**第 一 篇**

**地 壳 运 动 的 再 认 识**

如果地球是某种逐渐生成的东  
西，那末它现在的地质的、地理的、  
气候的状况，它的植物和动物，也  
一定是某种逐渐生成的东西，它一  
定不仅有在空间中互相邻近的历  
史，而且还有在时间上前后相继的  
历史。

* F·恩格斯

**第 一 章**

**北 冰 洋 — 陆 地 的 源 头**

地球是一个绕轴旋转的椭球形天体，其赤道半径为6,378.160公里，极半径为6,356.755  
公里，扁率为1:298.25。但严格地讲，地球的南北两半球是不对称的，其中最引人注目的特  
征之一就是南北两极地区海陆分布的反对称现象。

作为地球之“顶”，北极地区是一个凹进的、近乎圆形的海洋—北冰洋。它的平均深  
度为1,200米，最深的南森海盆深达5,449米。实际上，北冰洋才是一个真正的“地中海”，  
它的四周为欧亚大陆和北美大陆所环抱。北冰洋与太平洋之间的白令海峡，具有陆壳性质，  
其南北两侧的大陆架宽达1,350公里，那里一般水深都不超过60米，最浅处只有18米。作为  
北冰洋唯一出口的格陵兰与斯匹次卑尔根群岛之间的勒拿海槽，按2，000米等深线算，也只  
有75公里宽的洋壳，瓦西列夫斯卡娅（Василевская，1973）从中生代的植物分区资料证  
明：至少从晚三叠世到侏罗纪，格陵兰、斯匹次卑尔根群岛与西欧都是相连的。

可是，作为地球之“底”，南极地区却为一块凸出的巨大的陆地—南极大陆所占据。南  
极大陆不但是世界上平均高度最高的大陆（平均海拔2，350米，最高的马克姆山高4，350米），  
而且也具有接近圆形的面貌，同时由于它的四周被浩瀚的大洋所包围，因而是一块典型的  
“洋中陆”。

此外，南极洲有不断上隆的趋势，而北冰洋总的说来却具下降的趋势。

这些，都使两极地区形成了鲜明的对照。

关于这种反对称现象的成因问题，科学家们从上世纪起就开始了争论，但迄今未取得一  
致的认识。就是对北冰洋的“凹进”，至今也还存在着两种完全不同的解释。以沙茨基  
（Шацкий，1935）、厄德利（Eardley，1948，1961)、金（King，1966）、克拉斯科夫  
（Kheraskov，1973）等为代表的一派主张：北冰洋原有一个在前寒武纪即已形成的大陆，  
它从显生宙开始下沉，最终沦为今日的北冰洋。以别洛乌索夫（Белоуcов，1962）、博格  
丹诺夫和蒂尔曼（Bogdanov and Tilman，1964）为代表的“大洋化说”派则认为：北冰  
洋既可能是前寒武纪地台，也可能是古生代地槽褶皱带，从中生代开始，这一地区的地幔基  
性——超基性物质沿深断裂不断上侵到已有的陆壳，使后者比重加大而下沉，而且由于陷  
愈深大洋化作用愈强烈，因而这种下沉终于使得该地区的陆壳全部变为洋壳，当海水灌入  
陷后便形成了北冰洋。他们认为，楚科奇平原的陆壳，加拿大海盆的过渡性地壳，都是大洋  
化（或基性岩化）不完全的残余。

最近，有人指出，南极大陆与北冰洋的面积都是一千四百万平方公里，而且两者的形状  
也基本相似，因此，如果把它们叠合在一起，并相对旋转75°，南极大陆便正好落在北冰洋  
里（图1）。但是，这种镶合究竟是有其内在的原因呢，抑仅仅是一种巧合？同样不得而

知。

其实，北冰洋和南极大陆不但不能互相镶合，而且也无须镶合。相反，二者恰恰是因为

南极地区90°809090°东180°西

图1 地球南北两极地区海陆镶合示意图（据张之孟）粗实线为南极洲轮廊，打点地区为北冰洋周围大陆

分别位于地轴的两端，其形态上的反对称现象在构造学上才具有重要的意义。

地表的海陆配置，并不是杂乱无章的，而是从地球的一端向其另一端有规律地变化的。  
北冰洋和南极大陆，正是分别处在这一变化的起点和终点上。

如前所述，地球的最北端，不但没有大陆，甚至没有岛屿，整个北极地区，是一片近乎  
圆形的海洋。可是除南极洲外，地表所有的陆块则正是簇拥在这圆形海洋的外侧，呈放射状向  
南展布的。而且，离北冰洋越远，陆地的面积越小，以致各陆块差不多都具倒置三角形的面  
貌，五大洲的综合形象恰似一个以北冰洋为中心的“大陆星”（图2）。而“大陆星”以外  
的唯一陆块——南极大陆，却座落在地球的最南端，与北冰洋遥相呼应。

图2 地表陆块以北冰洋为中心组成了一个“大陆星”（据 C.B.КаЛечннр，1957）

众所周知，放射状或星状的结构，多半是物质由一定的几何中心向四周“扩散”的结  
果。火星表面的尤蒂坑（Yuty crater）就是一个明显的例子（图3）。因此，从地表海陆  
配置的上述特征看，全球陆块的地理分布，应与构成这些陆块的物质曾经经历过某种以北冰  
洋为中心的，向四周沿地球表面自北而南的运动有关。

图3 火星表面的尤蒂坑

图4 上部是一只普通的半釉粗陶器的照片，其釉纹图案与世界大陆轮廊之间的惊人相  
似，可能反映了两者在成因上有着类似的机制。我们知道，陶器是在旋转的情况下，由涂液  
在其表面自上而下的流动而上釉的。作为一个椭球形天体，地球也是在不停地旋转的。因此，  
如果把北冰洋看作是在地球北端捅开的一个圆口，那么，世界大陆就象是从这个圆口边缘开

图4 陶器表面的釉纹图案与世界大陆轮廊的比较

始的，沿地球原始表面往南流去的某种凝固了并被改造了的物质，而南极洲便是其中已经抵  
达终点的那一部分。

可见，北冰洋与世界其他大洋似有本质的不同。它既高踞于地球之“顶”，又位于“大  
陆星”的几何中心。上述分析表明：全球的大陆，可能都是由北冰洋周围逐步向南扩展而成  
的。而且这种扩展，主要是通过构成大陆的物质自北而南的“流动”实现的。

图5 从剩磁推断出的西欧岩石流动的方向（据 Evison，1961)

新西兰的伊文逊（F.F.Evison）在仔细研究了欧洲大陆的古地磁资料之后，1961年也  
曾得出过类似的结论。他认为，大陆面积的扩张，是以“塑性流”的形式逐渐从内陆高原向  
海洋盆地“流”出去的，这个作用好象冰川流动一样。同时，他还从岩石的剩磁推断出，在  
地质时期，由北欧和俄罗斯构成的内陆高原，都是朝向大西洋盆地流动的（图5）。而这个  
方向，正是构成大陆的物质沿地表自北而南的“流动”在这一地区所应具有的方向。

地表的大陆物质果真有过大规模流动的经历吗？

长期以来，人们习惯于把大陆看作是坚硬的刚体，却很少注意到，从理论上讲，在地球  
表面的三大类岩石中，最先出现的应是岩浆岩。也就是说，不管构成地壳的物质在今天以哪  
一类岩石的面目出现，它最初都是由原始岩浆冷却固结而成的，因而都不可能是历来坚硬  
的。唐·安德森（Don L.Anderson，1981）甚至认为，四十亿年前，地球曾一度为深达  
400公里的巨大的“熔岩海洋”所覆盖。所以，在地质时期，构成大陆的物质曾发生过大规  
模的流动，并不是什么不可想象的事情。

当然，那些构成大陆的原始岩浆，绝不会是在地表凭空出现的。岩石学的研究表明，这  
些岩浆最初都孕育于地球的深部，它们是在一定的条件下，沿着一定的通道来到原始地表  
的。北极地区既然是这些岩浆在地表流动的起点，那么，它就必然又是这些岩浆从地球内部  
来到地表的终点。北冰洋，正是这一终点的出口。

进一步的分析还可发现：

作为构成大陆的原始岩浆从地球内部来到地表的出口，北冰洋并非一个单一的海盆。北  
冰洋底，有一条巨大的海岭，即罗蒙诺索夫海岭，它由格陵兰—埃尔斯米尔岛大陆架开始，  
横跨北冰洋中部，几乎穿过北极极点，到达新西伯利亚群岛，沿140°东～40°西经线，把北冰  
洋分割成为两部分，东侧为欧亚海盆，西侧为加拿大海盆。罗蒙诺索夫海岭高出前者3,000  
多米，高出后者2,000多米。

作为地球之“底”的南极大陆，也不是一个统一的大陆。南极洲中部，长达3,000公里  
的南极纵断山脉，大致沿子午线方向也把南极大陆分成了东、西两部分。南极纵断山脉是世

界上最高的山脉之一。与罗蒙诺索夫海岭几乎穿过北极极点的情形一样，南极纵断山脉差不  
多也穿过南极极点，并且具有与罗蒙诺索夫海岭相近的走向。山脉两侧，东南极大陆和西南  
极大陆，无论在地质上，还是在地貌上，都截然不同。

同样，在北冰洋与南极大陆之间的地球表面上，组成“大陆星”的各陆块，实际上也不  
是按照标准的放射状均匀地向四周展布的，而是相对集中在东、西两半球各一定经度范围内  
自北往南延伸的。在东半球，各陆块都紧紧环绕着欧亚海盆向南延伸，其南端刚好隔洋与东  
南极大陆遥遥相望；在西半球，各陆块都紧紧环绕着加拿大海盆向南延伸，其南端经斯科舍  
岛弧正好与西南极半岛相联。

这就是说，地表的海陆结构，在统一表现为自地球的一端向其另一端作有规律变化的背  
景上，以通过北冰洋中部的罗蒙诺索夫海岭和南极大陆中部的南极纵断山脉的经线为界，  
东、西两半球还具有两个对等的海陆序列：在东边半球，自北而南为欧亚海盆—欧、亚、非、  
澳大陆—东南极大陆；在西边半球，则是加拿大海盆—美洲大陆—西南极大陆。

地层和古生物的研究也证明，尽管东、西两半部南极大陆在地层发育和古生物演化方面  
有着不同的经历，但是，在西南极大陆和美洲大陆之间，在这些方面，却有着相当一致之  
处；在东南极大陆和澳洲、亚洲等大陆之间，中生代以前的地层和古生物状况，也存在着很  
好的可对比的关系。

这些事实说明：虽然构成大陆的物质从总体来说都来自北极地区，但是，东、西两半球  
的大陆物质，却可能分别来自东、西两半部北冰洋盆。北冰洋作为一个整体，是地球内部原  
始岩浆来到地表的出口，而欧亚海盆和加拿大海盆，则是这些岩浆涌出时的不同通道。罗蒙  
诺索夫海岭既是这两个通道之间的间隔，又是东、西两半球大陆物质自北而南流动的“分水  
岭”。南极纵断山脉，则是两半球大陆物质各自抵达其运动终点的部分——东、西南极大陆拼  
合的标志。

所以说，地球表面本无所谓海陆，后来，只是由于地球内部某些熔融的物质在一定条  
件下沿不同的通道经北极地区来到原始地表，继而又沿今日罗蒙诺索夫海岭的两侧往南流  
去，并在流动的过程中逐步冷却固结，才形成了最初的大陆，从而也造成了最初的大洋。此  
时的大洋，除北冰洋外，其底部就是未被大陆物质覆盖的原始地表；此时的大陆，虽然相对  
集中在东、西两半球各一定经度范围内，但都毫无例外地连成一体，而且都比现在更加靠近  
北极地区。这时的北冰洋，还是一个封闭的圆形海洋，所有的大陆都环绕着它组成了一个统  
一的“大陆星”。必须指出，这个星状的大陆，既不同于魏格纳的“泛大陆”，也不同于  
杜·托特（Du Toit）的冈瓦纳古陆和劳亚古陆。它具有明显的由同一中心向四周，亦即由  
北极地区向南极运动的趋势，这是地史上最早的古大陆。

然而，正因为地球表面本无所谓海陆，所以，那时也就无所谓地壳均衡。可是，随着构  
成大陆的物质在原始地表的出现，地球上部也就产生了一系列的布格重力异常区或异常带，  
其异常的幅度在今天仍然可达400毫伽以上，最大梯度为每公里3毫伽左右。从地壳均衡的  
角度看，就整体而言，大陆地区普遍表现为重力负异常，大洋地区普遍表现为重力正异常。由  
重力异常的含义及其作用知道，凡是存在重力异常的地区，地壳就受到了由重力异常产生的  
不平衡力的作用。在负异常的地区，不平衡力是垂直向上作用于地壳的，在正异常的地区，  
不平衡力是垂直向下作用于地壳的。大洋地区由于强大的重力正异常的存在，整个洋壳都承  
受着长期的、巨大的、向下的不平衡力的作用，其总的趋势始终是下降的。尤其是太平洋，  
它因为拥有比其他大洋大得多的面积，从而也就具有比其他大洋大得多的均衡重力异常，从

而成了所有大洋中最薄弱的部分。所以，当地球一旦遇到足够大的突然事变时，这里也就最  
容易发生剧烈的下降运动。譬如，地球内部岩浆的大规模涌出，可能就引起了太平洋中部洋  
底的大规模陷落。这种陷落，不但使太平洋这个全球面积最大的大洋，同时成了全球平均水  
深最深的大洋，而且还不可避免地要导致太平洋周围的大陆向太平洋中心倾斜。这样，太平  
洋周围各大陆在重力作用下，必然会产生向太平洋中心的侧向运动。于是，地球上部的物质  
运动，在普遍向南的基础上，又增加了一个崭新的、更为活跃的内容——环太平洋大陆向太  
平洋中心的运动。

关于太平洋基底沉陷的问题，范时清（1978，1982）曾有过详细的论述。他指出，在太  
平洋中部地区，意味着地壳沉陷的珊瑚环礁和珊瑚灰岩层广泛发育。而在太平洋盆地的其他  
地区，巨厚的珊瑚礁也多有发现。例如，弗纳弗齐环礁和毕京环礁，曾钻到340米深还未打  
到珊瑚层基底。据物探资料推测，岩浆岩在这里埋藏深度为3,900米。此外，捷基格—别西  
圆形珊瑚环礁也几乎高出基底900米。在火奴鲁鲁附近自流井中所取出的土样里也找到位于  
353.4米深处的珊瑚。同时，对太平洋岛屿许多环礁进行钻探的结果，也都发现有厚达1,300  
米的珊瑚层，其下数层则属下始新世产物。另一方面，太平洋中部，火山起源的平顶山，其  
峰顶所处的水深亦在1,500米左右。这说明，太平洋中央部分曾发生过幅度达1,300米以上的  
沉陷。对太平洋火山岛上河谷河口的研究，同样证实了太平洋基底曾有过较大幅度的沉陷。  
奥阿胡岛上的一系列钻孔表明，河成沉积一直延续到现代洋面以下300米深处。近年来，“格  
洛玛·挑战者”号的深海钻探，在太平洋至少有30个钻孔一直穿到洋底深部的下伏岩浆岩，  
这些钻孔所获取的岩芯上段，是硅质软泥和红色粘土的深海相沉积，碳酸钙含量很少，这种  
情况一直继续至上白垩统，其下的侏罗系和下白垩统却是一种钙质软泥。这表明早期的沉积  
环境是处在碳酸钙补偿深度以内。因此，这一地区的深海环境应当是在早、晚白垩世之间形  
成的。另外，西太平洋171钻区的深部，也存在浅海相沉积，其中含浅水动物化石的砂岩和  
砾岩，以一不整合面与上覆的钙质软泥层隔开，这显然是洋底在地史时期中发生沉降所致。  
在夏威夷以东的深海盆地中，亦发现在硅质软泥层之上，沉积着红色深水粘土。这同样说

图6 环太平洋地区最大压缩力的方向在水平面内的分布（据 Ritsema，1961)

明，在第三纪时，该处海水曾逐渐加深。

李四光(1958，1973)曾经写道：“地球的质量全部或部分地向它的中心收敛，或地球表  
面和内部轻重不等的大量物质的分异升降运动，必然会发动造成某些构造型式的水平运动。”  
太平洋周围各大陆在向南运动的基础上产生的向太平洋中心的侧向运动，就是太平洋基底陷  
落的直接结果。里兹玛（A.R.Ritsema，1961)由地震初动求得的环太平洋地区最大压缩力  
方向在水平面内的分布（图6），实际上反映了环太平洋大陆向南和向太平洋中心运动的基  
本格局。

大量事实说明，亚洲东部，构造运动既向南迁移又向（太平）洋迁移的现象普遍存在。  
精密激光观测发现，日本列岛现在的位置，比明治初年用天文观测法测定的位置向东南方向  
偏移了五、六百米。在澳洲，激光测量也证实，澳大利亚正以每年10厘米的速度向北漂移。  
北美从太古代时期就已开始向太平洋迁移，最近二、三十年间，美洲与欧洲之间的距离又有  
所增加。据美国国家航空和航天局1984年5月公布的一批大陆漂移的最新数据称，南、北加  
利福尼亚每年正以6.6厘米的速度相挤压，而南、北美洲则同时都以每年5.08厘米的速度在  
向太平洋中部的夏威夷靠拢。凡此种种，都使得太平洋的面积不断缩小，而且至今仍在继续  
缩小之中。

可见，构成大陆的物质，不但有着从地球深部来到地球表面的过程，而且在它到达地表  
之后，还有着自北向南运动的经历。北冰洋，正是这样一个转折点：它既是这些物质从地球  
内部来到地球表面的出口，又是这些物质在地球表面自北向南运动的源头。而南极地区，则  
是这种运动的归宿。在太平洋中部洋底大规模陷落发生之后，环太平洋大陆还会发生向太平  
洋中心的运动。地表大陆物质的这种自北向南和由太平洋周围向太平洋中心的运动，便构成  
了全球大陆地壳运动的基本内容。至于构成大陆的物质为什么会从地球内部经北极地区来到  
地球表面，以及它们来到地表之后又为什么会发生自北向南运动的问题，在第十一章中还要  
加以讨论。

**第 二 章**

**大陆地壳的波状运动与弧形构造**

**一、“应力波”与“褶皱波”**

前已述及，尽管东、西两半部南极大陆在地层发育和古生物演化方面有着不同的经历，  
但是，在西南极大陆和美洲大陆之间，在东南极大陆和澳洲、亚洲等大陆之间，中生代以前  
的地层和古生物状况，却分别有着很好的可对比关系。我们知道，在大陆上，无论是地层的  
发育，还是古生物的演化，都只能发生在构成大陆的物质冷却固结之后。因此，东、西两半  
球各大陆在地层和古生物方面的各自相对一致性，除了说明这些大陆有着一定的成生联系之  
外，同时还意味着，东、西各大陆的解体，也只能发生在构成这些大陆的物质早已冷却固结  
之后。这就是说，不但熔融状态下的大陆物质在地球表面有着自北往南运动的经历，而且，  
由这些物质在同一应力场中冷却固结而成的大陆块体，仍然会在地表继续向南运动。

如果说，构成大陆的物质在从地球深部来到地球表面之后普遍发生的自北向南的运动，  
说明当时的地球表面，存在着强大的由北向南的力，那么，上述情形则表明，这种由北向南  
的力，不但在大陆物质处于熔融状态时起作用，而且在它们固结成岩之后仍然起着作用。

但是，在统一的力学背景中，固结后的大陆的运动，与构成大陆的岩浆在原始地表的运  
动，在方式上是根本不同的。构成大陆的岩浆在原始地表的运动，主要是以“塑性流动”的  
方式进行的，而由这些岩浆冷却固结而成的坚硬的大陆，其在地表的运动，则主要表现为大  
陆块整体的侧向位移，和与这种侧向位移相一致的大陆地壳的波状运动。因为岩浆的冷却固  
结，意味着它具有了一定的晶体结构，因而也就具有了一定的弹性强度。所以，在同样受力  
的情况下，作用于坚硬的大陆的力，不可能像作用于原始岩浆那样，使之产生“塑性流动”，  
而只能是先以应变能的形式把能量不断地贮存在岩体之中，然后在一定的触发条件下，再以  
“应力波”的方式释放出来，从而推动大陆块以整体的面目缓慢地向前移动。可是，由于足  
够大的“应力波”在岩体内的传播，会使岩层产生相应的褶皱和断裂，如在唐山地震中，大  
地就曾像波浪一样起伏，因此，由大规模的“应力波”在地壳内的定向传播而推动的大陆运  
动，除表现为陆块整体的缓慢位移之外，还会表现为其方向与“应力波”的传递方向相一  
致的、一浪接一浪向前推进的大陆地壳的波状运动。这种波状运动，会在大陆表面造成一系  
列的隆起和陷，而且隆起带与陷带总是对应着波峰带与波谷带。这时，“应力波”就转  
换成了“褶皱波”。扎格罗斯山脉的波状面貌，就是一个证明（图7）。

图7 “双子星座12号”宇宙飞船于1966年11月拍摄的沿波斯湾伊朗的扎格罗斯山脉的照片，清楚表明该处的地层褶皱具有明显的波状特征（据 R.S.Dietz，1972）

如前所述，推动固结后的大陆继续向南运动的力，同推动熔融状态下的大陆物质“南  
流”的力一样，都是从地球的北端指向其南端的，因此，不但大陆物质的塑性流动与大陆块  
的整体运动是从地球的北端向其南端推进的，而且大陆地壳的波状运动，也必定是以北极地  
区为中心向四周自北而南推进的。不过，这种推进的幅度看来是有限的。同时，由于地球是  
一个绕轴旋转的椭球形天体，其在旋转过程中产生的离极力，在南半球又抵消了一部分自北  
往南的推动力，在北半球，则加强了这种推动力。所以，大陆地壳的波状运动主要集中在北  
半球，其前锋绝大部分至今尚未到达赤道。这是地球上部物质运动和大陆地壳构造上的最重  
要的特征之一。

以大陆地壳波状运动的最前锋为界，全球大陆明显分为南、北两大单元，二者之间无论  
在地质、地貌和构造活动性等方面，都有着显著的差异（图8）。在前锋以南的南大陆，一  
般地说，古老的地层保存较好，地形平缓，构造单一；而前锋以北的北大陆，则古老的地层  
屡经破坏，地形变化大，构造复杂，尤其是前锋地带，更是全球现代构造活动最为剧烈的区  
域。

图8 全球大陆地壳波状运动“覆盖”状况

由此可知，地球表面，根本不存在所谓由古地中海和古泰提斯海隔开的劳亚古陆和冈瓦  
纳古陆，而只有已被地壳波状运动“覆盖”的北大陆和尚未被地壳波状运动“覆盖”的南大  
陆。

**二、 地 壳 波 动**

哈尔曼（E.Haarmann，1930）、范贝梅伦（R.W.van Bemmelen，1935）、葛利普  
（A.W.Grabau，1936）、别洛乌索夫（B.B.Белоусов, 1945）和乌姆布格罗夫（J. H.  
F.Umbgrove，1947）等人都曾提出过关于地壳运动的“波动”学说，但是所有这些“波  
动”说所强调的都是地壳的垂直运动，它们基本上、甚至完全忽视了地壳的水平运动。

张伯声（1965）提出的镶嵌地块波浪运动，不但认为地块波浪的运动方式主要是侧向传  
递，而且也认为地质力学理论所阐明的地球自转速度的变化是一种不能忽视的因素。或者  
说，地壳的镶嵌构造和波浪运动，是地球以收缩为主要趋势的脉动，以及由此而导致的自转  
速度变化所造成的综合效应。

但是，我们在本章所要阐述的大陆地壳内由于“应力波”在水平方向上的定向传播而  
造成的地表起伏构造运动的概念，与上述“波动”说均有着原则的区别。

**（一） 壳 上 波 动 与 壳 下 波 动**

因为是“应力波”在大陆地壳内的传播造成大陆表面的隆起与陷，或者说，隆拗运动  
的本质是地壳象波浪一样一浪接一浪向前推进的运动，所以，随着大陆地壳内部应变能的不  
断积累和释放，在由同一个应力作用部位发出的“应力波”所造成的隆起和陷中，在这一  
阶段表现为隆起的地带（波峰带），到下一阶段一般会变成为陷带（波谷带）。相反，其  
邻近地区，在这一阶段表现为陷的地带（波谷带），在下一阶段则会变成为隆起带（波峰  
带）。

张伯声（1980）指出，我国的太古界结晶杂岩，如泰山群、桑干群、登封群等岩系，主  
要分布于华北，而元古界结晶片岩，如昆阳群、板溪群等普遍出现于华南。据此，他推测：  
华北大部分地区在太古代多有沉陷，而当时的华南则可能多是隆起；但到了元古代，华南各  
地大多陷，华北多处反而上升；至寒武奥陶纪，二者又趋于平衡。同时，在这一大的波动  
过程中，还包含着次一级的波动。在元古代时期，华北不均一上升，华南普遍沉陷。此后，  
华北曾一度沉陷，较广泛地沉积了蓟县系和青白口系，在华南，与之相当的地层的分布却甚  
有局限性。到了元古代末期或峡东群沉积时期的震旦纪，华北经蓟县运动普遍上升，华南则  
广泛沉陷。

就华北地区来说，由东向西排列着鲁东、河淮、山西、鄂尔多斯等地块。华北地块上的  
太古杂岩分布较广，而元古代的地槽型沉积形成的结晶片岩则局限地分布于太古杂岩之间。  
山西和胶东就是这些结晶片岩零星分布的地带。这正好说明，在元古代，河淮及鄂尔多斯可  
能是上升较高的地块，山西和胶东曾有元古地槽体系的发生发展。仔细分析华北地区元古代  
各地块的波动情况，还可以看出，山西和胶东在中元古曾变为隆起，而位于其间的冀鲁河淮

地块，却曾一度大范围沉陷。

我国东部，由雪峰构造带相隔的四川和湘赣两地块，在地史时期也曾发生过反复波动。  
湖南在早、中元古代隆起，晚元古代深陷，震旦纪以前部分褶起，震旦纪时稍陷；四川在  
早、中元古代深陷，晚元古代褶皱，震旦纪时同湖南近于平衡。早古生代，湖南及其邻区深  
陷，在志留纪加剧，总沉陷超过8,000米；四川在早古生代屡经海侵，但主要沉降期在寒武  
纪，沉积厚度不及湖南的一半。前泥盆系地层在湖南有剧烈褶皱和浅变质；四川在志留纪中  
后期只是升起成陆。湖南作为中泥盆—早三叠纪盆地的一部分不断沉降，晚三叠纪又开始上  
升；四川盆地却缺乏泥盆与石炭系，到二叠、三叠纪才再度沉陷。

夹在四川、湘赣之间的雪峰构造带，在川、湘两地块互相上、下波动的地质时期，运动更  
加激烈。早、中元古代，雪峰是武陵8,000米沉积的来源；晚元古代，武陵褶皱隆起反成供  
给雪峰万米沉积的山地；震旦纪两处趋于平衡，差异不大；早古生代，武陵带随着四川升起，雪  
峰带跟着湘赣褶皱；泥盆纪海武陵带浅，雪峰带深；石炭纪武陵成陆，雪峰海更深；二叠纪  
及早三叠世又趋平衡，全部海侵；中三叠世东部成陆，西部仍然为海。

台湾与闽浙两带互相起伏的波动也是清楚的。从前震旦纪到早古生代，福建西部和西北  
部沉积发育，由西向东，依次变薄变少，此时的台湾还是连着福建的一块陆地，并为福建西  
部提供陆源沉积物质；前泥盆纪，华南各地褶皱隆起，而在福建中东部及滨外发生晚古生代  
沉积；二叠纪后的褶皱运动，又把中生代初期的陷带赶到了闽浙西部；闽浙地带三叠、侏  
罗系的发育是自四向东的，表明台湾地区的拾高；白垩纪闻东隆起，波及台湾陷；新生代  
以来，台湾陷带逐步向西回移，目前已发展到台湾海峡，因此又使得闽浙东部拾升，西部  
断陷。

地壳的这种波状运动性质，决定了地表建造与改造的基本特征。隆起的波峰地带遭受剥  
蚀，陷的波谷地带则接受沉积。后期的波状运动使前次波状运动所产生的地质构造发生变  
形，从而为新的地质建造创造了剥蚀沉积的环境。新的地质建造又在更新的地壳波状运动的  
作用下，产生更新的地质构造作为又新沉积剥蚀的基础。因此，建造是构造的基础，构造是  
建造条件的波状变迁。

但是，由应力波在岩体内的传播而造成的“褶皱波”，与其他任何一种波都有着本质的  
不同。这是因为地球上部存在着地壳均衡的缘故。

所谓地壳均衡，指的是从地下某一深度起，相同的面积所承载的质量趋于相等。根据这  
个概念，地面上的大面积的质量增减，在地下必然会有所补偿。这实际上是把阿基米德原理  
应用到地球上层。1855年，英国人普拉特（Pratt）提出一个模式：地壳的密度各地可以不  
同，但地壳的深度各地却是相同的，地形的高低在于地壳密度的差异。他认为，山脉是由于  
地下物质从某个深度（即补偿深度）起向上膨胀而形成的，山脉越高，密度越小，但是补偿  
深度以上的同截面的岩石柱状体的总质量不变。同年，英国天文学家艾礼（Airy）又提出了另  
一个模式：地壳与地幔的密度在各个区域分别都是相同的，地形的高低在于地壳厚薄及其根  
部的深浅。他认为，山脉是较轻的岩石巨块浮在较重的介质之上，仿佛冰川浮在水面一样，  
山越高，它的下部伸入介质中的深度也越大，也就是说，山是有山根的。虽然普拉特模式在  
许多情况下也是适用的，但多数的地球物理资料都支持艾里的看法。世界各大陆区测量的结  
果证实，构造地貌与莫霍面的起伏大都呈明显的镜象反映特征，即山脉或高原与莫霍面的下  
部位彼此对应，平原或盆地与莫霍面的隆起部位彼此对应（图9、图10、图11）。

正是因为地表的构造起伏与地壳底部莫霍面之间存在着这种镜象反映关系，所以，在被

昆仑山连山喜马拉雅山磨古拉山公里那曲24格尔木6.阿克塞拉萨

图9 青藏高原地壳剖面①喜马拉雅褶皱系；②拉萨褶皱系；③三江褶皱系；④唐古拉褶皱系；⑤松潘、甘孜褶皱系；⑥昆仑褶皱系；⑦祁连褶皱系。1—雅鲁藏布江深断裂；2—淘沧江深断裂；3—金沙江深断裂；4—东昆仑深断裂；5—柴达木北缘深断裂（据中国地质科学院地矿所大地构造组，1978）

大连兰州太原

图10 大连—兰州地壳剖面①祁连褶皱系；②中朝准地台。1—北祁连深断裂带；2—鄂尔多斯西缘深断裂；3—太行山深断裂；4—郑城庐江深断裂（据中国地质科学院地矿所大地构造组，1978）

图11 东北日本弧地壳剖面  
(据上田诚也等，1969)

大陆地壳波状运动“覆盖”的区域，与地表的波状运动相对应，其下的莫霍面必然也会发生  
波浪式的交替变动。换句话说，由于地表的隆是呈波浪式交替出现的，因此，为了达到均  
衡平衡，莫霍面的起伏也必然是波浪式交替变动的。

这种变动，可能主要是通过由压力和温度控制的密度变化来实现的。

实验表明，同样的岩石和矿物，其密度和震波速度随压力的增大而增大。

阿法纳西耶夫（G.D.Afanasyev，1975）指出，当压力分几级增至2千巴，再从2千  
巴均一地增至10千巴时，各种不同岩石和矿物单晶的弹性波速度增大5～30%。石英、长石  
和霞石单晶当压力从1个大气压增至600～1,000个大气压时，弹性波速度的平均值便增达  
7.1~7.2公里/秒。

李四光（1973）也指出：“矿物随着压力的增大改变结晶形式也是大家所熟悉的一种现  
象，……在强大的压力下，岩石也是相应变质的。例如组成地主要成分的橄榄岩，在地幔  
顶部，它的密度是3.32，但到地球核心部分的顶上，它的密度就突然变为9.71。”

同时，研究还表明，在一定的压力条件下，随着温度的变化，一种岩石可以转变成为另  
一种岩石。而且，这种转变的结果也会导致物质密度的变化。譬如，被认为是上地幔主要成  
分的榴辉岩，当温度增高时，就会相变为玄武岩，相变后的岩石体积比原来增大15%。反  
之，被认为是地壳底部主要成分的玄武岩，当温度降低时，也会相变为榴辉岩，相变后的岩  
石体积比原来减小15%。

如所周知，在地表以下，压力和温度均随着深度的增加而增加。因此，当地表的高程发  
生变化时，地下岩石的密度会同时受到压力和温度两方面结果相反的影响。但是，据推测，  
在地下不同深度上，压力和温度所起的作用是不同的。在地下较浅的深度上，温度的作用占  
上风，而在地下较深的深度上，压力的作用占上风。所以，当地表发生大面积的质量增减  
时，处在地下不同深度上的岩石，密度变化的情况也是各不相同的。地壳底部岩石的密度变  
化，可能主要取决于温度的变化；而上地顶部岩石的密度变化，则可能更多地受压力变化  
的影响。

在“褶皱波”波及地区，当地面由隆变（即由波峰变为波谷，如图12中之A、C）  
时，由于地壳上部沉降，地下的压力和温度便必然随着降低。这一方面会使其下之上地幔顶  
部岩石密度变小，体积增大，从而导致莫霍面的上隆，而由莫霍面上隆所引起的其上地壳向  
两翼的重力侧向滑动，又加速了该处由波峰变为波谷的进程。另一方面，下部地壳因温度降  
低而部分向上地幔转化，也会使莫霍面向上迁移，而且相变后岩石体积的减小同样加剧了地

图12 壳上波动与壳下波动的关系  
水平长箭头示地壳波状运动推进的方向

壳变薄和地表沉降。而当地面由变隆（即由波谷变为波峰，如图12中之B、D）时，情形  
正好相反。随着地表的上隆，地壳增厚，地下的压力和温度都随着增加。这一方面使得其下  
之上地幔顶部岩石密度变大，体积变小，因而莫霍面下降，刚好接受了自两侧滑动而来的地  
壳物质，加速了由波谷变为波峰的进程。另一方面，上地幔顶部因温度增高而向下部地壳转  
化，也使得莫霍面向下迁移，而且相变后岩石体积的增加同样加剧了地壳变厚和地表隆起。  
青藏高原具有高密度地幔和低密度地壳的结构，可以看作是这一过程的一个实例。

因此，地壳波动应当包括壳上波动和壳下波动两方面的内容。即应力波在岩体内的传  
播，不但会在地壳表层造成波浪式的隆拗运动，而且，由于这种运动引起的地下压力和温度  
的变化，又会造成莫霍面的波浪式起伏变动，这种变动，既使地壳趋于均衡平衡，又促进了  
上覆地壳的波状运动。

作为地壳波动的结果之一，在这种波动波及的区域，莫霍面附近可能会留下一些似壳非  
壳、似幔非幔的枕状物。

**（二） 弧 形 构 造**

波的传播，总是由核心推向外围的。由北极地区一定构造部位往南传播的应力波在地球  
上部造成的隆起和拗陷，在平面上，必然具有以这一构造部位为核心逐步向南扩展的类似半  
个同心圆的扇形结构。在这个扇形区内，所有的隆起带或拗陷带都表现为弧顶指向与应力波  
的传递方向相一致的弧形。这种弧形的隆起带或拗陷带，以及与它们相伴随的弧形断裂带，  
称为弧形构造带。而以共同的构造部位为核心的一系列弧形构造带组成的类似半个同心圆的  
扇形结构，称为弧形构造系。

但是，地球表面的弧形构造系，其弧顶并不都是始终向南的。

如前所述，地表的大陆物质虽然都具有自北往南运动的经历，但是，随着太平洋中部洋  
底的陷落，环太平洋大陆还会发生向太平洋中心的运动。这一运动，在北半球，在地壳波状  
运动“覆盖”的区域，除表现为大陆的整体向（太平）洋运动外，还使得太平洋周缘的一系  
列向南弧形构造系，改变其运动方向而向太平洋中心推进，从而使得地球表面的弧形构造系分成了两大系统，一是弧顶向南凸出的向南弧形构造系统，一是弧顶指向太平洋中心的向洋  
弧形构造系统。但是，在南半球，在地壳波状运动尚未波及的区域，大陆向太平洋中心的运  
动，则主要表现为整体的侧向位移。这种单纯的陆块向太平洋中心的侧向位移，虽然在其运  
动前缘，由于受力的不均匀，有时也会造成某些与弧形构造相类似的，弧顶指向太平洋中心  
的，弧形的隆起带或拗陷带，但一般无法形成弧形构造系。

因此，不但全球大陆的运动，普遍具有由北向南和由太平洋周围向太平洋中心推进的趋  
势，而且，大陆地壳的波状运动，同样具有明显的由北向南和由太平洋周围向太平洋中心推  
进的特征。这种波状运动，首先在地球表面造成巨大的向南弧形构造系统，而后又在太平洋  
周围造成活跃的向（太平）洋弧形构造系统。

弧形构造，具有不同的级别和序次。即使在同一弧形构造系统内，不同的弧形构造，也  
有着各自不同的规模。从宏观上看，在全球的弧形构造系中，目前已经认识到的最大一级的  
向南弧形构造系主要有三个：一个是以乌拉尔山脉为中轴，前锋穿过阿尔卑斯山脉、高加索  
山脉、兴都库什山脉和西萨彦岭的欧亚弧形构造系；一个是以东经110°线为中轴，前锋穿过  
横断山脉、阿拉干山脉、安达曼群岛、苏门答腊岛、爪哇岛和菲律宾群岛的东亚弧形构造  
系；一个是以梅尔维尔半岛—圣路易斯—新奥尔良一线为中轴，前锋贯串落基山脉与阿巴拉  
契亚山脉的北美弧形构造系。而最大一级的向洋弧形构造系主要有千岛弧形构造系、日本弧  
形构造系、琉球弧形构造系、马里亚纳弧形构造系、加利福尼亚弧形构造系、旧金山弧形构  
造系、夏洛特弧形构造系和阿留申弧形构造系①等（图13）。

由于弧形构造是大陆地壳波状运动的产物，而大陆地壳的波状运动又起因于应力波在大  
陆地壳内的定向传播，因此，弧形构造必然具有与波的运动性质及波的定向传播密切相关的  
一系列特征。

（1）在同一弧形构造系内，同次的弧形构造，一般都按不同的级别级级相套；同次又  
同级的弧形构造，总是隆起带与物陷带相间排列。

例如，福建的北东向构造，宏观上分属于三个大一级的弧形构造带，即东部属东南沿海  
隆起带，中部属建阳—龙岩陷带，西部属武夷山脉隆起带。但根据花岗岩、沉积岩、喷发  
岩的分布以及断裂构造等情况，又可在这三个带内进一步分出七个次一级的弧形构造带，它  
们由东向西为：沿海隆起带，福鼎—平和拗陷带，福安—南靖隆起带，屏南—龙岩拗陷带，  
建阳—上杭隆起带，崇安—连城拗陷带，光泽—建宁隆起带。福建的北西向构造，以莆田—  
将乐一线为界，分属于北隆南拗的两大弧形构造带。在此基础上，由北而南亦可进一步划出  
九个次一级的弧形构造带，即浦城—霞浦隆起带，政和—宁德拗陷带，建瓯—连江隆起带，  
邵武—福清拗陷带，泰宁—莆田隆起带，清流—泉州拗陷带，宁化—厦门隆起带，长汀—龙  
海拗陷带，武平—云霄隆起带（潘廊祥、林永生，1982）。

又如，西南日本弧和东北日本弧虽然沿系鱼川—田子之浦构造线有明显的错动，但二者  
之间在构造上的彼此对应关系，就整体而言，也反映出了弧形构造的上述特征，即构造带不  
但都呈弧形展布，而且都按隆拗相间的规律平行排列（图14）。

\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_

① 阿留申弧形构造系，实际上具有向洋和向南双重性质。但在向南弧形构造系统中，它的规模远不如欧亚、东亚和北  
美诸弧形构造系来得大，因此，为叙述方便起见，我们把它归入向洋弧形构造系。

图13 全球最大一级弧形构造系简图图例：1—向南弧形构造系；2—向洋弧形构造系I—欧亚弧形构造系；Ⅱ—东亚弧形构造系；Ⅲ—北美弧形构造系。1—千岛弧形构造系； 2—日本弧形构造系； 3—琉球弧形构造系； 4—马里亚纳弧形构造系；5—加利福尼亚弧形构造系；6—旧金山弧形构造系；7—夏洛特弧形构造系；8—阿留申弧形构造系

图14 西南日本弧和东北日本弧的构造带  
（据立岩巖，1979）A—中央构造线；B—系鱼川—田子之浦构造线；C—相模湾构造线；D—“板块”边界。  
1、2—黑潮古陆；3—轴部背斜带；4—濑户内沉降带；5—（日  
本）中国隆起带；6—“绿色凝灰岩”带；1'—轴部背斜带；2'—东  
北沉降带；3'—阿武限—北上隆起带；4'—“绿色凝灰岩”带

从某种意义上说，所谓新华夏系的三条隆起褶皱带和三条沉降带，也可以大略地看作  
是同一弧形构造系内的三条隆相间排列的弧形构造带。

同样的例子还见诸黄东海及其邻区的地质构造。那里，北北东以至北东向的构造大致分  
属于北黄海—胶辽隆起带、南黄海—苏北沉降带、福建—岭南隆起带、东海沉降带、东海陆  
架边缘隆起带、冲绳海槽张裂带和琉球岛弧—海沟系等七个相间排列的隆起带和沉降带（金  
翔龙、喻普之，1982）。

（2）如同水波由中心向四周传播时，外圈的周长总比内圈来得长，而且相邻的两圈之  
间间隔（即波长）大致相等的情形一样，在同一弧形构造系内，从平面上看，同次又同级的弧  
形构造，不但延伸的长度一般从内弧向外弧依次由短变长，而且相邻的同类构造还具有近等  
间距性。这在亚洲大陆东部表现得尤为突出。那里，构造带有着明显的南长北短、东长西短的特点，如新华夏系的三条隆起褶皱带和三条沉降带的展布范围，就表现为西部较短，东部  
较长。而秦岭构造带所包含的北秦岭、中秦岭和南秦岭三个褶皱带，所占宽度则近于相等。  
按秦岭现代的盆地一山岭构造地貌来说，在洛南、商县、山阳、汉阴剖面上的半地堑盆地之  
间的距离，也近等值。

（3）因为波的传播是由核心推向外围的，因此，在同一弧形构造系内，从时间上看，  
同次又同级的弧形构造，其生成年代总是从内弧向外弧逐渐变新的。也就是说，构造运动总  
是从内带向外带逐步迁移的。

在亚洲东部，随着地壳波浪的向前推进，构造运动向南和向（太平）洋迁移的现象普遍  
存在。

中国地处以东经110°线为中轴的向南的东亚弧形构造系的中段，这就决定了中国大陆各  
类构造从整体上必然表现为从北到南，由老到新，和从大陆中部向东南及西南发展的特征。  
其中，中国东部，由于构造运动从北西向南东迁移，因而燕山运动最强烈的地方，明显由大  
陆中部迁向大陆南缘和东南沿海地带，而喜山运动则更向南迁往台湾及菲律宾一线，并通过  
加里曼丹、苏门答腊，然后沿孟加拉海的边缘与喜马拉雅构造带相连接。中国大陆，不但构  
造运动有从内带向外带迁移的特征，而且与构造运动关系至为密切的岩浆活动，也有从内带  
向外带，即从中部向东南和西南迁移的现象。如印支期岩浆岩，主要分布在胶东一天目山一  
十万大山一哀牢山一金沙江一可可西里山等一系列向南突出的边缘弧形地带及其内侧，最集  
中的是金沙江以东，巴颜喀拉山以南和龙门山以西的三角地带。燕山运动以来，全国各处几  
乎都有岩浆活动，但活动最为强烈的是印支期向南突出的一系列边缘弧的外侧地带，即鲁东  
沿海一武夷山一云开大山一澜沧江一唐古拉山等一系列边缘弧形地带以南，而且向着弧形突

图15 中生代以来中国大陆侵入岩分布略图  
（据孙殿卿等，1982）1—印支期侵入岩主要分布地带；2—燕山期侵入岩主要分布地带；3—喜山期岩体主  
要分布地带；4—印支期侵入岩主要分布范围南缘；5—燕山期侵入岩主要分布范围南缘

出的方向，岩浆活动越来越强，时代也愈来愈新（图15）。这说明，不同时期大规模侵入岩  
的分布，也是步步南迁，越来越新的。而且伴随着这种迁移，岩浆在化学成分上还相应发生  
变化。此外，虽然中国火山岩的分布比较散漫，但它们集中出现的部位，除个别地方外，也  
有时代越新越向大陆东部和南部边缘迁移的趋势。

新华夏系的三对走向北北东的大型隆起带和沉降带，由西向东，成生的时代也一个比一  
个新。最西面的第一沉降带发育最早，陕甘宁盆地从三叠纪初已具雏形，上三叠统分布最  
广，侏罗纪时开始收缩，上白垩统全部缺失。四川内部盆地于三叠纪末期开始形成，侏罗纪  
分布最广，早白垩世末基本结束。第二沉降带比第一沉降带形成要晚，当晚侏罗世陕甘宁盆  
地收缩时，东北平原沉积加剧，白垩世沉积范围加大。第三纪时期，东北平原和华北平原都  
有大量的堆积。当早白垩世四川盆地上升即将结束盆地历史时，江汉盆地又开始发育，至晚  
白垩世时沉积范围最大。第三沉降带形成的时间最晚，它于晚第三纪早期形成。可见，盆地  
的沉积从西向东和从北向南由老变新的趋势相当明显。

青藏高原中生代以来的强烈构造运动同样有着从北向南迁移的趋势（表一）。高原北

表一 青藏高原中生代以来主要地层不整合和岩浆活动简表

（据 孙殿卿等，1982）

部，巴颜喀喇构造带于三叠纪晚期发生褶皱，侵入体以印支期为主，花岗岩、伟晶岩的 K-Ar  
法年龄在 180～210 百万年。这个带南面的唐古拉构造带，中侏罗世之后发生褶皱，中酸  
性侵入岩的 K-Ar 法年龄多在 140～180 百万年。再往南，冈底斯-念青唐古拉构造带，白  
垩纪末发生造山运动，有大量燕山晚期-喜山期中酸性岩浆相继侵入，拉萨花岗岩 K-Ar 法  
年龄在 75～82 百万年之间。最南面的喜马拉雅构造带，有喜山期中酸性岩和基性、超基性岩  
侵入，雅鲁藏布江以南花岗岩 K-Ar 法年龄仅为 10～20 百万年。

平良（Taira，1975，1976） 曾经指出，根据台湾、琉球和日本沿岸珊瑚与软体动物的  
C¹⁴ 年龄测定，说明这些地区在全新世时有一有规律的垂直的地壳运动，地壳翘曲呈波状，  
就像一宽的正弦曲线，波高约200米，波长约760公里，此波以每年约114米的速度向南移动。  
在我国的台湾，这样的地壳上隆位置在大约 3,500 年内向南移动了 380 公里。这一发现，不仅  
说明了地壳波状运动的客观存在，而且证实了该地区波状运动迁移的方向。

在欧洲，早古生代地槽处在北欧地台南缘，晚古生代向南迁移形成莱因海西地槽，中生  
代所谓的泰提斯地槽在晚古生代地槽南侧形成，第三纪在现代地中海形成新的陷落。构造运  
动向南迁移的现象同样十分明显。

在美洲，北美基瓦丁群火山岩（年龄为 27.5 亿年）已同北美西部岛弧系有显著的亲缘关  
系（Engel，1964），这说明北美弧形构造系可能早在太古代就已粗具轮廓，尔后，经过古  
生代及其以后时期的地壳变动，逐步向外围迁移，直至新生代才抵达今天岛弧的位置。

弧形构造系内，构造运动从内带向外带逐步迁移的现象，是大陆地壳运动的重要特征之  
一。

必须指出的是，弧形构造系内，构造运动从内带向外带的迁移，同时还伴随着能量和部  
分参与运动的物质的同向迁移。由于能量的迁移，在同一弧形构造系内，同次又同级的弧形  
构造，不但其年龄从内带向外带依次由老变新，而且各弧形构造带的能级也从内带向外带逐  
渐由小变大。因此，愈向外侧，近期构造变动愈剧烈，构造强度愈大，岩浆活动愈频繁，相  
应地，变质作用也愈强烈。Himalaya—阿尔卑斯构造带和环 Pacific 构造带，正是因为分别处  
在大陆地壳向南和向 Pacific 洋波状运动的最前锋，所以又都是全球最大一级的高能带。而  
部分参与运动的物质随构造运动从内带迁往外带，则为地球上的现代造山带和岛弧及边缘海  
的形成创造了必要的条件（这在第六、七章中还要讲到）。

（4）因为波的传播是由核心推向外围的，所以，在同一弧形构造系内，不但构造运动  
有从内带向外带迁移的现象，而且，在地壳表层，各弧形构造带在断面上的波形，也必然是  
陡坡朝向外带，即朝向构造运动迁移方向的非对称波。也就是说，在同一弧形构造系内，各  
隆起带总是朝向外带的前坡较陡，而朝向内带的后坡较缓，各陷带则是邻近内带的后坡较  
陡，而邻近外带的前坡较缓。或者说，褶皱轴面总是向内弧方向倾伏的。

以新华夏系为例，在它的三对走向北北东的隆起带和沉降带内，隆起带的剖面形态都是  
东陡西缓，沉降带的剖面形态则一律是东缓西陡，它们接连起来即构成典型的前进波形，而  
且是由西北向东南从中国大陆的中部推向 Pacific。

同样，与大陆地壳波状运动紧密相关的一系列断块，其倾斜方向也明显具有与其所处的  
弧形构造部位相一致的前坡陡、后坡缓的特征。鄂尔多斯高原及华北平原的石油物探和钻探  
就发现，华北平原下面埋藏着一系列东翘西倾的半地垒和半地堑地块，以及其中的许多次一  
级的半地垒—半地堑地块，而且这些地块在整体上就像一个接一个的东端稍为掀起的阶梯。

类似的情形在亚洲大陆东部到处可见。

阿尔丹地块东濒鄂霍茨克海，临海一侧以朱格朱尔山脉为界，为一北东向的陡倾面，整  
个地块向西北方向倾斜，其平缓的斜面形成辽阔的阿尔丹高原。

蒙古地块在地形上与阿尔丹地块相类似，以具北东向的大兴安岭为界，陡倾面东临东北  
平原，向西北方向倾斜的平缓面形成广阔的蒙古高原。

朝鲜—辽宁地块以具北东向的妙香山脉为界，陡倾面濒临日本海，平缓的斜面向西北漫  
延构成东北东部山地，越过黑龙江河谷，在西伯利亚地区形成具有北东方向的次拉拿及布列英斯基两座山脉，热河山地东部和辽东半岛、渤海海峡以及山东半岛可能均属此地块。

锡霍特一阿林地块以具北东向的锡霍特一阿林山脉为界，并向北西方向倾斜，陡倾面亦濒临日本海。

由华南沿岸的闽浙山地构成的闽浙地块，亦为一以北东向构造线为边界的掀动地块，其陡倾面也朝向东南。

另外，地处向洋的马里亚纳弧形构造系东北翼的朝鲜地块，由于以北西向的太白山脉为界，陡倾面明显向北东倾向日本海，因而其平缓的倾斜面向南西越过黄海海岸线往远方伸展。同样，处于向洋的琉球弧形构造系东北翼的小兴安岭地块，亦以北北西向的小兴安岭为界向南西方向倾斜，其陡倾面也倾向北东。

所以，立岩巖（1979）说：“断块的倾斜方向是有规律的。具华夏方向（即北东向）的断块本身向北西倾斜，而在东南方向出现陡坡；具朝鲜方向（即北西向）的断块本身则向南西倾斜，而在东北方向出现陡坡。”

（5）因为弧形构造是大陆地壳波状运动的产物，而大陆地壳的波状运动会引起水进和水退，所以，在弧形构造系内，往往会形成许多有规律排列的沉积岩体或沉积岩尖灭带，它们在剖面上互相斜列错迭，在平面上平行成带，且常有近似的形态和规模。

（6）因为弧形构造系是由大规模的“应力波”以一定的构造部位为核心在大陆地壳内的定向传播造成的，所以，伴随着大陆地壳波状运动发育的一系列断层，必然具有与波的定向传播性质相一致的特征。

在同一弧形构造系内，平行于弧形构造线发育的断层，从剖面上看，其断层面总是向内弧方向倾伏的。因为大陆地壳波状运动的波形是由核心部位指向外围的非对称的前进波，所以，随着波状运动的向前推进和地壳硬化程度的增高，不但这种前进波的陡坡将愈来愈陡，而且最后将发生剪切断裂，从而造成一系列向后方（即向弧形构造系的核心方向）倾伏的断裂带。每一条这样的断裂带，都具有仰冲的性质，特别是当断裂带的走向与弧形构造系的中轴线走向相垂直的时候，其仰冲的状况更加典型。如果它位于洋陆交界处，则即为贝尼奥夫带。

由于大陆地壳的波状运动是由北向南、由陆向（太平）洋推进的，因此，一般地说，与弧形构造线平行的断裂带，其断裂面总是向北和（由太平洋）向陆倾伏的。如青藏高原的弧形构造带，不但构造发生的年代由北向南依次变新，而且倒转褶皱和逆冲断层相当典型，这里，褶皱轴面与断层面都向北倾伏，构造带一个接一个自北往南推覆，呈标准的叠瓦状排列（图16）。同样的例子也见诸地震发生时断层面两侧地层错动的方向。根据国家地震局物探

图16 青藏高原的叠瓦状构造示意图（据李春昱：1979）

队的人工地震测深资料，发现在唐山大震极震区下方的康氏面和莫氏面都存在着 明显 的断裂，而且西侧相对上升，东侧相对下降，落差约为 4～5 公里（图17）。

图17唐山极震区附近地震测深剖面（据国家地震局物探队，1976）

在同一弧形构造系内，由于沿代表主应力波传播方向的中轴线一带，波状运动的幅度通常要比两翼来得大，因此，从平面上看，平行于弧形构造线发育的平推断层，一般总是以内弧一侧推向弧顶方向，而外弧一侧则相对向后滑动，即以中轴线为界，左翼为左旋，右翼为右旋（图18）。即使是同一断层，也会以中轴线为界，两翼分别产生不同方向的错动。

图18平行于弧形构造线发育的平推断层活动方向示意图

例如，在东经110°线以东的中国东部地区，北北东、北东、北东东向的断层，通常都具左旋性质，而在东经110°线以西的中国西部地区，北北西、北西、北西西向的断层，一般都以右旋为特征。而作为同一断层的西南日本弧中央构造线，以穿过纪伊半岛铃鹿山脉地带的主压应力轴为界，西半部也明显表现为右旋，东半部则以左旋占优势。

除这些地区外，推断或已证实的具有上述平推性质断层的著名地带还有：发育有喜马拉雅、喀喇昆仑、兴都库什等弧状山脉的印度北缘地带（Molnar等，1975），东南亚大 巽他群岛地带（Suensilpong等，1978），菲律宾、苏拉威西、哈马黑拉地带（Martin，1972），从北美西岸向南经尤卡坦半岛至大安的列斯群岛的地带（Hess等，1953；Mason等，1953；Allen等，1972），阿拉斯加东南部沿岸地带（Ovenshine等，1972；Richter等，1971），以及伊豆一小笠原一马里亚纳岛弧地带和从加勒比海东缘岛弧（小安的列斯群岛）至南美北部的地带（立岩巖，1981）等。

同样，在同一弧形构造系内，由于沿中轴线一带，波状运动的幅度通常要比两翼来得大，因此，从平面上看，具有平推性质的横切断层的活动，一般也是左翼以左旋为主，右翼以右旋为主。

关于具平推因素的横切断层的存在，首先为苏联学者格尼比登科（Gnibidenko，1971）对千岛岛弧的研究所证实。千岛岛弧和琉球岛弧的岛与岛之间都明显分离，那里的海底地形在岛弧的横切方向上呈峡谷状，为具平推因素的横切断层，且两翼错动方向相反。立岩巖（1981）认为，从伊豆一小笠原一马里亚纳岛弧系列的海底地形与其中各小岛的分布等情况推测，该岛弧也可能有类似千岛弧和琉球弧（有田，1954；小西，1965）那种具平推因素的横切断层存在（图19）。

图19 西北太平洋岛弧的横切断层

但是，由于以不同构造部位为起点的应力波在传播过程中的相互影响，以及在应力波波及范围内的岩体力学性质和边界条件的制约，在同一弧形构造系内，随着大陆地壳波状运动的发展，各弧形构造带之间并不都是、更非始终表现为挤压关系。德田贞一（1926～1927）等通过一系列实验证明，某区一旦由于压力构造作用形成特有的褶皱构造带时，那么，在相邻区域（具体地说，是在导致褶皱构造即侧压力来源一侧的相邻区域）必然产生张力场。朝鲜在中生代中期，直至中侏罗世（大同系形成期）为止，主要处在压应力场状态下，到处形成显著的褶皱，但其后却又变为以张应力场为主。这种情况，势必影响到伴随地壳波状运动发育的断裂构造的活动。挤压会造成褶皱和逆断层，拉张自然会产生正断层以及与正断层有关的特殊构造——地垒和地堑。就同一断裂带来说，不同时期可能也会表现出不同的性质，例如我国东部著名的郯庐断裂带，在元古代与古生代，作为一条重要的平移大断裂，曾经多次变换其平移方向，或为左旋，或为右旋，在中生代侏罗、白垩纪与老第三纪变成以拉开为主，而从第三纪以来，则又转为以挤压兼剪切为主。

（7）因为是应力波在大陆地壳内的定向传播而在地球上部造成一系列类似半个同心圆结构的弧形构造系的，所以，在同一弧形构造系内，以代表主应力波传播方向的中轴线为界，两翼的构造必然具有明显的对称性。

以向南弧形构造系为例，各构造带的走向，在中轴线东翼总是取北东东、北东、北北东向，在中轴线西翼总是取北西西、北西、北北西向，而在中轴线附近，则一般表现为近东西向。中国地处以东经110°线为中轴的东亚弧形构造系的中段，因此，以东经110°线为界，中国东部的构造带以北东、北北东向的华夏系、新华夏系为主，西部以北西、北北西向的西域系与河西系占优势，二者呈现出很好的镜象反映关系，而在东经110°线附近，则多表现为近东西向的构造和近南北向的挤压扭曲构造。

前已述及，在向南的弧形构造系内，构造运动的迁移，在中轴线附近几乎一律都是由北向南推进的，在中轴线东翼主要表现为由轴部向南东方向推进，其西翼则主要表现为由轴部向南西方向推进，而且由于推进的幅度在中轴线附近最大，向两翼逐渐减小，因此，就同一向南弧形构造系而言，不但同次又同级的弧形构造，其年龄会由内弧向外弧逐渐由老变新，而且，处在该向南弧形构造系东翼的不同序次的弧形构造，走向一般会依其年龄的由老变新而由北东东向向北东、北北东向偏转。相反，处在该向南弧形构造系西翼的不同序次的弧形构造，走向则会依其年龄的由老变新，而由北西西向向北西、北北西向偏转。如中国东部的新华夏系的位置不但比华夏系更偏东南，而且其走向也由华夏系的北东向转为北北东向。同样，中国西部的河西系的位置不但比西域系更偏西南，而且其走向也由西域系的北西向转为北北西向。

此外，如前所述，在同一弧形构造系内，以中轴线为界，两翼的弧形构造在断面波形（即褶皱轴面的倾伏方向，或掀斜地块的陡倾面与缓斜面的朝向）、断层面的倾伏方向、平推断层和横推断层的错动方向等方面，也都有着很好的对称关系。

研究还表明，地球上一些大的陷地块，往往也是以中轴线为界，成对地出现在弧形构造系的两翼。如欧亚弧形构造系内的里海低地和土兰低地，东亚弧形构造系内的四川盆地和江汉一洞庭湖平原，以及由巴尔干半岛和小亚细亚半岛组成的弧形构造系内的多瑙河中游平原和黑海低地等。

因此，在大陆地区，在大陆地壳波状运动“覆盖”的区域，对某一局部出露的弧形构造，只要能判定其在弧形构造系中的归属，就有可能按照上述的规律推知其有关的性质，并进而推知其所在的弧形构造系可能具有的种种特征。

（8）在同一弧形构造系内，不但以代表主应力波传播方向的中轴线为界，两翼的构造具有明显的对称性，而且，沿中轴一线，一般也是该弧形构造系内部各种地质现象比较集中的地带。例如，西伯利亚地块、鄂尔多斯地块、海南岛、加里曼丹岛等就自北而南排列在东亚弧形构造系的中轴线上；新地岛与乌拉尔山脉则更是欧亚弧形构造系中轴线的突出标志；而哈得孙湾与密西西比河谷也基本上沿着北美弧形构造系的中轴线伸延。同样，朝鲜半岛也可以看作是日本弧形构造系中轴线的标志之一，菲律宾海的中心盆地断层也大致沿着马里亚纳弧形构造系的中轴线展布，而北冰洋岸边的符兰格尔岛则正处在阿留申弧形构造系的中轴线上。

**第 三 章**

**地 壳 的 镶 嵌 格 局**

**一、 断 裂 网 格**

张文佑等（1978）指出，构造断裂是岩石受力变形到达破裂阶段的产物。在构造应力场  
作用下，岩石受力超过屈服点（比例限），先引起塑性形变，沿着矿物粒间或晶体内部的软  
弱面发生剪切位移滑错，形成吕德氏纹（Luder's Bands），它们呈 X 型共轭交叉网状分布，  
是一种潜势的剪切断裂网络。当变形进一步发展，剪应力超过物质的抗剪强度时，就在吕德  
氏纹的基础上形成一对共轭的X型交叉断裂系。从理论上讲，最大剪应力应与主压应力成 45°  
角，但实际上由于内摩擦的存在，  
两组剪裂面的交角常以小于90°的  
锐角方向指向挤压方向，这在材料  
力学里叫做哈特曼（Haartman）  
定律。断裂的进一步发展恒牵就两  
组X型交叉剪裂面进行，当岩石再  
受力而出现局部引张条件时，便在  
垂直主张应力方向上，交替沿用先  
成的两组剪裂面而形成锯齿状的张  
性断裂（图 20）。

图20 泥巴模拟实验挤压后所表现的 X 型破裂网络  
并牵就 X 型剪切面呈锯齿状张性破裂  
（据张文佑等，1978）

地球表面存在着各种不同方向的挤压应力场，因而也就可能存在着各种不同交叉方向的  
断裂网格。

在前面两章中，我们已经谈到，地球表面始终存在着自北而南的定向的力的作用，而且  
正是在这种力的作用下，地表的大陆物质才能从地球的北端向其南端运动。根据上述原理，  
这种长期的自北而南的力的作用，必然会在地球表面造成一系列 X 形共轭交叉的网状断裂，  
即X型断裂网格，而且对应的两组断裂与南北向压应力的夹角一般相等，两组断裂之间多以  
小于90°的锐角指向南北。

众所周知，地球是绕轴旋转的，在旋转力的作用下，其表面也会产生轴向挤压，这也难免会在地球表面上，造成类似自北向南的力的作用所造成的 X 型断裂网格。

地表的应力状况，除南北向的挤压作用外，随着海陆的演化，还会不断出现新的挤压方式，因而，网格式断裂也会相应出现新的交叉方向。

正如本书第二章所指出的那样，地表的大陆物质自北往南的运动，并不是这些物质在地球表面唯一的运动方式。在太平洋中部洋底大规模陷落发生之后，环太平洋大陆还会发生向太平洋中心的运动。这实际上是在地球表面总的自北向南挤压的背景上，叠加了一个由太平洋周围向太平洋中心的挤压系统。这一挤压系统，不可避免地也会造成与其应力作用相适应的断裂网格，而这种断裂网格，无论其长轴或短轴，都不一定再指向南北。

即使在南北向或由太平洋周围向太平洋中心的挤压系统中，大陆地壳内部的应力状况也不是时时处处相同的。因此，由其造成的断裂网格也不可能是完全一样的。在第二章中，我们已经提到，在大陆物质固结之后，大陆地壳自北而南的运动，并不完全表现为陆块的整体运动，而且还表现为由北向南推进的波状运动。同样，环太平洋大陆向太平洋中部的侧向位移，也会在太平洋周围造成一系列弧顶指向太平洋中心的弧形的隆起带与陷带。张文佑等曾多次指出，由于大陆地壳具有巨大的厚度与多层结构，因此在受力的情况下往往会发生层间滑动。这种层间滑动使得隆起与陷处及其上下层位之间具有相反的应力状态，从而也就必然要造成不同的断裂图象。在背斜的中和面（层间滑动面）以上，侧向挤压导生出垂直褶曲轴向的张应力，形成锐角指向与褶曲轴平行的一套X型交叉剪切节理；在背斜的中和面以下，则由原生的侧向挤压形成一套锐角指向与褶曲轴垂直的X型交叉剪切节理。向斜的情况恰与背斜相反，在中和面以上，形成锐角指向与褶曲轴垂直的X型交叉剪切节理，在中和面以下，形成锐角指向与褶曲轴平行的X型交叉剪切节理。这就是说，当地表受到同一的水平方向的挤压作用而造成隆起与陷时，在同一地壳层次上，在互相平行的隆起与物陷处所产生的断裂网格，其长轴的指向是互相垂直的，而且在垂向上，地壳的上部断裂与深部断裂之间，也存在着垂直交叉的关系。这些情况，自然还会随着大陆地壳的波状起伏变动而发生反复交替。同样，由于地球自转而造成的断裂网格，其图象也会随着地球自转速率的变化而变化。在地球自转速率加快或变慢时，可产生挤压带与张裂带的交替，一些斜向剪切断裂网格在自转加速时，锐角对着南北，而减速时锐角对着东西（刘和甫等，1980）。

此外，由于地壳在结构、硬化程度和受力等方面的其他横向不均匀性，也会使地表的不同部位具有不同的应力状态，这也难免会在地表造成一系列不同型式的断裂网格。

但是，无论是由太平洋周围向太平洋中心挤压的力，还是伴随大陆地壳波状运动而出现的地壳的不同隆部位和不同层位之间的不同应力，以及由其他横向不均一因素引起的力，都是区域性的，并都只是在一定时间范围内起作用的。由地球自转产生的轴向挤压力，虽然影响的面可能较大，但其强度毕竟是有限的，而由地球自转速率变化引起的地表应力状况的变化，时间更是短暂的。在地球表面所有横向挤压应力系统中，只有造成地表海陆差异的自北而南的力，不但是全球性的，而且是自地球形成初期直至今日始终都在起作用的、最为强大的力，因此，它无疑是最重要的和占主导地位的。自然，由这种力的作用所造成的断裂网格，也必是地球上部最重要的和占主导地位的断裂型式。地球自转产生的轴向挤压，则加强了自北而南的力的作用，从而也就促进了前者造成的断裂网格的发育。

由于自北而南的力的作用是全球性的，因此，它在地球表面造成的X型断裂网格也是全球性的。

由于自北而南的力的作用是从地球形成初期直至今日始终存在的，因此，在漫长的地质年代里，由南北向挤压造成的断裂网格在走向上有着很好的稳定性，即裂隙方向在不同时代的岩系中保持稳定，它既与划分岩系的间断时间无关，又与岩石的成分无关。

由于深大断裂和巨型断裂形成时，最有意义的并对断裂带规模起决定作用的因素是应力作用的持久性和长期性，而不是应力的绝对值大小（C.И.LLIepMaH，1977），而且，越是大的断裂带，断裂的排列越稀（Чебаненко，1974），因此，在长期的南北向挤压应力作用下造成的深大断裂或巨型断裂网格，必然是地球上部规模最大、排列最稀，同时下切最深的断裂系统。

由于 X 型断裂网格是岩体在受力的情况下最先出现的破裂形式，而且断裂愈长则愈老（Шерман，1977），因此，那些埋藏最深、延伸最远的巨大的断裂系统，通常应该就是地球上部最为古老的断裂网格。

由于地表构造发育的继承性首先反映在断裂上，即后来的各种构造活化作用，不管引起它发生的构造力的性质如何，都会沿地壳上部已有的断裂发生活动，而且只有当已有的断裂网络完全不能促进应力的释放时，才有可能产生新方向的断裂，同时，一条断裂在地球表层构造变化与地质演化中所能起的作用，主要决定于它所切割的深度，而断裂在平面上的延伸与影响范围，一般也都与它的深度成正比（张文佑等，1978），因此，那些由南北向挤压造成的古老的深大断裂和巨型断裂，必然长期控制着地球表面地质构造的发展。

事实上，美国地质学家霍布斯（W.H.Hobbs）根据地形与地质构造的研究，早在 1911年就已指出，地球表面的断裂带与其他“线状构造”有着统一的型式和大致相似的方向，并认为：“这表明，地球的整个外壳很可能具有某种统一的应力、应变条件”。

大约在三十年代末，四十年代初，著名的瑞士地质学家森德尔（R.A.Sonder）主要根据欧洲的资料，对霍布斯早年提出的线状构造作了更仔细的分析。他认为，斜向的线状构造比径向与纬向的线状构造更为重要，并划分出了三套六组斜向线状构造（NNE，NNW，NE，NW，NEE，NWW），同时推论了这些构造在地球上的普遍意义。稍后，德国的克卢斯（Cloos）把线状构造与块状构造联系起来，提出了基底断块的概念，并指出这些基底断块有着极为古老的历史，长期控制着所在地区的地质构造发展。

张文佑等经过长期的研究，也指出，在世界各地的前寒武纪古老地块上普遍可以见到的绿岩带（年龄约为 30～25 亿年，主要由变质的基性到中酸性火山岩流火成碎屑岩以及主要是火山成因的杂砂岩、泥质板岩等所组成），可能代表着我们今天所能找到的最古老的地球行星断裂网格，其方向主要有两套：NNE、NNW 与 NEE、NWW，牵就前者形成近南北向构造，牵就后者形成近东西向构造（图 21）。

图21 地球表面的断裂网格（据 J.D.Moody，张文佑等）

同样，中国地壳的破裂系统，也明显具有上述的网格特征（图22）。

张文佑等还指出，不仅地球表面遍布着 X 型断裂网格，而且，在月球和火星表面，类似的断裂网格也屡见不鲜（图23）。

图22 中国地壳现代破裂网络示意图（据丁国瑜等，1979）1—主要断裂；2—地壳现代破裂网络

图23 火星表面的断裂网格（据 J.F. Mccauley，张文佑等）

格拉切夫（А.Ф.Грачев, 1977）在详细分析了世界裂谷系中断裂走向的规律性后，也得出类似的结论。

近贝加尔地区，裂隙有三个主要方向：北西338°（50%），北东29°（15%），北东东78°（35%），居主导地位的是北西和北东东方向。

库苏泊以东地区的线性构造的特征是只有两个裂隙系：北西318°（33%）和北东25°（67%）。

在滨贝加尔的西南部，断裂有三组方向：北西向（萨彦式）、北东向（贝加尔式）和东西向（通金式）。

在察尔裂谷，所有的岩石（晚第四纪玄武岩除外）都具有走向为北西和北东的两组表现明显的裂隙系。

在东非裂谷带中，裂隙、断裂破坏和线性构造的主导方向是北西和北东向，它们在许多地区（例如在北坦桑尼亚）形成了独特的图象，用米拉诺夫斯基（E.E.Милановский）的话说，类似于棋盘上的方格。这样的线性构造图象，在阿法尔三角地区也可以看到，在那里，占主导地位的走向还是北东向和北西向。

哈斯特（N.Hast）对赞比亚岩石应力的测定发现，主要水平应力的方向在160米深处是北西307°和北东37°，而在400米深处是北西310°和北东40°。这表明，该处的两组裂隙，同样具北东和北西走向。

不仅如此，在贝加尔裂谷带和莫玛裂谷带中，各种不同年龄和不同物质成分的岩石还具有相近的裂隙方向。察尔裂谷从早元古代花岗岩类到中第四纪的玄武岩，都稳定地保持北西和北东两组裂隙方向，其偏差不超过10°；乌多坎山的元古代花岗岩及覆于其上的中第四纪玄武岩，也都具有定向裂隙，两者仅差2～3°。同样，在东非裂谷中，裂隙的很多主要方向在太古代以后的整个阶段一直很稳定是其发育的特点。在R·马斯关于莱茵地堑的著作中，更是着重指出了断裂是沿着基底中早已存在的裂隙发展起来的。类似的规律也是古裂谷带的特征。例如俄罗斯地台的台沟，破坏作用形成了两组极为明显的与基底中裂隙走向一致的北东和北西向断裂。此外，研究现代地震发现，地震时形成的裂隙不会在基岩中形成新的方向，而是继承了原先已存在的裂隙方向，甚至在土壤覆盖层中所产生的地震裂隙或破裂，其方向同样和基岩中裂隙的方向相一致。

综上所述，只能得出这样一个结论：地球表面遍布着X形共轭交叉的网状断裂。地球的原始行星断裂网格产生于地球地质发展的最初阶段。规模最大、下切最深的断裂网格，其断裂交叉的方向主要取决于自北而南的力的作用。由于这种力的长期存在，相应的断裂网格才得以长期保持稳定。这种稳定性反过来又控制着地壳的应力场，从而使这些应力以有规律的定向错动得以表现，这就是断裂破坏的继承性。

**二、 镶嵌断块与镶嵌地块**

布鲁克（B.B.Brock, 1956）、威克斯（L.G.Weeks, 1959）、裴伟（A.B.Пейве, 1960）、哈因（В.Е.Хаин, 1960）、别洛乌索夫（1961）等都提出过地壳构造的镶嵌形式，但他们所指的多是某些地区性的构造表现，或者如谢音曼（Ю.М.Шейнман）那样，认为地壳象“巨大角砾”，由许多大小地块杂乱无章地镶嵌在一起。

板块构造论者实际上也是把地球表面看作是由若干巨大的岩石圈板块镶嵌而成的，但他们同样认为，不仅“板块”本身是不规则的，而且它们的拼合（即镶嵌）的方式也是不规则的。

六十年代初，张伯声等明确提出：镶嵌构造，是地壳中不同系统、不同规模的构造带、断裂带、断层、节理等把地壳分成一级套一级排列有序的、大大小小的地块，并又把它们结合起来的地质构造。他们认为，地壳的镶嵌是有规律的，其空间展布、运动变化都好象是几个系统的波浪的相互交织。而地壳的这种波浪状镶嵌构造，是地球以收缩为主要趋势的脉动以及由此而导致的自转速度变化所造成的综合效应。

我们认为，地壳构造的镶嵌形式不但是客观存在的，而且是遍及整个地球表面的。地球上部，由于存在着不同类型、不同规模的线性构造，它们把地壳分割成不同系统、不同等级的块体，以致从平面上看，地表就象是由这些地壳块体按一定规律镶嵌而成的。所有的镶嵌构造，不外两种类型：一种是 X 型共轭交叉网状断裂发育的结果，一种则是不同的弧形构造系交错、叠加的产物。前者的基本单元是镶嵌断块，后者的基本单元是镶嵌地块。无论就镶嵌断块或镶嵌地块本身的块体形状而言，还是就其镶嵌的方式而言，一般都是规则的，其具体式样取决于这些断块或地块在断裂网格和弧形构造中所处的地位。也就是说，镶嵌构造的性质，归根到底，取决于自北而南和由太平洋周围向太平洋中心的力的作用。

由于地球上部存在着各种不同交叉方向的断裂网格，因此也就必然存在着各种不同形状和不同排列方式的镶嵌断块。但是，我们前面已经谈到，在所有这些不同交叉方向的断裂网格中，最重要的和占主导地位的，是由南北向挤压造成的长轴或短轴指向两极的断裂网格，它们不但规模大、下切深、时代老，而且是所有断裂型式中最稳定和最具控制意义的断裂型式，因此，由这些断裂所分割的，或者说由这些断裂所围限的镶嵌断块，也必是地壳内最重要的和占主导地位的断块，它们或者成菱形，或者近方形，一般构成全球最大一级的“基底”断块。在这些“基底”断块之上，随着应力在地壳中的传递，还可继续发育次一级、再次一级、更次一级……的断块，这就是不同级别的镶嵌断块。这些属于不同层次的地壳块体，在地球构造应力场的作用下，沿着块体两侧的断面可发生块断错动与离合，沿着块体顶底近于水平的构造层面，则可发生层间滑动。后生的、级别较低的镶嵌断块，往往会破坏和改造先存的、级别较高的镶嵌断块，但它们又常受先存的、级别较高的镶嵌断块的影响和制约，尤其是镶嵌断块间的相对运动，对于其上覆岩层的建造发育与构造变形的制约作用更为明显，盖层的沉积盆地边界、厚度，沉积建造类型、岩相分布，以及后期的褶皱、断裂变形、岩浆活动、变质作用等，都与其下伏断块的形状、断块边界的深度、活动方式、活动强度、基底的软硬性质等密切相关。

由弧形构造系叠加而成的镶嵌地块，要比由网状断裂发育而成的镶嵌断块来得复杂。

如前所述，每一弧形构造系均由一系列不同级别、不同序次的，隆、拗陷相间的弧形构造带及其间的弧形断裂带所组成，因此，不同的弧形构造系交错、叠加，必然会造成许许多多不同等级、不同性质，并呈网格式排列的叠加地块，这就是镶嵌地块。由于叠加情况的不同，这种镶嵌地块基本上可分为三大类，即：隆隆相叠地块、隆拗陷相叠地块和拗陷相叠地块。它们一般都具菱形或鱼鳞形（图 24）。在隆起带与隆起带相叠的地方，镶嵌地块往往更加隆起；在拗陷带与拗陷带相叠的地方，镶嵌地块往往更加拗陷；在隆起带与拗陷带相叠的地方，则有各种不同的过渡情况。

我们在第二章中提到的亚洲大陆东部的阿尔丹地块、蒙古地块、朝鲜一辽宁地块、锡霍特一阿林地块、闽浙地块、朝鲜地块等，就属于这种镶嵌地块。

中国位于东亚弧形构造系的中段，其西端是欧亚和东亚两大向南弧形构造系前锋的交会处，其东部和北部部分地区，被千岛、日本、琉球和马里亚纳四个向洋弧形构造系所叠加。中国在弧形构造中所处的这种位置，决定了中国的镶嵌地块必然十分发育。在西部，由于欧亚弧形构造系与东亚弧形构造系相交，那里的镶嵌地块多表现为巨大的菱形块体；在东部，由于受四个向洋弧形构造系的叠加，属于东亚向南弧形构造系东翼的北东向构造遭到了强烈的切割，因此，那里不但镶嵌地块的数量较多，而且类型复杂（图25）。

图24 三种类型镶嵌地块形成示意图1 一 隆隆相叠地块；2 一 相叠地块；3 一 隆物相叠地块

然而，正如我们在上一章中所讲到的那样，在同一弧形构造系内，不同序次的弧形构造 具有不同的走向，而所有的弧形构造系，又都是大陆地壳在漫长的地质时期里经多次波状运 动逐渐形成的，它们毫无例外地都包含着多级次的弧形构造。也就是说，就每一弧形构造系 而言，其内部的弧形构造，都具有多组走向。因此，即便只是两个弧形构造系相叠加，它们

图25 中国及其邻近地区弧形构造和镶嵌地块略图

所造成的镶嵌地块也是多种多样的。

例如，福建地处东亚向南弧形构造系东翼靠近前锋的地带与琉球向洋弧形构造系西翼前锋的交会处，其境内的弧形构造明显以北东向为主，北西向次之。但是，福建的北东向弧形构造，并不都具标准的北东—南西走向。研究表明，它至少包含北73°东、北62°东、北51°东、北38°东、北22°东、北10°东等八组构造。同样，福建的北西向弧形构造，也不都具标准的北西—南东走向，它至少包含北20°西和北40°西等五组不同走向的构造。正是这两部分不同走向的弧形构造相互交织、叠加，决定了福建的镶嵌地块比单纯由北东、北西向构造交叉造成的镶嵌地块具有复杂得多的面貌（图26）。

图26 福建的弧形构造与镶嵌地块简图

必须指出，福建北东向的弧形构造和北西向的弧形构造，虽然各自都包含有几组不同走向的弧形构造，但在这两部分构造内部，不同走向的弧形构造之间的相互关系，却是各不相同的。

福建的北东向弧形构造，是东亚弧形构造系东翼构造的一部分，它所包含的几组不同走向的弧形构造，实际上是东亚弧形构造系在向南推进的过程中，由不同时期的波状运动造成的不同序次的弧形构造在该处的具体表现。我们知道，处在向南弧形构造系东翼的不同序次的弧形构造，走向一般依其年龄的由老变新而由北东东向向北东、北北东向偏转。因此，福建的北东向弧形构造，其年龄也明显由北73°东向北62°东、北51°东、北38°东、北22°东、北10°东依次由老变新。所谓福建的南北向构造，除一部分属网状断裂外，大部分都由 东亚弧形构造系东翼的北北东向弧形构造继续向南北向偏转所造成，或者说，都属于东亚弧形构造系东翼的构造运动在造成上述六组北东向构造之后所造成的一组更新的弧形构造的一部分（图27），它们实质上就是以台湾—菲律宾为前沿的一组弧形构造在福建的反映。所

图27 福建的北东向弧形构造随着年龄的由老变新逐渐由北东东向向北东、北北东，直至南北向偏转示意图

以，从根本上讲，这组南北向构造也应划归北东向构造的范畴。

福建的北西向弧形构造，是琉球弧形构造系西翼构造的一部分，它所包含的几组不同走向的弧形构造，实际上是琉球弧形构造系在向太平洋中心推进的过程中，由不同时期的波状运动造成的不同序次的弧形构造在该处的具体表现。按理说，其走向应该随年龄的由老变新依次由北西西向向北西、北北西向偏转的，但由于台湾岛的存在（它既是东亚和琉球两大弧形构造系最前锋相交会的产物，又是对二者起铆定作用的“铆钉”），琉球弧形构造系的最前锋在抵达台湾岛的北部之后，其继续由北西向南东的推进，势必会在台湾岛的两侧产生明显的差异运动，这种差异运动，一方面在台湾岛的东侧造成了一系列右旋的剪切断层，另一方面又在台湾岛的西侧使得北西向的弧形构造逐渐由北北西向向北西、北西西向偏转（图28）。这种情形，与日本富士山两侧的线性构造发育情形相仿佛（参见本书第七章）。

不过，在福建，无论是北东向的弧形构造，还是北西向的弧形构造，一些老的构造经常会在一些新的构造运动的触发下重新活动，而一些新的构造也往往会沿用老的构造而得以发

图28 福建的北西向弧形构造由于受台湾的阻挡而由北北西向向北西、北西西向偏转

育，这些，是需要加以区别的。

此外，还应该注意的是，镶嵌断块与镶嵌地块并不是互不相干的。如前所述，X型断裂网格不但遍布全球，而且是岩体在受力的情况下最先出现的破裂形式。相反，弧形构造却只出现在大陆地壳波状运动波及的地区，并且一般是在构成大陆的物质固结成岩之后才得以发育的。因此，所有的镶嵌地块必然都具有镶嵌断块的背景，而且其边界不可避免地都要受到下伏的X型交叉断裂的控制。而在镶嵌地块的形成过程中，以及它们形成之后，由于区域应力场的作用，镶嵌地块内又会孕育起新的低级别的嵌镶断块。例如，在弧形构造的隆起与拗陷处，及其上下层位之间产生的各种主要与弧形构造特征相一致，而不是与先成的断块特征相一致的区域性断裂网格即是。事实上，在大陆地壳波状运动波及的区域，断裂的网状交织与弧形构造的叠加总是综合地被反映出来的，特别是当断裂的交叉方位同弧形构造的走向基本一致的时候，镶嵌断块与镶嵌地块甚至很难分辨。福建的情形就是这样。那里，由南北向挤压造成的两组断裂大致呈北东和北西走向，而分属于东亚弧形构造系和琉球弧形构造系的两部分弧形构造，基本上也按北东和北西方向延伸。而且，由于福建同时又濒临太平洋，因此，由太平洋周围向太平洋中心的挤压造成的南北向和东西向两组断裂的走向，又往往与北东向及北西向弧形构造在一定时期的偏转角度相吻合（图29）。

正因为镶嵌断块和镶嵌地块都是由两组或多组不同走向的构造交织而成的，所以，尽管镶嵌断块的主要特征是四周被断裂所围限，而镶嵌地块的主要特征则在于叠加，但无论是镶嵌断块还是镶嵌地块，其集合体都具有明显的网格特征，即都具有线性构造与块状构造相结合的网状面貌。因此，我们将镶嵌断块、镶嵌地块及其间的网状断裂，统称为网格构造。这种网格构造中的网线，是地球表面最重要的构造活动带之一，尤其是它们的交会处，构造活动性更加强烈。而不同级别的镶嵌断块与镶嵌地块，则是地壳上相应级次的地质构造的基本单元。最后，必须指出的是，断裂，归根结底是一个构造一物质概念，通常以网格构造的网线面目出现的深大断裂，在经过长期活动之后，往往还会转变为构造层之间或不同时代的褶皱区之间的边缘构造，即从构造变动的分界线转变成了地质体，从而其自身也具有了某种镶嵌的性质。

图29 由航磁、重力推断的福建断裂分布略图(据陈耀安等，1981)1一航磁推断断裂; 2一重力推断断裂; 3一区化综合异常区及异常

**第 四 章**

**洋 底 的 更 新**

大陆和大洋盆地是地球表面两个基本的构造单元。地球自身的物质运动在塑造了地表大陆形象的同时，也就自然地勾画出了世界大洋的基本轮廓。但是，千百年来，人们对地球的探索主要集中在大陆地区，对大洋底部的情形却所知甚少。1872年12月，英国皇家舰只“挑战者”号从朴次茅斯港出发，第一次开始了人类堪察深海的航程。那次探险报告书的编辑主任约翰·默里在研究了已测量出来的种种海洋深度之后，于1904年出版了《海底丘陵》一书，并在1912年发表了一篇论文，首次提出大西洋底有山脉存在的可能性。稍后，挪威探险家弗里特乔夫·南森在试图前往北极途中，在北冰洋与大西洋之间，也发现了一道“高门槛”。接着，海沟、海底高原又陆续被人们所发现。1922年，德国研究船“流星”号，应用回声测深技术，证实了北大西洋底部有一条山脉存在，并一路伸延到南大西洋。近几十年来，特别是第二次世界大战以来，由于航海和军事活动的需要，加上浅海大陆架石油资源勘探和开发的刺激，随着地球物理方法和技术的进步，海洋地质学得到了飞速发展。尤其是“国际地球物理年”（1958～1960）、“上地幔计划”（1961～1971）、“地球动力学计划”（1972～1977）和从1968年开始的“格洛玛·挑战者”号的“深海钻探计划”的实施，今天，人们基本上搞清楚了：大洋底部的面貌，并不比陆地表面来得简单。洋底不但有着象陆地上那样的高山和峡谷，平原与高地，而且还有着大陆表面所见不到的，绵亘几万公里、高出海底数千米的巨大海岭和深达一万米以上的深海沟，以及与这些海岭、海沟呈平行展布的线性磁异常和一系列横切海岭的大规模的平移断裂。同时，通过对深海沉积物的研究，不少人还认为，所有的大洋，都具有异常年青的洋底。

这些洋底的独特面貌是怎样形成的呢？

我们通常所说的海洋与陆地，一般指的是被海水淹没的地球表面和未被海水淹没的地球表面，这与大陆地壳和大洋地壳的含义是根本不同的。海洋与陆地的分界是海岸线。但是；实际上，大陆地壳远不是到海岸线处就终止了的，除了少数地区外，大陆地壳在海面以下都以极为和缓的坡度（一般都不超过一度）依旧向前延伸几十公里甚至几百公里，最大可达千余公里，然后其坡度才显著增大，形成明显的转折。转折处以上的宽阔而平缓的部分，称为大陆架，转折处以下，坡度在1～10°的比较狭窄的斜坡，叫做大陆坡，它的宽度由二十至九十公里不等。大陆坡的底部，才是大陆地壳与大洋地壳的真正分界。过去认为，大陆地壳由花岗岩层和玄武岩层组成，而大洋地壳仅由玄武岩层组成。所谓花岗岩层，以花岗岩为主，含硅和铝较多，密度在2.6～2.7之间，故亦称硅铝层，它构成了大陆地壳的上层；所谓玄武岩层，则以玄武岩为代表，含铁、镁较多，密度在2.9～3.0之间，故亦称硅镁层，它不但构成了整个大洋地壳，而且构成了大陆地壳的下层。大陆地壳与大洋地壳统称为地壳，它与地幔的分界其实就是玄武岩层与上地幔之间的间断面。这一全球性的间断面，1909年为南斯拉夫地震学家莫霍洛维奇（Mohorovicic）在研究巴尔干地震时首先发现，故称莫霍面。花岗岩层与玄武岩层之间的区域性间断面，则为 康拉德（Conrad,1925,1928）和杰弗里斯（Jeffreys，1927）所发现，通常称康拉德面。

但是，实际情况并不这么简单。就玄武岩层而论，大陆地壳花岗岩层之下的玄武岩层，与大洋底部的玄武岩层就很不相同。大陆地区，康拉德面被认为是具6.6～7.2公里/秒界面速度的面，属玄武岩层的顶部。可是，大洋地区，把震速大大低于6.3公里/秒的层都划入了玄武岩层内。近年来，又把大洋玄武岩层分为上、下两层，上层称大洋基底，或称层2，震速一般为4.5～5.8公里/秒，下层称洋壳，或称层3，震速在6.7公里/秒左右。这显然与大陆上花岗岩层之下的玄武岩层无法对比。然而，即使在大陆地壳内，康拉德面的延续性也是很差的。虽然康氏面被认为是具6.6～7.2公里/秒界面速度的面，但震速在6.3～6.7公里/秒范围内的岩体相当厚，有人认为属花岗岩层，有人则认为应属玄武岩层。在一些地区，花岗岩层和玄武岩层并不是以一个面来区分，而是在其间出现了一个“花岗岩”和“玄武岩”的交互带，且其厚度随地而异。

这些事实说明，所谓玄武岩层，不大可能是一个全球连续的地壳层次；即使玄武岩层是全球性的，大陆地壳花岗岩层之下的玄武岩层与大洋底部的玄武岩层也肯定具有不同的成因类型。

前已述及，地球表面本无所谓海陆，后来，只是由于地球内部某些熔融的物质，在一定条件下经北极地区的不同通道来到原始地表，继而又沿今日罗蒙诺索夫海岭的两侧往南流去，并在流动的过程中逐步冷却固结，才形成了最初的大陆。大洋是相对于大陆而存在的。最初的大洋，除北冰洋外，实际上就是底部未被大陆物质覆盖的原始地表。也就是说，大陆与大洋的根本区别，就在于有无“大陆物质”的区别。可能正是因为这种区别，不但决定了大陆地壳与大洋地壳上花岗岩层的存在与否，而且决定了大陆地壳花岗岩层之下的玄武岩层与大洋底部的玄武岩层之间的不连续关系。

根据大陆地壳内不同层次间物质的化学组成及其过渡关系，似乎可以认为，在大陆地壳内，花岗岩层与玄武岩层的形成，可能主要取决于“大陆物质”本身的重力分异和不同成分的物质间的化学分离。所谓“花岗岩层”，是较酸性的成分上浮的结果；所谓“玄武岩层”，则是较基性的成分相对下沉的产物。

大洋玄武岩虽然也是分层的，但由于大洋地区不存在“大陆物质”，因此，就整体而言，它不可能由“大陆物质”的分异形成。

板块构造学说认为，大洋地壳是海底扩张的产物。希曾（B.C.Heezen，1969）曾经绘制过一张理想的海底扩张横断面图（图30）。这张图体现了板块构造学说关于海底扩张的基本设想。即：所有的大洋地壳都是在中洋海岭处以岩墙贯入的方式生成的，后来，由于向两侧扩张，这些岩墙才逐渐到达目前的位置，而且今后还要不断地向更加远离中洋海岭的方向移动。因此，古老的洋盆具有年青的洋底，而且由中洋海岭向两侧逐渐变老。不但中洋海岭处生成的岩石都具有单一的类型，而且整个大洋地壳的岩石类型也应该相当于中洋海岭处所生成的岩石的类型，即一般都应是拉斑玄武岩。同时，正因为大洋中的玄武岩层是由海底扩张形成的，因此每个地质时期的地磁场特征都由玄武岩层如实地记录了下来，故对于中洋海岭，大洋地壳必然具有对称的线形磁异常，同时，以中洋海岭为对称轴的两侧洋底，也应该具有可对比的层位。

图30 理想的海底扩张横断面图（Heezen，1969）

然而，实际资料并不支持这些设想。

谢继哲（1978）在分析了一系列中洋海岭的岩性资料后指出，中洋海岭处的所谓玄武岩层的岩石类型是多种多样的。火山岩有明显的岩浆分异现象，并不都是玄武岩类，且一般偏离拉斑玄武岩较远。除火山岩外，还有火成岩、变质岩以及各种岩石的蚀变现象。因此，即便说中洋海岭以外的大洋地壳真的由均一的拉斑玄武岩所组成，它们也不可能由中洋海岭处的高度非均质的杂岩体经过海底扩张而形成。

根据一些岩样的同位素地质年龄测定，中洋海岭上的岩石并不都是晚近生成的，有的甚至可老至前寒武纪。这同样不符合中洋海岭处岩石年龄最轻的说法。

深海钻探不少钻孔都已证实，不但所谓的大洋基底是可以分层的，而且在大洋基底玄武岩之下存在着沉积岩。如南大西洋深海钻井钻到一千多米深度，就发现很多拉斑玄武岩（枕状的、凝灰的）和深海沉积互层（许靖华，1979）。在洋脊的脊岭带，可以到相当多的岩石，既有火山岩成因的，也有沉积岩成因的，其年龄比理论值即比根据地磁异常所解释的年龄要老。在这方面，“格洛玛·挑战者”号在法美计划实施区域的第37航次得到的钻探资料很有意义。有两个钻孔（332一A和334）被确认为具有玄武岩和已经石化的似白垩岩及石灰岩互层。在332一A孔，基底的年龄按海茨勒的年表为350万年时，基底中沉积物的年龄为上新世；而在334孔（基底年龄为890万年），在距玄武岩底面的47.5米深处，曾揭示出带有中新世晚期沉积物的角砾岩带。这就可以肯定地说，大洋玄武岩以上的沉积并不是大洋中最老的沉积，而玄武岩层也并不象板块构造说拥护者所说的那样，是在中洋海岭处以岩墙的方式贯入，并逐渐向外扩张形成的。

从玄武岩基底的磁异常也可清楚看出，在一个地点的垂直剖面上可以发生多次变化，且可发生磁倾角的正反颠倒。如百慕大海隆最南端的418一A孔中取得的544米基底岩石，磁倾角就至少有5次极的颠倒。这同样说明同一地点的玄武岩层并非同一时代的岩浆呈岩墙贯入式的产物，而是由许多平的岩流选置而成的，其间还可夹有沉积夹层。

按照板块构造观点，深海钻探计划第45、46航次在中大西洋海岭两侧的第395孔和第396孔，其孔位在700万年到1，000万年以前还处在同一个地点，后来只是由于海底扩张才各自移至现在的位置的。如果真是这样，那么，两孔所采基底岩芯柱应该是可以对比的。但是，实际结果却不然。二者不但逐层不能对比，甚至连大套大套的岩芯进行对比也颇感困难。而且，它们的磁性变化，由上至下更无法对比。这只能意味着，两点之间，本来并无联系，当然也就谈不上所谓的海底扩张了。

至于海底线形磁异常，实际上在很多地方并不是线形的。范安德尔等（Van Andel，1973）曾明确指出：中大西洋海岭上的磁异常和一般概念不同，条带并不是直的和能够明确确定的，而是波状的，局部地区在宽度上、振幅上和连续性上有变化。同时，中洋海岭也并非经常和线形磁异常伴生，如布维岛附近约7，000公里长的中洋海岭就不伴有线形磁异常，也有一些肯定有线形磁异常的地方没有中洋海岭存在，还有一些线形磁异常从洋底延伸进大陆内部。所谓磁异常对中洋海岭是对称的说法，即便是板块构造说的拥护者也不是完全赞同的。如费塞（R.A. Facer，1973）就认为不对称是规律，对称倒很稀少。因此，正如谢因曼（1975，1976）所说的那样，板块构造学说赖以立说的海底线形磁异常，“实际上是整个假说中最不肯定的部分”。

如果海底扩张确实不存在，那末，大洋地区的玄武岩层又是从何而来的呢？

深海钻探的成果告诉我们，所谓的大洋基底玄武岩层，与其上覆的沉积岩之间，在很多情况下是成侵入关系的。

奈恩和斯特利（Nairn and Stehli，1973）在讨论深海钻探第3航次所获岩芯时指出：“有两个孔显然是钻入岩席，其上覆沉积有烘烤现象，另外两个孔遇到了具有枕状构造和气孔的岩流”。谢因曼（1975）则更明确指出，在八块岩芯中有五块岩芯和其上沉积为侵入关系，有两块接触关系不明，只有一块岩芯可确定为沉积关系。并说在大西洋一处，伏于白垩纪沉积之下且与之有烘烤关系的玄武岩，其地质年龄仅为15.9百万年。

深海钻探第九航次从150°W以东起到巴拿马岸外，基本上沿赤道附近布置了9个孔，其中8个孔钻到了玄武岩，所有覆于玄武岩以上的沉积，都显示有烘烤的证据。

迈耶霍夫（A.A. Meyerhoff，1972）统计了深海钻探孔中沉积物与玄武岩间的接触关系，发现有40%以上为烘烤接触，有些钻孔甚至表明在玄武岩内部也常产出后来的基性侵入体。

在比斯开湾深海平原中的118孔，于750米井深以下钻入玄武岩，在钻穿一薄的风化的玄武岩席之后，进入被烘烤的粘土，然后又进入另一层玄武岩，并在此层玄武岩内终孔。据推测，此层玄武岩可能仍为一岩席。这说明，有些地方的大洋基底，甚至还不只一次地被基性岩侵入。

同样，相对于大洋盆地而言，中洋海岭的性质也是次生的。如果将中洋海岭的年龄理解为海岭在地形上得以显示的时间段，那么，中洋海岭的年龄都不超出两千万至三千万年，所谓中洋海岭，并不是从来就存在的，它是大洋地壳沿断裂的块断运动的结果（A.Φ.Гpaчeв,1977）。这方面最好的例子是北冰洋内的加克利海岭。当加克利海岭接近拉普帖夫海大陆坡时，虽然还保留着地磁异常的线性构造，但海岭本身在地形上却渐趋消失。换句话说，即使在年龄完全相同的洋盆里，仍然会发现洋盆的这一处有海岭，而另一处却缺失海岭的情况。T.H.范安德尔和G.R.希思在谈到关于大西洋海岭轴部的地形时，曾得出与此类似的结论：“地形形成于磁性基底生成之后”。

在研究沉积岩层时，也发现许多有利于说明中洋海岭次生性质的证据。对断裂和沉积岩层的相互关系所进行的分析曾揭示出南大西洋中洋海岭的断裂分两期。第一期的断裂切穿了基底和层位A（始新统）以下的沉积物；第二期的断裂破坏了基底及所有沉积岩层。因此，活化作用应发生在晚始新世。对胡安-德-弗卡海岭的浊流沉积所进行的研究表明，基底地形和横向断裂产生于晚第四纪，即在地磁异常构造形成之后。充填于横向断裂盆地中的沉积物也发现有强烈错动的痕迹。对于维马断裂带来说，T.H.范安德尔确定其错动幅度在更新世时期为500米到1,900米。

因此，看来，大洋玄武岩层的形成，是以未被“大陆物质”覆盖的原始地表本身的破裂为因，而以地下的岩浆顺着这些破裂的涌出为果的。在北冰洋欧亚海盆以及戈尔达海岭所观察到的“海岭仿佛是冲破沉积层而出露”的情景，最恰当不过地说明了两者之间的相互关系。

在第三章中我们已经讲到，地球表面存在着自北而南和由太平洋周围向太平洋中心的侧向挤压，因而也就存在着与这两类挤压相对应的X型共轭交叉的网状断裂。这是地球上最先出现的断裂形式。这时，如果地下有玄武岩浆涌出的话，那就必定会顺着这些断裂涌出地表。而且，我们知道，不论是大陆地区还是大洋地区，都布满X型共轭交叉的网状断裂，所以，这种沿着网状断裂进行的玄武岩浆涌出活动，既可能发生在大洋地区，也可能发生在大陆地区。

但是，从大洋底部玄武岩层的实际情况看，大洋地壳不可能全部由沿着X型共轭交叉的网状断裂涌出的玄武岩所构成。因此，作为最初的洋底，即未被“大陆物质”覆盖的原始地表，必定还有着与上述网状断裂不同的破裂系统。

尽管海底线性磁异常不象板块构造论者所描绘的那样在中洋海岭两侧具有极好的对称性，但在有些地方确实表现出了某种对称的关系。这种对称的线性磁异常，如果不是由所谓的海底扩张造成的，那么它又是由什么原因造成的呢？

哈斯特（N.Hast, 1969）曾根据从1950年开始至1969年的两万个绝对应力测量记录提出了如下解释：

“最近的调查表明，大西洋底可分成平行于中大西洋海岭的许多带，这些带中发现了磁力异常。这一现象曾被作为大西洋变宽的证据。

“但这些磁异常可得出一完全不同的解释。大西洋底遭受着巨大的水平应力场，并在垂直方向内有大的水平剪应力。假如中大西洋海岭是由剪切断裂生成，那么自然可以期望还有很多平行于中大西洋海岭的剪切断裂分布于整个大西洋底。它们形成于不同的历史时期；可能由不同时期洋底不同的水平应力场生成。

“这些剪切断裂应该从较薄的大洋壳和较厚的大陆壳接触带开始，朝着距交接带更远的大洋底方向发育，最后的剪切断裂带位于大洋中间，即为中大西洋海岭。通过这些剪切断裂，火山物质得以喷发，就象在中大西洋海岭处那样。

“由于大西洋底有很多断裂，原来的洋底上面都由从裂隙喷出的玄武岩所覆，洋底所取的岩样应和其得以喷发的断裂属同一时期，因此中大西洋海岭最年青，越靠近大陆者越老”。

也就是说，根据地壳内的应力测定，他认为，大西洋本来就是存在的，大西洋底的线性磁异常，是断裂作用从较薄的大洋壳和较厚的大陆壳接触带开始并逐渐向整个大洋底部发展而造成的。

谢继哲（1978）则更进一步认为：“根据现在洋陆交界处的地质情况，也可得出与哈斯特的说法近似的结论。在现在的洋陆交界处，如果不说是全部的话，也是绝大部分都发育着与大陆边缘近于平行的断裂。以基本上对中洋海岭还保持着对称的大西洋为例，其东部和西部边缘就都存在着向洋方跌落的阶梯状断裂，如磁性物沿这些断裂上升，或成侵入，或成喷出，不就可以生成与中大西洋海岭基本上呈对称的正的线形磁异常吗！当然，这些弱带经火成物焊接后也会变得刚强起来，而新的弱带又可在变得刚硬的地带的一侧仍和中洋海岭保持对称的部位生成，如这时地磁场发生颠倒，则这一对新的弱带经磁性物作用后就可生成负的线形磁异常。如果这一过程连续发生，就可生成正负相间的线形磁异常”。

这些想法，应该有助于我们弄清大洋玄武岩层形成的一些过程。

如前所述，大陆与大洋的区别，归根结底，就在于有无“大陆物质”的区别。而地表的大陆物质，由于密度小，总是“浮”在地球的最上层，并始终处在不断的运动之中。这种运动，尤其是固结后的大陆块的整体运动，必然会在大洋底部造成拉张和挤压，这样的拉张和挤压，最终都将导致洋底的破裂。

处在两块大陆之间的洋底，当其两边的大陆相互离开时，它将因为受到来自两块大陆的方向相反的拉力作用而处于引张状态（不管这两块大陆是同时向相反方向运动的，还是一块固定，一块运动的，情形都一样），如果这种拉力作用不断增大并超过一定限度的话，洋底便会首先在两侧洋陆交界处附近，分别沿着与两侧大陆边缘大致平行的两个条带发生破裂，其下的岩浆物质也就会顺着这两条破裂带上升，并在那里形成一对与当时的地磁场方向相一致的地磁条带。我们知道，地壳任何一部分每经受一次变动，它的硬化程度就提高一步，这就是通常所说的“应变硬化”。因此，上述的破裂带在经火成物焊接之后，也会变得刚硬起来。这时，如果大洋两边的大陆继续分离，那么其拉张作用又会在老的破裂带向洋一侧造成一对新的、同样与两侧大陆边缘（也与老的破裂带）大致平行的破裂带，并进而造就一对新的地磁条带。要是这时地磁场已发生倒转，则这一对新的地磁条带也便会具有与老的一对地磁条带相反的极性。倘若这一过程连续发生，那么两侧的破裂带自然也会依次朝着距大陆边缘更远的大洋底方向发育，并最终在与两侧大陆距离大致相等的大洋中部会合，从而在那里形成引张型的中洋海岭。这种由于张力作用造成中洋海岭的情景，法国地质学家肖克罗内（P.Choukroune，1976）曾作过形象的描述，他说：“请你想一想当你从两头把一块软

糖拉长时的情况，那个要被拉断的地方，会变得越来越薄，形成一个中间低洼区。在大裂谷中所发生的事情，大体就和这差不多”。

上述过程，不但使洋底的物质得到了更新，而且在海岭两侧，还可能留下正负相间的线性磁异常。

由统一的大陆因解体而在破裂地带逐渐形成新的大洋地壳的过程，与处在两块大陆间的洋底因其两侧大陆相背运动而得以更新的过程大致相同。但是，处在两块大陆之间的洋底，其岩浆物质的上涌活动，是从两侧洋陆交界带逐步推向大洋中部的，而由统一的大陆解体所导致的地幔中岩浆物质的上涌活动，则既可以看作是从两侧洋陆交界带逐步推向大洋中部的，又可以看作是始终在大洋中部进行的。因为当大陆刚刚发生裂解时，其破裂带既是“中央裂隙”，又是“洋陆交界带”。所以，从这个意义上说，在由统一的大陆解体而形成新的大洋地壳的过程中，随着两侧陆块的拉开，新的大洋地壳既可看作是由洋陆交界处朝着距大陆边缘越来越远的地方生成的，又可看作是始终由中央裂隙处创出的。这与板块构造说的所谓海底扩张是根本不同的。因为我们是把大陆本身的解体看作因，把其下岩浆物质沿破裂带的涌出视为果的，而板块构造学说则认为，由中洋海岭处上升的地幔流所产生的新的大洋地壳向两侧扩张是因，由这种扩张推动的板块之间的相对移动是果。

不论是处在两块相背运动的大陆之间的洋底，还是由统一的大陆因解体而在破裂地带逐渐形成的新的大洋地壳，其破裂带都是由于张力作用造成的，因此，一般都具有从两侧向大洋中央发展的正断层特征，这种特征，通常会在陆缘地区造成断陷盆地，并在近岸留下大陆碎块，以及巨厚的沉积。

欧洲与北美大陆被认为是具最标准的相互远离性质的大陆，故其相对两岸洋陆交界处也具有最典型的、由拉张作用造成的破碎与断陷特征。

不列颠群岛以西的大陆边缘，陆架由英吉利海峡、居尔特海、布里斯托尔海峡、爱尔兰海和赫布里底海组成。在爱尔兰海之西，箭猪浅台由箭猪海湾和陆架分开；再往西，法罗群岛和罗卡尔海台由法罗—设得兰水道和罗卡尔海槽与大陆边缘分开；在罗卡尔海台内部，则又有走向与罗卡尔海槽大致相同的哈顿—罗卡尔断陷盆地将海台分成罗卡尔浅台与哈顿浅台（图31）。从罗伯兹（D.G.Roberts，1974）绘制的自罗卡尔海台通过罗卡尔海槽到西爱尔兰陆架的横剖面图（图32·上）上可以看出，从西爱尔兰陆架西缘至罗卡尔海台东缘，在整个罗卡尔海槽内有大量阶梯状断层分布，虽然在罗卡尔海槽中部未绘断层，但根据基底起伏情况看，肯定也是有断层存在的。这说明，罗卡尔海槽是由一系列阶梯状断裂断下去的。同样，在从箭猪浅台经箭猪海湾到西南爱尔兰陆架的横剖面图（图32·中）上，也可看到一系列阶梯状断层，该图除所绘断层条数较少外，其余部分都和横穿罗卡尔海槽的横剖面图非常相似。如果把哈顿—罗卡尔盆地的横剖面图（图32·下）同箭猪海湾和罗卡尔海槽的横剖面图对照起来看，可以很清楚地看出陆缘断陷盆地的发育过程。难怪谢继哲（1978）说，即使把这一过程看成是大西洋陆缘形成过程的缩影，也不会导致多大的错误。

北美大西洋大陆边缘研究得比较详细，所取得的共同认识是：（1）陆缘有巨厚的从中生代到新生代的沉积；（2）这些沉积堆积于诸下断的盆地之中；（3）广泛发育的块断作用控制着边缘盆地的形状和位置；（4）这些沉积盆地的基底原来是比较浅的，甚至现在陆隆之下的基底也是这样。下沉速度比较剧烈。这方面，典型的例子是纽芬兰至孤海丘和由佛罗里达到巴哈马群岛的地壳构造。

在纽芬兰以东的弗来米施开普取得的花岗闪长岩岩芯，K—Ar法测定的地质年龄为592

雷克雅内斯海岭默里峡谷1000-(哈顿浅台哈颈-1500卡尔海卡尔-500卡尔浅台500罗卡尔海槽居尔特海

图31 不列颠以西大陆边缘海底地形图

百万年，这说明，该处地壳无疑属大陆性质。而在弗来米施开普以北，距纽芬兰约500公里，以20公里宽、2,500米深的深水带和北美大陆架分隔开来的孤海丘，也由深海钻探探明有浅水贝壳石灰岩，且向下递变为陆成砂岩，含无烟煤碎块，并完全缺失海相化石。不论就沉积来看，还是就地震成果来看，孤海丘也应属大陆地壳，与其两侧具大洋壳厚度特征的地区截然不同。埃德加（N.T.Edgar，1973）指出，孤海丘从晚侏罗纪到阿尔必阶上升遭侵蚀，之后才下沉，直至今日水深达1,800米。谢里登（R.E.Sheridan，1974）综合别人资料绘制的从纽芬兰至孤海丘的地壳构造图（图33），说明了北美大西洋大陆边缘因大西洋张开而遭受的块断和沉降作用。

巴哈马群岛现位于大洋之中，但它有着与佛罗里达大陆基底相连的基底。根据地震资料，该群岛也有一近于大陆地壳厚度的地壳，虽然在每一海峡处地壳均相应变薄，但其厚度仍大大超过正常大洋地壳的厚度，且其上的中生代沉积均属浅水沉积，因此，无疑与北美大陆有着极为密切的关系。对比一下由纽芬兰至孤海丘与由佛罗里达至巴哈马海台的地壳构造图（图34），只能得出这样的结论，即：巴哈马海台同样是北美大西洋大陆边缘由于大西洋张开而经历变薄、破碎和断陷过程的结果。事实上，谢里登在1969年就曾明确指出：“布莱克—巴哈马盆地是原来的大陆边缘，由于造山运动或断裂运动，开始和其他大陆部分分异，盆地以下的7.49公里/秒层是在分异之后形成的。”巴哈马浅台形成于三叠纪的事实，也说明

图32 罗卡尔海槽、箭猪海湾和哈顿一罗卡尔盆地地壳构造简图（据 Roberts. 1974）

纽芬兰陆架孤海丘200,公里

图33 由纽芬兰至孤海丘的地壳构造图（据 Sheridan，1974）

佛罗里达海峡大巴哈马浅台海峡海峡前寒武纪火成岩及变质岩十地幔20200公型

图34由佛罗里达至巴哈马海台的地壳构造图  
（据Sheridan，1974)

了它只能生成于大陆基底之上。

面对着大西洋型陆缘的强烈断裂作用，不少人拿北美大西洋大陆边缘和今日的红海相比，这不是没有道理的。斯克拉顿和丁格尔（Scrutton and Dingle，1976）甚至认为：“现在的岸外盆地都发育于大陆地壳之上，盆地深部的大洋地壳都是后来生成的。”但是必须指出的是，由于大陆本身的相背运动而导致的陆缘地壳变薄、破碎和断陷的过程，与岛弧后面的大陆地壳变薄、破碎以至形成边缘海的过程是有本质区别的。这在第七章中还要讲到。

但是，地球上的大陆并不总是相背运动的。有分离，就有聚合；有拉张，就有挤压。当两块大陆相向运动时，处在两块大陆之间的洋底，由于受到挤压力的作用，也会产生破裂，而且这种破裂也将首先在两侧洋陆交界处附近，分别沿着与两侧大陆边缘大致平行的两个条带发生，然后依次朝着距大陆边缘愈来愈远的大洋底方向发育，并最终在与两侧大陆距离大致相等的大洋中部会合，从而在那里形成挤压型的中洋海岭。这一过程，同样会使洋底物质得到更新，而且在海岭两侧，也可能留下正负相间的线性磁异常。但是，随着两侧大陆的相互靠近，由挤压作用造成的破裂带，一般都具有从两侧向大洋中央发展的冲断层特征。

正是因为中洋海岭最初总是出现在大洋中距两侧大陆大致相等的地方，因此，尽管地球上有引张型中洋海岭和挤压型中洋海岭之别，但各大洋的中洋海岭一般都能联结得起来，从而形成统一的世界大洋中脊系。

上面，我们讨论了处在两块相背运动和相向运动的大陆之间的洋底由于大陆的运动而出现破裂的情形。但是，实际上，陆块之间的运动关系并不都是这么简单的。譬如，环太平洋陆块差不多都向太平洋中心运动，太平洋洋底所受的水平方向的挤压力是错综复杂的，因此，偌大的太平洋底，几乎找不到一条典型的中洋海岭，其间参差错落着的，只有一系列海

底破裂带。印度洋的情形似乎好一点，但也远不及大西洋，在那里，挤压与拉张交织，不但海岭的数目多，而且海岭的类型也多。然而，尽管如此，在这些大洋底部，破裂带的走向基本上还是与周围陆块的主要运动方向相垂直的，而且破裂带的规模也大体上与周围陆块的大小及其运动幅度相一致，破裂带的年龄还明显由陆向洋逐渐变新。

虽然，从宏观上看，世界各大洋的不同类型的中洋海岭一般都能联接得起来，可是，就每一具体的海岭来说，其本身却并不是真正连续的。因为不但陆块的形状是不规则的，而且它们相互间的运动方向和运动幅度也是随地而异的，所以，由陆块的相对运动引起的大洋底部的拉张或挤压作用，也不可能是处处一样的，这就使得洋底在承受拉张或挤压作用的同时，还承受着不同强度的剪切作用。这种剪切作用，必然会使洋底在造成中洋海岭以及与之平行的破裂带的同时，造成一系列与周围陆块运动方向相一致（自然也就和海岭的走向相垂直）的断裂，并把海岭切割成许许多多相互错开的破裂段。这种断裂，即所谓的转换断层。无论是引张型的中洋海岭，还是挤压型的中洋海岭，都可产生转换断层（图35）。在形态上，

图35 由两种类型的海岭形成两种转换断层A—引张型；B—挤压型

转换断层表现为线性的 U 形盆地，其深度通常比海岭中裂谷盆地的深度大得多。海底的超基性岩石一般都在转换断层处出露。

综上所述，我们认为：尽管海岭地带有部分岩浆物质从地球内部涌出，但它并不就是地壳运动的起点，恰恰相反，巨大的海岭，以及与海岭相伴生的转换断层，正是地壳本身运动的产物。海岭和与海岭平行的洋底破裂带，主要由其周围陆块的相对运动引起的拉张或挤压所造成；转换断层，则由这些陆块间的水平差异运动所产生。因此，中洋海岭的延伸方向，一般与其两侧陆块的形状密切相关，而转换断层的走向，则与两侧陆块的相对运动方向相一致。不论是引张型的洋底，还是挤压型的洋底，其破裂带总是从大陆边缘逐步向大洋中部发育的，这与大陆上的构造运动总是由北向南和由太平洋周围向太平洋中心推进的趋势正相吻合。前面已经讲到，大洋底部的X型断裂网格的发育，也是取决于地表大陆物质自北往南和由太平洋周围向太平洋中心的挤压。因此，从某种意义上说，发生在大洋底部的构造运动,可以认为是大陆物质向南和向（太平）洋运动的继续。而洋底，也就在这全球统一的运动中发展，变化，并不断得到更新。

正是因为洋底的更新与大陆地壳的向南及向（太平）洋运动之间存在着这种因果关系,所以，原始大陆大规模解体始于侏罗纪同海底玄武岩最大年龄不超过两亿年之间，也就不是什么偶然的巧合了。

**第 二 篇**

**古大陆的形成与全球构造的发育**

任何一种令人满意的构造 理论，不仅应该阐明某个构造单元的成因，而且还应该说明它们的分布特点。

* Г.Э.奥格

**第 五 章**

**大 陆 的 解 体 与 拼 合**

自从大陆漂移的思想产生以来，人们对大陆分合的过程曾提出过各种各样的设想。但是，不管哪一种设想，几乎都没有触及大陆的解体或者拼合之间的内在规律性，更没有指出大陆的解体与大陆的形成之间有什么必然的联系。它们基本上都是以被认为是由同一大陆裂开的陆块对应两岸洋陆边界始终保持不变为前提，从不同的角度和用不同的方法，甚至用电子计算机对今日地球表面的各个大陆进行不同的拟合，以求重塑古大陆。但是，大量事实说明，无论是所谓“有消亡作用发生的”大陆边缘，还是所谓“没有消亡作用发生的”大陆边缘，其洋陆交界处的形态都不是一成不变的，它们都随着海陆的演化而不断发生变化，而且其边界常常是不能很好确定的。在第四章中，我们已经讨论了相背运动的大陆其对应两岸洋陆交界处由于张力作用而使地壳变薄、破碎以至发生断陷的情形。这种变化的、不能很好确定的洋陆边界，必然为拼合带来极大的困难，同时也使拼合的可靠性大成问题。例如，当把美国东岸和西非沿岸按板块构造学说的模式合拢时，具有大陆基底的巴哈马群岛无论如何都与非洲西缘重迭，且重迭幅度在东西方向上超过1,500公里。拉比诺维茨（P.D.Rabinowitz，1974）列举了四种北美和非洲拼合的可能情形，但任何一种情形都有间隙和重迭的地方。因此，正如谢继哲（1978）所指出的那样，在大陆和大洋的确切交界无法确定的情况下，象这种拼七巧板式的做法是没有多大意义的。

大陆和大洋盆地，是地球发展到一定阶段的产物。大陆在地表的出现及其后的变迁，是地球整体演化的一个组成部分，它们取决于地球的内部矛盾和外部因素的综合作用，并都服从于地球发生、发展和运动的统一规律。大陆的形成与破裂，是同一过程的两个有机联系的不同阶段。因此，大陆的解体与拼合，不但是大陆自身演化的必然结果，而且其解体与拼合的具体方式，也与古大陆的形成与演化的基本特征息息相关。

如前所述，地球表面，本来并没有大陆，也没有大洋。后来，由于地球内部熔融的硅铝物质，在一定条件下沿不同的通道从北极地区来到原始地表，继而又朝东、西两侧背靠背地向南流去，并在流动的过程中逐步冷却固结，才在地球上造成了最初的大陆。而除北极地区外，那些未被硅铝物质覆盖的原始地表，便成了最初的大洋盆地（图 36）。

最初的大陆，都连成一体，并且都比现在更加靠近北极地区。此时的北极地区，则是一个封闭的、接近圆形的“火口”，地表所有的硅铝物质毫无例外地都环绕着它组成了一个“大陆星”。

然而，构成大陆的物质在地表的运动，并不到此为止。在第二章中，我们已经讲到，地表的硅铝物质，不仅在熔融状态下有着自北往南运动的经历，而且在它们冷却固结之后，仍然具有自北往南运动的性质。这种运动，对于环绕着地球之“顶”，并以北冰洋为中心的

图36 原始大陆的形成

“大陆星”来说，实际上就是使它的各个部分，沿不同方向按放射状拉离其几何中心。换句话说，由固结成岩的硅铝物质组成的“大陆星”，在由北向南的力的继续作用下，会继续由中心向四周，即由北向南扩展。正是因为这种扩展，原始大陆便逐渐解体了。

我们知道，构成大陆的硅铝物质，在熔融状态下，主要是以“塑性流动”的方式沿原始地表自北往南运动的。而当这些物质固结成岩之后，原始大陆的向南运动，则既表现为大陆块整体的向南移动，又表现为大陆地壳以北冰洋周围的不同构造部位为起点向南推进的波状运动。大陆块整体的向南移动，首先会在原始大陆内部最薄弱的构造部位和受力最大的地方，如原始大陆南缘的几个突出部与其北边的大陆之间，造成一系列的拗陷和裂隙。而大陆地壳的波状运动，则会在原始大陆的北半部，造成一系列弧顶指向南方的弧形的隆起带与拗陷带，尤其是在原先硅铝物质流动最为剧烈的地方，在两半球大陆正对着欧亚海盆和加拿大海盆的区域，最初的波状运动还为今日地球表面的三大向南弧形构造系（即欧亚大陆上的以乌拉尔山脉为中轴的欧亚弧形构造系，以东经110°线为中轴的东亚弧形构造系和美洲北部的以梅尔维尔半岛—圣路易斯—新奥尔良—线为中轴的北美弧形构造系）打下了最初的基础（图37）。根据目前资料分析，这些最初的弧形构造系，在太古代就已粗具规模了。因此，太古界岩层虽然在南、北两半球均有出露，但特点却各不相同。南非、西澳和印度的太古界（年龄35～26亿年），是一套具有独特结构特征和极低变质度（绿纤石—葡萄石相）的绿岩系。而在欧亚大陆北部地区，如苏格兰高地、波罗的、乌克兰、阿纳巴尔、阿尔丹及我国华北地区，太古界多为角闪岩、麻粒岩及混合岩等经过高度变质和超变质作用的太古界杂岩系。这说明，二者形成的构造环境是极为不同的。

图37 原始大陆内部早期的波状运动

随着上述三大弧形构造系的发育，大陆内部又会出现新的构造薄弱部位，这些新的构造薄弱部位，自然又为大陆块整体的向南运动创造了新的条件。沿北半球三个最初的弧形构造系的鞍部分布的“多瑙河中游平原—黑海—里海—咸海—巴尔喀什湖”、“伊塞克湖—博斯腾湖—罗布泊—哈拉湖—青海湖”和“大熊湖—大奴湖—伦迪尔湖—温尼伯湖—苏必利尔湖—安大略湖”等弧形的陷—裂隙系，就是大陆地壳向南的波状运动与大陆块的整体向南运动共同作用所造成的。值得注意的是，今日格陵兰的南端，正是欧亚裂隙系与北美裂隙系的交汇处，前者往西北方向延伸，后者往东北方向延伸，二者勾画出了格陵兰岛的最初轮廓（图38）。

此外，由于地球自转等影响，大陆块整体向南的运动，还会发生一定幅度的偏转。这种偏转，又大大加剧了象原始大陆南缘的几个突出部与其北边的大陆之间的陷与裂隙那样的一系列裂隙的发展。而且，随着这些裂隙的不断发展，亚洲南端的突出部和美洲的南半部将

图38 原始大陆整体的向南运动在其内部造成的初期陷—裂隙系

最终脱离其北边的原始大陆向南而去。这对于原先位于它们北部的巨大的弧形构造系来说，等于解除了其运动前方的障碍，因此，这些弧形构造系便必然会迅速南下，并最终越出

北部大陆的边界而奔向海洋。这样，在东半球，以东经110°线为中轴的东亚弧形构造系的大幅度南进，不但加强了中亚的一系列复合构造，而且还在察隅与台湾之间，造成了自今日的横断山脉经阿拉干山脉、安达曼群岛、苏门答腊岛、爪哇岛直至菲律宾群岛的巨大囊状地带。在西半球，北美弧形构造系的向南推进，也必然会在北美与南美大陆之间造成类似东半球的囊状地带，这就是今日的中美洲（图39）。

图39 原始大陆早期的裂解及其对波状运动的影响

与东亚弧形构造系和北美弧形构造系的南进同时，以乌拉尔山脉为中轴的欧亚弧形构造系，也会向南推进。不过，其南进过程由于受弧形构造系边界条件的制约和前方大陆的阻挡，弧形构造系的前缘会因受力不均匀而逐渐分解成一串首尾相接的次一级的弧形构造系，如伊朗弧形构造系、巴尔干—小亚细亚弧形构造系和亚平宁—阿特拉斯弧形构造系等。而在欧亚弧形构造系和东亚弧形构造系前锋交汇处外侧，两大弧形构造系的向南运动，又使得那里的地壳受到日甚一日的挤压，从而最终隆成为世界最高的高原——青藏高原。

然而，原始大陆的彻底解体，则是在太平洋中部洋底大规模陷落发生之后。

前已述及，由海陆差异所造成的太平洋中部洋底大规模的陷落，不可避免地要导致太平洋周围的大陆向太平洋中心倾斜，因此，环太平洋大陆除了普遍向南的运动之外，在重力作用下，必然还会产生由太平洋周围向太平洋中心的运动。亚洲东部，大陆向太平洋中心的运动，不但在那里造就了一系列弧顶指向太平洋中心的弧形构造系，如千岛弧形构造系、日本弧形构造系、琉球弧形构造系、马里亚纳弧形构造系等，而且，这种运动与欧亚非大陆整体的南移一起，还拖得欧亚非大陆沿着格陵兰东南部的北东向裂隙系断开，使之最终与北美大陆分离，并在其间形成了冰岛海盆、丹麦海峡、挪威海和格陵兰海。在西半球，北美大陆向太平洋中心的运动，同样既在其运动前缘造成了加利福尼亚、旧金山、夏洛特等弧顶指向太平洋中心的弧形构造系，而且又使得北美大陆最终与格陵兰分开，从而在那里留下了拉布拉多海、戴维斯海峡和巴芬湾。这样，格陵兰便以岛屿的面目出现了。

关于格陵兰与其两侧大陆原先联为一体的证据，早已为人们所熟悉。例如，北苏格兰前寒武纪的赫布里底群岛和片麻岩褶皱，相当于北美的拉布拉多建造；在年青一些的山脉中，挪威和苏格兰的志留纪—泥盆纪形成的加里东褶皱系，也可在加拿大的阿巴拉契亚山脉找到其延伸部分。若把北美大陆、格陵兰和欧洲西部靠拢来，还能清楚看到，英国北部苏格

兰的喀里多哥兰大断层，和北美东部从波士顿起经新斯科舍半岛北部，贯通纽芬兰岛的加勃特断层，可以很好地连接起来。所以，苏格兰北部在三亿五千万年前曾向西南方向移动了一百几十公里也就不足为怪了。资料还表明，在西格陵兰和拉布拉多之间，在25亿年之前，原是一个克拉通。在第四章中，我们谈到了罗卡尔海槽、箭猪海湾和哈顿—罗卡尔盆地的地壳构造显示大西洋两岸大陆具有相互分离的性质。许靖华（1978）也认为，苏格兰西北部和格陵兰东部都有大量的基性拉斑玄武岩墙侵入的现象，是因为两者同样都受张力作用的结果。近年来，在层控硫化物矿床的研究方面也发现，斯堪的纳维亚加里东造山带（包括挪威—格陵兰和瑞典等地）中的层控硫化物矿床，同英国、爱尔兰以及北美阿巴拉契亚造山带中的层控硫化物矿床，具有某种相似性。

但是，原始大陆的解体之所以会沿着格陵兰两侧进行而不在别处断开，不仅仅因为格陵兰的南端是北东向和北西向两组裂隙系的交会处，更重要的是因为格陵兰本身在全球大陆分合中占有特殊的地位。这一点，却至今尚未引起人们足够的重视。

际上，原始大陆沿格陵兰两侧裂解的运动，从宏观上看，是东、西两半球大陆围绕一定支点的旋转运动。

我们知道，罗蒙诺索夫海岭两侧，东半球的欧亚非大陆和西半球的美洲大陆，本来是以背靠背的向南运动为主要趋势的。但是，在太平洋中部洋底陷落发生之后，由于欧亚非大陆和北美大陆都以一侧濒临太平洋，因此，它们又都必然要表现出一定幅度的向太平洋中心的运动。这种双重的运动，对东、西两半球大陆来说，只能是以东西伯利亚为支点，以罗蒙诺索夫海岭为分界，朝两侧向相反方向的旋转运动（图40、图41）。在东半球，欧亚非大陆向南东方向旋转；在西半球，北美大陆向南西方向旋转。作为这种旋转运动的结果，欧亚非大陆和北美大陆势必要在其距太平洋最远的交界处首先断开，而格陵兰正是处在这个交界处上。同时，由于格陵兰两侧本来就存在着北东向和北西向的两组断裂系，因此，当欧亚非大陆和北美大陆在格陵兰处断开时，其断裂活动便自然会沿着上述两组老的断裂系由南向北进行，从而使那里分割成了今日的格陵兰岛。然后，两组断裂又分别通过斯匹次卑尔根群岛与罗蒙诺索夫海岭之间的转换断层和埃尔斯米尔岛与罗蒙诺索夫海岭之间的转换断层（即魏格纳断层），再沿着与罗蒙诺索夫海岭大致平行的方向横贯北冰洋中部，继续朝支点方向发展，最终在罗蒙诺索夫海岭和格陵兰岛的两侧，造成了南森海盆—阿蒙森海盆、格陵兰海—挪威海和巴芬湾—拉布拉多海等一系列喇叭形的裂口。而在支点的另一侧，旋转则造成了相应的挤压，象维尔霍扬斯克山脉这样的弧形山脉的形成，就可能多少与这种挤压有关。

根据地质、古地磁和古生物等方面的研究，目前认为，拉布拉多海的张开，始于侏罗纪末期；到了白垩纪末期，格陵兰的东侧才明显分裂；而北美大陆和欧亚非大陆完全断开的时间则大约在始新世。正是因为北大西洋是由欧美大陆因拉张破裂而造成的次生海洋，所以那里的深水平原一般都较浅。如拉布拉多深水平原和冰岛深水平原，其水深分别仅3,000～4,000米和2,600～3,100米。

这里，必须特别指出的是，早在二十年前，J. T. 威尔逊（1963）就已经认识到了北冰洋周围各大陆可能曾经围绕着靠近新西伯利亚群岛的支点发生过少许的旋转运动。但遗憾的是，他把这种旋转误认为是由大西洋的扩张所引起的，因而不可能进一步揭示出其地质上的意义。

然而，大陆的旋转运动，并不仅仅发生在东、西两半球大陆之间。当欧亚非大陆作为一个整体与美洲大陆分离之后，其各部分的运动也是有差异的。非洲由于恰好背向太平洋，它

图40 北极测深图  
（据美国地理协会：1975）  
等深线间隔为 1,000 米

在挣断格陵兰的牵制之后，除了缓慢的南移之外，很少有向太平洋运动的倾向。而欧亚大陆除了仍然保持一定幅度的向南运动之外，更多的则表现为向太平洋中心的迁移。这样，在欧亚非大陆组成的“Г”字形结构的拐弯处内侧，必然会产生巨大的拉张力，使得非洲大陆和欧亚大陆围绕同一个支点发生次一级的朝相反方向的旋转运动。多瑙河中游平原大概就是这个支点的所在地。这种旋转的结果，在“Г”字形拐弯处内侧受拉张力最大的地方，即在非洲大陆与阿拉伯之间，以及小亚细亚—巴尔干弧形构造系中部，大陆地壳被拉开并分别造成了红海、亚丁湾和爱琴海、马尔马拉海。同时，在非洲大陆的东部，还造成了东非大裂谷；在支点周围，喀尔巴阡山脉被弯曲成了一个半圆形的褶皱带；在支点西侧，亚平宁—阿特拉斯弧形构造也被挤成了几段。在“Г”字形拐弯处的外侧，与红海破裂带相对的一个条带上，由于旋转挤压力的作用，当欧洲大陆与格陵兰分开时，不但在那里造成了北海等内海和海峡，而且顺着条带还散落着冰岛、法罗群岛等岛屿和“法罗—冰岛海槛”。不论是组成法罗群岛的各岛，还是 “法罗—冰岛海槛”，一概都作北西—南东向伸延（图 42）。在上述由于旋转而引起的破裂发生之后，非洲大陆可能还曾经有过相对于欧亚大陆的向南的加速运动，约

图41 原始大陆大规模的解体，实际上是欧亚非大陆与北美大陆之间以  
东西伯利亚为支点，相互背离罗蒙诺索夫海岭的旋转运动的结果

旦裂谷两边的地层，至今还能看出一百公里以上的错动。这一加速运动，不但加大了亚丁湾的宽度，而且促进了非欧陆块之间原来的弧前陷变成了今日的地中海。

此外，太平洋中部洋底的大规模陷落，还会使得两半球早已与北边大陆分离的原先的突出部发生破裂。

亚洲南部原先的突出部破裂之后，其南段继续向地球的南端运动，最终成了今日南极大陆的东半部；其北段在与南段分离之后，则改向太平洋中心运动，这就是今日的澳洲大陆。因此，不仅澳大利亚西北部的二叠纪深盆地可与印度的相对比，而且澳大利亚东部的前寒武纪后期和古生代地槽，亦可与沿南极纵断山脉的类似地槽（晚前寒武纪—早寒武世地槽）在时代和位置上相对比。

美洲的南半部在脱离其北半部之后，先是向南运动，但在太平洋中部洋底陷落发生之后，其北段又改向太平洋中心运动，这就使得北段与南段之间本来已经十分薄弱的过渡地带终于拉成为今日从火地岛经南极海岭、南乔治亚岛、南桑德韦奇群岛、南奥克尼群岛到南极半岛之间的断断续续的弓形结构，弓形以南，最后成了南极大陆的西半部，弓形以北，则成

图42 欧亚非大陆以多瑙河中游平原为支点的旋转运动

了今日的南美大陆。

环太平洋地区的大断裂，即为太平洋周围各大陆向南和向太平洋中心运动之明证（图  
43）。

同欧洲大陆、美洲大陆与格陵兰分离会在它们之间留下许多大陆碎块的情形一样，在亚  
洲南端原先的突出部离开北边的原始大陆向南运动并分裂成东南极大陆和澳洲大陆的过程  
中，在其运动所经之处，必然也会留下一些痕迹的。又直又长的东印度洋海岭和它南方的克  
尔格伦海岭，似即由此突出部西缘在南移过程中脱落的碎片所组成，而东印度洋海岭南端至  
澳大利亚之间的破裂海岭，则代表了澳洲大陆与东南极大陆分离后改向太平洋中心运动的轨  
迹。

随着环太平洋大陆向太平洋中心的运动，南美大陆与北美大陆又会重新靠拢，这就难免  
要在它们之间的中美洲造成挤压，安的列斯群岛的弯曲形象和加利福尼亚湾的张开，就是这  
种挤压的结果。东半球的澳洲大陆同亚洲东南部囊状地带之间的挤压状况，也大致与此相仿  
佛。

在地球的最南端，东、西南极陆块在分别与澳洲大陆和南美洲大陆分离之后的继续南

图43 环太平洋地区大断裂的错动方向与各大陆运动方向之间的关系  
（长箭头示大陆运动方向）  
1 — 台东断裂； 2 — 菲律宾断裂； 3 — 阿尔卑斯断层；  
4 — 阿塔卡马断层； 5 — 圣安德列斯断层。

移，终于在那里相遇并拼合成了统一的南极洲大陆，今日的南极纵断山脉便是这种拼合的直  
接结果。

当然，大陆的解体与拼合，除了服从向南和向太平洋中心运动的整体规律之外，还会受  
到来自地球内部和外部的其它因素，包括大陆自身运动状况的影响。例如，大陆的解体与拼合  
改变了地球上部的质量分布，这就必然要破坏地球旋转的平衡，而地球旋转平衡的被破坏，  
又会反过来影响大陆的解体与拼合。地表的海陆配置，就是在地球的这种内外矛盾的反复斗  
争中不断向前发展的。

**第 六 章**

**现代造山带的类型及其成因机制**

自从美国地质学家吉尔伯特（Gilbert）于1890年提出“造山作用”一词以来，直到现在，关于造山运动，在概念上还有很大的争议。一种意见认为，所谓造山运动，就是山脉形成的过程，它包括形态上的山脉地形和构造上的山脉构造形成两重意义。另一种意见则认为，山脉构造和山脉地形不论是在成因上，还是在时间上，多半都没有什么密切的关系，所谓造山运动，实际上是山区内构造形成以后的造陆过程。这种概念之争，反映了构造地质学研究方面的某种混乱状况。

我们认为，山脉的形成总是应该与剧烈的构造运动相关联的，而且，一定的造山带总是发生在一定的构造部位上。

地球上在晚近地质时期形成的年青造山带，主要分布在太平洋周围和欧亚大陆的南半部，人们一般把前者称为环太平洋造山带，把后者称为阿尔卑斯—喜马拉雅造山带，这是地球表面两个规模最大，同时也是活动性最强的造山带。

1910年，美国地质学家泰勒（F.B.Taylor）首次从大陆可以活动的设想出发，对现代造山带的起源进行了解释。他认为，要使岩层挤压成为象环太平洋造山带和阿尔卑斯—喜

图44 泰勒所设想的世界现代造山带的形成与全球大陆滑动之间的关系（据Taylor，1928）

马拉雅造山带那样的弧形山脉，北半球的大陆必须经历向南的滑动，南半球的大陆必须经历向北的滑动（图44）。而且他还认为，大陆之所以会发生这种滑动，是由于地球旋转而引起的离心力所分解的一股指向赤道的力的作用。但是这种看法显然与实际情况不相符合。因为倘若大陆的滑动确实起因于地球的旋转，那么，北半球大陆的向南滑动，或者南半球大陆的向北滑动，就应该具有同一的方向。然而，从图44可以看出，无论是北半球还是南半球，大陆滑动的方向都不是一致的。而且，从图中还可以看出，庞大的非洲、阿拉伯和印度大陆，并不显示有什么定向的运动。

板块构造学说问世以后，山脉又被解释为不同板块间相互运动的产物。这种学说认为，现代造山带正是出现在板块的汇聚边界上：环太平洋造山带是太平洋板块向四周潜入其相邻板块之下的结果，而阿尔卑斯一喜马拉雅造山带，则是欧亚板块与非洲一阿拉伯及印度板块碰撞的产物。这种解释虽然回避了各板块在运动方向上必须服从某种规律的困难，但是，其致命之处也恰恰就在于板块之间的运动为什么会不具备某种规律性。

实际上，无论是环太平洋造山带，还是阿尔卑斯一喜马拉雅造山带，都不是单一的造山带，它们都是由若干独立的年青褶皱山脉组成的。这些年青的褶皱山脉，往往具有不同的成因类型，它们的形成，不是与大陆地壳向南和向太平洋中心的波状运动有关，就是与大陆向南和向太平洋中心的整体运动有关。

在第二章中，我们已经讲到，在原始大陆形成之后，大陆地壳的继续向南运动，除表现为大陆块整体的向南侧向位移之外，还会表现为大陆地壳的以北冰洋周围一定构造部位为起点向南推进的波状运动。这种波状运动，会在地球的北半部造成一系列弧顶指向南方的弧形构造系，尤其是在原先大陆物质最为集中、而且“流动”幅度最大的地方，在东、西两半球陆地正对着欧亚海盆和加拿大海盆的方向上，还会造成一些全球最大一级的向南弧形构造系，这就是东半球的以乌拉尔山脉为中轴的欧亚弧形构造系，以东经110°线为中轴的东亚弧形构造系，以及西半球的以梅尔维尔半岛一圣路易斯一新奥尔良一线为中轴的北美弧形构造系。而在太平洋中部洋底陷落发生之后，环太平洋大陆向太平洋中心的波状运动，又会在太平洋周围造成一系列弧顶指向太平洋中心的向洋弧形构造系，其中规模最大的有千岛弧形构造系、日本弧形构造系、琉球弧形构造系、马里亚纳弧形构造系、加利福尼亚弧形构造系、旧金山弧形构造系、夏洛特弧形构造系和阿留申弧形构造系等。这些全球最大一级的弧形构造系，其前锋往往也都是全球最重要的年青褶皱山脉，它们相互交错、彼此连接、排列成带，构成了全球最庞大的一条现代造山带。这条造山带，西起北美西岸的北部科迪勒拉山系和北美东岸的阿巴拉契亚山脉，向东经非洲西北部的阿特拉斯山脉和欧洲南部的亚平宁山脉、阿尔卑斯山脉、品都斯山脉以及亚洲南部的托罗斯山脉、扎格罗斯山脉、兴都库什山脉，穿过东亚囊状地带前缘的阿拉干山脉、安达曼群岛、苏门答腊岛、爪哇岛、菲律宾群岛，再沿亚洲东部的马里亚纳群岛、琉球岛群、日本群岛和千岛群岛，最后抵达亚洲东北部与北美西北部之间的阿留申群岛，与科迪勒拉山系首尾相接（图45)。事实上，以这条造山带为界，世界大陆明显分为南北两大单元：造山带之南，未被大陆地壳波状运动“覆盖”的南大陆，一般地说，古老的地层保存较好，地形平缓，构造单一；而造山带以北，即已被大陆地壳波状运动“覆盖”的北大陆，古老的地层屡经破坏，地形变化大，构造复杂，特别是沿造山带一线，不但是全球构造地貌反差最大的区域，而且是全球构造运动最为剧烈的区域。

为什么全球最大一级的弧形构造系，其前锋一般都会造成巨大的年青褶皱山脉呢？

我们已经知道，在同一弧形构造系内，由于波的传播总是从核心推向外围的，因此，构

图45沿全球最大一级弧形构造系前锋分布的现代造山带

造运动也总是从内带向外带逐步迁移的，或者说，弧形构造的生成年代总是从内弧向外弧逐渐变新的。这是大陆地壳运动的重要特征之一。这一特征，决定了弧形构造的最前锋，必然也就是该弧形构造系内最年青的构造带。

张伯声等（1982）在讨论地壳的一级波浪状镶嵌构造的形成机制时曾经写道：地球自转给地壳侧向力的传递或能量的传播，不是直接的，而是以地壳波浪的波动来传播的。地壳发生弯曲说明地壳波浪形成，每一个波都可以看作独立的波源，当后浪推前浪时，能量就不断向前传播。一般说来这种波都是非对称波，前坡较陡后坡较缓，陡坡的方向指示波的传播方向。在传播过程中陡坡愈来愈陡，进而可以产生向后方倾斜的断裂带（多半是改造利用了既存的断裂带），形成地壳波浪前锋的锋面。这样的锋面可以不止一个，但地壳的一级构造带上的锋面，是一个不连续面，在这个不连续面上，地壳波浪不再按正常情况继续向前传播。可是，由于后浪推前浪，后方的能量不断传来，到了锋面上不再向前传播，又不能作反向传播，所以整个波峰一波谷系就会在锋面上整体向前方推移，使波振幅愈来愈大，到锋面附近达到最大。而同级波的振幅增大，标志着能量的增高。地壳波浪的振幅在锋面附近最大，说明锋面附近是地壳的高能带。这种振幅与能量随着地壳波浪的向前推进而逐渐增大的现象，表现在构造地貌上，便是构造地貌的反差愈来愈大，而在锋面附近达到最大。这里，虽然讲的是所谓“地壳波浪”的形成过程，但实际上正是反映了弧形构造系内弧形构造发育的一般过程，也就是说，在全球最大一级弧形构造系内，随着“应力波”由核心部位向外围传播，储藏在岩体内的应变能也就不断地由核心部位向外围传递，但当传到该弧形构造系的最前锋后，由于巨大的断裂带亦即前锋锋面的阻挡，能量便在那里积聚起来，从而使前锋地带成为地壳的一级高能带。根据波的波长、振幅和能量之间的关系可知，当波长一定时，能量越大，振幅也越大。因此，全球最大一级弧形构造系的最前锋，不但是该弧形构造系内最年青的一个构造带，而且一般也是全球最活跃的现代褶皱山脉。

当然，我们这里所说的在同一弧形构造系内，最前锋一般能级最大，因而构造活动性也最强的情形，主要是指同级而且同次的弧形构造而言的，而绝不意味着不同次的构造运动愈晚愈强烈。相反，就全球来说，随着地球转速的减小，随着地球内部放射性物质的不断消耗，以及地壳固结和应变硬化程度的增高，构造运动的强度倒可能是逐次减弱的，至少在晚近地质时期应该如此。臂如，在地质时期，许多地方的沉积地层经常可厚达数千米，有的甚至超过万米，而今天，全球最高的喜马拉雅山也只有8，848米。不过，老的构造由于遭受长期的风化、剥蚀等外营力的作用以及后期构造运动的改造，其在地貌上的表现，一般都被大大削弱甚至夷平了。在同一弧形构造系内，通常只有最近一次的一级的弧形构造保留得最为完好。因此，从目前看，地球上最大的弧形褶皱山脉多半都对应着全球最大一级弧形构造系的最前锋。

可是，作为全球最宏伟的现代褶皱山脉，喜马拉雅山虽然也具有一系列类似弧形构造的特征，但它却并不属于任何一个由大陆地壳波状运动造成的弧形构造系。这表明，以喜马拉雅山脉为前锋的整个青藏高原，必定具有与上述弧形构造系完全不同的形成机制。

前已述及，青藏地区位于以乌拉尔山脉为中轴的欧亚弧形构造系和以东经110°线为中轴的东亚弧形构造系交汇处的外侧，它同时受到这两个全球最大的弧形构造系的挤压。这是地球上独一无二的情况。而且，随着大陆地壳波状运动的发展，随着欧亚弧形构造系和东亚弧形构造系的不断向南推进，这种挤压作用会愈来愈剧烈，受挤压的地区会逐渐褶皱隆起，以至最终形成地球上最高的青藏高原（参见图42）。

正是因为青藏高原是由欧亚和东亚两大向南弧形构造系联合挤压造成的，所以，青藏高

原才具有明显的边界，并仅局限在两大弧形构造系的外侧展布，即便是它的最前锋，巨大的 喜马拉雅山脉也只能在欧亚弧形构造系东界和东亚弧形构造系的西界之间伸延。这也是青藏 高原有别于由大陆地壳波状运动造成的弧形构造系的重要之处。因为由大陆地壳波状运动造 成的弧形构造系，一般除前缘地带有着较分明的边界外，弧形构造的两端通常都是开放的， 并且往往与相邻的弧形构造系互相交错，彼此穿插。

既然青藏高原与由大陆地壳波状运动造成的弧形构造系在成因上有着本质的不同，那 么，它为什么又会具有一系列类似弧形构造的特征呢？这可能是因为青藏高原的发育尽管不 是直接导源于大陆地壳的波状运动，但它毕竟与大陆地壳的波状运动密切相关，尤其是与两 个全球最大的向南弧形构造系的向南挤压有着明显的因果关系，因此它也就难免具有许多与 向南弧形构造系相类似的特征。例如，组成青藏高原的一系列构造带，在平面上皆成弧形， 构造带往往由倒转褶皱和逆冲断层组成，且褶皱轴面和断层面大都向北倾斜，不同的构造带 一个接一个由北往南推复，成叠瓦状排列，区域构造自北向南依次变新，地层的层位也由北 向南逐步升高，构造的强度由北向南逐渐增强，岩浆活动也越向南越趋频繁。即使在西藏南 部，花岗岩类的分布，亦具明显的时、空规律，以雅鲁藏布江一噶尔藏布断裂、主中央和主 边界断裂为界，花岗岩类可分为北、中、南三带，而且这三条岩带的形成年代从北向南依次 变新：北带为1.2亿年，中带为0.7亿年，南带为0.5～0.3亿年。

此外，地球上8,000米以上的高峰，除帕尔巴特峰（8,124米）位于青藏高原前锋与欧亚 弧形构造系前锋的交会处附近外，其余的高峰，如道拉吉里山（8,172米）、库汤峰（8,126 米）、希夏邦马峰（8,012米）、珠穆朗玛峰（8,848米）和干城章嘉峰（8,585米）等，几 乎全部分布在喜马拉雅山脉的中段，而且基本上集中在穿过那曲一亚东的构造线与穿过昌玛 尔一桑木桑的构造线同青藏高原前锋的交点之间（图46），而穿过那曲一亚东的构造线，其

图46 全球8,000米以上高峰的分布与青藏高原构造发育之间的关系

走向正是与欧亚弧形构造系的东翼平行，穿过昌玛尔一桑木桑的构造线，其走向则大致与东亚弧形构造系的西翼平行。全球最高诸峰的这种分布状况，除了说明青藏高原的中轴地带可能是整个高原构造活动性最强的区域之一以外，还应该说明，欧亚与东亚两大弧形构造系对高原构造发育的重要影响。

因此，不从成因上加以分析，就简单地把从阿特拉斯到南洋群岛的褶皱山脉笼统地称做阿尔卑斯一喜马拉雅造山带，显然是不合适的。

同样，作为全球三大向南弧形构造系之一的北美弧形构造系的东翼，阿巴拉契亚山脉被排除在全球一级的造山带之外，也是不公道的。从成因上看，阿巴拉契亚的构造应该与兴都库什一萨彦岭以及中国东南沿海的构造相当。许靖华（1978）曾经指出，浙江和福建的中生代时期的变质岩和深成岩，可以认为是阿巴拉契亚山麓带的构造相似物。这不是没有道理的。

然而，必须指出，在全球最大一级的弧形构造系中，并不是只有前锋地带才能造成巨大的褶皱山脉的。有时，在弧形构造系的中轴地带，也能造成巨大的褶皱山脉，纵贯欧亚平原的乌拉尔山脉就是一个典型的例子。

前面说过，构成大陆的物质在地表的运动，在这些物质固结成岩之后，除了表现为大陆地壳自北向南和由太平洋周围向太平洋中心的波状运动之外，还表现为大陆块整体向南和向太平洋中心的侧向位移。这种侧向位移，同样会在陆块前缘造成巨大的年青褶皱山脉。

陆块因整体运动而在其前缘造成褶皱山脉的过程，可能包含这样两方面的基本内容：一是前缘沉积体的变形和构造增生，二是山脉地形的形成。

我们知道，大陆的边缘都沉积着很厚的地层（Seyfert and Sirkin，1973），其中，紧挨着大陆的主要是陆缘结晶沉积岩，而在陆缘结晶沉积岩的外侧，则是大洋沉积（图47·A）。对大陆运动前缘的沉积带来说，大陆块的向前移动，不但会使陆缘结晶沉积地层受到挤压并发生褶皱，而且还将从“潜没”的大洋地壳上刮取大洋沉积物和岩石，并使它们附加到边缘基岩骨架上去，从而形成一系列加厚并迭瓦耸起的楔状体。此外，陆块的侧向运动，还会使那些在构造上或者沉积上无关的巨厚沉积岩系在大洋边缘水平排列起来。这些作用，都可导致大陆边缘体积增大，并使它的前缘向海洋方向推进。但是，在塑造运动着的陆块前缘地质骨架的过程中，上述各种作用很难说哪一种是决定性的或典型的。从所谓古俯冲边缘带上保存的岩石记录看，它们显然是由多种构造和沉积因素造成的。陆块的侧向运动在其前缘造成的形变，实际上包括不同岩体的大规模构造混杂，如使陆架和陆坡的结晶沉积层系掺合到相邻的大洋岩石和沉积物组成的构造增生体中，即把大洋岩层和陆缘沉积岩层合并或混和在一起。这种经大规模构造混杂的，隆起和变厚了的增生体，又构成了次级上坡盆地的基底杂岩体，它能接受陆架和陆坡沉积物的大量堆积，其堆积厚度可超过数千米（图47·B）。在这种情况下，如果陆块继续向前移动，而且移动的幅度足够大，那么，在陆块前缘，上述的增生体和沉积体便会由于受力挤压而大规模褶皱隆起，同时，在它的外侧，新的沉积和增生体又会接着出现，并继而以同样的方式发生褶皱。随着陆块的不断运动，陆块前缘的这种沉积和褶皱的过程将反复进行。这样，运动着的陆块前缘，最终必然会形成巨大的褶皱山脉（图47·C）。

必须指出的是，在运动着的陆块前缘，沉积和褶皱总是不断发生并同时进行的，两者是无法截然分开的。只能说，在陆块前缘的一定区域，构造活动一段时间以沉积为主，另一段时间以褶皱为主。但总的说来，在运动着的陆块前缘，一般都是以褶皱和上升占优势的。当然，移动着的陆块前缘，山脉并不一定都由沉积带经褶皱形成。陆块的侧向运动，在

基岩骨架缘沉积大洋沉积陆前盆地大洋沉积褶皱山脉陆缘沉积大洋沉积海沟

图47 陆块整体运动前缘褶皱山脉形成示意图  
（参考Scho11等，1980）

受到大洋基底阻挡的情况下，其前缘也会发生巨大的隆起。关于这一点，魏格纳在本世纪初提出大陆漂移说时就曾作过明确的论述。他写道：“大陆块的移动和大山系的起源也有着因果联系。南北美洲在向西漂移中，由于受到古老的冷却的坚硬太平洋底的阻挠，它们的前缘部分就褶皱成高大的安第斯山脉，从阿拉斯加一直伸延到南极洲。澳洲陆块（包括仅为陆棚相隔的新几内亚在内）的情况也是一样。年青高大的新几内亚山脉形成于陆块移动方向的前缘。”这里，他只是没有把运动着的大陆前缘因大洋基底阻挡而发生的隆起同因沉积和构造增生所造成的褶皱山脉区分开来。

正是由于大陆块向南和向太平洋中心的整体运动，与大陆地壳向南和向太平洋中心的波

状运动有着本质的不同，因此，由大陆地块向南和向太平洋中心的整体运动在其前缘所造成的年青褶皱山脉，在平面上不一定再呈弧形，其走向主要取决于运动陆块前缘的轮廓。

1859年，美国地质学家霍尔根据美国东部山脉沉积地层的厚度比西部平原地区大得多的事实，认为现在高高升起的山脉，是由原来在很深的陷中堆积的巨厚的海洋沉积物经过地壳运动而产生褶皱的结果。1873年，另一个美国学者丹纳进一步指出，这种陷里的沉积物不仅巨厚，而且褶皱剧烈，同时还遭受强烈的岩浆侵入和变质。他把这种陷叫做地槽，并认为地槽形成于海洋与大陆的交界处，其中的沉积物所以褶皱成山，是因为水平挤压的结果。地槽褶皱成山之后镶嵌于大陆边缘，而且在新形成的山脉外侧，也即新形成的大陆与海洋的交界处，又会发育新的地槽，在经过地壳运动后，新的地槽又被挤压成山，并镶嵌于大陆边缘。这样，从大陆看，陆地在逐步增长；而从地槽看，地槽在向海洋方向渐次移动。地质学家们将地槽的这种移动叫做地槽的迁移。

这种地槽迁移的思想，实际上已经涉及某些关于陆块因整体运动而在其前缘造成褶皱山脉的基本概念。但遗憾的是，它没有将大陆地壳的波状运动与大陆块的整体运动这两种完全不同的地壳运动方式区别开来，从而使大陆地壳因波状运动而造成的隆起与陷，同大陆块因整体运动而在其前缘造成挤压褶皱的情形混为一谈。这自然要妨碍人们从本质上认识前缘造山带。

大陆块向南和向太平洋中心的整体运动，是大陆地壳除向南和向太平洋中心的波状运动之外的最主要的运动方式，因此，由这种运动在大陆前缘造成的褶皱山脉，也必然是除沿全球最大一级弧形构造系的前锋分布的现代褶皱山脉之外的地球表面最主要的褶皱山脉。

但是，大陆地壳向南和向太平洋中心的整体运动，并不是平分秋色的。就造成年青褶皱山脉的晚近地质时期的地壳运动而言，环太平洋陆块向太平洋中心的整体运动要远较陆块的向南运动为剧烈，因此，由太平洋周围各陆块向太平洋中心的整体运动而在陆块前缘造成的年青褶皱山脉，其规模必定要比由陆块向南的整体运动所造成的年青褶皱山脉大得多。

然而，在由太平洋周围各陆块向太平洋中心的整体运动而在陆块前缘造成的年青褶皱山脉中，我们今天能够看到的实际上只有沿澳洲北部展布的、从伊里安岛上的雪山山脉一马勒山脉到斐济一萨摩亚群岛的现代褶皱山脉，和沿南美大陆西岸延伸的南部科迪勒拉山系。因为，欧亚大陆向太平洋中心的整体运动在其前缘所造成的年青褶皱山脉，几乎全部被亚洲东部的一系列向（太平）洋和向南的弧形构造系所叠加，而北美大陆向太平洋中心的整体运动在其前缘造成的褶皱山脉，也基本上为北美西部的一系列向（太平）洋和向南的弧形构造系所叠加。太平洋北岸，白令海地区的大陆地壳，不但其整体运动与波状运动混为一体，而且其向南的运动也与向太平洋中心的运动合二而一。因此，同不能简单地把从阿尔卑斯到南洋群岛的褶皱山脉笼统地称做阿尔卑斯一喜马拉雅造山带的情形一样，我们也不能简单地把沿太平洋周围各大陆前缘分布的、包括不同成因类型的现代褶皱山脉，笼统地叫做环太平洋造山带。而且，特别值得注意的是，正因为亚洲大陆东部和北美大陆西部的太平洋沿岸是向南弧形构造系、向洋弧形构造系和陆块整体运动前缘三者相互叠加的地方，那里既有由大陆地壳波状运动造成的分别属于向南和向洋弧形构造系最前锋的年青褶皱山脉，又有由大陆块的整体运动造成的前缘褶皱山脉，所以它们才成了全球构造地貌最为复杂和构造活动最为剧烈的区域。

由陆块向南的整体运动在其前缘造成的年青褶皱山脉，一般规模都较小，如南非的开普山脉和新西兰的南阿尔卑斯山脉。但纵贯南极大陆的南极纵断山脉，从某种意义上说，其形成或多或少也与陆块向南的整体运动有关。当然，从根本上讲，南极纵断山脉代表着地球上

另外一种全新的褶皱类型—由两块大陆拼合而成的所谓“地缝合线”褶皱山脉。

综上所述，地球上的现代褶皱山脉，主要可分为两大类型：一类是由大陆地壳的波状运动造成的，一类是由大陆块的整体侧向运动造成的。在由大陆地壳波状运动造成的年青褶皱山脉中，又有沿弧形构造系前锋分布的弧形褶皱山脉，沿弧形构造系中轴分布的中轴褶皱山脉和处在两大弧形构造系交汇处外侧的次生性弧形褶皱山脉。在由大陆块的整体侧向运动造成的年青褶皱山脉中，同样也有沿陆块运动前缘分布的前缘褶皱山脉和伴随着两块大陆的拼合而出现的“地缝合线”褶皱山脉。所谓的环太平洋造山带和阿尔卑斯一喜马拉雅造山带，纯粹只是山脉在地理分布上的概念，二者都不具有确切的构造上的意义。应该可以说，地球表面的现代造山带，一般都是由不同成因类型的现代褶皱山脉组成的，而这些现代褶皱山脉，是地球上部晚近地质时期剧烈构造运动的产物，它们的形态特征和地理分布，都取决于地球海陆演化的基本规律，即大陆地壳由北向南和由太平洋周围向太平洋中心的波状运动，及伴随着大陆的解体和拼合而出现的大陆块由北向南和由太平洋周围向太平洋中心的整体侧向位移。

**第 七 章**

**岛弧、海沟和边缘海的形成**

岛弧、海沟和边缘海，是大陆边缘三种重要的构造形态，它们在成因上有一定联系，并往往组成以岛弧为中心的弧一沟一盆系。这种弧一沟一盆系，以其强烈的构造活动性和鲜明的地质、地貌特色，历来为地球科学家们所关注。

岛弧，指的是在平面上呈弧形展布的链状岛屿序列，它最初是因为象花彩般镶在太平洋西缘而引起重视的。后来，人们发现，岛弧外侧，还有深邃的海沟存在，而且这种长条状的海沟，与岛弧相伴伸延，两者既不重叠，又不相交，存在着明显的共轭关系；岛弧内侧，则为边缘海盆所占据，这种边缘海盆，一般具有鱼鳞形或等轴状形态。进一步的研究表明，岛弧、海沟地区，不但深源、浅源地震密集，重力、地磁、热流等异常急剧交替，火山活动激烈频繁，而且各类地质现象都平行于海沟和岛弧轴的方向呈明显的带状分布，由海沟的外侧到岛弧的内侧，低热流值带、重力负异常带、浅源地震带、火山带、深源地震带等还按一定的顺序排列。

因此，尽管岛弧、海沟和边缘海都可以分别作为独立的地质单元来定义，可是，一旦它们以弧一沟一盆系的面貌出现时，便构成了一个统一体。这种弧、沟、盆的结合，正是岛弧地区在地质和地貌上的综合标志。

**一、 岛 弧**

在弧一沟一盆系中，岛弧是中心环节。

人们把岛弧作为地球科学的对象进行研究，始于本世纪初。1903年，索拉斯（W.J.Sol-las）不但注意到了岛弧是呈弧形排列的，是火山和地震集中的区域等事实，而且还首次对这些事实进行了解释。1911年，马歇尔（P.Marshall）指出，环太平洋地区安山岩很多，而分布于太平洋中部的火山岛上安山岩却很少，据此，他在这两个地区之间划出了所谓的安山岩线，并发现这条安山岩线，就是划分岛弧外侧的线。之后，在对海沟分布的调查（J.Mur-ray and J.Hjort，1912），对以阿尔卑斯山脉为中心的造山带地质构造的研究，对东印度群岛地质构造的研究（G.A.F.Molengraaff，1913），以及对日本岛弧的地形、地质、地震等方面的综合性研究和对岛弧地形形成的模拟实验（古藤，1915；德田，1927）的基础上，三十年代初期，莱克（Ph.Lake，1931）和劳森（A.C.Lawson，1932）提出了岛弧起源的理论，他们认为，“大陆地壳向大洋地壳上面伸展”是岛弧形成的基本原因。东印度

群岛周围海域的重力负异常带（VeningMeinesz，1934）和日本周围的深源地 震带（本多，1934；和达，1935）的发现，又给岛弧研究注入了新的内容。四十年代末、五十年代初，贝尼奥夫（H.Benioff）在作了一系列深源地震带的剖面图后也明确指出，这些震源分布在“大陆地块向大洋地块上面伸展所形成的”冲断层周围。1964年，持地幔对流观点的荷兰地球物理学家维宁·曼尼兹（F.A.Vening Meinesz）也认为，“对流”是在大陆下 面上升，而向海洋流去，岛弧的弧形凸出就是由于这种流动而产生的。但是，同样的资料也导致了相反的结论，即岛弧是由所谓大洋底向大陆壳下的“俯冲”而形成的。尤其是在板块构造学说诞生以后，岛弧更被认为是大洋板块向大陆板块下面“俯冲”的产物。

在上一章中，我们实际上已经讨论了岛弧的本质。所谓岛弧，应该就是由于大陆地壳波状运动的发展而越出原始大陆边界并直接跨复于大洋地壳之上的，外侧有深海沟存在，内侧为边缘海所占据的那一部分全球最大一级弧形构造系的最前锋。例如，在澳洲一东南极陆块与亚洲大陆分离之后，以东经110°线为中轴的东亚弧形构造系朝南冲向大洋的运动，就在亚洲南缘造成了东起台湾一菲律宾群岛、-西至安达曼群岛的巨大岛弧。又如，亚洲东部一系列向洋弧形构造系的发育，也也在太平洋西缘留下了阿留申、千岛、白本、琉球和马里亚纳等引人注目的花彩列岛（参见图13和图25）。因此，从根本上说，岛弧也就是一种现代造

图48 菲律宾海的海底地形（据李永植，1982）

山带。观测表明，西太平洋的岛弧，目前还在以平均一百年十八厘米的速度隆起。

从图48可以看出，菲律宾海的海底具有一系列与马里亚纳弧大致平行的海岭，而且这些海岭又是与一系列长条状的海盆相间排列的。各海岭的东、西两侧，地形明显不对称，均为西坡缓，东坡陡，且愈靠西部的海岭，其西坡愈是平缓，愈靠东部的海岭，其西坡愈显陡峻。以各海岭西侧15公里计算，九州一帕劳海岭的西坡极为平缓，西马里亚纳海岭西坡坡度为0.5%，东马里亚纳海岭西坡坡度为1.5%。而与这些海岭相间排列的长条状海盆，形成年代也自西往东依次变新。西菲律宾海盆形成于始新世，帕里西·维拉海盆形成于渐新世，四国海盆形成于中新世，最东面的马里亚纳海盆则形成于上新世。这些情形，都充分反映了菲律宾海的海底地壳具有鲜明的由西向东推进的波状运动特征，而马里亚纳弧，正处在这一波状运动的最前锋。

即使在岛弧地区内部，地壳的波状运动性质也是明显的（图49，并参见图14）。日本海太平洋]2公里现在的地形剖面半岛山地川谷北上山地无沉积连续的上开火山活动隆起海成沉积花岗闪长岩的侵入

非海成沉积

图49 东北日本现代地形剖面和第三纪以来的地史发展（据镇西，1968）

此外，在岛弧地区，由挤压构造作用引起的褶皱构造，其褶皱轴面通常也是倾向大陆一侧的，并多具有逆断层乃至逆掩断层性质。日本岛弧外侧（包括本州以东及西南日本以南海底）就是一个典型的例子（图50）。同时，除有与岛弧平行的弧形断裂带发育外，岛弧地区，还有与岛弧轴直交的横向滑移断裂发育，而且这种横向断裂在岛弧的两翼错动方向往往相反（参见图19）。这些事实所反映的弧形构造特征，同样说明了岛弧地区地壳的波状运动性质。

立岩巖（1976）在对西北太平洋构造带进行了深入的研究之后也曾指出：西北太平洋构造带，在地质上相当于以阿尔卑斯一喜马拉雅山脉为代表的前沿造山带。他还指出，就西北太平洋构造带而论，地表观察到的地质现象表明，岛弧特征构造，可以用挤压力反复作用使其形成褶皱上升并向太平洋方向上冲的概念来说明。上田等（1969）也认为，“阿尔卑斯的低角度冲断层与三陆湾型地震对比时，无论是从应力的方向、能量集中方面，或从造山运动位置上的相似性以及时间上的类似来说，都是可能的”，因此，“将三陆湾地震一阿拉斯加地震的变动，累积起来后，就能形成象阿尔卑斯型的地质构造。”

正因为岛弧实际上是全球一级弧形构造系最前锋的一部分，所以，它在构造上的延伸范围远远要比它在地形上所能达到的范围大得多，岛弧构造不仅不限于链状岛屿本身，而且其

图50 日本岛弧外侧的选瓦构造（据J.C. Ingle等，1975）

两端毫无例外地都可在背后的大陆内部找到相联的部分（参见图13和图25）。例如，阿留申弧的东端向东北伸入北美大陆，可与阿拉斯加山脉的西半段相接，其西端穿过堪察加半岛和舍利霍夫湾沿北西向伸入苏联的远东地带，可与契尔斯基山脉相联；千岛弧的东端沿堪察加半岛伸向北冰洋岸边，西端穿过日本海进入中朝大陆，实际上与宏伟的阴山构造带相联；日本岛弧和琉球岛弧的构造，其两端的延续情况更加明显；马里亚纳岛弧虽然在地形上大部分处在海平面以下，但它的两端在构造上的延续性依然十分清楚。岛弧在构造上的这一特征，也说明了它不可能由所谓板块的“俯冲”所造成。因为根据大洋板块在消亡带处向大陆板块下面俯冲而形成岛弧的概念，怎么能够想象，岛弧构造在其两端能伸入大陆并延伸这么大的距离呢？

日本列岛是在地质上研究程度比较高的地区，这里所揭露出来的大量事实，有助于我们理解岛弧的形成与大陆地壳波状运动之间的关系。

目前普遍认为，日本列岛在中生代还是以一个统一的整体同亚洲大陆相联的（图51）。到了白垩纪末一第三纪初，由于强烈的地壳运动，日本弧才开始与亚洲大陆分离，并向太平洋方向移动。尤其是第三纪中期的构造运动，使日本弧的移动更加活跃。同时，系鱼川一田子之浦构造线和相模湾构造线的断裂活动，也促进了东北日本弧和西南日本弧产生差异运动，以至使日本列岛最终形成今天的面貌。

可是，在对推动日本弧与亚洲大陆分离并向太平洋方向移动的构造运动进行解释时，各家的说法就大相径庭了。

我们认为，日本列岛的形成，是亚洲东部大陆地壳波状运动的必然结果。如上所述，岛弧在本质上属于弧形构造系的最前锋。因此，日本岛弧自然也就属于日本弧形构造系的最前锋。我们知道，日本弧形构造系是太平洋西岸的一个向洋弧形构造系，它经历过自亚洲大陆的北部向南和向太平洋中心的长期发育过程，所以，在地质时期，古日本弧的地理位置也必然经历过自亚洲大陆北部向东南方向长期迁移的过程。这一点，已为大量的事实所证实。根据地磁异常、古地磁数据以及地层同位素年代等有关资料可以推知，中生代末期，日本弧已经移至亚洲大陆东缘，其后，由于继续向东南方向迁移，才最终抵达今天

图51 中生代期间日本的古地理位置图（据瀚川尔朗、安川克已等）

的位置。

然而，日本岛弧的基本面貌，决不仅仅取决于一个日本弧形构造系。仔细分析一下西北太平洋诸弧形构造系在空间分布上的相互交错的关系，不难发现，所谓日本列岛，实际上是由分属于千岛、日本、琉球和马里亚纳四大弧形构造系的岛屿所组成的。在日本岛弧的北端，千岛弧形构造系的前锋由北东直插南西，与日本弧形构造系的前锋在北海道相交，如果说北海道既属于千岛弧形构造系，又属于日本弧形构造系的话，那么，国后、择捉、齿舞、色丹等所谓北方四岛，则标标准准地属于千岛弧形构造系了；在日本岛弧的西端，琉球弧形构造系的前锋自北而南穿过九州中部，九州岛既可以说是日本弧形构造系前锋的一部分，也可以看做是琉球弧形构造系前锋的一部分，而琉球群岛则道道地地属于琉球弧形构造系。作为日本岛弧主体的本州岛，被马里亚纳弧形构造系的前锋拦腰贯穿，因而它也就很难说是纯粹属于日本弧形构造系了，而伊豆、小笠原等岛，倒是真正属于马里亚纳弧形构造系的。日本地区的这种不同的弧形构造系相互交错、叠加的复杂状况，不但反映在日本及其附近的地形上（图52），而且反映在日本列岛的地质和构造上。

图52 日本及其附近的主要地形（单位：米）（据日本海上保安厅水路部（1966）及国土地理院（1957））

但是，与日本弧相交的三大弧形构造系，对日本岛弧的影响并不是等量齐观的。其中，马里亚纳弧形构造系要比千岛和琉球弧形构造系起着重要得多的作用。这是由于千岛弧形构造系与日本弧形构造系的交错、叠加，其影响所及，主要限于日本岛弧的北端。琉球弧形构造系与日本弧形构造系的交错、叠加，其影响所及，主要限于日本岛弧的西端。而马里亚纳弧形构造系的最前锋，不但穿过本州岛的中部，而且把整个日本及其附近地区分成了东、西两大部分（图53）。大量事实说明，这两部分之间，无论在地形特征、重力状况、地壳结构，还是在地震活动、火山分布和岩浆岩的性质等方面，都存在着重大的差异。而正是这些差异，构成了日本及其附近地区地质和构造的基本特征：西部日本，地壳厚度明显大于东部目本，尤其是在二者的交界处，即位于马里亚纳弧形构造系最前锋的本州中部山区一线，地壳厚度最大；西部日本，主要由古生代和中生代岩石组成，新生代岩石较少，而在东部日

图53 日本及其附近弧形构造基本格局

本，则以新生代岩石为主；西部日本，活动强度较小，而东部日本，活动强度则显著增大（表二）。

表二 东、西日本岛弧的特征及活动强度之比较

（据上田、杉村，1969）（表中，T指拉斑质岩浆，H指高铝玄武质岩浆，A指性玄武质岩浆。深源地震的频  
率，指在长1,000公里的岛弧上，一年内发生的M一7.0以上的深源地震的次数。）

为什么以马里亚纳弧形构造系的最前锋为界，东、西日本之间在地质和构造上会出现重大的差异呢？

根本原因可能就在于：东部日本为未被马里亚纳弧形构造系“覆盖”的区域，而西部日本则为已被马里亚纳弧形构造系“覆盖”的区域。更确切地说，西部日本的构造实际上是发育在马里亚纳弧形构造系的内侧，作为其主体的西南日本弧和琉球弧，虽然分别属于日本弧形构造系和琉球弧形构造系的最前锋，但它们并没有直接跨复于典型的大洋地壳之上，根据

岛弧的定义，严格地讲，二者都不是真正的岛弧，它们只是因为菲律宾海和四国海等弧后盆地具有某些接近大洋地壳的性质，才得以显示出一系列类似岛弧的特征的，所以，也可以把它们叫做准岛弧。而东部日本的构造则发育在马里亚纳弧形构造系的外侧，其前缘都属于真正的岛弧，尤其是既处在马里亚纳弧形构造系外侧，又处在千岛弧形构造系外侧的东北本州弧，还是地球上最典型的岛弧之一。此外，由于大陆地壳波状运动的向前推进，既包含构造运动本身的横向迁移，又包含参与运动的物质的同向迁移，因此，已被马里亚纳弧形构造系“覆盖”的西部日本，与未被马里亚纳弧形构造系“覆盖”的东部日本在地壳结构上也显著不同。所以，沿着联结千岛、日本和马里亚纳弧形构造系最前锋的北方四岛一北海道一东北本州—伊豆一小笠原等东部日本诸岛，与沿着其后侧的西南本州一四国一九州一琉球一线的西部日本诸岛，无论在地质上，还是在构造上，都必然有着原则的差别。

这样看来，上田等.（1969）根据日本列岛所具有的地质特点，将日本及其附近地区区分豆一马里亚纳弧为东日本岛弧系与西日本岛弧系（图54），虽然在区分原则上值得考虑，但就其所反映的客 观事实而言，不是没有一定道理的。

图54 日本及其附近的岛弧分布图（据上田等，1969）

在第二章中，我们已经谈到，日本的东半部和西半部各有四或五组相互平行的构造带，而且这两部分构造带又是互相对应的，其分界为横贯日本中部的系鱼川一田子之浦构造线（见图14）。如果将图14和图53加以比较，便可发现，所谓的系鱼川一田子之浦构造线，实际上就是马里亚纳弧形构造系最前锋的外侧边界交于日本弧形构造系最前锋的那一部分。陆上观测表明，系鱼川一田子之浦构造线不但具有左旋滑移性质，同时还是一条明显的逆断层，其断面倾向西，很陡。沿该构造线东侧，还发育了称为“大地沟”的地堑带，充填了以新生代为主的沉积和火山岩。这些情形，清楚地反映了马里亚纳弧形构造系与日本弧形构造系之间的相互关系，以及马里亚纳弧形构造系对东、西日本的不同影响。

从西部日本具有比东部日本为老的地史看，显然，日本地区，马里亚纳弧形构造系的发育要早于日本弧形构造系。当日本列岛作为一个整体与亚洲大陆分离之后，其自西北向东南

的运动，有一半是叠加在马里亚纳弧形构造系上进行的，另一半则直接跨复于大洋地壳之上。但是，马里亚纳弧形构造系与日本弧形构造系向太平洋中心的运动，无论在方向上还是在速度上，都不可能完全一致，这种差异，必然要在东、西日本弧之间造成相应的错动、挤压或者拉张，本州岛中部的强烈弯曲和系鱼川一田子之浦构造线以及该构造线东侧的相模湾构造线（图55），就是这种错动、挤压和拉张的结果。特别是具有右旋性质的相模湾构造线，可能

富士山

图55 日本中部的两大构造活动带（据立岩巖，1979）①系鱼川一田子之浦构造线；②相模湾构造线。E：伊豆一箱根地块

还反映了东部日本弧在马里亚纳和千岛两大弧形构造系的联合推挤下发生的显著的向东运动。这样，我们也就有可能理解，所谓的伊豆一箱根地块和日本最高的山峰——富士山的形成机制了。因为前者正是处在系鱼川一田子之浦构造线南段与相模湾构造线之间的三角地带，而后者则恰恰耸立在上述两大构造线的交会处。即归根结底，二者的形成是因为它们都处在马里亚纳和日本两大弧形构造系前锋交会处这样特定的构造部位上。可是，马里亚纳和日本两大弧形构造系的最前锋相交会，不但会在交会处引起强烈的岩浆活动和喷发作用，而且这种岩浆活动的结果，反过来又会对日本岛弧和马里亚纳弧起到很好的铆定作用。实际上，富士山便是这样一个起铆定作用的“铆钉”。因此，在富士山形成之后，整个日本弧由西北向东南的推进，必然会在富士山与其两侧的东、西日本弧之间造成明显的差异运动，这种差异运动，则又大大加剧了系鱼川一田子之浦构造线的左旋滑移和相模湾构造线的右旋滑移，以及伊豆一箱根地块的发育。

然而，值得注意的是：虽然岛弧是由于大陆地壳波状运动的发展而越出原始大陆边界，并直接跨复于大洋地壳之上的那一部分全球最大一级弧形构造系的最前锋，但并非所有已经抵达大陆边缘的全球一级弧形构造系的最前锋都能形成岛弧。

如前所述，弧、沟、盆三位一体，是岛弧地区在地质和地貌上的综合标志。一个弧形构造系的最前锋，只有在其直接跨上了大洋地壳，而且内侧为边缘海所占据的情况下，才能说是具备了岛弧的基本特征。在全球最大一级弧形构造系中，尽管除了以乌拉尔山脉为中轴的欧亚弧形构造系外，所有的弧形构造系，其前锋几乎都已抵达大陆边缘（当然，严格地讲，琉球弧形构造系应属于发育在大陆地壳内部的弧形构造系，但由于菲律宾海具有某些接近大洋地壳的性质，因此它的前锋一般也可以看作是已经抵达大陆边缘的），可是，其中只有东亚、北美两个向南弧形构造系和太平洋西岸的千岛、日本，琉球、马里亚纳以及阿留申等向洋弧形构造系前锋的一定部位跨上了大洋地壳并在其后侧形成了边缘海，而太平洋东岸的三个向洋弧形构造系，没有一个弧形构造系的前锋具备岛弧的特征。很明显，世界岛弧的分布，有相对集中在太平洋西岸，或者说相对集中在亚洲大陆东半部的趋势。这说明，全球一级弧形构造系的最前锋能否形成岛弧，除了决定于它是否抵达大陆边缘之外，还与该弧形构造系所处的地理位置有关。

李四光曾经从地球自转速度的变化来说明西太平洋岛弧的成带分布。他认为，由于“地球全体的收缩，或其内部重的分子向深处运动”，地球的自转速度会变快，而当地球转速加快时，地球就会产生和它的自转方向相反，即自东向西的惯性力，这个惯性力便可导致太平洋西岸的一系列弧形构造脱落成为岛弧。

威尔逊（J.T.Wilson，1950）也认为，西太平洋型地貌形态的特征，与地极和赤道限定的主要地理座标系有关。也就是说，西太平洋型地貌形态的形成主要是受地球自转影响的结果。

克洛克（A.W.Crook，1980）指出，这一点可以很容易地用西太平洋型地貌形态的宽度随纬度而变化来予以验证。首先，他以环球每隔5°间距将沿纬线测得的西太平洋型地貌形态的宽度加在一起，并将这样得出的距离标会在相应的纬度上，作出了全球的西太平洋型地貌形态宽度分布图（图56）。然后，他又将西太平洋区单独予以考虑，因而得到了该区域

60° 50° 40° 30° 20° 10° 0° 10° 20° 30° 40° 50° 60°图56 现代西太平洋型地貌形态的宽度（系环球沿纬线的总值，按相应的纬度标绘。据 Crook，1980）

的瓣状近似值（图57）。从图56和图57所反映出的西太平洋型地貌形态的最突出的特点，就是它们的宽度随纬度的不同而呈现出规律性的变化，而且这种变化在赤道两侧基本上是对称的，其最大值在北纬和南纬15°与55°，最小值在赤道和北纬、南纬45°与60°。这一规律与是否包括某些特殊地区无关，但在整个新生代却是始终存在的（图58）。克洛克认为，这种规律必须从全球范围寻求解释，而且，归根结底，必须在下伏的软流圈中寻求。因此，他提出了所谓“区域扩张”的模式，其要点之一就是推测软流圈中存在着某些区域性的涡流，而且东向的区域性涡流在北纬和南纬0°、45°与60°处中断而不连续，在北纬和南纬15°、55°处流速最大。这样，他实际上就把这些地区当作是活动区，而不是静止区，从而将现代

图57 西太平洋区现代西太平洋型地貌形态的宽度（按不同纬度标绘。据 Crook，1980）

图58 南半球60百万年前和10百万年前之间，西太平洋型地貌形态的宽度（按纬度标绘。据 Crook，1980）

的西太平洋型地貌形态看作是受地球自转影响的某些全球动力作用产生的瞬间形式。

美国的莫尔纳和阿特瓦泰（Molnar and Atwater，1978）则从板块构造的观点出发讨论了东太平洋边缘没有岛弧而西太平洋边缘有一系列岛弧存在的问题。他们认为，太平洋与大西洋不同，大西洋的扩张中心在大西洋中部，而太平洋的扩张中心靠近太平洋东部。东太平洋海底年轻，是第三纪或新第三纪的，而西太平洋比较老，有侏罗纪、白垩纪的洋壳。两者的俯冲角度也不同，东太平洋角度小，在北美俯冲角度在10°，以下，西太平洋俯冲角度大，可达30°～40°，在马里亚纳可达70°～80°。俯冲角度的不同是与岩石圈的比重差异有关的。东太平洋俯冲带离扩张中心近，岩石圈温度较高，密度小，比重也小，所以产生较小的俯冲角，这样的板块俯冲就不会扰乱地幔的热分布，故东太平洋沿岸不出现岛弧，而仅有安山岩的火山活动。西太平洋俯冲带由于离扩张中心远，岩石圈密度大，比重大，重力有把洋壳拉沉的趋向，所以造成较大的俯冲角。当洋壳俯冲到很深地段时，对地幔热分布产生了扰乱作用，其主要影响是引起俯冲带上部的地热对流，这种对流会导致弧后扩张，从而造成弧后盆地，因而也就造成了岛弧。

我们认为，岛弧之所以相对集中在太平洋西岸，主要是因为亚洲大陆的东半部，是全球大陆地壳波状运动最为剧烈的区域。在第二章中（参见图13），我们已经讲到，亚洲大陆的东半部，不但全球一级的弧形构造系密集、交错，而且造成这些弧形构造系的大陆地壳波状运动的强度也远较其他地区为大。特别是在东太平洋隆起形成之后，由于东、西太平洋水深出现明显的差异，加上北美大陆向太平洋中心的运动受东太平洋隆起东端的直接阻挡，亚洲大陆东半部全球一级弧形构造系的发育，更显突出，因此，当亚洲大陆东半部的地壳波状运动抵达大陆边缘之后，由这种波状运动造成的一系列弧形构造系的前缘部分，便会相继跨上大洋地壳，并继续向太平洋中心推进。这样，在这些弧形构造系的前端，弧形构造便不再发育在大陆地壳之上，而是直接叠加在大洋地壳之上。由于大陆地壳的波状运动，不仅包含着构造运动本身的横向迁移，而且包含着参与运动的物质的同向迁移，所以，这种直接叠加在大洋地壳上的弧形构造，其地壳结构必然要比那些发育在大陆地壳上的弧形构造来得简单，即后者为双层地壳，因而较厚，而前者为单层地壳，因而较薄。而这具有薄壳性质的，亦即直接叠加在大洋地壳上的那一部分弧形构造系的最前锋，便构成了最初的岛弧。另一方面，由于亚洲大陆东半部全球一级弧形构造系密集、交错，且以大的幅度向前推进，因此，不同的弧形构造系，相互间还难免要发生一系列的侧向挤压；而这种挤压，自然又会在各弧形构造系内部引起拉张，特别是处在两大弧形构造系之间的弧形构造系，其前缘跨上大洋地壳的那一部分，在两侧弧形构造系的联合挤压下，拉张作用更加强烈。而且，随着大陆地壳波状运动的发展，这种拉张作用会愈来愈剧烈，受拉张区域的地壳会愈变愈薄，所以，当拉张作用达到一定限度时，特别是这时如果遇到地球自转速度的变化或所谓地幔东向区域旋转流的影响，这些地区的地壳便会沿着其内部受拉张力最大的薄弱地带裂开，形成一系列张性裂隙和地堑等张性构造。而只要这些张性裂隙切割的深度足够大，其下的玄武岩浆便会沿着裂隙上升，并向两侧推挤，其结果，不但加剧了亚洲东半部一系列弧形构造系最前锋的向前运动，而且最终将促使这些前锋的一定区段成为岛弧。

立岩巖（1981）也曾经指出，东亚和西北太平洋地区的构造型式，是由造山力形成的，这种造山力既造成了该地区的褶皱，也向太平洋方向挤压岛弧。

所以说，岛弧相对集中在某些区域，其根本原因，仍然在于大陆地壳波状运动本身。换言之，那些抵达大陆边缘的全球一级弧形构造系，其前锋能否形成岛弧，主要取决于该弧形构造系的发育程度和运动速度。一般地说，弧形构造系的发育程度愈高，运动速度愈大，形成岛弧的条件也就愈成熟。当然，地球自转速度的变化，所谓的地幔东向区域旋转流的作用和地球内部玄武岩浆的侵入活动等，都可能在一定的条件下对岛弧的形成产生一定的影响。但必须指出的是，我们既要考虑到地球自转速度的变化与所谓的地幔东向区域旋转流对岛弧形成的可能影响，但又不能过高估计这些因素的作用。因为即使是弧顶明显向东的千岛、日本、琉球和马里亚纳弧形构造系，其前锋至今亦未见有大规模的东西向错断，相反，各岛弧基本上都以相当平滑的弧线向两端大幅度地伸入背后的大陆。对于阿留申弧形构造系来说，这两种因素的作用可能就更加次要了。因为阿留申弧形构造系实际上是具有向南和向（太平）洋双重性质的，阿留申岛弧的形成，应该主要归因于该弧形构造系自身的向南与向（太平）洋运动的统一。所谓苏联远东的中新生代褶皱带有向西北突入西伯利亚的趋势，阿拉斯加一科迪勒拉的中新生代褶皱带有向东北突入北美地台的趋势，其实就是以阿留申岛弧为代表的阿留申弧形构造系的前锋的两翼在上述地区的反映。巨大的东亚弧形构造系，其前锋几乎在所有跨上大洋地壳的部分都形成了岛弧，即既在太平洋西岸形成了岛弧，同时

又在印度洋东岸形成了岛弧。这也说明，地球自转速度的变化，及所谓的地幔东向区域旋转流的作用，对岛弧形成的影响都是有限的。即便是该弧形构造系濒临太平洋的一翼，岛弧的向东凸出，可能也不是因为地球自转速度变化和所谓地幔东向区域旋转流作用的结果，而是由于亚洲大陆本身由太平洋外围向太平洋中心的运动，及澳洲大陆向太平洋中心的运动对不断向南推进的东亚弧形构造系的东南部造成的挤压与拖曳所致。同样，北美弧形构造系的前锋之所以仅仅在大西洋西岸形成西印度群岛弧，根本原因可能也不是地球自转速度的变化与所谓地幔东向区域旋转流的作用，而是南、北美洲大陆同时向南和向（太平）洋运动在二者之间造成挤压的结果。

同时，还必须指出，岛弧在地理分布上的上述特征，并不是一成不变的，也不是历来如此的，而是随着时间的推移不断发生变化的。例如日本弧和千岛弧，其弧后盆地过去都具有积极扩张的性质，但现在却不怎么活动了。又如，北美大陆西海岸虽然现在几乎不存在岛弧，但在东太平洋隆起形成之前，北美大陆向南和向太平洋中心的波状运动，可能曾经在那里造就过典型的岛弧，高喀斯喀特（High Cascade）的火山活动，大概就是过去岛弧的痕迹。因此，不能绝对地说，岛弧都集中在太平洋西岸，或者说太平洋东岸肯定不存在岛弧。这里需要注意时间的概念，需要注意岛弧会在一定的条件下形成，又会在某些情况下消亡。

可是，美洲南部与南极半岛之间的南奥克尼弧，从来就不是真正的岛弧，它本是联结南美大陆与西南极大陆的那一部分陆地，后来，由于南美大陆向太平洋中心运动，西南极大陆向南运动，再加上地幔中可能存在的区域旋转流的向东推挤作用，才使它逐渐被拉断并终于成为今日的弧形面貌的。因此，它不应该与本节讲到的那些岛弧相提并论。

**一、 海 沟**

岛弧的向洋一侧，都伴有海沟。但是，海沟的向陆一侧，并不一定都是岛弧。

所谓海沟，是指邻接大陆坡并为急斜的斜坡围绕的巨大而狭长的深海抄陷。海沟的宽度一般仅有几十至一百公里，但长度自数百至数千公里不等，最长的秘鲁一智利海沟甚至长达5,900公里。大部分海沟都具有不对称的“V”字形横剖面，其靠陆一侧的内壁坡度较陡，靠洋一侧的外壁则比较平缓。海沟的深度通常都在6,000米以上，个别的可超过10,000米。

长期以来，对海沟的成因问题，始终存在着两种截然不同的意见。一种意见认为，海沟是大洋地壳沿贝尼奥夫带向大陆地壳下面俯冲造成的，另一种意见则认为，海沟是由大陆地壳沿贝尼奥夫带向大洋地壳上面仰冲造成的。

其实，在贝尼奥夫带两侧，大陆地壳与大洋地壳的仰冲或俯冲，从来就是相对的，而且，贝尼奥夫带的向陆倾斜，决定了当大陆地壳与大洋地壳相向运动时，大陆地壳一般只能仰冲，大洋地壳一般只能俯冲。对于海沟来说，俯冲论也好，仰冲论也好，实际上都承认它起因于大陆地壳与大洋地壳的对冲。因此，二者的分歧，关键在于，究竟是大陆地壳的主动仰冲，还是大洋地壳的主动俯冲。很明显，如果是大陆地壳主动仰冲，那就意味着是大陆地壳向前推进；反之，如果是大洋地壳主动俯冲，那就说明是大洋地壳向陆运动了。

仔细分析一下全球海沟的地理分布，不难发现，所有的海沟，几乎都出现在运动着的大陆地壳前缘，而且其走向基本上都与大陆地壳的运动方向成直交（图59）。这就再清楚不过地说明了，海沟的形成，取决于大陆地壳向大洋地壳的运动，也就是取决于大陆地壳向大洋地壳的主动仰冲。事实上，贝尼奥夫在最初发现深源地震集中成带的现象时，就已明确指出，这些震源分布在大陆地块向大洋地块上面伸展所形成的冲断层周围。费多托夫（S.A.Fedotov，1961）和普拉弗克（G.Plafker，1965）根据地震初动分布，分别对千岛弧外带和阿拉斯加所作的研究，也都得出了二者是向大洋底的冲断层运动的结论。

图59 全球的海沟都出现在大陆地壳运动的正前方（箭头示大陆地壳运动的方向）1一阿留申海沟：2-千岛海沟：3-日本海沟：4一琉球海沟：5一马里亚纳海沟；6一帕劳海沟：7一菲律宾海沟；8一韦勃海沟：9一爪哇海沟；10一新不列颠海沟，11一新赫布里底海沟：12-汤加一克马德克海沟：13一秘鲁一智利海沟：14一阿卡普尔科一危地马拉海沟（中美海沟）；15一塞德罗斯海沟：16一波多黎各海沟

曼吐拉（A.J.Mantura，1972）曾以洋底很多地方发现从中侏罗纪至今按年代新老堆积的深海沉积，对所谓“海底扩张”，实际上也就是对大洋地壳主动俯冲的真实性提出了怀疑。他的这种怀疑是很有道理的。如果海底扩张是从中侏罗纪开始的话，那么，即使在没有消亡作用发生的大洋中，也只有在最边缘的部分，才能见到中侏罗纪的沉积，因为再向中间去，那些大洋地壳都是在中侏罗纪以后才由海底扩张形成的，它们上面怎么会接受中侏罗纪的沉积呢？反过来，如果洋底很多地方都发现了中侏罗纪的沉积，那只能说明洋底并不存在什么扩张，而因，在洋陆交界处也就无所谓主动俯冲了。

范贝梅伦也曾写过一篇关于兰闪石片岩相的变质作用问题的文章，从大陆内地幔挤入加重力构造作用的观点，说明了洋陆交界处大洋地壳的所谓“俯冲”是被动的。

事实上，只要存在着大陆地壳向大洋地壳的运动，只要这种运动的幅度足够大，在与运动方向垂直的洋陆交界处，就可能出现海沟。

这样，我们就能够理解，为什么岛弧的向洋一侧都伴有海沟，而海沟的向陆一侧，并不一定都是岛弧。我们知道，大陆地壳的运动，在大陆物质固结之后，主要是以大陆地壳的波状运动与大陆块的整体运动两种方式进行的，因此，从成因上看，海沟也可以分成为两大类：一类是与大陆地壳的波状运动相关的。这类海沟，毫无例外地都与岛弧相伴生，并构成了弧一沟一盆系的一部分。另一类是与大陆块的整体运动相关的。这类海沟，一般与海岸山脉相伴生。前者如阿留申海沟、千岛海沟、日本海沟、马里亚纳海沟、琉球海沟、菲律宾海沟、爪哇海沟和波多黎各海沟等，后者如秘鲁一智利海沟和汤加一克马德克海沟等。中亚美利加海沟虽然表面上看不与岛弧相伴生，但实际上是处在北美弧形构造系西翼前锋的外侧，因此也应划归第一类。

当然，与大陆地壳的波状运动相关的和与大陆块的整体运动相关的两类海沟，其形成过程是不会完全相同的。

在弧一沟一盆系中，岛弧的向洋运动一般都不是简单的平移。前已述及，日本岛弧有着自亚洲大陆向太平洋中部运动的漫长经历。在日本海沟钻了一些井，不但找不到所谓的“俯冲带”，只找到大陆地层，而且在海沟内壁还发现了大陆源的砾石、陆相或浅海相沉积物及大陆型花岗岩、变质岩基底上的沉积物，直到渐新世之上，中、上新世和第四纪才是深海沉积物。这说明，日本岛弧外侧，大陆地壳在向洋运动的同时，深深地进入了沟底。许靖华（1978）认为，其深度已达5,000多米，李永植（1982）也指出，日本岛弧外侧（靠太平洋一侧），自新生代以来发生了强烈的断陷沉降，部分陆地沦为了海底。六十年代晚期，原田哲朗与德冈隆夫等许多日本学者根据西南日本沿岸地质调查的资料推断，在西南日本外海曾经出现一个黑潮陆块。海洋地质与地球物理调查结果证实，这个陆块位于西南日本海槽以北，由纪伊半岛至冲绳岛一带地区。该陆块由前志留纪的石英砂岩、中生代的砂岩、石及酸性火成岩类构成。自白垩纪至中新世早期，黑潮陆块高出海平面，在大气条件下遭受风化剥蚀，为西南日本地区的晚白垩世日高川统、始新世音无川统与渐新世牟娄统诸地层提供物质来源。中新世中期（距今2,000万年前），该陆块沉没于海底。最近，深海钻探又发现，在本州：以东至日本海沟内坡，另有一亲潮陆块，此陆块于晚白垩世以前露出海面，晚中新世论为海底。从地震剖面上可以看到本州白垩系不整合面在海底向东延伸至水深为6,000米的日本海沟西侧。从深海钻探计划（DSDP）第434孔采得的岩芯中可以看到这个不整合面上的大量圆球度较好的河湖相砾石。深海钻探计划第439孔的岩芯分析结果表明，日本岛弧外侧，地壳自晚渐新世以来沉降了约2,800米。日本岛弧外侧地壳的这种在平移中又伴有垂直运动的现象，李永植称之为“滚卷”。他甚至认为，广布于日本岛弧西北侧（靠日本海一侧）的新生代绿色安山岩，就是由从日本岛弧前缘卷入地幔的岛弧花岗岩同被压潜入日本岛弧下面的太平洋玄武岩一道向北西方向运移，并相互混熔成中性岩浆在岛弧中后部喷发而成的。岛弧外侧地壳的这种“滚卷”性质，实际上正是大陆地壳波状运动的波动性质在其最前锋的反映。因此，大陆地壳向大洋地壳上面的仰冲，在岛弧外侧，主要是表现为大陆地壳向大洋地壳的挤压滚进。正是这种滚进，不断使得大洋地壳向下弯曲进入岛弧底部而在洋陆交界处造成“V”字形的海沟，并在海沟的外壁造成一系列的正断层，甚至使整个海沟呈地堑式构造（图60）。

在整体运动着的大陆地块前缘，海沟的形成可能主要取决于重力的变化。当大陆块刚刚发生整体运动时，其运动前缘，褶皱的规模一般都不大。但是，随着大陆块整体运动的不断向前推进，海岸山脉逐渐生成，比重较小的花岗岩愈送愈厚，该处就难免要出现愈来愈多的质量亏损，这样，为了达到均衡补偿，其下的M界面就要被迫下降，因而洋陆交界处的大洋地壳便也会向下弯曲而形成海沟（参见图47）。这样形成的海沟，也能在其外壁造成一系列重力正断层，甚至也能使海沟呈某种形式的地堑构造。

由于两类海沟都是由大陆地壳将大洋地壳压弯而形成的，同时，随着大陆地壳的不断前

图60 岛弧外侧海沟形成示意图（参考肖承邮，1977）

进，被压弯的大洋地壳又会相继潜入大陆地壳底部，从而在其后侧形成新的海沟，因此，海沟地区，不但沉积物较少，而且年青的沉积物一般无压缩变形现象。

但必须指出的是，虽然两类海沟都存在着明显的张力构造，可是，这决不意味着海沟是由张力造成的。相反，由于海沟是大陆地壳与大洋地壳对冲的产物，因此，总的说来，海沟地区应该主要是处在挤压应力场的控制之下。例如，作为主动向前推进的大陆地壳的最前缘，岛弧与伴有海沟的海岸山脉的强烈褶皱，以及海沟内壁的剧烈变形和广泛存在的迭瓦式逆掩构造等，就是这种挤压的重要标志。如果不存在大陆地壳由陆向洋的波状运动，如果不存在大陆地块相对于大洋底部的主动仰冲，岛弧外侧地壳的“滚卷”运动与海岸山脉下部的均衡补偿就无由发生，海沟也就不可能出现。所以说，无论是与岛弧相伴生的海沟，还是与海岸山脉相伴生的海沟，其内部的张力构造，都具有强大的挤压背景。

海沟是大陆地壳对大洋地壳运动的产物，又是地球上部正在发生的地壳大规模水平运动的反映。什么地方有海沟存在，就说明那个地方有大陆地壳对大洋地壳的大幅度运动，而且这种运动的方向一般垂直于海沟延伸的方向。如果大陆地壳的向洋运动停止了，或慢慢减弱了，海沟也就随之逐渐消亡。北美西岸，现在见不到海沟，这是与该地区现在无岛弧发育的情形相一致的。它说明，北美大陆向太平洋中心的运动，至少在晚近地质时期，其幅度是有限的。但是，在东太平洋隆起出现之前，那里可能同样有过海沟的分布，因为当时北美大陆向洋运动的速度可能曾经在该地区造就过岛弧。

至于马尼拉海沟的扭曲倒转，即有一个现代的向东倾斜的贝尼奥夫带，可能与东亚弧形构造系东翼在向南和向太平洋中心移动的过程中，受澳洲陆块的阻挡和不均匀挤压有关。而澳洲北缘的新不列颠、南所罗门和新赫布里底等海沟的扭曲倒转，可能又正是因为澳洲陆块向太平洋中心的运动受东亚弧形构造系的不均匀推挤所致。

正如上一节所讲到的那样，美洲南部与南极半岛之间的南奥克尼弧比较特殊，因此其东侧的南桑德韦奇海沟，情况也比较特殊，它的形成可能与所谓的地东向区域旋转流的作用有关。

**三、 边 缘 海**

边缘海，也叫弧后盆地，这是一种位于岛弧内侧的深水盆地，一般具有鱼鳞形或等轴状形态。

前面讲过，岛弧的向洋一侧，都伴有海沟，而海沟的向陆一侧，并不一定都是岛弧。但是，对边缘海来说，情况就不同了。不仅岛弧的向陆一侧都存在着边缘海盆，而且边缘海盆的向洋一侧，也必定都伴有岛弧。实际上，边缘海盆和岛弧，是全球一级弧形构造系跨上大洋地壳的那一部分的两个互为依存的构造单元。因此，没有岛弧，就无所谓边缘海；没有边缘海，岛弧也就不成其为“岛”弧，而只能是山弧了。

正因为岛弧与山弧的主要区别就在于其内侧是否存在着边缘海，所以，当全球一级弧形构造系的最前锋抵达大陆边缘之后，其能否形成岛弧，关键就在于能否形成边缘海。卡里格（D.Karig）在研究了汤加盆地之后也认为，边缘海的成因与岛弧的成因有关。这样看来，我们在讨论岛弧之所以相对集中在太平洋西岸的问题时，事实上已经触及边缘海形成的基本原因了。

一个前锋抵达大陆边缘的全球一级弧形构造系，其前锋后侧能否形成边缘海，主要取决于该弧形构造系本身的发育程度和它所“覆盖”的大洋地壳的面积，归根结底，取决于大陆地壳的波状运动。因为当一个弧形构造系的前锋抵达大陆边缘之后，如果能够继续以大于它所在大陆的运动速度向前推进，那么它就会跨上并逐渐“覆盖”其前方的大洋地壳。而在同一弧形构造系内，已经跨上大洋地壳的部分，地壳厚度明显要比未跨上大洋地壳的部分来得薄（关于这一点，我们已经在讨论东部日本与西部日本在地壳厚度上的差异问题及岛弧成因问题时作了说明），同时，随着大陆地壳波状运动的发展，弧形构造系不断向前推进，不但地壳减薄的区域会愈来愈大，而且地壳减薄的现象会愈来愈明显，尤其是在弧形的拗陷带，由于壳下侵蚀作用，地壳会变得更薄。根据地壳均衡原理，地壳厚度的减薄，必然要导致地壳的相应沉降。因此，对于一个前锋已经抵达大陆边缘的弧形构造系来说，只要其发育的程度足够高，“覆盖”的大洋面积足够大，其前锋后侧，就可能出现一个薄壳的沉降区，这个薄壳沉降区，就是边缘海的最初基础，也是边缘海得以发育的首要条件。

当然，没有一个真正的边缘海，是仅由大陆地壳的减薄而形成的。在边缘海形成的过程中，一般都伴有大陆地壳的破裂、断陷和大规模的岩浆活动。

李四光曾经指出，由于与横梁弯曲相同的原理，在弧形构造的内侧，将产生平行于弧形走向的次生挤压。张文佑等人认为，当弧内侧岩石比较脆硬时，这种平行于弧形走向的次生挤压，将会造成十分明显的横向张裂缝，而这些张裂缝切割到一定深度，又会导致局部压力降低而促使深部物质局部熔融，形成岩浆源。李四光早年所说的大陆“边终弧构造”，往往就属于这一类弧形构造。他们认为，边缘海的拉开，至少在其开始阶段可能与弧内侧的次生挤压有关，而边缘海的进一步扩张则可能与这种挤压造成的岩浆活动及由此产生的侧向扩张有关。这些见解，是很有启发性的。它可以说明，在弧形构造系内由于弧形构造的发育而在其前锋内侧造成张裂和岩浆活动的基本过程，以及这一过程与边缘海形成之间的关系。但是，这里必须注意两个问题：一、不同的弧形构造系，其前锋后侧的拉张状况，通常也是不

同的。一般地讲，发育程度高，积极向前推进的弧形构造系，其前锋后侧所受到的次生挤压力都较大，因此它们所造成的横向张裂的规模必然也较大，尤其是在弧形构造系密集的区域，由于不同的弧形构造系叠加、交错，它们相互间强烈的侧向挤压，更会大大加剧各自前锋后侧的这种横向张裂的发展，从而为岩浆活动提供了良好的构造环境。反之，发育程度低，向前运动缓慢的弧形构造系，其前锋后侧横向断裂的规模必然也较小因而不利于岩浆的活动。二、弧后岩浆活动的岩浆源，不会仅限于张裂隙本身下切造成的深部物质的局部熔融，更重要的，可能还是原先存在于地幔中的硅镁物质熔融体。因此，并不是具有同样下切深度的张裂缝都能导致岩浆的侵入。这里，地壳厚度的大小可能起着重要的作用。地壳越薄，岩浆活动越容易发生，地壳越厚则越难。在全球一级弧形构造系中，那些已经跨上大洋地壳并具有一定“覆盖”面积的弧形构造系，其前锋后侧的薄壳区域，在大规模张裂缝下切的情况下，自然最易发生岩浆活动。正如上田等（1969）指出的那样，沿弧后裂缝上升的岩浆，如果不能向上叠加，恐怕就只有横向扩张了。所以说，弧形构造系的前端，不但地壳厚度的减薄与该弧形构造系本身的发育程度和它所“覆盖”的大洋地壳的面积有关，而且弧后地壳的破裂和岩浆活动的规模，同样也与这些因素有关。

德田贞一（1926，1927）通过一系列实验也证实，某区一旦由于压力构造作用形成特有的褶皱构造带时，那么，在相邻区域（具体地说，就是在导致褶皱构造即侧压力来源一侧的相邻区域）必然产生张力场。同时，在张力场区域会产生正断层以及与正断层伴生的地垒一地堑等特殊构造。这应该可以看作是对上述有关边缘海形成机制的一个补充。我们知道，弧形构造系的最前锋，一般都是由挤压力构造作用形成的褶皱构造带，因此，当弧形构造系向前推进而在其前锋造成挤压构造的时候，其前锋后侧，除造成一系列横向张裂缝外，可能还会造成一系列正断层和与正断层伴生的地垒一地堑等张性构造。这些张性构造，对于已经跨上大洋地壳的弧形构造系来说，无疑将对边缘海的张开起到促进的作用。

此外，边缘海的形成，可能还受地球自转速度变化和所谓地幔东向区域旋转流等因素的影响。不过，这些影响，与大陆地壳的波状运动相比，一般都较小。

正因为边缘海的形成，主要取决于大陆地壳的波状运动，因此，尽管影响边缘海形成的因素很多，但最终对边缘海的轮廓起“定型”作用的，仍然是边缘海本身所在的弧形构造系前锋的形态、它与相邻的弧形构造系之间的叠加关系以及它与后侧大陆边界构造之间的相对位置。从根本上讲，所谓边缘海，其实就是处在大陆边缘的一种由大陆地壳波状运动造成的大型的镶嵌地块。因此，边缘海一般都具有鱼鳞形或等轴状形态。

亚洲东部，由于不但是全球一级弧形构造系最为发育的区域，而且是全球弧形构造系最为密集的区域，因此，这里也是全球边缘海最为集中的区域，自北而南，排列着白令海、鄂霍茨克海、日本海、黄东海、菲律宾海和南海、苏拉威西海、班达海、爪哇海等一系列边缘海。而地球的其他地区，则几乎见不到典型的边缘海。唯一例外的中美洲，加勒比海也正是既处在北美弧形构造系的最前端，又处在加利福尼亚弧形构造系的前锋外侧。

卡里格等人（1971，1972）也曾指出，西太平洋边缘海盆是由于拉张形成的。但他们把这种拉张归因于大洋地壳沿海沟俯冲后在弧后造成的区域性海底扩张。这与我们的看法是有着本质的不同的。

综上所述，我们认为，岛弧、海沟和边缘海，都是大陆地壳自北往南和由太平洋周围向太平洋中心剧烈运动的产物。如果离开大陆地壳对大洋地壳的剧烈运动，不但岛弧和边缘海无法形成，而且任何一类海沟也不可能出现。

典型的弧—沟—盆系，归根结底，都是由于大陆地壳的波状运动而从大陆边缘逐步向大  
洋扩展形成的。在扩展过程中，尽管弧后的大陆地壳会越变越薄，甚至在一定程度上具有了  
大洋地壳的性质，但无论如何，它决不会最终变成为真正的大洋地壳。这不仅因为原有的大  
陆地壳只是被拉破，并没有消亡（如全球发育程度最高的边缘海—菲律宾海，在地球动力学  
计划执行期间，就采得了大量花岗岩等酸性岩类的碎块，西马里亚纳海岭与西之岛也见英安  
岩赋存），而且还因为弧后盆地的拉斑玄武岩与大洋拉斑玄武岩不同，前者钠和硅的含量要  
比后者多一点（都城秋穗）。因此，从岛弧地区仍具大陆地壳的特征看，如果把弧—沟—盆  
系的发育看作是大陆的“扩张”，也不是不可以的。当然，这与范德林登（Van der Lin-  
den）所说的“大陆扩张”是有原则区别的。

因为弧—沟—盆系是由于大陆地壳的波状运动而从大陆边缘逐步向大洋扩展而成的，所  
以，岛弧、海沟和边缘海地区，挤压应力作用是占第一位的，由挤压应力派生的强大的张力  
作用则属于二级效应。但无论是压力构造，还是张力构造，一般都是平行于岛弧轴排列的，  
因此，在弧—沟—盆系中，各类地质现象都呈明显的带状分布。

**第 八 章**

**世 界 裂 谷 系 的 诞 生**

最初见于大陆上的裂谷，例如贝加尔裂谷和东非裂谷，曾一度被看作为地壳的奇异构  
造。但自从在大洋底部发现了65,000公里长的中洋海岭和中洋海岭上的巨大断裂谷之后，裂  
谷便引起了人们的普遍注意。六十年代初，赫斯（H.H.Hess）和迪茨（R.S.Dietz）从当时  
裂谷研究的成果出发，差不多在同时提出了海底扩张的假说，并在很短的时间内取得了惊人  
的进展。这种进展，最终导致板块构造学说的诞生。现在，随着板块构造学说的广泛传播，  
大多数地质学家都相信，“地幔对流”是驱动地壳运动的原动力，地幔中那些密度减小的物  
质连续不断地上升，是引起地壳拉张并造成裂谷的根本原因。

诚然，调查资料证明，拉张作用是裂谷发育的主要机理，而且，不论是陆上裂谷还是洋  
底裂谷，其构造的发育都伴有强烈的岩浆上涌活动。但是，所谓“地幔对流”的设想，却迄  
今尚未为任何地质事实所证实。杰弗里斯（Jeffreys）等人早就指出，大量事实说明小应力  
下弹性不完善定律的正确性，并认为上地幔的粘滞度为10°或10²⁷泊，因此，对流是不可能  
的。麦克唐纳（McDonald）根据人造卫星的遥测资料进行了计算，同样认为在地幔中发生  
大规模的物质对流是困难的。最近，有人根据地震资料对地幔又进行了分层，而层越薄，对  
流就愈不易存在。如果地幔对流确实不存在的话，那么，由地流的上升引起地壳拉张并造  
成裂谷的提法又有什么意义呢？

其实，地表海陆演化的基本规律告诉我们，裂谷地区，岩浆的上涌活动不但不是引起地  
壳拉张的根本原因，恰恰相反，它正是地壳拉张所造成的结果。虽然拉张作用是裂谷发育的  
主要机理，但是，裂谷地区，并不是先有岩浆上涌，后有地壳拉张，最后才形成裂谷的，而  
是先有地壳拉张，后有裂谷发育，在裂谷发育的过程中，才伴有岩浆的上涌。

图61表示裂谷形成的基本过程。当一个地区的地壳受到来自侧向的拉张作用时，在受力  
最大的地方，地壳首先会因拉张而变薄。这种变薄，在地表主要表现为地面的沉降，在壳下  
则引起莫霍面的上隆。若拉张作用连续进行，那么，当其强度达到一定限度时，被拉薄了的  
地壳便会逐渐破裂，以至最终形成通常为正断层所限制的地堑式构造，这就是裂谷。

然而，在这个过程中，由地壳的拉张变薄所引起的莫霍面上隆，并不是单纯的界面埋深  
的变动。在第二章中，我们已经讨论了在大陆地壳波状运动中莫霍面变化的情形。当由隆起  
带变为拗陷带时，由于地壳上部沉降，地壳底部的压力和温度会随着降低，这一方面既使得  
上地幔顶部岩石密度变小，体积增大，另一方面又使得下部地壳部分向上地幔转化。这些变  
化，不但将导致莫霍面的上隆，而且在上隆了的莫霍面之下，可能还会留下一些似壳非壳、  
似慢非慢的枕状物（参见图12）。裂谷地区，莫霍面的上隆也是在地壳底部压力和温度降低  
的情况下，通过上地幔顶部岩石密度的减小、体积的增大和下部地壳部分岩石的超基性岩化

图61 裂谷形成过程示意图  
（考参I11ies，1969）  
1－地堑充填物；2－沉积盖层；3－地壳；4－地；  
5－异常地；6－断层；7－地壳受力方向；8－裂谷

来实现的，它与大陆地壳波状运动中由隆变处莫霍面变化过程的不同之处仅仅在于，裂谷  
地区，地壳底部压力和温度的降低，主要不是因为大陆地壳的波状运动，而是由于该处地壳  
所遭受的连续不断的侧向拉张。而且正是因为这种拉张，其下的物质变动才更加剧烈。因  
此，在裂谷地区；在上隆了的莫霍面之下，并不就是典型的地幔，而是一个较之大陆地壳波  
状运动区域莫霍面之下的似壳非壳、似慢非慢的枕状物更为明显、更为特殊的物质层。K.  
L.库克首先注意到这一层的存在，并称之为壳慢混合层。后来，G.A.汤普森和M.塔尔瓦  
尼又把这一层叫做异常地幔。

大量资料证实，壳慢混合层或异常地幔的存在是所有裂谷带深部结构的明显特点，而  
且，无论是陆上还是洋底的裂谷作用区，其地貌边界同异常地幔在深处的外侧界面完全一致

（图62）。近年来，这种关系又在“裂谷垫”这个新术语中得到了反映。

太平洋 内华达山脉 山脉盆地区 科罗拉多高原

图62 裂谷地区的地壳与上地幔结构（据 IpaveB，1977）A—美国西部裂谷带；B—莱茵地堑；C—大西洋中脊

异常地幔的一般特征是：纵波速度变低（7.3~7.8公里/秒）；横波衰减；高的导热导电率以及低的粘度。这些特征和所谓的“软流圈”很相近，以致大多数人曾经都把裂谷作用区下面的异常地幔误认为是软流圈的凸出部分。直到在贝加尔裂谷中弄清了该层的底面在那里仅位于43～55公里深处，而软流层的顶面则位于100公里深处之后，异常地幔和软流圈的本质不同才得到确认。现在，根据实验岩石学的研究成果可以得出结论。这个异常地幔，就是玄武岩浆的源地。所以，当裂谷作用区的地壳拉张进入破裂阶段之后，异常地幔中的玄武岩浆就会沿着切穿地壳的深大断裂连续不断地上涌。这与所谓的“海底扩张”和“地幔对流”毫无关系。

此外，还应该注意到，和大陆地壳波状运动区域由隆变抄处的情形一样，在裂谷地区，地面沉降不但会引起莫霍面的上隆，而且莫霍面的上隆又会导致其上地壳向两翼作重力侧向滑动。很明显，这种滑动，除了加速裂谷盆地的沉陷之外，还必然要使得裂谷的肩部逐渐隆起。尤其是裂谷轴部的地壳因拉张而破裂之后，这种隆起就更加剧烈了。P.A.摩尔在埃塞俄比亚裂谷所算出的高张力值也证实了这一点。即：不管是裂谷盆地的物陷，还是裂谷肩部的隆起，都是拉张造成的结果。因此，裂谷作用，实际上包括两个彼此对立但又相互联系的

过程，即一方面是裂谷盆地的沉陷，另一方面是裂谷肩部的隆起。

然而，正是因为裂谷盆地的沉陷主要取决于地壳拉张本身，而裂谷肩部的隆起则属于地壳拉张所引起的二级效应，且隆起的强度又往往为拉张所削弱，所以，在同一个裂谷作用区，不但裂谷盆地形成的时间要比其周围的山岭早得多，而且裂谷盆地沉降的幅度也比裂谷肩部隆起的幅度大得多。

弗洛连索夫（H.A.Флоренсов）在对贝加尔裂谷带进行了仔细的研究之后也指出，陆上裂谷的发育可分为两个阶段：第一阶段以反差微弱的地形、细粒的沉积成分和分散型的火山活动，以及可能还有分散形的地震活动为特征。在这一阶段，由于裂谷盆地的陷作用为沉积堆积所补偿，同时又缺少山地地形，所以裂谷盆地在古地表中表现得很不明显。第二阶段的标志是构造活动急剧加强，从而形成山地地形，地层剖面上出现粗粒沉积，火山活动集中于裂谷盆地，盆地向附近山脉扩张。在这一阶段，裂谷型的断裂在地貌上得到了反映，地震活动则局限于裂谷盆地中。这两个阶段，不但反映了一个已被确认的事实，即大陆裂谷带具有双建造结构的性质，而且反映了裂谷作用区地壳先拉张沉陷、后断裂成谷，并在谷中引起岩浆活动和在周围造成山岭的基本过程。

如果地壳的侧向拉张确实是导致裂谷发育的直接原因的话，那么，地表的海陆演化又是怎么引起地壳拉张以至断裂成谷的呢？而且这种拉张为什么发生在这里而不发生在那里呢？

在前面几章中，我们已经谈到，地球表面本无所谓海陆，后来，只是由于地球内部熔融的硅铝物质在一定条件下沿不同的通道经北极地区来到原始地表，继而又沿今日罗蒙诺索夫海岭的两侧往南流去，并在流动的过程中逐步冷却固结，才造成了最初的大陆，从而也造成了最初的大洋。所谓最初的大洋，除北冰洋外，其底部实际上就是未被硅铝物质覆盖的原始地表；而最初的大陆，虽然相对集中在东、西两半球各一定经度范围内，但都毫无例外地连成一体，而且都比现在更加靠近北极地区。最初的北冰洋，则是一个封闭的圆形海洋，所有的大陆都环绕着它组成了一个统一的“大陆星”（参见图36）。

不言而喻，地球的这个海陆初创的时期，非但不可能产生裂谷，甚至不可能出现明显的地壳拉张。

但是，随着硅铝物质熔融状态的结束，海陆演化进入了一个新的阶段，地表的应力结构也必然发生相应的变化。

我们知道，构成大陆的硅铝物质，不仅在熔融状态下有着自北往南运动的经历，而且在它们冷却固结之后，仍然具有自北往南运动的性质。这种运动，对于环绕着地球之“顶”，并以北冰洋为中心的“大陆星”来说，实际上就是使它的各个部分沿不同方向按放射状拉离其几何中心。可是，作为一个统一的整体，原始大陆在硅铝物质普遍向南运动的同时，又会力图保持其固有的形象，尤其是紧紧环绕着北冰洋的那一圈陆地，就像是一个圆环，从地球顶端箍住了整个原始大陆，使它的各个部分尽量不离开其几何中心。这样，原始大陆内部便出现了最初的全球性拉张——南北向拉张。

我们还知道，地球的纬线是由两极向赤道依次变长的，当同一纬度上不同地点的物质同时沿着通过各点的经线方向以相同的速度由高纬度向低纬度运动时，它们之间的距离会随着它们与赤道之间距离的缩小而增大。很明显，倘若这些物质互不相联，那它们之间的这种距离的增大即表现为这些物质间的相互分离；但是，如果这些物质连成一体的话，那么，这种距离的增大则只能由其内部不同部分之间的横向拉张来实现。因此，当环绕着北冰洋的原始大陆由北向南运动时，其相联的部分，尤其是高纬度地区，除了会出现南北向的拉张之外，还必然会出现强烈的东西向拉张。

然而，结束熔融状态后的硅铝物质，并不仅仅具有自北往南运动的性质，当太平洋中部洋底陷落发生之后，环太平洋大陆还会表现出强烈的向太平洋中心运动的趋势。这种运动，同样会在原始大陆内部造成大规模的侧向拉张。不过，这种拉张的方向不一定再是南北向或东西向的了，其张应力轴一般都指向太平洋中心。

这是原始大陆内部伴随着原始大陆本身的演化而出现的三种主要的拉张方式，也是引起全球地壳破裂并造成裂谷的主要因素。因为在这三种拉张力的联合作用下，统一的原始大陆便逐渐解体了。而这种解体，对原始大陆来说，正是通过一系列裂谷的发育来实现的；而对于原始大洋来说，则将最终导致中洋海岭系统的诞生。

在第五章中，我们已经详细讨论了原始大陆解体的基本过程。从中不难看出，原始大陆的解体总是首先在那些受拉张作用最强烈或地壳本身构造最薄弱的地方发生，而这些地方，又往往出现在原始大陆的结构或构造的特殊部位上。譬如今日的格陵兰，曾经是东半球大陆和西半球大陆的一个接合部，同时又是东、西两半球大陆分别向太平洋中心运动的重要的“分水岭”，因此，它也是原始大陆内部张应力最为集中的部位之一。在这种强大的张应力的作用下，它自然会首先沿着由北美弧形构造系东翼的前锋和欧亚弧形构造系西翼的前锋相交而成的“V”字形薄弱带把地壳拉薄，然后造成裂谷，而且，随着裂谷的不断发展，这个最初的接合部便终于与美洲大陆和欧亚非大陆彻底分开了，从而在它们之间出现了拉布拉多海、戴维斯海峡、巴芬湾和冰岛海盆、丹麦海峡、挪威海、格陵兰海等新的海洋。马丁（Martin，1971）等人曾指出，北大西洋巴芬湾的裂开和下沉，都发生在火山活动之前约五亿年。因此，沿断裂的玄武岩侵入和最后的海洋地壳出露，是裂开的结果而不是原因。

正如图41所表示的那样，原始大陆沿格陵兰两侧裂解的运动，从宏观上看，实际上是东、西两半球大陆共同以东西伯利亚为支点，以罗蒙诺索夫海岭为分界，朝两侧向相反方向的旋转运动。在东半球，欧亚非大陆向南东方向旋转；在西半球，北美大陆向南西方向旋转。两半球大陆这种整体的旋转运动，决定了它们之间地壳的拉张、裂谷的发育、直至最终的解体，必然先从格陵兰的南端开始逐渐向北发展，然后穿过北冰洋，再进入亚洲东部大陆，最后在支点处结束。

在这方面，最有说服力的例子是加克利洋脊（即北冰洋中脊）。这个洋脊是欧亚非大陆与格陵兰分开后继续向南东方向旋转而在北冰洋内造成的中洋海岭。它有裂谷，有浅源地震（Sykes，1965），热流值都高于3个热流单位（Lyubimova等，1969），沿中脊轴部有异常地慢（P波速度为7.5公里/秒），沉积物及玄武岩层都较薄，并向两翼加厚。这些事实，都说明该洋脊属于世界中洋海岭系统的一部分。

从图63可以看出，加克利洋脊在构造上表现为线状拱形隆起，轴向裂谷盆地在整个洋脊延伸方向上绵延不断。其中，非常明显的是：（1）洋脊的宽度自西向东，即由格陵兰北缘向拉普帖夫海方向逐渐减小；（2）洋脊在地形上的表现也由西向东逐渐变弱，当它接近拉普帖夫海大陆坡时，虽然还保留着地磁异常的线状构造，但洋脊本身在地形上却逐渐消失了；（3）地壳的拉张程度也由西向东逐渐降低；（4）转换断层的活动性也同样由西向东减小。这些特征，都极好地说明了加克利洋脊具有由西向东发育的性质，而这种性质，与欧亚非大陆整体向南东方向的旋转运动完全一致。

仔细分析一下图64和图63，不难发现，所谓的莫玛裂谷，并不是一个独立的裂谷带，它实际上正是加克利洋脊由西向东发展伸入亚洲东部大陆的部分（图65）。

图63 加克利洋脊最新构造简图（据IpaueB，1977）1—加克利洋脊裂谷盆地；2—在地形上表现很弱的加克利洋脊的延续部分；3—巴伦支—喀拉陆棚（罗蒙诺索夫洋脊）受  
到位移和陷的部分；4—过渡带；5—具有补偿沉积的边缘物陷；6—地壳的萌芽拉张区；7—断裂；8—转换断层带

图64 莫玛裂谷最新构造图（据Грачев，1977）1—最新运动等基线；2—断裂；3—火山；4—温泉；5—震中

图65 莫玛裂谷实际上是加克利洋脊向亚洲东部大陆的延伸

而加克利洋脊本身，又是由雷克雅内斯海岭向北延伸，并经斯匹次卑尔根群岛与罗蒙诺索夫海岭之间的转换断层继续切入北冰洋的结果。

所以说，冰岛海盆、丹麦海峡、挪威海、格陵兰海、南森海盆、阿蒙森海盆以及雷克雅内斯海岭、加克利洋脊和莫玛裂谷，都是欧亚非大陆以东西伯利亚为支点，沿罗蒙诺索夫海岭东侧向南东方向作整体旋转运动的产物，它们虽然张开的年代不同，但却构成了一个统一的拉张带，而且代表着不同的拉张阶段。

在罗蒙诺索夫海岭的西侧，北美大陆以东西伯利亚为支点向南西方向的旋转运动，同样在北美与格陵兰之间，以及在北冰洋西部造成了拉布拉多海、戴维斯海峡、巴芬湾、马卡洛夫海盆和阿尔法一门捷列夫海岭等相应的拉张破裂系统，而且与雷克雅内斯海岭向北经斯匹次卑尔根群岛与罗蒙诺索夫海岭之间的转换断层进入北冰洋的情形一样，格陵兰西侧的破裂带也经埃尔斯米尔岛与罗蒙诺索夫海岭之间的转换断层（即魏格纳断层）进入了北冰洋，不同之处是两个转换断层的错动方向相反，前者为右旋，后者为左旋。

但必须指出的是，无论是欧洲大陆还是北美大陆，当它与格陵兰因拉张作用而断开之后，其向南东或南西方向的整体运动，不但会在两者之间造成新的大洋地壳，而且会在陆缘地区造成一系列的断陷盆地。哈顿—罗卡尔盆地、罗卡尔海槽和箭猪海湾等即是（参见图31、32）。其实，从这些断陷盆地所具有的形态特征和典型的阶梯状断层看，应该有理由认为，它们构造发育的过程，同样是一种裂谷发育的过程。

所谓的莱茵地墅，本质上就属于正在发育中的这种断陷盆地，而且构成了欧洲和格陵兰之间由于东半球大陆的整体旋转运动所造成的拉张破裂系统的一部分。

但是，为什么东、西两半球大陆共同以东西伯利亚为支点，沿罗蒙诺索夫海岭两侧向相反方向的旋转运动，在造成格陵兰两侧的破裂带并分别经两个转换断层进入北冰洋之后，不在它们之间受拉张作用最强烈的罗蒙诺索夫海岭一带造成统一的破裂带，而在它的两侧造成加克利洋脊和阿尔法一门捷列夫海岭呢？

前已述及，尽管海岭地带有部分岩浆物质从地球内部涌出，但它并不就是地壳运动的起

点，恰恰相反，巨大的海岭，以及与海岭相伴生的转换断层，正是地壳本身运动的产物。同时，我们还知道，作为地球之“顶”，北冰洋是构成大陆的硅铝物质从地球内部来到原始地表的出口，而欧亚海盆和加拿大海盆，则是这个出口内硅铝物质涌出时的不同通道，罗蒙诺索夫海岭，即是这些通道间的间隔。因此，所谓的罗蒙诺索夫海岭，实际上从来就不是真正的“海岭”，其下部，可能由原始地球的表层物质构成，其上部，应是硅铝物质涌出时的堆积，也就是说，罗蒙诺索夫海岭具有典型的大陆地壳。如果考虑到它比其两侧的欧亚海盆和加拿大海盆盆底分别高出三千多米和二千多米的地形特征，把它看作水下“山岭”可能更加合适。不过，这条“山岭”并非由岩层经褶皱而成的，它在构造上具有极好的稳定性。所以，当两半球大陆的整体旋转运动发展到了一定阶段之后，由格陵兰两侧伸延而来的破裂构造，在强大的拉张应力的作用下，虽然经两大转换断层力图向“山岭”的轴部汇合，但最终也只能在该“山岭”的东、西两麓得到发育。

可是，作为硅铝物质从地球内部涌出地表的通道，最初的欧亚海盆和加拿大海盆也应该为硅铝物质所充填，因此，当它们沿着罗蒙诺索夫海岭的两麓逐渐被拉开的时候，北冰洋才真正出现大洋地壳，而且这种大洋地壳出现的过程，也就是加克利洋脊和阿尔法一门捷列夫海岭发育的过程。其情形就同由统一的大陆因解体而在破裂处逐渐造成新的大洋地壳，同时在该大洋地壳的中部造成中洋海岭的情形一样。这里，罗蒙诺索夫海岭虽然原地不动，但它对于包括最初的欧亚海盆在内的整个东半球大陆来说，代表着相对向西运动的一方；而对于包括最初的加拿大海盆在内的整个北美大陆来说，则代表着相对向东运动的一方（图66）。即使在今天，如果把加克利洋脊总的轮廓同巴伦支一喀拉海大陆坡和罗蒙诺索夫海岭斜坡所反复出现的折情形进行比较，三者之间相互吻合的事实，仍然可以使我们清楚地看到上述的拉张过程。

这样，我们就可以理解：北冰洋底，海岭为什么大致是平行排列，而且位于北冰洋中部并将北冰洋分成两大部分的罗蒙诺索夫海岭属于大陆壳性质，而在它的两侧，加克利洋脊和阿尔法一门捷列夫海岭却具有典型的洋壳，并都属于世界海岭系统的一部分。所以，北冰洋虽是古老的，但它的洋壳却是年青的。

必须指出，欧亚非大陆和北美大陆绕东西伯利亚的旋转运动在幅度上不可能是完全一样的，甚至在时间上也不一定是同时的。前者的运动幅度可能要比后者来得大，其对北冰洋底的拉张作用也要比后者来得大，可是，就运动发生的时间而言，前者却又比后者来得晚。因此，不但阿蒙森海盆和南森海盆具有真正的大洋地壳，而且加克利洋脊能够经斯匹次卑尔根群岛和罗蒙诺索夫海岭之间的转换断层，很好地与冰岛北面的阿特卡一莫恩斯一科尔宾塞洋脊相联。而马卡洛夫海盆和加拿大深海平原则只有过渡性的地壳，并且，在阿尔法一门捷列夫海岭和巴芬湾、拉布拉多海一带，今天仅有残余的大洋中脊海底地貌及断裂系统。

除了北极地区之外，由于不同的大陆块绕一定支点的整体旋转运动而在它们之间受拉张作用最强烈处逐渐造成大规模的裂谷带，甚至最终导致大陆解体的现象，还见诸欧亚非大陆内部。红海和亚丁湾的张开，东非大裂谷的形成，就是欧亚非大陆作为一个整体与格陵兰分开之后，在其统一的向南东方向旋转的过程中，非洲大陆又与欧亚大陆绕着多瑙河中游平原产生次一级的旋转运动的结果（参见图42）。其中，沿红海一线，是受拉张作用最强烈的地方，顺着肯尼亚裂谷的走向往北至阿法尔三角地区，可明显看到地壳厚度有逐渐减薄的趋势。东非裂谷带的震源机制分析也表明，该处地壳的拉张，主要来自东西方向（图67）。这种拉张，除已在许多地方造成裂谷之外，可能还正在另外一些地方继续造成裂谷。因为东非

W180°E阿拉斯加门捷列夫斯匹次卑尔根群岛

图66 北冰洋内，三条不同性质的海岭平行排列（据张之五，并加修改）

地震活动最主要的特征是南部有相当多的震中同地形上所表现的构造形态没有关系，所以，J.D.费尔希德和P.W.吉德勒曾提出一种假说，认为东非裂谷系向南的延伸比通常的估计要远得多。此外，非洲大陆西部，几内亚湾东侧的贝努埃槽地，也应该看作是由欧亚非大陆的旋转运动造成的裂谷系统的一部分。

然而，在大陆内部，裂谷并不是都由大陆的整体旋转运动造成的。我们知道，当硅铝物质的熔融状态结束之后，其由北向南和由太平洋周围向太平洋中心的运动，不但表现为大陆块整体的运动，而且还表现为大陆地壳以北冰洋周围的不同构造部位为起点向南和向太平洋中心推进的波状运动。陆上一些著名的裂谷，就明显与大陆地壳的这种波状运动有关，而且往往出现在由波状运动所造成的弧形构造系的特殊部位上。

在第二章中我们已经谈到，全球最大一级的向南弧形构造系主要有三个：一个是以乌拉尔山脉为中轴的欧亚弧形构造系；一个是以东经110°线为中轴的东亚弧形构造系；一个是以梅尔维尔半岛一圣路易斯一新奥尔良一线为中轴的北美弧形构造系。其中，以东亚弧形构造系最为发育，它从所谓的西伯利亚地盾往南，直到爪哇岛一线的南洋群岛，有规律地排列着

图67 东非裂谷带的震源应力（据Грачев，1977）

一系列不同级别、不同序次的弧形构造带（参见图25），极好地表现出了东亚大陆自北往南推进的波状运动性质。然而，由于东亚大陆同时又濒临太平洋，因此，它在强烈的自北往南运动的基础上，在太平洋中部洋底陷落发生之后，必然还要叠加上强烈的由太平洋外围向太平洋中心的运动，而且这种向洋运动的速度在不同的地点是各不相同的，一般地说，离太平洋中心愈远，速度愈小，离太平洋中心愈近，速度则愈大。这样，在东亚大陆内部，便无疑会因为其不同部位向太平洋中心运动的不均匀而产生指向太平洋中心的侧向拉张。但是，这种南东一北西向的侧向拉张，对于弧顶向南的东亚弧形构造系来说，其作用又主要集中在以北东向构造为主的中轴线以东地区，尤其是在中轴线附近，当遇有大规模的稳定地块阻挡时，张应力更易集中，这时，如果该处有在构造上表现为薄弱地带的高级别的弧形构造带存在，那么，强大的张应力便会沿着这些弧形构造带把地壳拉开，从而造成裂谷或地堑盆地。贝加尔裂谷和汾渭地堑便是突出的例子（图68）。

图68 贝加尔裂谷和汾渭地堑形成机制示意图1一弧形构造中轴线；2一稳定地块；3一受力方向；4一裂谷或地堑

震源机制的分析结果表明，整个贝加尔裂谷地区，无论对弱震还是对强震来说，当张应力产生在垂直于裂谷型构造轴的水平面上时，其特点都是与正断层相当的典型的裂谷应力类型。压应力轴是垂直的，通常与裂谷的走向平行；而在同一方向上的中间应力轴却是水平的（图69）。

图69 贝加尔裂谷及其邻近地区的应力场（据Грачев，1977）

但贝加尔裂谷与东非裂谷、莫玛裂谷等由大陆的整体旋转运动造成的裂谷的一个明显的不同之处在于，它不但在裂谷本部具有标准的纵向正断层，而且在沿贝加尔裂谷带西北面和北面的一些崇山峻岭区，还有一个逆掩断层系，其断裂面向北西方向倾伏。这也说明，贝加尔裂谷地区，地壳除了受到强烈的南东一北西向的拉张之外，还受到由西北向东南的挤压。前者是向洋运动的结果，后者是向南运动的体现。贝加尔裂谷的这种双重运动的性质，同样也反映在它的构造横剖面上（图70）。

图70 贝加尔裂谷的构造横剖面（据Грачев，1977）

如果将贝加尔裂谷和汾滑地堑加以比较，便可发现，它们之间无论在形态上还是在构造上，都有着惊人的相似之处（图71）。贝加尔裂谷和汾渭地堑，不但都出现在东亚弧形构造系东翼靠近中轴线的地方，而且都位于该弧形构造系内的一级弧形构造带上，二者在平面上都

图71 贝加尔裂谷与汾调地堑之比较

具有北东向的新月形结构，并都从东南方分别拱卫着西伯利亚地块和鄂尔多斯地块。A.Φ.格拉切夫（1977）指出，从贝加尔裂谷带建造发育的分析中可以得出这样的结论：袋谷作用的过程始于早中新世（也可能是晚渐新世），自南贝加尔盆地向东北及西南方向逐步扩展。张伯声和王战（1982）也认为，汾渭地堑最初出现在早第三纪的渭河地堑沉积盆地，然后分别向西和向东北方向发展，才逐步扩大到今天的范围。和贝加尔裂谷一样，汾渭地堑在拉张力的作用下由中部向两端扩展的过程中，也同时承受着自西北向东南的侧向挤压，以至使上新世和更新世的地层遭到褶皱和冲断。

所以说，贝加尔裂谷和汾滑地堑，代表了大陆上与大陆地壳的波状运动密切相关的裂谷发育类型。

其实，在亚洲大陆东部，北北东向和北东向的裂谷一地堑型构造广泛发育。中国东部一系列中、新生代裂陷盆地，以及与这种裂陷盆地相伴生的断裂构造，从根本上说，都属于这种由亚洲大陆东部向太平洋中心运动而在东亚弧形构造系东翼造成的拉张破裂系统。当然，欧亚弧形构造系和北美弧形构造系等向南弧形构造系在向南推进的过程中，也会因为大陆本身运动的不均匀而在其内部受拉张力作用最大，地壳构造又最薄弱的地带造成相应的裂谷或地堑盆地。例如，欧亚大陆上沿黑海一里海一咸海一巴尔喀什湖一线分布的陷一破裂系，就可以看作是欧亚大陆受非洲大陆的南向拖曳作用而在欧亚弧形构造系内造成的弧形的裂谷一地堑系。同样，北美大陆上沿大熊湖一大奴湖一伦迪尔湖一温尼伯湖一苏必利尔湖一安大略湖一线分布的陷一破裂系，也应该可以看作是由北美大陆向南和向太平洋中心的不均匀运动而在北美弧形构造系内造成的弧形的裂谷一地堑系。

以上，我们主要讨论的是大陆地区裂谷发育的基本特征。那么，大洋地区的裂谷系统又是怎么形成的呢？

如前所述，由于原始大陆的解体，大陆的不同部分之间的相对位置会随着发生变化，而且这样的变化不外有两种情形，一种是陆块相互靠拢，另一种是陆块相互远离。在第四章中，我们已经详细讨论过，不管是陆块的相互靠拢，还是陆块的相互远离，它们之间的相对运动，都必然要在它们之间的大洋底部造成破裂，并最终在距两侧大陆大致相等的、受力最大的大洋中部造成中洋海岭。因此，当原始大陆以东西伯利亚为支点，以罗蒙诺索夫海岭为分界向相反方向作旋转运动时，不但原始大陆本身会沿格陵兰两侧发生裂解，而且在整个欧非大陆和美洲大陆之间，还会因二者的相互远离而形成S形的南、北大西洋海岭。而欧亚非大陆在向南东方向运动时，由于非洲大陆与欧亚大陆又绕着多瑙河中下游平原进行旋转，因此，它们之间的洋底也会因为两侧大陆的相互远离而造成阿拉伯一印度海岭和中印度洋海岭。可是，环太平洋大陆向太平洋中心的运动，则是由各个不同的方向向太平洋中心靠拢的，所以，太平洋底部的海岭比较复杂，除有巨大的东太平洋隆起外，西部地区，还有众多的海底破裂带。此外，始终保持向南运动的非洲大陆，自然还会因为它与东南极大陆的不断靠拢而在二者之间造成大西洋一印度洋海丘和西印度洋海岭；而澳洲大陆在向太平洋中心运动的同时，又与东南极大陆逐渐分离，因而，在它们之间同样会造成南极一澳大利亚海丘（图72）。

但是，处在两块相互远离和相互靠拢的大陆之间的中洋海岭，其轴向裂谷的发育情况却是不同的。

处在两块相互远离的大陆之间的大洋地壳，始终受着由两侧大陆的相背运动所引起的侧向拉张作用，因而其海岭的中轴部位一般都表现为典型的阶梯状裂谷盆地。可是，处在两块相互靠拢的大陆之间的大洋地壳，却始终受着由两侧大陆的相向运动所引起的侧向挤压作用，因而其海岭的中轴部位，虽然在一些地段，由于两侧海底的对冲和隆起的被破坏，也可能造成某种局部的拉张和类似裂谷谷地的地形，但在更多的地方则不存在这种谷地（图73）。

这样，我们就不难理解，为什么大西洋、印度洋和北冰洋的中洋海岭，除个别地段外，轴向裂谷都发育较好，而东太平洋隆起上却没有典型的裂谷谷地。J：诺思罗普和W.A.马特克斯曾经指出，东太平洋隆起在单位时间内的地震次数比一般洋脊地区要少三分之二。这种情形，应该同样和东太平洋隆起与其他中洋海岭具有不同的应力特征和不同的裂谷发育状况有关。

因此，无论是陆上裂谷还是洋底裂谷，都是地壳本身运动的产物，而且，其构造的发育主要取决于以大陆的解体和运动为中心的海陆变迁的基本过程。

图72 世界中洋海岭系统1—由相互远离的大陆造成的中洋海岭；2—由相互靠拢的大陆造成的中洋海岭

1. 引张型

B. 挤压型

图73 两种不同类型的海岭具有不同的裂谷作用状态

在第四章中，我们已经谈到，大量的地质事实说明，相对于大洋盆地而言，中洋海岭的性质是次生的、上叠的。如果将中洋海岭的年龄理解为海岭在地形上得以显示的时间段，那么，中洋海岭的年龄都不超过两千万至三千万年。A.Φ.格拉切夫认为，中洋海岭上现代裂谷作用最活跃的时期大约开始于600万年以前。

对陆上裂谷的研究结果也得出了类似的结论：相对于不同年龄的褶皱基底来说，这些裂谷同样具有明显的切割和上叠的性质。因为尽管陆上裂谷产生在时代不同的褶皱区，但几乎都有着发育良好的原始夷平面。贝加尔裂谷带原始夷平面的时代被定为白垩纪一老第三纪，风化壳的发育一直延续到渐新世末一中新世初。在交接带和山坡上还保存着清晰反映出风化壳和古代准平原化的残迹。这些残余物具有大致相同的绝对标高。在东非，根据表生作用的演化，可划分出白垩纪一老第三纪夷平面，其标志是具有厚层的自形风化壳。根据B.B.多勃罗沃利斯基的资料，这种风化壳年龄的下限可根据它们发育于侏罗纪侵入体之上来判断；上限则可根据它们被掩理在东非裂谷中的中新世熔岩之下来确定。较年轻的夷平面只在局部地区发育，一般都属于山前侵蚀平原，其年龄目前还有争议。至于最古老的夷平面，虽然由于缺乏相关沉积，不能证明东非确实存在这种夷平面，但也不能因此就否定它的存在。莱茵地堑和罗纳河地堑也具有与此类似的情况。这两个地堑组成了西欧裂谷带，这里的后海西准平

原化表现为局部发育的夷平面，而较年轻的夷平面或是由于侧向夷平作用（地方性的山前侵蚀平原），或是由于堆积作用而形成。在莫玛裂谷，根据老第三纪风化壳确定的夷平面切割了中生代的褶皱基底，并为中新世沉积重新覆盖。这种夷平面是中新世以前的准平原。此外，那里还划分出一种局部性的夷平面，它发育于山前，是准平原化作用造成的。关于美国西部裂谷带，虽然目前研究的水平还不高，但也已确定出一种裂谷作用以前的夷平面，其时代定为早新生代。

陆上裂谷与洋底裂谷的这种次生的、上叠的性质，同样反映了裂谷发育与海陆形成之间的时间顺序：即裂谷出现在原始海陆形成之后。

然而，必须指出的是，尽管陆上裂谷和洋底裂谷相对于大洋盆地和不同年龄的褶皱基底来说，具有次生的、上叠的性质，但这并不意味着裂谷构造与基底构造以及与它以前的地质构造之间毫无内在的联系。在第三章中已经讲到，地球表面遍布着X型共轭交叉的网状断裂，其中，由自北往南的力的作用所造成的长轴或短轴指向南北的原始行星断裂网格，不但具有极为古老的发育历史，而且其断裂走向在漫长的地质年代里始终保持稳定。根据断裂破坏的继承性原理，这种稳定的网状断裂，必然要对地球表层后来的构造变动与地质演化起控制作用。例如，当地球表面硅铝物质的熔融状态结束之后，由这些物质的继续向南运动和环太平洋大陆向太平洋中心的运动而在大陆内部和大洋底部造成的拉张和破裂，就首先要反映在这些断裂上，而且只有当已有的断裂网络完全不能促进应力的释放时，才有可能产生新方向的断裂。因此，地球表面，尽管裂谷构造往往切穿不同年代的结晶基底，且裂谷带主要出现在海陆结构和海陆演化的特殊部位上，但在各裂谷带内部，所有的裂谷型断裂却差不多都是沿着基底中早已存在的原始行星断裂网络发展起来的，它们在走向上都具有明显的预定性，并都以锯齿状的面貌沿着裂谷延伸，从而使裂谷盆地系经常出现雁列式配置。汾渭地堑中的岱县、太原、临汾和运城盆地，就是沿着原始行星断裂发育的呈雁列式排列的断陷盆地（图74）。而从舍巴洋脊的西端到阿法尔三角地区的过渡地带间的裂谷系统，则可能是当轴向裂

西安

图74 山西断陷盆地呈明显的剪切一拉张锯齿状断裂带（据张文佑等，1978）I—凹陷；Ⅱ—隆起；1—岱县盆地；2—太原盆地；3—临汾盆地；4—运城盆地

谷和转换断层的走向与原始行星断裂的走向一致时，轴向裂谷和转换断层沿着基底断裂而发育的结果（图75）。整个东非裂谷系，同样也可以看作是裂谷循着行星断裂网络发育的例子（图76）。

图75 塔朱腊湾的转换断层及其在阿法尔东部的延续部分（据Грачев，1977）1—转换断层；2—轴向裂谷（在海中）和火山岭（在陆地上）；3—正断层和裂隙；4—1973年的地震；5—等深线，单位为百英寸

此外，正如我们前面已经讲过的那样，陆上裂谷有着两种基本的成因类型，一类是由大陆的整体旋转运动造成的，另一类则是由大陆地壳的波状运动与大陆块的整体运动联合造成的。如果说由大陆的整体旋转运动造成裂谷的过程，主要取决于该裂谷区在地表海陆结构中所处的特殊地位的话，那么，由大陆地壳的波状运动与大陆块的整体运动联合造成的裂谷，就怎么也不能说同它以前的地质构造状况无关了。

所以，我们既不能简单地说，裂谷型断裂都是新生的年轻的构造，也不能简单地说，裂谷都具有长期发育的历史。从裂谷型断裂一般都具有老的构造背景和部分裂谷还明显与其以前的地质构造状况有关这些特征出发，可以认为，就构造意义上说，裂谷可能长期发育，但如果把裂谷在地貌上得以反映的时间段作为裂谷发育过程的标志的话，那么，现代的裂谷则是地壳的最新构造。

综上所述，我们可以得出这样的结论：所谓地球的裂谷带，实际上就是构成大陆的硅铝物质在结束熔融状态后继续由北向南和由太平洋外围向太平洋中心运动而在地球上部造成的拉张破裂带。这些拉张破裂带，不但都具有独特的线性裂谷盆地，而且在物理场、构造活动性以及上地慢结构等方面也具有极好的相似性。其中，在弧形构造基础上发育的裂谷带，在平面上都呈弧形展布；而由大陆的整体运动造成的裂谷带，则毫无例外地都彼此相连，它们的构造发育只与不同部分的大陆之间的相对运动状况有关，而与该处属于大陆地壳还是属于大

图76 东非裂谷系的网状交织面貌

洋地壳无关。不但洋底裂谷跨上大陆时，会以强烈的地震、构造和火山活动带的形式继续向前延伸，而且随着大陆的解体，陆上裂谷也会逐渐转化成为洋底裂谷。因此，那种把地球的裂谷带机械地分为大陆裂谷带与大洋裂谷带的做法是不可取的。

**第 九 章**

**大 陆 架 的 由 来**

大陆架指的是从海岸低潮线起逐渐向外倾斜延伸，直到坡度朝深海显著增大的转折处为止的那一部分地势极为平缓的海底。通常把该转折处称为大陆架外缘，它是地理学上大陆架的外部界限。在这一界限外侧，海底地形明显变徒，水深急剧增大，形成了一个巨大的斜坡，称大陆坡。大陆坡往外，海底地形多半再次变级，这一段平缓的海底，即所谓陆隆。陆隆再往外，便是大洋盆地了（图77）。因此，大陆架实际上就是从大陆沿岸至大陆坡之间的海底区域。

图77 大陆边缘典型剖面示意图

大陆架的主要特征，不但表现在它紧邻大陆，和大陆相偎相依，而且，世界上多数大陆架的坡度都不超过一度，有些特别平缓的，甚至只有几十秒。如白令海陆架坡度仅26秒，我国渤海陆架坡度也只有28秒。全球陆架的平均坡度约7分左右。

大陆架的另一突出特征是水深一般都较浅，陆架外缘的平均水深仅约130米。这显然与陆架具有平缓的坡度有关。但就不同地点的大陆架而言，其外缘水深有时差别异常之大，最深处可达500英寻（914米），最浅处还不到10英寻（18米）。这种情况的出现，除了可能受陆架坡度变化的影响之外，陆架宽度的差异就起着决定性的作用了。

根据粗略估计，全球大陆架的面积为二千七百多万平方公里，占海洋总面积的7.5%左右，相当于大陆面积的18.4%。近代海洋调查和测量结果表明，地球上不同地点的现代大陆架，宽度往往悬殊极大，最宽的可达千余公里，最窄的则几乎完全缺失。而且，这些宽窄不同的大陆架，并不是杂乱无章地出现在大陆边缘的，相反，全球大陆架的地理分布有着明显的规律。其中最引人注目的一点是，各大陆向南一侧岸外，陆架一般都较窄，而各大陆向北一侧岸外，陆架通常都较宽，世界上最宽的大陆架几乎都集中在北冰洋周缘。其次，水平运动着的陆块前缘，陆架一般都较窄，而其后缘，陆架通常都较宽。第三，岛弧外侧，陆架一般极窄，岛弧内侧，即边缘海区域，陆架通常都较宽（表三及图78）。也就是说，全球的大陆架主

表三 各大洲大陆架的面积及其主要分布区域

|  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- |
| 地 区 | 大陆海岸线 （公里） | 大陆架面积 （万平方公里） | 大陆架主要分布区域 |
| 亚 洲 | 69,900 | 926 | 北部海域、中国近海、东南亚的爪哇海等 |
| 非 洲 | 30,500 | 137 | 各处均较狭窄 |
| 欧 洲 | 37,900 | 308 | 北海、巴伦支海、波罗的海等 |
| 南美洲 | 29,500 | 230 | 东部沿海 |
| 北美洲 | 58,200 | 686 | 北部海域、大西洋沿岸 |
| 大洋洲 | 19,600 | 274 | 澳大利亚西北的阿拉弗拉海及帝汶海 |
| 南极洲 | 24,700 | 34.3 |  |
| 岛 屿 |  | 137.2 |  |
| 总 计 | | 2,732.5 |  |

（据伍水地，1979）

图78 世界大陆架分布略图（1980）

要集中分布在北冰洋周缘、水平运动着的陆块后缘和边缘海区域。与之相对应，各大陆的朝南一侧岸外、水平运动着的陆块前缘及岛弧外缘，则是全球陆架最狭窄的地方。

为什么大陆架的地理分布会表现出这种强烈的相对集中在某些特定地区的特点呢？

在本书第一章中就已经讲到，地球表面本无所谓海陆，后来，只是由于地球内部某些熔融的物质在一定条件下沿不同的通道经北极地区来到原始地表，继而又沿今日罗蒙诺索夫海岭的两侧往南流去，并在流动的过程中逐步冷却固结，才形成了最初的大陆，从而也造成了最初的大洋。众所周知，熔融状态下的大陆物质在沿地表流动的过程中，其表层总要比内部先冷却，并会形成一层硬壳，而正是这层硬壳，不但控制了大陆物质继续南流的规模，同时也圈定了原始大陆最初的轮廓。可是，在硬壳之下，尚未固结的大陆物质则仍然会保持一定幅度的南流。这样，在硬壳所圈定的最初的原始大陆内部，大陆物质便必然会不断地向其运动前端（即南端）堆积，而在其后端（即北端），这些物质则越来越少。于是，原始大陆的南端，地势会越来越高，其前缘的坡度也会越来越陡，而原始大陆的北端，地势则越来越低缓，以致自北往南，从剖面上看，整个大陆地壳就象是一个向南运动的流线型体。这时，如果大洋部分为海水所占据，那么，在大陆的南、北两端，其被淹没的面积便自然大不相同：大陆南端，由于地势陡峻，被淹部分必定狭窄；大陆北端，由于地势低缓，被淹部分必然宽广（图79）。在柏油路面上，就经常能见到沥青由于塑性流动所造成的类似熔融的大陆物质

图79 大陆物质在地表的塑性流动会在原始大  
陆南北两端造成宽窄不同的陆架基础

那样向运动前端堆积的情景（图80）。这就是地表各大陆向南一侧岸外的陆架之所以一般都较狭窄，而各大陆向北一侧岸外的陆架通常都较宽阔，且全球最宽的大陆架几乎都集中在北冰洋周缘的根本原因。

例如，亚洲北部沿海的大陆架，是世界上最大的陆架区，那里不但陆架的范围大，而且陆架的宽度大。楚科奇海与白令海的大陆架相连，南北延伸超过1，600公里以上。东西伯利亚海、拉普帖夫海及喀拉海等北冰洋海域，大陆架均很宽阔。欧洲北部，巴伦支海大陆架也是世界上最宽阔的陆架区之一，宽度超过一千公里。在北美洲，加拿大北部沿海，几乎全是大陆架。可是，在非洲，虽然大陆面积达3，020万平方公里，但大陆架的面积却仅137万平方公里，且其宽度多数都不超过100公里。

很明显，这种由大陆物质的塑性流动造成的大陆架，实际上就是大陆本身在水下的自然延伸。因而，它们在构造上最初都表现为单一的斜坡。如巴伦支海大陆架，至今仍呈一微向北倾的单调的海底平原。

但是，原始大陆并不是一成不变的。随着固结后的大陆物质在地表继续自北往南的运

图80 柏油路面上，沥青由于塑性流动而向低处堆积

动，和太平洋中部洋底大规模陷落发生之后环太平洋大陆向太平洋中心的迁移，原始大陆便逐渐解体了。这种解体，在大陆地壳被拉断了的地方，不但会出现新的大洋地壳，而且在新大洋的两侧，还会留下许多大陆碎块以及一系列的地堑、地垒式构造（参见图33、34）。这些次生的陆缘构造一旦被海水淹没，其中的大陆碎块和地垒式构造，对海水所携带的泥沙及其它碎屑物质，特别是对由其邻近大陆冲刷下来的陆源物质，无疑将起到堤坝式的拦挡作用，从而把它们捕留在“堤坝”与海岸之间，并首先在地堑带沉积下来。这样，久而久之，便会在陆缘造成与大陆物质的塑性流动所造成的斜坡型大陆架完全不同的新的一类宽阔的大陆架——以岩滩和岩岛为界的堆积型大陆架（图81）。这个过程，实际上和围海造田的过程差不多。

图81 以岩滩和岩岛为界的大陆架形成示意图

格陵兰东、西两侧岸外，欧洲大陆西缘（包括波罗的海全部、北海的绝大部分、法国及英国岸外）和北美大陆东缘（包括哈得孙湾、福克斯湾、北冰洋群岛周围及纽芬兰岛东部）的广阔大陆架，就属于这种以岩滩和岩岛为界的陆架区。我们知道，欧亚非大陆、格陵兰和北美大陆原先是联结在一起的，后来，由于欧亚非大陆与北美大陆之间以东西伯利亚为支

点，以罗蒙诺索夫海岭为分界，发生了朝两侧向相反方向的旋转运动，三者才相互分离。上述陆架区的出现，便是这种分离的必然结果。今日北美大西洋岸外陆架的沉积和基底构造的关系（图82），清楚地反映了该处所经历的断陷和堆积的基本过程。

图82 美国大西洋岸外陆架沉积和基底构造的关系（据 G. Boillot, 1979）

从图41也可以看出，北冰洋周缘的大陆架，虽然从本质上说属于由大陆物质塑性流动造成的原始大陆在水下的自然延伸，但是，由于南森海盆、阿蒙森海盆、马卡诺夫海盆以及加拿大海盆等北冰洋中部的大洋盆地，实际上同格陵兰海、挪威海、冰岛海盆以及拉布拉多海和巴芬湾一样，都是欧亚非大陆与北美大陆之间以东西伯利亚为支点，以罗蒙诺索夫海岭为分界，朝两侧向相反方向旋转所造成的新的大洋地壳。至今，巴伦支—喀拉海大陆坡和罗蒙诺索夫海岭斜坡所反复出现的构造仍然可进行对比。因此，从斯匹次卑尔根群岛经法兰士约瑟夫地群岛到北地群岛一线以南的大陆架和加拿大及阿拉斯加北冰洋岸外陆架，同样可以看做是一种特殊的以岩滩和岩岛为界的大陆架，即具有斜坡型陆架基础的断陷堆积型陆架。

研究表明，地球上部，除了由大陆解体造成的次生陆缘存在着宽阔的以岩滩和岩岛为界的大陆架外，在水平运动着的陆块后缘，通常也存在着以岩滩和岩岛为界的大陆架。这是因为，水平运动着的陆块后缘，由于受大洋基底的拖曳作用，往往会发生大规模的断陷，其结果，同样会在陆缘造成大陆碎块和地堑、地垒式构造，从而也就最终在那里造成了以岩滩和岩岛为界的大陆架。前已述及，南美大陆虽然有着长期的自北往南运动的历史，但在太平洋中部洋底大规模陷落发生之后，它更多的则是表现为向太平洋中心的运动，这种运动，就在其后缘，即南美大陆东岸，造成了宽阔的大陆架，其中，阿根廷沿海陆架甚至宽达三百六十公里。地震探测资料（Hayes and Ewing, 1968）表明，巴西和阿根廷岸外的陆架区，都存在着和北大西洋沿岸相类似的由基底基岩组成的边缘堤坝，而且基岩的地形起伏在 200~3,700 米之间，由于这些基岩的阻拦，陆架上堆积了厚达 1,000 米左右的沉积层。

其实，由统一的大陆解体而成的陆块，其次生陆缘形成大陆架的过程，从根本上说，也是一种水平运动着的陆块后缘形成大陆架的过程。因为解体着的大陆，其次生陆缘的力学性质，尽管在解体的初期阶段，主要以大陆地壳与大陆地壳之间的拉张作用为主，但当原先连

在一起的陆块彻底断开之后，新生的大洋地壳对大陆地壳的拖曳作用便逐渐在该处占了上风。可以这样说，在大陆裂解处的次生陆缘，导致大片陆架出现的大陆碎块和地堑、地垒式构造，几乎都是由大陆地壳内部的拉张作用引起，而由大洋地壳对大陆地壳的拖曳作用完成的。因此，以岩滩和岩岛为界的大陆架，实际上代表着水平运动着的陆块后缘的大陆架类型。这也就是水平运动着的陆块后缘，大陆架通常都较宽的原因所在。

不过，这里必须指出的是，在水平运动着的陆块后缘，陆块的拉张以至裂解作用，绝不仅仅发生在陆缘沉积开始之前，相反，在整个沉积堆积的过程中，那里始终不断地发生着拉张和沉陷，因此，在这些地方，除了会形成宽阔的大陆架外，还会形成许多边缘台地和断陷阶地。譬如，当水平运动着的大陆块后缘的地垒或大陆碎块随着周围的盆地一起下沉时，原先的部分陆架便会转变成为边缘台地。北美大西洋岸外自纽芬兰至孤海丘之间的海底状况（参见图33）和佛罗里达东侧的布莱克海台（图83）就是典型的例子。另一种情况是，在水

图83 由佛罗里达至布莱克—巴哈马盆地的地壳构造图（据 Sheridan, 1974）

平运动着的陆块后缘，拉张作用往往引起正断层的持续活动，而正断层的活动会产生构造起伏的地形，这种起伏的地形也会造成由“悬盆地”和“堤坝”的复合体构成的边缘台地（图84）。

正如由大陆物质的塑性流动造成的大陆架一般都表现为后缘宽阔、前缘狭窄的情形一样，由陆块的水平运动造成的大陆架，一般也是后缘宽阔，前缘狭窄。但是，由陆块的水平运动造成的大陆架，不再是流线型体的大陆本身在水下的自然延伸。在陆块运动的后缘，陆架的宽窄主要取决于陆缘的破碎程度和地堑、地垒式构造对陆源沉积物的拦挡作用。而在陆块运动的前缘，由于大陆地壳受到大洋基底的阻挡，挤压作用强烈，褶皱频频发生，因此，

图84 由大陆边缘正断层造成的边缘台地（据 G. Boillot，1979）

那里通常是巨大的山体拔地而起，地势陡峻，陆架也就相应狭窄。如南美大陆西岸，巨大的安第斯山脉直抵岸边，陆架异常狭窄，有的地方宽仅数公里，甚至完全缺失。

我们在前面已经说过，南极大陆是由东、西两半部南极陆块在经历了漫长的自北往南的运动之后拼合而成的一个统一的大陆，两者的运动前缘相碰撞，形成了今日的南极纵断山脉，两者的运动后缘，则构成了今日南极大陆的大部分边缘。换句话说，今日南极大陆的大部分边缘，实际上代表了东、西南极大陆自北往南运动的后缘。因此，根据水平运动着的陆块后缘陆架一般较宽的道理，我们认为，表三中所列南极洲大陆架的面积可能偏小。

然而，地球表面，并不是只有水平运动着的陆块后缘的大陆碎块和地堑、地垒式构造才会对陆源沉积物起到拦挡捕留的堤坝作用的。我们知道，固结后的大陆物质在地表的运动，不但包括陆块向南和向（太平）洋的整体运动，而且包括大陆地壳向南和向（太平）洋的波状运动。事实上，那些由于大陆地壳波状运动的发展而越出原始大陆边界并直接跨复于大洋地壳之上的、全球最大一级弧形构造系的最前锋，即岛弧，对拦挡陆源沉积物来说，才是最理想的“堤坝”。因此，在全球所有跨上大洋地壳的一级弧形构造系的最前锋内侧，也就是边缘海地区，几乎都存在着宽阔的大陆架。例如，阿留申弧内侧的白令海大陆架，千岛弧内侧的鄂霍茨克海大陆架，琉球弧内侧的渤海、黄海、东海大陆架，东亚弧内侧的南海和巽他陆架，以及北美弧内侧的墨西哥湾陆架等，都是世界上著名的陆架区。

可是，岛弧外侧，毫无例外地都是深邃的海沟，因此，和水平运动着的陆块前缘相似，岛弧外侧的陆架也必然十分狭窄，而且多半不再表现为典型的陆架而表现为岛架了。从根本上说，澳大利亚北部的阿拉弗拉海和帝汶海陆架，以及南部的巴斯海峡和大澳大利亚湾陆架，也属于由边缘堤坝的拦挡作用所造成的堆积型大陆架。

总之，全球的大陆架具有两种完全不同的成因类型，一种由大陆物质的塑性流动造成，一种由边缘堤坝的拦挡作用造成。前者为斜坡型大陆架，后者为堆积型大陆架。而在堆积型大陆架中，又可视边缘堤坝构成的不同再分为大陆碎块—地垒式大陆架和岛弧式大陆架两大类，二者的成因，则又分别与固结后的大陆物质在地表的两种基本运动方式—大陆块的整体运动和大陆地壳的波状运动相对应。正是由于大陆架具有这些与地表大陆物质的基本运动方式密切相关的成因类型，因此，全球大陆架的地理分布，也就必然会表现出相对集中在与地表大陆物质的上述基本运动方式密切相关的某些特定区域的特点。

当然，大陆架的边缘堤坝，除了可由上述的大陆碎块、地垒式构造和岛弧构成之外，在一些地方，还可由基底褶皱、火山建造、礁块以及底辟盐丘等构成。例如，美洲大陆在向西运动的过程中，其西缘由于受到太平洋基底的阻挡，就既会在陆上造成巨大的海岸山脉，又会在岸外的局部地段造成由褶皱构成的边缘堤坝。我国东海大陆架边缘的隆起坝也是由基底褶皱和火山岩混合组成的。墨西哥湾内的石油堪探证实（Emery，1969），得克萨斯岸外的大陆坡上部，有断层构造和刺穿盐丘形成的盐丘堤。非洲西海岸外，从摩络哥到安哥拉的陆架区，一些早第三纪形成的蒸发盐盆地外缘，也有盐丘形成的边缘坝（She-Ridan 等，1969）。北美佛罗里达半岛东岸外（Uchupi and Emery，1968）及 印度尼西亚周围陆架外缘等地，由珊瑚礁建造构成的边缘堤坝时有发现（图85）。这些边缘堤坝的存在，不但增添了陆架和陆坡的分界标志，而且对隔挡陆架沉积物外泄，也起到了一定的作用。

图85 北美大西洋岸外由珊瑚礁构成的陆架边缘堤坝（据G.Boillot，1979）1-浅海沉积； 2-蒸发岩； 3-礁灰岩；4-深海沉积物和浊积物

但是，不论是由火山建造、礁块、底辟盐丘，还是由基底褶皱构成的边缘堤坝，一般规模都较小，它们在塑造全球大陆架的基本面貌方面所能起的作用，都远不能同由大陆碎块、地垒式构造和岛弧构成的边缘堤坝相匹比，而且，同大陆碎块、地垒式构造和岛弧一样，这些边缘堤坝本身，也几乎都是大陆块的整体运动和大陆地壳波状运动的产物，因此，尽管埃默里（K.O.Emery，1969）和赫德伯格（H.D.Hedberg，1970）把大陆架边缘坝分成了三类或者六类，而由所有这些边缘坝造成的大陆架，归根结底，还是只有两大类。同样，由火山建造、礁块、底辟盐丘和基底褶皱构成的边缘堤坝，虽然在一定条件下也能在大陆坡的局部地段造成边缘台地，但地球上规模较大的边缘台地，通常都是由大陆碎块、地垒式构造随周围盆地的下沉以及陆缘正断层的发育而形成的。

长期以来，人们普遍认为，大陆架主要是在冰期低海面时由陆缘经侵蚀和沉积而形成的，现代大陆架是第四纪冰川性海面变动的产物。这种看法，显然是片面的。

不错，大陆上冰川量的消长，是造成大范围海面升降的主要原因。第四纪冰期与间冰期的交替，冰川的进退，对大陆边缘地带的侵蚀与沉积都会产生深刻的影响。冰期时，地球上气候寒冷，大量海水被锁在大陆冰盖内，世界洋面降低，会使陆缘遭受侵蚀并产生堆积；在间冰期时，地球的气候趋向暖和，冰川融化，大量冰水复归于海洋，世界洋面上升，陆缘重

新被海水淹没，又会在那里造成相应的沉积。而且，由于冰期低海面时，海水退离大部分陆架，大量的陆源粗粒沉积物被波浪、海流和流速较快的河流搬运到陆架上各处，有的甚至被搬运到陆架外缘，到了间冰期，当海平面升高并重新淹没大陆架时，洋流又起到了保护外大陆架上粗粒沉积覆盖层的作用，因此，今日大陆架上沉积物的分布，从平面上看，明显缺少从岸向海粒度由粗变细的级序系列，即在全世界大陆架的砂、泥沉积区，沉积物符合“近岸者粗，远岸者细”的机械分异规律的只是少数，大部分陆架海区的外部，都存在着由粗碎屑组成的残留沉积，而内陆架区，却分布着泥质粉砂和淤泥质的现代沉积。在第四纪更新世冰期中，规模最大的最后一次冰期，即玉木冰期，对陆缘的侵蚀和沉积影响最大。谢帕德（F.P.Shepard）甚至在三十年代初就已指出，陆架上的残留沉积是更新世低海平面时期的产物。据福林特（1971）计算，在玉木冰期最盛的高峰时期（距今 2 万～1.5 万年左右），世界洋面要比现今海平面低 132 米。这次大海退在世界许多陆架上都留下了深刻的烙印。然而，所有这些影响，如果与地壳运动相比，都是有限的，它们除了会在局部地区使陆架向前“推进”之外，一般都只能对大陆架面貌起到修饰或者改造的作用。所谓“烙印”，也主要表现为陆架上的一级又一级的平坦面，以及大量的残留沉积，而不是陆架本身。因为全球性的冰期海平面变动，并没有同时为所有的大陆边缘都带来大陆架。正如我们在上面所讨论的那样，作为大陆架存在的最重要标志的大陆架的宽度，与其地理分布之间，存在着明显的内在联系，而这种内在联系，无论如何不可能由冰川性的海面变动所造成。因此，我们认为，所谓大陆架，实际上是大陆地壳本身的形成、演化而在大陆边缘造成的一种独特的地貌单元。也就是说，构成大陆的物质在地球表面自北向南的塑性流动，和由这些物质固结而成的大陆块体继续由北向南，以及由太平洋外围向太平洋中心的运动（其中包括陆块的整体运动和大陆地壳的波状运动），是形成大陆架的决定性因素，在此基础上，冰川性海面变动对塑造现代大陆架和岛架的具体形象也起到了一定的，有时甚至是比较重要的作用。其实，由于大陆地壳波状运动的存在，即使在海平面高度不发生全球冰川性变动的情况下，在一些地方，也会出现海浸和海退。这种海浸和海退，同样可能对大陆架的面貌产生一定的影响。

正是因为大陆架的形成主要取决于大陆本身的形成和演化，所以，不同类型的大陆架，虽然都存在着由冰期低海平面造成的粗粒残留沉积，而且陆架沉积物的分布在平面上还往往缺少“近岸者粗，远岸者细”的规律，可是，就陆架沉积的整体结构和现代沉积的分布状况而言，不同类型的大陆架，更多的还是表现为与各自陆架的形成方式相一致的不同特征。

在由大陆物质塑性流动所造成的斜坡型大陆架中，处在大陆北端的那一部分宽阔的陆架区域，沉积物堆积的厚度一般不会太大，而且各处的厚度相对较为均匀。同时，由于这类陆架大都处于开阔的海域，因而在水动力条件作用下，其现代沉积通常都呈现出由岸及远，颗粒由粗变细的带状分布规律。但在有强劲海流通过的区域，粗大的颗粒可带到很远的地方去，因而会破坏沉积物的这种分布规律。有时，由于海流的影响，一些悬浮在水中的淤泥质颗粒不能在陆架区沉积，古老的砂质沉积直接出露于地表，也可以造成粗细分布的反常情况。这些反常情况与由海平面变动造成的反常情况不同。此外，由于这类陆架都处在北半球的高纬度地区，而且主要集中在北冰洋沿岸，因此，冰川的作用除了会在陆架上留下一系列冰磺地形外，还会挠乱陆架沉积物的分布。

在以岩滩和岩岛为界的大陆架区域，由于广布着地堑、地垒式构造，因而，当它被海水

淹没之后，其沉积物的厚度不但要远较斜坡型陆架为大，而且不同构造部位的沉积物，厚度还必然极不均匀。同时，由于这类大陆架多处在半封闭型的浅海环境内，沉积物颗粒一般较细，陆架表面坡度往往也比由大陆物质的塑性流动造成的斜坡型陆架平缓得多。此外，在这类大陆架区，潮流作用有时还会从外海把粗颗粒物质带进内海，这又加强了陆架沉积物的斑状分布面貌。

处在边缘海内的大陆架，由于其基底骨架受着大陆地壳波状运动的控制，往往形成一系列隆起带与抄陷带相间排列的弧形构造，因而，其上沉积物的堆积也必然依基底隆构造的不同而具有不同的厚度。一般地说，陷带上部，沉积物巨厚，隆起带上部，沉积物较薄。而且，这种沉积物厚度依基底构造的不同而不同的情形，还会随着其下地壳波状运动的推进而发生相应的变化。此外，边缘海陆架的沉积物，因为受到岛弧的保护，其表面坡度往往极小。

可是，处在大陆南端的那一部分斜坡型大陆架、水平运动着的陆块前缘的大陆架以及岛弧外侧的大陆架，由于几乎都处在挤压应力场的控制之下，基底构造十分复杂，沉积物厚度悬殊极大。在那些坡度大而且宽度窄的地方，从大陆或岛弧上搬运来的物质，往往来不及沉积就被运送到大陆坡或深海中去了，因而沉积层一般都较薄。

然而，不管哪一种类型的大陆架，其沉积物都主要来源于陆地，而且主要是通过河流、风及冰川等外营力的作用将陆地上的碎屑物质搬运到海里来的。除此之外，大量的海洋生物所排泄的粪便以及这些生物死亡后的残骸，也是陆架沉积物的重要来源。在一些地方，海底火山喷发也会为陆架沉积提供部分物质。这种沉积关系，决定了陆架地区必然是地球表面矿产资源极为丰富而且集中的区域。例如，在机械沉积物中，特别是在海岸、河口地带的砂质沉积中，常常富集金、铂、金刚石、铁砂、锡砂及含稀有元素的锆石、金红石和独居石等，这些由陆地搬运来的矿物，形成滨海砂矿。而化学沉积往往在陆架地区形成铝土矿、赤铁矿、锰矿和石灰石等。可是，陆架地区最引人注目的还是由生物沉积所造成的油气资源。目前，在世界各大洲的大陆架和大陆坡地区，都发现了油气藏。象北美洲的墨西哥湾、欧洲的北海等地，石油储量都很丰富。近年来，在印度尼西亚和澳大利亚附近海域，斯里兰卡的西北海域，北极诸海陆架，美国加利福尼亚附近海底以及我国大陆周围海域，均发现有油田存在。据估计，大陆架石油蕴藏量至少占世界推定石油总储量的三分之一左右。当然，在不同类型的陆架区，甚至在同一陆架区的不同部位，矿床的分布情况又是各不相同的。如北海油气田的分布，就明显集中在欧亚非大陆以多瑙河中游平原为支点而发生的旋转运动的轴线上（图86）。因此，搞清大陆架的来龙去脉，搞清不同类型大陆架的不同特征，不但具有重要的理论意义，而且具有重要的经济意义。

最后，必须指出的是，在美国和英国历来这样理解大陆架，即其范围是从海岸算起一直向海延伸达于水深100英寻（600英尺）处。一些使用米制的国家则把大陆架边缘定在水深100米或者200米处。国际海洋地质学家会议也曾试图给大陆架下定义为从一开始进入缓坡直到水深不大于300英寻或600米（依所习用的英制或者米制而定）处的海底区域。不言而喻，这些概念都是欠妥当的。因为尽管全世界大多数岸外海底都向外海缓缓倾斜，且直到有陡坡的地方才达于深洋底，可是，正如本章开头就已指出的那样，在不同的地点，陡坡出现的深度差别异常之大，所以，如果仅仅以某一水深作为下限来标定大陆架，势必无法反映大陆架在构造上的本质特征，自然也就不可能从根本上揭示其形成原因。

达林油田J斯塔福德油田布伦特油田尼尼安油田弗里格气田派珀油田。。福蒂斯油田埃科菲斯克油田赫维特气田格罗宁根气田列曼滩气田比利时

图86 北海海底油气田分布略图1—大陆架分界线；2—油田；3—气田

**第 十 章**

**地震成因与地震 · 火山带的分布规律**

地震，一般指的是地球上部应力增大时产生的破坏，是应变能突然释放而发出弹性波的现象。全球每年可以记录到的地震大约有500万次，其中人们能够感觉到的约5万次，具有破坏性的约1,000次，能造成强烈破坏的有10次左右。

我国是记述和研究地震现象最早的国家。《吕氏春秋》上就有公元前十二世纪“周文王八年地动”的记载。《太平御览》上也有“墨子曰：‘三苗欲灭时，地震，泉涌。’”之类的话。公元前780年，陕西西周地震，周朝大夫伯阳甫认为这是由于“阳伏而不能出，阴迫而不能蒸”所造成的。这种观点虽然比较含混，但不难看出当时人们已在探讨地震的成因了。

古希腊著名的哲学家亚里士多德认为，地震之所以发生是因为太阳晒到潮湿的土地所产生的水蒸气在逸出时受到阻碍。这种看法与伯阳甫的观点颇有相似之处。

德谟克利特认为当大地被水饱和时就会发生地震。阿那克萨哥拉认为地震是由于过量水从高处涌入低处和洞穴引起的。我国也有“水出地动”的说法。阿那克西米尼则认为地震是因土块在干燥过程中堕入洞穴所致。可见，人们早就发现地震与地下水的活动有某种联系。公元132年，我国卓越的科学家张衡创制了世界上第一台地震仪——候风地动仪，并于公元138年在洛阳记录到了陇西的一次地震。张衡在当时就意识到地震是一种由一处传播到另一处的震动。地震的这种特性，直到十九世纪才由英国人重新发现。

到了十五世纪，中亚细亚学者伊布恩—西纳提出，造山作用是强烈地震的结果和在侵蚀作用影响下产生的。1705年，英国物理学家胡克发表了《地震》一书，他认为地震是地下火作用的结果，由于地震，海洋变成陆地，陆地变成海洋，平原变成山地，山地变为平原。很明显，这时，人们已经开始把地震作为内动力地质作用来加以研究了。

十八世纪，地质学界出现了水成派与火成派的论战以及灾变论与渐变论的论战。人们对地震的认识也随之卷入了这场争论。

十九世纪三十年代，英国地质学家赖尔在其所著《地质学原理》一书中，不但以丰富的材料论证了地球表面的一切变化都是缓慢的、渐进的，而且首次指出：“同样的地震，几千年来都是在某一区域或某一地带反复活动的”。

现代地震学奠基于上世纪末。1892年，英国地震学家米尔恩设计了记录远震的地震仪，使人们可以从世界各个角落来记录和研究同一次地震。由于精密的观测仪器的出现，全世界的地震台站迅速建立了起来，目前已达1,000个左右。在大量的仪器观测资料的基础上，米尔恩绘制了世界上第一张地震震中分布图。这种震中分布图，后来又经过古登堡和里克特的补充而趋于完善。随着世界地震分布图的出现，人们开始认识到地震是一种全球性的现象，而不是彼此孤立的。同时，从世界地震分布图可以看出，地球上的地震虽多，但并不是杂乱无

图87 1961~1967年全球地震发中分布图  
（震源深度0~700公里）（据Barazangi和Dorman，1969）

章的，绝大多数的地震，特别是大地震，几乎都集中在某些特定的区域，并呈带状分布（图87）。这就是所谓的地震带。

但必须指出的是：（1）地球上的地震活动，虽然可分为天然地震和人工地震两大类，而天然地震又包括构造地震、火山地震、陷落地震等，可是，在所有的地震中，构造地震无论就数量而言，还是就所造成的震害而言，都占绝对优势，而且火山地震从本质上说也属于构造地震，所以，人们通常所说的地震，包括上面提到的地震，一般都指的是构造地震。我.们在下面要讨论的地震，也仅指的是构造地震。（2）由于人类记录地震的历史，最早距今不过三千多年，而这段历史与地球演化的几十亿年历史相比，只是晚近地质时期的极为短暂的一瞬，因此，人们所知道的构造地震，实际上都是现代的构造地震，而由这些现代构造地震排列而成的地震带，严格地讲，也应该叫做现代构造地震带。我们在本章中所讨论的地震带，就指的是这种现代的构造地震带。

那么，全球大的地震活动，或者说全球大的现代构造地震活动为什么会集中成带呢？

板块构造学说认为，地震是不同的岩石圈板块间相对运动的结果，大地震的活动带就是大板块的分界带。根据板块边界性质和不同板块间相对运动方式的不同，全世界的地震带又可划分为环太平洋地震带、阿尔卑斯一喜马拉雅地震带和海岭地震带这三大地震带。环太平洋地震带是太平洋板块西与欧亚和澳大利亚板块、东与美洲板块、南与南极板块的分界带；阿尔卑斯一喜马拉雅地震带是欧亚板块与非洲和澳大利亚板块的分界带；海岭地震带则是由海岭和转换断层构成的大板块的分界带（图88）

南极洲板块

图88 板块构造与地震带分布示意图1一火山； 2一俯冲带； 3一板块运动方向； 4一由转换断层引起的扩张洋脊水平断错5一地震带； 6一未确定的板块边界； 7一碰撞带

我们的看法与板块构造论者完全不同。

如果回顾一下前面儿章中所讲过的内容，便可发现，地球上部，不但地震的活动会集中

在某些狭长的地带上，而且全球大的地震带，正好对应着全球现代构造运动最为剧烈的地  
带，那就是现代造山带、岛弧一海沟带和海岭一裂谷带。因此，所谓地震，特别是大地震，  
实际上就是地球上造成现代造山带、岛弧一海沟带和海岭一裂谷带的现代构造运动的一种表  
现。既然地球上的这些现代构造运动都主要集中在某些特定的狭长地带上进行，那么，全球  
的地震活动也就必然集中成带，而且所有的地震带都与现代构造活动带相对应。

前已述及，无论是现代造山带、岛弧一海沟带还是海岭一裂谷带，其构造的发育，不是  
大陆地壳向南或向（太平）洋波状运动的结果，就是大陆块向南或向（太平）洋整体运动的  
产物。因此，全球大的地震活动以及由这些地震活动构成的地震带，虽然具有不同的地质构  
造背景，但从成因上看，同样只能分成为两大类：一类与大陆地壳向南或向（太平）洋的波  
状运动密切相关，另一类与大陆块向南或向（太平）洋的整体运动密切相关。这就是地球上  
具不同成因的两大地震系。

我们知道，大陆与大洋盆地，是地球表面两个最大的构造单元，大陆地壳与大洋地壳之  
间的区别，不但在于它们在物质组成上的区别，而且还在于它们在空间上属于不同层次的区  
别。因而，当大陆地壳向大洋方向推进时，只要推进的幅度足够大，处在大陆前缘外侧的大  
洋地壳，就会被压弯并潜入大陆下部。这样，一方面，在大洋地壳刚被压弯的地方，在大洋  
地壳与大陆地壳之间，便可能形成深海沟，另一方面，在大洋地壳潜入大陆地壳下部的部  
分，在它与大陆地壳之间，便会形成一个向大陆方向倾斜的界面，界面两侧，不同性质的地  
壳除了相互作用而发生变形外，它们之间的直接接触所造成的巨大挤压，又会在一定条件下  
引起地壳内部由于挤压变形而积累起来的巨大应力的突然释放，这就造成了地震，且多属冲  
断型浅源地震，其过程就同两个性质不同的气团相遇会在它们直接接触的地带形成向暖气团  
倾斜的锋面，并使锋面附近的天气发生急剧变化的情形相仿佛。我们还知道，地球表面本无  
所谓海陆，因而那时也无所谓地壳均衡，但自从地球内部的硅铝物质从北极地区来到原始地  
表之后，地球上便出现了最初的海陆，从而也就产生了一系列布格重力异常区或异常带。就  
整体而言，大洋地区是重力正异常区，大陆地区是重力负异常区，而洋陆交界带则不仅是全  
球最大一级的重力梯度带，同时又是全球最大一级的正、负重力异常区的分界带，其界面可  
达地下几百公里深处，所以，当大陆地壳向大洋方向推进时，只要推进的幅度足够大，就同  
样会在这运动着的洋陆交界处沿该界面造成一道向大陆方向倾斜的、以重力异常为特征的“锋  
面”，而且这是一道比由相向运动的大陆地壳与大洋地壳之间的交接带构成的“锋面”更为  
重要的“锋面”，也就是通常所说的贝尼奥夫带。大陆区庞大的重力负异常所产生的巨大  
的、向上的不平衡力与大洋区庞大的重力正异常所产生的巨大的、向下的不平衡力会沿着整  
个界面发生作用，其结果既会在界面上积累起大量的应变能，又会在一定条件下，在界面上  
的一定部位造成大规模的能量释放。这种能量释放传到地表，同样会产生地震。同时，由于  
由重力异常造成的“锋面”可达地下几百公里深处，因此，由该界面上的能量释放造成的地  
震，不但有浅源地震，而且有中源地震和深源地震，三者依次由大洋方向向大陆方向呈带状  
排列。

由大陆地壳的波状运动造成的全球最大一级向南和向（太平）洋弧形构造系的最前锋跨  
上大洋地壳的那些部分，即从南亚的安达曼群岛开始，经苏门答腊岛、爪哇岛、努沙登加拉  
群岛和马里亚纳弧、东北日本弧、千岛弧、阿留申弧及北美西岸直至小安的列斯群岛的巨大  
的洋陆交界带，便属于这样的活动带（图89）。在这条活动带上，既有频繁的浅源地震，又有  
大量的中源地震和深源地震，而且由大洋向大陆方向，一般按海沟一重力负异常带一浅源地

图89 与大陆地壳波状运动相关的地震及地震带震源机制示意图1—大陆地壳波状运动推进方向；2—正、负重力异常区交界带；3—地震震源；4—与地震有关的岩浆活动；5—正、负重力异常区作用力方向；6—断裂带；7—大洋玄武岩层；8—大陆玄武岩层

震带一岛弧轴一火山带-深源地震带的顺序排列。因此，它必然是地球上地震数目最多，同  
时活动性最强的地震带之一。马里亚纳弧的西边，沿西南日本弧、琉球弧和菲律宾群岛的一  
列向南和向（太平）洋的弧形构造系的前锋地段，虽然不是大陆地壳与典型的大洋地壳的  
交界带，但由于菲律宾海的地壳性质因原来的大陆地壳高度拉张减薄和基性物质的大量涌

出而具有了某些大洋地壳的特征，其地震活动性十分接近大陆地壳与典型的大洋地壳的交界带，因此也可把它归入上述活动带。在第七章中，我们已经谈到，由大陆地壳的波状运动造成的全球最大一级弧形构造系的最前锋跨上大洋地壳的部分，一般都以岛弧—海沟系的面目出现，所以，由发生在上述活动带上的地震构成的地震带，可称之为岛弧—海沟系地震带。

可是，由大陆地壳的波状运动造成的全球最大一级的向南和向（太平）洋弧形构造系的最前锋，并没有全部跨上大洋地壳，这些没有跨上大洋地壳的部分，便在大陆内部、在已被波状运动“覆盖”的区域与未被波状运动“覆盖”的区域之间，造成了地球上除洋陆交界带之外的另一个强大的区域性重力异常带。和相向运动着的大陆地壳与大洋地壳的交界带一样，这里也具备形成两道“锋面”的条件。不过，由于其两侧的重力异常区毕竟是区域性的，因此，其界面可能到达的深度也是有限的。故这里的地震一般以浅源地震为主，有少数的中源地震，但没有深源地震。我们将这种地震带称作陆上前弧地震带（参见图89）。欧亚非大陆上西起阿特拉斯山脉，经亚平宁半岛—阿尔卑斯山脉—巴尔干半岛—小亚细亚半岛—扎格罗斯山脉—兴都库什山脉—帕米尔—喜马拉雅山脉，东至阿拉干山脉的现代构造活动带，以及北美东部沿阿巴拉契亚山脉一线的现代构造活动带，就是这样的地震带。

事实上，在已被大陆地壳波状运动“覆盖”的区域，只要存在着由波状运动造成的弧形的隆起带，只要这些弧形的隆起带在向外运动，那么，当这些弧形隆起带的地壳厚度和向外运动的幅度足够大时，在其前缘就可能造成“锋面”，因而，在一定的条件下，这里就可能发生地震。但一般地说，发生在弧形构造系内部的地震与发生在弧形构造系最前锋的地震（不管该前锋跨上还是没有跨上大洋地壳）有着明显的不同，前者无论在地震的频度上，还是在地震的强度上，都远较后者为小，而且主要地都是浅源地震。我们将这种地震称为内弧地震（参见图89）。然而，尽管内弧地震的频度和强度都较小，因而无法构成大的地震带，但它们毕竟是循着弧形的隆起带出现的，所以，在一定范围内，这些地震仍然具有成带分布的趋势。不过，由于每一弧形构造系内可能发生地震的弧形隆起带往往有多条，因此，与这些弧形的构造带相对应的弧形构造系内部的小规模的地震带，从总体上讲，一般又不再局限在一个相对狭长的地带内，而是疏密参杂，并散布成面。当然，在弧形构造系内部，除运动着的弧形隆起带的前缘会因挤压而造成地震外，由于裂谷构造的发育，沿另外一些弧形的构造带还可能因为拉张而造成地震（我们在下面将要讲到），二者是必须加以区别的。

和由大陆地壳的波状运动造成的全球最大一级向南和向（太平）洋弧形构造系的最前锋跨上大洋地壳的那些部分一样，当大陆块向南和向（太平）洋作整体运动时，在陆块前缘，不但巨大的前缘造山带会把大洋地壳压弯下去并使之潜入大陆下部而在直接接触的大洋地壳与大陆地壳之间造成一道“锋面”，而且在大陆块与大洋盆地的交界处，即在另一部分全球最大一级正、负重力异常区之间，也会造成一道深达几百公里的“锋面”，因此，这里也是地球上地震数目最多，同时活动性最强的地震带之一。在这种地震带上，既有频繁的浅源地震，又有大量的中源地震和深源地震。由于这种地震带都处在整体运动着的大陆块前缘，故称为陆块前缘地震带（图90）。如沿美拉尼西亚群岛、汤加—克马德克群岛直至新西兰的地震带和南美洲西岸的地震带便属于这种地震带。这两条地震带与太平洋周围洋陆交界处的由大陆地壳的波状运动造成的地震带一起，便构成了所谓的“环太平洋地震带”。

大陆块向南和向（太平）洋的整体运动，除在陆块前缘造成大地震带外，还会在大陆内部和大洋底部造成海岭—裂谷系地震带（参见图90）。正如我们在第八章中所指出的那样，海岭—裂谷系的形成，主要归因于原始大陆的解体和解体后的大陆块之间的相对运动，海岭

图90 与大陆块的整体运动相关的地震及地震带震源机制示意图  
1—陆块相对运动方向；2—正、负重力异常区交界带；3—地震震源；4—与地震有关的岩  
浆活动；5—正、负重力异常区作用力方向；6—断层；7—大洋玄武岩层；8—大陆玄武岩层

一裂谷构造的发育，只与大陆地壳的运动方式和运动方向有关，而与该处属于大陆地壳还是  
属于大洋地壳无关，因此，陆上裂谷区也好，洋底裂谷区也好，一般都不可能形成上面所说  
的那两种“锋面”。其地震活动多半都发生在地壳内部，这就决定了海岭—裂谷系的地震一  
般只能是浅源地震。

当然，随着原始大陆的解体，随着解体后的大陆块的整体运动，不同的裂谷作用区，其

应力状况是不同的，因而发震机制也是不同的。陆上裂谷区和处在相互远离的陆块之间的洋底裂谷区，都是地球上张应力最为集中的地区，所以，在这些地区发生的地震，主要都是与正断层相伴随的浅源地震。而发生在相互靠拢的陆块之间的洋底裂谷区内的地震，则可能主要是冲断型和陷落型的浅源地震。

但不论是处在相互远离的陆块之间的中洋海岭，还是处在相互靠拢的陆块之间的中洋海岭，其在构造上都不是真正连续的，而是被一系列巨大的横向断裂带切割成为许许多多相互错开的洋脊段。这种横向断裂带，代表着裂谷两侧不同区段的大陆块间在运动方向和运动幅度上的差异，而且这种差异主要反映为断裂两侧的大洋地壳在被错开的两段洋脊轴部之间的地段产生强烈的剪切作用，其结果便在该地段上造成了地震（参见图35）。这就是转换断层上的地震，它是海岭一裂谷系地震带的重要组成部分。由于转换断层是大洋地壳经剪切错动的产物，因此，由这种剪切错动而造成的地震也就必然是发生在地壳内部的浅源地震，其震源深度一般不超过6公里。正如L.R.赛克斯所指出的那样，洋底裂谷带的地震大多数以（倾向滑动型的）正断层为特征，而且最大张应力轴的方向垂直于海岭的走向；而横向断裂带的地震则以（走滑型）平移组分为特征，断面是垂直的，其方向与断裂的走向相一致。从带有遥测装置的浮标地震台所获得的资料表明，在海岭一裂谷系地震带内，震中偏离洋脊轴或横向断裂的距离不超过10公里。在第四章中，我们曾经讲到，转换断层的深度通常要比海岭中裂谷盆地的深度大得多，因此，转换断层处的构造活动性，也要比海岭中裂谷盆地的构造活动性大得多。事实上，在各中洋海岭范围内，所有7级以上的强烈地震，几乎都发生在转换断层上，而且其中最大的震级被确定为7.4级，洋底裂谷轴部则以较弱的地震活动为特点，其平均震级为4～5.5级。据T.J.G.弗兰西斯推算，就一千海里范围内释放出来的地震总能量来说，裂谷带为101焦耳/年，而转换断层带约等于此数的三百倍。

其实，不仅不同的大陆块由于相对运动方向和运动幅度的差异，会在它们之间的大洋地壳上造成一系列的横向断裂带，即使在同一大陆块内部或其边缘，由于大陆地壳的波状运动与大陆块的整体运动，往往也会产生与大陆地壳波状运动或大陆块整体运动方向相平行或接近平行的平移断裂带。如由于东亚弧形构造系向南运动而在其东缘造成的台东断裂、菲律宾断裂和郑庐断裂等左旋大断裂，由于北美弧形构造系的向南运动而在其西缘造成的右旋的圣安德列斯断裂，由于澳洲地块向太平洋中心运动而在其东南缘造成的右旋的阿尔卑斯断裂，以及由于南美大陆向南和向太平洋中心运动而在其西缘造成的右旋的阿塔卡马断裂等。这些断裂带，也是地球上剪切应力比较集中的地带，因而同样是地震活动比较激烈的地带（参见图43）。

然而，正是因为上述这些横向断裂带和平移断裂带是由不同的原因所造成的，因此，从根本上说，它们不构成一个独立的地震系统，而只能分属于不同的地震带。所以说，全球大的地震活动，不但集中成带，而且所有的地震带，按其成因的不同，又可分为两大地震系。其中，属于与大陆地壳向南或向（太平）洋的波状运动密切相关的地震系的，有岛弧一海沟系地震带、陆上前弧地震带以及由内弧地震构成的小规模的地震带。而属于与大陆块向南或向（太平）洋的整体运动密切相关的地震系的，有陆块前缘地震带和海岭一裂谷系地震带（图91）。

在这些地震带内，岛弧一海沟系地震带和陆块前缘地震带，不仅浅源地震活动频繁，而且世界上绝大多数的中源地震和几乎全部的深源地震都发生在这里。这两条地震带每年释放的地震能量约占全球地震释放总能量的80%左右。世界上8级以上的大地震，特别是不常发

图91 全球四大地震带分布图  
1—岛弧—海沟系地震带； 2—陆上前弧地震带；  
3—陆块前缘地震带； 4—海岭—裂谷系地震带

生的特大地震（8.9级），基本上都集中在这两大地震带里。本世纪以来，在这两条地震带内已经发生过不少大地震，比较著名的有：发生在日本的1923年的关东地震（8.3级），1933年的三陆冲地震（8.9级），1944年的东南海地震（8.3级），1946年的南海道地震（8.4级），1952年的十腾冲地震（8.6级）；发生在苏联的1952年的堪察加地震（8.5级）；发生在智利的1960年智利地震（8.5级）；发生在美国的1964年的阿拉斯加地震（8.5级）以及1957年、1965年发生的阿留申地震（震级分别为8.3级和8.2级）等。陆上前弧地震带的地震活动，无论在数量上还是在强度上，都远较上述两大地震带逊色，该带每年释放的地震能量约占全球每年释放的地震总能量的百分之十几。但大陆上的大地震多数发生在这条地震带上。如1905年的克什米尔地震（8.6级），1934年的印度比哈尔地震（8.3级），1891年的阿萨姆地震（8.7级）和1950年的我国察隅地震（8.7级）等即是。海岭一裂谷系地震带上的地震，数量和强度都最弱，在全球所有的地震中，发生在该带上的地震约占9%，而由这些地震释放的能量，仅占全球地震释放总能量的6%。

因此，那种从板块构造观点出发把全球地震带简单地分成为所谓的环太平洋地震带、阿尔卑斯一喜马拉雅地震带和海岭地震带的作法，显然已经失去了成因上的意义。

以上，我们讨论了造成地震和地震带的构造基础。但是，对于地球上的一个具体的地点来说，地震的发生，除了必须具备发震构造外，往往还需要有适当的触发因素。譬如，日、月的引潮力，地球自转速度的变化，地极的迁移，大气环流对固体地球的摩擦以及太阳黑子周期等，都可能影响地球的应力系统，从而触发地震。

当然，不仅不同类型的地震带之间，地震的活动性不可能一样，即使在同一类型的地震带内部，不同地震带的地震活动性也不会到处相同，甚至在同一地震带内，不同地区之间，地震的活动性也然而异。

例如，在岛弧一海沟系地震带内，由于不同的弧一沟系构造活动的强度不同，其地震活动性也就明显不同（表四，并参见表二）。

又如，在陆上前弧地震带内，不同地区之间由于所处的构造部位不同，它们的地震活动性也相应不同。马宗晋等（1980）曾经指出，中国和蒙古的西部，强震密布是三角形，而中、蒙东部则强震较少，中间以贝加尔湖南端至中国横断山脉的南北一线为界，东、西两侧恰成鲜明的对照。因此，他们把整个中国大陆和蒙古划为一个地震区，即中蒙地震区，然后再分为东、西反对称的两个半区。根据同样的理由，他们又在欧亚弧形构造系内划分了伊阿巴地震区和地中海地震区，并又以南北向的中轴线为界，再把这两个地震区各分成了西、东两个半区。这样，在上述三个地震区内，三个西半区都是多震区，它们的西南边缘都有一个明显的弧形地震带，走向北西一北西西，地震机制以斜冲型为主；而三个东半区强震相对较少，地震带以北东走向为主，与西半区的情形恰好相反（图92）。为什么会出现这种现象呢？其根本原因就在于，上述三个东半区和三个西半区，分别都处在弧形构造系的两种完全不同类型的构造部位上。很明显，所谓的伊阿巴地震区和地中海地震区，各自都对应着一个位于欧亚弧形构造系前锋地带上的次一级的向南的弧形构造系，因此，从理论上讲，其东、西两半区本来都应该是强烈的地震活动区。可是，由于欧亚大陆在向南运动的同时，还有着向太平洋中心运动的趋势，正如我们在讨论贝加尔裂谷和汾渭地堑的成因时所指出的那样，这种运动，对于该大陆上的向南弧形构造系的东、西两翼来说，影响是完全不同的。在中轴线以东地区，大陆的向（太平）洋运动所造成的南东一北西向的侧向拉张，必然要使由弧形构造系向南推进所造成的南东一北西向的侧向挤压大大减弱，而在中轴线以西地区，由

表四 东、西太平洋边缘构造活动强度与地震活动性之比较

|  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- |
| 地 区 名 | 海沟的最大 深 度 （公 里） | 前缘中火山岩的 θ | 深 源 地 震 | |
| 1919~1952年间的频率 | 最大深度（公里） |
| 千岛，堪察加 | 11 | 41.6±0.6 | 0.17 | 650 |
| 马里亚纳，东日本 | 11 | 41.6±0.3 | 0.09 | 590 |
| 中美洲 | 7 | 38.1±0.6 | 0.08 | 280 |
| 北美太平洋海岸 | — | 35.3 | 0.00 | ≤60 |

（据杉村，1967）（表中，θ = SiO₂ - 47 (Na₂O + K₂O) / Al₂O₃（SiO₂ 是重量百分比，分数部分是克分子比），是根据火山岩的化学成分推断岩浆发生深度的代用数值。深源地震的频率，指在长1,000公里的岛弧上，一年内发生的M = 7.0以上的深源地震的次数。）

弧形构造系向南推进所造成的北东—南西向的侧向挤压，不但不会因为大陆的向洋运动而减弱，相反，它还可能因为地球自转速度的变化而得到加强。这样，这两个向南弧形构造系的东、西两半区之间地震活动性便必然要表现为西区强、东区弱。然而，所谓的中蒙地震区，由于既包括东亚弧形构造系中段除东沿以外的地区，又包括整个青藏高原，因而其地

图92 欧亚大陆地震活动分区图（据马宗鲁等，1980）A—地中海地震区；B—伊阿巴地震区；C—中蒙地震区

地震活动性是不能笼统地与伊阿巴地震区和地中海地震区进行比较的。就东亚弧形构造系的中段而言，其中轴线以东地区，由弧形构造系的向南推进造成的南东—北西向挤压，也会因为大陆块的向（太平）洋运动而大幅度减弱，相反，中轴线以西地区，由弧形构造系向南推进而造成的北东—南西向挤压，不但会因为地球自转速度的变化而得到加强，而且还会因为青藏高原的强烈阻挡而大大加剧，故这里东、西两半区之间地震活动性也必然具有西区强、东区弱的特点。至于青藏高原，由于它是欧亚和东亚两大向南弧形构造系联合挤压的产物，因

而只要这两大弧形构造系在向南推进，强烈的地震活动就会布满整个高原。这也说明了在同一地震带内，不同地区之间地震活动的多样性。如果把整个青藏高原也划归所谓的中蒙地震区的西半区的话，那么，这个西半区的地震活动性，当然要较之东半区强得多了。

北美的地震活动性也有西半区强、东半区弱的反对称现象。但造成这种反对称现象的原因，与造成中蒙、伊阿巴和地中海地震区东、西两半区地震活动反对称现象的原因却不尽相同。因为北美弧形构造系在向南推进的过程中，整个北美大陆也在向太平洋中心运动，这种运动，虽然会使北美西半区的北东一南西向侧向挤压受到一定程度的削弱，但也会在北美大陆西缘的洋陆交界处造成巨大的挤压，这种挤压，再加上北美三大向（太平）洋弧形构造系的发育，终于使得北美西岸成了全球最大的地震带之一。而北美东半区，北西一南东向的侧向挤压非但没有因为北美大陆的向（太平）洋运动而得到加强，相反，还可能因为地球自转速度的变化而受到削弱，其结果地震活动性反而不如西半区来得强。

然而，美国历史上三次最强烈的地震并不是发生在西部，而是发生在密西西比河的一个宁静的河曲附近，肯塔基州和密苏里州相连接的地方。这一河区于1811年12月16日及1812年1月23日和2月7日分别发生了8.6、8.4和8.7级地震。在美国西北部和加拿大部分地区，对这几次地震都有感觉。它们震裂了弗吉尼亚州里士满的灰墙，摇响了教堂的大钟，并使哥伦比亚特区的路面发生破裂。直到今天，新马德里附近的这个地区，平均每48小时仍然为一次小地震所震撼。为什么这个大陆中部地区会如此容易遭受地震的袭击呢？其根本原因可能正是因为该处位于北美弧形构造系的中轴线与所谓的北美克拉通边界的交会点上。

地球上最剧烈的地震活动区，几乎都位于大的构造活动带的交点、拐点或端点上。

在岛弧一海沟系地震带中，地震活动性的一个十分突出的特点就是，大的地震基本上都集中在岛弧与岛弧的衔接部位或边缘构造的拐弯处。如中美洲、美国西部和阿拉斯加、苏联的堪察加、东部日本、我国的台湾以及印度尼西亚等地，都是世界上地震活动最为剧烈的区域。

同样，在陆上前弧地震带中，阿尔卑斯山区、亚平宁半岛的转折部位、高加索和喜马拉雅弧的两端（即帕米尔和中国的横断山脉一带）等处，都是大陆内部最引人注目的地震活动区。特别应该指出的是，在这条地震带内，今日的巴尔干半岛和小亚细亚半岛原先本是连在一起的，而且同属欧亚弧形构造系前锋地带的一个次级向南弧形构造系，后来，只是由于欧亚非大陆以多瑙河中游平原为支点发生了旋转，该弧形构造系才发生破裂，从而在其间形成了爱琴海和马尔马拉海（参见图42）。也就是说，巴尔干半岛和小亚细亚半岛的出现，是欧亚弧形构造系的最前锋与裂谷构造叠加的结果，所以这里也成了全球内陆地区地震活动最为剧烈的地区之一。这种由不同的活动构造叠加而引起的地震活动，大大加剧了所谓地中海地震区的东、西两半区间在地震活动性上的差异。

此外，在陆块前缘地震带中，象澳洲的新赫布里底群岛和斐济群岛等构造拐弯处，也是地震活动异常剧烈的地段。而非洲的阿法尔三角地区，则是海岭一裂谷系地震带中，地震活动向不同裂谷盆地的交接带、裂谷型断裂的走向急剧变化地段和不同构造单元的交汇处集中的典型区域。

中国也是一个多震的国家。图93表示的是我国境内自公元前780年至公元1973年5月的M≥6的强震震中分布情况，傅承义（1976）将这些地震划分为23个地震带（图94）。从图中可以看出，除台湾省的地震属于岛弧一海沟系地震带、整个青藏高原的地震属于陆上前弧地震带外，我国境内其余的地震均属于内弧地震，而且由这些内弧地震构成的小规模的地震带，

图93 公元前780年至公元1973年5月我国境内M≥6的强震震中分布图（据时振梁等，1973）1: M≥8.5； 2: M=8-8.4； 3: M=7-7.9； 4: M=6-6.9；5: 大断裂带； 6: 第四纪地堑带

基本上都与我国大陆内部一些大的弧形构造相对应，同时，其中地震活动较为剧烈的地段，恰恰又正是有关的弧形构造或其他大的活动构造相交或叠加的区域。

地球上绝大多数的地震，特别是大地震，不但几乎都集中成带，而且在地震带内部，地震的分布也是有规律的。

我们知道，破坏性地震是地壳的一种高速弹塑性破裂或再破裂的过程，每一次强震的发生都是地壳区域性破裂的一个组成部分，同时，地壳区域性破裂规律必然对每次强震的发生起着重要的控制作用。在第三章中已经谈到，地球表面遍布着X型共轭交叉的网状断裂，其中，由自北往南的力的作用所造成的长轴或短轴指向南北的原始行星断裂网格不但具有极为古老的发育历史，而且其断裂走向在漫长的地质年代里始终保持稳定。因此，当地下某一深度由于地球的现代构造运动而积累起足够的能量之后，这些能量就首先要通过上述的断裂网络来释放，而只有当已有的断裂网络完全不能促进这些能量的释放时，才有可能产生新方向的断裂。这就决定了各地震带内地震排列的基本方式，即震中沿北东向和北西向交叉的断裂网络展布。

在大陆内部，地震呈网状排列的特征更为明显。这不但因为大陆内部同样布满着X型共轭交叉的网状断裂，而且还因为造成内弧地震的弧形构造带往往分属于不同的弧形构造系，而这些不同的弧形构造系相互叠加，同样也表现出极好的网状面貌。图95、图96、图97分别

图94 中国地震活动分带示意图（据傅承义，1976）1—单发式地震带；2—连发式地震带；3—活动方式未定的地震带；4—数字表示地震带序号

表示我国华北地区、江淮和滇川一带地震震中的分布情况，从中不难看出，有些地震的活动与弧形构造的走向相一致，有些地震的活动则与网状断裂的走向相吻合，而且较强的地震一般都发生在两组弧形构造或两组断裂带的交叉部位上。

但地震带内的地震分布不仅在水平方向上具有明显的网状面貌，而且在垂直方向上震源还具有一定的层状特征（图98）。张文佑等（1978）曾经指出，震源的这种层状分布，可能与地球内部各构造圈层之间的层间滑动有关。

最后，还要重复一句：地球上所有的地震带，都不是一成不变的，今天的地震带是由历史的地震带演化而来的，同样，随着地壳运动的继续进行，它也必将向前发展，而且这种发展，既包括地震活动性方面的变化，又包括地震组合在空间上的迁移。

火山，是与地震活动密切相关的一种地质现象，有的地震，本身就是由火山活动所造成。据统计，现今地球上的活火山约有五百多座，死火山则在两千座以上。火山在地球上的分布也不是杂乱无章的，而是成群地集中分布在某些特定的地带上，其中，现代火山集中分布的地带，基本上也与以现代造山带、岛弧—海沟带和海岭—裂谷带为代表的现代构造活动带相一致（图99）。如在五百多座活火山中，就有三百七十多座分布在太平洋四周，形成所谓的太平洋“火环”，还有一百多座分布在从印度尼西亚群岛开始，经喜马拉雅山脉到地中海的现代造山带和岛弧—海沟带上，剩下为数不多的火山，则主要分布在海岭和裂谷带上。这说明，现代火山，同样也是地球上造成现代造山带、岛弧—海沟带和海岭—裂谷带的

图96 华北地区地震霞中的网状分布  
(据丁国瑜等，1979)

图96 江淮一带地震震中的网状分布  
(据丁国瑜等，1979)  
1一地震较密集的地带; 2一震中分布的方向

图97 滇川一带地震震中的网状分布  
(据丁国瑜等，1979)  
I一篾中，震级; II一震中分布的方向

图98 希腊地震剖面图  
(据Detibasis N. and Galanopoulos A.G.)

图99 世界火山分布图  
(据C.Ollier及E.Ф.Саваренский и Д.Ц.Кирнос等)

现代构造运动的一种表现。

按久野（1960）的分类，在岛弧地区，由拉斑玄武岩岩浆产生的火山，位于靠近海沟的地方；高铝玄武岩岩浆的火山，则位于稍靠大陆的一侧；而碱性玄武岩岩浆的火山，位于更靠近大陆的地方（图100）。如果将这种现象与地震震中分布的情形（图101）作一番比较，便可发现，不同类型的火山与不同类型的地震之间有着极好的对应关系。上田等（1969）指出，源于拉斑玄武岩岩浆的火山位于震源面的深度为130～160公里的地带内；源于高铝玄武岩岩浆的火山位于震源面的深度为160~250公里的地方；而源于碱性玄武岩岩浆的火山则位于

图100 日本及其附近的火山岩岩石区（据久野，1960）1—拉斑玄武岩系； 2—高铝玄武岩系； 3—碱性玄武岩系；实线表示火山带的前缘；虚线表示岩石区的边界

震源面深度大于250公里的地方。这就是说，富含二氧化硅而缺乏碱性的玄武岩质的岩浆与地幔中较浅的地震相对应；缺乏二氧化硅而富含碱性的玄武岩质的岩浆与地幔中较深的地震相对应（图102）。可见，岛弧地区，不但震源面具有由大洋向大陆方向倾斜的特征，而且，由玄武岩质岩浆产生的火山，其岩浆发生的深度也是自大洋向大陆方向倾斜的，同时，

图101 日本及其附近的震源深度分布[单位：公里]（据宇都，1971）

岩浆发生的深度与震源面是一致的。此外，火山和地震活动的一致性还见诸二者在时、空间分布的其他方面。而所有方面的一致性都说明，地震和火山，实际上是地壳运动中同一过程的。

图102 日本岛弧的岩浆分异（据上田诚也，1969）A — 表示只是在震源面上发生岩浆的情况； B — 岩浆发生及其组分固定  
（分异以前的）分为两个阶段考虑时

不同表现。

长期以来，有一个未得到证实的假设，即大冰期和火山活动增长期之间可能存在着某种 因果关系。现在，这个假设又得到了新的强有力的支持，证据来自对深海岩芯的分析。然 而，这种关系究竟意味着什么呢？流行的观点认为，全球性火山活动时期的灰尘，把巨量的 太阳辐射遮掩住了，因而使得地表布满了冰川。但是，如果从火山和地震的本质联系出发， 根据地震形成的有关机制，似乎可以更加合理地解释这个问题。因为在大冰期中，水流被锁 在大陆冰盖内，海平面大大降低，其结果，会使得大洋地区与大陆地区的正、负重力异常值 明显增大，因而在洋陆交界带上由正、负重力异常所产生的不平衡力之间的相互作用也会随 之加剧，这样，火山活动便自然会相应增强。

所以，所谓的现代火山带，从根本上说，应该归入相应的大地震带，或将二者合称为地 震一火山带。

**第十一章**

**地 球 曾 是 一 座 超 级“火 山”**

任何一种大地构造理论，都必须合理地解释驱动力来源问题。

本世纪初，当魏格纳、泰勒和贝克（Baker）等人提倡大陆漂移说时，主要是从地球的天体运动中去寻求力源的。魏格纳认为，驱动大陆漂移的力主要是离极力与潮汐力。但是他的这种看法遭到了以杰弗里斯为代表的一些地球物理学家的强烈反对。其主要理由是，这些力的量级与地球岩石强度相比实在太小，因此按一般力学的观点来看，完全是不可能的。

半个世纪以后，当大陆漂移的思想以板块学说的形式东山再起时，大多数研究者把注意力转向了热动力，出现了“地幔对流”、“地幔柱”、“热点”等以地球内部热运动为基础的驱动机制假说。但是这些假说在地球岩石的物理力学参数方面，仍然遇到了困难。一个突出的问题是粘滞度。对于地幔粘滞度的认识至今仍是模糊的，因此地幔对流的存在也遭到了怀疑。

正如张文佑等（1978）所指出的那样：应该承认，科学在今天所积累的事实，还不足以使我们彻底地解决这个问题。即使在今后相当长一段时间内，这个问题将仍然是一个带有很大推测性的课题。

在前面几章中，我们反复讲到，地球表面本无所谓海陆，后来，只是由于地球内部熔融的硅铝物质在一定条件下由北极地区来到原始地表，继而又沿原始地表往南流去，并在流动的过程中逐步冷却固结，才造成了最初的大陆，从而也造成了最初的大洋。从根本上说，地球上部大的构造变动，几乎都与海陆形成的上述基本方式息息相关：它们不是由构成大陆的硅铝物质在地球表面自北而南的运动所引起的，就是这种运动在一定时间和一定空间范围内的继续。

构成大陆的硅铝物质为什么会从地球内部经北极地区来到原始地表？而来到原始地表后的硅铝物质又为什么会普遍表现出自北往南的运动呢？

这里，我们仅以地表海陆结构的基本特征为出发点，谈谈我们对这些问题的初步认识。

我们知道，定向的物质运动，与这些物质所受的定向的力的作用有关。要是没有地球的重力作用，图4中陶器表面的釉纹图案是不可能出现的。反之，倘若地表的大陆物质确曾经历过大规模的自北往南的运动，那么，在地轴南方的宇宙空间里，至少在相当一段时间内，也应该存在着某种强大的对地球的定向引力，这种引力对地球的作用，就像地球的重力对陶器的作用那样。

这从今天的天体关系看，显然是不可思议的。然而，宇宙是不停地演化着的，地球所处的天体环境并不是从来就象今天这个样子的。天文观测的事实告诉我们，河外天体的谱线红移是非常普遍的现象。哈勃定律被发现以后，人们一般都认为，这种红移现象是河外天体沿

我们视线方向运动的多普勒效应。也就是说，地球与其周围的河外天体之间的距离，是随着时间的推移而增大的。根据红移量与距离的关系不难知道，那些在今天看来离我们十分遥远的河外天体，在地质时期里，却是异常靠近当时的地球的。相应地，它们与地球之间的引力，那时也要比现在大得多，而且其中必有一个对地球的吸引作用最为强烈：地球的陀螺运动和所谓的“浮子效应”，大概便是这一吸引作用的结果。或者说，可能正是因为这样一个天体的存在，才决定了地球（甚至更大的天体体系）旋转轴的方向，从而使地球与之构成定向的吸引关系，并使地球沿旋转轴方向作微小的运动。既然今日的地月、日地关系，尚且会在地球上部导致种种的潮汐（包括固体潮）现象，那么，在地球演化的早期阶段，即四、五十亿年前，这个异常靠近地球南端的天体对地球的强大的定向吸引，为什么不会在地表引起当时正处在熔融状态下的大陆物质从地球北端朝着南方大规模运动呢？

如果地球在其演化的早期阶段，确实受到当时异常靠近地球南端的天体的强大的定向引力作用的话，那么，我们也就不难理解那些后来构成原始大陆的硅铝物质，最初为什么会从地球内部经北极地区来到原始地表了。

随着科学技术的进步，越来越多的人已经相信，地球同太阳系的其他星球一样，最初是由星云物质演化而来的。这些星云物质，是固体尘埃和气体云的混合物，起初，它们的温度并不高，后来，由于固体物质的不断集聚，陨石物质的撞击，放射性同位素的蜕变和原始地球的重力收缩，产生了巨大的能量，使当时的地球温度不断增高，并引起了局部的熔融，从而在其内部开始了物质的重力分异和大规模的化学分离，逐渐形成了地壳、地幔和地核，其中浮到最上方的那一部分硅酸盐物质，终于构成了原始的大陆。

如所周知，在构成地球的主要固体成分中，铁和镍的熔点最低，分别为1,535℃和1,452℃，因此，照理说，在地球内部温度逐步增高时，它们应该最先被熔化，然后才是硅酸盐物质等。但是，值得注意的是：（1）在水圈形成之前，早期地球的内部是含有大量水分的。实验证明，在含水系统中，硅铝物质的熔点仅约650℃，这不但大大低于硅镁、铁镁等物质的熔点，而且也大大低于铁、镍的熔点；（2）在组成地球的各类物质中，硅铝物质内部的放射性元素的丰度最高，也就是说，它具有最充足的能源。所以，当早期地球内部的温度逐渐增高时，在地球的固体成分中，最先被熔化的并不是铁和镍，而是硅铝物质。此外，我们还知道，在地球的固体成分中，硅铝物质的密度最小，因此，它被熔化后又最容易上浮。在通常情况下，这种上浮当然应该是沿着从地心到地表的方向浮去的。可是，在地球发展的早期阶段，一则由于当时地核尚未形成，二则因为在地球南方的宇宙空间里存在着强大的天体引力，所以，这种上浮大约只能从地球内部的不同部位朝地轴的北端集聚。随着地球内部温度的不断增高，不但这种“北浮”现象会越来越强烈，而且硅铝物质的集聚区域也会越来越接近北极地区的原始地表。因此，当熔融状态的硅铝物质在地球北端集聚到足够数量之后，地球内部由于这些物质集聚而积累起来的巨大能量，加上熔融造成的物质本身体积的膨胀，势必要导致这些物质最终冲破原始地表的束缚而从北极地区大规模地涌出。这时的地球，就像是一座超级“火山”，今日的北冰洋即是其“火山口”的遗址，那些从这个“火山口”涌出地表的硅铝物质，便为世界大陆提供了最初的物质基础，它们在地球南方强大的天体引力作用下，除了自地球北端沿地表向其南端流去之外，别无选择。

这就是构成大陆的硅铝物质从（在地球内部的）“北浮”到（在原始地表的）“南流”的基本经历。迄今在地球上所发现的最古老的岩石几乎都是花岗岩、片麻岩及伟晶岩等酸性岩石的事实，也说明了硅铝物质是地表最先出现的地壳物质。

然而，固体地球毕竟是由多种成分组成的，尽管硅铝物质从北极地区的涌出活动可能进行多次，但地球内部的物质运动决不会老停留在这些物质的分离与涌出上。在地球内部，当硅铝物质的涌出活动进行到一定阶段之后，随着地球内部温度的继续升高，铁、镍等熔点较低的物质便会接着被熔化。由于这些物质密度大，它们被熔化后不可能像硅铝物质那样往上浮，相反，只能沿着受力的方向沉下去。可是，这种下沉大概未必能简单地表现为“南沉”了，因为地球此时所处的天体环境与其早期所处的天体环境大不相同了。红移现象告诉我们，地球周围的河外天体都在以极高的速度离开我们而去，而且距离越远，离开的速度也越大。相应地，它们对地球的吸引力也就越来越小了。换句话说，对早期地球曾经产生过巨大影响的、位于地球南方宇宙空间里的那个天体，此时对地球的影响已经大大减弱了，而且还在继续减弱。因此，尽管它在地球内部铁、镍熔化的初期阶段可能也会造成这些物质的偏南集中，甚至可能使之部分地从南极地区涌出原始地表，但其偏南集中的幅度和涌出的规模却远不能与硅铝物质偏北集中的幅度和涌出的规模相比拟了。而且，随着时间的推移，这种偏南的倾向也将越来越不明显，最后，熔融的铁镍物质便会逐渐向地球的几何中心集聚，从而在那里形成了我们今天所说的“地核”。而那些从南极地区涌出的铁镍物质，在地球南方天体引力的作用下，也不可能像从北极地区涌出的硅铝物质那样沿原始地表向四周流去，而只能集中在南极附近，直至由北极地区的罗蒙诺索夫海岭两侧涌出的硅铝物质各有一部分抵达南极地区之后，三者才一起组成了今日的南极洲大陆。

随着地球内部圈层分化的继续进行，铁、镍被熔化之后，接着被熔化的，大概就是硅镁物质了（当然，和铁、镍一样，在一定条件下，在局部地区，硅镁物质也可能在地球演化的早期阶段就被部分熔化并被硅铝物质夹带出了原始地表，但从大范围看，硅镁物质的熔化，则应发生在硅铝物质和铁、镍之后）。同样，由于硅镁物质的密度小，它被熔化之后，也要向上浮。可是，这种上浮与硅铝物质的上浮之间，可能有着原则的差别。因为：（1）此时地球南方的天体引力已相当之小；（2）铁镍的地核已经形成，地心引力已非常之大。再加上硅镁物质的密度又比硅铝物质来得大，所以，硅镁物质的上浮不大可能再是单一的“北浮”了，它应该是沿着与指向地心的重力相反的方向从地球内部向地球上部散开浮去，并最终渗过为硅铝物质的南流和由这种南流引起的其他运动所破碎了的地球原始外壳而涌出地表。硅镁物质侵入或穿过硅铝物质的部分，便和硅铝物质一起构成了广义的大陆地壳；硅镁物质单独出露于大洋水体底部的部分，则成了典型的大洋地壳。和硅铝物质一样，硅镁物质的涌出也不会是一次了结的。这种多次的涌出，一方面使大陆地壳越来越大，另一方面又使大洋地壳不断得到更新。尤其是硅镁物质的早期涌出，可能还会夹带着地球内部残余的硅铝物质来到地表，这就使得地表的硅铝物质除绝大部分来自地球北端外，可能还有一小部分来自地表的其他破裂系统。

作为地球的近邻，火星表面也有着广阔的“海洋”和巨大的大陆。而且，和地球一样，火星上由熔岩流和在这熔岩流基础上发育起来的风成沉积物所组成的陆地，也具有明显的环绕旋转轴自北往南展布并最终归结到南极的特征（图103）。火星与地球在海陆结构上的这种惊人相似，不但与火星具有同地球极为相似的生成演化条件并几乎与地球处在同样的天体环境中的性质相一致，而且还同火星有着与地球极为相似的动力学行为的事实相吻合（表五）。

对于月球，今天，我们已经习惯于把它朝向地球的一面叫做月球的正面，而把它背着地球的一面叫做月球的背面，相应地，还把月球围绕地球进行同步自转的旋转轴交于月面上的

图103 火星（上）与地球（下）表面海陆结构之比较

表五 火星与地球有关参数之比较

|  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- |
|  | 自 转 周 期 | 绕太阳公转的平均速度 | 自转轴与黄道夹角 |
| 火 星 | 24时37.4分 | 24.1公里/秒 | 25.0度 |
| 地 球 | 23时56.07分 | 29.8公里/秒 | 23.45度 |

两点，分别叫做月球的南极与北极。和地球及火星一样，月球表面也有着广阔的“月海”和巨大的“月陆”。但奇怪的是，月海几乎全部集中在月球的正面，而月陆则相对集中在月球的背面。这是为什么呢？原来，月球的正面一直朝着地球，它的背面始终背向地球。也就是说，整个月球长期受着地球定向的引力作用。而且，根据月球逐渐远离地球的事实可以推知，在地质时期里，这种引力还要比现在强大得多。这与地球长期受着位于它南方的宇宙空间里的天体引力作用的情形是极其相象的。由于地球对月球的定向吸引，不可避免地也要在月球内部造成一根指向地球的引力轴。因此，从引力角度看，月球的正、背两面，实际上也就相当于地球上的南、北两半球了。既然在地球内部圈层分化的过程中，地球南方宇宙天体

的引力能使地球上的陆地相对集中在北半球，海洋相对集中在南半球，那么，在月球的内部圈层分化的过程中，地球对月球的长期定向引力作用，为什么不能使月球表面的陆地也相对、集中在月球背面，而使月海相对集中在月球正面呢？

这些事实，都说明了天体间的定向引力作用对被吸引的天体表面的物质运动起着多么重要的作用。当然，无论是地球、火星还是月球，它们的物质组成、体积、质量、分异程度以及与太阳的距离等，都是各不相同的。因此，它们在内部圈层分化的过程中，各自的情况也是不尽相同的。尤其是月球，它在受到地球定向引力作用的同时，还受到了来自地轴南方宇宙空间的天体引力的作用，所以，月表海陆结构除了正反两面存在着重大差异之外，月球的南极附近，还有着全月最高的秀峰。然而，尽管如此，火星表面目前的状况，至少使我们有可能看到地球上硅铝物质涌出之后、硅镁物质涌出之前的大致情形，而月球历史中最后一次主要的热力活动所造成的月海玄武岩泛滥，则起码为我们提供了地球表面硅镁物质与硅铝物质在涌出方式和相互关系上的一个近似的模式。

综上所述，我们认为，大陆在地表的出现，是地球圈层分化的必然产物，而在地球圈层分化的过程中，构成大陆的硅铝物质之所以会从地球内部经北极地区来到原始地表，以及它们来到原始地表之后又会普遍表现为自地球的北端往地球的南端的运动，则可能是这些物质本身的物理化学特性和地球早期所处的天体环境综合作用的结果。

当然，我们强调地球南方天体引力在塑造地表基本形象方面的重要作用，既不意味着我们认为地表的大陆物质仅仅受着来自地球南方天体的引力作用，也不意味着我们认为在整个地质时期，地球南方天体的引力对地表大陆物质的作用始终占着统治的地位。相反，我们认为，在地球演化的过程中，太阳对地球的引力，地球本身的重力和由地球的旋转运动所派生的其他力，如离极力、离心惯性力和科里奥利力等，都可能对地表的物质运动产生不同程度的影响，尤其是在地球南方天体对地球的引力作用随时间的推移而减弱的情况下，这些力的作用就愈益显得重要了。事实上，太平洋中部洋底的大规模陷落，以及环太平洋陆块向太平洋中心的运动，主要就是由重力作用所引起的。在今天，地表所有物质的变位，则更是离不开重力的决定性作用了。所以，在这里，我们只是想指出，在地球演化的初期阶段，地球南方的天体引力在决定地表海陆结构的基本特征方面，可能曾起过主导的作用，而这种作用所造成的地球不均衡平衡状态，至今仍然影响着地球上部的物质运动。

**后 记**

地球上海陆的起源，至今仍然是个谜。即使是现阶段在地学界最为风行的板块构造学  
说，也未能说明。大陆最初是怎么形成的？它在破裂之前的情形怎样？大陆的形成与破裂之  
间，又有什么内在的联系？而这些问题，不但是大地构造研究中不可回避的基本问题，而且  
也是当前整个地球科学领域中亟待解决的重大理论问题。

大陆与大洋本身，隐藏着大量有关海陆起源的信息。近年来，作者一直试图利用这些信  
息对海陆的成因问题作一些探索，并于1977年写成了《从海陆成因看地壳运动》一文。此  
后，作者又对该文作了多次的补充，同时将其要点在一些有关学术会议上进行了交流。本  
书就是这一工作的初步小结。正如上田诚也所说：“地球上的许多现象，有时看上去好像一  
点联系也没有，但若仔细耐心地去观察和观测，同时巧妙地对它加以综合，并大胆地提出假  
说，那么尽管这一假说是间接的也好，当你能绞尽脑汁想出各种办法来验证这一假说时，就  
能真正尝到地球科学奥妙的滋味。”作者在进行上述探索时，便经常为地球上部一幅幅生  
动而自然的构造图象所吸引，并时时为这些图象所暗示的海陆过去的历史而兴奋。如果本书  
能够将作者的这种兴奋的心情带给读者，或者能引起读者从更加宏观的角度来研究我们生活  
在其上的地球，那将是作者所感到庆幸的。当然，由于作者水平的关系，加上作者工作岗位  
的不便，书中不但所引资料十分有限，而且有些看法恐亦不免管窥所见之谬，这更是竭诚希  
望读者给予批评指正的。

主要参考文献[1] 李四光，地质力学概论。科学出版社，1973。[2] 尹赞勋等，论褶皱幕。科学出版社，1978。[3] 黄汲清、李春昱主编，中国及其邻区大地构造论文集。地质出版社。1981。[4] 张伯声主编，地壳波浪与镶嵌构造研究。陕西科学技术出版社，1982。[5] 张文佑等，“断块”与“板块”。中国科学，1978，2期。[6] 郭令智等，西太平洋中新生代活动大陆边缘和岛弧构造的形成及演化。地质学报，1983，1期。[7] 马杏垣等，重力与构造。构造地质论丛（一）。地质出版社，1981。[8] 谢继哲，论板块构造假说及其它。海洋地质（增刊），1978。[9] 黄汲清，中国大地构造的基本轮廓。地质学报，1977，2期。[10] 孙殿卿等，中生代以来中国大地构造体系与构造运动程式。地质学报，1982，3期。[11] 马杏垣等，中国东部中新生代裂陷作用和伸展构造。地质学报，1983，1期。[12] 王鸿桢等，中国东部及邻区中新生代盆地发育及大陆边缘区的构造发展。地质学报，1983，3期。[13] 亚洲地质图编图组，亚洲主要构造体系特征。地质学报，1978，3期。[14] 国际交流地质学术论文集（一）：区域构造、地质力学。地质出版社，1978。[15] 中国地质学会构造地质专业委员会，构造地质学进展。科学出版社，1982。[16] 徐道一等，天文地质学概论。地质出版社，1983。[17] 欧阳自远，比较行星地质学概述。地质科技在发展中，之七。[18] 中国科学院贵阳地球化学研究所，月质学研究进展。科学出版社，1977。[19] 张之孟，南北极地质。地质科技在发展中，之十二。[20] 张之立等，横向非均匀性对地壳应力场的影响。中国科学，1980，9期。[21] 王懋荃等，均衡异常与地壳结构。地质学报，1982，1期。[22] 梁定益等，西藏南部大地构造的几个问题。构造地质论丛（一）。地质出版社，1981。[23] 徐嘉，大陆平移断裂的研究（平移断裂构造学）。合肥工业大学学术委员会，1983，9。[24] 刘和甫，亚洲大陆平移断裂系的构造分析。国际交流地质学术论文集（一）：构造地质、地质力  
 学。地质出版社，1980。[25] 环文林等，中国东部及邻区中新生代构造演化与太平洋板块运动。地质科学，1982，2期。[26] 李永植，日本岛弧的滚卷趋势与亚洲大陆边缘的蠕散。科学通报，1982，21期。[27] 丁国瑜等，我国地震活动与地壳现代破裂网络。地质学报，1979，1期。[28] 郭增建等，地震预报中的某些力学问题。力学，1977，1期。[29] 周有华，重力场的变化与地震。自然科学争鸣，1977，6期。[30] 马宗晋等，亚欧地震系的地震构造特征。中国科学，1980，9期。[31] 时振梁等，中亚、东亚大陆地震活动特征。中国科学，1982，9期。[32] 范时清，地球与海洋。科学出版社，1982。[33] 范时清，世界大洋地质基本轮廓。科学出版社，1978。[34] 谢继哲，对南海成因问题的探讨。海洋地质研究，1982，3期。[35] 金翔龙等，黄东海地质。科学出版社，1982。[36] 吴启达等，中国东部海域与邻区的构造关系。海洋地质与第四纪地质，1984，2期。[37] 杨兆宇，中国大陆架地质构造特征。地质学报，1983，3期。[38] 许靖华，沉积学讲座讲稿汇编。地质部成都地质矿产研究所，1980。

[39] A.魏格纳，海陆的起源。商务印书馆，1964。[40] JT.威尔逊等，大陆漂移。科学出版社，1975。[41] F.J.索金斯等，地球的演化。科学技术文献出版社，1982。[42] 上田诚也等，岛弧。地质出版社，1979。[43] 竹内均等，地壳运动假说。地质出版社，1978。[44] H.W.米纳德，太平洋海洋地质。科学出版社，1978。[45] 立岩常，西北太平洋构造带。海洋地质译丛，1981，1期。[46] F.P.谢帕德，地质海洋学一—海岸、大陆边缘和深海底的演化。科学出版社，1981。[47] D.W.Scho11 等，与大洋俯冲边缘构造作用有关的沉积体及其概念。海洋地质译丛，1981，  
 试刊。[48] A.W.Crook，根据区域扩张论西太平洋型地槽的成因。海洋地质译丛，1981，试刊。[49] 彼得·布里格斯，陆移海转。香港今日世界出版社，1975。[50] G.Boillot，大陆边缘地质。地质矿产部海洋地质调查局情报资料室，1982。[51] 深尾良夫，岛弧与大陆地壳的内部构造。地球，1980，11期。[52] A.B.裴伟，深大断裂的特点、分类及其在空间上的分布。地质译丛，1956，11期。[53] 立岩巖，东亚地区构造发展中的压力构造与张力构造。海洋地质译丛，1981，2期。[54] 玛丽·A·麦克惠妮，南北极研究的现状和未来。海洋出版社，1981。[55] P.J.威利，动力地球学。地质出版社，1978。[56] C.Johston，密西西比河流域的大地震带，Scientific American，1982年246卷4期（中译  
 本），科学技术文献出版社重庆分社，1982，8期。[57] ScientificAmerican（地球专辑），1983年249卷3期（中译本），科学技术文献出版社重  
 庆分社，1984，1期。[58] Пейве, А.В., Геология сегодня и завтра. Природа, No.6, 1977.[59] Пейве, А.В. (ред.), Разломы и горизонтальные движения земной коры. Тр. ГИН АН СССР. 1963, вып. 80.[60] Грачёв, А.Ф., Рифтовые зоны земли, «Недра», 1977.[61] Шерман, С.Н., Физические закономерности развития разломов земной коры, «Начка», 1977.[62] Hobbs, W.H., Lineaments of the Atlantic border region. Geol. Soc. Amer. Bull.1904, 15.[63] Dewey, J. F. and Horsfield, B., Plate tectonics, orogeny and continental growth. Nature, 225, 1970.[64] McConnell, R. B., Evolution of taphrogenic lineaments in continental plat- forms. Geol. Rdsch., 1974, 63.[65] Beloussov, V. V., Basic Problems in geotectonics, New York, McGraw-Hill. 1962.[66] Press, F., The gravitational instability of the lithosphere. In: Gravity and Tectonics,Wiley-Interscience, 1973.[67] Bucher, W. H., The role of gravity in orogenesis. Geol, Soc. Am. Bull., 1956,67.[68] Beloussov, V. V. and Milanovskiy, Ye. Ye., Tectonics and tectonic Position of Iceland, Intern. Geol. Rev., Vol. 18, 1976.[69] Atwater,T., Studies of sea-floor spreading and plate movements in the Pacific

Basin, in D. H. Tarling and S. K. Runcorn (eds.): Implications of continen- tal drift to the earth sciences, 1973.[70] Hamilton, W., Tectonics of the Indonesian region, Geol. Soc. Malaysia Bull. Vol. 6, 1973.[71] Heezen, B. C., The world rift system: an introduction to the symposium, Tectonophysics, Vol. 8,1969.[72] Meyerhoff, A. A. and Hatten, C. W., Bahamas salient of North America, in C. A. Burk and C. L. Drake (eds.): The Geology of Continental Margins, 1974.[73] Sheridan, R. E., Atlantic continental margin of North America, in C. A. Burk and C. L. Drake (eds.) : The Geology of Continental Margins, 1974.[74] Le Pichon, X., Sea-floor Spreading and Continental Drift, Jour. Geophys. Res.Vol.73, 1968.[75] Hess, H. H., Nature of the Great Oceanic Ridges, Internat. Oceanog. Cong. 1961.[76] Narin, A. E. M. & Stehli, F. G., The Ocean Basins and Margins, 2, The Noth Atlantic, 1974.[77] Wilson, J.T., in The Sea, 4,Part I,1970.[78] Aubouin, J., Geosynclines. Elsevier Pub. Co. London. 1965.[79] Dickinson, W. R. and Hatherton,T., Andesite volcanism and seismicity ar- ound the Pacific. Science, 1967, 1517 (3790).[80] Dewey.J.F., Evolution of the Appalachian/Caledonian orogen. Nature, 1969, 222.[81] Logatchev, N.A. and Florensov, N.A., The Baikal system of rift valleys. Tectonophysics,1978, 45.[82] Jacoby, W.R., Gravitational instability and plate tectonics, in Gravity and Tectonics. New York, Wiley, 1973.[83] Burk, C.A. and Drake, C.L..(eds.) , The Geology of Continental Margins, 1974.[84] Engel, C.G. and Fisher R.L., Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian Ocean ridge system, Western Indian Ocean. Geol. Soc. Am. Bull., Vol.86, 1975.[85] Grow, J.A., Crustal and upper mantle structure of the central Aleutian Arc, Geol. Soc.Am. Bull.,Vol.84, 1973.[86] Roberts,D.G., Structural development of the British Isles, the continental margin, and the Rockall Plateau. In C.A.Burk and C. L. Drake (eds.); The Geology of Continental Margins, 1974.[87] Piper, J.D.A., History and mode of crustal evolution in the Icelandic sector of the Mid-Atlantic Ridge, in D. H. Tarling and S K. Runcorn (eds.) : Imp- lications of continental drift to the earth Sciences, 1973.[88] Hilde, T. and Wageman, J. M., Structure and origin of the Japan Sea, in P. T.Coleman (ed.): The Western Pacific, Island arcs, Marginal seas, Geoche- mistry, 1973.

[89] Keith, M. L., Ocean floor convergence: a Contrary view of global tectonics, Jour. Geol. Vol.80,1972.[90] Umbgrove, J.H.F., Rhythm and synchronism of tectonic movement, Am. Jo- ur. Sic., Vol.248, 1950.[91] Burk, C. A. and Sckolten, R. (eds.), The Geology of Continental Margins, Springer-Verlag, 1974.[92] Hast, N., The state of stress in the upper part of the Earth's Crust. Tec- tonophysics, 1969, (8).[93] Kovach, R. L. and Nur, A. (eds.), Proceedings of the conference on tec- tonic problems of the San Andreas Fault System. Stanford Univ. Geological Sciences, XⅡ.1973.[94] Moody, J. D., Crustal shear patterns and Orogenesis. Tectonophysics, 1966, (3).[95] Le Pichon, X.et al., Plate Tectonics, 1973.[96] Van der Linden, W. J.M., How much continent under the ocean?, Mar. geo- phys. Res., Vol.3, 1977.[97] Barnett, C. H., A suggested reconstruction of the landmasses of the earth as a complete crust, Nature Vol. 195, 1962.[98] Prince, R. A. and Kulm, L.D., Crustal rupture and the initiation of inbrica- te thrusting in the Peru-Chile Trench, Geol.Soc. Am. Bull., Vol. 86, 1975.[99] McConnell, R.B., The geological development of the rift system of eastern Africa. Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, 83.[100] Vening Meinesz, F. A., Shear pattern of the Earth's Crust. Trans. Amer. Geophs. Union, 1947, 28 (1).[101] Kinsman, D. J. J., Rift valley basins and sedimantary of trailing continen- tal margins, in A. G. Fischer and S. Judson (eds.), Petroleum and Global Tectonics, 1975.[102] Engel, A. E. J., Geologic Evolution of N. America, Science, Vol. 140, 1963.[103] Hatherton, T. and Dickinson, W.R., The relationship between andesitic vol- canism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles and the island arcs. Jour. Geophys. Resear., 1969, 74 (2).[104] Krebs, W., Formation of Southwest Pacific island arc-trench and mountain Systems: Plate or global vertical tectonics. Am. Assoc, Petro. Geol., 59(9).[105] Bott, M. H. P. et al., The deep structure of the Iceland-Faeroe Ridge, Mar. Geophys. Res., Vol. 1, 1971.[106] Van Andel Tj. H. et al., The Vema Fracture Zone and the tectonics of tran- sverse shear zones in oceanic crustal plate, Mar. Geophys. Res., Vol. 1, 1971.[107] Kanamori, H., Great earthquakes at island arcs and the lithosphere, Tecto- nophysics, Vol. 12, 1971.[108] Carey, S. W., The Expanding Earth, Elsevier Scientific Publishing Compa- ny, 1976.[109] Peter, G. et al., Geological structure of the Aleutian trench southwest of

Kodiak Island, JGR, Vol. 70, 1965.[110] Dietz, R. S. and Holden, J. C., Reconstruction of Pangaea: Breakup and di- spersion of continents, Permian to present, Jour. Geophys. Res., Vol. 75, 1970.[111] Mogi, K., Active periods in tue world’s chief seismic belts, Tectonophysics, Vol.22,1974.[112] Emery, K. O. et al.,Continental margin off western Africa; Cap St. Fran- cis (South Africa) to Walvis Ridge (South-west Africa), AAPG Bull., Vol. 59,1975.[113] Schuiling,R.D.,Active role of continents in tectonic evolution-geothermal models. In: Gravity and Tectonics, 1973.[114] Molnar, P., Tapponnier,P.,Cenozoic tectonics of Asia; Effects of a con- tinental collision.Science,1975, 189.[115] Gorshkov, G. S., Intraoceanic islands, East Pacific Ridge. island arcs, vol- canism and upper mantle. Tectonophysics Vol. 8, 1969.[116] Pavlovsky, Ye. V., Origin and evolution of the continental crust. Geotecto- nics, 1975, 9.[117] Van Bemmelen, R. W., The Undation theory of the development of the Ear- th's Crust. 16 th Int. Geol. Cong. Rept., Washington,1956, 2.[118] Illies, J. H., An intercontinental belt of the world rift system, Tectonophy- sics, Vol. 8, 1969.