

## 绪 论

松辽盆地在大地构造位置上位于天山—兴蒙地槽褶皱带东部。以开源—赤峰深断裂与华北地台为界，西部为兴蒙褶皱系，东部由东至西为延边褶皱系、张广才岭褶皱系和松辽拗陷。按构造体系分：吉林东部为第二隆起带，西部覆盖区为第二沉降带。古生代时属中亚海槽的一部分，至二叠纪末期地槽关闭，岩浆活动强烈。分布在东部褶皱带的新生代盆地主要是受断裂控制的山间盆地；中部为依兰—伊通、敦化—密山深断裂控制的断陷盆地，属于新生代发育的断陷盆地。

松辽盆地南部经历了 40 年的勘探、开发工作，已探明了数亿吨的油气资源。已发现的油藏类型多数为构造、断块型油气藏，其成藏条件相对简单，成藏规律较清楚，勘探技术、方法、手段亦相对成熟。而对油气控制因素比较复杂的岩性油藏的研究和勘探还很薄弱。一般地，岩性油藏是指与岩性有关的圈闭中聚集油气而形成的油藏，比较常见的是区域性砂岩上倾尖灭油气藏、砂岩透镜体油气藏。岩性圈闭的分布往往不是单一孤立的，通常分布在构造和沉积体系的一定部位，并且具有成带分布的特征。

随着松辽盆地南部大的构造圈闭勘探的不断深入，勘探程度逐渐加大，勘探的目标区已经逐渐转移至以岩性因素起主导作用的隐蔽性油气藏。然而，目前在松辽盆地南部还没有一套针对岩性圈闭勘探行之有效的方法及理论依据。由于岩性圈闭形成的地质条件和分布规律具有复杂性和隐蔽性两个显著特点，所以它的规律性难以认识，其勘探难度也很大。为了适应新的形势，必须及时地对已发现的油气藏进行仔细分析和总结，从理论上认识和揭示岩性油藏的成藏机制，利用含油气系统理论分组合建立油气成藏模式，掌握岩性油气藏的分布规律，确定适合于松辽盆地南部砂泥岩薄互层油气藏的识别方法和技术，优选有利的勘探目标，为岩性圈闭的勘探提供理论依据、技术和方法。尽管通过多年的勘探经验总结，对松辽盆地南部油气分布规律有了比较清楚的认识，但随着勘探程度的提高、石油地质理论的发展及对一些复杂圈闭油气成藏机制认识程度的不断深入，原来一些对宏观地质规律的认识已不能满足目前勘探形势的需要，为此对松辽盆地南部岩性油藏成藏模式与分布规律的认识，不仅可丰富陆相石油地质理论，对松辽盆地南部岩性油藏的油气勘探具有重要指导意义，而且对其它陆相盆地岩性油气藏的勘探也有借鉴意义。

我国对油气藏的研究始于本世纪，在油气勘探实践过程中，形成了一套以陆相生油理论为基础的油气生成、运移、聚集成藏的石油地质理论。油气藏形成理论的发展大体可划分为三个阶段。第一阶段是初期阶段，提出了油气藏的背斜理论或重力说，这一理论在油气勘探中发挥了巨大作用。第二阶段是中期阶段，此阶段详细研究了油气藏形成的基本条件，掌握了油气分布规律，大大增强了油气藏勘探的科学性，并发现了一大批油气藏。但这一阶段一般只是停留在对油气藏进行定性的描述基础上。第三阶段是近十年来对油气藏形成机制进行研究，深入探讨了形成油气藏的各项条件之间的有机配置关系，系统地研究油气成藏模式。

自 1972 年 Dow 首次提出“油体系”(Oil system)概念以来，Dow(1974)，Perrodon(1983, 1992)，Demaison(1984)，Meissner(1984)，Perrodon 和 Masse(1984)，Ulmishek(1986)，Magoon(1988, 1989, 1992)，Magoon, Sanchez 和 Bishop(1995)等众多学者对其进行了深入讨论。

现今,它已演变成“含油气系统”(Petroleum system)概念,逐渐为油气勘探家所接受并成为油气勘探的工作模式。

对于岩性油气藏的形成机制,国外学者从微观机理上提出了可能的聚集模式,提出地层圈闭和砂岩透镜体中的油气聚集机理为渗漏作用(Cordell, 1977; Robert, 1980)和排替作用(Chapman, 1982)。李明诚(1994)认为渗漏作用和排替作用都存在。但这些观点仅是在微观机理上分析了岩性油气藏形成过程的动力学机制。

我国早在80年代就已经开展了对岩性油气藏的勘探工作。从早期的以沉积学结合区域地震地层学进行岩性圈闭油气藏宏观规律的研究,发展到现今的对岩性圈闭的定量或半定量识别、评价和描述,岩性油气藏的勘探技术水平得到了较大提高,初步确立了综合利用地质、测井、地震等手段进行岩性油气藏的基本勘探思路和方法,但尚未形成一套系统有效的技术方法。

本书通过对松辽盆地南部油气富集规律的总结及岩性油气藏勘探实践分析,明确了松辽盆地南部油气富集的客观规律和岩性油气藏的主要分布区。松辽盆地南部油气分布具有很强的规律性,油气田主要围绕着生烃凹陷,在三角洲前缘的有利构造岩相带容易富集成藏,根据油气藏成因类型和分布特点,总结提出了主导因素宏观控油论。就是说,起决定作用的主导因素在宏观上控制了油气聚集带的形成。所谓油气聚集带,应理解为在含油气盆地内,某一构造带或地层岩相变化带中,宏观上受主导因素控制的互有成因联系的一系列油气藏的三维空间地质体,依据主导控油因素,可将松辽盆地南部划分为两大类七亚类的油气聚集带(如下表所示)。

松辽盆地南部油气聚集带成因分类表

类 型 \ 层 系	浅 层	深 层
构造	古隆起控制继承性构造油气聚集带	断裂构造油气聚集带
	阶地挤压构造油气聚集带	
	同沉积低幅度构造油气聚集带	
地层岩相	区域性砂岩上倾尖灭油气聚集带	基岩凸起控制地层不整合油气聚集带
	斜坡地层超覆油气聚集带	

其中在同沉积低幅度构造油气聚集带、阶地挤压油气聚集带和区域性砂岩上倾尖灭油气聚集带中找到了多种类型岩性油气藏。

本书以现代石油地质理论为基础,从油气藏形成的基本地质条件入手,在总结前人科研成果的前提下,对已知岩性油气藏进行分类,选择典型的油藏进行解剖,指出岩性圈闭形态、形成的地质条件,对油气聚集的地质规律做进一步的归纳、升华,建立各类岩性油气藏成藏模式,总结出岩性油气藏的分布规律。采用地震、地质、测井及试油化验分析资料的综合分析方法,提出岩性油气藏的针对性识别方法和预测技术,并直接用于吉林油田岩性油气藏的勘探实践,有效地指导了生产,获得了巨大的经济效率。

# 第一章 区域地质及动力学背景

## 第一节 区域地质背景

松辽盆地是中国东部具断拗双重结构的大型中生代沉积盆地，盆地西部为内蒙海西晚期褶皱带，东部为吉黑海西晚期褶皱带，南部为华北地台北缘—内蒙地轴。

### 一、基底性质

松辽盆地基底是晚古生代末至早中生代初所固结的大陆地壳。从区域陆壳建造、改造和陆壳成熟度三方面分析，组成松辽盆地基底的陆壳成分并非是统一造陆环境下的产物，而是一个拼合陆壳。盆地南部或盆前的基底基岩主要是上古生界石炭、二叠系变质岩及同期岩浆岩，盆地南缘分布有志留系、泥盆系变质岩。根据南部钻井资料分析，大致以长春—通榆为界，南部为变质程度较深的片麻岩和变质岩，为早古生代吉林加里东褶皱系，北部为变质程度较浅的板岩、蚀变火山岩，伴有大量花岗岩侵入体，为晚古生代吉林海西褶皱系。它们均是西伯利亚地台和中朝准地台之间的古生代中亚海槽收缩回返的产物。

### 二、盖层组成及地层分布概况

松辽盆地南部已发现的由中、新生代断、拗两层组成，断陷层地层有中上侏罗统，拗陷层地层有白垩系、第三系和第四系。中上侏罗统分布在孤立的近 20 个断陷中，主要为陆相含煤火山碎屑岩建造，最大厚度达 8000 余米；白垩系覆盖全区，为陆相碎屑夹油页岩建造，最大厚度约 5500m；第三系主要分布在盆地西部地区，为陆相碎屑岩建造；第四系广布全区。

白垩系是松辽盆地的主要地层，分上、下两统。下白垩统自下而上为登娄库组 ( $K_1d$ ) 分为四段  $K_{1d}^{1-4}$ ) 泉头组 ( $K_{1q}$ ) 分为四段  $K_{1q}^{1-4}$ ) 青山口组 ( $K_{1qn}$ )，分为三段  $K_{1qn}^{1-3}$ ) 姚家组，分为三段  $K_{1y}^{1-3}$ )；嫩江组 ( $K_{1n}$ )，分为五段  $K_{1n}^{1-5}$ )。上白垩统包括四方台组 ( $K_2s$  和明水组 ( $K_2m$ )，明水组分为二段  $K_{2m}^{1-2}$ )。即白垩系从下到上共分为 7 个组，21 个岩性段 (图 1-1)。

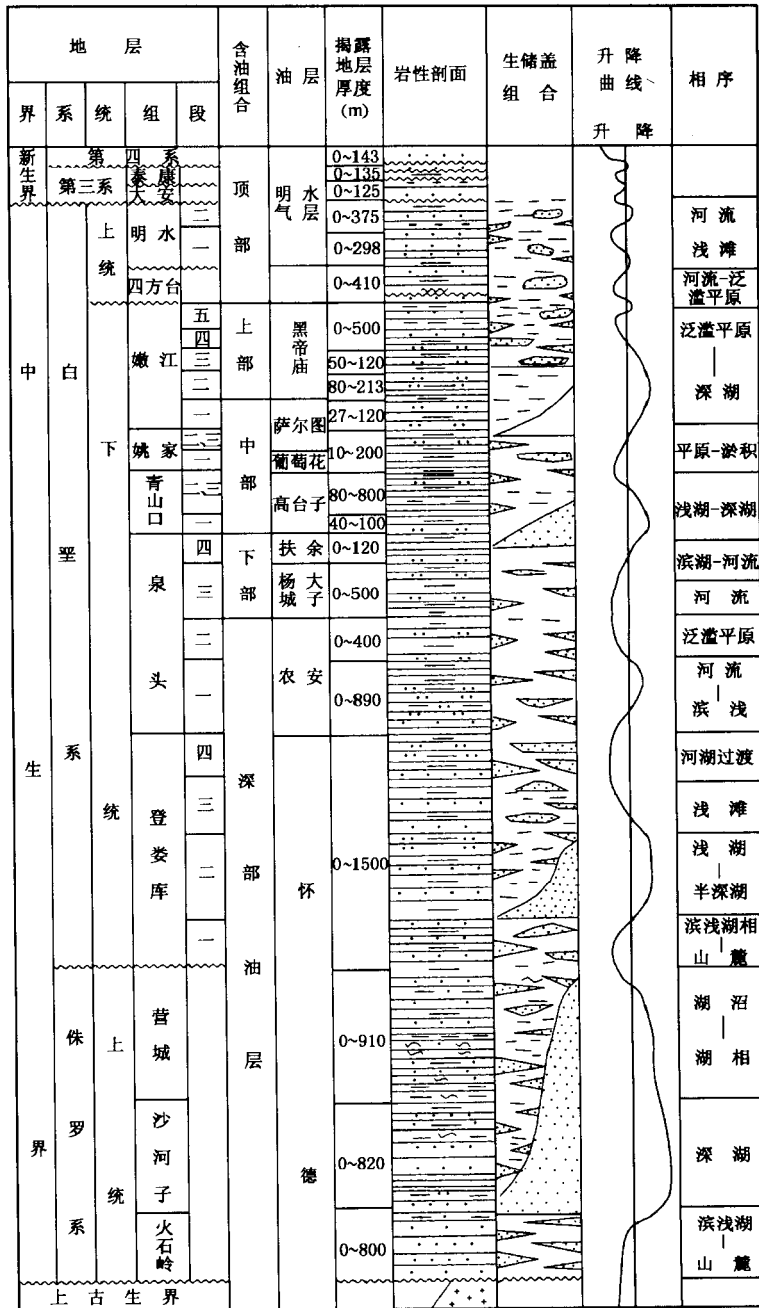
## 第二节 动力学背景

### 一、盆地发育动力学特征

松辽盆地属于弧后裂谷盆地，盆地的形成演化主要受两种动力控制：一是地壳深部地幔物质的热动力，上地幔隆起大陆壳张裂；二是太平洋板块向亚洲大陆俯冲形成的动力。盆地早期发育主要受第一种动力的控制，中、晚期发育主要受第二种动力控制，由于两种动力性质的差异，使盆地在发展过程中表现为早期裂谷、中期拗陷和晚期抬升褶皱的特点。

松辽盆地具有裂谷的基本特征，这些特征包括：

盆地处于上地幔隆起带上，中、新生代沉积最厚的地带恰是莫霍面上拱最高、地壳最薄的地带，呈明显的镜像对称关系。莫霍面拱起走向为北北东向，与松辽盆地走向一致 (图 1-2)。



角度不整合     
 凝灰岩     
 花岗岩

图 1-1 松辽盆地南部综合柱状图

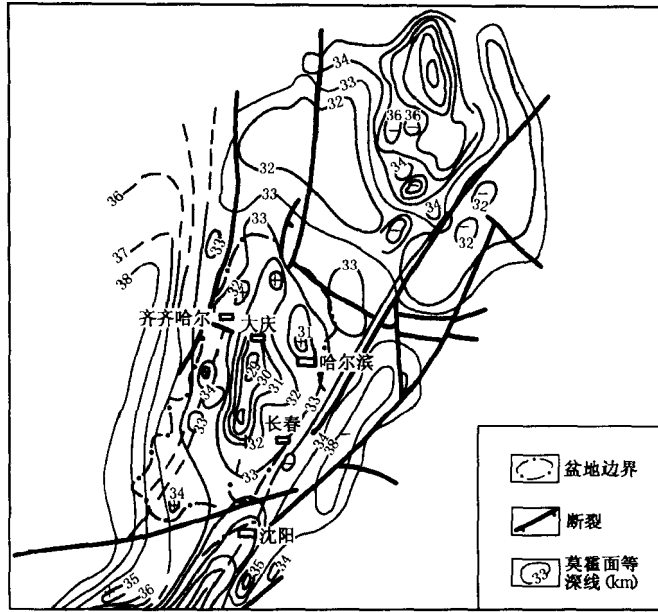


图 1-2 松辽盆地及临近地区莫霍面轮廓图 (据高瑞琪, 1997)

盆地发育受三条北北东向的断裂控制, 即嫩江—白城壳断裂、孙吴—双辽壳断裂、依兰—依通超壳断裂。此外盆地内还发育有许多基底断裂, 这些断裂由张性正断裂组成, 自中生代以来有长期活动的历史, 影响盆地的形成和发育。

具有较高的地温梯度和较快的沉积速率, 平均地温梯度为  $4.2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ , 最高可达  $8.9^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ , 这是中国诸盆地中地温梯度最高的; 视沉积速率为  $0.17\text{mm}/\text{a}$  拗陷期视沉积速率为  $0.78\text{mm}/\text{a}$  小于华北地区 而大于西部诸盆地。

## 二、区域应力和盆地演化

松辽盆地发育可分为四个阶段 (图 1-3)。

### 1. 隆起阶段 $T_1-J_2$

盆地基底是古生代华力西褶皱带, 主要为石炭—二叠系, 并伴随有大规模的花岗岩侵入, 三叠纪至早、中侏罗世盆地处于隆起剥蚀阶段。

### 2. 裂谷阶段 (断陷阶段 $J_3-K_1d$ )

晚侏罗世开始, 由于太平洋板块向欧亚板块俯冲及印度板块向欧亚板块俯冲, 在这两种力的作用下, 大陆拱起, 地幔物质上涌, 产生张性断裂带, 以至许多分散的地堑形成陆相含煤火山碎屑建造。早白垩世早期 (登娄库期), 由于孙吴—双辽壳断裂的活动, 形成长  $350\text{km}$  宽  $30\sim 70\text{km}$  的裂谷断陷, 登娄库组三、四段沉积范围又稍扩大。裂谷阶段区域构造格局是: 由侏罗纪晚期的分散地堑, 发展到早白垩世早期的形似三分枝状的裂谷。形成齐家古龙、长岭、三肇三个断陷区 (图 1-4), 这三个断陷区正是上地幔的三个隆起。

裂谷断陷阶段的应力场是张性的, 故所形成的断层都为正断层, 该期的主要发育特点是大规模的断裂活动伴之以大规模火山喷发。在断裂的作用下, 形成闭塞式的侏罗系含煤碎屑及火山碎屑建造。此时在松辽盆地南部形成晚侏罗世含煤断陷 13 个, 总面积  $2 \times 10^4 \text{km}^2$  其中德惠断陷  $3600\text{km}^2$  深度近万米。

### 3. 拗陷阶段 $K_1q^3-K_1n$

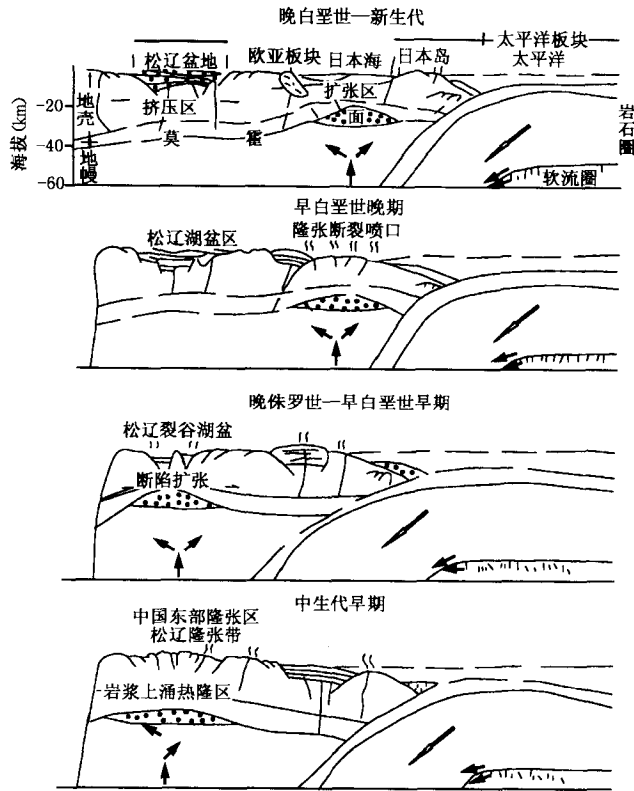


图 1-3 松辽盆地及邻区构造演化模式示意图  
(据吉林油田地调处,1980)

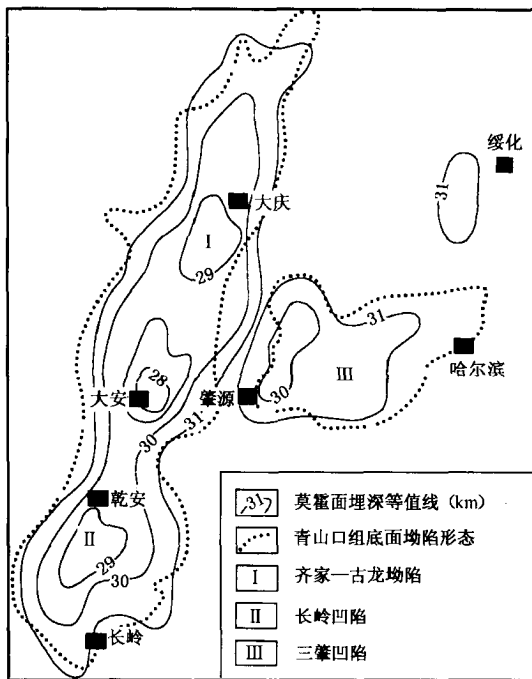


图 1-4 松辽盆地莫霍面隆起与青山口组沉积厚度对照图 (据吉林油田地调,1980)

主要指早白垩世泉三段—嫩江组沉积时期。

泉三段沉积时期开始,形成了统一的松辽古湖盆,特别是青山口组、嫩江组沉积期是湖盆发育的全盛时期。由于裂谷期三分枝状结构的影响,在中央拗陷区内形成了齐家—古龙、三肇、长岭等次级拗陷。

断陷向拗陷转化的机制是,当地幔停止上拱时,其上部受到低温的影响而逐渐冷却收缩,遂使盆地发生整体下沉和成统一的沉积区。此时,基底断裂活动减弱,振荡式整体沉降成为其主要运动形式。

#### 4. 萎缩抬升阶段 $K_2 - R$

晚白垩世盆地开始上升,至早第三纪盆地全面上升,沉积中心明显西移 20~30km 此时东北及东南部隆起隆皱抬起,仅在西部接受上白垩统及第三系粗碎屑沉积。

盆地抬升阶段，记录了燕山运动第Ⅳ、Ⅴ幕活动特征，形成了大批构造，对油气藏的形成起很大作用，因此盆地收缩期也是盆地发育的重要时期。

燕山运动第Ⅳ、Ⅴ幕运动的应力性质由拉张转为水平挤压，表现于白垩系上、下统之间及上白垩统与第三系之间的不整合接触，以及整体褶皱和主要断裂——如红岗、大安、孤店等长期活动的断裂一性质由正到逆的转变。

### 第三节 断裂及活动性质

松辽盆地在演化过程中，规模较大的区域性深断裂或基底断裂控制了盆地的边界、轴向、沉降沉积中心和构造单元分区，基底断裂的多期活动也直接影响了盖层断裂的发育、沉积建造和局部构造的平衡。

#### 一、基底断裂

松辽盆地基底断裂主要为北东、北西两组断裂，使盆地南北四分、东西三分。

哈尔滨—齐齐哈尔、第二松花江—坦途、四平—太平川—向海等三条北西向断裂带与盆地南北边界断裂平行联合，以平均大约 180km 间距在走向上把松辽盆地分割成南北向“隆、拗”相间的北部、中北部、中南部及南部四个拗陷带，即北部的北部倾没区和东北隆起区，中北、中南部的中央拗陷带以及中南部的开鲁拗陷区。

克山—通辽、青岗—双辽两条北东向延伸的断裂带与盆地东西边界断裂平行，并将松辽盆地中部拗陷分割成“垒、堑”相间的西、中、东三个一级构造单元，即西部斜坡区、中央拗陷区和东南隆起区（图 1-5、表 1-1）。

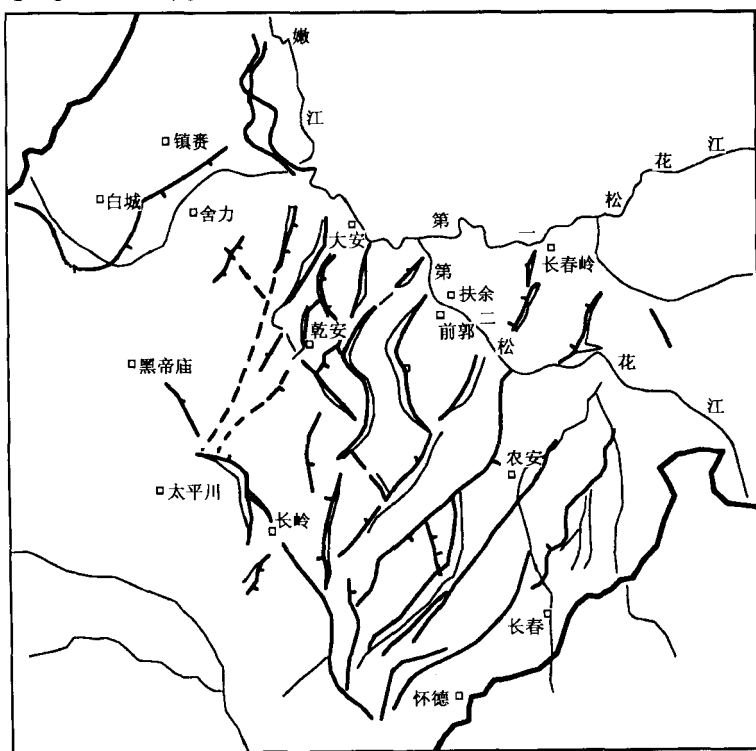


图 1-5 松辽盆地南部区域基底断裂纲要图

表 1-1 松辽盆地南部区域基底断裂要素表

序号	断裂名称	延伸长度(km)	走向	断开层位及性质
1	兆南—英台	60	NNE—NE	T <sub>5</sub> 正、T <sub>4</sub> —T <sub>1</sub> 逆
2	平安镇	15	NE	T <sub>5</sub> —T <sub>1</sub> 逆
3	英台—五棵树	75	NW—NNE	T <sub>5</sub> —T <sub>1</sub> 正
4	红岗	28	NNE	T <sub>5</sub> —T <sub>4</sub> 正、T <sub>3</sub> —T <sub>1</sub> 逆
5	大安	50	NNE	T <sub>5</sub> —T <sub>4</sub> 正、T <sub>3</sub> —T <sub>1</sub> 逆
6	乾安—大安	67	NNE	T <sub>5</sub> —T <sub>4</sub> 正
7	新立	39	NNE	T <sub>5</sub> —T <sub>2</sub> 正
8	老英台—乾安	49	NW	T <sub>5</sub> —T <sub>4</sub> 正
9	黑帝庙	42	SN—NNE	T <sub>5</sub> —T <sub>4</sub> 正
10	大老爷府—新立	83	NNE—NW—NNE	T <sub>5</sub> —T <sub>2</sub> 正
11	大房身—双坨子	56	SN—NNE	T <sub>5</sub> —T <sub>4</sub> 正
12	孤店	71	NNW—NNE	T <sub>5</sub> —T <sub>4</sub> 正、T <sub>3</sub> —T <sub>1</sub> 逆
13	王府	41	NE	T <sub>5</sub> —T <sub>2</sub> 正
14	伏龙泉	54	NE	T <sub>5</sub> —T <sub>4</sub> 正、T <sub>3</sub> —T <sub>1</sub> 逆
15	前七号—腰井子	57	NNW—NW	T <sub>5</sub> —T <sub>3</sub> 正
16	杨大城子—小城子	140	NE	T <sub>5</sub> —T <sub>2</sub> 正
17	桑树台	73	NW—SN	T <sub>5</sub> —T <sub>2</sub> 正
18	茅山—伏龙泉	100	NE—NNE	T <sub>2</sub> —T <sub>5</sub> 正
19	四家子—伏龙泉	73	NW—SN	T <sub>5</sub> 正、T <sub>4</sub> —T <sub>2</sub> 逆
20	四家子—万金塔	145	NE	T <sub>5</sub> —T <sub>3</sub> 走滑、正逆相接
21	梨树—小合隆	102	NEE—NE—NNE	T <sub>5</sub> —T <sub>2</sub> 正
22	长春—德惠	94	NE	T <sub>5</sub> —T <sub>4</sub> 正、T <sub>3</sub> —T <sub>1</sub> 逆
23	大三井子—长春岭	45	NNE	T <sub>5</sub> —T <sub>2</sub> 正
24	小弓棚子	42	NE	T <sub>5</sub> —T <sub>2</sub> 正
25	陶赖昭—三岔河	50	NE	T <sub>5</sub> —T <sub>2</sub> 正

## 二、深大断裂

深断裂主要为北西、北东向展布，延伸长度与盆地横向宽度和走向长度相当，为 350~775km 不等，它们控制了盆地边界和沉降轴向的展布。

赤峰—开原、鸡西—塔溪两条北西向断裂限定了盆地南北延伸长度，控制了盆地南北边界；四平—哈尔滨、嫩江两条北东向断裂限定了盆地东西伸展宽度，控制了盆地东西边界。它

们与孙吴—长岭断裂共同控制盆地后期沉积、沉降轴向展布，使盆地呈北东向延伸。

### 1. 北东向断裂控制了沉陷期盆地沉降和沉积轴向

松辽盆地在早白垩世泉头组至嫩江组沉积时期，在盆地断陷基础上，区域伸展作用使盆地继续沉降，沉积了青山口组和嫩江组两套重要的烃源岩，沉积地层总厚超过 5000m。此时期，盆地沉降和沉积轴向都沿北北东向断裂带发育，拗陷轴向沿孙吴—长岭—双辽断裂带延伸。早白垩世末，经嫩江末期构造运动后，盆地东部抬升，盆地范围缩小，沉积中心西移但仍保持北北东向构造线方向。

### 2. 深大断裂控制沉陷期物源水系的发育和展布

松辽盆地在沉陷期物源水系的发育和展布延伸基本稳定，受深部深大断裂的控制。如盆地南部的永康、怀德水系，无论怎样摆动最终都是沿盆地中部的孙吴—长岭—双辽断裂带的几支断裂之间汇入沉积中心，英台水系从盆地西侧沿北西向的深大断裂汇入盆地中心。

## 三、盖层断裂

松辽盆地在发育、演化过程中产生了五个区域不整合面和两套区域性可塑泥岩盖层。可将盖层断裂分为断陷期断裂、拗陷期断裂和褶皱期断裂三个断裂系统（图 1-6）。

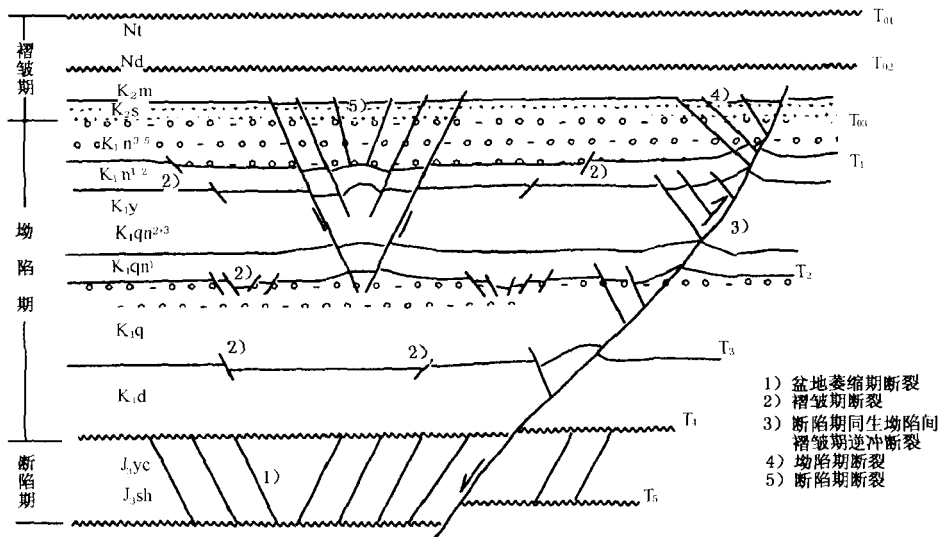


图 1-6 松辽盆地盖层断裂系统及期次划分

### 1. 断陷期断裂

断陷期是指发育在沙河子组和营城组断裂期沉积地层内的断层。主要有北西、北北东和北东三组走向的断层，均属正断层。

断裂分继承性、后生两部分，与基底断裂有继承性断层又分同生和走滑两类。同生断层为控制凹陷和隆起的断裂，延伸长、断距大。走滑断层断面平直、倾角大，垂向断距小，延伸长度大。剖面上多呈“Y”字型组合，主要发育在东南隆起区。

后生断裂无继承性，断层上、下受基底和营城组顶部两个区域不整合面控制。剖面上，后生断裂多与同生、继承性呈“Y”字型组合。

### 2. 拗陷期断裂

发育在登娄库—嫩江组拗陷期沉积地层内部的断层均为拗陷期断裂，反映在  $T_{03}$ 、 $T_1$ 、 $T_2$ 、 $T_3$  等地震反射层上的多数为拗陷期断裂。其特点是，纵向上所切割地层厚度受泥岩层制约，

上下层之间缺乏继承性，平面上延伸长度一般不到 5km。它们起沟通烃源岩和储层的通道作用。

只断  $T_2$  反射层的断层，在纵向上是青山口组烃源岩向扶杨油层排运油气的主要通道和途径。只断  $T_{06}$  反射层的嫩江组内部断层对黑帝庙油层至关重要，是嫩二段烃源岩向嫩三、四、五段运移的主要通道。

### 3. 褶皱期断裂

褶皱期断裂有两个形成期，晚白垩世四方台、明水组沉积时期地层先后受来自北西和南东方向的区域性应力的作用，早期北西倾、南东倾的两组同生控盆断裂活化发生反转而形成的断裂，断裂延伸长度一般在 40km 以上，走向均为北东，多分布在坡—坳、坳—隆转折带，断层表现为下正上逆，断面上陡下缓，切割整个白垩纪地层及基底，属后期反转断裂。

在第三纪，盆地东部伊通地堑拉开，松辽盆地整体处于东西向挤压环境。盆地由萎缩走向衰亡，盆地深部地幔进行重力均衡调节，凹陷中央地层最厚部位被收缩挤压隆起，并在隆起高部位产生一批后生断裂。断裂向下断至登娄库组顶面，多以成对形式出现，形成地堑、地垒。

## 第四节 构造特征

松辽盆地经历了多次构造运动，不同构造单元的石油地质条件和构造特征存在差异，局部构造的发育程度也不相同。

### 一、构造单元划分

根据中浅层构造和地质特征，综合基底性质、埋深和深层构造，将松辽盆地南部划分为四个一级构造单元，即西部斜坡区、中央坳陷区、东南隆起区和西南隆起区。在此基础上再将中央坳陷区、东南隆起区划分为 13 个二级构造单元(图 1-7、表 1-2)。

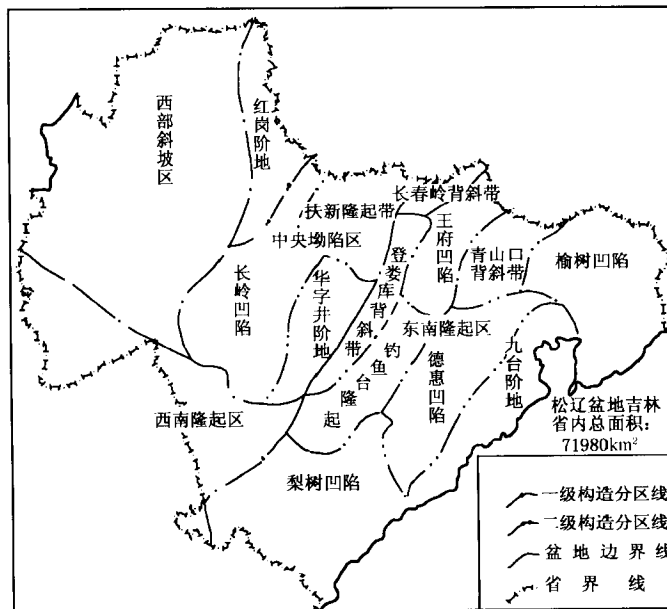


图 1-7 松辽盆地南部构造单元划分

表 1-2 松辽盆地南部构造单元划分表

一级构造	序号	二级构造单元
中央拗陷	1	红岗阶地
	2	长岭凹陷
	3	扶新隆起带
	4	华字井阶地
东南隆起	5	长春岭背斜带
	6	登娄库背斜带
	7	玉府凹陷
	8	钓鱼台隆起
	9	青山口背斜带
	10	九台阶地
	11	榆树凹陷
	12	梨树凹陷
	13	德惠凹陷
西部斜坡		
西南隆起		

### 二、局部构造发育特征

根据吉林油田(1997)研究成果表明,松辽盆地南部  $T_1$ — $T_5$  五个地震反射层共发育层间构造 983 个,总面积 8969.25km<sup>2</sup>(表 1-3)。上、下构造层叠合后盆地南部地震覆盖区发育局部构造 197 个。其中西部斜坡区发育 27 个,西南隆起区发育 24 个,中央拗陷区发育 57 个,东南隆起区发育 89 个。局部构造发育的主要特点如下。

表 1-3  $T_1$ — $T_5$  反射层构造统计

地区 层位	西部斜坡区		西南隆起区		中央拗陷区		东南隆起区		平均面积 (km <sup>2</sup> )	合计		占总圈闭 百分数
	个	面积(km <sup>2</sup> )	个	面积(km <sup>2</sup> )	个	面积(km <sup>2</sup> )	个	面积(km <sup>2</sup> )		个	面积(km <sup>2</sup> )	
$T_1$	10	31	4	39	120	685.79	/	/	5.6	134	755.79	13.66
$T_2$	8	16.4	7	98.5	379	786.05	70	2226.8	6.7	464	3127.75	47.3
$T_3$	3	18.3	8	104.7	49	274.4	55	1137.8	13.3	115	1535.2	11.52
$T_4$	/	/	/	/	27	159.95	74	999.62	11.48	101	1159.57	10.3
$T_5$	24	210.5	8	274.5	64	621	73	1284.94	14.15	169	2390.94	17.22
合计	45	276.2	27	516.7	639	2527.19	272	5649.16	9.12	983	8969.25	

### 1. 纵向分布

中浅层构造发育,但幅度、面积一般较小,深层构造不发育,但幅度、面积普遍较大。据统计,  $T_1$ 、 $T_2$  两反射层共发现构造 598 个,占层间构造总数的 60.8% 平均面积不到  $6.5\text{km}^2$  幅度一般为  $15\sim 50\text{m}$ ,构造形态保持完整。 $T_3$ 、 $T_4$ 、 $T_5$  三反射层共发现构造 385 个,占总数的 39.2%,平均面积达  $13\text{km}^2$  以上,幅度一般在  $40\sim 100\text{m}$  之间。反映中浅层构造运动不强烈。

### 2. 长轴构造不发育,短轴及与断层有关的构造发育

盆地南部长轴背斜(长短轴之比大于 3:1)只发现 8 个,仅占局部构造总数的 4.1% 多分布在拗陷构造层。短轴背斜和与断层有关的断鼻、断块等构造共 189 个,占局部构造总数的 95.9%。

### 3. 不同构造背景局部构造发育程度差异大,表现为东强西弱

西部斜坡和中央拗陷面积占全区一半以上,但局部构造只有 84 个,仅占构造总数的 42.6%。西南和东南两个隆起区,占探区总面积不足半数,但共发育局部构造 113 个,占构造总数的 57.4%。说明不同构造区的构造运动作用强度不均衡,对隆起区构造改造强烈,而对中央拗陷和西部斜坡区则构造作用强度较弱。

### 4. 构造发育具分区性和分带性

由于受东西方向的主应力场作用,成因机制相同的构造平面上有规则的展布排列(图 1-8)可分为 4 个分区 18 个构造带。

#### (1) 西部地区主要发育反转构造和小幅度构造

大安断层以西发育洮南—舍力、平安镇、红岗、大安—兰字井、英台等 5 个构造带,其中前三者为与断层有关的北东向反转构造带,后者为近南北向的小幅度构造带。

#### (2) 中部地区主要发育沉积压实构造

长岭凹陷及南部边缘、华字井阶地共发育四个构造带。其中黑帝庙—塔虎城、双坨—孤南为北东向沉积压实构造带;新安镇—太平川为北西西向凹倾鼻状压实构造;乾安—新立则为早期压实,晚期成为重力均衡反转构造带。

#### (3) 扶新隆起区发育扭动和反转构造的叠加

扶新隆起带在左旋压扭应力场作用下,使扶北、孤店两条断层挤压走滑,断层性质由正变逆产生北西向的孤店反转构造,同时派生或伴生出扶东—木头—孤西和让字井—孤东两个雁行排列的断块构造带。

由于旋转扶余Ⅲ号构造成为被断层复杂化的穹隆构造。

#### (4) 东部隆起区主要发育挤压、冲断、走滑构造

东部隆起区受多期构造运动的叠加改造、盖层褶皱变形显著、断裂极为发育。断裂在平面上多以辫状或正逆相接组合形式出现,剖面上多以断面直立、走滑构造。本区共发育七个北东走向构造带,其中六个与挤压、走滑有关,一个与基岩生长有关。长春岭—双辽构造带处于拗陷过渡的挤压带上,发了长春岭、扶余Ⅰ号、登娄库、伏龙泉、双辽等五个长轴构造。四家子—青山口、艾家—朱尔山是两个与断裂走滑相伴生的挤压、冲断构造带,分布在农安—万金塔走滑断裂带的西东两侧。小合隆—布海是盆地萎缩初期,在水平挤压应力作用下形成的断裂反转构造带,小城子、茅山两个构造带是盆地萎缩晚期产生的重力均衡反转构造带。农安—钓鱼台则为与基岩潜山有关的沉积压实构造带。

### 5. 不同构造带构造发育时间不同

与基底隆起有关的构造和与断裂长期活动有关的构造,多是泉头组—姚家组盆地沉陷过

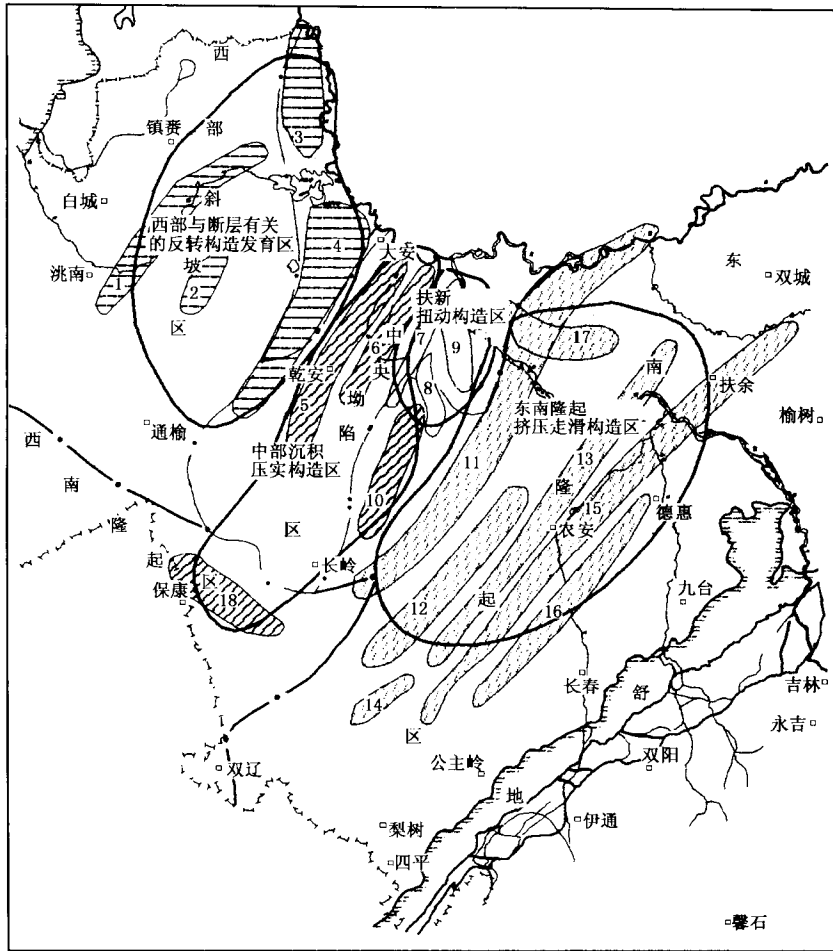


图 1-8 松辽盆地南部相同成因构造带展布

- 1—洮南舍力断裂反转构造带；2—平安镇断裂反转构造带；3—英台四方坨子沉积压实小幅度构造带；4—红岗大安断裂反转构造带；5—黑帝庙塔虎城小幅度压实构造带；6—乾安新立盖层滑脱均衡反转构造带；7—孤店木头断块构造带；8—孤店断裂反转构造带；9—孤东断裂反转构造带；10—双坨孤南继承性披覆构造带；11—长春岭伏龙泉挤压背斜构造带；12—农安西钓鱼台基岩潜山背斜构造带；13—四家子青山口走滑断裂构造带；14—茅山盖层滑脱均衡反转构造带；15—艾家朱尔山走滑断裂构造带；16—小合隆布海断裂走滑牵引构造带；17—扶余三井穹隆背斜构造带；18—新安镇太平川鼻状构造带

程中开始长期发育，经嫩江组末、明水组末和早第三纪末的多期改造而最终形成的。如扶余Ⅲ号、钓鱼台、三盛玉、双坨子、青山口、大老爷府等构造与基岩隆起有关，均属长期发育的构造，其形态多为穹隆。与断裂长期活动有关的构造有红岗、大安、海坨子、孤店等构造，亦属长期发育的构造，其形态多为长轴背斜。

东南隆起区的局部构造均在嫩江组末期（燕山运动Ⅱ幕）定形。东南隆起基岩埋藏浅，抬升早，局部构造多受基岩隆起控制，在青山口期前均已具构造雏形。

中部地区包括长岭凹陷、华字井阶地，其局部构造多在嫩江期末至明水期末形成。

西部地区包括英台、红岗及西部斜坡，局部构造多在嫩江期末具雏形，明水期末—第三纪未定形。

## 第五节 区域地层岩性特征

松辽盆地为一北北东向菱形盆地，盆地以上古生界石炭—二叠系变质岩、花岗岩为基底。沉积盖层依次为中生界上侏罗统、白垩系，新生界第三系、第四系。据钻井资料揭示，上侏罗统分布在 20 个断陷之内，主要为陆相含煤火山碎屑岩沉积建造，最大厚度达 8000 余米；白垩系地层发育，覆盖全区，为陆相碎屑岩夹油页岩沉积建造，最大厚度约 5500m；第三系主要分布在盆地西部地区，为陆相碎屑岩沉积建造，第四系分布全区。

### 一、地层特征

目前钻探上侏罗统和白垩系，主要目的层是下白垩统。自下而上依次为火石岭组、沙河子组、营城组、登娄库组、泉头组、青山口组、姚家组、嫩江组 现将各组段地层特征归纳如下(表 1-4)。

表 1-4 松辽盆地南部中浅层地层数据表

地层		厚度 (m)	岩性简述
组	段		
第四系		50~90	灰色、黄色粘土层和砂砾岩
泰康组		90~100	主要为灰绿色泥岩夹灰色粉砂岩及灰白色砂砾岩
大安组		40~60	
明水组	二	0~230	紫红色、灰绿色泥岩为主，夹灰色泥质粉砂岩、粉砂质泥岩，偶见绿灰、灰黑、棕红色泥岩薄层
	一	0~200	
四方台组		250~320	以灰、绿灰及灰白色粉砂、泥质粉砂岩为主，夹灰、灰绿及紫红色泥岩
嫩江组	五	50~140	以深灰色泥岩为主，夹紫红、灰色泥岩、泥质粉砂岩
	四	240~250	以灰黑色泥岩为主，夹紫红、棕红色泥岩及灰色粉砂岩、泥质粉砂岩
	三	70~80	为大套灰、黑色泥岩、泥质岩，偶夹灰色细砂岩
	二	40~120	为大套灰黑色泥岩，底部为油页岩
	一	70~75	以灰黑色泥岩为主，中部夹油页岩和劣质油页岩
姚家组	二、三	75~100	灰绿、紫红色泥岩和灰白色含钙粉砂岩、泥质粉砂岩
	一	45~55	为大套紫红色泥岩，偶夹灰绿色泥岩、灰白色钙质粉砂岩、细砂岩
青山口组	二、三	320~420	紫红、灰绿、灰黑色泥岩，夹灰色、灰褐色油页岩、泥质粉砂岩、钙质粉砂岩
	一	80~95	以大套灰黑色泥岩为主
泉头组		500~1000	为灰、黑色泥岩及棕色粉砂岩、泥质粉砂岩不等厚互层
登娄库组		<1000	顶部泥岩与细砂岩互层，下部为块状砂砾岩
营城组		0~2860	上部灰、灰黑色泥岩和块状砂岩互层，下部以暗色泥岩为主
沙河子组		0~1900	以深灰色、灰黑色泥岩，灰色粉砂质泥岩、泥质粉砂岩、细砂岩、砂砾岩为主，局部夹煤线
火石岭组		0~1600	上部为凝灰岩、安山岩，中部为深灰色、灰黑色泥岩、灰色粉砂岩、细砂岩、砂砾岩。底部为安山岩，与下伏地层呈不整合接触

### 1. 火石岭组

岩性为火山碎屑岩和火山喷发岩为主的沉积建造。上部为凝灰岩、安山岩，凝灰岩灰色致密，坚硬呈块状；安山岩灰色致密，坚硬呈块状；偶见气孔，线斑结构。中部为深灰色、灰黑色泥岩、灰色粉砂岩、细砂岩、砂砾岩。底部为安山岩，与下伏地层呈不整合接触。厚度较大的位于梨树和王府断陷，厚度超过 400m，梨树断陷最大达 1200m 以上。

### 2. 沙河子组

沉积相由沙河子组下部以冲积扇和扇三角洲为主，向上演变为湖泊—三角洲为主。以深灰色、灰黑色泥岩，灰色粉砂质泥岩、泥质粉砂岩、细砂岩、砂砾岩为主，局部夹煤线、有植物化石和介形虫。

### 3. 营城组

形成于裂谷后期。上部泥岩为灰色和灰黑色为主，砂岩呈块状、厚层状且多含砾。下部以暗色泥岩为主，仅在上部见紫色泥岩薄层，砂岩上部较细，下部较粗，多为块状，厚层状，局部含砾。

### 4. 登娄库组

登娄库组是裂陷向沉陷转变时期的沉积产物，主要分布在中部断陷带和东南隆起的德惠断陷和梨树断陷的东南部。顶部泥岩与细砂岩互层，下部为块状砂砾岩，泥岩为灰褐色及紫褐色。

### 5. 泉头组

#### (1) 泉头组一、二段

以泛滥平原和河流相沉积为主，偶见滨湖相沉积。底部为厚层状砂岩与紫红色泥岩互层，顶部以褐红色泥岩为主。

#### (2) 泉头组三段

该段地层为一套紫红色、灰色泥岩与粉细砂岩互层，一般厚 400m。砂岩以泥质胶结为主，钙质次之，其物源来自东南怀德、长春、九台水系。在滨浅湖沉积体系背景下发育三角洲体系，水体比较浅，多以水下分支河道沉积为主，且多具交错层理和斜层理。泉三段下部分支河道砂体较发育，电阻率曲线呈梳状，而其下伏的泉二段以湖相泥岩沉积为主，视电阻率曲线呈锯齿状，偶见尖峰，单砂层较薄，其孢粉组合为无突肋纹孢—隐孔粉—三沟粉组合，裸子植物花粉占优势，平均在 60% 以上，见有精雕女星介、肥女星介等标准化石。泉三段重矿物组合以磁铁矿和绿帘石组合为主，锆石含量小于 20% 而磁铁矿大于 20% 最高可达 60%。

#### (2) 泉头组四段

泉四段为一套棕红色泥岩与灰白色粉细砂岩互层，一般厚 100~120m。其物源为西南安康水系沉积为主，其次为南部怀德水系，整个区的背景相是滨浅湖相，其沉积体系早期（泉四段二、三、四砂组）以河流相沉积为主，晚期（泉四段一砂组）为浅水湖泊三角洲沉积。早期骨架相以水下分支河道为主，砂体发育，晚期以三角洲前缘席状砂、河口坝微相为主。重矿物组合为锆石和石榴子石，锆石含量一般在 30%~80%。泉四段顶部则为灰绿色泥岩与灰绿色粉细砂岩互层。

### 6. 青山口组

该组为湖相沉积，青山口组一段属于一套水进式沉积，而二、三段则属于水退式反旋回沉积。青一段沉积时期，古松辽湖盆的发育进入极盛时期，湖水扩张，大部分地区均为湖相沉积，来自于西南安康水系的物源向东、东北一带延伸，砂体在乾安至乾 133 井一线入湖尖灭。岩性

为一套灰黑色泥岩、油页岩与灰白色粉细砂岩呈不等厚互层，底部为深灰色、灰黑色泥页岩或油页岩，是区域标志层，地层厚 90~105m。具有外凸三角星介标准化石。

青二段沉积时期，物源仍来自西南永康一带，总体沉积环境与青一段类似，但湖水总体略有退缩，砂体分布范围更大。岩性为深灰、灰绿、暗紫红色泥岩、浅灰色粉细砂岩及含钙泥质粉砂岩呈不等厚互层，底部为灰黑色劣质油页岩作为区域标志层。地层厚度分布稳定，一般厚 200m 左右。

青三段沉积时期，全区湖水退缩更加明显，物源分别来自通榆、永康两个方向，砂体从西向东，从西南向东北、东南方向延伸。岩性为棕红色泥岩夹浅灰色粉细砂岩、泥质粉砂及钙质粉砂岩组成不等厚层，见有曲纹女星介和亚卵狼星介标准化石。青三段底部为一段数米厚的泥岩，可作为区域地层对比标志层，以青二段顶反旋回砂体锥状尖峰结束作为分界。

#### 7. 姚家组

姚家组一段以棕红色泥岩为主，夹灰绿色粉砂质泥岩，个别井中泥质粉砂岩、粉砂岩较发育且含油，一般地层厚 45~60m。该层介形虫化石丰富，如外饰女星介、脊状枣星介、后拉狼星介。其岩性同上覆及下伏地层亦有较大差别，姚一段棕红色泥岩较纯，且夹灰绿色粉砂质泥岩，电阻率曲线呈锯齿状，且基值较低。姚一段底界是古松辽湖盆经历青山口组末期振荡性回返抬升之后，湖盆再次振荡性下降接受沉积的结果。青山口组末期的构造运动，造成了盆地边缘及东南隆起区抬升幅度较大，受古地形控制，致使姚家组与青山口组之间存在沉积间断，即到青三段后期，部分地区开始露出水面，湖水范围缩到最小，到姚一段早期湖盆下降又开始以红层大面积沉积于青三段不同层位之上。

姚二、姚三段由一套灰绿色、紫红色泥岩和灰白色含钙细、粉砂岩组成，泥岩含砂，因而电阻率基值较高且平直，地层厚 75~100m。

#### 8. 嫩江组

嫩江组沉积时期为古松辽湖盆的第二次兴盛期。

嫩一段主要为黑色泥页岩和油页岩，下部夹少量灰绿色粉砂质泥岩、粉砂岩，泥岩中常含粉末状黄铁矿和菱铁矿结核。见有德惠女星介和公主岭女星介标准化石。

嫩二段为灰黑、深灰色泥页岩，局部夹薄层泥质粉砂岩、粉砂岩，底部有厚 8~15m 的油页岩，为区域上最重要的标志层，含粉末状黄铁矿条带及菱铁矿质泥灰岩薄层或结核，盛产介形虫、叶肢介、软体动物化石及鱼化石碎片。

嫩三段为灰绿、黑灰、黑色泥页岩、泥岩及灰白色粉砂岩，常组成三个反韵律。在南部黑帝庙、大情字井地区以泥岩为主，夹薄层粉砂质泥岩或泥质粉砂岩，砂岩不发育。

嫩四段为灰黑、灰、灰绿色泥岩、粉砂质泥岩与灰绿色泥质粉砂岩、粉砂岩。泥岩中常含砂质团块和黄铁矿晶粒，有时含灰质结核。

嫩五段为浅灰、深灰、灰绿色泥岩、粉砂质泥岩与灰绿色、灰白色粉砂岩、细砂岩呈韵律状互层，夹少量灰黑、棕红色泥岩，化石较少。这套地层中嫩一、二、三段分布范围广，嫩四、五段分布范围局限，仅在盆地中部残存，地层厚 800~1000m。

#### 二、测井曲线分层标志

测井曲线是地层岩性及其组合特征的直观反映。测井资料的分辨率高于地震资料分辨率，同时现代测井可以测得岩层的孔隙度、裂缝、岩性、流体性质、地球化学等多方面信息。所以测井信息可以反映出各级岩石地层单元，尤其是特殊岩性段或标志层在测井曲线上反映格外明显。例如高阻泥岩、灰质夹层、火山岩等标志层在电阻率、自然伽马、声波时差等曲线上有

明显的特征，是从事地层对比的常用标志。

常用于地层划分与对比的测井资料是自然电位、自然伽马、视电阻率和声波时差等电测曲线。

测井地层层序的建立比较简单，一般是通过取心井作出的生物-岩性地层层序，直接在该井的自然电位（或自然伽马）和电阻率曲线上标出组、段的界限，并且总结各组、段的形态特征，然后以此为标准在没有取心的井中划出测井曲线的组、段界限。实际应用中主要是利用一些标志层来进行地层的划分与对比。

湖盆由于地壳运动及各种环境影响而不断变化，形成沉积旋回，可将沉积在纵向上划分为各种不同级别的旋回，根据旋回的规律性变化，也可划分和对比地层。

由于松辽盆地各组、段沉积环境不同，物源、岩性及成岩作用也不相同，故测井曲线特征也不相同。松辽盆地南部白垩系的主要地层泉头组三段至嫩江组地层划分和对比常用的标志层特征如下（图 1-9）。

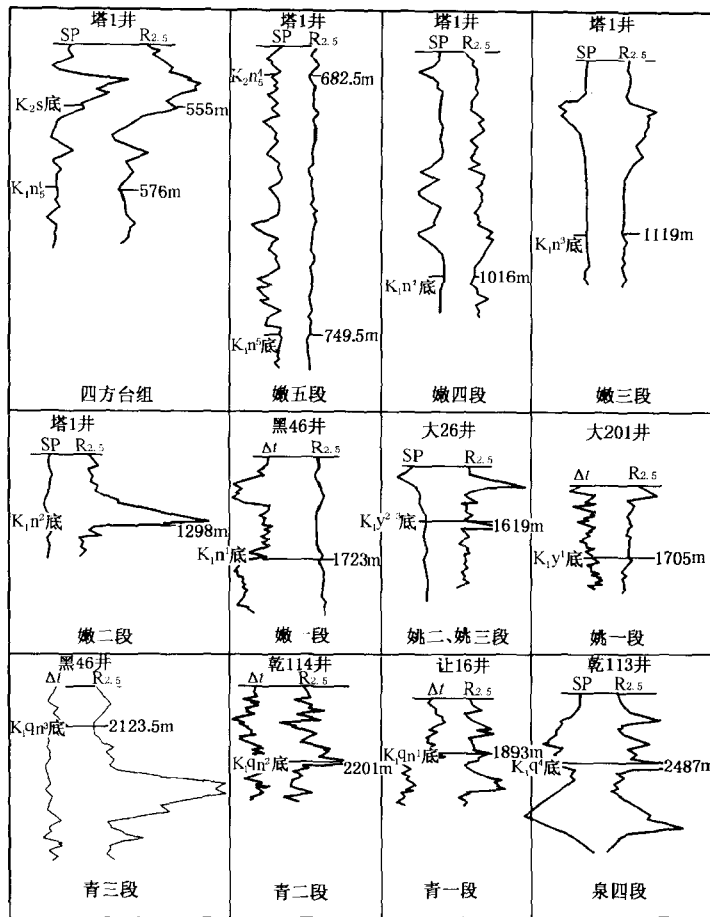


图 1-9 松辽盆地南部典型测井曲线分层标志图

泉三段上部为稀疏的中高层层与小锯齿状低阻层相间，下部为厚层较高的电阻层与低阻层相间的三个正旋回。上部距顶 120m 左右有一“U”字形低阻，由 3~4m 纯黑色泥岩形成，是本段中杨大城子油层二砂组与三砂组的分界，可作为辅助对比标志。本组顶部有 15~30m 褐红色泥岩，为二级标准层，其视电阻率曲线和自然电位曲线低平，顶与泉四段底高阻尖峰曲线