

【1】気象の基礎知識

本稿「天気図から読み解く山岳気象遭難の防止」では、日常あまり使われない気象用語も出てくるので、最初に気象全般の基本的知識についてお浸しと確認をしておきたい。

なお、【11】以降は山の天気予測とは少し離れる話題なので、時間の無い方はスキップされても結構です。

【1】高気圧・低気圧 両者は気圧絶対閾値を境にして定義されるのではなく、周囲と比べ気圧が高い領域を高気圧、低い領域を低気圧と呼ぶ。例えば同じ1013hPaの領域でも周辺の気圧の高低によって高気圧の場合もあれば低気圧の場合もある。気圧の単位はhPa（ヘクトパスカル）。

（昔、学校では1013ミリバールを基準にして高気圧・低気圧と習ったような気もするが・・・）。

※「気圧の変動（振動）」に関しては、項末の「※ワンポイント・気圧の変動（振動）の伝播」参照。

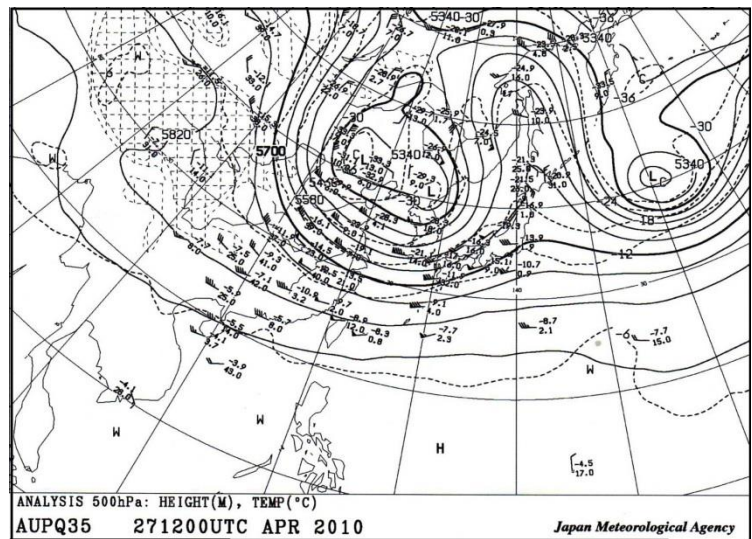
【2】等圧線・等高度線・等温度線

地上天気図では同じ気圧面を結ぶ線が描かれており、これを等圧線と呼ぶ。気象台などでの気圧観測値は海面高度に補正されている。

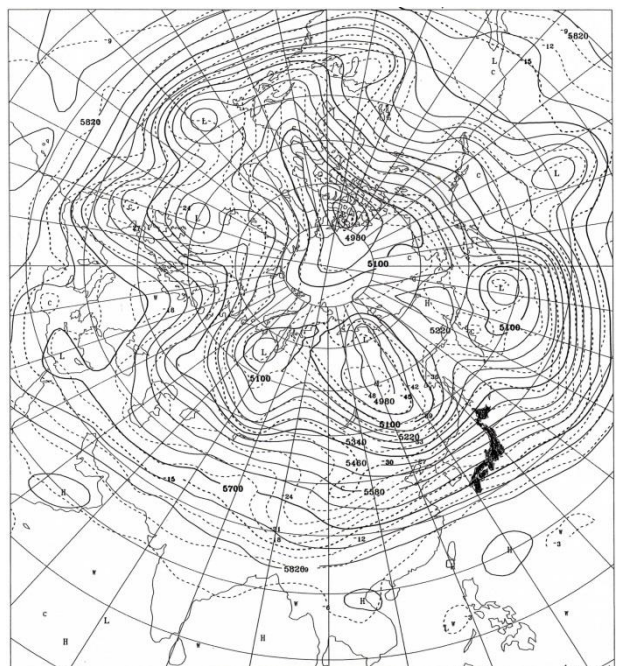
一方、高層天気図では、同じ気圧面の高度が等高度線として描かれている。地形図に例えると、地形図の紙面を同一気圧面と考えれば等高度線が高層天気図でも等高度線にあたる。風呂敷の布が同じ気圧面とすれば、風呂敷が波打っている場合の波の高低が高度を表していると考えてもよい。

高層天気図は日頃はあまり見る機会が無いが、天気推移のスピードや気象変化の多寡、異常気象発生の可能性を見るためには不可欠な天気図である。等高度線が極端に蛇行している場合（上図のような時）にはシビアな気象現象が起こることが多く、注意が肝要である。（地上天気図と高層天気図の詳細については別項「(8) 地上天気図と高層天気図」を参照頂くとして、ここではおおまかな姿だけ見ておいて頂ければよい）。

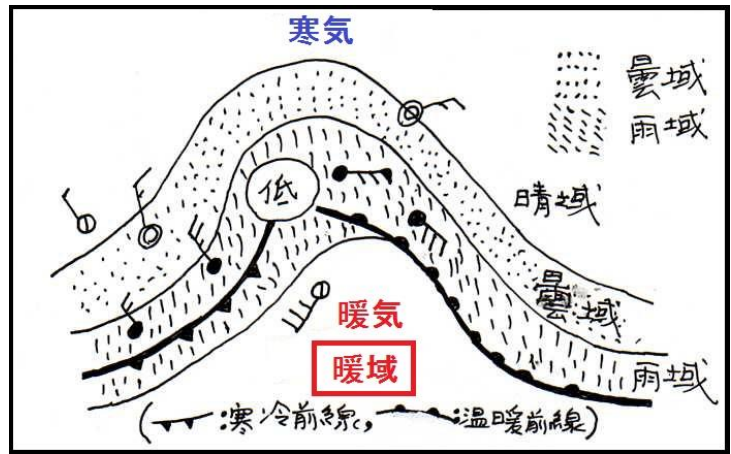
地球は閉じた系であり、気圧、温度、エネルギーなどの物理量が地球全体として一番安定した分布になるように大気や海洋によってコントロールされている。例えば貿易風や偏西風、海流などがこれにあたる。これは全球的規模で行われ、例えば赤道付近の熱が海洋や大気によって高緯度に運ばれる。従って、東太平洋赤道付近のエルニーニョ現象やインド洋の海温の消長が遥か離れたヨーロッパやアメリカ大陸の気候を左右している訳で（一方が因で他方が果であるという関係ではなく、お互いが相互関係にある）、これらの現象は主に上・中層の大気によって全球規模で伝播されるので、北半球高層天気図を見ると地球規模の天気推移が把握できるということになる（⇒右図 北半球500hPa高層天気図 中央が北極）



（アジア高層天気図の例。500hPa 高度、温度）



【3】**低気圧** シビアな気象現象をもたらすものは低気圧や前線である。低気圧には、前線を伴う温帯低気圧、前線を伴わない寒冷低気圧、熱帯低気圧などがある。このうち日本付近で雨や風を直接もたらすのは主に温帯低気圧であり、温帯低気圧は単に低気圧とも呼ばれる。一方、台風は熱帯低気圧が成長したものである。右図は温帯低気圧の模式平面図である。

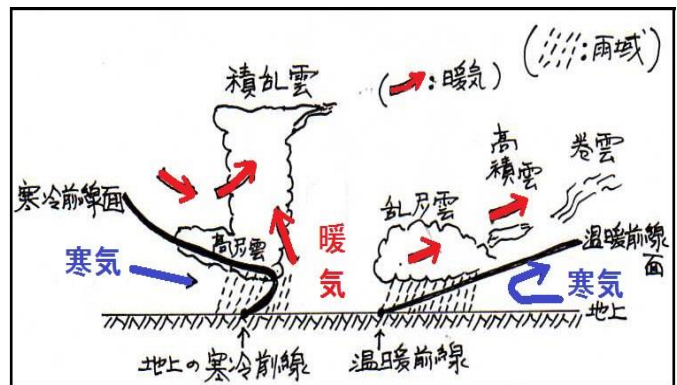
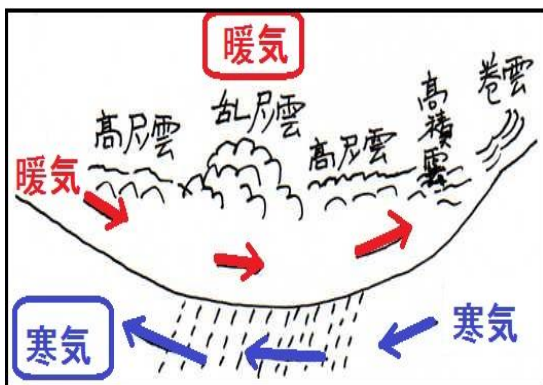


【4】**前線** 性質が異なる二つの空気塊が接している境界を「前線面」と呼び、この「前線面」が特定の気圧面（例えば地上）と接する場所を「前線」と呼ぶ。前線には寒冷前線、温暖前線、停滞前線、閉塞前線の4種類があり、例えば「梅雨前線」、「秋雨前線」などというのは正式な気象用語ではなく俗称である。各前線の概要は以下のとおり。

①**寒冷前線**—寒気が暖気を押しつけて進む場合にできる。寒気が暖気の下に楔形に潜り込んで暖気が押し上げられた前線。前線付近には対流性の雲（積乱雲）が生じ、雨が降る場合はしゅう雨性（断続性）となる。寒冷前線が近づくと気圧は下がり、通過とともに急上昇する。気温や湿度は前線が通過するまでは高めであるが、通過とともに著しく下がる。風は通過前には南から南東寄りの風であったものが通過とともに西から北西の風に急変する。通過時には風の息が激しく突風が吹くことが多い。前線が接近してくると降水が始まり、降水の範囲は主に前線の後面（北西面）で数100～1000km程度である。

②**温暖前線**—暖気が寒気を押して進む場合。暖気が寒気の上に這い上がる形になっている。温暖前線が近づくと、気圧は急速に下がり、気温や湿度は次第に高くなる。温暖前線が通過すると気圧は一定に戻り、気温や湿度は不連続に上昇する。前線面が存在する水平方向の距離範囲は約1000km程度である。温暖前線付近で発生する雲は上層～中層雲である。澄んだ秋空に浮かぶハケで掃いたような巻雲（絹雲）は美しいものであるが、実はこの巻雲は温暖前線が近づいていることを知らせてくれる雲であり、温暖前線が1000kmくらいに近づいた頃から早くも上空に発生する。その後温暖前線が段々と近づいて来るに従い、巻層雲や高層雲に変化し、最後には乱層雲になって雨が降り出すことになる。降水の範囲は前線の前面300km程度の範囲であり、一様性降水の場合が多い。降水は前線の通過とともにピタリと止む。

寒冷前線・温暖前線の鉛直断面図を以下に示した。左の図は低気圧の北側、右の図は低気圧の南側での断面を表す。地上低気圧の横方向の中心位置は何れも図の中央付近である。



③**停滞前線**—暖気と寒気の勢力が拮抗して前線が動かない状態。前線付近の雲や降水の状態は温暖前線とはほぼ同様。

- ④**閉塞前線**＝寒冷前線が温暖前線に追いついた状態。低気圧が発達し切って衰退に向かう時の状態。温暖前線と寒冷前線の間にあった地上の暖気が上空に持ち上げられて閉じ込められることから「閉塞」前線と呼ぶ。

【5】大気的不安定・安定、対流 天気予報などで「大気の状態が不安定になり、にわか雨が降るでしょう・・・」などと言うことがある。「大気が不安定」というのは、極く大雑把に言えば、対流圏下層にある空気塊が浮力を得て上昇が続く状態であり、逆に浮力がなく上昇しない状態を「安定」であるという。極く大雑把に言えば、下層の空気塊が上層の空気塊に比べて気温が低い場合が「安定」であり、逆に下層の気温の方が上層の気温より高い場合が「不安定」となり易いが、これは単に気温だけでなく空気の湿潤の度合いにも関係しているので、一律にそうなる訳ではない。通常の大気は上層に行くほど気温が下がっている。「だから大気はいつも不安定」であるということにはならない。早い話が、例えば雨はしょっちゅう降っているような気がするが、実は雨が降る日数は降らない日数に比べてはるかに頻度が少ない。即ち、「大気不安定」という条件に「上昇流がある」という条件が加わって初めて雲が発生するのであり、また、全ての雲から雨が降るという訳でもないのである。極く大雑把に言うと、大気が不安定になると、何らかのキッカケで上昇流が発生すれば大気上下の対流が生じ、その結果雲が発生し、この空気塊が湿潤な場合には降水（雪）となる。

【6】水蒸気 雲や雨の素は水蒸気であり、また、空気塊の鉛直運動に伴う温度変化には水蒸気の役割が大きいので水蒸気は重要な気象要因の一つであるが、誤解されていることも多いので少し触れておく。水蒸気量の表し方には①水蒸気圧、②相対湿度、③露点温度、④湿数などがある。

①水蒸気圧＝空気中に含まれる水蒸気の分圧。飽和水蒸気圧は限度一杯まで水蒸気を含んだ場合。

②相対湿度＝単に湿度ともいう。空気に含まれている水蒸気圧の飽和水蒸気圧に対する割合。飽和水蒸気圧は気温が高いほど大きいので、空気塊が同じ湿度の場合でもその水蒸気含有量は温度により異なることに注意が必要である。例えば同じ湿度 50%の場合でも気温 30℃の場合には、気温 10℃の場合に比べて水蒸気含有量は約 3.4 倍になっている。

③露点温度＝気圧を一定にしたまま空気を冷やした時、飽和に達する温度。地上天気図では乾湿が露点温度で記入されている。

④湿数＝気温と露点温度の差。即ち、上の③で述べたように気圧を一定にしたままで、ある空気塊が飽和するまでに現在の気温からその露点温度迄下げるに必要な温度差を示す。例えば、湿数＝15℃というのは現在の気温から気温 15℃下げれば飽和に達するという意味である。高層天気では露点温度ではなく「湿数」が記入されているので注意。湿数は、その値が小さいほど湿潤であり、逆に数値が大きいほど乾燥していることを示す。

【7】雲 雲は雲粒または氷晶が集団で大気中に浮かんでいるものである。これが地上に接している場合には「霧」と呼ぶが、雲も霧も内容は同じである。雲ができるのは、空気塊が何らかの原因で上昇すると、空気塊が膨張して気温が下がり、空気塊の中に含まれていた水蒸気が飽和して、過飽和となった水蒸気が凝結して雲粒などになるためである。雲にはその出来方や出来る高度によって色々な種類があるが、シビアな天気をもたらす雲は積乱雲（群）である。積乱雲は真夏の青空にムクムクと昇る入道雲で親しいが、実は真冬の暴風雪もこの積乱雲が元凶である。大規模に組織された積乱雲を積乱雲群（クラウド・クラスター）と呼び、暴風雨（雪）、強雨、巨大性雷雨、ガストフロント（寒冷気急下降）、突風、竜巻や離着陸航空機が滑走路に叩きつけられるダウンバーストなどの甚大な気象災害を引き起こすことが多い。真夏の青空に昇る積乱雲はせい

ぜい直径数 km 程度の大きさであるが、クラウドクラスターではその範囲が数 100 km に及ぶものがある。

【8】気象観測と予報 気象の観測は、気象台・測候所や全国 850 箇所に設置されたアメダス等による気圧、気温、降水、風向風速、全国 18 箇所での高層観測、気象レーダーによる降水観測、ウィンドプロファイラーによる上層風の観測、気象衛星（ひまわり）による衛星画像などが行われ、これらのデータを基に気圧配置や前線の位置などが解析される。これが実況解析天気図となる。我々が新聞やテレビで見る天気図はこれを簡略化したものである。更に世界中から収集した気象データを基にして気象予測を行い予報を出す。予測は超大型高速コンピューターを使い数値計算で行うので、数値予報と呼ばれている。

気象予報にはタイムスパンによって、季節予報、週間予報、短期予報などがあり、普通に天気予報といわれるものは毎日 5、11、17 時に発表される。短時間の降水予報には「降水短時間予報・降水ナウキャスト」がある。また、必要に応じて各種の気象警報・注意報、異常天候早期警戒情報（現在は大きな気温変動が予想される場合のみ）も発表されており、これらは全て気象庁のホームページで閲覧できる (<http://www.jma.go.jp/>)。

（気象観測については項末【コラム】気象観測と気象研究の歴史」、また各種気象情報については、【11. 気象情報の入手と活用】参照）。

【9】四季の天気と気圧配置 典型的な四季の天気とその気圧配置は下記のとおり。

（1）冬 大陸に高気圧、東の太平洋側に低気圧がある気圧配置。主に日本海側に強い北西の季節風と雪をもたらす。西高東低型という。

（2）春（2～3月頃） 冬型の気圧配置が弱まり始める頃、日本の南岸沿いを発達した低気圧が通過する場合が多い。これを南岸低気圧という。このため太平洋側に暴風雪。

（3）春（春先） 春先になると日本海を発達した低気圧が通過する機会が多くなる。春一番とかメイストームと呼ばれる現象がこれに当たり、大荒れとなる。日本海低気圧型。

（4）春 西高東低型の大陸高気圧が千切れて春や秋には東に移動して日本を覆う時期がある。これを移動性高気圧と呼び、高気圧中心の東側では冷たく乾燥した好天となる。逆に西側では西風が吹いて温暖であるが、後に続いている低気圧の影響で薄雲が広がる。高気圧中心が通過すると、天気は下り坂に向かい、後の低気圧が近づくと雨となる。この移動性高気圧と後の低気圧は3～4日の周期で交互に日本を通過するので、晴れと雨の日が3～4日毎に繰り返される。移動性高気圧型という。

（5）梅雨期 オホーツク海方面と日本の南東海上の太平洋に高気圧があり、また大陸には低気圧がある。この二つの高気圧に挟まれた谷間に梅雨前線が停滞している。梅雨型という。

（6）真夏 梅雨期の日本南東海上の太平洋高気圧が日本付近に張り出して日本を覆うようになると梅雨が明けて真夏となる。この気圧配置は長らく続くので、晴天が長く続く。カムチャッカ近辺には低気圧がある。南高北低型と呼ばれる。

（7）初秋 大陸の高気圧が北日本を覆うように張り出して、日本の南東沖に南西から北東に前線が伸びるようになると、初秋になる。この前線を俗称秋雨前線と言ったりするが、天気はぐずつくことが多い。前線の活動は弱い、この秋雨前線に南からの台風が接近すると前線が刺激されて豹変し、豪雨になりやすい。北高型という。

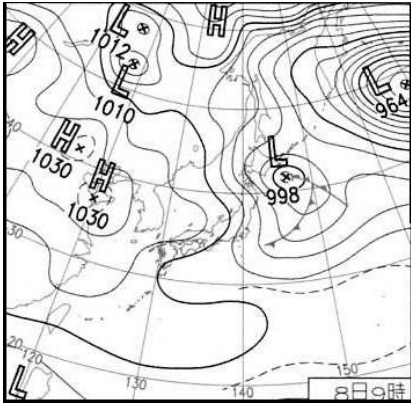
（8）秋 いくつかの移動性高気圧が帯状に並んで日本付近を覆うようになると、爽やかな秋晴れとなる。この移動性高気圧の移動速度は遅いので晴天が長続きする。帯状高気圧型と呼び、ゴールデンウィークの頃にも出現する秋と春の晴天時の典型的気圧配置である。

（9）台風 太平洋高気圧の勢力が後退し、大陸高気圧の勢力が南東方向に広がると、日本はこ

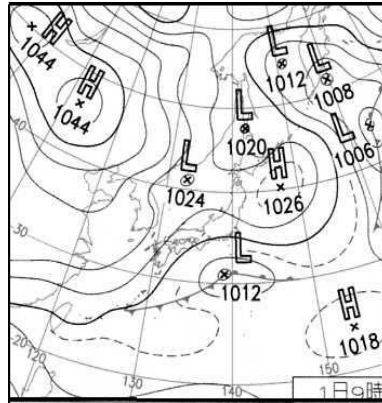
の二つの高気圧の谷間に入り、この気圧の谷間が台風の通路となる。台風型。

特に秋の台風は日本に上陸しなくても南岸を通過するだけでも、一時的な冬型気圧配置（西高東低型）をもたらし、山岳地帯では時ならぬ暴風雪に見舞われるので注意が必要である。（別項『山の天気の落とし穴と遭難事例』の「初秋の時ならぬ白魔」参照）

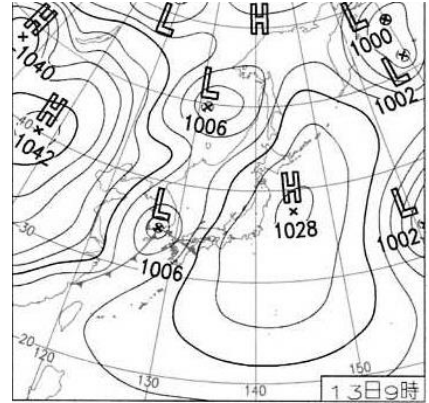
上記の典型的な天気図の例を以下に掲げておく（日付は全て2009年である）。



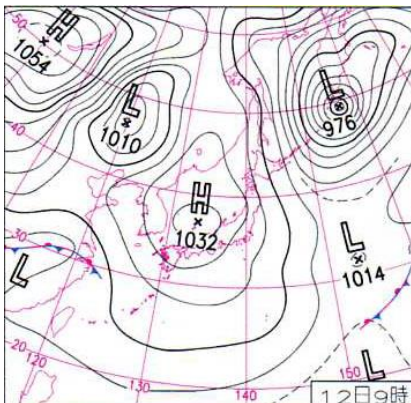
西高東低型（2月8日）



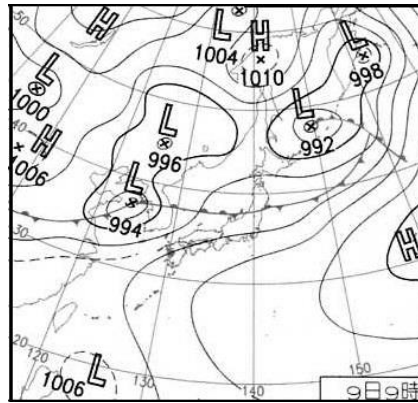
南岸低気圧型（3月1日）



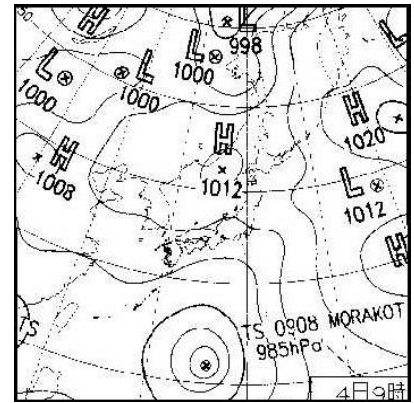
日本海低気圧型（3月13日）



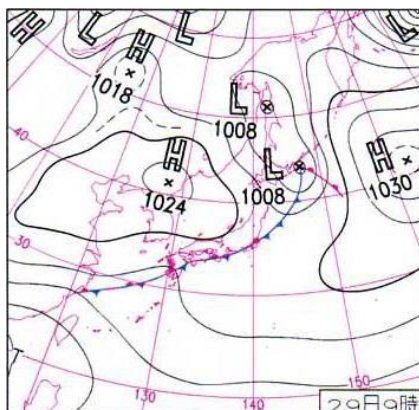
移動性高気圧型（3月12日）



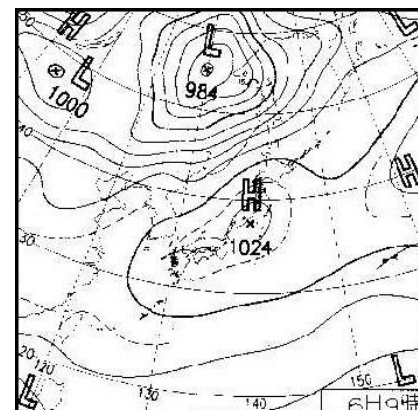
梅雨型（7月9日）



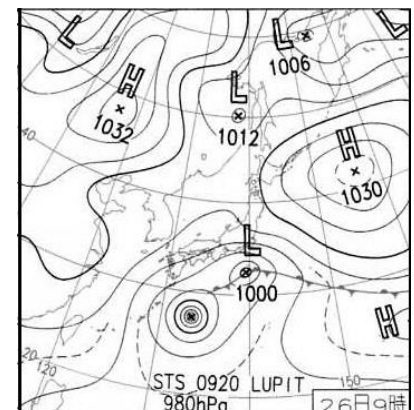
南高北低型（夏型、8月4日）



北高型（9月29日）



带状高気圧型（11月6日）



台風型（10月26日）

《註》本稿では「寒気」、「暖気」などの表現が以降もよく出てくるが、「寒気」、「暖気」などの区別は絶対閾値がある訳ではなく、周囲の気温に比べて気温が低いか高いかで表現することになっている。従って、例えば真夏でも「寒気」、真冬でも「暖気」などの場合もあることに注意願いたい。

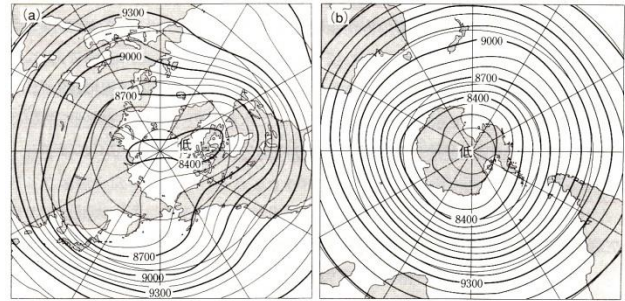
【10】偏西風とジェット気流

北半球では、5~10kmの上空で西から東にいつも偏西風が吹いていることは周知のことであろう。偏

西風帯の中で中緯度の対流圏上層にある強風軸をジェット気流と呼ぶ。偏西風の消長や蛇行はシビアな天候や異常気象を引き起こす。これからも折に触れてこのことに触れることが多いので、まず初めにお浸いをしておきたい。

偏西風の起因は大雑把に言えば、赤道付近（低緯度）は高温、逆に極地方（高緯度）は低温で、この水平方向の温度差によってハドレー循環やフェレル循環などの循環風が発生し、また、この風が地球自転による慣性力（コリオリの力）のために風向を変えられて偏西風となったものである。

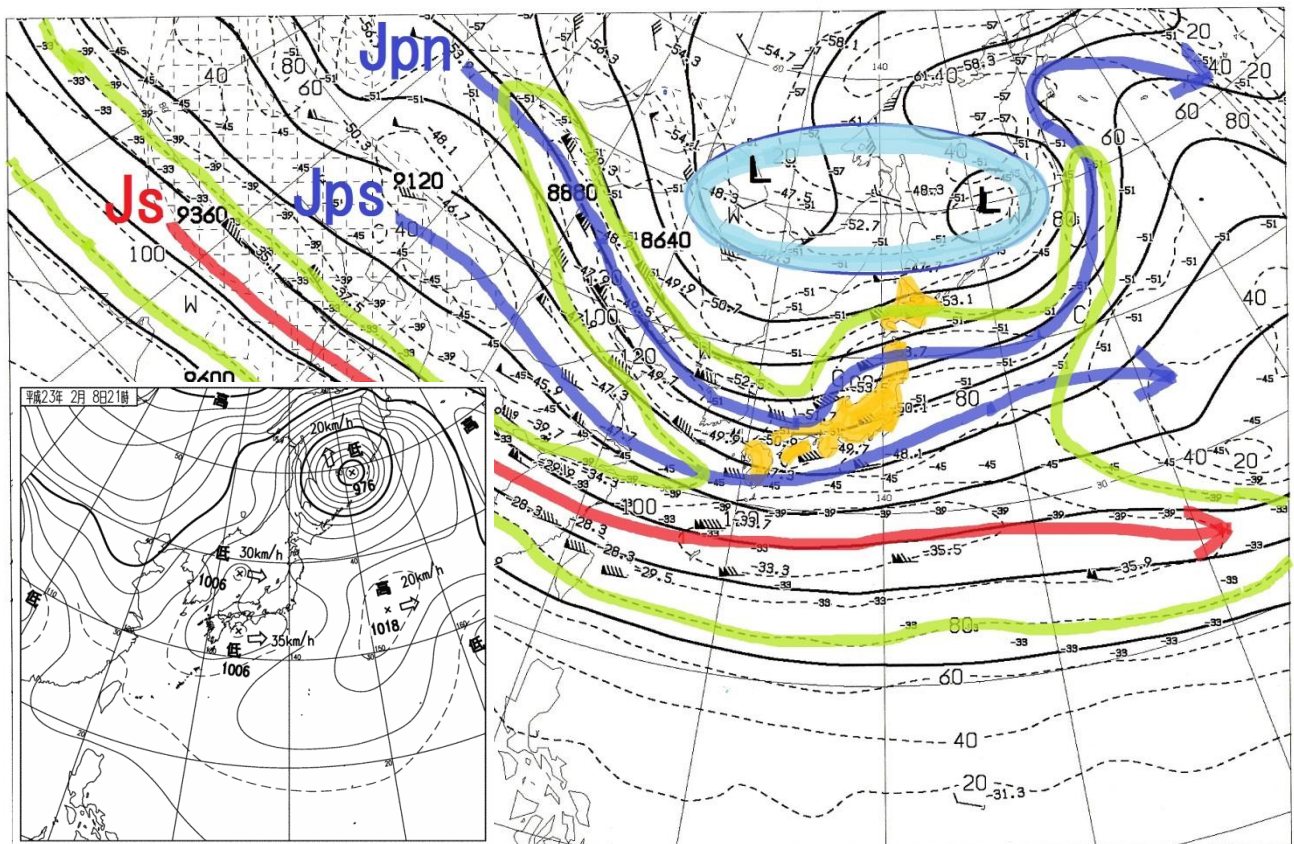
北半球の偏西風は南北に蛇行しており、これは大陸と海洋の分布差による熱の移動、ヒマラヤ・チベット高原やロッキー山脈などによる大気の大規模の流れの乱れによるとされている。右の図は最近30年間を平均した左が北半球の、右が南半球の300hPa（上空約9km）の等高度線であるが、



偏西風はこの等高度線にほぼ沿った形で吹いているので、陸地や海洋が複雑に入り組んでいる北半球では蛇行があり、逆に地形がノッペラボウな南半球ではほぼ同心円状となっていることが理解できよう（図版引用出典：小倉義光著「一般気象学」東京大学出版会）。

北半球の偏西風は波長数千 km の間隔で南北に波打っている（蛇行）。特に日本付近や北米大陸東岸ではこの蛇行の傾向が大きく、また偏西風も強い。偏西風が特に強い地域は温帯低気圧が発生・発達しやすい地域でもあるので、日本や北米東岸では気象の変化が激しいといえる。

さて、それでは偏西風の流れを具体的に見てみよう。下の天気図は、異常な寒波が日本を襲った2011年2月の或る日の300hPa 高層天気図である（左下は同時刻の地上天気図）。



ANALYSIS 300hPa: HEIGHT(M), TEMP(°C), ISOTACH(KT)

AUPQ35 081200Z FEB 2011

高層天気図の見方については、おいおい後で説明するが、ここでは偏西風帯とその強風軸であるジェット気流の位置、流れ、及びそれが気象に与える影響について簡単に述べておくことにしたい。

高層天気図には高度（気圧面）の違いによって300、500、700、850hPaなどの高層天気図があるが、

ここで出した 300hPa の高層天気図は、300hPa 等圧面での高度、風向・風速、気温などから主に対流圏上層の大気の流れを把握するために使用される高層天気図である。実線は高度、破線は風速（単位=ノット、1 ノット=0.5m/s）を表わす等値線、処々の格子点に記入された数字は気温である。

日本付近を見ると、サハリン上空に上層の低気圧（寒冷低気圧、L印、水色楕円）があり気温は最低 -53°C 、これはもっと極側（高緯度）にあるもっと冷たい寒冷低気圧（ -60°C 以下）が南に垂れ下がって切離してできた切離低気圧である。この寒冷低気圧は寒気の貯蔵庫で、いつもは寒気を蓄積しているが、偏西風が南側に蛇行する場所では南側に寒気を吐き出す。従って偏西風が南側に蛇行している場所では北からの寒気が流入するということになる。

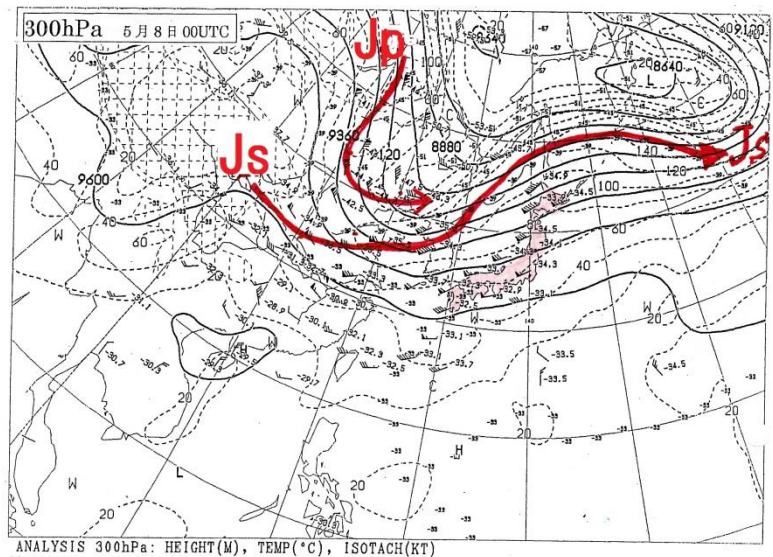
次に、この低気圧を囲んだ形で等高度線や等風速線が流れていて、これらが日本付近で大きく南側に垂れ下がって蛇行している。等風速線の最大領域を結んだ線を引くと、これが偏西風の強風軸であるジェット気流の位置となる。ジェット気流には2種類あって、一つは一番南側を通っている「亜熱帯ジェット」(Subtropical Jet Stream=Js)であり、上の天気図で赤線矢印で示した。風速は最大140ノット(70m/s)に達しており、沖縄まで南下蛇行している。もう一つは「寒帯前線ジェット」(Polar Front Jet Stream=Jp)と呼ばれるもので、上図では青色矢印で示した。この天気図の場合は、JpはJpn(north)、Jps(south)の2本が解析され、それぞれ北系と南系に分流しているが、いずれも日本上空を通過していて、風速はJsよりやや小さいが最大120ノット(60m/s)となっていて、いずれにしても猛烈な台風以上の風速である。緑線の内側が偏西風の強風帯であり、この例では日本付近がスッポリと覆われている。

Jpの流れはJsに比較して蛇行の度合いが大きい。JsはJpに比べればその位置は大体同じ緯度付近に停滞していることが多く、また蛇行の具合も比較的少ない。ジェット気流がJsとJpの2本に分流するのは西から流れて来てヒマラヤ山脈やチベット高原を越える時に北と南に分流するためと言われている。

さて、この事例ではJp、Jsいずれも日本付近の上空で南に蛇行して流れている。ジェット気流が流れているということは、その付近では気温の南北気温差（水平方向の気温差）が大きいことを意味し、従って上層では北からの寒気流入が激しく、一方下層では南からの暖湿気流が入ってくるので地上の低気圧や前線が発達してシビアな天候をもたらすということになる。このため日本では寒気が厳しく、また暴風雪になるという訳である。このようなシビアな天候をもたらす強風帯（緑線内）が日本付近をスッポリと覆っていることに注目願いたい。

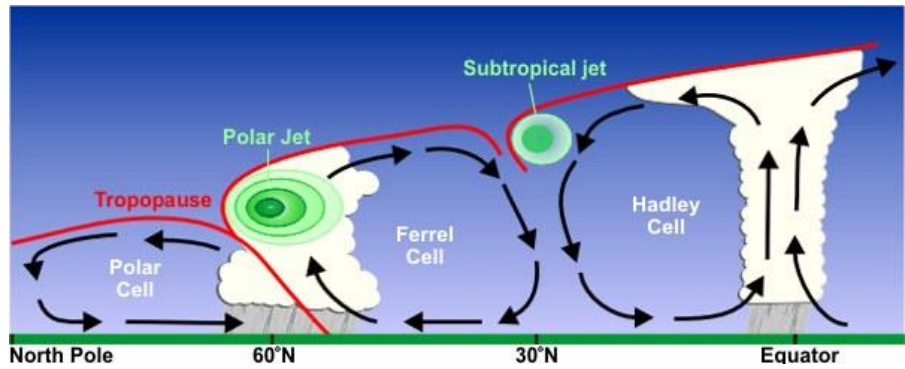
ジェット気流の位置は冬場には南に下がっているが夏に近づくにつれて北上する。比較のために、右に5月の或る日の300hPa高層天気図を示した。Js、Jpとも2月の時よりも北上して日本海や大陸を通過していることがお分かり頂けると思う。

このように、ジェット気流の位置は日本の天候を大きく左右するし、また、蛇行が一定以上に大きくなると全球的な異常気象をも引き起こすので、ジェット気流の位置に注意が肝心である。



以上、主に偏西風やジェット気流がもたらす気象の変動について述べてきたが、偏西風は気象劇場の主役ともいえる気象変動の重要な要素の一つであるので、そのメカニズムについて少し詳細に触れておきたい。次ページの模式図は、北半球上空の鉛直断面図である。まず初めに、赤道から北極までの大気

の鉛直方向の大循環について見ると、熱帯の赤道付近では上昇流が卓越していて、海面からの水蒸気が上昇して大きな積乱雲が発生している(この積乱雲の一部が台風となる)。上昇した気流は雨を降らせながら上昇し、高度 15

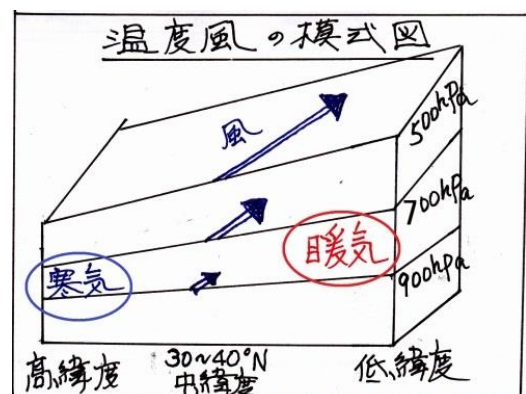


km 付近に達すると北上した後、北緯 30 度付近（日本で言えば屋久島付近）で下降を始める（高度 15km 付近には対流圏界面と呼ばれる逆転層があって、地球表面の大気はここから上には上昇できず、ここで頭打ちとなって北か南になびくことになる。上の模式図で上部の赤線で示したものが対流圏界面を示す。対流圏界面の上には成層圏が広がっている。対流圏界面の高度は、赤道付近が一番高く、北極に近づく程低くなっていて、北極では 7km 程度に下がっている。

さて、この赤道から上昇して北緯 30 度付近で下降を始める大きな鉛直循環を「ハドレー循環」と呼ぶ。ハドレー循環の下降流は雨を完全に降らせた後の大気なので非常に乾燥しており、また高気圧となっていて、「亜熱帯高気圧帯」と呼ばれ、雨は少ない。一方、赤道付近は「熱帯収束帯」と呼ばれる低気圧の領域で雨が多い。ハドレー循環の下降流は地表に達した後南北に分流するが、北側に分流した流れは北緯 50 度付近（サハリン付近）で再び上昇し対流圏界面に達した後南下し、北緯 30 度付近でハドレー循環とぶつかって下降流に転じて北上し、再び北緯 50 度付近で上昇流となる。この鉛直循環を「フェレル循環」と呼ぶ。更に北極寄りになると、北緯 60 度～北極にかけて「極循環」という鉛直循環が存在している。従って、北緯 50～60 度付近は低気圧で多雨の領域であり、「亜寒帯低気圧帯」と呼ぶ。上の模式図で、上昇流の領域が低気圧部、下降流の領域が高気圧部となっていて、北極は高気圧に覆われている。

以上、鉛直方向の大気の流れを見てきたが、それでは偏西風（ジェット気流）とこれらの間にはどんな関係があるのか。上の模式図にも示されているが、実はハドレー循環とフェレル循環が上空でぶつかっている所にジェット気流（ジェット核）がある。ここは、低緯度からハドレー循環によって運ばれた暖気とフェレル循環によって高緯度から運ばれた寒気がぶつかっている所である。このジェット気流を「亜熱帯ジェット(subtropical jet)」と呼び、ここでは非常に強い水平風が吹いている。風の方向は、紙面の表側から裏側の方向に向かって吹いている。

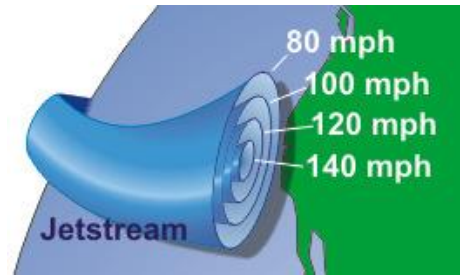
それでは、暖気と寒気がぶつかれば、何故強い風が吹くのか？。通常、北半球では同じ等圧面上では赤道から北極側に行くにつれて気温が下がっている。右の模式図で示したように、気温が相対的に低いということは、空気密度が大きく体積が小さいので等圧面(例えば 500hPa 面)の高度が暖気の領域に比べて低くなっている。即ち、等圧面が南北で傾いている訳である。また、上層に行くほど等圧面の傾斜が大きくなっている。これを温度場で見れば、南北の



の気温傾度が大きいということである。詳細は省略するが、このような温度場と気圧場では、「温度風効果」という現象によって風が高度とともに増大している。南北方向の気温傾度は中緯度に集中しているので、中緯度の上層に強風帯ができる。これが偏西風であり、風向は西から東に向いて吹く。偏西風の中で風速が一番強い部分をジェット気流と呼ぶ。ジェット気流には二種類あって、ハドレー循環とフェレル循環の間(北緯 30 度付近)にできるものを亜熱帯ジェット(subtropical jet)、フェレル循環と極循環の間(北緯極 50～60 度付近)にできるものを寒帯前線ジェット(polar front jet)と呼ぶ。冬季には

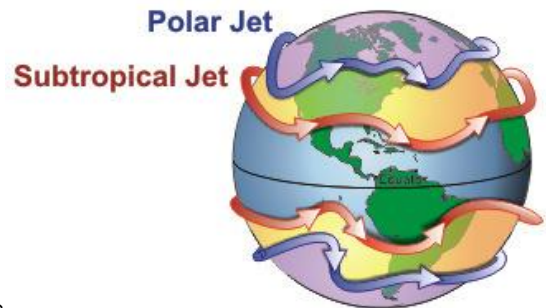
この二つのジェット気流が日本付近を流ることが多く、そのため日本に寒気が流入しやすい。

右の図はジェット核付近の風速の分布である。ジェット気流の中央部（核心部）では140mph(mile per hour、約70m/s)という強風であり、その周辺でも40m/sという強い風が吹いている。ジェット核は上空約1万m付近で吹いているので、この強風が直接低層に降りて来ることは少ないが、中層ではこのジェット気流の影響で風が強くなることも多い。



次に偏西風の「蛇行」について。

上で述べた南北方向の気温差がある限界以上に達すると、南北の気温分布のバランスが崩れて堪えられなくなり、偏西風が蛇行を始める(右図)。この現象は、北側の寒気を南下させ南側の暖気を北上させて気温分布のバランスを元に戻そうとする自然の摂理である。寒帯前線ジェットの北側には寒気が蓄積しているが、このジェットが南側に蛇行している場所からは寒気が南側に放出される。一方、亜熱帯ジェットの南側には暖気が蓄積されているが、この亜熱帯ジェットが北側に蛇行している場所では南からの暖気が北側に放出される。



(図版引用出典=National Oceanic and Atmospheric Administration, U.S.A. HP)

偏西風の蛇行は地球規模での異常気象をもたらす。日本では、夏季の冷夏、長雨、局地的豪雨、猛暑、冬の異常な寒気と豪雪などであり、世界的には旱魃、洪水、高温、低温などである。偏西風の蛇行をもたらす南北方向の気温差の増大は、エルニーニョ/ラニーニャ現象、インド洋、西部大平洋の海水温の変動がトリガーとなっていることが分かっている。

以下は山の天気予測とは少し離れる話題なので、煩瑣な読者はスキップされても結構です

【1.1】 全球規模の気圧配置と気象現象 (参考)

上述の【2】「等高度線・等圧線・等温線」でも触れたが、日本の気候も大局的に見れば全球規模の大気、海水の移動、熱の運搬などによって作られている。これらを概観するために平均的な全球的気象現象を図一1に掲げておく。上が1月、下が7月のものである。(引用出典：吉野正敏監修「日本の気候」)

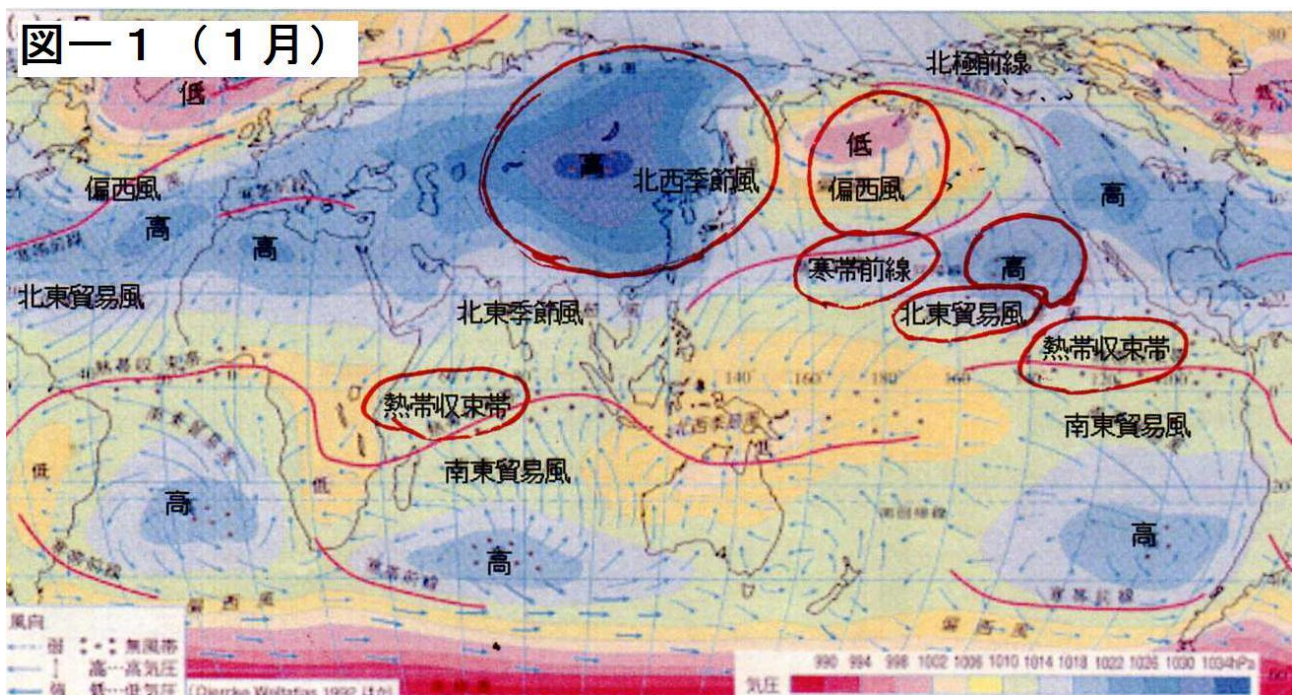
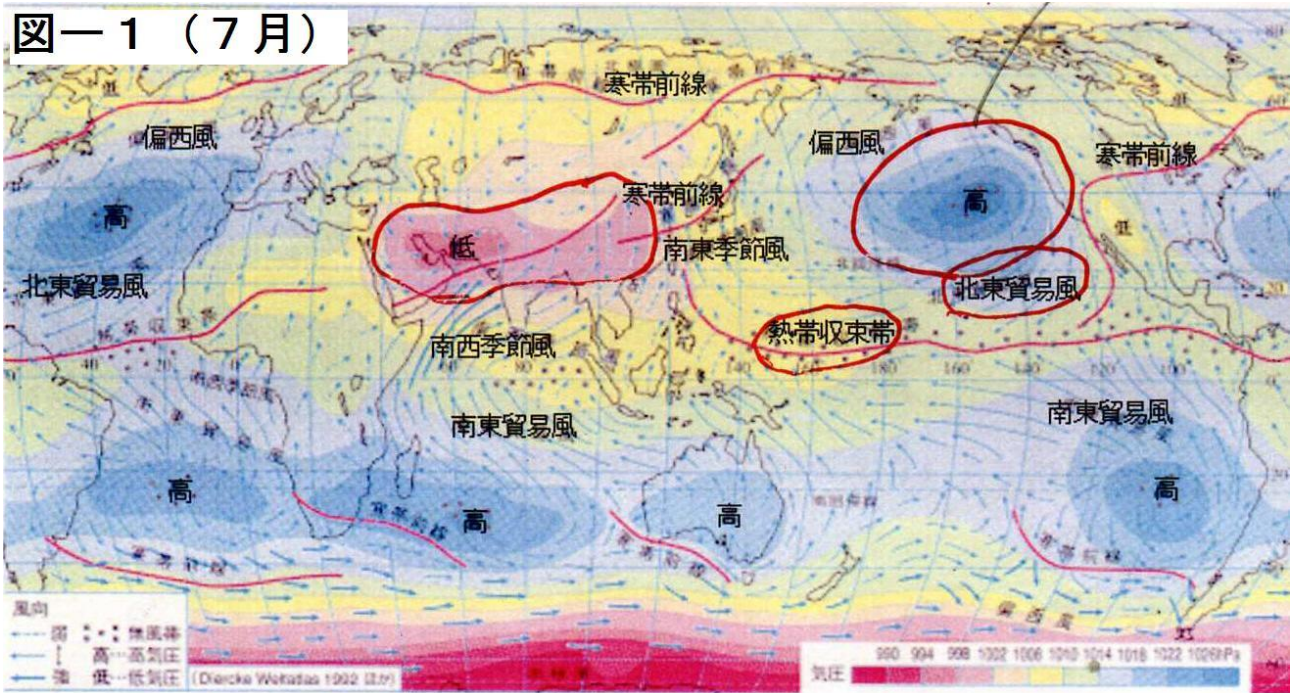


図-1 (7月)

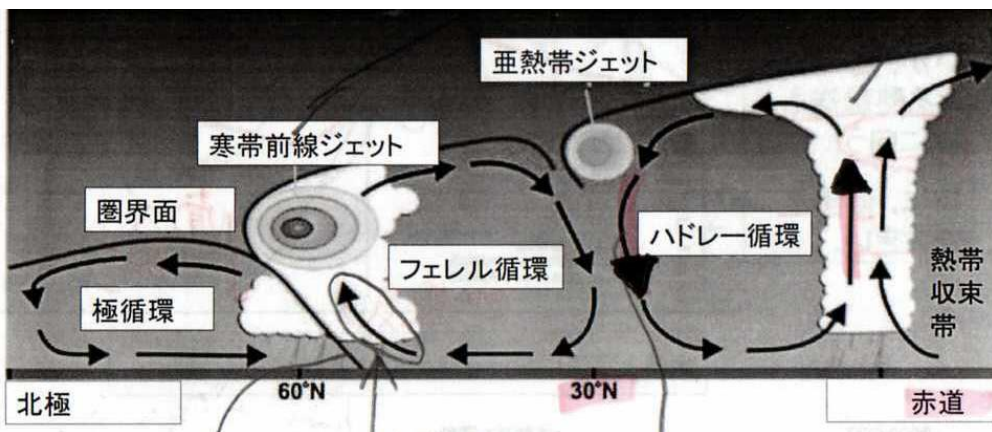
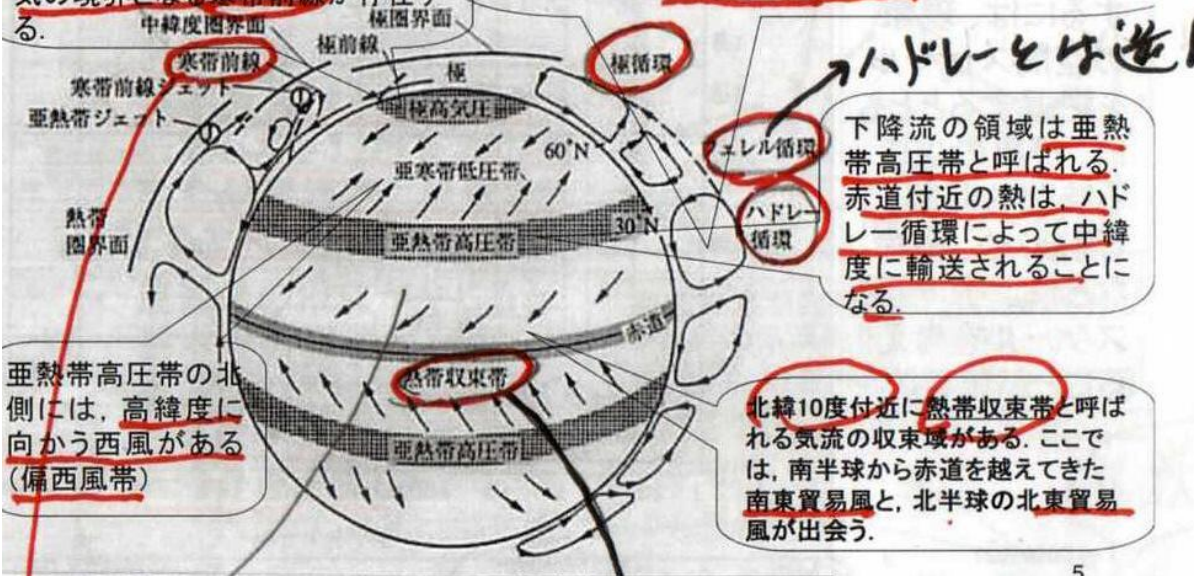


これらの現象を地球球面上で平面・縦断面で模式表示すると下図(図-2)の上の図のようになる。下の図は赤道から北極までの上空の断面を子午面で切ったものであり、大規模な大気の循環の様子を表わす。日本列島は25~45°Nに位置している。(引用出典: 気象業務支援センター「気象学講習会」資料)

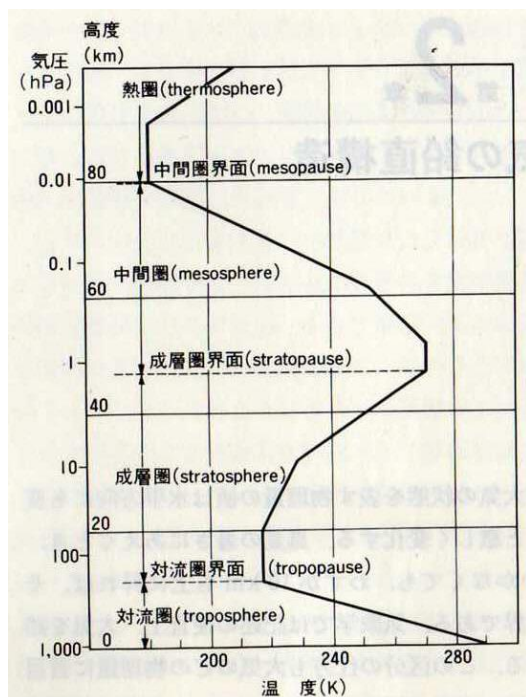
図-2

その北側北緯60度付近では中緯度の暖気と高緯度から南下する寒気の境界となる寒帯前線が存在する。

下層で収束した空気は、上昇し、多くの積乱雲を発生させる。熱帯収束域で上昇した空気が圏界面に達すると、中緯度に向かって流れ出す。これが、ハドレー循環と呼ばれる流れで、この循環は北緯30度付近で下降する。



次に、下の図・表の左の図は地球大気鉛直分布を示したものであり、右の表は「標準大気表」と呼ばれるもので高度別の気圧、気温などを示している。地球の気象現象が現れる範囲は対流圏内であり、その高度は旅客機が飛ぶ上限高度とほぼ同じ12kmまでである（地球を半径1mの球に例えれば対流圏の厚さは僅か2mm）。地上からこの高度までは気温、気圧ともに高度とともに減少していることは周知のとおりである。例えばエベレストの山頂では気圧 \approx 300hPa（約1/3 \sim 1/4気圧）、気温 \approx -45 $^{\circ}$ C程度に減少している。しかし気温について見ると、成層圏では再び徐々に上昇して \pm 0 $^{\circ}$ C程度になり、その後中間圏ではまた下降に転じるが、熱圏（高度80km以上）になると再び上昇して最高+700 $^{\circ}$ C以上にもなっている。しかし、空気密度は非常に希薄であり、酸素や窒素分子は原子やイオンに分離されている。高度が500km以上の範囲は外気圏と呼ばれここでは大気は殆どが地球の引力を離れて地球引力圏の外に脱出している。（引用出典：小倉義光著「一般気象学」東京大学出版会）



高度 z (km)	気温 T (K)	気圧 p (hPa)	密度 ρ (kg m $^{-3}$)	重力加速度 g (m s $^{-2}$)	数密度 n (m $^{-3}$)	平均分子量 M	オゾン 数密度 n (m $^{-3}$)
0	288.15	1.013(3)*	1.225(-0)	9.807	2.547(25)	28.964	7.50(17)
5	255.68	5.405(2)	7.364(-1)	9.791	1.531(25)	28.964	5.68(17)
10	223.25	2.650(2)	4.135(-1)	9.776	8.598(24)	28.964	1.12(18)
15	216.65	1.211(2)	1.948(-1)	9.761	4.049(24)	28.964	2.63(18)
20	216.65	5.529(1)	8.891(-2)	9.745	1.849(24)	28.964	4.75(18)
25	221.55	2.549(1)	4.008(-2)	9.730	8.334(23)	28.964	4.27(18)
30	226.51	1.197(1)	1.841(-2)	9.715	3.828(23)	28.964	2.51(18)
35	236.51	5.746(0)	8.463(-3)	9.700	1.760(23)	28.964	1.39(18)
40	250.35	2.871(0)	3.996(-3)	9.684	8.308(22)	28.964	6.04(17)
45	264.16	1.491(0)	1.996(-3)	9.669	4.088(22)	28.964	2.20(17)
50	270.65	7.978(-1)	1.027(-3)	9.654	2.135(22)	28.964	6.60(16)
60	247.02	2.196(-1)	3.097(-4)	9.624	6.439(21)	28.964	7.30(15)
70	219.59	5.221(-2)	8.283(-5)	9.594	1.722(21)	28.964	5.36(14)
80	198.64	1.052(-2)	1.846(-5)	9.564	3.838(20)	28.964	
90	186.87	1.836(-3)	3.416(-6)	9.535	7.116(19)	28.91	
100	195.08	3.201(-4)	5.60(-7)	9.505	1.189(19)	28.40	
110	240.00	7.104(-5)	9.71(-8)	9.476	2.114(18)	27.27	
120	360.00	2.538(-5)	2.22(-8)	9.447	5.107(17)	26.20	
150	634.39	4.542(-6)	2.08(-9)	9.360	5.186(16)	24.10	
200	854.56	8.474(-7)	2.54(-10)	9.218	7.182(15)	21.30	
300	976.01	8.770(-8)	1.92(-11)	8.943	6.509(14)	17.73	
400	995.83	1.452(-8)	2.80(-12)	8.680	1.056(14)	15.98	
600	999.85	8.21(-10)	1.14(-13)	8.188	5.950(12)	11.51	
1,000	1,000.0	7.51(-11)	3.56(-15)	7.322	5.442(11)	3.94	

* A(b)は $A \times 10^b$ を表す。

【補足】

以上、大気鉛直方向の様子に触れてきたが、我々が住んでいる地球表面近傍（対流圏）でも、その高度によって、気象の様子は随分異なっている。例えば下層では東風が吹いていても上層では西風になっていたり、下層では低気圧であったものが上層では高気圧になっている場合も多い。地上天気図だけ見ていると、地上の状態が上層まで同じと勘違いしやすいが、地上の天候はむしろ上層の気象に支配されやすい。従って、下層と上層を分けて考えることが大変に重要となる。

以上見てきたようなタイムスパンの長い全球規模での気象現象や気候は、明日や明後日の短期的気象予測には全く約に立たないが、気象の本質や気候の推移を知る上では重要な事項であり、また空間軸・時間軸とも非常に大きいので、地球という星の悠久の浪漫に浸る楽しみもあろう。

【1.2】過去の気候変動と地球温暖化

登山の気象予測には全く役に立たないが、上で悠久な話題に触れたので、ついでに地球の気候変動などについて少し考えてみたい。チマチマとした気象のお勉強で疲れたアタマを癒すためのオマケとして読んで下さい。

地球が誕生したのは46億年前、海が出来たのは38億年前、32億年前には海中に藍藻が誕生して

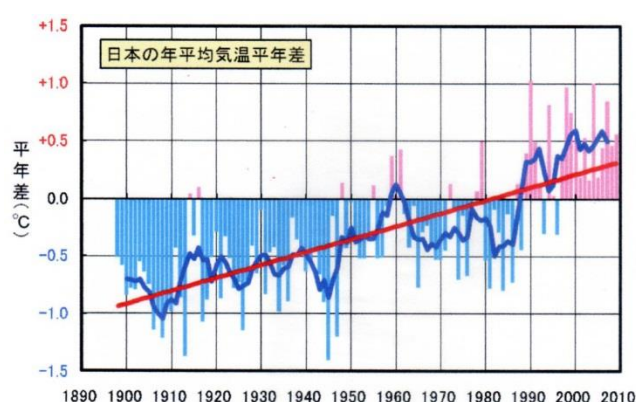
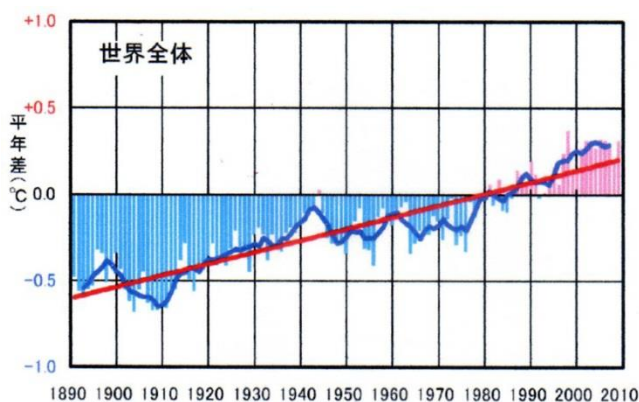
海中に酸素が供給され始めた。大陸の出現は20億年前で、我々の直接のご先祖様のホモサピエンスが誕生したのは20万年前であると言われている。これ以降地球は氷期、間氷期を繰り返しながら現在に至っている。寒暖を繰り返したのは主に地球の軌道が数万年周期で変化するためである。特にここ2万年前くらい前からの気候変動を見てみると、直近の氷期は18,000年くらい前で、現在はその間氷期にあたる。18,000年前の氷期には北米やヨーロッパ大陸の北部は厚い氷床で覆われていて、その厚みは最大で3,000mもあったと推測されている。アフリカで誕生した人類は、その頃には既にヨーロッパからユーラシア大陸を通過してアメリカ大陸まで進出していたと思われるが、彼等はそのような極寒をどのようにして生き延びたのであろうか。

この氷期のピークが過ぎると気候は温暖化して氷河は後退を続けて、気温は現在よりも2～3℃高く海面も数m高かった。日本では新石器時代にあたり、海岸線が後退して図-4に示したようになっていた（貝塚の分布からの推測）。これを「縄文の海進」と呼ぶ。また、15～16世紀の頃には小氷期と言われる寒冷な気候に覆われ、現在では凍らないバルト海、テムズ川、オランダの運河などが毎年凍結していた。これは太陽の黒点の数が極端に減少したためと言われている。

さて、近年地球温暖化が叫ばれている。これは産業革命以降、工業社会になってからの人間活動による炭酸ガスなど（温室効果ガス）の増加が主因と言われているが、本来の自然が持っている普通の自然変動にしか過ぎないと主張する研究者もいる。原因はともあれ、この100年間で地球が急激に温暖化しているのは観測結果に基づく事実で、この100年間で気温は0.7℃上昇、海面水位は18cm上昇している。そのため国際気候枠組み条約などへの取り組みがなされている訳である（各国の経済的利害が対立しているのでなかなか纏らないらしいが・・・）。地球温暖化の影響については種々の推測値が発表されているが、それらによると、2100年の地上気温の上昇は1.8～4.0℃、海面の上昇は0.2～0.6mという予測もある。また温暖化によって、旱魃、集中豪雨、熱波、低温、長雨、台風大型化などが惹起され、生態系や森林の破壊、砂漠化、生物多様性への悪影響などが心配されている。以下にこの100余年間の気温の変化（平年値との気温偏差。平年値＝過去30年間の平均値）を掲げておく（気象庁資料）。いずれも1980年頃を境に気温上昇傾向にある。



(引用出典：小倉義光著「一般気象学」)



地球温暖化が山岳地帯に与えている影響には種々あるが、我々登山者に最も身近なものは氷河の衰退（後退）であろう。この50年でヒマラヤやアンデスの氷河後退のスピードは大きく増加して、年間数十メートルになっている。50年間に3キロメートルも後退する計算になる。氷河が後退するということは、その分氷河から溶け出した水が溜まってモレーンを“堰堤”とした湖が

出来るということになる。これが氷河湖である。例えばネパール・ヒマラヤには 3000 個強の氷河があるが、そのうち 7 割の氷河に氷河湖が発生しており、このうちの 200 個は氷河湖決壊の危険性が高いと言われている。決壊すれば下流の町や集落に土石流や大洪水などの甚大な被害を及ぼす。40 年前ペルーで大地震があった際、アンデスの氷河湖が決壊し麓の町一帯が土石流に埋もれて住民 4 万人が犠牲になるという大惨事も発生している。ヒマラヤでも 25 年ほど前にナムチェバザール上流のポーテ・コシ川上流の氷河湖が決壊して、ヒマラヤ街道沿いの家屋や橋や発電所が流された。

ネパール・ヒマラヤで一番決壊の危険性が高いと言われている氷河湖の一つが、イムジャ氷河湖である。ナムチェバザールからエベレスト街道を 5 日間程進むと、人気が高いトレッキングピークの「アイランド・ピーク」（イムジャ・ツェ峰）のベースキャンプに着く。ここがイムジャ氷河とローツェ・シャル氷河の合流点で、その氷河末端に 50 年程前には無かった氷河湖が出来ている。長さ 2 キロ、巾 600 メートル、最深水深 100 メートル、イムジャ氷河の後退速度は 74 メートル／年。ヒマラヤの氷河湖の調査をしている慶応大学の福井教授によれば、この氷河湖が決壊したとすれば、高さ 6 メートルの山津波が 21 分後には下流 14 キロの河床にあるパンボチェ集落（チベット仏教の総本山として有名なタンボチェ寺院のすぐ近く）を襲うという。

地球上に存在する水は、97%が海水、陸水は3%である。陸水はたった3%とはいえ、その量は400億トンにのぼる。陸水の内、8割が雪氷であるから、雪氷として保存されている水分は320億トン、20万トンタンカーで約2百万隻分となる。ヒマラヤ山地に降るモンスーン期の大雪は氷河が天然の貯水庫となっていて、8ヶ月間全く雨が降らない山麓の乾季に少しずつ融け出して水を供給する役目を果たしている。



（イムジャ氷河湖。2006年11月凍結時、筆者撮影）

左側が上流、右側が下流。手前の土砂を被っている土を被った氷塊が氷河のモレーン末端。そこから右側の部分が氷河湖であるが、湖面が凍結している。

インド亜大陸の3大河川、ガンジス、インダス、ブラマプトラ河の乾季の水量の8割はヒマラヤの氷河が少しずつ溶けて流れ出したものである。

このような天然ダムの役割をしている氷河が消失したらどうなるか？

モンスーン期にヒマラヤ山脈に降る大量

の雪は、気温上昇の故もあって、奔流と

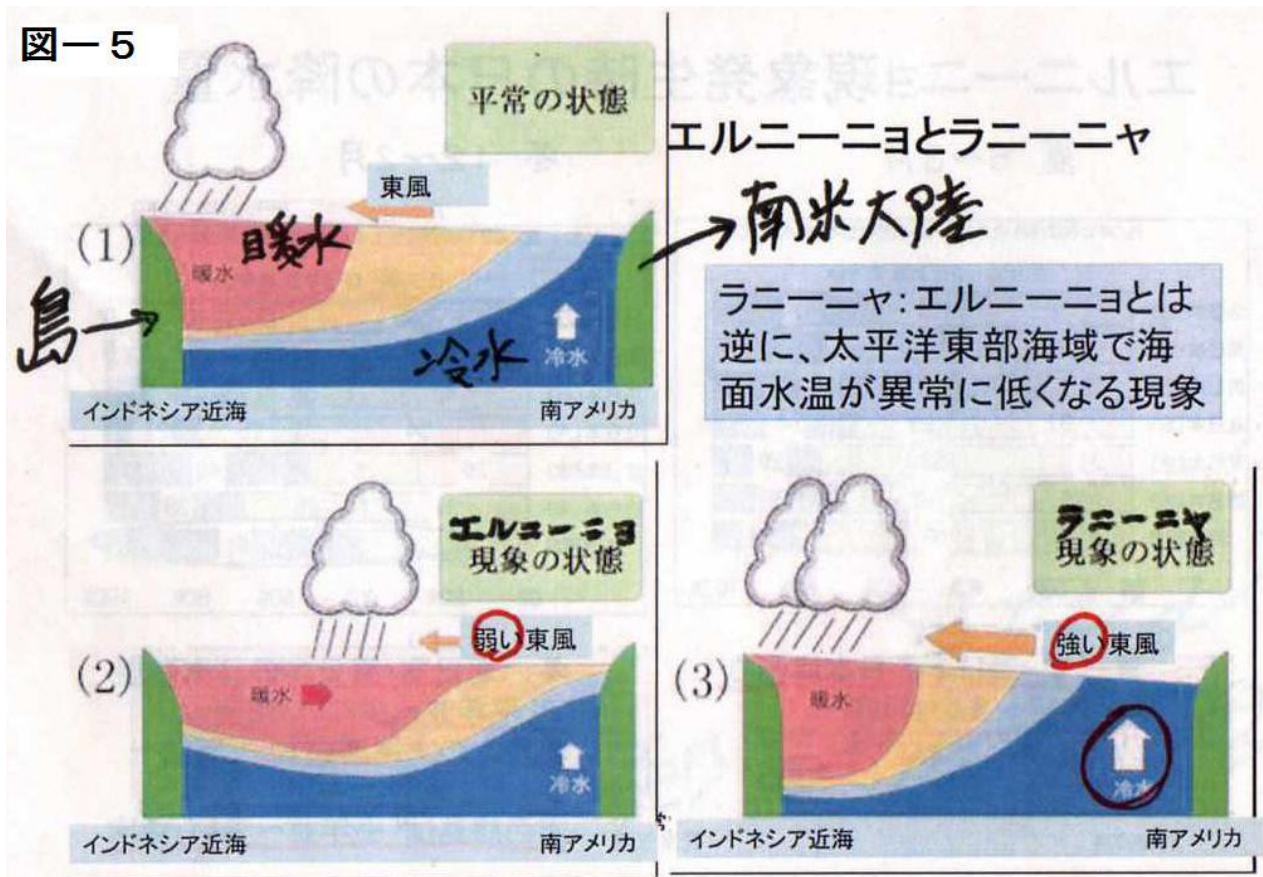
なって一気に山腹を流れ落ち、下流の街々を埋め尽くすであろうことは想像に難くない。2050年までには、ヒマラヤの氷河は全て消滅するという予測もある。地球温暖化が与える影響は陸地部だけではなく、ツバルやモルジブのような島国、ガンジス河河口部の低湿地などでは既に国土が水没する危機が現実のものとなっている。ちょっと余談が長くなった。

【13】海象と気象～エルニーニョ現象を中心にして～

ところで、極く短期間の天気の変化は地表付近の気圧や前線の配置具合で予測できるが、中・長期の気候や天候の変化は、単に地表の大気状態だけではなく、上層大気の大局的な流れや海流の変化など、地球上の気象・海象の変化などが複雑に絡み合って作動されるものである。この意味で海洋の状態の変化は陸地部の気象にも大きな影響を与えている（厳密に言えば、気象と海象は相互一体的なものであり、いずれが因でいずれが果という関係ではない）。この稿の冒頭で触れたエルニーニョ現象などはその代表的な例であろう。太平洋側ペルー沿岸の漁師はアンチョビ漁で生業を立ててきた。アンチョビは海面

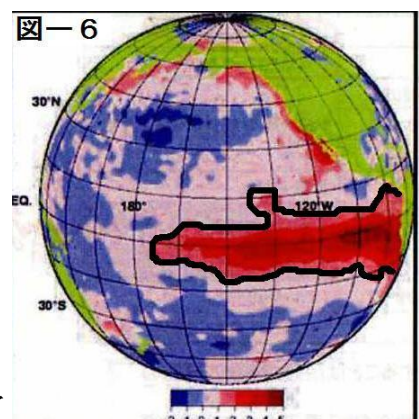
水温が上昇するクリスマス頃にはこの海域から去るが、水温が再び下がる3月頃には再び戻って来るそうで、猟師はこの水温の季節的变化をクリスマスに因んで「エルニーニョ」(El Niño)と名付けた。余談であるが、「ニーニョ」(niño)とはスペイン語で「子供」の意味。「エル」(El)は定冠詞。Niñoと大文字で書かれる場合には特定の人物、即ち「神の子キリスト」を指す。

ところが数年に一度くらい、春になってもアンチョビが戻ってこないことがある。これは水温が下がらないためである。このようにエルニーニョ現象というのは東部太平洋赤道海域で海水温度が異常に高くなる現象をいう。また逆に異常に低くなる場合をラニーニャ (La Niña) という。このような状態は何故起こるのであるのか？ 下の図-5は太平洋赤道付近の断面模式図である。赤道上では普通南米側からインドネシア側に向けて東風(図-1の南東貿易風)が吹いているが、この風の強弱によってエルニーニョになったりラニーニャになったりする。(1)の図が平常時を現す。(2)の図がエルニーニョ時のものである。この時は東風が弱まっていて、インドネシア海域からの暖水を押し返す風力が弱まっているために暖水が南米付近まで流れて来て南米沿岸の海水温度が上昇する。逆に(3)図はラニーニャ時のもので、強い東風がインドネシアからの暖水を押し返し、南米大陸付近の深海の冷水が湧昇するので温度が下がる。



エルニーニョやラニーニャは海面水温が基準値(過去30年間の各月の平均値)との差が6ヶ月以上続けて0.5℃以上の変動があった場合と定義されている。僅か±0.5℃の差と思われるかもしれないが、海水温が広範囲にわたって0.5℃異なるということは海洋状態に大変な変化をきたすほどの水温変化量である。

図-6は、1997~1998年にエルニーニョ現象が激しかった時の太平洋の海面水温平年偏差値で、東部太平洋赤道付近の平年との偏差値は+4.0以上もの高温となった(図で黒太線で囲んだオセアニアから南米までの海域。日本の位置は左上30°N付近にある)。

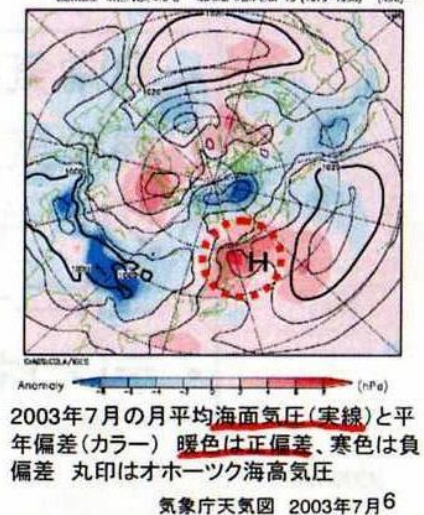
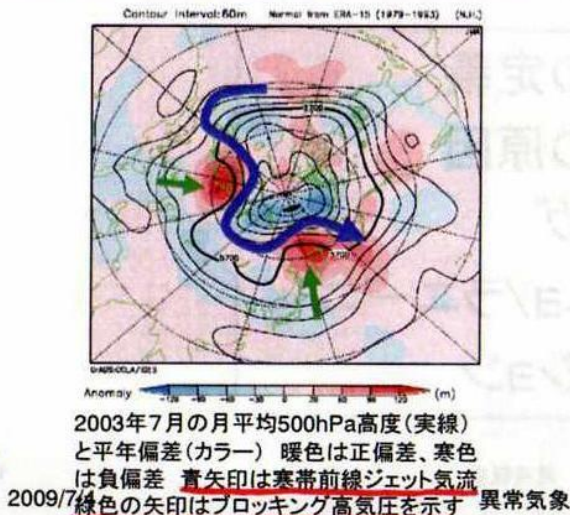
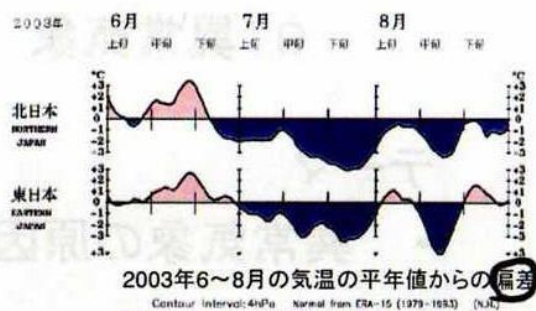


ところで、何故赤道上の東風に消長があるのであろうか。この東風が強まったり弱まったりするためには、太平洋赤道付近の東西の大気に気圧の差が生じていなければならない理屈である。東方のタヒチと西方のオーストラリアの気圧を比べてみると、エルニーニョ時には東方の気圧が下降し西方の気圧が上昇する。逆の時にはラニーニャ時となっていて、この気圧差とエルニーニョ・ラニーニャ現象は完全な相関関係にある。この1万kmも離れた東西の地点の気圧差が相互に上下する現象を「南方振動」と呼ぶ。エルニーニョと南方振動を併せてENSO (El Niño & Southern Oscillation) と呼び、インド洋の海面水温の消長と併せて、この二つ及び下記で触れるブロッキング高気圧の相互関係が地球全体の異常気象を左右する大きな要因であると考えられるようになってきた。これらが遙か離れたヨーロッパや北米にまで伝播することをテレコネクションといい、このメカニズム究明が現在の気象学上の主要研究課題の一つともなっている。

エルニーニョ現象とラニーニャ現象は必ずしも交互に出現する訳ではないが、概ね数年毎の繰り返しのパターンとなっている。エルニーニョになると、普段は殆ど雨が降らない中米・南米でも雨が降り、逆に普段は大量の雨が降るインドネシアなどの西部太平洋では旱魃となり、森林火災などが発生しやすい。エルニーニョ現象が激しかった上記1997年にインドネシアで発生した森林火災は東南アジアの広い範囲に甚大な煙害をもたらしたことは記憶に新しいところであろう。エルニーニョやラニーニャは太平洋地域だけでなく、遠く離れたヨーロッパ、アフリカ、北米、極東の気象などにも影響を及ぼす。これは地球のエネルギー分布が一番安定した状態になるように、熱交換などが全球的規模で行われているためであるが、その詳細なメカニズムは未だ十分には解明されていない。夏のエルニーニョ時にはインド、ヨーロッパ北東部、南米北部太平洋側で高温、米国西部、トルコ付近、日本を含む極東で低温になる。これら遠隔地への影響は北半球高緯度にあるブロッキング高気圧の存在が原因の一つと推測されている。ブロッキング高気圧とは、図-7に示したように偏西風帯の中に高気圧（緑矢印が指す赤色）が居座っているために、ジェット気流が大きく蛇行し、そのために北半球から赤道付近まで異常気象をもたらす現象である。これらのブロッキング高気圧やジェット気流の蛇行とエルニーニョ現象は相互に関係していると言われている。このような一つの例を図-7に示した。

図-7 2003年の日本の冷夏と ヨーロッパの猛暑

- **ブロッキング高気圧**がシベリア東部とヨーロッパ北部にあり、日本では梅雨明けが遅れ東日本は冷夏となった。
- 一方、ヨーロッパは猛暑となった。



これは 2003 年に起きた異常気象の時の北半球 500hPa の 7 月の月平均の高層天気図である。この年はエルニーニョ現象があった。ヨーロッパは猛暑となり、日本では冷夏となった。この年は梅雨明けが無かった年でもあった。一般的にエルニーニョ現象が卓越している年には、日本では冷夏・暖冬の傾向が見られ、梅雨が長引く。また東日本・北日本の太平洋側ではヤマセ（寒冷な北東気流の流入）が発生して農作物などに被害が出る。最近のエルニーニョ現象は 2009 年夏から始まったが、2010 年春には終息し、同年秋にはラニーニャ現象が始まると予測されている（以上は本稿を書いた 2010 年の時点）。ラニーニャになると、夏季には北日本で猛暑、西日本～東日本で多雨、冬季には全国で冷冬となる傾向がある。

（図一 5、6、7 引用出典：（財）気象業務支援センター編「気象学講習会」資料）

本節は、アタマの休憩にしては些か長くなってしまったが、要は、気象現象というものは、一見何の関係も無いと思われるような 1 万 km 以上も遠く離れた各地各地での個々の気象・海象現象が相互に関係しあって生じていることを理解して頂ければ幸いである。

[※ワンポイント・気圧の変動（振動）の伝播]

気象の分野では「低気圧が東に移動する・・・」などという表現がよく出てくる。しかし、一般的に低気圧とか高気圧とか呼ばれる状態は、どこか他所にあった低気圧や高気圧の気塊（気団）がそのまま移動してきたものと考えるよりも、気圧の変動だけが空気の波動として伝播すると解釈した方がよい。確かに、例えばモンスーン気団や真冬の大陸の寒気団（塊）が偏西風に乗ってそのまま日本に移動して来る場合もあるし、そのためにそこに空気塊が溜まって高気圧になる場合もある。貿易風などの場合は空気塊自身が移動する。しかし、マクロスケール（総観規模）の気圧の変動は、空気塊（気団）が移動するためだけで起こるのではなくて、気圧の変動が空気の振動として、その振動だけが波動（気圧の変化）として伝播すると考えた方が理屈に合っている。即ち、風船に例えれば、あちらを押し寄せればこちらが膨らむという訳である。この間の事情は、例えば海水浴に行った時に、波は次々に沖から押し寄せて来ているが、海面に浮いた浮輪は上下するだけで移動はしないという理屈と同じである。別な例で言うならば、チリ沖で起こった津波は太平洋を渡って日本にも押し寄せるが、チリ海岸の海水そのものが日本に押し寄せるのではなく、上下する波だけが伝播するのである。

従って例えば、前日に名古屋が低気圧であったものが、翌日には東京が低気圧になったような場合、たとえ気塊や気団の実質が移動しなくても、これを「低気圧が名古屋から東京に移動した」という表現を使う。本冊子でもこのように記述するので誤解のないようお願いしたい。

マクロスケールの（全球的な）気圧の変動や気温の変動は、地球が持っているエネルギー（空気や海水の位置エネルギー、運動エネルギー、熱エネルギーなどの総体）が一番安定するように神様がコントロールしている訳であって、このうち気圧の変動は動きが早くて短期的な天候を左右するが、気温や海温などの熱エネルギー交換は比較的動きが遅く、その影響が天候に現れるのは中・長期的なものとなる。空気塊は人が思うほど熱の伝播は早くなく、1 日間程度のタイムスパンでは隣りあった空気塊の間で熱が交換されることはない。

以下に、気象を学ぶための参考図書を幾つか掲げておく。

- （1）気象の初歩 白木正規著「百万人の天気教室」成山堂書店
- （2）気象学全般（大学教養課程程度） 小倉義光著「一般気象学」東京大学出版会
- （3） 同（大学専門課程程度） 原田 勇著「グローバル気象学」東京大学出版会
- （4）気象と災害 小倉義光著「お天気の世界—気象災害から身を守るために—」森北出版
- （5）地上天気図の解説資料（小冊子） 「地上天気図について」（財）気象業務支援センター
- （6）高層天気図の解説資料（小冊子） 「高層天気図について」（財）気象業務支援センター

(7) 衛星画像の解説 (小冊子) 「気象衛星画像の見方と利用」(財) 気象業務支援センター

(8) 雲の解説と写真集 山田圭一他「雲の世界」成山堂書店

(9) 山の気象 気象庁予報課・予報技術研究会編「山の気象と遭難」朋文堂

最後の本は昭和35年の出版で現在では入手困難であるが、気象庁の当時の第一線の予報官によるものであり、山岳気象の本質と実際、気象遭難の防止対策などについて教えられるところが多い好著。

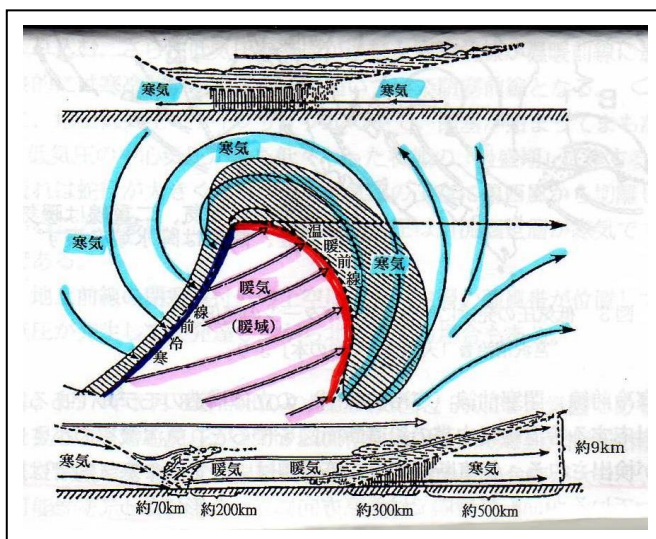
【コラム】気象観測と気象研究の歴史

上の「基本的な気象の知識」で気圧や前線の概要について触れました。ところで気圧や前線の観測、研究にはどのような歴史が秘められているのでしょうか。

「気圧」については有名な17世紀のトリチェリーの実験というのを昔中学校か高校の理科で習ったのを記憶されていると思います。例の水銀柱を使って、空気にも目方があることを示して見せたものです。その時の実験では地上では空気の見方は水銀柱の高さにして76cmでした。水銀柱の76cmの高さと地上での大気圧が釣り合っている訳ですから、地上から上にある空気の見方を計算してみると、1平方メートル当たり約10トンの計算になります。即ち、寝た姿の人間の上には10トンの重さの空気が載っている訳ですから、これにも関わらず人間の体が押しつぶされないのは不思議といえば不思議なことですね(これは即ち、体内の内圧にこの大気圧を跳ね返すだけの圧力があるという訳です)。この水銀柱76cmに相当する大気圧を気圧に直すと1013hPaになります。

トリチェリーと同時代のパスカルは気圧が標高によって変化することを実験で確かめました。トリチェリーの実験装置を山頂まで何回も担ぎ上げて測定した結果、高い山では水銀柱の高さが地上に比べて低くなっていることを実証しました(パスカルは体が弱かったので、実験は親戚の人に依頼)。そのようにして気圧が標高によって変化すると同時に、地上の同じ場所でも日によって水銀柱の高さが微妙に異なることも発見して、気圧が毎日変化していることにも気が付いた訳です。

さて、では「前線」という概念についてはどうでしょうか。「前線」という概念が生まれたのはやっと今から1世紀弱前のことにしか過ぎません。ノルウェーの気象学者(J. ビヤークネス)がヨーロッパ全体の気象観測データを詳細にチェックしていた時に、低気圧付近の気象要素の分布に不連続な線がありそうだとすることに気が付き、当時そう多くはなかったヨーロッパの地上気象観測点のデータを集めて丹念に解析した結果、暖かい空気の下に冷たい空気が楔状に潜り込んで



形成された傾斜が、緩やかな温度の不連続線であるとの仮説を立て、この不連続線を「前線 (front)」と名付けた。今では前線は「寒冷前線」、「温暖前線」に区別されているが、このビヤークネスが考えたモデルは現在使われている低気圧と前線や雲分布の構造と全く同じで、気象観測点も少なく高層観測も無かった当時の気象データから、現在でも生きているモデルを100年も前に発見したことに感嘆せざるを得ない(右上の模式図、図版引用出典:小倉義光「大気科学」NHK ブックス)。

さて、現在の気象観測や予報はどのようになっているであろうか。地上観測点は全世界で3万箇所近くを数え、高層観測点も600箇所を網羅し、全てネットワークで結ばれている。観測機器も気象衛星はじめ精度の高い種々の観測機器で測定されて全世界の気象機関に配信されている。

一方、予報の方は、この世界各地から入電したデータを基にして、流体力学や熱力学の方程式を使って、日本の場合では全地球を20kmの格子点に分けて予測計算を行っている。数値計算の方法で行うの

で「数値予報」と呼んでいる。計算している格子点の数は100万個を超えるが、超高速コンピュータを使用しているため、一回分の数値予報は僅か2時間程度で弾き出すことができる。この数値予報結果を基にして、気象庁の予報官や民間の気象予報士が天気予報を行っている訳である。

日本における気象観測の概要は下記のとおりである。

【1】気象台・測候所（全国60ヶ所）

気圧、気温、湿度、風向、風速、降水量、積雪の深さ、降雪の深さ、日照時間、日射量（以上は自動観測）、雲、視程、大気現象（もや、砂塵等）（以上は目視観測）。

【2】特別地域観測所（全国60ヶ所）

地上観測を自動観測で行っている。

【3】アメダス観測（全国1300箇所）

日常よく耳にする「アメダス」というのは、「地域気象観測システム」(AMeDAS、Automated Meteorological Data Acquisition System) のことで、1974年から運用が開始された。全国1300地点で降水量が観測され、うち、840地点では降水量に加えて、風向、風速、気温、日照時間も観測される。また、積雪が多い地点300地点では積雪の深さも観測されている。全て自動観測。



【4】レーダー観測（全国18箇所）

雨や雪の状況を観測している。最近では、降雨や降雪の動きも観測できるドップラー・レーダーが殆どである。

【5】高層気象観測（南極含む全国16気象官署）

ラジオゾンデを上げて高層の気象を観測。



【6】ウィンドプロファイラー観測（全国31箇所）

ウィンドプロファイラは、地上から上空に向けて電波を発射し、大気中の風の乱れなどによって散乱され戻ってくる電波を受信・処理することで、上空の風向風速を測定している。

(上記の気象観測装置等の写真引用：気象庁HP)

(2010年 記 本項 完)

[「天気図から読み解く山岳気象遭難の防止」目次に戻る](#)

[「山岳気象と遭難」目次に戻る](#)