

伸展盆地分析

陈发景

(中国地质大学 100083)

一、伸展盆地的一般概念

伸展盆地是在引张作用下与地壳和岩石圈产生伸展、减薄作用有关的一类裂陷盆地。

裂谷是最常见的一种伸展盆地，是“由于整个岩石圈遭受伸展破裂而引起的，并且常常是一侧为正断层限制的断陷盆地”。

除了裂谷外，拗陷、拗拉槽和被动大陆边缘也属于伸展盆地。裂谷与只经过区域性沉降但缺乏大型伸展断层的拗陷、拗拉槽和被动大陆边缘的主要差别可以简要地解释如下（图1）。在真正的裂谷中，由于岩石圈上隆、减薄或区域应力场产生的张性偏应力足以克服岩石强度，从而形成断层。如果张性偏应力不足以造成脆性破裂，那末隆起或沉降作用就会在无断裂的情况下进行。如果热源供应中断并不再有新的热源，那么岩石圈就会发生热收缩作用并引起热沉降。当裂谷继续伸展，在扩张中心形成新的洋壳时，就开始了裂谷系向被动大陆边缘的演化阶段，即裂谷—漂移阶段。被动大陆边缘楔状体沉积物记载了岩石圈对其持续不断的冷却作用及大量沉积物本身负载的响应。

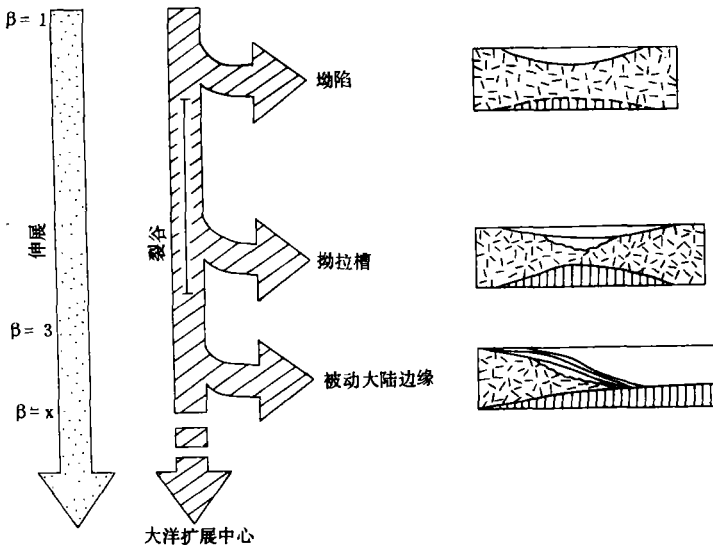


图1 裂谷、拗陷、拗拉槽与大陆边缘的关系

二、裂谷的一般特征和类型

裂谷的形成与伸展作用有关。在威尔逊旋回的各个阶段和各种不同的板块构造环境中均可以见到裂谷的形成。它们是：(1) 与大陆裂开和漂移作用有关的裂谷；(2) 与俯冲作用有关的裂谷；(3) 与大陆碰撞作用有关的裂谷。

与大陆裂开和漂移作用有关的裂谷可分成大洋的、大陆间的和大陆内部的裂谷三种类型。

现代大洋裂谷是沿大洋中脊延伸并受正断层限制的裂谷。谷底和谷肩均为洋壳。大洋中脊及其裂谷为转换断层所横切。其它特征主要是：(1) 浅震；(2) 活动的火山作用；(3) 呈对称状正、负交替的磁异常；(4) 高热流值。实例是大西洋、印度洋中脊上发育的裂谷。

大洋裂谷带和大洋中脊一样，随着时间改变其位置和分叉。常常是一个分支丧失其活动性后，即成为巨大补偿凹陷的中心。可以举大西洋北部的形成作为实例。大西洋中脊裂谷体系在中生代分布在加拿大和拉布拉多海中格陵兰岛之间。到新生代，裂谷系开始在现在的大西洋北部地方发育，而在巴芬湾—拉布拉多海，裂谷阶段为宽的拗陷阶段所代替，裂谷本身迅速地为拗陷沉积物所覆盖。

现代大陆间裂谷是裂谷的下面为洋壳，谷肩是陆壳，它们是大陆裂谷演化为大洋裂谷的过渡产物。例如，在印度洋附近的亚丁湾和红海南部。

现代大陆内裂谷的下面为陆壳，谷肩也为陆壳。但裂谷下面陆壳厚度要比周围薄一些。现代大陆内裂谷作用的特征是：(1) 负布格重力异常；(2) 高热流 (90 至 115mWm^{-2} ，也即是大于 2H.F.U) 和 (3) 火山活动 (表 1)。东非裂谷是典型的大陆裂谷系，其特征是在两个大的隆起区发育，即北部的埃塞俄比亚隆起和东南的东非隆起，在北非还发现其它穹窿隆起，例如象在 Tibesti 和 Hoggar 区的隆起。这些隆起常常与广泛分布的火山活动相伴生，但缺乏裂谷。其它裂谷系是美国西部的 Rio Grande 裂谷，欧洲的莱茵地堑和中亚的贝加尔裂谷。

表 1 四个大陆裂谷中布格异常、伸展作用和火山活动的关系

裂 谷	火 山 活 动	地壳伸展作用	布格异常
肯尼亚	体积大，裂谷前和晚期裂谷	25—35km	-100 至 200mgal
Rio Grande	体积小，在南部为早期和晚期裂谷，在北部为晚期裂谷	32km	-160mgal
贝加尔	同裂谷期的	10km	-20 至 30mgal
莱 茵	晚期裂谷	5km	+10mgal

一般将裂谷作用归为两类 (Sengor 和 Burke, 1978, Baker 和 Morgan, 1981, Turcotte, 1983, Morgan 和 Baker, 1983, Keen, 1985)，即主动裂谷和被动裂谷作用。在主动裂谷作用中，地表变形与热柱或热席对岩石圈底部的撞击作用相伴生。来自地幔柱的传导加热作用，来源于岩浆生成的热传递作用或者是来源于对流加热作用均可以使岩石圈变

薄。如果来自于软流圈的热流很大,大到可使大陆岩石圈较迅速地减薄,这将引起均衡隆起。为隆起产生的张应力于是引起裂开作用。主动裂谷的实例是东非裂谷。

在被动的裂谷作用中首先是大陆岩石圈的张应力引起它破裂,其次才是热的地幔岩贯入岩石圈。地壳穹隆作用和火山活动仅是次要过程 (Turcotte 和 Oxbugh, 1973)。Mckenzie (1978) 所提出的有关沉积盆地成因的模式属于这类被动裂谷作用。如果被动裂谷作用发生,首先产生裂谷作用,随之发生穹隆作用,因此裂谷作用是区域应力场的被动响应。Rio Grande 裂谷可能是由于这种被动裂谷作用产生的。

Segnor 和 Burke (1978) 讨论了裂开作用和热穹隆火山活动的相对时间,并根据它推测主动或被动裂谷。但实际上难以确定裂谷究竟属于主动裂谷还是属于被动裂谷,因为对于小的地幔热流来说,隆起量可能是很小的。

主动裂谷与热点有关的现象是地壳大面积呈穹隆上升和呈三联破裂,红海-苏伊士-亚喀巴湾裂谷系、红海-亚丁湾-埃塞俄比亚裂谷系、鲁瓦湖-马拉维-鲁瓦哈、鲁非吉裂谷系均属于这种三联裂谷系的实例。三联裂谷中每支裂谷发育不平衡如红海-亚丁湾-埃塞俄比亚裂谷系,其中红海南部和亚丁湾两臂已发育为陆间裂谷,而另一臂埃塞俄比亚裂谷仍处于大陆内裂谷状态,发育不足。大西洋被动大陆边缘附近的尼日尔盆地也是这样一种三联裂谷系中发育不足的一臂演化结果。原为三联裂谷,演化中其它两臂发育为大洋,另一臂由大陆内裂谷发展为与海岸线近乎垂交的坳拉槽 (图 2)。大的河流沿坳拉槽搬运碎屑物质进入大洋,形成前积的三角洲和海底扇沉积体系。

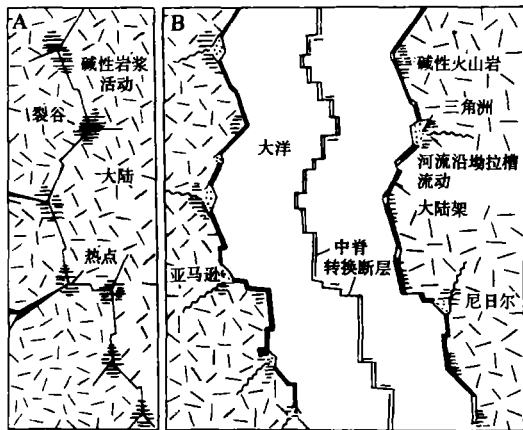


图 2 表示大陆裂谷发育为被动大陆边缘、坳拉槽的示意图

Segnor, Burke 和 Dewey (1978) 还划分出一种在形态上与坳拉槽相似的碰撞谷。这种裂谷的发育与大陆碰撞有关。两个大陆在其碰撞时除了产生平移断层外,还在与碰撞带垂直相交的方向形成拉张应力,产生碰撞谷。Paul Tapponier 和 Peter Molnar (1975) 在讨论碰撞作用形成走向滑移断层的同时,曾指出贝加尔地堑系和山西地堑系是由于喜山运动时印度板块与亚洲大陆碰撞时所产生的拉张应力场引起的。

莱茵地堑系也是这种类型裂谷的实例。由于在平面上这种碰撞裂谷与造山带近乎垂交,很象前述的坳拉槽。Burke 认为可以根据其地质发展历史区别它们。其方法是确定和重塑裂谷的形成时间和历史。如果它是与大洋张开期同时期开始的,那么它应为坳拉槽。如果裂谷

仅仅是从大洋封闭为褶皱带的时间,那么即为碰撞谷。例如莱茵地堑和波兰凹陷都与阿尔卑斯褶皱带垂直相交。莱茵地堑地质历史的开始是与中始新世阿尔卑斯运动碰撞事件同时发生的,而波兰凹陷的地质历史是在三叠纪开始的,与阿尔卑斯洋张开期同时。因此可以认为莱茵地堑是碰撞谷,而波兰凹陷是坳拉槽。Grenville 造山运动的碰撞也被援引为是北美 Keweenawan 大陆裂谷形成的一种原因 (Gorden 和 Hempton, 1986)。

弧后裂谷和弧后边缘海盆地与俯冲作用有关, 虽然也属伸展盆地, 但与聚敛型板块活动有关。主要为两种类型, 一种它们常常是早期弧后裂开, 晚期演化为弧后边缘海, 为小洋盆, 具洋壳。与西太平洋主动大陆边缘有关的边缘海属此类型。另一种类型弧后盆地与安第斯型主动大陆边缘有关, 分布于“山弧”后方, 在大陆壳上发育。由于它们的形成机制不太清楚, 有可能为俯冲诱发热对流作用, 也可能为仰冲大陆板块牵引翘曲作用产生, 因而难以肯定它们究竟属于主动裂谷, 还是属于被动裂谷。

三、伸展盆地的演化

(一) 与大陆裂开和漂移作用有关的裂谷演化呈下列四条路线:

1. 大陆内裂谷→大陆间裂谷→大洋;
2. 大陆内裂谷→坳拉槽;
3. 大陆内裂谷→被动大陆边缘;
4. 大陆内裂谷→大陆内坳陷。

现结合实例讨论如下:

1. 大陆内裂谷→大陆间裂谷

例如埃塞俄比亚-红海-亚丁湾三联裂谷系, 它们是由埃塞俄比亚-红海南端-亚丁湾三联裂谷和苏伊士湾-亚喀巴湾-红海北端三联裂谷组成。其中埃塞俄比亚为大陆内裂谷、红海南端和亚丁湾为大陆间裂谷, 红海北部(占红海 1/3)比南部处于更早的演化阶段, 红海南部(占红海 2/3)比亚丁湾演化过程又差一些。至于红海北部裂谷和其顶部的苏伊士湾和亚喀巴湾性质, 红海北部为大陆内主裂谷, 苏伊士湾为大陆内分支裂谷, 亚喀巴湾发育平移断层, 阻碍了苏伊士湾的发育。

除了地壳性质和厚度反映裂谷的演化特征外, 下列其它特征也反映裂谷的演化程度, 例如裂谷的沉积充填物、火山岩成分以及热流值。

例如埃塞俄比亚裂谷前为穹窿, 早第三纪晚期和晚第三纪为初始大陆内裂谷, 堆积陆相粗碎屑岩, 主要是冲积扇和湖相沉积物, 基性火山岩为碱性。苏伊士湾裂谷演化程度稍高, 始新世末至渐新世为隆起阶段, 在早第三纪晚期和晚第三纪初裂陷, 下部为陆相粗碎屑岩沉积, 上部为海相沉积, 厚度达 2-3.5km。下中新统抱球虫泥灰岩为生油岩, 并夹一些砂岩和礁灰岩储集层, 中中新世晚期或晚中新世发育蒸发岩。红海裂谷的演化和苏伊士湾相似只是演化程度要比苏伊士湾高的多。其演化历史是渐新世发育区域隆起, 在隆起顶部开始破裂, 形成原始大陆内裂谷, 有火山活动和河、湖相沉积夹玄武岩。玄武岩具碱性性质, 经同位素年龄测定是渐新世, 所以推测隆起和开始裂开时间为渐新世。

裂陷发育阶段发生是在中新世和中中新世, 它的特征是发育地堑(半地堑)、地垒(半地垒)构造, 并且裂陷。开始是一层海侵式底砂岩, 后来是厚层蒸发岩堆集, 覆盖在渐新世碎屑岩之上。沉积物厚 2-5km。推测中新世, 红海仍处于大陆内裂谷阶段, 但大陆岩石圈厚度减薄。

晚上新世中央海槽以西另一个裂谷开始发育, 与此同时, 中央海槽的岩石圈已经减得很薄, 使得大洋型玄武岩得以侵入, 新的洋壳由拉斑玄武岩, 辉长岩和辉绿岩组成, 同位素年龄测定为 3.5M.a., 属晚上新世。从这时开始, 海底扩张一直延续到现在。

红海南门口与印度 Carlsberg 大洋中脊相连, 热流值高达 2.2—4.3H.F.U 以及地温梯度在 28—50℃/km 以上等一系列事实说明, 红海南部大陆间裂谷是由于热点和地幔柱使地壳隆起破裂和进一步海底扩张造成的。地温梯度高使石油遭受破坏, 在 3km 或大于 3km 深度的钻井仅有气体显示。石油分布在红海北部和苏伊士湾大陆内裂谷。

2. 大陆内裂谷→坳拉槽

贝努埃凹槽裂谷系南段和尼日尔盆地是这样大陆内裂谷→坳拉槽演化的实例。

贝努埃凹槽裂谷的西北为上几内亚隆起, 东南为刚果克拉通西北的喀麦隆隆起, 均为前寒武系的变质岩系。裂谷从乍得盆地南端经贝努埃凹槽至尼日尔三角洲, 在早白垩世末至始新世产生, 它们可能甚至向东北方向延伸, 为特提斯海和大西洋的通道。同时因北西构造线的影响, 出现一些北西向海湾。

贝努埃凹槽裂谷系北、中、南三段的演化程度有很大不同。

(1) 贝努埃凹槽中段, 这是一个宽 125—145km、北东—西南向的大陆内裂谷, 在白垩纪形成。其中 4, 000m 厚沉积为早白垩世晚期 (中阿尔必期)、晚白垩世早期 (晚赛诺曼期) 和晚白垩世中期 (中森诺期) 地层。晚白垩世中期末, 上述地层受侧向挤压。盆地回返。

(2) 贝努埃凹槽北段, 白垩纪时为大陆内裂谷, 呈三联分布, 其中充填有海相地层。第三纪转化为大陆内拗陷, 即乍得盆地, 充填有陆相沉积物。下白垩统含油, 分布在三联范围内。油田有卡内娜萨迪奇和米安多那。

(3) 尼日尔盆地是在贝努埃凹槽南段基础上发育的第三纪坳拉槽, 古新世开始海进, 古新统一始新统阿卡特组为块状泥岩, 晚始新世开始到中新世为典型的三角洲层系, 下部称为阿格巴达组, 为砂、页岩沉积, 上部叫贝宁组, 为砂岩沉积。由于三角洲层系前积, 负荷不均一, 最下部泥岩上拱形成泥脊, 并产生正断层和滚动背斜, 形成很多小而肥的油田。

3. 大陆内裂谷→被动大陆边缘

巴西东部雷康卡沃、坎波斯、塞尔希培—阿拉戈斯和圣埃斯皮里托等盆地, 非洲西部加蓬、宽扎和下刚果等盆地都是大陆内裂谷→被动大陆边缘的实例 (Campos 等, 1980)。

(1) 巴西东部被动大陆边缘盆地的演化阶段可划分为裂谷前克拉通阶段, 大陆内裂谷阶段和大规模拉开为被动大陆边缘阶段。

(A) 裂谷前克拉通阶段 (早白垩世前) (图 3)

为典型的克拉通阶段。构造长时间是稳定的。未发现有意义的断层。

克拉通内部层系的沉积特点是下部为河、湖相红色岩系, 主要是页岩和细至中粒砂, 底部为蒸发岩和灰岩 (二叠纪?)。上部为浅灰色具交错层的细至粗粒砂岩。该层系时代无古生物资料说明, 根据其地层位置推测其大部分岩层属晚侏罗世

据 Ponte 等解释, 晚侏罗世南非、巴西在裂谷前为统一大陆, 在裂谷前期隆起地带发育晚侏罗世凹陷, 发育河、湖相沉积。该层系缺乏生油岩, 但具有良好储集层。

(B) 裂谷阶段 (早白垩世尼欧克姆期)

主要为碎屑岩层系, 为细—粗粒砂岩, 灰至黑色粉砂岩和页岩夹薄的灰岩层逐渐过渡和交互。在北边塞尔希培—阿拉戈斯盆地, 在层系的顶部发育淡水介壳灰岩。在南边坎波斯和圣埃斯皮里托盆地, 分布侵入脉岩和喷发火山岩, 它被解释为是南大西洋形成前裂谷作用的结果。本层系厚度大约 5, 000m。据介形虫资料, 本层系属早白垩世尼欧克姆期。构造特

征总的是发育高角度正断层和向西翘倾的半地堑型凹陷和半地垒型凸起，断层作用强度大，密度也很大，可以看到落差大于4,000m的断层。

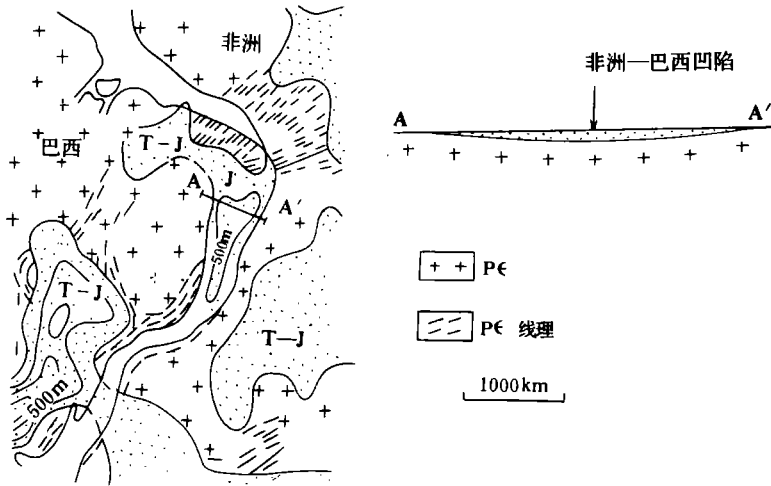


图3 克拉通内部的古地理 (据 Campos 等, 1980)

沉积环境为河流—湖相，断陷期，在比较靠近主断层处发育河流粗碎屑沉积，纵向上往上广泛发育湖相沉积，最后以冲积作用而告结束。

在一些盆地，例如雷康卡沃盆地，发育生长断层，具有河流三角洲沉积，并伴随发育泥岩底辟。

裂谷的构造作用在油气聚集中起着重要的作用。地垒断块使得早白垩世生油页岩产生的油气圈闭在上侏罗系储集层中。与生长断层上升盘差异压实有关的下白垩统穹状披覆构造是良好的构造圈闭。本阶段的典型油田是卡洛巴油田，位于目前大陆架上的塞尔希培—阿拉戈斯盆地。它由断块组成，通过断层活动，将上侏罗统储集层与下白垩统生油页岩接触。

(C) 过渡阶段 (或蒸发岩阶段，早白垩世阿普第期)

为蒸发岩层系，由底砾岩、细—粗粒砂岩、暗灰色页岩、灰岩和蒸发岩（硬石膏、岩盐、钾镁盐）组成。该层段的厚度在阿拉戈斯盆地中达到 200m，在塞尔希培盆地达到 500m。

根据介形虫和孢粉资料，该层系属于早白垩世阿普第期。

古地理分布表明在此阶段为一大的海湾。在这里形成广泛分布的蒸发岩，往南为雷奥—格兰德—瓦尔维斯脊所限，蒸发岩盆地可能延伸至原始大西洋中脊。

底部砾岩构成储集层，受限制的环境有利于生油岩的形成。蒸发岩可作为盖层。圈闭属披盖构造类型，受地垒控制，如卡姆利姆油田。

(D) 拉开阶段——浅水台地型边缘海阶段 (早白垩世晚期阿尔必期—晚白垩世桑托期)

这个阶段主要是下沉作用。沉积物特征开始为砂、页岩，接着主要是台地碳酸盐岩相。最大厚度分布在吉奎亭洪哈盆地，大约 2,500m。据有孔、菊石和孢粉资料，该层系属早

白垩世晚期阿尔必期至晚白垩世桑托期。

台地碳酸盐岩相特征是, 在高能量时期, 沉积钙屑岩, 它们组成良好的储集层。与这种沉积物伴生的泥质碳酸盐岩和页岩被认为是生油岩。

(E) 大规模拉开阶段——开阔边缘海阶段(晚白垩世坎佩期至上新世)

在此阶段, 大陆进一步大规模拉开分离, 并发生强烈向东倾斜的下沉, 导致整个盆地形成向东倾斜的区域斜坡, 岸外地区更加明显的下沉, 形成开阔边缘海沉积。

沉积物的特点是为厚的深水页岩和细—粗粒砂岩, 它是由于在前述的碳酸盐岩台地基础上发育海底峡谷, 细—粗粒砂岩以浊流方向搬运沉积在深水中, 由于区域性向东倾斜和下沉, 大陆供给的大量沉积物产生前积作用, 形成厚的碎屑物楔状体, 并沿陆棚边缘形成浅水灰岩滩。总之, 这类沉积物大致相当于大陆坡深水海底和台地沉积体系。

深水粗—细粒砂岩和粉砂岩构成最好的储集层, 而相邻的页岩是生油岩。

在开阔边缘海阶段, 构造活动主要是下沉, 由于沉积物前积作用, 阿普第期沉积的盐发生塑性流动, 并在一些盆地中形成盐丘。

由于盐本身运动形成的盐丘构造可产生两种类型的圈闭。一种是盐丘构造顶部的背斜圈闭, 以坎波斯盆地所发现的纳莫多大油田为代表, 另一种类型是盐丘构造翼部的地层圈闭, 以塞尔希培—阿拉戈斯盆地中的瓜瑞塞玛油田为代表。

(2) 加蓬盆地可分为裂谷前克拉通阶段、裂谷阶段、过渡阶段和拉开阶段。

(A) 克拉通阶段, 在早白垩世以前, 为长期稳定的隆起地区, 由前寒武纪结晶基底组成。

(B) 裂谷阶段, 在早白垩世由于拉张, 形成半地堑和半地垒。在加蓬, 盐下层可可滩群陆相碎屑岩超复于前寒武纪结晶基底之上。在宽扎盆地区该沉积之下, 发现了火山岩。这套层系的厚度在加蓬盆地为 2, 000m。

(C) 蒸发岩阶段, 阿普第期为蒸发岩层系, 由于存在盐的流动, 盐层的厚度变化很大。推测在加蓬盆地中, 阿普第阶含盐层的原始厚度不超过 300m。在宽扎盆地中, 此厚度不超过 600m。

(D) 拉开阶段: 为陆棚—陆隆沉积。早白垩世末的阿尔必期, 盆地开始广海沉积厚 600—2,400m, 在大西洋挠曲以东最厚, 为陆棚至礁滩相碳酸盐岩, 以西为盆地相的页岩和泥灰岩。晚白垩世早期的赛诺曼阶和土伦阶为 600—1,600m, 大西洋挠曲带西侧最厚, 为较深海相页岩和粉砂岩, 以东下部为陆相砂岩、泥灰岩和页岩, 上部为厚层陆棚碳酸盐岩。晚白垩世晚期, 森诺阶至始新统底部为海相页岩, 然后持续海退, 大西洋挠曲带只数百米陆相碎屑岩, 向西由海湾三角洲碎屑岩过渡为较深海泥岩, 沉积中心不断向西迁移, 最厚达 3,000m。

构造特征是盐下层沉积及下伏基底块断作用强烈, 盐上层沉积则为向海方向的稳定沉降。伴随盐运动, 挠曲带以东, 刺穿型盐丘构造发育, 挠曲带以西, 多为盐穹窿, 它们对油气聚集和保存起着重要作用。

盐下层可可滩群具生油层, 可可滩群甘巴组也是主要储集层。盐上层上白垩统海相泥岩同样具生油条件, 盐上层森诺阶也是储集层。油田有两类, 一类存在于东部地垒状隆起背斜构造上, 生产层为可可滩群甘巴组, 另一类集中在大西洋挠曲带以西, 主要生产层是盐上层的森诺阶, 较大的油田是与盐穹窿有关的构造, 部分刺穿盐丘构造的顶部和翼部也形成油

田。

4.大陆内裂谷→大陆内拗陷

东欧地台、北美地台上的一些晚元古宙—古生代盆地，北海盆地，西西伯利亚盆地等都属于大陆内裂谷→大陆内拗陷的典型实例：

(1) 东欧地台上的中俄罗斯盆地：晚元古宙早、中期里非期为大陆内裂谷，晚期温德期和古生代泥盆—石炭纪演化为大陆内拗陷。苏联学者称之为陆向斜，如图 18 所示。其演化模式概括如图 4。

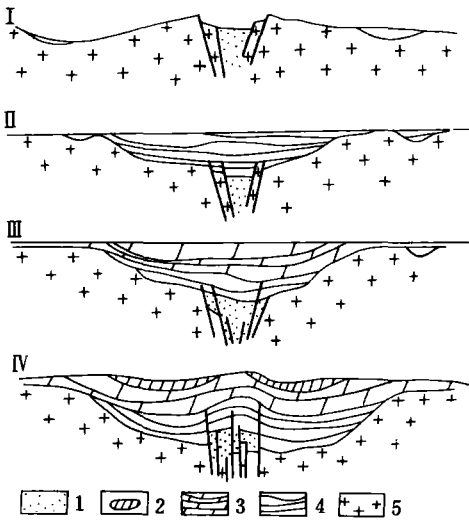


图 4 大陆内裂谷—拗陷(陆向斜)各个阶段的发育示意图

- I. 裂谷期； II. 早期台向斜期； III. 晚期台向斜期；
IV. 侵蚀回返期 1. 陆相碎屑岩及火山岩；
2. 陆源碎屑岩—陆相沉积； 3. 陆源碎屑岩、
碳酸盐岩、蒸发岩沉积； 4. 陆源碎屑岩； 5. 基底

(A) 大陆内裂谷阶段：为陆相碎屑岩充填并具火山活动(图 4-I)。

(B) 大陆内拗陷(或称陆向斜)早期阶段(图 4-II)：其特征是强烈下凹，海进相沉积广泛发育并形成地台盖层，由于大的沉降运动的结果，形成巨厚的陆源砂质—粘土质岩石以及碳酸盐岩。在此阶段中包含有主要的生油和含油层系。由于沉降作用，生油岩逐渐进入主要的成油期，导致岩石中的有机质转化成烃。依据下沉和速率和所经历的时间，在此期形成过程中或直至此期末都可能不断生成石油。但是，如果在大陆内拗陷早期中，盆地下陷程度尚不足以导致生油岩系进入主要成油相带时，则石油生成会延迟直至下一个期开始。

(C) 大陆内拗陷(陆向斜)晚期(图 4-III)，其特征为上升作用超过下凹作用，有广泛的海退沉积，包括碳酸盐岩—蒸发岩相及陆相碎屑岩—含煤层系。

(2) 北美地台上的密执安盆地：演化特征与东欧地台相似，晚元古宙时，大湖区下面为基维诺、布里得和卡普斯尼格三叉裂谷，其中基维诺裂谷，火山活动达到非常高的程度。到

古生代，最南端的布里得裂谷演化为拗陷型密执安盆地。Klemme (1975) 称这类拗陷型盆地为克拉通内简单碟状拗陷盆地。

(3) 西西伯利亚盆地

基底是由海西期、加里东期褶皱基底和前寒武纪结晶基底共同组成，为大陆内裂谷→大陆内拗陷的盆地。面积约 350km²。盆地中部基地一般埋深为 3km，最深可达 5km 左右，北部一般为 8km，最深可达 12km 左右。

西西伯利亚盆地的演化阶段为(图 5, 6)

(A) 裂谷阶段：于三叠纪时形成。裂谷为分叉的地堑系，比较长的地堑是中部的地堑，称作科尔托戈尔斯克—乌连戈伊地堑，从北冰洋伸入，沿普尔湖延伸至新瓦修甘，呈南北向分布。其中充填了陆相碎屑岩并夹喷出火山岩(图 5)。

(B) 拗陷发育阶段: 大陆内拗陷发育阶段于侏罗—白垩纪形成, 广泛海侵, 发育滨海海相和三角洲沉积。油气藏与三角洲砂体密切相关。

(C) 拗陷萎缩阶段: 早第三纪和晚第三纪时, 盆地萎缩, 海退和发育陆相沉积。

(4) 北海大陆内裂谷→拗陷型盆地

北海大陆内裂谷→拗陷型盆地基底很复杂, 南缘是海西褶皱, 中部东侧为前寒武纪结晶基底。北段为志留纪和更老地层组成的加里东褶皱。北海盆地中沉积物厚度很大。钻井揭穿的仅仅是沉积物中、上部, 为中生代、晚古生代和中、新生代地层。

北海盆地维京地堑演化有三个阶段, 即裂谷前陆盆地和克拉通内盆地阶段, 大陆内裂谷阶段和大陆内拗陷阶段。

(A) 裂谷前阶段, 在志留系基底之上是巨厚的泥盆系老红色陆相砂岩, 属前陆盆地沉积石炭系—中下三叠统为克拉通内盆地沉积。

(B) 裂谷阶段 (晚三叠世—侏罗纪): 特点是与北大西洋形成的同时, 三叠—侏罗纪发生强烈的拉张, 块断运动, 广泛分布有分支的裂谷系, 延伸长度达 300km 或更长, 宽达 50km。在裂谷内堆积了厚达 2-3km 早侏罗世海相砂、泥岩。在中侏罗世, 除了石灰岩和含煤层外, 还发育巨厚的火山岩。下和中侏罗统含有储集层。上侏罗统暗色泥岩为主要生油岩。

(C) 拗陷阶段 (早白垩世—新生代): 从早白垩世开始, 裂谷演化为南北向大陆内拗陷。在下部为厚达 1.5km 的下白垩统灰色海相泥岩, 上白垩统白垩和古新统下部的白垩质石灰岩, 上白垩统白垩和古新统下部的白垩统灰色海相泥岩,

上白垩统白垩和古新统下部的白垩质石灰岩, 古新统中, 上部以及新生代为大于 3km 的陆源沉积。

综上所述, 可以看出大陆内裂谷→大陆内拗陷有两类, 一类是克拉通简单的碟状凹陷, 有人称之为广盆 (古生代), 沉降相对比较均一, 沉降速率低, 另一类是大陆内深拗陷 (中新生代), 为差异沉降, 相对较窄的盆地, 沉降速率相对要高。

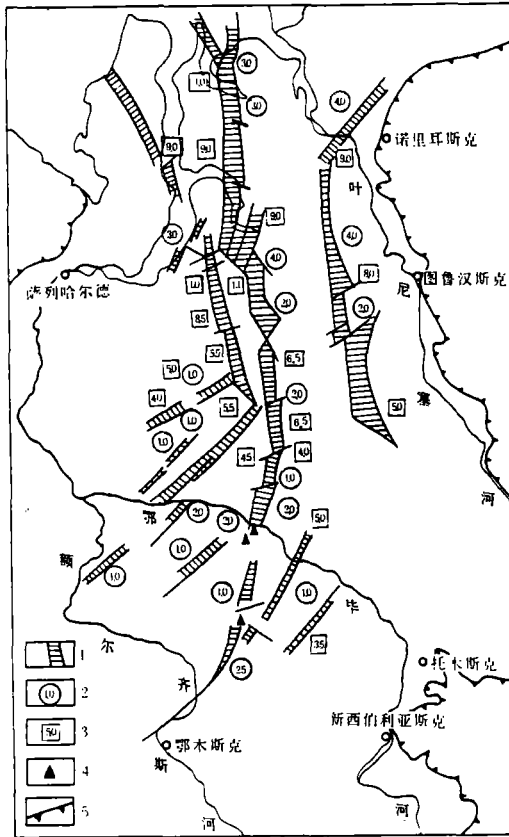


图 5 西西伯利亚三叠系裂谷平面分布图, 其中地堑为科尔托戈尔斯克—乌连戈伊地堑 (据 B.C. CypKoB, A.A. Tpoчpмыk 等, 1982)

- 1. 三叠纪地堑; 2. 地堑中沉积层系的厚度(km);
- 3. 断陷前层系顶面的埋深 (km); 4. 钻开地堑中沉积层系的井; 5. 中、新生代地台盖层边界

在大陆内裂谷转化为拗陷的机制中，热冷却可能起很大的作用。朱夏指出 (1983)，Ziegler (1980) 有关这样的断陷转化为拗陷机制的看法与朱夏 1978 年发表的见解十分接近，即“相应于岩石圈的冷却和地壳的沉积负荷，不再活动的大陆断陷开始了区域性的沉降。沉降的多少受到了在断陷阶段中热异常的量 and 地壳拉张程度的控制”。

大陆内裂谷→大陆内拗陷发育阶段→大陆内拗陷萎缩阶段→最后阶段是回返 (或反转 inversion)，也即是盆地受到改造。引起盆地改造的构造事件主要是：(1) 褶皱由于聚敛性板块运动，引起侧向挤压使盆地内地层发生褶皱和逆冲断层。(2) 扭动 (或称平移、剪切) 作用，由于扭动引起挤压。

由于不同的板块构造环境，回返的形式和程度也不一致。有的为微弱回返，表现为地壳上升，例如俄罗斯地台内的莫斯科台向斜，由于处于稳定的克拉通内部，回返程度微弱，基本上保持其原来的裂谷面貌。有的回返程度中等，例如顿涅茨凹陷，后期受到挤压作用的改造，表现为具明显褶皱和逆冲断层 (图 7)。这类裂谷虽然受到改造，但仍然可以恢复其原来裂谷面貌。有的裂谷 (或拗拉槽) 回返程度高，例如中澳大利亚地台内的阿马迪厄斯盆地东北部分，晚元古宙—晚石炭世拗拉槽沉积由于强烈挤压作用，产生逆冲断层带和推覆构造，比较难以恢复其古拗拉槽面貌。

据 Milanovsky 的意见，裂谷 (或拗拉槽) 的活动，下沉速率和回返的程度随着距周围的地槽—褶皱带远近而有所不同。一般是拗拉槽靠近地槽的一端和平行地槽的最近裂谷，断陷幅度最大，下沉速率最大，回返程度强，发生强烈的褶皱作用。相反，拗拉槽靠近地台的部分和地台内部裂谷，一般断陷幅度要小一些，下沉速率也小一些，回返程度要弱得多。例如，第聂泊—顿涅茨盆地中的三个凹陷回返程度就不一致。这三个凹陷自西而东是普里皮里亚特凹陷，第聂泊凹陷和顿涅茨凹陷。其中普里皮里亚特和第聂泊凹陷回返程度弱。盐丘构造发育与差异负荷有关。只有顿涅茨凹陷回返程度较剧烈，发育褶皱和逆冲断层，这是由于受到其东侧邻近的地槽带海西期回返影响所致。阿马迪厄斯东北部分沉积物受到强烈的挤压作用也是由于同样的原因。

(二) 与俯冲作用有关的弧后盆地

这类盆地与主动大陆边缘的俯冲作用有关，由于俯冲作用在火山弧后方形成弧后盆地，推测它们开始为弧后裂谷，以后演化为边缘海盆地、弧间盆地等。弧后盆地有四

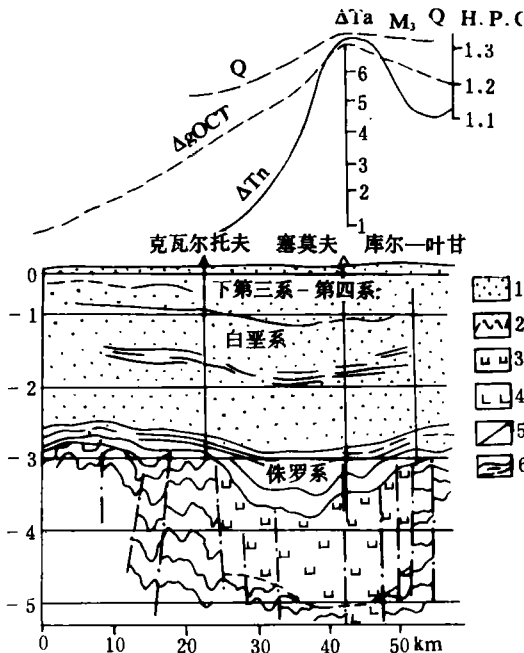


图 6 西西伯利亚科托哥尔-乌连戈裂谷-拗陷横剖面示意图 (据 B.C. CypoB 等)

- 1. 地台型盖层；2. 前侏罗纪基底的褶皱建造；3. 地槽中发育的地层层系；4. 断陷前地层层序；
- 5. 地震资料确定的断层；6. 地震界面

1. 在岛弧后方, 由于俯冲作用引起的地幔上涌, 产生拉张应力, 开始使大陆裂开形成裂谷, 继续扩张, 最终形成洋壳组成的小洋盆, 它们被称为西太平洋型弧后盆地, 如日本海, 汤加克马德克、马里亚纳海盆、南中国海等。

Karig 把这类盆地分为下列类别 (W.Dikinson, 1977):

(1) 活动扩张型, 相当于弧间盆地, 分布于火山弧和残留弧之间, 热流值高, 如汤加、克马德克、马里亚纳海盆。

(2) 不活动扩张型, 相当于边缘海盆地, 又分为两类:

(A) 较年青的不活动扩张型, 有高热流值, 如日本海。

(B) 较老的不活动扩张型, 具正常热流值, 如西菲律宾海, 南中国海。

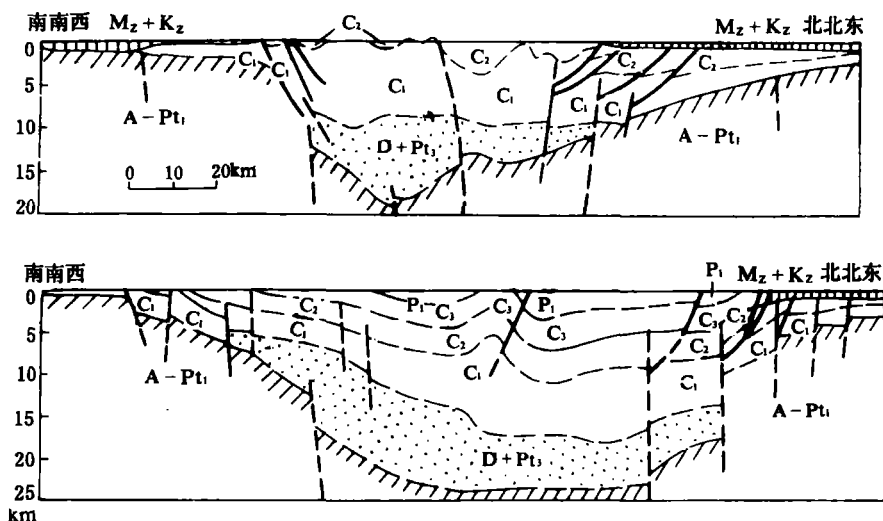


图 7 顿涅茨凹陷两条深部地球和地球物理剖面 (据 Milanovsky, 1981)

2. 弧后盆地发育与安第斯型主动大陆边缘有关。由于俯冲作用, 在大陆地区发育火山弧 (不是岛弧), 称为山弧。山弧后方与稳定大陆之间的沉积盆地属安第斯型弧后盆地。盆地虽然也系伸展和扩张产物, 但不同于第一类, 为大陆壳。例如美国西部盆地山脉省即属于这一类弧后裂谷盆地。

3. 第三类弧后盆地和第二类一样为陆壳, 但为浅海, 例如苏门答腊盆地。这类火山弧称为裙弧, 故属裙弧弧后盆地, 也有人称为陆缘海盆地。这类弧后盆地在性质上似乎离典型的岛弧较远, 却更接近于安第斯型弧后盆地。

4. 第四类弧后盆地也位于岛弧后方, 但为转薄的陆壳, 例如琉球岛弧后方出现较深水的冲绳海槽, 但该海槽在深度和面积上皆不及典型的边缘海盆地, 而地壳厚度大于一般的边缘海盆地。一般认为冲绳海槽相当于扩张早期阶段的边缘海或弧间盆地, 槽内尚未出现典型的大洋地壳。

由上所述, 可以认为在西太平洋型和安第斯型两类弧后盆地之间实际上有一些过渡或中间类型。它们是火山弧后方不同程度扩张或伸展作用的产物。易言之, 由于扩张程度不同,

形成了安第斯型弧后盆地→裙弧弧后盆地→冲绳海槽型弧后盆地→西太平洋型弧后盆地一系列不同演化的盆地。关于这一点，也可以由以下事实获得证明。

1.从东南亚一些弧后盆地可以见到由于扩张程度不同，地壳性质有侧向变化。例如缅甸的伊洛瓦底盆地具陆壳性质，向南沿构造走向变化为具洋壳的安达曼海弧后盆地，再向东南到苏门答腊盆地，又恢复陆壳性质（图8）。

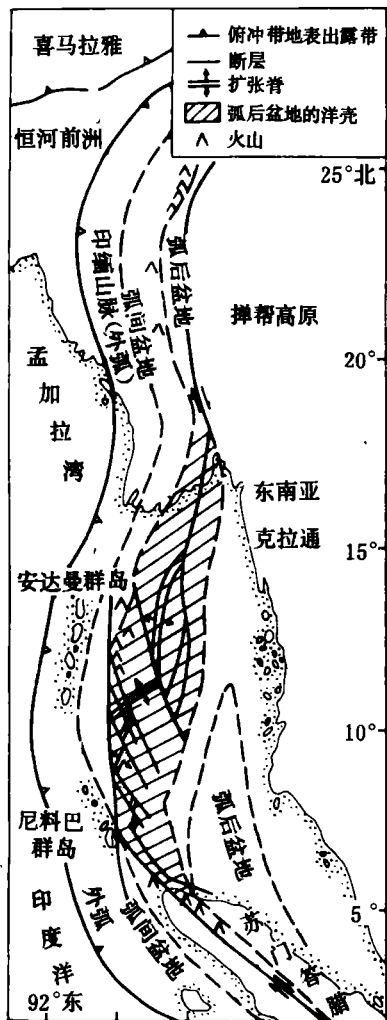


图8 弧后盆地地壳从缅甸的陆壳变为安达曼海的洋壳（斜向弧后扩张）至苏门答腊又变为陆壳（据 R.Stoney）

2.南海小洋盆南北向是在晚渐新世、早中新世开始发生扩张的，在此以前古新世始新世—早渐新世为弧后大陆内裂谷，目前华南大陆边缘的早第三纪裂谷如三水等盆地可能是与它们同时形成的。地震剖面表明北纬18°处可能存在一东西向的天折裂谷轴（Brian Taylor and Dennis Ehayes, 1983）。因此推测上述弧后洋盆可能有很大部分是弧后陆壳性质的裂谷演化形成的。

安第斯弧后裂谷盆地与西太平洋型弧后盆地在火山岩成分上有很大不同。如北美大陆西缘发育的晚第三纪盆地山脉省属于山弧后方的裂谷类型，火山岩成分是弱碱性和钙碱性系列。而南中国海洋壳玄武岩成分为碱性玄武岩和拉斑玄武岩与碱性玄武岩过渡类型，与火山弧有很大区别，也同时有别于大洋脊。岩样成分还表明，其地幔部分融熔的比例要比大洋中脊的小，即在其上升过程中可能部分地受到地壳物质的混杂。上田诚也（Seiya uyeda, 1982）认为火山岩的性质和俯冲板块偶合的程度有关。当俯冲带倾斜角度缓，两个板块偶合在一起，例如智利型俯冲带，岩浆成分是钙碱性的，在宽阔火山带中产生与缓倾斜有关的复裂谷系。当俯冲带倾斜角度陡和两个板块脱偶的时候，钙碱性火山岩则要少得多，在狭窄火山带中产生单裂谷系（Kensakn tamaki, 1985）。

据 Milanlovsky 的意见，盆地山脉省属于造山期后裂谷，即裂谷作用是紧接着地槽发展阶段（造山阶段）完成后发生的。特征是有数量很多的地堑（半地堑）和地垒（半地垒）组合在一起和钙碱性火山岩。而地台期后裂谷带（如东非裂谷）只有单一的地堑，火山岩成分是碱性的。

从上所述表明我们对弧后大陆内裂谷和弧后洋盆的了解仅限于采用比较地质学的方法。

对于其形成机制, 众说纷云, 弧后扩张是由于海沟位移, 大陆牵引还是俯冲诱发对流, 还有待于进一步研究。

四、裂谷 (及大陆内坳陷、被动大陆缘) 的形成机制

由于裂谷是在不同条件下形成的。因而裂谷的形成机制是复杂的, 不能用单一的模式来解释。加上对深部资料了解得不多。因而就产生了各种各样的假说。归纳起来有三大类: (1) 以应力为基础的假说; (2) 以热作用为基础的假说; (3) 与重力作用有关的假说。现简要讨论如下:

(一) 以应力为基础的假说:

它有三种观念:

第一种是纯张应力说。认为裂谷的形成与拉张应力有关。也即是裂谷的形成被认为是与张应力作用下地壳的破裂有关。表现为半地堑和半地垒或地堑、地垒。据 Vein Meineize 意见, 开始为半地堑, 后期演化为地堑。第一阶段当应力超过岩层强度时, 产生第一边界主断层。理论倾角为 63° 。受重力作用下降盘向下滑动, 第二阶段由于下降盘下滑, 岩层发生翘倾。在最大弯曲处或沿原有老的断层破裂产生反向的第二边界断层。

除了反向调节的正断层, 还有同向调节的正断层, 平行边界主断层分布。这是由于断块体在伸展过程中发生旋转、掀斜时, 调节掀斜断块位置的变动所产生的空间引起的。由于同、反向调节断层, 使原有简单的铲断层变成复杂的铲状正断层构造体系。

这是一个重要的模式, 缺点是把地壳作为整个刚性体考虑是不够确切的。Artemjev 和 Artryushkov (1971) 以及 Bott 则把地壳分成两层, 上部为脆性层。下部为韧性层, 具非牛顿塑性。他们认为地壳上下部的伸展作用是不同的。在地壳上部, 当应力很大时超过脆性层抗张强度。则在其中产生伸展破裂和下沉。破裂后张应力消失, 但是在下部地壳韧性层中, 由于拉张发生缩颈作用。因而变薄, 积累拉张应力影响上部地壳脆性层再次发生伸展作用和产生正断层。利用地壳双层结构可以解释断陷盆地地下沉的多旋回性。

第二种是剪切拉张说, 即沿转换断层带和平移断层带也可以发生局部伸展作用和沉降。关于这一点将在与走滑断层有关的盆地一章中加以描述。

第三种是挤压作用下派生的伸展作用和沉降。关于这一问题将在前陆盆地中加以讨论。

第四种是李扬鉴主张的水平挤压力和重力共同作用下产生的。平面上和垂向上呈 X 型的压剪性正断裂与拉张作用。其断裂上盘在自身和断裂面滑动力共同作用下, 使盆地多呈箕状。盆地基底在沉降过程中把中、下地壳软弱物质层压向他处。造成地壳变薄, 引起地幔上拱。这一学说的缺点是断陷盆地的断层为正断层, 并非直立断层。

(二) 与热作用有关的假说

热作用假说认为, 被动大陆边缘发生的沉降 (Sleep, 1971) (Sleep 和 Snell, 1976) 是由于岩石圈热膨胀, 开始时发生隆起, 随后受侵蚀, 接着冷却而引起沉降。

这种热膨胀和热冷缩不限于海洋, 也发生在大陆岩石圈。如果一个正常的克拉通沿一条新生的断裂或围绕一个火山活动中心, 温度升高, 这时就会形成隆起。这些隆起遭受侵蚀, 其最终结果是沿这样的高热流地区使地壳厚度变薄, 当高流停止活动并恢复到正常温度状态时就会使地壳收缩引起沉降。

在这种假说中，地壳隆起遭受剥蚀变薄，对于一些未遭剥蚀地区就不完全适用。例如，在大洋中脊产生大洋岩石圈的地方，开始温度很高，后来在漂移过程中变冷，岩石圈密度变大，因而导致大洋及被动大陆边缘下沉。因此在这些地区下沉是热冷却因素，侵蚀因素就未起什么作用。

此外，计算侵蚀因素对下沉的影响也表明了这种因素所起的作用较小。有人计算后认为，对于常见的 5-10km 沉积厚度来说，需要地壳变薄 10-20km，而剥蚀数量需要 20-40km，这是令人难以相信的。

N.J.Kusnir 和 R.G.Park (1987) 研究认为，热作用对于岩石圈伸展起着重要的作用。在遭受水平构造伸展力的岩石圈内，随着应力，时间或地温梯度增加，岩石圈弹性核消失，发生岩石圈破裂。而只有达到整个岩石圈破裂后才能出现有意义的伸展应变。经估算，仅仅具热流 $> 65-70\text{mW}/\text{m}^2$ 的岩石圈才有可能遭受有意义的伸展变形。该模型值可与许多地区的实际资料相比较。这些地区可分成：(1) 稳定的地质区（前寒武纪地质），热流值 $34-49\text{mW}/\text{m}^2$ ，无重要的构造变形；(2) 古生代造山带地壳区，热流值 $57-75\text{mW}/\text{m}^2$ ，局部伸展破裂发生在中欧（莱茵—鲁尔裂谷体系）和华北（山西地堑系），两者热流均超过 $70\text{mW}/\text{m}^2$ ；(3) 遭受现代裂谷作用和火山活动的热活动区，活动裂谷具高热流 ($92-107\text{mW}/\text{m}^2$)，侧翼地区具较低的热流。

(三) 以重力为基础的假说

重力引起这类盆地下沉有三种因素：(1) 相转换；(2) 基性物质的侵入；(3) 沉积物负荷；(4) 大陆地壳向大陆边缘的蠕散作用。

1. 相转换

Haxby 和 Falvey 等人认为热作用压力因素引起下部岩石变质，从闪石→变粒岩或从辉长岩（玄武岩）→榴辉岩。从而引起下地壳和上地幔密度增大和下沉。这就是相转换，即两种岩石由于温度、压力等因素发生相态改变，而没有成分改变，是一种等化学变化。

G.C.肯尼迪讨论了由于温度、压力等因素变化，辉长岩（玄武岩）榴辉岩相转变中受地壳均衡的影响，如图 9 所示。

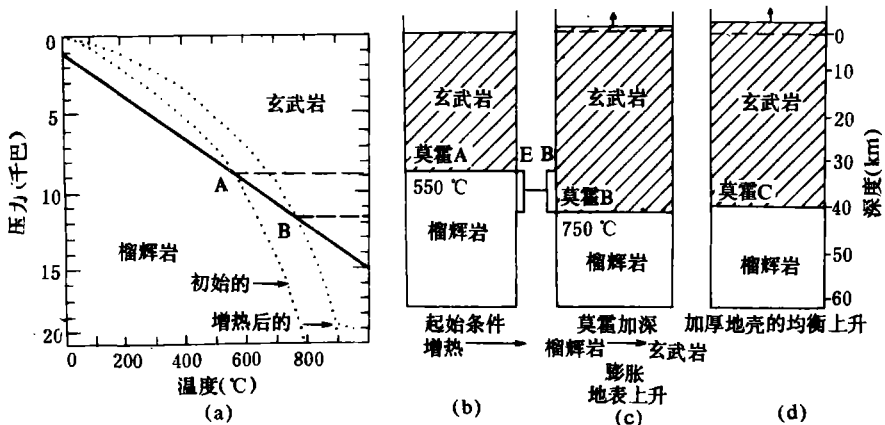


图 9 G.C.肯尼迪模式，定性地说明高原的上升作用

(1) 温度影响 (图 9)

初始条件。其表面位置为 A，如果增加温度，就会使榴辉岩转变为玄武岩，体积至少膨胀 10%，这样相转换界限移至 B。地表上升（图 9-c）。这样加厚了的地壳进一步因均衡调整而上升，如图 9-d。

相反，深处的冷却作用又会使莫霍面随着从玄武岩到榴辉岩的转变向上移动，从而造成体积收缩与下沉。

(2) 压力影响 (图 10)

当山脉被侵蚀时，深处温度没有多大改变。压力减小，榴辉岩→玄武岩，从界限 A 移至 B，体积膨胀，地表上升。加厚地壳也因均衡作用上升。

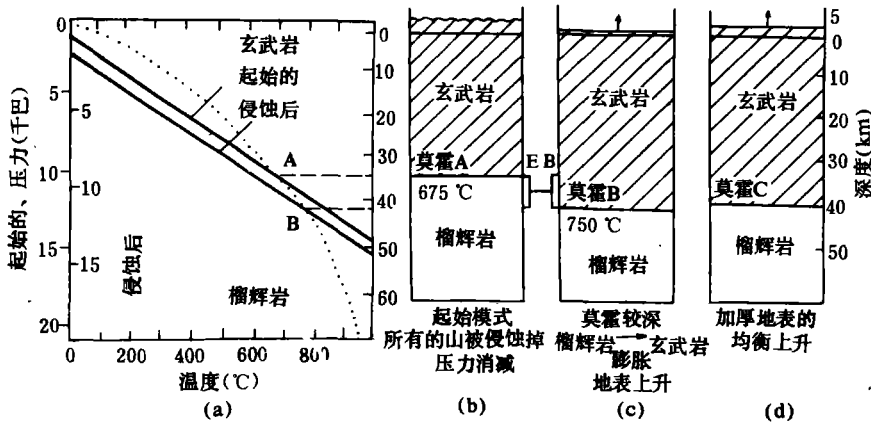


图 10 G.C.肯尼迪模式，说明大陆的上升作用

相反，沉积物在沉降盆地中的沉降作用会使深处的压力增大，与上面压力减小相反，莫霍面向上移动，引起进一步下沉（如图 11）。如果沉积很厚，5km 以上，沉积物影响使得深部增热。莫霍面又下降，地壳增厚，引起体积膨胀和地表上升。

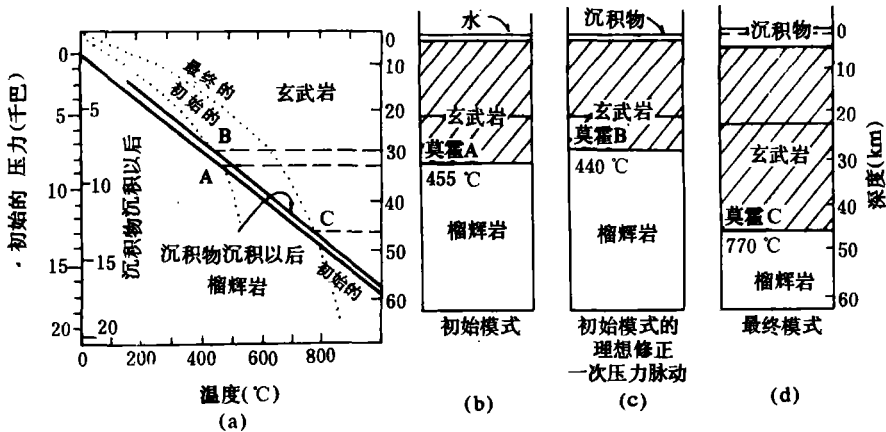


图 11 表示在原来 1km 深的地槽中 6km 沉积物的影响

2. 基性物质的侵入

有人认为在地壳或岩石圈破裂过程中, 致密物质(如基性、超基性超铁镁岩体)贯入, 因而提高了地壳平均密度而引起沉降, 别洛乌索夫甚至认为洋壳的产生是由于大陆壳的基性岩化, 但很多人并不赞成。

3. 沉积物的负荷

构造作用引起的下沉在开始形成盆地, 盆地沉积物沉积负荷进一步促使盆地下沉, 因此, 目前盆地基底总的下沉系构造下沉加上沉积物负荷下沉。

4. 大陆地壳向大陆边缘的蠕散作用

Bott 认为被动大陆边缘下沉和地壳减薄是由于中部和下部韧性地壳物质向海洋蠕散的结果。这种蠕散作用是由于横切大陆边缘不相等的地形负荷所引起的, 这种蠕散作用造成地壳变薄, 地壳变薄引起大陆架(还可能有大陆坡)的均衡沉降, 并且将因沉积负荷而加剧。同时, 洋壳和陆壳之间的过渡带将逐渐变宽。

因而, Bott 等认为盆地特别是多旋回盆地形成机制不是单一因素, 他认为裂谷→被动大陆边缘就是下列因素形成的。

- (1) 开始为热成因, 由于较深的软流圈上涌;
- (2) 初期为伸展作用; 在上部脆性层产生犁式正断层, 在下部沿韧性层滑脱;
- (3) 基性物质的侵入, 使地壳密度增大, 加剧了盆地下沉;
- (4) 由于海底扩张, 洋壳从中脊往外移动。发生冷却作用引起下沉;
- (5) 沉积物负荷作用加强了这种下沉;
- (6) 在地壳中部和下部的蠕散作用。

五、裂谷盆地的构造特征与油气运移和聚集

(一) 油气运移指向

黄骅拗陷断陷盆地的生油中心和沉降中心基本上吻合, 略偏于主断层一侧。自生油层向邻近储集层排出油气后, 理论上油气总是在浮力作用下寻求最短途径作垂向或侧向运移, 即油气有自凹陷中心垂直构造等高线向边缘运移的一般规律。但是, 由于上述的断块组合形式不同, 各断块体油气运移指向也各有其特点。

1. 对断式翘倾断块体

在此类断块体中, 两边单断凹陷的地层一般为向主断层方向单向倾斜。凹陷两边缓坡地层对向翘倾组成中间低凸起。中间低凸起为油气运移的主要指向, 聚集了两边两上生油凹陷产生的绝大部分油气。由于为低凸起, 油气的保存条件也好。其次为凹陷翘起端, 这也是油气运移的有利指向地带。相反在主断层陡坡一侧, 由于岩层主要往主断层方向倾斜, 油气往这一侧的油气运移量极少。黄骅拗陷南区沧东凹陷-孔店凸起-小集凹陷的油气运移指向即属于这类模式。在孔二段生油岩的大量排烃时期, 孔二段-孔一段生、储、盖组合一直处于向主断层方向单向倾斜和对向翘倾为中间低凸起的构造状态, 因而油气自凹陷向中间低凸起运移, 形成孔一段、沙三段砂岩和沙一下段生物灰岩油气藏以及下白垩统火山岩油气藏。往主断层陡坡一侧方向运移的油气很少, 推测这可能是目前油气富集在中间低凸起, 而在主断层陡坡一侧未发现油气藏的重要原因。

到沙三段沉积时期, 这种构造面貌略有些变化, 从单向倾斜的凹陷演化为不对称对向倾斜凹陷, 即地层除了主要向中间低凸起方向翘起外, 也稍向主断层陡坡一侧翘起。因此, 沙三段中的油气运移指向除了主要向中间低凸起以及凹陷翘起围端外, 也有少部分油气向凹陷陡坡一侧运移。沧东凹陷陡坡一侧沙一段地层中分布的油气可能就是由于这种油气运移指向形成的。

2. 同断式翘倾断块体

在此类断块体组合中, A 凹陷左侧为高凸起, B 凹陷右侧也为较高凸起, A 凹陷和 B 凹陷之间有高凸起, 也有低凸起。即使为高凸起, 其凸起程度比 A、B 凹陷左、右侧要低。凹陷自中心向两侧呈不对称翘起。由于这种特点, 油气主要运移指向地带也是中间凸起带, 聚集了 A 凹陷的大部分油气和 B 凹陷的部分油气。A 凹陷的油气主要运移至缓坡带和中间凸起, 其次是凹陷的翘起端和横向凸起以及左侧陡坡。B 凹陷的大部分油气则主要指向右侧缓坡带, 其次是凹陷翘起端和横向凸起以及左侧陡坡。

黄骅坳陷地区板桥凹陷-北大港凸起-歧北凹陷的油气运移指向属于这类模式。板桥凹陷油气运移指向主要是其缓坡和北大港凸起, 歧北凹陷的油气运移指向主要是周清庄围端和南大港凸起, 其次是北大港主断层陡坡一侧。因此油气分布在板桥凹陷缓坡和北大港主断层的下盘凸起, 上盘一侧的滚动背斜, 歧口凹陷翘起端的周清庄地区和南大港凸起, 至于板桥凹陷陡坡一侧目前未发现工业油气流的原因究竟是由于缺乏良好圈闭还是由于保存条件差尚有待进一步研究。

3. 地堑-地垒式断块体

这一类断块体系是上述第二类断块体后期演化产物, 开始为单断箕状凹陷, 后期演化为双断凹陷和地堑-地垒断块。

在双断凹陷情况下, 油气常常是自凹陷中心向两侧运移。在地堑-地垒断体情况下油气一般是从主地堑凹陷中心向左侧斜坡和凸起运移, 也同时向右侧斜坡和凸起方向运移, 次地堑凹陷的油气也同样是中心向左、右两侧斜坡向凸起方向运移。由于这种特点, 中间低凸起常是油气运移指向和富集地带, 主地堑凹陷左侧缓斜坡也同样是油气运移指向的有利地带, 只有次地堑凹陷右侧陡坡和高凸起例外, 虽然有部分油气往该方向运移, 但保存条件差。

黄骅坳陷北区南堡主凹陷-高尚堡凸起-柏各庄次级凹陷油气运移指向属此类。油气运移指向两个地带: (1) 北柳断裂带下盘高尚堡低凸起或北柳断层上盘柳赞-北堡构造带浅层; (2) 柏各庄次凹缓坡带。高尚堡低凸起和上盘浅层构造带以及北堡构造已发现工业油气流, 预测在南堡凹陷缓坡带也有工业价值的油气。至于南堡凹陷北侧和柏各庄次凹东侧主断层下盘和上盘虽然也是油气运移指向地带, 但由于地下水活跃和无良好盖层, 保存条件较差。

由于上述运移特点, 在断陷盆地中油气常围绕生油凹陷中心呈环状或半环状分布。

应当指出的是, 以上所讨论的油气运移模式只是从断块体特征推断出来的, 而储集层性质被假定是均一的, 或者是凹陷两侧斜坡和翘起端部比中心要好。实际上, 油气运移情况要比上述模式复杂得多, 除了构造因素外, 储集层性质的不均一性和外部水动力和条件强弱等因素均影响油气运移方向和距离。

(二) 断层在油气运移中的作用

1. 沿断层面的垂向运移和横穿断层面的侧向运移

在黄骅坳陷这类断陷盆地的二次油气运移过程中, 油气常常遇到断层面。这种断层面有时可以作为油气运移的通道, 有时又起遮挡(封闭)的作用。在作为通道的情况下油气既可以沿断层面垂向运移, 也可以横穿断层面侧向运移。

黄骅坳陷早第三纪深层的油气通过断层向浅层运移主要有两种方式: 阶梯状运移和单向垂向运移。

(1) 阶梯状运移: 油气沿断层面垂向运移和横穿断层面侧向运移交替进行, 象爬阶梯那样从深层运移到浅层。这种运移方式多发生在缓坡带, 如歧南凹陷的羊二庄断阶带, 凹陷中心生成的油气沿断阶带运移到凹陷边缘(埋深约 1, 000m)的浅层, 前述的沧东凹陷-孔店凸起-小集凹陷断块体中的枣园、王官屯、小集等油气也是阶梯状运移的产物。

(2) 单向垂向运移: 油气沿一条主断裂带作单向垂向运移, 直接从深层运移至浅层。其中油气可以简单地直接沿主断裂面运移, 也可以在下部沿主断裂面运移, 在上部沿马尾状断层、羽状断层和 Y 字形断层呈分支状运移。这种运移现象常见于凹陷陡坡断裂带。例如歧口凹陷生成的油气就是开始沿北大港断层带呈单向运移, 而后往上呈分支状运移到馆陶组和明化镇组。

2. 断层封闭作用(或遮挡作用)

在断陷盆地, 如满足不了上述油气沿断层面垂向运移和穿过断层面侧向运移的条件则会相应地形成顶部封闭和侧向封闭。

在正断层断距小于封闭层厚度的情况下, 顶部封闭层常常为同一时代的韧性层和欠压实泥岩, 其封闭状况与坳陷型盆地没有多大的区别。而在正断层断距大于封闭层厚度的情况下, 如形成顶部封闭, 则要求断层两侧不同时代的封闭层对置。

如油气为顶部封闭层封住不能沿断层面运移, 而且在顶部封闭层之下, 断层一侧储集层与另一侧储集层对置, 断层面本身也更具渗透性, 则油气将沿储集层穿过断层面侧向运移至另一侧储集层。断层一侧储集层受到封闭(或遮挡)一般有以下三种情况:

(1) 断层一侧储集层与另一侧上倾方向的膏盐层、欠压实泥岩等封闭层对置, 则封闭条件好。

(2) 断层两侧储集层呈屋脊或反向倾斜对置, 则具有好的封闭条件, 如果为同向倾斜, 则封闭条件差。

(3) 在储集层与储集层对置情况下, 如断层面被泥岩和沥青充填, 或者为碳酸钙或硅质胶结物充填, 则断层面本身可作为油气的遮挡面。

应当指出, 断层面起通道或遮挡作用都不是绝对的。在一个时期断层起通道作用, 而在另一个时期则起遮挡作用。北大港主断层就是一个典型实例。北大港主断层地质发展史表明, 北大港断层在地质历史上对油气运移曾起过通道作用, 也起过遮挡作用。这在很大程度上取决于该断层上盘的沙一中段超压泥岩是否与下盘的沙二、三段超压泥岩相接触。如两者相接触, 组成一个统一的超压泥岩封闭带, 则北大港断层对油气起遮挡作用。如两者互不相接, 则下部的油气将沿断面向上运移。在东营组末期, 歧北凹陷的沙三段生油岩开始排油, 此时上盘沙一中段泥岩埋藏深为 1600m, 还未与下盘沙二、三段泥岩对置, 因此沙三段生成的油气可以通过北大港断层向上运移到上盘的东营组、馆陶组、明化镇组以及下盘的沙二段、沙三段地层。到明化镇组上段沉积时期, 沙三段排油进入末期, 沙二段开始排

油, 此时上盘的沙一中段超压泥岩埋深为 2300m 左右, 还未与下盘的沙二段、沙三段欠压实泥岩相接触, 因此沙二段生成的油气有一小部分向上运移进入浅部地层 (例如东 2-62 井馆陶组油), 稍后沙一中段超压泥岩与沙二、三段超压泥岩相接触, 形成顶部封闭层, 对北大港断层上盘沙二段、沙一下段生成的油气运移起遮挡作用。当然, 也不排除下盘馆陶组、明化镇组油气来自下盘本身沙二段、沙三段生油岩, 或者甚至是从板桥凹陷运移来的可能性。

3. 差异排驱压力对遮挡 (封闭) 作用和圈闭能力的影响

排驱压力系指推动油气进入水湿岩石的最大连通孔隙所需的压力。如果断层一侧含油层中毛管细压力小于另一侧水湿储集层的排驱压力, 则油气也可以象欠压实泥岩封闭层一样, 为水湿储集层所封闭。含油 (气) 层的油气圈闭能力取决于这两者排驱压力的差值, 比欠压实泥岩封闭层要小。差异排驱压力对封闭和圈闭能力的影响有以下情况。

(1) 通常情况下, 断裂带在储集层中的排驱压力较小, 不影响与毗连储集层的连通关系。当断层两盘储集层邻接时, 如果断裂带的排驱压力 (P_F) 大于储集层的排驱压力, 而且储集层 B 的排驱压力 (P_B) 大于储集层 A 的排驱压力 (P_A), 则断层 (实际上储集层 B 对 A 层起封闭作用)。圈闭能力用油柱高度 H_A 表示, 即

$$H_A = \frac{P_B - P_A}{(\rho_w - \rho_H) g} \quad (1)$$

式中, ρ_w 和 ρ_H 分别为水和油 (或气) 的密度。也就是说, 断层对 M 点以下 H_A 的油柱是封闭的。当油气聚集达到 H_A 高度后, 如果油气继续供给, 油 (气) 的浮力足以克服 B 储集层的排驱压力, 则继续供给的油气由 A 储集层 M 点溢出入 B 储集层。在此时断层表现出在横向具开启性。在 B 储集层中可圈闭的 H_B 油柱高度为

$$H_B = \frac{P_F - P_B}{(\rho_w - \rho_H) g} \quad (2)$$

当油气聚集达到 H_A 和 H_B 高度后, 如果油气还继续供给, 油 (气) 的浮力超过了上覆层断层面的排驱压力 (P_F), 这时油气便会沿断层面垂向运移, 进入断层上段排驱压力较小的储集层, 因而推测油气运移方式可能呈折线状沿断面垂向运移。

在第三系砂、泥岩频繁交替地区和为较多断层切割情况下, 较易形成这种圈闭油田, 例如羊三木油田和小集油田官 39 断块可能均属于这种类型的油田。

羊三木油田是一个被断层分割的正向构造, 油层分散, 断层两侧油、水层接触现象常见。开发动态表明, 各断块间的油层相互独立, 说明断层是封闭的。但各分散油层的油柱高度都很小。压汞求得几个小层的排驱压力值范围列于表 2。可以看出, 邻接层排驱压力差值

表 2 羊三木油田小层驱压力 (压汞求得)

参 数 \ 小 层	馆 II 3	馆 II 5+6	馆 II 7	馆 III
样 品 数	8	11	0 10	8
排驱压力 (大气压)	0.27-0.90	0.25-0.60	0.26-0.70	0.41-2.40

不大。圈闭能力有限，但配合得当，可以圈闭现存油柱高度的油气运移的途径可能呈折线运移。

小集油田官 39 断块为另一种实例，储油构造是一种被断层切割的差异压实背斜。断层 F 的断距仅几十米，两盘为油-油接触。断层两盘直接的不同小层同为含油或含水，但油水界面下盘较上盘高 15m 左右，这表明断层顶部封闭性好，侧向封闭能力为 15m 高油柱。现阶段断层侧向为开启的。这种开启与封闭性，在油气聚集和开发过程中可以相互转化，即在上盘捕获 15m 高的油柱前，断层侧向上是封闭的；当油气聚集达 15m 高油柱后，油气从溢出点 (M) 进入下盘储集层，断层侧向为开启的，油层开发过程中，当开发到上盘油水界面距溢出点 15m 高时，断层又会恢复其侧向封闭性。

(2) 在断裂带发育和与油源输导层相邻接的储集层物性很差时，即当 $P_B < P_F < P_A$ 时只将式 (1) 中的 P_B 换成 P ， H_A 即为断层能够圈闭 A 层的最大油柱高度，即

$$H_A = \frac{P_F - P_A}{(\rho_w - \rho_H) g} \quad (3)$$

但达到该高度后，后续油气不能进入 B 层，而是沿断裂带向上运移，在断裂带中运移的油气择优进入低排驱压力储集层，并视其排驱压力差值大小，圈闭一定油气。北大港油气聚集带港东、港西油田浅层为油、水层间互，断层越发育，含油气越多。油源对比表明，浅层原油来自沙三段。很可能就是沙三段生成油气沿北大港断裂带向上运移过程中，优先进入低排驱压力储集层而形成的。

(3) 在断层两侧为物性好的储集层对置时，断层一侧为含油层，另一侧为水层的现象常常与断裂带为泥岩或硅质、胶结物充填有关。北大港港中开发区沙一段油藏可能是以这种方式封闭的。上盘东一段砂岩层下其下盘的沙一段油层邻接，东一段为物性好的大段含水层，油层与水层对置，推测断裂为泥岩充填，断裂面具有大的排驱压力性好的大段含水层，油层与水层对置，推测断裂为泥岩充填，断裂面具有大的排驱压力，使油层与水层分开，油层中油气为断层面所遮挡。

(4) 如断层两盘为物性好的储集层对置，而且储集层产状反向倾斜，呈屋脊状，油气将沿两侧储集层往上倾方向运移，如顶部覆盖层中断裂的排驱压力 (P_F) 小于储集层 A 的排驱压力 (P_A) 和储集层 B 的排驱压力 (P_B)，则油气将沿断裂面往上运移。如顶部覆盖层中断裂的排驱压力 (P_F) 大于储集层 A 的排驱压力 (P_A) 和储集层 B 的排驱压力 (P_B)，则油气将在 A、B 层中被圈闭。A、B 的油柱高度为 H_1 和 H_2 ，其高度差与 A、B 层排驱压力和断层排驱压力差值有关，王徐庄油田沙一段、沙二段和沙三段油气藏可能是以这种方式封闭的。

由上面对油气运移方式和对断层侧向及顶部封闭作用的讨论可以看出，断层的开启或封闭是相对某一段时间而言的，同一条断层可以在某一段时期表现为开启的，而另一段时期又表现为封闭的，油气的封闭和开启取决于各个时期断层两侧岩性的对置、排驱压力和地层压力的分布以及断裂带本身是否为泥岩等物质充填，所以要确定断层对目的层的封闭性，需要研究断层活动时期断层两侧不同地层的岩性、物性和地层压力。裂谷盆地中断裂活动程度高，陆相砂岩泥频繁交替和断层封闭性差可能是造成油层分散的重要原因。在这些地带油气圈闭能力有限和充满系数低并不完全取决于油气供给程度，而在很大程度上可能与排驱压力

差值小有关,因此,在裂谷盆地中为了寻找油气高产富集地带,除了研究生油、储集和圈闭构造等条件外,还必须研究油气封闭条件和圈闭能力。

(三) 断陷盆地中油气聚集

有两大特点:

1. 叠加型油气聚集。这种叠加型聚集形式主要取决于裂谷盆地的构造演化。我们通俗地把它称之为三层楼结构。例如黄骅盆地和冀中盆地都是早第三纪拉张断陷盆地。晚第三纪转化为大陆内拗陷。前第三纪地质历史比较复杂。中、晚元古代为大陆内裂谷或拗拉槽,早晚古生代和三叠纪为克拉通内拗陷。晚侏罗世—早白垩世为裂谷。燕山运动发生水平挤压作用,形成背、向斜带和逆冲断层,并遭受侵蚀形成潜山,所以这一类断陷盆地和国外北海维京地堑、利比亚锡尔特盆地一样,都是三层结构,油气呈三层楼式分布,即断陷期生油,本身地层自生自储并且通过断层面垂向运移形成下生上储油藏穿过断层面和沿不整合面,侧向运移形成第三纪以前的新生古储潜山油藏等。

但是必须注意的是在这三层楼油气分布中,各个时期储集层内的油气储量由于各地区地质发育历史的不同,所占的比例是不一致的。据统计,在冀中盆地以前第三纪中晚元古代、古生代潜山油藏为主,其次是早第三纪,晚第三纪储量很小。相反,黄骅盆地以早第三纪为主,晚第三纪也占很大的比重。中生代火山岩潜山占一定的数量。

冀中拗陷发育任丘式大型潜山油气藏和黄骅盆地未找到这类油藏的主要原因是这两个盆地的地质发育历史不同。燕山期水平挤压作用使冀中盆地中部任丘地区形成复式背斜带隆起,加上早第三纪块断运动,剥掉三叠纪和早、晚古生代地层,出露中、晚元古代、寒武纪和奥陶纪地层,下第三系覆盖在这些地层组成的潜山之上,而黄骅盆地不同,在燕山运动期形成复式向斜带,即使加上早第三纪块断作用,大部分地区仍保存中、下三叠统。晚侏罗世—早侏罗世发育裂谷,有大套火山岩和红色碎屑岩系,因此形成的黑被(石炭、二叠纪地层)和红被(晚侏罗世—早白垩世红层)两套厚被覆盖在奥陶纪地层之上。

由于这种特点以及冀中盆地和黄骅盆地三套地质体储集层性质和晚第三纪正断层发育程度的差异(即冀中盆地早晚元古代、古生代碳酸盐岩潜山孔洞缝发育,早第三纪储层性质相对较差,晚第三纪正断层相对不太发育,而黄骅盆地古生代碳酸盐岩储集性质相对较差,早晚第三纪储集性质相对较好以及晚第三纪正断层相对比较发育)。冀中盆地任丘地区早第三纪生成的石油很容易侧向运移至中晚元古代、古生代碳酸盐岩潜山中,而黄骅盆地则相反。主要运移至早晚第三纪地层内。

严格说来,黄骅盆地古生代碳酸盐岩根本就未形成过任丘式山头,而是由中生代红层、火山岩组成山头,下古生界仅是中生界潜山的下伏地层。因此寻找中生界火山岩潜山油藏是十分有希望的。

2. 我国早第三纪裂谷盆地中油气藏类型多种多样,有其特殊的样式,与西部遭受挤压的盆地有完全不同的风格,它们主要是:

(1) 前第三纪时期发育有:前寒武纪结晶基岩油藏、中、晚元古代寒武纪和奥陶纪碳酸盐岩油藏和中生代火山岩潜山油藏。

(2) 早第三纪断陷期有滚动背斜、上升盘牵引背斜、强制性背斜、披盖背斜、屋脊断块、屋脊断块与反翘倾组成的背斜以及韧性层流动上拱形成的盐(泥)丘背斜构造油气藏等。

(3) 断陷期后为晚第三纪内部拗陷, 无明显背斜构造, 主要发育披覆背斜油藏, 局部有滚动背斜油气藏。

上述这些类型油气藏与广泛分布的地层油气藏叠加连片形成了复式油气聚集带。显然, 勘探这类复式油气藏钻井一般不容易落空。但也有不利的一面, 油气分布比较分散, 因此, 勘探裂谷盆地油气的一项重要任务是分析其地质结构, 寻找油气相对富集的地带。

参 考 文 献

- (1) P. A. Allen, J. R. Allen, 1990, Basin analysis, Principle and application, Blackwell scientific publications, Oxford, London.
- (2) C. Beaumont, J. F. Sxeeney, 1978, Graben Genetation of Major Sedimentary Basins, Tectonophysics 50.
- (3) W. R. Buck, 1988, Flexural rotation of normal faults, Tectonics, V.7, No.5, p.959-973.
- (4) K. Burke, 1980, Intracontinental Rifts and Aulacogens, in "Continental Tectonics", p.42-49.
- (5) M. H. Bott, 1981, Crustal Doming and the Mechanism of Continental Rifting, Tectonophysics 73.
- (6) Carles Walter Marinno Campos, Kaazumi Miura and Laiz Autonii Nascimento Reis, 1975, The East Brazilian Continental Margin and Petroleum Prospects, Proceedings of Ninth World Petroleum Congress, Vol.2.
- (7) I. Davison, 1986, Listric normal fault profiles: Calculation using bedlength balance and fault displacement, J. Structure Geol. 8, p.209-210.
- (8) W. R. Dickinson, 1977, Plate Tectonic Evolution of Sedimentary Basin, Bull. A. A. P. G., Continuing Education Course, Note Series 1.
- (9) G. P. Eaton, 1980, Geophysical and geological characteristics of the crust of the Basin & Range Province, In "Continental Tectonics", p.96-114, National Academy of sciences, Washington, D. C.
- (10) A. D. Gibbs, 1983, Balanced Cross-section Constructions from seismic section in areas of extensional tectonics, Structure, Geol. 5, p.152-160.
- (11) A. Gibbs, 1987, Development of extension and mixed-mode sedimentary basins, in "Continental Extensional Tectonic", Geological society special publication No.28, edited by M. P. Coward, J. F. Dewey and P. L. Hamcock.
- (12) W. Hamilton, 1987, Crustal extension in the Basin and Range Province, Southwestern United States, in "Continental Extensional Tectonics".
- (13) T. P. Harding, 1984, Graben hydrocarbon occurrences and structural style, A. A. P. G., Vol.68, No.3.
- (14) S. J. Hellinger, J. G. Sclater, 1983, Some comments on two layer extension models for the evolution of sedimentary basin, J. Geophys. R. V.88, No.β. 10, p.8251-8270.
- (15) K. A. Hegarty, Etal, 1988, Subsidence history of Australia's southern maugin: Constraints on basin models, A. A. P. G., V.72, p.615-333.
- (16) M. R. Leeder & R. L. Gawthorpe, 1987, Sedimentary models for extensional tilt-block / graben basins, in "Continental Extensional Tectonics".
- (17) G. S. Lister & G. A. Davis, 1989, The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental in the northern Colorado River region, U. S. A., J. Structure, V.11, p.65-94.
- (18) D. Mckenzie, 1978, some remarks on the development of sedimentary basins, Earth planet, Sci. Letters, 40: 25-32.

- (19) E.E.Milanovsky, 1981, Aulacogens of Ancient Platforms: Problems of Their Origin and Tectonic Development, *Tectonophysics* 73.
- (20) I.Moretti, B.Colleta, 1988, Fault-block tilting: the Gebel zeit example, gulf of suez, *J.Struct Geol.* 10, p.9-19.
- (21) C.K.Morley, 1989, Extension, detachment and sedimentation in continental rifts (with particular reference to East Africa), *Tectonics*, V.8, No.6, p.1175-1192.
- (22) C.K.Morley, R.A.Nelson, T.L.Patton and S.G.Munn, 1990, Transfer zones in the East African rift system and their relevance to the East African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts, *A.A.P.G.* V.74, No.8, p.1234-1253.
- (23) L.Royden C.E.Keen, 1980, Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves, *Earth planet. Sci Lett.* V.51, p.343-361.
- (24) H.G.Reading, 1980, Characteristics and Recognition of Strike-slip Fault Systems, in "Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zone", Oxford, London.
- (25) Seiya Uyeda, 1982, Subduction Zones: An Introduction to Comparative Subductology, *Tectonophysics*, 810.
- (26) J.W.Shelton, 1984, Listric normal faults: an illustrated summary, *A.A.P.G.*, V.68, No.7.
- (27) D.A.Smith, 1980, Sealing and non-sealing faults in Louisiana gulf Coast salt basin, V.64, No.2.
- (28) P.Tapponnier and P.Mlonar, 1975, Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a continental Collision, *Science*, 189.
- (29) B.Wernicke and B.C.Burchfiel, 1982, Mode of extensional tectonics, *Journal of structural geology*, V.4.
- (30) B.Wernicke, 1981, Low-angle normal faults in the Basin & Range Province: nappe tectonics in an extending orogen, *Nature*, V.219, No.25.
- (31) G.Williams, I.Vann, 1987, The geometry of listric normal faults and deformation in their hanging walls, *J.Struct. Geol.* 9, p.789-795.
- (32) L.P.Zonenshain and L.A.Savostin, 1981, Geodynamics of the Baikal Rift Zone and Plate Tectonics of Asia, *Tectonophysics*, 76.
- (33) 马杏垣, 1982, 论伸展构造, 地球科学, 武汉地质大学学报, 第3期。
- (34) 朱夏, 1983, 试论中国中生代油气盆地的地球动力学背景, 见朱夏主编《中国中生代盆地构造和演化》, 科学出版社。
- (35) 李德生, 1980, 渤海湾含油气盆地的地质构造特征与油气田分布规律, 石油学报, 1卷1期。
- (36) 陈发景, 1983, 中国东部第三纪含油气盆地的性质、演化和形成机制, 见朱夏主编《中国中生代盆地构造和演化》, 科学出版社。
- (37) 胡朝元, 1982, 松辽断拗盆地的地质结构与油气, 见朱夏主编《中国中生代盆地构造和演化》, 科学出版社。
- (38) 徐永元等, 1986, 中国东部中生代玄武岩系构造-岩石学问题初步研究, 石油实验地质, 8卷1期。
- (39) 高名修, 1983, 中国东部盆地系与美国西部盆地山脉构造对比及其成因机制探讨, 见朱夏主编《中国中生代盆地构造和演化》, 科学出版社。
- (40) 唐智, 1982, 我国东部含油气盆地的构造特征, 第二届全国构造地质学术会议论文集, 第三卷中生代构造, 科学出版社。
- (41) 郭令智等, 1983, 西太平洋中、新生代大陆边缘和岛弧构造的形成与演化, 地质学报, 第1期。
- (42) 茹克, 1990, 裂陷盆地的半地堑分析, 中国海上油气(地质), 卷4, 6期。