

流体地球科学 第15回

東京大学 大気海洋研究所 准教授
藤尾伸三

http://ovd.aori.u-tokyo.ac.jp/fujio/2015chiba/
fujio@aori.u-tokyo.ac.jp

2016/2/12

最終更新日 2016/2/9

水流の力

押し寄せる水の力 運動量 = 質量 × 速度

水の密度 (1000 kg m⁻³) は空気 (1.2) の 1000 倍。

1 m s⁻¹ の流速 1000 m s⁻¹ の風速

台風の暴風域: 平均風速 25 m s⁻¹ (時速 90km)

30 m s⁻¹ を超えると、樹木・家屋倒壊の危険

1 m s⁻¹ ... 時速 3.6km (歩く, ゆっくり泳ぐ?)

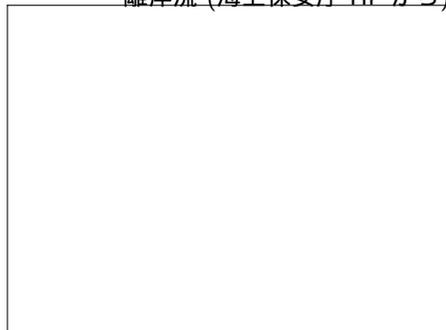
たとえ, 数 cm s⁻¹ であっても, 水は侮れない

離岸流 (海上保安庁 HP から)

災害に結びつく海洋の現象

- 津波 地震
- 高潮 (堤防決壊) 台風等の低気圧

- 離岸流 (海水浴)
強い沖向きの流れができる
巻き込まれたら, 横に泳いで脱出



浅水方程式

密度一様流体...(u, v) と h (あるいは η) の式

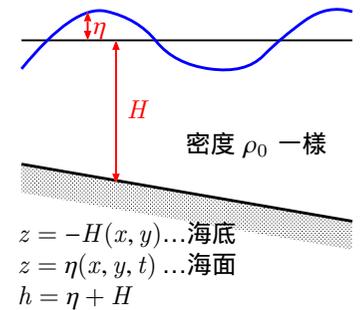
ナビエ・ストークスの式 (運動方程式)

$$\frac{Du}{Dt} - fv = -g \frac{\partial \eta}{\partial x}$$

$$\frac{Dv}{Dt} + fu = -g \frac{\partial \eta}{\partial y}$$

連続の式 (質量保存の式, 非圧縮近似)

$$\frac{Dh}{Dt} + h \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0$$



津波や潮汐では, 時間変化が最も卓越する (コリオリ項, 移流項は小さい).

$$\text{波動方程式} \dots \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} = gH \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \eta}{\partial y^2} \right) \quad (\text{右辺 } h = H + \eta \text{ を } H \text{ で近似})$$

波長に比べて, 水深が浅いことが前提...浅水波 (長波) という.

(静水圧で圧力が決まる 圧力は水位のみで決まる)

静水圧の条件: 流体の鉛直方向の加速度 ≪ 重力加速度

鉛直方向の動きが早い場合, $Dw/Dt = -(1/\rho)(\partial p/\partial z) - g$ を含めて解く.

浅水波と深水波

普通に目にする水面の波は「深水波」

(「浅水」「深水」は, 水深そのものの大小ではなく, 波長に対する比の大小)

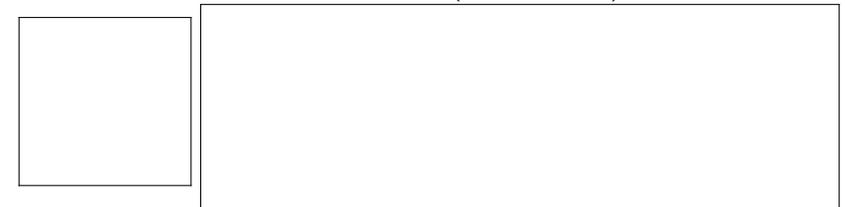
水は海底では上下には動けない.

- 浅水波 ... 海底で水平 水は, 海面から海底まで同じ流速で前後に動く
- 深水波 ... 海底は静止 水は, 海面付近だけが円を描くように動く

水そのものは, 波長の長さを動くだけ.

海面の高さ変化のみが遠くに伝わる.

→ (波の進む方向)



深水波

浅水波

(Kundu, 1990)

津波

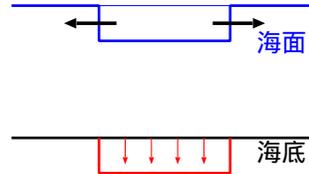
海底の陥没や隆起で起きる浅水波 (英語でも tsunami という).

波長の範囲で水深変化が小さいならば,

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} = gH \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} \quad \eta(x, t) = A(x \pm \sqrt{gH}t)$$

A は任意の関数 (陥没した形で決まる).

引き波, 押し波のどちらで始まるか, どの波が最も大きいかなどはわからない.



形を変えずに, 速さ \sqrt{gH} で伝わる (実際は 2 次元なので, 放射状)

普通の波は, 波長によって速さが異なる (分散性) ため, 波は次第に弱くなる.
津波は分散しないので, 遠方まで伝わる.

水深 4000m であれば, 波の速さ $\sqrt{gH} = 198 \text{ m s}^{-1} = \text{時速 } 712 \text{ km}$

- 1960 年 チリ地震 ... 22 時間後に津波が日本に到達
- 2004 年 インド洋津波 (スマトラ島沖) ... 2 時間後にスリランカに到達

沿岸付近の津波

浅水波の式は, 沿岸では使えない

- 水深に比べて, 波高が大きい
- 移流項が大きい

沿岸に近づくとき, さまざまな要因で, 津波は巨大化する.

- 水深が浅い 波は遅くなる 波長が短くなり, 波高が増す
- 湾の奥が狭くなると, 波が集まる (リアス式の湾)
- 湾内で「共振」が起きる
- その他いろいろ

何はともあれ, 高台に逃げる

とはいえ, どの高台を目指すかが分かれ道かも

高潮

高潮 (たかしお) は, 台風などで海面が高くなること

- 吸い込み... 気圧が下がって, 海面が盛り上がる (静水圧)
 $1 \text{ dbar} = 10^4 \text{ Pa} = 100 \text{ hPa}$ なので, 1cm の水位は 1hPa の気圧に相当.
950hPa の台風が来ると, 50cm ぐらいの水位上昇
- 吹き寄せ... 風によって, 海面の水が岸に運ばれる
台風では, エクマン吹送流にならないので, 風と水の動きは一致
湾の開いた方向と, 風向きが一致すると, 影響が大きくなる

台風の接近が大潮の満潮の時には, 特に注意が必要
夏は海水が熱で膨張して, もともと水位が高い

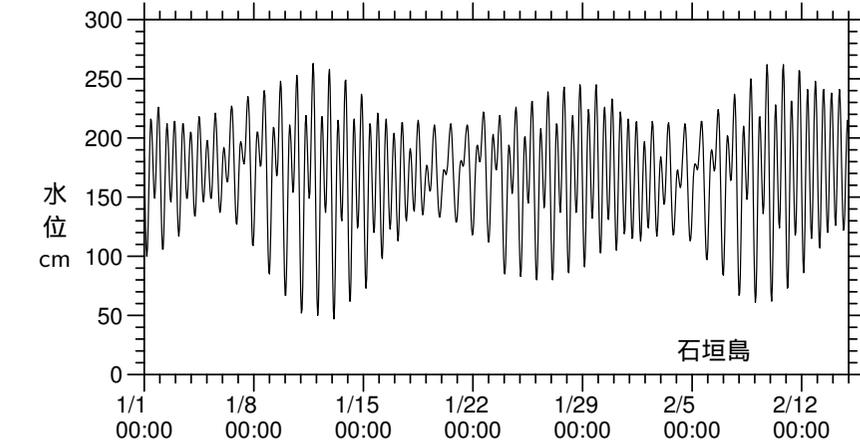
堤防が決壊すると, 大きな被害を生む
(1959 年, 伊勢湾台風 死者・行方不明 5 千人)

低くなる場合もあるはずだが,

{ 災害に結びつかないので, 話題にならない.
{ 強い高気圧はない (傾度風の仕組み) ので, 吸い込みの逆はそれほど起きない.

潮汐

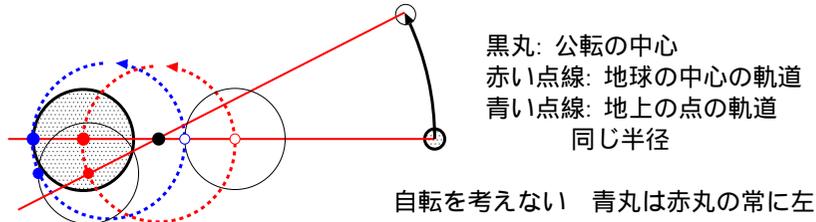
月や太陽が作る水位の変化 起潮力



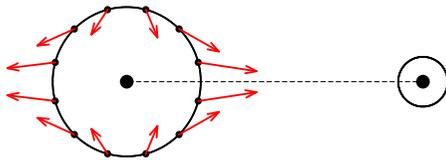
1 日 2 回の海面の昇降 地球の自転 干満差の変化 月の公転
{ 満潮, 高潮 (こうちょう)
{ 干潮, 低潮.
{ 大潮 (新月と満月)
{ 小潮

起潮力

引力により海水は月に引き寄せられる 1日1回しか昇降が起きない。
地球と月は重心を中心に公転している (地球と月の場合、重心は地球内部)



公転だけを考えると、地球の物体は同じ半径で回転 同じ遠心力
地球全体では、引力と遠心力が等しい 遠心力は地球と月の間の引力



月に近い側は引力が大きく、遠い側は遠心力が大きい この差が起潮力

平衡潮汐論

平衡潮汐論...起潮力とバランスして海面が昇降する

(1) 地球が自転することで、潮位が変化する。

月が公転しないならば、

- 月が天頂あるいは天底にある時、満潮
12時間おきに起きる
公転面に近い側の満潮が高い(日潮不等)

- 赤道では満潮は同じ高さ
北極や南極では潮位は日変化しない

- 水面の高い部分が12時間で地球を1周するとも言える(波の仲間)

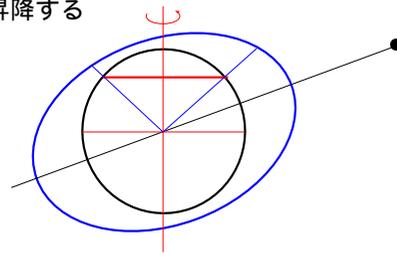
(2) 月は約29日で公転するため、1日に50分ずつ満潮の時刻がずれる

(3) 太陽についても同様(すべて海ならば、月53cm, 太陽24cmの潮位差)

実際には、平衡潮汐ではない 浅水方程式を解く

- ・ 満潮・干潮には、水の移動を伴うので、時間差ができる。
- ・ 地形によって、振幅などが大きく異なる。

海峡などの狭い場所では、潮汐によってできる流れ(潮流)が強くなる



調和解析

潮位の変化を三角関数の合成として表す
分潮...山が重なると、大潮

- 分潮の周期は、天体の運行で決まる (角速度) 倍潮, 複合潮, ...
- 分潮の振幅・位相は場所ごとに異なる
過去の潮位データから分潮の振幅と位相を計算し、潮位を予報する

主要4分潮

| 名称 | 記号 | 周期 |
|---------|-------|----------|
| 主太陰半日周潮 | M_2 | 12.42 時間 |
| 主太陽半日周潮 | S_2 | 12.00 |
| 日月合成日周潮 | K_1 | 23.93 |
| 主太陰日周潮 | O_1 | 25.82 |

石垣島の例: M_2 44cm, S_2 19cm

K_1 20cm, O_1 17cm

最大で 1m の干満 (水位差 2m)

