circ$  的壳幔边界倾斜能引起  $P_n$  视速度南北方向相对于东西方向1%的变化,不能解释表3-3中数据存在3%的变化。

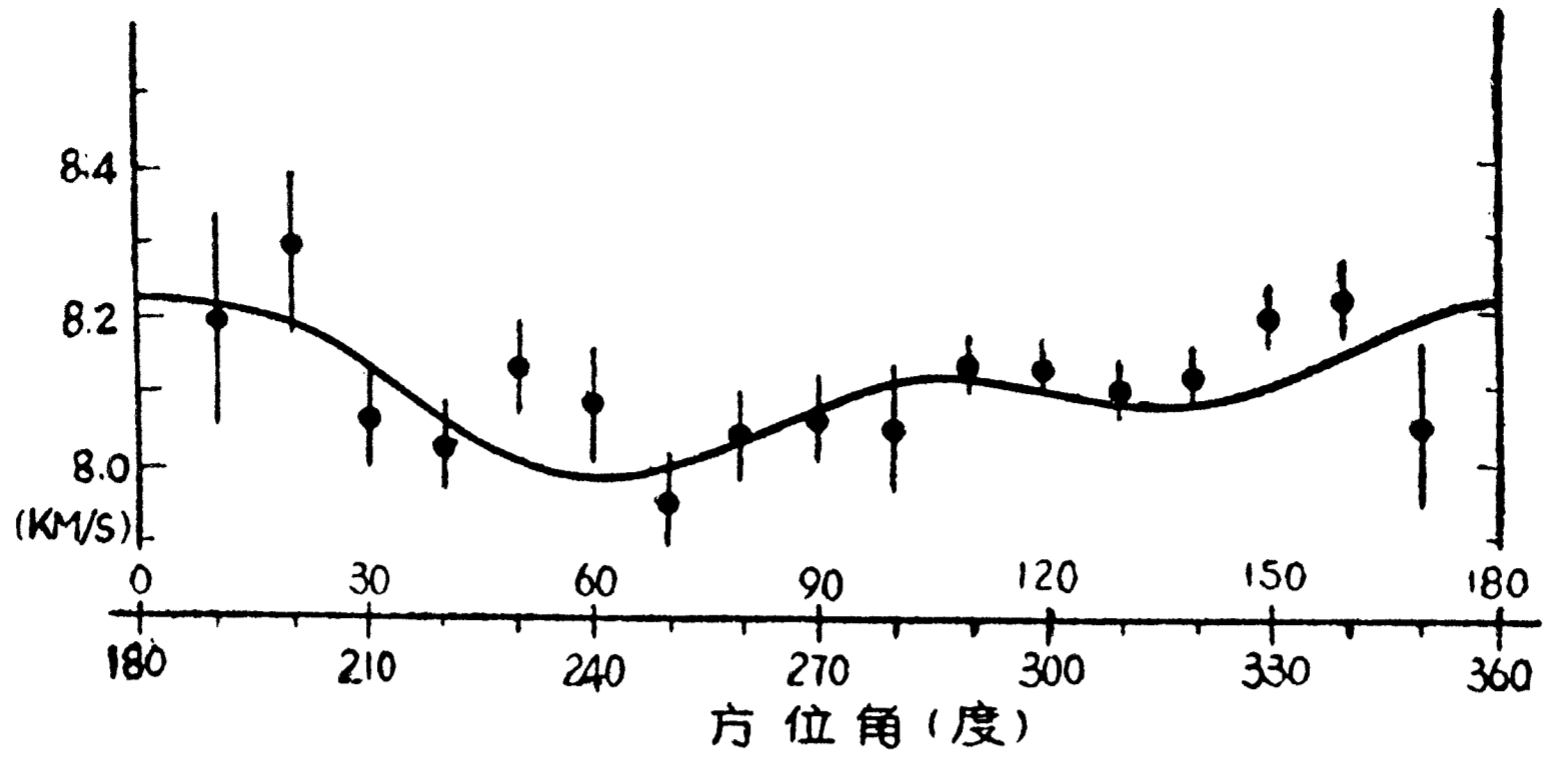
表 3-3 各方位  $V_{P_n}$  值

方位角	$V_{P_n}(\text{km/s})$	标准偏差	方位角	$V_{P_n}(\text{km/s})$	标准偏差
$10^\circ$	8.20	0.15	$100^\circ$	8.05	0.09
$20^\circ$	8.30	0.14	$110^\circ$	8.14	0.03
$30^\circ$	8.07	0.11	$120^\circ$	8.13	0.03
$40^\circ$	8.02	0.06	$130^\circ$	8.10	0.04
$50^\circ$	8.13	0.06	$140^\circ$	8.11	0.04
$60^\circ$	8.08	0.08	$150^\circ$	8.20	0.04
$70^\circ$	7.94	0.07	$160^\circ$	8.22	0.05
$80^\circ$	8.03	0.06	$170^\circ$	8.05	0.11
$90^\circ$	8.03	0.07			

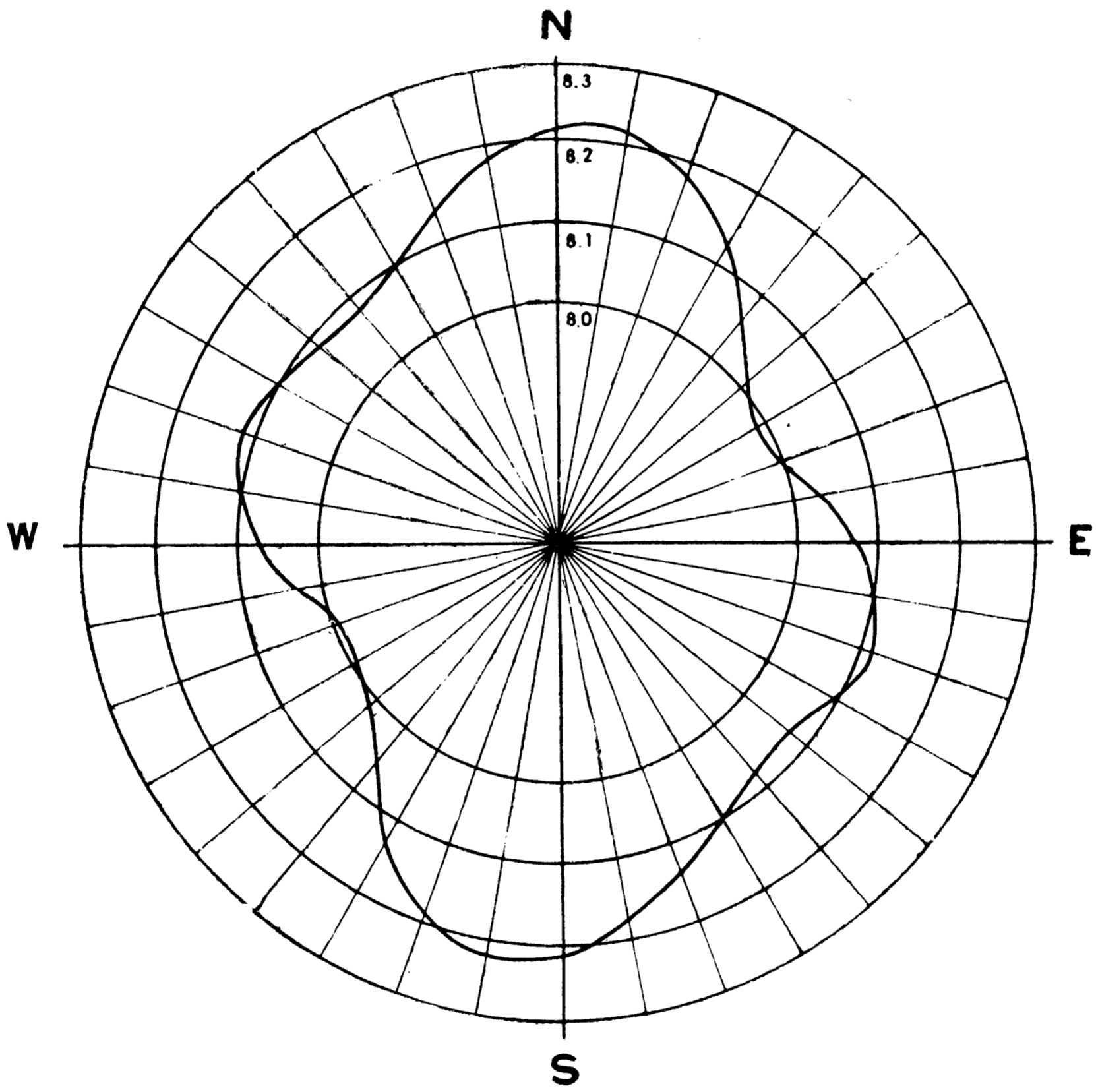
如果上地幔顶部存在波速各向异性,由 Backus(1965)的公式

$$V_{P_n}^2(\phi) = V_0^2 + C \cos 2\phi + D \sin 2\phi + E \cos 4\phi + F \sin 4\phi \quad (3-4)$$





(a)



(b)

图 3-6 a.  $V_{P_n}$  随方位的变化; b.  $V_{P_n}$  变化的平面图

第  $i$  台接收到第  $j$  次地震  $P_n$  走时

$$T_{ij} = \Delta_{ij}/V_{P_n}(\phi) + a_i + a_j$$

可展开(略去高阶项)为

$$T_{ij} = a_i + a_j + \Delta_{ij}/V_0 + (R_i + R_j - \Delta_{ij})/2V_0^3 \\ \times (C \cos 2\phi_{ij} + D \sin 2\phi_{ij} + E \cos 4\phi_{ij} + F \sin 4\phi_{ij}) \quad (3-5)$$

选  $r$  台为参考台,  $a_i, a_j$  分别为台站与震源的时间项,  $R_i, R_j$  分别为偏移距 (见图 3-7)。假定速度随方位的变化对偏移距影响可以忽略, 以及台站间的地壳厚度相差不大, 即假定  $a_i$  与  $a_r$  及  $R_i$  与  $R_r$  是相等的, 令  $R_i + R_j = R_J$ , 有

$$\begin{aligned}
 T_{ij} - T_{rj} = & \frac{\Delta_{ij} - \Delta_{rj}}{V_0} \\
 & + \frac{C}{2V_0^3} [(\Delta_{rj} - R_J)\cos 2\phi_{rj} - (\Delta_{ij} - R_J)\cos 2\phi_{ij}] \\
 & + \frac{D}{2V_0^3} [(\Delta_{rj} - R_J)\sin 2\phi_{rj} - (\Delta_{ij} - R_J)\sin 2\phi_{ij}] \\
 & + \frac{E}{2V_0^3} [(\Delta_{rj} - R_J)\cos 4\phi_{rj} - (\Delta_{ij} - R_J)\cos 4\phi_{ij}] \\
 & + \frac{F}{2V_0^3} [(\Delta_{rj} - R_J)\sin 4\phi_{rj} - (\Delta_{ij} - R_J)\sin 4\phi_{ij}] \quad (3-6)
 \end{aligned}$$

式中的  $R_J$  为偏移距之和, 由于不少地震的震源深度不确定, 按 (3-6) 式产生方程组时, 作者给了统一的偏移距。取地壳平均速度  $6.26\text{km/s}$ , 震源深度  $15$  公里左右,  $R_J$  约为  $60$  公里。用  $897$  个数据代入 (3-6) 式产生一个超定方程组, 用奇异值分解求得系数  $C, D, E, F$  的解, 分辨矩阵的对角元素为  $1.0$ , 而其他元素均小于  $10^{-7}$ , 说明解的分辨率是好的。用三种不同的偏移距 ( $R_J = 60$  公里,  $55$  公里,  $65$  公里) 分别求解, 结果变化不明显。下式是偏移距为  $60$  公里的结果

$$\begin{aligned}
 V_{p_n}^2(\phi) = & 65.61 + 1.21 \cos 2\phi - 0.37 \sin 2\phi \\
 & + 0.70 \cos 4\phi + 0.67 \sin 4\phi \quad (3-7)
 \end{aligned}$$

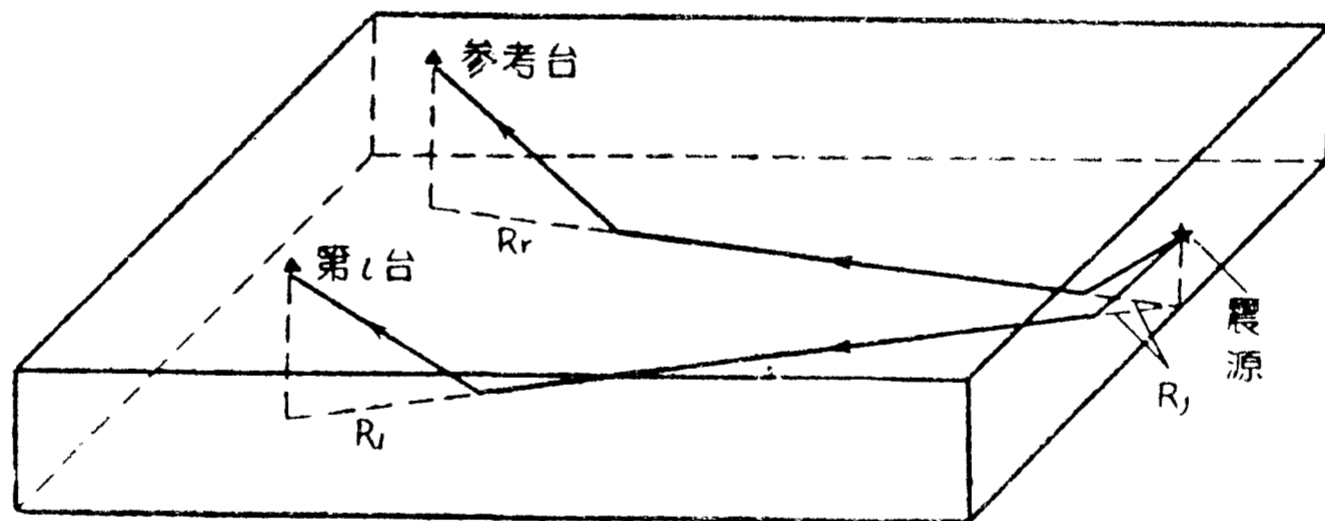


图 3-7  $P_n$  震相的偏移距示意图

图 3-6 中的实线是上式代表的曲线, 与不同方位的走时数据对  $P_n$  视速度的最小二乘估计结果的变化趋势是一致的, 马鞍山-启东近东西方向剖面 and 北西方向的 HQ-13 线地震剖面的  $V_{e_n}$  均在这条曲线附近。

由方程 (3-4) 的系数解 (3-7) 式, 可给出波速各向异性对称轴方位

$$\begin{aligned}
 \alpha &= \frac{1}{2} \tan^{-1} \left( \frac{D}{C} \right) \approx -8.56^\circ \\
 \alpha &= \frac{1}{4} \tan^{-1} \left( \frac{F}{E} \right) \approx 11^\circ \quad (3-8)
 \end{aligned}$$

似乎方程 (3-4) 第四、第五项系数求得的  $\alpha (= 11^\circ)$  更能代表速度变化的对称方位。

(3-7) 式所代表速度变化约为  $3\%$ , 扣除壳幔边界的倾斜引起的变化为  $1\%$ , 所以江苏地区上地幔顶部具有约  $2\%$  的地震波速各向异性, 速度最大方向在近南北方向上, 最小在北东  $70^\circ$  方向上, 对称轴方位近南北方向,  $V_0 = 8.10\text{km/s}$ 。

最后,用(3-7)式按不同方位计算(3-3)式中的 $V_{P_n}$ ,进一步对各台的 $P_n$ 残差进行统计,位于苏北台站的残差估计值改善不明显,位于苏南台站的残差频率直方图和估计值均有不同程度的改善,特别是估计值明显由正值向零靠近,这从 $P_n$ 残差分析的方面佐证了上地幔地震波速各向异性的存在。

#### 第四节 各向异性的地球动力学意义

$P_n$ 的残差统计分析及 $V_{P_n}$ 与方位的关系研究表明,江苏地区上地幔顶部存在2%左右的波速各向异性,对称方位和速度极大方位近南北向,速度极小方位在北东东方向,经过 $P_n$ 残差的检验以及壳幔边界西倾对 $P_n$ 视速度的影响分析,这个结果是可信的。速度最大方向与王金星(1986)计算下扬子区地幔流应力场方向基本一致。

Christenson(1984)综合全球各地蛇绿岩标本中橄榄石晶体波速实验结果表明,橄榄石晶体在 $a$ -轴方向速度最大, $b$ -轴方向速度最小,存在有3~8%的波速各向异性,与实际观测完全一致,支持了上地幔地震波速各向异性是橄榄石晶体从优定向所致的推论。Artyskov(1984)论述了引起上地幔橄榄石晶体从优取向的一种可能的机制,认为低粘度的高热异常岩石圈内粘性流变可导致橄榄石晶体长轴方向沿流变方向分布。由这个机制,一个显而易见的推论是速度最大的方向应与板块运动方向一致,本章开头已经介绍了一些与此相符的观测事实(见图3-1)。

江苏地区中生代以来经历了复杂的构造作用,白垩纪以后,以岩石圈板块受拉张作用为优势,苏北盆地的形成,盆地内部发育一系列北东-北东东方向的犁式断层,郟庐断裂在晚白垩纪时期也表现为左旋运动(Lu Haufu *et al.*, 1983),都表明白垩纪、第三纪期间岩石圈发生了近南北向的伸展拆离。第三纪期间,苏北盆地内部和邻区喷发了大面积的碱性玄武岩(见第一章第二节),周新民等(1978)对部分玄武岩捕虏体矿物相平衡分析推断玄武岩浆起源深度在75公里左右。这些都表明该时期整个岩石圈发生不同层次的南北向滑脱拆离,厚度变薄,并有软流圈的附加热异常导入,使岩石圈为高热异常区,第二章研究表明,苏北盆地之下的岩石圈目前尚存在高热异常。

所以,根据上地幔地震波速各向异性的研究现状及江苏地区白垩纪第三纪构造发展史,可以合理推断该区上地幔存在2%的波速各向异性是由于壳下岩石圈在白垩纪和第三纪期间发生近南北向的流变,使橄榄石晶体近南北向的从优定向,随后热衰减,这种从优定向结构被“冻结”保存下来。

由此可见,上地幔地震波速各向异性和地质构造研究结果均可统一到一简单模式之下,这就为进一步建立苏北盆地及下扬子地区构造成因动力学模式提供了基础依据。

值得注意的是在图3-6上,波速随方位的变化在北西 $300^\circ \sim 310^\circ$ 方向也存在一次极大值,按各向异性成因假说,在江苏地区还可能有一期北西-南东方向的拉张,作者在第五章中结合地质资料再进一步具体分析。

本章的主要结论:①通过江苏及邻近地区1982.1~1987.2月间87次地震897个 $P_n$ 走时数据的处理,发现该区上地幔存在有2%的波速各向异性;②上地幔波速各向异性可能是成因于白垩纪第三纪期间壳下岩石圈近南北方向流变,引起橄榄石晶体的从优定向;③上地幔波速各向异性的存在为建立该区构造成因动力学模式提供了有利的深部依据。

# 地震剖面的构造史分析和盆地沉降作用

如第一章所指出，目前根据地震剖面特征资料对盆地中各种规模，特别是凹陷或坳陷边界断裂的形成时期、活动特点认识尚不统一，而揭示这些断裂的形成和活动史对阐述盆地成因又是十分重要的，本章通过地震剖面的构造史分析方法对此进行研究。同时，对盆地基底沉降类型，沉降速率以及沉降量进行分析计算。

这里的盆地基底系指泰州组( $K_{at}$ )与下伏地层的不整合面。

## 第一节 地震剖面的构造史分析

地震剖面的构造史分析方法是在地质史分析基础上发展起来的，可以直接根据地震解释剖面对沉积盆地的地质演化史进行恢复重建，并揭示断裂的形成时期及活动史等。该方法在国外一些沉积盆地中应用收到了很好的效果(Middleton, 1984)。

### 一、分析原理

Middleton(1984)叙述了地震剖面的构造史分析原理。该方法是在单井的地质史分析方法基础上，结合地震反射界面的回声时间  $t_0$  与深度  $Z$  的关系和地层孔隙率与深度的关系，直接对时间剖面分析处理的一种方法。单井的地质史分析的主要步骤是将不同层位的地层依次进行回剥，同时作压实效应的校正。Falvey 等(1982)提出在正常压实条件下碎屑岩层的孔隙率  $\phi(Z)$  与深度  $Z$  的关系为

$$\frac{1}{\phi(Z)} = \frac{1}{\phi_0} + KZ \quad (4-1)$$

$\phi_0$  是  $Z=0$  时的孔隙率，一般在  $0.4\sim 0.7$  之间， $K$  是与岩性有关的常数，一般在  $1.5\sim 2.5$  之间。(4-1)式与 Ruby 等(1960)提出的公式

$$\phi(Z) = \phi_0 e^{-cZ}$$

虽然形式不同，但在一级近似的条件下是相等的，有  $K = c/\phi_0$ 。假定地层经历的是正常的物理压实作用，单位截面积地层柱体的骨架质量压实前和压实后是相等的，如果骨架的平均密度不随时间变化，有

$$\int_{z_1}^{z_2} [1 - \phi(Z)] dZ = \int_{z_3}^{z_4} [1 - \phi(Z)] dZ \quad (4-2)$$

(4-1)式代入(4-2)，经积分整理

$$Z_4 = Z_3 + Z_2 - Z_1 + \frac{1}{K} \ln \frac{(1 + \phi_0 K Z_1)(1 + \phi_0 K Z_4)}{(1 + \phi_0 K Z_2)(1 + \phi_0 K Z_3)} \quad (4-3)$$

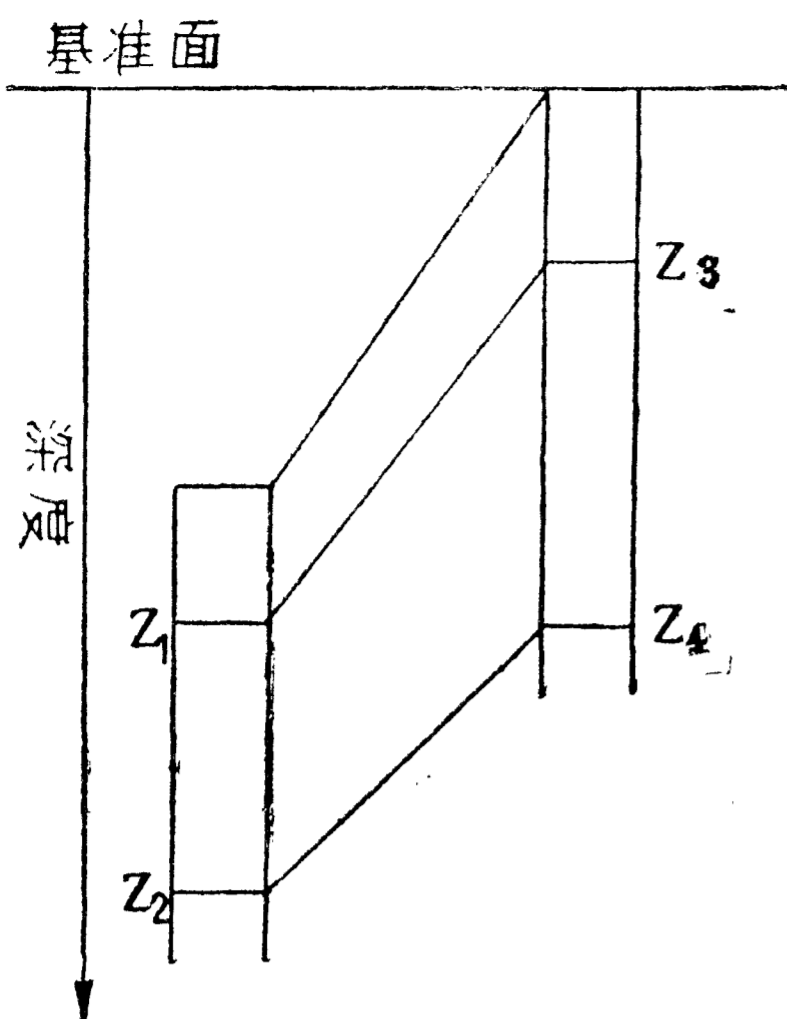


图 4-1 解压实过程示意图

$Z_1, Z_2$  和  $Z_3, Z_4$  分别为地层在解压实前后的顶底深度(见图 4-1),作单井地质史分析时,固定  $Z_3$  (第一层的  $Z_3 = 0$ ),用迭代方法可解出(4-3)式中的  $Z_4$ 。

根据 Acheson (1959) 提出的公式

$$t = aZ^n + b \quad (4-4)$$

式中  $t$  反射波垂直传播的单程时间,  $a, b$  与岩性变化有关的常数,很容易写出反射界面深度与反射波回声时间之间的关系

$$Z_i = \left( \frac{T_i - 2b}{2a} \right)^{\frac{1}{n}} \quad (4-5)$$

$T_i$  为反射波垂直传播的双程时间(回声时间)。根据地震测井资料,可以统计给出(4-5)式中  $a, b$  及  $n$  的估计值。将(4-5)式代入(4-3)式得

$$\begin{aligned} \left( \frac{T_4 - 2b}{2a} \right)^{\frac{1}{n}} &= \left( \frac{T_3 - 2b}{2a} \right)^{\frac{1}{n}} + \left( \frac{T_2 - 2b}{2a} \right)^{\frac{1}{n}} - \left( \frac{T_1 - 2b}{2a} \right)^{\frac{1}{n}} \\ &+ \frac{1}{K} \ln \frac{\left[ 1 + \phi_0 K \left( \frac{T_1 - 2b}{2a} \right)^{\frac{1}{n}} \right] \left[ 1 + \phi_0 K \left( \frac{T_4 - 2b}{2a} \right)^{\frac{1}{n}} \right]}{\left[ 1 + \phi_0 K \left( \frac{T_2 - 2b}{2a} \right)^{\frac{1}{n}} \right] \left[ 1 + \phi_0 K \left( \frac{T_3 - 2b}{2a} \right)^{\frac{1}{n}} \right]} \end{aligned} \quad (4-6)$$

(4-6)式是地震剖面的构造史分析的基本公式,也借助迭代方法求解  $T_4$ 。

如果有地层沉积时古水深或后期遭受剥蚀的厚度资料,分析中可以考虑古水深或古侵蚀,此时(4-6)式还需作适当的修改。直接应用(4-6)式有以下三点假定:①剖面上地层有统一的孔隙率与深度的关系并满足(4-1)式;②剖面上地层有统一的时间-深度关系,满足(4-4)式,且在地质历史时间内不变;③没有考虑古水深与古侵蚀的影响。由于这些假定,用(4-6)式有一定局限性,例如岩性的横向变化,很难找到统一的时间-深度关系,这时可沿剖面适当改变(4-6)式中的常数  $a, b, n$  来克服岩性变化带来的影响。

## 二、苏北盆地的反射时间( $t_0$ )与深度关系

地震测井的时-深数据,可用来估计(4-4)式中的  $a, b, n$ 。理论上,在无外界应力作用的理想堆积情况下,  $n = 5/6$ 。Acheson (1981) 研究加拿大西部沉积盆地资料发现  $n$  在 0.83~1.0 之间,而 Middleton (1984) 研究澳大利亚西部 Canning 盆地资料时得出  $n = 0.65$  的结果(而在分析中取  $n = 0.83$ )。

对苏北盆地高邮凹陷三个地区(图 4-2)的地震测井的时-深数据进行统计,结果见表 4-1。图 4-3 反映了真武地区的时-深关系。黄珏和真武地区及高邮凹陷的三组综合数据最佳拟合(即偏差极小)的  $n$  值在 0.62 附近,与 Middleton (1984) 的结果类似。周庄地区的最佳  $n$  值为 0.5,与另两个地区有一定差别。可见统计的最佳  $n$  值与理论值( $n = 0.83$ )有明显差别,说明了苏北盆地内第三纪地层沉积后,经受了明显的应力作用,是后期强烈的改造作用所引起的(Acheson, 1981)。实际处理过程中,用表 4-1 中给出的最佳(偏差极小)的一组  $a, b, n$  值。

表 4-1 高邮凹陷三个地区  $a$ ,  $b$  及  $n$  统计结果

地 区	$a$	$n$	$b$	相关系数	标准偏差	备 注
黄 珏	7.49	0.62	-125.11	0.999	9.8	偏差极小
	1.19	0.83	45.15	0.998	14.0	
	2.18	0.76	1.25	0.998	11.9	
周 庄	8.26	0.62	-106.05	0.999	19.0	偏差极小
	26.28	0.50	-341.84	0.9999	6.4	
	1.18	0.83	144.58	0.994	45.0	
	3.91	0.73	6.78	0.998	28.2	
真 武	9.44	0.61	-186.65	0.9999	5.34	偏差极小
	2.81	0.74	0.32	0.999	11.3	
	1.24	0.83	95.756	0.998	16.5	
高 邮	8.52	0.62	-155.07	0.9999	4.2	偏差极小
	3.05	0.73	-3.21	0.999	14.7	
	1.21	0.83	100.58	0.998	27.3	

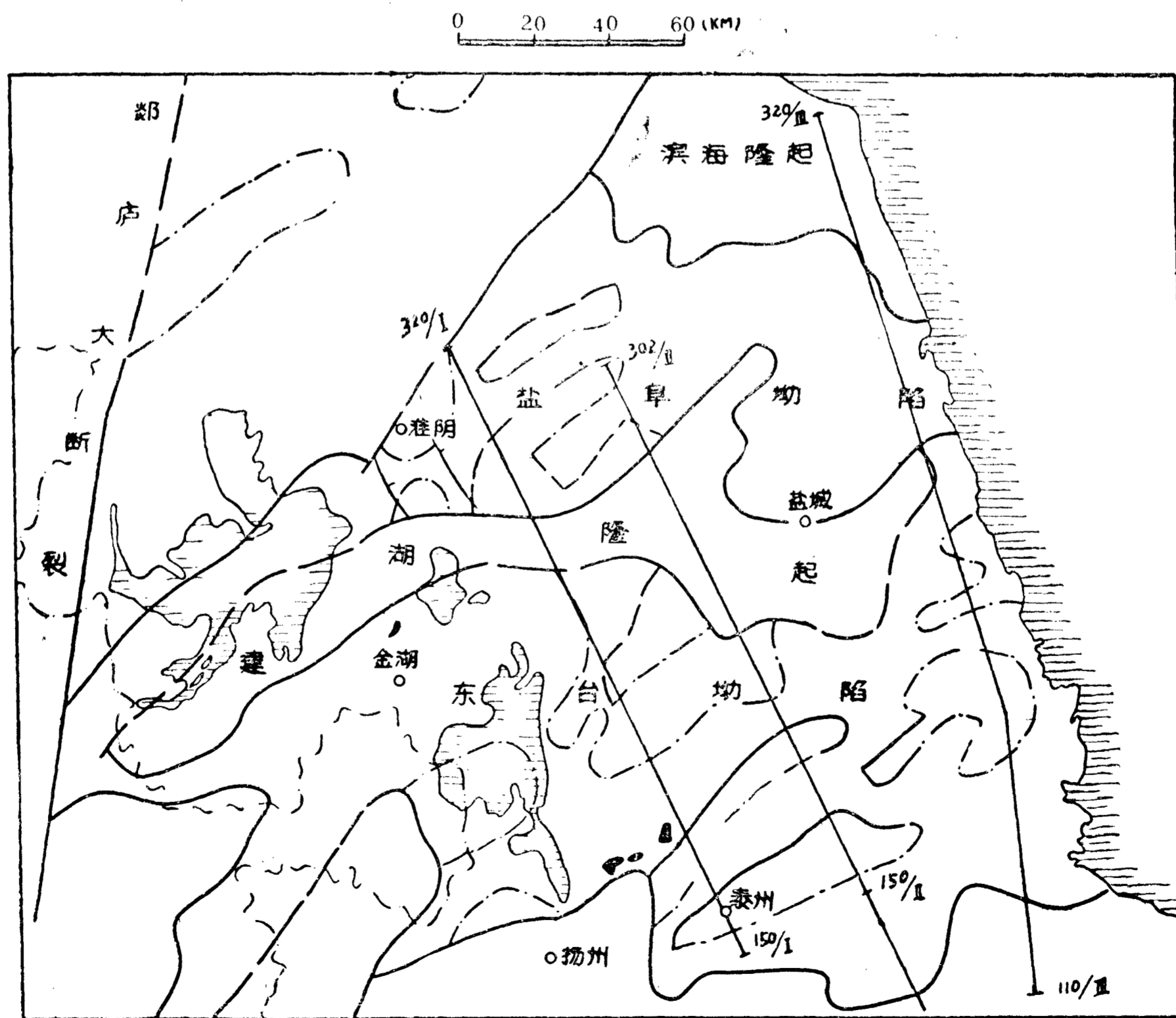


图 4-2 苏北盆地的构造格局和剖面位置

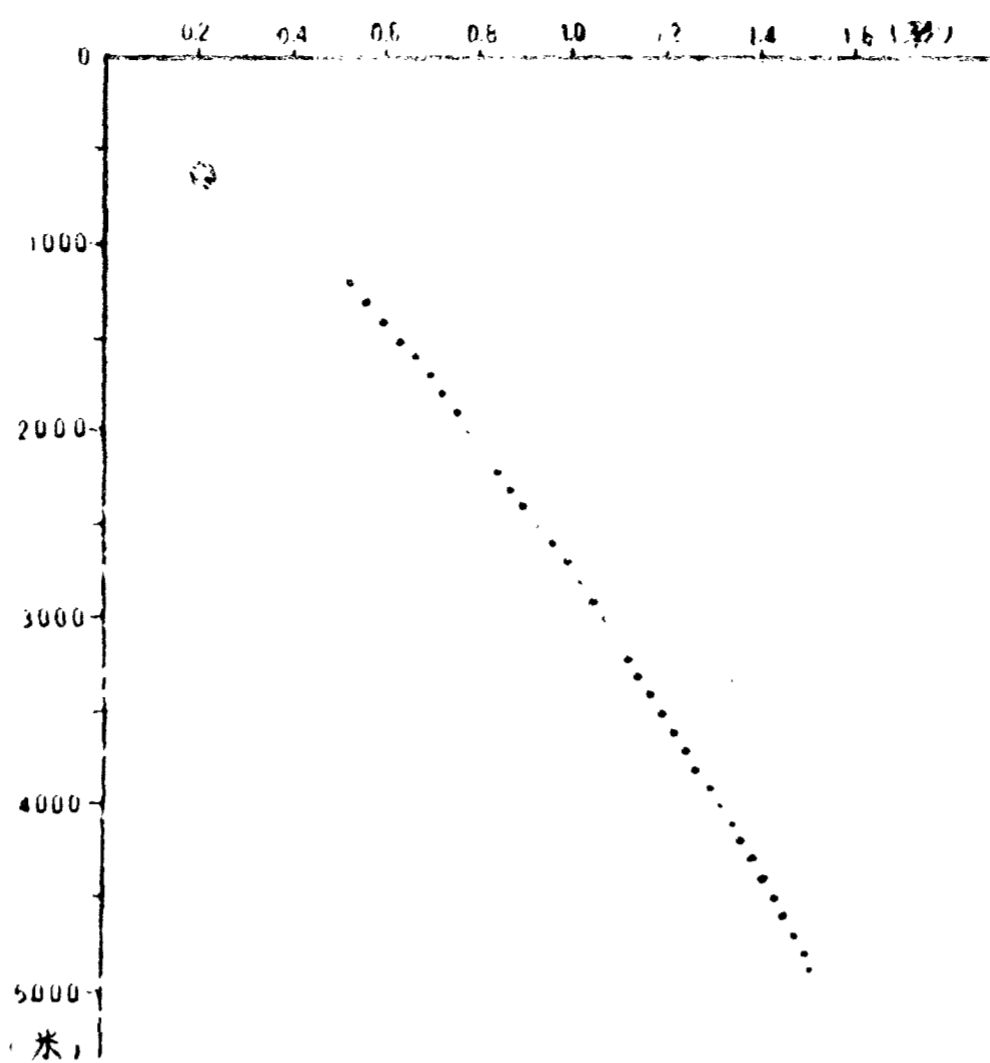


图 4-3 真武地区时-深关系

### 三、苏北盆地地层的孔隙率-深度关系

曹昆云和崔志诚(1987)、徐怀大等(1984)曾对苏北盆地第三纪地层孔隙率与深度的关系进行过系统研究,分别给出砂岩及泥岩孔隙率与深度关系的指数形式。本文根据高邮凹陷两口井的斯仑贝谢测井的总孔隙率数据,按综合录井剖面将数据分成砂岩和泥岩两组,统计得到砂岩和泥岩的孔隙率与深度的关系为

$$\left. \begin{aligned} \phi(Z)_{\text{砂}} &= 0.396e^{-0.4041z} \\ \phi(Z)_{\text{泥}} &= 0.643e^{-0.4072z} \end{aligned} \right\} \quad (4-7)$$

式中  $Z$  以公里为单位。

若按录井剖面上进行分层,层数很多,在地震剖面解释时也无法分这么多层数。因而进行地震剖面构造史分析时只能采用综合的孔隙率与深度的关系。按(4-1)式对两口井数据(未分组)进行拟合,  $\phi = 0.40$ ,  $K = 1.85$ , 即

$$\frac{1}{\phi(Z)} = 2.50 + 1.85 Z \quad (4-8)$$

式中  $Z$  的单位为公里。实际处理时,以(4-8)式作为统一的孔隙率与深度的关系。

### 四、剖面分析

剖面分析是在地震剖面解释基础上进行的。地震剖面解释工作首先要划分区域上发育的地震标准波和地震标准层,研究产生地震标准波的反射界面与地层层位的对应关系,根据油田多年地震勘探研究,在苏北盆地进行勘探的地震剖面上,一般发育有  $T_4^0$ ,  $T_3^4$ ,  $T_3^3$ ,  $T_3^0$ ,  $T_2^5$ ,  $T_2^4$ ,  $T_2^3$ ,  $T_2^2$ ,  $T_2^0$ ,  $T_1^2$ ,  $T_1^1$  等标准波,这些标准波对应的反射界面大多数与地层组或段之间的沉积间断面对应。只有少数是地层(段)内部岩性变化产生的,如  $T_1^2$  是由盐一段内分布广泛的玄武岩层产生,  $T_2^2$  则与戴一段下部的高导泥岩相对应,它们一般也与靠近的沉积间断面平行。像  $T_1^2$  和  $T_2^2$  在地震剖面上的特点是能量很强,容易识别追踪,所以也利用它们进行分层。

笔者先后多次去江苏油田地质研究院分析解释地震剖面,进行解释时,借鉴了地震解释组同志积累的经验,对横穿高邮凹陷、金湖凹陷和海安凹陷的数字地震剖面(大多数剖面经过偏移处理,部分剖面由法国地震队进行数据采集和处理)上标准波进行对比解释,特别详细对比了横贯整个盆地的三条区域大剖面,确定了与地层组段之间的沉积间断相对应的标准波组后,每隔两公里读取各波组的回声时间  $t_0$  值和断点的位置,而后按上述方法在计算机上进行地震剖面构造史分析。

图 4-2 是分析的三条剖面位置,剖面线的位置与盆地中的隆起和凹陷的长轴基本垂直。图 4-4、图 4-5、图 4-6 显示了分析结果,纵坐标为反射界面的回声时间。三幅图中分别反映每个剖面上各个反射界面在不同地质历史时期的位置。

图 4-4 中清楚地反映出,高邮凹陷、溱潼凹陷南部边界断裂  $F_2$  和  $F_1$  是长期持续活动的生长断层。在泰州组( $K_{2t}$ )开始沉积时已经形成,上新世停止活动。而凹陷内部的断层规模较小,它们形成与活动明显是分期的。第一期是在阜宁群沉积之后,戴南组沉积前,相当于早始新世末,形成一系列的正断层,如柘垛低凸起上的诸多正断层及临泽凹陷和涟南凹陷等均是这期形成的(比较图 4-4 E 和图 4-4 F),这期断裂活动反映盆地经受了一次拉张,除深凹地带(主要在  $E_0$  分布范围),隆起、凸起及盐阜拗陷大部分地区抬升受侵蚀,形成了广泛的区域不整合,与“吴堡沉积间断”相当。第二期断裂活动主要表现在三垛组沉积期间,戴南组沉积期间也有断层活动,但较弱,见图 4-4 B 和图 4-4 C。第二期断裂活动主要在东台拗陷的范围,盐阜拗陷中表现不清楚,这期形成的断裂的位置明显与  $E_0$  和  $E_1$  的厚度变化带有关,它们的形成和位移可能主要和压实效应有关。

剖面 II 与剖面 I 平行,位于剖面 I 的东面,断裂活动特点与剖面 I 类似,在  $E_0$  沉积之前和  $E_1$  沉积之后,为二期强烈的断裂活动,而在  $E_0$  和  $E_1$  沉积期间断裂的形成和断裂活动也是限于东台拗陷。

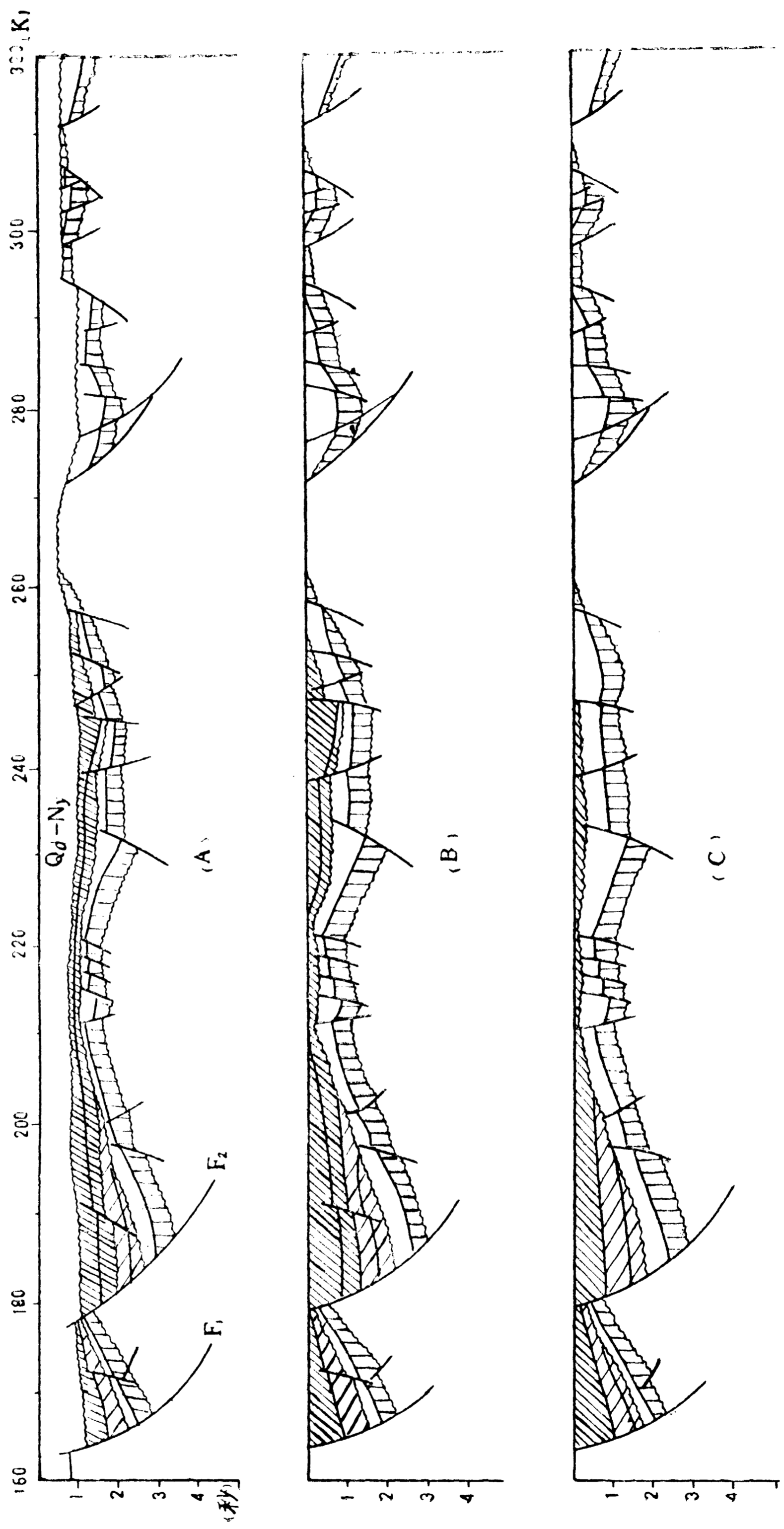
剖面 III 位于盆地的东部,所揭示的特征与剖面 I 和剖面 II 有一定的差异,断裂的形成主要是在  $E_0$  沉积之前和  $E_1$  沉积之后,而第二期的断裂活动反映不明显。另一个明显差异就是在剖面 III 上,东台拗陷和盐阜拗陷差异并不明显。这表明盆地构造不仅在横向上,而且在纵向上也有明显的差异。

关于凹陷的边界断裂,笔者在剖面上统计了溱潼、高邮、海安三个凹陷的边界断裂  $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_3$  下盘泰州组底部断点的沉降曲线和断距增长曲线,结果见图 4-7。统计时的时间坐标是由地震标准波对应的地层层位和表 1-3 中的绝对地质年代表确定的。图 4-7 显示了这三条断裂的断点沉降和断距沉降特征,清楚地表明无论是断点沉降或是断距的增长率,在戴南组沉积之前,泰州组早一段沉积之后,都有一显著的变化,剖面 I 上的  $F_2$  (高邮凹陷的南边界)的两条曲线表现为反 S 型特征,即戴南组、三垛组沉积期间的沉降和断距增长速率明显地大,而泰州组至阜宁群沉积期间和盐城群沉积期间的增长速率要小得多, $F_1$ ,  $F_3$  也有类似的特征,两剖面的结果吻合。因此盆地中规模较大的北东-北东东向的凹陷边界断裂也是在  $E_0$  和  $E_1$  沉积期间(中始新世到渐新世期间)活动是明显的,这与表 1-6 的统计是吻合的,这反映了  $E_0$  和  $E_1$  为快速充填沉积。

图 4-7 还表明泰州组下断点在  $K_{2t}$ - $E_1$  沉积期间和上第三纪期间的沉降平均速率几乎相同,这也许暗示苏北盆地的形成演化在这两时期有共同的特点。

图 4-4 到图 4-6 不仅反映断裂的活动史,还反映了各组段地层的分布特征。上第三系为





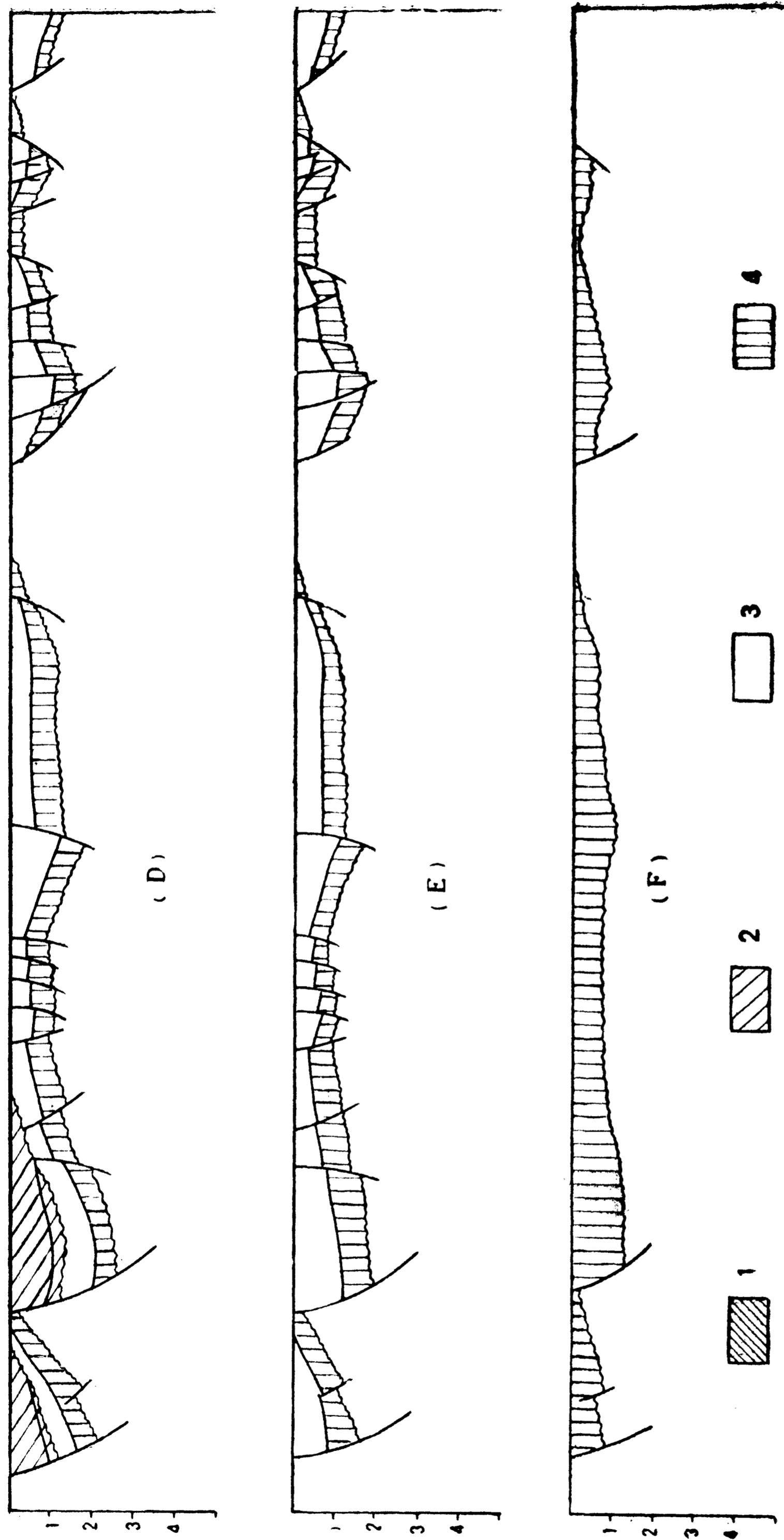
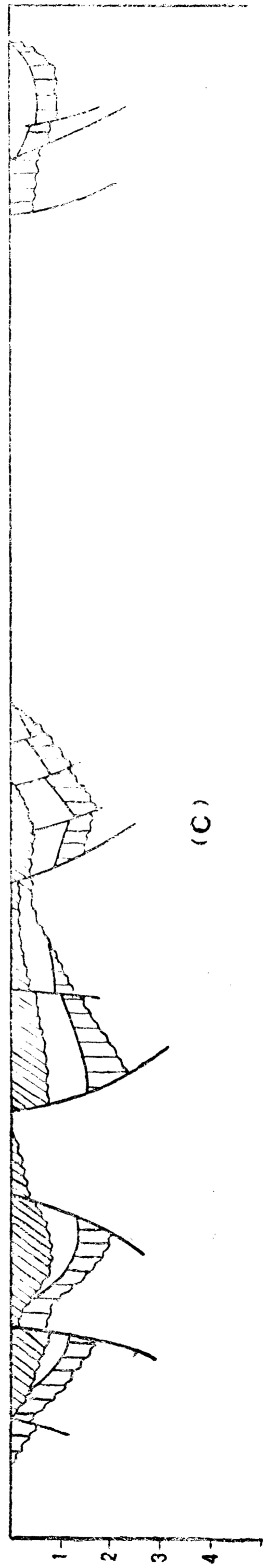
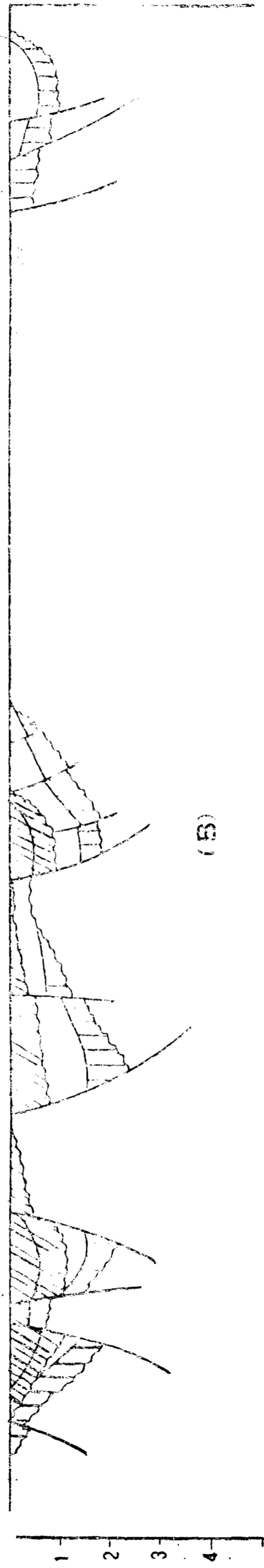
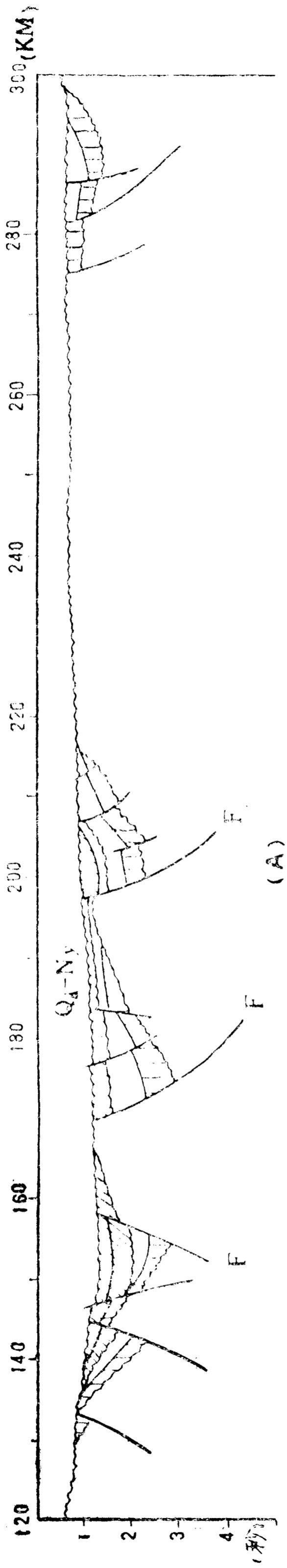


图 4-4 剖面 I 分析结果

- (A) 地震解释剖面  
 (B) 盐城群沉积之前的剖面结构  
 (C) 三垛组二段沉积之前的剖面结构  
 (D) 三垛组一段沉积之前的剖面结构  
 (E) 戴南组沉积之前的剖面结构  
 (F) 阜宁组二段沉积之前的剖面结构

1.  $E_3$  2.  $E_1$  3.  $E_2^2-E_2^1$  4.  $K_{2n}-F_1^1$



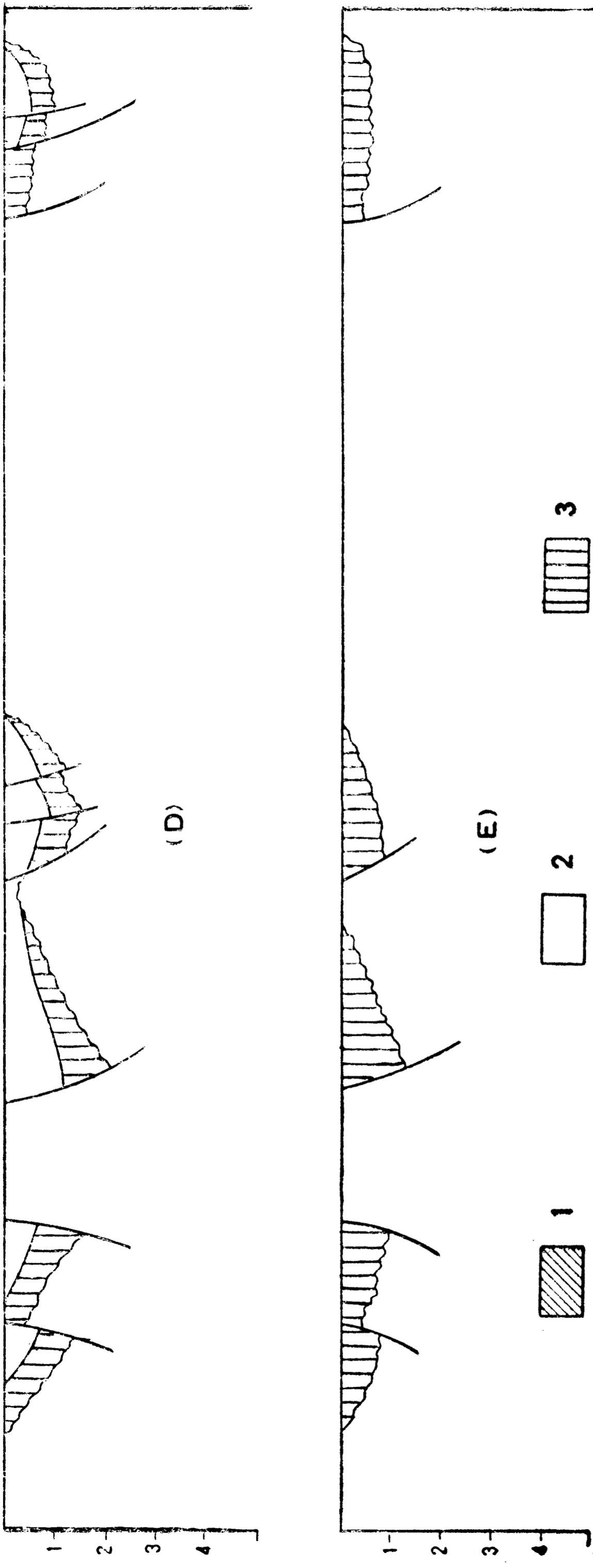
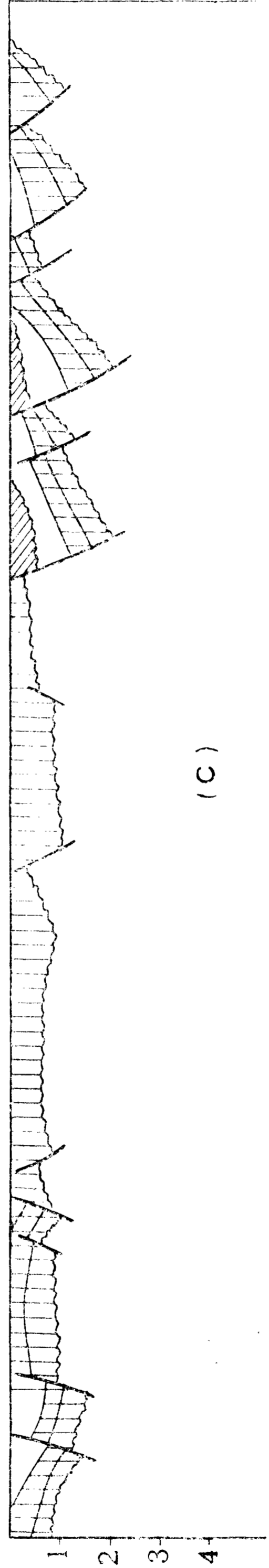
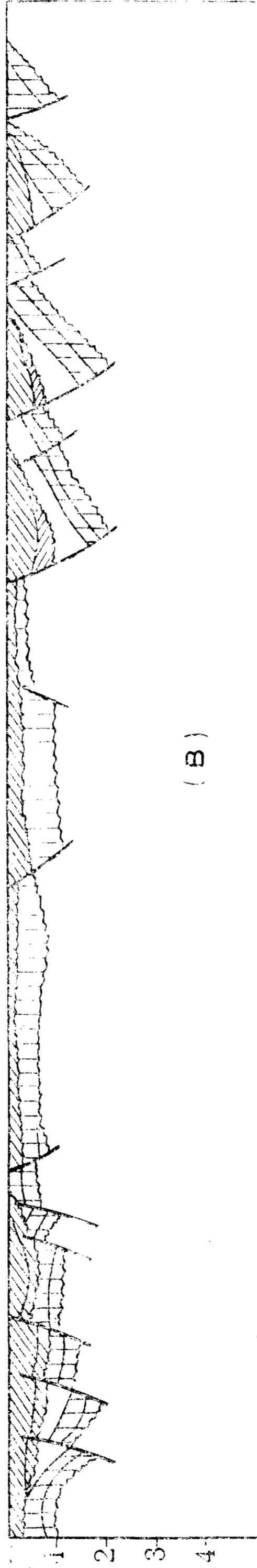
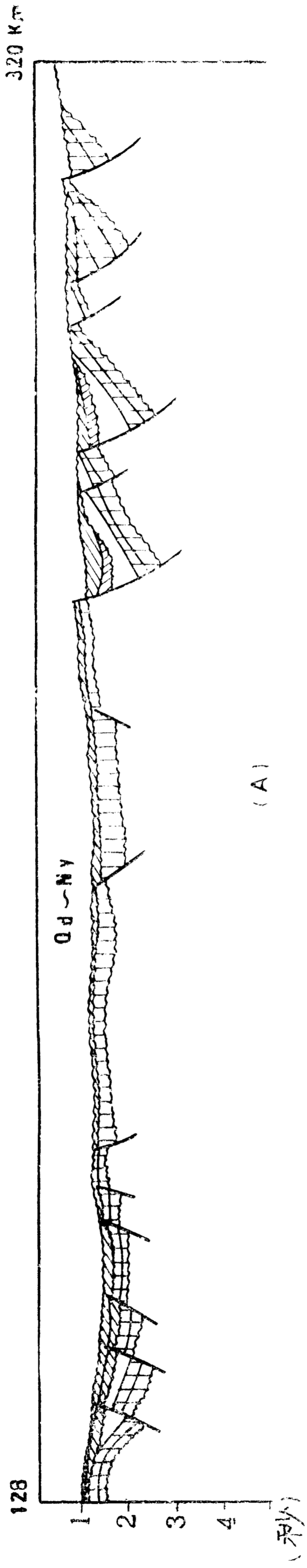


图 4-5 剖面 II 分析结果

- (A) 地震解释剖面
- (B) 盐城群沉积之前的剖面结构
- (C) 三垛组沉积前的剖面结构
- (D) 戴南组沉积前的剖面结构
- (E) 阜宁群二段沉积前的剖面结构

1.  $E_1-E_2$ ; 2.  $E_2^2-E_3$ ; 3.  $K_2-E_1$



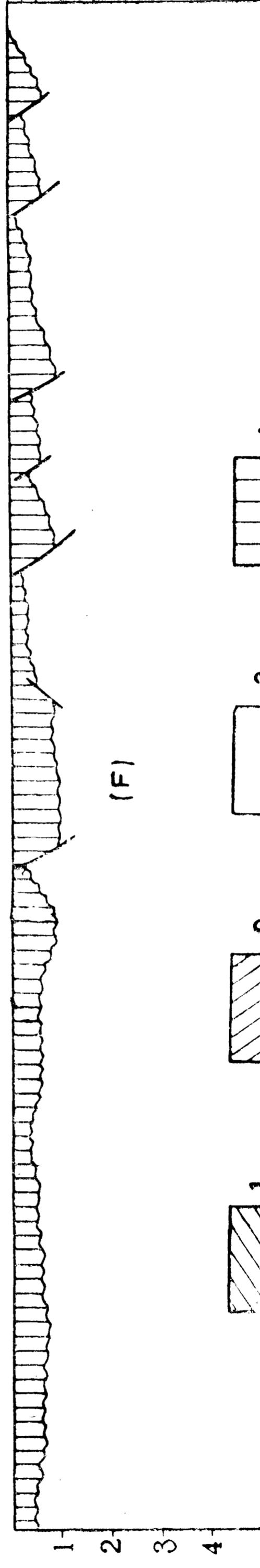
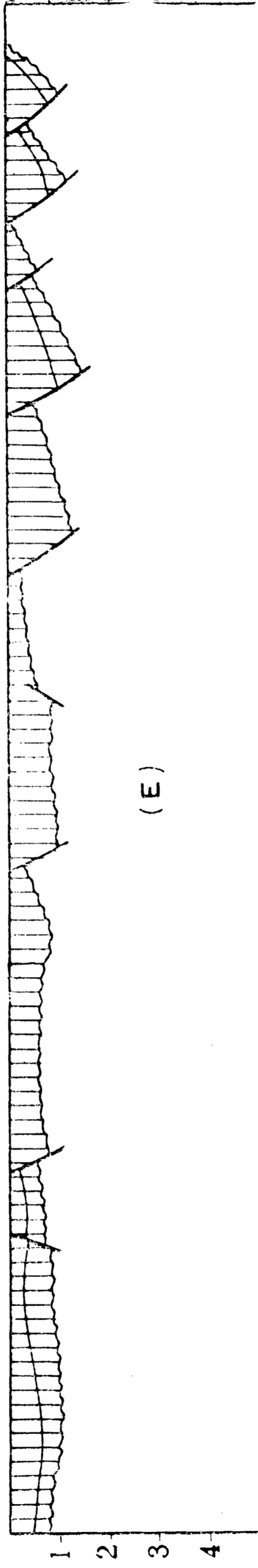
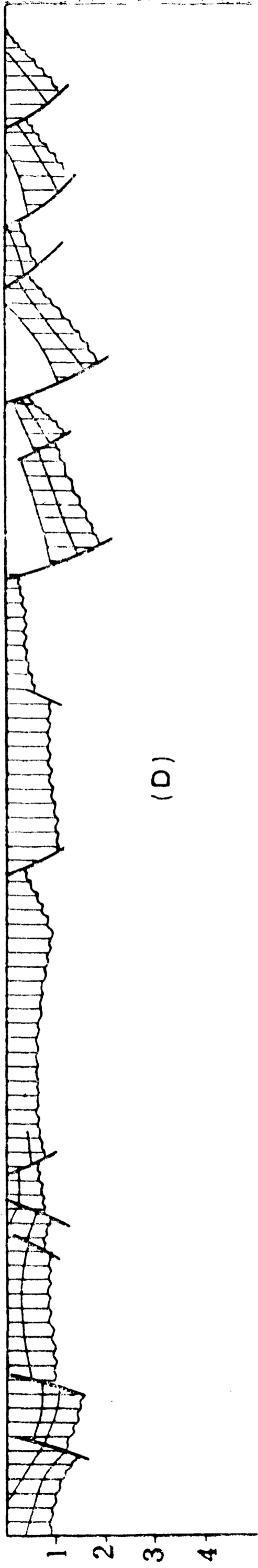


图 4-6 剖面 III 分析结果

- (A) 地震解释剖面  
 (B) 盐城群沉积之前的剖面结构  
 (C) 三垛组沉积之前的剖面结构  
 (D) 戴南组沉积之前的剖面结构  
 (E) 阜二段沉积之前的剖面结构  
 (F) 阜一段沉积之前的剖面结构
1.  $E_1$  2.  $E_d$  3.  $E_2^2 - E_1^4$  4.  $K_{2t} - E_1^2$

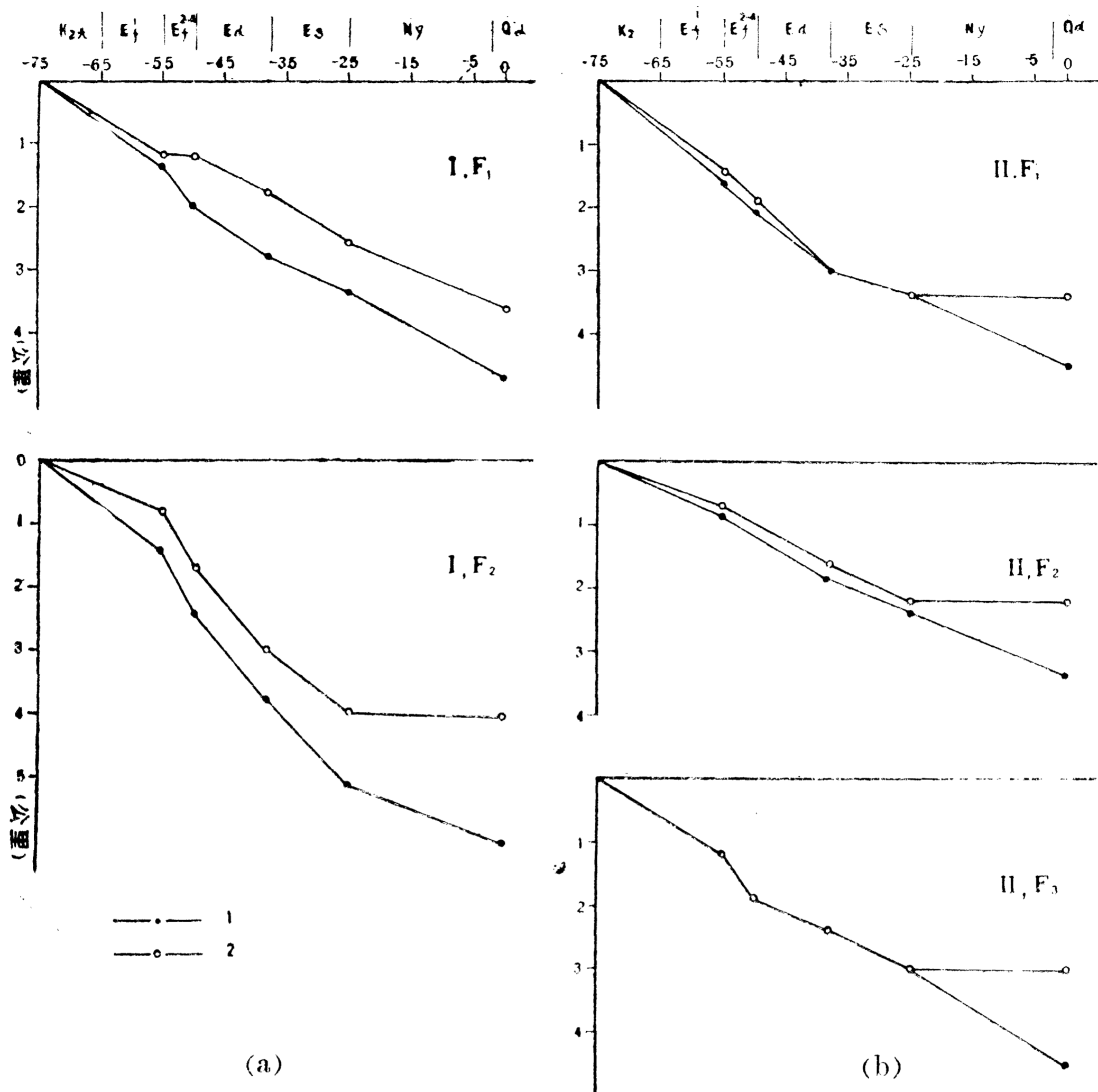


图 4-7 剖面 I、II 上断层  $F_1$ 、 $F_2$ 、 $F_3$  的下盘泰州组底部断点的沉降曲线和断距增长曲线

(a) 剖面 I; (b) 剖面 II

1. 断点沉降曲线; 2. 断距增长曲线

全盆地范围的披盖沉积，反映这阶段盆地整体沉降，这一点认识是一致的。 $E_4$  和  $E_5$  是箕状凹陷内的充填沉积特征，反映这阶段盆地差异沉降，并以东台拗陷西部为主。从剖面上看， $E_5$  的沉积是逐渐超覆的，平面上也是往全盆地逐渐铺开，已经具有整体沉降的特点。争议较多是  $K_{21}$ - $E_4$  地层是属于拗陷中披盖沉积？还是断陷中的充填沉积？争议关键是  $E_4$  有没有被剥蚀？若被剥蚀，被剥的厚度多大？ $E_4$  被剥蚀是肯定的，证据有：① 吴堡沉积间断面是盆地内部唯一在很多地区表现为角度不整合，除上述三条剖面可以清楚地显示外，在笔者解释的金湖、高邮、海安凹陷中的其他剖面上也十分清楚。② 戴南组中包含有产于阜宁群的化石，化石表面有磨损痕迹，表明  $E_4$  沉积而  $E_4$  受侵蚀。③ 高邮凹陷北斜坡、博镇低凸起及盐城凹陷的北斜坡的声波时差测井曲线上，从上覆地层 ( $E_5$  或  $N_y$ ) 过渡到阜宁组，声波时差均有一个突变，急剧地变小，也表明阜宁组可能遭受明显的侵蚀。再看剖面图 (图 4-4~4-6)，在阜二段沉积之前， $K_{21}$ - $E_4$  的分布范围很广，除建湖隆起和江都隆起等部分地区外，都有分布。笔

者 1978 年在仪征小河口观察到泰州组至阜宁组的露头，其上覆盖了  $N_1$  或第四系，这说明  $K_{2t}-E_f$  的分布范围比目前苏北盆地所指的范围还要广。另外在剖面中显示在  $K_{2t}-E_f$  沉积期间，有明显的正断层位移，上面也指出凹陷的边界断裂在  $K_{2t}$  开始沉积时就已形成，如果把剥蚀效应考虑进去，图 4-7 上的断距增长率要减小，减少多少取决于被剥蚀掉的厚度，说明  $K_{2t}-E_f$  沉积期间的断裂活动并不很强，甚至不明显，像图 1-5 中，高邮凹陷的南边界断层就可能是  $K_{2t}$  沉积之后形成的，另外如金湖凹陷南部边界的石港断层两盘的  $K_{2t}$  厚度差别不大（黄宪智，1985），也只能是断层形成于  $K_{2t}$  之后解释。还有沉积相资料也表明  $K_{2t}$  和  $E_f$  在盆地范围主要是湖相区，仅在西部和北部发育一些河流相（江苏油田，1975~1983 年勘探成果图集）。所有这些证据和特征均表明  $K_{2t}$  和  $E_f$  十分可能是披盖式沉积，即拗陷内沉积。

综上所述，经过地震剖面的构造史分析表明：① 早始新世末，是苏北盆地中断裂形成活动强烈时期；中晚始新世至渐新世期间，凹陷边界断裂断距增长率最大，而凹陷内部规模较小的断裂形成可能与压实作用有关； $K_{2t}-E_f$  期间的断裂活动比其以后要弱。②  $N_1$  和  $K_{2t}-E_f$  是披盖式沉积，而且  $K_{2t}-E_f$  的分布比目前所指的苏北盆地范围还要广； $E_a-E_s$  为差异沉降阶段的充填沉积，并且  $E_s$  沉积后期已具有整体沉降的特点。这些特点是笔者在下一章建立盆地成因模式的重要依据之一。

最后顺便指出，剖面 I、II、III 上凹陷边界犁式生长断层所伴随的反牵引现象十分清楚，形成滚动背斜，是一种常见的储油构造。

## 第二节 苏北盆地的沉降作用

盆地的基底沉降分析旨在获得盆地基底沉降量、沉降类型及沉降速率等特征。基底沉降量与盆地基底深度是不同的概念，基底沉降有负载基底沉降、载水基底沉降和未负载基底沉降之分。盆地的基底深度是基底现在的海拔高度（苏北盆地中近似等于上覆地层厚度，由于地表平坦，海拔高度在几米到十几米范围），是盆地发育过程中基底的总下沉量，相当于负载基底沉降。能导致基底下沉的因素主要有：① 沉积物的负载效应引起基底下沉；② 构造因素，如岩石圈伸展变薄使基底下沉；③ 岩石圈冷却收缩作用；④ 深部地壳变质作用（Falvo, 1974; Middleton, 1982）；⑤ 差异应力引起的深部地壳层重力扩散作用（Bott, 1971）。Watts 等（1976）将 ③④⑤ 统称为“驱动力”（driving forces），在这里它还应该包括②。由“驱动力”引起的部分称未负载基底沉降，即空盆的基底深度。为了和大洋资料对比，经常计算的是载水基底沉降，本书中基底沉降均指载水的沉降。自从 Sleep（1971）研究得出大西洋被动大陆边缘基底沉降随时间的变化符合指数函数规律后，基底沉降分析已成为大陆边缘和板内张性盆地成因研究的重要途径（Royden *et al.*, 1980, Le Pichen *et al.*, 1981 年, Hollinger *et al.*, 1985），成为拉张盆地成因定量模型的基础。进一步，Mckenzie（1978）在建立的拉张盆地的成因模式中，把盆地形成初期（由于岩石圈变薄）出现的快速沉降称初始沉降，而后期（岩石冷却收缩）符合指数规律的缓慢沉降称热沉降，Royden 和 Keen（1980）将初始沉降和热沉降之和称为构造沉降。盆地的沉降分析就是要获得基底的构造沉降特征。只要把沉积负载的影响从基底总沉降中通过校正消除掉，便得构造沉降特征。

盆地发育过程，沉积地层的积累，岩石圈的响应是复杂的。一般，按照 Airy 均衡模型或岩石圈挠曲（flexure）负载模型来计算在负载作用下岩石圈表面高度的变化（Watts 等，1976）。



按照 Airy 模型, 水深(载水构造沉降)  $h$  的盆地能够积累的最大沉积地层厚度  $S$  为

$$S = h(\rho_m - \rho_w) / (\rho_m - \rho_s) \quad (4-9)$$

$\rho_s$ ,  $\rho_w$  和  $\rho_m$  分别为沉积物、水和地幔的平均密度, 由负载效应引起的基底下沉量  $y$  为

$$y = S - h = h(\rho_s - \rho_w) / (\rho_m - \rho_s) \quad (4-10)$$

挠曲负载模型中, 沉积负载由刚性基底的下弯来补偿。若把岩石圈看成弹性薄板, 负载的半宽度为  $a$ , 则载荷产生的挠曲为

$$y = h \frac{(\rho_s - \rho_w)}{(\rho_m - \rho_s)} [1 - \exp(-\lambda a) \cos \lambda a] \quad (4-11)$$

式中

$$\lambda = \sqrt[4]{\frac{(\rho_m - \rho_s)g}{4D}}$$

当岩石圈刚度  $D \rightarrow \infty$ ,  $\lambda \rightarrow 0$  时, 上式中  $y \rightarrow 0$ , 即当刚性增强, 由负载引起基底下沉变小。当  $D \rightarrow 0$ ,  $\lambda \rightarrow \infty$  时, (4-11) 式中  $y \rightarrow h(\rho_s - \rho_w) / (\rho_m - \rho_s)$ , 与 Airy 模型的一致, 所以 Airy 模型是一种极端情况。

Watts (1976) 取岩石圈的挠曲刚度  $D = 10^{30}$  达因/厘米<sup>2</sup>, 用 Airy 模型和挠曲模型, 对西地中海利翁湾边缘的负载效应进行分析, 发现 Airy 模型的结果能更好地解释实际资料。作者对苏北盆地负载校正也采用 Airy 局部补偿模型, 因为盆地区基本达到重力均衡(曾融生, 1973), 重力异常较小, 与隆起凹陷相关: 隆起区  $10 \sim 20$  mgal, 凹陷区  $-10 \sim -20$  mgal。Hellinger 等(1985) 对华北盆地的基底沉降分析时也是用局部均衡模型。

在苏北盆地观测到的地层总厚度代表基底的总沉降量。作负载校正后得到构造沉降(或载水基底深度):

$$Z = W_a + S(\rho_m - \rho_s) / (\rho_m - \rho_w) \quad (4-12)$$

$W_a$  为沉积时的水深,  $S$  基底上覆层厚度,  $\rho_s$  上覆地层平均密度。苏北盆地的中新界地层密度如表 4-2, 这些密度值是不同年代根据地震测井和声波测井综合得出的, 笔者选用 1982 年确定的数值, 进行负载校正时用厚度加权平均计算(4-12)式的  $\rho_s$ 。根据表 1-3 绝对地质年代表, 可以确定不同时期上覆层厚度(未解压实), 如图 4-8 中的实线。经过解压实校正, 得到不同时期的基底深度(相当于负载基底沉降), 如图 4-8 中虚线。解压实过程中, 砂岩和页岩分别用不同的孔隙和深度关系, 即上一节中(4-8)式。对不同时期的地层进行负载校正, 得到图 4-8 中的点画线, 反映了由驱动力所引起基底沉降随时间变化特征(为载水基底沉降, 约为非载水基底沉降的 1.45 倍)。

表 4-2 岩石密度参数(克/厘米<sup>3</sup>)

地 层	1959年	1960年	1970年	1982年
Q	2.00	2.04	2.03	2.03
N	2.16	2.19	2.19	2.16
E	2.29	2.38	2.23	2.29
K	2.47	2.37	2.42	2.42
J	2.54	2.56	2.59	2.54
T <sub>3</sub>	2.65	2.67	2.69	
Pz	2.70	2.71	2.67	2.70

注: 据冯国清等, 1982 年。

上述负载校正和解压实校正过程中,除上节中已经叙述假设地层经受物理压实外,下列一些因素也会给分析结果带来一定误差:

(1) 盆地发育过程中的海平面的升降变化的影响。文中计算都是相对于现代海平面。根据 Vail(1977)发表的全球海平面变化曲线,晚白垩世到晚渐新世早期海平面高于现代海平面 150~200 米,而此后一直到中新世开始(24Ma)海平面又低于现代海平面。徐怀大等(1984)用地震地层学方法编制苏北盆地金湖凹陷中的湖平面相对变化曲线,在下第三纪期间与全球海平面变化趋势是一致的。阜二段、阜四段沉积明显受海浸的影响,说明下第三系沉积是在海平面的控制之下。由于这时期的海平面相对高,使计算的结果偏小。

(2) 剥蚀作用的影响。如本章第一节所指出的,盆地中低凸起和凹陷的斜坡地带阜宁群四段遭受明显的剥蚀,剥蚀量很难确定。一般地说,如地层被剥蚀 100 米,载水基底约抬升 40 米。阜四段的最大厚度约 500 米,剥蚀厚度不可能超过这个数值,所以剥蚀的影响不会超过 200 米。

(3) 盆地中的沉积速率与物源和水流条件有关,肯定是不均匀的。校正过程只能假定它是均匀的,所以得到的是平均沉降速率。

(4) 沉积间断面所代表的时间间隔难以定量,校正过程中均没有考虑它们的时间间隔,所以得到的是最小的平均沉降速率。

(5) 盆地中火成岩十分发育,累计厚度有上百米,如果岩浆起源于均衡调整柱体内部,校正时还应当把火成岩补偿到柱体中去,不进行补偿,则基底沉降过大,过大部分应不大于火成岩的厚度。

(6) 盆地发育前地形起伏,即“仪征间断面”地形高度的影响使得沉降量减小。

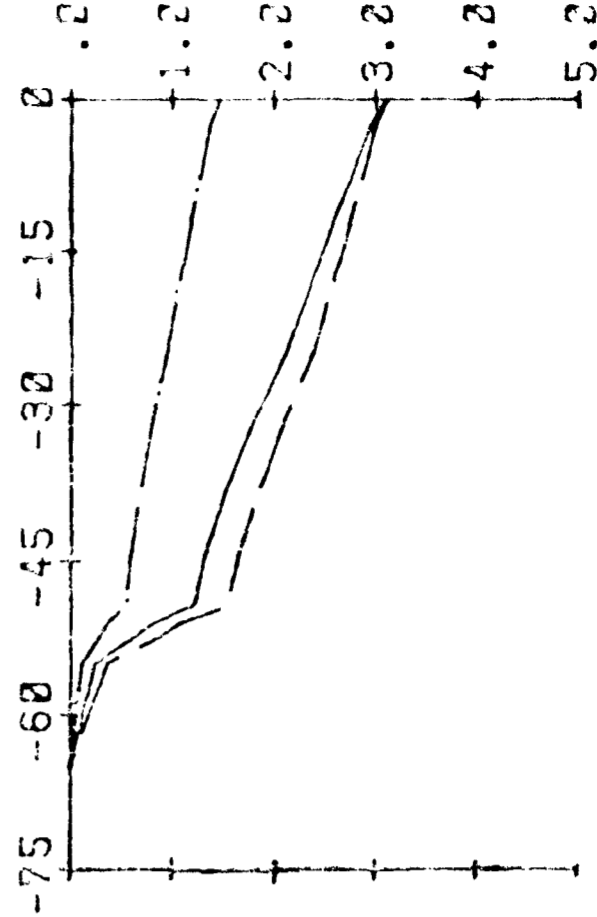
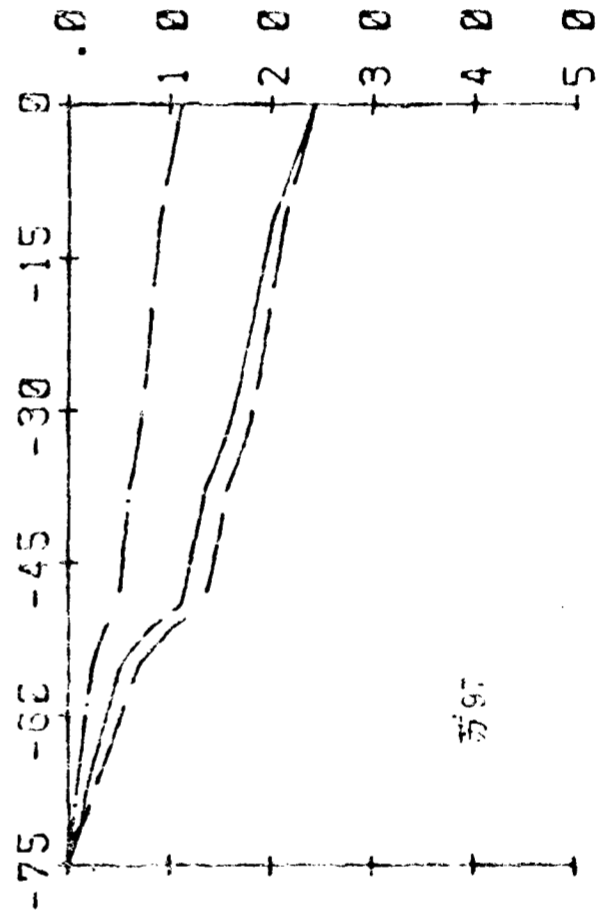
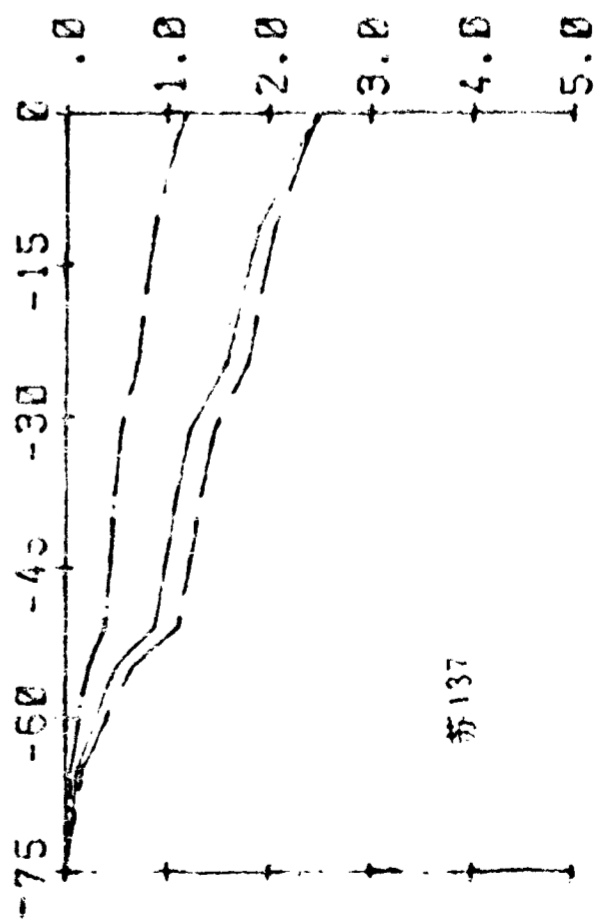
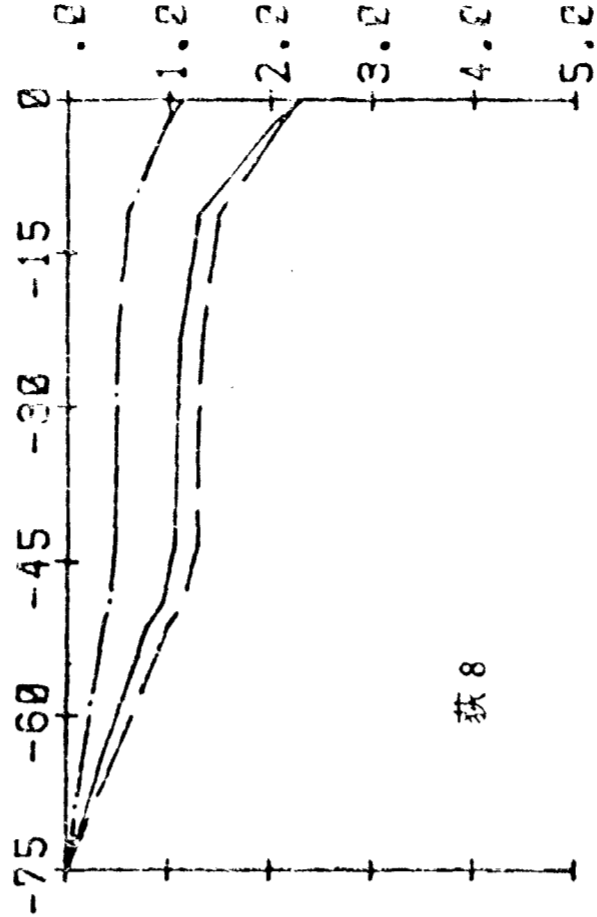
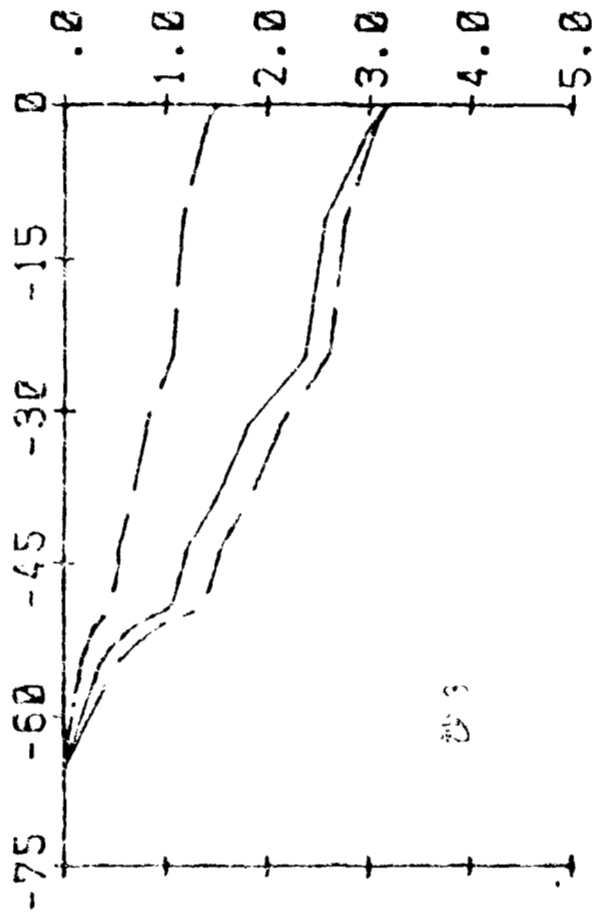
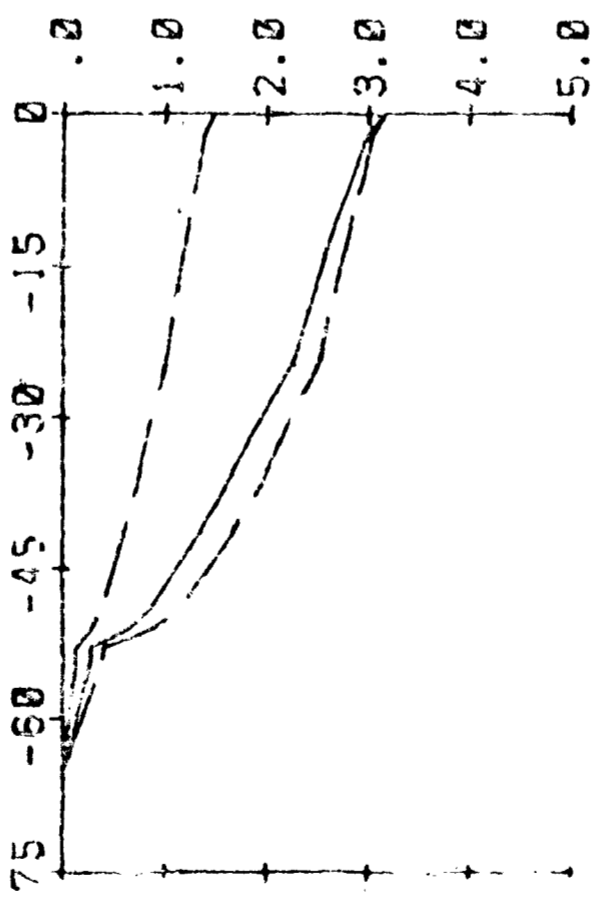
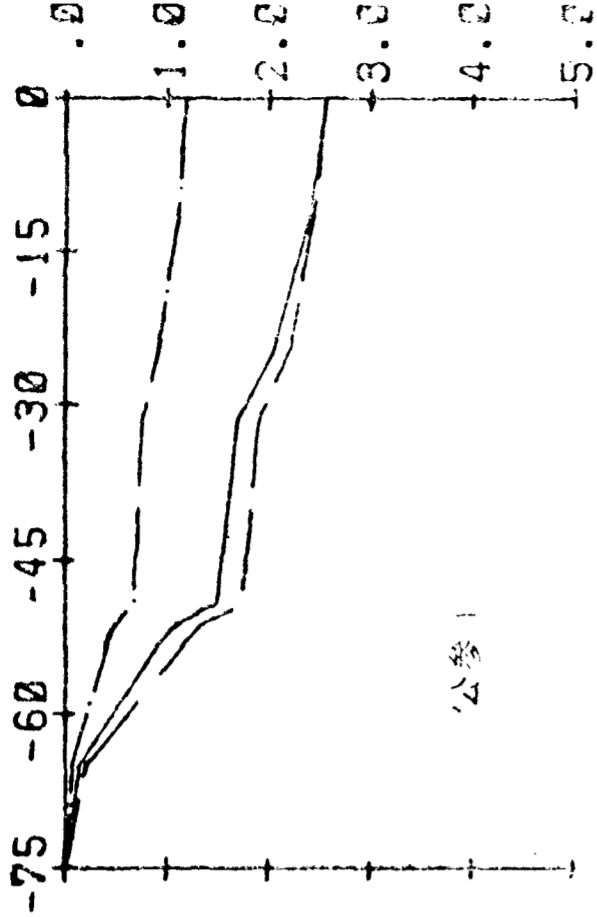
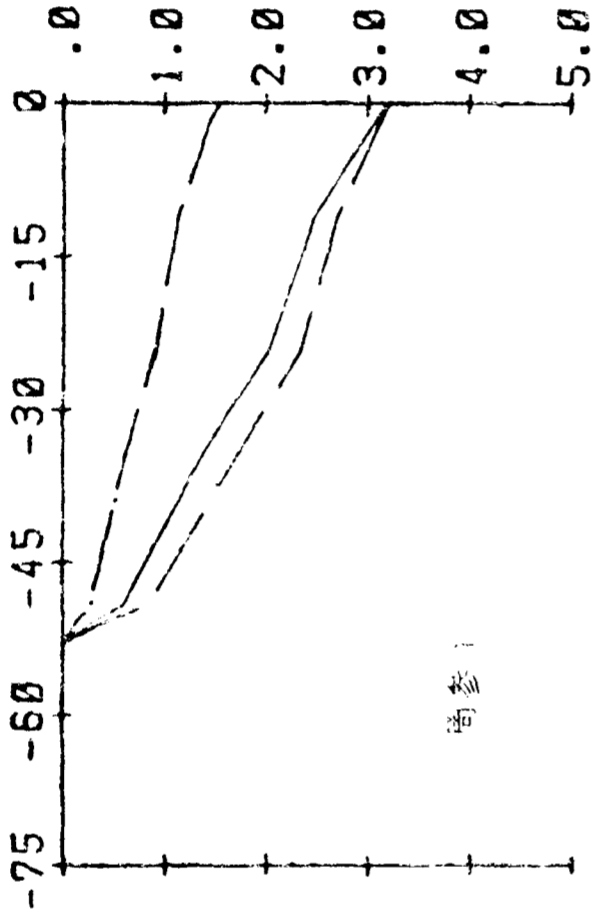
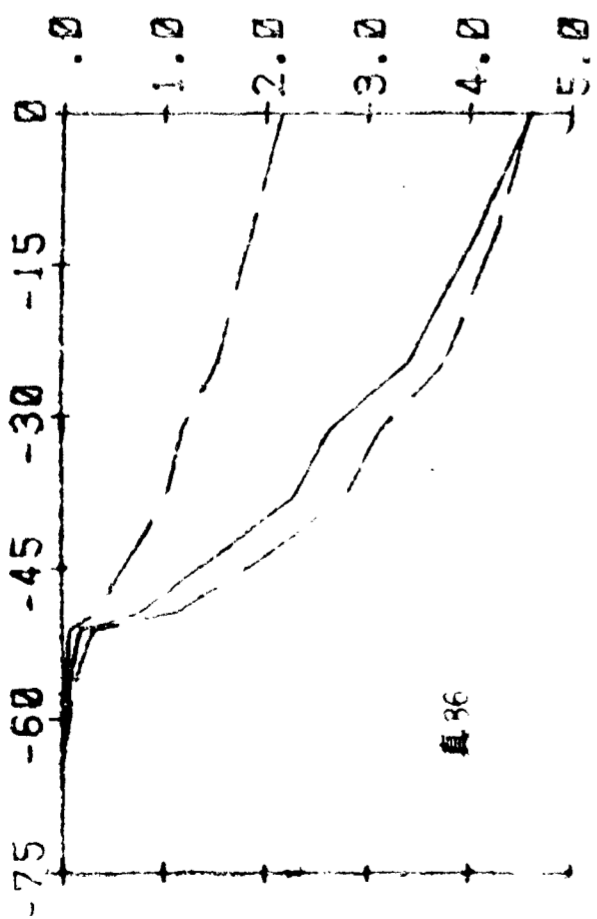
(7) (4-12)式中的  $W_a$ ,代表沉积时的古水深,很难定量确定,除  $H_2^*$  和  $H_1^*$  外,其他地层沉积相表明当时水深很小,计算时取  $W_a = 0$ ,这也是一个不确定的因素。

上述这些因素的影响,有些使沉降量偏小,有些使沉降量增大,它们可能是相互抵消的,不会改变基底的沉降特征。

作者对 54 口井的资料进行解压实校正和负载校正。这 54 口井基本上均匀分布于盆地的各凹陷之中,图 4-8 到图 4-11 反映了计算结果,这些图中横坐标单位百万年(Ma),纵坐标单位为公里。虚线代表解压实基底深度,实际上代表不同时期的基底深度(负载基底沉降);点画线代表载水基底深度,这两线之间区域代表沉积负载的影响。本节开始就已指出,载水基底沉降由驱动力引起,因此它的特征能反映具体的驱动原因,代表了盆地基底的实际构造沉降,直接与盆地的成因相关。

图 4-8 显示了高邮凹陷部分井的实际构造沉降特征;图 4-9 反映了金湖凹陷的基底构造沉降特征;图 4-10 是海安凹陷的基底构造沉降;图 4-11 是溱潼凹陷和盐阜拗陷部分井的实际构造沉降。这些图上,下列特征是十分清楚的:

(1) 距今 75~50Ma 期间,基底表现为缓慢的沉降,沉降速率较小,载水沉降量 200~300 米。在 50~45Ma(中始新世)期间沉降速率急剧增加,表现为沉降曲线变陡,沉降量增加的幅度是有差异的。在凹陷的深凹地带增加幅度较大,如图 4-8 中的真 86 和图 4-11 中的苏 89 井,它们分别代表高邮凹陷和盐城凹陷的深凹地带,沉降幅度较大;而在斜坡和凸起地带增加幅度较小,如图 4-8 中的获 8、沙 3 等井和图 4-9 的应 1、东 57 等井处于斜坡地带,沉降幅度很小,所以这段时间的基底沉降表现为快速的差异沉降。在 45 Ma 至现在,整体特征是沉



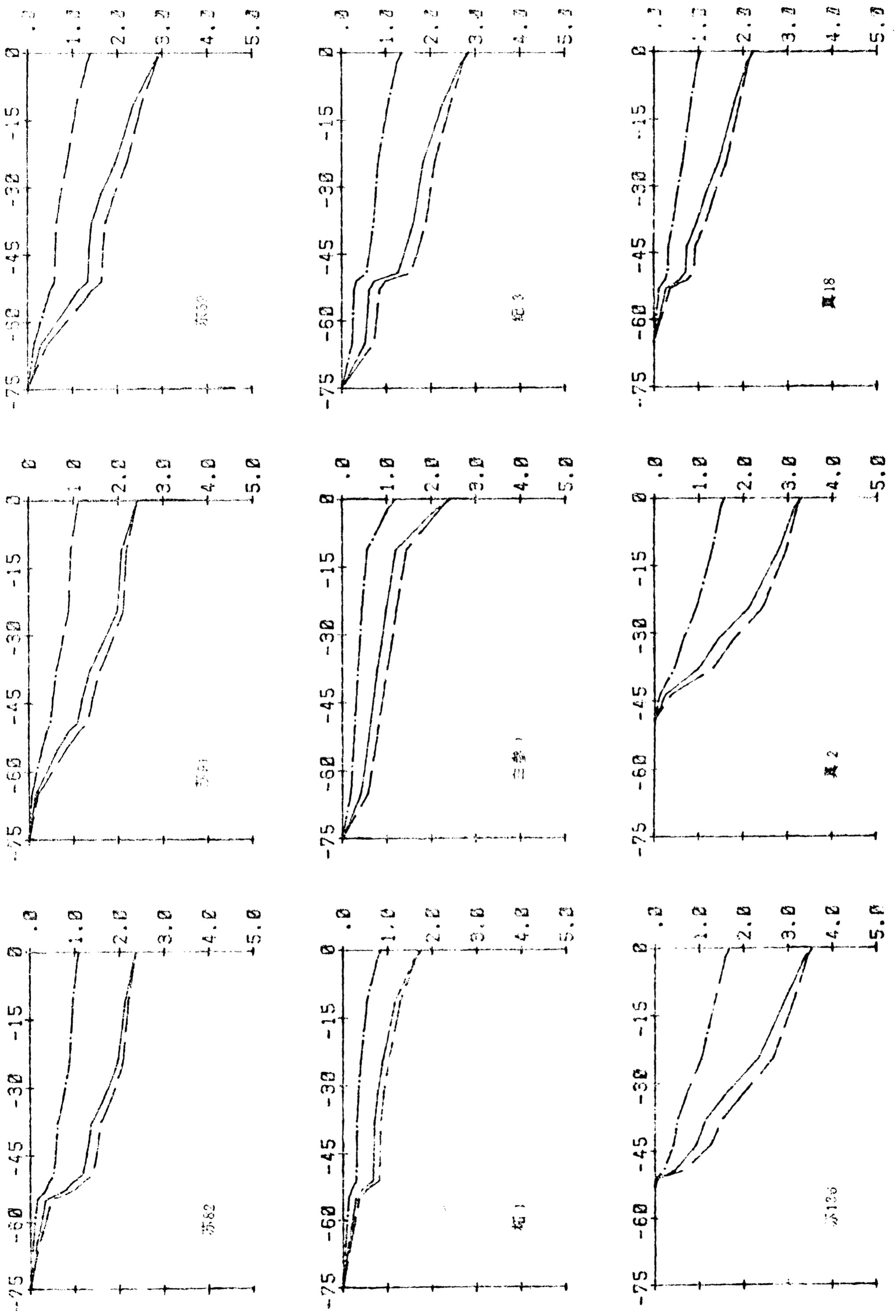
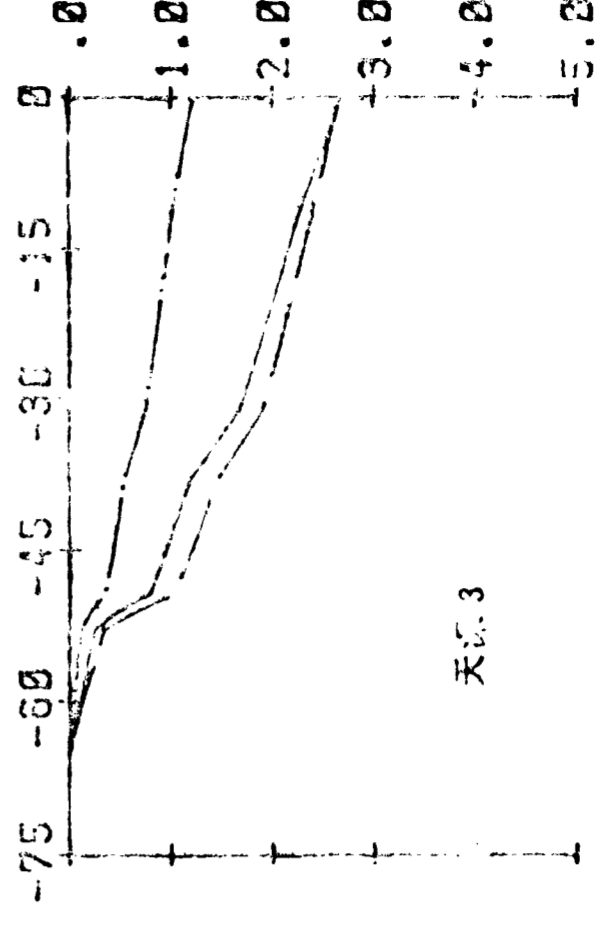
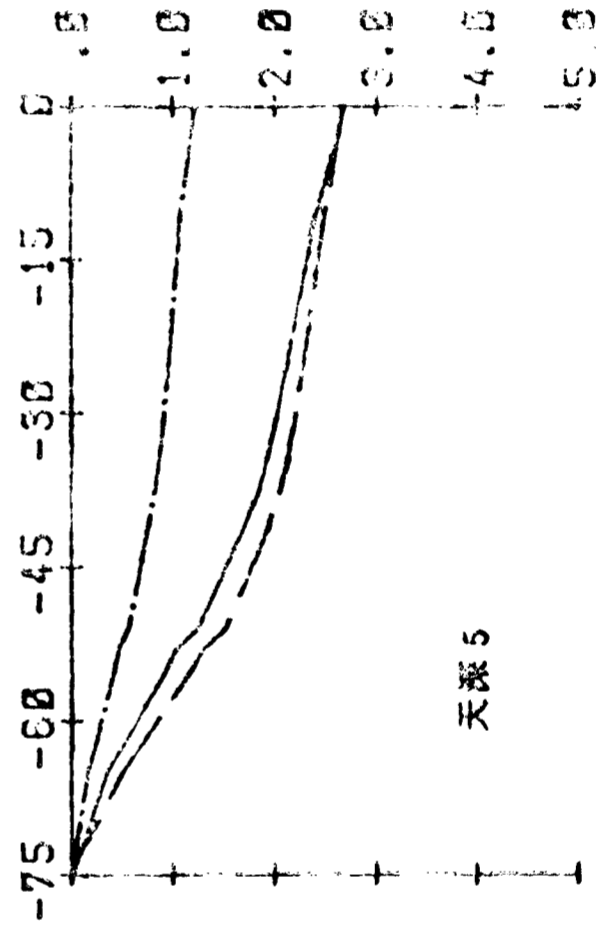
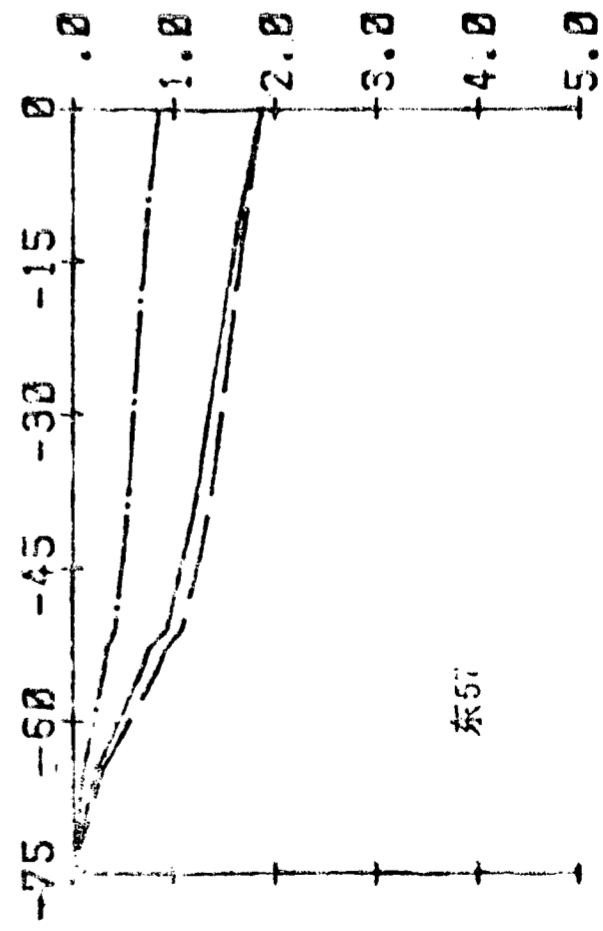
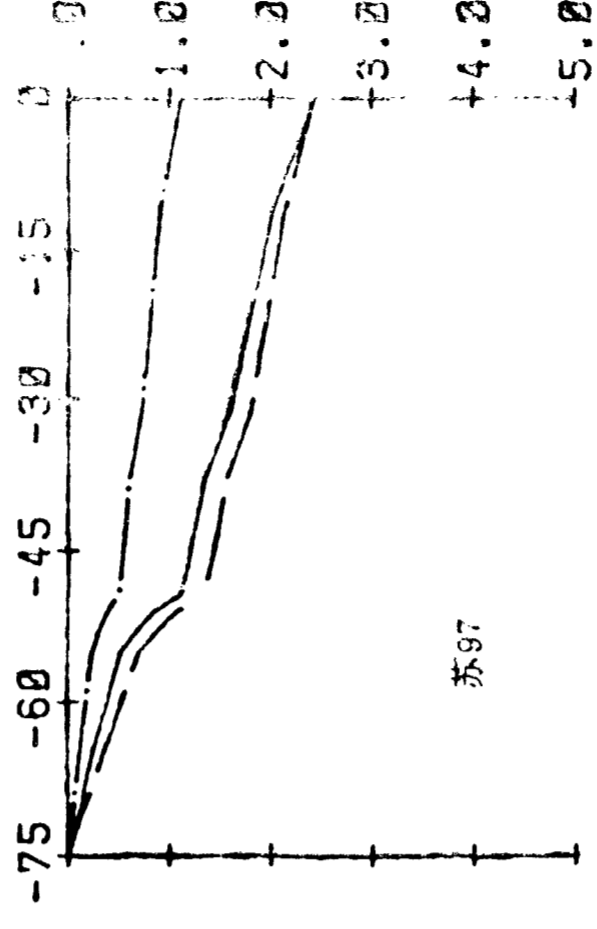
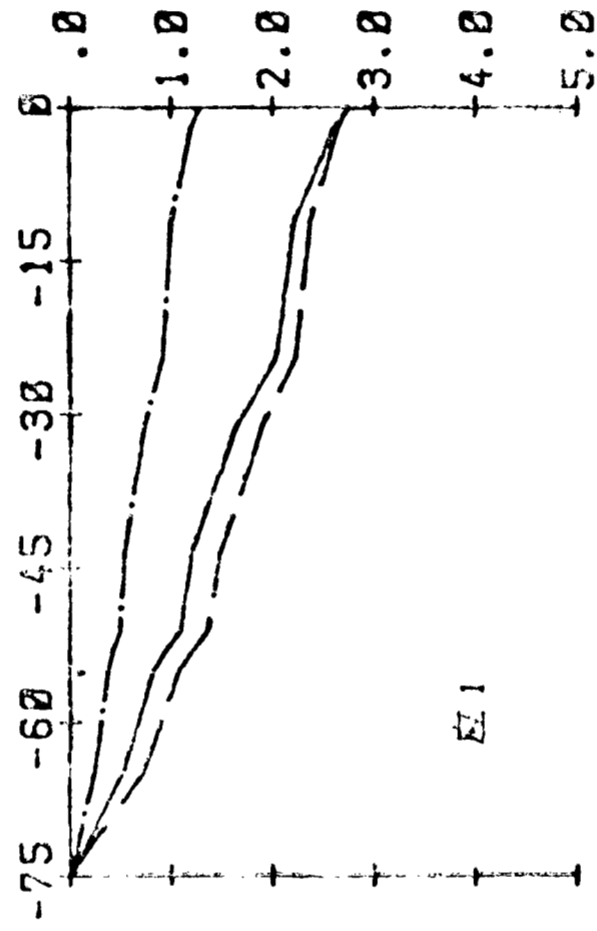
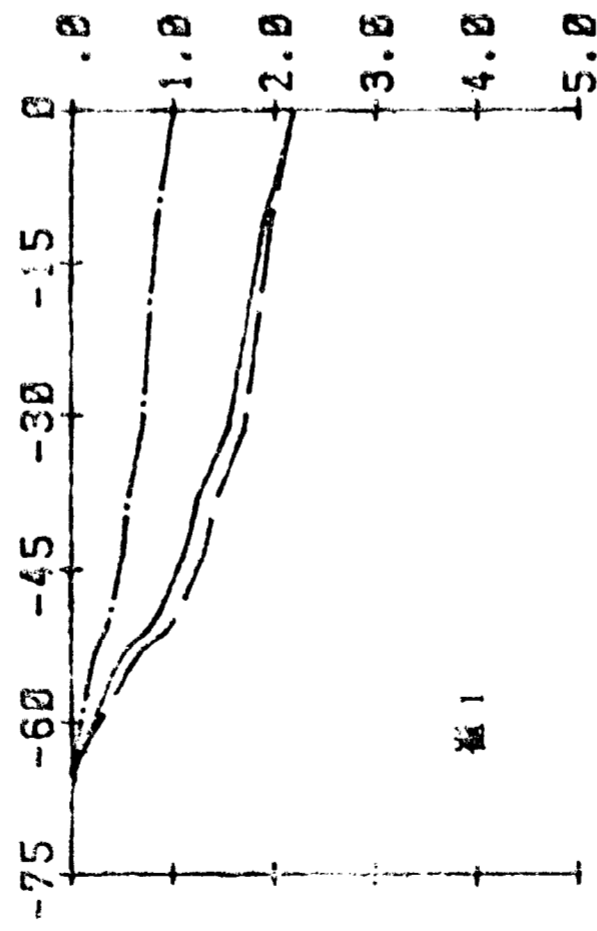
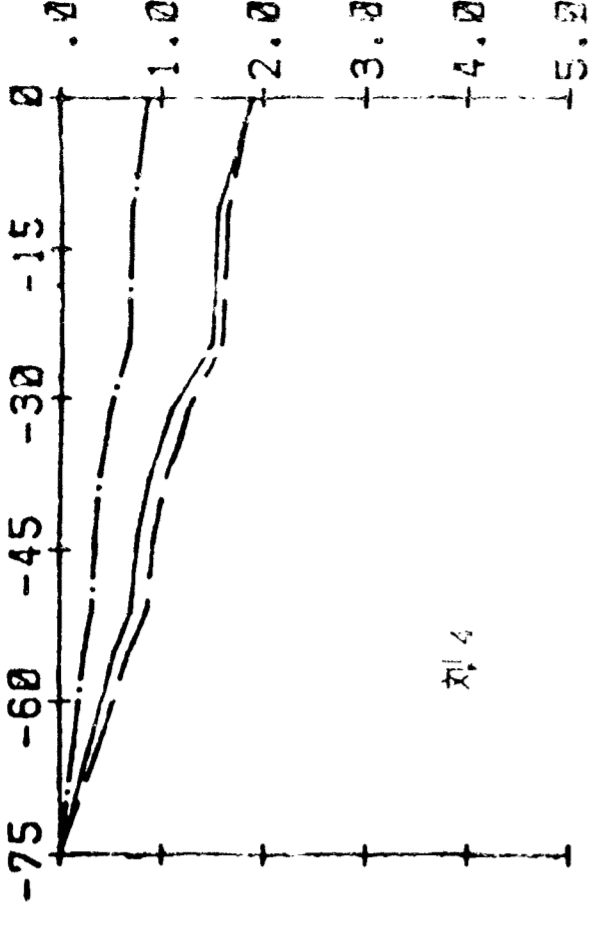
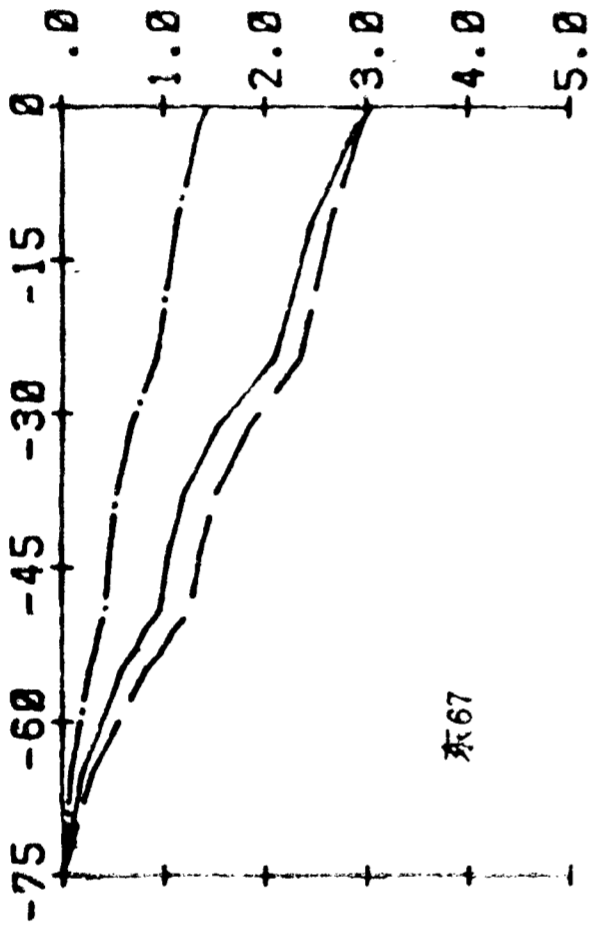
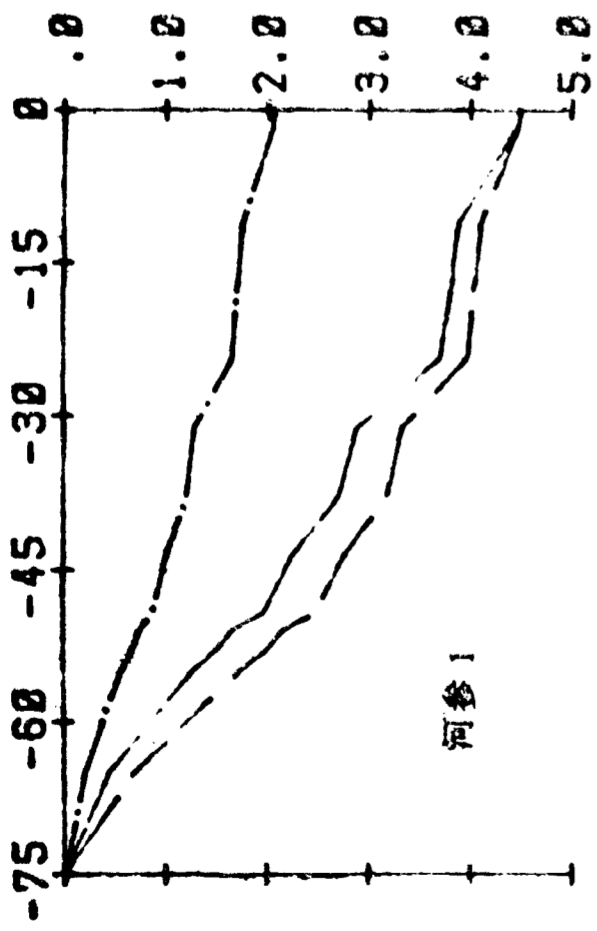


图4-8 高邮凹陷部分井的实际沉降  
 图中纵坐标单位为 km，横坐标单位为 Ma，点画线代表载水基底深度，虚线代表解压实基底深度，实线表示未解压实的基底深度。



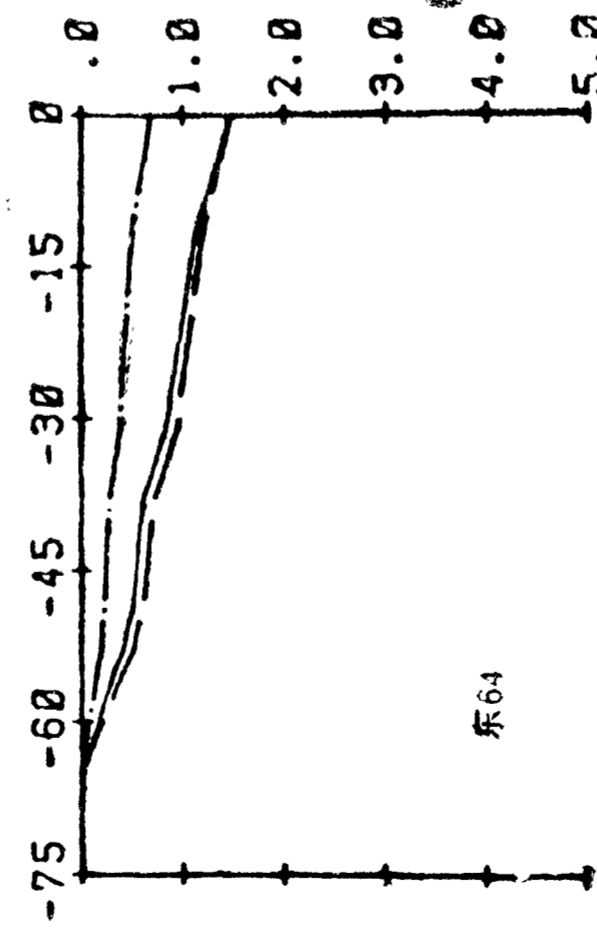
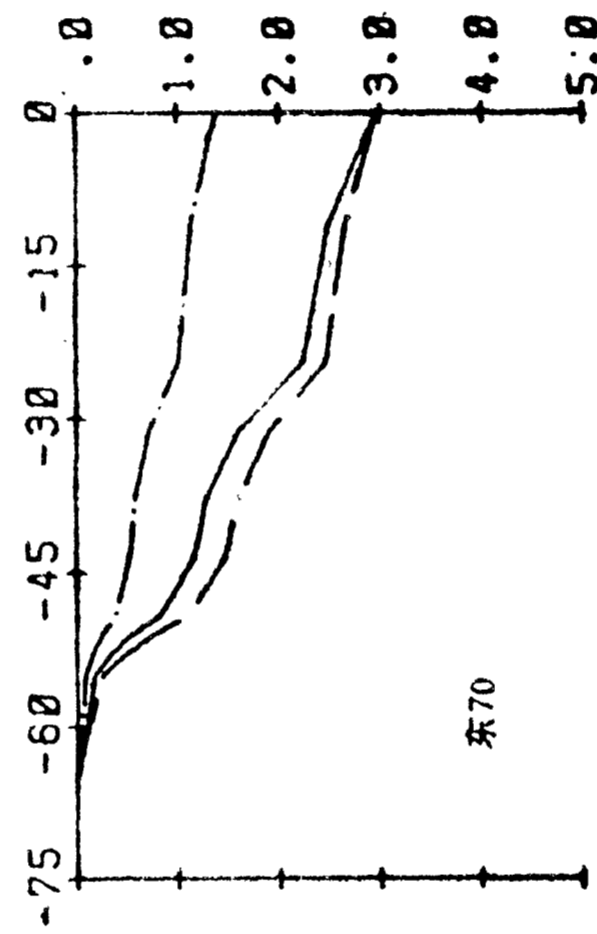
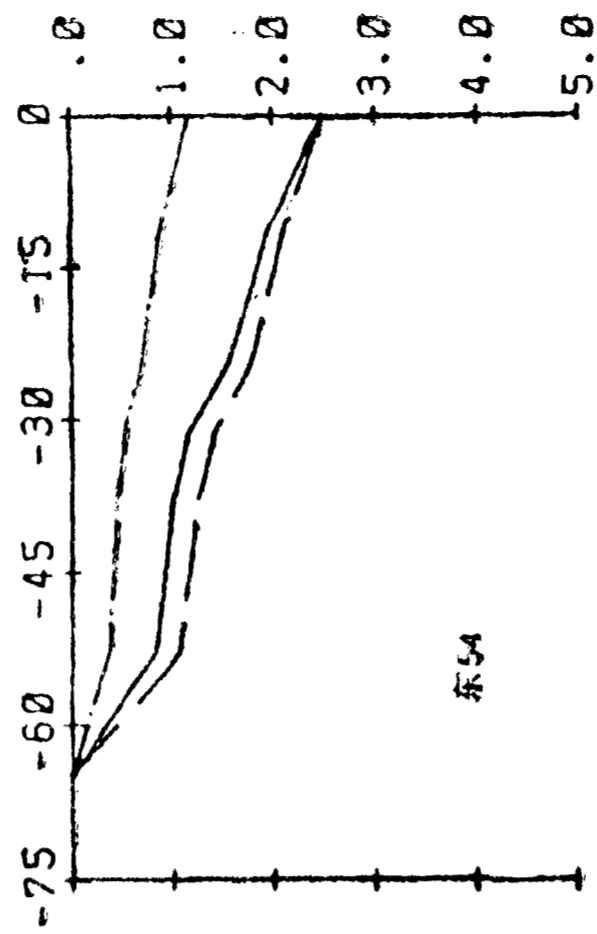
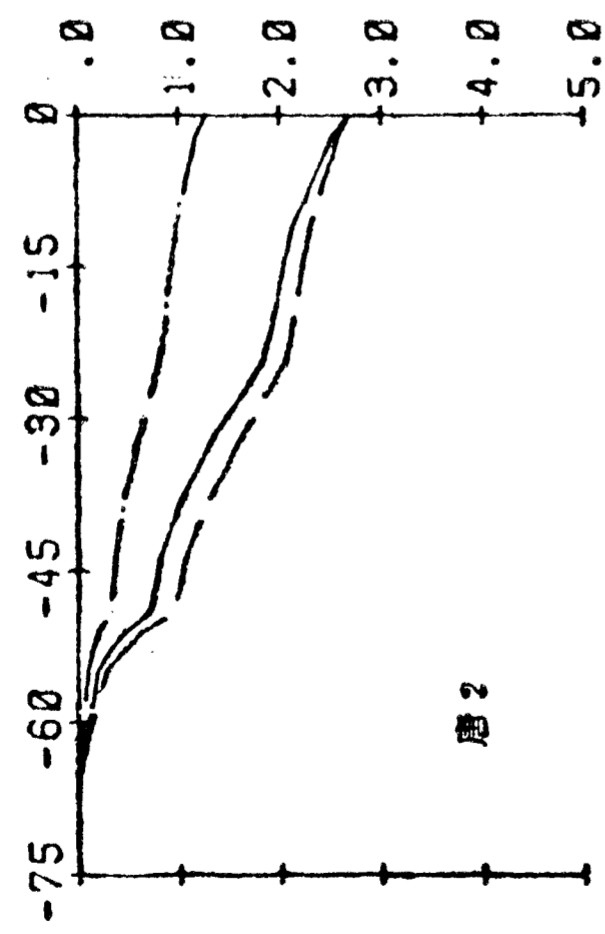
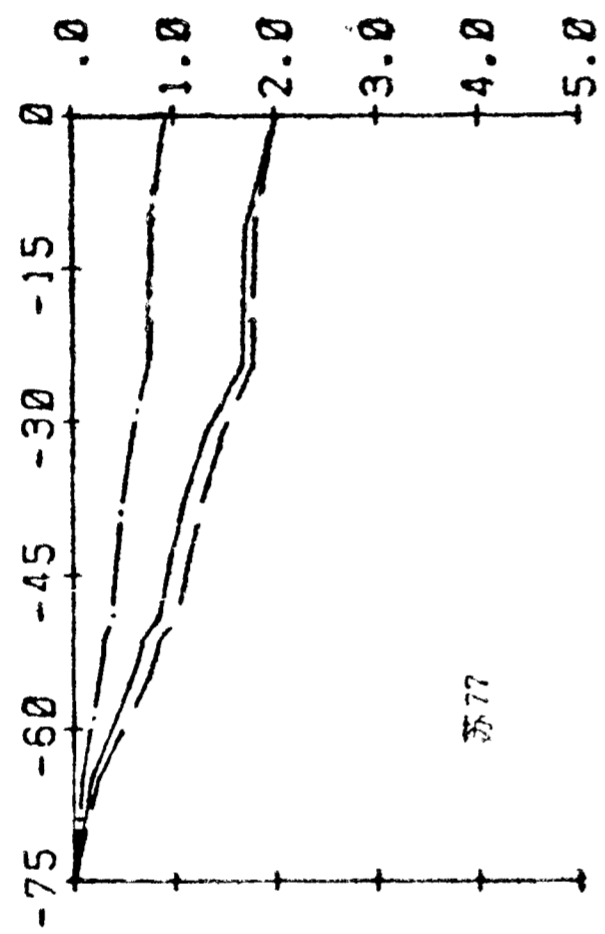
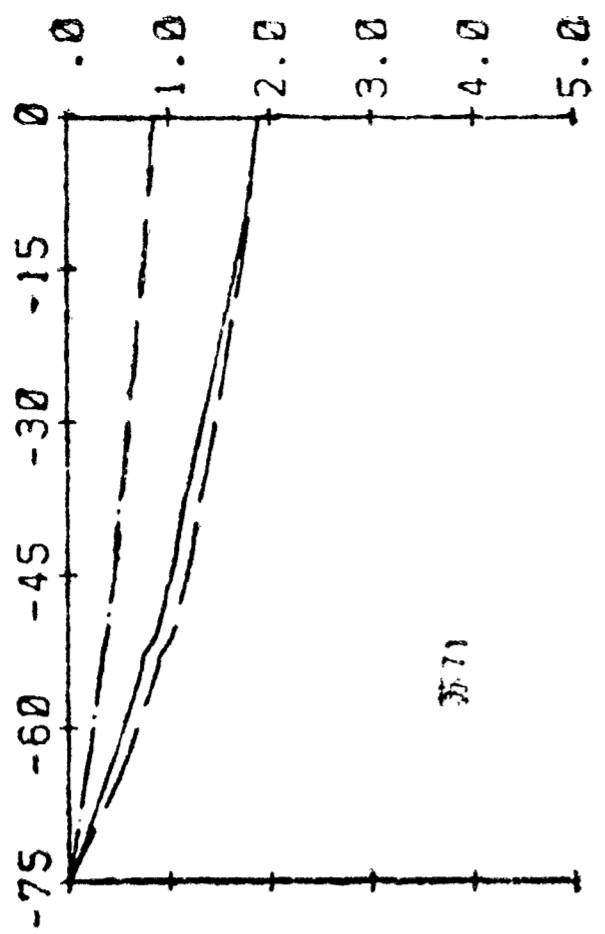
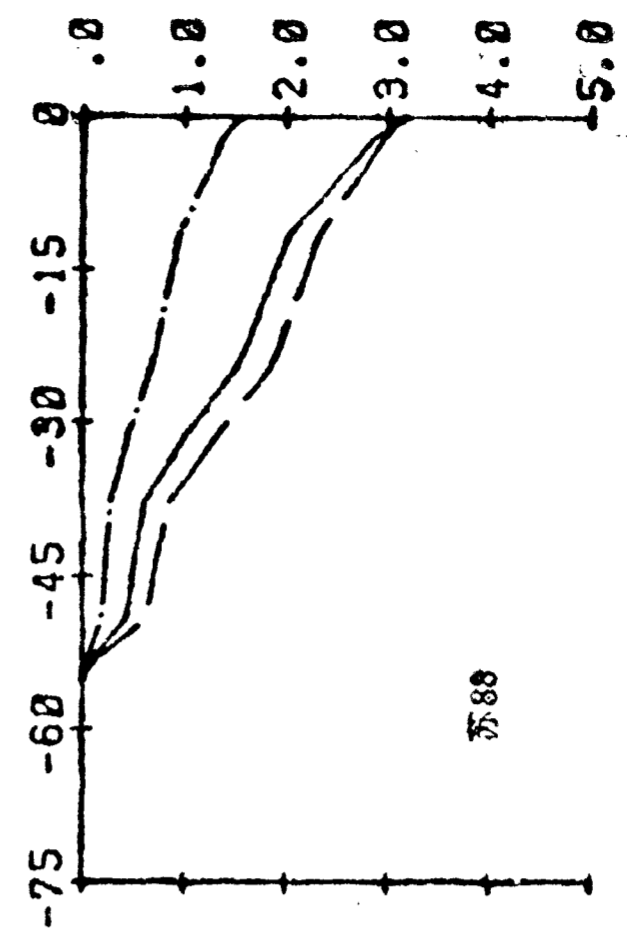
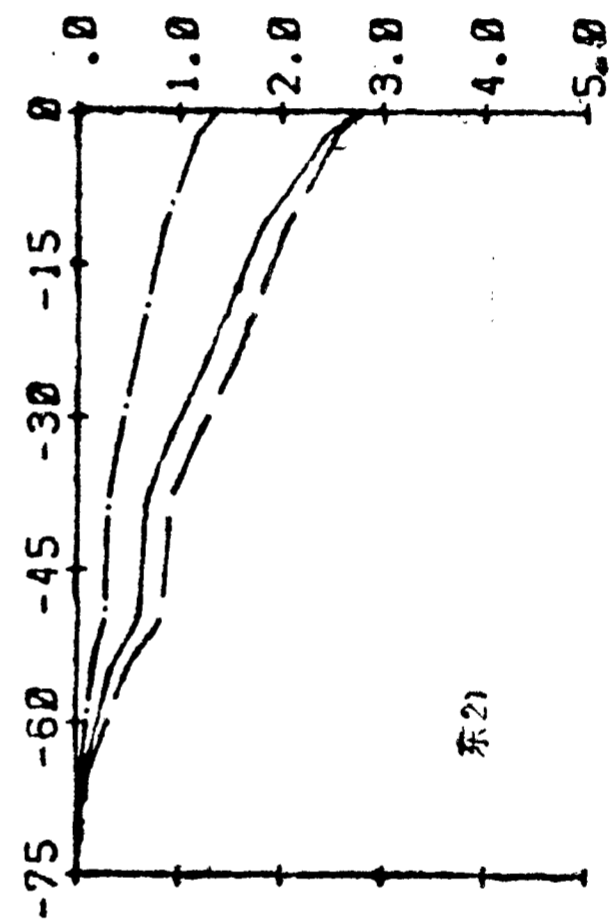
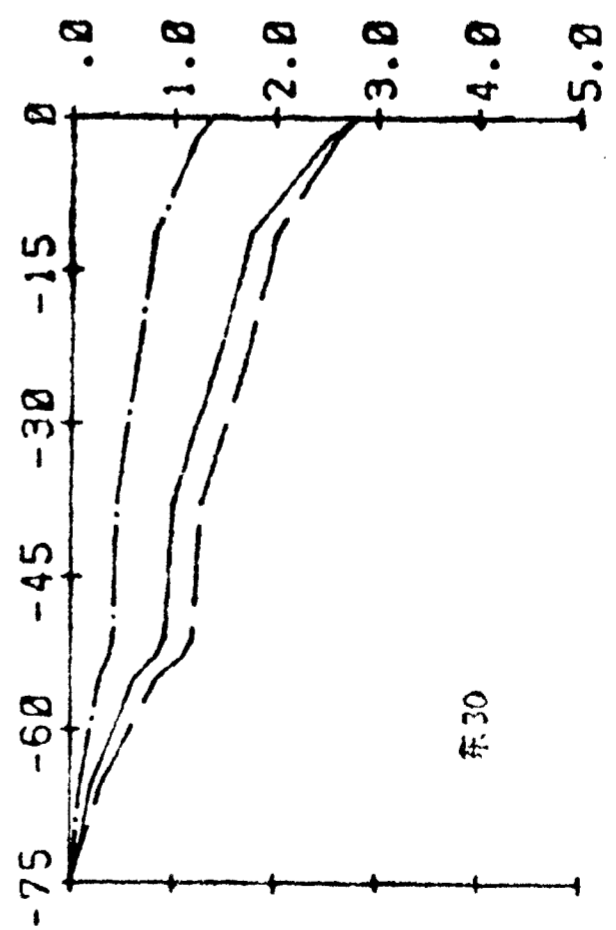
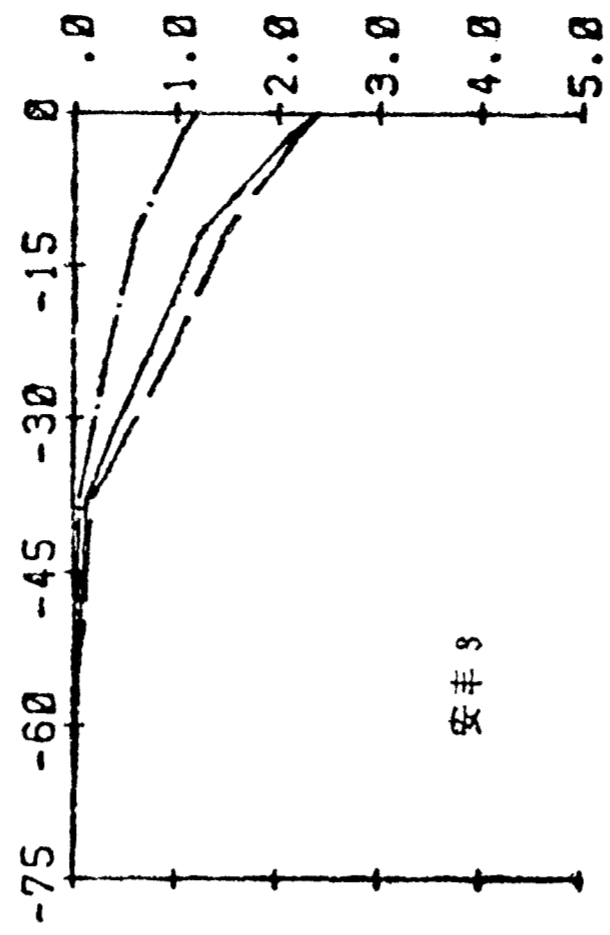
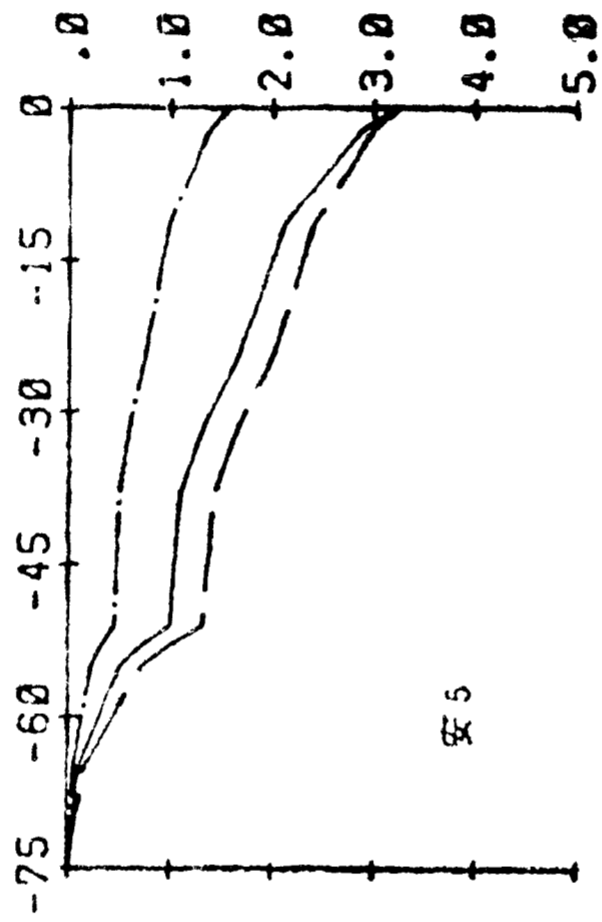
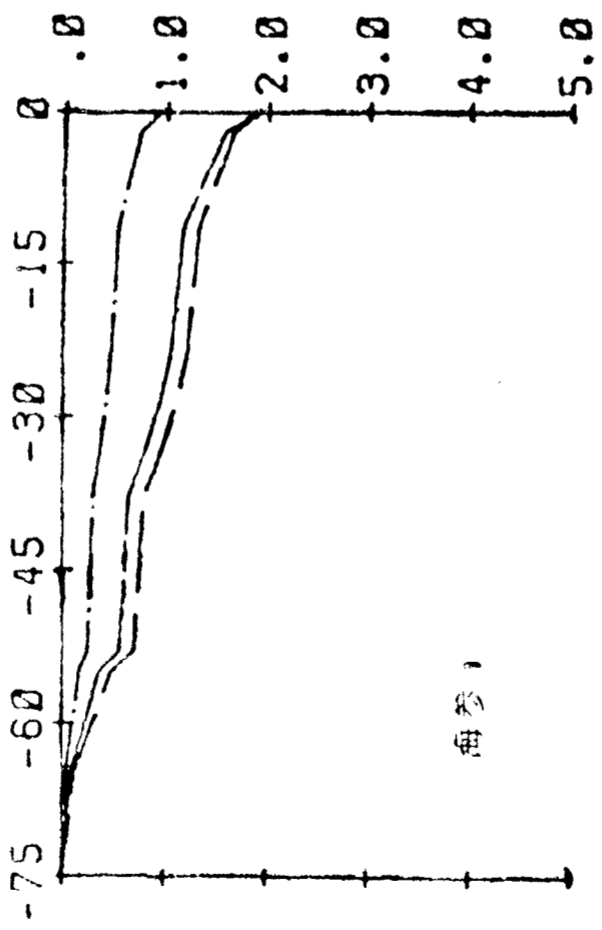


图 4-9 金湖凹陷部分井的实际沉降  
(说明参见图 4-8)



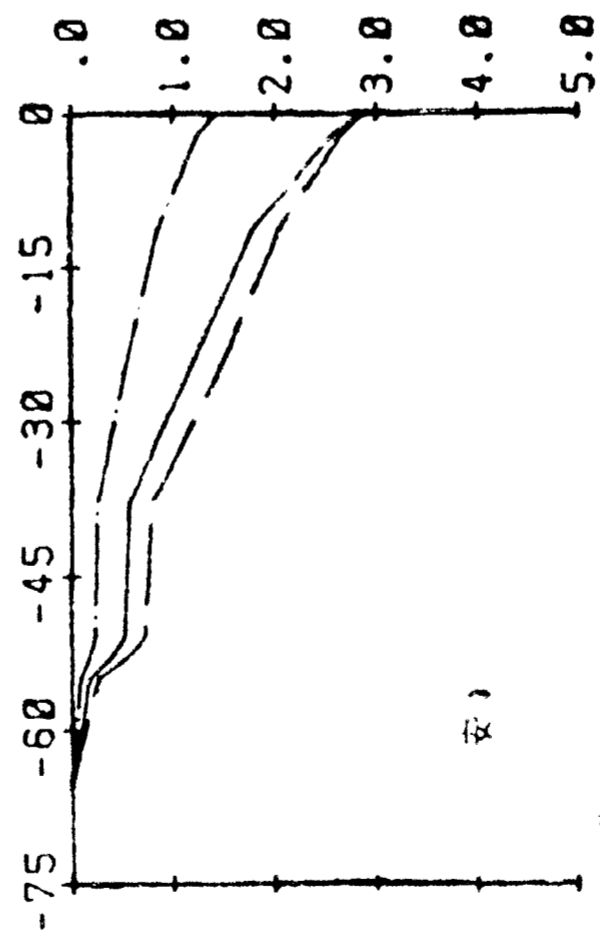
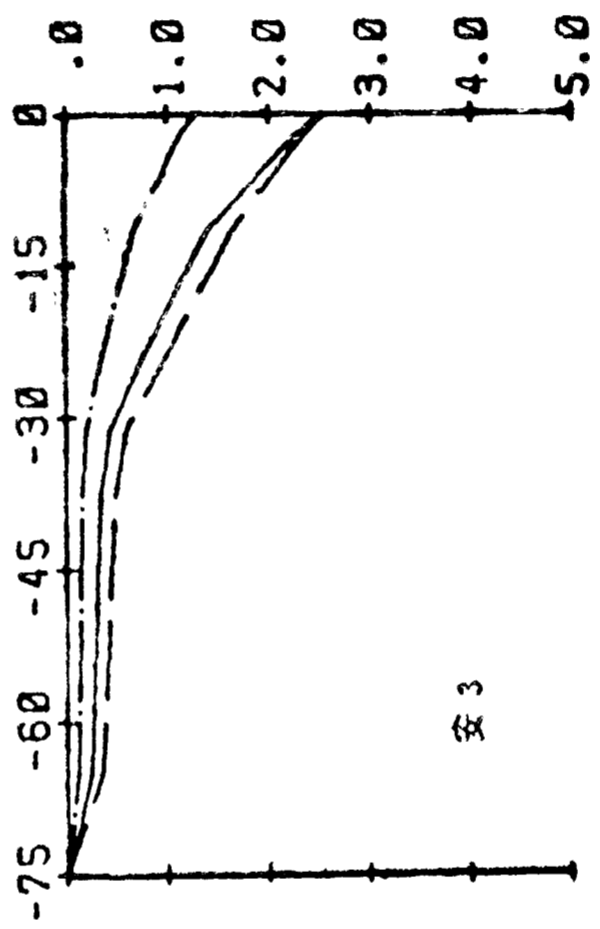
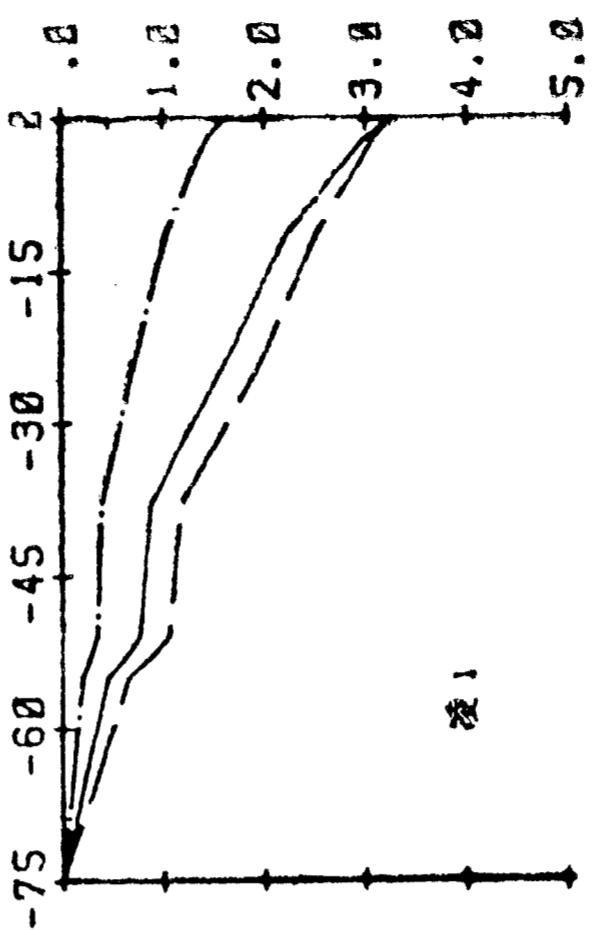
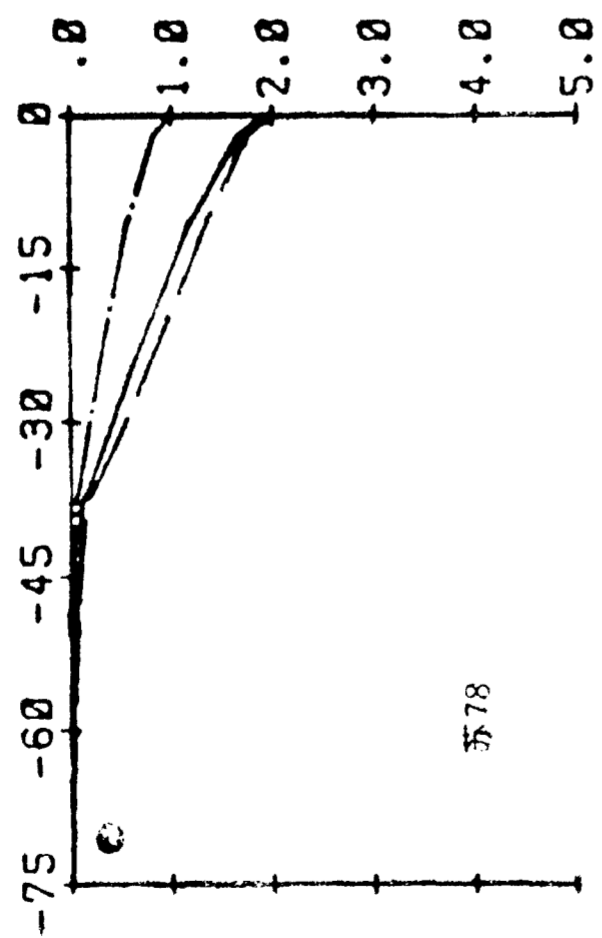
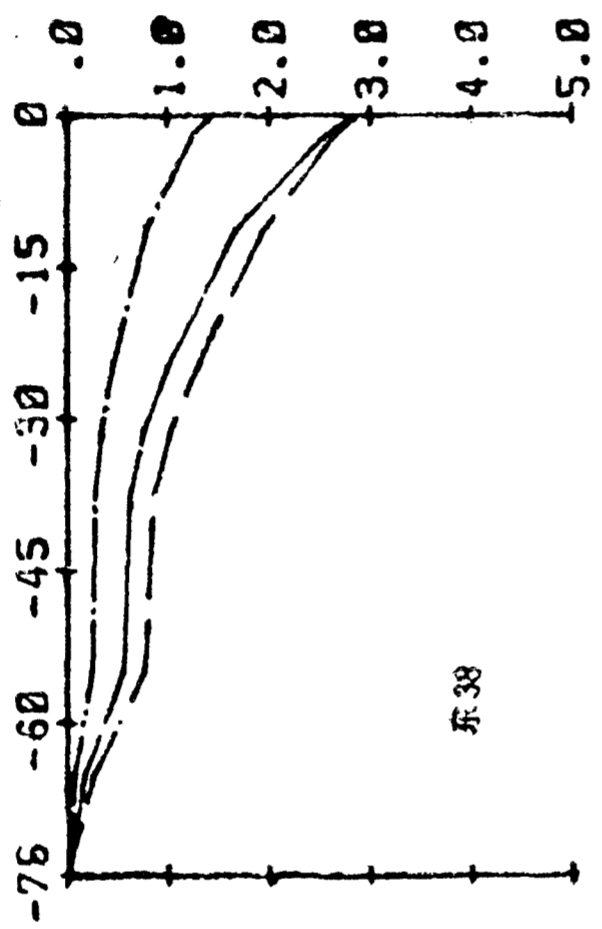
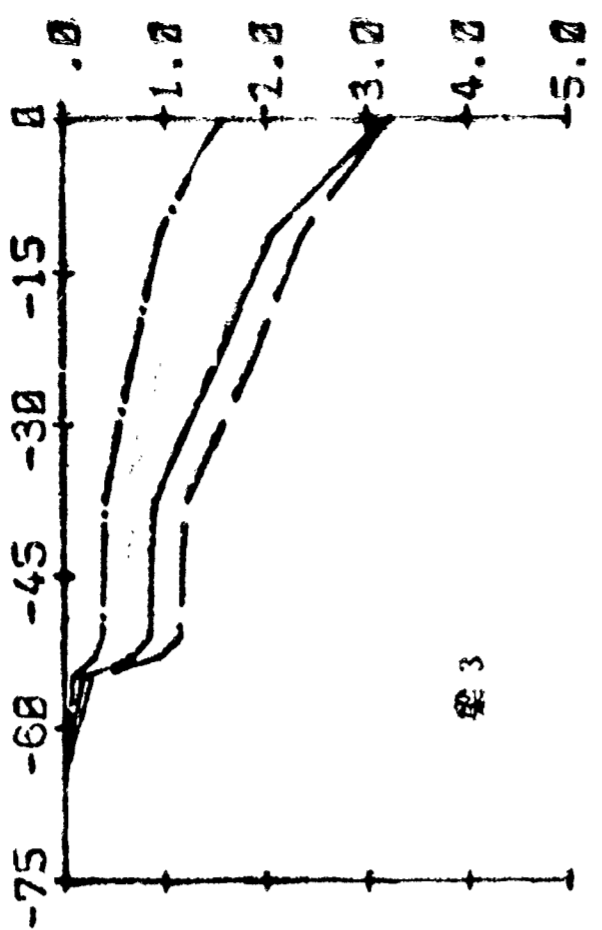


图 4-10 海安凹陷部分井的实际沉降  
(说明参见图 4-8)



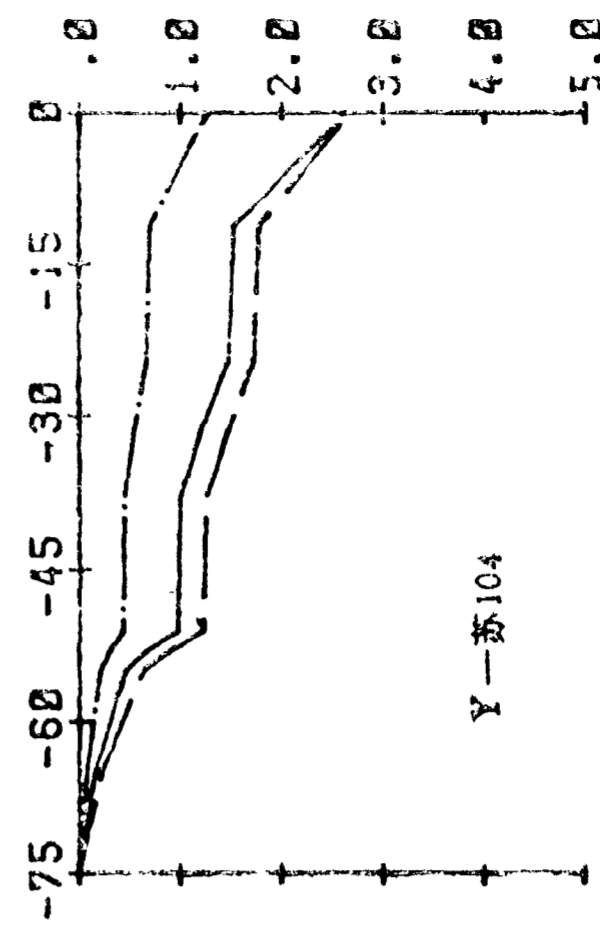
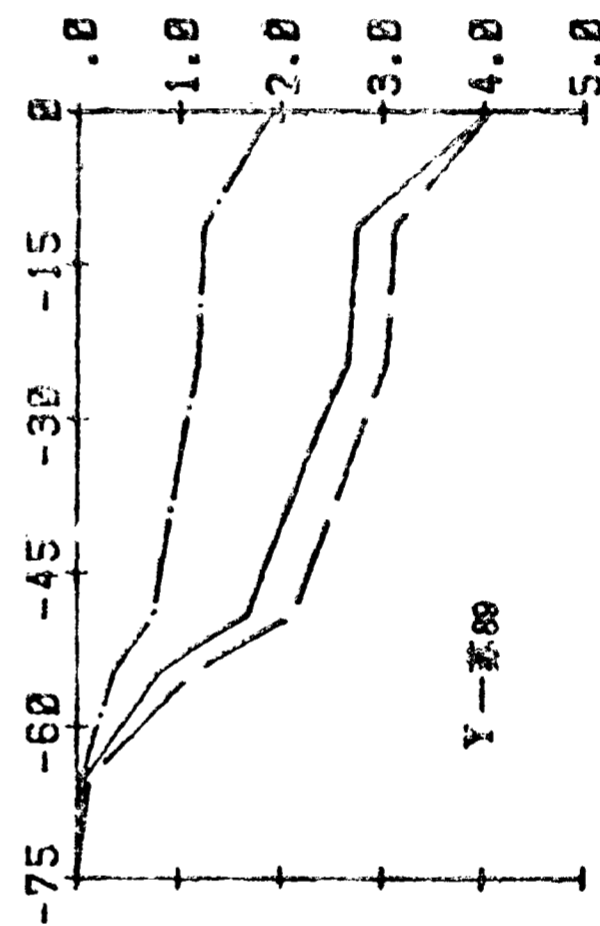
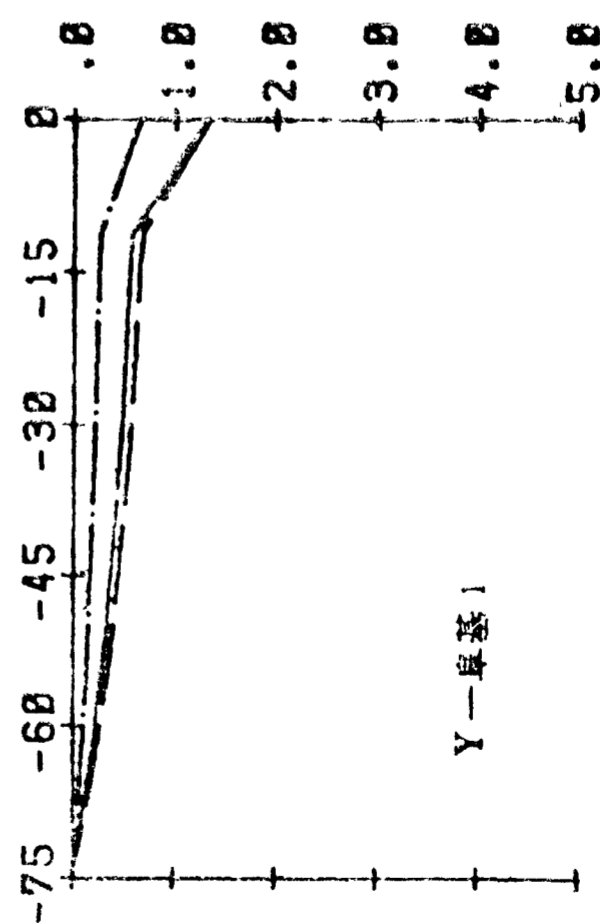
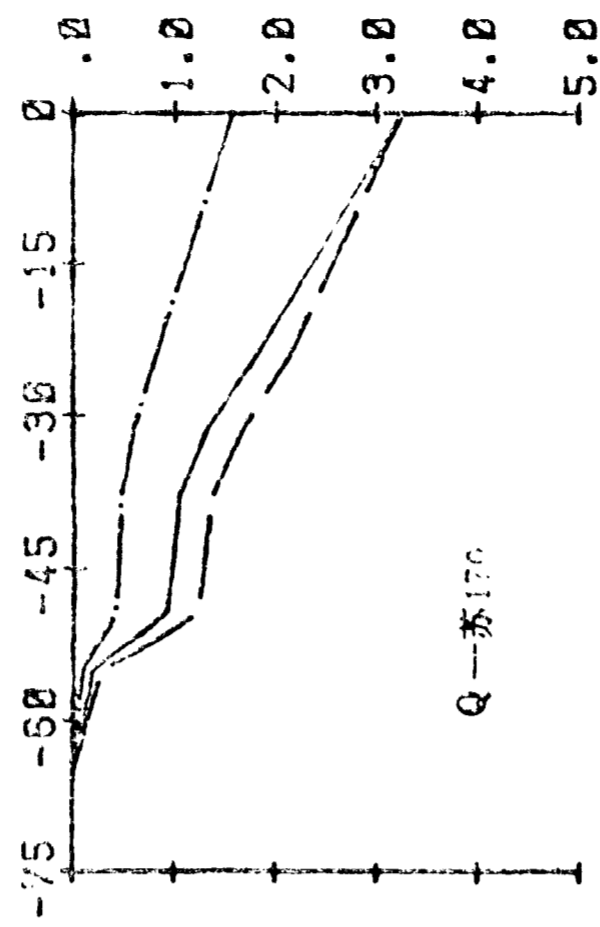
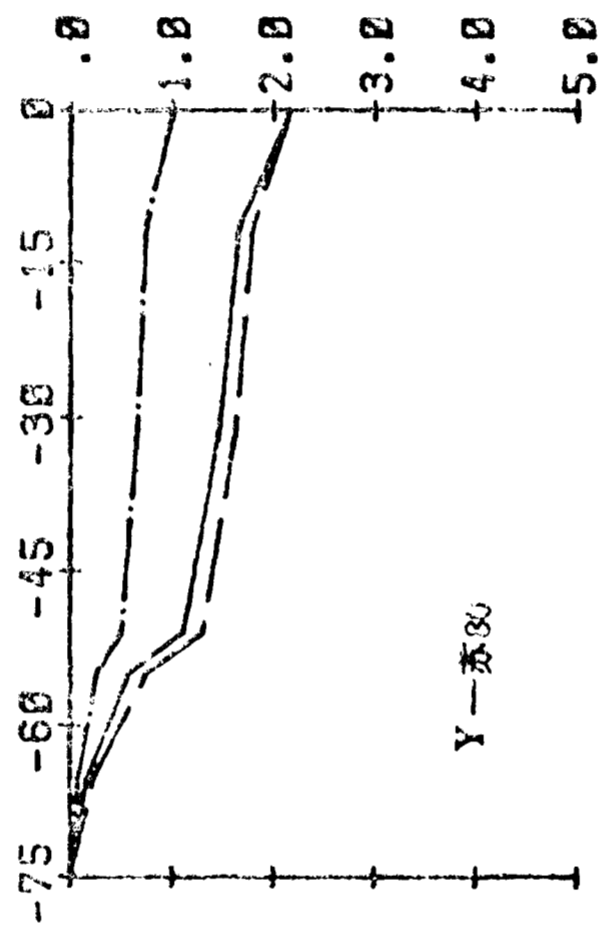
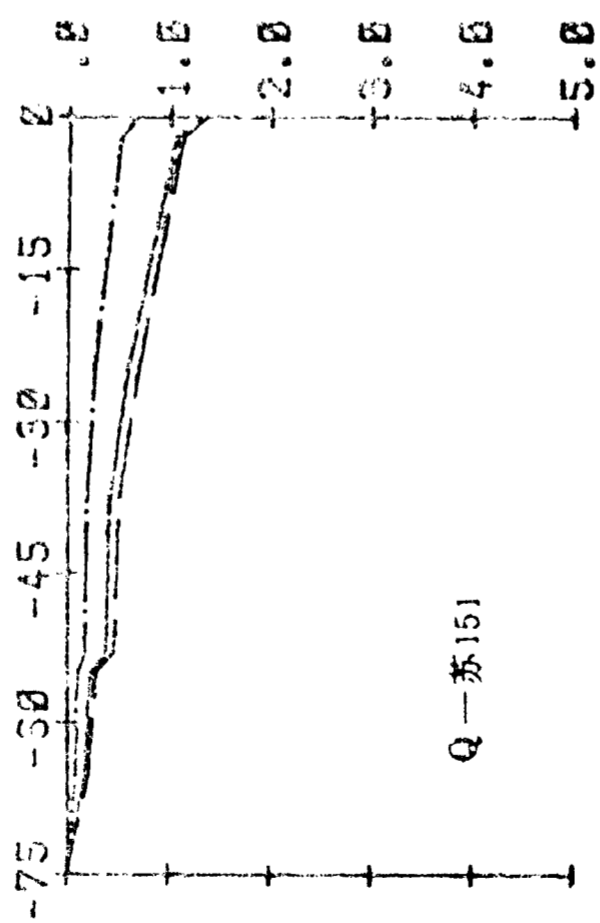
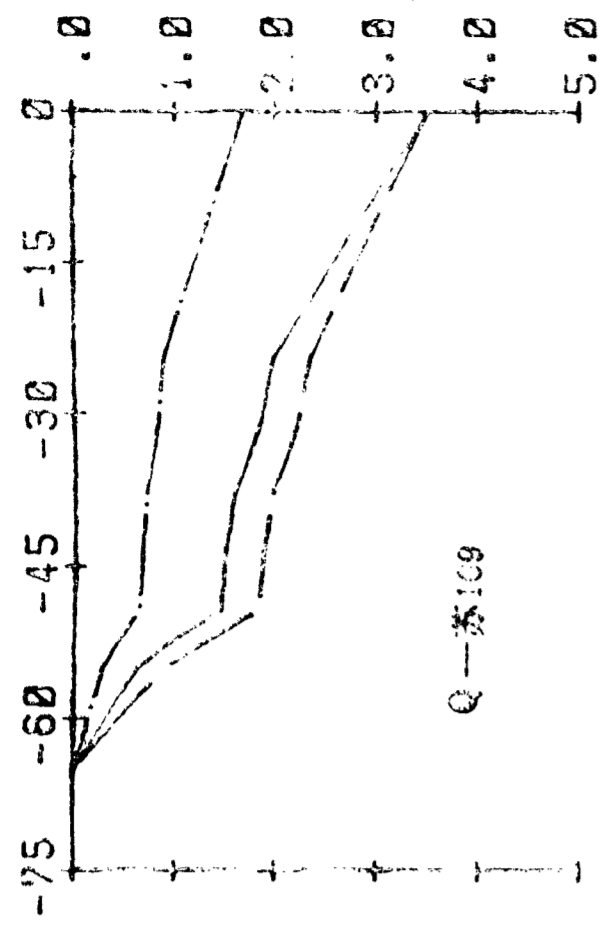
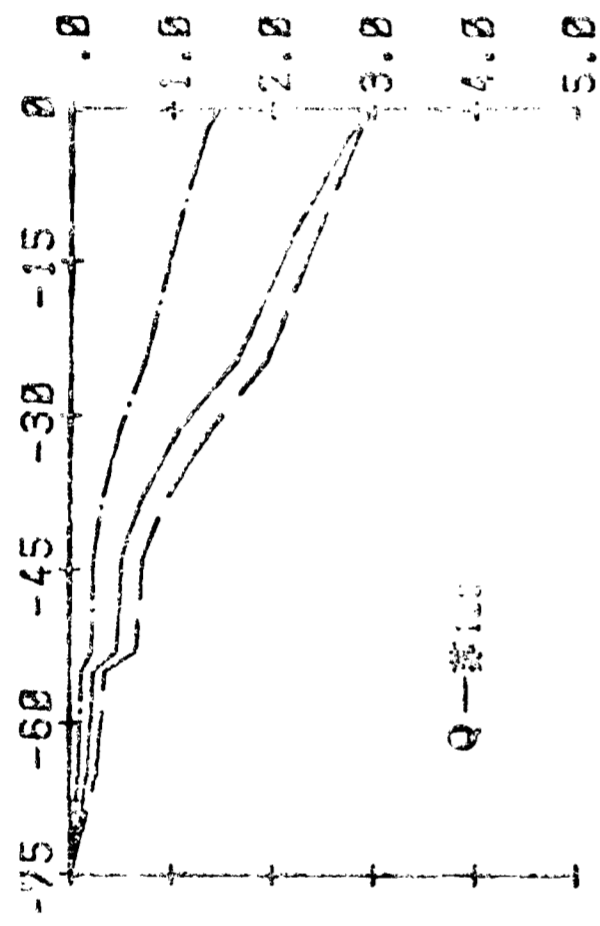
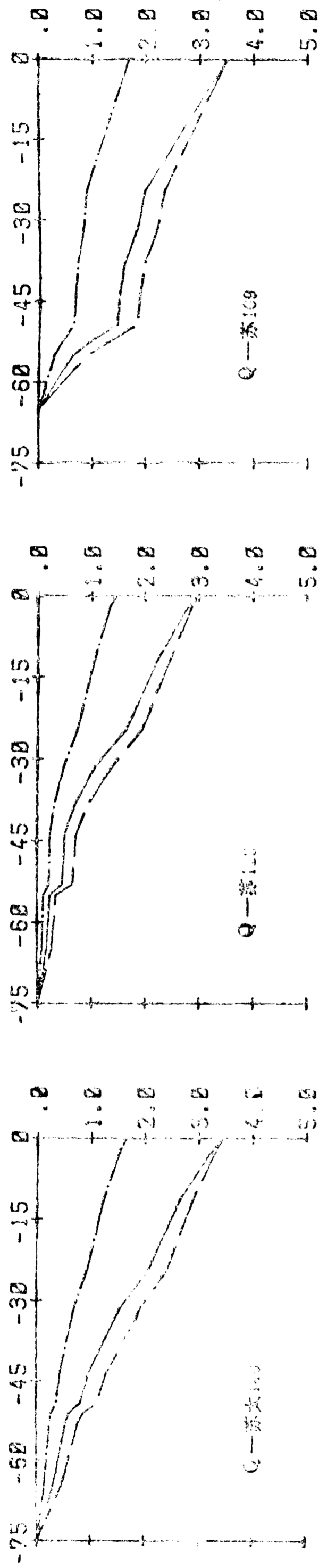


图4-11 漆潼凹陷和盐阜拗陷部分井的实际沉降  
Q表示漆潼凹陷； Y表示盐阜拗陷(其他说明参见图4-8)

降速率逐渐减小,在图 4-8、图 4-9 和图 4-11 中各井都反映这个特征(海安凹陷有些例外),在  $E_a$ ,  $E_s$  沉积期间速率明显变小,到  $N_y$  沉积期间沉降曲线趋于平缓(如图 4-8 的真 86 井),符合 Sleep(1971)得出的岩石圈冷却收缩引起的沉降表现为指数函数规律。所以,从 50 Ma 至现在的基底沉降特征与 McKenzie(1978)提出的拉张盆地成因模式所具有的特征是一致的,即早期为初始沉降,响应于岩石圈变薄后的均衡调整,为差异沉降阶段,地层表现为凹陷中充填沉积,有些作者称这阶段沉积为裂谷相(rifting phase),后期为热沉降,响应于上涌的软流圈的冷却收缩,接受披盖式沉积,75~50 Ma 的沉降特征与  $N_y$  沉积期间特征相似,似乎表明  $K_{2t}$  和  $E_f$  也是热衰减阶段的沉积。

上述特征与第一节中地震剖面构造史分析所获得的断裂形成和活动史及地层分布的特征吻合得非常好。

(2) 在海安凹陷(图 4-10)、盐城凹陷(图 4-11)以及高邮凹陷(图 4-8)的东部地区,中中新世到现在,沉降速率明显增加,如图 4-10 中安 3、凌 1、东 30、东 38 等井。华北盆地也存在这样的事实(Hellinger *et al.*, 1985),时间上,这与东海陆架盆地、渤海盆地及冲绳海槽的形成时间相一致,说明苏北盆地东部地区在中中新世后叠加了后期的拉张作用的影响。

本节按 Airy 均衡补偿模式消除沉积负载的影响,计算了盆地中 54 口井的载水基底沉降特征。本章第一节用地震剖面构造史分析方法,再现了盆地发育史,并揭示了边界断裂和内部断裂的形成活动史。这两方面研究有着密切的联系,因为盆地发育和断裂活动与基底沉降之间具有成因上联系,不可分割。上述这两方面的研究结果是相互统一的,为建立盆地的成因模式提供了重要的依据,可以概括为以下三点:

(1) 中始新世时,边界断裂强烈活动,并在凹陷内部形成大量的正断层,同时基底沉降速率最大,沉降量在平面上变化很大,表现为差异沉降。

(2) 中始新世至渐新世末,断裂活动明显,强度逐渐减弱,而基底沉降速率逐渐变小,地层( $E_a$ ,  $E_s$ )分布于箕状凹陷内。

(3) 中新世后,断裂活动不明显,盆地表现为整体沉降,地层( $N_y$ - $Q_a$ )分布广,具有热沉降阶段的特征。晚白垩世至始新世早期的沉降也具有类似的特征,  $K_{2t}$  与  $E_f$  分布广泛,但凹陷的边界断层这时似乎已经形成。中中新世之后,在盆地东部地区叠加了新的拉张事件的影响。

# 苏北盆地成因构造-地球物理模式

## 第一节 拉张盆地成因地球物理模式与盆地沉降及热流

据统计,全世界85%的石油资源和87%天然气资源是距今3亿年以来沉积形成的(Tone等,1984),换言之,中生代沉积盆地是蕴藏油气资源最有利地区之一。广泛的油气勘探揭示了这些中生代沉积盆地的周边构造、内部构造、地球物理场以及地壳上地幔结构特征,在此基础上,不少学者根据不同的原则对沉积盆地都进行了系统分类,如 Dickinson(1974), Klemme(1974), Bally(1975)等,朱夏(1982)对这些分类系统作了一一论述。为了简便起见,本文采用简单的分类。简单的盆地分类方案有三种。按盆地所处的板块构造环境,可分为收敛(会聚)边缘盆地、离散(发散)边缘盆地和板内盆地;按盆地存在地壳类型不同可分为克拉通盆地、克拉通边缘盆地及大洋盆地;按形成盆地作用力的性质及作用方式的不同,沉积盆地可分成三种主要成因类型:拉张型盆地,挤压型盆地和剪切型盆地(转换型盆地)。盆地的力学成因分类虽然不能直接反映它与板块构造的关系,但直接反映了形成盆地的作用力性质或作用方式,与盆地的成因模式有简单明了的内在联系,所以作者采用这种分类方案,下面张性盆地(extensional basin)即指拉张型盆地。

### 一、拉张盆地成因的地球物理模式

拉张盆地是张力(岩石圈拉张)作用、重力作用(岩石圈物质自重作用下均衡调整)、地壳上地幔热过程以及软流圈底辟作用等因素综合影响的结果。油气勘探成果表明,全球中生代张性盆地具有以下几点共同基本特征:①盆地内部发育大量犁式断层;②盆地中接受了巨厚沉积,且具有二元沉积结构,即盆地发育早期以受断裂控制的快速差异充填沉积,剖面上显示出地堑式或半堑式或箕状凹陷式沉积充填特性,后期盆地整体沉降,发育披盖式或广盆式沉积地层;③盆地发育过程中伴有强烈的火山活动,主要表现碱性玄武岩喷出,研究表明这些玄武岩浆起源于地幔(马杏恒等,1985);④盆地基底以下的地壳比周边地壳明显的要薄;⑤盆地区的大地热流要比周边地区明显地高。如何根据张力、重力、热过程以及软流圈底辟等作用建立张性盆地的成因模式,是目前地球动力学中研究得比较深入的一个基本问题。

根据张性盆地的二元沉积结构演化特征,早期为地堑或半地堑式充填沉积,以及火山活动特征,张性盆地的力学成因与裂谷和大型地堑本质上是类似的,在 Bally(1980)的盆地分类中,甚至把裂谷也划为盆地的一类,在我国,也有把中国东部诸多的中生代张性盆地称为裂谷盆地。因此张性盆地成因模式的建立是与裂谷和地堑的成因模式有密切的联系,所提出的观点与模式是多种多样的。Morgan 和 Baker(1983)对裂谷的形成机制进行了综述,

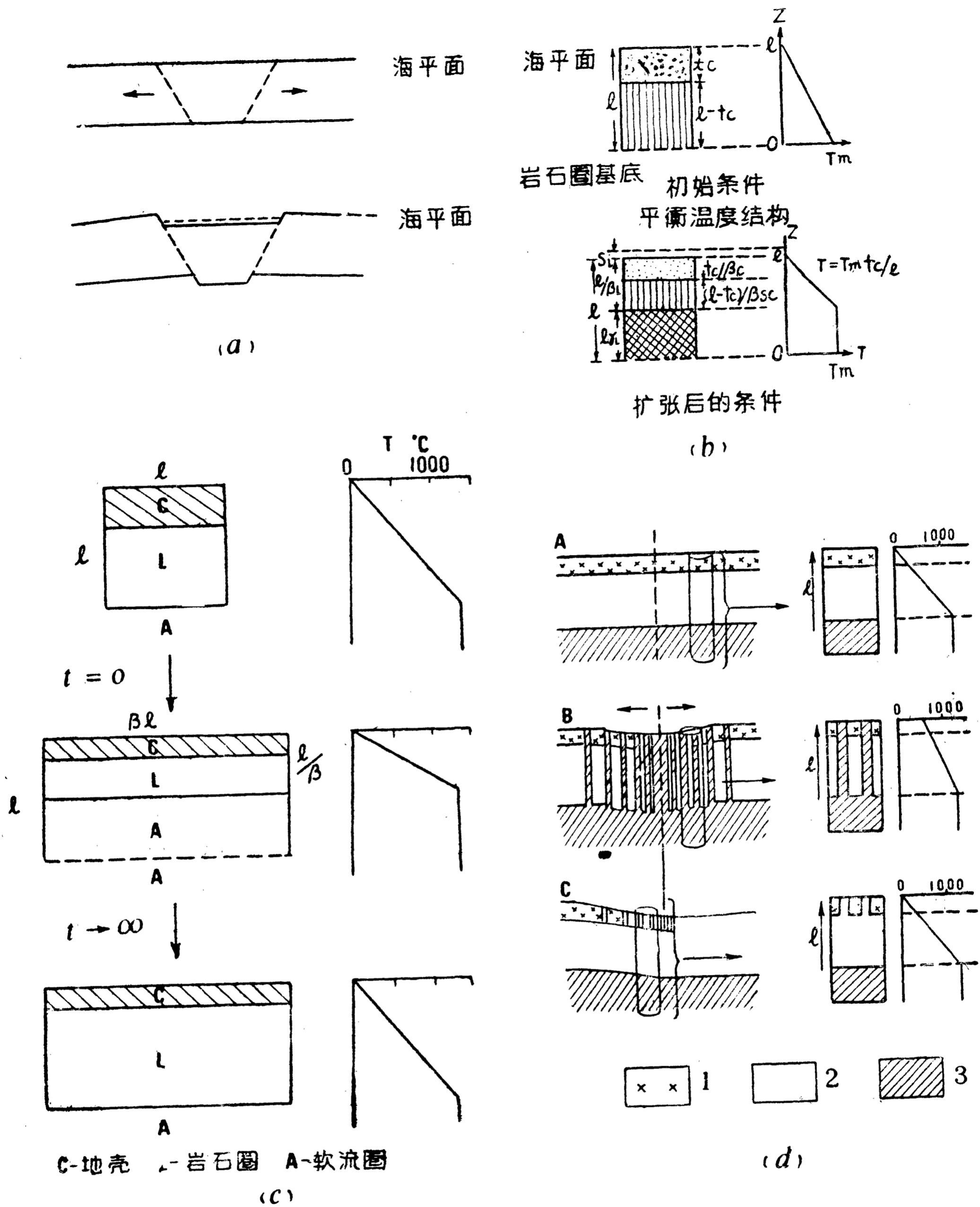


图 5-1 (a) 地堑模式 (b) 双层扩张模式 (c) 均匀扩张模式 (d) 岩墙侵入模式

1. 地壳 2. 岩石圈 3. 软流圈

Bally(1980)对盆地的地球物理模式进行了系统评述。

简言之,建立张性盆地成因的地球物理模式,首先要有明确的物理背景(定理)为依据,说明为什么盆地(裂谷)基底发生沉降。其次,由建立的模式预测盆地基底沉降速率和沉降量以及地球物理场特性要与盆地中实测的相吻合。60年代前解释地堑下沉是根据 Taber(1927)和 Heiskanen(1958)的观点,他们的模型中,由水平张力形成两条穿透整个地壳的相对倾斜且相互平行断裂,断裂之间的楔形地壳块体在重力作用下沉降(图 5-1a)。这个模式主要强调区域应力与自重的影响,忽视了地壳上地幔中热过程和物质迁移。根据这个模式地堑裂谷之下

的地壳要比周边地区厚,与事实相矛盾。

板块构造理论问世后,特别是广泛的深地震测深及天然地震面波频散研究发现了裂谷之下存在异常地幔(裂谷垫, rift cushion),使人们认识到深部过程是裂谷和张性盆地成因的关键因素。如 Morgan 等(1983)归纳的裂谷成因机制有以下几种模式:①岩石圈是静态的,由底部变热,岩石圈物质转换成软流圈,或由于软流圈对流系统对岩石圈底部热侵蚀使岩石圈变薄,称为主动(active)机制;②在侧向张应力作用下,岩石圈伸展变薄,同时由于均衡响应软流圈被动上涌,即所谓被动机制;③软流圈低密度物质失稳上升底辟穿刺。这过程可由主动机制或被动机制诱发,所以裂谷成因模式本质上可归纳为软流圈主动和被动上涌两种机制。两种模式形成的裂谷的发展演化规律是不同的。被动模式中,裂谷(或盆地)演化分两个阶段,第一阶段裂谷形成差异沉积阶段,拉张作用和均衡调整是主导作用;第二阶段,整体沉降阶段,上涌的软流圈冷却收缩为主导作用;主动机制除了这两个阶段之外,裂谷形成之前产生穹窿——火山活动系列,即前裂谷相,穹窿形成由于岩石圈热膨胀,地表上隆成高原,并遭受剥蚀,穹窿存在局部张应力,根据计算可达 2kbar (Bott, 1981; Artyushkov, 1981),足以在穹窿轴部形成裂谷,东非的肯尼亚和埃塞俄比亚裂谷的成因模式就是主动的。Keen(1985)详细地研究了这两种机制的动力学过程。

这两个机制用来说明张性盆地的形成演化也是很成功的,特别是被动机制,如果大陆地壳厚度大于 18 公里,岩石圈均匀拉张伸展变薄后在均衡调整作用下,立即出现一接受沉积的空间,接受充填式沉积,随后热衰减接受披盖式沉积结构,与张性盆地构造演化特征完全吻合。

除上述两种成因模式外,导致下沉形成盆地的机制还有:①Royden 等(1980)提出,图 5-1d,大陆岩石圈的断裂作用和超基性岩墙侵入,也能导致下沉形成沉积盆地;②Middleton 等(1983)提出的下部地壳变质作用致使密度变化也能引起大陆边缘下沉而形成盆地,这种机制形成的盆地的断裂构造特征与上述模式是有显著差别的。此外还有 Bott(1971)提出的韧性的中下地壳向大洋蠕变而引起下沉的机制,这个作用可能不是显著的。Belousov 还提出了难以置信的“大洋化”机制。

对含油气盆地研究来说,更重要的是建立定量的地球物理模式,根据模式可计算或预测盆地发展演化过程中各种相关的物理量,如盆地基底沉降量、古地温、大地热流量等。而且预测值要与盆地中的实测值相一致,从而可根据这样的模式对盆地的沉降量更重要的是古温度演化进行模拟,对盆地中有机质成熟度及油气生成作出评价。到目前为止,所建立的定量地球物理模式是分别以上述几种机制为基础,依据一定的物理原理,只能对盆地基底沉降量及大地热流进行预测计算。下面具体介绍几种常用地球物理模式中热流与沉降的形式,并简单评述它们的应用效果、存在问题以及作者改进的拉张盆地地球物理模式。

## 二、拉张盆地地球物理模式与热流及沉降预测

### 1. 均匀扩张模式

Sleep(1971)研究大西洋被动大陆边缘的沉降规律发现,大陆地壳破裂以来,大西洋边缘的沉降史与远离大洋中脊的大洋壳的沉降史非常相似,呈指数沉降规律,并指出这些边缘在破裂以后的沉降很可能是由于岩石圈热收缩引起的。在此基础上, McKenzie(1978)建立一个简单的能应用于张性盆地和被动大陆边缘定量模式,图 5-1c,模型中假定扩张事件是瞬时的,即  $t=0$  时,岩石圈快速拉张变薄,扩张期间和扩张之后,地壳始终保持均衡;扩张结束

后,随即开始热衰减,并忽略地壳放射性生热率,热衰减限制在垂直方向上。根据这些假设条件,扩张结束后,地表立即出现初始沉降  $S_i$  (载水初始沉降):

$$S_i = \frac{l \left[ (\rho_0 - \rho_c) \frac{t_c}{l} \left( 1 - \alpha T_m \frac{t_c}{l} \right) - \frac{\alpha T_1 \rho_0}{2} \right] \left( 1 - \frac{1}{\beta} \right)}{\rho_0 (1 - \alpha T_m) - \rho_w} \quad (5-1)$$

式中的符号所代表的物理量见表 5-1。初始沉降是在均衡调整作用下,按 Airy 均衡模型计算的。在地壳厚度、岩石圈厚度等确定的情况下,初始沉降是扩张参数  $\beta$  的函数, $\beta$  为原始岩石圈厚度与扩张后岩石圈厚度之比,由于岩石圈扩张变薄是均匀的, $\beta$  也等于原始地壳厚度与扩散后地壳厚度之比。用表 5-1 中的参数值,当地壳厚度小于 18 公里时, $S_i$  为负值,表示隆起,与洋脊高出洋盆的事实相符。

表 5-1 参 数 表

参 数	定 义	参 数 值	备 注
$l$	原始岩石圈厚度	125 km	
$t_c$	大陆地壳厚度	35 km	
$\rho_0$	0°C 时地幔物质密度	3.33 g/cm <sup>3</sup>	
$\rho_w$	水的密度	1.0 g/cm <sup>3</sup>	
$\rho_c$	0°C 时地壳物质密度	2.8 g/cm <sup>3</sup>	
$\alpha$	岩石圈热膨系数	$3.28 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$	
$T_m$	岩石圈底部温度	1333°C	
$D$	热扩散系数		
$\tau$	$l^2/\pi^2 D$	62.8 Ma	
K	热导率	$7.5 \times 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ sec}^{-1}$	
$q_s$	地表热流	60.2 mW/m <sup>2</sup>	
$q_m$	地幔热流	30.0 mW/m <sup>2</sup>	
$h_r$	深度因子	10.0 km	
$\rho H_s$	地表生热强度	$2,4 \mu\text{W/m}^3$	单位体积单位时间内
$S_t$	热沉降		单位: 公里

根据 Hellinger *et al.* (1983) 等文献编。

扩张结束后,随即开始热衰减,地表热流、岩石圈温度分布以及地表高度均随时间变化,由热衰减引起的沉降称为热沉降。这些都可由一维热传导方程来决定

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} \quad (5-2)$$

边界条件

$$\begin{cases} T(l, t) = 0 \\ T(0, t) = T_m \end{cases} \quad (5-3)$$

初始条件

$$\begin{cases} T(Z, 0) = T_m & 0 \leq \frac{Z}{l} < \left( 1 - \frac{1}{\beta} \right) \\ T(Z, 0) = T_m \beta \left( 1 - \frac{Z}{l} \right) & \left( 1 - \frac{1}{\beta} \right) \leq \frac{Z}{l} \leq 1 \end{cases} \quad (5-4)$$

边界条件和初始条件见图 5-1c, 解得岩石圈温度分布

$$T(Z, t) = T_m \left(1 - \frac{Z}{l}\right) + \frac{2T_m}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^{n+1}}{n} \left(\frac{\beta}{n\pi} \sin \frac{n\pi}{\beta}\right) \sin \frac{n\pi Z}{l} \exp\left(-\frac{n^2 t}{\tau}\right) \quad (5-5)$$

其中  $\tau = l^2/\pi^2 D$  为热松弛时间。根据付里叶定理很快求得地表热流:

$$q(t) = \frac{KT_m}{l} \left\{ 1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\beta}{n\pi} \sin \frac{n\pi}{\beta} \exp\left(-\frac{n^2 t}{\tau}\right) \right\} \quad (5-6)$$

上几式中  $t$  代表时间, 以百万年为单位,  $Z$  坐标向上, 原点在岩石圈底部, 其他参数见表 5-1。扩张开始时  $t=0$ , 当  $t \rightarrow \infty$  时, 地表由于岩石圈冷却收缩沉降到最终深度, 其间, 地表相对于这个深度的高度为

$$e(t) = \frac{l\rho_o\alpha T_m}{\rho_o - \rho_w} \left\{ \frac{4}{\pi^2} \sum_{i=0}^{\infty} \frac{1}{(2i+1)^2} \frac{\beta}{(2i+1)\pi} \sin \frac{(2i+1)\pi}{\beta} \exp\left(-\frac{(2i+1)^2 t}{\tau}\right) \right\} \quad (5-7)$$

热沉降  $S_t$  为

$$S_t = e(0) - e(t) \quad (5-8)$$

盆地的总沉降应为初始沉降与热沉降之和, Royden 和 Keen (1980) 把总沉降称为构造沉降。

Le Pichon 等(1981)对 Mckenzie 模型作过修正, 初始沉降和构造沉降的形式与上式有些差别, 但预测数值没有明显的差别。Royden 等(1980年)的岩墙侵入模式对相应的物理量预测数值也很接近。

这个模式成功地解释了拉张盆地二元沉积结构的演化特征, 不少学者将这个模式用一些盆地对热流和沉降进行预测 (Sclater *et al.*, 1980; Hellinger *et al.*, 1983 等等), 发现对有些地区热沉降要比均匀扩张模式预测的热沉降大得多。作者根据这个模式对苏北盆地的热流进行预测, 结果要比实测热流值低得多, 这是由于模式忽略地壳放射性生热率的缘故。尚且, 瞬时均匀扩张与实际的盆地形成过程也有一段距离, 实际的盆地扩张过程是缓慢的甚至间歇的不均匀过程。尽管如此, 均匀扩张模式的建立还是代表了拉张盆地定量研究的重要发展。

## 2. 双层扩张模式

Hellinger 等(1983)系统论述了双层扩张模式建立的背景与论据。由于均匀模式的预热沉降要比实际小得多, 为了解释这个结果, Sclater 等(1980)、Royden 和 Keen(1980)认识到在大陆扩张期间, 软流圈输入到扩张范围的热量要比 Mckenzie 模式多, 这个结论的最好证据就是裂谷或张性盆地扩张期强烈的碱性玄武岩喷出。他们都分别建立互相不同的双层扩张模型。但 Sclater 等((1980)提出瞬时双层扩张模型太复杂, 经过 Royden 和 Keen(1980)的改进又只能用于分析大陆架。在他们工作基础上 Hellinger 等(1983)建立了一般的瞬时双层扩张模式。这个模式的假设前提与 Mckenzie 的有一点不一致, 认为岩石圈扩张是不均匀的, 允许壳下岩石圈(可包括下部地壳)变薄程度要比中上部地壳变薄程度大得多, 使得扩张结束后, 由于均衡调整作用、软流圈上升高度要比 Mckenzie 模式的大, 这样扩张期间软流圈向岩石圈就输入了更多的热量, 结果预测的初始沉降与均匀扩张模式相比要明显地小, 而热沉降几乎不变。

图 5-1b 显示了双层扩张模式, 在  $t=0$  时岩石圈受一次瞬时扩张事件, 地壳由单位长度伸展到  $\beta_c$ , 壳下岩石圈由单位长度伸展到  $\beta_{sc}$  ( $\beta_c \neq \beta_{sc}$ ), 引入  $\beta_l$  表示岩石圈初始厚度与扩张后的厚度之比, 它们三者关系如下:

$$\frac{l}{\beta_l} = \frac{t_c}{\beta_c} + \frac{l-t_c}{\beta_{sc}}$$

引入

$$\gamma_l = 1 - \frac{1}{\beta_l}, \quad \gamma_c = 1 - \frac{1}{\beta_c}, \quad \gamma_{sc} = 1 - \frac{1}{\beta_{sc}}$$

$\gamma_c$  表示岩石圈厚度的变薄程度, 它们的关系为

$$l\gamma_l = t_c\gamma_c + (l-t_c)\gamma_{sc} \quad (5-9)$$

根据(5-9)式的参数关系和 Airy 均衡模式可计算初始沉降  $S_i$  为

$$S_i = \{ [(\rho_0 - \rho_c)t_c(1 - \alpha T_m t_c / 2l) - \alpha \rho_0 T_m t_c / 2] \gamma_c - [l\rho_0 T_m (l - t_c) / 2] \gamma_l \} / [\rho_0(1 - \alpha T_m) - \rho_w] \quad (5-10)$$

式中参数也如表 5-1 所描述的。用(5-11)式代表(5-4)式作为初始条件, 解方程(5-2)可得岩石圈内温度分布。地表热流随时间衰减规律及地表相对最终深度的变化和热沉降。初始条件为

$$\begin{cases} T(Z, 0) = T_m & 0 \leq \frac{Z}{l} < \gamma_l \\ T(Z, 0) = T_m \left[ 1 + \beta_{sc} \left( \gamma_c - \frac{Z}{l} \right) \right] & \gamma_l \leq \frac{Z}{l} < 1 - \frac{t_c}{\beta_c l} \\ T(Z, 0) = T_m \beta_c \left( 1 - \frac{Z}{l} \right) & 1 - \frac{t_c}{\beta_c l} \leq \frac{Z}{l} \leq 1 \end{cases} \quad (5-11)$$

边界条件同 5-3 式, 温度分布为

$$T(Z, t) = T_m \left( 1 - \frac{Z}{l} \right) + T_m \sum_{n=1}^{\infty} C_n \sin\left(\frac{n\pi Z}{l}\right) \exp\left(-\frac{n^2 t}{\tau}\right) \quad (5-12)$$

式中  $C_n$  表达式为

$$C_n = \frac{2(-1)^{n+1}}{n^2 \pi^2} \left[ (\beta_c - \beta_{sc}) \sin\left(\frac{n\pi t_c}{l\beta_c}\right) + \beta_{sc} \sin\left(\frac{n\pi}{\beta_l}\right) \right]$$

地表热流

$$q(t) = \frac{KT_m}{l} \left[ 1 + \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^{n+1} n\pi C_n \exp\left(-\frac{n^2 t}{\tau}\right) \right] \quad (5-13)$$

地表高度

$$e(t) \approx \frac{2l\alpha\rho_0 T_m}{(\rho_0 - \rho_w)\pi} \sum_{i=0}^{\infty} \frac{C_{2i+1}}{2i+1} \exp\left[-\frac{(2i+1)^2 t}{\tau}\right] \quad (5-14)$$

热沉降定义与(5-8)式一致。

上述双层扩张模式比均匀扩张模式更具有合理性, 除了在一些地区, 如加拿大东部边缘、Intra-Carpathian 盆地及 Pallani 海槽等的沉降观察证实外, 其他研究成果也证明其合理性。首先, 大多数张性盆地的地壳扩张主要集中在为数不多的称为拆离(滑脱)正断层之上, 如前所述, 苏北盆地内发育的犁式断层均在一定深度上收敛于某一层(或带)。这些事实都说明地壳(或中上地壳)以脆性变形为主(在拉张应力作用下), 壳下岩石圈以塑性变形为主, 即岩石圈上下层扩张是不均匀。其次, 震源深度研究发现(Chen *et al.*, 1985), 对克拉通地区下地壳基本上是无震的, 以无震的塑性变形为主。这不但支持了双层扩张模式, 还反映了脆性、塑性变形过渡带在地壳内部而不是在壳幔边界。上述公式是以壳幔边界为双层不均匀扩张的分界, 分界在壳内的相应公式也可采用类似的方法导出。Keon(1985)基于这样的岩石圈流变学特性, 即上部是脆性变形, 下部为韧性变形, 数值研究结构表明, 如裂谷(或盆地)的宽度大于岩石圈粘性层厚度, 应用双层扩张模式是足够的, 这对大多数盆地是满足的。

双层模式虽然比均匀模式更合理, 也有与之同样的不足, 即扩张速度为无穷大, 没有考虑



岩石圈放射物质生热的影响。

### 3. 有限扩张速率模式

Jarvis 和 Mckenzie (1980) 详细研究了扩张速率为有限时均匀模式的沉降和热流特性。由于扩张速率有限,要解含对流项的热传导方程,温度、热流等量的表达式比较复杂,需要作数值计算处理,这里简单介绍他们的主要结论。首先是热流特征,如图 5-2,在扩张期间,热流扩张近似是线性增加的,扩张结束后热流衰减规律与等扩张量的瞬时模式热流衰减类似,当  $G'$  (相应不同的扩张速率)  $\geq 50$  时,它们很接近,  $G' < 50$  时,有限扩张模式的热流明显地要小。(  $G' = 616 \ln \beta / \Delta t$ ,  $\Delta t$  为扩张期,单位为百万年)。其次,热沉降(见图 5-3)特征类似,当  $G' \geq 50$  时,比 Mckenzie 的模式要小,但很接近。扩张结束后热流和热沉降小是由于扩张期间也不断发生热散失和热收缩的缘故。

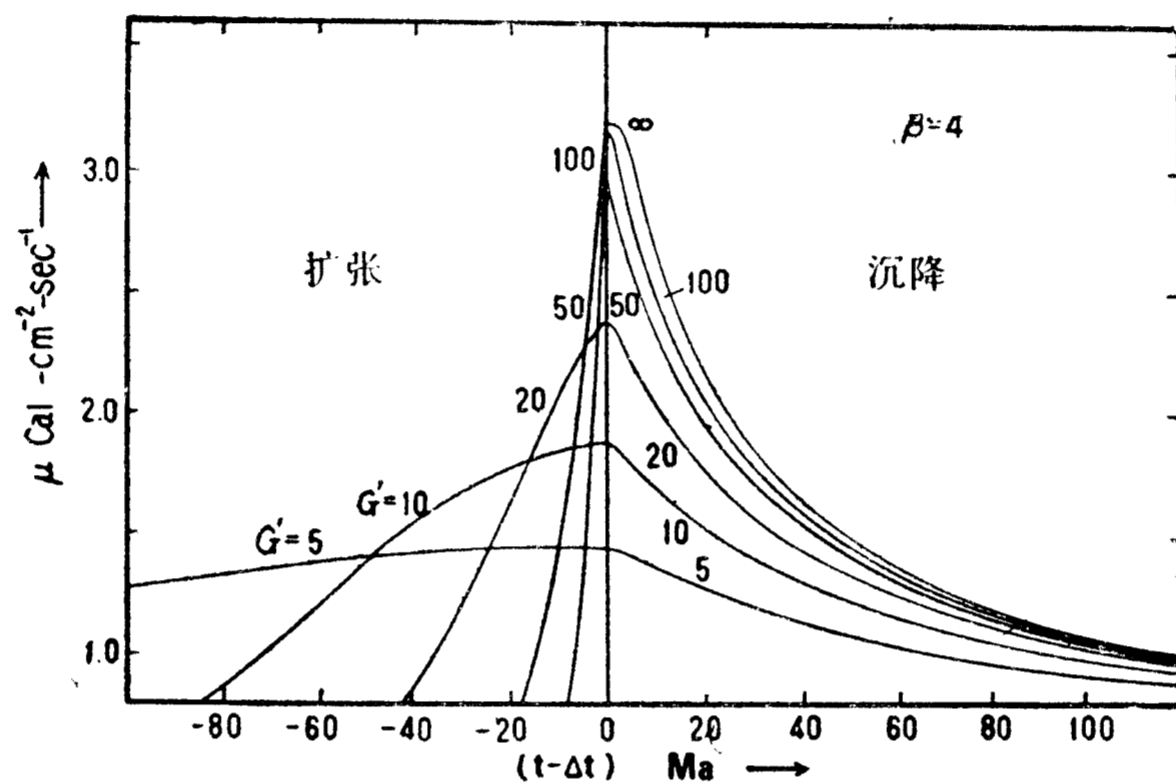


图 5-2 地表热流特征图  
( $\beta=4, G' = \infty$  相应于均匀扩张的模式)

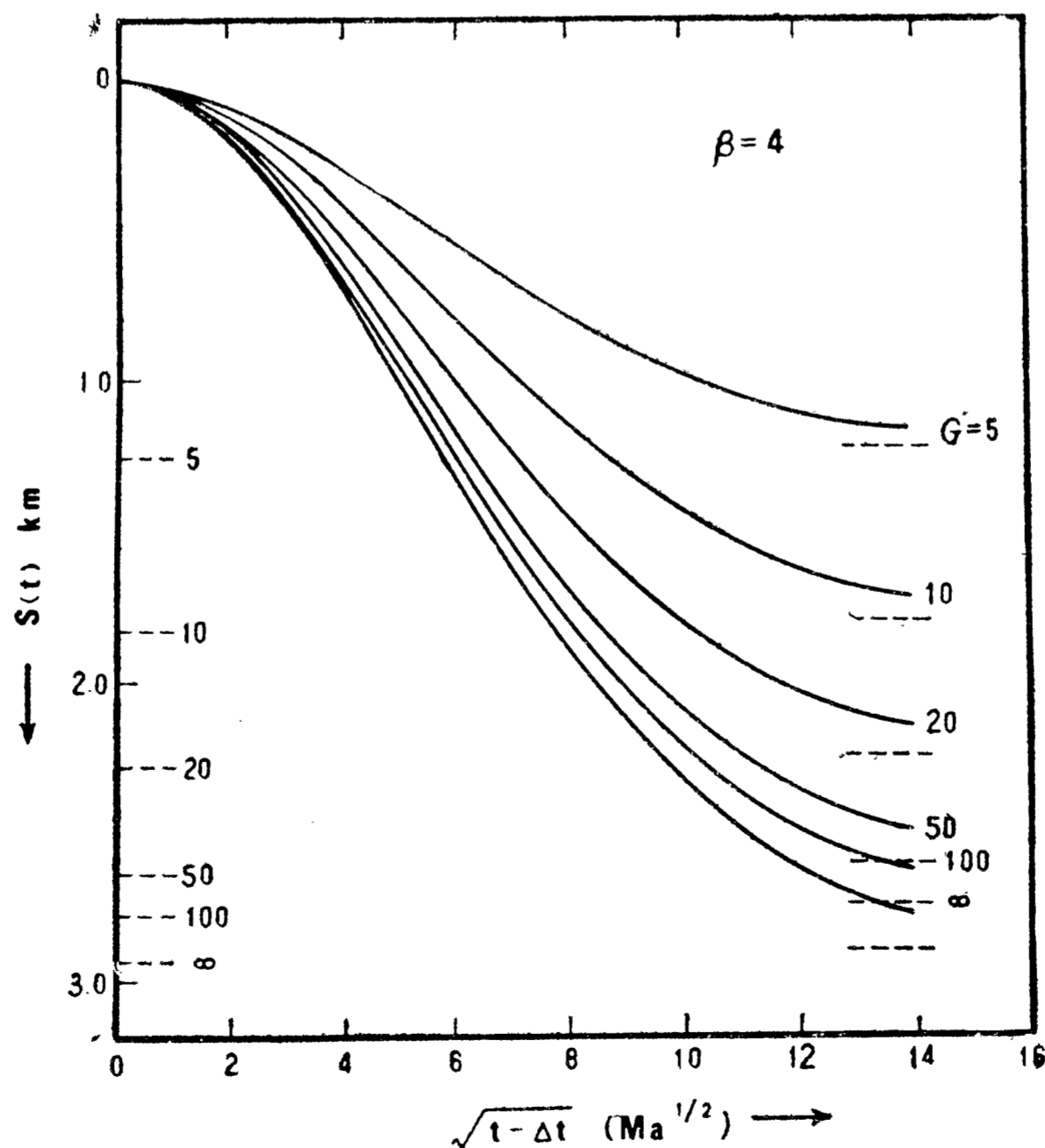


图 5-3 未负载热沉降  $S_t$  特征  
(其他说明见图 5-2)

根据上述结论,如果扩张时间小于 15~20Ma,用瞬时扩张模式的结果来代替,是满足预测精度的,大多数张性盆地形成扩张速度是有限的,但扩张期一般都小于 20Ma,所以都用上述均匀扩张或双层扩张模式,有限扩张速率的模式几乎没有应用实例。

除了上述几种定量模型之外, Middleton 等(1983)根据 Falvey 提出深地壳变质作用产生沉降的假说,认为玄武质成分的绿片岩相岩石由于增温变质为角闪岩相岩石,密度增加引起沉降,并给出沉降量及热流变化的定量关系,并用于澳大利亚 Otway 盆地,模拟了该盆地的成熟度。这个模式的应用,首先要有深地震测深资料以及重力异常资料提供约束,否则是难以置信的。Nunn 和 Sleep(1984)用热收缩和岩石圈挠曲的模式成功地模拟了 Michigan 盆地的演化。热收缩模式对那些没有发育早期地堑或半地堑式充填沉积的盆地可能是有效的。作者认为,岩石圈的热收缩作用是肯定存在的,对苏北地区,白垩系(甚至可能包括下部第三系)可能就是岩石圈热收缩为它们提供了沉积空间。

## 第二节 壳内生热效应对拉张盆地热流与沉降的影响

上述几种定量模式中均忽略了地壳内部放射性物质生热效应,均匀扩张模型中,初始模型的地表热流仅  $33.5\text{mW/m}^2$ (合  $0.8\text{HFU}$ ),比大陆任何地方的大地热流都要低得多,显然是不合理的。

正如第二章第二节所指出的,大陆岩石圈热结构由两部分构成,一部分由壳内放射性元素铀、钍、钾生热贡献构成,另一部分为地幔传导热流。根据目前地热学研究结果,全球大陆平均大地热流为  $60.2\text{mW/m}^2$ (Turcotte and Schubert, 1982),而平均地幔热流约为  $28\text{mW/m}^2$ ,约占大地热流的 46%,这就意味着有 54%的大地热流来自壳内生热物质的贡献。就苏北盆地而言,本文研究结果表明,目前苏北的平均大地热流  $68\text{mW/m}^2$ ,其中  $41.3\text{mW/m}^2$  来自地幔,约  $27\text{mW/m}^2$  来自地壳生热物质的影响,即为地表热流的 39%。所以,无论是全球平均意义上或就苏北盆地而言,壳内放射性元素的生热贡献在地表热流中的比例是十分显著的,在 40~55%之间,在建立张性盆地的成因地球物理模式对盆地的沉降热乃至盆地成熟度进行模拟预测时,决不能忽略它的影响。

### 一、含生热效应的均匀扩张模式

#### 1. 原始岩石圈热模式

选择常用的岩石圈内放射性元素生热率指数分布模式,即

$$A(Z) = H_s \exp[-(l-Z)/h_r] \quad (5-15)$$

$H_s$  为地表单位质量岩石的生热强度,单位质量生热  $A(Z)$  从地表往地下随深度按指数规律衰减,当  $A$  衰减为  $H_s$  的  $1/e$  时的深度定义为  $h_r$ ,  $h_r$  对大陆岩石圈一般等于 10 公里,式中  $Z$  坐标是向上的,原点在岩石圈底部,  $l$  为岩石圈厚度。如果原始岩石圈是热稳态的,则根据一维稳态含生热项的热传导方程可解得原始岩石圈的地面热流和温度分布

$$q_s = q_m + \rho H_s h_r [1 - \exp(-l/h_r)] \quad (5-16)$$

$$T(Z) = T_0 + \frac{q_m(l-Z)}{K} + \frac{(q_s - q_m)h_r}{K} [1 - \exp(-(l-Z)/h_r)] \quad (5-17)$$

地面热流  $q_s$  取  $60.2\text{mW/m}^2$ , 岩石圈底部热流  $q_m$  取  $30.0\text{mW/m}^2$ 。地表温度取  $14.6^\circ\text{C}$ , 并

由表 5-1 中其他参数值所计算的初始岩石圈温度分布如图 5-4。

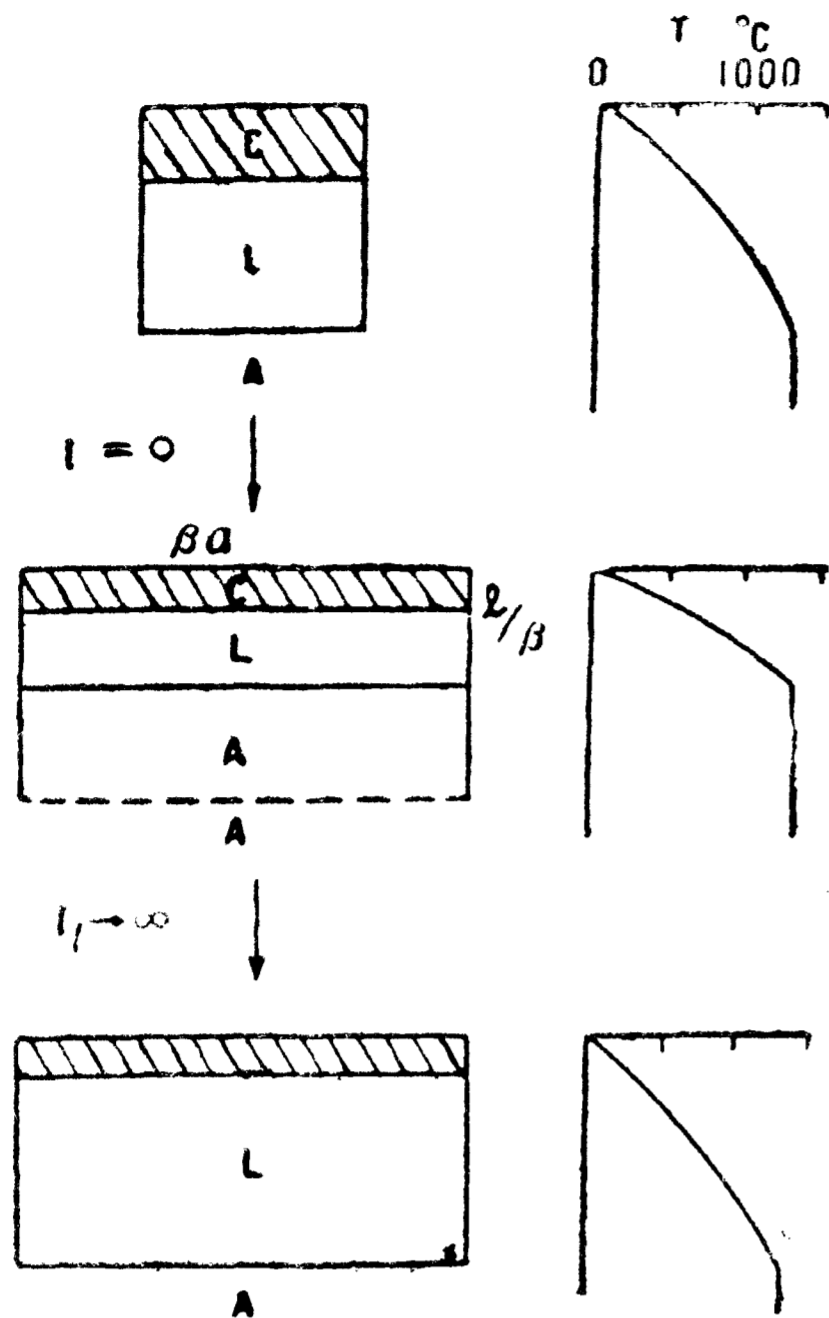


图 5-4 含生热率的均匀扩张模式示意图  
(C, A, L 分别表示地壳、软流圈和岩石圈)

当  $t=0$  时, 岩石圈发生均匀扩张, 单位长度的岩石圈伸展变宽为  $\beta$ , 岩石圈厚度变薄为  $l/\beta$ , 软流圈被动上涌, 如图 5-4, 随后热衰减开始, 并满足方程

$$\frac{\partial T}{\partial t} - D \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} = \frac{\rho H_s D}{K} \exp[-\beta(l-Z)/h_r] \quad (5-18)$$

方程中  $\rho$  为地表岩石密度,  $\rho H_s$  为单位体积岩石在单位时间内热产量。

### 2. 边界条件与初始条件

很容易确定模式的边界条件为

$$\begin{cases} T(l, t) = T_0 \\ T(0, t) = T_m \end{cases} \quad (5-19)$$

根据(5-16)式, 初始条件为

$$f(Z) = T(Z, 0)$$

$$= \begin{cases} T_m & 0 \leq \frac{Z}{l} \leq 1 - \frac{1}{\beta} \\ T_0 + \frac{q_m \beta (l-Z)}{K} + \frac{(q_s - q_m) h_r}{K} \\ \quad \times \left[ 1 - \exp[-\beta(l-Z)/h_r] \right] & 1 - \frac{1}{\beta} < \frac{Z}{l} \leq 1 \end{cases} \quad (5-20)$$

### 3. 热衰减过程中岩石圈温度分布

在边界条件为(5-19)式、初始条件为(5-20)式的条件下解(5-18)式, 是非齐次热传导方程的定解问题, 求解过程见附录 B。根据附录 B 的 B-10 式, 热衰减过程中的岩石圈温度分布为

$$\begin{aligned} T(Z, t) = & T_m - (T_m - T_0) \frac{Z}{l} + \sum_{n=1}^{\infty} C_n^{(\beta)} \sin \frac{n\pi Z}{l} \exp(-n^2 t/\tau) \\ & + \frac{2b_4 h_r^2}{\beta^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{[\exp(-\beta l/h_r) - (-1)^n]}{[1 + (\frac{n\pi h_r}{\beta l})^2]} n\pi \left[ 1 - \exp(-n^2 t/\tau) \right] \sin \frac{n\pi Z}{l} \end{aligned} \quad (5-21)$$

系数  $C_n^{(\beta)}$  为

$$\begin{aligned} C_n^{(\beta)} = & 2 \left\{ b_1 (-1)^n \left( \frac{n\pi}{b^2 + n^2 \pi^2} - \frac{1}{n\pi} \right) + \left( \frac{b_5}{n\pi} - \frac{n\pi b_6}{b^2 + n^2 \pi^2} \right) \cos n\pi \gamma \right. \\ & \left. + \left( \frac{b_7}{n^2 \pi^2} + \frac{b b_6}{b^2 + n^2 \pi^2} \right) \sin n\pi \gamma \right\} \end{aligned} \quad (5-22)$$

式中  $\gamma = 1 - (1/\beta)$ , 其他常数如  $b, b_1, b_2, b_3, b_4, b_5, b_6, b_7$  的定义参见附录 B。

## 二、模式的热流和沉降

由(5-21)式可求得地表热流随时间变化关系

$$\begin{aligned} q(t) = & -K \frac{\partial T}{\partial Z} \Big|_{z=l} = \frac{(T_m - T_0) K}{l} - \frac{K\pi}{l} \sum_{n=1}^{\infty} C_n^{(\beta)} (-1)^n n \exp(-n^2 t/\tau) \\ & - \frac{2K b_4 h_r^2}{\beta^2 l} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{[(-1)^n \exp(-\beta l/h_r) - 1]}{[1 + (\frac{n\pi h_r}{\beta l})^2]} [1 - \exp(-n^2 t/\tau)] \end{aligned} \quad (5-23)$$

表 5-1 中的参数可知  $e^{-\beta l/h_r} \ll 1$ , 上式热流可近似为

$$\begin{aligned} \underline{q}(t) = & \frac{(T_m - T_0)K}{l} - \frac{K\pi}{l} \sum_{n=1}^{\infty} C_n^{(\beta)} (-1)^n n \exp(-n^2 t/\tau) \\ & + \frac{2Kb_4 h_r^2}{\beta^2 l} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{1 + \left(\frac{n\pi h_r}{\beta l}\right)^2} (1 - \exp(-n^2 t/\tau)) \end{aligned} \quad (5-24)$$

热沉降计算类似于上节中的步骤。当扩张事件结束后, 时间  $t \rightarrow \infty$  时, 岩石圈热收缩结束, 达到热稳态, 其表面下沉到最终深度。在热衰减过程中,  $t$  时间的岩石圈表面相对于最终表面的高度(载水的)为

$$e(t) = \frac{2\alpha\rho_0 l}{\pi(\rho_0 - \rho_w)} \sum_{m=0}^{\infty} \left\{ C_{2m+1}^{(\beta)} - \frac{2b_4 h_r^2 (1 + \exp(-\beta l/h_r))}{\pi\beta^2 \left[1 + \left(\frac{(2m+1)\pi h_r}{\beta l}\right)^2\right] (2m+1)^2} \exp[-(2m+1)^2 t/\tau] \right\} \quad (5-25)$$

则  $t$  时间内的热沉降可按上式和(5-8)式计算。

扩张期间, 由于均衡调整作用产生的初始沉积的表达式较为复杂, 按表 5-1 所给的参数, 经过计算表明按生热效应模式推导的初始沉降与(5-1)式计算的初始沉降差别很小, 所以, 仍按(5-1)式计算含生热效应均匀扩张模式的初始沉降。

### 三、生热效应对扩张后地表热流及沉降的影响

根据上述(5-24)式和(5-25)式以及表 5-1 中参数值, 给不同的岩石圈扩张参数  $\beta$  或岩石圈变薄因子  $\gamma$ , 计算含生热率模式在扩张结束后热流和热沉降的衰减规律, 与 McKenzie 模式的热流及热沉降进行比较, 可以说明壳内放射性元素生热的影响。图 5-5A, B 为 McKenzie

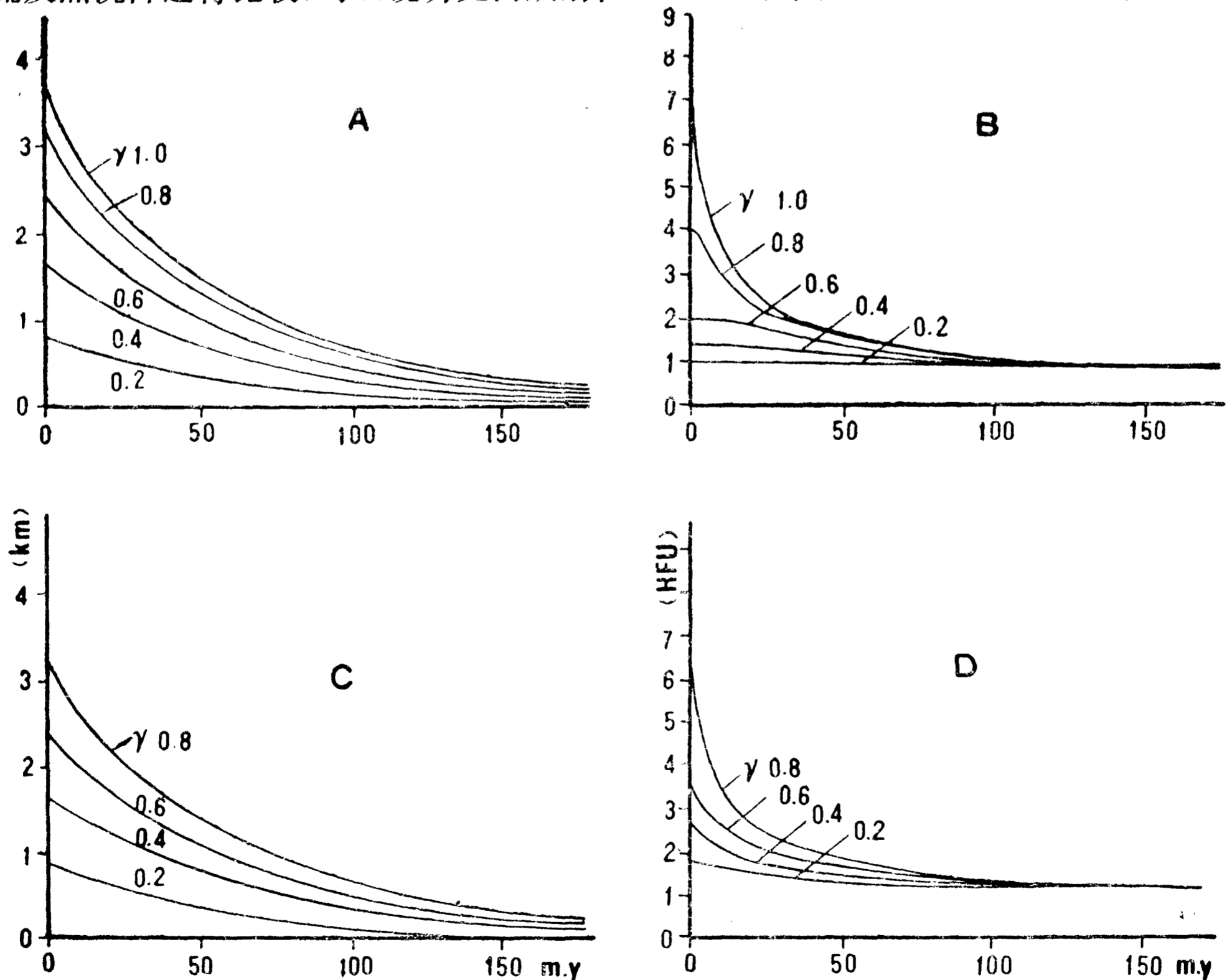


图 5-5 A, B 分别为不含生热效应模式的沉降和热流 C, D 分别为含生热效应模式的沉降和热流

模式不同的岩石圈变薄参数的载水热沉降与热流随时间的演化特征,而图 5-5C 和图 5-5D 则是反映经过作者改进的模式的载水热沉降和热流衰减规律。对比图 5-5B 和 5-5D,能够发现,壳内放射性物质生热对张性盆地的热流影响是明显的,例如,变薄因子  $\gamma = 0.2$  ( $\beta = 1.25$ ) 时,McKenzie 模式的古热流从 1.0 HFU 开始衰减,考虑生热率,热流在扩张结束后可达 1.8 HFU。这两个模式古热流衰减趋势是一致的,扩张后 0~30Ma 内衰减较快,100 Ma 以后达到背景值,分别为 0.8 HFU 和 1.44 HFU。

对比图 5-5 A 和 图5-5C,两个模式的沉降曲线特征类似,因而生热效应对扩张模式的沉降没有显著影响。

下节将根据苏北盆地的实际沉降资料、实测大地热流数据及实测的镜质体反射率 ( $R_0$ )与模式预测的沉降、热流和  $R_0$  进行对比检验,进一步验证经过作者改进模式的合理性。

### 第三节 苏北盆地的成因演化地球物理模式

#### 一、成因模式的地质和地球物理依据

以上几章中,地热场、地壳上地幔热结构和各向异性、地震剖面构造史分析以及基底沉降的研究,都为建立苏北盆地成因模式提供了重要的地质和地球物理依据。结合勘探研究成果,这些依据可概括为以下几点:

(1) 盆地内中始新世之后的地层具有二元结构特征,即戴南组至三垛组为箕状凹陷内的快速充填沉积,基底沉降速率逐渐变小,上第三系盐城群披盖于全盆地,反映了整体沉降。中始新世后的基底沉降特征符合指数函数规律。

(2) 晚白垩世至早始新世(75~50 Ma)期间沉积的地层分布广,厚度分布为近东西或北西-西方向,基底沉降特征也与上第三纪期间相似。这期间有两到三次海侵,并且有证据表明盆地的边界断裂此时已经形成。

(3) 边界断裂的强烈活动是在中始新世,同时在凹陷内部形成了规模较小的正断层,戴南组和三垛组沉积期间也有小规模的正断层形成(可能与压实作用有关)。

(4) 盆地边界断裂和凹陷边界断裂均为犁式正断层,除海安凹陷外,均向北倾斜。

(5) 岩浆活动十分频繁,除泰州组中为安山岩外,各组地层中均为火山喷发玄武岩。这些玄武岩为碱性玄武岩,岩浆源深度可到 60 公里。

(6) 盆地区地壳比相邻地区薄 1~2公里,如果比较前新生界地壳,还要薄得更多,并且在中部地壳可能发育有低速层。

(7) 上地幔地震波速各向异性特征反映苏北盆地及邻区上地幔曾发生过近南北向和北西-南东向的流变运动。

(8) 盆地区的热流比邻区高,比稳定大陆地区高,达  $68 \text{ mW/m}^2$ ,地幔热流占地表热流的百分比也高,反映了盆地区存在深部高热异常,可能与软流圈上涌有关。

下面,笔者不仅以这些特征为依据,建立了苏北盆地的成因地球物理模式,而且还考虑了岩石圈生热效应的影响,根据成因模式对盆地中古热流(包括现代热流)、基底沉降规律以及有机质成熟度进行模拟预测,和实测对比来检验模式的合理性。

## 二、苏北盆地成因演化地球物理模式

根据上述特征,苏北盆地距今 75 Ma 以来的成因演化可概括为以下三个不同阶段:

第一阶段 晚白垩世至早始新世(距今 75~50 Ma),岩石圈伸展软流圈被动(passive)上涌演化阶段。原始岩石圈内可能包含有热异常,见图 5-6 A。距今 75 Ma 开始,在北北东-近南北向的区域拉张应力场作用下伸展变薄。中上部地壳以脆性变形为主,变形集中在一拆离带上,该带上发育一些犁式断层,形成盆地中两拗一隆的构造格局。同时,下地壳岩石圈以塑性变形为主,厚度变小,软流圈物质响应于均衡作用,被动上涌,玄武岩浆上升喷出,加快了热衰减过程,见图 5-6B。由于原始地壳中存在热异常,这期间,仅泰一段表现为快速的充填沉积,以后湖盆加深(伴有海侵),沉积泰二段至四段的披盖式地层,表现突出的热沉降特征。上

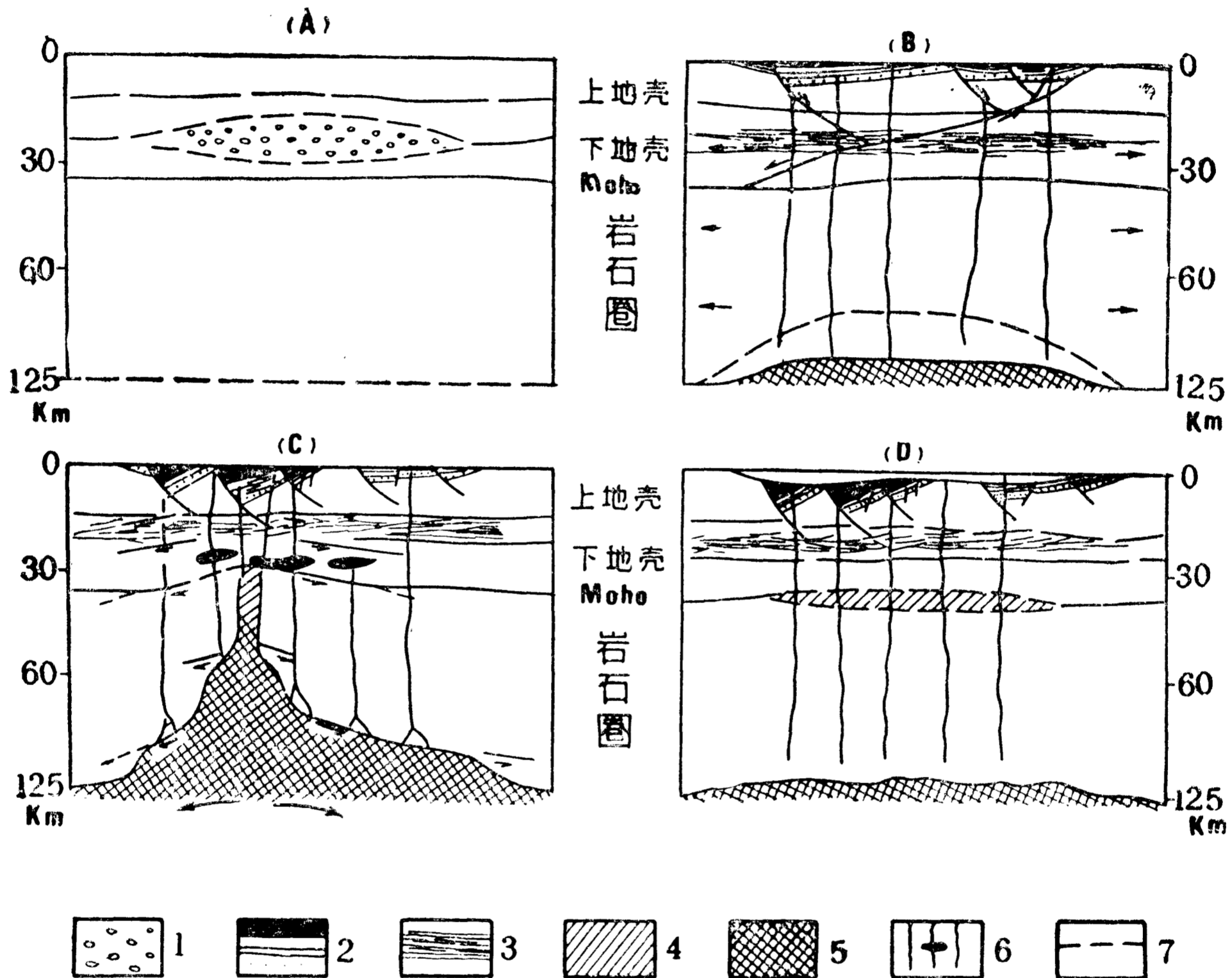


图 5-6 苏北盆地的成因演化模式

1. 低速层 2. 新生界 3. 壳内拆离带 4. Moho 层  
5. 软流圈物质 6. 岩浆通道 7. 软流圈可能的顶面

地幔地震波速在北北东-近南北方向取最大值,应与此期壳下岩石圈发生近南北方向流变引起橄榄石晶体从优定向相应。

第二阶段 中始新世至渐新世期间,软流圈主动(active)上涌、岩石圈反拆离(reverse decollement)阶段。这一阶段的核心是距今 45 Ma 左右,软流圈内部出现一上升流。该软流圈上升流作为驱动力,使得壳下岩石圈(包括下部地壳)在不同深度上发生反拆离或反滑脱作用(Mohr, 1987),见图 5-6 C,导致岩石圈下部要比上部变薄程度大,并且由软流圈物质填补了反拆离作用造成下部岩石圈出现的空间。在东台拗陷之下,软流圈物质可能上升到壳下。这机制也引起上部地壳的拉张,使早期的拗陷边界断裂强烈活动,并形成一系列的北东 50°~

60°方向犁式正断层,将拗陷分割成一系列的箕状凹陷。该机制中的反拆离作用在盆地的纵向上和横向上都是不均匀的。横向上它造成东台拗陷的下部岩石圈变薄程度要比盐阜拗陷大;纵向上,东台拗陷中西部(高邮凹陷和金湖凹陷)要比东部的海安凹陷的变薄程度大。该机制有一定的持续时间,至少持续到中渐新世,在东台拗陷中的箕状凹陷内部形成大量与边界断裂平行的正断层。最后,机制中的反拆离作用的方向北西-南东方向,并在某些深度上,对前期的上地幔橄榄石晶体从优定向结构有所改造,产生部分橄榄石晶体北西-南东方向的定向,所以在速度与方位关系图(图 3-6)上有两个速度极大方向。HQ-13 线上,苏北盆地区壳幔边界有多个反射界面构成,这些反射界面可能就是这期反滑脱作用形成的。所以,苏北的壳幔边界应形成于中始新世至渐新世期间。

第三阶段 中新世至今,热衰减整体沉降阶段。这阶段由于前阶段软流圈上升流消亡,上涌的软流圈物质冷却分异固化,密度增加,演变成岩石圈的一部分,从而导致地表整体沉降,接受广泛分布的上第三系及第四系沉积,见图 5-6 D。上涌的软流圈热衰减过程中,分异产生的玄武岩浆上升喷溢,所以在盐城群中发育大面积的玄武岩。目前,这个过程还在继续,因此盆地地区有较高的大地热流和地幔热流。但是,从第四纪或上新世开始,在盆地东部地区,这个阶段叠加上了另一次拉张作用的影响。

这样的三个阶段成因演化模式可以说明苏北盆地的结构构造及地壳上地幔结构和地热场的主要特征。还应该指出,拉张作用和沉降都是间歇的。这不仅是苏北盆地的特征,中国东部中生代拉张盆地和中国南海(Keru *et al.*, 1986)的拉张和沉降都具有这个共同的特征,不像北海盆地及被动大陆边缘盆地那样简单,这或许与活动陆缘的板块俯冲过程有关。笔者上面对这样间歇特征作了一定的简化,考虑为两期明显的拉张,一次是由区域应力的引起,后一期为软流圈上升流起。

下面将模式进一步定量化,并结合本章第二节改进的岩石圈热模式,对盆地基底沉降、古热流及镜质体反射率  $R_0$  进行模拟预测,与相应的实测结果对比,以考察所建模式的合理性。

### 三、模式预测数据与实测资料对比

上面的成因模式中,距今 75 Ma 到现在,苏北盆地岩石圈经历了两次拉张变薄,第一次在距今 75~50 Ma,第二次在中始新世到渐新世。盆地中的总沉降应为两次作用的叠加。在计算模式的初始沉降和热沉降并与实际初始沉降和热沉降对比中,为了避免繁杂的计算,没有把盆地中总的构造沉降分解成两期的初始沉降和热沉降,而是简化为一期,即把中新世之前划分为初始沉降,中新世后的划分为热沉降。这样划分与盆地的剖面结构特征是吻合的。成因模式的定量化也处理为一次拉张。根据本章第二节,定量模式的热流、初始沉降和热沉降是依赖于岩石圈变薄参数  $\gamma$  的函数。因此,一方面在盆地中不同点(井),根据地壳厚度等资料提供变薄参数  $\gamma$ ,可按沉降及热流计算公式(式 5-24),对成因模式的初始沉降、热沉降及热流进行预测,并与实际的观测量相比较;另一方面,可以根据盆地中的实际初始沉降和热沉降确定一个变薄参数,对热流进行预测,与实测热流进行比较。

笔者挑选了有热流观测值的井 14 口,详细进行了上述两个方面的对比研究,表 5-2 给出了对比结果。表中第一列(构造沉降列)数据为不同井的实际构造沉降、初始沉降和热沉降,由它们估计的成因模式的变薄参数在表中第二列(模型参数列)。对同一口井,可得两个参数,分别由(5-1)式和(5-24)式预测的初始沉降和热沉降反映在表 5-2 的第三列预测沉降列。计

表5-2 实际沉降热流与模式预测的对比

井号	构造沉降 (m)	模型参数	预测沉降 (m)	预测热流 (mW/m <sup>2</sup> )	实测热流 (mW/m <sup>2</sup> )	模型参数 <sup>(1)</sup>	预测热沉降 (m)	预测热流 (mW/m <sup>2</sup> )	
真 86	初 始	1 514	0.34	1 514	70.59				
	热	622	0.37	630	72.2	77.6	0.32	550	69.55
	总	2 136		2 144					
天深 3	初 始	1 009	0.23	1 008	65.0				
	热	213	0.11	213	60.11	59.0	0.27	480	67.04
	总	1 222		1 221					
苏 136	初 始	1 034	0.23	1 034	65.15				
	热	648	0.39	647	73.29	65.5	0.29	510	68.03
	总	1 682		1 681					
真 2	初 始	938	0.21	0.938	64.25				
	热	628	0.37	0.630	72.2	57.0	0.28	490	67.53
	总	1 566		1 568					
真 18	初 始	646	0.14	646	61.30				
	热	406	0.23	420	65.15	65.2	0.28	460	66.56
	总	1 052		1 066					
河参 1	初 始	1 653	0.37	1 653	72.2				
	热	416	0.24	430	65.62	64.1	0.31	540	69.04
	总	2 069		2 083					
唐 2	初 始	819	0.18	819	62.94				
	热	452	0.25	450	66.09	82.66	0.27	480	67.04
	总	1 271		1 269					
安 1	初 始	523	0.12	523	60.50				
	热	894	0.54	890	81.90	76.0	0.28	490	67.53
	总	1 417		1 413					
安 3	初 始	320	0.07	320	58.64				
	热	951	0.57	940	83.64	78.3	0.28	490	67.53
	总	1 271		1 260					
海参 1	初 始	460	0.10	460	59.73				
	热	471	0.27	480	67.04	73.0	0.25	450	66.09
	总	931		940					
苏 129	初 始	734	0.16	734	62.10				
	热	717	0.43	720	75.53	78.0	0.28	490	66.56
	总	1 444		1 454					
苏 169	初 始	876	0.20	876	63.80				
	热	799	0.48	790	78.40	83.0	0.29	510	68.03
	总	1 675		1 666					
苏 151	初 始	266	0.06	266	58.30				
	热	400	0.22	400	64.70	67.0	0.23	420	65.15
	总	666		666					
苏 170	初 始	787	0.18	787	62.94				
	热	777	0.47	1 567	77.82	81.0	0.28	490	66.56
	总	1 564							

注：① 由地壳厚度资料确定的模型参数。



算中, (5-1) 式和 (5-24) 式中其他参数见表 5-1。由表 5-2 中第二列的变薄参数分别用 (5-23) 式对热流进行预测, 由于盆地形成期间存在两期岩石圈拉张变薄事件, 并且两期拉张事件都有一段持续时间, 按本章上一节中有限扩张速率对热流的影响分析, 热流预测分两个阶段: 距今 75~38 Ma 用线性模式, 38Ma 以来用 (5-23) 式。表 5-2 的第四列(预测热流列)为预测的现代热流, 第五列为实测的现代热流。

从表 5-2 可以看出, 由初始沉降和热沉降估计的变薄参数不统一, 有明显的差别。只有高邮凹陷真 86 井、金湖凹陷的天深 3 井、唐 2 井和河参 1 井各井的这两个变薄参数相近, 而靠盆地东部地区, 两者差别比较大。一般都是由初始沉降估计的变薄参数小, 而由热沉降估计的参数过大, 就是说, 距今 75 Ma 以来的初始沉降与热沉降之间不能匹配。这种热沉降大而初始沉降小的现象, 在华北也存在。Hellinger 等 (1983) 认为这种不匹配的原因是软流圈向岩石圈输入的热量比模式中多, 而地壳的变薄量是有地壳厚度资料约束的, 所以必须要壳下岩石圈的变薄程度比地壳大, 因而提出双层扩张模式。笔者认为, 壳下岩石圈能更大程度的变薄只能通过软流圈上升流引起反拆离的机制来完成。但是, Hellinger 等 (1985) 即使用双层成因模式于华北盆地, 初始沉降和热沉降也不能很好的匹配。笔者也用过这样的模式匹配苏北盆地的初始沉降和热沉降, 结果也不能令人满意(其结果没有反映在表 5-2 中)。对苏北盆地, 沉降不能匹配的原因可能有以下四种: ① 剥蚀作用, 沉积相和物源分布表明, 东台拗陷的  $E_a$  和  $E_s$  物源主要在东北部地区, 反映盆地东北部地区中始新世到渐新世期间是蚀源区, 所以初始沉降量非常小。② 强烈的岩浆侵入和喷发使得岩石圈比模式中的岩石圈更“热”, 所以初始沉降小而热沉降大。③ 不少地震剖面上似乎显示中生代浦口组和赤山组等地层也是犁式生长断裂控制的(如图 4-5), 这暗示在盆地区发生过更早期的拉张作用, 浦口组和赤山组可能代表了一部分初始沉降。但反映中生代地层的构造特征的  $T_3$  地震波组, 在大多数地震剖面上很难识别追踪, 所以难以研究中生代拉张作用的影响。④ 断层活动造成下第三系缺失(如真 86 井, 见图 1-5), 使得初始沉降变小。⑤ 沉降期间的构造应力作用的影响, 上新世或更早, 盆地受北东-北东东方向的挤压, 对沉降量可能有影响。

对于评价盆地中的油气生成及有机质热演化成熟度, 更重要的是预测热流和实测热流的对比。表 5-2 中第四列和第五列实测热流列分别为模式预测热流值和实测热流值。除苏 13<sub>6</sub> 及真 2 井由初始沉降估计的参数预测的热流与实测热流很接近外, 其余 12 口井, 由热沉降估计的变薄参数所预测的热流值与实测热流值十分接近, 它们虽比实测值或高或低, 但偏差均在  $\pm 8\%$  以内(除唐 2 井外), 即约相差  $\pm 4\sim 6 \text{ mW/m}^2$ 。表 5-2 中 14 口井实测热流值平均为  $71.5 \text{ mW/m}^2$  ( $1.71 \text{ HFU}$ ), 而由热沉降预测的热流值为  $71.1 \text{ mW/m}^2$ , 两者几乎相等, 这表明上述成因模式与改进的岩石圈热模式相结合, 预测苏北盆地的热流与观测热流吻合得非常好。

根据盆地目前的地壳厚度, 东台拗陷范围为 32 公里(王志宇, 1985)。并假定原始地壳厚度为 40 公里, 从更大范围来看, 前新生界地壳厚度取这个值是合理的, 如华北盆地周围和中扬子地区的地壳厚度均接近 40 公里。再结合钻井资料中的新生界厚度(包括  $K_{2t}$ ), 可按下式计算地壳变薄参数

$$\frac{\text{原始地壳厚度} - 32 \text{ 公里} + \text{新生界厚度}}{\text{原始地壳厚度}}$$

表 5-2 中第六列(模型参数列)是按上式计算的各井的地壳变薄参数, 它们在  $0.23\sim 0.32$  之

间,平均为0.27。这个数值表明,苏北盆地形成过程中,地壳变薄了27%,即地壳伸展量大约为35%。由各井的变薄参数预测的热沉降和热流范围也不大,如预测热流在65~69.5mW/m<sup>2</sup>之间,平均67.3mW/m<sup>2</sup>,与盆地范围的平均热流68mW/m<sup>2</sup>几乎相等,说明根据地壳厚度等资料确定的模式参数中所预测的沉降和热流代表了盆地范围的平均性质。同时,预测值与实测值也比较接近,也表明所建立的成因模式能合理地预测盆地的现代热流值。

根据成因地球物理模式对热流的预测,不仅是与现代实测热流相符,更重要的实际意义是能预测热流和地温随时间的变化,即古热流和古地温的恢复,进一步对盆地中有机质热演化成熟度进行模拟计算,从而对盆地的油气生成等进行评价。根据成因地球物理模拟镜质体反射率 $R_0$ 的计算过程详见下一章。这里给出对真86井的模拟结果,如图5-7,实测的 $R_0$ (图中空心点)

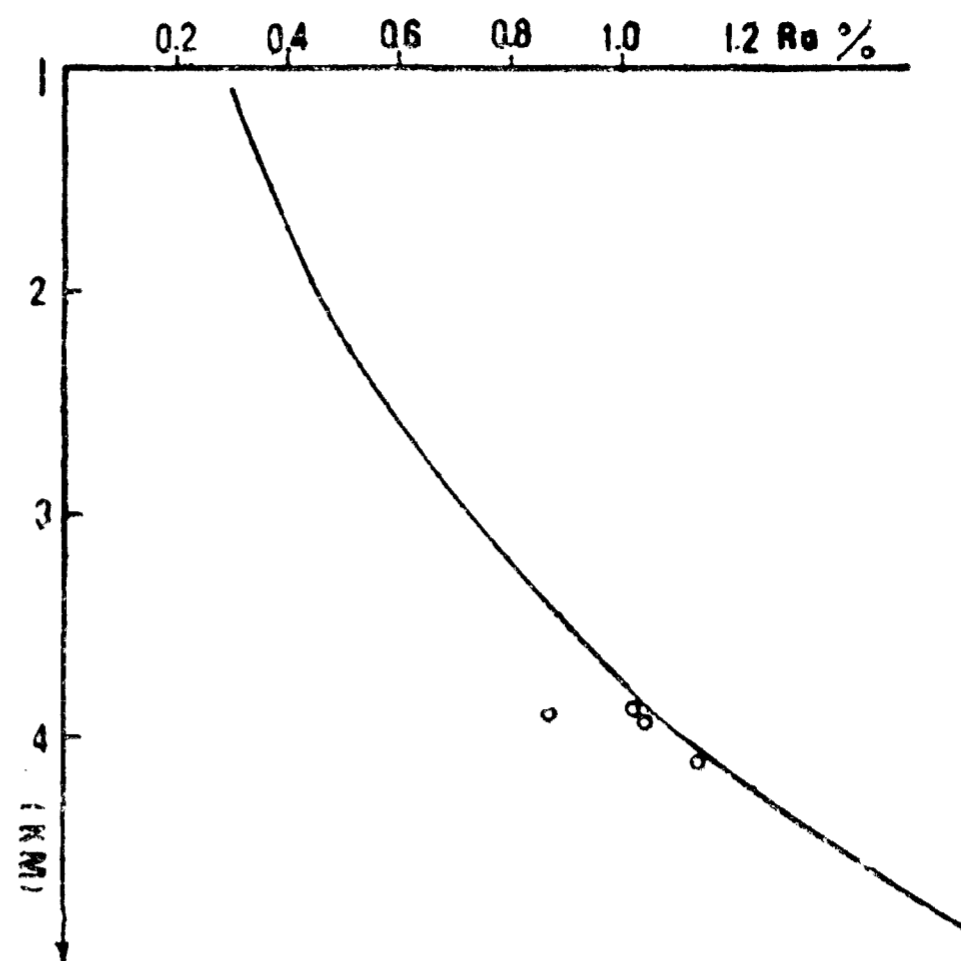


图5-7 实测 $R_0$ 与理论 $R_0$ 的对比  
(真86井计算结果,空心点代表实测 $R_0$ )

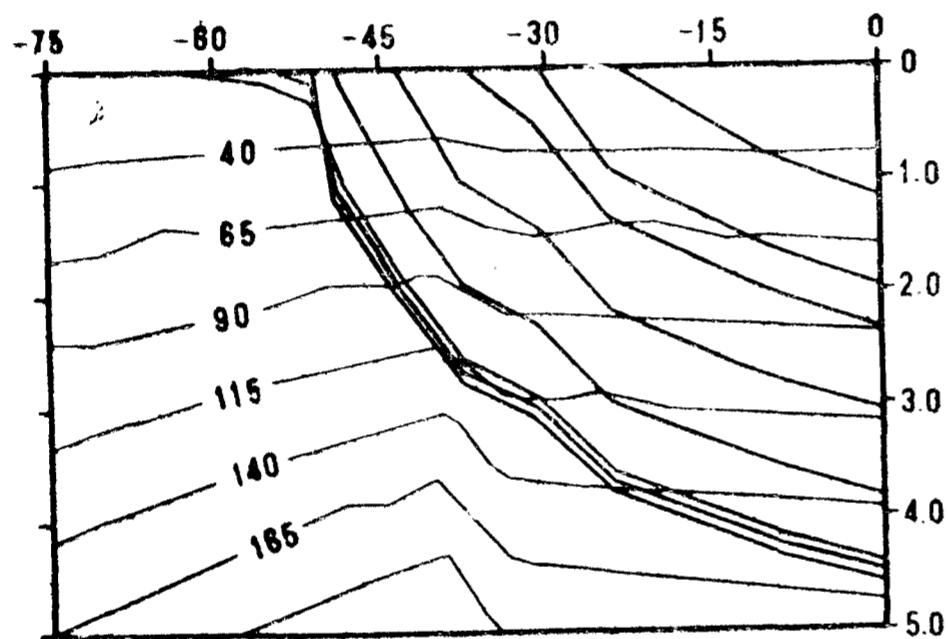


图5-8 真86井的地温史和埋藏史  
(纵坐标单位: km; 横坐标单位: Ma;  
地温等值线单位: °C)

分布于理论的 $R_0$ 曲线附近。这又进一步验证了成因地球物理模式的合理性。图5-8是恢复的真86井的地温史和埋藏史,该图中现代地温的预测值也与该井的实测井温测量资料很吻合。

综上所述,所建立的苏北盆地成因模式能合理地模拟预测盆地的热流和古地温和镜质体反射率 $R_0$ 。这不仅表明成因模式的合理性,同时也表明,对大陆内部拉张量不大的拉张盆地的盆地模拟系统中,地热史的恢复不能忽略岩石圈放射性物质生热的影响。

#### 四、盆地成因的动力学背景与盆地类型

上述成因模式中有两期岩石圈拉张变薄事件,前期是区域拉张应力场作用引起岩石圈伸展变薄,软流圈被动上涌。后期是软流圈上升流使壳下岩石圈发生反拆离,导致岩石圈变薄。下面对这两个过程的动力学背景,即产生这两个过程的板块构造环境进行一些分析和讨论。

关于西太平洋板块构造演化对弧后盆地形成的作用,郭令智等(1983)作过了深入阐述,Karig(1971), Ben-Avraham(1978), Uyeda(1986)及 Miyushiro(1986)都提出了自己的模式。正如第一章已经指出,中生代期间,中国东南沿海发育一火山山弧,库拉板块北北西斜向俯冲,库拉脊在晚白垩世也俯冲到欧亚板块之下,这是中生代期间西太平洋板块运动体制。卢华复等(Lu Huafu *et al.*, 1983)曾用库拉板块北北西俯冲成功地解释了郯庐断裂当时表现为左旋的运动学特征。作者认为,晚白垩世期间库拉脊对欧亚板块的俯冲可能是苏

北盆地形成的动力学背景。

关于洋脊的俯冲效应，Forsythe 等(1985)和 Cande 等(1987)研究得出，主要是由于洋脊地貌的影响，在俯冲过程中洋脊与陆缘产生碰撞效应。因此，作者推断在晚白垩世时，有一段库拉洋脊在苏北盆地陆缘斜向俯冲与陆缘碰撞，见图 5-9，使苏北、鲁东岩石圈块体向北偏东方向移动，在苏北产生区域拉张，岩石圈拆离变薄(图 5-6B)，形成近东西向的盆地(坳陷)。

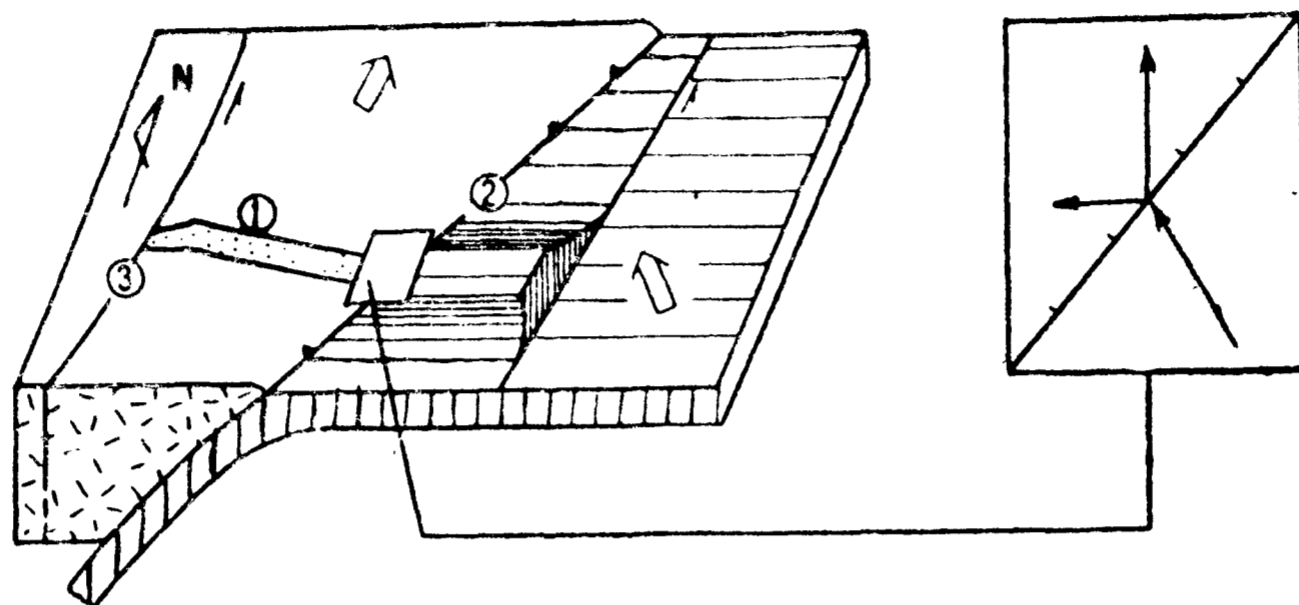


图 5-9 晚白垩世苏北成因动力学背景示意图

① 苏北盆地 ② 俯冲带 ③ 郯庐断裂

到中始新世期间，太平洋板块俯冲方向转变为北西方向，这时西太平洋边缘冲绳海槽和日本海等盆地都还没有形成。当时，由于大洋板块的俯冲作用可能在弧后地区激发小型地幔流，如 Karig(1971)的模式，苏北盆地正处在软流圈上升流上，见图 5-10，壳下岩石圈发生反拆离，反拆离方向为北西-南东方向，与俯冲带方向大致垂直。上部地壳变形集中在低角度犁式断层上，在早期形成的盆地中叠加了一些北东方向的箕状凹陷。但这时上升流没有充分发育，在中渐新世(可能更早)，就从苏北盆地之下向东迁移。还应当指出，这样的弧后地幔小型上升流在纵向上发育也是不均匀的，即平面上不是与弧平行地线性分布，可能为一些椭圆状形态，分布于弧后，这可能与大洋下沉板块的形态和俯冲带的形态有关(Uyeda, 1986)。

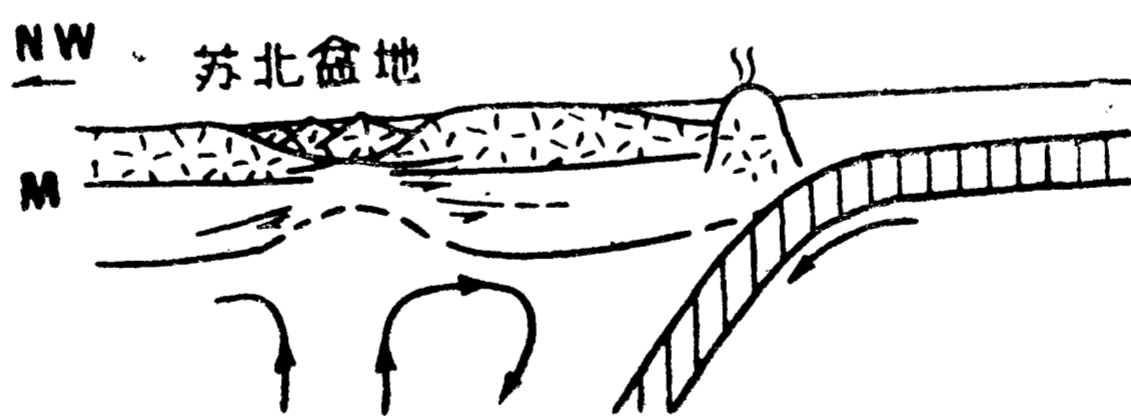


图 5-10 始新世期间苏北盆地的动力学背景示意图

近年来，不少学者强调印度板块在始新世时期与欧亚板块碰撞作用对苏北盆地的影响(朱夏, 1983)。其依据是 Tapponnier 和 Molnar (1976)提出的印度板块作为刚性体对较为塑性的欧亚板块刻入(indenting)后的应力场特征。Tapponnier 等(1982)又对这种刻入作用进行模拟实验，结果能够说明东亚地区新生代构造的主要特征，如汾渭地堑、贝加尔裂谷的形成及一些大断裂在新生代期间的运动学特征。但对贝加尔裂谷的解释与该裂谷的特征有矛盾(Logalchev, 1983)。对于苏北盆地，虽然主要断裂方向与这个应力场相符，但沉降与热流特征必须用壳下岩石圈反拆离机制来解释，而印度与欧亚板块的碰撞是不可能发生在苏北

之下产生这样过程的,所以作者采用弧后地幔上升流模式。

最后,根据成因模式和动力学背景,苏北盆地在始新世后为弧后拉张地盆地,或称弧后裂谷盆地。而在晚白垩世至古新世期间,相当于智利南部 Penastaitao 盆地,力学成因类似于 Burke(1980)称作的应拍谷(Impactogen)。Impactogen 指成因与碰撞造山作用相关的一类裂谷,如莱茵地堑等。作者认为像洋脊与陆缘碰撞形成的盆地或裂谷也可归入 Impactogen 一类。所以,晚白垩以来,苏北盆地是经历了不同类型盆地构造演化的多期拉张盆地。

## 五、苏北盆地成因的历史背景——下扬子区晚三叠纪至晚白垩纪构造演化模式

在建立苏北盆地成因模式时,假定盆地是在“热地壳”背景上形成发展的。这个假定是考虑了下扬子区晚三叠纪( $T_3$ )至晚白垩纪( $K_2$ )的构造演化的历史背景。按板块构造理论,正如第一章已指出的,扬子板块是在晚三叠纪开始与华北板块缝合。大量的地质研究结果表明,它们缝合之后晚白垩纪,下扬子区的构造演化具有以下三点主要特征。

### 1. 挤压特征

挤压特征表现在两方面:褶皱构造和逆冲推覆构造。在下扬子区,褶皱构造很发育,前侏罗系都卷入了褶皱。这些褶皱为北东-北东东方向,表明北西-北北西方向的挤压。褶皱的形成时间与板块缝合时间一致。对下扬子区的逆冲推覆构造,沈修志等(1987年)作了深入的阐述,北东-北东东或近东西方向的逆冲推覆断层与褶皱轴平行,与褶皱同期形成。还有北北东方向的逆冲推覆构造形成时代较晚, $K_{20}$  受其影响。即在  $T_3$  到  $K_2$  期间都有逆冲推覆断层活动。物性研究和深部构造研究表明逆冲推覆断层往深部表现为不同层次的滑脱。

### 2. 强烈的岩浆活动

下扬子区中生代岩浆活动十分强烈,沿构造走向分布于下扬子北缘和中部地区。不少作者对岩浆活动的构造、岩石化学、同位素年代特征进行了系统阐述(南京地质矿产所,1982年,等等),概括起来有以下几点主要特征:①以中酸性火山喷发岩系为主,可分五个旋回,上下分五个组(西横山组、龙王山组和大王山组、姑山组、娘娘山组),并伴有同源的花岗岩侵入体。它们同位素年龄值在 144~90 Ma 之间,相当于侏罗纪晚期至早白垩世晚期。空间上有自西向东年龄值变小的趋势。②这些火山岩系时间上演化趋势为钙碱性组合→偏碱性组合→碱性组合,类似于大陆裂谷的火山岩组合,微量元素丰度反映岩浆来源较深,可能在壳幔边界附近。③火山盆地单侧或双侧受北东-北东东向或近东西向的断裂控制,如庐枞、宁芜、溧水火山岩盆地等。这些断裂可能是逆冲推覆断裂,如宁芜火山盆地就发育在方山-小丹阳逆断层的上盘。

### 3. 拉张特征

上述火山岩系组成的火山岩盆地反映了拉张背景,中生界陆相地层也被认为是拉张背景上沉积的(张淦昌,1980;陈焕疆,1984)。苏北盆地之下的中生界也很厚,在地震剖面上也显示拉张的特征,所以,下扬子区中生代的拉张特征也是清楚的。

总之,下扬子区  $T_3$  至  $K_2$  期间是挤压与拉张并存、中酸性岩浆活动强烈的时期。对这阶段的构造演化,一种较为普遍的看法是把火山岩系当作裂谷的产物,并认为中生代期间下扬子区发育了一近东西向的裂谷构造,而挤压构造发生在两个阶段:第一阶段( $T_3$ - $J_{1+2}$ ),相应于扬子板块与华北板块的拼接;第二阶段为西太平洋板块俯冲在该区叠加了北北东向的逆冲推覆构造。

我们认为用裂谷模式来解释下扬子区中生代构造演化还值得进一步研究。首先,如果把

下扬子区的“裂谷带”与其他大陆裂谷对比,就会发现它与典型裂谷构造有明显的差别。第一,没有基性的岩浆活动;第二,缺乏典型裂谷沉积结构,即早期快速充填沉积和晚期披盖式沉积特点。其次,为什么下扬子“裂谷”正好发育在前期的褶皱带上,是不是巧合?

对一个地区的构造演化的认识,过去槽台学说只强调纵向上(即随时间)发展规律。板块理论的创立,对大陆岩石圈构造演化的认识产生了一次飞跃。板块构造理论阐明一个地区(板内)构造形成演化侧重强调横向上看(空间上)的板块运动背景。这无疑是正确的,但历史背景也不能忽视,因为除了板块运动背景对大陆板块内部构造演化起决定作用外,还有其他作用,如岩石圈内部的热过程,足以成为一个地区构造演化的主要因素。例如,一个褶皱造山带的形成,按板块构造理论,是威尔逊旋回的最后阶段两板块碰撞缝合形成的。它进一步如何演化?褶皱造山带的普遍事实是先褶皱推覆地壳增厚,而后几千万年开始发生岩浆活动和区域变质作用,过去把后阶段称块断造山阶段。我们认为这个阶段与褶皱带的深部热过程有关,与前阶段褶皱有不可分割的必然联系,应该用历史的观点去分析研究,应该从褶皱后的深部热过程方面进行研究。

深部构造研究表明,两个岩石圈板块敛合(B型俯冲或A型俯冲)形成的褶皱带,表现为一系列逆冲推覆构造,使地壳(主要上部地壳)互相叠置,形成巨厚的地壳,如青藏高原、安第斯山脉和阿尔卑斯等山脉。众所周知,地球内部的放射性元素主要集中在上部地壳,褶皱带地壳增厚,就意味着放射性元素相对富集。笔者认为,厚地壳中放射性元素生热贡献是(板块敛合)褶皱带形成后几千万年期间构造演化的决定因素。

关于褶皱带地壳增厚后热效应,最近已引起注意。Glazner等(1985)对此进行了模拟,结果表明,褶皱推覆带的岩石圈强度在推覆之后30~100 Ma期间只有未变厚的克拉通岩石圈强度的40~70%。这是由于放射性元素的富集使地温增加和高强度的壳幔岩石被低强度的岩石所代替。Pinet等(1987)用厚地壳的热效应模式很好地模拟了喜马拉雅的康马等花岗岩体的成因和形成时代。England(1977)用类似的模式模拟了变质作用的温度压力条件,England强调了剥蚀作用的重要性,表明在30 Ma之后可以产生高温低压变质作用。总之,褶皱推覆地壳增厚的热效应可以概括为两点:壳内地温增高和岩石圈强度降低。这决定了褶皱推覆带的后期演化——岩浆活动、变质作用和张裂(rifting)。张裂还可能与剥蚀和均衡作用有关。

所以我们认为,下扬子区中生代的岩浆活动和张裂是早期( $T_3 - J_{1+2}$ )褶皱推覆地壳增厚后的热效应的结果,准备进一步结合深部构造和地质构造研究对下扬子区的这个过程进行模拟验证。

综上所述,下扬子区  $T_3 - K_2$  的演化模式可以概括为:早期由于华北板块与扬子板块的缝合发生北东-北东东向的褶皱推覆,使地壳增厚,后期( $J_3$ 至 $K_2$ ),厚地壳的热效应,使壳内温度增高和岩石圈强度降低,导致受北东-北东东向断裂控制的强烈的中酸性岩浆活动,并发育一系列的火山盆地。所以岩浆活动和张裂基本上沿褶皱带分布(这样成因的构造带可否称裂谷,值得进一步探讨)。后一演化阶段受西太平洋板块俯冲的影响,在该区(弧后)叠加了一些北北东向的逆冲推覆构造。

基于这样的演化模式,作者建立苏北盆地成因模式时,把原始地壳考虑为“热地壳”。

最后,拉张构造研究作为构造地质学的新动向,是用板块构造理论研究大陆构造演化方面继地体构造提出之后又一新的发展。从1985年开始,有人提出大洋板块的俯冲产生的变质核

心杂岩(metamorphic core complex), 在俯冲作用停止后, 上升而形成美国西部的拉张构造带。这种成因类型的拉张构造实质就是与前期的板块俯冲有关。下扬子区中生代构造演化也与前期板块缝合有关, 对它的研究也代表了这种新动向。

顺便指出, 华南华北地区的古褶皱带中, 褶皱之后, 几千万年或更长时间开始中酸性岩浆活动和变质作用(南京大学地质系, 1981)及 rifting 都可能与前期褶皱推覆地壳增厚后的热效应有关。这些作用是板块或地体拼贴缝合带的普遍现象, 因而地壳增厚之后的热效应可能是威尔逊旋回的最后演化阶段。

# 苏北盆地构造演化热演化与油气藏的形成

根据盆地构造演化和有机质热演化模拟预测结果,对盆地中油气藏的形成分布规律以及进一步勘探的远景地区进行分析和评价,是本项研究的目标之一。这需要根据上述地层埋藏史恢复、地震剖面构造史分析、盆地地热史恢复等研究结果,定量模拟盆地中各地层有机质热演化成熟度,进一步结合生储盖组合特征和构造演化特征进行综合分析。

## 第一节 盆地地热史埋藏史与有机质热演化

### 一、时间温度与有机质热演化成熟度

根据有机成油说,盆地中的油或气是地层中有机质热变质的产物。Tissot 等(1974)指出,虽然有许多因素对有机质的热变质过程都有影响,但油源岩的成熟度主要取决于有机质埋藏过程中经历的时间和温度史的积分。实际上,Lopatin 在 1971 年就具体分析时间温度与成熟度之间的定量关系,取得了重要进展,其中虽然包含了一些经验和假设,却开辟了用地球物理方法对盆地中油源岩成熟度模拟预测的新途径。近几年,这方面取得了不少成果(Yukler *et al.*, 1984; Waples, 1984; Lorche *et al.*, 1984 等等),已成为油气盆地资源评价的常规方法。Waples(1980)对 Lopatin 方法作了系统介绍和评述。

Lopatin 假定时间和温度是油气生成和破坏的两个重要因素,这两个因素可以互相补偿,即短时间的高温可以与长时间低温具有同样的效应。Connan(1974)根据 Arrhenius 方程也得出类似的结论。据 Arrhenius 方程(化学反应速度与温度关系的定理),成熟度与温度应为指数关系,温度增加  $10^{\circ}\text{C}$ ,反应速度就增加  $r$  倍(一级反应情况下,  $r=2$ )。Lopatin 把温度剖面划分为  $10^{\circ}\text{C}$  的区间,如表 6-1,用下式来计算沉积物的成熟度 TTI(Time-Temperature Index)值,称为时间温度积分

$$TTI = \sum_{n_{\min}}^{n_{\max}} \Delta t_n r^n \quad (6-1)$$

式中  $\Delta t_n$  为沉积物在第  $n$  温度区间上埋藏的时间长短,以百万年计,见图 6-1。 $n$  为  $r$  的指数,Lopatin 取温度在  $100\sim 110^{\circ}\text{C}$  的区间  $n$  为 0,如表 6-1,  $n_{\max}$  和  $n_{\min}$  分别为地层经历的温度区间  $n$  的极大值和极小值。

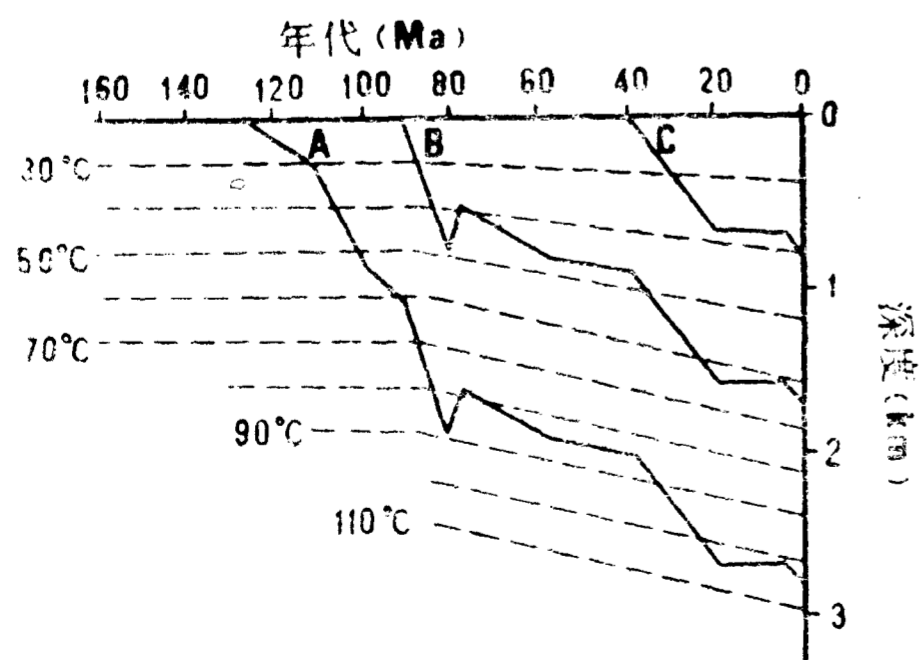


图 6-1 A, B, C 地层埋藏史温度史示意图

忽略二级反应,  $r$  值应为 2, (6-1) 式可写成

$$TTI = \sum_{n_{min}}^{n_{max}} \Delta t_n 2^n \quad (6-2)$$

这就是说, 温度每升高  $10^\circ\text{C}$ , 有机质热变质过程中反应速率增加一倍。

表 6-1 不同温度区间的温度因数

温度区间 ( $^\circ\text{C}$ )	指数值 ( $n$ )	温度因数 ( $r$ )	温度区间 ( $^\circ\text{C}$ )	指数值 ( $n$ )	温度因数 ( $r$ )
30~40	-7	$r^{-7}$	100~110	0	1
40~50	-6	$r^{-6}$	110~120	1	$r$
50~60	-5	$r^{-5}$	120~130	2	$r^2$
60~70	-4	$r^{-4}$	130~140	3	$r^3$
70~80	-3	$r^{-3}$	140~150	4	$r^4$
80~90	-2	$r^{-2}$	150~160	5	$r^5$
90~160	-1	$r^{-1}$			

注: 据 Waples, 1980。

如果 Lopatin 方法是正确的, TTI 值应和其他途径得到的有机质热演化成熟度指标数据相关。Waples(1980) 根据各地大量镜质体反射率  $R_o$  和热变指数 TAI 的测试结果对比了 TTI 与它们的相关性。表 6-2 是根据世界各地 31 个剖面计算的 TTI 和剖面上 402 个样品的  $R_o$  值对比, 表明了 TTI 与  $R_o$  之间的相关关系, 能够根据 TTI 值有效地评价有机质热成熟度, TTI 在 15~160 范围为生油高峰期。表 6-3 是由 TTI 指标评价生油或生气的门限。

表 6-2 成熟的时间 温度指数(TTI)和镜质体反射率( $R_o$ )的对比

$R_o$	TTI	$R_o$	TTI	$R_o$	TTI	$R_o$	TTI
0.3	<1	0.93	56	1.36	180	2.50	2 700
0.4	<1	1.00	75	1.39	200	2.75	4 000
0.5	3	1.07	92	1.46	260	3.00	6 000
0.55	7	1.15	110	1.50	300	3.25	9 000
0.60	10	1.19	120	1.62	370	3.50	12 000
0.65	15	1.22	130	1.75	500	4.00	23 000
0.70	20	1.26	140	1.87	650	4.50	42 000
0.77	30	1.30	160	2.00	900	5.00	85 000
0.85	40			2.25	1,600		

注: 据 Waples, 1980 年。

表 6-3 TTI 与石油生成和保存重要阶段的关系

阶 段	TTI	$R_o$	TAI
开 始 生 油	15	0.65	2.65
生 油 高 峰	75	1.00	2.9
生 油 终 止	160	1.30	0.2
存在 API 比重度 < 40° 石油 TTI 值的上限	~500	1.75	3.6
存在 API 比重度 < 50° 石油 TTI 值的上限	~1 000	2.0	3.7
存在湿气 TTI 值的上限	~1 500	2.2	3.75
已知存在干气的最高值	65 000	4.3	>4.0



为了计算简便及计算结果直接与  $R_0$  对比,笔者采用连续模式,把(6-2)式写成积分形式

$$TPI = \int_0^t 2^{\left[\frac{T(t)}{10} - 10\right]} dt \quad (6-3)$$

式中  $T(t)$  为温度史,  $[T(t)/10 - 10]$  相当于(6-2)式中的  $n$ , 计算中  $T(t)/10$  项先取整。由(6-3)式,有

$$TPI \cdot 2^{10} = \int_0^t 2^{T(t)/10} dt \quad (6-4)$$

$$\ln(TPI \cdot 2^{10}) = \ln \left( \int_0^t 2^{T(t)/10} dt \right) \quad (6-5)$$

Roydon 等(1980)将(6-4)式的右端定义为参数  $C$ ,  $C$  也是与有机质热变质阶段有关(Hood *et al.*, 1975), Middleton 等(1983)给出  $R_0$  与  $C$  的关系为

$$\ln(R_0) = A + BC \quad (6-6)$$

式中  $A, B$  为常数, Middleton 确定为  $A = -2.275, B = 0.77$ 。由(6-4)和(6-5)式,  $R_0$  和  $TPI$  的关系为

$$\ln(R_0) = A + B \ln(TPI \cdot 2^{10}) \quad (6-7)$$

根据(6-3)式计算了真 86 井的  $R_0$  值,与实测值对比偏低,并用表 6-2 中  $TPI$  值代入(6-6)式计算相应的  $R_0$ ,计算值比表中的值也低得多,这可能是  $A, B$  常数值是局部的统计结果。笔者试图通过统计给出苏北盆地的  $A, B$  值,但苏北只有少量井有  $R_0$  实测数据,而且每口井只有几个实测数据。所以,只得根据表 6-2 中的数据确定(6-7)式中的  $A, B$  值,这应该具有普遍的意义。结果为  $A = -2.757, B = 0.248$ 。

上面给出的几个关系式,确定了时间-温度与油源岩成熟度  $TPI$  或  $R_0$  指标的关系,是定量模拟有机质热演化成熟度的基础。

## 二、苏北盆地有机质热演化成熟度模拟

根据上述关系,有机质热演化成熟度模拟包含三个关键步骤:① 恢复盆地地层的埋藏史;② 恢复盆地地热史;③ 根据(6-3)和(6-6)式计算  $R_0$  值。

### 1. 恢复地层的埋藏史

恢复地层埋藏史方法类似第四章第二节中的基底解压实校正,基底的解压实校正后的深度-时间曲线就反映了基底的埋深史。不同的是这里要恢复各地层的埋深史。各地层的绝对年龄按表 1-3,孔隙率-深度关系按(4-8)式,各地层目前的深度由钻井分层数据或解释地震剖面提供。这里也有与基底沉降分析中同样的几点假定,即物理压实,海平面高度不变,古水深为 0,不考虑侵蚀的影响。下面的图 6-5 中的点画线代表的就是各地层的埋藏史。

### 2. 盆地的地热史恢复

盆地地热史的恢复是很困难的,基本方法有两类:第一类是地质温度计的方法,即根据某些标志矿物的形成来推断最高古温度。根据镜质体反射率恢复古地温的 Karwell 图表法(汪缉安等, 1985)也是类似的一种方法。另一类方法可称地球物理方法,简单地说就是根据确定的地质和地球物理条件建立一个地热史模式。盆地模拟或有机质热成熟度模拟计算大都采用后一种方法,所建立的地热史模式一般有三种类型:首先最简单的是用现代地温梯度代替过去的地温梯度,即假定地温梯度在地质历史时期内不变(Issler, 1984);其次是将构造发展史特征与地球热演化及岩石圈上部在各种地质作用(如沉积、侵蚀等)中的热过程相结合,确定一种

地热史的经验模式,如 Middleton (1982) 给出的几种经验模型; 第三类模式加上一章所叙述的根据盆地沉降特征、扩张量大小及现代地热场特征确定盆地的成因模式,通过恢复古热流来恢复古地温,这种方法把古地温与盆地成因结合在一起,可以依据较多的地质和地球物理资料,理论依据也较强,对中新生代拉张盆地和被动大陆边缘的古地温恢复比较成功,应用实例较多。Guidish(1985) 对这类方法作了简洁的评述,上一章中,结合苏北盆地的成因地球物理模式建立,也作了系统论述。苏北盆地的成熟度模式中也是采用这种方法提供地热史模式。

具体地说,就是用第五章的成因地球物理模式恢复古热流 $q(t)$ ,并考虑岩石圈放射性元素生热的影响。 $q(t)$ 在距今 75~38 Ma 期间是线性增加的,在距今 38 Ma 以来按(5-23)式,而深度  $h$  上的古温度则由古热流来恢复,计算公式为

$$T(t) = T_0 + \int_0^h \frac{q(t)}{K(Z)} dZ \quad (6-8)$$

式中  $T(t)$  为深度  $h$  的古温度,  $K(Z)$  为深度  $h$  以上各层的热导率。由于同一地层在埋藏过程中处于不同的深度,在不同深度的孔隙率也不同。Selater (1980) 曾指出地层热导率与孔隙率之间有一定依赖关系,也就是说, (6-8) 式中同一地层的热导率在地质历史时期是变化的。苏北盆地中,只测定了各地层目前的热导率,难以给出它们随时间(孔隙率)的变化规律。因此用(6-8)式时,  $K(Z)$  取目前盆地中地层的平均热导率,为  $2.255 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$ 。(6-8) 式的  $T_0$  为地表平均温度,苏北的年平均温度  $14.6^\circ\text{C}$ ,计算时取  $15^\circ\text{C}$ 。(6-8) 式成立还有一个条件,即地质历史时期,不同深度上的热流都应相等,即要满足热平衡条件。Royden 等(1980 年)认为,只要沉积速率不大于每百万年 100 米,盆地内是热平衡的。苏北盆地的沉积速率比这要小,所以热平衡条件是满足的。

这一步骤可得到盆地内地温演化剖面。古地温剖面和埋藏史剖面的重叠,就十分清楚地反映出油源岩经历的地热史,以及它们何时进入生油温度门限,何时处于生油高峰,目前是否已超出温度窗等。

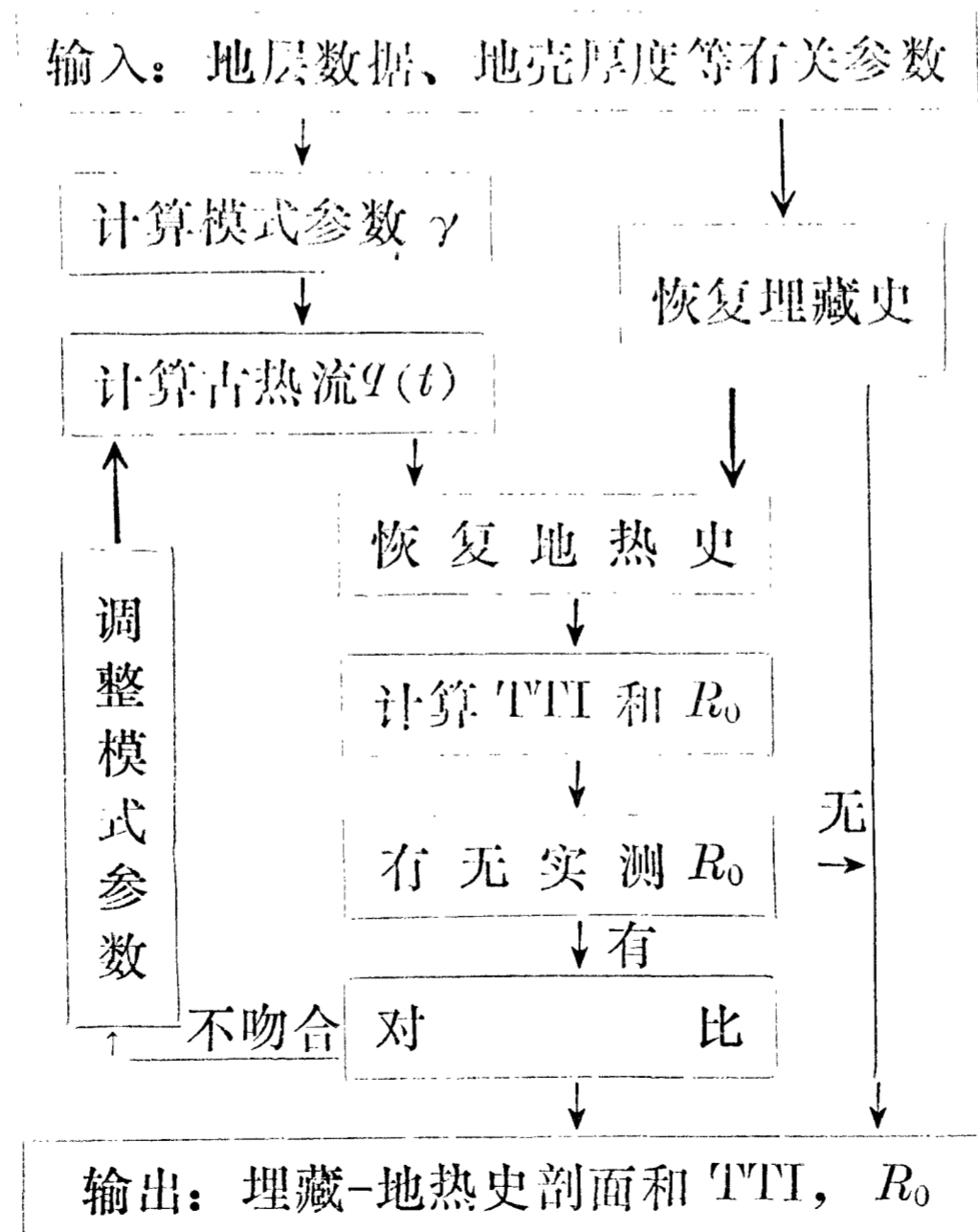


图 6-2 热成熟度模拟程序框图

### 3. 热变质成熟度模拟

热变质成熟度模拟是在埋藏史和地热史恢复的基础上,按(6-3)和(6-7)式计算 TTI 成熟度和镜质体反射率  $R_0$ ,以评价油源岩中有机质的热演化阶段。

上述三个步骤的计算程序框图如图 6-2。

### 三、模拟结果与各凹陷有机质热演化特征

根据上述步骤模拟了分布于各凹陷的 54 口井的有机质演化,获得了各井的埋藏史-地温史剖面图, TTI 和  $R_0$ ,还有(6-5)式右端的  $C$  值,它们都反映了这些井的有机质热成熟度,可据此确定“生油窗”。温度、TTI、 $R_0$  及  $C$  值四种资料都可以确定生油窗,但生油窗范围还与干酪根类型有关。

干酪根主要有三种类型,称 I 型、II 型和 III 型,它们的生油窗范围和生油能力有些差异,很多学者进行了实验研究。Yüklér (1984) 指出的生油温度窗为: I 型干酪根为 105~160°C, II、III 型干酪根为 90~125°C,即 I 型干酪根开始生油较晚, II、III 型较早。Tissot

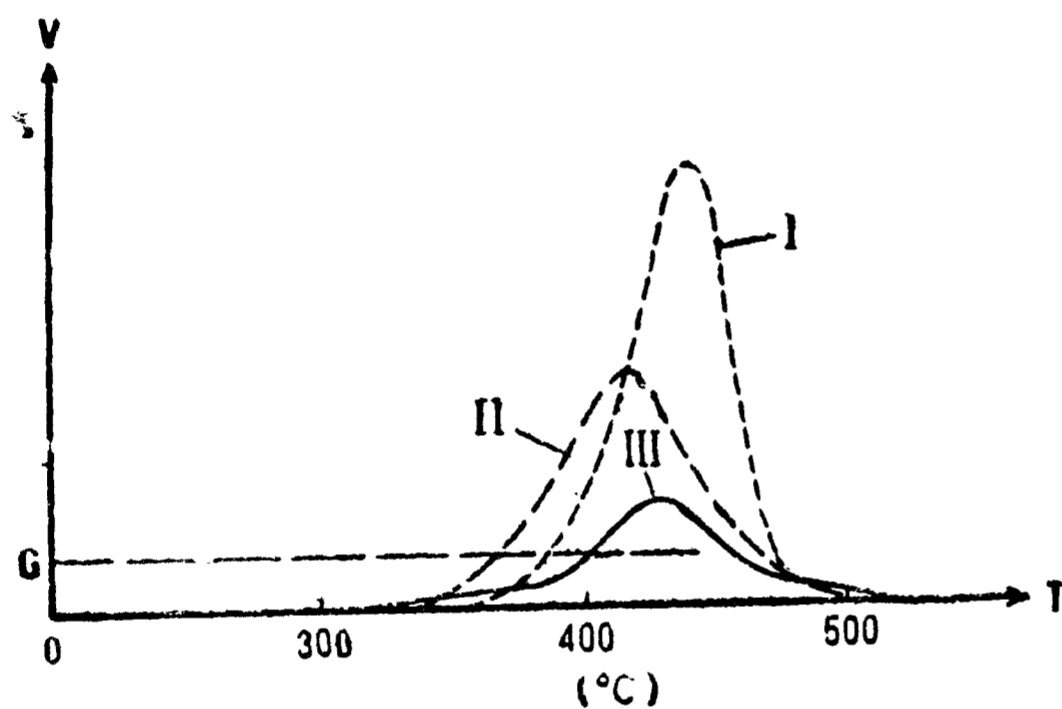


图6-3 I、II、III型干酪根的生油速率与温度的关系  
(据Waples, 1984)

(1977) 也认为 III 型早(门限低), I 型门限高。但 Powell 等(1978)得出 II 型干酪根在  $R_0 = 0.5\%$  开始生油,而 III 型干酪根在  $R_0 = 0.7\%$  才开始生油,较晚,与 Tissot 等人的结果不一致。Waples (1984) 对此进行了解释,认为这可用 Tissot (1975) 的研究结果来说明,如图 6-3,从绝对意义上与 Tissot (1977) 的结论一致,而有效的油气生成速度稍微高些,如图 6-3 中的  $G$ , 这样 II 型干酪根的门限就早于 III 型。

苏北盆地中的干酪根类型见表 6-4, 泰州组的干酪根为 III 型,在海安凹陷可能为 II 型。阜一段、阜三段和戴一段的干酪根主要为 III 型。而主要生油层阜二段和阜四段则以 II 型为主,部分 I 型,所以阜二段、阜四段生油能力较强。根据盆地中干酪根类型分布特征,我们可以选择相对较早的生油门限值作为苏北盆地生油门限评价指标,即温度为 90~160°C,  $R_0$  为 0.5~1.3%, TTI 为 3~160,  $C$  值为 8~16 分别为生油窗范围。

表 6-4 苏北盆地各凹陷的干酪根类型

	高 邮	金 湖	溱 潼	海 安	盐 城
戴一段	III	III		III	
阜四段	II <sub>1</sub> 为主(有I)	II <sub>1</sub>		上部 II 下部 III~II	III~II <sub>2</sub>
阜三段	III	II <sub>2</sub> ~III	III	III	III
阜二段	II <sub>1</sub> I	II <sub>1</sub>	I	I~II	II <sub>2</sub> ~II <sub>1</sub>
阜一段	III	II <sub>2</sub>		(上) II (下) III~II	III
泰州组	III 为主		III	(上) II	III

表 6-5 高邮凹陷部分井深度、TTI、C 和 R<sub>0</sub> 值

井号	深度(km)	TTI	C	R <sub>0</sub>	井号	深度(km)	TTI	C	R <sub>0</sub>
真 86	4.59	928.73	13.77	1.93	沙 3	3.17	38.27	10.58	.87
	4.49	747.47	13.55	1.83		2.34	17.78	9.81	.72
	4.41	609.18	13.34	1.74		2.71	13.11	9.50	.67
	3.82	160.82	12.01	1.25		2.51	8.28	9.05	.60
	3.06	28.66	10.29	.81		2.13	3.46	8.17	.48
	2.33	5.44	8.62	.54		1.97	2.40	7.81	.44
	1.96	2.30	7.76	.44		1.66	1.17	7.09	.37
	1.20	.38	5.95	.28		1.37	.59	6.40	.31
						.81	.20	5.31	.24
周参 1	3.22	30.61	10.35	.83	苏 68	3.10	34.31	10.47	.85
	2.98	18.00	9.82	.73		2.87	20.08	9.93	.75
	2.63	8.05	9.02	.59		2.56	9.81	9.22	.62
	2.34	4.13	8.35	.50		2.30	5.36	8.61	.54
	2.04	2.08	7.67	.42		1.89	2.10	7.67	.43
	1.66	.87	6.79	.34		1.76	1.55	7.37	.39
	1.21	.33	5.84	.27		1.58	1.00	6.93	.35
	.76	.08	4.36	.19		1.30	.52	6.28	.30
						.97	.26	5.58	.25
公参 1	2.56	17.96	9.82	.72	东 59	2.95	23.87	10.10	.78
	2.42	13.20	9.51	.67		2.65	11.93	9.41	.65
	1.76	2.94	8.01	.46		1.97	2.41	7.81	.44
	1.64	2.19	7.72	.43		1.83	1.73	7.48	.41
	1.46	1.44	7.30	.39		1.61	1.05	6.98	.36
	1.09	.63	6.47	.32		1.58	.94	6.87	.35
	1.00	.50	6.23	.30		1.53	.82	6.74	.34
	.86	.33	5.82	.27		1.31	.49	6.21	.30
	.50	.16	5.10	.23		1.00	.25	5.53	.25
永 20	3.14	73.28	10.56	.87	苏 136	3.55	69.27	11.17	1.01
	2.89	21.22	9.99	.76		3.51	63.43	11.08	.99
	2.88	20.54	9.95	.75		3.11	25.68	10.18	.79
	2.52	9.13	9.14	.61		2.63	8.67	9.09	.61
	2.31	5.54	8.64	.54		2.41	5.24	8.59	.53
	1.94	2.41	7.81	.44		1.87	1.57	7.38	.40
	1.61	1.11	7.04	.36	1.23	.44	6.11	.29	
	1.27	.50	6.25	.30	.62	.06	4.14	.18	
	.89	.23	5.44	.24	自参 1	2.42	3.79	8.26	.49
	.49	.07	4.33	.19		2.01	1.46	7.31	.39
						1.65	.53	6.31	.30
						1.53	.38	5.96	.28
						1.45	.29	5.71	.26
				1.22		.16	5.12	.23	

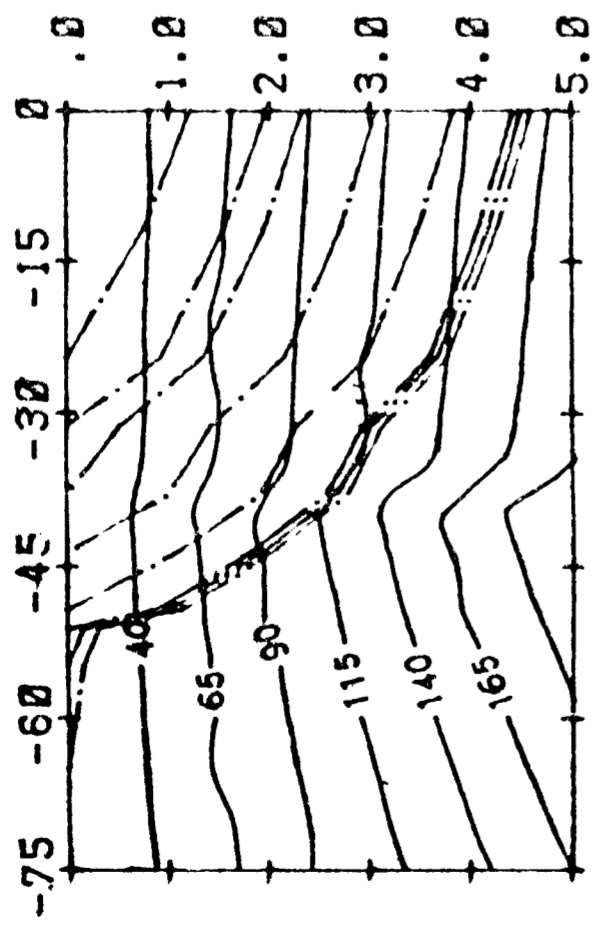


0.54,其他指标也类似。苏68、永20、周参1等井的门限深度都相近,凹陷西部公参1井和斜坡带上(沙3井)的门限深度要浅些,为2200米左右。东部与高邮凹陷相连的白驹凹陷的门限深度达2500米(白参1井)。所以高邮凹陷的门限深度的特征是西部和北斜地带相对浅,东部地区相对变深,平均2300~2350米。对真86井,生油门限的下限深度在4200米左右(该深度地层为阜宁群),该井靠盆地深凹地带,是盆地内地层最厚的地区,由此可见盆地中泰州组和阜宁群生油层目前还没有进入过熟阶段。

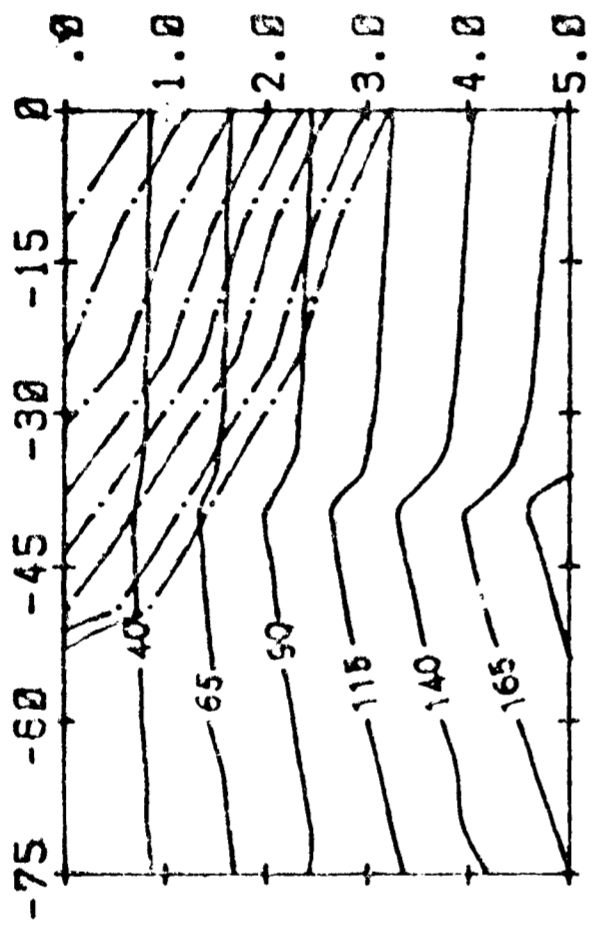
从埋藏史-地温剖面(图6-4)上,以90℃作为生油门限值,可以看出各地层是否进入生油期及何时进入生油期。高邮凹陷的深凹地带阜宁群在43.6 Ma(戴二段开始沉积)之后就进入生油期(真86井),此后15 Ma期间一直处于生油高峰期。戴南组目前也处在生油门限之内,戴一段生油层是在垛二段沉积时进入生油门限的。真86井代表了深凹地带的特征,阜宁群进入生油期最早。而其他一些井,如周参1、永20、沙3、真2、苏136、东59等井的 $T_0$ 都是在垛二段或盐一段沉积时才进入生油门限,纪3井到中中新世后才进入生油门限,还有部分井的阜宁群目前还没有进入生油门限。因此,生油层进入生油门限也表现为深凹带早,西部早,断阶带迟,斜坡带迟。

表6-7 海安凹陷部分井的深度 TTI、C 及  $R_0$  值

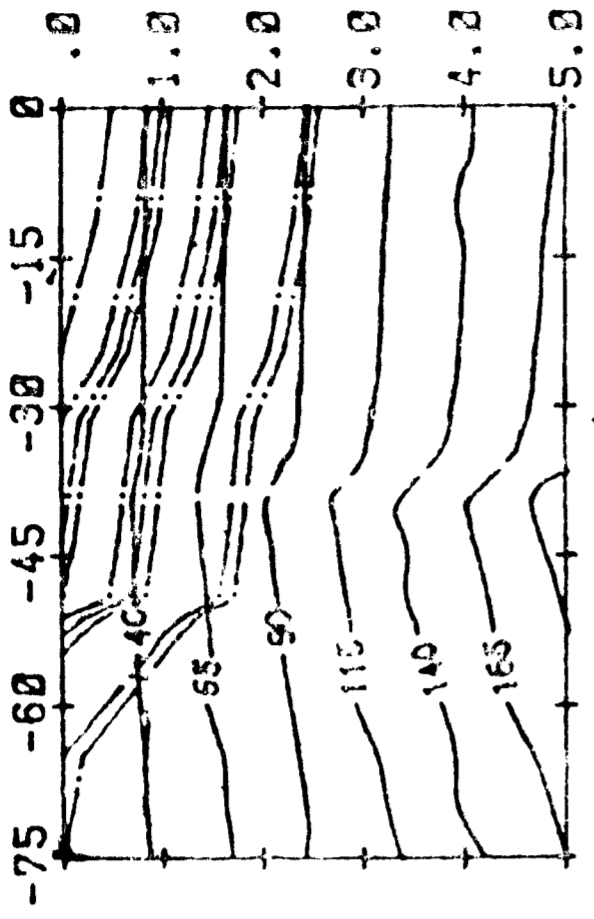
井号	深度(km)	TTI	C	$R_0$	井号	深度(km)	TTI	C	$R_0$
安1	2.87	8.79	9.11	.61	梁3	3.24	19.87	9.92	.74
	2.70	5.93	8.71	.55		3.06	13.28	9.52	.67
	2.50	3.72	8.24	.49		2.56	4.12	8.35	.50
	2.36	2.66	7.91	.45		2.39	2.83	7.97	.46
	2.32	2.38	7.80	.44		2.35	2.51	7.85	.45
	2.01	1.19	7.10	.37		2.06	1.28	7.18	.38
	1.70	.59	6.41	.31		1.75	.64	6.49	.32
	1.09	.18	5.23	.23		1.18	.21	5.37	.24
东21	2.77	8.16	9.03	.60	苏88	3.14	16.01	9.70	.70
	2.69	6.79	8.85	.57		3.05	12.96	9.49	.67
	2.44	3.75	8.24	.49		2.88	8.73	9.10	.61
	2.35	3.03	8.04	.47		2.72	6.11	8.74	.55
	2.22	2.25	7.74	.43		2.64	5.06	8.55	.53
	2.15	1.91	7.58	.42		2.55	4.10	8.34	.50
	2.09	1.61	7.41	.40		2.13	1.60	7.40	.40
	1.82	.87	6.80	.34		1.62	.54	6.32	.30
	1.50	.43	6.09	.29		1.11	.12	4.81	.21
	.96	.14	4.96	.22					
安5	3.21	20.80	9.97	.75	凌1	3.27	22.91	10.06	.77
	3.11	16.45	9.73	.71		3.05	13.86	9.56	.68
	2.72	6.53	8.82	.57		2.83	8.21	9.04	.60
	2.51	3.95	8.30	.50		2.65	5.43	8.62	.54
	2.23	2.07	7.66	.42		2.51	3.97	8.31	.50
	2.13	1.59	7.40	.40		2.41	3.09	8.06	.47
	1.90	.93	6.86	.35		2.05	1.37	7.25	.38
	1.57	.45	6.13	.29		1.68	.61	6.44	.31
	1.10	.16	5.10	.23		1.06	.18	5.21	.23



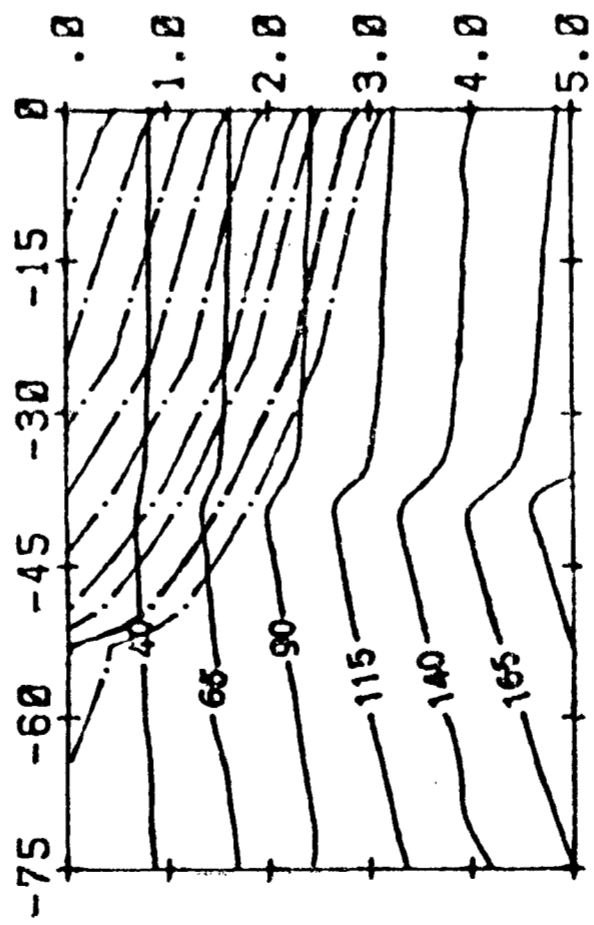
真86



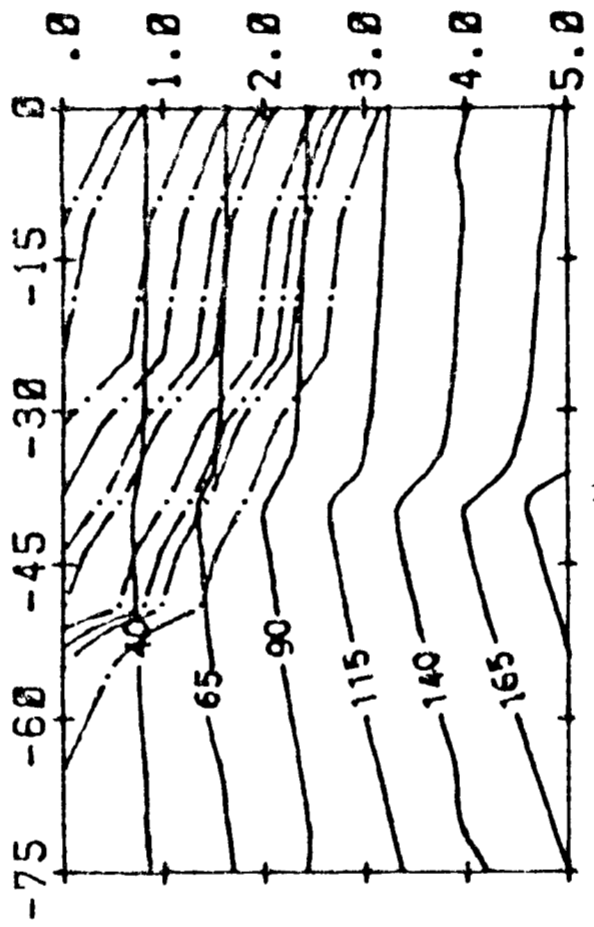
周参1



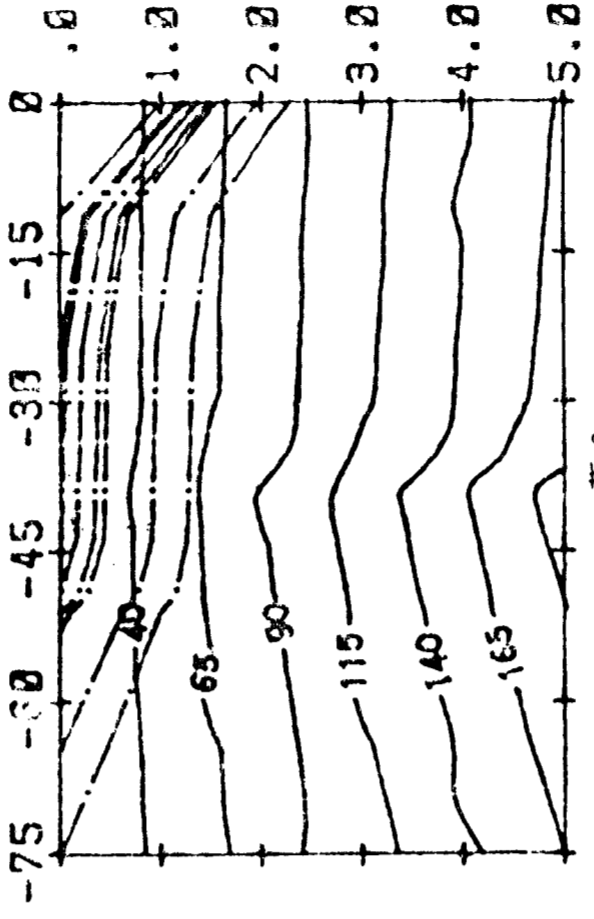
公参1



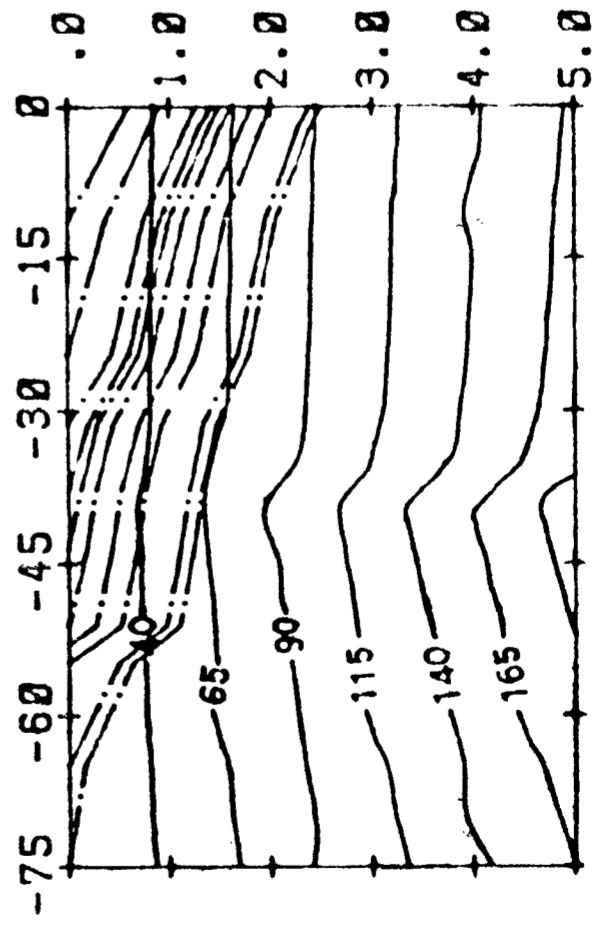
水20



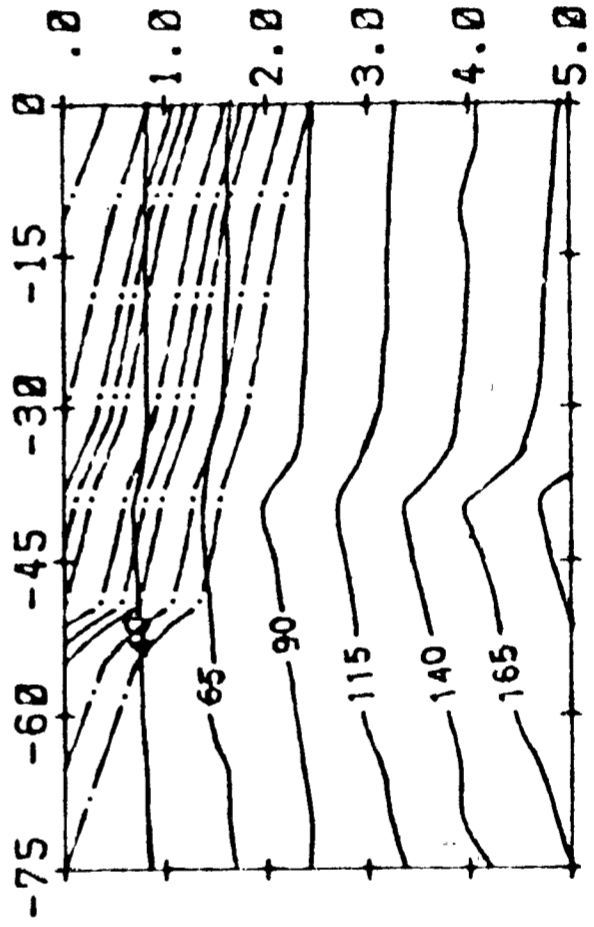
沙3



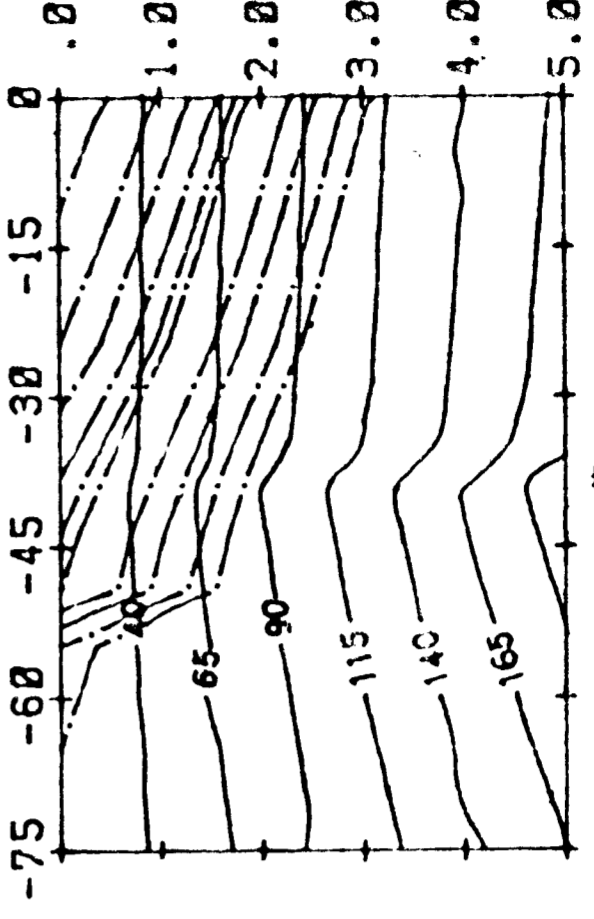
获8



苏137



苏97



苏68

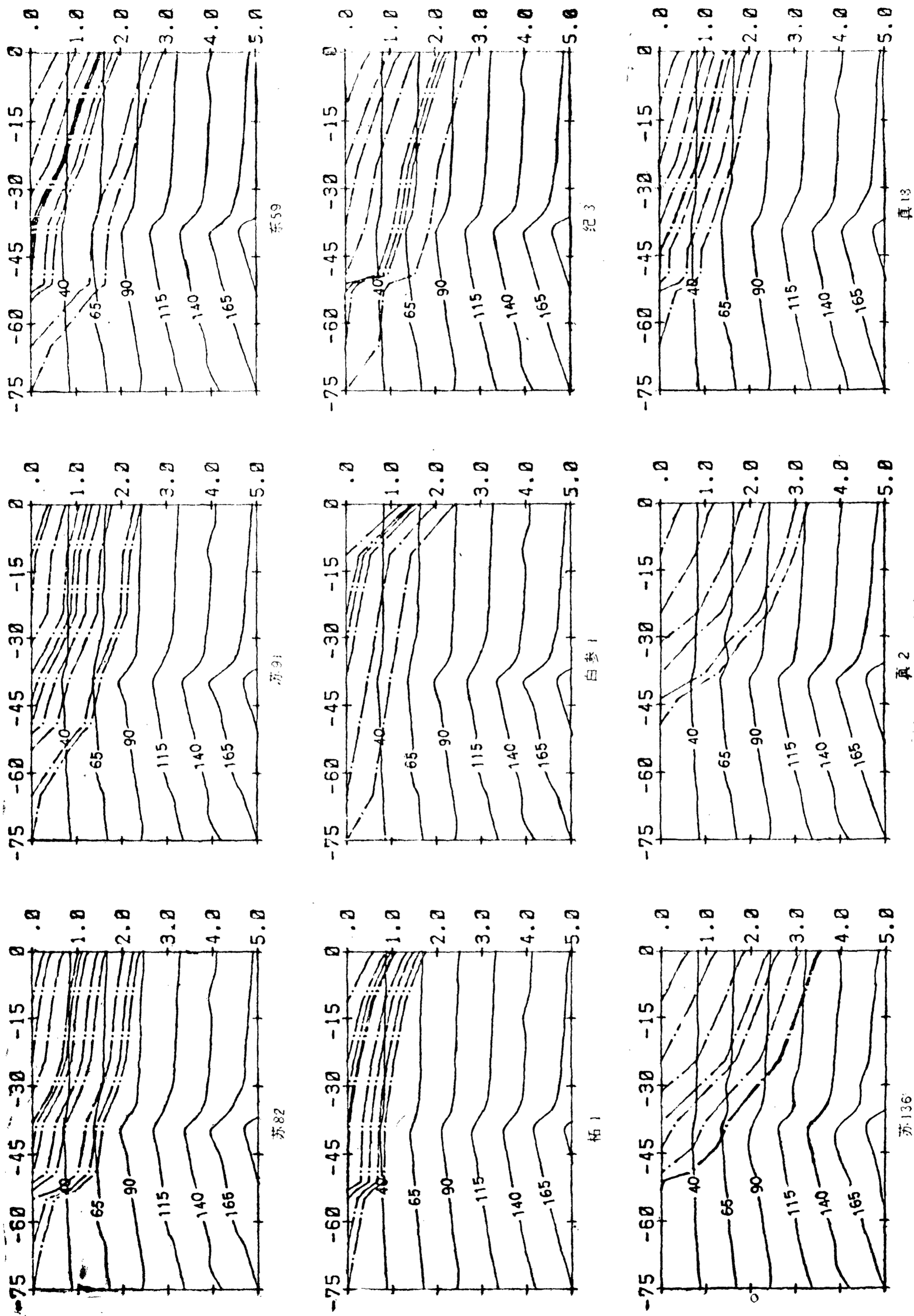
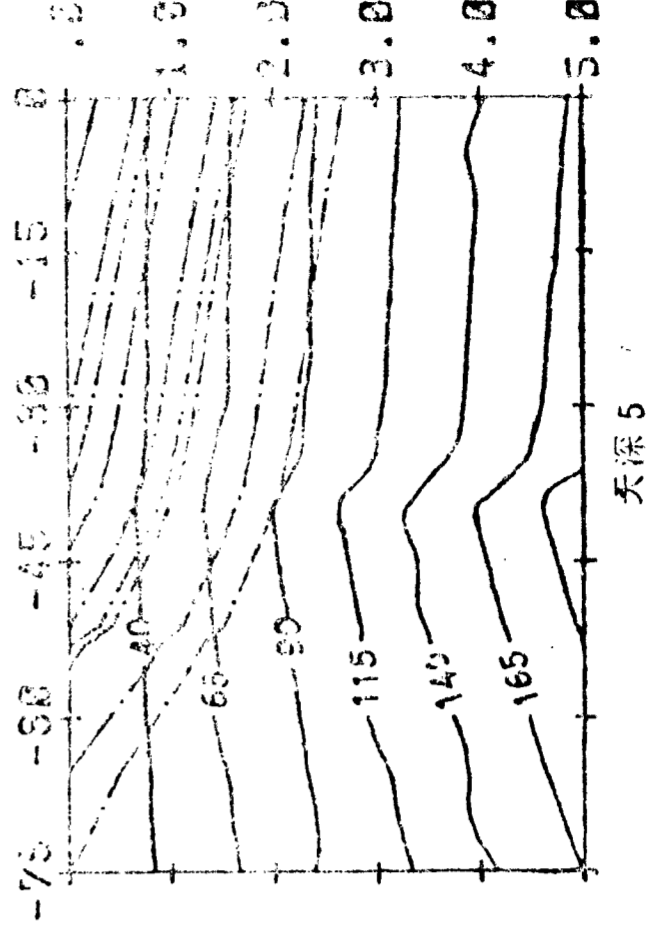
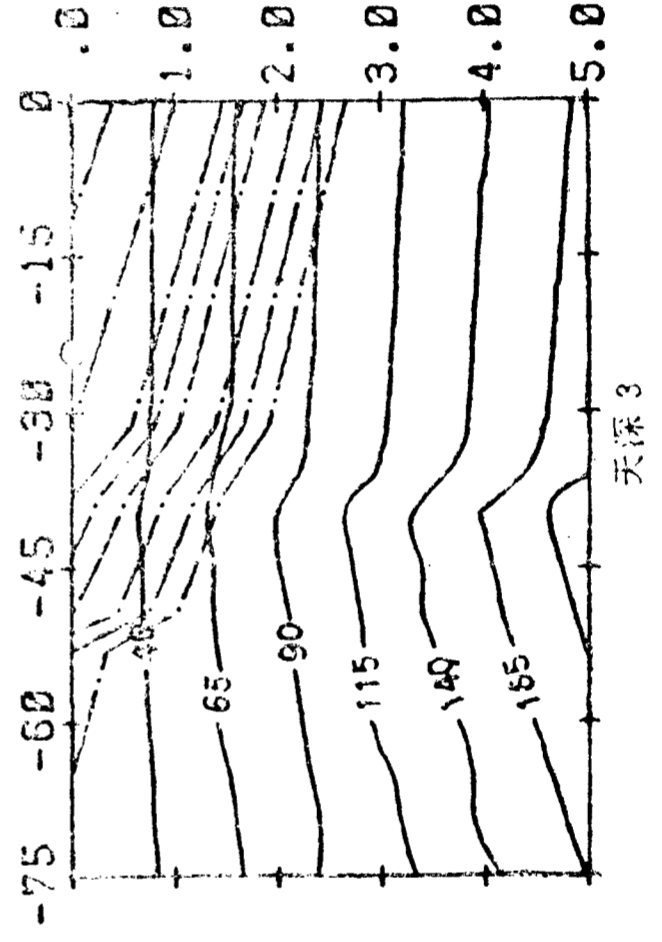
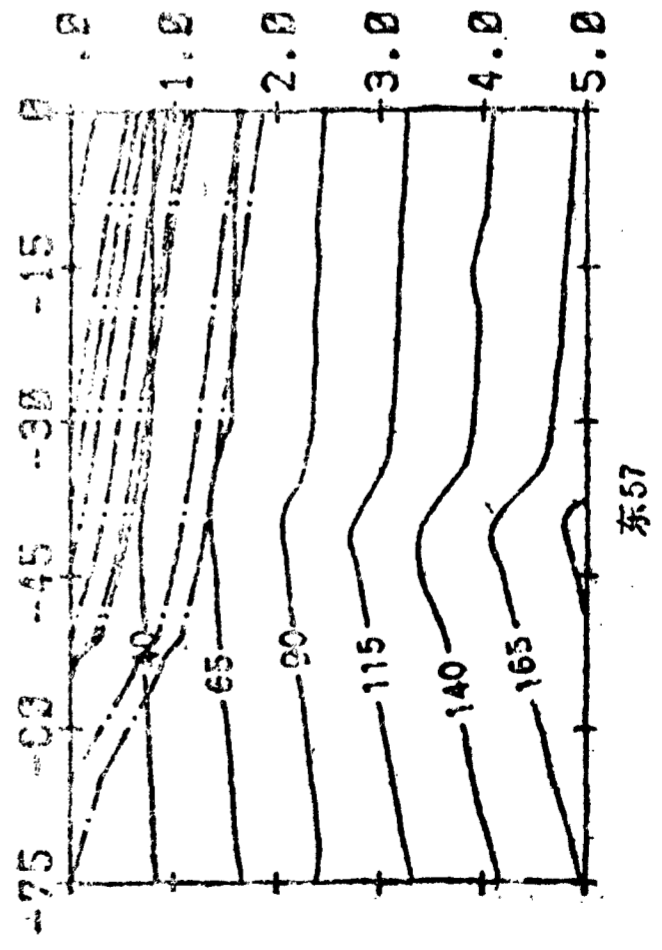
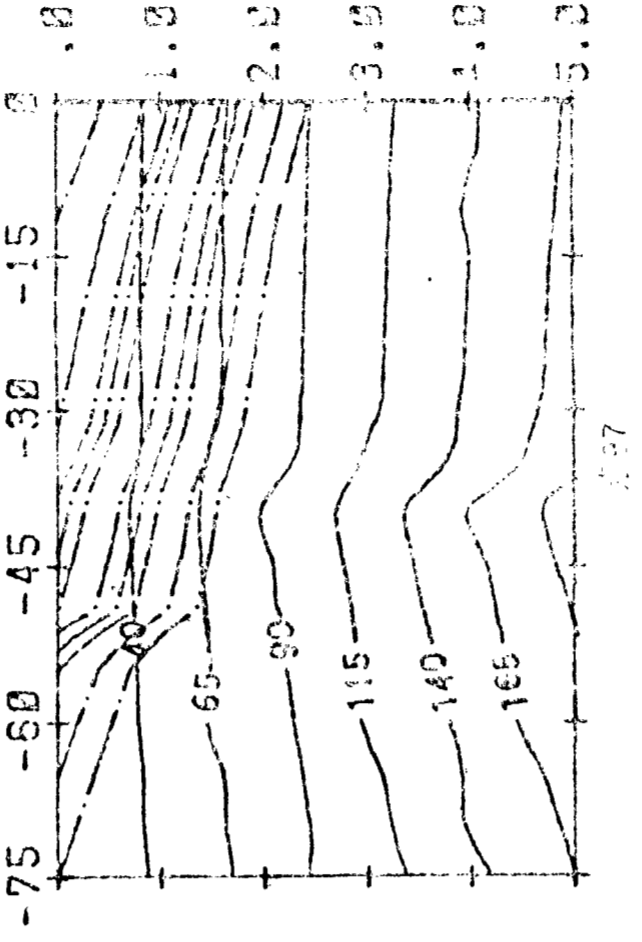
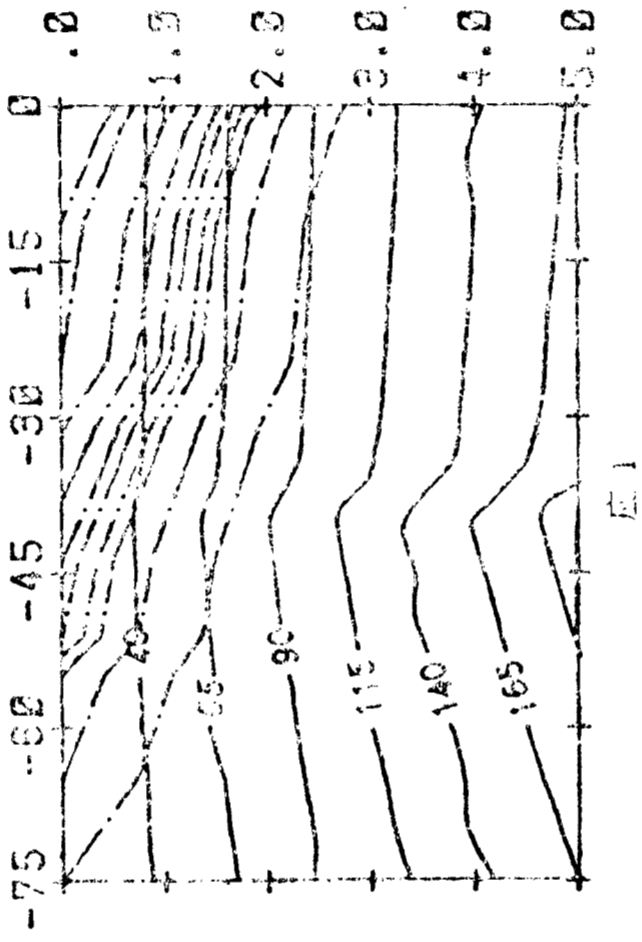
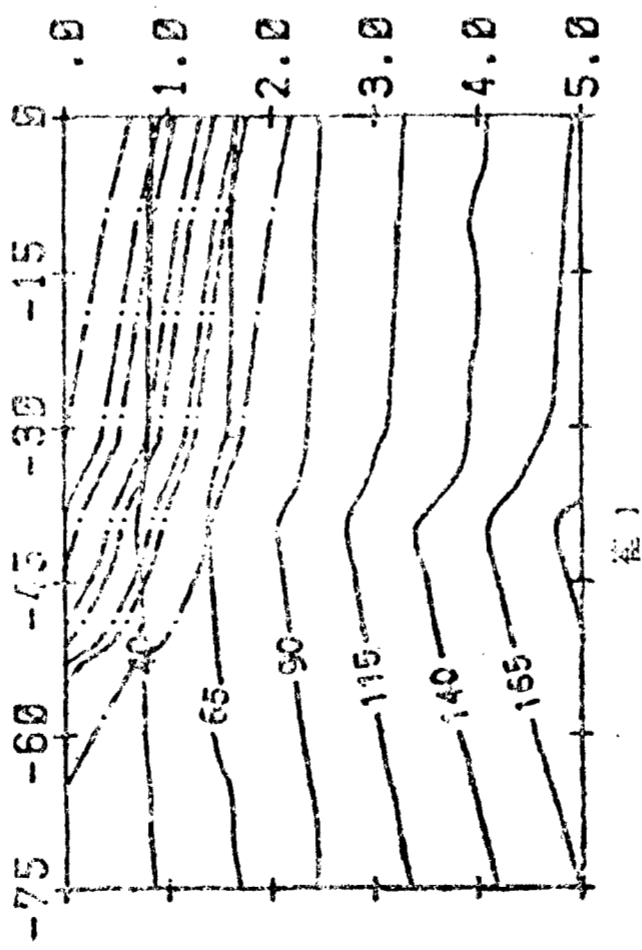
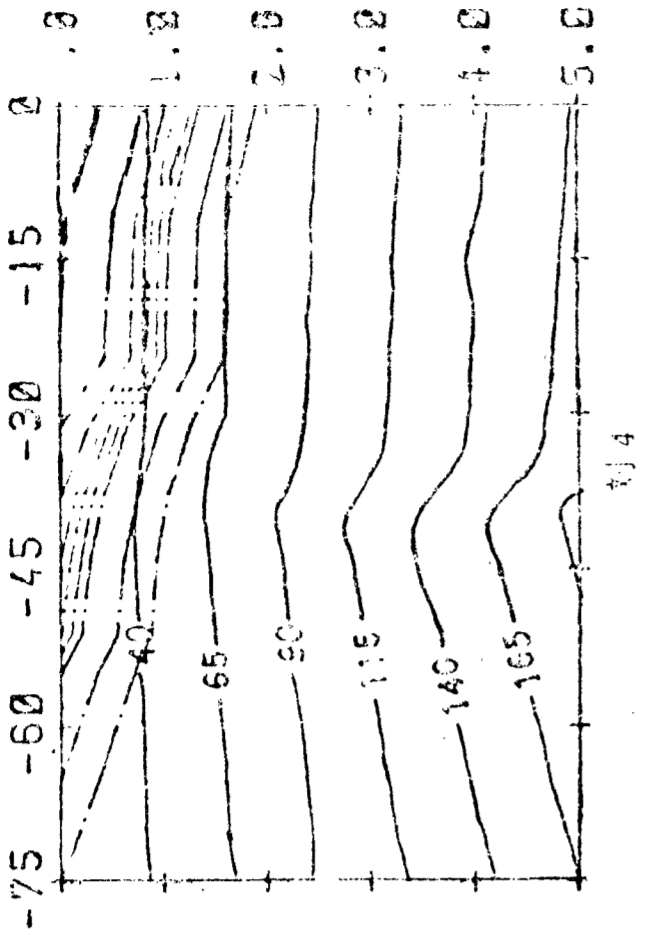
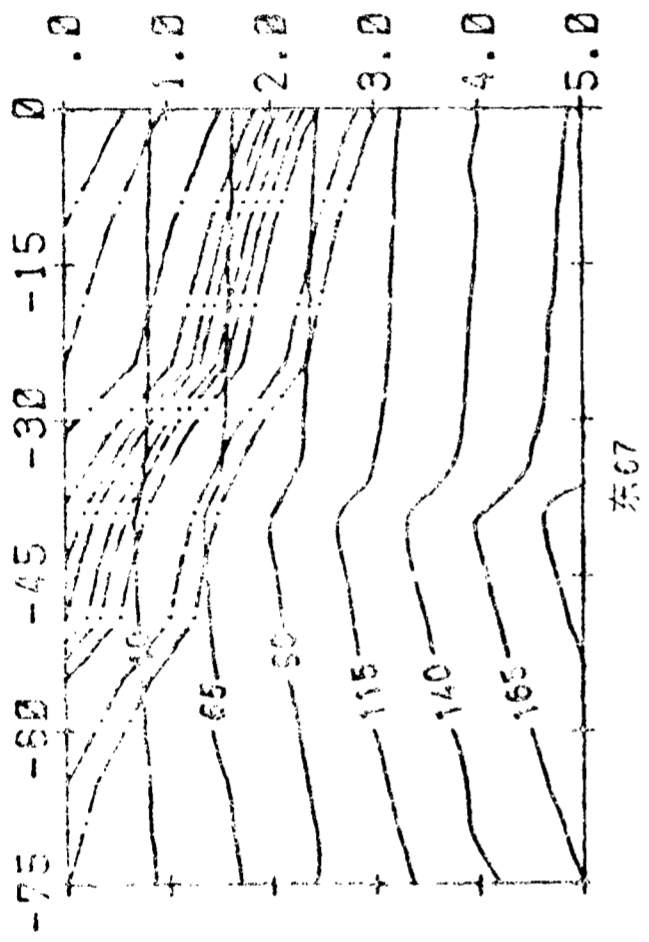
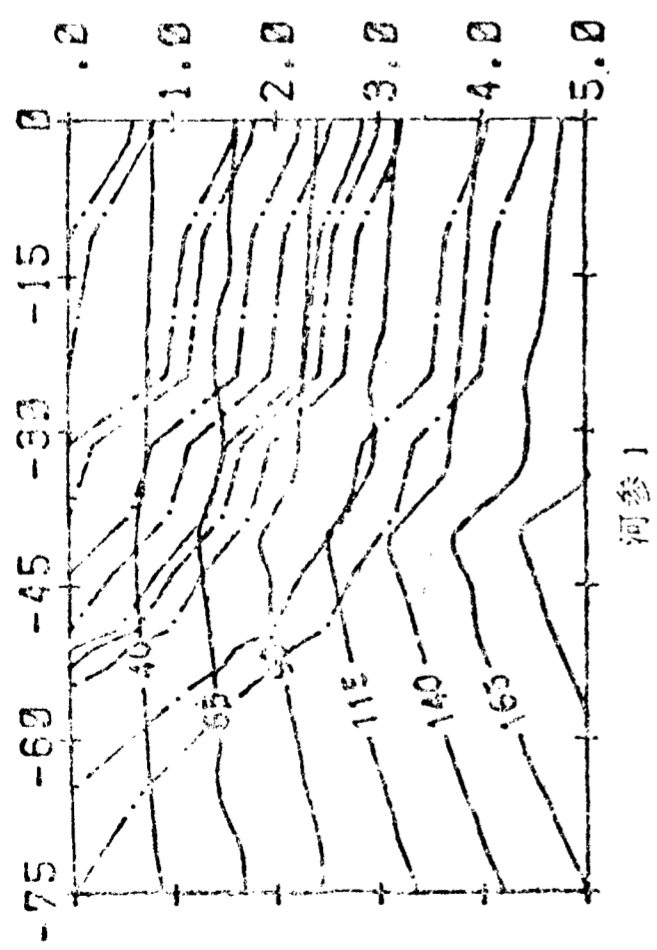


图 6-4 高邮凹陷部分井的埋藏史和地温史剖面  
(纵坐标单位 km, 横坐标单位 Ma, 地温等值线单位  $^{\circ}\text{C}$ )





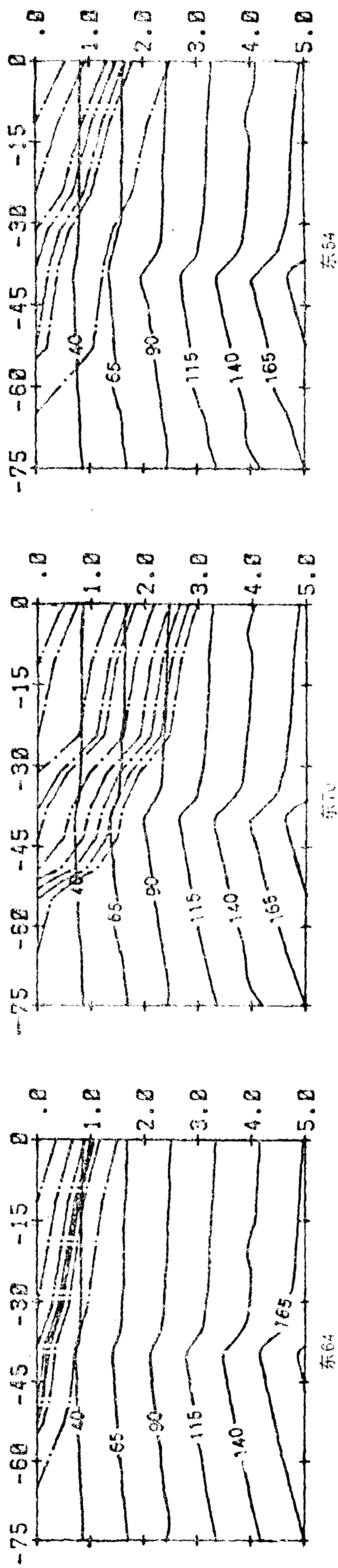
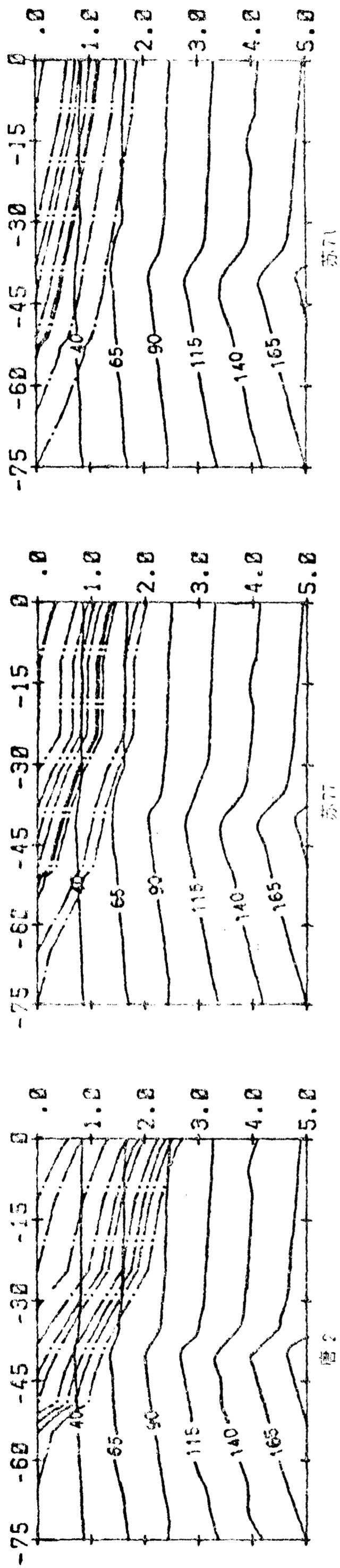
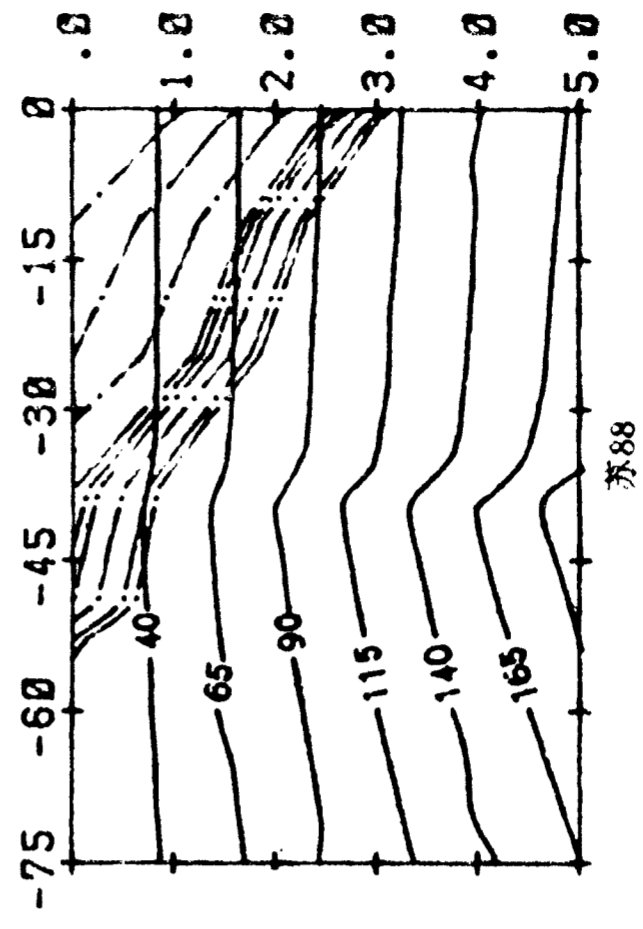
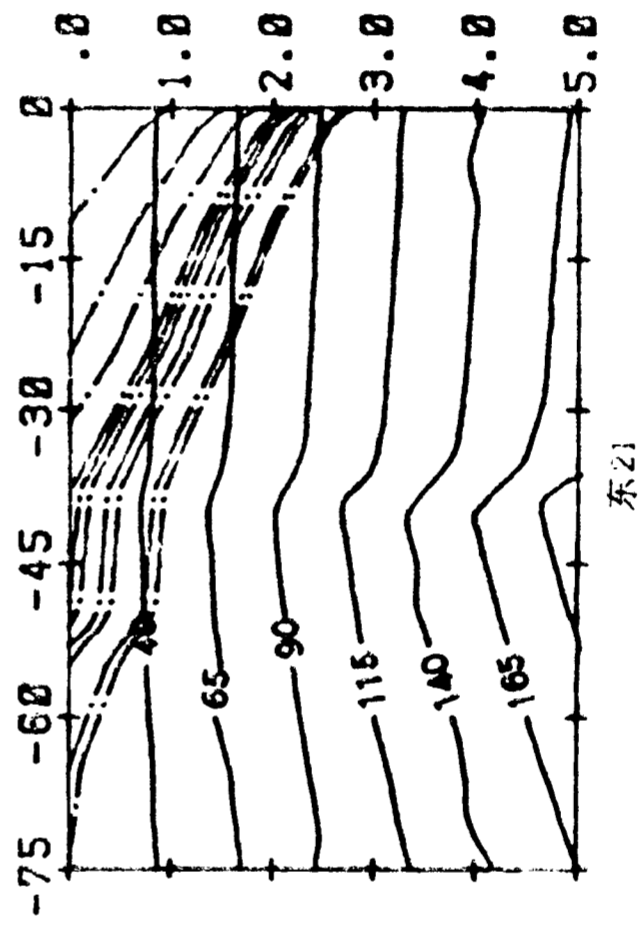
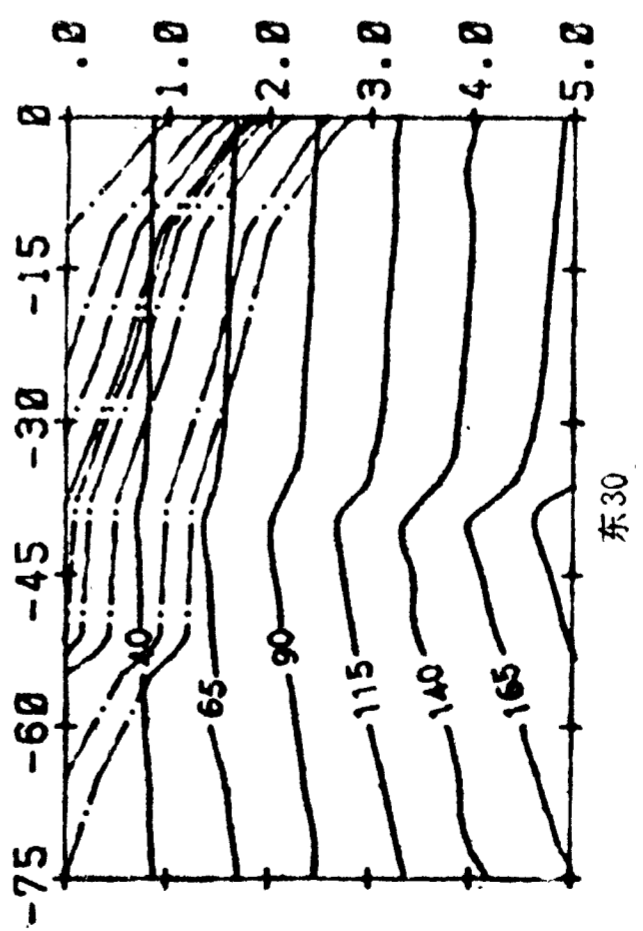
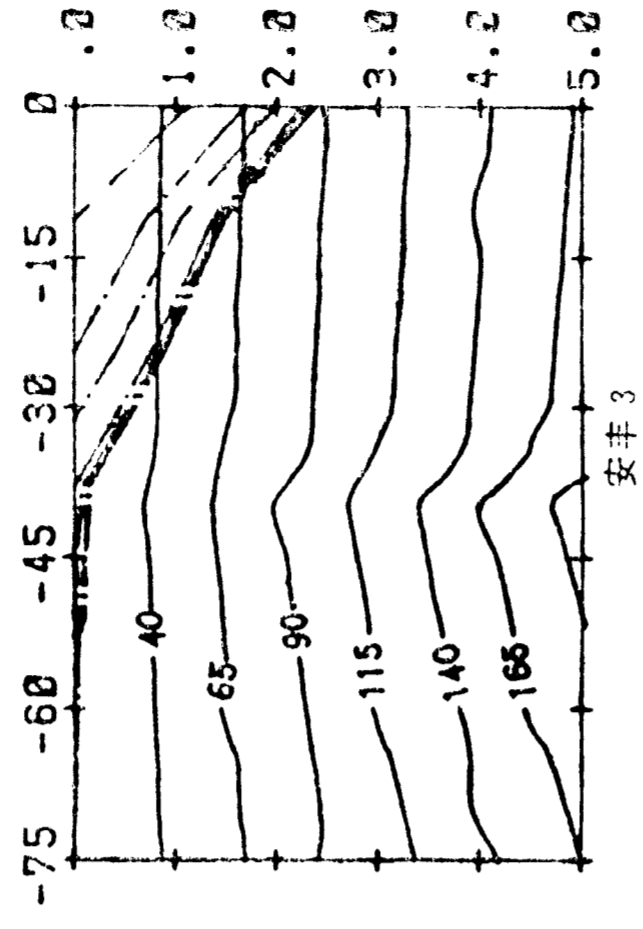
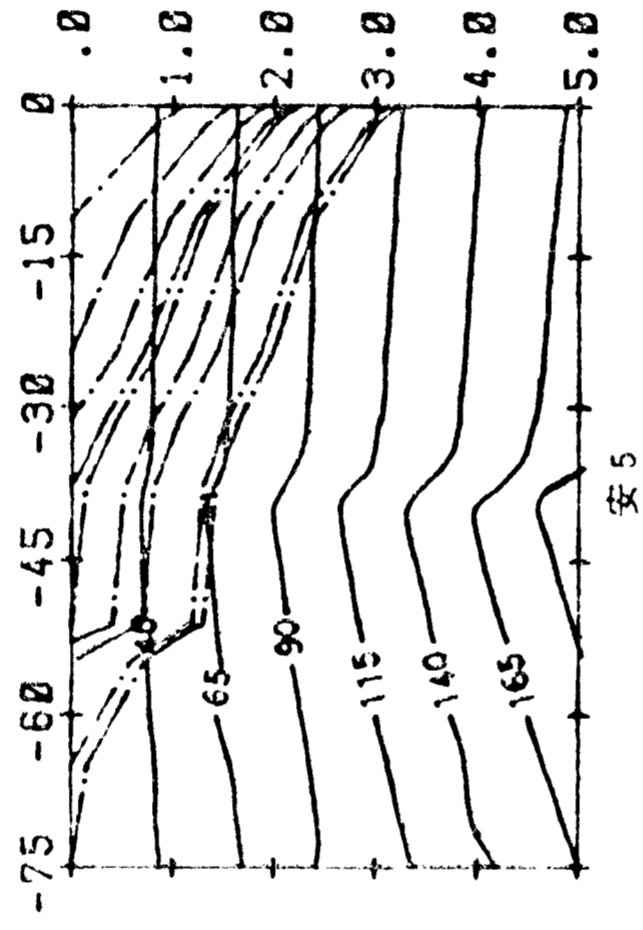
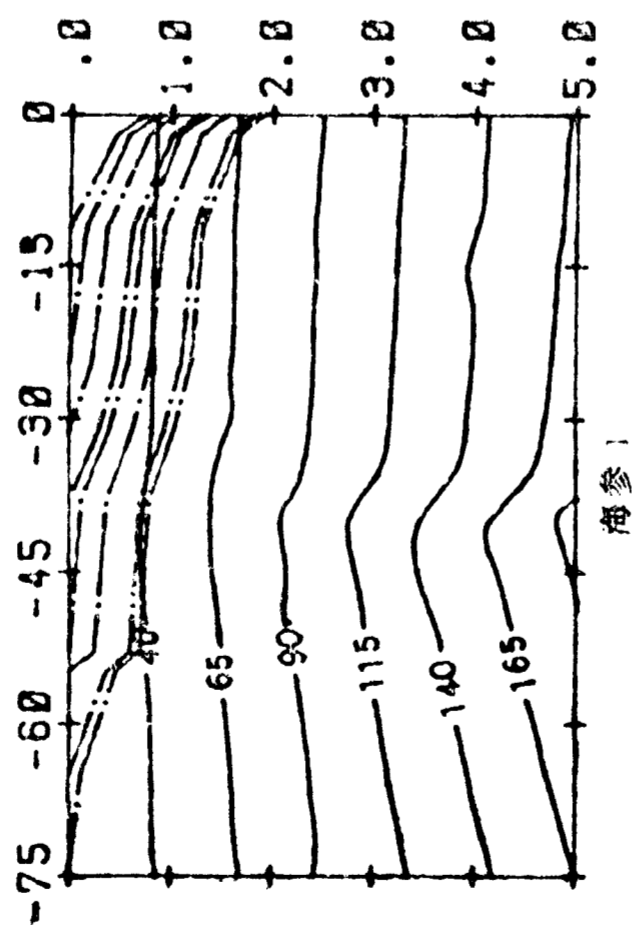


图 6-5 金湖凹陷部分井的埋藏史和地温史剖面  
(其他说明参见图 6-4)



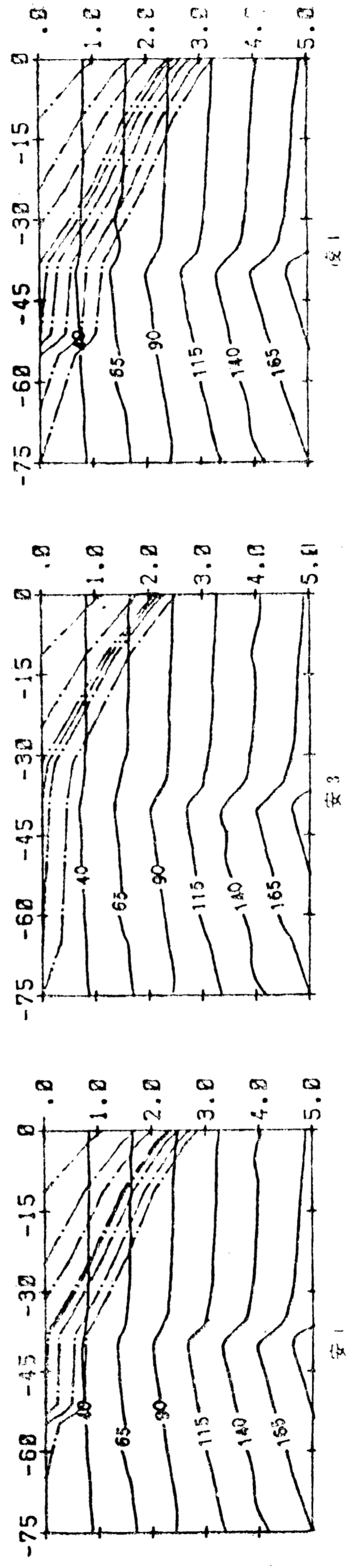
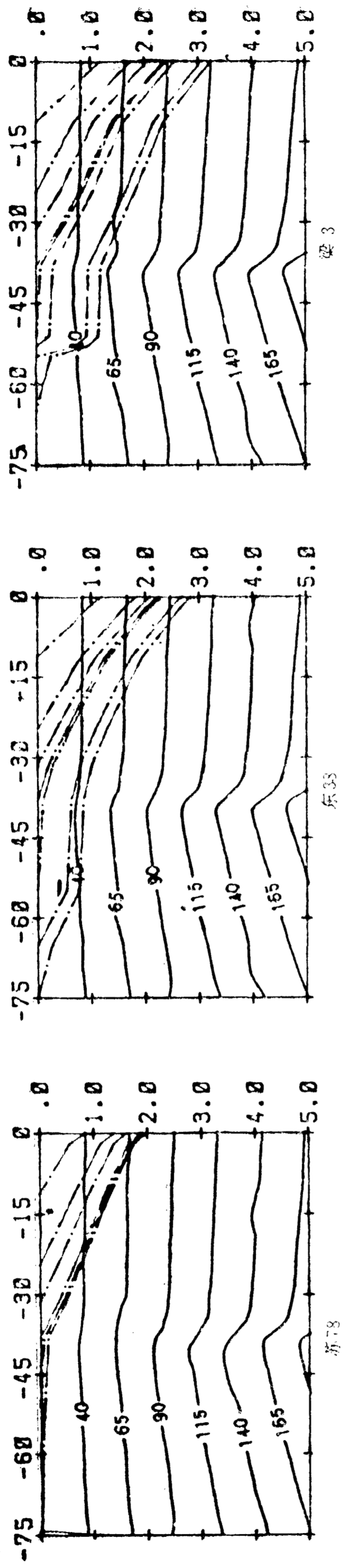


图 6-6 海安凹陷部分井的埋藏史高地温史剖面  
(其他说明参见图 6-4)

## 2. 金湖凹陷

表6-6 是金湖凹陷部分的深度、TTI、 $C$  和  $R_0$  值,表明金湖凹陷的生油门限深度要比高邮凹陷浅一些,为 2 000~2 200 米,河参 1、东 67、应 1、东 70 及唐 2 井的门限深度均在 2 200 米左右,而苏 71 和崔 1 井的门限深度在 1 900~2 000 米左右,苏 71 井和崔 1 井都靠近金湖凹陷的西部。

埋藏史和地温史剖面上,见图 6-5,河参 1 井揭露的地层齐全,埋藏史和地热史与真 86 井很相似。泰州组和阜宁群在距今 49Ma 时就进入了生油阶段,其他一些井,目前泰州组或阜宁群虽然已经进入生油门限深度,但经历的地温史一般在 70~80℃左右,只有部分井,如天深 3、东 70、唐 2、应 1 和东 67 井的泰州组和阜宁群的古地温在中新世后达到 90~105℃左右。所以金湖凹陷除深凹地带外,大部分地区的有机质热演化目前还处于低成熟阶段。

## 3. 海安凹陷

表6-7 中,海安凹陷部分井的深度、TTI、 $C$  和  $R_0$  值。表明该凹陷的门限深度是各凹陷中最深的,据所选井的计算,门限深度为 2 550~2 600 米左右,如表 6-7 中所列的安 1、安 5、东 21、梁 3、苏 88、凌 1 井的 TTI 和  $R_0$  值随深度的变化均显示了这个特征。

表 6-8 溱潼凹陷三口井的深度 TTI、 $C$  及  $R_0$  值

井 号	深度(km)	TTI	$C$	$R_0$
苏太 140	3.44	46.87	10.78	.92
	3.14	23.98	10.11	.78
	2.91	13.91	9.56	.68
	2.83	11.78	9.40	.65
	2.63	7.40	8.93	.58
	2.49	5.32	8.60	.54
	2.21	2.81	7.97	.46
	1.88	1.31	7.20	.38
	1.37	.46	6.16	.29
	.78	.08	4.39	.19
苏 169	3.50	56.72	10.97	.96
	2.89	13.69	9.55	.68
	2.63	7.54	8.95	.58
	2.36	3.99	8.32	.50
	2.07	2.01	7.63	.42
	2.03	1.80	7.52	.41
	1.94	1.44	7.30	.39
	1.68	.78	6.68	.33
苏 129	3.00	16.99	9.76	.72
	2.83	11.66	9.39	.65
	2.77	10.10	9.24	.63
	2.55	6.08	8.74	.55
	2.49	5.34	8.61	.54
	2.29	3.39	8.15	.48
	1.92	1.46	7.31	.39
	1.35	.46	6.16	.29
	.74	.07	4.30	.18

图 6-6 上显示了海安凹陷的埋藏史和地温史剖面与高邮凹陷及金湖凹陷有明显差异,泰州组和阜宁群只是在晚中新世后(盐二段沉积时)才快速埋藏进入 90℃ 以上的深度范围,图中海安凹陷这些井的泰州组和阜宁群大部分时间的古地温均在 50~60℃,所以为低成熟度,比金湖凹陷的成熟度还要低。

#### 4. 溱潼凹陷

溱潼凹陷的模拟结果(见表 6-8)表明它的深凹带的热演化成熟度与高邮凹陷类似, 门限深度在 2 400 米左右,比高邮凹陷深 100 米,如苏太 140、苏 169 和苏 129 等井的  $R_o$  值均在 2 400 米左右到达 0.5%,这几口井的泰州组和阜宁群都在盐一段沉积时(距今 25Ma)进入 90℃ 以上的古地温范围,见图 6-7,这比高邮凹陷稍迟,比海安凹陷要早。

#### 5. 盐阜拗陷

表 6-9 中的苏 80 井位于涟南凹陷,泰州组刚进入生油门限(门限值为 2 000 米),为低成熟度。苏 89 和苏 104 都位于盐城凹陷,它们的  $R_o$  数值反映生油门限深度为 2 500 米。苏 89 井位于盐城凹陷深凹地带,泰州组和阜宁群在距今 45Ma 或更早些古地温就逐渐达到 90℃ 以上,在距今 11Ma 左右经历生油高峰期的古地温,见图 6-7。目前的  $R_o$  值在 0.68~1.25% 之间,处

表 6-9 盐阜拗陷三口井的深度、TTI、C 及  $R_o$  值

井 号	深度(km)	TTI	C	$R_o$
苏 80	2.16	6.14	8.75	.56
	1.99	4.14	8.35	.50
	1.58	1.58	7.39	.40
	1.32	.85	6.77	.34
	1.06	.49	6.22	.30
	.70	.20	5.32	.24
	.50	.07	4.23	.18
苏 89	4.05	164.15	12.03	1.25
	3.97	136.50	11.85	1.20
	3.26	25.91	10.19	.79
	3.00	13.74	9.55	.68
	2.69	6.61	8.82	.57
	2.38	3.19	8.09	.47
	2.17	1.91	7.58	.42
	1.95	1.12	7.05	.36
	1.70	.60	6.42	.31
	1.39	.30	5.71	.26
	1.30	.10	5.29	.24
苏 104	2.64	7.61	8.96	.59
	2.49	5.32	8.60	.54
	2.20	2.59	7.88	.45
	1.97	1.50	7.34	.39
	1.68	.76	6.66	.33
	1.66	.66	6.52	.32
	1.44	.39	6.00	.28
	1.18	.21	5.37	.24
	1.12	.14	4.95	.22

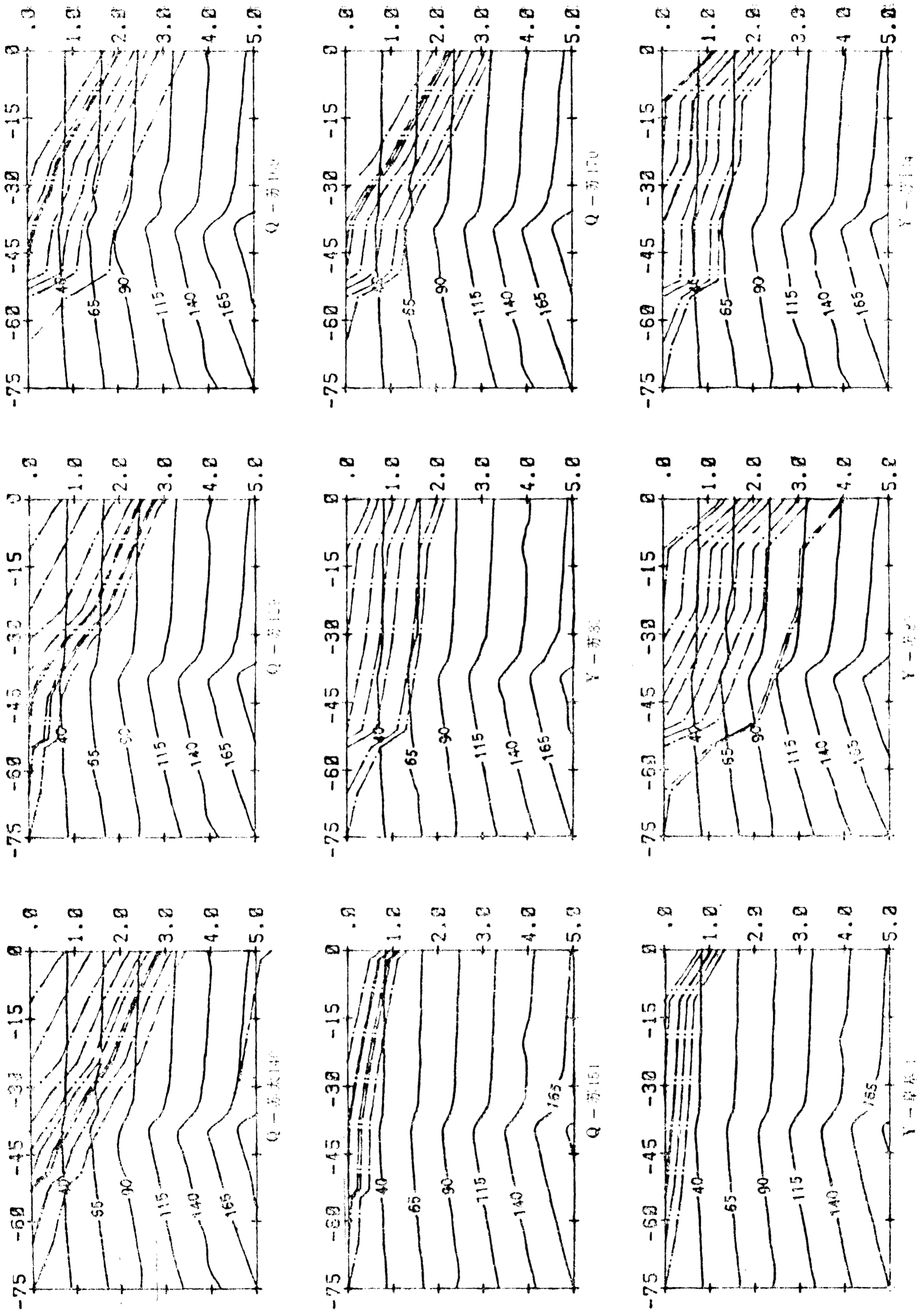


图 6-7 漆潼凹陷和盐阜凹陷部分井的埋藏史和地温史剖面  
(Q: 表示漆潼凹陷; Y: 表示盐阜凹陷, 其他说明参见图 6-4)

于生油高峰期的热演化阶段，与高邮凹陷类似。而盐城凹陷北斜坡的苏 104 井的热演化特征与海安凹陷内热演化特征十分类似。

归纳一下，苏北盆地有机质热演化有以下几点特征：

(1) 各凹陷的生油门限深度为东深西浅，表 6-10 给出笔者模拟计算的各凹陷的生油门限深度和江苏油田研究院确定的生油门限深度。笔者计算的深度从西部金湖凹陷到东部海安凹陷由 2 000 米加深到 2 600 米。

表 6-10 各凹陷生油门限深度

凹 陷	高 邮	金 湖	海 安	溱 潼	盐 城
门限值(米)	2 300~2 350	2 000~2 200	2 550~2 600	2 400	2 500
门限值 <sup>①</sup>	2 500	2 000	2 500	2 500	2 750

① 江苏油田地质研究院确定的门限深度。

(2) 凹陷的深凹地带的泰州组和阜宁群生油层成熟度最好，目前正处于或稍过生油高峰期。这以高邮凹陷最为典型，金湖凹陷和盐城凹陷也是这样的特征。除上述三个凹陷的深凹地带，其他范围的泰州组和阜宁群生油层，如斜坡和海安凹陷，目前尚处低成熟或未成熟演化阶段。

(3) 泰州组和阜宁群进入生油门限的时间特征为深凹地带早，西部早，东部迟。深凹地带在距今 45Ma 泰州组就进入了生油期，高邮凹陷的北斜坡和南断阶则是在垛二段或盐一段沉积开始(相当于距今 31Ma 或 25Ma)才进入生油期，而海安凹陷的生油层(泰二段、阜二段及阜四段)，在盐二段沉积时(晚中新世或更迟)才进入生油期。总而言之，进入生油门限的时间均在中始新世之后，与盆地中第二次拉张事件产生的箕状凹陷的发育程度有关，亦即与戴南组和三垛组的厚薄明显相关。

## 第二节 苏北盆地构造演化热演化与油气藏的形成

### 一、油气藏形成基本条件

油气藏形成的基本条件有六点：生油层、储集层、盖层和运移条件、圈闭条件以及保存条件，通常称“生、储、盖、运、圈、保”条件。

经过 30 多年的勘探、有机地化及地层物性等方面的测试研究，基本上落实了苏北盆地中生储盖组合的特征。有不少研究报告和文献反映了生油层的有机质丰度、储集层的孔隙率和渗透率等指标。第一章已对生储盖组合的特征作了十分简单的概述。泰二段、阜二段及阜四段为盆地中的主要生油层。储层较多，泰一段、阜一段、阜三段、戴南组和三垛组的砂岩都是较好的储层。

油气生成后，经初次运移进入储层，再经二次运移进一步往圈闭中聚集形成油气藏或逃逸，这取决于运移的通道。二次运移的通道由储层中连通的孔隙和断裂构成，苏北盆地断裂十分发育，贯穿了生油层和储层，运移条件是很好的。

圈闭是能聚集保存油气的场所，是油气藏形成的必要条件。圈闭分类方案不一致，按莱复生(1975)的方案分三类：构造圈闭，地层圈闭和复合圈闭。地层圈闭与不整合圈闭，及古地形圈闭也称隐蔽圈闭(*Obscure and subtle traps*)，它含义可能还要广(朱夏，1984)。王尚



文等(1983)指出圈闭形成时间与油气运移时间相互关系十分重要,在油气运移之前形成的才有效,运移结束后形成的圈闭不能捕获油气。地层圈闭或隐蔽圈闭在油气运移之前形成,而构造圈闭和复合圈闭就有可能在运移之后形成。因此,圈闭条件的研究除了沉积相和物性研究外,还应该确定圈闭形成时间与油气运移时间的配制关系。下面着重讨论苏北盆地圈闭形成时间和油气运移时间关系。

油气藏形成后,能否保存下来,取决于地温和后期的构造作用,苏北盆地新生界油气藏形成于中渐新世后,构造活动逐渐变弱,盆地整体沉降,保存条件应该是良好的。

所以苏北盆地中的“生、储、盖、运、圈、保”条件都具备,但其中油气藏规模远不如中国东部其他盆地,这是苏北盆地经历独特的构造演化史和有机质热演化史所决定的。

## 二、构造演化断裂活动对生油层的改造和圈闭的形成

盆地中的主要生油层为泰二段、阜二段和阜四段,根据上一章的盆地成因演化模式,是演化第一阶段沉积的,之后叠加了一次强烈的北西-南东向拉张,各方向的断层把生油层(包括已沉积的储层)切割改造成“破碎”的生油块体和储层块体(黄宪智在1983年的论文中也注意到这个问题)。同时,这些块体倾斜和断裂的组合形成了面积很小的以地层岩性和断裂构成的复合型圈闭。

在戴南组三垛组沉积期间,凹陷边界断裂继续活动,凹陷内也不断形成一些新的断裂,这些断裂在盆地内地层厚度变化地带(断阶带和斜坡带)密集发育,在戴南组、三垛组地层中形成了滚动背斜和地层断裂复合式圈闭,圈闭面积也很小。

总而言之,盆地演化第二阶段的拉张和断裂活动将主要生油层改造成非常破碎的生油块体,而圈闭也是在这阶段形成的,以滚动背斜和复合类型为主。当然在盆地演化第一阶段,泰州组和阜宁群沉积期间,也会形成一些地层圈闭,它们之中部分可能没有被第二阶段的构造作用破坏或改造,一直被保存下来。

## 三、构造演化热演化与油气藏形成及分布规律

根据有机质热演化模拟计算,深凹地带生油层在阜二段沉积之后才进入生油门限,到盐城群沉积时才进入生油高峰期,大范围的生油层(海安凹陷、盐阜坳陷及高邮凹陷、溱潼凹陷、金湖凹陷的斜坡地带)到中新世后才进入生油门限,目前还处于低成熟阶段,所以生油期晚于圈闭的形成时间,早期形成的圈闭能够有效的捕获油气而形成油气藏。但由于断裂活动将生油层和储油层改造成破碎的块体,生油块体和圈闭相当多,这样生油块体的油气经初次运移后,进一步聚集(二次运移)有两种可能:一是就近被圈闭捕获,形成规模很小的油气藏;二是通过断裂向上运移,被断裂附近复合型圈闭捕获,形成规模不小的油气藏群,虽然单个圈闭捕获的油气储量不大,但这样的油气藏群构成的油气田的储量还是很可观的。凹陷的断阶带断裂最为发育,所以断阶带油气藏最为发育。目前开采的油田都位于断阶带,如真武、黄珏、富民、草舍及闵桥等油田。在凹陷的斜坡上地层厚度变化大的地带也发育较多的正断层,为二次运移提供了通道,所以近年来在斜坡带的勘探也有所发现。

可见盆地的构造演化断裂活动对生油层、储集层的改造,决定了苏北盆地新生代油气藏运移聚集的基本特征:单个油藏规模小,多为与封闭型断块有关的油藏(郑瑶芳,1987),油藏的分布都与断裂带有关;各凹陷的热演化程度的差异又决定它们各自的油气藏丰度不同。实

实际上,热演化的差异也与构造演化的差异有关。具体地说,就是在距今 45Ma 年前后的弧后拉张事件深刻地影响着盆地中的油气藏形成和分布。一方面,拉张事件强的地区对储油层、生油层的改造强烈,不利于形成大规模的油气藏;但另一方面,拉张强的地方,沉积量大,使得生油层(块)能较早地进入生油门限,又促进了油气藏的形成,拉张弱的地区则不然。

根据构造演化、热演化对油气藏形成的控制作用,各凹陷油气藏形成的丰度是不同的。

首先,条件最好当是高邮凹陷,深凹带生油层热演化程度高,进入生油门限早,通过断裂运移在断阶带和斜坡带形成与断裂密切相关的油藏群,正如郑瑶芳(1987)根据开发资料所总结的油气藏模式(图 6-8)。目前,苏北盆地的探明储量大部分都在高邮凹陷内发现,正是它的构造演化和热演化条件好的缘故。

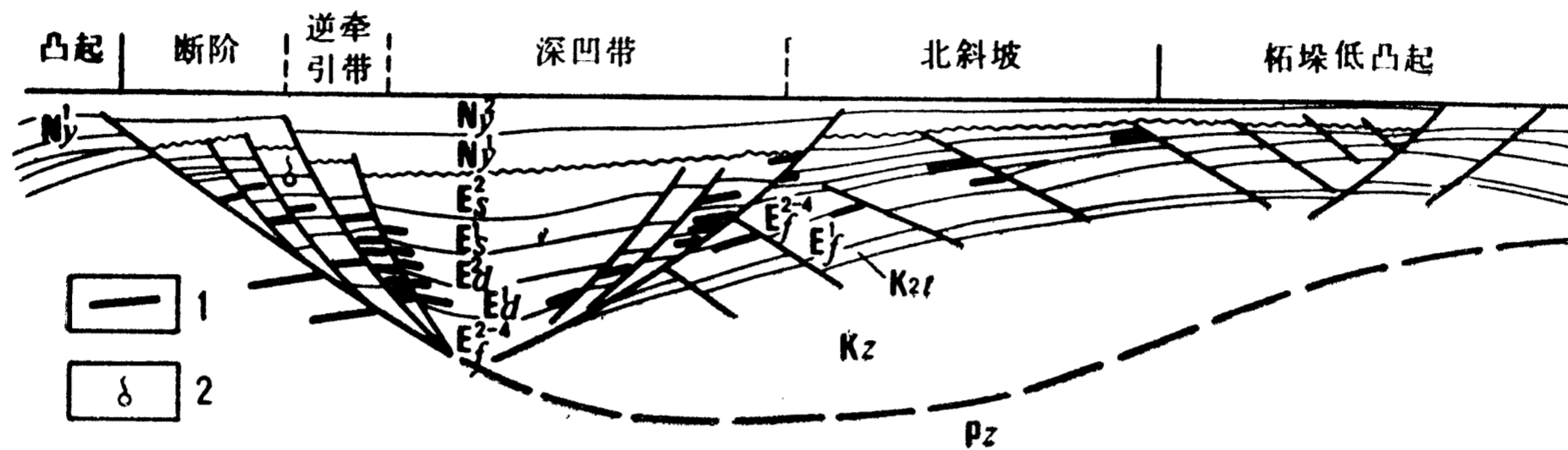


图 6-8 高邮凹陷油气藏模式图

1; 油层 2. 气层

其次,溱潼凹陷的演化条件也比较好,它们的深凹地带的部分生油层已进入生油高峰期,当在断阶带形成复合型油气藏群,如草舍油田就处于南断阶带上。

金湖凹陷的一些深凹地带,如天长和吕良桥一带,也具有较好的油气藏形成条件,但较大范围的生油层都还处于低成熟阶段。盐城凹陷的深凹地带(苏 89 井)的生油条件也很好,整体条件与金湖凹陷十分类似,比溱潼凹陷稍差些。

海安凹陷的油气藏形成条件比上述凹陷都差,主要原因是生油岩成熟度低,进入生油门限时间晚。

必须说明,上述对各凹陷评价是针对苏北盆地 75Ma 以来,即泰州组以上的地层而言的。朱夏(1984)指出,江苏的油气是“四代同堂”,“中生界也是重要的找油对象”,在一些井中也见到油气显示。如果把时代范围扩大一些,从晚三叠纪以来, $T_3 \sim K_{2p}$  具有生油能力,并且在历次构造运动中形成了能捕获油气的圈闭,那么,在新生界(包括  $K_{2t}$ )低成熟的范围,中生界就是比较有利的,形成油气藏的条件比深凹带的中生界条件要好。

### 第三节 对苏北盆地进一步勘探的几点初步建议

(1) 重视高邮凹陷深凹地带的泰州组和阜宁群中地层圈闭或封闭断块圈闭型油气藏的勘探。据统计(黄宪智,1984),目前苏北盆地找到的石油地质储量 80% 属于次生的,发现的原生储量较少,原生储量与次生储量比例悬殊。原生油藏应在泰州组阜宁群的生储盖中寻找,虽然后期断裂活动对这个生储盖组合改造强烈,经改造后,它们自身必然形成一些封闭型断块圈闭或保留一些地层圈闭,后来在生油期必能就近捕获油气而形成油气藏。在黄珏地区的阜一段中已发现这类油藏,但规模较小。深凹带的泰州组和阜宁群较厚,目前还在油气液态窗

内,可以预期能发现较大规模的原生油藏。

(2) 重视盐城凹陷深凹地带的勘探。盐城凹陷的生油岩(泰二段、阜二段和阜四段)成熟度与高邮凹陷、溱潼凹陷的深凹地带很类似,都已进入生油高峰期,可以预期能发现类似高邮凹陷南断阶带或溱潼凹陷南断阶带的由复合油藏组成油田(如草舍油田、富民油田等)。

(3) 新生界低成熟区,应以中生界作为勘探目的层。正如上面已指出的,这些地区的中生界的成熟度比上覆新生界要高,正处于生油或生气阶段。这首先要系统研究中生界的生储盖组合及生油能力、圈闭形成、油气运移时间和通道,来选择是以“中生中储”还是以“中生新储”作为勘探方向。

(4) “古生中储”的勘探。下扬子的古生界碳酸盐岩油气藏的勘探评价已列入国家的重点攻关项目,已开展了多方面的区域性研究工作,包括构造演化、沉积相及深部构造等方面的研究,初步提出了“上古找油、下古找气”的战略方案。这对苏南也许是适宜的,对苏北盆地,距今75Ma以来,两期拉张盆地演化的影响使古生界油气勘探更为复杂,难以捉摸。根据苏北新生界地层热演化程度,可以合理地推断除建湖隆起外,盆地其他地区的古生界已经过熟。但在演化过程中形成“古生中储”和“古生新储”是可能的。近几年,对“古生新储”作了一些尝试,但未获得突破。笔者认为,“古生中储”或许在海安凹陷、金湖凹陷及盐阜坳陷之下更有希望,应注意这些地区  $T_g$  和  $T_g^0$  面上的不整合圈闭和古地形圈闭的勘探。

(5) 对低熟、晚熟区应加强“生物气”的勘探。海安、金湖和盐阜凹陷都属低熟区,生物气也是一种重要的资源,在金湖凹陷已有发现,海安凹陷和盐阜坳陷也必然存在。对这种生物气资源的勘探,用化探的方法可能更为有效。

上述几点初步意见,主要依据盆地成因演化模式和热演化的模拟计算结果,具体的勘探部署还必须给合地层沉积相的深入研究,

## 结 语

根据苏北的地热场地壳上地幔热结构、岩石热放射性元素生热效应、地热史恢复、有机质热演化模拟等综合研究,得到以下主要结论:

(1) 地热场是盆地成因与油气资源评价研究必不可少的一环。苏北盆地的平均大地热流  $68 \text{ mW/m}^2$ ,地幔热流  $41.3 \text{ mW/m}^2$ ,占地表热流的  $61\%$ ,都高于邻区和大陆的平均值,反映盆地深部存在热异常,是揭示盆地成因的重要证据和恢复盆地地热史的约束条件。

(2) 上地幔地震波速各向异性特征是岩石圈动力学的深部信息。江苏地区上地幔存在  $2\%$  的波速各向异性。速度最大方向近南北向,并叠加了北西  $300^\circ$  的极值方向,反映了岩石圈该方向的流变运动。深部信息和浅层犁式断裂构造一致反映了苏北盆地经受近南北向和北西方向拉张应力作用。

(3) 地震剖面构造史分析直接根据地震剖面揭示了盆地发育史和断裂活动史特征,反映了盆地随时间演化的规律。早始新世末,盆地断裂活动最为强烈,形成一系列的北东向犁式断层,在箕状凹陷中,快速充填了中晚始新统和渐新统。

(4) 基底沉降分析中消除了沉积负载效应等影响因素,结果反映了由于构造因素引起基底沉降量和沉降速率的时空特征。距今  $50\sim 45 \text{ Ma}$ ,基底沉降速率最大, $45 \text{ Ma}$  至第四纪,沉降速率逐渐减小,并符合指数函数规律,它们分别相当于初始沉降和热沉降。

(5) 研究表明均匀扩张条件下,岩石圈放射性元素生热对古热流有重要影响,对热沉降几乎没有影响。建立大陆内部拉张量不大的拉张盆地成因演化地球物理模式,恢复它的地热史,模拟有机质热演化,必须考虑放射性物质生热的影响,结果才切合实际。

(6) 苏北盆地的成因演化模式可概括为:第一阶段,距今  $75\sim 50 \text{ Ma}$ ,在“热地壳”背景下,岩石圈受近南北向张应力作用拆离变薄,软流圈被动上涌演化阶段;第二阶段,中始新世至渐新世,软流圈主动上涌岩石圈反拆离演化阶段;第三阶段,中新世开始热衰减整体沉降阶段。在东部地区,中中新世后叠加了新的扩张事件的影响。结合板块构造背景,苏北盆地晚白垩纪至早始新世为应拍谷(*impactogen*)演化阶段,中始新世后为弧后拉张盆地演化阶段。

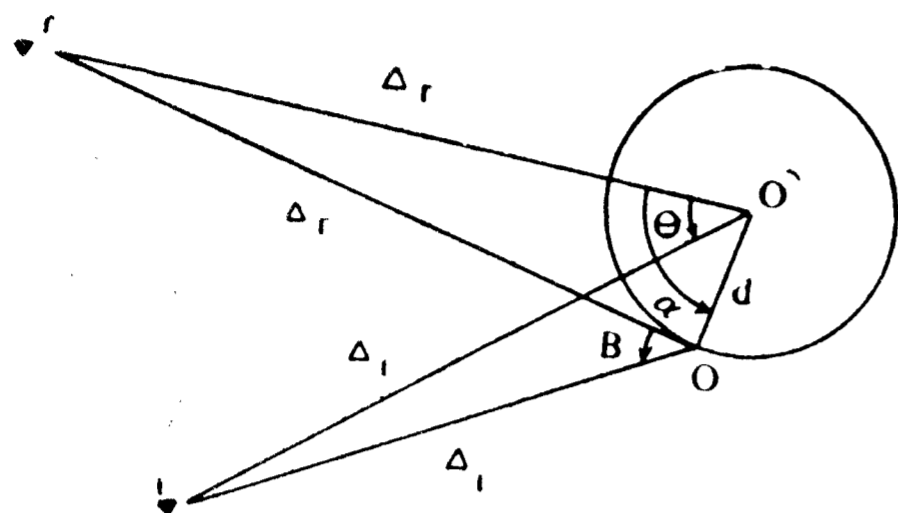
(7) 成因模式经过定量化,并考虑壳内放射性物质生热效应,模拟了盆地的初始沉降、热沉降、构造沉降、现代热流及热演化成熟度,模拟结果与实际观测值的符合程度较好。

(8) 晚三叠纪,扬子板块与华北板块的碰撞缝合,缝合带褶皱推覆,地壳增厚之后的热效应导致  $J_3\sim K_2$  期间强烈的中酸性岩浆活动,是苏北盆地形成的历史背景——原始地壳是热的。

(9) 盆地的地热史、埋藏史决定了有机质的热演化、各凹陷的生油门限及进入生油高峰期的早晚,构造演化对生油层、储油层的改造决定了圈闭的形成和分布,构造演化与热演化的配制关系决定了盆地中油气藏的形成与分布规律。

(10) 根据盆地的构造演化与热演化,扩大盆地中的油气储量,应重视高邮凹陷和盐城凹陷的下第三系中原生油气藏,低成熟区的中生界和生物气及“古生中储”的勘探。

## 附 录 A



图A1 台站及参考台与震中关系

如图 A1,  $o'$  为实际震中;  $o$  为定位震中;  $r$  为参考台站;  $i$  为台站;  $\Delta_i, \Delta_r$  分别为定位震中距;  $\Delta'_r, \Delta'_i$  分别是两台的实际震中距; 假定定位震中与实际震中相距离为  $d$ 。因为  $\Delta_r$  或  $\Delta_i \gg d$ ,  $\angle roi \approx \angle ro'i = \theta$ ,  $\angle oo'r = \alpha$ , 有

$$\begin{aligned} \Delta'_r &\approx \Delta_r + d \cos \alpha \\ \Delta'_i &\approx \Delta_i + d \cos (\alpha - \theta) \\ \Delta'_i - \Delta'_r &= \Delta_i - \Delta_r + d [\cos (\alpha - \theta) - \cos \alpha] \\ &= \Delta_i - \Delta_r + 2d \sin \left( \alpha - \frac{\theta}{2} \right) \sin \frac{\theta}{2} \end{aligned} \quad A1$$

对同一次地震, 参考台  $r$  和台站  $i$  的  $P_n$  走时可分别表示为

$$\begin{aligned} T_r &= \frac{\Delta_r}{V_{P_n}} + a_r + e_r + e_s^{(r)} + e_{\tau_0} \\ T_i &= \frac{\Delta_i}{V_{P_n}} + a_i + e_i + e_s^{(i)} + e \end{aligned} \quad A2$$

即将第三章中(3-1)式的源误差  $e_s$  进一步分解为与发震时刻有关的误差  $e_{\tau_0}$  和与地震位置误差有关的  $e_s^{(r)}$  和  $e_s^{(i)}$ 。A2 式两式相减

$$T_i - T_r = \frac{\Delta_i - \Delta_r}{V_{P_n}} + a_i - a_r + e_i - e_r + e_s^{(i)} - e_s^{(r)} \quad A3$$

所以, 第三章中(3-1)两式相减后, (3-2)式中还应包含剩余源误差  $e_s^{(i)} - e_s^{(r)}$  一项。选择参考台消除源误差的效果取决于这一项的大小, 也就是用定位震中距之差  $\Delta_i - \Delta_r$  代替两台实际震中距之差的效果也取决于这项的大小, 由 A1 式和 A3 式

$$e_s^{(i)} - e_s^{(r)} = \frac{2d}{V_{P_n}} \sin \left( \alpha - \frac{\theta}{2} \right) \sin \frac{\theta}{2} \quad A4$$

图 A2 反映了  $100(e_s^{(i)} - e_s^{(r)})V_{P_n}/d$  随  $\theta, \alpha$  的变化, 显然:

(1) 特殊情况,  $\theta = 0$ , 即  $i$  台站和参考台  $r$  同在定位震中一侧, 三者成一直线, 或  $\theta = 2\alpha$  和  $\theta = 2\alpha + 180^\circ$  时, 剩余误差为零。这时,  $\Delta_i - \Delta_r = \Delta'_i - \Delta'_r$ , 即(3-2)式中完全消除了源误差, [对其后处理中的  $b_i$  和  $V_{P_n}$  没有影响。

(2) 当  $\theta$  较小时, A3 式中的  $e_s^{(i)} - e_s^{(r)}$  很小, 比原始源误差要小得多。如果  $\theta < 30^\circ$ ,  $|e_s^{(i)} - e_s^{(r)}|V_{P_n}/d < 40\%$ , 即消除了大部分的与震源位置有关的误差。如果震中在台网外围,  $\theta$  值可以较小。如果  $\theta < 60^\circ$ , 同时  $\alpha < 60^\circ$  或  $180^\circ < \alpha < 240^\circ$ , 效果也相同, 即(3-2)式中消除了大部分源误差。

根据上述分析, 震中在台网的外围较远,  $\theta$  可以较小, 选择参考台, 第三章中(3-2)式可以较好地消除震中位置的误差。对江苏台网, 震中在南黄海, 以灌云台为参考台, 苏北其他台站

的  $\theta$  都很小，经过(3-2)式处理能消除大部分震中位置误差(源误差)；苏南台站的  $\theta$  在  $60^\circ \sim 90^\circ$  之间，情况复杂些，取决于  $\alpha$  的大小，当定位震中相当于实际震中偏向台网中心或偏离台网中心， $\alpha$  为  $0^\circ$  左右或  $180^\circ$  左右，(3-2)式也能消除大部分震中位置误差。

第三章中，所用的地震震中大部分在台网外围，对苏北台站，(3-2)式中  $\Delta_i - \Delta_r$  与实际的  $\Delta'_i - \Delta'_r$  接近，即震中位置误差对  $b_i$  和  $V_{P_n}$  影响不大；对苏南台站， $\theta$  较大，(3-2)式消除震中位置误差效果可能要差一些。

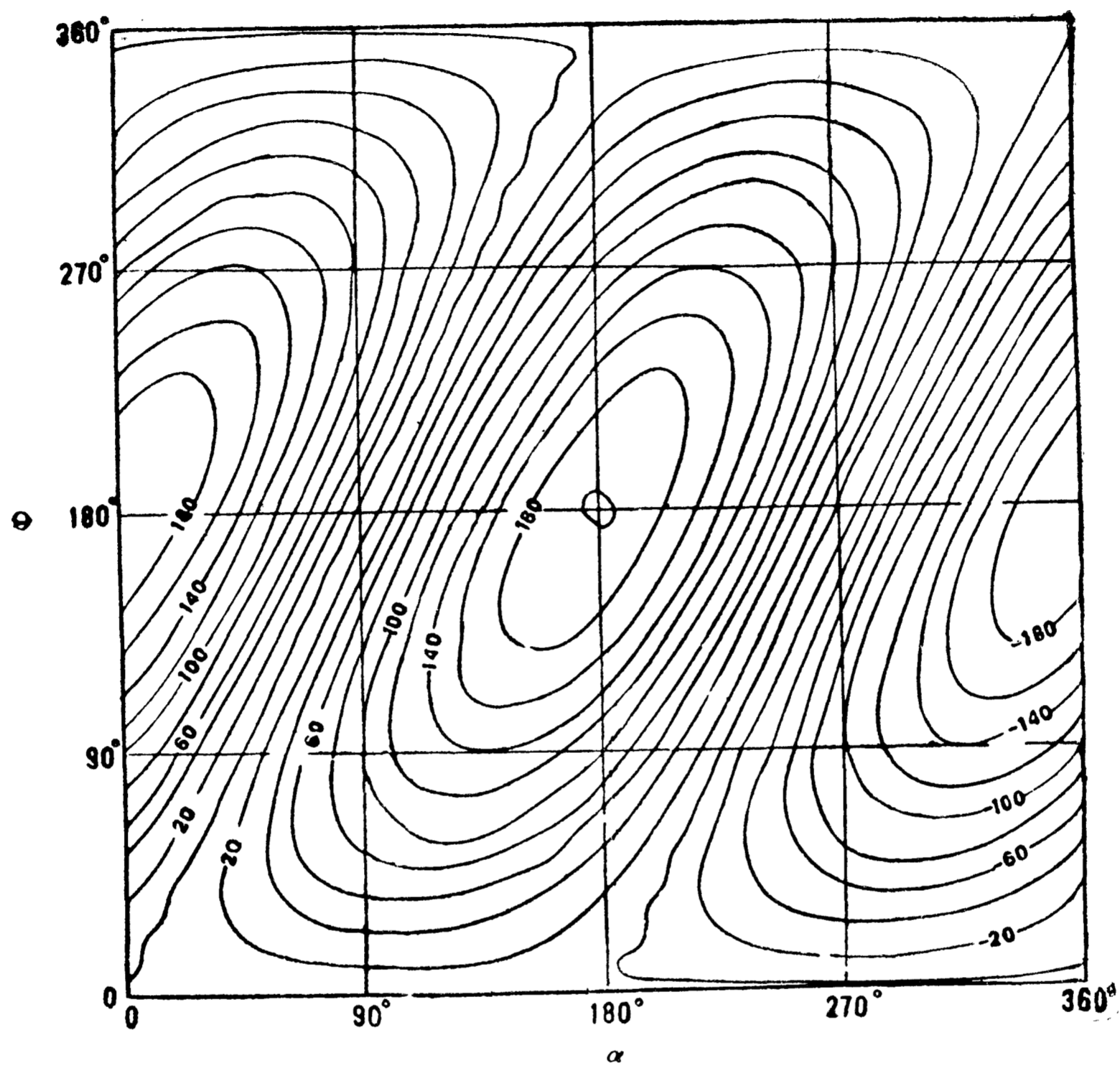


图 A2 剩余源误差  $e_s^{(i)} - e_s^{(r)}$  与  $\theta, \alpha$  的相对关系

## 附 录 B

令  $T(Z, t) = X(Z, t) + y(Z, t)$ , 正文中(5-18)、(5-19)和(5-20)式的定解问题可化为:

$$\text{I} \quad \begin{cases} \frac{\partial x}{\partial t} - D \frac{\partial^2 x}{\partial Z^2} = 0 \\ x(l, t) = T_0, \quad x(0, t) = T_m \\ x(Z, t) = f(Z) \end{cases}$$

和

$$\text{II} \quad \begin{cases} \frac{\partial y}{\partial t} - D \frac{\partial^2 y}{\partial Z^2} = \frac{\rho H_s D}{K} e^{-\frac{\beta(l-Z)}{h_r}} \\ y(l, t) = 0, \quad y(0, t) = 0 \\ y(Z, 0) \end{cases}$$

I、II 的定解问题要简单得多, 下面分别求解。

I 的求解过程用类似于 Lubimova 等(1975)所用的方法, 先求一特解, 把 I 的边界条件化为齐次的, 很显然这个特解为

$$V(Z, t) = T_m - (T_m - T_0) \frac{Z}{l} \quad \text{B1}$$

令  $x(Z, t) = V(Z, t) + w(Z, t)$ , 则 I 的定解问题就化成下面 III 的解  $w(Z, t)$  与  $V(Z, t)$  之和。

$$\text{III} \quad \begin{cases} \frac{\partial w}{\partial t} = D \frac{\partial^2 w}{\partial Z^2} \\ w(l, t) = 0, \quad w(0, t) = 0 \\ w(Z, 0) = f(Z) - V(Z, 0) \end{cases}$$

由 5-20 和 B1 式, 并令  $\frac{Z}{l} = Z'$ , 则 III 的初始条件为

$$w(Z, 0) = (T_m - T_0) Z' \quad 0 \leq Z' \leq 1 - \frac{1}{\beta} \quad \text{B2}$$

$$w(Z, 0) = b_3 - b_2 Z' - b_1 e^{-b Z'} \quad 1 - \frac{1}{\beta} \leq Z' \leq 1 \quad \text{B3}$$

B3 式中  $b = l\beta/h_r$ ,  $b_1 = (q_s - q_m)h_r/K$ ,  $b_2 = T_0 - T_m + q_m\beta l/K$ ,  $b_3 = b_1 + b_2$ ,  $b_4 = \rho H_s/K$ 。

III 的通解为

$$w(Z, t) = \sum_{n=1}^{\infty} C_n^{(\beta)} \sin \frac{n\pi Z}{l} e^{-\frac{n^2\pi^2 D t}{l^2}} \quad \text{B4}$$

$C_n^{(\beta)}$  是扩张因子  $\beta$  的函数, 根据初始条件 B2 和 B3 式可确定  $C_n^{(\beta)}$ , 由 B4 式

$$w(Z, 0) = \sum_{n=1}^{\infty} C_n^{(\beta)} \sin \frac{n\pi Z}{l} = \sum_{n=1}^{\infty} \sin n\pi Z' \quad \text{B5}$$

B5 式中的付里叶系数可由 B2 和 B3 两式求得

$$C_n^{(\beta)} = 2(T_m - T_0) \int_0^r Z' \sin n\pi Z' dZ' + 2 \int_r^1 (b_3 - b_2 Z' - b_1 e^{-b Z'}) \sin n\pi Z' dZ' \quad \text{B6}$$

B6 式中  $\gamma = 1 - \frac{1}{\beta}$ , 称岩石圈变薄因子, 上式积分得

$$C_n^{(\beta)} = 2 \left\{ b_1 (-1)^n \left( \frac{n\pi}{b^2 + n^2\pi^2} - \frac{1}{n\pi} \right) + \left( \frac{b_5}{n\pi} - \frac{n\pi b_6}{b^2 + n^2\pi^2} \right) \cos n\pi\gamma \right. \\ \left. + \left( \frac{b_7}{n^2\pi^2} + \frac{bb_6}{b^2 + n^2\pi^2} \right) \sin n\pi\gamma \right. \quad \text{B7}$$

式中  $b_5 = b_3 - (T_m - T_0 + b_2)\gamma$ ,  $b_6 = b_1 e^{b(r-1)}$ ,  $b_7 = T_m - T_0 + b_2$ 。故而 I 的解为

$$x(Z, t) = T_m - (T_m - T_0) \frac{Z}{l} + \sum_{n=1}^{\infty} C_n^{(\beta)} \sin \frac{n\pi Z}{l} e^{-\frac{n^2\pi^2 D t}{l^2}} \quad \text{B8}$$

II 的解用格林函数法

$$y(Z, t) = \frac{2Db_4}{l} \sum_{n=1}^{\infty} \int_{\xi=0}^l \int_{\tau=0}^t \exp[-\beta(l-\xi)/h_r] \sin \frac{n\pi\xi}{l} \sin \frac{n\pi Z}{l} \\ \times \exp[-n^2\pi^2 D(t-\tau)/l^2] d\tau d\xi \\ = 2b_4 \left( \frac{h_r}{\beta} \right)^2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{[e^{-\beta l/h_r} - (-1)^n]}{\left[1 + \left(\frac{n\pi h_r}{\beta l}\right)^2\right] n\pi} \left[1 - e^{-\frac{n^2 t}{\tau}}\right] \sin \frac{n\pi Z}{l} \quad \text{B9}$$

B9 式中,  $\tau = l^2/\pi^2 D$ , 为热衰减时间常数。B8 与 B9 之和为(5-18)、(5-19)、(5-20)的解

$$T(Z, t) = T_m - (T_m - T_0) \frac{Z}{l} + \sum_{n=1}^{\infty} C_n^{(\beta)} \sin \frac{n\pi Z}{l} e^{-\frac{n^2 t}{\tau}} \\ + \frac{2b_4 h_r^2}{\beta^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{[e^{-\beta l/h_r} - (-1)^n]}{\left[1 + \left(\frac{n\pi h_r}{\beta l}\right)^2\right] n\pi} \left[1 - e^{-\frac{n^2 t}{\tau}}\right] \sin \frac{n\pi Z}{l} \quad \text{B10}$$

式中  $e^{-\beta l/h_r} \ll 1$ , 实际计算中, 这项可忽略。



## 主要参考文献

- [1] 曾融生, 1973, 莫霍面的重力补偿和地壳结构基本模式, 地球物理学报, 第三期。
- [2] 莱复生, 1975, 石油地质学, 地质出版社。
- [3] 科学院地质所地热组, 1978, 地热研究论文集, 科学出版社。
- [4] 周新民等, 1978, 江苏及皖东新生代玄武质岩石化学和矿物成分的研究, 南京大学学报, No.3.
- [5] 郭令智、施央申、马瑞士, 1980, 华南大地构造格架和地壳演化, 国际地质学术论文集[1], 地质出版社, 109~119.
- [6] 张淦昌, 1980, 从盆地演化看江苏的油气远景, 石油实验地质, No.3.
- [7] 穆曰孔, 1980, 从苏北箕状凹陷的地质特点谈高邮凹陷油气的形成, 江苏石油。
- [8] C.E. 佩顿, 1980, 地震地层学, 石油工业出版社。
- [9] 费富安等, 1981, 苏北东台坳陷地温与油气的关系, 石油与天然气地质, V.2, No.1.
- [10] G.D. 霍布森编, 1981, 石油地质学进展, 石油工业出版社, 57~77.
- [11] 朱夏, 1982, 中新生代油气盆地, 构造地质学进展, 科学出版社。
- [12] 李德生, 1982, 中国东部含油气盆地的构造特征, 石油勘探与开发, 第二期。
- [13] 南京地质矿产研究所所刊, 1982, 第3卷, 第1号。
- [14] 中国科学院南京古生物研究所, 1982, 中国各纪地层对比表及说明书, 科学出版社。
- [15] 康育义等, 1982, 苏北盆地西部下第三系的划分与对比, 地层学杂志, V.6, No.1,
- [16] 郭令智、施央申、马瑞士, 1983, 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, V.57, No.1.
- [17] 王鸿楨等, 1983, 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, V.57, No.3.
- [18] 朱夏主编, 1983, 中国中新生代盆地构造和演化, 科学出版社。
- [19] 马杏垣等, 1983, 中国东部中新生代裂陷作用和伸展构造, 地质学报, V.57, No.1.
- [20] 李德生, 1983, 中国东部中新生代盆地与油气分布, 地质学报, V.57, No.3.
- [21] 王尚文等, 1983, 中国石油地质学, 石油工业出版社。
- [22] 郭令智、施央申等, 1984, 中国东南部地体构造的研究, 南京大学学报, V.20, No.4.
- [23] 郭令智、施央申等, 1984, 论地体构造-板块构造理论研究的最新问题, 中国地质科学院院报, 第10号。
- [24] 徐怀大等, 1984, 苏北盆地高邮凹陷南部下第三系区域地震地层学分析。
- [25] 黄宪智, 1984, 苏北下第三系石油地质特征及隐蔽油藏的勘探, 中国隐蔽油藏勘探论文集, 黑龙江科学技术出版社。
- [26] Tone, P.D. 等, 1984, 世界能源及其时间与空间分布, 第27届国际地质会议石油地质文集, 石油工业出版社。
- [27] 滕吉文等, 1985, 中国东部马鞍山-常熟-启东地带的地壳与上地幔结构和速度分布的爆炸地震研究, 地球物理学报, V.23, No.2.
- [28] 胡见义等, 1985, 中国东部中新生代块断区的油气富集, 第27届国际地质会议石油地质论文集, 石油工业出版社。
- [29] 汪缉安等, 1985, 地热与石油, 科学出版社。
- [30] 黄宪智, 1985, 苏北盆地地下第三系油气资源评价。
- [31] 马杏垣等, 1985, 大陆裂谷与深部过程(1), 地震出版社。
- [32] 刘光鼎等, 1985, 油气沉积盆地的综合地球物理研究, 石油地球物理勘探, V.20, No.5.
- [33] 郭令智、施央申等, 1986, 论西太平洋弧后盆地区的基本特征形成机理及其大地构造意义, 板块构造基本问题, 地震出版社, 445~463.
- [34] 汪集旸等, 1986, 辽河裂谷盆地地壳上地幔热结构, 中国科学, B辑, No.3.
- [35] 陈沪生, 1986, 扬子准地台下扬子盆地 HQ-13 线地球物理-地质综合解释纲要, 碳酸盐岩地区普查勘探方法技术讨论会论文。
- [36] 地震地磁观测丛书(五), 1986, 震相与地球内部结构, 地质出版社。
- [37] 王金星, 1986, 下扬子地区地幔流应力场和大陆裂谷的探讨, 石油物探, V.25, No.1.
- [38] 沈修志等, 1987, 江苏下扬子区大地构造与区域构造特征及油气远景评价。
- [39] 陶国保, 1987, 菲律宾板块构造评述, 海洋地质译丛, 总第23期。
- [40] 汪屹华, 1987, 苏北盆地的地热特征及其与油气关系的研究, 南京大学地球科学系硕士学位论文。
- [41] 王良书, 1987, 地壳上地幔结构的深地震测深研究, 大地构造与成矿学, V.11, No.2.
- [42] 郑瑶芳, 1987, 高邮凹陷油气分布规律的探讨, 石油学报, 第8卷, 第2期。

- [43] 张四维等. 1988, 下扬子地区符离集-奉贤地震测深资料解释, 地球物理学报, V.31, No.6.
- [44] 陈墨香主编, 1988, 华北地热, 科学出版社.
- [45] Acheson, C. H., 1981, Time-depth and velocity relations in sedimentary basins: A study based on current investigation in the Arctic Island and interpretation of experience elsewhere, *Geophysics*, V.46, 707-716.
- [46] Artyushkov, E. V., 1981, Mechanism of continental riftogenesis, *Tectonophysics*, V.73, 9-14.
- [47] Artyushkov, E. V., 1984, On the origin of seismic anisotropy of the lithosphere, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, V.76, 173-178.
- [48] Backus, G. E., 1965, Possible forms of seismic anisotropy of the upper mantle under oceans, *J. G. R.*, V.70, 3429-3439.
- [49] Bally, A. W., 1980, Basins and subsidence—a summary, In: dynamics of plate interior, world petroleum cong., 5-20.
- [50] Bamford, D., 1977, Pn velocity anisotropy in a continental upper mantle, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, V.49, 29-48.
- [51] Bott, M. H. P., 1971, Evolution of young continental marginal formation of shield basins, *Tectonophysics*, V.11, 319-327.
- [52] Bott, M. H. P., 1981, Crustal doming and the mechanism of continental rifting, *Tectonophysics*, V.73, 1-8.
- [53] Bott, M. H. P., 1982, *The interior of the earth*, second edition, Edward Arnold.
- [54] Bott, M. H. P. et al., 1983, Mechanism of graben formation: the wedge subsidence hypothesis, *Tectonophysics*, V.94, 11-22.
- [55] Burke, K., 1980, Intracontinental rifts and aulacogens, In: continental tectonics, 42-49, Washington DC.
- [56] Cande, S. C. et al, 1987, Interaction between the Chile Ridge Trench, *J. G. R.*, V. 92, B1, 495-520.
- [57] Cardott, B. T. et al, 1985, Thermal maturation by vitrinite reflectance of Woodford Shale, Anadarko Basin, Oklahoma, AAPG, V.69, 1982-1998.
- [58] Cattaneo, M. et al., 1985, Crustal inhomogeneities in Northwest Italy as inferred by Pn-wave time residuals, *Tectonophysics*, V.118, 143-158.
- [59] Chapman, D. S. et al., 1984, Heat flow in the Uinta Basin determined from bottom hole temperature data, *Geophysics*, V.49, 453-466.
- [60] Chen, W. P. et al., 1983, Focal depths of intracontinental and intraplate earthquake and their implications for thermal and mechanical properties of lithosphere, *J. G. R.*, V.88, 4183-4214.
- [61] Christenson, N. I., 1984, The magnitude symmetry and origin of upper mantle anisotropy based on fabric analyses of ultramafic tectonics, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, V.76, 98-112.
- [62] Connan, J., 1974, Time-temperature relation in oil genesis, AAPG, V.58, 2516-2521.
- [63] England, P. G. et al., 1977, The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments, *J. Geol. Soc. Lond.*, V.134, 201-213.
- [64] Falvey, D. A. et al. 1982, Recent advances in burial and thermal geohistory analysis, APEAI, V. 22, 65-81.
- [65] Forsythe, R. et al., 1985, Geological manifestation of ridge collision. *Tectonics*, V.4, 477-495.
- [66] Glazer, A. F. et al., 1985, Evolution of lithospheric strength after thrusting, *Geology*, V.13, 42-45.
- [67] Guidish, T. M. et al., 1985, Basin evolution using burial history calculations: an overview, AAPG, V. 69.
- [68] Heasler, H. P. et al., 1985, Thermal evolution of coastal California with application to hydrocarbon maturation, AAPG, V. 69, 1386-1400.
- [69] Hellinger, S. J. et al., 1983, Evolution of sedimentary basins, *J. G. R.*, V.88, B10, 8251-8269.
- [70] Hellinger, S. J. et al., 1985, The Cenozoic evolution of the North China Basin, *Tectonics*, V. 4, 343-358.
- [71] Hood, A. et al., 1975, Organic metamorphism and the generation of petroleum, AAPG, V. 59, 986-996.
- [72] Issler, D. R., 1984, Calculation of organic maturation levels for offshore eastern Canada: implication for general application of Lopatin's method, *Can. J. Earth Sci.*, V. 21, 477-488.
- [73] Jarvis, G. T. and D. P. McKenzie, 1980, Sedimentary basin formation with finite extension rates, *Earth and Planetary Science Letters*, V.48, 42-52.
- [74] Karig, D. E., 1971, Origin and development of marginal basins in the Western Pacific, *J. G. R.*, V. 76, 2542-2560.

- [ 75 ] Keen, C. E., 1985, The dynamics of rifting, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, V.80, 95-120.
- [ 76 ] Keru and J. Pigott, 1986, Episodic rifting and subsidence in the South China Sea, *AAPG*, V.70, 1136-1155.
- [ 77 ] Le Pichen, X. et al., 1981, Passive margins, a model of formation, *J. G. R.*, V. 86, 3708-3720.
- [ 78 ] Lerche, I. et al., 1984, Determination of paleoflux from vitrinite reflectance data, *AAPG*, V. 68, 1704-1717.
- [ 79 ] Logalchev, N. A. et al., 1983, Baikal rifting, active or passive? *Tectonophysics*, V.94, 223-240.
- [ 80 ] Lubimova, G. A. et al., 1975, On heat flow singularities over mid-ocean ridge, *J.G. R.*, V. 80, 232-243.
- [ 81 ] Lucazeav, F. et al., 1986, Heat flow, heat production and fission track data from the Hercynian base men around the Provencal Basin, *Tectonophysics*, V. 128, 335-356.
- [ 82 ] Lu huafu et al. 1983, Changing stress field in the middle segment of the Tan-lu fault zone, eastern China *Tectonophysics*, V. 98, 253-270.
- [ 83 ] Mckenzie, D., 1978, Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth and Planetary Scienc. Letters*, V. 40, 24-32.
- [ 84 ] Middleton, M. F. et al., 1983, Maturation modeling in Otway Basin, Australia, *AAPG*, V. 67, 271-279
- [ 85 ] Middleton, M. F., 1984, Seismic geohistory analysis, a case history from the Canning Basin, Westeres Australia, *Geophysics*, V. 39, 333-343.
- [ 86 ] Miyashiro, A., 1986, Hot regions and the origin of marginal basins in the Western Pacific, *Tectonophysis*, V. 122, 195-216.
- [ 87 ] Mohr, P., 1987, Structural style of continental rifting in Ethiopia: reverse decollements, *EOS*, V. 68, No.3n
- [ 88 ] Morgan, P. et al, 1983, Processes of continental rifting, development in geotectonics 19.
- [ 89 ] Nunn, J. A. and N. H. Sleep, 1984, Thermal contraction and flexure of intracratonal basin, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, V. 76, 587-635.
- [ 90 ] Pinet, L. et al., 1987, A thermal model for distribution in space and time of Himalaya granites, *Earth and Planetary Science Letters*, V. 84, 87-99.
- [ 91 ] Royden, L. et al., 1980, Continetal margin subsidence and heat flow, *AAPG*, V. 64, 173-187.
- [ 92 ] Royden, L. and C. E. Keen, 1980, Rifting process and thermal evolution of continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves, *Earth and Planetary Science Letters*, V. 51, 343-361.
- [ 93 ] Selater, J. G. et al., 1980, Continental strenching: an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin, *J. G. R.*, V. 85, 3711-3739.
- [ 94 ] Sleep, N. H., 1971, Thermal effects of the formation of Atlantic continental margins by continental break up, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, V. 24, 325-350,
- [ 95 ] Tapponnier, P. and P. Molnar, 1976, Slip-line fields: large scale continental tectonics, *Nature*, V.264.
- [ 96 ] Tarantola, A. and B. Valette, 1982, Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squar es criterion, *Rev. Geophys. Sp. Phys.*, V. 20, 219-232.
- [ 97 ] Tissot, B., et al., 1974, Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum, *AAPG*, V. 58, 497-506.
- [ 98 ] Turcotte, D. L. ,et al, 1982, *Geodynamics*, New York.
- [ 99 ] Uyeda, S., 1986, Facts, ideas and open problems on trench-arc-backarc systems, In: *the origin of arcs*, 436-460.
- [100] Vetter, U., 1981, Pn velocity anisotropy in southern California, *Bull. Seism. Soc. A.*, V. 71, 1511-1530.
- [101] Wang Jiyang et al., 1981, Geothermal studies in China, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, V. 9, 57-76.
- [102] Waples, D. W., 1980, Time and temperature in petroleum formation, application of Lopatin's method to petroleum exploration, *AAPG*, V. 64, No.6.
- [103] Waples, D. W., 1984, *Advances in petroleum geochemistry*, Volume(1), ed. by J. Brooks, 7-68.
- [104] Watts, A. B., et al., 1976. Flexure of the lithosphere and continental margin basins, *Tectonophysics*, V. 36, 25-44.
- [105] Watson, M. P., 1986, Basin fill and petroleum source rocks development as a response to plate tectonic history.
- [106] Wernicke, B. et al., 1982, Models of extensional tectonics, *J. Struct. Geol.*, V.4, No.2, 105-115.
- [107] Walsh, J. B. et al., 1966, Effect of pressure and pore fluid on the thermal conductivity of the dense rocks, *J. G. R.*, V.71, 1557-1563.
- [108] Yukler, M. A. et al., 1984, *Advances in petroleum geochemistry*, Volume(1), ed. by J. Brooks, 69-114.

# Geothermal Study on the Oil and Gas Basin

## —Tectonic and Thermal Evolution in Northern Jiangsu Basin and its Evaluation of Oil and Gas Resources

Wang Liangshu and Shi Yangshen

### ABSTRACT

It is a new tendency to establish a geophysical model for investigating the oil and gas basin and to model its tectonic evolution, the thermal metamorphic maturation of hydrocarbon, the formation of oil and gas resources based on the structures of interior, periphery, crust and upper mantle, the geophysical field and the background of plate tectonics in which the basin occurred. As one of the best investigated basins in Eastern China, the Northern Jiangsu Basin, located in the Western Pacific margin and formed in late Cretaceous, has much information on drill, geologic and geophysical surveys during last thirty years. This book presents the first detailed studies on the geothermal field, the seismic anisotropy in the upper mantle, the basin subsidence and the seismic geohistory analysis etc. in this area. The authors have also analysed theoretically heat effect of radioactive elements in the crust on thermal history of the extensional basin. Then a geophysical model for the basin's origin and evolution is taken to simulate its thermal metamorphic maturation of hydrocarbon.

Thermal conductivities and heat production rates of the formation's rocks column, 41 values of heat flow in Northern Jiangsu Basin and thermal structures of the crust and upper mantle beneath the basin are first acquired. The average surface heat flow in the basin is  $68\text{mW/m}^2$  ( $1.62\text{HFU}$ ), but in the mantle of the same area is  $41\text{mW/m}^2$ , about 61% of the former. Both of them are higher than those in its vicinity area respectively. Obviously, there are heat anomalies in the depth.

Pn-wave time residuals and seismic anisotropy of upper mantle are indicated by processing the travel-time data of 1047 Pn-waves recorded by Jiangsu Seismic Station Network. There exists about 2% of seismic velocity anisotropy with a nearly north-south symmetrical direction of maximal velocity and with a northeast ( $60^\circ - 70^\circ$ ) minimal direction. At the direction of northwest (about  $300^\circ$ ), the velocity seems to be another maximum. This characteristics implies that lithospheric media flowed in the directions of the north-south and northwest ( $300^\circ$ ), and provides the deep structural constraints for the model of the basin's origin and evolution.

Three seismic profile across the basin are processed by the method of the seismic

geohistory analysis. The results show that the boundary faults of the depressions and the sags in the basin formed in late Cretaceous and continually acted until the end of Oligocene and intensively did in early Eocene. Taizhou formation and Funing group as well as Yancheng group mantled the basement in the depressions. Dainan formation and Sanduo formation deposited fast in the sags of dustpan shape. This is a piece of essential evidence for the evolutionary model of the basin.

In order to obtain the basement subsidence caused by tectonic driving forces, the authors remove the effects of sedimentary load and compaction from the data of 54 wells, and find out that the basement subsided slowly from 75 Ma to 50 Ma and fast from 50 Ma to 45 Ma, and then the subsidence rate reduced gradually, this conforms to the exponential function which represents the thermal subsidence feature of lithospheric surface in passive continental margin (Sleep, 1971), namely the subsidence of Northern Jiangsu Basin can be distinguished into initial and thermal stages since early Eocene.

There are several geophysical models, for example, the uniform extension, the two-layer extension etc., for reconstruction of the geothermal history in basin's evolution, but they all are regardless of the effects of the radioactive heat production in the crust. We consider the equation of conductivity with heat production term. Under uniform extension, the heat production has significant effects on the paleo-heat-flow and paleo-temperature, and hardly on the thermal subsidence of basin after stretching. Therefore, we must consider the effects of heat production while using geophysical method to reconstruct geothermal history and to model the maturation in a basin.

According to the studies mentioned above, the authors present a model for origin and evolution of Northern Jiangsu Basin. The model consists of three stages temporally. First, the lithosphere stretched and thinned so that asthenosphere diapiried passively from late Cretaceous to early Eocene, there exists heat anomalies in the initial crust beneath the basin; Second, the asthenosphere diapiried actively from middle Eocene to Oligocene so that lithosphere detached reversely in the directions of northwest and southeast, and led to a group of listric faults trending northeast ( $60^{\circ} - 70^{\circ}$ ) which divided the basin into several sags of dustpan shape; Finally, the diapiried asthenosphere released heat and increased its density, this caused the basement to subside wholly. Furthermore the model is dealt with uniform extension initiating from the middle Eocene and connected with the effects of radioactive heat production in the crust in order to predict the values of initial, thermal and tectonic subsidence, present heat flow and vitrinite reflectance. These predicting values of 14 wells fit satisfactorily with their observed values, this bears out that the model is reliable and feasible.

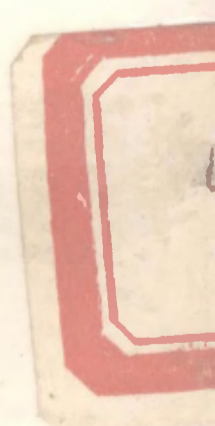
The collision of Asian continent and Kula plate ridge and the small scale uprising mantle flow induced from the subduction of the Pacific plate which moved towa-

wards the northwest since middle Eocene should be the dynamic backgrounds of the Northern Jiangsu Basin. So, the first stage of the basin's evolution is likely to be a impactogen, and the second is a backarc extensional basin or a rifting basin.

In late Triassic, the Yangtze microplate and North China microplate sutured. The crust beneath the suture zone thickened by folding and thrusting, and the radioactive element accumulated. The heat production led to the violent intermediate-acid magmatism from late Jurassic to late Cretaceous. That is the history settling of the basin origin, the initial crust was hot.

In conclusion, the authors reconstruct the thermal history and the burial history of the basin, and model the maturation of hydrocarbon in the basin. The results show when the hydrocarbon reached the threshold of the oil generation and matured at the best, and how much threshold depth is in every sag. In the processes of the basin's evolution, the faulting reformed intensively the oil source layers, the reservoir rocks and the sealing rocks into a lot of segments as to control the distribution of traps spatially and temporally. These processes occurred before the peak of oil generation. Consequently, the tectonic evolution and the thermal evolution controlled the formation and the distribution of oil and gas occurrences. In the light of the consideration mentioned above, the authors suggest some ideas about the future petroleum exploration in the Northern Jiangsu Basin.

封面设计：徐富林



ISBN 7—305—00433—2

---

P·28 定价：4.00 元