

上篇 四川盆地构造 层序形成与形变

第一章 四川盆地构造层序地层格架

第一节 区域地质概况

现今的四川盆地在地理上,其地貌特征十分清楚,北为米苍山、大巴山,南为大凉山、娄山,西为龙门山、邛崃山,东以七曜山为界。以现在陆相地层分布边界计算,盆地面积约 $18 \times 10^4 \text{km}^2$ 。环绕盆地周边的高山,多由古生代及元古宙地层组成,局部还分布有岩浆岩及变质岩,海拔在 1000~3000m 之间,闻名于世的峨眉山海拔高达 3099m,峰峦挺秀,耸立于盆地西南边陲。

一、大地构造位置

四川盆地的大地构造位置,处于扬子准地台上偏西北一侧,属于扬子准地台的一个一级构造单元(图 1-1)。印支时期盆地已具雏形,后经喜马拉雅运动全面褶皱形成现今构造面貌。盆地具明显的菱形边框,西北和东南两条边界稍长,呈北东向延伸,相互平行,比较整齐;东北和西南边界略有弯曲,主要是北西向,但向东西方向偏转。四条边界遥相对应,盆地轮廓清晰,与周边不同构造区易于区分。环绕盆地外围,靠西北和东北一侧是龙门山、大巴山台缘断褶带,继而向外过渡到松潘-甘孜地槽褶皱系和秦岭地槽褶皱系;东南和西南一侧是滇黔川鄂台褶带,自东而西可再划分出八面山断褶带、娄山断褶带和峨眉山-凉山块断带等低一级构造单元。龙门山、大巴山台缘断褶带和滇黔川鄂台褶带亦属于扬子准地台上的次一级构造单元,并在构造和地形上构成了四川盆地周缘的山地。

在四川盆地的形成过程中,不同时期发展起来的深大断裂对构造格局的控制也是十分明显的。这些不同方向的深大断裂(指基底断裂和壳断裂),不仅控制着盆地的边界,同时对于盆地在不同地史阶段的区域性岩相变化、构造线展布以及构造区划等都有重要控制作用。

龙门山、城口、安宁河等断裂都是发生在晋宁期的深断裂。这些断裂具有纵向切割深、规模大、延伸远等特点,是造成断层两侧地质构造有显著差异和引起周边古陆变迁及构造发展的重要因素。龙门山深断裂呈北东向延伸,长期以来断裂两侧的沉积建造和地层层厚度都有明显差异,是划分扬子准地台与西北侧松潘-甘孜地槽区的边界断层。晚三叠世以后,地槽区回返上升为陆,从而使四川内陆湖盆西北一侧的沉积边界得以固定下来。城口深断裂呈北西走向,是划分扬子准地台与秦岭地槽区的分界线。断裂两侧下古生界有很明显的变化,加里东运动后,北侧地槽区回返,为盆地东北边界的古陆区。安宁河深断裂严格控制着康滇地轴西缘的南北向拗陷带,对四川盆地西南一侧的地质构造也有一定影响。

除了上述深断裂以外,还有在不同地史阶段形成和发展起来的基底断裂。这类断裂是地台内部的次一级深大断裂,对盆地边界的形成、盆地内部隆起和拗陷带的变迁,以及区

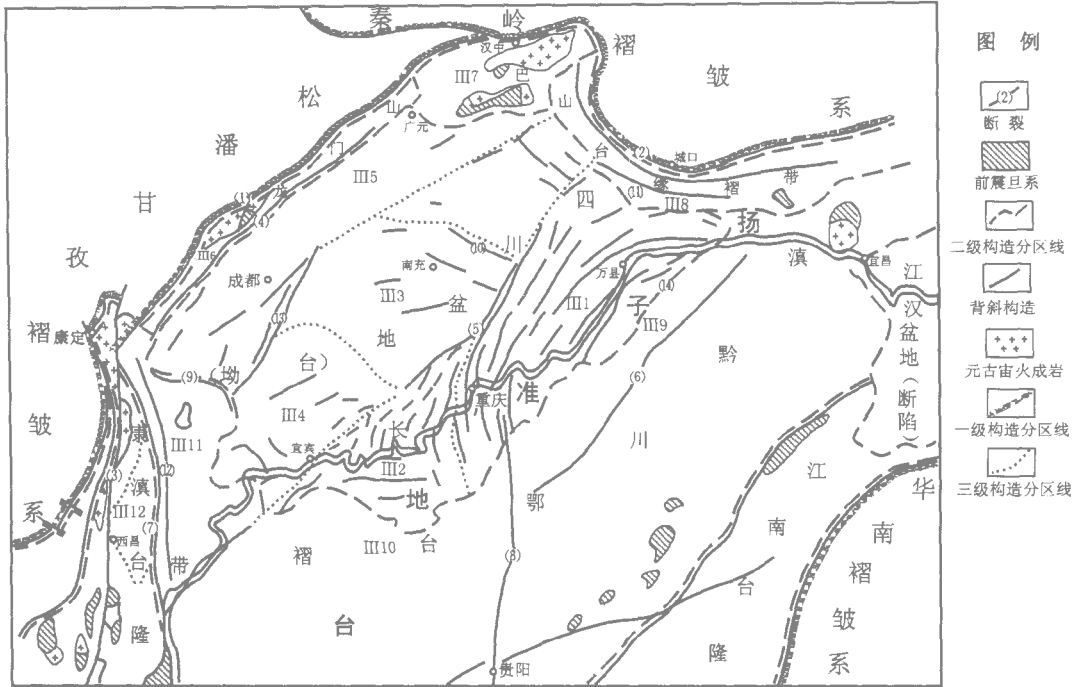


图 1-1 四川盆地大地构造位置

(引自《四川石油志》，1989)

断裂名称：(1) 龙门山；(2) 城口；(3) 安宁河；(4) 彭灌；(5) 华蓥山；(6) 建始-郁江；(7) 普雄河；
(8) 遵义-松坎；(9) 峨眉山-瓦山；(10) 营山；(11) 万源；(12) 甘洛-汉源；(13) 龙泉山；
(14) 七跃山

构造分区：Ⅲ₁—川东高陡褶皱带；Ⅲ₂—川南低陡褶皱带；Ⅲ₃—川中平缓褶皱带；Ⅲ₄—川西南低陡褶皱带；Ⅲ₅—
川西拗陷带；Ⅲ₆—龙门山冲断褶皱带；Ⅲ₇—米仓山台缘凸起；Ⅲ₈—大巴山冲断褶皱带；
Ⅲ₉—八面山断褶皱带；Ⅲ₁₀—娄山断褶皱带；Ⅲ₁₁—峨眉山、凉山块断带；Ⅲ₁₂—西昌盆地(凹陷)

域岩性、岩相变化都有重要的控制作用。它们一般生成时间较早，例如北东向的彭-灌断裂、华蓥山断裂、建始-郁江断裂，南北向的普雄河-小江断裂、遵义-松坎断裂，北西向的峨眉山-瓦山断裂等，其演化历史都可追溯到加里东期。这些断裂的出现，开始把扬子准地台前震旦系基底分割为不同块体，并且在以后的地质进程中纪承发展和不断得到加强、改造，成为控制和影响不同沉积阶段盆地面貌和内部结构的重要因素。印支期以后，北东向的断裂更加活跃，对四川盆地后来形成以东北象为主的构造格局带来了深远的影响。

二、盆地基底

四川盆地的基底岩系为中新元古界。根据航磁成果和周边露头资料分析，盆地的基底结构具有明显的三分性(图 1-2)。盆地中部的磁场特征显示为一宽缓的正异常区，范围从西南方向的峨眉、峨边一带开始，经简阳、南充至开县以东止，斜穿盆地中部呈北东向延伸。自西而东主要由三个规模较大的磁性岩体组成：弧形弯曲的乐山-简阳-大足岩体；②呈北东方向的南充-平昌岩体；奉节岩体。据岩石物性解释，它们多为中性及中基性

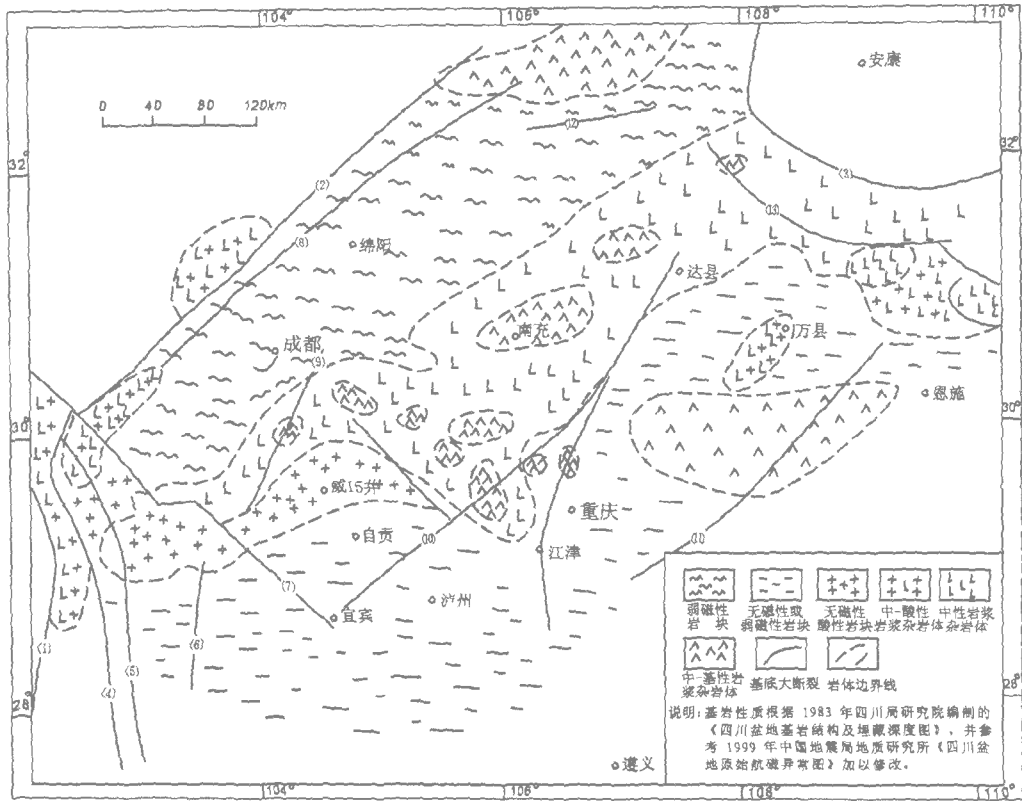


图 1-2 四川盆地基底岩性结构

(1) 安宁河深断裂；(2) 龙门山断裂；(3) 城门深断裂；(4) 普雄河断裂；(5) 汉源断裂；(6) 峨眉山断裂；(7) 岷江断裂；(8) 彭灌断裂；(9) 龙泉山断裂；(10) 华蓥山断裂；(11) 齐岳山断裂；(12) 旌苍断裂；(13) 万源断裂

岩浆岩组成的杂岩体，变质程度深，硬化强度大，构成盆地中部硬性基底隆起带。特别是南充附近有一个磁力值高达 +400 伽马以上的正异常，很可能是一个以基性杂岩体为核心的比较古老的刚硬地块。盆地的西北部和东南部分别为两个弱的磁场区。在盆地的西北部，除德阳磁力高外，均显示为降低的负异常区，其中北段可与大巴山负异常区相连，反映这一带的基底可能与米仓山、大巴山地区的火地垭群相当。南段亦为磁场降低的负异常区，可能与峨边群以及包括下震旦统的苏雄组、开建桥组在内的火山岩系相当。盆地的东南部，除石柱为正异常外，同样显示为负异常背景，组成基底的岩石主要是相当于板溪群浅变质的沉积岩系。

上述基底的分带特征，从总体上反映了盆地内部基底硬化程度的差异和主要呈北东方向展布的构造格局。它对后期沉积盆地的发展，隆起与拗陷的配置，以及盖层褶皱的强度都有比较明显的影响。盆地中部属硬性基底，是相对的隆起带，地史上稳定性较强，沉积盖层厚度相对较薄，基岩埋藏深度一般为 3~8km；盆地的西北和东南两侧属柔性基底，是拗陷带，沉积地层厚度较大，基岩埋藏深度达 8~11km (图 1-3)。

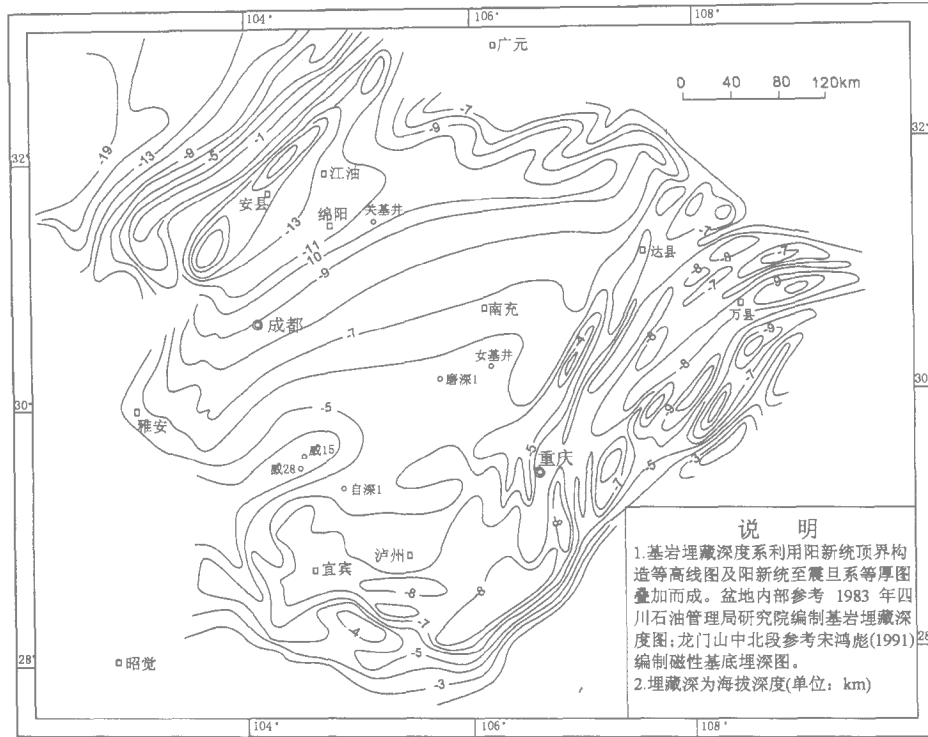


图 1-3 四川盆地基底埋深图

三、四川盆地二级构造单元基本特征

四川盆地作为上扬子地台的一级构造单元，在盆地形成和发展过程中，与周边的地质构造有着紧密的联系。根据区域构造特征，现今构造形迹和已知油气区分布特点等因素，将盆地二级构造单元从西向东划分为川西坳陷带、川中低缓褶皱带、川西南低陡褶皱带、川东高陡构造带、川北低陡褶皱带等。盆地周边又可划分出龙门山褶皱-冲断带、米苍山-大巴山褶皱-冲断带、湘鄂箱状褶皱带、峨眉山-凉山断块、娄山断褶带等(图 1-1)。

盆地内部各构造单元基本特征简述如下。

1. 龙门山褶皱-冲断带

该带为扬子准地台向松潘-甘孜地槽逐渐变化的台缘过渡带，西界断裂为青川-茂汶断裂，东界断裂为彭县-灌县断裂。整个龙门山冲断-褶皱带大致以绵竹为界，分为南、北两段。北段除唐王寨向斜外，主要是倾向西北、向盆地推掩的逆冲断层带，靠近盆地前缘出现了天井山等背斜。南段包括九顶山、宝兴杂岩体在内，除有大片前震旦系出露外，主要为由泥盆系、石炭系和二叠系组成的推覆体，逆掩在上三叠统顺家组乃至侏罗系之上，彭县附近可以见到“飞来峰”构造。

该构造带内构造活动频繁，变化较大。新元古代一早古生代为地台边缘隆起，如九顶山、天井山隆起，以升降运动为主，各地层之间为假整合接触。海西期，龙门山断裂带东侧下降，形成 NE 向槽形坳陷带，沉积巨厚的 D—C 地层。二叠纪一早中三叠世以海相碳

酸盐岩沉积为主，海水自西部海槽进入本区。中三叠世末的印支运动早幕基本上结束了海相沉积，进入前陆盆地发展阶段。印支以来的历次构造运动，本区主要受挤压力作用，以褶皱-冲断作用和走滑作用为主。

2. 川西拗陷

川西拗陷位于四川盆地西部，是中新生代的拗陷，呈 NE 向延伸。拗陷内部 T_3 —K 地层发育，厚度巨大，累计厚度可达 5000~6000m。北部构造简单，断层不发育，南部发育一系列以向东逆冲断层为主体的冲断层。

3. 川中低缓褶皱带

加里东期处于隆起部位，印支期和燕山期均为向北倾的斜坡。现今构造受华蓥山背斜带影响，东部抬升较高，向西逐渐倾伏，主要背斜有龙女寺、南充、广安、营山、八角场等，多属穹隆型构造，其间隔以向斜。另外，还有一些鼻状构造和小的穹隆构造，如位于龙女寺构造北翼外围的蓬镇-大石-立场台褶就是一例。川中平缓褶皱带总的构造方向为近东西向，在武胜、合川一带，因紧邻东侧的华蓥山，受其影响背斜多转为北东向延伸。区内局部构造褶皱幅度一般较弱，构造宽平，断裂少，向地腹深处变小变弱，一般在上三叠统香溪群以上与地面构造吻合性较好，以下则除主干背斜外均逐渐消失。

4. 川西南低陡褶皱带

本书所指的川西南，是安岳、大足向斜以南，青山岭以西，龙泉山以东地区，包括威远背斜和原自流井凹陷。加里东期处于乐山-龙女寺隆起南翼斜坡。印支期处于泸州古隆起西侧斜坡。燕山期受北西向断裂控制，为白垩系沉降区，反映本区在长期地史发展中变异较大。现今构造中威远背斜涉及范围最大，也是盆地内首屈一指的大构造，核部已出露中三叠统。其他比较重要的构造有自流井、兴隆场、邓井关等几排构造，多为似梳状和膝状构造，核部出露上三叠统和中、下侏罗统自流井群。它们自北东向南西方向逐渐下倾，并在大片白垩系露头分布区幅度减弱，如观音场、大塔场、青杠坪等构造。

5. 川东南梳状褶皱带

该带根据构造变形特征可进一步分为川东高陡构造带和川南低陡褶皱带。

川东高陡构造带位于华蓥山、石龙峡以东，七曜山以西，是大断裂控制的以高背斜带为主体的平行褶皱区。现今构造为北北东及北东向阻挡式褶皱，背斜狭窄，向斜宽缓，另外还见有南北向或东西向构造干扰，彼此斜接复合，融为一体。主干背斜与大断裂相伴生，自西而东有华蓥山、铜锣峡、明月峡、云安场、方斗山、七跃山等高背斜带，其间还有南门场、卧龙河、大池干井等相对比较低缓的背斜带。华蓥山背斜出露的最老地层为寒武系，其他背斜多出露二叠系、三叠系，向斜中为侏罗系红色地层。由于地层挤压较剧烈，向地腹深处断层增多，背斜多变尖、变陡、甚至倒转（图 1-4）。但是，近年来的地震勘探资料表明，下古生界构造有变缓的趋势出现。

川南低陡褶皱带位于川东高褶皱带以西，是华蓥山断褶皱带向西南延伸、呈帚状散开的雁行式低背斜群（图 1-5）。现今构造以华蓥山背斜为主体，向南逐渐分支，有温塘峡-临峰场、沥鼻峡-六合场、东山-坛子坝、西山-龙洞坪、古佛山-南井、螺观山-广福坪、青山岭-双河场等构造带。背斜构造呈左列雁行排列。各个构造带北高南低，北半段褶皱强，断层发育，为狭长梳状构造，轴部多出露三叠系地层；向南褶皱逐渐减弱，断层少，为膝状和丘状构造，轴部出露自流井群和沙溪庙组。过泸州以南，受盆地南缘娄山断褶皱带影

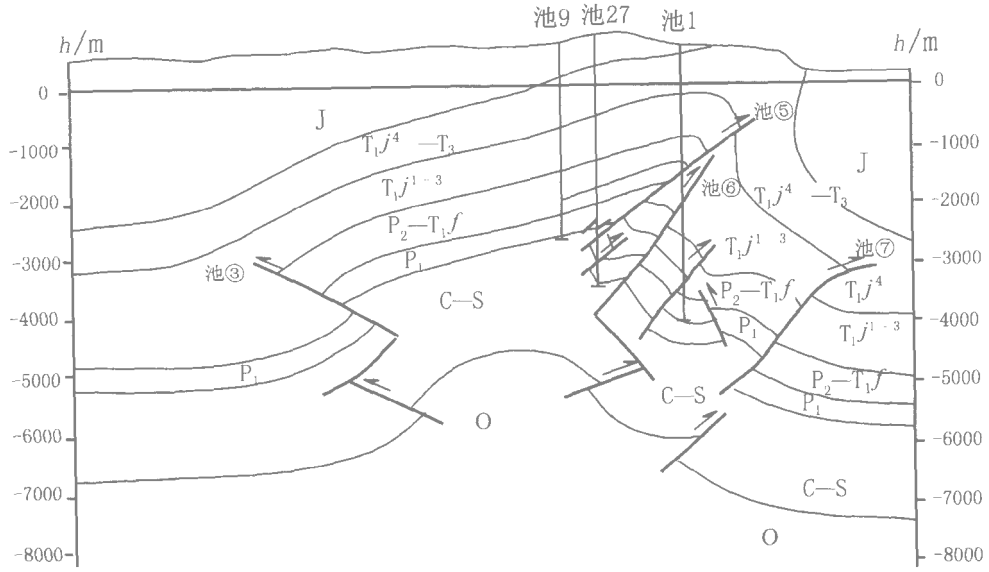


图 1-4 川东大池干井主体构造剖面图

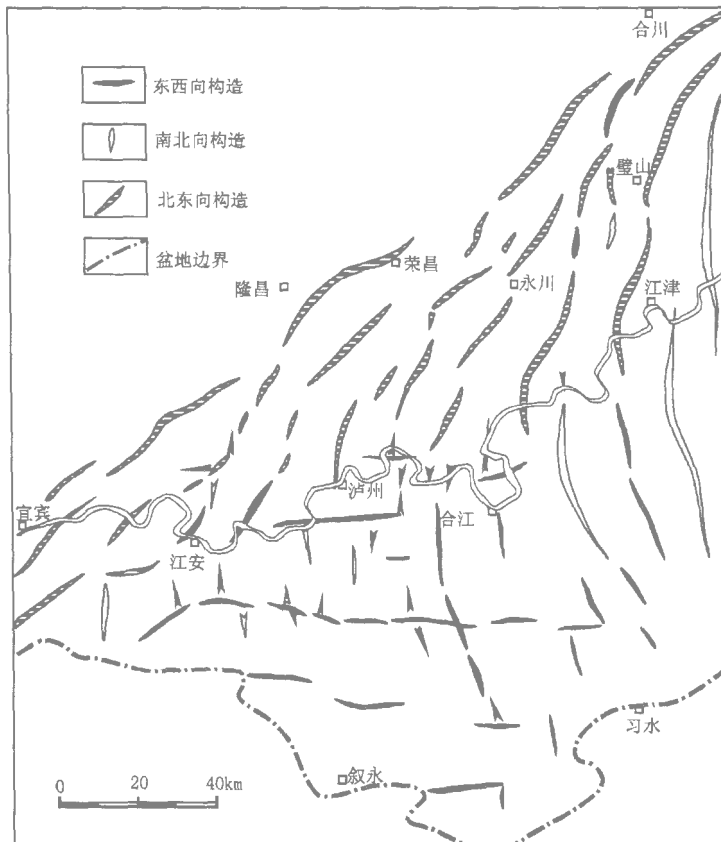


图 1-5 川南低陡褶皱带不同方向构造形迹图

响，为东西向构造分布地区，主要有高木顶、长垣坝、纳溪等构造带。其中以长垣坝构造带为突出代表，由一系列呈串珠排列的穹隆背斜构造组成，并伴随有东西向断裂。此外，区内还有南北向的一组构造，如庙高寺、合江等背斜构造。各组系构造之间互相影响，呈反接或斜接复合。

6. 川北低陡褶皱冲断带

该带位于大巴山—米苍山前缘。地表出露侏罗系—白垩系，靠近山前出露三叠系。整体构造面貌以向盆地凸出的弧形构造为主（图 1-6），即从米苍山前缘的 NW 向构造往东过渡为近东西向构造。该带断层不发育，主要为带状褶皱变形。

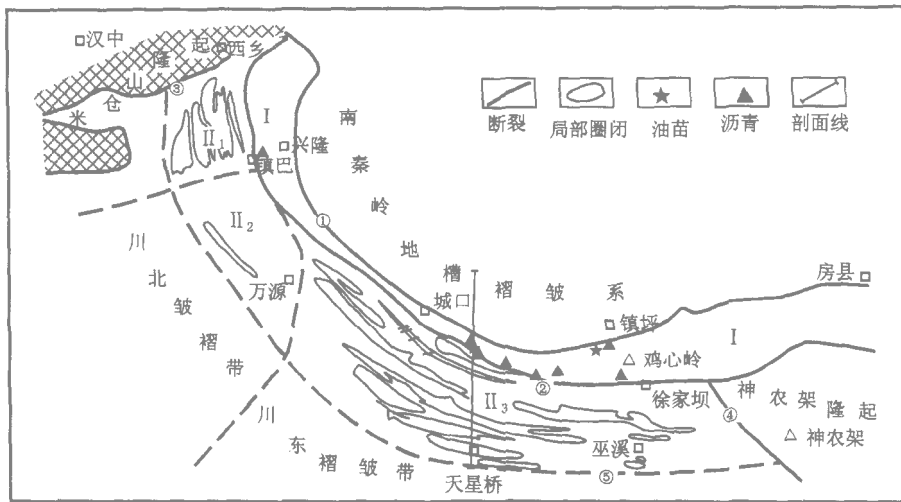


图 1-6 大巴山弧形褶皱带构造特征

断裂名称：大巴山大断裂；镇巴-康家坪断裂；西乡断裂；黑叉河断裂；万源-巫溪隐伏大断裂
构造分区：I—兴隆-城口冲断带；II—万源-巫溪褶皱带 II₁—镇巴褶皱区块，II₂—万源褶皱区块，II₃—巫溪褶皱区块)

该带以北的大巴山冲断-褶皱带为一组向南西方向突出的弧形断褶皱带，常称南大巴山弧。主要由一系列复式背向斜组成，褶皱紧密，并发育众多的平行走向的冲断层。

介于龙门山、大巴山两个断褶皱带之间的米苍山凸起，主要由前震旦系火地垭群变质岩系和晋宁期岩浆岩组成，杂岩体外围出露有从震旦系到侏罗系等不同时代的地层。该凸起上岩浆岩占了很大面积，显示了稳定坚硬的基底性质。盖层变形主要以褶皱为主，构造线以 NE 向为主。

综上所述，四川盆地为扬子板块内克拉通盆地与前陆盆地叠合的盆地，周缘被龙门山褶皱冲断带、大巴山褶皱-冲断带以及雪峰山褶皱-冲断带所环绕。喜马拉雅期构造变形强烈，构造复杂，盆地最终定型。

第二节 构造层序地层的内涵及划分原则

一、构造层序地层概念的提出

大地构造对盆地充填的几何形状和沉积相的三维分布有较强的控制作用 (Alexander 等, 1987), 大地构造作用的沉积响应在空间和时间上都包含在盆地充填格架和沉积相内 (Frostick 等, 1992)。盆地充填的几何形状及大规模的沉积层均含有大地构造作用的证据。小范围内的沉积物也能用于推断断层起止时间和断层的运动速率, 单个层序或单个岩层均有大地构造特征 (Tiercelin, 1990)。

沉积盆地的大地构造活动, 几乎全部是通过控制地形来影响沉积相发育的 (Frostick, 1992)。假定其他影响因素不变, 盆地临界沉降值将导致盆地具有其特定的地形显示, 该沉降值将取决于沉积物的供应速率, 即构造沉降所提供的可容纳空间被充填的速率。在沉积物供应速率与沉降速率相等或超过沉降速率的地方, 大地构造活动在地表的显示被掩盖了。这种情况下, 局部地貌对沉积特征的控制要比大地构造对沉积相发育的控制更为重要, 但大地构造活动仍然控制着盆地充填的几何形状和沉积相的三维分布。

盆地的可容纳空间在任何时候都控制沉积充填的几何形状和性质、层序构造和类型。在不同的构造作用背景下, 可容纳空间的变化是不同的。一般说来, 拉张背景下盆地边缘内部断裂活动活跃。在盆地早期拉张阶段, 往往形成粗碎屑沉积, 随着拉张作用的继续, 可容纳空间不断增大, 沉积细粒泥质沉积物。在挤压背景下, 可容纳空间小, 且沉积速率大多大于沉降速率 (解习农等, 1996), 因此多数情况下形成厚度较小的粗碎屑沉积物。

近几十年来, 许多沉积学者和构造学者都特别注意沉积物类型和地层样式与大地构造背景的密切关系, 并将两者有机地结合起来, 提出了一系列有关术语, 如构造层、构造沉积幕 (夏文臣等, 1993)、构造岩相 (信荃麟等, 1993)、构造-地层组合 (Price, 1983)。近几年来, 随着层序地层理论的发展和广泛应用, 陆相地层层序地层学的研究与应用也引起了许多研究者的重视。虽然大多数研究者都同意将层序地层理论引入到陆相地层的研究中来, 由于板内构造条件下陆相盆地的地质结构及盆地充填演化, 明显不同于大陆边缘盆地, 这种差异主要表现在以下几方面: 陆相盆地主要受控于构造因素, 而且沉积盆地内构造分区明显, 沉降分异大; 陆相盆地具有近物源、快速堆积、相分异大等特点, 沉积物中含突发性事件沉积 (如断层活动造成的垮塌等) 所占比例较大, 其气候变化对沉积物供给影响明显; 陆相盆地的多物源、多沉积中心、相变快、相带窄、水域面积小、变化大等特点, 决定了其沉积体系类型比大陆边缘盆地更多样化和复杂化; 陆相盆地内湖底扇、冲积扇沉积主要发育于深湖泥岩段, 而大陆边缘盆地的海底扇则发育于低水位体系域。因此, 人们并不希望完全照搬被动大陆边缘的层序地层学术语, 而是在充分考虑到陆相地层的复杂性与特殊性的基础上, 提出了许多有特点的术语体系。由于陆相盆地构造分区明显, 不同构造单元构造沉降差异很大, 而且不同序次的构造幕控制着不同级别的层序地层单元 (解习农等, 1996), 因此, 陆相地层层序地层单元的划分和层序界面分析应运用构造地层学原理, 从盆地整体观点出发, 通过盆地幕式构造旋回与层序样式及层序界面的关系, 进行盆地内层序界面或区域性层序界面的追踪对比。正因此, 国内部分学者在陆

相层序地层研究的基础上,提出了“构造层序”(李思田等, 1992)、“超层序”(刘立等, 1992; 王东坡等, 1994)等概念来描述层序地层组合及其所记录的盆地演化特征,并把这些术语引用到其他类型的盆地分析中去。

二、构造层序概念及级次划分

层序是一套相对统一的、有成因联系的、以不整合和与之对比的整合为界的地层(Mitchum, 1977)。不整合是一个把较新地层与较老地层分开的面,沿着这个面有证据表明存在指示重大沉积间断的陆上侵蚀削截(以及在某些地区内具有可以与之对比的海底侵蚀)或者陆上暴露现象。

构造层序是指在一定的构造作用背景下所形成的地层,以不整合或与这相对应的整合为界,指示沉积盆地类型的一个构造演化阶段(汪泽成, 1998)。沉积盆地充填演化受控于不同序次的幕式构造作用(解习农等, 1996),因此构造层序的级次与幕式构造旋回的级次有关。

一级构造层序是指根据沉积盆地中一级古构造运动面所划分的地层序列(相当于李思田(1992)的“构造层序”),每个构造层序都是一个盆地原型。这里所说的一级构造运动与板块相互作用或软流圈的热动力作用及洋中脊的扩张有关,它具有持续时间长、影响区域范围广等特点,它们在地层中的沉积响应是一级构造层序。一级构造层序顶、底以区域性不整合面为界,每个一级构造层序代表了沉积盆地的一个构造演化阶段。

二级构造层序是根据沉积盆地中对应于构造幕中次级构造作用旋回所划分的地层序列。这种构造作用旋回以沉积盆地演变过程中沉降速率变化为特征。引起沉降速率变化的原因可能是板块间或板块内脉动式俯冲或碰撞,相应地导致板内盆地间歇式沉降或盆缘断裂的间歇式活动;也可能是局部构造调整,导致不同构造单元沉降速率的变化;或者全球海平面的变化(或者陆相盆地区域性基准面的变化)。二级构造层序的顶、底以不整合面或整合面为界,其顶或底界面可能与一级构造层序界面相一致。

三、构造层序界面特征及识别标志

区域性构造事件往往与沉积盆地内较高级别的层序界面(如一级构造层序和二级构造层序)有密切关系,这种相关性不仅表现在陆相盆地,如陆内裂谷盆地,而且表现在其他类型的盆地。在地层中反映区域性构造事件的界面都可视为构造层序界面。

以下六种界面可作为构造层序界面。

1. 古构造运动面

代表盆地的基底面或盆地萎缩阶段古风化剥蚀面,通常代表一定规模的构造运动中所形成的不整合面。这种界面与区域性构造事件吻合,表现为区域性不整合面。这种古构造运动面不仅在同一沉积盆地内等时并普遍发育,而且在相同应力场作用下的同期盆地也普遍(李思田, 1992; 解习农等, 1993),因而具有较好的可比性,如华北地区的奥陶系顶部的古风化面。

2. 构造应力场转换面

在盆地演化过程中由于构造应力场的转变,导致盆地沉降速率的急剧变化,进而使充填沉积物发生较大的变化(吴冲龙, 1984)。构造应力场的转换面在沉积上表现为沉积体

系或体系域的转换面（解习农等，1993）。这种界面在盆地中央可能为整合面，而在盆缘地带为侵蚀或冲刷界面，如鄂尔多斯盆地石炭系和二叠系之间的界面。

3. 区域侵蚀面或冲刷不整合面

区域侵蚀面或称为沉积间断型界面，相当于 Van Wagoner 等（1988）的层序 II 型不整合面。这种沉积间断型界面在不同地区表现出不同特征。盆缘地带为陆上沉积间断，除出现无沉积作用外，还出现明显的大面积侵蚀和冲刷现象，在地震剖面上常见到明显的削截现象。间断面上下不仅岩性差异较大，而且在有机质丰度和有机质类型上具有明显差异。

4. 大面积超覆界面

由于盆地构造机制的改变，必然导致全盆范围内出现大面积的超覆界面。这种界面在盆缘地带多为角度不整合，而在盆地中央地带可能为连续整合界面或者为平行不整合面（汪泽成，1998）。

5. 区域性沉积体系转换面或突变面

盆地构造体制的改变，通常引起沉积体系或古环境的转换或突变，包括沉积相的突变、沉积体系的大规模迁移、水流系统的改变、古气候的变化。这种沉积体系或古环境的转换面或突变面，可以有不整合或整合的表现形式。

6. 区域海侵方向转换面

海侵方向的改变与构造体制的转换相关联，是在构造活动作用下，盆地底形坡度和坡向改变的结果（汪泽成，2000）。转换面表现为沉积间断面或整合面。

以上六种界面在野外露头、钻孔岩心或测井曲线中往往显示古风化壳、古土壤层或强烈冲刷现象等一系列特征标志，界面上下地层不仅有明显的岩性差异，而且在古生物组合、有机质丰度和有机质类型等方面有显著的差异。这些层序界面在地震剖面上表现为削截现象和超覆现象。

第三节 四川盆地构造层序特征

四川盆地作为扬子地台一部分，自晋宁运动、澄江运动回返基底固结以后，开始了稳定地台发展阶段。尽管四川盆地在地史上升降运动频繁，但自震旦纪以来总体上以下沉为主。盆地地层层序齐全，包括震旦系、古生界、中生界及新生界，累计沉积盖层厚度 6000~12000m。其中，震旦系一中三叠统属海相地层，以碳酸盐岩为主，厚 4000~7000m。上三叠统一第四系属陆相沉积，上三叠统厚 1500~3000m，厚度最大处在川西南部，侏罗系厚 2000~5000m，厚度最大值位于川水地区，白垩系厚 0~2000m，川西地区最厚。新生界厚 0~1100m，以成都平原为最厚。

盆地的沉积盖层在漫长的地史发展中经历了多期次的构造运动，每次构造运动对盆地构造格局、地层变形以及充填地层、地层之间的接触关系都具有很大影响。不整合特别是区域性不整合作为构造运动形迹的表现形式之一，具有等时性。因此，不整合研究不仅能反演古构造作用方式、古构造格局演变，而且它作为油气运聚的途径和场所，可以指导油气勘探。

四川盆地沉积盖层的地层区域性不整合面主要有四个，即 Z/AnZ、Є/Z、D/S 和 T₃/T₂。它们分别代表了晋宁运动、桐湾运动、加里东运动、印支运动。依据上述局域性不整合将

盆地充填地层划分出 4 个构造地层层序，从下往上依次记为 Ts_1 — Ts_4 (图 1-7, 1-8)

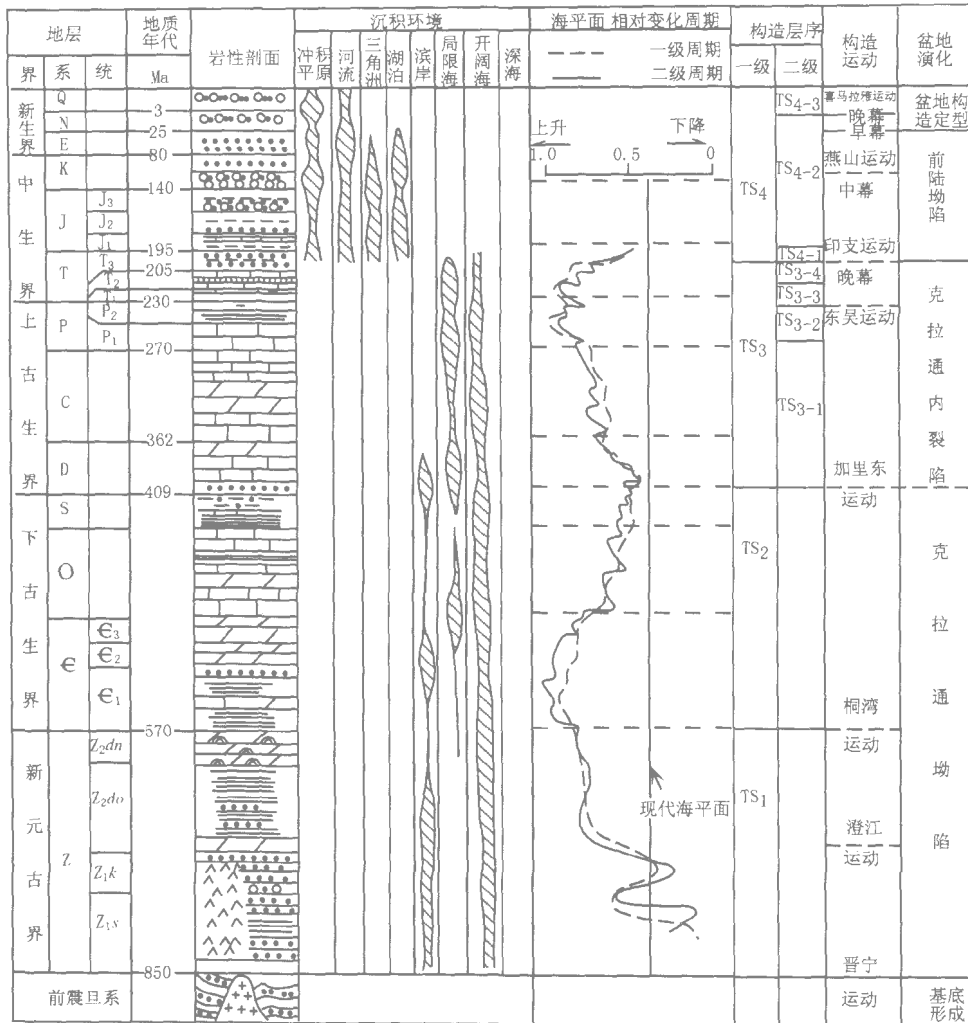


图 1-7 四川盆地构造层序地层划分

一、 Ts_1 构造地层层序 (Z)

震旦系是进入地台发展时期的第一个沉积盖层，与前震旦系古老变质岩及其相应时代的侵入岩体不整合接触，不整合面构成第一个构造层序界面。据同位素年龄测定，这套地层时限为 5.7 亿 ~ 8.5 亿年，属新元古界。该套地层在盆地周缘山区多有出露，盆内钻井已有部分揭示。

震旦系包括上统和下统两套地层。下震旦统在盆地周缘地区可见，是一套紫红色长石英砂岩、页岩（底部见砾岩）以及基性—中酸性火山岩、火山碎屑岩，表明该时期周缘构造活动强烈。从岩性分布看来，龙门山地区及西昌地区主要以岩浆活动为主，龙门山地区的火

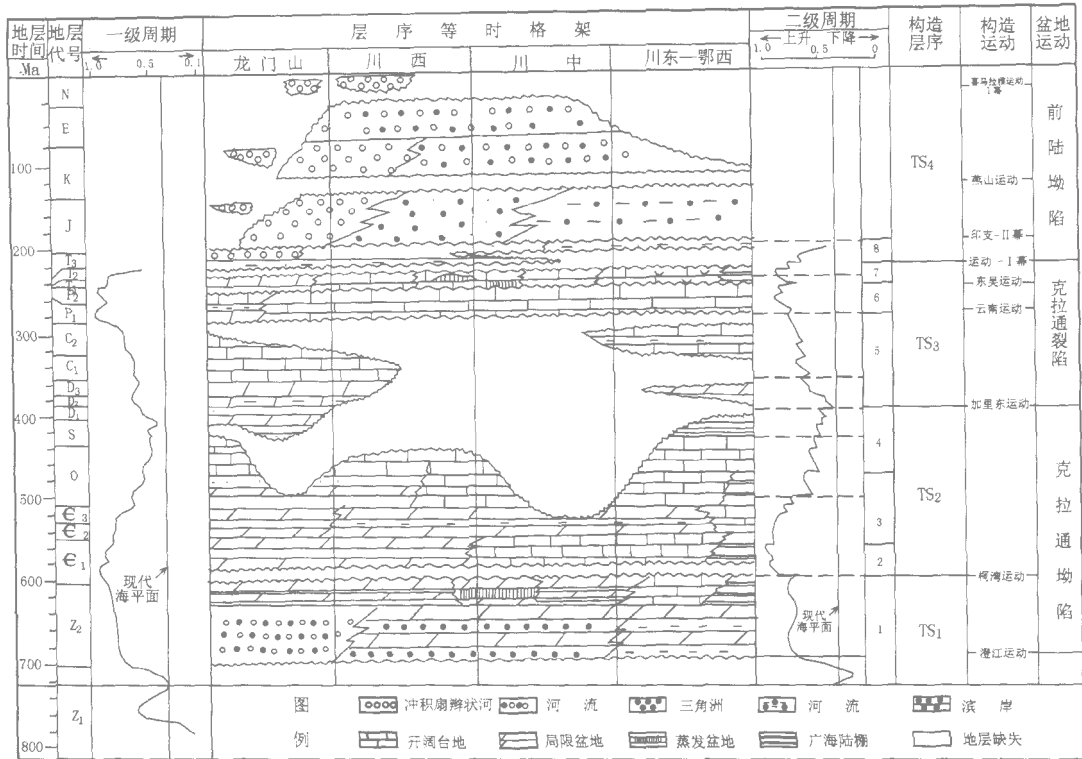


图 1-8 四川盆地构造层序地层格架剖面示意图

山岩组和西昌地区的苏雄组可以对比 (茂汶幅, 1975), 可能代表了元古宙晋宁期一澄江期的最后一次岩浆活动, 但在盆地北部下震旦统围绕米苍山隆起 (结晶基底) 呈环带状分布, 主要为碎屑岩沉积, 可见火山碎屑物沉积, 表明米苍山地区存在前元古宇的结晶基底。

盆地内部有三口超深井钻穿上震旦统灯影组进入火成岩, 包括威远构造上威基井和威 28 井以及龙女寺构造上女基井。揭示的前震旦系岩性为花岗岩 (威 28 井)、流纹英安岩 (女基井)。威 28 井 Rb-Sr 全岩等时线年龄为 740.99Ma, 属澄江期。其时代、岩石组合及形成环境均可与峨眉山及康滇地轴上同时代花岗岩对比 (罗志立, 1986)。女基井岩屑样品 Rb-Sr 全岩等时线年龄为 701.54Ma, 可与川西苏雄组对比。上述资料表明, 早震旦世澄江期川中地块并非古老陆核, 而是澄江期的岛弧 (罗志立, 1986)。

澄江运动后, 盆地形成统一的基底。晚震旦世盆地普遍接受上震旦统沉积。早期以碎屑岩沉积为主体, 在龙门山地区可见河流相沉积, 往东逐渐过渡为滨岸相、局限海台地相沉积。晚期 (相当于灯影期) 海侵达到高潮, 海域不断扩大, 淹没了区内全部古岛, 沉积一套厚 600~1000m 白云岩夹页岩 (图 1-9)。全盆地岩性稳定, 其中“蓝灰色页岩”和“富藻层”在区域上均可对比, 可作为标志层。

震旦纪末的桐湾运动, 使盆地地层抬升广遭剥蚀, 造成与上覆地层不整合接触, 同时灯影组顶部的古岩溶为油气聚集提供了良好的储集空间, 成为主力勘探层系之一。

总之, TS_1 构造层序是盆地基底经古元古代拼合、固结并刚化后所形成的低级克拉通向稳定克拉通逐渐过渡的沉积产物。

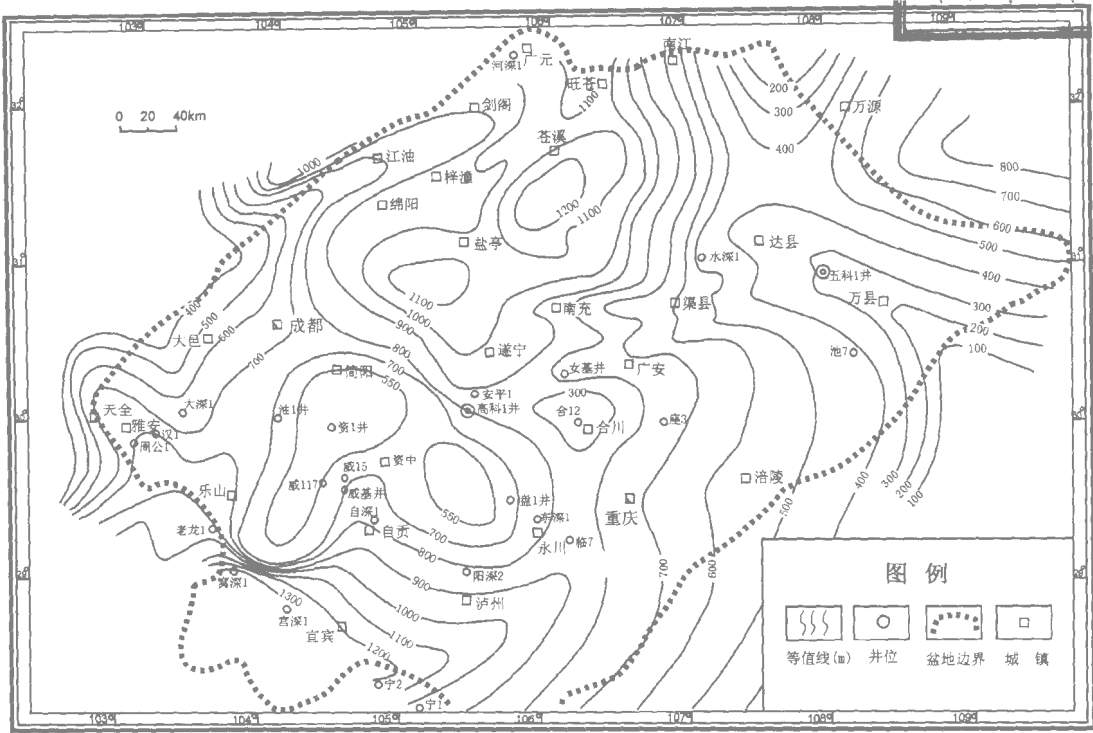


图 1-9 四川盆地震旦系灯影组地层等厚图

二、 T_{s_2} 构造-地层层序 ($\epsilon-S$)

该构造层序以不整合面上覆于震旦系之上，包括寒武系、奥陶系和志留系。

寒武系发育齐全，其底部与震旦系呈假整合接触，顶部与奥陶系在盆地内为连续沉积，但在盆地边缘的“康滇古陆”、龙门山、米苍山地区，与上覆奥陶系呈假整合接触，反映这些地区在寒武纪末抬升并遭受剥蚀。从图 1-10 可以看出，寒武系厚度在雅安一大邑以西缺失，在乐山—威远—资阳—广安一带为 500~600m，由东山—龙女寺古隆起向四周地层不断增厚，到湘鄂西厚度已达到 1400~1500m。

区域地震大剖面及深钻井资料证实了盆地内部寒武纪时乐山—龙女寺古隆起已形成，其轴部主体（即主隆起带）位于洪雅—简阳—南充一带，呈北东东走向。从区域地震剖面上看，可以识别出下寒武统底界具向古隆起轴部上趋现象， ϵ_1 顶部以及 ϵ_3 顶部均可见削蚀现象（图 1-11）表明乐山—龙女寺古隆起，具剥蚀隆起和同沉积隆起性质，隆起四周为拗陷沉积，隆起和拗陷的幅度差在 3000m 左右。由此可见，进入寒武纪，盆地古构造格局呈大隆大拗的格局。

继震旦纪末桐湾运动抬升剥蚀后，早寒武纪又发生沉降，海水由东南方向入侵，除西侧康滇古陆外，盆地基底为一东倾斜坡，在此构造地形背景下，东西向沉积分异明显，自西向东砂岩夹层逐渐减少，碳酸盐岩相对增多。早寒武世初期（筇竹寺期）海侵规模较大，女基井—珙县一线以东属广海陆棚沉积，为黑色、灰绿色页岩夹少许碳酸盐岩，底部

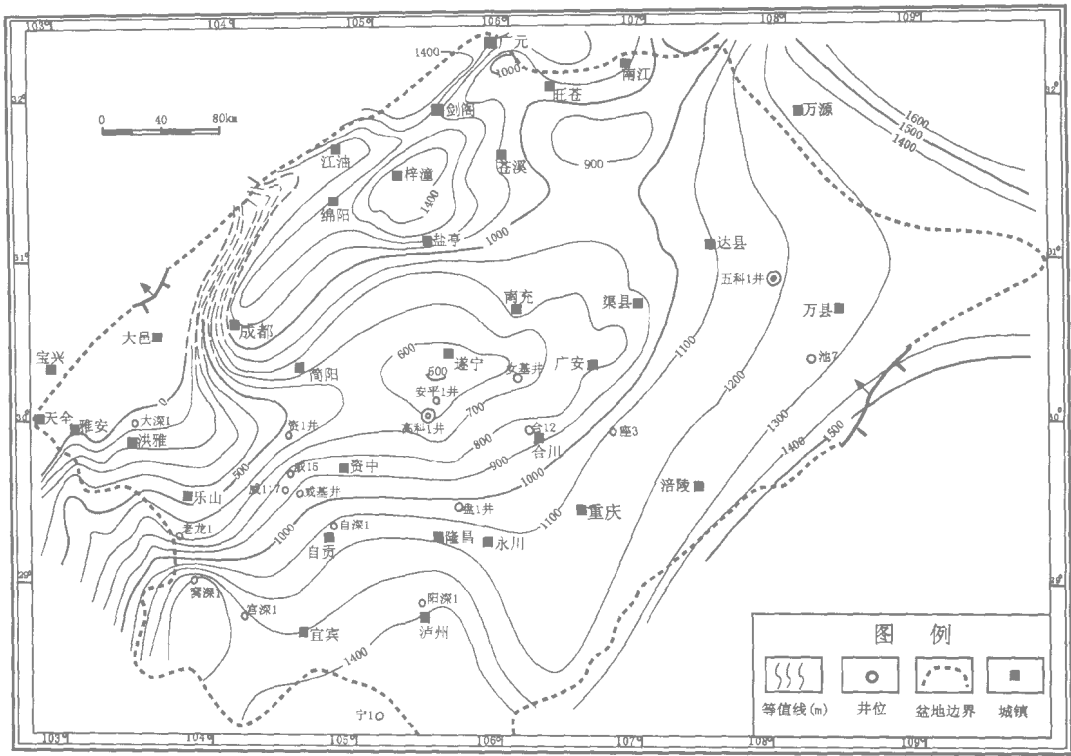


图 1-10 四川盆地寒武系地层等厚图

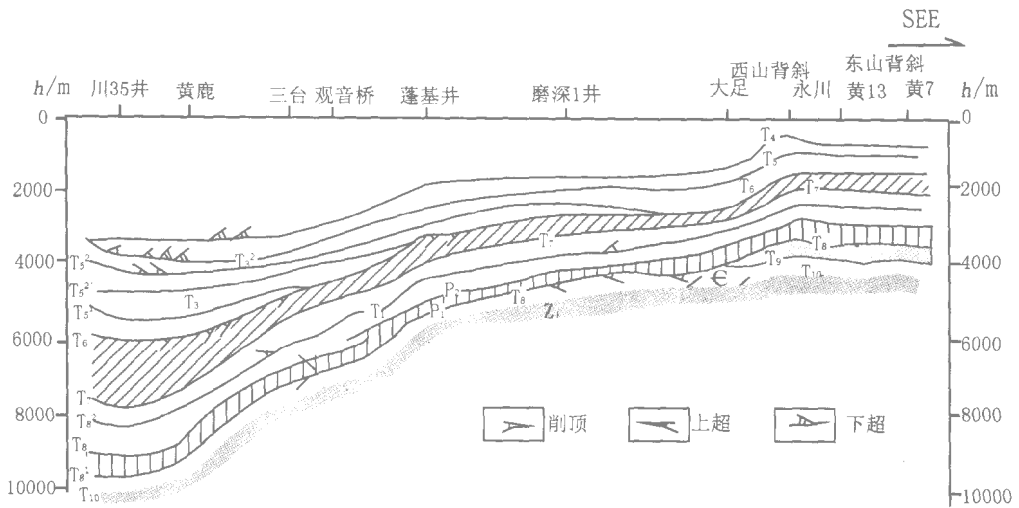


图 1-11 四川盆地构造地质剖面

(据田端孝, 1995)

夹硅质岩；以西为滨岸相沉积（相当浑水条件下的局限海、开阔海台地），底部为黑色页岩，向上变为碎屑岩夹少许碳酸盐岩。中期（沧浪铺期）海水先行退缩，然后略有扩张。广元—绵竹一带下部为河流相碎屑岩（上部因后期剥蚀情况不明）。女基井—珙县一线以西仍为滨岸相碎屑岩及少许碳酸盐岩；以东为开阔海台地相砂岩、页岩夹碳酸盐岩。广海陆棚相已退缩到秀山一隅。晚期（龙王庙期）海水略有退缩，重庆—毕节一线以西为局限海台地相白云岩；以东为开阔海台地相白云岩、石灰岩互层；雷波、珙县等地环境闭塞，为蒸发台地相碳酸盐岩夹石膏薄层。

奥陶纪构造格局大体上继承了寒武纪“大隆大拗”的格局，但隆起和拗陷的差异活动逐渐减弱，华-龙地震剖面显示乐山-龙女寺古隆起和周缘拗陷之间奥陶系厚度差较小，仅 60 余 m。盆地内部充填的奥陶系齐全，与上、下地层整合接触，但在龙门山地区普遍存在中奥陶统宝塔组（ O_2b ）与下志留统龙马溪组间的平行不整合，表明龙门山在奥陶纪末发生构造运动，以整体抬升为主（加里东运动早幕）。

奥陶系岩性在盆地范围内比较稳定，厚度变化不大，一般厚 400~600m（图 1-12），但在江油、成都一带显著减薄，乃至缺失，主要为后期剥蚀所至。

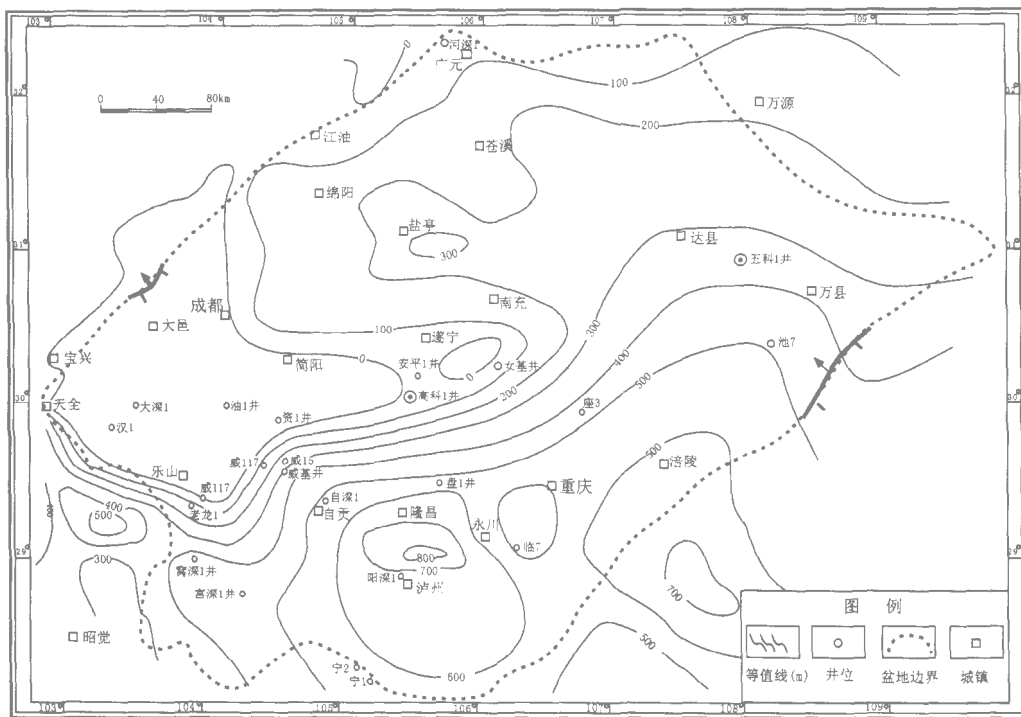


图 1-12 四川盆地奥陶系地层等厚图

早奥陶世的环境与中晚寒武世相近，沉积基底西高东低，西部濒邻古陆，碎屑物较多，向东岩性变细，碳酸盐岩增多，岩相变化方向仍是东西向。地震剖面可见下奥陶统向寒武系上超现象（图 1-11）。现以大湾期为例将岩相分区叙述如下：雅安、普格一带为滨岸相，主要是灰、紫色砂岩、粉砂岩夹砂质页岩及少许石灰岩、白云岩。砂岩分选差，具