

全球负荷潮调和与分析与负荷潮效应球谐综合算法

海洋潮汐使得海水质量重新分布，引起地球重力位变化，同时通过负荷勒夫数作用，激发固体地球形变，产生附加重力位；类似地，大气潮汐使得大气层密度重新分布，引起地球重力位变化，同时通过负荷勒夫数作用，产生附加位。

8.4.1 全球海潮负荷球谐系数模型构建方法

海潮和固体潮都由日月引潮力作用产生，具有相同的周期变化特征，如周日及半日周期变化，因此一般难以用数学方法将大地测量要素中的海潮负荷效应从其固体潮效应中完全分离出来，通常采用负荷格林函数和海面潮高卷积的方法，或海潮负荷球谐分析与球谐综合法，计算大地测量要素海潮负荷形变效应。海潮负荷位于地表，需采用高阶负荷勒夫数计算负荷格林函数，负荷球谐系数模型也需展开成高阶或超高级数形式。

8.4.1.1 全球海潮球谐分析与球谐系数模型构建

全球负荷潮规格化球谐系数模型（IERS 协议 2010 中 FES2004 海潮模型格式）构建流程一般分三步：第一步，利用全球海洋各分潮调和常数格网模型，采用球谐分析方法，分别生成各分潮调和常数规格化球谐系数模型；第二步，按照分潮天文潮高算法公式，将分潮调和常数规格化球谐系数转换为分潮负荷规格化球谐系数；第三步，组合全部分潮负荷规格化球谐系数，生成全球海潮负荷规格化球谐系数模型。

历元 t 的瞬时天文潮高 $T(t)$ ，可用瞬时天文潮位相对于当地长期平均海面的高度表示，等于多个海洋分潮瞬时潮高的叠加

$$T(\theta, \lambda, t) = \sum_{i=1}^M T_i(\theta, \lambda, t) = \sum_{i=1}^M H_i(\theta, \lambda) \cos[\phi_i(t) - g_i(\theta, \lambda)] \quad (4.1)$$

式中： M 为分潮 σ_i 的个数； $\phi_i(t)$ 为分潮 σ_i 的天文幅角； H_i 、 g_i 分别为分潮 σ_i 的振幅和迟角。

将（4.1）中任意分潮 σ_i 的瞬时天文潮高 $T_i(\varphi, \lambda, t)$ 展开为：

$$\begin{aligned} T_i(\theta, \lambda, t) &= H_i(\theta, \lambda) \cos g_i(\theta, \lambda) \cos \phi_i(t) + H_i(\theta, \lambda) \sin g_i(\theta, \lambda) \sin \phi_i(t) \\ &= H_i^+(\theta, \lambda) \cos \phi_i(t) + H_i^-(\theta, \lambda) \sin \phi_i(t) = H_i^+ \cos \phi_i + H_i^- \sin \phi_i \end{aligned} \quad (4.2)$$

另一方面，通过球谐分析，任意分潮 σ_i 的瞬时潮高 $T_i(\varphi, \lambda, t)$ 又可表示为规格化球谐级数形式：

$$T_i(\theta, \lambda, t) = \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n [T_{i, nm}^+(\lambda, t) + T_{i, nm}^-(\lambda, t)] \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (4.3)$$

其中，
$$T_{i, nm}^+(\lambda, t) = \bar{C}_{i, nm}^+ \cos(\phi_i + m\lambda) + \bar{S}_{i, nm}^+ \sin(\phi_i + m\lambda) \quad (4.4)$$

$$T_{i, nm}^-(\lambda, t) = \bar{C}_{i, nm}^- \cos(\phi_i - m\lambda) + \bar{S}_{i, nm}^- \sin(\phi_i - m\lambda) \quad (4.5)$$

式（4.4）和（4.5）中，上标+为分潮 σ_i 同相幅值（ $H_i \cos g_i$ ）的规格化球谐系数，上标-为分潮 σ_i 异相幅值（ $H_i \sin g_i$ ）的规格化球谐系数。

将式 (4.4) 和 (4.5) 中的三角函数展开后, 得:

$$\begin{aligned} T_{i, nm}^+(\lambda, t) &= \bar{C}^+ [\cos\phi_i \cos m\lambda - \sin\phi_i \sin m\lambda] + \bar{S}^+ [\sin\phi_i \cos m\lambda + \cos\phi_i \sin m\lambda] \\ &= [\bar{C}^+ \cos m\lambda + \bar{S}^+ \sin m\lambda] \cos\phi_i + [-\bar{C}^+ \sin m\lambda + \bar{S}^+ \cos m\lambda] \sin\phi_i \end{aligned} \quad (4.6)$$

$$\begin{aligned} T_{i, nm}^-(\lambda, t) &= \bar{C}^- [\cos\phi_i \cos m\lambda + \sin\phi_i \sin m\lambda] + \bar{S}^- [\sin\phi_i \cos m\lambda - \cos\phi_i \sin m\lambda] \\ &= [\bar{C}^- \cos m\lambda - \bar{S}^- \sin m\lambda] \cos\phi_i + [\bar{C}^- \sin m\lambda + \bar{S}^- \cos m\lambda] \sin\phi_i \end{aligned} \quad (4.7)$$

比较式 (4.2) 与 (4.3), 对于任意海潮分潮 σ_i , 有 (以下省略分潮序号 i)

$$H^+ = \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm} [(\bar{C}^+ + \bar{C}^-) \cos m\lambda + (\bar{S}^+ - \bar{S}^-) \sin m\lambda] \quad (4.8)$$

$$H^- = \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm} [(\bar{S}^+ + \bar{S}^-) \cos m\lambda + (-\bar{C}^+ + \bar{C}^-) \sin m\lambda] \quad (4.9)$$

$$\bar{C}^+ = \hat{C}^+ \sin \varepsilon^+, \quad \bar{C}^- = \hat{C}^- \sin \varepsilon^-, \quad \bar{S}^+ = \hat{C}^+ \cos \varepsilon^+, \quad \bar{S}^- = \hat{C}^- \cos \varepsilon^- \quad (4.10)$$

式 (4.10) 中, ε_i 为分潮 σ_i 的相位偏差, 由分潮 σ_i 的平衡潮高全球最大振幅 H_i 的符号定义 (Cartwright & Eden, 1973), 如表 4.1. H_i 取值见表 1.7~表 1.12 中的最后一列。

表 4.1 分潮 σ_i 的相位偏差值

		$H_i > 0$	$H_i < 0$
$m = 0$	长周期潮	π	0
$m = 1$	周日分潮	$\pi/2$	$-\pi/2$
$m = 2$	半日分潮	0	π

8.4.1.2 海潮负荷对地球重力位系数的直接影响

全球瞬时海面潮高直接引起地面点 (φ, λ) 处地面重力位变化 $V^{ot}(\varphi, \lambda, t)$, 可用全球积分表示为:

$$V^{ot}(\theta, \lambda, t) = G\rho_w \iint_S \frac{H(\theta', \lambda', t)}{L} dS \quad (4.11)$$

式中: $H(\theta', \lambda', t)$ 为历元 t 海面流动面元 (θ', λ') 的瞬时潮高; S 为整个海面; L 为地面计算点 $\mathbf{e} = (\theta, \lambda)$ 和海面流动面元 $\mathbf{e}' = (\theta', \lambda')$ 之间空间距离, 可用勒让德函数级数表示为:

$$\frac{1}{L} = \frac{1}{R} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} P_n(\cos\psi) \quad (4.12)$$

由球谐函数加法定理得:

$$P_n(\psi_k) = P_n(\mathbf{e}, \mathbf{e}_k) = \frac{4\pi}{2n+1} \sum_{m=-n}^n \bar{Y}_{nm}(\mathbf{e}) \bar{Y}_{nm}(\mathbf{e}_k) \quad (4.13)$$

将 (4.13) 代入 (4.12) 式, 再将 (4.12) 代入 (4.11) 式, 可得全球瞬时潮高 H 及其引起的重力位系数变化 $(\Delta\bar{C}_{nm}, \Delta\bar{S}_{nm})$ (全球瞬时潮高对位系数的直接影响) 之间具有如下积分关系式:

$$\begin{bmatrix} \Delta\bar{C}_{nm} \\ \Delta\bar{S}_{nm} \end{bmatrix} = \frac{G\rho_w}{g_0(2n+1)} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi H \bar{P}_{nm}(\cos\theta) \begin{bmatrix} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{bmatrix} \sin\theta d\theta d\lambda \quad (4.14)$$

式中: $g_0 \approx GM/R^2$, 取海面平均重力。

用同相幅值 $H_i \cos g_i$ 和异相幅值 $H_i \sin g_i$ 的球谐函数替换分潮 σ_i 的振幅 H_i 和迟角 g_i , 代入 (4.1) 式, 从而将瞬时潮高 $H(\theta, \lambda, t)$ 展开为:

$$H(\theta, \lambda, t) = \sum_{\sigma_i} \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm}(\sin\theta) \sum_{\pm} H_{i,nm}^{\pm}(\lambda, t) \quad (4.15)$$

$$H_{i,nm}^{\pm}(\lambda, t) = \bar{C}_{i,nm}^{\pm} \cos(g_i + \varepsilon_i \pm m\lambda) + \bar{S}_{i,nm}^{\pm} \sin(g_i + \varepsilon_i \pm m\lambda) \quad (4.16)$$

式中: $(\bar{C}_{i,nm}^{\pm}, \bar{S}_{i,nm}^{\pm})$ 称为分潮 σ_i 的 n 阶 m 次正向前行 (prograde) 和逆向后退 (retrograde) 的规格化球谐系数, 也称分潮 σ_i 的 n 阶 m 次调和幅值, 可进一步用幅值 $\hat{C}_{i,nm}^{\pm}$ 和相位偏差 $\varepsilon_{i,nm}^{\pm}$ 将其表示为:

$$\bar{C}_{i,nm}^{\pm} = \hat{C}_{i,nm}^{\pm} \sin \varepsilon_{i,nm}^{\pm}, \quad \bar{S}_{i,nm}^{\pm} = \hat{C}_{i,nm}^{\pm} \cos \varepsilon_{i,nm}^{\pm} \quad (4.17)$$

将 (4.15) 代入 (4.14) 式, 顾及 (4.16) 和 (4.17) 式, 则位系数变化可表示为:

$$\Delta \bar{C}_{nm} - i \Delta \bar{S}_{nm} = \sum_{\sigma_i} (\hat{C}_{i,nm}^{\pm} \mp i \hat{S}_{i,nm}^{\pm}) e^{\pm i \phi_i} \quad (4.18)$$

比较 (4.18) 和 (4.16) 式得:

$$\hat{C}_{i,nm}^{\pm} = \frac{4\pi G \rho_w}{g_0(2n+1)} \hat{C}_{i,nm}^{\pm} \sin(\varepsilon_{i,nm}^{\pm} + \varepsilon_i) \quad (4.19)$$

$$\hat{S}_{i,nm}^{\pm} = \frac{4\pi G \rho_w}{g_0(2n+1)} \hat{C}_{i,nm}^{\pm} \cos(\varepsilon_{i,nm}^{\pm} + \varepsilon_i) \quad (4.20)$$

利用 (4.19) 和 (4.20) 式, 可将以分潮振幅和迟角表示的海潮调和常数格网模型转换为分潮负荷位的调和幅值, 按 (4.18) 式计算海潮负荷对位系数的直接影响 $(\Delta \bar{C}_{nm}, \Delta \bar{S}_{nm})$ 。进而在 (2.6) ~ (2.20) 中, 将地面负荷规格化球谐系数 $\{\Delta \bar{C}_{nm}^w, \Delta \bar{S}_{nm}^w\}$ 直接替换为海潮负荷对位系数的直接影响 $(\Delta \bar{C}_{nm}, \Delta \bar{S}_{nm})$, 就是全要素大地测量海潮负荷效应的算法公式。

同样, 由全球地面大气压潮汐调和常数格网模型, 经规格化球谐分析, 可得到地面大气压负荷潮球谐系数模型, 进而采用完全相同的方法, 由半日、周日、半年、周年 4 个周期的地面大气压分潮调和常数模型, 构造大气压负荷潮球谐系数模型。

8.4.2 海潮与大气压潮负荷效应计算及分析

8.4.2.1 海潮与大气压潮负荷球谐系数模型构建

下面以法国国家空间研究中心 CNES 的全球潮汐模型 FES2014b-extrapolated (34 个海洋潮高分潮调和常数模型) 为例, 介绍全球海潮调和与分析与海潮负荷球谐系数构建过程。

FES2014 是 CNES 于 2016 年推出的基于流体动力学的全球同化海潮模型, FES2014 同化了 1990 年以来多种卫星测高数据和全球验潮站实测数据, 其中 FES2014b-extrapolated 模式通过卫星测高波形重采样, 优化了近岸浅水海域的海面测高数据覆盖。FES2014 由 34 个海洋潮高分潮 ($2N_2$ 、 Eps_2 、 J_1 、 K_1 、 K_2 、 L_2 、 La_2 、 M_2 、 M_3 、 M_4 、 M_6 、

M_8 、 M_f 、 MKS_2 、 M_m 、 MN_4 、 MS_4 、 MSf 、 $MSqm$ 、 Mtm 、 Mu_2 、 N_2 、 N_4 、 Nu_2 、 O_1 、 P_1 、 Q_1 、 R_2 、 T_2 、 S_1 、 S_2 、 S_4 、 Sa 和 Ssa 调和常数模型构成，空间分辨率 $3.75' \times 3.75'$ 。

首先，我们将 FES2014b-extrapolated 海潮模型的 34 个分潮调和常数，按球坐标进行全球格网化（陆地区域置零），分别生成 34 个分潮 $1^\circ \times 1^\circ$ 、 $30' \times 30'$ 、 $15' \times 15'$ 和 $10' \times 10'$ 调和常数球坐标格网模型。四种空间分辨率将用于分析海潮负荷球谐系数模型最大合适阶数。

接下来，对任意分潮调和常数球坐标格网模型，参考 (4.4) ~ (4.6) 式，按快速 FFT 算法分别对 34 个分潮 σ_i 的同相幅值 ($H_i \cos g_i$) 和异相幅值 ($H_i \sin g_i$) 全球格网进行球谐分析，生成 34 个分潮 σ_i 同相幅值和异相幅值的规格化球谐系数模型 (\bar{C}_i^+ , \bar{S}_i^+ , \bar{C}_i^- , \bar{S}_i^-)， $i = 1, \dots, 34$ 。类似于 3.2 节非潮汐地表负荷球谐分析，采用累积迭代球谐分析法，可有效提高分潮负荷球谐系数模型的逼近水平。

然后，参考 (4.20) ~ (4.22) 式，按规定格式要求，将 34 个分潮 σ_i 同相幅值和异相幅值的规格化球谐系数模型 (\bar{C}_i^+ , \bar{S}_i^+ , \bar{C}_i^- , \bar{S}_i^-) 进行组合，就可获取全球海潮负荷规格化球谐系数模型。这里采用 IERS 协议 2010 中 FES2004 全球海潮负荷球谐系数模型格式。

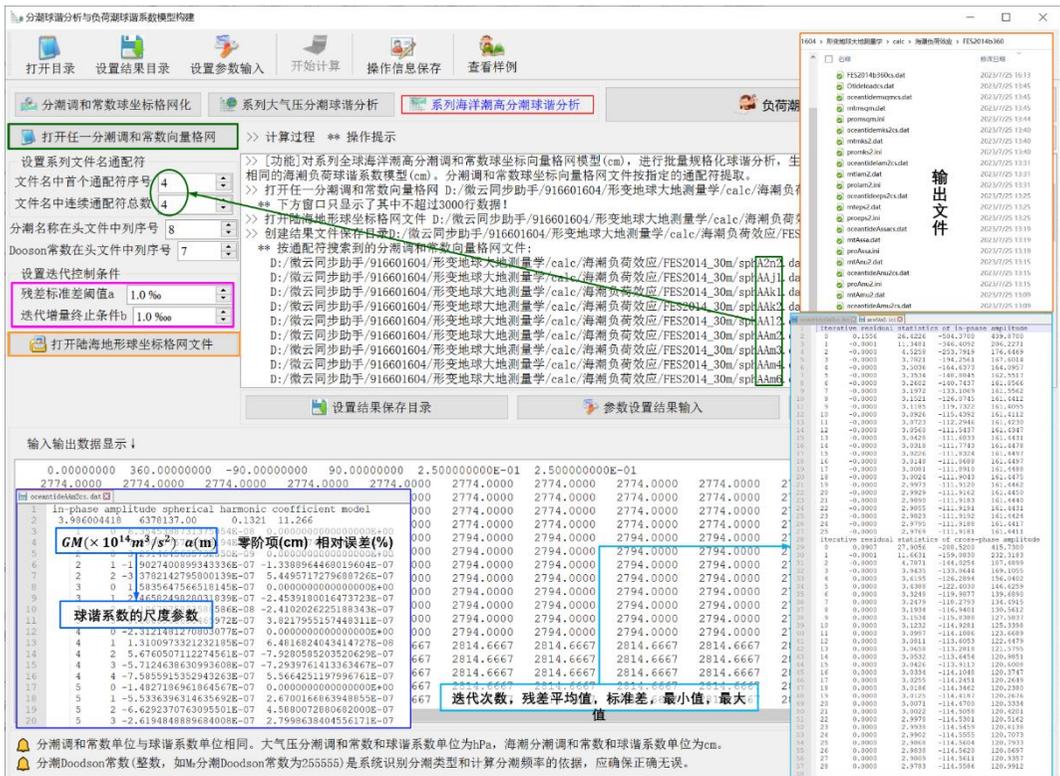


图 4.1 全球海潮调和与分析与负荷球谐系数模型构建程序

最后，在上述 34 个分潮负荷球谐系数模型基础上，从 IERS 协议 2010 的 FES2004S1.dat

海潮负荷球谐系数模型中选取平衡潮 Ω_1 、 Ω_2 负荷球谐系数，一并组成由 36 分潮构成的 FES2014b 海潮负荷球谐系数模型。

分潮调和常数格网在纬度方向上的格网数，等于该分潮负荷球谐模型的最大阶数。不同分潮的格网分辨率或其球谐系数模型最大阶数可以不一致。海潮负荷球谐系数模型的最大阶数，一般是各分潮最大阶数中的最大值。海潮负荷球谐系数模型是潮高调和常数格网在谱域中的线性泛函形式，可直接用于瞬时潮高全球预报，海潮负荷球谐系数的单位与潮高单位一致。本例单位为 cm。

图 4.1 为全球海潮调和与分析负荷球谐系数模型构建程序，程序自动依次读取 34 个分潮 30'×30'调和常数球坐标格网（陆地区域置零），采用迭代累积逼近方法，对每个分潮调和常数进行球谐分析，其中， M_2 分潮球谐系数模型如左下图，迭代残差变化如右下图），构造 360 阶 FES2014b 全球海潮负荷球谐系数模型，如图 4.2。

Ocean tidal height load normalized spherical harmonic coefficient model in cm.											
Created by ETideLoad, ZHANG Chuanyin, Chinese Academy of Surveying and Mapping.											
Boodson name	n	m	Csin+	Ccos+	Csin-	Ccos-	eps+	C-	eps-		
247.455	2N2	1	0	0.00459562	0.00231038	0.00459562	0.00231038	0.005135	63.2596	0.005135	63.2596
247.455	2N2	1	1	-0.00773380	0.00473565	0.01063946	-0.00152991	0.009069	301.4805	0.010749	98.1828
247.455	2N2	2	0	0.01415077	-0.00470716	0.01415077	-0.00470716	0.014913	108.3994	0.014913	108.3994
247.455	2N2	2	1	-0.01749377	0.01964053	-0.02057617	0.01244109	0.026302	318.3086	0.024045	301.1587
247.455	2N2	2	2	-0.05076973	0.15409810	0.03408330	-0.00708020	0.162246	341.7648	0.034811	101.7353
247.455	2N2	3	0	-0.00345932	-0.05402235	-0.00345932	-0.05402235	0.054133	183.6639	0.054133	183.6639
247.455	2N2	3	1	0.00459468	0.02860553	0.08674509	0.04125120	0.028972	9.1250	0.096054	64.5668
247.455	2N2	3	2	-0.01359111	-0.04803085	0.00043095	0.01917460	0.049917	195.7797	0.019179	1.2875
247.455	2N2	3	3	0.11576000	0.04745531	0.10043379	-0.03897379	0.125109	67.7090	0.107731	111.2090
247.455	2N2	4	0	-0.04607076	0.02579335	-0.04607076	0.02579335	0.052800	299.2429	0.052800	299.2429
247.455	2N2	4	1	0.03322584	0.01467790	0.01394749	0.02945707	0.036324	66.1660	0.032592	25.3369
247.455	2N2	4	2	0.06616682	-0.16308472	0.08023800	0.03608357	0.175996	157.9166	0.087978	65.7862
247.455	2N2	4	3	-0.04323293	-0.08712246	-0.08031745	0.08908738	0.097259	206.3921	0.119948	317.9635
247.455	2N2	4	4	-0.07108370	0.11911427	-0.03283587	0.04029420	0.138712	329.1726	0.051979	320.8233
247.455	2N2	5	0	0.00423674	0.05025371	0.00423674	0.05025371	0.050432	4.8190	0.050432	4.8190
247.455	2N2	5	1	-0.06599377	0.02863740	-0.06611923	-0.08775797	0.071939	293.4580	0.109878	216.9954
247.455	2N2	5	2	0.03191636	0.09160043	-0.12292118	0.09809027	0.097002	19.2099	0.157262	308.5896
247.455	2N2	5	3	-0.04622306	0.08929694	-0.03229352	-0.02331163	0.100551	332.6324	0.039828	234.1757
247.455	2N2	5	4	0.12978448	-0.00340802	-0.08015548	0.01815451	0.129829	91.5042	0.082186	282.7617
247.455	2N2	5	5	0.07170340	0.02947675	0.04405895	-0.08476786	0.077526	67.6528	0.095534	152.5364
247.455	2N2	6	0	0.03947937	-0.02794239	0.03947937	-0.02794239	0.048367	125.2898	0.048367	125.2898

图 4.2 全球海潮负荷球谐系数模型 FES2014b 数据文件

每个分潮负荷球谐系数模型，由格式相同的同相幅值球谐系数模型和异相幅值球谐系数模型构成。头文件分别是地心引力常数 GM ($\times 10^{14}m^3/s^2$)，地球长半轴 a (m)，零阶项 $a\Delta C_{00}$ (cm)，相对误差 θ (%)。 θ 为最终迭代残差标准差与输入原格网标准差的百分比。

GM, a 也称为负荷球谐系数模型的尺度参数，表示球谐系数的面球函数定义在半径等于地球长半轴 a 的球面上。零阶项 $a\Delta C_{00}$ 是由于输入分潮的潮高起算基准(当地平均海面)偏离长期平均海面引起的，海潮负荷效应计算时可直接去掉。3 个一阶项球谐系数的同相幅值和异相幅值($\Delta C_{10}^+, \Delta C_{10}^-, \Delta C_{11}^+, \Delta C_{11}^-, \Delta S_{11}^+, \Delta S_{11}^-$)可用于计算该分潮引起的地球质心变化。

对于高精度大地测量，海潮负荷效应短波成分不可忽略，需要较大阶数球谐系数模型表示。表 4.2 给出全球海潮负荷球谐分析残差随分潮调和常数格网分辨率(负荷球谐系数模型最大阶数)的变化情况。

表 4.2 海潮负荷球谐分析残差随格网分辨率变化情况

输入格网分辨率	最大阶数	分潮	同相/异相幅值	一阶项 $\times 10^{-8}$			残差相对误差%
				$\Delta\bar{C}_{10}^{\square}$	$\Delta\bar{C}_{11}^{\square}$	$\Delta\bar{S}_{11}^{\square}$	
$1^{\circ}\times 1^{\circ}$	180	K_1	同相	6.5903	15.2405	5.7951	15.109
			异相	-23.6187	5.4510	9.1115	13.080
		M_2	同相	6.4087	8.2092	-3.9331	16.593
			异相	3.3741	0.7698	7.4235	14.206
$30'\times 30'$	360	K_1	同相	6.7466	14.4650	5.6522	10.522
			异相	-23.9366	5.5500	9.2329	9.785
		M_2	同相	6.3545	7.5901	-4.2676	11.266
			异相	4.3474	-0.2498	5.9033	10.673
$15'\times 15'$	720	K_1	同相	6.7290	14.1161	5.5337	7.549
			异相	-23.9978	5.5530	9.3081	7.069
		M_2	同相	6.3464	7.5080	-4.5272	7.980
			异相	4.7902	-0.6035	5.1936	7.687
$10'\times 10'$	1080	K_1	同相	6.6860	14.0149	5.4796	6.161
			异相	-23.9629	5.5763	9.3395	5.922
		M_2	同相	6.2795	7.5429	-4.6921	6.867
			异相	4.9361	-0.7832	4.9103	6.435

表 4.2 显示，全球海潮中短波成分明显，兼顾精度要求与计算效率，全球海潮负荷球谐系数模型的适宜最大阶数可选择 720 阶。

类似地，我们采用欧洲中期气候预报中心 ECMWF-DCDA2006 的地面大气压周日 S_1 、半日 S_2 、半年 S_{Sa} 和年周期 S_a 分潮调和常数数据，分别构造 4 个分潮 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 和 $30'\times 30'$ 调和常数球坐标格网模型，按上述相同的流程，经规格化球谐分析，分别生成 180 阶和 360 阶全球地面大气压潮负荷球谐系数模型 ECMWF2006.dat。

表 4.3 大气压潮负荷球谐分析残差随格网分辨率变化情况

输入格网分辨率	最大阶数	分潮	同相/异相幅值	一阶项 $\times 10^{-8}$			残差相对误差%
				$\Delta\bar{C}_{10}^{\square}$	$\Delta\bar{C}_{11}^{\square}$	$\Delta\bar{S}_{11}^{\square}$	
$1^{\circ}\times 1^{\circ}$	180	S_1	同相	-0.3276	-0.7396	-5.3411	4.378
			异相	0.1765	-4.3745	-0.1072	4.335
		S_2	同相	-0.0630	0.0080	0.3390	1.238

		S_{Sa}	异相	0.1374	0.5236	-0.1086	1.365		
			同相	0.6526	-3.5846	1.2772	3.841		
		S_a	异相	6.4837	-2.5040	2.4911	1.158		
			同相	8.2106	-3.5243	3.5038	1.488		
		30'×30'	360	S_1	同相	-0.3274	-0.7396	-5.3408	2.927
					异相	0.1765	-4.3747	-0.1074	2.617
				S_2	同相	-0.0630	0.0077	0.3391	0.848
					异相	0.1374	0.5237	-0.1087	0.903
S_{Sa}	同相			0.6528	-3.5850	1.2760	1.871		
	异相			6.4837	-2.5041	2.4916	0.646		
S_a	同相			8.2104	-3.5242	3.5038	0.839		
	异相			-16.1596	-0.8291	-12.1654	1.276		

表 4.3 显示，全球地面大气压潮中长波占优，兼顾精度与计算效率，地面大气压潮负荷球谐系数模型的适宜最大阶数可选择 180~360 阶。

同理，地面大气压潮负荷球谐系数模型是地面大气压潮调和常数格网在谱域中的线性泛函形式，可直接用于瞬时地面大气压全球预报，大气压潮负荷球谐系数的单位与地面大气压单位一致。本例单位为 hPa。

8.4.2.2 海潮负荷效应球谐综合计算及分析

海潮负荷位于海面，计算点相对海面的高度为正（常）高 h 。本节选择离开海岸线 400km 以上的内陆地区 $P_1(105^\circ E, 32^\circ N, h720m)$ 、位于海岸带区域 $P_2(121.3^\circ E, 28.8^\circ N, h11m)$ 和离开海岸线 200km 的海域海岛上 $P_3(123.47^\circ E, 25.75^\circ N, h3m)$ 三个计算点，由 720 阶全球海潮负荷球谐系数 (cm) 模型 FES2014b720cs.dat，分别计算这 3 个地面点处各种大地测量要素的海潮负荷效应时间序列。时间跨度 2020 年 1 月 1 日至 2020 年 1 月 31 日，时间间隔 30 分钟。通过比较 3 个不同地区地面点海潮负荷效应时间序列的异同，分析海潮负荷效应的空间和时变特点。

图 4.3 为位于内陆地区 P_1 点处地面大地测量全要素海潮负荷效应球谐综合计算的海潮负荷效应时间序列。图中显示，即使在离开海岸线超过 400km 的内陆地区，大地水准面海潮负荷效应最大最小值之差也可达 8mm，地面大地高海潮负荷效应最大最小值之差还可达到 15mm，地面正常高海潮负荷效应最大最小值之差可达 22mm，地面水平位移海潮负荷效应最大最小值之差可达 8mm，地倾斜海潮负荷效应最大最小值之差可达 4.5mas，

而地面重力海潮负荷效应最大最小值差不到 $2\mu\text{Gal}$, 重力梯度径向海潮负荷效应最大最小值之差可达 2.6mE , 水平重力梯度海潮负荷效应最大最小值之差可达 1.9mE 。可见, 即使在内陆地区, 厘米级精度大地测量也应顾及海潮负荷效应。

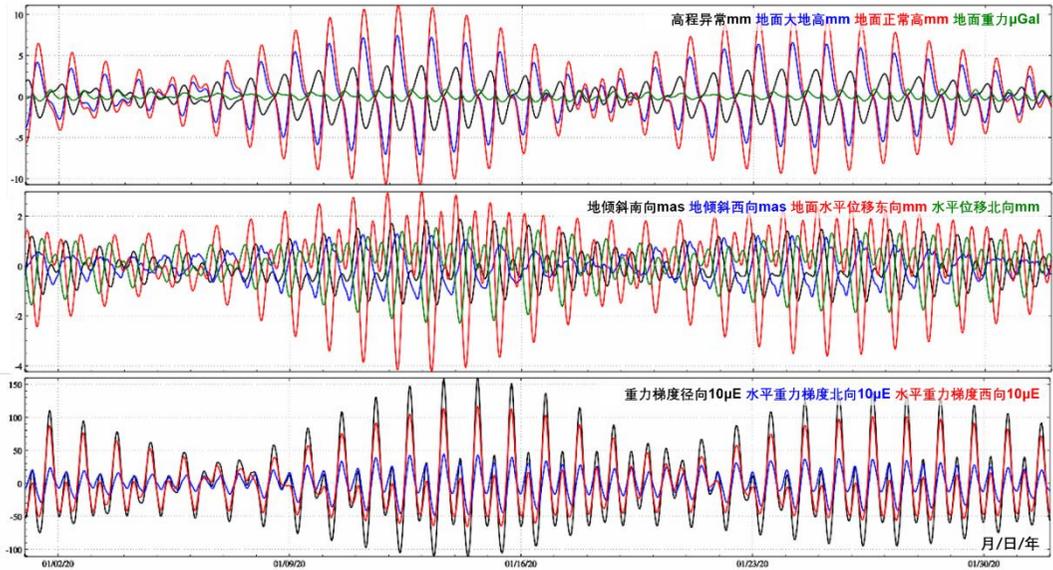


图 4.3 内陆地区地面大地测量全要素海潮负荷效应球谐综合计算

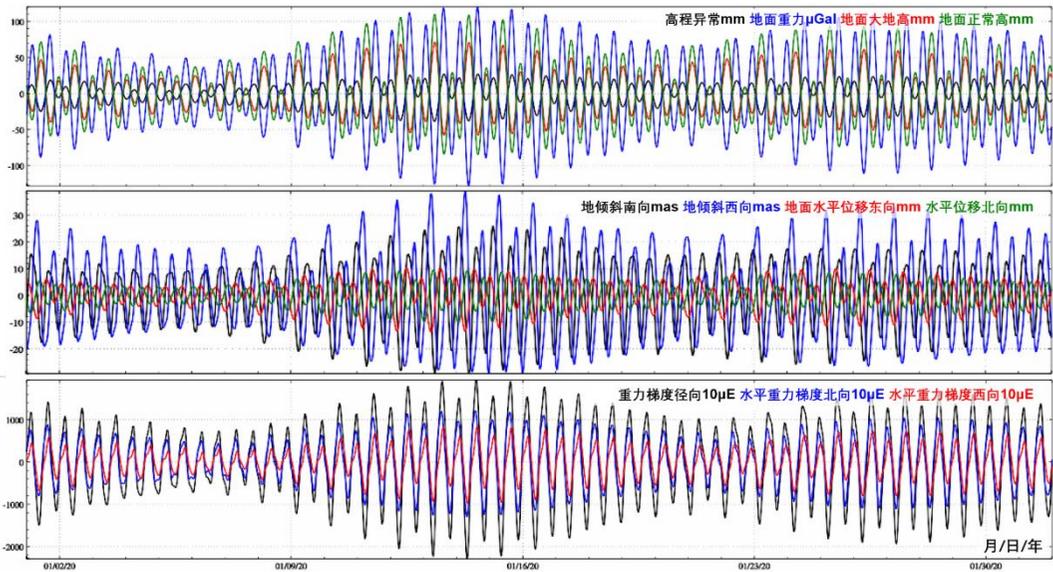


图 4.4 海岸带地面大地测量全要素海潮负荷效应球谐综合计算

图 4.4 为位于海岸 P_2 点处地面大地测量全要素海潮负荷效应球谐综合计算的海潮负荷效应时间序列。图中显示, 海岸带区域的海潮负荷效应一般达到或超过内陆 P_1 点的 10 倍, P_2 点处大地水准面的海潮负荷效应最大最小值之差可达 6.8cm , 地面正常高海潮负荷

效应最大最小值之差可达 20cm，地面重力海潮负荷效应最大最小值之差可达 250 μ Gal，地倾斜海潮负荷效应最大最小值之差 110mas，地面水平位移最大最小值之差超过 3.1cm，重力梯度径向海潮负荷效应最大最小值之差可达 42mE，水平重力梯度海潮负荷效应最大最小值之差可达 30.5mE。海岸带地区大地测量，需要采用高精度海潮模型计算海潮负荷效应。

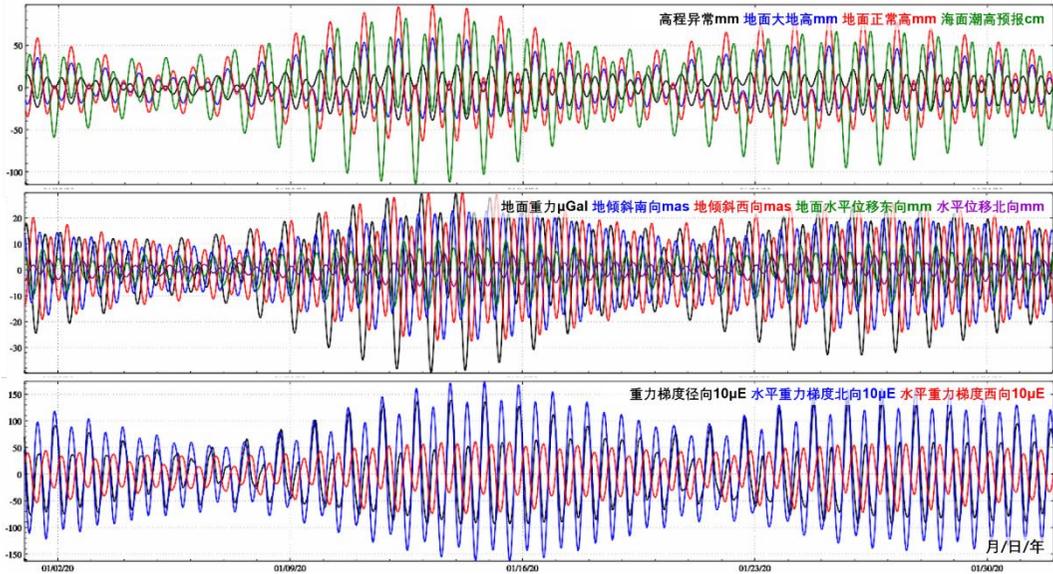


图 4.5 离岸海岛地面大地测量全要素海潮负荷效应球谐综合计算

图 4.5 为离岸 200km 海岛上 P_3 点处，地面大地测量全要素海潮负荷效应球谐综合法计算的海潮负荷效应时间序列。图中显示，离岸一段距离后，海潮幅值变低，潮汐结构也比近岸简单些，海潮负荷效应的中短波部分有所减弱。 P_3 点处大地水准面的海潮负荷效应最大最小值之差可达 6.6cm，地面正常高海潮负荷效应最大最小值之差可达 16cm，地面重力海潮负荷效应最大最小值之差可达 70 μ Gal，地倾斜海潮负荷效应最大最小值之差可达 76mas，地面水平位移最大最小值之差超过 2.8cm，重力梯度径向海潮负荷效应最大最小值之差可达 2.3mE，水平重力梯度海潮负荷效应最大最小值之差可达 3.5mE。

与固体潮效应不同，地面正常高海潮负荷效应与地面大地高负荷效应同相(符号一致，可考察体潮勒夫数与负荷勒夫数的符号)，大部分地区，地面正常高海潮负荷效应的幅值约为大地高海潮负荷幅值的 1.5 倍。在海岸带海域，重力梯度和地倾斜的海潮负荷效应一般远大于其固体潮效应。

8.4.2.3 地面大气压潮负荷效应球谐综合计算

本节采用与海潮负荷效应完全相同的负荷勒夫数与球谐综合方法，由 360 阶全球地面大气压潮负荷球谐系数(hPa)模型 ECMWF2006n360cs.dat, 计算地面点 $P(N105^\circ, E20^\circ)$

处各种大地测量要素的地面大气压负荷效应时间序列。时间跨度 2018 年 1 月 1 日至 2020 年 12 月 31 日（3 年），时间间隔 30 分钟，如图 4.6。

与海潮负荷效应球谐综合计算略有不同，由大气压潮负荷效应球谐综合计算间接影响时，通常假设大气压潮负荷集中于地面，计算点高度 h 为点位相对于地面的高度。在计算重力、重力梯度等大气压潮负荷效应直接影响时，假设地面高度 h 处大气压 P_h 与地面大气压 P_0 存在比例关系 $(1-h/44330)^{5225}$ 。

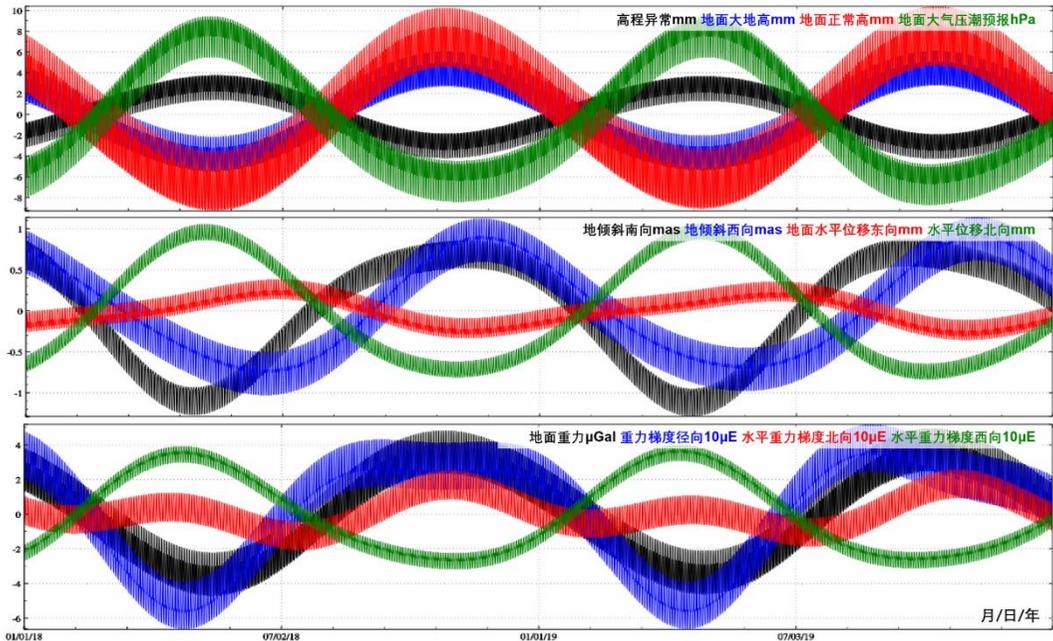


图 4.6 地面大地测量全要素大气压潮负荷效应球谐综合计算

图 4.6 显示，地面正常高大气压潮负荷效应的最大最小值之差可达 2cm，地面大气压每增加 1hPa，地面正常高约减少 1mm，即地面正常高的大气压负荷效应导纳接近 -1.0mm/hPa。地倾斜向量与水平重力梯度向量的地面大气压潮负荷效应异相，两者（向量两分量）的比例关系及其与地面大气压潮的比例关系，基本不随时间变化而有明显不同。地面大气压潮的年周期振幅是其周日振幅的 3~5 倍。在内陆地区，地面大气压冬高夏低，导致地面冬季下降、夏季抬升，产生年、半年的周期性地面垂直形变，在厘米级地面大地测量中应予以顾及。

由于构造的 360 阶地面大气压潮负荷球谐系数模型 ECMWF2006n360cs.dat 已包含了半年与年周期分潮，用该模型计算大气潮负荷效应，即使不考虑非潮汐大气负荷效应，一般也能将地面大地测量要素的大气负荷效应控制在 1cm 精度水平。