

理科研究（地学分野） 予習課題

これは、理科研究で必要となる基礎知識を確認するための課題です。内容をよく理解したうえで、すべての問いに解答してください。A 4 レポート用紙に解答し、地学分野の初回の授業の開始時に提出してください。

1 大気の熱力学

1. 1 地球大気の組成と層構造

地球大気の組成は、水蒸気を除くと、地表付近から高度 80km くらいまではほぼ一定である。体積比で示すと、窒素が約 78%、酸素が約 21%、アルゴンが約 1%、二酸化炭素が約 0.04%である。

地球大気の鉛直構造をみると層構造をしていることがわかる。地上から約 11km までは**対流圏**^高と呼ばれる。雲の発生や降水など、通常よく知られた気象現象が起こるのは対流圏である。対流圏では高度とともに気温は低下する。対流圏の上は**成層圏**^高である。成層圏は、対流圏とは違って、上にいくほど気温が高い。これは、**オゾン**^高が紫外線を吸収して加熱されているからである。成層圏内で特にオゾンを多く含む層（高度約 20～30km）を**オゾン層**^高という。対流圏と成層圏の境目を**圏界面**^高（**対流圏界面**^高）という。近年では、**フロン**^高（炭素、塩素、フッ素からなる有機化合物）によってオゾン層の破壊が生じている。

成層圏の上には**中間圏**^高であり、再び高度とともに気温が低下する。中間圏の上は**熱圏**^高とよばれる。熱圏では、大気は非常に薄く、高度とともに温度が高くなる。また、気体の原子、分子が、太陽からの X 線、紫外線や**太陽風**^高（太陽から流れてくる荷電粒子の流れ）に含まれる電子によって電離し、イオンと電子に分かれている。このような層のことを特に**電離層**^高という。電離層は電波を反射する性質がある。**オーロラ**^高は、高速の荷電粒子が酸素原子や窒素分子に衝突したときに発光する現象であり、熱圏で生じている。

なお、固体地球の半径はおよそ 6400km であり、地球の半径に比べて大気は非常に薄いことがわかる。

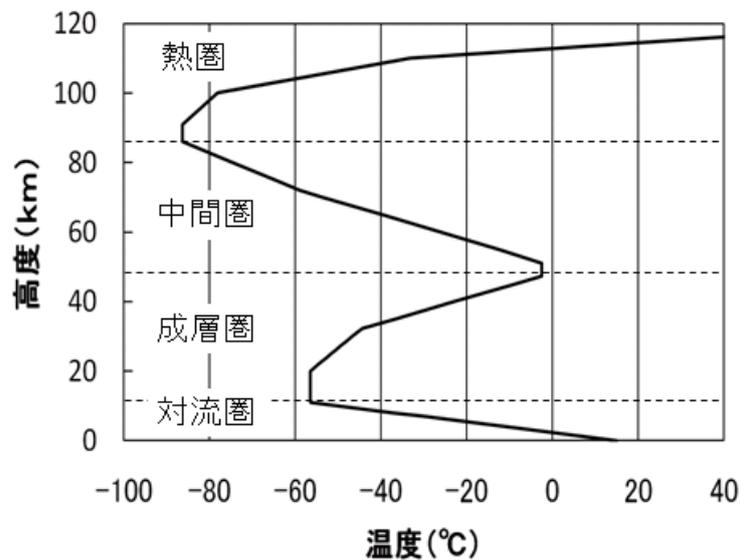


図 1-1: 地球大気の層構造

日々の天気を観察していると、雲ができやすく夕立のような激しい雨が降りやすい日もあれば、一日中安定した晴天の日もある。このような違いはなぜ生じるのだろうか。大気中に含まれる水蒸気や、鉛直方向の圧力、温度の分布に注目して、大気の安定の度合いを考えてみよう。

1. 2 大気中の水蒸気

一般に空気には水蒸気が含まれている。空気に含まれている水蒸気が凝結すると雲ができる。ここでは、空気中に含まれている水蒸気について考えよう。

乾燥した空気に含まれる水蒸気量は少ないが、湿った空気には多くの水蒸気が含まれている。空気が含むことができる水蒸気量には限界があり、単位体積の空気が含むことのできる水蒸気量（水蒸気の密度）の上限を**飽和水蒸気量**^中という。飽和水蒸気量は気温が上がると大きくなる。

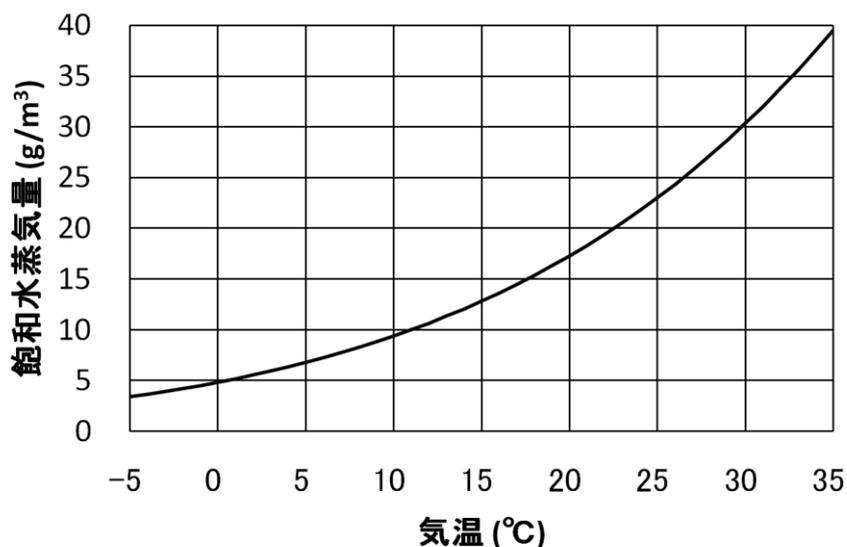


図 1-2: 飽和水蒸気量

実際に空気中に含まれている水蒸気の量を表すために、さまざまな物理量が使われる。**相対湿度**^中とは、空気に含まれている水蒸気量の、飽和水蒸気量に対する割合を表したものであり、

$$\text{相対湿度}[\%] = \frac{\text{空気に含まれている水蒸気の密度}[\text{g/m}^3]}{\text{その気温での飽和水蒸気量}[\text{g/m}^3]} \times 100$$

と定義できる。

空気中に含まれる水蒸気量を、大気圧中に占める水蒸気圧（水蒸気の分圧）で表すことがある。空気が飽和しているときの水蒸気圧を**飽和水蒸気圧**^高という。飽和水蒸気圧も、飽和水蒸気量と同じように、気温が上がると大きくなる。相対湿度は、密度の代わりに圧力に注目し、飽和水蒸気圧と実際の水蒸気圧の比として計算することもできる。

飽和水蒸気量は気温が下がると小さくなるので、空気が冷却され、空気中に含まれる水蒸気量が飽和水蒸気量よりも大きくなると、水蒸気が凝結して水滴になる。空気を圧力一定の条件のもとで冷却し水蒸気の凝結が始まったときの温度を**露点**^中という。気温が同じであっても、湿度の高い空気のほうが水蒸気を多く含んでいるので露点は高い。

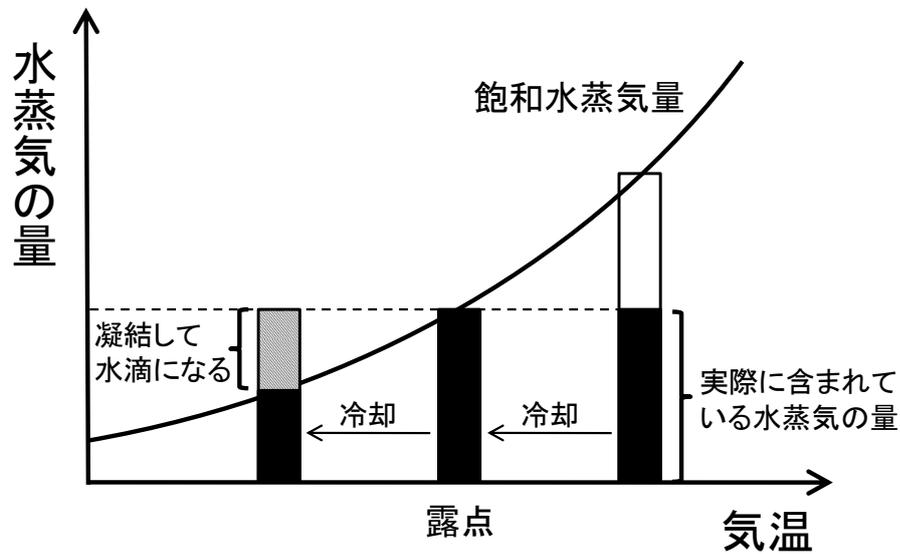


図 1-3: 気温と水蒸気量の関係

1. 3 大気の圧力

一般には、上空に行くほど気温は低くなっている。このことは水蒸気の凝結による雲の発生にも関連している。実は、上空に行くほど気温が低下するのは、気圧が低くなることと関係がある。ここでは、まず、大気の圧力について考えよう。

単位面積に加わる空気の重さを**気圧^甲**という。気圧の単位としては**ヘクトパスカル^甲 (hPa)**を用いる。1hPa は 100Pa であり、1m²あたり 100N (約 10kg 重) の力に相当する。海面付近での平均的な気圧は 1013.25hPa (1m² あたり 101325N) であり、これを**1 気圧^甲**という。1 気圧は 1cm²あたり約 1kg 重の重さに相当する。

一般に上空に行くほど気圧は低くなる。これは、大気中を上に行くと、その区間の空気の重さの分だけ圧力が低下するためである。実際の大气で気圧が低下する割合は、地上付近では 10m につき約 1hPa である。

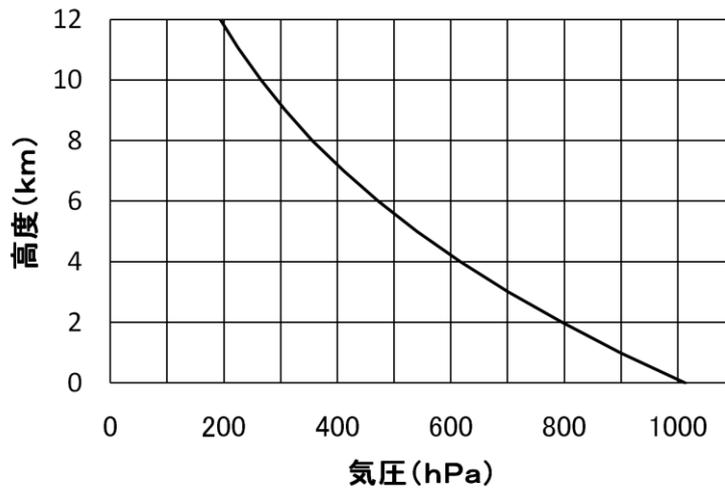


図 1-4 高度と気圧の関係

1. 4 大気の安定度

上空に行くほど気圧は低下するが、このことは、空気の温度や水蒸気量にどう影響するだろうか。空気塊が鉛直方向に移動したときの温度や水蒸気量の変化を考えることによって、大気の安定度について議論しよう。

大気中を空気塊が上昇すると、周囲の気圧の低下とともに膨張する。このとき、空気塊は断熱膨張するので、周りの空気に対して仕事をした分だけ熱エネルギーが減少し、空気塊の温度は低下する。逆に、空気塊が下降すると断熱圧縮されるので、温度は上昇する。飽和に達していない空気塊が断熱的に上昇するときの温度低下の割合はほぼ一定であり、100mにつき約 1.0°Cである。これを**乾燥断熱減率^高**という。

空気塊の温度が下がると、ある高度で飽和に達し、水蒸気の凝結が始まる。このときの高度を**凝結高度^高**という。空気塊がさらに上昇を続けると、水蒸気が凝結するときに凝結熱が放出されて空気塊が暖められるので、温度の低下の割合は乾燥断熱減率よりも小さくなる。このときの温度低下の割合を**湿潤断熱減率^高**という。比較的高温な環境では、湿潤断熱減率は 100mにつき約 0.5°Cである。

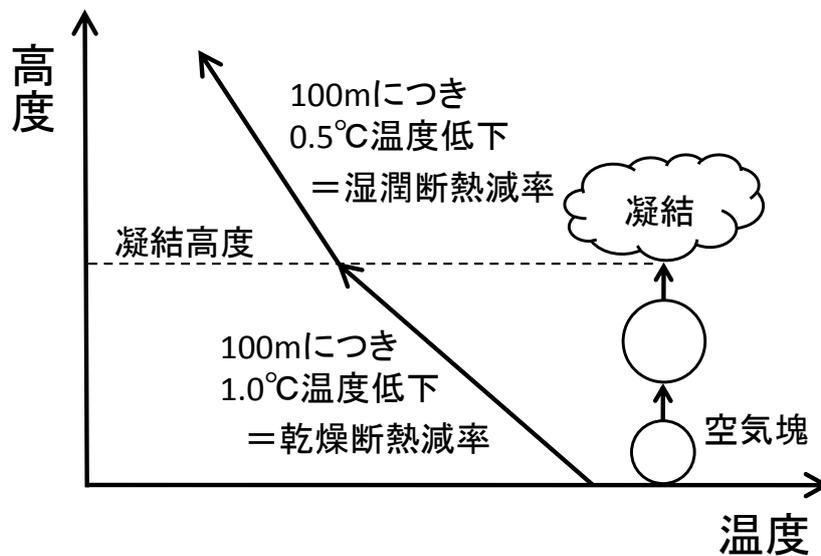


図 1-5: 空気塊の上昇と断熱減率

実際の大气において、高度による温度低下の割合を**温度減率（気温減率^高）**という。温度減率が断熱減率よりも大きい場合を考えてみる。空気塊をわずかに持ち上げると断熱減率にしたがって温度が低下する。ところが、周りの空気の温度低下の割合は断熱減率よりも大きいので、持ち上げられた空気塊の周りの空気の温度は、空気塊の温度よりも低いはずである。このような状況では空気塊のほうが高温で密度が小さくなるので、空気塊は浮力を受けてさらに上昇しようとする。この場合、大气の状態は不安定であり、雲が発達しやすい。逆に、高度による温度低下の割合が断熱減率よりも小さい場合には、持ち上げられた空気塊の周りの空気の温度は、空気塊よりも高くなる。空気塊の密度のほうが大きいので、空気塊は押し戻されることになる。この場合、大气の状態は安定である。

大气の温度減率が湿潤断熱減率よりも小さい場合には、未飽和の空気塊に対しても飽和空気塊に対しても大气の状態は安定である。このような状態を**絶対安定（安定^高）**という。逆に、温度減率が乾燥断熱減率よりも大きい場合には、空気塊が未飽和であっても飽和であっても、大气の状態は不安定である。この状態を**絶対不安定（不安定^高）**という。また、大气の温度減率が湿潤断熱減率よりも大きく乾燥断熱減率よりも小さい場合には、未飽和の空気塊に対しては安定であるが、飽和空気塊に対しては不安定である。これを**条件つき不安定^高**という。実際の大气の温度減率は状況によって異なるが、典型的には下層の大气では100mにつき約0.6°Cである。対流圏（高度約11kmまで）の大气は条件つき不安定であることが多い。

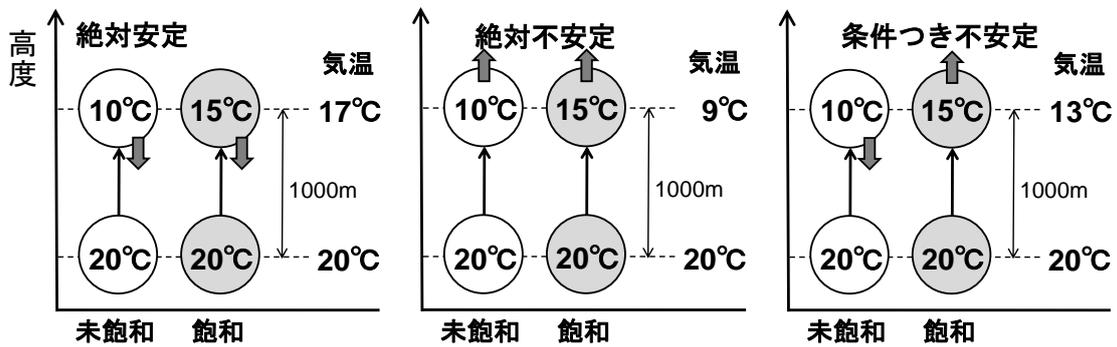


図 1-6: 空気塊の鉛直運動と大気の安定度

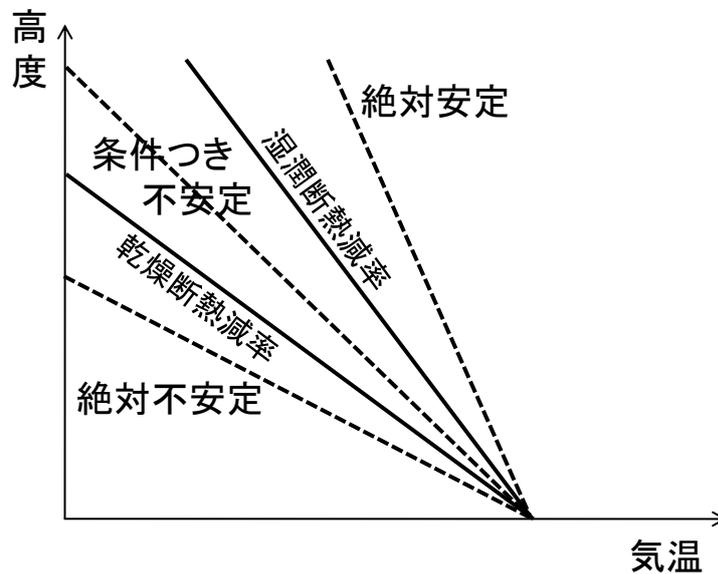


図 1-7: 温度減率と安定度

天気予報で「上空に寒気が入って大気の状態が不安定になるでしょう」と言うことがあるが、以上で説明したような大気の安定度の変化を指していることが多い。

1. 5 雲と降水

雲にはさまざまな種類があるが、以下の表のように 10 種類に分類することがある。これを十種雲形という。

表 1-1: 十種雲形

上層雲	巻雲	すじ雲
	巻積雲	うろこ雲
	巻層雲	うす雲
中層雲	高積雲	ひつじ雲
	高層雲	おぼろ雲
	乱層雲	あま雲
下層雲	層雲	きり雲
	層積雲	うね雲
下層から 上層の雲	積雲	わた雲
	積乱雲	かみなり雲

これらの雲のうち、降水をもたらすのはおもに**乱層雲**^中と**積乱雲**^中である。乱層雲は持続的な降水を、積乱雲は一時的な強い降水をもたらすことが多い。

降水がもたらされるためには、水蒸気が凝結して雲粒が形成され、さらに雨粒や雪の結晶に成長しなければならない。未飽和の空気塊が上昇すると乾燥断熱減率にしたがって温度が低下していく。凝結高度まで上昇し、温度が露点に達すると、水蒸気の凝結が始まる。さらに上昇が続くと、凝結した水蒸気は水滴となって雲を形成する。水蒸気が冷却されて凝結し、水滴（雲粒）が成長していく過程を**凝結過程**という。凝結過程によって雲粒は直径 0.02mm 程度まで成長する。それ以後は雲粒や雨粒どうしの衝突によって成長する。この過程を**併合過程**という。併合過程によって雨粒は通常 1mm 程度、最大で 5mm 程度まで成長する。雨粒は 4~10m/s 程度で落下する。

温度が低い場合、凝結した水蒸気が氷の結晶（氷晶）になることがある。低温な雲の中では、氷晶と過冷却水滴が共存している。一般に水面上の飽和水蒸気圧よりも、氷面上での飽和水蒸気圧のほうが低い。このため、水に対しては未飽和であっても氷に対しては飽和となる。このような条件のもとでは、水滴が蒸発し、氷晶のまわりには水蒸気が昇華して付着する。こうして氷の粒が成長して落下し、下層で融けて雨になる。このようにしてもたらされる雨を**冷たい雨**^高という。一方、熱帯地方や夏季の中緯度地方では、氷晶を含まない雲から雨が降ることがある。雲粒や雨粒は大きさによって落下速度が異なるため、たがいに衝突し、雨粒が成長する。このようにしてもたらされる雨を**暖かい雨**^高という。

2 大気の力学

日々の天気は西から東へ変化していくことが知られている。これは、低気圧や高気圧が交互に通過していくからである。ここでは、低気圧や高気圧の構造を詳しく見てみよう。

2. 1 低気圧と高気圧

低気圧^中とは周囲より気圧の低いところ、**高気圧**^中とは周囲より気圧の高いところのことである。**等圧線**^中とは天気図上で気圧の等しい場所を結んだ線であるが、低気圧や高気圧のまわりでは等圧線は閉じている。北半球の場合、低気圧のまわりでは風が反時計回りに吹き込み、高気圧のまわりでは時計回りに吹き出す。低気圧の付近では上昇気流が生じて雨雲が発達しやすい。逆に、高気圧に覆われると下降気流が生じて雲が発生しにくい。



図 2-1: 低気圧と高気圧

2. 2 温帯低気圧と前線

一般に高緯度の空気は寒冷で、低緯度の空気は温暖であることが多い。また大陸上の空気は乾燥していて、海洋上の空気は湿潤であることも多い。同じ性質を持った空気のことを**気団**^中という。**前線面**^中は異なった気団の境界のことであり、前線面が地表に接している場所を**前線**^中という。前線面では暖かい空気が上昇し雲が発生しやすい。

温帯低気圧^中は、南北温度勾配のある中緯度域で発生する低気圧で、前線を伴うことが多い。中緯度域では、上空に**偏西風**^高とよばれる西風が吹いているが、温帯低気圧は、**偏西風波動**^高（**傾圧不安定波**）に伴って発生する。一般に、温帯低気圧は偏西風に乗って西から東へ移動する。温帯低気圧の典型的なライフサイクルは図 2-2 のようになっている。

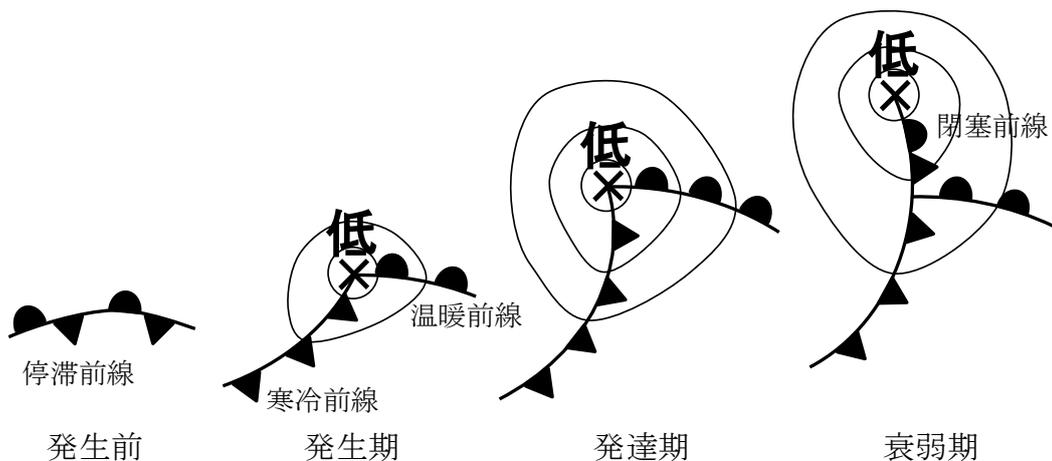


図 2-2: 温帯低気圧のライフサイクル

温帯低気圧は**停滞前線**^中上で発生することが多い。停滞前線は、寒気と暖気が同じ程度の勢力でぶつかっている場所である。前線上で低気圧が発生すると、低気圧の東側では南よりの風が卓越し、暖気の勢力のほうが強くなる。このような前線のことを**温暖前線**^中という。一方、低気圧の西側では北よりの風が卓越し、寒気の勢力のほうが強くなる。このような前線を**寒冷前線**^中とよぶ。温帯低気圧は温暖前線と寒冷前線を伴いながら発達する。温暖前線は暖気の勢力のほうが強いので北に、寒冷前線は寒気の勢力のほうが強いので南に移動する。ここで温暖前線よりも寒冷前線の移動のほうが速いことが多いので、やがて寒冷前線は温暖前線に追いつく。こうしてできた前線が**閉塞前線**^中である。

温暖前線付近では南から暖気が流入し、前線面に沿って広い範囲で比較的緩やかな上昇気流が生じている。このため、前線の東側では上層に**巻雲**^中や**巻層雲**^中が生じることが多い。前線付近では、**高層雲**^中や乱層雲などの雲が発生しやすく、広い範囲で持続的な降水がもたらされる。温暖前線が通過すると気温は上昇するが、昇温が明瞭でないこともある。一方、寒冷前線付近では北から寒気が進入し暖気の下に潜りこんでいるので、前線付近の狭い範囲で強い上昇気流が生じる。このため寒冷前線付近では積乱雲が発達し、狭い範囲で短時間に強い降水が生じる。通過後には北寄りの風が吹き、気温が急激に低下することが多い。

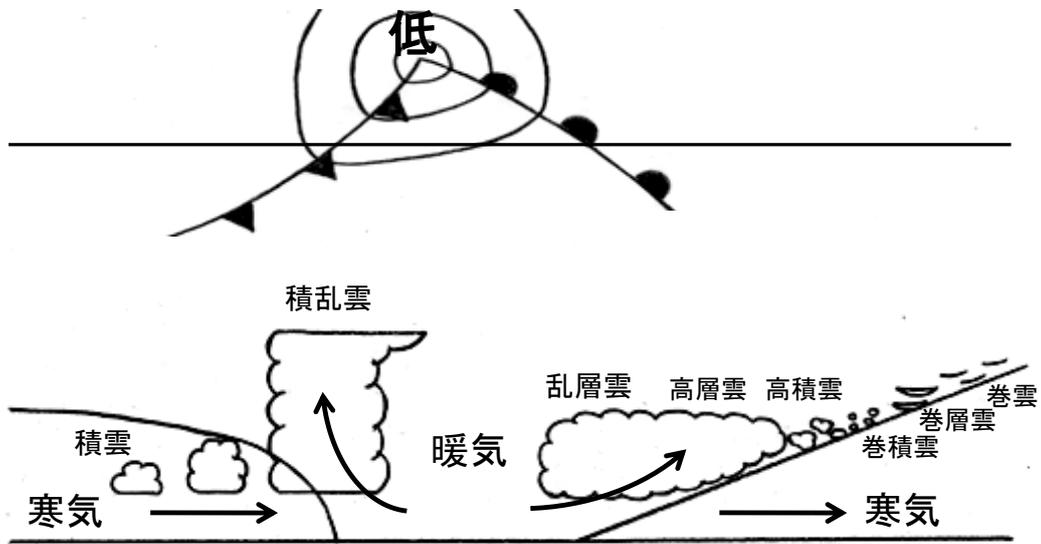


図 2-3: 温帯低気圧の断面

温帯低気圧は春や秋によく見られる。図 2-4 のように、春や秋には、温帯低気圧や**移動性高気圧^高**が交互に通過することによって、天気が西から東へ周期的に変化することが多い。





(気象庁のウェブサイトより)

図 2-4: 温帯低気圧の移動の例

2. 3 熱帯低気圧と台風

熱帯低気圧^中とは、熱帯の海洋上で発生する低気圧である。北西太平洋上の熱帯低気圧のうち、中心付近の最大風速が 17.2m/s 以上のものを**台風**^小という。熱帯低気圧や台風は、温帯低気圧とは異なり、前線を伴わない。他の海域では**ハリケーン**^高（北米など）や**サイクロン**^高（インド洋）と呼ばれる。

台風は巨大な渦であり、反時計回りに風が吹きこんでいる。気象衛星による雲画像を使うと、渦巻き状の構造を確かめることができる。台風は温帯低気圧とは違い、軸対称な構造をしている。一般に台風は中心に近づくほど風速が大きくなるが、中心付近では風が弱く晴れている場合がある。これを**台風**の**目**^高という。

(気象庁のウェブサイトより)

図 2-5: 台風の例

台風は海面水温が高い熱帯の海洋上で発生する。ばらばらに発生していた積乱雲が組織化して熱帯低気圧や台風になる。台風の典型的な進路を図 2-6 に示す。台風は上空の風に流されて移動するので、日本付近では太平洋高気圧のへりを回るような進路をとることが多い。特に夏から秋にかけて、日本に接近したり上陸したりして、しばしば強風や大雨による被害をもたらす。

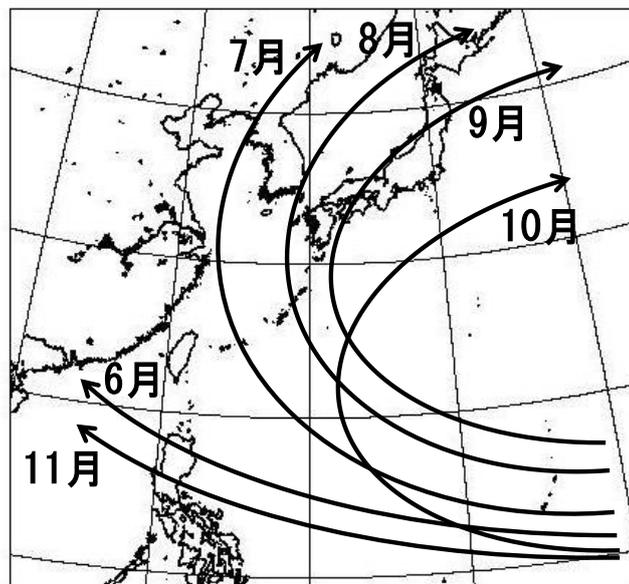


図 2-6: 典型的な台風の前線

低気圧や高気圧のまわりでは地球の自転の影響によって渦が生じているといわれている。地球の自転がどのようにして渦を生じさせるのだろうか。空気にはたらく力という観点で考えてみよう。

2. 4 コリオリの力と地衡風

水平面内に気圧の差があると風が吹く原因となる。気圧の差によって空気塊にはたらく力を**気圧傾度力^高**という。気圧傾度力は等圧線と直角に、高压側から低压側に向かってはたらく。しかし、天気図で見られる風向と、等圧線とのなす角は直角ではないことが多い。これは、地球の自転の影響によって、地球上を運動する空気塊に**転向力^高 (コリオリの力^高)**がはたらくためである。コリオリの力は、北半球では風の吹いていく方向に直角右向きにはたらく。南半球では直角左向きにはたらし、赤道上でははたらかない。同じ緯度であれば、コリオリの力の大きさは風速に比例する。

コリオリの力の原理を考えてみよう。回転している台の上で、Aは反対側のBに向かってボールを投げる。台は回転しているので、台に乗っていない観測者から見ると、ボールは右にそれて飛んでいく。しかも、BはAから見て左の方向に移動している。このようすを表したのが図2-7の左の図である。同じ実験を回転している台に乗っている観測者から見ると右の図のようになる。ボールは台に乗っていない観測者から見ればまっすぐに飛んでいるにもかかわらず、台に乗っている観測者から見ると、右の方向に曲げられ、まっすぐに飛んでいない。つまり、みかけ上、右方向に力を受けている。このみかけの力がコリオリの力である。

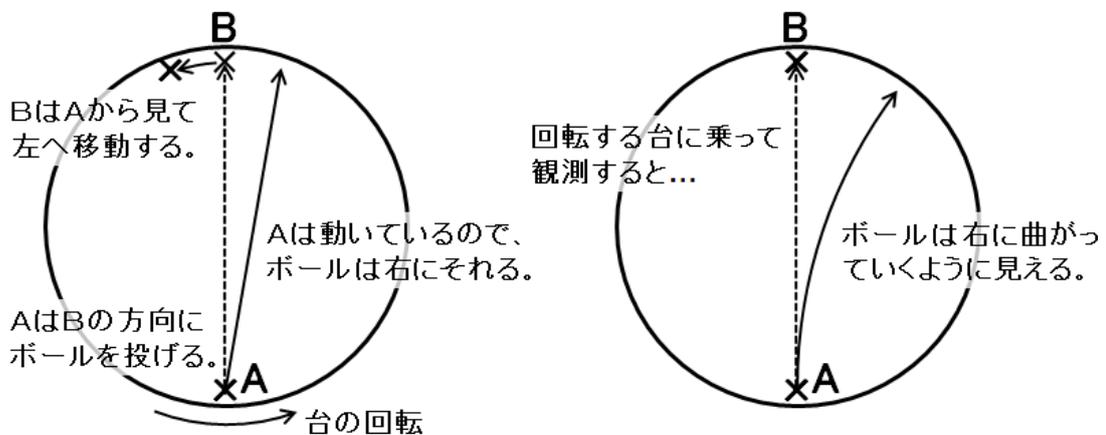


図 2-7: コリオリの力の原理

地衡風^高とは、気圧傾度力とコリオリの力がつりあっている風のことである。また、このつりあいを**地衡風平衡**という。図 2-8-1 に示したように、地衡風は等圧線に平行に吹く。また、地衡風の強さは気圧勾配の大きさに比例する。地面との摩擦がきかない上空では、実際に地衡風に近い風が吹いていることが多い。

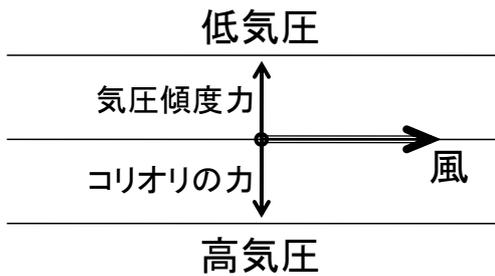


図 2-8-1: 地衡風の模式図

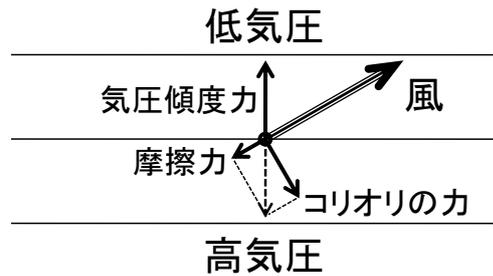


図 2-8-2: 摩擦がある場合の風の模式図

地面付近では、地面との摩擦の影響により、図 2-8-2 のように、高気圧側から低気圧側に向かって風が吹き込むようになる。この場合、気圧傾度力とコリオリの力に摩擦力を加えた 3 つの力がつりあっている。このような条件のもとでは、図 2-1 に示したように、北半球では低気圧に向かって反時計回りに風が吹き込み、高気圧から時計回りに風が吹き出す。

3 日本の気象と気候

低気圧や高気圧の分布は、日本の天気とどのように関係しているだろうか。いろいろな季節の天気図を実際に見ながら考えてみよう。

3. 1 日本の気圧配置

中緯度に位置する日本では、季節の変化が明瞭であり、現れやすい気圧配置も季節によって異なっている。ここでは、日本付近の天気図にみられる気圧配置を、冬型、気圧の谷型、移動性高気圧型、前線型、夏型、台風型の6つに分類して、それぞれの特徴を考えてみる。

冬型

気圧の谷型

移動性高気圧型

前線型

夏型

台風型

日本気象学会機関誌「天気」より

図 3-1 日本付近の代表的な気圧配置

(1) 冬型 (西高東低型^高)

大陸にシベリア高気圧^高、日本の東海上にアリューシャン低気圧がみられる気圧配置である。この気圧配置は、おもに冬季に現れる。

冬季には、海洋に比べて熱容量の小さい大陸は特に冷やされる。冷やされた空気は重いので、大陸は高気圧となる。このようにして形成された高気圧がシベリア高気圧である。逆に、相対的に温度の高い太平洋は低気圧になる。これがアリューシャン低気圧である。この気圧配置が現れると、大陸のシベリア高気圧から寒気が吹き出し、日本付近では北西季節風が吹く。一般に、季節によ

ってほぼ決まった大気の流れのことを**季節風**^高とよぶ。北西季節風として吹き出す寒気はもともと乾燥している。しかし、日本海上を通るときに多量の水蒸気を含み、日本海側の地方に大雪をもたらす。一方で、太平洋側では乾燥した晴天が続く。

(2) 気圧の谷型

この気圧配置は、温帯低気圧が日本を通過するときにみられる。春や秋に多いが冬季にも現れる。低気圧が日本海を通過する場合には**日本海低気圧**、日本の南岸を通過する場合には**南岸低気圧**と呼ばれる。また、日本海と南岸の両方に低気圧がみられるときには、**二つ玉低気圧**と呼ぶことがある。日本海低気圧の場合には、全国的に荒れた天気となることが多い。低気圧の進路の南側では、通過前から通過時にかけて暖気が流入する。**春一番**^高はこのような気圧配置のときに吹くことが多い。一方、南岸低気圧の場合には、日本の南岸を中心に降水がもたらされる。冬季に南岸低気圧が通過すると、関東地方で大雪が降ることがある。

日本海低気圧

南岸低気圧

二ツ玉低気圧

(気象庁のウェブサイトより)

図 3-2 気圧の谷型の種類

(3) 移動性高気圧型

全国的に移動性高気圧に覆われているような気圧配置である。春や秋に多くみられる。高気圧に覆われているので、全国的に晴れて、おだやかな天気になることが多い。高気圧の中心が北日本を通る場合には、東日本や西日本の太平洋側では雲が多くなることもある。一方で、高気圧の中心が本州や日本の南海上を通る場合には全国的によく晴れる傾向がある。一般に高気圧の後面よりも前面のほうが晴れやすい。移動性高気圧が帯状に連なっていると晴天が長続きする。このような高気圧を**帯状高気圧**という。

北日本を通る場合

日本の南海上を通る場合

帯状高気圧

(気象庁のウェブサイトより)

図 3-3 移動性高気圧型の種類

(4) 前線型

この気圧配置は、日本付近に前線が停滞しているときにみられる。梅雨期や秋雨期に現れる。くずついた天気になることが多い。前線の北側では低温、南側では高温になる傾向がある。梅雨期に日本付近に停滞する前線を**梅雨前線^高**という。梅雨前線は季節の進行とともに北上していく。梅雨末期には、梅雨前線に向かって南西から高温多湿な空気が流れ込み(**湿舌^高**)、大雨になることがある。また、秋雨期に日本付近に停滞する前線を**秋雨前線^高**という。

梅雨期には、しばしばオホーツク海高気圧が発生し、冷たく湿った空気がもたらされる。オホーツク海高気圧のように、ジェット気流の分流や蛇行によって生じる高気圧を**ブロッキング高気圧^高**という。

(5) 夏型 (南高北低型^高)

日本の南や東から**太平洋高気圧 (北太平洋高気圧^高)**に覆われる気圧配置である。この気圧配置は、おもに夏季にみられる。

夏季には、大陸に比べて熱容量の大きい海洋は相対的に低温である。このため、海洋上に高気圧が形成される。このようにして北太平洋上に形成された高気圧が太平洋高気圧である。逆に、温度の高い大陸は低気圧になる。この気圧配置が現れると、日本には弱い南東風がもたらされ、晴れて蒸し暑くなる。強い日射によって雷が発生することもある。

(6) 台風型

台風が日本に接近または上陸しているような気圧配置のことである。8～9月に多く見られる。台風は太平洋高気圧のへりに沿って北上してくることが多い。特に台風に近い場所では、強風や大雨になりやすい。

3. 2 日本周辺の気団

日本は、中緯度に位置し、大陸と海洋の境目でもあるので、さまざまな気団の影響を受ける。気団とは、広い領域で同じ性質を持った空気のことである。一般には、高緯度の空気は寒冷で、低緯度の空気は温暖である。また、大陸上の空気は乾燥し、海洋上の空気は湿潤である。このような緯度や海陸の違いによって、気団の性質に違いが生じる。ある気団は、対応する特定の気圧配置に伴って日本に運ばれてくることも多い。ここでは、日本の気候に影響を与える気団の特徴を、気圧配置とともに整理してみる。

(1) シベリア気団

寒冷で乾燥した大陸性の気団。冬型の気圧配置のときに、シベリア高気圧によってもたらされる。日本海上を通るときに変質をうけて湿潤になるので、日本海側に大雪が降ることがある。

(2) オホーツク海気団

冷涼で湿潤な海洋性の気団。梅雨期や秋雨期に現れることが多い。オホーツク海高気圧に伴って、日本付近に冷湿な天候をもたらす。梅雨前線や秋雨前線は、オホーツク海高気圧と、後で述べられている小笠原気団との境目に形成される前線である。東北地方の太平洋側にやませ^高という冷たい北東風をもたらし、冷害を発生させることがある。

(3) 揚子江気団

温暖で乾燥した大陸性の気団。おもに春や秋に移動性高気圧によって運ばれてくる。この気団がやってくると、乾燥した晴天になる。

(4) 小笠原気団

高温多湿な海洋性の気団。夏型の気圧配置のときに、太平洋高気圧によってもたらされる。日本は、晴れて蒸し暑い天候になる。

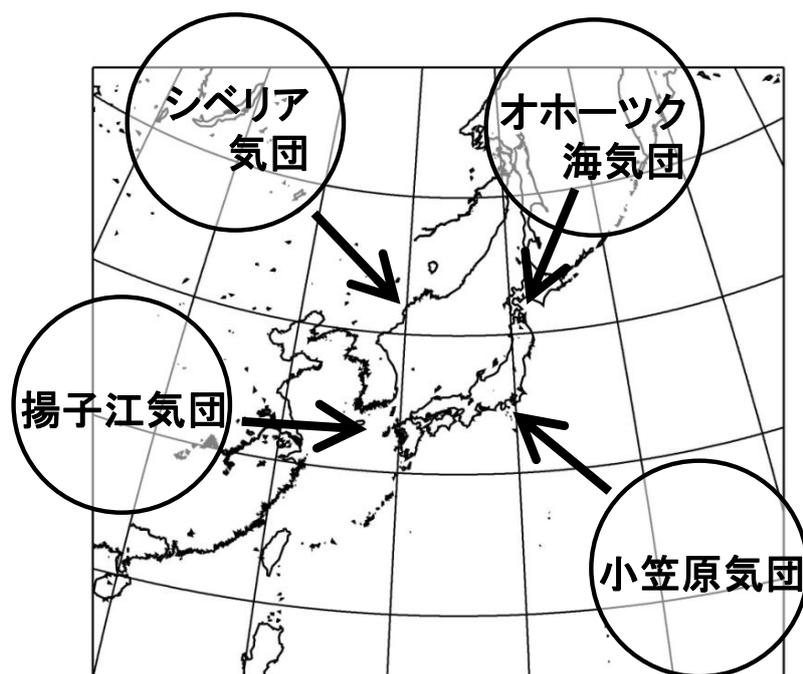


図 3-4 日本周辺の気団

問 1-1 下の表を用いて、気温 25°C 、湿度 67% の空気に含まれる水蒸気量 $[\text{g}/\text{m}^3]$ を小数点第 1 位まで計算せよ。また、この空気の露点はおよそ何 $^{\circ}\text{C}$ か、1 の位まで求めよ。

問 1-2 気温 17°C 、相対湿度 100% の空気を 24°C まで加熱する。この空気に含まれる水蒸気量が変わらない場合、相対湿度はおよそ何 $\%$ になるか、下の表を用い、1 の位まで求めよ。

気温 $[\text{C}]$	飽和水蒸気量 $[\text{g}/\text{m}^3]$	気温 $[\text{C}]$	飽和水蒸気量 $[\text{g}/\text{m}^3]$
16	13.6	21	18.3
17	14.5	22	19.4
18	15.4	23	20.6
19	16.3	24	21.8
20	17.2	25	23.0

問 1-3 空気を密封した袋を高い山に持って行った。袋の内部の圧力は 1000hPa 、外の気圧は 750hPa であった。このとき、袋の表面には圧力差によって 1cm^2 あたり何 N の力がかかるか。小数点第 1 位まで求めよ。

問 1-4 高度 1000m で気温が 16°C 、高度 3000m で 4°C であるとする。この区間の温度減率は 100m につき何 $^{\circ}\text{C}$ か、小数点第 1 位まで求めよ。また、このときの大気の安定度は、絶対安定、条件つき不安定、絶対不安定のいずれか。ただし、大気の乾燥断熱減率を 100m につき 1.0°C 、湿潤断熱減率を 0.5°C とする。

問 2-1 温帯低気圧が北緯 35° の緯度線上を、時速 40km の速さで東に進んでいるとする。1 日で経度にして何度東へ進むか。1 の位まで求めよ。ただし、地球の子午線(北極と南極を結ぶ線)の長さは 20000km とする。また、 $\cos 35^{\circ} = 0.82$ としてよい。

問 2-2 下の天気図は、ある年の 4 月の連続する 3 日間のものである。正しい順序に並べ替えよ。



(気象庁のウェブサイトより)

問 2-3 下の図は、2009年5月17日6時と18日6時の天気図である。また、表は2009年5月17～18日の鹿児島における気象観測データである。鹿児島を寒冷前線が通過したのは何時から何時の間か。3時間単位で答えよ。そのように判断した根拠も簡潔に述べよ。

(気象庁のウェブサイトより)

日	時	海面気圧 (hPa)	降水量 (mm/3h)	気温 (℃)	湿度 (%)	風向	風速 (m/s)	天気	雲量
5月17日	6	1010.9	0.0	23.3	79	南南東	5.0	雨	10
5月17日	9	1010.2	--	25.6	65	南南西	3.9	曇り	10
5月17日	12	1007.9	--	27.7	62	南南西	6.9	曇り	10
5月17日	15	1007.8	0.5	21.7	85	西	3.4	雨	10
5月17日	18	1008.6	0.0	19.2	83	西北西	6.7	曇り	10
5月17日	21	1010.5	--	18.4	77	西北西	4.8	晴れ	7
5月18日	0	1011.7	--	17.3	73	北西	4.4	不明	
5月18日	3	1011.6	--	16.5	77	北西	1.9	曇り	10
5月18日	6	1012.3	--	15.9	77	北西	3.5	曇り	10

(気象庁のウェブサイトより、一部改変)

問 2-4 台風を中心と一緒に移動している観測者から見て、台風の周りの風の分布が完全に軸対称であり、反時計回りに風が吹きこんでいるとする。このとき、台風の進行方向の右側と左側では、どちらで風が強いか。そのように判断した理由も述べよ。