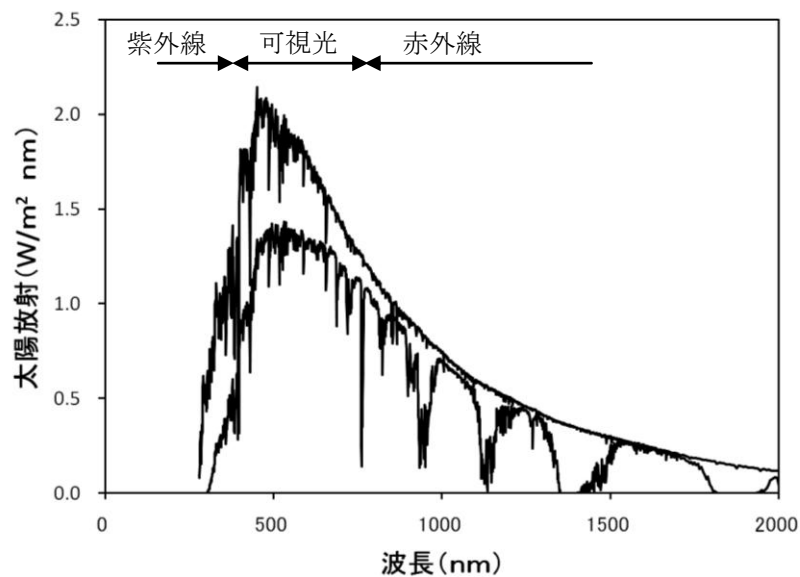


6 大気における放射

6.1 熱収支と温室効果

地球が太陽から受ける太陽放射は、おもに可視光（波長 380 nm～770 nm）である（1000 nm=1 μm=0.001 mm）。太陽放射の強さは、大気の上端では 1.37 kW/m² 程度である。これを**太陽定数**^高(solar constant)という。



(米国再生可能エネルギー研究所のデータより作成)

図 6-1: 太陽放射のスペクトル
(上の曲線は大気の上端、下の曲線は地表での値)

地球の半径を R とすると、地球が太陽放射を受け取る断面積は πR^2 であるのに対して、地球の表面積は $4\pi R^2$ である。したがって、太陽放射を地球の表面全体に平均して分配すると、太陽定数の 4 分の 1 である 0.34 kW/m^2 程度になる。また、地球に入射した太陽放射のうち、約 30% は反射される。この反射率のことを**アルベド**(albedo)という。実際に吸収されるのは、入射した太陽放射のうちの 70% 程度である。

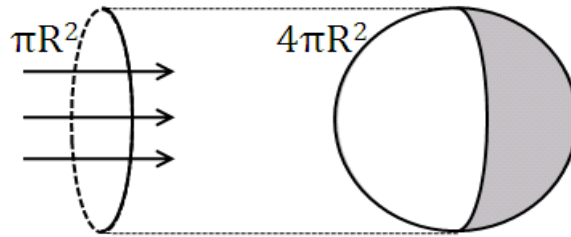


図 6-2: 断面積と表面積の関係

- ☞ 高等学校の地学で、太陽放射のスペクトルを学ぶ。可視光が最も強いことと、紫外線や赤外線も含まれることを理解する。
- ☞ 高等学校の地学では、太陽定数を取り上げ、上に述べた断面積と表面積の関係も学ぶ。また、アルベドという言葉は使わないが、反射率についても触れる。

太陽放射が入射しているにもかかわらず地表や大気(1)の平均温度が安定しているのは、地球が吸収した太陽放射と同じ量のエネルギーが宇宙に向けて放射されているからである。地球から宇宙に向けた放射を**地球放射**^高（**長波放射**）(terrestrial radiation; longwave radiation)という。太陽放射（**短波放射**）(shortwave radiation)はおもに**可視光**^高(visible light)として入射するが、地球放射はおもに**赤外線**^高(infrared light)として射出される。波長でいうと、10~20 μm 付近で強い。一般に、物体はその温度に応じて電磁波を放射している。このような放射を**黒体放射**(blackbody radiation)とよんでいる。黒体放射の強さ F は、

$$F = \sigma T^4$$

で表される。ただし、 T は物体の温度（絶対温度）である。また、 σ はステファン・ボルツマン定数で、 $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$ である。この関係を**ステファン・ボルツマンの法則**^高(Stefan-Boltzmann's law)という。地球放射の強さもステファン・ボルツマンの法則に従っている。地表や大気(1)の平均的な温度は、地球放射の強さが正味で地球が吸収する太陽放射と等しくなるような温度でつりあうことになる。

- ☞ 小学校の理科での地面の温度の測定など、遠隔的な温度の測定に用いられる放射温度計は、物体からの黒体放射を測定して物体の表面の温度を求めている。

地球には大気(1)が存在する。地球の大気は、可視光を中心とする太陽放射に対

しては透明に近い。しかし、地球大気に含まれる水蒸気や二酸化炭素などの気体は、赤外線を主とする地球放射に対しては不透明である。これは、水分子や二酸化炭素分子が特定のいくつかの波長帯の赤外線と共鳴して振動し、赤外線のエネルギーを吸収するからである。したがって、地表からの地球放射の多くは直接宇宙に出ていくことができず、地表から宇宙へのエネルギーの放射が妨げられる。さらに、地表から射出された赤外線を吸収した水蒸気や二酸化炭素などの気体は、それ自身がステファン・ボルツマンの法則に従って赤外線を放射する。したがって、地表からみると、大気から地表に向けて赤外線が放射されることになる。このため、地表や大気圏の下層の温度は、大気がない場合よりも高くなる。これを**温室効果**^高(greenhouse effect)という。温室効果を持つ気体を**温室効果ガス**^高(greenhouse gas)という。温室効果ガスとしては、水蒸気、二酸化炭素、**メタン**^高(methane)、フロンなどが挙げられる。なお、地球の乾燥大気の主成分である、窒素や酸素は温室効果を持たない。

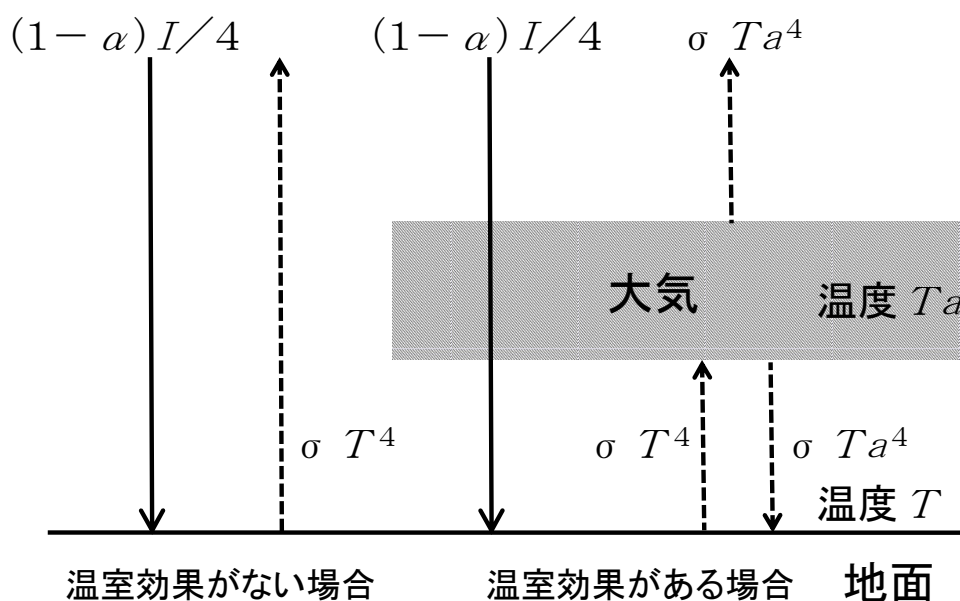


図 6-3: 温室効果の模式図

上の図を見ながら、温室効果がない場合の地表面の温度を見積もってみよう。地面に入ってくるエネルギーと地面から出ていくエネルギーの量は等しいから、

$$\frac{1}{4}(1 - \alpha)I = \sigma T^4$$

となる。ただし、 I は太陽放射の強さ（太陽定数）、 α はアルベドである。この式を解くと、

$$T = \sqrt[4]{\frac{(1-\alpha)I}{4\sigma}}$$

が得られる。この温度を**有効放射温度**(effective radiation temperature)という。地球における太陽定数とアルベドの値として、 $I=1.37 \times 10^3 \text{ W/m}^2$ 、 $\alpha=0.30$ として T の値を計算すると、 $T=255\text{K}$ となる。これは約 -18°C であり、実際の地表の温度と比べるとかなり低い。

次に、温室効果がある場合を考えてみよう。図 6-3 のように、大気は太陽放射に対しては透明だが、地球放射に対しては不透明であると仮定する。まず、地面についてエネルギーの収支のつりあいを考えると、

$$\frac{1}{4}(1-\alpha)I + \sigma T_a^4 = \sigma T^4 \quad \text{①}$$

となる。また、大気についてのエネルギーの収支のつりあいは、

$$\sigma T^4 = 2\sigma T_a^4 \quad \text{②}$$

と書ける。①を 2 倍し、②を加えると、 T_a が消えて、

$$\frac{1}{2}(1-\alpha)I = \sigma T^4$$

となる。この式を解くと、

$$T = \sqrt[4]{\frac{(1-\alpha)I}{2\sigma}}$$

が得られる。 T の値を計算すると、 $T=303 \text{ K}$ (約 30°C) となり、温室効果を考慮しなかった場合に比べて、かなり高くなることがわかる。このとき、大気温度 T_a の値は、 $T_a=255 \text{ K}$ (約 -18°C) である。実際の地球大気においては、高度によって大気温度は異なり、また、大気と地面は接しているため直接に熱を交換する。これらのことを考慮に入れると、現実の地表付近での気温の平均値が $T=288 \text{ K}$ (約 15°C) であることも理解しやすい。この計算は大気をひとつの層で代表する単純なものであるが、温室効果の原理をよく表している。

☞ 高等学校の地学では、温室効果を数式は用いずに定性的な説明によって学ぶことが多いが、上のような定量的な議論を含む教科書もある。なお、ステファン・ボルツマンの法則は、高等学校の地学の中の気象学の分野では出てこないが、天文学の分野で取り扱う。

地球以外の地球型惑星のうち、金星と火星は二酸化炭素を主成分とする大気を持っている。このうち、金星は、非常に厚い二酸化炭素の大気に覆われ、表

面気圧は 90 気圧に達する。このため、温室効果も強く、有効放射温度に比べて平均表面気温が非常に高くなっている。なお、金星は地球よりも太陽に近いにもかかわらず有効放射温度が低い、これはアルベドが大きいからである。

表 6-1: 惑星の有効放射温度と平均表面温度

	太陽からの 平均距離 (天文単位)	太陽放射 (W/m ²)	アル ベド	有効放射 温度 (°C)	平均表面 温度 (°C)	表面気圧 (気圧)	大気の主成分
水星	0.39	9100	0.11	162	170		
金星	0.72	2600	0.78	-49	460	90	二酸化炭素
地球	1.00	1370	0.30	-18	15	1	窒素、酸素
火星	1.52	580	0.16	-58	-40	0.006	二酸化炭素
木星	5.20	50	0.73	-185	-140		水素、ヘリウム

☞ 高等学校の地学では、天文学の分野で、金星の表面温度が高い原因として温室効果に言及する。気象学の分野で、温室効果の仕組みをきちんと学んでおきたい。

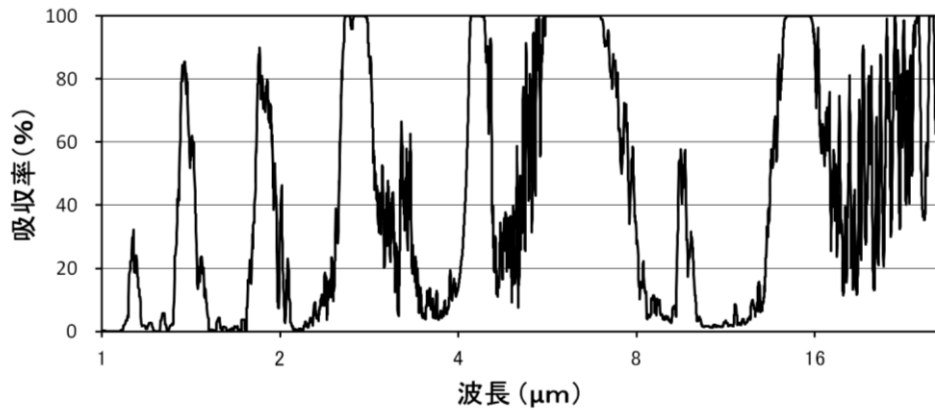
地球温暖化^高(global warming)とは、人為的な要因によって温室効果ガスが増加して温室効果が強化され、地球の平均気温が上昇する現象のことである。温室効果ガスのうち、二酸化炭素は化石燃料の消費によって人為的に放出される。人為的に放出された二酸化炭素のうち半分程度は、陸上の植物や海洋によって吸収され、残り半分が大気中に留まっていると考えられている。メタンは微量成分であるが、単位質量あたりの温室効果が大きく、水蒸気を除けば、二酸化炭素の次に大きい温室効果を生じさせている。メタンは、ツンドラや湿地における有機物の分解によって放出され、また、家畜の吐く息にも含まれている。フロンはオゾン層を破壊する人為起源の物質であるが、温室効果も持っている。また、対流圏オゾンにも温室効果がある。

☞ 高等学校の地学では、二酸化炭素だけでなくメタンやフロンにも温室効果があることを学ぶ。

参考：大気の吸収スペクトル

大気による赤外線吸収率は図 6-4 のようになっている。赤外線の中でも波長によって吸収率が異なることがわかる。たとえば、8~12 μm 付近では吸収率が小さく大気の透明度が高い。このような領域を**窓領域(window region)**あるいは

は**大気窓**(atmospheric window)という。気象衛星から雲を観測するときにはこの付近の波長帯が用いられる。



(ジェミニ天文台のデータより作成)

図 6-4: 放射に対する地球大気の吸収率の計算例

問 6-1 地球の有効放射温度について、以下の問いに答えよ。ただし、地球における太陽定数は $1.37 \times 10^3 \text{ W/m}^2$ 、アルベドは 0.30 とする。また、ステファン・ボルツマン定数は $5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$ とする。 0°C は 273.15K である。

- (1) 地球の有効放射温度を小数点第 1 位まで求めよ (単位は $^\circ\text{C}$)。
- (2) アルベドの値を 0.29 に変更して同様の計算を行なえ。
- (3) アルベドの値を元に戻すうえで太陽定数を 1% 増やして同様の計算を行なえ。

問 6-2 地面の温度について以下の問いに答えよ。

- (1) 地面に入射する太陽放射が $8.0 \times 10^2 \text{ W/m}^2$ (太陽定数が $8.0 \times 10^2 \text{ W/m}^2$ であるという意味ではない)、アルベドが 0.30 であるとする。仮に、その地面が射出する黒体放射が、その地面が正味で受け取る太陽放射と等しいとしたら、地面の温度は何 $^\circ\text{C}$ になるか、小数点第 1 位まで求めよ。ステファン・ボルツマン定数は $5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$ とする。 0°C は 273.15K である。
- (2) (1) でアルベドを 0.80 にしたら、地面の温度は何 $^\circ\text{C}$ になるか、小数点第 1 位まで求めよ。

6. 2 大気による散乱

地球大気には空気分子のほか、エアロゾルとよばれる細かい塵など、さまざまな粒子が浮遊している。一般に、可視光のような電磁波は、大気中に存在する粒子によって散乱される。このため、基本的には大気は可視光に対して透明に近いものの、たとえ晴天であっても、地球大気上端に到達した日射のすべて

が地表に直接到達するわけではない。散乱は、次のように 3 つの種類に分類できる。

レイリー散乱(Rayleigh scattering) : 粒子半径が電磁波の波長より非常に小さい場合。可視光の場合、空気分子による散乱がこれに相当する。散乱の強度は波長の4乗に反比例する。可視光の中では波長の短い青い光のほうがよく散乱される。空が青く見えるのは、レイリー散乱の影響である。また、夕日が赤く見えるのも、レイリー散乱によって青い光が散乱されて弱くなるからである。

ミー散乱(Mie scattering) : 粒子半径が電磁波の波長と同程度の場合。可視光の場合、エアロゾルによる散乱がこれに相当する。散乱の強度は波長によらずほぼ一定である。空気が清浄ではないときに白っぽく見えるのは、ミー散乱の影響である。

幾何光学的散乱(geometric scattering) : 粒子半径が電磁波の波長より非常に大きい場合。可視光の場合、雨粒による散乱がこれに相当する。

なお、虹や暈（かさ）は、散乱ではなく屈折によって生じている。