

青藏高原北部压(扭)性垂向交叉 断裂* 对柴达木等中、新生代 盆地形成的控制

孙 兆 元

(青海石油管理局勘探开发研究院)

由于北西西向压性断隆、断陷带与北北西向扭压性断隆、断陷带交接,从而在高原东北部形成了四条右行斜列盆地;又因北西西向压性断隆、断陷带与北东东向共轭剪切带交接,形成了高原西北部北东东向左行斜列盆地;而柴达木为夹持于两扭压性盆地之间的大型压扭性中、新生代盆地。上述断陷格局也控制了盆地内部的构造单元及油气的形成与聚集。

关于柴达木盆地的形成机制,众说不一。本文通过青藏高原北部断裂构造的发生、发展的时空变化,并根据高原北部应力场的分析,以及该区诸盆地形成的内在联系,来探讨柴达木等盆地的形成机制。

一、青藏高原北部断裂与湖盆的形成

(一) 压(扭)性垂向交叉断裂^[1]对湖盆形成的控制

青藏高原北部,系指昆仑山以北的青海和河西走廊地区。该区主要山脉或隆起区两侧,因受相向而倾的压(扭)性垂向交叉断裂控制,在高原统一应力场作用下发生隆起,其相邻的地区则发生断陷,从而形成断隆与断陷相间展布的构造格局。东部,北西西向(西域系)压(扭)性垂向交叉断裂所形成的断隆、断陷相间带,与北北西向(河西系)^[2]右行扭压性垂向交叉断裂所形成的四条隆、坳相间带交接,形成了武威-临洮、民乐-化隆、酒东-兴海、酒西-扎陵、鄂陵湖四条大致呈右行斜列的盆地;西部,北西西向压性断隆、断陷带,与共轭扭压性北东东向(阿尔金山)左行斜列带交接,形成了库木库里-酒西左行斜列盆地;酒西为两组共轭扭压带交汇部位形成的梯形盆地,而柴达木则为两条扭压带之间的大型压扭性中、新生代复合断陷盆地(图1)^[1]。

(二) 边界条件与基岩

昆北高原的西北为塔里木地块,东北有华北地块,东南稍远有扬子地块,受较稳定的前震旦系古老地块所围限。昆北地区、青海南部与西藏地区一道形成的青藏高原,呈

本文1987年11月12日收到,1988年2月10日改回。

* 垂向交叉断裂系指压(扭)性断裂在剖面上的展布形式;压(扭)性系指断裂走向与压力方向垂直或斜交;压(扭)性垂向交叉断裂为断裂在三度空间展布的总称。

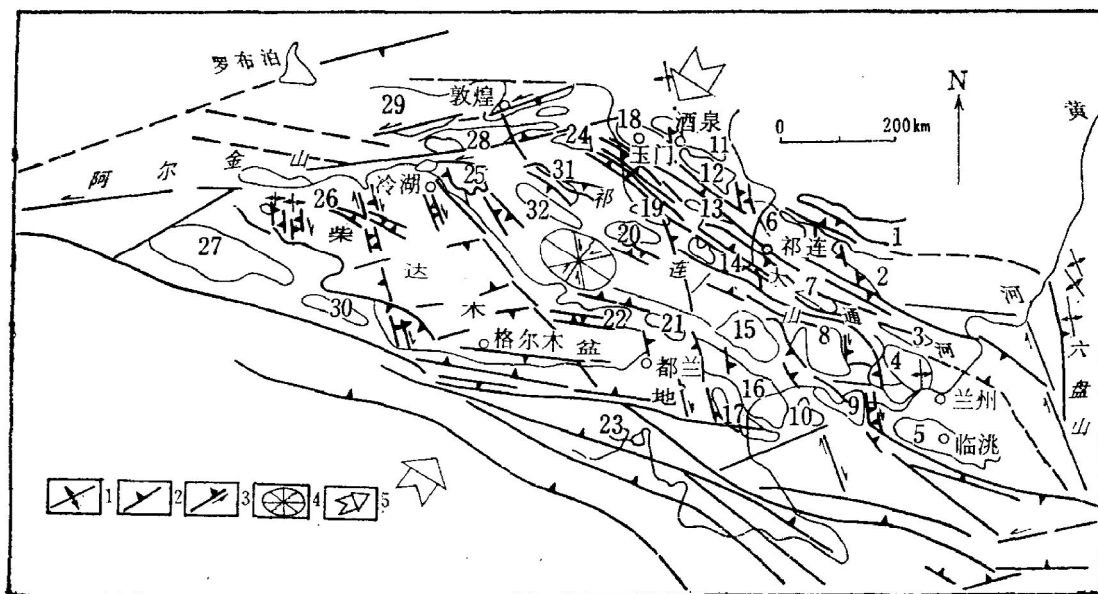


图1 青藏高原北部断裂、盆地及应力场分析图

图例：1—背斜，2—逆断层，3—平移逆断层，4—应变椭圆体，5—压应力方向；

图内各盆地：1—潮水，2—武威，3—平城堡，4—民和，5—临洮，6—民乐，7—门源，8—西宁，9—化隆，10—贵德，11—金塔，12—酒东，13—大疙瘩，14—木里，15—青海湖，16—共和，17—兴海，18—酒西，19—疏勒，20—哈拉湖，21—乌兰，22—德令哈，23—扎陵、鄂陵湖，24—石包城，25—苏干湖，26—西部柴达木，27—库木库里，28—阿克赛，29—敦煌，30—列里赛，31—盐池湾，32—哈尔腾

楔状体向北北东方向楔入¹⁾，这是由于特提斯洋的扩张和印度板块的俯冲所致。这样，就形成了自印支运动以来渐趋明显的挤压环境。

在昆北近500 000 km²的范围内，约有一半地区为中、新生代盆地。此区最老的地层为元古界，其上还有古生界、中生界等，大体有自北向南逐渐变新之趋势。元古代地层有三条大致呈北西西方向的展布带，它们是北祁连的托来山、赛什腾山和昆仑山带，均位于隆拗相间的断隆带上。另外，于北北西向右行斜列盆地之间以及阿尔金山亦有分布。特别是在复合断隆部位其分布更为明显，例如：民乐—化隆带，嘉峪关—鄂拉山断隆带，以及位于三组断裂复合断隆部位的托来山以西、肃北以东、赛什腾山以北等地。相反，在断陷及复合断陷部位则很少见到元古界出露，如北北西向三条复合断陷带（除化隆—民乐带）²⁾。

综上述事实，在高原解体与产生升降作用以前，可以认为断隆、断陷为统一的地质体（至少是相当部分），所以邻近元古界出露地区的断裂下降盘也应有老地层存在。由此认为昆北高原具有前震旦系基底，尔后经发展、演化沉积了各时期的盖层并经断裂构造作用而成今貌。

（三）昆北高原部分湖盆的形成

1) 刘和甫，1985，中国中生代盆地构造及演化特征。

2) 见1:150万青藏高原地质图（1981），该带为北北西向隆凹相间带与北北西向断隆带复合而成的隆中凹斜列盆地带。

本区盆地是印支运动以来,在高原统一应力场作用下形成的,因而具有有机的内在联系。分析研究其中的一部分盆地,将会对该区包括柴达木盆地在内的盆地形成机制有较清楚的认识。

1.化隆盆地:位于民乐-化隆北北西向右行斜列盆地带上,拉脊山两侧相向而倾的断裂使其受挤压而隆起成山,分割了化隆与西宁盆地。相向而倾的断裂还使拉脊东山在北北西向右行扭压作用下隆起,将化隆与临洮盆地分隔。南缘由于有南南西倾的逆冲断层,使下三叠统上覆于新地层之上。盆地西端的北北西向右行扭压断裂使之与贵德盆地相隔。该盆地为由北西西和北北西向两组断裂形成的复合断陷,表露得非常清楚(图2),盆地形成可能始于燕山期。

2.共和盆地:位于柴达木盆地东南,北西西向由相背而倾的断层夹持的断陷带与北北西向酒东-兴海盆地带上,与东西两组北北西向右行扭压断隆带交接而成。该盆地北缘山前有隐伏断裂存在。北缘钻井钻穿820 m新第三系后进入基岩,盆地中央基岩深达3000 m^[3]。从第四系等厚图中可见三条受北北西向断裂控制的沉降和沉积中心(见图2)。盆地西部河流上游受北北西向扭压性断隆带所截,形成今日之茶卡盐湖与共和双菱形盆地。从三叠系及羊曲侏罗系的存在说明该盆地从燕山早期已接受沉积。

3.青海湖:该湖于布哈河北西西向由相背而倾的断层夹持的断陷带内,南与共和盆地相邻。由于受南南西的压应力,在青海湖与西宁盆地间产生北北西与南南东向右行扭压应力,使地层走向由北西西向转成近北北西向,并使日月山断隆带(两侧断层相向而倾)抬升。与其共轭的左行扭压带在茶挤河发生了北东东向左行扭压。于是该区在上述三组断裂复合沉降的背景下形成断陷湖盆。还应提到的是,该湖所在的北北西带属断陷背景,而其东的民乐-化隆盆地属断隆带背景。随着扭压加强,进一步促使了日月山的抬升与湖区的沉降(参见青藏高原地质图)。经演化,河水被截流形成今日之青海湖(见图2)^[4]。

通过对青海湖的研究可以看出,布哈河上游的哈拉湖是在鄂拉山、文殊山北北西向右行扭压断隆带在哈拉湖以东地段抬升,以及湖区沉降的基础上形成的。

4.木里盆地:为托来与大通两山之间的断陷(两侧断层相背而倾),与青海湖同属一条北北西带。东西两端分别受北北西与北东东向两组共轭扭压断隆带所截。盆地内部又有次级断陷。侏罗系为陆相含煤建造,下部砾岩中砾石磨圆度好,向东南变细,从砾石排列方向可说明古大通河流向东南¹⁾。其下伏层为陆相三叠系,呈不整合接触;其上部为第三系所盖。盆地开始形成于印支晚期(见图2)。

5.酒西盆地:是由北西西向挤压断陷带与北东东向、北北西向两组左、右行共轭扭压断隆带交接而成。盆内北西西向中央凹陷带、北东东向隆、凹相间带与东部文殊山、黑山北北西向右行断隆带展布明显(图2)。断裂形成青西、石北、大北等断(凹)陷²⁾,盆地于印支期开始形成。

6.苏干湖盆地:为赛什腾与阿尔金两山所夹持的交汇型断陷。最近物探工作证实,

1) 据青海省煤田地质局袁哲平同志提供。

2) 吴震权、朱健国等,1978,酒西盆地成盆规律及找油方向。

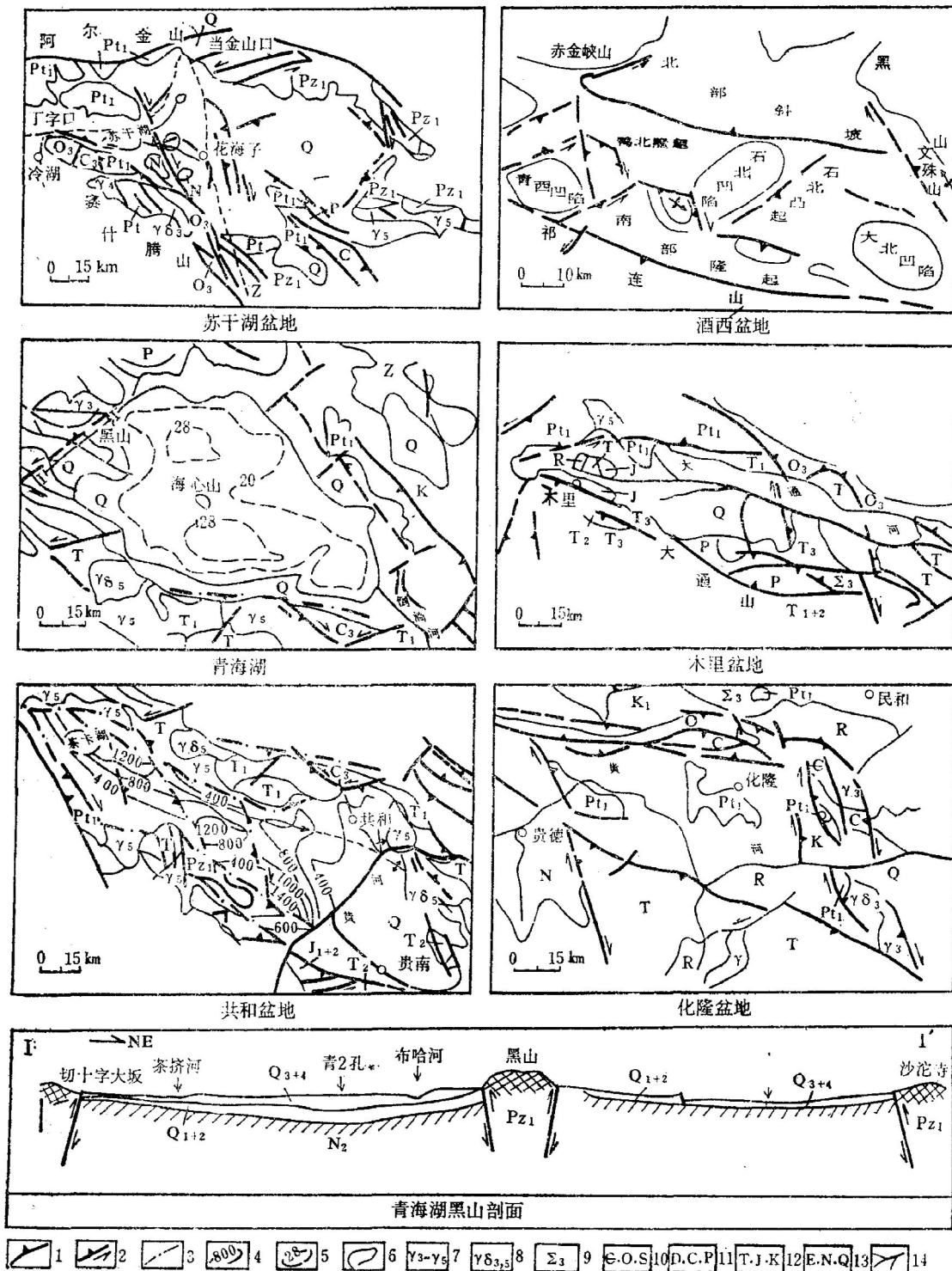


图2 青藏高原北部部分盆地构造略图

1—逆断层, 2—平移逆断层, 3—物探推测断层, 4—第四系等厚线(m), 5—湖水等深线(m), 6—盆地界线, 7—加里东至燕山期花岗岩, 8—加里东、燕山期花岗岩闪长岩, 9—加里东期超基性岩, 10—寒武至志留系, 11—泥盆至二叠系, 12—三叠至白垩系, 13—第三至第四系, 14—河流

盆地内主要受北北西向断隆、断陷带控制¹⁾。故该盆地亦为三组断裂构造作用下所形成的复合盆地。

还应提到的是柴达木与苏干湖盆地之间的赛什腾山。该山是印支期地壳解体时,其两侧相向而倾的断裂使之抬升并遭受剥蚀的。在断裂下盘形成了两盆地各自的沉积。此资料清楚地表明了压(扭)性垂向交叉断裂对相邻两盆地的形成所起的明显作用(见图2)。

二、柴达木盆地的形成与演化

盆地位于祁连、昆仑两山之间,西有阿尔金山,东为鄂拉山,面积120 000 km²,海拔2670—3650 m。

(一) 基岩结构

盆地从碱山至察尔汗一带莫霍面深度为52 km,南缘的乌图美仁至格尔木为56 km,都兰、纳赤台为62 km,北缘的德令哈为58 km,大柴旦为60 km²⁾。地幔隆起带沿北西西向展布。盆地内前中生代基岩最深达15 km以上,向边缘变浅,基岩顶面与莫霍面大致呈镜像反映(图3)。

基岩由两套岩层组成。盆地四周老山露出地层为上元古及古生界,岩性为各类片麻岩、片岩、板岩、白云岩及大理岩等。在北缘测得前震旦系年龄为15.63—15.8亿年。不整合其上的全吉群为7亿年,属震旦系,底有冰碛砾岩,是稳定地壳上的第一个盖层。往上为寒武、奥陶系基性-中酸性火山岩及碎屑岩-碳酸盐岩建造。志留系为红色碎屑岩。泥盆至二叠系为碎屑岩、碳酸盐岩和含煤海陆过渡相沉积³⁾,说明了从活动逐渐转向了稳定状态。欧龙布鲁克与埃姆尼克山为北西西向与北北西向两组断裂形成的复合断隆。它们使盆地北缘上升成山,使元古及古生界组成的基岩得以暴露。冷湖区石深7井所钻遇的是盆地内最老的岩石,为5.46亿年³⁾。地震资料在冷湖区前中生代基岩内见有较平缓与较陡的反射波组存在,可能代表不同时代地层产状⁴⁾。西部南区、德令哈区亦有反映,盆地中部未见此信息。地史演化中存在的俯冲、仰冲可从加里东、海西期超基性岩沿东昆仑、南祁连山南缘深断裂带上的分布得到反映(图3)。

在华北地区能反映莫霍面的人工地震资料,表明地壳深部有一系列相当规模的断裂和破碎⁵⁾。此类地壳深部的断裂在青藏高原和柴达木也应存在⁶⁾。

综上述,说明了柴达木在解体后的断陷成盆部分与断隆为山部分,在解体前应具有前震旦系结晶基底和晚元古至古生代盖层的统一整体。压(扭)性垂向交叉断裂造就了前述新的构造格局,并且对基岩顶面与莫霍面形成的镜像反映亦起到主导作用(见图3)。

(二) 中生代的成盆与演化

印支期特提斯海扩张,使本区产生挤压应力场。由于昆南断裂下盘的俯冲,使柴达木盆地发生翘倾、掀斜作用;使鄂拉山断隆拱升、岩浆上溢。盆地发生解体时,由于两

1) 谢占安, 1985, 苏干湖地区地震反射概查总结报告。

2) 青海石油管理局李明同志提供。

3) 杨绍清, 1985, 青海省含油气区基本构造特征及含油气远景评价。

4) 饶世荣, 1984, 柴达木盆地北缘块断带西段地震勘探成果总结报告。

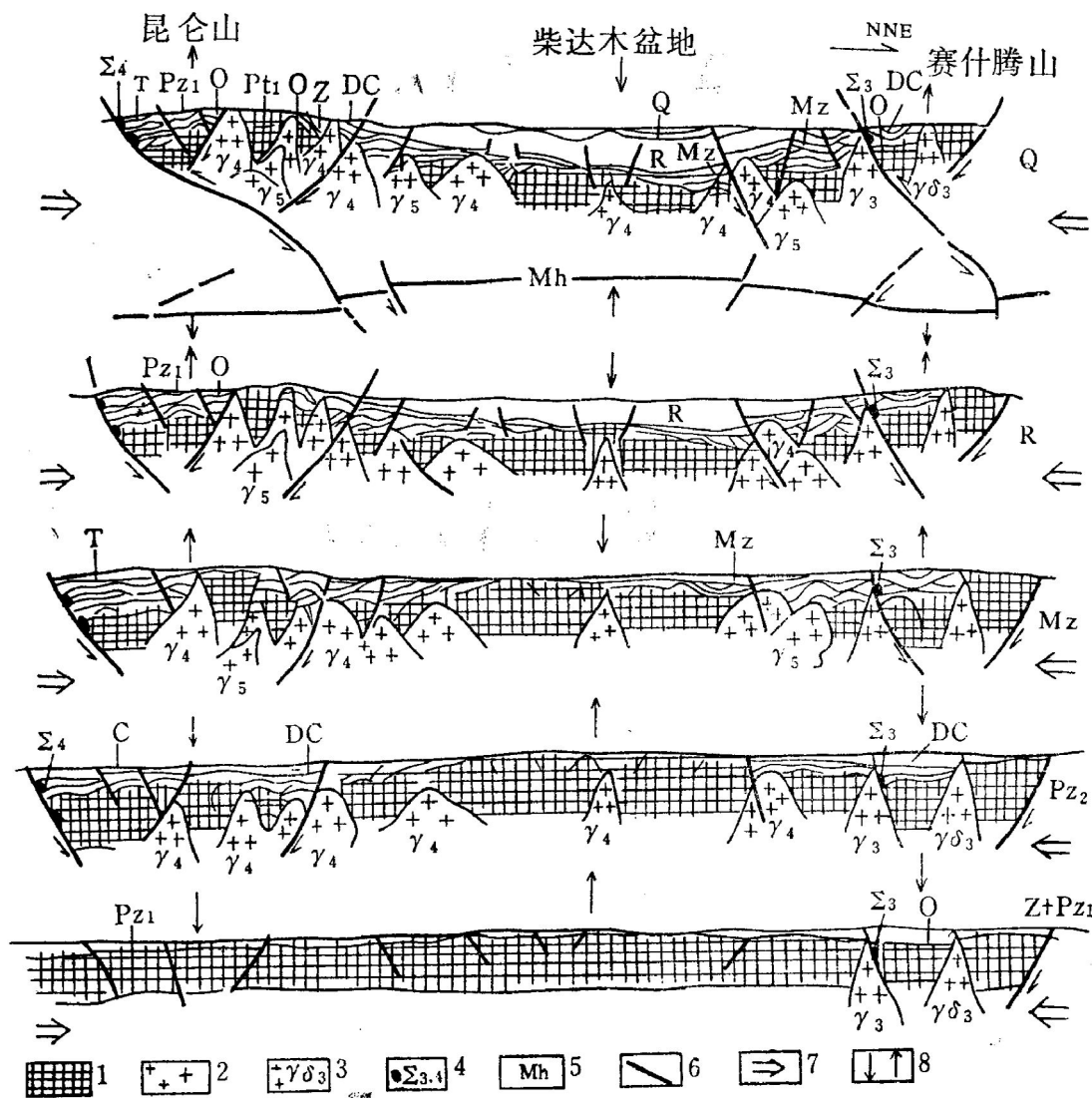


图8 柴达木盆地构造发展剖面图

1—前震旦系, 2—各期花岗岩, 3—加里东期花岗闪长岩, 4—加里东海西期超基性岩, 5—莫霍面, 6—断层, 7—水平压应力, 8—由水平压应力转化为垂直力

组共轭扭压带交接释放能量不同, 使盆地早期西部沉降幅度大于东部^[1]。盆地内中生界广布, 厚数百至2400 m, 于两组以上断裂的复合断陷部位, 沉积物加厚, 大厚度区在盆地边部, 中生界普遍有边断、内超以及向盆地中央和向东南层位变新的趋势¹⁾。

中、下三叠统为海相, 主要分布在盆地东北及东南地区。当时柴达木处于西北高东南低的构造面貌, 末期海水向南东方向退出^[8]。晚三叠世于鄂拉山地区形成陆相碎屑岩及中酸性火山岩建造²⁾, 在北缘五彩山一带为陆相碎屑岩沉积, 在阿尔金山前断裂下盘复合断陷部位的冷湖三号油田井下地层中, 有晚三叠世孢粉组合。此时盆地开始向东南

1) 据党玉琪所作中生界等厚图。

2) 张起振, 1981, 青海省地质图说明书。

高西北低的格局转化。

侏罗系主要出露在盆地北缘、阿尔金山前及山间断陷内。北缘大致分两带,南带较薄。在两组以上断裂的复合断陷部位厚度加大,如红山断陷。在大煤沟出露地层,下部为砾岩、页岩互层;中部为砂岩、泥质岩及煤系沉积,属河流、沼泽、湖泊交互相,向南形成超覆;上部为滨湖、河流三角洲相。据魏彬炎所作煤系地层对比,侏罗系向东变薄层位抬升形成的超覆,向南亦形成超覆。阿尔金山前形成黑水沟、多脑沟等山间、山前断陷,接受了与北缘大致相同的沉积。从地震1054等剖面可见,阿尔金山前的逆断层控制了沉积。

白垩系在西部犬牙沟、北缘大红沟区常与侏罗系同时出露,多为连续沉积,以紫红、褐红色泥岩为主,下部有棕灰、灰白色碎屑岩,向顶部变粗。后期以游荡河流相代替了前期的滨湖相沉积^[9],河道沉积向盆地中央发展。于纳赤台地区侏罗白垩系具残留海湾沉积特征。

(三) 新生代的成盆与演化

燕山末期运动激烈,盆地继续受挤压、沉陷。古、始新统沉积范围较前期有所扩大,沉积了紫红色泥、砂、砾混杂的粗屑沉积以及棕红、灰棕色砂质及泥质岩。在狮子沟等地区岩性变细,为浅湖至较深湖及蒸发盐岩相沉积。厚度300—1000 m,一里沟可达2000 m以上,与下伏层形成广泛的不整合(除大红沟等地区)(图4)。进入新生代,大厚度区从边部向中央带迁移,形成了新的构造背景(图5)。但阿尔金山前沉降幅度较盆地东部仍大。

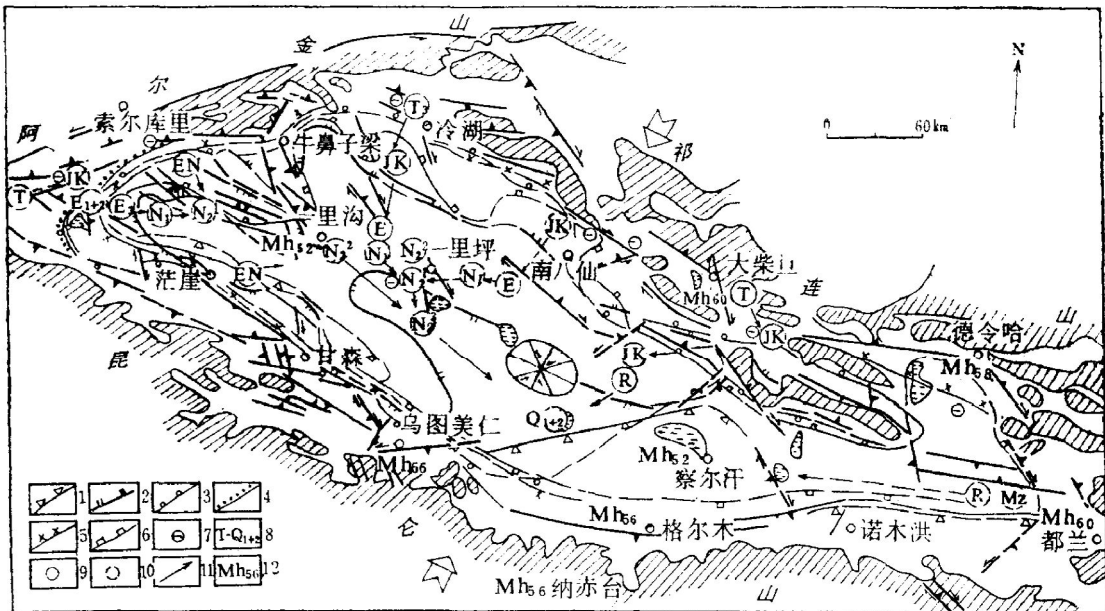


图4 柴达木盆地中、新生代沉积、沉降中心迁移及喜山期主要接触关系图

1—Mz超覆线, 2—E₁底不整合, 3—E₂底不整合, 4—N₁底不整合, 5—N₂底不整合, 6—Q₁底不整合, 7—中生界最大厚度区, 8—三叠系至中、下更始统, 9—沉积中心, 10—沉降中心, 11—沉积、沉降中心迁移方向, 12—莫霍面深度(km)

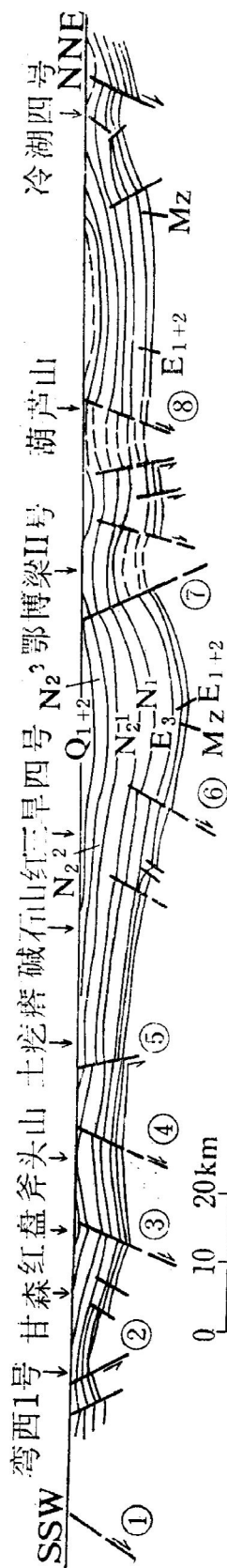


图5 柴达木盆地地震160测线剖面图

①—昆北断裂, ②—甘南断裂, ③—盐北断裂, ④—斧头山断裂, ⑤—土南断裂, ⑥—旱北断裂, ⑦—鄂南断裂, ⑧—胡北断裂

渐新世时期, 由于板块碰撞, 断裂活动加剧, 断距普遍增大, 如东坪、碱山断裂断距可达800 m。当时的沉积, 下部为棕红色泥岩、泥质粉砂岩夹砂岩、底砾岩, 厚100—867 m, 与下伏层呈不整合或假整合, 在边部比较明显; 上部以深灰、灰色钙质泥岩、泥岩为主, 西部南区形成较深湖相, 边缘岩性变粗, 一般厚500—1000 m。一里沟总厚度超过2500 m, 上部为浅湖相沉积¹⁾。东西两大湖区之间从牛鼻子梁至甘森的北北西向右行斜列断隆带, 于此期更趋明显。柴西为一复合断(坳)陷, 茫崖、凤凰台一带应为一沉积中心。

中新世时构造背景较为稳定, 中新统与渐新统上部为连续沉积, 厚度差较前期为小, 一里坪最厚2000 m。此期断裂活动不如前期激烈, 但于后期, 尕斯区湖水开始向盆地中央迁移, 致使该区红色地层增加, 七个泉、红柳泉区抬升遭剥蚀; 北斜坡的沉降中心西南移(见图4)。这是因为盆地受挤压, 中央沉降幅度大于阿尔金山前沉降幅度之故。此期与渐新世沉积形成了柴西地区的主力生油岩系。

进入上新世, 断裂活动较前期加剧, 断距增大, 盆地边缘岩性变粗。在地震1086测线及红沟子, 见本期末砾岩覆于中新统之上。七个泉等区遭剥蚀, 边缘发育有不整合(见图4)。中部沉积了以暗色泥质岩为主的较深湖相沉积, 而浅湖相可延至一里坪一带。西南区沉积中心东移, 北缘沉积中心西南移²⁾, 至中期二者合并后东南移。上新世中期末尕斯区地震120测线见上新统上部地层不整合覆于前几期地层之上。挤压使盆地沉降中心东移至台吉乃尔一带, 西部湖盆干涸收缩, 沉积了泥质岩、膏盐层的蒸发盐岩相。后期发生喜山运动, 使较厚的盖层发生了强烈褶皱; 靠近盆地边部、广泛发生了不整合, 并且延伸较远, 如南缘可达凤凰台, 北区可达大风山, 但中央地带仍为连续沉积(见图3)。应提到的是, 不整合的产生不仅与褶皱有关, 也与深断裂活动有关。

在上新世即喜山Ⅱ、Ⅲ幕期间, 南南西的压应力, 使中央复合沉降带的沉降幅度大于集中释放能量的阿尔金山前带; 还由于高原块断体向北北东方向推挤, 使与受力方向垂直的北西西向地层在围限条件下加长, 因而产生波状褶曲, 同时也加强了中央沉降带的沉降幅度。最后形成了西部的沉积

1) 秦凤荣、王明儒, 1985, 柴达木盆地区域构造及沉积特征。

2) 谢鸣谦、邱世祺、孙兆元, 1985, 柴达木盆地的形成机理及油气前景。中美含油气盆地学术讨论会论文。

中心的合并靠拢并向东南迁移,而东端的长山南等断陷亦向西迁移(见图4)^[10]。

进入第四纪,在早、中更新世后期又经历了一次强烈运动,盆地内三级构造最后褶皱定型,这一期不整合遍及全区。在广泛褶皱及复合断陷的基础上,盆地内分割性仍明显,形成多个分散性湖泊,以涩聂湖为中心的暗色泥质岩为主的较深湖相沉积,总厚达3000 m,并形成第四系少有的气田。

第四系以来,断裂活动方兴未艾,地表断裂随着褶皱隆起非常发育。马海断隆在三组断裂复合隆起的作用下继承性隆升,致使在陵间断裂下盘的厚度为上盘的三倍。断隆带也在经历着隆升与消亡的过程。如赛什腾山为相向而倾的断层夹持的隆起,它将苏干湖与柴达木盆地分开,因历经挤压、抬升与剥蚀,现已准平原化。代之而兴起的将是冷湖、马海构造带。西南部的尕斯区正在遭受英雄岭断隆带(两侧断层相向而倾)的分割,该岭海拔已达3650 m,尕斯区未来将脱离柴达木母体而成为另一构造单元。1976年发生地震,使油砂山南翼大断裂带产生20 cm的断距,并造成居民伤亡,说明断裂在活动,盆地仍在演化进程中。

上述可见,在统一应力场作用下,三组压(扭)性垂向交叉断裂所形成的断隆、断陷相间带的交接,以及其在高原不同部位的复合,正体现了盆地形成的内在联系与断裂在盆地形成过程中所起的作用。

三、结 语

综上述,取得了以下认识:(1)压(扭)性垂向交叉断裂控制了本区构造格局和盆地演化。(2)本区有与扬子地块大致同期形成的前震旦纪结晶基岩,其上覆有震旦系和古生代盖层。(3)压(扭)性垂向交叉断裂控制了盆地基岩顶面与莫霍面镜像反映的形成。(4)与扩张区裂谷成盆相对照,本区为聚敛区,而聚敛区的陆板块以“压谷”(马杏垣教授称之为压陷^[11])成盆为主。(5)压(扭)性垂向交叉断裂所形成的断隆与断陷,经发展演化,断隆遭剥蚀乃至消亡;而断陷解体,可产生新的断隆和断陷,前者由接受沉积区转化为新的剥蚀区;此作用导致地壳缩短并加厚。(6)成盆过程中形成了多层系(含古生界)含油气盆地。

成文过程中,王燮培、安作相、高纪清等同志审阅并提出宝贵意见,王松林同志清绘了图幅,于此一并感谢。

参 考 文 献

- [1] 孙兆元, 1985, 地质论评, 第34卷, 第5期。
- [2] 李四光, 1979, 地质力学概论, 科学出版社。
- [3] 王云山、陈基娘, 1984, 柴达木地块的形成与发展。青藏高原地质文集(14), 地质出版社。
- [4] 陈克造、黄第藩、梁狄刚, 1964, 地理学报, 第3期。
- [5] 张以恭, 1984, 从构造旋回探讨青海及邻区大地构造。青藏高原地质文集(14), 地质出版社。
- [6] 孙武城、刘昌铨, 1983, 从地震测深看华北盆地地壳深部构造的若干特征。中国中生代盆地构造和演化, 科学出版社。
- [7] 常承法、潘玉生等, 1982, 青藏高原地质构造, 科学出版社。
- [8] 关士聪、滨怀玉等, 1984, 中国海陆变迁海域沉积相与油气, 科学出版社。

- [9] 汪祖智, 1981, 石油勘探与开发, 第2期。
[10] 任纪舜、姜春发等, 1980, 中国大地构造图及说明书, 科学出版社。
[11] 马杏垣, 1987, 1:400万中国岩石圈动力学图说明书, 地质出版社。

CONTROL OF COMPRESSO-SHEAR VERTICAL- INTERSECTING FAULTS IN NORTH QINGHAI- TIBETAN PLATEAU ON FORMATION OF MESOC-CENOZOIC BASINS AS QAIDAM

Sun Zhaoyuan

(*Research Institute of Petroleum Exploration and Development,
Qinghai Petroleum Administration*)

Abstract

Fault that show compresso-shear pattern in plane and intersecting in profile is called compresso-shear vertical-intersecting fault. Within the study area, since the sides of major mountains and uplifts were controlled by compresso-shear vertical-intersecting faults, a structural framework which arranged alternately in fault-uplifts and fault-depressions was formed under the effect of unified stress field of the plateau. In the east part of the region, the fault uplift-fault depressed zone resulted by NWW (Xiyu System) compresso-shear vertical-intersecting faults and four uplift-depression alternated zones resulted by NNW (Hexi System) dextral shear-compression vertical intersecting faults conjoined to form four dextro-diagonal basin zones as Wuwei-Lintao, Minle-Hualong, Jiudong-Xinghai, Jiuxi-Gjarring and Ngoring lakebasin zones. In the west, NWW stretched compressive fault uplift-fault depressed zone and NEE striking conjugated compressive sinistral diagonal zone (Altun Mountains), conjoined to form Kumkuli-Jiuxi sinistral diagonal basin zone. The Jiuxi Basin is a ladder-shaped basin placed at the joint part of two conjugated shear-compressive zone whereas the Qaidam Basin is a huge complex fault-depressed basin which is between two shear-compressive zones during the Meso-Cenozoic. The formation regime of the basins is not that of rift, but that of compresso-rift which is between faults dipping back each other. In the Qaidam Basin, a structural framework which is arranged alternately in uplifts and depressions is also formed by the above mentioned vertical-intersecting faults and it controlled the evolution of the basin and also the generation, accumulation of hydrocarbon. The Qaidam landmass was disintegrated in the Indo-China Epoch, and a piedmont fault-depression with faults in marginal areas and overlaps in its inner part was formed. In the early stage, its subsidence center and depocenter was in the north (T, J, K) and west (J, K) margin. As the compression of the Indian Plate enhanced, these centers transferred gradually to the central (N_2) and east parts of the basin.