

第十一篇

动力大地测量学及其在
实际操作中的应用

第一章 动力大地测量学概论

地球是一个很复杂的体系,固体地球上面有海洋和大气圈,下面有液态外核;再往下是固态内核。固体地球包括地壳(含海洋地壳)和地幔两部分。固体地球与其下面的液态外核和上面的海洋、大气圈之间的角动量交换,引起了作用于固体地球的转矩,其中地幔和液态外核是通过施加在核—幔界面上的耦合转矩而互相发生作用的,称为核—幔耦合作用。据美国哥伦比亚大学 lamont—Do—herty 地球观测台的报导,该台来自中国福建的宋晓东发现,地球的内核是一个质量同月球差不多的铁晶体,它在液态外核内自由地自转,方向与地球自转方向相同,速度比地球其余部分稍快,这样便产生发电机效应,进而产生磁场。这一发现有助于解释地球磁场的形成。

海洋和大气圈之间的相互作用,是非常复杂的。海洋对大气作用力的实际反响是动力反响,取决于施加于海洋的大气作用力的时、空特性。已用 T/P 卫星 1 年的测高数据和同一时期内风场和大气压力场每 6h 的数据,研究了这种动力反响。

全球海洋与固体地球的相互作用,使得许多全球地球动力性质发生了可以量测的变化。例如,通过海洋与固体地球的角动量交换,地球自转发生变化;当海面高发生非比容变化(即不是因海水膨胀引起的变化)时,海洋质量分布将发生变化,作为对这种变化的反响,地球重力场发生变化;另一方面,海洋质量分布变化了,固体地球的海洋负荷随之变化,由于固体地球非完全刚性,它会因此产生形变。

大气圈与位于其下的固体地球之间的角动量交换,在陆地部分,是通过两种可能的机制来实现的:一是摩擦转矩,是当风吹过地面时,大气边界层的摩擦阻力引起的;二是由于地形特征的一面所受的风压力比另一面大所引起的转矩,称为山岳转矩。后一转矩

的概念也适用于除山岳之外的其他地形特征。因此,角动量交换的两种转矩都关系到风场。在海洋部分,大气圈如何通过海洋与固体地球发生角动量交换,是气象学者和地球物理学者的研究课题。这样的角动量交换也会影响地球自转。

以上是地球体系各组元之间在角动量守恒之下的耦合作用。除此之外,地球内部存在力源,使得地球动力现象复杂化。首先,由于地球具有弹性,在其自转中,离心力使地球内部质量迁移,转动惯量和角动量都发生变化,从而改变地球自转状态,这就是地球所受到的惯性力作用。第二,地壳运动的主要力源是地应力,即由岩石形变引起的介质内部单位面积上的作用力。它一般包括两部分:一是由覆盖岩石的重量引起的应力;二是由邻近的地块或底部传递过来的构造应力。前者是重力引起的,是经常作用于地壳的力;后者直接反映地壳运动的力源,是导致地震的一个重要因素。第三,地幔内存在热对流,可能是板块运动的动力源。

地球还受到来自其他天体作用力(主要是日月引潮力)的影响。日月引力不只是引起海潮和固体潮,还引起地球自转轴定向相对于空间的运动。由此可知,地球体系是很不平静的,呈现着多种多样的地球动力现象。这些动力状态主要可分为3类:一是地球重力场变化,包括重力变化以及连带的大地水准面形状和垂线方向变化;二是地球整体运动,包括地球自转轴方向对空间的变化(岁差和章动)和在地球体内的变化(极移)以及地球自转速度变化(日长变化);三是地球形变运动,包括全球性板块运动和板块内地壳运动以及潮汐引起的地球形变。

地球动力现象的空间尺度是非常广阔的,从地球整体、全球、区域直到一个小的局部。从时间尺度来看,地球动力现象有以亿年计的大陆漂移、海底扩张和造山运动过程,有以万年计的冰期和间冰期所引起的一些构造过程和海洋过程,也有周期为几十年、十年、一年、半年、一月、半月以至一日的各种周期运动,直到为时暂短的地震发生和火山喷发。

地球的整体运动有自由运动和受迫运动之分,两者的区别在于力源不同。由地球体系内部的力所引起的称为自由运动,由外力如日月和行星引力所引起的称为受迫运动。

作用于地球的力源可分为周期性和非周期性的。日月引力和惯性力属于前者,由此产生的运动和形变是周期性的,不会积累。反之,各种地壳运动的力源是非周期的,会使形变积累,形成构造运动。

各种力源是通过地球介质使地球运动和形变的。为了研究地球动力现象,必须了解地球介质的力学特性。假设固体地球是流体,它对作用力的反应将同海面一样;假设固体地球是刚体,它在作用力之下不会发生任何形变。实际固体地球是流变体,在力的作

用下将有流动和形变 称为地球介质的流变性。根据受力时间的长短 ,介质流变性有不同的表现。当受力时间短 ,则在受力时立即形变 ,在力消失时立即恢复原状 ,这种情况称为弹性形变 ;反之 ,若受力时间长 ,则在受力时缓慢地发生形变 ,在力消失时只能逐渐地恢复原状 ,这种情况称为粘滞形变。若作用力长期保持不变 ,地球介质将不断形变 ,称为蠕变。密度、弹性系数和粘滞系数是表征地球介质力学特性的主要参数。

透过复杂的地球动力现象 ,探索其力学机制 ,进而掌握其发生和变化的规律 ,预测其发展趋势 ,属于地球动力学的任务 ,所要研究的内容是 :各种地球动力现象 ,导致这些现象的力源 ,以及在这两者之间起联系作用的地球介质的力学特性。

由于地球动力现象的复杂性 ,它们的空间尺度又如此之大 ,人们必须从全球性观点和多学科观点来对待地球动力学问题。也就是说 ,必须通过国际合作和相关学科之间的协调来进行各种地球动力现象的观测、数据处理和分析。地球动力学的很多问题 ,属于力学中的反演问题 ,就是知道了动力造成的后果 ,反推力源、形成条件和动力过程。例如 ,根据岩石圈的形变后果 ,来追索其形成条件、演变历史和力源。这一类问题的解不可能是唯一的 ,而是有一系列备选解 ;只能根据实测数据和实验结果 ,来制约解的备选范围。随着实测数据和实验结果的不断积累 ,备选范围将逐渐缩小。

由此可见 ,解决地球动力学的许多问题的前提条件是 ,以先进的观测手段和数据处理方法 ,来获取表征与地球运动和形变有关的各种参数。例如 ,表征地球整体性运动的地球自转参数和固体潮参数 ,表征全球板块运动的参数 ,表征一个地区地壳运动的应变参数 ,以及表征地球介质力学特征的参数。

为了研究与地震有关的地壳形变 ,过去传统大地测量虽然能力有限 ,曾经起到过重要作用。例如 ,美国曾用三角测量方法 ,证实加州圣安德烈斯断层两盘三角点的相对位置在 20 年期间变化了 60cm。1973 年美国科学院提出的报告中 ,对于大地测量的评价是 :“事实上 ,我们对于导致美国西部地震的应变积累性质的每一认识 ,都是来自 19 世纪末开始的大地测量研究”。从 20 世纪 60 年代起 ,空间大地测量的崛起 ,不仅极大地提高了大地测量的观测精度和速度 ,而且使它具备了跨越海洋和其他障碍来获取全球数据的能力。这样 ,现代大地测量的观测结果就可以显示出各种空间尺度和时间尺度的地球动力效应 ,从而也就必须以运动的观点来安排大地测量工作 ,于是形成了动力大地测量学。

为了正确处理形变监测网数据 ,从中获得真实的形变信息 ,中国的周江文教授于 1980 年独创了“拟稳平差”理论 ,并提出实用拟稳平差的计算方法 ,为动力大地测量学作出了重大贡献。

由于大地测量学发展到了这样崭新的阶段 ,加之大约 1967 年板块大地构造学说的

提出,从 70 年代起,地球动力学得到了迅速发展,成为地学中目前最活跃的一个领域。事实上,从 60 年代开始,这一领域的国际多学科合作计划一个接着一个,未曾中断;如 1960—1970 年期间的上地幔计划,1971—1979 年期间的地球动力学计划,1980—1989 年期间的岩石圈动力学和演化计划,1990 年又开始了国际减轻自然灾害 10 年计划。

各种地球动力现象存在的时期可能比人类历史时期长得多,迄今大地测量所做到的,只是测量了漫长的地球史中这些动力现象很短的片断,不能期望由这一片断对各种地球动力现象获得全面的认识。但拿最近约 30 年来的成就同过去比较,人们对于这一领域的认识毕竟有了一个飞跃。新的观测手段还在发展,观测数据正在不断积累。为人类减轻自然灾害(如地震、海啸、火山喷发、水灾、异常气候)带来的损失,为人类创造财富(如揭示海洋金属矿藏的成因及其分布情况),以及监测生态环境,大地测量将发挥越来越重要的作用。

第二章 地球表面及内部构造

第一节 地球内部

地震学为研究地球内部构造作出了重大贡献。地震时,由震源发出的地震波可穿过地球的任何深度而又返回地面,从而带来地球内部的信息。地震产生三种波:初至波(P波)、次波(S波)和面波(L波)。P波是纵波,S波是横波;它们可在三维空间中朝任何方向传播,因而能穿过地球内部,称为体波;其中P波可以穿过液体,S波则在液体中消失。L波只沿地面传播。这三种波的传播速度不同,因而由震源到达观测站的时刻各异,顺序是P波—S波—L波,如图11-1。P波和S波的传播速度随着深度增加,因而产生折射,使得它们沿着弯曲的路径穿过地球内部。由此可知地球内部构造是分层的,各层密度向着地心增加。此外,在物理性质不同的两层的界面上,地震波除了折射之外,还发生反射。如图11-2,P波在核—幔界面的A和A'处发生折射和反射;S波在该面上消失,在A和A'处只有反射,不能折射到液态外核中。BC和B'C'是无直接P波区,由震源至B(或B')约为1.1万km。在C和C'处,P波又重新出现,由震源至C(或C')约为1.6万km。BCC'B'是无直接S波区。实际上体波在地球内部的传播情况是相当复杂的,不像图示那样简单。它们传至地球表面可发生一次或多次反射,甚至反射后波的性质可以发生转换。

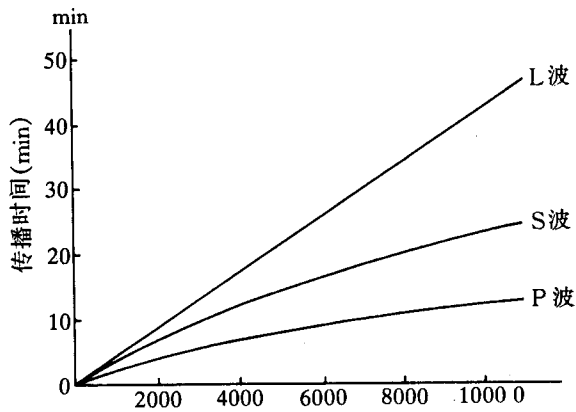


图 11-1 三种地震波

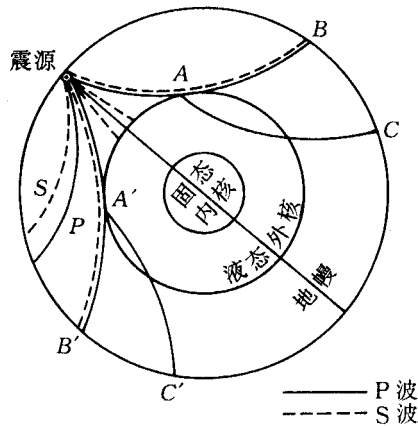


图 11-2 地震波在地球内部的传播

由地面观测站记录的 P 波和 S 波的传播时间随震中距离的变化 ,就可以推算地球内部各不同深度处这两种波的传播速度 v_p 和 v_s ,进而还可得出各处的密度 ρ ,因为 v_n 和 v_s 是与 ρ 密切相关的。因此 地震观测是研究地球内部的基本方法 ,地球内部的分层构造是按地震波的传播速度来划分的。利用面波的频散(速度随频率的变化) ,也可以得出地球内部的分层构造和速度分布。根据体波的经历时间、振幅、面波的频散以及其他一些数据 ,可以反演地球内部速度和密度的分层模型 如图 11-3。

由地震波速度分布 ,可将地球内部划分为 4 个主要层次 :地壳、地幔、液态外核和固态内核 ,相应地有 3 个主要界面 :壳—幔界面、核—幔界面和核内界面。地球的表层是沉积层 ,其厚度有很大变化。紧接着是地壳 ,大陆地壳和海洋地壳的厚度大不相同 ,前者是 15 ~ 80km ,后者只是 11km(包括海水)。地壳厚度的这种差异是与地形密切相关的 ,大陆

的山越高,地壳越厚。紧接在地壳之下是壳—幔界面,称为莫霍面或 M 界面。无论海洋或是大陆,绝大多数地区都存在这个界面,是一个很明显的界面:同地壳厚度一样,莫霍面深度在大陆和海洋有很大的差异。

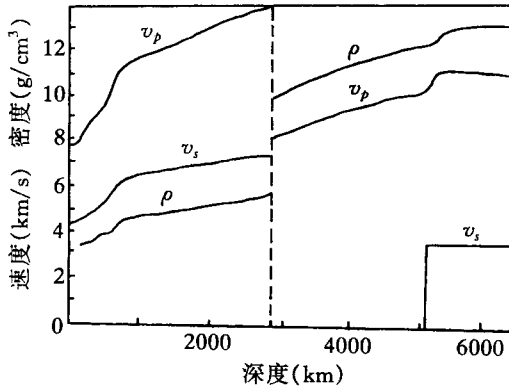


图 11-3 地球内部速度和密度的分层

在地幔地震速度剖面中,存在着间断面。在壳—幔界面之下,上地幔的地震速度结构,主要是 410km 处的速度增加。接着是在 410km 间断面和上地幔底部(深约 660km)之间的区域内,有异常高的速度梯度。1990 年的研究表明,在 520km 处有较小的速度增加。下地幔的速度结构主要是 660 km 处的速度急剧增加。410km、520km 和 660km 处是全球地震速度间断面。2890km 处是核—幔界面,这是一个极明显的界面,P 波到此速度突然降低,S 波则消失,由此推断地球外核是液态。紧接在核—幔界面之上的 200 ~ 300km 的地幔最低层称为 D'' 层,这里的速度结构异常,存在着显著的侧向速度变化间断性。在地球内部约 5150km 深度处,原来消失的 S 波重新出现,地核成为固态。这里是核内界面所在处。

大地测量结果也可用于研究地球内部构造。地球重力场元素含有关于地球内部密度分布的信息;为了解释地球动力现象和探索矿产资源所在位置,地球内部密度分布又是基本地球物理资料。垂线偏差不仅提供近地面构造的迹象,而且也提供地壳均衡的迹象。重力异常是地球内部质量异常的反映。以空间异常和均衡异常形式表示的重力场长波特征,适用于分析全球性较深的构造;布格异常则适用于分析区域性和局部性的浅构造,以揭示几公里深度处的密度变化。分辨率达到 100km 的布格异常,对勘探地下矿产资源大有帮助。大地水准面与莫霍面有密切的对应关系,前者的上升部分与后者的下陷部分对应,这也是地壳均衡的迹象。固体潮观测是研究地球内部构造的另一种手段。根据某种采用的地球构造模型,可以从理论上推算固体潮参数,由实际观测结果也可以

推算这些参数。由两种参数值的比较 ,可以检验采用的模型是否正确 ,并加以改进。

第二节 地球大气

一、大气分层

地球周围的气团称为大气 ,按其基本特性可分为若干层次 ,其整体称为大气圈或大气层。大气圈的各层次是密切联系的 ,不存在绝对界限。根据大气热状态特性 ,大气圈分为对流层、平流层、中间层、热层和外层。根据大气的电离特性 ,大气圈分为电离层和非电离层。

对流层是大气的最低层 ,其范围从地面向上 ,在两极地区约高 10km ,在赤道地区可达 15km 或更高。对流层内气温随高度的增加而下降 ,到顶面时约为 -55°C ,如图 11 - 4。温度平均垂直梯度约为 $0.0065^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 。这一层是对流运动最显著的大气区域 ,大多数气象现象 ,如云和雨等 ,都发生在这里。从对流层顶面向上 ,直到高程约为 50km 的大气区域是平流层 ,其下部温度恒定 ,上部由于臭氧吸收太阳紫外辐射而受热 ,以致气温随高度的增加而增加 ,在顶面达到 10°C 。从平流层面向上 ,直到高程约 85km 的大气区域是中间层 ,其温度随着高程增加而下降 ,到顶面时约为 -80°C ,气压只是海面气压的 $3/10^5$ 。

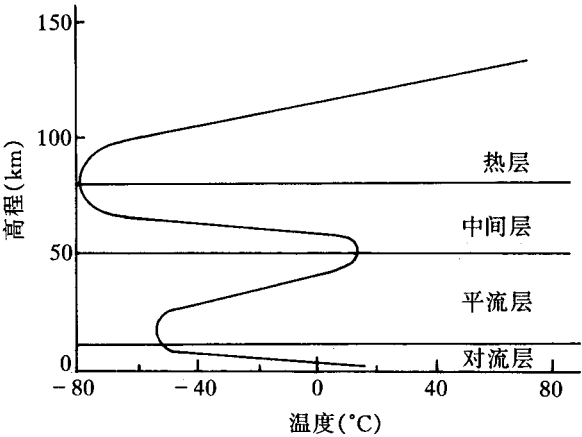


图 11 - 4 大气分层

中间层顶面以上是热层 ,其中由于大气吸收太阳的紫外线和 X 射线的辐射 ,导致气

温迅速增加(1000℃或更高)和大量电离。热层含有电离层的几个分层。在热层的顶部上,温度梯度消失。顶部高程约在300~500km之间。电离层的高程范围大约是60~1000km;由于太阳紫外线、X射线和高能粒子等的作用,60km以上的整个地球大气都处于部分电离或完全电离状态;其中部分电离的大气区域是电离层,完全电离的大气区域是磁层。

空气温度和密度都是地球大气的重要物理参数。空气密度随着高程的增加而迅速减小,从地面向上直到30km的这一部分大气,含有全部空气分子的99%。到了600~1000km高度处,一般可以认为空气完全消失。

二、大气折射现象

不论是传统地面大地测量,或者是在地面上观测人造地球卫星、恒星和河外射电源,都要利用电磁波,包括射频波、微波和光波,相应的频率范围在 $10^4 \sim 10^{15}$ Hz之间。当这些波在大气层中传播时,它们的速度和路径的曲率都经受着不同程度的变化。为了消减这种影响,可以采取多种措施。在卫星大地测量和VLBI中,对流层延迟是影响电磁波传播的关键因素;为了消减这一影响,利用随机估计技术或微波辐射测量技术。为了消减电离层影响,卫星大地测量一般都是采用1~10GHz范围内的双频进行一阶电离层折射改正,改正后的残余影响一般小于全部折射改正的1%。采用卫—卫跟踪技术,可以完全避免对流层折射影响。电离层中影响电磁波传播的关键因素是电子含量,它有显著的周日变化。为了避免大的电离层影响,夜间观测(由日落后几小时到日出前1小时)较为有利。此外,还可以选择有利的观测条件,例如选用仰角较高的卫星通过,避免在高相对湿度和高温时进行观测,还可以在观测数据的平差中,把对流层折射系数作为待定参数来处理。

第三节 地球表面的各种构造形态

地球表面分布的各种构造形态,都是构造运动的遗迹。关于与板块运动有关的一些构造形态,如海岭、海沟和转换断层等,将于本章第五章介绍。以下论述断层运动形成的构造形态。

断层运动既发生在板块边界,也发生在板块内部。断层运动的性质是与地震活动密

切相关的。以下说明 3 种断层的特点：

1. 正断层 这种断层面是一岩石断块向下滑动所沿行的一个倾斜面,是一地区地壳中的水平张力引起的。水平张力势必增加该地区的面积,这种断层运动的结果,正是增加岩石块体所覆盖的面积。海岭所在海区主要是扩张,常常造成正断层,如图 11-5(a)所示。

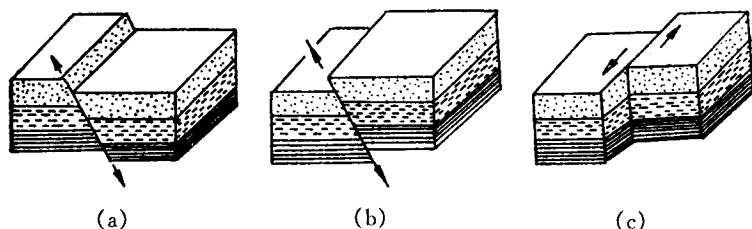


图 11-5 三种断层

2. 逆断层 这种断层面是一岩石块体向上滑动所沿行的一个倾斜面,是一地区地壳中的水平压缩力引起的。这种力使岩石层发生形变,如果岩石没有充分的塑性,它们就会断裂,而不是褶皱。逆断层正是断裂的结果。在这种断层上,一个岩石块体骑在另一个之上,以缩小该地区的面积。海洋上岛弧所在的海区主要是挤压,常常造成逆断层,如图 11-5(b)所示。

3. 平移断层 这种断层是一个岩石块体相对于另一个作水平移动所沿行的一个面,是地壳中方向相反、但不沿同一条线作用的两个力引起的,其结果是使地壳扭曲,而不是改变面积,如图 11-5(c)所示。

关于地震成因,目前断层成因说受到高度重视。根据这一假说,岩石圈的局部地区在长期构造力的作用下,积累了大量应变能;当积累的能量超过了岩石所能承受的限度时,该地区就出现弹性断裂和错动,形成断层,或者是沿已有的断层发生突然的滑动,释放出大量能量,其中一小部分以地震波的形式传播出去,形成地震。

断层运动有几种不同的性质。以美国圣安德烈斯断层为例,在不同的地段显示出 3 种不同的运动性质。第一种是断层有滑动,但无地震,称为无震运动。第二种是断层运动以蠕动方式出现,小震频繁,但历史上未发生过大震;如果这种蠕动现象继续发生,就会不断地释放积累的应变能,不会有大量积累,从而不会发生大震。第三种是历史上发生过大震,但目前蠕动和微震活动都不明显,这种断层相对不动的地段称为锁闭段,应变能在这里正在不断积累,最终会发生大震。锁闭段正是重点监测地段。

第四节 地壳均衡学说

这一学说是从静力平衡原理来描述地壳构造。按这一原理,如果岩石圈漂浮在软流圈上处于平衡状态,那么大陆的质量过剩和海洋的质量不足为岩石圈陷入软流圈的深度变化所抵偿,或为密度变化所抵偿。

早在 1735—1744 年秘鲁弧度测量期间,法国的布格(P. Bouguer)已发现由安第斯山脉巨大质量计算的垂线偏差比实际观测值大。1854 年英国的普拉特(J. H. Pratt)由印度在喜马拉雅山南麓的大地测量结果,也发现了同样的现象。为了解释这种现象,普拉特假设地壳密度随地形高度的增加而减小,并认为山脉像发酵的面包一样,是由地下物质从某一深度向上膨胀形成的。按英国艾黎(C. B. Airy)的推论,像喜马拉雅这样大的山脉,物质的重量是不能由地壳来支持的,必定从地壳以下某一深度处就开始得到支撑,因此他认为地壳物质就像浮在水中的木块,木块高出水面越多,相应地陷入水中越深。20 世纪初,海福德、海斯卡宁(W. A. Heiskanen)和维宁·曼乃兹等人进一步完善了普拉特和艾黎的假想,形成了 3 种地壳均衡学说。

1. 普拉特—海福德地壳均衡模型 认为大地水准面以下某一深度处存在一个等压面,又称均衡抵偿面。从大地水准面到该面的距离称为抵偿深度 D (图 11-6),此深度几乎处处相等。地球表面之所以出现高山、平原和海洋,是由于地壳冷凝时不均匀收缩所致。从地面到均衡抵偿面之间每一垂直柱体的质量相等,也就是高度乘地壳密度 ρ 为常数:

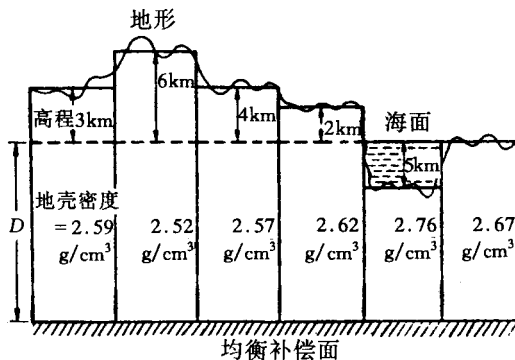


图 11-6 普拉特—海福德地壳均衡模型

2. 艾黎—海斯卡宁地壳均衡模型 把地壳视为较轻的均质岩石柱体(称为硅铝层),它漂浮在较重的均质岩浆(称为硅镁层)上,处于平衡状态(图 11-7)。根据阿基米德原理可知,山越高则陷入岩浆越深,形成山根;海越深则岩浆向上凸出越高,形成反山根。这样,较轻的山根抵偿山体的质量过剩,较重的反山根抵偿海水的质量不足。因此均衡抵偿面通过山根的底部。

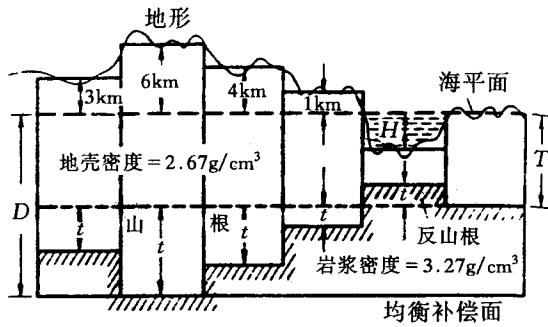


图 11-7 艾黎—海斯卡宁地壳均衡模型

3. 维宁·曼乃兹地壳均衡模型 假设地壳本身是具有一定强度的弹性板,高低不等的地形质量是加在此弹性板上的负荷,它将弹性板压弯而不破裂,使其陷入岩浆中,一直达到流体静力平衡为止(图 11-8)。弹性板的弯曲量与负荷的重量成正比。由于压弯后的地壳排开了周围的岩浆,因而产生了均衡抵偿。这是对艾黎—海斯卡宁地壳均衡模型的修正,未修正的模型把地壳作为是互不联系的孤立柱体,因而是局部性抵偿。在修正后的模型中,由于地壳的弹性弯曲,不可能把地壳分为彼此没有凝聚作用的孤立柱体,因而修正后的模型是区域性抵偿。

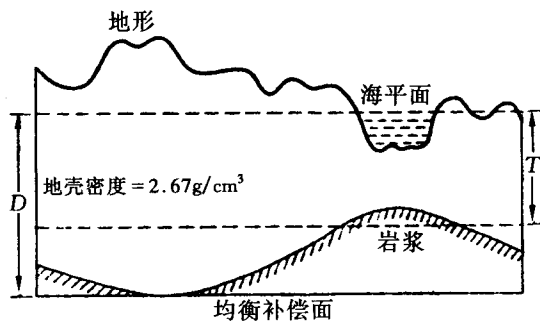


图 11-8 维宁·曼乃兹地壳均衡模型

20 世纪 60 年代以来 ,一些学者提出了更符合地球物理实际的地壳均衡模型。尽管地壳的强度、弹性和岩浆活动阻止地壳趋于均衡 ,但就全球大范围而言 ,地壳仍趋于静力平衡状态。据统计 ,全球近 90% 的地区基本上处于这一状态。因此 ,地壳均衡学说受到普遍重视。

第三章 地球自转及其影响自转的因素和变化

第一节 概 述

地球在空间的定向由三种运动来描述 :一是地轴方向相对于空间的变化 ;二是地轴方向相对于地球本体的变化 ;三是地球绕地轴自转速度的变化。第一项变化的周期部分称为章动 ,长期部分称为岁差 ,第二项变化称为极移 ,第三项称为地球自转速度变化或日长变化。

在广义上 ,对上述三种地球自转运动作定量描述的参数 ,称为地球定向参数 (EOP^①)。在狭义上 ,只是把描述地球自转速度变化的 UTI(已加极移改正的世界时)和描述极移的地极坐标(x_p, y_p)称为地球自转参数(ERP^②)。因此 ,EOP 等于 ERP 加上岁差和章动。

地球自转是极其复杂的 ,自转速度并非恒定 ,而是呈现着复杂的波动。日长变化可以达到几个毫时秒。这些变化的时间尺度很宽 ,从几分钟到几百万年 ,这反映这些变化是由各种各样的地球物理过程和天文过程产生的。地球自转的高精度观测结果 ,为大气圈、海洋和地球内部动力过程提供唯一的全球信息。

地球体系的角动量是守恒的 ,按守恒原理的要求 ,地球自转变化必须表现为作用于

① Earth Orientation Parameter)
② Earth Rotatin Parameter 的缩写词

固体地球的转矩变化,或者表现为固体地球质量分布的变化,这种变化改变了固体地球的惯性矩。角动量是在固体地球和与之接触的流体区(下面的液态外核和上面的水圈与大气圈)之间进行交换的。固体地球的惯性张量不仅因地球体系各组元之间(例如核—幔之间)的作用应力以及天体引力和流体区内质量重新分布而变化,而且因一些地球物理过程(例如地震、冰期后回跳和地幔对流)而变化,这些过程使固体地球的物质重新分布。利用空间大地测量方法测定地球自转,使得地球体系角动量分配以及固体地球和大气圈相互作用的研究发生了巨变。目前 VLBI 一天观测期的准度约为 $0.001''$ (极移)和 $50\mu s$ (UT1),最好的 VLBI 实验的表观误差是:UT1 小于 $5\mu s$,极移小于 $0.0001''$ 。全球 SLR 网已提供了好于 $0.0005''$ 的极移和好于 $0.00005s$ 的日长。比传统的光学天体测量方法提高了 20 多倍。

地球自转是大地测量学、天文学和地球物理学共同关心的问题。天文学中需要建立严密的章动理论。大地测量中需要建立和保持一个平极系统,建立定量的极移理论,以便在观测结果中顾及极移和自转速度变化的影响,并使极移预测成为可能。大地测量学和天文学所要研究的是短时间尺度(1 天到 100 年)的地球自转现象。地球物理学则需要探索大气层、海洋和固体地球之间的相互作用,阐明地幔和地核的构造及其相互作用,最终解决地球自转中所呈现的各种动力现象的机制问题。从古地球物理学、大地构造学和宇宙学的观点来看,需要研究长时间尺度(106 年)的地球自转动动力现象,如极游和日长的长期变化。

第二节 岁差和章动

如图 11-9,当日月引力作用于地球赤道的隆起部时,所产生的力矩把赤道面 QQ' 拉向黄道面 EE' 。这一力矩同地球自转力矩的合并影响,使得地轴 OP 在空间围绕黄极 K 画出一个圆锥,其锥角等于黄赤交角 $\epsilon = 23.5^\circ$ 。这样,春分点 γ 就以每年 $50.4''$ 的速度在黄道上向西运行,大约 25800 年运行一整周,同时黄赤交角也有变化,这种现象称为日月岁差。行星引力使黄道发生微小变动,从而使春分点沿赤道每年向东位移 $0.125''$,同时也使黄赤交角每年大约减小 $0.47''$,这种现象称为行星岁差。两种岁差之和称为总岁差,是地轴方向相对于空间的长周期运动。IAU 决定以 2000 年为历元的每一儒略世纪黄经总岁差的采用值(岁差常数)为 $:\dot{p} = 5029.09666''$ 。

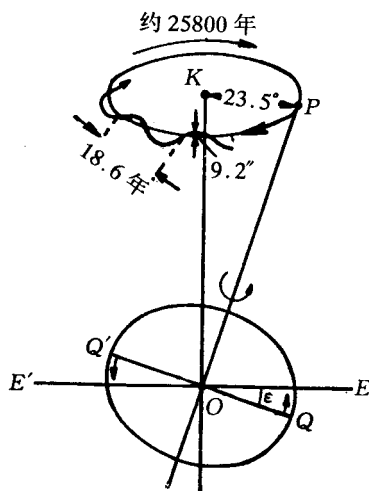


图 11-9 岁差和章动

地轴方向还有相对于空间的短周期运动(相对于岁差来说),主要起因于白道对于黄道有大约 5° 的倾斜,使得月球引力所产生的转矩的大小和方向都住不断变化,其影响是在以 23.5° 为半径的小圆上迭加短周期运动,其振幅为 $9.2''$,周期为 18.6 年。这种现象称为章动。IAU 决定以 2000 年为历元的章动主项的采用值(章动常数)为 $N = 9.2109''$ 。

第三节 地球自转的理论基础

一、地球自转的动力原理

就刚体地球说明这一原理。这里需要区分地球的 3 种轴:角动量轴、形状轴和自转轴,它们分别代表 3 种向量的方向:瞬时角动量方向、最大惯性矩方向和瞬时自转角速度方向;它们与地球表面的交点分别称为角动量极、形状极(或惯性极)和自转极(或瞬时极)。

若选用一直角坐标系 $Oxyz$, 以空间任一点 O 为其原点, 过 O 可以作一直线簇小 l_j ($j = 1, 2, \dots, \infty$)。任一刚体都可以对其中的每一直线计算出它的转动惯量 I_j , 就刚体的全部质量有:

$$I_j = \iiint r_j^2 dm \quad (11-1)$$

式中 r_j 为刚体上一质元 dm 至直线 l_j 的距离。

从 O 点起在每一直线 l_j 上量取 $Q_j = 1/\sqrt{I_j}$, 所得端点 O_j 的轨迹是一个以 O 为中心的椭球面, 称为惯量椭球, 其方程是:

$$Ax^2 + By^2 + Cz^2 - 2Dyz - 2Exz - 2Fxy = 1 \quad (11-2)$$

式中:

$$\begin{aligned} A &= \iiint (y^2 + z^2) dm & B &= \iiint (x^2 + z^2) dm \\ C &= \iiint (x^2 + y^2) dm \end{aligned} \quad (11-3)$$

分别为刚体绕 x, y, z 轴旋转的转动惯量, 也称为惯性矩。

$$D = \iiint yz dm \quad E = \iiint xz dm \quad F = \iiint xy dm \quad (11-4)$$

称为惯性积。惯量椭球的主轴称为主惯性轴, 对于主轴的惯性矩称为主惯性矩。

任一刚体在空间中的任意点都有一个惯量椭球。若取该椭球的主轴为坐标轴, 则惯量椭球方程简化为:

$$Ax^2 + By^2 + Cz^2 = 1 \quad (11-5)$$

这时系数 A, B, C 就是主惯性矩, 而惯性积 D, E, F 为零。

若取刚体质心为坐标原点, 这时的惯量椭球称为中心惯量椭球, 其主轴相应地称为中心主惯性轴。如果刚体是一个旋转椭球, 且其密度相对于旋转轴(短轴)对称分布, 则 $A = B$, 旋转轴为一主惯性轴。

地球实际形状非常接近于旋转椭球, 其密度分布可以假定为符合上述条件。以地球质心为原点的中心惯量旋转椭球, 称为地球的力学形状。地球绕其短轴的主惯性矩 C 最大, 该轴称为形状轴。

地球引力位球谐展开式的几个低次球谐系数, 可用惯性矩 A, B, C 和惯性积 F 表示。

地球的瞬时自转轴定义为通过地球质心、指向瞬时自转角速度 $\vec{\omega}$ 的方向的直线。设 $\vec{\omega}$ 的三个分量为 ω_1, ω_2 和 ω_3 , 直角坐标系三轴上的基本向量为 $\vec{i}, \vec{j}, \vec{k}$, 则有:

$$\vec{\omega} = \omega_1 \vec{i} + \omega_2 \vec{j} + \omega_3 \vec{k} \quad (11-6)$$

若由地球质心 O 至地球上某一质元 dm 的向径为 $\vec{\rho}$, 该质元所在处的转动线速度为 \vec{v} , 则它对于 O 点的角动量定义为:

$$d\vec{H} = \vec{\rho} \times \vec{v} dm \quad (11-7)$$

式中

$$\vec{v} = \vec{\omega} \times \vec{\rho}$$

整个地球对于质心 O 的角动量为：

$$H = \iiint_V (\vec{\rho} \times \vec{v}) dm = \iiint_V [\vec{\omega} \cdot \rho^2 - \rho(\vec{\omega} \cdot \vec{\rho})] dm$$

代入 $\vec{\rho} = x\vec{i} + y\vec{j} + z\vec{k}$ 和 (11-6) 式, 得：

$$H = \iiint_V [\vec{\omega}(x^2 + y^2 + z^2) - \rho(x\omega_1 + y\omega_2 + z\omega_3)] dm \quad (11-8)$$

若 H 在 x, y, z 轴上的分量分别为 H_1, H_2, H_3 ; 在选择坐标系时, 使惯性积 D, E, F 都为零。对于旋转椭球, $A = B$ 则：

$$\begin{aligned} \vec{H} &= H_1\vec{i} + H_2\vec{j} + H_3\vec{k} = A\omega_1\vec{i} + B\omega_2\vec{j} + C\omega_3\vec{k} \\ &= A(\omega_1\vec{i} + \omega_2\vec{j}) + C\omega_3\vec{k} \end{aligned} \quad (11-9)$$

角动量轴定义为通过地球质心, 指向地球瞬时角动量向量 H 的方向的直线。

二、地球绕其质心运动的理论

这里所谓质心, 是指地球体系质量的中心。取一组空固直角坐标轴 $OXYZ$, 其 OZ 轴指向北黄极, 此轴系在某一历元被认为是固定的, OX 轴指向同一历元的春分点。再取第二组直角坐标轴 $Oxyz$, 它们与地球惯量椭球的主惯量轴重合, 同地球一道运动。若地球是刚体, 则其运动方程就是与刚体旋转有关的问题中所出现的动力方程或角动量方程：

$$\frac{d\vec{H}}{dt} = \vec{G} \quad (11-10)$$

这一方程把角动量向量 H 的时间变率与作用于地球的外力矩 G 联系起来了, 后者实际上是日月引潮力位所产生的日月力矩和其他次要外力矩的合力。这一方程在 $Oxyz$ 坐标系上的投影相当于周知的欧拉方程。

相对说来, 日月外力的影响是很小的, 地球的实际运动可以看成是受外力扰动的恒态自转运动。为了描述这种运动, 假定不存在外力, 即 $G = 0$ 则有：

$$\frac{d\vec{H}}{dt} = 0 \quad \vec{H} = \text{常数},$$

这是排除外力的存在来研究地球运动所得出的简单而又极其重要的结果。这个式子所表达的是地球的自由运动。由 $G = 0$ 还可以推得地球的周日自转速度是常数, 这非常接近于实际情况。不存在外力的自由运动的周期称为欧拉周期, 其值约为 305d。为了研究极移, 由于它兼有自由运动和受迫运动, 而且又是相对于地球体系的运动, 必须采用随着地球旋转的参考系, 于是方程 (11-10) 变换为：

$$\frac{d\vec{H}}{dt} + \vec{\omega} \times \vec{H} = \vec{G} \quad (11-11)$$

用这个方程来描述极移,表观上非常类似于用(11-10)式描述岁差和章动,但在物理意义上则大有区别。岁差和章动都是受迫运动,周期为 18.6 年的章动迭加在周期为 25800 年的岁差之上,极移的主要部分是内力引起的、周期为 430d 的自由运动,其上迭加有外力引起的周日受迫运动。

第四节 影响地球自转的各种因素

一、基本概念

影响地球自转的主要独立作用因素有 4 种:惯性力、大气层、大洋潮(即海潮)和日月引力;前 3 种是地球体系内部的力,是地球自由运动的起因;日月引力是外力,是地球受迫运动的起因。极移的主要部分是地球的自由运动,日月引力的影响是在极移的主要部分上迭加周日受迫运动。

由于地球具有弹性,在其自转中,离心力使地球内部质量迁移,转动惯量和角动量都发生变化,从而改变地球自转状态。这是地球所受的惯性力作用。

大气层通过质量迁移来影响地球自转。为了研究这种影响,可以不顾及日月引力;这是因为日月引力效应和大气效应本来就是线性组合,是可以分别讨论的。从角动量基本方程(11-10)出发,不顾及日月引力,于是 $\vec{G} = 0$, 其中的地球总角动量是:

$$\vec{H} = \vec{H}_s + \vec{H}_a + \vec{H}_o = \text{常数},$$

式中 \vec{H}_s 、 \vec{H}_a 、 \vec{H}_o 分别是固体地球、大气层和海洋的角动量。这个关系式说明这三者的总角动量是守恒的,如果其中之一发生变化,其他角动量也随之变化,这种情况称为角动量交换。

日月引力不仅直接影响地球自转,它还引起固体潮和海潮。固体潮转而影响地球自转,称为间接效应。海潮的情况比较复杂,它对地球自转的作用不像固体潮那样简捷,但可以看成是海洋和固体地球之间的角动量交换;反之,地球自转也影响海潮和固体潮,固体潮与海潮之间也互相影响。这些相互作用如图 11-10。

以上是影响地球自转的一些主要因素。地球内部的动力过程也影响地球自转,例如 10 年尺度的地球自转速度变化可能与核—幔耦合有关。

由地球自转与气象数据的比较 ,导致人们对于大气层与固体地球和海洋之间的关系有了更好的了解。现在已经有可能根据天气预报数据计算大气层角动量 ,从而便于研究影响地球自转的其他激发因素 ;由于这一情况 ,加之又有了高精度的自转参数测定结果 ,为研究地球总角动量中各个分角动量所占的比重提供了前提。了解大气层、固体地球和海洋之间的角动量交换 ,已经成为地学中的重大研究课题。例如 ,大气层和固体地球之间的角动量交换是日长季节性变化和短期变化的起因 ;日长变化的波动与厄尔尼诺现象的相关性引起了气象学者的密切注意。

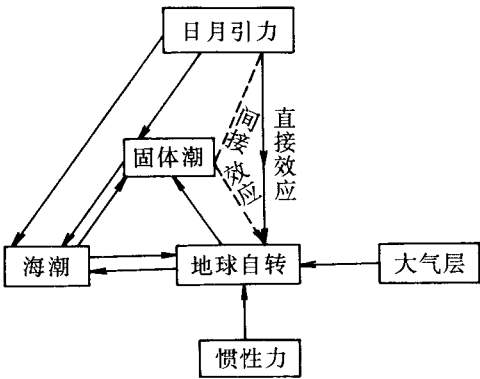


图 11 - 10 影响地球自转的各种因素

二、大气层对于地球自转的影响

由地球自转参数观测结果与大气层角动量的比较 ,表明大气层角动量变化对于地球自转有显著影响。如本章绪论所述 ,大气层与固体地球之间的角动量交换 ,是通过摩擦转矩和山岳转矩来实现的 ,这两种转矩都关系到风场。已用风和气压数据 ,计算了 1979 年两个观测期(每期 8 个星期)的纬向大气层角动量(每隔 12h 的值) ,同国际时间局 (BIH)的日长观测数据比较 ,发现两者之间一般符合良好 ,表明在这样的短时间尺度上 ,固体地球与大气层之间的角动量交换 ,足以解释观测的日长变化的绝大部分 ,但不能解释核一幔耦合对日长变化 10 年分量的影响。

大气层风的变化和地面气压变化导致大气层角动量变化。后者含有一个大的季节性循环 ,以周年分量和半年分量为主。迭加在季节性循环之上的是不规则的季节内波动 (周期由 40 ~ 60d)。年际时间尺度上的日长变化 ,可能关系到与厄尔尼诺有联系的大气和气候现象。

图 11 - 11 表示 1963—1991 年日长变化的 4 种分量及其总和 ,其中 10 年分量主要反

映固体地球与液态外核之间的角动量交换,是由作用于核—幔界面上的转矩产生的;年际分量、季节分量和季节内分量主要反映固体地球与大气层之间的角动量交换;在大陆部分,这种交换是由直接作用于固体地球的转矩产生的。大气层角动量与日长之间,直到 8d 周期还存在显著相关。为了研究这种短周期的(高频的)角动量交换,曾利用 3 种独立的空间大地测量技术获得了高时间分辨率的(亚周日的)地球自转观测结果,同时收集了地球物理、海洋学和大气数据,与大地测量数据互为补充。分析结果表明,由这 3 种技术所得的亚周日的日长变化,存在着强的周日和半日特征信号,起因于海潮和固体地球的相互作用。进一步的分析将为人们认识地球自转短周期波动的性质和起源提供新的信息。

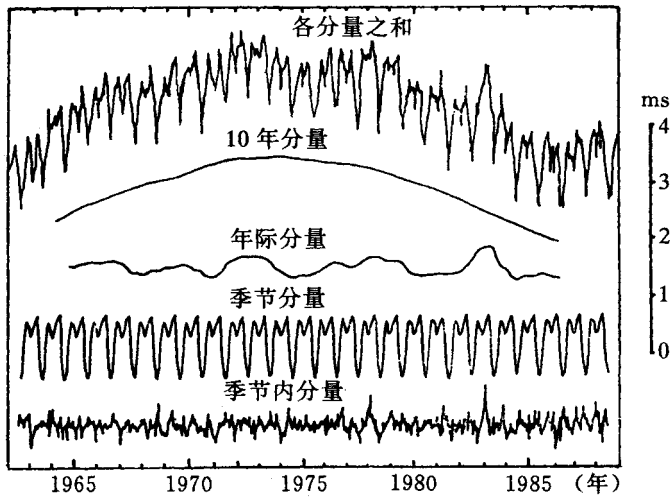


图 11-11 1963—1991 年间日长变化的 4 种分量及其总和

第五节 极 移

一、对极移的认识过程

1758 年欧拉(L. Euler)奠定了刚体自转运动的理论基础。按这一理论,他预示地球存在极移(polar motion),并算得自转轴围绕主惯性轴旋转的周期是 305d。19 世纪中期

俄国普尔科沃天文台首先发现纬度观测结果存在周期变化。40 年之后,柏林天文台发现同样现象。将两天文台的观测结果作比较分析之后,1888 年得出了这样的结论:纬度变化起因于极移。美国的张德勒(S. C. Chandler)19 世纪末分析了全球 17 个天文台的大量纬度观测数据之后,发现极移存在两个分量:周期约为 434d 的分量和周年分量。前者称为张德勒摆动。至此,欧拉的预示得到了证实,只是因为 305 d 的欧拉周期是以刚体自转运动为基础计算的,而地球具有一定弹性,所以欧拉周期被拉长为实际观测的张德勒周期 434d。

根据近 90 年来极移观测数据的频谱分析,发现功率集中在 3 个峰值处,分别以 1 年、14 月和 10~20 年为中心。以 1 年为中心的峰值是极移的季节性分量,其中包括周年分量和半年分量,以周年分量为。以 14 月为中心的峰值是张德勒摆动。以 10~20 年为中心的极移分量称为 10 年尺度的极移。

由最新的数据分析结果,还出现了快速极移,其时间尺度在 2 星期至几月之间,峰一峰变化(正负峰间的幅值)为 $0.012'' \sim 0.020''$ 。

将直到 20 世纪 70 年代的极移观测数据归算到同一系统,滤去周年项和张德勒项之后,发现极移存在长期漂移,最近 70 年间大约向西经 70° 漂移了 $0.2''$,每年漂移 $0.003''$ 。这种现象称为极游(polar wander)。

二、极移的激发机制

关于极游的激发机制,已提出了两种假说:冰期后的地壳回跳和冰原上的冰盖消融。由于地球对于哈得孙湾和斯堪的纳维亚几千年前冰负荷的消失的粘性反响,这些地区附近的地面目前还在继续上升,导致惯性积随时间线性变化,引起极游。观测的极游与冰期后回跳理论模型比较,有助于了解地幔粘度,这是一个重要参数,它描述地球的形变反响。如果这一假说成为真实,则由极游研究结果可以改进地幔粘度估值。

周年极移起因于大气、海洋和地下水分布的季节性过程,但主因是伴随着大气层质量季节性重新分布的惯性积周年变化。质量分布是可以从地面压力的全球观测结果来推断的,因为一地面点上的压力与直接位于其上方的大气质量成线性比例。其次是海洋对于大气压力周年变化的全球反响,即气压增高,海面降低,它也是通过改变惯性积来激发周年极移。

全球陆地上水贮量(包括雪和冰)的周年变化也可以激发周年极移,但其影响只是大气质量重新分布的 $1/4$ 或更小。关于快速极移的激发机制,至少部分原因是地球表面的气压变化,就像海面对于大气负荷的反响那样。为了充分了解快速极移的原因,最重要

的是研究海洋对于气压变化的反响。

三、张德勒摆动

刚体地球的欧拉周期被拉长为实际观测的张德勒周期,起因于地幔内的弹性形变以及地球自转中变化的离心力在海洋和液态外核内引起的运动。在这些因素的阻尼作用之下,产生了拉长的张德勒摆动周期。

由于地球介质的滞弹性,在地球自转中,张德勒摆动相当于一个振荡系统,其振幅表示为 $Ae^{\delta t}$ (这是对数螺旋线(e 为自然对数的底))。当 $t = 0$ 时,振幅为 A ; 当 $t = h = 1/g$ 时,振幅衰减为 A/e 。 δ 称为阻尼系数, h 称为松弛时间,即振幅衰减到原来的 $1/e$ 所需的时间。松弛时间 h 越长, δ 越小,阻尼减弱; h 越短, δ 越大,阻尼越强。地球介质的滞弹性以无量纲的品质因子 Q 表示,它等于松弛时间 h 内振荡次数 N 的 π 倍 ($Q = \pi N$),因而是衡量衰减速度的尺度。 Q 与激发机制有关,若张德勒摆动只是偶然被激发, Q 值就很大,如果激发的力源是经常性的, Q 值就很小。 Q 与粘性系数 η 有关。 η 值因深度而异,软流圈温度接近熔点, η 值最低;在软流圈以下, η 值随深度增大。根据斯堪的纳维亚和加拿大哈得孙湾等地由于冰盖消融地壳反跳的数据,反演地球介质粘性,得出 η 值是 $10^{20} \sim 10^{21} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ 的量级。 Q 值可由极移数据推算,也可由潮汐观测数据和地球物理方法推算。但都得不到确切的数值。由极移得不到确切结果,是因为目前只有约 90 年的数据,这一时间跨度只是松弛的 1~2 倍。现在一般采用的 Q 值为 100~200,相应的松弛时间为 35~70 年。

张德勒摆动既然是一种阻尼运动,理应导致摆动振幅的逐渐衰减,最后停止摆动。但是,由长期观测结果的分析,发现摆动振幅在衰减一个时期之后,又重新增大。目前一般认为,张德勒摆动除了有阻尼机制之外,还有激发机制。后一机制是随机性的,在弱激发时期内,摆动振幅衰减;在强激发时期内,摆动振幅增大。但这只是一种假说。由此可知,张德勒摆动研究中需要解决的主要问题是:第一,305d 的欧拉周期被拉长为 434d 的张德勒周期,海洋、地幔和地核各起到了多大的作用?第二,张德勒摆动的激发机制是什么?第三,张德勒摆动在衰减中,摆动能量耗散在什么地方?首先讨论海洋对于张德勒摆动周期的作用。在地球瞬时轴的运动中,变化的离心力在海洋中引起周期为 14 个月的极潮,它把自由摆动周期拉长了约 27d。极潮振幅只有几毫米,难于观测;30 多年以来只在 100 个站上进行了极潮观测,还不了解它的全球性结构。但从许多潮汐记录来看,极潮并不遵循平衡潮理论,观测的极潮相位比平衡潮落后约 20° 。由此得出 Q 值为 25,使得摆动周期比按平衡潮理论计算的值 27.4d 缩短了 2~4d。

关于地幔和地核对于张德勒摆动周期的作用,地幔弹性形变大约使该周期拉长 120d,液态外核的滞弹性又大约使它减少了 23 ~ 25d。两者合并起来使该周期大约拉长为 96d。采用按平衡潮理论计算的 27.4d,则张德勒周期的理论估值是 423.4d,实际观测的张德勒周期是 $434.3 \pm 2\text{d}$,两者已相差不多。

关于张德勒摆动的激发机制,目前众说纷纭,大体可归纳为 3 个方面:地震影响,大气层和海洋的影响,贮水量的变化。关于地震与极移的关系,讨论很多,但迄无定论。目前人们认为,为了检测出地震激发,首先要精确计算大气激发;虽然大气激发中的各量可由气象预报模型计算而得,但对地震激发研究来说,这些量的准度尚需作精密估计。大气层质量分布的变化可能不是严格周期性的,这一因素连同海洋一起也激发张德勒摆动。利用 1900—1973 年期间的天文观测数据研究了大气层和海洋对张德勒摆动的影响,但只占张德勒摆动的约 25%。大陆贮水量变化(包括地下水变化)也足以激发张德勒摆动。把 1900 年到现在的月贮水量与同一时期的极移数据作了比较,证实水文循环在周年极移和张德勒摆动激发中起着重要作用;但是,即使这种激发与大气激发合并起来,也不能说明全部激发。因此,可能还有激发未被分离出来。

地球自转速度在持续地放慢,而且随时间线性拉长。月球的平均运动也呈现长期变化,月—地距离在增长。这些现象的共同原因在于地球潮汐时的潮汐摩擦,即固体地球与海洋之间的摩擦和固体地球内部的摩擦。在潮汐摩擦时,潮汐能变换为热能或其他形式的非潮汐能。所以潮汐过程伴随有潮汐能的耗散。海洋是潮汐能的主要消费者,海洋的潮汐能耗散可能是浅海或大陆架的海底摩擦和海浪冲击全球海岸的结果。至于固体地球中潮汐能的耗散,可能只占总潮汐能耗散的百分之几。由此和以上关于极潮的讨论,可以认为,张德勒摆动的能量主要是耗散在海洋中,在地幔和地核中的耗散只是少量的。

四、天极

地球上实际有 3 个轴,相应地有 3 个极。大地测量中为了建立一个地球坐标系,首先要精密定义一个天极。

以下假定地球是一个纯弹性的固体。图 11-12 表示北极附近的一部分天球, S 、 C 、 E 分别是形状轴、角动量轴和自转轴与天球的交点,也就是有 3 个极。由于 3 轴共面,3 个极也位于一条线上。 O 是无扰动情况下形状轴的位置。假定没有由于日月吸引所产生的外力,这时 E 和 C 将围绕 O 画同心圆,其半径是 $0.2''$ 的量级,相当于 6m ; C 和 E 很靠近, CE 约为 2cm 。形状轴是主惯性轴,由于它不与自转轴重合,地球的自转便产生

非对称的形变,使得形状轴由无扰动的位置 O 移到 S , OS 约为 2m 。 E 、 C 、 S 位于同一半径上,而且一道绕 O 缓慢旋转,其周期就是张德勒摆动周期。由于日月的吸引,自转轴、角动量轴和形状轴的实际位置 I 、 H 、 F 和它们未受引力的位置 E 、 C 、 S 有所不同,它们分别围绕 E 、 C 、 S 画出接近于圆的闭合曲线,周期是一周日,半径 IE 和 HC 都小,分别为 0.6 和 0.4m ,与潮汐形变的量级相同,事实上原因也是相同的。但形状轴的受迫运动特别显著,它围绕 S 作接近于圆周的运动, SF 达 60m 之巨。因此,形状轴相对于地球体作强烈摆动,它完全不适于作为地球坐标系的 Z 轴。受迫运动的 3 轴 F 、 H 、 I 是共面的,所以 F 、 H 、 I 也位于一条线上。这些受迫运动的周期是 1d ,所以称为周日极移。

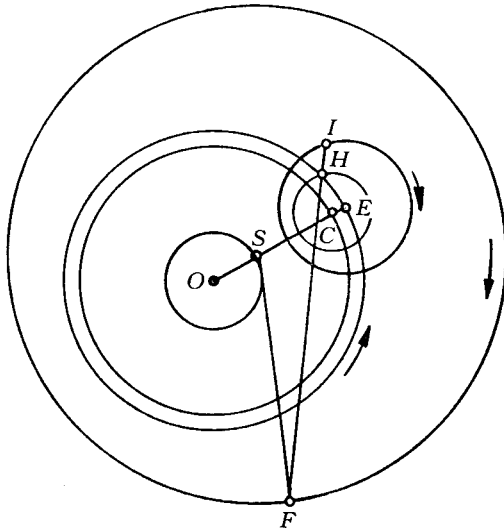


图 11-12 天极

欧拉动力方程所定义的瞬时自转轴是不能观测的,可以观测的是角动量轴的极 C ,称为天极。按定义,天极没有受迫运动的影响,因而它没有相对于地固坐标系和空固坐标系的周日运动,它在空间的位置任何时候都可以由运动理论计算而得。这两个条件唯一地确定了天极 C 。天文学中的章动公式和大地测量中的地固坐标系,都以天极 C 为参考极。天极 C 相对于地固坐标系的运动就是极移的精密定义。它相对于空固坐标系的运动就是岁差和章动。

第六节 地球自转速度变化

一、基本概念

地球自转速度变化引起日长的视扰动,从而使由恒星中天或其他方法所测定的世界时(UT^①)发生视扰动。为了明确 UT 与日长的关系,将后者定义为同一恒星在某地接连两次中天相距的原子时,如果日长恒定地保持为 86400 原子时秒,则原子时与 UT 相等,每一恒星每天将在同一时刻中天。

地球自转速度变化是很复杂的,时间尺度由几天到几十年,甚至有长期变化。短周期变化通常是 10^{-3} s 的量级,10 年尺度的变化是 10^{-2} s 的量级。为了检测某一时间尺度的地球自转速度变化,观测所用的时钟必须在该时间尺度上比地球自转更为稳定。为了检测短周期的日长变化,只是在现代技术出现之后才有可能。20 世纪 30 年代发展起来的石英钟,已获得了在不足一年的时期中 $10^{-11} \sim 10^{-12}$ 量级的稳定度。1955 年的原子频率标准在无限的时期可以稳定到 10^{-13} 的量级。这标志着守时进入了新的纪元。利用原子钟,可以非常清楚地看出日长的季节性变化和长周期变化。20 世纪 30 年代利用改进的机械钟,光学天文观测已可检测日长的短周期变化。空间大地测量的出现,首先证实了这种短周期变化的存在。

由于地球自转速度变化,以地球自转为基准的世界时是一种非均匀的时标。国际上于 1967 年根据铯原子的振荡定义了一种均匀时标,称为国际原子时(TAI^②),它的起点是这样定义的:1958 年 1 月 1 日子正的 TAI 同世界时一致。对于许多科学工作来说,采用 TAI 有显著的优点。但是,许多与地球自转有关的工作,仍然需要利用世界时;例如,原子时经过许多年之后,将不能正确预报诸如日出、日没、恒星中天以及日、月食等天象。为了兼顾各方面的需要,产生了一种介于原子时和世界时之间的计时系统,称为协调世界时(UTC^③),它的秒长由高稳定的 TAI 确定,而时刻则要使得:

$$|UT1 - TUC| < 0.9s$$

这样定义的 UTC 具有原子时稳定的优点,时刻又靠近 UT1。如果两者之差超过了

① Universal Time
② 法语缩写词 英语全名为 International Atomic Time
③ 法语缩写词 英语全名为 Universal Coordinated Time

0.9s,则把 UTC 改变 1 整秒,称为闰秒,有正闰秒和负闰秒。闰秒安排在 6 月 30 日或 12 月 31 日最后一秒,由 IERS 负责确定,并事先发出通知。

日长变化可以粗分为 3 类:日长的长期线性拉长、10 年尺度的不规则变化和短周期变化。为了估计长期线性拉长的数值,即使利用将近 400 年的光学天文观测数据,也不足以把这种线性趋势与 10 年尺度的不规则变化区分开来。为此,不得不利用古代天文记录,例如,根据所记录的古代月食时刻与利用均匀地球自转速度推估的时刻之差,可以推断几千年来地球自转速度放慢了多少,从而算得日长的长期线性拉长是每世纪 1 ~ 2ms。

根据 1820 年以来的日长观测记录,可以看出日长存在时间尺度为 20 ~ 30 年的不规则变化,其幅度估计约为 4 ~ 5ms。日长的短周期变化存在多种周期,包括潮汐周期和季节性周期,如以下所述。

二、地球自转速度变化的激发机制

由于海水的粘滞性和海底地形等因素,当海洋在引潮力作用下起潮时,就产生摩擦力,导致海潮滞后,产生一个与地球自转方向相反的转矩,成为地球自转速度长期减慢的主因。固体地球也是粘滞性的,固体潮同样有滞后现象,也产生一个类似的转矩,成为地球自转速度长期减慢的部分原因。也不排除冰期后地幔质量迁移的影响。

关于 10 年尺度的日长不规则变化的地球物理起因,最可能是由于固体地球与液态外核之间的角动量交换,因为后者是地球内部唯一充分流动的部分,而且它有充分的质量改变地球自转速度。

人们对于日长短周期变化的认识是比较清楚的,其起因部分由于地球的潮汐形变,部分由于大气层与固体地球的角动量交换。引潮力位使地球内部的密度分布发生扰动,从而使地球的惯性张量发生相应的扰动。由潮汐导致的短周期变化当然按潮汐周期发生,这些周期是两星期(13.7d)、1 月(27.6d)、半年和 1 年。两星期和 1 月的变化可由天文观测数据清楚地看出,半年和 1 年的变化也可以看出,但其中混有来自大气层相同周期的变化,两者掺合在一起,难于分开。

英国的希德(R. Hide)把某日 t 的日长 $A(t)$ 表示成为 4 项之和: $A(t) = A_0 + A_1(t) + A_2(t) + A^*(t)$ 。 $A_0 = 86400\text{ s}$ 是 19 世纪 $A(t)$ 的平均值; $A_1(t)$ 是在日月引力作用下固体地球惯性张量严格的周期变化所导致的扰动的高频成分,其幅度大约可达 0.5 ms; $A_2(t)$ 是日长的长期线性拉长,每世纪约 1.4 ms; $A^*(t)$ 是残余的不规则波动。为方便起见,把 $A^*(t)$ 表示为 4 项之和: $A^*(t) = A_\alpha(t) + A_\beta(t) + A_\gamma(t) + A_\delta(t)$,其时间尺

度分别为 10 年的、年际的、季节的和季节际的。这些项以固体地球与液态外核之间以及固体地球与海洋和大气层之间的角动量交换来解释。10 年分量 $A_{\alpha}(t)$ 的来源如上所述,幅度达到 5ms。年际分量 $A_{\beta}(t)$ 的时间尺度为 1~5 年,幅度可达 0.5 ms,主要来源于气象因素,很小一部分来自海洋角动量波动。季节分量和季节际分量详见本节第四部分。

第七节 地球自转参数的测定

一、沿革

为了测定和研究极移, IAG 从 1899 年起就组织了大致位于同一纬圈($39^{\circ}08'$)上的 5 个国际纬度站进行经常观测,由所得的纬度变化研究极移。这个组织称为国际纬度局(ILS^①)。按 1900.0~1906.0 年 5 个国际纬度站的观测结果,定义了一个 1903.0 年平极,供研究极移之用,称为国际协议原点(CIO^②),迄今还为国际所采用。由格林尼治子夜起算的平太阳时(民用时)称为世界时(UT),加入极移改正(即化为 CIO 系统)的 UT 称为 UT1。

到了 1955 年,由于新的天体测量仪器的发展和原子频率标准稳定度的提高,时间和纬度的测定精度有了很大提高,测时结果同样可以用于研究极移,同时从事精密时、纬测定工作的天文台站也增多了。在此新形势下,国际时间局(BIH^③)于 1955 年开始测定独立的地极坐标,以满足计算世界时的需要。到了 1962 年, ILS 改组为国际极移局(IPMS^④),它的中央局设在日本水泽天文台。该局根据 50 多个天文台站的时、纬观测结果,计算和发布地极坐标,仍采用 CIO 为原点,其结果与 BIH 结果之差最多是 0.05"。

直到 1975 年为止,地球自转参数的测定主要是采用传统光学天体测量方法。在 5 天期间测定 UT 和极移的精度分别是 0.001s 和 0.01"。人造地球卫星的精确定轨结果,含有极移信息。美国从 1975 年开始由子午仪卫星的观测结果推算地极坐标,送交 BIH。此外, VLBI、LLR 和 SLR 都适用于测定地球自转参数;从 1980 年开始,由这些技术所得的结果,也包括在 BIH 的数据处理中,采用多种技术测定地球自转参数的结果,发现各种

① International Latitude Service 的缩写词
② Conventional International Origin 的缩写词
③ Bureau International de l'Heure 的缩写词
④ International Polar Motion Service 的缩写词

空间技术与传统光学天体测量方法之间,以及它们彼此之间,都存在着明显的不符值。因此,1980年8月1日至10月31日进行了各技术的平行观测,以确定它们之间的系统差。这次短期会测之后,国际地球自转参数测定工作有了一些改变。ILS虽然于1962年改组为IPMS,但由于它有长期观测历史,ILS极移系统仍然延续下来了;有些国际纬度站停止了工作,IPMS的公报中略去了ILS的极移数据。BIH对这一短期会测作了评价之后,它的公报所载的综合极移解、综合UT1解和日长解,都是对各不同数据赋予了相对权重来解算的。

国际地球自转局(IERS)是在IAU和IUGG的协作之下于1987年建立的。过去这些年来,该局一贯提供高精度成果,为大地测量地球动力学和地球物理学的研究项目作了巨大贡献。展望未来,新的卫星重力任务,如CHAMP、GRACE和GOCE,都需要精确的地球参考标架,作为完成任务的基础,如这些卫星的精密定轨。IERS负责把IGS、IVS、SLRS等技术的成果组合起来,成为IERS的正式成果。从1988年1月1日起,IERS取代了IPMS和BIH。目前IERS采用5种独立的空间大地测量技术VLBI、LLR、SLR、GPS和DORIS。

二、测定地球自转参数的方法

为了测定地球自转参数,长期以来采用传统光学天体测量方法。由于经历的时间长,传统光学方法也有一个发展过程。首先是用中星仪测时和天顶仪测纬度。20世纪30年代美国在其所属的国际纬度站上首先采用摄影天顶筒测时和纬度;其后法国出现了丹容超人差棱镜等高仪,用于同样的目的。这些仪器虽然屡有改进,如目视中星仪改进为光电中星仪,超人差棱镜等高仪在中国改进为光电等高仪,但都无法克服光学仪器所固有的一些缺点,终于为空间大地测量所取代。

极移对于地面点天文经、纬度的影响如图11-13所示。以CIO为原点建立坐标系, X 轴在格林尼治方向上, Y 轴沿着西经 90° 子午线的方向; P_i 为瞬时地极, E_m 和 E_i 分别表示CIO赤道和瞬时赤道, C 表示格林尼治天文台。设 Z 表示观测站,其平经度 λ_m 为过该站与 G 的两平子午圈之间的夹角。 G_i 为过 G 的平子午圈与瞬时赤道的交点; Z 站的瞬时经度 λ_i 为过 Z 与 G_i 的两瞬时子午圈之间的夹角。 Z 站的平纬度和瞬时纬度分别为 φ_m 和 φ_i 。由图可推得:

$$\begin{aligned}\Delta\varphi &= \varphi_i - \varphi_m = x_p \cos\lambda - y_p \sin\lambda \\ \Delta\lambda &= \lambda_i - \lambda_m = \frac{1}{15} (x_p \sin\lambda + y_p \cos\lambda) \tan\varphi\end{aligned}\quad (11-12)$$

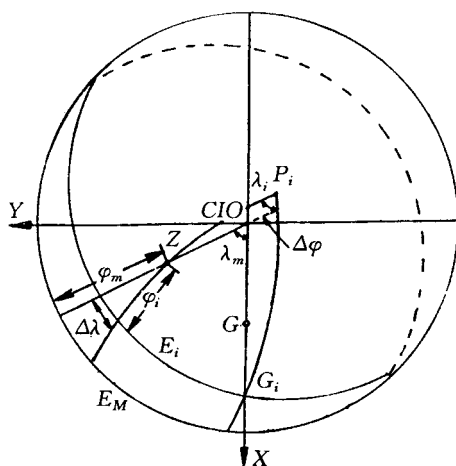


图 11-13 极移对于地面点天文经、纬度的影响

式中(x_p, y_p)为瞬时地极在这一坐标系中的坐标。这就是由时、纬观测结果求定地极坐标的公式。已知地极坐标,就可利用这一公式将天文观测所得的天文经、纬度化算为以C10为参考。

极移可使人造地球卫星的轨道倾角 i 、近地点角距 ω 和升交点赤经 Ω 发生变化,因此,由卫星轨道的精确测定结果可以提供有关极移的信息。图 11-14 表示的地球参考标架的 Z 轴指向 CIO,它所对应的赤道是习用赤道 QQ' ;它的另外两轴分别指向经度零点 G 和东经 90° 。天球历书坐标系的 Z 轴指向天球历书极 E_p ,对应的赤道是瞬时赤道 $Q_c Q'_c$ 。其他两轴分别指向真春分点 γ 和赤经 90° 。CIO 和 E_p 相距 ϕ ; ϕ 在地极坐标系中的方位角为 A 。 $G'\gamma = \theta =$ 格林尼治真恒星时; $G\gamma' = \theta + \Delta\theta$ (恒星时中的自转速度变化) 地极坐标是: $x_p = \phi \cos A$, $y_p = \phi \sin A$ 。卫星轨道与习用赤道 QQ' 和瞬时赤道 $Q_c Q'_c$ 分别相交于 N 和 N_c 。相应的轨道倾角为 i 和 i_c , $\Delta i = i - i_c$ 。轨道升交点赤经为 Ω 和 Ω_c , $\Delta \Omega = \Omega - \Omega_c$ 。近地点角距为 ω 和 ω_c , $\Delta \omega = \omega - \omega_c$ 。在球面三角形 RNN_c 中:

$$RN_c = RG' + G\gamma' + \gamma N_c = 90^\circ - A + \theta - \Omega = p$$

$$RN = RG + G\gamma' + \gamma'N = 90^\circ - A - \theta + \Delta\theta - \Omega = p + \Delta p ,$$

由此得出：

$$\Delta\Omega = \Omega - \Omega_c = \Delta\theta - \Delta p \quad (11-13)$$

最后推得：

$$\Delta i = \psi \sin(A - \theta + \Omega_c)$$

$$\Delta\Omega = \Delta\theta + \Omega \cos(A - \theta + \Omega_c) \cot i_c \quad (11-14)$$

$$\Delta\omega = -\psi \cos(A - \theta + \Omega_c) \csc i_c$$

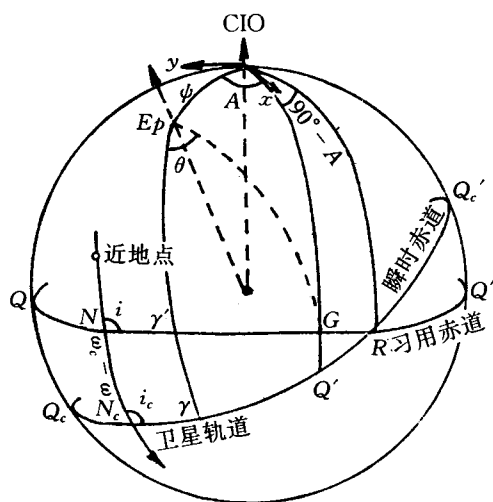


图 11-14 卫星轨道的极移摄动

第四章 地球的固体潮及其对实际操作的影响

第一节 概 述

固体潮是固体地球在日月引潮力作用下所产生的周期性形变。地壳主要是刚性的，也有一定弹性，地幔物质具有某种粘滞性，地核外层则是液态。因此，实际地球是一个滞弹性体，日月引潮力所引起的地球形变是弹—滞形变。

1883 年英国的达尔文(G.H. Darwin)证实了固体潮的存在。1909 年英国的洛夫(A.E.H. Love)提出了表征地球弹性反应的洛夫数的概念，奠定了现代固体潮理论的基础。但过去由于观测仪器精度的限制，固体潮的观测和研究进展比较缓慢，直到 1957 年国际地球物理年期间及其以后，全球开展了系统的固体潮观测和研究工作，并获得了迅速发展。随着仪器精度的不断提高和理论研究的逐步深入，为天文学和地球科学的研究提供越来越多的重要信息。

引潮力是作用于地球内一单位质点上的日月引力与地球绕地—月(和地—日)公共质心旋转所产生的惯性离心力的合力。随着作用点的位置不同和日月相对于地球的位置变化，引潮力的大小和方向也发生变化。图 11-15 表示地球内一点 A 在某一时刻所受到的月球引潮力的作用情况。图中 $-F_0$ 为地球绕地—月公共质心旋转的惯性离心力， F_A 为月球的引力。作用于地球内每一点上的惯性离心力的大小，都等于地心 O_E 所受的引力 F_0 ，但方向与它相反。因此，地球内各点的惯性离心力 $-F_0$ 形成一个平行力

场。在地心 O_E 上,引力和惯性离心力彼此抵消。地球内各点所受的引力的大小因点的位置而异,方向都朝向月心 O_L 。任一点 A 所受的两种力 F_A 与 $-F_0$ 之和 ΔF 称为引潮力。地球内一点所受的总引潮力等于日、月引潮力之和,其中月球引潮力为太阳引潮力的 2.25 倍。其他天体由于距离地球甚远,引力甚微,在固体潮研究中一般略而不计。

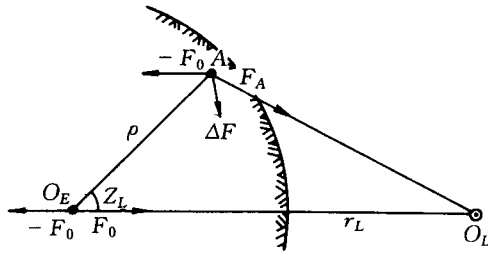


图 11-15 月球引潮力

地球上各点所受的月球引潮力的分布情况如图 11-16,其中细实线表示月球引力,其大小随着至月球的距离而异,在 A 点最大,随着距离的增加而逐渐减小,在 A' 点为最小。如前所述,各点的惯性离心力都相等,如虚线所示。 A 点的引力大于离心力,两者的合力(引潮力)指向月球,如粗线所示。随着至月球距离的增加,引潮力的方向逐渐转向地心,在 C 、 C' 两点上指向地心。此后又随着至月球距离的进一步增加,引潮力方向逐渐偏离地心。 A' 点距月球最远,离心力大于引力,引潮力方向背离月球。因此,月球引潮力对于整个地球的影响是使地球形状在月球方向上拉长,在其垂直方向上压扁,如图中的虚线椭球所示。太阳引潮力的作用情况也是如此。日、月引潮力共同作用的结果,是使地球形状在合力方向上拉长。

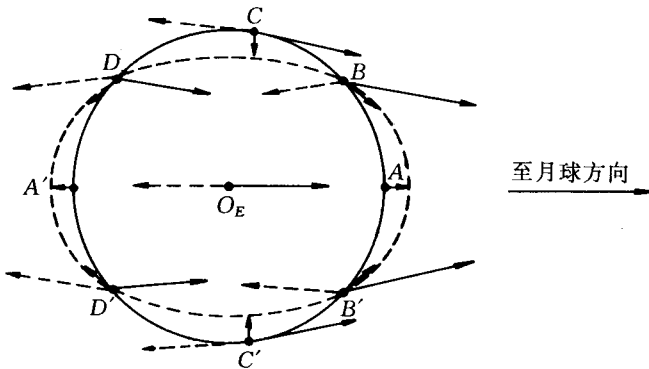


图 11-16 月球引潮力的全球分布

第二节 平衡潮理论

如上所述,地球在日月引潮力作用下产生弹—滞形变。这种形变是很复杂的,为了研究固体潮,不得不在地球为刚体的假定下,来计算这种形变的理论值,再与实际地球的固体潮比较。

假设地球是一个绝对刚体,其表面全部被静止的和不可压缩的海面所包围,形成一个重力位水准面。这个面在日月引潮力和重力作用下产生潮汐运动。研究这种运动的理论称为平衡潮理论。以此理论为基础,便可以推导日月引潮力以及地球因此产生的形变的数学表达式,据以计算形变的理论值。

第三节 引潮力位

引潮力是一个向量,为了便于研究,将它表示为一个标量函数的导数,这个标量函数称为引潮力位。日月在地球内部形成的引潮力位既是随时间变化的函数,也是作用点在地球内部位置的函数。同地球重力场一样,引潮力位也可以用球谐函数展开式表示。以地球质心为原点,则该式零阶(或次)项对地球形变不起作用,1阶项等于零,3阶项已很微小,所以一般只限于2阶项。

如果把地球看作刚体,则引潮力引起的刚体地球表面上的重力变化 Δg ,称为重力固体潮的理论值。它是引潮力位 W 对向径 r 的偏导数,即:

$$\Delta g = - \frac{\partial W}{\partial r} \quad (11-15)$$

对于刚体地球,地球内任一点 A 引潮力水平分量 ΔF^H 的效应,是使 A 点上重力 g 的方向偏离一个角度 θ ,取 g' 的方向,如图11-17。由于垂线方向偏离, A 点水平面发生同样的倾斜 θ ,称为刚体地球的地倾斜固体潮。它通常分解为南北分量 ξ 和东西分量 η ,即引潮力位 W 对纬度 φ 和经度 λ 方向的偏导数:

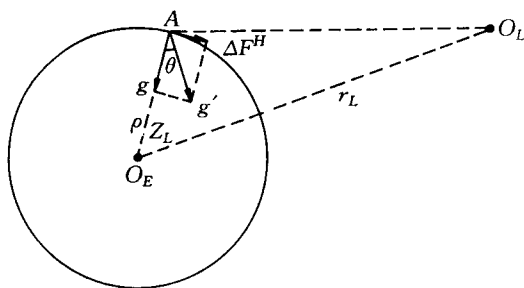


图 11-17 地倾斜固体潮

$$\xi = -\frac{1}{R_g} \frac{\partial W}{\partial \varphi} (\text{南北分量})$$

$$\eta = -\frac{1}{Rg\cos\varphi} \frac{\partial W}{\partial \lambda} (\text{东西分量}) \quad (11-16)$$

式中 g 为地球平均重力, R 为地球平均半径。

在日月引潮力作用下,大地水准面上各点沿径向的位移 ζ 称为平衡潮高,表示为:

$$\zeta = \frac{W}{g} \quad (11-17)$$

各点沿水平方向的位移称为平衡潮水平位移,它也有两个水平分量,由下式求得:

$$s_{\varphi} = \frac{1}{g} \frac{\partial W}{\partial \varphi} (\text{南北分量}) \quad (11-18)$$

$$S_{\lambda} = -\frac{1}{g \cos \varphi} \frac{\partial W}{\partial \lambda} (\text{东西分量})$$

第四节 洛 夫 数

洛夫于 1909 年引入两个表征地球弹性的参数 h 和 k ;日本的志田顺于 1912 年引入第三个参数 l 。这 3 个参数统称为洛夫数, l 有时也称为志田数。 h 为弹性地球表面在引潮力作用下产生的径向位移(称为固体潮高)与其对应点的平衡潮高的比值。 k 为弹性地球形变后产生的附加引力位与相应的原引潮力位的比值。 l 为弹性地球表面在引潮力作用下产生的水平位移(称为固体潮水平位移)与相应点的平衡潮水平位移的比值。因为洛夫数 h 、 k 和 l 是反映地球内部结构的参数,如果知道了地球内部的密度和弹性参数的分布,则可从理论上直接解算出洛夫数。这样算出的洛夫数称为洛夫数理论值。日本的

竹内均于 1950 年根据由地震学推导的地球内部密度和弹性分布 ,按数值积分法解算地球的弹性运动方程 ,成功地求出了洛夫数。此后一批学者作了更深入的研究 ,采用的地球模型越来越接近于实际地球。美国的瓦尔(J. Wahr)于 1979 年采用本征函数的求解方法 ,实际解算了考虑扁率和自转的地球弹性形变方程 ,推出洛夫数 h 、 k 和 l 的理论值。

第五节 固体潮特征数及其观测

对于实际地球 ,固体潮所引起的变化除了刚体地球表面倾斜变化和重力变化的理论值外 ,还有地球弹性形变和附加引力位的影响。在两者的合并影响下所得的观测值与理论值之比 ,称为固体潮特征数。重力观测的特征数以 δ 表示 ,它与洛夫数的关系是 :

$$\delta = 1 + h - \frac{2}{3} k \tag{11-19}$$

此特征数总是大于 1 ,一般在 1.15 ~ 1.20 之间 ,又称为扩大特征数。倾斜观测的特征数用 γ 表示 ,它与洛夫数的关系是 :

$$\gamma = 1 + k - h \tag{11-20}$$

此特征数总是小于 1 ,一般在 0.6 ~ 0.7 之间 ,又称为缩小特征数。

由此 ,地面上实际观测的固体潮引起的重力变化为 :

$$\Delta g' = \delta \frac{\partial W}{\partial \gamma} \tag{11-21}$$

地面上实际观测的固体潮引起的地面倾斜变化的南北和东西分量为 :

$$\xi' = \frac{\gamma}{R_g} \frac{\partial W}{\partial \varphi} \quad \eta' = \frac{\gamma}{R_g \cos \varphi} \frac{\partial W}{\partial \lambda} \tag{11-22}$$

它们表示测站上实际垂线和理论垂线的偏差。此外 , k 与 l 的另一个线性组合为 :

$$\Lambda = 1 + k - l \tag{11-23}$$

固体潮引起的地面点纬度和经度变化为 :

$$\Delta \varphi = \frac{\Lambda}{R_g} \frac{\partial W}{\partial \varphi} \quad \Delta \lambda = \frac{\Lambda}{R_g \cos \varphi} \frac{\partial W}{\partial \lambda} \tag{11-24}$$

它们表示当地垂线与地球自转轴倾角的偏差。地面固体潮水平位移的南北和东西分量为 :

$$S'_{\varphi} = \frac{l}{g} \frac{\partial W}{\partial \varphi} \quad S'_{\lambda} = \frac{1}{g \cos \varphi} \frac{\partial W}{\partial \lambda} \tag{11-25}$$

上述数据都可用精密仪器观测。例如,重力变化可用高精度重力仪观测;倾斜变化主要用水平摆观测;固体潮水平位移用伸缩仪观测。

固体潮研究包括两个方面:一是在地面上实施大量的精密观测,以推算洛夫数,找出它们的分布规律;二是根据已知的地球模型直接解算出洛夫数。由实践与理论比较,可进一步阐明地球内部结构和物理性质。

第六节 固体潮观测的干扰因素

固体潮观测所受到的最大干扰因素来自海潮的影响,称为间接效应,表现在 3 个方面:一是海水质量所引起的引力变化;二是在海潮负荷下地壳产生的形变;三是由于这种形变产生的附加引力位。海潮和固体潮的产生都是由于日月引潮力,其周期完全相同。采用调和分析法,所得的振幅和相位相应于信号和干扰因素的合并效应,两者是分不开的。只有精确知道了海潮负荷的大小及其规律,才能从观测结果中消除海潮影响。为此 20 世纪 60 年代以来发展了负荷潮汐形变理论,以研究固体地球在其表面负荷的作用下的形变。如果地球表面负荷也同日月引潮力一样,可以用一组称为负荷潮汐洛夫数 h' 、 k' 、 l' 的参数表示,则可推导出全部计算公式。为此必须备有描述海潮作用规律的等潮图。目前可供应用的全球等潮图的精度还差,有人提出根据大陆和岛屿上的重力固体潮以及沿海验潮站的观测结果,采用线性规划的求逆方法,来反求等潮图。这一途径受到了国际上的重视。

第七节 数据处理

固体潮研究中有两方面的数据:一是实际观测的数据,二是理论计算的数据。它们都是引潮力位 W 的导数。引潮力位完全可根据公式精确算出,所以理论数据也是可行的。经过必要改正的实测数据与相应的理论值之比,就是所要推求的特征数 δ 、 γ 或 Λ 等。引潮力位是日月的共同作用产生的;在理论值的计算中,常把月球和太阳分开来处理,并且将每个天体的计算公式分解成很多不同频率的函数,所以任一时刻的引潮力位

都可分解成很多不同频率的分量之和。同样,实际的观测值也必须分解成不同频率的分量,然后进行相同频率的实测值与理论值的比较,由此求出特征数。实测数据的分解,主要是采用调和分析法,也就是采用滤波技术,将一段时间内的观测数据序列按不同频率的分量逐步分离出来。

观测值与理论值有两方面的差异:一是振幅差,由此可求出特征数 δ 、 γ 或 Δ ,二是相位差,即相位滞后。这些都是研究地球内部问题的重要数据。有了特征数 δ 、 γ 或 Δ ,就可以求出洛夫数 h 、 k 和 l 。显然,这些洛夫数也与频率有关。

第五章 板块大地构造学说

第一节 概 述

这是一种综合有关地球上层运动的若干假说而形成的统一的学说,它提供地球上层的运动模型,用于解释目前地球上层中发生的构造运动和地震活动,而这些运动则是由于以地震带为其边界的全球若干个刚性板块相互作用的结果。

关于板块构造学说的起源,可以追溯到德国的韦格纳(A. Wegener)于1912年提出的大陆漂移说。其后英国的霍姆斯(A. Holmes)于1931年提出了地幔对流的设想。20世纪60年代初美国的赫斯(H. H. Hess)和迪茨(R. S. Dietz)提出了海底扩张说,加拿大的威尔逊(J. T. Wilson)综合地幔对流和海底扩张这两个概念,进一步发展了地幔对流学说。在这些基础上,板块大地构造学说才于1967—1968年期间为一系列论文所确立。

韦格纳的大陆漂移说最初是从南美洲和非洲的大西洋两岸吻合得到启发的。由此他提出了一个设想:大约3亿年以前,北美大陆同欧亚大陆相连,南美大陆和非洲大陆相连,这个巨大的块体称为泛古陆,南半球大陆也附在其上。泛古陆大约2亿年前开始分裂,各大陆开始漂移。为了阐明这种设想,利用了古生物学、地质学和古气候学的各种“吻合”证据。这些显然是没有充分说服力的,特别是关于驱动大陆漂移的机制,韦格纳提不出令人信服的解释。因此,经过一个时期的论战之后,由于他本人在1930年格陵兰探险中遇难,以无结果而告终。

大陆漂移说的复活,从20世纪50年代开始。古地磁学的兴起和岩石绝对年龄测定

法的发现,在这里起到了关键性作用。古地磁学在 20 世纪 50 年代作了两大贡献:一是确定了地球磁场的倒转史,二是发现了磁极游动现象。根据测磁结果,发现一些岩石的磁化方向与现在的磁场方向正好相反,这表明当这些岩石磁化时,地球磁场的方向正好和现在的相反,即地球磁场发生过倒转。现已初步证明,这种倒转是周期性的,最近 340 万年有过 3 次主要倒转,正向期和反向期的持续时间大致相等,都是将近 100 万年,这样,测定各种不同年龄岩石形成时的磁场方向,就可追溯地球磁场史。英国的兰康(S. P. Runcorn)由岩石磁性测定了欧洲大陆从前寒武纪以来每一地质时期古地磁北极的位置,画出其游动曲线。另外他也对北美大陆的岩石测出了同样的曲线。这两曲线很相似,但并不一致。如果将北美大陆向东移动约 30° ,这两曲线一致。这说明北美大陆和欧洲大陆原来是连在一起的,不存在大西洋,后来北美大陆向欧洲大陆以西移动了 30° ,留下的空白为海水所填充,形成了大西洋。

岩石绝对年龄测定法是利用岩石中所含的微量放射性元素铀、钍、钾等同位素的自然衰变规律,计算岩石生成以来的年龄。已用这种方法测定了南美大陆东部和非洲大陆西部古地层的年代,证明这两个大陆能很好地连接。

英国的布拉德(E. C. Bullard)设计了采用最小二乘法和电子计算机的所谓大西洋两岸地形拼接法,其中的拼接线不是现在的海岸线,而是水下 1000m 深度处的等深线。这种等深线真正能和原来大陆的形状一致。

以上从 3 个方面以比较可靠的科学基础支持了大陆漂移说。

关于大陆漂移的驱动机制,霍姆斯最早提出地幔对流说,并用于解释大西洋的成因。如图 11-18,地幔热对流在开始时,上升的对流柱朝向泛占陆的中心冲击,并朝相反方向分成两股,有把大陆撕裂的趋势。当对流足够强烈时,大陆终于被撕裂,分成两半驮在方向相反的两对流柱上,并被它们带着向左、右两方漂移。由此留下的大陆之间的裂隙成为新的海洋。在地幔对流物质(岩浆)的出口,形成中央海岭(洋中脊)。它是一条火山线,岩浆沿这条线上升,并连生在扩张板块跟随运动的一侧,以生成新的海底地壳和海洋岛屿;当驮着大陆前进的对流柱前沿碰上来自对面的另一对流柱时,就转向下冲,把所驮的大陆块体底部向下拖动,形成褶皱,而后成为山脉。在海洋中,下冲的对流柱把海底地壳向下拖,形成海沟。

地幔热对流的结构一般呈蜂窝状,每一窝中都有上升流、下降流和水平运动,形成对流环,如图 11-19。关于地幔对流层的最大深度,一般认为在 700km 左右,但也有人认为这一深度延伸到了核—幔界面处。冲向海岭的热对流柱在海岭顶部异常高的温度,是由地幔对流机制来维持的;当地幔对流变冷时,就开始向下冲,到海沟处温度就低了。

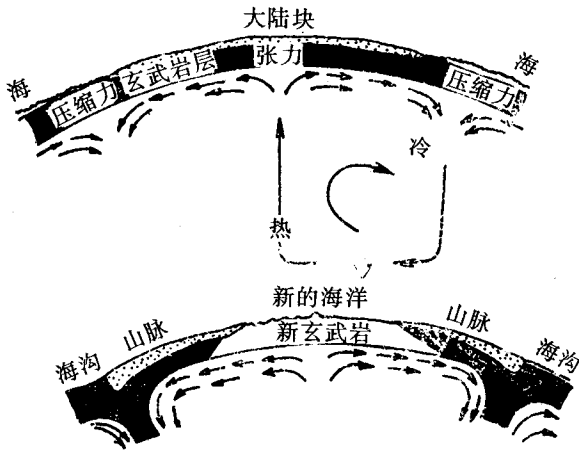


图 11-18 地幔对流

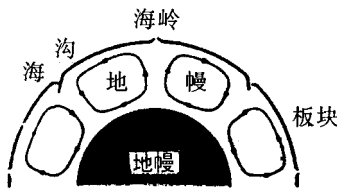


图 11-19 地幔对流示意图

20 世纪 50 年代海洋地磁测量提供了惊人的成果。海洋地磁异常显示了以下特征：第一，它的图相呈现出非常整齐的南北向条带状；第二，正磁向条带和反磁向条带交替出现，宽度约为 20~30km；第三，这些条带相对于中央海岭成对称；第四，这些条带和中央海岭发生相对错动，少则 100 km，多则达到 1000 km 的量级。这些条带正是地球磁场倒转的历史记录，条带宽度就是正向磁期或反向磁期持续的时间。

为了解释条带和中央海岭的相对错动，威尔逊认为这种错动是图 11-20(b)所示的转换断层引起的，它不同于图 11-20(a)所示的平移断层。两者的区别在于，平移断层两侧的地块朝向箭头所示方向移动时，整个构造 AB、B'C 等等都错开了，即沿着整个断层发生相对运动，BB' 错动随着时间而变大，转换断层两侧的海岭 AB 和 B'C 按照图示的方向扩张，如果扩张速度和断层错动速度相等，则相对运动仅发生在 BB' 这一段，范围不会扩大，断层两侧在 BB' 以外的地块好像齐头并进，不产生相对运动。假定地震是由于断层的相对运动产生的，那么沿着整个平移断层都会发生地震，而在转换断层则仅仅发生在 BB' 这一段。威尔逊认为中央海岭各处被切断而成的一些破碎带，只能是转换断层。但是，转换断层不只是存在于被切断的海岭之间，也存在于海岭和海沟之间，或者两个海

沟之间。

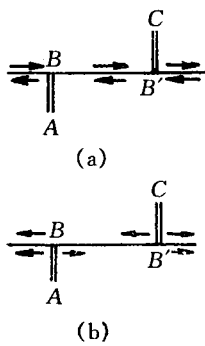


图 11-20 转换断层

海洋地磁异常的发现和转换断层概念的提出 ,为人们提供了一种手段 ,测定最近几百万年板块运动的平均相对运动速度为每年几厘米 ,接近于现代空间大地测量的结果。

由于海底地壳每年移动几厘米 ,地幔物质从中央海岭涌出成为地壳 ,最后进入地幔 ,需时 2~3 亿年。因此 ,海洋地壳是不断更新的。大陆地壳则不像海底地壳那样 ,随着移动最后潜入地幔。

按赫斯和迪茨 1961 年提出的海底扩张说 ,不仅地壳是刚性 ,直到地球表层以下约 70km 都表现为刚性的岩石圈 ,而且它的下面还有一个软流圈 ,岩石圈能够在它上面比较自由地运动。以后的板块大地构造学说由此萌芽。

海底扩张说一经提出 ,地球物理学者们就展开了热烈讨论 ,于 1967—1968 年间提出了大量论文 ,主要是根据已掌握的有关全球海岭、海沟、转换断层、地磁条带状图相和地震等方面的资料 ,以论证海底扩张说以及作为其基础的岩石圈和软流圈的概念。绝大多数学者认为这一学说及其所根据的基本概念得到了大量资料的充分支持 ,于是将海底扩张说引伸为板块大地构造学说。这一术语是美国摩根(J. Morgan)等人提出的。但这一学说还远未成熟 ,有待继续研讨。

第二节 板块构造运动

板块大地构造学说认为 ,根据全球震源分布情况 ,岩石圈被切割成一些板块。板块边界可分 3 种类型 :

1. 板块生成边界 上升的对流柱在这里形成海岭 ,新板块在这里生成 ,并朝着相反

的两个方向离开,所以也称为扩张边界,海岭地区主要是张力。

2. 板块消减边界 当一个海洋板块与一个大陆板块相遇时,较大和较薄的海洋板块总是被挤压到大陆板块之下;由于受到下降对流柱向下拖拽,最后消减在地幔中,于是形成了海沟,其前沿上较轻物质熔化后上升到地面,形成火山和岛弧,例如环太平洋海沟和岛弧。随着板块前进的大陆块遇到下降的对流柱时,它的前进运动必然停止,并在前沿形成山岳,例如南美的安第斯山脉就是由于向西前进的美洲大陆遇到了东太平洋海丘与该大陆西海岸之间的东向对流柱而形成的,如图 11-21。当两相邻板块的海洋部分相碰时,也形成海沟,例如阿留申等海沟。当两相邻板块上的大陆块相碰时,由于它们比下伏的物质轻得多,没有一个能够被挤压到另一个的下面去,于是两大陆块之间发生大规模的剧烈挤压,例如喜马拉雅山的上升,正是印度板块与欧亚板块上的大陆块碰撞的结果。

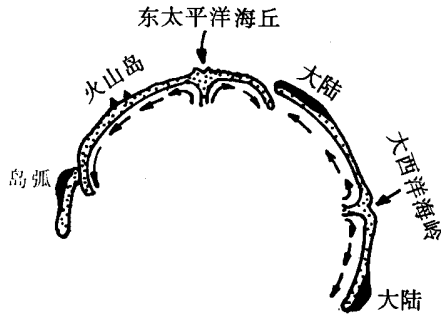


图 11-21 板块运动形成的各种构造

3. 转换断层边界 这里不生成新板块,也不能使板块消减;这里的应力主要是剪切力。相邻两板块只发生水平运动。

相邻两板块边界上可能发生的 3 种情况如图 11-22 所示。从全球来看,岩石圈被海岭、海沟和转换断层所组成的连续体系切断成为若干个板块。

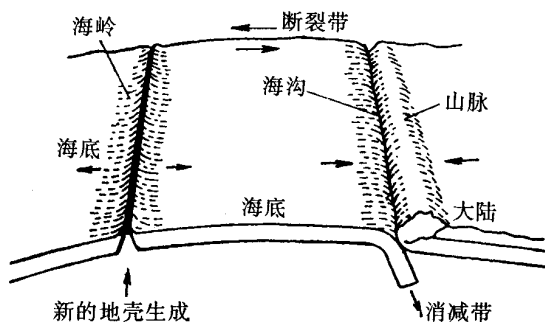


图 11-22 板块的旋转运动

板块构造学说还认为,相邻两板块之间的相对运动,实际上是围绕通过地球中心的一个轴的旋转运动。如图 11-23,板块 1 和 2 被一系列海岭和转换断层所分开,它们以角速度 ω_{12} 绕一个轴作扩张运动,运动方向与转换断层平行。板块 2 和 3 为一系列海沟和转换断层所分开,它们以角速度 ω_{23} 绕另一轴作挤压运动,其方向也与转换断层平行。显然,越是接近旋转极,板块运动的线速度越小。

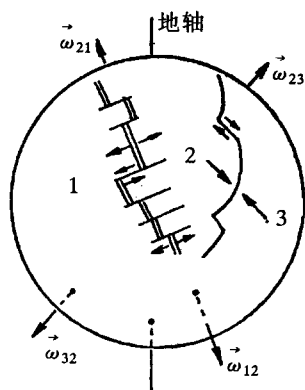


图 11-23 板块的旋转运动

第三节 全球板块分布模型

板块边界不是海、陆的分界。在最早提出的 6 大板块中,除了太平洋板块完全是水域外,其余 5 个板块(欧亚板块、美洲板块、非洲板块、印澳板块和南极板块)都兼有海洋和陆地。板块是按全球震源分布情况划分的;大陆内的板块边界是否可以再划分,或者就是一个宽阔的边界,迄今还不完全清楚。因此,目前全球究竟有多少个板块,是一个无满意回答的问题。原则上全球板块个数,就是为了描述全球板块分布模型所必要的最少板块个数。显然,在建立此模型时,人们可以在两个大板块的部分边界之间插入附加的小板块,以使这些小板块之间的相对运动之和等于两个大板块之间的相对运动,同时全球其他区域板块运动总的模式又不因这样的变动而受到影响。这意味着最少板块数应当这样选择,以使沿着各对相邻板块的共同边界可以精确地测定相对运动,从而可以精确地描述所选定的一组板块中一板块对于其他任一板块的运动。此外,为了使板块分布模型具有真实性,所选定一组板块应当覆盖地表的主要部分。

按照上述的建立全球板块分布模型的原则,一些学者提出了不同的模型。总的趋势是随着板块运动研究的不断进展和资料的积累,分布模型包括的板块个数越来越多。

为了便于说明板块分布模型,首先介绍全球海岭系,如图 11-24。

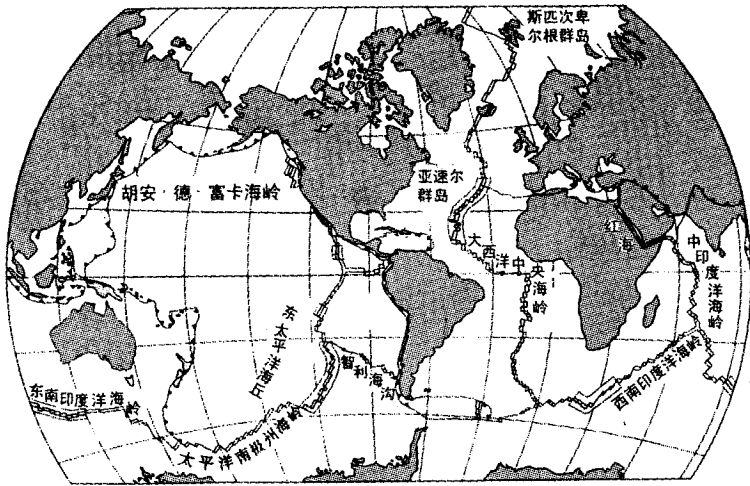


图 11-24 全球海岭系

大西洋中央海岭是全球中央海岭系中最突出的。它北起北冰洋,向南经过大西洋正中,再绕过非洲大陆南部,成为西南印度洋海岭,与印度洋中央海岭会合;它并向东南分出一支,环绕澳大利亚南部,成为东南印度洋海岭和太平洋南极洲海岭,与东太平洋海丘会合。北冰洋也有一条海岭,它通过斯匹次卑尔根断裂带与大西洋海岭相交。冰岛北部有一块地方是大西洋海岭露出洋面的部分,为研究沿着扩张板块边界的地壳运动提供了唯一机会。这一地区把北美板块和欧亚板块分开,从东北到西南通过冰岛。

印度洋中央海岭从亚丁湾进入红海,其南支与东非裂谷相连,如图 11-25。东太平洋海丘从复活节岛向北,趋近北美大陆,进入加利福尼亚湾后,转换为圣安德烈斯断层;它长约 960km,一部分穿过陆地,另一部分通过海底,其西北端与另一称为胡安·德·富卡的小海岭相接,如图 11-26。红海亚丁湾和加利福尼亚湾是全球海岭系冲击到大陆上的地方,这两处的大陆块正在被地幔对流所撕开;位于圣安德烈斯断层以西的加利福尼亚地区最终将成为太平洋的一个岛屿,而扼守红海出口的吉布提则是欧亚和非洲两大板块的交接处,两大板块在这里以较高的速度分开。

东非裂谷总长约 6500km,其底部有些地方深不见底,积水形成 40 多个条带状或串珠状湖泊群,其中之一是东非坦噶尼喀湖,水深超过 1400m,为全球之最。根据 20 世纪 60 年代美国宇宙飞船探测结果,该裂谷北段红海漂移速度是 2cm/a,在非洲大陆上,每年

加宽几个 mm 至几十个 mm。红海就是这种板块运动的产物 ,这样下去 ,再过大约 2 亿年 ,东非裂谷将被彻底撕裂开 ,出现一条新的大西洋。

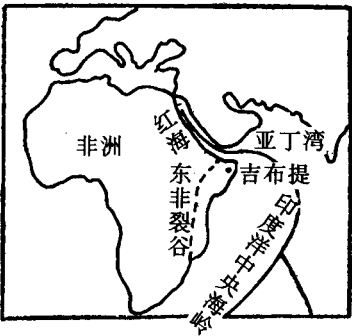


图 11 - 25 印度洋中央海岭

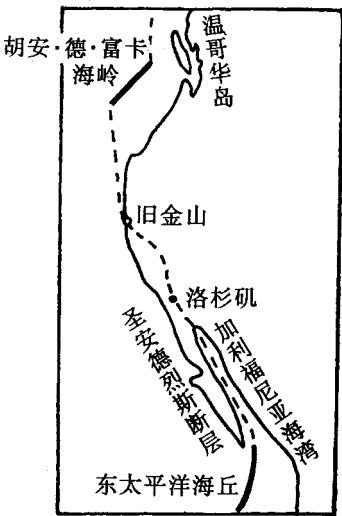


图 11 - 26 圣安德烈斯断层

全球海沟系主要分布在太平洋北侧和西侧以及南美的西海岸 ,深度为 6000 ~ 7000m。太平洋西北部的海沟为阿拉斯加、阿留申、千岛、日本、琉球、中国台湾、菲律宾 ;从日本向正南分支为伊豆—马利亚纳 ,再向南则为印度尼西亚、所罗门、新赫布利底、汤加—克马德克等。这些海沟靠陆的一面分布着岛屿 ,它们连接起来成为一个弓形 ,所以称为岛弧。南美西海岸有中美海沟、智利海沟和哥伦比亚海沟 ,这里靠陆的一面没有岛屿。一般把这些海沟称为环太平洋海沟 ,实则在北美大陆西岸和太平洋南部都有缺口。当在海岭和海丘处生成的海地板块扩张时 ,必须有地方能让板块进入地幔 ,海沟正是板

块进入地幔的俯冲口。

在全球海岭系和海沟系中,还有一些转换断层,例如上述的圣安德烈斯断层位于两海岭之间,智利西海岸外的海洋中有一个位于海岭和海沟之间的转换断层,而横越斐济岛的断层则是两个海沟之间的断层。

阿尔卑斯—喜马拉雅造山带西起大西洋海岭中部的亚速尔群岛(图 11-26),经地中海沿岸、中近东、印度、缅甸、印度尼西亚,东端在班达海附近与环太平洋海沟系相接。这里是非洲板块、阿拉伯板块、印度洋板块与欧亚板块的碰撞地带,称为地中海—南亚地震带,这里的地震活动发生在宽阔的地带,情况比较复杂。

上述 6 大板块中,太平洋板块是最大的和最完整的,其中不存在小板块,它与第二大板块南极洲板块之间的边界是生成边界。此后有些学者提出了较小的新板块,并把一个大板块分成为二,例如美洲板块分为北美板块和南美板块,印澳板块分成印度洋板块和澳大利亚板块,前者以加勒比板块北边界的延伸线为界,后者以印度洋赤道附近东经 75° 和 90° 之间的广阔区域为界。在太平洋板块和南极洲板块之间的生成边界往北,提出了 3 个小板块,它们是位于东太平洋海丘和智利海沟之间的纳斯卡板块,该海丘和中美海沟之间的科科斯板块,以及南、北美之间的加勒比板块,如图 11-27。

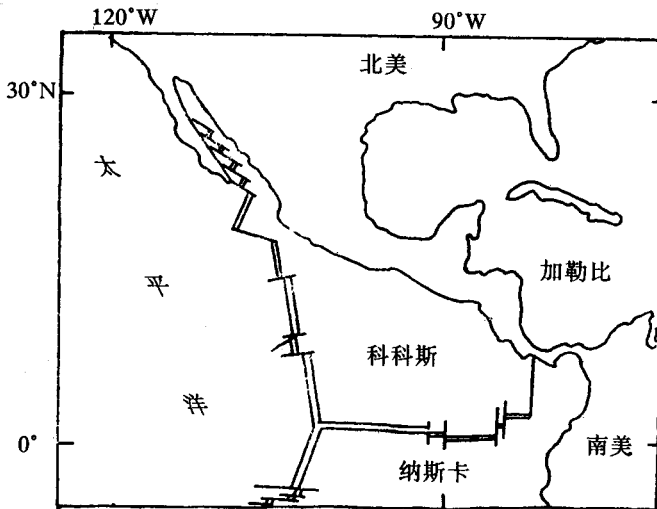


图 11-27 太平洋板块和美洲之间的三个小板块

北美板块以北冰洋海岭为其北边界,这条海岭通过勒拿河三角洲,延伸到西伯利亚,可能在千岛和日本两海沟的汇合处与太平洋板块边界相接。

日本内部和周围是太平洋、欧亚、北美和菲律宾海等 4 个板块的汇聚处,其中菲律宾海

板块消减在欧亚板块之下,太平洋板块消减在菲律宾海板块之下。太平洋和菲律宾海是两个海洋板块,它们的消减运动在日本各岛上产生了复杂的应变场,如图 11-28,其中板块分界线以虚线表示。根据较新看法,北美板块和欧亚板块在日本附近的边界可能在日本海,不在北海道,这样,北美板块可能是关东—东海地区的一部分,于是日本东北部也是北美板块的一部分。也有人提出另一种可能性,即日本东北部是与大板块分开的一个微板块。不管怎样,关东—东海是构造极其复杂的地区,其中一部分是菲律宾海板块的北尖端,与日本中部碰撞。菲律宾海板块的主要部分只是几个岛屿,曾经在该板块上的父岛与日本本土的鹿岛之间进行过 VLBI 观测,其结果只能代表板块边界形变和板块运动的合并影响。

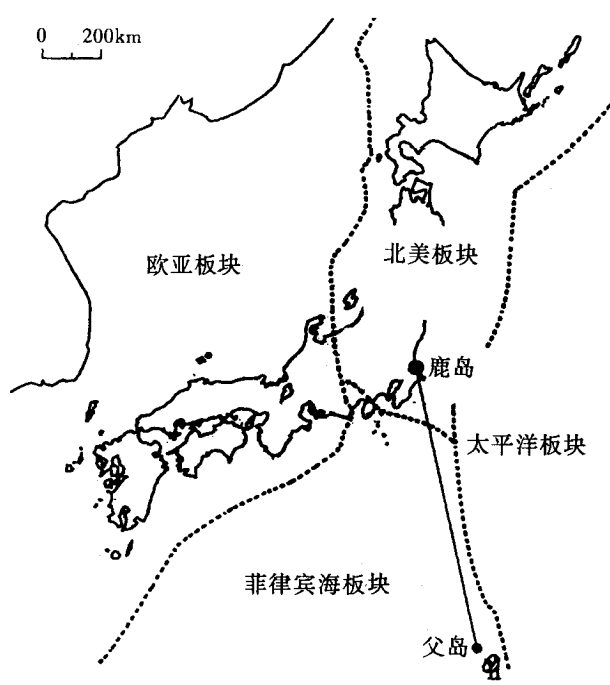


图 11-28 日本内部和周围复杂的板块运动

亚速尔—直布罗陀板块边界与大西洋中央海岭相交于亚速尔群岛;这里形成了非洲、北美和欧亚三大板块的会聚区。过直布罗陀海峡,就进入了地中海—阿尔卑斯地区;这一地区的现代主要构造过程,是大西洋海底扩张的直接结果。为了更好地了解非洲板块和欧亚板块之间复杂的构造演变,地中海是关键。在地中海东部,非洲板块、阿拉伯板块与欧亚板块的碰撞以及它们与土耳其板块(也称安纳托利亚地块)的相互作用,涉及到多种构造过程;1939 年以来沿着土耳其北安纳托利亚断层发生过 7 次大地震,其中最近

的一次是 8 级 ,使该断层长达 362km 的地段破裂。如图 11 - 29。这里特别令人注目的是扎格罗斯俯冲和褶皱带 ,它是阿拉伯板块与欧亚板块碰撞形成的山脉 ,位于伊朗和伊拉克的边界上 ,这种碰撞力产生石油的构造圈闭。中东的大油田 ,部分是这两板块碰撞的结果。

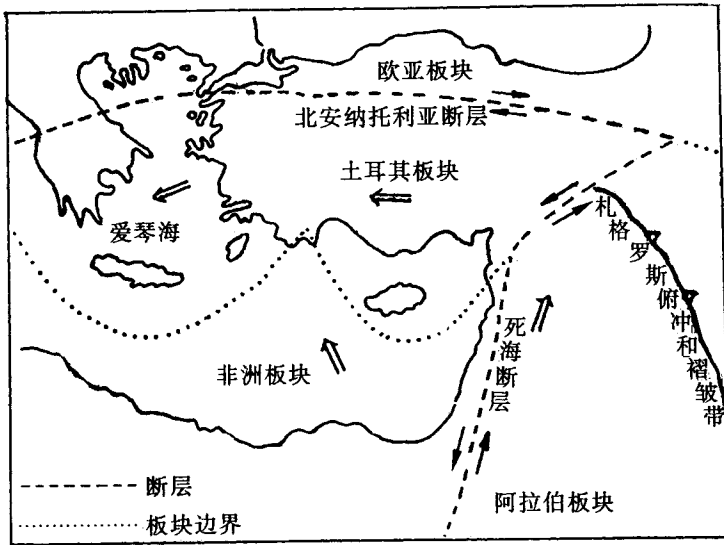


图 11 - 29 非洲板块、阿拉伯板块与欧亚板块的相互作用

大陆碰撞的结果产生山岳地带 ,这是显而易见的 ,但在碰撞的初始阶段 ,往往是在海面下进行 ,难于观察。地中海东部地区正是处于碰撞的初始阶段。在地中海之下 ,非洲板块和欧亚板块肯定会在会聚 ,只是各区域达到的会聚阶段不同 ;这些阶段由沿着爱琴海的俯冲到地中海最东部塞浦路斯刚出现的碰撞。为了更好地了解碰撞过程 ,在塞浦路斯进行了钻探。

以上介绍的全球板块分布模型 ,只是代表人们目前的认识水平 ;随着全球范围内大规模空间大地测量工作的展开以及地震和地质资料的积累 ,全球板块分布模型将不断得到改进 ,甚至会有新的突破。

第四节 全球板块运动模型

建立板块运动模型 ,其目的在于得出一个与现有高质量的相对运动观测结果相适应

的简单模型。在球面上,两板块间的瞬时相对角速度用向量 $\vec{\omega} = \omega \vec{k}$ 表示,其中 \vec{k} 是沿着旋转轴的单位向量, ω 是角速度的大小;旋转轴与地面相交于两点,称为旋转极或欧拉极,由两个参数(经度 λ 和纬度 φ)来定义。因此,球面上两板块间瞬时相对角速度包括 3 个参数: ω 、 λ 和 φ 。

迄今已提出的板块运动模型都是地质模型,就是把扩张速度、转换断层方位角和地震滑动向量结合起来,推估相对板块运动。这些都是地质数据,其中的扩张速度是以地球磁场倒转史年表为依据来求定的。这种推估的相对运动用上述的旋转向量(称为欧拉向量)来描述。欧拉向量推估结果可以换算为站速度,以便与空间大地测量结果比较。

板块大地构造学说刚一提出,勒比雄(X. Le Pichon)就于 1968 年推算了一个全球板块运动模型,这是第一代模型。美国明斯特(J. B. Minster)等人于 1974 年估计了全球 11 个主要板块的角速度向量,称为第一号相对运动模型(缩写为 RM1),属于第二代模型。随着板块构造研究的进展和新数据的积累,RM1 逐渐地暴露了它的缺点;明斯特等人于 1978 年提出了第二号相对运动模型 RM2;同年美国的蔡斯(C. C. Chase)提出了一个称为 P071 的相对运动模型;RM2 和 P071 被列为第三代模型。此后美国的德梅茨(C. DeMets)等人于 1990 年提出了假定为刚性的 12 个板块之间的现代板块运动的全球模型,称为 NUVEL—1。这是目前最佳的模型,被列为第四代。它所用的数据包括来自 22 个板块边界的 277 个扩张速度、121 个转换断层方位角和 724 个地震滑动向量,总共 1122 个。对比之下,RM2 模型采用的数据包括 110 个扩张速度、78 个转换断层方位角和 142 个地震滑动向量,总共只有 330 个。此外,NUVEL—1 所用的许多新数据比原先的各模型的数据更精确。NUVEL—1 模型中各对板块的相对旋转向量列于表 11-1 中。

NUVEL—1 的板块运动是就过去 200~300 万年取平均的地质数据来推算的,为了检验它的正确程度,需要同空间大地测量的观测结果比较,由此所得的结论是:由 NUVEL—1 推算的板块运动与用现代空间大地测量方法就最近 10 年或更短时间取平均的板块运动基本一致。这一事实说明全球板块运动可能是均匀的和恒定的。这一初步结论很重要,它把板块构造理论的推估能力提高到只需要利用很短时间的数据,而过去由海底磁异常记录推算板块运动的速度必须由几百万年的海底扩张速度取平均。

近年来用两种独立的年龄测定技术测定了地球磁场倒转年龄,所得的结论是:过去 30 年用钾氩($k-Ar$)放射性分析法测定的许多地球磁场倒转年龄大约年轻了 10%,因而过去磁场倒转的时间尺度有误差,影响了所计算的海底扩张速度。原来广泛应用的 NUVEL—1 模型经过尺度改正后称为 NUVEL—1A,它的角速度比 NUVEL—1 慢 4.38%。由 NUVEL—1A 推估的运动速度,同由 VLBI 或 SLR 根据 10 年或更短期的观测结果所

得的速度比较 符合程度大大改善了：

表 11－1 NUVEL—1 全球板块运动模型

板块对	相对旋转向量		
	ϕ (北纬为正) ($^{\circ}$)	λ (东经为正) ($^{\circ}$)	ω ($^{\circ}$)/100 万年
北美—太平洋	48.7	－78.2	0.78
科科斯—太平洋	36.8	－108.6	2.09
科科斯—北美	27.9	－120.7	1.42
科科斯—纳斯卡	4.8	－124.3	0.95
纳斯卡—太平洋	55.6	－90.1	1.42
纳斯卡—南极洲	40.5	－95.9	0.54
纳斯卡—南美	56.0	－94.0	0.76
南极洲—太平洋	64.3	－84.0	0.91
太平洋—澳大利亚	－60.1	－178.3	1.12
欧亚—太平洋	61.1	－85.8	0.90
科科斯—加勒比	24.1	－119.4	1.37
纳斯卡—加勒比	56.2	－104.6	0.58
欧亚—北美	62.4	135.8	0.22
非洲—北美	78.8	38.3	0.25
非洲—欧亚	21.0	－20.6	0.13
北美—南美	16.3	－58.1	0.15
非洲—南美	62.5	－39.2	0.32
南极洲—南美	86.4	－40.6	0.28
北美—加勒比	－74.3	－26.1	0.11
加勒比—南美	50.0	－65.3	0.19
澳大利亚—南极洲	13.2	38.2	0.68
非洲—南极洲	5.6	－39.2	0.13
澳大利亚—非洲	12.4	49.8	0.66
澳大利亚—印度洋	－5.5	77.1	0.31
印度洋—非洲	23.6	28.5	0.43
阿拉伯—非洲	24.1	24.0	0.42
印度洋—欧亚	24.4	17.7	0.53
阿拉伯—欧亚	24.6	13.7	0.52

注：上表未载澳大利亚—欧亚和印度洋—阿拉伯两板块对的数据。

以上介绍的是板块相对运动模型。从动力大地测量学的观点来看 ,要求能够测定相

对于某一与板块无关的参考标架的板块运动,称为绝对板块运动。海洋上有一些热点火山山脉,分布在各个大洋;它们是当岩石圈板块运行到了地幔内火山源的上方时生成的。由地幔深处上升流提供的岩浆,以岩浆库的形式保存在这些火山的下面,形成活火山,它们的轨迹就是火山山脉,这样的火山源就是热点。

夏威夷群岛的东南端有一热点,夏威夷—天皇火山山脉是太平洋板块在运动中通过该热点时形成的。11座火山中有10座随着远离东太平洋海丘而老化了,只有夏威夷火山在活动,如图11-30(a)和(b)。这一火山山脉成直线,代表板块运动的方向;由于0.73亿年之前太平洋板块运动方向有过变化,所以在中途岛有转折。

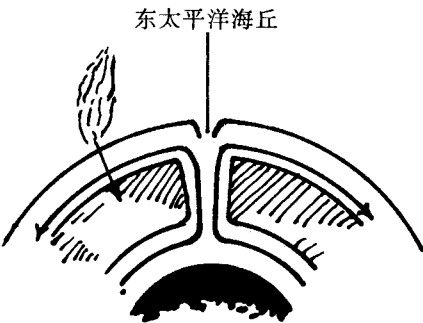
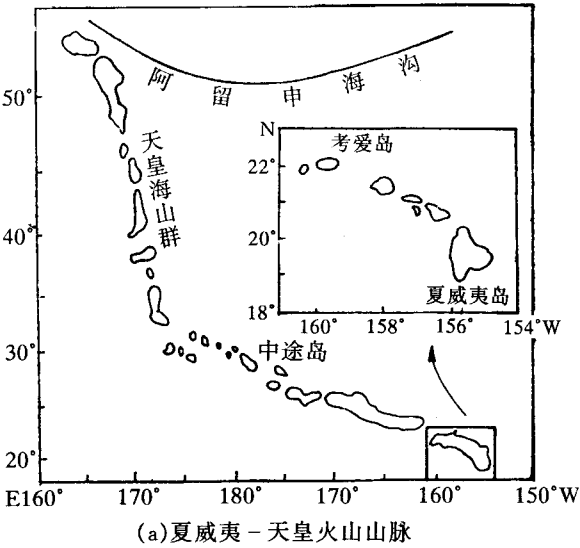


图 11-30

除了夏威夷群岛之外,太平洋还有其他热点。此外,大西洋的冰岛也被认为是一个

热点,而且有热点轨迹,还有几个群岛可能是热点形成的。印度洋也可能有热点。热点不限于只存在于大洋,大陆上也有,例如,美国黄石国家公园地区的火山喷发,被认为是与黄石热点有联系的火山活动的表现。

关于全球热点的个数,威尔逊曾提出 66 个,有人提出更多,其说不一。利用地幔内一组热点建立“刚性”参考标架的想法,是威尔逊等人提出的。实则热点有不可忽视的运动,它们并不能构成一个固定的参考标架。

尽管热点标架的想法不是严密的,明斯特等人仍然选择了 9 个热点,并估计了这些热点运动轨迹的方位角和其他 5 个热点的运动速度。这一数据集主要来自太平洋列岛的信息,而且有一热点的运动轨迹在北美平原上(黄石公园)。估计运动速度采用地质测定年代法,运动轨迹的方位角估值来自海洋测深图。对这些数据进行反演,便得出绝对板块运动模型 AM1— χ 1978) 中 11 个板块的绝对旋转向量,其相对运动速度与相对模型 RM2 的相等。美国的格里普(A. E. Gripp)等人于 1990 年提出了一个新的绝对模型 HS2—NUVEL—1,它是把明斯特的热点数据求逆,同时使相对运动速度与 NUVEL—1 模型的相等而得。

美国 NASA/GSFC 利用空间大地测量结果推算了一个板块运动模型。他们把 SLR 和 VLBI 15 年的数据和 GPS 4 年的数据组合起来,得出了在一个独特定义的标架中板块运动模型的解。这个解结合了 49 个 SLR 站之间的 1173 个速度值、62 个 VLBI 站之间的 1890 个速度值和 48 个 GPS 站之间的 1 218 个速度值。位于北美和夏威夷的重合站提供了把这 3 种空间技术网结合起来的手段,并定义了运动标架。利用一欧拉旋转极估计子(estimator)分析了这一向量解。此外,还利用位于 5 个板块内部的 41 个空间大地测量站求定了相对运动极,用来描述总共 10 对板块的运动。

第六章 地壳运动的监测及其在实际操作中的应用

第一节 概 述

所谓地壳运动,是在地球内部构造应力的作用下,所引起的地壳一些元素的相对运动。它们可以是垂直运动、水平运动或地倾斜运动。综合表现为大面积的地壳形变。地壳运动可分为长期运动(地质时间尺度由几千年到几百万年)和瞬变运动,后者是与地震和火山活动相联系的。瞬变运动干扰人类活动,受到人们更多的关心;但也必须研究长期运动,因为它为描述瞬变运动和了解其驱动机制提供运动骨架。最重要的长期运动与板块运动有关。监测地壳运动的目的有四:一是测定板块运动参数;二是测定大陆板块和海洋板块的内部形变;三是测定板块边界与大地震有关的区域形变和应变积累;四是测定其他地震活动区的区域形变和局部形变。

为了达到上述目的,需要建立三级地壳运动监测网:全球板块运动监测网、区域地壳运动监测网和局部地壳运动监测网。为了建立全球板块运动监测网,用于测定板块运动参数和板块内部形变,一般要求在每一大板块上的稳定部分,至少布设3个测站。空间尺度由几百公里到1000km的瞬变构造运动,一般称为区域地壳运动。为了建立区域地壳运动监测网,现在都采用空间大地测量技术。局部地壳运动监测网用于测定地震活动区的局部形变。在这种网中,需要在各种不同的距离上(由几百米到几十公里)测定各点的相对水平位置和高差。由于距离的变幅较大,网的布局一般比较复杂,有时需要在大

网中插入小网。

为了提供活动断层模型,局部网中的适宜测站间距在 20 ~ 50km 范围内。由这种局部网的监测结果,可以看出哪些地区应变能量正沿着断层的某一锁闭地段在积累,哪些地区的能量可能正在以蠕动或微震形式被释放。

区域地壳形变监测网对于了解区域应变积累情况有着重要意义。因为断层系经常是很复杂的,断裂并不是简单地发生在某一可确定的界面上,断层的锁闭地段可能积蓄应变能量,弹性应变可能发生在离开断层几百公里的地方;因此,跨越断层的长 20 ~ 50km 的基线上,可能没有距离变化,而在几百公里长的基线上可能显出重大应变。

把全球网、区域网和局部网组合起来,构成一个全面的地壳运动监测网。这样的网对于评价现代板块大地构造学说,对于深化人们对于应变积累的认识,以及对于震中周围广大地区的震前、同震和震后运动的认识,将有重大的价值。

为方便起见,陆地表层沉降也列入地壳运动。

空间大地测量技术出现之前,传统大地测量方法曾经起到过重要作用。三角测量和水准测量都是通过重复测量来监测地壳运动的。三角测量精度偏低,只能达到 10^{-5} 。在广阔的板块边缘地带,地壳运动速度小于 10cm/a ,所要测量的应变率很少达到 $10^{-6}/\text{a}$,一般比这一数值小得多(地震时除外)。因此,只有当三角测量重复周期为 20 ~ 30 年时,才能得到地壳水平运动可信的结果。三角测量显然不能检测地面点的短期水平位移。所以在地壳水平运动监测中,三角网已被淘汰了。但是,过去已建立的三角网并未失去其使用价值,因为这些三角点保存了地壳形变的历史记录,对于研究较长时间的地壳运动是极其珍贵的。

20 世纪 40 年代末出现的光电测距技术,50 年代风行一时,曾引起了大地测量不小的变革。但这一势头只是昙花一现。目前除了美国在圣安德烈斯断层上用双色激光测距仪布设了若干个三边测量网之外,全球地壳水平运动的监测一律采用空间大地测量方法了。

为了测定现代地壳垂直运动,传统上都采用重复精密水准测量。此法存在一些固有的缺陷:第一,作业效率低;第二,由于地面折射引起的系统误差的积累;第三,重复水准测量所得的高程变化不完全是地壳垂直运动,含有地壳质量迁移引起的大地水准面变化。采用空间定位技术,直接测定地面点大地高的变化,作业率较高,不存在系统误差积累问题,也不受大地水准面变化的影响,可以说完全克服了水准测量固有的缺陷。可惜的是,在空间大地测量中,大地高对于大气层传播延迟特别敏感,这一问题尚未得到圆满解决。大地高由此产生的误差可能比水平位置误差大几倍。由于这一原因,尽管空间大地测量有了惊人的发展,传统水准测量的重要性并未失色。今后重复水准测量需要注意两个问题:一是防范系

统误差的积累 ;二是重复水准测量与重复重力测量相结合 ,因为地球内部质量迁移和地下水水位变化都会引起大地水准面变化 ,当由相隔长时间的重复水准测量结果求定地壳垂直运动时 ,必须考虑这种变化 ,

为了测定全球板块运动 ,需要利用 VLBI 或 SLR 测量板块之间的长基线。GPS 接收机轻便而价廉 ,具有高度运动性 ,用于 VLBI 站和 SLR 站之间的加密 ,站间距离可以达到人们所希望的程度 ,适用于区域和局部地壳运动的监测。因此 ,利用这三种空间大地测量技术的适当结合 ,可以建立具有高度空间分辨率和时间分辨率的地壳运动监测网。

利用空间大地测量技术监测地壳运动 ,从基础地学的角度来看 ,其科学意义已为人们所认识。但也应当看到它的社会意义和经济意义。以毗邻美国太平洋海岸的圣安德烈斯断层和地中海北岸地区为例 ,它们都是经济高度发展的地区 ,人口稠密 ,拥有巨量财富。这些地区的地壳运动监测关系到人类生命财产的安全 ,其社会意义和经济意义是显而易见的。

第二节 由空间大地测量所得的现代板块运动

美国有关机构利用 1979—1994 年 VLBI 数据 ,提出了位于北美、欧亚、太平洋、非洲、澳大利亚、南美和南极洲等板块上的 65 个站的板块运动信息 ,水平运动速度的精度约为 0.3mm/a 。30% 的站位于板块内部 ,可用于求定板块运动 ,其他的站位于板块边界上。直接由 VLBI 数据估计了若干对板块之间的旋转极和速度 ,这些结果一般与目前的地质板块运动模型符合。

为了比较由 VLBI 和 GPS 所测定的板块运动速度 ,已在一些常设 GPS 站进行了和 VLBI 的同站观测。全球 GPS 解是由 4 年的每日观测推算的 ,VLBI 则根据 10 年以上的每日观测。这两种技术目前的加权均方根速度符合度为 $3 \sim 5 \text{ mm/a}$ (水平) 和 $6 \sim 10\text{mm/a}$ (垂直) ,位置的符合度为 $1 \sim 2\text{cm}$ 。

荷兰的学者们利用 LAGEOS—1 卫星 1983—1992 年共 10 年的观测数据 ,研究了现代板块运动。他们计算了一些板块的旋转向量 ,探讨了将测站坐标化算为板块旋转向量的技术。分析结果表明 ,位于北美、太平洋和澳大利亚板块上的 SLR 站的分布情况和质量可供计算各该板块可靠的旋转向量估值 ,反之 ,欧亚和非洲板块上 SLR 站的覆盖情况很差 ,不适于推算旋转向量。

NASA/JPL 利用 1991—1994 年共 16348 个站日的 GPS 数据估计了分布于全球的 43 个

站 558 天的位置。赤道以北的大多数站上,围绕恒速的离散度是 5mm,说明北半球的速度估值精确到了几毫米/年。南半球的位置有较大的离散度,达到了 15mm,说明那里的速度测定精度较低。用这些 GPS 数据估计板块之间的运动,总的说来对欧亚—北美板块运动速度的制约很好,对非洲和太平洋板块运动速度的制约中等好,对澳大利亚和南美板块运动速度只有松制约。由这些数据求定了 15 个角速度,来描述各对板块之间的运动,每一角速度都靠近由 VLBI 和 SLR 所得的结果,对于大多数板块对来说,差不多等于 NUVEL—1A 的速度,特别是欧亚—北美板块的角速度非常靠近,但太平洋板块相对于欧亚板块和北美板块的运动速度都比 NUVEL—1A 的快。

在求定这些板块运动的同时,也求定了位于板块边界上的 10 个站相对于板块的运动。例如中国台北相对于欧亚板块的运动是 14mm/a。

第三节 地壳形变的监测

板块构造理论有两项基本原则:其一,板块内部是刚性的;其二,板块边界是狭窄的。为了检验第一项原则的真实程度,需要利用已建立的全球板块运动监测网,重复测量位于同一板块上的各站之间的基线,以检验它的稳定性。曾于 1976—1984 年间利用 VLBI 测量了一条横跨美国大陆的基线(由加州至马萨诸塞州),得出在此期间该基线平均长度是 3928881.635m,年变率是 $0.2 \pm 0.2\text{cm}$ 。初步证实北美板块内部接近是刚性的。刚性板块的原则只能是近似的,在板块边缘,在两个或更多个板块的相互作用下,所引起的应变型式非常复杂,特别是在板块碰撞地带。显然,理想的刚性板块模型不足以描述构造运动的复杂性。第二项原则是不符合实际情况的,它不能描述宽度达到几百甚至上千公里的大陆板块边界(例如容纳印度洋板块和欧亚板块碰撞的板块边界)内的运动状态,这一事实已为人们所公认。海洋岩石圈板块边界也是扩散的,这里的形变集中在比原来想象的宽得多的板块边界内,而不是遍布于板块内部。

相对板块运动由平行于板块运动的、而且严格局限于板块边界内的断层形变来调节;这是一种理想的情况。实际上板块边界一般具有混合性质,既有平行于边界的运动,也有垂直于边界的运动。这两种运动可以被分割为一些独立的形变带。沿着板块边界,为了容纳应变,往往产生地块旋转。形变分割和地块旋转现象对于板块边界所产生的地震灾害有着重要意义。

关于大陆板块之间的运动是如何在扩散的板块边界内分布的, 驮在海沟之上的板块前沿的运动状态如何, 空间大地测量将提供重要信息。特别是 GPS 具有突出优点, 由于它有很大的灵活性, 其观测结果既可用于研究板块边界的细节, 又可研究全球板块运动。从目前研究情况来看, 地质数据和大地测量数据不符合, 主要发生在板块边界上, 引起地学界的关注, 而且往往发生争论。

目前监测地壳形变的大地测量技术还不够完善。在大部分板块边界上, 应变的年积累小于 $5 \times 10^{-7} / \text{a}$ (同震偏移除外), 即使在最精确观测的情况下, 这样的量值比误差大不了多少。因此, 由监测结果只能检测出应变率很缓慢的变化。由这样的监测结果, 难于得到肯定的解释, 所以形变监测产生的问题往往多于答案。形变监测的其他大地测量技术是采用伸缩仪和倾斜仪, 它们是连续记录的仪器。伸缩仪能检测很小的应变率, 短时间内可达到 10^{-11} 的量级, 但非常费事, 而且往往有多义性。根据长期使用这些仪器的经验, 它们产生的噪声往往多于信号。

为了监测区域地壳水平形变, 人们侧重于采用 GPS。周密地设计监测网, GPS 可以直接测量上述的地块旋转。

全球大地测量数据中, 含有许多地区地壳形变的信息, 其中三角测量数据的精度虽然低, 但有些历时 100 年以上, 三边测量已有约 30 年的数据; VLBI 和 SLR 也有约 20 年的数据, 出现较晚的 GPS 从 1986 年起开始积累数据。经历时间较短的观测数据, 精度都高。以 GPS 为例, 利用 4 年的观测数据, 就可以估计地壳运动参数。因此, 为了监测地壳形变, 新、老大地测量数据都有用途, 而为了充分利用这些数据, 需要设计一种能满足以下两项要求的计算机软件: 第一, 它能吸收各类大地测量数据, 包括由传统大地测量所得的水平方向(或角度)、距离、方位角和天顶角以及由空间大地测量所得的站间向量; 第二, 它能用最小二乘法联解地壳动力参数、测站坐标和有害参数。美国的德鲁(A. R. Drew)等人于 1989 年提出的软件 DYNAP^① 满足了这两项要求, 得到了广泛应用, 它是按标准 FORTRAN—77 编制的。

第四节 GPS 用于地壳形变监测

如上所述, 板块边界的应变型式是很复杂的。虽然在断层的锁闭段, 应变积累只扩及

^① DYNamic Adjustment Program 的缩写词。

到距离断层 2 倍断层深度处(在圣安德烈斯断层是 40km),但是,如果像美国加州和新西兰的应变型式那样,由一系列断层来调节这种应变,那么板块边界的应变区可以扩及到几百公里。在这样广阔的应变区,所要测定的应变率很少达到 $10^{-6}/a$,一般比这一数值小得多(地震时除外),所以监测地壳运动的精度要求达到 10^{-7} 的量级。传统大地测量的精度只是 10^{-5} 。因此,为了全面描绘广阔板块边界复杂的应变场,既要求所采用的大地测量方法具有高精度,又要求它具有密集空间覆盖的能力。大地测量的精度 σ 可以表示为:

$$\sigma = (a^2 + b^2 L^2)^{1/2} \quad (11-26)$$

式中 L 是基线长度(站间距离), a 和 b 是两个常数,分别代表与长度无关和有关的误差源。对于高精度大地测量, $a = 3 \text{ mm}$, $b = 2 \times 10^{-7}$ 。

在空间大地测量中,只有 GPS 最适用于监测具有复杂应变型式的区域。这不仅是因为它具有价廉、灵活、高数据收集率、密集空间覆盖和使用方便等方面的优势,而且还因为它可以直接测定所需要的相对运动,特别是测定地块旋转。为了充分发挥它的优势,必须严格估计它在各种基线长度上和各种条件下的精度和准度。只有如此,才能肯定它是否可以用于测定地壳形变率,以及为了澄清地壳构造特征需要用它观测多少年。为了测量较长基线($> 50\text{km}$)(11-26 式中的 b 值应当比 2×10^{-7} 小得多,以保证所得的应变率估值有充分的准度。

为了证实 GPS 的准度,1985—1988 年期间进行了若干次 VLBI 和 GPS 的比较,结果见图 11-31,其中小圆圈表示 VLBI 与 GPS 之差,图(a)和(b)分别表示水平位置南北分量之差和东西分量之差。可以看出,在 600km 以内,GPS 的准度好于 10mm,超过此限,它的准度就比较差了。

关于 GPS 的精度,根据长度为 50~450km 的基线三次试验的结果,所得的短期精度统计如下:

南北分量 $1.9 \text{ mm} + 1.6 \times 10^{-8} L$

东西分量 $2.1 \text{ mm} + 1.3 \times 10^{-8} L$

垂直分量的精度平均为 17mm,与距离无明显关系。

关于长期精度,根据 2.2~2.7 年基线向量观测结果,对于 450km 以下的基线,精度统计如下:

南北分量 $3.4 \text{ mm} + 1.2 \times 10^{-8} L$

东西分量 $5.2 \text{ mm} + 2.8 \times 10^{-8} L$

垂直分量 $11.7 \text{ mm} + 13.0 \times 10^{-8} L$

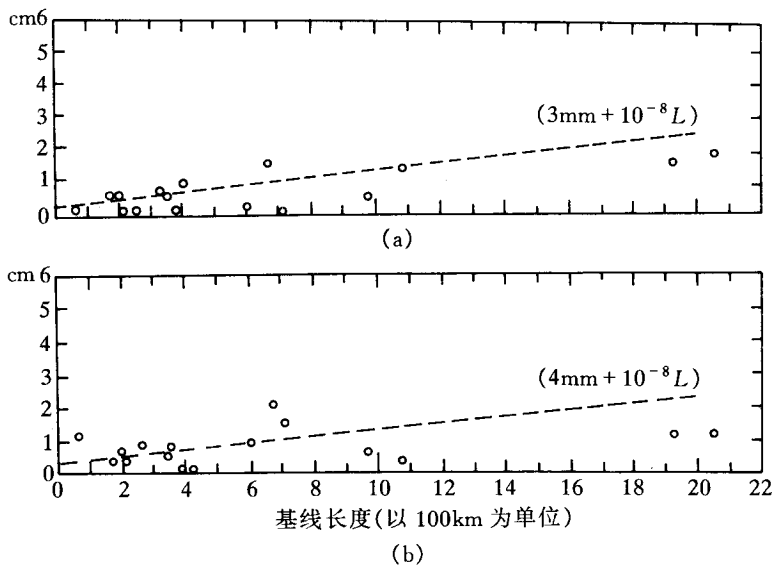


图 11-31 GPS 的准确度

根据 GPS 试验结果 ,可以得出以下结论 第一 ,为了在大约 600km 的距离上精确地测定断层运动速度 ,GPS 的能力与 VLBI 相当 ,两者之间水平分量的符合度良好。第二 ,GPS 能够在 4 年期间以 2mm/a 的中误差测定地壳形变率。这样的监测数据可以用来与地质数据和地球物理模型相结合 ,以深化人们对于板块边界形变分布的认识。第三 ,为了监测区域形变和断块运动速度 ,适宜的基线长度是 50 ~ 500km(或稍长)。第四 ,GPS 同 VLBI 和地面电磁波测距的符合度都良好 ,证明它没有显著的系统误差。第五 ,VLBI 和 GPS 的测高精度都偏低 ,其原因有二 :一是测高受到观测几何条件的限制 ,只能观测地平之上的目标 ;反之 ,就水平位置来说 ,观测目标分布在地平周围(360°) ,水平取样比垂直取样优越得多 ;二是大气层湿延迟误差的影响。由 6 ~ 8h 的 GPS 观测所得的垂直分量 ,其误差一般是 2 ~ 4cm。

第五节 常设 GPS 大地测量阵列

1990 年美国南部帕萨迪纳和拉霍亚地区建立了第一个常设 GPS 大地测量阵列(PG-GA^①) ,包括 3 个站 ,形成一个三角形。各站安置有 Rogue SNR—8 接收机 ,可以进行双频

^① Permanent GPS Geodetic Array 的缩写词。
· 1342 ·

P 码伪距和载波相位观测,其中两个站(相距 172km)也是 VLBI 站,可以使 GPS 和 VLBI 的观测结果互相比对,以估计 GPS 的精度。建立这种阵列的目的是:第一,能够以高精度(若干小时达到几毫米)或高时间分辨率(几分钟达到厘米)测量长达几百公里的基线的位移;第二,能够使 GPS 得到多方面的应用,包括测定断层带的应变模式,进行断层的震前、同震和震后监测,长期构造形变研究,监测火山活动,研究海面上升,支持带有 GPS 接收机的遥感卫星的精密定轨;第三,PGGA 为研究 GPS 的系统误差源(天线多路径、对流层延迟模型不完善和系统噪声等)提供了机会。

为了分离 GPS 的系统误差,需要研究它的长期精度和精度。为此,从 1990 年 8 个月的观测中,选出 23 个观测日的数据(这样的选择在统计上是无偏的),来估计基线长期重现度的低频(\geq 几个星期)分量;又对 10 月份中一个星期的数据作了深入研究,以证实 GPS 在理想观测条件的期间可能达到的短期精度(即基线长期重现度的高频分量)。这里所谓重现度,是指围绕权中数的均方根离散度;所谓理想观测条件,是指差不多没有卫星食。根据数据分析结果,得出 GPS 基线长期低频重现度的东西、南北和高程分量分别为 5mm、8mm 和 8mm。由一星期数据所得的周日重现度是:水平位置 2~3mm,高程 4mm(基线长 172km)。由此可以得出以下的结论:根据历时 8 个月中 23 个观测日的结果,PGGA 基线测量的长期重现度小于或近似等于 6mm(水平位置)和 10mm(高程)。对于 170km 长的基线,三个基线分量的短期精度(一星期)都可以达到几毫米。值得注意的是,测高精度比以前的观测结果有了重大改进,出现了利用 GPS 监测地壳垂直运动的前景。这些改进最可能的原因是:第一,所采用的 Rogue 接收机有 8 个通道,而且多路径效应消减到了最小;第二,有较好的卫星覆盖;第三,卫星轨道精度有了提高。

自从加州南部的这一 PGGA 开始工作以来,人们认识到,规模为几百公里的、连续工作的区域 PGGA 是大地测量学和地球动力学的重要发展,其影响大大超出了人们的预料。情况越来越清楚,与其采用大规模野外会测的方式监测地壳形变,倒不如采用加州南部的这种 PGGA。在这种阵列的 GPS 站上,可以采用太阳能供电,用无线电遥控路线传送信息,低功率控制器按可编程序时间间隔循环地启闭 GPS 接收机。有了区域 PG-GP 就可以改变 GPS 野外观测方式,即采用在加州南部首先实施的多方式设站策略(Multi-modal Occupation Strategy,缩写为 MOST),用一台或多台接收机相对于区域跟踪站逐点定位,不必进行大规模野外会测。

区域 PGGA 的发展非常迅速,特别是加州南部、环太平洋区域和日本。加州南部的北美—太平洋板块的走滑边界,因圣安德烈斯断层上的大弯曲而复杂化了。因此,为了容纳板块运动而产生的形变波及广大地区,使得这些地区存在许多相互作用的次级地质

构造,它们可以为位于主板块边界上的或其附近的城市带来地震风险。在中震和大震之前,其机制往往是不清楚的,部分原因是因为对许多次级地质构造的位置、几何关系和活动量级缺乏认识。由 PGGA 的观测结果,可以判断活动构造,并对几何关系和形变率提供制约,从而可以为所涉及的地质力学过程提供信息。此外,由于圣安德烈斯断层的趋势变化,使得洛杉矶盆地以 7mm/a 的速度在收缩。这里的压应力使地壳严重破裂,形成了广泛分布的逆断层作用。这些逆断层大都是隐埋的,未露出地表,难于用地质方法研究。1994 年的北岭地震,是这种隐埋的逆断层危险性的最近表现。洛杉矶盆地是加州南部的主要人口稠密区,为了详细了解该盆地的应变分布,评估有断层活动从而有地震风险的地区,加州南部的 PGGA 扩充了,1996 年已包括了 25 个站,站间距离 $10 \sim 15\text{ km}$ 。这个阵列将作为洛杉矶地区将要建立的更大的 PGGA(约 250 个站)的样板。PGGA 为以全球参考标架为基准的、接近实时的连续 GPS 大地测量开辟了道路,这对构造运动复杂的加州南部来说是至关重要的。

日本建立了目前全球规模最大的和最密集的区域 PGGA,包括 1000 多个站,站间距离为 $15 \sim 30\text{ km}$ 。它的功能不限于地震监测,还可提供大气水汽信息,用于改进日本灾难性天气的预报。

第六节 陆地表层沉降的监测

全球许多地方都发生陆地表层沉降现象,其原因有人为的,也有非人为的。在大量抽取地下水供工业之用的地区,以及在采油、采气和其他矿藏的地区,往往发生表层沉降,这是人为原因引起的。沉积物在水的作用下被压实,有机沉积物的氧化和收缩,以及喀斯特地形出现的塌陷,也引起表层沉降,这是非人为的原因。

图 11-32 表示由于大量抽水引起的表层沉降,1—1'和 2—2'分别是抽水前的地面和地下水的水位,3—3'是耐水层面。当从钻井长期大量抽水时,地下水位下降,其下降量 h 随着离开钻井而逐渐减少,直到钻井影响半径 R 时, h 为零,于是地下就形成了漏斗状洼坑 5—5',以抽水时钻井内的水位 4—4'为其底部,从而引起地面下沉,形成下沉曲线 6—6'。表层下沉的程度,取决于土壤的性质,在尚未压实的新表层,特别是沉积表层,会发生最大的表层沉降。

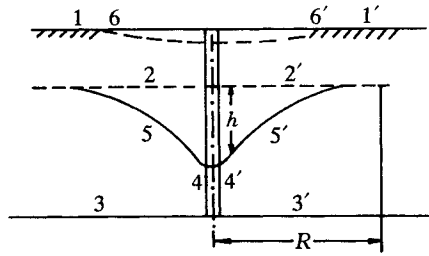


图 11-32 陆地表层沉降

目前全球已知的重要表层沉降地区有 150 个以上,美国、日本和墨西哥分布较多。东京某些地区最近几十年来的最大沉降达到了 4.3m,最严重的达到了 10m。估计今后许多国家为了满足工业发展和人口不断增加的需要,必然加速自然资源的开发,全球会出现新沉降区,已有的沉降区将更趋严重。

表层沉降会引起严重的环境问题。例如,沿海的海面相对上升,沿海低洼地区潮水倒灌,沿湖低地泛滥,防洪系统效益降低,城市地下管道被破坏,建筑物的安全受到威胁,等等。对于从事工业总体规划、城市发展、自然资源开发、管道工程(特别是供水系统)等方面的科技工作者来说,必须了解陆地表层沉降带来的危险性及其对于社会环境的影响。大地测量工作者需要在沉降区进行经常性的监测工作,提供精密数据以建立环境资料档案,让有关部门随时掌握地面动态,及时采取措施,防患于未然。

有些因过量抽取地下水引起表层沉降的地区,可以采用回灌的方法使表层回升,在一定程度上缓解表层沉降问题,例如中国的上海市。

如果一个地区只存在陆地表层沉降,没有构造运动,那末表层沉降的监测是比较简单的。但是,有些地区既存在构造垂直运动,又有非构造原因的表层沉降,观测结果中两者混在一起,问题就复杂了。此时应当一并考虑这两种运动,特别要强调理论研究,建立流体抽取、区域性构造、两者的相互作用及其影响等方面的模型,而且还要就不同的流体、不同的深度和不同的构造环境来进行这种研究。

在大量抽取流体的地区,由于地下水位有很大变化,除了引起表层沉降外,还会使局部重力场发生变化。这样,当由重复水准测量测定表层沉降时,其结果并不是真正的表层沉降,其中混杂有重力场变化的影响。因此,在这样的地区,除了重复水准测量之外,还要重复重力测量,以顾及重力场变化对水准测量的影响。例如,美国为了监测亚利桑那州 Phoenix 市一个区由于抽取地下水所引起的重力场变化,在大约 150 个水准点上进行了重力测量。关于并用水准测量和重力测量数据测定地壳垂直运动的方法。

GPS 是测定地表沉降有希望的技术,它完全摆脱了局部重力场变化的影响。

第七节 地壳应变分析

一、应变的概念

地壳具有一定的弹性,当作用于它的地应力不超过地壳岩石的弹性强度时,就发生弹性应变,称为地应变。如图 11-33,当一地块受到应力作用时,其中的质点系 O 、 P 、 Q 、 R ……的相对构形将以某种方式发生变化,称为该地块经受应变。图中的实线表示该质点系未受应变的位置,虚线表示它们应变后的位置,向量 $\vec{OQ'}$ 称为 O 点的位移。如果给出了一地块中每一点的位移,则该地块的应变状态就完全清楚了。在应变分析中,都是假定已知位移,来详细研究应变的性质及其随方向的变化。这里所谓应变,是指地块内各质点相对构形的变化,如果像刚体那样,位移只是平移和旋转,就不存在应变。应变有两种量度:一是一条线的长度变化,二是两条线(或一条线和一平面)之间角度的变化,分别称为线应变和切应变。设 l 是两相邻点 O 和 P 之间的距离, l' 是应变后的相应点 O' 和 P' 之间的距离,则线应变为:

$$\varepsilon = \frac{l' - l}{l} = \frac{dl}{l} \tag{11-27}$$

线应变视 dl 的符号为正(伸张)或为负(压缩)而有张应变和压应变之分。

如图 11-33, OP 和 OR 是 O 点上未受应变的两正交方向,应变后相应方向 $O'P'$ 和 $O'R'$ 之间的角度是 $90^\circ - \varphi$,则 O 点上这两方向的切应变为:

$$\gamma = \tan \varphi \tag{11-28}$$

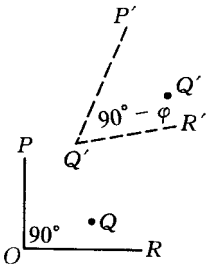


图 11-33 应变和位移

为了进一步说明切应变,如图 11-34,设有一矩形 $PQRS$,其 PS 边保持固定,矩形

受到沿着 QR 的切向力(剪切力)的作用,从而产生扭曲角 φ ,切应变由 $\tan\varphi$ 或 QQ'/PQ 来量度。因此,切应变可以看成是一个直角的角度变化。图 11-34 表示 QR 相对于 PS 作简单剪切运动的情况。

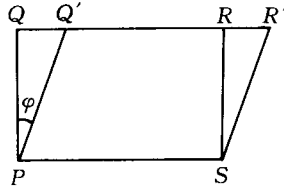


图 11-34 切应变

实际上,未受应变的直线在应变后成为曲线,情况是很复杂的。为了得出实用理论,必须简化实际情况,提出两个假设:一是无限小应变,在地块中的每一点上(11-27)和(11-28)式所定义的 ϵ 和 γ 是如此之小,以致它们的平方与乘积都可以忽视;二是均匀应变,就是说如果所有直线在应变后仍然是直线,一组平行线应变后仍然互相平等,只是它们的方向可能改变,这样的应变称为均匀应变。按此定义,地块中所有各点上的相似图形都以同样方式发生形变。

现在讨论二维无限小应变。设有两条互相垂直、并分别平行于 x 轴和 y 轴的微小线段 $PS = \Delta x$ 和 $PQ = \Delta y$ 位于 xoy 平面上,如图 11-35。在应力作用下, P 、 Q 、 S 分别位移到 P' 、 Q' 、 S' ,设 P 点的坐标位移量为 u 和 v , PS 的相对坐标位移量为 Δu 和 Δv , PQ 的相坐标位移量为 $\Delta u'$ 和 $\Delta v'$,则可以推得 PS 线段的线应变为

$$\epsilon_x = \frac{\Delta u}{\Delta x}$$

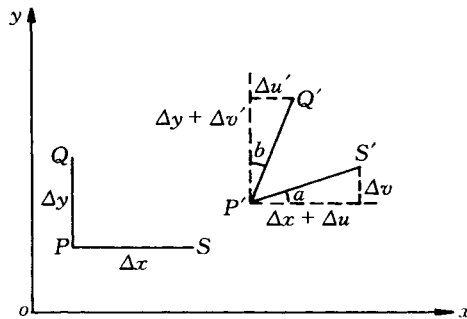


图 11-35 二维无限小应变

按无限小应变假设,视 Δx 和 Δu 为无限小,则有:

$$\epsilon_x = \frac{\partial u}{\partial x} \quad (11-29)$$

在形变未引起断裂的情况下, P 点的坐标位移量 u 、 v 应是 (x, y) 的函数。因此, 一点在 x 轴方向的线应变 ϵ_x 是函数 $u(x, y)$ 对 x 的偏导数。

同样, 可以导出一点在 y 轴方向的线应变:

$$\epsilon_y = \frac{\partial v}{\partial y} \quad (11-30)$$

如图 11-35 线段 PS 和 PQ 原来是垂直的 $\angle QPS = 90^\circ$, 形变后角度减小了 $a + b$, 这两线段交角的变化变化的正切就是切应变, 以 γ_{xy} 或 γ_{yx} 表示, 故:

$$\gamma_{xy} = \gamma_{yx} = \tan(a + b) \approx \tan a + \tan b = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \quad (11-31)$$

γ_{xy} 可以取正值或负值, 视形变后的角度小于或大于 90° 而定。

已知 ϵ_x 、 ϵ_y 、 γ_{xy} 可按下式求出任意方位角 α 上的线应变

$$\epsilon_\alpha = \epsilon_x \cos^2 \alpha + \gamma_{xy} \sin \alpha \cos \alpha + \epsilon_y \sin^2 \alpha \quad (11-32)$$

还可以按下式求出任意方位角 α 及其垂直方向 $90^\circ + \alpha$ 之间的切应变:

$$\gamma_{\alpha, 90+\alpha} = (\epsilon_x - \epsilon_y) \sin 2\alpha + \gamma_{xy} \cos 2\alpha \quad (11-33)$$

就方向 45° 和 135° 按上式得出:

$$\gamma_{45, 135} = \epsilon_x - \epsilon_y \quad (11-34)$$

有些文献以 γ_1 表示 $\gamma_{45, 135}$, 以 γ_2 表示 γ_{xy} 。当 γ_1 为正时, 表示地块受到东西向伸长、南北向压缩的形变, 为负时则相反。当 γ_2 为正时, 表示地块受到北东—南西向伸长、北西—南东向压缩的形变, 为负时则相反。如果已知北东—南西向、北西—南东向、南北向和东西向的切应变, 就可以了解作用于很多断层面的切应变。因为从全球断裂系来看, 在这 4 个方向上的断层走向居多。所以 γ_1 和 γ_2 在应变分析中极其重要。

应变的第三种形式是面膨胀。如图 11-36 矩形 $PQRS$ 的面积为 $F = \Delta x \cdot \Delta y$, 形变后的平行四边形 $PQ'R'S'$ 的面积为:

$$F' = (\Delta x + \epsilon_x \Delta x)(\Delta y + \epsilon_y \Delta y) \approx \Delta x \Delta y (1 + \epsilon_x + \epsilon_y)$$

故面膨胀:

$$\Delta = \frac{dF}{F} = \frac{F' - F}{F} = \epsilon_x + \epsilon_y \quad (11-35)$$

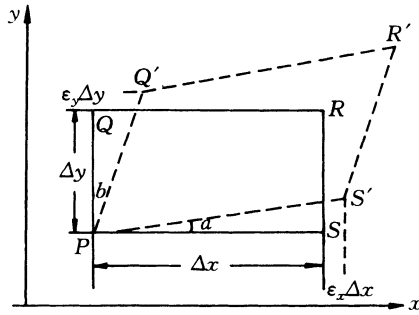


图 11-36 面膨胀

应变的第四种形式是刚体旋转角。如图 11-37, PE 为直角 QPS 的平分线;此直角形变后成为 $\angle Q'PS'$, 角平分线 PE 形变后旋转到 PE' 的方向, 所旋转的角度 ω 称为刚体旋转角。由图可得:

$$\begin{aligned}\omega &= \angle E'PS' - \angle EPS' = \frac{1}{2}(\alpha - \beta) \\ &\simeq \frac{1}{2}(\tan \alpha - \tan \beta) \simeq \frac{1}{2}\left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right)\end{aligned}\quad (11-36)$$

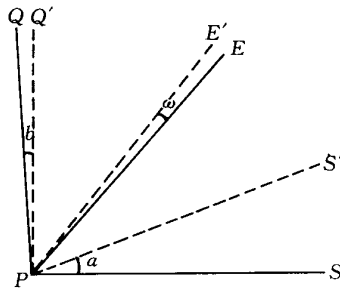


图 11-37 刚体旋转角

若平面坐标系的 y 轴指北, 则 ϵ_x 、 ϵ_y 和 γ_{xy} 分别表示一点上东西方向和南北方向的伸缩率(线应变)以及这两方向之间的角度变化(切应变), 这是一组应变变量。就任一地面点来说, 在方位角为 α 的任一方向以及与其垂直的方向上, 都有一组应变变量 ϵ_α 、 $\epsilon_{\alpha+90}$ 和 $\gamma_{\alpha, \alpha+90}$ 。按弹性力学理论, 在这许许多多成对的方向中, 存在着一对互相垂直的特殊方向, 它们的线应变分别达到最大值 ϵ_1 和最小值 ϵ_2 , 称为主应变, 按下式计算:

$$\begin{aligned}\epsilon_1 &= \frac{1}{2}(\epsilon_x + \epsilon_y) + \frac{1}{2}[(\epsilon_x - \epsilon_y)^2 + \gamma_{xy}^2] \\ \epsilon_2 &= \frac{1}{2}(\epsilon_x + \epsilon_y) - \frac{1}{2}[(\epsilon_x - \epsilon_y)^2 + \gamma_{xy}^2]\end{aligned}\quad (11-37)$$

取主轴为坐标轴 ,则主应变 ϵ_1 和 ϵ_2 可以表示为 :

$$\epsilon_1 x^2 + \epsilon_2 y^2 = k \tag{11-38}$$

这一方程称为应变圆锥曲线。若 ϵ_1 和 ϵ_2 同符号 ,此曲线为椭圆 ;若两者反符号 ,则为双曲线 ,若 $\epsilon_2 = -\epsilon_1$,则为等轴双曲线。

如果两轴旋转了一个角度 ,虽然 ϵ_x 和 ϵ_y 本身都变化了 ,但 $\epsilon_x + \epsilon_y$ 保持不变 ,即任意两个成垂直的方向上的线应变之和是一个常量 ,它表示一个小区域在应力作用下所产生的面膨胀 ,这种面膨胀也等于两个主应变之和 $\epsilon_1 + \epsilon_2$,两者之差 $\epsilon_1 - \epsilon_2$ 是最大切应变 γ_m ,它的方向同主应变方向成 45° 的角 ,而主应变轴方向上的切应变则为零。

至此 ,可知用于描述水平应变的基本参数是 ϵ_x, ϵ_y 和 $\frac{1}{2} \gamma_{xy}$,也就是说 ,如果导出了二维应变张量 :

$$\epsilon = \begin{bmatrix} \epsilon_x & \frac{1}{2} \gamma_{xy} \\ \frac{1}{2} \gamma_{yx} & \epsilon_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial u}{\partial x} & \frac{1}{2} (\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}) \\ \frac{1}{2} (\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}) & \frac{\partial v}{\partial y} \end{bmatrix} \tag{11-39}$$

就可以得到局部地区平均水平应变状况的一切信息。应变张量中的 4 个偏导数是根据这一地区的大地测量数据计算的。若应变圆锥曲线是一个椭圆 ,则它的两轴指向应变张量的两本征向量 ϵ_1 和 ϵ_2 的方向 ,它们表示最大和最小应变 ,分别是椭圆的长半轴和短半轴 ,如图 11-38 ,长轴 ϵ_1 的方位角 α 按下式计算 :

$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\gamma_{xy}}{\epsilon_x - \epsilon_y} \right) \tag{11-40}$$

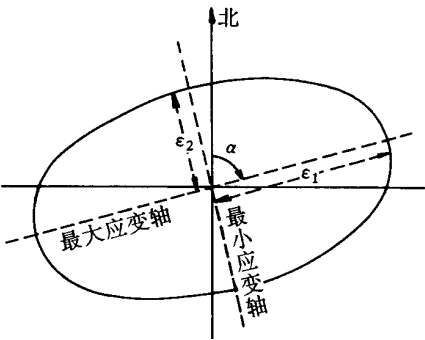


图 11-38 最大和最小应变

三维应变张量有 6 个应变分量 ,可以对地壳应变作全面描述 ,提供更有地球物理意义的信息。为此 ,最理想的情况是使水平监测网和高程监测网合二为一。当 GPS 的测高

精度得到提高时,就可实现这一理想。

二、应变分析方法

应变分析中采用两种基本数据:一是新、旧测量的原始观测资料;二是根据新、旧测量结果的比较所得的位移场。前者要求新、旧测量的网形和观测量都相同,因而其适用性受到限制,但它的优点是,不依赖其他的观测量,避免了监测网平差中因基准点设定不当等原因带来的影响。利用位移场时,由于网中各点的位移向量是根据新、旧平差结果的坐标之差得出的,为了使位移场能反映实际地壳应变,把残余的误差影响化为最小,必须采取特殊的平差方法,例如自由网平差和拟稳平差。利用位移场的优点是,所有的观测量都可用于应变分析,并不要求新、旧测量中的观测量相同,只是要求它们属于同一大地基准。此外,在求定位移场的平差过程中,可以滤掉观测数据的粗差和估计观测质量。因此,人们目前侧重于位移场。

在应变分析中,比较简单的作法是,把一个区域应变场作为是均匀场来处理,就是把一个区域的应变取平均。这种作法往往不能反映应变分布情况的局部多样性。因此,应当采用有限单元应变分析法,就是把一个大区域划分成一些有限的小区。三角网和三边网的基本图形是三角形,把它作为有限单元比较方便。分别对各三角形进行应变分析,就可以得到接近于真实的地壳应变情况。以下介绍两种应变分析方法。

1. 由重复角度观测结果

推算切应变 γ_1 和 γ_2 此法是弗兰克(F. C. Frank)于1966年提出的,它基于角度变化与 γ_1 、 γ_2 之间的关系。如图11-39, P 点所在地区形变后,它在一平面直角坐标系中的位置由 $P(x, y)$ 移至 $P'(x+u, y+v)$, 邻近点 $Q(x+\Delta x, y+\Delta y)$ 移至 $Q'(x+\Delta x+u+\Delta u, y+\Delta y+v+\Delta v)$ 。可以推得位移和应变的关系是:

$$\begin{aligned}\Delta u &= \epsilon_x \Delta x + \frac{1}{2} \gamma_{xy} \Delta y - \omega \Delta y \\ \Delta v &= \epsilon_y \Delta y + \frac{1}{2} \gamma_{xy} \Delta x - \omega \Delta x\end{aligned}\quad (11-41)$$

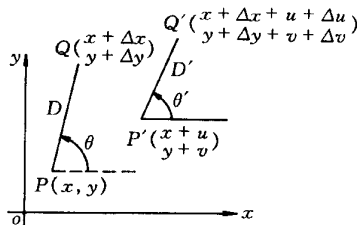


图 11-39 由重复角度观测推算切应变

PQ 与 x 轴的夹角 θ 逆向为正 形变后为 θ' ,可以推得 :

$$d\theta = \theta' - \theta = -\frac{\Delta y}{D^2}\Delta u + \frac{\Delta x}{D^2}\Delta v \tag{11-42}$$

以方位角 α 代替 θ ($\alpha = 90^\circ - \theta$, $d\alpha = -d\theta$) ,则得 :

$$d\alpha = (\sin\alpha\cos\alpha)\gamma_1 + \frac{1}{2}(\cos^2 - \sin^2\alpha)\gamma^2 - \omega \tag{11-43}$$

如图 11-40 ,三角形 ABC 中 A 角的变化 dA 是 b 、 c 两边的方位角变化之差 $d\alpha_b - d\alpha_c$ 于是由(11-43)式得出 :

$$dA = \frac{1}{2}(\sin2\alpha_b - \sin2\alpha_c)\gamma_1 + \frac{1}{2}(\cos^2\alpha_b - \cos^2\alpha_c)\gamma_c \tag{11-44}$$

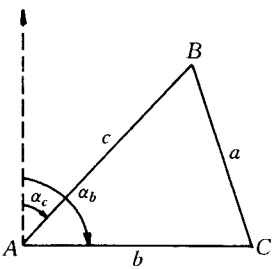


图 11-40 最大切应变

利用一三角形中任意两个角度的变化 ,就可计算 γ_1 和 γ_2 。由于最大切应变 γ_m 等于 $\epsilon_1 - \epsilon_2$,由(11-37)式得出 :

$$\gamma_m = (\epsilon_x - \epsilon_y)^2 + \gamma_{xy}^2 = \gamma_1^2 + \gamma_2^2 \tag{11-45}$$

由于最大切应变方向同主应变 ϵ_1 的方向成 45° 的角 ,由(11-40)式得最大切应变方位角 φ 为 :

$$\tan2\varphi = \frac{\epsilon_x - \epsilon_y}{\gamma_{xy}} = \frac{\gamma_1}{\gamma_2} \tag{11-46}$$

这一方法只用水平角的变化 ,就能可靠地分析切应变 ,求出最大切应变的大小和方向 ,在过去以三角测量作为主要监测手段时 ,曾得到广泛应用。

普列斯科特 (W . H . Prescott) 于 1976 年扩充了弗兰克法。他假定应变场是均匀的 ,而且应变积累以恒定的速度进行。在这一前提下 ,由各角度的任意配合都可得出 γ_1 和 γ_2 的时间导数 $\dot{\gamma}_1$ 和 $\dot{\gamma}_2$,不管每一角度观测了多少次 ,一个角度的每一重复观测都可以给出关于 $\dot{\gamma}_1$ 和 $\dot{\gamma}_2$ 的某些信息。此法比弗兰克法更灵活 ,可以更好地显示出局部应变情况。

2. 由重复边长测量结果推算地应变

仍如图 11-39, 设长度 $D = PQ$ 形变后为 $D' = P'Q'$, 则:

$$D'^2 = (\Delta x + \Delta u)^2 + (\Delta y + \Delta v)^2,$$

将(11-41)式代入上式, 略去各应变量的二次方项, 令 PQ 方向上的线应变为 ϵ_θ , 可得:

$$\begin{aligned}\epsilon_\theta &= \frac{D' - D}{D} = \epsilon_x \cos^2 \theta + \epsilon_y \sin^2 \theta + \gamma_{xy} \cos \theta \sin \theta \\ &= \frac{\epsilon_x + \epsilon_y}{2} + \frac{\epsilon_x - \epsilon_y}{2} \cos 2\theta + \frac{1}{2} \gamma_{xy} \sin 2\theta\end{aligned}\quad (11-47)$$

在测边监测网中重复测量方向不同的各边的长度, 则得出这些方向上在重测期间的线应变 ϵ_θ 。假定监测区的地应变是均匀的, 则由(11-47)式可得一组观测方程, 由平差求解 3 个参数 ϵ_x 、 ϵ_y 和 γ_{xy} 。

第八节 现代地壳垂直运动的测定

在地壳运动研究中, 垂直运动测定是大量的工作。例如, 为了研究沿着板块压挤边界的压挤过程和两大陆板块碰撞引起的地壳上升, 研究区域和局部地壳运动, 以及研究人为原因引起的地层沉降, 等等, 都需要地壳垂直运动数据。

测定地壳垂直运动的主要手段, 迄今仍然是精密水准测量。这种方法摆脱不了系统误差影响, 重力场变化的影响, 以及繁重的测算过程。系统误差是水准测量存在的严重问题, 如果在水准网平差之前未能消除, 将被误认为是地壳垂直运动。当重复水准测量相隔的时间不长或者地壳垂直运动速度缓慢时, 水准测量系统误差甚至可能大于真正的地壳垂直运动。

水准测量是在地球重力场中进行的, 以水准面为参考。当比较重复水准测量结果时, 必须考虑由于地球内部质量变化和地下水位变化引起的重力场变化。为此, 重复水准测量需要伴随有重复重力测量, 进一步增加了水准测量的繁重程度。

最有害的系统误差是折光引起的。在正常的日间作业时间内, 视线是向上弯曲的。由于近地面的空气密度变化最快, 比较热的空气接近于地面, 所以上坡视线的弯曲更甚于下坡视线。弯曲量与视距的平方、水准测量高差以及高度为 50cm 和 250cm 之间的垂直温度梯度 Δt 成正比。 Δt 取决于一天中不同的时间、季节、大气的局部混浊度、云量、

水准测量方向和水准路线的倾斜。有些国家采用芬兰库卡梅基(T.J. Kukkamaki)的折光改正公式 ,其中所含的温度梯度山的测定工作 ,在作业员看来是沉重的负担。长期以来 ,人们认为这种改正数很小 ,可能是因为大多数测定 Δt 的经验来自北方国家 ,那里太阳的影响比较小。在低纬度地区 ,情况并非如此。美国南部观测的温度梯度是英国观测的平均值的 5 ~ 10 倍。此外 ,山的北坡的折光误差比南坡的小。当在起伏地区进行水准测量时 ,这种情况导致南北方向的误差积累。如果南北方向的水准测量延伸了几百公里 ,会产生大的误差积累。

折光误差以 3 种方式影响地壳垂直运动的测定 :第一 ,在日照情况有显著差异的季节(即在太阳赤纬相差较大的季节)所实施的两次水准测量 ,通常会产生表观的相对高程变化。第二 ,当将未经折光改正的单次(未重复测量的)水准测量结果作为观测值参入到某些平差模型中时 ,在同一环线闭合差中 ,它的影响与真正地壳运动的影响同等 ,两者不可区分。第三 ,当新、旧两期水准测量所采用的视距相差较大时 ,如果其他条件都相同 ,通常也会产生表观的地壳运动。

由于忽视重力异常引起的误差也可以认为是系统的。还有一些较小的系统误差 ,它们的影响是于观测的高差中加入改正数来顾及的 ,例如天文改正、标尺的尺度改正、标尺温度改正和正高改正等。

综上所述 ,可知利用水准测量方法精密测定地壳垂直运动 ,还存在不少困难。为了根本摆脱这种状态 ,一种可能的选择是另辟途径。如本节第五部分所述 ,最有希望代替水准测量的 ,是 GPS 定位方法 ,如果利用多路径效应为最小的 Rogue 型或其他类似的接收机 ,采取严密数据处理方法 ,可以使测高精度提高到约 10mm。因此 ,已经展现了利用 GPS 监测地壳垂直运动的前景。