

第 12 章

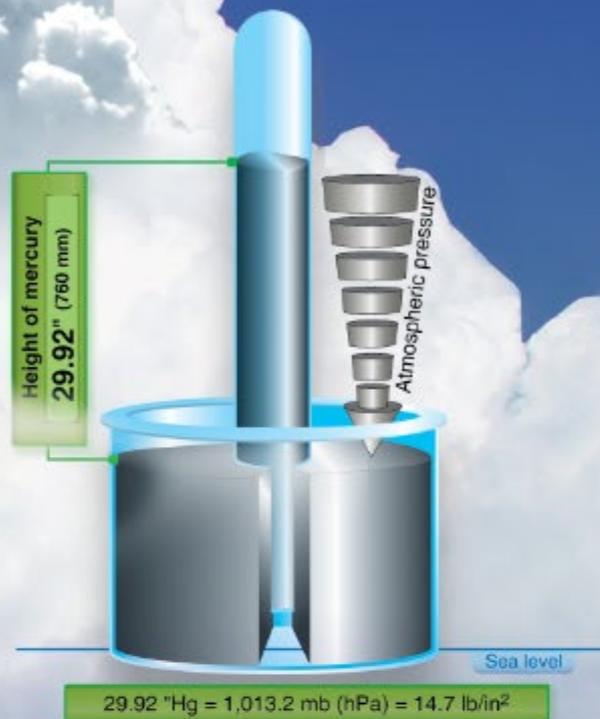
気象理論

序論

気象は、航空機の性能と飛行の安全性に影響を与える重要な要素である。温度（熱または寒さ）、水分（湿気または乾燥）、風速（平穏または嵐）、視界（晴天または曇り）、および気圧（高または低）などの変数に関する、特定の時間および場所での大気の状態である。「気象」という用語は、強風などの有害または破壊的な大気条件にも適用できる。

この章では、基本的な気象理論について説明し、パイロットに気象原理の背景知識を提供する。気象が日々の飛行活動にどのように影響するかを十分に理解できるように設計されている。気象の背後にある理論を理解することにより、パイロットは、飛行情報局 (FSS) の気象スペシャリストおよびその他の航空気象サービスから得られたレポートと予測に基づいて、健全な気象決定を下すことができる。

地元のフライトであれ、長いクロスカントリーのフライトであれ、気象に基づいた決定はフライトの安全性に劇的に影響する。



大気

大気は、地球を取り囲み、地球の表面からほぼ350マイルに達するガスの混合物で構成される空気の覆いである。この混合物は常に動いている。もし大気が見えたとしたら、それは渦巻、上下する空気、大きく移動する波のある海のように見えるかもしれない。

地球上の生命は、大気、太陽エネルギー、惑星の磁場によって支えられている。大気は太陽からのエネルギーを吸収し、水と他の化学物質をリサイクルし、電気力と磁力で働き、穏やかな気候を提供する。大気はまた、地球上の生命を高エネルギー放射と宇宙の極寒の真空から保護する。

大気の構成

空気はその体積にかかわらず、大気を構成するガスの78%が窒素で占められ、21%が酸素である。残りの1%は、アルゴン、二酸化炭素、その他微量ガスである。空気には水蒸気が含まれており、体積でゼロから約5パーセントまで変化する。この少量の水蒸気は、気象の大きな変化の原因となる。 [図 12-1]

地球を取り巻くガスのエンベロープは、地上から上に行くにつれ変化する。大気の4つの異なる層または球体は、熱特性（温度変化）、化学組成、動き、および密度を使用して特定されている。 [図 12-2]



図 12-1. 大気の組成

対流圏として知られる最初の層は、北極と南極上で6～20キロメートル (km) (4～12マイル)、赤道上空で最大48,000フィート (14.5 km) まで広がっている。大多数の気象、雲、暴風雨、および温度変動は、大気のこの最初の層内で発生する。対流圏内では、平均気温は標高1,000フィートごとに約2°C (C) の割合で低下し、気圧は標高1,000フィートあたり約1インチの割合で低下する。

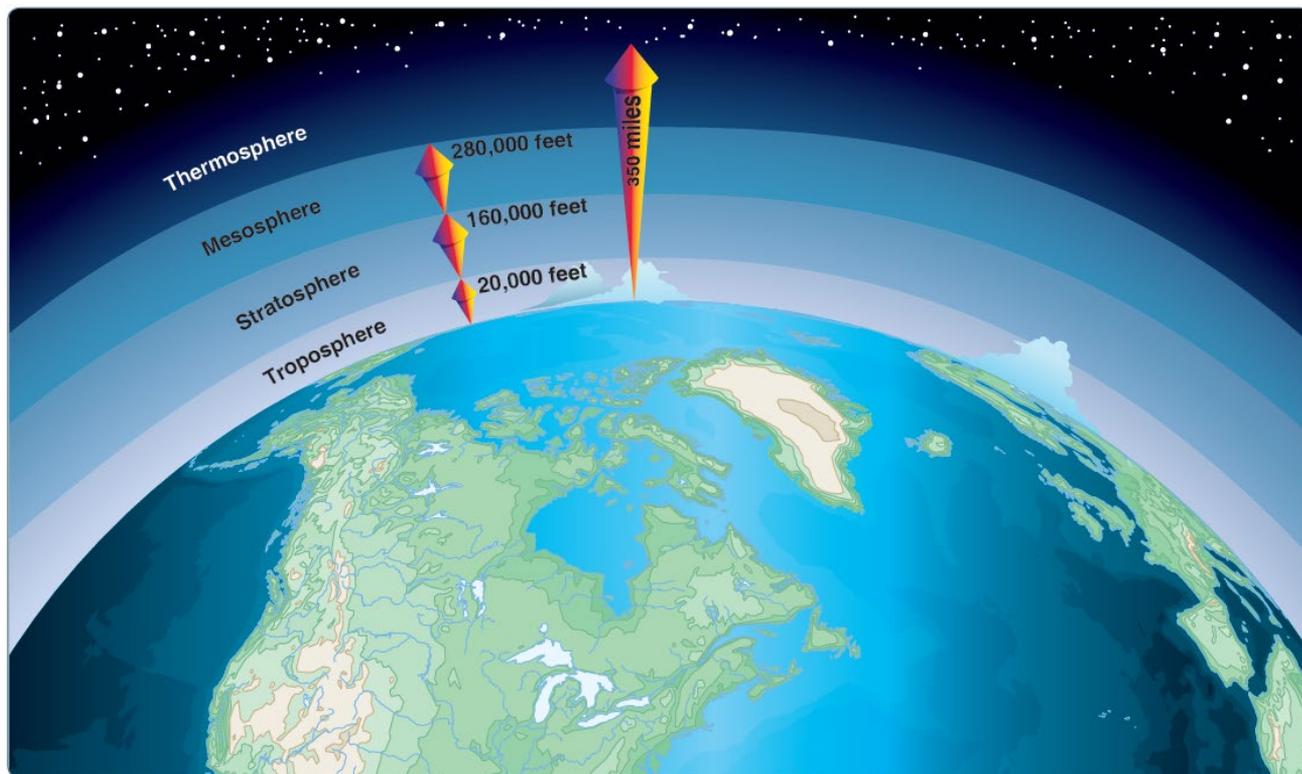


図 12-2. 大気の層

対流圏の上部には対流圏界面として知られる境界があり、これは対流圏の水分および関連する気象を閉じ込める。対流圏界面の高度は、緯度と季節によって異なる。したがって、円形ではなく楕円形になる。対流圏界面の位置は重要である。なぜなら、それは一般にジェット気流の位置と起こりえる晴天乱気流に関連しているからである。

対流圏界面の上には、さらに3つの大気レベルがある。最初は成層圏で、対流圏界面から約160,000フィート(50 km)の高さまで伸びている。この層には気象がほとんどなく、空気は安定したままだが、特定の種類の雲が時折そこに広がる。成層圏の上には中間圏と熱圏があり、これらは気象にほとんど影響しない。

大気循環

前述のように、大気は常に動いている。特定の要因が組み合わさって大気を動かすが、主な要因は地球表面の不均一な加熱である。この加熱により大気の平衡が乱れ、空気の動きと気圧が変化する。地球の表面のまわりの空気の動きは大気循環と呼ばれる。

地球の表面の加熱はいくつかのプロセスによって行われるが、この考察で使用される単純な対流のみのモデルでは、地球は太陽から放射されるエネルギーによって暖められる。このプロセスは、暖かい空気が上昇し、冷たい空気に置き換わる時に生じる円運動を引き起こす。

熱により空気分子がばらばらになるため、暖かい空気が上昇する。空気が膨張すると、周囲の空気よりも密度が低くなり、軽くなる。空気が冷えると、分子はより密に詰まり、暖かい空気よりも密度が高くなる。その結果、冷たくて重い空気は沈み、暖かく上昇している空気に置き換わる。

地球は太陽を周回しながら傾斜軸で回転する曲面を持っているため、地球の赤道域は極域よりも太陽から大量の熱を受け取る。地球を加熱する太陽エネルギーの量は、特定の地域の季節と緯度に依存する。これらの要因はすべて、時間の長さや太陽光が表面に当たる角度に影響する。

太陽熱により赤道付近の温度が高くなり、空気の密度が低下して上昇する。暖かい空気が極に向かって流れると、冷却されて密度が高くなり、表面に向かって戻る。
[図 12-3]

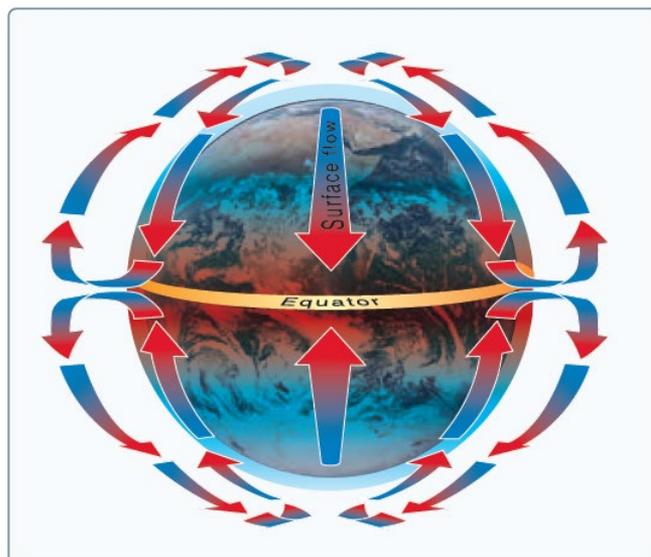


図 12-3. 静的環境での循環パターン

大気圧

地球の表面の不均等な加熱は、空気の密度を変更するだけでなく、循環パターンを作成する。また、空気圧または空気分子の重量によって加えられる力の変化を引き起こす。空気分子は目に見えないが、まだ重量があり、スペースを取る。

設置面積が1平方インチで、高さが350マイルの密閉された空気柱を想像してほしい。その柱を持ち上げるには14.7ポンドの力が必要である。これは空気の重量を表している。柱を短くすると、底部にかかる圧力(およびその重量)は小さくなる。

18,000フィートの短い空気柱の重量は約7.4ポンドである。海面レベルのほぼ50%だ。たとえば、体重計(海面に対して較正)を18,000フィートに上げると、海面で14.7ポンドの重さの空気柱は18,000フィート短くなり、海面での重量よりも約7.3ポンド(50%)少なくなる。
[図 12-4]

特定の場所と時間での実際の圧力は、高度、温度、空気の密度によって異なる。これらの条件は、特に離陸、上昇率、および着陸に関して、航空機の性能にも影響する。

コリオリの力

一般的な大気循環理論では、温度の違いにより、赤道域に低圧の領域が存在し、極域に高圧の領域が存在する。結果として生じる低圧により、極の高圧空気が惑星の表面に沿って赤道に向かって流れることができる。

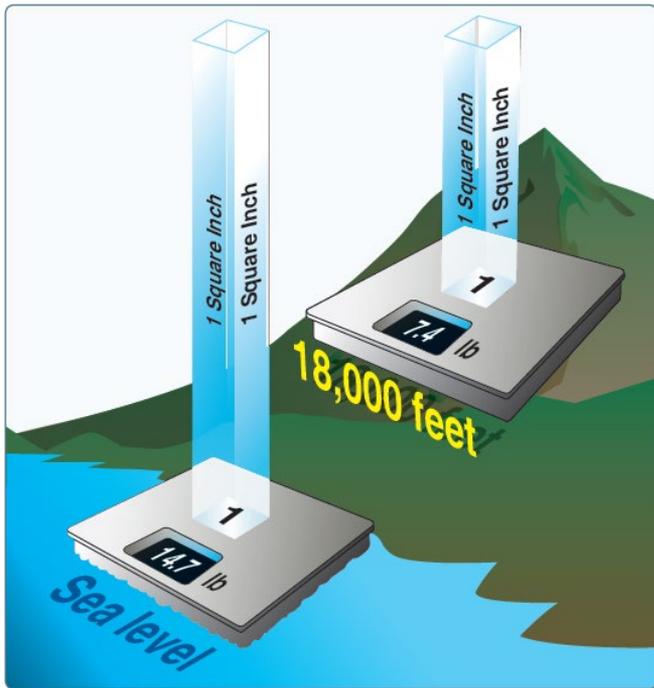


図 12-4. 大気の重量

空気循環のこのパターンは理論的には正しいが、空気の循環はいくつかの力によって修正され、その中で最も重要なのは地球の自転である。

地球の自転によって生じる力は、コリオリの力として知られている。人間はゆっくりと動き、地球のサイズと回転速度に比べて比較的短い距離を移動するため、この力は人間が歩き回るときに人間には知覚されない。しかし、コリオリの力は、気団や水域などの長距離にわたる動きに大きく影響する。

コリオリの力は、空気を北半球の右に偏向させ、直線ではなく曲線状の経路をたどる。たわみの量は、緯度によって異なる。極で最大であり、赤道でゼロに減少する。コリオリの力の大きさは、移動体の速度によっても異なる。速度が大きいほど、偏差が大きくなる。北半球では、地球の自転により、移動する空気が右に偏向し、空気の一般的な循環パターンが変化する。

コリオリの力により、一般的な流れは各半球で3つの異なるセルに分割される。[図 12-5] 北半球では、赤道での暖かい空気は地表から上向きに上昇し、北向きに移動し、地球の自転によって東向きに偏向される。赤道から北極点までの距離の3分の1を移動するまでに、北上するのではなく、東に移動する。この空気は冷却され、緯度約30度の帯状の領域に沈み、表面に向かって沈むにつれて高圧の領域を作り出す。

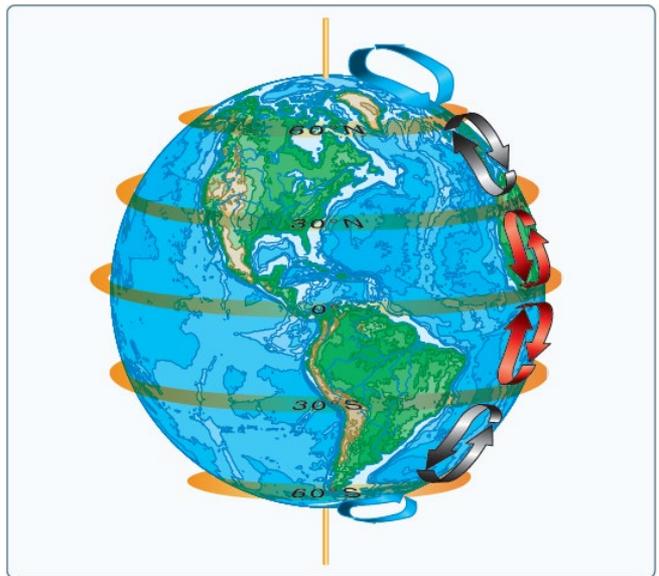


図 12-5. 地球の自転による3セルの循環パターン

その後、表面を南下して赤道に向かって流れる。コリオリの力は流れを右に曲げ、したがって、緯度30°から赤道まで広がる北東貿易風を作り出す。同様の力が、緯度30°~60°および極と60°の間で地球を取り囲む循環セルを作成する。この循環パターンの結果、隣接する米国本土で優勢な上層の西風が発生する。

循環パターンは、季節変化、大陸と海洋の表面の違い、および大気中の空気の動きを変える地球の表面の地形によって生じる摩擦力などの他の要因によってさらに複雑になる。たとえば、地面から2,000フィート以内では、地表と大気との間の摩擦により、移動する空気が遅くなる。風は摩擦力のためにその経路からそらされる。したがって、地表での風の方向は、地球のほんの数千フィート上の風の方向とは多少異なる。

大気圧の測定

歴史的に、気圧は水銀気圧計によって水銀柱インチ(「Hg」)で測定されていた。[図 12-6] 気圧計は、ガラス管内の水銀柱の高さを測定する。水銀の一部は大気の圧力にさらされ、水銀に力がかかる。圧力が上昇すると、水銀がガラス管内で上昇する。圧力が低下すると、水銀がガラス管から排出され、柱の高さが減少する。このタイプの気圧計は、通常、実験室や気象観測ステーションで使用され、簡単に持ち運ぶことができず、読みにくくなっている。

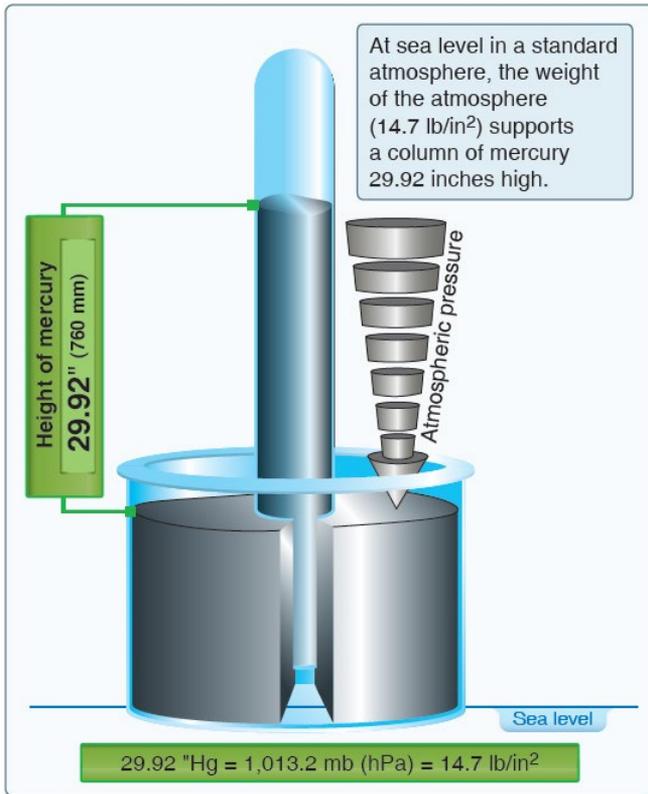


図 12-6. 水銀気圧計は米国ではもう使用されていないが、高度計の設定がどこから来たか（水銀のインチ）についての歴史的な参考資料として使用されている。

アネロイド気圧計は、圧力を測定するために使用される標準的な計器である。読みやすく、運搬しやすい。[図 12-7] アネロイド気圧計には、気圧の変化に応じて収縮または膨張するアネロイドセルと呼ばれる閉じた容器が含まれている。アネロイドセルは、気圧を測定するために機械的リンクで気圧表示系に取り付けられる。航空機の高度計の気圧検出部分は、本質的にアネロイド気圧計である。

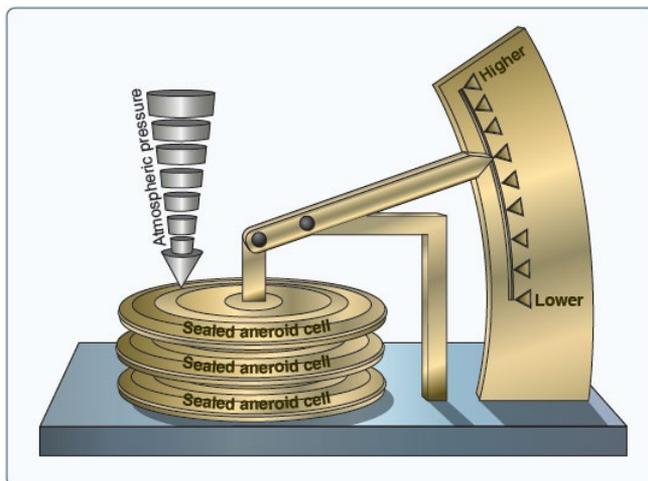


図 12-7. アネロイド気圧計

アネロイド気圧計のリンク機構により、水銀気圧計ほど正確ではないことに注意することが重要である。

共通の基準を提供するために、国際標準大気 (ISA) が確立された。これらの標準条件は、特定の飛行計器とほとんどの航空機性能データの基礎である。標準海面気圧は29.92 "Hg、標準温度は59°F (15°C) として定義されている。大気圧もミリバール (mb) で報告され、1" Hg は約34 mbに相当する。標準的な海面気圧は1,013.2 mbである。典型的なmb圧力測定値の範囲は950.0~1,040.0 mbである。等高線グラフ、高圧および低圧センター、ハリケーンデータはmbを使用して報告される。

気象観測所は世界中にあるため、すべてのローカル気圧測定値は海面気圧に変換され、記録とレポートの標準を提供する。これを達成するために、各ステーションは、標高1,000フィートごとに約1 "Hgを追加することにより気圧を変換する。たとえば、海拔5,000フィートのステーションで、読み値が24.92 "Hgである場合、海面気圧の読み値は29.92 "Hgである。[図 12-8] 一般的な海面気圧測定値を使用すると、現在の気圧測定値に基づいて、航空機の高度計が正しく設定されていることを確認できる。

気象予報士は、大面積の気圧の傾向を追跡することにより、気圧システムの動きと関連する天気をより正確に予測できる。たとえば、ある気象観測所で気圧上昇の観測記録が続けば、一般に、晴天が近づいていることを示す。逆に、気圧の低下または急速な低下は、通常、悪天候に近づき、場合によっては激しい嵐が近づいていることを示す。

高度と大気圧

高度が上がると、気圧は下がる。平均して、高度が1,000フィート上がるごとに、気圧は1 "Hg低下する。気圧が低下すると、空気の密度が低くなるか薄くなる。これは、高度が高いのと同じで、密度高度と呼ばれる。気圧が低下すると、密度高度が上昇し、航空機の性能に顕著な影響を及ぼす。

温度の変化によって引き起こされる空気密度の違いは、気圧の変化をもたらす。これにより、大気中に、垂直方向と水平方向の両方に、対流と風の形で動きが生じる。大気は、平衡に到達しようとするため、ほぼ絶えず動いている。これらの終わりのない空気の動きは、気象の変化を継続させる連鎖反応を引き起こす。

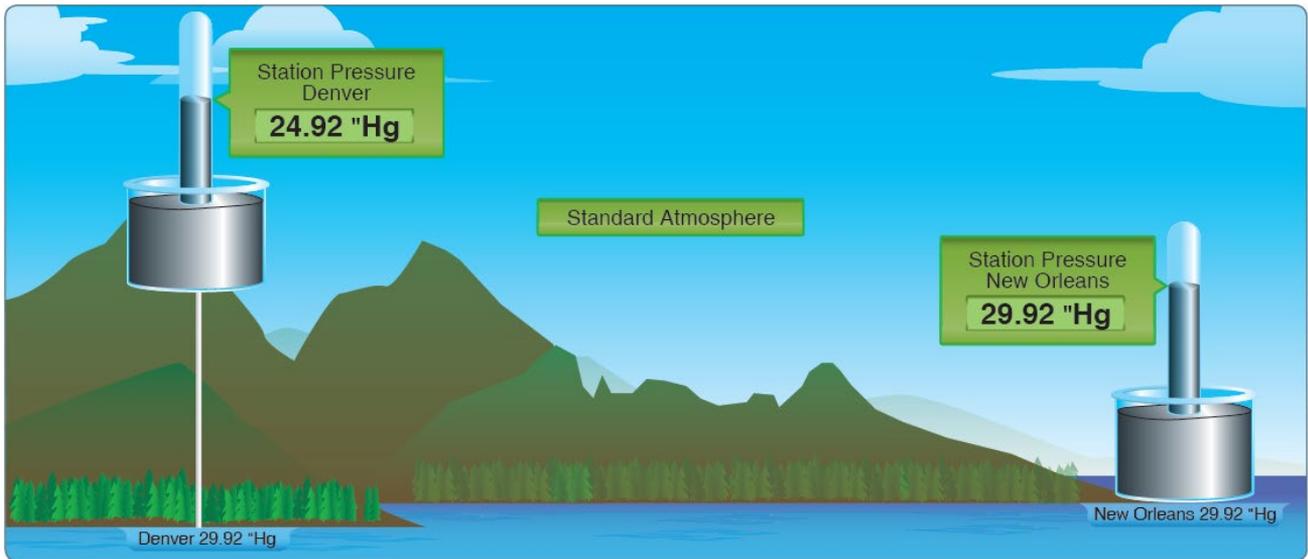


図 12-8. 観測位置の気圧は、海面気圧に変換されて報告される。

高度と飛行

高度は、航空機の性能から人間の行動まで、飛行のあらゆる側面に影響する。気圧が低くなり、高度が高くなると離陸距離と着陸距離が長くなり、上昇率が低下する。

航空機が離陸すると、翼の周りの空気の流れによって揚力が発生する。空気が薄い場合、離陸に十分な揚力を得るためにより多くの速度が必要である。したがって、地上走行はより長くなる。航空機が必要な地上走行は海拔ゼロでは745フィートだが、気圧高度8000フィートでは2倍以上となる [図 12-9]。また、高度が高いほど空気の密度が低下するため、航空機のエンジンとプロ

ペラの効率率は低下する。このため上昇率が低下し、障害物を超えるための地上走行が増加する。

高度と人体

前述のように、窒素と他の微量ガスが大気の79%を占め、残りの21%が生命を維持する大気中の酸素である。海面では、大気圧は通常の成長、活動、生活を支えるのに十分な圧力を持つ。18,000フィートでは、酸素の分圧が低下し、人体の通常の活動と機能に悪影響を及ぼす。

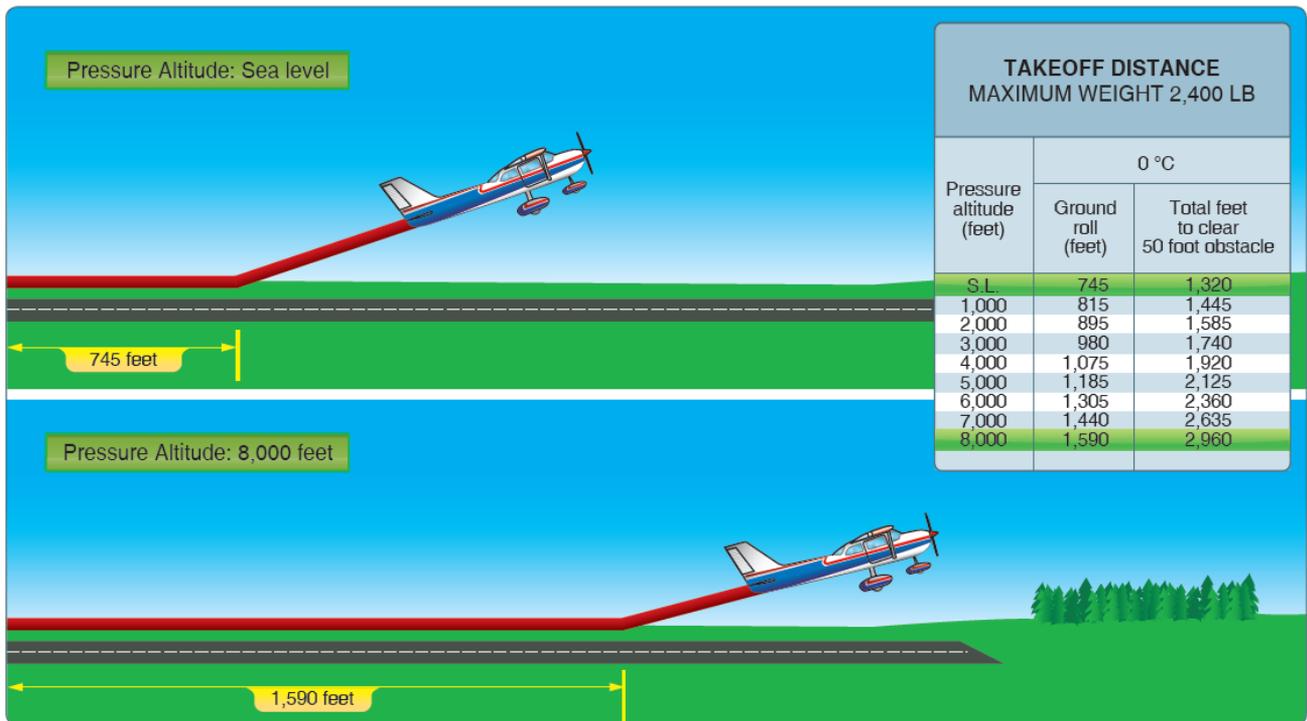


図 12-9. 離陸距離は、高度が上がると増加する。

平均的な人の反応は、高度約10,000フィートで損なわれるが、人によっては、高度5,000フィートという低さで障害が発生する可能性がある。低酸素または酸素欠乏に対する生理学的反応は潜行性であり、さまざまな方法で人々に影響を及ぼす。これらの症状は、身体の耐性と高度に応じて、軽度の見当識障害から完全な無能力化まで様々である。補助酸素またはキャビン加圧システムは、パイロットがより高い高度で飛行し、酸素欠乏の影響を克服するのに役立つ。

風と対流

空気は常に低い圧力に向かうため、空気は高压の領域から低压の領域に流れる。大気圧差、コリオリの力、摩擦、および地球近くの空気の温度差の組み合わせにより、対流（上向きおよび下向きの動き）と風（横方向の動き）の2種類の大気の動きが発生する。離陸、着陸、および巡航飛行操作に影響を与えるため、対流と風は重要である。最も重要なことは、対流と風または大気循環が気象の変化を引き起こすことである。

風のパターン

北半球では、高压から低压の領域からの空気の流れは右に偏向され、高压の領域の周りに時計回りの循環を生成する。これは高気圧性循環として知られている。低压エリアでは逆のことが起こり、空気は低気圧に向かって流れ、反時計回りまたはサイクロン循環を作り出すように偏向される。 [図 12-10]

高気圧は通常、乾燥した下降空気の領域である。この理由のため、通常、天気の良い日は高気圧に関連している。逆に、空気が低気圧領域に流れ込み、上昇する空気を置き換える場合、この空気は通常、曇りと降水量の増加をもたらす。したがって、悪天候は一般的に低気圧の地域に関連している。

パイロットが有益な追い風を利用するため、飛行を計画する際に、高压および低压の風のパターンをよく理解しておくことは非常に役立つ。 [図 12-11] 西から東への飛行を計画する場合、高気圧の北側または低気圧の南側に沿って好ましい風が発生する。復路では、最も有利な風は同じ高気圧の南側または低気圧の北側に沿ったものになる。追加の利点は、高低の一般的なエリアに基づいて、飛行ルートに沿った特定のエリアで予想される気象のタイプをよりよく理解することである。

循環と風のパターンの理論は、大規模な大気循環では正確だが、局地的規模での循環の変化は考慮されていない。地域の条件、地質学的特徴、その他の異常により、地球の

表面に近い風の方向と速度が変化する可能性がある。

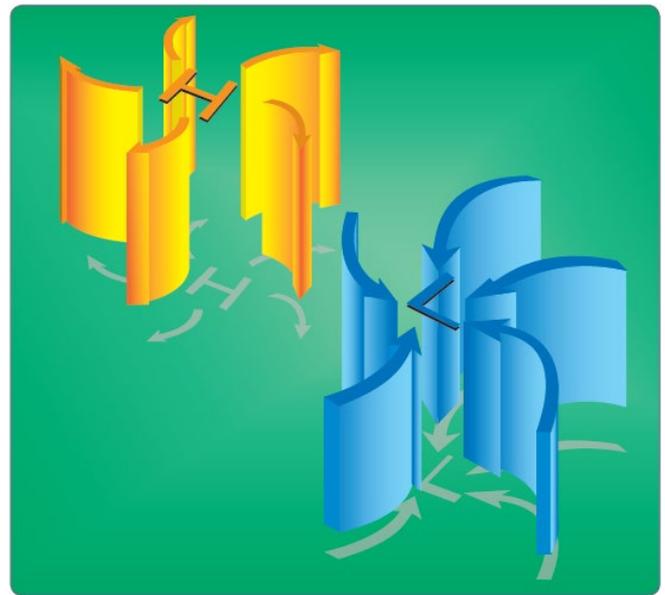


図 12-10. 高压および低压の領域に関する循環パターン。

対流

耕された地面、岩、砂、および不毛の土地は、太陽エネルギーをすばやく吸収し、したがって大量の熱を放出する可能性がある。一方、水、樹木、および他の植生の領域は、ゆっくりと熱を吸収し、放出する傾向がある。結果として生じる空気の不均一な加熱により、対流と呼ばれる局所循環の小さな領域が生成される。

対流により、温暖な気候で低高度を飛行するときに経験する凹凸のある乱気流が発生することがある。さまざまな地表上の低高度飛行では、上昇気流は舗装または不毛の場所で発生する可能性が高く、下降気流は多くの場合、水または木のグループのような植生の広い領域で発生する。通常、これらの乱流状態は、積雲雲層の上でも、より高い高度で飛行することにより回避できる。 [図 12-12]

対流は、海、大きな湖、またはその他の相当な水域など、大きな水域に直接隣接する陸地がある地域で特に顕著である。日中、土地は水よりも速く熱くなるため、土地の空気は暖かくなり、密度が低くなって上昇し、水の上から流入するより冷たい濃い空気に置き換えられる。

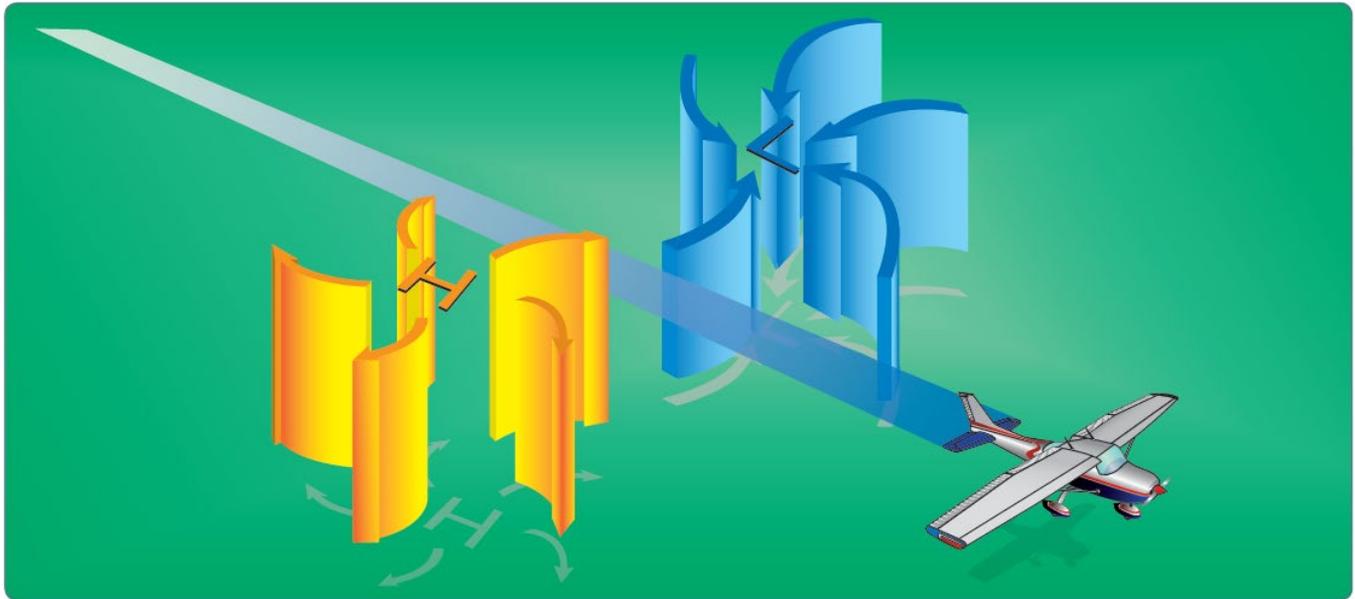


図 12-11. 高圧システムの近くの好ましい風。

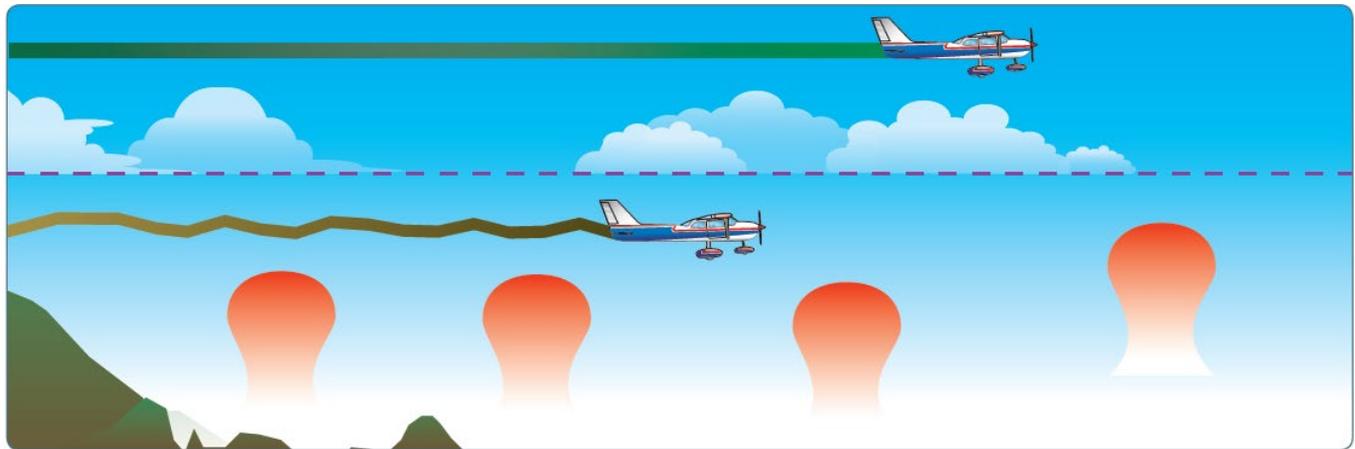


図 12-12. 対流乱流の回避。

これにより、海風と呼ばれる陸上風が発生する。逆に、夜の土地は、対応する空気と同様に、水よりも速く冷却される。この場合、水の上の暖かい空気が上昇し、土地からのより冷たい、より濃い空気に置き換えられ、陸風と呼ばれる海上風を作り出す。これにより、局所的な風循環パターンが逆転する。対流は、地表の加熱が不均一な場所で発生する。 [図 12-13]

地面に近い対流は、パイロットが航空機を制御する能力に影響を与える可能性がある。たとえば、最終進入では、植生のない地形からの上昇気流により、バレーニング現象が発生し、パイロットが意図した着陸地点をオーバーシュートすることがある。一方、大きな水域や植生が密生した地域にアプローチすると、パイロットが注意を怠った場合に意図した着陸地点の手前で着陸する原因となる沈下現象が生じる傾向がある。 [図 12-14]

障害物が風に及ぼす影響

パイロットに問題を引き起こす可能性のある別の大気の危険が存在する。地面の障害物は風の流れに影響を与え、目に見えない危険になる。地面の地形と大きな建物は、風の流れを分断し、方向と速度が急速に変化する突風を引き起こす可能性がある。これらの障害物は、格納庫のような人工構造物から、山、崖、渓谷などの大きな自然の障害物にまで及ぶ。滑走路の近くに大きな建物や自然の障害物がある空港に出入りするときは、特に注意することが重要である。 [図 12-15]

地面の障害物に関連する乱流の強さは、障害物の大きさと風の一次速度に依存する。これは、航空機の離着陸性能に影響を与える可能性があり、非常に深刻な危険をもたらす可能性がある。飛行の着陸段階では、乱気流により航空機が急激に降下する可能性があり、進入中に障害物を超えるには低すぎる場合がある。

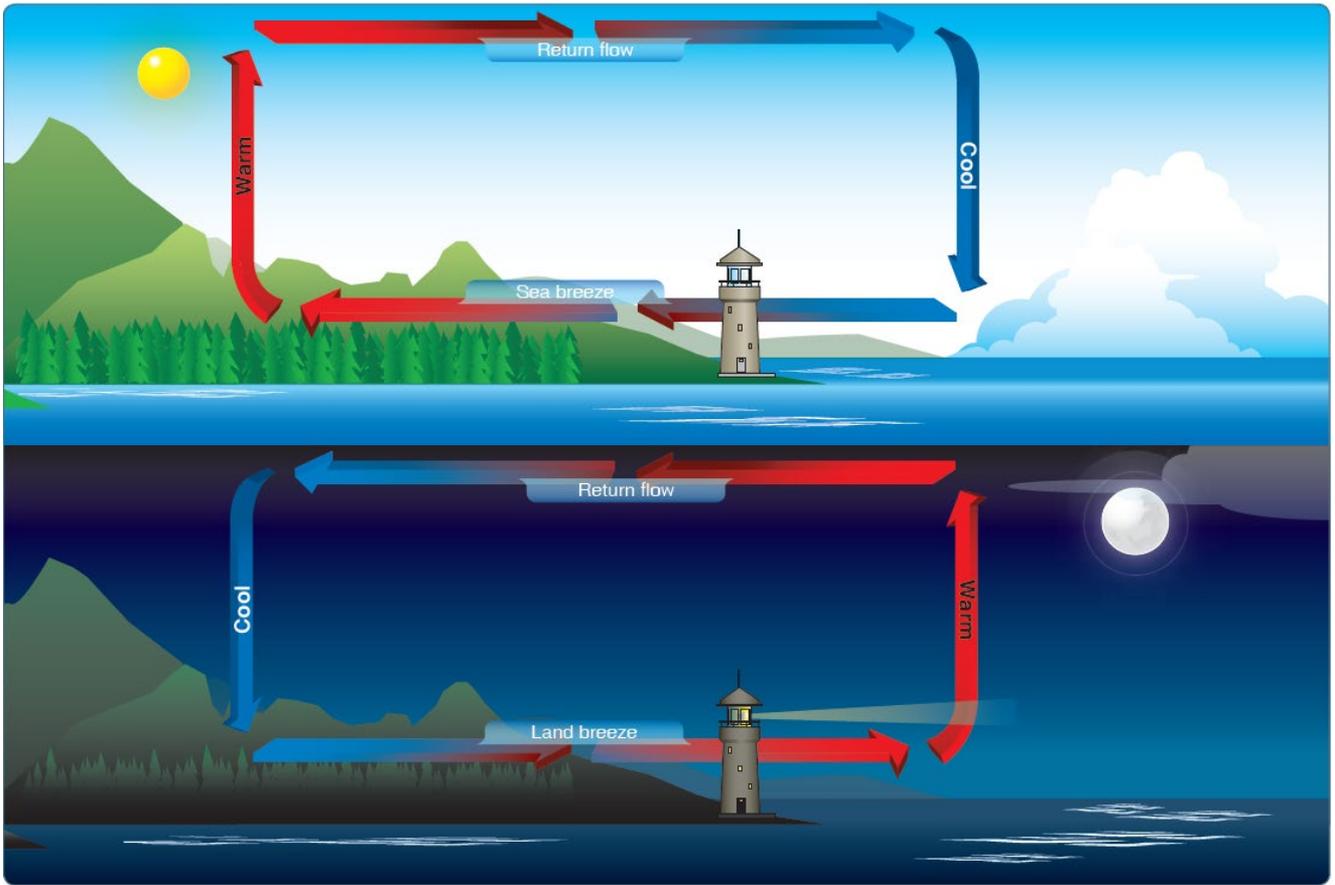


図 12-13. 海風と陸風の風循環パターン。

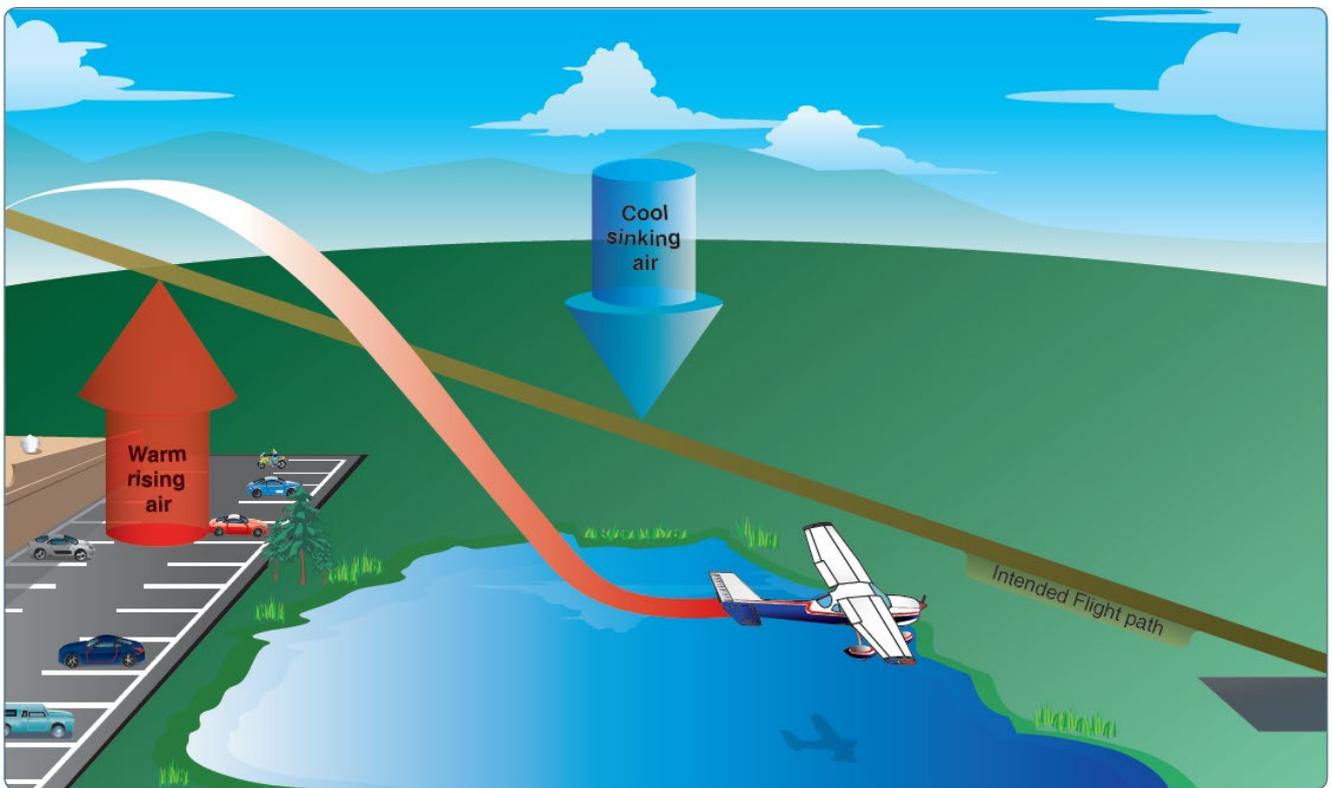


図 12-14. さまざまな表面状態によって生成される対流。

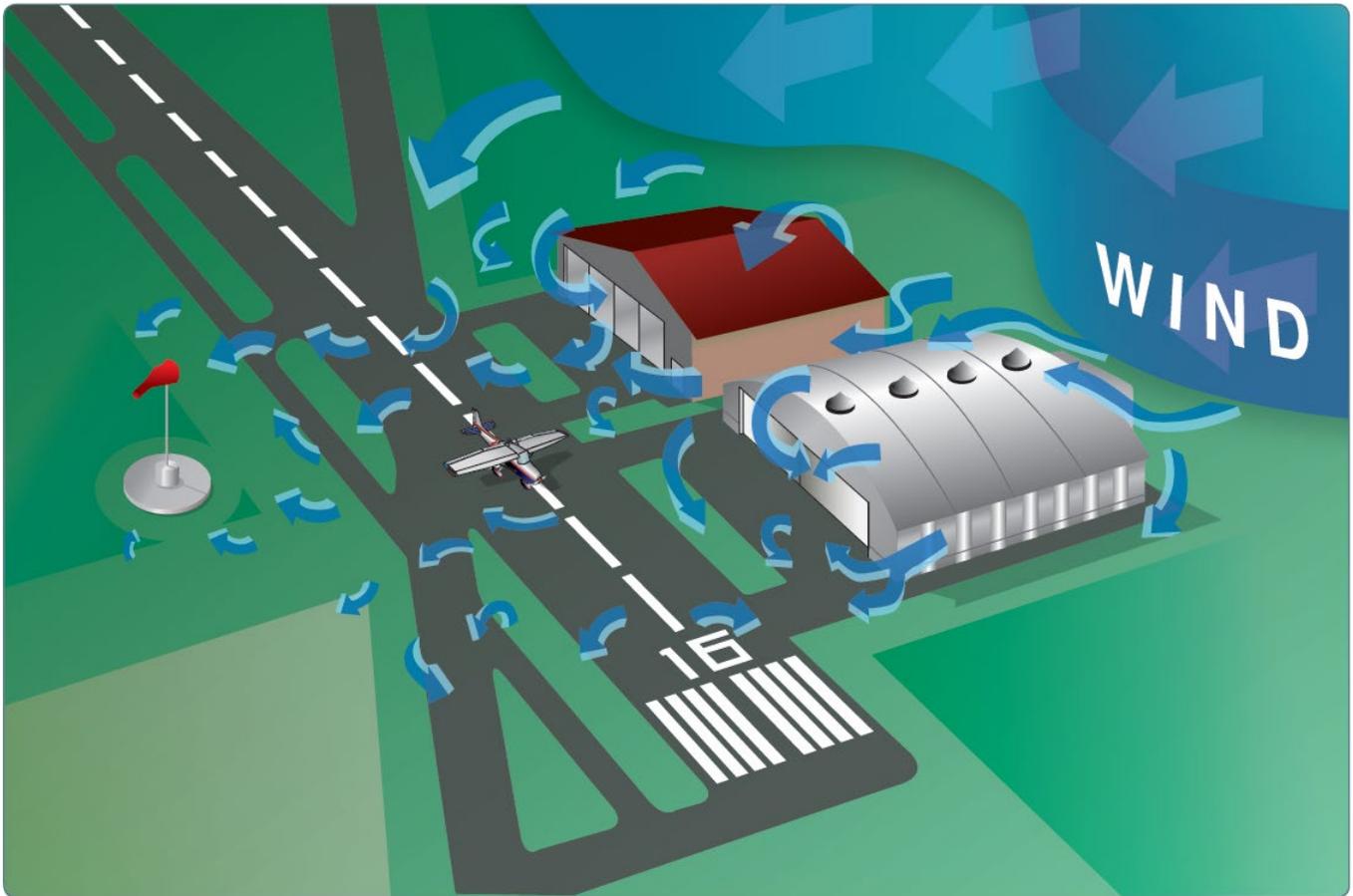


図 12-15. 人工障害物による乱流。

この同じ状態は、山岳地帯を飛行する時にさらに顕著になる。[図 12-16] 風は山の風上をスムーズに流れ、上向きの流れは山の頂上に航空機を運ぶのに役立つが、風下の風は同様に作用しない。空気が山の風下側を流れると、空気は地形の輪郭をたどり、ますます乱流になる。これは、航空機を山の側面に押し込む傾向がある。風が強いほど、下向きの圧力と乱流が大きくなる。

地形が谷や溪谷の風に及ぼす影響により、下降気流が激しくなる可能性がある。山岳地帯またはその周辺でフライトを行う前に、山岳地帯に不慣れなパイロットは山岳資格のあるフライトインストラクターに判断してもらおうと役立つ。



図 12-16. 山岳地帯の乱流。

低レベルのウィンドシア

ウィンドシアは、非常に小さな領域での風速や風向の突然の急激な変化である。ウィンドシアは、航空機を激しい上昇気流と下降気流にさらしたり、航空機の水平方向の動きを急激に変化させたりする。ウィンドシアはどの高度でも発生する可能性があるが、低レベルのウィンドシアは、航空機が地面に近接しているため、特に危険である。低レベルのウィンドシアは、一般的に、通過する前線、雷雨、気温の反転、および強い上層風(25ノットを超える)に関連している。

ウィンドシアは航空機にとって危険である。航空機の性能を急速に変化させ、通常の飛行姿勢を乱す可能性がある。たとえば、追い風が急速に向かい風になると、対気速度と性能が向上する。逆に、向かい風が追い風になると、対気速度と性能が低下する。いずれの場合も、パイロットはこれらの変更に対応して航空機の制御を維持する準備をする必要がある。

最も深刻なタイプの低高度のウィンドシア、マイクロバーストは、雲底の乾燥した空気への対流性降水に関連している。マイクロバーストの活動は、表面の激しい雨域によって示されるかもしれないが、雲底の尾流雲と巻き上げられた塵の輪は、しばしば唯一の目に見える手がかりである。典型的なマイクロバーストの水平直径は1~2マイル、名目上の深さは1,000フィートである。マイクロバーストの寿命は約5~15分で、その間に最大6,000フィート/分(fpm)の下降気流と30~90ノットの向かい風の損失が発生し、性能が著しく低下する。また、強い乱流と危険な風向の変化を引き起こす可能性がある。図12-17を参照されたい：マイクロバーストへの不注意な離陸中に、飛行機は最初に性能が向上する

向かい風を経験し(1)、次に性能が低下する下降気流(2)に続いて急速に増加する追い風(3)を経験する。これにより、地形に衝突したり、地面に危険なほど近づいたりすることがある(4)。進入中の遭遇は、同じ一連の風の変化を伴い、滑走路の手前で飛行機を地面に押し付ける可能性がある。

FAAは、マイクロバースト事故防止に多額の投資を行っている。全面的に再設計されたLLWAS-NE、TDWR、およびASR-9 WSPは、主要空港に設置された巧みなマイクロバースト警告システムである。これら3つのシステムは、3年間にわたって広範囲に評価された。それぞれが非常に少数の誤ったアラートを発したものの、連邦議会によって確立された90%の検出要件をはるかに超えるマイクロバーストを検出することが見られた。多くのフライトにはマイクロバースト警報装置のない空港が含まれているため、FAAはウィンドシアトレーニング資料(航空局通達(AC) 00-54、FAA Pilot Wind Shear Guide)も作成した。マイクロバースト遭遇のリスクを認識する方法、遭遇を回避する方法、および遭遇が起こった場合の脱出を成功させるための最良の飛行方法に関する情報が含まれている。

ウィンドシアは、あらゆる高度のあらゆる飛行およびパイロットに影響を与える可能性があることを覚えておくことが重要である。ウィンドシアは報告される可能性があるが、多くの場合検出されないままであり、航空にとって無言の危険である。特に雷雨や前線の中や周辺を飛行する場合は、ウィンドシアの可能性に常に注意が必要だ。

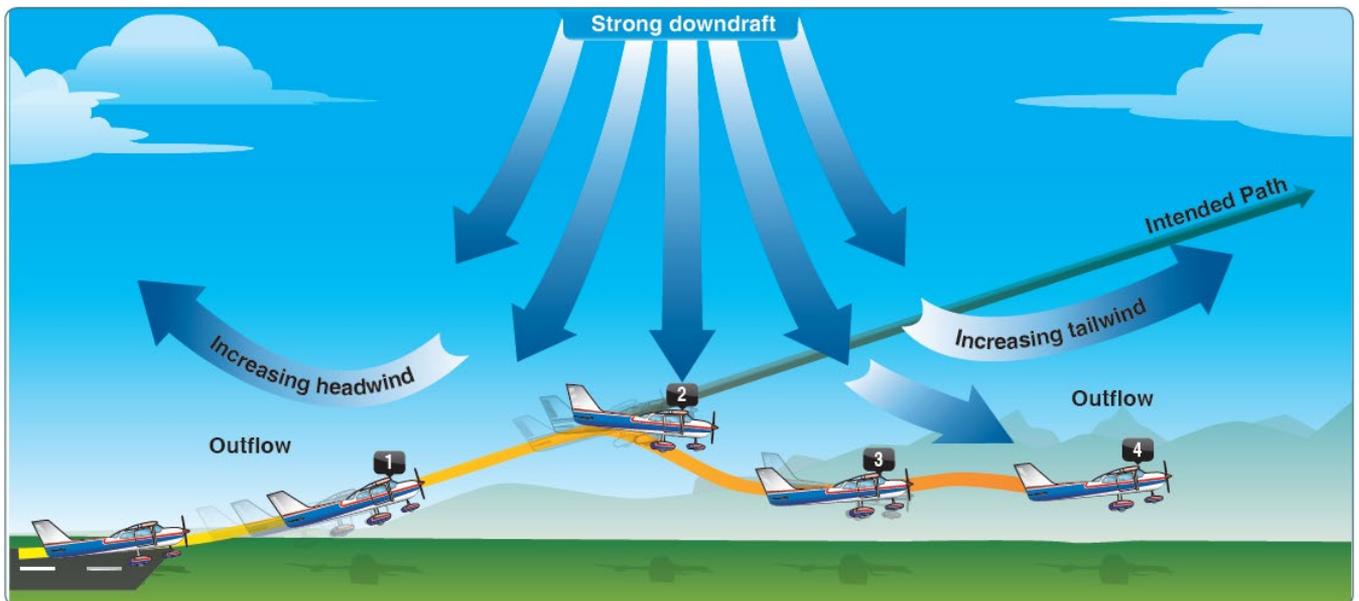


図 12-17. マイクロバースト風の影響

地上天気図での風と気圧の表現

地上天気図は、各観測位置の前線、気圧の高い地域と低い地域、地表の風と気圧に関する情報を提供する。このタイプの天気図により、パイロットは前線と気圧の位置を確認できるが、さらに重要なことは、各位置の地表の風と圧力を示すことだ。地表分析と天気図の詳細については、第13章「航空気象サービス」を参照。

風の状態は、観測位置の場所の円に付いた矢印で報告される。[図 12-18] 観測点の円は矢印の頭を表し、矢印は風が吹いている方向を指す。風は吹く方向によって記述されるため、北西風とは、風が北西から南東に向かって吹いていることを意味する。風の速度は、風線上に配置された短矢羽または旗矢羽によって表される。各短矢羽は10ノットの速度を表し、短矢羽の半分は5ノットに等しく、旗矢羽は50ノットに等しくなる。

各観測位置の圧力は天気図に記録され、mbで表示される。等圧線は、同じ圧力の線を描くためにチャート上に描かれた線である。これらの線は、圧力勾配または距離に伴う圧力の変化を明らかにするパターンになる。[図 12-19] 等圧線は、地形の標高と勾配の急峻さを示す地形図の等高線に似ている。たとえば、線間隔が狭い等圧線は、急激な気圧勾配と強い風が優勢であることを示す。一方、勾配が浅ければ、線間隔が広く、弱風を示している。等圧線は、低気圧と高気圧、および気圧の山と谷の位置を特定するのに役立つ。高気圧は、低気圧に囲まれた高気圧の領域である。低気圧は、より高い気圧に囲まれた低気圧の領域である。山は、高気圧の細長い領域であり、谷は、低気圧の細長い領域である。

等圧線は、地表上の最初の数千フィートの風に関する貴重な情報を提供する。地面の近くでは、風向が摩擦によって修正され、風速は地表面との摩擦により低下する。しかし、地表から2,000~3,000フィートのレベルでは、速度が大きくなり、方向が等圧線に平行になる。

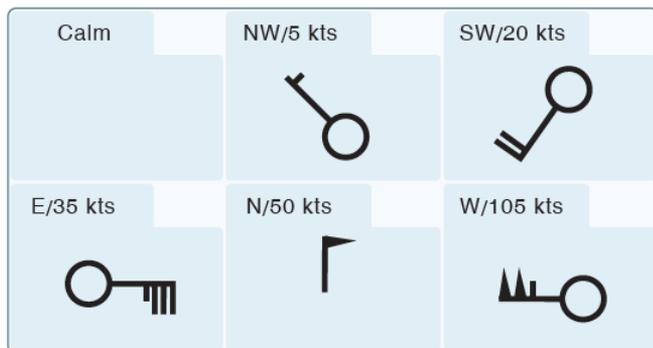


図 12-18. 地表天気図での風の描写。

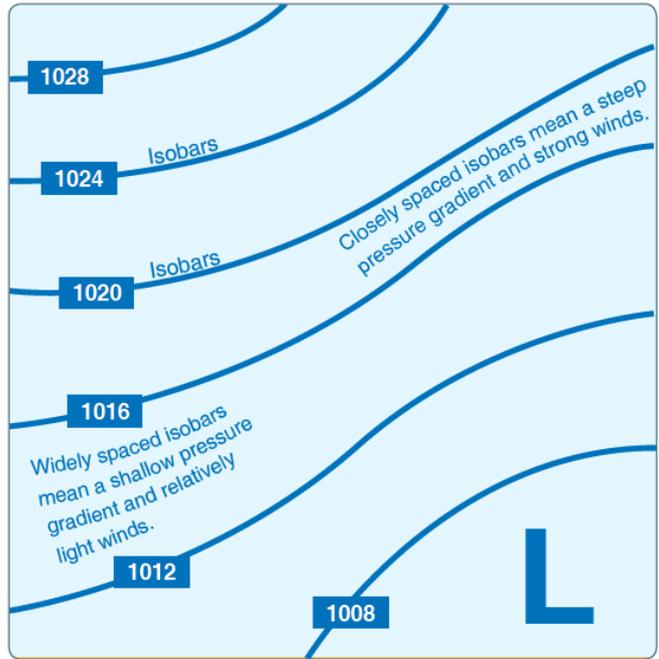


図 12-19. 等圧線は、高気圧または低気圧エリアの圧力勾配を明らかにする。

一般に、地上2,000フィート（AGL）の風は、地表風の右側20~40度で、風速は大きくなる。風向の変化は、荒れた地形で最も大きく、開水面などの平らな表面で最も少なくなる。風の高さ情報がない場合、この経験則により、地上数千フィートの風の状態の大きな推定が可能になる。

大気安定性

大気の安定性は、垂直運動に抵抗する能力に依存する。大気が安定していると、垂直方向の動きが難しくなり、小さな垂直方向の乱れが減衰して消える。不安定な大気では、小さな垂直方向の空気の動きが大きくなる傾向があり、乱気流と対流活動が生じる。不安定性は、大きな乱気流、広範囲の垂直雲、および悪天候につながる可能性がある。

高度が上昇すると空気圧が低下するため、上昇する空気は膨張および冷却する。空気の下降については逆である。大気圧が上昇すると、圧縮されるにつれて下降空気の温度が上昇する。断熱加熱と断熱冷却は、この温度変化を説明するために使用される用語である。

断熱プロセスは、上下に移動するすべての空気で行われる。空気がより低い気圧の領域に上昇すると、より大きな体積に膨張する。空気の分子が膨張すると、空気の温度が下がる。その結果、空気の塊が上昇すると、圧力が低下し、体積が増加し、温度が低下する。空気が下がると、逆のことが起こる。温度が高度の増加とともに低下する速度は、その減率と呼ばれる。空気が大気中を上昇するとき、温度変化の平均速度は1,000フィートあたり2°C (3.5°F) である。

水蒸気は空気よりも軽いので、水分は空気密度を低下させ、上昇させる。逆に、水分が減少すると、空気はより濃くなり、沈む傾向がある。湿った空気はより遅い速度で冷却され、湿った空気は周囲の空気の温度まで冷める前に高く上昇する必要があるため、一般に乾燥した空気よりも安定性が低くなる。乾燥断熱減率（不飽和空気）は、1,000フィートあたり3°C (5.4°F) である。湿潤断熱減率は、1,000フィートあたり1.1°Cから2.8°C (2°Fから5°F) まで変化する。

水分と温度の組み合わせにより、空気の安定性とその結果生じる天候が決まる。涼しく乾燥した空気は非常に安定しており、垂直方向の動きに抵抗する。これにより、良好で一般的に晴天になる。夏の熱帯地域のように、空気が湿って暖かいときに最大の不安定性が発生する。通常、これらの地域では、周囲の空気が不安定なため、雷雨が毎日発生する。

逆転層

空気が上昇して大気中に膨張すると、温度が低下する。大気変動が発生する可能性がある。しかし、これにより、大気中動態のこの典型的なパターンが変わる。空気の温度が高度とともに上昇することは、逆転層の存在を意味する。逆転層は通常、地面に近い滑らかで安定した空気の浅い層である。空気の温度は、高度とともに特定のポイント、つまり逆転の頂点まで上昇する。層の上部の空気は蓋として機能し、天候や汚染物質を下に閉じ込めたままにする。空気の相対湿度が高いと、雲、霧、靄、または煙の形成につながり、逆転層の中では視認性が低下する。

地表近くの空気が地面の温度の低下によって冷却される時、地表ベースの逆転層は、晴れた涼しい夜に発生する。地表から数百フィート以内の空気は、その上の空気よりも低温になる。暖かい空気が冷たい空気の層の上に広がるか、冷たい空気が暖かい空気の層の下に押し込まれると、前線性逆転が発生する。

水分と温度

大気には、本来、水蒸気の形で水分が含まれている。大気中に存在する水分の量は、空気の温度に依存する。温度が20°F上昇するごとに、空気が保持できる水分量が2倍になる。逆に、20°Fを下げると、容量が半分になる。

水は大気の中で、液体、固体、気体の3つの状態で存在する。3つの形式はすべて容易に変更でき、すべてが大気の温度範囲内に存在する。水がある状態から別の状態に変わると、熱交換が行われる。これらの変化は、蒸発、昇華、凝縮、凝固、融解、または凍結のプロセスを通じて発生する。ただし、水蒸気は蒸発と昇華のプロセスによってのみ大気に追加される。

蒸発とは、液体の水を水蒸気に変えることである。水蒸気が形成されると、最も近い利用可能な熱源から熱を吸収する。この熱交換は気化熱として知られている。良い例は、人間の汗の蒸発である。正味の効果は、身体から熱が抽出される際の冷感である。同様に、昇華とは、氷を水蒸気に直接変化させ、液体段階を完全にバイパスすることである。ドライアイスには水でできているのではなく、二酸化炭素でできているが、固体が直接蒸気になるときの昇華の原理を示している。

相対湿度

湿度とは、特定の時間に大気中に存在する水蒸気の量を指す。相対湿度は、空気はその温度で保持できる水分の合計量と比較した空気中の水分の実際の量である。たとえば、現在の相対湿度が65パーセントの場合、空気はその温度と気圧で保持できる水分の合計量の65パーセントを保持している。米国西部の多くでは、高湿度の日はめったに見られないが、温暖な月の間、米国南部では75~90%の相対湿度測定値は珍しくない。 [図 12-20]

温度/露点の関係

露点と温度の関係は、相対湿度の概念を定義する。度で与えられる露点は、空気が水分を保持できなくなる温度である。空気の温度が露点まで下がると、空気は完全に飽和し、霧、露、霜、雲、雨、または雪の形で水分が結露し始める。

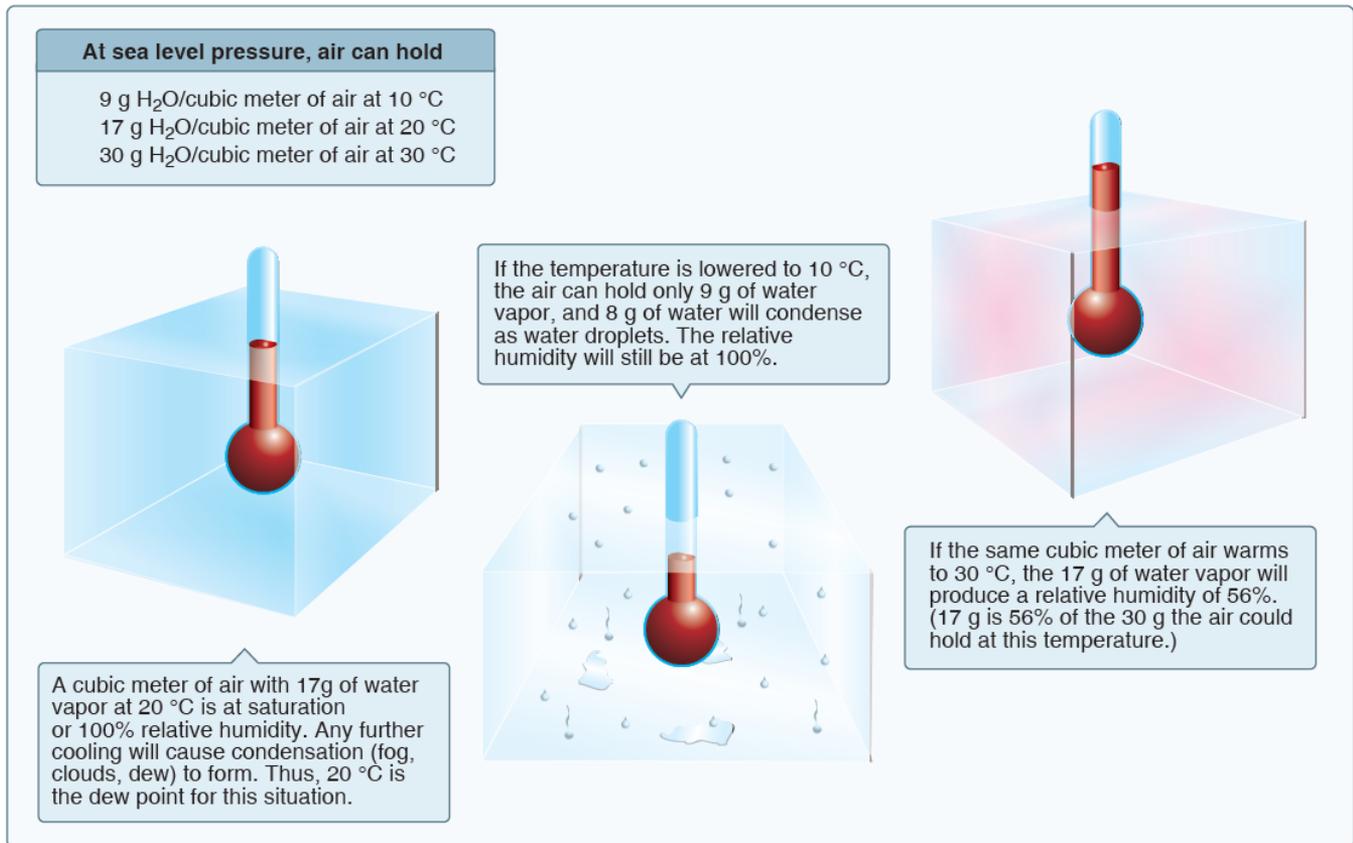


図 12-20. 相対湿度、温度、露点の関係。

湿った不安定な空気が上昇すると、温度と露点と同じ値に達する高度で雲が形成されることがよくある。持ち上がると、不飽和空気は1,000フィートあたり5.4°Fの割合で冷却され、露点温度は1,000フィートあたり1°Fの割合で低下する。これにより、4.4°Fの割合で温度と露点収束する。報告された温度と露点に収束率を適用して、雲底の高さを決定する。

仮定:

- 温度 (T) = 85 °F
- 露点 (DP) = 71 °F
- 収束率(CR) = 4.4°
- $T - DP = \text{温度露点広がり (TDS)}$
- $TDS \div CR = X$
- $X \times 1,000 \text{ フィート} = \text{雲底の高さ AGL}$

例:

- $85 \text{ °F} - 71 \text{ °F} = 14 \text{ °F}$
- $14 \text{ °F} \div 4.4 \text{ °F} = 3.18$
- $3.18 \times 1,000 = 3,180 \text{ フィート AGL}$
- 雲底の高さは3,180 フィートAGLである。

説明:

外気温度 (OAT) が表面で85°F、表面で露点が71°Fの場合、広がり14°である。温度露点の広がりを4.4°Fの収束率で割り、1,000を掛けて、雲底のおよその高さを決定する。

空気が飽和点に達する方法

気温と露点に近いときに空気が飽和点に達すると、霧、低い雲、降水が形成される可能性が高くなる。空気が飽和点に達するには4つの方法がある。まず、暖かい空気が冷たい地表を移動すると、空気温度が低下し、飽和点に達する。第二に、冷たい空気と暖かい空気が混ざると飽和点に達することがある。第三に、空気が夜間に冷たい地面と接触して冷えると、空気は飽和点に達する。4番目の方法は、空気が持ち上げられるか、大気中に押し上げられる時に発生する。

空気が上昇すると、熱エネルギーを使用して膨張する。その結果、上昇する空気は急速に熱を失う。不飽和空気は、高度1,000フィートごとに3.0°C (5.4°F) の割合で熱を失う。空気が飽和点に達する原因が何であれ、飽和した空気は雲、雨、その他の重要な気象状況をもたらす。

露と霜

涼しく、晴れた、穏やかな夜には、地面の温度と地表に存在する物体により、周囲の空気の温度が露点以下に下がることがある。これが発生すると、空気中の水分が凝縮し、地面、建物、車や航空機などの他の物体に付着する。この水分は露として知られており、時には草や他の物体に朝に見られる。温度が氷点下になると、水分が霜の形で堆積する。露が航空機に脅威を与えることはないが、霜は明確な飛行安全性の危険をもたらす。霜は、翼上の空気の流れを乱し、揚力の生産を大幅に減らすことができる。また、抗力も増加し、揚力の生産性が低下すると、離陸能力に悪影響を与える可能性がある。航空機は、飛行を開始する前に完全に清掃され、霜が付いていない必要がある。

霧

霧は地表に接している雲である。通常、地面付近の空気の温度が空気の露点まで冷却されると発生する。この時点で、空気中の水蒸気が凝縮し、霧の形で見えるようになる。霧は、その形成方法によって分類され、現在の温度と空気中の水蒸気の量に依存する。

風が比較的少ないかまったくない晴れた夜には、放射線霧が発生することがある。[図 12-21] 通常、それは山の谷のような低地に形成される。このタイプの霧は、地上放射により地面が急速に冷え、周囲の気温が露点に達すると発生する。太陽が昇り、温度が上昇すると、放射霧が持ち上がり、最終的に消散する。風の増加は、放射霧の消散も促進する。放射霧の厚さが20フィート未満の場合、地霧と呼ばれる。

暖かく湿った空気の層が冷たい地表を移動すると、移流霧が発生しやすくなる。放射霧とは異なり、移流霧を形成するには風が必要である。最大15ノットの風により、霧が形成され、強くなる。



図 12-21. 放射霧

速度が15ノットを超えると、霧は通常持ち上がり、低層雲を形成する。移流霧は、海風が涼しい陸塊に空気を吹き付けることができる沿岸地域で一般的である。

斜面の霧は、湿気のある安定した空気が山のような傾斜した地形に押し上げられたときに発生する。このタイプの霧は、形成と継続的な存在のために風も必要とする。上り霧と移流霧は、放射霧とは異なり、朝の太陽で燃え尽きることはないが、数日間持続する可能性がある。また、放射霧よりも高く拡張できる。

冷たい、乾燥した空気が暖かい水の上を移動すると、蒸気の霧、または海の煙が形成される。水が蒸発するにつれて、水は上昇し、煙に似ている。このタイプの霧は、一年で最も寒い時期に水域でよく見られる。低レベルの乱流と着氷は、一般的に蒸気霧に関連している。

気温が氷点下をはるかに下回り、水蒸気が直接氷の結晶になった寒い気候で氷霧が発生する。その形成に適した条件は、通常-25°F以下の低温を除いて、放射霧と同じである。それは主に北極圏で発生するが、寒い季節の中緯度では不明である。

雲

雲は目に見える指標であり、しばしば将来の気象を示している。雲が形成されるためには、適切な水蒸気と凝縮核、および空気を冷却する方法が必要である。空気が冷えて飽和点に達すると、目に見えない水蒸気が目に見える状態に変わる。堆積（昇華とも呼ばれる）および凝縮のプロセスを通じて、水分は、雲粒として知られるほこり、塩、煙などの微小粒子に凝縮または昇華する。雲粒は、水分がある状態から別の状態に変化するための手段を提供するため、重要である。

雲の種類は、その高さ、形状、および特性によって決まる。それらは、低層雲、中層雲、高層雲、および垂直に発達した雲として、その雲底の高さに従って分類される。 [図 12-22]

低いところに見られる雲は、地球の表面近くに形成され、AGL約6,500フィートまで伸びる雲である。それらは主に水滴で作られているが、危険な航空機の着氷を引き起こす過冷却水滴を含むことがある。典型的な低層雲は、層雲、層積雲、および乱層雲である。霧はまた、低雲形成の1種類として分類される。このファミリーの雲は低い天井を作り、視界を妨げ、急速に変化する。このため、それらは飛行計画に影響を与え、有視界飛行方式（VFR）飛行を不可能にする可能性がある。

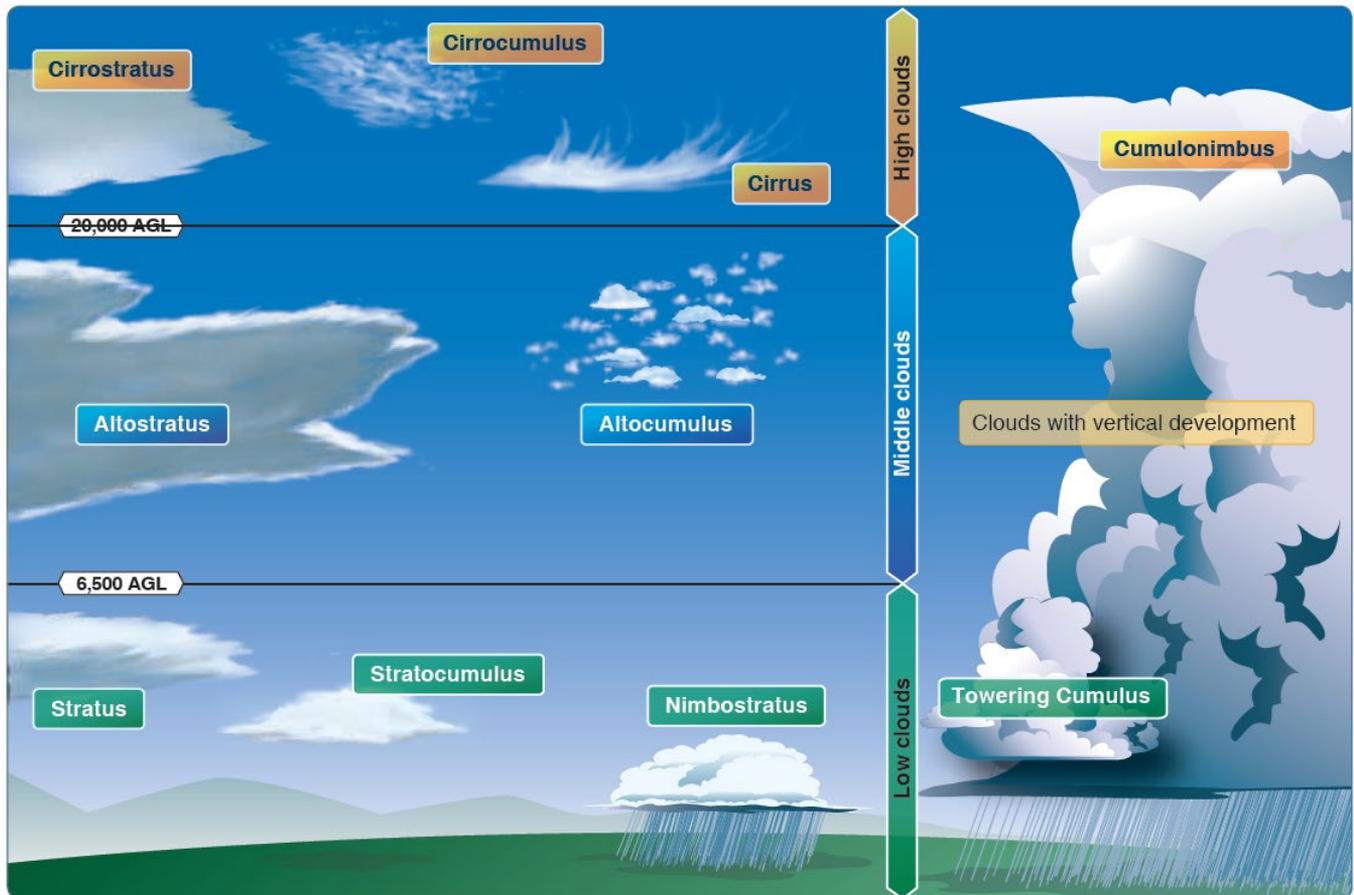


図 12-22. 基本的な 雲形。

中間のところに見られる雲は約6,500フィートAGLで形成され、最大20,000フィートAGLに広がる。それらは、水、氷の結晶、過冷却水滴で構成されている。典型的な中層雲には、高層雲と高積雲が含まれる。これらのタイプの雲は、高度でのクロスカントリーフライトで遭遇する可能性がある。高層雲は乱流を生成する可能性があり、適度な着氷を含むことがある。高積雲は、通常、高層雲がばらばらになるときに形成されるが、弱い乱気流と着氷を含む場合もある。

高いところに見られる雲は、AGL 20,000フィート以上で形成され、通常は安定した空気でのみ形成される。それらは氷の結晶で構成されており、乱流や航空機の着氷の本当の脅威はない。典型的な高層雲は、巻雲、巻層、巻積雲である。

広範囲に垂直に発達する雲は、高くそびえる積雲または積乱雲に垂直に構築される積雲である。これらの雲底は、低～中の雲底領域に形成されるが、高高度の雲レベルにまで広がる可能性がある。そびえ立つ積雲は大気中の不安定な領域を示し、その周囲および内部の空気は乱流である。これらのタイプの雲は、しばしば積乱雲または雷雨に発展する。積乱雲には大量の湿気と不

安定な空気が含まれており、通常、雷、あられ、竜巻、突風、ウインドシアなどの危険な気象現象を引き起こす。これらの広範な垂直雲は、他の雲の形成によって隠される可能性があり、地面から、または飛行中に常に見えるとは限らない。これが起こると、これらの雲は「見えない」と言われ、したがって、見えない雷雨と呼ばれる。

パイロットにとって、積乱雲はおそらく最も危険な雲の種類である。それは個々にまたは集団で表れ、気団または地形雷として知られている。地球の表面近くの空気が暖まると、気団雷が発生する。山岳地帯での空気の上り坂運動は、地形雷を引き起こす。連続したラインで形成される積乱雲は、雷雨またはスコールラインの非前線帯である。

上昇する気流は積乱雲を引き起こすため、非常に乱れており、飛行の安全性に重大な危険をもたらす。たとえば、航空機が雷雨に入った場合、航空機は3,000 fpmを超える上昇気流および下降気流を経験する可能性がある。さらに、雷雨は大きな雹粒、破壊的な雷、竜巻、および大量の水を生成する可能性があるが、これらはすべて航空機にとって潜在的に危険である。

雲の分類は、外観と雲の構成に応じて、特定の雲形にさらに分類できる。これらの用語を知ることが、パイロットが目に見える雲を識別するのに役立つ。

以下は、雲の分類のリストである:

- 積雲—積み上げられた雲
- 層雲—層状に形成
- 巻雲—輪紋、繊維状雲、20,000 フィート以上の高層雲
- 塔状雲—城のような独立した垂直展開の共通基盤
- レンズ雲—強風で山を越えて形成されたレンズ形状
- 乱層雲—雨が降る雲
- 片積雲—不規則または破損した雲
- 高層雲—5,000~20,000 フィートに存在する中層雲

雲底高度

航空の目的では、雲底高度は、オーバーキャストまたはブロークンと報告されている雲の最下層、または霧や靄のような不明瞭な物の垂直方向の視程である。空の8分の5から8分の7が雲で覆われている場合、ブロークンと報告される。オーバーキャストとは、空全体が雲で覆われていることを意味する。現在の雲高情報は、定時飛行場実況気象通報式 (METAR) およびさまざまな種類の自動気象観測所によって報告される。

視程

雲量と報告された雲高に密接に関連するのは、視程情報である。視程とは、目立つ物体を肉眼で見ることができる最大の水平距離を指す。最新の視程は、METARやその他の航空気象レポート、および自動気象システムでも報告される。気象学者が予測する視程情報は、飛行前の気象ブリーフィングでパイロットが利用できる。

降水

降水とは、大気中に形成されて地面に落ちるあらゆる種類の水粒子を指す。飛行の安全性に大きな影響を与える。降水の形態によっては、視程が低下し、着氷状態が発生し、航空機の着陸および離陸性能に影響を与える可能性がある。

降水は、雲の中の水や氷の粒子が、大気がそれらを支えられない重さになるまでサイズが大きくなるために発生する。地球に向かって落下する際には、霧雨、雨、氷粒、あられ、雪、氷など、いくつかの形で発生する可能性がある。

霧雨は、直径0.02インチ未満の非常に小さな水滴として分類される。霧雨は通常、霧または低層雲を伴う。大きなサイズの水滴は雨と呼ばれる。降水粒子が大気を通り抜けて落ちても地表に衝突する前に蒸発すると、尾流雲となる。地表の温度が氷点下になると、凍雨と霧雨が発生する。雨は温度の低い地表と接触すると凍結する。

降水粒子が逆転層を通過して降った場合、下にある冷たい空気を通過するときに凍結し、凍雨の形で地面に落ちることがある。凍雨は逆転層の存在を示しており、氷点下の雨はより高い高度に存在する。雹の場合、凍結した水滴は積乱雲内のドラフトによって上下に運ばれ、より多くの水分と接触するとサイズが大きくなる。上昇気流が凍った水を保持できなくなると、雹の形で地球に落下する。雹はエンドウ豆の大きさでも、ソフトボールよりも大きい直径5インチの大きさでもあり得る。

雪は、氷の結晶で、一定の割合で降るものや、始めしゅう雪で強度が変化し、急速に終わるものがある。雪の大きさも、非常に小さな粒から大きな薄片までさまざまである。雪粒はサイズが霧雨に相当する。

いかなる形態の降水も、飛行の安全性に対する脅威となる。多くの場合、降水により雲底高度と視程は低下する。航空機の表面に氷、雪、または霜が付着している場合は、気流の乱れと揚力の損失の可能性があるため、飛行を開始する前に慎重に清掃する必要がある。雨は燃料タンク内の水を増やす可能性がある。降水は滑走路の表面自体に危険をもたらす、雪、氷、または水たまりと非常に滑らかな表面のため、離陸および着陸を不可能ではないにしても困難にする。

気団

気団は、それらが発生する地域に従って分類される。気団は、周囲の領域または発生源領域の特性を帯びる大きな空気の塊である。発生源領域は、通常、空気が数日以上比較的停滞している領域である。この停滞期間中、気団は発生源領域の温度と湿度の特性を帯びる。停滞地域は、極地、熱帯海洋、乾燥砂漠に見られる。気団は一般に、温度特性に基づいて極地気団と熱帯気団として識別され、水分含有量に基づいて海上気団と大陸気団として識別される。

大陸の極地気団は極地に形成され、冷たい乾燥した空気をもたらす。海上の熱帯気団は、カリブ海のような温かい熱帯海域で形成され、暖かく湿った空気をもたらす。気団がその発生源領域から移動して土地または水を通ると、気団はその性質を変更する土地または水のさまざまな条件の影響を受ける。[図 12-23]

暖かい地表を通過する気団は下から暖められ、対流が形成され、空気が上昇する。これにより、地上視程がよい不安定な気団ができる。湿った不安定な空気により、積雲、通り雨、乱流が形成される。

- 温暖
- 寒冷
- 停滞
- 閉塞

逆に、冷たい地表を通過する気団は対流を形成せず、代わりに地上視程が悪い安定した気団を生成する。地上視程が悪いのは、煙、塵、その他の粒子が気団から浮上することができず、代わりに地表近くに閉じ込められているためである。安定した気団は、低層雲と霧を生成できる。

前線

気団が水域と陸域を横切って移動すると、最終的には異なる特性を持つ別の気団と接触する。2つのタイプの気団の間の境界層は、前線として知られている。いかなるタイプであれ、前線の接近は、常に天候の変化が差し迫っていることを意味する。

置換する空気の温度に対する進行する空気の温度に応じて名前が付けられた4つのタイプの前線がある: [図 12-24]

前線の説明は、2つの前線は同じではないという知識で要約できるだろう。しかし、一般化された気象条件は、あるタイプの前線に関連付けられており、これは前線の特定に役立つ。

温暖前線

温暖前線は、暖かい気団が進み、冷たい気団を置き換えるときに発生する。温暖前線はゆっくりと移動し、通常は時速10~25マイル (mph) である。前進する前部の傾斜は、冷たい空気の上部を滑り、徐々にその領域から押し出される。温暖前線には、暖かい空気が含まれ、湿度は非常に高いことが多い。暖かい空気が持ち上げられると、温度が低下し、結露が発生する。

一般に、温暖前線が通過する前に、霧とともに霧状または層状の雲が前線の境界に沿って形成されることが予想される。夏には、積乱雲 (雷雨) が発生する可能性がある。

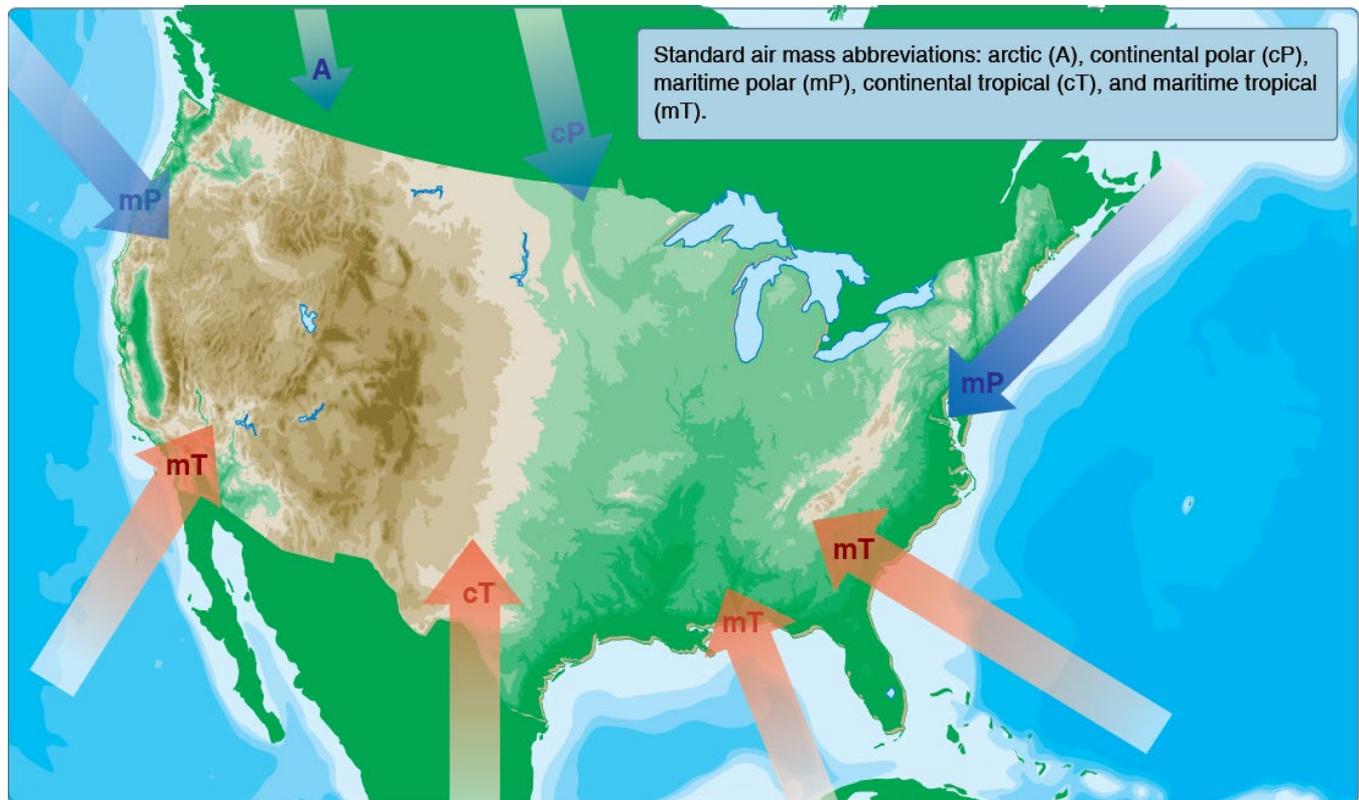


図 12-23. 北米の気団発源地。

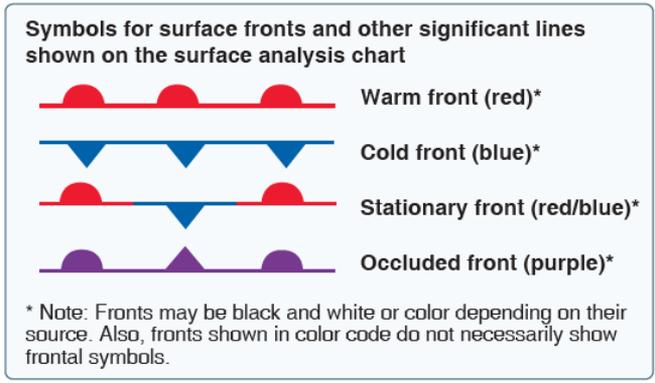


図 12-24. 気象前線の位置を表す一般的な天気図記号。

降水量は軽度から中程度である可能性が高く、通常は雨、みぞれ、雪、または霧雨の形で、視程の悪さが目立つ。風は南南東から吹き、外気温は涼しいか寒く、露点が増加する。最後に、温暖前線が近づくと、前線が完全に通過するまで気圧が下がりに続く。

温暖前線の通過中に、層状の雲が見え、霧雨が降っている可能性がある。視界は一般に劣っているが、風が変わると改善される。温度は、比較的暖かい空気の流入から着実に上昇する。ほとんどの部分で、露点は安定したままで、気圧は横ばいになる。温暖前線が通過した後、層積雲が優勢となり、雨が降る可能性がある。視程は最終

的には向上するが、通過後しばらくは曇った状態が存在する可能性がある。風は南南西から吹く。温度が増加すると、露点が増加し、その後横ばいになる。一般に、気圧はわずかに増加し、その後気圧が低下する。

接近する温暖前線への飛行

典型的な温暖前線を研究することにより、飛行中に温暖前線に遭遇したときに存在する一般的なパターンと大気条件について多くを学ぶことができる。図12-25は、ピッツバーグからセントルイスへの飛行中にミズーリ州セントルイスからペンシルベニア州ピッツバーグに向けて東に進む温暖前線を示している。

ピッツバーグを出発する時点では、天気は良好なVFRで、15,000フィートに巻雲が散在している。飛行がコロンバスに向けて西に進み、近づいてくる温暖前線に接近するにつれて、雲は深まり、6,000フィートの雲高で外観がますます層状になる。気圧が下がると、視程は6マイルに減少する。インディアナポリスに近づくと気象は悪化し、3マイルの視程と雨で、2,000フィートで千切れ雲になる。温度と露点と同じ場合、霧が発生しやすくなる。セントルイスでは、空は低い雲と霧雨で曇り、視程は1マイルである。インディアナポリスを越えて、雲低高度と視程が低すぎてVFRを続行できない。したがって、最長2日間かかると思われるが、温暖前線が通過するまでインディアナポリスにとどまるのが賢明である。

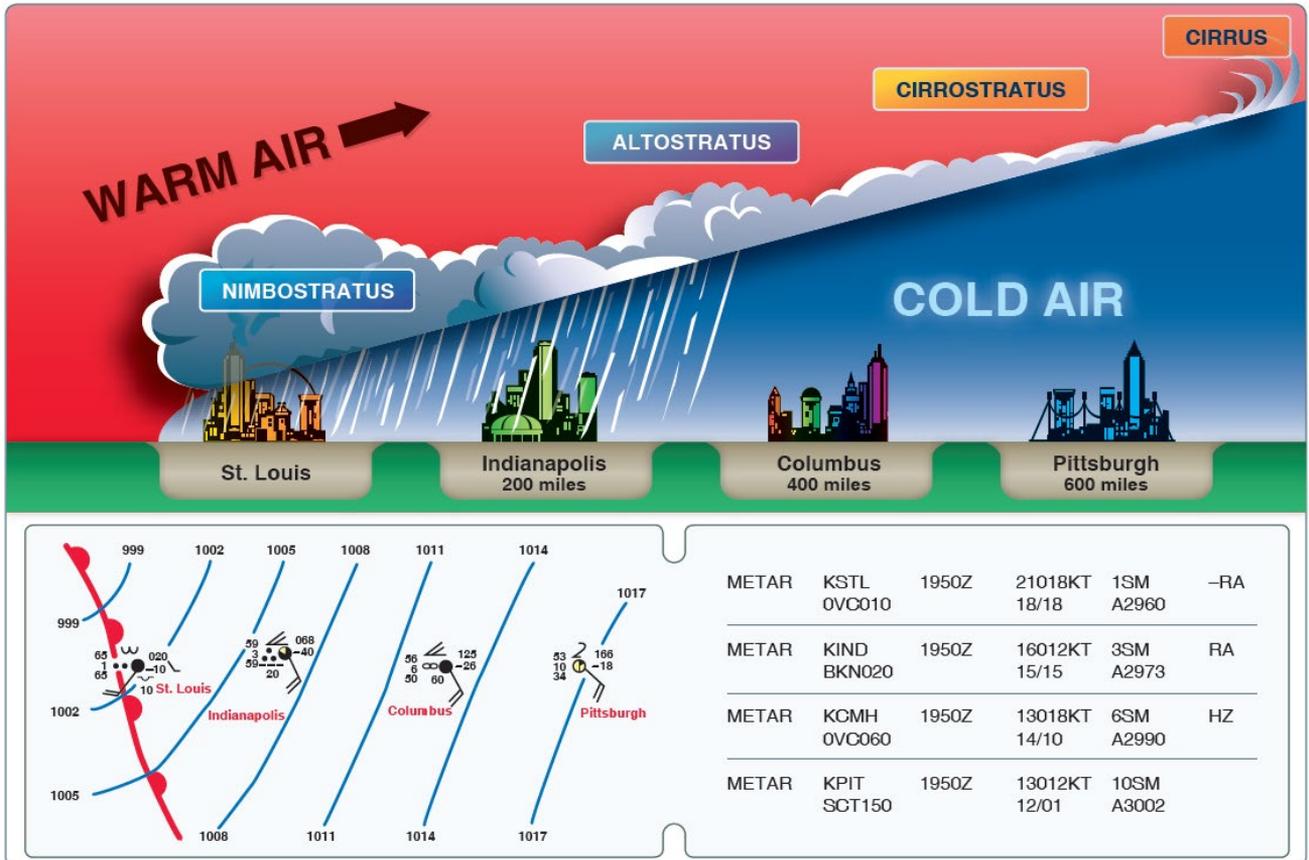


図 12-25. 表面天気図と関連するMETARを使用した温暖前線断面図。

アナポリスに近づくと気象は悪化し、3マイルの視程と雨で、2,000フィートで千切れ雲になる。温度と露点と同じ場合、霧が発生しやすくなる。セントルイスでは、空は低い雲と霧雨で曇り、視程は1マイルである。インディアナポリスを超えて、雲低高度と視程が低すぎてVFRを続行できない。したがって、最長2日間かかると思われるが、温暖前線が通過するまでインディアナポリスにとどまるのが賢明である。

寒冷前線

寒冷前線は、冷たく、密度が高く、安定した気団が進み、暖かい気団に置き換わる時に発生する。

寒冷前線は温暖前線よりも速く動き、25～30 mphの速度で進行する。ただし、極端な寒冷前線は最大60 mphの速度で移動することが記録されている。典型的な寒冷前線は、温暖前線とは反対の方法で動く。とても密度が高く、地面に近いままで、除雪車のように働き、暖かい空気の下で滑り、密度の低い空気を上に持ち上げる。急速に上昇する空気により、温度が突然低下し、強制的に雲が生成される。形成される雲の種類は、暖かい気団の安定性に依存する。北半球の寒冷前線は通常、北東から南西の方向を向いており、長さ数百マイルに及ぶ可能性があり、広大な土地を網羅している。

典型的な寒冷前線が通過する前に、巻積雲または巻雲が存在し、積乱雲が発達する場合がある。雲が急速に発達するため、雨が降ることもある。高い露点と気圧の低下は、差し迫った寒冷前線の通過を示している。

寒冷前線が通過すると、そびえ立つ積雲または積乱雲が空を支配し続ける。寒冷前線の強度に応じて、豪雨が形成され、稲妻、雷、および/または雹が伴う場合がある。より厳しい寒冷前線では竜巻が発生する可能性もある。寒冷前線通過中は、風が変わり強くなり、視程が悪くなり、気温と露点が急速に低下する。気圧が急速に低下すると、前線通過中に最も低い位置になり、その後徐々に増加し始める。

前線通過の後、そびえ立つ積雲と積乱雲が積雲に消散し始め、それに対応して降水量が減少する。最終的には、西北西からの風と共に視程が向上する。温度はまだ低いままで、気圧は上昇し続ける。

動きの速い寒冷前線

動きの速い寒冷前線は、実際の前線のはるか後方にある強い気圧によって押される。地面と寒冷前線との間の摩擦は、前線の動きを遅らせ、より急傾斜の前線の表面を作り出す。これにより、前線の前縁に沿って集中した非常に狭い天候の帯ができる。寒冷前線によって追い越される暖かい空気が比較的安定している場合、曇

り空と雨が前線の後ろのある距離で発生する可能性がある。暖かい空気が不安定な場合、散在する雷雨と雨が形成されることがある。雷雨の連続線、またはスコールラインが、前線に沿って、または前線に形成される場合がある。スコール型の雷雨は激しく、素早く動くため、スコールラインはパイロットに深刻な危険をもたらす。動きの速い寒冷前線の背後では、空は通常急速に晴れ、前線には突風、乱気流、寒い温度が残る。

接近する寒冷前線への飛行

温暖前線のように、すべての寒冷前線が同じというわけではない。接近する寒冷前線に向かう飛行を調べることで、パイロットは飛行中に遭遇する可能性のある状態の種類をよりよく理解できる。図12-26は、ペンシルベニア州ピッツバーグからミズーリ州セントルイスへのフライトを示している。

ピッツバーグからの出発時の天気はVFRで煙と3,500フィートの雲が散在している中で視程は3マイル。飛行が西に向かってコロンバスに向かい、接近する寒冷前線に近づくとつれて、雲は2,500フィートで壊れた層で垂直に発達する兆候を示す。視程は、気圧が下がり曇りの中で6マイルである。インディアナポリスに近づくと、気象は悪化し、1,000フィートの曇り雲と雷雨と豪雨で3マイルの視程になった。セントルイスでは、1,000フィートに散らばる雲と10マイルの視程で気象が良くなる。

前線の状況の知識に基づいた健全な判断を使用するパイロットは、前線が通過するまでインディアナポリスに残る可能性がある。雷雨のラインまたはスコールラインの下を飛行しようとするのは危険であり、嵐の上部または周囲を飛行することは選択肢ではない。雷雨は小型飛行機の能力をはるかに超えて延長し、300から500マイルにわたって一列に伸びる可能性がある。

寒冷前線と温暖前線の比較

温暖前線と寒冷前線は、それぞれの前線に関連する危険性と同様に、性質が大きく異なる。それらは速度、構成、気象現象、および予測が異なる。寒冷前線は時速20～35マイルで移動し、わずか10～25マイルで移動する暖線前線よりも速い。寒冷前線には、より急な前部傾斜面もある。激しい気象活動は寒冷前線に関連しており、気象は通常、前方ではなく前線の境界に沿って発生する。ただし、夏には強い寒冷前線の200マイル先まで、スコールラインが形成される可能性がある。温暖前線は低い雲低高度、視程不良、および雨をもたらすが、寒冷前線は突然の嵐、突風、乱気流、時には雹や竜巻をもたらす。

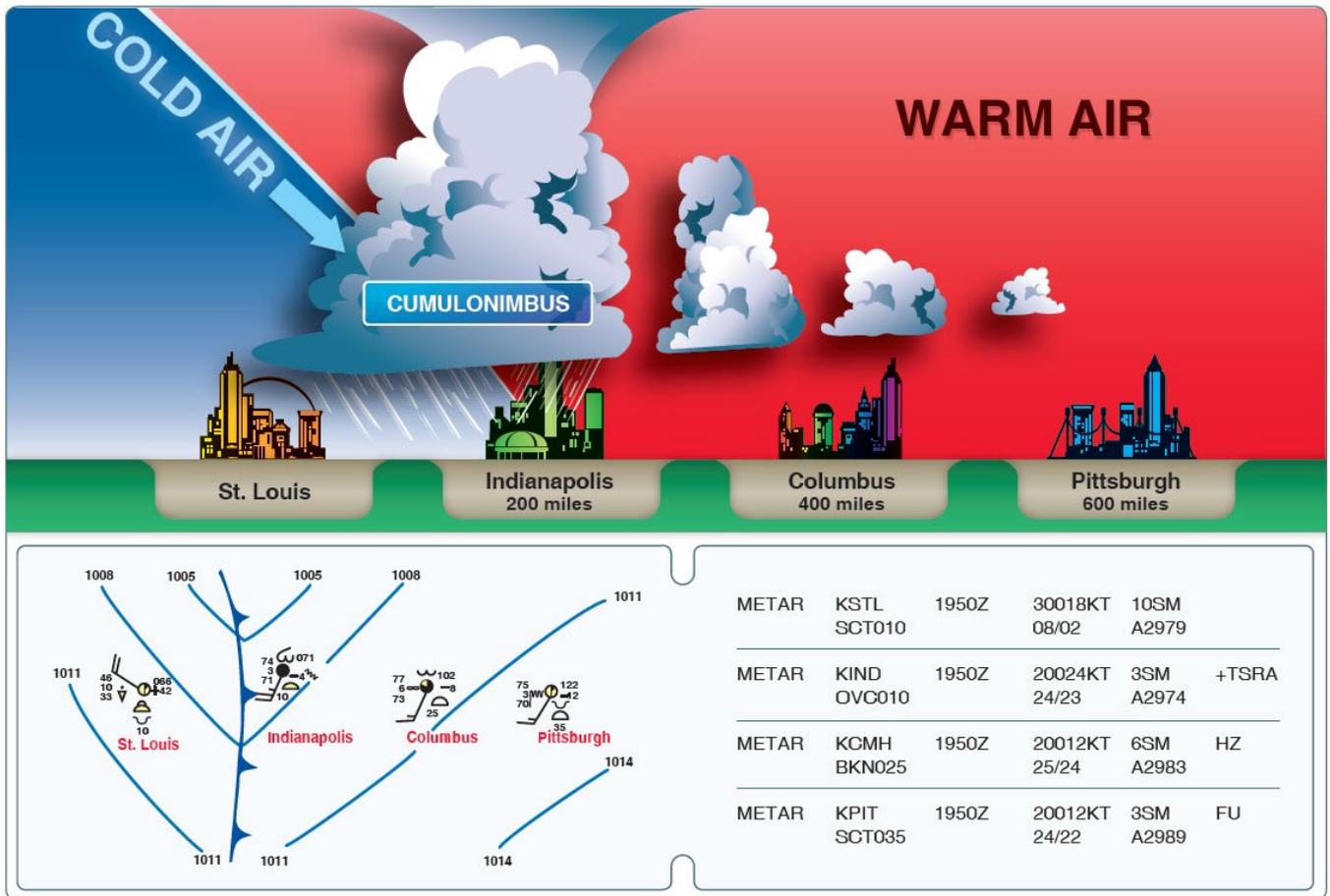


図 12-26. 地表気象図と関連するMETARを備えた寒冷前線断面。

寒冷前線は、ほとんどまたはまったく警告なしに高速で接近し、わずか数時間で完全な気象変化をもたらす。通過後、天候は急速に晴れ、空気は乾燥し、視程はよくなる。一方、温暖前線の接近は事前に分かり、地域を通過するのに数日かかることがある。

風の急変

高気圧の周りの風は時計回りに回転し、低気圧の風は反時計回りに回転する。2つの高気圧が隣接している場合、風は接触点で互いにほぼ反対になる。前線は、高気圧の2つの領域間の境界であるため、前線内で風の変化が絶えず発生している。風向の変化は、寒冷前線とともに最も顕著である。

停滞前線

2つの気団の力が比較的等しい場合、それらを分離する境界または前線は静止したままであり、数日間地元の天気に影響を与える。この前線は停滞前線と呼ばれる。静止した前線に関連する気象は、通常、温暖前線と寒冷前線の両方に見られる混合物である。

閉塞前線

閉塞前線は、動きの速い寒冷前線が動きの遅い温暖前線に追いつく時に発生する。閉塞前線が近づくと、温暖前線の気象が優勢になるが、すぐに寒冷前線の気象が続く。発生する可能性のある閉塞前線には2つのタイプがあり、衝突する前線の温度は、前線のタイプと結果として生じる気象を作り出す上で大きな役割を果たす。寒冷前線の閉塞は、高速で移動する寒冷前線が、低速で移動する暖線前線の前方の空気よりも冷たい時に発生する。これが発生すると、冷たい空気が涼しい空気にとって代わり、温暖前線を強制的に大気中に引き上げる。通常、寒冷前線の閉塞は、温暖前線と寒冷前線の両方で見られる気象の混合を作り出すが、空気が比較的安定していることが条件である。温暖前線の閉塞は、温暖前線の前方の空気が寒冷前線の空気よりも冷たいときに発生する。これが当てはまる場合、寒冷前線は温暖前線の上に乗る。温暖前線の閉塞によって強制的に乗せられた空気が不安定な場合、気象は、寒冷前線の閉塞で見られる気象よりも厳しい。見えない雷雨、雨、霧が発生する可能性がある。

図 12-27は、典型的な寒冷前線の閉塞の断面を示している。温暖前線は、広がった冷たい空気の上で傾斜し、温暖前線タイプの気象を作り出す。典型的な閉塞前線が通過する前に、雲状および層状雲が広がり、程度の差はあれ降水があり、視程が悪く、露点が安定し、気圧が低下する。前線の通過中に、雲母層と積乱雲が広がり、そびえ立つ積雲も形成される場合がある。程度の差はあれ降水があり、視程が悪く、風が変化しやすく、気圧は変化しない。前線を通過すると、雨雲と高層雲が見え、降水量が減り、視程が良くなる。

雷雨

雷雨は、散逸する前に3つの異なる段階を通過する。それは積雲の段階から始まり、空気の持ち上げ動作が始まる。十分な水分と不安定性が存在する場合、雲の垂直方向の高さは増加し続ける。連続した強い上昇気流は、水分の落下を防ぐ。約15分以内に、雷雨は成熟期に達する。これは雷雨のライフサイクルの最も激しい期間である。この時点では、雨でも氷でも、湿気の滴は重すぎて雲が支えられず、雨やあられの形で落下し始める。これは、空気の下向きの動きを生成する。暖かく上昇する

空気、冷たく、降水によって引き起こされる下降空気、そして、激しい乱気流はすべて雲の中と近くに存在する。雲の下では、下向きの空気が表面風を増やし、温度を下げる。雲の上部付近の垂直方向の動きが遅くなると、雲の上部が広がり、鉄床のような形状になる。この時点で、嵐は消散段階に入る。これは、下降気流が広がり、嵐を維持するために必要な上昇気流に取って代わる時である。 [図 12-28]

軽飛行機では雷雨の上を飛ぶことは不可能である。激しい雷雨が対流圏界面を突き抜け、緯度に応じて50,000～60,000フィートの驚異的な高さに達する可能性がある。雷雨の下で飛行すると、航空機が雨、あられ、損傷する雷、および激しい乱流にさらされる可能性がある。雲の外側で何マイルも電気が落ちる可能性があるため、激しいと特定された雷雨を回避するか、少なくとも20海里 (NM) の性能を持つレーダーエコーを使用して雷雨を回避することが勧められる。雷雨を迂回して飛行することが選択肢ではない場合、通過するまで地面にとどまる。

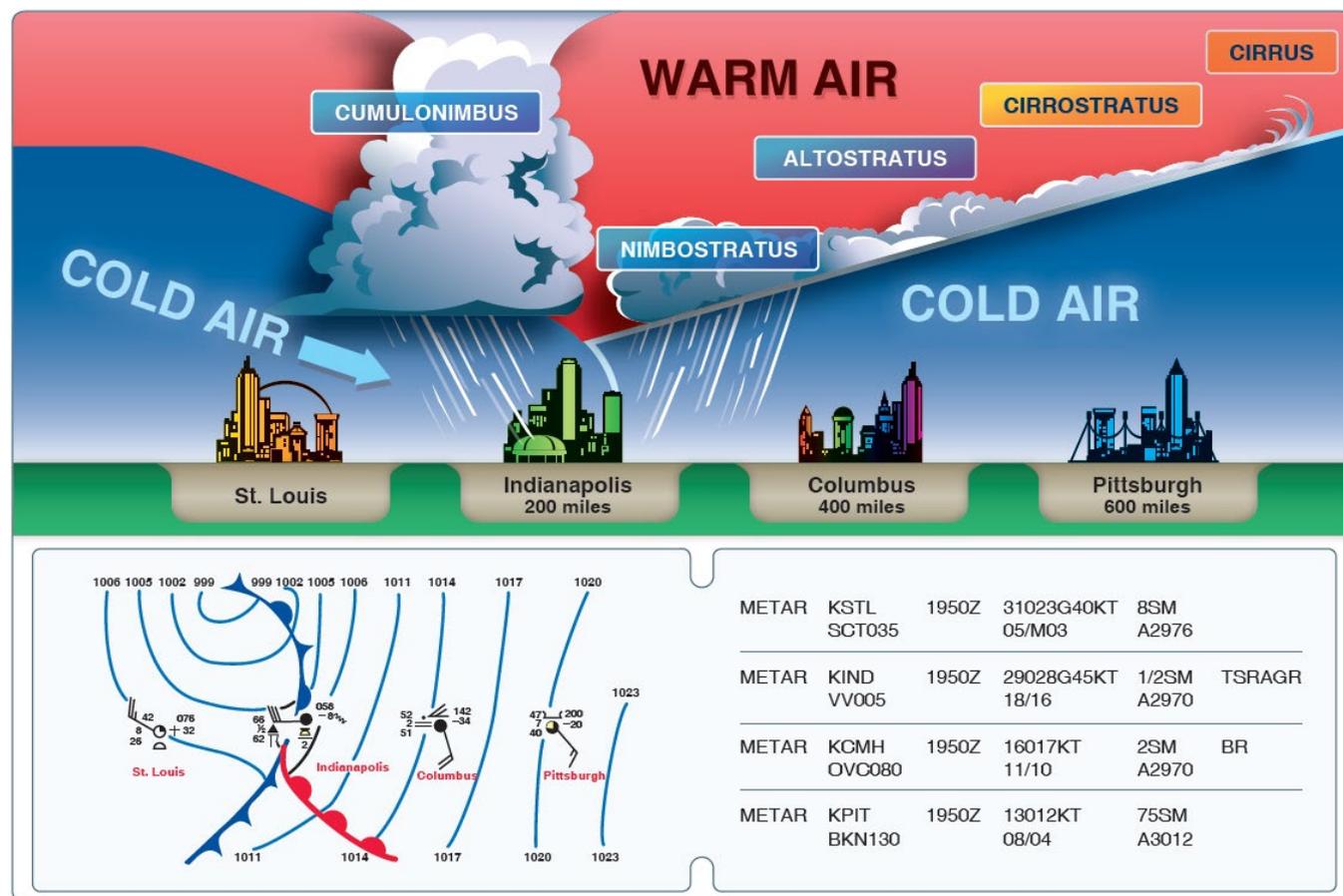


図 12-27. 天気図と関連するMETARが表示された前面の断面。

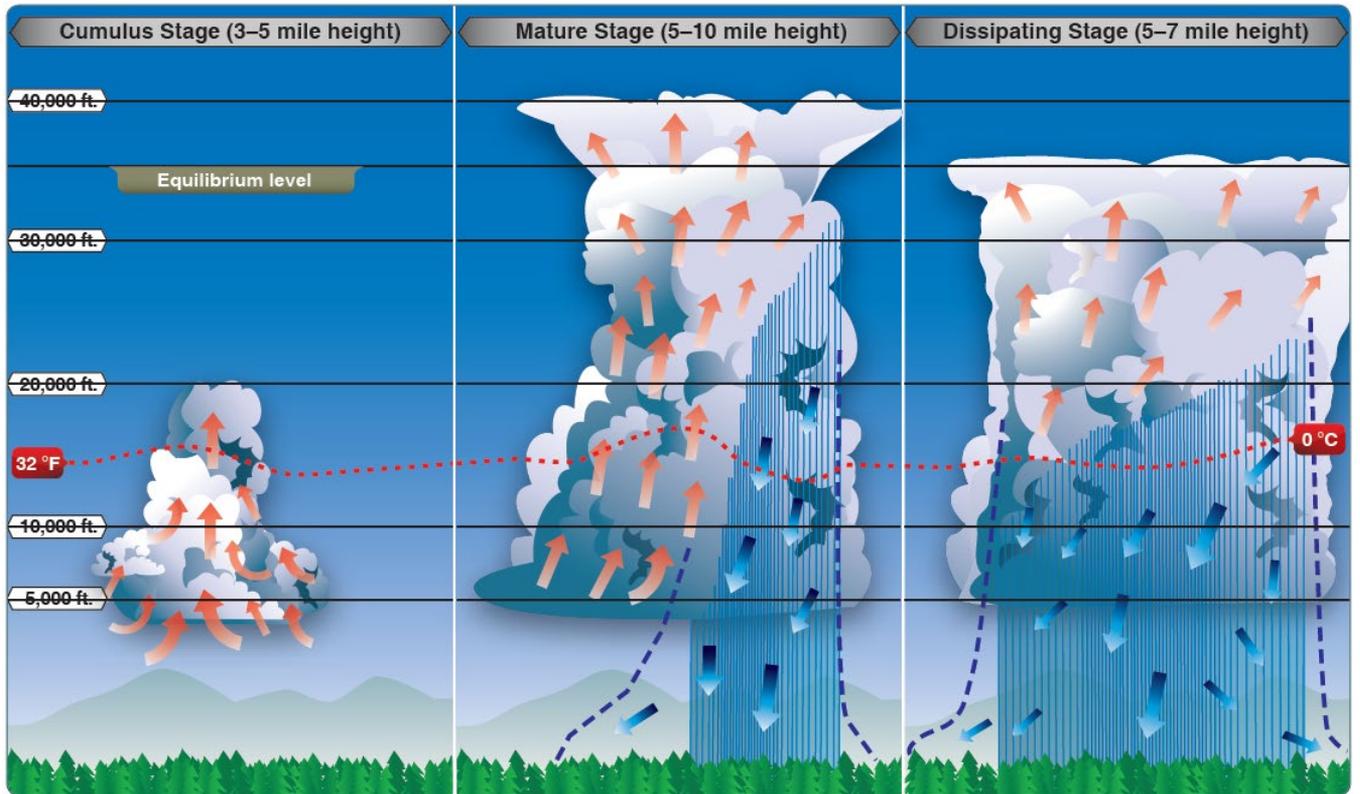


図 12-28. 雷雨のライフサイクル。

雷雨が形成されるためには、空気に十分な水蒸気、不安定な気温減率、および暴風雨プロセスを開始するための最初の持ち上げる作用が必要である。一部の嵐は不安定な空気ランダムに発生し、1、2時間しか続かず、中程度の突風と降雨しか生じない。これらは気団雷雨として知られており、一般には表面加熱の結果である。定常的な雷雨は、気象システムに関連している。前線、収束する風、および谷は、しばしばスコールラインを形成するこれらの嵐を発生させる上向きの動きを強制して作る。成熟した段階では、上昇気流は気団嵐よりも強くなり、持続時間が長くなるため、定常状態と呼ばれる。
[図 12-29]

雷雨とそれに関連する危険についての知識は、飛行の安全にとって重要である。

危険

すべての雷雨には、航空にとって危険な条件がある。これらの危険は多くの組み合わせで発生する。すべての雷雨にすべての危険が含まれるわけではないが、雷雨に含まれる危険を視覚的に判断することはできない。

スコールライン

スコールラインは、活発な雷雨の狭い帯である。多くの場合、湿った不安定な空気の寒冷前線上または前方で発生するが、前線から遠く離れた不安定な空気内で発生する場合がある。スコールラインは長すぎて簡単に迂回できず、幅が広すぎて貫通できない場合がある。多くの場合、定常的な雷雨が含まれており、航空機に最も強い気象災害をもたらす。通常、急速に形成され、一般に午後遅くと夜の最初の数時間の間に最大強度に達する。

竜巻

最も激しい雷雨は、雲底に大きな勢力で空気を引き込む。入ってくる空気が最初の回転運動を起こすと、表面から雲へと非常に集中した渦を形成することがよくある。気象学者は、そのような渦の風が200ノットを超えると、渦内部の気圧が非常に低くなると推定している。強い風がほこりや破片を集め、低気圧が積乱雲基部から下方に伸びる漏斗状の雲を生成する。雲が表面に到達しない場合、それは漏斗雲であり、地表に触れると竜巻で、それが水に触れる場合、「ウォータースパウト【水柱】」である。

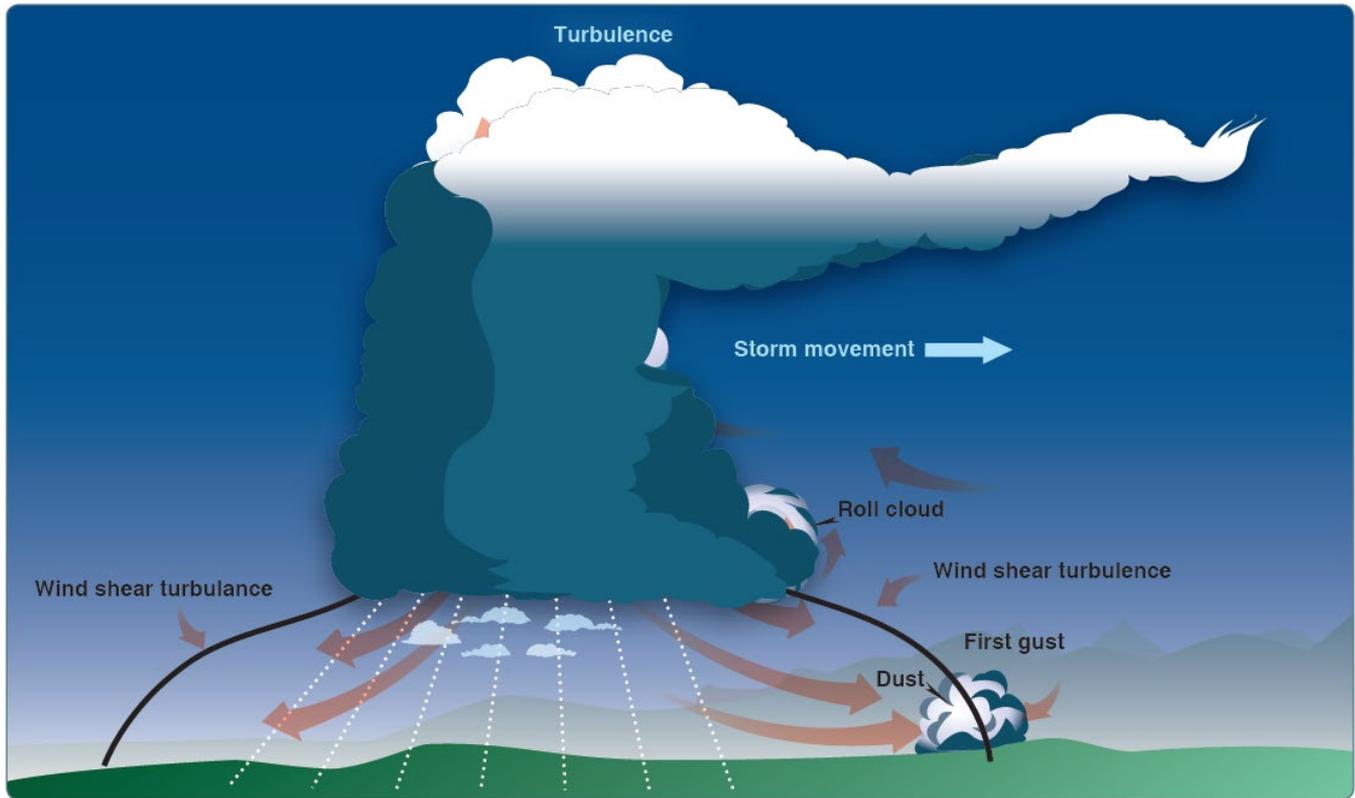


図 12-29. 成熟した雷雨の動きと乱れ。

竜巻は、孤立した雷雨とスコールライン雷雨の両方で発生する。竜巻の予報に関する報告は、大気条件が激しい乱気流に有利であることを示している。竜巻の渦に入る航空機は、ほぼ確実に制御を失い、構造的な損傷を被る。渦は雲の中まで十分に広がっているため、激しい雷雨の中で不注意にも計器に集中したパイロットは、隠れた渦に遭遇する可能性がある。

竜巻のファミリーは、雷と降水の領域から数マイル外側に広がる主雲の付属物として観察されている。したがって、激しい雷雨に続く雲は、激しい脅威をもたらす。

乱流

すべての雷雨には潜在的に危険な乱流が存在し、激しい雷雨は航空機を破壊する可能性がある。雲内で最も強い乱流は、上昇気流と下降気流の間のせん断で発生する。雲の外では、激しい乱流から数千フィート上および20マイル横方向にせん断乱流が発生している。低レベルの乱流領域は、突風前線に関連するせん断帯である。多くの場合、嵐の先端の「ロール雲」はこのせん断の渦の頂点の印となり、激しい乱流のゾーンを意味する。突風前線は、関連する降水のはるか前方（最大15マイル）に移動することがよくある。突風前線は、接近する嵐の前の地表風の急速で、時には劇的な変化を引き起こす。航空局通達（AC）00-54、パイロットウイ

ンドシアガイドでは、雷雨に伴う突風前線の危険について説明している。ACの図2は、非常に深刻な乱流に遭遇する可能性のある突風前線の成熟した段階の雷雨の断面を示している。

着氷

雷雨の上昇気流が起これば、比較的大きな液滴サイズを持つ豊富な液体水が発生する。凍結レベルを超えて上昇すると、水は過冷却状態になる。上向きの流れの温度が約-15°Cに下がると、残っている水蒸気の多くが氷の結晶として昇華する。このレベルを超え、温度が低くなると、過冷却水の量が減少する。

過冷却水は、航空機に衝突すると凍結する。クリアアイスは、凍結レベルを超えるあらゆる高度で発生する可能性があるが、高度が高いと、小さな液滴からの着氷は、霧氷または霧氷とクリアアイスの混合物である場合がある。大きな過冷却水滴が豊富であるため、0°C~-15°Cで急速にクリアアイスが発生し、セルクラスターの中では頻繁に遭遇する。雷雨の着氷は非常に危険である。

雷雨は、パイロットが着氷状態に遭遇する可能性がある唯一の領域ではない。パイロットは、温度が0°Cに近づき、目に見える水分が存在する時はいつでも着氷に注意する必要がある。

雹

雹は、乱気流に匹敵するほどの航空機にとって最大の雷雨中における危険である。凍結レベルを超える過冷却水滴は凍結し始める。一つの水滴が凍ると、他の滴がへばりつき、凍り付いて、雹が成長し、時には巨大なアイスボールになる。大きな雹は、激しい雷雨と共に発生し、強い上昇気流が非常に高いところに構築される。最終的に、恐らく嵐の中心部からある程度離れたところから雹は落下する。雷雨の雲から数マイル離れた晴天で雹が発生する可能性がある。

温度が0°Cを超える空気中を雹の粒が落下すると、それは溶け始め、雹または雨として落下し、地面に到達することがある。地表に到達するものが雨であっても、雹が上空にないことを意味しない。特に大きな積乱雲のかなど雲の下では、雷雨があれば雹の可能性がある。直径が0.5インチを超える雹の粒は、数秒で航空機に大きな損傷を与える可能性がある。

雲低高度と視程

一般的に、雷雨雲内の視程はほぼゼロである。雲底と地上の間の降水とほこりの中で雲低高度と視程も制限される場合がある。制限により、すべての雲低高度と視程の制限と同じ問題が発生する。しかし、乱気流、雹、落雷といった他の雷雨の危険に関連する場合、危険は倍増する。

高度計への影響

気圧は通常、雷雨の接近で急速に低下し、最初の突風の開始と冷たい下降気流と大雨の通り雨の到来で急激に上昇し、その後、嵐が進むにつれて正常に戻る。この気圧変化のサイクルは15分以内に発生する可能性がある。パイロットが修正された高度計設定をしない場合、高度計は100フィートを超える誤差がある可能性がある。

稲妻

稲妻は、航空機の表面に穴を開け、通信装置および電子航法装置に損傷を与える可能性がある。稲妻は燃料蒸気に点火して爆発を引き起こすと疑われているが、稲妻による重大な事故はまれである。近くの稲妻はパイロットの目をくらます可能性があり、計器または視程を参照しての操縦が一時的に不可能になる。近くの稲妻は、磁気コンパスに永久的なエラーを引き起こす可能性もある。稲妻放電は、遠くのものでも、低および中周波数の無線通信を妨害する可能性がある。稲妻の強度と頻度は他の嵐のパラメータと単純な関係はないが、一般的に激しい嵐は稲妻の頻度を高くする。

エンジンへの水の取り込み

タービンエンジンには、取り込める水の量に制限がある。上昇気流は、多くの雷雨、特に発達段階の雷雨に存在する。雷雨の上昇気流が落下する雨滴の最終速度に近づくか、それを超えると、非常に高い濃度の水が発生する可能性がある。これらの濃度は、取り込めるように設計されたタービンエンジンの水量を超える可能性がある。したがって、激しい雷雨には水分が高濃度で含まれている可能性があり、1つまたは複数のエンジンのフレームアウトおよび/または構造的な故障を引き起こす可能性がある。

章のまとめ

大気とその中に作用して天気を作り出す力の知識は、気象が飛行にどのように影響するかを理解するために不可欠である。基本的な気象理論を理解することにより、パイロットは気象ブリーフィングを受けた後、飛行計画中に適切な決定を下すことができる。この章で説明されているトピックの追加情報については、修正された以下の出版物を参照すること。AC00-6、パイロットおよび飛行操作要員の航空気象。AC 00-24、雷雨；AC 00-45、航空気象サービス。AC 91-74、パイロットガイド：着氷状態での飛行。航空情報マニュアル（AIM）の第7章、セクション2。

