

# 1. プレートテクトニクス

地球表面は 10 数枚のプレートに覆われている。それぞれのプレートはほぼ剛体の板として振る舞っている。その運動の差によりプレート境界が生じ、相対的な運動から様々な地学現象が説明できるとする理論がプレートテクトニクスである。

## 1.1 プレート境界

地震：主としてプレート境界で起きる  
3つのプレート境界  
発散境界—中央海嶺  
収束境界—沈み込み帯、衝突帯  
すれ違い境界—トランスフォーム断層

## 1.2 プレートの年代と地形

プレートは中央海嶺で作られる。沈み込みを持つプレートは沈み込み帯でマントル中に沈降する。古いプレートは冷たくて重いので、アイソスタシーにより沈降する。海底の水深は古いほど深くなる。

## 1.3 プレートの運動

球面上の運動は1つの回転軸とその周りの回転で表される。  
回転軸の位置をオイラー極と呼ぶ。  
プレートの運動は相対運動のみ分かる(全表面を覆っていて内部が見えないため)  
ホットスポットはマントルにマントル深部に固定されていると仮定して求めたプレートの運動をプレートの絶対運動と呼ぶ。ホットスポットの相対運動はプレートに比べると小さいので、固定されていると仮定するのは、ある程度正しい。

## 1.4 プレートに働く力

プレートはマントル対流から見ると冷たい方の熱境界層である。このためマントル対流の一部であり、別のものと考えする必要がない。しかし、プレートとそれ以外の部分に分けてプレートに働く力を考えるのはプレート運動や、それを含むマントル対流の性質を考える際に有用である。

### 原動力

海嶺押し力(ridge push) プレートが標高の高い海嶺からずり落ちるように働く力。海嶺と沈み込み口との圧力差をプレートの厚さだけ積分したものである。  
スラブ引っ張り力(slab pull) 密度が高いスラブによる負の浮力(沈降力)がプレートを引く力

### 原動力あるいは抵抗力

マントル引きずり力(mantle drag) プレートより深いマントルの運動から受ける力。  
プレート運動の原動力としても抵抗力としても働く。プレート下マントルの運動の原因として、マントルプルームやスラブの落下に伴う流動などがある。平均的には抵抗力として作用している。  
スラブ吸引力・曲げ力(slab subduction or plate bending) 沈み込むプレートに上盤プレートから働く垂直効力。プレート運動方向に引っ張る原動力、あるいはプレートを曲げる時の抵抗力として働く。平均的には抵抗力(plate bending force)として作用している。

### 抵抗力

大陸抵抗力(continent resistance) 沈み込み帯の逆断層に働く摩擦抵抗  
トランスフォーム断層抵抗力(transform fault resistance) トランスフォーム断層に働く摩擦抵抗  
スラブ抵抗力(slab resistance) 沈み込むスラブに働くマントルの粘性抵抗

このなかで、スラブ引っ張り力とスラブ抵抗力が他より1桁大きい力( $10^{13}$  [N/m]のオーダー)で、この2

つの釣り合いで沈み込むプレートの運動速度が決まっている。スラブのないプレートは運動速度が遅い。

**問題 1-1** プレート運動なしに説明できない観測・観察事実を挙げよ。

**問題 1-2** 海洋地殻が生成される面積の速さが  $2.8 \text{ [km}^2\text{yr}^{-1}\text{]}$  のとき、海洋地殻の平均年齢はいくらか。海洋地殻の総面積は  $3.2 \times 10^8 \text{ [km}^2\text{]}$  である。

**問題 1-3** 海嶺の長さを  $80,000 \text{ [km]}$  とするとき、平均プレート拡大速度はいくつか。[cm/yr] で答えよ。

**問題 1-4** 海溝の長さを  $40,000 \text{ [km]}$  とするとき、平均プレート沈み込み速度はいくつか。[cm/yr] で答えよ。

**問題 1-5** 沈み込みの面積速度が  $0.09 \text{ [m}^2\text{s}^{-1}\text{]}$  のとき、過去 30 億年に沈み込んだ堆積物の量が大陸の体積と同じになる堆積物の厚さはいくらか。ただし、大陸地殻の平均密度を  $2700 \text{ [kgm}^{-3}\text{]}$ 、堆積物の密度  $2400 \text{ [kgm}^{-3}\text{]}$  と考えよ。大陸の面積は  $1.9 \times 10^8 \text{ [km}^2\text{]}$ 、厚さは平均  $35 \text{ [km]}$  とせよ。

**問題 1-6** プレートを動かす力のうち最も大きなものはスラブプルである。重力加速度を  $10 \text{ [m s}^{-2}\text{]}$ 、スラブの密度差 ( $\Delta\rho = \rho_m \alpha \Delta T_s$ ) を  $60 \text{ [kg m}^{-3}\text{]}$ 、深さを  $660 \text{ [km]}$ 、厚さを  $100 \text{ [km]}$  角度を  $30^\circ$  として海溝の伸長方向  $1 \text{ [m]}$  当たりのスラブプルの大きさを計算せよ。

**問題 1-7** 海嶺押し力の大きさ(海嶺の伸長方向  $1 \text{ [m]}$  当たり)

$$F_R = g\rho_m\alpha(T_m - T_0) \left[ 1 + \frac{2}{\pi} \frac{\rho_m\alpha(T_m - T_0)}{\rho_m - \rho_w} \right] \kappa t$$

で表すことが出来る。ここで、 $\rho_m$  はマントルの密度 ( $3300 \text{ [kg m}^{-3}\text{]}$ )、 $\alpha$  は体積熱膨張率、 $T_m$  はプレート下の温度 ( $1300 \text{ [}^\circ\text{C]}$ )、 $T_0$  は地表の温度 ( $0 \text{ [}^\circ\text{C]}$ )、 $\kappa$  は熱拡散率 ( $1.0 \times 10^{-6} \text{ [m}^2 \text{ s}^{-1}\text{]}$ ) である。プレートの年代  $t$  が  $100 \text{ [Ma]}$  であるとき、 $F_R$  を求めよ。

## 2. 地球内部構造

重要な観測事実

地震波の走時→地震波速度の層構造

地震波の走時→地震波速度の層構造

重力・ジオイド→密度構造 (必要条件)、粘性構造

高温高压物性→物質の弾性定数: 地震波速度と物質を対応させる

### 2.1 地震学データの解釈

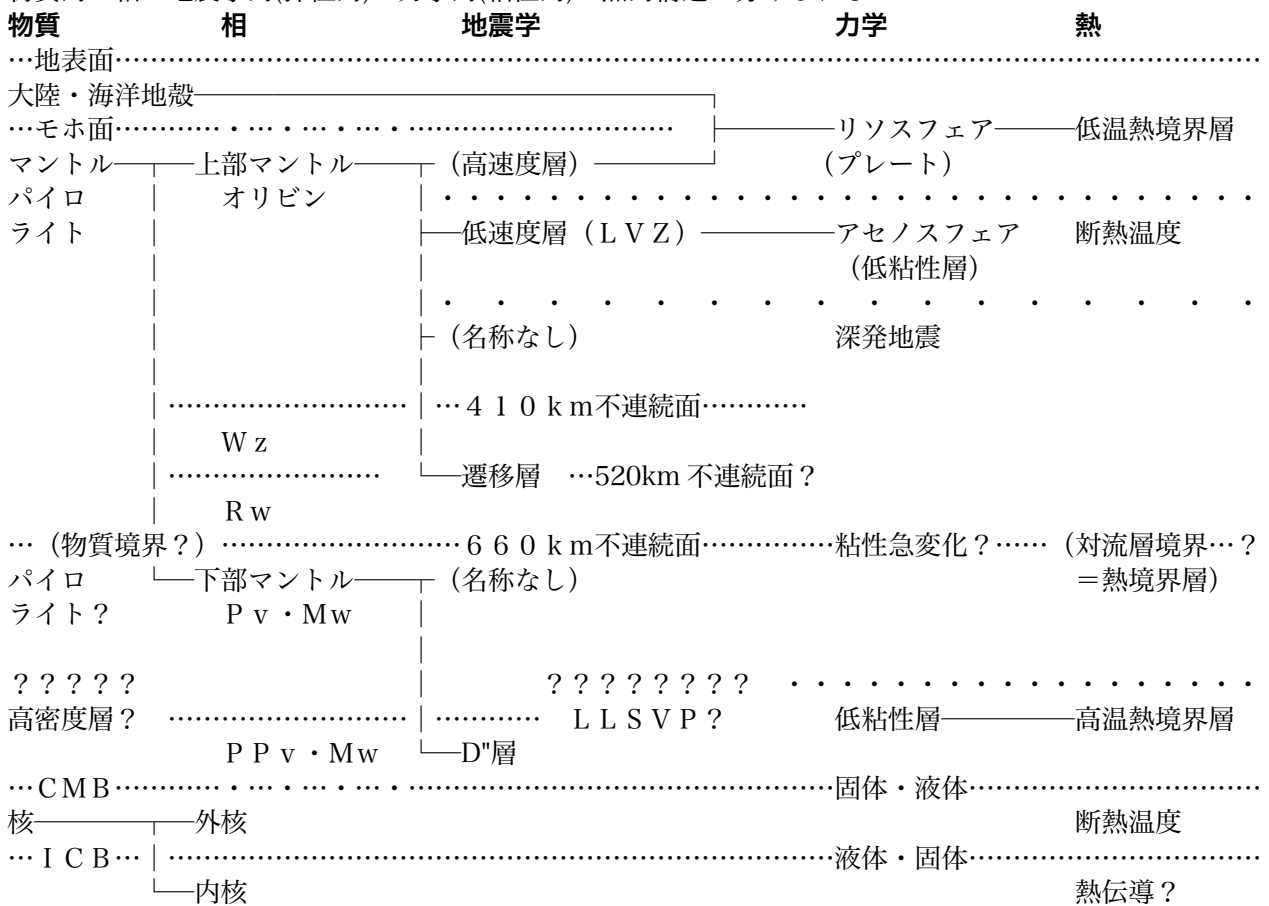
モデルの種類と得られる情報

データ: 実体波走時( $V_p, V_s, \rho$ ), 表面波・自由振動( $V_p, V_s, \rho, Q$ )

密度(重力・圧力)、断熱温度勾配、平均組成、平均温度

### 2.2 地球の層構造

物質的・相・地震学的(弾性的)・力学的(粘性的)・熱的構造に分けられる



CMB: 核・マントル境界

ICB: 内核・外核境界

Wz: ウォズリアイト

Rw: リングウッドライト

Pv: ペロフスカイト

Mw: マグネシオウスタイト

PPv: ポストペロフスカイト

## 2.3 球対称構造の特徴

マントル全体は固体・部分融解しているところも少ない

遷移層が存在

速度ジャンプ Moho, 410km, (520km), 660km, CMB, ICB

平均組成: パイロライトではほぼ説明できるが遷移層の速度や速度ジャンプが合わないところもある

平均温度: 地表とマントル最深部を除きだいたい断熱温度勾配に従う。

マントル最深部に異常な勾配(D"層)? (D"層の解釈による)

力学的構造は温度構造と同じ

## 2.4 プレートとは何か

### 2.4.1 地殻・マントル・核とリソスフェア・アセノスフェア

地殻・マントル・核 物質の違いによる分類

リソスフェア・アセノスフェア 力学的性質による分類

### 2.4.2 プレートの構造

物質科学的に見てプレートは次のような層状構造を持つ。

海洋プレート

区分 岩石

海洋地殻 — 堆積層 3層合わせて 5~7km

└ 玄武岩

└ ガブロ(玄武岩の深成岩)

マントル — ハルツバージャイト(玄武岩の絞りかす) ~30km

└ 橄欖岩(パイロライト)の低温部分 ~100km

大陸プレート

区分 岩石

大陸地殻 — 花崗岩: 上部地殻 2層合わせて 30~40km

└ ガブロ?? : 下部地殻

マントル — 橄欖岩 ~30km

└ 橄欖岩(パイロライト)の低温部分 100~200km

└ テクトスフェア? 先カンブリア盾状地の深部 200~400km

海洋プレートは海嶺で生まれる。圧力解放融解(pressure release melting)により玄武岩(basalt)が出来るが、この分化作用により海洋プレートに層構造が生まれる。大陸プレートの構造や成因についてはまだよく分かっていないことが多い。

問題 2-1 プレートと地殻の違いを説明せよ。

問題 2-2 P波の速度をラメの弾性定数・体積弾性率と密度で表せ。

問題 2-3 S波の速度を剛性率と密度で表せ。

問題 2-4 ポワソン比をラメの弾性定数で表せ。

### 3. 地球内部の力学的性質

#### 3.1 固体の変形の性質

**弾性**：力を取り去ると変形が元に戻る。

**線形弾性体** 小さな変形の時の近似。歪  $\varepsilon$  が応力  $\sigma$  に比例する。1次元の時は

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{E}$$

である。ここで、 $E$ : 弾性係数(ヤング率)  $\mu$ : 剛性率、である。弾性係数はバネのバネ定数と同じである。その性質はバネで表現できる。

**塑性** 力を取り去っても変形したまま元に戻らない。

**線形粘性体(ニュートン粘性体)** 歪速度  $\dot{\varepsilon}$  が応力に比例する。1次元の時は

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\sigma}{2\eta}$$

である。ここで、 $\eta$  は粘性率である( $\eta'$  は弾性体でのヤング率に相当する)。その力学的性質はダッシュポット(ダンパー)で代表される。

**非線形流動(非ニュートン流動)** 歪速度が応力に比例しない。例えば  $n$  乗などに比例する。

$$\dot{\varepsilon} \propto \sigma^n$$

**脆性** 破壊が起きて変形する。破壊強度  $\sigma_f$  は摩擦の法則と同じ形で、垂直抗力(圧力)  $N$  に比例する。

$$\sigma_f = \sigma_0 + cN$$

ここで、 $\sigma_0$  は圧力  $0$  での物体が持つ強度であり、固着強度と呼ばれる。 $c$  は摩擦係数である。

**粘弾性体** 粘性と弾性の両方を示す物体。バネとダッシュポットの繋げ方により応力に対する反応の仕方が変わる。

**Maxwell 粘弾性体** バネとダッシュポットを直列に繋いだ物体。

全体の歪みはバネの歪とダッシュポットの歪みの和で表される。つまり、

$$\varepsilon_{tot} = \varepsilon_{\eta} + \varepsilon_E$$

応力は直列に繋がっていることから、バネに対してもダッシュポットに対しても同じ応力である。上の式を時間で微分して弾性体と粘性体の応力・歪関係を代入すると、

$$\dot{\varepsilon}_{tot} = \frac{\sigma}{2\eta} + \frac{\dot{\sigma}}{E}$$

が得られる。

圧縮力を加えると、まず、バネが縮んだ後、ゆっくりとダッシュポットが縮んでいく。つまり短い時間の応力変化に対しては弾性体、長時間の応力変化に対しては粘性体として振る舞う。 $t=0$  で急に力を加えて全体の歪みの変化が  $0$  になるように保っている状態を考える。つまり、上の式で、左辺  $= 0$  と置くと、

$$\sigma = \sigma_0 \exp\left[-\frac{E}{2\eta}t\right] = \sigma_0 \exp\left[-\frac{\mu}{\eta}t\right]$$

となる。応力が  $1/e$  になる時間は Maxwell 緩和時間と呼ばれ、

$$\tau_{ve} = \frac{\eta}{\mu}$$

と書ける。

**Kelvin-Voigt 粘弾性体** バネとダッシュポットを並列に繋いだ物体

応力は、バネとダッシュポットが並列に繋がっていることから、2つの要素に働く応力の和で表される。一方歪は両方の要素で共通である。つまり、

$$\sigma_{tot} = E\varepsilon + 2\eta\dot{\varepsilon}$$

と表せる。一定の応力を加えると物体は

$$\varepsilon = \frac{\sigma_0}{E} \left( 1 - \exp \left[ -\frac{t}{\tau_{ve}} \right] \right)$$

で変形する。早い変形に対しては、粘性抵抗の影響が大きい。地震波の減衰を説明することが出来るモデルである。

一般の物体は Maxwell あるいは Kelvin-Voigt のモデルの組み合わせで表すことが出来る。

**Byerlee の法則** 岩石の破壊強度は岩石によらず摩擦係数が一定であるという経験則。深部(>10km)では  $c \approx 0.6$  である。

### 3.2 変形に関する観測

**アイソスタシー**：地殻が流動するマントルの上であり、地殻の重さがマントルを排斥するため生じる浮力と釣り合っていると考える考え方。

エアリーのモデルでは、地殻の厚さの変化により釣り合いを説明する。つまり高い山脈のある場所ほど地殻は深い根を持つ。プラットのモデルでは、地殻の物質の密度変化により釣り合いを説明する。高い山脈のある場所ほど密度が低いとする。大陸だけを考えれば、エアリーのモデルの方が現実に近いが、海洋地殻も考えると、地殻の密度の違いもあり、エアリーとプラットのモデルの両方の特徴を地球は持っていると言える。

地殻とマントル間のみで考えるアイソスタシーを局所アイソスタシー、リソスフェア・アセノスフェアまで考えるアイソスタシーをグローバルアイソスタシーと言うこともある。海洋が年代とともに深くなるのは、グローバルアイソスタシーの結果である。

**プレートの変形**：GPS によって観測点の数年間の変位を計測する

プレートテクトニクスでは、プレートが剛体的に振る舞うとして、その相対運動を考え、様々な地学現象を統一的に説明する。しかし、プレートは完全に剛体的ではなく、変形する部分があり自由度が出来るので、運動をすることが出来る。

変形の大きさによって4つの領域を考えることが出来る (Gordon, 2000)。

stable plate interior	歪速度	$10^{-19} \sim 10^{-17} [s^{-1}]$
diffuse oceanic plate boundary	歪速度	$10^{-17} \sim 10^{-16} [s^{-1}]$
continental orogenic zone	歪速度	$\sim 10^{-15} [s^{-1}]$ 地質学的に「典型的」とされる歪速度
narrow plate boundary	歪速度	$10^{-13} \sim 10^{-11} [s^{-1}]$

**後氷期変動**：地質学的調査による海水準の変動

地球は過去氷河期があり、極に近い地方は氷に覆われていた。極域に氷の荷重が加わるため、マントルが変形する。地球が暖かくなって氷が減ると、荷重が減って元に戻ろうとする。この変動を後氷期変動 (Postglacial rebound) という。その変動速度から、マントルの粘性率が分かる。水平規模の大きい変動ほど、マントル深部が流動するので、変動の水平波長は粘性の深さ分布の情報を含む。

上部マントルの平均粘性率： $5 \times 10^{20} [Pa \cdot s]$

下部マントルの平均粘性率： $1 \times 10^{22} [Pa \cdot s]$

変動の時間スケールは 1000 年オーダーである。この時間だと、マントルの流動が完全に定常クリープには達していない可能性がある。

**問題 3-1** Maxwell 粘弾性体が地殻やマントルの力学的性質を代表すると考えられる理由は何か。

**問題 3-2** 上部マントルの典型的な粘性率を  $10^{21} [Pa \cdot s]$ 、剛性率を  $10^{11} [Pa]$  として Maxwell 緩和時間が何年であるか見積もれ。後氷期変動の時間スケールでは粘性流動が重要であることを理解せよ。

**問題 3-3** リソスフェアの粘性率を  $10^{23}$  から  $10^{25} [Pa \cdot s]$ 、剛性率を  $10^{11} [Pa]$  として Maxwell 緩和時間が何年であるか見積もれ。後氷期変動の時間スケールでリソスフェアは粘性流体として扱うことが可能であ

るか？

**問題 3-4** 大陸地殻がマントル上に浮いているだけの簡単なモデルを考える。アイソスタシーが成り立っているとき、大陸の標高を求めよ。大陸地殻の厚さ  $h_c$ ・密度  $\rho_c$  を 30 [km], 2800 [kg m<sup>-3</sup>]、マントルの密度  $\rho_m$  を 3300 [kg m<sup>-3</sup>] とせよ。

**問題 3-5** 海洋が海水、海洋性地殻、マントルの 3 層からなる場合のアイソスタシーの式を作れ。海洋地殻の密度を  $\rho_o$ ・厚さを  $h_o$  とせよ。

**問題 3-6** アイソスタシーの考え方をを用いて、半無限体モデルの海洋底の水深  $d$  が、

$$d = d_r + \frac{2\rho_M\alpha(T_M - T_0)}{\rho_M - \rho_W} \sqrt{\frac{\kappa t}{\pi}}$$

と表されることを示せ。ただし、 $d_r$  は海嶺の平均水深、 $\rho_M$  と  $\rho_W$  はアセノスフェアおよび水の密度、 $\alpha$  は熱膨張率、 $T_M$  と  $T_W$  はアセノスフェアおよび地表の温度、 $\kappa$  は熱拡散率、 $t$  はプレートの年代である。

**問題 3-7** 地球深部で地震が起こらない理由を岩石の力学的モデルを使って説明せよ。

## 4. 地球内部の熱構造とその観測

### 重要な観測事実

マントル—S波を伝搬：固体，最上部の一部が部分融解を起こす  
 マントルは融点に近い温度だが、融点より低い  
 核—外核ではS波が通らない：液体，内核はS波が通る：固体  
 外核では融点より高い温度，外核・内核境界は融点，

### 4.1 地球の熱源

地球の発熱源：主に地球の冷却、放射性元素の崩壊

地球形成時に地球が高温である原因は集積時の重力エネルギーの解放による放射性元素 U, Th,  $^{40}\text{K}$

発熱量

$$H_0 = C_0^U \left( \frac{C_0^{238U}}{C_0^U} H^{238U} + \frac{C_0^{235U}}{C_0^U} H^{235U} + \frac{C_0^{Th}}{C_0^U} H^{Th} + \frac{C_0^{40K}}{C_0^U} H^{40K} \right)$$

地球が放出している全熱流量のうち、放射性元素が出している熱の割合を**ユーレイ比**と呼ぶ

### 4.2 地球内部の温度場を決めるメカニズムとその観測方法

最も重要なこと：マントルと外核は対流している、内核は対流しているか不明

#### マントル・外核の対流に共通する特徴

- (1) 流体層が厚い
- (2) 熱伝導率が小さい
- (1)により、温度は**断熱温度勾配**を持つ

#### マントルと核の違い

粘性率 (マントルの方が極端に大きい)の違い→熱境界層の有無

マントル：ある程度の厚さ(~100 km)を持つ熱境界層(図の1と4)と断熱温度勾配を持つ断熱核(図の2の部分)

外核：熱境界層は極端に薄く、断熱核のみとみなせる—断熱温度勾配

#### 温度への制約条件

プレート内の温度 (1): 地殻熱流量と熱伝導モデル

マントルのポテンシャル温度 (3): 玄武岩の組成と岩石の融解実験 (マグマの量) 1300°C 程度

地震波不連続面の温度: その深さと高圧実験の相図(相転移面の圧力・温度)

間は断熱温度勾配(約 0.3°C/km)で内挿 (2)

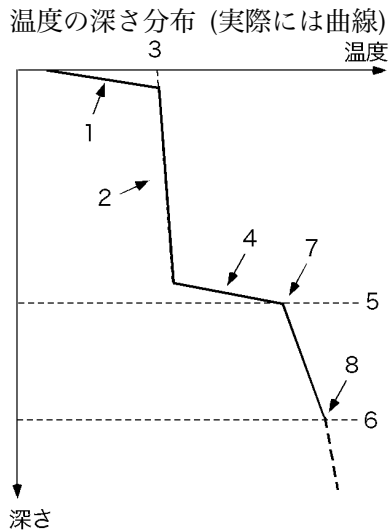
CMB マントル側の温度: 断熱温度曲線 (2)を CMB へ延長

ICB の温度 (8): 鉄の融解実験(液体固体相転移)

CMB 核側の温度: ICB から CMB まで断熱温度曲線で(8→7)

CMB 上の熱境界層の温度差: マントル側と核側の温度差 (2のCMBへの延長と7の温度差)





### 4.3 海洋プレートの熱構造

海洋プレートの熱的進化は、海嶺で上昇してきたマントルが、地表の低温で徐々に冷やされていく過程と考えることができる。冷却された部分は粘性率の温度依存性により高い粘性率を持ち、変形がとても遅くなるので、剛体的に振る舞うようになる。これがプレートである。冷たくなると、密度が高くなるので、重くなり、アイソスタシーにより沈降する。従って、海底は海嶺で最も浅く、だんだん深くなる。大陸プレートなど別のプレートと衝突すると、重いのでマントル中に沈んでいく。これがプレートの沈み込みで、沈み込む場所は最も深くなり、海溝を形成する。

プレートの温度は、水平方向の温度変化が無視できるほど小さいので、1次元の熱伝導で記述できる。1次元の熱伝導方程式は、

$$\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \rho H$$

と表される。ここで、 $\rho$ は密度[kg $m^{-3}$ ]、 $C_p$ は定圧比熱[Jkg $^{-1}$ ]、 $T$ は温度[K]、 $k$ は熱伝導率[Wm $^{-1}$ ]、 $H$ は放射性元素による加熱(内部加熱とも言う)[Jkg $^{-1}$ ]である。内部加熱  $10^{-12}$ [Jkg $^{-1}$ ]のオーダーであり、は1億年程度ではあまり影響しない。両辺を $\rho C_p$ で割ると、

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{H}{C_p}$$

と表される。この式は物質の拡散方程式と同じ形を持っている。ここで、 $\kappa$ は熱拡散率[m $^2$ s $^{-1}$ ]であり、岩石はすべて同じ位の値を持つ。

海洋プレートの熱的観測を説明するため、次の2つのモデルが考えられている。2つのモデルの違いは、プレートが表面からどの深さまで冷却されると考えるかによるものである。

#### 半無限体冷却モデル

マントルを半無限の熱伝導体と考えて、表面から冷却され、冷たい部分が深いところまで徐々に広がると考える最も単純化したモデル。プレートの厚さは年代の平方根に比例して厚くなり、地殻熱流量は年代の平方根に反比例して小さくなる。現在は、プレートの温度場に関して正しい解釈と考えられている。

#### プレート冷却モデル

マントル対流により熱を付加されるので、プレートの下面がある深さよりも深くならないと考えるモデル。適当な厚さ(~100km)を持つプレートの熱伝導で表される。熱流量はプレートの年代が新しい時は半無限体モデルと違いが少ないが、プレートが古くなると一定値に近づく。

### 4.4 大陸プレートの熱構造

大陸地殻の地殻熱流量は、海洋と同程度の値を持つ。大陸地殻は花崗岩で出来ているので、大量の放射性

熱源を持っている。それにもかかわらず、熱流量が海洋と変わらないのは、マントルからの熱流量が少ないからである。大陸プレートも海洋プレートと同様に考えると、海洋より一般的に古いのでマントルからの熱流量が小さいのは推測できる。マントルからの熱流量は、1次元の熱伝導方程式を使って次のように見積もることが出来る。大陸地殻内の温度を考える。大陸プレートは古いので、時間変化のない定常的な熱伝導モデルで考える。さらに、大陸地殻である花崗岩には大量の含まれるので、内部加熱の項が無視できない。よって、基礎となる式は定常熱伝導方程式である。熱伝導方程式の時間依存項を0として、

$$0 = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{H}{C_p}$$

である。花崗岩中の熱源の分布は深くなるにつれ、少なくなることが知られている。これを、指数関数

$$H = A_0 e^{-z/h_r}$$

で近似する。ここで、 $A_0$ は地表の放射性元素による熱源の量であり、 $h_r$ は放射性元素が1/eに減る深さである。方程式を1回積分して、地表での熱流量は、

$$Q_0 = Q_m + A_0 h_r$$

と予測される。この式は $Q_0$ が $A_0$ の1次関数であること、つまり両者の関係が直線で表されることを示している。ここで、 $Q_m$ はマントルから地殻への熱流量である。 $A_0$ は地表の岩石を調べれば分かるが、 $h_r$ は直接調べることが出来ない。ところが、地表は浸食されているので、 $Q_0$ と $A_0$ は場所を少し違えると異なる値を持つ。従って、少し離れた地点で $Q_0$ と $A_0$ を調べて、直線の式を当てはめることにより、 $Q_m$ と $h_r$ を推定できる。

#### 4.5 プレートより深部のマントルと核の熱構造：断熱温度曲線

マントルは固体、外核は液体、内核は固体であることから、融点がそれぞれの温度の上限、下限、上限である。

プレートより深部の温度は、マントルも核も対流しているため、断熱温度曲線に従っていると考えられる。断熱温度曲線は、

$$\frac{dT}{dz} = \frac{\alpha g}{C_p} T$$

で表される。ここで $\alpha$ は(体積)熱膨張率、 $g$ はその場所の重力加速度である。マントルの断熱温度勾配を地表まで延長した温度をポテンシャル温度と呼ぶ。ポテンシャル温度と呼ぶのは対流を駆動する密度差を発生するのに正味使える温度差だからである。海嶺では、熱いマントル物質が地表まで上がっているため、海嶺の温度は、マントルのポテンシャル温度である。海嶺の温度は、玄武岩マグマの量から推定されている。より深部はマントルの断熱温度曲線で外挿する。ただし、核マントル境界のマントル側には、地表と同様な熱境界層が存在しているはずである。また、相境界があると、相境界に関する物性データから、その場所の温度を知ることが出来る。

核の温度は内核・外核境界の温度が、鉄の融点に等しいことから推定される。ここから、断熱温度曲線で、核の温度を推定する。流体の粘性が低いので、熱境界層はほとんど存在しない。内核の熱輸送は、おそらく熱伝導であろうと考えられているが、最近では対流している可能性も指摘されている。

**問題 4-1** 地球内部の温度を調べる方法についてまとめよ。

**問題 4-2** 内部加熱の元となる放射性元素はU, Th, Kである。マントル、玄武岩、花崗岩においてそれぞれの元素が現在どの程度含まれるか、また、どの程度発熱をしているのか調べよ。

**問題 4-3** 熱伝導方程式に現れる物理定数(密度や熱伝導率など)の値を調べよ。

**問題 4-4**  $C_0^U$ を20 [ppb]とするときマントルの $H_0$ の値を求めよ。

**問題 4-5** 熱伝導が全くないとすると、現在存在する放射性元素での熱で地球内部の温度は10億年でどの程度上昇するか見積もれ。

**問題 4-6** マントルを構成する岩石の熱伝導率を3.3 [W m<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>]とすると、平均地殻熱流量を80 [mW m<sup>-2</sup>]から地表付近の地温勾配を計算せよ。

**問題 4-7** マントルのポテンシャル温度を1300 [°C]とすると、CMBまでの断熱温度曲線をグラフに表せ。重力加速度や熱膨張率は一定と仮定せよ。

## 5. 地球内部の3次元構造

### 5.1 地震波速度3次元構造

手法と得られる情報

地震波トモグラフィー: 大量のデータを最小二乗法的に処理

データ: 実体波走時( $V_p$ ,  $V_s$ )、表面波・自由振動( $V_p$ ,  $V_s$ ,  $\rho$ ,  $Q$ )

速度構造: 3次元分布・rms速度・スペクトル分布、境界面凹凸、密度構造(低次)、減衰構造  
波形解析

データ: 実体波( $V_p$ ,  $V_s$ )

速度微細構造、境界面凹凸

地殻構造

大陸地殻: 30-40km程度、衝突帯で倍くらいの厚さになることもある。

上部地殻は花崗岩、下部地殻はガブロ的組成(地震波速度から)と考えられる。

海洋地殻: 6-7km程度。上部は玄武岩組成。下部はガブロ。

Hypsometric curve: 2種類の地殻を反映

浅部構造: プレートテクトニクスと一致

海嶺下: 低速(高温)、古い海洋: 高速、大陸: 高速

上部マントル中部・深部: 沈み込み帯の構造

海嶺・古い大陸に根?

遷移層: スタグナントスラブ

下部マントル: 異常が小さい

浅部: スタグナントスラブの続き

中部: 速度異常が小さく特徴がない、北・中米に沈み込んだ過去のプレートが見られる

深部: LLSVPあるいはスーパーブルーム=degree 2パターン、環太平洋下に高速異常

LLSVP: large low shear velocity province

### 5.2 電気伝導度構造

地球内部を流れる電流が

高温ほど高電気伝導度

流体の分布に敏感: マグマの存在や水の含有量

海洋プレート下のアセノスフェア: 電気伝導度が高く、メルトや水が存在している可能性が高い

平均的なマントル: ドライで、遷移層深部に水が0.5%程度存在している可能性

大陸下: ドライ

沈み込み帯: 水が存在

### 5.3 トモグラフィーとジオイドを用いた粘性率の推定

トモグラフィー: 物性理論を用いて地震波速度異常を密度異常に直す

ジオイド: 人工衛星軌道や重力計などによる重力の計測

ジオイド=密度分布+境界面の凹凸

密度分布がマントル対流を駆動: 境界面の凹凸に影響する: 影響の度合いは粘性分布で決まる

流動を計算する必要がある。(水平方向の粘性変化を考慮すると、計算がたいへん)

粘性が線形→密度分布とジオイドに対応関係 "dynamic response function": 粘性分布に依存

粘性の絶対値は分からない

660km不連続面に対応した粘性ジャンプ 10倍から100倍程度

問題 5-1 中央海嶺の拡大する原因が、マントルブルームのような高温の上昇流の場合、中央海嶺の深部にはどのような地震波速度構造が観測されるべきであるのか?

問題 5-2 マントル対流が一層対流であることを示す地震波トモグラフィーによる観測事実を挙げよ。

## 6. マントル対流、プレート、プルーム

### 6.1 マントル対流の基本的性質

#### マントル対流の特徴

- (1) 粘性が大きい：密度による浮力と粘性応力が釣り合った流れ—慣性や自転が影響しない
- (2) 熱伝導率が小さい：
- (3) 流体層が厚い  
(1)にもかかわらず、(2)(3)により熱を熱伝導だけで運ぶのは効率が悪いので対流が起きる
- (4) 流体が3次元球殻
- (5) 粘性変化が大きい—温度・圧力・応力依存性
- (6) 物性が圧力依存性を持つ—相転移や熱膨張率など
- (7) 放射性元素による内部加熱源を持つ
- (8) 地球が冷却する途上にある—熱源の1つ、非定常状態

#### マントル対流のスケール

空間スケール 水平 1000km~10000km(太平洋プレート)  
垂直 660km(上部マントル)~2900km(全マントル)  
速度スケール 1cm/yr~10cm/yr (プレート運動速度)  
時間スケール 数億年~10億年 (空間スケール/時間スケール)  
粘性率  $5 \times 10^{20}$  Pa·s (上部マントル平均),  $10^{22}$  Pa·s (下部マントル平均)  
温度差 1300K(プレート)~4000K(プレート+D"の最大温度差)

### 6.2 マントル対流の物理パラメータへの依存性

#### レイリー数: 熱対流の最も基本的なパラメータ

レイリー数が増加すると熱境界層が薄くなる  
熱境界層の厚さ

$$\delta \sim u^{-1/2} \sim Ra^{-1/3}$$

熱輸送(ヌッセルト数)

$$Nu \sim \delta^{-1} \sim Ra^{1/3}$$

レイリー数が大きくなると3次元的な構造も変化する

#### 散逸数: 物質の圧縮性の強さの影響

散逸数が大きくなると断熱温度勾配が大きくなる

#### 粘性率の温度依存性

冷たいところの粘性が高くなる

惑星表面に動きにくい蓋が出来る。(stagnant-lid convection)

地球以外の惑星は現在この型の対流が起きている。地球はプレート運動が起きている。

熱い部分の粘性を低下させ、

#### 粘性率の応力依存性(非線型流動)

応力が集中する場所で粘性率が低下

プレート運動を作るメカニズムはもっと非線型性が強いレオロジー

水によるプレート境界の摩擦強度の低下がプレート運動を生じる重要なメカニズムと言われる

#### 相転移

温度に水平方向の不均質があると相境界面に凸凹が生じる

凸凹の大きさは温度コントラストとクラペイロンスロープに比例

温度による浮力の大きさは温度コントラストに比例

→相境界の影響はクラペイロンスロープの絶対値と密度差の積に比例

クラペイロンスロープの正負の影響

正: 対流を促進 負: 対流を妨げる

クラペイロンスロープが負で絶対値が大きいと二層対流になる

地球ダイナミクスへの影響

410km, 520km 正のクラペイロンスロープを持つ：対流を促進する。  
660km 負のクラペイロンスロープを持つ：対流を妨げる。

### 6.3 プレートの地球深部への沈み込み

#### スタグナントスラブ

マントル遷移層に溜まっている沈み込んだプレート  
660km 相境界による浮力とスラブの海側への後退により作られる  
下部マントルでの粘性増加が重要であるとする考えもある  
背弧海盆の形成と強く関連性を持つ。

#### 二層対流か一層対流か

なぜ重要なのか？

下部マントルの組成が上部マントルと異なる場合は二層対流  
一層対流なら同じ組成(下部マントルもパイロライト)  
トモグラフィーによれば、現在のマントルでは、スラブが下部マントルに沈み込んでいる  
→一層対流の可能性が大きい  
スタグナントスラブは相境界の作用により沈み込みが一時的に妨げられたスラブ

### 6.4 マントル最深部の構造

#### 長波長の地震波速度異常

低速度域：LLSVPs (Large Low Shear Velocity Provinces)=スーパープルーム  
マントル深部の化学的不均質がその成因？

#### 核・マントル境界域

地震波速度不連続面、超低速度異常(ULVZ: Ultra Low Velocity Zone)が観測される  
ポストペロフスカイト相境界や融解の存在

問題 6-1 負のクラペイロン勾配を持つ相転移が対流を妨げる機構を説明せよ。

問題 6-2 マントルが二層対流の場合の温度深さ分布の模式図を描け。

#### 参考文献

F. D. Stacey, P. M. Davis 著 (本多 了他訳)：地球の物理学事典，朝倉書店。

瀬野徹三：プレートテクトニクスの基礎(正・続)，朝倉書店。

C・H・ラングミュアー，W・ブロッカー著 (宗林由樹訳)：生命の惑星 ビッグバンから人類までの地球の進化，京都大学出版会

C. M. R. Fowler, The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics, Cambridge University Press.

## 付録

### A.1 断熱温度勾配

単位質量あたりのエントロピーを  $s$  とすると、断熱条件

$$ds = \left( \frac{\partial s}{\partial T} \right)_p dT + \left( \frac{\partial s}{\partial p} \right)_T dp = 0 \quad (\text{A1})$$

より、

$$\left( \frac{\partial T}{\partial p} \right)_s = - \left( \frac{\partial s}{\partial p} \right)_T / \left( \frac{\partial s}{\partial T} \right)_p \quad (\text{A2})$$

である。Maxwell の関係式から、

$$- \left( \frac{\partial s}{\partial p} \right)_T = \left( \frac{\partial v}{\partial T} \right)_p = \left( \frac{\partial(1/\rho)}{\partial T} \right)_p \quad (\text{A3})$$

となる。ここで、 $v$  は比体積(単位質量あたりの体積)である。熱膨張率  $\alpha$  はその定義から

$$\alpha \equiv \frac{1}{v} \left( \frac{\partial v}{\partial T} \right)_p = \rho \left( \frac{\partial(1/\rho)}{\partial T} \right)_p \quad (\text{A4})$$

である。これを用いると、式(A3)は

$$\left( \frac{\partial s}{\partial p} \right)_T = -\alpha v = -\frac{\alpha}{\rho}$$

となる。定圧比熱  $C_p$

$$C_p = T \left( \frac{\partial s}{\partial T} \right)_p$$

を用いると、温度の圧力偏微分は

$$\left( \frac{\partial T}{\partial p} \right)_s = \frac{\alpha T}{\rho C_p}$$

となる。静水圧の式(ここで  $z$  は下向きである。上向きにすると右辺がマイナスになる)

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \rho g$$

を用いると ( $g$  は重力加速度)、

$$\left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)_s = \left( \frac{\partial T}{\partial p} \right)_s \frac{\partial p}{\partial z} = \frac{\alpha T g}{C_p}$$

が得られる。

### A.2 海洋プレートの冷却モデル

1次元熱伝導方程式

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

を次のような境界条件で解いた解である。

**半無限体冷却モデル** (half-space cooling model, HSCM)

$$T = T_0 \quad \text{at } z = 0$$

$$T = T_a \quad \text{at } z = \infty$$

解は

$$\text{温度: } T = T_0 + (T_a - T_0) \operatorname{erf} \left[ \frac{z}{2\sqrt{\kappa t}} \right]$$

$$\text{熱流量: } Q = -\frac{k(T_a - T_0)}{\sqrt{\pi \kappa t}}$$

$$\text{水深: } d = d_r + \frac{2\rho_a \alpha (T_a - T_0)}{\rho_a - \rho_w} \sqrt{\frac{\kappa t}{\pi}}$$

である。ここで erf は誤差関数である。等温線は誤差関数の引数を一定とすると得られる。つまり等温線の深さは時間の平方根に比例することがわかる。従ってプレートは時間の平方根に比例して厚くなる。

**プレート冷却モデル** (plate cooling model)

$$T = T_0 \text{ at } z = 0$$

$$T = T_a \text{ at } z = L$$

$L$  はプレートの厚さである。

$$\text{温度: } T = (T_a - T_0) \left[ \frac{z}{L} + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2}{n\pi} \sin \left[ \frac{n\pi z}{L} \right] \exp \left[ -\frac{n^2 \pi^2 \kappa t}{L^2} \right] \right]$$

$$\text{熱流量: } Q = \frac{k(T_a - T_0)}{L} \left[ 1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \exp \left[ -\frac{n^2 \pi^2 \kappa t}{L^2} \right] \right] Q = -\frac{k(T_a - T_0)}{\sqrt{\pi \kappa t}}$$

$$d = d_r + \frac{L \rho_M \alpha (T_M - T_0)}{2(\rho_M - \rho_w)} \left( 1 - \frac{8}{\pi^2} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{1}{(2m-1)^2} \exp \left[ -\frac{(2m-1)^2 \pi^2 \kappa t}{L^2} \right] \right)$$

水深:

どちらのモデルにおいても水深を計算する際の密度は

$$\rho = \rho_a [1 - \alpha(T - T_a)]$$

とした。

### A.3 対流に関する無次元数

長さや時間を無次元化して得られる。つまり、対流に相似則が成り立っていることを表している。方程式に出てくる各項の相対的な大きさを表す。小さい項は無視して、方程式を近似することが出来る。

**レイノルズ数** (Reynolds number): 慣性力と粘性応力の強さの比

$$Re = \frac{hv}{\nu} = \frac{hv}{\eta / \rho_0}$$

レイノルズ数が高い ( $>10^4$ ) とき乱流になる。熱対流問題の式には直接現れない。

**レイリー数** (Rayleigh number): 浮力と粘性応力の強さの比

$$Ra = \frac{\rho_0 \alpha \Delta T g h^3}{\kappa \eta}$$

レイリー数が高い ( $>10^3$ ) とき対流が起きる。

**プラントル数** (Prandtl number): 粘性拡散と熱拡散の強さの比

$$Pr = \frac{\nu}{\kappa} = \frac{\eta / \rho_0}{\kappa}$$

**エクマン数** (Ekman number): 粘性応力とコリオリ力の比

$$E = \frac{\nu}{2\Omega h^2}$$

**散逸数** (Dissipation number): 断熱温度勾配のスケールハイトと流体層の厚さとの比

$$Di = \frac{\alpha gh}{C_p}$$

マントル対流では、

レイリー数  $10^5$  (上部マントル)  $\sim 10^7$  (全マントル) マントル対流は確実に起きている

プラントル数  $1 \times 10^{23}$  (上部マントル)  $\sim 2 \times 10^{24}$  (全マントル)

粘性による運動量の拡散が大きい: マントルは浮力と粘性力が釣り合いながら運動

エクマン数  $2 \times 10^9$  (上部マントル・全マントル) 自転の影響は無視できる

散逸数  $0.14$  (上部マントル)  $\sim 0.5$  (全マントル) 圧縮性の影響が無視できない程度にある  
最も基本的な対流: 対流層内で物性が一定値

レイリー・ベナール対流

パラメータはレイリー数のみ

問題: 適当なパラメータを与えてマントル及び核のレイリー数を見積もれ。

#### A.4 よく利用する記号とその意味

記号	meaning	意味	典型的な値
$C_p$	specific heat	定圧比熱	$1,200 \text{ [J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}]$
$g$	gravity acceleration	重力加速度	$9.8 \text{ [m s}^{-2}]$
$h$	thickness of mantle	マントルの厚さ	$2,900 \text{ [km]}$
$H$	internal heating	放射性元素の内部加熱	$10^{12} \text{ [W kg}^{-1}]$
$k$	thermal conductivity	熱伝導率	$3 \text{ to } 5 \text{ [W m}^{-1}]$
$K, K_s$	bulk modulus (incompressibility)	体積弾性率 (非圧縮率)	$10^{12} \text{ [Pa]}$
$L$	thickness of plate	プレートの厚さ	$\sim 60 \text{ [km]}$
$q, q$	heat flux, heat flow	熱流束・熱流量	$80 \text{ [mW m}^{-2}]$
$t$	time	時間	
$T$	temperature	温度	
$T_0$	surface temperature	地表温度	$273 \text{ [K]}$
$T_a, T_M$	(potential) mantle temperature	マントルのポテンシャル温度	$1,300 \text{ [K]}$
$T_{\text{CMB}}$	temperature at CMB	核・マントル境界の温度	$2,500\text{-}4,000 \text{ [K]}$
$T_{\text{ICB}}$	temperature at ICB	内核・外核境界の温度	$4,500\text{-}5,300 \text{ [K]}$
$\mathbf{v}$	velocity vector	速度ベクトル	
$V_P$	P-wave velocity	P波速度	$8 \text{ [km s}^{-1}]$
$V_S$	S-wave velocity	S波速度	$4.6 \text{ [km s}^{-1}]$
$x, y, z$	axes	座標	
$\alpha$	thermal expansivity	体積熱膨張率	$3 \times 10^{-5} \text{ [K}^{-1}]$
$\gamma_{660}$	Clapeyron slope at 660 km	660km 相境界クラペイロン勾配	$-0.5 \text{ to } -3 \times 10^{-6} \text{ [Pa K}^{-1}]$
$\Delta T$	temperature difference	温度差	
$\eta$	viscosity	粘性率	$10^{22} \text{ [Pa s]}$
$\kappa$	thermal diffusivity	熱拡散率	$10^{-6} \text{ [m}^2 \text{ s}^{-1}]$
$\mu$	rigidity	剛性率	$10^{11} \text{ [Pa]}$
$\nu$	kinematic viscosity	動粘性率	
$\rho$	density		
$\rho_0, \rho_M$	reference mantle density	マントル基準密度	$3,300 \text{ [kg m}^{-3}]$
$\rho_C$	continental crust density	大陸地殻の密度	$2,700 \text{ [kg m}^{-3}]$
$\Omega$	angular velocity of Earth's rotation	地球の自転速度	$7.292 \times 10^{-5} \text{ [s}^{-1}]$



### A.5 マントル対流の基本方程式

マントル対流の基礎方程式～熱対流の基礎方程式

下線は物性実験や観測から式の形が得られるものである。

連続の式(質量保存の式)

$$\nabla \cdot (\bar{\rho} \mathbf{v}) = 0$$

流体の運動方程式: ナビエ・ストークス方程式

(運動量保存の式: 加速度と力 (外力や圧力・粘性応力)とを結びつける式)

$$0 = -\nabla p + \nabla \cdot \left[ \eta \left\{ \nabla \mathbf{v} + \mathbf{v} \nabla - \frac{2}{3} (\nabla \cdot \mathbf{v}) \mathbf{I} \right\} \right] + Ra \bar{\rho} \alpha T \hat{\mathbf{z}}$$

運動方程式は構成方程式 (応力と歪速度(速度で記述される)との関係式)を含んでいる。

$$\boldsymbol{\tau} = 2\eta \left[ \dot{\boldsymbol{\epsilon}} - \frac{1}{3} \dot{\epsilon}_i \mathbf{I} \right]$$

熱輸送の式 (熱エネルギー保存の式)

$$\bar{\rho} C_p \frac{DT}{Dt} + Di \bar{\rho} \alpha (T + T_a) (\mathbf{v} \cdot \hat{\mathbf{z}}) = \nabla \cdot (\kappa \nabla T) + \bar{\rho} H + \frac{Di}{Ra} \Phi$$

状態方程式(密度と温度・圧力との関係式)

$$\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{d\bar{\rho}}{dz} = \frac{Di}{\gamma}$$

ただし、これらの式は無次元化されている。詳しくは、岩波地球惑星科学講座「地球ダイナミクス」などを参照すること。ここで、 $\bar{\rho}$ は密度の水平平均、 $\mathbf{v}$ は速度ベクトル、 $p$ は圧力、 $\eta$ は粘性率、 $H$ は(放射性元素による)内部加熱、 $\Phi$ は粘性散逸、 $\gamma$ は熱力学的グリユナイゼンパラメータである。 $Ra$ と $Di$ は対流に関する無次元数のレイリー数、散逸数である。