

月内部のレオロジー構造から考察する月震の発生メカニズム

東 真太郎¹, 片山 郁夫²

2015年8月9日受領, 査読を経て2015年9月9日受理.

(要旨) アポロ計画で設置された地震計によって月にも地震(月震)が起きることがわかっている. 月震は発生領域や発生メカニズムによって, 浅発月震, 深発月震, 熱月震, インパクトによる月震に分類されており, 我々はこの月震の中でも深さ約800-1200 km付近で起きる深発月震について, 月内部のレオロジー構造とともに考察した. 月内部の温度構造から考察されるレオロジー構造から, 深発月震は明らかに塑性変形領域で発生していることがわかった. 通常は破壊や滑りが起こらない塑性変形領域で深発月震が起こるメカニズムを, 地球で起きる地震の発生メカニズムのモデルを参考に考察した.

1. はじめに

1959年ソビエト連邦の無人探査機ルナ2号が月に訪れ, 1960年代のアポロ計画によって人類が月に降り立ってから, 我々は月に関する多くの物理的・化学的情報を得てきた. 特にアポロ11号が地震計を初めて設置し, 続いてアポロ12号, 14号, 15号, 16号が地震計を置き, 8年以上にわたって弾性波の観測が行われることで月の内部構造に関する理解は大きく前進した. まず月にも地震が起きること(地殻変動が起きている), 月の内部は分化しており地殻とマントルが存在すること(核の存在, その大きさについてはまだ議論がある), 月の地殻は斜長石, マントルは地球と同様に苦鉄質鉱物(かんらん石や輝石)が主成分であることなどが月震データからも支持されている(reviewed by [1]). このように月震から様々な月の内部についての知見が得られたが, それらの情報を我々に与えてくれる月震の発生メカニズム自体についてはいまだに議論がある. これまでの月震についての先行研究では, 主に震源パラメーターを解析することで議論がされてきた(例えば[2, 3]). 震源パラメーターは震源メカニズムを考察する上で欠かすことができない情報であり,

この震源パラメーターに基づく議論から, マグニチュード, 応力降下量, 断層面積, すべり量などの重要な報告がされてきた. 例えば, 深発月震については発生領域が深く, その場の高い圧力に対して, 非常に小さなマグニチュードと応力降下量($\sim 0.01-0.1$ MPa)が推察されており(例えば[2, 3, 4]), 一般的に地球の浅い部分で起きているような地震とは異なるメカニズムで起きている可能性が示唆される.

月震は発生メカニズムや発生領域, 観測された波形によって分類されている(例えば[5]). 一つは比較的月の浅い部分(50-200 km)で発生する浅発月震である. この浅発月震を引き起こすトリガーは未だ謎の部分が多いが, 発生メカニズムについては地球の比較的表層部分で起きている地震と同様, 岩石の摩擦や破壊によって起きていることが予想される(後述). そして月の半径1737 kmに対して, 約800-1200 kmという深い所で起きる深発月震, これについては公転周期や秤動から潮汐力がトリガーとなっていることが先行研究から示唆されている(例えば[6]). 他にも隕石などのインパクトによっておきる月震や, 月の昼と夜の温度差によって発生する熱月震などがある. 本論では特に深発月震に焦点を当てて, そのメカニズムについて検証する.

1. 東京工業大学地球生命研究所

2. 広島大学大学院理学研究科地球惑星システム学専攻
shintaro.azuma@elsi.jp

2. 月内部のレオロジー構造

地震や月震の発生メカニズムを考察する際、惑星内部のレオロジー構造を検証することが有力な手段となり得る。月のレオロジー構造を検証する前に、レオロジー構造とは何かについて少し触れておく。岩石(鉱物)の変形挙動は温度、圧力、含水量などによって変化する[7-9]。比較的溫度が低く浅い領域では岩石は摩擦すべりや破壊(脆性破壊)によって歪みを解消する。この領域では、岩石の破壊強度は垂直応力(圧力)に依存し、鉱物の種類による違いはほぼ見られない[10]。一方惑星の深い領域では温度と圧力は上昇し、それによって岩石の変形挙動は脆性破壊から塑性変形へと遷移する。この塑性変形領域では特に温度に強く依存し、高温になるほど岩石の強度は減少する。他にも塑性変形領域では、変形強度は鉱物によって大きく異なる。結果として、惑星内部には化学的層構造の他に力学的層構造が生み出され、これをレオロジー構造と呼んでいる[11, 12]。

月内部のレオロジー構造を検証する際、月内部の温度構造を見積もる必要がある。これについては先行研究において観測された熱流量などから推察されている温度構造を用いる[13, 14](図1)。圧力については、地殻の密度を 3000 kg/m^3 、マンツルの密度 3300 kg/m^3 、モホ面の深さを 60 km に設定し[13]、上載岩圧を計算した。(モホ面の深さについては2000年以降の解析結果からは、より薄い地殻($30\text{--}40 \text{ km}$)が示唆されているが[15]、月のレオロジー構造に関して結果は変わらない。月の浅い部分では十分に温度が低く、脆性破壊が支配的であり、物質の種類に依存しないByerleeの法則[10]で計算されるためである。)上記の温度・圧力構造を基に、脆性破壊領域はByerleeの法則を用いて強度の計算を行い[10]、塑性変形領域においては流動則を用いて計算を行った。特に地殻については斜長石の流動則[16]を適用し、マンツル部分についてはかんらん石の流動則[9]を適用した。歪速度については不確定なので 10^{-14} s^{-1} と 10^{-19} s^{-1} の二通りの歪速度を仮定し計算を行った。そして流動則について、一般的には高温の岩石変形実験から得られたベキ乗則が用いられるが、最近の研究で比較的低温側では転位滑りが律速するPeierls型の流動則が支配的になることが明らか

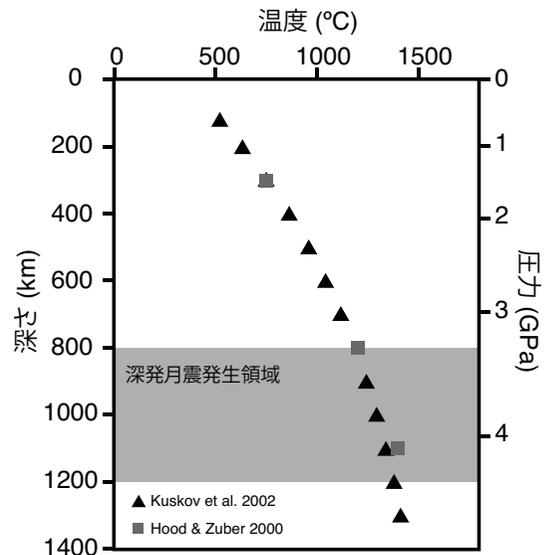


図1：月内部の温度圧力構造[13, 14].

になっている[17-19]。今回このPeierls型の流動則も取り入れ[18]、最も強度の低いメカニズムが全体の変形を支配するとして月内部のレオロジー構造を計算した。それと月内部にはこれまで考えられてきたよりも水が存在することがサンプルリターンされた岩石の含水量測定やLCROSS計画によって明らかにされてきたが、深部についてはまだ明らかになっていない。そのため今回は月内部がドライ(含水量0)であると仮定して強度の計算を行った。

上記のような計算から得られた月内部のレオロジー構造は図2のようになる。比較的浅い部分の脆性破壊領域では、圧力に依存するため深くなるにつれて強度は増加していく。しかし、あるところで変形挙動は塑性変形へと遷移し(BDT; Brittle-ductile transition)、温度が増加するにつれて強度は減少していくのが見てとれる。このレオロジー構造と月震の発生領域を対応させて考察すると、浅発月震は主に脆性破壊領域で起きていることから摩擦滑りや破壊によって起きていることがわかる。しかし、月にはプレートテクトニクスや火成活動等は現在確認されていないため、浅発月震のトリガーについては謎の部分が多い。一方で深発月震の発生領域は深さ $800\text{--}1200 \text{ km}$ であることから、明らかに塑性変形領域で発生していることがわかる(図2)。一般的には塑性変形領域において、岩石は歪みを

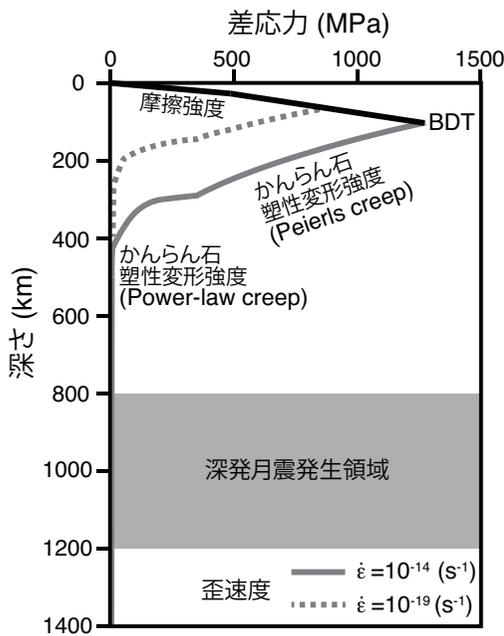


図2：月内部のレオロジー構造。地殻とマンツルの強度をそれぞれ斜長石[16]とかんらん石[9, 18]の流動則から求めた。このとき最も強度の低いメカニズムが全体のレオロジーを支配すると仮定し計算した。歪速度は 10^{-14} s^{-1} (実線)と 10^{-19} s^{-1} (点線)、地殻の厚さを60 km[13]とした。

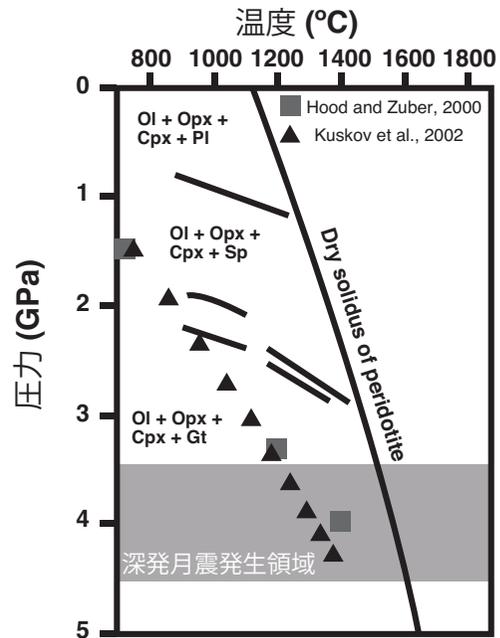


図3：月の温度圧力構造[13, 14]と地球の上部マンツルにおける鉱物構成[37]。Ol: かんらん石, Opx; 斜長輝石, Cpx; 単斜輝石, Pl; 斜長石, Sp; 尖晶石(スピネル), Gt; ざくろ石。文献[37]図3から改変。

塑性変形によって解消するため、摩擦滑りや破壊は起きない。なぜ深発月震はそのような深い塑性変形領域で起きているかは、地球で起きる深発地震と比較・考察することによってヒントが得られるかもしれない。

3. 月震の発生メカニズムの考察

月内部のレオロジー構造を計算することによって、深発月震は塑性変形領域で起きていることがわかった。塑性変形領域で深発月震が起きるメカニズムについては、地球で起きている深発地震の発生メカニズムについての先行研究を参考に考察する。地球でも深発地震が起きており、その発生メカニズムについてはまだ議論があるが、いくつかのモデルが提案されている。一つは相転移によって滑りが引き起こされるモデル(transformation faultingモデル)[20]や、断熱不安定によって滑りが引き起こされるモデル[21, 22]、そして含水鉱物のアモルファス化によって不安定が引き起こされるモデル[23]などが提案されている。含水鉱物のアモルファス化によって地震が引き起こされるモデ

ルや相転移によって引き起こされるモデルは、温度と圧力の定常的な変化を必要とし、沈み込みプロセスの存在しない月に応用するのは困難に思える。特に相転移のモデルに関しては、月内部の圧力構造を考察した際、深発月震の発生領域(深さ800-1200 km, 圧力約3.5-4.5 GPaに相当)に対応する鉱物の相転移は考えにくい。例えば、オリビン-スピネル相転移の起きる条件と比べて、深発月震の起きている領域の圧力は小さすぎるし、スピネル-ガーネット相転移を考えたとしても深発月震発生領域の圧力は高い(図3)。Weber et al.(2009)[24]では、グリッドサーチ法を深発月震のデータに対して行い、深発月震の発生が潮汐力による垂直応力と剪断応力の線形結合により説明できることから、相転移が深発月震の原因である可能性を示唆しているが、その相転移する鉱物については言及できていない。断熱不安定[21, 22]によって滑りが引き起こされるモデルというのは、ある岩石の一部に変形が集中することを考える、その部分は変形によって加熱され、温度が上昇し、より変形が進む。その変形が進んだ箇所の温度はさらに加熱され…といったように正のフィ

ードバックがかかる。結果として変形の局所化(応力集中)に伴う温度上昇によって部分溶融が起きることで、その部分の強度が著しく減少し、部分溶融している箇所が断層の役割を果たすことで滑りが起きるというモデルである。このモデルであれば、プレートの沈み込みプロセスの無い月でも潮汐力によって変形の局所化が起きれば実現できそうである。しかし問題点もあり、このモデルを実現するには、変形による温度上昇が熱拡散を上回ること(断熱変形)、その温度上昇に伴う強度の減少が変形による加工硬化を上回る必要がある(例えば[25, 26])。唐戸(2000)[25]やKarato et al(2001)[26]で、この断熱不安定現象が起きる条件や、その計算方法などについて議論されているのでそちらを参照してほしい。結論としては、まず断熱変形の条件は、

$$\frac{\dot{\epsilon}L^2}{\kappa} > 1 \quad (1)$$

と表すことができ(ε:歪速度, L:物体の大きさ, κ:熱拡散率)、かつ温度上昇による物質の軟化が加工硬化を上回り不安定現象が起きる条件は、

$$\Theta = \frac{H^* \sigma \epsilon}{nhRT^2 \rho C_p} \beta > 1 \quad (2)$$

と書ける(σ:応力, ε:歪, H*:活性化エンタルピー, n:応力指数, h:加工硬化に関するパラメーター, R:気体定数, T:温度, ρ:密度, Cp:比熱)。βは力学的エネルギーを熱に変換する際の効率を表すパラメーターであり、以下のように書ける。

$$\beta = 1 - \exp\left(-\frac{\dot{\epsilon}L^2}{\kappa}\right) \quad (3)$$

断熱不安定によって滑りが起きるには、これら式(1)と(2)を同時に満たす必要がある。つまり変形速度が大きく(式(1))、比較的低温(式(2))でなくてはこの現象は起きない。まず深発月震の起きている領域について断熱変形(式(1))が起こりえるかを考えてみる。例えば、物体の大きさを0.1-10 kmと仮定し、マントル物質の熱拡散率 $\kappa = 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ [27]を代入すると、歪速度 $\dot{\epsilon} \sim 10^{-14} - 10^{-10} \text{ s}^{-1}$ を得ることができる。しかし、太陽、月、地球の潮汐によって生み出される典型的な応力の値は、深発月震の起きている深度で0.01-0.1

MPaと、kPaのオーダーでかなり小さいことが示唆されており(例えば[3, 4])、このような比較的大きい変形速度を実現することは非常に困難に思われる。深発月震の起きている温度・圧力条件下(約1000-1500 °C, 3.5-4.5 GPa) (例えば[13, 14])において、マントル物質(オリビン)と応力0.1 MPa, ドライ条件を仮定すると、実現される歪速度は $\dot{\epsilon} = 10^{-21} - 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ となる。かなり高温側(>1400 °C)なら断熱変形が起こりえそうだが、全体的に断熱変形に必要な歪速度($10^{-14} - 10^{-10} \text{ s}^{-1}$)と潮汐力によって実現される歪速度($10^{-21} - 10^{-14} \text{ s}^{-1}$)の間にはギャップがあることがわかる(図4)。そして、この歪速度の条件をクリアしたとしても、1400 °C以上の高温条件では温度の上昇による物質の軟化の割合が小さく、式(2)を満たせない可能性が高い。例えば、応力を0.1 MPa[4]、物体の大きさを10 kmとすると、断熱変形に必要な歪速度 10^{-14} s^{-1} を得る。これらの条件を基に、式(2)から熱的不安定になる条件を考察してみると、歪にもよるが、比較的低温側で熱的不安定が起きやすくなることがわかる(図5)。そしてもう一つ考えなければならないのが、物体の大きさ(断層サイズ)についてである。これまでの先行研究では深発月震の断層サイズの大きさは~1 km程度であるという報告もある(例えば[2])。もし物体の大きさが1 kmほどだと仮定すると、まず断熱変形を実現するた

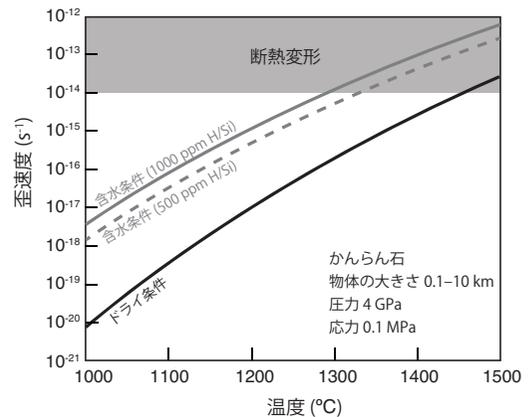


図4: 断熱変形が起きる条件と月内部で実現されるかんらん石の歪速度。かんらん石とその物体の大きさを0.1-10 km, 圧力は4 GPa[14], 応力0.1 MPa[4]と仮定し、ドライ条件とウェット条件(500ppm H/Siと1000ppm H/Si)でかんらん石の流動速[9]から歪速度を計算し、断熱変形の起こり得る温度条件を検討した。ウェット条件の方がドライ条件と比べて実現できる歪速度が大きくなり、低温で断熱変形を実現できることがわかる。

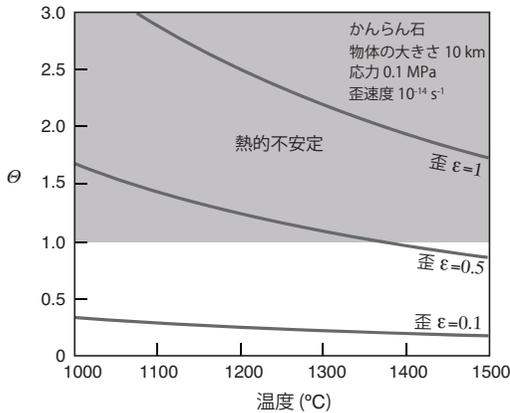


図5：熱的不安定と温度の関係。かんらん石に対して、物体の大きさ10 km、応力0.1 MPa[4]、歪速度 10^{-14} s^{-1} を仮定し、式(2)から熱的不安定の起きる条件を計算した。 $\Theta > 1$ で熱的不安定が起きる[26]。歪にもよるが、低温側で熱的不安定が起きやすいことが示唆される。

めに歪速度 10^{-12} s^{-1} 程度が必要となり(式(1))、月内部においてドライ条件でこの歪速度を実現するのは容易ではないだろう(図4)。いずれにせよ、月内部においてドライ条件を仮定したとき、断熱不安定現象が起きる可能性は低いといえる。この断熱不安定現象は、ある限られた領域(例えば低温で歪速度の大きい地球の沈み込むプレート内)では起こり得るが、月内部の深発月震にそのまま適用するのは難しいかもしれない。

上記のような低い応力(0.01–0.1 MPa)で深発月震を引き起こすには、既存の断層(もしくはそれに類似するもの)を起点として繰り返し起きていることを想定するのが妥当だと考えることもできる[6]。実際に月震波の観測からも、これら深発月震は局所的に同じ領域(クラスター)で繰り返し起きてることがわかっている(例えば[24, 28, 29])。これは月内部の不均一性に起因している可能性がある。不均一性を生み出す原因として考えられるのは、水の分布やメルトの分布が挙げられるだろう。例えば、もし月内部に水が存在し、その分布が不均一である場合、水が存在している領域は周囲と比べて岩石の強度は下がり、変形の局所化へとつながるだろう。さらに言えば、水があることで、潮汐によって実現される変形速度も飛躍的に大きくなり、断熱変形を比較的低温で起こすことも可能となる(図4)。月内部における水の存在についてはまだ議論があるが、水があることで熱的不安定を引き起こす条件を比較的低温でクリアでき、月深部で観測されてい

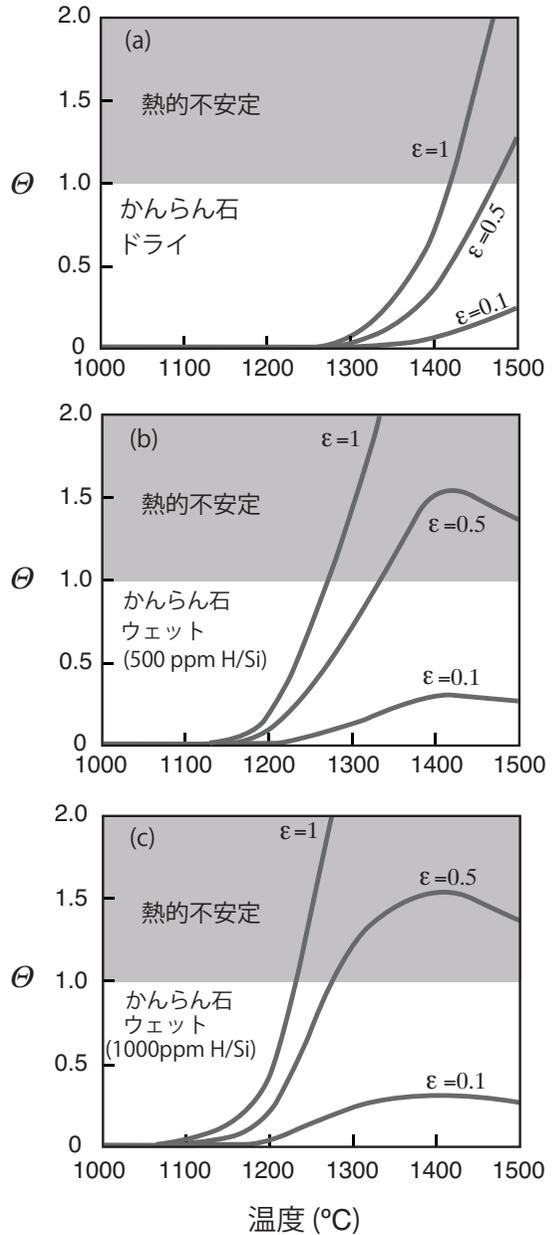


図6：ドライ条件とウェット条件(500ppm H/Si or 1000ppm H/Si)における熱的不安定。かんらん石に対して、深発月震が観測されている温度圧力[14]、応力0.1MPa[4]、含水量を仮定すると、流動速から実現される歪速度が決定できる[9]。それらの歪速度と式(2)から熱的不安定の起きる領域を計算した。 $\Theta > 1$ で熱的不安定が起きる[26]。ウェット条件の方が低温側で熱的不安定が起きやすくなることが示唆され、深発月震が起きている温度条件とも整合的になる。

る深発月震をうまく説明できるかもしれない。例えば、深発月震の起きる領域での温度圧力条件(約1000–

1500 °C, 約3.5-4.5 GPa.)[14]において, かんらん石, 応力0.1 MPa [4], そしてドライ条件orウェット条件 (500 or 1000 ppm H/Si)を仮定すると, 流動速から実現される歪速度が決まる [9]. その歪速度を用いて, 式(2)から熱的不安定の起きる条件を検証してみると, ドライ条件のときは熱的不安定が起きる領域は非常に狭いのに対し(図6a), ウェット条件の場合だと, 熱的不安定の起きる領域(条件)は低温側に拡大され, 観測されている深発月震の温度圧力条件(深さ)と合ってくることがわかる(図6b, c). ただ注意点として, ドライ条件を仮定したときにも述べたように, ウェット条件でも, これまで報告されてきた物体の大きさ(断層サイズ~1 km程度)より [2], やや大きめの断層サイズ(1-10 km)を想定しなければこの不安定現象を起こすのは難しいかもしれない(図4). そして, そもそも月深部に水が存在するのか, 存在するのであればどの程度の水が存在しているのかという疑問について考えなければならない. 最近の研究では月のQ値や電気伝導度などから月内部にはこれまで考えられていたよりも水が存在している(地球のアセノスフェア程度の水~0.01 wt%)可能性が示唆されている [30]. この深発月震の引き起こされる原因を解明するにあたって, 月内部の水の存在が鍵になるかもしれない. 逆に深発月

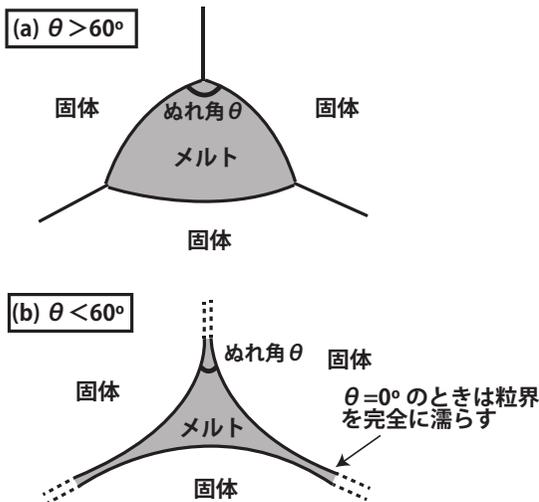


図7: (a): $\theta > 60^\circ$ ★メルトのぬれ角の形状. (a) $\theta > 60^\circ$ のとき, メルトは三重点に孤立して存在し, 界面を完全には濡らさない. (b) $\theta < 60^\circ$ のときは図のようにメルトは粒界を濡らし始める. 特に $\theta = 0^\circ$ のときは完全に粒界を濡らし, 力学的挙動を支配すると考えられる.

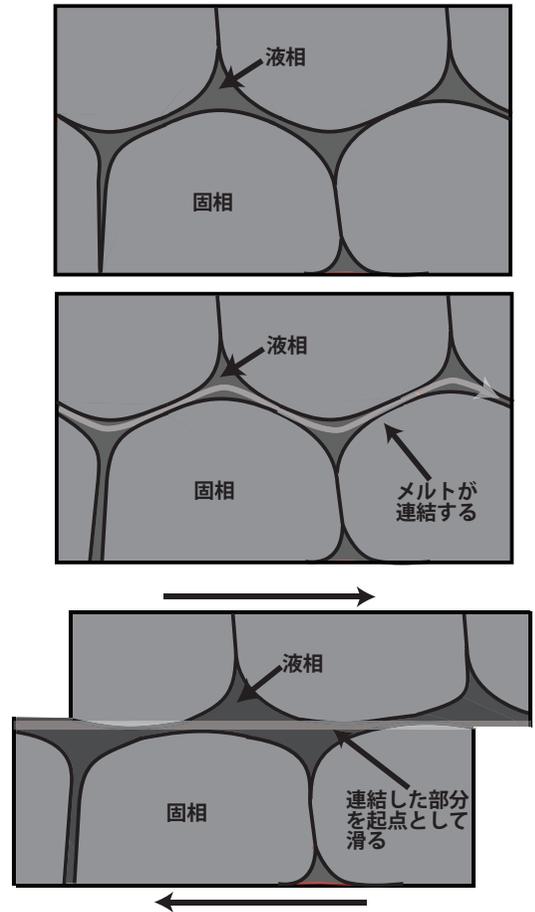


図8: メルトが連結することで滑りが起きるモデル. 高圧下においてメルトが連結し, その部分が断層のような役割をし, 最終的にそこを起点として滑りが起きる.

震の解明こそが月内部の水の存在とその分布を示唆するものになるかもしれない.

そして, もう一つ触れておきたいのがメルトの存在についてである. 月震波のデータ(弾性波の減衰領域)や, 月深部におけるメルトの密度に関する実験結果などから月の深部には部分溶融層が存在していることが示唆されている(例えば[31, 32]). メルトの存在によって, 岩石の強度は下がることは分かっているが[33-35], これまでの先行研究のほとんどは低圧下(~200 MPa)で行われており, 高圧下におけるレオロジーに対するメルトの影響はほとんど分かっていない. 特に高圧下ではメルトのぬれ角が小さくなることが分かっており [36], 最終的に約7 GPaでぬれ角は 0° になる(結

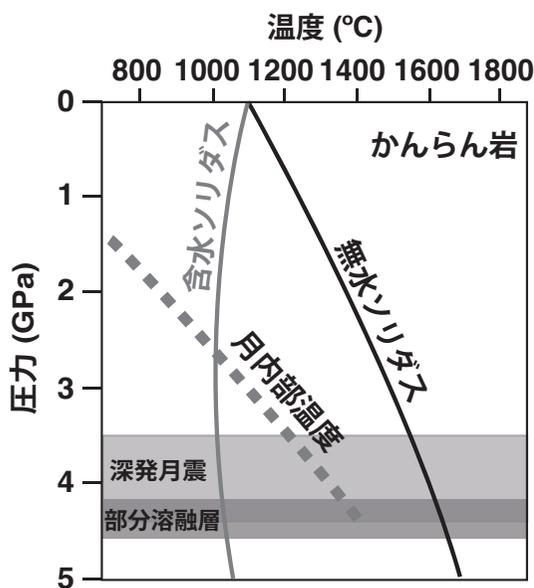


図9：月内部の温度圧力プロファイル[14]とかんらん岩のソリダス[38]の関係。先行研究から予想されている部分溶融層については[31]、無水で発生させるのは難しそうである。文献[38]図3から改変。

晶の界面がメルトによって完全に濡らされる) (図7)。つまり低圧下よりも高圧下の方がレオロジーに対するメルトの影響は大きくなるのが予想され、メルトによる岩石の軟化の割合は大きくなるだろう(圧力効果との競合にもなるが)。このメルトが存在する領域が変形の局所化を引き起こし、前述した不安定につながる可能性もある。もしくはこのメルト部分そのものが連結することで断層のような役割を果たし、滑りを引き起こすのかもしれない(図8)。高圧下でメルトが存在することにより、岩石レオロジーにおいて少なくとも3つの効果が生じると考えられる。①ぬれ角が小さくなることで、メルトが連結し物質の拡散を促進、変形挙動を支配する。②鉱物の結晶から水がメルトへと溶け込むことによって、周りの岩石(固体部分)を硬くする効果(つまり固体部分とメルト部分の強度差は大きくなる)。③メルトが間隙水圧として働き、物体にかかる有効圧を下げる効果。②の効果に関しては、月内部に水が存在することが条件ではあるが、いずれの効果も変形の局所化に一役買うだろう。そして、かんらん岩のソリダスと月内部の温度圧力構造を見比べると、水の存在無しにメルトを月内部に発生させるのは難しそうである(図9)。つまり、もしメルトによって

深発月震が引き起こされているのであれば、間接的に月内部の水の存在を示唆する可能性もあり、月内部の状態や月形成を考察する上で非常に有益な情報となる。いずれにせよ、深発月震を解明することは月内部の情報を得るために非常に重要であり、深発月震を解明するにあたって、高圧下における岩石レオロジーに対するメルトの影響も今後研究される必要があると言える。

4. おわりに

惑星内部の力学的挙動や進化を考える上で岩石レオロジーの解明は必要不可欠である。本論では、深発月震についてレオロジーの観点と地球の深発地震を参考に考察を行った。深発月震を解明する上で、キーワードとなってくるのは水or/andメルトによる変形の局所化である可能性がある。今後は高圧下における変形実験に加え、これらの不安定現象を捉えるためにアコースティックエミッション、そしてX線CTや電気伝導度測定による微細組織のその場観察が重要になってくるだろう。もちろん、より詳しい月震波データの取得や解析、熱流量などから予測される月内部の温度構造の精度向上も必要不可欠である。

参考文献

- [1] Wiczcerek, M. A. et al., 2006, Rev. Mineral. Geochem. 60, 221.
- [2] Nakamura, Y., 1978, Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 9th, 3589.
- [3] Goins, N. R. et al., 1981, J. Geophys. Res. 86, 378.
- [4] Cheng, C. H. and Toksoz, M. N., 1978, J. Geophys. Res. 83, 845.
- [5] Nakamura, Y., 1977, Phys. Earth Planet. Inter. 14, 217.
- [6] Lammlein, D. R., 1977, Phys. Earth Planet. Inter. 14, 224.
- [7] Karato, S. and Wu, P., 1993, Science 260, 771.
- [8] Hirth, G. and Kohlstedt, D., 2003, Geophys. Mongr. 138, 10.1029.
- [9] Karato, S. and Jung, H., 2003, Philos. Mag. 83, 401.
- [10] Byerlee, J., 1978, Pure Appl. Geophys. 116, 615.
- [11] Kohlstedt, D. et al., 1995, J. Geophys. Res. 100, 17587.
- [12] Burgmann, R. and Drasen, G., 2008, Annu. Rev. Earth

- Planet. Sci. 36, 531.
- [13] Hood, L. L. and Zuber, M. T., 2000, Origin of the Earth and Moon. University of Arizona Press, pp. 397.
- [14] Kuskov, O. L. et al., 2002, Phys. Earth Planet. Inter. 134, 175.
- [15] Lognonne, P. et al., 2003, Earth Planet. Sci. Lett. 211, 27.
- [16] Rybacki, E. and Dresen, G., 2002, J. Geophys. Res. 111.
- [17] Tsenn, M. C. and Carter, N. L., 1989, Tectonophysics. 136, 1.
- [18] Katayama, I. and Karato, S., 2008, Phys. Earth Planetary Inter. 168, 125.
- [19] Demouchy, S. et al., 2013, Phys. Earth Planet. Inter. 220, 37.
- [20] Green, H. W. II and Burnley, P. C., 1989, Nature 341, 733.
- [21] Griggs, D. T. and Baker, D. W., 1969, in Properties of Matter Under Unusual Conditions, New York, Interscience Publishers, pp. 23-42.
- [22] Ogawa, M., 1987, J. Geophys. Res. 92, 13801.
- [23] Meade, C. and Jeanloz, R., 1991, Science 252, 68.
- [24] Weber, R. C. et al., 2009, J. Geophys. Res. 114, doi: 10.1029/2008JE003286.
- [25] 唐戸俊一郎, 2000, レオロジーと地球科学, 東京大学出版会.
- [26] Karato, S. et al., 2001, Phys. Earth Planetary Inter. 127, 83.
- [27] Gibert, B. et al., 2003, Geophys. Res. Lett. 30, 2172, doi:10.1029/2003GL018459.
- [28] Nakamura, Y., 1981, J. Geophys. Res. 88, 677.
- [29] Nakamura, Y., 2005, J. Geophys. Res. 110, doi:10.1029/2004JE002332.
- [30] Karato, S., 2013, Earth Planet. Sci. Lett. 384, 144.
- [31] Weber, R. C. et al., 2011, Science 331, 309.
- [32] Van Kan Parker et al., 2012, Nat. Geosci. 5, doi:10.1038/NGEO1402.
- [33] Hirth, G. and Kohlstedt, D., 1995a, J. Geophys. Res. 100, 1981.
- [34] Hirth, G. and Kohlstedt, D., 1995b, J. Geophys. Res. 100, 15,441.
- [35] Mei, S. et al., 2002, Earth Planet. Sci. Lett. 201, 491.
- [36] Yoshino, T., et al., 2007, Earth Planet. Sci. Lett. 256, 466.
- [37] 大谷栄治, 地学雑誌 114, 338.
- [38] Hirth, G. and Kohlstedt, D., 1996, Earth Planet. Sci. Lett. 144, 93.