

# あけぼの衛星の低高度観測におけるオメガ電波強度分布の Full wave 計算による解析

著者	宮村 和俊, 長野 勇, 八木谷 聡, 木村 磐根
雑誌名	電子情報通信学会論文誌 B-II
巻	J80-B-2
号	7
ページ	595-603
発行年	1997-07-25
URL	<a href="http://hdl.handle.net/2297/5623">http://hdl.handle.net/2297/5623</a>

あけぼの衛星の低高度観測におけるオメガ電波強度分布の Full wave 計算による解析

宮村 和俊<sup>†</sup>      長野 勇<sup>†</sup>      八木谷 聡<sup>†</sup>      木村 磐根<sup>††</sup>

Full Wave Analysis of Omega Signal Intensities Observed on Akebono Satellite at Low Altitudes

Kazutoshi MIYAMURA<sup>†</sup>, Isamu NAGANO<sup>†</sup>, Satoshi YAGITANI<sup>†</sup>, and Iwane KIMURA<sup>††</sup>

あらまし あけぼの衛星がオメガ送信局上空を高度 1,000 km 以下で通過するときに衛星の軌道に沿ったオメガ電波のポインティングフラックス強度を観測した。従来の full wave 法による衛星高度におけるオメガ電波の電磁界強度分布の理論計算に、(1) 電子密度 (IRI モデル) と地球磁場ベクトル (IGRF モデル) の高度プロファイルの緯度方向の不均一性を計算領域の分割によって近似的に組み込み、(2) オメガ電波の送信局からの実際の正確な送信電力値を考慮するという 2 点の改良を加えて計算を行った。計算から得られたポインティングフラックスの強度分布は、オメガ送信局の真上付近の強度の強い領域だけでなく、送信局から離れた領域においても観測値とよく一致した。

キーワード オメガ電波, あけぼの衛星, full wave 法, 電離層, ポインティングフラックス

1. ま え が き

地上の VLF 送信局から放射された VLF 電波の大部分は下部電離層で反射されて地表面-電離層による導波管内を伝搬するが、その一部は電離層を透過してホイストラモード波となり、地球磁力線に沿って磁気圏内を伝搬して地球の反対半球の電離層に到達する。ここで、一部の VLF 波は反射してもとの半球に向かって伝搬するが、一部は電離層から自由空間へ透過してこの反対半球における地上観測で受信されることになる。このように伝搬する VLF 波を地上、若しくは科学衛星上で観測することで、地球の電離層やプラズマ圏の構造、電離層および磁気圏中に形成されるダクトの構造 [1],[2], VLF 電波とプラズマ粒子との相互作用による 2 次的な電波の発生機構 [3],[4] を解明するための重要な情報が得られる。特に高度 1,000 km 以下の低高度を通過する衛星による観測は、下部電離層

の電子密度と VLF 電波の透過特性との関係を明らかにするうえで有効である。

これまでに、オーストラリアオメガ局上空の高度 800~1,200 km をあけぼの衛星が通過したときに観測されたオメガ電波の衛星軌道に沿った強度分布に対して、電離層を平面層状媒質とみなし、また、オメガ送信アンテナの指向性を考慮して、球面波の平面波展開と full wave 計算法を用いて衛星高度におけるオメガ電波のポインティングフラックス強度分布が数値計算され、観測結果との比較が行われている。その結果、衛星軌道上のポインティングフラックスの相対的な強度変化の傾向はよい一致を示した。しかし、絶対強度の比較という点では最も強度の大きいところで観測値と計算値が 5~8 dBpW/m<sup>2</sup> の差を生じていた [5]。この原因として主に、オメガ電波の送信電力を 10 kW と仮定したが、実際の観測時には天候等の条件により電力値を下げていた可能性や、理論計算に用いた下部電離層の電子密度プロファイルが実際と異なっていた可能性があること、計算において地球磁場を単純なダイポール磁場と仮定して、地球磁場ベクトルの高度プロファイルにおいてその強度のみが高度の 2 乗に反比例して変化し、方向は高度によって変化しないと仮定し

<sup>†</sup> 金沢大学工学部電気・情報工学科, 金沢市  
Faculty of Engineering, Kanazawa University, Kanazawa-shi, 920 Japan

<sup>††</sup> 大阪工業大学情報科学部情報システム工学科, 枚方市  
Faculty of Information Science, Osaka Institute of Technology,  
Hirakata-shi, 573-01 Japan

たこと等が考えられる。

そこで本論文では、実際の放射電力値を確認して考慮すること、計算に用いる地球磁場モデルとしてより現実に近い IGRF モデルを用い、電子密度分布および地球磁場の緯度方向の不均一性を近似的に考慮するという改良を加えて、同様の解析をあげぼの衛星がアルゼンチンおよび対馬オメガ局上空を通過したときに得られたデータに対して行った。また、下部電離層の電子密度と衛星高度におけるオメガ電波のポインティングフラックス強度との関係についても調べた。

## 2. あげぼの衛星によるオメガ電波の観測

本論文の対象は、あげぼの衛星が近地点付近の低高度 (1,000 km 以下) でオメガ送信局上空を通過するときに、衛星の VLF 波動観測装置の一つである PFX 観測装置によって得られた 10.2 kHz のオメガ信号のデータである。PFX 観測装置は、ワイヤアンテナによる電界直交 2 成分とループアンテナによる磁界直交 3 成分の 100 Hz~12.75 kHz の範囲で、かつ 50 Hz の整数倍の周波数成分の波形を、帯域幅 50 Hz, サンプリングレート 320 Hz で観測する装置である [6]。

解析を行った信号は、狭帯域な信号であるため、ヒルベルト変換を用いて複素信号に変換することで離散的な波形データのそれぞれの点における瞬時振幅と位相を同時に算出することができる解析信号の手法 [5],[7] を利用した。

観測されるオメガ電波が平面波と仮定できるならば、観測された電界 2 成分  $E_x, E_y$  と磁界 3 成分  $B_x, B_y, B_z$  から、観測されていない電界の残りの成分  $E_z$  が

$$E_z = -\frac{B_x E_x + B_y E_y}{B_z} \quad (1)$$

より得られる。ここで、電界および磁界の下添字  $x, y, z$  は衛星の電界受信アンテナ ( $x, y$  軸) とスピン軸 ( $z$  軸) がつくる静止座標系における各成分を表している。そして、これらの電磁界 6 成分よりポインティングフラックス  $P$  は

$$P = \text{Re}(\mathbf{E} \times \mathbf{B}^*)/2\mu_0 \quad (2)$$

より得られる。ここで、 $\mu_0$  は真空中の透磁率であり、 $\mathbf{B}^*$  は解析信号の手法で得られた磁界の複素共役値である。なお、電界若しくは磁界強度は観測点におけるプラズマ密度等の媒質定数や衛星のスピンによって変化するため、次章で述べるオメガ電波の理論計算結果

表 1 解析を行った観測データの日時と地方時、通過高度  
Table 1 Paths of Akebono satellite used in the present analysis.

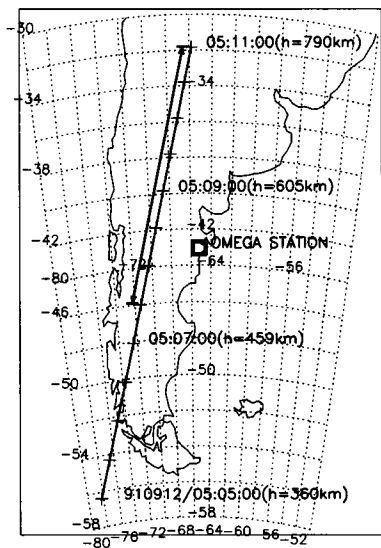
世界時 (UT)	地方時 (LT)	通過高度
910912.05:05-05:11	23:51-00:47	359→790 km
940201.00:15-00:22	08:50-09:40	313→394 km

との比較にはこれらの影響を受けにくいポインティングフラックス強度を用いている。

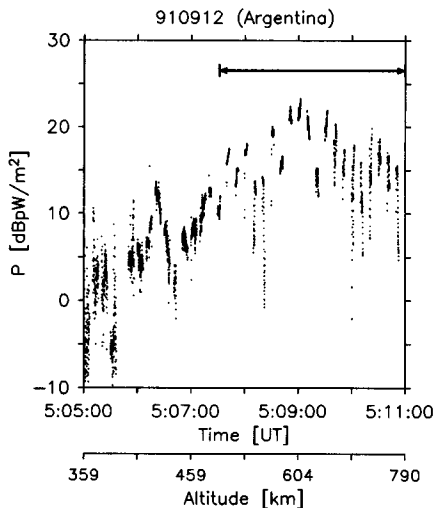
本論文では、(a) 1991 年 9 月 12 日 05:05~05:11 UT のアルゼンチン局上空および (b) 1994 年 2 月 1 日 00:15~00:22 UT の対馬局上空の二つのパスにおいて得られた観測データの解析結果を取り扱う。表 1 にこれらのパスにおける地方時 (Local Time) とあげぼの衛星の通過高度を、図 1 に衛星の軌道とオメガ送信局の位置を示した。横軸が地理経度 (東経が正, 西経が負), 縦軸が地理緯度 (北緯が正, 南緯が負), 直線があげぼの衛星の軌道である。

つぎに、観測されたオメガ電波のポインティングフラックス強度の時刻変化、すなわち衛星の位置による変化を図 2 (a), (b) に示す。オメガ信号は、一つの周波数に着目すれば 10 秒ごとに約 1 秒間だけ送信される (以下、これを ON 区間と呼ぶ) いわばパルスフォーマットになっている [8]。衛星で受信された信号のポインティングフラックスのレベルは、この一つの ON 区間内で 5~10 dB も変化する場合も多く見られた。そこで、このような変化の様子もわかるように信号の ON 区間を図中では 10 秒幅に拡大して示した。同図 (a) の左端や (b) の両端等の信号レベルの低いところの一つの ON 区間内で強度のばらつきが大きくなっているのは、オメガ信号のレベルが周辺ノイズのレベルに近くなっているためと考えられる。一方、(a) の 05:08 以降等の信号レベルの高いところの一つの ON 区間内の急激な強度変化は、電離層プラズマの不規則性 (irregularity) によって生じるマルチパスによるフェージング現象の可能性が考えられる [9]。

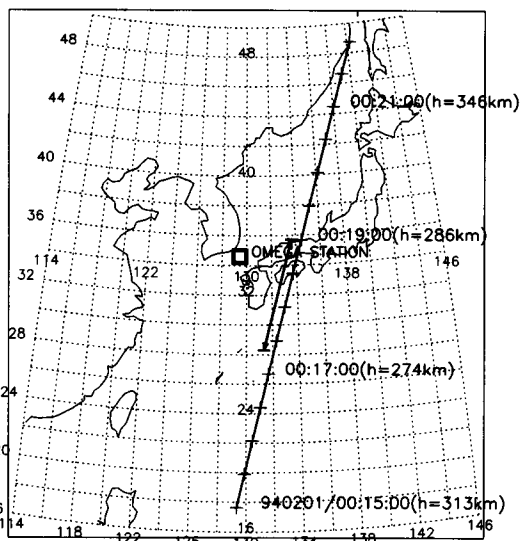
後に詳しく述べるが、(a) のほうが全体的に強度が大きい主要因は、(a) の時刻でのオメガ電波の送信電力のほうが大きかったことである。また、ポインティングフラックス強度がそのピーク値から例えば -10 dB 内のレベルにある範囲をみると、(a) において 05:07:30~05:11:00 UT であり、この間の衛星の移動幅は緯度にして約 14° である。それに対して (b) では、00:17:20~00:19:00 であり、その間の衛星の移動幅は緯度にしてわずか 7° である。この区間を図 1 および図 2 中



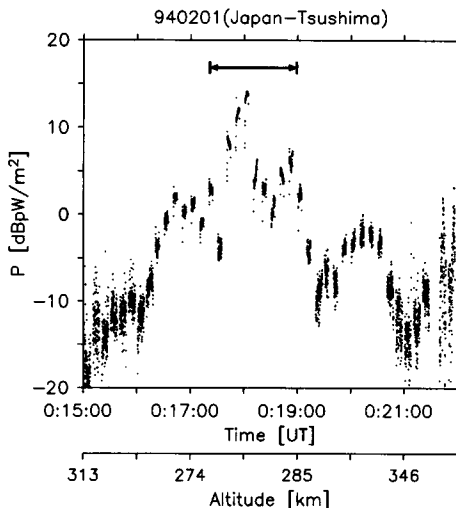
(a) 05:05–05:11 UT on Sep. 12, 1991 (over Argentine station)



(a) 05:05–05:11 UT on Sep. 12, 1991 (over Argentine station)



(b) 00:15–00:22 UT on Feb. 1, 1994 (over Tsushima station)



(b) 00:15–00:22 UT on Feb. 1, 1994 (over Tsushima station)

図1 オメガ電波観測時のあけぼの衛星の軌道

Fig.1 Trajectories of Akebono satellite over Omega transmitting stations.

にそれぞれ直線で示した。これらから (a) のほうが強度の強い領域が広いことがわかる。この違いは、(a) が夜なのに対して (b) が昼であり (表1参照)、昼夜のオメガ電波の伝搬特性の違いが大きく影響していると考えられる。これについても後節で詳しく述べる。

図2 あけぼの衛星で観測されたオメガ電波のポインティングフラックス強度の時刻変化

Fig.2 Time variation of Poynting flux intensity of Omega signals observed on Akebono satellite.

### 3. Full wave 法による電磁界強度分布の計算

オメガ局から送信されたオメガ電波のあけぼの衛星が観測した高度における電磁界強度分布を理論的に求めるために、full wave 法による計算を行った。この方法の計算原理の詳細は文献 [5], [10] に述べられているので、ここでは概要を述べるにとどめる。

地表-自由空間-電離層からなる系を考える。電離層

を電子と中性粒子からなるコールドプラズマ媒質とし、その電子密度と電子の中性粒子への衝突周波数は高度によってのみ変化し、地表面に平行な方向には均質と仮定し、電離層を垂直方向に多層に分割した平面層状不均質媒質とする。オメガ送信アンテナの長さはオメガ電波の波長に比べて十分に短いので、オメガ送信アンテナは垂直微小ダイポールアンテナで十分に近似できる。

自由空間中のダイポールアンテナから放射される電磁波はいわゆる球面波であるが、これはダイポールアンテナの指向性を含んだ形で平面波電磁界を被積分関数とする無限積分で表される[10]。すなわち、非常に多くの平面波に展開することができる。一方、地上から放射された平面波が平面多層の電離層中を伝搬したときにつくられる電離層中の電磁界強度は、層の媒質で決まる伝搬マトリクスを各層について掛けていく full wave 法によって計算することができる[11]。そこで、自由空間中で展開された各平面素波に対してこの full wave 法を適用して電離層中の電磁界を計算し、それらを電離層中で再び合成する。こうして、地上の垂直ダイポールアンテナから放射される VLF 波、すなわちオメガ送信局からのオメガ電波の電離層中における電磁界強度分布が求められる。

理論計算に必要な電子密度の高度プロファイルは、IRI (International Reference Ionosphere) モデル[12]を、電子の衝突周波数の高度プロファイルは大気圧モデルを、地球磁場ベクトル(強度と方向)の高度プロファイルは、IGRF モデル[13]を使用した。

本計算では電離層を平面層状媒質と仮定するので、同一高度における電子密度や地球磁場ベクトルの緯度・経度変化はないということになる。ここで取り扱うデータの観測時間(6~7分間)でのあけぼの衛星の移動範囲は経度方向には10°程度なので、この範囲内での経度による電子密度や地球磁場ベクトルの変化は小さく、無視できると考えられる。しかし、緯度方向では衛星の移動範囲はおおよそ30°にもなり、特に緯度による地球磁場ベクトルの変化は大きく(表2の  $f_{ce}$  と Dip を参照)、この変化を無視することはできない。この変化は特に下部電離層でのオメガ電波の伝搬に影響を与え、結果として衛星高度におけるオメガ電波強度分布に影響すると考えられる。

そこで、計算領域である地表-自由空間-電離層の系のうち、電離層を緯度方向に分割して考える(図3参照)。分割幅は、電離層が緯度方向にも均一とみなせ

表2 Full wave 計算における種々のパラメータ  
Table 2 Parameters used in the full wave calculation.

対象データ	(a) 91年9月12日	(b) 94年2月1日
オメガ局	アルゼンチン	対馬(日本)
オメガ局の地理座標	39.8°S 68.6°W	35.7°N 134.5°E
オメガ局における $f_{ce}$	0.74 MHz	1.29 MHz
オメガ局における Dip	-42°	50°
計算高度範囲	0~800 km	0~400 km
水平計算領域幅	4,000 km	
平面素波数	2,560,000	
緯度方向の領域分割数	5	6
最高緯度領域での $f_{ce}^{*1}$	1.02 MHz	1.40 MHz
最低緯度領域での $f_{ce}^{*1}$	0.66 MHz	1.09 MHz
最高緯度領域での Dip <sup>*1</sup>	-54°	59°
最低緯度領域での Dip <sup>*1</sup>	-31°	21°

$f_{ce}$ : 電子のサイクロトロン周波数

Dip: 地磁気伏角

\*1 高度 80 km における値

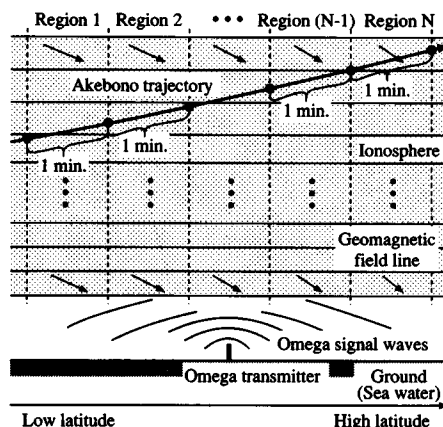


図3 計算領域の緯度方向での分割モデル  
Fig.3 Latitudinal division of the ionosphere into several regions.

る範囲として、衛星が1分間で移動する緯度方向の距離とした。オメガ電波が電離層に入射するとその伝搬方向はほぼ垂直になるので、衛星高度におけるオメガ電波強度はその直下の領域での伝搬によってほぼ決まると考えられる。従って、分割したそれぞれの領域の電磁界分布の計算においては、異なる電子密度と地球磁場ベクトルの高度プロファイルを用いて計算を行う。各々の計算では、電離層は水平方向に均質として取り扱う。

ここで問題となるのは、オメガ電波の自由空間から下部電離層への伝搬についてである。例えば、図3の領域1の電離層下端へ入射するオメガ電波は送信局からの直接波だけではなく、下部電離層および地表面で

の反射を何度か繰り返して到来した成分も存在する。これらの成分は、領域 2 や領域 3 の下部電離層の媒質定数の影響を受けていることになる。しかし、本モデルではこれらの影響は考慮されず、すべて領域 1 の媒質定数を用いて計算されることになる。しかしながら、このことによって生じる電磁界強度分布の誤差は十分小さいとみなして無視している。

後章にてこのモデルによる計算結果と従来のモデルであるオメガ送信局付近の高度プロファイルのみを用いて全領域を計算した結果との比較も行う。

図 4 に (a) 91 年 9 月 12 日 (アルゼンチン局上空)、(b) 94 年 2 月 1 日 (対馬局上空) それぞれの理論計算に用いた電子密度と (c) 共通に用いた電子の衝突周波数の高度プロファイルを示した。横軸が電子密度および衝突周波数を、縦軸が高度を表している。(a) の計算では 05:06~05:10 の毎分 30 秒で区切って領域を五つに、(b) の計算では 00:16~00:20 の毎分 30 秒で区切って領域を六つに分割したので、用いた電子密度の高度プロファイルはその数だけある。電子密度プロファイルは、あけぼの衛星が通過する 1 分ごとの位置を地理座標のパラメータとして、その時刻を時刻パラメータとして与えて得られた IRI モデルによるプロファイルである。(a) (実線)、(b) (破線) それぞれにおいて、電子密度の大きいほうがより低緯度の領域のプロファイルである。また、full wave 計算における種々のパラメータを表 2 に示した。

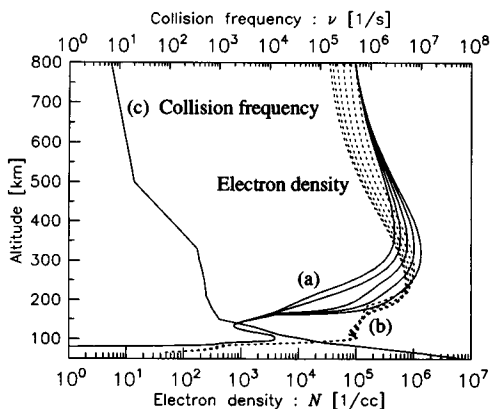
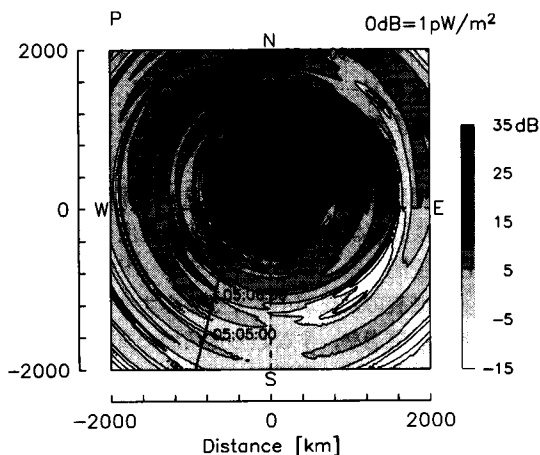


図 4 計算に用いた電子密度と衝突周波数の高度プロファイル

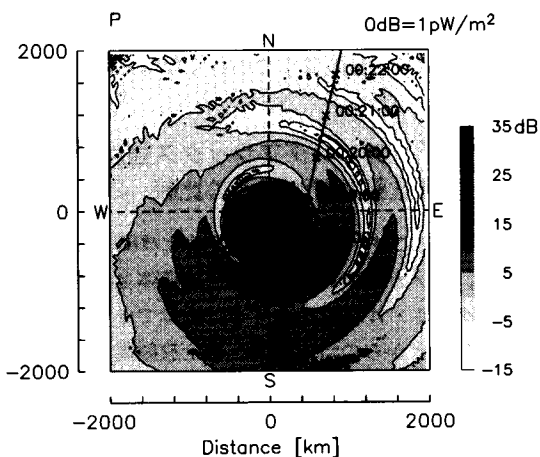
Fig. 4 Profiles of electron density and collision frequency vs. altitude used in the calculation.

#### 4. Full wave 計算結果

図 5 に (a) 91 年 9 月 12 日 (アルゼンチン局上空) の場合の高度 525 km, (b) 94 年 2 月 1 日 (対馬局上空) の場合の高度 300 km における full wave 計算で得られた水平面上のポインティングフラックス強度分布を示した。オメガ送信局の真上の点を原点とし、地理経度方向を横軸、緯度方向を縦軸とした 4,000 km×4,000 km の領域内の強度分布である。なお、ピーク値から -50 dB の範囲を黒から白への濃淡で表した。0 dB は 1 pW/m<sup>2</sup>



(a) Sep. 12, 1991 (over Argentine station, altitude: 525 km)



(b) Feb. 1, 1994 (over Tsushima station, altitude: 300 km)

図 5 full wave 計算によって得られたオメガ局上空のオメガ電波の水平面上のポインティングフラックス強度分布

Fig. 5 Horizontal distributions of Poynting flux of Omega signals above the transmitting station calculated by a full wave method.

に相当する。但し、この図の強度分布はオメガ送信局の地理座標を与えて得られる IRI モデルの電子密度および IGRF モデルの地球磁場ベクトルの高度プロファイルのみを用いた、すなわち非分割モデルでの計算結果である。ここでは (a) と (b) の強度分布の特性を比較するためにオメガ電波の送信局からの放射電力はともに 10 kW としている。図中の直線はこの高度に射影したあけぼの衛星の軌道である。

南半球である (a) では、最も強度の大きい部分がオメガ送信局真上の点より北側に、北半球である (b) では南側にずれているのがわかる。これは電離層中のオメガ電波の伝搬モードであるホイストラモードの地球磁力線に沿う伝搬特性の明確な現れである。(a) と (b) とで強度のピーク値はほぼ等しいが、(a) は (b) に比べて強度変動の空間的な間隔が狭いことと、強度の大きい領域が広いことが特徴的である。これは、夜と昼の下部電離層での伝搬特性の違いが原因と考えられる。(a) のような夜では電離層下端高度が高くなるので、自由空間モードからホイストラモードへの結合領域での衝突減衰の効果が小さくなる。すると電離層への斜め入射の透過率、すなわち送信局の真上から離れた点でのオメガ電波の透過率が高くなり、その結果として強度の大きい領域が昼の場合に比べて広くなることになる。また、電離層が高くなることで送信局から放射される仰角の異なる平面素波の電離層-地表面間の多重反射における伝搬経路差が大きくなるということで、いわゆる干渉パターンの間隔である強度変化の空間的な間隔が (a) のほうで小さくなっていることが説明できる。

### 5. ポインティングフラックス強度分布の計算結果と観測値との比較

VLF 電波に対しては地球表面はほぼ導体とみなせるので、オメガ局の送信アンテナは導体上に垂直に置かれたダイポールアンテナで十分近似できて、このようなアンテナからの自由空間への全放射電力  $P_T$  は

$$P_T = 160(\pi I l_{\text{eff}} f / c)^2 \quad (3)$$

で表される。ここで、 $c$  は真空中の光速、 $f$  は周波数 [Hz] (ここでは  $f = 10.2 \times 10^3$ )、 $l_{\text{eff}}$  はアンテナの実効長 [m] で、アルゼンチン局の 10.2 kHz では  $l_{\text{eff}} = 193$ 、対馬局の 10.2 kHz では  $l_{\text{eff}} = 210$  になっている。オメガ電波の送信電力値は標準で 10 kW であるが [8]、天候等の条件により出力が通減されること

表3 オメガ電波観測時における送信アンテナの電流値および放射電力値

Table 3 Antenna current and transmitting power during the observation.

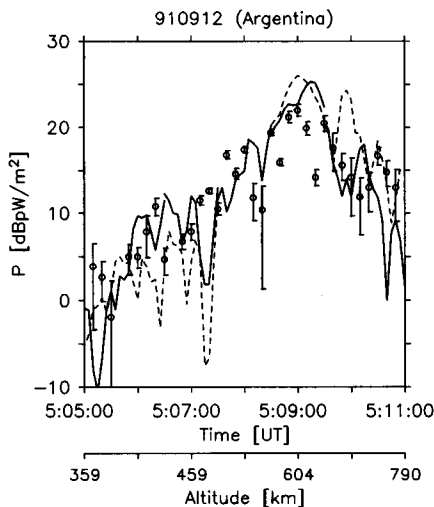
観測日時		電流値	放射電力値
91年9月12日	05:05-05:11UT	371 A	9.40 kW
94年2月1日	00:15-00:22UT	137 A	1.52 kW

がある。送信アンテナに流れる電流値は各オメガ局にて毎時に記録されており、本論文の対象データの観測時における電流値および式 (3) から得られる放射電力値は表3のとおりであった。

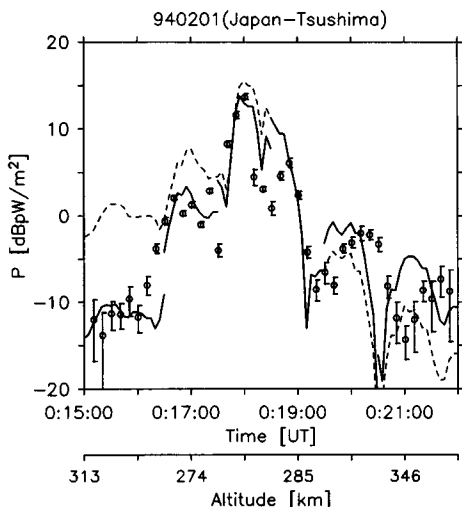
対象データ観測時におけるオメガ送信局の実際の放射電力値を考慮に入れて、full wave 計算によってオメガ電波のポインティングフラックス強度分布を求め、それをあけぼの衛星の軌道に沿って抜き出して衛星での観測値と共に示したのが図6である。(a) が1991年9月12日05:05~11UT (アルゼンチン局上空) の場合で、(b) が1994年2月1日00:15~22UT (対馬局上空) の場合である。観測値は、オメガ信号の各ON区間の強度平均値を丸印で、(平均値) ± (標準偏差) の範囲を縦棒で表した。一つのON区間での強度変化が大きかったりSN比が悪くなったりすると、分散が大きくなり縦棒が長くなる。

時刻1分ごとの衛星の位置の緯度変化に応じて電離層の電子密度と地球磁場ベクトルの高度プロファイルを変化させた分割モデルを適用して full wave 計算を行い、その計算結果を並べたのが実線である。従って (a)、(b) とともに時刻毎分30秒のところ強度が不連続になっている。一方、破線は、緯度方向の分割モデルを用いず、オメガ送信局の位置で決まる電子密度および地球磁場モデルのみを用いて全領域を計算した結果を表している。

この図より (a)、(b) どちらにおいても強度の全体的な変化の傾向が計算結果と観測値とでよく一致していることがわかる。そして、電離層媒質の緯度変化を考慮しない、すなわち領域を分割しない計算結果とこれを考慮して領域を分割した結果とを比べると、領域を分割して計算した結果のほうが観測値とよりよく一致していると言える。(a) においては05:06~05:07の区間や05:10前後で特にそう言える。(b) においては、領域を分割しない結果と領域を分割した結果の違いが (a) に比べて著しく、領域を分割した結果が観測値とより一致していることが明らかである。領域を分割しない計算結果は、送信局から離れた位置 (図の両端)



(a) 05:05–05:11 UT on Sep. 12, 1991 (over Argentine station)



(b) 00:15–00:22 UT on Feb. 1, 1994 (over Tsushima station)

図6 あけぼの衛星の軌道に沿ったオメガ電波の強度の観測値と計算値 (実線：領域分割モデルの計算値，破線：非分割モデルの計算値)

Fig. 6 Observed and calculated Poynting flux of Omega signals along the trajectories of Akebono satellite (solid line: with the latitudinal division of the ionosphere, dashed line: without the division).

において観測値と大きいところで 10 dB 以上の差が生じている。

また、観測値において (a) のほうが (b) に比べて衛星の位置 (時刻) による強度変化がはげしいが、計算結果にもその傾向がはっきりと現れている。これが、夜間と昼間との伝搬特性の違いから生じるものであ

ることは既に前節で述べたとおりである。(b) においては、衛星の位置による強度変化が滑らかなので観測値と計算値との細かい比較がしやすい。時刻 00:17:00 や 00:18:00, 00:20:10 における強度の極大レベルが観測値と領域分割した計算値とで非常によく一致していると言える。また、00:16:20~40 や 00:17:40~18:00, 18:50~19:10 における強度の急激な変化についても正確な一致を示している。

全体的な強度は下部電離層 D 層 (高度 65~85 km) の電子密度に強く影響される。例えば (b) において D 層の電子密度を IRI モデルの 5 倍にして計算すると強度は全体的に 9 dB 減少し、逆に 5 分の 1 にすると 3 dB 増大した。IRI モデルをそのまま用いた計算結果が図 6 であるから、実際の下部電離層 D 層の電子密度は IRI モデルとほぼ一致していたとすることができる。

なお、(a) の計算値 (実線) における 05:10:10 の極大は、観測値における 05:10:30 の極大に相当するものであると、その前後の強度変化の傾向の一致から判断できる。また、(b) の観測値における 00:21:00 の極小と計算値 (実線) における 00:20:30 の極小とが対応していると考えられる。両者のこれらの位置 (時刻) のずれは、緯度方向の電子密度や地球磁場の変化の影響を考慮してもあまり小さくならなかったことから、それ以外の要因、例えば計算モデルが地表および電離層を平面と仮定しているのに対して、実際には球面であることによって生じた誤差である可能性が考えられる。

地表-電離層間の導波管伝搬において地表および電離層の湾曲の影響を考慮すると、導波管内を多重反射して伝搬する波の電離層および地表への入射角は、導波管内を伝搬するに従って小さくなる方向に変化することになる。そして、これを導波管内のより低次の伝搬モードへの移行と考える。次数の低い伝搬モードによる電磁界ほど波源から動径方向への強度の強弱の周期が長いので、この低次モードへの移行は強度の強弱の周期が長くなる現象として現れることになる。下部電離層中ではオメガ電波の伝搬方向はほぼ垂直になるので、電離層中の電磁界強度分布には、地表-電離層間導波管での電磁界強度分布が反映され、衛星高度における電磁界強度分布にも同じ効果が生じると考えられる。従って、(b) の 00:21 付近の強度の極小点の位置の観測値と計算値とのずれは、地表および電離層の湾曲の影響に起因している可能性が高いと思われる。



## 6. むすび

電離層の電子密度プロファイルに IRI モデルを用い、更に電子密度および地球磁場ベクトルの緯度による変化を考慮した full wave 計算により、低高度におけるオメガ電波の強度分布の観測値を十分に説明できることが示された。本解析では、電離層 D 層の電子密度と衛星高度におけるポインティングフラックス強度との定量的な関係を調べ、IRI モデルのプロファイルをそのまま用いた計算結果で観測結果とよい一致が得られた。これは、特に観測時の電離層 D 層付近の電子密度が IRI モデルとほぼ一致するものであったことを意味している。そこで逆に、この手法を用いて、衛星の軌道に沿って観測されたオメガ電波の強度から電離層 D 層付近の電子密度の推定が可能になると考えられる。また、空電によって生じるホイストラがノンダクト伝搬でどれくらいの領域に広がって磁気圏へと伝搬するかを定量的に解析することも考えられる。

なお、本手法における緯度方向の媒質変化を考慮した領域分割モデルでは、隣接した領域間の電磁界の境界条件を含んでいないので、大きな媒質変化が存在する場合や電波の伝搬方向が垂直方向から大きくずれている場合には適用することができない。そこで今後の課題として、境界条件を含めて厳密に不均質性を解く手法を開発すること、また地表面および電離層の湾曲の影響を計算手法の中に組み込むことが求められる。そうすれば、ダクト伝搬についての定量的な解析や、電離層プラズマの不規則性が原因と考えられるオメガ信号のレベルの急激な短時間変動（フェージング）等の広い領域における解析が可能となる。また、本論文はいわばケーススタディであるので、オメガ局付近の低高度における他の観測データの解析も行い、一般的な傾向について調べることも必要であると考えられる。

**謝辞** この研究を行うにあたり、オメガ送信局のアンテナの構造および対象データ時の電流値に関して貴重な情報を提供して頂いた運輸省海上保安庁灯台部電波標識課オメガセンターオメガシステム解析室長の川村氏に深く感謝致します。

## 文 献

- [1] T. Neubert, E. Ungstrup, and A. Bahnsen, "Observations of the GEOS 1 satellite of whistler mode signals transmitted by the Omega navigation system transmitter in northern Norway," *J. Geophys. Res.*, vol.88, no.A5, pp.4015-4025, May 1983.
- [2] V.S. Sonwalkar, U.S. Inan, T.F. Bell, and R.A.

Helliwell, "Simultaneous observations of VLF ground transmitter signals on the DE 1 and COSMOS 1809 satellites: Detection of a magnetospheric caustic and a duct," *J. Geophys. Res.*, vol.99, no.A9, pp.17511-17522, Sept. 1994.

- [3] I. Kimura, "Triggering of VLF magnetospheric noise by a low-power (~100 watts) transmitter," *J. Geophys. Res., Space Phys.*, vol.73, no.1, pp.445-447, Jan. 1968.
- [4] R.A. Helliwell, "VLF wave stimulation experiments in the magnetosphere from Siple station, Antarctica," *Rev. of Geophys.*, vol.26, no.3, pp.551-578, Aug. 1988.
- [5] I. Nagano, P.A. Rosen, S. Yagitani, M. Hata, K. Miyamura, and I. Kimura, "Full wave analysis of the Australian Omega signal observed by the Akebono satellite," *IEICE Trans. Commun.*, vol.E76-B, no.12, pp.1571-1578, Dec. 1993.
- [6] I. Kimura, K. Hashimoto, I. Nagano, T. Okada, M. Yamamoto, T. Yoshino, H. Matsumoto, M. Ejiri, and K. Hayashi, "VLF observation by the Akebono (EXOS-D) satellite," *J. Geomag. Geoelectr.*, vol.42, pp.459-478, 1990.
- [7] A.V. Oppenheim and R.W. Schaffer, *Digital signal processing*, pp.358-361, Prentice-Hall, Englewood cliffs, 1975.
- [8] E.R. Swanson and C.P. Kugel, "VLF timing: Conventional and modern techniques including Omega," *Proc. IEEE*, vol.60, no.5, May 1972.
- [9] V.S. Sonwalkar, T.F. Bell, R.A. Helliwell, and U.S. Inan, "Direct multiple path magnetospheric propagation: A fundamental property of nonducted VLF waves," *J. Geophys. Res.*, vol.89, no.A5, pp.2823-2830, May 1984.
- [10] 長野 勇, 北岸陽一, 八木谷聡, 満保正喜, 木村磐根, "ダイポール波源による電離層上部の VLF 波電磁界マッピング," *信学論 (B-II)*, J74-B-II, no.5, pp.285-293, May 1991.
- [11] I. Nagano, M. Mambo, and G. Hutatsuishi, "Numerical calculation of electromagnetic waves in an anisotropic multilayered medium," *Radio Science*, vol.10, no.6, pp.611-617, Nov.-Dec. 1975.
- [12] D. Bilitza, "International Reference Ionosphere 1990," National Space Science Data Center, NSSDC/WDC-A-R&S 90-20, Greenbelt, Maryland, 1990.
- [13] IAGA Division V, Working Group 8, "International Geomagnetic Reference Field, 1995 Revision," *J. Geomag. Geoelectr.*, vol.47, no.12, pp.1257-1261, 1995.

(平成 8 年 12 月 13 日受付, 9 年 2 月 21 日再受付)



宮村 和俊 (学生員)

平3金沢大・工・電気・情報卒。平5同大大学院修士課程了。同年(株)PFU入社。平6年10月金沢大大学院博士課程留学。現在、full wave法による電離層中のVLF波電磁界計算の研究に従事。



長野 勇 (正員)

昭43金沢大・工・電気卒。昭45同大大学院修士課程了。同年同大電気助手。昭62同電気・情報教授。現在に至る。昭58~59米国ジェット推進研究所NRC研究員。異方性不均質媒質中の電磁界計算法、VLF波によるD層電子密度計測法の開発、衛星搭載用プラズマ波動観測装置(EXOS-D, GEOTAIL, PLANET-B)の開発に従事。工博。昭62地球電磁気・惑星圏学会田中館賞受賞。地球電磁気・地球惑星圏学会、米国地球物理連合(AGU)各会員。



八木谷 聡 (正員)

昭63金沢大・工・電気・情報卒。平2同大大学院修士課程了。平5同博士課程了。同年同大電気・情報助手。現在、同講師。科学衛星およびコンピュータシミュレーションによる磁気圏プラズマ波動解析の研究、火星探査衛星(PLANET-B)搭載用低周波波動観測装置の開発に従事。工博。地球電磁気・地球惑星圏学会、米国地球物理連合(AGU)各会員。



木村 馨根 (正員)

昭30京大・工・電気卒。昭32同大大学院修士課程了。昭35同博士課程単位取得退学。同年同大工・助手。昭37同助教授。昭46同教授。平8停年退官。同年阪工大情報科学部教授。現在に至る。昭39~40米国スタンフォード大・電波科学研究所研究員。昭56~平3文部省宇宙科学研究所客員教授。平元~8郵政省通信総合研究所客員研究員。超高層プラズマ波動のレイトレーシング、VHFレーダによる降雨、電離層、軌道運動物体のリモートセンシング、衛星通信プロトコルに関する研究に従事。工博。昭33稲田記念賞、地球電磁気・地球惑星圏学会より昭36田中館賞、平8長谷川・永田賞受賞。国際宇宙航行アカデミー、電気学会、地球電磁気・地球惑星圏学会、米国地球物理連合(AGU)各会員。