美国石油地质学家协会进修丛书

[美] O.E.韦 塞著

深水砂岩油藏
古代实例和现代概念

石油工业出版社

1.64

美国石油地质学家协会进修丛书(六)

深水砂岩油藏
古代实例和现代概念

〔美〕O. E. 韦塞 著

吴 伟 译　　陈景山 校订

00263818

200367423

石 油 工 业 出 版 社

内 容 提 要

全书共三部分。第一部分论证了现代和古代浊积岩研究，主要包括密度流、重力沉积物的定义，浊积岩的重要性及其形成因素；浊积岩的沉积地形；浊积物流动条件等。第二部分介绍“深海钻探计划”（印度洋及太平洋东北部）的取芯结果。第三部分讲述了其他深水搬运机制。

本书可供石油地质技术人员、科研人员及院校师生参考。

Oscar E. Weser

Deep-Water oil sand Reservoirs-Ancient Case Histories and Modern Concepts

AAPG Continuing Education Course Notes Series *6

Second Printing, November, 1978

•

美国石油地质学家协会进修丛书(六)

深水砂岩油藏

古代实例和现代概念

〔美〕O. E. 韦塞 著

吴伟 译 陈景山 校订

•

石油工业出版社出版

（北京安定门外外馆东后街甲36号）

人民交通印刷厂排版印刷

新华书店北京发行所发行

•

787×1092 毫米 开本 5 1/2 印张 1 插页 132千字印 1—5,000

1983年1月北京第1版 1983年1月北京第1次印刷

书号：15037·2384 定价：0.65元

序　　言

作者从1952年到1971年在南加利福尼亚担任加利福尼亚美孚石油公司雇员时，曾有机会研究由各种各样搬运营力沉积成的储集层。由于该地区的浊积岩具有较重要的经济意义，故把研究工作的重点放在深海浊积岩沉积上。工作的最终目标是更好地确定浊积岩沉积的形态和分布型式。这样做能够提高预测地下浊积岩沉积的产状和性质的能力。另一个目标是研究形成浊流所必需的环境因素。

浊积岩的研究方法是：将较老岩层中浊积岩的地表特征和地下特征绘制成图，然后将这些成果和较新的浊积岩，特别是岸外盆地附近的浊积岩的研究成果进行比较。附图中(见下页)描绘的是岸上的洛杉矶盆地和文图拉盆地具有老地层以及近岸的圣巴巴拉盆地、圣莫尼卡盆地和圣佩德罗盆地的位置图。将这两类盆地进行比较十分恰当，因为今天影响加利福尼亚州岸外一些未填满的盆地中沉积作用的环境因素似乎和古代地层沉积时应该存在的环境因素是相似的。古代地层的井下特征主要通过研究岩芯、电测曲线和地球物理记录来鉴定。

另外还进行了文献调查和对世界上其他盆地的浊积岩沉积进行了野外调查，作为南加利福尼亚诸盆地研究工作的补充。

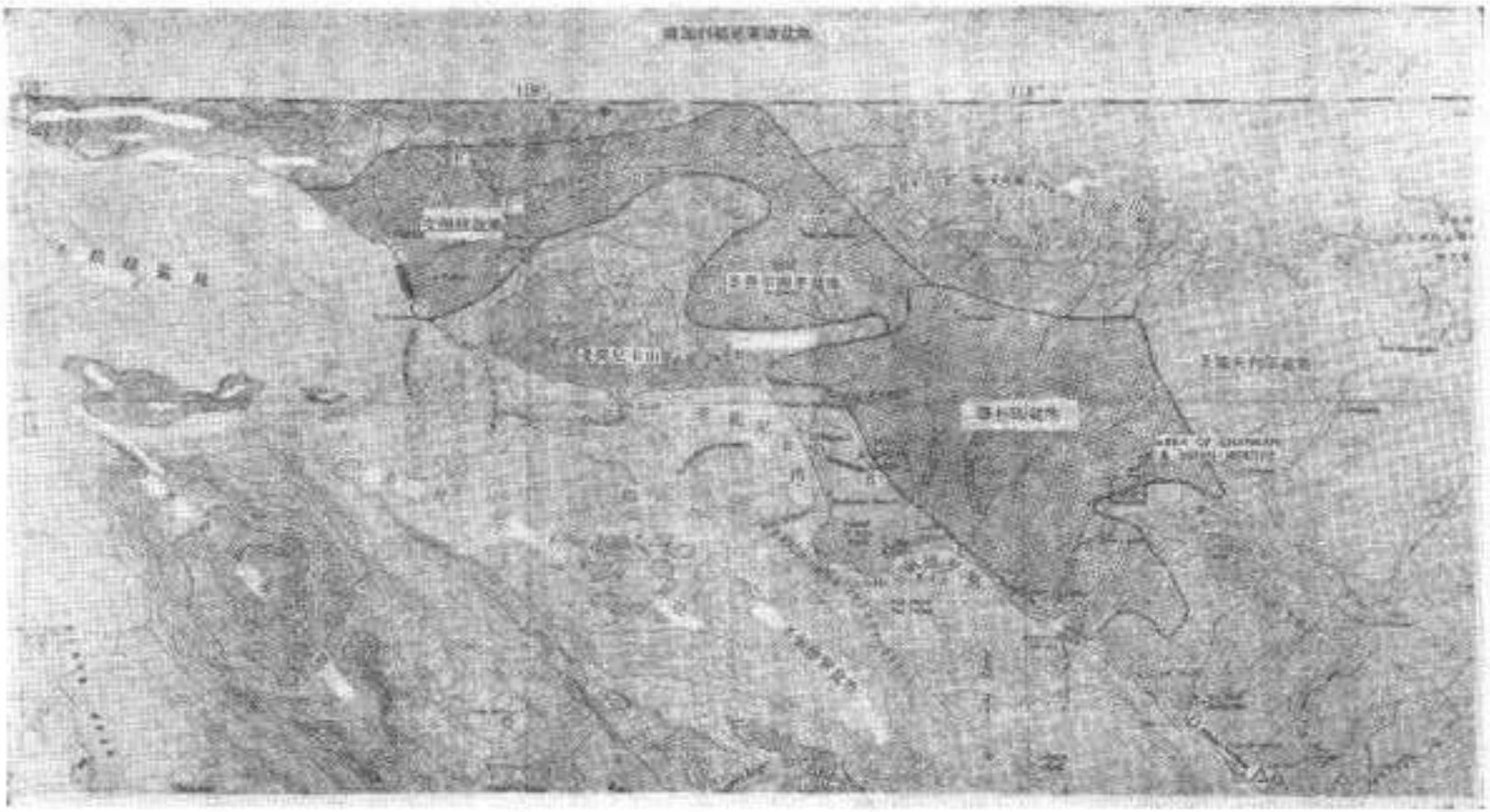
以前许多研究项目的成果和结论均汇编在加利福尼亚美孚石油公司的一本内部出版物中。该出版物的材料稍经修改构成了本书的第一部分。

从1971年以来，作者受雇于“深海钻探计划”(Deep Sea Drilling Project)(DSDP)继续研究浊积岩。研究工作包括鉴定“深海钻探计划”所钻许多口井取到的大量岩芯和地震资料。根据这些资料作出的解释进一步证实了第一部分中所讨论的浊积岩的形态和分布型式。由此得出的文稿和综合材料构成了本书的第二部分。

为了研究深水砂岩油藏，作者曾研究了非浊积砂的搬运机理。即构成了本书的第三部分。遗憾的是，对现代地层和古代地层中这种机理形成的沉积物的辨认仍很肤浅。有关这个主题的文章发表得较少，而且许多是有争议的。因此，工作重点要放在弄清这种搬运机理上，并进一步研究其所形成的环境因素。一个地质学家掌握了这些因素的知识就能够预测古代盆地沉积剖面中是否存在这些因素的产物。这种沉积物的沉积特征的某些讨论已包括在讲座报告中。因此第三部分只列出标题。

作者感谢加利福利亚美孚石油公司允许我出版本书的第一部分。同时衷心地感谢许多过去的和现在的同事，他们通过真诚的讨论帮助作者，使作者的一些想法能够系统起来。最后，作者还要感谢有关工作人员提供了许多很有用、很有价值的图件。有些作了修改的图均得到了原作者的认可。

O.E.韦塞



附图　南加利福尼亚的陆上盆地和海上盆地（图内表示出了横剖面的地点）

目　　录

第一部分　现代和古代浊积岩的研究
第一章　定义和术语……1
A.密度流的定义……1
B.重力沉积物和正常沉积物的定义……2
C.近端相和远端相的定义及特征……3
第二章　浊积岩的重要意义……5
A.地质意义……5
B.生油岩-储集岩的关系……5
C.经济意义……7
第三章　形成因素……8
A.足够的水深……8
B.足够的坡角……8
C.实际的海退……9
第四章　环境旋回概念……13
第五章　与浊积岩沉积作用有关的侵蚀方式和沉积方式……17
A.浊积岩的沉积地形与其他沉积地形的关系……17
B.海底峡谷……17
C.海底冲沟……19
D.海底扇和海底沟道……21
E.海底滑积裙……23
F.深海平原……24
G.深海平原间沟道……24
H.洋中沟道……26
第六章　浊积物流动的条件……28
A.速度……28
B.时间……30
C.体积……30
D.厚度……31
第七章　加利福尼亚边缘地带的实例……32
A.各种自然地理单元上的沉积作用……32
B.盆地充填作用的阶段和时期……36
C.海底峡谷的活动性……40
D.圣莫尼卡盆地的地震剖面……42
第八章　古代浊积岩的特性……45
A.远端相……45

参考文献……54
第二部分　“深海钻探计划”的取芯结果……56
A. 印度洋……56
B. 太平洋东北部……71
参考文献……82

第一部分

现代和古代浊积岩的研究

第一章　定义和术语

A.密度流的定义

地质工作者一般要问的一个问题是："浊流的定义是什么？"通常，这个问题既可以用纯水动力学理论的几句话来回答，也可以用一篇包括流体运动数学问题在内的长篇论文来回答。但这两种回答通常仍使地质工作者迷惘如初。

"浊流"这个术语，或许把它和二十年代气象工作者描述一定的空气质量所创立的术语——密度流联系起来最容易理解。后来密度流这个术语也曾用于流体力学研究。简单地说，密度流是一种气体或液体在另一种密度几乎相等的气体或液体下面或上面流动的气流或液流。密度差可能由于温度或成分变化而造成的，结果形成了其密度比周围介质或大或小的密度流。这种密度流的一个特点是它们相对于周围气体或液体的密度差是均匀分布的。还有密度差不是均匀分布面是较大密度位于其底部的各种密度流。这种密度差完全是由于呈悬浮态搬运的沉积物颗粒的不均匀分布引起的。它可能产生于空气或水中。在空气中发生的密度差是火山喷发的结果，其沉积物即通常所说的熔结凝灰岩。水中发生的密度差可以进一步细分成三种类型。第一种类型，其密度小于周围水体的密度。它作为表流流动，通常从空中看到的是洪水期河口外的泥水卷流(Plume)。这种悬浮沉积物的卷流能延伸到岸外好几英里远。卷流中推移质的沉积，形成具有递变层理的薄沉积层。粘土级和细粉砂级物质被一种叫做低重流(hypopycnal current)的流搬运。

第二种类型是在中等水深搬运其携带的沉积物。一种叫做等重流(homopycnal flow)的流，可以通过陆架细粒碎屑因长期受风浪作用而重新悬浮而成。这种搬运作用也包括完全是细粒沉积物的移动。

上述两种类型的特征是它们和周围海水之间的密度差较小。

第三种类型，相对上面的流体而言，具有相当大的密度差，所以，它沿着盆地底部流动。一种叫做超重流(hyperpycnal flow)的密度流通常被称为浊流(turbity currents)或者浊层流(turbid layer flow)。石油地质工作者比较关心前者，因为它能搬运粗粒碎屑。然而，浊层流的潜力也不应忽视，它搬运的粉砂物质也能充当储集岩。不管是什么类型，各种密度流都要求一种能使它们运动的力。对浊流来说，运动是由作用于不稳定沉积物堆的重力引起的。那种影响是否能发展成浊流，取决于沉积物堆的体积和组成、陆坡倾角和沉积物搬运的距离。假定一切因素都有利，当移位沉积物流到河口盆地底时，就会形成浊流。

B.重力沉积物和正常沉积物的定义

有时与近端相(proximal facies)内浊积岩共生的是一些成因上与滑动、滑塌、碎屑流等有关的地层。所有这些沉积物类型具有的一个共同特征是：它们都是受作用于不稳定沉积物堆积体的重力影响而开始搬运的。这些有关沉积物这里统称为重力沉积物(gravity sediments)。其成因是与通常使沉积物运动的动力，诸如风、浪和水流的力大不相同的。

就这种沉积物在盆地底的产状而言，在勘探工作中使用这种共同的术语(重力沉积物)是有用的，因此在储油层中一般也相互通用。然而，浊积岩在数量上通常比其他类型的沉积物多，因此在这本报告中，常用“浊积岩”这个术语，在辨认浊积岩时我们可能也要研究其他沉积物。

表1所示为早期文献中浊积岩这个术语的一些同义词。用得最广的术语是复理石、杂砂岩或深水沉积物。只有少数情况下才用滑动沉积物或滑塌沉积物这样的同义词，表明早期少数工作者把滑动相和滑塌相看作是浊流沉积物的一部分。对浊积岩和滑动沉积物或滑塌沉积物之间的过渡沉积物，常用的同义词是滑塌浊积岩(fluxoturbidite)。最近论述重力沉积物的著作，如沃克和默蒂(Walker and Mutti, 1973)认为这种沉积作用发生在这三种类型沉积物之间的连续统一体内。这就可以在露头上能辨认出重力沉积物的各种亚相。

表1 不同作者对不同地区的主要沉积相定的术语

*作 者	沉积物的术语			
	正常沉积物	远洋沉积物	重力沉积物	
			浊积岩	滑动或滑塌沉积物
加里东地槽	贝壳沉积物		笔石层	
阿尔卑斯山	磨拉石		复理石	野复理石
阿尔卑斯山	钙质沉积物		泥质沉积物	
*特西尔(Tercier)	磨拉石		brianconnaise	
哈茨山脉			蒙瓦克岩	
哈茨山脉			杂砂岩	
*费希尔(Fischer)			einschutt	
*施韦茨佐夫(Schwetzoff)	单岩碎屑沉积物		复岩碎屑沉积物	
纽芬兰和拉布拉	古勃兰统		magog	
俄克拉何马	阿尔布克岩		奥奇塔岩(ouachita)	
特里尼达	磨拉石	grisen	复理石	morros
*多肯(Dorreen)	原生沉积物		再沉积岩	乱石
*帕克哈姆(Packham)	浅水沉积物		深水沉积物	
东西地槽			allodapic	
*泽林斯基(Dzulynski)				滑塌浊积岩

* 为作者名。

重力沉积物可同另一大类碎屑储集岩对比。盆地重力沉积物在向岸方向上是浅海相砂岩和陆相砂岩。作为不同沉积环境的产物，浅海相和陆相砂岩与重力沉积物之间往往被细粒沉积层序隔开。浅海相砂和陆相砂由“正常的”营力(风，浪和水流)搬运，因此这些砂就称为正常沉积物。如表1指出，这种相也有许多同义词。被这些沉积物包围的各种不同环境的砂堆积，虽然在构造作用强烈地区，快速沉积作用的影响会使单独鉴定造成困难，但有时是能够

做到的。当认为盆地充填作用具有完整旋回时，把沉积物划分为正常沉积物和重力沉积物，为分辨地层提供了一种有用的方法。分隔两种主要砂岩储集层的远洋或半远洋沉积物的细粒包层，通常也充当这两种主要砂岩储集层之间的隔层。这种隔层能封住运移到重力沉积物内的一切石油，从而保存了重力沉积物的勘探远景。

在表1中作者所使用的术语很适用于不同盆地中相的粗分。它不仅把两种主要储集岩类区分开，而且也区分了露头中可作图的主要岩石单位。后面的讨论(见第四章)将描述盆地充填旋回中，主要沉积相之间的几何形态关系。

C.近端相和远端相的定义及特征

浊积岩的研究工作表明，有两种主要的相可以定义为近端相和远端相。这两种相是根据整个砂体形态、电测曲线的可对比性、粒度特征和沉积构造确定的。

近端相浊积砂有几种主要的明显特征。它们分布在一个形成沟道状(Channel-like)透镜体的沉积体(bundle)内。在盆地入口初始点，其长轴方向垂直于大陆边缘。当它们横越大陆隆或海底扇时，其方向会迅速改变；或者当盆地底倾角不同于这两种深海地形时，其方向也会迅速改变。在近端相沉积中，砂的百分含量变化很大，即使控制井很密，也很难追索出地下的单个砂体。造成这种困难的部分原因，是由于较老的砂段被侵蚀而代之以更年青的砂体。这种被侵蚀后又充填的数量变化很大，从单个沉积层一直到几百米厚的层段。层理不规则，泥岩夹层很少或者没有。因此，砂层叠覆的现象很普遍，储集层横向和垂向连续性很好。砂体内粒度变化很大，通常从粗砾到粗粉砂。四周的地层通常为粉砂质页岩。在井下，砂沟道(sand channel)的长轴方向和电测曲线容易对比的方向是一致的。相反，电测曲线很难对比，则表明电测曲线剖面的方向垂直于砂沟道。

在远端相内，砂体相对地呈席状。不管电测曲线剖面呈什么方向都很容易对比。利用测井资料或是地震资料都能在大而积地区内查明单个砂层。一般能够依据有限的资料为区域等厚图精确地预测砂岩百分含量。层理大都是平行的，单个砂层相互间通常被较细的远洋沉积物分隔。储集岩的垂向均一性比横向均一性要差。这些地层的粒度比近端相内的均匀，颗粒也比近端相内的细一些。

许多沉积学家对使用近端和远端两个术语，是有争论的。从六十年代中期起，这两个术语主要用来表示沉积物沉积时的流动状态。最初，这样使用(Walker, 1967)的结论是：较高速度的流动状态是盆地入口处浊积岩的特征(近端相沉积)，而低速度的流动状态是搬运得更远的沉积的特征(远端相沉积)。可是，不久以后，以沟道充填物为例子的近端相沉积和代表漫滩沉积(overbank deposits)或沟道间沉积(inter-channel deposits)的远端相沉积同时在应用(Haner, 1971; Nelson and Kulm, 1973; Bouma and Hollister, 1973)。沃克和默蒂(Walker and Mutti, 1973)根据层理特征、沉积结构和构造以及流动状态赋予浊积岩相一个比较全面的定义。

要精确地说明象笔者所用的近端相和远端相如何与沉积浊积岩的海底扇-深海平原地形联系起来，还是个问题。近几年，对这种地形所做的工作把海底扇分成上、中、下三段(Haner, 1971; Nelson and Kulm, 1973)或内、中、外三部分(Mutti and Lucchi, 1972)。也用过其他一些术语。一般都没有象沃克和默蒂于1973年(Walker and Mutti, 1973)所做的那样在它们之间进行直接比较。按照海底扇划分为上、中、下三段的标准，近端相结束和远端相开

始的地带可能位于中扇的下部某处。这可能是在沟道范围外分布的重要的横向沉积体最初发生的地点。

对于勘探地质工作者来说，将海底扇划分成三段可能比笔者所用的近端-远端的划分优越一些。凡是能够进行详细地面制图的地方，就能比较精确地恢复当地的古地理，也能较好地确定储集岩的轮廓。有时候，储集岩的轮廓还可外推到邻接的井下地区。然而，从实践的立场看，井下资料用这种细分等级有其局限性。一个盆地刚勘探时即使有比较完整的岩芯，也很难一开始就辨认出浊积环境（或其他任何环境）。只有随着地下资料，包括测井、地震和古生物资料的不断增加，这种或那种主要沉积环境的特征才逐渐暴露出来。一旦浊积环境被确定，盆地内的近端相或远端相地区就很容易查明。通常，也能确定它们接近近端相或远端相的相对程度。但是，作出这样的细分也可能是瞎懵的，尤其是在估计地层厚度相当大的地方。随着时间的推移，由于水深、陆坡倾角、粒度分布以及水流携带沉积物数量的变化，或者由于物源区的简单变化，都会引起流动状态的改变，从而使解释复杂化。在盆地的小部分地区，如在有大量井控制的油田范围内，可以将近端环境或远端环境的具体特征进行分类。但是，单单根据井下资料要确定海底扇的各个段是极困难的。因此，作者提出的近端-远端的区分，对于大多数井下研究来说，是一种比较切实可行的勘探手段。

第二章　浊积岩的重要意义

A.地 质 意 义

1.大陆地层

在大陆岩层中，浊积岩沉积作用的记录可往前追溯到前寒武纪。当然，从古生代、中生代一直到新生代都发现过浊积岩。在地理分布上虽然有些地区内浊积岩比另一些地区更常见，实际上分布是世界性的。十分明显，浊积岩都分布在活动带或沉积物注入速度很高的盆地内。也有资料记载，克拉通盆地和湖相沉积中有浊积岩。在各个大陆和许多岛屿上都确定有浊积岩。

在美国西部大多数州内都描述过浊积岩，在古海岸盆地中尤多。在瓦契塔褶皱带和阿巴拉契亚褶皱带内也发现过浊积岩。

直到五十年代初，才在文献中描述浊积岩。从那时起，浊积岩被确认的数字在稳定增长。因此，浊积岩已经从被认为是外来岩类的阶段，过渡到认为是许多类型盆地中的沉积充填物的正常阶段。在文献中出现过一些解释上的错误，有一些并不是真正浊积岩的沉积物而被描述为浊积岩。相反，许多不太典型的重力沉积却被解释为冰川沉积或三角洲沉积。

2.海相地层

活塞式取芯工作首先在更新世海相地层中发现了浊积岩。后来“深海钻探计划”的钻井工作表明新生代和中生代沉积中也存在浊积岩。在那些具有相当大的沉积物锥、深海平原和一些岛裙的大陆边缘或大型岛屿周围浊积岩特别普遍。它们甚至在开阔大洋内与海脊或海底滩相邻接的地方也有发育。世界各大洋的许多盆地都已鉴定出浊积岩。例如，在印度洋“深海钻探计划”的钻井工作结果表明，在八个主要盆地中有七个存在浊积岩。其分布面积使任何陆地上所看到的相形见拙，某些浊积盆地拥有几十万平方公里的洋底。图1表示世界各大洋表层沉积层中浊流沉积的分布情况。在这张图上，浊积岩不仅分布于深海平原区，而且分布在平滑海底的某些地段。“深海钻探计划”钻井时所发现的浊积岩地点（如果绘在图上的话）将会使这种沉积物的分布面积大为扩展。

B.生油岩-储集岩的关系

浊积岩沉积的一个重要特征是在这种环境内发育有理想的生一储关系。在正常情况下，整个浊积岩体，包括滑动沉积和滑塌沉积在内，被远洋沉积物的毯状层包住。这种毯状层的厚度可能是几米或几百米。这种远洋沉积物可作为不渗透隔层，使石油不会运移出浊积岩。它们通常也是很好的生油岩。因此，运移到浊积岩中的石油就会滞留在那儿。但是也有少数例外，这将在后面再讨论。这种远洋软泥除了包住整个浊积岩体以外，还能起分隔单个储集层的作用。这就使生油岩和储集岩的搭配更为有利，这也是油藏工程和油田开发所要考虑的一个因素。

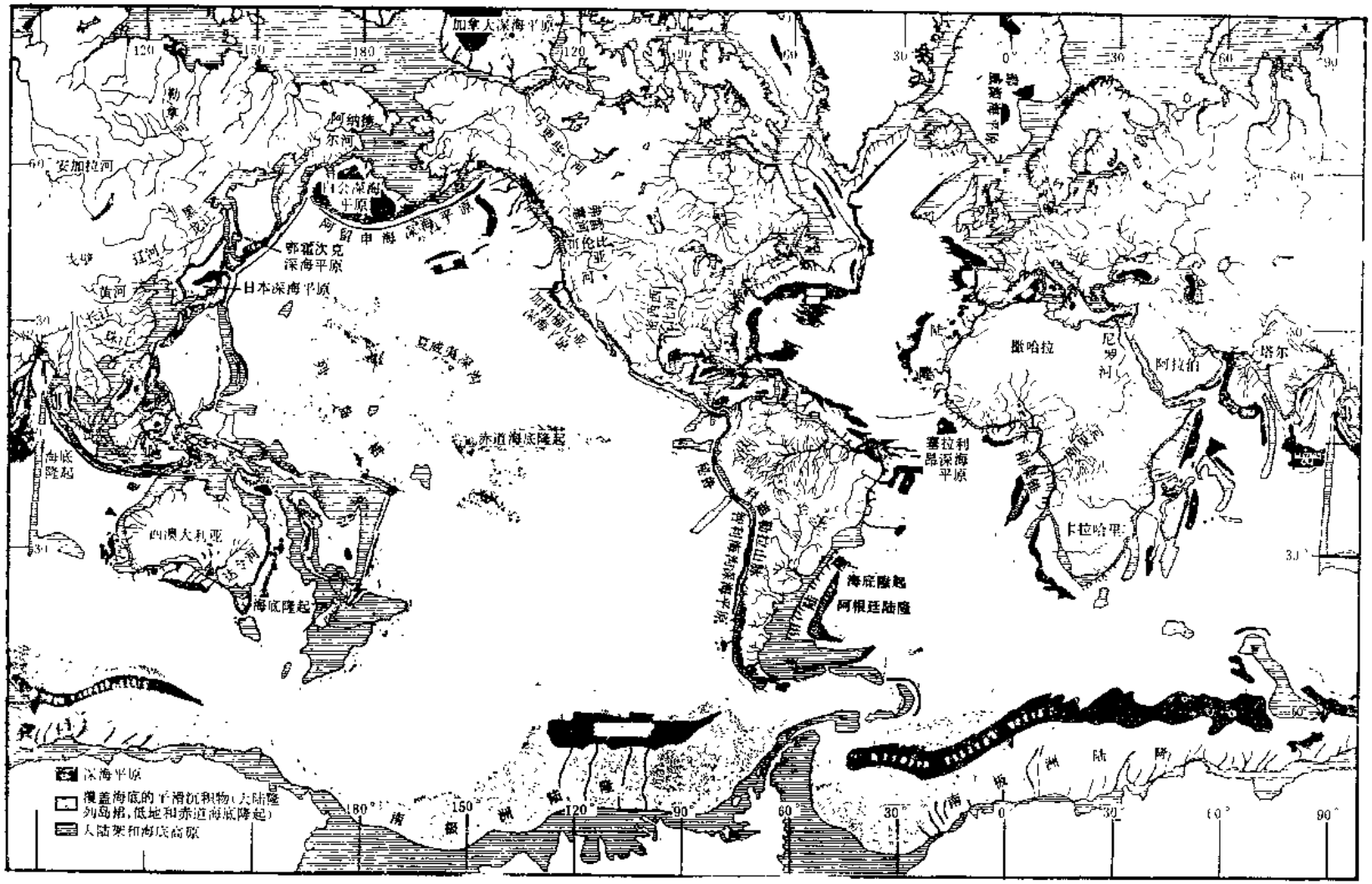


图 1　在表层沉积物中发现的、建造深海平原的浊积岩分布图
(据 B.C.Heezen and C.D.Hollister, 1971)

C.经 济 意 义

作者不熟悉世界范围内作为含油浊积岩的重要性。然而，在参考文献中发现有许多文章提到浊积岩产油。南加利福尼亚的浊积岩的经济意义可以通过图2的研究成果来判断。该图表明洛杉矶盆地和文图拉盆地内各种不同环境的石油产量。在洛杉矶盆地，截至1958年，属重力沉积物的储油层即占石油产量的99%。这个百分比一直保持到现在。而浅海相和陆相储油层只含已发现石油的1%。这个数字还包括了裂缝性基岩的产油量。在文图拉盆地内，到1958年为止，重力沉积物中所含的石油即占石油产量的83%。在这个盆地的海上部分圣巴巴拉海峡，这个比例可能还要更高一些。

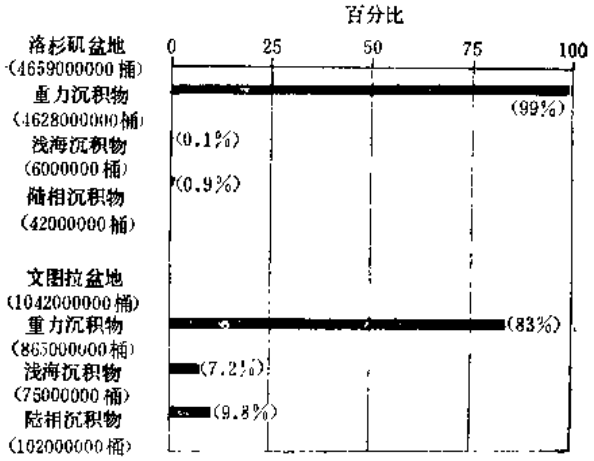


图2　南加利福尼亚各种不同环境的石油产量

第三章　形 成 因 素

发生浊流流动所必须的环境因素有三，它们是：足够的水深、足够的坡角和实际的海退。

A.足够的水深

“足够的水深”，对这个术语是有些争论的。一名地质学家的深水定义和另一名地质学家的浅水概念一致。最早在加利福尼亚州确定海相地层的最大水深时确定，与晚第三纪浊积岩有关的深度为1500米或1800米。在现代沉积物中曾在波多黎各海沟水深达8200米处取芯获得浊积岩。在更深的地方发现的其他平底深海海沟，据信也能接受浊积岩。因此，如果形成浊积岩所必需的其他因素都存在，那就没有理由相信，浊积岩会受到水深最大值的限制。

后来又提出了关于能够发育浊积岩的最小水深是多少这样的问题。在加利福尼亚州的上第三系老岩层中再次发现了有关证据。对圣莫尼卡山某些中中新世浊积岩判断，最小水深大约是100～125米。水深依据底栖有孔虫组合而定。在洋水中，文献(Hand and Emery,1964)中描述的最浅的产地是加利福尼亚岸外纽波特峡谷头部附近1米厚的递变砂层。该层位于目前184米水深。据描测，它是在更新世冰川期海平面处于低位时沉积的。如果这种推测是正确的，则我们就要从184米水深中减去90米或125米。这样，沉积时的最小水深就小于100米了。是否还有更浅的实例，还不能排除这个可能性。

目前提出100米左右水深作为海相浊积砂岩能够存在的最小水深。在这样的水深中，在砂的分布上当然必须考虑其他沉积机制。因此，单凭在这样深度找到的砂层是不能把它们定为浊积岩的。

B.足够的坡角

形成海相浊积岩第二个必要的因素是斜坡的不稳定性。换句话说，如果沉积物在它的所在地不能变得不稳定，则它们就不会下滑到深水中形成悬移流。造成不稳定性的临界角因地而异。例如在密西西比三角洲，四十多米厚的沉积物，休止角只有1度，也能超过其切变强度而滑塌到较深的水中去。

另一个例子是加利福尼亚湾，据记载，那里在倾角为7度的陆坡上堆积的沉积物仍是稳定的。这些沉积物实际上正在把大陆坡逐渐推进，或者实际上正在形成斜坡沉积(clinothem deposits)。

因此，人们发现沉积物的稳定角变化很大。引起这种变化的主要因素是颗粒形状、颗粒大小和沉积速度。在任何给定的陆坡上，快速沉积细粒沉积物时超过切变强度，要比慢速堆积粗粒沉积物时容易得多。这种易变性要求我们对每个沉积盆地分别确定，古坡角是否足以形成浊积岩。或许，作为陆坡不稳定性下限的合理平均值为3～5度，在那些没有大河流出的地方（前已指出），其值可能更高一些。

C.实际的海退

形成重力沉积物所必须的第三个因素是“实际的海退”。“实际的海退”是指任何能使沉积物进入斜坡可能不稳定的地区的机制。或者，更确切地说，是指任何使沉积物堆积在峡谷头、陆架或滩缘等地的机制。有四种可能的机制能够引起这种情况，它们是：（1）海平面下降；（2）大地构造作用；（3）有利的海岸线地形；（4）活跃的沉积作用。这些机制分别称为：（1）“海面升降性海退”；（2）“大地构造性海退”；（3）“地形性海退”和（4）“沉积性海退”。

1.“海面升降性海退” (eustatic regression)

如果海平面由于冰盖的再次推进而曾下降100米，则那时海岸线将处于陆架外缘，而不是处于内缘。因此，海岸沉积物就会沿着面临高坡角的地区堆积，而且比现在更容易下滑到深水中。这就是更新世一再出现的“海面升降性海退”的机制。这种世界性的海退可能是今天沿着大洋边缘、甚至沿着某些内陆海的边缘（即受到海平面升降变动的任何地区）发现许多海底峡谷的原因。这个概念起源于这样一种想法：大多数海底峡谷是由目前呈海底扇分布在河口以外的粗粒沉积物切割而成。然而，如果认为所有的海底峡谷都是在更新世形成，又不好解释了。因为确实有相反的肯定证据。

2.“大地构造性海退” (tectonic regression)

大地构造运动是另一种形成“实际的海退”的机制。在海岸山脉上升速度超过滨线侵蚀速度的地方能够使台地倾斜，海岸线发育呈狭窄的、倾斜陆架的地形。在这样的海底上堆积的砂，很容易滑塌到较深的水中去。

3.“地形性海退”

通过适宜的海岸线地形也能形成“实际的海退”。沿着陆架外缘有凸出地形分布的滨线就是这种地形。当沿岸流沿着这种滨线搬运砂时，将把砂子沉积在凸出地形的向流侧，因为沿岸流围绕着凸出地形流动，其携带能力较小。这种沉积物的沉积地点接近陆坡，也就是说接近不稳定区，而沿着滨线其他部分不存在不稳定区。在滨线凸出地形的向流侧发现许多海底峡谷，似乎也不是罕见的现象。

4.“沉积性海退” (sedimentary regression)

可能，最常见的“实际的海退”是由快速沉积作用引起的。这种海退叫做“沉积性海退”这是一种靠沉积作用将沉积物置于不稳定区的机制。这种情况能在两种同时发生或分别发生的不同作用的影响下产生。首先，可以设想的情况是：沿着海岸的某一部分，沉积物的流入量大于侵蚀营力的运走量，结果造成滨线后退。发生这种过程的有利地区是携带大量沉积物的河流的河口外地区。通过对世界性地质图件的研究可以看到：自最后一次冰川退缩以来，有一些河流已向前推移到陆架边缘，并把携带的沉积物沉积在不太稳定的地区。因此可以说，如果存在其他两种环境因素，则三角洲是可望形成浊积岩的最好地区。的确，地质学家们也正在愈来愈多地注意三角洲沉积物和重力沉积物间的相互联系。在古代资料中，沿着俄勒冈州海岸线出露的始新统科阿列多组，提供了一个良好的实例。

现代三角洲也提供了许多这种实例。另外，根据海底峡谷是浊积岩形成过程的一部分以及沉积物的高供给量有利于峡谷的深切割这一设想，看一下具有不同输沙率的河流外面的海底峡谷，将会表明是否存在一种因果关系。通过对表2的研究，可以看清这种设想的正确

性。表内所列的河流均测定过年输沙量，也作过海底地形测量。结果表明，河口外发现海底峡谷的数量随着输沙量增加而增加。

表2　河流输沙量和海底峡谷形成的关系

输沙量，吨/年	河　流　数	海底峡谷数
1,000,000,000	2	1
100,000,000	10	5
10,000,000	24	7
1,000,000	18	1
100,000	4	—

影响“沉积性海退”的另一种沉积作用发生在洋流把近岸沉积物搬运到海水较深的不稳定区去（即搬运到海底峡谷头或陆架边缘）。大多数近岸流不能把沙搬运到碎波带(surf zone)以外很远的地方。但是有一种海流，即潮流能很有效地把沉积物带到水深200米或更深处。因此，潮流能够作为“沉积性海退”的一种营力。

把潮差和那些潮汐对海底地形有重要影响的沿岸地区进行比较，就能得出一种粗略测定潮汐能力的方法。这种测定表明，潮差在1.5米以上，潮流就能获得把沉积物运过陆架的速度。图3表示哥伦比亚河附近强烈潮汐和滨外沙堆积的关系。这里，由于滨线流(shoreline current)的破坏力，哥伦比亚河未能形成三角洲。到达海洋内的河沙被强烈的风生滨流(wind-induced shoreline current)带到北部和南部。但有一部分被潮流带到海中的哥伦比亚海底峡谷头。在那里沉积物堆成了不稳定体，时常下滑到较深水中去。在哥伦比亚海底扇内发现了具有放射性的沙，说明这种作用甚至在今天仍很活跃。这些沙是在流过哥伦比亚河上游的汉福德反应堆所在地时带有放射性的。

孟加拉三角洲内有一地区，三角洲形成过程和潮汐作用相结合造成“沉积性海退”。在那儿，河流体系将大量泥沙沉积物搬运入海，使滨线逐渐推进到孟加拉湾内。湾内潮流造成一些指向海底大峡谷“无底坑”（“Swatch of No Ground”）的沙垅。沙垅的排列方向表明有大量沉积物“漏”入了峡谷头，在那里沉积物最终被浊流带到孟拉加海底扇。

另外一些沉积作用也能造成“沉积性海退”。活跃的火山作用能导致不稳定沉积物堆的快速形成。同样，浮游微生物也能在浅的或深的海底滩和海脊上形成很厚的远洋软泥。这种类型的重要碎屑堆积体(buildup)无疑对于在“深海钻探计划”许多口井钻遇的火山成因浊积岩和远洋软泥浊积岩的形成是起作用的。

在谈到“沉积性海退”时，有些地质学家通常总是相信：一条河流在发洪期会连续不断地将沉积物从河口运过陆架，然后进入较深水而形成浊积岩。考虑到河流的搬运能力，认为这不是一种有效的机制。大家知道，砂级物质具有较高的下沉速度。因此，当淡水流进入大洋时，其流动速度受到密度较大的海水的制止，因此很容易失去粗粒的推移质。

能使沉积物连续搬运的最有利的地区，也许是海底峡谷头部伸入河口的地方。图4表明刚果海底峡谷的头部实际上越过了陆架而在河口被发现（见图的最右端）。峡谷头部的水深约为100米。峡谷内填满了周期性下滑到较深水中的沙。其证据是在加深河口时偶然发现的，另一证据是横跨离海岸较远的海底峡谷的海底电缆的毁损。有些人认为，当河流发洪时，河流沉积物不断流入较深水中有时也会发生这样的毁损。但是，比较合乎逻辑的解释是：已充

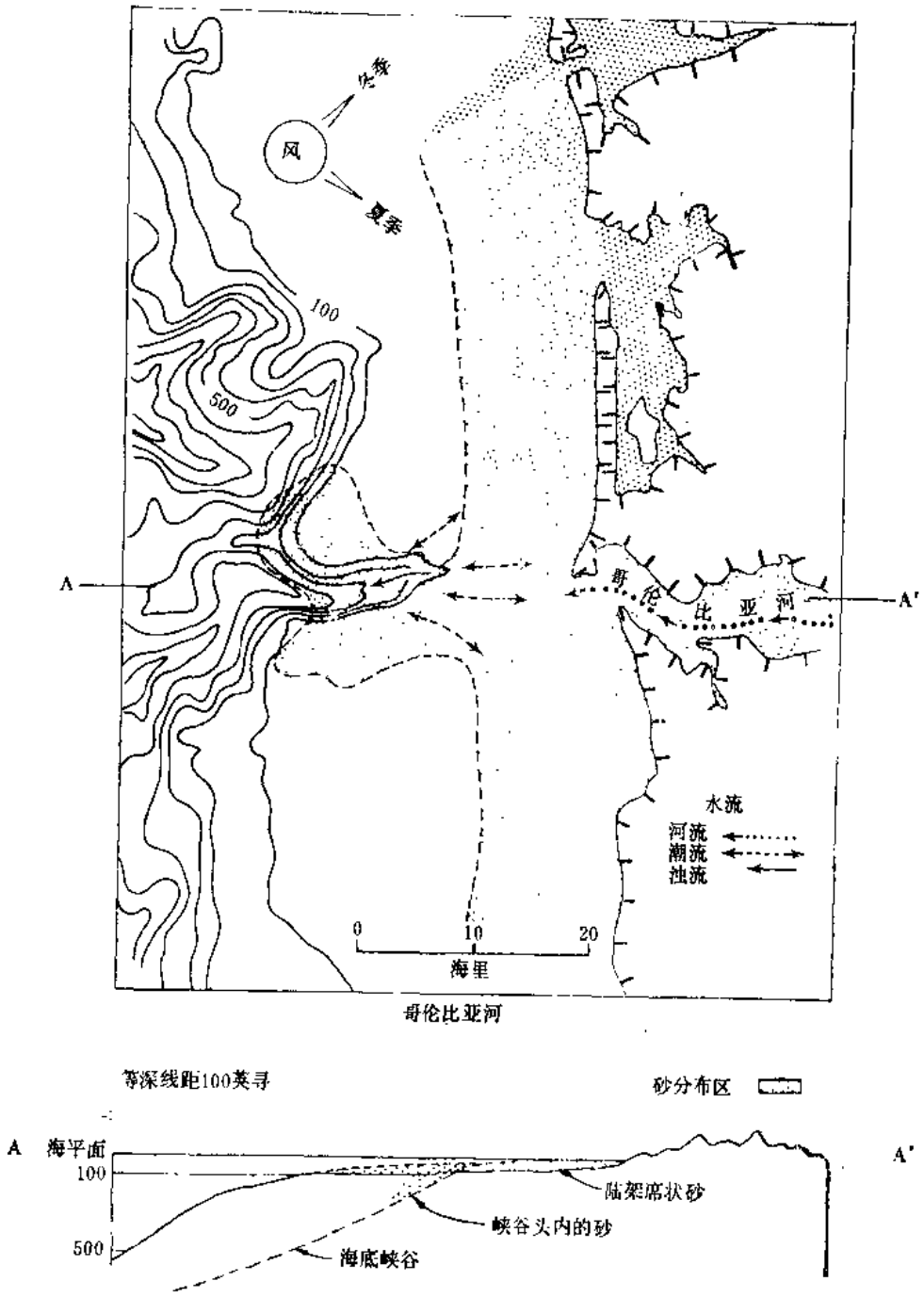


图 3　哥伦比亚河河口外海流对沙分布的影响

填在峡谷头部的沙由于大量沉积物突然注入而变得不稳定。然后沉积物堆积体超过切变强度，整个堆积体向下滑进峡谷而变成浊流。

沿着哥伦比亚海岸的马格达莱纳河存在着类似的情况。这个地区是峡谷头在滨内、并且在河流发洪期偶然触发浊流流动的另一个实例。但是在发洪期前一段时间，沉积物仍然是聚集成堆的。洪水只是提供了“触发”机制（和地震的方式差不多），使沉积物堆积体具有足够的不稳定性以致能下滑到较深水中去。

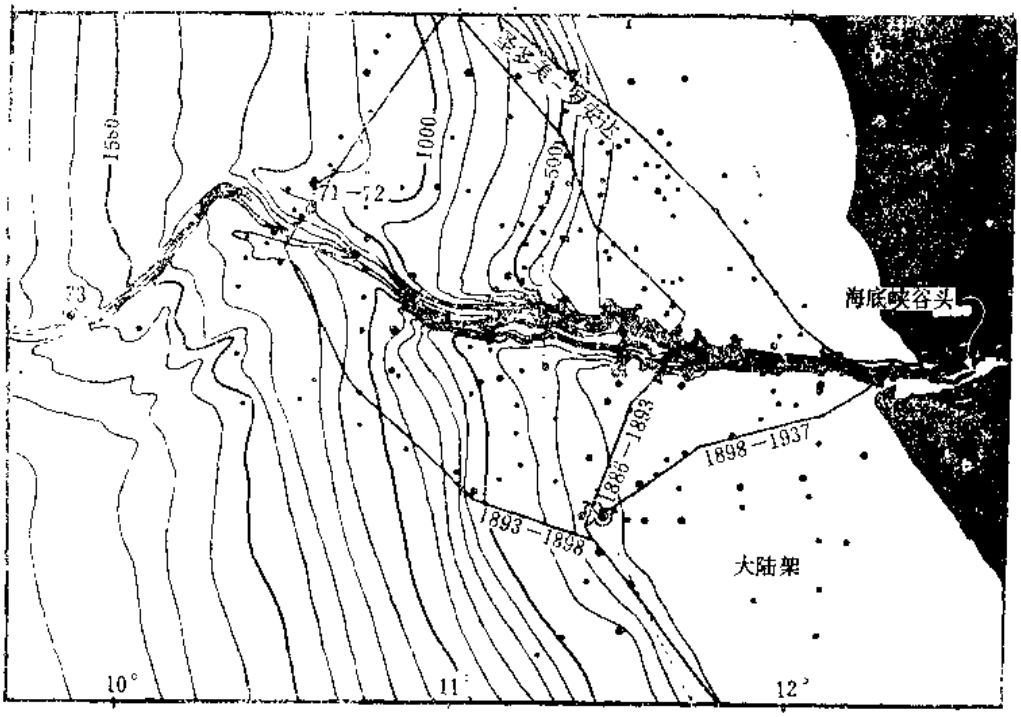


图4　刚果海底峡谷。水深单位为英寻。经度1度等于60海里
（据B.C.Heezen and C.D.Hollister, 1971）

总之，能单独引起“实际的海退”的机制是多种多样的。实际上，可能有两种、三种或四种机制一起引起“实际的海退”。

第四章　环境旋回概念

对重力沉积物的研究结果表明，它们在盆地充填作用旋回(cycle of basin filling)中形成的时间和地点是可预测的。图5画出了两种不同的盆地充填作用模式来说明这一点。这两种模式所依据的资料是根据世界各地许多沉积层序研究而得出的。南加利福尼亚诸盆地的这类层序可作为良好的实例。这两张模式图反映了碎屑盆地充填物完整的正常层序造成的环境型式。模式图内，任何一个水平面都代表时间线。图5内所用的环境术语及其重要意义在前面已经指出了。

研究模式B表明：一个海进相和一个海退相构成一个完整的盆地充填作用旋回。从时间上详细研究这个模式发现，海退旋回开始时沉积陆相沉积物，接着沉积粗粒海相沉积物。这构成了图5所示的和前面描述过的正常环境组合。在海进期的其余时间中，当盆地边缘向陆地方向推进和盆地加深时，正常沉积就会堆积起来，并且远洋或半远洋软泥数量也会增加。

当盆地开始变浅发生海退时，层序则相反。由于盆地边缘向前推进，盆地内最终充填沉积物的较深部分面积逐渐缩小。最后，在盆地充填作用的最后时期，整个盆地充填物被粗粒海相沉积、最后被陆相沉积所覆盖。

在浊积岩概念形成之前，大部分盆地都被视为按模式B进行充填的。按照这种模式，粗屑沉积只沿着盆地边缘发育。从理论上讲，向盆地中心作任何勘探，结果会在朝盆地轴向上发现沉积物颗粒逐渐变细。

实际上，在模式A海进期形成的沉积层序和模式B一样。可是，在海退期，由于发生“实际的海退”，在盆地中央开始出现重力沉积物。正如图5模式A中标明“P”(近端相)和“D”(远端相)的三角形所示，两种相都随近端相呈比例地逐渐增大而发育。在海进期的大部分时间内，如模式A所示，重力沉积物与正常沉积物之间将被远洋沉积物包层隔开。但是，当盆地充填时，重力沉积物逐渐地靠近浅海环境和非海洋环境的正常沉积物。

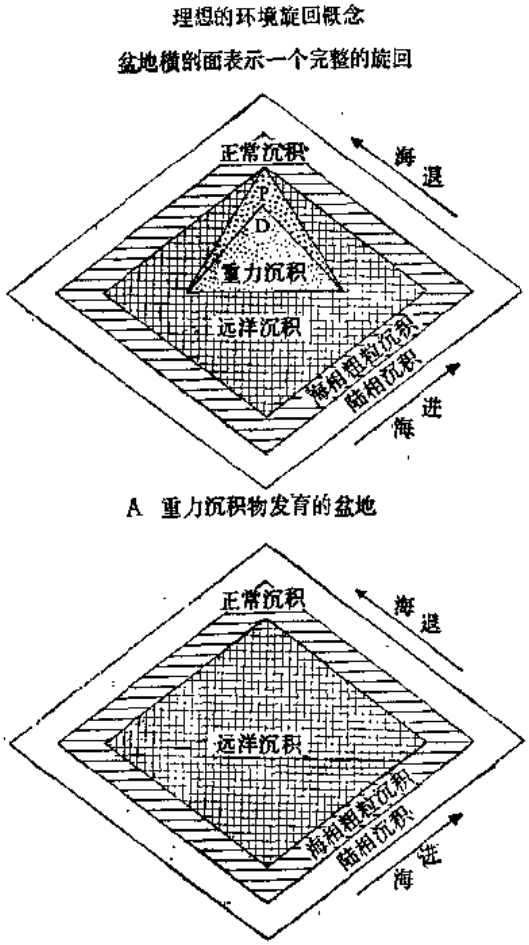


图5　有重力沉积物和没有重力沉积物的盆地内完整的盆地充填作用旋回造成的沉积物充填特征的理想图

盆地充填作用从开始到结束，其层序可能遵循两种不同方式。首先，盆地充填作用的一

种不寻常的方式是盆地内海底峡谷一直活动到充填作用结束。这一点在图5模式中已表明。在重力沉积作用的最终时期，许多沉积物是粗粒的滑动沉积和滑塌沉积，而不是浊积物。最后结果是：粗粒沉积充填了峡谷，而后又依次地被浅海相和陆相粗屑沉积退覆。在文图拉盆地东部的拉斯波萨斯湾由近端相重力沉积物构成的上新统露头中曾观察到这种沉积层序。在出现近端相沉积物的地方，浊积岩被索格斯组——浅海相粗屑沉积覆盖，而浅海相岩层又被陆相沉积覆盖。然后，重力沉积物的粗屑相和正常环境的粗屑相在这儿合成了一体。这就给烃类从重力沉积物中逸出提供了途径。

石油从重力沉积物中逸出。还有另外一个途径，这种重力沉积物产于碳酸盐沉积区。在二叠纪德拉韦盆地（图6）的深水中，沿着礁前区发育有陡坡。由于产生礁屑，在礁上会造成“实际的海退”机制。如此说来，这个盆地中重力沉积作用所必备的三种基本环境因素都具备了。

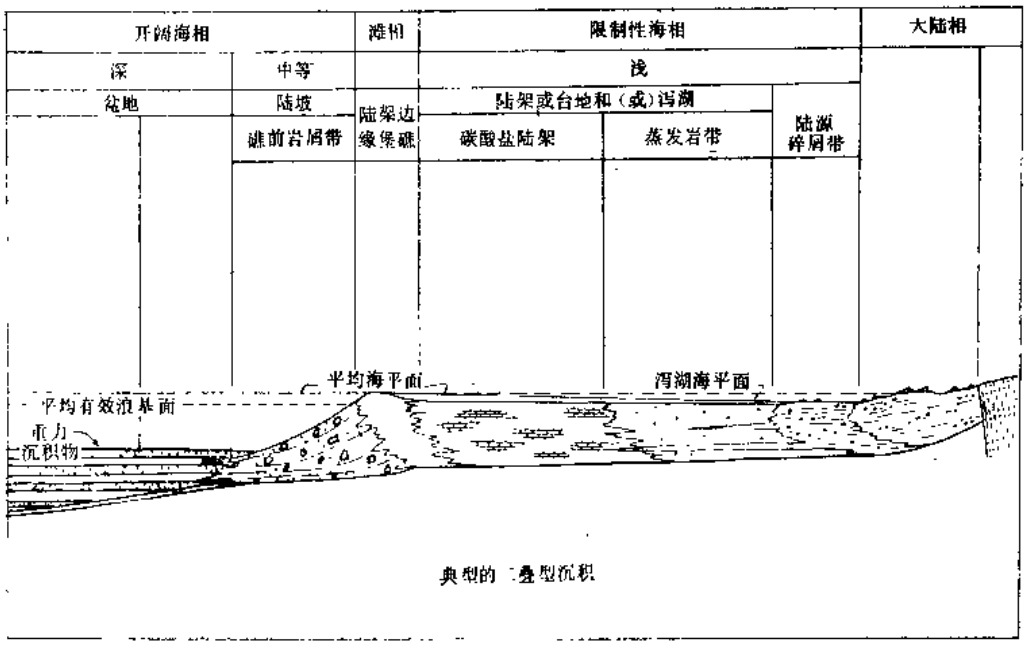


图6　二叠盆地的相关系表明盆地储集岩和陆坡粗粒碎屑岩并列（根据R.H.Shepard的图修改）

在该盆地较远的次深水区曾发现来自其他更远物源区的硅酸盐砂。有人认为这些砂（图6上标的是重力沉积物）和因滑塌作用而顺坡运移的粗粒礁前复合体是自然接触的。该复合体位于倾角为20～30度的陆坡上。这里最本质的特点是：陡峭陆坡上覆盖的是粗粒碎屑，而不是象硅酸盐碎屑盆地中的细粒泥。因此，对于可能聚集在盆地砂层中的石油提供了侧向和向上逸出的通道。在这种情况下，盆地中的石油可能运移到浅海环境和非海洋环境的礁和礁后复合体中。

盆地充填作用另一个表面上看来较普遍的方式是：即使在最后期，重力沉积物也不和正常沉积物合并。这是由于在盆地充填作用后期海底峡谷变得不活动而引起，可能反映了盆地变浅而较难形成重力沉积物。在此期间只有细粒泥才能在海底峡谷内沉积，结果导致重力沉积物外面包了一层远洋泥。在旋回图上用重力沉积物的三角形被远洋泥围住来表示。在这种条件下，重力沉积作为储集层是和正常沉积分隔开的。此外，细粒远洋沉积既是不渗透隔层，

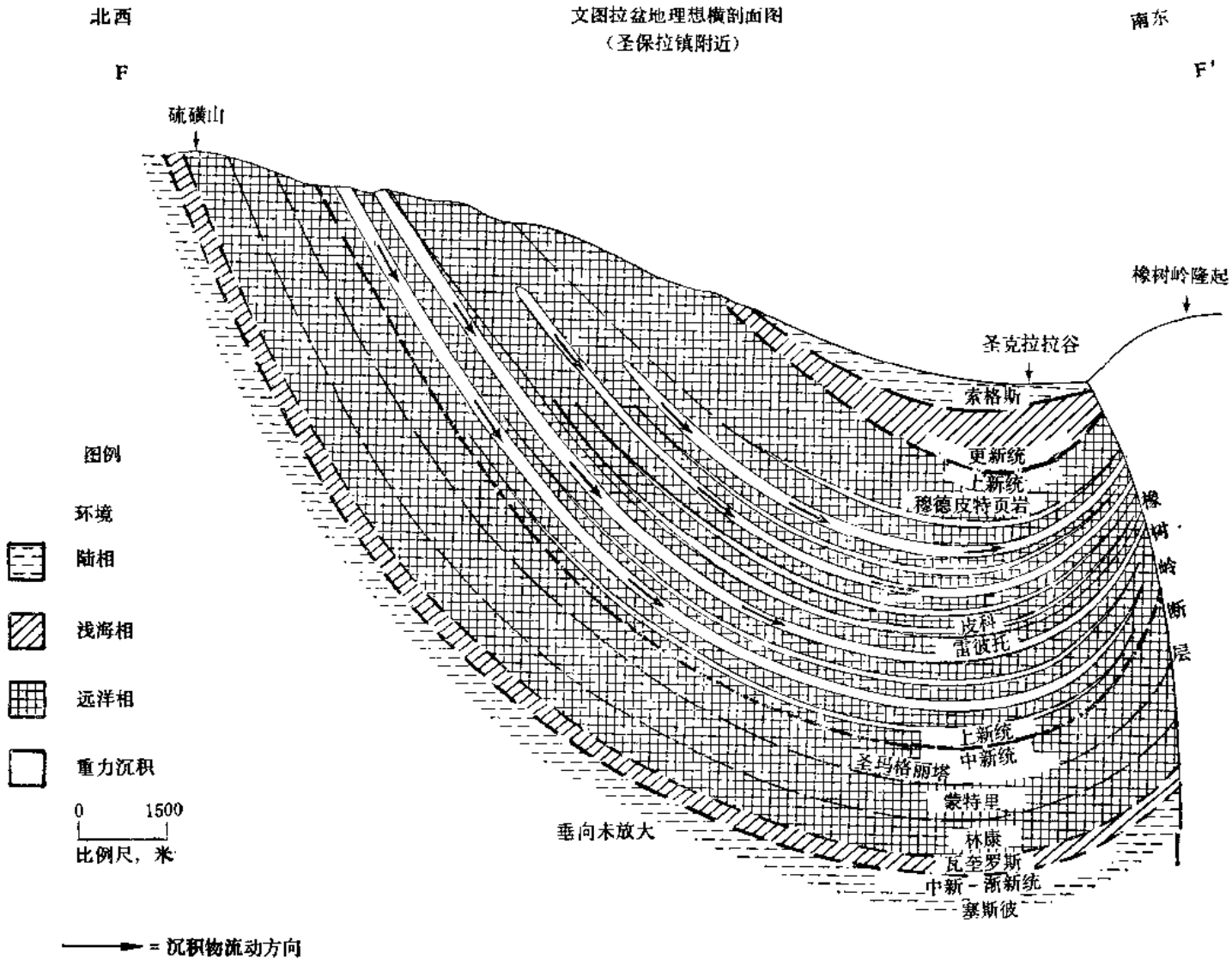


图 7　加利福尼亚州文图拉盆地在一个完整的盆地充填旋回中发育的沉积层序

又可作为它所包围的储集岩的生油岩。

在图7F-F′横剖面中可以看到这种关系的例子。这个理想剖面位于南加利福尼亚圣保拉镇附近横切文图拉盆地向西倾伏处（序言附图）。图7绘出了沉积物充填作用最后一个旋回中该盆地许多地方典型环境的序列。

在这个横剖面图上，地层的厚度是按正常比例尺绘制的。在盆地充填作用的这一旋回中，地层的总厚度为7500～10000米。剖面图在垂直方向上没有放大。图上用的是当地的地层和时代名称。

这个沉积旋回开始于晚渐新世或早中新世，沉积了陆相沉积（塞斯彼层）。此后不久，中新世海开始侵入，在浅水中沉积了海相粗粒瓦奎罗斯组。接着发生海槽加深，盆地边缘海进。当时的海岸线在这个横剖面边界以外，在中新世的其余时间内沉积了远洋泥。在此时期盆地肯定继续在加深，因为中新统的林康、蒙特里和圣玛格丽塔组均含有海侵型深水动物化石。这个沉积相是这个旋回海侵部分的标志。

盆地充填作用的海退期在晚中新世或早上新世开始，沉积了雷彼托组重力沉积物。有一些重力沉积物由纵向流动的浊流所沉积，浊流流动方向垂直于剖面线（即朝着观察者的方向）。图7中一些较薄的砂体在盆地内延伸范围有限，即说明了这种情况。

另外一些重力沉积物来自盆地北边。箭头向南指的砂体表示这种横向流动。在这个剖面上这些砂体比盆地轴部的砂体向北延伸得更远。有一些在露头上确定的重力沉积被认为是属于近端扇沉积（Proximal fan deposits）。这种扇建立在海底上，势必使纵向流动的沉积物限制在盆地轴部附近，而不能作象图上所示的横向流动。

在沉积过程中，文图拉盆地的北缘不断上升，从而使盆地变窄，盆地轴向南移动，同时也使盆地内砂体向北分布的界线更受限制（图7）。雷彼托组和大部分皮科组代表了整个浊积岩沉积期。

当沉积速度超过盆地的沉降速度时，水深便逐渐减小。后来到上新世，海变得相当浅，海底峡谷变得不活动。结果使盆地这一部分又一次整个接受了半远洋泥沉积，穆德皮特页岩反映了这一点。由于继续海退，海变浅，因此到早更新世，出现了索格斯组滨线砂和滨线砾岩。最后，盆地充填作用的整个旋回以沉积陆相沉积物而告终。

按照盆地充填作用的这种型式，远洋泥在重力沉积相和正常沉积相之间成为不渗透隔层。

第五章　与浊积岩沉积作用有关的侵蚀方式和沉积方式

A.浊积岩的沉积地形与其他沉积地形的关系

图8绘出了深洋中浊积岩的沉积地点和陆坡、陆架以及其他更靠近大陆的地区的关系。它可以追溯到高山上冲积作用开始形成冲积扇。冲积扇然后注入河流体系，而河流在沿着海岸线形成三角洲时就停止活动。然后，海岸作用对废弃的三角洲沉积物进行再改造，把砂分选成各种浅海相粗粒沉积。在这种沉积物和盆地底部海底扇之间发现有远洋陆坡泥。如果整个沉积体系按图5所示的海退沉积期绘制，则很容易看到各种环境演变后的垂向并列关系。

在下一节中将详细地描述由浊流沉积作用所形成的许多地形。这些地形的名称，如冲沟、峡谷、沟道①、扇等等，会令人想起陆上环境的类似地形。采用这些类似名称是因为：虽然这些海底地形可能产于几千米的深水中，但是它们的发展和地形显示，实质上是由和形成陆上冲积地形相同的原理引起的。掌握了这个基本概念，理解海底作用就简单了。

B.海底峡谷

如前所述，海底峡谷通常发现于三角洲外面或近河口处。然而，它们也可能出现在离任何河流体系很远的地方。无论是哪种情况，海底峡谷总是横切陆坡，并且常常横切沉积盆地边缘的陆架区（图8）。与三角洲相连的海底峡谷可能不会把陆架切得很深，因为三角洲本身可能延伸到陆架以外。

海底峡谷切得多深，取决于有多少粗沉积物通过，决定于被切的岩石类型。沉积岩、变质岩和火成岩都发现有被海底峡谷切割的。

几年以前，关于海底峡谷的成因仍是个问题。当时，大多数作者都相信海底峡谷是陆上侵蚀作用的产物。但是后来得出结论认为：海底峡谷多半是由于重力沉积物顺坡运动所引起的海底磨蚀作用的结果。有些人相信只有砂级或更粗的物质才能湿磨（wetblasting）和侵蚀峡谷壁。

因此人们认为软泥下滑不能切割峡谷。湿磨过程的效果可以通过峡谷大小和砂搬运量的比较得知。米纳德（Menard，1964）曾计算过，假定每一万颗顺峡谷滑动的砂粒能够磨蚀相当于一颗砂粒厚的峡谷壁岩石的话，就足以把蒙特里海底峡谷侵蚀成目前的规模。

海底峡谷的侵蚀不完全是由磨蚀作用造成的。当冰流动时，由于冰川拔蚀也会发生掘蚀作用。在峡谷壁上，由节理形成的岩块可以按这种方式被密度流侵蚀出来而漂走。

海底峡谷的通道可能是长而直的或短而弯的。呈直角转弯的也不罕见。峡谷通道无疑是随行进道路上岩性的变化而改变的。

海底峡谷的规模可能很大，在长度和深度上有些超过了大峡谷（Grand Canyon）。海

①Channel 在本书中作为陆上地形译为河道，作为海底地形译为沟道。——译者

底峡谷所处的水深从几米到4000余米。许多海底峡谷的形态细节可在谢泼德和迪尔的著作(Shepard and Dill, 1966)中找到。现在下面只引述几段。

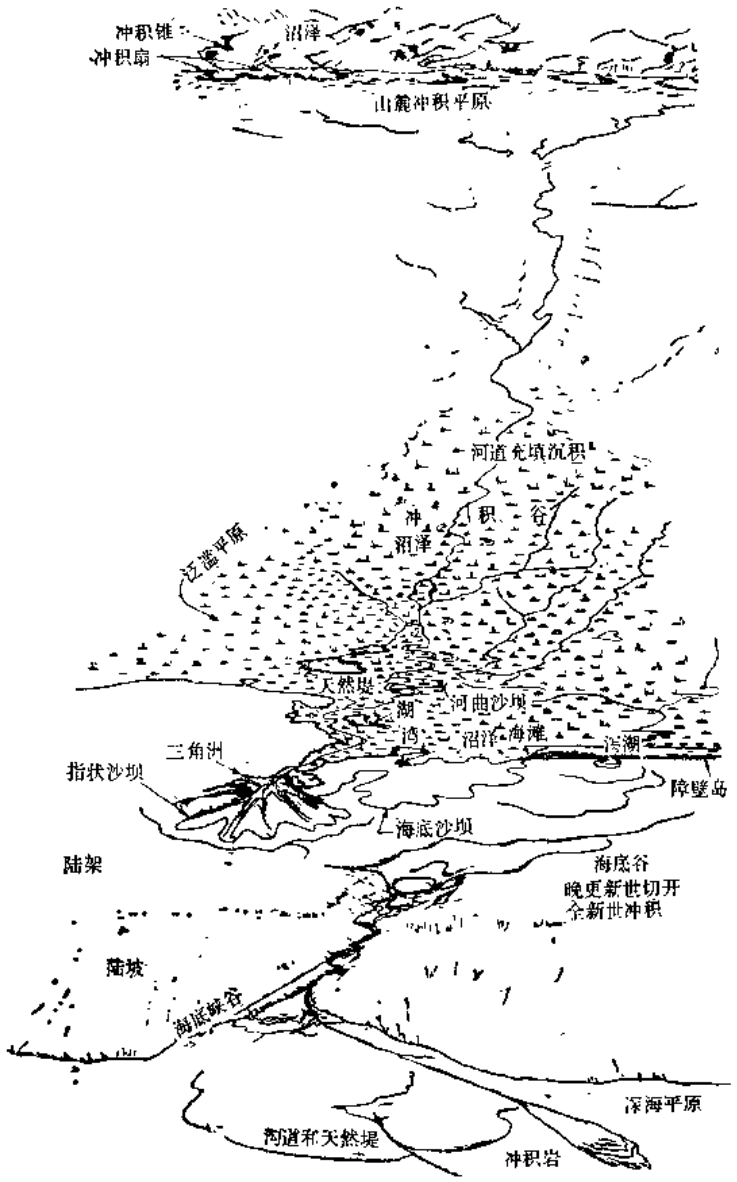


图8 各种沉积地形（从山地冲积锥一直到深海平原）的空间关系（据W.E.Bannister, 1964）

在海底峡谷头附近，峡谷轴十分陡，有些地方接近垂直。在峡谷口附近，坡度逐渐减小到小于1度。正如在河流体系内一样，一个海底峡谷可能只有一条主支流，也可能有许多支流汇合到峡谷。有些支流在同一平面上，有些则不然，成了横向上的悬谷。

海底峡谷的底具有各种各样的形态。谢泼德(1963)认为有的为平底型，有的呈V字型，二者形成鲜明的对照。恒河海底峡谷（图9）是平底型的良好例子。这两种类型的区别（河流也是如此）是：一种是活跃的切割作用所造成的，一种是由于现今的冲积作用而造成的。在加利福尼亚州岸外，这两种例子均可见到。

有一点很重要，需要考虑：海底峡谷内既可充填粗粒沉积物，也可充填细粒沉积物。在盆地充填作用后期海底峡谷仍然活动的地方，主要是充填粗粒沉积物。峡谷头附近，由于“实际的海退”作用消失，在峡谷变得不活动的地方充填的是细粒沉积物。这两种例子在古代岩层中均有记录。前面提到的拉斯波萨斯海湾就有粗粒充填型的例子。细粒峡谷充填物则发现于湾岸地区的约库姆海沟和加利福尼亚州“大谷”(Great Valley)内的一些古峡谷内。

有时海底峡谷曾被误认为是海底沟道。然面，有一个简单的鉴别特征可以用来区分它们。海底沟道是一种沉积地形，因此基本上和邻接地层同时代；而海底峡谷则是侵蚀地形，因此其充填物比围岩年青。

寻找古代海底峡谷对勘探地质工作者来说具有重要意义，其理由如下：

1.海底峡谷的充填物能形成垂直于滨线的大透镜状储集层。这种充填物能汇聚盆地内下

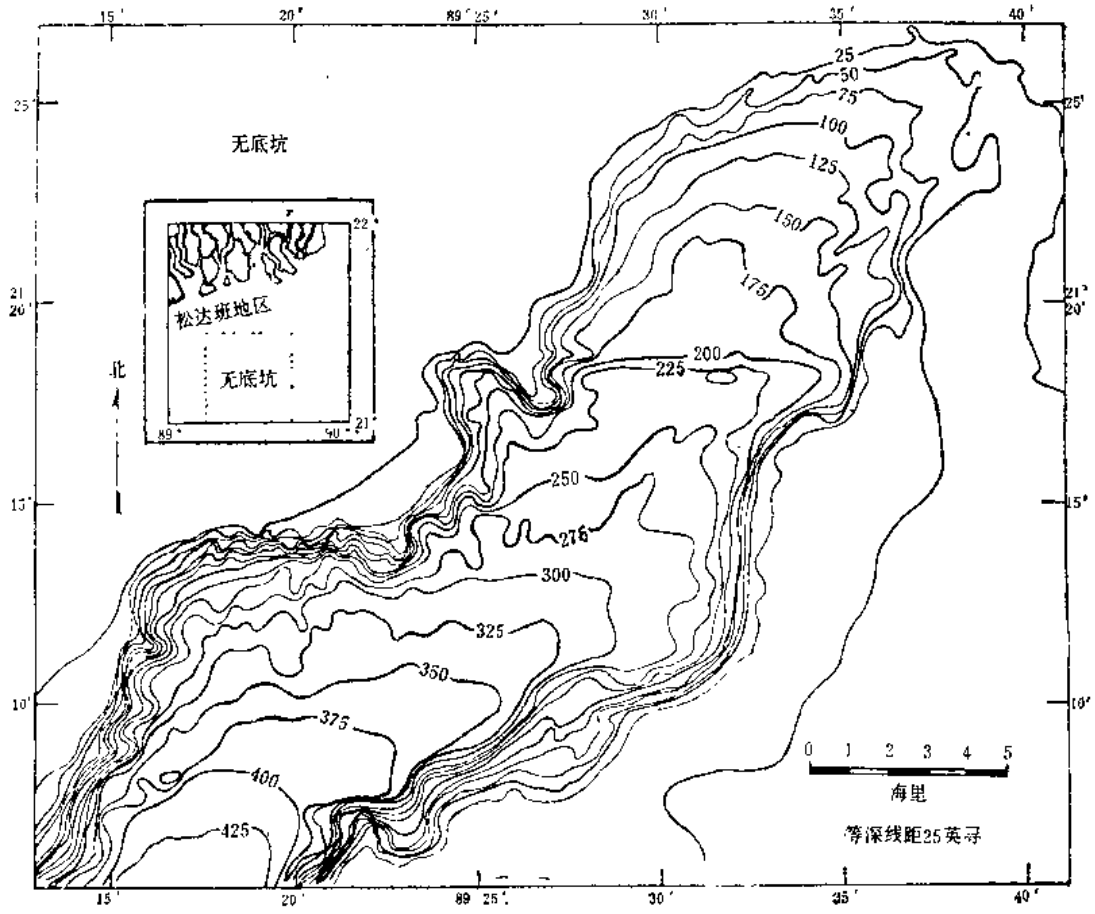


图9 恒河海槽作为平底海底峡谷的实例（据 F.P.Shepard, 1964）

倾方向大片面积的石油。

2.如果海底峡谷内充填细粒沉积物，则能形成曾被峡谷切割过的年代较老的砂体的圈闭。在湾岸地区和加利福尼亚州均有很好的例子。

3.如存在峡谷，则可以建议向盆地中心方向勘探，应该会找到切割峡谷的砂堆。

4.从古地理来看，海底峡谷能指出古盆地内的陆架-陆坡区。

C.海底冲沟

世界上有几个陆坡区已发现海底冲沟。在密西西比三角洲外面有一个海底冲沟发育区，如图10所示。据信这些冲沟是由于未固结的细粒沉积物滑离象三角洲分流那样的快速沉积区而引起。正象海底峡谷一样，海底冲沟也常呈垂直于滨线分布。其规模通常要比海底峡谷小得多。图10上所示的只有三至五公里长，几百米宽，而且相当浅。从这些海底冲沟滑塌的物质大部分是泥。在所示的实例中，滑塌的泥的搬运距离不会远于冲沟边缘。这里，在一个很平的陆坡上曾发现位移过的泥。然而，在较陡的大陆坡上，滑塌的物质会继续滑入较深水中，推测沉积在大陆隆上。有时，滑塌泥实际上形成了密度流，后者可能向外流到深海平原上（Gorsline and Emery, 1959; Hülsemann and Emery, 1971）。

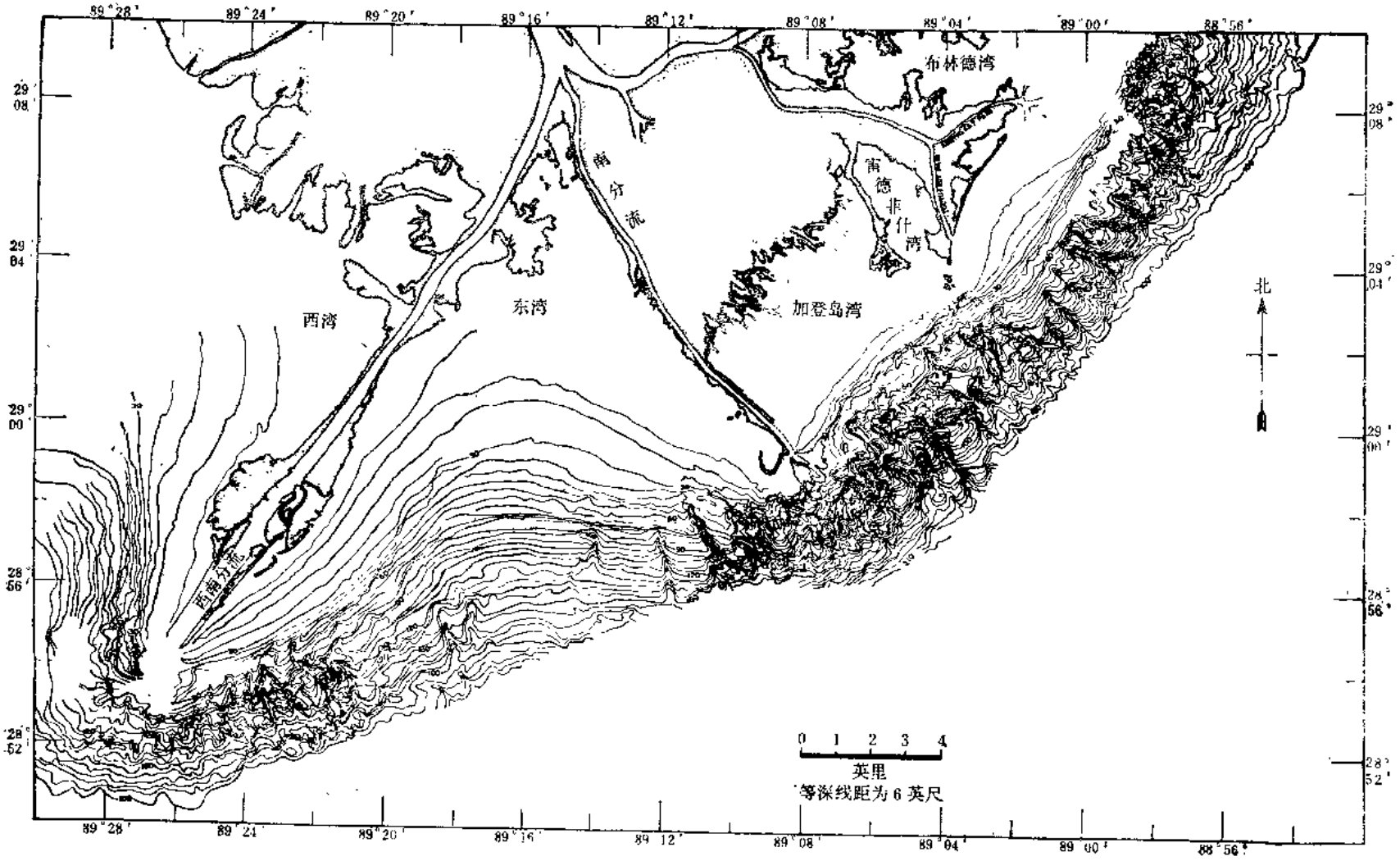


图10　密西西比三角洲外面上部陆坡的海底地形（据 F.P.Shepard，1959）

D.海底扇和海底沟道

在大部分峡谷口附近的盆地底上发现了海底扇。当一个海底峡谷变得不活动和海底扇被另一个海底扇的沉积物掩埋时，则出现明显的例外情况。确定一个海底扇的边界时，通常在等深线图上容易发现扇顶，而向海方向的扇缘不易确定。

海底扇的大小变化很大，但是可以预测，其面积和体积通常随它后面的海底峡谷的大小而变化。例如，南加利福尼亚岸外圣莫尼卡盆地的杜姆扇的半径只有6公里，而地中海西部的罗纳扇的半径约为160公里，孟加拉扇的宽度是1000公里。在这些扇的顶部，扇面通常有一、两度的倾角，随着扇逐渐没入深海平原，倾角逐渐变小。

海底扇的沉积过程在许多方面与那些发育三角洲和冲积扇的地方相似。例如，就象在冲积扇或三角洲中一样，海底扇一般消失在有几个海底峡谷的地方，如果有足够的时间，则发育成为与冲积平原或三角洲平原相当的地形。圣莫尼卡盆地内的怀尼米-穆古扇就是这种实例。在许多地区，一部分低大陆隆就是连接海底扇的产物。

虽然有些较细的海底扇沉积物属半远洋沉积或远洋沉积，但据信许多是海底沟道溢流的产物。切割一个海底扇的沟道数量不等，也可能只有一条，也可能有许多条，这一定程度上取决于海底扇的大小和年龄。米纳德等人（Menard et al.,1965）在描述地中海内的罗纳扇时指出：沟道体系就象鸟足状三角洲一样地复杂。在一个盆地内，一个海底扇上存在的沟道数也有变化。图11的B—B′剖面表明，圣莫尼卡盆地的杜姆扇只有一条沟道穿过，而A—A′剖面上的怀尼米-穆古扇至少被六条沟道切过。

海底沟道的规模变化很大。如前面所指出的，其长度取决于海底扇的大小。图12表明了几条与大型海底峡谷相连的沟道的规模。（注：邦蒂沟道不是海底扇沟道，因此在讨论时不拟采用）。从这张图来看，深度超过100米的并不罕见。最大深度大约为400米。这些大沟道的宽度从1公里到10公里，比较宽的沟道也是比较深的沟道。相反，有些小沟道，如在加利福尼亚州岸外见到的，深度不超过5～10米，而宽度为100米。

分析图12得出了一个有趣结论：沟道最大深度不在海底扇头，而在海底扇下面较远的地方。然而，除了中扇区以外，发现所有的沟道均有一个连续的纵向倾斜剖面。因此，在上扇区，沟道的这种加深并不是侵蚀现象。这可能是由于海底峡谷口外流态中发生“水跃”（hydraulic jump）（即湍流突然减弱）而造成的。

在研究区的大多数情况下，海底沟道均分布在扇面上。这种分布特征在图11的三条横剖面上看得很清楚。沟道壁实际上就是天然堤。因此，在图12上看到的沟道深度很可能就是天然堤的高度，升起有400米之多。不管天然堤有多高，它总不象一些海脊那样突出，因为后者的宽度可能达到十余公里。

海底沟道的底可能是圆的、平的或V字型的。另外，控制冲积过程的原理决定了它们的形态。例如，正象更新世冰川作用后海面上升，岸上水系对坡度变化有影响一样，海底沟道也对坡度变化有影响。这些沟道也一直在重新确定和新坡度（因海岸线移动而造成）相适应的平衡剖面。

因此，详细研究海底沟道时发现有单级阶地和多级阶地。这就说明，在深水沉积物中观察到的许多特征与它们目前的环境不相符，而是与更早的条件相符。

要是可以在这里插一段离题的想法，那末，我认为今天有人把现代沈积环境的一切特征

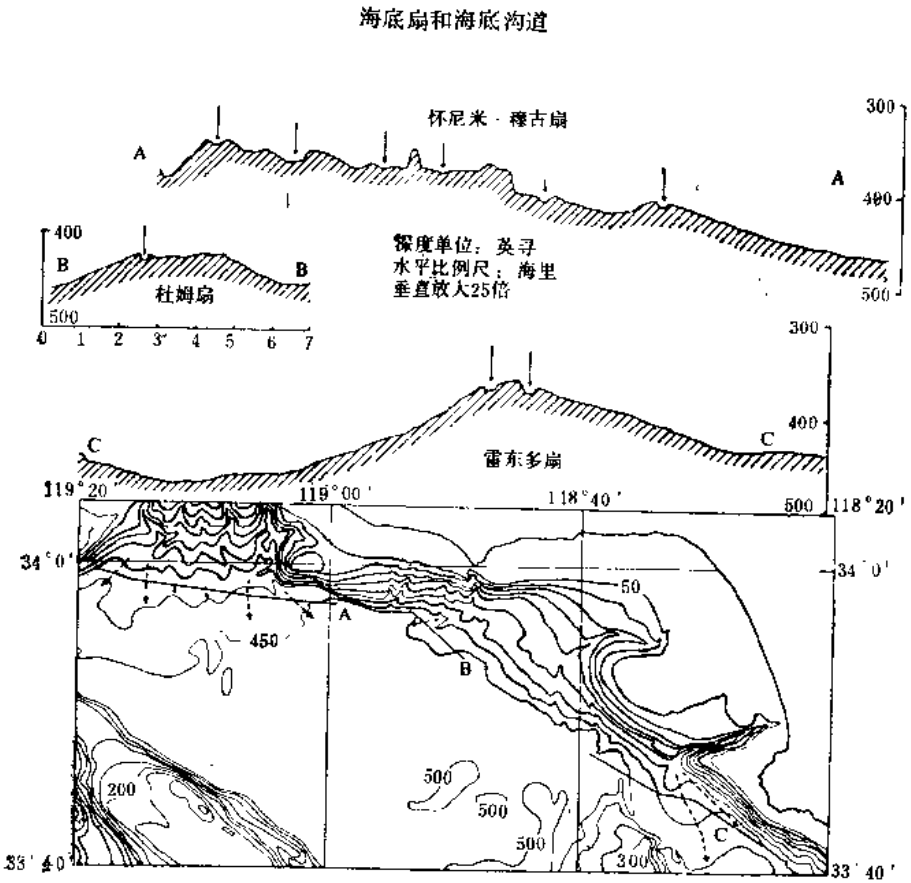


图11　圣莫尼卡盆地的海底扇和海底沟道的横剖面图

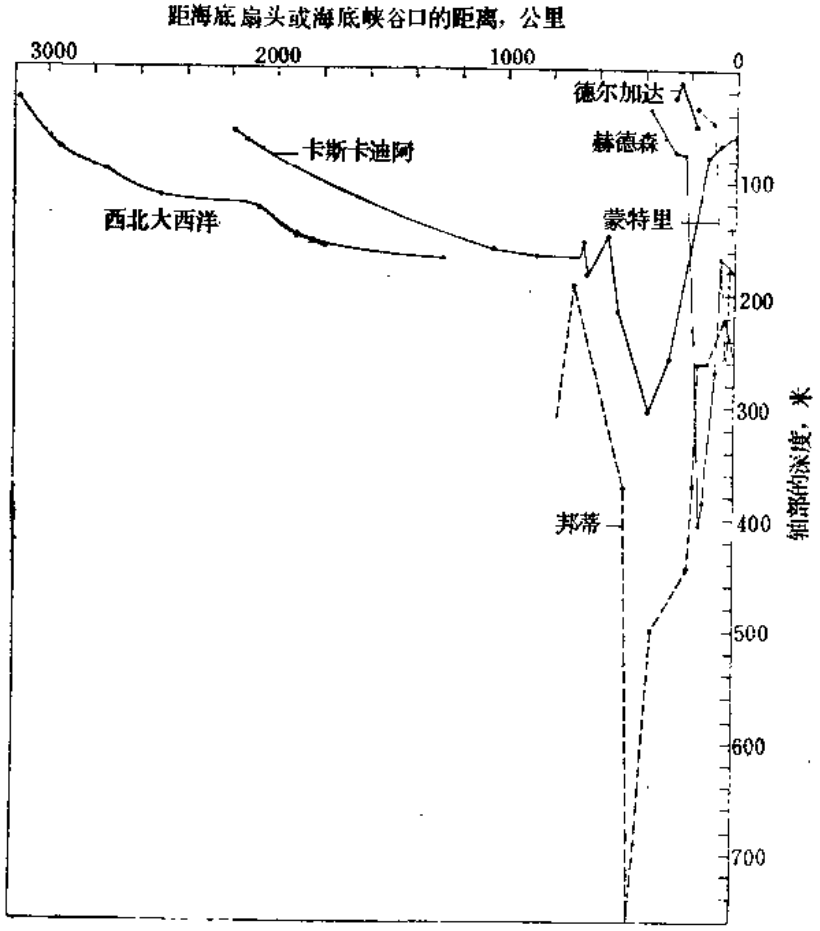


图12　几条海底沟道的纵向深度剖面（据H.W.Menard, 1964）

均看作是古代浊积岩的典型模式，那实在是极大的错误。在作具体比较之前，必须将更新世海面升降变化的影响从影响现代浊积岩的作用中除掉。

至于说到沟道形成过程（其细节是可以查明的），其型式有时极为复杂。正如在任何一个沉积锥上一样，沟道迳流总是在横向上不断移动，先在海底扇的一侧，后在另一侧。这是典型的“消防水龙带”效应。

影响这种沟道移动的一个重要因素是科里奥利力（Coriolis force）①。在洋面上或洋面下的任何射流对这种力均有反应。它对三角洲形成的影响是众所周知的。在北半球，科里奥利力使浊流表层水形成向右弯曲的卷流（Plume）。然而，米纳德（1964）曾合乎逻辑地解释过科里奥利力是使密度流所形成的沟道按相反方向移动的原因。他的解释是根据海底沟道右侧的天然堤较高而又向左弯曲（指在北半球）而作出的。

根据三角洲和扇的形成原理的研究，可以推断出海底沟道的其他一些特征：

1.携带粗屑的沟道所造成的海底扇的坡度要比那些搬运较细碎屑的沟道陡一些。这是确定现代海底扇砂含量的有用标志；

2.较细粒的海底三角洲将会发育数量较少而切割较深的海底沟道；

3.海底坡度减小，海底沟道蛇曲更甚。这样，当接近海底扇表面的外缘时可以造成沟道有更多的弯。现代沟道分布图和古代沟道的等厚图都证明了这一点。

4.沟道的决口和老沟道的废弃、它们被后来的沟道切割和交切以及天然堤和沟道的一部分滑塌和断裂是能够预测的。在详细研究罗纳海底扇时这些现象均有发现。在南加利福尼亚蒙特贝洛油田的中新世沉积物内也曾见到这些特征。

5.沟道输沙量的均衡调节将通过超载沙流出而发生。这种现象在古沟道的露头中很普遍。

6.在海底扇沉积中将有大量沙充填老沟道。然而，也存在一些席状砂层。沟道充填是由于中、小规模的水流把所带的密度较大的部分沉积到原先存在的沟道区而造成。随着，较大水流所带的密度较小的细粒部分造成沟道壁（天然堤）。偶尔有些水流越过天然堤岸，散流在大部分扇面上，结果形成薄薄的席状砂层。（如前所述，在中扇下部的某些地方，大面积的坡面迳流可能是常见现象）。

所形成的储集岩层段是一套相互交切、部分呈指状的复杂砂体，其中还零星分布着数量不等的薄层席状砂。在俄勒冈州库斯湾南面的科勒多组的海滩露头内能看到这样一个体系的部分横剖面。沿着南加利福尼亚海岸，在达纳角和圣克利门蒂之间也出露一个类似的体系。

E.海底滑积裙（Submarine apron）

海底滑积裙也发现于盆地底上，但是它后面没有海底峡谷。海底滑积裙是指那些从陆坡高处的冲沟滑塌下来的物质顺坡堆积而成的沉积。在南加利福尼亚某些盆地中取岩芯时曾发现这种滑塌沉积物，认为是从较浅水搬运而来。它通常由高度扭曲的细粒沉积物组成，有时还能看出层理。在这种海底滑积裙中也堆积有远洋泥。滑积裙表面呈圆丘状，倾角类似海底扇。海底扇和海底滑积裙之间的主要区别是：滑积裙内没有储集岩，而海底扇内有。在某些碳酸盐盆地内这点可能不正确，那儿礁前区的乱石相当于滑积裙环境。

①科里奥利力即地球自转偏向力。——译者

F.深海平原

海底扇外面的平坦沉积面叫做深海平原。深海平原面积可能不大，如加利福尼亚边缘地带诸盆地的深海平原不到一百平方公里，而在开阔大洋中可能达几百或几千平方公里（见图1）。深海平原通常起着修平洋底不规则表面的作用。深海平原沿着大多数大陆边缘、某些岛屿和少数内陆海分布。有一些深海平原包含一些孤山和浊流沟道，但大部分是平滑的、几乎是水平的沉积地形。其坡度变化范围在1：1000到1：10000之间。

假定这种深海平原是浊流沉积作用的结果，那末，充填这样大面积的平坦地区，显然要求一种相当独特的流动机制。这种独特的机制就是重力和惯力对沉积作用的控制影响。显然大多数浊流是由重力引起的，但是，特别在远端相环境内，需要惯力和重力联合作用，才能使浊流在坡度如此小的广大地区上流动。也正是这两种力不寻常的联合才能赋予远端相浊积岩以独特的地貌特征。

G.深海平原间沟道（interplain channel）

两个深海平原之间的缺口（gap）叫做深海缺口或深海平原间缺口。如果这种缺口是由沟道切割而成，则这种沟道就叫做深海平原间沟道。深海平原间沟道充当浊积物的通道，它使浊积物充填一个深海平原直到漫溢点，然后开始充填邻近的深海平原。

据信这种深海平原间沟道是按下述方式形成的。一个深海平原被浊积物和远洋沉积物充填，逐渐填高，最后，充填作用使深海平原周边最深的深海缺口这到漫溢点。当深海缺口不再低洼时，缓慢流动的浊流就通过已填满的深海缺口而流向邻近盆地的底部。

有两种因素会加快相对缓慢的远端浊流的流速。首先，当浊流流过深海缺口时，因水流束狭引起的文图里效应（Venturi effect）将加快其流速。另外，由于速度部分地随坡度而变，所以，当浊流离开深海缺口而顺坡流入另一盆地时，流速将进一步加快。这时浊流不是处于沉积状态，而是再次进入侵蚀状态。下切深度将只受浊流的能力和深海缺口对面的盆底之间的高差限制。从理论上讲，要是能够发生切割，切割量就不受限制。

参看图12可以看到侵蚀作用后果的实例。图上的卡斯卡迪阿海底沟道300米深部分被认为是深海平原间沟道。新西兰岸外的邦蒂海底沟道760米部分也是一条深海平原间沟道。

伴随深海平原间沟道的下切作用的是溯源侵蚀作用。劳顿（1960）在研究大西洋东北部一个地区时曾描绘了这两种作用的结果。图13上绘出一群深海平原。其中一个深海平原——比斯开深海平原被欧洲大陆运来的远洋沉积物和浊积物充填。充填高度达到分隔比斯开和伊比利亚两个深海平原的深海缺口，这个深海缺口就是大家知道的塞塔深海缺口。

塞塔深海缺口区的放大图（图14）表示了该地区内发育的沟道体系。图15绘出塞塔深海缺口的几个横剖面。这些横剖面表明，深海平原间沟道的切入，在这个深海缺口内最深（见E—B剖面），达80英寻，然后在比斯开深海平原逐渐向头部变浅，达10～20英寻（见C—C′剖面）。在剖面上沟道呈V字形、U字型或箱状。其宽度变化从2海里到3海里。

整个深海平原间沟道体系的长度为120海里。图14表明这个水系型式和典型的枝状河流水系型式十分相似。当深海缺口内的下切作用不断进行时，在比斯开深海平原上，沟道会继续溯源侵蚀，以便保存一个均衡剖面。

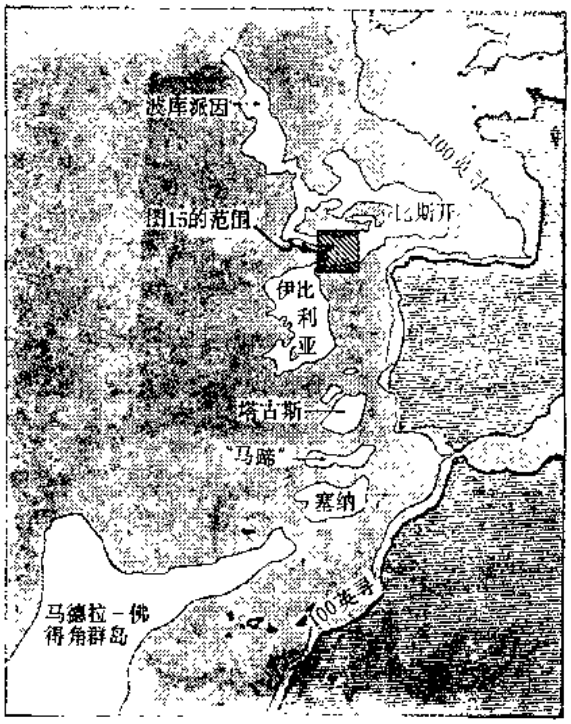


图13　大西洋东北部的深海平原（据A.S.Laughton, 1960）

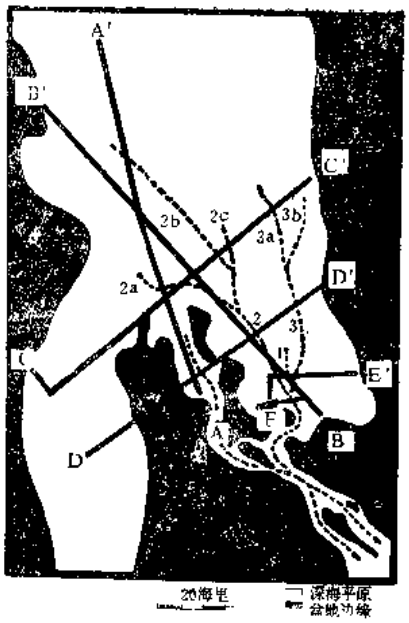


图14　塞塔深海缺口的沟道体系的水系型式

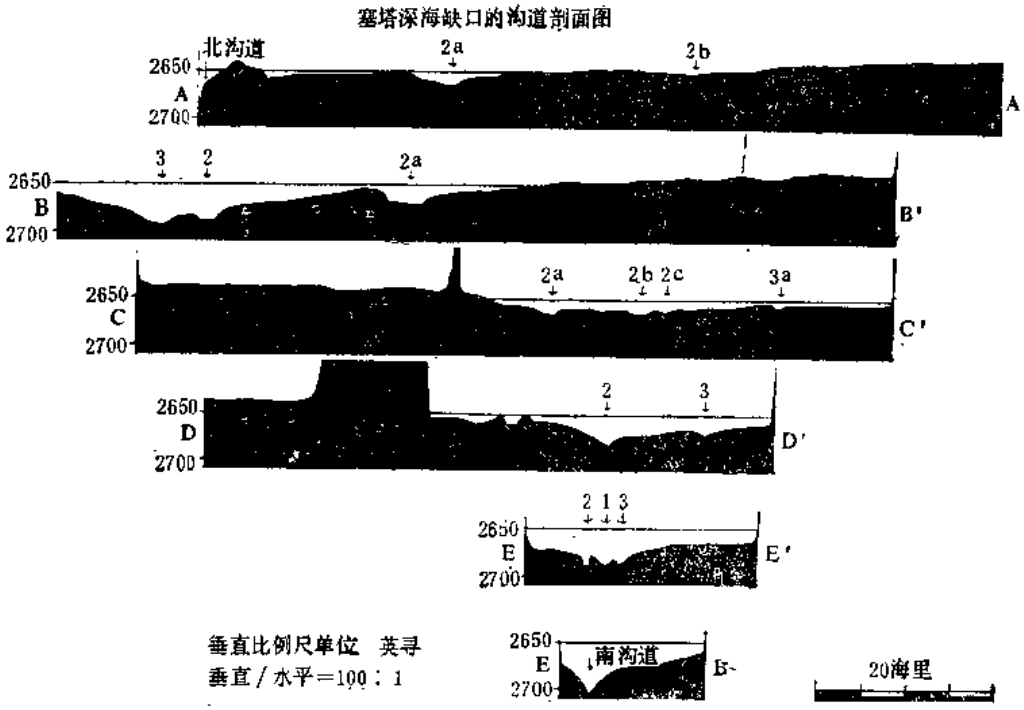


图15　塞塔深海缺口沟道的横剖面图

可以相信，这种溯源侵蚀作用能一直继续到沟道和盆地源区一侧海底扇的沟道体系合并为止。在这期间，塞塔深海缺口的剖面将受源区沟道体系的控制。结果将形成一个从海底峡谷口一直延伸到盆地对面的深海缺口的单一综合剖面。俄勒冈州岸外卡斯卡迪阿沟道系内就存在这种情况。在第七章中将用图表明南加利福尼亚岸外这样一个综合水系的实例。

再经过一个阶段，很可能几个深海平原会被一个单一水系连接起来。

如果上述概念是正确的，则对勘探地质工作者来说具有一定重要意义。这些概念在讨论浊积岩的近端相和远端相的第一章中曾作了详尽说明。

H.洋中沟道(mid-ocean channel)

在北大西洋西部曾发现一种地貌特征使海洋学家疑惑不解。由于它似乎与浊积岩形成机制有关，故在此描述一下。图16示出一个叫做西北大西洋洋中峡谷的狭长蜿蜒洼地，它从格陵兰一直到索姆深海平原延伸了3000公里以上。虽然它在图16上标明是一个峡谷，但是称之为沟道可能更合适些。

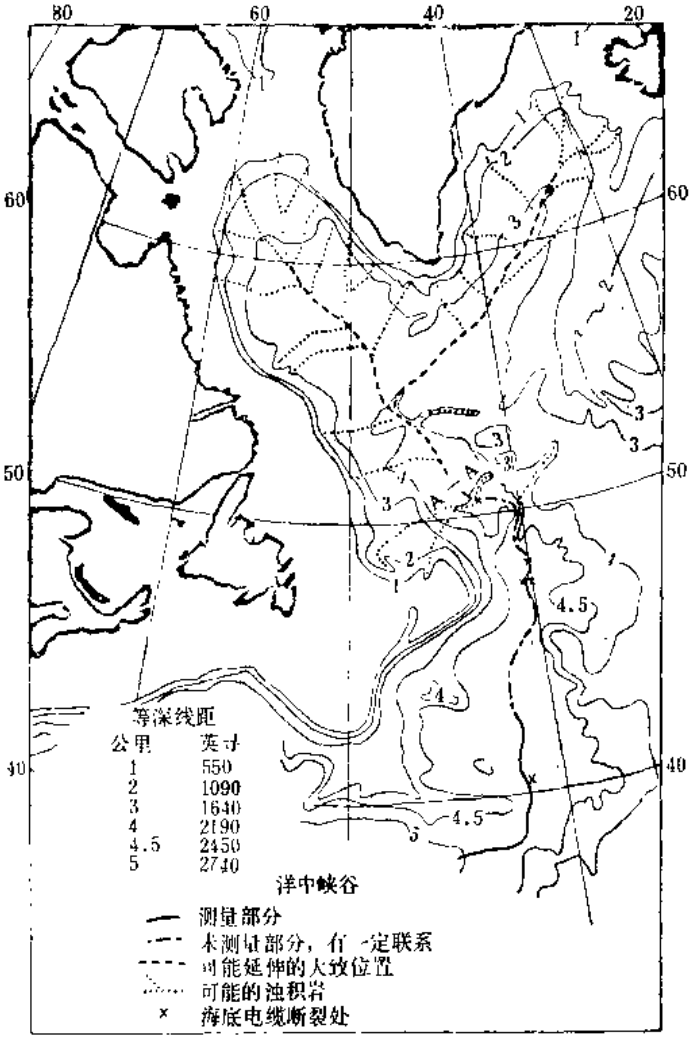


图16 大西洋西北部的洋中峡谷的分布图（据B.C.Heezen and C.D.Hollister, 1971）

此沟道的西天然堤总是比东天然堤高（见图17）。天然堤沉积物的照片（Heezen and Hollister, 1971）类似海底扇内的海底天然堤沉积。沟道深度从10英寻到100英寻不等，宽度可超过1海里。有些海洋学家认为，这种海底地形是几条深海平原间沟道合并而成的一条长沟道。另外一些学者则假设由格陵兰流来的冷水密度流形成。不管怎么说，它是沉积作用

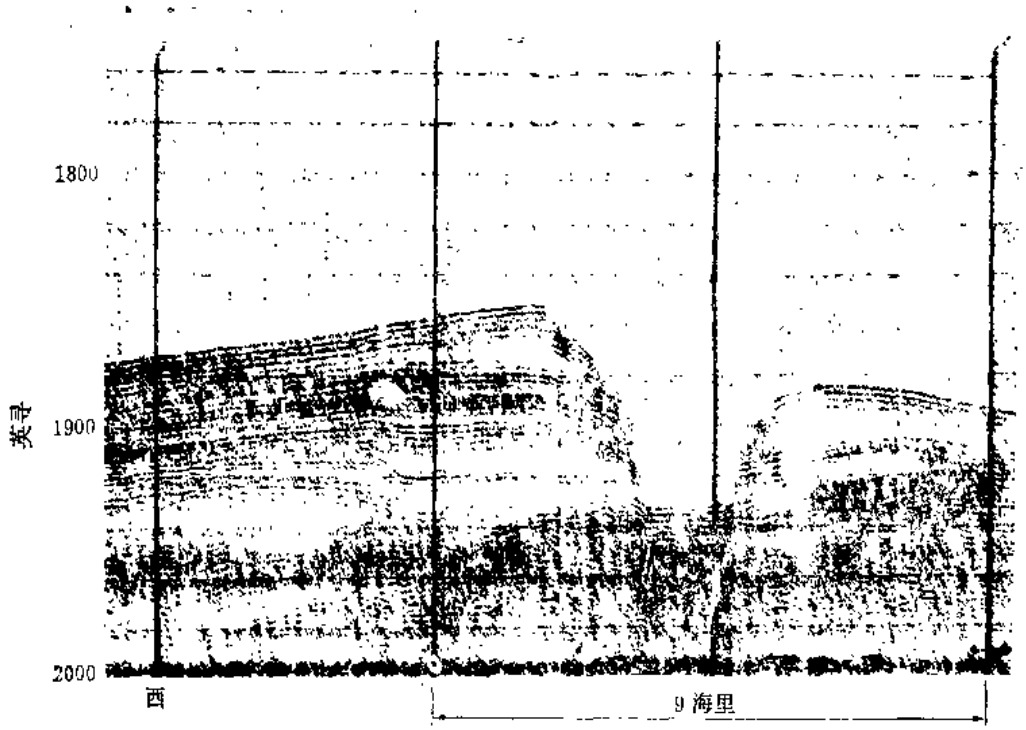


图17　大西洋西北部洋中峡谷的横剖面，表示天然堤不对称发育
（据B.C.Heezen and C.D.Hollister, 1971）

形成，而不是构造作用形成的，关于这一点是不成问题的。

类似的沟道在其他大洋内也有发现，这种海底地形可能比原先认为的要更加普遍。

第六章　浊积物流动的条件

A.速　　度

浊流流动的某些特征曾在实验室作过研究，但是，实验结果的正确性还有问题。第一，在这种实验中从未严格地应用按比例模拟的原理。第二，没有充分考虑流态所涉及的某些因素。因此，浊流流动实际的因素，可能具有单独根据实验室研究得出的方程式所不能预测的特征。

这种因素之一是流动速度，流速总是推测出来的。实验室研究的流速比较慢。几年前提出了一种推导实际流速的技术，其方法是研究记录有浊流流动的地区内海底电缆断裂的时间次序。这里提供两个实例。第一个是地中海，那里1954年在阿尔及利亚的奥尔良维尔附近一次地震时海底电缆断裂。电缆断裂区见于图18中的小方框内。标绘电缆地点间的距离和电缆断裂的时间，就可绘出一条时间—距离曲线，如图19所示。这条合成指数曲线表明浊流在运移25海里之后的速度为40节（海里/小时）。

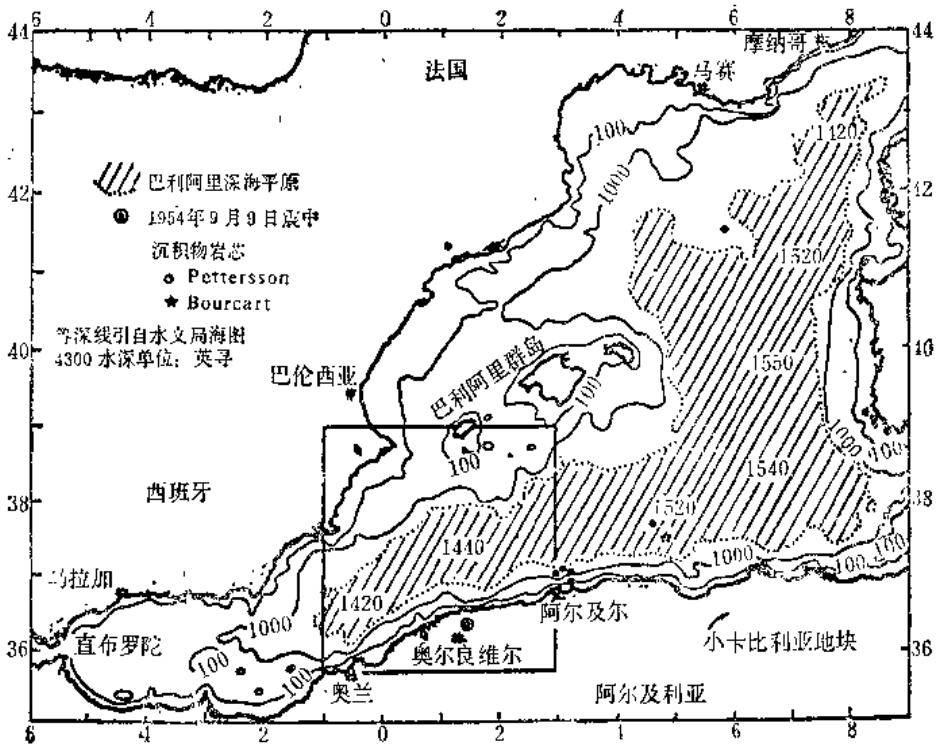


图18　奥尔良维尔海底电缆断裂区（据 Heezen 等，1955）

另一个例子是1929年“大滩”地震伴随发生海底电缆断裂。这次搬运到较深水中去的沉积物数量比上一个例子的还要多。对在该区电缆断裂的地方是否真的发生了浊积物流动曾有一些争论，因为据报道在该区的部分地区内陆坡有反向现象。一般推断，浊积物是不会爬坡

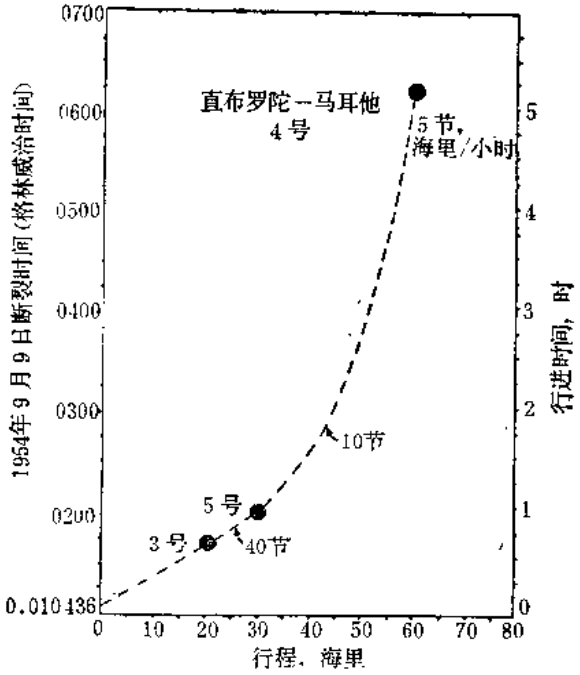


图19　1954年奥尔良维尔浊流的时间—距离曲线（据Heezen and Ewing, 1955）

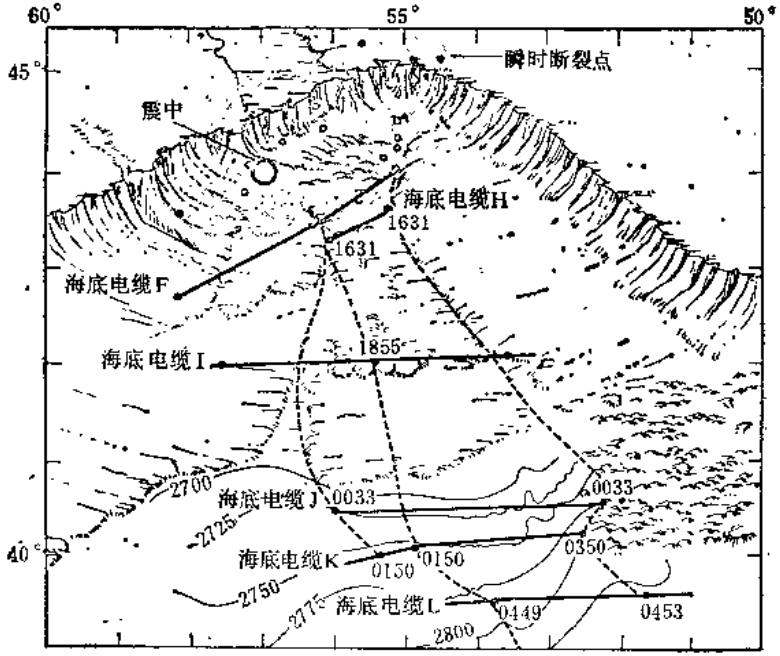


图20　“大滩”地震区（据B.C.Heezen and C.D.Hollister, 1971）

运移的。然而，后来的测深资料表明这种反向是不存在的。图20上绘出一个连续的陆坡，并标明了电缆断裂地点和时间。当时提出的争论点是陆坡的液化作用（liquification），而不是浊积物流动造成电缆断裂。另外，后来在这个深海平原上取芯，在位移沉积物的沉积地区发现了1米厚的含有浅海相动物化石的递变层。递变层理不是滑塌沉积物的特征。

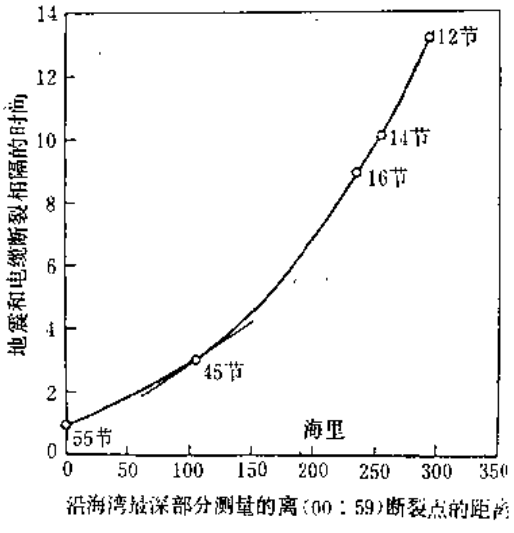


图21 “大滩”浊流的时间—距离曲线
（据 Heezen and Ewing, 1952）

图21所示为“大滩”地震的时间—距离图。时间—距离图上的速度曲线的形状和奥尔良维尔地震相似。然而，最初和后来的速度都比前一情况要高。在离电缆最初断裂点100海里处，速度为45节；在离300海里处，速度还有12节。这是极高的流速。要知道山间湍急河流的最大流速也只有8到16节。在这些密度流中观察到的异乎寻常高的速度可能包含着与目前已知的完全不同的流动条件，换句话说，这种在实验室中从未重现过的高速度可能会在流动公式中引进一个新的因素。

另外，这两条曲线均表明了惯力的影响，因为如果重力单独作用于流动，则这两条曲线的倾斜度应该低得多。只有惯力才会使浊流在测得的长距离内保持这种高速度。

B.时　　间

从地质学上讲，浊流流过一个深海平原所花的时间瞬时即过。然而，这个时期的绝对时间有多长，目前还不太清楚。有人认为，流动所经历的时间只有几分钟。但是，根据对现代流动的计算，似乎密度流经过的时间可达几小时之久。计算方法是确定下滑到海底峡谷去的沉积物总量，确定有效密度以及计算峡谷横截面积。米纳德（Menard, 1964）根据这种计算方法算出：在全部滑塌沉积物离开峡谷之前，浊积物得运动550公里远。

即使按45节的速度计算，也得七个多小时才能使峡谷变空。在浊流实验中建立长时期的沉积物供应系统通常是不易做到的。许多这样的实验只是在一个陡坡上作沉积物瞬时的倾卸。当不能形成浊流时，常常把它作为“浊积物概念是错误的”的证据。

浊流流动的机制实际上和大气层上部的射流的机制十分相似，这种射流是真正的密度流。这两种流都有一个长期供给速度，浊流的速度要比河流的速度更接近于空气射流的速度。

这种空气射流具有较小的横截面积（正如海底峡谷一样），它甚至在长距离运动之后也不会被混合作用所破坏。这正是浊流流动的特征。

C.体　　积

当然，任何一次流动所携带的沉积物体积都很不一样，这取决于海底峡谷头的沉积物堆积体的大小。一些被认为演变成浊流流动的海底滑坡的规模可参见表3。表中除了打“*”

者外，据信，相模湾滑坡和斯克里普斯海底峡谷滑坡也产生过浊流。这些数字不仅表明一次浊流能搬运的沉积物的数量极大，而且表明大小峡谷内充填物数量很悬殊。相模湾滑坡搬运的沉积物为斯克里普斯海底峡谷内搬运的沉积物的七十万倍到七百万倍。

表 3　一些海底滑坡的规模

地　　点	体　积，米³	平均厚度，米	最大厚度，米
* 马格达莱纳河三角洲	3×10^{9}	20	60
密西西比河三角洲	4×10^{7}	10	20
* 苏瓦，斐济	1.5×10^{8}	30	100
斯克里普斯海底峡谷	$10^{4}\sim10^{5}$	4	6
福拉峡湾峡湾，挪威	3×10^{8}		
奥克达尔斯峡湾，挪威	10^{7}		
相 模 湾	7×10^{10}	100	590

* 为明显产生浊流的。

假如把相模湾滑波的沉积物放到平均密度为1.07的悬移流中，则海水所含物质的体积将填满圣莫尼卡盆地。

较大滑波的规模解释了大洋中厚的递变层为什么能够覆盖几百或几千平方公里的原因。

D.厚　　度

由于浊流流动将其携带的沉积物散布在很广的地区上，因此它所达到的厚度具有很大的意义。在海底扇区，其厚度按沟道的深度测定（见第五章）。确定深海平原上浊流流动的厚度比较困难，那里即使存在沟道流，其重要性也是最小的。如果存在浊积物沉积，则确定深海平原内偶然发现的深海丘陵 (abyssal hill) 的顶面，就能测定其厚度。如果不存在，则深海丘陵的高度代表邻近地区浊流的最大厚度值。

在阿拉斯加湾深海平原内存在32米高的深海丘陵，其沉积盖层完全由远洋沉积组成。在德尔加多扇的边缘有一个54米高的丘陵，但不受浊积物的影响。在哥伦比亚深海平原有一个180米高的丘陵，也没有浊积物。可是，墨西哥湾有几个深海丘陵，一个121米高，另一个341米高，都有一些薄层状细屑层。这些细屑层可能代表较厚的密度流的上部细粒部分。密度流这么厚的原因可能是：不仅密西西比河能够在一个时期内提供大量的碎屑，而且西格斯比深渊 (Sigsbee Deep) 本身也不是一个没有边界的平坦大洋平原，而是象一个受限制的“碗”。这种条件会加大单独的密度流的厚度。不知道是这种密度流实际上发展成这样的厚度，还是在沉积之后形变作用抬升了这些丘陵。

第七章　加利福尼亚边缘地带的实例

A.各种自然地理单元上的沉积作用

北美洲西部岸外大陆边缘地带的加利福尼亚部分具有各种各样深海环境，它是研究得最深入的地区之一，下面我们把它简称为加利福尼亚边缘地带。该地区面积为250公里×325公里，纵横交错地分布着不同充填期的十四个深盆地。这些盆地的边界是一些出露海面的岛屿或以沙洲或海脊形式出现的深海高地。该地区有几个盆地（如洛杉矶盆地和文图拉盆地）已经完全被沉积物所填满。

加利福尼亚边缘地带的大部分地区绘在图名叫“加利福尼亚边缘地带地貌图”上（插图）①。对于具有足够资料反映地质作用的那一部分上了颜色。看图例时要注意，上颜色部分表示大的自然地理单元和由浊流作用形成的沉积地形。

加利福尼亚边缘地带在中中新世开始形成。它现在的地形起伏可能不象当时那样大，因为后来曾经遭受构造形变。不管怎样，今天所看到的盆地充填过程在上新世大部分时间内可能一直在继续。在离岸最近的近岸盆地内，这种盆地充填过程和阶段对于研究南加利福尼亚的地质学家来说特别有意义，因为它们反映了岸上的洛杉矶盆地和文图拉盆地中新世和上新世存在的条件。因此，海上地区的研究提供了古代岸上盆地各个二维时间面的片断。同理，所选的岸上盆地的横剖面图和地图，可能反映了现代盆地中充填沉积物的三度空间面貌。当这两类地区浊积物沉积占优势时，这样的研究将会对前面讨论的原理作出详细的说明。这一章只谈现代盆地；第八章将谈到古代盆地。

1.陆架

陆架区通常延伸到水深90～110米处（即更新世海平面处于低位的深度）。大陆架的宽度变化从0.5～12公里，平均为6.5公里。岛架的宽度要窄一些。它们的特征是具有象墨西哥湾陆架区那样的陡坡面。墨西哥湾陆架区的倾角实际上超过了世界上许多陆坡区。大陆架内部是以砂级为主的沉积物向东南方沿岸漂移沉积的场所。漂移作用一直继续到被海底峡谷头截断为止，沉积物在海底峡谷头被捕集，最后向盆地方向搬运。

大陆架外部有些地区正沉积着粉砂级和粘土级沉积物，然而这种地区大部分是非沉积区。这里还发现了比海平面变低时期（指更新世——译者注）更早残留的砾石沉积。也有较老地层（从上新世的软泥到中生代的基岩）的露头岩屑。除大生物介壳的碎屑物质外，还存在着自生矿物（如磷酸盐和少量的海绿石）分布区。

岛架的生物碎屑沉积物的比例要比大陆架大一些。岛架也有较多的自生沉积物，特别是海绿石。今天的碎屑沉积物，总的来说都是粒度朝海的方向变小。无论如何不会有较粗的滨线沙进入海底峡谷。在更新世海面降低时，可能不是这种情况。更新世时岛屿较大，有更多的沉积物被侵蚀，故比较容易发生实际的沉积性海退。

---

①该图的资料是从参考文献许多文章中收集的。特别是穆尔（Moore，1966）、汉德和埃默里（Hand and Emery，1964）所著两篇文章最为有用。图绘完后，其他人的研究又为外部盆地提供了一些补充资料。

2.海脊和沙洲

海脊和沙洲是目前正在接受极少量沉积物的地形上不规则的浅水区。接受沉积物极少的原因部分是由于它们离物源区远，部分是由于海水流过海脊和沙洲时，水柱稍受限制，这样就会加大流速，从而导致无沉积物沉积或发生侵蚀作用。虽然裸岩普遍存在，但是有时发育有生物成因的砂，特别是有孔虫砂。在这些高地上有些也有象磷酸盐和海绿石一类的自生矿物。在那儿，特别是海绿石，要比陆架区丰富。

某些沙洲和海脊上沉积物的分布型式，有时和文图拉盆地和圣费尔南多盆地内老岩层记录中的一模一样。在这两个盆地内，在古沙洲和古海脊之间的深海低地含有几乎全部由有孔虫或海绿石所组成的浊积岩。推测砂级大小的生物成因物质或自生矿物能够在深海高地上堆积起来，达到不稳定点，并作为重力沉积物滑向盆地，这一点不是没有道理的。

3.海丘

海丘上的取样工作做得比在沙洲和海脊上的要少。然而，大家知道在这三种地形上，沉积物的分布型式是十分相似的。较深的海丘可能有细粒沉积物，而较浅的海丘几乎没有接受沉积物。可以把海丘看作为通常比沙洲或海脊小一点的深海高地；它们在盆地充填作用旋回中最终将被覆盖。在一些近岸盆地内已经有大量盆地充填物，许多海丘可能已被浊积物所覆盖。这也是根据地震记录研究推断的。

4.陆坡

插图上深绿色地区表示陆坡区。大部分倾角从2°～20°不等，更高值也屡见不鲜。大陆边缘地带陆坡的平均倾角为8°，而世界上陆坡的平均倾角为3°。大部分陆坡区比较狭窄，只有6.5～9.0公里宽。由于陆坡较陡，显然不会有厚层沉积物覆盖。圣巴巴拉陆坡面的倾角只有1.3°，算是个例外。

陆坡区在地理上处于陆架、海脊和沙洲区之间的中间位置，它是盆地的底部，在此沉积了“正常”沉积物，并且堆积有半远洋沉积物和“重力”沉积物。因此陆坡区分隔了两种储集岩沉积区。活塞取样表明：这个分隔区只沉积了细粒粉砂和粘土。偶然发现有些较陡的陆坡区完全没有沉积物。这可能是由滑塌作用造成的，因为在这个地区还未见到强烈的侵蚀水流。

显然，在陆坡而上发生的沉积作用只能堆积厚度有限的软泥。后来，当超过休止角时，软泥就会下滑到陆坡基脚，形成海底滑积裙和（或）细粒浊积岩。

陆坡的剖面表明陆坡是十分不规则的。有些不规则性以海底冲沟和海底峡谷的形式出现。海底峡谷将在下一节讨论。与陆坡成正交的海底冲沟，据信会成为密西西比三角洲外面那样的地崩凹地(landslide scar)(见第五章，C)。在凹地的底部不会形成丘状而，而认为潜动物质将继续顺坡移动。

5.海底峡谷

海底峡谷在陆坡区用紫红色来表示。海底峡谷表现为直的或弯曲的通道。许多峡谷都有支流，按这张图的比例尺，因支流太小，没法表示出来。

需要说明的是有些峡谷头紧连着河口。有时，二者之间的直接连接可以通过已埋没的填满沉积物的沟道来说明。发现另有一些海底峡谷在海岸凸出地形的向流侧切割陆架。从图上看得很明显，大多数海底峡谷都切入大陆坡，而不切入岸外斜坡区。岸外斜坡上的海底峡谷均接近较大的岛区。这和沉积物来源是否有保证以及是否发生“沉积性海退”有关，这一点将在本章的C部分中进一步讨论。〔注：在插图完成后，里德隆的文章（Ridlon, 1972）指

出圣克里门蒂岛西南岸外有伊尔河海底峡谷]。

发现有少数海底峡谷只切入外陆架的边缘。它们或者在终端有小海底扇，或者完全没有。较大的海底扇和那些远远切过陆架的海底峡谷相连。有些峡谷头向陆地方面切割，几乎到了碎波带。

一般的海底峡谷剖面的坡角，头部为14°，谷口附近为1°。活动的峡谷头通常有细砂充填物，有的还有腐烂的海藻丛。这种级别的砂就是今天加里福尼亚海滩上正在被冲刷的物质。然而，在更新世时，似乎是较粗的沉积物沿着海滩搬运并进入峡谷头的。

在海底峡谷下方较远处，充填物的性质是各种各样的。有些峡谷有软泥充填物，有些地方软泥充填物好象有一个或几个阶地。这些阶地常常受到切割，说明最近发育了一个不同的侵蚀基准面。这个新的基准面可能是由最近一次海面上升而造成的，海面上升使峡谷底的深度增大，将加快峡谷底部水流速度，这样也就增大了侵蚀能力。

比较活动的海底峡谷好象在其下部有砂或砂泥互层沉积。有时这里也发现过海底峡谷壁岩石的滑塌块。有些海底峡谷（特别在它的上段）已被沉积物所掩埋。

对几个海底峡谷头曾进行了反复多次的测量，发现其沉积充填物由于峡谷突然加深而周期性地流空。平常，这种充填物有一些会通过逐渐蠕动而顺峡谷运动。

6.海底沟道和天然堤

在插图上，海底峡谷外面的深黄色表示海底扇。穿过这些海底扇的为橙色狭带，表示海底沟道，它们的位置是根据测量洋底而定的。有些沟道的轮廓用实线表示，有些用虚线表示。用虚线表示的是对其精确位置还有怀疑。有些沟道末端的问号表示沟道的终端还未确定。

需要说明的是：有一些海底扇被一些单独的沟道穿过，而另一些则被一群沟道穿过。这似乎部分取决于海底扇的成熟性，部分取决于测量海底扇的详细程度。在较老的海底扇表面，沟道呈网状。不管沟道的型式如何复杂，看上去都是向左弯的。据信这反映了科里奥利力的影响。

在圣迭戈盆地内，有些沟道两侧用白色平行带表示。这代表用精密回声测深仪详测时发现的天然堤。据推测，对其他沟道进行类似的详测也会发现它们的天然堤。研究插图中看到的沟道的规模表明，它们通常要比世界上其他地方海底扇上发现的沟道小一些。许多沟道只有5～20米深，100～1000米宽。为了便于观看，它们在图上的宽度稍有夸大。活动的沟道好象以细砂为底，而不活动的沟道则表面有一层远洋泥质粉砂。有砂的地方，砂厚10厘米以上，通常没有半远洋沉积物夹层。

圣迭戈盆地内有些沟道发育有单级或多级阶地。有些地方，这些阶地的切割形式类似陆地上相应的自然地理单元。

7.海底扇

在加利福尼亚边缘地带的一些盆地内，沟道沉积物和半远洋软泥建造了各种大小的海底扇。这些海底扇朝滨线方向的界限很容易确定，而它们和深海平原的接触线是任意画的。据现有不完全的资料推测，圣莫尼卡盆地和圣佩德罗盆地内海底扇的分布范围可能比插图所画的要大一些。

海底扇表面的坡角比与之邻接的深海平原更陡。这点示于插图上，也示于图22上，不过该图略有夸大。图22是加利福尼亚一个近岸盆地的理想的、然而是典型的横剖面图，图上示出一个海底扇和一个深海平原。横切海底扇表面，剖面线记下的是一条沟道，而不是沟道

间地区。对地层和古生物工作者来说，这种剖面具有重要的涵义。

很明显．沿着这样的剖面，根据底栖有孔虫组合划分的深度带变化很大。加利福尼亚晚第三纪沉积物中动物深度带可按 150 米（或少一点）的间距划分。横穿任何一个海底扇面，都可看到几个深度带。因此，在现代和古代记录中的任何时间面均含有几个有孔虫组合。

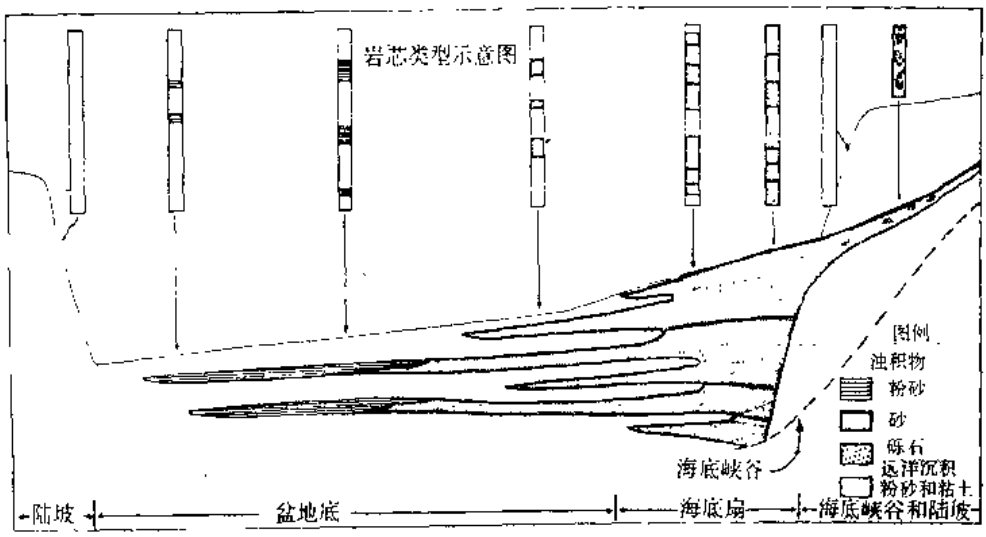


图22　南加利福尼亚海底扇和盆地底面的剖面示意图，图上也表示出了不同自然地理区的典型沉积相（根据D.S.Gorsline and K.D.Emery，1957修改）

沿着这个剖面发现的另一有意义的事是：在海底扇中部附近剖面厚度最大，砂含量高。从盆地的远端到海底扇的中心，横向上浊积砂堆积逐渐增加。然而，从那里到扇顶，砂层的总厚度迅速减小。尽管厚度减小，但砂含量仍然很高。很自然，沿着沟道间地区的剖面线一定表现出从扇中到扇顶砂百分含量和厚度都要减小。在盆地远端区，远端浊积相似乎不整合地和橄榄色粘土质粉砂陆坡相毗邻。这种情况在岸上盆地的古代岩层中也有记载。

对石油圈闭概念来说有意义的是：在最年青的浊积岩中石油最初是向扇顶方向运移。然而，随着较老的海底扇沉积对较厚的沉积物负载的均衡调节，势必会逆转其倾向。这样，最初向上倾方向的运移可能会在海底扇区内发生逆转。在这种地区的朝海方向上发育的背斜就能捕集盆地内生成的大部分石油。文图拉盆地内的“文图拉路”油田明显地处于这种位置。

8.海底滑积裙

由于缺乏控制点，面对海底扇之间陆坡区的海底滑积裙没有在插图上表示。在近岸盆地的靠陆地一侧，这种滑积裙发育得特别好。已发现从滑积裙区取得的岩芯含粉砂层，该层具有扭曲层理(Contorted bedding)和浅水动物化石，表明它们是从上陆坡区滑塌下来的。

图23是一张海底滑积裙和深海平原的横剖面示意图。该图说明了下陆坡上的软泥堆积在整个时间内是如何逐渐向陆坡上方和盆地方向扩展的。

当然，扭曲层理反映了滑积裙面顶部的不规则地形。需要说明，从陆坡滑积裙开始向盆地底延伸的是不连续的层状粉砂岩。这反映了软泥下滑时具有足够的速度，实际上变成了密度流，并将其沉积物分布于盆地内。在圣莫尼卡盆地和圣佩德罗盆地内做某些详细研究工作时，已辨认出这种类型的沉积物。图23上也表示出了按一定角度进入剖面线内并沉积在盆地底的细粒浊积砂的末端。这些沉积物代表了来自海底扇区的沉积物，而不是代表所想象的来源于滑积裙的沉积物。

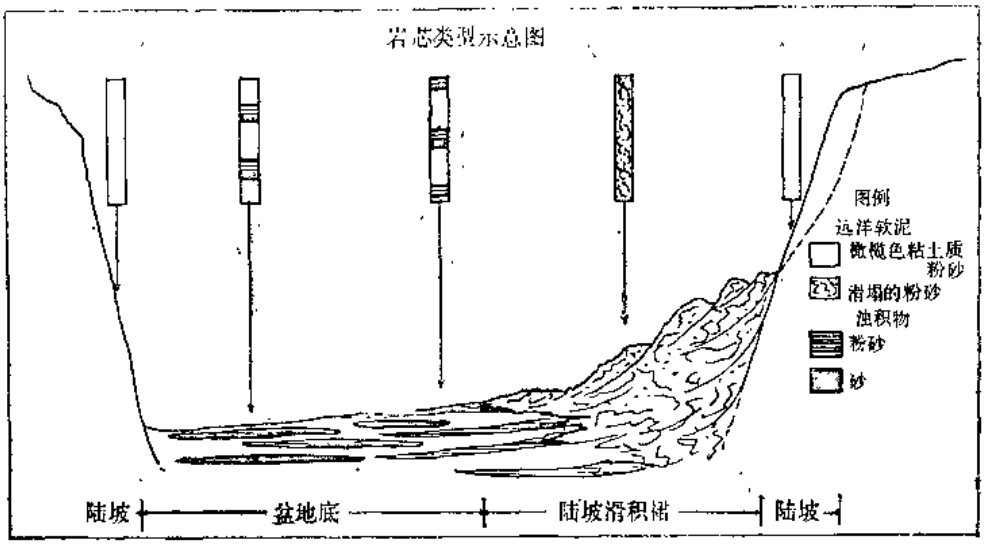


图23　南加利福尼亚滑积裙和盆地底面的剖面示意图

图上还表示出了不同自然地理区的典型沉积相（根据D.S Gorsline and K.D.Emery，1957修改）

9.深海平原

从滑积裙和海底扇面延伸出去的就是深海平原（以浅黄色表示）。插图表示出了五个这样的平原。正如在插图上所见到的，远端浊积岩相大都发育在这些地区，不仅发育在近岸盆地的远端，面且还完全充填了更远的盆地。

10.深海平原间沟道

深海平原间沟道的成因已于第五章第 G 节内描述了。在圣迭戈盆地的南端曾打了一口井，确定了名叫"科罗纳多沟道"的深海平原间沟道。这条沟道联结了圣迭戈盆地和圣克里门蒂盆地。在深海平原间沟道横越两个盆地之间的深海平原间缺口的地方，沟道的冲刷深度为200米。从深海缺口区开始，这条沟道在穿过圣迭戈盆地底时逐渐向头部变浅，但是在到达插图上的科罗纳多海底扇面时又变深。这条沟道由于连续向头部切割，接着又俘获一条海底扇沟道，所以明显地形成一个综合的水系。通过地球物理调查又发现一些深海平原间沟道。由于没有追踪到它们连续的沟道，图上一般没有标出其位置。在圣克里门蒂盆地的最南端，图上绘出一条这样的沟道的部分踪迹。这条沟道向南经过一个狭窄的深海缺口进入另一个更深的盆地。

B.盆地充填作用的阶段和时期

在下面的讨论中，试图谈一下在前面章节中讨论过的加利福尼亚州岸外五个盆地内浊积物沉积的某些原理。这五个盆地是：圣莫尼卡、圣佩德罗、圣克里门蒂、圣卡塔林纳和圣迭戈盆地。

研究插图可以明显地看到，这五个盆地具有不同型式的近端相和远端相浊积充填物。对比近端相和远端相型式的一项技术是研究它们和盆地充填作用的三个阶段（幼年期、壮年期和老年期）的关系（这里为了简化起见，把海底扇沉积区相当于近端相，把深海平原区相当于远端相。这和第一章中谈到的这两种相的定义略有出入）。这三个阶段用图描在图24上。在幼年期，盆地底的不规则地形正在被填平。壮年期则发育着近岸冲积扇和深海平原。

最后是盆地充填作用的老年期，此时海底扇完全穿过盆地。注意：只有在盆地充填作用的壮年期才能分别发现近端相和远端相（即指盆地的近端部分和远端部分）。在盆地充填作用的其他两个阶段，如图24所示，近端相能延伸整个盆地。需要说明的是，幼年期只在那些具有不规则底部的盆地中才存在。如果一个盆地具有平滑的底，充填作用就从壮年期开始。

虽然前面指出只有三个阶段（即幼年期、壮年期和老年期）可供区分，但是必须了解在那些较大又较复杂的盆地内可以同时存在两个甚至三个阶段。本节将分析每个盆地所达到的阶段。

另外，还要分析确定这五个盆地中每个盆地的沉积作用与大陆边缘地带整个盆地体系有什么关系。为此目的，要应用图25（据 Gorsline，1959修改）①。该图表示了几个单独的盆地逐渐变成一个盆地的四个盆地充填期。

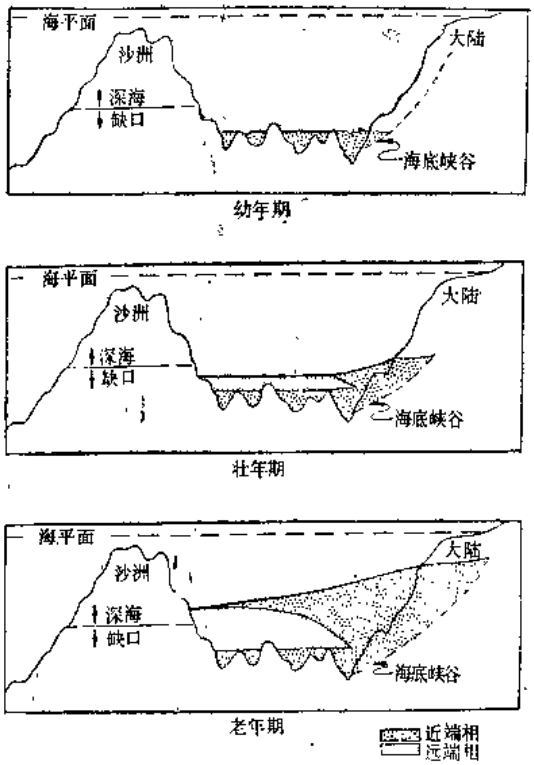


图24　盆地被重力沉积物充填的三个阶段

1.圣克里门蒂盆地

圣克里门蒂盆地内浊积物充填型式最简单。该盆地水深最大（6900英尺以上），而它具有大量浊积充填物。至于说到沉积物的来源，这个盆地是一个外盆地（见图25），因为该盆地没有任何边界与大陆邻接。在该盆地与另一充填盆地连接起来的深海缺口被覆盖以前，该盆地大概不会有浊积物沉积。当通过一个深海缺口（称为“科罗纳多缺口”）与圣迭戈盆地的南端相连时，该盆地才沉积了浊积物。

现在，流经科罗纳多缺口的科罗纳多沟道似乎是圣克里门蒂盆地内浊积物的唯一来源。在圣克里门蒂盆地内，科罗纳多沟道是否形成了一个海底扇还不能肯定，虽然在缺口底部附近的等深线距使人推测存在一个海底扇面。在任何一种情况下，表面上似乎平滑的海底等深线表明，浊积物充填期接近于幼年期末和壮年期初（见图24）。

按照图25来看，圣克里门蒂盆地明显地处于二期或三期的盆地发展阶段。大部分圣克里门蒂盆地现在还在发育远端浊积相，虽然在科罗纳多缺口的底部可能在形成一些近端沉积物。

2.圣卡塔林纳盆地

圣卡塔林纳盆地内的沉积条件类似于圣克里门蒂盆地。然而，水深介于三个较浅的近岸盆地和较深的圣克里门蒂盆地之间。象圣克里门蒂盆地一样，圣卡塔林纳盆地也是一个外盆地，从圣迭戈盆地接受浊积充填物（据戴夫、穆尔，私人通信）。过去，从卡塔林纳岛也可能有浊积充填物通过卡塔林纳海底峡谷进入卡塔林纳盆地。然而，由于现代海平面上升，结果使卡塔林纳岛这个物源区的规模缩小，这里就未能保持实际的海退。因此，这个岛屿产生浊流所必需的第三要素就不再存在了。

圣卡塔林纳盆地表面上看起来似乎所接受的浊积物要比圣克里门蒂盆地少。但是，由于

①原文如此。——编者

盆地沉积作用图期

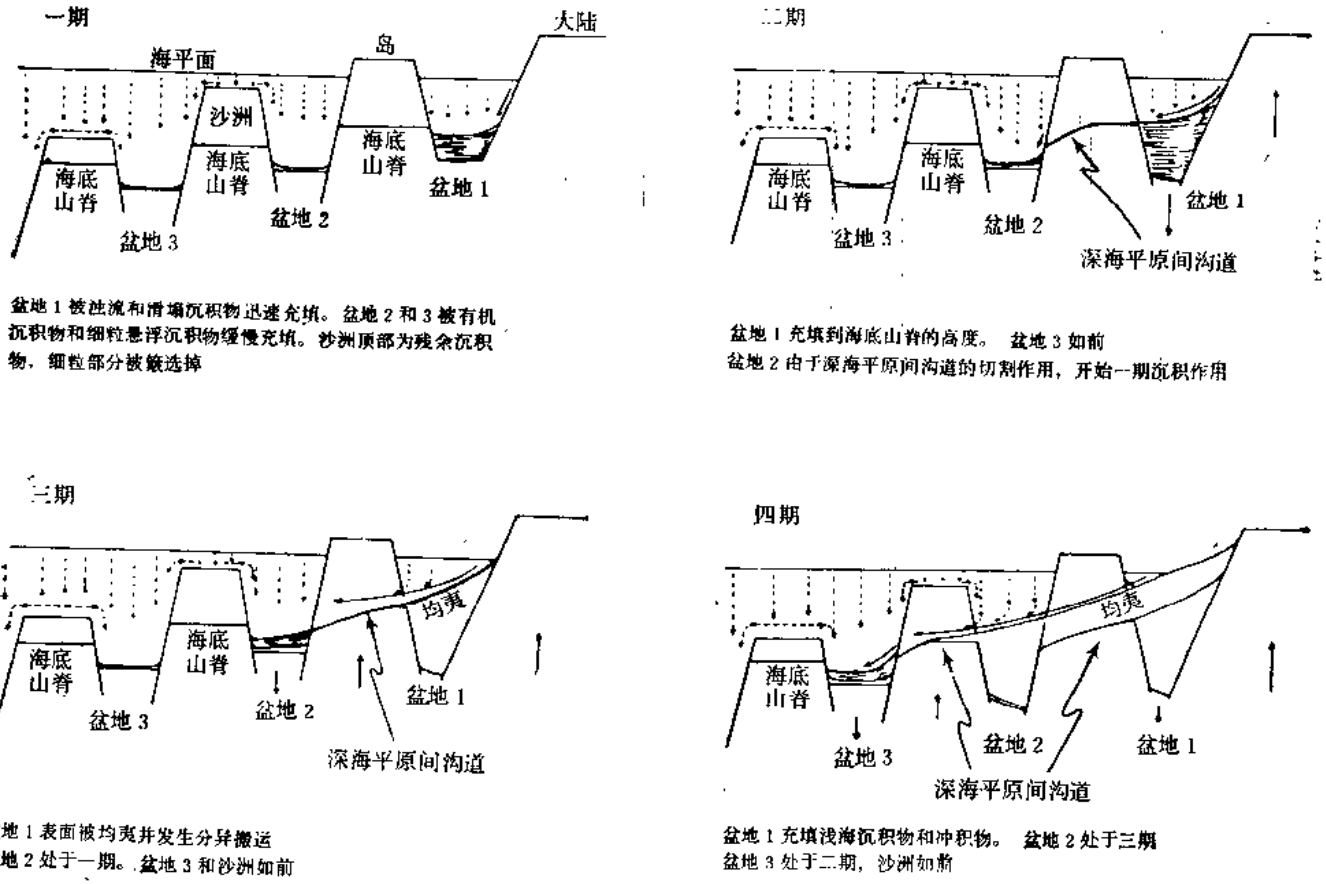


图25 在一系列相互连通的盆地内逐步发展的沉积物充填期
（根据D.S.Gorsline and K.D.Emery，1957修改）

从该盆地底部到把它和圣迭戈盆地联接起来的深海鞍口之间的坡度比较平缓，所以把这个盆地划为图25上三期的盆地2阶段比较合适。

如插图所示，卡塔林纳盆地内残留了一些深海凸出地形。地震资料表明，另外有一些潜伏高地近来已被一薄层浊积物和远洋软泥所覆盖。因此，盆地充填期最接近于图24中的壮年期初期。在这个盆地内现在可能还在沉积远端浊积物。

3.圣迭戈盆地

圣迭戈盆地内发育了相当复杂的浊积物充填型式。该盆地按沉积作用可以分为北部、中部和南部。北部和中部包括一个广阔的海底扇区，只有南部的一部分才是真正的深海平原。因此，北部、中部和大部分南部都在接受近端浊积物，而远端相仅分布在圣迭戈盆地南部的一部分地区。

圣迭戈盆地的北部有两条主要的补给峡谷系——圣加夫列尔峡谷和纽波特峡谷，它们形成了一个大海底扇。很明显，圣加夫列尔峡谷系虽然很可能近在一万八千年以前提供过沉积物、但它现在不活动。由这两个峡谷系发育成的海底扇是整个大陆边缘地带内最复杂的壮年期扇之一。在朝陆地方向，它回填得比其它任何峡谷系都高，达到1200英尺水深线。可以设想，如果进一步回填，近端浊积物在地理上和地层上都会接近陆架上发育的粗粒“正常”沉积物，最终会与之合并。实际上这将完成第四章中描述的盆地充填作用旋回。

这个海底扇向海方向的延伸范围没有很好地确定，在图上用虚线表示，因为沟道的终端不清楚。其南缘和“洋边”海底扇相接。其边界类似河流内的最深谷底线（thalweg）。按盆地充填作用期来分类，该盆地的这一部分已达老年期。

圣迭戈盆地的中部有三条补给峡谷，它们也形成了一个大海底扇。这三条海底峡谷是：“洋边”、卡尔斯巴德和拉霍亚峡谷。虽然这三条峡谷所形成的海底扇没有造成象盆地北部那样向陆地方向远远延伸的海底扇，然而它还是穿过了圣迭戈海槽。

由于这个海底扇分布的面积很大，因此盆地这一部分在分类时也可划为盆地充填作用的老年期。不过，盆地这一部分的凸出地形很高，也给人们造成盆地充填作用幼年期的某种印象。这个例子说明地形因素能影响盆地充填作用期，每次研究沉积作用时，应该考虑到有不符合理想型式的情况。因此，前面描述的盆地充填作用分成三个期的分类法应认为是一种基本模式，但是存在不符合这种模式和复杂化的情况。

在圣迭戈盆地南部，只存在科罗纳多海底峡谷系。它处于盆地充填作用的壮年期，现在，充填作用由于科罗纳多深海鞍口的活动把浊积物沉积到圣克里门蒂盆地而告中断。因此在一定程度上圣迭戈盆地这一部分正在发生分异搬运作用。地震资料表明，那里已经沉积了2000～3000米的充填物。现在盆地充填物的高度已达科罗纳多深海鞍口的高度，在圣克里门蒂盆地被充填到这个鞍口的高度以前，其沉积速度必然要降低。

圣迭戈盆地目前处于图25上盆地充填作用的三期盆地1的阶段。

关于圣迭戈盆地的浊积充填物，最后要说明一点：除了前面提到的长石沉积物外，还有自生海绿石的浊积物沉积。它们显然是由盆地内沉积物滑离深海高地而成的。

4.圣莫尼卡盆地

怀尼米-穆古海底峡谷、杜姆海底峡谷和圣莫尼卡海底峡谷都将浊积物供给圣莫尼卡盆地。前两个峡谷系显然仍在活动，而第三个峡谷系现在休眠，正接受着远洋充填物。怀尼米-穆古峡谷群是最远的逆向流系，现在是圣莫尼卡盆地浊积物的主要源地。它显然在收集大部分滨线砂，结果发育了最大的海底扇体系。因此，它比其他两条峡谷向头部回填得更远。

怀尼米-穆古海底扇向盆地方向延伸可能比插图上所示的更向南些。这个海底扇上的沟道用虚线表示，说明沟道路线还不清楚。加利福尼亚州美孚石油公司的邓恩曾做过一些工作，他坚持认为这些沟道完全穿过了圣莫尼卡盆地而到达杜姆峡谷的经度。研究插图会使人感兴趣地推测，随着海底扇的进一步生长，怀尼米-穆古海底扇的近端沉积物将覆盖来源于杜姆海底峡谷的远端浊积物。远端浊积物显然已经覆盖了休眠的圣莫尼卡海底扇。在这种状况下，近端浊积相就和远端浊积相成互层。

按图24的分类，圣莫尼卡盆地已达到浊积盆地充填期的壮年期。这个盆地没有凸出于海底上的、孤立的海丘或海脊。这就反映了从更新世到现在的3000多米充填物覆盖了任何可能存在的地形。至于说到圣莫尼卡盆地和加利福尼亚边缘地带诸盆地的关系，它最接近于图25所示的一期盆地1阶段。

5.圣佩德罗盆地

圣佩德罗盆地显然和圣莫尼卡盆地处于同一平面。在这两个盆地之间浊流的流向不清楚。然而，雷东多海丘和雷东多海底扇直到最近仍在为浊积物从一个盆地流向另一个盆地设置障碍。有一个时期，雷东多海底峡谷可能把沉积物泻入圣莫尼卡盆地。当雷东多海底扇的南部堆得更高时，这个沟道体系可能再次向盆地北部迁移。雷东多海底峡谷是目前圣佩德罗盆地唯一的浊积充填物的源地，虽然过去其他海底峡谷体系可能有沉积物流入。来自雷东多海底峡谷的沉积物肯定掩埋了圣佩德罗海底扇，因为在圣佩德罗海底峡谷口没有任何沟道的证据。圣加夫列尔-纽波特扇西缘的虚线表明它曾一度为圣佩德罗盆地提供过浊积物。

由于海底扇的面积有限，盆地底没有任何深海高地，所以这个盆地象圣莫尼卡盆地一样，也处于盆地充填作用的壮年期。圣佩德罗盆地从它与周围盆地的关系来讲，处于一期盆地1阶段(图25)。

C.海底峡谷的活动性

回顾第三章中提到发育浊积岩所必需的三个环境因素是：1)足够的水深；2)足够的坡角和3)实际的海退。在加利福尼亚边缘地带的大多数盆地中存在前两个因素。因此，在这个地区浊积岩的发育取决于是否存在第三个因素——实际的海退。第三章中讨论了引起“实际的海退”的各种机制。在插图中许多海底峡谷的发育反映了存在一种或多种机制。

据认为，更新世海平面的下降，为南加利福尼亚许多峡谷开始发育提供了所必需的“实际的海退”机制。在海平面降低期间，海滩向陆架边缘方向移动，在不稳定位置留下了侵蚀物质，开始发生峡谷切割作用。

大约在一万八千年以前，随着海平面升高90～110米，这种机制就不起作用了。那时砂的沉积地带从离陆地1～20公里处移到内陆架上今天的位置。

由于峡谷仍在活动，就需要一种新的“实际的海退”机制。大地构造运动太慢，在这段短时间内不起作用。只有沉积性或地形性实际的海退方能保持峡谷活动。在两种机制都不存在的地方，海底峡谷就会变得不活动了。

下一节将讨论大陆区和岸外区的海底峡谷，以表明它们是如何对海面上升起作用的。插图上所示的岸外区在更新世只有三块陆块，其面积大得足以形成海底峡谷。它们围绕着圣尼古拉斯岛、圣克鲁斯岛和圣卡塔林纳岛分布。近代海面上升使这三个沉积物源区缩小到目前的规模。目前这些陆地的面积是太小了，不足以生成足够的沉积物使过去形成的峡谷保持

活动。

在大陆区内发育了十一个单道的或多道的峡谷系。它们实际上把滨线分成好多段，其宽度、长度和沉积物供应量均不一样。在本节内将依次讨论它们，先从沉积物向东南方向作沿岸漂移的上游方向最远的一条开始。

怀尼米-穆古多道峡谷沿着一个狭窄的陆架区发育。由于陆架只有0.5~6.5公里宽，故这一组五条峡谷不一定向头部切割得很远，也不一定能很快地连续捕集海滩沉积物。这个峡谷系也是从未被海底峡谷切割过的南加利福尼亚岸线最长一段顺流而下的通道。由于这一点，特别是由于圣克拉拉河携带大量泥沙进入这个峡谷系，所以沿岸漂流沿着这段岸线搬运了异乎寻常的大量沉积物。

尽管有这两个有利因素，插图仍然表明只有最后两条峡谷才能溯源侵蚀，而其他三条仍处于陆架边缘。很明显，最西边的那条峡谷虽然有最宽的陆架可供切割，但仍是最早捕集从东南方向来的沉积物。这样，在那里很容易发生实际的沉积性海退。邻近的三条峡谷很少获得沉积物，因此就不活动。这个体系内的最后一条峡谷只有很窄的陆架可横切。其头部也靠近一个河口。可能是两种因素合起来使它保持活动。

沿海岸分布的第二条海底峡谷——杜姆峡谷，它由一段短而窄的陆架提供沉积物，但是数量很少。因此，那里不容易发生沉积性海退。但是，在杜姆角（一个明显的凸出地形）的逆流方向，陆架最低限度的蚀切使杜姆峡谷能开始活动或保持活动。这是地形性海退提供动力使峡谷开始发育，然后使其继续活动的良好例子。

沿海岸从杜姆峡谷向下，便是圣莫尼卡海底峡谷。在历史时期内，这段海岸线由洛杉矶河（该河就在圣莫尼卡南而注入大洋）供给大量沉积物。然而，这条峡谷已不活动。原因可能是该地区陆架极宽。由于海平面升高，那里滨线移动的水平距离要比南加利福尼亚大部分陆架区大。显然海底峡谷的侵蚀作用未能和滨线的快速移动齐步前进。因此，圣莫尼卡峡谷的不活动的海底扇显然被其他海底扇的远端沉积物掩埋了。

这一部分陆架的沉积物供应量，增加了顺流方向邻接陆架部分的沉积物供应量，并且继续向南搬运到雷东多峡谷。雷东多峡谷的头部位于与帕洛斯弗迪斯半岛相邻的狭窄陆架内，后者是沿海岸的一个凸出地形。

在雷东多峡谷以外，一段短而窄的海岸线正好延伸到圣佩德罗峡谷的北边。在这个峡谷的上游方向，目前只有很少的沉积物供应。但是，圣加夫列尔河过去曾提供大量沉积物，使此峡谷开始切割。象圣莫尼卡峡谷一样，圣佩德罗峡谷在海平面上升时曾横越一个很宽的陆架区。后来它不能做到这点，就变成不活动的了。

沿海岸往下几英里远，便是圣加夫列尔峡谷系中的两条峡谷。从本质上讲，它们的发展结果和圣佩德罗峡谷一样。当海平面上升时，峡谷头迅速被淹没，不允许任何“实际的海退”机制持续下去。

由于没有捕集沉积物的地形，滨线碎屑物质继续顺流而下，到达纽波特峡谷系的六条峡谷。很难确定这六条峡谷中有几条是活动的。它们都沿着一段狭窄陆架分布，这段陆架被四条逆流峡谷不同程度地切割。有一条峡谷似乎比其他几条更为活动，因为它的头部已到达海滩带。这里沉积性海退和地形性海退都是明显的。从那条最活动的峡谷往下不远处，有两条峡谷可能是不活动的。

从这两条峡谷向东南到“洋边”峡谷，继续是一段长条陆架，其宽度从狭窄到中等。最近的取岩芯工作证明，“洋边”峡谷和它的南邻卡尔斯巴德峡谷都是不活动的。不过，卡尔

斯巴德峡谷所面对的陆架比“洋边”峡谷所面对的更为狭窄，它甚至部分地切割了陆架。推测起来，沉积物供应量不足以致这两条峡谷到今天还是活动的。因为这两条峡谷过去都发育了巨大的海底扇，所以扇面未被毗邻海底扇的沉积物所掩埋。

沿海岸再往下几公里是另一个使陆架变窄的海岸凸出地形。这里，拉霍亚峡谷的溯源切割穿过了狭窄的陆架，几乎到达碎波带。沉积性海退和地形性海退两种作用合在一起使这个峡谷保持活动。

最后一条峡谷——科罗纳多峡谷位于美国-墨西哥交界处。此峡谷发育了一个有相当规模的海底扇。目前这条峡谷似乎已不活动。此峡谷未能切入它和大陆之间的宽阔陆架。自更新世以来，无论是沉积性海退或是地形性海退均未发生。

D.圣莫尼卡盆地的地震剖面

在横越圣莫尼卡盆地的地震剖面图(图26)上绘出了浊积岩沉积作用的几条原理。研究这张剖面图之所以有用，不仅由于它提供了圣莫尼卡盆地内浊积岩的资料，而且也由于它说明了地球物理学如何有助于研究深水沉积作用。

这条剖面的位置见插图。这条剖面从左向右横穿了圣卡塔林纳陆坡北部、大部充填晚第三纪沉积物的圣莫尼卡盆地、杜姆陆坡和一部分杜姆陆架。沉积层垂直放大大约是1.0：0.8。由于声速的差异，在水柱中垂直放大接近2：1。剖面图上端每五个地震炮点标一个数。

由于这张剖面图的比例尺小，象海底沟道这类地形就看不见了。然而，海底反射表明圣莫尼卡盆地的底部是极其平坦的。这个盆地内可能存在的任何老岩层深海高地都早就被掩埋了。

盆地的深海平原部分在炮点23～73之间延伸。在这段距离内，洋底有一个几乎感觉不到的坡度，从海平面下2650莫尺降到2800英尺，即在12莫里距离内下降150莫尺或每英里下降12.5英尺。

在炮点23和18之间很好地反映了剖面所斜切的怀尼米-穆古海底扇的倾斜面。这里，在4000英尺距离内海底上升了150英尺，相当于每英里上升200英尺左右（坡度为2°）。从炮点8～11，剖面线平行于海底扇等深线，没有深度变化。

靠近地震剖面的两端，近代更新世充填物和老岩层之间的接触是有区别的。在左边，卡塔林纳陆坡坡面明显地延伸到平坦的盆地充填物的下面。从岩性上讲，该陆坡由老地层（可能是中中新世火山岩）构成。卡塔林纳陆坡的下部看上去被一个朝盆地方向变厚的楔状层段所覆盖。这个层段可能由前更新世的浊积岩所组成。该层段的顶面可能为上新统—中新统不整合面。在此层段内很可能也有一些互层状的陆坡泥。在卡塔林纳陆坡以南更远处取的海底岩芯加深了后一概念，因为这些岩芯含有扭曲的和坍塌的现代软泥。

靠近剖面图的右边，很好地确定了前1500英尺内海底扇和杜姆陆坡的接触面。

在这两个陆坡区之间，圣莫尼卡盆地底部沉积物中的地震波揭示了沉积作用方面可作解释的差异。向下到海底下4000英尺处出现的第一多次反射面仍然保持着这些差异。

在这4000英尺的间距内，整个圣莫尼卡深海平原的地震波具有良好的连续性。用墨水画了几条线追踪层理的连续性。在远端浊积岩相区内，可以预料砂层不连续地和远洋泥成互层，而且有呈席状延伸的趋势。

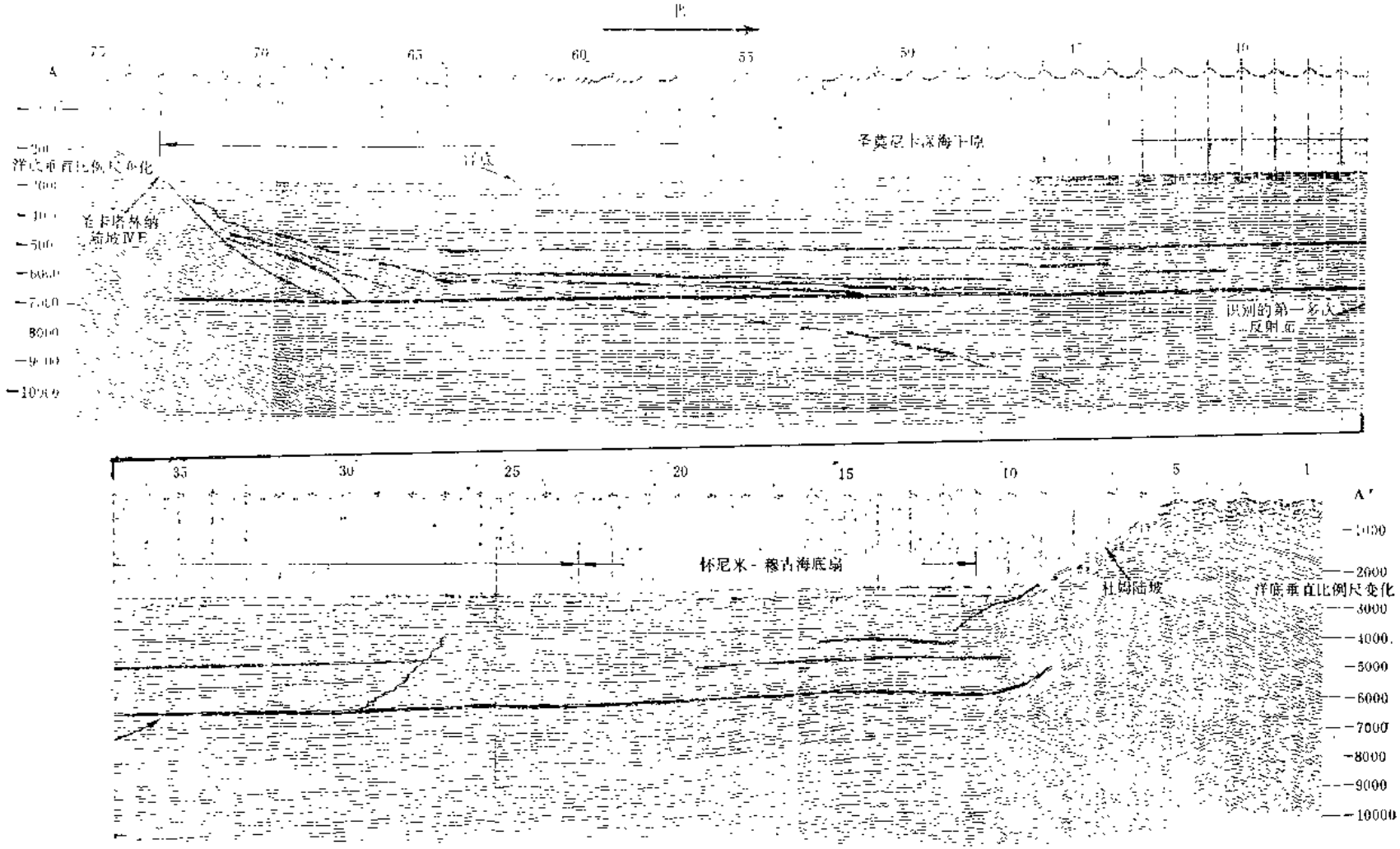


图26　圣莫尼卡盆地西部A-A′地震横剖面图

图内表示了圣莫尼卡深海平原上部沉积层的地震特征、怀尼米-穆古海底扇上较强的反射层。深度单位为英尺，水平比例尺为1英寸=4000英尺

当接近海底扇区时，地震反射波的连续性变差。在海底扇内，地震波就不连续了，层理可能追踪到，但只是在短距离内。这样预测是因为据信海底扇是由充填砂的狭窄沟道和细粒软泥混杂的网状系统构成的（见第五章，D）。

仔细检查远端浊积岩相内的地震波表明，卡塔林纳陆坡上的地层有轻微的而又持续的收敛。这种收敛是由于浊积层随着离开海底扇而逐渐减薄以及离滨线距离增大时，远洋沉积速度较慢所造成的。

收敛是炮点12～45范围内第一多次反射面正上方地层的倾向倒转的重要因素。这种倾向倒转也可能由下列任何一种因素或所有因素产生的：

1.卡塔林纳陆坡区可能是一隆起区；

2.圣莫尼卡盆地中央部分可能部分地因沉积物荷重的均衡调节而沉陷；

3.浊流流动具有足够的惯性“爬向”卡塔林纳陆坡底上老沉积物楔状体的稍微倾斜的表面。

第三种因素有一定的意义。如果浊流的惯力能使它“爬上”平缓的陆坡（那怕只有一、两度的陆坡），则在远端相浊积物中就会形成原始的倒转倾向。在现代沉积物中至今还没有找到这方面的证据。

这个地震剖面上标明的浊积层的另一特点是紧靠卡塔林纳陆坡的远端浊积岩的终端，由于资料质量好而轮廓特别明显。可以看到在卡塔林纳陆坡坡面上紧靠滑积裙的地方，由远端浊积岩形成了一个明显的裂点(knickpoint)。

目前，卡塔林纳陆坡上面覆盖了一薄层远洋软泥，其层理平行于坡面。它可能和邻接的平缓远端浊积层形成明显的角度不整合。这种不整合在岸上的古老岩层中常见，其实例将在下一章中列举。在覆盖卡塔林纳陆坡下部的老沉积物楔状体的顶部也存在这种不整合，不过不太明显。在海底扇面和杜姆陆坡接触的地方也存在不整合。

浊积物的末端紧靠着陆坡软泥或滑积裙软泥，它们形成有效的屏障，使石油不能运移出浊积岩面进入横向上相邻但地层上较老的岩层中去。关于这一点又一次地论证了理想旋回图（图5）中所表示的一个原则，即重力沉积物通常被毯状细粒泥层所包裹，尽管这个毯状层有时可能是薄的。

第八章　古代浊积岩的特性

A.远　端　相

洛杉矶盆地

研究浊积岩的现代产地不能提供为全面分析这种沉积环境提供所必需的厚度。幸亏有两个盆地与加利福尼亚岸外的大陆边缘地带相邻，它们能提供与今天在岸外发生的沉积过程相同的记录。这两个盆地是文图拉盆地和洛杉矶盆地，岩芯和露头很好地记录了这两个盆地的晚第三纪历史。

图27通过 B-B′ 电测横剖面绘出了洛杉矶盆地西部局部地区某些重力沉积物的特性。这种沉积物代表晚第三纪沉积的远端相。这个剖面长13公里，垂直放大为10∶1。

这个剖面上的老地层的产状表明，沉积物下面的中生代卡塔林纳片岩基底的坡度，特别在5号井和6号井内，因沉积期后运动而稍有增大。但是，这个坡度基本上还是代表了被莫尼期(Mohnian)和更年青的浊积岩所覆盖的纽波特-英格伍德高地不规则地向东倾斜的表面的大致轮廓。这些浊积岩在电测曲线上的标志是高电阻率和自然电位的突然增大，其物源主要来自东面。

在第一批深水砂岩形成之前，纽波特-英格伍德高地原来显然是一出露区。局部来自该区的浅海相和陆相碎屑出现在一部分片岩表面上。这种碎屑在横剖面上表现为斑块状分布的片岩碎屑薄层。实际上它是海侵正常沉积物的薄层沉积。

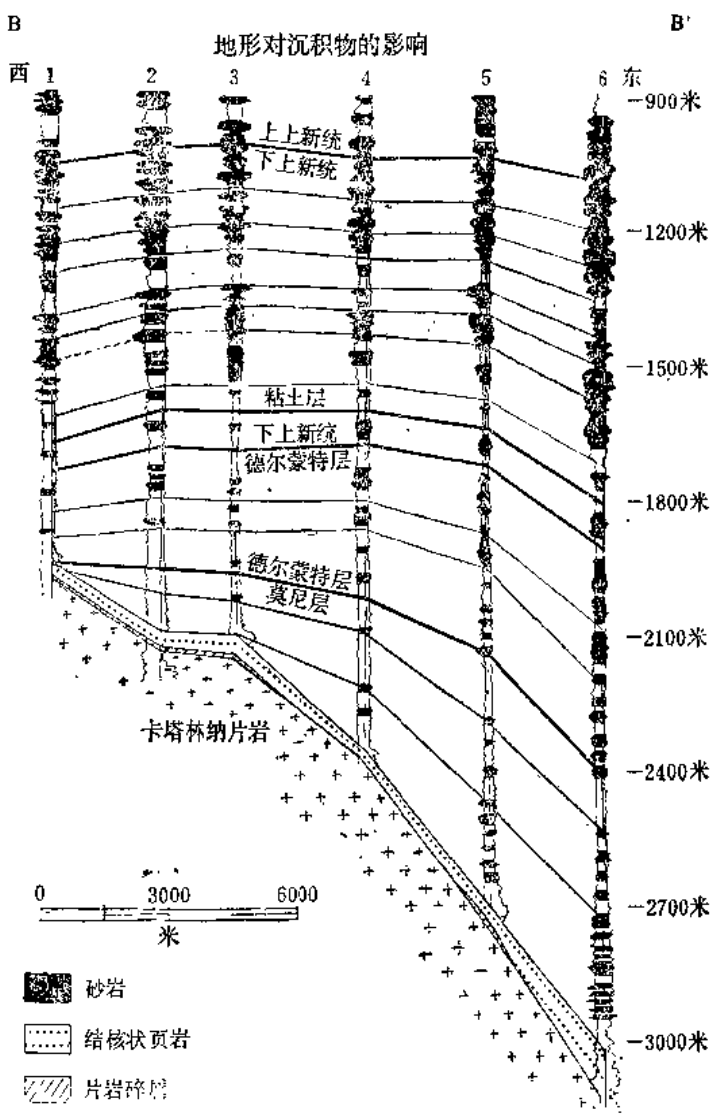


图27　加利福尼亚州洛杉矶盆地西部的B B′电测剖面

表示远端相重力沉积物在原先存在的地形上的侵进。剖面位置见序言附图

在这个时候，是盆地充填作用的海侵期开始。该地区逐渐下沉，变成深水陆坡区，从沉积物源区变为接受远洋沉积物的地区。结果，在洛杉矶盆地的这一部分发育了含有许多自生磷酸盐的、富含有机质的毯状陆坡泥。这种被称为结核状页岩的沉积物(图27)也是上覆和下伏沉积层的主要生油岩。至于说到离源区的距离、水深以及正在沉积的沉积物类型，邦和加利福尼亚边缘地带内圣迭戈盆地中部和南部西缘的三角形大沙洲和陆坡区内今天存在的情况相似。

在早莫尼期的某些时期，洛杉矶盆地的北缘和东缘附近开始海退，形成了重力沉积物。这些沉积物逐渐开始接近类似在讨论中所提到的远方深水陆坡区。

最早接受远端浊积物的陆坡区是最接近盆地中心的地区(图27上6号井电测曲线附近)。与此同时，在较高的陆坡区上继续沉积结核状页岩。

从图中可以看到，虽然结核状页岩在1号井内所代表的时间段要比6号井内的长一些，但向陆坡上方它的厚度没有明显的变化。这可以用这种沉积物内休止角普遍较低来解释。它们在变得不稳定而向下滑入盆地以前，显然能够堆积到100米左右的高度。因此，不管经历多长时间，覆盖陡峭陆坡的远洋泥的数量有限。

然而，虽然陆坡上这种泥层较薄，但仍可作为年青的重力沉积物和下伏的任何老地层之间的不渗透隔层。

当远洋沉积作用在陆坡上继续进行时，重力沉积物就愈来愈高地逐渐超覆。B—B′剖面表明超覆作用一直继续到早德尔蒙特期，那时砂子终于到达1号井。这种浊积砂的特性和今天加利福尼亚边缘地带内卡塔林纳陆坡东部的非常相似。

砂在陆坡上的侵进(Progressive encroachment)对于勘探工作也有重要意义，因为它能指明，怎样在下倾方向打井才能钻退不在构造顶部的砂层。这种砂层会在构造翼部形成原生的地层圈闭。超覆砂层很可能沿着一定的层面分布，后来因受差异压实作用而形变，从而形成地层圈闭。

在B—B′剖面上，莫尼期后的层段在全区内都有砂层分布。但是要说明一点，在德尔蒙特期的层段内，更靠近盆地中心的一些井的含砂量都较大。可能由于地形仍然有点东倾，使向西流动的浊流变缓，结果使浊流在到达1号井之前就失去了所携带的大部分砂子。最后，在上新世，砂层的沉积厚度比较均匀。从莫尼期到上新世发育的浊积岩是一些分散的砂体，它们不仅沿着剖面线很容易对比，就是在垂直于剖面线的方向上也很容易对比。在洛杉矶盆地，这一地区砂的百分值随着剖面厚度而变化。因此，画出等厚图就能够相当精确地预测出储集层的厚度。

远端相——文图拉盆地

陆坡上远端相浊积岩沉积的另一实例示于C—C′横剖面(图28)。这个南北向剖面位于奥克斯纳德镇附近(序言附图)。剖面图未作垂直放大。该图表示文图拉盆地远端部分内奥克斯纳德陆坡对上新统沉积物的影响。剖面包括的地区是一个自上新世以来发生过较小构造形变的地区。仅有的沉积期后生长曾位于蒙塔尔沃高地上（只有这个高地的南翼才出现在该剖面的北端）另外，沿着上新统-中新统界面显出的陆坡倾斜，实质上是上新统沉积时的情况。

上新统沉积物中的浊积砂体的对比线用F到R来表示。在示有英文字母的层段的上面和下面，地层由于缺乏标志层和古生物相的多变而很难对比。

由右下上新统层段表明，这里的奥克斯纳德陆坡区位于浊积岩沉积基底之上。在下部陆坡区，早段时间只沉积了远洋软泥，根据软泥内的有孔虫推断水深为1200米。正象所预期

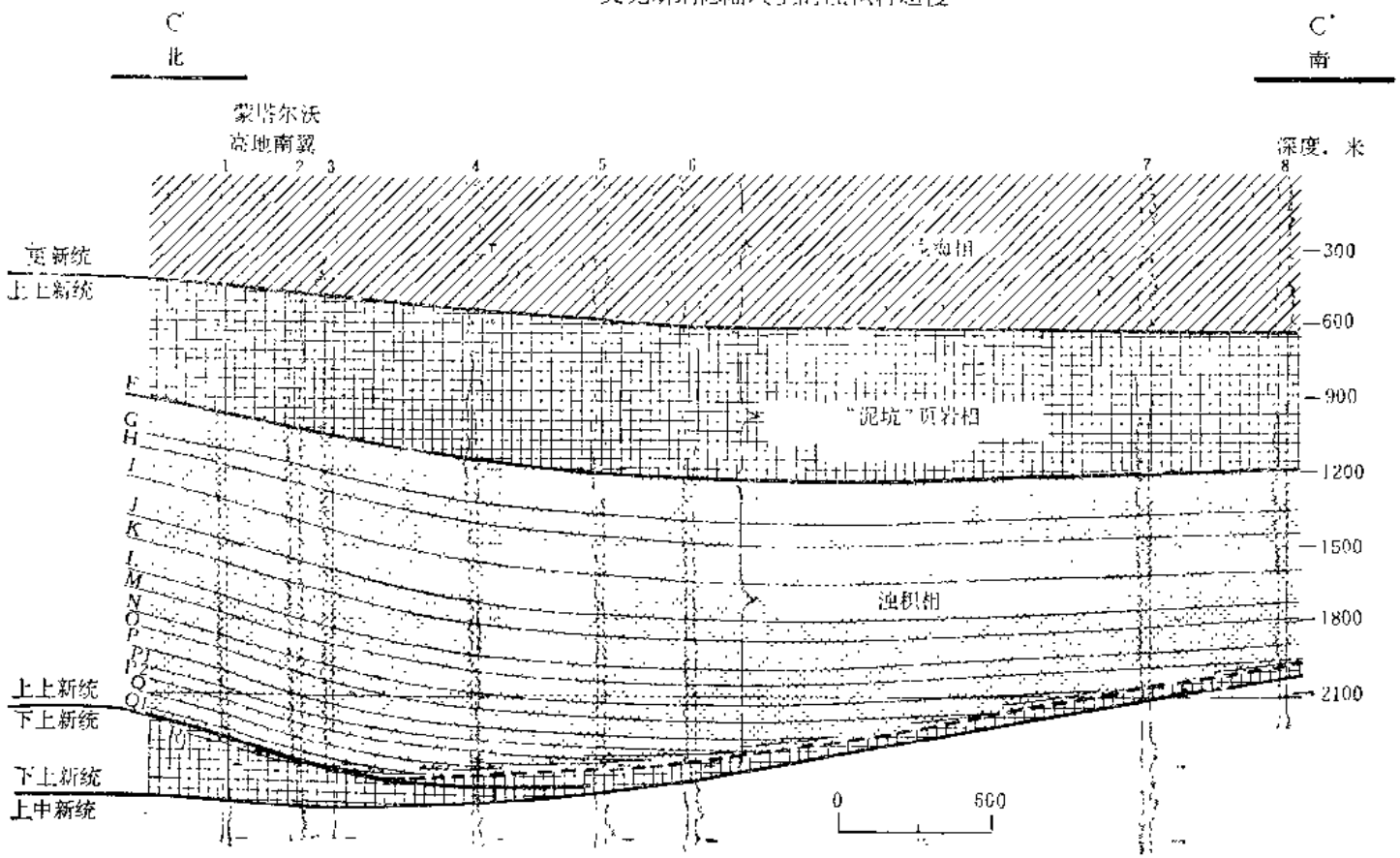


图28　表示南加利福尼亚文图拉盆地西南部奥克斯纳德陆坡上晚第三纪远端粘重力沉积物超覆情况的C—C'电测剖面，剖面位置见图1

的，有孔虫证明水深在穿过陆坡向上时逐渐变浅。

陆坡软泥的厚度相当均匀，大部分陆坡区上都是100～125米，虽然上部陆坡区的软泥代表一段逐渐加长的时间间隔。还有，软泥在顺陆坡向下滑塌之前，在陆坡面上堆积是有一定的临界厚度的。软泥向盆地方向，或者说向北的加厚（见北边的三口井），表明那儿可能存在一个陆坡滑积裙区。

在早上新世末以前，只有一个砂体R1在最北边的两口井内到达这个陆坡区。然而，更向北，在更接近盆地中心处，在剖面线以外水更深处有1000米以上的下上新统砂层。

在晚上新世Q1砂体开始和F砂体结束时，陆坡被远端相浊积物逐渐超覆。沿着这条剖面线，在水平距离7000米内有800米厚的超覆沉积物（从层段I到R1）。更向南面（在这条剖面线以外），从层段F直到层段I都超覆在这个陆坡上。

C—C′剖面证明远端相浊积砂层以大约五个等级的坡度和陆坡面接触。很明显，驱动浊流流动的惯力足以使浊积砂爬上这样的斜坡。

这个剖面还图示了重力沉积的远端相内沉积层具有平行的“饼状”特性。在文图拉盆地的这一部分，远端相浊积砂层具有长距离的横向连续性，因此砂体很好对比。

在F层段砂层沉积以后，曾中止浊积活动而转为沉积泥岩。F砂层上方的有孔虫说明盆地底曾浅到450米或更浅。当盆地充填作用继续处于海退期时，整个地区平铺了一层“泥坑”（mudpit）页岩相（一种粗粉砂质泥）。

最后，在更新世海退结束时，浅水相沿岸砂和沿岸砾岩，然后是陆相沉积物覆盖了该区。这符合图5模式A所绘的盆地充填作用的理想旋回。

近端相——理想的例子

图29是一张表示近端相浊积岩特性的理想图。图上绘的是在洛杉矶盆地东部井下常遇见的情况。平面图和横剖面图表示追踪一个砂体时存在的种种可能性。地层的等时性（temporal equivalency）已经确定，并且在剖面上用上、下时间线来表示。正如平面图所示，砂层产于陆坡麓以外的盆地底上。

在图29的Ⅰ里，打C井是为了找A井和B井内已发现的砂体。

在图Ⅱ里，钻C井结果可以假设只有一个从左向右流动的砂源。横剖面图上的C井显示出具有在A、B井中发现的、发育良好的砂体。当沿着沉积走向钻井时，如钻平面图中的C2井，也会发现砂体。然而部署在沉积走向以外的井，如C1井和C3井，就会一点砂层都找不着。

在图Ⅲ中看到的情况并不是单一源区。在平面图上看到A井和B井所发现的砂层分别属于两个源区。在这种情况下，在C点钻井不会发现砂层。在C2处打插补井也钻不着砂层。但是C1井和C3井可以指望钻到砂层。在C4处钻的井实际上找到了两个砂层。

图29说明沟道充填型式中近端相的复杂性。要解决这种复杂的问题，对勘探和开发地质工作者来说，十分重要的是追踪每一个砂体的搬运通道。

了解近端相的一个重要因素是沉积后构造和沉积前构造对砂体分布型式的影响（图30）。

图30中的图Ⅰ以平面图和横剖面图表示在浊积物沉积以后发生的褶曲作用的结果。在整个背斜上看到的砂层厚度和向斜区内的一样。A、B、C和D诸井都可指望钻遇数量大致相同的砂。

图Ⅱ表示了构造作用对浊积物沉积以前的影响。由于在C井位置有一背斜构造，近端相砂的沟道就转向盆地其他部分。因此，发现背斜上没有砂层，只在此构造左边翼部的一口井才钻遇砂层。由于砂转运到盆地其他部分，在离背斜更远的D处以及在两个背斜之间的地区均

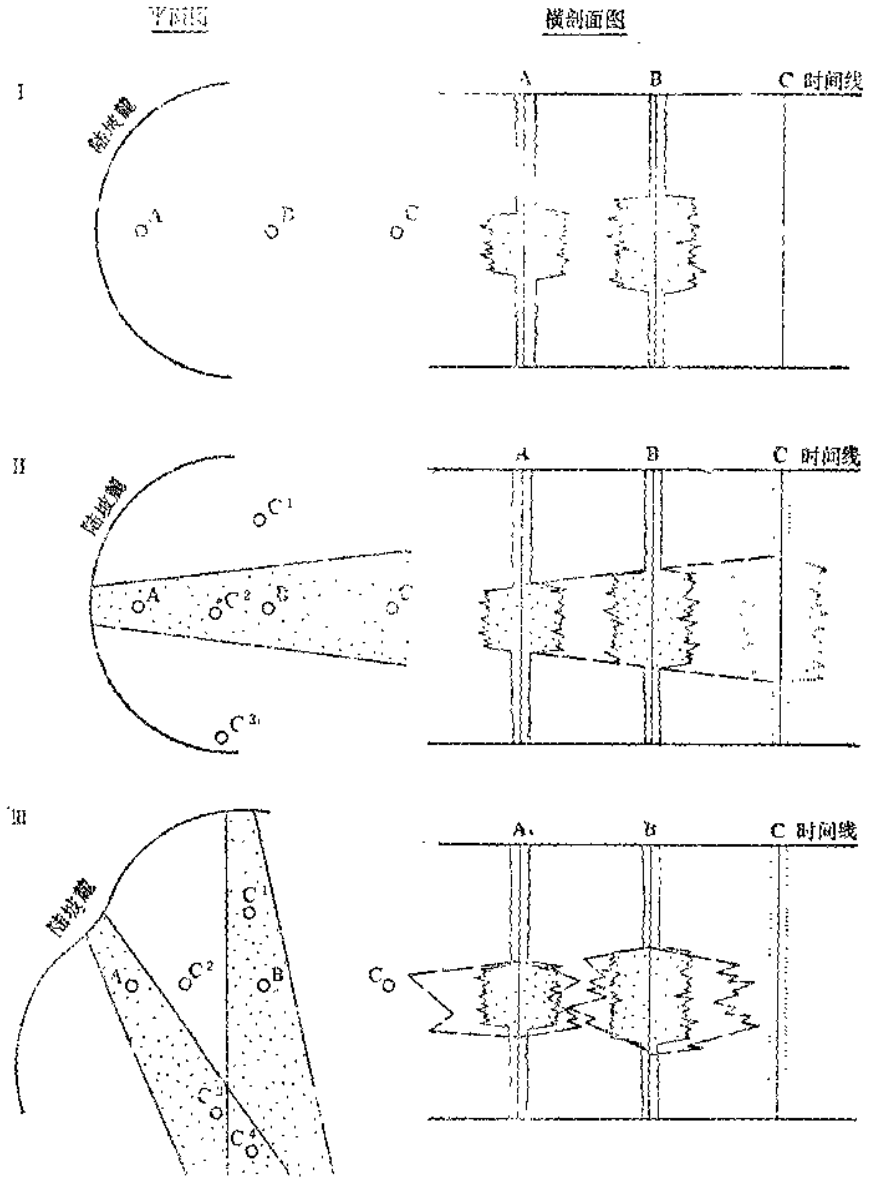


图29　远端相重力砂分布型式的差别，假定有一个或两个砂源沟道

缺失砂层。

虽然上述沉积后和沉积前的褶曲作用的例子可用来说明近端相沟道状沉积，但类似的原则也适用于远端浊积相的席状沉积物。

图30恰当地说明了在勘探浊积砂岩时研究构造史的必要性。

近端相——洛杉矶盆地

图31表示近端相砂层特性的一个实例，资料是根据露头和井下的资料。该砂层位于洛杉矶盆地东部约巴·林达城附近，包括了里奇菲尔德油田和圣安娜山脉的西北部。

砂体均属晚中新世，从老到新分别为克莱默砂岩、布临砂岩和恰普曼砂岩。在露头上，恰普曼砂岩和布临砂岩的界限未能确定。因此，其平面分布用复合的岩性符号来表示。然

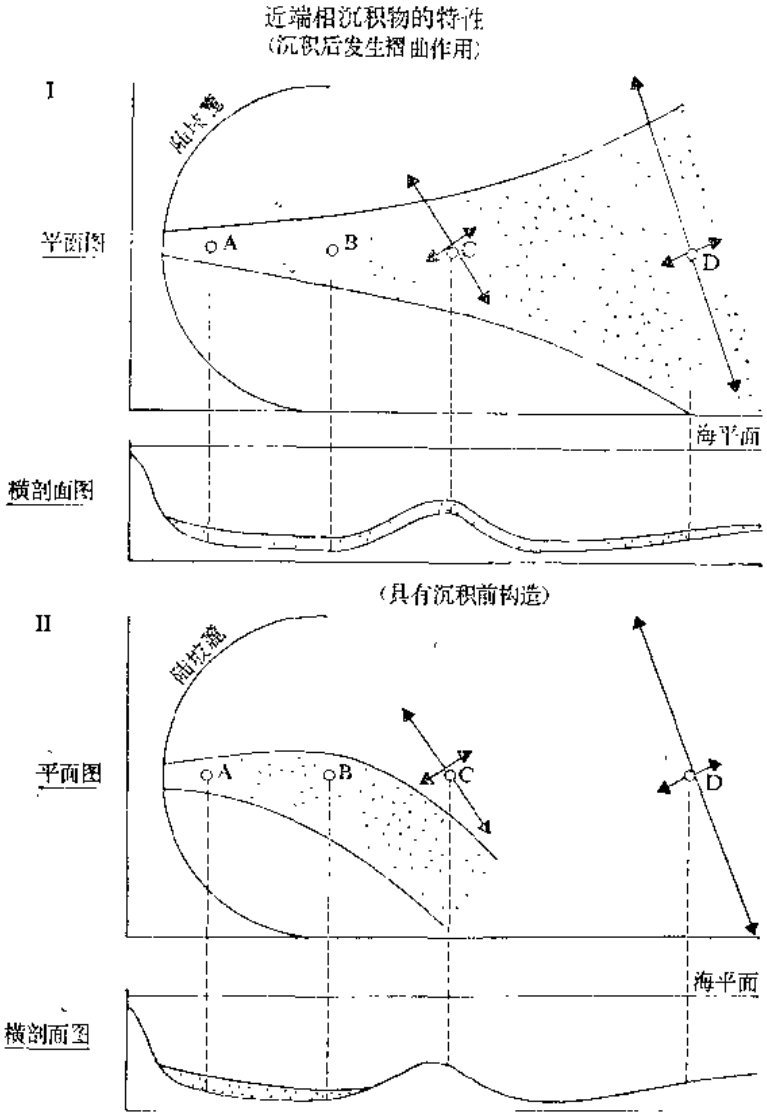


图30　沉积前和沉积后的褶曲作用对近端相重力砂层分布型式的影响

而，由于它们在地下是分开的，故其等厚线值单独画出。井钻的深度不够，未能绘出克莱默砂体的等厚线。

图31上作图区据信在晚中新世时是一个海底扇的一部分，滨线和物源区均在南面和东面。在这个海底扇内，砂岩含有板岩碎屑，可以一直追踪到圣安娜山脉东南部的露头——贝德福德峡谷组。

图上用不同的箭头所标出的沉积砂运动方向，是根据等厚线和露头上流向特征的研究并考虑了区域地质等因素后作出的。据此，绘等厚线的井只有一部分示于图31中。

在最老的层段克莱默带内，大部分砂向北搬运。根据井的控制确定了西南尖灭边界。由于资料不足，沟道的东北边界尚未确定。但是，这条沟道的边界在图的右面边线以外，因此它的横向范围很宽。

第二个较年青的层段是布临砂岩，在电测曲线上和露头上有一厚层页岩把它与克莱默砂岩隔开。布临砂体的走向和克莱默层段相同，总的来说，向北延伸。其西南尖灭边界在克莱默砂岩尖灭线东北几公里处，因此，该砂体在本地区的分布范围更有限。另外，由于资料不足，沟道的东北边界未能确定。

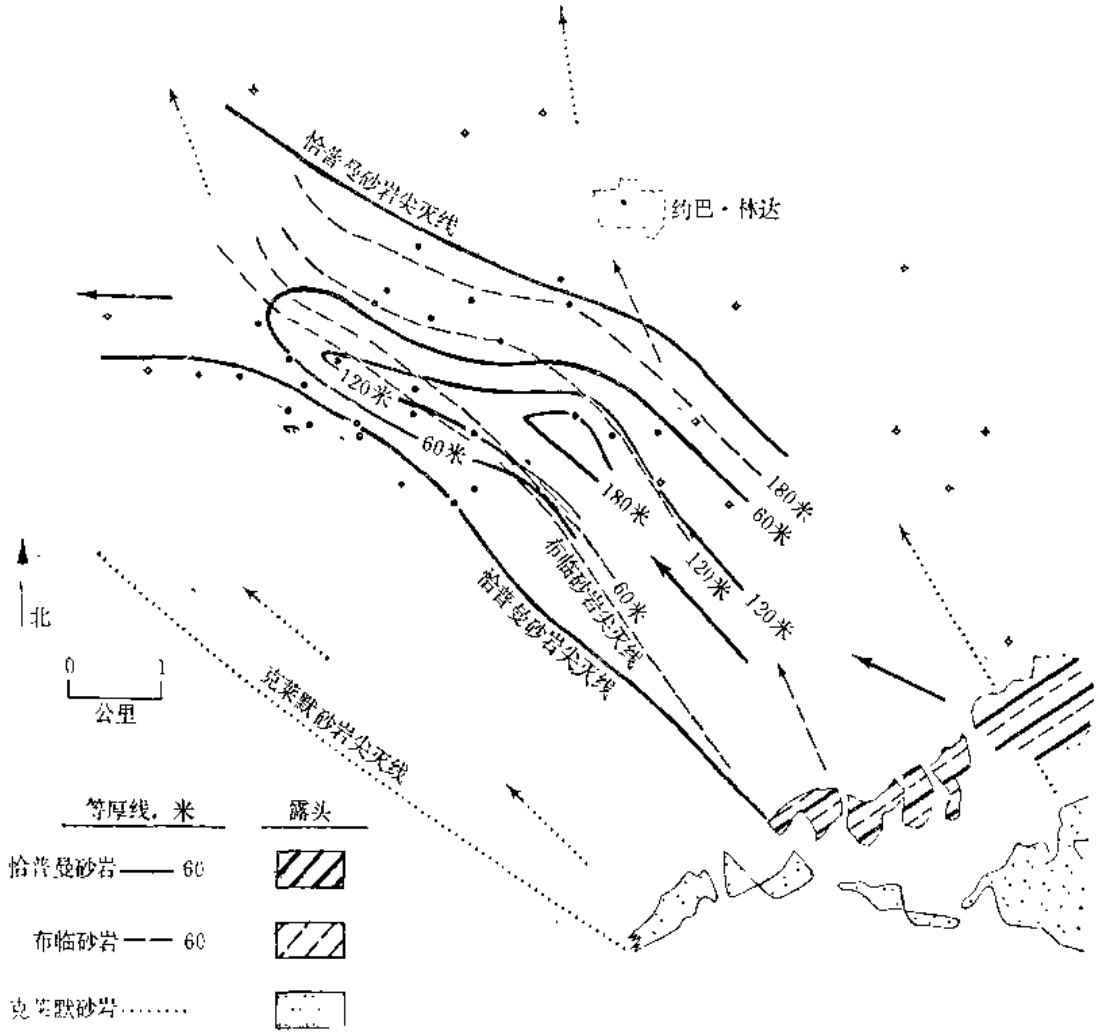


图31　加利福尼亚州洛杉矶盆地里奇菲尔德油田内恰普曼砂体和布临砂体的等厚图。地理位置见序言附图

资料最完整的层段是恰普曼砂岩。其沟道状轮廓在图域内就能追索。虽然该沟道只有1800～2400米宽，但等厚线表明砂层厚达180米。横向尖灭十分突然。值得说明的是：这个古海底扇的沟道砂体起初和下面的砂体平行，后来因流向发生变化而偏离下面的砂体。这种特点也是冲积扇和三角洲的突出特征。

这个砂体内的砂层厚度变化突然。横切沟道走向，厚达120米的砂层会突然在短距离内消失。这样迅速的变化曾使早年的工作者提出里奇菲尔德油田内存在断层组的看法。但是，根据过去这里对每个砂体作的等厚图来看，相变符合沟道沉积型式，而许多构造复杂性均告消失。

在绘制近端浊积相的横剖面图时应考虑下列重要原则：1)任何和沉积走向垂直的剖面都可能表现出迅速相变，对比困难；2)和浊积物流向平行的剖面容易对比。因此，上述的推论是：容易进行对比的方向平行于沟道轴。

有时，问题要比上面举出的实例更为复杂。有的地区发生过强烈的断裂作用，砂层厚度变化既有构造的，也有地层的。由于有许多沟道注入一个地区，因此沟道型式往往极为复杂。沟道也可能突然拐弯，结果造成网状沟道型式。在洛杉矶盆地东北部蒙特贝洛油田的老岩层中可看到这种例子。在加利福尼亚边缘地带圣迭戈盆地内的纽波特、“洋边”和卡尔斯

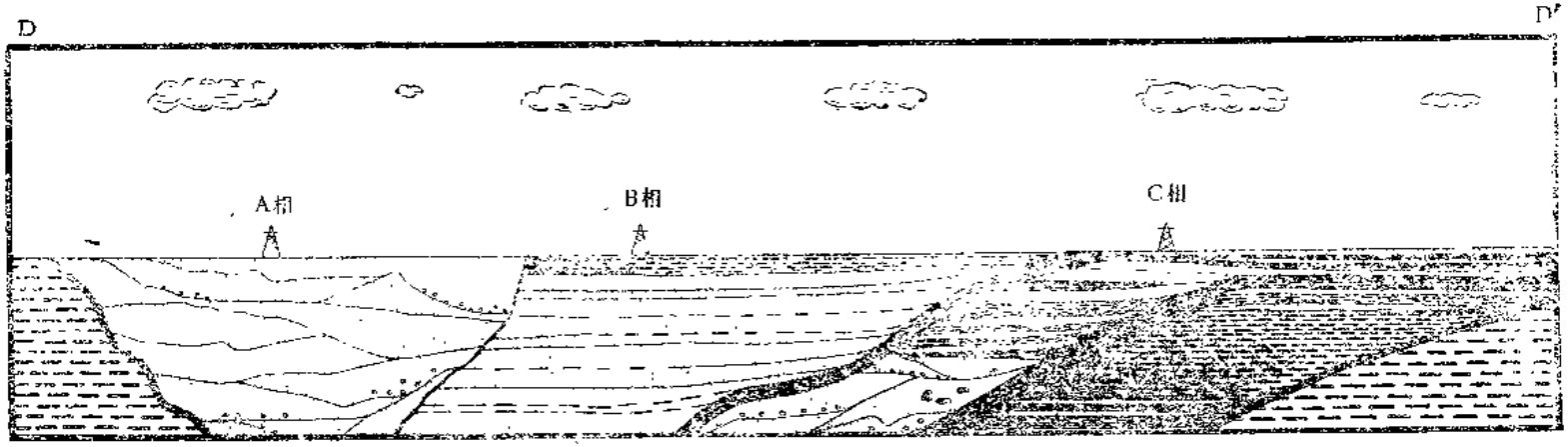


图32　加利福尼亚州圣克里门蒂市圣克里门蒂沟道的D-D′横剖面图

沟道的水平宽度为 1000 米，露头高度大约为10米。垂直放大 = 12 : 1

巴德沟道系内也存在几个现代类似例子（Hand and Emery,1964; Moore, 1966）。

圣克里门蒂沟道

沿着圣克里门蒂国家公园的海边悬崖，可以见到一个近端浊积岩沟道的很漂亮的南北向横剖面，这个沟道叫做圣克里门蒂沟道。它的位置在洛杉矶盆地南部，沿着圣克里门蒂海边悬崖分布。

沟道沉积物据信是在500米左右的水深中沉积的，属晚中新世。整个沟道宽1000米，在10～15米高的海边悬崖上能够看到。由于这条沟道几乎没有坡度，在横剖面上可以看到横向连续性良好的层理。层理和岩性的大致情况绘于图33中。在这个露头北面和南面的海滩上能看到其他深海沟道沉积，所以圣克里门蒂沟道被认为是一个大海底扇的一部分。

图33表明在沟道壁内有三种不同的相（A、B和C）可供制图。C相最早沉积，由主要为致密泥岩的层段内的细粒薄砂层组成。后来该层段大部分被侵蚀掉，沟道的一部分被B相充填。B相由许多水平产出的粗粒厚砂层组成，零星夹一些薄泥岩层。沟道充填物再次受到冲蚀，部分沿着北部沟道壁移动。这时，新的充填物都由更粗的沉积组成（见A相）。A相由含砾砂岩和砾岩组成，具有“先冲后淤”构造，和许多河流沉积中发现的构造类似。

总的来说，三个相彼此之间很不相似。如果在一个油田内钻到这三个相，并且取了岩芯，则地质工作者就很难进行地层对比。很可能用断层来解释它们的水平邻接。当然，它们的储集层特性是不同的。

虽然这个地点的A相、B相和C相在地层上是相当的，但是在更接近盆地中心的地方（那里不发生侵蚀作用）研究这三个相的关系，还是值得花时间的。在这里，从地层上看，B相将位于C相之上，而A相将位于B相之上。

设想一下在近处的上倾位置横向毗连的、在远处的、下倾位置垂向叠置的岩层中，石油运移的效应是很有意义的。

因此，圣克里门蒂沟道说明了近端相研究工作中所具有的某些复杂性。在圣克里门蒂沟道露头的研究工作中遇到的第一个问题是一直把它看作为深水沟道沉积。圣克里门蒂沟道沉积物中的许多沉积构造常见于某些浅海环境和陆相环境。由于没有古地理和古生态资料，要令人信服地解释为深水沟道是困难的。

盆地的重建

前面介绍的浊积物沉积的三个实例（纽波特-英格伍德高地、里奇菲尔德油田地区和圣克里门蒂沟道）提供了莫尼期洛杉矶盆地内沉积条件的部分情况。作者曾在这个盆地做了大量的局部地区和区域性研究（包括莫尼期沉积在内）作为上述研究的补充。通过这些工作才逐渐可能重建该盆地莫尼期的古地理。

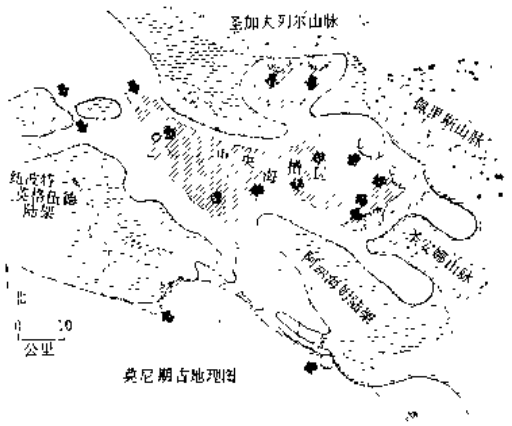


图33 洛杉矶盆地的莫尼期古地理图
三角形扇形图例表示海底扇，箭头表示流动方向

图33表明莫尼期是一构造剧烈活动期。在莫尼期内，一些正在生长的深海高地实际上曾发生反向运动，成为海槽区。但是，大部分地区仍然保持或增强其构造生长的趋势。图33并不代表莫尼期某一瞬间的情况，更可能是代表早、中莫尼期的海底大致情况。该图表示一个中央海槽区，东面和北面有山，西面有一些孤

立的岛屿环绕。这些岛屿后来成为海丘。有一些宽度不等的浅陆架环绕着陆地。在陆架和中央海槽之间就是逐渐被浊积物侵覆的陆坡区。洛杉矶盆地莫尼期的沉积型式和今天大陆边缘地带的近岸盆地并无不同之处。只有一点不同，即洛杉矶盆地内近端沟道流动型式似乎比较复杂。图中用黑粗箭头表示某些海底扇上的一般流动方向。在洛杉矶盆地的岸外地区，特别是西南部，无疑存在另外一些海底扇。

有了这样的古地理图就可能对一些地区内的近端和远端重力沉积物的特性和分布型式有所了解。但是，洛杉矶盆地是一个构造活动区，沉积物供给区和扩散区在不断地改变。因此，任何古地理重建只适用于一段地质时期。

参 考 文 献

Arrhenius, G., 1963. Pelagic Sediments. The Sea, Vol. III, Wiley, New York, pp. 655-727.

Bouma, A.H., and D. Hollister, 1973. Deep Ocean Basin Sedimentation, In. SEPM Pac. Sec. short course on turbidites and deep water sedimentation, p. 79-118.

Corsline, D.S. and Emery, K.O., 1959. Turbidity Current Deposits in San Pedro and Santa Monica Basins off Southern California. Bull. Geol. Soc. Am., v. 70, pp. 279-290.

Hand, B.M. and Emery, K.O., 1964. Turbidites and Topography of North End of San Diego Trough, California. J. Geol., v. 72, pp. 526-542.

Haner, B.E., 1971. Morphology and sediments of Redondo Submarine Fan, Southern California: Geol. Soc. Amer. Bull., v. 82, p. 2413-2432.

Heezen, B.C. and Laughton, A.S., 1963. Abyssal Plains. The Sea, Vol. III, Wiley, New York, pp. 312-364.

Heezen, B.C. and Hollister, C.D., 1971. The Face of the Deep, New York, Oxford Press, 659 pp.

Hülsemann, J. and Emery, K.O., 1961. Stratification in Recent Sediments of Santa Barbara Basin as Controlled by Organisms and Water Character. J. Geol., v. 69, pp. 279-290.

Laughton, A.S., 1960. The Exploration of an Interplain Deep Sea Channel. Deep Sea Res., v. 7, pp. 75-88.

Menard, H.W., 1964. Marine Geology of the Pacific. McGraw-Hill, New York, 271 pp.

Menard, H.W., Smith, S.M. and Pratt, R.M., 1965. The Rhone Deep Sea Fan. In Whittard, W.F. and Bradshaw, R., eds., Submarine geology and geophysics, Butterworths, London, Colston Papers 17, pp. 271-285.

Moore, D.G., 1966. Structure, Litho-Orogenic Units and Postorogenic Basin Fill by Reflection Profiling: California Continental Borderland. Ph.D. Thesis, University of Groningen, 151 pp.

Mutti, E. and R. Lucchi, 1972. Le torbiditi dell' Appenino settentrionale: introduzione all' analisi di facies: Mem. Soc. Geol. Italiana, v. 11, p. 161-199.

Nelson, C.H., and L.D. Kulm, 1973. Submarine Fans and Deep-Sea Channels. In SEPM Pac Sec. short course on turbidites and deep water sedimentation, p. 39-78.

Ridlon, J.B., 1972. Pleistocene-Holocene Deformation of the San Clemente Island Crustal Block, California. Geol. Soc. Am. Bull., v. 83, pp. 1831-1844.

Shepard, F.P., 1963. Submarine Canyons. The Sea, Vol. III, Wiley, New York, pp. 480-506.

Shepard, F.P. and Dill, R.F., 1966. Submarine Canyons and Other Sea Valleys. Chicago, Rand McNally & Co., 381 pp.

Walker, R.G., 1967. Turbidite Sedimentary Structures and Their Relationship to Proximal and Distal Depositional Environments: J. Sed. Pet., v. 37, p. 25-43.

第二部分

“深海钻探计划”的取芯结果

由“深海钻探计划”（DSDP）提出的、在世界大洋中进行的科研工作提供了大量有关重力沉积物特性的资料。由“格罗玛·挑战者”号收集的这些资料包括几千公里的地球物理剖面和几千米连续的或不连续的深海取芯井资料。取芯井资料已由许多船上和岸上的科学工作者作过全面的分析，作者后来又作了进一步的研究。这种资料允许对钻区内外的地球物理剖面作出比一般可能做到的更为有意义的解释。

这次研究只包括太平洋东北部的第5和第18航次和印度洋的第22和第23航次。无疑，对该船其他许多航次所作的类似研究也取得了同样有益的结果。读者如欲了解这里讨论的各井区的详情，请参阅深海钻探计划的“原始报告集”。

A.印 度 洋

1.孟加拉扇和孟加拉深海平原

图34中可看到印度洋东北部极大的孟加拉扇和孟加拉深海平原的全貌以及深海钻探计划的某些井区的位置。在所示的各井区中，215井和211井靠近深海平原沉积的南端。在那里，浊积物的搬运距离分别为3100公里和3500公里。北面的218井位于海底扇沉积区内。

一条在孟加拉湾中心切入陆坡和陆架的所谓“无底坑”的海底峡谷为浊积物提供了一条重要的通道。这条通道由一条海底沟道延伸到215钻区纬度几度的范围内。图34中可看到另外几条海底沟道越过孟加拉扇。其中大多数没有在逆流方向上与海底峡谷相连，表明它们不再活动了。沟道众多说明孟加拉扇的近端区内砂岩储集层具有复杂的分布型式。

孟加拉扇的沉积中心规模巨大，其垂直厚度和区域分布一样给人以深刻的印象。南北向纵剖面（图35）表明，在它的北部可能存在厚度超过15公里的从新生界到下白垩统的地层。

在深海钻探计划的三口井内，能够确定浊积岩井下特征的细节。在215井中发现只有两薄层粉砂质粘土代表远端相浊积岩。浊流在流到该井以前明显变稀，以致砂子不能到达这个地区。在215井，虽然孟加拉扇在晚中新世之前已经活动了很长时间，但直到晚中新世浊积岩才逐渐向南爬上向北倾斜的海底表面。在这两次重力沉积①以后，沉积作用继续，形成远洋硅藻软泥。其原因可能是由于局部的构造变动切断了该区与后来的浊流的联系，也可能是由于海底扇上浊积岩沉积地点迁移到其他地区了。

211井内的沉积型式表明后一原因是重要因素。在那里，仅仅在上新世，孟加拉扇就沉积了大约2000米厚的浊积岩，说明重力沉积作用的中心的的确确移到了215井以东的位置。

①指两薄层粉砂质粘土的沉积。——译者

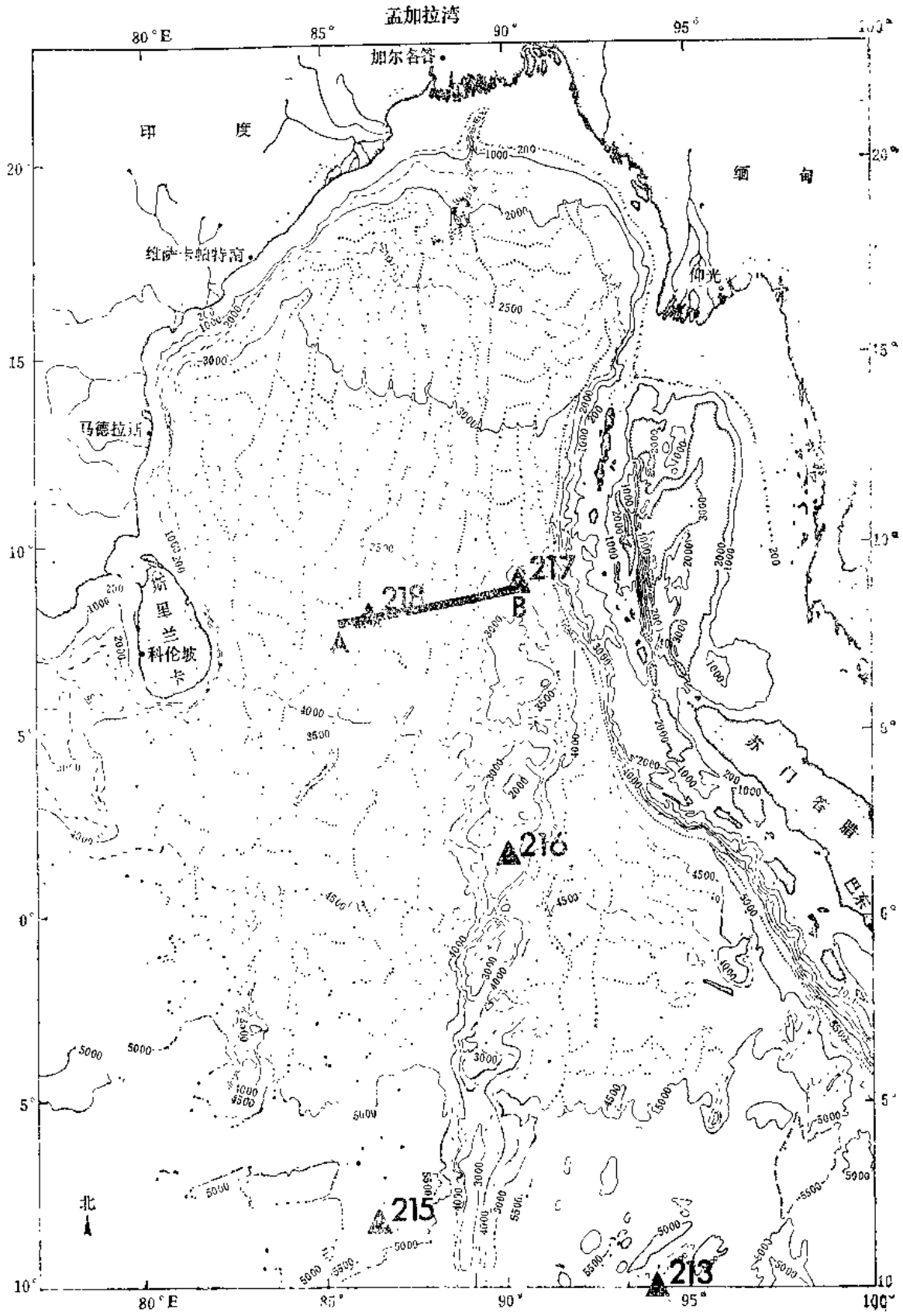


图34 第22航次在印度洋东北部钻区井位图。等深线单位为米
（根据Curray and Moore，1971修改）

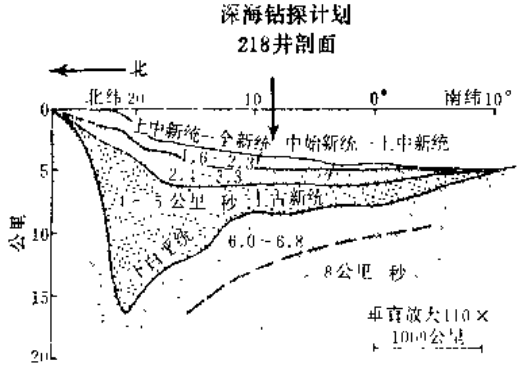


图35 深海钻探计划218井和从陆上孟加拉盆地向下到孟加拉扇的南北向地震地层级剖面的关系（根据Moore等，1971修改）

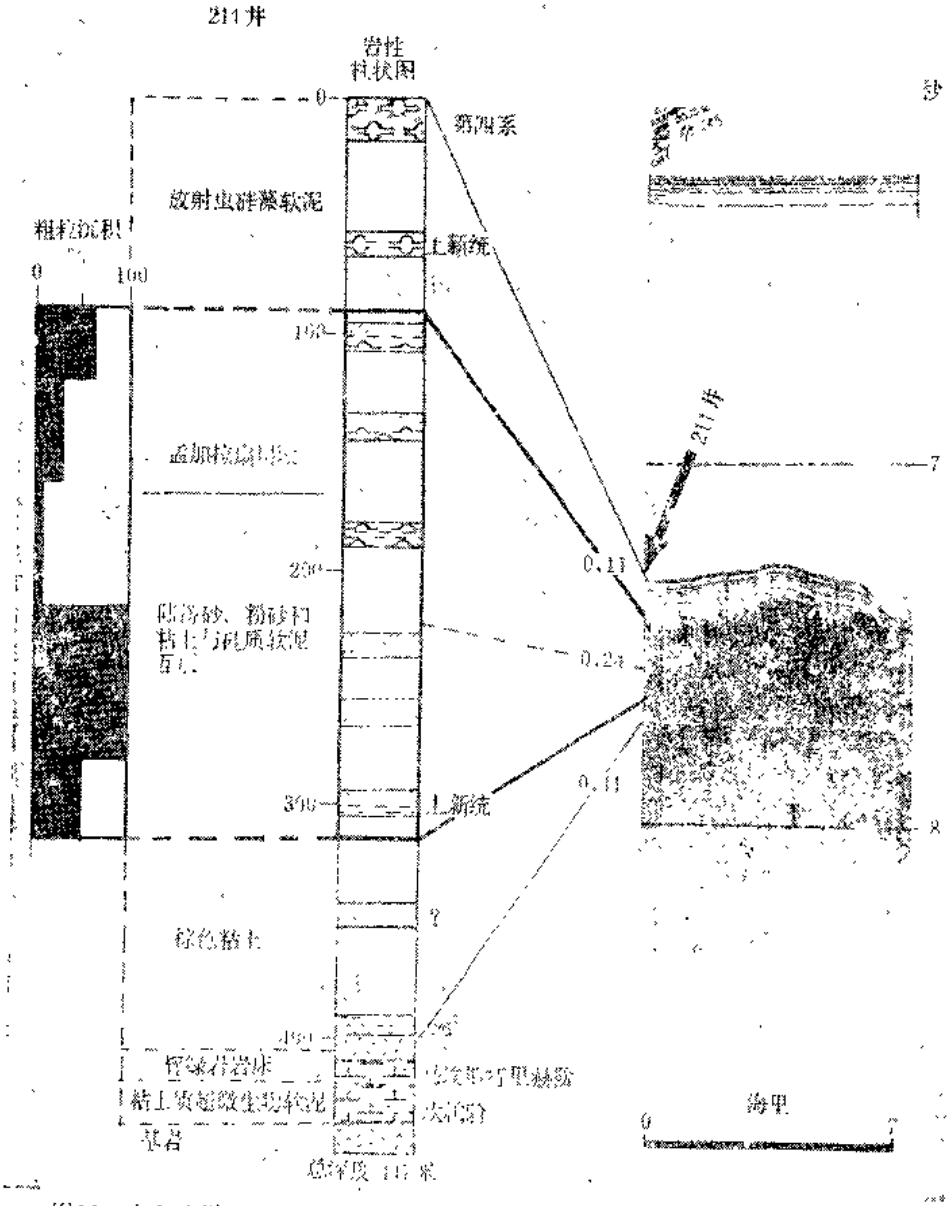


图36 东印度洋211井孟加拉扇粗粒和细粒沉积的岩性和层段与地震剖面的对比（根据Von der Borch等，1974修改）

此外，这个新的沉积中心堆积了相当数量的砂岩。上新统下部含有100％的砂（图36）。后来到上新世晚期，粗粒沉积物的沉积作用减弱，沉积物含砂60％①。浊积岩层段的总含砂量为58％。另外，迁移的沉积型式使该地区不能进一步沉积重力沉积物，而只沉积远洋沉积物。在地震记录（见图36）上能看到上上新统到第四系的透声层段，表明存在远洋沉积物。图中211井说明重力沉积型储集层能够移动很远的距离。

“格罗玛·挑战者”号在218井及其附近的工作提供了浊积岩沉积作用比较全面的记录。在218钻区曾钻遇一个从更新统到中中新统的完整层序。详细研究218井附近的深海环境（图37）表明，这口井离两条海底沟道的距离几乎相等，这两条沟道相距只有25～30公里。在这个区域内，海底扇缓慢地向南（即向下游方向）倾斜，坡度大约为1：1000。

“格罗玛·挑战者”号的航线绘于图37中，图中标有行进中每小时的时间记号。航线方向接近东西向，与等深线略呈斜交。图38上示出沿着航线AB的一段地震记录。它从217井的“东经九十度海脊”的顶部直到218井以西75公里处。在图34和38上都能看到沿着这段航线有许多海底沟道横越这个海底扇面。实际上，图38上所表示的沟道（2月29日19时30分处）要比图34上的多两条。另外，在图38上注明了218井位于两条海底沟道之间的位置。可以看到这些海底沟道的天然堤几乎没有起伏。这可能是在海底扇上沉积远端浊积岩的地区，在那里漫滩流流动距离很远，受限制的沟道流的深度相对较浅。在那里，可以预料单个砂层展布很远，砂层既与流动方向相平行的，也有与之成直角相交的。

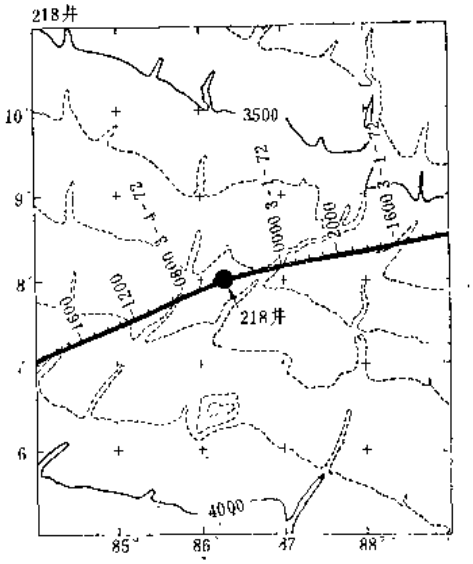


图37　218井附近的等深线图。等深线距为100米

在图38的右边可看到印度洋洋底上凸出的“东经九十度海脊”。在这个海脊上的217井的岩芯资料揭露了从第四系到坎帕阶远洋碳酸盐岩几乎连续的层序，据认为该层序覆盖在大洋玄武岩之

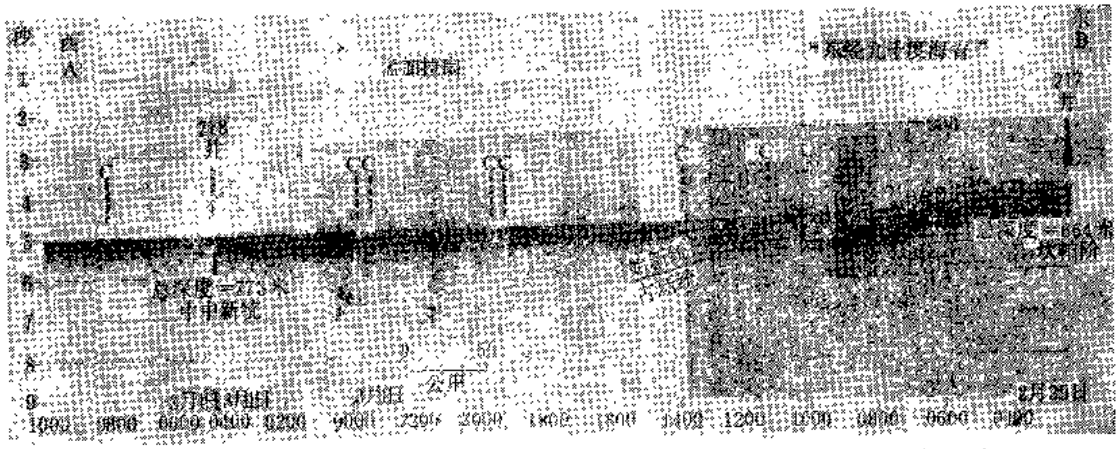


图38　从孟加拉扇上的218井附近到“东经九十度海脊”上的217井的东西向剖面

孟加拉扇堆积在东经九十度海脊海底沟道（用“C”表示）之上。图中也表示了深海钻探计划的217和218井的位置

①图36上表示粗粒沉积物百分数的图解也可用于后面的图中。这样做是想用数量来表示剖面中的储集层计算时，干净的粉砂包括在砂岩内。

上。孟加拉扇浊积岩逐渐地超覆此海脊的西翼。在印度洋的这一部分，此海脊是一个老的构造高地，沿此海脊可看到越来越年青的地层依次超覆在越来越高的地方。〔虽然在图37上未清楚地表示依次超覆，但在一张放大的剖面图上是清楚的(见D.G.Moore等，1974,图5)〕。

浊积岩不仅从西面，而且也从北而依次地超覆在“东经九十度海脊”上。确实，图34表明“东经九十度海脊”的北端在北纬10°附近完全被孟加拉扇的浊积岩掩埋。因此，在这样的地区评价石油运移通道必须小心谨慎。在217和218井的纬度处，浊积岩层以西的压实作用应该在向东方向上提供一定程度的地层圈闭。但是，在所示地区内，可能被捕集在东面紧靠“东经九十度海脊”的单个砂层内的烃类，在北边可能缺乏圈闭。因此，除非存在局部构造逆转，否则烃类就会在这个方向上运移。

218井附近沉积作用的更详细的情况示于图39中。地层柱状图表示了砂的百分含量以及所钻到的773米沉积物的地质时代。该柱状图指出共有四个主要的砂沉积期，在主要砂沉积

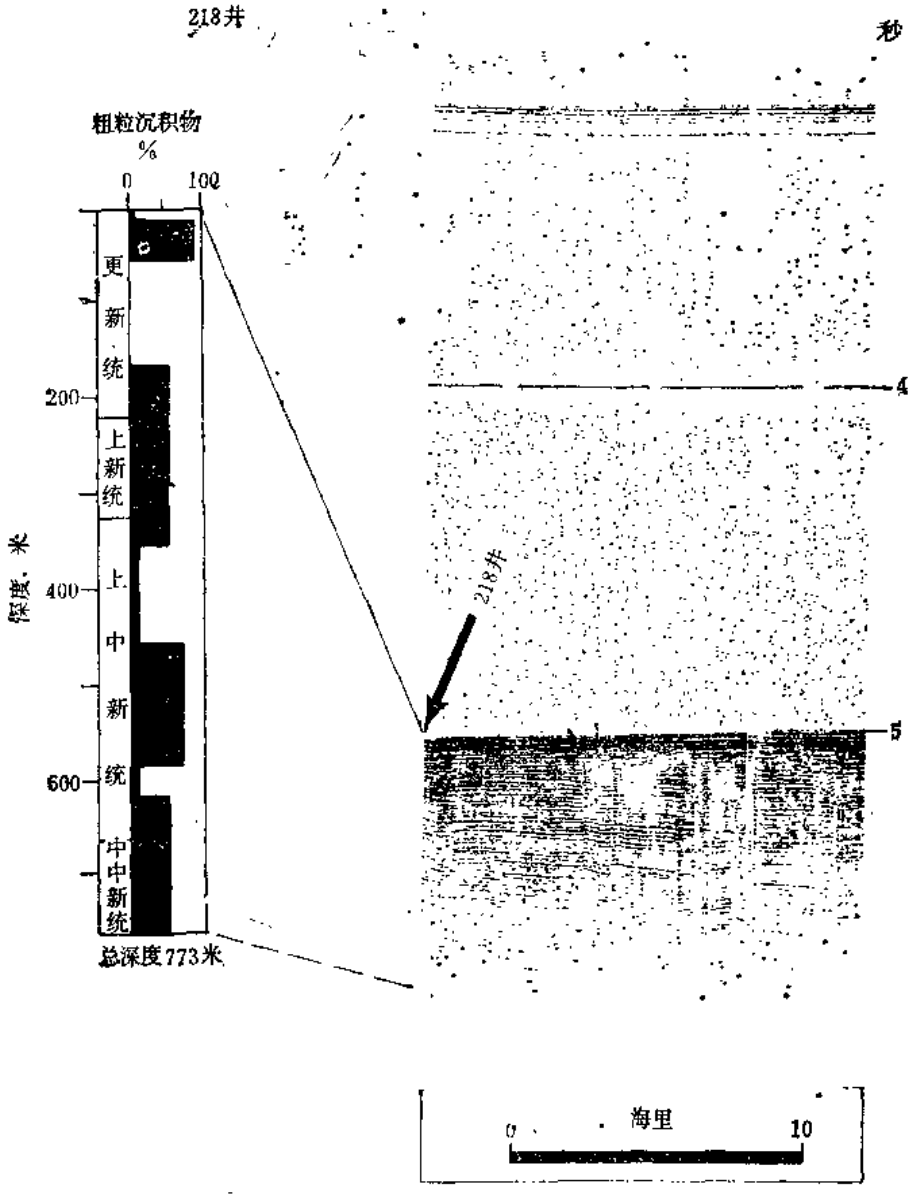


图39　孟加拉湾内218钻区的粗粒层段与地震剖面的对比

期之间也有少量砂沉积。储集岩的粒度范围从纯净的粉砂、砂质粉砂、很细的砂一直到稀少的中粒砂。层的厚度从薄纹层到20～60米的厚层。许多层的顶、底界线均为突变接触，许多层显出递变层理和纹理，少数具有交错层理。推断所有的粗粒层均代表来自海底沟道附近的漫滩流。砂的总量中有55%为陆源沉积。有意义的是浊积物在搬运了将近1500公里后，层厚仍达60厘米。整个沉积层序的沉积速率为56米/百万年。

地震记录（见图39）似乎没有反映出主要砂沉积期。相反，记录显示平行反射层的密度。几乎是均匀的，反射层在深处因分辨率差而变坏。记录中部附近有两个透波层段被一狭窄的平行反射带所分隔，地震反射中断。这可能代表了一个被掩埋的天然堤—沟道系统。

不清楚的是，为什么砂层形成于不同的沉积期。研究过218井区的第22航次的船上人员曾假设了几种原因（Von der Borch et al.,1974）。他们提出了几种不同的机制，如：1)浊流迁移到离该井距离不等的沟道中；2)气候变化影响了海平面的变化，从而影响了沉积物的注入速度；和3)喜马拉雅山地区不同的构造活动期可能影响了恒河—布拉马普特拉河水系的输沙量。

最后令人感兴趣的问题是关于这些外扇沉积物的生油岩远景如何。218井沉积物的有机碳平均含量为0.37%。由于大部分被分析的岩芯代表浊积岩沉积，这表明大部分有机质也是由浊流带来再沉积在较深水中的。确实，亨特（1974)对该钻孔最底部的岩芯所作的一次分析表明，有机质是木质和草质生成。亨特曾用这些沉积物中存在少量C_4～C_7烃的事实来证明烃类刚开始生成。

2.印度扇和印度深海平原

第23航次的222井和221井的钻探工作分别是在阿拉伯海内印度扇和印度深海平原①②上进行的。虽然这里浊积岩的分布面积没有孟加拉扇和孟加拉深海平原的大，但是规模仍然是相当大。从“无底坑”（一条海底峡谷，它是印度重力沉积层北部的浊积岩形成区）到卡尔斯堡海脊以南的重力沉积层终端大约长1850公里。这片浊积岩的其他边界是：东面为印度大陆边缘，北面是默里海脊，西面为欧文海脊（见图40）。221钻区在印度深海平原南端附近钻探，222井位于欧文海脊附近的印度扇上，离“无底坑”850公里远。

印度扇和印度深海平原由来自印度河的浊积物发育而成。浊积岩可能最早是在中新新世或晚渐新世形成的（Weser, 1974）。按照韦塞的看法，浊积岩虽然大部分由印度河的沉积物所构成，但还有其他来源。印度扇沉积物的最大厚度尚未确定。克洛斯等人（Closs et al., 1969）在印度河附近所作的地震折射工作表明，在一个4～5公里/秒折射层上面，沉积物厚达6公里。涅普罗契诺夫（Neprochnov, 1961）指出在222井附近沉积物有2.5公里厚。韦塞（1974）所作的复原图推断其中有2公里或更厚的沉积物为印度扇的碎屑。222井所钻遇到的这种碎屑将近1300米。

“格罗玛·挑战者”号在222井附近所作的反射剖面（图41）表明这里有不连续层和局部有透波层。这种地震特征波形能指出222井的各种岩性，虽然从岩芯资料看这点并不明显。在图41上，222井位于一个凹地（欧文断裂带的一个地堑）的边缘。根据222钻孔内存

①印度扇和印度深海平原之间的精确边界尚未确定。希曾和劳顿（Heezen and Laughton，1963）在其著作的图35中指出其边界在221钻区以北。根据海底坡度确定这个深海平原的坡度大于1：1000，根据深海平原确定221井的坡度为1：1400。

②“印度深海平原”这个术语是作者创造的。虽然文献中通常把这个深海平原称为“阿拉伯深海平原”，但是为了与其他地区的名称一致，对深海平原和海底扇采用同样的名称。

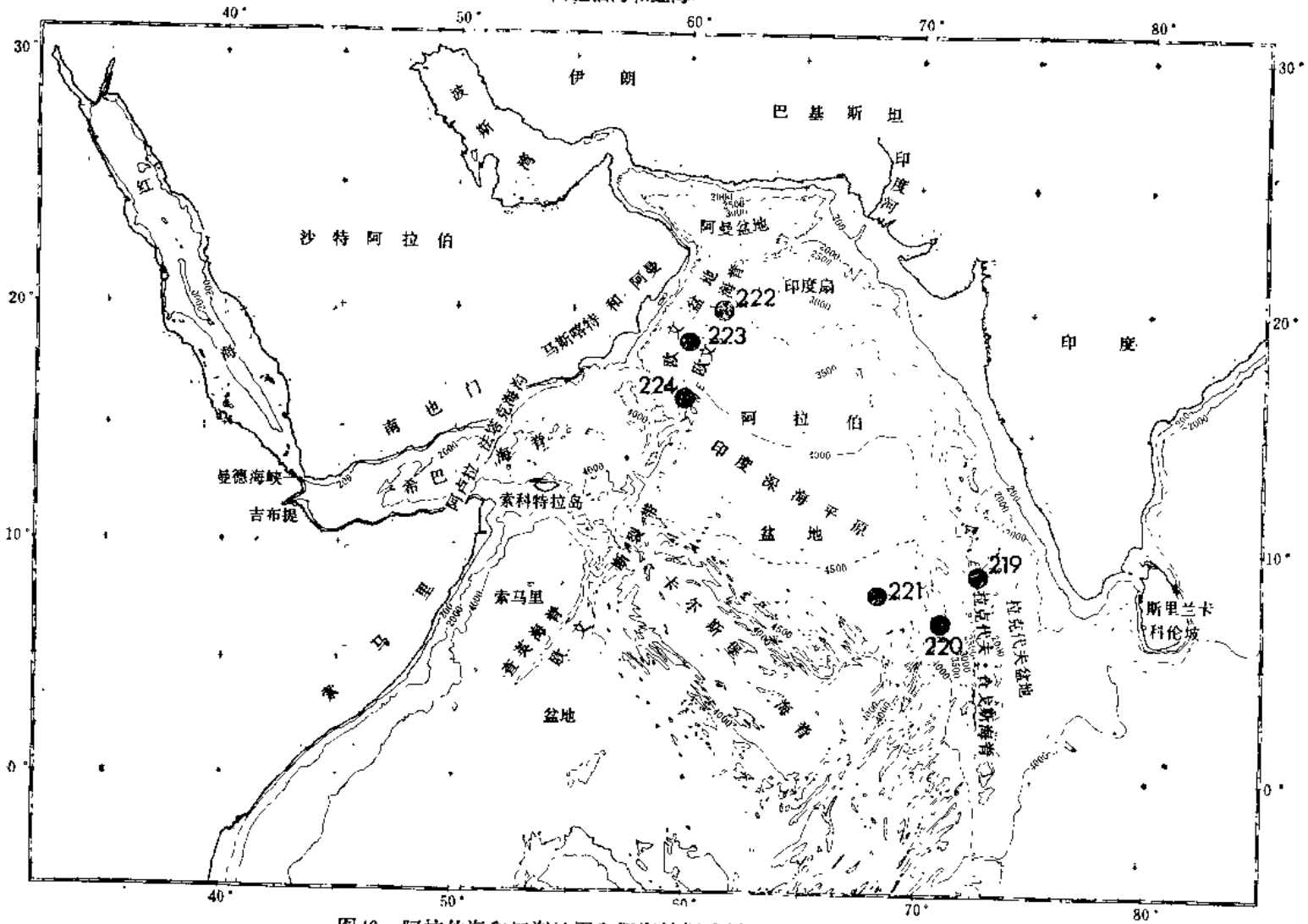


图40　阿拉伯海和红海地图和深海钻探计划的井位图

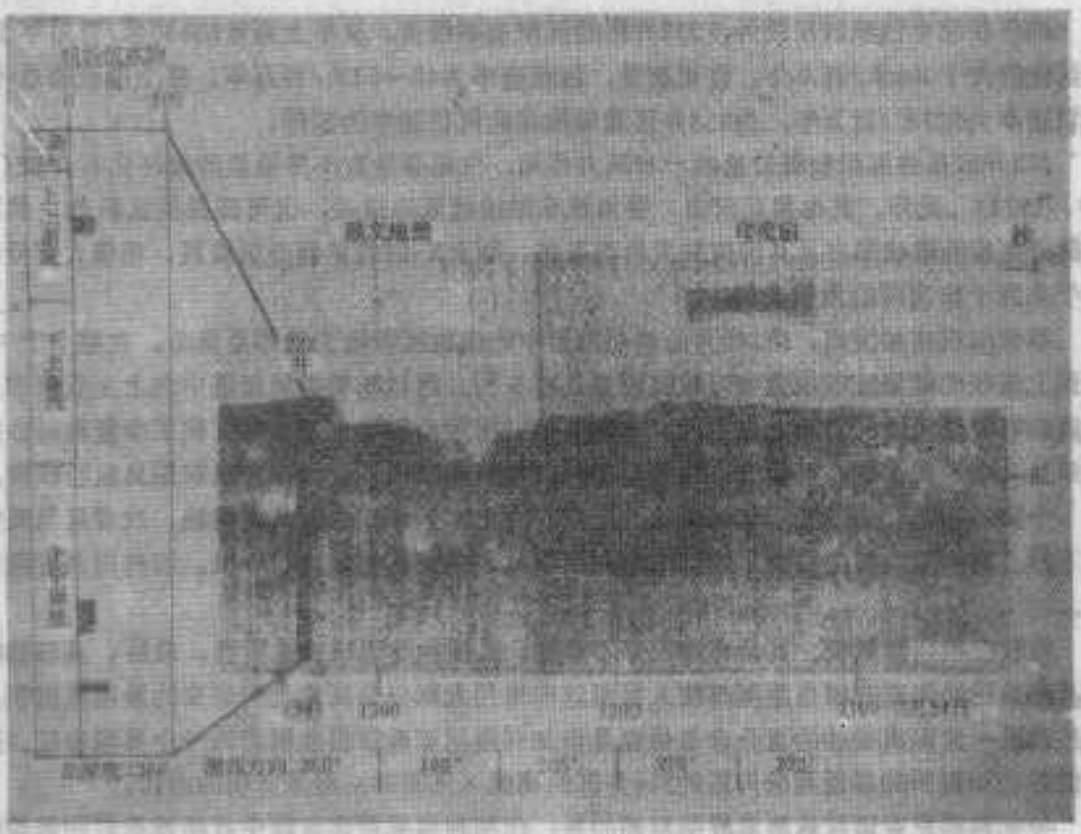


图41 印度扇上222井地震剖面和岩性的对比

在远洋地层和缺失浊积岩来判断，该地堑的形成时期可以定为更新世。推断由于在更新世时印度扇基西头没有广泛的浊积活动，所以地堑地形能保存下来（后面还要提供由221井沉积史证明的观察资料）。

在图42上所看到的地震剖面可进一步提供有关222井附近沉积方式的资料。在222井东南200公里的地震剖面上的这个地区，可看到许多海底沟道和天然堤。靠近222井没有另外的沟道。印度扇的这个区域似乎代表重力沉积作用的近端区，可能相当于纳尔逊和库尔姆（Nelson and kulm, 1973）分类中的中扇。

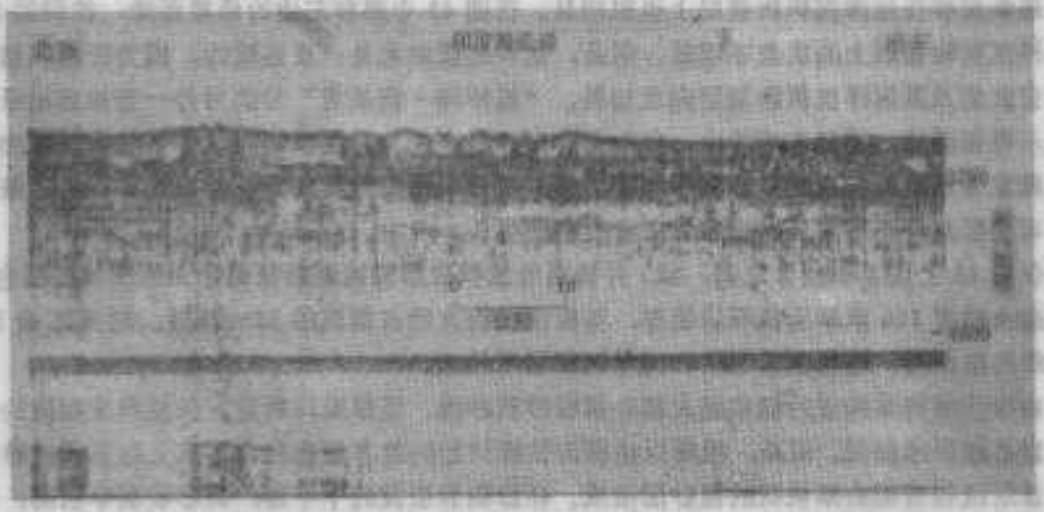


图42 在"格罗玛·挑战者"号地震剖面记录上看到深海钻探计划222井东南部的沟道和天然堤

除更新统非浊积岩层段外，222井区的沉积速率很高，从早上新世的135米/百万年到晚中新世的大于500米/百万年。在更新世，沉积速率为42～53米/百万年。整个层段的总平均沉积速率为220米/百万年，为218井区孟加拉扇的沉积速率的四倍。

222井区某些沉积物组分反映一种风力作用，发现掺杂有不等数量的远洋化石介壳(Weser，1974)。此外，其他搬运营力，譬如浊水层或底流的搬运，也可能提供沉积物。然而，根据印度扇的锥状形态及其沟道和天然堤系统，加上X-射线矿物分析资料，相信大部分碎屑属于来源于印度河的浊积成因。

尽管沉积速率很高，但222井的地层剖面中的粗粒沉积物含量却是低的。在整个上中新统到上新统的陆源沉积层段中粗粒沉积层只占8％。图41表明粗屑层集中在上上新统和上中新统的有限层段内（实际上在上述时期的其他时间段内和早上新世还沉积了少量薄粉砂层）。层厚从几毫米到1米。实际上，许多层的厚度在8厘米以下。大部分粗屑层属粗粉砂级。

个别的储集层为递变层状到块状。递变层的上、下界线呈现突变接触，或者只呈现突变的下界。有些层为反向递变。平行纹理并不罕见，但交错纹理比较少见。有些层具有侵蚀层面。

粗粒沉积物含量低、其分布和层厚不规则、沉积物类型缺少连贯性，最后，其细粒特征以及离最近的沟道有相当距离都使人推断这些地层大部分是从远处沟道来的漫滩流沉积。离海底沟道一定距离处砂的百分含量低也是南加利福尼亚近端相浊积岩的一个典型特征。这种低值和前面提到的靠近两条沟道的218井区的高值（见图39）形成鲜明的对比。

与加利福尼亚诸盆地形成鲜明对照的是：在加利福尼亚诸盆地中近端浊积岩相延伸距离只有20～30公里，而在阿拉伯海浊积岩相至少延伸850公里。

在221钻区的远端浊积岩区可看到重力沉积作用的一个很不相同的特征。图43上的地震剖面记录可以说明这一点。阿拉伯深海平原表面看上去绝对平坦，只是向南，即向浊积物的搬运方向微微倾斜。在此表面之下，剖面记录显示了一系列厚约100米的平行成层的反射层。这些反射层具有良好的连续性，反映该沉积区域内存在层理的连续性。浊积岩层很平坦，而下伏的透波层（看来具有一定的厚度）不平坦，二者形成对照。透波层代表远洋粘土和碳酸盐岩，它们是在水中一粒一粒地沉积的。因此，它们势必保存下伏洋壳上深海丘陵地形为轮廓。这在图43右边所示的卡尔斯堡海脊的北麓地区特别明显。那里较年青的远端浊积岩逐渐超覆在远洋沉积物盖层上也很明显。在图43中部和左边的低地形处，浊积岩超覆在远洋沉积物盖层上的现象不明显。但是，这种超覆向北是一直连续的，因为在阿拉伯海内大洋玄武岩及其远洋沉积物盖层向北倾斜。“格罗玛·挑战者”号的另外一些地震记录把这点表示得很清楚，并且不难看出，在向北方向洋底上的重力沉积物楔状体是如何变厚和变老的。就象孟加拉扇和孟加拉深海平原中那样，这种地形为烃类向北长距离运移提供了条件，烃类可能在这种场所聚集，除非后来发生构造生长。

在图43上点1和点2之间，221井钻遇的浊积岩层段被更新统到上上新统地层所包围。在这段大约有125米厚的浊积岩层中，粗粒沉积物大约占剖面的50～75％。剖面其余部分由较细的陆源层、球粒状碳酸盐和远洋沉积层所构成。

由印度河碎屑构成的储集层大部分属粉砂质砂级。层厚难以确定。在浊积岩层段的上半部，岩芯收获率很低。但是，根据以往深海钻探计划的取芯经验和岩芯爪上粘附着粗砂粒来看，该层段很可能由厚块状的粗砂层组成。在浊积岩层段的下半部，岩芯收获率较高。那里常见20～50厘米厚的递变层。因此可以有把握地说，221井处的远端深海平原与222井处

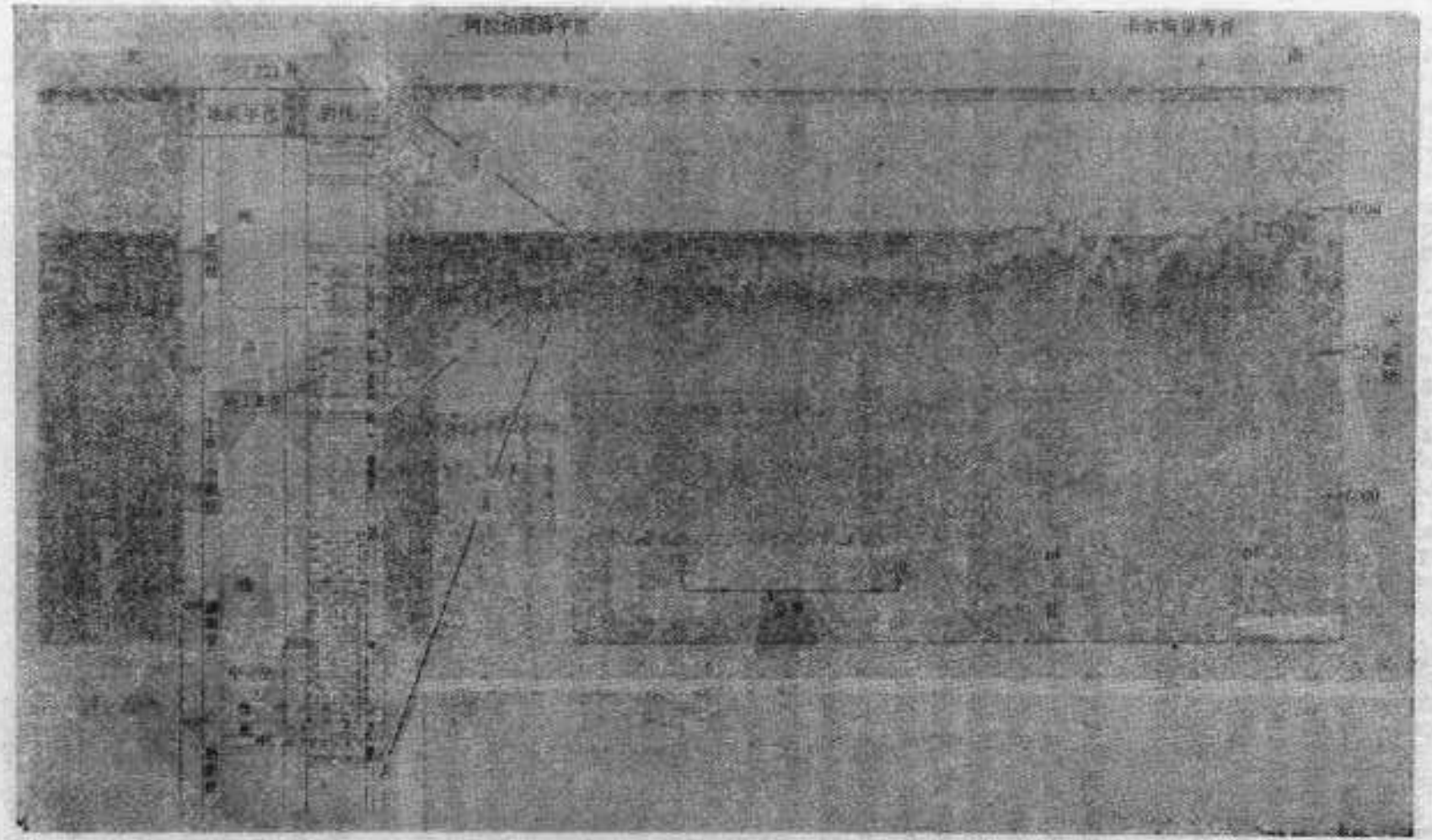


图43　深海钻探计划221井岩性和地震剖面记录的对比

在线1和线2之间的层段包含印度扇的块积岩。剖面位置在阿拉伯海东南部

的近端沟道间地区相比，印度河碎屑较粗，岩层也较厚。

221井的古生物资料表明，晚更新世时的沉积速率为170米/百万年（较古老的浊积层的沉积速率没法确定）。这个沉积速率要比前面提到的222井的为高，说明在那个时期印度扇的沉积地点沿着它的东缘分布。

221井的浊积岩层段更令人感兴趣的是：存在分布很广的浅色球粒状碳酸盐递变层，大部分由鲕粒和钙质微体化石组成。冯·斯塔克伯格（Von Stackelberg，1972）曾指出，印度西部外陆架上产出的类似鲕粒象残余“砂”。据信在更新世海平面处于低位时，沿着这个陆架边缘曾发生“实际的海退”，使后来沉积在印度深海平原上的重力沉积物能大量形成。这种升降性海退和可能由印度河造成的沉积性海退联合起来形成了在221井处所发现的重力沉积物。

3.查戈斯-拉克代夫海脊麓部*

在阿拉伯海查戈斯-拉克代夫海脊麓部220井处发生过与大型海底扇或深海平原无关的浊积岩沉积作用（见图40）。查戈斯-拉克代夫海脊正好位于印度深海平原终端区的东面和南面，高出深海平原大约800米。220井附近的深度和地层情况示于地震剖面记录（图44）中。该图表明220井位于一个小型沉积物“池塘”的边缘。该“池塘”为平坦产出的、略微成层的沉积物层段所盖顶。这些沉积物覆于一个透波的沉积物层段之上，而后者又覆盖在代表洋壳的不规则反射层上。往西，在大部分洋壳的陡峭地形上，这种由远洋粘土和碳酸盐组成的透波沉积物层段缺失（见图44）。

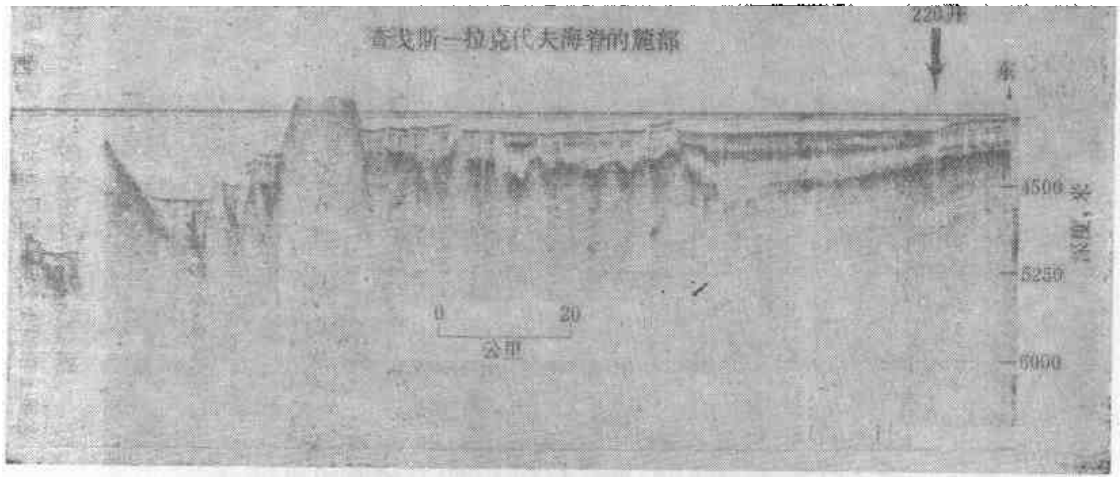


图44　深海钻探计划220井西面的地震剖面记录

220井的成层层段含有一些薄层有孔虫砂。据信这种砂代表了钙质碎屑物质顺陆坡向下运动而形成的浊积岩。这种物质可能从附近的海底丘陵运来，也可能从邻近的查戈斯-拉克代夫海脊运来。当生物成因的沉积物堆积的速率超过陆坡稳定条件时，它们就可能从这样的地区顺陆坡向下滑移。因此，实质上通过生物成因的沉积物的增多能够发展成又一种类型的“实际的海退”。

假定这类浊积岩进一步生成，该沉积物“池塘”就会逐渐地向西扩大，结果就会和该地区内一些更小的沉积物“池塘”连接在一起。最后，这个浊积岩堆积体可能覆盖在凸出的深海丘陵（称为查戈斯海脊）上，也可能找到一个深海缺口从深海丘陵旁边通过。接着重力沉

* 属于印度洋的其他站井。

积物将会溢出而填入深海丘陵四周的低地形中。最后，印度深海平原的远端浊积岩也会到达上述低地形。于是，陆源浊积物和钙质浊积物的混合物将以前面 221 井所示的方式建造深海平原的表面。

4.华顿盆地*

在印度洋东部华顿盆地中心附近的 212 井证明了一种特殊类型的浊积岩沉积作用（见图 45）。该钻区远离任何过去的或现今的陆上沉积物源区。它也没有海底明显地与任何已知的海底扇或深海平原相连。除了普遍存在的小规模起伏的深海丘陵外，该地区在 212 井附近很少有大规模高低不平的地形单元。根据图 45 上 0.5 公里等深线间距确定，在 212 井所在地区存在几个小盆地。在 212 钻区的几百公里范围内还有几条大的南北向海脊（Sclater and Fisher, 1974），但在图 45 上未表示。

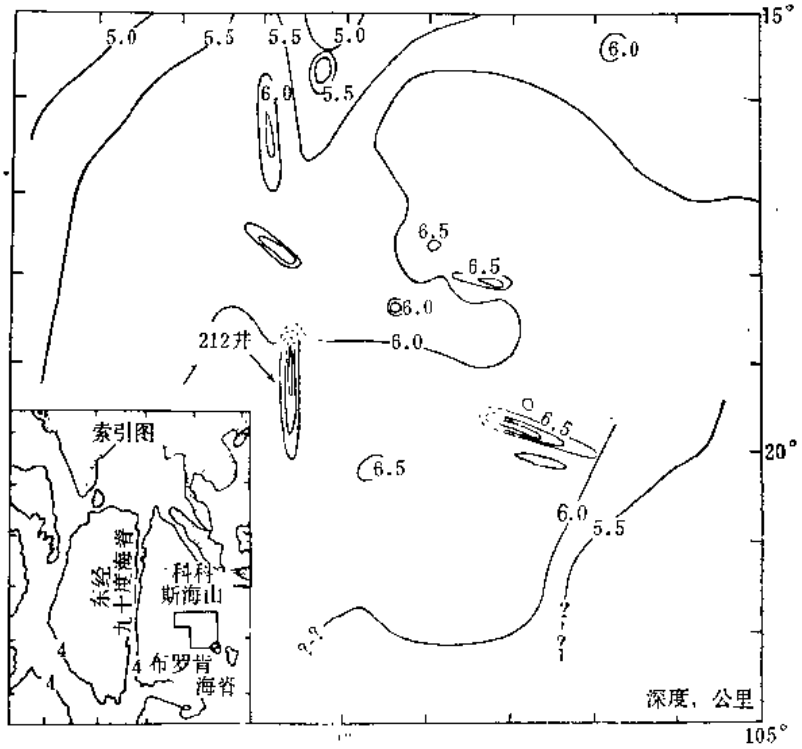


图45　212 井附近华顿盆地局部地形图

212 井钻在华顿盆地边缘附近。钻探地点示于地震剖面记录（图 46）上。记录上盆地横剖面略与盆地长轴方向斜交。这张记录显示出这个地区中代表洋壳起伏不平的反射层。洋壳上看来几乎没有沉积物盖层，只有几个小盆地具有厚度不等的平坦产出的充填物。充填物的标高和数量随盆地而异。

在图 46 的地震剖面记录上看到的每个盆地的平坦表面和基本上水平成层，在地震记录中必定是一条代表重力沉积作用的地震特性曲线（深处层状地层的弯曲据信是由于压实作用引起的）。反对重力沉积作用的理由是：该地区离任何浊积岩的潜在源地都很远，而且在 212 钻孔中充填沉积物仅由远洋粘土和碳酸盐组成。然而，再仔细地研究资料表明，浊流沉积作用是大部分这种沉积层的最可能的沉积机制。

* 属于印度洋的其他钻井。

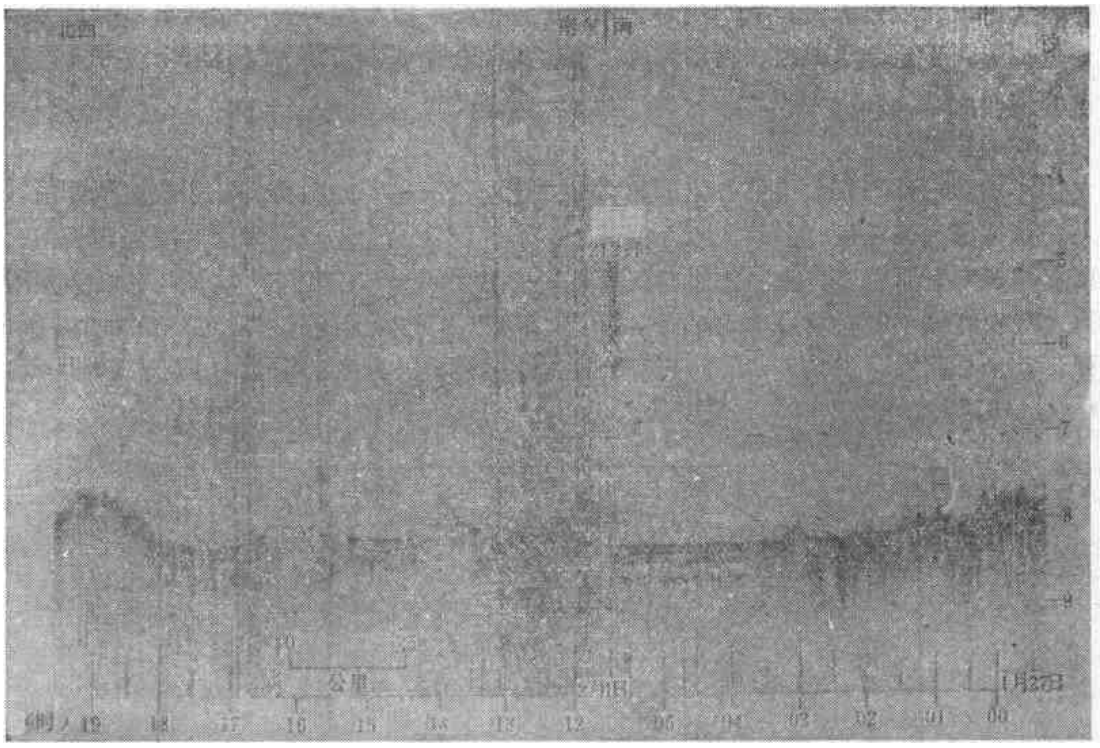


图46　印度洋东部华顿盆地底部形成的小型阻塞盆地。图内标明了深海钻探计划212井的位置

212钻孔内大部分沉积物为细粒碳酸盐软泥或它的固结物——白垩，通常含微体化石，局部富含有孔虫。有三厚层这样的沉积物和三层薄得多的棕色远洋粘土交互成层（见图47）。在碳酸盐层段中也有薄层棕色粘土层段。有人认为粘土层段反映了原地沉积作用、其总厚度可能代表了东印度洋中部这种沉积物的非补偿区中可能遇到的厚度。相反，人们都相信碳酸盐是外来的。支持这种看法最有力的证据是：212井地区目前位于方解石补偿深度（CCD）以下，而且可以假设在过去大部分时间内也一直如此。在212井目前6230米水深处保存碳酸钙的唯一途径是通过一种快速的、实际上是瞬间发生的沉积作用机制，如重力沉积作用。由于在这些碳酸钙沉积中有粘土薄夹层，因此人们认为三厚层碳酸钙沉积中每一个层段都代表许多个单独的重力沉积期。

图47表明了212井地区发生的三个主要的碳酸盐重力沉积期：晚白垩世、中始新世和晚第三纪。晚第三纪又包含了三个这样的重力沉积亚期。在212钻孔内这三个重力沉积亚期被薄的粘土层段所隔开，这些粘土层段很薄，在图47的地层柱状图上无法按比例尺绘出。另外两个主要的碳酸盐沉积期也同样可细分成许多亚期。这种沉积亚期能提供浊积层可望达到的厚度值。

还有关于浊积岩沉积作用的补充证据。首先，在接近于瞬时的短期内沉积的单个碳酸盐层的厚度远远超过了远洋沉积作用正常速度所形成的厚度。其次，根据碳酸盐地层（实际上存在的是有孔虫砂层）内有孔虫的大小分级以及存在混合型动物群，发现许多有孔虫是再沉积的。钙质超微化石也有同样的混合情况。最后，象递变层理、交错纹理、水平纹理、层面下界清晰而上界模糊、火焰状构造（flame structure）以及远洋粘土碎屑这类沉积特征都令人想到浊积岩沉积机制。

有可能某些纹层状碳酸盐层段代表其他的沉积机制，如浊水层搬运或等深流（contour

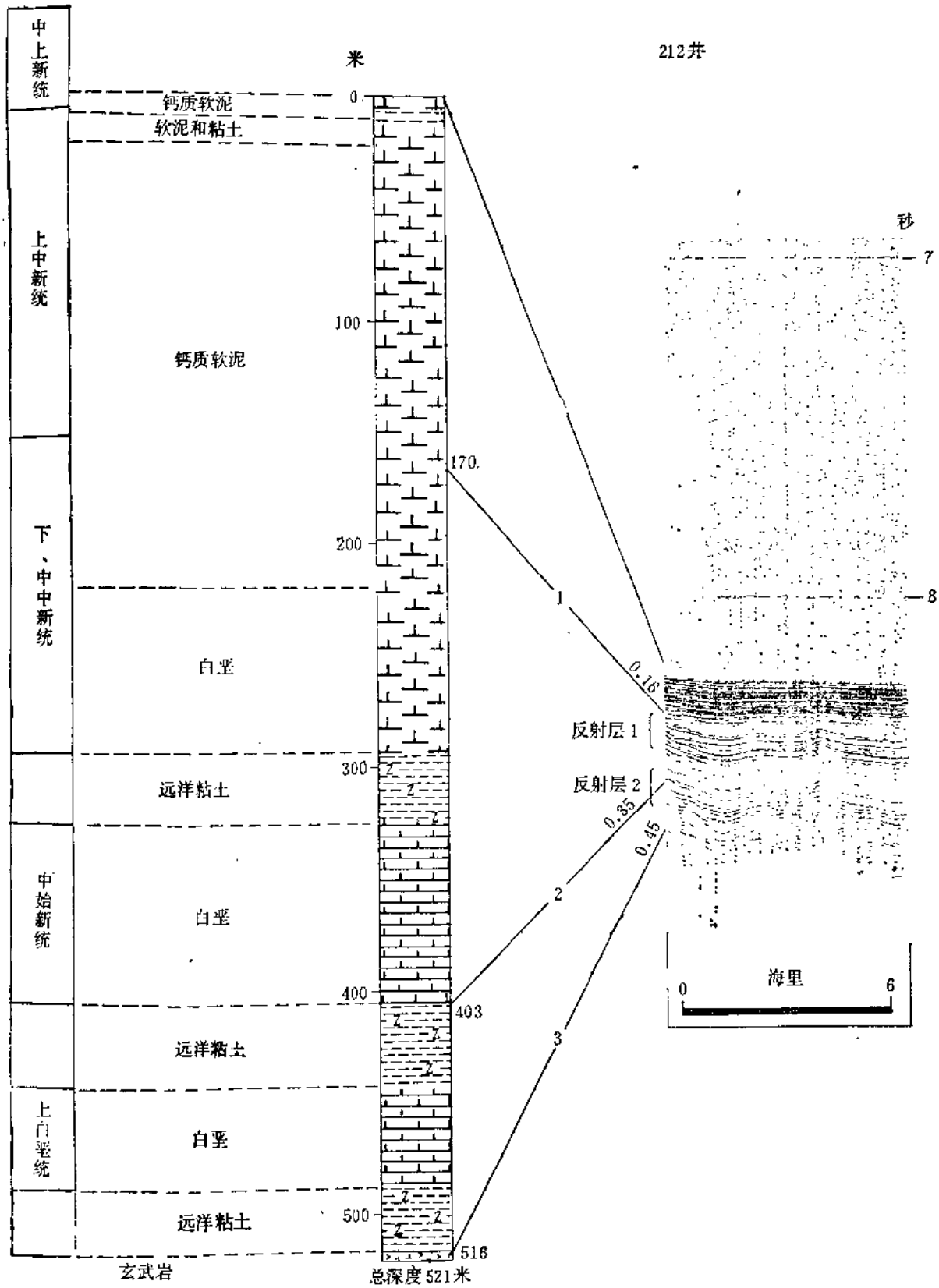


图47　华顿盆地内212井的地震剖面记录和岩性的对比（根据 Von der Borch 等，1974修改）

current）。但是，这些层段代表的只是碳酸盐沉积总量的一小部分。

未作回答的问题是：浊积岩的源地在哪儿，以及它们是怎样生成的？虽然还没有直接证据能回答这个问题，但是根据远洋沉积作用的性质和浊积岩的特性，还是可以作一些合理的推断。如前所述，在212井地区内有一些海脊位于1000～2000米水深。在这样的深度，方解石补偿深度过去的波动允许逐渐在脊部堆积碳酸盐软泥。最后，不断增厚的软泥层就会超过休止角而顺坡滑塌。接着，滑塌沉积物和水混和形成重力流，流往象212井地区存在的华顿盆地的较深地区。在漫长的地质时期中，当这种碳酸盐软泥不再生成，或者重力流可能流到其他地区时，就堆积了棕色远洋粘土。

上述模式中最令人感兴趣的一点是：实际上即使在大洋中部下沉很深的地区也能发生"实际的"沉积性海退。关键是要求远洋沉积物的沉积速率超过溶解作用或胶结作用的速率，或者超过因其他深洋流造成的再沉积作用的速率。然后，如果存在生成重力沉积物所要求的另外两个形成因素，即足够的水深和合适的坡角，就能形成浊积流。

5.欧文海脊*

深海钻探计划第23航次在阿拉伯海西部欧文海脊上所作的研究提供了另一个重力沉积作用的实例。在那里，"格罗玛·挑战者"号作了几条横越海脊的地震剖面，并在这个海脊上打了两个钻孔：223井和224井（钻孔位置见图40）。海脊的一个横剖面见图48。图上海脊地形大约高出海底2秒或1500米，宽度接近50公里。欧文海脊东面和南面为欧文断层所限。欧文断层是一条转换断层。在晚渐新世或早中新世时，该断层明显发生过垂直运动。这次运动的影响是引起海脊顶部未固结软泥的广泛滑塌。在图48上可看到滑塌过程的证据：在海脊的背坡形成了起伏不平的地形，在海脊顶部附近存在一个滑塌断崖（见地震剖面记录

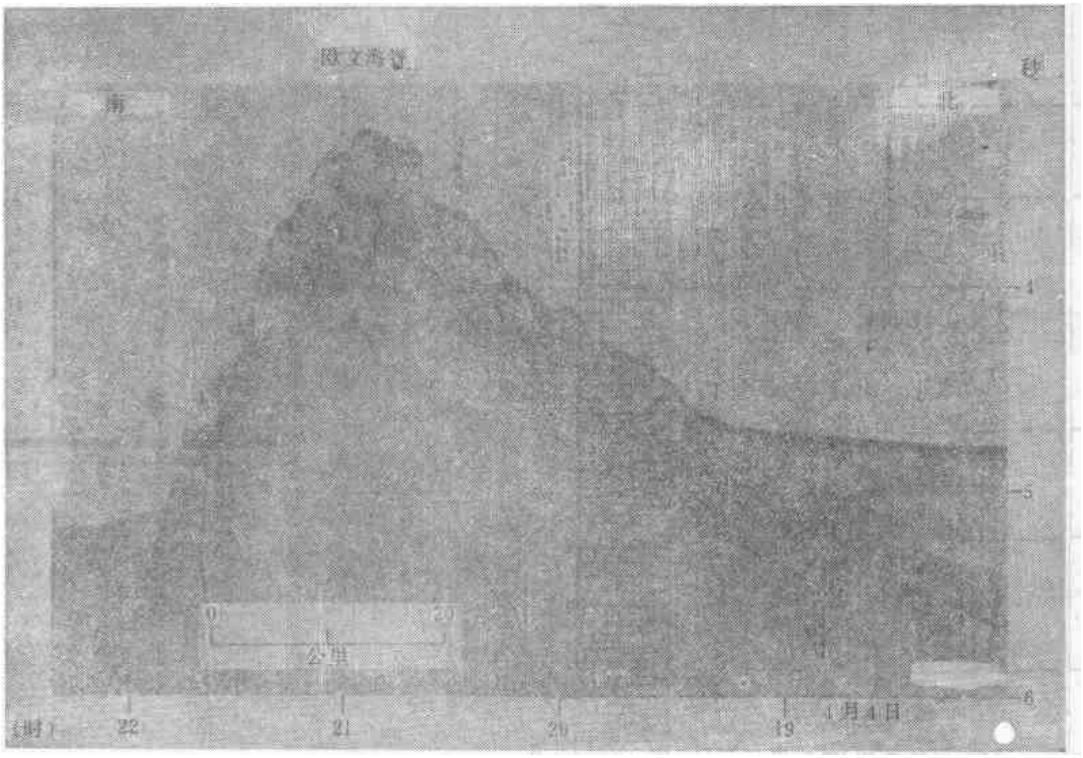


图48 欧文海脊背坡上的沉积物中形成的滑塌断崖。位置在阿拉伯海西部

* 属印度洋的其他钻井。

上标有“20302”处的左边）。滑塌作用似乎把年青地层移动了100～200米。

224井地点位于这个滑塌断崖西北不远处。钻探结果根据该处缺失较厚的上第三系而证实了滑塌作用。

在223井处的欧文海脊底部附近（在海脊以北更远处），进一步提供了滑塌作用的证据（见图40）。在那儿，取岩芯时发现了显然是从海脊高处滑塌下来的滑塌角砾岩。

B.太平洋东北部

1.德尔加达扇和德尔加达深海平原

深海钻探计划第5航次在北加利福尼亚岸外的德尔加达扇和德尔加达深海平原上及其附

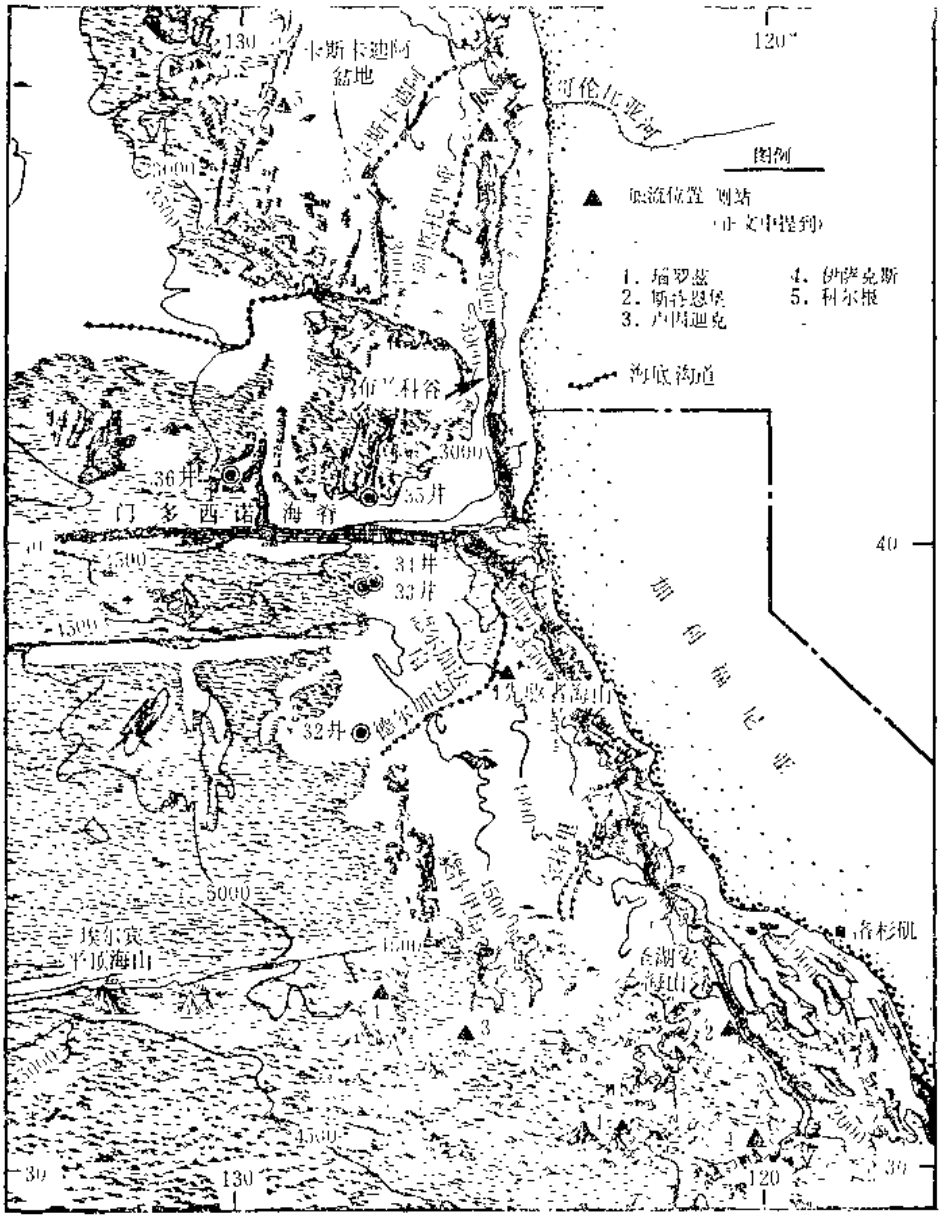


图49 太平洋东北部加利福尼亚岸外深海钻探计划第5航次的钻区井位图，深度单位为米（据H.W.Menard, 1964）

近钻了 32 ～ 34 三口井。图 49 表示了这几个钻区和供给该地区许多浊积岩的德尔加达沟道的位置。德尔加达扇和德尔加达深海平原地区是一个等深线介于 3000～4800 米之间的逐渐倾斜的、无地形起伏的地区。该地区看起来紧靠在西边低深海丘陵的边缘外，并且和北边的门多西诺海脊相邻接。

“格罗玛·挑战者”号在 32 井附近取得的深度记录资料（如图 50所示）可以说明重力对浊积岩分布的影响。图上示出海底地形的阶梯状轮廓，有两个缓倾斜的平坦表面，地形高差约为 50 米。这种轮廓是由于深海丘陵在南北向上比较明显地突出所造成的，结果发育了一些大致平行的南北向地壳海脊。由于这些海脊是沿着一条扩张脊——东太平洋海脊形成的，所以向西它们的年龄逐渐变老，并且位于逐渐加深的水中。当海脊之间的低洼区后来被沉积物充填时，就形成了阶梯状轮廓。这种地形类似小山坡上的梯田，每块梯田都有一道堰堤。这里底部的沉积物由浊流带来。在 32 井附近，这种阻挡效应很明显，是由该井正东的海脊地形造成，正如在阿戈号地震剖面记录（图 50）上所看到的。这种阻挡作用一直继续到海脊地形的溢出点为止。此后，浊积物开始充填深海丘陵地形的下一个低地，32 井就打在一个这样的地区内。在 32 井内曾记录到大约 150 米的晚中新世和更年青的浊积岩（Weser, 1970）。在此层段内有 10 厘米厚的、递变发育的、分选良好的粉砂质砂层。

很可能当浊流开始溢入 32 井区的阻塞区中的时候，穿过 32 井区东面阻塞区的浊流流动坡度曾受到一次调整。这次调整可以在原先的阻塞区内形成沉积通道，特别是粗粒沉积物的通道。在该地区进行地层对比，将会在两个阻塞区之间发现年代不同的储集层。

图 51 表示该地区地层的补充细节。图上所示为 32 井东北大约 3 公里处的地球物理测线，因此能够很好地反映该井区的沉积作用。在这张剖面图（1969 年作于阿戈号）上十分突出的、最深的反射层代表由海底扩张作用形成的大洋玄武岩。玄武岩被远洋粘土组成的、约 60 米厚的透波层段所覆盖（注：粘土层的顶部接触面用墨水加绘以便更好地确定它们和上覆地层的关系）。远洋粘土上面是一个略微成层的、平坦产出的浊积岩层段。层理不好可能反映这些远端浊积岩含砂量低。看来浊积层厚度的变化取决于下伏远洋粘土层的不规则性。因此，这种原始充填的浊积岩的等厚图表现出等厚线值很不规则。砂的百分含量值也是一样。但是，如果浊积岩继续沉积下去，则以后的充填物的厚度将变得相对均一。当沉积物堰堤被淹埋，地形变得完全平坦时，以后的含砂量也就变得十分一致。

德尔加达深海平原浊积岩的羽状边缘可在另一张阿戈号记录（图 52）上看清。在那里，浊积岩超覆在被薄层远洋地层覆盖的深海丘陵之上。这种超覆和前面提到的超覆卡尔斯堡海脊的山麓上的情况（图 43）十分相似。本书第一部分中描述的纽波特-英格伍德超覆也是看得很清楚的类似例子。研究一下 32 井区内深海丘陵翼部一带所产出的下倾楔状砂层的型式，以及如果该地区后来发生过褶皱或断层作用所形成的构造圈闭，是有用的。

由于有许多浊积物被带到这个地区，在图 53 上可看到沟道的情况。图 53 为一横穿德尔加达海底沟道的阿戈号地震记录，显示了这个地形的轮廓。沟道两边的天然堤都很宽，东北天然堤更高些。这种沟道通常都是两边高度不对称，据信不对称反映了顺这些沟道流动的浊流表面的向上倾斜。这种倾斜面由科里奥利力形成。东北天然堤的高度高出周围海底 100 多米。注意，两条天然堤均缺失强反射层。这是因为天然堤大部分由溢出天然堤的、不规则层状浊积物细屑组成的缘故。罕见的较大溢流可能会形成不足以影响地震波形特征的少量薄粉砂层或很细的粉砂质砂层。相反，沟道的标志是一个由间距很密的反射层所组成的暗色段，它可能代表一个近乎连续的砂堆积体。

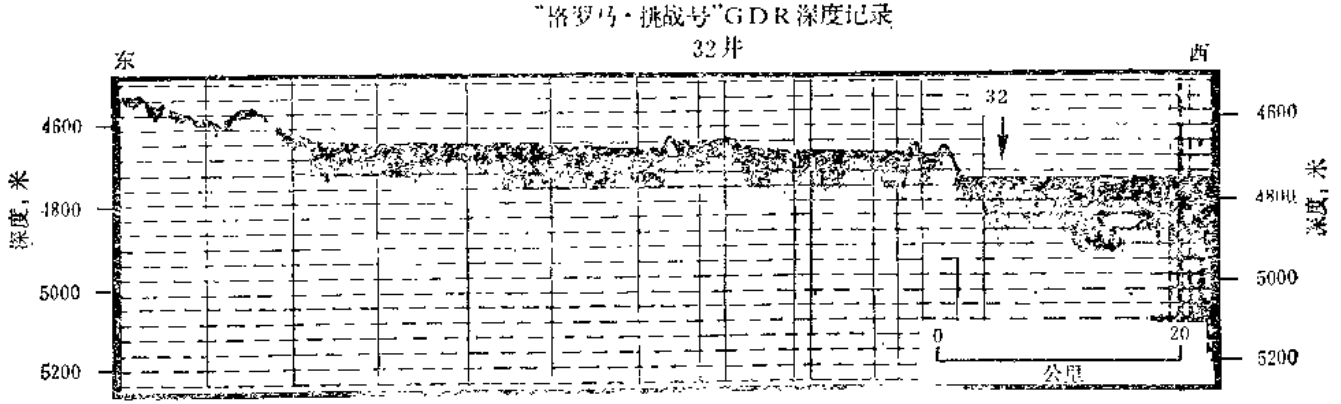


图50　由于深海海脊阻挡浊流流动而形成的阶梯地形

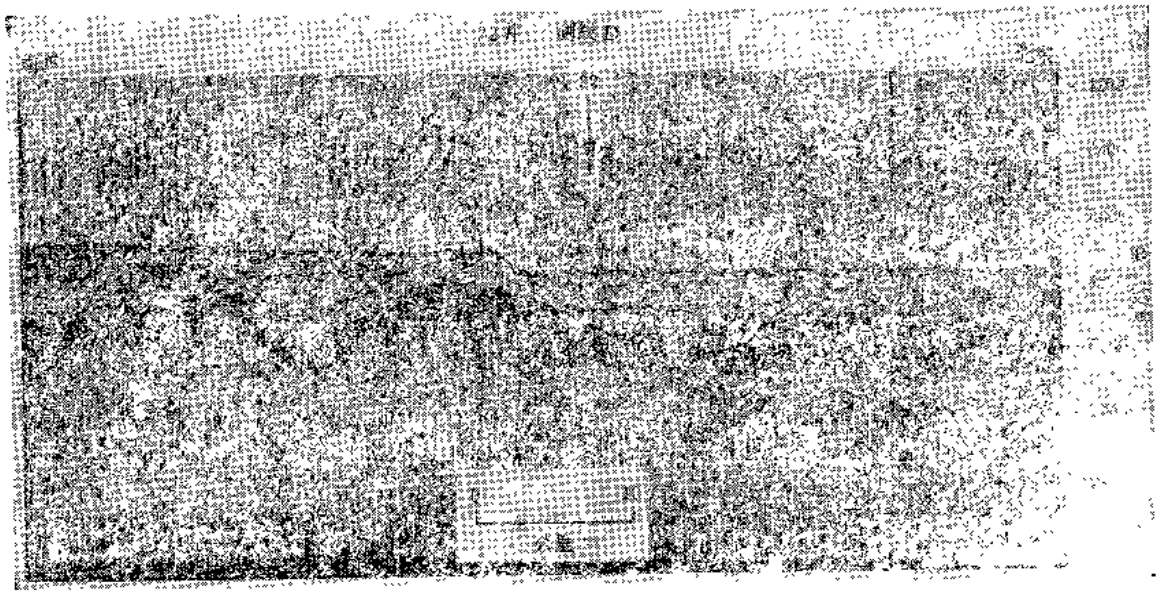


图51　32井区地震剖面记录和投影位置

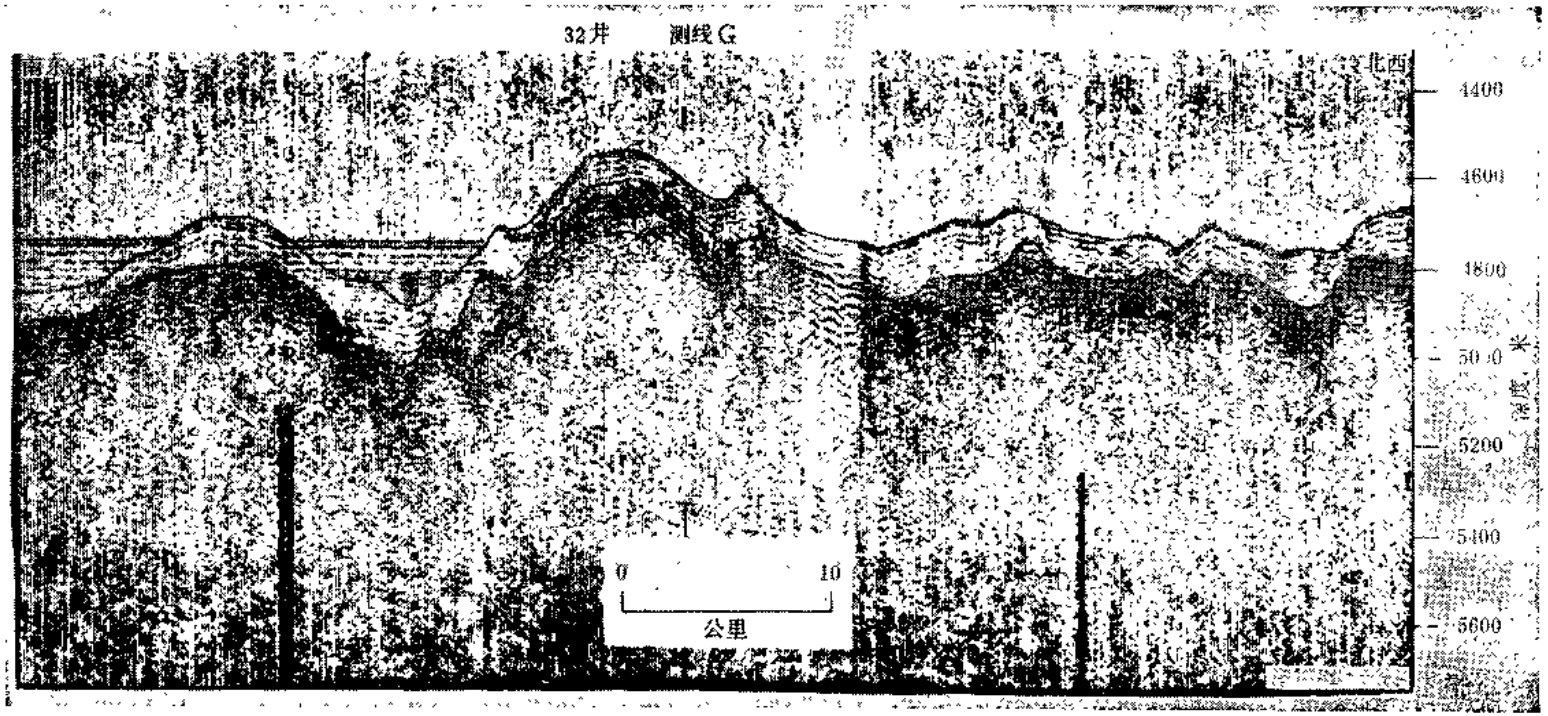


图52　地震剖面记录表示德尔加达深海平原浊积岩的终端紧靠在深海丘陵地形上。测线位置在 32 井西南 25 公里处

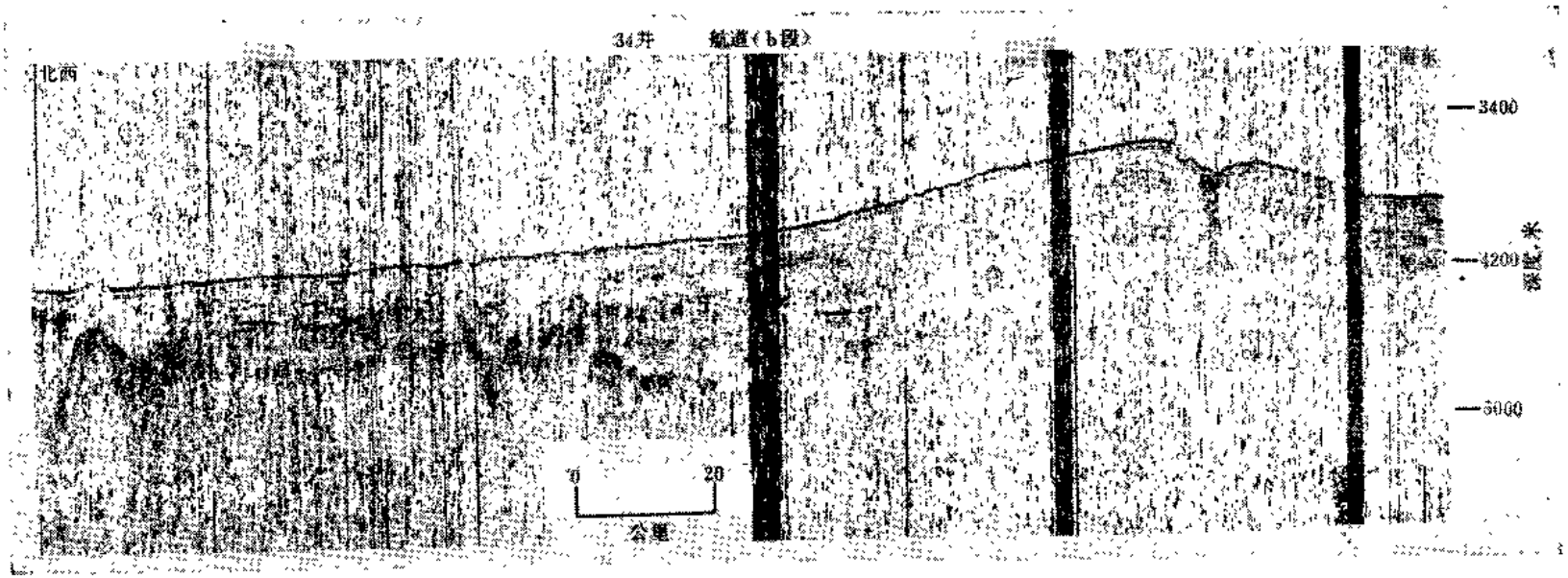


图53　横越德尔加达海底沟道的地震剖面（阿戈号剖面，1969年3月10日）

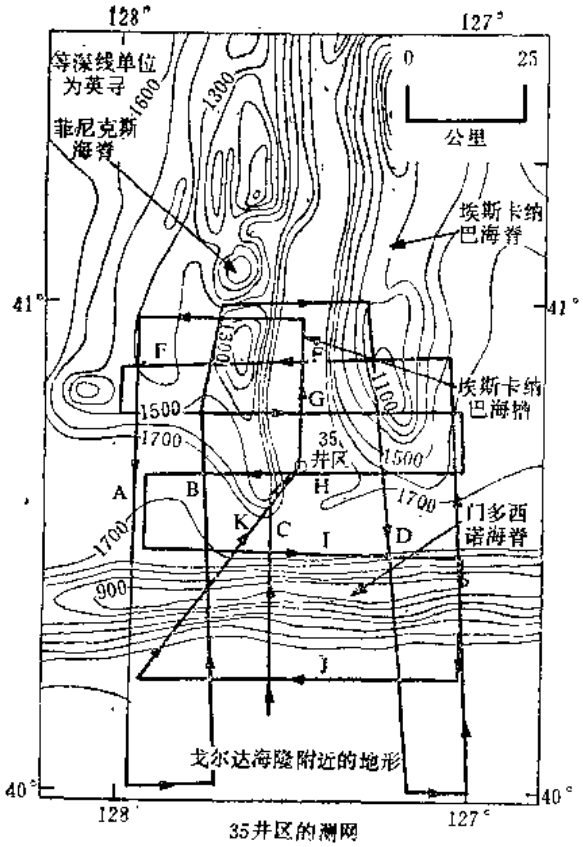


图54 深海钻探计划35井区附近的地形和测线

2.戈尔达海隆区

在加利福尼亚岸外另一个能说明浊积岩沉积作用许多特征的地区也是在深海钻探计划第5航次中遇到的，这次是在戈尔达海隆区内门多西诺海脊以北。在那里，35井区(见图54)位于东太平洋海隆中央部分（叫做戈尔达海隆）的轴部海槽内。该海隆的海槽区叫做埃斯卡纳巴海槽。在该海槽内钻的35井钻遇390米更新统陆源沉积物，据认为大都是浊积成因。据这种砂的矿物学研究判断，沉积物是从一个由北面的哥伦比亚河高原-卡斯卡德山延伸到南面的北加利福尼亚的地体搬运来的（Vallier, 1970）。这个地体的水系把沉积物搬运到35井区要经过许多海底峡谷，包括：阿斯托里亚、特里尼达、贝尔谷、伊尔和门多西诺等海底峡谷。研究图49表明，浊流从这些海底峡谷，特别是从阿斯托里亚海底峡谷流到埃斯卡纳巴海槽要经过一段迂回的通道。开始向南流，然后转向西流，进入一个狭窄盆地才能遇到门多西诺海脊。接着，一部分浊流再转弯向北，沿着埃斯卡纳巴海槽向北倾斜的槽底运动。这说明在那些可能有凸出海底地形的古盆地中，在地表或井下用外推法确定浊积砂的搬运方向是很不可靠的。

图54表示35井区附近的海底地形。在该图中，上面谈到的向西和向北流动的地区大致可由1700英寻等深线圈出。

从1969年3月13日到15日，阿戈号在35井地区内做了地震剖面调查。这次调查的各条测线示于图54。测线B和D（分别参看图55和56）被选来表示位于埃斯卡纳巴海槽南面的、浊流向西流入的狭窄盆地的两个横剖面。这个浊积岩充填的盆地位于每张图的中央附近。在该盆地的北面是埃斯卡纳巴海槽翼部两个洋脊的南部（见图54）；而盆地的南面则是凸出的火成岩门多西诺海脊。这个塔形海脊几乎高出浊积岩沉积地区2公里。这些火成岩海脊看来完全没有沉积物盖层。目前它们可能仍然没有被任何由深处洋流和滑塌作用带来的远洋沉积物覆盖。

这个东西向盆地内的地层上部成层性极好，在深海钻探计划的许多井区内都曾记录到这种代表浊积岩的地震特征波形。这种成层的地层曾经强烈变形过，甚至表层都不是水平的。这表明，浊流用它的沉积物把起伏不平的表面填平以后，在这个海槽中就没有再流动。可能是邻近洋脊的构造生长作用使这些岩层倾斜的。在图56上有几个构造生长期的证据，因为在成层的沉积物层段中显示了一个以上的不整合。显然，地层对比是困难的，那儿的等厚线也许会表明同时代层段的厚度有很大的变化。南加利福尼亚岸上一些盆地也恰当地说明了这点。

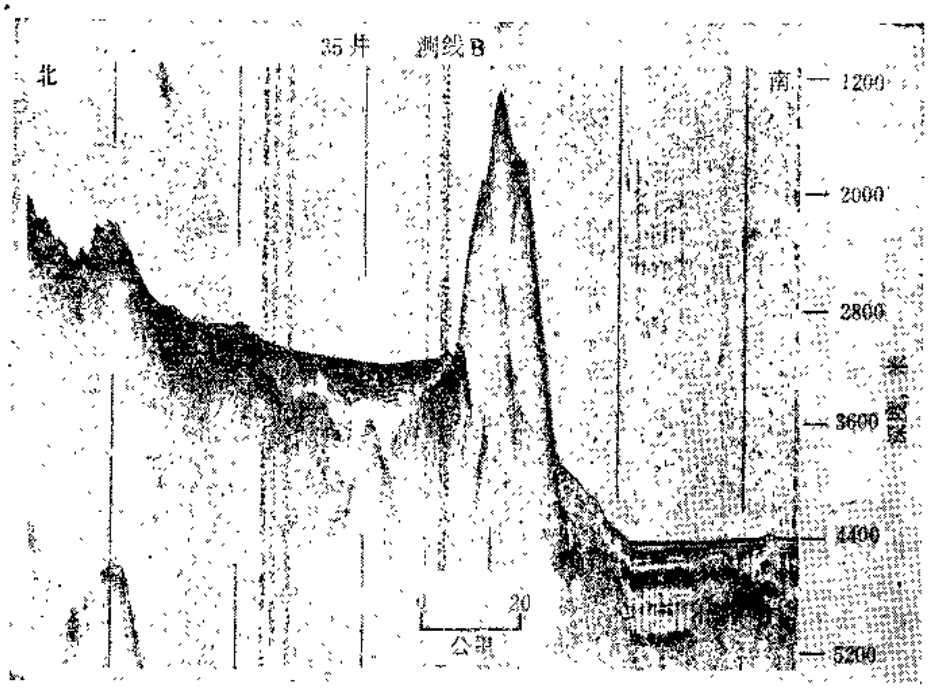


图55 深海钻探计划35井区附近穿过门多西诺海脊的地震剖面记录，测线B

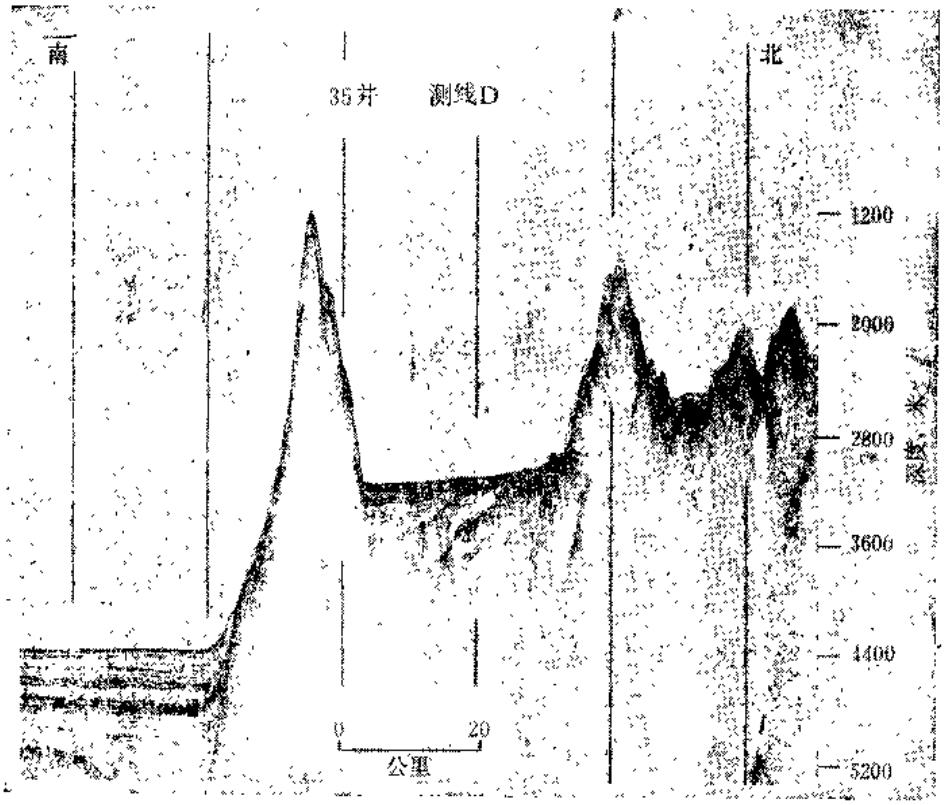


图56 深海钻探计划35井区附近穿过门多西诺海脊的地震剖面记录，测线D

在阿戈号的一条测线（图 57）上显示的盆地纵剖面提供了这个东西向海槽中浊积岩形变的另外一种情况。在那里，成层沉积物内有一个因断层作用发育的 250 多米高的地形。另外，这个地形保存下来证明该海区内没有现代浊积岩活动。

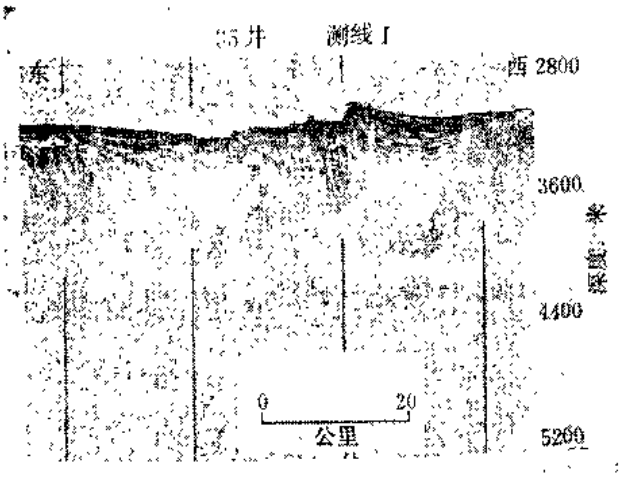


图57 埃斯卡纳巴海脊和门多西诺海脊之间的地区内地层的变形

除了断层作用以外，成层层段沿着地形高点收敛也很明显。显而易见，在这样的地区可能发育的构造圈闭和地层圈闭是很复杂的。

在图 55 和图 56 上，在门多西诺海脊南面4400米等深线处很明显有一成层的浊积岩层段。该浊积岩显然不与海脊北面的浊积岩相连。这个海脊就象深海钻探计划 32 井区附近的深海丘陵一样，起着拦阻重力沉积物从一个浊积区流向另一个浊积区的堤坝作用。在图56上，成层的层段和门多西诺海脊麓部的透波层段毗邻。这些地层具有岩屑坡的形状。可能是从门多西诺海脊搬运来的粗屑和细屑由于滑塌和滑移作用，即由于另一种形式的重力沉积作用而堆积在那里的。

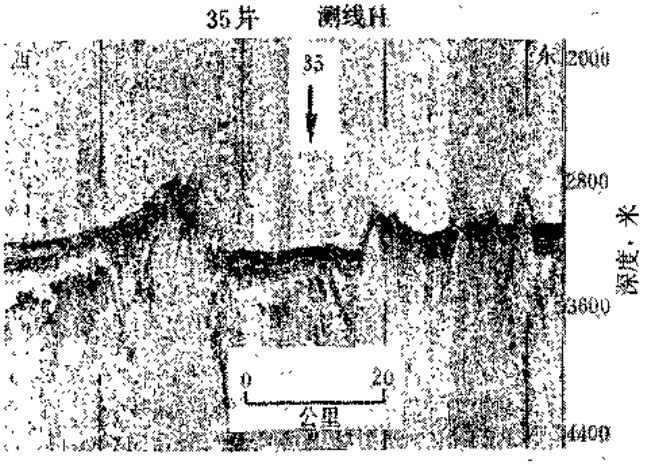


图58 穿过埃斯卡纳巴海槽的地震剖面记录，南端

图 58 和 59 表示南北向的埃斯卡纳巴海槽的沉积作用情况。两张图都示出一个轴向海槽，两侧均为新形成的洋脊。另外，在这个海槽中见到了成层的地层，这又是构造形变的明证。在海底扩张活跃的地区，发生这样的形变作用是不足为怪的。图54表明深海钻探计划35井区是在测线 H 附近钻探的（见图59）。钻探位置正好在埃斯卡纳巴海槽内一个海脊（为断层上块）的西面，井钻入到上更新统 390 米。

岩芯研究表明，整个剖面由陆源沉积物组成。这些沉积物为砂、粉砂和粉砂质泥的互层，还夹有块状和纹层状泥。第 35 航次的科学工作者认为这些沉积物都是浊积成因的（Mc Manus et al., 1970）。砂为细粒到粗粒，分选差到中等。虽然在取岩芯过程中许多层理特征遭到损坏，但是一些砂层底面与下伏泥层的突变接触仍然保存下来。有些砂层显得相当厚，但是取岩芯时要精确确定其厚度是困难的。

岩芯的古生物鉴定指出，这些沉积物都是在近七十万年内沉积的。由于缺乏比较精确的动物群分带，因此不能确定埃斯卡纳巴海槽内停止浊积岩沉积作用的时期。然而，确定了最低沉积速率为 560 米/百万年，表明在该地区内重力沉积作用的速度是很快的。

图 60 提供了在该地区内沉积作用的最后情况。图上的东西向地震剖面是从菲尼克斯海脊开始，向西北，经过菲尼克斯海槽（见图 61）到该海槽西缘的一个海脊为止。地震剖面记录表示这些较陡的玄武岩海脊没有沉积物盖层。沿着最西边 15 公里分布的一些海脊的斜坡不太陡，有不成层的、地震波能透过的沉积物薄盖层。这些沉积物代表远洋或半远洋地

层。类似的透波层段分布在平坦的成层沉积层之下。在那个比主盆地稍高一些的小盆地的地震剖面记录的东部，这点特别明显。主盆地内沉积岩几乎已经填平。成层沉积物略有弯曲，可能是由于准同期的褶曲作用造成，另外在照片中央附近有一明显的尖顶褶皱层段。

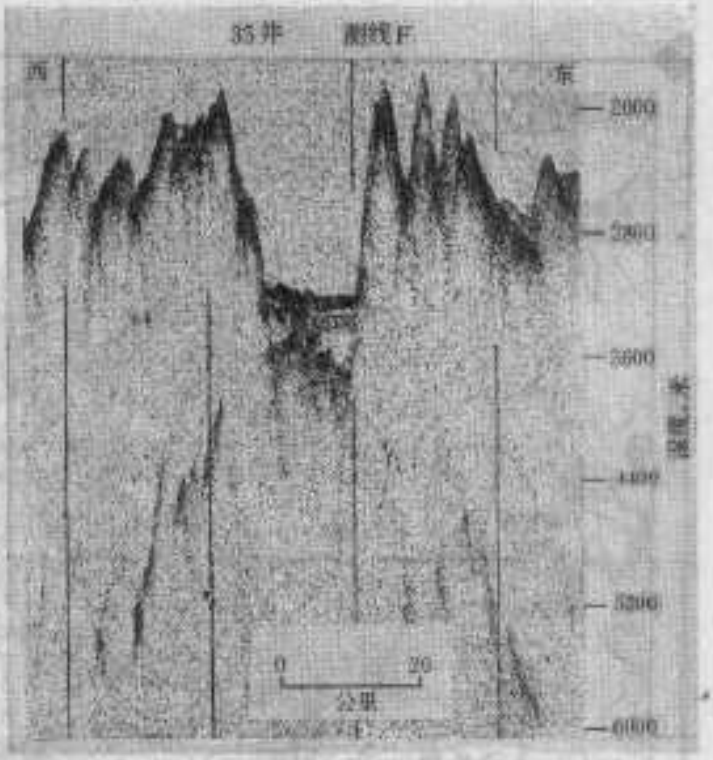


图59 穿过埃斯卡纳巴海槽的地震剖面记录，中区

正如上面讨论的那样，35钻区及其附近的沉积层序说明了大洋沉积盆地内沉积作用、构造圈闭和地层圈闭的许多特征。但是，这些特征不管是对开阔大洋中的，或是对大陆边缘的或大陆内的盆地，都同样适用。

3.俄勒冈大陆坡

深海钻探计划第18航次的钻探地区是俄勒冈大陆坡，按照板块构造的术语，这是一个所谓“活动陆坡”。在那里，175井区位于该陆坡的下部，正好在阿斯托里亚扇的东面（见图61）。该地区的一张地震剖面记录（图62）是美国海军专用船巴特利特号作的。这张记录的左边示出阿斯托里亚扇的扇面地形。在这个板块聚合区内，大陆坡受到强烈的构造形变。图62表示陡坡靠海的几个海脊，根据其他一些资料分析，它们的走向为南北向，或者说平行于陆坡。在第二个海脊后面（从陆坡靠海向上）是一个沉积物充填的小盆地，其地形和轮廓类似175井区附近所钻遇的。图

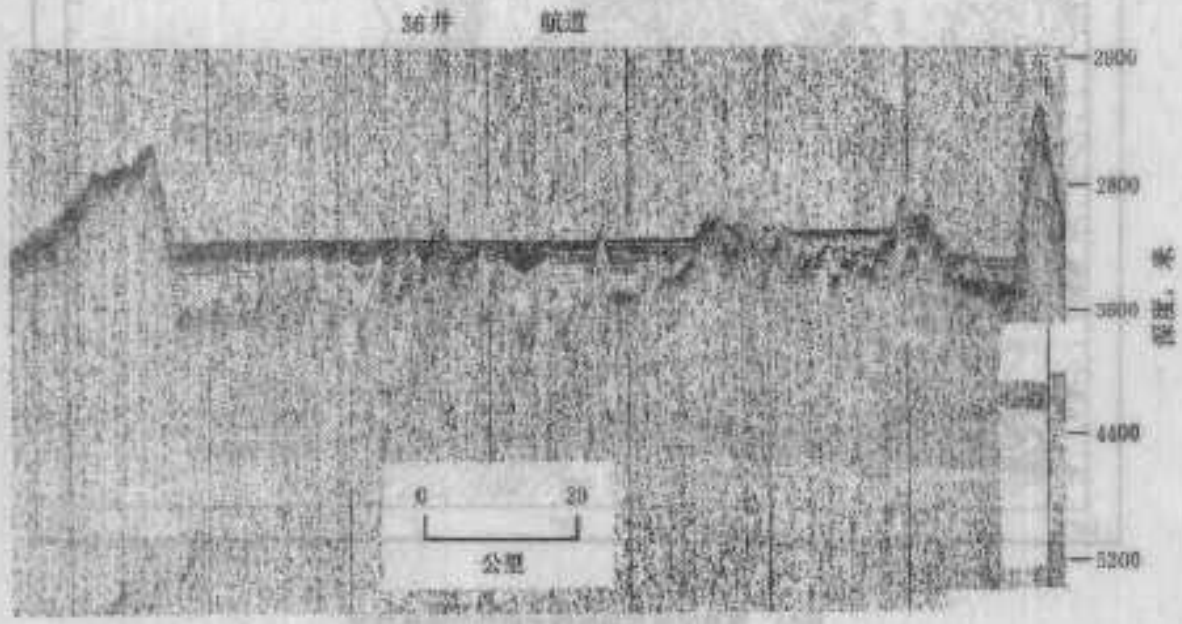


图60 深海钻探计划36井区东面的深海丘陵和深海平原（剖面为东西向）

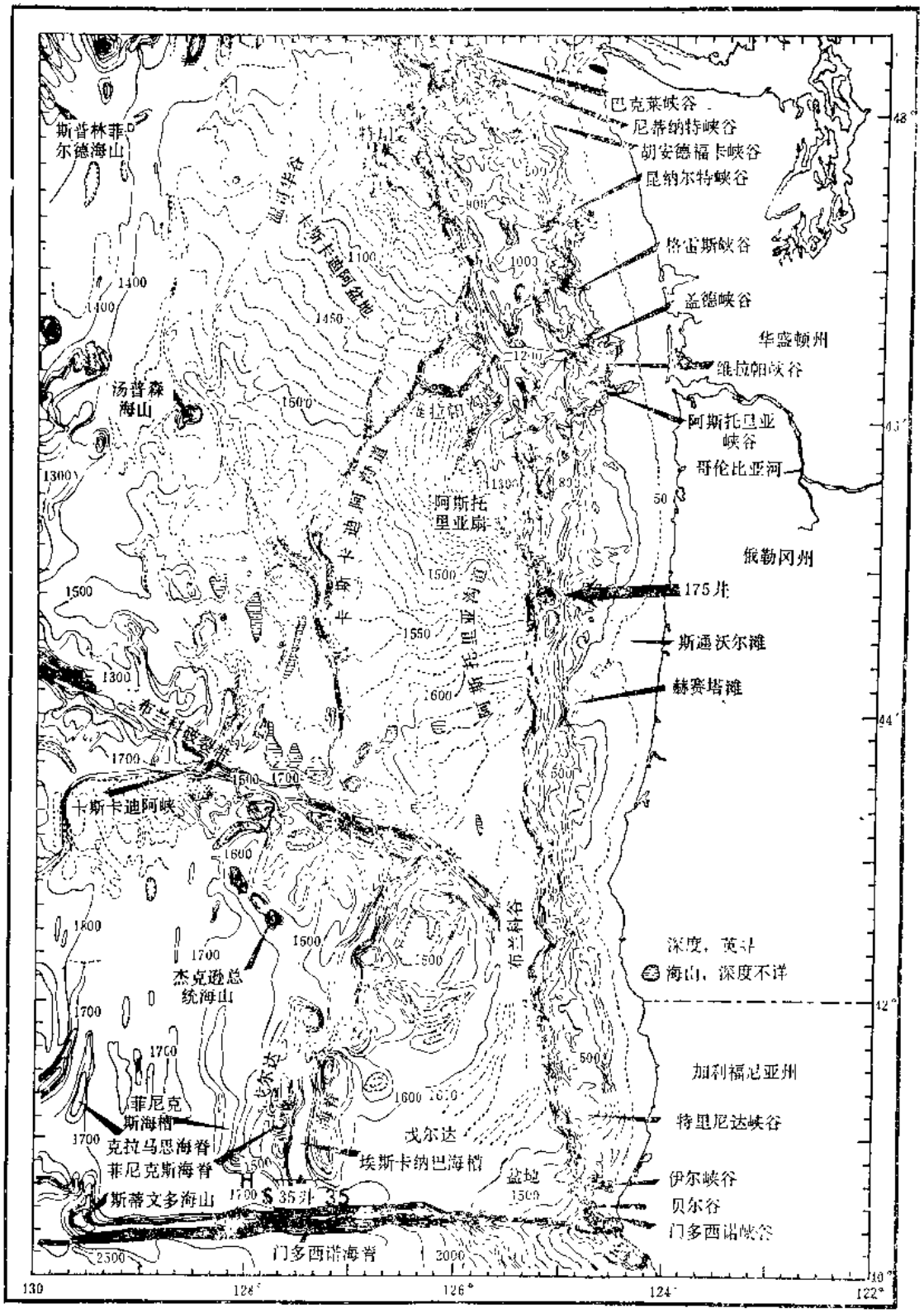


图61　俄勒冈州和华盛顿州岸外的海底地形

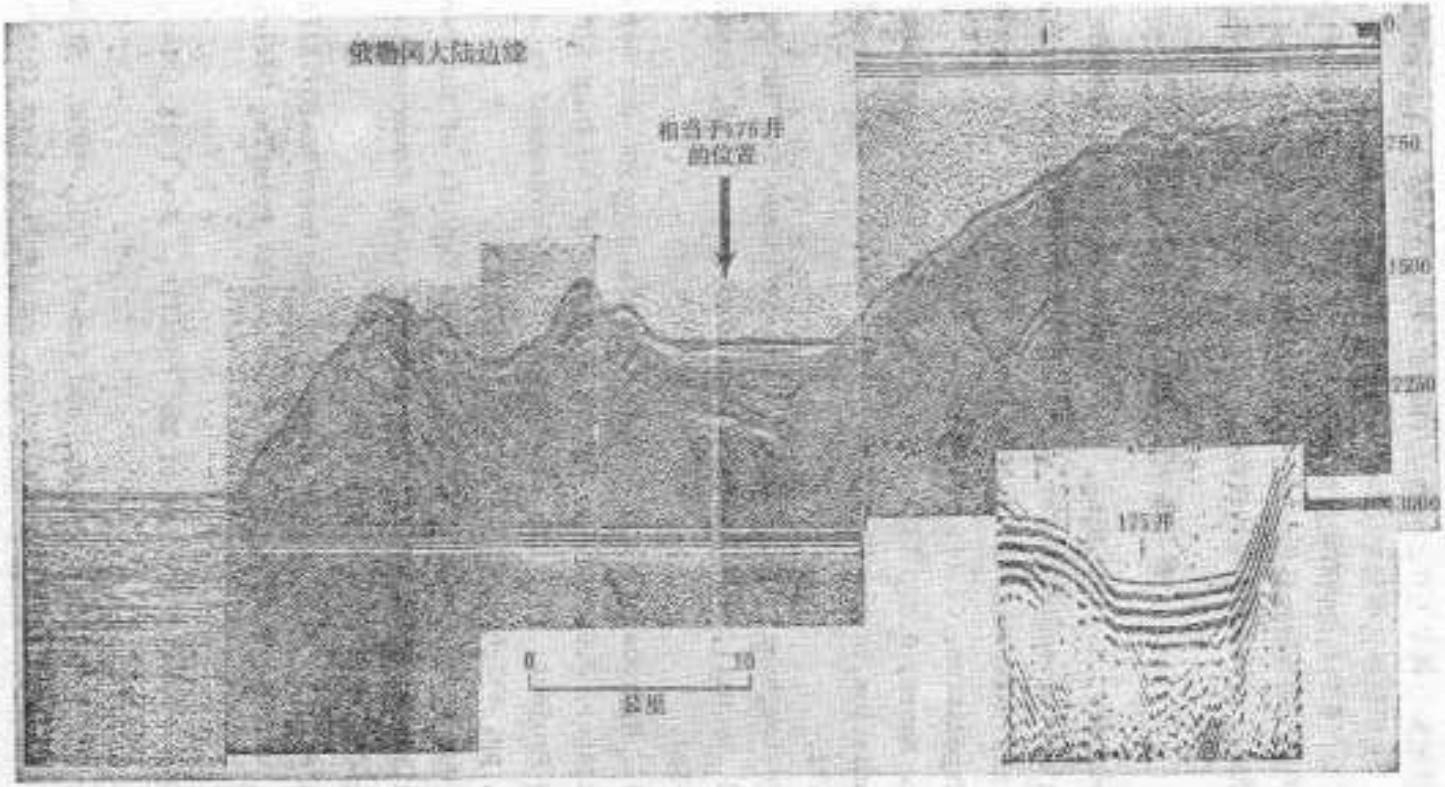


图62　深海钻探计划175井区附近的海底地形

00263818 10642

62上的地震剖面记录以及“格罗玛·挑战者”号所做的记录均表明在175井区钻到的277米厚的沉积物是成层的。

这些沉积物几乎是连续取芯的，大部分是陆源粉砂质粘土。其中散布着厚达15厘米的粗粉砂到细砂的薄层。这些薄层具有不规则的突变接触和递变层理。在一些较厚的层中还能看到不明显的纹理。按照船上科学工作者的意见 (Kulm et al.,1973)，不同岩芯中的储集岩含量从1%到16%。他们解释这些岩层代表浊积岩的近端相。

在图62上，成层的沉积物层段内有明显的掀转构造，还可能存在小小的不整合。这个钻区令人感兴趣的地方是：陆坡盆地是如何通过板块碰撞面形成的，这些盆地又是如何被重力沉积物充填的。因此，在古代活动大陆边缘的地区内应考虑浊积岩储集层的远景。

参 考 文 献

Closs, H., Bungenstock, H., and Hinz, K., 1969. Results of seismic refraction measurements in the northern Arabian Sea, a contribution to the International Indian Ocean Expedition (in German): *Meteor* Expedition, C2(1), pp. 1-28.

Curray, J.R., and Moore, D.G., 1971. Growth of the Bengal Deep Sea Fan and Denundation in the Himalayas, Geol. Soc. Am. Bull., v. 82, p. 563-572.

Heezen, B.C., and Laughton, A.S., 1963. Abyssal Plains, in "The Sea" v. 3, ed. by Hill, M.N., Interscience Publ., New York, London, pp. 312-364.

Hunt, J.M., 1974. Hydrocarbon and Kerogen Studies. In von der Borch, C.C., Sclater, J.G. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 22, Washington (U.S. Government Printing Office), pp. 673-675.

Kulm, L.D., von Huene, R., et al., 1973. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 18, Washington (U.S. Government Printing Office), pp. 169-176.

McManus, D.A. et al., 1970. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 5, Washington (U.S. Government Printing Office), pp. 165-172.

Menard, H.W., 1964. Marine Geology of the Pacific. New York (McGraw-Hill).

Moore, D.G., Curray, J.R., Raitt, R.W., and Emmel, F.J., 1974. Stratigraphic seismic section correlations and implications to Bengal Fan history; In von der Borch, C.C., Sclater, John G., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 22, Washington (U.S. Government Printing Office), pp. 403-412.

Nelson, C.H. and Kulm, L.D., 1973. Submarine fans and deep-sea channels, in SEPM Pac. Sec. short course on turbidites and deep water sedimentation, pp. 39-78.

Neprochnov, Yu. P., 1961. Sediment thickness of the Arabian Sea Basin (in Russian): Dokl. Akad. Nauk. USSR, v. 139-(1), pp. 177-179.

Sclater, J.G., and Fisher, R.L., 1974. Evolution of the East Central Indian Ocean, with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge, Geol. Soc. Am., v. 85, no. 5, p. 683-702.

Vallier, T.L., 1970. The mineralogy of some turbidite sands from Sites 32 to 35. In McManus, D.A., et al.. 1970, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 5, Washington (U.S. Government Printing Office), pp. 535-539.

von der Borch, C.C., Sclater, J.G., et al., 1974. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 22, Washington (U.S. Government Printing Office), 890 pages.

von Stackelberg, U., 1972. Faziesverteilung in Sedimenten des indisch-pakistanischen Kontinental randes (Arabisches Meer): *"Meteor"* Forsch.-Ergeb., Reihe C., no. 9, p. 1-73, Berlin-Stuttgart.

Weser, O.E., 1974. Sedimentological Aspects of Strata Encountered on Leg 23 in the Northern Arabian Sea; In Whitmarsh, R.B., Weser, O.E., Ross, D.A., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 23, Washington (U.S. Government Printing Office), pp. 503-519.

Weser, O.E., 1970. Regional Aspects of Deep Sea Drilling in the Northeast Pacific, In McManus, D.A., et al., 1970, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 5, Washington (U.S. Government Printing Office), pp. 569-620.