

第四章 地层沉积组合类型与历史构造分析

一、现代地表构造——地势分异及其沉积组合类型

通过中国彩色地形图，自西往东在陆地上见到巍峨的青藏高原，河谷深切的横断山脉，山岭绵延的大兴安岭—太行山和地势低平的东北、华北平原；在海域中则有陆地围绕的渤海湾，浅水开阔的黄海和东海，地势复杂而深邃的南海，以及更东侧的链状岛弧、海沟和浩瀚的太平洋。

中国及其相邻海域西高东低的地势从早第三纪晚期起已基本形成，37Ma 以来经历了长期的风化、剥蚀、搬运和沉积外力地质作用，不但没有发生填平补齐导致地形夷平，高差分异反而更趋增强。显然，不同地区间由内力地质作用控制的地壳差异升降运动起了决定性作用。

现在和地史中地壳地势的高低分异因地而异，有的地区整体上大面积缓慢升降，呈现广阔的平原、台地或陆棚浅海，反映该区地壳构造活动性微弱，代表了地壳上相对稳定的构造类型。另一些地区发生迅速的大幅度升降，呈现高峻山脉、山间盆地或海域中的岛弧、海沟、边缘海面貌，反映地壳构造活动性十分活跃，代表了地壳上显著活动的构造类型。

上述相对稳定和显著活动构造类型地区，地壳差异升降运动的幅度和速度存在重大差别，必然对外力地质作用的各个环节及其沉积产物发生深刻的影响。因此，沉积物的形成是地壳差异升降运动的物质记录。而沉积物的性质（组分、结构、几何形态等）、沉积速率（在一定时间间隔内堆积形成的厚度）和沉积相组合都是地壳构造类型的客观反映。

1. 沉积物的组分、结构、几何形态与构造环境条件

在相对稳定构造类型地区，地势平缓，风化、剥蚀、搬运作用得以充分进行，不稳定矿物大部已经分解破坏，遗留的稳定矿物在粒级（颗粒大小等级）、圆度（颗粒棱角磨圆状况）和球度（颗粒接近球形的程度）方面分选都较好。如果处于滨岸环境，在潮汐、海浪反复冲洗下可以形成纯净的海滩石英砂及共生的泻湖粘土，称为成熟度高的沉积。在沉积体几何形态上，随着海侵覆盖广阔范围而形成稳定的板状（席状）体。

相反，在活动构造类型地区，地势高差悬殊，地震、滑坡频繁。在高原山区的山麓带或山间盆地中，碎屑物急剧堆积，搬运不远，多数是岩屑或岩块，大小混杂，成分不一，分选极差；即使在离山麓较远的冲积层中，也以岩屑砂岩或长石砂岩为主，不会出现纯净石英砂岩。同样，在火山岛弧周围由于海浪冲蚀，急剧堆积大量具棱角的火山物质和岩屑、泥质沉积，一般称为杂砂岩（greywacke）。由于岛弧经常与深水海域相邻，在斜坡部位往往出现浊流沉积所特有的粒级层、槽模和滑塌构造，代表火山活动地区的快速堆积。称为成熟度低的沉积。在沉积体几何形态上，一般呈现大型楔状体或带状体。

在稳定陆棚外侧的大陆斜坡带，先前陆棚上的稳定类型成熟沉积物在风暴、地震作用

触发下，以浊流形式通过海底峡谷再次堆积在陆坡下部的海底扇部位。这种沉积类型以矿物成分上的高成熟度和结构上的低成熟度为特征，几何形态上呈扇状体或带状体。

以上这些沉积特征都反映了独特的地势和构造活动类型，说明了现代和地史中广阔陆棚（陆表）海、大型内陆盆地、山麓带、大陆斜坡和岛弧海等自然地理环境，同时具有构造环境条件的意义。

2. 沉积厚度分析——补偿与非补偿的概念

在天津附近的钻井资料证实，海平面以下深达 700m 处仍为第四纪河流冲积层。河流稳定冲积层形成时当然高于海面，现在的位置已降到海面下 700m，说明这一地区从第四纪以来已下降 700m。山西太原石炭、二叠系剖面中，海陆交互的含煤沉积和沼泽沉积厚度达 100m。这些沉积形成时的环境都在海平面上下，所以当时的下降幅度至少达 100m。因此，在相对稳定构造背景和岩相环境变化不大情况下，地层沉积的厚度大致等于沉积基盘（沉积前的地面）下降的幅度。

实际情况比太原剖面的例子更为复杂，所以在分析沉积基盘升降的具体过程时，如果暂不考虑海平面升降因素，应区别三种情况：①沉积基盘下降速度 = 沉积物堆积的速度，水体深度不变，地层岩相类型保持稳定，沉积厚度 = 沉降幅度（图 4—1，I）；②基盘下降速度 > 沉积速度，水体由浅变深，岩相类型也发生相应变化，沉积厚度 < 沉降幅度（图 4—1，II）；③基盘下降速度 < 沉积速度，水体由深变浅，岩相类型随着发生相应的变化，沉积厚度 > 沉降幅度（图 4—1，III）。

应当说明，基盘升降和海平面涨落两种因素都可以引起类似的效果，但两者发生的原因并不相同。基盘升降本身也可由多种因素决定，一般认为区域性的普遍因素是地壳的均衡作用。海平面涨落也可由冰期、间冰期变化或海底扩张速率（与大洋中脊体积有关）变化等因素的影响而形成。至于沉积物厚度则与地形高差大小（与剥蚀作用强度有关）、离海岸距离及气候条件（均涉及陆源碎屑供应丰度）等因素有关。

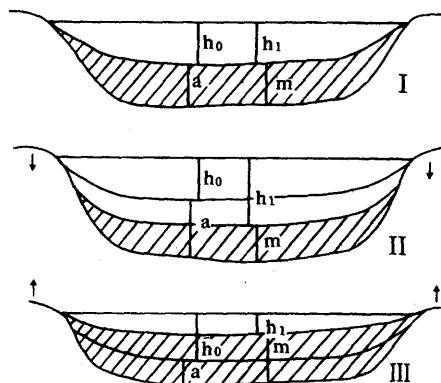


图 4—1 基盘下降幅度、海水深度与沉积厚度关系

（据 H. M. 斯特拉霍夫，1947）

I—沉积速度 = 下降幅度，水深不变；

II—沉积速度 < 下降幅度，水深增大；

III—沉积速度 > 下降幅度，水深减小；

a—下降幅度；m—沉积厚度； h_0 —

开始时水深； h_1 —结束时水深

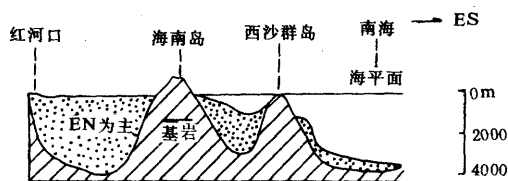


图 4—2 北部湾与南海剖面

（据王鸿祯，1980）

示补偿海盆与非补偿海盆

以现代为例，图 4—2 是自北部湾过海南岛至南海的剖面。北部湾属浅海，海南岛以外至西沙群岛附近，深海超过 1000m，南海最深处达 4km。但北部湾第三系和第四系沉积充填即超过 4km，从第三纪的沉积基盘看，北部湾与南海最深处相差不多。因此，可以设想自第三纪以来，这些地区都在强烈下陷，只是由于红河口大量的沉积充填，使

北部湾始终保持了浅海环境。这种边下降、边充填一直保持补偿状态的沉积盆地称为补偿盆地。像南海和日本海，有证据说明它们从第三纪后期开始大幅度沉降，因为日本海中部的大和海岭带曾发现早第三纪的湖泊沉积。但这些盆地因为远离海岸或周围没有大河注入，没有丰富的陆源碎屑供应，因而基盘的下沉没有得到沉积物补偿充填，长期处于非补偿状态，可以称为非补偿盆地。

在古代地层中，许多基本连续沉积的浅海相地层往往厚达数千米，显然属于补偿类型。也有一些原来的海盆由于后期周围陆地升起，堆积速度加快，逐渐转变为滨海三角洲至冲积平原，也可称为超补偿，属于补偿盆地的一种特殊类型。但也有一些例证，如我国湖南震旦系和寒武系，由厚度很小的还原环境下的硅质、炭质沉积组成，很可能是当时长期拗陷的滞流海盆在非补偿条件下缓慢沉积的结果。区别长期持续沉陷的补偿盆地和非补偿的深陷盆地对恢复当时构造环境格局有重要的意义。特别是非补偿海盆沉积往往由于形成的地层厚度很小，不易引起注意，实际它所代表的地壳升降运动幅度和速度都很大，仍属构造上较活动的沉积类型。

3. 沉积组合主要类型及其分布特征

第一节中已指出现代地势分异所反映的各种特定的地理位置，除有地理环境意义外，又有构造环境的意义。各种地理环境中形成的沉积相，并非孤立存在，它们的时空分布特点及其和周围相邻沉积相的共生组合关系，也都受到构造环境条件的控制。例如富含生物的碳酸盐岩是浅海中常见的一种沉积相。以我国华北寒武系为例，形成大面积稳定分布的碳酸盐席状沉积体，厚仅数百米，属于陆表海稳定沉积组合类型。但在北亚萨莱伊尔山区，寒武系海绵礁灰岩却与火山岩、碎屑岩交互出现，相变迅速，总厚超过 5000m，属于火山岛弧海活动沉积组合类型。由此可见，通过沉积相共生组合关系的分析能够更深刻地理解它们的构造环境意义。我们把在一定地质时期形成的、能够反映其沉积过程中主要构造环境的沉积相共生综合体称为沉积组合 (sedimentary association)。

应当说明，俄国学者关于沉积建造 (формация) 的概念大体与之相近，我国学者也有将 sedimentary association (assemblage) 直接译为沉积建造的 (叶连俊，1983)。

地质学上一般将地壳的构造活动程度概括为相对稳定和活动两大类型，所以各种沉积组合也可概括地归纳为稳定类型和活动类型。当然在典型的稳定类型与活动类型之间，还有一系列过渡环节，它们往往被简化，归并到上述两大类型之中。

在大陆上，稳定类型的构造环境主要表现为广阔的准平原、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、内陆盆地河湖砂泥质组合及近海盆地含煤碎屑组合。活动类型的构造环境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。

在海洋中，广阔的陆表海、陆棚海代表稳定的构造环境，相应地有滨浅海碎屑或碳酸盐组合。非补偿的较深边缘海、地势崎岖的火山 (或非火山) 岛弧海、大陆斜坡以及深海沟 (trench) 可以代表活动的构造环境，相应的非补偿边缘海炭质硅质组合、岛弧海硬砂岩—火山喷发组合、深海至半深海砂泥质复理石组合以及包含基性超基性岩和放射虫硅质岩的蛇绿岩套组合都代表活动沉积类型 (图 4—3)。

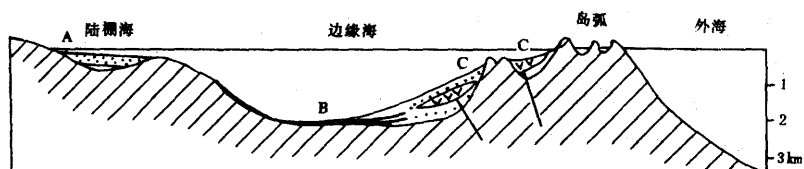


图 4—3 边缘海与岛弧海

(据王鸿祯, 1980)

A—浅海碎屑泥质沉积组合; B—非补偿隔绝边缘海炭质硅质沉积组合; C—岛弧内侧硬砂岩及火山沉积组合

二、板块构造和威尔逊旋回

1. 板块构造简介

板块构造 (plate tectonics) 是在 60 年代后期建立起来的一种全球构造学说, 它建立在以往大陆漂移论和近年古地磁、海底扩张 (seafloor spreading) 等研究成果基础上。从 70 年代起, 板块构造学说在国际上得到广泛传布, 并已渗透到地质学各个学科领域, 有人称为是地质学发展过程中的一次革命。80 年代起随着研究的深化逐渐发现需要进一步发展、修改原来较为单一的板块构造模式, 使之能合理解释更多的复杂情况。同时, 深部地质研究也发现了地球不同圈层间相互关系的不少新资料, 影响到板块构造动力机制的解释。因此, 板块构造学说当前正处于继续发展和酝酿新变革的历史阶段。

板块构造强调岩石圈 (lithosphere) 和软流圈 (asthenosphere) 之间的对立 (图 4—4)。岩石圈厚约 70km (海洋之下) 至 120—150km (大陆之下), 由地壳和上地幔顶部组成, 但本身并非连续的整体, 它被各种类型的构造活动带——洋中脊 (mid-oceanic ridge)、海沟 (oceanic trench)、转换断层 (transform fault) 和活动褶皱带 (active fold belt) 分割成刚性的薄板状块体, 可称为板块。软流圈厚达几百公里, 一般认为是能出现

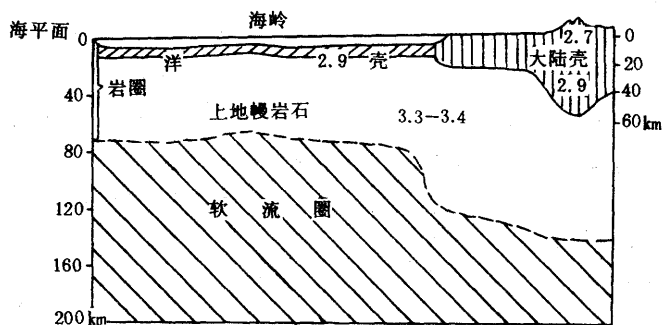


图 4—4 洋壳、大陆壳, 岩石圈与软流圈示意图

(转引自《地史学教程》, 1980)

缓慢塑性流动的软弱带, 岩石圈板块能够在它上面逐渐滑动、漂移。因此刚性板块内部是相对稳定的地区, 而板块边界的各种构造活动带则是地球表面构造运动最活跃、最集中的地带。

按照上述观点，勒皮雄（Le Pichon, 1968）首先将现在的岩石圈划分为太平洋、欧亚、印度洋、非洲、美洲和南极洲六大板块。以后其他学者的研究，一方面对现代板块的划分更趋详细，逐步补充一系列较小的板块，例如菲律宾板块、加勒比板块等；另一方面也注意结合地质发展史划分出现在已经拼合消失的古板块边界，例如西伯利亚板块、冈瓦纳板块、华北和扬子板块等（见图4—16）。80年代以来环太平洋地区掀起研究地史中微板块热潮，已发展为地体（terrane）学说，是这种趋势的进一步发展。

如果沿东西方向在地球外部作一切面，则可以看到现代岩石圈不同板块间的构造运动模式（图4—5）。东太平洋洋中脊是一个巨大的海底扩张带，也是两个洋壳板块间的离散型边界（divergence boundary）。新的洋壳沿此带不断增生，并使两侧早先形成的洋壳相应向外推进，这就是赫斯（H. Hess, 1960）最早提出的海底扩张概念。现在由于海底古地磁和沉积物年龄的综合研究，已经测定东北太平洋地区的海底扩张速度在近四百万年内向洋中脊两侧各扩张增生120km，平均每年3cm，总的海底扩张速度为每年6cm。

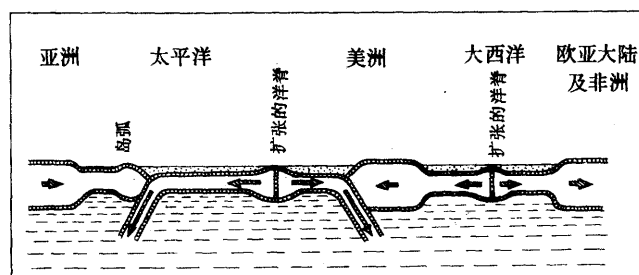


图4—5 岩石圈板块运动示意图
(据 B. A. Магницкий 等, 1978)

与洋中脊的洋壳增生相对立，太平洋东西两侧的海沟带，即经常发生地震的毕乌夫（Benioff）带，则是发生洋壳俯冲（subduction）和消减（consumption）的场所。这种俯冲就以地震学家 Benioff 的第一个字母为名，称为B式俯冲，代表洋壳板块与陆壳板块间的聚合型边界（convergence boundary）。以亚洲大陆东缘为例，自太平洋洋壳海域至陆棚海陆壳海域之间，存在典型的海沟—火山岛弧—弧后盆地（边缘海）构造格局，也可简称为沟—弧—盆体系。南美大陆西缘仅见海沟—火山山弧（安底斯山脉）构造格局，未见弧后盆地或边缘海。以上两种大陆边缘都属于主动大陆边缘类型。

现代阿尔卑斯—喜马拉雅山系中，古洋壳板块已全部俯冲消失，两个大陆板块直接碰撞（collision），继续俯冲的陆壳板块内部产生一系列逆冲断层，并导致硅铝壳明显增厚。由于这种陆壳内的逆冲现象最早由德国人安普菲雷尔（O. Ampferer, 1906）提出，也称为A式俯冲（图4—6）。

大西洋洋中脊是另一个重要的海底扩张带或离散型板块边界，但大西洋东西两侧仅见大陆斜坡，未见火山岛弧和海沟存在，也未出现地壳俯冲和消减现象。大西洋两侧的大陆边缘就称为被动大陆边缘类型（图4—15，④）。

2. 威尔逊旋回

从板块构造观点来看，洋壳盆地并非永恒存在，一般都经历了开裂、扩张、收缩和闭合的发展过程。加拿大地球物理、地质学者威尔逊（J. T. Wilson, 1973）首先联系现代

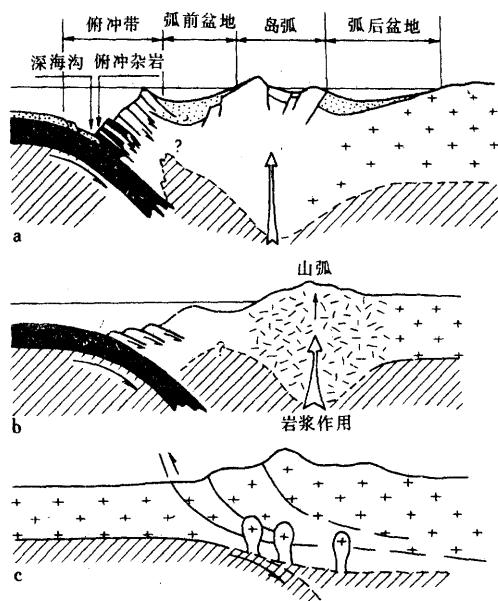


图 4—6 主动大陆边缘示意剖面图

(据 J. Boulin, 1977 稍作补充)

B 式俯冲: a—西太平洋型, b—安底斯型;

A 式俯冲: c—阿尔卑斯型

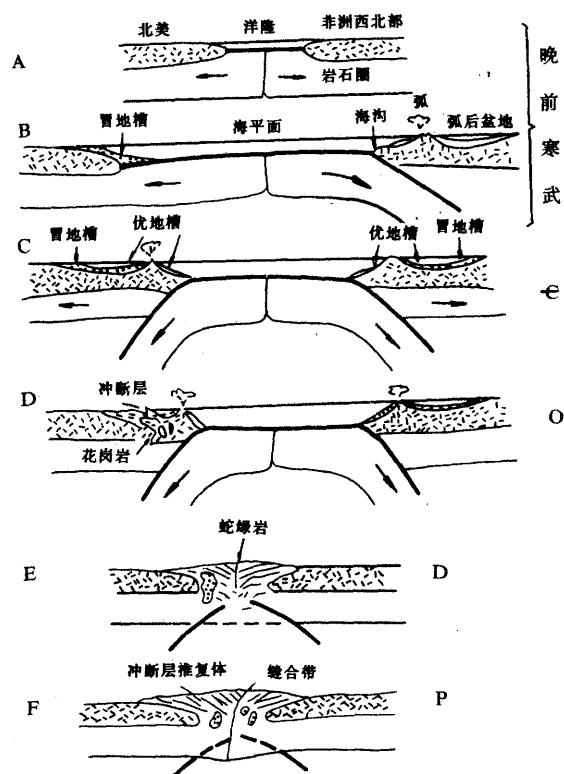


图 4—7 威尔逊旋回和地缝合线的形成示意图

(据 K. C. Condie, 1982)

地表各种海洋实例, 系统归纳了洋盆开合的多阶段发展模式 (图 4—7): ①胚胎期, 在陆壳基础上因拉张开裂而形成大陆裂谷, 但尚未出现海洋环境, 如东非裂谷带; ②初始期, 陆壳继续开裂, 开始出现狭窄的海湾, 局部已出现洋壳, 如红海; ③成熟期, 由于大洋中脊向两侧不断增生, 海洋边缘又未出现俯冲、消减现象, 所以大洋迅速扩大, 如大西洋; ④衰退期, 大洋中脊虽然继续扩张增生, 但大洋边缘一侧或两侧出现强烈的俯冲、消减作用, 海洋总面渐趋缩小, 如太平洋; ⑤残余期, 随着洋壳海域的缩小, 终于导致两侧陆壳地块相互逼近, 其间仅存残留的小型洋壳盆地, 如地中海; ⑥消亡期, 最后两侧大陆直接拼合、碰撞, 海域完全消失, 转化为高峻山系, 沿碰撞带可以出露挤压、侵位的古海洋洋壳残余 (蛇绿岩套), 称为地缝合线 (suture), 如阿尔卑斯山脉。

威尔逊的上述总结客观地反映了两个大陆板块间洋壳盆地的开合发展历史, 得到了广泛传播和应用, 1974 年由杜威和伯克 (J. F. Dewey & K. C. A. Burke) 正式命名为威尔逊旋回 (Wilson cycle)。

需要说明, 地史中古板块和古洋盆的情况更为复杂, 上述威尔逊旋回 6 个阶段不一定全部依次发展, 小型或微型板块的分裂和拼合过程也有其特殊性, 在实际应用时需要根据具体情况有所修正和创新。

3. 板块学说对地槽和地台的解释

槽台学说由于已有百余年研究历史, 许多名词术语大量出现在地质文献之中。下面扼

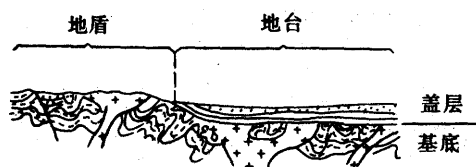


图 4—8 地台的双层结构
(据 Г. П. Леонов, 1980 简化)

要介绍槽台学说名词术语及其和板块构造间的大致对应关系如下:

地台 (platform) 地壳上巨大的构造稳定区, 术语来源于东欧俄罗斯平原。地台具有**双层结构**, 即下部前古生代变质**基底 (basement)**和上覆古生代开始的未变质**沉积盖层 (cover)**, 其间为明显的区域性角度不整合面所分割 (图 4—8)。地台上缺失沉积盖层、变质基底直接出

露地表的部分称为**地盾 (shield)**; 沉积盖层发育巨厚的断陷带称为**裂陷槽 (aulacogen)**。

地槽 (geosyncline) 和褶皱带 (fold belt) 地壳上垂直沉降接受巨厚海相沉积, 最后又回返 (反转, inversion) 褶皱并上升成山系的巨型槽状凹陷带。以北美阿巴拉契亚山脉 (J. D. Dana, 1873) 和南欧阿尔卑斯山脉 (E. Suess, 1875) 为典型代表。两者由于当前在大陆上的位置不同, 区分为阿巴拉契亚**陆缘型**和地中海**陆间型**两种类型 (Ch. Schuchert, 1923)。

地槽两侧的稳定地块称为**前陆 (foreland)**。地槽内部又可区分出次一级的地向斜 (凹陷带) 和地背斜 (隆起带)。接近前陆的地槽外带不含大量火山岩, 称为**冒地槽 (mio-geosyncline)**; 远离前陆的地槽内带含大量火山岩, 称为**优地槽 (eugeosyncline)** (图 4—9)。

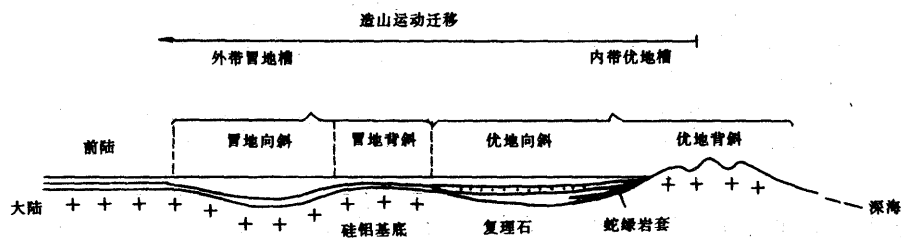


图 4—9 优地槽、冒地槽和前陆的主要特征
(据 J. Aubouin, 1961)

地槽旋回 传统的地槽学说将地槽的发展过程分解为地壳下降和接受沉积 (含基性火山岩喷发) 为主的**早期阶段**, 以及回返褶皱、酸性岩浆侵入和山脉升起的**晚期阶段**。由于在上述过程中无论在沉积作用、岩浆活动、构造变动和成矿作用等方面, 都存在一定规律

表 4—1 地槽旋回

		沉积作用	岩浆活动	构造变动	成矿作用	
地槽旋回	晚期	磨拉石沉积组合	基性喷发	断裂上升(张性)	膏盐 油气 煤	与酸性侵入岩有关的内生金属矿床
		复理石沉积组合	酸性侵入	褶皱、变质(挤压) 回返		
	早期	碳酸盐沉积组合	基性、超基性喷发	断裂沉降(张裂)	铁、铝、 锰、磷	与基性、超基性岩有关的内生金属矿床
		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				

性的巨型旋回现象。所以,把一个地槽发展的全过程称为地槽旋回(表4—1)。

由此可见,两种学说的主要区别在于指导学术思想的不同。传统的地槽学说主要强调垂直升降运动,而且重视现象描述而忽略动力机制分析。板块构造则以其鲜明的活动论学术思想,显然优于槽台学说,但并不能因此而抹杀后者在研究地壳构造发展史方面所积累的历史性成果。因此,在活动论学术思想指导下重新解释并继续使用槽台学说有关术语,是常见的现象。

4. 构造旋回和构造阶段

地球岩石圈构造演化历史是否存在规律性的构造旋回现象?能否划分出具有全球规模的构造阶段?是当前学术界中仍然存在争论的问题。从代表板块开合演变的威尔逊旋回来看,地史中地壳上的不同部位曾经多次出现,各地出现的起始时间和发展模式不完全相同。从板块构造动力机制看,洋脊扩张、洋壳俯冲和陆壳碰撞确实存在连续进行的特点。但从全球各圈层整体演化和统计学观点来看,可以发现大致每隔 $1.5 \times 10^8 - 2 \times 10^8$ 年,总有相当一批造山带经历了各自的威尔逊旋回。与此相应,地球上各个大陆板块(地台)的发展史也在此期间出现巨型的升降和海水进退旋回,全球生物界演化过程中的繁衍和绝灭也呈现出阶段性。这种全球性的地壳构造作用旋回现象,虽然并非完全一致或在细节上仍有差别,但实质上是地球(含不同圈层)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地质阶段称为构造阶段,后者在时间尺度上与地质年代表中的代(或亚代)大致相当。

由此可见,地史中板块运动在运动学、运力学方面的连续性和岩石圈构造演化的阶段性并不矛盾,而是对立的统一。

关于构造旋回和构造阶段的划分和命名,与传统槽台学说的研究史密切有关。一般遵循以经典造山带所在地名(山名或地区名)来命名的原则。例如根据欧洲早古生代末形成的加里东造山带,晚古生代形成的海西(华力西)造山带和中新生代形成的阿尔卑斯造山带,相应划分出早古生代加里东旋回和加里东阶段(Caledonian),晚古生代海西(华力西)旋回和海西(华力西)阶段(Hercynian 或 Variscan)以及中新生代阿尔卑斯旋回和阿尔卑斯阶段(Alpedic)。这些术语目前国内外文文献上仍经常出现。

根据中国及东亚中新生代岩石圈构造演化特点,可以进一步区分出三叠纪时期的印支旋回和印支阶段(Indosinian),侏罗、白垩纪的燕山旋回和燕山阶段(Yanshanian)和新生代的喜马拉雅旋回和喜马拉雅阶段(Himalayan)。

三、地史中恢复古板块的方法

由于洋壳海盆始终处于扩张增生和俯冲消减的循环过程中,现在洋盆的年龄一般不老于侏罗纪(168Ma),所以更古老的洋壳只能在地缝合线的蛇绿岩套或蛇绿混杂体中保存一些残迹。现在的大陆是漫长的地质历史时期中陆壳地块和洋壳海盆不断开裂以及多次拼合碰撞的复杂地质记录。所以,现代大陆尤其是造山带(即古大陆边缘及古洋盆)是地史中恢复古板块构造的主要研究对象。鉴于大陆区的悠久历史,恢复古板块构造与研究现代岩石圈板块构造相比,是一项更为复杂和困难的任务。需要运用现代地质学先进方法手段和多学科交叉渗透的学术思想,才能获得成效。一般可概括为以下三个方面。

1. 地质学方法

恢复古板块的最直接地质证据是确定不同板块间的拼合碰撞标志——**地缝合带** (suture)。地缝合带本身是巨大而复杂的地壳碰撞接合带，其两侧地块的地质发展史往往有重大的差异，沿地缝合带则断续分布有蛇绿岩套、混杂堆积等特殊地质记录。

蛇绿岩套 (ophiolite suite) 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 (放射虫硅质岩、软泥等) 组成的“三位一体”共生组合体。其中的超基性—基性岩往往呈现冷侵入式构造侵位，代表板块碰撞时沿地缝合带挤上来的古洋壳残片。图 4—10 表示地史中蛇绿岩套的典型层序，与现代深海盆的洋壳结构可以很好对比。

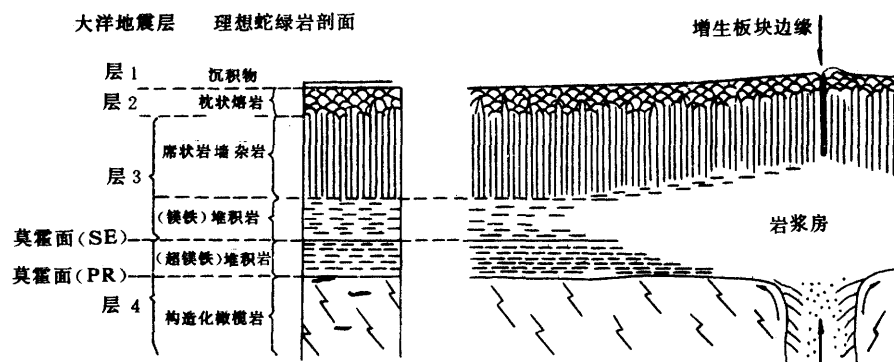


图 4—10 理想蛇绿岩剖面及其成因模式图
(转引自鲍佩声等, 1982)

混杂堆积 (melange) 混杂堆积是海沟、俯冲带的典型产物。其中既有被一系列逆冲断裂切碎和推覆上来的洋壳或陆壳构造残片 (图 4—11)，又有因板块俯冲而刮下来的浊流、远洋沉积物 (增生柱) 以及浅水区崩塌下来的早先形成地层的外来岩块。这种堆积物由不同成因、不同时代、不同尺度的外来岩块和深海细粒沉积的基质混杂相处，也导致同一层位中不同时代的化石混杂共生。上述这些现象无法用地层学中的生物层序律解释，显然与混杂堆积的特殊构造成因机制有关。

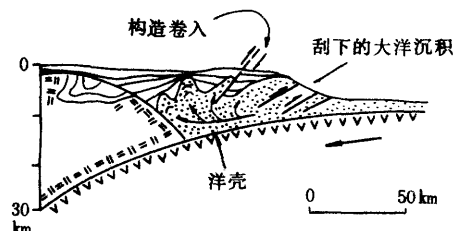


图 4—11 混杂堆积成因模式示意图
(据 D. W. Scholl 等, 1980)

除了上述两种判断地缝合带位置的直接标志外，还有许多可以判断地缝合带位置的直接和间接地质证据，在研究恢复古板块工作中也有重要意义。沉积组合类型的空间分布与当时的构造古地理格局有密切关系，所以可以利用陆表、陆棚海—边缘海—岛弧海沉积组合的有规律分布趋势，推测板块俯冲带或地缝合带的可能位置。

两个现在相邻的地块如果在同一地质时期中具有明显不同的地层序列和古地理、古气候特征，很可能当时是两个互相分离的独立板块或微板块。

岩石圈内各种岩浆岩组合也受到不同构造环境的密切控制。例如大洋中脊型拉斑玄武

岩 (MORB) 和洋岛玄武岩 (OIB) 都具有一定的地球化学特征, 仅见于洋壳海域; 钙碱型安山岩喷发是火山岛弧或安底斯式陆缘火山活动带的典型产物; 在稳定大陆板块内部则可出现大面积的溢流玄武岩喷发; 而被动大陆边缘的拉张裂谷中往往出现玄武岩和流纹岩共生的双峰模式, 与主动大陆边缘的岛弧火山岩不同。垂直主动大陆边缘走向, 自海沟向大陆方向, 可以见到不同岩浆岩类或同一岩类中钾、钠元素含量的有规律增加、减少变化, 也可指示板块俯冲的极性 (图 4—12)。

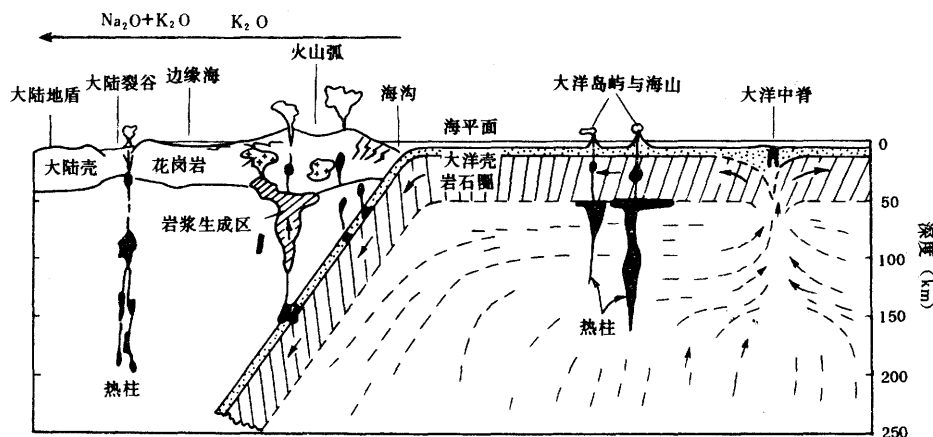


图 4—12 岩浆岩组合与板块构造关系示意图

(据 A. E. Ringwood 等, 1969)

应当指出, 古板块再造研究中以往重视完整蛇绿岩套的决定性作用, 近年更趋向强调多学科综合研究和相互补充, 展示了更广阔的研究前景。

2. 古地磁方法

古地磁的研究开始于本世纪 30 年代。从 50 年代起, 随着测试技术的突破积累了大量资料, 对于一度沉寂的大陆漂移论的复活起了极其重要的推动作用。

岩石中的磁性矿物由于受到岩石形成时地磁场的磁化影响, 在岩石内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。只要采取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, 就可运用以下公式计算出古纬度 (λ):

$$\tan I = 2 \tan \lambda \quad (\text{例如 } I = 49^\circ, \text{ 则 } \lambda = 30^\circ)$$

有了采样点的古纬度, 可以确定古板块当时的纬度位置, 也可以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位置可以恢复古板块的方位。

由此可见, 古地磁方法是确定古板块古纬度和方位的唯一定量资料来源, 具有十分重要的意义。当然, 古地磁方法的可靠性取决于合理选点、系统采样和退磁仪器质量等多方面因素。在使用已有成果时应对其可靠性作出判断, 也需要接受地质、古生物资料的检验。至于古板块在经度方面的位置及相互距离无法用古地磁法作出定量测定, 一般凭地质、古生物资料作间接推断。

英国学者克利尔 (K. Creer)、伊尔文 (E. Irving) 和朗科恩 (S. K. Runcorn) 从

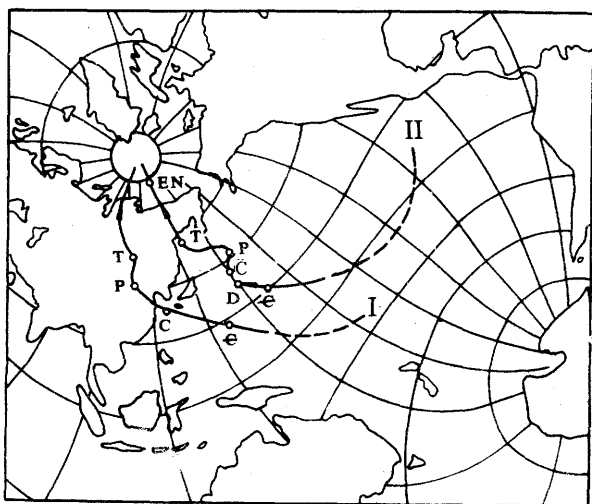


图 4—13 欧洲及北美大陆寒武纪以来的磁极迁移曲线
(据 S. K. Runcorn, 1962)

1954 年起, 对英国及其它地区不同时代地层作了系统的古磁极位置测定。发现无论是欧洲还是北美大陆, 寒武纪以来的古地极位置都从赤道附近逐渐转移至现在的北极 (图 4—13)。这种每个大陆地史中自老至新古磁极位置连续变迁的轨迹, 称为该大陆的极移曲线 (polar - wandering curve)。

根据对 20Ma 以来古地磁的研究结果, 可以证明。虽然古磁极有时偏离地理极, 但从总体看古磁极平均位置仍与地理极基本相符。天文学方面的研究也认为地球的自转轴与黄道面 (地球围绕太阳旋转的平面) 之间交角的变化不应有过大的范围 (现在为 $23^{\circ}27'$)。根据地球具有偶极子磁场的特性, 地史中古磁极的位置仍应与地理极比较接近。因此, 图 4—13 中反映的极移曲线不能来说明古磁极曾大幅度地移离地理极, 而是反映了欧洲和北美大陆对于地理极发生过大范围的漂移。这二条曲线现在并不重合, 塔林 (D. H. Tarling, 1971) 等曾论证如果考虑到早古生代欧洲与北美间有一个古大西洋相隔, 则这种极移曲线间的偏离可以消除。

70 年代以来全球古地磁研究已取得许多进展, 不仅普及到南北半球已知大型板块, 而且涉及造山带内部的一些小型地块。应当指出, 不少古地磁研究成果由于和地质、古气候、古生物地理等方面的证据基本相符, 已引起国际上广大地质学者的普遍重视。80 年代以来我国也在开展华北 (中朝)、塔里木和扬子板块极移曲线的基础研究工作, 已经获得一批成果, 在恢复它们的大陆漂移史方面将发挥日益重要的作用。

70 年代以来全球古地磁研究已取得许多进展, 不仅普及到南北半球已知大型板块, 而且涉及造山带内部的一些小型地块。应当指出, 不少古地磁研究成果由于和地质、古气候、古生物地理等方面的证据基本相符, 已引起国际上广大地质学者的普遍重视。80 年代以来我国也在开展华北 (中朝)、塔里木和扬子板块极移曲线的基础研究工作, 已经获得一批成果, 在恢复它们的大陆漂移史方面将发挥日益重要的作用。

3. 生物古地理方法

生物古地理 (paleobiogeography) 包含生物相 (biofacies) 和生物区系 (realm) 两个概念。生物相分异主要指因环境不同而形成生物群在生态组合方面的差异。生物区系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上的重要区别。温度控制对陆生生物来说主要受气候分带制约, 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有关的海水温度控制, 局部因受地形、海流影响而偏离纬度方向。地理隔离对陆生生物来说主要是海洋阻隔; 对海生生物来说既有大陆、地峡的陆地隔离因素, 还有广阔洋盆的深海隔离因素, 后者对于底栖生物的分布也有明显的影响 (图 4—14)。

地史中的大陆、海洋分布及其古纬度位置由于板块运动而不断变化, 必然在生物区系性质上有所反映。因此, 古生物区系划分及其演变的研究, 也可成为恢复古板块构造的一个重要方面。以现代陆生动物为例, 亚洲与澳洲之间存在著名的华莱士线 (Wallace's line)。该线西侧的巽他 (Sunda) 动物群有狐、猴、獾、鹿等, 属亚洲大陆南部的东洋界大区 (Oriental)。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 (Aus-

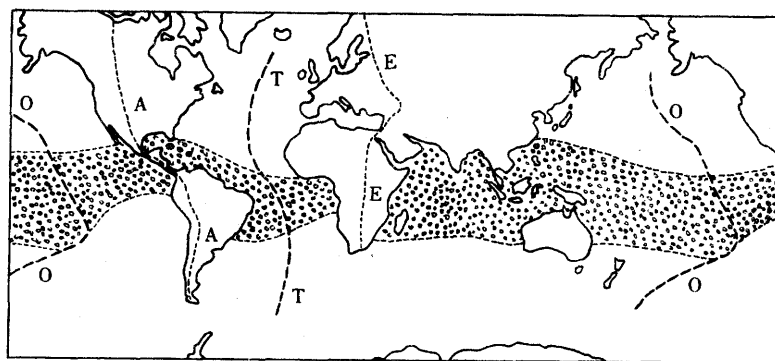


图 4—14 地理和温度隔离对生物分区控制

(据 G. de Lattin, 1967)

陆地隔离: A—美洲, E—欧洲、非洲; 深海隔离: O—东太平洋, T—大西洋;

图中热带、亚热带生物区用小圈表示

tralian), 与巽他动物群分布区之间现在存在很狭的深水海域。应当说明, 上述两类陆生动物群的分布区基本上与亚洲大陆板块与澳大利亚板块的范围相符合。地史研究证明新生代时期这两个板块相距较远, 其间存在广阔的深海隔离, 不可能发生陆生动物间的交流, 这是华莱士线两侧动物群面貌发生突然变化的根本原因。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地块重新拼合而成的, 同样反映出古生物区系与板块构造间的密切关系 (图 4—15)。

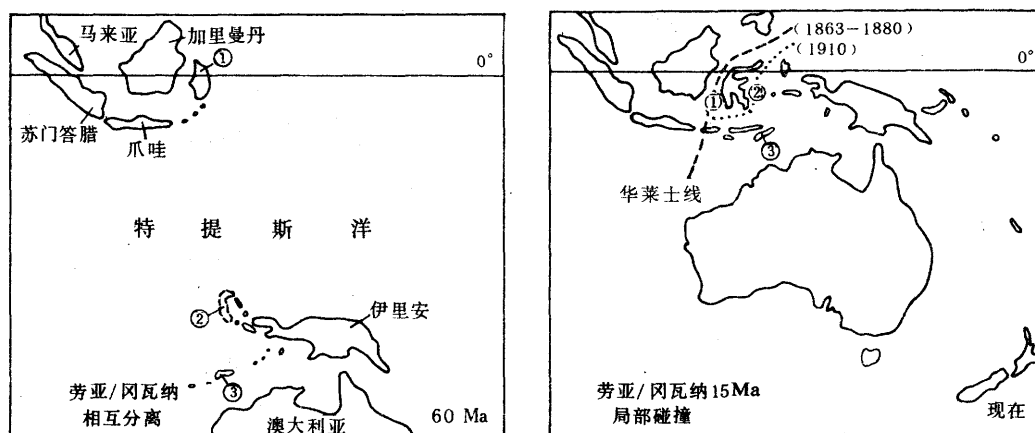


图 4—15 华莱士线与板块构造关系示意图

(据 M. G. 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

也应当指出, 地史中由于不同板块间的距离时远时近, 加上全球性古气候分带现象时强时弱, 海流的方向和路线也可发生改变。因此, 地史中不同生物区系间的时空分布关系可以出现微量渗透、明显混合和相互叠覆的不同情况。所以在实际分析中需要结合多方面

情况作综合考虑。

4. 古板块构造与古大陆分布图

根据上节介绍的各种方法，到目前为止已经有英国史密斯 (A. G. Smith, 1977、1981)、俄国左年山 (L. P. Zoneinshein, 1977)、美国齐格勒和斯科提斯 (A. M. Ziegler 和 C. R. Scotese, 1977—1983) 和中国王鸿祯 (1989) 等学者通过编制古大陆分布图的形式来研究地史中的全球性古板块发展史。这类图件中的古大陆板块部分，可以详细表示古纬度位置、古板块方位、沉积类型、地势高低和有关矿产分布等内容；但对于古板块的洋壳部分，则只能作极粗略的推测。

图 4—16 概略反映了古生代阶段古大陆板块的现在分布位置图。应当指出，地史中的古板块往往具有多次开裂和拼合的复杂历史，而每次新开裂的位置与早先形成的地缝合线并不重合，北美东南部佛罗里达半岛一带就是一个实例。

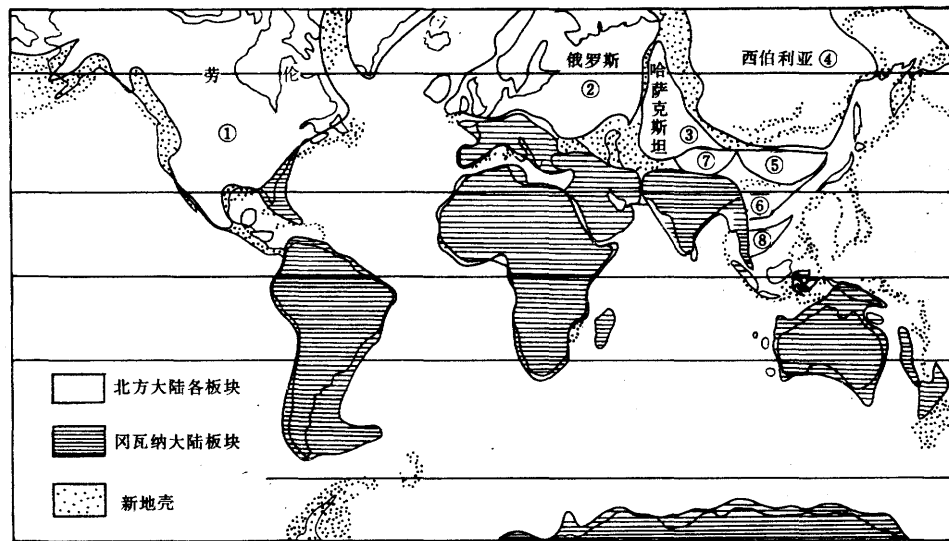


图 4—16 古生代大陆板块的现在位置示意图

(据 R. K. Bambach, C. R. Scotese & A. M. Ziegler, 1980 修改)

注意中国境内古生代时存在⑤华北、⑥扬子、⑦塔里木、⑧南海-印支等不同板块，反映了岩石圈构造演化的特殊性和复杂性

因此，地史中古板块的范围、大小和位置是有变化的，很难用某个阶段的一张古板块构造图来概括整个发展历史。本书分论中所附的各纪世界古地理图，均采用了体现活动论观点的古大陆分布图形式，这有利于反映地史中古板块的发展演变历史。

由于我国目前古地磁资料不多，目前只能编制全球性（概略）或局部性（示意）的古大陆分布图。因此，本书所附的中国古地理图仍采用只标明古板块间古海域消减带（当时存在一定规模洋盆），暂不拉开距离和恢复原始方位的过渡性方式。据现有资料，目前可以识别出以下几条主要地缝合带：Ⅰ. 艾比湖—居延海至索伦—西拉木伦带；Ⅱ. 修沟—玛沁至山阳—桐城带；Ⅲ. 岗玛错—澜沧江带；Ⅳ. 雅鲁藏布江带；Ⅴ. 琼州海峡带。应当说明，上述几条带本身也存在发生、发展和闭合的复杂变化过程，局部地段的确切位置可能尚待修改，也可能还有一些重要的缝合带尚待研究、增补。

课外阅读文献

1. 王鸿桢, 1982, 历史大地构造学及其研究方法。见:《构造地质学进展》, 42—50 页, 科学出版社。
2. 金性春, 1985, 板块构造基础。上海科技出版社。
3. 许靖华, 1985, 从地槽论到板块构造。见:《大地构造与沉积作用》代序, II—V 页, 地质出版社。
4. 殷鸿福等, 1988, 中国古生物地理学。中国地质大学出版社。
5. 王鸿桢、刘本培、李思田, 1990, 中国及邻区大地构造划分和构造发展阶段。见:《中国及邻区构造古地理和生物古地理》, 3—10 页, 中国地质大学出版社。