電離圏・熱圏大気波動の低緯度伝搬 - 観測から見えるその描像 -[講演: 久保田 実 (情報通信研究機構)]

電気通信大学 細川 敬祐

1 はじめに

極域から低緯度方向に伝搬する電離圏・熱圏大気 波動は、各種電波観測・光学観測によって古くから 研究されてきた. これらの擾乱は伝搬性電離圏擾 乱(Traveling Ionospheric Disturbances: TID) という名称でひとくくりに呼ばれるが、実際には そのスケールや特性によって幾つかのまとまりに 分けることができる. Hunsucker et al. [1982] が 時空間スケールによって TID を分類した結果を 表1に示す.

大規模伝搬性電離圏擾乱(Large-Scale TID: LSTID)は電離圏のドラスティックな変動として 観測され、1960年頃からこれまでの間に多くの観 測報告、理論研究がなされてきた.この変動は主と して磁気嵐中に発生するため、磁気圏からオーロ ラ帯へエネルギー入力がその励起源であると考え られている.中規模伝搬性電離圏擾乱(Medium-Scale TID: MSTID)は、LSTIDよりも時空間ス ケールが小さいがやはり赤道方向へ伝搬する性質 を持つため、極域に励起源があると想像されてき た.また近年、サブオーロラ帯において低緯度方向 に伝搬する中規模伝搬性電離圏擾乱(MSTID)が 観測され始めており、中緯度で観測される MSTID との関連性が議論されている.これらのスケール の異なるふたつの TID に関する現時点の理解を 観測の立場から示し、未解明問題を整理する.

2 LSTID: 大規模伝搬性電離圈擾 乱

LSTID は、磁気嵐やサブストームの爆発相中 に発生する擾乱である. Hines [1960] が、この電 離圏擾乱は、大気重力波が電離大気に擾乱を与え ることによって生じていると指摘して以来、熱圏 の中性大気に見られる大規模な擾乱である伝搬性 大気擾乱(Traveling Atmospheric Disturbances: TAD)と関連づけてその励起・伝搬過程が議論 されてきた. 図1に、TAD/LSTIDの現象論的特 性を模式的に示した図を示す [Prölss ,1993]. 極 域にサブストームなどに伴うエネルギー入力(電 場の増大・粒子降下の増大)が起こると、中性大 気が加熱され、中性風や中性温度に波動的な擾乱 (TAD)が生まれる.

この擾乱は、150-200 m/s 程度の振幅を持つ中 性風の変動として 600-800 m/s の位相速度を持っ て赤道方向へ伝搬する. 伝搬していく meridional 方向の風の変動は、磁力線に沿ってプラズマを上 下につき動かし、電離圏 F 領域の高度変動を引き 起こすことになる. また、電離圏 F 領域高度が 上下動した場合、高度によって N₂/O 比が異なる ためにイオン消滅率が変動し、電子密度にも擾乱 が引き起こされる. これらの TAD によって引き

平成 18 年度 MTI 研究会 サイエンスセッション

[©] Mesosphere Thermosphere Ionosphere (MTI) Research Group, Japan

Nomenclature	Horizontal Velocity, m/s	Period	Wavelength	Possible Sources	Remarks
'Large scale'	400-1000 100	30 min to 3 hours	≂1000 km	'Polar regions during geomagnetic storms' [Francis, 1975]	Propagate equatorward
'Medium scale'	1000-250	15 min to ≃1 hour	'several hundred km'	'auroral sources are felt to play an important role' [Francis, 1975]	Their dominant propagation direction is from the 'winter polar regions'
'Small scale'	≃300–3000*	peak at 3.5 and 4.5 min (2-5 min)		'severe convective activity [Georges, 1973]	Seasonal occurrence peak in the summer

表 1: 時空間スケールによる TID の分類 [Hunsucker, 1982].

TABLE 1. Properties of Atmospheric Gravity Waves as Manifested by TID's

*Note that the lower atmospheric sound speed is ~300 m/s.

起こされる電離圏の大規模な変動が LSTID であ ると考えられている.電離圏 F 領域高度や電子 密度の変動は、電離圏全電子数(Total Electron Content: TEC) や 630 nm 大気光の発光強度に も変動をもたらすため、GPS-TEC 観測や大気光 カメラによる LSTID の 2 次元観測が可能となる.



図 1: TAD の励起・伝搬過程, 電離大気への影響 を模式的に示した図 [Prölss, 1993].

極域に加熱が起こったとき,鉛直風が生じ,熱 圏が持ち上げられることで中性大気の組成に変化 が起こる(N_2 /Oの比が増大する). N_2 /O比の 高い中性大気が昼から夜に向かって吹く背景風に よって輸送されて中緯度に達するとF領域にお いて以下のような組み替え衝突反応が起こり,分 子イオン(NO^+)が増える.

$$O^+ + N_2 \to NO^+ + N \tag{1}$$

上記の反応によって作られた分子イオン(NO⁺) は、以下の解離再結合反応によって消滅し、結果 として F 領域電子密度の減少を引き起こす.

$$NO^+ + e \to N + O \tag{2}$$

この変動は電離圏負相嵐として観測される.以上 の一連の過程の間のつながりを図2にまとめる.



図 2: 極域における中性大気の加熱と TAD のや TID の励起の間のつながりを示した図(講演者 提供).

ここからは、中緯度帯における LSTID の観測を 2 例紹介する.まず、日本におけるイオノゾンデを 用いた LSTID の観測例を図 3 に示す [Kubota et al., 2001].上のふたつのパネルには、日本国内の 5 カ所(稚内、秋田、国分寺、山川、沖縄)に設置さ れたイオノゾンデによって得られた h'F(F 領域 ピーク高度に対応する量)と f_oF2(F 領域ピー クの電子密度に対応する量)が真夜中をはさんで 12時間分プロットされている.北から南に向かっ て伝搬する準周期的な変動が,特に h'F のほうに 顕著に見られる.波動的変動の山と谷を各観測ス テーションにおいて同定し,ステーション間の時 間遅れから周期・位相速度・波長を求めることが できる.この計算を,稚内・秋田・国分寺におい て同定できる6個分の wave packet について行っ た結果が図3の下の表にまとめられている.ここ で,位相速度・波長については3観測点を通る子 午線上に投影した南北成分であることに注意され たい.それぞれの wave packet 間でばらつきはあ るものの,表1にまとめられている LSTID の特 徴に一致していることが分かる.



図 3: (上左) 日本国内の5カ所におけるイオノゾ ンデ観測によって得られた h'F の時間変化,(上 右)同じイベント期間中の f_oF2 の変動,(下)6つ のLSTID と考えられる wave packet の周期・位 相速度・波長などをまとめたもの [Kubota et al., 2001].

次に、大気光カメラ、GPS-TEC、イオノゾンデ、 MUレーダー、ファブリーペロー干渉計(FPI)を 用いた LSTID の総合観測を紹介する [Shiokawa et al., 2003a, 2006]. 図4(上)には, 2001年3月 31日の磁気嵐中に信楽と佐多岬の2カ所に設置さ れた全天大気光カメラによって観測されたLSTID を示す. 630 nm の大気光画像の南北断面を時系 列でプロットしたものに,北から南へ伝搬してい く大気光増光領域がみられる. これが LSTID に 伴う大気光変動である. 図4(下)には同時刻に おける GEONET の GPS 受信機網から求められ た TEC の5分毎のマップが示されている. やは リ, TEC が増大した領域が南へ伝搬していく様子 が見て取れる.



図 4: 2001 年 3 月 31 日の磁気嵐中に発生した LSTID を大気光カメラと GPS-TEC 観測によっ て 2 次元的にとらえた観測例.(上)信楽と佐多岬 にある大気光カメラによる観測,(下)GEONET の GPS-TEC による観測 [Shiokawa et al., 2003a].

図5には、このイベント期間中の、イオノゾン デ(電離圏高度変動と f_oF2), MU レーダー(IS 観測), FPI(中性風観測)による観測をまとめ てある. 17-18 UT にかけて, 信楽上空において LSTID に伴う大気光の増光が観測されているが、 その時、イオノゾンデ・MU レーダーの観測から 電離圏 F 領域のピーク高度が急激に下がっている ことが分かる.また、信楽の FPI による中性風観 測から,同時刻に,北向きの風が卓越していたこ とが見て取れる. これらの観測から、LSTID 通過 時に、大気光は増光し、TEC は増大し、電離圏 F 領域のピーク高度は下がり、北向きの中性風が卓 越していたことがわかる. 図6には、これらの観 測結果を統一的に解釈するための模式図を示す. LSTID に伴って、極向きの中性風が極域から伝搬 してくる. この極向きの風は、磁力線に沿ってプラ ズマを押し下げるため電離圏高度が下がる. 電離 圏高度が下がり 630 nm 大気光の発光高度により 多くのプラズマが供給されることにより、大気光 の発光強度が強まる.また、電離圏が押し下げら れて、高高度においてプラズマ密度が減少するた め、プラズマ圏から新たにプラズマの供給が起こ り、結果として TEC が増える. これまで LSTID には赤道方向の風が伴うと考えられていたが、こ の論文では極向きの風が LSTID とともに中緯度 へ伝搬してくるという新しい描像を提案している. LSTID は 60 年代から観測が積み重ねられてきて おり、すでにその大部分が理解されていると思わ れがちであるが、この論文のように過去に描かれ た描像と異なるモデルが提案されるなど、まだ不 明な点が多いと言える.

以上で示してきたように、イオノゾンデやレー ダーに加え、近年の大気光カメラ、FPI、GPS-TEC を用いた観測により、LSTIDの描像はかなりの程 度が分かってきた.近年は、個々のLSTIDイベン トを計算機シミュレーションで再現する試みが始 まっている.これにより磁気圏-電離圏-熱圏結合 のプロセスがより明確になることが期待される.



図 5: 図4で示したものと同じイベント期間中の イオノゾンデ, MU レーダー, FPI による電離圏・ 熱圏観測データのまとめ [Shiokawa et al., 2006].

3 サブオーロラ帯の MSTID: 中規 模伝搬性電離圏擾乱

日本などの中緯度域においては、光学観測、電 波観測の双方によって中規模伝搬性電離圏擾乱 (MSTID)が頻繁に観測される.観測されるロー カルタイムによって性質の違いはあるものの、赤 道方向へ伝搬するという共通の特性をもつことが 知られている.これらの中緯度 MSTID がどこで 励起され、どのようにして中緯度まで伝搬してく るのかは未だに未解明の問題である.それを明ら かにするためには、より緯度の高い領域における MSTIDの観測が必要となる.ここでは、オーロラ 帯よりも 5–10 度低緯度に位置するサブオーロラ 帯における MSTID 観測を紹介し、その特性に関 して、中緯度でみられる MSTID との比較を行う. 図7には、極域大型短波レーダーネットワーク



MTI-HandBook

図 6: LSTID に伴う各種変動(電離圏高度の変 化,大気光の増光,TECの増大)を,極向きの風 が伝搬することによって解釈するための模式図 [Shiokawa et al., 2002].

(Super Dual Auroral Radar Network: Super-DARN)の地上散乱エコーを用いた MSTID の観 測例を示している.上の2つのカラープロットに は、アラスカにある Kodiak レーダーによって観 測された地上散乱エコーの受信強度(Backscatter Power)が示されている. 図7上段は、あるビー ムに沿ったデータを時系列でプロットしたもので ある. 縦軸が、レーダーからの距離に相当する. 受信強度の強まっている領域がレーダーに向かっ て準周期的に伝搬し、筋状の構造を形成している. また図7中央は2次元のスナップショットである が、MSTID の波面と考えられる構造がとらえら れていることが分かる. このような受信強度の増 大は、図7下段に示されているように、MSTIDが 作り出す電子密度のゆらぎによって電波の反射角 に空間的な異方性が生じ、地上散乱波の電波束に 収束・発散が起こることに起因すると考えられて いる [Samson et al., 1990; Bristow et al., 1996; Henna, 2005].



図 7: (上, 中央) SuperDARN 短波レーダーによ る MSTID の観測例, MSTID に伴う波状構造が 見られる [Henna, 2005].(下) 受信強度の増大を 引き起こす MSTID によるレーダー電波の収束発 散. 赤の波線で囲んだ部分において電波が収束し, 地上散乱波の受信強度が増大すると考えられてい る [Samson et al., 1990].

図8には、アラスカのポーカーフラット(65.1 N,147.5 W,磁気緯度65.6°)にある全天大気光 カメラによってとらえられたMSTIDの観測例を 示す. 左側のイメージは557.7 nmの波長によ る E 領域の観測を示している. 共回転オーロラ [Kubota et al., 2003] と呼ばれるサブオーロラ帯 に特徴的なオーロラが観測されている. 同時刻に、 630 nmの波長(右側)では、電離圏 F 領域下部 の変動を見ることができ、MSTID に伴う波状構 造がとらえられている. ただし、このイメージで は、MSTID に伴う微弱な発光強度変動を見るた めに、変動分がプロットされている.



図 8: アラスカにおける大気光カメラの観測例. (左)共回転オーロラ(右)MSTID(講演者提供).

図9には、アラスカの大気光カメラによって観 測された MSTID の発生頻度ローカルタイム分布 を示す. 左側には、全ての季節のデータを足し合 わせたものを示している. MSTID が夜半前の時 間帯を中心に、かなり高い確率で発生しているこ とが見て取れる. ただし、真夜中付近ではほとん ど観測されない(明け方には少し見られる).全 てのローカルタイムについて発生確率を計算する と約67%となる. 図9の右側には発生頻度のロー カルタイム分布を月別に算出したものである. 赤 の線は、F 領域高度における日没と日照の時刻を 示す. MSTID が日没の約1時間前から現れ始め、 日没後数時間に渡って観測されていることが分かる.日没近辺に関して言えば,出現確率はほぼ100%である.



図 9: アラスカに設置された大気光カメラによっ て観測される MSTID の発生頻度ローカルタイム 分布. (上)全ての季節のデータを集計したも の. 青は MSTID が観測された時間,黄色はされ なかった時間をそれぞれ示す.(下)発生頻度の ローカルタイム分布を月別に算出したもの.赤の 線は,F領域高度における日没と日照の時刻を示 す(講演者提供).

	中緯度帯 [Shiokawa et al., 2003b]	サブオーロラ帯			
波長	100-300 km	100-550 km (平均:263 km)			
周期	0.5-1.5 時間	0.25-1.0 時間 (平均:0.5 時間)			
伝搬方向	南西方向	南西方向			
伝搬速度	50-100 m/s	60-220 m/s (平均:134 m/s)			
発光強度変動率	5-15%	~5%			
発生確率	50-60% (夏のピーク時)	67%(夕方に限ればほぼ 100%)			
時刻依存性		日没時にピーク、真夜中には発生しない。			
背景中性風		北西向きが多い			
背景電場		南西向きが多い			

表 2: 中緯度とサブオーロラ帯の MSTID の特性の比較(講演者提供)

アラスカの大気光カメラによって観測されるサ ブオーロラ帯 MSTID の特性に関して、中緯度に おいてやはり大気光カメラで観測される MSTID との比較を行った結果を表 2 に示す. 中緯度の MSTID の統計的性質は Shiokawa et al. [2003b] によって示されたものを用いている. 波長・周期・ 伝搬速度など MSTID の形状は互いに良く似てい る. また伝搬方向も共に南西方向で共通である.



図 10: FPI による熱圏中性風観測, オーロラパッ チの動きによる電場推定などと共に統計解析した 結果得られた, MSTID 近傍の典型的なパラメー 夕配位(講演者提供).

表2で示された通り、中緯度帯とサブオーロラ 帯で見られる MSTID には共通点が多い. これ は、サブオーロラ帯の MSTID が中緯度帯で夜間 に見られる MSTID と同じパーキンス不安定に よって作られていることを想像させる. FPI によ る熱圏中性風観測、オーロラパッチの動きによる 電場推定などと共に統計解析した結果得られた、 MSTID 周辺の典型的なパラメータ配位を図 10 に 示す. MSTID は南西に伝搬し、背景中性風は北西 向き、背景電場は北北西向きである. パーキンス不 安定が成長するためには、伝搬方向と逆向き、つま り北東向きの Pedersen 電流 $\mathbf{J}_{\mathbf{p}} = \boldsymbol{\Sigma}_{\mathbf{p}}(\mathbf{E} + \mathbf{U} \times \mathbf{B})$ が必要になる. しかし, 中性風による U × B 電 場は南西向きで、サブオーロラ帯の対流電場も北 東方向の成分は殆ど持たないため、サブオーロラ 帯の MSTID の発生にパーキンス不安定が関与し ているとは考えにくい.

過去の極域MSTIDの研究では、ほとんどの論文 で、それらが大気重力波であると考えている [e.g. Francis, 1974]. Prikryl et al. [2005] は、Super-DARN で観測される MSTID の発生源が、カスプ 付近の PIF (pulsed ionospheric flows) であるこ とを示唆している.更に MSTID と IMF 中のアル フベン波の周波数スペクトルの一致から、両者の つながりを指摘しているが、大気波動の伝搬経路 推定において、背景風の効果を無視するなど、波 源推定精度には疑問が残る.他に、オーロラオー バル付近が発生源とする説もあり、現時点では、そ の励起源に関しては,決め手がない状況となっている.

4 まとめと今後の課題

LSTID/TAD 極域への磁気圏からのエネル ギー流入により発生し、低緯度方向に伝搬する. 電離圏にドラスティックな変動を引き起こす.中・ 低緯度まで伝搬するイベントはそれほど頻繁では ない.イオノゾンデやレーダーに加え、近年の全 天大気光カメラ、FPI、GPS-TECを用いた観測に より、LSTIDの描像はかなりの程度が分かってき た.個々のLSTID イベントを計算機シミュレー ションで再現する試みが始まっている.これによ り磁気圏-電離圏-熱圏結合のプロセスがより明確 になることが期待される.

サブオーロラ帯の MSTID SuperDARN HF レーダーや大気光カメラなどで観測される.か なり高い頻度(ほぼ毎日)で発生している.中緯 度で夜間に観測される MSTID と形態学的には共 通点が多いが,背景の中性風や電場の向きと伝搬 方向を考え合わせた場合,中緯度帯の MSTID の ようにパーキンス不安定によって作られていると は考えにくい.中緯度の昼間に見られる MSTID のように大気重力波に伴うものである可能性も 考えられる.重力波理論にもとづき,背景風の影 響も考慮した正確な発生源の同定や,中低緯度の MSTID との関連の検証, E 領域とのカップリン グの可能性の検証などが今後の課題である.

5 付録: なぜ大気光イメージャで電 離圏擾乱が観測できるのか

電離圏観測に用いられる代表的な大気光の波長 は3つある.OI557.7 nm,OI630 nm,OI777.4 nm の3つである.それぞれの励起メカニズムをまと めると以下のようになる. OI630.0-nm

$$O^+ + O^2 \rightarrow O_2^+ + O \tag{3}$$

$$O_2^+ + e \rightarrow O(1S, 1D) + O(1D, 3P)$$
 (4)

$$O(1D) \rightarrow O(3P) + h\nu(630.0 \text{ nm})$$
 (5)

OI557.7-nm @ F region

$$O(1S) \rightarrow O(1D) + h\nu(557.7 \text{ nm})$$
 (6)

OI777.4-nm

$$O^+ + e \quad \to \quad O(5P) \tag{7}$$

$$O(5P) \rightarrow O(5S) + h\nu(777.4 \text{ nm})$$
 (8)



図 11: 電離圏観測に用いられる3種類の大気光 の発光高度分布と,酸素イオン密度,電子密度,酸 素分子密度の関係(講演者提供).

図 11 に、これらの大気光の発光高度分布と、酸 素イオン密度、電子密度、酸素分子密度の関係を示 す.励起メカニズムからも分かるように、630 nm と 557.7 nm 大気光の発光高度分布は、酸素イオ ンと酸素原子双方の密度に関係するため 250 km あたりにピークを持つ.また 777.4 nm 大気光は 酸素イオンの分布にのみ依存するためより高い高 度にピークが現れる.

それぞれの大気光の特性を表3にまとめる.発 光強度が最も大きいことから,電離圏のTID 観測

れる。「1345」の八×1760月日(時候日近回)						
	OI630.0-nm	OI557.7-nm	OI777.4-nm			
発光ピーク高度	250 km	250 km	300 km			
発光遷移に要する時間	2~3 分	約1秒	すぐ			
発光強度	100R~1kR	~数 10R	~数 10R			
ASI 撮像時間	30 秒~3 分	1~4分	1~4分			

表 3: 代表的な3つの大気光の特性(講演者提供)

などには OI630 nm 大気光がよく用いられる. ま た,557.7 nm 大気光は *E* 領域高度でも発光する ため, *F* 領域起源の変動を分離するのが困難な場 合もあるので注意を要する.



図 12: イオノゾンデによる電離圏 F 領域のピー ク高度(h'F)と最大電子密度(f_oF2)の観測を 630 nm 大気光発光強度と比較した観測例(講演 者提供).

上でも述べたように、OI630 nm 大気光は発光 強度が強く, F 領域電子密度の空間構造を可視化 するのに適している.しかし、OI630 nm 大気光 の発光強度は、電離層 F 領域の高度変化に敏感に 反応する. これは, 630 nm 大気光の発光高度分 布が、酸素イオンと酸素原子双方の密度に依存し、 F 領域ピークよりも低い 250 km あたりにピーク を持つことに起因する.図12に、イオノゾンデに よる電離圏 F 領域のピーク高度(h'F)と最大電 子密度 (f_oF2)の観測を 630 nm 大気光発光強度 と比較した観測例を示す.一番下のパネルに示さ れているのは、鹿児島県の山川における 630 nm 大気光発光強度の時間変動である.18 UT の少し 前に発光強度の増大が観測されている。この時、 h'F で表される(一番上のパネル)F 領域のピー ク高度がドラスティックに下がっていることが見 て取れる. それに対して, f_oF2 で示される F 領 域ピークの電子密度にはとくに対応する変動は見 られない、大気光カメラによる電離圏観測は、電 離圏 F 領域の電子密度空間分布を2次元的に与 えるとされているが、その高度変化にも非常に敏 感に反応するので、OI630 nm 大気光画像のデー タのみから現象の解析・解釈を行うときには注意 を要する.

参考文献

- Bristow, W. A., R. A. Greenwald, and J. P. Villain, On the seasonal dependence of mediumscale atmospheric gravity waves in the upper atmosphere at high latitudes, J. Geophys. Res., **101**, 15,685–15,699, 1996.
- Francis, S. H., A theory of medium-scale traveling ionosphere disturbances, J. Geophys. Res., 79, 5,245–5,260, 1974.

- Henna, G., Investigation of Subauroral Mediumscale AGW/TID Events Observed by Super-DARN Radars and All-sky Imagers, Master Thesis of Tohoku Univ., 2005.
- Hines, C. O., Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights, Can. J. Phys., 38, 1441–1481, 1960.
- Hunsucker, R. D., Atmospheric gravity waves generated in the high-latitude ionosphere: a review, Rev. Geophys. Space Phys., **20**, 293– 315, 1982.
- Kubota, M., H. Fukunishi, and S. Okano, Characteristics of Medium- and Large-scale TIDs over Japan Derived from OI 630-nm Nightglow Observation, Earth, Planets and Space, 53, 741–751, 2001.
- Kubota M., T. Nagatsuma, Y. Murayama, Evening co-rotating patches: A new type of aurora observed by high sensitivity all-sky cameras in Alaska, Geophys. Res. Lett., **30**, doi:10.1029/2002GL016652, 2003.
- Prikryl, P., D. B. Muldrew, G. J. Sofko, and J. M. Ruohoniemi, Solar wind Alfven waves: a source of pulsed ionospheric convection and atmospheric gravity waves, Ann. Geophys., 23, 401–417, 2005.
- Prölss G. W., On explaining the local time variation of ionospheric storm effects, Ann. Geophys., 11, 1–9, 1993.
- Samson, J. C., R. A. Greenwald, J. M. Ruohoniemi, A. Frey, and K. B. Baker, Goose Bay Radar Observations of Earth-Reflected, Atmospheric Gravity Waves in the High-Latitude Ionosphere, J. Geophys. Res., 95, 7693–7709, 1990.
- Shiokawa, K., Y. Otsuka, T. Ogawa, N. Balan, K. Igarashi, A. J. Ridley, D. J. Knipp, A. Saito, and K. Yumoto, A large-scale traveling ionospheric disturbance during the magnetic storm of September 15, 1999, J. Geophys. Res., 107, doi:10.1029/2001JA000245, 2002.
- Shiokawa, K., Y. Otsuka, T. Ogawa, S. Kawamura, M. Yamamoto, S. Fukao, T. Nakamura, T. Tsuda, N. Balan, K. Igarashi, G. Lu, A. Saito, and K. Yumoto, Thermospheric wind

during a storm-time large-scale traveling ionospheric disturbance, J. Geophys. Res., **108**, doi:10.1029/2003JA010001, 2003a.

- Shiokawa K., C. Ihara, Y. Otsuka, and T. Ogawa, Statistical study of nighttime medium-scale traveling ionospheric disturbances using midlatitude airglow images, J. Geophys. Res., 108, doi:10.1029/2002JA009491, 2003b.
- Shiokawa, K., G. Lu, Y. Otsuka, T. Ogawa, M. Yamamoto, N. Nishitani, and N. Sato, Ground observation and AMIE-TIEGCM modeling of a large-scale traveling ionospheric disturbance, J. Geophys. Res., **112**, doi:10.1029/2006JA011772, 2006.