



Jupiter

Ganymede

Ganymedeの強制秤動： 粘弾性潮汐変形を考慮した モデル計算

衛星系研究会2020

大阪大学 小島 晋一郎
木村 淳

Galileo探査機による磁気探査¹
Hubble宇宙望遠鏡のオーロラ観測²

Ganymedeには氷地殻の下に内部海が存在？

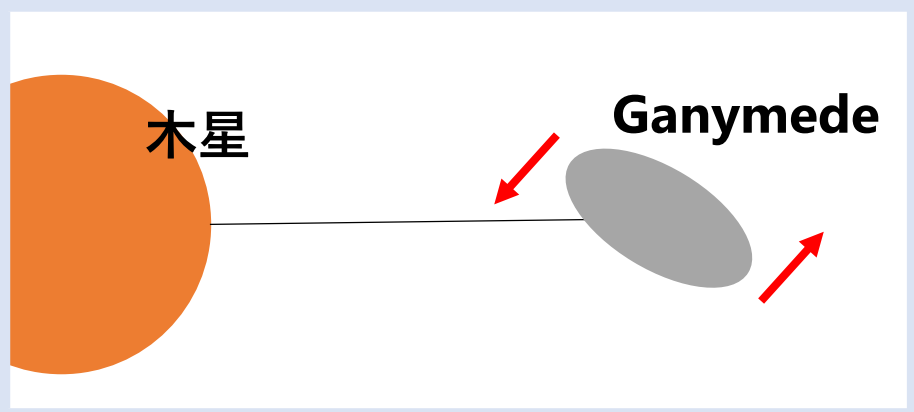
¹Kivelson et al. (2002), ²Saur et al. (2015)

Ganymedeが金属核由来の固有磁場を持つため、上記のような磁気を用いた内部海の存在可能性には議論の余地がある



磁気とは独立した秤動（自転速度変動）を使用し，海を推定

引力トルク(駆動力)
↑
自身の楕円体形状
+
木星からの引力



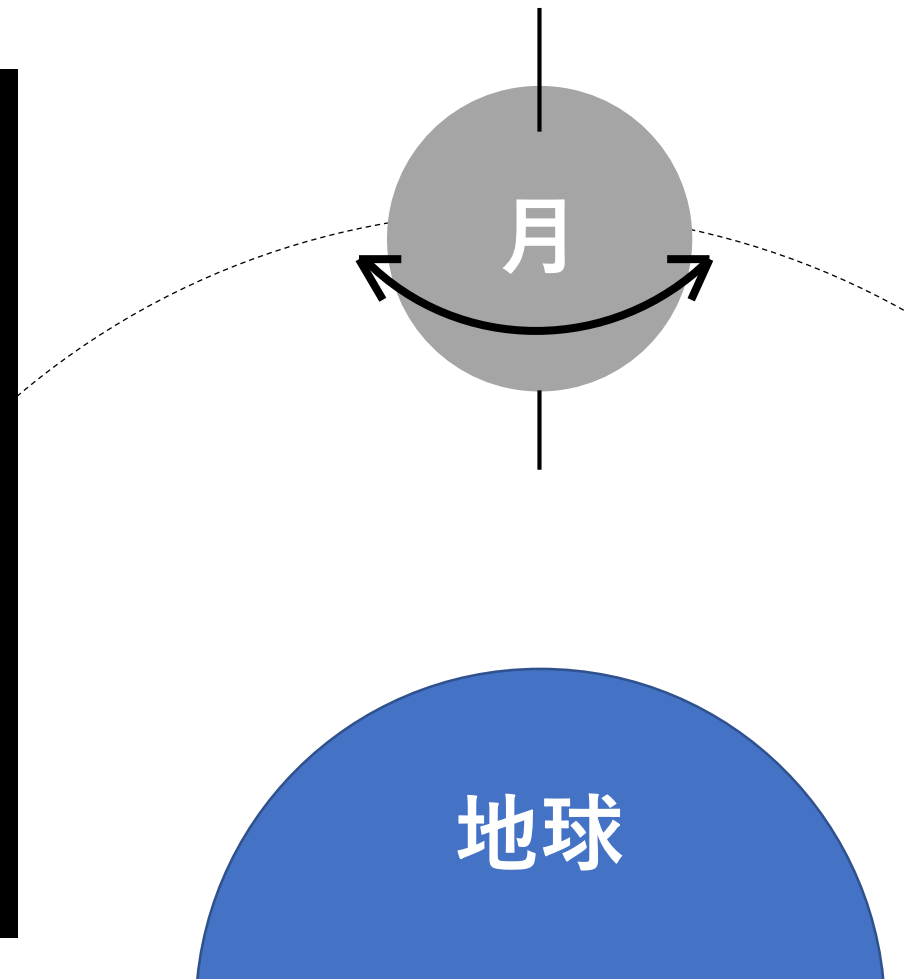
自転周期 = 公転周期

→月は地球にずっと同じ面を向けている

秤動により自転速度が変動するため、
向けている面が変動



左右に首振り



地球

秤動は楕円体形状に作用する引力で駆動されるため、形状の記述は正確である必要がある。近年の研究は変形を加味。

Van Hoolst et al. (2013)

海が有る場合の秤動は大きく抑制される

秤動による海の有無が判別できない

Ganymedeは粘弾性体ではなく弾性体

Jara-Orue and Vermeersen (2014) @Europa

マクスウェル粘弾性体と仮定

秤動において氷地殻剛性率と粘性率が支配的

※ 秤動の位相の遅れが粘性率推定に有効？

温度構造を未考慮な粘性率構造 @ 氷地殻

Van Hoolst et al. (2013)

潮汐力による形状変化(潮汐変形)を考慮

目的

氷地殻の粘性率構造を温度構造に依存させ...

秤動の位相の遅れを用いた氷地殻粘性率の推定

潮汐変形と秤動を組み合わせた内部構造の推定

氷地殻内の粘性率構造が秤動に与える影響の評価

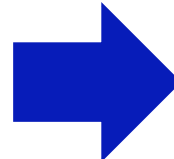
秤動におけるパラメータ依存性の調査

温度構造を未考慮な粘性率構造 @ 氷地殻

※ 位相の遅れによる粘性率推定を示唆

観測事実

- 慣性率 0.3115
- 平均密度 1940 kg/m³
- 固有磁場の存在



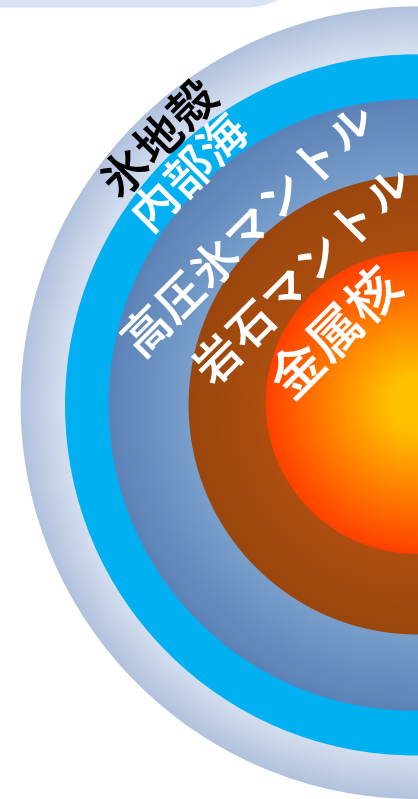
推測

- 内部は完全に分化
- 組成の4割はH₂O
- 金属核

表面から、H₂O層、岩石マントル、金属核

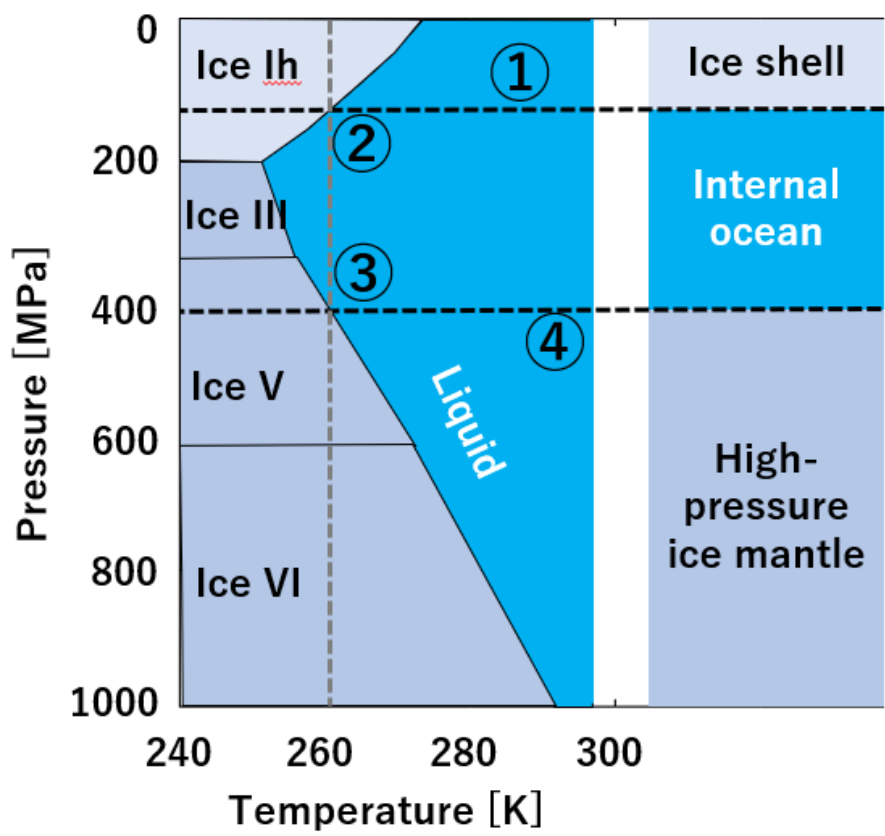
- 誘導磁場らしきシグナル
- 厚いH₂O層

内訳: 氷地殻, 内部海, マントル(氷の高圧相)



H₂O層内は不純物無しと仮定
→純水の相図に従う

氷地殻厚，氷地殻密度，
内部海密度はパラメータ



手順

- ①氷地殻厚から圧力を計算
- ②圧力と相図から融点を計算
- ③氷(高圧相)の融点を決定
- ④高圧氷マンツルの圧力を計算し，その圧力を満たす厚さを求める。

※内部海の中は等温と仮定

岩石マントルと金属核の半径は、
全質量と慣性能率を制約条件として計算

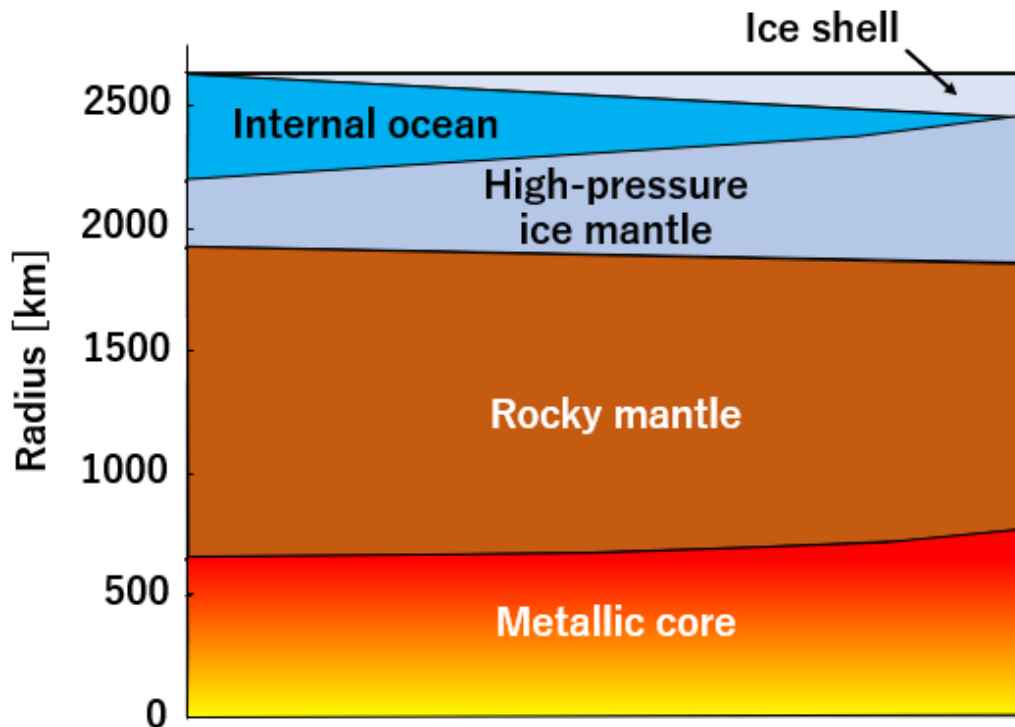
$$f_{mass} = \frac{4\pi}{3} \left(\rho_s(r_s^3 - r_o^3) + \rho_o(r_o^3 - r_{hp}^3) + \rho_{hp}(r_{hp}^3 - r_r^3) + \rho_r(r_r^3 - r_c^3) + \rho_c r_c^3 \right) - M,$$

$$f_{Mol} = \frac{8\pi}{15} \left(\rho_s(r_s^5 - r_o^5) + \rho_o(r_o^5 - r_{hp}^5) + \rho_{hp}(r_{hp}^5 - r_r^5) + \rho_r(r_r^5 - r_c^5) + \rho_c r_c^5 \right) - I_m M R^2,$$

密度, 半径

氷地殻	ρ_s, r_s
内部海	ρ_o, r_o
高圧氷マントル	ρ_{hp}, r_{hp}
岩石マントル	ρ_r, r_r
金属核	ρ_c, r_c

※岩石マントルと金属核の半径以外は事前に決定済み



氷地殻厚を変えたときの
各半径の変化

- 氷Ihの粘性率は温度に強く依存→
- 温度構造から粘性率構造を計算

↓expで効く

$$\eta = \eta_s^{ref} \exp \left[\frac{E_a}{R_g T_m(P)} \left(\frac{T_m(P)}{T(r)} - 1 \right) \right]$$

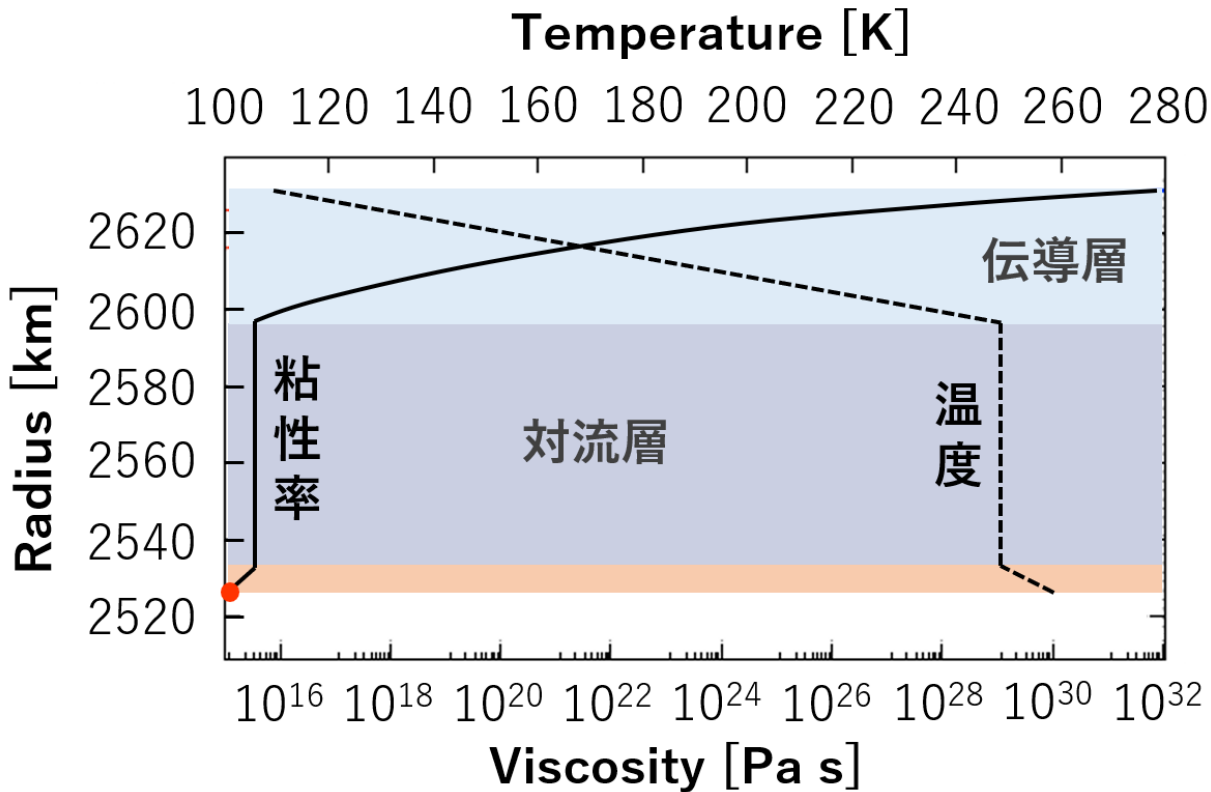
η_s^{ref} : 融点粘性率

E_a : 活性化エネルギー

R_g : 気体定数

$T_m(P)$: その圧力での融点

$T(r)$: その半径での温度



伝導層の厚さを決めるYao et al. (2014)のスケーリング則より決定

	半径 [km]	密度 [kg/m ³]	剛性率 [GPa]	粘性率 [Pa s]
氷地殻	2631	800~1200	1~10	$10^{12} \sim 10^{17}$ *1
内部海	2626~2456	800~1200	0	0
高圧氷 マントル	2461~2077	1000~1400	7	$10^{12} \sim 10^{17}$
岩石マントル	2060~1525	3222	82	10^{22}
金属核	1246~131	5330	0	0

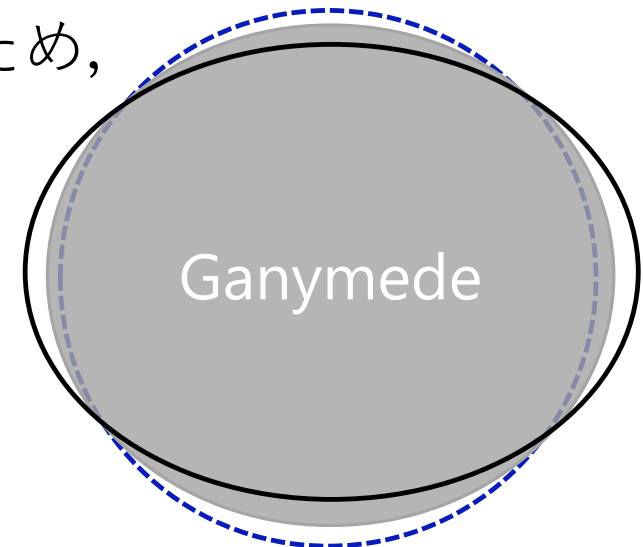
*1: 融点粘性率

90万通りのGanymedeモデルを製作し、
各々の秤動を計算した。

秤動は楕円体形状により駆動されるため、
形状や変形を表す量が不可欠。
形状や変形をLove数で記述

(Kamata et al., 2016の理論を使用)

- 流体Love数: h_f
(現在の公転状態での平衡形状)
- 動的Love数: h_2
(公転周期で起こる変形)



青点線：未変形
灰色楕円：平衡状態での形状
実線：公転周期での変形

運動方程式

$$\rho \frac{d^2 \mathbf{u}}{dt^2} = \nabla \cdot \boldsymbol{\sigma} + \rho \nabla \Phi$$

Poisson方程式

$$\nabla^2 \Phi = 4\pi G \nabla \cdot (\rho \mathbf{u})$$

構成方程式 (Maxwell粘弾性体を仮定)

$$\frac{d\sigma_{ij}}{dt} + \frac{\mu}{\eta} \left(\sigma_{ij} - \frac{\sigma_{kk}}{3} \delta_{ij} \right) = \lambda \frac{d\varepsilon_{kk}}{dt} \delta_{ij} + 2\mu \frac{d\varepsilon_{ij}}{dt}$$

u: 変位
Φ: ポテンシャル
σ: 応力
μ: 剛性率
η: 粘性率
λ: ラメ数
ε: 歪み

秤動は回転の運動方程式で記述される

氷地殻の運動方程式

$$(C^s + C_{zz}^s) * \ddot{\theta}^s = \Gamma_{gc}^s + \Gamma_p^s + \Gamma_{pJ}^s + \Gamma_J^s$$

マントルの運動方程式

$$(C^{hpr} + C_{zz}^{hpr}) * \ddot{\theta}^{hpr} = \Gamma_{gc}^{hpr} + \Gamma_p^{hpr} + \Gamma_{pJ}^{hpr} + \Gamma_J^{hpr}$$

C : 慣性能率

C_{zz} : 慣性能率の時間変化成分

θ : 回転角

s : 氷地殻

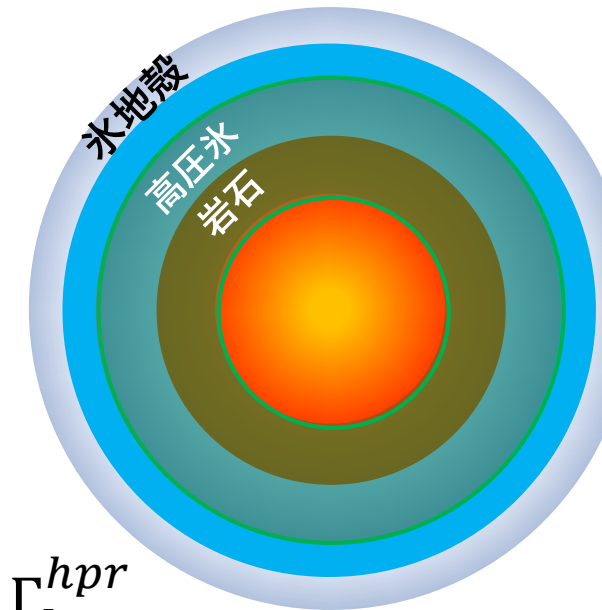
hpr : HP ice & Rocky mantle

Γ_{gc} : 引力カップリング

Γ_p : 水圧トルク

Γ_{pJ} : 外的水圧トルク

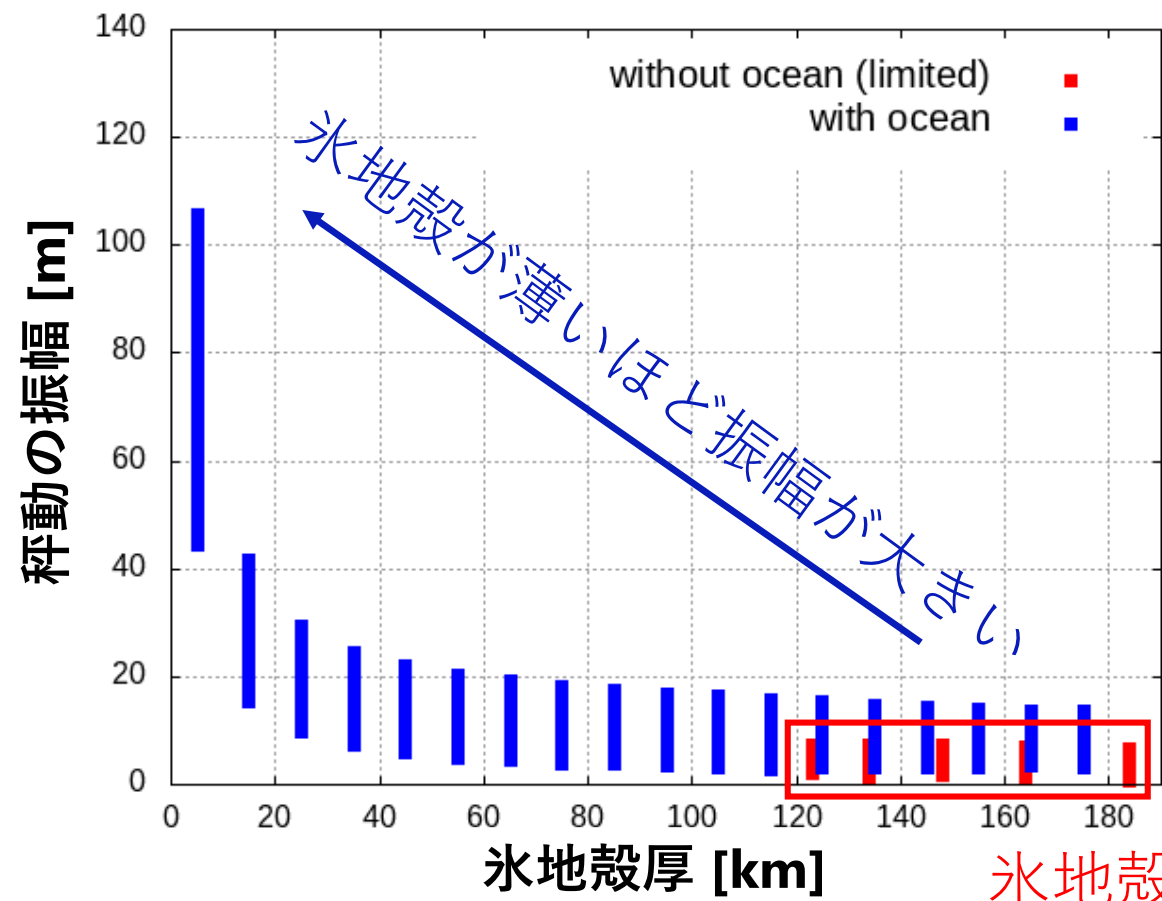
Γ_J : 木星からの引力トルク



秤動の位相の遅れ

$$\tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}(\gamma_s)}{\text{Re}(\gamma_s)} \right)$$

γ_s : 複素秤動角



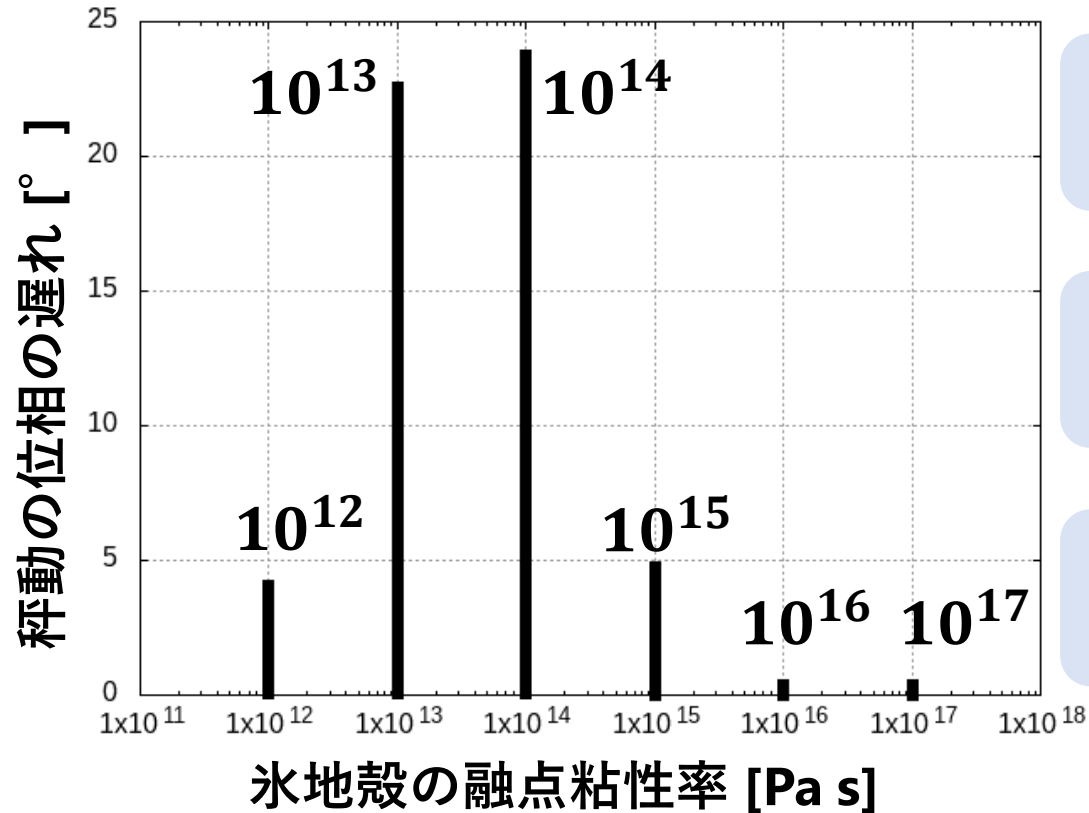
内部海あり
秤動の振幅は最大110 m

内部海なし
秤動の振幅は10 m未満



秤動を用いて
内部海の有無は判別可能

氷地殻厚に依存しない



$10^{13}, 10^{14}$ Pa s

位相の遅れは最大25度

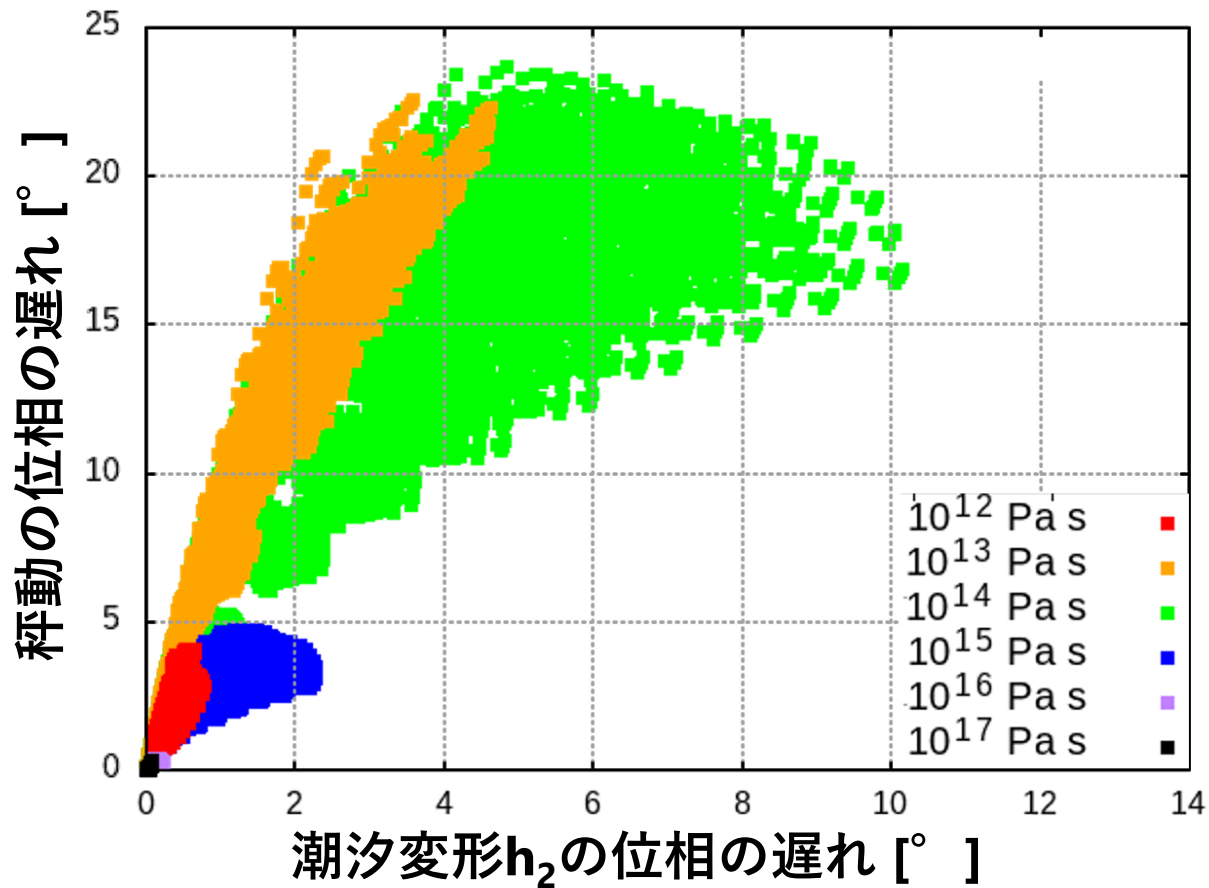
$10^{12}, 10^{15}$ Pa s

位相の遅れは最大5度

$10^{16}, 10^{17}$ Pa s

位相の遅れは1度未満

秤動の位相の遅れを用いて、
氷地殻の融点粘性率は(ある程度)推定可能



10^{13} Pa s, 10^{14} Pa s
 h_2 の位相の遅れが異なる

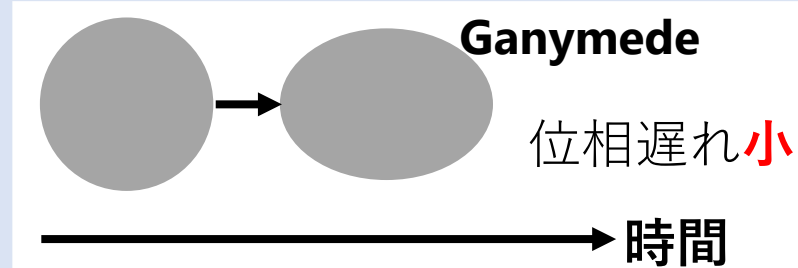
→秤動と h_2 の位相の遅れから
粘性率が推定可能

10^{12} Pa s, 10^{15} Pa s
 h_2 の位相の遅れが異なる

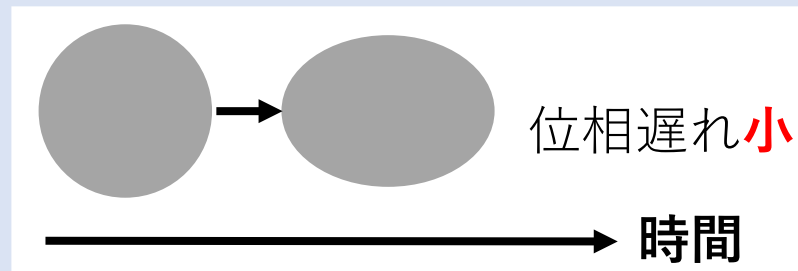
→秤動と h_2 の位相の遅れから
粘性率が推定可能

原因：潮汐力の変化に対する応答の素早さが異なるため

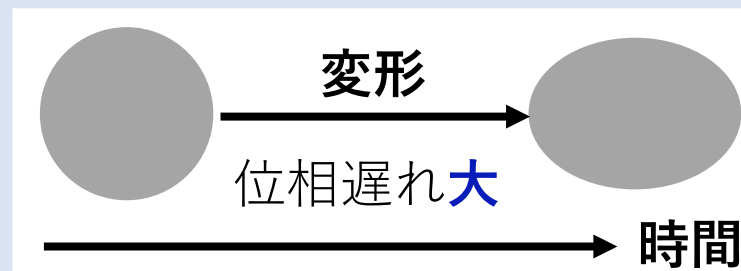
粘性率が小さい場合、
Ganymedeが流体的に振舞う
流体のように瞬時に変形



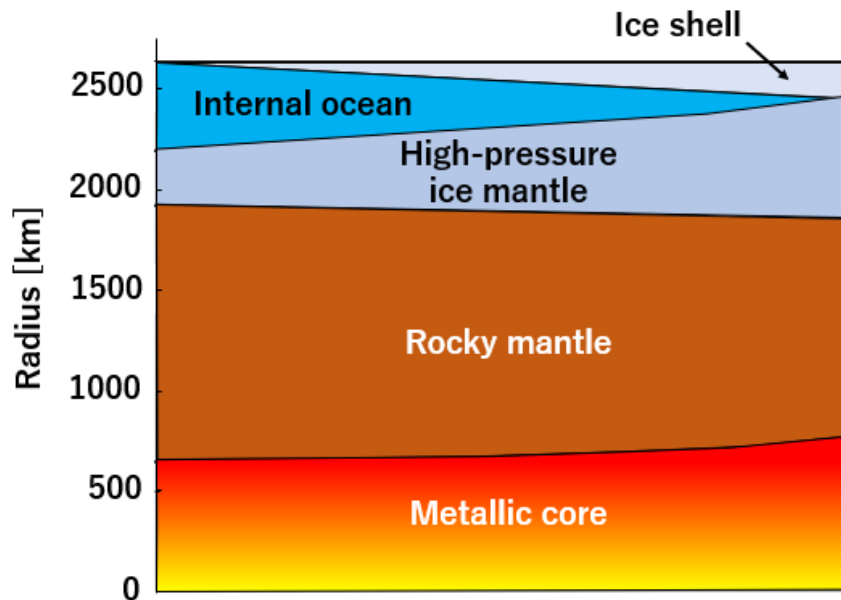
粘性率が大きい場合、
Ganymedeが弾性的に振舞う
弾性体のように瞬時に変形



粘性率が大きくも小さくもない場合、
Ganymedeが粘弾性的に振舞う
変形に時間がかかる

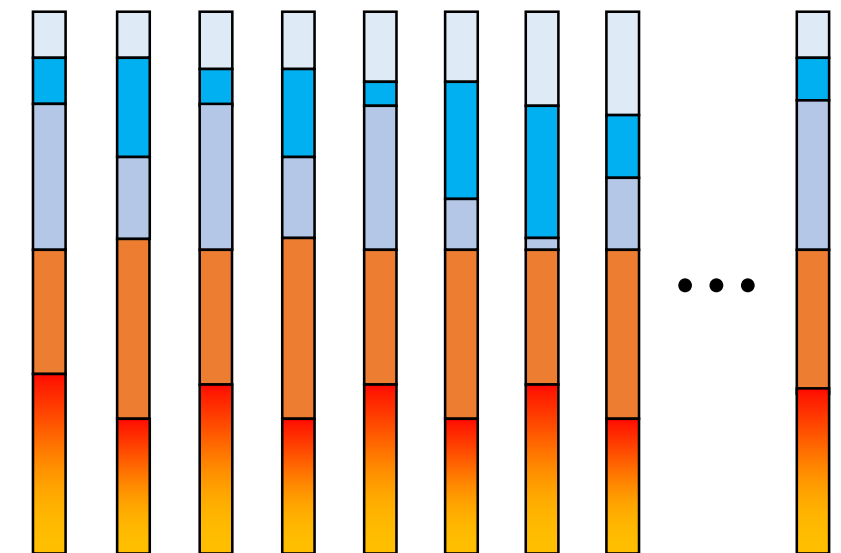


融点粘性率が 10^{13} Pa s, 10^{14} Pa sだと潮汐変形が遅れる、
そのため潮汐変形を考慮した秤動も遅れる。



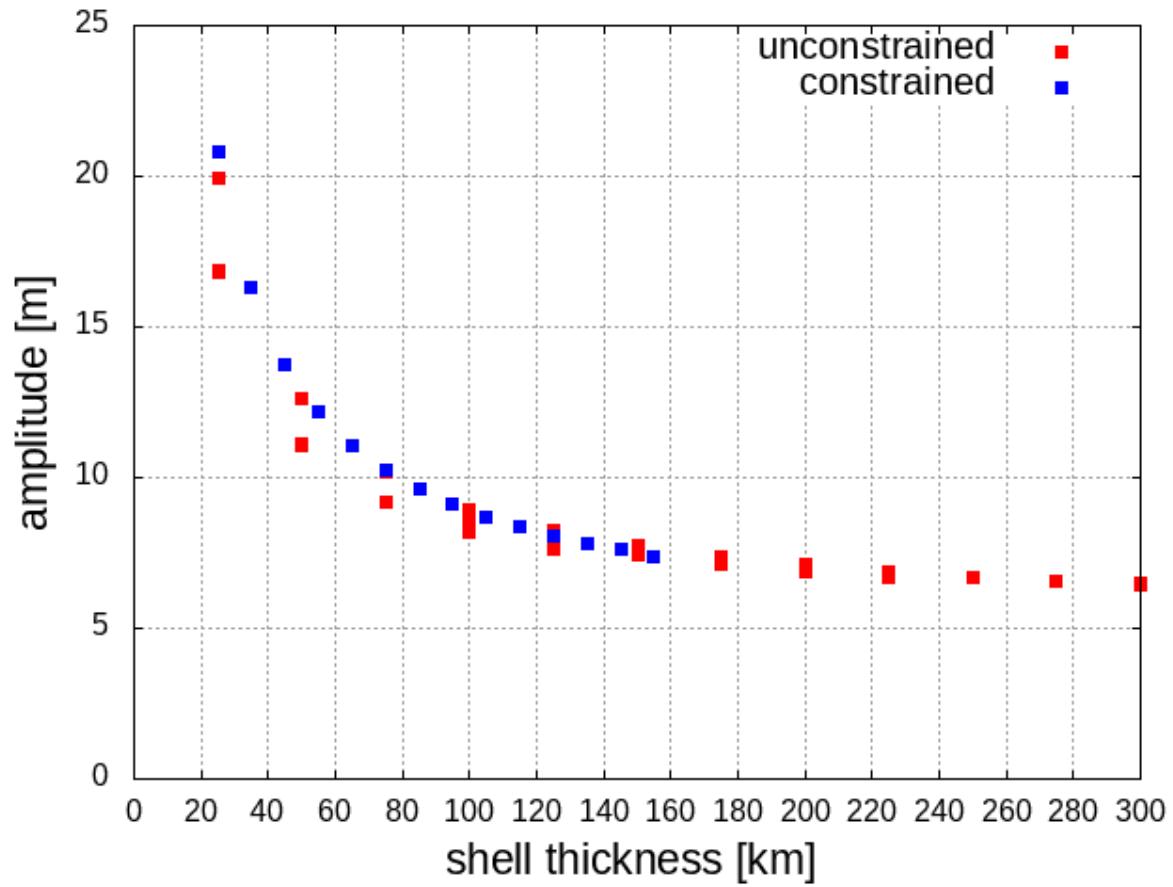
H₂O層には不純物がないと仮定
→H₂O層の厚さは純水の相図で決定

相図で拘束されるため、
“constrained model”



H₂O層には不純物が溶解と仮定
⇔純水の相図で決定できない
→各層の厚さはパラメータ

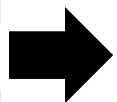
相図で拘束できないため、
“unconstrained model”



氷地殻密度 900 kg/m^3
 内部海密度 1000 kg/m^3
 高圧氷マントル密度 1300 kg/m^3
 氷地殻剛性率 3 GPa
 氷地殻の融点粘性率 10^{15} Pa s

unconstrained: 同じ氷地殻厚でも振幅に大小。
内部海が厚い方が振幅は大きい。

$\text{H}_2\text{O-NH}_3$ 系の相図を求めた先行研究より
ammoniaが入ると、内部海は厚くなる



同じ氷地殻厚でも、
 ammoniaを考慮すると
 内部海が厚くなり、
 秤動振幅が大きくなる

Ganymedeの秤動に粘弾性潮汐変形を考慮してモデル計算を実施し、以下を検証

- 秤動を用いて、内部海の有無が判別可能か
- 秤動の位相の遅れを用いて、氷地殻の融点粘性率が推定可能か
- 秤動の振幅から内部海の有無が判別可能
- 秤動の位相の遅れとLove数と組み合わせることで、氷地殻が粘弾的に振舞う場合は、氷地殻の融点粘性率は推定可能。

これらの結果は、2022年に打ち上げ予定のJUICE探査機で実測される秤動と比較することで、検証可能。

