

露点温度の挙動と気象情報としての利用可能性

山 根 一 郎*

Behavior of Dew Point Temperature and Its Potential Use as Meteorological Information

Ichiro YAMANE

1. はじめに

本研究は、気象現象のメカニズムを探究する気象学ではなく、気象学の知見を前提として、観測・公開されている気象情報の効果的な活用を探究する、いわば「気象情報学」の視点に立つものである。ここでいう気象情報学は、気象情報を効果的に人々に提供することで、気象現象に対する理解度を高め、それによって防災、健康、経済活動などの人々の生活に貢献するための気象学の応用分野であり、それらの分野で活動する気象予報士などにとって有用な情報提供の場となりうる。本研究はその視点で「露点温度」という気象観測項目（情報）の利用可能性を探るものである。

1.1. 露点温度とは

大気状態についての有用な情報は、まず大気の質量としての「気圧」とその熱力学的状態としての「気温」である。これらに「相対湿度」を加えることで、まずは天気（晴れ、曇り、雨）を予想することが可能となる。また、天気の現況には、気温と相対湿度との組合せによって、寒暖以外の晴雨の違いが把握でき（雨天時の相対湿度は90%以上）、さらにこれらの生気象学的指標化によって、熱中症やインフルエンザウイルス感染の危険度も算出されている。これらの次に追加に値する観測項目としては、防災のためなら「雨量」・「風速」であるが、天気にかかわる大気状態についてなら「露点温度」があげられる。

露点温度（dew point temperature）は、その名が示すように、空気中の水蒸気が結露する（＝露点）温度である。『気象学事典』（和田監修、1993、以下事典）では、「ある空気の混合比が、同じ圧力下で水に対し飽和している空気の混合比に等しいとした場合の後者の温度のこと」と定義されている。ちなみに空気の「混合比」とは、（水蒸気を含む）湿潤空気内の水蒸気量と残りの（水蒸気を含まない）乾燥空気量との比を示す無次元量で、断熱変化（水蒸気の凝結・蒸発などの潜熱のやり取りがない場合の温度変化）において保存さ

* 人間関係学部 心理学科

れる。すなわち露点温度は、空気の混合比の温度への変換値に相当し、凝結・蒸発がない場合、混合比と同様に等圧的な変化に対して保存量となる（事典）。混合比が、断熱変化に対する保存量という性質を活かして気団解析に利用（事典）されるなら、その変換値である露点温度も気団解析、すなわち気温や水蒸気量の異なった空気塊の移流の判断に利用できそうである。さらに露点温度は単位が気温と同じく $^{\circ}\text{C}$ である点から、気温と関係づけることで値の意味が解釈しやすいことも期待できる。

実際、露点温度は気象庁の気象通報式に採用されている（相対湿度は採用されていない）。また気象庁の各地の気象官署（管区气象台、地方气象台、特別地域気象観測所）において、他の観測項目と同じく露点温度も毎正時（1時間ごと）の値が観測され、公開されている。ただし、気象庁からの一般向けの天気情報やマスコミレベルのいわゆる「天気予報」においては、露点温度の情報は利用されておらず、天気予報以外でも一般社会の間ではその情報はほとんど利用されていない。実際、民生用の簡易な気象計は、気温と相対湿度の組合せがほとんどで、露点温度を含んだものが少なく、とりわけ日本製には見当たらない（筆者が常時気象観測に使用している Davis 社。ハンディな気象計の Kestrel 社など外国製しかない）。

1.2. 露点温度の既存の情動的価値

そこで改めて、露点温度の既存の情動的価値を概観してみる。

a) 結露の温度として

まず露点温度は「温度」としてどのような意味を持つか。露点温度は、空気中の水蒸気の飽和温度を意味し、その温度が高いほど結露する温度が高く、温度が低いほど結露する温度が低いことを意味する。結露は、大気の水蒸気が飽和する現象で、露点温度はその気温に相当する飽和水蒸気圧（mHg, hPa）の水蒸気を含んでいることを意味し、その空気が現在含んでいる水蒸気量（水蒸気圧）を示す。すなわち単位こそ温度であるが、水蒸気量・圧の関数であることから、大気の水分量（湿度）の指標となる。露点温度は、冬期は 0°C 以下、すなわち露点は霜点（霜となる温度）より低くなることが多い。冬期は相対的に空気の乾燥度が高いためである。このように、露点温度は“湿度”を温度として指標化したものであり、“湿度を示した温度”と解釈できる。

b) 可降水量の推定

大気中の水蒸気量の指標としての露点温度を、立体空間的に表現すれば、地上から大気上端までの単位面積 1m^2 の気柱に存在する水蒸気が結露して降水となる量、すなわち「可降水量」（precipitable water）の指標とみなせる。可降水量は、可能な降水量なので単位は降水量と同じく mm である。ただし可降水量はあくまで論理上可能な降水量（の上限）であって、現実の降水量の予測には使えないという（二宮, 2006）。また地上付近の水蒸気量は変動が激しいため、可降水量の計算に用いる露点温度は日平均値を用いるべきであるという（近藤・徐, 1996）。

c) 気温との関係

露点“温度”は、気温との関係においては、どのような意味をもつか。露点温度は通常は気温より低く、気温より高くなることはない。すなわち露点温度の最高値は気温に等しく、気温は露点温度の可能な最高値である。たとえば精密機械などの結露を防ぐには、露

点温度が気温より低い状態を維持する必要があるが、そのためには気温のほかに露点温度の情報が必要になる。また、一般には気温は露点温度より低くなることはないため、露点温度は（その空気での）可能な最低気温の目安になる（実際の数時間後の最低気温の予測値にはならない。その間に露点温度自体が変化するため）。ただし、時に露点温度の方が気温より高くなる場合がある。「過飽和」という状態で、空気が清浄なため凝結核がなく、水蒸気が凝結できない空気において実現する。これは飛行機雲が発生するような（飛行機が凝結核を散布している）高高度（上空約10000m）の空気が該当する（地上では該当しない）。

このように露点温度の上限は気温の制約を受けるため、気温との関係を指標化することで新たな情報を引き出すことが可能となる。それを次項に示す。

d) 気温露点差

露点温度を使用した2次の指標に「気温露点差」(T-TD)がある。気温露点差は、文字通り気温(T)と露点温度(TD)との差で、通常は0°C以上である。この指標は、以前は「湿数」と言われていたように、空気の湿り具合(湿度)の指標となる(ただし値が小さいほど湿り具合が高いので湿数という表現は不適切であった)。その点で、相対湿度と類似した指標であり、相対湿度と同じく降水可能性の指標となり、気温露点差が3°C以下(0~3°C)が降水の目安とされている。この指標は高層気象解析(エマグラム)に使われ、またアジア高層天気図(700hPa, 850hPa面)にT-TD < 3°Cの領域が湿潤域として示されている。すなわち地上天気図の予想に使われる高層天気図においては、露点温度を用いた指標が実際に使われている。

気温露点差の地上での実用的な用途として、雲底高度の推定がある。これは、地上の空気塊を(強制的に)上昇させた場合の「持ち上げ凝結高度」(LCL)を雲底とみなし、雲底を、気塊が上昇して冷却して結露する高度、すなわち気温=露点温度になった(気温露点差=0)高度を雲底高度とみなすのである。ただし水蒸気が地上から雲底までの空気に、乾燥断熱変化、すなわち地上からの露点温度傾度が一定で地上から雲底までの空間に暖湿空気が流入していないという前提によっている。

雲底高度(m)=地上の気温露点差/(乾燥断熱減率-露点温度減率)×100の式は、上の前提では分母の2つの減率がともに既知(定数)であるため、結果的に、地上の気温露点差×125という簡易な形になる。したがって地上の気温露点差が10°Cであるなら、その上空の最下層の雲底高度は1250mと計算できる。ただし上の露点温度減率が一定という前提は必ずしも現実的ではないため、およその目安の式である。ちなみに、雨天の時は、地上が飽和近くなるため、雨雲(乱層雲)の雲底は目視が困難になる。

以上から、雲底の温度=露点温度とみなすと、雲は“気温露点差が0である、気温=露点温度の空気塊”の可視化とみなせる。すなわち、雲底高度の気温は露点温度に等しく、そこは凝結した雲粒に満ちており、凝結の潜熱によって浮力が発生している。雲の上面は、浮力を失い、蒸発して周囲を冷却している。そして雲の上の雲がない空気層は気温露点差が増大していると解釈できる。たとえばその空間が逆転層(上層に暖気・下層に寒気)であるなら、露点温度減率は気温減率より大きいため、気温の低下以上に露点温度が下がるため、気温露点差が増大する。また、上述したように、飛行機雲が発生する高高度では、過飽和となって気温露点差が負になっている(0以下なので、飛行機によって凝結

核が供給される空間だけ雲が発生する)。

一方、山の頂に雲がかかるような雲底高度の低下は、飽和高度の低下を意味し、雲底直下の気温が露点温度に低下したか、その高度の露点温度(水蒸気量)が気温にまで上昇したことを意味する(どちらであるかは、現地での気温と露点温度の測定によって判断される。晴天時に山頂だけに雲がかかる場合は空気塊の強制上昇に伴う気温低下による)。逆にいえば、雲がなく青空であることは、気温露点差が大きき、その値が0の気層が上空にないことを意味する(ただし「過飽和」の状態があるように、雲の発生には凝結核も必要である)。

e) 露点温度と他の湿度指標との関係

気温とともによく利用される相対湿度は、飽和水蒸気圧に対する水蒸気圧の比(%)であるが、分母である飽和水蒸気圧は温度に相関するため、水蒸気圧は一定でも気温が低下するだけで(飽和水蒸気圧も下がり)相対湿度は上昇する。たとえば、夜間に相対湿度の上昇が見られた場合、それが放射冷却による気温の低下(分母の減少)によるものか、湿気を含んだ空気の移流(分子側の増大)によるかの識別ができない(気温低下分による相対湿度上昇分の計算は可能)。一方、露点温度は気温に左右されないが、圧力の影響を受け、理論的には圧力が高いほど露点温度が高くなる(同一空気の露点温度は高度が上がるほど減少する)。

露点温度が空気中の水蒸気量の指標でありながら、“相対”湿度と異なる変化を示すなら、空気中の水分の絶対量(絶対湿度)の指標となるだろうか。既存の水蒸気量の指標には、水蒸気密度、水蒸気圧、混合比などがあり、それぞれ単位が異なる。水蒸気密度(g/m^3)は「容積絶対湿度」と言われ、水蒸気量を質量で示す。水蒸気圧(hPa)は、大気中の水蒸気の分圧で、これら両者はいずれも分母を飽和水蒸気密度あるいは飽和水蒸気圧とした相対湿度の分子側である。混合比は「重量絶対湿度」とも言われ、単位は g/kg で、温度と気圧に対しての保存量であることから、上述したように空気移流の推定に使われている。これらと露点温度との関係については、本研究内で実測値による確認をしたい。

1.3. 露点温度の変動が意味するもの

次に、露点温度の値の意味ではなく、その値の変動が意味するものを探ってみる。

a) 露点温度の変化

露点温度の上昇は、結露する温度が高まり、気温に近づいているということである。これは空気中の水蒸気量が(絶対湿度的に)増えて、しかも飽和に近づいていることを意味する。逆に露点温度が変化しないことは、空気中の水蒸気量が(絶対湿度的に)変化していないことを意味する。たとえば、日没後に露点温度は変化しないまま、気温が下がる場合、相対湿度・気温露点差的には“湿気”が増える(相対湿度は上昇)ため、気温が露点温度まで下がれば結露が発生する(夜露に濡れる)。ただし絶対的な水蒸気量は増えていないので、日の出後に昇温すれば“湿気”は減少する。

そもそも気温は、異なった性質の空気移流の影響もあるが、それ以上に太陽直射の影響が強く、そのため移流に依らない昼夜の日較差が大きい。露点温度は、太陽直射の有無による気温の変動の影響は比較的受けないのに対し、相対湿度はその影響を分母として直接受けてしまう。すなわち、メカニズムの異なる2種の気象変化の識別が、気温と相対湿度

の組合せではできないが、気温と露点温度の組合せでは可能となる。ここに露点温度の気象情報としての利用価値を見出せる。すなわち、露点温度は、湿度（水蒸気量）の絶対的な指標として、気温とともに空気塊（気団）の状態を示せる。これが同じ水蒸気量の変化の指標としての相対湿度と異なる点である。

b) 変動の2様

ところで、メカニズムの異なる2種の気象変化とはいかなるものか。天気を左右する雲を例とすると、たとえば晴天下の積雲の発生（雲量的には「晴れ」を維持する）は、地上の空気が暖められて上昇して飽和に達してできる。それに対して低気圧が接近すると、上層雲から下層雲の順に雲が移動して、「曇り」から「雨」になる。前者はその場の空気の鉛直運動（対流）による変質（相変化）で、後者は異なる性質の空気が水平的に移動（移流）してきたものである。前者はその地の日射（温度）の効果によって発生し、後者は地点間の気圧傾度力によって発生する。そして前者は（積雲が積乱雲に発達しない限り）天気を大きく変えるものではないが、後者は天気などの気象傾向に大きく作用する。さらに前者は昼夜の気温差をもたらし、それに付随して相対湿度も変化する。ただし露点温度は変化しない。後者も気温が変化するが、露点温度も変化する。そして相対湿度も変化する。

c) 露点温度の変化パターン

では、露点温度は実際にどのような変動を示すのか。その変動は気温や相対湿度とは異なっているのかを理論的に確認する。まず観測項目間に共通する変動パターンを示す。

①周期性

ほとんどの観測項目は周期性をもっている。その周期は、地球の公転周期に相当する年周期（1年）、そして自転周期に相当する日周期（1日）である。年周期が見出せるものには、気温、日射量、相対湿度、気圧、風速などがあり、露点温度も該当する（山根、2018での確認。以下同）。日周期が見出せるものには、気温、日射量、風速があり、相対湿度はやや傾向がみられる。これら2つの周期性に共通した原因は太陽高度角で、それが地上の日射量に直接影響し、日射量が地上の気温に影響する。地上の日射量の周期性に対する攪乱要因としては、上空の雲の発生があり、さらに降水が加わると気温の日周期にも影響を与える。言い換えると、大気の水蒸気（雲、降水）は、明確な周期性を示すよりもそれを攪乱する側にある。

また、上述の2つの周期以外では、気圧において半日周期が見られ、これは大気潮汐現象によるものである。潮汐に関連して、月の公転周期（24時間50分47秒）が日周期とは若干異なる周期を示している。

②非周期性

周期性がまったく見られない変動には定向的变化（上昇し続けるなど）があり、「温暖化」などのマクロスケールの気象現象が該当するものの、本研究レベルの年周期以下のスケールには存在しない。逆によりマイクロなスケールでは、ランダムに近い非周期・非定期的変動があり、一定時間内の風速の変動（風の息）が該当する。

③非定期的周期性：季節性

日周期は示さないが年周期を構成し、その中間の周期が一定でない（数日以上）の変動を示すのは気圧である。定点の気圧は低気圧・高気圧の移動（接近）によって影響を受ける。しかも夏と冬はそれぞれ圧力の異なる高気圧の停滞、春と秋は高気圧・低気圧の移動

という、季節によって異なる非定常的な周期性を示す。季節ごとのこれらの相違は、“気団”という性質（気温と湿度）の異なる広範囲の空気塊の移流現象と解釈されている。露点温度の変動はこの“気団”に関連しているといえる。

④気団交替と露点温度の挙動

日本における季節ごとに卓越する（季節を表現する）気団として、以下のように分類できる。

移動性：数日単位で交替する。春・秋の温帯低気圧・移動性高気圧、夏・秋の熱帯低気圧（台風）が該当する。

停滞性：月単位で停滞し、その間は強弱の周期性を示す。夏の太平洋高気圧、冬のシベリア高気圧が該当する。

これら気団の卓越は、移流という空気の水平移動による。気団規模に相当するメソスケールでの空気の移動（移流）を考える時、移流の力は主として気圧傾度力（圧力差）によることから、高気圧は移流元、低気圧は移流先となる。そして観測点からの高気圧・低気圧の位置（方位と距離）関係によって、その地点における移流の方向と内容が異なり、それに応じて気象現象が異なる。以下にそれをモデル的に示す。

高気圧からの移流の影響：観測点上に高気圧がある場合は、下降流によって空気（水蒸気）が拡散するため、雲が発生せずに晴天をもたらす、その結果、地上は日射によって昇温する。この昇温は太陽高度の日周期によるものであり、移流によるものではない。ただし高気圧と観測点の間に海がある場合は、海上で発生した水蒸気を移流風が運んでくるため、湿った空気をもたらす（冬の日本海側、夏の太平洋側の地上）。

低気圧への移流の影響：低気圧は空気（水蒸気）が集まって上昇し、飽和（雲が発生）するため、湿潤となり降水をもたらす、その結果地上は低温化する。一般に低気圧は高気圧よりも気圧傾度が大きいので、高気圧よりも移流の効果（天気・気温の変化）が大きい。例えば低気圧が観測点の南にあると、北から寒気が移流し（冬の太平洋側で降雪）、低気圧が北にあると、南から暖気が移流する（日本海側でフェーン）。低気圧が東にある（西高東低）と、等圧線に沿った（気圧傾度にコリオリの力が加わった結果）北寄りの風（冬の季節風）が気温を下げる。低気圧が西にあると、低気圧は東進するため、やがて雨天になり、等圧線に沿った南よりの風（暖気）となる。

停滞性の気圧配置：夏期の（移動性高気圧よりも大規模な）太平洋高気圧が卓越している時は、下降する空気が断熱圧縮によって昇温し、さらに高気圧性循環によって南からの暖・湿な空気が移流してくるため、露点温度も高まる。冬期の西高東低の気圧配置では、南北走行の等圧線に沿って北からの寒気が移流する。ただし日本海側は、相対的に暖・湿な日本海で水蒸気が吸収され、その空気が脊梁山脈に遮られて降雪となり、脊梁山脈の先の太平洋側は、乾燥した冷氣（0℃以下の低露点温度）が季節風として吹走する。

以上の現象から、露点温度の挙動に注目すると、夏と冬の停滞性の気圧配置が露点温度の年周期を形成し、春と秋では移動性の高気圧と低気圧の位置関係によって移流する空気の性質が異なるため、観測地点の露点温度が非定常的に変動するものとみられる。これらは、あくまで理論に基づくモデル的な想定であり、実際の露点温度の挙動を確認したものではない。そこで従来は注目されていなかった露点温度の挙動（変動パターン）をデータに基づいて抽出してみる。

2. 観測データの分析

2.1. 前回の報告より

露点温度の挙動については、前回の報告（山根，2018）において、本学日進キャンパス（愛知県日進市竹の山）での1年間の観測値（2016年10月1日0時から2017年9月30日24時までの10分間隔）の月平均値による年変動と正時平均値による日変動を示したグラフを、気温と他の温度指標とともに示した（図1として再掲：THWは体感温度指標の1つ）。それによると、気温は年周期と日周期が共に明確だが、露点温度は気温と平行した年周期は見られたが、日周期は見られず（ほぼ一定）、また気温露点差は年周期は見られず（ほぼ一定）、日周期が見られた。以上からも露点温度は気温の変動の影響を受けていないことがわかる。気温と露点温度の年周期が明確でありながら、気温露点差の月平均が年間を通してほぼ一定ということから、年間を通して交替する複数の気団の間には、気温と水蒸気量とに相関傾向があるといえる。すなわち、夏には暖・湿（高温で高露点温度）な気団、冬には冷・乾（低温で低露点温度）な気団、春と秋はその中間状態の気団が卓越

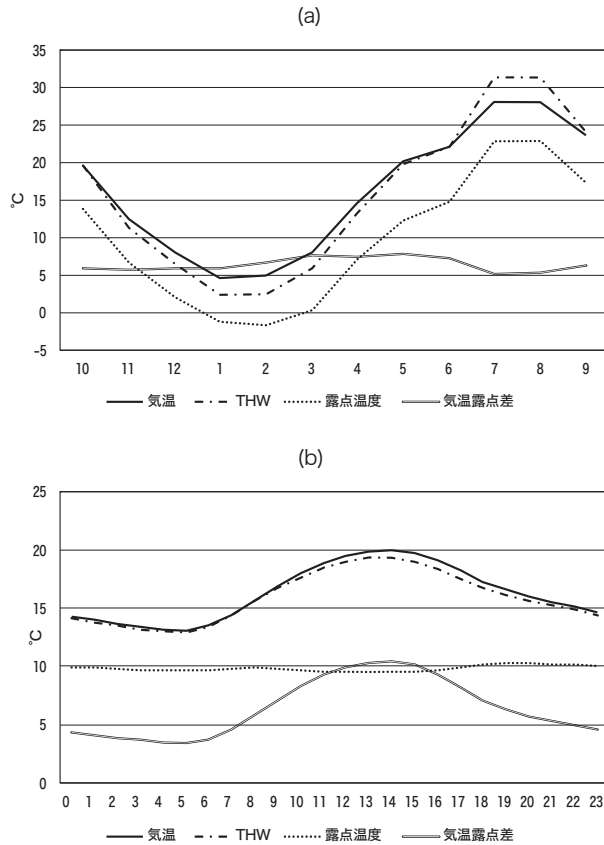


図1 2016年10月～2017年9月の気温系観測値の年変化
 (a)：月平均，(b)：正時平均
 (山根，2018より再掲)

している状態で、言い換えれば、少なくとも本観測点においては、これら以外の“暖・乾”（高気温露点差）あるいは“冷・湿”（低気温露点差）な空気状態は統計には反映されない現象といえる。

ただし以上は観測値の月平均値にもとづく年周期と時間平均値にもとづく日周期での集計結果であり、観測値そのものの時系列変化（挙動）による確認ではなく、また年周期・日周期以外の周期性などの変動傾向についても確認していない。そこで今回は追加分析として、露点温度を中心とした観測項目の周期性を確認する。

2.2. 周期性の予備分析

まずは日周期より短い周期の有無を確認するため、10分間隔という高密度の時間間隔である本学日進キャンパスでの気象観測器 Vantage Pro Plus2（Davis 社製）によるデータを使用した。周期性の抽出には欠損値が少ないことが条件で、また前回の結果と照合するため、前回のデータとほぼ等しい期間（ただしデータの都合で2016年9月27日0時から2017年9月26日24時まで）を使用する。そのため、抽出される周期は年周期が最大となる。ただし、それでも欠損値が5個あり、時系列としてのデータ数は43451である。周期性を確認した観測項目は、気温（℃）、露点温度（℃）、相対湿度（%）、気圧（海面補正、以下同）（hPa）、風速（m/s）、降水量（mm）である。

周期性の分析には、SPSS Forecasting ver28.0.0.0（日本IBM社）を用い、スペクトル分析に用いた平坦化は「HAMMING」法を用い、スパン＝5とした。

観測項目をそれぞれスペクトル分析し、期間ごとのピリオドグラムとスペクトル密度のグラフと周期ごとの密度値のリストが得られた。その結果、日周期より短い周期として、気圧と風速に「半日周期」が見出された。気圧の半日周期は大気潮汐、そして風速の半日周期は海陸風の交替時の風による、いずれも既知の周期である。そして半日より短い周期はどの観測項目においても見出されなかった。

2.3. 名古屋地方気象台のデータを用いた分析

日進キャンパスのデータは観測間隔が10分と細かいことが利点だが、観測器としての信頼性は気象庁の観測よりは劣り、また半日周期よりも短い周期が露点温度を含む観測項目に見られなかったため、これより先は、気象庁名古屋気象台（愛知県名古屋市千種区）における観測データを用いることにする（気象庁のサイトからダウンロード）。こちらのデータは毎正時（60分）間隔であるため時間密度では劣るが、予備分析で半日より短い周期性はみられなかったことから、周期性の分解能としては問題ないものとし、むしろ観測値の信頼性とデータ利用の一般性、さらに観測項目に「蒸気圧」¹⁾が含まれている利点がある（ただし観測値ではなく計算による）。分析に使用した期間は前回の報告と同期間（2016年10月1日0時から2017年9月30日24時まで）とした。周期性を確認する項目は、日進キャンパスと同じ項目に蒸気圧（hPa）を追加した。データ数はいずれの観測項目も欠損値がなく8761である。

2.4. 結果

観測項目全てに、全期間（1年間）分のデータのスペクトル分析を実施した（パラメー

タの設定は予備分析と同じ) 結果, 期間ごとのピリオドグラムとスペクトル密度のグラフと値のリストが得られた。そのスペクトル密度が特に大きい値を示す期間(単位はデータ間の期間で, 本データでは1時間)を周期のあるものとみなす。ちなみにデータの範囲である1“年”は必ず周期として抽出される。

a) スペクトル分析の結果概観

ピリオドグラム値を上述したパラメータの値で平滑化(バックグラウンドノイズを除去)したスペクトル密度(推定値)のグラフを気温(図2)と露点温度(図3)について示す。図中の縦軸はスペクトル密度, 横軸は周波数(周期の逆数)で, 左の0に近いほど長波長で, 縦の棒状の波が顕著な部分がスペクトル密度の高い周期成分を意味する。両図を見比べると, 気温にくらべて露点温度は周期性そのものが全般的に弱いことがわかる。ただしグラフからでは正確な周波数=周期の値が確認できないため, 観測項目ごとに算出されるデータ期間(周期)ごとのスペクトル密度値を高い順に並べたもの(ただし周期0は除外)を表1に示す。ちなみに表中の密度値は観測項目の変動幅に基づくため, 項目内

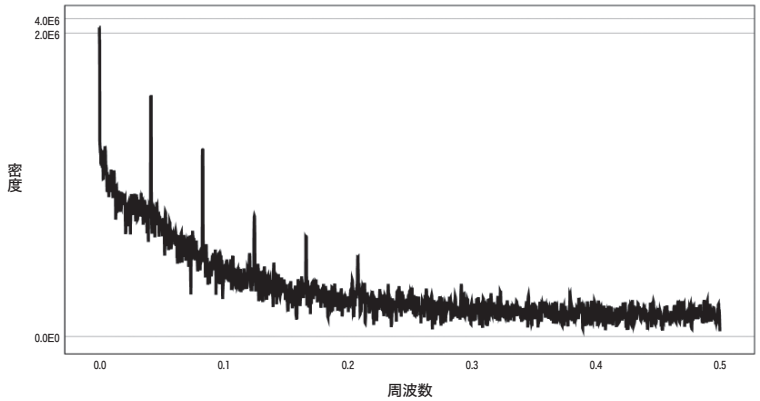


図2 周波数による気温のスペクトル密度

(名古屋地方気象台2016年10月1日0時から2017年9月30日24時までのデータ)

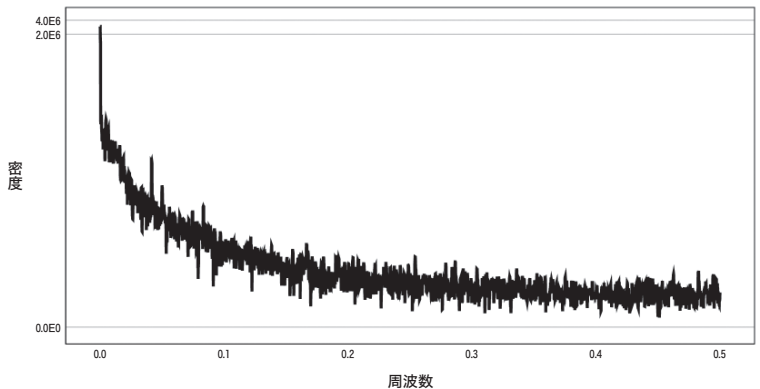


図3 周波数による露点温度のスペクトル密度

(名古屋地方気象台2016年10月1日0時から2017年9月30日24時までのデータ)

表1 観測項目ごとのスペクトル密度の高い順のデータ期間・周期

データ期間・スペクトル密度とも小数点3桁以下を四捨五入。データ期間は24で1日、8761で1年（期間0を除外）

観測項目ごとのリスト件数は、観測項目相互の周期性の比較のため、揃えていない。

データ期間	スペクトル密度	周期
-------	---------	----

気温

8761.00	2641887.42	年
2920.33	1328690.47	4ヶ月
4380.50	1325758.86	半年
23.94	96984.46	日
24.00	96952.59	日
24.07	96912.90	日
23.87	96902.83	日
24.13	96210.76	日

露点温度

8761.00	2927955.94	年
2920.33	1484460.38	4ヶ月
4380.50	1478860.71	半年
1460.17	32032.56	60日
876.10	29853.99	
208.60	29726.75	8.6日
973.44	29529.76	

海面気圧

8761.00	699862.83	年
2920.33	373150.26	4ヶ月
4380.50	369898.00	半年
219.03	69729.14	
208.60	63846.79	8.6日
224.64	61652.42	
203.74	61603.77	
213.68	61330.95	

相対湿度

24.13	1586329.27	日
24.00	1586188.07	日
24.07	1585011.58	日
23.87	1584377.25	日
23.94	1584180.16	日
8761.00	890562.08	年
2920.33	552894.85	4ヶ月
4380.50	536027.36	半年

データ期間	スペクトル密度	周期
-------	---------	----

風速

24.00	10285.61	日
24.13	10256.65	日
24.07	10252.26	日
23.94	10207.88	日
23.87	9642.04	日
8761.00	2501.12	年
162.24	1799.87	

蒸気圧

8761.00	2115665.31	
2920.33	1113346.63	年
4380.50	1106520.74	4ヶ月
2190.25	94322.64	半年
1752.20	36803.32	3ヶ月
1460.17	33563.39	60日
1251.57	24674.77	
1095.13	21375.04	

降水量

103.07	414.13	
101.87	414.06	
51.23	369.40	
100.70	355.53	
104.30	347.99	
105.55	325.20	
50.94	301.61	
52.15	293.16	
8761.00	281.14	年

の相対値として解釈する。

まず全体的に、年周期・日周期以外でみられた周期は、気温・露点温度・気圧・蒸気圧で「半年周期」、気温・露点温度・気圧・蒸気圧で122日すなわち「(約) 4ヶ月周期」がみられた。1年を四季で等分すると、各季節は3ヶ月となるが、その周期は水蒸気圧にのみ弱くみられただけである。これらはいずれも年周期の公約数（これらからみれば年周期は倍数）であり、年周期を構成している下位の周期ともいえる。また日進キャンパスでのデータで確認できた気圧と風速の（既知の）「半日周期」は、こちらのデータではいずれも確認できなかった。これはデータの時間密度の違いによるものと思われる。

日周期が特に強いものとして、年周期よりも強い（一番強い）のは相対湿度と風速である。また年周期より弱いのは気温である。相対湿度と風速の日周期は、原理的には気温の日周期の影響によるものといえるが、気温自体は日周期より年周期の方が変動幅は大きい。また気温と相対湿度において、24時間前後の複数の周期の存在、すなわち日周期の“ゆらぎ”が確認された。ただし約25時間の月の公転周期と同じ周期は気圧をはじめいずれもみられなかった。

逆に日周期がみられなかったのは、露点温度・気圧・蒸気圧・降水量で、降水量は自動的に算出される年周期程度の微弱な周期（2-4日）しかみられなかった。年周期が他の周期とくらべて弱かったのは、降水量のほかには風速である。

b) 露点温度の挙動

以上の結果から露点温度に着目すると、相対湿度や気温のような日周期性はみられず、年周期とその構成要素となる周期が顕著であった。ただし弱いながら1-2ヶ月、そして8.6日の弱い周期性がみられた。気圧にも8.6日を含む8-9日の弱い複数の周期性がみられたことから、露点温度のこの弱い周期性は、移動性高気圧・低気圧の交替周期とかかわっているかもしれない。ちなみに、全期間データでの露点温度と気圧の相関係数は-0.554と逆相関になっている。上述したように露点温度と気圧とは理論的には正相関するはずであるが、年間の観測値では逆相関になっていることから、実際には低気圧時に露点温度が高くなるという現象傾向として理解できる。すなわち、日本を覆う空気塊の年間の特徴として、高気圧は乾燥空気、低気圧は湿潤空気であることが多く、特に全体的な低圧場（高気圧でも気圧が低め）である夏では暖・湿（高露点温度）空気が優勢で、逆に全体的な高圧場である冬には冷・乾（低露点温度）空気が優勢なためと解釈できる。

以上の実測値の集計からも、相対湿度は日周期を強く反映する一方、露点温度はその影響を受けず、より長周期の変動現象である移流を反映しているといえる。また蒸気圧については、露点温度と近いスペクトル密度の分布で、露点温度と同様に日周期性などはみられなかった。

c) 露点温度と他の水蒸気指数との関係の確認

露点温度と蒸気圧との関係をさらに追求すると、全データにおける両者の相関係数は0.973と非常に高く（ $p < 0.01$, 以下同）、直線関係に近いと思われるため、両者の散布図（図4）を確認すると、直線よりもむしろ対数曲線的な関係になっている。そこで蒸気圧を説明変数、露点温度を目的変数として回帰分析をしてみると、直線回帰の場合の決定係数は0.946で、説明変数を対数変換した場合は決定係数が0.999に上昇した。以上から、露点温度は、蒸気圧と（対数）関数関係にあることが実測的にも確認できた。

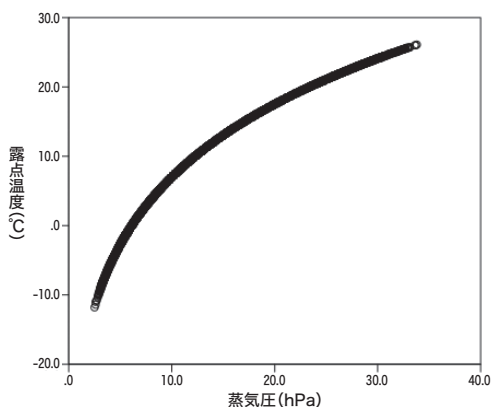


図4 露点温度と蒸気圧の散布図

(名古屋地方気象台2016年10月1日0時から2017年9月30日24時までのデータ)

また上のデータとは別に、露点温度の他に混合比も測定できる Kestrel5200 という携帯気象計（露点温度は精度 0.1°C ，誤差 1.9°C ，混合比は精度 0.01g/kg ，誤差 0.7g/kg ）を用いて、一定期間（2021年8月13日21時から同17日23時までの1時間間隔，データ数は653）採取した露点温度と混合比のデータの相関係数は.997とほぼ直線関係となった。混合比を説明変数，露点温度を目的変数として回帰分析すると，直線回帰の場合の決定係数は.994で，散布図（図略）をみると両者には曲線関係がうかがえるため，2次曲線を加えた回帰式とすると決定係数は.999に上昇した（1にならないのは測定誤差と思われる）。以上から，露点温度は混合比とも実測的に関数関係にあることが確認された。これらから露点温度は空気の（絶対的な）水蒸気量の指標として利用価値があるといえる。

ついでに気温露点差の湿度指標としての有用性を確認するため，気温と露点温度の差から気温露点差を算出し，これと相対湿度との相関係数は-.976と負の高い相関を示した。さらにデータを「降水現象あり」に限定した場合（データ数は1578），相関係数は-.996と負側に上昇した。全データで気温露点差を説明変数，相対湿度を目的変数にして回帰分析をしてみると，直線回帰の場合の決定係数は.952だが，散布図（図略）をみると両者には曲線関係がうかがえるため，2次曲線を加えた回帰式とすると.988に上昇した。以上から，気温露点差は相対湿度の代替として利用可能といえる。ただし降水現象ありの場合での降水量との相関係数は，相対湿度が.292，気温露点差が-.267で，露点温度よりも相対湿度の方が降水量との関連性がやや強いといえる。

3. 露点温度の利用可能性

以上の実測値による分析結果を踏まえて，露点温度の利用可能性を再確認してみる。露点温度は，日周期を示さず，その変化は移流を示すとみなせることが実測的にも確認された。また露点温度は水蒸気圧や混合比とも関数関係にあることが実測的にも確認されたため，気温に影響されない水蒸気量の指標として利用可能といえる。以上から，露点温度の変化は，気温と水蒸気量が異なる空気塊（気団）の移流によるものとみなすことができる。

ただし、気象的に意味のある空気の性質が気温と湿度（水蒸気量）の2変数とした場合、露点温度は気温と湿度の双方に関わっているため、その値が直接意味するのは、気温と湿度が合成された暖・湿／冷・乾の度合いとなる。実際、夏の気団と冬の気団のように、気温と湿度は相関していることが多いため、愛知などの太平洋側の観測点では夏期は露点温度が高く、冬期は露点温度がマイナスになるほど低い。ただし露点温度単独では、水蒸気量は一定で気温だけが変化する暖気・寒気（現実的にはほとんどないが）の移流は表現できないことを意味する。

また露点温度の単位は温度で、内容は湿度という二重性によって、観測値の解釈が一義性を持ち得ないことは欠点である。むしろ露点温度単独ではなく、また値そのものではなく、気温と組合せて相互の値の“変化”をみることによって、気象現象変化をより詳細に記述できそうである。露点温度の変化が空気移流を意味することを前提として、露点温度と気温の変化パターンの組合せがメソスケールレベルの気象現象として意味しうるものを定性的にモデル化してみる。

3.1. 露点温度と気温の変化による気象パターンの分類

露点温度の高／低＝湿潤／乾燥，気温の高／低＝暖気／寒気として、露点温度と気温のそれぞれの変化パターン（上昇，変化なし，下降）を組み合わせ、それに対応が想定できる気象現象を当てはめたモデルを表2に示した。以下それを説明する。

まず露点温度と気温が共に上がる（↑）場合は、梅雨期以降の夏期に多い暖・湿な空気の移流である。その逆の共に下がる（↓）場合は、冬期の太平洋側に多い冷たく乾燥した空気の移流である。以上の2つがそれぞれの年周期をもたらす顕著な気団の移流である。その逆に露点温度も気温も変化ない（→）場合は、移流を含めた空気の変化がないことを示す。ただし、露点温度の変化がなく（→）、気温だけが上がる（↑）場合は日射による昇温、気温だけが下がる（↓）場合は夜間の放射冷却という、いずれも日周期をもたらす対流的变化で、これこそ気温と相対湿度の組み合わせでは移流と識別できない非移流現象である。ただし同じパターンで、例えば夜間に気温だけが上がる場合は、絶対湿度的に水蒸気量は同じ温暖な空気の移流、昼間に気温だけが下がる場合は、絶対湿度的に水蒸気量は同じ寒冷な空気の移流が（現実的にはほとんどないものの）、論理上あり得る。また露点温度と気温が互いに逆方向の変化を示す場合も、それなりの頻度であり得る。例えば露点温度が下がって（↓）気温が上がる（↑）場合は、高温になってしかも気温露点差が増大（相対湿度が低下）する「乾いたフェーン」（夏の異常高温、冬の乾燥による火災に注意が必要な状態）が該当する。露点温度が下がって（↓）も気温は変化ない（→）場合は、乾燥（のみの）空気の移流と判断できる。あるいは露点温度が上がって（↑）気温が下がる

表2 露点温度と気温の変化の組み合わせによる気象パターン

	気温↑	気温→	気温↓	移流
露点温度↑	暖・湿空気	湿潤空気	降水	有
露点温度→	日射昇温（昼）		放射冷却（夜）	無
露点温度→	温暖空気（夜）		寒冷空気（昼）	有
露点温度↓	乾いたフェーン	乾燥空気	寒・乾空気	有

(↓) 場合は、気温露点差が0に近い状態とすると降水を意味する（降水そのものが気温を下げる）。露点温度が上がって（↑）も気温に変化がない（→）場合は、気温露点差が縮小中の、湿った空気が入っているが降水に至っていない段階とみなせる。

3.2. 露点温度利用の実用上の問題

以上の定性モデルを実際に適用するには、露点温度・気温双方の変化に要する時間間隔とその有意な変化量を定量化しなくてはならない。すなわちどのくらいの時間間隔にどの程度の温度の変化をもって「上昇」「下降」とみなすのか、気団移流と判断できる変化量（言い換えれば、それ以下の微小な変化は移流とみなさない）を天気を含めた観測データから探る必要がある（移流というメソスケールレベルの現象を問題にしているため、一定以上の時間間隔・変化量を必要とする）。

それによって露点温度の一定量以上の変化が空気の移流を示すと判断できるなら、露点温度の変化にもとづいた天気の前測もある程度可能となるのではないか。例えば、露点温度の急激な上昇で降水を予測したり、あるいは同じ降水でも、露点温度（≒可降水量）の高低によって降水量に差があると予測できないか。実際、降水中に時間を遡って観測値を確認すると、露点温度の急激な上昇が降水に先行することがよくみられる。ただし、晴天時でも露点温度が急激に上昇することがあり、それらは降水に結びつかない。すなわち、露点温度単独の短期的変化だけでは降水予測には使えず、より詳細なパターンの抽出が必要となる。もっとも、定点における降水の前測は、現在ではレーダーによる雨雲の移動で視覚的に確認でき、それに勝る高精度な予測が地上観測点の露点温度によって可能かは疑問である。また降水中の露点温度についても、露点温度の上昇が降水の増加に結びつくという単純なものではなく、実際には降水中に気温が下がり、それに伴って露点温度も下がる（気温露点差・相対湿度は一定）ことがよくある。以上からも露点温度は、気温などと併用して初めて有意味な情報を引き出せるといえる。

4. おわりに

露点温度は、単独ではその時点での結露の温度と可能な最低気温（予報値ではない）以外に利用価値がなく、気温との差を取ること（気温露点差）で、相対湿度の代替と雲底高度の推定値に使える程度であった。そこで露点温度のさらなる利用価値を理論的・実証的に探るため、露点温度の挙動の特徴を他の観測値と比較した。その結果、露点温度は、相対湿度と異なり、気温とは異なった（気温に影響されない）挙動を示すことが確認された。また水蒸気圧・混合比の関数として、水蒸気量の指標として使えることも実証的に確認できた。それによって、一定時間でのその変化は、水蒸気量が異なる空気の移流を示し、その変化と気温の変化と組み合わせることで、空気移流の多様な傾向が掴める可能性が示された。ただしその判定における変化度（時間軸と変化量）の定量的な判断基準は未確定である。

今後は、降水の開始や終了のタイミングとの関係などを分析して、降水情報に使える可能性を探りたい。ただし、これらのマイクロな変化は、単純な周期性に還元できない複雑な挙動を示すため、季節や昼夜を込みにした統計データからは抽出しにくく、10分間隔レ

露点温度の挙動と気象情報としての利用可能性

ベルの高密度なデータの日々の観察から、経験的に変化パターンを見出すこと（これが仮説になる）から始めていく必要がある。

本研究は、令和3年度椋山女学園大学学園研究費助成(B)を受けたものである。

注

- 1) 名古屋地方気象台では気象学の慣例として水蒸気圧を「蒸気圧」と称しているため、本稿でもその観測項目名として「蒸気圧」を用いる。

引用文献

- 近藤純正・徐健青, 1996: 可降水量を地上の露点温度から推定する実験式, 水文・水資源学会誌, 9, 463-467.
- 二宮洗三, 2006: 気象がわかる数式入門, オーム社.
- 和達清夫監修, 1993: 最新気象の事典, 東京堂出版.
- 山根一郎, 2018: 日進キャンパスにおける気象観測報告—2016年10月から2017年9月までの年・日変化—. 人間関係学研究, 16, 93-105.