



洋地质调查

东海地质译文汇编(四)

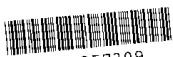
区域板块构造

地质部海洋地质调查局科技情报资料室

一九八〇年八月

P736
009

9453



200357309



00287838

目 录

52159/28

太平洋西部边缘盆地的成因与发展..... (1)

西太平洋边缘海形成的假说..... (19)

太平洋型造山运动及其模式 —— 双带概念的发展和边缘海的成因..... (30)

西太平洋及其边缘的演化..... (45)

亚洲东部的新生代构造运动..... (56)

对东亚大地构造格局现有认识的评述..... (59)

海沟—岛弧—弧后体系的一些基本问题..... (77)

西太平洋弧后盆地的热流..... (89)

板块的相对运动和边缘盆地的形成..... (116)

与板块构造有关的朝鲜构造地质..... (123)

板块构造和日本列岛的构造史..... (132)

冲绳海槽：一个弧后盆地的成因..... (147)

琉球岛弧和伊豆—小笠原岛弧..... (163)

台湾东部海岸山脉地质演化的新解释..... (170)

台湾造山后块断构造的若干问题..... (176)

中国东南部花岗岩 铷 锶法年龄 及其构造意义..... (182)

马尼拉海沟—台湾西部褶皱带：一条反转的俯冲带..... (201)

菲律宾和琉球之间的板块汇聚..... (215)

台湾—吕宋地区的板块汇聚与板块加积..... (226)

菲律宾的海底地壳构造..... (253)

菲律宾海的上地幔结构..... (263)



编 后

太平洋西部边缘盆地的成因与发展

D. E. Karig

〔摘要〕位于岛弧系后面的具有中等到正常海洋深度的半弧立的盆地和盆地系都称为边缘盆地，并认为是属于拉张成因的。边缘盆地尽管在规模和沉积物充填的数量方面是各不相同的，但是它们都位于洋壳的下面，并且可以分成活动的扩张内弧盆地和较老的不活动的盆地，不活动的盆地是根据地壳热流测量的年代来分组归类的，很明显，超过正常热流值的不活动的盆地要比具有正常热流值的盆地年轻，在一些大陆沟弧系中的内弧盆地的构造位置中发现了带有硅质凝灰岩的火山构造断裂带，据认为它们是以相同的拉张作用所形成的，大规模的地壳拉张和明显的海沟迁移，都说明贝尼奥夫带发生了位移。但是，在150公里以上和处于火山链和海沟之间的那部分贝尼奥夫带相对保持不变形，而沿着弧系的走向即贝尼奥夫带向下倾斜较大的那部分则发生了明显的变形。从几何形态上可以看出，当内弧盆地张开时，海沟被迫发生迁移，与此同时，贝尼奥夫带被压扁，只有在地壳能够在拉张带后面的第二条海沟消亡的区域情况是例外的。活跃的拉张活动局限于弧系，其地震深度大于350公里，现有的资料可以通过从俯冲岩石圈上部表面内弧盆地下面漂浮上升的剪切热变地幔物质组成的热底辟来进行解释，与这种底辟有关的静压力将超过由沿着岩石圈上部表面的剪切和岩石圈发生弯曲时所产生的地幔的压缩力。由于内弧盆地的浅海洋壳上没有大规模的重力异常，以及存在高热流和在通过拉张地带下的上地幔时的异常高的剪切波衰减；都说明存在着低密度，高温度的上地幔。

在岛弧系的后方，通常使海沟和火山岛链与大陆分开的是中等到正常海洋深度的盆地。这些盆地可以是单个的出现，或呈被陡翼的海底山脉分割为亚盆地群出现。这些盆地在形态上呈线状到等轴状（图1）展布，可称为“边缘盆地”，相当于Kuenen(1950)的“边缘海”。这不仅因为它们大多数位于大陆的边缘，而且也由于它们是沿着汇聚的岩石圈板块的边缘发生构造活动而产生的。

本文把边缘盆地规定为分布在岛弧系火山岛链后方的半弧立盆地或盆地系。虽然此定义只是根据盆地的大地构造位置，但下面将会表明，这些边缘盆地具有类似的地质和地球物理特征，而且主要是因为地质时代和沉积物的来源的不同而彼此有别。

按此定义，边缘盆地与Menard(1969)的简单与复杂岛弧的小洋盆群是一致的，但是Menard探讨了这些盆地的晚期演化和向陆壳的可能转变，而本文只涉及边缘盆地发育的早期阶段。

以往五十多年以来对边缘盆地的成因就提出过相当多的解释，其中一些是伴随着岛弧发育的理论提出来的，另一些则是为了部分地解释一个或几个盆地的成因而提出来的。

1935年前就已发表过的主要的岛弧概念，Kuenen(1935)曾作过评述。

机制：壳下侵蚀(Lawson; 1932)，伴随着造山挤压的地壳挠曲(Umbgrove, 1947)，以及少数人认为是洋化作用(Belousov和Ruditch, 1961)。相反，早期的大陆漂移论者，却把边缘盆地视为在运动着的大陆的拖曳边缘后方造成的拉张裂隙(gap)。Carey (1958)等人把不同的边缘盆地看作是拉张的“菱形裂隙”，它们与地球的膨胀或大型岩石圈单元之间的相对拉张运动有关。

菲律宾海的面积和深度都很大，从而某些作者提出这里的边缘盆地有独特的成因。Lawson (1932)和Dietz(1954)认为该区下面为陷落在一个内硅铝质弧系后方的洋壳，而Umbgrove (1947)则设想有一个不明显的硅铝质层壳。根据地震面波的特征，有人主张把美拉尼西亚(de Jersey, 1946, officer, 1955)和菲律宾海(Gutenberg, Richter, 1949)这样大型边缘盆地下面作为半大陆性地壳。

可是，直到1960年前后，新的海洋地质与地球物理技术得到发展以前，这些想法没有一个能给予适当地检验。地震折射剖面(Gaskell等, 1959; shor, 1964; 村内等, 1968)揭示，边缘海盆下的地壳与正常洋盆的地壳是相似的地震面波资料反映出通过盆地和半大陆型海脊的复合传播路线(村内等, 1968)。地震反射剖面加上海底采样，使我们可以勾画出地貌、构造和沉积物分布的格局，并指示大多数西太平洋边缘盆地是与发生在岛弧系中构造过程有关的地壳拉张所造成(Karig, 1970a, 1971)。某些边缘盆地由其他过程所形成当然也是十分可能的，但尚无令人信服的证据。

本文基于这样一种设想：即从阿留申弧到新西兰的边缘盆地都是拉张成因的，它们可按盆地内部构造活动性的类型而加以分类。除了比较和对比已知边缘盆地的特征外，为了把握住岛弧后方地壳可能拉张的基本原因，还尝试着对一些地质与地球物理参数加以对比。边缘盆地可分为两类：一类具有活跃的地壳拉张，而另一类已停止拉张(图1)。只在五个岛弧系(汤加、克马德克、马里亚纳、小笠原和新赫布里底)鉴别出活动的边缘盆地，在西太平洋未必能发现更多这样的盆地。印尼和加勒比弧系后方的许多盆地也许是边缘盆地，但现有资料表明，就产生新洋壳意义上讲，其中没有一个现今是活动的。已经调查过的几个不活动的边缘盆地的特征(Karig, 1970a, 1971)表明，它们的产生也是拉张造成的。但是，对西太平洋大多数边缘盆地来说，要证明其拉张成因，资料尚且不足。这些盆地之所以被设想为拉张的，乃是由于它们的大地构造位置和已知地貌特征与比较熟悉的盆地相似。

本文基于地壳热流(设想自盆地产生以来有所减弱)，把不活动的边缘盆地分成两类。较年轻的盆地有比正常值要高一些的热流，随时间推移而变冷，直至热流达到正常。

活动的边缘盆地(弧间盆地)

正在发生构造活动的盆地被称为弧间盆地(Karig, 1970a, 1971)，其位置邻接岛弧系的安山质火山岛链。

汤加、克马德克和马里亚纳弧系的弧间盆地，是构造上活动的边缘盆地中发育得最好的实例。但在新赫布里底和小笠原弧系内，大概也发生着地壳的拉张。这些以陡崖为界的拉张盆地是裂隙的，并分布在过去的相邻边缘山脊的边部。拉张的盆地依靠盆地轴发生洋壳的增生而加宽(Karig, 1971)。盆地的玄武质壳明显地被正断层破碎成具有1公里以上起伏的山脉和槽

地。弧间盆地比海沟前面的洋区浅2公里以上；比后方的不活动边缘盆地浅1—2公里。

自弧间盆地仅取得一条地震折射剖面，是Shor等(1970)在劳—哈佛海槽(克马德克弧系)南端所测的。从厚度与构造上看，该处的地壳大概是大洋型的，与不活动边缘盆地的地壳剖面相似(图2)这里的第二层的速度大概比平均洋壳中的更低。但是，迄今尚无更多的弧间盆地的剖面，因此想要得出有关弧间盆地地区地壳构造细节的结论是不明智的。

弧间盆地的地壳拉张和新洋壳的产生，意味着该区地壳热流应该比正常热流高得多。在汤加—克马德克(Sclater等, Hawkins等, 1970)、小笠原(Hilde, 1970)和马里亚纳(渡边晖彦, 通信, 1968)弧系的拉张盆地内曾获得高热流值，但热流值是分散的，有时是约略正常的。由于在无沉积物的拉张带附近进行观察的困难，趋向于在正发生下陷和再沉积的沉积穴内安置测站(Karig, 1971)，同时由于在具有沉积洼坑的起伏地形中的放射性和传热导效应，都使得观测的热流较低且分散(Sclater等1970)。因此弧间盆地的可以察觉到的真正高热流被掩盖了。

尚未对弧间盆地的适当地区作过详细的磁场测量。初步的研究表明(Karig, 1970a, 1971)，在大多数弧间盆地内，磁场是低幅度($<200\gamma$)的线状异常，但不具有长距离延伸的对称形态。一部分这种异常反映了拉张带与内部海脊和海槽走向之间缺乏平行性，可以设想是由于其走向垂直于拉张方向(Karig 1971)。

不活动的边缘盆地

西太平洋的大多数边缘盆地现今并无活跃的拉张，但是，正在增长着的证据表明，它们也是像弧间盆地那样产生的。某些不活动的边缘盆地直接分布在前锋弧和安山质火山岛链的后方，而另一些则被活动的弧间盆地和海底山脉与火山岛链分开。这些介于中间的海底山脉，被解释成边缘盆地张开时滞后的前锋弧的残余物。菲律宾海和美拉尼西亚内一系列活动与不活动盆地的调查表明，活跃的拉张仅直接发生于火山岛链后方，因而提出，随着距活动盆地距离的加大，盆地逐渐变老。

在沉积物稀少的菲律宾海内，伴随着盆地深度的增大，盆地的年龄也明显的增大。对任何一个地区，要想令人信服地加以阐述，资料尚且不足。当盆地年龄及深度增大时，热流趋于正常；把一些边缘盆地的已有资料加以综合(表1)就可以得出这样的结果，盆地变冷及下沉到正常大洋深度所需的时间是很难控制的；表1提出20—40百万年。因此，基于热流来划分不活动边缘盆地，推测可以反映出时代上的划分。用沉积厚度作准则的分类是不可靠的。两类盆地中的沉积厚度变化都很大(图2)，这主要是反映着周围陆源区供给物质的程度。

西太平洋不活动边缘盆地中沉积盖层下的地壳构造，大概是比较均一的，在大多数新近所获得的剖面中都有与洋壳速度相同的层(图2)。村内等(1968)提出，在菲律宾海盆中，这些与洋壳速度相同的层比太平洋西北部稍薄一些，层二的速度要低一些。

尚未报导过对一些不活动边缘盆地进行相当详细的磁法测量，已有的资料表明，边缘盆地

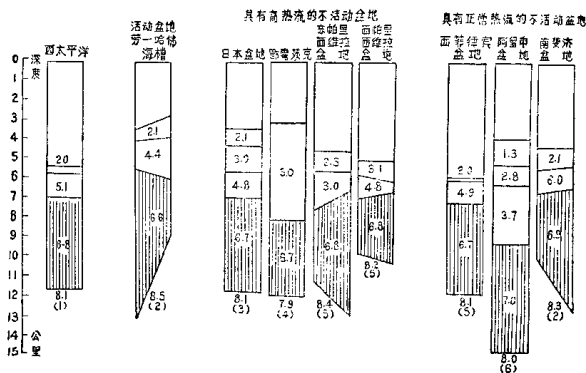


图2 大洋和边缘盆地的地壳比较

数据来源 (1) Raitt [1963] (2) Shor等 [1970] (3) 村内等 [1966]
 (4) Kosminskiy和Zverev [1968] (5) 村内等 [1968] (6) 据shor所得平均值

表1 已有资料的西太平洋边缘盆地的时代、深度与热流之间的相互关系。深度利用地震折射资料并据沉积厚度和负荷作了校正。假设完全重力均衡。

盆地	深度 (校正的, 公里)	时代	热流
劳—哈佛	2.5	第四纪 (Karig, 1970)	高, 活火山 (Karig, Sclater等)
马里亚纳	3.75	第四纪 (Karig, 1971)	高? 活火山 (Karig, 1968)
斐济高原	2.9	第三纪? 第三纪最末期	高 (Sclater等, 1968)
日本	4.2	晚第三纪 (湊等, 1965)	高 (上田和 Vaquier, 1968)
鄂霍茨克	4.2	晚第三纪 (Belousov, 1968)	高 (同上)
帕里西维拉	4.6	中第三纪 (Fischer等, 1971)	稍高 (渡边, 告)
南斐济	4.6	早—中第三纪 (?)	正常 (Sclater等, 1968)
西菲律宾	5.75	早第三纪 (Karig, 1971)	不肯定
阿留申	4.75	早第三纪 (Scholl等, 1968)	正常 (Foster, 1962)

的线状磁异常比起海洋的线性不是太明显(上田和 Vaeguier, 1968, 日本海)或无线状趋向(上田和 Vaeguier 1968, 四国盆地)。在至少有一次专门性测量证实边缘盆地内存在着可鉴别的线状磁异常之前, 就作这样的假设是冒险的。

具有高热流的不活动边缘盆地

具有高热流的年青不活动边缘盆地, 可以日本海、鄂霍茨克和帕里西维拉盆地为代表。菲律宾西部的盆地因在苏禄海和苏拉威西海记录有比正常热流稍高的值(永良等, 1970), 故可归为此类; 但在这些盆地中目前仅获得很少量的可靠资料。高于正常热流(安井正, 面告)和正断层作用(wageman等, 1970)表明, 分布在琉球海沟后方的冲绳海槽, 是介于活动与不活动边缘盆地之间的过渡性边缘盆地。鉴于沉积盖层很薄(未发表的SIO地震反射剖面), 斐济高原西部被解释成具有高热流的不活动边缘盆地, 同时设想此盆地的东部有因板块边界几何型式所造成的地壳拉张(Solater和Menard, 1967, 面告)。斐济高原下的浅震表明, 构造活动正在继续着, 但地壳未必拉张。

菲律宾海的帕里西维拉盆地是最熟知的无陆源沉积的年青不活动边缘盆地的实例。在地貌、构造和火山作用方面与弧间盆地的相似性(Karig, 1971)表明, 帕里西维拉盆地是拉张成因的。盆地形成时和稍后所沉积的安山质火山碎屑岩之上, 缓慢地堆积着无钙质的淤泥; 在较浅的盆地中可望有碳酸盐淤泥。大概自帕里西维拉盆地形成以来, 在其中所发生的1—2公里的沉降与沉积负荷或地壳构造的变化无关(图2), 因此可归因于壳下过程。

日本海是一个相同时代的但包括更多大陆壳体的盆地。由于盆地产生以后并无拉张的倾向, 故其仍靠近前缘弧(日本)。该盆地的张开或许伴有早中新世的强烈火山作用(凑等, 1965), 而于第三纪仍未停止。通过该盆地的一些地震反射剖面显示, 有一个厚度局部超过一公里的实际上未变形的沉积盖层(Hilde等, 1969)。第四纪的活动看来以沉降为主, 岩渊(1968)和Hilde等(1969)也注意到垂直位移。

有几方面的证据支持日本海是拉张成因的(Dietz, 1954; 村内和Den, 1966)。较大的日本海盆地之下分布着洋壳。而主要的海脊及周围陆地之下分布着陆壳(村内, 1966)。陡的斜坡及两类地壳之间明显的地壳转变, 似乎裂陷要比与大洋化和沉降作用(Belousov和Ruditch, 1961)更加符合。作为日本海崩塌证据(Belousov和Ruditch, 1961)的二迭纪砾岩中花岗岩砾石的西部来源, 可能是中国东北——朝鲜边界附近的华力西花岗岩(凑等, 1965)。如果象在其他边缘盆地一样, 日本海内部的线性走向垂直于拉张的方向分布; 那么日本则可能是由亚洲向东——东南方运动。假若这种向东——东南方向的拉张曾经发生过, 那么日本及邻近亚洲的明显反曲造山带就会是原来所勾画的简单弯曲。

具有正常热流的不活动边缘盆地

南斐济和阿留申盆地属于具有正常热流的边缘盆地的实例。菲律宾海西部盆地或许也属此类, 但尚未报导在此区进行过专门性的热流测量。美拉尼西亚西部的盆地具有正常或近正常热流(J.G. Solater, 未刊资料; Trim 1969), 但此处尚未鉴别出拉张的边缘盆地所具有的典型特征。

正像对帕里西维拉盆地所解释的那样, Karig (1970a) 根据地貌及沉积物分布模式与弧间盆地的相似性, 指出了南斐济盆地的拉张成因。然而, 阿留申盆地的成因还不甚清楚。虽然 Shor (1964)、Burk (1965)、Scholl 等 (1968) 曾讨论过该盆地是因沉降或洋底陷落而产生的, 但至少就目前来说地壳拉张可以作为令人信服的一种解释。

阿留申脊与阿留申盆地的形成时代皆未很好确定。阿留申脊是早第三纪或更老的 (Scholl 等, 1969), 它包括被认为是大陆成因的火成岩和变质岩 (Scholl 等, 1968)。沿白令海大陆边缘的调查 (Scholl 等, 1968) 指出了盆地翼部系早第三纪沉降的, 对盆地本身的生成也认为是相同时代的。

拉张的成因不仅与这些资料不矛盾, 而且与西经 160° 附近舒马金过渡区构造特征的变化 (Von Huene 和 Shor, 1969) 也不矛盾。就是在这一地区, 岛弧系的曲率半径改变了, 与岛弧有关的晚中生代沉积物 (它们沿该岛弧系向东分布), 穿过现代岛弧方向向北弯转。如果延伸出去, 这个较老的方向将沿着白令海陆架边沿继续绵延 (Burk, 1965)。根据这些资料, 有理由假定它是晚中生代沟—弧系造成的, 它大致沿着现今东阿留申系的位置和沿着舒马金过渡区西北的白令海陆架分布。近中生代末期, 含有陆壳碎块的前锋弧可能向南迁移, 白令海盆地趋张开。

沟—弧系中的火山裂陷带

伴有新洋壳产生的地壳拉张, 目前仅在少数岛弧系中出现, 但对边缘是大陆或大型陆岛的几个其他沟—弧系, 弧间盆地的构造位置都为火山—构造裂陷带所占。线状的火山构造洼地出现在新西兰 (Grindley, 1960)、堪察加 (Averyev 和 Svyatlovsky, 1961) 和西太平洋以外, 苏门答腊 (Westerveld, 1952)、爪哇 (Van Bemmelen, 1963) 以及中美 (McBirney, 1969)。伴生于大多数洼地的是大量熔接的和非熔接的硅质凝灰岩堆积。

新西兰北部具有分布广泛的熔接凝灰岩层的陶波火山带, 它是克马德克弧系弧间盆地的哈佛海槽直接延续部分, 显示出大多数其他火山和构造裂陷带的火山构造历史的特征。熔接凝灰岩层的喷出是陶波带中火山活动最早的相之一。它出现在大多数地堑和年轻的中心式安山质火山形成之前 (Grindley, 1960)。在苏门答腊 (Westerveld, 1952) 和安第斯 (Piehler 和 Zeil, 1969) 的晚新生代火山活动中熔接凝灰岩同样也出现在早期部位。中美地堑系的熔接凝灰岩发生在坍塌和第四纪安山质火山作用之前, 但其喷出被解释为较早期火山幕的最末一期 (McBirney 和 Williams, 1965)。

火山构造地堑系被解释为岩浆侵入和地背斜穹窿下掏空的结果 (Umbgrove, 1947; Williams, 1941); 或造山挤压之后地壳松弛的结果 (Weeks 等, 1967)。在新西兰北面, 从一个典型的火山构造地堑系连续地过渡成弧间盆地, 以及这两种构造的同样构造位置, 都说明它们是一个共同的过程造成的。沿马里亚纳和小笠原弧系拉张带 (Karig, 1971) 喷出的多孔状英安岩和流纹岩似与近大陆型环境的熔接凝灰岩和凝灰岩相类似。

如果沟—弧系的弧间盆地和火山构造坍塌带有上述那样的关系, 那末地壳拉张或许就是两者发生的直接原因。沟—弧系的火山带看来是潜伏的拉张带, 但是只在某些沟—弧系内进行的拉张达到了很大的程度, 才产生新的洋壳。

地球物理观测结果

对于促使弧间盆地的形成和其分布的地壳拉张,无疑地是由多种复杂的构造过程所引起的,但是,重力与地震资料的研究可以得出有限的可能成因的结论。地球物理参数与地表地质应变及其他地质资料的对比,是一个有力的但却是危险的工具,因为弧间盆地数量不多而不同地球物理测量参数的变率大不相同。尽管如此,另一些手段目前还是有效的,只要很仔细并且辨别出干扰因素,就能比较自信地得出许多一级的对比关系。

弧间盆地的地质资料与沿着贝尼奥夫带地震活动性的对比是很重要的,因为地表大规模的拉张说明地幔及贝尼奥夫带本身有很大的位移。为了这个目的,现在根据FSSA初步的地震震中资料编制了西太平洋的贝尼奥夫带图。假设贝尼奥夫带是连贯的和“薄的”,就可勾画出震源位置。尽管是基于不太精确的资料,但是这种勾画却非常类似于那些基于良好资料的地区定出了地震位置(如 Sykes, 1966; 胜间田和 Sykes, 1969)所作的勾画。

在这些图上出现几种观测结果。Sykes (1966) 证明,沿着弧率的走向,贝尼奥夫带的倾角可以是多种多样的,并且明显的是,使用了平均的贝尼奥夫带倾角就掩蔽了有价值的资料。同样清楚的是,贝尼奥夫带的倾角由约150公里的深度向地表减小(图3)。这种情况在汤加(Mitronovas等, 1969)、新西兰(Hamilton和Gale, 1969)和马里亚纳区(胜间田和 Sykes, 1969)明显的表现出来。并且在浅源地震鉴定不佳的地区也可以推断出来。对于较

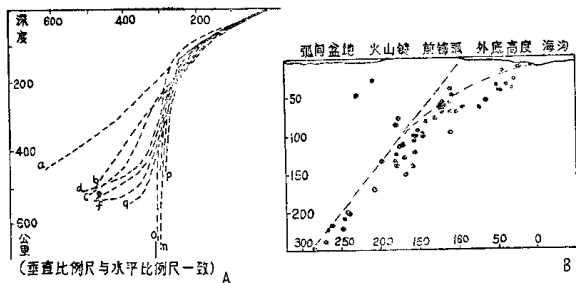


图3 表明贝尼奥夫带向上变平的横剖面

(A)根据胜间田和Sykes(1969)文章中图14和15所示,小笠原和马里亚纳弧系中重叠段表明,约150公里之下的倾角的广大范围和在此深度上接近适合。

(B)在汤加群岛之下的贝尼奥夫带浅部的详情(根据Mitronovas等, 1969)图上虚线为强调火山链下倾角的变化所画。

肯定的贝尼奥夫带剖面，如果向上延伸，就会在其上部或前缘弧的脊部出露。因为这个地区未发生变形 (Karig, 1970a, 1971)，那么变平缓的贝尼奥夫带必然在海沟轴附近推测的地方出露。

贝尼奥夫带较平缓的向上凸的部分和较深的部分之间的过渡地带，分布于弧间盆地前沿之下和火山岛链之下。甚至在贝尼奥夫带较深部分的倾角沿走向有明显变化的弧系内，曲率变化点以上的火山到海沟的距离几乎保持恒定 (图 3 A)，并且显示出，构造脉动期内，贝尼奥夫带上部没有明显地改变形态。

150公里以下的贝尼奥夫带和弧间盆地地下的贝尼奥夫带部分，可能均反映了地壳的拉张。因为海沟和深源地震以上的地壳之间的距离随着弧间盆地很大拉张而必然增大，所以显示出贝尼奥夫带的某些移动或旋转。除非海沟的位置相对于深源地震是固定的，那么弧间盆地后方的地壳就要发生迁移。弧间盆地后方的地壳相对于贝尼奥夫带深部的迁移，可出现于菲律宾海，在该处有一个次生的海沟系，能够适应这部分地壳。但是，假若仅仅因为对应于弧间盆地的形成将要求整个欧亚板块和澳大利亚板块迁移的话，那么别的地方就未必有这样的过程。

十分可靠的证据指出了—个海沟相对另一海沟的运动和—个海沟相对其贝尼奥夫带底部的运动。综合全球规模的岩石圈板块运动资料来看太平洋现正在闭拢着，并且两侧的海沟系彼此靠近 (如Knopoff, 1969)。地壳以相反方向消亡的汤加与新赫布里底海沟 (图 4)，是由几个拉张带分开的，但并不知道挤压补偿区在那里，它们应该是分别移动的。

菲律宾海盆地系以两条线状海沟为界，但也包括—个地壳拉张带。由于沿菲律宾的大部分边界运动速率皆未确定，故东海沟相对西海沟和亚洲的运动是不清楚的。沿马里亚纳弧系几厘米/年的平均拉张率，似乎小于沿菲律宾和琉球弧系由中及深源地震表现出来的消亡率 (Isacks等, 1968)，因而可以认为，至少马里亚纳海沟的南半部正在向西朝亚洲运动。

尽管岩石圈相对下伏软流圈的位移目前是推测的，但菲律宾海沟下贝尼奥夫带正常倾角与菲律宾海的闭拢是吻合的，因而可以揣测性的认为 (Mekenyie和Morgan, 1969) 马里亚纳海沟下直立的贝尼奥夫带 (图 3) 是该海沟相对亚洲和相对贝尼奥夫带底部向西迁移造成的。小笠原和马里亚纳海沟后方的地壳拉张，不是促使海沟位置向东，而是能够很好的顺应菲律宾海板块向西海沟运动。

根据整个弧系的弧间盆地与贝尼奥夫带之间的相互关系，可以认为汤加和克马克海沟向东漂移，同时其下贝尼奥夫带变平。当弧间盆地加宽时，贝尼奥夫带 (至少150—400公里这一段) 的倾角减小 (图 4)，在此方式下，大概在拉张盆地后部边缘以下有400公里深的地震。贝尼奥夫带向海沟运动的另一个可能的反应，是该带具有倾角保持相对稳定的迁移。

汤加—克马克弧系是“唯一正常”的具有地壳活跃拉张的岛弧系，因此可以认为，弧间盆地以下的一段贝尼奥夫带的变平，是贝尼奥夫带对地壳拉张的一个较普通的反应。

贝尼奥夫带和边缘地的其他地震观测结果是，活跃拉张的盆地只出现在地震震源深于350公里的弧系内 (表 2)。然而，下面有深源地震的许多弧系并无弧间盆地，或像南美那样，完全无边缘地，因此这些观测结果说明，深源地震活动所表明 的岩石圈在海沟中的急速消亡 (D. Griggs, 待刊; Isacks等, 1968) 是必要的，但不足以说明弧间盆地的形成。

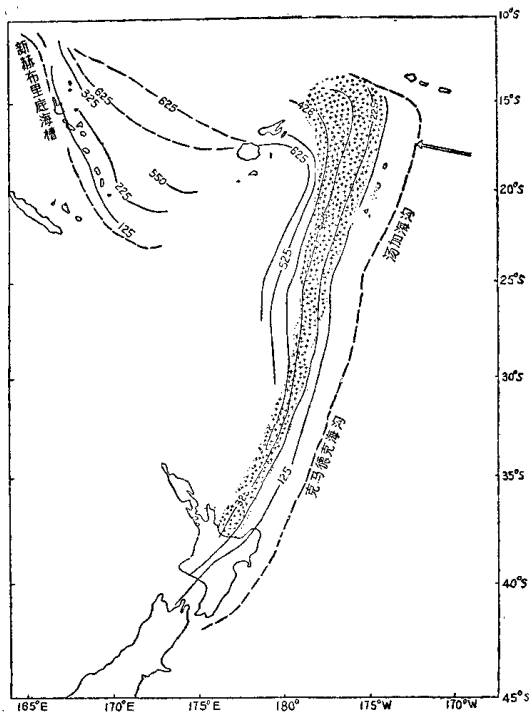


图4 位于汤加—克马德克和新赫布里底群岛弧系之下的贝尼奥夫带轮廓。
 此轮廓依USC和GS的最初位置，Hamilton和Gale(1969)所制。汤加—克马德克弧系的内弧盆地由×表示，海沟由虚线表示，箭头表示汤加海沟推进方向。

表2 边缘盆地地壳拉张与沿贝尼奥夫带地震最大深度的关系

弧 系	地震最大深度(公里)	边缘盆地类型
阿 留 申	272 (USC和GS)	不 活 动 的
千 岛	630 (USC和GS)	不 活 动 的
日 本	564 (USC和GS)	不 活 动 的
小 笠 原	556 (胜间田和sykes, 1969)	活 动 的
马 里 亚 纳	685 (胜间田和sykes, 1969)	活 动 的
琉 球	284 (USC和GS)	不 活 动 的
吕 宋	199 (胜间田和sykes, 1969)	无?
菲 律 宾	637 (USC和GS)	不 活 动 的
新 赫 布 里 底	662 (USC和GS)	活 动 的
汤 加	675 (sykes[1966], USC和GS)	活 动 的
克 马 德 克	650 (sykes[1966], USC和GS)	活 动 的
新 西 兰 北 岛	375 (Hamilton和Gale, 1968)	活 动 的

有关边缘盆地的新观点

边缘盆地下洋壳的发现和其中许多盆地有高于正常热流的发现(安井和渡边, 1965; Yacquier等, 1966), 使有关边缘盆地成因、特别是异常热流来源的推断重新活跃。

尽管Holmes (1965) 既未想到高热流, 也未想到边缘盆地的地壳拉张, 但其二级对流胞 (Second-order Convection Cells) 图却应加以注意; 因为后来的一些作者(上田和Yacquier, 1968; K. Haseby, 藤井纪之和上田诚也, 待刊) 认为, 此模式是可以应用的。他们设想由海沟下会聚的主胞所引导出来的更小的对流胞, 显然在其上升侧边上引起火山作用与较小的拉张。然而, 边缘盆地和大规模的拉张带(它分布在Holmes对流胞的下降侧边上) 未被地幔对流胞的这种图案说明。

Mckenzie和Sclater (1968) 评述过那些曾被认为可采取的一些高热流解释, 即, 火山作用与地壳侵入, 沿贝尼奥夫带的应力热与因部分熔融作用使低速带传导系数的增加。因为他们不认为边缘盆地时代较新和具有拉张的成因, 故发现没有那一种解释是非常令人满意的。后来, Mckenzie (1969) 仍然未发觉表明地壳拉张的资料, 他又提出海沟后方地幔内的浅应力热图来解释海沟活动开始后相应地质时期内高热流的出现。尽管因沿板块的摩擦和因岩石圈弯曲而造成的挤压应力无疑是存在的, 但鉴于前锋弧内和其后方地表拉张的特征, 它们不应该发生在远离贝尼奥夫带的浅处。

上田等觉察到日本海可能是拉张成因的, 并注意海沟后方地幔上升的可能性(即上田和

Vaeguier, 1968), 但他们只是以一种模式的方式提出了贝尼奥夫带上的岩浆造成热向上对
流转移 (K. Haseby, 藤井纪之和上田诚也, 待刊)。可是在日本海中缺乏可观测到的活火
山, 以致不能用假定岩浆在上地幔中凝固和因潜没作用使热传到地表来解释。然而, 所观测到的
热流场在沿贝尼奥夫带活动开始后100百万年内是不会发育的; 因为整个菲律宾海似乎肯定
没有这么老。具有高热流的年轻的弧间盆地只不过几百万年 (Karig 1970), 因此, 此模
式似乎需要进行重要的修改。

T. H. Nelson和P. G. Temple(待刊)提出一新观点, 他们预测随着远离海沟, 边缘
盆地的时代将变老。并提出存在着—支东流的地幔对流主流, 其效应之一就是冲击西倾的潜没
(俯冲)带和迫使一部分地幔流向西太平洋海沟后方流动。这股上升的支流可看作是边缘盆地
不对称扩张的原因, 因此靠近火山岛链的盆地地壳最年轻, 而向西变老。朝东的弧的后方边缘
盆地的存在, 可作为此假说的主要证据。但是, 其正确性应该除了靠岛弧的关系外 (它也可能用
其他模式来解释), 还须靠许多重要的依据来加以检验。而甚至就岛弧的材料也能够提出异议。

尽管边缘盆地好像随着远离海沟而时代变老, 但在各个盆地内扩张带都保持在盆地的轴
部; 在各个边缘盆地内这种扩张是如此对称, 并在一个单一的扩张幕内扩张带以半个扩张率从
火山而迁移开来。虽然具有边缘盆地的大多数弧系是朝东的, 但新赫布里底、印尼和阿留申弧
系则不然, 而且不易用主流模式来解释。

西太平洋海沟系后方地区一切新获得的地质与地球物理资料, 都能够用弧间盆地存在着
一个从岩石圈以下深处浮升的异常高温、低密度地幔来解释。这些上涌物质可描述成一种热底
辟, 它将增加上伏地幔的体积, 引起拉张, 并在底辟上涌开始后不久于地表出现玄武质火山活

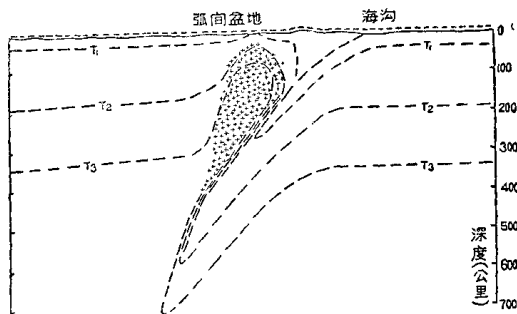


图5 热底辟模式表明等温线的定性位置
+表示所谓的上升体, 虚线表示贝尼奥夫带。

动和高热流。异常高温的地幔在其归位以后作传导性冷却，以致地表构造活动停止后很久仍保持着高热流。此模式的地幔底辟源地是俯冲岩石圈的顶面（图5），但是大多数现有论点只谈到底辟的存在，却不顾其来源而加以应用。

Oxburgh和Turcotte（1970）最近提出了橄榄岩底辟作为一种“特别假说”来克服用传导解释边缘盆地内高热流的困难。在他们的研究以后所搜集到的有关地壳拉张和弧间盆地其他地球物理特征的资料，加强了底辟假说。这种底辟模式有很强的推断性，仍有某些涉及边缘盆地时空分布的基本因素未能回答。有关岛弧系以下及其后方的地幔资料是很少的，因此引起固体地球物理学家们议论纷纷。下面的讨论使用了这些资料和有关岛弧下地幔物性的较有把握的结论，但首先依靠的是地质上推断的地表应变、几何格局及这些参数随时间的演化。

底辟模式的讨论

我们认为，岛弧系后方的地壳拉张反映了弧间盆地下面物质的强烈侵入，而不是由于贝尼奥夫带形状的改变被动造成的。沿下插岩板顶面的摩擦剪切，以及岩板弯曲所产生的水平分力（Mckenzie, 1969）可望在岛弧系内产生水平挤压应力。要进行地壳拉张就必须克服这些力。活动的边缘盆地与具有深源地震的弧系相伴存，提示出只有在岩石圈岩板达到这样深，拉张才会开始，因此海沟附近岩板的弯曲和拉张有关的那些机制是无确实根据的。

推测的上升底辟边界处向外的浮力，可看作能够克服俯冲岩石圈后方地幔的水平挤压应力的一种机制。如果贝尼奥夫带被当作是物质界面的话，那末所需的地幔物质按理只能是来自俯冲的岩石圈或来自弧系凹侧岩石圈以下的域。由于在深源地震发生以前看来未曾开始地壳的迅速拉张，所以上升的地幔物质不能当作是被下沉的岩石圈所取代的。

而在主流模式中，设想上升的地幔底辟来源是俯冲的岩石圈，不是弧系凹侧下地幔流的流入。或许与这种说法直接有关的唯一争论，在于难以从方向相反的新赫布里底及汤加弧系后方产生可流动的地幔流。

推测的地幔底辟要求假设低于正常地幔密度的物质一直延伸到弧间盆地以下的贝尼奥夫带综合的重力、地震折射和天然地震资料指示，在岩石圈深处有一个低密度的地幔，它可归因于热膨胀，但对此异常地幔所延伸的深度，现有资料却未能很好地加以限定。

对低密度地幔瘤的最大争论，在于弧间盆地内缺少预期的正重力异常，因为在比正常大洋深度浅得多的地方正常洋壳会产生正重力异常（图6），以前已认识到了在岛弧系后方较下部地壳中或地幔中补偿低密度物质的必要性。虽然Talwani等（1961）主要是探讨汤加—克马德克弧系的海沟和前锋弧，但他们把Raitt等（1955）的7.6公里/秒（3.2克/厘米³）壳层向下延至30公里以上的深度，并向西延伸以便使计算的与观测的摆重力值相符。然而，区分出克马德克（Shor等，1971）和其他大洋弧系（村内等，1968）莫霍面的新近地震折射剖面证明，前锋弧下的地壳只有16到18公里厚，并且在边缘盆地下有7.6公里/秒的层。因此该异常物质就被限定只能是地幔。

基于为折射资料所补充的横跨新赫布里底弧系的重力剖面，Solomon和Biehler（1969）得出的结论是：要有一个低密度的地幔，并对贝尼奥夫带后方的地幔上部100公里任意假设30.03克/厘米³的密度差。Griggs（待刊）提出，Talwani等（1961）重力资料的一个解释就是低密度、高温地幔。

在底辟模式中，俯冲的岩石圈是异常地幔的来源，并构成其底板，深度达150—400公里。据初步计算，异常地幔的两侧界面垂直延伸于弧间盆地边缘之下。Mitronovas等(1969) Mooney(1970)、Hatherton(1970)根据沿汤加—克马德克区火山链带高频横波衰减的急骤变化，提出在火山链下有一个较明确的界面。由于在弧间盆地后方偶然有较老的但仍然

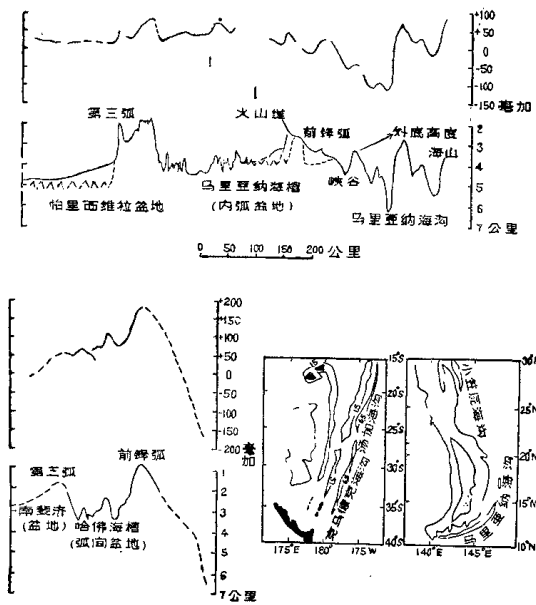


图6 横跨马里亚纳和克马德克群岛弧系的自由空间重力和深海剖面
剖面A据USC和GS的船先锋号调查船结果所制[美国商业部1969]。
沉积物是在其他调查的基础上增加的[Karig, 1971]。剖面B是依S. SoIomon
和S. Biehler(个人通信)以及Talwani等[1961]未公布的数据所制

温暖的边缘盆地，故总是不能预期会很好地确定异常地幔带的后部边缘。同样可能的是，异常地幔与弧系以外同样深度的地幔密度差是多变的。如果在此带内存在着地幔底辟，那末在盆地中央之下就应当出现最大的密度差，然而，由于尚无资料可以适当掌握弧间盆地地下地幔物性的分布，和由于此模式只适于说明几个一般的结论，故目前只能证实假定弧间盆地之下地幔偏方棱柱体内平均密度差的简化模式。

按此模式，对深11.5公里的弧间盆地与正常大洋盆地地壳柱状剖面的密度分布进行了对比（表3），所引起的质量差均匀地分布于下面的地幔偏方棱柱体内（图7）。弧间盆地的浅洋壳引起的正异常要大于200毫伽，并呈明显的尖峰。如果考虑到该盆地轴部的高地形，那末此异常的幅度会大得多。

当所观测到的异常由30毫伽变成60毫伽，则可能部分地与其他局部来源有关。几个最新的岛弧重力场的分析[Morgan (1967)；Minear和Toksoz (1970)；Oxburgh和Turcotte (1970)；Griggs (待刊)]提出，弧系之下地幔的质量过剩（因俯冲岩板的较冷物质）引

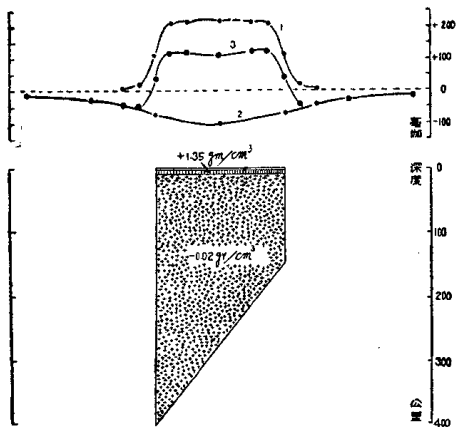


图7 计算的位于弧间盆地上的自由空间重力异常剖面1.表示浅海地壳和地幔剖面2.表示补偿的低密度地幔剖面3.表示两者的合力