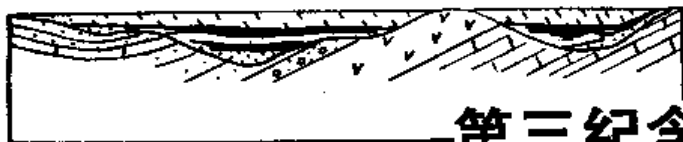


第六章



第三纪含煤建造

新生代的开始时间距今约七千万年。在此期间，被子植物和哺乳动物获得空前的发展；在我国发育了大量的第三纪褐煤和第四纪泥炭。

燕山运动以后，我国东部由于大陆和太平洋南北对扭的结果，形成一系列北东向和北北东向的褶皱、断裂以及由此产生的隆起和拗陷。在新生代，由于喜马拉雅运动又在中生代构造的基础上进一步发展，在一些不同级别、不同规模的构造盆地中，往往形成重要煤田或油田。

第三纪末，喜马拉雅海槽褶皱上升形成山脉，在我国东部沿着断裂带往往有大规模玄武岩喷发。到了第四纪，我国现今的海陆分布和山川形势已经形成，但新构造运动还很强烈，地形不断演变，并出现过广泛的冰川活动。在第四纪低洼盆地中堆积了丰富的泥炭。

我国新生界沉积分布广泛，过去仅知西藏、台湾和沿海地区有海相沉积，近年来在华北平原、东北下辽河平原、广东沿海平原、海南岛以及各海区，先后发现几套新生代海相地层。根据资料分析，东亚大陆濒太平洋地区新生代可能有七个海侵阶段。

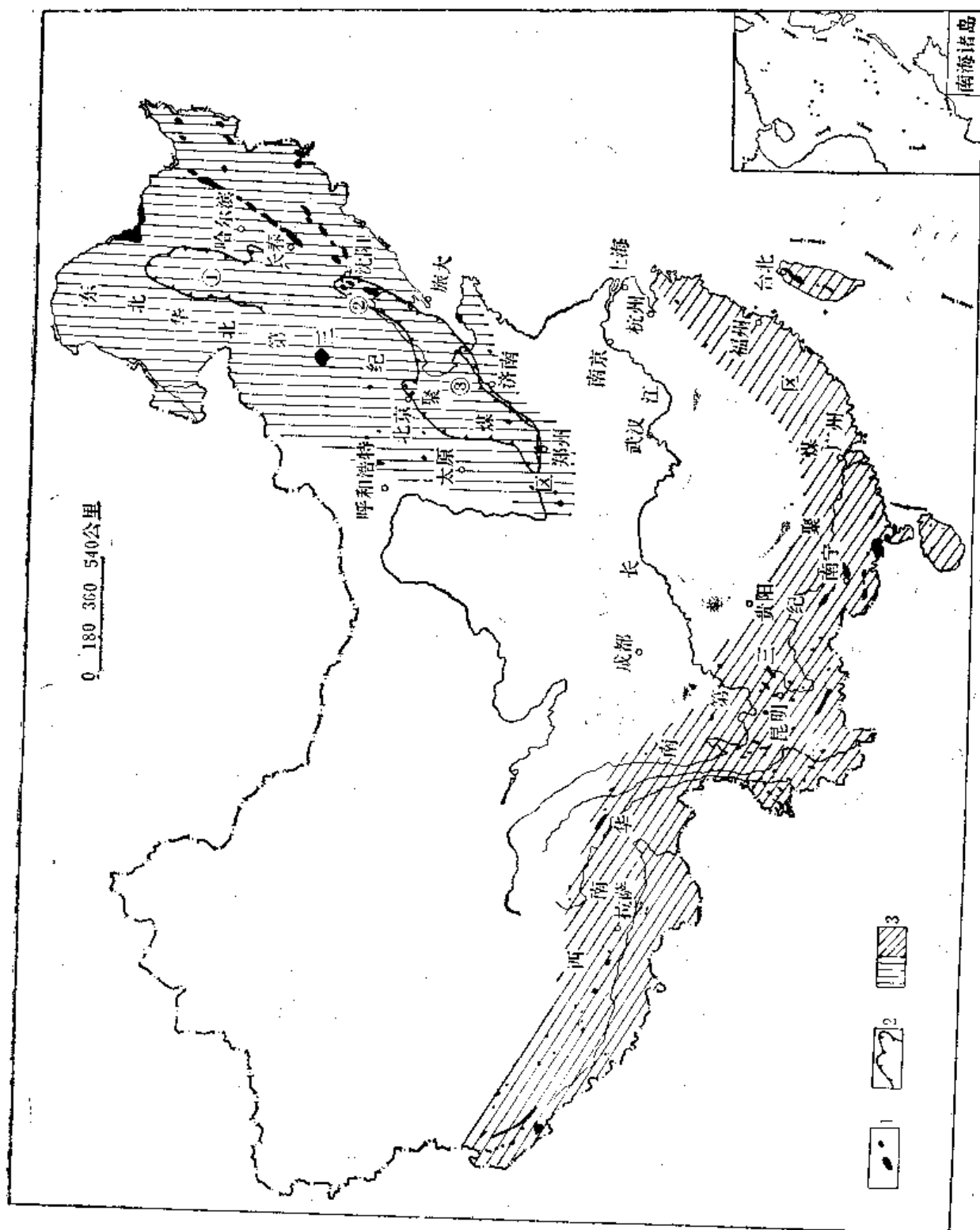
第三纪是我国主要聚煤时期之一，含煤沉积的分布很不平衡，依据聚煤期、盆地成因类型等特点，可分为南、北两大聚煤地区（图6-1）。北区主要分布在东北地区和华北吕梁山以东地区，其中以大兴安岭以东地区最发育，聚煤时代以早第三纪为主，聚煤盆地约有四十余个。南区主要分布在西南地区和华南的南部及西藏、台湾等省区，聚煤盆地达数百个，聚煤时代以晚第三纪为主。在上述两区之间的相当广阔的区域（即大致位于西藏北部、西北地区、秦岭-淮河中游一带），广泛发育着内陆红色含盐沉积，很少见第三纪含煤沉积，显然是与古气候条件有密切的关系。

第三纪聚煤盆地的形成及盆地群的总体展布与一定构造体系密切相关。北区主要受新华夏系构造与东西向构造复合控制；南区主要受川滇经向构造、青藏川滇歹字型构造和新华夏系构造的控制。聚煤盆地多以断陷型为主，不同盆地间的含煤性差别很大，部分盆地仅含几层薄煤层；而某些盆地可形成巨厚煤层，如辽宁抚顺盆地、云南小龙潭盆地及昭通盆地，煤厚可达百余米、二百余米以上。

第三纪煤的煤化程度一般较低，普遍为褐煤；部分可达低变质烟煤阶段。个别情况下，受喜马拉雅期岩浆接触变质的影响，可达到高变质烟煤阶段。

第一节 东北、华北第三纪含煤建造

我国北部地区第三纪含煤建造主要分布在大兴安岭-吕梁山以东地区，最南到河南省的柃川、卢氏（北纬34°）；最北可达黑龙江省的孙吴、逊克（北纬50°）；东部分布于三江



平原、吉林的图门、珲春和山东的黄县、平度。在上述范围内有第三纪煤盆地大小四十余个。盆地多数为几十~几百平方公里，少数盆地面积可达数万乃至十万平方公里以上（图6-2）。

聚煤时代以早第三纪始新世、渐新世为主。其含煤性空间变化有一定规律，大致以郯庐断裂为界，以东地区含煤性普遍较好，以西地区较差，到大兴安岭以西几乎不含煤。含煤性变化的上述特点可能与沉积时期的古地理、古气候条件有关。在早第三纪时期，本区东部濒太平洋，由于太平洋湿空气不时侵入，降雨量大，该区比较潮湿，利于成煤植物的大量繁殖；向西，海洋性气候逐渐向大陆性气候转变，降雨量和湿度约有所降低。由于大兴安岭和太行山、吕梁山对东侧比较潮湿空气的阻隔作用，致使以西地区气候更显干燥，不利于成煤植物生长。

含煤沉积的古地理环境以内陆山间盆地和内陆盆地为主。少数属内陆山间谷地，仅个别地区（如下辽河平原的沙河街组）有滨海环境的沉积。

一、含煤建造发育的构造背景

本区燕山运动相当强烈，特别是中、晚侏罗世之间的构造活动更为显著，形成了以新华夏系为主体的隆起带和拗陷带，奠定了我国东北、华北地区目前构造格架的总体面貌。

第三纪的地壳运动，基本上继承了中生代构造活动的特点，进一步使北北东向的新华夏系和东西向构造得到加强。同时，岩浆活动也较剧烈，主要为裂隙喷发的玄武岩类，其中，早期的（古新世~始新世）玄武岩大多不整合在中生代地层之上，有的构成第三纪含煤沉积的基底；晚期喷发（新第三纪、第四纪）则多成为台地和煤系地层的盖层。玄武岩的喷溢以东北的东部地区较为强烈，但对煤系和煤层均无大的影响。

二、控制聚煤盆地总体展布的构造体系

控制本区第三纪聚煤盆地形成的构造体系以新华夏系和纬向构造最重要。从总体看，煤盆地主要分布在新华夏系第二隆起带上的两条断陷带内，其次是在新华夏系第二沉降带中的松辽拗陷、下辽河断陷带和华北拗陷内。新华夏系第三隆起带上的第三纪含煤盆地较少，主要集中在太行隆起带两侧，作零星分布，含煤性一般较差。新华夏第三沉降带至今尚未发现可观的含煤沉积。在上述新华夏系第二隆起带和第二沉降带内，第三纪聚煤盆地的成因、煤系厚度和含煤性等方面都具有一定的特点。现将本区第三纪含煤沉积按新华夏系一级构造单元划分为两个聚煤地带，并分别叙述它们的特征如下：

（一）新华夏系第二隆起带第三纪聚煤地带（图6-21）

新华夏系第二隆起带位于本区东部，主要由张广才岭、老爷岭、长白山脉、辽东半岛和山东半岛等所组成，西部与新华夏系第二沉降带之间的界线大致在哈尔滨-沈阳-山东昌邑-郯城一线。该隆起带在晚侏罗世初期已有显示，中、新生代以来，长期处于持续上升状态。第三纪早期，在隆起带上产生了一系列的断裂拗陷，为第三纪含煤沉积提供了场所。

发育于此带上的第三纪盆地，北起三江平原，南至辽东和鲁东地区，总体展布呈北北东向。在该带内，主要发育了两个煤盆地群，即抚顺-密山煤盆地群、依兰-伊通煤盆地群，二者在空间上排列呈“多”字型，其形成受新华夏系二级构造控制。以分布于抚顺-密

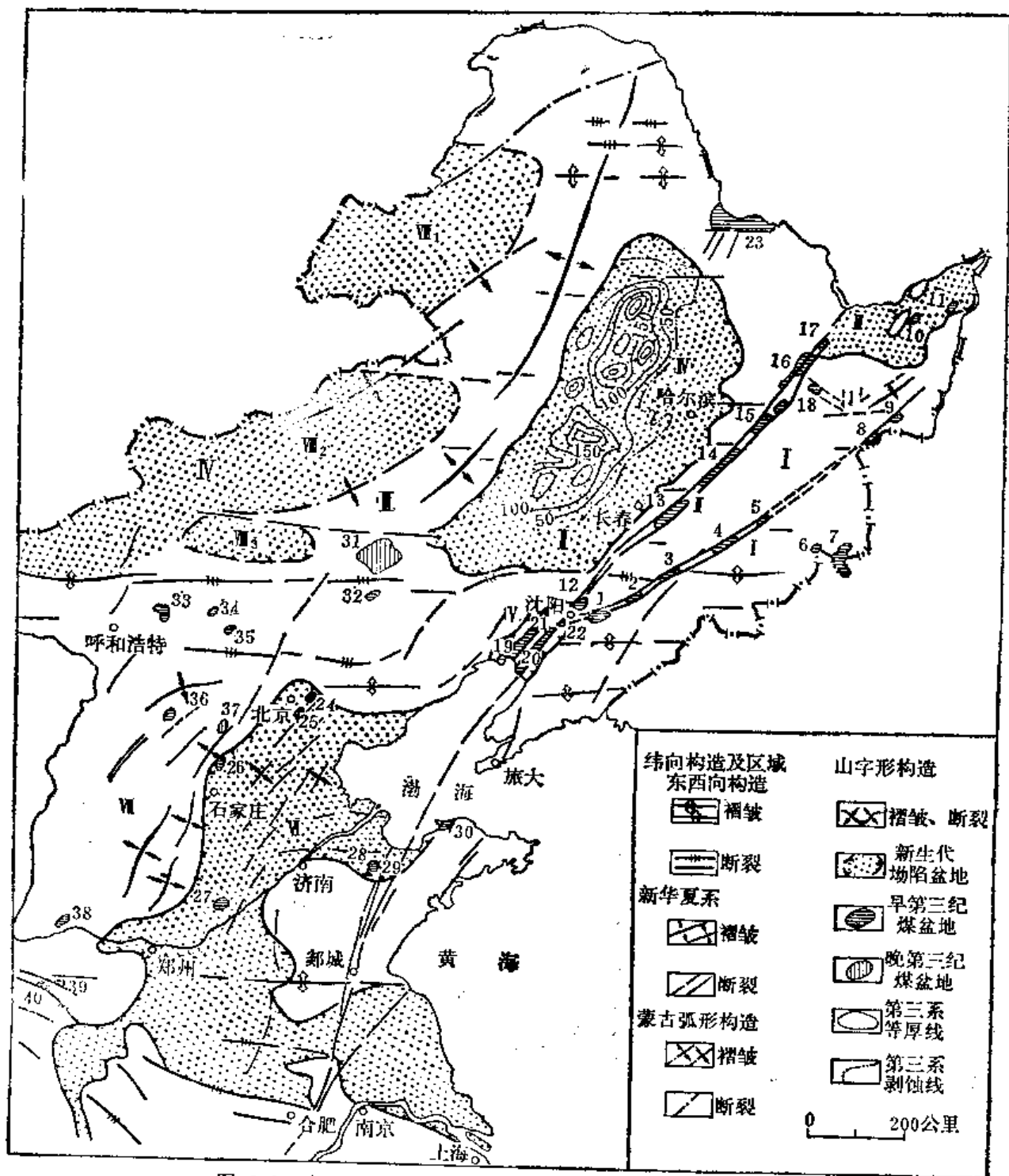


图 6-2 东北、华北第三纪煤盆地分布与构造体系关系图

聚煤带：Ⅰ新华夏系第二隆起带第三纪聚煤带；Ⅱ新华夏系第二沉降带第三纪聚煤带；
 Ⅲ新华夏系第三隆起带第三纪聚煤带；Ⅳ新华夏系第三沉降带第三纪聚煤带；
 煤盆地群：Ⅰ抚顺-密山断陷带煤盆地群；Ⅱ依兰-伊通断陷带煤盆地群；Ⅲ三江平原拗陷带煤盆地群；Ⅳ松辽拗陷带煤盆地群；Ⅴ下辽河断陷带煤盆地群；Ⅵ华北拗陷带煤盆地群；Ⅶ太行隆起带煤盆地群；Ⅷ海拉尔、巴音和硕、多伦第三纪沉积盆地；
 煤盆地：1—抚顺；2—清原；3—梅河；4—桦甸；5—敦化；6—凉水；7—珲春；8—平阳镇；9—虎林；10—二龙山；11—胜利；12—沈北；13—伊通；14—舒兰；15—五常；16—依兰；17—宝全岭；18—桦南；19—西断陷；20—东断陷；21—大民屯；22—永乐；23—孙吴；24—藁县；25—大兴；26—曲阳；27—汉阳；28—五图；29—山旺；30—黄县；31—丹峰；32—围场；33—集宁；34—尚义；35—张北；36—繁峙；37—涿源；38—垣曲；39—栾川；40—卢氏

山断陷带内的煤盆地群为例，北起黑龙江省的虎林，南至辽宁省的沈阳地区，延长 700 余公里，沿北东方向斜切新华夏系一级隆起带。沿该断陷带发育的煤盆地，自北东而南西有：虎林、平阳镇、敦化、桦甸、梅河、清源和抚顺等。它们大多数位于新华夏系断陷带与区域东西向构造带的联合或复合部位，各盆地的间距大约 90~100 公里，具有明显的等距性。各盆地多呈狭长状，长轴方向与构造带方向基本一致，岩相带与富煤带的展布方向与盆地长轴方向也大体相当。这些特征表明新华夏系构造对聚煤盆地的形成起着控制作用。

本聚煤带以始新世-渐新世的含煤沉积最发育，含煤性也较好。在此带的各盆地中，含煤性以抚顺、梅河、沈北、永乐等盆地为最好，向北、向南，各盆地含煤性略有变差趋势。下第三系含煤地层不整合于白垩系或前震旦纪古老岩系之上。多数煤盆地底部为砂砾质沉积，少数为火山岩建造；煤系之上或为砂泥质沉积和玄武岩覆盖，或为第四系砂砾层。各盆地含煤沉积发生时期大致相同，可以对比（图 6-3）。

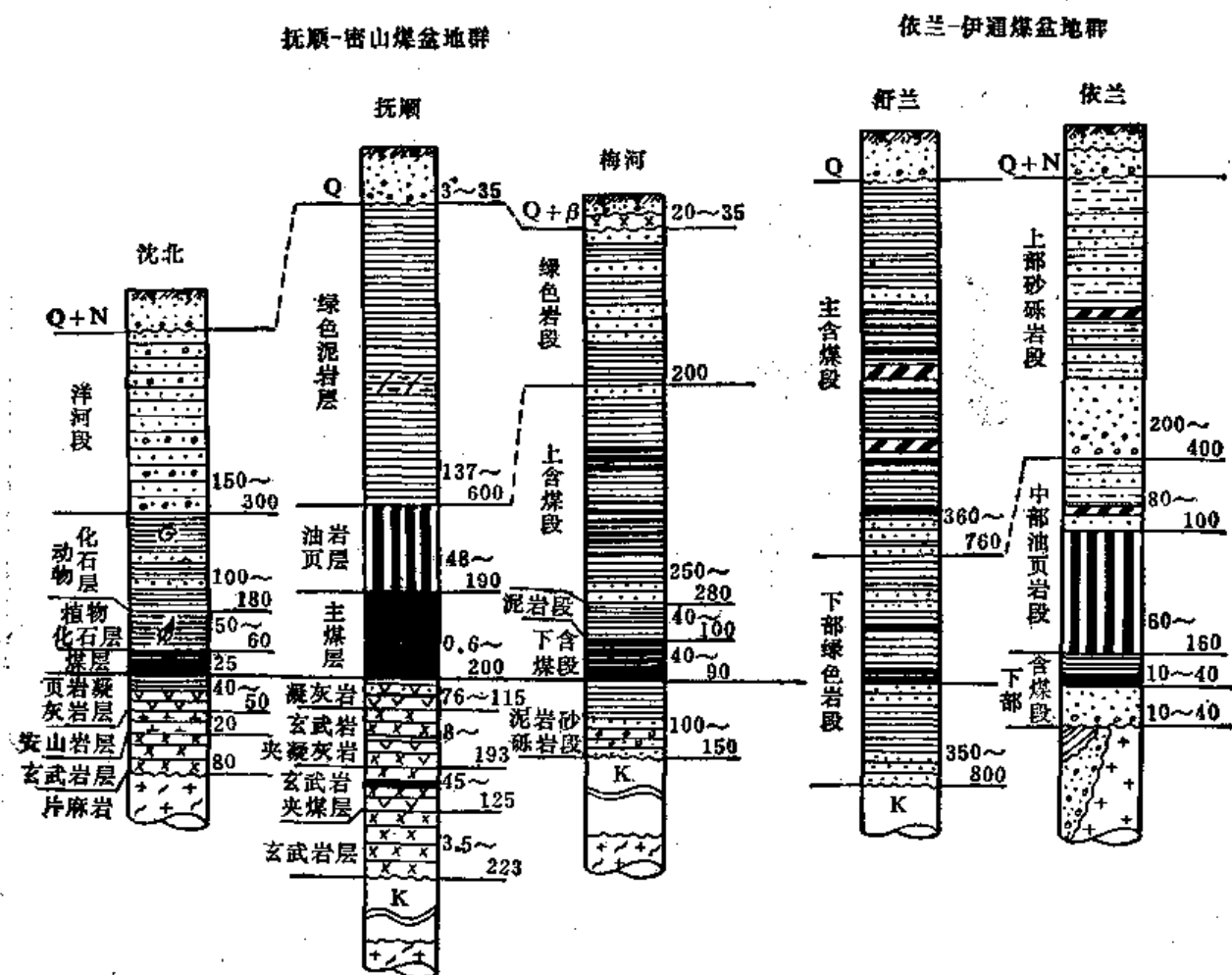


图 6-3 新华夏系第二隆起带第三纪煤系对比图

由于控制各盆地形成的断裂活动性和古地理环境的差异，盆地间含煤建造特点也有所不同。现以抚顺盆地和梅河盆地为例，说明本聚煤带内两种典型盆地的含煤建造特征。

1. 抚顺煤盆地

抚顺煤田位于抚顺市南郊，面积 24 平方公里。含煤地层为古新-始新统抚顺群。上覆第四系，下伏白垩系，煤系与上下地层均为不整合接触，白垩系之下为构成盆地基底的古

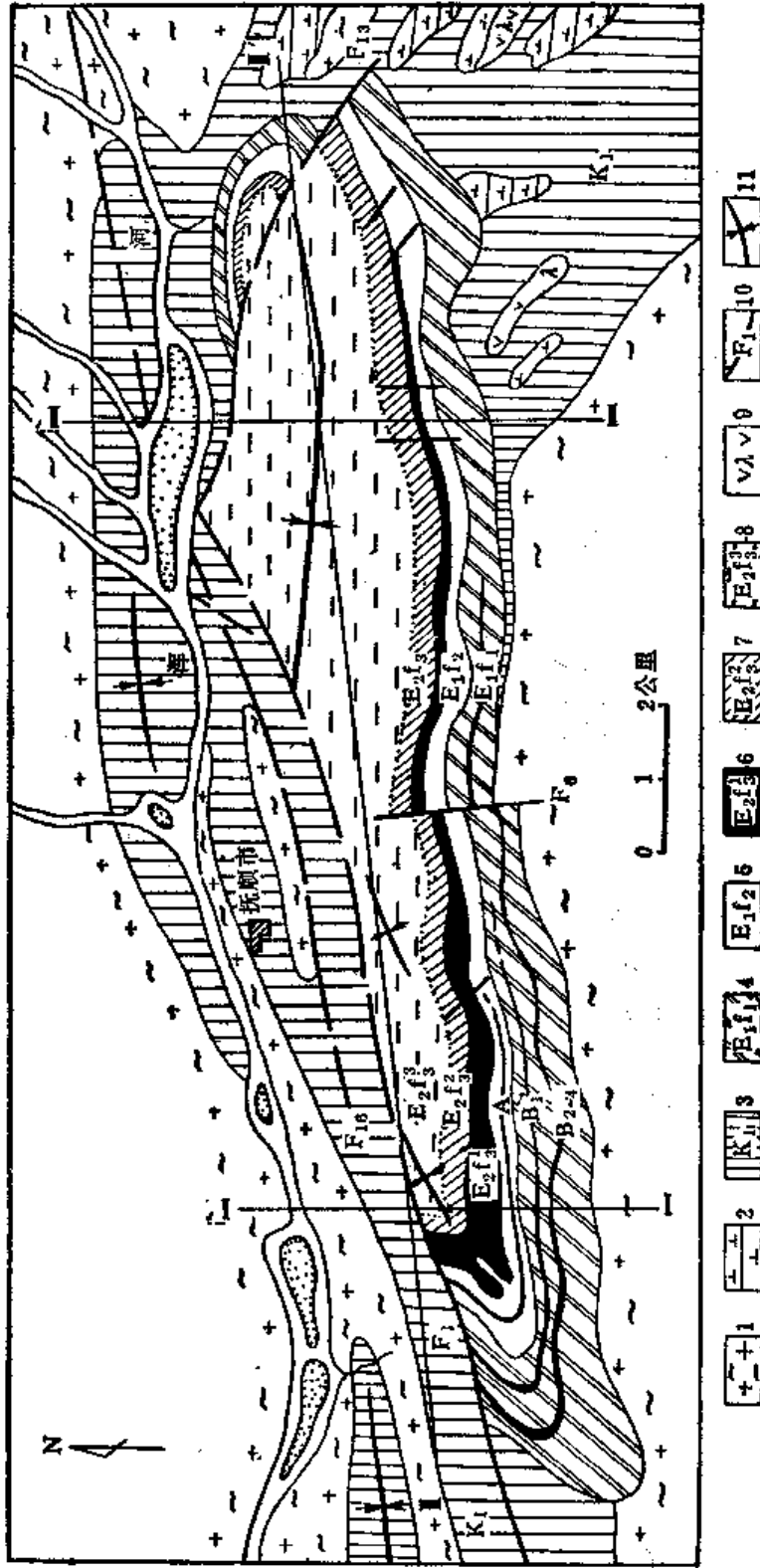


图 6-4 抚顺煤田地质略图

1—元古界片麻岩; 2—安山岩; 3—白堊系; 4—老虎台组 (玄武岩、凝灰岩、砂岩、B煤组); 5—栗子沟组 (凝灰岩、A煤组); 6—古城子组主煤层; 7—油页岩; 8—绿色泥岩; 9—辉绿岩; 10—断层; 11—向斜轴

老花岗片麻岩。抚顺煤田的构造位置处于新华夏系抚顺-密山断陷带与沈阳东西隆起带的联合或复合部位上。煤田为一近东西向的向斜，北部被新华夏系断层切割，南侧受压抬起（图6-4，6-5）。

含煤地层总厚880~1050米。根据岩性、岩相和植物、动物化石特征，自下而上可分为三组七层（图6-6）：

1) 老虎台组 (E_1f_1) 分布于煤田南部，以灰黑色玄武岩为主，中夹B煤组 and 多层灰绿色、褐色、灰黑色泥岩、砂岩和凝灰岩等。玄武岩为多期喷发，可分三层：

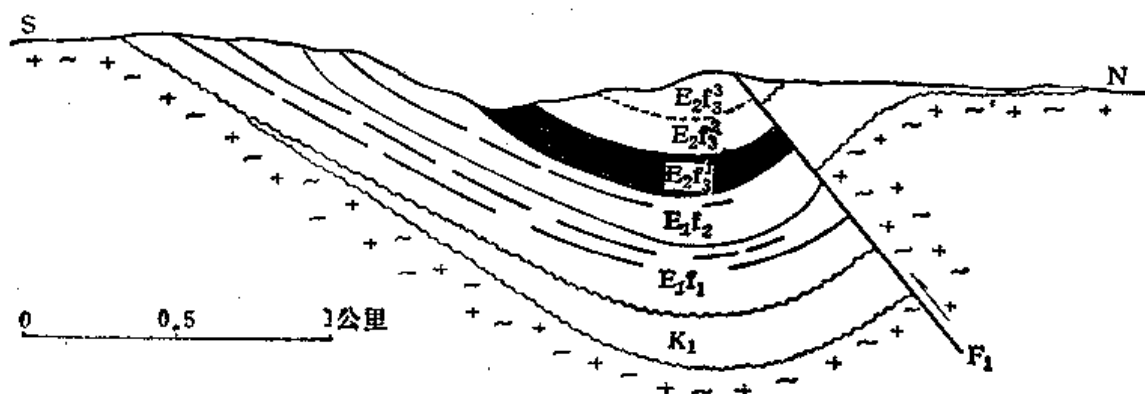


图 6-5 抚顺煤田构造剖面

玄武岩层：为最早一期的喷发产物，与下伏白垩系地层不整合，中夹三层紫红色砂岩、砂质泥岩和黑色泥岩。3.5~223米；

玄武岩夹煤层 (B_2)：以炭质泥岩、黑色和灰褐色泥岩为主，含B煤组1~4层，煤厚0.5~23米。玄武岩夹于 $B_1 \sim B_4$ 煤层之间。45~125米；

玄武岩夹凝灰岩 (B_3)：厚8~193米。

2) 栗子沟组 (E_1f_2) 为一套杂色凝灰岩层，夹灰黑色、灰黄色薄层凝灰角砾岩和薄层凝灰质砂岩、黑色泥岩，中夹A煤组1~2层，煤厚0.5~4米。含大量硅化木。本组地层在煤田内断续分布，厚度变化大。组厚76~115米，可分五层，中夹A煤层。

3) 古城子组 (E_2f_3) 本组地层自下而上由主煤层、褐色油页岩层和绿色泥岩层组成，三层连续沉积，全区发育。

主煤层 ($E_2f_3^1$)：以西部和中部最厚，北部和东北部变薄。煤层为复杂结构厚煤层，平均总厚50米，最厚达134米。西部由6个分层组成，向东部渐变为三个分层。夹层为炭质泥岩、细砂岩、凝灰岩等。煤层中含有菱铁矿结核、琥珀和燧石，琥珀中见有保存完美的昆虫和植物化石。层组厚0.6~200米。

油页岩层 ($E_2f_3^2$)：褐-暗褐色，致密坚硬，中厚层状-薄层状，含昆虫、鱼和植物化石。上部为富矿层，下部为贫矿层，中部夹0.5~0.8米厚的煤层。48~190米。

绿色泥岩层 ($E_2f_3^3$)：以绿-浅绿色团块状泥岩为主，夹薄层褐色泥岩、砂岩和浅绿色泥灰岩。含大量介形类、螺类化石和少量叶肢介和植物化石。137~600米。

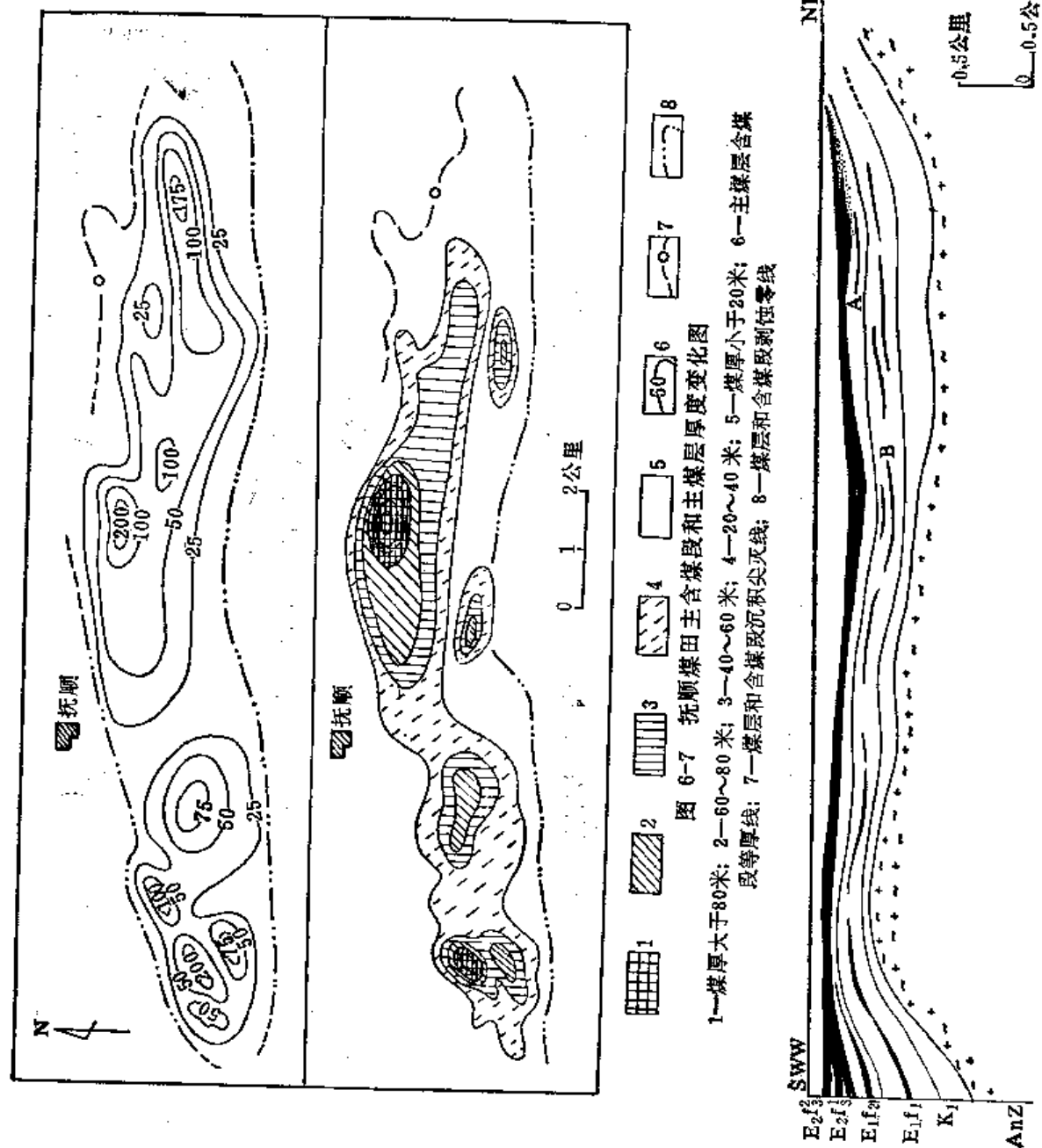
由于后期构造对聚煤盆地的破坏，沉积盆地的原始面貌已难恢复。但是，从含煤建造的特点，从主煤层厚度、结构以及位于主煤层底部的砂岩的侧向变化特点，仍可看出沉积盆地的一个概貌。

地 层 系 统				柱状	厚度 (米)	岩 性 概 述
第 四 系				Q	3~35	黄土为主, 下部为粗砂、砾石和砂泥
第 三 系	抚 顺 群	古 城 子 组	绿色泥岩层	E_2f_3	137~600	绿色、淡绿色泥岩为主, 夹薄层褐色泥岩、页岩、砂岩, 韵律清楚。下部泥灰岩增多, 底部则少见。泥岩中含大量介形虫、叶肢介、植物碎片和淡水色
			褐色油页岩层	E_2f_3	48~190	浅褐、暗褐色中一薄层油页岩, 致密坚硬, 含植物、鱼、鱼鳞和昆虫等化石
			主煤层	E_2f_3	0.6~200	煤田主要煤层, 顶底板为炭质页岩和黑色页岩, 煤层中夹薄层炭质页岩、细砂岩、凝灰质砂页岩及炆煤, 煤层中含大量琥珀, 包有完美的昆虫化石
		栗沟子组	杂色凝灰岩层	E_1f_2	76~115	灰绿色凝灰岩为主, 夹薄层凝灰角砾岩和凝灰质砂岩、黑色页岩及A组煤层。上部多凝灰质砂岩, 含硅化木
			玄武岩夹凝灰岩层	$E_1f_1^{p3}$	8~133	灰黑色玄武岩夹薄层凝灰岩、炭质页岩、砂页岩等
		老虎台组	夹煤层玄武岩层	$E_1f_1^{p2}$	45~125	玄武岩和B组煤层, 中间有玄武岩分层。煤层呈凸镜体, 有时为炭质页岩
			玄武岩层	$E_1f_1^{p1}$	3.5~223	灰黑色、灰绿色、紫红色玄武岩, 夹三层紫红色砂岩、砂质页岩和黑色页岩
		下 白 垩 统	凝灰岩层	K_1l_3	50~100	灰绿色、灰白色凝灰质砂页岩, 夹薄层页岩和含砾砂质页岩
			砾岩层	K_1l_2	100~200	以砂砾岩为主。砾石成分为片麻岩, 分选差, 磨圆度差
			砂页岩层	K_1l_1	100~200	上部为白色、灰绿色凝灰质碎屑, 下部暗紫色砂岩、砂质页岩
前 震 旦 系					不详	片麻岩, 并有伟晶岩脉侵入

图 6-6 抚顺煤田地层综合柱状图

抚顺群沉积的初期 (E_1f_1), 盆缘火山活动比较强烈, 含煤沉积发生于火山喷发间歇期的山间盆地内, 沉积环境不稳定, 煤层薄, 变化较大。抚顺群沉积的中期 (E_1f_2), 沉积范围有所扩大, 火山活动渐趋微弱。沉积的中晚期 (E_2f_3) 构造活动更趋缓和, 泥炭沼泽持续时间较长, 形成了巨厚的泥炭层和深水湖相的油页岩、泥岩。

从现在保存部分的主含煤段等厚线和沉积剖面可以看出 (图6-7、6-8、6-9) 在主煤层沉积时期, 沿盆地长轴方向形成了两个带状的次一级拗陷。西部的拗陷已受到后期改造



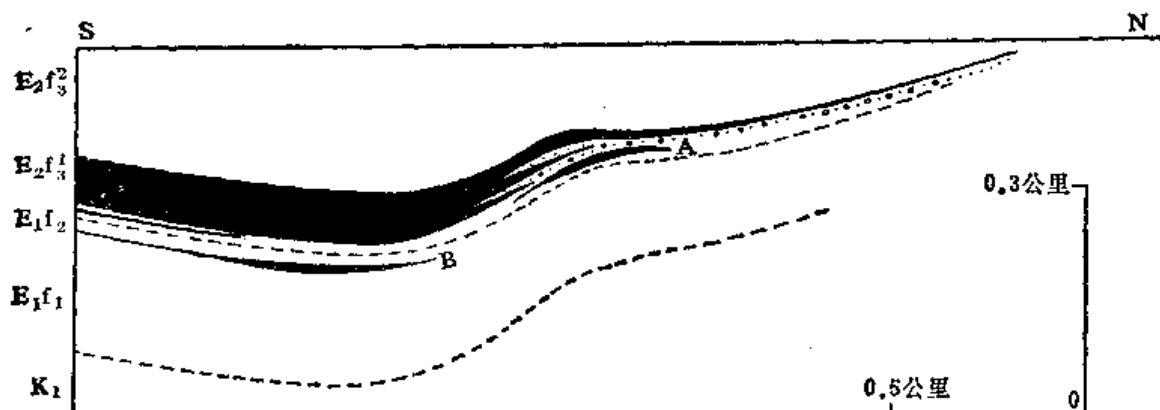


图 6-9 抚顺煤田倾向沉积剖面 (I-I')

和剥蚀, 保存不全; 东部拗陷尚保存完整, 沉积厚度最大为 200 米左右, 含煤段厚度向北东、北东东方向逐渐变薄, 煤的灰分也逐渐增高, 煤层最终变为炭质泥岩和粉砂岩, 煤层底板的砂岩也沿同一方向变为砂砾岩。可见, 此带已接近主煤层沉积盆地的边缘。西部拗陷现今残留部份的煤层发育较好, 但因后期改造, 使南部因抬起而遭剥蚀, 北部受断层切割, 显然, 原始沉积盆地比现在保存的范围要大。主煤层沉积之后, 由于盆地覆水程度增加, 泥炭沼泽相沉积转变为湖泊相沉积, 沉积中心仍在主煤层沉积时期的拗陷部位, 但沉积范围有所扩大, 甚至可能与邻近东部的英额门、石门寨盆地连成一片。抚顺盆地沉积结束于始新世末期或渐新世初期的构造运动。抚顺煤盆地的沉积古地理环境属于山间静水湖盆类型。

在盆地形成和建造特点方面与抚顺煤盆地相似的还有沈北煤田和舒兰煤田等。

2. 梅河煤盆地

位于吉林省海龙县境内, 为一北东向延展的向斜构造, 含煤地层为下第三系始新统梅河组, 下伏白垩系, 上覆第四系, 煤系与上下地层均为不整合接触。梅河煤田位于新华夏系抚顺-密山断陷带与区域东西向铁岭-安图构造带联合或复合部位, 煤盆地呈北东向延伸。盆地基底构造和抚顺煤田相似, 属白垩纪末期燕山运动所形成的新华夏系和纬向构造复合或联合的断褶带, 早第三纪含煤沉积发育于该带的断陷部位。含煤岩系岩性组合特点如图 6-10 所示。含煤岩系厚约 800 米, 含煤十余层, 煤层厚度、结构变化较大。在沉积过程中, 由于断陷活动较强烈, 盆缘一带往往形成粗细混杂的巨厚的山麓堆积, 构成盆地的边缘相带, 在此带前沿逐渐过渡为泥炭沼泽环境 (图 6-11)。从沉积过程中盆缘断裂的活动性和沉积的总体面貌看, 此类盆地与华南、西南地区的强活动断陷盆地相似。沉积的古地理环境属山间谷地类型。

(二) 新华夏系第二沉降带第三纪聚煤地带 (图 6-2 II)

位于东北中部和华北东部的新华夏系第二沉降带, 自晚侏罗世初期已开始下陷接受沉积。第三纪含煤沉积主要包括松辽拗陷盆地、下辽河断陷盆地和华北拗陷盆地。这些大型的拗陷、断陷盆地的总体展布均为北北东向。盆地内局部发育有古新世沉积, 始新世-渐新世沉积分布较广, 沉积厚度由北而南逐渐增加, 从数百米到四千余米。上述盆地内仅局部含有可采煤层, 含煤性一般较差。

1. 松辽拗陷盆地在第三纪为一大型内陆湖盆。下第三系始新统-渐新统依安组, 厚约 200 米, 仅夹有数层薄煤或煤线。早在晚白垩世盆地已开始向西收缩, 第三纪这种退复收

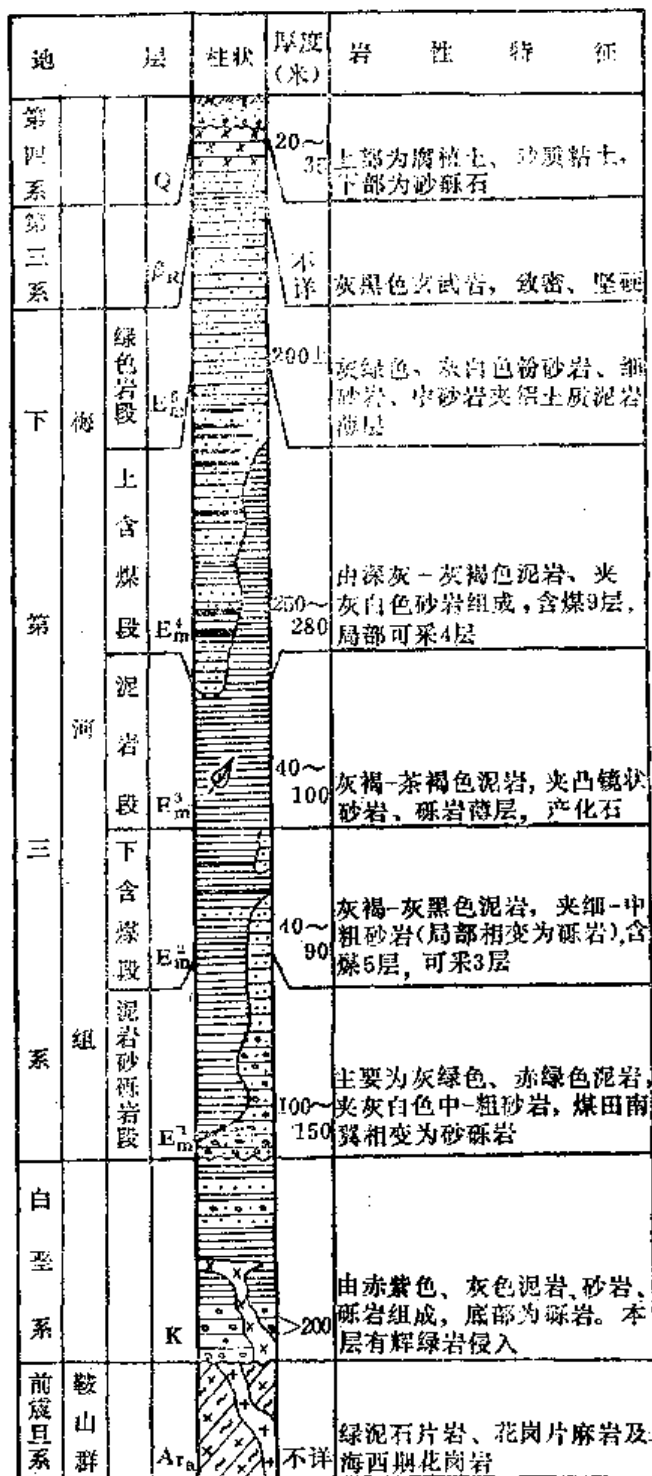


图 6-10 吉林梅河煤田综合柱状图

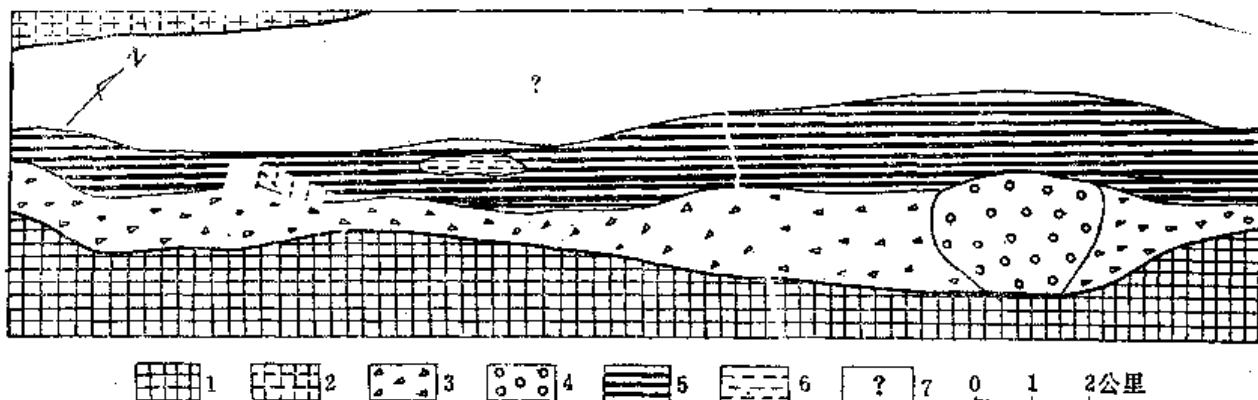
缩更为显著，加之后期改造作用，故其分布范围比白垩纪时更为缩小(图6-12)。

2. 下辽河断陷盆地为一沿北北东方向展布的断陷盆地。它的东侧为辽东隆起带，西侧为辽西断褶带，北侧为赤峰-铁岭东西隆起带，南部经渤海湾与华北拗陷相连。在盆地内部，由于构造分异又可分为中央断隆带、东部断陷带、西部断陷带和北部大民屯断陷带。含煤地层为下第三系始新统-渐新统的沙河街组二、三段和上第三系上新统明化镇组(图6-13)。盆地的东、西断陷带中建造特点不一：西部断陷带内岩性较粗，以灰白色为主，几乎不含可采煤层；东部断陷带内岩性较细，以深灰色为主，含煤性较好。据测井资料，煤层主要发育在沙河街组三段上部 and 二段下部，含煤5~26层，煤层结构复杂(图6-14)。

3. 华北拗陷盆地内第三纪含煤沉积比较发育，由下第三系孔店组、沙河街组和东营组，以及上第三系馆陶组和明化镇组组成，沉积厚度可达4000余米。就目前所知，第三纪含煤建造主要分布于拗陷的

图 6-11 吉林梅河煤田下煤组主煤层沉积古地理示意图

1—剥蚀区(山地)；2—剥蚀区(丘陵)；3—坡积物；4—洪积相；5—泥炭沼泽相；6—湖沼相；7—后期剥蚀地区



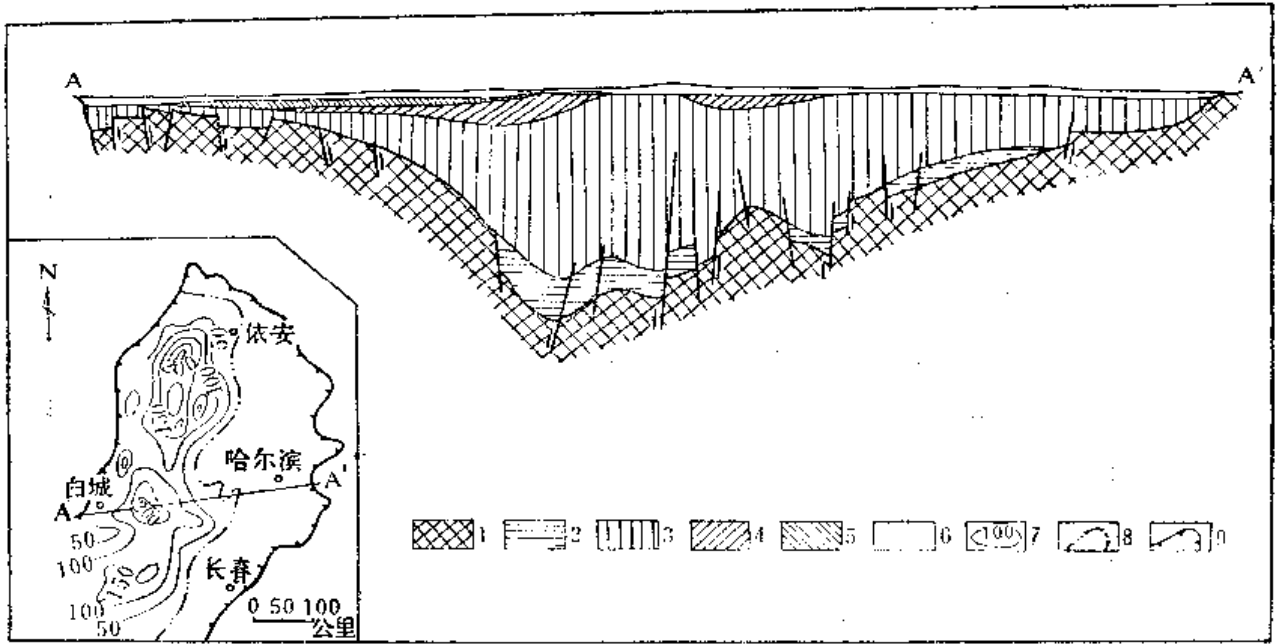


图 6-12 松辽盆地剖面示意图

1—基底；2—侏罗系；3—下白垩统；4—上白垩统；5—第三系；6—第四系；7—第三系等厚线；
8—剥蚀零线；9—盆地边界。

边缘地带，诸如东部的早第三纪五图、黄县煤田，和晚第三纪的山旺煤田；西北部的大兴、蓟县和曲阳煤田，以及南部的濮阳煤田等。含煤建造的总厚度最大达1700~2100米，岩性、岩相因地而异，主要由洪积相、冲积相的砂砾岩，及湖泊相的泥灰岩与粘土岩组成，含有结构复杂的薄煤层和中厚煤层20余层，以及油母页岩。其中较有代表性的为黄县煤田（图6-15）。

黄县煤田位于新华夏系第二隆起带与第二沉降带的过渡地带，即郯城-庐江断裂东侧的次级断陷之中。含煤建造时代为始新世-渐新世，沉积厚度达800~1600余米，可分为上、中下三个亚组：下部非含煤亚组，主要由含泥质的砂砾岩组成，砾石分选差，棱角显著，主要为洪积相，厚度大于500米。中部含煤亚组，厚约150~250米，可分为上下两个含煤段，共含煤7层，油母页岩5层。下含煤段主要由含砾的泥质砂岩和砂质泥岩组成，以冲积-洪积相为主，夹有炭质页岩、油页岩和煤层，煤层不稳定，局部可采，段厚60~160米；上含煤段主要由泥岩、泥灰岩、油页岩、炭质泥岩和煤层组成，段厚70~100米，含主要可采煤层2~3层，为中厚煤层，发育比较稳定，主要为湖泊沼泽相沉积。上部非含煤亚组又可分为三段：下段以钙质泥岩为主，偶夹泥灰岩，厚度100~140米，为深水湖泊相沉积；中段为紫红色泥岩，偶夹砂岩，厚度200~250米，全区发育；上段为紫红色砂岩，偶含砂砾岩，最大残留厚度为400米。

含煤岩系在空间上的变化，由西向东逐渐变薄，煤层也随之变薄，层位也减少；由北向南煤系逐渐增厚，且粗碎屑岩增加，煤层则随之也变薄尖灭（图6-16）。从煤田现有的煤层厚度变化和灰分含量变化推断，聚煤中心可能在龙口附近，盆地的南、东和西南方向，均出现边缘相沉积，但在西北方向，因海水侵没，煤系赋存面貌暂时不清（图6-17）。

从该煤田的构造部位和沉积特点来看，与东北的抚顺-密山断陷带的煤盆地的成因类型比较相似，即煤田的形成和形变，都受新华夏系和区域东西向构造的联合或复合控制。黄

地		层	柱状	厚度 (米)	岩	性	特	征
第四系				50~400	黄色、黑色亚粘土及砂砾			
第 三 系	上新统	明化镇组	Nm	400~700	上部：灰色砂砾岩、泥岩。下部：黄绿、棕褐色泥岩、粉砂岩，夹砂砾岩，含煤1~2层，厚0.15~1.95米			
	中新统	馆陶组	Ng	90~320	灰白色砾岩及砂砾岩，夹少量泥岩			
	渐 营 组	东		0~240	浅灰色砂岩、砂砾岩与黄绿色泥岩互层			
				110~530	灰、灰绿色泥岩夹灰白色长石砂岩。下部夹少量棕红色泥岩，化石丰富：东莒介、华北螺、钱顶螺			
			E ₃ d	100~697	浅灰色砂岩及杂色泥岩，具底砾岩，含圆球藻			
	沙 河 组			0~570	杂色泥岩，夹灰白色砂岩，厚度变化大，化石少			
				130~445	深灰色泥岩夹浅灰色长石砂岩，普遍含油页岩，化石丰富：精美狭口螺组合			
			E ₃ s ₁	96~430	下部灰绿色泥岩及浅灰色砾岩、砂砾岩。在西部的上部泥岩中夹钙质页岩，含海绿石			
	街 组		E ₃ s ₂	290~690	深灰、灰绿及少量紫色泥岩，夹炭质泥岩及劣质煤层，化石少，含海绿石，浪花介			
				200~560	西区为褐灰色泥岩夹2~3组砂砾岩，东区为中酸性火山岩夹灰绿色泥岩、炭质泥岩及浅灰色砂岩			
		E ₃ s ₃	130~840	深灰色泥岩夹少量砂岩、砂砾岩，底部含一组油页岩及白云岩，化石丰富：菱形藻、似瘤田螺组合、扁平盘螺				
系	组		E ₃ s ₄	0~450	上部：紫色泥岩，局部夹灰白色砂岩，普遍发育一组中酸性火山岩下部：紫色、深灰、灰褐泥岩及肉红色砾岩、砂砾岩			
			?					

图 6-13 下辽河断陷新生界综合柱状图

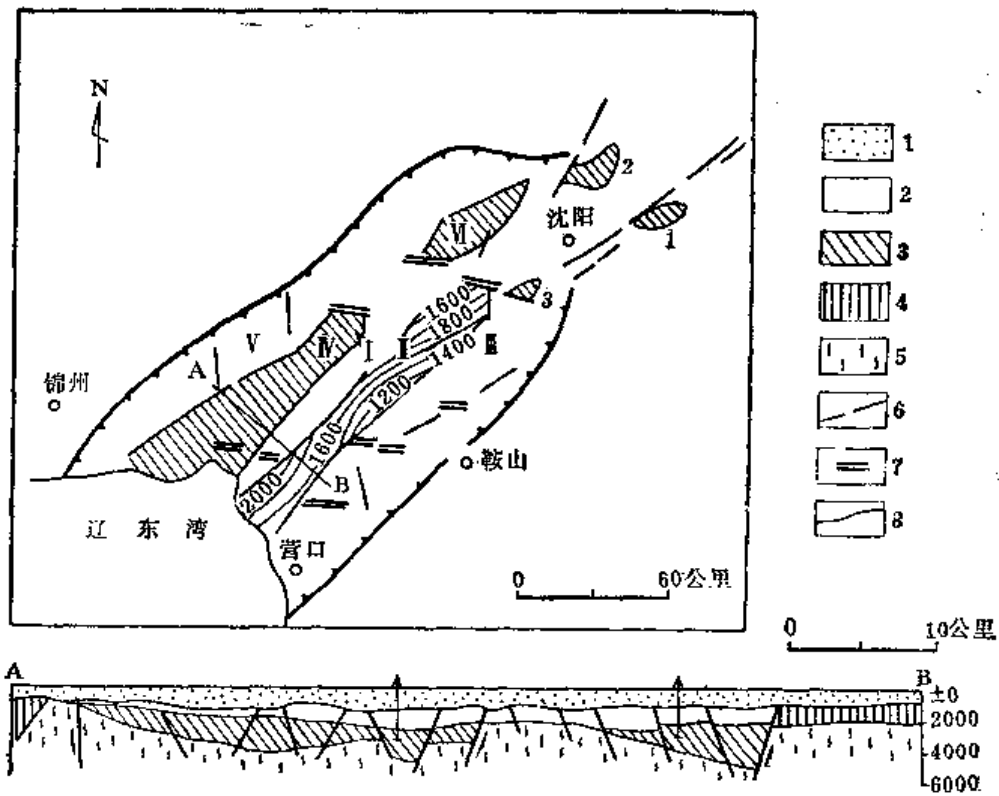


图 6-14 下辽河断陷盆地示意图

1—第四系与上第三系；2—下第三系东营组；3—下第三系沙河街组；4—中生界；5—前震旦系；
6—新华夏系构造；7—东西向构造；8—东营组等深线

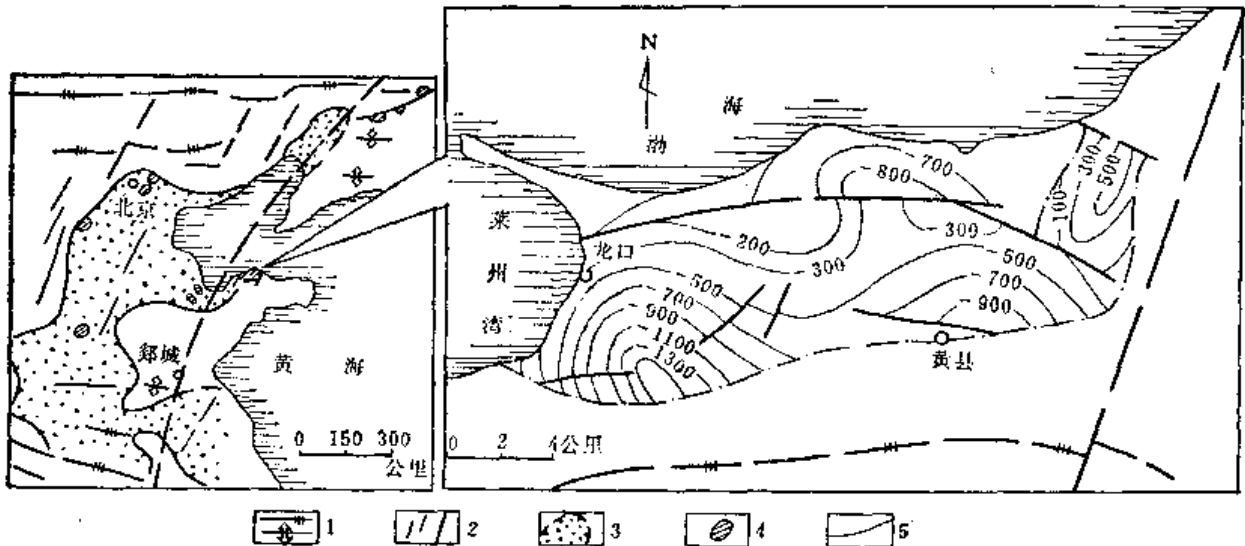


图 6-15 山东黄县煤田构造简图

1—纬向、东西向构造；2—新华夏系；3—坳陷带；4—煤盆地；5—煤层底板等高线

县煤田的东侧也为新华夏系断裂控制，南侧为东西向断裂封闭，西侧似有断裂控制，含煤岩系向断裂方向有变粗趋势，煤层也有变薄尖灭或相变现象，显示了这些断裂在成煤期间和成煤期后的控制作用，但煤田在形成过程中可能比改造后的范围要大些。

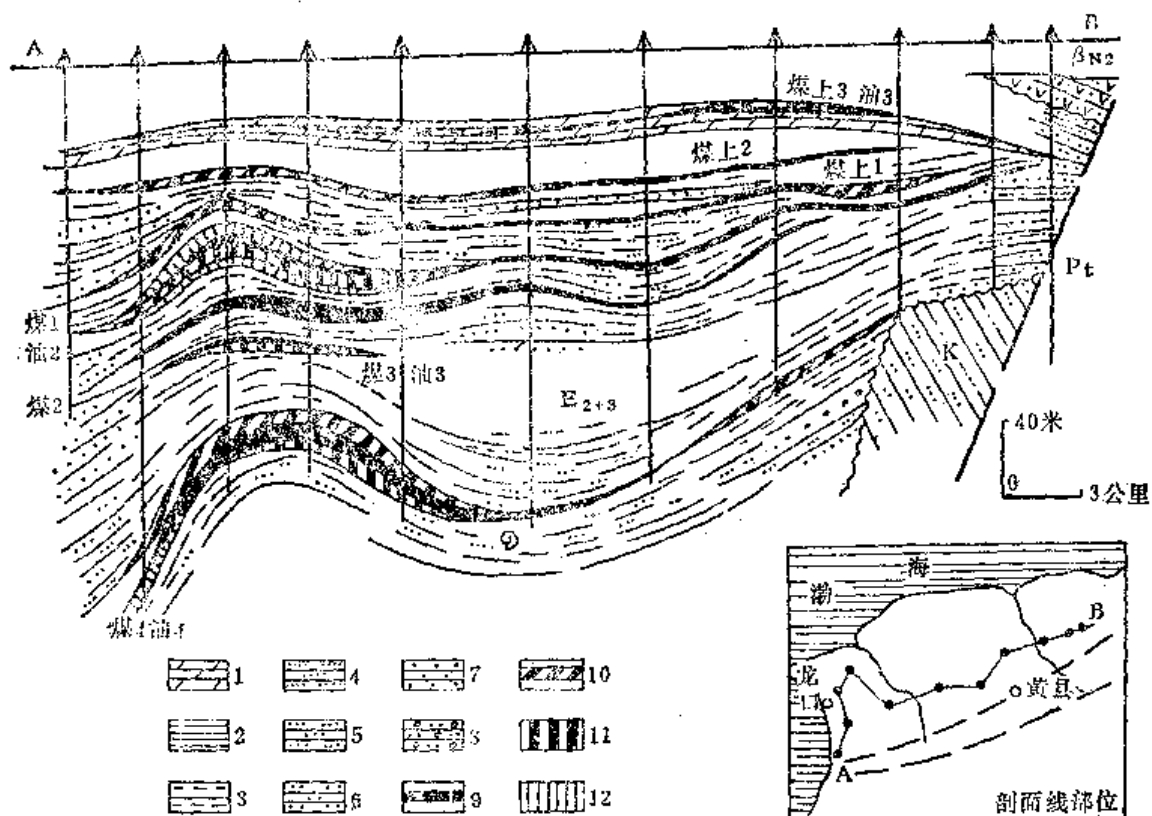


图 6-16 山东黄县煤田沉积剖面示意图

1—泥灰岩；2—泥岩；3—粘土岩；4—粉砂岩；5—细砂岩；6—中砂岩；7—粗砂岩；8—砂砾岩；
9—煤层；10—炭质泥岩；11—油母页岩；12—含油页岩

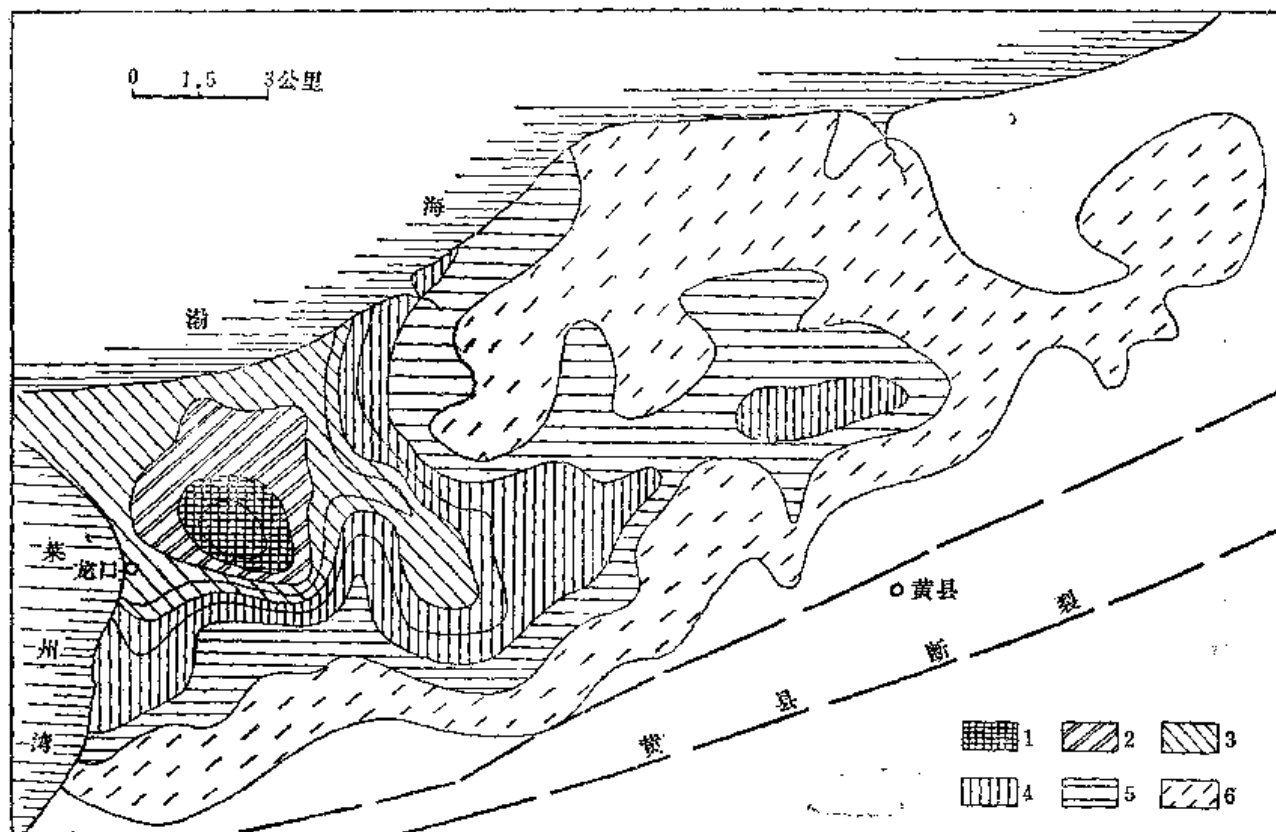


图 6-17 山东黄县煤田煤层总厚度变化图

1~6表示由厚至薄

二、含煤建造的形变和保存

区内第三纪聚煤盆地的后期改造，基本上仍受新华夏系构造控制，这反映了聚煤期及其后期构造活动的继承性。但是由于煤盆地所处构造部位的不同，后期改造和保存的情况也有很大差别，一般可归纳为两种比较典型的情况：

1. 分布在新华夏系第二隆起带上的早第三纪煤盆地，主要受新华夏系抚顺-密山、伊兰-伊通两条断陷带和区域东西向构造复合控制，在空间上呈雁列式排列和等距性展布，含煤地层主要保存在复合构造的拗陷部位。构造形态多以地堑型为主，两侧或一侧有较大断裂发育。在地堑内，煤系呈单斜或不对称向斜保存。煤盆地的现今地貌景观多为山间盆地或山间谷地，水系较发育，侵蚀作用也较强烈，表明该区晚近时期仍在上升隆起（图6-18）。

2. 分布在新华夏系第二沉降带内的第三纪含煤盆地，多数在后期仍然是继承性拗陷或断陷，因此埋藏较深，保存较好。但在次级断隆的负向构造中，一般埋藏较浅而得以利用，如下辽河断陷带的永乐煤田。

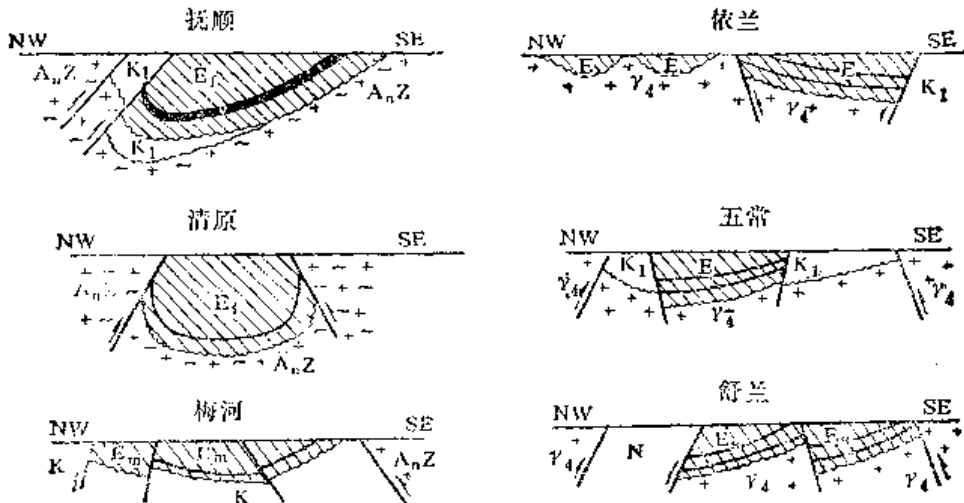


图 6-18 新华夏系第二隆起带第三纪煤盆地赋存状态示意图

第二节 西南、华南第三纪含煤建造

一、第三纪含煤建造的沉积特点和分布

秦岭-淮河以南的广大地区，第三纪含煤沉积分布比较广泛。从西藏的巴喀（东经89°）到东部的浙江嵊县（东经121°），从广东海南岛的长坡、长昌（北纬19°）到西藏唐古拉山南麓的丁青、类乌齐和四川西部的白玉昌台（北纬30°30′），散布着数百个大小不等的第三纪含煤盆地，大者近千平方公里，小者不足一平方公里。部分盆地埋藏有巨厚的褐煤层，是本区重要的煤产地。

第三纪含煤沉积各地差别很大，其中以云南省最发育，有上百个含煤盆地，分布遍及全省。四川省仅分布于川西的安宁河、雅砻江以西和金沙江南北沿岸。西藏地区见于唐古拉山南麓和藏西南的阿里地区。广东、广西地区分布于北纬24°以南的少数盆地内。贵州、福建、浙江等省仅有少量分布。

(一) 第三纪各聚煤期的地理分布和含煤性变化

本区第三纪共有四个聚煤期。渐新世、中新世、上新世为三个主要聚煤期，始新世为次要聚煤期。

1. 早第三纪始新世聚煤期

早第三纪初期（古新世），西南、华南地区总的气候特点是干旱炎热，有红色含盐建造形成。始新世初期，华南南部地区转为潮湿气候，有煤系形成，但仅限于北纬 24° 回归线附近及其以南的少数盆地内，如广西百色盆地的那读段、广东茂名盆地的油柑窝组、台湾西部的白冷组、西藏西南部的门士组等。但成煤范围较小，含煤性一般均差。

2. 早第三纪渐新世聚煤期

从始新世到渐新世，华南地区气候继续向湿热转变，煤系分布范围比始新世有所扩大。南部的广东海南岛的长昌盆地，云南西南部的沧源、景谷盆地均为渐新世的聚煤盆地，含煤性较始新世为好。

3. 晚第三纪中新世聚煤期

进入到晚第三纪以后，华南地区煤系沉积范围明显缩小，西南地区有所扩大，西藏地区则向藏东北迁移，在台湾是主要聚煤期。云南省中新世煤系比较发育，分布范围从滇西到滇中一带，典型沉积剖面如开远小龙潭盆地和南华吕合盆地的小龙潭组，含煤性较好，有巨厚煤层形成。西藏南木林县宗当盆地北缘也有这个时期的煤系沉积，但含煤性甚差。

4. 晚第三纪上新世聚煤期

西南地区分布范围进一步扩大，向北可达北纬 $31^{\circ}30'$ 的唐古拉山南麓以及川西的白玉昌台盆地。云南的大部分地区和川西南均有分布。含煤性以云南的东部、东北部以及川西地区为最好，典型的沉积剖面如滇东北的昭通盆地昭通组，川西盐源盆地的昔格达组，滇东曲靖盆地的茨营组以及滇中罗茨盆地的含煤段等，有厚层或巨厚煤层形成。贵州及华南地区仅有零星分布，含煤性差。

上述四个聚煤期的含煤性，在时间上和空间上均有较大的差异。总的变化趋势是新第三纪比老第三纪含煤性好，且时代越新含煤性越佳；从空间分布看，煤系沉积逐步向西、向西北扩大，含煤性以云南省中部及东部地区最好。各区不同聚煤期含煤性变化情况如图6-19所示。这种聚煤期、聚煤强度在空间上向滇川地区迁移，可能与喜马拉雅运动导致的西藏地区显著隆起有关，在其东缘汇集了印度洋、太平洋的湿气流，雨量丰沛，有利于植物繁茂和泥炭堆积。

由于西藏地区是喜马拉雅运动的最强烈活动区，因而其第三纪各聚煤期的地理分布有着独特的布局。西藏第三纪煤系已知的有早第三纪始新世、晚第三纪中新世和上新世，均为陆相含煤沉积，主要发育在喜马拉雅运动所形成的断陷盆地和山区沟谷之中，多分布在藏北高原。始新世时期，广大藏北高原大部地区已隆起为陆地，喜马拉雅仍是一个广阔的浅海环境。首先在大陆边缘冈底斯山形成一个含煤条带。始新世末发生的广泛的海退及造山运动，结束了喜马拉雅海侵历史，渐新世以后转变为陆相沉积环境。广大西藏地区伴随大型隆起，形成一些中小型断陷盆地。

(二) 聚煤古地理环境

第三纪含煤盆地，可归纳为三种聚煤古地理类型，即：内陆山间盆地、内陆山间谷地和滨海山间盆地。其中内陆山间盆地居多数。

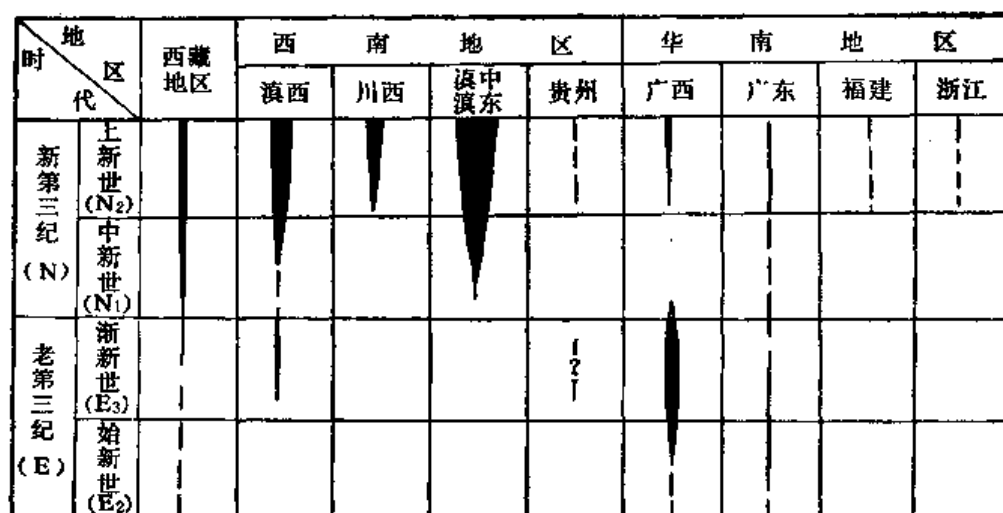


图 6-19 西南、华南区第三纪聚煤期含煤性变化示意图

1. 内陆山间盆地：在区内有广泛的分布，盆地四周为中、低山或丘陵环抱。盆地面积差别较大，一般几十平方公里，少数可达500~800平方公里（如盐源盆地、昆明盆地等）。盆地内湖沼相最发育，泥炭沼泽一般分布于湖滨浅水地带。当盆地覆水较浅时，盆地大部分地区成为泥炭沼泽。盆地边缘的粗碎屑沉积，有的在盆地一侧发育（如云南蒙自盆地），有的则发育于盆缘的某些地段（如昭通盆地），有的没有明显的边缘相沉积（如开远小龙潭盆地），边缘相沉积的发育情况和分布受剥蚀区地形地貌条件和沉积盆地内蓄水的补给方式所控制。盆缘剥蚀区急剧隆起，地形陡峻，其前沿粗碎屑沉积最发育，有时可形成近10平方公里的洪积扇堆积；相反，在剥蚀区地形平缓（尤其是植被发育的地区）与沉积盆地高差较小的地段，边缘相带不发育。盆地内蓄水以地表补给为主时，边缘相带较发育；盆地蓄水以地下补给为主，边缘相带不明显。

内陆山间盆地沉积初期，常常以冲积，洪积相沉积占优势，然后逐渐过渡到沼泽相，泥炭沼泽相占优势，最后出现比较持续的湖泊相沉积。因此，沉积剖面的中段或中上段煤层最发育。如西藏南木林县宗当盆地的上新世含煤沉积，总厚959米，与中新统地层为不整合接触，岩性可分为三段，下部当金荣组为砾岩夹粗砂岩及煤线，厚165米；中部才多组和宗当组，以粉砂岩、砂岩、含砾粗砂岩为主，夹菱铁矿，含油页层1~2层，煤层2~3层，厚355米；上部尼姑庙组、雅龙山组和茶龙组，以黄色砂岩、砂砾岩与灰色粉砂岩，砂岩互层，夹薄煤层5~6层及薄层泥岩，厚404米。

2. 内陆山间谷地：主要分布在川西、滇西及西藏地区。盆地狭长形，两侧常由中、高山组成，地形切割强烈。盆地内以河流相、山麓相沉积为主，湖、沼相不发育。泥炭沼泽仅分布于河床两侧的河漫滩地带、冲积扇前缘地带或废弃的河道内，分布范围小，不稳定。

3. 滨海山间盆地：这种类型盆地数量较少，仅见于华南沿海一带地区。沉积岩相组合仍以陆相为主。在盆地下陷沉降的过程中有可能导致海水侵入，从而出现一些浅海相、泻湖相的沉积。沉积物中产海相化石，常与半咸水、淡水化石共生。如在广西南宁盆地的下煤段中（始新世沉积），有海相环境的介形类化石原神介（*Protocythere*）、小卡斯比介（*Cospiella*）和深海神介（*Bytyocythere*）等；在上煤段中（渐新世沉积）产丰富的腹足

类化石, 其中海生的有巨大瘤田螺、似心马蹄螺(近似种)和芽马蹄螺(近似种), 数量很多。上述海相化石均与淡水至半咸水的介形类、腹足类化石共生。在广东的渐新统、中新统和上新统含煤地层中普遍见到海相介形类化石。在海南岛的长昌盆地长昌组的煤层顶底板中(渐新世沉积), 含有鲨鱼牙齿等。

泥炭沼泽环境的发育常常和盆地下拗、扩大, 从而导致海水的侵入有一定关系。在南宁、百色盆地内, 较厚煤层多位于淡化泻湖波浪带相沉积之上, 即是明证。

二、第三纪煤盆地的分布与构造体系的关系

(一) 含煤建造形成的构造背景

印支、燕山运动使本区隆起褶皱, 构造格架基本定型。燕山运动晚期, 处于总体上升背景之下形成的构造盆地内, 接受了山麓相、河、湖相及少量泥炭沼泽相沉积。由于当时气候较干旱, 仅南部的少数盆地内形成泥炭。早第三纪末期, 华南地块再度抬升, 中新世很少沉积。在一些盆地内, 上新统不整合于下第三系之上。西南地区, 尤其是云南、四川的西部及西藏地区, 早第三纪末期的喜马拉雅构造运动异常强烈, 除表现为大范围的隆起外, 局部地区还伴有强烈的褶皱、断裂、岩浆活动和变质作用发生。由于这一时期的构造活动, 导致大多数早第三纪盆地沉积中断或盆地遭到分割破坏。中新世早期, 构造活动仍较频繁, 沉积作用不明显。到中新世晚期, 构造活动逐步减弱, 在许多新形成的断陷盆地中沉积了煤系。因此, 西南地区第三纪沉积的一个显著特点是老第三纪与新第三纪沉积不连续, 盆地的空间分布也不一致。

(二) 控制聚煤盆地总体展布的构造体系

与含煤盆地的形成和总体展布有显著成生联系的主要构造体系为川滇经向构造体系、青藏川滇歹字型构造体系和新华夏构造体系。本区第三纪煤盆地分布与构造体系的关系见图6-20。

1. 川滇经向构造体系: 展布于东经 $99^{\circ} \sim 104^{\circ}$ 的广大地区, 北起四川西部的雅安、洪雅, 南达滇西南。川滇经向构造体系由大型南北向隆起、拗陷带组成, 并伴随发育一系列规模巨大的南北向压扭性断裂带。在这个构造体系展布的范围, 第三纪含煤盆地的形成和分布主要受上述断裂带的主干断裂或低级别、低序次断裂构造的控制。川滇经向构造体系在云南的西北部和南部受成生较晚的青藏川滇歹字型构造体系影响, 分割为北东、南西两部分。北东部分, 盆地主要沿小江断裂带(东川盆地、宜良盆地)、普渡河断裂带(昆明盆地、玉溪盆地)、罗茨-安宁河断裂带(罗茨盆地)、绿汁江-雅砻江断裂带(元谋盆地)以及金沙江断裂带(宾川、祥云盆地)断续分布。西南部分则主要沿保山、昌宁、耿马、双江、景谷等断裂分布。

上列盆地的总体展布方向为近南北向。一部分盆地的形成受低序次断裂控制, 长轴方向多呈北东向。少数盆地长轴方向因其它构造体系的复合而有不同程度的偏转。

2. 青藏川滇歹字型构造体系: 为一巨型构造体系, 展布范围相当宽广, 包括了西藏东部, 四川西部, 云南西部、西南部。由一系列弧形的压性、压扭性断裂、挤压带和褶皱组成, 并有垂直主要构造线的张断裂和斜交的扭断裂与之伴生。与第三纪含煤盆地形成关系密切的构造带, 自东而西有: 甘孜-理塘构造带, 金沙江构造带, 红河构造带和碧江-瑞丽构造带。新第三纪含煤盆地沿上述构造带的断裂带分布。盆地长轴方向与断裂走向一致,

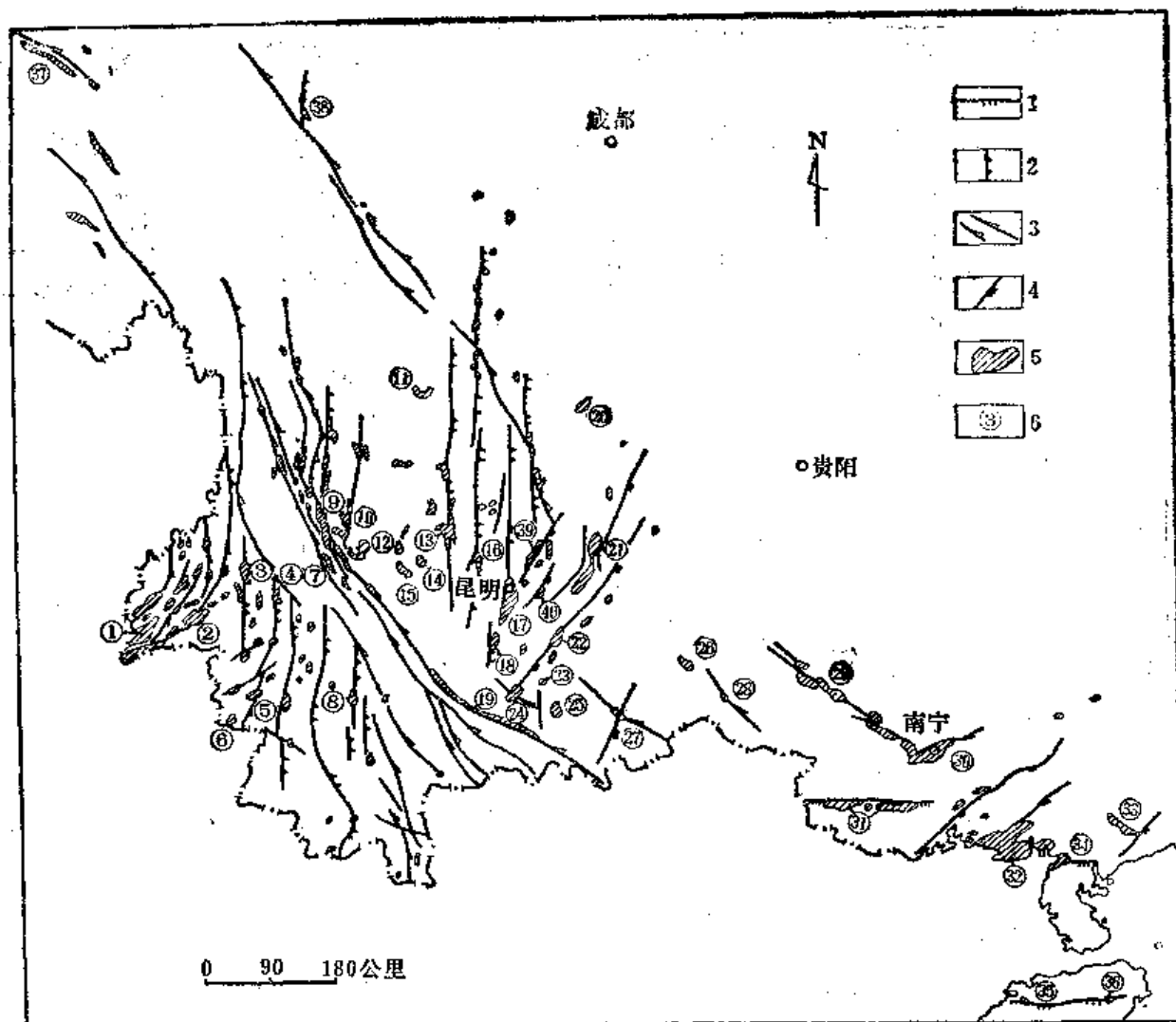


图 6-20 华南、西南地区第三纪煤盆地分布与构造体系关系

1—纬向构造断裂；2—经向构造断裂；3—歹字型构造断裂；4—新华夏系断裂；5—第三纪煤盆地；
6—煤盆地编号

①黔川②黔西③保山④昌宁⑤耿马⑥茫河⑦巍山⑧景谷⑨大理⑩宾川⑪盐源⑫姚安⑬元谋⑭牟定⑮南华⑯罗茨⑰昆明⑱玉溪⑲元江-红河⑳昭通㉑曲靖-陆良㉒弥勒㉓小龙潭㉔建水㉕蒙自㉖广南㉗文山㉘富宁㉙百色㉚南宁㉛明江-上思㉜合浦㉝茂名㉞界炮㉟长坡㊱长昌㊲丁青㊳昌台㊴寻甸-杨林㊵宜良

并随着断裂延展方向的变化而自然弯转。

从图6-20中可以看出，在这一构造体系展布的范围內，新第三纪盆地主要分布在歹字型构造体系东分支的北东侧（南涧-维西一带）和西分支的西南侧（腾冲-瑞丽一带）。盆地上述分布轮廓有可能反映了地块不同部位的构造活动特征：从早第三纪晚期到新第三纪早期，在歹字型东、西分支之间的各变质岩带展布区内，由于强烈的挤压作用而上隆和断褶，岩块变质。时至今日，该区仍处于比较强烈的构造活动之中（据同位素年龄测定资料哀牢山变质带变质年龄有0.32~0.44亿年和0.16~0.23亿年两期，高黎贡山变质带变质年龄为0.22~0.23亿年，与渐新世-中新世相当）。

西藏第三纪含煤建造主要发育在青藏川滇歹字型构造体系的头部和中部，各地发育情况不同。始新世含煤建造发育在冈底斯山西段噶尔，中新世含煤建造发育在念青唐古拉山南侧南木林；上新世含煤建造发育在南木林、丁青、类乌齐和普兰。始新世和中新世的含

煤性较好, 上新世较差。晚第三纪含煤建造存在于不同的构造体系的断陷盆地中, 其展布与所属构造体系关系较为密切。如宗当盆地和下秋卡盆地走向近东西, 位于青藏川滇歹字型构造中部; 丁青、类乌齐盆地走向北西, 与这个歹字型转折部位有关。普兰盆地则受帕米尔喜马拉雅歹字型构造体系所控制, 呈北西方向展布。

3. 新华夏系构造体系: 与第三纪含煤盆地关系密切的新华夏系构造主要展布于滇东和桂东南地区。在滇东地区(东经 103° 以东), 其主体为北北东向的褶皱和压性断裂带组成。在曲靖地区可以分出马龙构造带、陆良构造带和块泽河构造带, 相互之间相隔 $30\sim 40$ 公里, 平行斜列, 比较规则。上述北北东向构造控制了一系列新第三纪盆地的形成, 自南东而北西为弥勒、觉册、陆良-越州、沾益-曲靖、寻甸、嵩明以及凤鸣村、马街等盆地。盆地长轴方向一般呈北北东向, 部分盆地因新华夏系构造与经向构造或其它构造带复合而偏转。

广西西南的一些煤盆地则主要与南岭纬向构造和北西向构造带的断裂活动有关。

广东省境内白垩-第三系盆地基本上沿新华夏系和华夏式构造带呈北北东, 北东方向作带状分布, 如沿东江断裂带分布的一些盆地往往呈串珠状位于断裂带的旁侧。部分盆地则受低序次北西向张性断裂控制, 如茂名、兴宁盆地。部分盆地受东西向构造控制, 如白土盆地。广州-三水盆地则受多种构造体系复合或联合控制。至于广东省已知的四个褐煤煤田: 茂名、界炮、长坡和长昌, 其分布的范围大约为北纬 $19^{\circ}30'\sim 22^{\circ}$ 之间, 大致位于雷琼拗陷的南北两侧, 即新华夏系第二沉降带北部湾沉降区。可以看出, 广东省第三纪含煤建造的分布与新华夏系第二沉降带具有密切的关系。

三、第三纪聚煤盆地的主要成因类型

根据聚煤盆地形成的地质条件, 可初步划分为断陷盆地、构造侵蚀盆地两种类型。

(一) 断陷盆地

区内大多数盆地的形成, 是断陷活动的直接结果, 尚可进一步区分为强活动性断陷盆地和弱活动性断陷盆地两种亚型。强活动性断陷盆地, 常常发育于规模甚大、延展较长、沉积期间活动比较强烈的断裂的一侧(如云南的红河、潞西、陇川等盆地)或盆地两侧均有类似的断裂(如云南的梁河盆地, 广西的南流江盆地)。盆地沿断裂呈狭长的带状分布。由于沉积期间断陷活动强烈, 沉降快、幅度大, 在沉积中心, 沉积厚度常在 $1000\sim 2000$ 米之间, 部分在 2000 米以上, 并向远离沉积中心的盆缘迅速变薄。岩石粒度粗, 经常见到由砾径较大的、分选很差的砾石组成巨厚的砾岩层, 单层厚度可达数十至三、四百米。岩相以山麓相及河流相为主(图6-21)。

这类盆地在整个沉积过程中, 基底活动均较强烈, 有的还有岩浆喷溢(如云南梁河盆地)。相对较稳定的阶段不多且很短暂, 因此、形成的煤层少且薄。煤层多赋存于离同沉积断裂较远一侧的盆缘, 呈长条状或不规则状, 煤层分布面积一般较小, 煤层不稳定, 并常常向盆缘断裂方向急剧分岔尖灭。

弱活动性断陷盆地, 沉积期间盆缘断裂活动较弱, 沉降可以是比较均衡而持续的, 也可能是缓急相间的波动式的。盆地多呈短轴状, 沉积厚度一般三、四百米, 岩性组成以粘土岩、砂质粘土岩、粉砂岩为主, 有的夹有多层泥灰岩, 含油砂泥岩。盆地一端常常为河流的入口处, 有粒度较粗的冲积相、湖滨三角洲相的砂泥质沉积(如云南的玉溪盆地、广

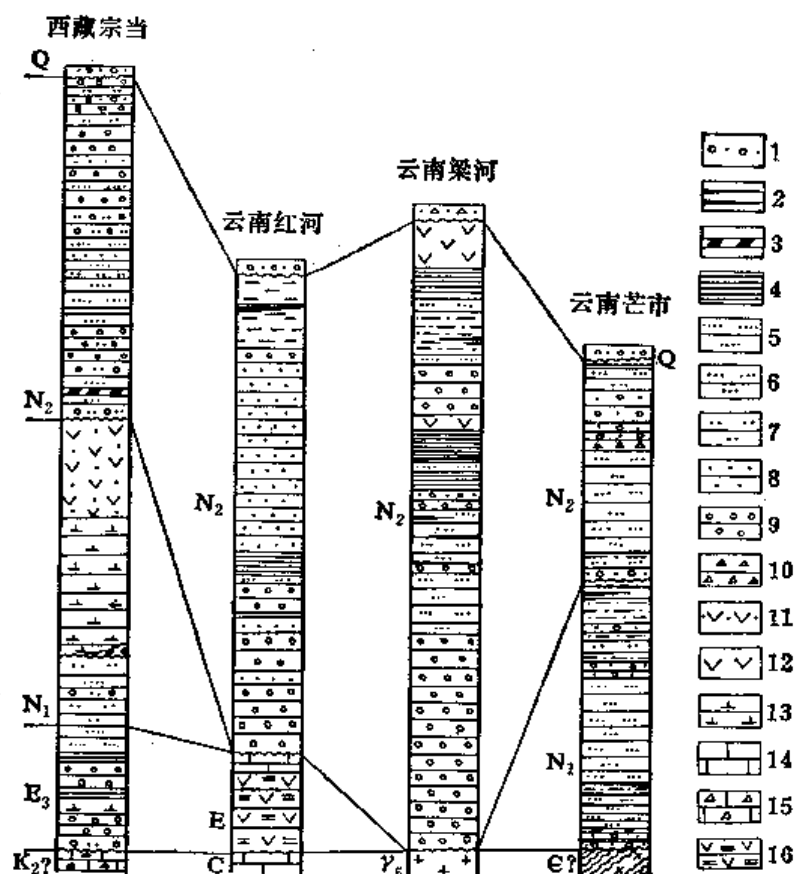


图 6-21 活动断陷盆地煤系剖面图

1—砂砾岩；2—煤层；3—炭质泥岩；4—泥岩；5—粉砂岩；6—细砂岩；7—中粒砂岩；8—粗粒砂岩；9—砾岩；10—角砾岩；11—凝灰岩；12—玄武岩；13—安山岩；14—灰岩；15—角砾状灰岩；16—石膏层

西的百色盆地)。盆地总的岩相古地理面貌以湖泊相、沼泽相为主，泥炭沼泽相较发育。煤层较多，有时有较厚的可采层，单层厚度几米~二、三十米。含煤面积相对较大，煤层较稳定，厚度与结构的变化受同沉积断裂控制甚为明显，并经常表现为向盆缘断裂方向分叉、变薄、尖灭。

在断陷沉降之前，盆地基底一般均经受相当的侵蚀作用。断陷接受沉积的初期，由较粗的碎屑物质将其填平补齐，在此基础上继续进行新的沉积。多数盆地始终受盆缘一侧的同沉积断裂控制。在断陷过程中，沉积中心可能发生侧向迁移。

(二) 构造侵蚀(包括溶蚀)盆地

这类盆地虽数量不多，但常赋存巨厚煤层，拥有丰富的煤炭资源。构造侵蚀盆地是在构造活动的情况下形成的，由于构造作用形成相对的隆起和拗陷区，决定了煤盆地的分布、延展方向和含煤岩系的不断堆积，而侵蚀作用则是盆地形成和扩展的直接动力。在灰岩地区，溶蚀作用更促进了聚煤盆地的发展。虽然各个盆地的地质条件和发育过程不同，致使其形态、大小、建造特征与含煤性等方面存在差别，但盆地总的成因标志具有共同的基本特征。可大致区分为溶蚀-侵蚀和河流侵蚀两种类型。

1. 溶蚀-侵蚀盆地的基底全部或部分由灰岩组成，盆地面积达几十至数百平方公里。灰岩基底部分常保存有典型的溶蚀-侵蚀地形，诸如溶蚀谷地与岩溶落水洞等。盆地内最大沉积厚度由几十米至近千米不等，沉积剖面上的岩性、岩相组合具有明显的三分性，组

成一个完整的“旋回”。其各段沉积特征见表6-1。

表 6-1 构造侵蚀盆地沉积剖面各段特征一览表

分 段	岩 性	岩 相	其 它
第三段	以泥岩、粉砂岩为主；有的盆地为泥灰岩，具水平层理，含大量螺类、介形类、鱼类化石	湖泊相。较大盆地边缘有洪积相、沼泽相沉积	地层厚度变化较小且有规律；由盆缘向中心逐渐增厚，盆内沉积厚度次一级变化也小。本期沉积范围最大
第二段	煤层为主夹粘土岩及炭质泥岩，边缘部分有的为砂泥质沉积	泥炭沼泽相为主，边缘局部为湖相、冲积相沉积	煤层向四周变薄、分叉、尖灭，煤层形态似一巨大的透镜体，盆地内煤层厚度变化与基底地形关系仍较密切，沉积范围大于第一段
第一段	粉砂岩、粘土岩夹砂砾岩，底部有厚度变化甚大的砾岩层，砾石分选圆度均差，偶夹不稳定薄煤层	下部以山麓相、洪积相为主；向上逐渐过渡为湖泊相、沼泽相沉积，局部有短暂的泥炭沼泽相沉积	沉积厚度、岩性、岩相的侧向变化很大，并直接受古地形控制。沉积首先从地形低洼处发生。本期沉积范围最小

沉积剖面的中部一般均为厚~巨厚煤层，煤层由盆地中心向边缘逐渐变薄、分叉、尖灭；煤层的变化特点主要受盆缘沉积条件的控制（图6-22）。盆缘为沼泽相、覆水沼泽相区时，煤层逐渐分叉、变薄；盆缘发育冲积相、洪积相时，煤层急剧分叉、尖灭。

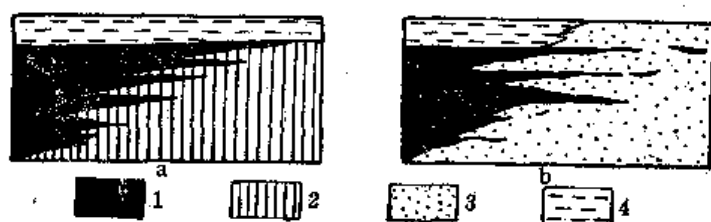


图 6-22 煤层向盆缘分叉、尖灭示意图

1—泥炭沼泽相；2—沼泽相；3—冲积相；4—湖泊相

这类盆地的含煤性好。如云南昭通盆地含煤面积达一百四十平方公里，聚煤时代为上新世晚期。昭通盆地的基底为昭鲁背斜西翼的次一级向斜构造，轴向北东，轴部为三迭-侏罗系碎屑岩、两翼由下二迭统阳新灰岩组成。昭通盆地的总体方向呈北东向。盆地东南翼，在煤系沉积的整个过程中，存在着一条由峨眉山玄武岩构成的古残山，其走向亦呈北东向。盆地的西北缘，发育粗碎屑岩相带，煤层朝粗碎屑岩相带分岔变薄。盆地东北端有一条北北西向的断裂，切割下二迭统阳新灰岩，为岩溶发育创造了有利条件。

煤系沉积之前，在盆地基底为灰岩的地段，岩溶作用尤为显著，发育了大型落水洞及与之有水力联系的古河网（图6-23，图6-24）。由于岩溶作用和水系的剥蚀作用，使盆地范围逐步扩大，盆地基底遭受夷平，水流携带的碎屑物质在低洼处堆积，地形高差变小，侵蚀作用减弱，落水洞泄水不畅逐渐堵塞，并发生沼泽化，堆积了巨厚的泥炭层。盆地发育的后期，泄水通道堵塞，形成闭水湖盆，泥炭堆积也就终止，为湖泊沉积物所代替。盆地沉积的总进程是由各个局部地段接受沉积到逐步扩大超复而连为一片的过程。

煤系沉积之前，在盆地基底为灰岩的地段，岩溶作用尤为显著，发育了大型落水洞及与之有水力联系的古河网（图6-23，图6-24）。由于岩溶作用和水系的剥蚀作用，使盆地范围逐步扩大，盆地基底遭受夷平，水流携带的碎屑物质在低洼处堆积，地形高差变小，侵蚀作用减弱，落水洞泄水不畅逐渐堵塞，并发生沼泽化，堆积了巨厚的泥炭层。盆地发育的后期，泄水通道堵塞，形成闭水湖盆，泥炭堆积也就终止，为湖泊沉积物所代替。盆地沉积的总进程是由各个局部地段接受沉积到逐步扩大超复而连为一片的过程。

图6-25表明，当盆地基底为粗粒的冲积，洪积物淤塞充填之后（图6-25 a），沉积范围随之扩大，逐步由冲积相、洪积相沉积向湖泊相（盆地南西部）和沼泽相（北东部）沉积转化，并首先在北部比较低洼的地带开始形成泥炭沼泽（图6-25 b）。随着沉积的进一步发展，泥炭沼泽扩展到最大限度（图6-25 c）。在经历了相当长时期的泥炭沉积之后，

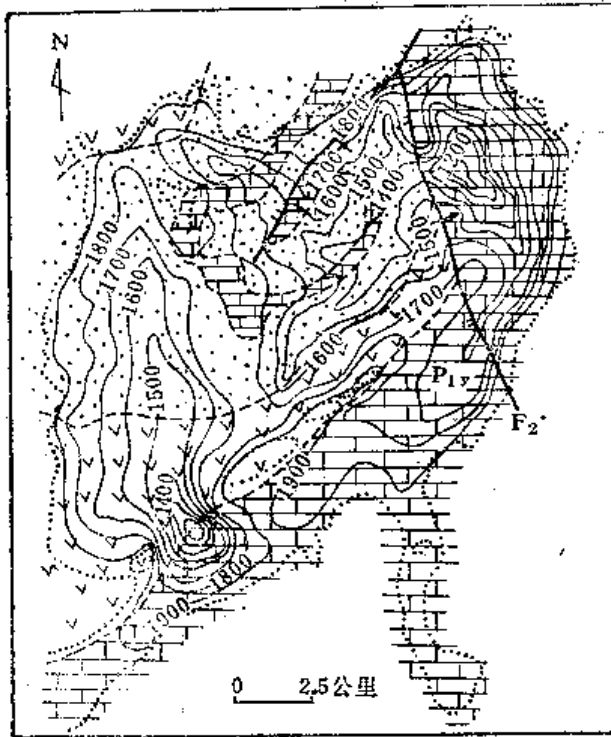


图 6-23 云南昭通盆地基底地形地质图
1—基底等高线；2—地层界线；3—逆断层；4—玄武岩；5—厚层灰岩；6—碎屑岩；7—盆地沉积边界

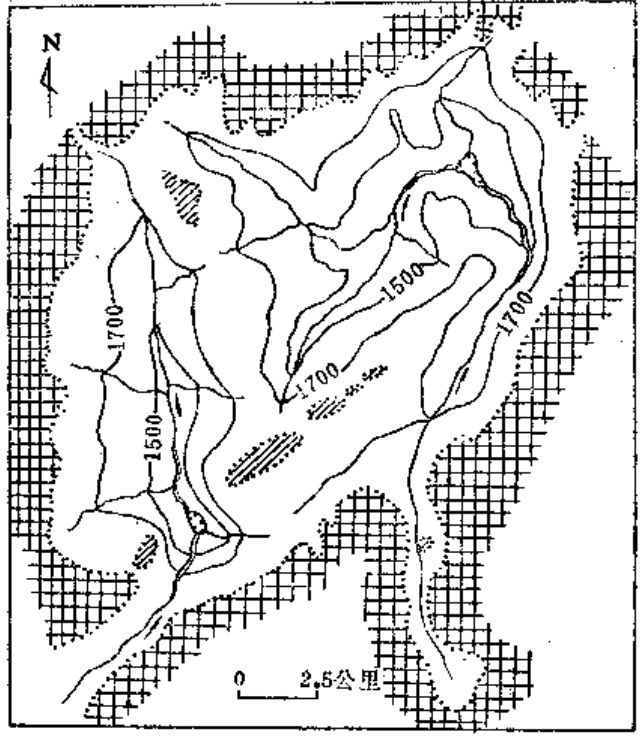


图 6-24 云南昭通盆地基底古河流及落水洞分布图
1—基底等高线；2—河流及流向；3—落水洞；4—盆地外圈丘陵及低山；5—残山

可能由于盆地所在地区显著地沉降或泄水通道堵塞，使盆地覆水程度大为增加，湖泊相沉积最终取代了泥炭沼泽相的沉积（图6-25 d、图6-26）。

2. 河流侵蚀盆地是由于河流流水的侵蚀作用形成的。而河流的流向，侵蚀强度和特点又受到构造条件的制约。一般沉积物粒度较粗，主要由一套河流沉积物组成。泥炭沼泽发育于河漫滩和牛轭湖内。煤层不稳定，其分布形态常为狭长的带状。沉积相序常常表现为河床相—河漫滩相—沼泽相、泥炭沼泽相—河床相的交替循环。如云南的松毛坡盆地。

在河流侵蚀过程中，由于构造原因（如断裂活动）或其它原因（如地震引起的山崩）造成河道堵塞，河流沉积随即转化为湖泊沉积和沼泽、泥炭沼泽沉积。

以上阐述了华南、西南地区第三纪聚煤盆地成因类型及其特征，在实际情况下，还存在一些过渡类型。对于某些类型的划分也需进一步研究。

四、含煤建造的形成和保存

第三纪含煤沉积所经历的地质历程比较短暂，后期改造作用不强烈，沉积建造和后期形变均受同一构造体系的控制，基本上保持了沉积盆地的原貌。不同的是，控制建造的构造活动经常是盆缘主干构造起作用，而对于形变，除了主干构造的继承性活动外，低级别、低序次构造也往往具有重要的意义。例如广西百色盆地，它是沿北西向延展的断陷盆地，沉积后期由于同一应力场的继续作用，产生了轴向北西的不对称向斜构造，被北西向斜列的次一级褶皱和压扭性断裂复杂化，并被其他方向的伴生断裂所切割。也有少数盆地建造和改造分别受不同构造体系的控制，如云南双河盆地，其形成受滇西帚状构造控制，而后

期由于纬向构造活动产生的一系列纵张断裂以及沿断裂面侵入的煌斑岩，控制了形变和煤的变质。

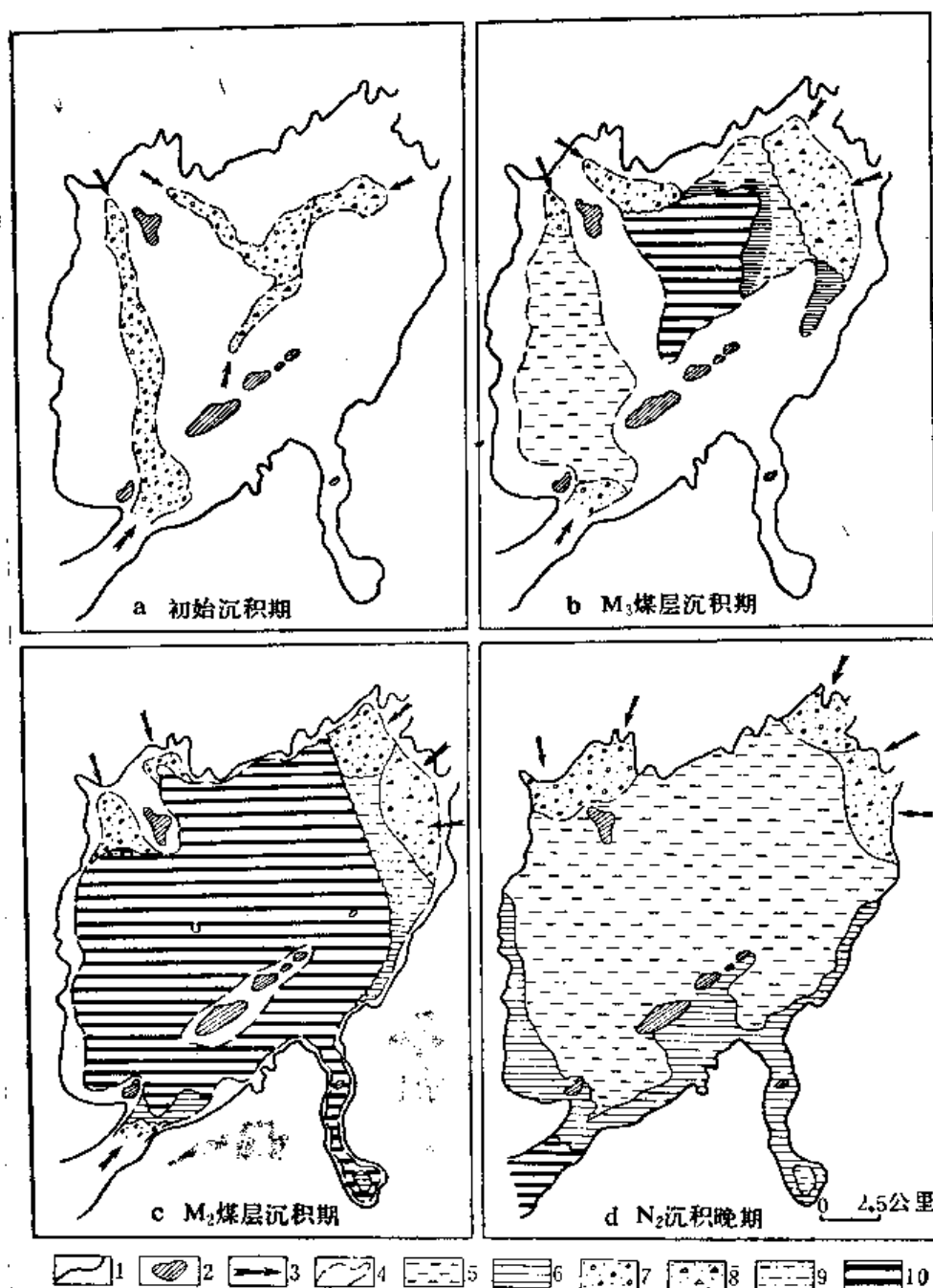


图 6-25 云南昭通盆地上新世含煤沉积古地理演化示意图

1—沉积后期盆地边界；2—沉积后期保留的残山；3—沉积物供给方向；4—各沉积期沉积边界；
5—湖泊相；6—沼泽相；7—冲积相；8—洪积相（砂砾沉积）；9—洪积相（泥、砂质沉积）；
10—泥炭沼泽相

煤盆地后期改造强烈程度和保存情况的差别与晚近时期各构造体系的活动性有关，就区内情况而论，控制煤盆地形成和总体展布的构造体系，其成生较晚的，在晚近时期的活动大多比较强烈。如受青藏川滇歹字型控制的第三纪含煤盆地大多遭受比较显著的改造。在一些盆地内，一系列压扭性断裂切穿了第三系和第四系地层。如西藏门士煤田，其构造

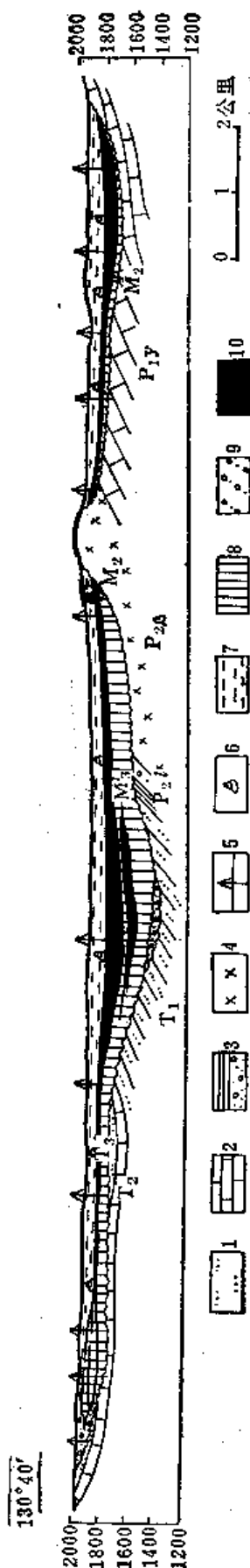


图 6-26 云南昭通盆地上新世沉积(N₂)岩相剖面图

1—细砂岩; 2—石灰岩; 3—泥岩及砂岩; 4—玄武岩; 5—钻孔; 6—螺类化石; 7—湖泊相;
8—沼泽相; 9—冲积相; 10—泥炭沼泽相

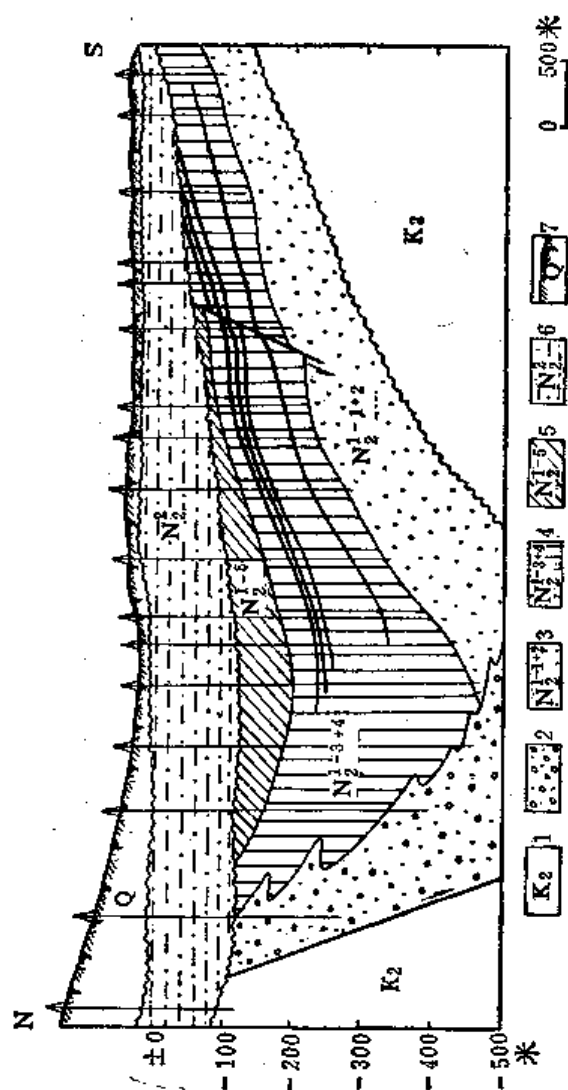


图 6-28 广东长坡矿区地质断面图

1—白垩系上统紫红色砂岩; 2—上新统边缘沉积紫红色砂岩; 3—上新统长坡组紫红色含砾砂质粘土; 4—上新统长坡组炭质粘土、油页岩、褐煤; 5—上新统长坡组灰色含钙质粘土; 6—上新统绿色岩组; 7—第四系粘土、砂及砾

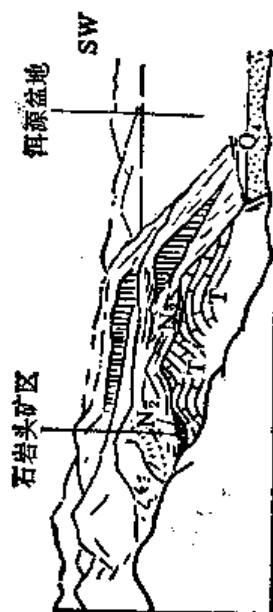


图 6-27 云南洱源断陷盆地素描图(自石岩头南望)

N₁—上新统(三营组); T—三迭系灰岩; Q—近代
冲积及湖积

面貌为一向南西倾斜的单斜层，倾角达 60° ，其中数条压扭性断裂，落差均在40~100米以上。在滇西地区，青藏川滇歹字型构造体系在新生代有过多期强烈活动，上新统地层普遍发生褶皱、断裂，盆地受到不同程度的分割破坏；在强烈隆起抬升的部位，由于断裂的差异性升降，一部分盆地被抬升高出当地侵蚀基准面以上五、六百米，使上新统地层受到强烈的剥蚀，现今保存的仅是原来沉积的一部分，如洱源盆地以西的石岩头煤产地（图6-27）和弥渡盆地以西的永华煤产地等。

同时，在晚近时期活动比较强烈的构造体系，岩浆活动也较显著。如西藏中新世含煤沉积常为安山岩侵入和覆盖，甚至在同一矿区内，含煤岩系可急剧相变为火山岩系；华南的一些新第三纪盆地中也有基性岩浆岩的侵入和覆盖，并对煤的变质有一定影响。

川滇经向构造和滇东多字型构造在晚近时期的活动相对较弱，如滇中、滇东的新第三纪含煤盆地仍大体保持着沉积末期的面貌，或者仅有轻微的褶皱和稀疏的断裂。

含煤建造的保存与构造活动、河流侵蚀作用均有密切的关系。西部地区大范围抬升，水流坡降增大，导致河流切割及溯源侵蚀加剧，使部分盆地遭受剥蚀；而在各水系上游的地区，尚保持着平缓、开阔的高原地形，盆地大多保存较好。在华南地区，部分新第三纪盆地沉积之后经过一定的构造变动，地层经受褶皱并受到剥蚀，随后发生更大范围的拗陷，新的沉积超覆于含煤沉积之上，使煤系地层得以保存，如广东的长坡盆地（图6-28）。

第三节 台湾第三纪含煤建造

台湾省是由台湾岛、澎湖列岛及附近若干小岛组成。

台湾岛形如纺锤，长轴呈北北东方向，是太平洋西岸岛链的一部分，它北连琉球、日本、千岛群岛、南接吕宋等岛，位于亚洲大陆以东新华夏系构造体系的第一隆起带上。其隆起带的轴部为中央山脉，呈北北东走向，绵延在台湾的东侧。中央山脉为台湾的主要分水岭，长约350公里，其西边一支称为雪山山脉。海拔高度普遍在千米以上，雪山海拔3931米，中央山脉最高的玉山有3997米，是台湾地区最高的山峰。台湾西部为海拔1000米以下的山麓区和滨海平原，台湾东部为北北东向的断裂谷（台东纵谷）和北北东向延展的海岸山脉（图6-29、6-30）。海岸山脉由海拔500~1680米的山陵构成。

台湾出露的地层，自下而上有：

前第三系变质杂岩：下部是一套中-深变质岩系（大南澳群），由绿色片岩、黑色片岩、石英片岩、变质灰岩和少量角闪岩、片麻岩、混合岩及基性侵入体所组成。在变质灰岩中曾发现二叠纪变形的珊瑚化石（*Waagenophyllum*）和瓣类化石，厚约6000米，分布在中央山脉的东侧。上部为一套浅变质或未变质的岩系，主要由千枚岩、板岩、砂岩、页岩和灰岩夹层组成，厚3000~6500米。另外，嘉义县西北的一个钻孔，在穿过中新世地层后，于1460米深处的凝灰质砂岩、杂色砂岩和黑色页岩中，曾见侏罗纪菊石化石。因此，前第三纪变质杂岩的时代，从下而上似可划分为晚古生代二叠纪和中生代两个时期。

下第三系（乌来群）：主要由浅变质的板岩、千枚岩和未变质的砂岩组成。厚度大于3500米，分布于中央山脉的中部及西侧，不整合于大南澳群之上。

上第三系：主要为海相碎屑沉积和海陆交互相的含煤沉积。在沉积过程中，局部地区

有海底火山活动形成的火山岩与沉积地层相伴生。上第三系的地层在台湾东部和台湾西部均有分布，台湾西部的厚度大于7000米。

上第三系之上，整合覆盖着更新世的巔崙山组，以砾岩为主，夹砂岩、粉砂岩及粘土砂化木较为常见。全新世主要为阶地砾石及冲积层。主岛边缘及附近其它小岛，则以海相为主。澎湖列岛及其它小岛（除花屿岛外）主要由上新世-更新世的碱性玄武岩和拉斑玄武岩组成。

一、第三纪含煤建造特征

第三纪含煤建造主要分布在台湾西部。早第三纪只在台湾西部山麓地区中南段有含煤沉积，如北段澳底组，中段白冷组。白冷组厚数百米，含不稳定薄煤层，含煤性均较差，一般不具开采价值。晚第三纪中新世为主要聚煤时期，中新世含煤建造广泛分布于台湾西部，主要可分三段：下段为野柳群，中段为瑞芳群，上段为三峡群。岩性以碎屑沉积物为代表，常见砂岩、粉砂岩、泥岩、页岩和煤层，局部地区夹有石灰岩礁和凝灰岩。从岩性岩相来看，可分三个旋回：下部往往由厚300~900米的含煤岩系组成，有可采煤层1~6层，上部系富含海相化石的碎屑岩，厚约500~700米，代表浅海相沉积，构成一个完整的沉积旋回。由于中新世沉积盆地不对称，沉积厚度不尽一致。东厚西薄，东部最大厚度可达5500米，向西厚度变薄，滨海平原沉积厚度达1400~1900米，到澎湖群岛仅有500米左右。总的看来，中新世沉积物无论岩性、岩相、厚度、含煤性等，在南北方向也有显著变化。北部的含煤陆相沉积向南逐渐减少，过渡到海相沉积。北部含煤性好，向南逐渐变差。地层的厚度也有由北向南逐渐增厚趋势，岩性也越来越细。北部地区三个沉积旋回显著，向南海相沉积层增加，以致全为海相沉积。旋回性也不明显。现将中新统地层及其厚度列表如下：

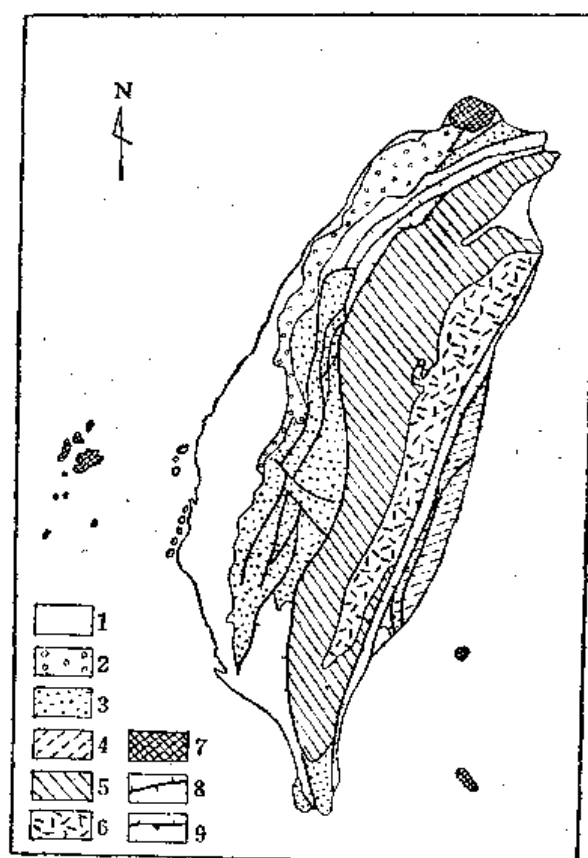


图 6-29 台湾省地质略图

1—近代沉积物；2—第四纪阶地砾石；3—上第三系（西部）；4—上第三系（东部）；5—下第三系；6—前第三纪变质杂岩；7—更新世火山岩；8—逆断层及逆掩断层；9—高角度逆断层

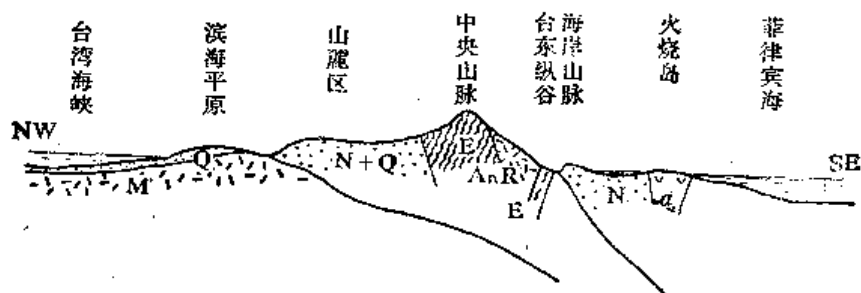


图 6-30 台湾构造剖面示意图[据R.W墨菲简化修改]

中新统	上部	桂竹林组	1300米
		三峽群 南庄组(上含煤组)	650~1000米
	中部	南港砂岩	600米
		瑞芳群 湊合组	300米
	下部	石底组(中含煤组)	300~500米
		野柳群 大寮组	550米
		木山组(下含煤组)	550~600米
		五指山组	1000米

三个煤组的分布有一定的规律,即从下而上由北而南逐渐扩展。如木山组(下煤组)只分布在北段,可采煤层(台湾地区一般最小可采厚度为0.25米)仅限于基隆、台北一隅,向南至新竹、苗栗一带的相当层位已变为海相;石底组(中煤组)分布于北段,并扩

表 6-2 台湾西部地区第三纪地层对比表

地区		台湾北部		台湾中北部		台湾中部		台湾中南部		台湾南部				
时代		基隆、台北、桃园		新竹、苗栗		台中、彰化、南投		嘉义、台南		台南、高雄		高雄、屏东		
上新世		巔崙山组 (观音山组)		通霄(杨梅)组		巔崙山组		六双组 二重溪组		六双组 二重溪组		六尾砾岩		
上新世		卓兰组		卓兰组		卓兰组		炭下寮组 六重溪组 潭水溪组 鸟嘴组		玉井页岩 (南化泥岩)		古亮坑组		
		锦水页岩		锦水页岩		锦水页岩		中仑组		北寮页岩				
中新世	晚期	三峡群	二陶组	桂竹林组	桂竹林组	鱼藤坪砂岩		竹头崎组 茅埔页岩 隘寮脚组		竹头崎组 茅埔页岩 隘寮脚组		八张犁组		
			大埔组			十六份页岩 关刀山砂岩		盐水坑组 糖恩山组		盐水坑页岩 糖恩山组		十六份页岩 南势坑组		
			南庄(五堵)组*			上福基砂岩* 东坑组		南庄组*		南庄组*		长枝坑组		石内组
	中期	瑞芳群	南港砂岩 湊合组	南港组	观音山砂岩 打康页岩 北寮组		水里坑组		达邦组		红花子组 三民页岩		达邦组	
			石底组*		石底组* (出磺坑组)		大坑组							
新世	早期	野柳群	大寮组		碧灵页岩		粗坑组							
			木山组*		汶水组									
			五指山组											
渐新世		澳底组*		?		? 水长流组		? 水长流组		? 水长流组				
始新世		?		乌来群		白冷组*		白冷组		白冷组				
		乌来群				西村组		西村组		西村组				

*含煤层

展到中北段，但仍以基隆、台北地区含煤性最好，往南渐差，苗栗县以南的相当层位，也主要为海相地层，不再含煤；南庄组（上煤组）分布范围更广，向南扩展到中南段，但含煤性最好部位在新竹、苗栗地区（表6-2）。

各煤组所含煤层的层数及其厚度，也存在着一定的差异。木山组一般含1~2层可采煤层，以基隆汐止煤田最发育，含三个可采煤层，单层煤厚0.2~0.8米。石底组为台湾最主要的含煤组，最多可含7层可采煤层（表6-3），在田寮港、汐止、四脚亭、武丹坑和菁桐等煤田均较发育。南庄组一般含2~4层可采煤层，单层煤厚0.25~0.6米不等，主要发育于新竹、苗栗地区。

表 6-3

煤 层 名 称	煤 层 厚 度 (米)
顶层煤 (1号)	0.30
上煤层 (2号)	0.35
中煤层 (3号)	0.30~0.50
三英寸煤层 (4号)	0.10*
主煤层 (5,6号)	0.50~0.90
下煤层 (7号)	0.40
底煤层 (8号)	0.40~0.50

*武丹坑煤田三英寸煤厚0.05~0.30米，局部可采。

各含煤组的岩性基本相似，主要由灰色、深灰色页岩、粉砂岩和浅灰色细到中粒砂岩呈微层状互层和煤层组成。水平层理发育，含有孔虫、软体动物及植物化石。木山组和南庄组的顶部常有一层灰色、灰白色中-粗粒石英砂岩，层面具有波痕，交错层理发育。各煤组均属海陆交互相。与各含煤组伴生的五指山组、大寮组、凑合组、南港砂岩及桂竹林组的岩性主要为一套灰、灰黑色砂岩与页岩呈微层状互层，偶夹砾岩透镜体，个别地段含海绿石相当丰富。浮游生物及有孔虫化石发现甚多，蠕虫动物痕迹也常见，并且有旋卷状的浊流层理。这些沉积特征都说明主要是在滨海、浅海的古地理环境下形成的。

综上所述，整个中新世的沉积层序为海陆交互相的含煤组与滨海、浅海环境下形成的非含煤地层交替成层，构成三个含煤沉积旋回。各煤组及其富煤带展布总的规律是：聚煤作用由下而上逐渐加强，自北而南逐渐扩展（图6-31）。

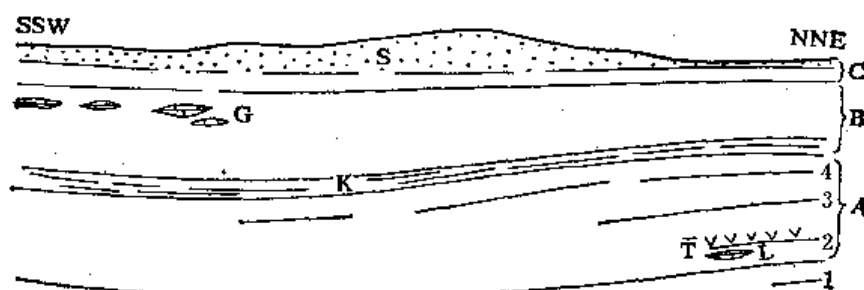


图 6-31 台湾上第三系岩相纵剖面示意图

A—中新统；B—上新统；C—更新统；L—*Lepidocyclina*灰岩；T—公馆凝灰岩；K—锦水页岩；
G—*Gypsina*灰岩；S—花岗岩
1—澳底组；2—木山组；3—石底组；4—南庄组

二、含煤建造与构造体系的关系

早第三纪晚期以后,台湾至少有两期强烈的地壳运动。一为渐新世末,为中新世的含煤沉积提供了良好的沉积场所;一为更新世巔崙山组沉积以后,使上第三系和巔崙山组发生形变。渐新世末的强烈地壳运动,使台湾中部隆起(中央隆起)纵贯南北,其走向由南部北北东向至北部逐渐转为北东向、北东东向。由于台湾中部隆起,在其东西两侧则形成了低洼地带,分别称为台西坳陷和台东坳陷(图6-32)。早第三纪中新世的含煤沉积,主要分布在台西坳陷的北部。

从现在台湾西部上第三系的厚度来看,其变化是东厚西薄,如偏东的山麓区,一般厚七、八千米甚至更厚,到西部的滨海平原,厚度锐减到一千余米(北港地区钻探厚度1500米),到最西部澎湖列岛,厚度更变薄。其原因可能是由于在台西坳陷东缘与中央隆起之间,在晚第三纪沉积时期存在着同沉积断裂,控制了上第三系的东部沉积边界。同沉积断裂的方向和中央隆起的方向可能基本一致。

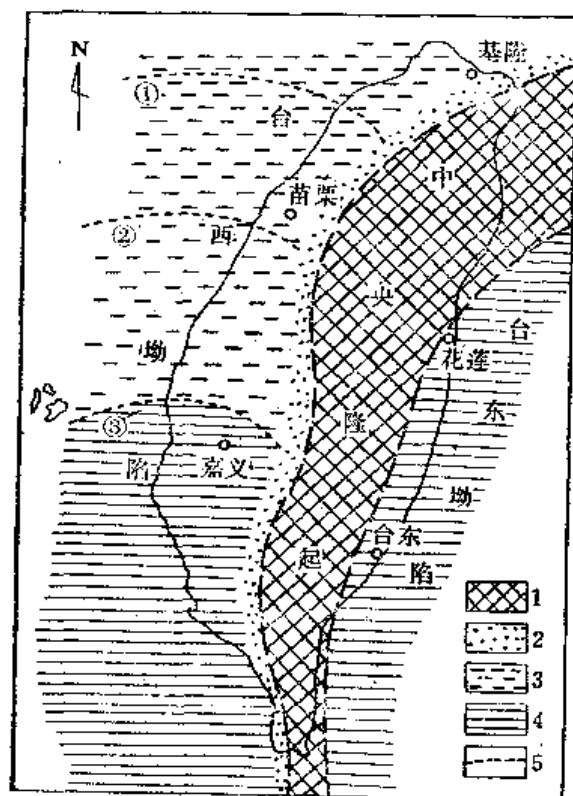


图 6-32 台湾晚第三纪构造岩相示意图

1—剥蚀区; 2—山前堆积-冲积相; 3—含煤相;
4—海相; 5—海岸线; ① 木山组岸线; ② 石底组岸线; ③ 南庄组岸线

如图6-31所示,中新世早期的沉积,逐渐

向南超覆;各煤组的分布由下而上逐渐向南扩展。因此,各煤组沉积时期的海相沉积边界逐渐向南迁移:木山组沉积时期大致在桃园县;石底组沉积时间大致在苗栗县汶水溪;南庄组沉积时期大致在嘉义县阿里山(图6-32)。根据上述情况分析,中新世早期沉积时,可能为一海湾环境,北侧、东侧为岩石陡岸,无煤层的形成;南侧为平缓的砂岸,海退时发育沼泽和泥炭沼泽,沉积了含煤地层木山组。由中新世早期过渡到中期沉积时,北侧逐渐抬起,海岸线南移,致使石底组的沉积范围向南扩展。石底组沉积后,海水侵漫于整个台湾西部的南北,沉积了凑合组、南港砂岩及与其相当的滨海相、浅海相地层。南港砂岩沉积以后,海水再次退出,仅在南段为海水所占,故中新世晚期南庄组及与其相当的含煤沉积,再次向南扩展。南庄组沉积后,海水又再一次入侵台湾西部,并使西部处于滨海、浅海的沉积环境,聚煤作用停止。由于晚第三纪东部沉积边界为同沉积断裂控制,断裂东侧的中央隆起不断上

升,因此上第三系沉积的物质来源主要来自中央隆起,除此,可能还有一部分来自大陆边缘,因为在上第三系的沉积物中发现有石榴石、锆石、独居石等重矿物,这些在台湾前第三系和下第三系中是未发现过的。根据物质来源,并考虑上第三系的厚度东厚西薄等情况,台湾西部在晚第三纪沉积时期,总的古地理面貌,既是一个由北向南逐渐迁移的海湾,又是一个由西向东倾斜的大斜坡,海水由西、南两个方向汇入台湾西部的海湾中。

一定的古地理环境与一定的构造体系具有密切的关系。台湾隶属于新华夏系构造体系的第一隆起带。台湾开始隆褶（包括伴生断裂）高出海面是在渐新世末期，相当于晚期新华夏系构造运动的强烈活动期，因此新华夏系构造体系在台湾占主导地位。除此而外，纬向构造带也有所显示。南岭纬向构造带向东延，横亘于台湾中、北部，与新华夏系构造体系发生联合，导致中央隆起及其西侧同生断裂的走向由南部北北东向至北部逐渐转为北东向、北东东向。中央隆起及其西侧同生断裂在晚第三纪均持续活动，因此晚第三纪中新世及其含煤建造的古地理环境，总的来说，均受新华夏系构造体系与南岭纬向构造带的联合控制。在新华夏系与南岭纬向构造带的联合部位，断裂发育，故在北部火山活动强烈，在中新世的早、中、晚期均有碱性玄武岩或拉斑玄武岩的形成。

含煤建造的形变与保存，主要决定于更新世巔崙山组沉积后的一次广泛的地壳运动。这次运动继承性很强，是新华夏系构造体系和南岭纬向构造带的再次强烈活动，使上第三系与更新统巔崙山组地层发生强烈褶皱和断裂，基本上形成了现今的台湾面貌。其后，地壳运动基本上仍在原有的构造上发展。近代的一些地震，也大体沿着原有一些构造发生。

现今台湾最基本的构造骨架为一不完整的复式背斜，自东而西有三条高角度的断裂，根据近代地震观测，均具平推性质，因此该三条高角度断裂应属压扭性。东部两条断裂都呈北北东向，互相平行，断裂面倾向相反，其间为一狭长的“台东裂谷”（图6-33）。西部一条断裂的走向，在南部为北北东向，往北逐渐转为北东向到北东东向（图6-34）。在该断裂与“台东裂谷”西侧一条断裂之间为一略向南倾伏的背斜，其核部由前第三系变质杂岩组成，翼部由第三系组成。东翼受“台东裂谷”西侧断裂斜向切割的影响，使台湾东部

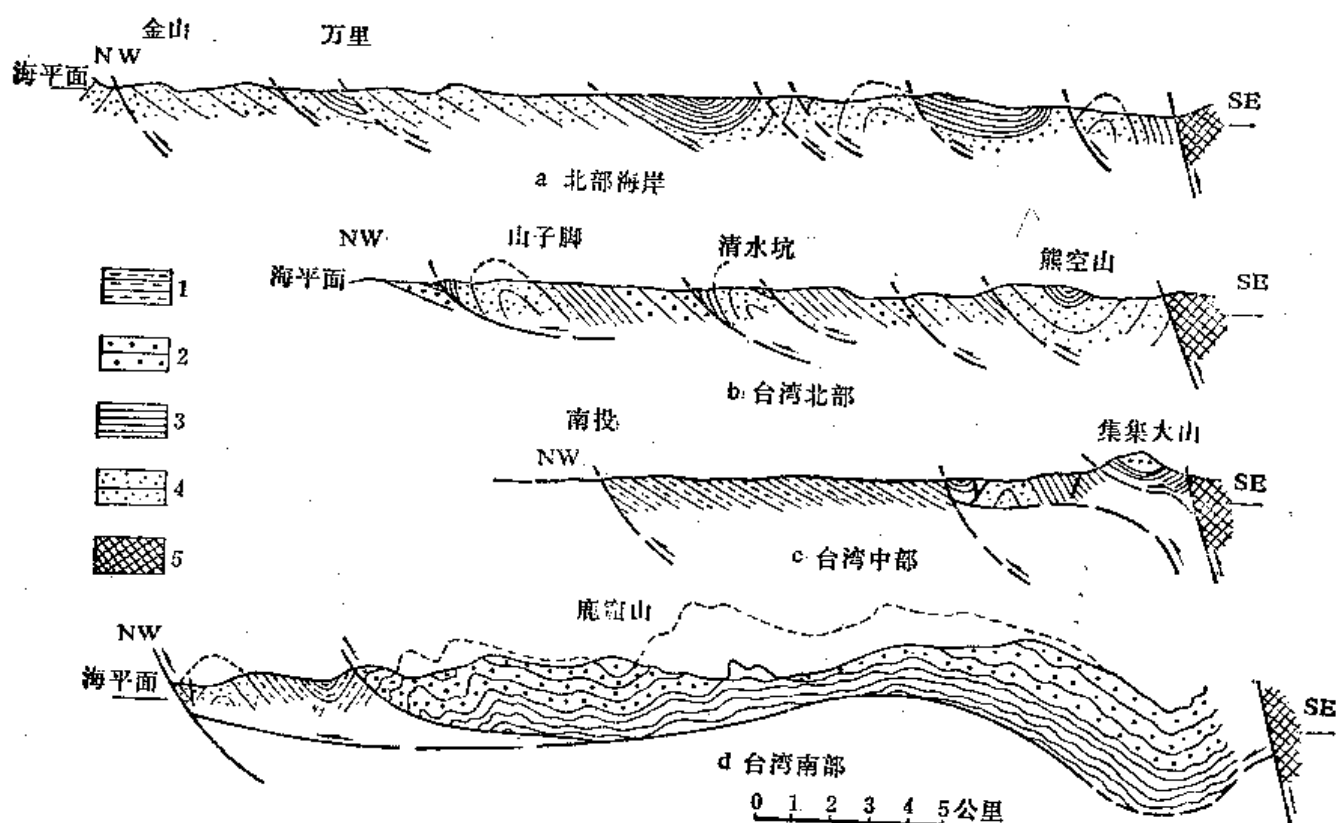


图 6-33 台湾东部地质构造简图

1—上新统及下更新统；2—中新统上部；3—中新统中部；4—中新统下部；5—下第三系

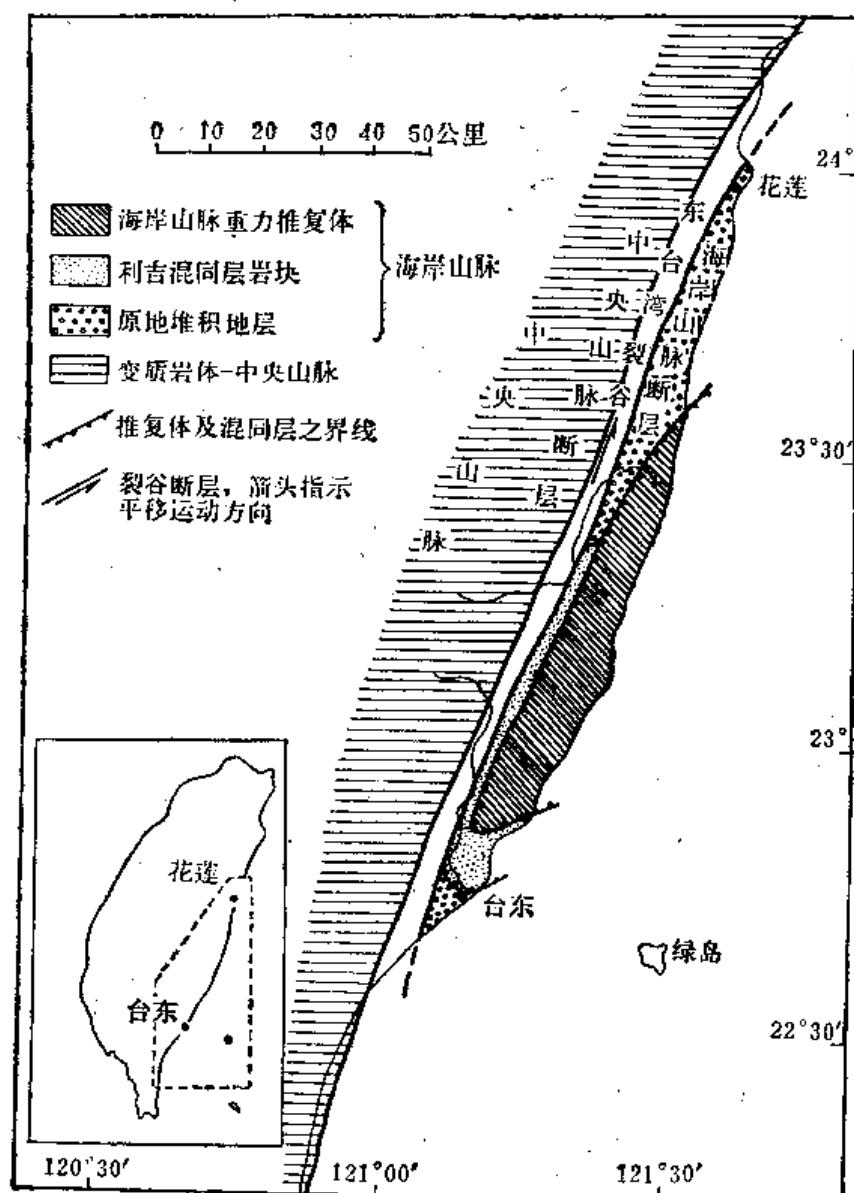


图 6-34 台湾西部构造剖面图

(据何春荪、毕庆昌)

的中、北段无下第三系的分布。不难看出，台湾最基本的构造骨架，应归属于新华夏系构造体系，只是在台湾北部受南岭纬向构造带的影响。台湾西部各煤组的现今展布，主要受新华夏构造体系或新华夏系构造体系与南岭纬向构造带的联合控制。各煤田的褶曲轴向在中南段、中段基本为北北东向，在中北段和北段则基本为北东向或北东东向。褶曲轴面一般向东南倾斜，西翼倾角大，甚至直立、倒转。与褶曲轴向基本一致的断裂发育，其性质属压性或压扭性，断裂面的倾角，深部常小于浅部。如台北附近的山字脚煤田（图6-35）及清水坑煤田背斜的西翼，煤层直立倒转，构造复杂，甚至深部为低角度压性断裂截切煤层而使其失去连续性；东翼倾角比较平缓，在无断裂切割时，煤层向下延展很深，构造也普遍较为简单。另外，在各煤田中还发育了两组与轴向断裂直交或斜交的平推断裂，一组的北 70° 西左右（右行），比较发育；另一组为北 10° 东左右（左行），不太发育（图6-36）。这两组平推断裂，可能是轴向断裂的配套断裂，对煤层开采有一定的影响。

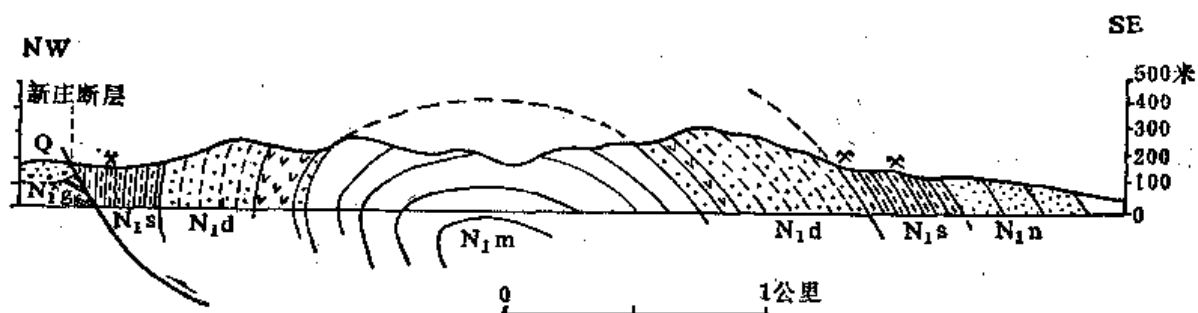


图 6-35 山子脚背斜构造剖面图 (据何春林)

Q—台地砾石层; N_{1g} —桂竹林组; N_{1n} —南港组; N_{1s} —石底组; N_{1d} —大寮组; N_{1m} —木山组

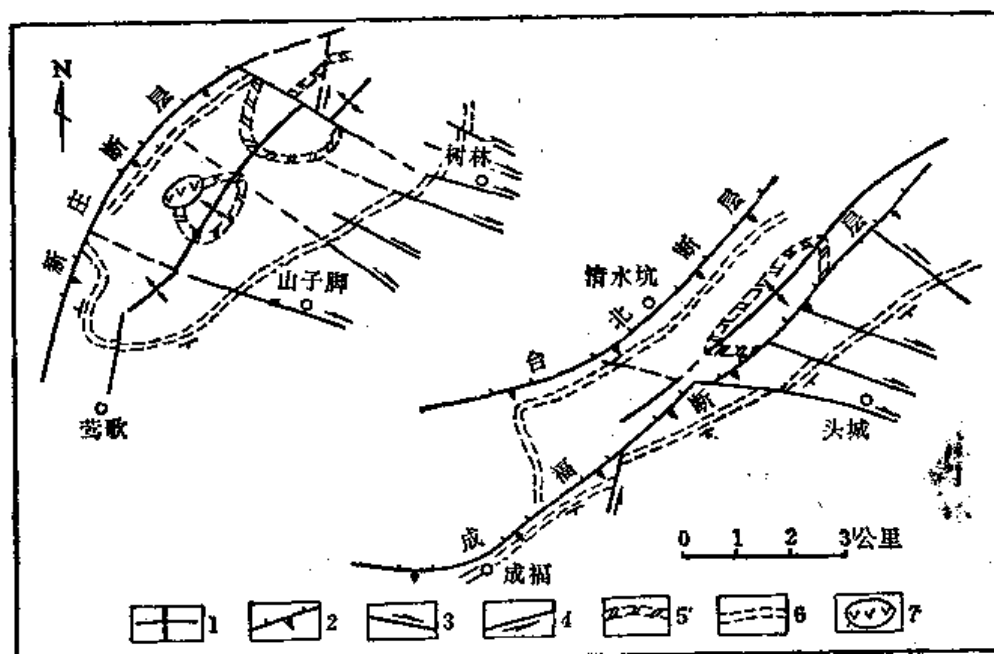


图 6-36 山子脚及清水坑区构造纲要图

1—背斜轴; 2—主要逆断层; 3—平推断层 (右行); 4—平推断层 (左行); 5—木山组主煤层露头线; 6—石底组主煤层露头线; 7—火山岩



第七章

第四纪泥炭

我国第四纪泥炭分布广泛，从内陆到滨海平原都有泥炭堆积。泥炭的形成主要是气候、水文、植物和地貌等条件综合作用的结果。它们的分布和发育与晚第三纪以来强烈活动的新构造运动具有密切的关系。

全世界泥炭的分布是不平衡的，估计约有2514亿吨泥炭储量，其中90%以上分布在北纬 49° 以北的寒温带或温带湿润、半湿润气候区内。泥炭化作用的强弱与该地区的气候和地貌有密切的关系。从全世界泥炭的分布来看，似表明冷湿气候更有利于泥炭的形成，即温带-寒温带冷湿气候往往导致强烈的泥炭堆积作用。我国泥炭分布在北纬 40° 以北的冷湿区约占80%，北纬 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 地区占14%，北纬 30° 以南地区仅占6%。看来，我国泥炭由高纬度到低纬度地区，泥炭堆积强度有明显的减弱。依据吉林敦化县北宁甸子泥炭研究证明，全新世早期在气候温暖的情况下，泥炭堆积速度为0.14毫米/年，全新世中期气候湿润，泥炭堆积速度为0.16毫米/年，到全新世晚期气候冷湿，堆积速度为0.36毫米/年。

我国泥炭形成的时期，总的趋势是南方早于北方，沿海地区早于内陆地区。南方的埋藏泥炭主要形成于更新世晚期和全新世早期；华北地区的埋藏泥炭则更多的形成于全新世早期和中期；而东北的泥炭主要形成于全新世中期和晚期。值得注意的是，在同一纬度上沿海地区开始泥炭化作用的时期早于内陆地区。这种情况反映我国泥炭堆积作用也近乎有东西展布，南北迁移规律性的变化。

一、泥炭的性质、分类和用途

泥炭又叫草炭、泥煤，东北称“草筏子”，南方称“泥炭土”。建国以来，各地对泥炭资源的调查和综合利用进行了大量工作。近年来，对泥炭的性质、分类和用途等方面进行了分析研究。

泥炭在自然状态下呈棕黄色至黑色，一般含水量在50%以上。风干的泥炭比重很轻，一般在0.7~1.2左右，质地松软，可以燃烧。分解度较低的泥炭，多为浅棕色和浅褐色，纤维多，有弹性；分解度较高的泥炭，多呈黑褐色和黑色，腐植质含量增加，质地较为坚实，具可塑性，植物残体肉眼不易辨认。泥炭的化学组成主要为纤维素、半纤维素、木质素、腐植酸、沥青物质和氮、磷、钾等。腐植酸含量多为15~30%，最高可达50%以上；氮一般含量1.5~2.5%，磷0.1~0.6%，钾0.3~0.5%。此外不同类型的泥炭还含有多种稀散元素如锗、镓、钒等。某些滨海地区，泥炭含油率较高，一般为5~7%，高者可达13%。

我国各地区由于泥炭形成环境和成煤原始植物种类不同，使泥炭的性质有显著的差别。从各地区泥炭主要分析结果（表7-1）可以看出，由低位沼泽的草本泥炭到中位沼泽草木本混合泥炭和高位沼泽藓类泥炭，灰份变化由高降低，有机质由低到高，氮、磷、钾、逐渐降低，pH值由高降低。同时腐植酸的含量亦明显地减少。

关于泥炭的分类, 目前还没有公认完整的分类标准, 一般都从各自学科或不同用途来进行分类。通常主要根据组成泥炭植物的种类不同和数量多少来进行分类, 即按造炭植物占50%以上者定名。据此, 把我国常见泥炭划分为: 草本泥炭、木本泥炭、藓类泥炭。如造炭植物不足上述指标, 而两类植物各占30%以上者, 可命名为混合泥炭, 如木本-草本混合泥炭, 藓类-木本混合泥炭等。

表 7-1

地 区	泥炭种类	有机质 (%)	灰 分 (%)	分解度 (%)	N (%)	P ₂ O ₅ (%)	K ₂ O (%)	pH
东 北	苔草泥炭	64	36	20~30	2.30	0.49	0.27	6.5
	草本木混合泥炭	76	24	—	1.81	0.39	0.26	5.5
	藓类泥炭	93	7	—	1.20	0.17	0.39	4.5
西 北	苔草泥炭	—	—	—	0.7~1.47	0.025~0.27	0.048~1.00	6.1 6.5
华 北	苔草芦苇泥炭	65	35	30~40	1.00	0.016~0.25	0.33	7.0
华 中	—	—	40~50	—	1.50	0.10	0.30	6.0
西 南	苔草芦苇泥炭	60~65	40~44	20~40	1.40~2.30	0.053~0.29	0.29~0.79	5.9~7.8
东南沿海	草本泥炭	67	39	30~40	0.50~2.50	0.02~0.45	0.06 0.50	6.0
	木本泥炭	50~80	25~40	35~40	—	—	—	—

(根据吉林师大资料整理)

(一) 草本泥炭

造炭植物中草本植物占50%以上, 主要由苔草、芦苇、香蒲、木贼、睡莲等植物残体经泥炭化作用而成, 一般呈棕-褐色, 有机质含量变化较大, 通常不低于50%, 氮含量1~3%, 磷含量0.1~0.6%, 钾含量0.3~0.5%, 腐植酸一般在10~30%左右, pH值6.0~7.0, 是一种营养丰富的泥炭。此种泥炭按其腐植作用的情况又分为两种:

1. 弱分解草本泥炭: 泥炭中植物残体呈粗细不等的碎纤维状, 相当一部分根、茎、叶可以辨认, 棕色、松软富有弹性, 含水量大, 比重很轻, 有机质含量达50~70%左右。这类泥炭常称为“草炭”。它适合于制取腐植酸类物质和其它方面的综合利用。我国山区或冷湿气候地带, 如东北大部分地区赋存着这类泥炭。

2. 强分解草本泥炭: 是泥炭化过程中在腐植作用强烈的条件下形成的。泥炭中植物残体很少, 一般呈褐-黑色, 多呈土块状, 干燥后易粉碎, 有机质含量也比较高。我国各地发现的薄层埋藏泥炭多属此类。

(二) 木本泥炭

造炭植物中木本占50%以上, 主要是由一些沼柳、赤杨、松、杉和红树、海欖树等组成, 颜色呈褐-黑色, 土状或块状致密结构, 有机质和腐植酸含量高, 腐植酸一般为30~40%, 最高达50%。这种泥炭也可划分为两种:

1. 弱分解木本泥炭: 泥炭中能明显地看到木本植物以残体形式存在, 一般呈褐色, 块状或木屑状, 有时为大量腐木所组成。比重轻, 有机质含量为50~80%, 腐植酸一般20~30%。这种泥炭在我国沿海地区如浙江东部及气候冷湿的山区可以见到。

2. 强分解木本泥炭: 以强烈腐植化作用为主, 使木本植物失去原来的结构, 呈褐色, 土状, 质轻易碎, 有机质高达50~70%, 腐植酸含量为30~50%, 是一种质地很好的泥

炭。我国沿海地区常发现这类泥炭赋存。

(三) 藓类泥炭

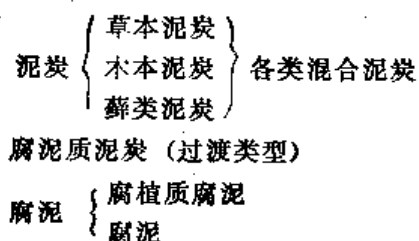
造炭植物中藓类植物占50%以上，主要是泥炭藓并夹有棉花莎草和杜香、越桔等灌木植物。此类泥炭也可划分为两种：

1. 弱分解藓类泥炭：目前我国发现的藓类泥炭多属此类。泥炭呈浅棕色-棕色，海绵状结构，含水量极高，可达70~80%，有机质高达70~90%，腐植酸含量很低，一般仅有10~20%，且以黄腐酸为主，pH值4.5~5.0左右。主要分布在我国寒冷地区和部分高山洼地内。

2. 强分解的藓类泥炭：目前发现极少。

另外，与各类泥炭相并列的还有由藻类植物形成的腐泥。这种腐泥也可以同高等植物混生构成腐泥质泥炭（以高等植物为主，藻类次之）和腐植腐泥（以藻类植物为主，高等植物次之）。

上述分类如下：



此外，又可根据各种用途对泥炭进行分类，如根据泥炭中腐植酸含量可划分为：

多腐植酸泥炭，腐植酸含量30%以上；

中腐植酸泥炭，腐植酸含量15~30%；

低腐植酸泥炭，腐植酸含量15%以下。

泥炭是具有多方面用途的自然资源。在农业上泥炭可以制作各种腐植酸肥料、牲畜饲料等，腐植酸盐类既可作植物生长刺激剂，又可用以制取各种腐植酸杀虫剂与除草剂等。工业上泥炭不仅是多种化工原料和包装充填材料，并可以作纤维板、波形瓦等建筑材料和各种保温套管、保温砖。泥炭的腐植酸盐类广泛用作染料、涂料、离子交换剂、泡沫稳定剂，还用于酿酒、钻井泥浆、陶瓷原土、水泥泥浆及耐火材料等等。医药上，可以从泥炭中提取葡萄糖、维生素等营养药物。低灰低分解度的某些泥炭可以制作各种泥炭垫。泥炭的腐植酸盐类，具有止血、收敛、消炎、止痒和医肠胃病功能等等。随着工农业和科学技术的发展，泥炭的综合利用有着广阔的前途。

二、我国泥炭沉积环境类型

我国第四纪泥炭类型很多，绝大多数为低位沼泽所形成的草本泥炭，高位沼泽泥炭多为藓类泥炭，仅在东北大、小兴安岭和长白山某些地区以及其它山区局部地带此类泥炭分布；中位沼泽泥炭多为木本或草本混生泥炭，多分布在我国东北某些山区沟谷中和沿海的山间盆地，在其它各地山区如西北、西南和华南的山区亦有少量的分布。据不完全的资料统计，全国大陆上已发现泥炭的地点将近八百个，资源丰富。

我国泥炭形成的地理环境十分复杂,地理景观多式多样,一般说来,在海滨地区泥炭多赋存在滨海区的积水洼地、湖泊、海湾和泻湖环境中;在平原区主要分布在湖沼洼地,河漫滩,古河道和牛轭湖地带;在山区常赋存于山间盆地、谷地、山麓的冲积扇前沿洼地与河流阶地,有时火山口也常有泥炭或腐泥的堆积。

我国第四纪时曾有冰川出现,不少地区由于冰川作用遗留的洼地或湖泊,往往成为泥炭堆积的场所。泥炭沼泽的盆地形式很多,以东北吉林而论,有的顺河流方向,呈宽约100~300米,长数公里到十几公里的条带状,也有顺水系作树枝状分布的,有的位于山前冲积扇呈扇形(如蛟河、靖宇等地),在山间平原也有呈半圆形或不规则圆形的,一般说来,泥炭沼泽与积水洼地形状一致。东北地区沼泽面积大小不等,大的可达一二百公顷,一般仅数公顷至数十公顷。沼泽横断面一般呈浅盆状,基底略具起伏或基底呈起伏不平等形式。

根据泥炭形成时的古地理环境、地形特点、沉积盆地与侵蚀区之间的关系、距离海岸的远近等方面,结合泥炭沼泽沉积物特征、生物组合和介质条件等特点,将我国泥炭沉积环境划分十种类型。

(一) 滨海平原湖泊型

主要分布在我国东部滨海平原区,那里地形平坦,与海面高差不大,当海平面稍有变化就能导致大面积海水进退,在一些浅平凹地中发育大面积湖泊,进一步发展为沼泽。这种类型的泥炭沉积环境,一般都是在经历了海水淡化后形成的低位泥炭沼泽,泥炭层下部或上部为一套海相沉积或海陆交互相沉积。这种沉积环境的泥炭分布面积广,层位稳定,但泥炭厚度往往不大。如江苏洪泽湖、高邮湖、射阳湖地区湖滨洼地大面积泥炭沉积属于此类(图7-1)。在泗阳,盱眙维桥和涟水县公兴河下游泥炭层下部地层中都发现了海相贝壳层,如牡蛎、藤壶等。依据第四纪古地理研究,江苏的太湖、涌湖、高邮湖、洪泽湖和射阳湖一带,全新世均为海侵的范围,至今在海安、盐城、阜宁、东台之范公堤和黄海公路一线,还残留着第四纪几次海侵中堆积的贝壳堤。华北平原地区若干泥炭也属于此类。

另外,在珠江三角洲平原,普遍发育两层全新世的泥炭,一般厚0.7~2.0米,最厚可达4米。泥炭下部为冲积砂和砂质粘土组成,泥炭层上部是海相贝壳淤泥层,表明是在古三角洲平原上低洼的地带或滨海、海湾附近形成的,其植物组成与现代三角洲平原相似。

(二) 滨海泻湖海湾型

主要发育在现代滨海地区泻湖或海湾内。某些古代泻湖海湾地区的埋藏泥炭,已距海岸线有一定距离。这类泥炭田多数发育在岩石海岸和丘陵台地海岸,常常由于岬角和岛链的保护,在砂坝、砂咀的后侧形成泻湖或海湾。其沉积为一套海相贝壳砂层、砂质淤泥、腐泥和泥炭组成。这类泥炭田还保留着砂坝。泥炭田面积和形状受泻湖或海湾所控制,一般不大,泥炭层数常见1~3层,尚较稳定,厚度较大,从几米至十几米。这类沉积环境在广东遂溪县、广西钦州滨海一带,海南岛陵水、万宁县都可见到。在山东荣成龙须岛公社和南倭沿海一带,泥炭层下部均为海相沉积,含牡蛎等贝壳,底部泥为藻类腐泥层,含碘很高,腐泥中含有孔虫(九字虫*Nonion*)海相介类(似星介*Paracypris*,草小角介*Neomonoceratima*等)。腐泥可能为鼠尾藻、马尾藻和海带、两分草等藻类植物组成,属于典型的海湾及泻湖相环境。局部地段已过渡为淡水环境,堆积了腐泥质泥炭和芦苇泥炭(图

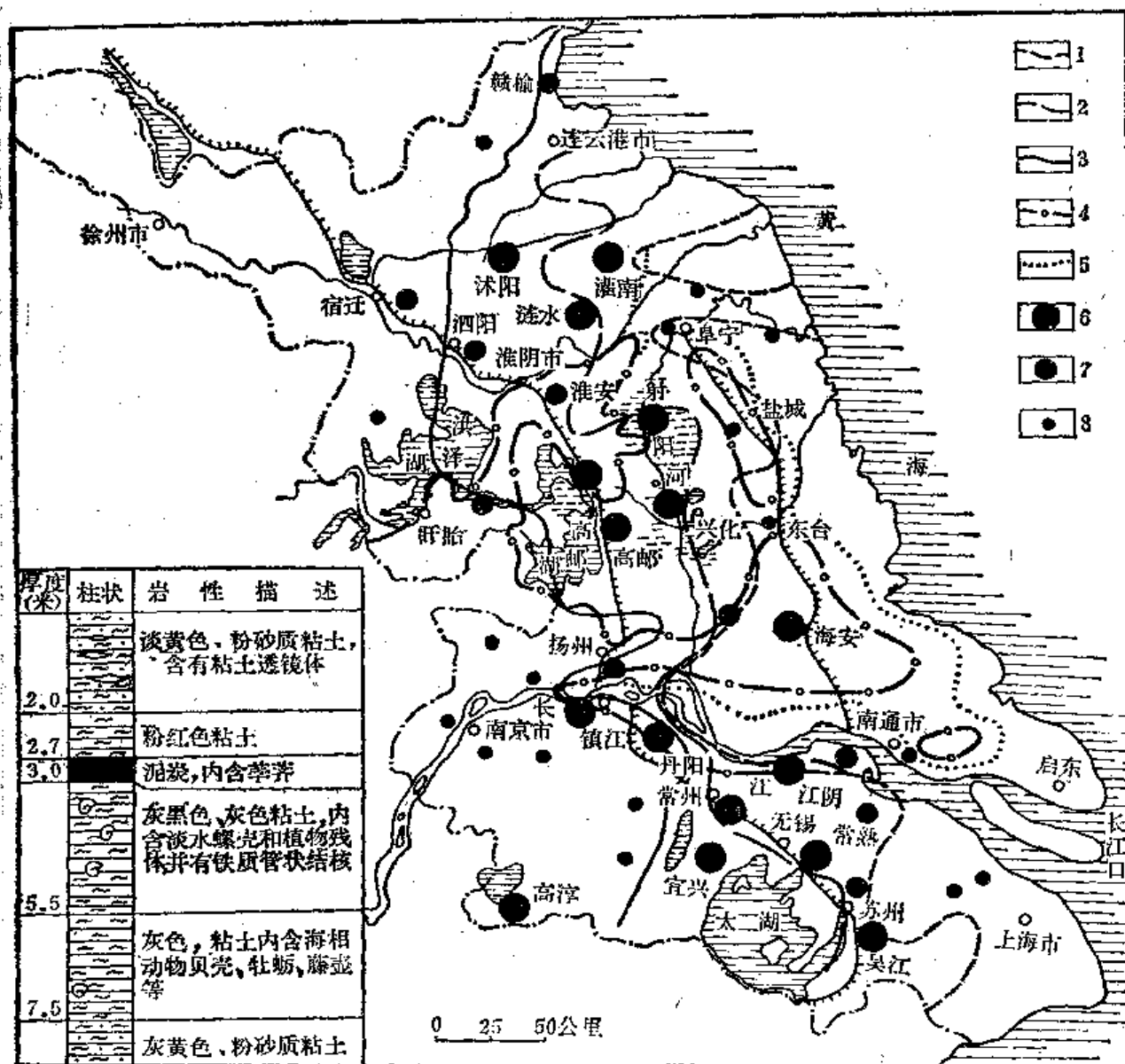


图 7-1 江苏滨海平原湖泊型泥炭沉积与第四纪海侵范围分布图

1— Q_1 —最大海侵界线; 2— Q_2 —最大海侵界线; 3— Q_3 —最大海侵界线; 4—二千年前海岸线; 5—一千年前海岸线; 6—>500万吨; 7—100~500万吨; 8—100万吨以下

7-2)。此外在广西钦州、广东雷州半岛和海南岛某些地带淤泥质海岸和泻湖海湾中, 有海榄树、红树等形成的泥炭和腐泥。

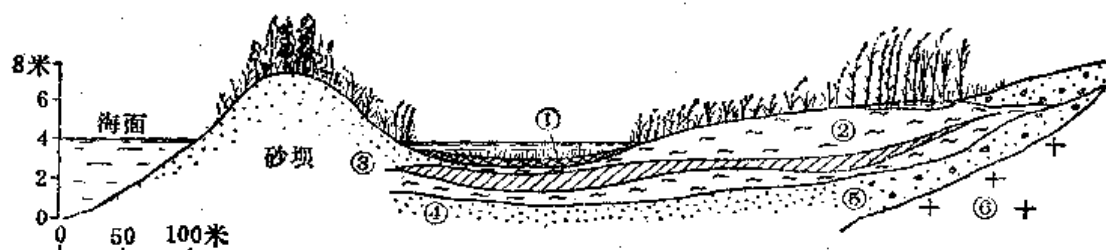


图 7-2 山东荣成松埠咀泥炭沼泽剖面图

①—现代泥炭、藻类残体层; ②—粘土岩; ③—腐植-腐泥层; ④—海相砂层; ⑤—坡积层; ⑥—花岗岩

(三) 滨海砂坝间洼地型

在砂质海岸带, 由于海浪的长期作用, 形成与海岸大致平行的砂坝, 在海退情况下, 有时可以成排出现几条。在砂坝间洼地地带内常常沼泽化而堆积泥炭。这种环境形成的泥炭田多平行于海岸线方向, 呈串珠状分布, 不很稳定, 厚度常见1~2米, 多为草本植物和小灌木组成。如广东电白县红花坡一带(图7-3), 海南岛文昌翁一带及雷州半岛海康县和徐闻东部的海岸都有这类泥炭分布。在徐闻东部海滨由老到新一般都分布着三条与海岸平行的砂坝, 老砂坝标高为20~25米, 为褐红色细砂组成, 具一定胶结; 中砂坝25米, 为桔黄色细砂组成; 新砂坝3~5米, 为白色细砂组成。砂坝间洼地往往分布着泥炭。

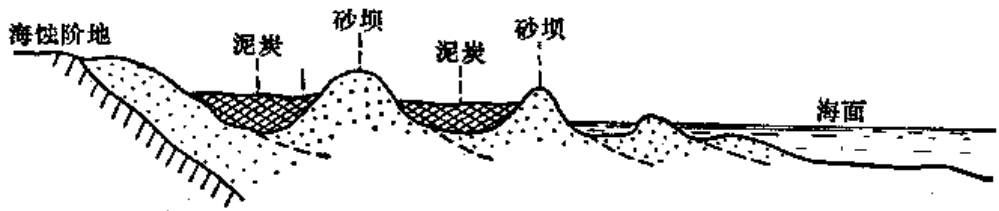


图 7-3 滨海砂坝间洼地型泥炭沉积示意图
(广东电白红花坡一带)

(四) 平原地区湖泊洼地型

这类泥炭田可以洞庭湖、洪湖湖网地区的泥炭为例。长江穿过三峡而东流进入平原湖沼地带, 在宜昌一带长江夹带泥沙为4.6亿吨/年, 在湖沼区内造成淤积。由于这一带处于构造转折带和差异运动最为显著的地区(这些湖泊的产生与南北向断裂有十分密切的联系), 大量泥沙在湖口形成三角洲, 加速了沼泽化的过程, 使洞庭湖第四系厚达231~263米。在洪湖、潜江、江陵、沔阳等地都分布着厚度不等的埋藏泥炭。在洞庭湖区有的钻孔发现四层泥炭, 厚度达0.4米~4米。

(五) 平原地区古河道、牛轭湖型

这类泥炭沼泽是由河流河曲发育, 流速减缓使河床淤塞并沼泽化而成。泥炭田受古河道的范围和延伸所控制, 多数情况下在转弯部分泥炭发育较好。泥炭下部常为一套卵石、粗砂和砂质粘土, 含螺、蚌等, 向上粒度变细。泥炭中往往有洪水期卵石、粗砂夹层, 有时可见粗大的树干等。泥炭层厚度常在1米左右, 很不稳定, 常呈鸡窝状或串珠状。有的古河道泥炭田延伸很长, 如江苏沐阳由周庄经花园至朱贵一线, 泥炭田长达8公里, 宽40米。此外河北保定南奇、北奇、北京昌平张各庄、肖家河、江苏灌云、泗阳等地都有这类泥炭田发育。在河曲部分, 河流截弯取直遗留下的牛轭湖, 也常常沼泽化而形成泥炭, 多呈新月形或半圆形, 在海南岛加来农场、山东胶县等地都有牛轭湖泥炭分布。

这类泥炭沉积环境中, 常见有异地沉积泥炭的情况。如河北易县石岗一带易水河上游的泥炭田直接发育在河床砾石层上, 泥炭层中可看到洪水期堆积的巨大砾石和粗砂层, 还有大量从上游搬运来的粗大树干等。在河北赞皇县榆地林古河道沉积的泥炭中, 有巨大的树干和大量山核桃果实, 并夹有巨砾等。

(六) 平原地区河漫滩洼地型

这类泥炭沼泽主要分布在河流两岸的河漫滩后缘洼地内, 是很常见的一种类型。由于河漫滩洼地经常处在滞水环境, 容易引起沼泽化堆积泥炭。泥炭田的规模和河流大小及两

岸地形有密切关系,小的河流一般两岸堆积条件较差,面积较小,泥炭层常为几十公分~1米左右,很不稳定,常常尖灭或为腐植泥所代替。但在大的河流两岸,河漫滩洼地可以发育面积和储量较大的泥炭田。如长江下游芜湖至南京一带,沿长江两岸发育着宽达5~20公里的河漫滩带,泥炭在缓岸一侧发育最好,如安徽无为县,和县一带山前洪积扇前缘和长江河漫滩洼地交接带内,泥炭非常丰富。泥炭中常见大树干,或鹿角和螃蟹的印模等。泥炭1~2层,厚度普遍在0.4~1米左右,层位也较稳定(图7-4)。

在山区和丘陵地区的河流两岸的阶地上,在后缘洼地部分泥炭分布较多。如广东阳春马鞭、河北易县富岗等地的泥炭田都属此类。

(七) 山间盆地型

分布在山区和丘陵地区的各种积水盆地、洼地内。泥炭田随盆地、洼地的形态而变化,多呈椭圆形,掌状等不规则的几何形状。泥炭常见为一层,厚度几公分至1米以上,厚者可达3~10米。泥炭层由盆地边缘向中心加厚,埋藏一般较浅,多在1米以内。如为山间盆地内湖泊沉积,泥炭一般发育较好,并具一定规模;如受河流影响,泥炭发育较差。山间盆地环境常常可形成很厚的泥炭。这是由于沼泽发育过程中,从盆地边缘和山麓地带,可以异地或微异地搬运方式接受大量形成泥炭的原始物质,只要具备有利的沉降条件,就能大量地堆积,形成厚层泥炭。如北京延庆盆地、河北西陵、广东高州古丁、江西定南大湖、云贵高原一些坝子内的泥炭及海南岛琼中县五指山区的泥炭均属此类(图7-5)。在四川龙门山区新兴、复兴水田坝、鲁穴沟等地,由于洪水沉积堵塞盆地下游出口,以致盆地水位抬高,形

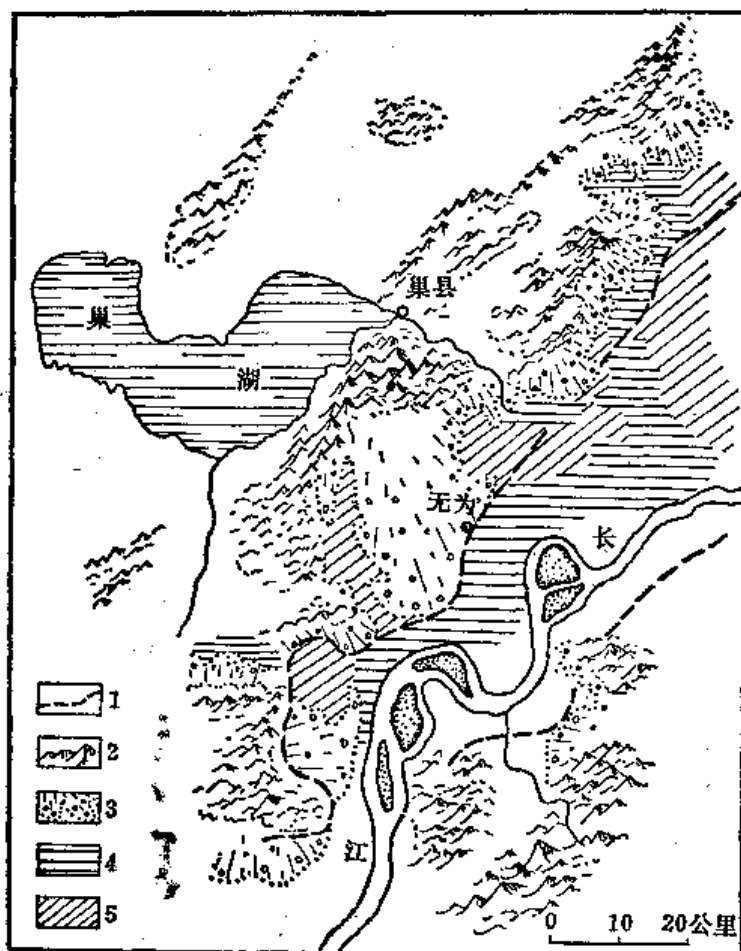


图 7-4 长江下游河漫滩洼地泥炭沉积

(据卫星照片描绘)

- 1—长江河漫滩范围; 2—山脉; 3—洪积扇; 4—已知泥炭赋存区;
5—可能赋存泥炭区

成山间湖泊,后沼泽化堆积形成泥炭。泥炭中以异地物质为主,形成杂草、树干、枝叶的混合泥炭。

(八) 山麓洪积扇前缘洼地型

在山麓洪积扇前缘地带,往往发育有长条状洼地,有溢出带的地下水补给,使这一地带形成许多大致平行山麓的长条形、椭圆形和新月形的泥炭田。有时在两个洪积扇间的洼地内也发育了很好的泥炭,从山麓向平原沉积粒度由粗变细,泥炭下部常有洪积砂砾层,向

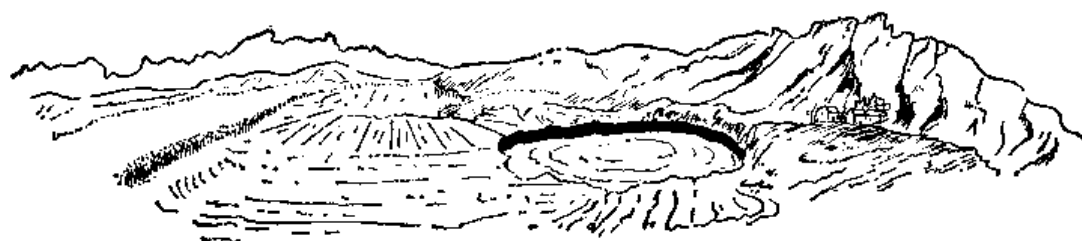


图 7-5 河北易县西陵山间盆地泥炭沉积

上粒度变细，泥炭发育在砂质粘土或腐植质淤泥层上，有时可见泥炭与螺、蜗牛共生（图 7-6）。

在燕山南麓、太行山东麓和天山北麓，都有这种泥炭田赋存，如北京海淀，前后沙涧和丰台草洼等泥炭层一般较厚，可达2~3米，最厚者可达7米左右。

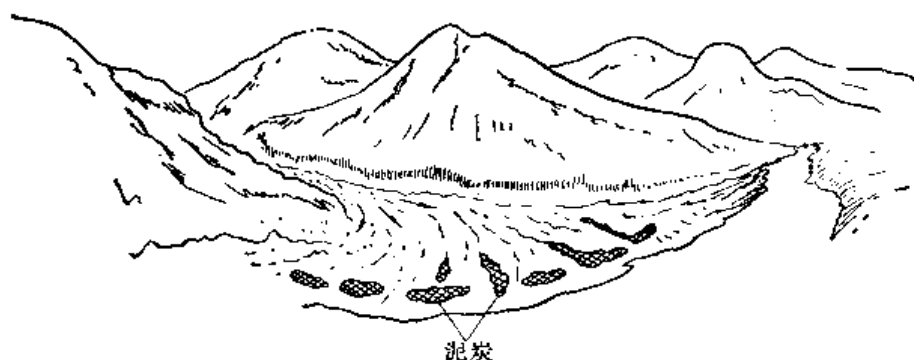


图 7-6 山麓洪积扇型泥炭沉积

（九）山间沟谷洼地型

这类泥炭沉积环境，多发育在两山夹峙的谷地中。谷地宽平或出口狭窄的沟谷，多属于河流上游近分水岭的支沟和沟口汇水洼地。沉积物相变较大，泥炭层厚度不稳定，形态多变而不规则。泥炭田受地形影响，呈条带状或掌状，宽度常为20~300米，长者可达100~1000米。不同地区泥炭发育差别很大，如东北地区吉林敦化县大川北沟有类似的泥炭田，泥炭厚达2~3米。在太行山东麓山间沟谷中，常可见到小洪积扇和泉水溢出带前缘发育着面积较小的现代泥炭沼泽。泥炭底部常为巨大的卵石、粗砂、泥炭中夹有大小灌木，有时可见泥炭被洪水或河流冲蚀的现象。

（十）火山口湖型

火山口湖由于长期淤积逐渐沼泽化而堆积泥炭。一般泥炭田呈圆或椭圆形，往往形成质量好、储量大的泥炭或腐泥。如吉林辉南县金川大甸子泥炭田，泥炭层厚达8~9米（图

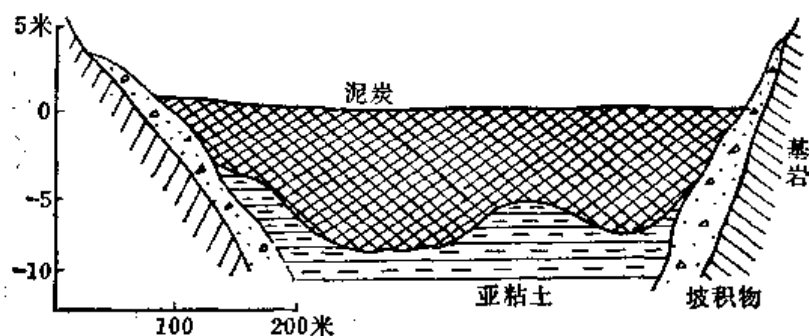


图 7-7 吉林辉南县金川泥炭田剖面图

7-7)。在雷州半岛海康县青桐洋、九斗洋、田洋等处，火山口湖面积均在5平方公里左右，堆积了160~200米的湖沼相沉积物，底部有很厚的藻类含油腐泥，上部夹有1~3米厚的泥炭（图7-8）。其中以田洋剖面发育较好，称为田洋组。其综合剖面如下：

4. 灰蓝色粘土及砂质粘土，厚1~24米；

3. 黑至褐黑色泥炭土，含腐木和树叶，厚2~5米；

2. 灰黑、灰黄色含油腐泥层，由硅藻及泥炭土组成。岩性松散易碎，薄层状，产状近水平，含大量孢粉，厚度变化大，由边缘5米至中部急剧增至172米；

1. 砾石层：由玄武岩砾和石英砂、砾组成。

下伏深灰色玄武岩和火山碎屑岩。

腐泥中含有孢粉，以被子植物占绝对优势，蕨类植物和裸子植物所占比例甚小。根据孢粉组合，其地质时代为晚更新世至全新世。

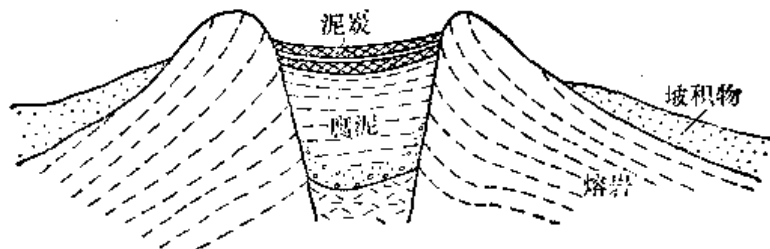


图 7-8 火山口湖泥炭、腐泥沉积示意图

三、我国的泥炭分布

根据我国第四纪地质的特点和自然景观，大致可以按我国境内几条横亘东西的巨型构造带划分泥炭分布区。天山、阴山东西构造带以北的地区，多属中温带和寒温带气候，广泛地发育着现代泥炭沼泽；东部湿润和半湿润气候区，便形成我国最大的现代泥炭沼泽分布区，也是近代泥炭化作用最强的地带。秦岭、大别山东西构造带以北的广大地区，大部分属于暖温带湿润和半湿润气候，零星地分布着一些规模较小的近代泥炭沼泽，广泛地分布着埋藏泥炭，无论从泥炭分布的情况和储量看，与前者相比都有明显的差异。南岭带的南北各地，从泥炭化作用强度到泥炭的储量又明显地与前两带有很大的区别。由于青藏高原的特殊情况，高原的东部、北部边缘地带的冷湿气候区，导致着强烈的泥炭化作用，形成近代泥炭。如我国最大的若尔盖沼泽就分布在本区（图7-9）。

根据上述特点，可以初步将我国划分为以下五个泥炭分布区，即：东北区、北疆区、黄淮区、江南区和青藏高原边缘区。

（一）东北泥炭分布区

主要包括大小兴安岭、长白山地、东北平原和三江平原广大地区。泥炭化作用在新华夏系隆起与拗陷过渡的丘陵和山前地带最为强烈。海拔一般在2000米以下。这里年平均温度仅在4℃以下，湿润系数一般均在1以上，广泛发育着现代泥炭沼泽。如大小兴安岭和长白山地森林地区，泥炭沼泽比较发育，低山丘陵、缓坡、宽谷直到分水岭和熔岩台地、山麓洪积扇前洼地，都普遍分布着低位草本泥炭沼泽。平原地区河流的河滩和低阶地也常有大量泥炭沼泽分布，其中以苔草泥炭和苔草-小叶樟泥炭分布最广，其他如中、低山区，中位-高位泥炭增多，如莎草-丛桦-藓类泥炭和落叶松-杜香-藓类泥炭。

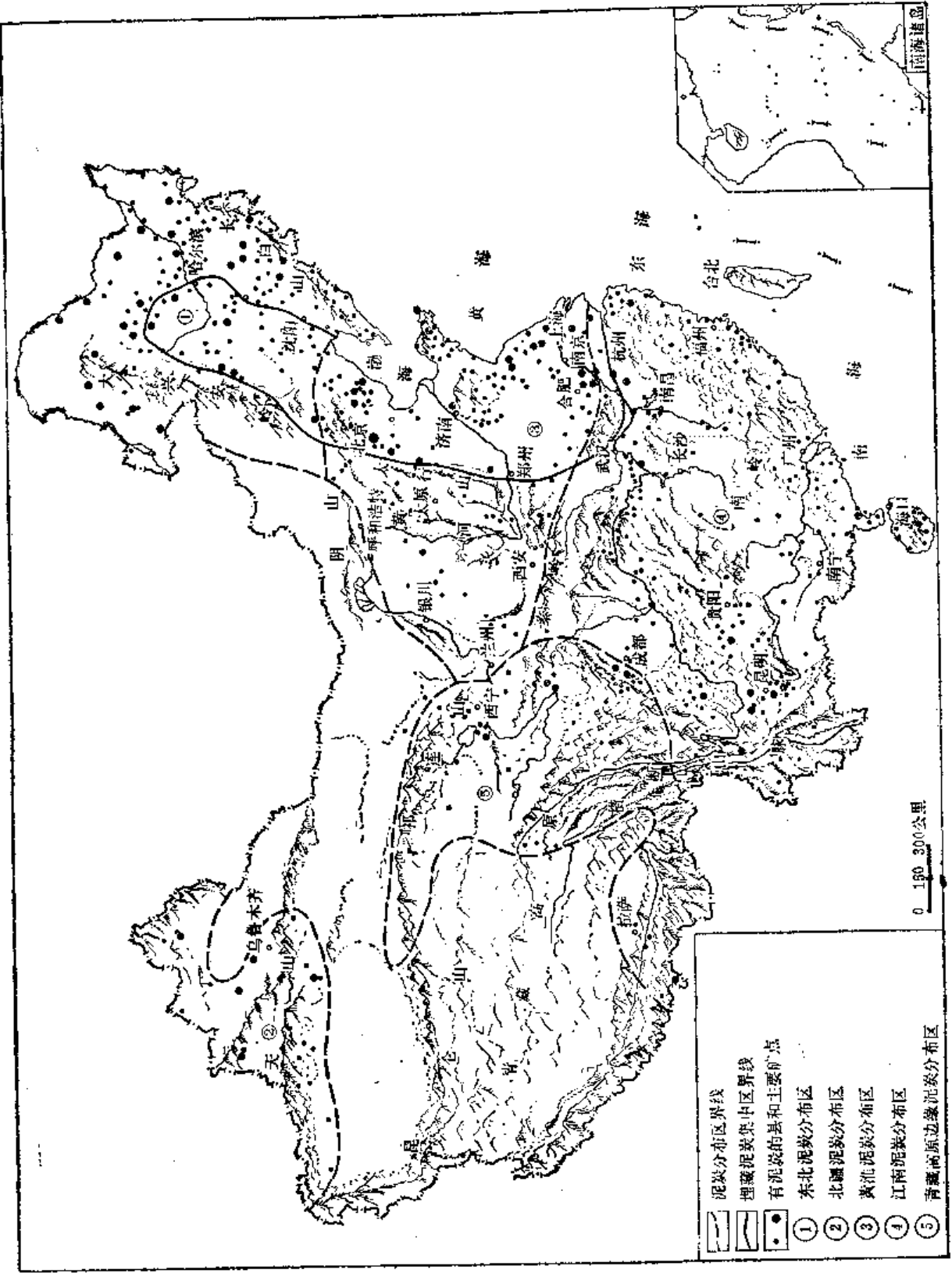


图 7-9 中国泥炭资源分布示意图

本区泥炭资源十分丰富，几乎所有县、市都有泥炭分布，尤以北部黑龙江塔河、呼玛河中游、伊图里河上游，根河和甘河上游泥炭沼泽面积较大。在三江平原的完达山北麓宝清、七里沁河、青龙河，尤其在嫩江、松花江的干支流的河滩和阶地，呼伦贝尔草原等地也有较多的泥炭沼泽。泥炭一般为一层，厚度为0.3~2.0米不等，最厚者可达9.0米，如长白山地边缘的辉南县金川的泥炭田。

本区泥炭化作用最早出现在全新世早期，从敦化北宁甸子孢粉分析结果看，从9800年前已开始堆积泥炭。除辽南普兰店泥炭（约距今7500~9500年）外，其它多数泥炭的 C^{14} 测定结果是：大孤山泥炭为6660（±160）~7390（±190年），前洼屯泥炭为2750（±100）~2435（±100年），辽南古莲子层为1040（±210）~1000年，后者大致与三江平原泥炭时代相当，因此，主要泥炭形成期在全新世晚期和中期。

（二）北疆泥炭分布区

本区包括天山南、北麓和准噶尔盆地的边缘与山脉交接地带。区内地势较高，年平均温度多在6℃，大部分地区湿润系数大于0.5。泥炭沼泽主要分布在海拔500米以上。在天山、阿尔泰山的山间盆地、谷地、湖泊区和山麓洪积扇地带，有丰富的冰雪融化水补给，广泛地发育着近代泥炭沼泽，但由于冷湿程度不及东北，同时缺少大型凹陷，泥炭化强度弱于东北。本区泥炭资源集中分布在伊犁河、玛纳斯湖、玛纳斯河、奎屯河和乌鲁木齐河中上游地区以及兴都开河和博斯腾湖滨，布伦托海沿岸等地，在小尤尔都河漫滩和阶地上，泥炭分布亦较多，泥炭多为一层，厚度1~2米。

本区泥炭大多是低位沼泽的苔草-嵩草类草本泥炭，在天山山麓洪积扇地下水溢出带，多分布着芦苇沼泽，堆积了厚度不等的芦苇泥炭。本区泥炭形成时代以全新世晚期至现代为主。

（三）黄淮泥炭分布区

本区包括华北和长江中下游广大地区，区内太行山以东为广阔的平原，以西为高原和山地。在平原区，泥炭主要分布在湖滨洼地和古河道以及现代河流两岸的河漫滩洼地中。如河北白洋淀周围的阎台洼地、杨村洼地，淮河及长江之间的湖网地区：巢湖、高邮湖、白马湖、青伊湖、射阳湖、太湖、阳澄湖等湖滨洼地都分布着储量丰富的泥炭田。华北平原地区，泥炭一般1~2层，厚度几十公分至1~3米，向南至淮河、长江下游，厚度变薄，常见者不足1米，局部地方厚者（如江苏灌云县白蚬公社）可达3米以上。埋藏深度北部1~2米，深者达40余米；南部1~3米，深者达10米以上。泥炭一般分解度中等，部分植物残体可以辨认，多为低位沼泽的芦苇-香蒲泥炭，有时也见到泥炭中夹有粗大的腐木。在长江下游宽达5~20公里，长数百公里的河漫滩带内，泥炭广泛分布，层位稳定，储量丰富。

在山区，泥炭多分布在山间盆地、谷地、河流阶地内。在太行山东麓和燕山南麓的洪积前缘洼地，分布着丰富的泥炭，如燕山南麓自昌黎、迁安、遵化、顺义、昌平，向南至保定、石家庄和河南辉县都有较多的泥炭。在张家口、万全、张北、宣化至山西大同、阳高、忻县、临汾等地都分布着规模不等的泥炭田，泥炭层厚度0.4~3米，埋藏深度常见0.5~2米，多为草木本混合泥炭和芦苇泥炭。

在滨海地区的泻湖和海积平原内，分布着一般规模不大的泥炭田，如渤海和黄海沿岸的昌黎、乐亭、荣成、文登等地，都分布着埋藏泥炭。泥炭多为一层，厚度1~3米，同时

还有一些泻湖泥炭沼泽。。泥炭底部常有较厚的藻类腐泥,有些泻湖或海湾至今还处在半咸水、咸水环境,藻类腐泥仍在继续堆积。

本区平原地带河流纵横,湖泊密布,但现代沼泽并不发育。一方面是由于人类活动的影响,但气候亦不利于沼泽的普遍发育。这些埋藏泥炭都是历史上冷湿气候下的产物。第四纪最近一次亚冰期结束后,地球上气候普遍转暖,但冰期后至今的一万多年中,冷气候至少有过四次南移,太湖、长江一带曾出现封冻现象。这些埋藏泥炭的形成与冷气候南移具有密切关系。

本区泥炭的堆积时代,河北黄骅县钻孔资料分析表明:40~41米深处的一层泥炭 C^{14} 测定为32000年左右,系晚期更新世大理亚间冰期的产物;35~15米深处的泥炭 C^{14} 测定分别为10000~7500年和5000年左右,大约相当于全新世早~中期的产物;而通县徐新庄、尹各庄的埋藏泥炭 C^{14} 测定为 4950 ± 120 年,上部腐泥为2000~1000年。在江苏的冲积平原区,据浅钻资料分析,泥炭多赋存于全新统中段。据古文化层对比,泥炭分布与6000年古砂堤相一致。灌南县泥炭中发现了铜币。因此,平原和山前洼地的堆积时代主要为全新世中期。

(四) 江南泥炭分布区

本区包括秦岭大别山以南的所有地区,气候多属中亚热带湿润气候,仅南部一条带属暖亚热带气候。区内除江西、湖南、湖北等山区较凉爽以外,其它丘陵、平原区年平均气温高,虽然植物生长速度很快,但大部分植物残体都氧化分解,只有在湿度很大,积水终年保持稳定的环境下,才可能保留一部分植物残体,形成泥炭。区内大部分山区和平原多为埋藏泥炭,现代泥炭沼泽只零星分布在滨海地区和山区,一般在山间盆地,河流两岸和湖泊洼地常见有规模不大的泥炭田。值得提出的是云贵高原地区,由于气候潮湿多雨而且凉爽,有利于泥炭的堆积。在多数盆地(坝子)内都有泥炭分布。如云南滇池周围,在湖滨地带发育了大面积泥炭,部分地带仍为现代沼泽。泥炭多为一层,厚3~8米,仅昆明近郊青年农场一处,泥炭田面积可达16平方公里。在洱海海滨、姚安盆地、楚雄、丽江等地都有丰富的泥炭。滇西北高寒山区(海拔3000米以上)也有成片泥炭沼泽分布。在贵州威宁草海(面积约200平方公里),分布着丰富的泥炭,厚者可达10米左右。西部云、贵地区泥炭多为一层,厚度1~3米,局部厚达5米以上。在江西南昌西山、井冈山等古冰斗中(海拔900~1500米),有木本-藓类泥炭沼泽,局部泥炭厚达3米。在湖南雪峰山、武功山(海拔1000~1100米),发育着规模不大的草本泥炭沼泽。本区泥炭主要为莎草禾本科植物组成的低位沼泽泥炭,山区草木本混合泥炭增多,为松、杉和其它阔叶植物组成。在福建、广东等地,泥炭资源较多,在广西钦州和雷州半岛、海南岛沿海地区,还分布着海榄树、红树等植物形成的泥炭或腐泥。南部沿海地区,泥炭1~3层,厚度一般1~3米,最厚的如广东遂溪县珍珠湾可达30米以上,是我国目前所见最厚的泥炭。本区泥炭一般分解度很高,多呈土状。泥炭形成的时代,根据湛江地区与邻区地层对比可知,基本上是第四纪冰川后期的产物。在雷州半岛北部的中更新世北海组和早更新世湛江组之上,不整合堆积着巨厚的泥炭。如按亚洲北部和欧洲中纬度地区泥炭平均堆积速度1毫米/年计算,30多米厚的泥炭,可能是从三万年前开始堆积的。

(五) 青藏高原边缘泥炭分布区

本区主要包括邛崃山,大雪山、西倾山、祁连山和阿尔金山等山区和前缘丘陵和洼

地，多属青藏高原半湿润和半干旱气候。由于地势高，年平均气温多在 10°C 以下。在祁连山、阿尔金山地区有较多平坦山间盆地和谷地，广泛发育着现代泥炭沼泽。在祁连山山麓地下水溢出带有大片芦苇沼泽，堆积泥炭1~2米，局部地带受风沙侵袭而形成埋藏泥炭。泥炭以苔草-嵩草类植物为主。在青藏高原东缘的四川红原、若尔盖地区，分布着我国著名的泥炭沼泽，总面积30万公顷，储量达30亿立方米。这里年平均气温在 2°C 以下，雨日长达150天，降水量全年分布均匀，但幅射强度大，植物生长茂盛，是泥炭堆积作用强度较大的地区。泥炭层厚度普遍为2~3米，最厚可到8米以上，均属低位沼泽嵩草-苔草类泥炭。

此外，在山区的湖泊洼地、河流两岸也分布很多现代泥炭沼泽，如青海湖的湖滨区，倒淌河、布喀尔河上游，黄河源头星宿海、鄂陵湖湖滨和四川阿坝一带，低位泥炭沼泽都十分发育。在龙门山区及山前地带亦分布着点多面广的埋藏泥炭，一般1~2层，泥炭厚1~2米，厚者达5米左右。在藏北的那曲河，拉萨河中下游的河漫滩阶地和哈拉湖滨（海拔3,600~4,500米）也都有大片的现代泥炭沼泽分布，泥炭厚1~2米。以拉萨市而论，七个县已发现有泥炭分布，其中以当雄县为最多。该区泥炭形成时代较早，如四川灌县七条山二级阶地泥炭中，发现“牛化石”，经鉴定为 *Bubalia* sp. 属中-晚更新世。一级阶地泥炭中发现“开元通宝”，系唐玄宗时代货币，距今1264~1236年，时代较新，其它大多属全新世晚期至近代沉积。

综合以上所述，自第四纪以来，新构造运动和气候有明显的变化和旋回性。特别是新构造运动形式和速度的改变可引起自然地理的巨大的变化，往往导致海岸线的移动，堆积区和剥蚀区的分布的变迁和不同类型沉积物共生组合的变化。由于气候和地貌条件的影响，第四纪泥炭的分布具有一定的规律性。这也是今后值得深入探讨的一个重要课题。

第八章



中国煤变质的基本特征

第一节 煤变质带的分布

我国的聚煤期多，煤炭储量丰富，煤质多种多样，变质分带明显，各时代煤种的分布有如下特点：

一、晚古生代煤的变质分带

在华北以太行山中南段两侧、沁水盆地、豫中以及渭北的无烟煤和高变质烟煤带为中心，向四周煤变质程度逐步降低。东至冀东、鲁西，南至淮南、平顶山一带，北至晋北、内蒙南部，均出现低变质烟煤或中、低变质烟煤分布区。晋西到贺兰山则为中、高变质烟煤带。

西北的祁连山中部为高变质煤带，新疆准噶尔盆地北部的富蕴及布伦托海一带为中、高变质烟煤及无烟煤。青海则有玛沁果洛、杂多的石炭纪无烟煤和乌丽的晚二迭世无烟煤与高变质烟煤，这些狭长的变质带多呈北西向或近东西向展布；西北其它地区的晚古生代煤则以中变质和低变质烟煤为主。

华南早石炭世煤系发育的滇东、桂北、湘中、赣南以及早二迭世梁山组分布的鄂西和鄂东南均以高变质烟煤和无烟煤为主。华南二迭纪煤系则有三个高变质烟煤和无烟煤带，一是北起川南和滇东北，经黔西转向东南到桂西、桂中；二是西起川东北，向东经鄂西北到鄂东南转到皖南长江沿岸，整个高变质带呈舒缓的反“S”形；第三个煤的高变质带位于我国东南部，呈北东走向的无烟煤带，包括闽、粤、赣南和湘东南。围绕上述三个高变质带及其间则以中变质烟煤为主。西藏东部已知有类乌齐县的早石炭世无烟煤、昌都妥坝的晚二迭世高变质烟煤。

二、中生代煤的变质分带

中生代煤系大多发育在大大小小的盆地中。华北的早、中侏罗世煤系多以低变质烟煤为主，包括大青山石拐沟、鄂尔多斯盆地、山西大同、宁武盆地和河南义马等处；但北京近郊、山东坊子和宁夏汝箕沟却以无烟煤为主。东北为晚侏罗世-早白垩世煤系，西部煤的变质程度低，在札赉诺尔、大雁、伊敏、霍林河、元宝山等地均为褐煤；而大兴安岭东部的札赉特旗、白城子地区和札鲁特旗则为中、高变质烟煤和无烟煤分布区；辽宁阜新、北票一带为低、中变质烟煤；黑龙江的鹤岗、双鸭山、勃利、鸡西等煤田以低、中变质烟煤为主，也有高变质煤；吉林的营城、蛟河、辽源等煤田以低变质烟煤为主；东北东部的变质程度大都比西部高。

西北地区早、中侏罗世煤系广泛分布。在新疆境内，褐煤分布于准噶尔盆地北缘的和布克赛尔县、福海县一带；低变质烟煤分布在三个条带内：北带在准噶尔盆地南缘精河、乌鲁木齐一线，中带在塔里木盆地北缘轮台、吐鲁番、哈密一线，南带在塔里木盆地南缘

叶城、和田一线，三个条带均呈近东西向展布；中变质烟煤带则分布于天山内部的昭苏、新源、艾维尔沟一线，塔里木盆地北缘的温宿、拜城、库车一线以及帕米尔以北的乌恰等地；新疆东端的野马泉，低、中、高变质烟煤都有。在甘肃和青海境内，有三条北西向展布的低变质烟煤带：北带位于民勤到鼎新一线，中带位于肃北、门源、大通、窑街、阿干镇一线，南带在柴达木盆地边缘的冷湖、鱼卡、绿草山、大煤沟、诺木洪附近；中变质烟煤分布于青海的木里、兴海等地；高变质烟煤较少，仅分布在青海江仓、热水一带；青海大柴旦、昆仑山口附近及甘肃九条岭等地产无烟煤。

西藏、云南中生代煤的变质程度较高。西藏安多县土门格拉晚三迭世煤系为中到高变质烟煤，昌都晚三迭世煤系以中变质烟煤为主，拉萨一带早白垩世煤系产无烟煤，日喀则和昂仁一带晚白垩世煤系产中变质烟煤。滇中晚三迭世煤系在祥云、宾川一带产无烟煤，向北在永胜为低变质烟煤，向东在禄丰一平浪则为中变质烟煤。

四川盆地晚三迭世煤系发育，川东华蓥山和永荣一带以低变质烟煤为主，到川南叙永一带为中变质烟煤，川北广旺一带则低、中、高变质煤都有；川西渡口、会理等地以中变质烟煤为主。鄂西当阳、秭归、利川等地及鄂东南的中生代煤以低、中变质烟煤为主，也有高变质煤。

湘、赣两省大多数地区晚三迭世-早侏罗世煤以低、中变质烟煤为主，少数地区，如湖南的澄潭江、衡阳舟市、江西萍乡青山等为无烟煤。

广东晚三迭世红卫坑组，在粤北罗家渡、南岭矿区以低、中变质烟煤为主，曲仁、高要、广花等煤田以高、中变质烟煤为主，而英翁煤田、台开恩煤田为无烟煤。

福建是我国中生代高变质无烟煤广泛分布的地区，如邵武、建瓯、尤溪、大田等地均已达到超无烟煤阶段 ($V^I < 2 \sim 3\%$, $R_{\max}^I > 7 \sim 8\%$)，仅少数地区，如漳平、泰宁等地还赋存有高变质烟煤。

三、第三纪煤的变质特点

早第三纪煤系主要发育在东北地区，舒兰、珲春、梅河等地为褐煤，而抚顺、依兰则产低变质烟煤；华北地区早第三纪煤有山东黄县、昌乐，河北磁县、张北，山西繁峙和河南嵩县等处，均产褐煤；华南的早第三纪煤不发育，仅知广西邕宁、百色有早第三纪褐煤。晚第三纪煤系在云南和台湾发育较好，滇西的保山、洱源、巍山、碧江，滇东北的大关、彝良、昭通、会泽、鲁甸以及滇东南的小龙潭都产褐煤，而滇西剑川双河煤矿的中新世煤以气煤为主；广西的钦州及广东儋县长坡等地晚第三纪产褐煤，而台湾晚第三纪则产褐煤和低变质烟煤，西藏南木林县附近也有第三纪的褐煤和长焰煤。就目前所知，我国第三纪产烟煤的有早第三纪抚顺、依兰和晚第三纪剑川、南木林、台湾等地，其成因值得注意。

中国煤变质总的规律，从时代上看，晚古生代以中、高变质煤占较大比例，尚未发现褐煤；中生代虽有褐煤，但以低、中变质烟煤为主，并有高变质烟煤以至无烟煤；第三纪不仅有褐煤，而且也有低变质烟煤。从地区上看，大致在北纬 38° 以北，包括东北地区和西北大部分地区，总的是以褐煤和低、中变质烟煤为主，北纬 38° 以南的华北地区产各种变质程度的烟煤和无烟煤；西南主要是中、高变质烟煤赋存的地区，而东南则以高变质烟煤和无烟煤占优势。

第二节 煤变质成因

在我国广大地域内，深成变质普遍存在，具有重要的意义。但是大多数地区的煤系及其上覆岩系厚度都不大，却出现不少变质程度较高的煤，对其成因需要深入探讨。

接触变质和动力变质的影响范围都很小。如淮北石合早二迭世煤层中有厚0.29米的斜长斑岩岩脉，紧靠岩脉上下的煤大部变质为天然焦，但是离岩脉一米以外的煤已与未受接触变质影响的煤具有相同的挥发分（表8-1）。在云南剑川双河煤矿，正长斑岩侵入中新世煤层（图8-1），煤层与岩墙接触处，挥发分、胶质层厚度和镜质组反射率都发生急剧的变化，但是在几十米之外，煤质指标就恢复了正常状态。

表 8-1

采 样 点 位 置	V ^r , %	煤 种
紧邻斜长斑岩岩脉上面	5.05	天然焦
紧邻斜长斑岩岩脉下面	4.29	天然焦
斜长斑岩以下0.3米处	17.26	煤+焦
斜长斑岩以下0.5米处	25.38	烟 煤
斜长斑岩以下1米处	34.25	烟 煤

（据王金成：《煤的X-射线初步研究》，1978）

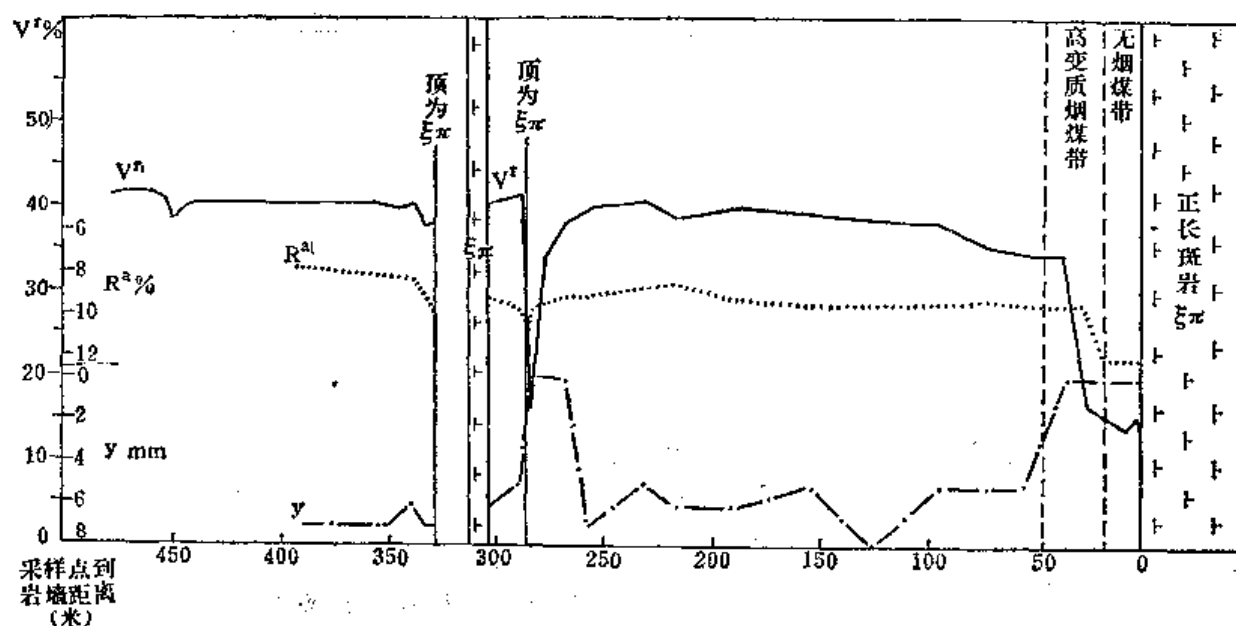
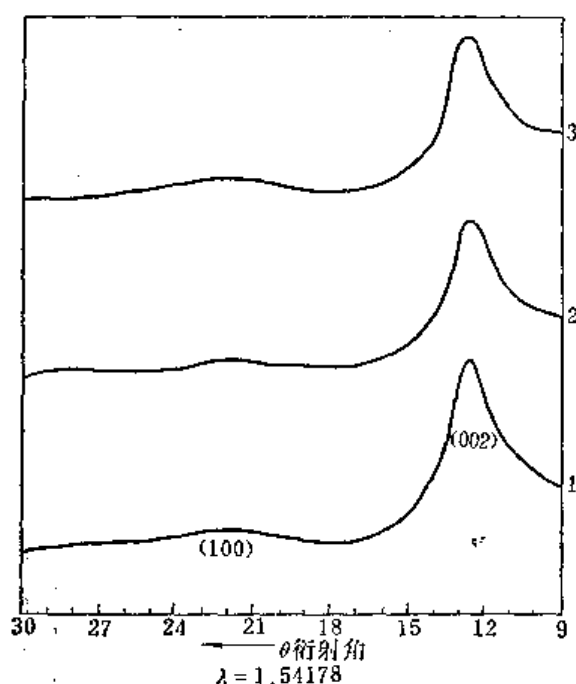


图 8-1 剑川双河煤矿某平巷内煤质受岩墙影响示意图

根据对湖南马田矿区断层附近二迭纪煤样的X-射线分析，在动力变质带内，距断层面愈近，煤的芳香核愈大，变质程度愈高（表8-2，图8-2）。表中三煤煤样1和2受同一压性断层F₁₀的影响，一煤煤样3和4受同一压性断层F₁₃的影响；这些煤样的X-射线分析表明，断层面上和靠近断层面的煤芳香核比远离断层面的要大一些，但同时也看得出这种芳香核大小之差并不显著。显然动力能引起煤的变质，但是变化并不明显，影响范围很有限。由此可见，不论是接触变质，还是动力变质都不是我国广大地区煤变质程度偏高的原因。

表 8-2 煤芳香核大小与断层的关系(据《煤的X射线初步研究》略加修改)

煤样号	煤 层	煤 种	断 裂 性 质	取 样 位 置	$L_c, \text{\AA}$
1	三煤	无烟煤	F_{10} 压性断层	在断层面上	25.35
2	三煤	无烟煤	F_{10} 压性断层	距断层面9米	21.47
3	一煤	无烟煤	F_{10} 压性断层	距断层面9米	22.79
4	一煤	无烟煤	F_{10} 压性断层	距断层面25米	21.23

图 8-2 几种无烟煤X-射线衍射曲线
(100)表示 L_a , (002)表示 L_c

一、深成变质具有普遍意义

(一) 时间因素的重要性

煤层形成后,在长期沉降过程中,受到地温不断增高的影响,产生深成变质。在一定地热场下,经受深成变质作用时间的长短,对于变质程度的深浅,具有重要影响。

四川盆地晚二迭世龙潭组含煤建造形成后,在整个中生代持续沉降,使煤产生深成变质。如重庆附近的晚二迭世煤层,到侏罗纪末期,其沉降深度曾达4650米。根据该地区现代地温梯度为每百米 2.25°C 推算,晚二迭世煤在三迭纪末期经受的古地温约为 70°C ,侏罗纪末期起经受古地温曾达 120°C 左右,并一直保持到燕山运动晚期,达三千万年之久,使煤变质到焦煤阶段。燕山运动晚期,华蓥山基底断裂带以东地区不断褶皱上隆,深成变质

作用逐渐停止;而在华蓥山基底断裂带以西的地区上升幅度较小,深成变质作用继续进行,如武胜一带,晚二迭世煤系现仍埋藏在4200米深处(现代地温 136°C)。考虑到已上隆剥蚀的部分地层,估计侏罗纪末期,晚二迭世煤层最大沉降深度曾达5140米,古地温达 155°C (现代地温梯度为每百米 2.58°C),而且从白垩纪以来,在长达一亿四千万年的时期中,一直处在 $155\sim 136^{\circ}\text{C}$ 的较高温度下,足可以使煤的变质进一步加深,成为无烟煤($V^{\text{max}} 6.35\sim 5.30\%$, $R^{\text{max}} 3.61\sim 3.88\%$)。由此可见,由于华蓥山基底断裂带东西两侧的晚二迭世煤所经受深成变质作用的温度高低和时间长短不同,因而造成煤变质程度的高低差异。

(二) 中国煤深成变质作用的特点

煤的深成变质作用在我国各地区都是普遍存在的。有些地区虽然不同程度地迭加了区域岩浆热变质的作用,但是仍然可以看出煤系形成时及以后沉降幅度不同对煤变质带分布的重大影响。

东北晚侏罗世-早白垩世的煤具有西部变质程度低,东部变质较高的特点。西部的扎赉诺尔、伊敏、霍林河等煤田,煤系厚1000~1400米,没有上覆的白垩系盖层。若以地温梯度 $2.5^{\circ}\text{C}/100\text{米}$ 计算,推断古地温一般不超过 50°C ,所以只能形成褐煤(R^{max} 为 $0.3\sim 0.5\%$);而东部的鹤岗、勃利、鸡西等煤田,煤系厚1500~2300米,连同上覆的白垩系

盖层总厚达3000~4000米,推断古地温可达90~120℃,足以形成气煤阶段的煤($R_{a,1} > 0.8\%$)。在此基础上,鹤岗、勃利、鸡西等煤田由于燕山期岩浆热液活动的影响,形成了气煤到无烟煤的不同变质程度煤的带状分布。

华北晚古生代的煤种很多,受区域岩浆热变质的影响大,不过深成变质作用仍很明显。在低变质烟煤分布区,上覆岩系厚度比较小,而且除个别地点外,常缺失三迭系盖层。如大同煤田煤系及盖层厚度仅700米左右,鲁中和鲁西煤田约为1000米(未计晚侏罗世盖层),徐州、淮北和淮南煤田不超过1500米,邯邢煤田为1800~2300米。推测这些地区的古地温一般不超过80℃,受深成变质作用形成的煤以气煤为主。而在以中、高变质煤为主的地区,煤系及上覆岩系厚度较大,大多有较厚的三迭系盖层,如山西沁水煤田为3000~3500米,宁夏韦州煤田为4500米,河南济源一带可达5000米左右。显然沉降幅度不同,对煤的变质是有影响的。

云南中部祥云、双柏、禄丰一带是中生代持续沉降的大型拗陷,晚三迭世煤系发育。祥云矿区位于拗陷西部的沉降中心,煤系厚1300~2300米,上覆侏罗系厚5600米,下白垩统和上白垩统均厚达2000米,因此整个煤系和上覆岩系总厚度可达12000米。禄丰—平浪矿区位于拗陷东部,煤系厚度仍达2000米,但侏罗纪、白垩纪的沉降幅度小,煤系及盖层总厚约6600米。若以平均地温梯度2℃/100米计算,祥云矿区煤层受到的古地温应曾达到240℃~250℃左右,因此煤的变质程度高,为无烟煤,而平浪地区古地温曾达130℃左右,为肥煤。

四川盆地晚二迭世煤系的上覆中生代盖层相当厚,如重庆附近煤系及盖层总厚达4650米,煤变质成焦煤阶段;而位于龙门山一带的绵竹,由于印支运动使龙门山整体隆起,盖层较薄,煤系及盖层仅1200米左右,因而煤的变质程度亦低,属气煤、气肥煤阶段。

新疆早、中侏罗世煤系,在准噶尔盆地西缘克拉玛依一带厚度小于1000米,产褐煤;而盆地南缘乌鲁木齐一带厚达2000~2500米,则为低变质烟煤。甘肃河西走廊煤田晚石炭世煤系厚度在200米左右,连同上覆的二迭系盖层总厚不超过1000米,以低、中变质烟煤为主;而祁连山一带晚石炭世煤系厚200~1000米,上覆有二迭系、三迭系盖层,总厚在4500米左右,以高变质烟煤为主。

由此可见,我国各地区都显示出沉降幅度大小对煤的深成变质的影响,在一些大型聚煤拗陷中更为明显。对于晚古生代煤田来说,盖层厚度所反映的沉降幅度,特别是中生代沉降幅度大小,对变质带分布的影响尤为重要。

多纪煤田中,时代较老的煤变质较深,而时代较新的煤变质较浅。如内蒙大青山石拐沟一带,早白垩世煤为褐煤,早、中侏罗世以气煤为主,而晚石炭世煤都达到了中变质或更高的程度。不少地区煤的变质程度虽然迭加了区域岩浆热变质的影响,但是由新到老,煤的变质程度逐步加深的趋势仍很明显。如西藏昌都附近,晚三迭世以中变质烟煤为主,晚二迭世以高变质烟煤为主,而早石炭世为无烟煤。

我国煤系厚度较小,多为几百米,尽管如此,在煤系垂直剖面上,仍可看出上部煤层的变质较低,而下部煤层的变质较高。如河南平顶山煤田香山寺井田上石盒子组煤层 V' 为34~36%,属气煤;山西组煤层 V' 为33~36%,属肥气煤;而太原组煤层 V' 为33~35%,属肥煤,挥发分梯度每百米0.68%。西藏安多县土门格拉矿区晚三迭世煤系厚达2300余米,上部48煤层 V' 为29.67%,属肥焦煤;下部11煤层 V' 为12.56%,属贫煤,挥发分梯

度为1.34%。黑龙江扎赉诺尔煤田晚侏罗世~早白垩世煤系,上部I₂煤层V₁为48.84%,为褐煤;下部IV₂煤层V₂为43.45%,具弱粘结性,接近长焰煤,挥发分梯度为1.35%。

可见,深成变质作用所引起的煤种垂向分带现象也是明显的,在以深成变质为主的地区,一般挥发分梯度都不大。

由于中生代岩浆侵入比较广泛,因此在上述地区中有几处的煤,除经受深成变质外,还有区域岩浆热变质的迭加作用,如东北的鹤岗、勃利和鸡西煤田,山西沁水,河南济源,宁夏韦州,内蒙大青山石拐沟以及西藏的土门格拉。

总之,在正常地热场下,我国各时代煤系由于沉降幅度和受热时间长短不同,在深成变质作用下,形成了不同变质程度的煤。一般情况下,第三纪煤系沉降幅度不超过1000米,形成不同煤化程度的褐煤(如云南小龙潭、广西百色、山东黄县等)。侏罗纪煤系,厚度在1000~1500米范围内,可形成褐煤(如内蒙扎赉诺尔等),煤系厚度在2000~2500米左右的,可形成低变质烟煤(如新疆乌鲁木齐、内蒙大青山等)。华北的晚古生代煤系和华南的二迭纪煤系,沉降幅度小于2000~2500米时,一般形成气煤,也有肥煤(如河北开滦、山东兖州、安徽淮南、内蒙桌子山等);沉降幅度达3000~3500米时,有可能形成肥煤(如山西沁水煤田);当沉降幅度达4000~5000米时,由于各地地热均不同,可能出现不同变质程度的煤,如黔西为气煤-肥煤,宁夏韦州、四川重庆、河南济源下冶寺等地为肥煤-瘦煤。广西河池中泥盆世煤系沉降幅度超过6000米,经受变质时间长达一亿六千万年以上,已达超无烟煤阶段。

二、区域岩浆热变质

从前述中国煤变质分带的情况看,不仅接触变质和动力变质不是中国大部分中、高变质形成的主要原因,就是正常地温下普遍起作用的深成变质也不是大多数煤田中、高变质形成的主要原因。另一方面,在华北平原经钻探揭露或物探资料推断地下有岩浆侵入体存在的地区,浅部地温一般也比较高,如鲁西金岭、莱芜、沂南等金属矿区,在侵入体及其附近地下300米深处的地温,一般高出邻区3~5℃;莱芜的地温等值线完全和地下400~800米处的燕山期闪长岩所形成的背斜轮廓一致,而且背斜轴部的地温值较高。淄博、枣庄、坊子等煤矿的高温地段也往往和岩浆的侵入活动有联系。而在这几个地区,距侵入体较近的煤都增高了变质程度。显然,上述这些地区的中、高变质烟煤和无烟煤是由于深成变质形成的低变质烟煤,又经区域岩浆热变质而成。

(一) 区域岩浆热变质的类型

区域岩浆热变质作用是由于聚煤拗陷范围内有强烈的岩浆活动,岩浆中所含放射性元素的蜕变热、岩浆余热、液热等的作用,使地区地温增高,形成地热异常带,从而引起煤的变质,一般,煤层并不与岩浆直接接触。区域岩浆热变质是促成中国大部分中、高变质烟煤和无烟煤的主要变质作用,它使在深成变质基础上形成的低变质烟煤或褐煤进一步加深其变质程度。主要根据岩浆侵入和热液活动的方式,可将区域岩浆热变质初步划分为四种类型。

1. 中深成或中浅成岩浆热变质

是区域岩浆热变质各类型中分布最广的一种。由于岩体距煤系较远,岩浆热对煤层的影响温度并不甚高,但持续时间较长,多形成具粘结性的中变质烟煤,也可形成一定范围的高变质煤。下面以湘中涟邵煤田晚二迭世龙潭组煤和邯邢煤田石炭二迭纪煤的变质为例。

湘中涟邵煤田晚二迭世龙潭组煤种较多, 从气煤到无烟煤都有, 带状分布明显, 煤系厚度一般为200~300米, 不超过500米, 连同上覆的中、下三迭统盖层的厚度也仅1000~2000米。如果在正常的古地热场下, 古地温应不超过65~80℃, 而且煤变质程度的增高与煤系及其上覆岩系厚度增大的关系不明显。显然, 煤种的分带与比较强烈而频繁的中生代岩浆活动有密切关系。

煤田四周都有中生代花岗岩侵入体分布(图8-3), 东部有浏山、歇马、紫云山、关帝庙等岩体; 南部有清水塘、四明山以及新宁以东的隐伏岩体; 煤田西侧有瓦屋塘、崇阳坪、中华山岩体以及西南方苗儿山、越城岭复式岩体中的中生代岩体, 而在煤田中部北纬27°30′附近, 又有白马山、望云山、天龙山岩体和隐伏的龙山岩体作东西向分布, 将煤田大致分为南北两部分。所有侵入岩体的总面积近4000平方公里, 而且不少岩体具有多期侵入的特点。因此中生代巨大的岩浆热对晚二迭世煤的变质产生了重要的影响, 使其在深成变质的基础上形成了变质带的环带状分布。

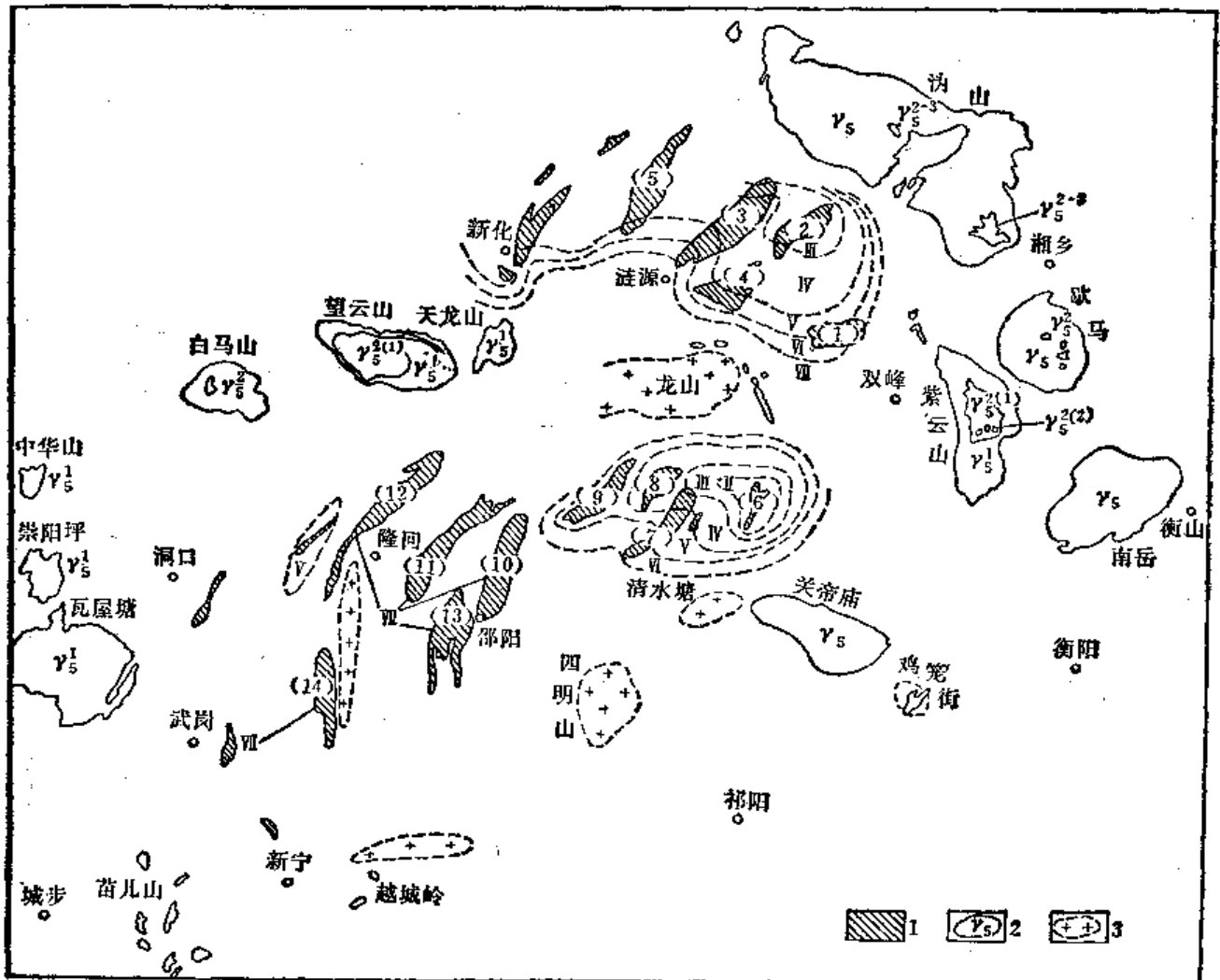


图 8-3 湘中涟邵煤田晚二迭世煤变质带及中生代侵入岩体分布图

1—赋煤向斜: (1) 洪山殿; (2) 恩口; (3) 桥头河; (4) 斗笠山; (5) 晏家铺; (6) 保和堂; (7) 两市塘; (8) 牛马司; (9) 矩阳桥; (10) 枫江溪; (11) 箍脚底; (12) 滩头; (13) 三比田; (14) 邓家铺; 2—花岗岩体: γ_5^{2-3} 燕山期花岗岩, γ_5^2 燕山早期花岗岩, $\gamma_5^{2(2)}$ 燕山早期(第二次)花岗岩, $\gamma_5^{2(1)}$ 燕山早期(第一次)花岗岩, γ_5^1 印支期花岗岩; γ_s 中生代花岗岩; 3—隐伏侵入岩体: I~VII—变质带名称

例如,在湘中煤田北部的桥头河、恩口~斗笠山、洪山殿等矿区,都具有距侵入岩体越近,煤的变质程度越高,煤种呈环带状分布的特点。恩口晚二迭世煤的 $R_{\max}$ 为0.96%, V' 为30%,属Ⅲ变质阶段;向南到斗笠山北部 $R_{\max}$ 为1.42%, V' 为20~24%,属Ⅳ变质阶段;斗笠山南部 $R_{\max}$ 增至1.70%, V' 为16%左右,属Ⅴ变质阶段;到东南侧离紫云山岩体、龙山隐伏岩体都较近的洪山殿 $R_{\max}$ 已达2.12%, V' 为13%左右,属Ⅵ变质阶段。湘中煤田南部的保和堂、两市塘、牛马司和短腰桥等矿区也有类似情况。晚二迭世的中、高变质烟煤带较窄,而无烟煤带较宽。

湘中煤田早石炭世测水段及其上覆岩系厚度在3000米左右,已普遍变成无烟煤。从早石炭世煤的 V' 值的变化,也可以看出区域岩浆热变质的影响。如距天龙山岩体仅几百米的新邵十字路煤矿, V' 为3~4%,属高变质无烟煤;向北东方向,离侵入体稍远的资江、毛易、金竹山等矿区的 V' 为4~6%;再远些,芦毛江、渣渡等矿区的 V' 为6~9%。

由此看来,湘中晚古生代煤形成后,直到早、中三迭世,在不断沉降过程中,在正常的古地热场下,普遍经受了深成变质作用,其中晚二迭世煤达到了气煤阶段。大约在二亿年前,印支运动活跃,花岗岩岩浆广泛侵入,地区褶皱上隆,在此后的一亿年中,印支期和燕山期岩浆和热液的活动都比较频繁,使该地区长期处在较高的古地热场中。在煤田不同部位,由于距侵入体的远近不同,侵入体的大小、形状、侵入次数和深度不同以及岩浆成分不同等原因,古地温有明显的差异,导致煤变质带的形成。

邯邢煤田是中浅成岩浆活动发育,煤的区域岩浆热变质表现明显的实例。该地区晚古生代煤从气煤到无烟煤都有,煤种呈近东西向的带状分布。煤田范围内煤系厚200余米,煤系及上覆的二迭系及下三迭统盖层厚度不超过2300米,且变化很小。按地温梯度每百米 2.5°C 计算,古地温约为 $70\sim 80^{\circ}\text{C}$,深成变质仅能使煤达到气煤阶段,而其它煤种的带状分布与燕山期岩浆热液活动有关(图8-4)。

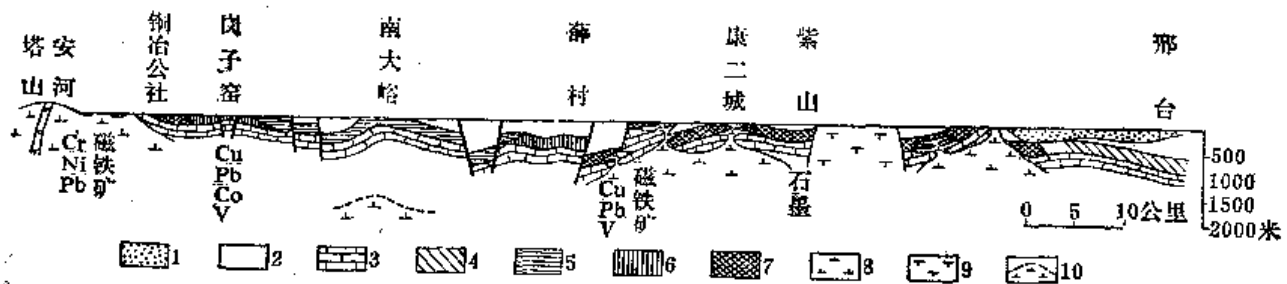


图 8-4 太行山东麓邯邢煤田煤变质带和岩浆岩分布示意剖面图

- 1—新生界; 2—二迭系($P_1^2-P_2^2$); 3—中、下奥陶统; 4—低变质烟煤带; 5—中变质烟煤带;
6—高变质烟煤带; 7—无烟煤带; 8—闪长岩类; 9—正长岩类; 10—隐伏侵入岩体

邯邢煤田位于新华夏第三隆起带东缘与第二沉降带交界处,北北东向深断裂发育,也有近东西向基底断裂,它们是岩浆上升的主要通道。北部的符山、武安、綦村、紫山一带和南缘的安阳、林县一带是北北东向深断裂和近东西向基底断裂的交会处,更是燕山期岩浆多次侵入的场所。

侵入岩体多呈复杂的似层状,厚几百米,大多与煤系下伏的中奥陶统灰岩接触,并形成砂卡岩型磁铁矿床(成矿温度 $395\sim 466^{\circ}\text{C}$)。在少数地区,岩浆也侵入煤系及上覆岩系,并形成接触变质的石墨矿(紫山)和绢云母瓷土矿(章村)。岩浆热液活动也使一些砂岩重结晶并硅化成为石英岩,在页岩中形成了镜铁矿,在煤层中形成了 β 石英脉。

由于燕山期早、中、晚期都有岩浆热液活动（侵入岩体的同位素年龄为1.71~0.64亿年），大大地提高了邯邢煤田的古地温。其北部岩浆侵入范围较大，仅岩体出露面积即达300余平方公里，所以相邻的沙河、武安康二城等地形成的无烟煤带宽达几十公里，这一带的煤系及上覆石千峰地层发生不同程度的变质；由武安一带向南，随着与侵入体的距离越来越远，岩浆热的影响越来越小，煤的变质程度逐渐降低，先后出现高变质烟煤带和中变质烟煤带；到煤田南端安阳、林县一带，亦有闪长岩类岩浆侵入，形成了煤田南部的高变质烟煤和无烟煤带。整个煤田呈现中部变质较低，而南、北变质高的带状分布。煤田中部南大峪一带中变质烟煤区，有一片磁力正异常，据分析在地下1600米深处可能有隐伏的侵入岩体。

邯邢煤田由于区域地热场迭加了岩浆热的影响，所以出现煤的挥发分梯度普遍比深成变质煤要高的现象，如中变质烟煤区每百米为3.55~5.95%，高变质烟煤区为3.25~3.80%，贫煤-无烟煤区为2.05~3.32%。

2. 隐伏岩体热液变质

埋藏较深的隐伏岩体岩浆热的影响范围较广，而沿裂隙活动的热液作用使煤层经受较高的地温影响，故多在一定范围内形成高变质煤。这一类型可以贺兰山煤田汝箕沟矿区为例。

汝箕沟位于贺兰山中部，为一开阔向斜，煤系为早、中侏罗世汝箕沟组，最厚达250米，上覆中、上侏罗统本葫芦沟组和缺台沟组在立新井田还保存有千余米，沉降中心可能在大岭井田的南端（图8-5）。以大岭井田无烟煤（ V' 为5%）为中心，向北、向西和西南方向煤的 V' 值逐步增高，但仍为高变质煤，显示出煤质分带现象。贺兰山是在燕山运动中褶皱隆起的，贺兰山地区岩浆活动似相对较弱，但在汝箕沟的侏罗纪煤系中和下伏延长群中有大量的热液石英脉。石英脉分布的规律是按地层顺序由上往下增多，从空间分布来看则是南部较北部多。石英脉含有大量的自生石英包体，与石英脉接触的围岩界面上硬度加大，重结晶作用加强，并有轻微交代现象。据物探资料，在汝箕沟矿区大风沟西侧和南侧有三处磁异常，显示深处有岩浆侵入体的存在。同时紧靠在贺兰山南部苏峪口逆断层的石英脉中，含有燕山期中、低温热液裂隙充填矿床，应与汝箕沟的石英脉为同时期产物。

在贺兰山南端的早、中侏罗世煤产地炭井沟，煤系及其上覆岩系较薄，煤还处于长焰煤阶段，而汝箕沟煤则不仅因为当初沉降幅度较大，深成变质达到的程度较炭井沟为高，而且主要由于地下较深处的侵入岩体及其伴随的热液作用促使其达到了高变质阶段。

属于这种类型的区域岩浆热变质地区，还有湖南浏阳澄潭江和江西萍乡紫家冲、三湾等地。这一带晚三迭世安源组的下伏岩系中热液石英脉也很发育，煤已变质到无烟煤阶段。

3. 中浅成和浅成岩浆热变质

由于在不同深度上均有岩浆侵入，以至侵入煤系，致使煤层经受的温度较高，但盖层薄，断裂发育，封闭条件差，一般多形成以高变质煤为主的复杂变质分带及天然焦。此种类型可以鲁西、徐州和淮北煤田煤的变质规律为例。

鲁西、徐州和淮北石炭二迭纪煤系及上覆二迭系总厚度一般都不超过1000~1500米，山东较薄而徐州、淮北稍厚。深成变质作用使二迭纪煤普遍达到气煤阶段，太原组煤达气煤到肥煤阶段。燕山运动使本区形成宽缓的褶皱，断裂发育，并有岩浆侵入。

鲁西地区张扭性弧形断裂带发育。其北部沿兰考-聊城弧形深断裂带，燕山期岩浆多次侵入。济南辉长岩体侵入较早，同位素年龄为1.64亿年，金岭镇闪长岩体形成于1.10~1.28

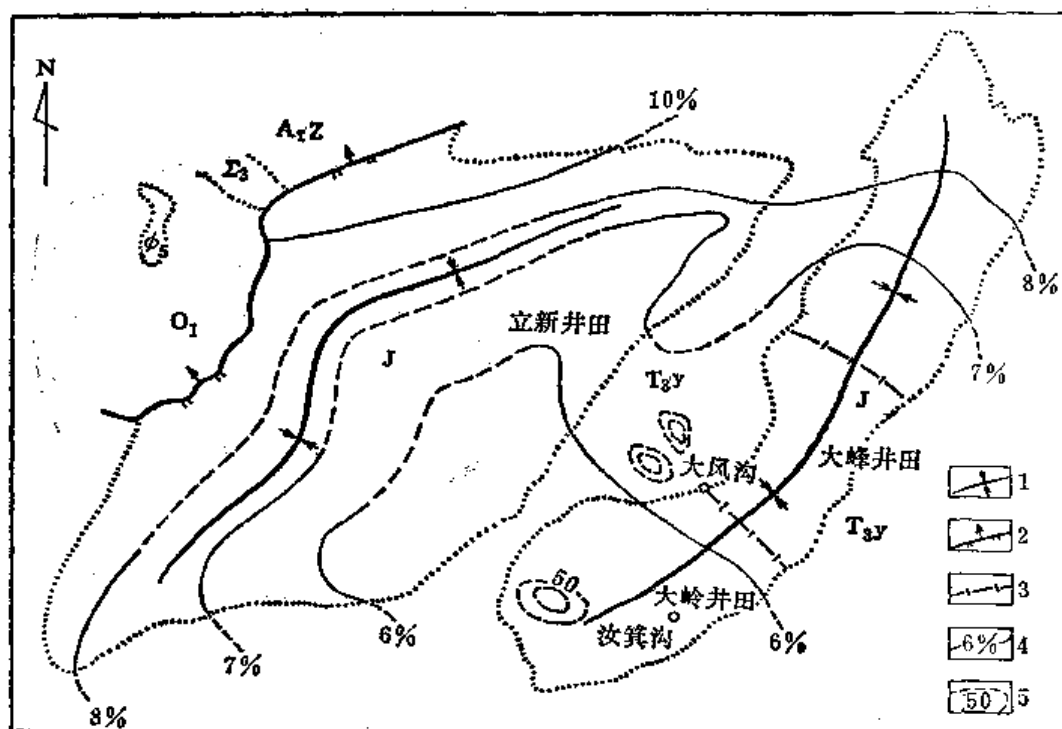


图 8-5 宁夏汝箕沟煤变质分带示意图

1—向斜；2—逆断层；3—井田边界；4—V'等值线；5—磁异常等值线

亿年前，据物探资料，位于两者之间的普集辉长岩体可能向北延伸，并与西侧岩体联成一个隐伏的马蹄形岩体，面积达600~700平方公里（图8-6）。大规模岩浆侵入不仅形成了砂卡岩型磁铁矿床，并形成了高的古地热异常，使晚古生代煤在区域岩浆热变质和接触变质的影响下，由气煤变成高变质煤。

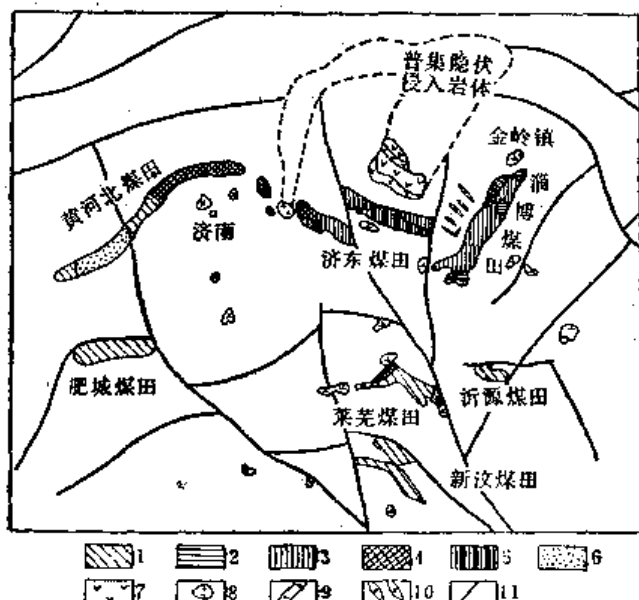


图 8-6 鲁西北部、中部石炭二迭纪煤变质分带示意图

1—气煤肥煤带；2—焦煤带；3—高变质烟煤带；4—无烟煤带；5—天然焦；6—混合煤种；7—下白垩统火山岩系；8—闪长岩，闪长玢岩；9—二长岩；10—辉长岩，辉石闪长岩；11—断层

如济东煤田由于受到巨大的普集岩体和西南侧闪长岩体的影响，东西两端成为高变质的贫煤和无烟煤带，仅煤田中部保存部分焦煤和瘦煤；煤田内北北东向和近南北向断裂发育，中性和酸性岩浆呈岩床侵入煤层，形成大量天然焦。淄博煤田周围岩浆活动也较强烈，煤田西侧沿北西向断裂有辉石闪长岩分布，煤系中又有辉绿岩、粗粒玄武岩呈岩床状侵入，煤的变质程度也较高，变质带以高变质烟煤为主，也有无烟煤和天然焦，仅在离侵入岩体较远的洪山、黑山等矿有中变质烟煤存在。

莱芜煤田东西两端有闪长岩侵入（1.40~1.01亿年），规模较小，因而相邻的无烟煤带和中、高变质烟煤带较窄。陶枣煤田边缘有花岗斑岩侵入，煤的变质程度从西向东略有增高，陶庄矿岩床侵入煤

层较厉害，有天然焦。

淮北煤田，在临涣集-宿县北部有一北西西向隐伏侵入岩体带，受岩浆热的影响，其南侧的临涣矿区和北侧的濉肖矿区，邻近隐伏侵入岩体带出现无烟煤带，离岩体渐远，依次出现高、中变质烟煤带和低变质烟煤带。濉肖矿区由于中部和东南侧还有花岗斑岩、闪长岩侵入（1.40~1.20亿年），又有岩床、岩墙侵入煤层，所以变质带内有多煤种分布，并有天然焦赋存。

本区在没有岩浆侵入或岩浆活动轻微的地区，如新汶、肥城、兖州、滕县和贾汪等地，煤的变质程度仍保存在深成变质所形成的气煤或气煤-肥煤阶段。不过，在不同煤田之间，由于岩浆活动的差异，仍可看出煤变质程度的区别。例如兖州煤田没有发现岩浆活动，山西组和太原组都是气煤；而新汶煤田南侧有闪长岩体出露，山西组为气煤，而太原组已变质成肥煤。

总之，燕山中、晚期岩浆侵入活动不仅使本区产生了广泛的区域岩浆热变质作用，而且由于盖层薄、断裂发育，浅成岩也相当发育，岩浆侵入时，封闭条件较差，所以接触变质亦多处显示，形成了不少天然焦。

4. 浅成岩浆、热液变质作用

由于岩浆侵入和热液活动，大大提高了局部地区的地热场温度，使煤的变质程度显著增高，甚至在短距离内发生突变。这种类型以贵州西部较为典型。

黔西是晚二迭世煤的多煤种分布区，煤系及上覆三迭系-侏罗系盖层厚度一般在2000~4000米之间，也有超过4000米的。推测在正常地热场下，古地温可达100~120℃，受深成变质作用形成了气煤-肥煤。黔西地区除气煤、肥煤外，还赋存着大量焦煤及高变质煤。

黔西有多处海西晚期和燕山期基性岩浆呈浅成岩侵入，同位素年龄分别为2.35亿年和1.155~1.58亿年，规模虽不大，但分布却比较普遍；同时沿北西向构造带及其与东西向、南北向或扭动构造复合处，常有中、低温热液矿床分布。凡有侵入岩体、热液矿床以及温泉、热泉分布的地方，一般煤的变质程度都比较高，达焦煤以上，可见岩浆和热液活动提高了局部地区的地热场，使煤的变质程度增高。

此外，黔西有几个矿区都有煤变质的突变现象。如中营向斜兰田井田，同一煤层在几百米范围内即由气煤变成焦煤、瘦煤，在同一钻孔中出现煤系中部煤层的变质程度比上部、下部煤层都高的现象。格目底向斜马场井田北段煤系上、下部各煤层均为焦煤，挥发分梯度为每百米1.48%，但是在张性断裂发育的相邻地段，上部煤层亦为焦煤，而下部煤层却变为贫煤，挥发分梯度增为每百米2.56%。盘关向斜的中变质煤带中，出现了佳竹箐井田环带状分布的高变质煤。这些显然是受到岩浆热液不均匀活动的影响而产生的，很可能有接触变质存在，可作为黔西地区存在区域岩浆热变质的佐证。

桂西晚二迭世煤的变质现象与黔西有类似之处。巴马、田林、西林一带，燕山期的岩浆热液活动形成了一系列中、低温热液矿床，多处有浅成的基性和酸性岩浆侵入（同位素年龄0.91~1.01亿年），从而提高了地热场温度，出现了大面积的无烟煤带。

（二）区域岩浆热变质的特点

区域岩浆热变质具有以下几方面的特点：

1. 煤的物理性质和化学工艺性质：不同类型的区域岩浆热变质煤的工艺性质有所不同。中深成或中浅成岩浆热变质，由于岩体距离煤系较远，煤层经受岩浆热的温度相对不

那么高而持续的时间较长,有利于煤中高分子化合物进行化学反应,有利于形成良好的粘结性,封闭条件好就更有利于粘结性的形成,往往产生一定宽度的肥煤带。中浅成和浅成岩浆热变质由于侵入岩体距煤层较近,有时并侵入煤层。显然煤层曾处于一种在短时间内急剧遭受高温的状态,况且煤系上覆岩系较薄,煤田中断裂发育,封闭条件差,为煤受热后挥发物逸出提供方便。这些都不利于煤中高分子化合物进行正常的化学反应,因而不易形成良好的粘结性。当岩浆直接侵入煤层,易于产生天然焦。

经受强烈区域岩浆热变质的煤,常达到高变质无烟煤(包括超无烟煤)阶段,挥发分和氢含量很低、氢/碳原子比小,而反射率很高, $R_{\text{max}}^0 > 6 \sim 8\%$ (表8-3),芳香核 L_a 值显著增大。

2. 煤的挥发分梯度较高:与深成变质相比,区域岩浆热变质形成的煤的挥发分梯度较高。如鸡西煤田滴道、东海和穆棱等矿区岩浆热液活动明显,挥发分梯度值每百米为 $1.61 \sim 2.86\%$,而岩浆热液活动不明显的城子河矿区仅 0.48% 。由于岩浆、热液活动的不均一性,对于同一变质阶段的煤来说,不同煤田梯度值不同,甚至同一煤田梯度值也有相当大的变化。以中变质烟煤的挥发分梯度为例,辽宁某煤田为 $2.40 \sim 4.34\%$,贺兰山煤田为 $2.39 \sim 4.52\%$,邯邢煤田为 $3.55 \sim 5.99\%$ 。

表 8-3

变质作用类型	产地,时代	C, %	H, %	H/C 原子比	V, %	R_{max}^0 , %
区域岩浆热变质为主	宁夏碱沟山, C ₂	96.96	1.15	0.143	3.45	8.83
	广东兴宁四望璋, P ₂	96.06	0.79	0.099	3.82	9.81
	福建大田上京, T ₂ -J ₁	96.87	1.63	0.202	1.85	8.02
	北京门头沟, J ₁	96.34	1.80	0.162	3.47	8.84
深成变质为主	云南祥云蚂蝗阱, T ₂	94.50	2.35	0.426	3.2~4.35	



图 8-7 双鸭山煤田西部某煤层变质带分布示意图

1—低变质烟煤; 2—中变质烟煤; 3—高变质烟煤; 4—无烟煤; 5—闪长岩

3. 煤种的突变现象:有些地区,煤系和上覆盖层都不厚,由于受岩浆热的影响,上部煤层与下部煤层变质程度相差很大。如宁夏固原炭山矿区早、中侏罗世煤系厚约 700 米,上部煤层为长焰煤,而底部煤层却为贫煤和无烟煤。此外,上下煤层煤种突变或同一煤层在短距离内煤种突变,往往也和岩浆热液活动(包括局部的接触变质)有关。如大青山煤田五当沟矿区早、中侏罗世煤系上部中部的 H-J 煤组为气煤,而底部的 L 煤组煤的粘结性丧失、挥发分下降,变为不粘煤,表明接近煤系底部可能有岩浆热液活动。

4. 变质带特点:深成变质的变质带受沉降幅度的控制,一般分布面积较大,变质带较宽,而区域岩浆热变质带的面积和特点与侵入体的规模、产状、形态、侵入次数和侵入深度有关,分布面积小于深成变质而大于接触变质。在我国常见的有以下几种区域岩浆热变质分带的情况:

(1) 变质分带呈环带状, 其特点是以岩株状侵入体为中心, 煤的变质程度由远而近依次增高, 形成不规则的环带状。如黑龙江双鸭山煤田围绕侵入煤系的闪长岩岩株的环带状煤种分带(图8-7)。

(2) 变质带与煤田构造线相垂直或斜交。如太行山东麓的邯邢煤田、吉林浑江煤田等。主要是由于岩浆侵入受断裂控制, 而断裂的方向与煤田走向垂直或斜交。当侵入体分布在煤田一侧时, 煤变质带大致沿一定方向由低到高地变化。如若侵入体时深时浅、规模时大时小, 则变质带的形态和变化规律都较复杂。

(3) 单一煤种高变质带, 通常是无烟煤带, 其分布范围较大。如宁夏汝箕沟无烟煤带和福建邵武、建瓯等地的高变质煤带, 其形成可能是由于侵入体规模较大所致。

5. 围岩的变化: 由于岩浆和热液作用, 围岩发生一系列变化, 在无烟煤带较常见。例如, 砂岩由于遭受高温, 胶结物中某些成分逸去, 从而加大了孔隙度, 减小了密度; 有重结晶现象, 石英砂岩常变成浅变质石英岩(如河北武安、河南汲县、新疆野马泉等地), 泥质岩变质为绢云母板岩, 灰岩变为微晶-隐晶质灰岩以至大理岩等。围岩中热液石英脉发育是区域岩浆热变质重要标志之一。如宁夏汝箕沟矿区早侏罗世煤系及下伏晚三迭世延长群中热液石英脉发育, 石英脉中含有大量液态、气态包体的石英晶体。福建天湖山、山西阳城-晋城、湖南澄潭江、江西萍乡紫家冲-三湾等地无烟煤产地的煤系中, 都有热液石英脉发育。青海木里早、中侏罗世煤系中亦有热液石英脉穿插。有些地区围岩中还有热液成因的方解石-重晶石脉、萤石脉和石棉脉。

6. 常与内生矿床共生: 促使煤发生区域岩浆热变质的岩浆、热液活动在条件适宜时将形成岩浆-热液矿床、矽卡岩型矿床。如华北、华东一些地区燕山期闪长岩侵入煤系下伏的中奥陶统灰岩, 形成了矽卡岩型磁铁矿床。在辽东, 燕山期花岗岩沿纬向断裂带侵入, 形成了热液充填型、矽卡岩型多金属矿床。相邻的石炭二迭纪煤系受到区域岩浆热变质作用, 从低变质烟煤到无烟煤带都有分布。甘肃九条岭矿区南部柳树沟有大面积燕山期花岗岩体出露, 岩浆侵入不仅使煤的变质程度由北向南逐步增高, 而且在矿区外围形成了中、高温热液矿床。赣南是多种构造体系复合地区, 燕山期花岗岩大面积出露, 形成了钨矿等中、高温热液矿床(成矿温度 $300\sim 400^{\circ}\text{C}$), 这一带晚二迭世煤大都已变质成超无烟煤。黔西晚二迭世中、高变质烟煤分布区, 则有不少中、低温热液矿床分布。

促使煤发生区域岩浆热变质的, 有不少是隐伏岩体, 其中有些尚未探明。探索隐伏岩体的存在及其规模、形状和侵入深度, 对于确定变质类型, 进行煤质预测具有重要意义。例如, 贺兰山煤田胡鲁司太矿区西南侧有埋深 $300\sim 1200$ 米的隐伏侵入岩体, 联系相邻的东西向断裂带的岩浆活动、热液矿化现象以及矿区煤变质带的特点, 推断胡鲁司太矿区煤的变质与区域岩浆热变质有关。黄河北煤田根据煤的变质情况和磁异常判断地下有隐伏侵入体的可能, 通过钻探证实了在中奥陶统中侵入体的存在。福建赋存高变质烟煤或无烟煤分布的地区, 常能通过物探证实地下深处的隐伏岩体。在运用物探方法探测的同时, 若辅以上述区域岩浆热变质的各种标志的观察、分析, 对于隐伏岩体的探明当更为有效。

第三节 煤变质热源的探讨

温度是促使煤变质的最重要因素, 现今所见煤变质带的形态、分布则是多种多样的, 这种现象的产生必然与地热场有密切关系。地热场在各处是不一致的, 一般说来, 活动性

愈大的地区其热流值●也愈高，而越是古老稳定的地区，热流值越低（表8-4）。

表 8-4

构造单元活动性	热流值 HFU
前寒武纪地块	0.98 ± 0.24
前寒武纪以后的稳定地区	1.49 ± 0.41
古生代构造活动地区	1.43 ± 0.40
中、新生代构造活动地区	1.76 ± 0.58

显然，时代越早的构造变动对现代地热场分布的影响越小，而中、新生代的地壳运动则对现代地热场分布具有重要的影响。反过来说，现代地热场在一定程度上可以近似地代表中、新生代的地热场。例如华北地区具有较高的热流值，是与中、新生代的构造变动，特别是燕山运动密切相关的。据华北11个点的大地热流测定，变化的范围为 $0.66 \sim 1.84$ HFU，平均为 1.22 HFU，与世界同类地质构造单元相比，具有平均值较高和分散性较大的特点。

既然正常地温下的深成变质和接触变质、动力变质一样，也不能解释大多数中国煤变质偏高的原因，就有必要探讨一下地温异常对煤变质的影响。导致地温异常的原因可能是由于岩浆活动，尤其是岩浆的侵入使局部地温增高，也可以是深断裂使地下深处地温上导，还可以是由于地壳内部结构变化引起的。当然这三者之间也是互相有联系的，如郯庐断裂带附近的莫霍面就距地表较近，而断裂带也常是岩浆活动的通道。

一、岩浆侵入及其与构造体系的关系

我国中生代，特别是燕山期的岩浆侵入具有强烈和多期多次活动的特点，因而对古生代和中生代煤的变质有着极为重要的影响。

区域岩浆热变质煤的变质程度是与侵入体的规模、形状、距离煤系和煤层的远近，岩浆性质、侵入时间的长短，活动的次数以及含放射性元素多寡等有关。这些因素关系到岩浆及其形成的侵入体提供热量的大小和这些热量散发的快慢和持续性，因而影响到煤所经受的温度高低，受热的次数和时间的久暂。例如，放射性元素含量多寡是因侵入岩类型和岩浆的侵入期而异。湖南某些地区各期花岗岩中铀、钍含量举例见表8-5。由于燕山早期二次和晚期花岗岩铀、钍含量高，所以产生的放射性热值也大，达 11.5×10^{-8} 卡/立方厘米·秒，显然这些差异对煤的变质深浅是有影响的。

引起区域岩浆热变质的岩浆活动和分布是受构造体系控制的。纬向构造及其与其它构造体系复合处，常是中生代，特别是燕山期岩浆强烈而频繁活动的地方。这些地区煤的变质程度较高，常有中、高变质烟煤和无烟煤发育。例如，从北而南的阴山-天山纬向构造带，北纬 $37 \sim 38^\circ$ 的东西向构造带，北纬 $27 \sim 28^\circ$ 的东西向构造带以及南岭纬向构造带。

阴山-天山纬向构造带：西部在新疆昭苏、新源及阿克苏、拜城、库车一带出现早、中侏罗世的中、高变质烟煤，吐鲁番-哈密盆地西缘艾维尔沟、东缘野马泉的早、中侏罗

● 大地热流系指从地球内部通过岩石传导散发到地表空间的热量，以地球表面单位面积上单位时间内传导出的热量来度量。在数值上，它等于稳定的地温梯度与对应的岩石热导率之积，取 1 微卡/厘米²·秒为一热流单位，常以 HFU 表示。热流值是评定地区热状况的综合参数。

表 8-5

岩 浆 侵 入 期	铀含量ppm	钍含量ppm
海西期 γ_4	痕	16.16
印支期 γ_3^1	痕	22.44
燕山早期一次 γ_2^{1-1}	痕	20.12
燕山早期二次 γ_2^{1-2}	痕	45.23
燕山晚期 γ_2^{1-3}	5.61	46.64

世煤分别为中变质和中、高变质烟煤。内蒙大青山的燕山期花岗岩浆活动使一些地区早、中侏罗世和晚石炭世的煤变为中变质烟煤以至无烟煤。在东部，纬向构造与新华夏系、华夏系（式）复合处广泛分布有燕山期花岗岩及中基性侵入岩，岩浆热使辽西虹螺岬一带和辽东的辽阳、本溪、桓仁等地的石炭二迭纪煤和侏罗纪煤变成无烟煤及中、高变质烟煤。下辽河平原某煤田和吉林浑江煤田的石炭二迭纪煤也都由于区域岩浆热变质的影响，形成由气煤到无烟煤的带状分布。

北纬 $37\sim 38^\circ$ 是东西断断续续延长很远的又一个中生代岩浆活动强烈和区域岩浆热变质明显的地带。新疆西端的英吉沙、莎车，早、中侏罗世以高变质烟煤和无烟煤为主，昆仑山东段且末县阿羌有早、中侏罗世的高变质烟煤。往东燕山期花岗岩岩浆使青海大柴旦、木里和刚察县柴德尔的早、中侏罗世煤分别变成无烟煤和中、高变质烟煤。在甘肃九条岭燕山期花岗岩岩浆的侵入使晚石炭世以及早、中侏罗世煤变质到无烟煤。在宁夏的中卫和中宁中生代岩浆热液活动使中石炭世煤变质到高变质烟煤和无烟煤。山西太原西山到阳泉一带的晚古生代高变质烟煤与无烟煤也都和燕山期岩浆热液活动有关。近来，在山东的沾化、滨县一带的深孔中也发现有石炭二迭纪的无烟煤。

北纬 $27\sim 28^\circ$ 东西向区域岩浆热变质在湘、赣、闽三省相当明显。湘中煤田由于煤田中部及周围的中生代花岗岩侵入的影响，使早石炭世煤普遍变质成无烟煤，晚二迭世煤变质成中、高变质烟煤和无烟煤。湘东、赣西在东西向构造和新华夏系、华夏系等构造复合处，中生代岩浆、热液活动更为强烈，浏阳澄潭江和萍乡青山晚三迭世煤变质成无烟煤，攸县、莲花、安福、宜春一带晚二迭世煤都变质成高变质无烟煤。再往东，在福建的建宁、泰宁、邵武、建瓯一带大面积的燕山期花岗岩岩浆侵入，造成了晚三迭世-早侏罗世的高变质无烟煤带。

南岭纬向构造带的中部和东部，中生代侵入岩分布很广，特别是燕山期花岗岩多期侵入，不少岩体与更老岩体混杂一起，构成“复式岩体”。中生代频繁的岩浆侵入形成了相当高的古地热场。它不仅使早石炭世煤都变成了无烟煤，使湘东南、赣南、闽南和广东兴梅等地的二迭纪煤变质为无烟煤，广东连阳、曲仁、阳春等地二迭纪煤变成中、高变质烟煤和无烟煤，而且使福建永定、龙岩等地晚三迭世-早侏罗世的煤也都变成了高变质无烟煤。

南岭纬向构造带的西部岩浆活动较弱，但在桂西西林、田林、乐业、巴马一带都有燕山期辉绿岩和花岗斑岩侵入，有些地区在晚二迭世和三迭纪火山曾多次喷发，这些岩浆活动对桂西晚二迭世无烟煤的形成显然是有影响的。

经向构造作为岩浆、热液活动带，促使煤发生区域岩浆热变质，在贺兰山-六盘山经向带上表现较明显。如宁夏的胡鲁司太、石炭井及韦州等地晚古生代的中、高变质烟煤和无烟煤，汝箕沟早侏罗世无烟煤，中卫、中宁及静宁中石炭世无烟煤都是在经向带或经向带与东西向构造复合处，由于中生代岩浆、热液活动的影响而形成的。

淮阳山字型前弧沿长江一带深断裂发育，燕山期有多次闪长岩类和花岗岩类岩浆侵入，岩体多呈岩株状（同位素年龄0.99~1.58亿年）。前弧东翼沿着安庆断裂带、铜陵断裂带侵入的岩浆，使宿松、怀宁、安庆、繁昌等地的晚二迭世煤变质成贫煤和无烟煤，宿松一带的早侏罗世煤，局部也变成中变质烟煤；前弧西翼广济、黄石、大冶、鄂城等地的晚二迭世煤变质成中、高变质烟煤及无烟煤；鄂城南部的早侏罗世煤受岩浆热的影响也变成了高变质烟煤。

二、深断裂使地温升高

深断裂，特别是切穿岩石圈或地壳的深断裂，无疑会将地下深处的热流上导。

中国东部的郯城-庐江、抚顺-密山、伊兰-依通三条深断裂带沿北北东或北东方向延展。郯庐断裂带深达上地幔，其莫霍面深度在30~35公里左右，上地幔局部熔融软流圈的位置抬得很高，约为70公里。因此一方面由于上地幔高温软流圈（达1500℃）在这一带埋藏较浅所起的“烘烤”作用；另一方面岩浆从上地幔软流圈沿深断裂源源上涌，在中、新生代多次侵入和喷发，所以断裂带的热流值和地温梯度较高。如庐江罗河的热流值为1.84 HFU，沂南的北面更高达2.5 HFU。郯庐断裂带附近的地温往往高于邻近地区3~5℃以上。再如抚顺-密山、伊兰-伊通断裂带附近煤矿区的地温梯度都比较大，双鸭山尖山子矿为3.6℃/100米，辽源为3.4℃/100米，抚顺为3.0~4.6℃/100米。

由于深断裂带中、新生代以来地温较高，所以相应地煤的变质程度也比邻区同时代煤为高。例如，临沂煤田石炭二迭纪煤的变质程度达中变质烟煤以上，粘结性良好；坊子煤田侏罗纪煤受岩浆侵入的影响已变成无烟煤，抚顺和依兰煤田的早第三纪煤也都变成具有粘结性的低变质烟煤，其镜质组反射率 $R_{0.1\lambda}$ 已达0.55~0.67%。

雅鲁藏布江深断裂带是我国西部切穿岩石圈的深断裂带，沿深断裂带燕山末期和喜山期曾有多次岩浆活动。拉萨-墨竹工卡一带早白垩世拉萨煤系受喜山期细晶花岗岩、辉长岩等侵入的影响，粉砂质岩石已发生轻度千枚岩化，煤变质成无烟煤。从晚白垩世末期到中新世，沿深断裂带并有多期中、酸性岩浆喷发，显然也增高了地温梯度，南木林一带中新世芒乡组的煤已变质成长焰煤。

三、地壳内部结构的影响

根据地球物理和地震资料的初步综合分析，中国境内以大兴安岭-太行山-武陵山重力梯度带和银川-六盘山-龙门山-康滇重力梯度带为界，分为由东向西莫霍面深度呈阶梯状加深的三个地区。在两个重力梯度带中莫霍面的深度变化梯度较大（图8-8，表8-6）。

图8-8中值得注意的是我国有几个地区莫霍面都比周围高，如豫东的太康隆起，四川盆地的威远-武胜隆起，黔西南的贞丰、罗甸一带和赣西的安福、遂川一带。

莫霍面深度的变化不仅与地壳表层的运动有关，而且更重要的是地球内部，特别是上地幔物质运动的反映。莫霍面升高的地区往往地热梯度较高，热流值较大。有些地区还有

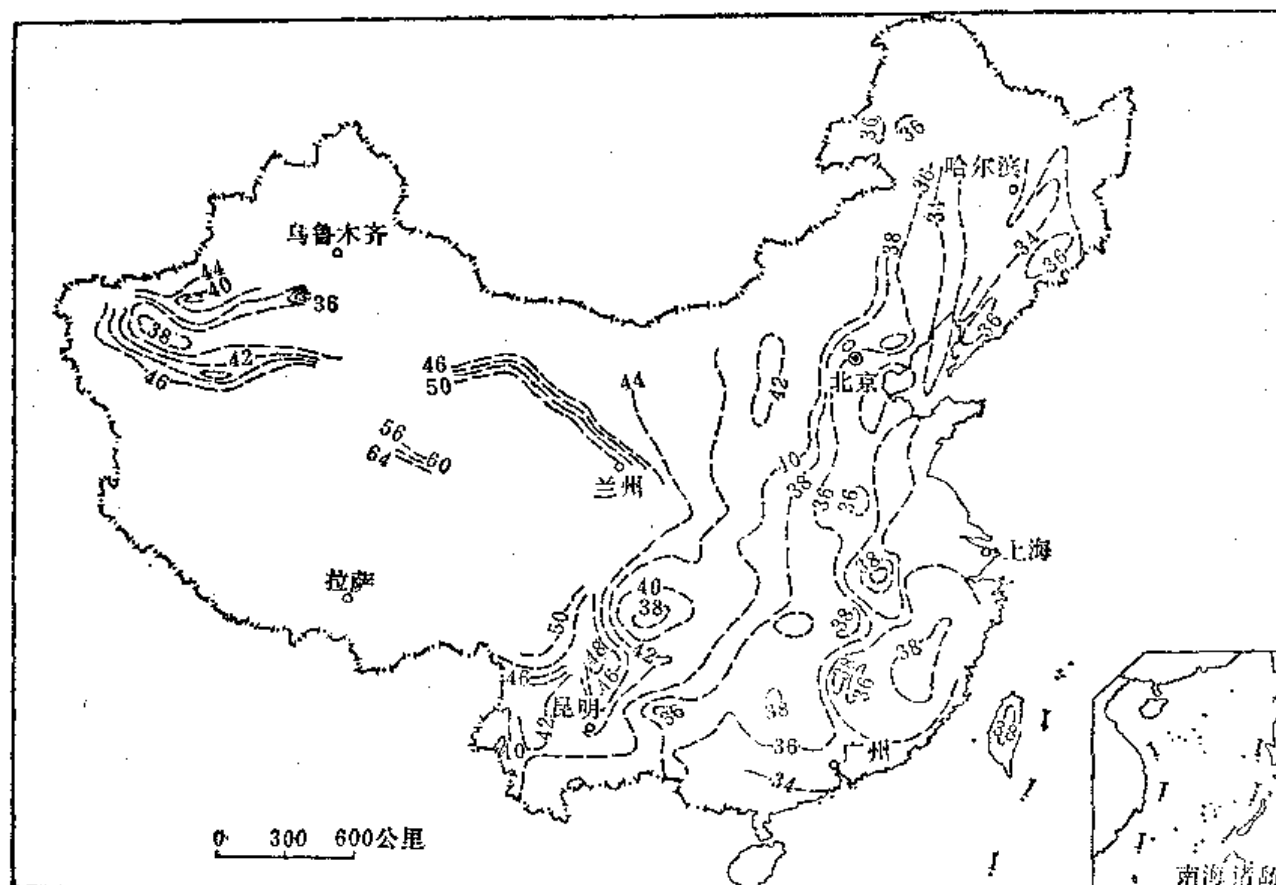


图 8-8 中国境内莫霍面等深线图

(据《中国大地构造基本轮廓》)

表 8-6 中国境内莫霍面深度变化表

(据《中国大地构造基本轮廓》)

西部		东部		
西北区 40~50km, 局部50km以上	银川—六盘山	>40km	大兴—太行山 安岭	华北东北区 <36km
西昆仑—阿尔金—北祁连		北秦岭		北淮阳重力梯度带
青藏高原区 50~70km	龙康—门坎—山重—力	>40km (四川盆地例外, <40km)	武陵—陵山—度重带	华南区 <38km

中、新生代的岩浆活动, 这些地区煤的变质程度都比较高。如四川盆地威远-武胜隆起的莫霍面深度<38公里, 较周围地区高约2公里, 其地温梯度平均为每百米2.7~2.8℃, 比盆地其它地区高出0.5℃, 煤的变质程度相应也较高。贵州的贞丰、罗甸一带莫霍面深度<36公里, 也较周围地区高, 有中生代超基性岩和花岗闪长岩侵入, 晚二迭世煤变质成无烟煤。赣西安福、遂川一带莫霍面深度<36公里, 高出邻近地区约2公里, 有大面积中生代花岗岩侵入, 晚二迭世煤变质成无烟煤。豫东的商丘、鹿邑一带莫霍面深度<36公里, 稍高于周围地区, 附近永城、涡阳石炭二迭纪煤受燕山期岩浆侵入的影响, 变质成无烟煤。

辽南中部为一北东向莫霍面隆起带，地壳厚度约为30~32公里（图8-9）。这一带隐伏的石灰二迭纪煤田受南部岩浆侵入的影响，不同煤种呈明显的带状分布（气煤到无烟煤），喜山期辉绿岩又沿断裂侵入煤系，形成局部的接触变质；在高变质煤分布区地温梯度为每百米3.56℃，煤的挥发分梯度也较高。

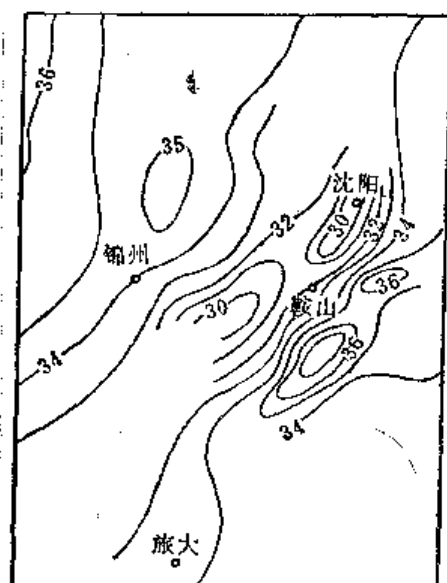


图 8-9 辽南地区莫霍面分布示意图
(据《地球物理学报》19卷, 3期)

莫霍面深度变化梯度大的地区，地壳由薄变厚，往往是不同地质构造单元的分界，也都是长期发育的深断裂带。中生代以来这些地区常有大规模的岩浆活动，使煤的区域岩浆热变质现象十分明显。如太行山重力梯度带附近的北京煤田、邯邢煤田，银川-六盘山重力梯度带附近的贺兰山等煤田。鲁西石灰二迭纪煤田莫霍面深度约为36公里，而其北部的利津一带仅30~32公里，两者之间的聊城-兰考深断裂岩浆活动强烈，导致鲁西北部煤变质带的分布。

有些高变质煤分布地区，煤的变质成因是比较复杂的。如北纬38~35°之间的山西沁水煤田和豫西北一带，石炭系和二迭系赋存着不同变质程度的烟煤和无烟煤，

煤变质带大致作近东西向延展，南北变化（图8-10）。沁水煤田的南北两端变质较高，其北端阳泉、太谷一带和南端的高平、晋城、阳城一带为无烟煤，从南北向中部变质程度逐步降低，到沁源、武乡一带为高变质烟煤，变质带宽达几十公里、上百公里。豫西北的焦作、济源一带亦产无烟煤。

该地区是受阴山和秦岭两个巨型纬向构造带控制的大型波状聚煤拗陷的组成部分。晚古生代煤系形成后，连续沉积了石盒子组、石千峰组和三迭系，豫西北还有侏罗系。沁水盆地煤系及其上覆盖层厚度一般不超过3000~3500米。若按地温梯度每百米2.5℃计算，古地温不超过105℃，在正常的地热场下，深成变质仅能使晚古生代煤达到气煤、肥煤阶段，不足以形成变质程度更高的煤。济源附近三迭系、侏罗系较厚，煤系及盖层总厚可达

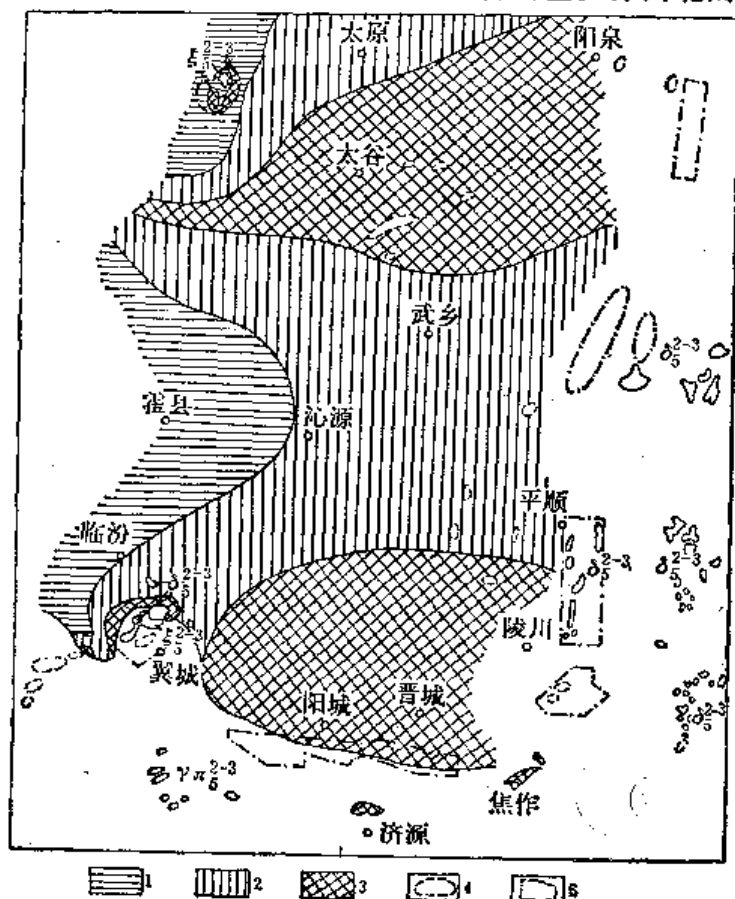


图 8-10 晋中南沁水煤田及豫西北煤变质带分布示意图

1—中变质烟煤；2—高变质烟煤；3—无烟煤；
4—隐伏侵入岩体；5—热液矿化带； δ_2^{2-3} —燕山期闪长岩； δ_2^{2-3} —燕山期二长岩； $\gamma\pi_2^{2-3}$ —燕山期花岗岩

5000米左右, 古地温可达140℃左右, 经受深成变质作用可能使煤变质成为焦煤、瘦煤, 但也不足以形成无烟煤^①。

太行山地区和汾河流域燕山期岩浆、热液活动相当发育, 并且明显地受新华夏系、南北向构造、东西向构造的控制。汾河流域是莫霍面上隆区^②, 太原西部的狐堰山有闪长岩和正长岩岩体出露, 使煤变质成无烟煤; 晋西南翼城、临汾一带有闪长岩和二长岩岩体出露, 在新绛附近地下700~900米深处有多处隐伏侵入岩体, 围绕侵入岩体, 无烟煤和高、中变质烟煤成环带状分布。太行山西麓从平顺到陵川也有闪长岩岩体断续分布。这些地区由于岩浆侵入煤系下伏的中奥陶统地层, 形成了多处接触交代矽卡岩型矿床和热液矿床。另据航磁资料, 在北纬37°30′附近, 从汾阳到阳泉一带以及晋南晋城、豫西北沁阳-武陟一带, 都有隐伏侵入体存在的可能性。阳城、晋城以南和济源、武陟附近沿东西向和北西向断裂带也有一系列中、低温热液充填交代型矿床。由此可见, 沁水煤田和豫西北四周燕山期的岩浆、热液活动及局部地区的岩浆热变质现象都是相当明显的。

不过据现有资料, 太原西山、翼城-临汾等地典型的区域岩浆热变质带范围并不太大, 阳泉、晋城等地隐伏侵入体的规模也不算大, 因此导致整个地区宽阔的高变质煤带形成的附加热源, 仍然值得探索。根据全球现代地热流测量资料, 世界上一些中、新生代构造活动区之下, 存在着一股强大的来自地壳深部及上地幔的过量热流。如美国南落基山一带, 热流值高达1.7~1.8HFU、甚至2.0HFU以上。沁水盆地和豫西北地区在三迭纪持续沉降(豫西北一直到侏罗纪), 结束整体沉降后, 尤其在白垩纪和第三纪曾强烈隆起, 反映中、新生代的构造运动相当活跃, 因此有可能由于地壳深部物质向上运动, 产生了附加热流, 形成了较高的古地热场, 在其作用下使煤的变质程度增高至中、高变质煤。这个地区煤的变质程度东部比西部高, 也可能与隆起带东翼陡西翼缓, 东部较西部构造活动强烈等有关。

四、热源的迭加与煤变质

温度是煤变质最重要的因素, 其热源是煤变质作用分类的依据。但是促使同一地区煤变质的热源却常常不止一种, 而是几种热源迭加作用的结果。当导致深成变质的地温梯度高于平均值时, 就不能完全排除深成岩体所散发的热量的影响, 因为有些隐伏岩体, 限于当前的探测手段, 尚未发现。反之, 区域岩浆热变质作用的热源——岩浆热, 通常都是在煤已经过深成变质的基础上, 再与正常地热共同增强煤的变质程度, 当然在后一阶段岩浆热起主要作用。又如沿深断裂带的地温高, 既有沿深断裂侵入岩浆的余热, 又有顺深断裂传导来自地下深处的热流分量, 两者迭加在正常地温上, 使煤的变质增高。因此, 中国有很大一部分煤的变质程度是多种热源共同促成的, 当然可以有先后。也可以大致是同时的。

五、岩性对地温的影响

岩石及其它沉积物对地下热流传导的影响表现在以下几个方面。首先是各类岩石的热导率不同。干燥的砂、粘土热导率最低, 一般都在1.5毫卡/厘米·秒·度(单位, 以下从

① 下冶寺矿区位于济源西南, 而克井矿区位于济源北部, 两处相距三十公里, 成煤期及成煤以后的沉降幅度相似, 煤系及盖层总厚都为5000米左右。下冶寺矿区山西组煤为瘦煤, 上石盒子组为肥煤, 而克井矿区邻近东西向断裂带, 受岩浆热液活动影响, 变质增高至无烟煤。

② 据《地震地质》1979年第1期。

略) 以下; 火成岩和变质岩的热导率通常在6~11之间, 其中玄武岩的热导率变化较大, 可从4到14, 石英岩的热导率变化很大, 可达17~18; 沉积岩中以煤的热导率最低, 只有1左右, 砂岩、砾岩、白云岩和石英岩的热导率变化都很大 (图8-11); 由于岩石的密度随地质年龄的增加而增大, 因此古老结晶基底及较古老致密岩石的热导率一般较好, 而沉积盖层, 尤其是新生代的松散或半固结沉积物的热导率较低。

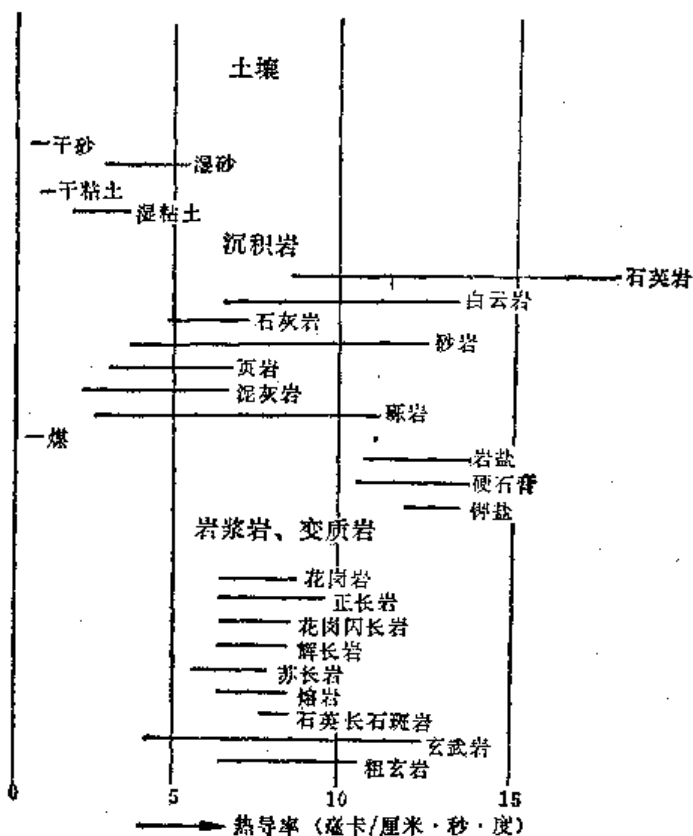


图 8-11 各类岩石的热导率

在地质构造特征相同的地区内, 地温梯度之间的差别则主要是由于岩石热导率不同引起的。这种情况在钻孔穿过热导性不同的岩石时常可遇到。如四川盆地武胜某基井在白云岩一段内的地温梯度就比其上、下层位的地温梯度低 (详见第一篇第九章)。又如鄂东南晚古生代煤层与上覆中生代煤层之间的间距为400~500米, 但是两个时代煤层的变质程度只差半个阶段, 原因就是这四、五百米的岩层主要是大冶灰岩, 热导率较高所致。

具层理或片理、片麻理的岩石, 如页岩、板岩、片岩、片麻岩和部分灰岩、砂岩, 其平行层面的热导率大于垂直层面的热导率。页岩(片麻岩)平行层面(片麻理面)的热导率与垂直层面的热导率之比值为1.49~2.50。在褶皱岩层中, 热流必然沿热导率高的方向传导和集中, 因此上隆构造和

背斜顶部具有较大的地温梯度和升高的等温面, 而坳陷部位和向斜核部则地温梯度较小, 并且等温面下拗。

综上所述, 中国煤的变质特点可归结为以下几点:

1. 我国各地区煤的变质带具有迥然不同的特征。就区域性的煤变质带来看, 西北地区侏罗纪煤的变质带总的呈北西向或近东西向延展, 东北地区侏罗-白垩纪煤的变质带作北东到北北东方向延展, 且均以褐煤和低、中变质烟煤为主; 华北晚古生代则以中部的高变质煤为中心, 向四周降低到以中、低变质烟煤为主, 变质带在华北中部作东西向展布; 华南晚古生代主要产中、高变质烟煤和无烟煤, 变质带在东南诸省也是北东和北北东方向, 往西部则经向构造的影响逐渐加强。总的说来, 中国煤的变质程度是北部低南部高, 尤以东南部变质程度最高。

2. 深成变质具有普遍意义, 它使大多数地区的晚古生代煤达到气煤阶段以至肥煤阶段, 使中生代煤达到褐煤或低变质烟煤阶段, 而第三纪煤只达褐煤阶段; 少数地区主要由于煤系形成后沉降幅度较大, 如四川盆地晚二迭世煤和滇中晚三迭世煤也可以达到更高的变质阶段。深成变质奠定了中国煤的变质基础。

晚古生代还赋存着大量中变质程度以上的煤,其中不少是无烟煤,中生代虽以低、中变质煤为主,但也有不少高变质烟煤和无烟煤,第三纪除褐煤外,也有低变质烟煤。由于反映沉降幅度的煤系及其上覆岩系的厚度一般都不大,因此在正常的地热场下,深成变质不能使煤达到这样高的变质阶段。

3. 深成变质是在一定地热场下受到地温、压力长时间持续作用的结果。我国晚古生代一些大型聚煤拗陷,如华北晚古生代聚煤拗陷、四川盆地晚二迭世聚煤拗陷,在聚煤后仍持续沉降,直到燕山期才褶皱上隆,因此受不断增高的地热影响的时间长达一亿年以上。研究这些地区煤的深成变质作用时,必须考虑这个特点。

4. 接触变质和动力变质对煤的影响范围有限,并不是大面积中、高变质煤的成因。

5. 煤变质程度偏高的原因与古地温异常有关,导致古地温异常的原因主要有三:(1) 岩浆、热液活动,尤其是中深成和中浅成侵入岩的岩浆热促使煤发生区域岩浆热变质,常产生大面积中、高变质烟煤和无烟煤。燕山期的岩浆侵入活动几乎遍及全国各地,并具有东部比西部强烈,南方比北方强烈的特点,对中国煤的变质带的形成影响很大。(2) 深断裂带、基底破碎带常为地壳深处热流上导和岩浆侵入的通道。(3) 地壳内部结构的变化,特别是莫霍面的抬高及与其相应的“软流圈”的抬高加大了地温梯度,从而使煤在较高的地温下进行深成变质,加深了变质程度。其它增高地温的原因尚有基岩的上隆和岩石的导热性等。

6. 我国区域岩浆热变质作用广泛发育,它对很大一部分中变质程度以上的煤(包括大量炼焦用煤)的形成起了主导作用。导致区域岩浆热变质作用的侵入岩体是受构造体系控制的,其中纬向构造的控制作用尤为突出,如阴山-天山纬向构造带和北纬 $37^{\circ}\sim 38^{\circ}$ 东西向构造带的中生代岩浆活动频繁而强烈,从西到东断续出现,几乎横穿整个中国大陆。而这些条带正是区域岩浆热变质发育,出现大量中、高变质烟煤与无烟煤的地区。其中北纬 $37^{\circ}\sim 38^{\circ}$ 东西向构造带在北美等地也有不同程度的显示,可能具有环球发育的特点。中国东部新华夏第二隆起带燕山期岩浆活动也相当频繁而剧烈,导致东南沿海大面积无烟煤和高变质烟煤以及辽、吉、黑东部中、高变质煤的出现。

7. 促使煤变质的热源往往相互迭加,共同起作用,煤的变质程度常是几种变质类型综合作用的结果,但其中常有一种类型起主要作用。根据各种类型变质作用和所形成煤的特点,对于不同变质类型煤的性质特征与形成机理,各地区大地构造发展的特点与变质类型的关系等问题,都有待进一步深入研究和探索。

结 语

中国聚煤作用的变化规律

地壳运动对含煤建造的形成、赋存和分布起着控制作用。地壳运动形成的各种构造体系及其复合奠定了我国各地史期的基本构造格局,从而决定了聚煤拗陷形成和分布的规律;同时,地壳运动在时间、空间上的演变及其表现形式的不同,必然导致含煤建造和聚煤作用在时间上的盛衰演化和空间上的规律性迁移。我国长期发育的巨型纬向、经向构造体系:阴山-天山构造带、秦岭-昆仑构造带横亘东西,贺兰、六盘构造带和川滇构造带纵贯南北,是我国各地史时期地质构造分异、海陆分布、古气候分带的分划性构造带,构成了聚煤区划的天然界限。聚煤作用受到聚煤期古构造、古地理、古气候和古植物诸因素的综合影响,因而含煤建造在地壳中的赋存和分布呈现不均衡性。如早石炭世含煤建造主要分布于华南,晚石炭世至二迭纪含煤建造的分布有随时代变新而由北往南迁移的趋势;中生代含煤建造的赋存以秦岭-昆仑和阴山-天山巨型纬向带为界分为三个大区:南区以晚三迭世含煤建造为主,中区以早、中侏罗世含煤建造为主,北区则为晚侏罗世-早白垩世含煤建造;新生代老第三纪含煤建造主要分布于东北、华北,新第三纪含煤建造则主要分布于西南、华南沿海和台湾省。现就构造体系、海水进退、聚煤古地理环境与聚煤作用的关系和我国煤变质特征归纳阐述如下。

一、构造体系与聚煤盆地的形成和演变

我国发育的主要构造体系大都具有长期发育的历史,在其成生过程中构成各地质历史时期古构造格架。它们具有一定的展布方向、活动特点及分布规律,并且各构造体系之间常常发生复合和联合,形成某种方向的隆起带、拗陷带,断隆带、断陷带。这些正向和负向构造影响古地势的分异,控制各种沉积盆地的形成和演化。构造体系及其复合是控制煤盆地形成和分布的主导因素。

晚古生代聚煤作用主要发生于我国东部,并具有南北分异、东西展布的总趋势。华北晚古生代含煤建造形成于阴山纬向带和秦岭纬向带-淮阳隆褶带之间的大型波状拗陷中,岩相带、富煤带总体呈东西向延展,与聚煤拗陷的方向大体一致。中石炭世本溪组、晚石炭世太原组至二迭纪山西组、石盒子组的含煤性变化,显示出聚煤作用由北往南迁移的规律。这种“东西展布、南北迁移”的现象与拗陷北缘的阴山纬向构造带不断隆起,陆地波浪式往南扩展具有密切关系。聚煤拗陷内部被经向、华夏系和区域东西向构造进一步复杂化。由西而东次级南北向隆起和拗陷逐渐被北东向隆起和拗陷所代替,相应地可区分为西、中、东三个不同沉积区。由北而南被区域东西向构造($37^{\circ}30'$ 左右)和秦岭北支($34^{\circ}30'$)划分为北、中、南三带。因此,聚煤拗陷内部含煤沉积特征、含煤性又显示不同方向的次

级变化。

华南晚古生代含煤建造形成的构造条件比较复杂。晚古生代北东向的“古华夏海槽”逐步分化解体,被一系列次级隆起和拗陷所分割。华南区以雪峰-武陵隆褶带为界,可分为东西两部分:东部以华夏系构造为主体,北东向隆起和拗陷相间排列,一般拗陷带具有西北翼缓、东南翼陡的不对称性。海侵期为岛状浅海盆地;海退期出现各种复杂的聚煤古地理环境。岩相带、聚煤带总体呈北东向展布。华南早石炭世、早二迭世早期聚煤带沿西北侧雪峰-武陵古陆边缘断续分布,早二迭世晚期和晚二迭世早期聚煤带则主要分布于东南华夏古陆前缘;华南西部以经向构造为主体,北东向构造、纬向构造(或区域性东西向构造)和北西向构造也有明显的表现。早石炭世、早二迭世早期以黔中隆起为界,北部为上扬子隆起区,南部为古陆围限的稳定海盆,含煤岩系沿川滇、黔中、江南和云开古陆边缘断续分布。晚二迭世,华南西部为一近南北向的广阔较稳定波状拗陷,并被其他构造成分复杂化。川滇古陆东侧为广阔滨海地带,形成海陆交互相碎屑岩型含煤建造,以东地区则为滨海-浅海碳酸盐型含煤建造。华南区的黔中、湘中、赣中区域东西向构造带(北纬 $27^{\circ}30'$ 左右)是一条值得重视的控制含煤建造的构造带,主要表现为东西向宽缓隆起和南侧的挠褶及断裂,其南、北构造-沉积分异显著:黔中、湘南地区南侧沉降幅度较大,常表现为连续沉积,沉积厚度大,碎屑岩发育,一般含煤性较好;北侧沉降幅度小,有明显沉积间断,沉积厚度较小,碳酸盐沉积发育,除湘中早石炭世测水段含煤性较南侧富集外,一般含煤性略差。在含煤建造形成过程中往往发生自南而北的沉积超复。

古生代末至中生代初是我国地质构造发展的转折期,中国东部新华夏系的崛起和西部西域系、青藏川滇歹字型的发展,使东、西构造分异更趋显著。这些巨型扭动构造体系及其与纬向构造带相复合,基本决定了中生代煤盆地的形态、形成和展布。晚三迭世,早期新华夏系显示北北东向(由于继承或迁就华夏系构造的方向,有时略呈北东向)巨型沉降带和隆起带的雏型:大体以雪峰-太行隆褶带为界,以西为四川盆地、鄂尔多斯盆地等组成的沉降带(第三沉降带);以东为北北东向巨型隆起带,在这一总体构造背景上发育一系列次级拗陷和断陷盆地。随着早期新华夏系巨型隆起带自南而北的解体和沉降带自南而北、由西而东的波浪式发展,在大体呈北西西向的潮湿气候带由南而北转移的配合下,我国东部中生代聚煤作用由西南而东北发生规律性迁移:晚三迭世含煤建造主要分布于秦岭纬向构造带以南;早、中侏罗世含煤建造主要分布于阴山构造带和秦岭构造带之间;晚侏罗世-早白垩世含煤建造则主要分布于阴山构造带以北。同时随着地壳运动的演化发展聚煤拗陷也显示不同特点:早期以拗陷型煤盆地为主;晚期则以断陷型煤盆地为主,同沉积断裂控制煤盆地的发展,一系列断陷盆地呈多字型斜列格局,组成煤盆地群。中国西部大致以昆仑构造带为界,西北地区由纬向构造、北西向构造等交织复合形成大型菱形盆地和一系列北西向槽地,是早、中侏罗世聚煤作用十分兴盛的地带;昆仑构造带以南以青藏川滇歹字型构造为主体,沿隆起带的狭长滨海地带形成海陆交互相含煤建造。随着歹字型构造的发展和古地中海域向西南方向的退缩,中生代聚煤带也随之向西南迁移,晚三迭世含煤建造主要分布于滇西、藏东、藏北,侏罗纪、白垩纪含煤建造则分布于藏南一带。

第三纪主要形成两条聚煤带:东部濒太平洋地区的北北东向聚煤带,以新华夏系断裂控制的老第三纪煤盆地为主,主要分布于东北、华北地区;华南、西南濒太平洋、印度洋北西西向聚煤带,以经向、歹字型、纬向和新华夏系等断裂控制的晚第三纪煤盆地为主。聚

煤带的分布受海陆配置和地势分异而导致的潮湿气候带的明显控制。

聚煤盆地的形成和分布以一定的构造体系及其复合所构成的构造格局为背景,大型聚煤盆地内部又由于古构造条件的差异而呈现不同的沉积古地理景观。聚煤作用的盛衰往往与沉积古地理环境有关。特别值得重视的是盆地内次级同沉积隆起和同沉积断裂,常常引起盆地内部沉积分异和含煤性的变化,在适宜的部位形成富煤带,并沿一定的方向延展和按照一定的组合型式排列。这种构造体系分级挨次控矿的规律以阜新煤盆地较为典型。

含煤建造形成以后,大都经历了各种构造变动和遭受不同程度的剥蚀作用,保留下来的含煤建造卷入了各种构造体系,并依一定的构造型式而展布。古生代含煤建造经历了中生代以来的多次构造-剥蚀期,原始沉积面貌有很大改变。我国东部北北东向的新华夏系隆起带和沉降带是控制晚古生代含煤建造赋存状态和分布的一级构造,大致以雪峰-太行隆褶带为界,以西为中生代发育起来的沉降带,晚古生代含煤建造分布广泛,保存于宽缓的向斜和大型构造盆地,常被巨厚的中生代沉积岩系所覆盖,含煤地层出露于盆地边缘或内部背斜构造部位;以东地区经历了中生代以来的强烈的构造变动和隆起剥蚀,含煤建造残存于次级向斜和断块构造。晚近时期随着新华夏系的发展,分布于沉降带内的含煤建造被新生界地层所埋藏,有些煤盆地被红层、火山岩系不整合覆盖或被逆断层所掩复。这些次级赋煤构造的分布往往受不同构造体系复合的控制。中、新生代煤盆地含煤建造的形成和后期形变常具有明显的继承性,形成和后期形变受相同构造体系的控制。我国东部中、新生代煤盆地以北北东、北东向多字型斜列为特征,西部则以菱形盆地或槽地沿北西、北北西向斜列而与东部相对应。中、新生代煤盆地除一些复杂构造带外,往往保持了沉积盆地的基本面貌,主要为宽缓向斜和构造盆地,构造变动常以断裂切割为主。

二、海水进退与聚煤作用的关系

地壳运动的结果导致海陆变迁,海陆变迁与海水进退直接影响聚煤作用和聚煤带的迁移,滨海地带往往是聚煤作用的有利地带,聚煤地带随着海岸线的变动而发生迁移。

继早古生代广泛海侵之后,晚古生代开始了脉动式陆地扩张、海域退缩的总进程。早古生代末的加里东运动使我国东部斜贯华南、华北至东北南部的“古华夏海槽”开始解体,大部地区隆起为陆,与我国西部海槽为主的格局相对峙。随着早石炭世的海侵,在东陆西海的过渡地带(甘青、滇黔、湘粤部分地区)形成早石炭世含煤建造,以江南古陆东南侧泻湖海湾和滨海三角洲煤层发育最好。

中、晚石炭世,我国发生大规模海侵。华南除残留一些古岛外,广大地区均为海水淹没;自奥陶纪后期处于长期隆起剥蚀状态的华北地区,中石炭世也被海水浸漫,至晚石炭世达到海侵高潮。中国东部又显示出北东向“古华夏海槽”的轮廓,但其规模和沉积类型却很不相同了。在海侵的趋势下,华北区出现广阔的滨海聚煤环境,尤以陆源碎屑供应充分的阴山南侧滨海山前冲积平原聚煤作用最为强盛,形成近东西向的厚煤带。从晚石炭世晚期开始,海水向南撤退,海退后的滨海平原广泛沼泽化,为华北区聚煤作用的强盛期,并且随着海水南退,富煤带亦相随迁移。至早二迭世晚期,聚煤带南迁至淮南一带。

早二迭世华北海退的同时,华南则为继续海侵,海水向西北部江南、上扬子、川滇古陆推进,早二迭世早期在其前缘滨海地带含有煤沉积,但很快即被碳酸盐广海所代替。含煤沉积厚度较薄,含煤性较差,主要分布于湘西、鄂西、滇东等地区。早二迭世晚期,由

于东吴运动的影响,华南广大地区隆起为陆,海水退居东南隅,在华夏古陆前缘的闽西南、粤东北等地形成以过渡相为主的含煤建造。

晚二迭世早期,华南地区海水又由西南侵入。在海侵的总趋势下,出现各种滨海聚煤环境,以滨海平原和滨海三角洲聚煤作用最强盛。随着海域范围的扩大,聚煤带逐步向古陆方向迁移,表现在含煤沉积剖面上富煤层段向古陆方向逐步抬高。至晚二迭世晚期,华南广大地区又被海水淹没,仅在川滇古陆东侧的川南、滇东、黔西一带有含煤沉积连续发育,聚煤带更进一步向古陆方向推移。

古生代末至中生代初期也是我国海陆变迁的转折期。晚三迭世,秦岭以北及东部大部地区升起为陆,海区退缩于华南东南隅和西南地区。在近海地带的川滇、赣中、湘粤等地形成以狭长海湾和淡化泻湖为代表的过渡型聚煤古地理环境,湘赣地区、四川盆地等地煤层发育较好。侏罗纪早期,西南地区海域进一步退缩于滇西、藏东及其以西地区,华南东部则继承晚三迭世海侵通道。由于潮湿气候带已逐渐移至秦岭-昆仑构造带以北,聚煤作用也相应北移。早、中侏罗世以内陆盆地型含煤建造居主导地位。中生代晚期海水进一步退缩于藏南和东北三江平原局部地区,并分别有白垩纪和晚侏罗世-早白垩世滨海型含煤沉积。

新生代含煤建造多形成于内陆湖盆,往往含巨厚煤层。除西藏、东部沿海及台湾省有海相沉积外,海水已全部撤出中国大陆。但两条聚煤带的分布明显地受到海洋潮湿气流的控制,濒太平洋地带尚有滨海型和海湾泻湖型含煤沉积,西南地区主要聚煤作用集中于滇中地区,也与海洋潮湿气流聚积的热带雨林有关。

海水进退对聚煤作用的影响主要表现为海域的变化和滨海地带岸线的波动。海域的变化控制聚煤带的分布和迁移,在海侵的总趋势下形成海进序列,聚煤带向古陆方向迁移,有充分陆源碎屑供应的缓慢海侵地区(如晚二迭世黔西三角洲),聚煤作用持续而强盛;准平原化的古陆(如早二迭世梁山组沉积期上扬子古陆),则发生快速海侵,聚煤作用短暂而微弱。在海退的趋势下,聚煤带向海区方向迁移,常呈现较宽阔的滨海平原、滨海冲积平原聚煤环境(如华北早二迭世山西组)。伴随海水进退,岩相带、聚煤带的“时迁”现象十分显著,海进和海退的转换期往往是最强盛的聚煤期。

三、聚煤古地理类型的变迁

聚煤作用是在一定的古地理环境条件下发生的,我国地史时期随着海陆变迁和植物演化,聚煤作用逐步由浅海、滨海向内陆迁移,聚煤古地理景观也发生相应地变化:早古生代为菌藻类繁衍的浅海环境,晚古生代以滨海环境为主,中生代从近海环境逐步过渡到内陆环境为主,第三纪主要为内陆盆地沉积环境。聚煤范围渐趋广泛,聚煤古地理类型愈加多样化。

滨海环境受海陆分布、海水进退和陆源区活动状态的控制,聚煤地带大体沿滨海平行岸线展布,形成各种不同聚煤古地理类型,并往往在时间和空间发生演化和更替。晚古生代华北以宽阔的滨海冲积平原和滨海平原型环境为主,聚煤作用范围广阔,由海向陆互相联系的聚煤古地理类型递次过渡,海面的些微波动即导致大范围古地理景观的改变。北缘滨海山前冲积平原有厚煤带形成,滨海平原则有稳定煤层广泛发育。华南晚古生代聚煤古地理面貌比较复杂,岸线曲折,海陆穿插,古地理类型多样化,含煤性变化显著。滨海地

带沿古陆前缘呈带状分布,滨海三角洲是富煤地带,主要分布于陆源碎屑供应较充分的川滇古陆、华夏古陆前缘。滨海平原地区由于泻湖海湾淤积而沼泽化,亦能形成较厚的煤层,如川南、赣中等地。由于这些聚煤古地理类型是由各种局部沉积环境组成的复杂沉积体系,煤层的发育和赋存也是不均衡的,富煤地段往往与局部沉积环境有关。

内陆环境以内陆盆地、山间盆地和山间谷地聚煤古地理环境为主。中生代大型内陆和山间盆地主要分布于西北地区 and 东部新华夏系第三沉降带,滨湖及滨湖三角洲是主要富煤地带;中、新生代中、小型煤盆地主要分布于我国东部地区,常因盆地沉积补偿而沼泽化形成厚煤层;东北、内蒙一些断陷型煤盆地,盆缘同沉积断裂一侧冲、洪积扇发育,在扇带前缘与漫滩低地结合部位常形成巨厚煤层。聚煤盆地都经历了发生、发展和衰亡的过程,聚煤作用出现于盆地演化的一定阶段;一般盆地形成初期以洪、冲积粗碎屑填充为主,逐步发生沼泽化,形成下部含煤层段,煤层变化大,受基底地形影响显著;继之盆地向湖盆演化,超覆扩张现象明显,有时有油页岩形成;后期盆地逐渐衰亡,被河流沉积所代替,并再次出现沼泽化,形成上部含煤层段,煤层比较稳定。由于盆地古地理条件的差异,一般以一个含煤层段发育为主。随着盆地扩张、收缩和中心的迁移,富煤带亦发生迁移。内陆环境的富煤带、厚煤带与河流沉积体系密切相关,特别是山间谷地型的聚煤作用主要发生于河床两侧漫滩地带,富煤带沿河流伸展方向分布,分支合流处常出现厚煤层,西北地区部分早、中侏罗世含煤建造富煤带分布颇具典型性。随着河流的迁移富煤带亦相应迁移,河流衰亡可演化为湖盆,亦可与湖盆组成内流水系,并表现出一定的区域性地理景观。

华南晚三迭世聚煤古地理环境具有“过渡型”的特色,含煤建造沉积特点介于滨海平原和内陆盆地环境之间,出现于我国地史期构造格局和海陆分布变化的转折期。聚煤古地理环境以海湾和淡化泻湖为主体,海水侵进受到一定的限制,以含丰富半咸水动物化石为特征。以海湾型沉积环境为主体的地区,主要含煤层段形成于盆地发育的早期,洪、冲积相比较发育,盆地之间沉积差异显著;中期发生海侵,各盆地与海域连通形成地形复杂的海湾;晚期随着海退再次出现聚煤作用,一般含煤性变差。以泻湖型沉积环境为主体的地区,由于地表迳流导致泻湖淡化,并逐渐扩张超覆,向近海湖盆演变,主要含煤层段形成于晚期,富煤带往往分布于滨湖三角洲平原,河流冲刷现象比较普遍。

四、我国煤变质特点

我国煤种的分布在时间和空间上都有一定的规律。一般时代越早的煤变质程度越高,晚古生代以中、高变质煤为主,未见褐煤;中生代以低、中变质煤为主,也有褐煤;第三纪则以褐煤占优势,有少量低变质烟煤。在空间分布上,我国东部煤变质程度普遍较高,南部煤变质程度又较北方为高。

我国煤变质分带的规律表明,深成变质具有普遍意义,它奠定了我国煤的变质基础。区域岩浆热变质——主要由于岩浆余热及放射性元素的蜕变热以及热液活动使地温增高所引起的煤变质的作用,是促使在深成变质的基础上形成的低、中变质烟煤或褐煤进一步变质为中、高变质烟煤和无烟煤的重要变质作用,显然古地温异常才能解释大多数中国煤变质偏高的原因。而导致古地温异常的原因主要是岩浆活动,深断裂引起的地壳深处热流上导;地壳内部结构的变化、莫霍面的抬高。其中中生代的中浅成和中深成岩浆热液活动常

产生大范围中、高变质烟煤和无烟煤带。岩浆活动是受构造体系控制的,其中纬向构造及中国东部新华夏系隆起带岩浆活动强烈,常出现高变质烟煤甚至无烟煤带。

随着地质力学理论和方法在煤田地质学领域的运用,构造体系与煤变质的关系已引起广泛的注意,无疑构造体系与煤变质的关系应该从构造体系成生发展及其与含煤建造沉降深度,岩浆活动的方式等总的变化对煤质的影响,才能正确理解构造体系与煤变质的相互关系,这是值得今后深入探讨的问题。

参 考 文 献

- [1] 李四光:地质力学概论 科学出版社,1973
- [2] 各省、区1:20万区域地质测量报告地质图及矿产图说明书
- [3] 各省、区煤田预测图、煤炭资源图册、煤田地质及勘探报告
- [4] 北京矿业学院、北京地质学院、煤炭科学研究院地质研究所:中国煤田地质学(三册)煤炭工业出版社,1961
- [5] 多洛辛:煤田地质学 煤炭工业出版社
- [6] 北京地质学院煤田教研室:煤田地质学 中国工业出版社 1962
- [7] 四川矿业学院、焦作矿业学院、西安矿业学院、山西矿业学院:煤田地质学 1974
- [8] 李四光:天文、地质、古生物 科学出版社,1973
- [9] 李四光:地质力学方法 科学出版社,1976
- [10] 李四光:区域地质构造分析 科学出版社,1974
- [11] 李四光:旋卷构造及其它有关中国西北部大地构造体系复合问题 地质学报,第34卷,第4期,1954
- [12] 李四光:地球表面形象变迁之主因 中国地质学会会志,第五卷,第3—4期,1927
- [13] 地质力学研究所编图组:中国主要构造体系(四百万分之一中华人民共和国构造体系图说明书)1975—1976
- [14] 地质科学研究院:中国大地构造基本特征 中国工业出版社,1965
- [15] 黄汲清等:中国大地构造基本轮廓 地质学报,1977,第2期
- [16] 亚洲地质图编图组:亚洲主要构造体系特征 地质学报,1978,第3期
- [17] 中国科学院地质研究所构造地质研究室:华北华南中生代新生代地质构造发展特征 科学出版社,1966
- [18] 尹赞勋等:论褶皱幕 科学出版社,1978
- [19] 地质科学院:中华人民共和国地质图说明书(1:400万) 地质出版社,1972
- [20] 地质科学研究院地矿所:中国地质概述 1974
- [21] 中国科学院南京地质研究所、北京植物研究所:中国古生代植物 科学出版社,1974
- [22] 中国科学院北京植物研究所、南京地质古生物研究所:中国新生代植物 科学出版社,1978
- [23] 斯行健、李星学等:中国中生代植物 1963
- [24] 辽、吉、云、黔、川、苏、鲁、皖、内蒙等省区及中南地区区域地层表 1974—1978
- [25] 全国地层委员会:全国地层会议学术报告汇编 科学出版社,1963
- [26] 马廷英:古生代气候 地质论评,第4卷,第6期,1939
- [27] 华北地质研究所古生物室:内蒙古自治区早侏罗世植物群 地质科技,1975,第4期
- [28] 李子舜:谈谈粤北中生代含煤地层问题 南方含煤地层论文汇编,煤炭工业出版社,1977
- [29] 李星学:华北晚古生代植物群的发育层序 中国古生物志,总号第148册,新甲种第6号,科学出版社,1963

- [30] 周志炎: 东北晚中生代植物组合特征及其时代和地层划分对比意见 地层古生物, 1975, 第2期
- [31] 赵金科、郑灼官: 浙西、赣东北早二迭世早期菊石 古生物学报, 第16卷, 第2期, 1977
- [32] 黄本宏: 小兴安岭东南部二迭纪植物群 地质出版社, 1977
- [33] 韩同相、白清昭、徐茂钰: 广东连阳二迭系含煤地层 南方含煤地层论文汇编, 煤炭工业出版社
- [34] 福建省地质二队地质科地层小组: 福建永安加福煤矿二迭系含煤地层生物组合与对比 福建地质, 1977, 第1期
- [35] 西安煤田地质研究所: 陕南早古生代煤性质及成因初步研究 煤田地质及勘探, 1975, 第5期
- [36] 成都地质学院岩石教研室: 沉积相及古地理教程 1961 地质出版社
- [37] 刘鸿允: 中国古地理图 科学出版社, 1955
- [38] 俞建章: 中国丰宁世地层概况及其珊瑚群特征 地质学报, 1978, 第3期
- [39] 孙云铸: 中国石炭系论文选集 科学出版社, 1964
- [40] 尹赞勋等: 中国地层典(七) 石炭系 科学出版社, 1966
- [41] 林显宣: 关于湘西北石炭纪地层的探讨 南方含煤地层论文汇编, 煤炭工业出版社, 1977
- [42] 邓宝: 陕南山阳早石炭世植物之发现及其地层意义 地质学报, 1978, 第1期
- [43] 张采繁、刘亚光: 试论江西“梓山煤系”的地质时代 地质学报, 1964, 第4期
- [44] 陈华成等: 江苏、安徽南部地区早石炭世地层 华东地质地层古生物专辑, 1978, 第1期
- [45] 列兹尼科夫: 相和建造 北京大学讲义 1958
- [46] 地质科学院地质力学研究所 地质力学论丛 第2号第3号 1976
- [47] 武汉地院煤田教研室、煤炭部地质勘探研究所: 中国东部主要含煤建造与构造体系的关系 武汉地院地质科技资料, 1978, 第1期
- [48] 武汉地院: 河南禹县晚古生代含煤地层划分 武汉地院地质科技资料, 1975, 第3期
- [49] 武汉地院: 宁夏胡芦斯太晚古生代生物地层 武汉地院地质科技资料, 1975, 第3期
- [50] 武汉地院: 北京市门头沟区灰峪矿区地质 武汉地院地质科技资料, 1975, 第3期
- [51] 山西省煤田地质二队: 关于太原西山及附近的太原群、山西组地层对比和分界问题 山西地质科技, 1977, 第2期
- [52] 杜丕: 山西大同、宁武煤田晚古生代地层划分问题 山西地质科技, 1977, 第2期
- [53] 齐允荣: 对山西省沁水盆地东北缘山西组几点认识 山西地质科技, 1977, 第2期
- [54] 山西省煤田地质公司杜丕: 论华夏系构造体系控制山西省石炭二迭系成煤规律 1978
- [55] 东北地质科学研究所: 朝鲜大地构造基本特征(摘译) 地质参考资料, 1977, 第1期
- [56] 地质力学研究所张国铎: 关于山字型构造体系的几个问题及其模拟实验 地质力学通讯, 1977
- [57] 辽宁省煤田地质勘探公司: 辽宁省地质构造体系与煤田分布的关系 煤田地质与勘探, 1976, 第4期
- [58] 山东省煤田地质大队煤田预测组: 山东石炭二迭纪煤系的后期改造与煤田预测 煤田地质与勘探, 1975, 第4期
- [59] 长春地质学院地质勘探系区域构造教材组: 古构造体系研究方法 煤田地质与勘探, 1976, 第2期
- [60] 徐嘉炜: 郑一庐断裂带的平移运动及其地质与找矿意义 合肥工业大学科学实验总结, 1978, 第1期
- [61] 卢衍豪: 汉中秦山区二迭纪并论中国南部二迭纪的分层和对比 地质学报, 第36卷, 第2期, 1956
- [62] 陈根保、吴全生: 论滇东早二迭世含煤地层 地质学报, 第45卷, 第1期, 1965
- [63] 湖北省地质科学研究所三室煤组、鄂西马鞍山含煤特征兼论成煤控制因素 中南地质科技简报, 1974, 增刊1号

- [64] 福建省121煤田地质勘探队: 福建龙永煤田龙岩组的划分和时代意见 煤田地质与勘探, 1977, 第2期
- [65] 煤炭部地质勘探研究所: 湘赣地区晚二迭世含煤地层层序划分对比、主要含煤亚段的分布、沉积古地理研究 1977
- [66] 湖南煤田第一勘探队: 湘南龙潭煤系的划分对比及其沉积特征 煤田地质与勘探, 1974, 第4期
- [67] 湖南第一、第五煤田地质勘探队: 湖南上二迭统龙潭组煤质特征及其变质因素探讨 煤田地质与勘探, 1975, 第1期
- [68] 湖北省地质科学研究所第二研究室煤组: 鄂西地区二迭纪煤系生成条件与分布规律 1976
- [69] 广西150队: 广西晚二迭世含煤地层特征 1978
- [70] 广东202煤田地质勘探队: 广东曲仁格顶、云顶井田龙潭阶上含煤组主要煤层厚度变化因素的初步研究 煤田地质与勘探, 1976, 第6期
- [71] 福建地质二队: 加福煤田煤系沉积条件与煤厚变化因素 煤田地质与勘探, 1977, 第6期
- [72] 东北煤田预测组: 构造体系的分析方法在煤田预测及普查工作中的应用 煤田地质与勘探, 1977, 第3期
- [73] 赵剑畏、杨荆舟: 关于云南构造体系的几个问题 地质科技, 1976, 第6期
- [74] 赵国光: 滇西北大理丽江地区新生代地层及构造的初步观察 地质论评, 1965, 第5期
- [75] 东北煤田预测组构造小组: 关于构造体系与煤田分布及煤变质问题 地质力学通讯, 1978, 第5期
- [76] 成都地质学院地质力学研究室: 四川省构造体系图说明书 1976
- [77] 孙家聪: 云南省主要构造体系的初步划分及其特征——1:200万“云南主要构造体系图”说明书 昆明工学院地质系
- [78] 颜沧波: 台湾的地质和地史 海洋地质, 1978, 第2期
- [79] 国家地质总局第三海洋地质调查队: 我国东部岛屿地质情况简介 1977
- [80] 台湾省地质调查所: 台湾地质概论 1975
- [81] 柴岫等: 若尔盖高原的沼泽 科学出版社, 1965
- [82] 吉林地理研究所: 地理集刊 1976, 第一期
- [83] 王竹泉: 华北煤种牌号的带状分布及其地质因素 煤矿技术, 1956, 第7期
- [84] 王竹泉: 再论华北煤种牌号的带状分布及其地质因素 煤矿技术, 1957, 第4期
- [85] 中国科学院地质研究所地热组: 地热研究论文集 科学出版社, 1978
- [86] 华北冶金地勘公司518队: 华北地台砂卡岩铁矿的控矿条件及找矿方向分析 地质科技, 1975, 第3期
- [87] 王谦身、刘元龙: 辽南地区地壳构造轮廓 地球物理学报, 1976, 第3期
- [88] 徐仁等: 云南永仁晚三迭世植物的新属种Ⅰ 植物学报, 1975, 第一期