

P. A. 艾伦 J. R. 艾伦

盆地分析

——原理与应用



石油工业出版社

京)

02

登录号	088802
分类号	P618.130.2
种次号	097

号 580 字登簿(京)

要 要 容 内

盆地分析

——原理及应用

P. A. 艾伦 J. R. 艾伦 著



新编(CIP)目次版编目(数据)

著者: 艾伦, P. A.



著者: 艾伦, P. A.

著者: 艾伦, P. A.

著者: 艾伦, P. A.

著者: 艾伦, P. A.



200812013

石油工业出版社

S08880

(京)新登字 082 号

内 容 提 要

本书从沉积盆地形成的力学机制出发,阐明各类盆地的沉积充填型式、盆地充填的演化特征、盆地分析方法在石油区带评价中的应用,以及对远景带进行风险评价的方法。全书共分五个部分,包括盆地及其板块构造环境,岩石圈力学,岩石圈伸展作用形成的盆地,挠曲盆地,与走滑变形有关的盆地,盆地地层学研究,盆地充填的沉积型式,沉积史,热史,石油区带,尚未发现的潜在油气资源的定量评价等十一章。本书图文并茂,条理清晰,论述全面细致,既讲原理也讲方法,有较高的参考价值。

可供有关石油、地质院校的师生、科研人员参考,也可作为石油院校盆地分析课程的辅助教材或主要参考书。

*

*

参加翻译的有陈全茂、张学预、李大成、徐焱东、韩殿杰、周章宪、王广运、吴国干、黄石岩等。本书由陈全茂、张学预审校。

图书在版编目(CIP)数据

盆地分析:原理及应用/

(英)艾伦(Allen, P. A.), 艾伦(Allen, J. R.) 著;陈全茂等译。

—北京:石油工业出版社,1995.4

书名原文:Basin Analysis:Principles and Applications

ISBN 7-5021-1342-8

I. 盆…

II. ①艾… ②艾… ③陈…

III. 盆地-分析-基础理论

IV. P941.75

石油工业出版社出版

(100011 北京安定门外安华里2区1号楼)

北京计量印刷厂排版印刷

新华书店北京发行所发行

*

787×1092毫米 16开 24.5印张·618千字 印1—1000

1995年4月北京第1版 1995年4月北京第1次印刷

定价:25.5元

前 言

盆地分析就是将沉积盆地作为实体进行地球动力学的综合研究。沉积盆地之所以值得研究是因为它们记录着在地球表面经历了无数万年的沉积过程。盆地的几何形状、构造演化和地层史还包含非常重要的线索,按这个线索我们就可以了解岩石圈形变的方式。可以说,盆地是主要的地质信息库。沉积盆地在过去和现在还是世界上几乎所有的商业油气田开发的场所。

对沉积盆地的调研已经迎来了各路地质学家史无前例的大合作,尤其是地球物理学家、构造地质学家、地层学家、沉积学家和地质化学家之间的合作。这不是说不同学科的专家之间的交流始终是轻而易举的,但科学家们都一致认识到把不同学科的知识贡献给沉积盆地研究的重要性。可以肯定地说,这种综合研究解决问题的办法预示着在未来的十到二十年里地质科学事业将会向深远的方向发展。

我们编写这部书展示盆地分析中多学科特性,希望能起到抛砖引玉的作用。我们足以详尽地介绍了岩石圈力学特点、各类成因盆地的形成机理、沉积盆地的地层模式、典型的沉积体系和沉积相以及掩埋史,阐明了它们之间的诸多联系,我们希望本书的深度适合于综合大学、专科学院和综合工科院校的大学生们,并希望能激励他们学习这门科学知识的热情。结尾的两节介绍盆地分析在大部分地质专家工作的领域,即油气工业中的应用。我们要强调的是,把这些实际应用材料写进本书完全不是为本书进行辩解。可以说,这些材料从应用的角度对本书前几章节所阐述的原理进行了总结。

编写正在飞速发展的学科领域的教科书,其作者面临着要尽可能使内容最新,同时又要争取最终出版所编教科书的难题。在我们编写该教材时,有两篇深奥的论文发表了。对于这两篇论文,我们不能综观详读以作出全面而公道的评价。这两篇论文分别是由“经济古生物学家和矿物学家协会”出版发行的《海平面升降变化:综合研究》和由“加拿大石油地质家协会”出版发行的《沉积盆地和盆地形成机理》。由于我们得到了这两篇论文的预印本,并参与了由 PAA (Esher, 伦敦 1988) 主办的 Exxon 层序地层学短训班的活动,因而我们有幸能将这两篇论文有关沉积相的新概念写进第六节中。我们对 Exxon 公司、特别是 Bernie Vining 博士给我们这样的机会表示衷心感谢。

我们编写本书所采取的策略是尽可能地将盆地分析的原理说透彻,这样势必就削弱了描述性、或者说广博性。该书还需要包括一定的理论。这就要求教材写得更“抽象”,其好处是我们可以更好地了解一般的地质过程。该知识可以用来研究许许多多的地质问题,而这些问题采用实例研究或类比法研究时总显得模糊不清。

目 录

第一部分 沉积盆地的基础知识

第一章 盆地及其板块构造环境	(1)
提要	(1)
1.1 地球组成的分层性	(2)
1.2 地球的流变学分带	(4)
1.3 板块运动	(5)
1.4 沉积盆地的分类方案	(8)
第二章 岩石圈力学	(12)
提要	(12)
2.1 应力与应变	(13)
2.2 热流的传导与对流	(24)
2.3 岩石流变学	(31)
<h2>第二部分 沉积盆地形成的力学机制</h2>	
第三章 岩石圈伸展作用形成的盆地	(37)
提要	(37)
3.1 大陆岩石圈中的裂谷和拗陷	(39)
3.2 被动大陆边缘盆地	(73)
3.3 伸展盆地的构造型式	(82)
第四章 挠曲盆地	(88)
提要	(88)
4.1 大洋岩石圈的挠曲作用	(89)
4.2 大陆岩石圈的挠曲作用	(94)
4.3 大陆岩石圈抗挠刚度及其长期演化	(95)
4.4 俯冲岩石圈的分割性及其对挠曲盆地几何形态的影响	(101)
4.5 造山楔动力学	(104)
第五章 与走滑变形有关的盆地	(108)
提要	(108)
5.1 概述	(108)
5.2 与板块运动的关系	(110)

5.3	走滑断裂系统的构造型式	(112)
5.4	走滑带内的盆地	(118)
5.5	岩石圈均匀伸展模型在拉分盆地中的应用	(123)
5.6	岩石圈挤压带内的滑脱拉分盆地(维也纳盆地)	(124)

第三部分 盆地充填的沉积学

第六章	盆地地层学研究	(129)
提要		(129)
6.1	沉积层序的基本标志	(131)
6.2	构造机制	(133)
6.3	全球性海平面变化的原因	(147)
6.4	全球性海平面变化的地层响应	(154)
6.5	构造对全球性海平面升降的控制	(162)
6.6	层序地层学中的其他概念	(167)
第七章	盆地充填的沉积型式	(173)
提要		(173)
7.1	沉积体系和沉积相模式	(175)
7.2	沉积型式与盆地沉降的关系	(210)

第四部分 盆地充填的演化

第八章	沉积史	(239)
提要		(239)
8.1	地史分析概述	(239)
8.2	脱压实	(240)
8.3	构造沉降	(249)
第九章	热史	(258)
提要		(258)
9.1	引言	(258)
9.2	原理——Arrhenius 方程	(259)
9.3	古温度	(261)
9.4	地层温度及热成熟度标志	(264)
9.5	镜质体反射率测量的应用	(267)
9.6	各类盆地的地温和古温度标志	(271)
9.7	利用镜质体反射率进行热史调查的实例	(275)

第五部分 石油区带评价中的应用

第十章	石油区带	(281)
提要		(281)

10.1	石油区带的概念.....	(282)
10.2	由盆地分析到石油区带的概念.....	(282)
10.3	充油系统.....	(285)
10.4	储集层.....	(326)
10.5	区域盖层.....	(333)
10.6	圈闭.....	(342)

第十一章 尚未发现的潜在油气资源的定量评价 (365)

11.1	引言.....	(365)
11.2	区带最佳选择区的定义与填图.....	(366)
11.3	尚未发现的油田数量和规模.....	(369)
11.4	最佳区带的风险评价.....	(375)
11.5	评价曲线.....	(384)

11.5.1	评价曲线.....	(384)
11.5.2	评价曲线.....	(384)
11.5.3	评价曲线.....	(384)
11.5.4	评价曲线.....	(384)
11.5.5	评价曲线.....	(384)

第十二章 石油区带的定量评价 (385)

12.1	石油区带的定量评价.....	(385)
12.2	石油区带的定量评价.....	(385)
12.3	石油区带的定量评价.....	(385)
12.4	石油区带的定量评价.....	(385)
12.5	石油区带的定量评价.....	(385)
12.6	石油区带的定量评价.....	(385)
12.7	石油区带的定量评价.....	(385)
12.8	石油区带的定量评价.....	(385)
12.9	石油区带的定量评价.....	(385)
12.10	石油区带的定量评价.....	(385)
12.11	石油区带的定量评价.....	(385)
12.12	石油区带的定量评价.....	(385)
12.13	石油区带的定量评价.....	(385)
12.14	石油区带的定量评价.....	(385)
12.15	石油区带的定量评价.....	(385)
12.16	石油区带的定量评价.....	(385)
12.17	石油区带的定量评价.....	(385)
12.18	石油区带的定量评价.....	(385)
12.19	石油区带的定量评价.....	(385)
12.20	石油区带的定量评价.....	(385)

第十三章 石油区带的定量评价 (385)

13.1	石油区带的定量评价.....	(385)
13.2	石油区带的定量评价.....	(385)

第一部分 沉积盆地的基础知识

第一章 盆地及其板块构造环境

[提要]

沉积盆地是地球表面的长期沉降区,它的沉降驱动机理主要与地球内部相对刚性、具有冷的热学边界层的岩石圈活动有关。岩石圈由许多不断相对运动的板块组成。因此,沉积盆地处在板块运动背景下的环境中。

地球内部由若干组分带和流变带组成。主要组分带的分界是在地壳、地幔和地核之间。地壳由密度较低的岩石组成,上有沉积岩覆盖。力学和流变学的分带不一定与组分带一致,主要流变带的分界在岩石圈和下伏的软流圈之间。岩石圈有足够的刚度以构成比较连续的板块,其底部以等温(约 1330℃)为特征,通常称为热岩石圈,它的上部(厚约 50km)可以在长时期内储存弹性应力,因而称为弹性岩石圈。从大陆岩石圈的强度与深度的关系来看,地壳的下部存在一个塑性软弱带,它将脆性的地壳上部与上地幔分隔开,类似果酱三明治结构。然而,大洋岩石圈不存在该塑性软弱带,它的强度随深度的增加而增加,直至上地幔中的脆性—塑性过渡带。

板块的相对运动在其边界产生了形变和地震活动,形成了三种类型的板块边界:

- ① 离散边界,如作为大洋盆地扩张中心的大洋中脊;
- ② 聚敛边界,与大规模的收缩作用有关,如大陆碰撞带;
- ③ 稳定边界,以走向滑移形变为特点。

沉积盆地分类的主要依据岩石圈的基底类型(即:大陆型、海洋型、过渡型);盆地与板块边界的相对位置关系(克拉通内、板块边缘);离盆地最近的板块边缘类型(离散型、聚敛型、转换型)。广泛采用的 Bally 和 Snelson(1980)的分类方法将盆地分为三大类:

- ① 与巨型地缝合线的形成无关的、位于刚性的且相对没有形变的岩石圈上的盆地;
- ② 与巨型地缝合线有关但在巨型地缝合线以外,位于刚性的、相对没有形变的岩石圈上的盆地;
- ③ 位于巨型地缝合线上并大部分都包含在巨型地缝合线内的盆地。

盆地形成机理可分为三类,在盆地演化过程中,也许这三种机理都起了作用:

- ① 单一热机理,如大洋岩石圈背离扩张中心运动时的冷却和沉降;
- ② 地壳、岩石圈厚度的变化、机械伸展引起的地壳变薄伴随有张性断层控制的沉降,而岩石圈的变薄会产生热隆起;
- ③ 岩石圈加载造成挠曲或弯曲变形,进而引起沉降,例如前陆盆地的沉降。

从成因的角度考虑,沉积盆地主要有两类:(1)由于岩石圈伸展所形成的盆地;(2)由大陆和海洋岩石圈的弯曲所形成的盆地,或许还要加上(3)与走向滑移或巨型剪切断层有关的盆地,其特点是在复杂的断裂带中有局部的伸展活动。

仔细观察各种反映油气分布图件(例如 St. John, Bally 和 Klemme, 1984), 就可以揭示出其油气分布的聚集模式。一般说来, 油气区位于沉积物堆积厚度大于 1km 的地方。这些沉积体不仅指严格意义上的沉积盆地, 即意指显著沉降的地带(Bally 和 Snelson, 1980), 而且也指在抬升的大洋地壳、克拉通穹窿等上面的碳酸盐滩堆积, 这些堆积经过漫长的地质年代已经石化了。不过, 从油气生产和生产潜力来看, 沉降时间长, 沉降幅度大的沉降带中的沉积盆地是最重要的。

从历史的角度来讲, 盆地研究的理论和方法是在许多不同观点的基础上发展起来的, 例如有: 地层层序及其与海平面升降的关系(Sloss, 1950、1963)、地槽学说(Kay, 1947、1951; Aubouin, 1965)以及最近的板块构造理论。沉积盆地的位置和驱动机制, 与不连续的、相对刚性的板块的运动以及与下伏地幔的热对流系统密切相关, 同时这些板块还代表着地球冷却的热力学边界层。地球的外壳由一些较薄的刚性板块组成, 这些板块处于相互运动状态。这种相互运动产生了板块边界力, 后者可以传播得相当远, 直至板块内部。因此, 沉积盆地处在由于板块运动产生的应力环境中, 此外, 板块位于不断进行着缓慢热对流的地幔之上, 因此盆地基底的岩石圈也要受到差异热应力的作用。本章只介绍一些关于板块构造和地球结构的基本概念, 以帮助解释沉积盆地的位置和演化。此外, 从下列学者的论文中有更详尽的内容: Wyllie (1971); Cox (1973); LePichon, Francheteau 和 Bonnin (1973); Windley (1977); Smith (1976); Cox 和 Hart (1986)。有关地球物理性质知识可参阅有关地球物理教科书: Garland (1971) 以及最新的 Bott (1982)。

地球的内部基本上是由一些同心层组成, 其划分依据是:

①组成成分的变化;

②力学的或流变学的变化。

1.1 地球组成的分层性

地球有三个主要组成单元: 地壳、地幔和地核(图 1.1)

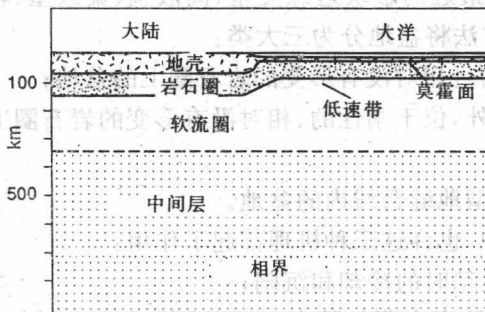


图 1.1 地球的主要组成及其流变学分界

尽管在大陆地壳内存在着强烈的组成变化, 但最重要的组成分界是在地壳和地幔之间, 地壳底部的标志是莫霍面。流变学的主要分界在岩石圈和软流圈之间, 岩石圈具有足够的刚性, 能够形成粘板

平缓, 更连续地增加。

1.1.1 大洋地壳

地壳是地球的外壳, 其岩石密度相对较低。大洋地壳较薄, 厚度大约是 4~20km, 通常为 10km, 平均密度约为 2900kg/m^3 。大洋地壳由许多层组成, 它们反映了洋壳的生成方式。上层(第 1 层)为未固结的或固结较差的沉积物, 一般厚达 0.5km; 中间层(第 2 层)为玄武岩, 由枕状熔岩和海底火山喷发产物组成; 第 3 层为辉长岩和橄榄岩, 它们可以作为母岩, 通过分异作用产生第 2 层的玄武岩。从地震波速度来看, 大洋地壳为明显的层状构造, 但最近的观点认为, 大洋地壳中的地震波速随深度的增加而更

尽管海洋占据地球表面的 60% (约 $3.2 \times 10^9 \text{km}^2$), 但与大陆地壳相比洋壳的寿命是极其短暂的。这是因为随着时间的推移, 洋壳不断冷却, 相对于下伏层来说它在重力上变得不稳定, 因而被消减掉了。这样就可以解释为什么今天的大洋中最老的大洋地壳为侏罗纪。

1.1.2 大陆地壳

大陆地壳较厚, 为 30~70km, 平均厚度约 35km。原来认为陆壳分为两层, 每一层的组成和密度均有明显的不同: (1) 上层物性类似花岗岩、花岗闪长岩或闪长岩的物性, 其上覆有较薄的沉积岩盖层, 因此叫作“花岗岩质层”, 厚度为 20~25km, 密度为 $2500 \sim 2700 \text{kg/m}^3$ 。但因为它平均密度比花岗岩的密度要大, 所以“花岗岩”一词会使人产生误解。(2) 下层主要是玄武岩质, 但是在深度大于 25km 的压力和温度下, 岩石呈麻粒岩状, 或相当于高温高压榴辉岩、角闪岩, 下层密度为 $2800 \sim 3100 \text{kg/m}^3$ 。实际上, 这两层之间也许没有清楚的界限, 而可能是成分随深度的加深连续变化。

在有些地区, 特别是在消减大陆边缘, 地壳

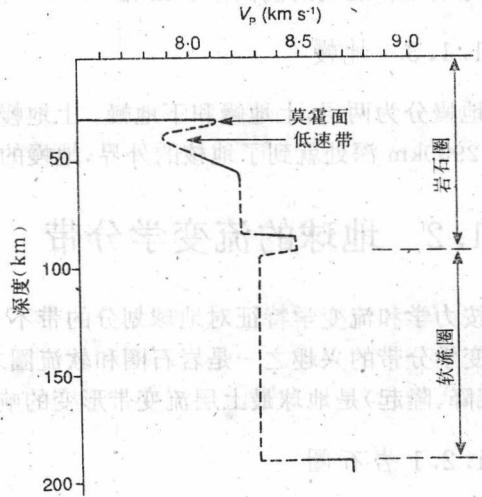


图 1.2 西欧地下 P 波的速度—深度关系图表明莫霍面下有“低速带”(据 Hirn, 1976)

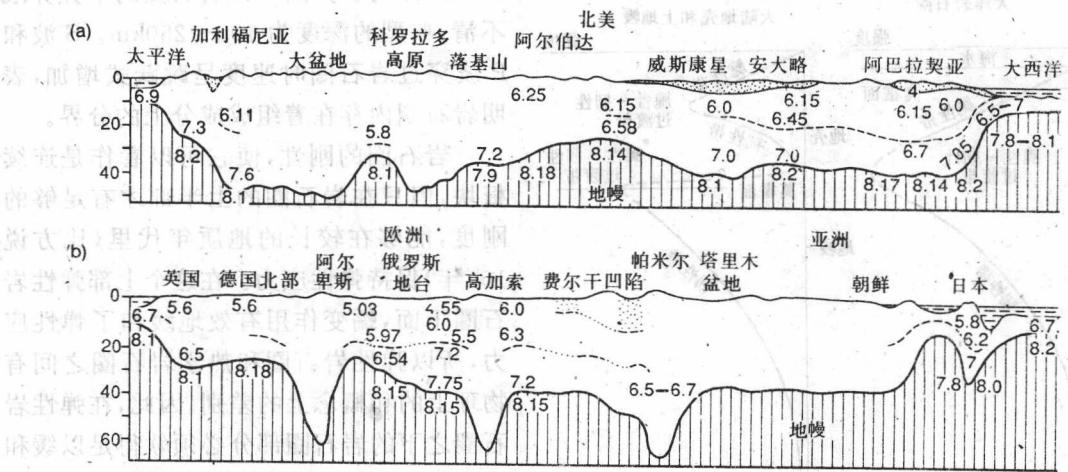


图 1.3 根据 P 波速度计算的横跨大陆地壳的厚度变化 (据 Holmes, 1965)

山区的地壳根基发育较好, 例如在欧亚剖面中的阿尔卑斯山脉、高加索山脉和帕米尔高原 (a) 北美洲大陆; (b) 欧亚大陆

的特点和厚度处于典型的洋壳和陆壳之间, 为过渡型地壳。这可能是由致密侵入体的侵入作用、变质作用以及与拉伸作用有关的其他地质过程引起的。

地壳岩石的密度信息, 主要是通过观察地震记录上地震波穿过各层的速度, 并结合各种岩

石材料的室内试验得到。本世纪初,地球物理学家 Mohorovicic 就发现了低速层的存在。在地壳——地幔的分界面上,P 波〔纵波〕速度显著增大;这种速度的骤然增大反映了岩石密度相应增大(图 1.2)。该分界面称作 Mohorovicic 不连续面或莫霍面。莫霍面的深度变化相当大,这可以从横跨欧亚和北美的剖面中看出(图 1.3)。

1.1.3 地幔

地幔分为两层,上地幔和下地幔。上地幔延伸到 $680 \pm 20\text{km}$ 深处,并伴有相变。地幔延伸到约 2900km 深处就到了地核的外界,地幔的密度随深度的增加而增加。

1.2 地球的流变学分带

按力学和流变学特征对地球划分的带不一定与按成分划分的带相符。盆地分析研究者们对流变学分带的兴趣之一是岩石圈和软流圈之间的分异作用。这是因为沉积盆地中的垂直运动(沉降、隆起)是地球最上层流变带形变的响应。

1.2.1 岩石圈

岩石圈是地球的刚性外壳,它由地壳和地幔的上部组成,它的热学厚度和弹性厚度之间的差别是需要着重注意的地方。一般认为(如,Parsons 和 Sclater, 1977; Pollack 和 Chapman, 1977),岩石圈底部的标志是一个 $1100 \sim 1300^\circ\text{C}$ 的等温面,这个温度为地幔岩石的凝固温度。这一概念定义为“热学岩石圈”。大洋底下岩石圈厚度。从洋中脊的约 5km 到大洋最冷部位的

100km 不等。大陆下面岩石圈的下界界限不清,典型的深度为 $100 \sim 250\text{km}$ 。S 波和 P 波穿过岩石圈时速度呈跳跃式增加,表明岩石圈内存在着组成成分上的分界。

岩石圈的刚性,使它可以看作是连续板块,但只在岩石圈的上半部才有足够的刚度;能够在较长的地质年代里(比方说 10^9 年)保持弹性应力。在这个上部弹性岩石圈下面,蠕变作用有效地缓和了弹性应力,所以弹性岩石圈和热学岩石圈之间有物理上的和概念上的差别。因此,在弹性岩石圈之下的岩石圈部分必须软得足以缓和弹性应力,但又要有足够的刚度来固定地表板块。

大洋岩石圈和大陆岩石圈的强度是不一样的(图 1.4)。大洋岩石圈强度最高的部分出现在深度 $20 \sim 60\text{km}$ 之间的地幔中,向下岩石圈韧性增大。大陆岩石圈的流

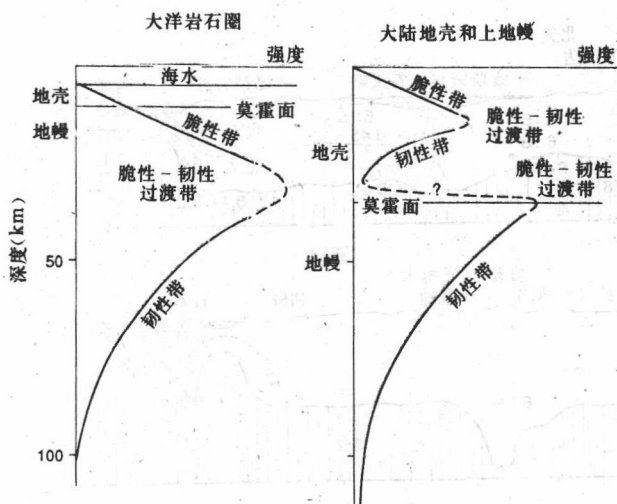


图 1.4 大洋岩石圈和大陆岩石圈的屈服强度

与深度的关系曲线(据 Molnar, 1988)

大洋岩石圈有很强的弹性核,深度一直延伸到 50km 以下;大陆岩石圈在其地壳的下面有一弱的塑层,这使得按流变分层的结构,象一个果酱三明治结构。岩石圈的上部能在几个地质时期储存弹性应力。热学岩石圈底部为一力学边界,它分隔相对高强度的岩石圈外壳与非常软弱的软流圈

变学分带性特别明显。

特别是上部地震活跃的脆性带,可覆盖于大体上具有韧性变形作用的无震带上。这种中一下地壳(?)韧性带已成为上地壳大断层的滑脱面(如 Kuszniir 和 Park, 1987)(见 3.1.6.1 节和 3.33 节)。在大陆岩石圈的地幔中还有第二个较深的强度较高的过渡层,在这里偶而发生地震(Chen 和 Molnar, 1983)。

此外,在岩石圈的地幔中也有非均质性,尽管其非均质性较地壳的弱。西欧的地震学研究表明,(Hirn 1976)在莫霍面以下,岩石圈的成层性特别好(图 1.2)尤其是在莫霍面下 10~20km 之间,有一个 P 波低速带。因为这个 10km 厚的层的凝固温度远远超过了实际温度,因此不能用部分熔融作用进行解释,而橄榄石的水化作用(蛇纹石化作用)却可能是它的成因机理。然而不管原因是什么,当受到切向构造力作用时,该低速层可以作为上岩石圈和岩石圈下部之间的一个分离带。有几个例子可以明确地演示该层的隔离作用。

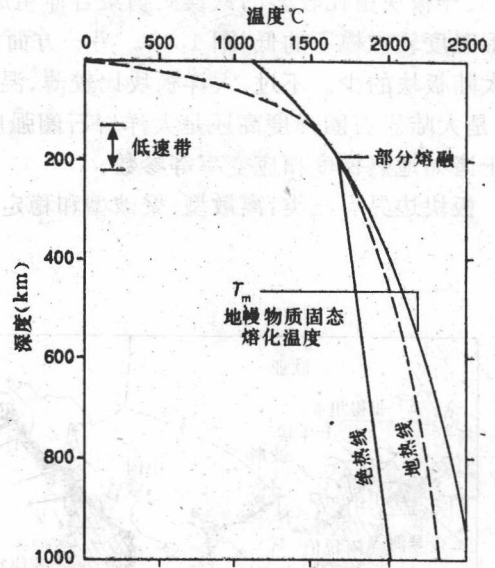


图 1.5 温度、地热、地幔物质的固态熔化温度三者随深度的变化特征
当凝固曲线(T_m)和地热曲线相切时,地幔中就可能发生部分熔融作用,结果形成了地震波低速带

下伏的软流圈比岩石圈更软弱,较易流动形变。现已知软流圈的上部为低速带,这里 P 波和 S 波传播速度明显降低,估计是由于部分熔融引起的(图 1.5)

从沉积盆地发育的角度来说,对地幔和地核进行力学上的细分,没有多少直接关系。

1.3 板块运动

板块之所以能进行构造运动,是因为岩石圈为一凝固的具流变性的“板块”。通过研究大地震震源机制,观察震中的分布、研究大洋盆地中的磁场分布,我们得出了板块相对运动的概念。板块运动的特点和速率从许多方面控制着盆地的地质动力环境。这里,我们仅提供关于板块运动的简要基础知识。而诸如 LePichon 等(1973)、Cox 等(1973)编写的教科书,以及 Isacks、Oliver 和 Sykes(1968)的综述报告可提供更多的信息。

地震活动的全球模式,是地震频繁发生在连续的,狭长的地带,而活动带周围的广大区域则比较稳定(Barazangi 和 Dorman, 1969)。这些狭长的地震活动带即为板块的边缘。大洋板块边界可以非常清晰地划定,而大陆板块边界则稍微模糊一些。在一些板块边界上,震中深度达 650~700km,这表明在这个深度有一种地质过程能使脆性物质发生与塑性变形有关的转化。这种板块消亡的过程就是大洋地壳较年轻和震中集中分布的原因。板块内部地震活动并不频繁。这一事实,反映了板块的相对运动都集中在其边界上。

岩石圈板块容易沿水平轴方向发生弯曲形变,但很不容易沿陡峭倾斜轴扭转。这后一种强度特性使我们在模拟地表板块运动时可以假定:除了在板块边界处,板块内部不发生形变。但

污损

怎样对大洋岩石圈和大陆岩石圈的强度进行比较呢？关于这个问题有各种不同的观点。一方面，大洋板块由比较多的铁镁矿物集合体组成，因而其强度较高，而大陆板块含有石英，其塑性变形温度较橄榄石的低(图 1.4)。另一方面大洋板块内象老基底断裂系那样的地质软弱带也比大陆板块的少。不过，大洋板块比较薄、温度也比较高，因而在受力条件下，更容易弯曲。可见，是大陆岩石圈强度高还是大洋岩石圈强度高，这个问题是矛盾的，而且其强度还部分地取决于诸如地热梯度和应变率等参数。

板块边界有三类：离散型、聚敛型和稳定型(图 1.6)。

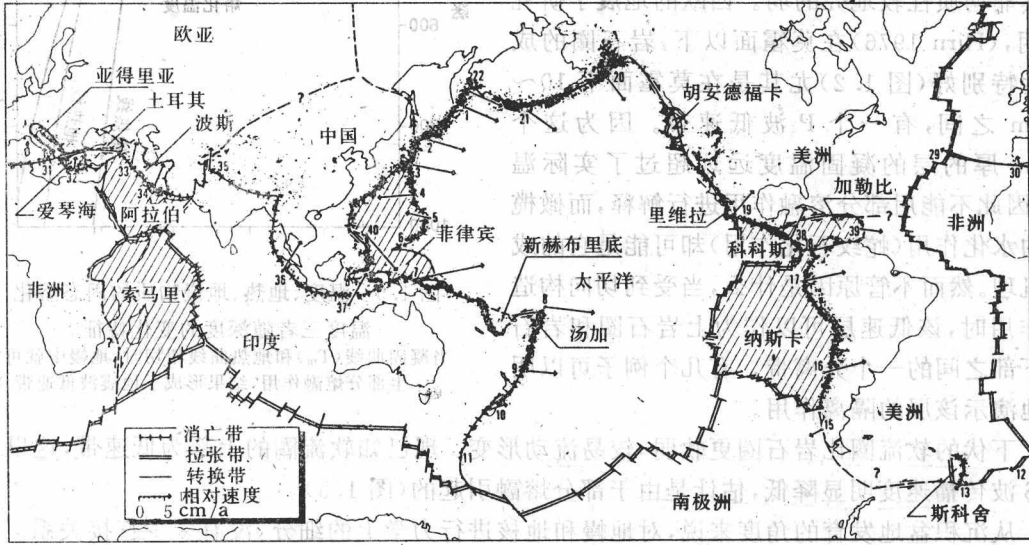


图 1.6 目前地表岩石圈板块的分布，它表明板块边界的三种主要类型(据 Le Pichon 等, 1973)

(1) 离散边界

典型的离散型边界是作为大洋盆地的扩张中心的洋中脊。在这里，根据记录有地磁反转时序的磁性带(Vine 和 Matthews, 1963)就可估算离散板块运动的速度。具有走向滑移的转换断层，能够水平错断离散边界，使边界分成若干段。

(2) 聚敛边界

聚敛边界有两类：

①俯冲边界，大洋岩石圈吃掉下行板块。洋—洋边界(例如马里亚纳群岛的边界)的特点是有发育良好的海沟和火山岛弧，而洋—陆边界(如安第斯山脉西部的边界)由一海沟和一个有剧烈深成活动的大陆岩浆弧组成。

②碰撞边界，大陆岩石圈吃掉下行板块。如果两个板块都为大陆板块(如阿尔卑斯山脉或喜马拉雅山脉一带的情况)，下行板块的浮力抵制俯冲作用，于是导致了强烈的、广泛的形变。这种情况较不普遍，即大洋岩石圈掩覆在依附于俯冲大洋岩石圈的大陆岩石圈之上，如台湾的情况那样。

(3) 稳定边界

稳定边界, 出现于两个相邻板块作平行运动的地方, 因此以转换断层为主。

板块之间的相对运动可引发地震, 地震活动沿板块边界集中分布便说明了这一事实。地震沿海沟, 洋脊和转换边界发生, 但这三种边界上所发生的地震都明显不同:

①沿洋脊发生的地震的特点是, 震级从小到中等, 震源深度较浅, 在 10km 以内;

②沿转换边界所发生的地震较大, 震源深度可达 20km;

③沿俯冲边界所发生的地震特别大, 震源较深可达 700km (图 1.7)。

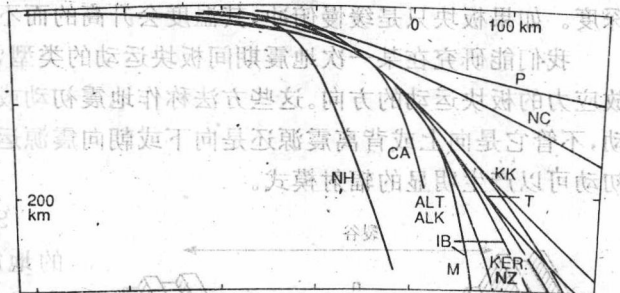


图 1.7 震源沿 Benioff 俯冲带的分布

(据 Isacks 和 Barazangi, 1977)

NH-新赫布里底群岛; CA-中美洲; ALT-阿留申群岛; ALK-阿拉斯加; M-马里亚纳群岛; NZ-新西兰; T-汤加; KK-千岛群岛-勘察加半岛; NC-智利北部; P-秘鲁; IB-Izu-Bonin; KER-Kermadec

地震特别大,

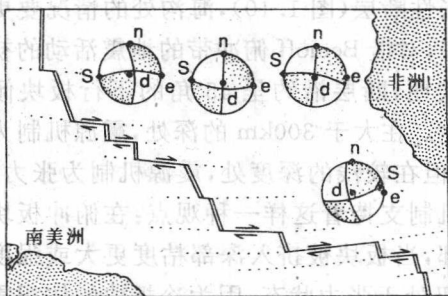


图 1.8 位于断错大西洋中脊的转换带上的地震初动

(据 Sykes, 1967)

下图为确定与上图两个最东部的地震有关的板块相对运动所使用的初动资料。圆点表示挤压, 圆圈表示扩张, 十字表示离节平面 (代表活动断层面) 非常近的观测站

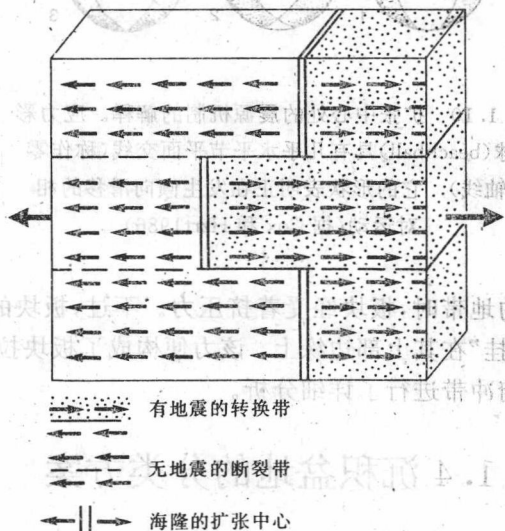


图 1.9 与扩张洋脊和转换带有关的板块运动。

只在板块沿连接各段洋脊的转换带上有活动剪切作用

时才发生地震

(据 Cox 和 Hart, 1986)

人们认为在沿转换边界和洋脊的较浅部位不发生地震的原因是流变性从脆性(断裂前能储存弹性应力)转变为塑性(出现蠕变)。这种转变在 600~900°C 范围内发生, 相当于沿转换带的 20~30km 深处; 但沿洋脊较浅, 大约仅 10km, 这是因为同样的温度, 在洋脊的高程要比转

换带的高。相反地,在俯冲带如果板块迅速下沉,它的温度则保持低于其环境温度,脆性形变能发生在很深的地方。因此,沿俯冲带发生的地震震源可能很深。板块俯冲的速度会影响震源的深度。如果板块只是缓慢俯冲,其温度会升高的而不能在很深的地方发生地震。

我们能研究在某一次地震期间板块运动的类型,计算出地震时所释放的应力,进而确定释放应力的板块运动的方向。这些方法称作地震初动或震源机制研究,因为这是地表的第一次震动,不管它是向上或背离震源还是向下或朝向震源运动。走向滑移断层、正断层和逆断层上的初动可以产生明显的辐射模式。

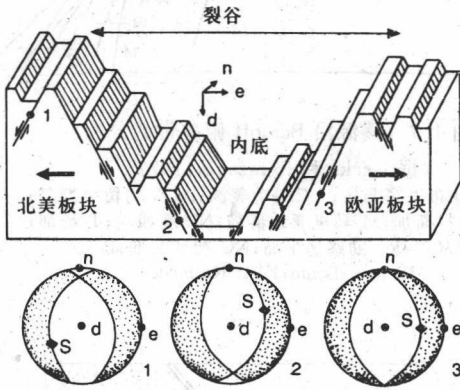


图 1.10 扩张中心处的震源机制的解释。应力彩球 (beachball) 具有几乎水平节平面交线 (称作零轴线) 它的形状表明正在发生倾向滑移的相对运动 (据 Cox 和 Hertz 1986)

Sykes (1967) 对沿大西洋中脊转换带发生的地震进行了研究 (图 1.8), 指出板块运动的方式为北部板块朝东, 南部板块朝西的走向滑动, 这是右旋运动, 尽管它与由洋脊的水平断错所指出的运动相反, 但它支持了板块构造对转换带的剪切活动只发生在洋脊片段之间, 而不是在此范围以外的解释 (图 1.9)。在扩张中心产生的地震与转换带上产生的地震有很大差异。初动研究表明, 大洋中脊中的断层为倾向滑动和张性断层 (图 1.10), 海沟处的情况要更为复杂些, 对沿 Benioff 俯冲带的地震活动的初动研究表明, 断层沿约呈 45° 角的下行板块倾斜面发生。在大于 300km 的深处, 震源机制为挤压力; 但在较浅的深度处, 震源机制为张力的。这种机制支持着这样一种观点: 在俯冲板块的最下部, 当板块被挤入深部粘度更大或强度更

高的地带时, 板块经受着挤压力。不过, 板块的上部仍处于张力状态, 因为冷板块的体积重力“悬挂”在其上部边缘上。该力便构成了板块拉力。Isacks、Oliver 和 Sykes (1968) 利用地震研究对俯冲带进行了详细分析。

1.4 沉积盆地的分类方案

最近普遍根据板块构造进行沉积盆地的分类。Dickinson (1974) 强调盆地的位置与岩石圈基底类型的关系、盆地离板块边缘的距离和最近的板块边界类型 (离散型、聚敛型、转换型)。这样通过改变板块的环境和板块与盆地之间的交互作用就能解释盆地的演化。据此, Dickinson 划分出五大类型的盆地:

- ① 大洋盆地;
- ② 裂谷大陆边缘;
- ③ 岛弧——海沟体系;
- ④ 缝合带;
- ⑤ 内陆盆地。

惹人注目的是在该分类方案中没有将与走向滑移或转换带有关的盆地划分为明显的一

类。这一不足由 Reading(1982)作了纠正。

Bally(1975)以及 Bally 和 Snelson(1980)把沉积盆地分为三族(表 1.1):

- (1)位于与巨型缝合带形成无关的、刚性的未形变的岩石圈之上的盆地;
- (2)与刚性的、形变较小的岩石圈上的巨型地缝合带有关的、但在地缝合带外部的盆地(近地缝合带盆地);
- (3)位于巨型地缝合带上且大部分包含在地缝合带以内的盆地(缝合带盆地)。

按油气工业对盆地进行分类的方案是由 Halbouty 等人(1970)提出的,后来由 Fischer(1975)和 Klemme(1980)进行了补充。Klemme 根据诸如线性、非对称性和剖面的几何形状等

表 1.1 Bally 和 Snelson(1980)的盆地分类

-
1. 位于刚性岩石圈之上且与巨型地缝合带的形成无关的盆地。
 - (1)与大洋地壳形成有关的盆地
 - ①裂谷.
 - ②与大洋转换断层有关的盆地.
 - ③深海平原.
 - ④横跨大陆地壳和大洋地壳的大西洋型被动边缘(陆缘、陆坡和高地).
 - a. 覆于早期裂谷系上.
 - b. 覆于早期的转换断层上.
 - c. 覆于早期的(3.(2)①)和(3.(2)②)型的弧后盆地之上.
 - (2)位于前中生代的大陆岩石圈之上的盆地.
 - ①克拉通盆地.
 - a. 位于早先的裂谷地堑之上的盆地.
 - b. 位于以前形成的(3.(2)①)弧后盆地之上的盆地.
 2. 位于与挤压型巨型地缝合带的形成有关的刚性岩石圈之上的近地缝合带盆地。
 - (1)位于靠近 B 型俯冲边缘的大洋地壳上的深海沟或海槽.
 - (2)前渊和下伏地台沉积或靠近 A 型俯冲边缘的大陆地壳上的深槽.
 - ①具有埋藏地堑的对冲断层,块断运动不强烈或根本没有.
 - ②断块作用为主.
 - (3)中国型盆地,伴有与挤压型巨型地缝合线有关的远源断块作用,但与 A 型俯冲边缘无关.
 3. 缝合带盆地,位于挤压型巨型地缝合带之上,且大部分包含在地缝合带之内。
 - (1)与 B 型俯冲带伴生.
 - ①弧前盆地.
 - ②环太平洋弧后盆地.
 - a. 弧后盆地,底板为大洋地壳,并与 B 型俯冲伴生(狭义的边缘海).
 - b. 弧后盆地,基底为大陆型或过渡型地壳,与 B 型俯冲伴生.
 - (2)弧后盆地,与大陆碰撞伴生,位于 A 型俯冲弧的内侧.
 - ①位于大陆地壳上,或为潘诺尼亚型盆地.
 - ②位于过渡型和大洋地壳上或为西地中海型盆地.
 - (3)与地缝合带巨型剪切系统有关的盆地.
 - ①大盆地(Great Basin)型盆地.
 - ②加利福尼亚型盆地.
-

结构特性将盆地分成八大类,这些结构特征本身与构造环境和盆地的演化关系十分密切。

由于 Klemme 的分类主要是根据烃类特征而不是按根本地质特征对盆地进行分类的,因而很多沉积盆地在其演化中从这一类变成了另一类,再变成其他的类型。而多地史或多旋回盆地的概念是有用的。该分类法没有考虑盆地形成和发育的机制,因而几乎没有提供解释盆地的方法。

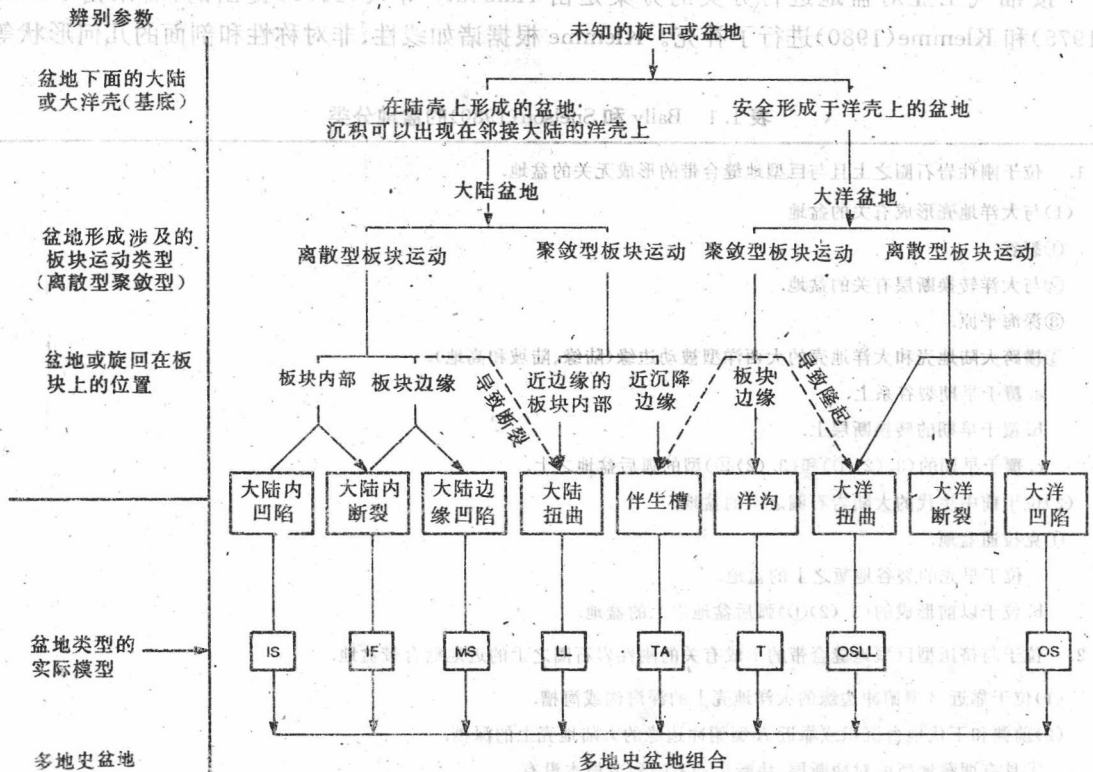


图 1.11 Kingston 等(1983 a)按照岩石圈底层的类型、板块的相对运动和盆地在板块上的位置对盆地进行的分类

对沉积盆地进行分类从而获得一些边缘盆地的远景预测,通常是工业分类的目的,例如 Huff(1978)和 Klemme(1980)的分类方案,已被埃克森(Exxon)石油集团(Kingston, Dishroon 和 Phillips, 1983 a, b)采用,并研究出划分盆地的公式,因而使得盆地之间进行的比较更容易,并能迅速对油气远景作出评价。这种分类体系(图 1.11)再次将盆地置于原来的构造背景中(岩石圈底层、板块运动的类型和盆地在板块上的位置),这使人联想起十年前 Dickinson 的分析。按三种主要因素对盆地进行分类:

- ①盆地形成的构造背景;✓
- ②充填盆地的沉积层序;✓
- ③使盆地发生改造的构造环境。✓

这里很多盆地仍被认为是多地史的,并且每一类型的盆地油气潜力各不相同。