中層大気中の物質輸送 – 中間圏循環・波動による高緯度物質輸送の観測事例 –

[講演: 村山 泰啓 (情報通信研究機構), 坂野井 和代 (駒澤大学)]

津田 卓雄 (電気通信大学), 鈴木 秀彦 (明治大学)

1 はじめに

近年の様々な研究を通じ, 中間圏・下部熱圏の力学場の基本的振舞い (大気重力波スペクトル, 大気重力波フラックス, etc.) に関する理解が進展してきた. 戦略的な考え方をするならば, 次のステップとして, 例えば (i) 更に詳細な力学の理解 (高次モード, 波動波動相互作用, 二次励起, 乱流, 音波, etc.), (ii) 未観測領域への挑戦 (南極, 100–150 km 高度, etc.), (iii) 力学, 化学, 物質, 電磁力学, 等の結合系としての理解, などが考えられる. 本稿では, 力学・物質の結合系 (物質輸送) に焦点をあて, 特に, トレーサー物質として一酸化炭素 (CO) と夜光雲 (noctilucent cloud: NLC) を取上げて, トレーサー物質と大気波動, 大気循環による物質輸送の整合性について中間圏高緯度の観測事例を紹介する.

2 成層圏・中間圏の CO 観測と中層大気循環

2 節では, 中層大気中の物質輸送に関する観測事例として, 大気循環と CO 変動の関連性に焦点をあてる. まず, 中間圏の子午面循環に関する基本事項を概説した後, 中間圏高緯度における CO 観測結果を紹介する. 最後に, 観測された CO 変動と風速データの比較から, 中間圏子午面循環と CO 輸送との整合性について議論する.

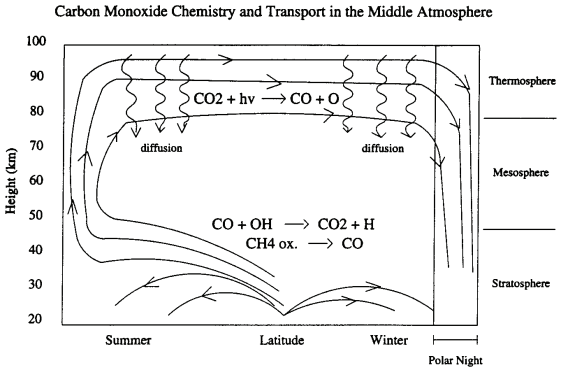

図 1: 中間圏の子午面循環と CO 輸送 [adopted from Solomon et al., 1985; Allen et al., 1999]. ©American Meteorological Society. Used with permission.

2.1 中間圏の子午面循環

成層圏高度では, オゾン層による太陽紫外線の吸収 (大気加熱) が温度場に大きく寄与する. 一般に, 成層圏界面付近の高度では日照がある夏半球高緯度で高温, 日照のない冬半球高緯度では低温となり, 夏極から冬極にかけて単調に温度が減少していくような温度場となる. 風速場としては, 温度場の南北勾配に伴う温度風で説明可能な東西風が卓越している. 気圧場で考えると, 夏半球高

平成 30 年度 MTI 研究会 サイエンスセッション
© Mesosphere Thermosphere Ionosphere (MTI) Research Group, Japan

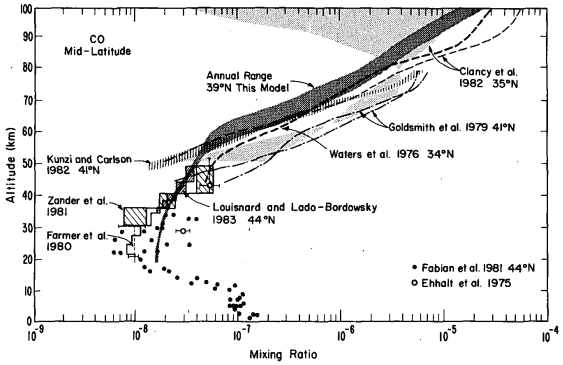

図 2: 中緯度域における CO の高度分布 [adopted from Solomon et al., 1985]. ©American Meteorological Society. Used with permission.

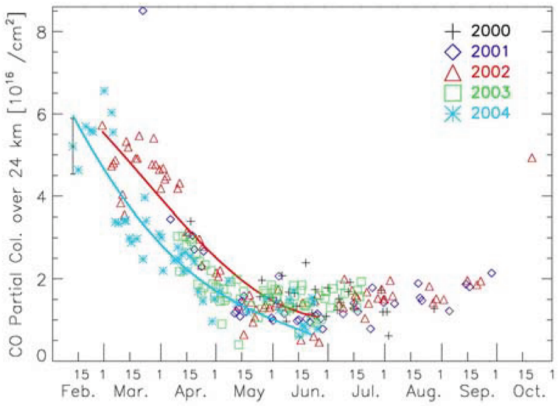

図 3: ポーカーフラットで 2000–2004 年に観測された CO 部分気柱量の季節変化 [adopted from Jones et al., 2007].

緯度は高気圧, 冬半球高緯度は低気圧となり, 擾乱無しの基本場としては, 特にロスビー波のような大規模擾乱の無い夏半球では, 気圧等圧線は極を中心として同心円状 (等緯度線状) になっている. 力学場は, 地表近辺との摩擦や大気波動の砕波等に起因する平均流加速等が無い環境下では, 圧力勾配力とコリオリ力とがバランスし, 主に等緯度線状の気圧等圧線に沿って大気が流れることで, 成層圏高度では, 夏半球高緯度で西向き風が卓越, 冬半球高緯度は低気圧で東向き風が卓越している.

成層圏から中間圏へと高度が上昇するにつれて, 大気重力波を中心とする大気波動の飽和, 砕波, 消散等の過程で生じるとされる平均流加速による減速効果 (マイナスの加速なら平均流は減速される) で東西風は弱められる. 中間圏界面付近の弱風層の観測結果はこれらの効果による説明と整合的である. 大気大循環モデル (GCM) 等においても現実的な中層大気大循環の再現において, 中間圏高度における大気重力波効果 (近似的に摩擦力とみなして) が気圧傾度力 (圧力勾配力), コリオリ力と共にバランスする風速場では, 気圧等圧線を横切るような大気の流れとなっている. すなわち南北風 (子午面循環) を伴った平均風速場となる.

成層圏・中間圏の子午面循環の模式図を図 1 に示す. 減速効果と圧力勾配力, コリオリ力のバランスを考慮すると, 生成される子午面循環は夏半球高緯度では発散, 冬半球高緯度では収束となる. 結果として, 全球的には, 夏半球高緯度の上昇流, 夏半球から冬半球への流れ, 冬半球高緯度の下降流という循環が形成される.

2.2 中間圏の CO 観測

中間圏に存在する CO は光化学的寿命が長い為, 大気輸送過程のトレーサーとして用いるのに適している. 上層大気中の CO の観測として, 地上ミリ波放射計による観測 (天文観測の一部としての観測 [e.g., Clancy et al., 1982; Bevilacqua et al., 1985], 中緯度域の単発的な観測 [e.g., Kunzi et al., 1982; Bevilacqua et al., 1985], スウェーデン (57.4°N, 12°E) における約 2 年間の観測 [Forkman et al., 2003] など) や赤外分光観測 (中緯度域の長期観測 [e.g., Pougatchev and Rinsland, 1995], ポーカーフラット (65°N, 147°W) における約 5 年間の観測 [Kasai et al., 2005], 人工衛星観測 (e.g., NIMBUS7/SAMS, UARS/ISAMS, Space-shuttle) など) などが行われており, CO の高度分布に関する基本的な情報が得られている (図 2 参照).

情報通信研究機構 (National Institute of In-

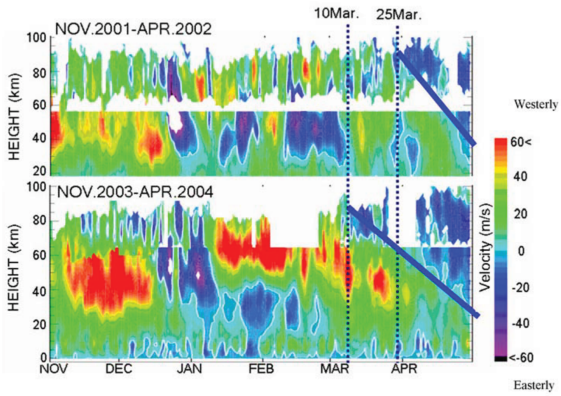

図 4: 2001–2002 年 (上段) と 2003–2004 年 (下段) のポーカーフラット上空の東西風の季節変化 [adopted from Jones et al., 2007].

formation and Communications Technology: NICT) のグループが実施した米国アラスカ州ポーカーフラット (65°N, 147°W) におけるフーリエ変換型赤外分光計 (Fourier transform infrared spectrometer: FTIR) を用いた赤外分光観測 [Kasai et al., 2005] は, 高緯度域の約 5 年間 (2000–2004 年) の長期 CO データを提供するものであり, CO 変動を物質輸送という観点から調査する際の有用なデータセットとして利用可能である. ポーカーフラット FTIR は, 観測周波数 750–4200 cm^{-1}, 最高周波数分解能 0.0019 cm^{-1} であり, 観測される分子スペクトル形状の高度変化を利用したリトリーバル手法 (SFIT2 algorithm [e.g., Rinsland et al., 1998]) を用いることで CO 高度分布の推定が可能である. ただし, 中間圏高度の分子スペクトル形状は気圧に無関係である. 従って, 成層圏および中間圏から上の高度の CO については高度積算量 (CO 部分気柱量) としての推定値が得られる. ここではこの CO 部分気柱量は主に中層大気中の CO 量を代表するとみなして議論を行っている.

図 3 に, ポーカーフラットで 2000–2004 年に観測された CO 部分気柱量の季節変化を示す. CO が冬に多く, 夏に少ないという典型的な季節変化がみられる. また, 冬 (2–3 月) から 夏 (5–6 月)

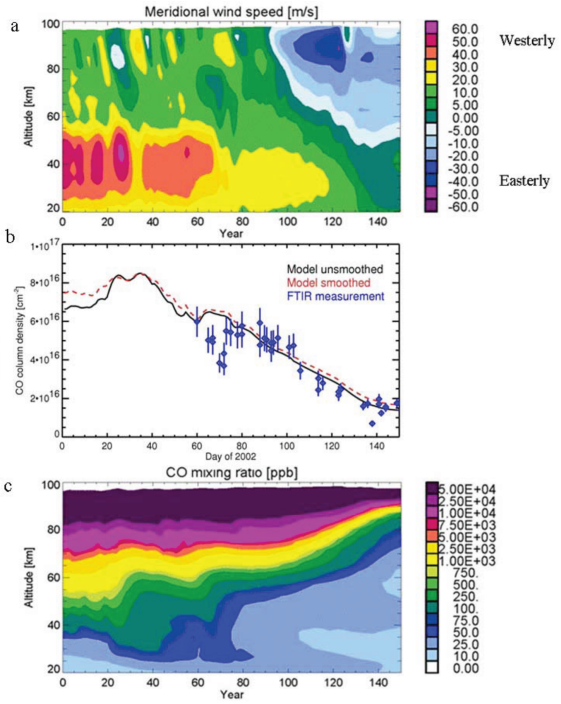

図 5: 2 次元化学輸送モデルで計算された南北風, CO 部分気柱量, CO 混合比の季節変化 [adopted from Jones et al., 2007].

にかけて, CO 部分気柱量が減少していく時系列変化がはっきりと捉えられている. 減少の開始時期に注目すると, 2004 年は減少開始時期が比較的早く, 2002 年は減少開始時期が比較的遅いという年々変化もみられる.

2.3 CO 変動と風速場

ポーカーフラット FTIR で観測された 2002 年と 2004 年の CO 減少の開始時期の違いを大気循環場という視点から考察する為, ポーカーフラット MF (分反射) レーダーデータと United Kingdom Met Office (UKMO) 気象データを併せ用いて, 東西風高度分布の季節変化を図 4 に示した. 1 地点の東西風の情報であるため, 特に冬季の東向き (西風) 中層大気ジェット中ではロスビー波が卓越する期間では擾乱成分が卓越する傾向がある一方,

夏季の西向きジェット中では大規模擾乱は抑制されるため, 冬季パターンから夏季パターンへの季節移行の議論には利用可能と考えられる.

冬期間 (11–3 月頃) については, 冬半球高緯度の典型的パターンである東向き風が卓越しつつ, プラネタリー波や成層圏突然昇温と推定される大規模擾乱による西向き風領域も頻繁に現れる様子が 2001–2002 年, 2003–2004 年の両方で確認できる. 3 月頃になると, 風速場が冬パターン (東向き風) から夏パターン (西向き風) へ遷移する様子が見られるが, 遷移時期は 2002 年のケースでは 3 月 25 日頃であるのに対し, 2004 年のケースでは 3 月 10 日頃であった. 風速場が冬パターンから夏パターンに遷移する時期の違いは, 前述した CO 部分気柱量の減少開始時期の違いと整合的といえる. 東西風ジェットの冬から夏への遷移と対応して, 子午面循環は, 冬季中間圏付近における南半球から北半球への子午面 (南北) 流が, 北半球から南半球へと向かう夏季の子午面流へと遷移したものと推定される. その結果として CO 輸送も冬パターンから夏パターンへと変化していることが考えられる. そして, CO 輸送が夏パターンへと変化することで, 冬から夏への季節変化における CO の減少が開始するというシナリオが考えられる. 以上のシナリオを検証する為, 2 次元化学輸送モデルによる計算結果を図 5 に示す. 冬から夏への遷移時期に南北風の反転 (子午面循環のパターン変化) が起こり, それと同期するように CO 部分気柱の減少が進行する様子がみられており, 上記のシナリオと整合的であると考えられる.

2.4 まとめ

ポーカーフラットで実施した約 5 年間の FTIR 観測から高緯度中層大気中の CO 変動を捉え, MF レーダー, UKMO から得られた風速データと比較することで, 物質輸送という観点から両者の整合性について考察を進めた. その結果, 中間圏子午面循環の年々変動と CO 年々変動の対応関係など, 物質過程と力学過程が整合的に振舞う様子がみられた. 今後の展開としては, ポーカーフラットのみの 1 地点観測だけでなく, ネットワーク型の多地点観測から中間圏循環の面的把握が進められていく事に期待したい.

3 夜光雲観測と中間圏界面高度での夜光雲粒子水平輸送について

2 節で述べた中層大気における CO のように, 極域の夏季に出現する夜光雲とその関連現象も上部中間圏における物質輸送のダイナミクスを解明する鍵になると考えられている. 3 節では夜光雲及びその関連現象である極域夏季中間圏エコーの概観し, その出現特性が背景大気による移流によって説明可能な観測事例を 2 例紹介する.

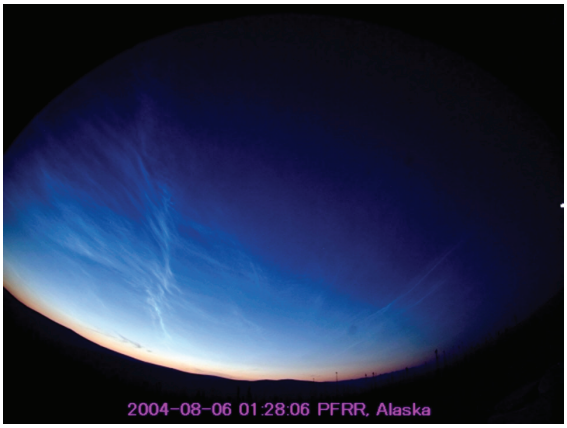

図 6: 2004 年 8 月 6 日にアラスカのポーカーフラットで撮影された夜光雲. [adopted from 坂野井 他, 2007a; Sakanoi et al., 2007b]. ©National Institute of Information and Communications Technology (NICT). Used with permission.

3.1 夜光雲 (NLCs) 及び極域夏季中間圏エコー (PMSE)

夜光雲 (Noctilucent Clouds (NLCs)) は極域の高緯度地域において夏季 (北半球の場合 6–8 月)

に出現する氷晶雲である．主に衛星などから観測される場合は Polar Mesospheric Clouds (PMCs) と呼ばれることもあるが両者は同一の現象であると考えられている．NLCs の典型的な発生高度は 80–85 km の上部中間圏に相当し，地球大気圏の中で最も高い高度に発生する雲といえる．その組成は上部中間圏の大気に含まれる水蒸気が 2.2 節で述べたグローバルな子午面循環によって引き起こされる夏季の低温 (<140 K) によって昇華凝結した氷晶であることが知られている．氷晶のうち特に数 10 nm スケール以上のものは，太陽からの可視光線を効率的に散乱するため，薄明時の暗い背景の中で青白く輝く NLCs として視認される (図 6 参照)．NLCs の生成消滅は大気温度の変動の他，凝結核及び水蒸気の混合比の増減によっても支配されるため，NLCs を観測することで大気環境変動に関する情報が得られることが期待される．特に二酸化炭素 (CO_2) とメタン (CH_4) は人間活動によって放出される温室効果気体であるが，これらの全球的な増加は，赤外放射による中間圏の冷却 (寒冷化) や NLCs (氷晶) の構成成分である水蒸気の増加を引き起こすと考えられているために，地上における温暖化傾向の強化に伴い，NLCs の発生頻度や発生領域も増加拡大することが予測されている．また，NLCs (雲) は，風で流されたり拡散することを考慮すると，NLCs の動きをトレーサーとすることで物質輸送に関する知見を得られる可能性もある．

NLCs の生成消滅は (1) 中間圏界面高度での核形成，(2) 粒子成長および重力による沈降，(3) 夜光雲として観測可能なサイズに成長，(4) さらに沈降し蒸発，(5) 水蒸気の上層への拡散，以降 (1) から繰り返しという数日スケール以上のサイクルが提唱されている [Sugiyama et al., 1996]．また SNOE 衛星の UV 観測により北半球極域における PMC の広域観測の結果によれば，PMC の生成消滅は 5 日周期のプラネタリー波による影響を受けていることも明らかになっている [Merkel et al., 2003]．上述のサイクルで NLCs が観測されるとすると，NLCs が存在する高度よりも高高度側に夜光雲の種ともいえる，成長前のより微小な氷粒子が存在するはずである．この微小氷粒子の存在はレーダーによって観測されており，von Zahn and Bremer [1999] はライダーと VHF レーダーによる NLCs と微小氷粒子からのレーダーエコーの同時観測結果を報告している．この結果では NLCs の出現高度の上方に寄り添うようにレーダーエコーが検出されており，夜光雲の元となる微小な氷粒子がより低温の中間圏界面領域から沈降してきたというストーリーを支持している．レーダーによって観測される氷粒子と背景大気との相互作用によって生じる強いエコーは極域夏期中間圏エコー (Polar Mesosphere Summer Echo: PMSE) と呼ばれる．

3.2 夜光雲の出現特性と背景大気の風速場

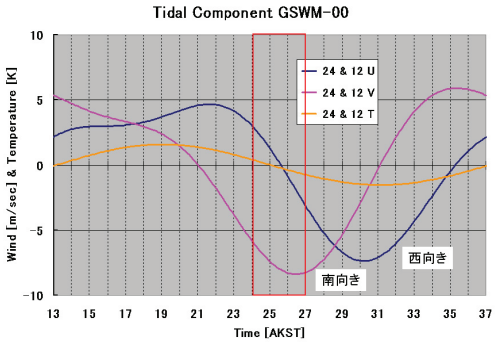

図 7: GSWM-00 [Hagan et al., 2001] による NLC 高度における 1 日および半日周期の潮汐波による水平風速変動．モデルではアラスカの緯度を仮定してあり，赤枠で囲まれた時間帯がここで述べている NLC の発生時刻に対応している．©Kazuyo Sakanoi, NICT/Komazawa Univ., 2007. Used with permission.

3.1 節で述べたように，NLCs, PMSE は地球温暖化などのグローバルな大気環境変動を解明するためのトレーサーとしてだけでなく，極域上部中間圏の背景大気パラメーターを推定するための需要なカギとなる．以下では，NLCs の出現特性と

背景大気の風速場の関係について重要な知見をもたらした日本の研究グループによる 2 つの観測例を紹介する.

3.2.1 高緯度帯 (アラスカ) での観測例

坂野井 他 [2007a]; Sakanoi et al. [2007b] では 1999 年から 2005 年にかけてアラスカの Poker Flat Research Range (PFRR) (65°N, 147°E) で行われた NLC 観測のうち, レイリライダーおよびデジタルカメラによる同時観測が成立した 2005 年 8 月 9 日のアラスカ標準時 24:00–27:00 におけるイベントに着目している. このイベントではレイリーライダーによって高度 81–84 km からの NLCs (PMC) エコーが得られたと同時に, 同サイトに設置されているデジタルカメラによって水平線からの高度角 30 度のあたりに NLCs が捉えられた. カメラによって得られた NLCs の連続画像の解析から NLCs 全体は南西方向に移動していることが明らかになった. この移動方向は, 同サイトの MF レーダーによる中性大気の水平風速の観測結果とも整合していることが確認された. さらに MF レーダーによる東西風速の高度プロファイルには, 上方から下方に風速の位相が伝搬する潮汐波と思われる変動が見られること, 全球大気潮汐波動モデル (GSWM) [Hagan et al., 2001] で計算される 24 時間周期および 12 時間周期の潮汐波の南北成分の和が南向きに代わり最大になってゆくタイミングと NLCs の出現時刻が一致している (図 7 参照) ことから, PFRR における NLCs の出現特性と運動が主に移流 (特に潮汐波) によって支配されていたことが示唆される. この例が示すように NLCs は 3.1 節で述べた鉛直方向への水蒸気輸送を含む生成消滅のサイクルを繰り返しながら, その場の風速場によって移流すると考えられる. 大気潮汐波による水平風速の周期変動による NLC の輸送の計算としては Gadsden [1998] が, プラネタリー波によるものとしては Kirkwood and Stebel [2003] があるが, いずれも NLC が形成され昇華するまでに緯度幅で 5 度, 水平距離にして 500 km 以上高緯度側から輸送されてくる可能性が示されている.

3.2.2 中緯度帯 (日本) での観測例

Suzuki et al. [2016] においては, 日本の北海道で 2015 年 6 月 21 日に初めて NLCs が複数拠点から同時撮影された結果と, その発現メカニズムについて議論されている. 通常 NLCs が見られるのは夏季の緯度 50–60 度の領域であり, このイベントが検出された北緯 43.2 度 (小樽) から北緯 44.4 度 (名寄) の領域で NLCs が検出されることは稀である. 3.1 節で述べたように地球温暖化の影響により高層大気が寒冷化し, NLCs の出現範囲が拡大した結果という可能性もあるが, NLCs シーズンにおける北海道の晴天率を考慮すると, この単一イベントのみで上述の結論を導くのは困難である. 本イベント時期における北海道上空の上部中間圏領域の大気温度は, その場で NLCs の生成が起こるほど低温ではなかったことが AURA 衛星による大気温度観測によって示されたほか, 稚内における MF レーダー観測による水平風速観測結果により, 本イベントで NLCs が検出される時間帯の前に南向きの水平風速が継続していたことが分かった (図 8 参照). すなわち, 北海道における NLCs イベントについても, 3.2.1 節で述べたアラスカの観測例と同様に観測された NLCs は移流により, 低温な高緯度側から輸送されてきた可能性が高いと結論付けられる.

3.3 まとめ

先行研究や 3.2 節で紹介したアラスカおよび北海道における NLCs と風速の同時観測により, NLCs の消長が上部中間圏の温度場, 風速場によって調節される基本的なメカニズムが明らかになってきた. すなわち, NLCs を物質循環のトレーサー物質として活用し, 複雑な上部中間圏領域の力学を詳細に解明する方向性がより具体的に見えてきたと言える.

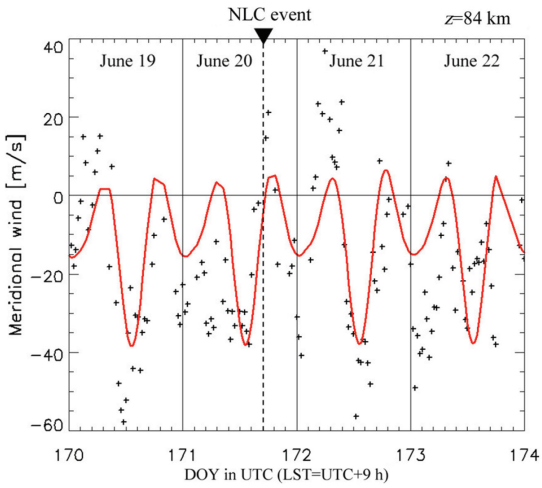

図 8: 稚内 MF レーダーによって測定された 2015 年 6 月 21 日とその前後における高度 84 km の南北風速．日本初となる NLCs イベントに先立って, 南向きの風速が継続していたことが分かる [adopted from Suzuki et al., 2016].

参考文献

Allen, D. R., J. L. Stanford, M. A. López-Valverde, N. Nakamura, D. J. Lary, A. R. Douglass, M. C. Cerniglia, J. J. Remedios, and F. W. Taylor, Observations of middle atmosphere CO from the UARS ISAMS during the early northern winter 1991/92, J. Atmos. Sci., **56**, 563–583, https://doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056%3C0563:OOMACF%3E2.0.CO;2, 1999.

Bevilacqua, R. M., A. A. Stark, and P. R. Schwartz, The variability of carbon monoxide in the terrestrial mesosphere as determined from ground based observations of the CO $J = 1 \rightarrow 0$ emission line, J. Geophys. Res., **90**, 5777–5782, https://doi.org/10.1029/JD090iD03p05777, 1985.

Clancy, R. T., D. O. Muhleman, and G. L. Berge, Microwave spectra of terrestrial mesospheric CO, J. Geophys. Res., **87**, 5009–5014, https://doi.org/10.1029/JC087iC07p05009, 1982.

Forkman, P., P. Eriksson, and A. Winnberg, Longest continuous ground-based measurements of mesospheric CO, Geophys. Res. Lett., **30**, 1532, https://doi.org/10.1029/2003GL016931, 2003.

Gadsden, M., Noctilucent clouds seen at 60°N: origin and development, J. Atmos. Sol. Terr. Phys., **60**, 1763–1772, https://doi.org/10.1016/S1364-6826(98)00154-0, 1998.

Hagan, M. E., R. G. Roble, and J. Hackney, Migrating thermospheric tides, J. Geophys. Res., **106**, 12,739–12,752, https://doi.org/10.1029/2000JA000344, 2001.

Jones, N. B., Y. Kasai, E. Dupuy, Y. Murayama, J. Urban, B. Barret, M. Sinnhuber, A. Kagawa, T. Koshiro, P. Ricaud, and D. Murtagh, Stratomesospheric CO measured by a ground-based Fourier Transform Spectrometer over Poker Flat, Alaska: Comparisons with Odin/SMR and a 2-D model, J. Geophys. Res., **112**, D20303, https://doi.org/10.1029/2006JD007916, 2007.

Kasai, Y. J., A. Kagawa, N. Jones, A. Fujiwara, K. Seki, Y. Murayama, and F. Murcray, Seasonal variations of CO and HCN in the troposphere measured by solar absorption spectroscopy over Poker Flat, Alaska, Geophys. Res. Lett., **32**, L19812, https://doi.org/10.1029/2005GL022826, 2005.

Kirkwood, S., and K. Stebel, Influence of planetary waves on noctilucent cloud occurrence over NW Europe, J. Geophys. Res., **108**, 8440, https://doi.org/10.1029/2002JD002356, 2003.

Kunzi, K. F., and E. R. Carlson, Atmospheric CO volume mixing ratio profiles determined from ground-based measurements of the $J = 1 \rightarrow 0$ and $J = 2 \rightarrow 1$ emission lines, J. Geophys. Res., **87**, 7235–7241,

https://doi.org/10.1029/JC087iC09p07235, 1982.

Merkel, A. W., G. E. Thomas, S. E. Palo, and S. M. Bailey, Observations of the 5-day planetary wave in PMC measurements from the Student Nitric Oxide Explorer Satellite, Geophys. Res. Lett., **30**, 1196, https://doi.org/10.1029/2002GL016524, 2003.

Pougatchev, N. A., and C. P. Rinsland, Spectroscopic study of the seasonal variation of carbon monoxide vertical distribution above Kitt Peak, J. Geophys. Res., **100**, 1409–1416, https://doi.org/10.1029/94JD02387, 1995.

Rinsland, C. P., N. B. Jones, B. J. Connor, J. A. Logan, N. S. Pougatchev, A. Goldman, F. J. Murcray, T. M. Stephen, A. S. Pine, R. Zander, E. Mahieu, and P. Demoulin, Northern and southern hemisphere ground‐based infrared spectroscopic measurements of tropospheric carbon monoxide and ethane, J. Geophys. Res., **103**, 28,197–28,217, https://doi.org/10.1029/98JD02515, 1998.

坂野井和代, 村山泰啓, R. L. Collins, and 水谷耕平, レイリー・ライダー観測によって得られた極域中間圏エアロゾルの性質, 情報通信研究機構季報, **53**, 1/2 (中層・上層大気観測技術特集), 43–50, 2007a.

Sakanoi, K., Y. Murayama, R. L. Collins, and K. Mizutani, Characteristics of aerosol in the polar mesosphere derived from Rayleigh lidar observations, Journal of the National Institute of Information and Communications Technology, **54**, 1/2 (Special Issue on Middle and Upper Atmosphere Observation Techniques), 47–55, 2007b.

Solomon, S., R. R. Garcia, J. J. Olivero, R. M. Bevilacqua, P. R. Schwartz, R. T. Clancy, and D. O. Muhleman, Photochemistry and transport of carbon monoxide in the middle atmosphere, J. Atmos. Sci., **42**, 1072–1083, https://doi.org/10.1175/1520-0469(1985)042%3C1072:PATOCM%3E2.0.CO;2, 1985.

Sugiyama, T., Y. Muraoka, H. Sogawa, and S. Fukao, Oscillations in polar mesospheric summer echoes and bifurcation of noctilucent cloud formation, Geophys. Res. Lett., **23**, 653–656, https://doi.org/10.1029/96GL00383, 1996.

Suzuki, H., K. Sakanoi, N. Nishitani, T. Ogawa, M. K. Ejiri, M. Kubota, T. Kinoshita, Y. Murayama, and Y. Fujiyoshi, First imaging and identification of a noctilucent cloud from multiple sites in Hokkaido (43.2–44.4°N), Japan, Earth Planets Space, **68**, 182, https://doi.org/10.1186/s40623-016-0562-6, 2016.

von Zahn, U, and J. Bremer, Simultaneous and common-volume observations of noctilucent clouds and polar mesosphere summer echoes, Geophys. Res. Lett., **26**, 1521–1524, https://doi.org/10.1029/1999GL900206, 1999.