

沿岸潮汐の予知について

気象庁海洋気象部 宮崎 正 衛

1 潮汐の現象

海面の高さが1日のうちで規則正しく上下することは昔から知られている。これが潮汐の現象であって、1日のうち2回高くなり、2回低くなるのがふつうである。そのもっとも上りつめた状態を高潮（こうちょう）、または満潮といい、もっとも下りつめた状態を低潮（ていちょう）、または干潮という。高潮から高潮、低潮から低潮までの時間はときとところによって変るが、平均すると12時間25分ほどになる。

また、1日2回の高潮、低潮の高さをくらべてみるとそれぞれ変化があり、いつも同じぐらいであるとはかぎらない。ときには著しくちがうこともある。このようなときには干満の時間的間隔も変ってくる。これを日潮不等という。はなはだしいときには1日1回しか干満のない場合もある。このような日潮不等の大きい潮汐を回帰潮という。

以上のようなわけで、ある地点で潮汐の干満をつづけて観測すると、その時刻は平均して1日につき50分ずつおくれてゆく。ちょうど2週間するとずれが12時間半ぐらいになって、ふたたびほぼ同じ時刻に干満があらわれることとなる。毎日の月の南中する時刻もほぼこれと併行して変化するから、月が南中してから高潮が起こるまでの時間はきまった場所ではほぼ一定である。これを高潮間隔という。また引きつづいて干満の高さの差（潮差）を調べてみると、新月と満月のころがもっとも大きくなるのがふつうである。これを大潮（おおしお）という。この中間の上、下弦のころが小潮で、潮差はふつうもっとも小さくなる。

このほか、潮差は月の距離によっても多少変化し、月が地球に近いほど大きくなる。この効果はそれほど大きくない。

また、日潮不等のはげしいところでは別の変化が考えられる。日潮不等の状況は月の赤緯と関係がある。月が赤道の近くにあるときには日潮不等は小さく、赤道からもっともへだたったときに大きい。したがって、1日1回潮が現われるようなところでは潮差も月が赤道よりもっともへだたったところに大きく、赤道付近にあるところに小さい。この変化の周期も約2週間である。

以上に述べたように、潮汐の状態はほぼ2週間の周期で同じような変化をくり返していることが分る。また半年をへだてた月令の等しい日の潮汐もほぼ同じである。ただ午前と午後とを入れ換えたものとなる。

日本近海ではふつう海面は夏から秋にかけて平均して高まり、冬から春にかけて低まる。しかし、このようすは年によって変化し、決して一様ではない。また、低気圧（とくに台風）が付近を通過したり、海底で地震や火山の爆発があると、海面が異状に上昇（あるいは下降）したり、または著しい上下の振動をくり返したりする。これが高潮（たかしお）、および津波である。これらの現象は直接潮汐と関係するものではないが、著しい災害をもたらすことがあるので、その予報は我々にとって重大な問題の一つである。

2 潮汐の観測

潮汐を観測するもっとも簡単な装置は検潮柱である。これは海中に目盛りをした柱を固定して直立させ、その読みを必要に応じて読み取るものである。

しかし、潮汐の変化を長期間連続して調べようとするときには検潮器を用いる。これは潮汐による海面の昇降を適当な縮尺で自記紙上に記録させるものである。測定の方法によってうき式と水圧式の2種類がある。また、最近では現地から離れた、たとえば気象台の予報現業室など、で記録させる隔測式の検潮器も開発、設置されている。

うき式検潮器は海岸に近く井戸を掘り、または海面の一部を囲って、この中に海水を導き入れ、そこにうきをうかべてその上下を縮めて回転時計のドラムに巻きつけた自記紙に記録させるものである。フース型、ロール型、リシャル型、ケルビン型などいろいろな型のものがあるが、最近ではフース型の長期（約1カ月）巻検潮器が標準のものとして普及されている。

水圧式検潮器は潮汐の干満によって海底の水圧が変化することを利用したもので、本多式がその代表的なものである。

うき式にくらべて設置が容易なので、短期間の移動観測などによく用いられる。

これらの検潮器による潮汐の観測網は全世界にまたがっており、その成果は各国の関係機関によって発表されている。日本では気象庁、海上保安庁（水路部）、建設省（国土地理院）等がこれにあたる。また平均潮位の変化については英国リバプール大学の潮汐研究所内に「Permanent Service for Mean Sea Level」という機関が設けられ、ここで全世界の結果をまとめ、ユネスコを通じて定期的に刊行している。

潮汐資料の解析を行ない、予報ができるようにするためには少なくとも半月、できれば1年にわたる毎時の潮位の値が必要である。そしてこの間、潮位の零点の高さ（基準面）を一定に保つこと、自記時計の遅れ、進みを点検し、修正すること、を心がけなければならない。これらの方法の詳細については「海洋観測指針」を参照されたい。

3 世界の潮汐

このようにして世界各地の潮汐の状況を測ってみると実にいろいろに変化していることが分る。

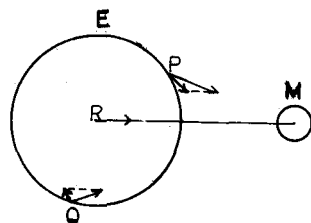
世界中でもっとも潮差の大きいところはカナダ東岸のファンデー湾奥で大潮のときの潮差の平均（これを大潮差という）が13.6 mに達する。このほか、イングランド西岸、英仏海峡、マゼラン海峡などでも大潮差は10 mをこえるところがある。日本では有明海付近が最大で、大潮差は5 mに達する。これに対して、地中海、日本海などでは潮差はきわめて小さく、せいぜい数10 cmにすぎない。

次に日潮不等については、その著しいところはメキシコ湾、マニラ湾などで、これらの地方ではほとんど大部分1日1回しか干満がおこらない。日本では明石海峡付近などが日潮不等の大きいところである。

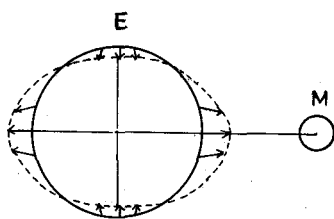
4 潮汐の原因 — 起潮力

潮汐が月や太陽の引力によって起こることはよく知られている。しかし、地球が1つの点であれば潮汐は起こらない。地球に大きさがあり、引力の大きさが場所によってちがうため、結果として地球のかたちをゆがめようとする力が働く。これが潮汐の原因である。

第4.1図のP点とQ点とに働く月の引力は万有引力の法則により、それぞれ月までの距離の自乗に反比例する。したがって、月に近いP点の方がQ点より引力は強い。しかし、一方において、地球は一体となって宇宙空間を引力を受けて運動し、地球の各点に働く引力の平均値（これはほとんど地球中心に働く引力に等しい。）がこの運動とつり合っている。そこで、たとえばP点でこの平均の力をP点の引力から差し引いてみると、結果としてP点を地球表面から持ち上げようとする力が残る。同様にしてQ点ではこの点を地球表面から下に押し下げようとする力が残る。このような差し引きの力が潮汐を起こす力—起潮力—である。



第 4.1 図



第 4.2 図

起潮力の地球上の分布を画いてみると第4.2図のようになる。月に近い部分、および反対側の部分では表面を持ち上げようとする力が働き、この中間の部分では表面を押し下げようとする力が働く。

以上は月についての議論であるが、太陽についてもまったく同様のことが起こる。そこで、月と太陽とが地球に対して同じ方向、または逆の方向にあるとき、このような起潮力は助け合ってもっとも大きくなる。両者がちょうど直角の方向にあれば起潮力は打ち消し合ってもっとも小さくなる。そこで、満月と新月のころには起潮力は大きく、その中間の上、下弦のころには小さくなる。これが大潮、小潮のおもな原因である。太陽による起潮力は月によるものの約 $\frac{1}{2}$ である。

ところで、地球は1昼夜で1回転するが、この間に月は公転によって少し位置を変えている。そこで、あるきまった地点について考えると、月との相対位置は24時間より少し多い約24時間50分でほぼもとに戻るようになる。この間に起潮力はちょうど2回変化するから、起潮力の基本周期は12時間25分となる。太陽による潮汐については基本周期はちょうど12時間である。

また、地球に対する月と太陽との方向の差は月の公転と、その間の地球の公転とによって平均29.53日の周期で変化する。そこで月と太陽との共同作用による起潮力の変化にはこの半分、約2週間の周期があることとなる。

月が天球上の赤道の近くにあれば、現在と12時間25分たった後との起潮力の分布はほぼ同じになる。しかし、赤道からへだたっていると、12時間25分後には起潮力の分布は 180° 地軸の廻りに回転していて、同じ地点については重ならない。このような場合には1日2回の起潮力の変化に不等があらわれること

となる。

これらはすべて起潮力についての説明であったが、実際の潮汐の現象もこの起潮力によって起こされる強制振動である以上、その周期的な性質はまったく同様であるはずである。

5 潮汐予報のための資料解析

前節で述べたように、起潮力は月や太陽の地球に対する相対位置や、それらの地球からの距離に関係してきまる。そしてこれらの量は地球や月の自、公転によってほぼ周期的に変化する。したがって起潮力にもこれらのほぼ周期的な変化が含まれるが、これらはいくつかの天文学上きまった周期の正弦波の和としてあらわされる。結局、起潮力全体もいくつかのきまった周期の正弦波の和としてあらわされるであろう。そして、この起潮力によって起こる潮汐の現象もまたこれらの正弦波の和としてあらわされることとなる。これが潮汐予報の一般的原理である。

潮汐の現象をこれらの成分正弦波の和としてあらわすとき、この一つ一つの正弦波のことを分潮という。分潮の数は60～80もあるが、そのうちおもなものは起潮力のポテンシャルを展開したとき、とくに大きな振巾をもつ第5.1表のようなものである。

第 5.1 表 おもな分潮とその速度

記 号	分 潮 名	速 度 (毎 時)	周 期
M ₂	主 太 陰 半 日 周 潮	2 8. 9 8 4 1	約 半 日
N ₂	主 太 陰 長 円 潮	2 8. 4 3 9 7	約 半 日
S ₂	主 太 陽 半 日 周 潮	3 0. 0 0 0 0	半 日
K ₂	日 月 合 成 半 日 周 潮	3 0. 0 8 2 1	約 半 日
O ₁	主 太 陰 日 周 潮	1 3. 9 4 3 0	約 1 日
Q ₁	主 太 陰 長 円 潮	1 3. 3 9 8 7	約 1 日
P ₁	主 太 陽 日 周 潮	1 4. 9 5 8 9	約 1 日
K ₁	日 月 合 成 日 周 潮	1 5. 0 4 1 1	約 1 日
S _a	太 陽 年 周 潮	0. 0 4 1 1	1 年

ただし、このうち S_a 分潮だけは起潮力ポテンシャルの展開式中には含まれない。気象、海洋上の原因で潮位が年変化をすることによって起こるものである。このような分潮を気象潮といって区別する。

厳密に考えると、力とこれによって起こる現象との関係は必ずしも線形ではない。そこに相乗的な作用が働く場合がある。このような場合には前述のような線形の展開式は近似的にしか意味がなく、そこに相乗作用による高次の項があらわれてくる。潮汐の場合でいえば深海で起こる周期の短い($\frac{1}{4}$ 日、 $\frac{1}{6}$ 日など)変化はこの原因によるものである。

さて、実際に連続した潮汐の観測資料があるとき、これから各分潮の要素(振巾と位相)を求めることが

必要となる。この計算のことを潮汐の調和分析ということもあるが、この言葉は厳密には正しくない場合があるので使用しない方がよい。実際には位相は起潮力ポテンシャルの展開式の中における位相（静力学的に考えればこの位相は実際の分潮の位相と一致すべきである。）からの遅れで測り、また振巾はこれを長年の平均値に換算するのがふつうである。

これらの計算のためには昔から多くの方法が考えられてきた。また、最近では電子計算機の発達につれ、新しくより厳密な方法も考案されている。これらの方法のうち代表的なものについて次に述べよう。

(1) ダーウィン法

これは1883年英国のジョージ・ダーウィンによって集大成された方法であって、B.A法（英国学術振興会法）と呼ぶのがより国際的な名称である。

それぞれの分潮のうち短周期のもの、短周期分潮は、ほぼ1日の何分の1に近い周期をもっている。ダーウィン等はこの性質に注目し、各分潮の周期を何倍かして、それぞれ1日に近い分潮日というものを仮定する。たとえば K_1 分潮は K_2 分潮の2倍の23時間56分という周期をもつが、これがこれら2つの分潮に対する分潮日である。これを K_1 と K_2 とは同じ分潮系に属するという。

もし、潮位が分潮時（1分潮日の $\frac{1}{24}$ ）ごとに読取ってあれば、これらの資料を重ね合わせて調和分析することによって、この分潮系に属する各分潮の振巾、位相が求められる。しかし、実際には毎正時の読取りだけがあるからこの方法は厳密にはできない。そこで、ダーウィンの方法では毎正時の値のうちからそれぞれの分潮時にもっとも近いものを選んで、それを各分潮時について重ね合わせ分析を行なうことにしたのである。

長周期分潮については多少計算の方法がことなる。まず毎日の平均潮位を求め、これを分潮月（または分潮年）に合わせて上と同じ方法で整理するか、または最小自乗法によって計算して各分潮の振巾、位相を求める。

このように、ダーウィン法では資料を各分潮系ごとに整理しなければならないので、手数がかなり大変である。

しかし、半月または1月程度の資料から潮汐定数を求める場合には現在でもこの方法が用いられている。

米国で用いられているミューアマン法は原理的にはこのダーウィン法とほぼ同じであるが、資料の整理に穴の明いた計算板を利用するなど、手数を簡略化し、間違いを起し難くするための改良が試みられている。

(2) T.I.法

1928年英国のドッドソンが英国リバプール大学の潮汐研究所において考案した1つの新しい方法を発表した。これがT.I.法（潮汐研究所法）と呼ばれるもので、今日でも各国で広く用いられている。

いま、一定時間ごとに読取られた一連の観測値があるとき、これらのある間隔ごとに互に加えたり、減じたりする操作を適当に組み合わせると、ある特定の周期の変化だけを消し去ることができる。この方法をさらに何回も繰り返すと、あるきまった周期に近いものだけは保存して、その他の周期のものはほとんど消し去ることが可能となる。

T・I・法ではこの原理によって、日々の潮汐資料について毎時の値に適当な整数の係数を乗じて重ね合わせ、その結果にはそれぞれ $\frac{1}{6}$ 日、 $\frac{1}{4}$ 日、 $\frac{1}{3}$ 日、 $\frac{1}{2}$ 日、1 日に近い周期のもの、および長周期の変化だけしか含まれない 6 組の値を得た。これらの日々の値（実際には計算の範囲が 2 日以上にわたる場合もあるが）を求める作業をデリー・プロセスという。これらの資料をさらにほぼ 1 月ごとに整理する作業をマンスリー・プロセス、1 年について整理し、各分潮を分離する作業をアニュアル・プロセスという。アニュアル・プロセスまでを終了すると、ほぼ 60 個の分潮が分離、計算できる。

この方法ではダーウィン法のように各分潮系ごとに別の用紙に書き換える必要はない。ただ、係数値（+1、-1、+2 など）を書き入れた何枚かの小紙片（必要に応じ、値を必要とする個所に穴を明けておく。）を用意し、これを潮汐月表の各行に合わせて、算盤などで計算してゆけばよいわけで、手数はかなり簡略化された。通常、2 人の計算者が筆算で行なうと、1～2 カ月もかかれば 1 地点の計算を終えることができよう。最近では電子計算機を用いてまったく同じ計算を行なうこともできるようになった。

(3) 調和分析による方法

ダーウィン法も近似的には調和分析法といえるかも知れないが、ここではもっと厳密な方法を意味する。宮崎は 1958 年、基本周期 355 日の調和分析を行なえばほとんどすべての分潮はその調和項としてほぼあらわされることを示した。たとえば M_2 分潮は 686 番目、 K_1 分潮は 356 番目の調和項にほぼ対応する。同様のことが 369 日を基本周期とした場合についてもいえるが、この場合はおもな分潮に対応する調和項との近似の悪いものがでてくる。

以上の原理により、たとえば 355 日間について 240 項（つまり 35.5 時間おきの値）による調和分析を行なうと、約 60 の主要分潮が別の調和項として分離できることが分った。しかし、このようにあらい時間間隔で調和分析を行なうと、短周期分潮はある調和項のノイズとしてあらわされることとなるので、精度上いくらか問題が残る。

毎時の 355 日間の値により、 355×24 すなわち 8520 項の調和分析を行なう新しい方法によればこのような問題は解決される。このような多項の調和分析を人力で行なうことはほとんど不可能に近いが、電子計算機を利用することとすれば容易にできる。

上述の分析法で対応する分潮の周期と調和項の周期とはきわめて近いけれども、完全には等しくない。そこで、最終的な分潮の定数を求めるためには分析結果に小さな修正を行なう必要がある。この修正は周期の近い大きな分潮が完全に消えないための効果と、考える分潮自身が完全に調和項と一致しないための効果の 2 段階に分けて行なわれる。いくつかの分潮の毎時速度（ $^{\circ}$ であらわす）と対応する調和項の速度および次数を参考のため第 5.2 表にかかげておく。

(4) 最小自乗法による方法

これは潮汐がある適当な数の分潮の和としてあらわされると仮定し、適当な期間の適当な時間間隔の潮位値を用いて、最小自乗法によりそれぞれの分潮の定数を求める方法である。ほぼ 1 カ年の毎時の値を用いるやり方はすでに方式化されており、たとえばマレイは 60、ハリスーパーカミングスは 41 の分潮の定数

第 5.2 表 おもな分潮と、対応する
調和項との速度（毎時）の比較

分 潮		対 応 調 和 項	
名 称	速 度	速 度	次 数
S _a	0. 0 4 1	0. 0 4 2	1
Q ₁	1 3. 3 9 9	1 3. 3 9 4	3 1 7
O ₁	1 3. 9 4 3	1 3. 9 4 4	3 3 0
P ₁	1 4. 9 5 9	1 4. 9 5 8	3 5 4
K ₁	1 5. 0 4 1	1 5. 0 4 2	3 5 6
N ₂	2 8. 4 4 0	2 8. 4 3 7	6 7 3
M ₂	2 8. 9 8 4	2 8. 9 8 6	6 8 6
S ₂	3 0. 0 0 0	3 0. 0 0 0	7 1 0
K ₂	3 0. 0 8 5	3 0. 0 8 2	7 1 2

をこの最小自乗法により計算する電子計算プログラムをつくっている。理論的にいえば精度はこの方法によるものをもっとも良いはずであるが、計算の手数がかかり、電子計算機を用いてもランニング・タイムはかなり長い。一方、精度はといえばこれまでに述べた4つの方法ともほとんど変わらない。もちろん、観測期間や潮位の読み取りの間隔が同じ程度の場合についてのことである。そこで、実用上からいえば(2)、または(3)の方法の方が最小自乗法によるものよりすぐれているといえる。しかし、短期間の資料による場合は(2)や(3)の方法は適用し難いので、この方法、またはダーウィンの方法を用いることをおすすめする。

なお、起潮力ポテンシャルの展開式のなかにはきわめて近い周期の変化で、1年ぐらいの資料ではたがいに分離できないものが含まれている。これらは1カ年の観測資料による分析では1つの分潮とみなされるが、もともと1つの正弦波ではないから、その振巾や位相は1年中でかなり変化する。その変化のようすは正確には分らないが、もしそれぞれの正弦波の振巾の割合や位相の差が静力学的に予想されるものと同じであると仮定すれば、これらを天文学的に計算することができる。この場合、これらの正弦波の群のうち、もっとも静力学的に卓越するものについてその振巾をH、静力学的に考えられる位相を v 、静力学的な位相からの実際の位相の遅れを α とすると、この群を1つの分潮と考えたときの変化は近似的に

$$f H \cos (v + u - \alpha)$$

であらわされることとなる。ここで、 f 、 u 、 v は天文学的な変数であって、それらの値は任意の時刻に対し表から計算することができる。

そこで、上に述べた4種類のうち何れか1つの分析法によってある分潮の振巾R、および位相角 δ が求められたとすると

$$H = R / f, \quad \alpha = v + u + \delta$$

によって、これらを換算しておかなければならない。

6 潮汐の予報

第5節に述べた分析法で各分潮の振巾、および位相をきめる定数 H 、 α が計算されると、これらを用いて

$$h = \sum f H \cos(v + u - \alpha) \quad (6.1)$$

により、将来の任意の時刻の潮位を予測することができる。 H を半振巾、 α を遅角といい、あわせて潮汐定数と呼ばれる。

日本近海のおもな港における潮汐定数をかかげておくと第6.1表のようになる。

第6.1表 日本沿岸のおも

地点 分潮	釧 路		函 館		宮 古		東 京	
	H	α	H	α	H	α	H	α
	cm	°	cm	°	cm	°	cm	°
Sa	3.1	356.2	6.6	172.1	11.6	185.6	10.6	161.4
Q ₁	3.2	117.5	2.1	153.5	4.1	143.4	4.2	149.6
O ₁	17.6	141.9	10.3	160.6	19.2	152.5	20.0	161.4
P ₁	8.1	168.3	4.0	174.4	7.4	170.2	8.7	176.5
K ₁	24.8	170.4	13.0	176.1	23.8	170.9	25.7	180.5
N ₂	3.4	86.4	3.2	87.1	3.7	95.4	8.0	145.9
M ₂	28.5	108.6	22.0	110.0	29.6	116.3	50.9	155.0
S ₂	12.7	149.4	9.9	147.3	13.5	154.7	24.7	183.9
K ₂	3.7	139.8	2.8	142.1	3.6	145.6	6.8	178.6
分析年	1949		1964-65		1962		1965	
分析法	T. I. 法		調 和 分 析		調 和 分 析		T. I. 法	
計算者	関		宮 崎		宮 崎		赤 木	
地点 分潮	高 知		宇 野		松 山		下 関	
	H	α	H	α	H	α	H	α
Sa	21.0	147.4	17.9	158.5	13.1	162.3	22.4	156.1
Q ₁	3.6	158.5	4.2	192.3	4.5	172.3	3.3	206.7
O ₁	15.6	167.8	22.9	206.9	22.6	185.3	14.9	217.4
P ₁	6.9	186.5	8.3	237.5	9.7	210.9	6.0	231.1
K ₁	21.6	190.5	31.1	231.0	30.4	207.9	18.6	230.2
N ₂	9.2	169.5	10.0	302.3	17.9	249.5	12.7	253.2
M ₂	49.2	174.7	67.3	322.9	100.2	263.6	74.1	260.2
S ₂	21.8	199.4	21.4	348.1	41.1	291.9	33.3	290.7
K ₂	5.8	197.2	7.0	347.7	12.1	289.0	9.0	289.2
分析年	1950		1953-54		1965		1963	
分析法	T. I. 法		T. I. 法		調 和 分 析		調 和 分 析	
計算者	宮 崎		久保田・筋野		宮 崎		宮 崎	

(6.1)式で f 、および u は天文学上の変数であるが、1年についてはあまり変化しないからたとえば年の中央の値によって代表できる。もちろん、その1年の変化をある程度考慮した方がさらに良いが、分析結果自身が1年の平均的な状態を考えて出されているので、それほど意味はない。 v は各分潮の周期(速度)によって変化する値である。

わが国では海上保安庁および気象庁がそれぞれ上述の方法で1年間の満、干の潮位と時刻を予報し、これを発表している。これが潮汐表、および潮位表である。

なお、これらの予報はいくつかの基準港についてだけ行なわれている。その他の港についての予報は基準港に対する予報値に定められた方法による修正を行なうことによってなされる。すなわち、潮時については

な 港 湾 の 潮 汐 定 数

横 浜		名 古 屋		大 阪		神 戸	
H	α	H	α	H	α	H	α
<i>cm</i>	<i>°</i>	<i>cm</i>	<i>°</i>	<i>cm</i>	<i>°</i>	<i>cm</i>	<i>°</i>
9.5	155.5	13.8	155.7	15.7	153.8	10.5	157.2
4.2	147.4	3.8	165.1	4.1	164.1	3.9	168.4
19.6	160.4	18.3	169.8	19.5	180.9	19.7	181.8
8.4	175.5	7.8	189.8	8.1	203.9	8.2	204.9
24.9	178.7	24.3	189.0	26.0	202.7	25.9	203.6
6.9	149.3	10.7	179.5	6.6	205.0	6.6	207.9
47.3	153.6	65.5	183.3	30.6	212.5	29.6	215.1
22.9	182.7	30.9	210.8	17.3	227.3	16.5	229.6
6.6	179.5	8.3	205.7	4.5	227.9	4.1	232.4
1962 T. I. 法 赤 木		1964 調和分析 宮 崎		1965 調和分析 宮 崎		1965-66 調和分析 宮 崎	
三 池		鹿 児 島		名 瀬		舞 鶴	
H	α	H	α	H	α	H	α
20.7	139.2	14.6	151.3	23.5	156.4	20.2	170.6
4.4	185.2	4.0	168.3	3.0	177.7	1.1	298.5
22.0	199.2	19.1	180.7	15.2	186.1	5.3	316.6
8.8	221.6	7.8	201.0	6.4	202.3	1.1	351.0
29.0	213.7	24.6	201.8	19.8	204.2	5.0	344.4
28.3	258.1	14.5	197.5	10.2	191.2	1.5	61.6
155.4	259.3	77.6	205.6	55.9	198.0	6.5	64.4
68.1	295.0	33.5	231.6	24.2	223.7	2.4	96.2
19.2	287.7	9.7	226.8	6.6	217.0	1.0	116.9
1951 T. I. 法 久保田・筋野		1965 調和分析 宮 崎		1961-62 T. I. 法 赤 木		1947 T. I. 法 久保田・筋野	

$$\text{高潮時} = (\text{基準港の高潮時}) + (\text{潮時改正数})$$

$$\text{低潮時} = (\text{基準港の低潮時}) + (\text{潮時改正数})$$

となり、ここで

$$\text{潮時改正数} = (\text{平均高潮間隔}) - (\text{平均高潮間隔})_0 - \frac{31}{30}(\lambda - \lambda_0) + (S - S_0)$$

となる。 λ は東経を時間で(15° が1時間)あらわした数、 S は採用標準時がグリニッチ時より進んでいる時間をあらわす。ここで0を付したものは基準港に対する値であることを示す。また、平均高潮間隔は M_2 分潮の遅角をその1時間の速度(28.9841°)で割って時間単位であらわされる。

潮位に対しては同様にして

$$\text{高潮位} = (\text{基準港の高潮位}) \times (\text{潮高改正数})$$

$$\text{低潮位} = (\text{基準港の低潮位}) \times (\text{潮高改正数})$$

となるが、ここで

$$\text{潮高改正数} = (\text{大潮差}) / (\text{大潮差})_0$$

であらわされる。大潮差の値としては M_2 分潮と S_2 分潮の半潮差の和を用いるのがよい。

以上の議論は1日に2回干満のある、一般の場合に適用されるが、日潮不等の甚だしい場合には大潮差のかわりに回帰潮の平均潮差などを用いる必要がある。

これらの改正数の値は多くすでに計算されて、潮位表などの巻末にのっている。

7 ムンク・カートライトの予報法

1966年、ムンク、およびカートライトはまったく新しい方法による潮汐の予報法を考え、発表した。この方法は理論的にきわめて興味深いものであるが、その実際の計算法は多少複雑なので、ここにはその原理だけを述べることにする。実際の予報という観点からいえば特にこの方法により精度が向上し、または手数が簡単化したという性質のものではない。

一般の予報原理からいえば、ある時間変量のある時刻の値は、これと関連をもつ既知の変量のこれと一定時刻前後の値にあるウェイトを掛けて、たし合わせたものであらわされるであろう。潮汐の場合にはこの影響関数(既知、あるいは十分の精度で予測可能な)として起潮力ポテンシャルをとることができる。静力学的に言えば潮汐は起潮力ポテンシャルによってあらわされるはずだからである。

そこで、ある時刻 t の潮位 $h(t)$ はその前後、たとえば1日間隔の起潮力ポテンシャルの値 $V(t - \tau_s)$ 、($S = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$)を用いて

$$h(t) = \sum_s w(s) V(t - \tau_s) \quad (7.1)$$

のような荷重和であらわされるであろう。ここで $w(s)$ はいわゆる負荷関数であって、ある期間(たとえば1年)の観測値を用いて、最小自乗法によって求めることができる。

ところで、起潮力ポテンシャル自身はそれぞれ長周期項、日周期項、半日周期項、 $1/3$ 日周期項、等に分

かれるから(7.1)式も

$$h(t) = \sum_m \sum_s w^m(s) V^m(t - \tau_s) \quad (m=0, 1, 2, \dots) \quad (7.2)$$

のようにあらわした方がよい。

一方、起潮力ポテンシャルの地球表面上の分布は、余緯度を θ 、経度を λ として

$$V(\theta, \lambda; t) = g \sum_m \sum_n [a_n^m(t) U_n^m(\theta, \lambda) + b_n^m(t) V_n^m(\theta, \lambda)] \quad (7.3)$$

と、球面関数 U_n^m 、 V_n^m を用いてあらわされる。ここで、 m はたとえば長周期項では0、日周期項では1、というように(7.2)式の m と対応して各項の種(Species)をあらわす数となることは地球が南北の軸の廻りに1日に1回転するため干満の変化が起こることから考えれば分る。 a_n^m 、 b_n^m はいずれも時間だけの関数であって、地球上ではどこでも一定の値をとる。これらは任意の時刻について天文学的に計算できる、いわば既知の量である。

(7.2)、および(7.3)式をみると、ある特定の地点の潮汐の変化は結局次のかたちで予報されることが分る。

$$h(t) = \sum_n \sum_m \sum_s [U_n^m(s) a_n^m(t - \tau_s) + v_n^m(s) b_n^m(t - \tau_s)] \quad (7.4)$$

この式のなかで a_n^m 、 b_n^m は前述のように地点に関係なく天文学的に計算される量である。 $u_n^m(s)$ 、 $v_n^m(s)$ はこの特定の地点だけに固有な定数であり、いわゆる負荷関数として、最小自乗法によって観測値から計算することができる。

実際の予報のためには、ある期間(たとえば1年)の資料である港について $u_n^m(s)$ 、 $v_n^m(s)$ を求めておけば、 a_n^m 、 b_n^m は地点に関係ない。時間だけの関数であるから、たとえば潮汐センターで値を計算し、公表しておけば任意の時刻についてこの港の潮位 $h(t)$ が求められることになる。すなわち、 $u_n^m(s)$ 、 $v_n^m(s)$ は第5節で説明した、各分潮の潮汐定数に相当するものである。

ムンク・カートライトは m の値は3まで、 n も3まで、合計63の定数(u_n^m 、 v_n^m をあわせて)を仮定しホノルルについて20年間の資料によって計算した。この定数により同じ期間の予報を試みた結果、従来の分析法で20の分潮(定数の数は40)を用いた予報よりはかなり優秀で、うち24の定数だけを用いて予報してみても従来の方法とほぼ同じ精度の結果を得たといっている。

しかし、最近米国のゼトラーが実際に各種の方法を比較した結果によると、分析年とことなった年の実際の予報値については精度はほとんど差はなく、時としては悪い場合もあるとのことである。

要するに、実用上からみた予報結果の精度という点からみると、第5節に述べた各種の方法より特に優秀な方法というわけではない。ただ、これまでのような分潮の思想をまったく考えないことや、 $u_n^m(s)$ 、 $v_n^m(s)$ の地理的分布は従来の分潮の定数の地理的分布よりもあるいはグローバルな特性をつかみやすいのではないか、というような点で興味のある方法といえよう。

8 潮位の偏差とその意義

さて、実際にこれまでに述べた方法で潮汐の予報を行なった場合、その精度はどのくらいであろうか。また、実測潮位と予報潮位との差（これを偏差という）はどうして起こるのであろうか。これらの問題について本節で述べておくことにする。

たとえば気象庁では第5節の(2)、(3)などの方法で求められた潮汐定数を用い、ほぼ70港の日本沿岸各地の港について毎時（および満干）の潮位を予報している。この予報値と実測値との差は1カ月の平均にして10cm内外に達する場合がある。しかし、予報値を1カ月の平均値が実測値と合うように補正して偏差をとってみると、その値は数cm以内となることが大部分である。通常偏差といわれる値はこの最後の方法で予報値を修正したものについてとられる。

このような大きな月々の誤差はどのような原因で起こるものであろうか。これは季節的な潮位の変化がおもに天文的な原因ではなく、気象、あるいは海洋的な原因によって起こるためである。潮位の年変化はおもに海洋表層（数100mの深さまで）の海水密度が水温の変化によって変わることと、1年間の気圧の変化とによって起こる。しかし、これらの変化は年々そのようすがことなり、かつ予測がきわめて困難である。これは気象の長期予報法がまだ十分に確立されていないことによる。何れにせよ、月々の平均で予報値が観測値と多少食い違うのはこのような原因によるものである。

月の平均をあわせたときの実測値の偏差もまたいろいろな原因でおこるが、その1つとしては低気圧の接近ともなう風や気圧の異常が考えられる。とくに台風などの接近で潮位が著しく高まる現象がいわゆる高潮（たかしお）であって、たとえば1959年9月の伊勢湾台風来襲のとき、名古屋港では3.4mの最大偏差を記録した。これがわが国における記録であるが、米国東岸では約4.5mに達する偏差も報告されている。

そのほか、地震による津波や、港湾の固有振動などが起こると、これらは予報式のなかには考えられていないから、当然偏差が生ずる。しかし、これらは高潮（たかしお）の場合とはちがって、周期的な偏差の変化をもたらすことになる。

参 考 文 献

中 野 猿 人：潮汐学，古今書院（1940）

ダーウィンの方法についてくわしい説明がのっている。

中 央 気 象 台：海洋観測指針，日本海洋学会（1955）

潮汐の観測法，およびT.I法についてのくわしい説明がある。

小 倉 伸 吉：潮汐，岩波全書（1934）

斉 藤 行 正：海水，海流，潮汐，海文堂文庫（1959）

一般的な潮汐学の教科書としてはこの2書をおすすめる。

その他原典としては次の各論文を参照されたい。

Darwin, G.H. 1907: Scientific papers. Vol.1—Oceanic Tides, Cambridge

Doodson, A.T. 1928: The analysis of tidal observations. Phil. Trans.

Royal Society of London. Ser. A, Vol. 227.

Miyazaki, M. 1958: A method for the harmonic analysis of tides.

Oceanogr. Mag. Vol. 10, No. 1.

Miyazaki, M. 1967: A method of Fourier analysis of tides based on
the hourly data of 355 days. Oceanogr. Mag. Vol. 19, No. 1.

Munk, W.H. and D.E. Cartwright 1966: Tidal spectroscopy and
prediction. Phil. Trans. Royal Society of London. Ser. A, Vol. 259.

Schureman, P. 1924: A manual of the harmonic analysis and prediction
of tides. U.S. Coast and Geodetic Survey. Special Publications.
No. 98.

Zetler, B.D. and G.W. Lennon 1967: Some comparable tests of tidal
analytical processes. International Hydrographic Review. Vol.
XLIV, No. 1.