

第一章 自然地理和区域地质概况

第一节 自然地理

一、吐鲁番盆地概况

吐鲁番盆地是新疆天山山脉东段一个大型的山间盆地(图 1-1)其地理坐标为 $89^{\circ} 00' \sim 91^{\circ} 00' E$, $42^{\circ} 40' \sim 43^{\circ} 20' N$,面积约 21000km^2 (赵文智, 1992)。该盆地北界为博格达山(北天山)南界是觉罗塔格山(中天山)西与喀拉乌成山相接 东部在瞭墩隆起封闭。从平面上看,吐鲁番盆地呈东西向延伸的椭圆形,地势西高东低,北高南低;在盆地的中部,发育近东西向延伸的火焰山-盐山隆起,它把盆地分隔为南、北两部分。北部的博格达山峰为盆地周边地区的最高峰,不仅海拔达 5445m ,而且地形陡峻;而南边的觉罗塔格山地势较平缓 海拔仅为 $1800\sim 1400\text{m}$,并在山顶可见保存良好的夷平面,整体上由西往东缓倾斜。盆地的最低处是吐鲁番盆地南部的艾丁湖,其紧靠觉罗塔格山山脚,海拔为 -155m 湖底海拔 -161m ,面积 5km^2 左右,四周发育着沼泽盐碱地,为我国陆地上海拔最低点。

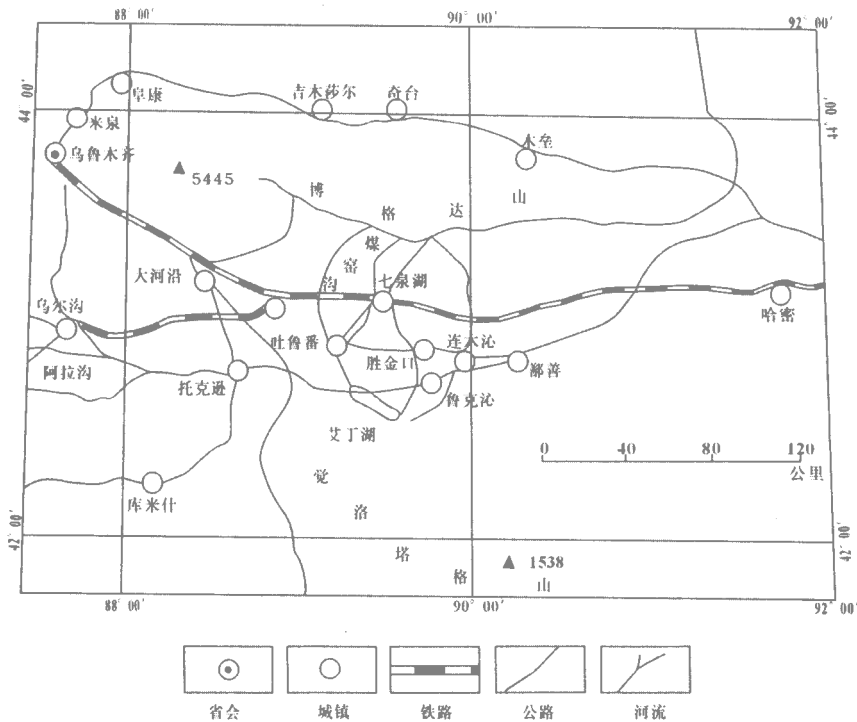


图 1-1 吐鲁番盆地位置图

火焰山又名克孜勒塔山（即“红山”之意），源于其出露的地层以红色的侏罗纪、白垩纪古近纪和新近纪砂岩、砂砾岩层和泥岩。在夏季，当炎热的阳光照射在山势曲折的红色砂岩和泥岩上，红光闪耀，云烟缭绕，犹如阵阵烈焰，由此而得名（夏训诚等，1978）。作为盆地中部最显著的山体，其西起吐鲁番桃儿沟，东至鄯善县苏格沟，近东西向带状延伸约 90km，南北宽约 5~8km，最高点位于中部吐峪沟一带，主峰高达 834m，该山一般海拔都在 500m 以上，而自中部向东、西两端海拔逐渐降低。一些小型河谷，如自西向东有桃儿沟、葡萄沟、斧头沟、胜金口沟、吐峪沟、连木沁沟、苏格沟等，由北而南切穿山体（邓起东，2000）。因此，在这些谷地中，中、新生代地层出露很好。

二、吐鲁番盆地气候与水文

吐鲁番盆地的气候是典型的温带干旱荒漠气候。该盆地素有“火洲”之称，尤其在夏季，气候酷热，火焰山表面的温度可高达 78℃。导致这一显著气候特点的主要原因是该盆地地处大陆腹地，位于西风带，同时地形低凹闭塞，因而西北气流下沉迅速，地面辐射的热量不易蒸发，造成了盆地内部的高温（夏训诚等，1978）；因此，越近盆地中心，气温越高。其次，由于盆地与博格达山和喀拉乌成山之间的相对高差大，因此焚风效应也对该盆地起着增温的作用。盆地内年平均气温为 13.9℃，高于新疆地区的平均值。7 月份平均气温都在 30℃ 以上，盆地边缘地带也都接近 30℃；一月份平均气温为 -10.8℃，约比北疆高 4℃~9℃（李新等，1993）。

吐鲁番盆地气候的另一个特点是极为干旱。冬季，吐鲁番盆地受干冷的欧亚极地大陆气团控制，天气较为稳定，只是偶尔在冷锋过境时，形成少量的降雪。春季，盆地迅速增温，气温上升较北疆地区为早，极地大陆气团迅速后退，气压变低，大气层很不稳定，与北疆地区形成较大的气压梯度差，吸引了北方气流迅速南下，而北方来的夹带水汽气流，在翻越天山进入盆地之后已是强弩之末，又受到盆地上升的热空气的影响，很难形成降雨。只有在夏季，由于塔里木盆地热低压的形成，使本区的温度很高，空气对流极为强烈，外来气流和本地由于蒸发夹带水汽上升的气流形成对流，本地区出现少量的对流性降雨。秋季，随着气温的迅速降低，极地大气团逐渐南移，使得吐鲁番盆地又处于稳定的高压区中，又很难形成降雨（夏训诚等，1978）。因此，吐鲁番盆地年均降水量很少，吐鲁番平原区多年平均降水量 16.4mm，南部地区 9.6mm；鄯善县多年平均降水量 26mm；托克逊县多年平均降水量 6.9mm（胡卫忠，1998）。降水主要集中在 4~9 月份，占全年的 64%~96%。尽管吐鲁番盆地的降水如此稀少，但是由于高温和干旱，蒸发量却极大，高达 3000mm 以上（李新等，1993）。

由于降水稀少，蒸发量大，造成该地区的极度干旱，因此地表流水少，多数河流为季节性河流；即使是常年流水的河流，如白杨河、阿拉沟、煤窑沟、科克亚河、二唐沟等，流程短，水量也都不大，其水源主要来自天山的冰雪融化，总径流量 $8.0972 \times 10^8 \text{m}^3$ 。吐鲁番盆地水流系统是以盆地南部的艾丁湖为汇水中心，来自北部和西部少数的河流注入该湖泊，如白杨河、阿拉沟、塔尔郎河、煤窑沟、二唐沟等，但这些河流在流经盆地时，由于高度蒸发和下渗，以及人工取水，真正流入艾丁湖的水量已很少了，所以艾丁湖湖水明显咸化。盆地南部为季节性河流，几乎无水注入艾丁湖。在盆地的山前地带有很多泉水溢出，这些地带常成为人们居住和植被生长的地区，所以吐鲁番盆地的居民点分布很有规律。

三、吐鲁番盆地植被类型

吐鲁番盆地的植被类型也反映了干旱环境特有的垂直地带性分布规律。与天山北坡相比，缺乏连续成片的森林带，植被稀疏矮小。海拔 1000~2000m 为荒漠带和山地荒漠草原带，山地裸露较广泛，阳坡多为荒漠草原，河谷有针阔叶混交林，植被覆盖率为 10%~25%；400~1000m 为戈壁砾石带，很少有植物生长；400m 以下的平原区，除绿洲以外生长着少量耐旱耐盐植物。艾丁湖周围地区地表为盐壳和盐沼，无植物生长（李疆等，1984）。整体来说，吐鲁番盆地植被稀疏，分布零星，主要有人工种植的白杨、葡萄，以及天然生长的骆驼草、沙棘、芨芨草、沙竹、柺柳、籽蒿、油蒿、沙冬青、芦苇、香蒲、红柳等。其中，在新月型沙丘底部及覆沙的丘间低地，坳条状固定、半固定沙丘、沙平地及固定堆积沙丘以生长沙竹、籽蒿、油蒿、白刺为主。在土壤水湿化及盐渍化湿地，生长芦苇及芨芨草，在这些地区，植被覆盖率可达 30%。在地势较低的河流两侧的河漫滩和第一阶地生长较茂盛的白杨林（人工种植），给人以荒漠绿洲的感觉。

第二节 吐鲁番盆地前新生代地层和岩浆岩

吐鲁番盆地是在海西中期褶皱基底上发育起来的陆相沉积盆地，向东与哈密盆地相连，中间被潜伏（第四系覆盖）的瞭墩隆起分隔。由于这两个盆地在很多方面有相似性，如基底类型、地层发育、沉积相等，所以常把这两盆地统称为吐哈盆地。该盆地是在板块碰撞和天山隆起过程中拗陷形成的，具有双重基底，即前寒武系的结晶基底和泥盆—中石炭纪的变形变位和变质基底（赵文智，1992；吴涛等，1997），前者表现出与准噶尔盆地结晶基底相关联的古老陆块特点，后者反映了在古生代北疆洋陆间古洋盆形成、俯冲、古陆块会聚、碰撞造山以及构造变形、岩浆侵位的构造作用过程。沉积盖层包括二叠系，中生代的三叠系、侏罗系、白垩系以及新生界，最大沉积厚度达 9000m。

一、盆地基底

吐鲁番盆地基底地层主要为石炭系和前石炭系，其围绕盆地周边褶皱山系分布，在盆地内部亦有零星出露（新疆区域地质志，1993）。对于前寒武系结晶基底的确认主要是通过航磁资料来推测的，并且认为其与准噶尔盆地基底的性质一致，不过这一块体在古生代末周缘大洋发生变形时已被强烈的褶皱掩覆了（吴涛等，1997）。上古生界基底大致以三道岭—七克台—火焰山中央低隆起带为界，南北明显不同：北部基底为由上石炭统为主的博格达裂隙沉降带火山岩、火山碎屑岩组成，南部东段为火山岛弧建造，南部西段以觉罗塔格弧前冲断体为基底，为强烈变形的变质岩、火山岩和花岗岩的三元组合（王昌桂等，1998）。

二、前新生代盖层

1. 上二叠系

本区的上二叠系主要分布在博格达山前缘地区，以桃树园沟剖面发育最好，厚度达 1004m（新疆区域地质志，1993）。地震资料也显示，在盆地内部，上二叠系主要分布在鄯善以北的

博格达山前区，托克逊凹陷，中央断裂带以南的库木塔克沙漠区等（牟中海，1993）。该套地层分为桃东沟群和下苍房沟群，为一套陆相沉积，岩性主要以含砾砂岩等粗碎屑岩为主，上部变细，可见煤线（新疆区域地质志，1993）。

2. 三叠系

本区的三叠系可分为下三叠统的上苍房沟群和中、上三叠统的小泉沟群，在盆地内主要出露在博格达山前的桃树园、柯柯亚等，另外，盆地中部的火焰山、盐山地区也有该套地层出露（新疆区域地质志，1993）。地震资料也显示，除中央隆起带外，本套地层在盆地内分布较广，而且在南部的觉罗塔格山和北部的博格达山前沉积厚度巨大（牟中海，1993）根据出露的剖面看，本套地层主要为河流、湖泊及三角洲沉积（牟中海，1993），下部主要是砾岩和泥岩，中部为砾岩、泥岩和砂岩互层，上部为砂泥质沉积（新疆区域地质志，1993）。本套地层与上覆侏罗系和下伏二叠系均为整合和平行不整合接触（新疆区域地质志，1993）。

3. 侏罗系

本区出露的侏罗系分布在觉罗塔格山前、博格达山前以及中央构造带的火焰山、盐山一带（新疆区域地质志，1993）。地震资料揭示，该套地层是吐鲁番盆地内沉积最厚，发育最广泛的一套地层，自下而上分为下统八道湾组、三工河组，中统西山窑组、三间房组和七克台组以及上统的齐古组、喀拉扎组（新疆区域地质志，1993）。该套地层以粉砂岩、泥岩为主，夹煤层和油砂岩。在吐鲁番盆地，该时代地层是主要的产铀矿层位，目前在侏罗系的八道湾组、西山窑组和三工河组中发现了砂岩型铀矿（王保群，2000；向伟东等，2000）。

4. 白垩系

本区出露的白垩系有下白垩统的清水河组、呼图壁河组、连木沁组、胜金口组和上白垩统的库木塔克组、苏巴什组。下白垩统出露于盆地中部的火焰山以及鄯善地区，岩性为橘黄、灰绿色的砂岩、泥岩，底部为砾状砂岩、砾岩。上白垩统库木塔克组仅分布于火焰山以及鄯善以南的库木塔克一带，为河湖相的桔黄、棕红色块状细砂岩等，底部为灰蓝色细砾岩。上白垩统苏巴什组为棕红色、灰白色砂岩，褐红色砂质泥岩、泥岩和灰白、暗灰色砾岩，分布于盆地中部的火焰山，厚 163~215m（新疆区域地质志，1993）。

三、岩浆岩

本区的岩浆岩主要出露于盆地周边的博格达山和觉罗塔格山。侵入岩可分为元古代和海西期两期，有花岗岩、闪长岩等，其中以海西期花岗质侵入岩为主。元古代侵入岩已经使围岩强烈的同化混染，岩石强烈的片麻化、糜棱岩化和压碎，但海西期的侵入岩则不具有上述特点。海西期的侵入岩可分为早、中、晚期三个演化系列，分别形成于晚泥盆世、石炭纪和二叠纪。海西早期的花岗岩主要侵位于中天山隆起带及其南北的中元古界和志留、泥盆系片岩、片麻岩中，以花岗闪长岩最为发育。海西中期的岩浆岩侵位于觉罗塔格山和博格达山地区，前者岩性以二长花岗岩、钾长花岗岩及花岗闪长岩为主；后者岩性以辉绿岩、钾长花岗岩及二长花岗岩为主，具典型的双峰式组合特征。海西晚期的花岗岩侵位于觉罗塔格山的局部地段，面积较小，主要岩性为正长花岗岩。各期的侵入岩均呈单个的小岩体产出，最大的不超过 100km²。岩体的长轴方向多呈北西西—南东东和北东—

南西西方向延伸，与构造线方向基本一致（新疆维吾尔自治区地质矿产局区域地质调查大队，1984）。

喷出岩主要形成于石炭纪。早石炭世时，博格达山地区火山岩以玄武岩为主，其次是英安岩和流纹岩，具有典型的双峰式特征（顾连兴，2000）；而觉罗塔格山地区基性岩和酸性岩均比较发育。中石炭世时，博格达山地区继续发育以基性岩为主的双峰式火山岩组合（顾连兴，2000）；而觉罗塔格山地区的火山岩则以钙碱性系列为主，并以中酸性火山岩最为发育。到了晚石炭世，仅博格达山地区发育火山岩，且规模较小，岩性从基性到酸性均有，但以中酸性为主。

四、吐鲁番盆地的铀源

铀在岩石中主要以三种方式存在，即类质同像、铀矿物和吸附状态三种形式。以类质同像存在的铀一般很难溶解，后两者则是铀淋滤的主要来源。吸附状态的铀在地表水和地下水的作用下很容易被浸出，而且分布广，是最重要的铀源。而铀矿物，在含氧、含二氧化碳的天然水中，可以逐渐溶解和氧化，而且在自然界中分布也很广，故也是重要的成矿铀源。

对于盆地南部的觉罗塔格山，从偏中性的闪长岩、花岗闪长岩到偏酸性的二长或黑云母花岗岩、钾长花岗岩，铀含量逐渐增高。其中前者的铀含量约为 $3.77 \times 10^{-6} \sim 2.19 \times 10^{-6}$ ，后者的铀含量可达 $7.19 \times 10^{-6} \sim 8.32 \times 10^{-6}$ 。就时代而言，本蚀源区地层的含铀性以中元古界的混合岩与片麻岩、石炭系的中酸性火山岩及火山碎屑岩最富铀，铀含量达 3.55×10^{-6} 以上；而中元古界的大理岩及片岩，志留、泥盆系的海相沉积岩和石炭系的碎屑岩、基性火山岩最贫铀，其铀含量均在 1×10^{-6} 以下。因此，在盆地的南缘，海西期花岗质侵入岩、石炭系中酸性火山岩及中元古界的中深变质岩系，是盆地内砂岩型铀成矿的主要来源^①。

在盆地北部博格达山一带分布的石炭系双峰系列火山岩中，以酸性火山岩最富铀，在其内部还存在着火山岩型铀矿化，是主要的铀源体；而基性火山岩与基性侵入体贫铀，为非铀源体。

盆地内的沉积盖层是从富铀的蚀源区剥蚀下来的碎屑物堆积而成的，因此也是富铀的，它对盆地铀的富集成矿起到了有益的补充。

第三节 吐鲁番盆地的构造

一、吐鲁番盆地的大地构造位置及其周缘的造山带

从板块构造的角度来看，吐鲁番盆地位于从准噶尔-吐鲁番板块中分离出去的吐哈微板块上，在性质上亲哈萨克斯坦板块，属于哈萨克斯坦板块的东南端（李春昱，1980；新疆地区石油地质志编写组，1995；王昌桂，1998），而在其东北侧是西伯利亚板块，南侧则为塔里木板块（李春昱，1980）（图 1-2）。地球物理资料显示，吐鲁番盆地的地壳厚度约为 42~45km（陈哲夫，1985），相对南部的觉罗塔格山和北部的博格达山而言，地壳明显减薄而地幔凸起，莫霍面与地形呈镜像反映（陶明信等，1994）。

^①董文明，博士学位论文，吐哈盆地层间氧化带砂岩型铀成矿环境与成矿规律研究。

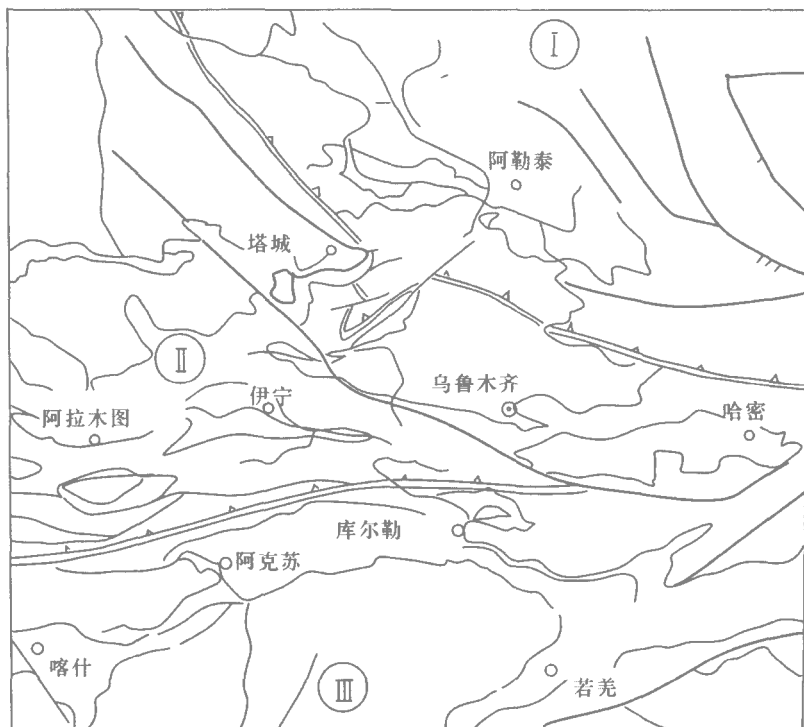


图 1-2 天山山脉大地构造位置图 (据王树基, 1998, 修改)
 I 西伯利亚板块; II 哈萨克斯坦板块; III 华夏板块 (或塔里木-中朝板块)

吐鲁番盆地南缘的觉罗塔格山是北天山大洋岛弧褶皱带的一部分, 由于其泥盆-石炭纪的火山岩为钙碱型, 而且在褶皱带南侧可见蛇绿岩套和混杂堆积 (赵文智, 1992; 方国庆, 1994), 因此, 至少在石炭纪早期, 北天山窄大洋携吐哈板块等就发生向南俯冲, 促成中天山微板块受到南北各方的双俯冲、双消减作用, 并于中石炭世前后回返而形成岛弧碰撞褶皱带 (姚慧君, 1988)。觉罗塔格山可视为弧前增生地体, 而吐鲁番盆地西部的噶墩隆起, 由于南隆北不隆, 所以可以认为是弧前增生地体突出盆地最靠前的部分 (赵文智, 1992)。

在盆地北部的博格达山出露的火山岩主要为 TH 型及幔源型侵入体, 变质轻微, 仅为亚绿片岩相, 因此多数人认为博格达山构造带是裂谷 (姚慧君, 1988; 赵文智, 1992; 何国琦等, 1994), 其形成原因可能是从晚古生代开始, 西伯利亚板块向南推移过程中, 发生沿克拉美丽-麦钦乌拉缝合带的右行滑动 (赵文智, 1992)。作为陆内裂谷带, 博格达沉降带南界在吐鲁番盆地中央断层一线, 北界在准噶尔盆地东部阜康断裂带附近 (赵文智, 1992)。晚二叠世初, 博格达陆间裂谷开始封闭, 渐呈水下隆起状态, 接受沉积, 直到侏罗纪末期才出露水面, 遭受剥蚀, 也使得吐鲁番盆地和准噶尔盆地分离, 成为两个独立演化的盆地 (姚慧君, 1988)。在白垩纪, 博格达山处在稳定的构造环境中, 经历了长期的夷平作用和化学风化作用, 使博格达山山体降低 (邓起东等, 2000), 成为准平原, 而从渐新世末开始, 博格达山隆升加速^①。

吐鲁番盆地西部的喀拉乌成山形成于中侏罗世的早燕山运动, 几乎与博格达山同时隆起,

彭斯震, 博士学位论文, 吐鲁番盆地的活动构造学与地震危险性, 1995。

封闭了吐鲁番盆地的西北边界，从而使柴窝堡盆地与吐鲁番盆地分离，成为两个独立演化的盆地（吴涛等，1997）。

二、吐鲁番盆地内发育的断裂和褶皱

1. 断裂

吐鲁番盆地的断裂比较发育（图 1-3），基本以逆冲—逆掩断裂为主。按这些断裂的切割深浅，可分为基底断裂与盖层断裂两大类。其中基底断裂基本发育在盆地的南部与盆缘，而盖层断裂大部分集中于盆地的北部（赵文智，1992），两者形成了鲜明的对比，表明盆地北部活动时代相对较晚。盖层断裂具有破坏岩层连续性，产生陡倾斜，破坏地下水渗入系统的作用，因此在砂岩型铀成矿中被看作不利的因素。本区中、新生代发育的盖层断裂主要有博格达山前逆冲断裂带、吐鲁番逆冲断裂带、托克逊南—艾丁湖断裂、火焰山断裂及柯柯亚断裂等（邓起东，2000）。

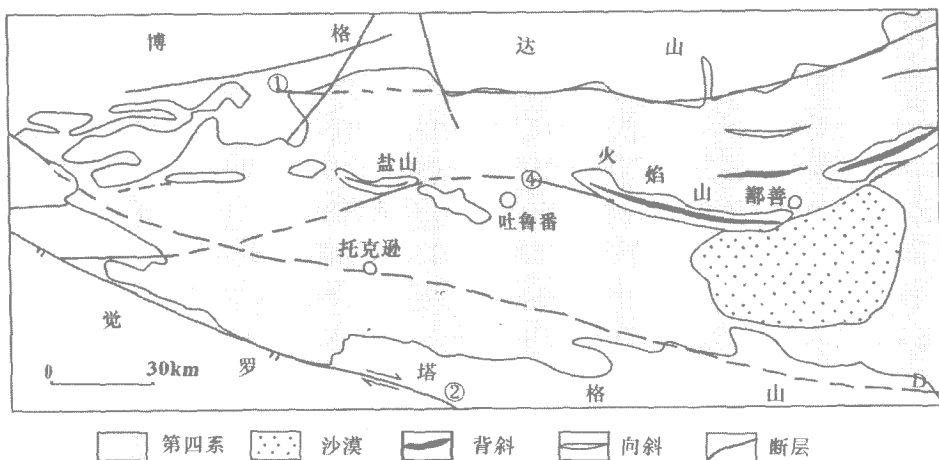


图 1-3 吐鲁番盆地构造示意图

博格达山前逆冲断裂带由数条走向近东西向、北倾的高角度（ $50^{\circ} \sim 70^{\circ}$ ）逆断层组成（邓起东，2000），表现为由多条近于平行的逆冲断层组合成向南推覆的构造作用，其对博格达山体 and 吐鲁番盆地的构造演化起着重要的控制作用。据已有的地球物理资料分析，该断裂已进入中下地壳，且为博格达慢拗区与吐鲁番慢隆区的分界。据研究，该断裂形成于海西期晚期，中、新生代活动强烈，塑造了吐鲁番盆地北部现今的地貌格局。但晚第四纪以来，逆冲活动逐渐减弱，然而由于博格达山强烈隆升造成的重力均衡调整，导致博格达山前逆冲断裂带局部地段发生构造反转（邓起东，2000）。

觉罗塔格山前断裂是吐鲁番盆地与觉罗塔格构造带的分界，近东西向延伸，切割了第四系以前的所有地层（邓起东，2000）。该断裂带断面南倾，经印支、燕山和喜马拉雅运动长期活动，向盆地挤压逆冲。受基底刚性的影响，盖层构造变形微弱。

北天山断裂带是位于盆地西南缘的北西西向逆断裂，为古生代北天山的缝合线，总体断面南倾，走向北西或北北西，西起阿拉沟，东至苏巴什沟，长约 50km，构成了盆地的西南边界。该断裂在古生代表现为强烈的右旋走滑断裂作用，但晚第四纪以来，总体表现为南倾

为主逆断裂已不再活动，而主断裂以北的分支反向逆断裂却一直处于活动中，但由于规模小，活动强度一般（邓起东，2000）。

火焰山逆断裂长约 80km，大体顺山体走向沿山前展布，出露地表，是一条发育于火焰山背斜南翼、倾向北或北东的高角度逆断裂。该断裂不仅错断了三叠系至新近系的地层，而且沿山前还错断了一系列晚第四系冲洪积物，形成了断续分布的逆冲断裂陡坎地貌（邓起东，2000）。据推测，在晚三叠世至早侏罗世时，该断裂可能已形成，为具有伸展背景的正断层（朱文斌等，2003）。自晚更新世以来，该断裂是盆地发育规模最大和活动强度最大的断层（邓起东，2000）。

2. 褶皱

吐鲁番盆地的褶皱构造比较发育，主要特征为高幅度、与断裂伴生、多期活动，且成排成带或雁行式分布（吴涛等，1997）。断层对褶皱的形成起了决定性作用，它不仅控制褶皱的形成，而且还起到对褶皱的改造作用。该区主要的褶皱带有博格达山前背斜带、中央隆起带及鄯善背斜带等（邓起东，2000）。

位于盆地中央隆起带的褶皱依次为盐山背斜、火焰山背斜以及肯德克背斜，主要形成于早更新世末期的水平挤压构造背景下。该背斜整体表现为北缓南陡的线性褶皱构造，地层出露较全，包括了中侏罗世至早更新世之间的所有地层。火焰山背斜核部位于火焰山南部，或几乎整个处于山体的南缘，主要由侏罗系和白垩系组成。背斜的南翼由于受火焰山南缘逆断裂的影响，构造变形十分强烈，而北翼地层出露较完整，岩层产状北倾，但倾角变化较大。对火焰山逆断裂和背斜的变形特征研究表明，该背斜受断裂控制，为断裂扩展褶皱类型。而位于火焰山西部的盐山褶皱带主要由雁木西背斜、红山口背斜及伊拉湖背斜等组成。核部出露的地层主要为中新统，较火焰山背斜核部出露的地层新，两翼地层为上新统至下更新统。

博格达山前背斜带位于博格达山南麓的山前地带，以博格达山前逆冲断裂带与博格达复背斜分开。该背斜呈东西向延伸，褶曲平缓，轴面北倾，近轴部岩层产状较陡，翼部产状逐渐变缓。该背斜形成于上新世末期，核部出露为侏罗系煤岩，翼部为中新统。

盆地南部的褶皱运动较弱，也主要形成于上新世末期。

三、吐鲁番盆地的构造分区

以盆地区域构造为基础，结合各期沉积发育特征、空间展布及其几何形态，可进一步将吐鲁番盆地划分为 7 个小的单元^①，分别为：台北凹陷、科牙依凹陷、托克逊凹陷、台南凹陷、布尔加凸起、胜金口-鲁西凸起及塔可泉凸起。

台北凹陷面积最大，地层发育最全，最大沉积厚度可达 9000m，其中侏罗系沉积巨厚，平均达 4000m 左右。科牙依凹陷盖层较薄，主要为中上三叠统和侏罗系，并在凹陷的北部已经出露地表，但在凹陷的南部北第四系覆盖。托克逊凹陷的盖层包括上二叠统、中上三叠统、侏罗系、下白垩统及新生界，却是下三叠统和下白垩统。台南凹陷为一残余凹陷，地层发育也较全，但缺失部分上三叠统、部分中下侏罗统及上白垩统。

布尔加凸起由石炭系火山岩和火山碎屑岩组成，并且石炭系地层已出露地表。胜金口-鲁西凸起可见石炭系火山岩和火山碎屑岩，主要发育三叠系和侏罗系及其以上地层，但规模较小。塔可泉凸起为了墩隆起的南延部分，地层发育较全。

^① 荐军，硕士学位论文，吐鲁番-哈密盆地分析。

第四节 吐鲁番盆地构造演化

吐鲁番盆地是位于北天山和中天山东段的一个山间盆地，作为天山的一部分，其形成演化历史与天山山体的演化有密切的关系。

一、天山的演化

天山山系位于亚洲中部，西起乌兹别克斯坦的克孜尔库姆沙漠以东，跨越哈萨克斯坦和吉尔吉斯斯坦 东至我国新疆哈密以东 东西长度超过 2500km 南北宽度一般为 250~350km。现代天山的平均海拔为 4000m 左右，最高峰托木尔峰高度达到 7435.3m（王树基,1998）。

构造意义的天山山脉可分为北天山、中天山和南天山。由于天山山脉是由哈萨克斯坦板块、华夏板块和西伯利亚板块三个板块碰撞、挤压、拼贴形成，并且经历了较长时间的演化，因此构造很复杂。综合物探资料显示，天山地区壳内存在多个低阻层和低速层，这表明天山地壳存在多层叠覆的结构特点，这可能是由于板块碰撞或碰撞后的挤压过程中，导致壳内不同构造层的褶皱、冲断和叠覆形成，并使地壳增厚，山体抬升。不论是北天山，还是中天山，都发育一些深大断裂，并具有多次活动性，它们不仅构成大地构造单元的界线，而且也是山地阶梯状地貌的界线，同时对天山山脉中的山间盆地的形成和演化具有控制作用，吐鲁番盆地就是这些断裂逆冲形成的一个挤压拗陷带。

总体来说，中天山、北天山及其以北地区的基底褶皱固结较早（早元古代末的中条运动），而南天山及其以南地区相对较晚（晚元古代末），但到震旦纪—寒武纪，塔里木板块、哈萨克斯坦—准噶尔板块和羌塘板块基本形成了统一的板块（任纪舜等，1980），也就是说天山山脉的构造基底已完全固结。在早震旦世，天山地区多处为崇山峻岭，发生了相当规模的冰川作用。此后，天山地区进入更为复杂的演化过程。在早古生代早期中天山地区拉张发展形成中天山洋，同时形成北天山古生代活动大陆边缘构造带。在加里东运动初期，伊犁—伊塞克湖微板块完成了与哈萨克斯坦板块的拼接，使中天山洋闭合。在伊犁—伊塞克湖微板块的南侧，古南天山洋壳向北强烈俯冲消减，从早泥盆世到中泥盆世期间，使古南天山洋缩减成残留海盆。随着阿尔泰以北的萨彦—蒙古洋的封闭（早古生代晚期），北天山地区处于强烈的拉张状态，形成了北天山洋（ $C_1^2-C_2^1$ ），并在中石炭世末洋壳向南俯冲消减，最后古北天山和古南天山残留海盆几乎同时闭合于晚石炭世—早二叠世早期，陆壳碰撞后发生褶皱造山作用，形成现今的天山山脉构造格局。从中生代初至新近纪末，天山地区的地壳活动相对平稳，褶皱隆起的古天山长期遭受强烈剥蚀夷平作用，而在古天山隆起中产生的山间断陷盆地，则一直处于沉降状态，和山前拗陷地区一起接受来自剥蚀区的大量物质堆积，从而使天山地区形成起伏和缓、海拔低的准平原。从新近纪末以来，特别是上新世和第四纪的早更新世，天山地区发生了非常强烈的断块差异升降运动，断块隆升的准平原成为高度巨大的众多山岭，而山地南北的山前拗陷和山间断陷则继续下沉，形成巨厚的堆积，进而形成了接近现代天山的高大山岭和众多的山间盆地。

二、吐鲁番盆地的构造演化

在中石炭世之后，吐鲁番盆地作为一个陆相盆地开始初具雏形，并和东部的哈密盆地一

起接受沉积,但在二叠纪早期,除了东部的哈密盆地外,还未能发现沉积盖层。从晚二叠纪开始,吐鲁番盆地连续接受沉积,厚度以侏罗纪为最,这也是吐鲁番盆地最主要的含油层和煤系层。在这一长时间的演化过程中,吐鲁番盆地经历了海西运动末期、印支运动、燕山运动以及喜马拉雅运动。由于运动强度差异等原因,各次运动在吐鲁番盆地都有不同的表现。尽管目前普遍认为该盆地是由不同原型盆地叠合而成的,但由于对该盆地在中新生代漫长的演化历史中是否遭受过拉张作用还存在不一致的看法,因此在该盆地的演化问题上也存在不同的看法。如果该盆地真是“双重背驮式盆地”(葛肖虹等,1995)的话,那么也很容易解释该盆地是由以下三期盆地叠合而成:晚二叠世—三叠纪;侏罗纪—古近纪;新近纪—第四纪。盆地演化的总脉络是湖盆由大变小,由宽变窄,沉积中心由南向北迁移,地层分布在南北方向上不断收缩(王昌桂等,1998)。

1. 晚二叠世—三叠纪:弧后前陆盆地形成

早二叠世末的海西运动 III 幕是一次重要的构造事件,它拉开了吐鲁番盆地发生发展的序幕,使石炭纪—早二叠世地层褶皱,从而构成吐哈盆地的褶皱基底。博格达地区表现为褶皱冲断,向两侧板块向上仰冲;觉罗塔格山以抬升为主,在吐鲁番盆地南边形成向北倾的斜坡,局部表现为冲断推覆(王昌桂等,1998)。在该时段,断裂构造比较发育,北东东、北西西以及近东西向三组断裂组成了长轴近东西向的菱形块体构造网络。

晚二叠世海西运动 IV 幕以南部觉罗塔格山向北逆冲为主,觉罗塔格山作为弧前增生冲断体由南向北冲断到吐鲁番板块之上,在其山前形成弧后前陆拗陷带(王昌桂等,1998)。北部博格达山裂陷槽由东向西开始回返,形成前陆拗陷,但由于博格达山回返和最终升起的时间较晚,因此比盆地南部与哈密拗陷均晚了一个周期。在现今的中央断裂线一带,可能分布有岛链性质的古隆起,将盆地分为南北两个部分。此时,南北两侧前陆拗陷共用一个中央隆起带。基底以抬升为主,局部发生逆冲褶皱。在吐鲁番盆地西缘艾维尔沟、阿拉沟等地区二叠系与中三叠统之间为角度不整合接触,而在北部,根据地震剖面反映,仅呈微角度不整合关系。该期构造运动南强北弱,使得上二叠统被剥蚀,也使得下三叠统分布局限。地层总体呈南厚北薄,在晚二叠世和晚三叠世有两次沉积间断,博格达山隆升影响尚未波及整个吐鲁番拗陷,因此两侧拗陷带的范围比现今的要大。

2. 侏罗纪—古近纪:类前陆盆地形成

三叠纪末的印支运动 II 幕表现为褶皱隆升剥蚀,基底断裂活化逆冲。在地震剖面上,托克逊地区表现为由北向南的掀斜抬升,伊拉湖断裂以北的二叠系—三叠系大幅度剥蚀,而在断块倾斜末端表现较为完整。该次运动是盆地内一次较强烈的填平、补齐的构造运动,它改变了晚二叠世以来南北向相对两个前陆拗陷带的构造面貌,使盆地内前侏罗纪构造被剥蚀、夷平,形成一个统一体(袁明生,2002)。早、中侏罗世在整个盆地内为沼泽、平原相沉积,八道湾组煤系广布于吐鲁番拗陷。其沉积中心逐渐由西部、南部迁移到北部山前。目前在盆地西南部发现的层间氧化带和含铀矿砂体主要集中在下侏罗统的八道湾组。

中侏罗世末期的燕山运动 I 幕,托克逊地区断裂复活逆冲,使伊拉湖断裂上盘的西山窑组剥蚀,盆地西北缘的喀拉乌成山剧烈隆升,在凹陷西部形成布尔加凸起及伊拉湖—肯德克高台阶带,北部拗陷带成为盆地的主体沉降带,伴随博格达山隆升,类前陆盆地开始形成(王昌桂等,1998)。

侏罗纪末发生的燕山运动 II 幕对吐鲁番盆地的构造形成起着关键性作用,主要表现形式

为逆冲褶皱。火焰山、七克台、伊拉湖等基底断裂强烈活动，断块逆冲抬升，并产生新的褶皱和断裂构造，形成大量的局部构造和构造雏形，且北强南弱。这次运动的作用力主要来自博格达山方向传来的向南推挤力，并微有左旋剪切力伴随，故而使得北北东一组剪切破裂面带有一定张性，北北西一组破裂面向压性转化而紧闭不发育，褶皱呈雁列式分布。

白垩纪—古近纪，是盆地均衡沉降阶段。早白垩世拗陷处于挤压抬升状态。在四周环山，气候干热的条件下，拗陷范围进一步收缩，沉积了一套以红色粗碎屑岩为主的河流、湖相沉积。西部托克逊地区受伊拉湖断层影响构造沉降，再次成为拗陷。由于在吐鲁番盆地白垩纪与古近纪之间没有明显的沉积间断，同时古近纪内部的各时代之间地层主要为平行不整合接触，因此在这一阶段，吐鲁番盆地处于相对平静的构造期，又成为一个统一体再次接受河湖相沉积。

3. 新近纪—第四纪：新天山山间盆地形成

受印度板块与亚洲板块碰撞远程效应的影响，自新近纪开始，博格达山形成“V”字形仰冲构成扇形结构，并向吐鲁番盆地及准噶尔盆地两侧逆冲推覆，自北向南强大的挤压应力在北部凹陷带产生沿八道弯组、西山窑组两套煤系地层的大型盖层滑脱，其前锋带形成中央背斜带，火焰山构造带将早期的胜金台凹陷一分为二（王昌桂，1998），并发育成两拗夹一隆的构造格局。与此同时，北部拗陷带也发生了一系列的冲断和褶皱作用，普遍遭到抬升和侵蚀。根据冲积—洪积相的磨拉石沉积来看，在第四纪，盆地已经进入消亡阶段。

三、吐鲁番盆地的演化机制

葛肖虹等认为，吐鲁番盆地连同东部的哈密盆地是一个典型的背驮式盆地。海西运动晚期，觉罗塔格山自南向北推覆成山，构成古天山山脉的主体，而印支期出现的博格达山推覆构造则是它的前展构造。博格达逆冲推覆席体的前锋在博格达山的北缘，而山南则属于反冲推覆构造带，所以，吐鲁番盆地自侏罗纪以来就是座落在博格达逆冲席体上的背驮式盆地。在上新世以后，尤其是第四纪以来，随着南北向挤压的进一步增强，在博格达山南缘形成了反冲推覆构造体系，其前锋为火焰山构造带。伴随着火焰山前锋隆起的形成，在火焰山构造带与博格达推覆构造带之间，形成了一个叠置在吐鲁番背驮式盆地之上的新的背驮式盆地，构成了“双重背驮式盆地”。对于引起这种构造的动力机制，主要来自于地块碰撞的远程效应。在中生代期间，像羌塘地体拼贴、拉萨地体拼贴这样的远场小碰撞事件，往往只能引起博格达山北缘推覆构造的活动，而吐鲁番盆地则随逆冲席体一起向北运动，被驮载的吐鲁番盆地不发生明显的构造变形。只有大的远场碰撞事件，如印度板块与欧亚板块的碰撞，才会引起吐鲁番盆地内部的构造变形，或当博格达山北缘构造带的活动不能将变形能量全部释放掉时，吐鲁番盆地才会在极高应力状态下发生构造变形（葛肖虹等，1995）。

第二章 新生代地层

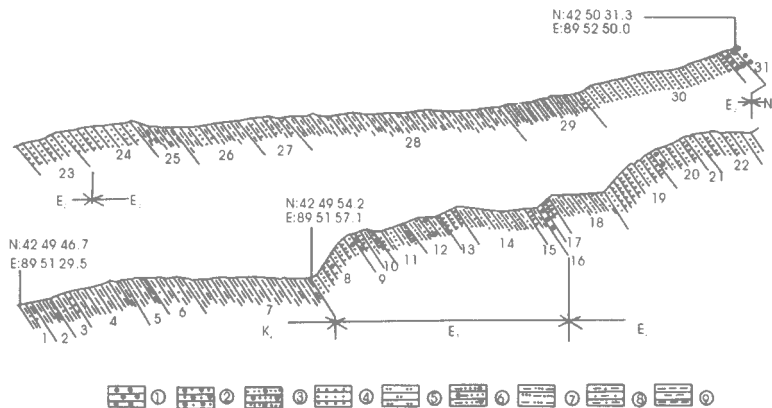
吐鲁番盆地的古近纪和新近纪地层尽管有广泛的分布，厚度也较大，最大厚度达 2500m（杨藩等，1994），但大部分是分布于南、北坳陷中，被第四系所覆盖，很少有自然露头，只能靠钻孔揭露。而火焰山一带的古近系和新近系自然露头好，地层出露完整，界线清晰，是研究吐鲁番盆地古近系和新近系的良好地区。我们在火焰山的连木沁南二唐沟河谷中选择了一条地层剖面，作为古近纪和新近纪地层古环境研究的重点剖面，并进行了详细测制和取样。

选择连木沁南谷地中的地层剖面主要有以下原因：其一是火焰山地区古近系和新近系出露最完整的地点，从古新统到上新统都有发育，而且地层的厚度也较大，沉积物粒度较细，这是该盆地研究古近纪和新近纪古气候的良好剖面；其二是地层的界线清晰，剖面的观察和实测比较方便，样品的获取也比较容易；其三是对这个谷地的剖面前人做了些工作，如孢粉（金小凤，1996）、无机碳同位素（钟筱春等，1993；杨藩等，1994）、哺乳动物化石（童永生，1978；郑家坚，1978）等，建立了一个基本的地质框架（翟人杰等，1978），为我们进一步深入研究古近纪和新近纪古环境奠定了基础，同时使得我们的研究成果便于与前人的成果对比。

第一节 古近纪地层

一、剖面描述

经过对连木沁南谷地中的剖面仔细观察和测量，认为这套地层的古近系厚约 626m。根据野外观察，结合对所采样品所进行的有机碳同位素、有机碳、古地磁、地球化学等的分析，将吐鲁番盆地的古近纪和新近纪地层划分为上古新统（台子村组）、上始新统（连坎组）和渐新统（桃树园子组下部）（图 2-1）。现将实测剖面的岩性描述如下：



①砾岩；②含砂砾岩；③含砾砂岩；④粗砂岩；⑤砂岩；⑥含砾泥质砂岩；⑦泥质砂岩；⑧含砂泥岩；⑨泥岩

图 2-1 连木沁南古近系实测剖面图

中新统桃树园子组上部 (N₁)

----- 平行不整合 -----

渐新统桃树园子组下部 (E₃)

30. 砖红色细砂岩、粉砂岩，底部夹砖红色泥质条带。厚 80.8m。

29. 砖红色粉砂质泥岩，夹灰绿色粉砂岩和泥质粉砂岩。在砖红色粉砂质泥岩中，含灰绿色的斑块。厚 49.7m，产状 7°∠44°。

28. 砖红色粉砂质泥岩，泥岩为厚层状，夹少量的灰绿色砂质泥岩。厚 112.5m。产状 18°∠46°。

27. 砖红色、浅紫红色粉砂质泥岩，夹中一薄层灰绿色粉砂质泥岩，砖红色的粉砂质泥岩含量高于灰绿色粉砂质泥岩。厚 20.2m。

26. 灰绿色灰质泥岩，夹中层状泥质粉砂岩，水平层理发育。厚 31m。产状 20°∠48°。

25. 灰绿色灰质泥岩，中一薄层状，水平层理发育。厚 15.4m。

24. 砖红色厚层状细砂岩。厚 34.5m。

----- 整合 -----

始新统连坎组 (E₂)

23. 浅砖红色细砂岩，夹厚约 5cm 的灰绿色泥质粉砂岩和紫红色泥岩条带，在砂岩中夹泥质团块。厚 25m。

22. 浅褐红色细、粉砂岩，夹少量的灰绿色泥质粉砂岩，发育斜层理。厚 24.5m。

21. 浅灰黄色砂岩，含砖红色的砂质团块。厚 5m。

20. 砖红色细砂岩，底部夹两层砾岩（每层厚 1m），砾石较细，直径一般为 0.2~1cm 磨圆一般，以次圆和次棱为主。厚 20m。

19. 砖红色中粒砂岩，夹少量的灰绿色砂岩。厚 36.3m。

18. 棕红色、浅紫红色粉砂质泥岩，夹中、薄层灰一灰绿色细砂岩和粉砂岩。含有结晶良好的石膏。厚 30.2m。

17. 棕红色砂岩，发育波痕。厚 4m。

16. 棕红色砾岩，砾径为 0.5~2cm，大者可达 5cm，砾石的成分为灰色、深灰色砂岩，含少量的脉石英砾石，磨圆为次圆一次棱。厚 1m。

----- 平行不整合 -----

古新统台子村组 (E₁)

15. 棕红色和浅紫色泥岩与灰色、灰绿色砂岩互层，沉积韵律清楚，单个砂岩层厚 10~20cm，厚的可达 40cm；单个泥岩层厚 50~70cm。厚 6.3m，产状 38°∠34°。

14. 棕红、浅紫红色的粉砂质泥岩，夹泥质粉砂岩，水平层理发育，在上部夹有一层厚约 1.5m 的灰色砂岩。厚 34.9m。

13. 棕红色粗砂岩。厚 11.5m。

12. 棕红色、浅紫红色粉砂质泥岩。中部夹 2 层含砾粗砂岩（下面一层厚 2.5m，上面一层厚 1m），砾石的砾径一般为 1~2cm，磨圆中等。在中部的泥岩中发育泥裂，特点与第 10 层的相似。厚 21.7m。

11. 浅紫红色泥岩和棕红色中粒砂岩，上部为中一粗粒含砾砂岩，在砂岩中夹薄层紫红色泥岩。厚 16.5m，产状 31°∠50°。

10. 浅紫红色泥岩，中、上部为泥质粉砂岩，在顶部、底部各为一层发育龟裂的泥岩，泥裂被灰绿色的砂质充填。在中、上部的泥质粉砂岩中含有小砾石，砾径以 2cm 的为主，大者可达 4cm。厚 5m。

9. 浅紫红色粉砂质泥岩与灰色细—粉砂岩互层，发育水平层理，砂岩的单层厚度为 20~50cm，粉砂质泥岩单层厚约 20~30cm。厚 5m，产状 $31^{\circ}\angle 50^{\circ}$ 。

8. 浅紫红色中—粗粒砂岩，分选性好，夹 2 层紫红色粉砂质泥岩，板状交错层理发育。在中上部夹一层厚 5.5m 的砂砾岩，砾石的砾径一般为 2~5cm，大者可达 10cm，砾石的磨圆度中等，次圆到次棱，成分以紫红色砂岩、深灰色砂岩为主。厚 35m。

-----平行不整合-----

上白垩统苏巴什组 (K_2)

7. 紫红色泥岩，夹灰绿色的泥岩条带。厚 55m。

6. 灰绿色粉砂质泥岩、泥岩，夹紫红色泥岩，水平层理发育。厚 10.2m。

5. 紫红色泥岩，水平层理不发育。厚 8m。

4. 灰绿色泥岩与紫红色泥岩互层，水平层理发育，在本层的顶部为一灰绿色透镜状的泥质细—粉砂岩。厚 18m。

3. 灰色、灰绿色细、粉砂岩，夹紫红色和灰绿色粉砂质泥岩。砂岩呈透镜状，泥岩的水平层理发育。厚 10.3m。

2. 紫红色泥岩，夹灰绿色泥岩、细砂岩，水平层理发育。厚 8.4m。

1. 灰绿色粉砂质泥岩。厚 5m，产状 $12^{\circ}\angle 56^{\circ}$ 。

二、地层的岩性特征及沉积环境分析

在晚白垩世末至古新世早期，吐鲁番盆地受到燕山运动第三幕的影响，造成下古新统的缺失，形成了上古新统与上白垩统的假整合接触。在晚白垩世，吐鲁番盆地的苏巴什组为一套泥质粉砂岩、砂质泥岩、泥岩、砂岩和砾岩，砂岩发育斜层理，以河湖相沉积为特征。在经历了燕山运动第三幕后，到晚古新世，吐鲁番盆地再次积水向湖泊方向发展，接受河湖相（湖泊三角洲）沉积。在沉积环境的演变过程中，吐鲁番盆地（连木沁剖面）在古近纪经历了河流—三角洲（含湖相）—河流沉积环境的变化，从而也形成了不同特点的沉积岩。根据我们对连木沁剖面的研究，吐鲁番盆地古近系由 7 个沉积旋回构成（图 2-2）其中上古新统发育两个（第一二个沉积旋回），上始新统有 3 个（第三、四、五个沉积旋回），渐新统为两个（第六七个沉积旋回）。下面就各个时期的沉积岩特征和沉积环境进行论述。

1. 上古新统

1) 岩性特征

上古新统主要分布在吐鲁番盆地中、西部的胜金口、七克台、十三间房、疙瘩台等地，而在盆地的东部可能是缺失的（翟人杰等，1978）。根据我们的实测剖面 and 区域对比，上古新统主要由浅紫色、棕红色的泥岩、粉砂质泥岩、粉砂岩和砂岩组成，厚约 140m。沉积岩中几乎不夹灰绿色的沉积物，有机碳含量也相当的低，表明这套沉积岩形成于氧化环境中。上古新统由两个大的沉积旋回构成（图 2-2），而在每一个大的沉积旋回中又存在次一级小的沉积旋回。在上古新统中，总体上是泥岩和粉砂质泥岩所占比例高于砂岩，前者约占 57%，后者为 43%（表 2-1）。砂岩多发育板状斜层理、楔形斜层理，或块状层理，而泥岩和粉砂质泥岩发育水平层理或块状层理。

从沉积物的粒度来看，上古新统从底部到顶部沉积物粒度有变细的趋势，也就是说向上泥质成分增加，而砂质成分减少。另外，地层下部的砂岩粒度偏粗，而上部的砂岩偏细，如

上新统 (404m)

中新统 (705m)

渐新统 (341m)

始新统 (145m)

古新统 (135.9m)

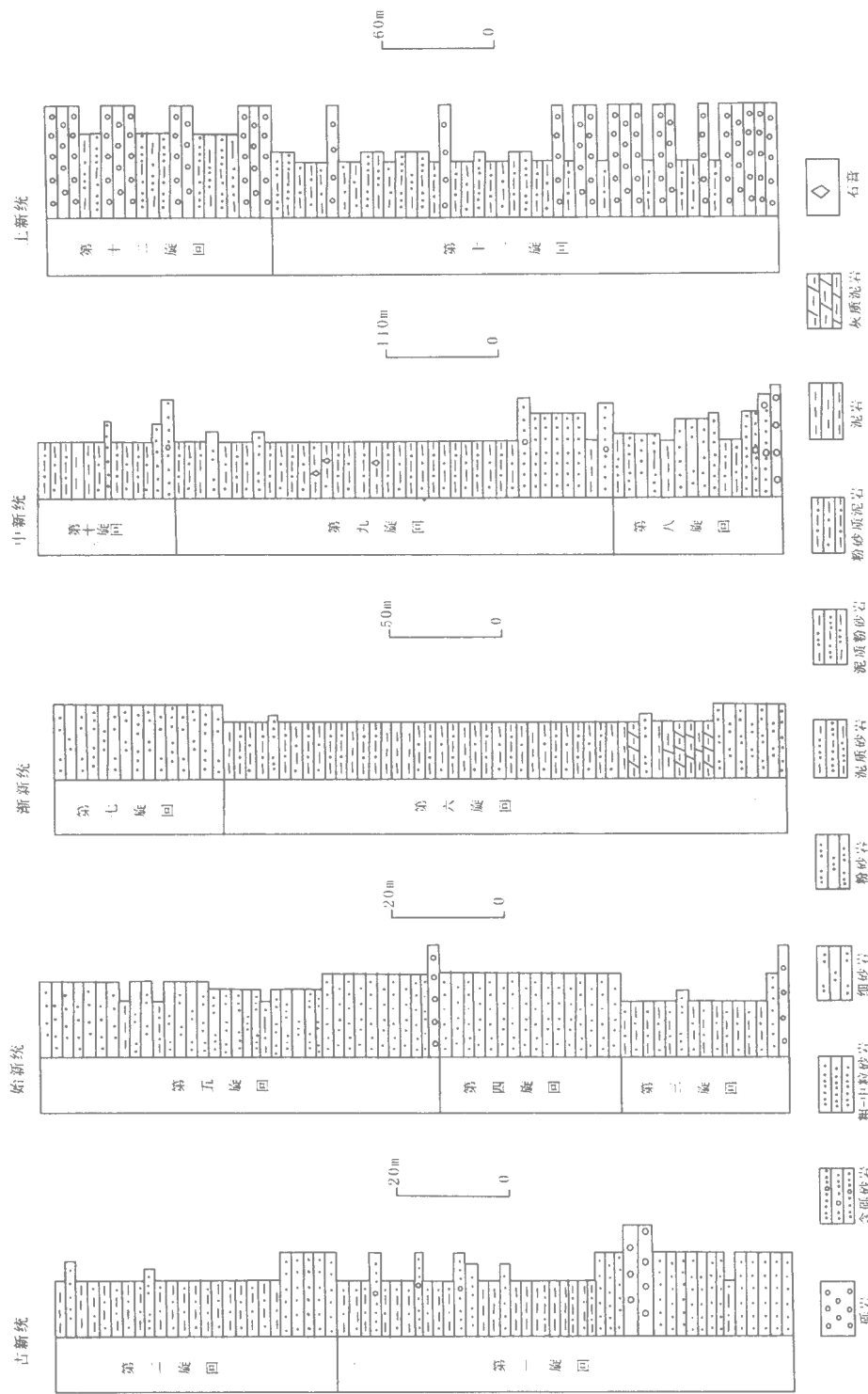


图 2-2 吐番盆地第三系沉积旋回图

下部多为中—粗粒砂岩，可含砾石，而上部多为细、粉砂岩，一般不含砾石。在下古新统的底部为一层厚度较大（35m）的浅紫红色中—粗粒砂岩，分选性较好，规模较大的板状斜层理发育（图 2-3）。在该层上部夹一层厚约 5.5m 的砾岩，砾石次圆到次棱，砾径一般在 2~5cm 之间，分选性也较好。在该层砾岩中含砂质透镜体，其发育平行层理和斜层理。

表 2-1 吐鲁番盆地古近系岩性特征

地层单元	厚度/m	岩性特征	砂岩和砾岩所占比例
渐新统	344.1	灰绿色灰质泥岩和砖红色粉砂质泥岩、粉砂岩、细砂岩	砂岩占 33.5%
始新统	146	棕色、浅褐红色的砂岩、粉砂质泥岩	砂岩占 78.6%，砾岩占 0.7%
古新统	135.9	浅紫色、棕红色的泥岩、粉砂质泥岩、粉砂岩和砂岩	砂岩占 43%，砾岩占 3.7%

2) 沉积环境

从图 2-2 和图 2-4 可见，晚古新世的两个沉积旋回都是由粗到细的沉积序列构成。在下古新统的底部是一层厚度较大的中—粗粒砂岩夹砾岩。砾岩的磨圆一般，分选较好，并夹有发育斜层理的粗砂透镜体。砂岩的分选性较好，且发育大型的板状斜层理（图 2-3），偶夹砂质泥岩。这表明在进入晚古新世时，吐鲁番盆地水体较浅，水动力条件较强，具有河流的水动力特征，所以这套砂岩应形成于河流环境（主要是河道沉积）（图 2-4）。在这层砂岩之上是一套以泥岩和粉砂质泥岩为主，夹有含砾砂岩和粉砂岩的沉积。泥岩发育水平层理，而砂岩发育弱的斜层理（图 2-4）。另外，在泥岩中，发育数层泥裂，并被灰、灰绿色的砂质充填。从地层的岩性和沉积构造可以看出，这套泥岩和砂质泥岩形成时的水动力条件较弱，而且由于泥裂发育，表明当时的沉积物时而暴露地表。上述地层的岩性组合和沉积构造表明，其应为河流决口扇到泛滥平原的环境。所以在上古新统的下部，由砂岩和泥岩、粉砂质泥岩构成一个河道沉积到泛滥平原沉积的旋回（图 2-4）。

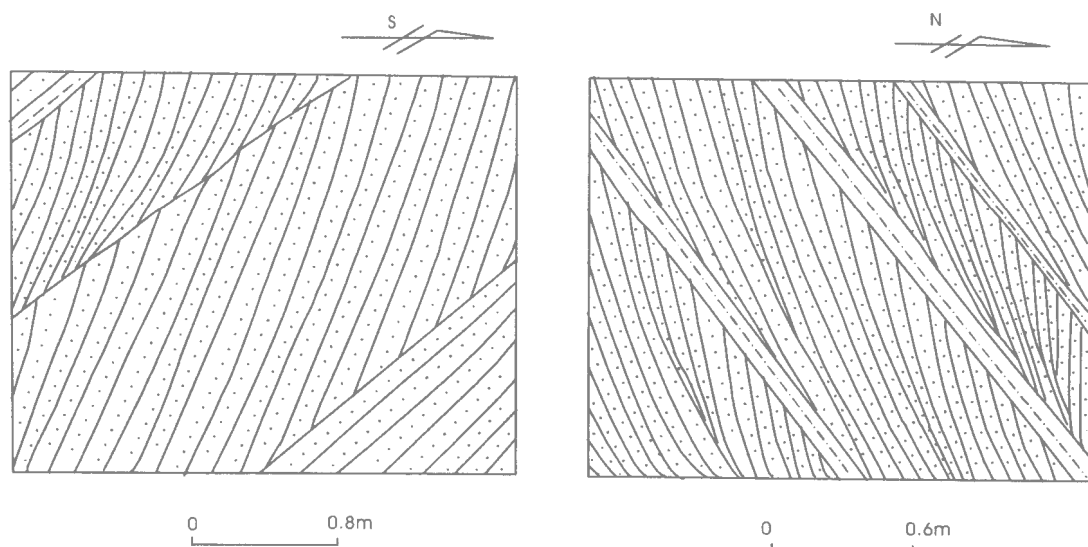


图 2-3 上古新统底部的斜层理剖面素描图

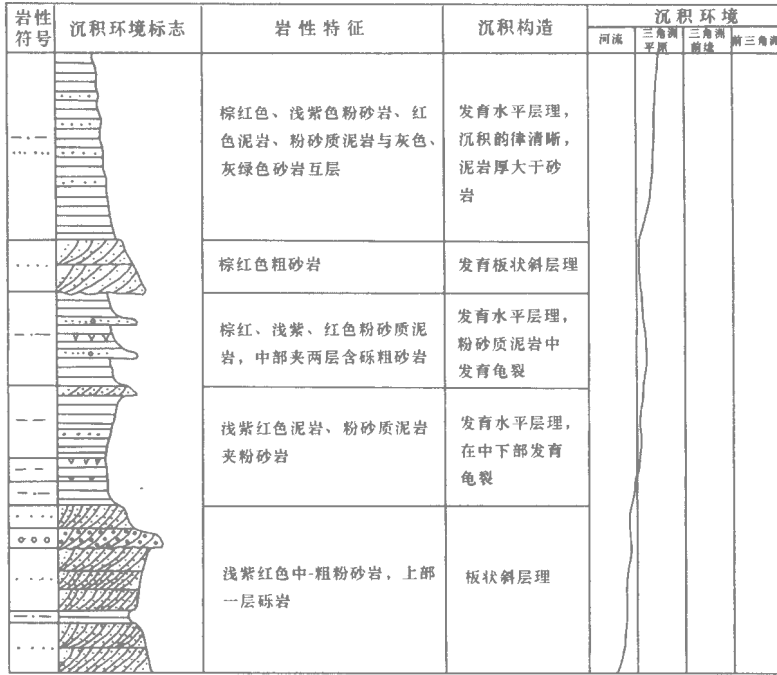


图 2-4 吐鲁番盆地古新世沉积环境演变图

上古新统上部的沉积旋回特征与下部的沉积旋回有些相似，也是由下部的粗砂岩和上部的粉砂岩和砂质泥岩构成，但总体上，沉积物粒度较下部的沉积旋回细些。这个沉积旋回下部的砂岩尽管也发育板状斜层理，但斜层理的规模较第一个沉积旋回小，也不及下部沉积旋回的斜层理发育。在该沉积旋回上部的粉砂质泥岩中，水平层理发育，但未见泥裂构造。因此上古新统上部的沉积旋回是以三角洲平原—前缘相沉积为特征，表明在晚古新世吐鲁番盆地的水体是逐渐加深的。

2. 上始新统

1) 岩性特征

根据对地层和哺乳动物化石的研究（翟人杰等，1978；郑家坚，1978），吐哈盆地早始新世地层为下始新统大步组和十三间房组。其中下始新统大步组分布特征同台子村组（新疆区域地质志，1993）。在大步火车站南 38km 剖面处，该组厚度为 26.6m，平行不整合覆盖于上白垩统苏巴什组之上，与上覆下始新统十三间房组整合接触。下始新统大步组下部为灰色砾岩，产脊椎动物：*Pyrodon xinjiangensis*、*Coryphodon dabuensis*；上部为紫红、灰紫、灰色砂质泥岩、泥岩夹砾岩透镜体及钙质结核层。而下始新统十三间房组分布于盆地中央山脊两侧（新疆区域地质志，1993）。在十三间房沟山脊豁口以北剖面处，该组厚度 294.3m，底部为灰白色砾岩，下部为红、灰色砂岩、泥岩、泥质砂岩，含钙质结核，产脊椎动物：*Hyopsodus sp.*、*Coryphodon sp.*、*Anatolestylops dubiu*、*Heptodon tianshanensis*、*Rhombomylus tuepanensis*；上部为黄、黄绿色含砾粗砂岩、淡水灰岩。下始新统十三间房组与上覆的上始新统连坎组以平行不整合接触。

来自连木沁剖面的哺乳动物化石表明（郑家坚，1978），其主要是晚始新世的分子，与盆地东部的早始新世哺乳动物化石有很大的不同，而与我国内蒙古、河南等地晚始新世地层中的哺乳动物组成很接近。因此在连木沁剖面上，始新世地层发育不完全，只有上始新统，缺失下、中始新统，并与下伏的上古新统呈平行不整合接触。