第九章　历史构造分析和古构造

在漫长的地质岁月中，地球内部不断发生着变化，导致地壳或岩石圈在水平和垂直方向上，以有节奏的平静演化和急剧变革相交替的方式运动。一方面是各大陆在水平方向上发生大规模的运动，导致大陆之间的离合，同时造成古生物、古地理和古气候的差异。另一方面是地球表面的差异升降，从而造成不同环境中沉积物性质、结构、构造、几何形态以及空间分布等方面的差异。通过对不同地区、不同时期地层进行综合研究，确定其构造发展状态和过程，划分构造演化阶段和大地构造分区，恢复不同地区、不同块体之间的相互关系及演化过程即为历史构造分析。历史构造分析的重要理论依据就是王鸿祯（1981，1982，1990）提出的大地构造活动论、大地构造单元论和构造演化阶段论。所谓大地构造活动论，是以活动论的观点认识地史时期大陆和大洋相对于地极、赤道位置的变化以及它们相互之间的位置变化。构造演化阶段论是指地球岩石圈由简单到复杂、有节奏和分阶段的平静演化和急剧变革相交替的演化规律。大地构造单元论则是指在活动论和阶段论的思想指导下，根据古大陆形成演化历程去划分大地构造单元和分区。上述大地构造三论是一个相互联系和依存的完整理论体系，是历史大地构造理论的精华。

第一节　历史大地构造分析的内容

一、沉积物组分和沉积组合（或沉积建造）

地壳构造状态是不均一的，不同地区地壳垂直和水平运动的幅度和速度不一，对沉积过程中沉积物的迁移距离、分选程度和沉积速度都有重要影响，也必然会反映到沉积物组分上来。在地形平缓的平原地区，河流沉积中的碎屑物质可能来源于千里之外。经过长距离的搬运磨蚀，大部分不稳定矿物受风化分解不复存在，遗留下来的矿物经过反复冲刷磨蚀，从成分到结构均较成熟，其稳定的碎屑成分如石英含量高，圆度和分选较好。相反，在高差悬殊的山区或山麓带，碎屑物质急剧堆积，搬运不远，多数岩屑或岩块，成分成熟度和结构成熟度低。同样，在平坦的陆架或滨浅海带碎屑沉积物经过滨海带的长期簸选磨蚀，其成分成熟度高，分选及磨圆好。在火山岛弧周围由于地形坡度大，急剧堆积大量具棱角的火山岩屑，形成岩屑杂砂岩，代表构造和火山活动地区的快速堆积。由此可以看出，不同构造背景的沉积区具有不同的岩石矿物成分。如表 9-1 所示，在大型稳定的缓慢沉降的盆地内，沉积物主要为石英质砾岩，砂岩，高岭石粘土岩，稳定的可燃有机岩（如孢子煤，树皮煤），石英含量大于 90%；在次稳定的裂谷盆地中，主要为花岗质砾岩，长石砂岩，长石质石英砂岩，水云母粘土岩等沉积，石英含量为 65%～90%；在活动的洋中脊盆地和岛弧海沟盆地内，沉积物主要为杂砾岩、杂砂岩、硬砂岩、杂粘土岩，石英含量小于 65%，甚至小于 15%，基质含量最高，反映了一种快速堆积的沉积过程。Dickinson（1979）分析了现代和古代 1．1 万余件砂质沉积

物和砂岩中石英、长石和岩屑相对含量与构造背景的关系后，总结了一套定量指标和图解（图 9-1）。对某一地区某一地层的砂岩碎屑成分（石英，长石和岩屑）进行定量统计、投点，可以帮助确定研究区当时的大地构造背景。

表 9-1　不同大地构造背景下的盆地类型及其特征（据孟祥化，1982）

特征＼类型	稳定型	次稳定型	非稳定型
主要物质成分组合	石英岩砾岩及等石英岩砾石组成的砾岩（石英质砾石）；石英碎屑及等石英碎屑组成的砂岩（石英砂岩）；稳定组分的泥岩（如高岭石粘土岩）；稳定组分的可燃有机岩（如孢子煤、树皮煤）	花岗岩砾石及等花岗岩砾石组成的砾岩，长石碎屑及等长石碎屑组成的砂岩（如长石砂岩、长石质石英砂岩）；次稳定组分的泥岩（如水云母粘土岩）；次稳定组分的可燃有机岩	杂砾岩；岩屑并包含火山碎屑组分和基质很高的砂岩（杂砂岩、硬砂岩）；非稳定组分的泥岩（如杂粘土岩）；非稳定组分的可燃有机岩（如杂有机岩类）
石英含量	＞90%	90%～65%	＜65%或＜15%
基质含量	基质含量最低	基质含量较高	基质含量最高
自然岩石组合中微量元素地球化学分配类型	规则型为主	过渡型为主	紊乱型为主
沉积旋回韵律	简单	复杂而节奏清晰	沉积旋回相当复杂，从节奏明显至无节奏
沉积体的几何形态	固定型，有板状、席状	条带、收缩体、移位体	移位体、扩张体
代表	克拉通盆地	裂谷盆地和张裂边缘盆地（被动边缘盆地）	洋中脊盆地、岛弧海沟盆地

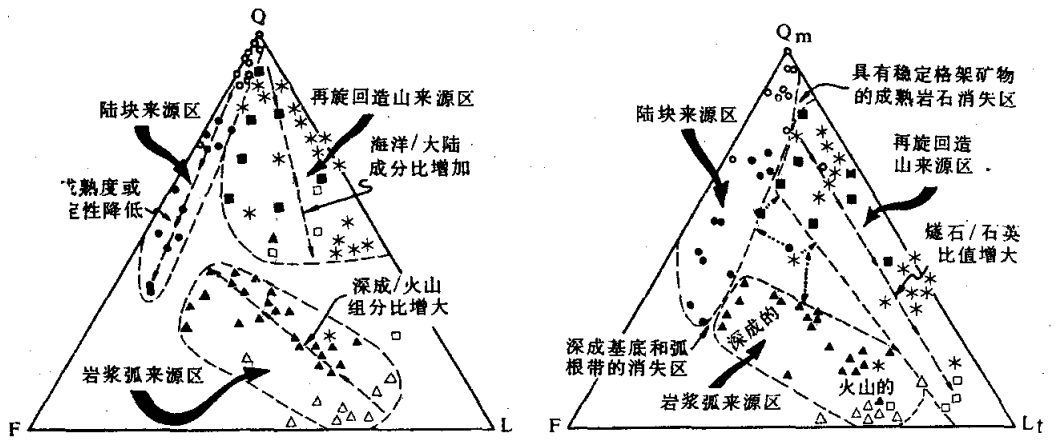


图 9-1　砂岩碎屑组分构造背景图解

（据 Dickinson and Suezek，1979）

Q. 石英＋燧石；F. 长石；L. 不稳定岩屑；Qm. 单晶石英；Lt. 岩屑

沉积物组分分析的另一个重要方法是沉积组合或沉积建造分析。沉积组合（或沉积建造）是在一定地质时期内形成的，能够反映其沉积过程主要构造背景的沉积岩共生综合体。根据构造活动程度，可以把沉积组合划分为陆相和海相稳定型、过渡型和活动型六种类型。

在大陆上，稳定类型的构造背景主要发育在广阔的准平原、内陆盆地及近海平原，相应的沉积组合是游移盆地湖泊碎屑组合、内陆盆地河湖泥质组合及近海盆地含煤碎屑组合。活动类型的构造背景可以强烈上升的高峻山系和巨大的陆缘火山活动带为代表，巨厚的山麓山间粗碎屑（磨拉石）组合和大陆火山喷发—碎屑组合为其典型产物。陆相过渡型沉积组合包括近海沉陷盆地碎屑泥质沉积组合和海陆交互相碎屑泥质沉积组合等。

在海洋中，广阔的陆表海、陆棚海代表稳定的构造背景，形成稳定型滨浅海碎屑岩或碳酸盐岩组合；非补偿的边缘海、活动陆棚、大陆斜坡可以代表过渡型的构造背景，形成相应的过渡型沉积组合，如非补偿边缘海碳质、硅质组合，活动陆棚泥质碳酸盐沉积组合。活动大陆边缘的弧后海、弧间海、深海沟和远洋盆地为活动型的海洋背景，其形成岛弧海岩屑杂砂岩—火山岩沉积组合、半深海至深海砂泥质复理石组合，以及包含超基性、基性岩和放射虫硅质岩的蛇绿岩组合。

二、沉积物厚度分析

沉积物的古环境和厚度分析是判断地壳垂向运动的幅度和速率的重要手段。例如，钻井资料证实天津附近海平面以下深达 700 m 处仍为第四纪河流冲积层，说明这一地区从第四纪以来已下降 700 m。因此可以通过沉积环境和厚度分析去恢复沉积盆地的构造性质。在以沉积厚度分析沉积盆地构造性质时，应注意区别三种情况：一是沉积盆地基底下降速率和沉积速率大体一致，致使古水深不变，岩相类型不发生较大变化，这种盆地称为补偿盆地。补偿盆地的盆地基底下降幅度等于沉积物的厚度。二是沉积基底下降速率高于沉积速率，致使水深加大，得不到沉积物补偿充填，虽然地质时间很长，但沉积物很薄，这种盆地称为非补偿盆地。非补偿盆地的盆地基底下降幅度等于沉积物厚度加上盆地水体所加深的深度值。三是沉积物的沉积速率高于沉积基底下降速率，则海水水深减小，沉积物厚度大于沉积基底下降的幅度，这种盆地称为超补偿盆地。超补偿盆地基底的下降幅度等于沉积物厚度减去盆地水体变浅的深度。

一般情况下，沉积物成岩时要受到不同程度的压实效应的影响。因此在采用地层厚度分析沉降史时，应首先进行地层压实校正，即把地层单元的实测厚度恢复到沉积时期的厚度。同时应准确确定古水深。古水深确定主要依据地层的沉积环境分析，并结合古生物群落和生态组合来进行。最后得出某一地区盆地构造沉降曲线公式为：

$$Y=S^{*}\frac{\rho_m-\rho_s}{\rho_m-\rho_w}+W_d-\Delta S_L\frac{\rho_m}{\rho_m-\rho_w}$$

式中：Y 为构造沉降，S^{*} 为压实校正地层厚度，ρ_s 为平均沉积物密度，ρ_m 为平均地幔密度（3.4g/cm³），ρ_w 为平均海水密度（1.03g/cm³），W_d 为沉积物沉积时水深，$\triangle S_L$ 为相对现在海平面高度的全球海平面变化。

三、沉积相和沉积古地理分析

沉积相和沉积环境分析既是地层成因研究的一个重要方法，也是地层形成的构造背景研究的重要手段。在不同的大地构造背景下，由于沉积盆地类型和沉积环境特征的不同，其沉

积相也不相同。在稳定的大陆板块内部多为陆表海的浅水碎屑岩和碳酸盐岩沉积。而在大陆板块边缘多为陆棚海的滨浅海沉积、半深海—深海环境的浊积岩、等深岩及泥岩沉积。

利用沉积相恢复地层的沉积环境可以帮助重建地层形成的古地理。古地理重建的重要手段是通过岩相古地理编图了解地史时期的海陆分布、地形地貌特征等古地理要素及各地理单元中沉积物类型。岩相古地理图编图通常采用点—线—面分析法。首先，为了解某一地质时期内一定范围内沉积环境的全貌，往往要通过大量剖面点的地层划分对比和沉积环境分析，而后恢复沉积环境沿某一断面的变化状况（线）及全区的海陆格局和沉积类型的空间分布（面）。沉积断面的截取一般垂直主要沉积相带的展布方向，以最大限度地展现某一时期内地层岩性或沉积相的空间格架、相互关系和展布规律，便于对其形成控制因素的分析。地史分析中主要进行大区域沉积和构造背景分析，一般采用比例尺小于 1∶1 000 万的概略岩相古地理图，如本书地史分论各章的古地理图。它主要表示沉积组合类型的空间分布和构造古地理格局的密切关系。通过概略性古地理分析可以帮助认识古海洋类型（如陆表海、陆棚海、边缘海、岛弧海和远洋）展布。确定板块边界（俯冲带或地缝合线）的位置等。

四、沉积盆地分析

沉积盆地的类型和特征与其所处的大地构造位置密切相关，大地构造状态决定了盆地的类型和特征。表 9-2 为不同大地构造背景的沉积盆地的类型（图 9-2）。不同类型的沉积盆地的沉积相及其时空组合不同。因此，通过了解盆地沉积物组分、沉积相、沉积体系及其时空关系、古水流分布格局等，可以恢复盆地的性质和类型，确定盆地的大地构造背景及其演化。不同的沉积盆地类型和沉积盆地组合，代表不同的大地构造背景和不同的构造阶段。如克拉通盆地主要分布于大陆板块内部以及大洋中的微板块、地块等构造背景下。被动大陆边缘盆地和活动大陆边缘盆地均分布于大陆板块边缘地带，前者形成于大地构造伸展期，后者形成于大地构造挤压期。大陆碰撞有关的盆地形成于岛弧与大陆板块、大陆板块与大陆板块碰撞的构造背景下，形成碰撞造山带。所以可以通过沉积盆地的性质、分布去恢复研究区的大地构造背景和所处的大地构造阶段。

表 9-2　沉积盆地的分类方案

<table>
<tr><td rowspan="5">伸展背景下的沉积盆地</td><td>裂谷及夭折裂谷盆地</td><td>陆内裂谷，大陆边缘裂谷，裂陷槽盆地</td></tr>
<tr><td>被动大陆边缘盆地</td><td>大陆架，大陆坡，大陆隆</td></tr>
<tr><td colspan="2">大洋盆地</td></tr>
<tr><td colspan="2">奥拉槽盆地，初始洋盆</td></tr>
<tr><td colspan="2">洋岛，海山，海底高原（大西洋型）</td></tr>
<tr><td>汇聚背景下的沉积盆地</td><td colspan="2">弧后盆地，弧间盆地，海沟，弧前盆地，大洋盆地，洋岛，海山等（西太平洋型）</td></tr>
<tr><td>转换或走滑背景下的沉积盆地</td><td colspan="2">拉分盆地，走滑盆地</td></tr>
<tr><td rowspan="2">大陆碰撞背景下的沉积盆地</td><td>A 型（陆-陆）碰撞有关的沉积盆地</td><td rowspan="2">陆间残余盆地，弧后残余盆地，前渊、周缘前陆盆地，弧后前陆盆地，背驮式盆地，山间断陷盆地，山前断陷盆地，缝合线盆地</td></tr>
<tr><td>B 型（弧-陆）碰撞有关的沉积盆地</td></tr>
<tr><td>克拉通盆地</td><td colspan="2">内克拉通盆地，克拉通边缘盆地，克拉通内裂陷槽盆地</td></tr>
</table>

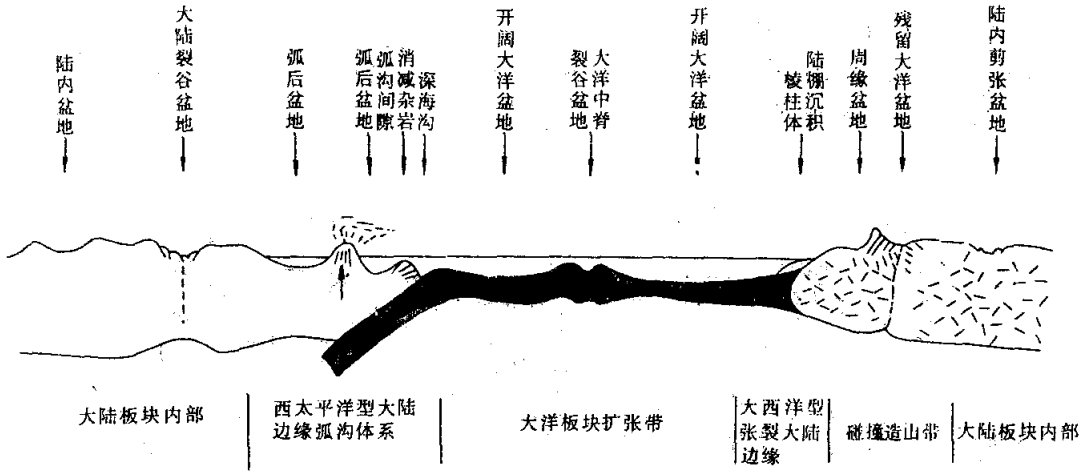


图 9-2　板块背景下部分沉积盆地分布示意图

（据 Dickinson，1974）

五、构造运动面分析

构造运动面是历史大地构造分析的重要内容。构造运动面，即不整合和间断面是地壳运动的直接记录。不整合，不论是假不整合还是角度不整合，都是地壳抬升、遭受剥蚀的结果。前者代表了早期形成的地层经过不同程度的变形，并通常伴有一定程度的变质改造，遭受剥蚀，而后再接受沉积。后者反映早期形成的地层经整体抬升，遭受剥蚀，而后接受沉积。二者分别反映了造山运动和造陆运动的存在。沉积间断是指沉积过程中沉积作用停止，可能与沉积物的供给有关，也可能是地壳快速升降作用的结果。通过对间断和不整合的研究，也能了解某一地区地壳的构造升降历史。

第二节　地史中恢复古板块的方法

按板块学说的观点，岩石圈和软流圈是对立的。岩石圈为厚 70 km 至 120～150 km，由地壳和上地幔顶部组成的非连续的块体，它被各种类型的构造活动带——洋中脊、海沟、转换断层、古缝合带分割成刚性的板状块体——板块。软流圈是厚达几百公里的可缓慢塑性流动的软弱带，岩石圈板块能在它的上面滑动。因此板块内部是相对稳定的地区，而板块边界则是地表表面最活跃、最集中的构造活动带。按照这一观点，Le Pichon（1968）将现在的岩石圈划分为六大板块：太平洋板块、欧亚板块、印度洋板块、非洲板块、美洲板块、南极洲板块。然而，对地质历史时期古板块的恢复则比较复杂，主要采用以下几种方法。

一、地缝合线追踪法

板块相互之间的碰撞和俯冲消减能留下其拼合碰撞的标志——地缝合线，地缝合线本身是巨大而复杂的超岩石圈深断裂带，其两侧地块的地质发展史往往有大的差异。沿地缝合线则断续分布有蛇绿岩套、混杂堆积和高压变质带等特殊的地质记录。

蛇绿岩套是由代表洋壳组分的超基性—基性岩（橄榄岩，蛇纹岩，辉长岩）、枕状玄武岩和远洋沉积物（放射虫硅质岩，软泥）组成的“三位一体”共生综合体。其中的超基性往往呈现冷侵位，代表板块碰撞时沿地缝合线挤上来的古洋壳残片。图 9-3 表示地史中蛇绿岩套的典型层序，与现代深海盆地的洋壳结构可以很好地对比。

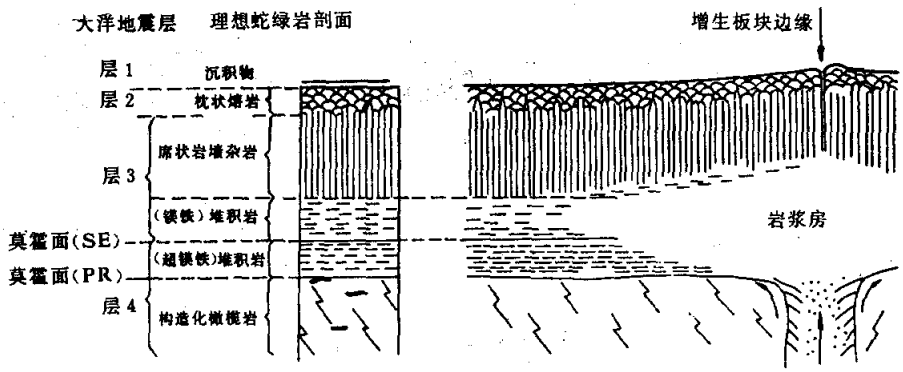


图 9-3　理想蛇绿岩剖面及其成因模式
（转引自鲍佩声等，1982）

混杂堆积是海沟、俯冲带的典型产物。成分复杂，其中既有一系列逆冲断裂切碎和推覆上来的洋壳构造残片（图 9-4），又有因板块俯冲削刮下来的浊流、远洋沉积以及浅水区崩塌下来早先形成地层的外来岩块。它的一个典型特征就是由不同成因、不同时代岩块和深海细粒沉积混杂相处，也导致同一层位中不同时代的化石混杂共生。

高压变质带也是地缝合线的一个特有现象。在海沟、俯冲带部位，受到强烈的挤压应力，但温度不高，出现以蓝闪石片岩为标志的高压低温变质带。高压变质带一般沿地缝合线平行出现，可用来指示地缝合线的位置以及板块的俯冲方向。

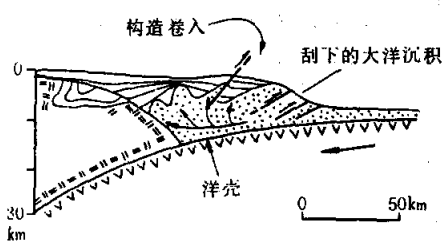


图 9-4　混杂堆积成因模式
（据 Scholl, *et al.*, 1980）

二、古大陆边缘的识别

在板块缝合线和大陆板块之间即为板块的大陆边缘部分。现代海洋研究表明，大陆边缘可以分为两种类型：一是类似于大西洋的大陆边缘，该边缘没有洋壳俯冲带，所以不存在岛弧-海沟体系，这类大陆边缘称为被动大陆边缘（图 9-5）。另一类类似于太平洋的大陆边缘，该边缘具有洋壳俯冲带，洋壳俯冲形成岛弧-海沟体系（西太平洋）或大陆火山弧-海沟体系（东太平洋）（图 9-6）。从沉积上讲，大陆边缘既不同于大陆板块内部的稳定克拉通盆地，也不同于大洋盆地的深水细粒沉积和伴生有洋壳残余。被动大陆边缘除沿岸地区外，陆棚浅海、陆坡-陆隆的深水沉积和海底浊积扇发育，而活动大陆边缘岛弧火山岩及共生的海沟深水浊积岩发育。从构造变形上看，大陆边缘变形程度也介于大陆克拉通和古缝合带之间。

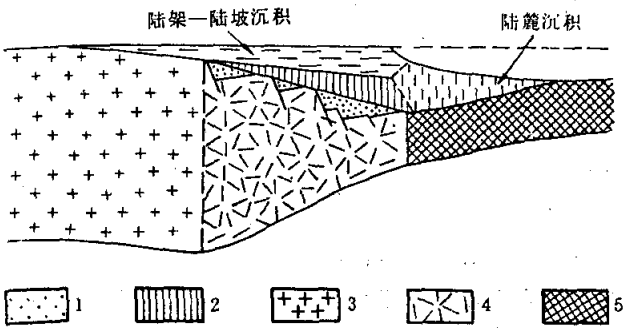


图 9-5　大西洋型大陆边缘沉积剖面示意图

（据金性春，1985）

1. 大陆裂谷阶段的粗碎屑沉积；2. 闭塞海湾相沉积；3. 大陆型地壳；4. 过渡型地壳；5. 大洋型地壳

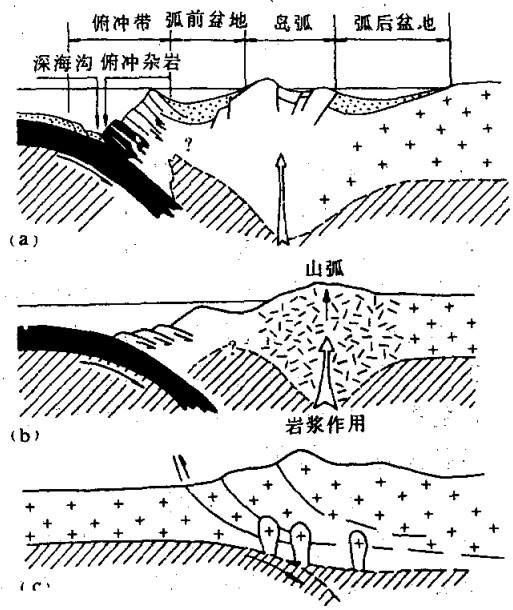


图 9-6　活动大陆边缘剖面示意图

（据 Boulin，1977，稍作修改）

B式俯冲：(a) 西太平洋型；(b) 安第斯型；

A式俯冲：(c) 阿尔卑斯型

三、古地磁学方法

不管是火成岩还是沉积岩都含有磁性矿物，这些矿物在岩石形成时受到地磁场的磁化影响，在岩石中保留了可以指示当时地磁方向的磁偏角（D）和磁倾角（I）等剩余磁性。如果采用退磁措施，消除以后地壳运动对原有剩余磁性的叠加影响，恢复岩石形成时的磁化方向，就可利用下列公式计算出古纬度（λ）：

$$\tan I = 2\tan \lambda$$（例如 $I=49°$，则 $\lambda=30°$）

根据采样点位置，可以确定古板块当时的古纬度，通过同一板块不同时期的古地磁古纬度分析，可以推断板块的运动方向和距离。例如古地磁资料表明：班公错-怒江断裂带以西的岗念喜马拉雅地块石炭纪时处于高纬度，和印度板块相近；以东的扬子板块当时属低纬度，而现在这两个板块相接在一起，说明石炭纪两板块相隔甚远，后来不断靠近，最后碰撞在一起，形成了班公错-怒江地缝合线。

通过古地磁研究也可计算出古磁极的位置。由于一般假定古磁极与地球自转轴（地理极）的平均位置大体接近，所以根据磁偏角和古磁极可以恢复古板块的方位。对不同板块不同时期的古磁极进行系统研究，可以得出各个板块不同时期古磁极的变化轨迹，即极移轨迹。图 9-7 是欧洲和北美板块寒武纪以来古磁极位置连续变迁的轨迹，可以看出，这两条曲线并不重合。如果地质历史时期这两个大陆的相对位置未发生位移，那么这两条曲线应是重合的。两

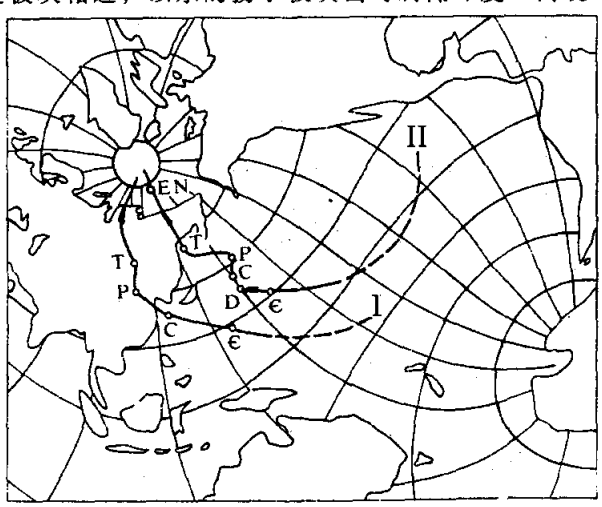


图 9-7　欧洲及北美大陆寒武纪以来的磁性迁移典线

（据 Runcorn，1962）

条线不重合说明这两个大陆在地史时期曾发生过较大的相对位移，如果假设两大陆间曾在早古生代有一个古大西洋相隔，则这种极移曲线的偏离可以消除。

四、生物古地理

生物古地理分区主要指因温度控制和地理隔离两大因素长期形成的生物分类和演化体系具重要区别的地理区划。生物分区包括不同级别，最大的一级分区称为生物大区，二级分区称为生物区，更次级的为生物省和生态区。温度控制对陆生生物来说主要受气候带制约，有时也与地形高低所反映的垂直气候分带有关。海生生物则主要受与纬度高低有关的海水温度及不规则海流分布范围的影响。地理隔离对陆生生物来说主要是海洋隔离，对海洋生物来说既有大陆、地峡的陆地隔离因素，还有广阔洋盆的深海隔离。相对来说，地理隔离对生物分区的影响更为重要，这是因为地理隔离可导致生物间基因无法交流，形成一些差别较大，甚至很大的生物类群。

大陆板块之间均为大洋、海沟分隔，是陆生生物和海生底栖生物地理隔离的一个重要障碍。以现代陆生生物为例，亚洲和澳洲之间存在著名的华莱士线，该线西侧分布的巽他动物群有狐、猴、獏、鹿等，属亚洲大陆南部的东洋界大区。该线东侧出现的有袋类、极乐鸟等特殊动物群已属澳洲界大区（图 9-8），与巽他动物群分布区之间现在存在很狭窄的较深海峡。这两类动物群分布区界线正好与亚洲大陆板块和澳大利亚板块的界线一致。地史研究证明这两个板块新生代一直为深海峡所隔，并且曾经相隔较远，不可能发生生物的交流，因而导致华莱士线两侧生物群面貌的巨大差异。应该指出，华莱士线附近的苏拉威西岛已发现两个动物群有混生现象。板块构造的研究则证实该岛原来是由不同大陆分裂出来的两个微型板块重新拼合而成。同样反映出古生物分区与板块构造间的密切关系。

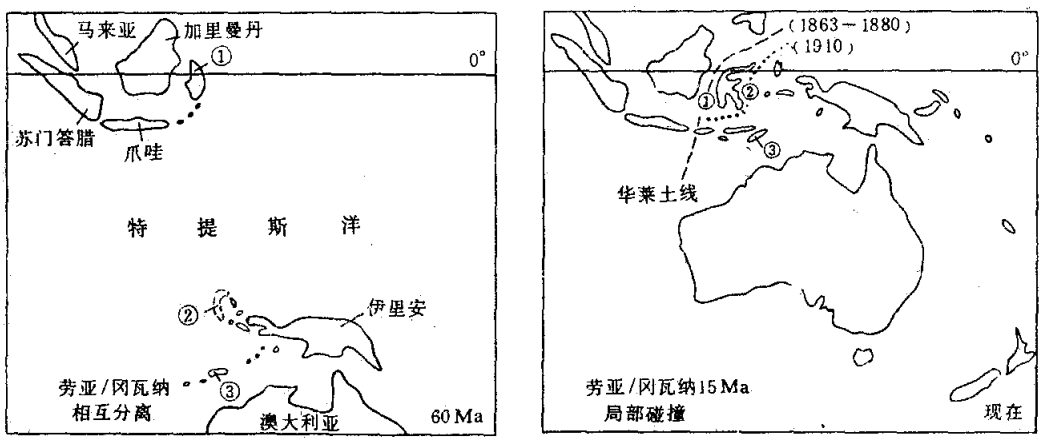


图 9-8 华莱士线与板块构造关系示意图

（据 Audley-Charles，1981，简化）

①苏拉威西岛西部；②苏拉威西岛东部；③帝汶岛

五、古气候分析

古气候是指地史时期各种气候要素如降雨量、气温、风力和风向等的综合。古气候分析主要研究古气候的各种生物和沉积标志，确定生物化石、矿物或岩石与气候（干湿、热冷）的

关系，恢复不同地区不同时期的古气候。

一般情况下，在热带海洋环境中可形成生物礁、鲕粒滩、叠层石等特殊的沉积物，风暴沉积发育（尤其在纬度5°～20°之间），伴生有造礁珊瑚、钙质海绵、层孔虫等。炎热、蒸发量很大的浅海环境中可出现石膏、石盐、甚至钾盐沉积，伴生有泥裂、晶痕及红色沉积层。温暖潮湿的陆地上可出现丰富的煤及大量植物化石。相比之下，寒冷的海洋环境内缺乏上述沉积，在大陆冰川附近的海域，冰海沉积发育，如具明显“落石构造”的冰筏沉积发育。碳酸盐岩沉积中多缺乏颗粒（生物碎屑、鲕粒、团粒等），菊花石（六水碳钙石）为其特征矿物。生物贫乏，多为一些冷水的典型分子，如石炭纪—二叠纪冷水型四射珊瑚主要为一些体壁较厚的单带型单体分子。

地质历史时期不同的板块处于不同的古纬度，其古气候环境不一样。由于块板之间的相对运动，以前纬度差别很大的两个板块今天相撞在一起，必然出现气候条件差异很大的沉积物及生物群彼此相邻，这为寻找板块边界提供了重要依据，例如，中国西部岗念喜马拉雅地块（属冈瓦纳大陆）石炭纪时处在高纬度的寒冷气候，冰水沉积普遍。海相生物为 *Eurydesma*（宽铰蛤）冷水动物群，所见珊瑚也为体壁厚，缺乏鳞板的小型单体，如 *Cyathaxonia*（杯轴珊瑚），*Amplexus*（包珊瑚）等。陆相为寒冷气候的灌木—草本植物群——舌羊齿（*Glossopteris*）植物群。而其东侧的扬子板块当时处在低纬度热带区，出现有风暴沉积，鲕粒及膏盐沉积，海相生物繁盛，以造礁型复体珊瑚、苔藓虫、钙质海绵为特征。陆相植物主要为高大的石松、节蕨和科达类。其中鳞木可达30～40 m长，树干不显年轮，显现了热带森林景观。如今，这两类隶属于两种纬度差别极大气候条件下的沉积物和生物群沿班公错-怒江断裂彼此相邻，说明这条断裂带是板块边界，即地缝合线。

六、岩浆岩组合特征

岩石圈内各种岩浆组合也受到不同构造环境的密切控制。例如大洋型拉斑玄武岩具有一定的地球化学特征，仅见于洋壳海域，钙碱型安山岩、火山岩喷发是火山岛弧或安第斯式陆缘火山活动带的典型产物，一般出现在俯冲带附近，是寻找板块边界的重要标志之一；在稳定大陆板块内部则出现大面积的溢流玄武岩喷发；而拉张的裂谷中往往出现玄武岩和流纹岩共生的双峰模式。通过这些岩浆岩组合的空间分布格局，也能推测板块分布或地缝合线的位置。

第三节　大地构造分区和中国古板块的划分

由于地壳构造活动性的不均一性，因而可以从空间的角度将地壳各部分的区域性分异与构造阶段的发展变化联系起来进行大地构造单元划分或大地构造分区。大地构造分区的主要依据是构造活动程度，由于地壳演化中各个地区构造活动程度并非一成不变，而是可以相互转化的，所以进行大地构造分区时，必须具有历史分析的观点，即区分不同的构造阶段进行。大地构造分区具有不同的级别，一级分区分为两类：一是稳定的板块区，二是板块间活动的狭长的活动构造带（包括板块的非稳定大陆边缘和地壳消减对接带或叠接带）。二级构造分区包括在稳定的板块区也可出现较活动的裂陷槽和陆内的碰撞带，而在板块间（大陆边缘和古大洋）内也可出现相对稳定的地块和微板块等。

由于板块、微板块和地块是大地构造分区的主要单元，因此大地构造分区的关键是这些

块体，尤其是板块、微板块的划分。一般来说，大陆上的板块之间应发育地缝合线分隔，它以蛇绿岩套、混杂堆积、双变质带，超岩石圈断裂为特征。除此之外，不同板块的古生物、古地理、古气候等均有明显的差异，相邻板块上的生物群由于长期的地理隔离，基因无法交流，生物群面貌差异很大，决非一般生态环境分异所致的生物群差异所能比拟。不同的板块在地质时期由于古纬度不一样，其古气候和古地理也必须有明显差异，这也是识别划分古板块的重要标志。

根据地缝合线的分布以及古生物、古地理、古气候分析，可将我国古大陆分为不同的古板块，它们以若干古缝合线相分隔，这些古缝合线包括：华北-塔里木板块北部边界的艾比湖-居延海至索伦—西拉木伦线；分隔华北-塔里木板块、柴达木板块、秦岭微板块、扬子板块的修沟—玛沁—勉略线、北祁连线、丹凤—信阳线；扬子板块、义敦微板块、昌都-思茅微板块、东南亚板块、羌塘微板块、冈底斯微板块、印度板块之间的甘孜—理塘线、金沙江—藤条河线；北澜沧江—昌宁—孟连线、班公错—怒江线及雅鲁藏布江线；分隔扬子板块与华夏板块、南海板块的江绍—钦防线和琼州海峡线等。

第四节　构造旋回和构造阶段

地球的岩石圈的构造演化具有明显规律性的旋回现象，我们把这种全球性的构造旋回现象称为构造旋回。根据不同的构造旋回所占有的时间可以划分不同的构造阶段。作为一定时期构造事件的构造旋回和发生这些构造事件的构造阶段是相互对应的。构造旋回可以分为不同的级次，对全球的岩石圈板块来讲，大陆板块的离合旋回（威尔逊旋回）是一级旋回，而大陆边缘或造山带旋回为二级旋回。

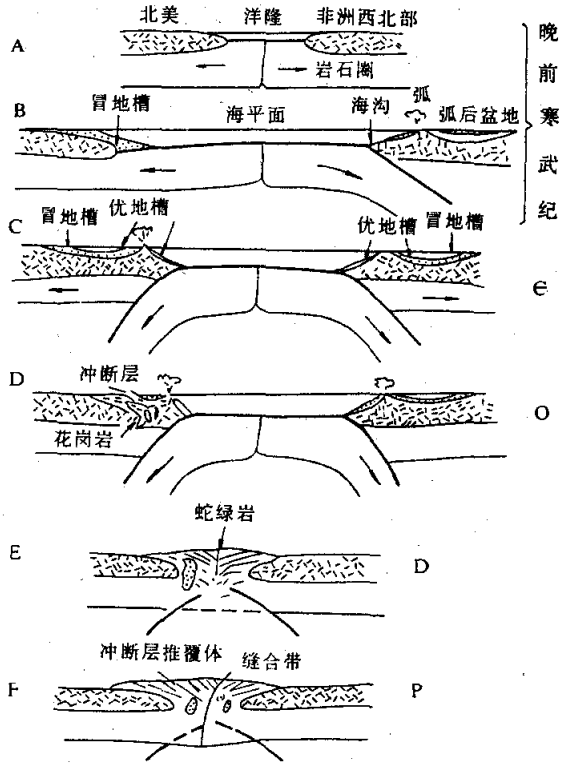


图 9-9　威尔逊旋回和地缝合线形成示意图
（据 Condie，1982）

一、威尔逊旋回

板块学说认为，大陆板块和大洋盆地在地质历史时期并非一成不变和永恒存在的。大陆板块的分离导致大洋盆地的形成；大洋盆地的萎缩、封闭导致大陆板块的聚合；大陆板块之间的碰撞导致造山带的形成。加拿大地质学家威尔逊（1973）根据现代大陆和大洋的实例归纳了大陆板块离合和大洋盆地演化的发展旋回模式，即威尔逊旋回（图 9-9）。他把洋盆演化分为六个阶段：①胚胎期，指在大陆板块内部伸展拉张形成大陆裂谷的时期，现代实例为东非裂谷；②初始洋盆期，指陆壳分裂形成狭长的海槽，局部出现洋壳，现代实例为红海；③成熟大洋期，由于大洋中脊的向外扩张，大洋边缘尚未出现俯冲消减，使大洋盆地迅速扩大，现

代实例为大西洋；④衰退大洋期，大洋中脊持续扩张，但大洋边缘出现俯冲消减，使洋盆出现萎缩，面积缩小，现代实例为太平洋；⑤残余洋盆期，随着大陆板块的相互挤压，洋壳快速消减，洋盆急剧萎缩，出现残留的小洋盆，现代实例为地中海；⑥消亡期，随着大陆板块的碰撞，洋盆最终闭合，海域消失，形成造山带，沿碰撞带（古缝合线）残留洋壳残余（蛇绿岩套），现代实例为阿尔卑斯-喜马拉雅造山带。威尔逊旋回客观地反映了大陆板块离合和大洋盆地演化的历史，每个旋回的大致时限为（1.5～2）$\times 10^8$a 左右。一次大陆板块的分合和大洋盆地离闭过程都伴有板块内部及板块边缘规律性的沉积、生物和构造事件，并在大陆板块之间形成规模宏大的造山带。与此相对应，稳定的板块内部也出现大规模的地壳升降和海平面升降的旋回性变化。这种旋回性的变化规律是全球岩石圈演化史中存在客观自然阶段的反映，我们把这种全球性的构造作用旋回现象称为构造旋回。并把发生这种构造旋回的时间称为构造阶段。

需要强调说明的是，地质历史时期的板块离合和洋盆演化情况多变，尤其是地质历史中微板块发育，微板块之间、微板块—板块之间的分裂、闭合和碰撞过程更加复杂，因此威尔逊旋回并非每一个造山带都能发育完整，在实际应用时切忌简单套用。

二、大陆边缘（大陆造山带）旋回

与稳定的板块内部不一样，位于板块边缘的大陆边缘一般在早期强烈下降，接受大量沉积，在晚期褶皱上升、岩浆侵入、形成造山带。在这个过程中，沉积作用，岩浆活动，构造变动和成矿作用都存在某种规律性的巨型旋回现象。所以，把一个大陆边缘由开裂沉降，闭合褶皱隆升成山的这一过程称为大陆边缘旋回或造山带旋回（表 9-3）。

表 9-3　大陆边缘旋回各阶段特征对比表

		沉积作用	岩浆活动	构造变动	成矿作用	
大陆边缘旋回	晚期	磨拉石沉积组合 复理石沉积组合	基性喷发 酸性侵入	断裂（张性）褶皱、变质（挤压）	膏盐煤	与酸性侵入岩有关的内生金属矿床
	早期	碳酸盐沉积组合 海底火山喷发沉积组合 远洋沉积组合 滨浅海碎屑沉积组合	基性、超基性喷发	断裂（张裂）	铁、铝、锰、磷	与基性、超基性岩有关的内生金属矿床

地质历史时期地壳不同部分出现不同类型、不同时期、不同规律的大陆边缘旋回，其发展模式不尽相同，时限长短也有差别。从全球整体来看，与威尔逊旋回对应，大致每隔（1.5～2）$\times 10^8$a 左右总有一批大陆边缘大体同步地转化为造山带。因此不同的构造阶段形成不同的造山带。

三、地质历史时期主要构造阶段的划分

构造旋回和构造阶段划分主要是根据全球性的威尔逊旋回或造山带旋回划分的。在一个旋回期，通常有一系列的洋盆相继闭合，形成造山带，这个时期即为一个构造阶段。构造旋回和构造阶段的命名一般采用经典造山带所在地命名。如早古生代后期在欧洲形成加里东造山带，该构造旋回和构造阶段称之为加里东构造旋回和加里东构造阶段；晚古生代形成海西

（或华里西）造山带，中新生代形成阿尔卑斯造山带，相应的构造旋回和构造阶段分别称为海西（华里西）构造旋回和海西（华里西）构造阶段、阿尔卑斯构造旋回和阿尔卑斯构造阶段。在中国和东亚地区，中新生代岩石圈演化具一定的特殊性。故进一步细分为印支构造旋回和印支构造阶段（三叠纪）、燕山构造旋回和燕山构造阶段（侏罗纪—白垩纪）、喜马拉雅构造旋回和喜马拉雅构造阶段（新生代）（详细的划分及时限可参考本书第八章表 8-3）。