

第1部

固体地球の概観と活動

▲アイスランド，レイキャネスバイル

私たちの暮らす大地，そこで見えるもの・感じるものを理解したいという自然な欲求が，科学の根源にある。直接見ることも，手にすることもできない地球の内部については，重力，地震波，熱，地磁気などの観測で物理的な情報を得ることによって，20世紀になって急速に理解が進んだ。また，日本のような地震・火山などの活動が活発な地域では，今日までの歴史の中で大きな災害がくり返し発生し，人間生活に影響を及ぼしてきた。このような“活着ている地球”の活動と，足もとの大地のあり様を統一的に説明する枠組みが，プレートテクトニクスである。プレートテクトニクスは20世紀後半に発表された理論であるが，その発展過程は，自然の理解・認識の枠組みが大きく変わる，いわば「科学革命」の顕著な事例である。

この部では，大地そのものである固体地球を人類がどのように観察・観測し，現在のような理解・認識に至ったかを概観する。そして人類の自然認識の変遷を学ぶことで，科学的理解がどのように進むのかを学習し，現在の理解の枠組みであるプレートテクトニクスを通して，活着ている地球の様々な活動を理解しよう。

第1章 地球の概観 10

第2章 プレートテクトニクス 44

第3章 地球の活動 67

第1章

地球の概観

地球全体については、次のようなことが明らかにされている。地球表面はなめらかではなく、凹凸が見られる。地球内部は層構造をしており、各層の化学組成は異なっている。地球内部には熱源があり、中心にいくほど高温となっている。

地球は、岩石などでできた固体地球と、それを取り巻く大気圏に大きく二分できる(図1)。固体地球は構成する物質やその状態によって、大気圏は高度に対する大気の温度変化の様子によって、それぞれ区分される。

↑図1 地球の層構造

学びの視点 大気圏については、気球や人工衛星などで様々な高度の大気を実際に観測し、その成分や構造を知ることができる。しかし、地下の構造や成分については、地表の岩石や地層の調査だけでは、ごく表層のことしかわからない。地球の内部構造を探る方法について学習しよう。

●地球の重力で探る● →p. 12

地球の重力は、地球の内部構造や地形を反映している。地下に密度の大きい物質があれば、その地域は他の地域よりも重力が大きい。このことから、重力を調べることによって、地下を構成する物質の密度を推定することができる。

●地震波で探る● →p. 21

地震は特定の場所で起こるが、その地震波は地球の内部や表面を伝わり、地球上の様々な場所で観測することができる。地震波の速度は、地震波が伝わる物質の種類や状態によって変化する。そのため、地球上の様々な場所で観測した地震波を調べると、地震波の通った道筋と、地下のいろいろな深さでの地震波の速度がわかり、地球内部の様子を推定することができる。

●地下の熱で探る● →p. 31

地球内部には高温の物質がある。日本列島やアイスランドなどの火山が噴火する場所では、マグマの上昇によって地球内部から多量の熱が放出され、地表へ運ばれる。それに対し、火山のない北ヨーロッパやユーラシア大陸北部、アメリカ中央部の大平原では、地球内部から放出される熱量は少ない。また、かつては、海洋底では大陸に比べて、地球内部から放出される熱量は少ないと考えられていた。しかし、現在では詳しい観測が可能となり、海洋底のほうが大陸よりも多くの熱を放出していることが明らかにされている。このような地球内部から放出され地表へ運ばれる熱量(地殻熱流量)の観測も、地球内部を調べる重要な手段である。

●地磁気で探る● →p. 35

方位磁針の N 極は、およそ北の方向を指す。これは、北極付近の地球内部に磁石の S 極があり、方位磁針の N 極を引きつけているためであると考えられる。地球深部にある液体の外核が流動して電流を生みだし、この電流が磁力を発生させていると考えられている。したがって、地球の磁場(地磁気)の強さや向きを調べることで、外核の状態や運動を知る手がかりを得ることができる。

第1節 重力で探る地球の内部

学びの視点 紀元前の古代ギリシャでは、地球が球形であることや地球のおよその大きさはすでに知られていた。その後、重力の研究が進むと、さらに詳細な地球の姿が見えてきた。重力を手がかりに推定できる、地球の形やその内部構造について学習しよう。

A 地球の形と重力

●**地球の重力**● 地球上の物体は、**重力**^{a)}で地球へ引きつけられている。地球の重力は、地球の質量による**万有引力**と、自転による**遠心力**の合力である(図2)。万有引力は地球の重心に向かってはたらき、遠心力は自転軸に直交して外向きにはたらく。重力のはたらき方向は、糸でつるしたおもりが指す方向(鉛直方向)であり、これと垂直な面を水平面とよぶ。

物体が重力によって落下するとき、空気の抵抗がなければ、物体はその質量に関係なく一定の加速度で落下する。この加速度を**重力加速度**といい、 g で表す。重力加速度の地球上での平均値は約 9.8 m/s^2 である。質量 m [kg] の物体にはたらき重力 W [N] は、次の式で表される。

$$W=mg\cdots(1)$$

↑図2 地表の物体にはたらき重力

a) gravity

探求実習1 地球の形と重力

課題 地球の形と重力の関係について考えてみよう。

方法 様々な緯度における重力加速度のグラフを作成する。

結果

結果の整理 重力の大きさは緯度によってどのように変化しているか。

()

考察 ①緯度による重力の大きさの変化について考察する。

遠心力の大きさは、回転半径に比例する。回転半径は、極より赤道のほうが()い。つまり、遠心力は極より赤道のほうが()い。遠心力は万有引力を弱める方向にはたらくしていることから、重力が低緯度ほど小さくなるのは、重力が万有引力と遠心力の()であるためと考えられる。

②地球の形について考察する。

例えば、ボールを回転させると、遠心力によって偏平になる。地球にも遠心力がはたらくしているため、地球は()方向に膨らんだ()であると考えられる。

●**地球の形と重力**● 地球の形はほぼ球形である。しかし、自転による遠心力が自転軸から外向きにはたらくため、球形から少しずれている。ニュートン イギリス, 1643-1727 は自転による球の変形を理論的に求め、遠心力が赤道で最大になるため、地球は赤道方向に膨らんだ回転楕円体になることを示した。これは、1735~1743年のフランス学士院の測量によって証明された。

地球は回転楕円体であるため、緯度によって万有引力と遠心力の大きさが異なる。地球は赤道方向に膨らんでおり、極のほうは赤道よりも重心までの距離が短い。万有引力の大きさは重心までの距離の二乗に反比例するため、赤道より極のほうが大きくなる。遠心力の大きさは回転半径に比例するため、赤道で最大、極で0となる。そのため、万有引力と遠心力の合力である地球の重力は万有引力よりも小さくなり、緯度に伴って変化する^①(p. 12 図 2)。これらの結果、重力加速度は極で最大(約 9.83 m/s²)、赤道で最小(約 9.78 m/s²)となり、赤道では極より約 0.5%小さい^②。

TOPIC 体重計の地域設定

地球の重力の大きさは場所によって異なるため、体重計には地域設定機能がついていることがある。赤道に近い場所ほど重力加速度は小さくなるため、体重は軽く表示される。事前に使用する地域を設定することで、このような影響を補正し、どこにいても正確な体重を表示することができるように工夫されている。

↑ 図 3 地球の形 偏平率 $f = a - b/a$ の値は 0~1 の間で表され、小さいほど球に近い。地球の偏平率は約 1/298

●**地球の重力の測定**● 重力加速度の大きさが地球上の場所によって異なることは、17世紀後半に、場所によって振り子時計の進み方が違うことから明らかになった。単振り子の周期 T [s] は、次の式で表される^③。

$$T = 2\pi\sqrt{l/g} \quad (l \text{ [m] は支点からおもりの重心までの長さ)……(2)}$$

- ①遠心力がはたらかない極では重力=万有引力となる。
- ②重力の値を各地で比較するときは、一般的に重力加速度を用いる。
- ③(2)式は振り子の振れ角が小さいときのみ成り立つ。

重力加速度が大きいほど単振り子の周期は短くなり、振り子時計は速く進む。

問 1 北海道で正確に動作していた振り子時計を沖縄県に持って行くと、振り子時計は進むか遅れるか。また、正しく調整するためにはどうすればよいか。

実習 1-1 で、重力加速度を測定してみよう。

実習 1-1 重力加速度の測定

目的 単振り子を使い、重力加速度 g を測定する。

準備 金属球(100~300 g)、木片、糸、鉄製スタンド、白い紙、細い棒、ものさし、ストップウォッチ

方法 ①図のように 1.5 m 程度の糸の下端に金属球を取りつけ、鉄製スタンド上の支点からつり下げる。

②金属球をつるした状態で支点から金属球の中心までの長さ l [m] を測定する。

③図のようにスタンドの下方に×印を描いた白い紙を貼り、手前に針金など細い棒を立てた指標を置く。×印の中心と糸と細い棒が重なって見えるように指標の位置を調整する。

④ 2° 程度の角度(振幅 5 cm 程度)で振り子を振らせ、周期 T [s] を測定する。振り子が指標の線を一定方向(例えば左から右)に通過した時刻を読み取り、以後 10 振動ごとに 190 振動まで時刻を読み取る^①。測定係・時計係・記録係など役割を分担するとよい。

⑤右表のように測定結果をまとめ、 t_2 と t_1 の差($100T$)を求め、その平均から周期 T を求める。

⑥長さ l の単振り子の周期 T は p. 14(2)式で与えられるため、重力加速度 g は $g=4\pi^2 l/T^2$ となる。この式に測定値 l と T を代入し、 g を求める。

↓測定結果のまとめの例

考察 実習で得られた重力加速度の値と、資料を調べて得られる最寄りの地点での重力加速度の値を比べる。値が違う場合は、その原因を考えよ。

①測定値の扱いについては、p. 408 資料 10 参照。

地球の重力の大きさの測定には、重力加速度 g そのものを測定する方法(絶対測定)と、重力のわかっている場所との差を測定する方法(比較測定)がある(図 4)。原理的には、絶対測定で地球上の 1 点の重力加速度を測定し、各地で比較測定をすれば、地球上のすべての点の重力加速度の値を求めることができる。

また、地球のまわりを公転する人工衛星の軌道の変化からも、広い範囲の地球の重力の分布を知ることができる。この方法を使うと、月や火星のまわりを飛ぶ探査機の運動から、それらの天体の重力の分布も知ることができる。

↑図 4 重力計のしくみ

●**ジオイドと地球楕円体**● 地球の表面の 7 割を占める海水面の変化を長年にわたって平均した面を、**平均海水面**という。平均海水面は、地球の重力の方向に垂直な面(水平面)である。陸域にも平均海水面を延長したと仮定して、平均海水面で地球の全表面を覆った仮想の面を**ジオイド**という(図 5)。ジオイドは標高の基準になっている。

ジオイドと地球の重力の分布には密接な関係がある。図 6(a)のように、地下に周囲より密度の大きい物質があると、その引力で重力の方向が変化し、ジオイドは上に凸となる。このように、重力の分布がわかればジオイドの形を知ることができ、またジオイドから重力の分布を知ることができる。

ジオイドの形に最も近い回転楕円体を**地球楕円体^①**という。ジオイドは地球楕円体に対して凹凸をもっている。これは、地球内部の密度分布の不均一による影響で、重力の方向が地域的に変化するためである。

↑図 5 ジオイド

①現実の地球に形や大きさが最も近い回転楕円体。

↑図 6 地球内部の物質の密度の違いによる重力の方向の変化とジオイドの凹凸

人工衛星による測定で、地球規模でのジオイドの凹凸を示すと図 7 のようになる。ジオイドは、インド半島の南では地球楕円体よりも約 100 m 低く、ニューギニアでは約 70 m 高くなっている。このような大規模なジオイドの凹凸は、地殻ではなくマントル内部での大規模な密度の違いや、それによって引き起こされるマントル内での対流^①で説明されている。西太平洋と南米に見られるジオイドが高い領域は、太平洋の西側と東側の海溝で沈み込んだ冷たく重い海のプレート^②が、マントル深部に存在することを反映していると考えられている。また、太平洋中央部とアフリカ南部に中心をもつ大きなジオイドの高まりがあることがわかる。これらは、マントル深部の大規模な上昇流によって、地表面が押し上げられることによるものだと考えられている(→p. 64)。このように、ジオイドや重力の大規模な空間的变化から、地球深部の活動の様子を推定することができる。

↑図 7 世界のジオイドの凹凸 出典は p. 420

①マントル対流によって、地表面や核とマントルの境界面の変形が生じる。

②大西洋などではプレートを「海洋」「大陸」と明確に分けることができないため、本書では「海のプレート」「陸のプレート」と表記する。

③海溝の分布は p. 44 図 1 を、太平洋の断面の様子は p. 63 図 27 を参照。

↑図 8 日本付近のジオイドの凹凸

日本付近のジオイドは地球楕円体より数十 m 高い。

図を Check! 図 8

□ 日本列島でジオイドの高いところには、どのような地形が見られるか。

B 重力異常と地下の構造

●**重力異常**● 地球を内部の密度分布が場所によらず均一な回転楕円体であると仮定したときの、各緯度の重力の理論値を**標準重力**(正規重力)といい、 v_0 ^①で表す。しかし、実際の重力の測定値は標準重力と一致せず、この差を**重力異常**という。例えば、東京都大田区羽田にある重力観測点^②では、標準重力は 9.79781 m/s^2 であるが、実際に測定された重力加速度の値(実測値) g は 9.79760 m/s^2 である。

●**重力補正**● 重力の実測値に様々な補正を加えてその地点のジオイド面での重力を求めることを、重力補正という。ジオイド面より高い地点で重力を測定した場合、重力補正は図 9 のように行われる。

地球の重心からの距離が変わると、万有引力の大きさが変わり、地球の重力の大きさも変わる。そのため、ジオイド面からの高度が 1 m 高くなると、重力加速度は約 $3 \times 10^{-6} \text{ m/s}^2$ 小さくなる。まず、このような高度の影響を取り除く。これを**フリーエア補正**(高度補正)という(図 9(a))。フリーエア補正を行った値 g_0 と標準重力 v_0 の差 Δg_0 を、**フリーエア異常**という。

$$\Delta g_0 = g_0 - v_0 \quad \dots\dots(3)$$

①ギリシャ文字は p. 407 資料 7 を参照。

②北緯 $35^\circ 33' 00''$, 東経 $139^\circ 45' 42''$, ジオイドから高さ 2 m の地点である。

次に、フリーエア補正に加え、地形の凹凸の影響を取り除くための補正をする。これを**地形補正**という(図 9(b))。地形に凹凸がある場合は、観測点より上にある部分(図 9(b)①)に引かれ、観測点よりくぼんでいる部分(図 9(b)②)からは引力を受けない。そのため、地形を水平面と仮定し直す必要がある。補正量は $1 \times 10^{-4} \text{ m/s}^2$ 以内である^③。

最後に、観測点とジオイド面の間にある物質による引力の影響を差し引く補正をする(図 9(c))。これを**ブーゲー補正**という。補正量は高度差 1 m あたり約 $1.13 \times 10^{-6} \text{ m/s}^2$ である。ブーゲー補正を行った値 g_0'' と標準重力 v_0 の差 $\Delta g_0''$ を、**ブーゲー異常**という。

$$\Delta g_0'' = g_0'' - v_0 \quad \dots\dots(4)$$

また、ジオイド面より下に密度の大きい岩石があるときにはブーゲー異常は正になり、地下に密度の小さい岩石があるときにはブーゲー異常は負になる(p. 20 図 10)。このことを利用して、重力異常の分布から、地下の密度分布や地質構造を推定したり、石油などの地下資源の分布を推定したりすることを**重力探査**という。

↑図9 重力補正

(a)観測点Pとジオイド面の間に物質がない場合(空中)は、フリーエア補正のみでよい。

(c)ブーゲー補正を行う際は、必ず地形補正も行う。

①地下の物質の密度を大陸地殻上部を形成する花こう岩の平均密度 2.7 g/cm^3 (p. 24 図 14 (a))とした場合。

↑図10 ブーゲー異常と地下構造の関係

ブーゲー異常が正であるということは、重力の実測値を補正しても、まだ標準重力より大きいということである。これは、地下の物質の密度を 2.7 g/cm^3 として計算しても、まだ十分に地下の物質による影響が残っていることを示している。すなわち、地下の物質の密度が 2.7 g/cm^3 よりも大きいということである。

参考 油田調査と隕石クレーターの発見

重力異常の調査は、油田調査にも使われている。図10のように、ブーゲー異常は地下に密度の大きい物質があると正、小さい物質があると負の値を示す。石油は、地層が褶曲してできた背斜部分(→p. 133)に集まっていることが多い。地層は一般に、下の地層ほど古く、上の地層の重みがかかるため密度が大きい。そのため、地層の背斜部分は、密度の大きい下の地層が上に凸となり地表に近くなることで、ブーゲー異常が大きくなる。この背斜の地域が、石油を掘削するポイントとなる。

メキシコのユカタン半島でこのような調査を行ったところ、重力異常の分布が図のように弧を描くことがわかった。地磁気の調査でもこのような同心円状の分布が現れることが確認されており、ここに中生代末に衝突した隕石(p. 167)によるクレーターが埋まっていると考えられている。

↑メキシコ・ユカタン半島の地下の重力異常 出典は p. 420

第2節 地震波で探る地球の内部

学びの視点 モホロビッチ(クロアチア, 1857~1936)は, 1909年にクロアチアで発生した地震のP波を研究し, 震源からある程度離れると, 表層を直接伝わって到達するP波よりも早く到達するP波があることを観測した。これは, 地下に地表より速くP波が伝わる部分があると考えたと説明できる。これが, 地震波による地球内部構造の研究の始まりであった。地震波を手がかりに推定できる, 地球内部の様子について学習しよう。

A 地震波の性質

地震^{a)}のゆれは, 波として地球内部を伝わっていく。この波を**地震波**^{b)}という。地震波が最初に発生したところを**震源**, 震源の真上の地表の地点を**震央**^{c)}という。

地球内部を伝わる地震波には, **P波**^{d)}と**S波**^{e)}がある。P波は縦波で, 固体・液体・気体すべての物質中を伝わる。S波は横波で, 固体中しか伝わらない。また, 固体中を伝わる速さは, P波のほうがS波より1.7倍ほど速い。地震発生時に地震計に最初に記録される細かなゆれ(初期微動)はP波によるもので, 少し遅れて始まる大きなゆれ(主要動)はS波によるものである^①(p. 21 図 11)。

↑**図 12 P波とS波の伝わる様子(a)と地震波の屈折・反射(b)** P波は波の進む方向と平行に振動する波(縦波)で, 疎密の変化が伝わる。S波は波の進む方向と垂直に振動する波(横波)で, ずれの変化が伝わる。

a)earthquake b)seismic wave c)epicenter d)P wave(primary wave)
e)S wave(secondary wave)

地震波の速度は, 岩石の種類や状態によって変化する。異なる岩石が接していると, その境界で地震波の屈折や反射が起こる(p. 21 図 12(b))。

B 地殻とマントル

●**走時曲線**● 震央から観測地点までの距離(**震央距離**)を横軸に, 地震が起きてから最初のP波が観測地点に到着するまでの時間(走時)を縦軸にとったグラフを, (P波の)**走時曲線**という。

探求実習 2 走時曲線を作成する

目的 震源の浅い地震のデータから走時曲線を作成する。

方法 下の表は, 福岡県西方沖地震(2005年3月20日)での各地のP波の到着時刻と震央距離である。横軸に震央距離, 縦軸に到着時刻をとり, 走時曲線を作成する。

①緊急地震速報は、この2つの波が到着する時間の差を利用している。

考察 A 震央距離 180 km でグラフが折れ曲がっている。このグラフの傾きは P 波の(ア)を示している。傾きから、P 波の(ア)は折れ曲がりの前で(イ)く、後で(ウ)くなっている。P 波の(ア)がこのように変化するという事は、地球内部で(エ)が変化している場所があると考えることができる。

探究実習 2 でわかったように、地震波の伝わり方を解析することにより、岩石の種類や状態など、地球内部の様子を推定することができる。

震源の浅い地震の走時曲線を作成すると、図 13(a)のように途中で折れ曲がる。これは、図 13(b)のように、地殻よりマントルを伝わる地震波のほうが速度が大きく、地殻とマントルの境界面で地震波が屈折するためである(p. 21 図 12(b))。

図 13(a)の①-②間では、地殻を伝わる**直接波**(A→D)が先に到着し、②-③間ではマントルを伝わる**屈折波**(A→B→C→C' →D')が先に到着する。①-②間の走時曲線の傾きから、地殻を伝わる地震波の速度 V_1 [km/s] が求められる^①。また、地殻の厚さが一定であるとすれば、②-③間の傾きから、マントルを伝わる地震波の速度 V_2 [km/s] が求められる。地殻の厚さ d [km] は、走時曲線が折れ曲がる地点の震央距離 l [km] に比例し、次の式で表される。

$$d = l/2\sqrt{(V_2 - V_1)/(V_2 + V_1)} \quad \dots\dots(5)$$

考察 B ①地殻とマントルにおける P 波の速度 V_1 , V_2 を求めよ。

②(5)式から地殻の厚さを求めよ。

①一般に、地殻を伝わる P 波の速度 V_1 は 5.8 ~ 6.5 km/s, マントルを伝わる P 波の速度 V_2 は 8.0 km/s 以上である。

震源の浅い地震の走時曲線では、陸地では震央距離 150~300 km 付近で折れ曲がりが観測される。これは地下 30~60 km に地震波速度が不連続に増加する境界面があるため、この面を**モホロビッチ不連続面(モホ面)**という。この速度の変化は、モホロビッチ不連続面の上と下で岩石の種類が異なるために生じる。モホロビッチ不連続面より上は**地殻**^{a)}, その下は**マントル**^{b)}である。

問 2 図(a)は、震源の浅い地震の走時曲線である。地震波が図(b)のように伝わりとして、次の問いに答えよ。

- (1) 地殻およびマントルを伝わる地震波の速度を求めよ。
- (2) 地殻の厚さを求めよ。ただし、 $\sqrt{0.172}=0.415$ とする。

●**地殻**● 地殻は**大陸地殻**^{c)}と**海洋地殻**^{d)}に分けられる。大陸地殻の上部は主に花こう岩，下部は主に斑れい岩，海洋地殻は主に玄武岩・斑れい岩からできている。

↑ 図 14 地殻の構造

●**アイソスタシー**● 水の中では，水より密度の大きい物質は沈み，密度の小さい物質は浮かぶ。マントルは固体であるが，長い時間で見ると，液体のようにゆっくりとした流動性を示す。地殻はマントルよりも密度が小さいため，長い時間で見ると，マントルの上に浮かんでいるとみなすことができる。

a)crust b)mantle c)continental crust d)oceanic crust

地表からモホロビッチ不連続面までの深さは，標高が高いところほど深い。これは，標高が高いところでは地殻が厚く質量が大きいことから，地殻がマントル内に深く入り込んだところで，地殻が受ける浮力と重力が釣り合うためである。この釣り合いを**アイソスタシー**という。

図 15 のように，マントルに見立てた水に，地殻に見立てた角柱が浮いているアイソスタシーのモデルを考える。A～D の 4 つの角柱の断面積 S は同じである。角柱 A と角柱 B の長さを h_A ， h_B ，均衡面から角柱 A の底までの高さを h とし，地殻の密度を ρ_1 ，マントルの密度を ρ_2 ，重力加速度を g とすると，均衡面より上の物質による重力が等しいことから，

$$S \cdot h_A \cdot \rho_1 \cdot g + S \cdot h \cdot \rho_2 \cdot g = S \cdot h_B \cdot \rho_1 \cdot g$$

$$h_A \cdot \rho_1 + h \cdot \rho_2 = h_B \cdot \rho_1 \quad \dots\dots(6)$$

となる。どの角柱においても(6)式と同様の関係が成り立つ。地殻の厚さが変化しても，均衡面より深いところでは，深さの等しい面での圧力は等しい。

スカンジナビア地域では，氷期には厚い氷がのった状態でアイソスタシーが成り立っていた。その後，氷が融けたため，氷の重さの分だけ軽くなり，現在はアイソスタシーが成り立っていない。これを回復するように，約 1 万年前から現在まで土地の隆起が続いている(図 16)。

問 3 スカンジナビア地域の隆起量は最大 300 m が確認されている。当時の氷床の厚さは少なくとも何 m あったか計算せよ。ただし，氷の密度を 0.9 g/cm^3 ，マントルの密度を 3.3 g/cm^3 とする。

↑ 図 15 アイソスタシーのモデル

↑ 図 16 スカンジナビア地域での最終氷期後の土地の隆起量 数値は約 1 万年前からの土

地の隆起量。

●アイソスタシーと重力異常●

アイソスタシーが成り立っている場合、マントル内の均衡面より上の地殻とマントル物質の質量の総和は、地表のどの場所の直下でも同じである。したがって、地表より上空から見れば直下の質量はどこでも同じであり、ある高度で測った重力値は一定となる。この重力値は、フリーエア補正を行ってジオイド面での値に補正した後も一定である。すなわち、アイソスタシーが成り立つ場合は、フリーエア異常は観測されない。

↑図 17 地形とフリーエア異常，ブーゲー異常

↑図 18 日本付近の重力異常 出典は p. 420

(a)陸から離れた大洋の海底地形が平坦な部分でフリーエア異常が小さい。これはアイソスタシーが成り立っているためである。一方、日本列島などの沈み込み帯の近くになると、特に海溝(日本海溝，南海トラフ，南西諸島海溝など)に沿って帯状に顕著な負の値が見られる。これは海のプレートの沈み込みに伴って下向きの力がはたらくことで、アイソスタシーが成り立っていないためである。

(b)陸上で地形の影響を考慮したブーゲー異常を用いると、地下構造を推定することができる(p. 20 図 10)。中部地方の山岳地帯でのブーゲー異常は $-50 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ であり、密度の小さい地殻が地下で厚くなっていることがわかる。海域では、海水を岩石で置きかえる補正を行う。

一方、大規模な地形の高まりとブーゲー異常の間には相関があることが多い。これは、アイソスタシーが成り立って、高い地形のところでは地殻が厚く、マントル内の深いところまで密度の小さい地殻が入り込んでいるためと考えられる。

図 17 は、幅 1500 km にわたる山脈地形の例である。フリーエア異常は小さな値で、(アイソスタシーが成り立っていない)細かな地形だけを反映している。ブーゲー補正を行うと、この細かな地形の影響は補正されるが、逆に(アイソスタシーが成り立っている)大規模な地形に対応した、負の異常がブーゲー異常として現れる。

●マントル● マントルはモホロビッチ不連続面から地下約 2900 km までの部分であり、地球全体の体積の約 8 割、質量の約 7 割を占める。マントルは、地震波速度の分布から求められた岩石の密度分布によって二分され、モホロビッチ不連続面から深さ約 660 km までの上部マントルとそれより下の下部マントルから構成される。上部マントルはかんらん岩でできている。下部マントルは上部マントルと化学組成は似ているが、構成鉱物の種類や結晶構造が異なる。地球内部は深くなるほど圧力と温度が高くなるため、鉱物の種類や結晶構造は、より高密度のものへと変化する。

マントルを伝わる地震波速度は、一般に深くなるほど速い(図 19)。近年では地震波の観測

網が整い、地震波トモグラフィー(→p. 62)によって地球内部の地震波速度の 3 次元分布が明らかになりつつある。

↑図 19 マントルの区分

c 核

震央距離が非常に長い遠地地震では、震央距離を、震央—地球中心—観測点と結んでできる角度で表す。遠地地震の走時曲線を描くと、震央距離 103° 以遠には S 波が伝わらない部分(S 波の影)が、震央距離 $103^\circ \sim 143^\circ$ には P 波が伝わらない部分(P 波の影)が見られる(図 20)。これは、図 21 のように、地球内部に S 波が伝わらず、P 波が内側へ屈折する境界があるとすると説明できる。この境界面は深さ約 2900 km であり、これより深い部分を核^{a)}(コア)という。また、P 波の影に弱い P 波が伝わる地点があることから、核の中に P 波が外側へ反射される境界があると考えられる。この境界面は深さ約 5100 km である。

↑図 20 遠地地震の走時曲線

図 check! 図 21

- P 波の伝わり方を確認しよう。また、そのようになる理由を考えよう。
- S 波の伝わり方を確認しよう。また、そのようになる理由を考えよう。

↑図 21 地震波の伝わり方と地球の層構造 地球内部は、深くなるにつれて地震波速度が速くなるため、地震波の進路は内側に向かって凸となる。出典は p. 420

a) core

地震波速度は、岩石の種類や状態が変わると変化し、屈折や反射が起こる(p. 21 図 12(b))。地球内部の地震波速度は図 22(a)のようになる。深さ約 2900 km の境界で S 波が伝わらなくなることから、この内側は液体であると考えられる。また、P 波の速度は深さ約 2900 km で遅くなることから、P 波はこの境界で地震波が速く伝わる固体(マントル)から地震波が遅く伝わる液体へ入射し、内側に屈折すると説明できる。このことから、深さ約 2900 km の境界面より内側は、液体であるとわかる。さらに、深さ約 5100 km の境界で P 波の速度が速くなることから、深さ約 5100 km の境界面より内側は、固体であるとわかる。液体の部分を外核^{a)}、固体の部分を内核^{b)}という。

地球内部の密度は、地下約 2900 km と約 5100 km を境に大きく変化している(図 22(b))。地球は基本的に深くなるほど密度の大きい物質で構成されていると考えられている。また、地球内部の圧力は、その地点から地表までの間にある物質の重さの総和と考えられるため、

圧力は深くなるにつれてなめらかに高くなっていく(図 22(b))。

→図 22

地球内部の地震波速度(a)と密度・圧力分布(b)

固体の場合、地震波速度は、かたい物質を通過するときほど速くなる。出典は p. 420

核は、鉄・ニッケルが主成分であると推定されている。内核は外核と組成は同じであるが、外核よりも高圧であるため、高温でも金属が融けず、固体となっている^①。地球の冷却により液体である外核の一部が固化し、内核は徐々に成長している。

①外核には副成分として軽元素が含まれ、融点が下がり溶融しているとも考えられている。

a) outer core b) inner core

D 地球内部を構成する物質

地球内部を構成する物質の化学組成は、地震波速度の観測や岩石の高温・高圧実験、太陽系の元素存在度、隕石の研究などから推定されている。ある種の隕石(コンドライト, → p. 323)は地球の材料となった原始太陽系の物質がそのまま残ったものと考えられており、隕石の組成を調べることによって、地球を構成する物質の組成を推定することができる。

↑図 23 コンドライトの化学組成(重量比)

↑図 24 地球内部を構成する物質の化学組成(重量比)

図を check! 図 23 , 図 24

コンドライトの化学組成に最も近いのは、地球全体、大陸地殻、マントル、核のどれか。

参考 高温・高圧実験で再現される地球の内部環境

実験室で地球深部に相当する高温・高圧状態を再現し、その環境に存在する物質を人工的に作り出すことで、地球内部を構成する物質の組成が調べられている。2019 年時点で 364 万気圧、5500℃まで再現されており、これは地球の中心部の環境に近いものである。

→ 高温・高圧実験の実験装置(ダイヤモンドアンビル)

向かい合ったダイヤモンドの先端どうしの中に試料を挟むことで高圧をかけ、そこにレーザーを照射することで高温状態を再現する。

第3節 熱で探る地球の内部

学びの視点 火山の噴火などからわかるように、地球内部には高温の物質が存在する。この熱源は何だろうか。熱を手がかりにして推定できる、地球内部の様子について学習しよう。

A 地球内部の熱源

地球内部の熱源の1つは、高温の核やマントルである。これは、地球が誕生したときに惑星の衝突などによって発生した熱が、地球内部に残されたものである。

もう1つは、地殻やマントルを構成する岩石に含まれるカリウム^{a)}(K)、ウラン^{b)}(U)、トリウム(Th)などの放射性同位体^{①c)}の自然崩壊により発生する熱である。大陸地殻上部を構成する花こう岩は放射性同位体を多く含み、発熱量が多い。

↓表1 主な火成岩に含まれる放射性同位体から1年間に発生する熱量

B 地球内部の温度分布

地表から数十 m 以深では地表の温度変化の影響を受けず、地球内部の温度(地温)は深さとともに高くなっていく。この割合を、**地下増温率(地温勾配)**という。地下 30 km までの地下増温率は、平均して 100 m につき 2~3℃程度である。

↑図25 地下増温率

①原子番号は同じだが質量数が異なる原子どうしを同位体という。同位体の中で放射線を出すものを放射性同位体という。放射線を出して異なる原子に変化する(壊変する)ものもある。

a)potassium b)uranium c)radioactive isotope

地下深部の温度は、実験から得られた超高压下での物質の融点と圧力の関係などから見積もられている(図26)。

→図26 地球内部の温度分布

地球内部の温度の推定値には大きな幅がある。

TOPIC 地温勾配と温泉 日常生活との関連

近年、都市部において、天然温泉を看板とする施設やホテルなどが増えている。火山活動がない地域の平野部で産出するこのような温泉は、非火山性温泉といい、地下増温率が関係している。

温泉とは、地中から湧出する地下水などのうち、特定の物質を含むものであるか、25℃以上の温度であることが、法律で定義されている。地下増温率を100 mにつき2℃であるとする、地表の温度が15℃であった場合、地下1000 mの温度は35℃になっていると考えられる。そのため、地温の高い地下深部の地下水をくみ上げると、温泉として利用することができるのである。

東京や大阪の平野部では深いところまでやわらかい地層が広がっており、掘削技術の向上もあり、このような地下深部の温泉が多く開発されるようになった。

↑ 図 i 都市部の温泉施設

(大阪府大阪市)

↑ 図 ii 温泉掘削の様子

● **地殻熱流量** ● 地球内部は高温で、温度の低い地表に向かって熱が移動する。この熱量を**地殻熱流量**といい、次の式で表される。

$$\text{地殻熱流量} = \text{地下増温率} \times \text{岩石の熱伝導率}^{\text{①}} \dots\dots(7)$$

地殻熱流量は、大陸地域では平均して約65 mW/m²、海洋地域では約101 mW/m²であり、地球全体では約87 mW/m²である。

世界の地殻熱流量の分布を見ると(図27)、大陸地域は、一般に古い安定地塊(→p.98)で熱流量が小さく、新しい造山帯で熱流量が大きい。また、海洋地域は、海溝付近では冷たいプレートが沈み込むために熱流量がやや小さく、海嶺などマントル物質が上昇している地域では熱流量が大きい。すなわち、高温の地球の中心部から地表へと上昇するマントル物質が熱を輸送しているともいえる。このように、地球表層での熱の出入りを観測することによって、マントルの対流など、マントルや核という地球のより深い場所の様子について推測することができる。

↑ 図 27 世界の地殻熱流量の分布

↑ 図 28 地殻熱流量の測定

海底に温度計をさして堆積層中の地下増温率を測定する。さらに、堆積層を採集してその熱伝導率を測定する。

図を check! 図 27

地殻熱流量が大きい部分が、海嶺(p.44 図1)と一致していることを確認しよう。

① 熱伝導で伝わる熱量は、同一の温度差、断面積、時間でも物質によって異なる。熱伝導率は、厚さ1 mの板の両面に1℃の温度差があるとき、その板の面積1 m²の面を通して1秒間に流れる熱量で表す。

内容解説資料

②W(ワット)は仕事率の単位。1秒あたり1J(ジュール)の仕事率を1Wという。1mW(ミリワット) $=10^{-3}$ W

●日本付近の地殻熱流量● 日本列島は中軸部に火山帯を伴い、多くの火山が分布している。地殻熱流量は火山前線(→p.86)の大陸側で大きく、海溝側で小さい(図29)。東北地方ではその様子が顕著である。

↑図29 日本列島周辺の地殻熱流量の分布

第4節 地磁気で探る地球の内部

地球の磁気とそれによって生じる磁場(磁界)を**地磁気**^{a)}という。人は、物体の落下などから地球の重力を感じることができるが、地磁気を直接感じることはない。しかし、世界地図を作った大航海時代に船の針路を決めたのが地磁気を利用した羅針盤であったように、地磁気は文明の進展に大きく貢献してきた。地磁気の磁力線は大気中にもものびており、現在でも飛行機は羅針盤を使用している。

学びの視点 地磁気を手がかりに推定できる地球内部の様子について学習しよう。

A 地磁気とその分布

地球の磁場は、自転軸(回転軸)に対して約 10° 傾けて置かれた棒磁石の磁場に似ている(図30)。

地球上のある地点での地磁気の強さ(大きさ)は**全磁力**、**水平分力**、**鉛直分力**で表され、向きは**偏角**、**伏角**で表される(図31)。これら5つの要素のうち、3つの要素の組み合わせで、ある地点における地磁気の強さと向きを決定できるとき、この3つを**地磁気の三要素**という。例えば、全磁力・偏角・伏角の3つが定まれば、水平分力・鉛直分力もわかる。

問4 地磁気の三要素となる組み合わせをあげよ。

↑図30 地球の磁場

地球の磁場は1つの棒磁石による磁場に近い。棒磁石の軸と地表面とが交わる2点のうち、北の交点を地磁気北極という。

↑図31 地磁気の要素

a) geomagnetism

●**地磁気の三要素の分布**● 地磁気の強さと向きは時間とともに少しずつ変化するため、その分布の様子は観測所、船舶、航空機などによる観測結果を総合し、5年ごとに作り直される。最近では、人工衛星^①による地球規模での観測が短い時間間隔で実施され、精度の高い地磁気の分布が得られている。図32～図34の地磁気の分布は、航空機・人工衛星や各地の観測所のデータをもとに作成されたものである。

↑図32 地磁気の偏角の分布(2010年)

↑図33 地磁気の伏角の分布(2010年)

北磁極では 90° 、南磁極では -90° となり、赤道付近ではほぼ水平(0°)となる。地磁気が逆転するとき(→p. 40)は、伏角も逆転する。

①例えば欧州宇宙機関(ESA)の SWARM 衛星。

地上での磁場の測定を継続的に行っている地磁気観測所は、現在世界中に約 200 か所ある。茨城県石岡市柿岡(北緯 $36^{\circ} 14'$, 東経 $140^{\circ} 11'$)にある気象庁の地磁気観測所もその 1 つである。柿岡での 2019 年の地磁気の三要素は、偏角 $-7^{\circ} 40.7'$, 伏角 $50^{\circ} 03.1'$, 水平分力 30038 nT である。

↑ 図 34 地磁気の水平分力の分布(2010 年)

北海道と九州で比較すると、九州のほうが伏角が小さいために水平分力は強い。

参考 方位磁針の構造

南半球用の方位磁針(a)は S 極に、北半球用の方位磁針(b)は N 極に穴が開けられている。高緯度で方位磁針を使う場合、伏角が大きくなり、そのままでは磁針が底面や上面に触れて使えなくなることがある。そのため、下がる側(南半球用は S 極側、北半球用は N 極側)に穴を開けて軽くすることによって、つり合いがとられている。この他に、下がる側の反対側の針を長くするなどして、重くしている場合もある。

①T(テスラ)は磁場の強さの単位である。1 T は、磁場に垂直に置かれた導線に、1 A の電流を流したとき、1 m あたりに 1 N の力を及ぼす磁場の強さである。1 nT(ナノテスラ) = 10^{-9} T

実習 1-2 で、偏角と伏角を調べてみよう。

実習 1-2 偏角と伏角を調べる

目的 磁化した針金は地磁気によって偏角と伏角を示すことを確かめる。

準備 長さ 4~10 cm 程度の細い針金、糸、方位磁針、強力な磁石

方法 ①針金を糸で結んで水平になるようにつるす。木製スタンドを回転させ、方位磁針の指す方向と異なる方向で針金が静止するようにする。

②針金の両端を、強力な磁石の N 極と S 極でそれぞれこする。これによって針金が磁化し、磁石の S 極でこすったほうが N 極になる。針金の N 極の側の先端に油性ペンで印をつけ、静止するまで待つ。

③針金の N 極側が下を向く様子を観察する。このとき、針金と水平面のなす角が伏角である。

④あらかじめ調べておいた北の方角と、針金の指す向きとのずれを観察する。このとき、針金の N 極が指す向きの、北からのずれが偏角である。正確な北の方角は、太陽が南中するときに垂直に立てた棒の影が指す向きである。北の方角は、地図などを使って決めても

よい。

結果 伏角() 偏角()

考察 観察した伏角や偏角を p.36 図 32, 図 33 の値と比較し, 磁化した針金は地磁気による偏角や伏角を示していることを確認する。

●**地磁気の原因**● 外核は液体であり, 電気をよく通す溶融した鉄が磁場の中を流動するため, 電流が生じる。初めにわずかな磁場があれば, その中を流動する鉄によって電流が流れ, その電流がまた磁場をつくり, 元の磁場に加算されて次第に大きな磁場となり, やがて一定に保たれるようになる。このようにして地磁気ができる考え方を, **ダイナモ理論**という。ダイナモによる電流の大きさが変われば磁場の強さが変わり, 電流の向きが逆になれば地磁気は逆転する。何らかの原因で地磁気が非常に弱くなると, 次にできる磁場の向きは, そのときの磁場の向きによって決まる。

B 地磁気の長周期変化と残留磁気

●**地磁気の永年変化**● 地磁気の偏角, 伏角の大きさや磁場の強さは, 数十～数万年の時間スケールでゆっくりと変化している。これを, 地磁気の永年変化という。

永年変化の原因は外核にあると考えられており, このことは地磁気の成因を考える上で重要である。

→図 35 偏角の永年変化(西南日本)

●**残留磁気**● 火成岩や堆積岩を構成する鉱物の中には, 岩石ができたときの地磁気の状態を記録しているものがある。このようにして岩石に保持された地磁気を**残留磁気**という。この残留磁気を用いて, 過去の地磁気の様子を調べることができる。

火成岩では, マグマが固結するときに晶出する鉄やチタンの酸化鉱物(磁鉄鉱など)が, 冷却するときの地磁気の向きに磁化^①する(図 36(a))。堆積岩では, 磁鉄鉱などの磁性をもった鉱物粒子が水中で堆積するときに, 鉱物粒子中の磁気が堆積当時の地磁気の向きに並んで堆積する(図 36(b))。

→図 36 残留磁気のでき方

火成岩の残留磁気を熱残留磁気, 堆積岩の残留磁気を堆積残留磁気という。堆積残留磁気は熱残留磁気に比べて小さい。

①鉄などを含む鉱物が, 外部の磁場により磁石になること。

●**地磁気の逆転**● 岩石中の残留磁気は, 現在の地磁気と同じ向きのもの(正帯磁)もあれ

ば、現在と逆の向きのもの(逆帯磁)もある。松山基範 日本, 1884-1958 は、逆帯磁が存在する原因は、地磁気が現在とは逆を向いている時期があったためであると考えた。その後、陸上および海洋底の火成岩や堆積物の残留磁気が詳しく調べられ(図 37)、現在では約 5 億年前までの地磁気の逆転の年表が作られている。このような地層中の残留磁気は、世界中で同時に生じた地磁気の変化を記録している。この地磁気の逆転のパターンを比較することで、離れた地域の地層を対比したり、時代を推定したりすることができる。

地磁気が逆転するときには、一時的にその強さが非常に弱くなる。このような時期には、太陽からの粒子など宇宙から地球にやってくる高エネルギーの荷電粒子(宇宙線)が地表まで届き、生物が死滅したり、突然変異が起きたりするという説がある。海底の堆積物のボーリング試料を採集し、磁場の方向が変化している部分の放散虫化石を調べると、その前後で異なる種の放散虫が発見される場合が多いといわれている。しかし、地磁気の変化のみが原因であるかどうかは不明である。

↑ 図 37

地磁気の逆転の年表

参考 玄武洞と地磁気の逆転

兵庫県北部の円山川の東岸に、玄武岩の柱状節理で知られる玄武洞がある。その岩壁は、第四紀前期の噴火で流出した溶岩の断面である。マグマが地表付近で冷却されて収縮することで、岩体に規則正しい割れ目が入り、多数の六角形の柱の集合となっている。「玄武岩」という日本名は、この玄武洞に由来する。

1929 年に、この玄武洞の岩石によって世界的な発見があった。この岩石の残留磁気が示す地磁気北極の向きは現在の地磁気南極を、地磁気南極の向きは現在の地磁気北極を指していた(地磁気の逆転)。すなわち、この岩石が噴出したころの地球は、地磁気の北極と南極が現在と逆であったのである。その後、このような地磁気の逆転の時期が約 77 万年前に世界的にあったことが確かめられた。この逆転していた期間(約 260 万~77 万年前までは、発見者の松山基範の名前から松山期(松山逆磁極期)とよばれている(p. 56 図 19)。

↑ 玄武洞の柱状節理

(兵庫県豊岡市)

参考 チバニアン

約 77 万年前の地磁気逆転は、地質年代区分の境界の目安となっている。この境界の代表的な層序が保存されている場所として、日本の千葉県市原市にある地層が認定された。これによって、新生代のうち約 77 万 4000 年~12 万 9000 年前は、日本の地名を地質年代の名称として初めて用い、「チバニアン(ラテン語で千葉時代)」とよばれることとなった。

↑ 図 i チバニ안의地層

(千葉県市原市) 白い火山灰層の上にチバニ안의地層がある。

↑ 図 ii 新生代第四紀の区分

a) Chibanian

c 地球磁気圏への太陽の影響

太陽は、可視光線や紫外線などの電磁波を放射しているだけでなく、主に陽子と電子からなるプラズマをコロナから放出している。プラズマは、水素原子などが高温のもとで陽子と電子などの荷電粒子に電離した状態である^①。これが 300~800 km/s の高速で太陽から流れ出したものを、**太陽風^{a)}**という。太陽風によって、太陽に面した側(昼側)の地球磁場は地球に押しつけられる。一方、太陽の反対側(夜側)の地球磁場は地球半径の数百倍もの長さに引きのばされている(図 38)。

地球の磁場が太陽風によって閉じ込められている領域を**地球磁気圏^{b)}**という。地球は、地球磁気圏によって太陽風や宇宙線などの侵入を防いでいるともいえる。太陽風と地球磁気圏との境界を**磁気圏境界面**とよぶ。地球磁気圏の尾部では、地球の南極からのびる磁力線は地球から離れる方向に、北極からのびる磁力線は地球に向かう方向になっている。中央付近では向きが逆の磁力線が近接しており、その間にプラズマの層がある。これはプラズマシートとよばれる。

太陽表面でフレアが発生してプラズマの粒子の数と速度が増加すると(→p. 333)、やがてプラズマシートから地球の磁力線に沿って、磁気圏内の荷電粒子が両極上空に流入する(図 38 青矢印)。その粒子が電離圏の酸素原子、窒素分子、窒素分子イオンなどに衝突して発光させ、多彩なオーロラ^{c)}が観測される(図 39)。

↑ 図 38 **太陽風と地球磁気圏** 太陽風に対する地磁気の極の角度は、年間を通じて変化する。

①全体としては電氣的に中性である。

a) solar wind b) magnetosphere c) aurora

↑ 図 39 オーロラ(a)と北半球におけるオーロラが出現しやすい緯度帯(b)

オーロラは、上空 200 km 以上では赤い光を、200~100 kmの間では緑色の光を発する。これらの色は酸素原子によるものである。上空 100 km 以下では、窒素分子によるピンク色の光や窒素分子イオンによる紫色の光を発することもある。

●**地磁気の短周期変化**● 地球の磁場が安定しているときには、地磁気は毎日規則正しい変化をくり返す。地上 100 km 付近にある電離圏(→p. 213)に生じる電気抵抗は、自転とともに変化する。電離圏を流れる電流が変化するために、偏角や水平分力の日変化が生じる。この他、太陽に起因する地磁気の変化には、太陽の自転と同じ周期(27 日)をもつ変化や、年間を通した変化、約 11 年周期の太陽活動の変化によるものなどがある。

↑**図 40 地磁気の短周期変化(2015 年 6 月 22～26 日, 茨城県石岡市柿岡)**

(a)全磁力は普段は穏やかに変化しているが、磁気嵐(→p. 333)の発生した 23 日には急激な変化が観測されたことがわかる。