

# 用 GPS 水准模拟和解释喜马拉雅山脉西北部 Ladak 地区的大地水准面起伏

P. Banerjee( 印度 ) , G. R. Foulger( 英国 ) , Satyaprakash( 印度 ) , C. P. Dabral( 印度 )

## Geoid Undulation Modelling and Interpretation at Ladak , NW Himalaya Using GPS and Levelling Data

P. Banerjee , G. R. Foulger , Satyaprakash , C. P. Dabral

**摘 要** 小于 20 km 基线的快速准确相对定位可用双频 GPS 接收机完成。使用不同的水准测量技术,通过测量出若干 GPS 站点的正高,可模拟出大地水准面的起伏,从而使 GPS 技术成为比地面测量更快、更经济的测量正高方法。大地水准面异常对于研究地壳构造非常有用。在平均海拔 4 000 m 喜马拉雅山脉西北部的印度 Ladak 地区,地形起伏非常大,我们联合 GPS、水准和重力测量,完成了一段长达 200 km 的测量工作。在 28 个 GPS 水准测站和 67 个 GPS 重力测站上测量大地水准面起伏与重力异常。局部区域的大地水准面下陷将近 4 m,这与一个陡降的地球重力阶梯相对应,新近来自地球物理研究的成果发现,印度—西藏板块边缘以北,西藏板块一侧有一块厚 20 ~ 30 km 的低流速层,这两个发现完全吻合。地形、重力和大地水准面数据表明,很可能实际的板块分界线应该比地理上惯用的传统雅努藏布江缝合带板块分界线更靠北边。比较实测大地水准面与由 OSU91 和 EGM96 重力位模型计算出的数据,说明单独使用 GPS 来测量喜马拉雅地区的正高,可以达到 1 ~ 2 m 的精度。

**关键词** 大地水准面 GPS 喜马拉雅 大地构造学 缝合带

### 1 引言

精度满足  $0.1 \times 10^{-6}$  要求的三维空间相对定位可以通过使用全球卫星定位系统(GPS)得以实现(Davis 等,1989; Dong 和 Bock,1989; Dixon,1991; Springer 等,1994)。然而,由此得到相对于旋转椭球体的(大地)高程几乎没有实际用途。大地水准面非常贴近平均海平面,相对于大地水准面的高程称作正高,在大多数的科学、工程和测量工作中,正高才是我们所需要的。如果某一地区的大地水准面和参考椭球面的差距( $N$ )已知,从 GPS 得到的大地高( $h$ )就能被转换成为正高( $H$ )。

$$N = h - H + \varepsilon \quad (1)$$

式中  $\varepsilon$  是 1 个微小量,称垂线偏差(Torge,1980)。如果用大地水准面差距的变化值或波动值代替绝对的大地水准面差距(Engelis 等,1984,1985):

$$\Delta N = (h_2 - h_1) - (H_2 - H_1) \quad (2)$$

那么,垂线偏差就能消除。同样地,使用 GPS 和水准测量技术,可以绘出整个地球连续表面的大地水准面差距(Zilkoshi,1990; Milbert,1991,1992);它能提供有用的岩石圈构造信息(Crough,1979; Turcotte 和 Harris,1984; Parmentier 和 Haxby,1986; Cazenave,1993)。使用卫星测高,大地水准面的起伏图已经扩展到整个海面(Rapp,1983; Englis 和 Knudsen,1989; Zlotnicki,1993)。虽然想尽办法研究重力测定大地水准面的方法,但陆地上的工作进展仍然有限,主要是因为整个陆地表面缺乏大地高数据(Milbert,1992; Sjoberg 和 Nord,1992; Rapp,1993; Sideris,1993; Lemoine 等,1997)。美国宇航局戈达德宇航中心、国家影像测绘局和俄亥俄州立大学共同开发的最新重力位模型 EGM96(Lemoine 等,1997),使用了(a)从 TOPEX, GEOSAT 和 ERS-1 得到的卫星轨道数据以及卫星测高数据(b)来自国家影像测绘局  $30' \times 30'$  的陆地重力数据(c)来源于 GEOSAT 卫星测高的  $30' \times 30'$  重力异常值。在美国使用了超过 1 000 个 GPS 和水准测

量的基站数据检验 EGM96 模型, 实测大地水准面的起伏与 EGM96 得到的平均相差  $-1.12\text{ m}$  (Lemoine 等, 1997)。由于最大的地质构造扰动和地形变形及地球表面的抬高部分, 加上几乎没有表面重力数据, 喜马拉雅山脉的 Ladak 地区重力位误差非常大。在喜马拉雅山脉西部 Ladak 地区约  $20\,000\text{ km}^2$ 、沿 Rumtse - Leh 公路为本项研究预先埋设的表面重力测量点不超过 5 个 (Das 等, 1979)。

在喜马拉雅山脉 Ladak 地区的水准路线上, 用 GPS 方法沿着 Rumtse - Leh - Panamik 200 km 长的地段 (图 1) 测量重力与大地水准面起伏 (Mainville 和 Veronneau, 1990)。在跨越印度-亚洲板块边界地区, 我们还研究了大地水准面起伏变化所蕴含的深层地壳结构, 目的是从现有的全球重力位模型如 OSU91 和 EGM96, 借助大地水准面起伏模型的帮助, 研究用 GPS 的“快速静态 (fast - static)”模式测定 (重力位测站的) 正高的可行性。

不管是在地形学还是大地构造学上, 这里的野外测量条件都是最苛刻的, 汽车越过了世界最高的、海拔

5 400 m 且地形极度陡峭的道路。然而, 为了测量大地水准面起伏, 仍然建立了 28 个 GPS 水准测量站, 使用大地水准面起伏模型, 转换了 67 个重力测站的 GPS 大地高为正高。

这一地区包含了印度雅努藏布缝和 Shyok 缝, 它一直被认为是印度洋板块与欧亚板块碰撞造成的, 研究该地区有重要的大地构造学意义 (Thakur, 1981; Wang 和 Shi, 1982; Lyon - Caen 和 Molnar, 1985)。这条大陆与大陆之间唯一的分界对研究跨越板块之间的大地水准面的变化来说是一件非常有趣的事情。

结合布格 (Bouguer) 重力异常数据, 沿这条路线的横断面, 大地水准面模型已经揭示出有关印度和亚洲板块碰撞构造学说的一些有趣的地壳特点。虽然大地水准面与重力位异常数据同样能够表达相同的信息, 但大地水准面异常还是更适合用来研究更深层处的岩石圈结构, 即使大量不同类型的更薄地层发出的短波信号在重力异常中占支配地位 (Hayling, 1994)。阶梯函数型的大地水准面异常和布格重力异常的简单数学

模型显示, 位于西藏构造板块南部到缝合带北边的中层地壳中存在 1 个低流速层。这个发现与 IN - DEPTH - II 在喜马拉雅山脉尼伯尔地区的研究成果相一致, 他们从地震的研究中提出了一个相似的低流速层 (Nelson 等, 1996)。沿相同的横断面, 用 OSU91 和 EGM96 计算出大地水准面差距。由 OSU91 计算得来的大地水准面数据相对于由 EGM96 得来的数据更接近于我们的实测模型, OSU91 平均相差  $-0.382\text{ m}$ , 而 EGM96 的平均误差达  $-2.96\text{ m}$ , 两个计算模型均缺乏我们希望获得的更高频信号。

## 2 野外测量

1994 ~ 1996 年, 在喜马拉雅山脉西北部的 Ladak 地区, 沿着 200 km 的断面, 经过 Rumtse, Upshi, Leh, Khardung La, Sumur 和 Panamik, 进行了

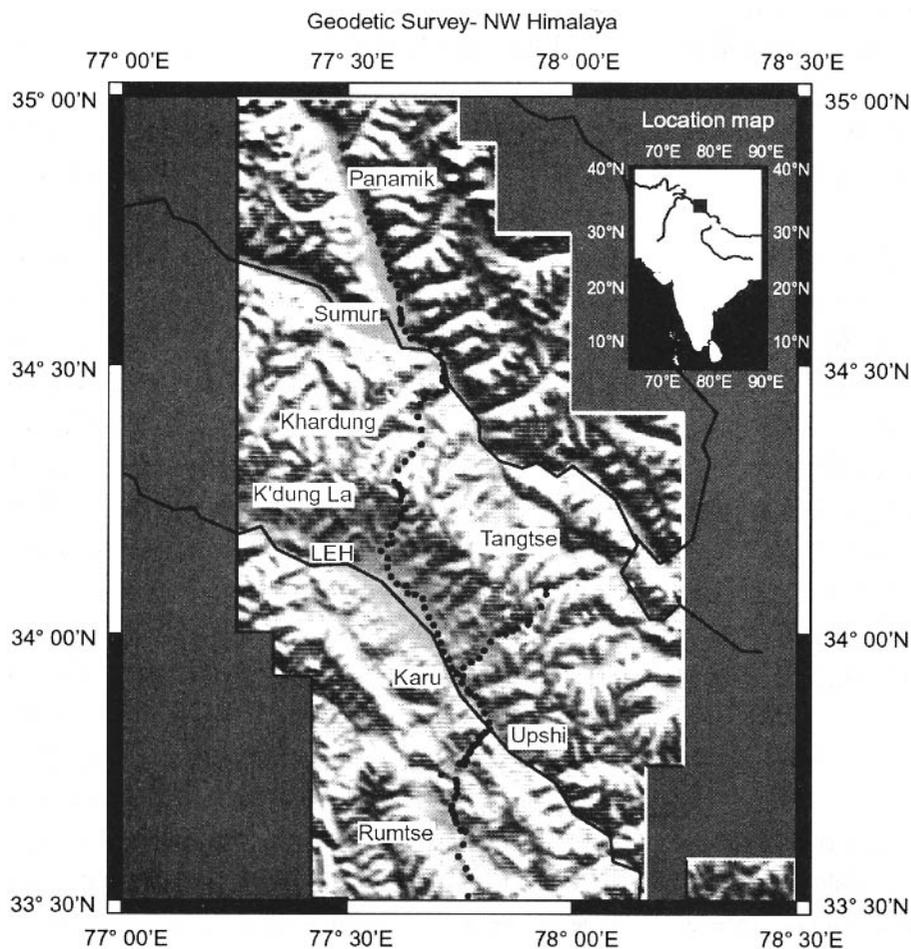


图 1 显示沿 Rumtse - Panamik 断面布设的 GPS、水准和重力测站的 Ladak 地区地势图

GPS、水准和重力位测量(图 1)。这个断面穿越印度西北部的雅努藏布缝合带、Ladak 地区花岗岩底盘、印度 Shyok 缝合带且一直进入 Nubra 峡谷。沿断面地形从 3 000 m 升到 5 400 m。我们使用 Scintrex CG3M 和 Lacoste - Romberg 重力仪进行了重力测量。由于这个地区没有进行过重力测量,故在 Leh 设置了一个重力基准站,以便把它与印度测量局的 Lamayuru 和 Kargil 重力基准站联测,Leh 位于它们西边分别约 150 km 和 300 km,重力读数的测量误差小于 0.1 mGal。重力测站用 GPS 定位,所有重力测站的正高采用大地水准面起伏测量数据,经线性内插得到。

使用两台双频接收机(Trimble 4000 SSE)进行 GPS 快速静态测量,1 台接收机安置在基准站连续静态观测,另 1 台接收机在流动站观测有效卫星信号 8 ~ 20 min。当接收机处于快速静态模式时,接收机收集到足够的数据后会自动提示,快速静态测量的基线长度均小于 20 km。GPS 基准站建在 Rumtse, Upsi, Leh, Khardung 和 Sumut(图 2),在山岗坚硬的岩石上,钻直径 2 mm 的小洞作为基准站的水准点标志。Leh 基准站建在一座独立的花岗岩小山上,距 Leh 城约 4 km,其他基准站与 Leh 站同时观测 5 ~ 6 h。1995 年和 1996 年,Leh 站曾与 IGS 的 Kitab(KIT3),Lhasa(LHAS)和 Bangalore(IISC)站连续观测了 5 天,处理共同观测数据,进行联系测量。GPS 快速静态测量重力点 67 个、水准测量点 31 个。

用 Sokkia Set 2C 全站仪进行水准测量,Sokkia Set 2C 是 1 台带有微电脑和光电测距的经纬仪。水准网联测到印度测绘局在 Rumtse, Upsi, Igu 和 Leh 的水准点上。由于 Leh 北部没有水准路线,新的水准点建立在南部 Pulu 和 Khardung,位于 Khardung 峰的南北两侧。选择的 Leh - Khardung 水准路线地形急剧升降,在平距 15 km 内,由海拔 3 400 m 的 Leh 升到海拔 5 400 m 的 Khardungla。该段水准路线曾在 1995 年和 1996 年观测过 2 次,采用闭合环形式并对光电三角高程测量进行了大气折光改正。按照印度测绘局水准数据的政策,印度测绘局水准点的正高数据只能到厘米级水平。

### 3 数据分析

GPS 数据处理使用瑞士的 Bernese 4.0 软件和 IGS 提供的精确轨道与地极参数文件。数据处理采用超长基线(1 200 ~ 2 000 km)、长基线(40 ~ 100 km)和短基线(2 ~ 20 km)分别进行,使用墨尔本 - 乌本纳模型、无约束准电离层和搜索模糊度策略(Rothacher and

Mervart 1996),进行 Leh 站(图 2, SABU)与 Kitab(KIT3)和 Lhasa(LHAS)的 IGS GPS 站的联测。IGS 站的精确坐标取自空间信息协会(<http://lareg.ensg.ign.fr/ITRF>),其他的基准站与 Leh 站分别构成短基线联测,采用快速静态模式进行数据处理。

超长基线 GPS 观测 3 ~ 5 d,长基线观测 5 ~ 8 h,短基线观测 8 ~ 20 min。最后的(浮点解)参数估计,单差观测量的标准差设定 0.001 m,测站经、纬度坐标的均方差设定 0.001/弧秒,椭球高的均方差设定 0.01 m。如此小的误差是很难获得的,因为观测窗口很短,观测的数据量非常少。他们实际上低估了真误差,这些可能是几个较大误差的原因。除重测了 Leh Khardung La 测段 1995 年和 1996 年测量的测站外,其他测站仅测量了 1 次,故不能计算其重复测量的较差。Leh Khardung La 测段的测站重复测量较差为 1 ~ 5 cm。一条光滑大地水准面曲线上的断面点相差数十厘米(图 4c),这可能就是 GPS 水准测量能够达到的精度水平。30 ~ 50 km 的超长基线设定的均方差 0.001 m。Leh 基准站和所有 GPS 站的坐标都属于 ITRF 94 系统。

水准测量数据处理采用了本文第一个作者所编写的 F77 程序。由于测量路线险峻,因此采用多组对的竖角观测值。光电测距每次照准观测 3 ~ 5 次,这样既有较多的重复观测数,又使在极冷条件下节省电能。每两个流动的 GPS 测站(1 ~ 3 km)组成闭合环,通常要重复安置仪器 2 ~ 4 次,平均分配闭合差(1 ~ 6 cm)。测站高程的相对精度在 2 ~ 5 cm 之内,整个网形联测到精度为几毫米的 SOI 水准点上,我们得到的高程数据被限制在厘米级的精度。因此,测得的正高的绝对精度能限定在 10 cm 以内,即使实际测量的精度要高得多。每个 GPS 水准测站的大地水准面高程值只需简单地从 WGS 84 椭球高减去正高并忽略  $\epsilon$  误差项得到,通常  $\epsilon$  非常小,且在 GPS 和水准测量误差的数量级以下。

用两个不同的全球重力模型,即 OSU91 和 EGM96,在同一点上计算出理论上的大地水准面差距。在 OSU91 大地水准面的计算中,我们使用了 OSU91A1AF 规定的椭球调和系数,而对于 EGM96(Lemoine 等,1997),则选用从 NIMA 网站(<http://164.214.2.59>)下载,并经过修改的系数作为椭球的调和系数。由 Rapp(1997)开发的 Fortran 程序经过微小修改后,用来计算测量点的大地水准面差距。沿 Rumtse - Panamik 剖面实测和计算的大地水准面差距如图 3 所示。沿 Rumtse - Panamik 测段,实测大地水

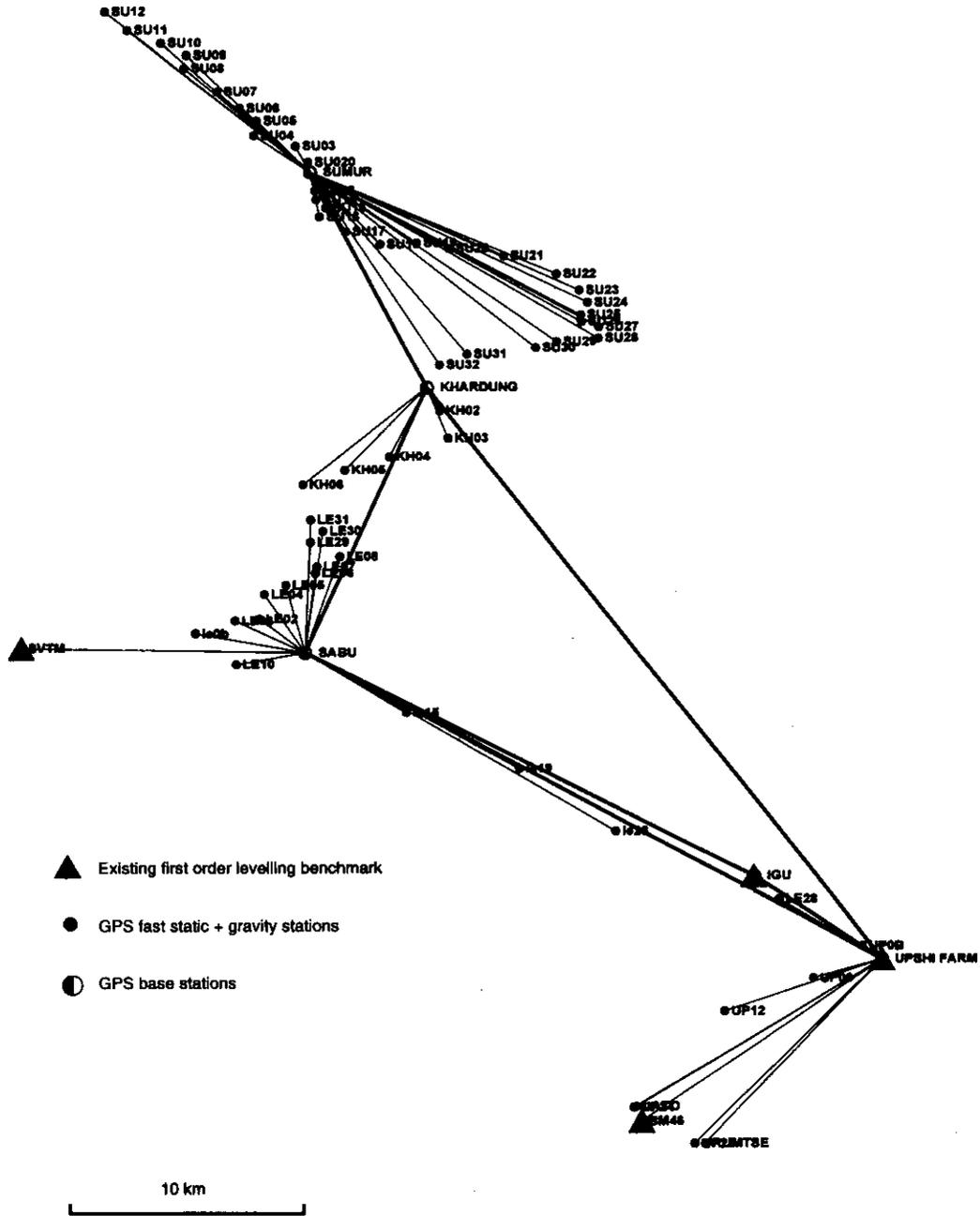


图2 Ladak 的快速静态 GPS 网

注 新水准点联测到现有的一级水准点上 ,Leh( SABU )GPS 基准站联测到 IGS 的 Lhasa 和 Kitab 站。

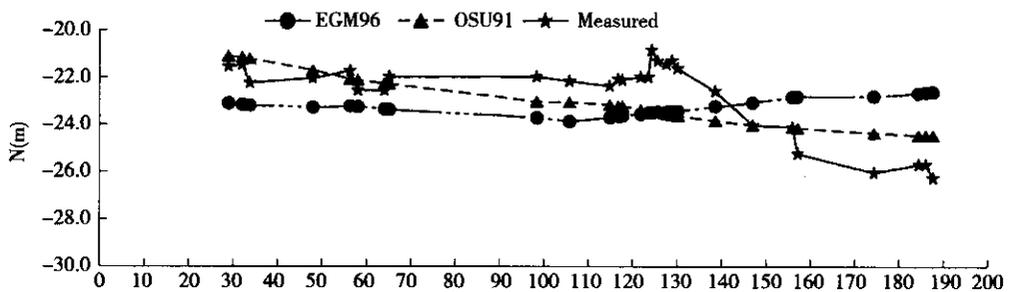


图3 Rumtse - Panamik 剖面大地水准面差距

准面起伏与源自大地水准面模型的 EGM96 和 OSU91 计算结果的比较:与实测大地水准面比,OSU91 基本一致,在北部略显下倾,EGM96 则相反,在北部略显上翘。

由图 3 可看出实测的大地水准面与由 OSU91 重力模型得到的非常吻合,平均相差 -0.4 m,而与由 EGM96 计算的相差接近 -3 m。这个平均高差是正高的高程基准、椭球高的偏心和重力位模型误差等影响所致。

沿断面的重力/GPS 测站为正高支撑点,用简单线性内插技术内插 31 个测站的大地水准面差距,以便减少表面重力测量对布格异常的影响(图 4b)。引入数字地面模型的地形改正新技术(Banerjee,1998),数字高程模型以每个重力测站为中心向外伸展 170 km,112 格的高程数据点覆盖范围从 0 到 1.2 km,30"×30"的数字地形数据为 1.2~20 km,5'×5'的全球 NGDC 地形数据覆盖 20 到 170 km 的范围。30"×30"的数据由人工数字化 SOI 的 1:25 000 地形图获得。1~3 mGal 之内的布格异常值是正常的,误差主要由(3~5 km)厚的布格地层密度的变化和不确定性造成。

沿 Rumtse - Khardung La 测段的(图 4c)大地水准面异常几乎是光滑的,此后在 40~50 km 的一段距离上跌落约 4 m,之后又趋于平坦。这里像梯级样变化的大地水准面异常意义重大,因为该剖面跨越印度—西藏板块边界。板块边缘处的表面地形信号,也就是印度雅努藏布缝合带,位于 Leh 的南部。然而,由于强烈的构造作用,浅薄的表层岩石被挤压到更南边。重力和地球物理学信息对改善有关地壳抬升的更深层地壳构造知识非常重要。大家知道青藏高原南部叠压在巨大的印度陆壳上(Ni and Barazangi 1983),一些地球物理研究人员定义位于印度板块俯冲断层余部的中深岩石圈为一块低速低密度地层(Zhao 和 Morgan, 1985; Nelson 等,1996; Rodgers 和 Schwartz,1997)。在这里用一个简单的数学模型从大地构造学上来解释大地水准面异常的变化,假定有两块不同的、巨大木板来代表印度和西藏板块,它们呈均衡学说的平衡,这些观察到的大地水准面异常变化就是来自于侧面密度的差异。

地球近似平时,均衡学说的平衡条件为(Turcotte 和 McAdoo,1979)

$$\int_0^h \Delta\rho(x, z) dz = \text{constant} \quad (3)$$

式中  $h$  为补偿深度。

地壳密度不均匀  $\Delta\rho(x, z)$  的重力位异常由下式给

出(Angevine 和 Turcotte,1983)

$$\Delta u = 2\pi G \int_0^h \Delta\rho(x, z) dz \quad (4)$$

对应的大地水准面异常为(Haxby 和 Turcotte, 1978)

$$\Delta N = 2\pi G/g \int_0^h \Delta\rho(x, z) dz \quad (5)$$

假设无限的水平地壳厚  $h$ ,则(5)式可简化为

$$\Delta N = 2\pi G/g \Delta\rho h^2 \quad (6)$$

仅当计算点充分远离这水平地壳边缘时,无限水平地壳的假设才成立。观测到的大地水准面异常大概是 -4 m,可以预报,一块厚 20~25 km,密度 -0.2 gm/cm<sup>3</sup> 的地壳板块位于缝合带北缘(图 4d),一个区域的重力下降 60~80 mGal(图 4b 和图 4c),与大地水准面降低是一致的。这与数学模型的结果接近。

## 4 讨论与结论

Jin 等人(1996)提出西藏板块地壳厚约 70 km, Nelson 等人(1996)与 Rodgers 和 Schwartz(1997)提出西藏板块内部靠近缝合带北部有 1 块低速低密度地层,McNamara(1995)和 Dewey 等人(1988)认为青藏高原南部在逐渐变厚。这意味着一块低流速层可能结合着一个弥漫着从下到上递减的弱震地带(Zhao 和 Morgan,1985; Jin 等,1996),或者只是一块熔岩地层的隔离带。Rodgers 和 Schwartz(1997)曾预言有 1 块 20 km 厚的中地壳低流速层靠近缝合带的北缘。熔岩地层的存在似乎说明在雅努藏布江北部可能存在巨大的 Ladak 花岗岩底盘。

由大地水准面异常可以得到的第二个重要结论是印度和西藏板块间的实际边界是在 Khardung La 峰和 Shyok 缝合带之间,即地质学上所谓的 ITSZ 地区,而不是雅努藏布江南部。恰好由 Ladak 底盘遮掩的缝合带表面特征正好在板块边缘上方。

当用 GPS 测量大范围的大陆大地水准面起伏模型时,可能会导致新的地质构造发现。由于大地水准面异常受深层地壳物质的影响比重力异常大得多,所以大地水准面异常可以更有效地用来发现大型深层地壳断层,也能在模型化前为重力异常的区域性偏差提供帮助。

GPS 大地高可以用来计算地球物理学上的“重力扰动”。正如我们已经讨论过的,计算“重力异常”(Free Air, Bouguer, Isostatic 等)的大地高需要转化为正高。实测大地水准面值与计算得到的值相比较,可以发现在一定区域内,如喜马拉雅地区的重力研究等低精度可以满足要求,这一地区可接受的高程精度为

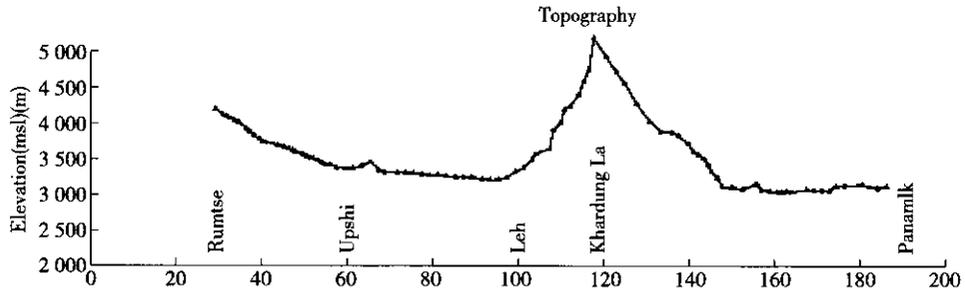


图4a 地形

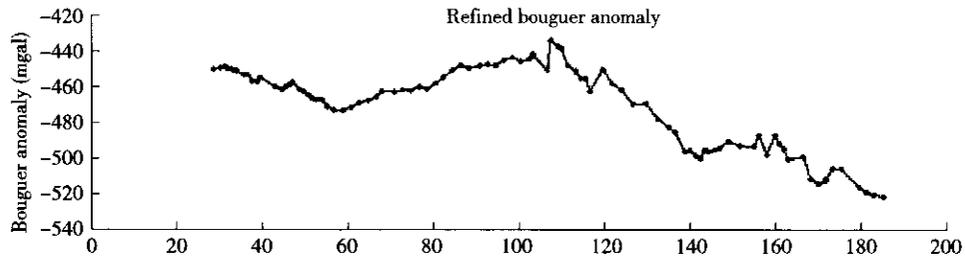


图4b 布格重力

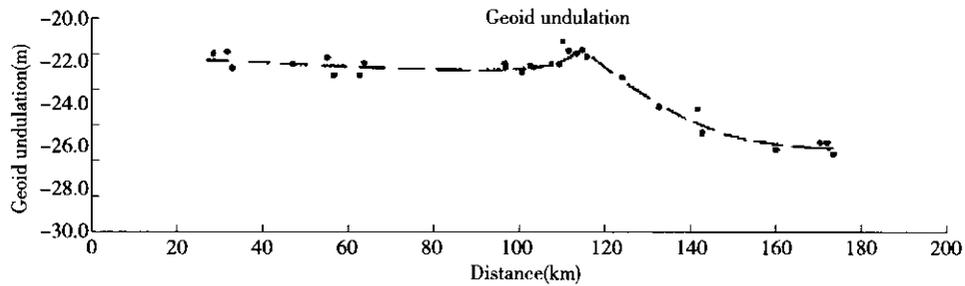


图4c 沿Rumtse-Panamik断面的大地水准面异常

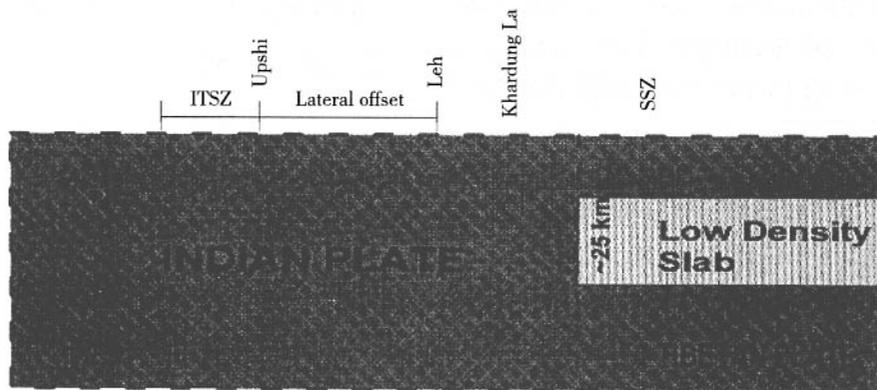


图4d 简单的地质构造模型

1~2 m,用像 OSU91 的模型可直接转换大地高为正高。由于这里不再需要在极不利的地形条件下进行水准测量,所以重力测量就变得非常有效和经济。事实上,还有一个重要原因就是覆盖喜马拉雅山脉更高地区的重力测量数据非常稀少,因为全球重力模型中几乎没有这个地区的表面重力数据。为了满足重力异常

更高的精度要求,应建立一些水准测量点来弥补全球大地水准面模型所缺乏的更高频数据。

(鸣谢和参考文献略)

李寿兵译自美国《Journal of Geodesy》,1999,73

(2) 79~86 岑敏仪校