根据北海北部地区重力资料和深地震反射资料求得的莫霍面的比较

Klaus Holliger 和 Simon L. Klemperer 著
林云松 译　　华昌才　王铁男 校

摘 要

我们给出了北海北部地区 NSDP-84 深地震反射剖面的重力模拟的结果．根据海上布格重力异常的正演所推断出的莫霍面深度与根据卫星测高所得到的自由空气重力异常的独立反演及由深地震反射剖面所得结果很一致．这表明由深地震反射资料所得到的莫霍不连续面与密度的较大跃变相对应，因而，很可能不仅代表了大陆地壳和上地幔间的地球物理边界，而且也代表了其岩性边界．尽管北海北部地区下面的深地震反射剖面资料表明结晶岩底层有明显的横向不均匀性，但是所得出的地壳底层和上地幔之间的平均密度之差却变化得相当小．维金（Viking）地堑的最深部分却并非这样，在那里地壳的下部和上地幔的性质可能因伴随着地堑形成的岩浆过程而发生变化．地壳扩张的程度与岩浆侵入到地壳下部的体积之间的相互关系，由我们的结果提供了初步证据．

一、引 言

莫霍不连续面是用 P 波速度从大约 7.0 km／s 或更小、陡然增加到超过典型的 8.0 km／s 的值来定义的（例如 Steinhart，1967），因而被认为与较大的密度跃变有关（例如 Ludwing，Nafe 及 Drake，1970）．用重力模式可勾画出莫霍不连续面的地形轮廓，因而就可以定义一个"重力莫霍面"，提供一种估算该密度的增加量的适当方法．

大角度的（Fuchs 和 Schulz，1976）和接近垂直的（Fuchs，1969）深地震反射资料的模拟表明，地震莫霍面常常是一种层状过渡区，而不是一级间断面，虽然岩性边界和密度跃变也可能是细致的层状构造的过渡带，但是按照反射资料所作出的莫霍面（"反射莫霍面"，Klemperer 等，1986）不一定对应于地壳与地幔间的岩性边界或重力模型所隐含的密度跃变．对接近垂直的深地震反射资料和重力异常两者所作的综合分析有助于找出莫霍面的深度和性质，以及壳-幔间深地震反射和重力解释之间的关系。

在不列颠大陆架地区，莫霍面一般被认为对应于高地震反射率延续近似 6—10 s 双程传播时间的下部地壳区的基底（Barton 等，1984；Matthews，1986）．横穿北海北部地区的广阔的深部反射剖面已经完成（图 1（a））．在这些剖面的某些部分（图 2（a））看不清任何突出的下部地壳的反射率，或者说它与不列颠岛周围的典型情况有相当大的不同（McGeary，1987），这样就使得在这些地区识别反射莫霍面非常困难．重力模拟常被用来减少这些在莫霍面的深度和性质方面的不确定因素，并描画出了根据地震反射资料中不很明显的密度异常的轮廓图（Holliger，1987）．由于重力方法的非唯一性，作出了两种独立的处理：根据海上测量布格重力异常的正演和根据海洋卫星测高所得到的自由空气重力异常的反演（图 1（b））．

译自：《Geophysical Journal》，Vol.97，p.247—258，1989.

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

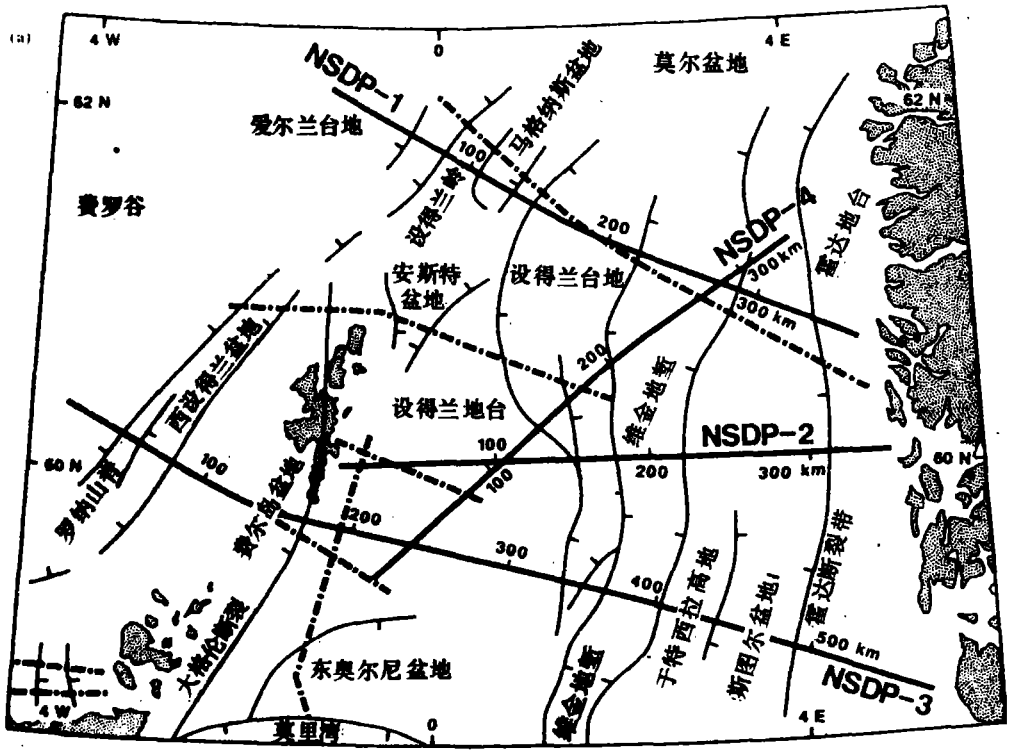


图 1. (a) 标明 NSDP-84 深地震反射测量位置（实线）和先前的 BIRPS 测量 SHET (McGeary, 1987)，MOIST (Brewer 及 Smythe, 1984) 和 DRUM (McGeary 及 Warner, 1985) 与 Britoil 专有地震剖面 NNS 83-22 (Beach, 1986)（点划线）位置的北海北部地区地图. 细实线是主要的断层构造. 该图取自 Klemperer (1988) 的资料.

二、NSDP-84 深地震反射剖面

1984 年，在北海地区画出了一个深地震反射测量图，即北海北部深部剖面（图 1 (a) 和图 2). 资料是由挪威地球物理公司 (GECO) 在石油工业和不列颠学院的反射剖面组织 (BIRPS) 参与下获得并进行处理的.

GECO 所采集和处理的参数在表 1 中给出. 它们一般与 BIRPS 所提供的资料类似 (Warner, 1986). 然而，其汽枪阵列的体积 (1001) 要比 BIRPS 所使用过的最大阵列 (1501) 的体积要小. 但在某些地区，最明显的是在维金地堑的最深部分，因所提供的能量显得不足，故难以明确地勾画反射莫霍面的图象 (图 2 (c)). 这种处理的结果提供了清晰的沉积层的图象，但处理出来的某些参数却并不能很好地反映基底的情况. 例如在基底中过低的叠加波速，对叠前深部反褶积算子的很长的预计延迟，以及叠后无反褶积导致了短周期子波的复合和振铃等严重问题，特别是深部剖面中反映更加明显. 其中某些问题可以通过在 Bullard 实验室用 Merlin 地震剖面中心系统 (Profilers Seismic Kernel System) (MPSKS, 表 1) (Klemperer, 1988) 进行叠后处理得到部分解决. 所有这四个剖面的测线示意图，按照经过

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

处理的地震剖面画在 1∶200000 的地图上，偏移和解释都用这一个比例．图 2（a）是非偏移测线的缩小图（比例约为 1∶3500000）并作了某些必要的简化．这些测线示意图的主导思想就是要真实地再现排除了噪声、多次波和擦撞影响的主要反射图象．虽然不可能对这些示意图的精度进行定量，但是与由 Gibbs（1987）独立完成的同一个剖面的图象相比，可发现其反射位置几乎完全相同（尽管 Gibbs（1987）与 Klemperer（1988）的地质学分析基础是不相同的）。

表 1.

采集参数
信号源：已调整好的汽枪阵列，6276—6324 立方英寸（～1001），每平方英寸 2000 磅（约 14 MPa），深度 6—8 m，发射点间隔 50 m．
接收设备：长度 3 km，信道数目 120，每一组之间的间隔 25 m，深度 10—13 m．
记录：记录长度 15 s，采样间隔 4 ms，30 卷．
预存贮编程：GECO
编辑
增益复原
仪器相位补偿
球形扩散补偿
检波器阵列仿真：3 道混合，中心重 1∶3∶1．
预估的反褶积：算符数：2；算符长度：水底为+100 ms（不少于 250 ms）；设计和应用时限：水底为+100 ms 到 6 s（浅处）和 6 到 13 s（深处）；预测延迟：24 ms（浅处）和 90 ms（深处）；合并长度：500 ms。
共中心点道集
速度分析
常规动校正
静噪
共中心点叠加
叠后处理：BIRPS
道混合：5 个相邻的道，中心加权 1∶5∶10∶5∶1．
叠后反褶积：算符数目：2；算符长度：248 ms（浅部）和 352 ms（深处）；设计和应用时限：0.5—4 s（浅处）和 50 ms（深处）；合并长度：200 ms。
随时间变化的带通滤波器：在 0 s 是 12—40 Hz；在 15 s 为 6—24 Hz。
随时间变化的振幅均衡：增大时限，在 0 s 时为 500 ms；在 15 s 时为 4000 ms。
显示（图 2(b)和(c)）
轮廓图（图 2(a)）
深度偏移

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

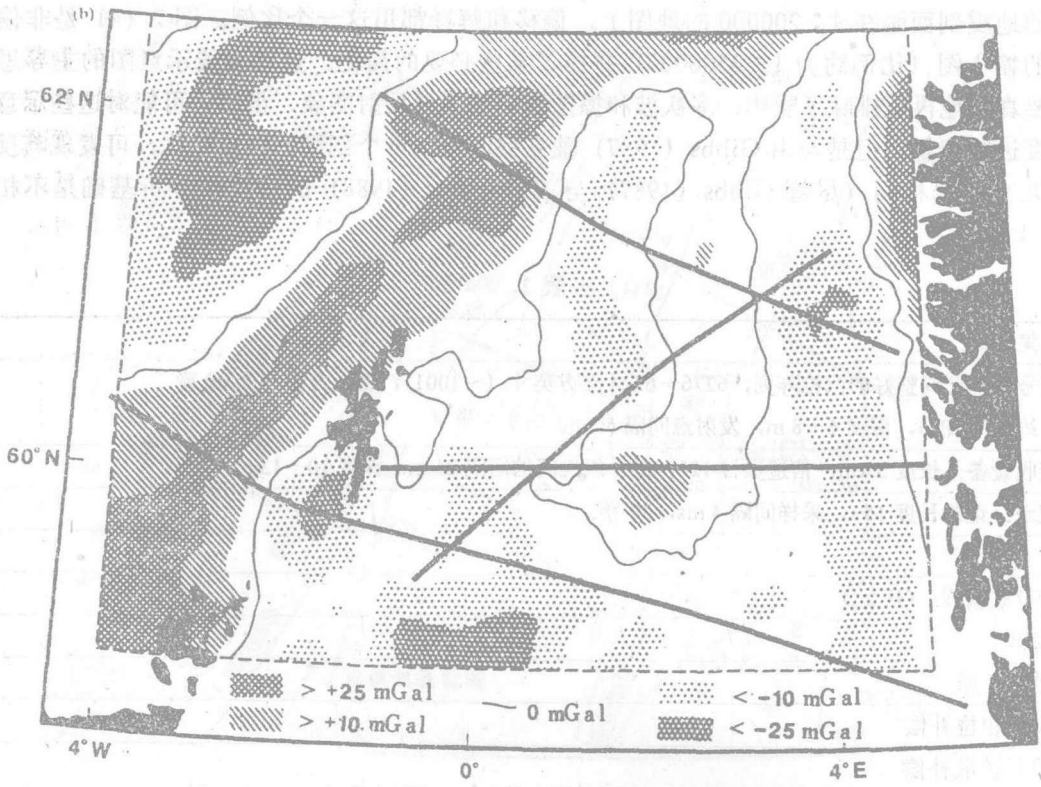


图 1. (b) 根据海洋卫星测高得到的北海北部地区自由空气重力图. 粗黑线是 NSDP-84 深地震反射测线.

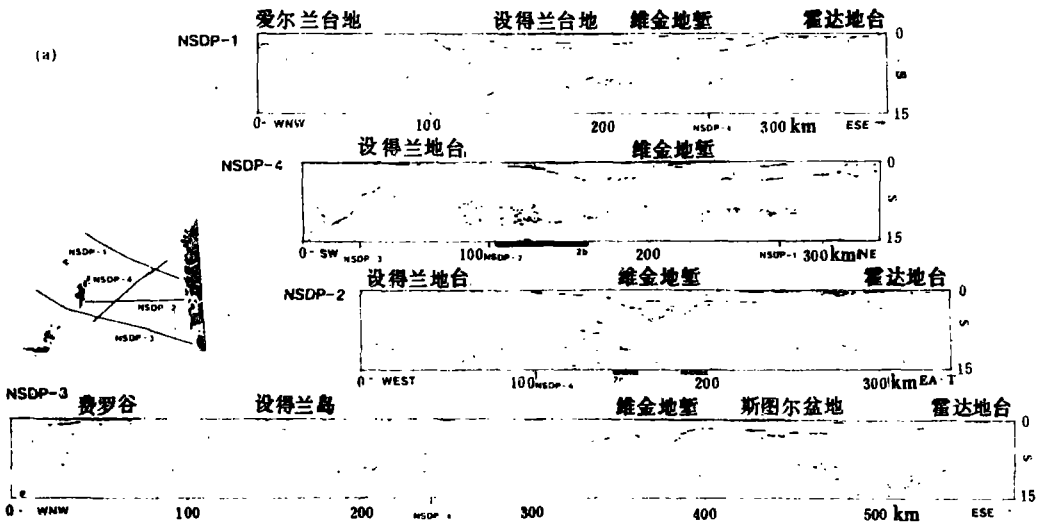


图 2. (a) NSDP-84 深地震反射剖面双程传播时间非偏移示意图. 四个剖面与维金地堑的轴向一致, 且沿着地堑从北到南 (从顶到底) 顺序排列. 对于 6.0 km / s 的平均地震波速没有进行垂直放大. 观测线 4 和 2 下面的横杠对应图 2 (b) 和 (c) 中的资料.

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

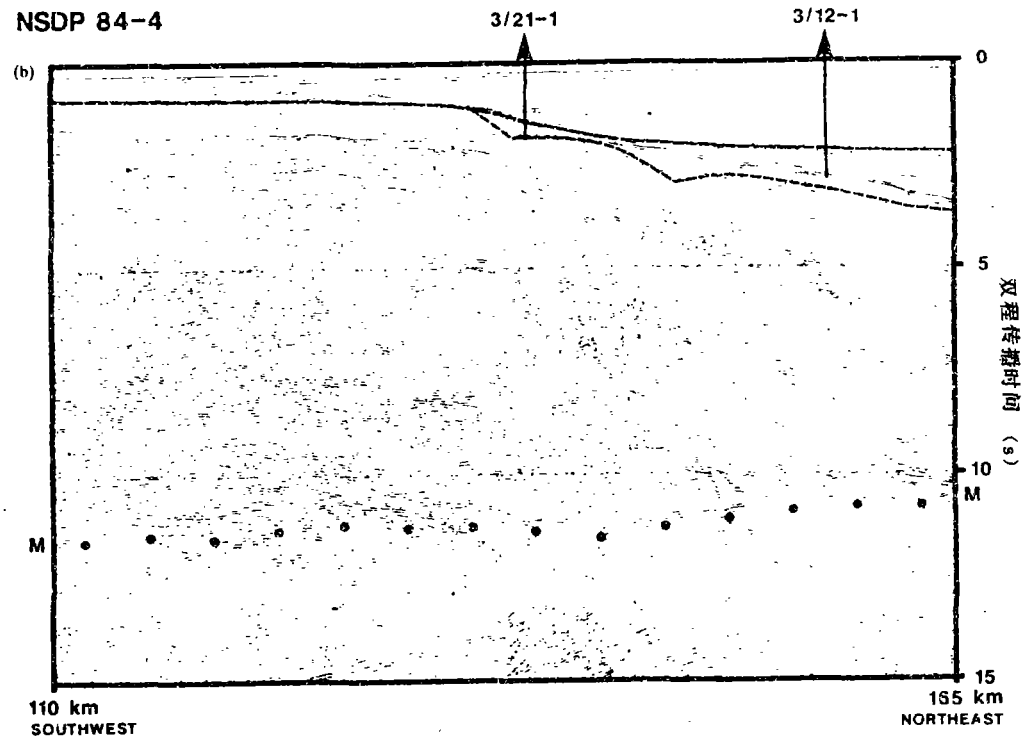


图 2. (b) 由测线 4 上剖面的西南端 110—165 km 处取得的质量良好的非偏移地震资料的例子. 垂直线表示在地震资料的解释中所使用的观测井的位置和穿透深度. 上面的破折线对应于基底新生界，而下面的破折线对应于基底中生界的近似位置（数据没有经过偏移处理）. M 为反射莫霍面，黑点紧贴在所取得的莫霍面的下边（以避免混淆）.

NSDP-84 测线的沉积部分必须很好地采用石油工业部门所乐意提供的广泛的测井记录资料。以这些井下的速度记录为基础，对测线作偏移和深度反演时，使用下述间隔的速度：水层速度是 1.5 km／s，古新世后地层 2.1 km／s，古新统 2.5 km／s，白垩系 2.7 km／s，侏罗系和三叠系 3.2 km／s，上古生界为 4.5 km／s。

在对中生代基岩的解释中认为，最大的误差不超过±1 km。以相邻区域的地震折射实验结果为基础（Smith 及 Bott，1975；Solli，1976；Christie 及 Sclater，1980；Barton 和 Wood，1984），地壳基底和上地幔顶部的平均速度分别被确定为 6.2 km／s 和 8.0 km／s。反射莫霍面（Klemperer 等，1986；Barton 等，1984）出现在具有高反射率的地壳下部基底的地震剖面上（可见于测线示意图和叠加地震剖面图，图 2）。深度反演的结果如图 3 所示的地壳厚度图（严格地说，是对反射莫霍面的解释深度）。这个图说明，地壳扩展度对于断裂轴基本对称。岩石圈扩张由简单切变（Wernicke，1985）或完全切变（McKenzie，1978）所支配，两者都导致对于断裂轴对称的地壳变薄（White，1988；1989）。因此，重力模式不能对这两个盆地形成的基本假说加以区别。目前，对于北海海盆而言，深地震反射也不可能明确识别完全剪切和简单剪切的起因（Klemperer 和 White，1989）。这些不同扩张机制的最好的检验是对热沉降的分析，在这种分析中明确地证明了有效的完全剪切形成了北海断裂(White,1989)。此

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

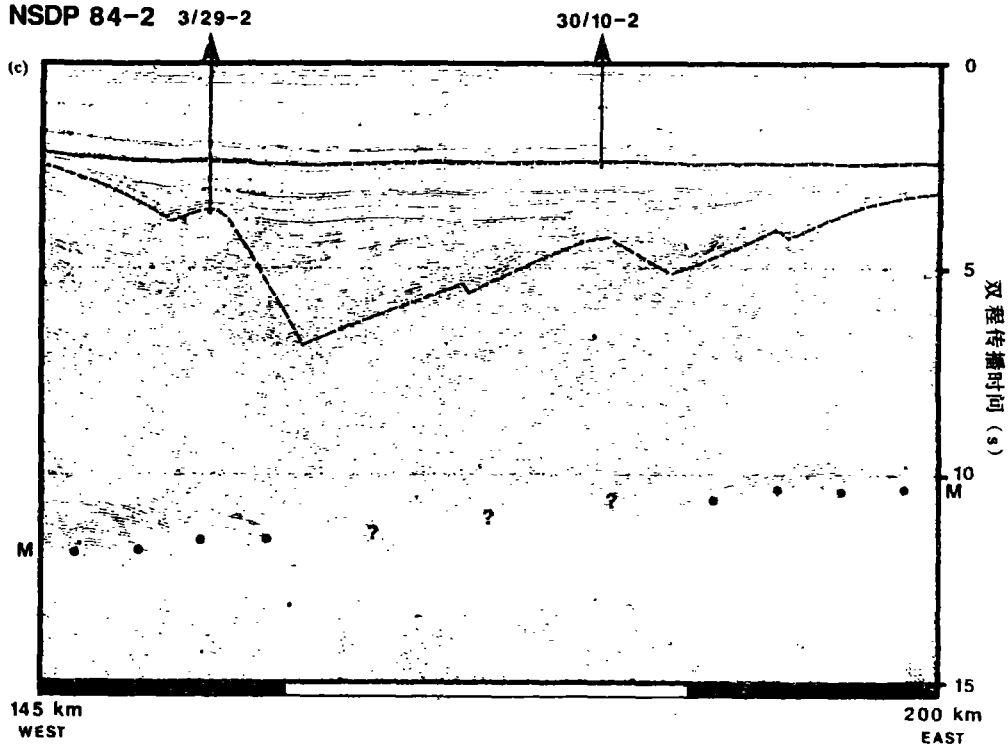


图 2. (c) 由测线 2 上剖面的西端 145—200 km 处取得的非偏移地震资料的例子．各种符号与图 2 (b) 中相同．在资料左右两端的下面的横杠，标出了优质资料的位置（测量得很好的反射莫霍面），并与图 2 (a) 和图 5 中的符号相一致．

在识别莫霍面深度中的误差估计可作如下确定 (Klemperer, 1988)．即虽然与反射莫霍面有关的直达线超过一打，且剖面超过 3000 km（包括除 NSDP-84 测量之外的 BIRPS SHET 测量 (McGeary, 1987) 和专用 Britoil 测线 (Beach, 1986)）比一般情况下更可靠，但在单个测位上检测到的任何反射莫霍面的主差范围都可能达到 ± 0.3 s 或 ± 1 km．在以平均基岩速度来描述可能的横向速度变化时，从北海北部所能得到的速度资料还是不充分的，但是 6.0—6.5 km / s 的可能的误差范围只在计算地壳厚度时产生 ± 1 km 的误差．在维金地堑和 Shetland 阶地的中生代沉积层下面，上古生代沉积岩的分布状况和厚度还很不清楚，但是反射莫霍面的计算深度若用上面所给出的速度构造，在上古生代沉积出现后的 2.7 km 厚度上再加 1 km 是太大了．这样，反射莫霍面的深度的总误差不可能超过 ± 2 km．在估算前中生代基岩的厚度时，误差可达到 ± 3 km 之多（从基底三叠纪到莫霍界面之间的距离），这是在测量中生代基岩中的不确定因素所导致的附加误差．目前，在此处所研究的上古生代沉积岩已被作为北海地区地壳底层到中生代断裂之间的一部分．所有后面有关扩张度的计算中所涉及到的都是中生代的事件，而与任何古生代的扩张无关．

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

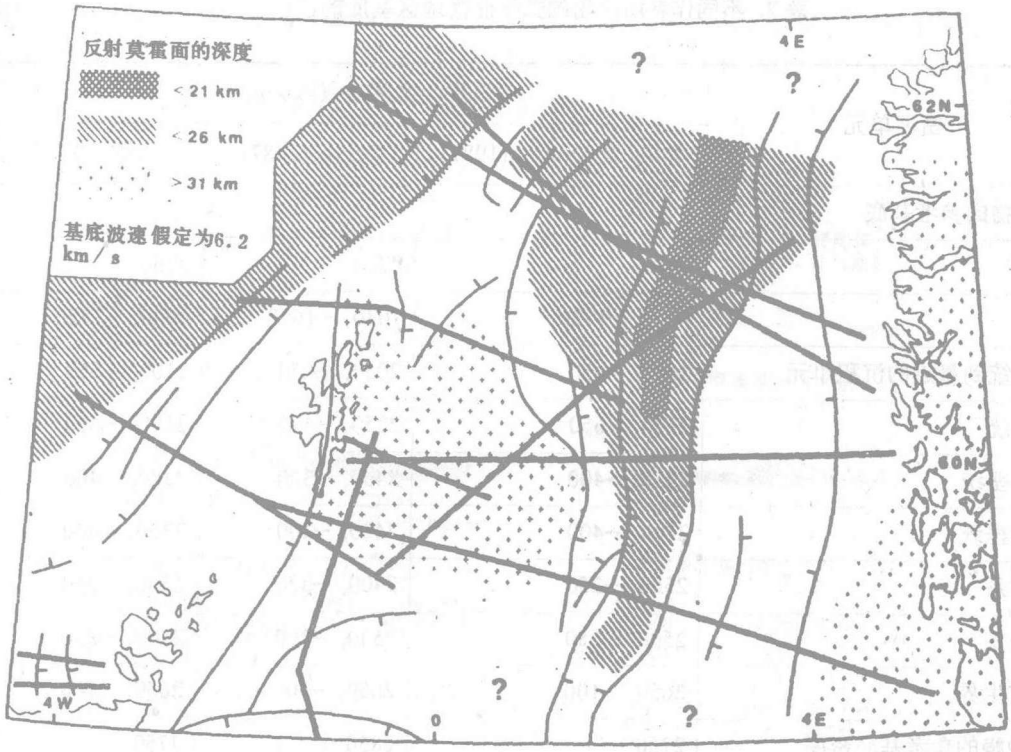


图 3. 按 Klemperer (1988) 的资料所作的根据地震反射资料所求得的反射莫霍面深度示意图，加在图 1 (a) 中的断层图的上面。粗黑线标明了在分析解释中所用的全部剖面。

三、重力资料及其模型

尽管比例尺不同且数值有变化，但对于北海北部地区来说，布格重力异常的分布几乎遍及全区 (Hospers 和 Finnstrom，1984；Tully 及 Donato，1985；Zervos，1987)。在测线 1 和 3 的最西端 16 km 和 20 km 处，可分别使用未发表过的重力资料。在全部三套数据中，用 2670 kg/m^3 这个密度可进行布格平板校正，对海洋重力资料只需简单地用海水层来替换就可以了，海水深度根据回声探测仪记录沿着剖面每 5 km 取一个深度值，而海水密度取为 1030 kg/m^3。观测所得到的重力剖面如图 4 所示。该图是根据标准间隔为 5 km 的图对每条等值线间隔 (不列颠部分等值线间隔为 2 mGal；挪威部分等值线间隔为 5 mGal) 内插而得到的。在这项研究中所用的沉积岩的密度是根据测井资料得到的，并与 Donato 及 Tully (1981) 和 Hospers，Finnstrom 及 Rathore (1985) 的资料极为一致：新生界密度为 2100 kg/m^3，白垩系密度为 2350 kg/m^3，侏罗系密度和三叠系密度为 2500 kg/m^3，上古生界密度 2650 kg/m^3，基底密度为 2750 kg/m^3，上地幔密度为 3250 kg/m^3。

最近，Zervos (1987) 使用更高的基底和上地幔密度 (分别为 2850 kg/m^3 和 3350 kg/m^3)，但是关键的重力模拟参数密度差是相同的。此外，以地震学和岩石学的观点为基础，相邻地区的多层基底模型 (Barton，1986) 用一个极类似于基底与地幔间的平均密度差来完成的。不同作者所使用的密度值列于表 2 中。

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

表 2. 不同作者所使用的关于北海地区基底的密度

密度单元	密度，密度差 (kg／m^3)		
	Tully 及 Donato(1981)	Zervos(1987)	本 文
沉积物的参考基底			
密度	2750	2720	2750
海水	1030, −1720	1030, −1690	1030, −1720
始新统到最近的沉积单元	2100, −650	2050, −670	2100, −650
古新统	2100, −650	2250, −470	2100, −650
上白垩统	2350, −400	2400, −320	2350, −400
下白垩统	2350, −400	2420, −300	2350, −400
侏罗系	2500, −250	2400, −320	2500, −250
三叠系	2500, −250	2530, −190	2500, −250
上古生界	2650, −100	2650, −70	2650, −100
上地幔的参考基底密度	2750	2850	2750
上地幔	3250, +500	3350, +500	3250, +500

根据地震剖面所作的沉积盆地的深度变化示意图被简化并细分为许多多边形。将这些多边形进行数字化，并输入到 Talwani，Worzel 及 Landisman (1959) (图 4) 的二维逼近方法的重力模拟程序中。为了进行重力模拟，地质模型在地震剖面的任一端都扩展 100 km，以避免边缘效应的影响。由于主要地震测线 (NSDP−1、−2 和−3) 都设计成垂直于主要的构造线，所以通常用二维处理方法是恰当的。只有在马格纳斯盆地和爱尔兰台地的火山中心 (观测线 NSDP−1；图 1 (a) 和 4 (a)) 才有必要对有限的走向长度进行模拟程序的修改 (Rasmussen 及 Pedersen，1979)。NSDP−4 对其它几个剖面起了一个连线的作用，并且它的东半部以 50°—60° 的角度穿过主要构造区。测线 4 的完整的二维重力模型 (图 4 (d)) 与维金地堑西部地震资料分析所得的结果极为一致 (图 5)。在维金地堑的东部，关于测线 4 的二维模型与地震分析所得出的结果是不一致的 (图 5)。因此，这一部分的地质模型 (图 4，东端) 大概是错误的。这种偏差可能是由于测线 4 横穿复杂地质带的倾斜取向 (西北方向是厚沉积层的堆积；东南方向是厚的地壳) 导致了重力莫霍面太深。

除非另有约束条件，维金地堑的外侧莫霍面的平均深度都假定为 32 km (Sellevoll，1973；Solli，1976；Christie 及 Sclater，1980；Barton 及 Wood，1984)。将观测到的海上布格重力异常和已知沉积盆地计算出来的布格异常的相对差进行模拟，发现这种差别无论在哪里，都只可能随地壳厚度的变化而变化。除了在罗纳山脊 (Lewisian granulites) 和爱尔兰台地 (第三纪岩浆中心) (2780 kg／m^3，而局部是 3050 kg／m^3；图 1 (b)，4 (a) 和 (c)) 的

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

重力高和挪威西海岸重力高（2800 kg／m^3：图 1（b）和 4（b））之外，基底的密度稳定地保持在 2750 kg／m^3。对于所有这些地区，早先的作者们（Sellevoll，1973；Smith 及 Bott，1975；Gatliff 等，1984）也都对高于平均基底密度的结果作了解释。

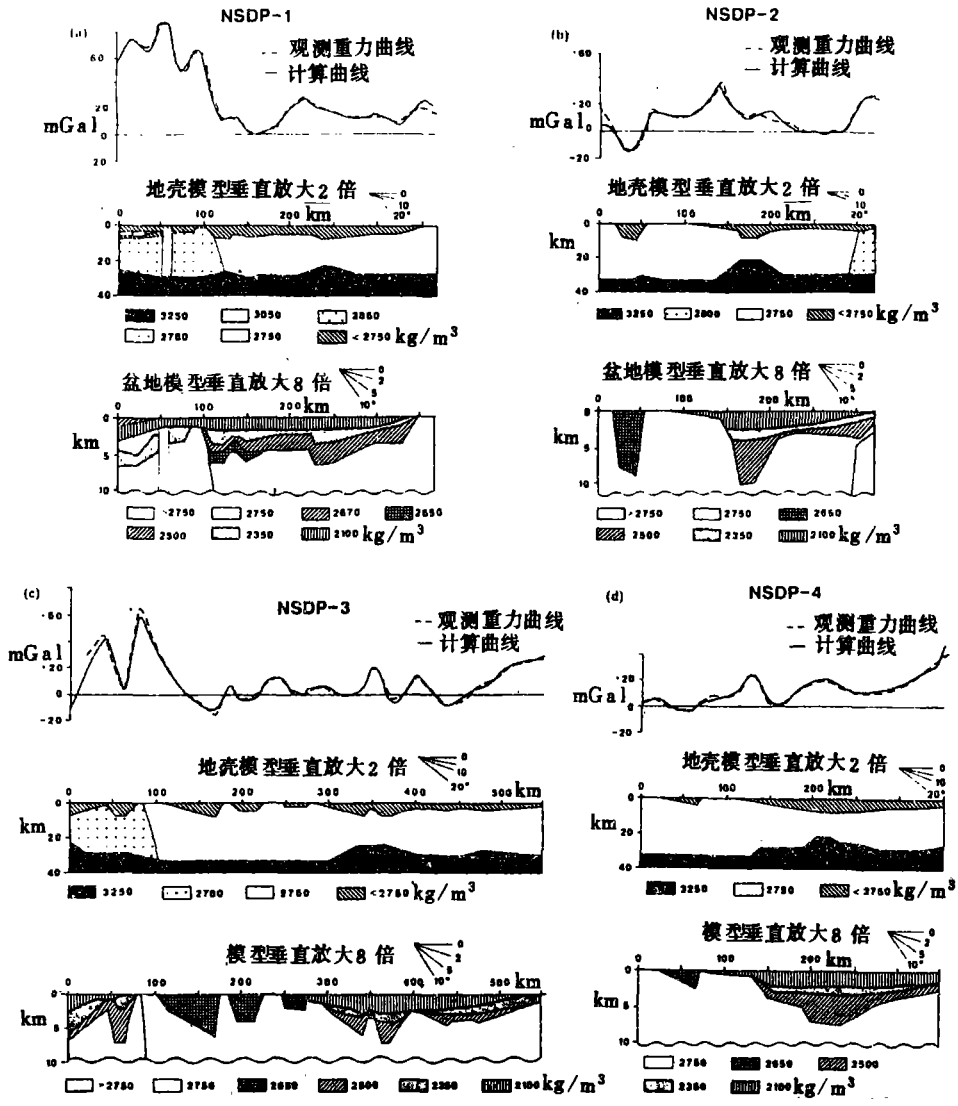


图 4. 四个剖面中每一个剖面的最上图表示观测的和计算的布格重力异常，中图为根据海上布格重力异常进行重力模拟而得到的地壳构造图（垂直放大 2 倍），而下图是盆地模型详图（垂直放大 8 倍）。该模型采用的是流动的且深度变化的 NSDP–84 深地震反射剖面和用在重力模拟中的资料。注意某些密度在全部地壳模型中与在盆地模型中用不同的符号来表示。(a) NSDP–1，(b) NSDP–2，(c) NSDP–3，(d) NSDP–4。

海洋布格重力异常的正演结果如图 4 所示。一般地说，合适的重力模型所取的重力资料的

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

精度分别为：在不列颠地区估计为±3 mGal（1 mGal=10^{-3} Gal=10^{-5} m/s²），而在挪威地区，根据已发表的等值线图进行内插以后所得到的精度为±5 mGal。在穿过 Shetland 地台的测线 4 上（图 4（d））最大偏差达±8 mGal。

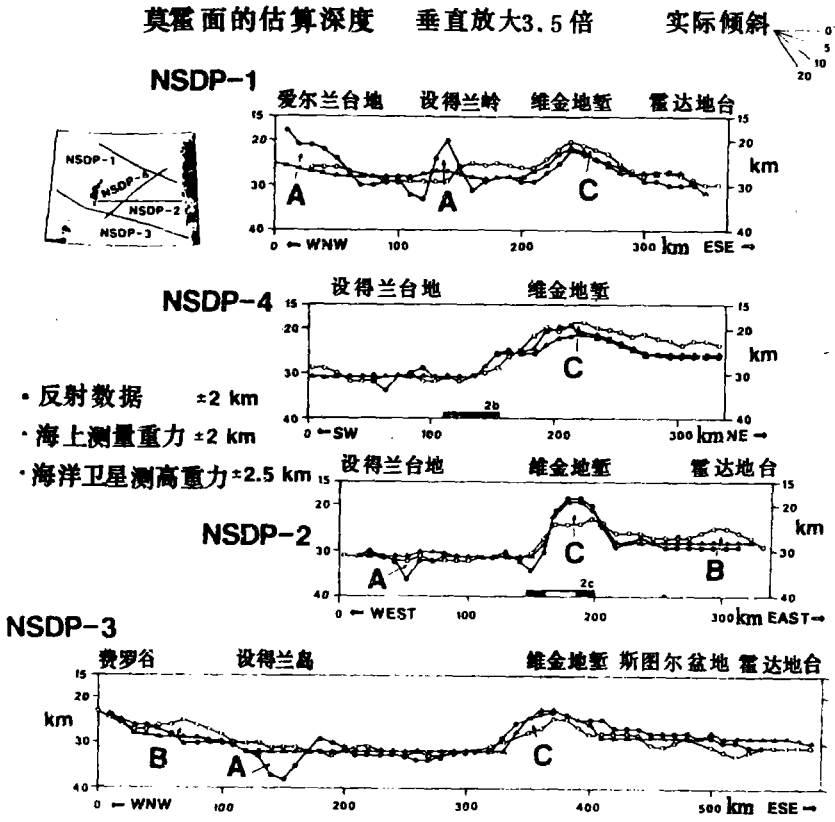


图 5. 由海上布格重力异常的正演、海洋卫星测高仪的自由空气重力异常反演和由深地震反射剖面的偏移和深度转换所得到的沿 NSDP–84 剖面的莫霍面深度的比较。四个剖面与维金地堑的轴向一致，且沿地堑从北到南依次（从顶到底）排列。注意，横截面延长仅 15—40 km 的深度。垂直放大 3.5 倍。明显的模型偏差参照正文所用的符号 A 到 C。在测线 4 和 2 的中心部分的横杠对应着图 2（b）和（c）中的资料。

本项研究的主要目的是试图对由深地震反射资料所确定的沉积层保持不变时，用观测重力资料所计算的深度与仅作为自由参量的莫霍面深度进行对比。在少数几个地方——特别是在观测重力资料含有高频异常的地方，这种逼近拟合较差，但可通过提供更多的自由参量加以改进。然而，所选用的方法减少了重力方法某些固有的非单值性，所以有必要对重力莫霍面和反射莫霍面进行直接对比。

除了海洋布格重力异常之外，把海洋卫星测高所得到的大地水准面的起伏换算成为自由空气重力异常（Haxby 等，1983）为我们提供了一个大的、覆盖全部北海北部地区的重力网（图 1（b））。这组资料已证明对于概述重力场区域特征是特别有用的，而若利用海上重力资料来描述的话，因资料本身所固有的高频信息的影响，所得到的重力场通常是模糊不清的。假如

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

海洋卫星测高仪的自由空气重力异常的精度达到±5 mGal。那么要想评估测高仪的精度分析(Rapp，1983）及海洋卫星重力异常与所得到的海上重力资料的对比是困难的，但为了对海洋卫星测高进行检测，重力异常必须有一个至少 30—50 km 的横向扩展。按照 Bowin（1985）的说法，卫星测高所解出的壳-幔边界的深度对区域重力场具有重大的影响。因此，观测到的自由空气重力异常和沉积堆与水层的（如上面的计算）综合重力效应的残差可作为利用线性反演方法（Bott，1960）对莫霍界面的形态进行独立运算的输入。

四、结 果

根据上述的估计误差为±2 km 的地震数据计算出了反射莫霍面的深度。重力模型给出的莫霍面深度的估计误差对海上资料和海洋卫星资料分别为±2 km 和±2.5 km。这些估计误差是通过一系列圆柱形平板的重力计算的总的误差而得到的，在这些圆柱形平板内所采用的平均密度误差为 50 kg／m^3，而到中生代基底的深度误差是±1 km。

图 5 是沿着所有 4 条地震测线的反射莫霍面与海上测量和海洋卫星测高重力计算的莫霍面的对比。在上述误差范围之内，重力莫霍面与反射莫霍面是一致的，仅有极少数例外。这表明反射莫霍面和重力莫霍面代表的是同一个地质边界。重力莫霍面与反射莫霍面的最重要的差异如图 5 中所标的 A 到 C，并作如下讨论。差异标记 A 是海洋卫星资料模型方法中的人为因素造成的。差异 B 可能是位于高密度-高速度的基底区域。而差异 C 提供了有关维金地堑的深部构造的信息。

我们发现莫霍面的隆起使得维金地堑的沉积岩得到了均衡补偿，这与 Donato 及 Tully（1981）和 Zervos（1987）的看法一致，测高仪所测定的自由空气重力场的小振幅及其与已知的地质走向之间差的相关性（图 1（b））也表明由海洋卫星测高获得的所有特性都表明是处于均衡或至少非常接近均衡。在一个大约 30—50 km 这样的短波长上均衡补偿的出现，表明岩石层强度急剧地减小（Turcotte 及 Schubert，1982；Barton 及 Wood，1984；Warner，1987）。

1. 北海边缘

最后用地壳内部的密度变化对及爱尔兰台地（the Erland Terrace）（测线 1）和 Shetland 地台（测线 2 和 3）的海上测量布格重力异常进行模拟（图 4（a），（b）和（c）），这些变化不包括在海洋卫星重力资料作转换之前从海洋卫星自由空气重力场中所排除的"沉积层"的改正。莫霍面深度仅作为自由参量对剩余的海洋卫星重力场进行转换，这样，在实际的基底密度高于所假定的 2750 kg／m^3 的（爱尔兰台地）地区，海洋卫星重力莫霍深度就太浅（图 5，测线 1，异常 A），而在实际密度低于 2750 kg／m^3 的地区（Shetland 地台），海洋卫星重力莫霍面深度又太深（图 5，测线 2 和 3，异常 A）。

最终所定的布格重力模型（图 4），按照以前作者们（Chalmers 和 Western，1979；Gatliff 等，1984）的观点，爱尔兰台地的主要重力和磁异常被模拟成两个砖块型的密度为 3050 kg／m^3 的火山型深成岩体（图 4（a））。这两块深成岩体的西部离剖面的平面距离 2 km，离测线 1 的西端 20 km，因此在图 4（a）中没有表示出来。在相邻的 Faeroe 盆地，相关的火山岩（2850 kg／m^3）的分布是采用的 Gatliff 等人的资料（1984）。

在 Shetland 地台观测到的重力低值（图 1（b）和 4（b）及（c））既可能是由于花岗岩的

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

侵人，也可能是由于没有补偿到古生代沉积盆地的均衡影响，它们二者有相对于基底的相同的密度差（Tully 及 Donato，1985）。陡峭的重力梯度以及缺乏确凿的磁异常证据（地质科学研究所，1972）和有限的地震反射资料的支持（图 2，测线 2 和 3）对沉积盆地的解释是有利的。（图 4（b），20—60 km，及（c），100—270 km）在和维金地堑西部边缘的对比中，既没有地震资料，也没有重力资料所提供的对 Beach（1986）解释的任何支持。Beach 的解释认为，在 Horda 地台和维金地堑东部边缘堆积着一层很厚的上古生代沉积岩（2—6 km 厚度）。

Rona 山脊的观测重力异常和挪威西海岸重力高值不能用地壳下面的块体来模拟，而只能用地壳内的块体来模拟，这是因为这些重力异常的波长短且梯度大。在缺乏更进一步的约束条件下，决定用以前的地震折射实验（Rona 山脊，Smith 及 Bott，1975；挪威西海岸重力高值，Sellevoll，1973）及早期的作者们提出的基底密度的总体增加所求得的莫霍面形态来模拟这些重力异常。所选择的块体的形状要尽可能简单，在这些被模拟的重力高值之下所对应的平均基底密度是 2780 kg／m^3（Rona 山脊，测线 3）和 2800 kg／m^3（挪威西海岸的重力高值，测线 2）（图 4（b）和（c））。由于这些地区的地壳速度被提高了（Sellovel，1973；Smith 及 Bott，1975），所以反射莫霍面（对恒定速度基底所作的解释）趋向于比这些地区的海上重力莫霍面（图 5 中的异常 B，测线 2 和 3）要稍浅些。地壳平均密度的这些重要变化可能表明了地质的和地壳构造方面在地壳甚至到岩石层的演化。首先，过分简化的与 Rona 山脊和挪威西海岸的重力高值相近的值可能适合于加拿大和芬诺斯堪的亚地盾边缘北海地区的已经衰弱的加里东造山带。图 1（b）和近期利用海洋卫星测高（D. Cowan，个人通讯，1988）所得到的全欧北大西洋大陆架的重力场图象表明 Rona 山脊的重力高值在北东方向上持续延伸，成为挪威西海岸重力高值在北部的延伸部分（Talwani 及 Eldholm，1972，1977；Hospers 及 Finnstrom，1984）。北海北部地区的应力集中，可能反映了泥盆纪和中生代之间的局部扩张，开发了一个较老的大陆裂缝带的薄弱岩石层（Watson，1984；McClay 等，1986）。

2. 维金地堑

重力莫霍面和反射莫霍面之间最大的差别超过了所有使用的方法的误差范围，出现在测线 2（图 5 中的异常 C，测线 2）中维金地堑最深的位置的下面。此外，求出的反射莫霍面深度为 25 km，而海上测量重力莫霍面和海洋卫星重力莫霍面的深度却都是 20 km。虽然反射莫霍面在维金地堑的中心部位的图象不如覆盖层较薄的其它地区（图 2（c））那么清晰，但在测线 2 上的 C 异常区，还是能识别出来自 25 km 深处的少量反射层（图 2（a）和（c））。如果这些反射层被认为是代表反射莫霍面，那么这种异常解释如下：或是认为基底的平均地震波速低于 5.0 km／s（难以置信地低），或是认为全部基底的密度从 150 kg／m^3 增加到 2900 kg／m^3，或仅在下部地壳上，大概是由于在扩张中岩浆侵入的结果，其密度从 250 kg／m^3 增至 3000 kg／m^3。岩浆底侵（而不是内侵）有可能产生一个成层的地幔顶部，这样，成层的基底（正如反射莫霍面解释的那样）位于重力模拟所得出的密度差的深度之下，但这只有在底侵物质接近地幔密度时才有可能。因软流层（正常位温 1280℃）之上的陆壳裂缝而形成的玄武质熔浆，其密度小于 3000 kg／m^3，其地震波速低于 7.0 kg／m^3（White 及 McKenzie，1989），所以它位于莫霍间断面的上边。

岩石层的扩张量通常用所谓的 β 因子来进行定量描述，β 因子相当于岩石层扩张前与扩张后的厚度比。这里的 β 因子是作为我们的参考地壳厚度（32 km）与扩张后的地堑中剩余的基岩厚度的比率来计算的。当所讨论的较早的基岩厚度误差不大可能超过 ± 3 km 时，对于一个

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

典型的 β 因子 2.0，其所导致的误差不超过+0.5 和−0.3。

一个新的有关岩石层扩张和玄武质熔浆的定量模型的产生（McKenzie 及 Bickle，1988）提供了对岩浆内侵并增加维金地堑下面的地壳密度的假说的支持。测线 2 的重力模型（图 4(b) 表明在维金地堑中心，β 因子达最大值 3.2。McKenzie 和 Bickle（1988）预言，对于正常位温（1280℃）的软流层之上的这个 70 km 厚（Stuart，1978）的岩石层伸展度，将会形成大约 3 km 的玄武质熔浆，这会使下部地壳所需要的密度增加，以消除反射莫霍面和重力莫霍面的差别，在测线 3 的地堑地区（图 5 中异常 C，测线 3）也能观测到反射莫霍面稍深于重力莫霍面的倾向，对于由重力模型求出的扩展因子 β 为 2.1，有可能形成小于 1 km 厚的玄武质熔浆。

此外，McKenzie 及 Bickle（1988）预计，当 β 因子小于 2.0 时将不产生熔浆，除非岩石层实际上比 70 km 薄，或软流层的位温高于 1280℃。这与我们在测线 1 和 4 所在的北部维金地堑地区所得到的观测结果一致性很好，这里 β 因子是根据重力资料得到的，它不大于 2.0，而反射莫霍面趋于接近甚至稍浅于海上重力莫霍面和海洋卫星重力莫霍面（图 5 中的异常 C，测线 1 和 4）。这种岩浆对维金地堑最深部分的底侵的可能的限制，将意味着地壳变薄最甚的部分也就是地幔的岩石层局部扩张最大的部分。

必须强调指出，我们对 β 值的估计代表了在二叠−三叠纪和侏罗纪至少两种扩张状态的综合作用效果，而所产生的熔浆的体积由每一个个别的扩展事件（McKenzie 和 Bickle，1988）的扩张度所控制，不过，所观测到的北海北部地区扩张的主要部分（70%—80%）发生在中侏罗世到早白垩世（Ziegler，1975；Borton 及 Wood，1984），而岩石层的温度可能在伴有前述二叠−三叠纪扩张状态的中侏罗世断裂事件之始就已稍有升高，它会增加熔浆的生成。此外，如果地壳已经发生了岩浆底侵，利用重力或地震折射研究来测定 β 因子时总是估值过低，这是因为地壳在扩张中由于岩浆的侵入而加厚。

高速的地壳下部或上地幔"枕状断裂"大概是起源于岩浆，世界各地的许多大陆断裂系统都有这方面的文章发表（例如 Mooney 等，1983）。虽然这些特征没有出现在横跨北海北部地区的宽角地震折射实验的解释中，这可能是因为解释时力求简明扼要之故（单层地壳，Soli，1976；双层地壳，Christie 及 Sclater，1980），也有可能是因为对沿着这些剖面重要的岩浆活动性而言，其扩展因子太小所致（最大的 β 因子是 2.2，Barton 和 Wood，1984）。

五、结 论

由重力方法所得到的地壳构造和根据深地震反射资料的分析所得到的结果的相似性表明，反射莫霍面与主要的密度跃变相对应，因而实际上代表了地壳与地幔间的岩性分界。

与不列颠大陆架的其它地区相比（Setto 及 Meissner，1987），在北海北部地区似乎看不出地壳反射率与密度变化之间有明显的关系。因此，单层重力模型的可行性表明，加里东（Caledonian）的基岩从 Rona 山脊东部边缘到挪威西海岸，在其全部厚度上是惊人的均匀，可能的例外只是某些遭受最强的扩张，因而也是遭受岩浆侵入最甚的较小的地区。明显相同的密度进一步表明，任何地壳的镁铁质底侵都同样超过 400 km 的长度，或者更可能与理论结果相一致（McKenzie 及 Bickle，1988），对于 β 因子小于 2.0 而言，在北海裂开期间所产生的熔浆是微不足道的。

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

除了具有升高的基底密度或具有均衡地非补偿古生代沉积盆地（这些地区不是用主模型来进行说明的）之外，由剩余海洋卫星自由空气重力异常的反演所得到的莫霍面形态和由前述海上布格重力异常（每处都优于±1.5 km）正演模拟所得到的结果极为一致。这是对卫星测高所获得的重力数据的精确度和横向分辨能力的引人注目的证明。

明尼苏达州 Elk 湖全新统古地磁长期变化的记录

【摘要】 本文介绍了明尼苏达州 Elk 湖地磁场古地磁长期变化的记录并讨论了它的结论。Elk 湖的记录是根据 4 个 2 cm 取样间距（约 15 年）的平行钻取的岩心的测量结果汇集的。用放射性碳年龄测定和沉积物的年纹泥来控制时间的精度，用年纹泥和小尺度（2—5 cm）的磁化率变化来控制区域地层分层。纹泥年表提高了北美中部距今 4000 年的古地磁长期变化记录的时间精度。这次研究的结果进一步证实了 Lund 和 Banerjee 由 St. Croix 湖和 Kylen 湖得出的结论并证实关于全新统古地磁长期变化的记录一般有效。至于两种记录的差异似乎是由实验过程造成的，因此在今后的工作中需要更精细的实验步骤。比较了北美和欧洲的记录后认为两个移动的、非偶极源（其一在最近的 5000 年间出现）能说明很多长期变化的原因。

译自：《J.G.R》，Vol.94，No.B7，p.9369，1989。

D. R. Sprowl 等著，周 怡 译，易 人 校。

英国石油公司与 Pedco 签署开发朝鲜海协议

【摘要】 英国石油开发公司（BP）已同朝鲜石油开发公司（Pedco）签署租让协议，开发朝鲜近海。

这一为期八年的协议在朝鲜能源资源部认可后将付诸实现。在此协议之下，英国石油公司将对勘查项目投资高达 2000 万美元。在该项目的初期，将进行地震勘探，而后钻 4 口测井。

该协议是由 Pedco 主席 Sung-Taik Choi 与 BP 的代理 T.Hamilton 在汉城签署的。

租让区覆盖了朝鲜－日本联合发展区的Ⅱ和Ⅳ分区的 23000 km^2 的面积。最近，BP／Pedco 正与日本石油开发公司（NOEC）商谈关于签署一联合开发协议，协议将指定 BP 为开发Ⅱ区的实施者，NOEC 为Ⅳ区的实施者。

译自：《First Break》，Vol.7，No.7，p.26，1989。

杨新社 译，武传真 校。

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net