DOI: 10.3969/j.issn.1671-3044.2016.01.004

# 日潮特征海域回归潮平均高高潮位的计算方法

黄辰虎<sup>1</sup>唐 岩<sup>2</sup> 郭海涛<sup>3</sup>周兴华<sup>4</sup> 欧阳永忠<sup>1</sup> 陆秀平<sup>1</sup> 邓凯亮<sup>1</sup>

(1. 海军海洋测绘研究所,天津 300061; 2. 海军出版社,天津 300450;

3. 解放军信息工程大学 地理空间信息学院 河南 郑州 450001; 4. 国家海洋局 第一海洋研究所 山东 青岛 266061)

摘要:针对海岸线定义不适用于日潮特征海域的问题,分析了不同潮汐类型海域潮汐高潮位与月相和月赤纬 间关系,提出并实现了日潮特征海域顾及日潮龄值的回归潮平均高高潮位计算。结果表明,在不规则日潮海域月 赤纬极值与回归潮高高潮位表现出强相关性。海岸线定义明确为平均大潮高潮面或回归潮平均高高潮位与海岸 的交接线更科学。

关键词:海岸线;半日潮;日潮;月相;平均大潮高潮位;月赤纬;回归潮平均高高潮位 中图分类号: P229 文献标志码: A 文章编号: 1671-3044(2016)01-0015-06

1 引 言

海岸线即海水面和陆地的交界线<sup>[1]</sup>。在海岛 礁地形测绘中,海岸线是海岛面积量算的基本依 据,也是测制海岛地形图的重要要素<sup>[2]</sup>。GB/T 7929-1995《地形图图式》、GB12319-1998《中国 海图图式》及 GB12327-1998《海道测量规范》等 国家标准规定,海岸线是指平均大潮高潮的痕迹 所形成的水陆分界线<sup>[3-5]</sup>。应指出的是,我国与国 外采用的海岸线定义基准多有不同,如美国采用 平均高潮面[6-7]。海岸线的测定有两个途径:一是 通过实地踏勘直接以人工测量方式测定痕迹线; 二是依据理论公式计算出平均大潮高潮面高程, 其中又可分为潮汐值统计法和特征值算法。一般 而言,如能将上述两种途径相结合,通过相互间检 核,结论应更可靠。党亚民、暴景阳(2012、2013) 等认为 鉴于测绘学对地形要素几何和物理意义 准确、唯一表示的要求,在大、中比例尺测图中,不 能将痕迹岸线当作海岛岸线,而应根据长期的水 位实测或潮汐预报数据统计得到,建议将海岸线 规定为平均大潮高潮面与海岸的交接线,即平均 大潮高潮线(应摒弃痕迹岸线概念)<sup>[2 8]</sup>。得到上 述数值后结合海域大地水准面、平均海面高与海 面地形等模型 将其转换至所需的垂直基准中 即 可在遥感影像或陆地地形数字高程模型中作为等 高线提取<sup>[9-11]</sup>。申家双等认为通过航空摄影或遥 感方式获取的影像数据一般为从瞬时水涯线(即 水边线)起算而非实际海岸线,因此需结合潮汐信 息并利用海岸带垂直基准转换技术才能得到海岸 线<sup>[11-14]</sup>。此外,平均大潮高潮面还是我国桥梁、架 空电缆、灯塔、灯桩等海图要素的起算基准。因此 海岸线的重要地位不言而喻。

从本质上讲 ,海岸线高度即海岸线相对于当地 平均海面的高度值是当地潮汐运动规律的一个长 期、客观的反映。对于半日潮特征海域 潮汐高低潮 时刻主要取决于月相(朔、望)极值时刻。平均大潮 高潮位即半日潮大潮期间高潮位的平均值,其计算 方法为在朔、望日附近取潮差最大的连续3天的高 潮位计算其平均值 将其作为1次大潮的高潮位 然 后计算所有大潮高潮位的平均值。因此在半日潮特 征海域 海岸线定义为当地多年平均大潮高潮面是 没有问题的。对于日潮特征海域,潮汐高低潮时刻 则主要受月赤纬影响,平均高潮位不能描述日潮海 域的高潮位 现有海岸线定义中的多年平均大潮高 潮面在日潮特征海域是无实际意义的。国内海洋学 家方国洪院士等(1986)首次提出了回归潮平均高 高潮位概念 具体为回归潮期间高高潮位的平均值, 其计算方法为在月赤纬最大日期附近取潮差最大的 连续3天高高潮位计算其平均值,然后计算所有这 些平均高高潮位的平均值[15];暴景阳等(2013)进一 步完善了海岛礁测绘涉及的平均大潮高潮位概念, 认为在日潮和混合潮海域,可将回归潮高高潮位引

收稿日期: 2015-11-20; 修回日期: 2015-12-18

基金项目: 国家自然科学基金(41474012 41374108 41476087 41576105)。

作者简介: 黄辰虎(1979-) 男 山西新绛人 江程师 硕士 主要从事海洋测量数据处理及海洋潮汐的分析和预报研究。

用为平均大潮高潮面<sup>[7,16]</sup>,但其算法在海洋测绘中 有待深入研究。可以说,海岸线这一概念不仅是海 洋科学和海洋测绘两个学科的交叉点,而且也是融 合点。上述工作为海岛礁测绘中不同潮汐类型海域 的海岸线计算、提取和应用提供了基本依据和方法, 从而将计算海岸线转化为如何快速、科学和准确的 统计得到平均大潮高潮面或回归潮平均高高潮位。 当然海岸线高度也可通过基于数个主要分潮的调和 常数采用潮汐特征值算法近似得到<sup>[17-18]</sup>,但其精度 和可靠性显然较基于多年实测或潮汐预报数据的统 计法要低。

关于我国海域潮汐类型划分,在渤海海域,秦皇 岛及老黄河口为规则全日潮和不规则全日潮,其余 以半日潮为主;在黄海和东海海域,则以半日潮为 主;在南海海域,大部分海区为不规则全日潮,北部 湾(除湾口外)、泰国湾北部以及南海东南部为规则 全日潮<sup>[19]</sup>。经网查,未发现日潮特征海域如何计算 回归潮平均高高潮位的类似文献,近期一些海洋测 绘作业单位也提出了迫切需求。显然本研究具有较 强的理论和应用价值,也具有一定创新性。

由于日潮海域的回归潮高高潮位与月赤纬极值 强相关,与半日潮海域的大潮高潮位与月相极值强 相关明显不同,因而回归潮高高潮位的计算更为复 杂。为满足海岛礁海洋测绘中特别是日潮特征海域 海岸线高度计算工程化的实际需求,本文将研究月 赤纬的极值规律与回归潮高高潮位之间的关系并予 以量化表达,拟提出日潮特征海域的回归潮平均高 高潮位实用计算方法,通过实验验证,进而提出修改 完善现有标准的若干建议。

2 日潮特征海域计算月球赤纬的几个要点

#### 2.1 海洋潮汐与月相和月赤纬的关系

月球从朔开始经过上弦、望、下弦再回到朔的 时间为朔望月,其长度为 29.53059 天。在1个朔 望月内,当朔(初一)或望(十五)时,月球和太阳 的引潮力方向一致,在半日潮特征海域,产生的潮 差最大,称为大潮;上弦(初八)、下弦(二十二)月 时,月、日引潮力的方向相反,产生的潮差最小,称 为小潮。实际的海洋潮汐,因海水有惯性,而且海 底深浅不一和海岸地形复杂等因素,大潮一般发 生在朔望后二三天,该时间间隔称为半日潮龄。 月球从白赤交点在白道上开始运行再回到白赤交 点所需的时间为回归月,其长度为 27.32158 天<sup>[15-16]</sup>。在1个回归月内,月球两次位于赤道上 空,月赤纬等于零度,此时两高潮(低潮)的潮高约 相等,即日潮不等最小,此时的潮汐称为分点潮; 当月赤纬增大时,潮差开始有不等现象出现,当月 球的赤纬北(或南)最大时,日潮不等达到最大值, 此时的潮汐称为回归潮。回归潮一般发生在月赤 纬最大后若干天,此时潮汐中的日周期振动最明 显。回归潮对半日潮港造成日潮不等最显著,对 日潮港形成大的潮差。从月球最大赤纬至发生回 归潮的时间间隔,称为日潮龄。

根据方国洪等(1986)的定义可知,基于长期的 实测验潮数据或潮汐预报值,统计平均大潮高潮位 与回归潮平均高高潮位的关键在于,一个是在每个 月的朔望日附近取潮汐极值,另一个则是在每个月 的月赤纬最大日期附近取潮汐极值。对于朔、望,其 每月发生的日期基本固定;而朔望月与回归月的长 度不相等,对于月赤纬南、北极值,其每月发生的日 期则是缓慢变化的<sup>[15]</sup>。因此回归潮平均高高潮位 的统计算法较平均大潮高潮位要复杂。

由以上分析知 在日潮特征海域,回归潮期间的 高高潮位与月赤纬南、北极值强相关,若预先明确了 月赤纬值的长期变化规律,则易在其极值发生的时 刻附近对潮汐数据进行统计,从而回归潮平均高高 潮位统计的难点和关键转化为研究月赤纬的变化 规律。

2.2 计算月球赤纬的几个要点

月球的赤纬等相关天文变量见图 1。

其中 A 为白赤交点; I 为白赤交角;  $MM_0$  弧段 为月赤纬; 这里用  $\delta_M$  表示; r 为春分点; r 为辅助春 分点;  $\omega$  为黄赤交角,数值为 23.452; i 为黄白交角, 数值为 5.145。



图 1 月球赤纬等相关天文变量示意图

计算月赤纬  $\delta_M$  需用以下数个基本天文变量, s 为从 r ź 起算的月球平均经度 h 为从 r 起算的太 阳平均经度 p 为从 r ź 起算的月球近地点平均经 度  $p_s$  为从 r 起算的太阳近地点平均经度 N 为从 r 起 算 的 月 球 升 交 点 平 均 经 度 , 计 算 公 式 如下<sup>[15-16,22-23]</sup>:

$$h = 280.190 - 0.23872(Y - 1900) +$$

$$0.98565(n + m + \frac{\iota}{24}) \tag{2}$$

$$p = 334.\ 385 + 40.\ 66249(\ Y - 1900) +$$

$$0.11140(n + m + \frac{\pi}{24}) \tag{3}$$

$$p_s = 281.\ 221 + 0.\ 01718(\ Y - 1900) + 0.\ 0000471(\ n + m + \frac{t}{24})$$
(4)

N =259.157 - 19.32818(Y - 1900) -

$$0.05295(n + m + \frac{t}{24}) \tag{5}$$

式中 *n* 为 *Y* 年 1 月 1 日开始累积的日期序数(这里 1 月 1 日的 *n* 值为零); *m* 为 1900 至 *Y* 年的累积闰 年数; *t* 为观测时刻。

由于月球升交点西退的原因 ,N 值随时间而减 小,为方便计,故杜德逊引入了 N<sup>2</sup>=-N<sup>[20-21]</sup>,即:

$$N' = 100.843 + 19.32818(Y - 1900) +$$

$$0.05295(n + m + \frac{t}{24}) \tag{6}$$

由图 1 中  $\Delta AMM_0$  知,

$$\frac{\sin\delta_M}{\sin I} = \frac{\sin l_M}{\sin 90^\circ} \tag{7}$$

即:

$$\sin\delta_M = \sin l_M \cdot \sin I \tag{8}$$

式中  $l_M$  为从 Y 起算的月球在白道上的真经度。

*l<sub>M</sub>* 及*I* 计算具体过程如下:

在 
$$\Delta Y \Omega A$$
 中依球面三角形余弦定理得:

$$\cos(180^\circ - I) = -\cos\omega \cdot \cos i + \sin\omega \cdot \sin i \cdot \cos N$$

式中 *p=YA* 弧段。

而 
$$\frac{\sin A\Omega}{\sin \omega} = \frac{\sin N}{\sin(180^\circ - I)}$$
,即:  
 $\sin A\Omega = \sin N \cdot \sin \omega / \sin I$  (11)

进一步依球面三角形余弦定理得:

 $\cos A\Omega = \cos N \cdot \cos v + \sin N \cdot \sin v \cdot \cos \omega$  (12) 因此,

$$\tan\frac{1}{2}A\Omega = \frac{\sin A\Omega}{1 + \cos A\Omega}$$
(13)

月球在白道上从A点起算的平均经度 $\sigma_M$ 为,

$$\sigma_M = A\Omega + s - N \tag{14}$$

$$l_{M} = \sigma_{M} + 2e_{M}\sin(s-p) + \frac{5}{4}e_{M}^{2}\sin^{2}(s-p) + me_{M}(\frac{15}{4} + \frac{263}{16}m)\sin(s-2h+p) + me_{M}(\frac{15}{4} + \frac{59}{12}m + \frac{75}{16}\frac{e_{M}^{2}}{m})\sin^{2}(s-h) + \frac{17}{8}m^{2}e_{M}\sin(3s-2h-p) + \frac{77}{16}m^{2}e_{S}\sin((2s-3h+p_{S}))$$
(15)

式中  $e_M$  为月球轨道偏心率即 0.054 900; *m* 为太阳 与月球运行速度的比值 即 0.074 804; *e* 为太阳轨道 偏心率 即 0.016 750 4; 其余参数见式(1) ~(5) 所 示。至此 依式(8)、(15) 可计算得到月赤纬  $\delta_M$  值。

这里应注意的是,关于式(15)的表达,文献 [16]与[22]略有区别,但影响极小。

### 3 回归潮平均高高潮位的计算方法

#### 3.1 月球赤纬值的理论分析

在日、月、地三者相对运行轨道中,由于白道和 黄道的交点位置是随时间变化的,约以每18.61年/ 周的速度向西退行,与该交点的运动相对应的是白 道对赤道倾角即白赤交角/的变化。当升交点在春 分点时,白赤交角/等于黄赤交角加上黄白交角,即 约为28.697°;当升交点在秋分点时,白赤交角I等 于黄赤交角减去黄白交角,即约为18.307°。

根据公式(9)计算 I 值 结果见图 2。



图 2 白赤交角值随时间的变化示意图

由图 2 知 ,白赤交角 *I* 的值约在 18°~29°间缓 慢变动 ,其周期约为 18.61 年。

进一步由公式(8)知,月赤纬 $\delta_M$ 值直接决定于  $l_M$ 和 / 二者的综合影响。由于 sin  $l_M$ 值在-1.0~1.0 间变动,初判 $\delta_M$ 值约在-29°~29°间变动,且其周期 应同 / 的周期基本一致。



#### 图 4 月赤纬值随时间的年变化趋势示意图

由图 3 知,月赤纬  $\delta_M$  值在-28.6°~28.6°间变 动,其周期约 18.61 年; 由图 4 知,月赤纬  $\delta_M$  值在 2015 年内在-18.25°~18.25°间变动。至此,得到月 球赤纬值的精确变化规律。

从图 2 及图 3 知,对回归潮平均高高潮位(包括 平均大潮高潮面)作统计最佳的时间周期应是基于 18.61 年观测时段的潮汐观测(含预报)值进行,这 也是潮汐运动的一个较完整的周期。当然实际情况 有可能达不到上述时间长度要求,但这并不影响本 文所提月赤纬计算方法的适用性。

对于日潮特征海域,若以1个回归月即 27.32158天为1个计算时间段,结合图3中的月赤 纬值,易得月赤纬极值发生的具体时刻,若进一步考 虑当地的日潮龄值,则易得1个回归月内发生回归 潮的具体时刻,据此结合潮汐观测或预报数据即可 进行高高潮位的统计。若存在多个回归月的潮汐 值,则依此法类推,最后可统计得到回归潮平均高高 潮位值。

关于日潮龄 t 的计算 ,可采用下式近似得到 ,其 中  $g_{K_1}$ 、 $g_{O_1}$ 分别表示  $K_1$ 、 $O_1$  分潮的迟角。

$$t = 0.911(g_{K_1} - g_{0_1}) \tag{16}$$

至此,日潮特征海域回归潮期间高高潮位的统 计计算难点得到解决。

3.2 实例分析 依据潮汐类型参数 k 作为判断标准,如式(17) 所示。

$$\frac{k = (H_{K_1} + H_{O_1})}{H_{M_2}}$$
(17)

分别选取渤海海域某验潮站 A(规则全日潮)和 南海海域某验潮站 B(不规则全日潮),13 个主要分 潮的调和常数及 k 值见表 1 ,其中 H 单位为 cm g 单 位为度。

表 1 A、B 验潮站 13 个主要分潮的调和常数及潮汐类型

分潮	$H_A$	$g_{\scriptscriptstyle A}$	$H_B$	$g_{\scriptscriptstyle B}$
Q1	2.8	20.3	6.0	235.8
$O_1$	19.8	56.2	29.1	259.6
$\mathbf{P}_1$	8.0	91.4	10.4	300.5
$\mathbf{K}_1$	26.0	108.8	34.0	308.3
$N_2$	2.0	270.3	5.8	270.6
$M_2$	11.1	357.6	26.3	288.8
$S_2$	9.5	32.9	10.1	321.5
$K_2$	0.4	47.1	3.7	315.8
$M_4$	2.1	56.6	0.2	130.1
$M_{S4}$	5.4	116.5	1.6	23.7
$M_6$	3.0	141.2	0.1	153.3
$S_a$	22.6	125.8	4.8	183.6
$S_{sa}$	0.35	236.8	0.79	26.1
潮汐类型	<i>k</i> = 4. 13		k = 2.40	

经计算 A 验潮站的日潮龄值约 48h , B 验潮站的日潮龄值约 44h。

提出顾及日潮龄值 t 的回归潮平均高高潮位计 算方法见图 5。



图 5 顾及日潮龄值的回归潮平均高高潮位计算方法示意图

根据图 5,计算 A、B 站的回归潮平均高高潮位。
(1)首先分别利用表 1 中 A、B 站 13 个主要分 潮调和常数作逐时潮汐预报,预报周期为 18.61 年;

(2) 其次根据 A、B 站日潮龄值,结合图 3 中18.61 年1 个周期的月赤纬值,作时间平移配准;

(3) 再次进行以1个回归月为基本单位的回归 潮高高潮位统计;

(4) 最后对 18.61 年周期内所有回归潮高高潮 位计算平均值。

以 B 验潮站为例,上述步骤(2)结果可由图6表示。图6表达了B 验潮站部分时段(2015-01-01~

2015-01-25) 的潮汐预报值与月赤纬值之间的关系, 其中灰色曲线表示月赤纬值 红色曲线表示顾及日潮 龄值作时间轴平移后的月赤纬值,单位均为度;蓝色 曲线表示潮汐预报值,单位为厘米。



### 图 6 顾及日潮龄对月赤纬与回归潮高 高潮位作时间配准及统计(*B*站)示意图

验潮站 B 的 k 值为 2.40,属于不规则日潮。 由图 6 知,在考虑了当地日潮龄值并对月赤纬值 作时间轴平移后,验潮站 B 的月赤纬南、北极值与 回归潮期间的高高潮位表现了强相关性。考虑到 验潮站 A 的 k 值为 4.13,属于正规日潮性质,因此 验潮站 A 的月赤纬南北极值与高高潮位相关性将 更强。

由此易得 A、B 验潮站从各自平均海面起算的 回归潮平均高高潮位,即海岸线的高度值,A 站为 43.4cm B 站为 77.2cm。

#### 4 结束语

通过分析月赤纬高度角的长期变化趋势,揭示 了月赤纬高度角极值与回归潮高高潮位的强相关 性,进而在顾及当地日潮龄值基础上,提出并实现了 日潮特征海域顾及日潮龄值的回归潮平均高高潮位 计算。同时认为:回归潮平均高高潮位与多年平均 大潮高潮面在基本概念、计算原则及方法上均不同, 这种差异在不同潮汐类型海域是真实存在且不可替 换的,为厘清认识就应该揭示其本质区别,因此海岸 线定义在文献[2]、[8]的基础上修订为平均大潮高 潮面或回归潮平均高高潮位与海岸的交接线更科 学。应指出的是,这里的回归潮平均高高潮位体现 的是潮汐统计信息,因此也可称为回归潮平均高高 潮面。

在明确了平均大潮高潮面与回归潮平均高高潮 位计算方法后,要得到海岸线的具体高度值,无非是 应有长期潮汐实测或预报数据予以支持。不具备条 件的海域,可通过解算潮汐场或基于文献[24]主、 副港分潮调和常数差比关系等方法以预报方式得 到。由于潮汐实测数据隐含了天气、气象等环境因 素导致的增减水,因此与预报数据得到的海岸线高 度不会完全一致,这种差异的量级和影响将是作者 下一步研究方向。 致谢:感谢黄祖珂教授和翟国君高工、黄谟涛高 工对论文所作的指导和帮助。

#### 参考文献:

- [1] 《海洋测绘词典》编委会.海洋测绘词典[M].北京:测 绘出版社,1999.
- [2] 党亚民,程鹏飞,章传银,等.海岛礁测绘技术与方法[M].北京:测绘出版社 2012.
- [3] GB/T 7929-1995.地形图图式[S].北京:中国标准出版社,1995.
- [4] GB 12327-1998.海道测量规范[S].北京:中国标准出 版社,1999.
- [5] GB 12319-1998.中国海图图式[S].北京:中国标准出版社,1999.
- [6] International Hydrographic Organization. 2011. Publication c-13 manual on hydrography [S]. Monaco: International Hydrographic Bureau.
- [7] 于彩霞,许 军,黄文骞.海岸线及其测绘技术探讨 [J].测绘工程 2015 24(7):1-5.
- [8] 暴景阳,许 军.卫星测高数据的潮汐提取与建模应用[M].北京: 测绘出版社 2013.
- [9] 暴景阳,许 军,于彩霞.航空摄影测量模式下的海岸 线综合推算技术[J].海洋测绘 2013,33(6):1-4.
- [10] 滕惠忠,申家双,刘 敏,等.海洋测绘航空摄影测量体 系建设思考[J].海洋测绘,2015,35(4):11-15.
- [11] 申家双 濯京生 ,郭海涛.海岸线提取技术研究[J].海 洋测绘 2009 29(6):74-77.
- [12] 郭海涛,申家双,黄辰虎,等.海岸带潮汐模型支持下的 光束法区域网空中三角测量[J].测绘科学技术学报, 2012(1):33-37.
- [13] 申家双,黄辰虎.综合理论最低潮面与海面地形信息进行海岸带垂直基准转换[J].海洋测绘,2010,30(增刊):7-12.
- [14] Ruth Adams. Seamless data and vertical datumsreconciling chart datum with a global reference frame [J].Hydrographic Journal 2004 ,113: 19-24.
- [15] 方国洪 郑文振 陈宗镛 等.潮汐和潮流的分析和预报[M].北京:海洋出版社,1986.
- [16] 黄祖珂,黄 磊.潮汐原理与计算[M].青岛:中国海洋 大学出版社 2005.
- [17] 暴景阳,许 军,关海波.平均大潮高潮面的计算方法 与比较[J].海洋测绘 2013 33(4):1-5.
- [18] 许家琨 刘雁春,许希启,等.平均大潮高潮面的科学定 位与现实描述[J].海洋测绘,2007,27(6):19-24.
- [19] 乔方利,甘子钧,王东晓,等.中国区域海洋学-物理海 洋学[M].北京:海洋出版社,2012.
- [20] Doodson A T. The harmonic development of the tidegenerating potential [J]. Proc. Roy. Soc , London. 1921 A100: 305–309.
- [21] 郗钦文.精密引潮位展开及某些诠释[J].地球物理学报,1991,34(2):182-194.
- [22] 何宜军 陈 戈 郭佩芳 ,等.高度计海洋遥感研究与应

用 [M].北京:科学出版社 2002.
[23] 黄辰虎.海道测量潮汐分析方法及其基准面传递方法的研究与应用 [D].大连:海军大连舰艇学

院 ,2004.

[24] 刘克修 ,王 骥.关于工程潮位计算的若干问题 [J].海 洋技术 ,1999 ,18(4):46-55.

## An Algorithm for Calculating Mean Higher High Water of Tropic Tide at Diurnal Tide Sea Waters

HUANG Chenhu<sup>1</sup> ,TANG Yan<sup>2</sup> ,GUO Haitao<sup>3</sup> ,ZHOU Xinghua<sup>4</sup> , OUYANG Yongzhong<sup>1</sup> ,LU Xiuping<sup>1</sup> ,DENG Kailiang<sup>1</sup>

(1.Naval Institute of Hydrographic Surveying and Charting Tianjin 300061 , China; 2.Navy Press , Tianjin 300450 , China;
 3.School of Surveying and Mapping Information Engineering University Zhengzhou 450001 , China

4. First Institute of Oceangraphy State Oceanic Administration Qingdao 266061 , China)

Abstract: Aimed at the problem that the definition of the coastline currently does not apply to diurnal tide sea waters the relationship between the tide high water and the phase of the moon as well as the declination of the moon are analyzed at different tide type areas. The calculation of the mean higher high water of the tropic tide considering the diurnal tide age at diurnal tide sea waters is proposed and realized. The result shows that there is a strong correlativity between the extremum of the declination of the moon and the higher high water of the tropic tide at the irregular diurnal tide waters. The definition of the coastline should be modified as the connection line between the coast and the mean high water spring or the mean higher high water of the tropic tide. Key words: coastline; semidiurnal tide; diurnal tide; phase of the moon; mean high water spring; declination of

Key words: coastline; semidiurnal tide; diurnal tide; phase of the moon; mean high water spring; declination o the moon; mean tropical higher high water

#### (上接第5页)

## Applicability of Fictitious Compress Recovery Method for Downward Continuation of Airborne Gravity Data

LIU Min<sup>1</sup> HUANG Motao<sup>2,3</sup> OUYANG Yongzhong<sup>2</sup> DENG Kailiang<sup>2</sup>

(1.Institute of Geospacial Information Information Engineering University Zhengzhou 450001 China;

2. Naval Institute of Hydrographic Surveying and Charting , Tianjin 300061 , China;

3.Department of Navigation ,Naval University of Engineering ,Wuhan 430033 ,China)

Abstract: In order to solve the geodetic boundary value problems with an irregular boundary surface the scholars of our country have put forward a new approach called fictitious compress recovery method for determining the Earth's external gravity field. And they have tried to expand the application of the new method for the downward continuation of airborne gravity data. In this paper ,based on the model analysis of fictitious compress recovery method ,it is theoretically proved that the solution of fictitious compress recovery method is equal to that of inverse Poisson integration when fictitious gravity anomalies on the Bjerhammar sphere completely included in the Earth are solved. And it is shown with numerical tests that the computational results from above two models are coincident with each other. The influence of surveyed data errors on the solution of fictitious compress recovery method is used to the downward continuation of airborne gravity data ,more edge effects will be added to the downward continuation results , and there still exists an uncertainty in the solution of downward continuation due to its ill-posedness. So the applicability of fictitious compress recovery method for downward continuation of airborne gravity data is needed to be studied in the future.

Key words: airborne gravimetry; downward continuation; fictitious compress recovery method; poisson integration; applicability analysis