# 第九章　板块构造与沉积作用

地质学的主要任务之一是阐明地球发展演化的历史，主要包括地层沉积史、生物演化史、岩浆发育史和构造变动史等，着重从历史发展方面研究大地构造的学科分支称为历史大地构造学。大地构造学的发展是与研究沉积岩系分布和沉积作用特征分不开的。传统的地槽和地台的主要差异表现在各自具有不同的沉积建造类型。板块构造理论的发展促进了对现代沉积作用的深入研究。

沉积作用的整个过程都是受构造运动控制的。不论是沉积盆地的分布、物源剥蚀区的位置、沉积物质的搬运，还是沉积作用的发生和沉积物的后期改造，都不同程度地受到构造运动、区域构造的影响。古板块构造的研究是以沉积建造的深入研究为基础的，只有阐明区域沉积作用，才有可能恢复区域板块构造的演化历史。

## 第一节　构造运动对沉积作用的控制

随着板块构造研究的蓬勃开展，特别是通过深海钻探的取样研究和地震地层工作，在现代大洋的沉积作用和沉积物特点的研究方面，已取得了很多成果。到目前为止，已对大洋中脊到大陆边缘的沉积物及其结构等特征都进行了不同程度的研究。在18世纪下半叶到19世纪，一些学者就已认识到构造运动能引起海侵和海退。地槽学说首先就是建立在对厚度巨大的沉积岩系的研究成果上的。20世纪50年代，原苏联学者首先把常见的岩石组合与大地构造单元及其构造发展阶段相联系，从而产生了建造学说。

从研究现代沉积物和沉积作用来分析板块构造有很大优越性，因为现代沉积场所在板块构造中所处的位置是清楚的，现代沉积作用地区所处的水动力等环境特征是现存的，其沉积物的来源和结构构造特征的成因，也是比较容易分析的。因此，从某种意义上讲，研究现代沉积作用是研究板块构造和沉积作用关系的起点。

构造运动对沉积作用的控制，在绝大部分情况下是通过沉积作用进行时的古地理环境的变化来表现的，故不能说某一种沉积物就一定能反映某种构造环境，有时不同构造环境会形成相似的沉积组合，相似构造环境也可能出现不同类型的沉积组合。构造运动对沉积作用的控制主要表现在以下七个方面：

1. 沉积盆地的形成

盆地的形成主要是构造运动的产物。板块学说强调水平运动，但板块相互作用所派生的垂直运动足以提供沉积盆地的起源和发展的能量需求，板块的水平运动引起垂直运动，是通过地壳厚度、热状态和均衡条件的改变而实现的。由于各种应力

特征引起的构造运动往往会使一些地区发生相对周缘地区的下沉，从而使地形较高地区的物质搬运到低处沉积，形成沉积盆地。因此盆地的大小、形态及其形成、迁移和消亡，主要取决于构造运动特征。一般来讲，沉积盆地都形成在构造应力相对拉张的地区。

2. 沉积物的厚度和性质

沉积物厚度大小主要与构造盆地沉降幅度有关，同时还要考虑沉积物的形成深度、沉积速度与盆地沉降速度之间的关系。如属非补偿性沉积，则盆地构造下沉速度或幅度始终大于沉积物沉积速度及厚度，这时研究构造下沉幅度时，就必须考虑沉积物形成深度。特别是对古代沉积来说，沉积物厚度不一定反映构造下沉幅度。现代大洋区的沉积作用基本上是非补偿性的。在研究沉积速度较大的盆地时，还一定要考虑沉积中心在历史时期中的转移，因为沉积中心的转移可使盆地沉积物的累积厚度远大于盆地局部地段的沉降幅度。

沉积物的性质包括成分、结构和成熟度等。一般说来，沉积物成分较纯、成熟度较好（如石英砂岩），反映其沉积区构造性质较稳定；相反，物质成分复杂和成熟度低是构造环境不稳定的反映。如沉积物中有滑塌构造，则可能反映地处不同构造带的交界区或是沉积盆地的边缘地区，也就是沉积盆地斜坡和构造性质不稳定地区。巨厚的礁灰岩发育区也有特定的构造环境，如大陆斜坡与陆棚区的转折带隆起区、下沉型碳酸盐岩台地和某些大洋中的平顶山地区等。

3. 火山物质的掺入

沉积物中火山物质的分布更明显地受构造作用的控制，常与俯冲带附近的岛弧或陆缘弧、大陆裂谷区有关，以及与受弧后扩张影响的大陆边缘活动区及碰撞造山带活动区等有关；而火山岩物质成分、结构特征则与一定构造位置及其演化阶段有关。

4. 古地理环境和古气候

大陆漂移、板块运动可以使沉积盆地所处的古纬度和古气候条件发生变化，从而引起沉积物性质和沉积速率的改变。除沉积盆地所处纬度外，构造运动剧烈期总是与气候的旱热期相关联的，而构造运动宁静期又与气候的温暖期相关，从而影响沉积物特征。这种影响在大陆和沿海近岸区更为明显。

5. 沉积物的后生作用

在剧烈构造下沉区，在上覆沉积负荷压力和温度升高的影响下，沉积物开始变化，其变化首先反映在沉积结构上。在物质成分方面，特别是一些有色金属元素的硫化物（Cu、Pb、Zn 等的硫化物），在成岩阶段具有明显的转移性。在不同构造活动区，热流值大小不同，沉积物后生作用强度也不同，其中最明显地反映在成油物质成熟度的差别上。在构造活动区，热流值高，成油物质不需经历很长地质时期，也不需上覆厚度极大的沉积层，即可转化为成熟度较高的石油，否则则相反。此外，在构造应力进一步作用下，沉积物或沉积层还会发生更多的物质和结构的变化，直到变质。

6. 沉积物堆积体的形态

沉积物堆积的形态直接受到沉积场所(盆地)的形态、范围及沉积后保存情况的影响,而这些又和构造背景密切相关。在大陆稳定区和大洋盆地区,沉积物堆积体形态常为等轴状或宽带状,但它在历史中却常呈现极窄的带状被保存下来。其他构造带的原始沉积物堆积体的形态常为带状。近年来对大陆边缘沉积物研究的结果表明,沉积物堆积体常为楔形,巨厚沉积物在垂直走向上很快尖灭,而且沉积物堆积体在岩相、物质组分、结构和厚度等方面,两侧均不对称。有些沉积物堆积体在构造剪切应力作用下进一步成为较小的楔状体,这在研究地层对比和沉积岩体分布时必须特别注意,并非在各个方向上都能追索或进行对比。

7. 沉积矿床的形成

有些沉积矿床,如热水沉积的铅、铜,锌,可能还有部分的铁、锰、磷等,常在一定构造部位出现,这些矿床的成矿物质可能源于深部,但它是以沉积方式出现的。这类矿床部分已属"层控"矿床类型。

## 第二节 板块构造的沉积盆地分类

在板块构造学说兴起以前,主要是按槽台学说对沉积盆地进行构造分类。由于当时对古沉积环境了解较少,而所谓的地槽沉积实际上又是形成在几种完全不同的沉积环境中的,所以把不同类型的地槽进行了划分,给予了不同名称,如优地槽、冒地槽、准地槽、裂陷地槽。人们将北美阿巴拉契亚古生代浅水环境下形成的巨厚的岩系所充填的地槽称为冒地槽,将阿尔卑斯地区由深水相硅质岩及火山岩构成的地槽称为优地槽,将沉积厚度比一般地槽小的、含火山物质较少的地槽称为准地槽。此外,还划分了一些与造山作用有关的边缘凹陷、中央凹陷等不同类型的沉积盆地。在广大地台区,将接受沉积物相对较多的沉降区称为台向斜、台盆或台凹区等。

板块构造学说认为地球上沉积作用主要发生在大陆边缘。大洋和大陆内部沉积作用进行得较缓慢,沉积后也会被重新搬运,故沉积物保留较少。而大陆边缘则由于离隆起陆地较近,有丰富的物质来源,同时,又有足够的可供沉积物充填的可容纳空间,大量陆源物质在此堆积,故这里是地球表面进行沉积作用的主要场所。

现代地质学家对沉积盆地的分类,主要是在对现代板块构造特征和现代沉积盆地的特征进行研究的基础上进行的。它的优点是其构造状态和动力学特征是清楚的,但现代和古代盆地之间在形态特征、沉积物分布、沉积堆积体的保存状态等方面都有很大变化。首先,绝大部分古代盆地由于受到后期的构造挤压,其分布面积要比原始的小得多,带状盆地常大大变窄,有时甚至在构造运动中被抬起而剥蚀。历史上数千公里宽的大洋沉积盆地,在闭合后可能只形成数十公里宽的地带,而大面积的大洋盆地底部沉积仅在混杂堆积中才可找到,有的甚至完全被覆盖在其他岩层之下,或是后期被剥蚀。很多历史上的大陆隆起带上的沉积盆地(如山间盆地等),现今可能已在大陆

准平原化过程中完全消失了。

许多学者以板块构造的动力学及地壳特征为基础，对沉积盆地进行了分类。克莱恩（G. De V. Klein，1987）综合考虑了沉积盆地所处的构造位置、盆地位置和大陆板块的位置关系和盆地基底类型以及盆地形成的地球动力学机制等对沉积盆地的类型进行了划分（图9－1，表9－1）。

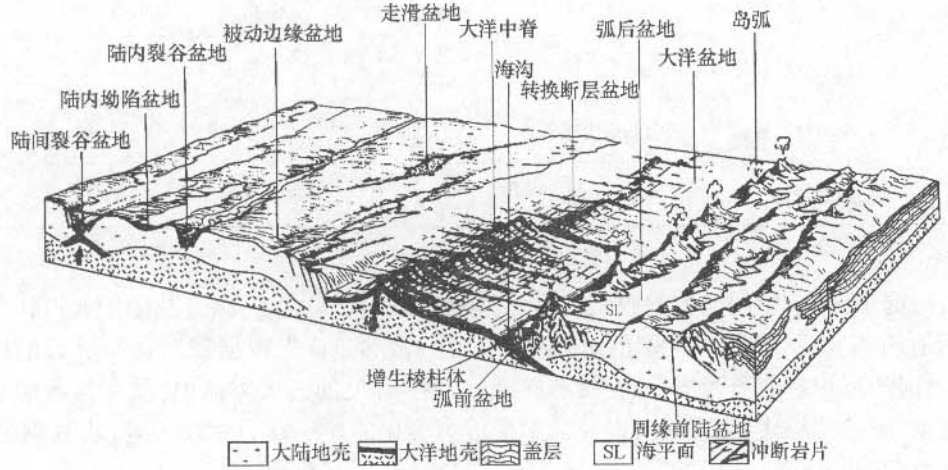



图9－1　沉积盆地类型立体图

（据程裕淇，1994）

**表9－1　沉积盆地分类**

| 大陆边缘类型 | 盆地类型 | 盆地位置和大陆板块位置关系 | 地壳类型 | 形成的地球动力学机制 |
|---|---|---|---|---|
| 板块内部 | 板内克拉通盆地 | 内部 | 陆壳 | 裂陷、拉张和热沉降 |
| | 克拉通边缘盆地 | 边缘 | 陆壳 | 裂陷、拉张和热沉降 |
| 被动边缘 | 裂谷盆地 | 内部或边缘 | 陆壳、过渡壳 | 裂陷和拉伸 |
| | 裂陷槽 | 边缘到内部 | 过渡壳、陆壳 | 裂陷和拉伸 |
| | 挠曲盆地 | 边缘 | 陆壳 | 负载、挠曲、弹性、黏弹性 |
| 活动边缘 | 海沟盆地 | 边缘 | 陆壳 | 消减、挤压 |
| | 沟坡盆地 | 边缘 | 陆壳或老沉积物 | 挤压—拉伸 |
| | 弧前盆地 | 离开边缘 | 陆壳或老沉积物 | 挤压 |
| | 弧内盆地 | 弧 | 陆壳－岩浆岩 | 拉伸—裂陷 |
| | 弧后盆地 | 内部 | 陆壳 | 裂陷—拉伸 |
| | 弧背盆地 | 内部 | 陆壳 | 挤压 |

续表

| 大陆边缘类型 | 盆地类型 | 盆地位置和大陆板块位置关系 | 地壳类型 | 形成的地球动力学机制 |
|---|---|---|---|---|
| 转换边缘 | 拉分盆地 | 转换边缘 | 陆壳/过渡壳或洋壳 | 裂陷走滑、热沉降 |
| | 转换盆地 | 转换边缘 | 陆壳/过渡壳或洋壳 | 裂陷走滑、热沉降 |
| 碰撞边缘 | 前陆盆地 | 内部 | 陆壳或洋壳 | 挤压弯曲成挠曲 |
| | 上叠(碰撞)盆地 | 缝合带 | 陆壳/过渡壳或洋壳 | 挤压 |
| 其他(和边缘无关) | 多期活动盆地 | 内部或边缘 | 陆壳/过渡壳或洋壳 | 挤压 |
| | 继承性盆地 | 内部或边缘 | 陆壳/过渡壳或洋壳 | 多种作用 |
| | 复活盆地 | 内部或边缘 | 陆壳/过渡壳或洋壳 | 多种作用 |

(据 G. De V. Klein,1987 简化)

值得提出的是,中国学者参照上述盆地分类标准和命名意见,结合我国中元古代至新生代沉积地质的实际情况,对中国的沉积盆地进行了分类,首先根据控制盆地形成的构造背景,将中国的沉积盆地分为离散、会聚和转换(走滑)有关的三大类盆地,然后再考虑盆地的地壳类型、所处的板块构造部位,以及盆地形成与演化的地球动力学模式等,将其划分为 15 种盆地类型(表 9-2)。

**表 9-2 中国沉积盆地分类**

| 分类原则 | | | | 盆地类型 | 实例(时代) |
|---|---|---|---|---|---|
| 构造背景 | 地壳类型 | 板块构造部位 | 地球动力学模式 | | |
| 离散背景 | 陆壳 | 克拉通内 | 裂缝、拉伸 | 陆内坳陷盆地<br>陆内断陷盆地 | 四川盆地、鄂尔多斯盆地(Mz)、东南沿海中小型盆地(J-K) |
| | 陆壳-过渡壳 | 克拉通边缘(被动边缘) | 张裂、拉伸、沉陷、热沉降 | 裂谷(裂陷)盆地及拗拉谷、大陆边缘裂谷盆地(大西洋型) | 华北地台北缘、康滇区($Pt_2$)、塔里木库鲁克塔克($Z_1$)、华南区($\in_1$) |
| | 洋壳(新生) | 陆间 | 拉张、沉陷 | 陆间裂谷盆地(红海型) | 江南窄大洋($Pt_2$)、祁连-北秦岭小洋盆($\in$-S) |
| | 洋壳 | 大洋中脊,大洋 | 扩张 | 大洋盆地(深海平原) | 青藏高原新特提斯洋(K-E)、天山区古亚洲洋($Pz_1$) |

续表

| 分类原则 | | | | | 盆地类型 | 实例（时代） | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 构造背景 | 地壳类型 | 板块构造部位 | | 地球动力学模式 | | | |
| 会聚背景 | 洋壳 | 主动边缘 | 边部 | 压缩、伸展 | 海沟盆地（含增生棱柱体）、弧前盆地<br>岛弧盆地（含弧内盆地）、弧后盆地（边缘海） | 雅鲁藏布江古海沟（K－E） | |
| | 过渡壳 | | 弧前 | 压缩、热沉降 | | 唐古拉南缘（$Pz_2$） | 日喀则（K－E） |
| | | | 岛弧 | 伸展、裂谷 | | 义敦带（$P_2$－T） | 冈底斯带（K－E） |
| | | | 弧后 | 裂谷、伸展、热力衰减 | | 南海盆地（$K_2$－E） | 巴颜喀喇盆地（T） |
| | 陆壳 | 褶皱冲断带与克拉通之间 | | 碰撞与挤压 | 周缘前陆盆地 | 右江盆地（$T_{2-3}$） | |
| | 陆壳 | 克拉通与岩浆弧之间 | | 碰撞与挤压 | 弧后前陆盆地（弧背盆地） | 台湾西部盆地（R）、塔北库鲁克塔格（O－D） | |
| 转换背景 | 陆壳 | 克拉通内（或陆缘） | | 张裂与扭动 | 走滑盆地（走滑拉分盆地） | 东北中小型盆地（J－K）、广西百色盆地（R） | |
| | 洋壳 | 洋内 | | 张裂与扭动 | 转换断层盆地 | 金沙江带（P－T） | |

（据程裕淇，1994）

## 第三节　主要盆地类型及其沉积作用

### 一、裂谷带的沉积作用

1. 裂谷的概念

裂谷指地壳上延伸很长、切割很深的张裂带。裂谷具有两个特征：一是规模大，所发育的断裂可切穿整个岩石圈；二是处于拉张环境，从而区别于其他切过整个岩石圈的大型断裂（如转换断层、地缝合带等）。裂谷在地形上表现为纵长的凹陷和谷地。发育于陆壳上的裂谷，即是大陆裂谷。它的两侧往往被一系列正断层所限，表现为单一的或复杂的地堑带。裂谷底多有深水湖泊展布。世界上最深的湖泊——贝加尔湖（深1740m）便发育于贝加尔裂谷中。东非裂谷中的坦噶尼喀湖，既窄且长，深度在1400m以上。

2. 裂谷的演化

裂谷的演化，一般可分为以下几个阶段。

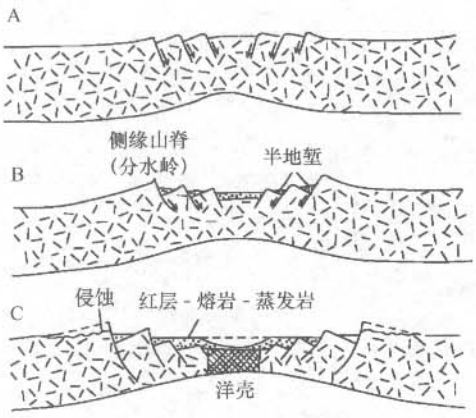



图 9 - 2 大陆裂谷的发展阶段
(据金性春,1984)

(1) 穹形隆起阶段

上涌的热地幔物质导致地表穹形隆起,隆起的相对高度约 1 ~ 2km,直径约 200km 至上千公里。在张应力作用下,穹窿上出现张性裂隙,进而发育成正断层(图 9 - 2, A),并伴有碱性和双峰系列的岩浆活动。随着地表抬升,导致强烈的剥蚀作用。有些学者推测,穹形隆起的发生与热点——地幔柱的活动有关。一系列穹窿可呈串珠状分布。

(2) 断裂下陷阶段

随着地壳继续拉张变薄,穹窿顶部断裂陷落,造成典型的地堑系(图9 - 2,B)。各穹窿的地堑系进而彼此串联,沿整个张裂带延展,构成一个大体连续的分支网络。地堑宽约 30 ~ 100km,裂谷带全长数百至数千公里。轴部地堑相对于裂谷两侧的沉降总量,可达 5km。沿裂谷带发育成狭长谷地和湖泊,有人称这一演化阶段为湖泊阶段。该阶段大陆裂谷的地貌与大洋中脊裂谷十分相似,不过大洋裂谷较之大陆裂谷更为陡峻,这可能是陆上的外力侵蚀作用远比洋底强烈的缘故。

轴部地堑谷地的两侧,展布着突起的断块山脊。裂谷被侧缘山脊所限,物源区的面积比较有限。但由于侧缘山脊与轴部堑谷之间高差悬殊,沿裂谷壁崩塌、滑坡不时发生,剥蚀作用十分强烈,故仍能向裂谷盆地内提供大量沉积物,使沉积物沉积速度跟得上裂谷的沉降速度(谷底的沉降速度超过 0.5mm/a)。当然,有时也会出现沉积速度跟不上沉降速度的情况,于是便形成非补偿盆地,如现代坦噶尼喀湖等深陷湖盆。在轴部地堑外侧,地块沿一侧的正断层下陷倾倒,造成半地堑(图9 - 2,B),亦称箕状坳陷。半地堑亦可被沉积物充填。此外,前已述及,大陆裂谷中还发生频繁的火山和岩浆活动。由于拉张断陷导致压力释放,本阶段的岩浆活动比上一阶段明显加强。

(3) 陆间裂谷阶段

陆间裂谷也称克拉通间裂谷。在这一阶段,大陆在拉张作用下完全裂开,地幔物质上涌形成新洋壳(图 9 - 2,C)。裂谷轴部已发育于洋壳之上,并成为典型的分离型板块边界。如红海轴部裂谷及其附近的洋底已具有洋壳性质,红海两侧的海底主要是变薄的陆壳。

由于地壳的均衡作用,新生洋壳所处的高程明显低于两侧大陆。因而,大陆的裂离伴随着形成新的地壳凹陷。随着海水侵进便成为幼年洋盆。陆间裂谷进一步扩张,可发展成大洋裂谷和大洋盆地。大西洋两侧仍保存着裂谷构造的遗迹,如碱性玄武岩、双峰系列火山岩及地堑沉积等,足见浩瀚的大西洋是从大陆裂谷发展而来的。

大陆裂谷、陆间裂谷和大洋裂谷,是裂谷发展的三个阶段,在空间上逐渐过渡,构成统一的全球裂谷系。

3. 裂谷的沉积作用

（1）陆内裂谷盆地的沉积作用

陆内裂谷盆地的沉积作用主要是在下列条件下发生的：大陆地壳的不断变薄而使盆地沉降，同时，两侧陆块不断剥蚀和盆地中沉积物不断堆积也使岩石圈均衡沉降；不断隆起的大陆断块是主要的蚀源地，供应了大量不成熟的沉积物，往往还伴随有大陆火山喷发物质；沉积作用主要在大陆环境中发生并形成河、湖相碎屑沉积，晚期也可有海水侵入而形成海陆交互相及滨浅海相碎屑岩、碳酸盐岩沉积。基底断块的差异性活动对岩相和厚度的分布有很大影响，在这些条件下产生的沉积组合，是以与碱性或拉斑质陆相喷发岩成互层的大陆红层为特征，除大量碎屑沉积外，可含泥灰岩、碳酸盐岩、膏盐、含铜砂岩、煤、石油、天然气等，厚度可达数千米。

许多现代的大陆裂谷带都具有上述沉积特征。例如，东非裂谷带，侏罗、白垩纪时处于裂前拱或裂谷初期阶段，有大量的大陆碱性喷发岩；中新世以来是裂谷活动的主要时期，有多次陆相的碱性岩喷发，在地堑盆地中堆积了以冲积扇和湖相沉积为主的碎屑、火山碎屑沉积，厚可达 2000m。贝加尔裂谷活动主要在晚第三纪，形成以湖泊、沼泽及河流相为主的碎屑沉积，伴有不多的碱性火山岩，厚达 3000 ~ 5000m。我国山西的汾渭地堑，裂谷作用始于古新世，上新世达到高潮，并形成统一的裂谷，盆地中堆积了厚达六七千米的陆相红色碎屑沉积，有多次碱性玄武岩喷发。

（2）陆间裂谷盆地的沉积作用

陆间裂谷的沉积是在过渡地壳或洋壳基底上堆积的，这种远比一般陆壳薄很多，并在继续变薄的基底以及在变薄同时地壳中发生的失热沉降，乃是引起盆地沉降和海水侵入的主要原因。据迪金森（W. R. Dickinson, 1974）的观点，过渡地壳的产生，一方面是通过陆壳的伸展变薄，形成厚度薄于一般陆壳，但性质与陆壳相似的准大陆地壳；另一方面，由于凹陷内的火山活动、同期的火山活动和同期的沉积作用，形成了包括熔岩流、岩墙、岩床和海相沉积等火成组分与沉积组分相混杂的地壳剖面，从而产生一种厚度大于一般大洋地壳，但属于洋壳性质的准大洋地壳。

以洋壳或准洋壳出现为标志的大陆板块的分离，不是沿裂谷全线同时彻底完成的。在初期，海水很可能是部分地域断断续续地淹没裂谷基底，形成类似于红海的原始大洋海湾盆地，其基底主要是准陆壳，也有准洋壳。随后，新洋壳沿裂谷全线开始形成时，两个大陆板块彻底分离，海水贯穿全线，形成窄大洋，基底主要是准洋壳及大洋壳。

海湾的环境以及盆地边缘存在的可阻挡陆源碎屑进入盆地的倾斜断块隆起，在适宜的气候带中，盆地的这种受限制的条件将促使蒸发岩形成。于是，熔岩、蒸发岩和在此之前的陆内裂谷红层一起，构成了红层-熔岩-蒸发岩组合。如果有河流携带着来自两侧陆块的大量碎屑流经海峡而进入裂谷盆地，或者盆地受限制的条件消失而窄大洋已经出现，就会缺乏蒸发岩，三角洲沉积将向盆地内延伸，越过三角洲前缘的碎屑物质可以形成浊流沉积，于是产生红层-熔岩-浊积岩组合。

(3) 裂陷槽的沉积作用

裂陷槽(又称拗拉槽、拗拉谷)是地质历史时期发育的张裂构造,是当大陆地壳发展到一定阶段,在已形成的大规模刚性块体上形成的槽状坳陷。大陆裂谷的演化,并非都能经历上述阶段,最后发展为大洋裂谷。大陆裂谷可以长时期处于微弱扩张阶段,也可能裂谷发展终止于陆间裂谷阶段。可以形成大型深水盆地,最终完全被沉积物所填充。

裂陷槽的沉积,在前期和晚期阶段以陆相碎屑为主,挠曲阶段以海相、海陆过渡相碎屑和碳酸盐岩沉积为主。由于除广阔而稳定的克拉通是主要的蚀源区外,还存在某些边缘上升的断块和火山活动的影响。因此,碎屑沉积的成熟度十分不同,既有大量成熟度高的石英砂岩,也有不少成熟度低的长石砂岩、岩屑砂岩。由于裂陷槽伸入到克拉通内部,使沉积作用受到盆地两侧克拉通总体升降运动的影响,海水进退规程与克拉通大体一致,因而整个沉积层序与两侧克拉通的地台层序相似,不过厚度可大好几倍,岩性更为复杂,并可在较低层位中出现火山岩。不同的裂陷槽沉积剖面中,碳酸盐岩沉积的多寡、层序内不整合的有无、火山活动的程度也十分不同。

## 二、被动大陆边缘的沉积作用

1. 一般特征

被动大陆边缘是构造上长期处于相对稳定状态的大陆边缘。它缺失海沟俯冲带,位于板块的内部,被动地随着板块而移动,故无强烈的地震、火山和造山运动。被动大陆边缘亦称大西洋型大陆边缘、稳定大陆边缘、拖曳大陆边缘、离散大陆边缘等。然而,被动陆缘遭到显著的沉陷和张裂活动,承受了巨量沉积物,许多学者把它当作现代的地槽区。因而,所谓"稳定"大陆边缘,亦不过相对而言。

被动大陆边缘是洋壳与陆壳的过渡区,向洋盆方向与深海盆地相邻,有时边缘还有小型陆壳块体构成的碳酸盐平台,如巴哈马平台等,它们是大陆裂谷和大洋扩张时期残留的大陆块体。

被动大陆边缘基底常见有裂谷式沉积,其中有时还有陆相红层、盐类和火山活动等堆积物,上面逐渐覆盖海相层。在开阔海洋发育阶段以前,常由裂谷发育逐步过渡到红海演化阶段。

2. 沉积作用

被动大陆边缘由大陆架、大陆坡和大陆麓组成。陆架上,在不同环境可接受陆源沉积(特别是三角洲沉积)或含丰富生物碎屑碳酸盐岩沉积。生物碎屑碳酸盐岩沉积主要见于热带和温带;寒带海域不利于碳酸盐岩的沉积,而是硅藻土较为常见。陆架上还有少量自生矿物沉积,如海绿石、磷钙石等。由于陆架多处于波浪、潮流活动的高能环境,故以砂质沉积多见。陆架沉积作用在早期较快,后期如沉陷减缓则变慢。沉积物常构成一向海增厚的楔形体。向大陆一侧,陆架沉积被滨岸沉积及陆相沉积所更替。陆坡上,与陆源沉积作用有关的营力主要有:①浊流,大部分浊流沉积沿海底峡谷被带过大陆坡,输往大陆麓,可能有部分

浊流沉积停留在陆坡上；②滑塌和滑坡，其发生常与斜坡过陡或沉积物堆积过快有关，也可能受到风暴浪、海啸、地震、火山等触发而引起。陆麓上，除浊流、滑塌和滑坡带来大量沉积物外，等深流也相当活跃。等深流具连续作用性质，常沿大陆麓活动。等深流可搬运粘土和粉砂，偶尔还有细砂，也可以把携带的沉积物搬运至另一地区停积下来。这样，陆麓上既有浊流和滑塌沉积，也包含分选良好的细粒的等深流沉积。向大洋一侧，逐渐过渡为深海平原。

被动大陆边缘沉积中，浊流沉积占有重要地位。在造山带地层中，大部分复理石建造可以解释为浊流沉积。据其成分特征，复理石可分为成熟型（火山岩碎屑贫乏）和不成熟型（火山岩碎屑丰富）。成熟型复理石富含石英，可有长石、变质岩碎屑，可见其以陆源物质为主，缺乏火山物质。如处于风化强烈的热带地区，或历经长途搬运，则其中不易风化的石英较为丰富。巨厚的大陆麓、深海扇浊流沉积物，是大洋中最庞大的陆源沉积体，构成了深水沉积的最重要组分。当巨厚的成熟型复理石与巨厚的浅水碳酸盐岩建造（陆棚相）伴生时，便可推断其属大西洋型大陆边缘环境。

被动大陆边缘的演化，是在大陆分离、海底扩张的背景上进行的。被动大陆边缘的沉积剖面底部可有代表大陆裂谷环境的河湖相沉积，它以砂岩为主，伴有玄武质火山岩夹层；向上为陆间裂谷环境的黑色页岩、蒸发岩等闭塞海湾相沉积；上部过渡为毗邻开阔大洋环境的陆架-陆坡-陆麓沉积相组合（图 9－3）。成熟度自下而上逐渐升高。这种沉积序列，记录了大陆裂离的演化过程。与威尔逊旋回对照，以上 3 个阶段分别相当于大洋演化旋回（威尔逊旋回）的胚胎期、幼年期和成年期。一旦发生俯冲、碰撞作用，便意味着大西洋型大陆边缘发展历史的终结，进入主动大陆边缘发展阶段。

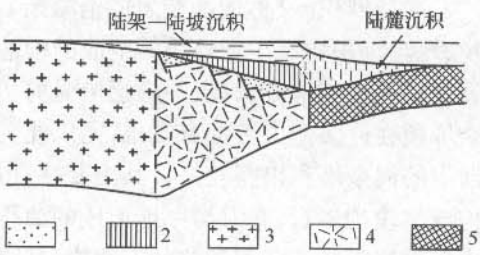



图 9－3　大西洋型大陆边缘沉积剖面示意图
（据金性春，1984）
1—大陆裂谷阶段的粗碎屑沉积；2—闭塞海湾相沉积；3—大陆型地壳；4—过渡型地壳；5—大洋型地壳

## 三、主动大陆边缘的沉积作用

主动大陆边缘又称活动大陆边缘，与会聚型板块边界有关，是大洋板块向毗邻大陆俯冲消减的地带，代表威尔逊旋回的后期历史。火山弧（可以是岛弧或陆缘火山弧）、海沟和贝尼奥夫带（B 式俯冲带）三者的共生是其基本特征。一般将其划分为岛弧型（或称沟-弧-盆体系型或西太平洋型）大陆边缘和陆缘弧（沟-弧）型（安第斯型或东太平洋型）大陆边缘。

### 1. 岛弧型主动大陆边缘的沉积作用

岛弧型活动大陆边缘（图9－4），从大洋向大陆方向依次为海沟、弧-沟间隙、火山岛弧、

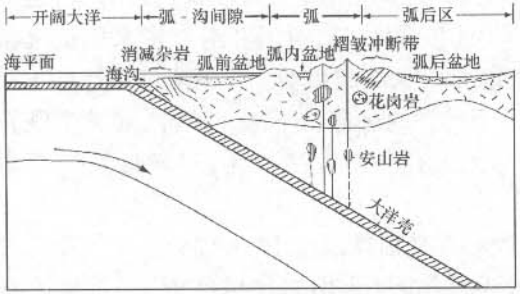



图 9-4 岛弧型主动大陆边缘的剖面图
(据 K. C. Condie, 1982, 转引自马文璞,1992)

弧后(盆地)区。各单元的沉积作用特征如下:

(1) 海沟

海沟以大洋壳为基底,是大洋板块俯冲的位置。海沟长而窄,延伸方向与岛弧平行,长达数百至数千公里,宽达数十至数百公里,深度为 6000m 左右。已知最深的是马里亚纳海沟,深度达 11034m。海沟的沉积物主要有两部分:一是由板块俯冲带来的深海平原沉积物;二是在海沟形成的深海沉积物,包括远洋钙质沉积、硅质沉积、深海红粘土、火山灰沉积以及在海沟形成的浊流沉积。海沟沉积物一般厚达几百米,受俯冲作用的影响,海沟沉积物保存不完整,并多发生强烈变形。

(2) 混杂堆积

混杂堆积(又称俯冲杂岩或消减杂岩)是由板块俯冲形成的,由已变形的深海平原沉积物、海沟沉积物及洋壳碎块等组成的构造岩带。其原始层序完全被破坏,由外来岩块、原地岩块和基质三部分构成,并广泛遭受剪切变形。混杂堆积发生在俯冲带及碰撞带,古代的混杂堆积在许多造山带都有发现,尤以北美西部海岸山脉早第三纪的弗朗西斯科群及阿尔卑斯山的混杂堆积出露较好。其主要特点是:①不同时代、不同来源、不同种类的岩石相混杂,构成岩块的岩石,有海沟原地形成的浊积杂砂岩、粉砂岩、砾岩,也有来自俯冲板块上的放射虫硅质岩等大洋沉积和枕状玄武岩、辉绿岩、蛇纹岩、橄榄岩、榴辉岩等洋壳和地幔的碎块,还可以有海沟内壁上的蓝闪石片岩,构成基质的主要是洋壳的蛇绿岩质以及在海沟和大洋中沉积的泥质岩等,这些岩石的时代往往彼此不同;②岩块大小和形状差别很大,并且是构造作用造成的,其大小从几毫米到数公里不等,呈不规则形状,其边界常是断层面或滑动破裂面;③基质普遍遭受剪切,较坚硬的蛇绿岩块可以被强烈辗搓成极细粒的绿泥石;④混杂堆积是沿俯冲带和碰撞带普遍剪切的产物,可以把它看作是仰冲板块前缘的复杂的叠瓦构造带。

容易与混杂堆积混淆的是滑塌堆积。滑塌堆积是由杂乱无序的不同类型物质(如岩块和泥质)所组成的一种沉积体,这种沉积体是由水下重力滑动或塌落的松散沉积物堆积而形成的。由于它们的成因不同,仍然有许多明显的差别。滑塌堆积与混杂堆积的主要的区别是:①成因不同,滑塌堆积是沉积作用产生的,在水介质中形成,除重力外,只受到海水的压力,而混杂堆积是构造作用产生的,在海沟内壁之下形成,受会聚板块间的强烈挤压应力作用,而且其上可有数百米甚至 5 ~ 10km 厚的俯冲带岩石,因此它是已固结的岩石在强烈挤压和负载压力下遭受变形的产物;②基质的力学状态不同,滑塌堆积的基质在滑动时是泥砂而不是岩石,混杂堆积的基质是泥质岩或蛇纹岩,并在高压下发生塑性流动;③岩块的成因不同,滑塌堆积中的岩块是原岩在崩塌、滑动中被打碎的,并且主要为来自陡坡处的岩石,

混杂堆积的岩块主要是俯冲过程中俯冲板块基底断片楔入或高度剪切作用的产物；④滑塌堆积是一个地层单元，以层状或透镜体产出，层序正常，厚度不太大，它的上、下都是正常沉积物，彼此为沉积接触（底部可有一冲刷面），混杂堆积是个构造单元，它以冲断岩片形式产出，相邻是未被普遍剪切的岩石，其间为断层接触，层序和厚度均无法确定；⑤滑塌堆积像沉积层一样，只需要很短一段地质时间就可形成，而混杂堆积的形成是整个与俯冲作用有关的剪切运动所经历的时间，一般较长；⑥滑塌堆积可在不同的构造环境中形成，只要有陡的斜坡或地震活动就可能形成，其分布范围受古地理格架的限制，混杂堆积是板块俯冲带的标志之一，它的发育是区域性的，有的是可达数千平方公里的地质体。

（3）弧-沟间隙

包括由消减杂岩组成的非火山外弧和弧前盆地，位于海沟坡折处与岩浆弧之间。沉积作用主要发生在弧前盆地中。弧前盆地地貌复杂，沉积相空间变化大，可以出现三角洲相、滨岸相、陆架相、陆坡相以及浊积相。弧前盆地的沉积物主要来自岩浆弧，源区不仅有火山岩，而且有经隆起和剥蚀作用暴露出来的深成岩和变质岩，还有海沟坡折处弧沟隙的局部隆起。由于物源很近，且供应量大，因而弧前盆地的沉积以碎屑为主，其中浊积岩是最主要的。在弧前盆地和海沟地带的浊积岩是复理石沉积的最典型的类型。其物源主要来自岛弧，碎屑成分是不成熟或极不成熟的，有大量的火山碎屑、岩屑砂和长石砂。这种特征反映了受板块构造控制的岩浆弧蚀源区特征。

（4）岩浆弧

岩浆弧的沉积以火山成因为主。迪金森将岩浆弧的岩石组合划分成三种成因类型：①喷发中心及其附近的中心相和近源相，主要是熔岩、火山碎屑岩及某些沉积岩成互层；②呈沉积物裙或沉积覆盖层产出的以火山碎屑岩为主的分散相；③沉积在弧边部的海盆相。

岩浆弧的沉积作用主要发生在弧边部的海盆和因强烈断裂而形成的弧内盆地中，弧内盆地通常平行于弧的走向延伸，以断层为界的张裂盆地，基底为过渡壳或陆壳，它的形成与深部岩浆上升使弧地壳隆起产生的拉张构造有关，也与火山和构造作用产生的局部沉降有关。其沉积物主要来自岩浆弧，这种特点决定了弧内盆地沉积物中火山碎屑及深成岩屑占有极重要地位，沉积相的类型可能包括有从陆相层到深水浊积岩等一系列类型。

（5）弧后（盆地）区

指岩浆弧与大陆边缘之间（大陆与岛弧之间）的广阔地带的边缘海盆。一般将岩浆弧与大陆边缘之间的盆地称为弧后盆地（边缘海），它由弧后扩张作用形成，其基底为大洋型地壳。现代的弧后盆地主要分布在西太平洋边缘，包括白令海、鄂霍茨克海、日本海、南中国海、西菲律宾海、苏禄海等，水深可达3000m。这种盆地被称为日本海型，盆地中浊流沉积非常发育，被称为日本海型复理石。沉积物分别来自两侧，广阔而稳定的大陆供给大量比较成熟的碎屑沉积，岩浆弧则供给大量火山碎屑特别是凝灰质沉积。因而，盆地两则的复理石特征不同，靠大陆一侧是在陆壳或过渡壳基底上发育的冒地槽型沉积，与被动大陆边缘的沉积

相似;在靠岩浆弧一侧是在过渡壳和洋壳基底上发育的优地槽型沉积。

2. 陆缘弧型主动大陆边缘的沉积作用

陆缘弧型大陆边缘是海沟(俯冲带)与大陆边缘隆起带相邻接,其后无弧后扩张形成的边缘海,典型的现代实例是南美西海岸安第斯山附近的大陆边缘,其构造单元由大洋向大陆方向依次为:海沟、混杂堆积带、弧前盆地、陆缘弧和弧背盆地。除弧盆地外其余各单元的沉积特征与岛弧型大陆边缘相似,故此仅对弧背盆地进行介绍。

弧背盆地(也称弧后前陆盆地)位于陆缘火山山弧(如安第斯山)后侧紧邻的大陆板块周围地带,基底全部为陆壳。这个盆地对于岩浆弧而言是弧后盆地,对于大陆板块内部而言是前陆盆地。弧后前陆盆地与边缘海盆地的区别不仅表现在基底地壳的不同,还表现在盆地边缘靠弧一侧有与弧平行并向弧后(向大陆)逆冲的褶皱冲断带存在,因此盆地内的应力状态通常是挤压的。在挤压的情况下,较热而轻的火山弧会逆掩到毗邻冷而较重的大陆岩石圈上,而在两者之间产生前陆盆地或弧背盆地。

弧背盆地的沉降作用,部分是大陆板块边缘沿陆内俯冲带进入到岩浆弧下引起岩石圈挠折的反应,部分是褶皱冲断岩片的构造负载引起的均衡沉降的结果。如果岩浆弧与大陆的拼接是通过弧—陆碰撞形成的,弧后前陆盆地就很可能是在已褶皱的原有边缘海盆地或被动陆缘沉积岩系的基底上发展起来的继承性盆地。随着挤压变形作用的发展,盆地在弧一侧的山麓沉积遭到破坏,并最终使盆地的充填物在褶皱冲断带范围内揉皱,整个盆地产生一种变形强度向陆内减弱的不对称构造。

弧后前陆盆地可以部分被海水淹没,形成河流三角洲相、浅海陆架相沉积,也可以全部处于大陆环境,形成山麓相、河流相及湖沼相沉积。沉积物主要来源于岩浆弧和隆起的褶皱冲断带的岩石,也有些来源于大陆。这样,沉积物进入盆地及在盆地中的散布作用主要是横向的,碎屑主要从岩浆弧一侧向大陆方向运送。

## 四、碰撞带的沉积作用

俯冲作用进一步发展,必定导致岛弧与大陆或大陆与大陆的碰撞并形成缝合带(碰撞造山带)。陆块之间缝合带的形成通常不是同时的。一般情况下,碰撞总是分段进行的,已经缝合的地段和尚待缝合的海域同时存在,这两部分之间的构造转变点(图 9-5 的 A 点)随时间而转移。在转变点后面,造山作用形成高地,磨拉石堆积在周缘前陆盆地中;在转变点的前面,则存在着残余洋盆和初期的周缘前陆盆地。碰撞带的沉积作用就发生在这些盆地中。

1. 周缘前陆盆地的沉积作用

前陆盆地是介于造山带与克拉通前缘的沉积盆地,又称山前坳陷或前渊。周缘前陆盆地位于板块碰撞所产生的造山带外侧,由于逆冲断褶带的加积载荷作用在前陆地带向下挠曲形成沉积盆地。这种盆地是在地壳碰撞的渐进发展过程中,由于大陆块周边的部分俯冲作用使大陆岩石圈下弯而形成的,因此,初期的周缘前陆盆地是同造山期的。随着这种俯冲

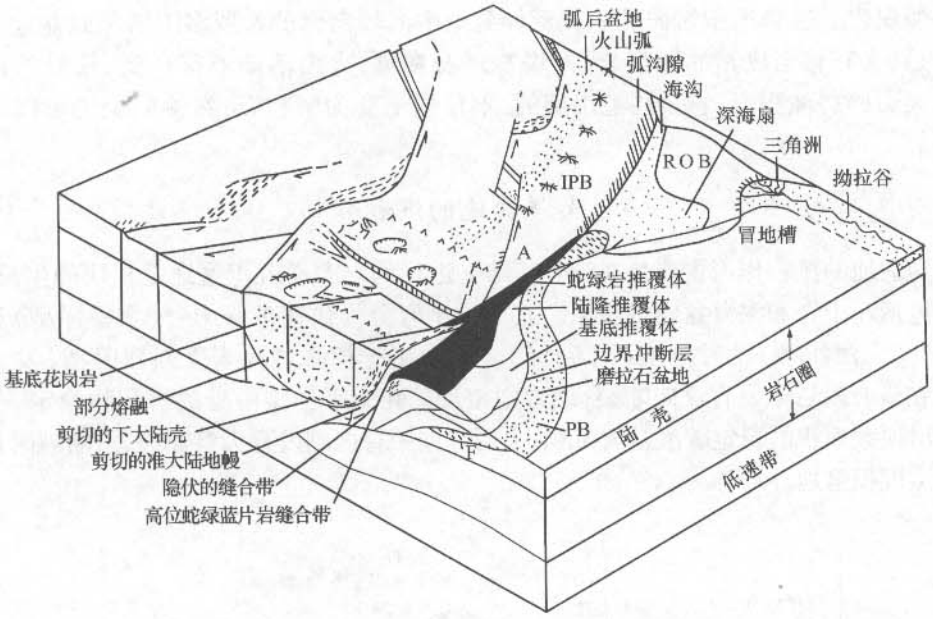



图 9－5　不规则大陆边缘及大陆碰撞带构造轮廓立体图

（据 J. F. Dewey，1977，转引自刘肇昌，1985）

A—已缝合段与待缝合段的构造转变点；ROB—残洋盆地；IPB—初期周缘前陆盆地；PB—充填磨拉石的周缘前陆盆地；F—复理石

过程被地壳碰撞所终止，这个盆地将同整个造山带一起上升，而褶皱冲断带的构造负载以及沉积负载又使盆地相对于造山带继续沉降，接受造山后的磨拉石沉积。

周缘前陆盆地的沉积，主要是纵向流动形成的浊积岩，它属同造山或造山前期复理石。其次是横向流动形成的碎屑岩楔，它属造山期后或同造山期磨拉石。复理石沉积主要是在初期的周缘前陆盆地中。这个时期造山带的水流一般都是纵向的，所以从碰撞造山带来的沉积物大部分沿构造走向纵向地散布到周缘前陆盆地和残洋盆地里。磨拉石是周缘前陆盆地最有代表性的堆积物，初期可能是海相、海陆交互相及三角洲相，随后则主要是河流、三角洲、湖沼及山麓堆积。

2. 残余洋盆的沉积作用

残余洋盆的现代实例是地中海，它的周围是年轻的大陆褶皱山系。地中海的近期沉积包括：①白垩纪的灰岩；②中新世深海沉积物，中新统上部是很厚的蒸发岩与海相硅藻土成互层，中新统顶部出现一些含淡水、半咸水的介形虫、硅藻的淡水沉积；③上新世和第四纪沉积，主要是含超微体化石和有孔虫的深海沉积。

东地中海的新生代浊流沉积分布很广，除以海伦海沟为代表的上升山链前缘的挤压型

复理石外，在陆隆和三角洲基部的海底扇上也有分布。在尼罗河三角洲，具第四系陆源碎屑组成的浊积岩。这套浊积岩向北一直延伸到地中海岭南侧的希罗多图斯深海盆地。其沉积特征是：含有相当成熟的浊积岩，滑塌复理石常见，火山活动不很广泛，仅局部出现凝灰岩和火山碎屑浊积岩；它是同造山期的，不仅向上变为磨拉石，在侧向上也可以过渡为磨拉石。

## 五、大洋盆地的沉积作用

大洋盆地的沉积作用主要是在洋壳基础上进行的。大洋沉积盆地是板块的生长地带，它主要包括洋中脊和深海盆地沉积区。其中洋中脊分为快速扩张中脊（太平洋型）和缓慢扩张中脊（大西洋型）两种类型（图 9－6）。前者由于扩张过程未受强烈阻挡（发育俯冲带），故在洋脊附近未发育纵向断裂；后者则相反。在太平洋型中脊的沉积物稳定，在 CCD 线以上出现大面积的稳定碳酸盐岩沉积；大西洋型中脊区则发育大量断裂，沿断裂附近形成大量小型沉积盆地。

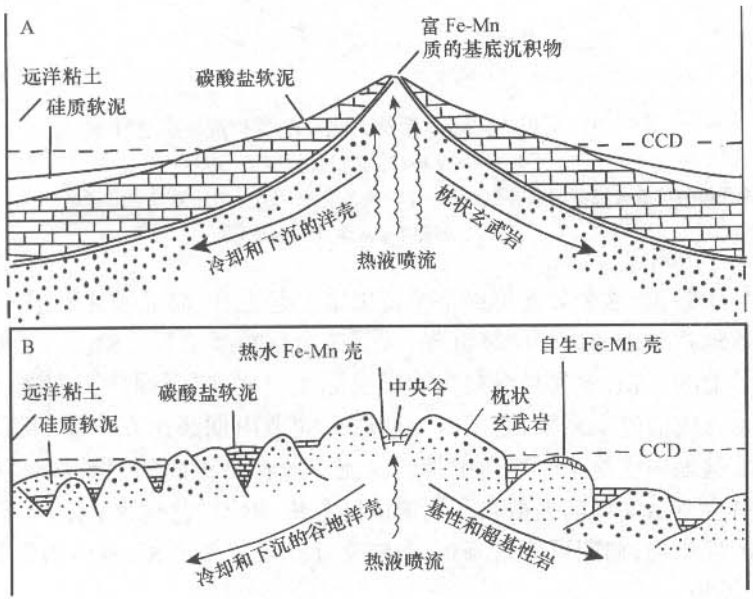



图 9－6　大洋中脊沉积特征示意图

（据李春昱等，1986）

A—太平洋型快速扩张中脊；B—大西洋型缓慢扩张中脊

在大洋盆地底部，由于在 CCD 线以下，主要沉积物为红色软泥、硅质生物软泥，在较高部位则有钙质软泥沉积，有时还可见到自陆缘来的浊流沉积。在大洋底之上，有时见有玄武岩组成的海山，并有较厚的碳酸盐岩沉积。但在大洋中脊的边缘凹槽及浊流沉积的分布区

深海区，由于陆缘物质少，沉积作用进行速度一般说来是很慢的，为几厘米/千年。

### 六、大陆板块内部的沉积作用

在远离板块边界的大陆板块内的盆地，可以划分为克拉通盆地和褶皱带盆地。其中褶皱带盆地包括两种：一种是褶皱带内原来的稳定断块或小板块后来沉降而演化成的盆地，例如柴达木盆地、准噶尔盆地，它们的发生和发展主要与周围褶皱带的发展历史和后期的板内断块活动有关。另一种是叠置在褶皱带上，可能是构造陷落的盆地，其面积小，沉降和演变迅速。如果沉积物供应丰富，形成粗碎屑岩甚至磨拉石沉积，并以浅水或陆相环境为主；反之，如果沉积物的补偿不足，就会保持相当大的水深（如里海）。克拉通盆地相当于大陆内部的盆地，如塔里木盆地。一般面积较大。克拉通盆地发育时间较长，沉积作用与沉降幅度同步，以浅水沉积为主。通常处于陆表海、陆棚海及大陆湖盆等环境，形成地台型及陆相沉积。

## 第四节　沉积盆地的构造背景分析

构造运动对沉积作用具有明显的控制作用，可以运用历史构造分析方法，根据沉积相、地层厚度和沉积物成分等进行沉积盆地的构造背景分析。

### 一、岩相与构造背景

岩相的更替可以说明地壳的坳陷和隆起，岩相还受到海岸及气候的控制。例如，在地壳坳陷不明显的地区，河口的变迁会使三角洲沉积广泛分布，海岸的变迁也会引起相应的相带的迁移。后期的再剥蚀、再沉积作用也影响相的最终分布，现代海底的沉积相分布，只能看作暂时的现象，在这些沉积物形成稳定堆积并转变成沉积地层之前，它们都要在波浪作用下经过再剥蚀和再分布。岩相与地壳坳陷的速度和幅度有关，岩相变化大时，说明地壳的升降比较频繁。盆地沉降的幅度控制了盆地的海水或湖水的深度，也即控制了沉积相的类型，而沉降速度则可控制沉积相带的宽度和岩相的类型。

相带宽度受地壳坳陷速度的控制，同一类型的岩相带有时分布很宽，有的局限在一个窄的带内。当剥蚀区域上升速度较快，沉积区域沉降速度较慢时，同样体积的沉积物有足够时间远距离搬运，形成广大范围的分布，而厚度则较薄。稳定地块上常具有这样的构造环境，供应碎屑物质的周围造山带都上升较快，而地块的相对下沉速度缓慢，于是同一相带范围很大。例如，华北地台的早古生代地层在远距离内岩相变化不大。当剥蚀区上升速度较快，沉积区下降速度也较快时，常形成巨大厚度的窄的岩相带，山前坳陷就是这种情况。

地壳的坳陷速度制约岩相的类别，粗碎屑岩多反映坳陷速度较快，而细粒碎屑岩多为相对缓慢坳陷。例如，西秦岭泥盆系，北带因坳陷速度快，物质供应充足，以海陆交互相为主，厚度达9000m。南带坳陷速度缓慢，碎屑物质来源不充分，始终维持浅海环境，厚度1000～2000m。

扇三角洲、辫状河三角洲和河流三角洲的成因类型是判别大地构造性质的有效方法。扇三角洲属粗粒三角洲,其典型垂向层序由下而上为细粒海相或湖相泥岩(盆地泥岩)—粗粒冲积扇(片流沉积、颗粒流沉积、水道砾岩和砂岩的互层)。冲积扇平面形态呈锥形(扇形)叶状体(横剖面为楔形),由粗粒为主的沉积物堆积而成,属于山前或相邻高地同生断裂控制的重力流沉积。冲积扇分布范围相对局限(辐射方向长轴小于 10km, 坡度 1° ~5°)。扇三角洲发育的大地构造背景与断陷裂谷的断裂拉张的被动边缘以及冲断的前陆盆地相关。扇三角洲与辫状河三角洲在拉张盆地中常有时空上的交替。若辫状河三角洲(或辫状河平原)与冲积扇并置,那么它可能代表裂谷拉张盆地发育晚期;而扇三角洲则代表裂谷盆地断陷早期。在裂谷拉张盆地演化早期形成的盆缘断陷中,活动断裂与扇发育和海水注入之间有密切关系。而后,随着盆地演化和高地的逐渐剥蚀,扇三角洲演化成辫状河三角洲和冲积平原。

## 二、地层厚度与构造背景

同一时代的地层厚度在空间上变化很大,这种变化反映了地壳的活动状态,构造升降及其容纳空间的变化决定了沉积物的厚度,可将地层的厚度作为衡量地壳升降运动幅度的重要标志。对现代沉积作用的观察表明,从蚀源区进入沉积盆地的沉积物还要遭受波浪作用的再分配,使之均匀散布在盆地底部。只有位于浪基面以下的沉积物才易保存下来。地壳坳陷幅度与沉积厚度的关系主要取决于三个因素:构造坳陷的速度;沉积物堆积速度;制约波浪作用基准面和侵蚀基准面位置。一般说来有下面三种情况:①地壳的坳陷被沉积物所补偿,地壳沉降速度等于沉积物的堆积速度,沉积盆地水体的深度在整个过程中变化很小,所以岩相变化不大,如能持续相当长的时间,就能形成巨厚的岩相单一的岩层,如在许多剖面中厚度很大的灰岩地层就是在这种环境中形成的;②沉积物的堆积未能补偿构造坳陷,地层厚度小于地壳坳陷的幅度,沉积盆地不断扩大,剖面上形成海进层序;③沉积物的堆积大于地壳坳陷幅度,盆地逐渐被填平,剖面上出现海退系列,同一部位沉积环境的水深逐渐变小,其地层厚度大于地壳沉降的幅度。

## 三、沉积岩成分与构造背景

沉积岩成分的研究在沉积学领域一直占有重要的位置。20 世纪 60 年代板块理论的兴起,为各地质学科注入了新的生机。20 世纪 70 年代以来,沉积岩成分特征与板块构造关系的研究便应运而生。它将沉积岩成分的物源意义与板块构造背景下的沉积盆地类型紧密地联系在一起,并将沉积岩成因的大地构造属性分析拓展到与全球构造相对应的更为广阔的应用领域。

1. 砂岩矿物成分与构造背景

1970 年,迪金森根据杂砂岩(硬砂岩)和长石砂岩的研究,首次提出了砂岩构造背景分析的"碎屑模型"和"颗粒指数"概念。1974 年澳大利亚的克拉克以各种杂砂岩为研究对象,采用 Q－F－L 图解,讨论了用砂岩碎屑组分进行构造背景分析的基本原理,并根据构架颗粒中石英和 $SiO_2$ 含量及 $K_2O/Na_2O$ 比值,将杂砂岩分为三类,并对应于不同的板块构造环境(表 9－3)。

**表 9-3　复理石组合中杂砂岩成分与大陆边缘类型的关系**

| 大陆边缘类型 | 石英(%) | $SiO_2$(%) | $K_2O/Na_2O$ |
|---|---|---|---|
| 被动大陆边缘 | >65 | 70 | ≥1 |
| 安第斯型主动大陆边缘 | 15~65 | 68~74 | <1 |
| 西太平洋型主动大陆边缘 | <15 | 58 | ≪1 |

(据李继亮,1982,转引自马文璞,1992)

迪金森等(1979)根据已知构造背景的现代和古代砂岩的4000多个样品统计分析,确定出碎屑—物源区—板块构造三位一体的分类方案。1983年,他又利用7500个古代砂岩数据,对1979年的模型作了进一步完善。他分析了晚前寒武纪至第三纪北美主要构造发生时期及性质,编制出8张碎屑模型-古构造图。目前,迪金森(1979, 1983, 1985)的碎屑模型和板块构造物源区的研究,已成为流行最广的方案(表9-4, 图9-7,图9-8)。

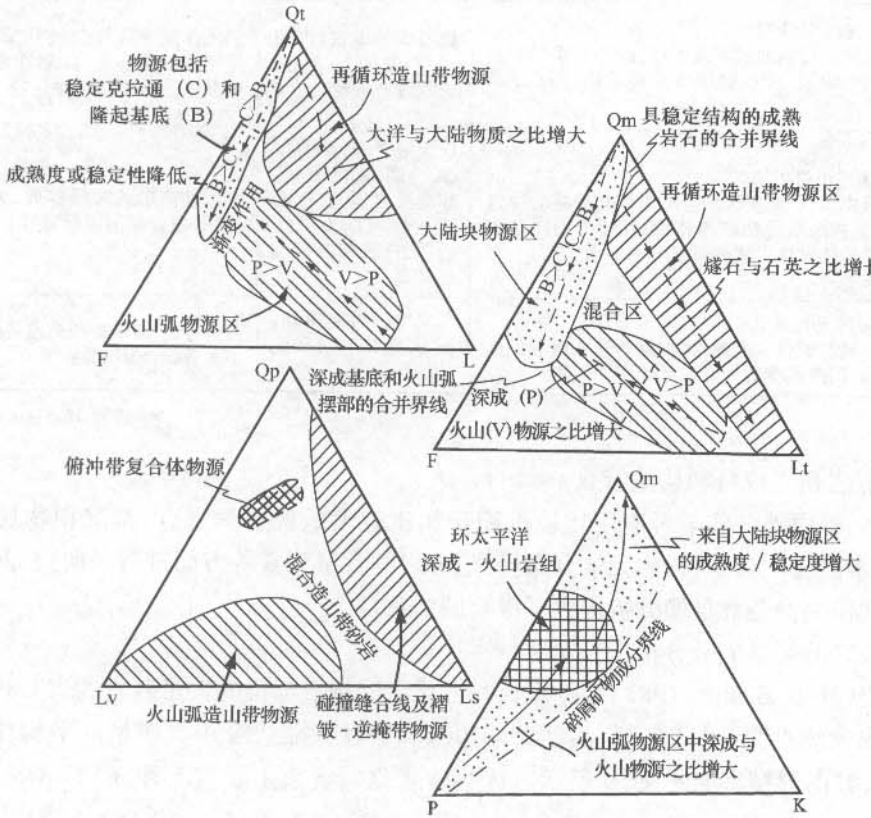



图9-7　不同类型物源区的砂岩平均碎屑矿物成分分布三角图

(据 W. R. Dickinson, 1985, 转引自孟祥化、葛铭等,1993)

颗粒类型符号: Qt—石英颗粒总数(Qm+Qp);Qm—单晶石英;Qp—多晶石英质岩屑; F—单晶长石总数(P+K); P—斜长石;K—钾长石; Lt—多晶质岩屑(L+Qp);L—不稳定岩屑(Lv+Ls);Lv—火山岩屑; Ls—沉积岩和变质沉积岩岩屑

表 9-4 迪金森主要蚀源区划分

| 蚀源区及构造背景 | | 碎屑构成特征 | 控屑、供屑条件 |
|---|---|---|---|
| 大陆块蚀源区 | 1. 克拉通内部蚀源区<br>地盾和地台内部盆地，张裂大陆边缘的陆架、陆坡、陆隆 | 富 Q，贫 L，$\phi(K)/\phi(P)$ 高 | 地势起伏小，强烈风化，长途搬运 |
| | 2. 隆升基底蚀源区<br>大陆基底结晶岩石断隆区，初始张裂带、大陆块转换破裂 | 富 F 及 Q | 地势起伏，快速侵蚀，近距搬运 |
| 岩浆岛弧区 | 3. 浅切割岛弧蚀源区<br>活动弧造山带、火山链、大陆边缘、火山高地；海沟、弧前盆地和弧后盆地、弧内盆地 | P 高，为具斜长石斑晶的火山岩屑、纯净而无气泡和成为包裹体的石英 | 火山岩发育（多为年轻岛弧），浅层切割 |
| | 4. 深切割岛弧蚀源区<br>同 3. | 二长石比例相当，非火山质岩屑程度不同地占主导地位，具气孔和包裹体的石英大于火山源石英 | 火山岩盖及深成岩基同时提供碎屑，切割到较深的弧根，仍有火山活动 |
| 再旋回造山带蚀源区 | 5. 消减杂岩蚀源区<br>受构造隆升影响的消减杂岩体，由变形蛇绿岩和大洋物质组成，沉积物进入弧前盆地（外弧）或海沟 | 燧石颗粒丰富，可超过 Q+F 的 2～3 倍，含蛇纹石颗粒 | 消减作用造成构造隆升及变形，遭受侵蚀提供碎屑，碎屑在海沟中又可并入杂岩中 |
| | 6. 碰撞造山带蚀源区<br>大部分由沉积-变质沉积岩推覆体和冲断岩片组成，次为蛇绿质混杂堆积体，正在闭合的洋盆或造山带前陆盆地沿消减带发育的继承盆地 | Q 含量中等，$\phi(Q)/\phi(F)$ 高、富沉积-沉积变质岩屑，有再次进入旋回的克拉通碎屑，长石和燧石也可较高 | 多以浊流形式提供碎屑，碰撞消减作用，缝合线附近的隆升 |
| | 7. 前陆隆升蚀源区<br>前陆褶皱冲断带及高地；沉积碎屑进入毗邻的前陆盆地，同时接受远处克拉通碎屑 | 具典型的再旋回砂，富 Q，低 F，可有碳酸盐岩颗粒 | 隆升剥蚀，褶皱冲断高地使盆地与岩浆弧或缝合带物源隔绝 |

（据 W. R. Dickinson，1979）

2. 碎屑岩化学成分和构造背景

近年来，国内外一些学者应用比较沉积学和比较大地构造学观点，对沉积物质的成熟度、微量元素的分配类型、稀土元素分布模式、砂岩的常量元素等方面进行了研究，其成果为物源区及其板块构造背景的分析提供了重要的信息。

（1）砂岩的化学成分分析

巴蒂亚（M. R. Bhatia，1983）根据现代和古代不同构造部位的大量砂岩的岩石化学数据归纳总结出大洋岛弧、大陆岛弧、活动大陆边缘和被动大陆边缘 4 类典型的平均化学成分（表 9-5），其图解模型如图 9-9 所示。这些砂岩化学参数主要有 5 种：$w(Fe_2O_3+MgO)$、$w(TiO_2)$、$w(Al_2O_3)/w(SiO_2)$、$w(K_2O)/w(Na_2O)$ 和 $w(Al_2O_3)/w(CaO+Na_2O)$，其中以 $w(Fe_2O_3+MgO)$ 分别对 $w(TiO_2)$、$w(Al_2O_3)/w(SiO_2)$ 两组参数对所显示的图解分区重叠最小，效果较好。在表 9-5 和图 9-9 中，D 型主要反映次稳定型建造的砂岩化学成分特征；A、B、C 型主要代表非稳定型建造的砂岩化学成分特征。

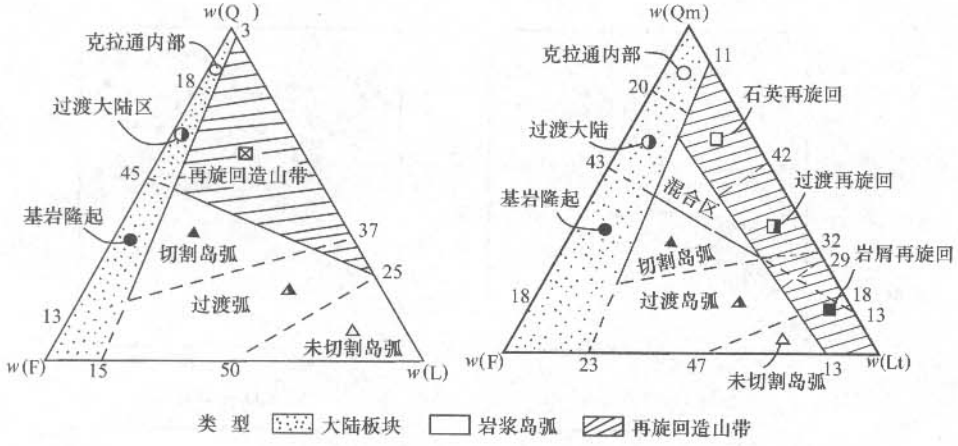



图 9－8　根据 $w(Q)-w(F)-w(L)$ 和 $w(Qm)-w(F)-w(Lt)$ 图解划分的板块构造物源区类型

（据 W. R. Dickinson，1983，转引自孟祥化、葛铭等，1993）

Qm—单晶碳；Q—石英；F—长石；L—岩屑；Lt—为 L + Qm

**表 9－5　各种构造环境砂岩的平均化学成分及参数值**

| 构造环境 / 化学成分（$w_B$/ %） | 大洋岛弧（A） | 大陆岛弧（B） | 安第斯型大陆边缘（C） | 被动大陆边缘（D） |
|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 58.83 | 70.69 | 73.86 | 81.95 |
| $TiO_2$ | 1.06 | 0.64 | 0.46 | 0.49 |
| $Al_2O_3$ | 17.11 | 14.04 | 12.89 | 8.41 |
| $Fe_2O_3$ | 1.95 | 1.43 | 1.30 | 1.32 |
| FeO | 5.52 | 3.05 | 1.58 | 1.76 |
| MnO | 1.05 | 0.10 | 0.10 | 0.05 |
| MgO | 3.65 | 1.97 | 1.23 | 1.39 |
| CaO | 5.83 | 2.68 | 2.48 | 1.89 |
| $Na_2O$ | 4.10 | 3.12 | 2.77 | 1.07 |
| $K_2O$ | 1.60 | 1.89 | 2.90 | 1.71 |
| $P_2O_5$ | 0.26 | 0.16 | 0.09 | 0.12 |
| $w(Fe_2O_3+MgO)$ | 11.73 | 6.79 | 4.63 | 2.89 |
| $w(Al_2O_3)/w(SiO_2)$ | 0.29 | 0.20 | 0.18 | 0.10 |
| $w(K_2O)/w(Na_2O)$ | 0.39 | 0.61 | 0.99 | 1.60 |
| $w(Al_2O_3)/w(CaO+Na_2O)$ | 1.72 | 2.42 | 2.56 | 4.15 |

（据 M. R. Bhatia，1983，转引自孟祥化、葛铭等，1993）

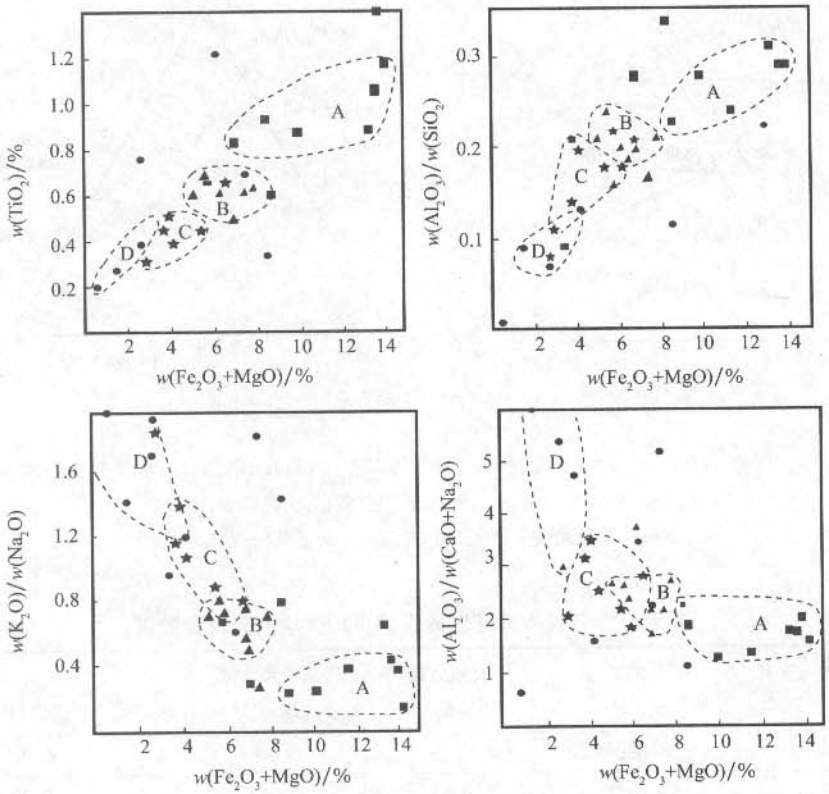



图 9－9　砂和砂岩构造环境判别的主要化学成分分布图

（据 M. R. Bhatia，1983，转引自孟祥化、葛铭等，1993）

A—大洋岛弧（方块）；B—大陆岛弧（三角）；C—安第斯型大陆边缘（星）；D—被动大陆边缘（黑圆点）

（2）微量元素和稀土元素分析

稀土元素（REE）以具稳定的地球化学性质为特征，除在特殊的风化壳或大陆上强烈的风化残余物（如残积铝土矿）中发生富集或贫化外，一般在沉积岩中受成岩及成岩后的各种改造作用的影响很小，甚至到高级变质作用的麻粒岩相，REE 才有微弱的活动性。因此，REE 的分布特征反映建造的“原始”性质和物源特点。在表生条件下，它们在母岩中的丰度和物源区的风化条件是沉积物中 REE 的主要控制因素，这两者同时又受构造背景的制约，构造环境的稳定与否，既控制了沉积建造的物质来源，又决定了稀土元素在表生条件下的相对“停留”时间，从而影响 REE 的丰度和分馏程度。

判别各种构造背景的沉积组合时，可以采用巴蒂亚（1985）归纳的不同构造背景下的杂砂岩的 REE 特征值（表 9－6）和模式曲线（图 9－10）进行鉴别。

表 9-6　各种构造背景的杂砂岩的 REE 参数表　　($w_B/10^{-6}$)

| 构造背景 | 源区类型 | 样品数 | La | Ce | ∑REE | La/Yb | Lan/Ybn | $\frac{LREE}{HREE}$ | Eu/Eu* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 大洋岛弧 | 未切割的岩浆弧 | 9 | 8±1.7 | 19±3.7 | 58±10 | 4.2±1.3 | 2.8±0.9 | 3.8±0.9 | 1.04±0.11 |
| 大陆岛弧 | 切割的岩浆弧 | 9 | 27±4.5 | 59±8.2 | 146±20 | 11±3.6 | 7.5±2.5 | 7.7±1.7 | 0.79±0.13 |
| 安第斯型大陆边缘 | 基底隆起 | 2 | 37 | 78 | 186 | 12.5 | 8.5 | 9.1 | 0.60 |
| 被动边缘 | 克拉通内构造高地 | 2 | 39 | 85 | 210 | 15.9 | 10.8 | 8.5 | 0.56 |

(据 M. R. Bhatia,1985,转引自孟祥化、葛铭等,1993)

从次稳定型的被动大陆边缘至活动型的大洋岛弧区,$w$(REE)、$w$(LREE)/$w$(HREE)、$w$(La)/$w$(Yb)等特征值明显降低,而 $w$(Eu)/$w$(Eu)则显著升高;在 REE 模式曲线图上,Eu 从明显的负异常变到无亏损,曲线的斜率逐渐减小。

在稀土元素分析中,泥质岩的稀土元素分布同砂岩一样,用于鉴别沉积类型具有较好的效果。泥质岩作为机械分异的最终产物,在风化—沉积旋回中经历过"充分"的均匀化作用。在各类沉积岩中,泥质岩的 REE 含量为最高,其 REE 平均值约占上陆壳的 20%,可以反映沉积组合中 REE 的平均分布。

在利用 REE 模式曲线和特征值判别建造的构造环境时,应注意其应用范围,目前主要限于太古宙之后的沉积建造。这是由于在研究 REE 与地壳演化的关系时发现,REE 在太古宙之后的沉积建造中变化不明显,且均无 Eu 的异常。

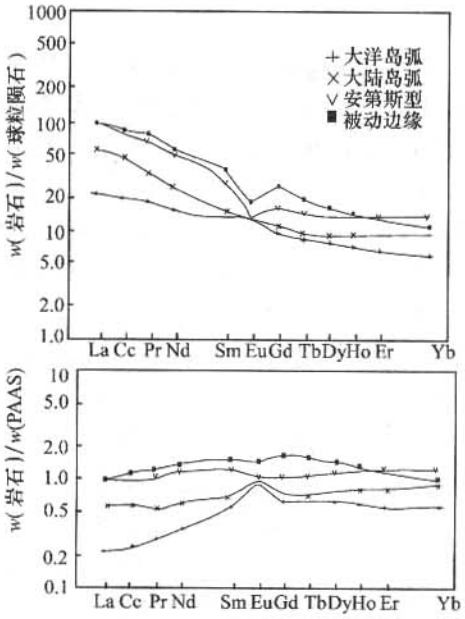



图 9-10　各种构造位置杂砂岩的球粒陨石标准化曲线(上)和后太古宙澳大利亚页岩(PAAS)的球粒陨石标准化曲线(下)
(据 M. R. Bhatia,1985,转引自孟祥化、葛铭等,1993)

巴蒂亚(M. R. Bhatia, 1986)通过对澳大利亚东部塔斯曼褶皱带的研究,总结了沉积岩的微量元素及其与源区类型和构造背景的关系,作出了利用微量元素进行构造环境判别的图解。

3. 硅质岩稀土元素与构造背景的关系

海洋中不同环境和不同深度的 REE 含量和分布模式都有一定的差别。H. Martin 等认

为海洋中的 REE 主要来源于河水的补给。

大洋海水相对于河水和陆棚海水有 3 方面的差异:①REE 总量降低;②铈(Ce)的亏损;③HREE 相对于 LREE 富集。其中,Ce 的亏损或富集最为明显。在河水中,无论是悬浮质还是溶解质,REE 都不显示 Ce 的负异常,而海水 Ce 则可表现出明显的亏损。然而并非所有地区海水都如此,Fleet 认为只有开阔大洋海水才能出现明显的 Ce 负异常。(E-. D. Goldberg)戈尔德贝格等曾注意到北大西洋 2 个站位的 8 个海水样品具明显的 Ce 负异常(Ce 平均值为 $0.32\times10^{-6}$),而临近大陆的海洋如波多黎各海槽、巴伦支海(欧洲)等的海水中 Ce 浓度正常。另外,在洋中脊附近,海水的 Ce 负异常最为显著。

REE 从海水中迁移进入沉积物的主要途经是通过海水中 REE 结合进入生物相和自生矿物相。如果从海水向沉积物的元素迁移过程中,REE 没有发生明显的分馏,沉积物的 REE 则可以继承海水的 REE 特征。下面分别简要介绍一下 Shimizu 等和 Murray 等的研究结果。

Shimizu 等对深海钻探计划(DSDP)钻孔中的硅质沉积物进行 REE 分析。在太平洋中部的 5 个样品中,有 3 个白垩纪—渐新世燧石样品,Ce 的含量分别为 $0.21\times10^{-6}$、$0.29\times10^{-6}$和 $0.32\times10^{-6}$。两个从放射虫软泥中分离出来的硅质微化石样品(分别是渐新世和始新世)Ce 为 $0.22\times10^{-6}$和 $0.24\times10^{-6}$。因此太平洋样品均显明显的 Ce 负异常。取自加勒比海的一个 DSDP 燧石样品(始新世)Ce 的含量为 $0.47\times10^{-6}$,显较弱的负异常。Shimizu 等将上述燧石和硅质化石的 REE 值与陆地燧石的 REE 进行了比较,陆地样品中有两个是日本岐阜三叠纪—侏罗纪燧石,一个是加拿大安大略二叠纪—三叠纪燧石。结果这些陆地燧石 Ce 的含量分别是 $1.0\times10^{-6}$、$1.2\times10^{-6}$和 $1.4\times10^{-6}$,无负异常或显正异常,与深海燧石截然不同。

Shimixu 等因此提出 Ce 的负异常是指示燧石是否形成于海洋环境的良好指标。他们认为加勒比海燧石的 Ce 弱负异常是因为加勒比海区与大洋之间被岛链隔离所致。根据 REE 的分布模式,Shimizu 等推测那些陆地燧石形成于海岸、边缘海或内陆海环境。

Murray 等对美国西海岸加利福尼亚侏罗纪—白垩纪燧石进行了 REE 研究。他们根据已有的生物地层学、沉积学、矿物学和地球化学的研究资料,将此区燧石分为三个沉积环境组合,分别是:①覆盖在枕状玄武岩之上,洋中脊环境的红色富锰燧石;②形成于大洋底环境,与页岩互层的薄层燧石;③形成于大洋边缘环境,被杂砂岩所覆盖的绿色燧石。REE 分析结果表明,9 个洋中脊环境燧石样品中 Ce 的平均含量为 $0.30\times10^{-6}$,为明显的 Ce 负异常;3 个代表大洋底环境的燧石为 Ce 中等负异常,Ce 的平均含量为 $0.55\times10^{-6}$;形成于大陆边缘环境的 15 个燧石负异常不明显或甚至为正异常,Ce 的平均含量为 $0.79\times10^{-6}$ ~ $1.54\times10^{-6}$。此外 Murray 等还注意到与燧石共生的页岩也具有与燧石类似的 Ce 异常特征,另外燧石或页岩的 REE 含量与其沉积环境也有一定的关系。

Murray 等对上述现象的解释是,由于铁锰质对 Ce 的优先提取,扩张洋中脊附近的海水 Ce 强烈亏损,而非铁锰质沉积物吸附了这种 Ce 亏损的 REE,因而使硅质沉积显示出强

烈的 Ce 负异常。Ce 中等异常的燧石形成于大洋盆底，即远离洋中脊又不受大陆物源的影响，并且长期与大洋海水接触，因而吸附了海水中具 Ce 负异常的 REE。Ce 微弱异常或正异常的燧石反映了大陆边缘沉积物的 REE 特征。

钟大赉等(1998)在研究滇、川西部古特提斯造山带构造演化中，通过研究昌宁-孟连构造带泥盆纪—三叠纪硅质岩 Ce 异常的变化(图 9－11)，恢复了昌宁-孟连带泥盆纪—三叠

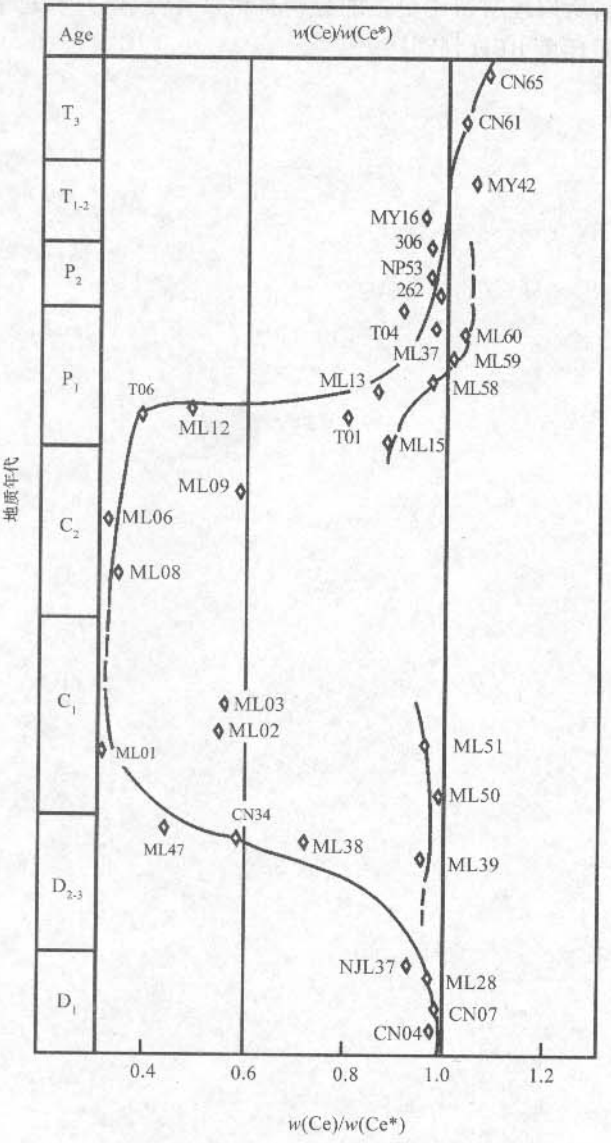



图 9－11　昌宁-孟连带硅质岩的铈(Ce)异常变化
(据钟大赉等,1998)

纪洋盆的开裂、扩张到收缩的演化历史。

综合 Shimizu、Murray 和钟大赉等的研究可以看出，海相硅岩的 REE 特征，尤其是 Ce 特征，能够反映硅岩的沉积环境。在进行沉积相、沉积盆地和板块构造重建的研究中，可以将不同环境硅质岩的 REE 值，特别是 Murray 等的不同类型硅岩的 Ce 含量值作为硅岩沉积环境的判别标准。当然，由于目前这方面的分析资料还不多，Ce 含量值随环境变化的判别值还不够完善、具体，所以还有待于更多的分析材料来补充、修订和总结以往的标准，以建立更为全面的硅岩沉积环境 REE 判别标志。