

2016 (平成 28) 年度 修士論文

衛星高度で観測された  
地震先行電離圏擾乱に関する研究  
—雷起源電磁波データを用いた地震先行電離圏擾乱  
発生領域推定—

東京学芸大学大学院 教育学研究科

理科教育専攻 物理学コース

M15-1815 東郷 翔帆

2016 (平成 28) 年度 修士論文

衛星高度で観測された  
地震先行電離圏擾乱に関する研究  
—雷起源電磁波データを用いた地震先行電離圏擾乱  
発生領域推定—

東京学芸大学大学院 教育学研究科

理科教育専攻 物理学コース

M15-1815 東郷 翔帆

# 目次

## 第1章 序論

1.1. 電磁気的地震先行現象と地震予知研究.....	1
1.1.1. 地電位差観測	
1.1.2. 地磁気観測	
1.1.3. 電磁波観測	
1.1.4. 大気圏及び電離圏観測	
1.2. 地震に先行した夜間 VLF 帯電磁波強度減少現象.....	4
1.3. 地球雷起源のホイスラ波.....	7

## 第2章 地震先行電離圏擾乱の発生領域の推定

2.1. 本研究のねらい.....	8
2.2. データベース.....	10
2.2.1. DEMETER 衛星観測データ	
2.2.2. 落雷位置標定ネットワーク (WWLLN)	
2.3. 統計結果に基づいた先行異常を伴った地震の抽出.....	15
2.3.1. 異常時の時系列変動	
2.3.2. 雷ホイスラ波の解析対象となる地震	
2.4. 地震先行電離圏擾乱領域ホイスラ波強度の比較.....	22
2.4.1. ホイスラ波強度の比較のための参照軌道	
2.4.2. 雷ホイスラ波の検出方法	
2.4.3. 雷に対応するホイスラ波の決定	
2.4.4. WWLLN によって観測された雷放電のエネルギーに対する DEMETER 衛星で計測されたホイスラ波強度	
2.5. 地震先行電離圏擾乱領域におけるホイスラ波の吸収量の見積り.....	46
2.5.1. レイトレーシング理論による伝搬経路シミュレーション	
2.5.2. ホイスラ波の伝搬経路上における吸収	
2.5.3. 電子密度変化の見積り	

## 第3章 夜間 VLF 帯電磁波強度減少における地震予測可能性の検証

3.1. 自己組織化臨界現象としての地震.....	58
3.2. 地震発生予測の観点での先行現象.....	59
3.3. 地震発生予測可能性の検証方法.....	61
3.3.1. 四象限法	
3.3.2. 異常発生率と地震発生率	
3.4. 異常の定義.....	64
3.4.1. VLF 帯電場強度の規格化	

3.4.2. 時系列変動上の異常判定	
3.5. 夜間 VLF 帯電磁波強度減少における地震発生予測可能性 .....	68
3.5.1. 夜間 VLF 帯電磁波強度減少における異常発生率と地震発生率の算出	
3.5.2. 地震発生予測可能性について	
第 4 章. まとめ	
4.1. 地震先行電離圏擾乱の発生領域の推定 .....	71
4.2. 夜間 VLF 帯電磁波強度減少における地震予測可能性の検証 .....	71
謝辞.....	72
引用文献.....	73
付録.....	78

# 第 1 章 序論

## 1.1. 電磁気的地震先行現象と地震予知研究

電磁気学的な先行現象研究の歴史は古く、最も古い報告と思われる [Milne \(1890\)](#) では「東京で大気中の電荷変動を連続観測していると地震に伴った変化が何度も観測された」と報告された。応力集中により地下で流体が流れ、地電位差異を生ずるあるいは電磁気学的な構造変化（比抵抗構造変化）により地表付近でも地電流の流れる経路が変わってみかけ上地電流異常として観測されるといった構造変化を各種電磁気学的な異常の原因として考えられていた。また 1923 年の関東地震の前に 1923 年関東地震発生の約 20 年前から柿岡地磁気観測所で、地磁気鉛直成分と水平成分の比 ( $\Delta Z/\Delta H$ ) が 0.2 以上も変化していたとの報告もある [[Yanagihara, 1972](#)]。このような地球電磁気的な先行異常の報告から、いわゆるブループリントと呼ばれる「地震予知一現状とその推進計画」においても地球電磁気的観測が含まれるようになった。

### 1.1.1 地電位差観測

1962年にブループリントが公表され、地震予知計画の一環として昭和53年から62年まで山崎断層テストフィールド総合観測が10年間実施され、1984年5月30日に観測点のほぼ直下で発生した $M=5.5$ の地震の際に明瞭な異常が観測された。なおこの時代までの電磁気現象のまとめとしては[Rikitake, 1987]に詳しい。その後、地電位差観測の安定化ができるようになり、この商用電話回線を電線として利用する事で地下の大規模な電気伝導度構造の調査法がネットワークMTと呼ばれる予知研究が提案された[Uyeshima, 2007]。一方、地震に先行する過渡的な地電位差変動としてギリシャのVAN法の報告がある。VAN法は地電位差変動測定による地震予知手法は実用予知として用いられその高い予知成功率が報告された[Varotsos et al., 2011]。実用予知手法であるため、日々発展する判定基準による予知の成否で、地震と先行現象の相関性が議論されていることから、地震先行地電位差変動の存在については議論が困難であった[Geller, 1996]。しかし、日本の神津島においては、地電位差変動と地震発生との統計的相関が得られていることから[Orihara et al., 2012]、過渡的な地震先行地電位差変動先行現象は存在しうる可能性がある。

### 1.1.2 地磁気観測

固体と液体との間で相対運動があるときその境界面に沿って電位差が生じるなどの界面動電現象により、地震に先行する磁場変動は観測が試みられていた。顕著な事例は、1989年のロマ・プリエタ地震( $M7.1$ )であり、超低周波地磁気変動が震央から7 kmの直近で観測された[Fraser-Smith et al., 1990]。変動は地震発生の2週間前から発生し、地震発生の数時間前にさらに大きくなり、地震後は次第に変動が減少した。報告されている地震先行地球電磁気的変動の多くは、地震に先行するとされた過渡的な現象であり、地震と統計的相関が示しにくかった。しかし、この報告については地震発生時に向かって単調増加的に変化しており、震源核の概念と一致しやすく、検知が震央直近であったことから先行現象と期待されている。以後、多くの地震先行地磁気変動の報告がなされているが、ロマ・プリエタ地震のような事例はみられていない。

### 1.1.3 電磁波観測

地震に先行する電磁波の先駆的研究は1980年代のロシアのGohkbergと電気通信大学の芳野赴夫らの共同研究である。彼らは、LF帯の雑音レベルが1980年3月31日に発生した $M6$ クラスの深発地震の発生30分前から上昇し、地震発

生とともに元のレベルに復帰したと報告した[Gohkberg et al., 1982]。以後、VLF/LF 帯のような長距離伝搬が可能な周波数帯で同様な観測は多く試みられていたが、多くが地震発生前の過渡的な変化であり落雷起因の弁別の問題もあり相関が明瞭でなかった。しかし、東海大学の浅田、馬場らのグループにより、VLF 帯電波の到来方向検知で、落雷起因とは異なる震央方向の電磁波の検知と、2 点の観測でも整合的な結果が得られ、地震先行電磁波の存在は高いとみられた[Aasada et al., 2001]。現在のところ、周波数の低い VLF 帯においても導電性の高い地中を透過することは困難であることもあって、これらの電磁波の発生の仕組みは未解明である。

#### 1.1.4 大気圏及び電離圏変動

地震に先行する地球電磁気的変動は、地上観測における諸現象だけでなく、大気圏・電離圏変動も 1980 年代後半から報告され始めた。電離圏変動については 1980 年代後半ごろから指摘され始め数多くの観測報告がある[Kamogawa, 2006]。大気圏・電離圏変動は、地上観測においては測定に電磁波を利用できることから広域にモニターができ、衛星においては、短時間で全球探査ができることから、事例数獲得が容易となり統計的研究が多くなされるようになった。対流圏擾乱[Fujiwara et al., 2004]、電離圏 D 領域夜間電離圏変動[Hayakawa et al., 2010]、電離圏 F 領域日中電子密度減少[Liu et al., 2006]、D 領域変動が起源とみられる夜間 VLF 帯電磁波強度減少[Němec et al., 2008]などがある。しかしながら、①磁気嵐の影響が取り除けていないのではないかなどの指摘もある。これらの変動の発生起源が地震準備過程にあるならば、地上で検知できると期待されるが諸説を満たす観測結果は得られていない。

## 1.2. 地震に先行した夜間 VLF 帯電磁波強度減少

衛星観測による電離圏変動について統計的に評価された現象として Nĕmec et al., [2008]によって報告された夜間 VLF 帯電磁波強度減少がある。2004 年にフランス国立宇宙センターによって打ち上げられた DEMETER 衛星の 2.5 年間の初期運用期間—世界中の M4.8 以上の地震 9000 回に相当する期間—において、衛星軌道近傍の地震と電磁波強度の関係を統計的に解析された結果、M 4.8 以上の地震発生前の 4 時間以内に夜間 VLF 帯電磁波強度が周波数 1.7 kHz 周辺において 4~6 dB ほど減少すると報告された (図 1-2-1) [Nĕmec et al., 2008]。さらにこの現象は、震央が衛星直下点から 3 度以内であると顕著にみられる。また、顕著に減少する周波数帯である 1.7 kHz 周辺が、夜間時における地球—電離圏導波管モード電磁波伝搬の一次のカットオフ周波数と一致することから、地震の前に電離圏高度が降下しカットオフ周波数が変動することによってこの現象が起こり得るのではないかと推察された[Nĕmec et al., 2008]。さらに Nĕmec らは、3.5 年の DEMETER 衛星データを使い、VLF 帯電磁波強度減少は震源がより浅くより大きいマグニチュードにおいて発生していることや、減少する領域が震源から西に 2 度ほどさらにわずかに北にずれていることも示された[Nĕmec et al., 2009]。2013 年の Pisa らによる研究では、DEMETER が観測した 6.5 年のすべての電磁波データを用いてより詳細な解析が行われた。本現象が、雷活動の多い 5 月~8 月の夏季に、高緯度地域で、また震源が大陸側でなく海側である場合により強く表れることや地震発生 4 時間前(−4 h~0 h)のカットオフ周波数が地震発生 1 日前(−28 h~−24 h)のカットオフ周波数よりわずかに大きくなることが示された[Písa et al., 2013]。現象の発生メカニズムに関しては、地震前の地盤のストレスで電荷が放出され大気の電気伝導度が高くなり電離圏からの電流も増加することでわずかに電離圏が下がるのではないかと述べている。さらにこのことが雷起源の波を減衰させることにより DEMETER 衛星で通常よりも弱い強度で検知されるのではないかと考えられている。

本現象のように地震の前に電離圏に影響が及ぶことを地圏—大気圏—電離圏結合(Lithosphere—Atmosphere—Ionosphere coupling 以下、LAI カップリング)により説明しようという仮説がある。Kamogawa [2006]や Hayakawa et al. [2010]によっていくつか提案された LAI カップリング仮説が次のようにまとめられている (図 1-2-2)。

1. 断層運動によって地盤から放出されたガスが大気全体を変調させる。
2. 断層運動による地盤の変動が電離圏まで伝搬する大気重力波を励起する。
3. 断層運動による電磁波が電離圏に作用する。



しかし、いずれの仮説も決定的な観測結果がなくいまだに議論されている。DEMETER 衛星で観測された本現象に関しては、[Harrison et al. \[2010\]](#)によって全地球電気回路の観点から、世界各地で報告されている地震前の地盤のストレス増加に伴うラドン放射によって引き起こされるとの仮説が提案された。地圏上の地表と電離圏との間には球殻コンデンサーが形成されており、晴天静穏時には自然放射線起源で生成されたイオンが担い手となり微量( $2 \text{ pA/m}^2$ )な直流電流（空中電流）が絶えず生じている。地震の前に地盤のストレス増加に伴うラドン放射によって大気電気伝導度が増加することで、電離圏と地表間の円柱抵抗値が変化し直流電流が増加する。円柱抵抗部の電流はどの高度でも一定であるので、地表付近で増加された電流は電離圏でも増加する。電離圏に近い高度領域では電流密度が電子密度に比例することから、電離圏下部（電離圏と大気圏の境界）の電子密度が増加し、結果として電離圏高度が下がり、地球—電離圏導波管カットオフ周波数が変化する[\[Harrison et al., 2010\]](#)。このようにメカニズム仮説の提案はなされているものの、電流密度が増加すれば電気伝導度が増加するのではなく大気電場が増加する可能性もあるため電子密度が増えるとは限らないというような意見もありいまだに議論は続いている。そしていまだに確証をもたらすような観測結果はない。

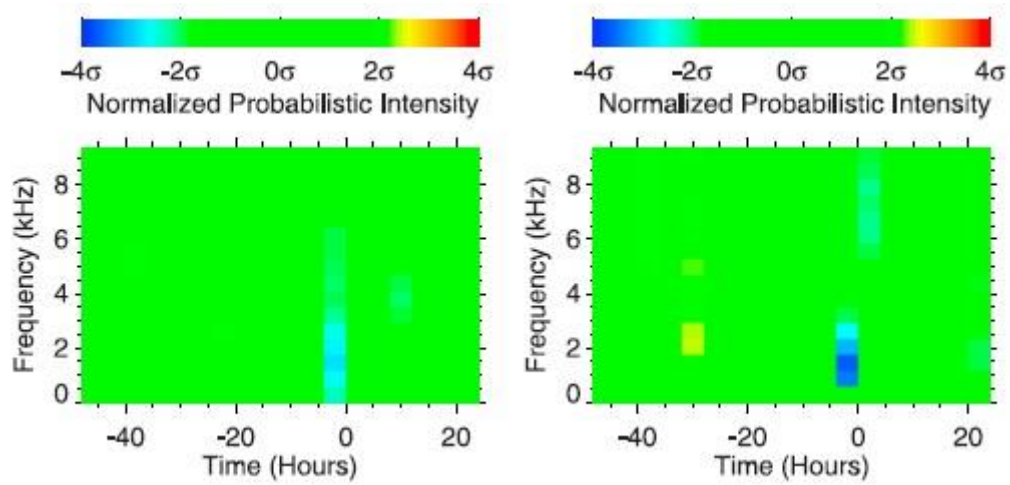


図 1-2-1 DEMETER 衛星で観測された夜間 VLF 帯電磁波強度減少[Němec et al., 2008]。左は M 4.8 以上の地震に対する結果で、右は M 5.0 以上の地震に対する結果。

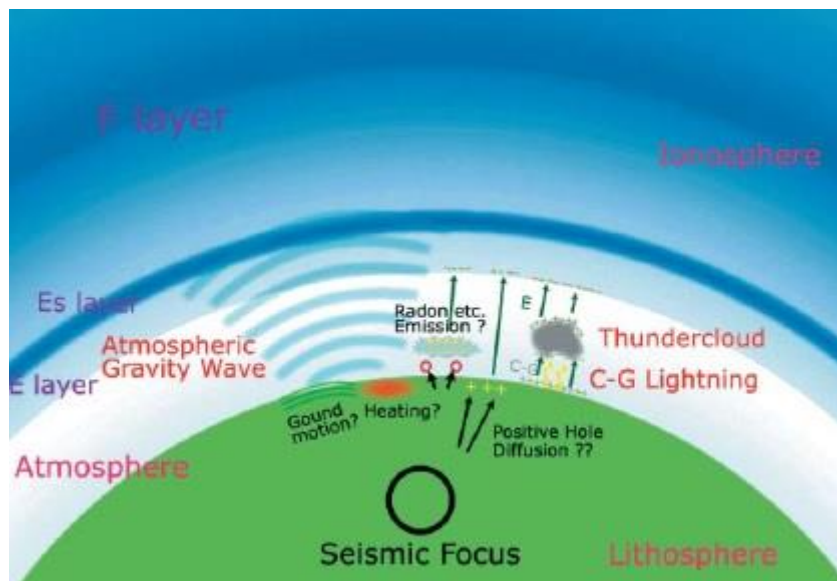


図 1-2-2 地圏—大気圏—電離圏結合モデル[Kamogawa, 2006]。

### 1.3. 地球雷起源ホイスラ波

ホイスラ波とは雷起源の VLF 帯電磁波の伝搬モードのうちのひとつである。雷放電によって放出される 0.5 ～ 30 kHz もの広範囲の周波数を含んでいる電磁パルス波のエネルギーのほとんどは、地球と電離圏の間に形成される導波管を導波管モードとして伝搬する。これは空電(sferics)と呼ばれる[Bernstein et al., 1974]。一方で、そのエネルギーの一部はホイスラモードとして電離圏に侵入して伝搬する。ホイスラ波は、電離圏における地球磁力線の周りに電子密度が増大することによって形成される導波管を伝搬する。このホイスラ波の沿磁力線伝搬はダクト伝搬と呼ばれ、光ファイバーの原理と大局的には同じである。一方で磁力線周りにダクトが形成されず磁力線から散逸するような伝搬はノンダクト伝搬と呼ばれる。ダクト伝搬は電離圏・磁気圏を通過し反対半球の大気圏までも透過するので地上観測で検知可能であるのに対し、ノンダクト伝搬は電離圏から大気圏への透過が困難であるため地上観測では検知することができない。逆に衛星観測であると、電離圏でのダクトの形成は場所や時間により限定的であるため、観測されるホイスラ波のほとんどはノンダクト伝搬してきたフラクショナルホップホイスラ波であると考えられている[Helliwell, 1965]。

電離圏プラズマは分散性媒質であるため、電磁波の周波数によって速度に違いが生じるような分散特性をもつ。つまり周波数によって到達時間が異なり、その関係は

$$T = \frac{D}{\sqrt{f}} \quad (1)$$

で表される。この分散値  $D$  は伝搬経路上の電子密度分布、経路の距離、及びその場の地球磁場の大きさに依存する[Helliwell, 1965]。ホイスラ波はその観測可能性が電離圏の状態に大きく左右されることから、地上の雷活動度や、電離圏及び磁気圏の電子密度を推定するリモートセンシングツールとしても古くから使われてきた。

## 第2章 地震先行電離圏擾乱の発生領域の推定

$$f_c = \frac{nc}{2h} \text{ 1.7...?}$$

### 2.1. 本研究のねらい

本研究では Němec et al., [2008]によって報告された地震先行電磁波強度減少についての現象メカニズムを考察する。本現象において、顕著に減少する周波数帯である 1.7 kHz 帯は夜間時における地球-電離圏導波管モード電磁波伝搬の一次のカットオフ周波数と一致することは先に述べた。地球-電離圏導波管モード電磁波伝搬のカットオフ周波数 $f_c$ は、電離圏高度 $h$ と光速 $c$ を用いて、

$$f_c = \frac{nc}{h} \quad (n = 1, 2, \dots) \quad (2)$$

と表わされる。通常夜の電離圏下層高度は約 90 km であり、この時のカットオフ周波数 $f_c$ が約 1.7 kHz となる。電離圏下層の電子密度が高くなると、プラズマ周波数が大きくなることで地球-電離圏導波管として伝搬する電磁波の反射高度が下がるため、電離圏下層の電子密度が高くなることは電離層降下と対応づけることができる。そのため、本現象は電離圏下層の電子密度増加による電離層の降下によってカットオフ周波数 $f_c$ が大きくなることで 1.7 kHz 帯の電磁波が顕著に影響を受けるのではないかと考えられている[Němec et al., 2008]。現象のリードタイムは異なるものの、地震に先行した電離圏降下によって引き起こされる VLF/LF 伝搬異常について多くの報告があり[Hayakawa et al., 1996; Hayakawa et al., 2006, Hayakawa et al., 2010]、本現象も VLF/LF 伝搬異常に強く関連する結果であると思われる。したがって、本現象の観測においても地震に先行して電離圏下層の電子密度が上昇するという仮説を観測データで示すことができれば、VLF/LF 伝搬異常でも報告された地震に先行した震央付近上空の電子密度増加との関連を示すことができるだろう。

電子密度が増加すれば電離圏降下によるカットオフの効果だけでなく、その領域をホイストモードとして伝搬する電磁波は電子-中性大気衝突やクーロン衝突により大きく影響を受けるのではないかと考えられる。DEMETER 衛星によって高度約 700km で計測される電波は、地球雷起源の電磁波だけでなくプラズマポーズ付近で生じた ELF/VLF ヒス電波や地球で軍事用として発せられた人工的な電波など様々であり、時折発生源のわからない信号も計測された[Parrot et al. 2015]。そのため、Němec らによって統計解析された電磁波もあらゆる起源のものであると考えられるが、夜間のみで強度が減少されたことから、減少された VLF 帯電磁波は夜間観測されにくい磁気圏からの ELF/VLF ヒス等ではなく、地球雷起源電磁波が電離圏 D 領域、E 領域、F 領域と伝搬する過程で減衰したのではないかと推測できる。したがって、我々は震央付近の地球雷起源であるホ

イスラ波をリモートセンシングツールとして使用し電離圏の状態を探ることを試みた。つまり、震央付近で発生した雷起源の電磁波がホイスマードとして電離圏に侵入し伝搬した電磁波の吸収量を見積もることで、地震と関係のない時と比べてその吸収量に違いはあるのかということを調べた。さらに、その吸収量の差異から電離圏電子密度がどの領域でどの程度上昇が起こったのか見積もることを本研究の目的として解析を行った。

## 2.2. データベース

### 2.2.1. DEMETER 衛星観測データ

DEMETER (Detection of Electro-Magnetic Emissions Transmitted from Earthquake Regions)衛星は、フランス国立宇宙センター(CNES)によって 2004 年 7 月 29 日に地震電磁気観測と地球電磁環境観測を目的として打ち上げられ、2010 年まで運用された。衛星高度は打ち上げ当初は 710 km であり、2005 年 12 月に 660 km に変更された。衛星軌道は傾斜角  $98^\circ$  の太陽同期準回帰軌道であり、降交点通過時刻と昇交点通過時刻はそれぞれ大凡 1030LT と 2230LT である。衛星は約 100 分で地球を 1 周回するので一日で約 14.7 周回する。衛星の進行方向は昼が北から南(downward)、夜が南から北(upward)である。計測は、経度方向については全ての領域、緯度方向については磁気赤道 $\pm 65^\circ$ 内で行われほぼすべての地震発生領域をカバーする。我々は電磁波の解析に DEMETER 衛星の搭載機器の中で Instrument Champ Electrique (ICE) [Berthelier et al., 2006] と Instrument Magnetometer Search-Coil (IMSC) [Parrot et al., 2006]によって計測された電場データと磁場データを用いた。ICE は 4 本の 4m ブーム (図 2-2-1) の先端に取り付けられた球状電極 (図 2-2-2) のことで、それらの球状電極の電位差から DC~HF 帯の電場が算出される [Berthelier et al., 2006]。IMSC は 1.9m のブームの先端に直交して取り付けられた 3 軸サーチコイル (図 2-2-3) のことで、100Hz~17.4kHz の磁場を測定する [Parrot et al., 2006]。これらの電磁波計測では観測領域に応じて次の 2 つのモードに分けられて観測された。スペクトルデータを取得する Survey mode とあらかじめ決められた地震活動が活発な領域で波形データを取得する Burst mode である。VLF 帯 Survey mode では水平電場 1 成分、磁場 1 成分について常時 2.048 秒ごとの平均スペクトルをオンボード上で 20 kHz 幅を 1024 点(分解能 19.53125 Hz)で算出して取得している。VLF 帯 Burst mode では水平電場 1 成分、磁場 1 成分をサンプリング周波数 40kHz で波形データを取得している。ELF 帯 Burst mode では電場 3 成分と磁場 3 成分をサンプリング周波数 2.5kHz で波形データを取得している。Burst mode で波形データを取得することは解析を進めるうえで理想的な時間分解能と周波数分解能でスペクトルを算出することを可能にし、特に ELF 帯では電場磁場 3 成分ずつの波形観測ゆえに伝搬ベクトルや偏波などの電磁波の特徴を解析することを可能にする。

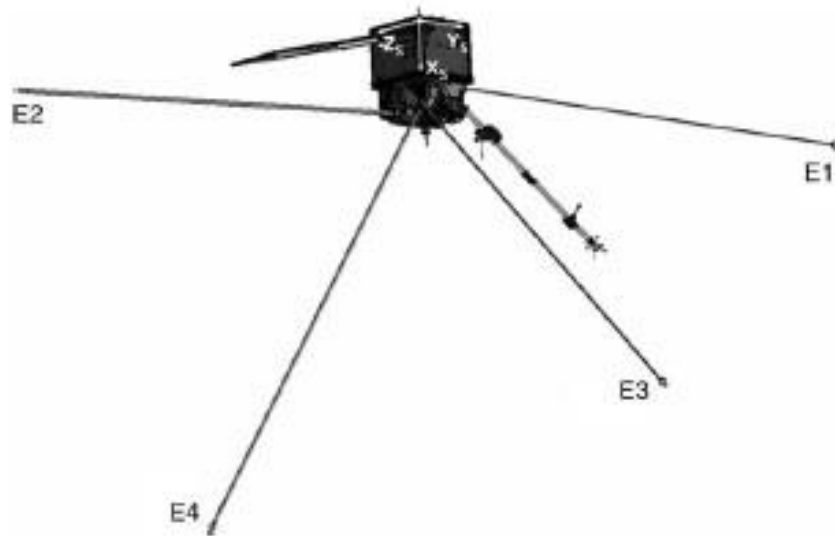


図 2-2-1 DEMETER 衛星の概観。 $+X_s$ 、 $+Y_s$ 、 $-Z_s$ はそれぞれ地球方向、軌道面の法線方向、進行方向を表す。[Berthelier et al., 2006]

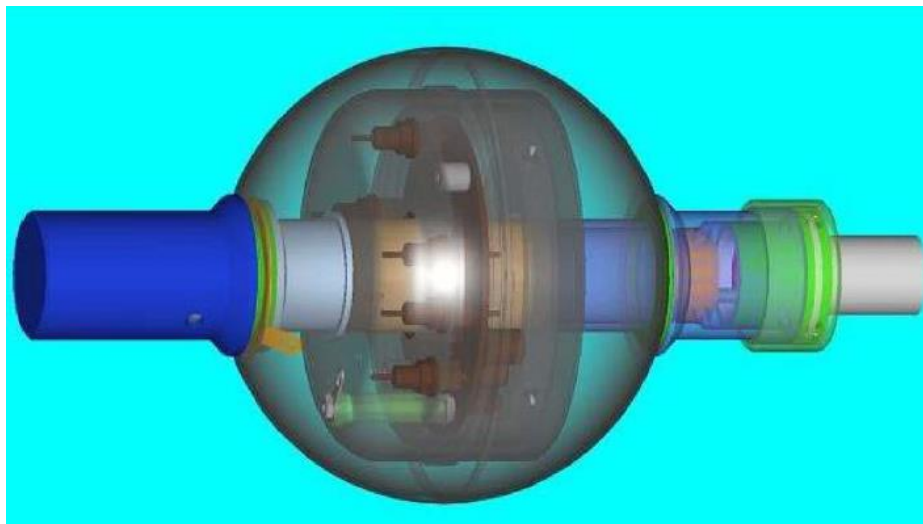


図 2-2-2 DEMETER 衛星に搭載された ICE 球状電極。[Berthelier et al., 2006]





図 2-2-3 DEMETER 衛星に搭載された IMSC3 軸サーチコイル。[Parrot et.al., 2006]



## 2.2.2. 落雷位置標定ネットワーク (WWLLN)

World Wide Lightning Located Network system (WWLLN)は全球的に雷起源の VLF 帯放射に対して Time of group arrival (TOGA) 法[ [Dowden et al., 2002](#)]を用いることで時間と場所を同定する雷観測ネットワークである[[Rodger et al., 2006](#)]。世界中に設置された各ステーションの電場アンテナで観測がなされ、トリガー前 0.33 ms、トリガー後 1 ms の波形をプレトリガー方式で取得する。WWLLN の検知確率は衛星観測に劣るが、統計的な検知傾向は両者間で一致している[[Rodger et al., 2006](#)]。In-cloud 放電と Cloud to Ground 放電の両方を捕捉でき、検知効率は 40 kA 以上の放電であれば世界中の 30~50 パーセントの捕捉率を実現できる。正確性は距離にして 5km、時間にして 10  $\mu$ s である[[Hutchins 2012](#)]。また、雷放電エネルギーは、波形の二乗平均の平方根を 1.33 ms で積算することで得られる[[Hutchins 2012](#)]。

我々が解析に用いた WWLLN データの中で、2004 年~2009 年 3 月までは雷の位置と時間及び検知されたステーションの数が記録されており、2009 年 4 月~2010 年まではそれに加えて雷放電エネルギーが記録されている。2009 年 4 月~2010 年の期間に WWLLN によって記録された雷放電のエネルギーに対する頻度分布は特徴的なべき乗則に従った分布となる (図 2-2-4)。

2009年~2010年の地震に対して解析を行い、  
磁気嵐や雷放電による擾乱を排除することで、  
地震との相関をより高める。

雷由来のホイスラ波の電場強度減少から、  
電子密度の増や減がわかるから、航行用VLFで  
同レベルが出来、20~30%上昇しているという結果が  
出るはず？

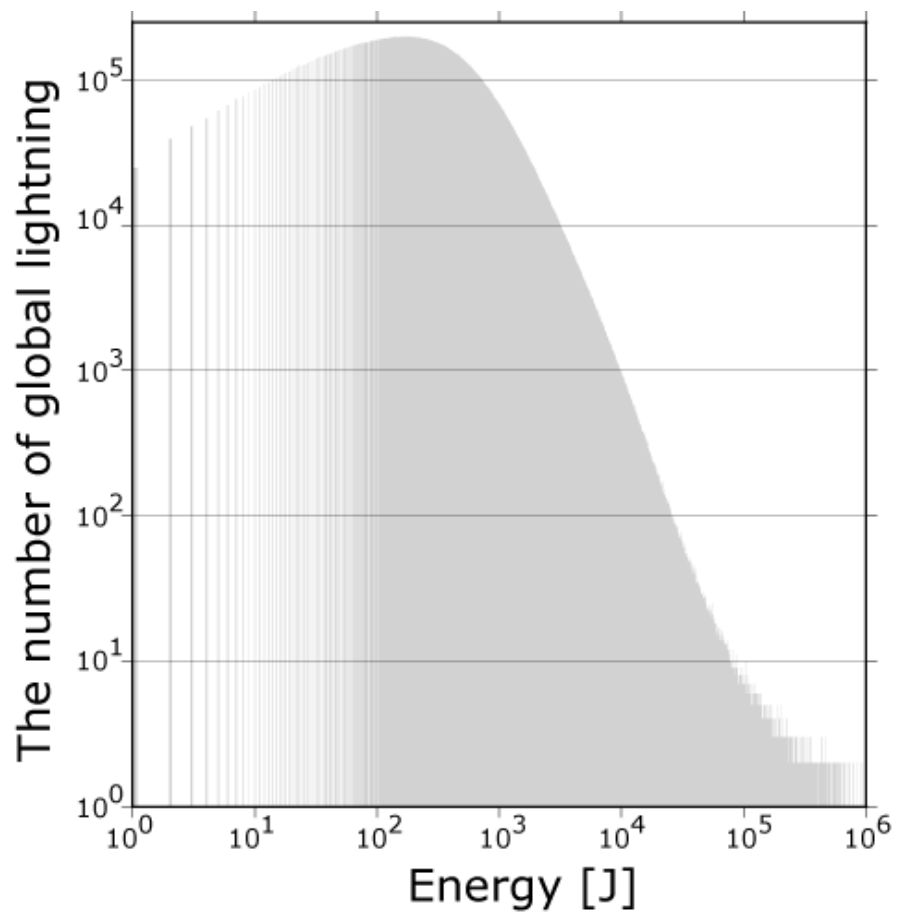


図 2-2-4 雷放電のエネルギーに対する頻度分布。使用した WWLLN データの期間は、2009 年 4 月 15 日～2010 年 12 月 31 日。

## 2.3. 統計結果に基づいた先行異常を伴った地震の抽出

### 2.3.1. 異常時の時系列変動

地震前震央付近の雷起源ホイスラ波を解析するために、DEMETER 衛星で取得された電磁波データを軌道ごとのデータに分けて選定する。夜間時 (2230 LT) のデータのみを扱うため、本論文では地球の周りを南から北へ半周する軌道を 1 軌道とする。解析に使用された地震は USGS 地震カタログ<sup>1</sup>の中で 2004 年~2010 年までに起こった震源の深さ 40km 以内、M4.8 以上の地震である。さらにデクラスタリング<sup>2</sup>を施すことによって本震のみを取り出した。それらの地震に対して地震発生から 4 時間前以内に震央から半径 330km 以内に DEMETER 衛星が 700 km 高度上空を通った軌道の数 は 340 軌道 (以下、地震軌道) であった。言い換えると、DEMETER 衛星は 2004 年から 2010 年までの 6 年間で 340 個の地震の震央付近で、発生前 4 時間前以内の電磁波データを取得できたということである。

本研究は、  
条件が厳しい  
の 550km 以内

Max ①

↑規格化

Min ②

それらの軌道中に計測された VLF 帯 Survey mode (2.048 秒ごとの周波数スペクトル) 電場強度のデータを 0~1 に規格化した。DEMETER 衛星で観測される様々な起源の電磁波は、(磁気緯度、磁気経度、地磁気の状態、季節) によって影響を受けると考えられるので、全観測データをそれらのビンに分け、それぞれのビンの中で規格化した。詳しい解析法は第 3 章で述べる。そのようにして求められた 1.7 kHz 帯 (1621.09375 Hz ~ 1718.75000 Hz) の規格化された電場強度の時系列変動を図 2-3-1 に示した。1 軌道の時系列変動でも激しく変動していることが分かる。Píša et al. [2013]によれば、この規格化された電場強度にして約 0.05 が統計的に有意な変動とされているので、統計的に有意ではあるがごく微小な減少であることが分かる。地震に先行した電場強度減少を時系列変動として確認するために、340 軌道中で計測された電場強度のデータの中で震央最接近時刻から ±200 秒のデータ (距離にして約 3000 km に相当する) に対して Superposed epoch analysis (SEA) を行った。ただし、各時刻のスタッキングするデータのサンプル数を合わせるために、最接近時刻から ±200 秒のデータが計測されていないような高緯度で発生した地震は除いた。そのため、289 軌道中に計測されたデータの SEA である。SEA は揺らぎの多い信号を重ね合わせることでエポックタイムに設定されたイベントに関係する意味のある信号を抽出する統計手法である。

<sup>1</sup> アメリカ地質調査所により公開されている全球地震カタログ (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>)

<sup>2</sup> 気象庁が提供するデクラスタリングコードを使用。本論文では、本震発生から 30 日以内に震央距離 30 km 以内で発生した地震を余震と定めた。

なぜこの年表を使う?

意味のある信号を抽出する統計手法を使う?

30日以内  
30km圏内

余震とは?

この場合、震央最接近時刻がエポックタイムとなる。図 2-3-2 にその SEA の結果を示している。濃い赤線は $\pm 50$  秒の移動平均によって平滑化されたトレンドを示しており、最接近時に減少していることが確認できる。このような変動が異常時の時系列変動だと考えられるため、ガウス関数フィッティングでモデル化し（詳しくは 3 章を参照）289 軌道の時系列変動の中からモデル変動と類似した軌道を調べた。モデル変動との相関係数が 0.8 以上となる時系列変動が統計結果に基づいた地震に関係する軌道の電場データと判断した。相関係数が 0.8 以上となった軌道の位置を図 2-3-3 に示している。

この相関係数  
を変えていくことで？

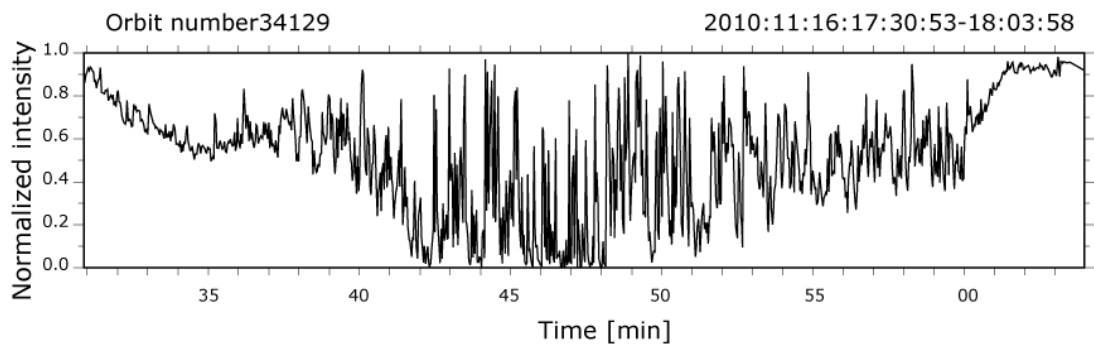


図 2-3-1 規格化した 1.7 kHz 帯電場強度の時系列変動。例として、軌道番号 34129 における(2010 年 11 月 16 日 17 時 30 分 53 秒から 18 時 3 分 58 秒)時系列変動を示した。

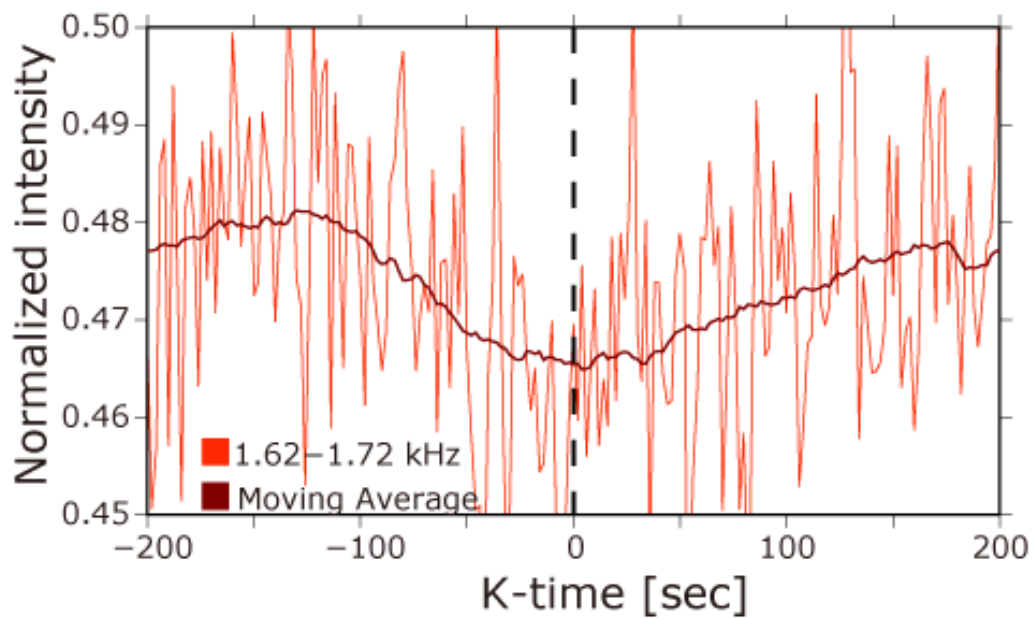


図 2-3-2 地震起源の 1.7 kHz 帯電場強度の時系列変動。震央最接近時刻から $\pm 200$  秒の 289 軌道時系列データの SEA により得られた。濃い赤線は、 $\pm 50$  秒の移動平均を示している。

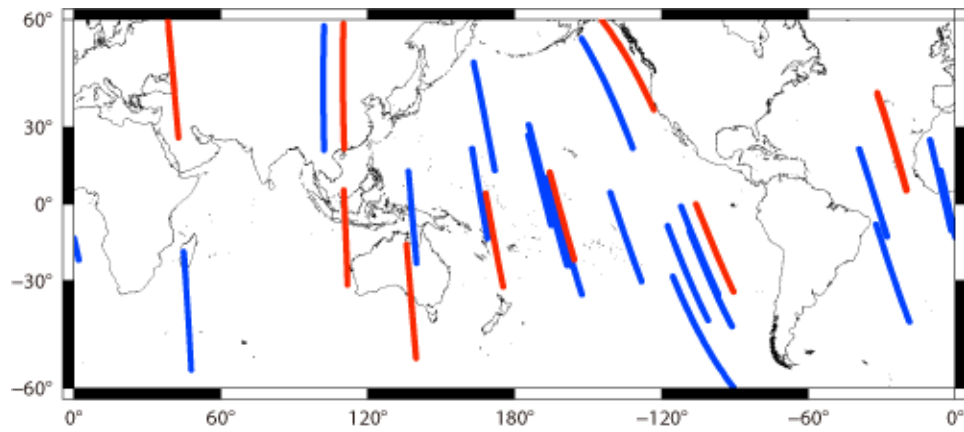


図 2-3-3 モデル変動との相関係数が 0.8 以上の 30 軌道。赤は 0.9-1.0、青は 0.8-0.9 を示している。

### 2.3.2. 雷ホイスラ波の解析対象となる地震

雷ホイスラ波は、**多くがミリ秒スケールの現象**であることから VLF 帯 Survey mode の 2.048 秒サンプリングでは不十分であるため VLF 帯 Burst mode のサンプリング周波数 40 kHz 電場データを用いる必要がある。しかし、前述したように Burst mode として計測される領域は限られている(図 2-3-4)。そのため、前節で選択した地震軌道はさらに限定される。表 2-3-1 に前節で選択した地震軌道に対する Burst mode データの有無が示した。30 軌道のうち 22 軌道が Burst mode 取得領域であった。さらに、本現象は地震の規模が大きいほど異常が大きいことが報告されている[Němec et al., 2008]ため、地震の規模マグニチュードが最大となるものを解析対象の事例とした。

ホイスラ波は**雷起源の電磁波**であることから、**その強度は雷放電のエネルギーに直接的に依存する**[Fiser et al., 2006; Chum et.al., 2006]ので、**ホイスラ波強度が大きい**か**小さい**か議論するためには**雷放電エネルギーの情報も必要**である。前述したように、**WWLLN 雷データは 2009 年 4 月～2010 年の期間内であれば雷放電のエネルギーが記録されている**。そのため、表 2-3-1 の中で 2009 年 4 月～2010 年に起こった地震が対象になる。**以上の条件に基づき**、2010 年 3 月 5 日に発生した南部スマトラ地震を解析対象にして事例解析を行った。ただし、ここで言う事例解析は、統計結果に基づき異常が大きいと**期待される**事例に対して解析することである。

航所用 VLF 電波にも雷データが必要なのでは？

↓

雷放電による電離圏の擾乱を除去のため。

エネルギーを飛ぶので電子の擾乱が飛ぶか増大すると思われる。



✕

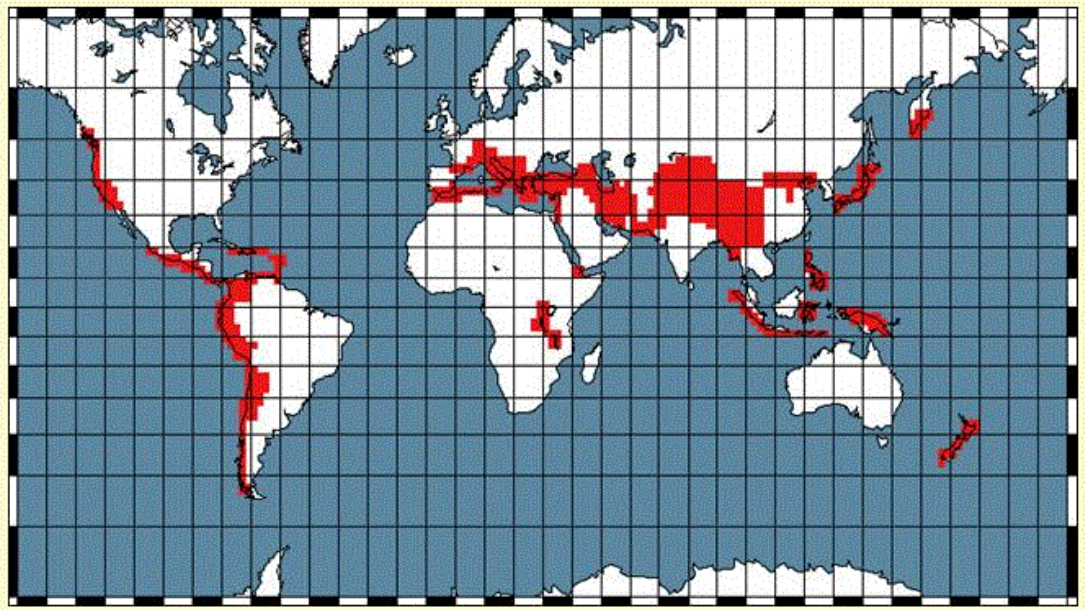


図 2-3-4 DEMETER 衛星で観測された Burst mode データ取得領域が赤で表されている。 (demeter.cnrs-orleans.fr)



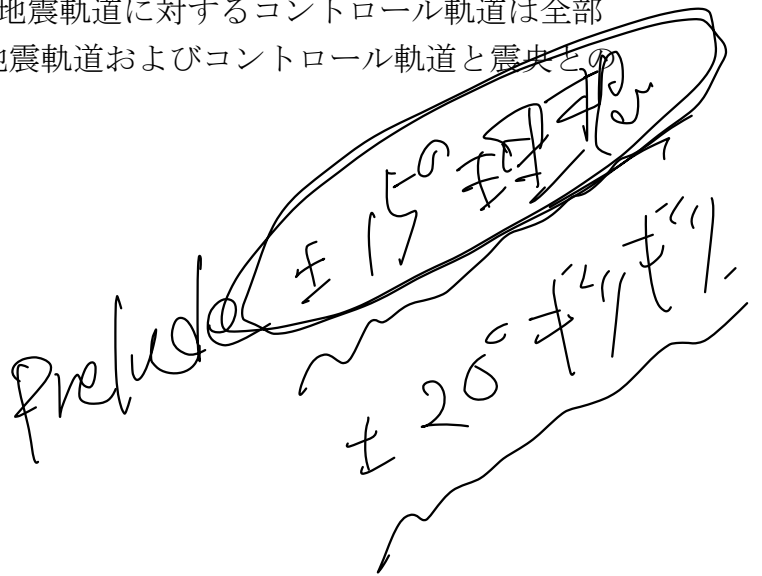
表 2-3-1 地震軌道リスト (30 軌道分 / Burst 22 軌道)

Orbit number	Time & date (UT) nearest the imminent epicenter.	EQ time & date (UT)	Mag.	Depth (km)	Burst mode
02218	2004-12-02 00:15:19	2004-12-02 03:30:02	5.2	10	-
02939	2005-01-20 13:54:47	2005-01-20 16:47:01	5.6	10	○
03317	2005-02-15 13:41:49	2005-02-15 14:42:25	6.5	39.7	○
05313	2005-07-02 15:52:46	2005-07-02 18:12:21	5.1	39.7	○
05659	2005-07-26 09:58:43	2005-07-26 10:11:39	5.1	36.2	-
05820	2005-08-06 11:11:44	2005-08-06 11:54:43	4.8	9	-
05834	2005-08-07 10:23:32	2005-08-07 11:35:26	6.0	10	○
07991	2006-01-02 10:54:18	2006-01-02 11:26:26	4.8	10	○
11218	2006-08-10 04:29:57	2006-08-10 07:53:08	5.1	16	○
13514	2007-01-13 12:10:39	2007-01-13 14:12:24	4.9	10	○
14367	2007-03-12 14:07:45	2007-03-12 17:49:56	5.1	27.9	○
16418	2007-07-30 05:19:18	2007-07-30 06:06:50	5.5	10	○
16543	2007-08-07 17:44:56	2007-08-07 21:22:46	5.0	10	○
16583	2007-08-10 11:18:54	2007-08-10 11:47:00	5.4	10	○
17211	2007-09-22 05:14:55	2007-09-22 08:29:56	5.3	10	○
19017	2008-01-23 04:23:15	2008-01-23 05:49:32	5.5	13	-
19625	2008-03-04 13:55:13	2008-03-04 17:31:46	5.5	11.3	○
23327	2008-11-11 13:31:12	2008-11-11 16:13:42	4.9	10	○
24790	2009-02-19 03:08:34	2009-02-19 04:27:42	4.8	10	○
25890	2009-05-04 23:40:48	2009-05-05 02:40:00	5.2	10	-
29161	2009-12-13 14:59:52	2009-12-13 16:04:00	5.4	10	○
29307	2009-12-23 13:15:25	2009-12-23 16:28:34	5.2	36.3	○
29878	2010-01-31 09:53:18	2010-01-31 09:55:45	5.1	35	-
30366	2010-03-05 15:07:47	2010-03-05 16:07:00	6.8	26	○
31156	2010-04-28 09:52:25	2010-04-28 10:49:17	4.8	10	-
32220	2010-07-09 19:47:04	2010-07-09 22:15:10	4.9	22.2	○
32587	2010-08-03 19:01:07	2010-08-03 19:42:13	5.4	10	○
33488	2010-10-04 02:41:34	2010-10-04 05:11:30	5.2	19.8	○
33542	2010-10-07 19:09:39	2010-10-07 19:51:21	4.8	10	○
34452	2010-12-08 17:12:25	2010-12-08 21:04:09	4.8	10	-

## 2.4. 地震先行電離圏擾乱領域ホイスラ波強度の比較

### 2.4.1. ホイスラ波強度の比較のための参照軌道

地震軌道中のホイスラ波の強度と比較対象の参照となる軌道(以下、コントロール軌道)を選択する。ホイスラ波強度は測定場所である電離圏の様々なパラメータに依存するため、それらのパラメータを同じ条件にする必要がある。**本論文では**地震軌道に対して、磁気緯度 3 度以内、磁気経度 3 度以内、地磁気の状態である  $k_p$  指数が 2+以下、 $\pm 15$  日以内を満たす軌道をコントロール軌道とした。解析対象となる南部スマトラ地震の地震軌道に対するコントロール軌道は全部で 7 軌道が選定された。図 2-4-1 に地震軌道およびコントロール軌道と震央との位置関係を示している。



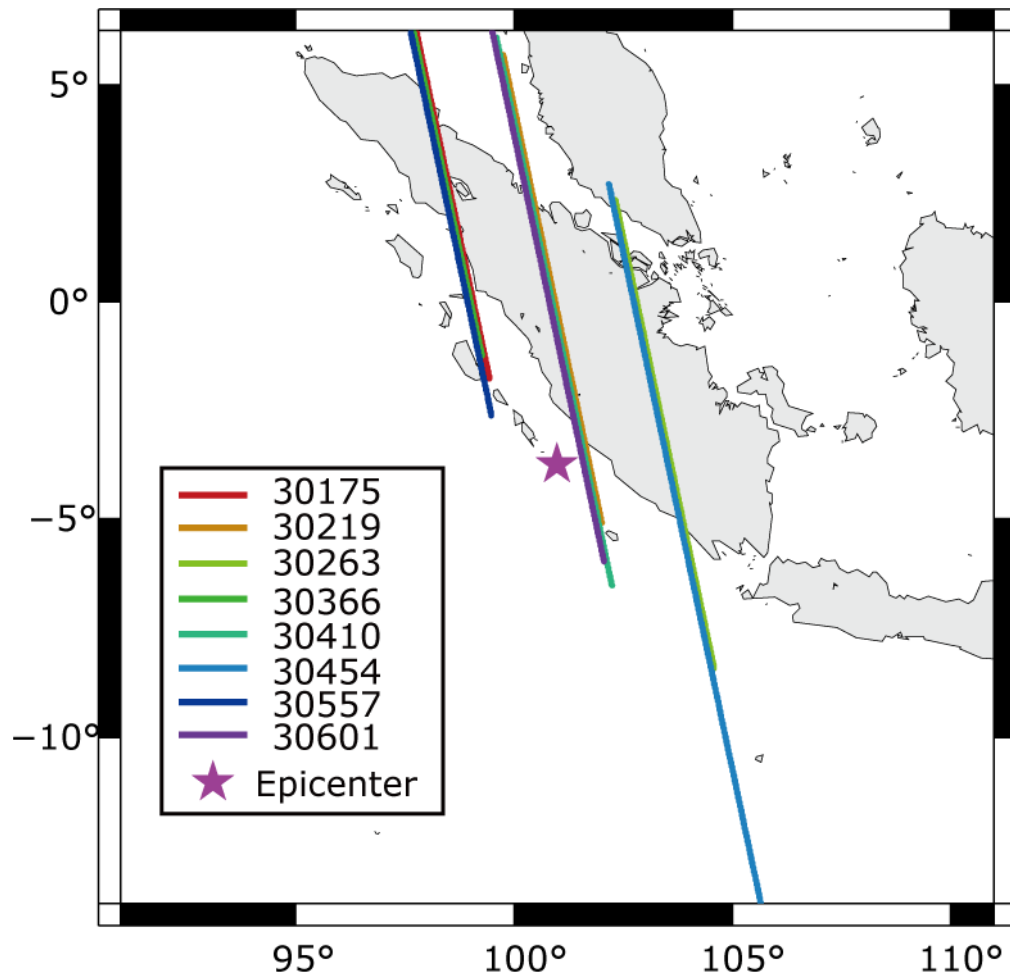


図 2-4-1 地震軌道とコントロール軌道と震央の位置関係。凡例の数字は、軌道番号を表す。30366 が地震軌道である。

## 2.4.2. 雷ホイスラ波の検出方法

1.3 節で述べたように、ホイスラ波のパワースペクトルは特徴的な形となるため、目によってホイスラ波を判断することは容易である。しかし、雷は世界中で1秒間に約44発生[Christian et al 2003]しているため、多くがミリ秒スケールの現象であるホイスラ波を何年ものデータの中から目で判別することは膨大な作業を要することが想像される。そのため自動でホイスラ波を検出することができれば解析が容易になる。(1)式より到達時間は周波数の平方根に反比例するので、ほとんど到達時間に差がない高周波の波形を用いることでホイスラ波の到達時刻を決定する。また、電離圏下部から侵入しダクト伝搬により電離圏、磁気圏までを通過して反対半球まで到達する1ホップホイスラ、反対半球まで達し電離圏-大気圏境界反射したその反対半球まで達する2ホップホイスラ、電離圏-大気圏境界反射したその反対半球まで達する3ホップホイスラ[Heliwell, 1965]のようなホイスラ波は、伝搬経路が長い分(1)式の分散値 $D$ が大きくなるため、高周波の波でさえも到達時間に差が出てしまう。その特性を利用し、我々が対象としているフラクショナルホップホイスラ波のみを検出することのできるホイスラ波到達時間の自動検出判定を次のようにおこなった。

(1). Burst mode で取得されたサンプリング周波数40kHzで取得された波形データ (図 2-4-2 (a)) 256 サンプルを用い、オーバーラップ率 50 パーセントでもって Fast Fourier Transform (FFT) をかけることで周波数スペクトルを算出した (詳しくは付録参照) (図 2-4-2 (b))。時間分解能は 3.2 ms、周波数分解能は 156.25 Hz であり、20 kHz までの周波数スペクトルを使用する (ナイキスト定理)。

(2). 8-18 kHz の高周波のみを通すバンドパスフィルターを用い (図 2-4-2 (c))、逆 FFT により波形に戻す (図 2-4-2 (d))。

(3). 二乗平均平方根を算出する。波形データは 40 kHz のサンプリング周波数なので 80 ポイントずつ (2 ms 相当) データを使って二乗平均平方根を算出する。8-18 kHz のバンドパスフィルターに通した波形データを時間の関数  $E(t)$  として表すと、二乗平均平方根  $RMS(t)$  は、

$$RMS(t) = \sqrt{\frac{\sum_{i=0}^{80} E^2(t_i)}{80}} \quad (i = 1, 2, \dots, 80) \quad (3)$$

と表わされる (図 2-4-2 (d))。

(4). 二乗平均平方根のパルス波が閾値を越えた時刻をホイスラ波が検出された時刻  $t_w$  と定義する (図 2-4-2 (d))。

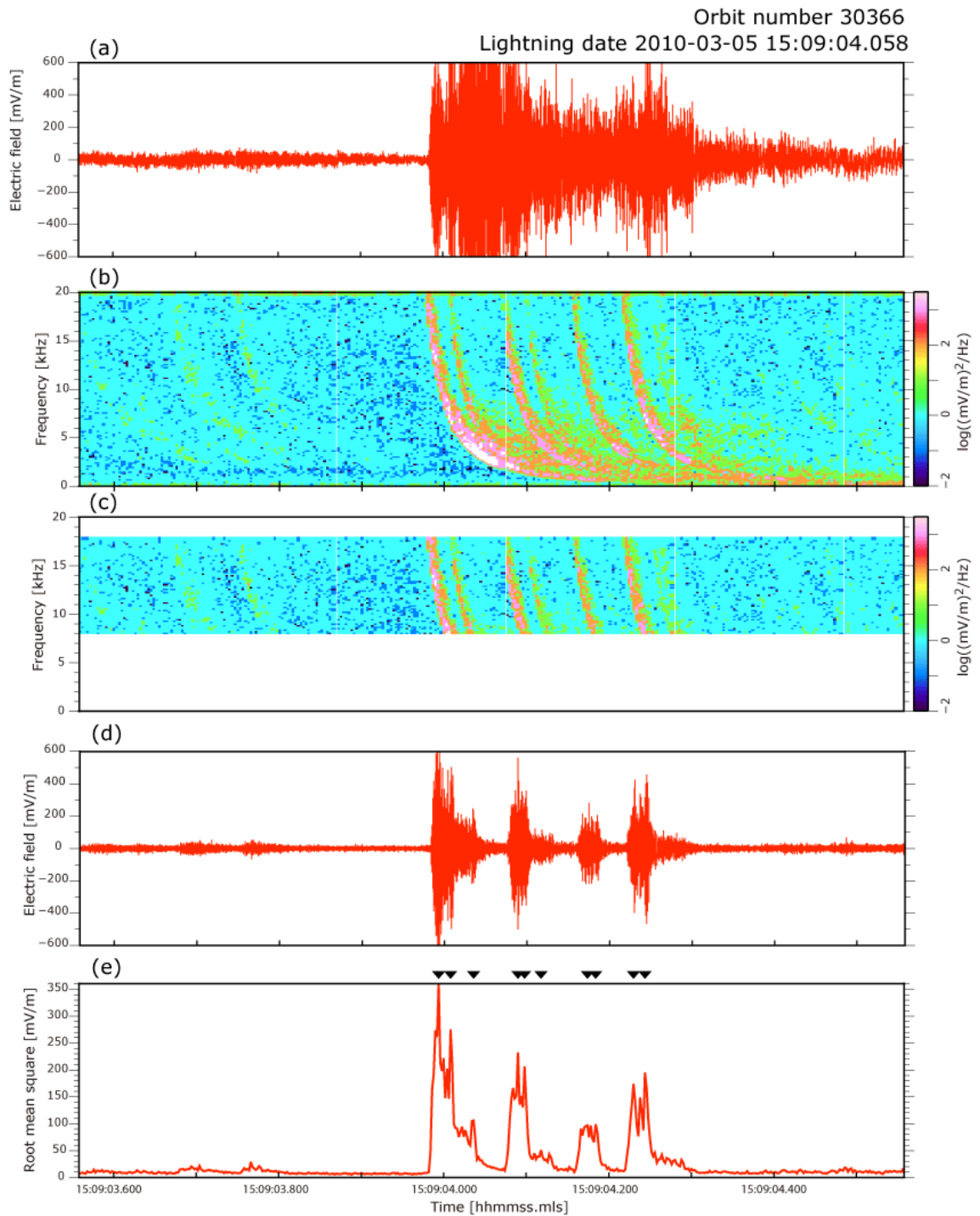


図 2-4-2 ホイストラ波の自動検出アルゴリズム。(a) DEMETER 衛星 Burst mode によって計測された電場波形。(b) 周波数スペクトル。(c) バンドパスフィルター後のパワースペクトラム。(d) バンドパスフィルター後の波形。(e) 2 ms ごとの二乗平均平方根とホイストラ波到達時刻。

### 2.4.3. 雷に対応するホイスラ波の決定

地球で発生した雷起源の電磁波が DEMETER 衛星でホイスラ波として観測されるまではタイムラグがあるため、WWLLN で観測された雷(以下、WWLLN 雷)に対応する DEMETER 衛星で観測されたホイスラ波を決定するためには WWLLN 雷発生時刻からのトラベルタイムを考慮する必要がある。地球-電離圏導波管内の伝搬は光速と近似され、雷起源の電磁波が電離圏に侵入するまでの時間を無視すれば、雷起源電磁波の DEMETER 衛星への到達時刻 $T_w$ は、雷発生時刻 $T_l$ と(1)式より

$$T_w = T_l + \frac{D}{\sqrt{f}} \quad (4)$$

と表わされ、分散値  $D$  を求めることで DEMETER 衛星への到達時刻 $T_w$ を大凡見積もることができると考えられるが、分散値  $D$  はホイスラ波の伝搬経路の電子密度の積算値に依存するためその時の電離圏の状態を調査しなければ、算出は困難である。したがって、雷の発生時刻とホイスラ波の検出時刻の関係を統計的に調べることでトラベルタイムを見積もることを試みた。

Chum et al. [2006]によると、落雷地上観測によって得られた雷発生時刻と衛星でのホイスラ波の検出時刻の差分の頻度分布が 0 付近で時間幅の小さい強いピークが確認されたことから衛星で検出されたホイスラ波は地上で衛星直下付近で発生した雷由来の電磁波であることが示された。本研究では、そのような落雷地上観測によって得られた雷発生時刻と衛星でのホイスラ波の検出時刻の差分の頻度分布を用いる方法により、DEMETER 衛星へ到達するまでのトラベルタイム $t_{wl}$ を見積もることを試みた。衛星観測でのフラクショナルホップホイスラ波の検出可能性は機器の感度や観測される磁気緯度や地方時にも依るが、距離としては衛星から地表への直下点から落雷地点まで数千 km 以内であればフラクショナルホップホイスラ波を検知することができる[Chum et al., 2006; Santolik et al., 2009; Fiser et al., 2010]。そのため本研究では、確実に検知できる範囲と考えられる DEMETER 衛星の直下点から 1000km 以内に発生した WWLLN 雷を対象とした。地震軌道とコントロール軌道中に DEMETER 衛星の直下点から 1000 km 以内で発生した雷と DEMETER 衛星の時空間関係を図 2-4-3 に示した。前節の手順により 1 軌道中で検出された雷ホイスラ波の総数を  $M$  としたとき、 $i$  番目のホイスラ波の時刻を $t_{wi}$  ( $i = 1, 2, \dots, M$ )、1 軌道中に DEMETER 衛星の直下点から 1000km 以内で WWLLN によって観測された雷の総数を  $N$  としたとき、 $j$  番目の WWLLN の雷発生時刻を $t_{lj}$  ( $j = 1, 2, \dots, N$ )、と定義すれば WWLLN 雷発生時刻と DEMETER 衛星でのホイスラ波の検出時刻との差分 $t_{wl}$ は、

$$t_{wl} = t_{wi} - t_{lj} \quad (5)$$

と表わされる。つまり、 $t_{wl}$ は $M \times N$ 行列

$$(t_{wlij}) = \begin{bmatrix} t_{wl11} & \cdots & t_{wl1N} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ t_{wlM1} & \cdots & t_{wlMN} \end{bmatrix} \quad (6)$$

で表わされる。図 2-4-4 にコントロール軌道及び地震軌道の $t_{wl}$ 頻度分布を示した。この値に対する頻度分布においてピークとなる値 $(t_{wl})_{peak}$ をその軌道におけるトラベルタイムと定義した。ただし時間幅をもたせるために、 $t_{wl}$ 頻度分布において 95 パーセント以上となる最小時間と最大時間を算出し、それらの時間幅を $(t_{wl})_{peak}$ として採用した。ホイスラ波は雷由来であることから、ホイスラ波は雷発生時刻よりも後に検知されるので $(t_{wl})_{peak}$ は正を示すはずであるが、ほとんどの軌道で負となっている（図 2-4-4 a, b, c, d, e, f, h）。前述したように WWLLN の時刻精度は 10  $\mu$ s と高いことから、 $(t_{wl})_{peak}$ が負を示すこの時刻のずれは DEMETER 衛星の時刻のずれによって引き起こされているのではないかと考えられる。しかしながら、これらの 8 軌道はそれぞれ互いに 30 日以内というほとんど時期が変わらない軌道であることと、 $(t_{wl})_{peak}$ がすべての軌道で変動していることを考慮すると、 $(t_{wl})_{peak}$ が負を示すこの時刻のずれは DEMETER 衛星の時刻のずれのみによって引き起こされているとは考えにくい。雷放電は同じ雷雲から 1 発だけということはほとんどなく、ほとんどの場合が数十 ms オーダーで複数回の放電が続く。複数放電の場合、WWLLN によって計測された落雷の時間情報が複数放電であった場合どの雷の時間としているかによって $(t_{wl})_{peak}$ は依存すると考えられる。さらに、WWLLN によって計測される雷は世界中で発生する雷の 20 パーセントほどしか捕捉できないことからこのようなずれが引き起こされうると考える。本研究では、たとえ $(t_{wl})_{peak}$ が負であっても、複数放電のそれぞれの放電エネルギーは、ほとんど変わらないと考えられるため $(t_{wl})_{peak}$ が示す時刻のホイスラ波は WWLLN 雷と対応付けることができると考えている。

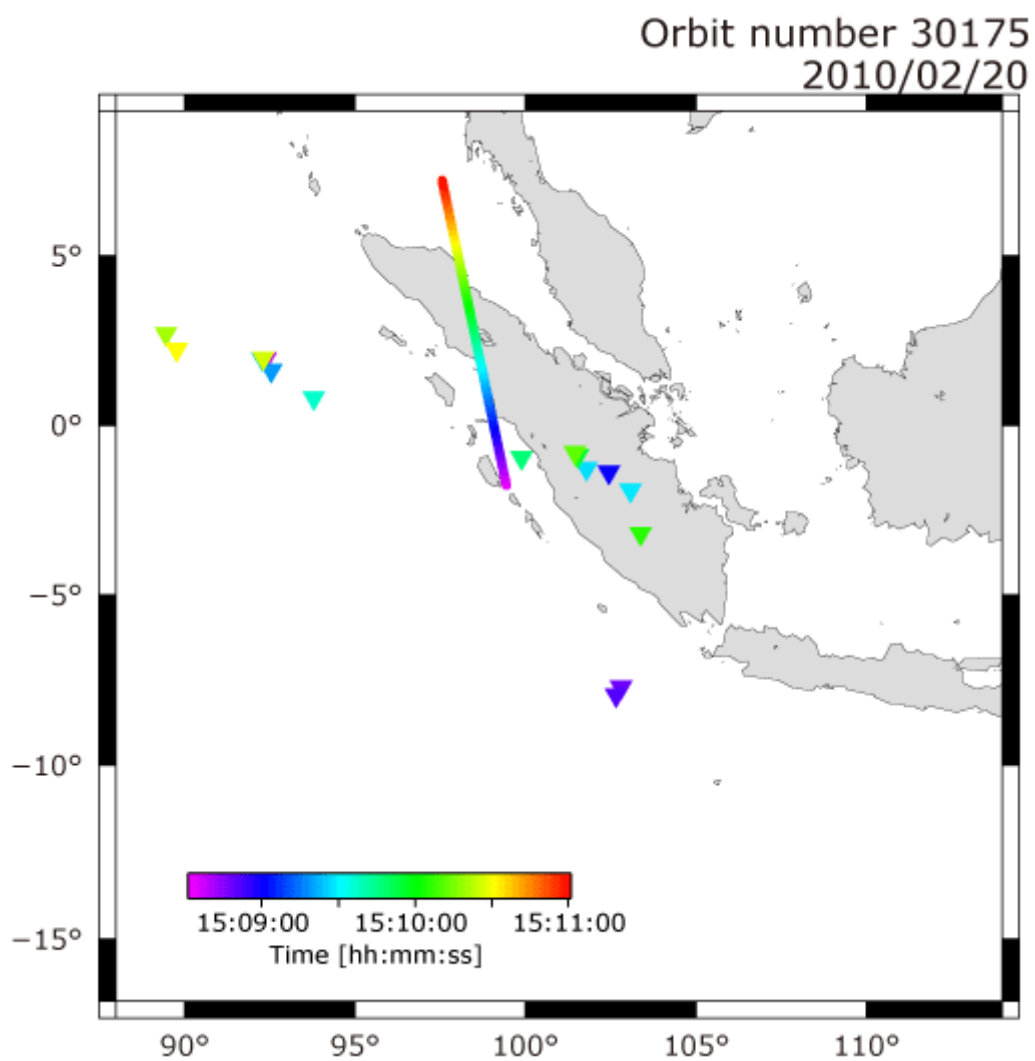


図 2-4-3 (a) 軌道番号 30175 における WWLLN 雷と DEMETER 衛星の時空間分布



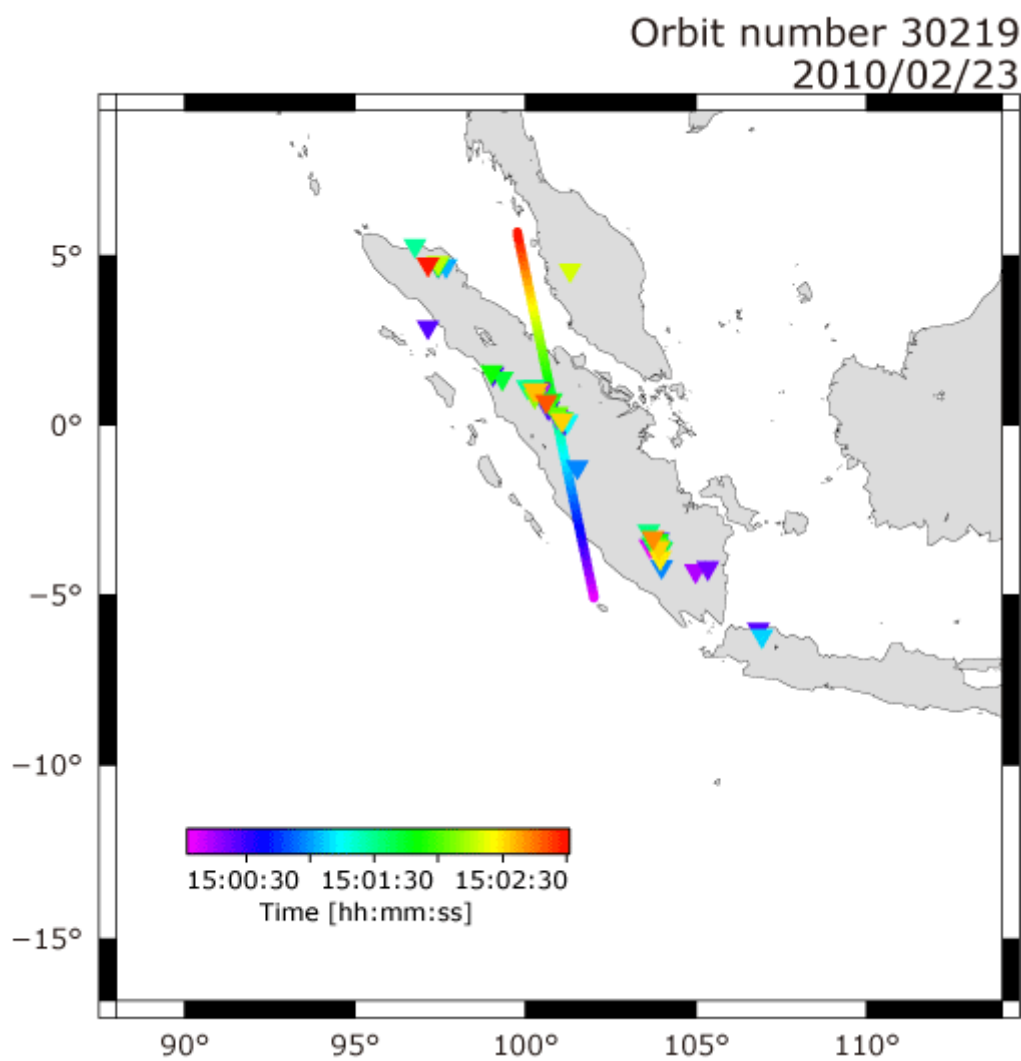


図 2-4-3 (b) 軌道番号 30219 における WWLLN 雷と DEMETER 衛星の時空間分布

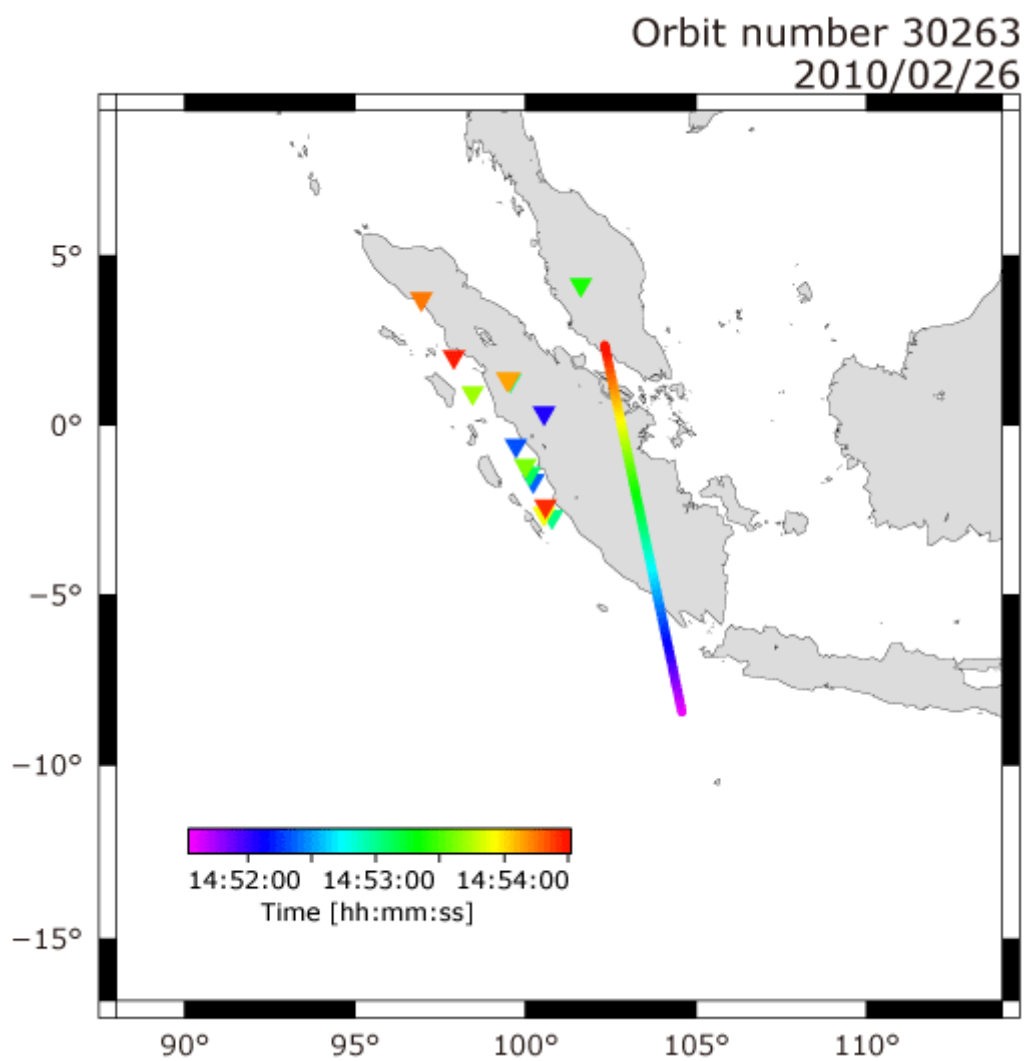


図 2-4-3 (c) 軌道番号 30263 における WWLLN 雷と DEMETER 衛星の時空間分布

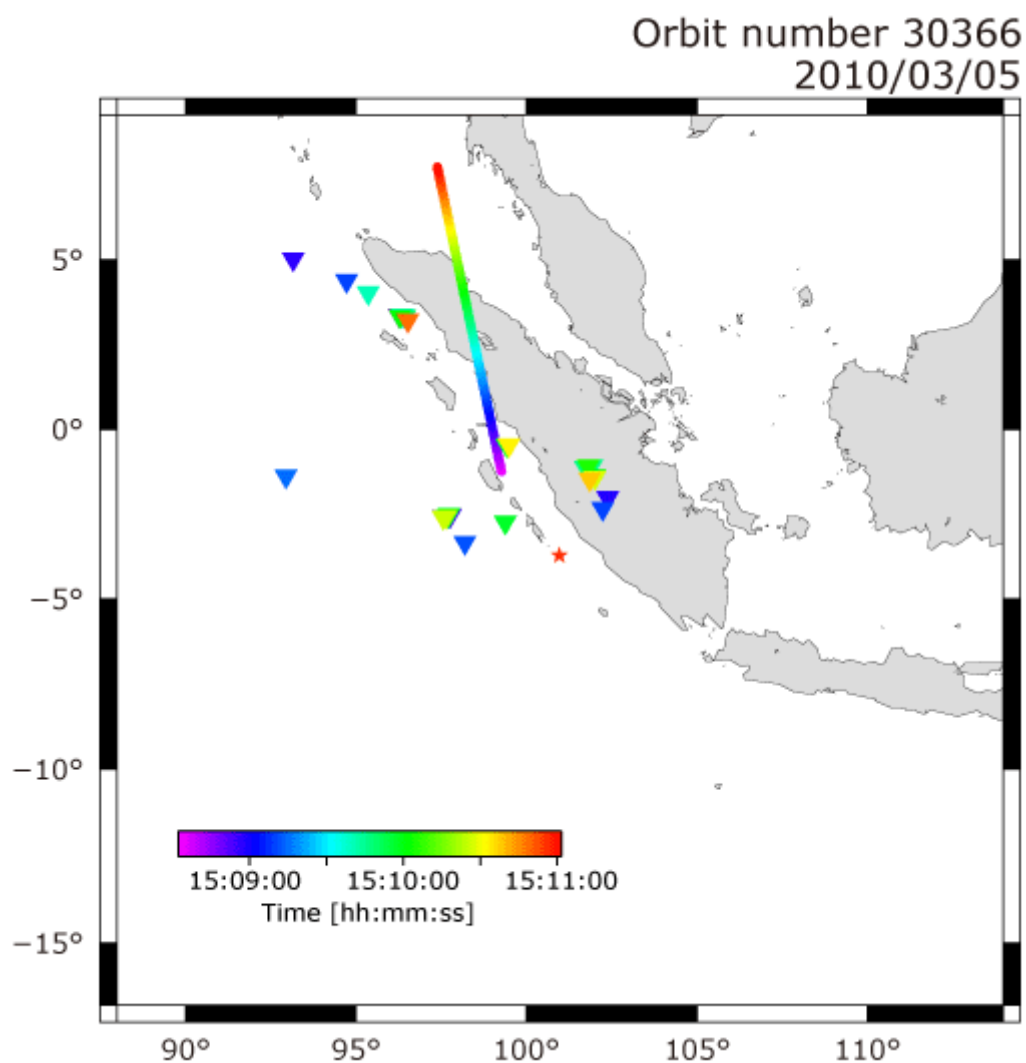


図 2-4-3 (d) 軌道番号 30366 における WWLLN 雷と DEMETER 衛星の時空間分布。  
星のシンボルは震央を表している。

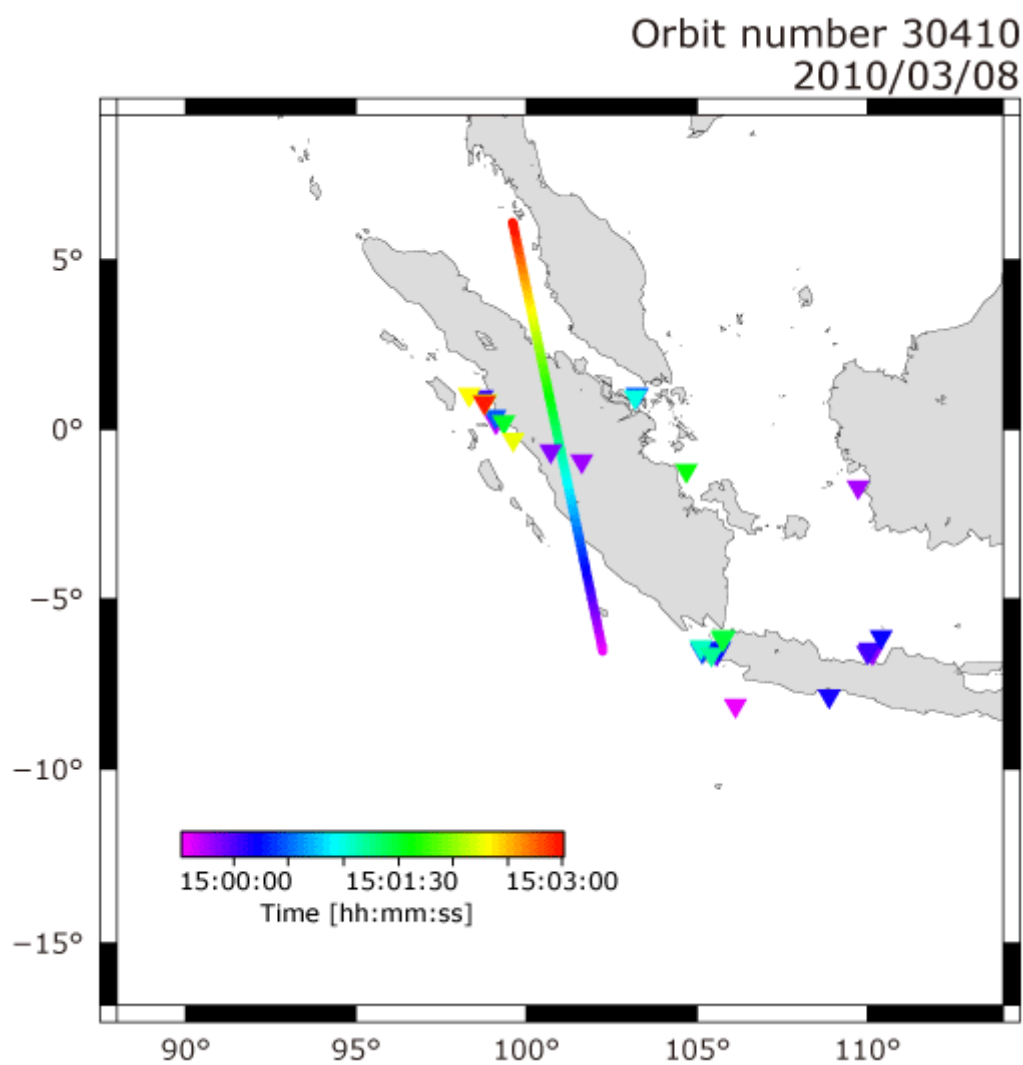


図 2-4-3 (e) 軌道番号 30410 における WWLLN 雷と DEMETER 衛星の時空間分布

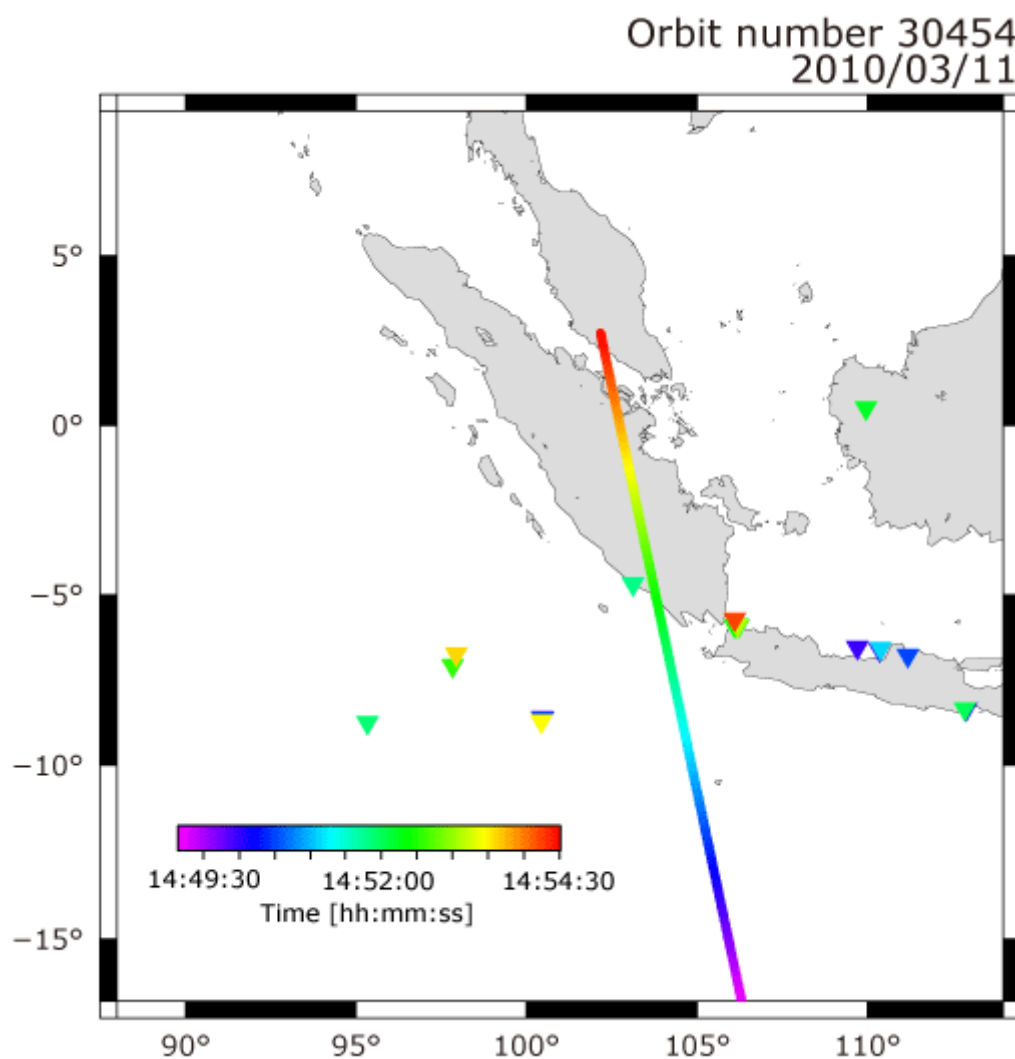


図 2-4-3 (f) 軌道番号 30454 における WWLLN 雷と DEMETER 衛星の時空間分布

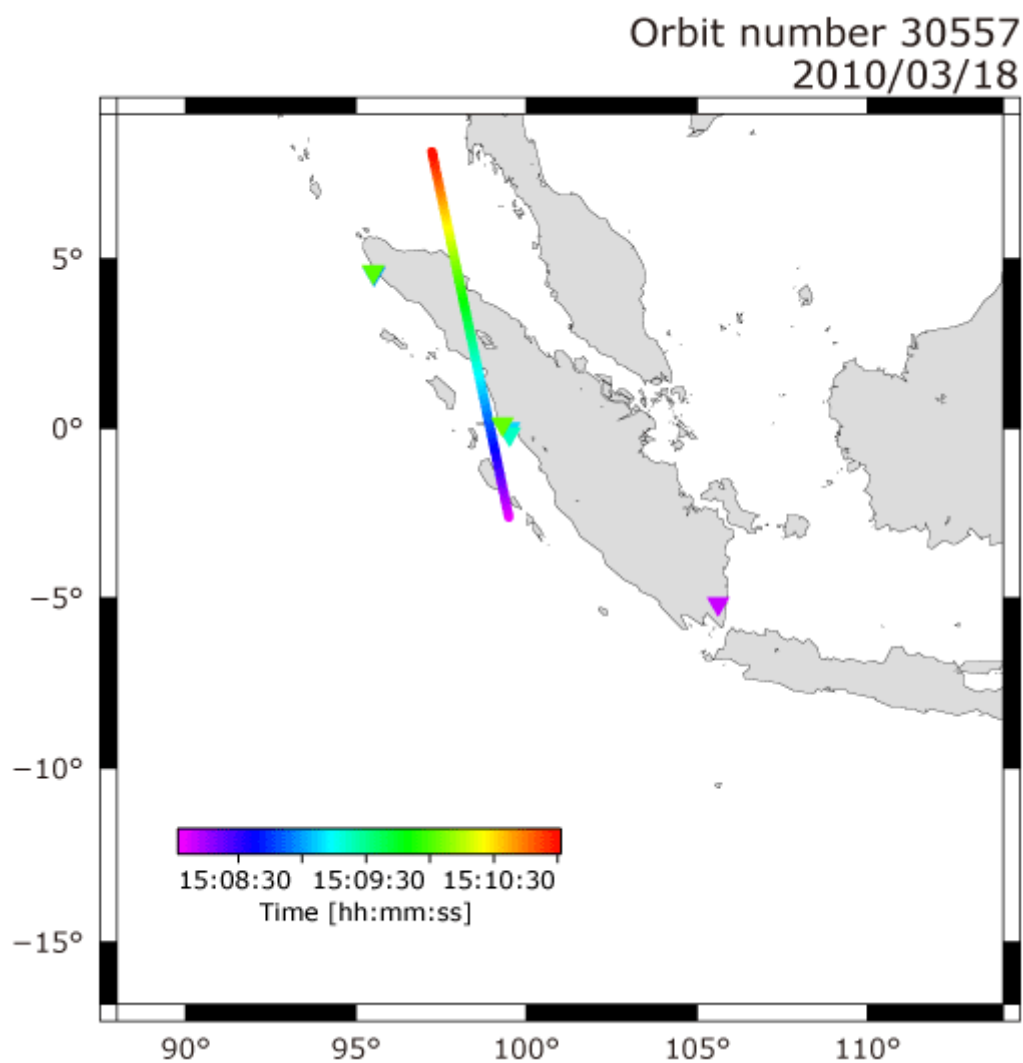


図 2-4-3 (g) 軌道番号 30577 における WWLLN 雷と DEMETER 衛星の時空間分布

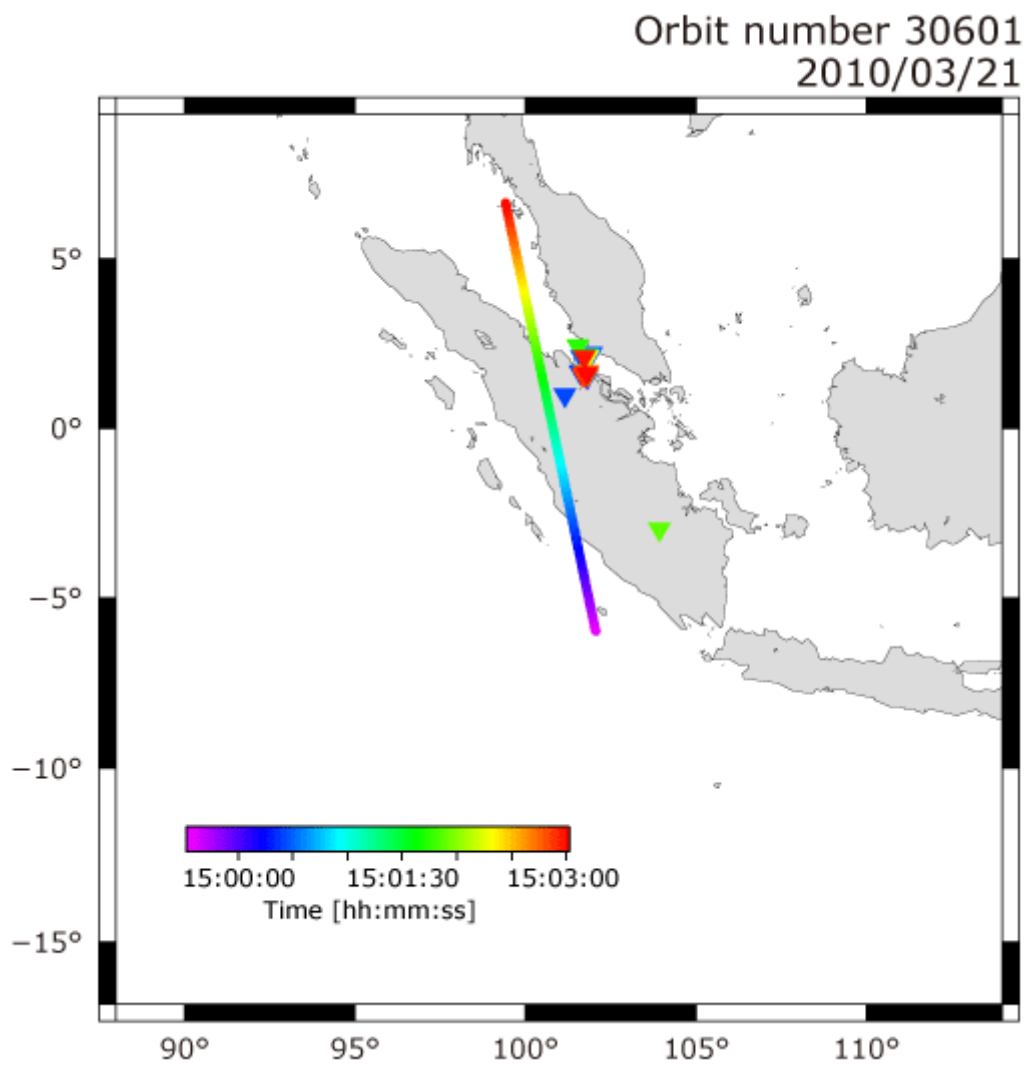


図 2-4-3 (h) 軌道番号 30601 における WWLLN 雷と DEMETER 衛星の時空間分布

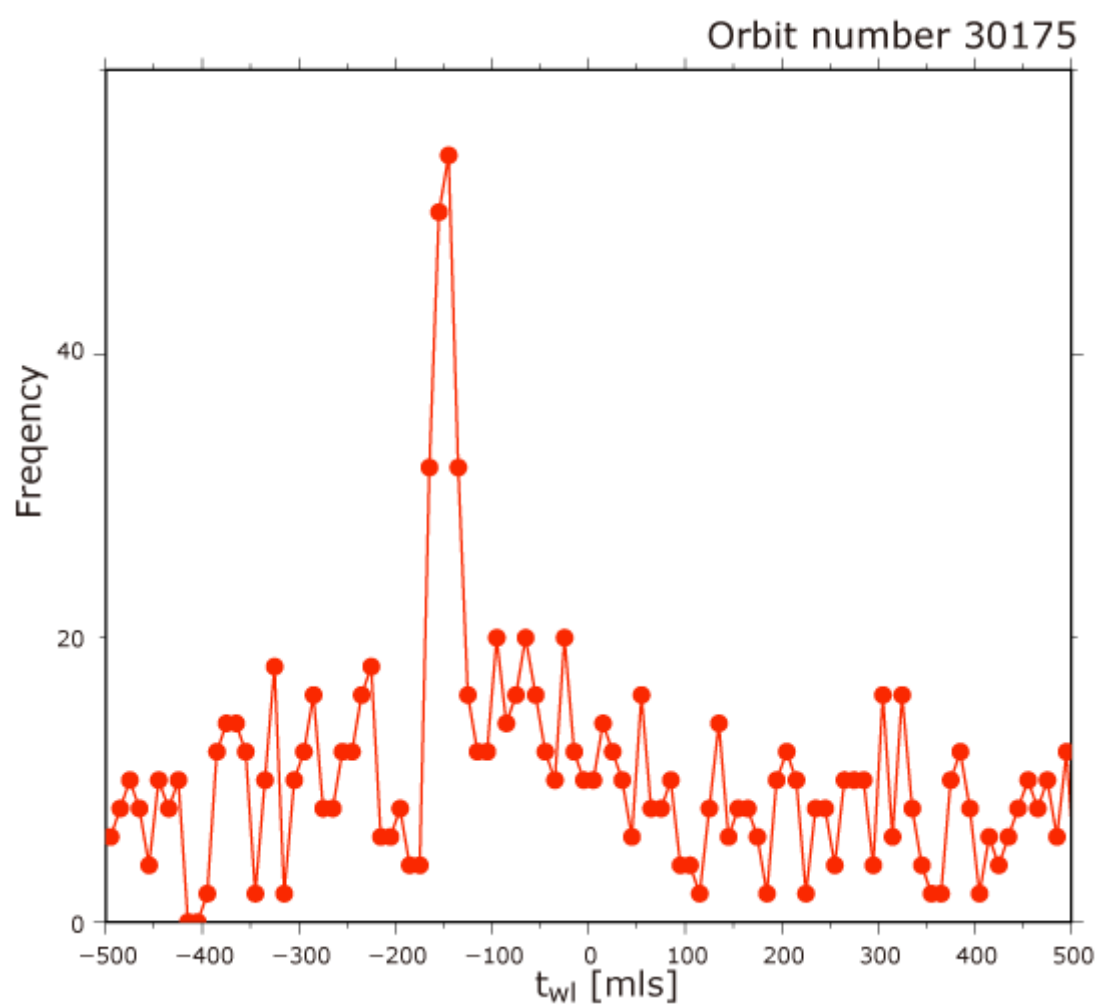


図 2-4-4 (a) 軌道番号 30175 における $t_{wl}$ の頻度分布



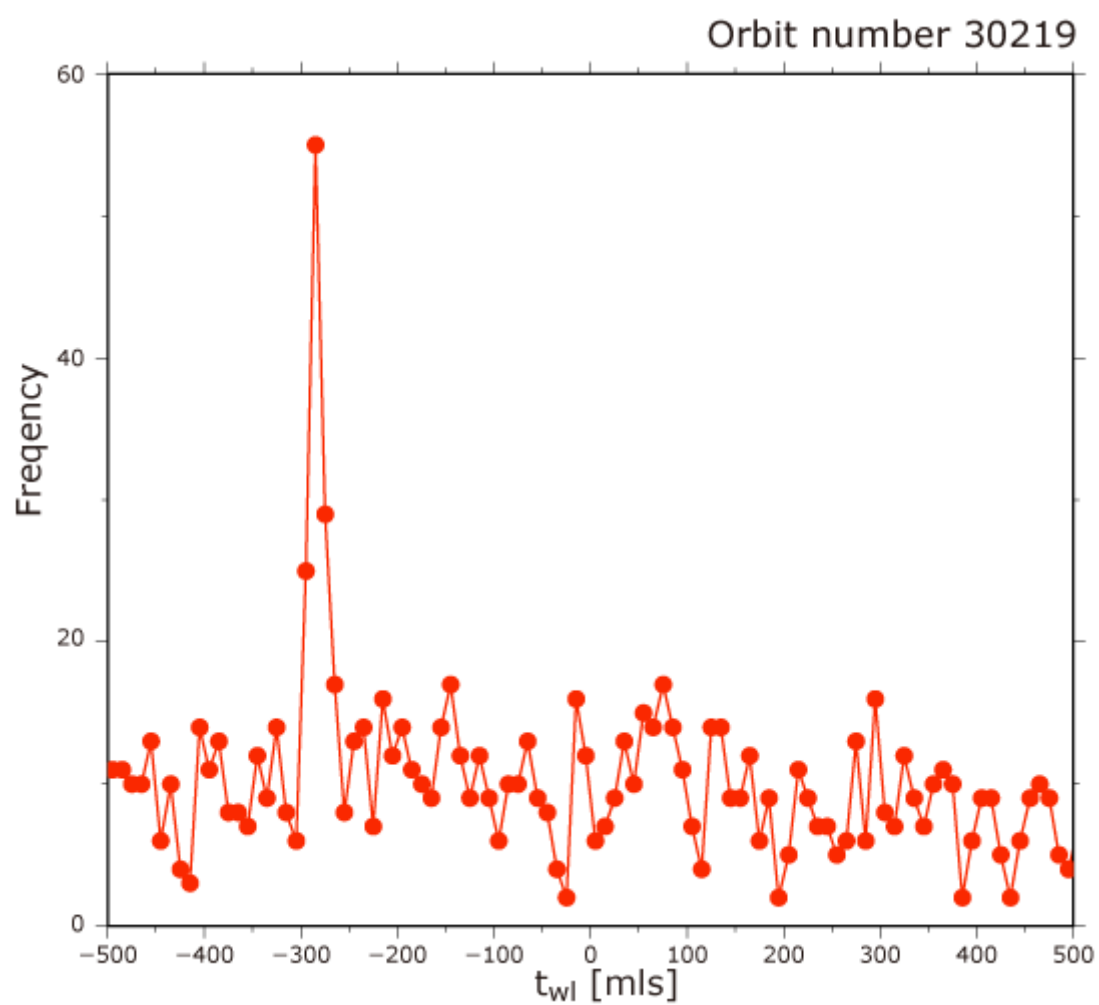


図 2-4-4 (b) 軌道番号 30219 における $t_{wl}$ の頻度分布

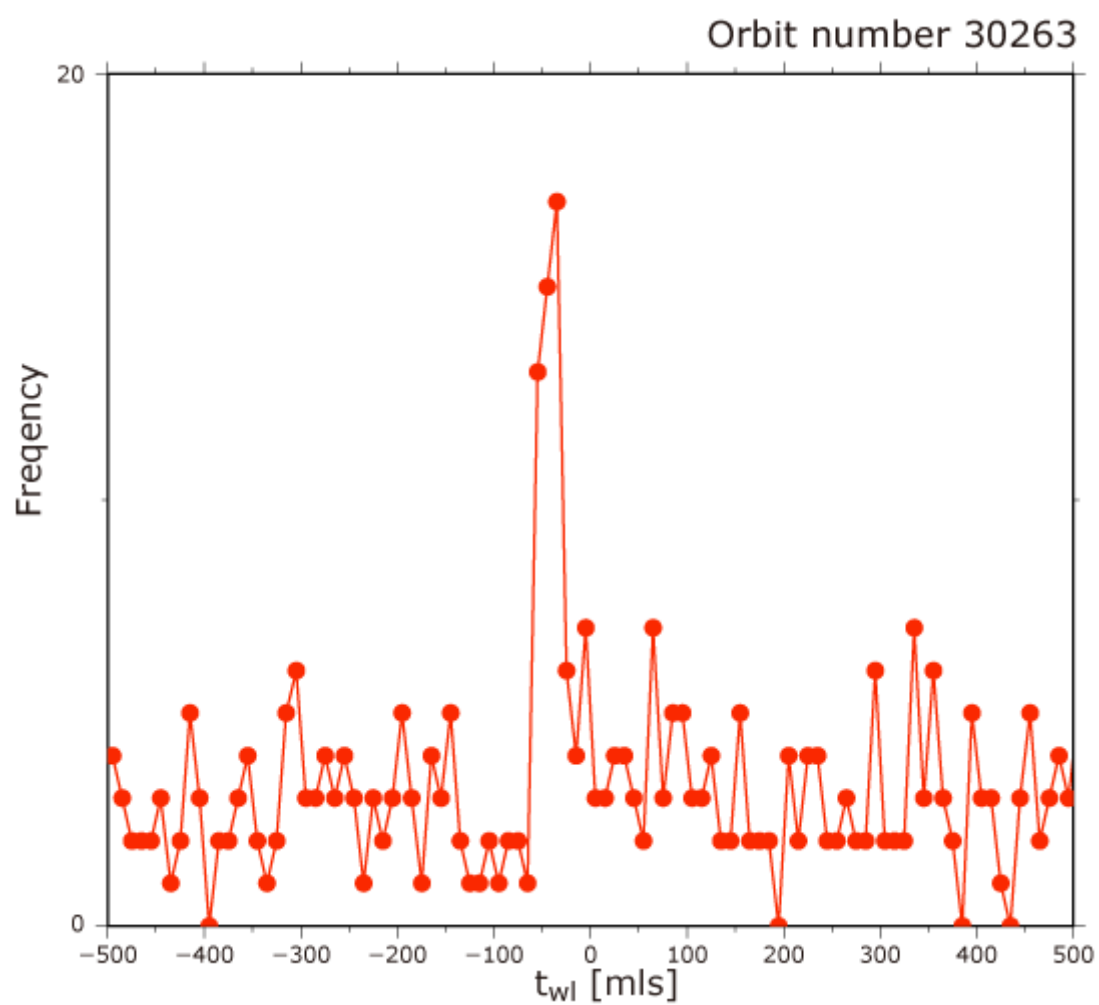


図 2-4-4 (c) 軌道番号 30263 における $t_{wl}$ の頻度分布

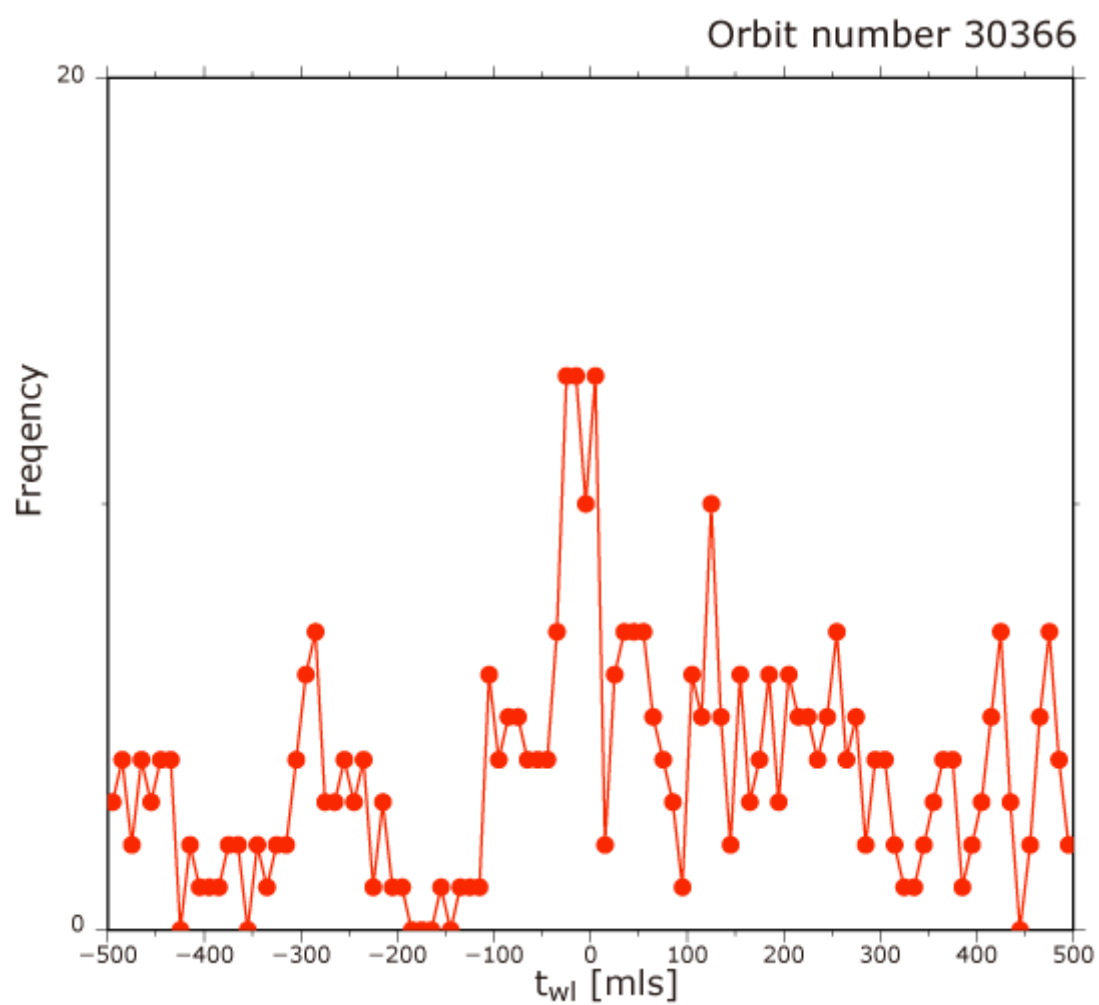


図 2-4-4(d) 軌道番号 30366 における $t_{wl}$ の頻度分布

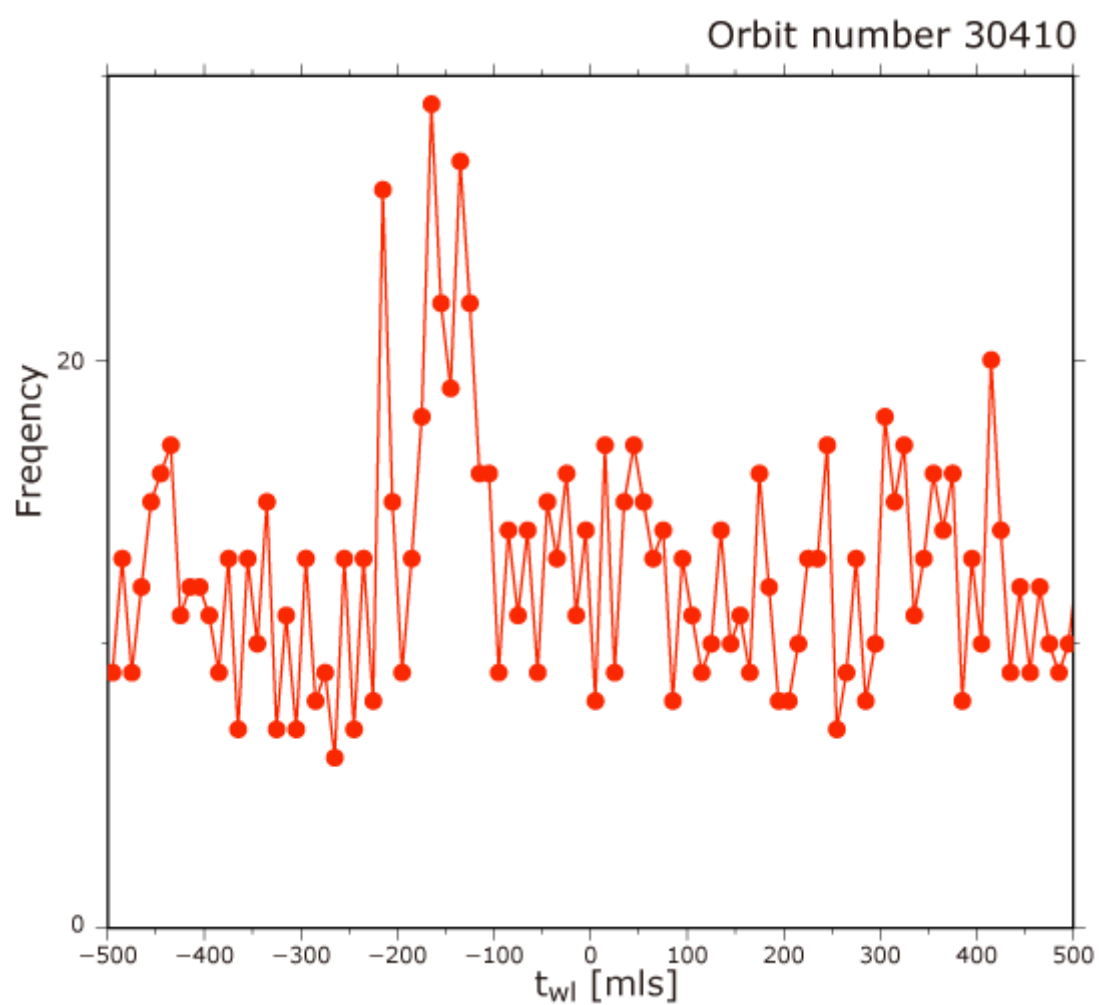


図 2-4-4 (e) 軌道番号 30410 における $t_{wl}$ の頻度分布

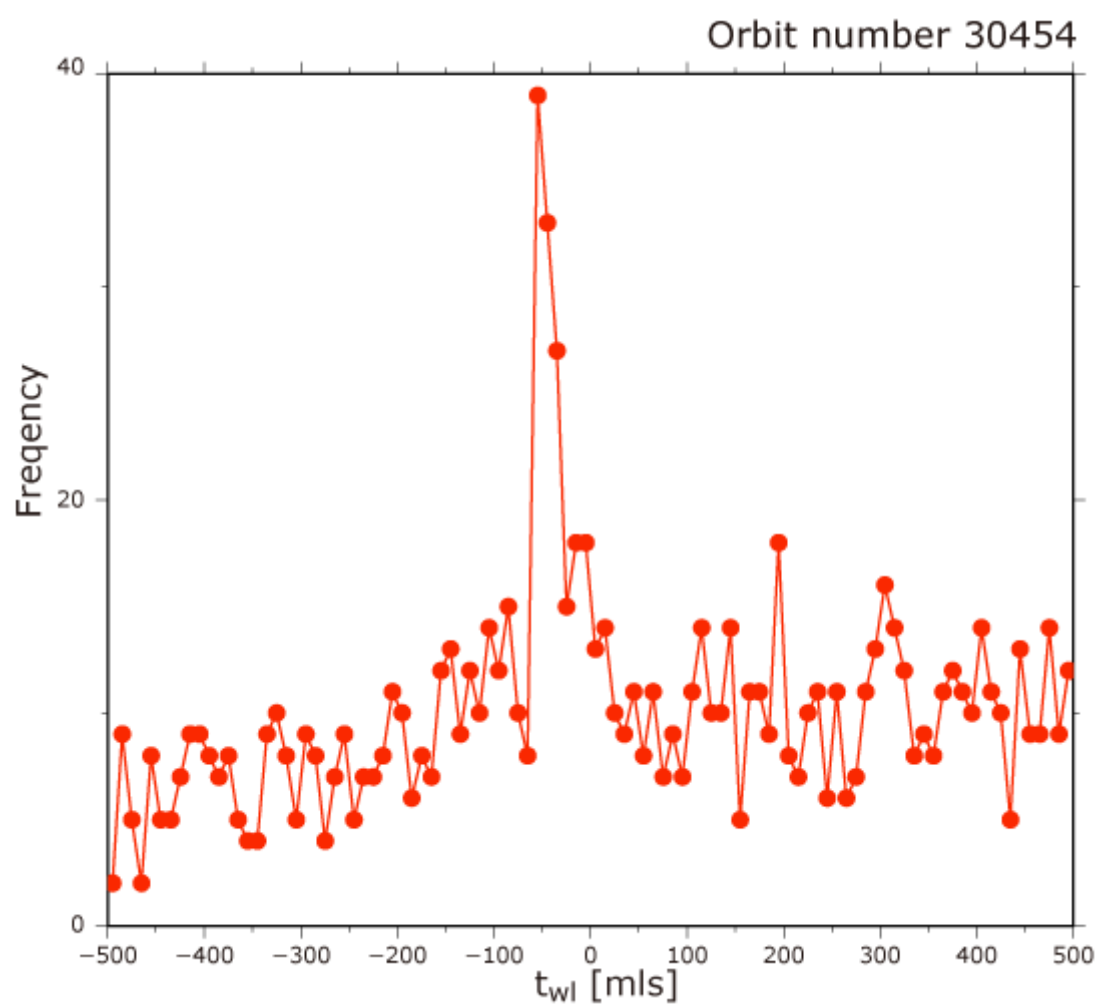


図 2-4-4 (f) 軌道番号 30454 における $t_{wl}$ の頻度分布

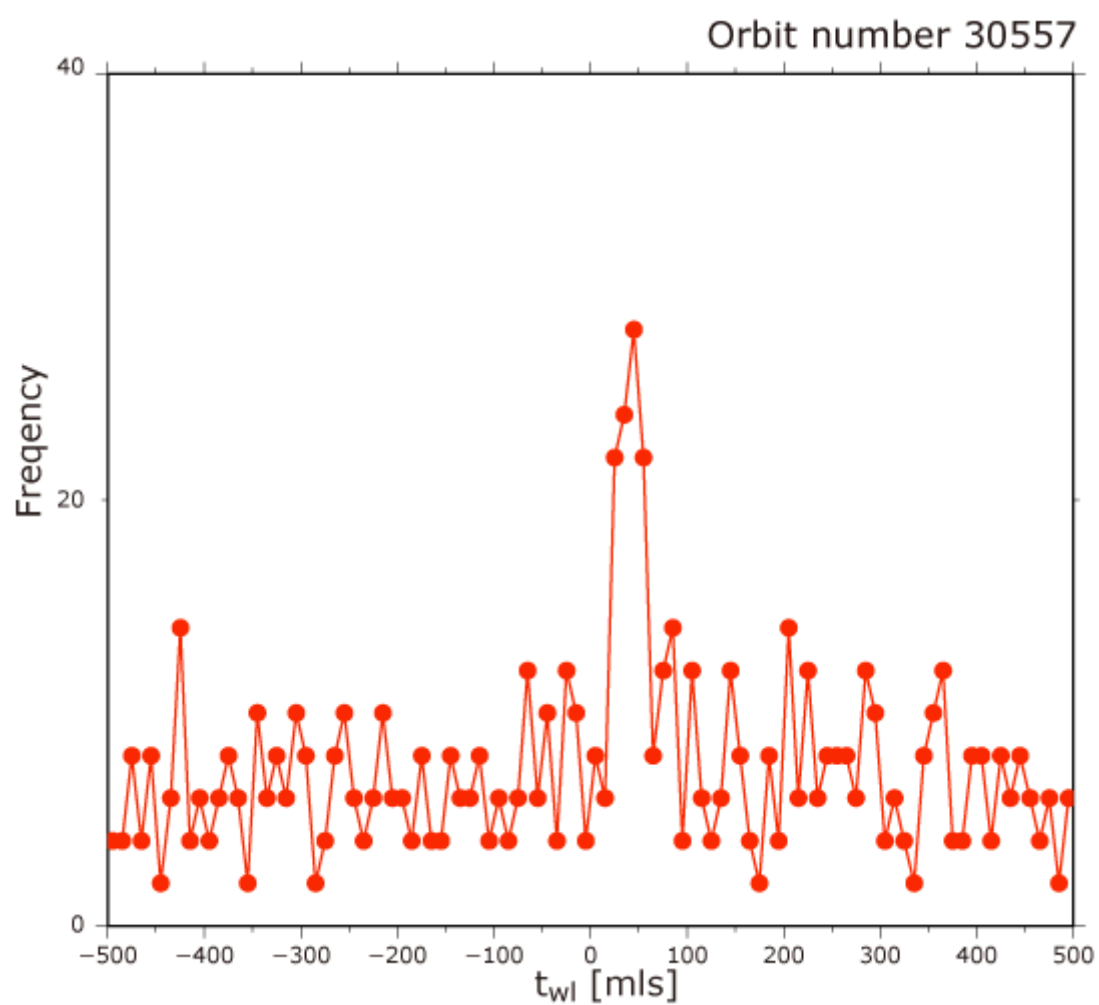


図 2-4-4 (g) 軌道番号 30557 における $t_{wl}$ の頻度分布

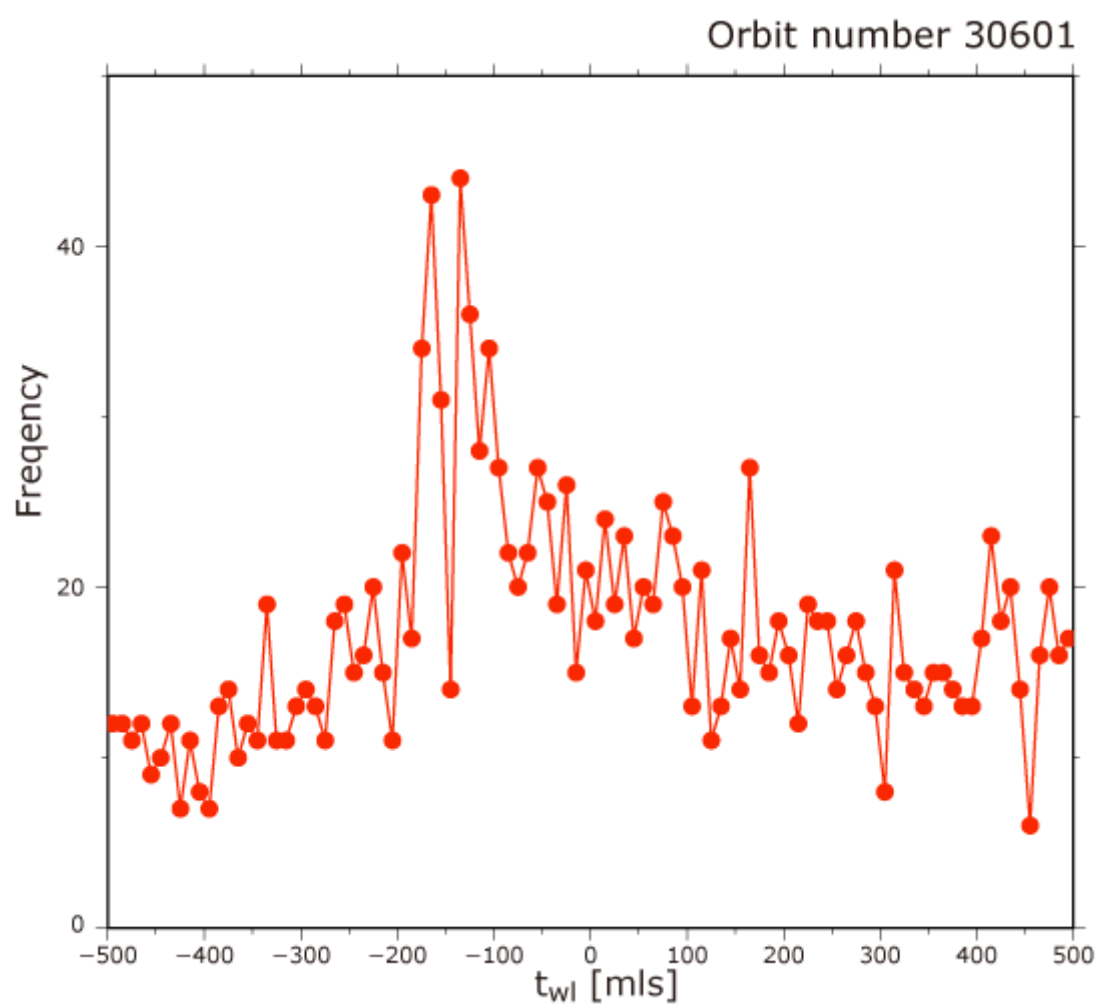


図 2-4-4 (h) 軌道番号 30601 における $t_{wl}$ の頻度分布

#### 2.4.4. WWLLNによって観測された雷放電のエネルギーに対する DEMETER 衛星で計測されたホイスラ波強度

ホイスラ波は雷起源の電磁波であることから、その強度は雷放電エネルギーに直接的に依存する[Fiser et al., 2010; Chum et.al., 2006]ため、雷放電エネルギーを考慮してホイスラ波強度は見積もられる必要がある。2.4.2 節及び 2.4.3 節で説明した方法によって求められた WWLLN 雷に対応するホイスラ波強度を図 2-4-5 に示した。図 2-4-5 ではホイスラ波強度の値をエネルギーごとのビンに分けそのビンの中の平均値を代表値、エラーバーは標準誤差で示した。ただし、雷放電のエネルギーに対する頻度分布は図 2-2-4 のように特徴的なべき乗分布となるので、統計的な評価のために各エネルギービンのサンプル数が同程度になるようにエネルギービン幅を調節した。赤線は、コントロール軌道に計測されたホイスラ波強度であり、青、紫、橙、黒丸は地震軌道中のみに計測されたホイスラ波強度である。それらの色は、雷発生領域ごとにグループ分けされた図中の A、B、C、その他にそれぞれ対応している。雷放電エネルギーが大きければ検出されたホイスラ強度は大きく、雷放電エネルギーが小さければ検出されたホイスラ強度は小さくなることが分かる。また、地震軌道中に計測されたホイスラ波強度がコントロール軌道に計測されたホイスラ波強度に対してどのエネルギー領域に対しても小さいことが分かる。さらに、減少の程度は雷発生領域に依存する傾向が見られた。



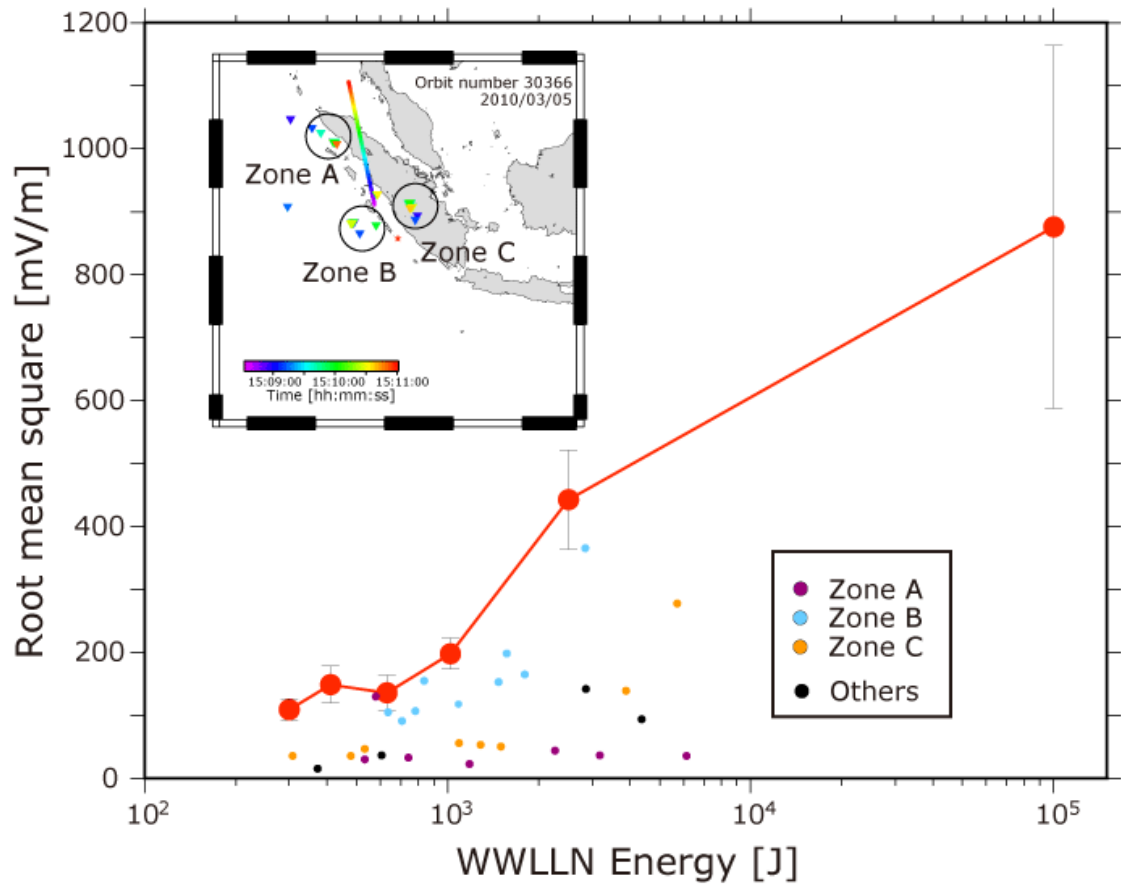


図 2-4-5 雷放電エネルギーに対応する DEMETER 衛星で検知されたホイスラ波の二乗平均平方根の値。赤線は、コントロール軌道中に計測されたホイスラ波強度。各エネルギービンの平均値を代表値、エラーバーは標準誤差を記載した。青、紫、橙、黒点は地震軌道中にのみに計測されたホイスラ波である。それぞれの色は地図上の雷の発生位置の各領域に対応している。なお、地図上の星シンボルは震央を示している。

## 2.5. 地震先行電離圏擾乱領域におけるホイスラ波の吸収量の見積り

### 2.5.1. レイトレーシング理論による伝搬経路シミュレーション

図 2-4-4 から地震軌道中に計測されたホイスラ波が、領域ごとに減衰量の違いがあった。そこで、各領域から発生した雷起源の電磁波がどのような経路をたどって DEMETER 衛星で検知されたのか調べるために伝搬経路の推定を行った。衛星で観測されるホイスラ波はダクト伝搬とノンダクト伝搬の両方の可能性があるため、単に沿磁力線伝搬だけではないことから理論計算には 3 次元レイトレーシング理論[Kimura et al., 1985]を用いた。理論計算には、電子密度分布および磁場分布が必要であることから、電子密度モデルは International reference ionosphere (IRI) 2007 モデル[Bilitza and Reinisch, 2007]、磁場モデルには International geomagnetic reference field (IGRF)モデル[Macmillan and Maus, 2005]を用いた。本研究では下部電離圏の電子密度分布が重要となることから、90km 以下の電子密度モデルについてはより精度の高い Wait and Spies [1964]によって提案されたモデルを適用した (図 2-5-1)。さらに、伝搬経路計算の初期条件として、世界時、周波数( $f$ )、地心距離( $r$ )、磁気余緯度( $\theta$ )、磁気経度( $\varphi$ )、地磁気子午面と伝搬ベクトルのなす角( $\varepsilon$ )、伝搬ベクトルの地磁気子午面への射影と天頂方向のなす角( $\delta$ )が必要である。シミュレーションさせる電磁波の周波数は 10 kHz で、電磁波の入射初期地心距離は電離圏高度 80 km に相当する 6450 km である。A、B、C 雷発生領域でのレイトレーシングの結果を図 2-5-2 に示した。それぞれの初期パラメータは表 2-5-1 に示した。

領域 A で発生した雷起源の電磁波は磁気赤道により近く、磁力線の傾きがほぼ地球に対して平行になることから顕著に磁力線の影響を受け、DEMETER 衛星の高度まではレイトレーシング計算では伝搬し得ないことが分かった。そのために領域 A で発生したホイスラ波強度は低いという結果になったと考えられる。領域 B 及び領域 C においては DEMETER 衛星まで伝搬可能であることからホイスラ波の強度は雷起源のホイスラ波であることがいえる。レイトレーシングで得られた DEMETER 衛星の高度での伝搬ベクトルについて、磁場 3 成分観測(IMSC)データから算出される伝搬ベクトルと照らし合わせることで、領域 B 及び領域 C で発生した雷起源の電磁波の到達妥当性を確認した。領域 B 及び領域 C から発生した雷由来のホイスラ波強度の違いは、電離圏での吸収量の違いだと考えられる。

表 2-5-1

	UT	$f$ (kHz)	$r$ (kHz)	$\theta$ (deg.)	$\varphi$ (deg.)	$\varepsilon$ (deg.)	$\delta$ (deg.)
Zone A	2010-3-5 16:00:00	10	6450	97	167	0	0
Zone B	2010-3-5 16:00:00	10	6450	101	170	0	0
Zone C	2010-3-5 16:00:00	10	6450	102	173	0	0

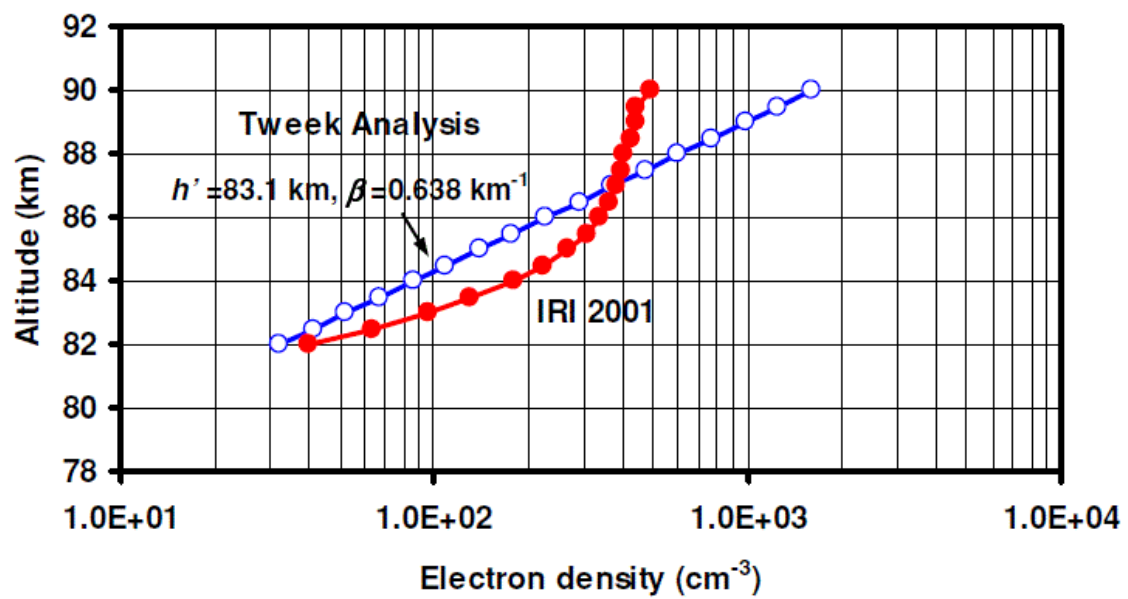


図 2-5-1 下部電離圏電子密度モデル[Kumar et al. 2009]。

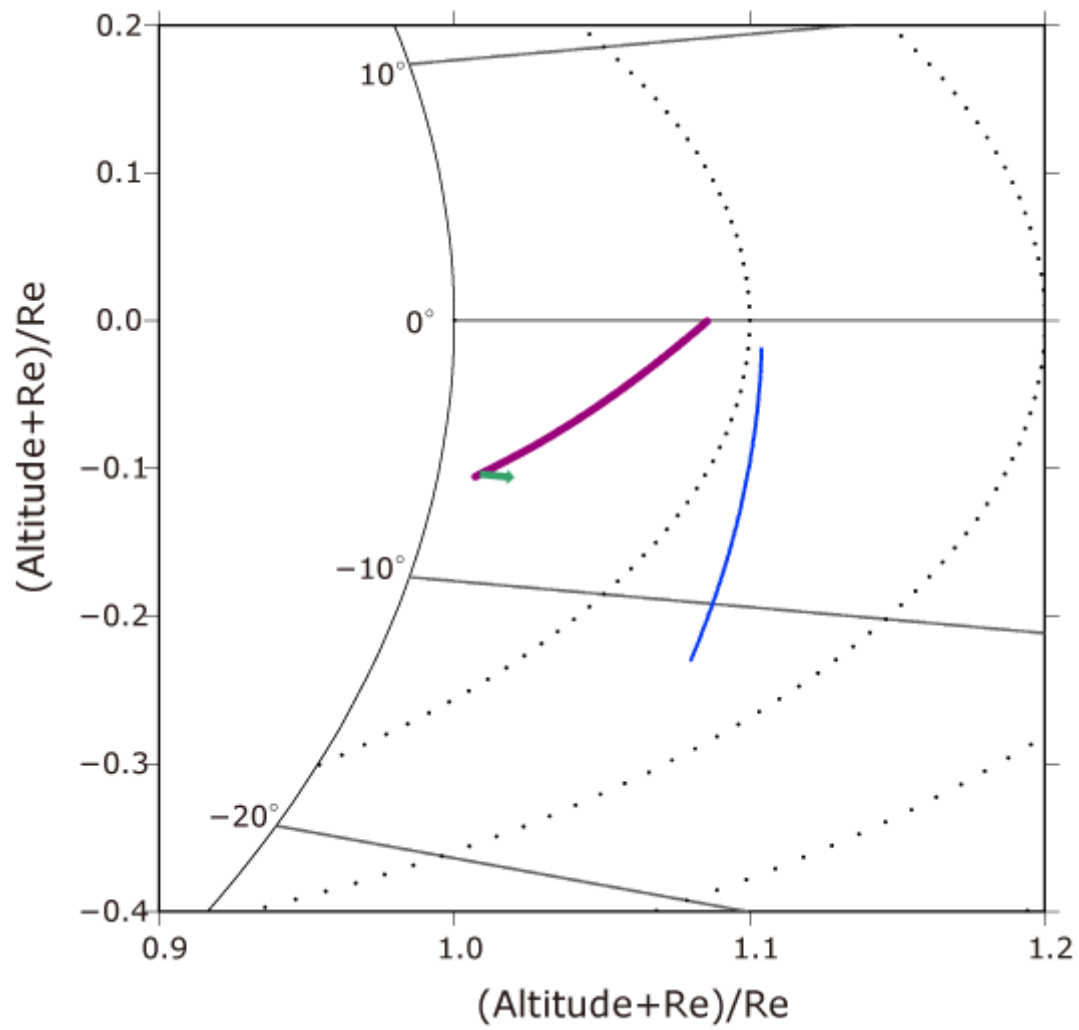


図2-5-1(a) 領域Aで発生した雷起源の電磁波の伝搬経路推定シミュレーション。

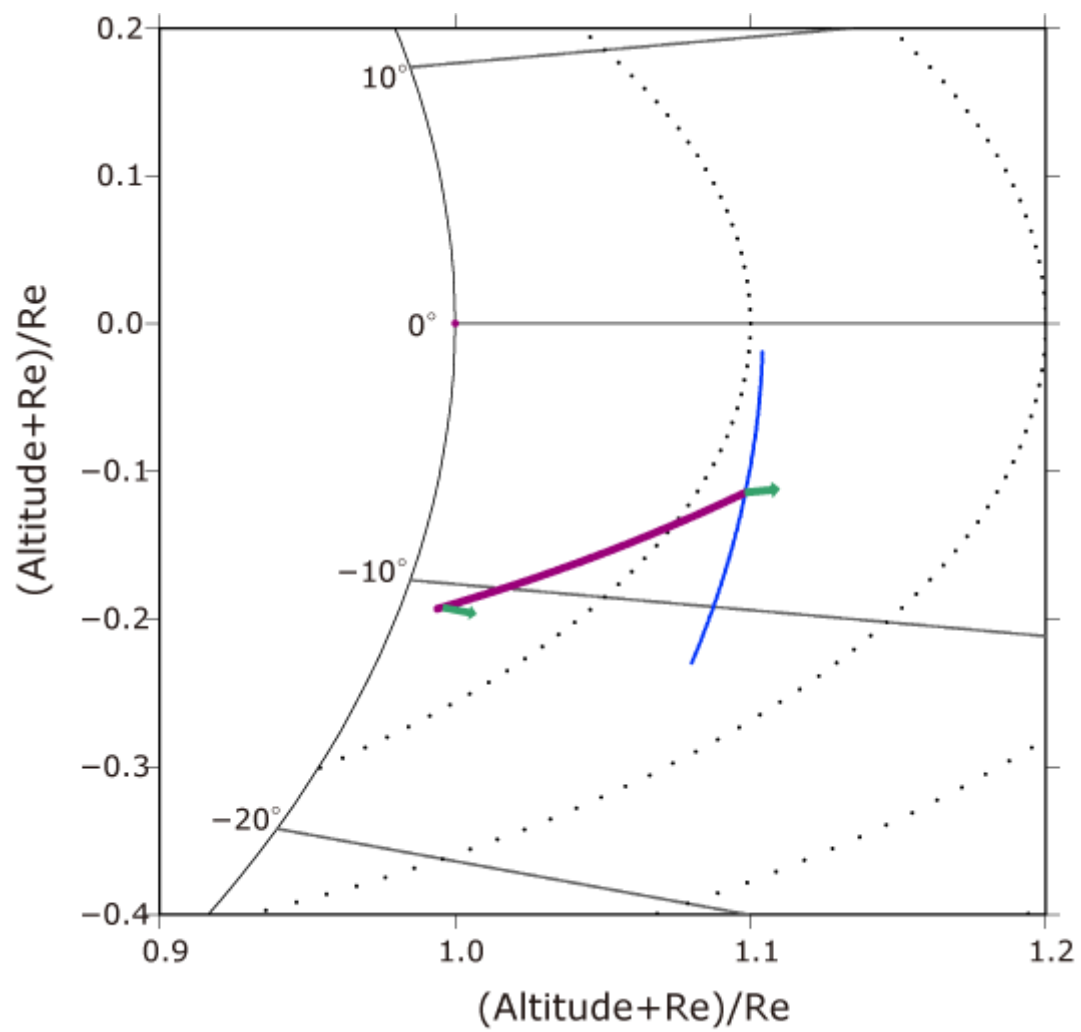


図 2-5-1(b) 領域 B で発生した雷起源の電磁波の伝搬経路推定シミュレーション。

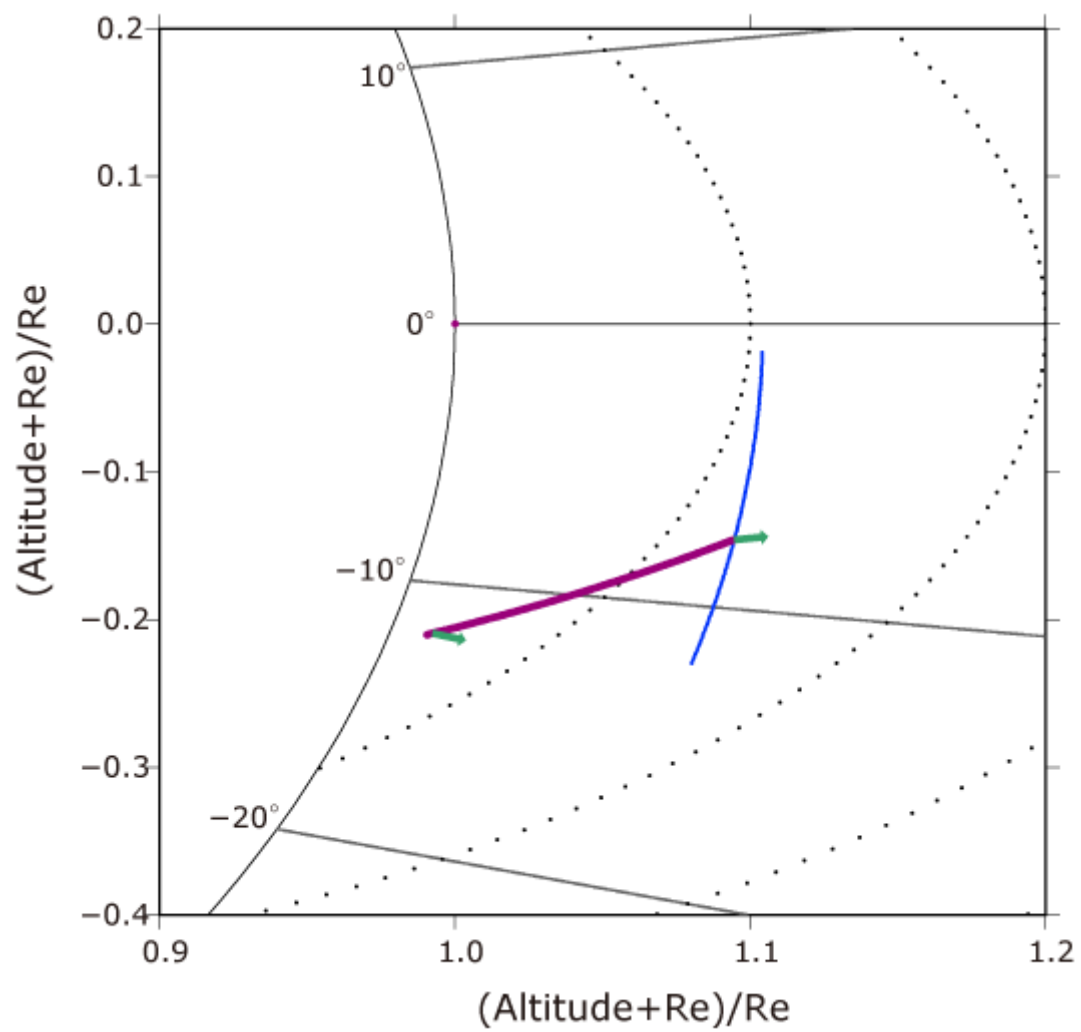


図 2-5-1(c) 領域 C で発生した雷起源の電磁波の伝搬経路推定シミュレーション。

### 2.5.2. ホイスラ波の伝搬経路上における吸収

電離圏においてホイスラモードとして伝搬する電磁波は電子と粒子との衝突によりエネルギーが失われる、つまり電波の吸収が引き起こされる。ホイスラ波は D・E 領域では主に電子-中性大気衝突により吸収され、F 領域ではいわゆるクーロン衝突つまり電子-イオン衝突が支配的となる [Helliwell, 1965]。屈折率は

$$n^2 = 1 - \frac{X}{1 - iZ - \frac{\frac{1}{2}Y_T^2}{1 - X - iZ} \pm \sqrt{\frac{1}{4}Y_T^4 + Y_L^2(1 - X - iZ)^2}} \quad (7)$$

と表わされ、各要素  $X, f_L, f_T, Z$  は

$$X = \frac{f_p^2}{f^2} \quad (8)$$

$$f_L = \frac{f_c}{f} \cos \varphi \quad (9)$$

$$f_T = \frac{f_c}{f} \sin \varphi \quad (10)$$

$$Z = \frac{\nu}{2\pi f} \quad (11)$$

である。プラズマ周波数  $f_p$  とサイクロトロン周波数  $f_c$  はそれぞれ

$$f_p = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{q_e^2 N_e}{m_e \epsilon_0}} \quad (12)$$

$$f_c = \frac{1}{2\pi} \frac{q_e B}{m_e} \quad (13)$$

で表される。また、衝突周波数  $\nu$  はクーロン衝突周波数  $\nu_{ei}$  と電子-中性大気衝突周波数  $\nu_{en}$  の和

$$\nu = \nu_{ei} + \nu_{en} \quad (14)$$

で与えられ、それぞれ

$$\nu_{ei} = 54 \times 10^{-6} n_e T_e^{-\frac{3}{2}} \quad (15)$$

$$\nu_{en} = \nu(e, O_2) + \nu(e, N_2) + \nu(e, O) \quad (16)$$

と表わされる。(16)式の各中性大気粒子の衝突周波数は、[Banks, 1966]より次式で与えられる。

$$\nu(e, O_2) = 1.82 \times 10^{-16} n(O_2) (1 + 0.036 \sqrt{T_e}) \sqrt{T_e} \quad (17)$$



$$\nu(e, N_2) = 2.33 \times 10^{-17} n(N_2)(1 - 0.000121 T_e) T_e \quad (18)$$

$$\nu(e, O) = 2.8 \times 10^{-16} n(O) \sqrt{T_e} \quad (19)$$

(7)式で表された屈折率を簡単のために実数部分を $\mu$ 、虚数部分を $\chi$ として、

$$n^2 = (\mu + i\chi)^2 \quad (20)$$

と表わしたとき、虚数部分である $\chi$ が吸収に関係する。吸収係数 $\alpha$ は

$$\alpha = \chi \frac{2\pi f}{c} \quad (21)$$

となる<sup>3</sup>。

高度  $h_0$  から  $h_1$  までの吸収量  $A$  は  $\alpha$  の積分値

$$A = \int_{h_0}^{h_1} \alpha dh \quad (22)$$

となる。以上のことから、伝搬路の電離圏の電子密度・温度、中性大気密度、地球磁力線の向き・大きさによって吸収量を見積もることができる。本研究では2.5.1節でレイトレーシングにより得られた伝搬経路上の各点  $i$  を用い、

$$A = \sum_{i=0}^N \alpha_i \quad (23)$$

として、WWLLN 雷起源の電磁波が電離圏に侵入してから DEMETER 衛星で検知されるまでの吸収量を算出した。

図 2-4-4 において、B 及び C の領域で発生した雷起源の電磁波が DEMETER 衛星で観測されるまでの吸収量を、レイトレーシングによって推定された伝搬経路にそって見積もった(図 2-5-2)。この吸収量の計算においては、B 及び C の領域で発生した雷起源の電磁波が DEMETER 衛星で観測されるまでの吸収量は変わらないことから、B のみに吸収される電離圏の環境があったと考えられる。B 及び C の領域は震央からの距離がほとんど変わらないので、両者のホイストラ波強度の違いが地震による影響で引き起こされたと考えるならば、陸と海の違いにより引き起こされた可能性が考えられる。1 章で述べたように [Harrison et al. \[2010\]](#) の提案した仮説に従い、ラドン放射の影響により電離圏の電子密度の増加を引き起こすことを考慮すれば、ラドンは水溶性である上に岩石由来の放射線であるため海ではなく陸で放射されるはずであるので陸の上空の電離圏が顕著に影響を受け、ホイストラ波強度が小さくなったのではないかと解釈できる。

---

<sup>3</sup>  $\alpha$  の単位は(neper/m) 。  $1 \text{ (neper)} = \frac{20}{\ln 10} \text{ (dB)} \approx 8.686 \text{ (dB)}$

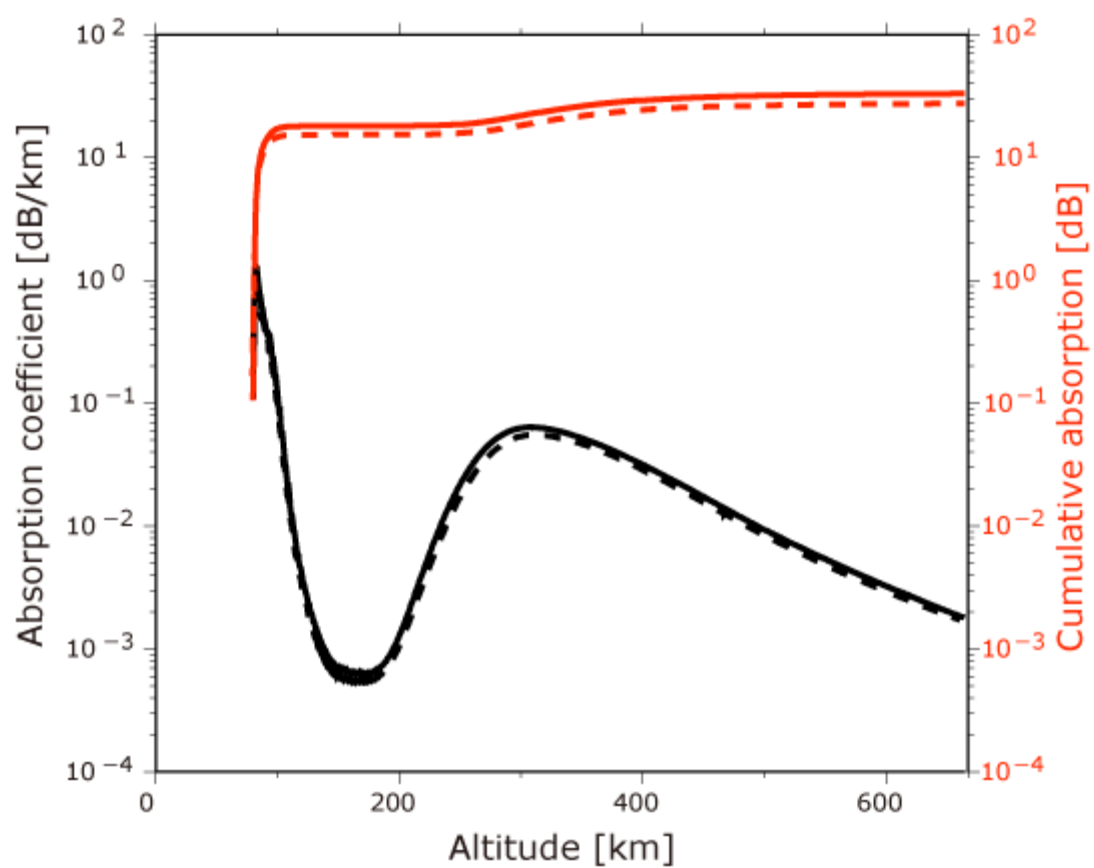


図 2-5-2 レイトレーシングにより得られた伝搬経路に沿ったホイストラ波の吸収。  
 黒は吸収係数を示し、赤は累積吸収量を示している。点線は領域 B、実線は領域  
 C から発生したホイストラ波の吸収を示す。

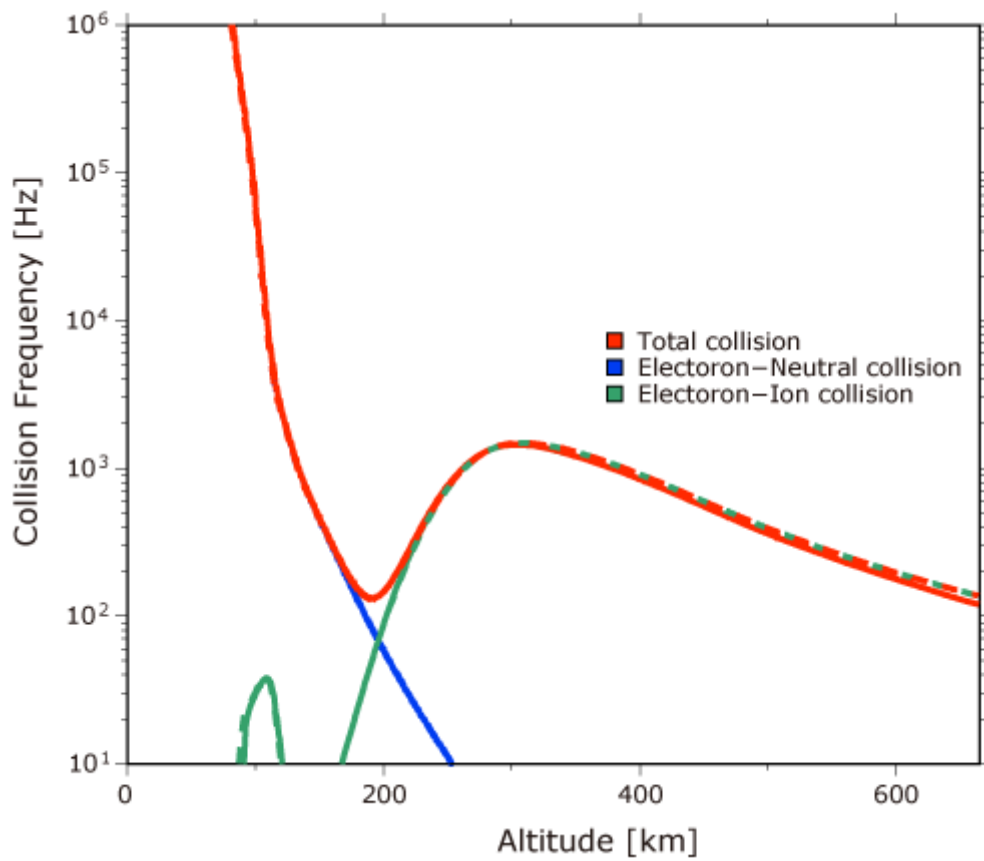


図 2-5-3 衝突周波数の高度プロファイル。点線は領域 B、実線は領域 C から発生したホイッスラ波の吸収を示す。青線は電子-中性大気衝突周波数、緑はクーロン衝突周波数、赤は総衝突周波数を示す。

### 2.5.3. 電子密度変化の見積り

2.4.4 節でホイスラ波の強度は、通常時よりも 6 dB 程小さいことが分かった。したがって、2.5.2 節で理論的に算出された伝搬経路でどの程度の吸収されたのか見積もる。図 2-5-2 と図 2-5-3 から伝搬経路の吸収は、200 km 以下では電子-中性大気の衝突、200 km 以上ではクーロン衝突に大きく依存し、DEMETER 衛星で計測されるまでの総吸収量の中でほとんどの吸収は下部電離圏である 80 km~100 km で決定される。したがって、本現象は下部電離圏で引き起こされる現象であると考えられる。図 2-5-4 は 80 km~100 km の電子密度について増加率を変化パラメータとして、吸収量の違いを示している。その結果、増加率 20%~30% の時に 6 dB の吸収となった。以上より、この地震に先行した下部電離圏電子密度の増加率は 20%~30% である。

Molchanov et al. [1998]によると、1995 年 M7.0 兵庫県南部地震時における地表—電離圏導波管内を伝搬する VLF/LF 帯電磁波計測による地震先行伝搬異常はシミュレーションによれば電離圏降下は 2 km であった。これは電子密度が 35% 程度の上昇であり、本研究の対象とした地震のマグニチュードと兵庫県南部地震のマグニチュードの差などを加味すると同程度の変化とみなせる。

電離圏 E 吸収 I<sub>E</sub>

$$\begin{aligned} h_0 &= 80 \text{ km} \\ h_1 &= 100 \text{ km} \\ \alpha &= \frac{10\%, 20\%, 30\%}{100 \text{ km}} \\ A &= \int_{80 \text{ km}} \alpha dh \\ &= 20 \text{ km} \times \alpha \end{aligned}$$

10%  
20%  
30%

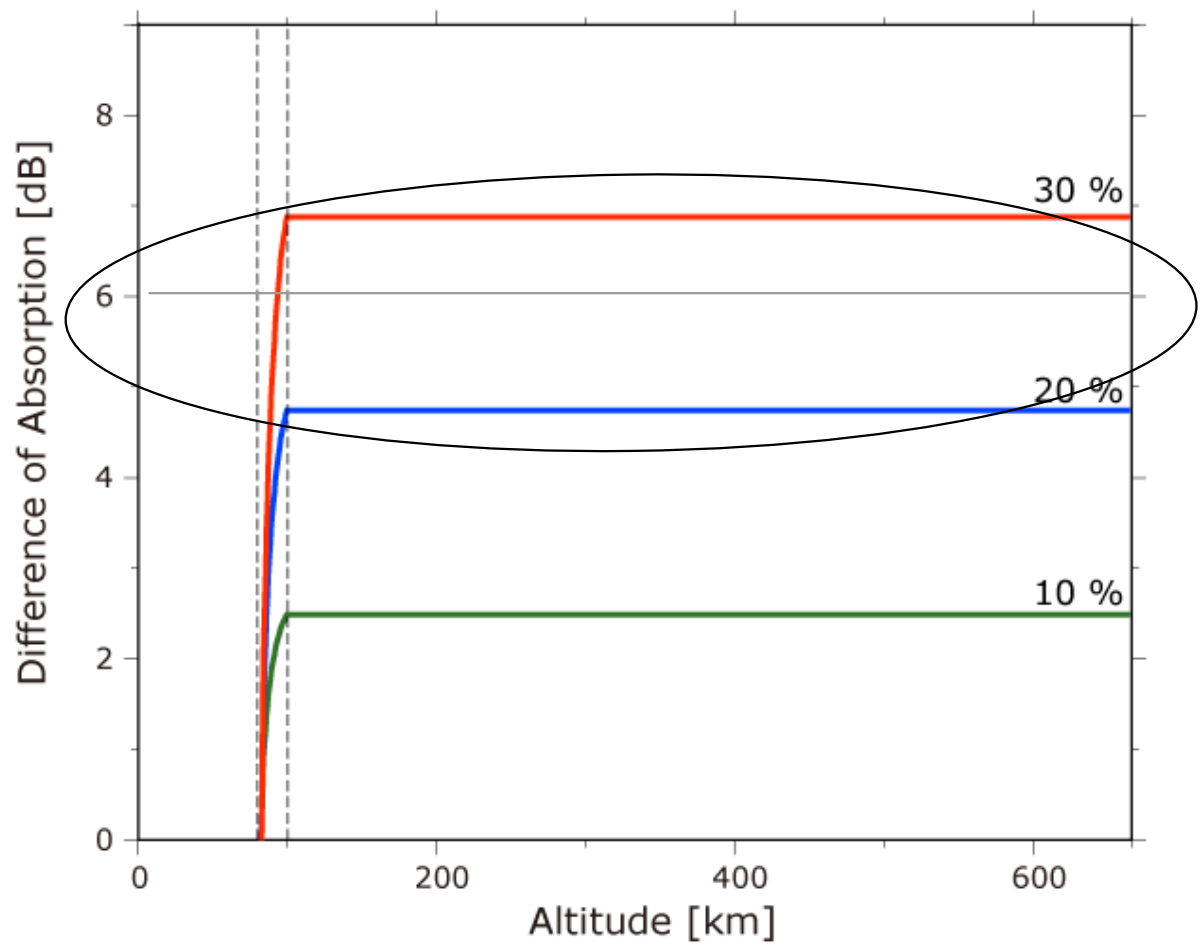


図 2-5-4 電子密度上昇による吸収量の違い。色は増加率に対応する。

## 第3章. 夜間 VLF 帯電磁波強度減少現象における地震予測可能性の検証

### 3.1. 自己組織化臨界現象としての地震

地震は自己組織化された臨界現象であるので、どんな小さな地震でも段階的（カスケード的）に大きなイベントになりうることから、決定論的に地震を予知することは不可能であるとの見方がある[Geller, 1997]。地震は規模とその頻度との関係がべき乗則に従うスケールフリーな現象であるため、実験室で起こるミクロな破壊を地震というマクロな破壊の理解に用いることができるという考えがある。その観点から実験室レベルで岩石破壊実験やスティックスリップ実験がなされ、地震は自己組織化臨界現象であると推測されている。しかし、実際の地震は繰り返しによって既に自己組織化が完了した定常状態で起こっており、それに対して岩石破壊実験では自己組織化の1過程だけを見ており、定常状態との関連はわからない。さらに、スティックスリップ実験は繰り返しの定常状態を見てはいるものの、地震という現象を自己組織化臨界現象として理解できないとの指摘もある[伊東, 1991]。もし地震が自己組織化臨界現象であれば臨界現象に共通な普遍的性質から、現象のふるまいを理解できるはずである。たとえば磁気相転移理論のイジングモデルは上向きと下向きの2種類のスピンの最隣接磁気相互作用だけを考えるという単純化したモデルにより磁気転移現象のふるまいを理解することができる。地震が臨界現象であればその素過程が良く理解できなくとも素過程を大胆に単純化して臨界現象に共通な普遍的性質が強く表に出てその対象の振舞いが良くわかるはずである[伊東, 1991]。以上のように地震の性質から判断して、予測の可否の議論はいまも続いている。

### 3.2. 地震発生予測の観点での先行現象

地震の準備過程に伴って何かしらの先行現象があるのであれば予測が可能になりうる。1章でも述べたように古くから地震に先行した諸現象に関して多くの報告があり、それらには時間的な変化の仕方で次のように「増加型」、「過渡型」の二種類に区別できる。地震学・測地学的先行現象および地球化学的先行現象に関する報告の多くは、ラドン濃度などの観測量が本震に向かって上昇(または減少)し地震後に定常状態に戻るため、メカニズムが明確でなくとも直感的に理解しやすく、再現性もみられることあるため古くより研究が盛んであった。これが「増加型」先行現象である。一方、他分野の報告の多くは地震発生前に異常変動はみられるが地震発生時までは継続せず、「過渡的な」現象である。そのため異常発生時と地震までの間隔が長いと地震以外に起因する異常がすべて理解されているとは限らないことからその相関が不明瞭になる。その結果、先行現象の存否が示しにくく統計的手法を要する。

増加型の先行現象において、もし1、2事例程度の先行現象しか得られていないのであれば、少なくとも次の規準が地震と先行現象の相関を示す上で必要である。1) 異常は、長い観測期間に対し、地震発生の直前だけに発生している。2) 計測物理量が地震前に地震が発生していないときの変化にくらべ十分に大きい。3) 異常程度の評価が定量的に示される。例えば、標準偏差や四分位差などの定量的閾値を超えているなどである。他方、過渡型の先行現象において多数の異常から先行現象を弁別し地震との因果性を示すは、統計的相関から有意性を示す(帰納的)ないしは、物理的機構を示すこと、あるいはこれらの組み合わせで行う。現状では多くの先行現象物理機構の仮説提案はなされているが、多くの先行現象の報告において支持される機構は存在していない。そのため、現時点では先行現象の弁別には統計的相関を示すことがほぼ唯一の手法となる。地震発生と先行現象と思われる異常の統計的相関を示すには、次の規準を満たすべきである。

- 1) 先行現象の候補、つまり異常が定量的に定義できる。
- 2) 地震発生と異常の時系列を、地震についてはある下限マグニチュード以上、ある領域の範囲内で、異常についてはある閾値以上のもので構築できる。
- 3) それらの2つの時系列に対し、あるリードタイムの範囲内で統計的相関手法を適応し相関が得られる。
- 4) 様々な閾値(マグニチュード、領域、異常閾値、リードタイム)を変えて、合理的な結果が維持されるか。
- 5) 大きな地震の前に、大きな異常が現れるか。

VLF 帯電磁波強度減少の現象の地震発生時からのリードタイムは、[Němec et al., \[2008\]](#)で報告された「4 時間前以内」に対し、[Němec et al., \[2009\]](#)では、1 時間の時間分解能で解析され「3~4 時間前以内」と報告されたことから「過渡的な」現象だということが分かっており、地震発生と先行的現象と思われる異常の統計的相関を示すために上記の規準を満たすかどうか重要となる。

なお、本論文では「予知」と「予測」の言葉の使い分けを、「警報につながる確度の高いもの」を予知(deterministic prediction)、「確率で表現され日常的に公表可能なもの」を予測(probabilistic forecast) と区分する[[川崎ら, 2016](#)]。



### 3.3. 地震発生予測可能性の検証方法

#### 3.3.1. 四象限法

地震発生と先行現象の因果性を見いだすためには統計的に相関を満たしていなければならない。最も単純に統計的に相関を検証する方法として用いられるのは、「地震のある／ない、先行異常のある／ない」それぞれの割合を時間・空間・マグニチュードの閾値を与えて求める方法である。つまり、地震発生前に先行異常があったということだけでは相関関係があるとは言えない。相関関係を示すには、異常がなかったときにどのくらい地震が起こったかということ、異常地震が発生しなかったこと、異常がないときは地震がないということを示す必要がある。表 3-2-1 に示すような「四つの窓」と言われる四象限のそれぞれの象限について調べる必要がある。

DEMETER 衛星により観測された夜間 VLF 帯電磁波強度減少の報告[Němec et al., 2008; Němec et al., 2009; Pisa et al., 2013]では地震が発生していない時に先行異常は見られないということを示しており、統計的相関を大まかには示したことにはなるが、この「四つの窓」の観点ではそれぞれの象限を調べたとは言えない。

表 3-2-1 四つの窓。①～④はそれぞれの確率を示す。

	地震がある	地震がない
異常あり	①	②
異常なし	③	④

### 3.3.2 異常発生率と地震発生率

予知時間以内

四象限法に関連して、地震発生予測として有意か否かを評価する統計的検証する手法として、異常発生率(Anomaly Appearance Rate: AAR) と地震発生率(Earthquake Occurrence Rate: EOR) が用いられる。AAR とはある期間の地震の総数に対して異常が発生してからリードタイム内に地震が発生した数の割合である。一方、EOR は全異常数に対する地震を伴った異常数の割合となる。言い換えると、AAR は異常が現れる地震の割合で、EOR は異常後にあるリードタイム内に地震が発生する異常の割合である。表 3-2-1 の四つの窓を用いれば

$$\text{AAR} = \text{①} / (\text{①} + \text{③}) \quad (24)$$

$$\text{EOR} = \text{①} / (\text{①} + \text{②}) \quad (25)$$

と表わされる。さらに、AAR は適中率、EOR は予知率とも呼ばれる。

確度の高い予知かどうかを議論するためには、AAR と EOR の両方を同時に考慮する必要がある。例えば、毎日のように警告（異常）が多ければ、その後に起きる地震の数も増える。言い換えれば AAR は高くなる。しかし、はずれた警告（異常）が多いので EOR は逆に低くなる。つまり、表 3-2-1 の①よりも②の割合が大きくなり空振りの多い警報になるため、異常がほかの理由で生じていることを示す必要がでてくる。地震雲による予知はこの典型例で、ほぼ毎日警告が発せられるような状況になり実際に地震が起これば適中とされる。一方、対象とする地震が多ければ、異常の数が少なくても警告の後に地震が起きる可能性は高いので、EOR は高くなるが AAR は低くなる。つまり、表 3-2-1 の①よりも③の割合が大きくなり地震発生に対して警告を出せていない割合が高いので、そもそも予知に向かない。例えば日本周辺で発生するマグニチュード 5 以上の地震を対象とした場合、この規模の地震は年間でおおよそ 80 個、平均すると 1 週間で 1 個以上発生している。リードタイムを 1 か月として年間 10 回予知したならほぼすべての警告のあとに地震が発生すると思われるが、警告がない地震の数が多くなる。以上のことから、AAR と EOR の両方が高いものが予知のための先行現象として期待できるということが言えるが、先行現象として期待できるかどうかは、AAR と EOR の両方が高いことに加え、表 3-2-1 の④に対応するである異常も地震もない期間が存在することが必要になる。例えば前述のマグニチュード 5 以上の地震を対象とし、リードタイムを 1 週間で毎週警告を出していたなら AAR と EOR のいずれもそれなりの割合になると思われるが、異常がない時に地震もない事を示さなければ、地震に対する先行現象であるとは評価できない。

DEMETER 衛星により観測された夜間 VLF 帯電磁波強度減少の報告[Němec et al., 2008; Němec et al., 2009; Piša et al., 2013]では、等価的にランダム地震発生に対

して先行異常の有無を調べており、地震が発生していない時に先行異常は発生しないことを示している。ただし、強固な統計評価には少なくとも 100 回のランダム地震発生に対して先行異常の有無を調べ、地震が発生していない時に先行異常が発生しないことを示す必要はある。本研究では、異常のない時に地震も発生していないことはこのランダム地震の評価を踏襲し、AAR と EOR を算出することにより夜間 VLF 帯電磁波強度減少現象における地震予測の有意性を検証した。

### 3.4. 異常の定義

#### 3.4.1. VLF 帯電場強度の規格化

DEMETER 衛星によって計測された VLF 帯 Survey mode (2.048 秒ごとの周波数スペクトル)電場強度のデータを使用する。DEMETER 衛星で観測される様々な起源の電磁波は、磁気緯度、磁気経度、地磁気の状態、季節によって影響を受けると考えられるので、全観測データをそれらのビンに分け、それぞれのビンの中で電場強度の規格化を行う。それらの条件については表 3-4-1 に示している。観測された全データをそれぞれのビンに分配し、それぞれのビンの中の電場強度を小さい値から大きい値に並べ替える。さらにそれぞれのビンの中で最小値を 0、最大値を 1 として 0~1 の規格化された相対強度値を与える。言い換えると、規格化された相対強度は各ビンにおけるパーセンタイル値である。そのように規格化することで、バックグラウンドの異なる（ビンの異なる）データの比較を行うことが可能となる。

表 3-4-1 データの分類条件と周波数バンド

	Bin	Range
Location	Geomagnetic latitude	10 [deg] step
	Geomagnetic longitude	2 [deg] step
Time	Season	Spring (Mar., Apr., May), Summer (Jun., Jul., Aug.), Autumn (Sep., Oct., Nov.), Winter (Dec., Jan., Feb.)
Geomagnetic condition	Kp index	Quiet (0, 0+, 1-, 1), Moderate (1+, 2-, 2, 2+), Disturbed (3- ~)
Frequency	Band (Exclude noisy frequency band)	175.78125 ~ 273.43750 [Hz], 1074.21875 ~ 1171.87500 [Hz], 1621.09375 ~ 1718.75000 [Hz], 2167.96875 ~ 2265.62500 [Hz], 2753.90625 ~ 2851.56250 [Hz], 3398.43750 ~ 3496.09375 [Hz], 4160.15625 ~ 4257.81250 [Hz], 4648.43750 ~ 4746.09375 [Hz], 5390.62500 ~ 5488.28125 [Hz], 5761.71875 ~ 5859.37500 [Hz], 6230.46875 ~ 6328.12500 [Hz], 6640.62500 ~ 6738.28125 [Hz], 7109.37500 ~ 7207.03125 [Hz], 7656.25000 ~ 7753.90625 [Hz], 8222.65625 ~ 8320.31250 [Hz], 9003.90625 ~ 9101.56250 [Hz]

### 3.4.2. 時系列変動上の異常判定

Němec らによって報告された夜間における地震に先行した電磁波強度の減少は一つ一つのイベントを重ね合わせることによって、地震との相関関係を示したが、統計的減少が時系列変動上でどのように変動するのかを示していない。そこで、時系列としてどのように見えるかを調べるために、2.3.1 節でも述べたように地震発生の4時間前以内に震央から半径 330 km 以内に DEMETER 衛星が 700 km 高度上空を通った 289 軌道を抽出し、震央最接近時刻をエポックとして SEA を行った (図 3-4-1)。各周波数の結果を±100 秒の移動平均を取ることにによるトレンドも示している。ほとんどすべての周波数帯において最接近時刻で減少していることが分かる。特に、1.7 kHz 帯の強度は顕著であり、Němec らによって報告された夜間における地震に先行した電磁波強度の減少の周波数と一致している。したがって、時系列変動でこのような変動をするものが地震による異常だと推測されるため、1.7 kHz 帯の規格化された相対強度  $I$  を次式のガウス関数でフィッティングさせ次のような時系列変動モデル (図 3-4-2) を作成した。

$$I(t) = 0.48 - 0.02e^{-\frac{0.5t^2}{50^2}} \quad (26)$$

ただし、 $t$  は -200～200 (sec) である。式(25)の変動が本現象において時系列異常変動と定義される。

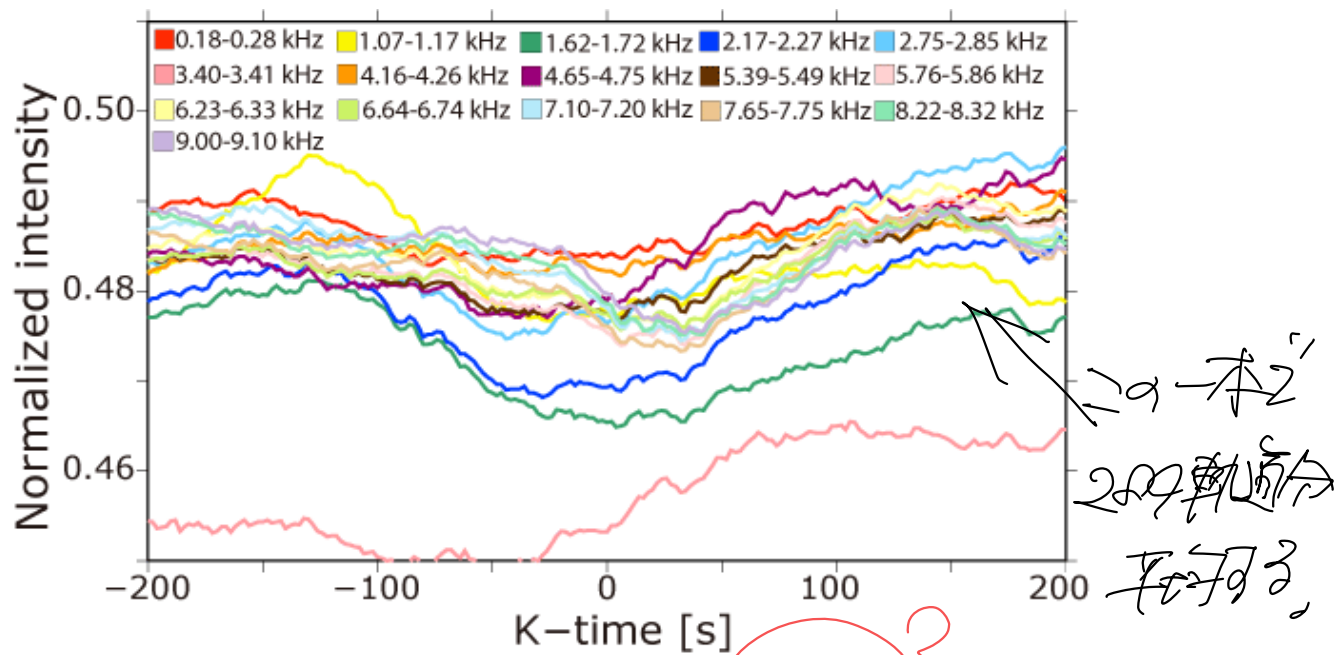


図 3-4-1 地震軌道 289 軌道に対して震央最接近時刻をエポックとしたときの重ね合わせ解析の結果

時間軸を合わせると

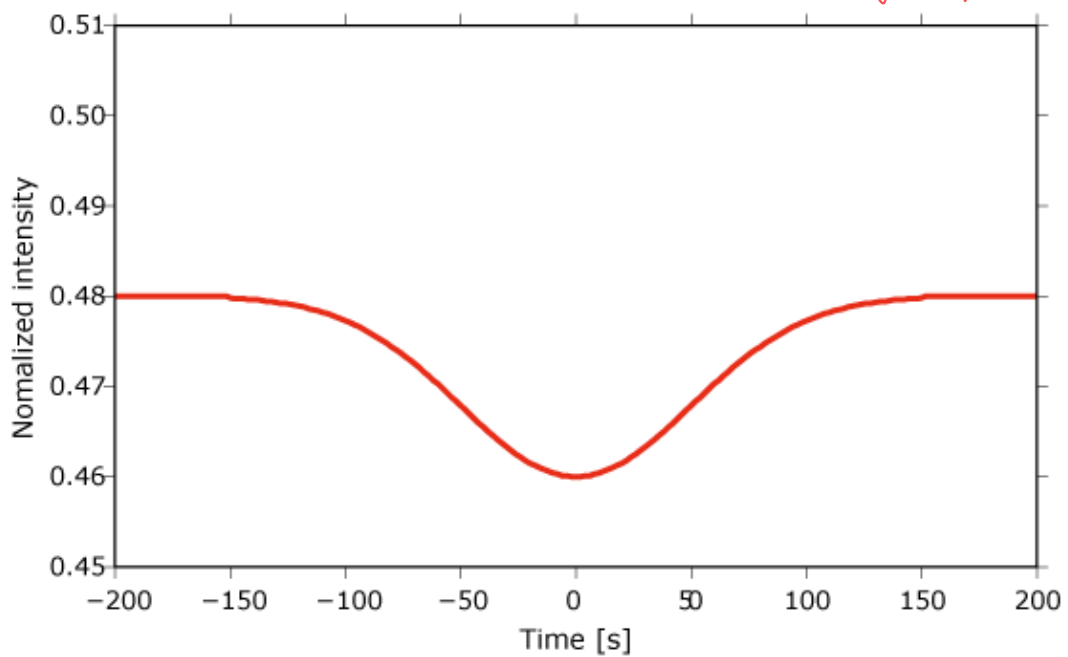


図 3-4-2 時系列における異常変動モデル。1.7 kHz 帯の変動をガウス関数でフィッティングした

### 3.5. 夜間 VLF 帯電磁波強度減少における地震発生予測可能性

#### 3.5.1. 夜間 VLF 帯電磁波強度減少における異常発生率と地震発生率の算出

DENETER 衛星の運用期間である 2004～2010 年に夜間に観測された全時系列変動データ（軌道数 34570）を用いて、異常発生率の算出を行った。図 3-4-1 より 1.7 kHz だけでなく他の周波数帯の時系列変動も震央最接近時刻で減少していることから、8.2 kHz 帯の時系列変動も異常の条件として加えた。また、異常の度合いについては、図 3-4-2 の異常変動モデルとの相関係数を算出し、相関係数が大きいほど異常の度合いも大きいとして対応する。

異常発生率は地震の総数に対する異常を伴った地震の個数の割合であるので、DEMETER 衛星直下から震央までの距離 330 km 以内を通った 340 軌道の時系列変動が地震の総数に対応し、その 340 軌道の中で時系列変動モデルとの相関の良い変動が異常を伴った地震の個数に対応する。相関係数の導出は、340 軌道それぞれに対して震央最接近時から-50 ～50 秒以内で異常変動モデルを 2 秒ずつずらすことにより算出した。つまり、1 軌道に対して 50 回相関係数を計算する。50 個の相関係数の中で一番大きい相関係数をその軌道の相関係数と定める。

地震発生率は異常の総数に対して地震の前に異常が発生した数の割合であるので、 $\pm 50$  秒移動平均で算出された全時系列変動データを 1 軌道ずつに分けて異常モデルとの相関が良い時の軌道の総数が異常の総数に対応し、それらの軌道中に DEMETER 衛星直下点から震央までの距離 330 km 以内を通った軌道が地震の前に異常が発生した数に対応する。相関係数の導出は、異常変動モデルを時系列変動に対して 2 秒ごとずらすことにより算出した。1 軌道は約 30 分であるので 1 軌道に対して 900 個の相関係数を算出する。連続する場合は一番大きい相関係数を選んだ。

相関係数の閾値を変化パラメータとして異常発生率と地震発生率を算出した結果を図 3-5-1 に示した。

$$30 \times 30 = 900 \text{ 個}$$



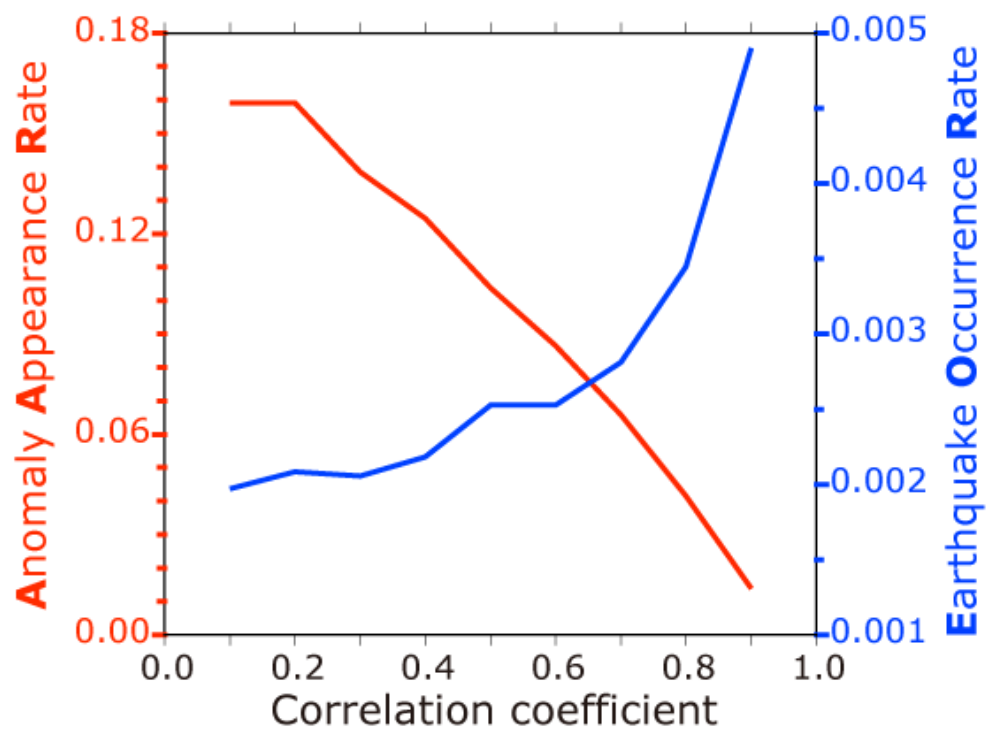


図 3-5-1 赤線は異常発生率、青線は地震発生率を表している。相関係数の閾値を変化パラメータとして算出した。

図3-5-1から異常発生率及び地震発生率はいずれも高いとは言えない結果となった。割合が低い理由として、これらの割合は異常の定義に強く依存し、本研究で定義した異常の**選択基準（クライテリア）**があまりよくなかったということが挙げられる。注目すべきは、異常発生率は異常の度合いが高くなるにしたがってその割合が低くなり、地震発生率は異常の度合いが高くなるにしたがってその割合が高くなっている点である。言い換えれば、条件を徐々に緩くするにつれて地震のまえに異常が発生する確率が高まり、異常の条件を徐々にきつくするにつれて異常の後に地震が起きる確率が高まるということである。異常の度合いの条件を低く設定し警報を出し続ければ予知率が高くなり、それと同時に異常の度合いが高まれば的中率は高くなるという（例えば、[Fujiwara et al. \[2004\]](#)、[Orihara et al. \[2012\]](#)）、地震発生予測の観点では**必ず**満たさなければならぬことを満たしていると解釈できる。したがって、衛星によって観測される本現象における地震発生予測は原理的には可能であることが示唆される。

夜間

$M_{5.0} < M_{6.0}$	$M_{7.0} < M_{8.0}$	$M_{8.0} < M_{9.0}$
kp 指数 (-0 ~ 1)	kp 指数 (-0 ~ 1)	kp 指数 (-0 ~ 1)
r500km 圈外 4h / 3h / 2h / 1h	r500km 圈外 4h / 3h / 2h / 1h	r500km 圈外 4h / 3h / 2h / 1h
r400km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r400km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r400km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h
r300km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r300km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r300km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h
r200km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r200km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r200km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h
r100km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r100km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r100km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h
kp 指数 (1 ~ 2)	kp 指数 (1 ~ 2)	kp 指数 (1 ~ 2)
r500km 圈外 4h / 3h / 2h / 1h	r500km 圈外 4h / 3h / 2h / 1h	r500km 圈外 4h / 3h / 2h / 1h
r400km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r400km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r400km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h
r300km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r300km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r300km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h
r200km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r200km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r200km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h
r100km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r100km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r100km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h
kp 指数 (-3 ~ -1)	kp 指数 (-3 ~ -1)	kp 指数 (-3 ~ -1)
r500km 圈外 4h / 3h / 2h / 1h	r500km 圈外 4h / 3h / 2h / 1h	r500km 圈外 4h / 3h / 2h / 1h
r400km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r400km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r400km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h
r300km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r300km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r300km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h
r200km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r200km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r200km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h
r100km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r100km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h	r100km 圈内 4h / 3h / 2h / 1h

Total = $X_{EVENT}$	40↑	30↑	20↑	0↑	0↓	20↓	30↓	40↓
COUNT	x	y	z	a	$\beta_{70}$	r	s	t
%	.	.	.	.	.	.	.	.

## 第4章 まとめ

### 4.1. 地震先行電離圏擾乱の発生領域の推定

DEMETER 衛星の高サンプリング VLF 帯電場データを用いて、統計的な結果に基づいて決定された 2010 年 3 月 5 日の南部スマトラ地震の前の震央付近で計測されたホイスラ波の解析を行った。計測されたホイスラ波強度は、通常のホイスラ強度よりも 6 dB 程小さくなっていた。それは、震央付近を通過する伝搬経路において吸収された量だと推測される。雷起源の電磁波がホイスラモードとして電離圏に侵入し衛星で計測されるまで吸収される量の中で、電子-中性大気衝突が支配的になる高度 80~100km でほとんど吸収が起こるため、その領域の電子密度が増加されたことが示唆される。レイトレーシングによって算出された伝搬経路上の高度 80~100 km の電子密度を増加させることにより吸収量を算出するシミュレーションを行った結果、通常よりも 20%~30%電子密度が増加していることが示唆された。

本研究は、ホイスラ検知アルゴリズムの衛星ソフト設計への応用や衛星において計測されるホイスラ波を用いた先行現象の研究への応用が期待される。

### 4.2. 夜間 VLF 帯電磁波強度減少における地震予測可能性の検証

Němec らによって報告された夜間における地震に先行した電磁波強度の減少が地震予測として有意であるか検証した。検証には異常発生率と地震発生率を算出する方法が用いられた。両割合ともに高いとは言えない結果となったが、条件を徐々に緩くするにつれて地震のまえに異常が発生する確率が高まり、異常の条件を徐々にきつくするにつれて異常の後に地震が起きる確率が高まる結果となった。したがって、衛星によって観測される本現象における地震発生予測は原理的には可能であることが示唆された。地震発生率及び異常発生率を上げるためには異常判定の高度化を行うことで改善されることが期待される。

## 謝辞

修士課程一年次、二年次と研究をするにあたって、多大なるご指導ご鞭撻いただいた指導教官である鴨川仁准教授に深謝の意を表します。

本研究をするにあたって、自然科学の基礎から研究のご助言まで多くをご指導をいただいた橋本哲大阪府立大学名誉教授に感謝申し上げます。

本研究をするにあたって、地震予知研究のいろはをご指導をいただいた当研究室の専門研究員である織原義明博士に感謝申し上げます。

本研究をするにあたって、DEMETER 衛星のデータを提供していただいただけでなく、多大なるご指導いただき、さらにフランス出張の際に大変お世話になった LATMOS/UPMC の Jean-Jacques Berthelier 名誉研究員、大西健夫博士に感謝の意を表します。

本研究をするにあたって、地震活動、地震予知に関して多くのご指導をいただいた東海大学海洋研究所所長の長尾年恭教授に感謝申し上げます。

本研究をするにあたっては欠かせない人工衛星観測の関するご指導とご助言をいただいた国立研究開発法人宇宙航空開発機構の児玉哲哉氏、對木淳夫氏に感謝の意を表します。

本研究では様々なデータをご使用させていただきましたのでこの場をお借りして以下に感謝の意を表します。

電磁波伝搬シミュレーションを可能とするレイトレーシングについてのプログラムソースコードを公開されている木村磐根京都大学名誉教授に感謝いたします。地磁気指数を公開されている京都大学大学院理学研究科附属地磁気世界資料解析センターに感謝いたします。地震カタログを公開されているアメリカ地震研究所に感謝いたします。雷位置情報等を WWLLN 雷データとして提供しているワシントン大学 Robert Holzworth 教授に感謝申し上げます。

また、本研究に関する研究発表のための出張の際に手続き等で大変お世話になった自然科学系事務担当の杉浦裕子氏をはじめとした方々に感謝申し上げます。

そして、研究室のゼミや打ち合わせ等で助言、支援をして頂いた研究室の同僚、先輩、後輩に感謝申し上げます。特に本研究を進めるうえで、多大なる協力をいただいた須藤雄志氏、新田英智氏に感謝申し上げます。

最後に、常に私の生活を支えてくれた両親にこの場を借りて感謝の意を表します。

## 引用文献

- Asada, T., H. Baba, K. Kawazoe, and M. Sugiura (2001), An attempt to delineate very low frequency electromagnetic signals associated with earthquakes, *Earth Planets Space*, 53, 55-62.
- Banks, P. (1966) Collision frequencies and energy transfer, electrons, *Planet. Space Sci.*, 14, 1085-1103.
- Bernstein, S. L., M. L. Burrows, J. E. Evans, A. S. Griffiths, D. A. McNeil, C. W. Niessen, I. Richer, D. P. White, and D. K. Willim (1974), Long-range communications at extremely low frequencies, *Proc. IEEE*, 62(3), 292-312.
- Berthelier, J. J., M. Godefroy, F. Leblanc, M. Malingre, M. Menvielle, D. Lagoutte, J.Y. Brochot, F. Colin, F. Elie, C. Legendre, P. Zamora, D. Benoist, Y. Chapuis, J. Artru, R. Pfaff (2006a), ICE, the electric field experiment on DEMETER, *Planet. Space Sci.*, 54, 456-471.
- Bilitza D. and B.W. Reinisch (2008), International Reference Ionosphere 2007: Improvements and new parameters, *Adv. Space Sci. Res.*, 42, 599-609.
- Christian, H. J., Richard J. Blakeslee, Dennis J. Boccippio, William L. Boeck, Dennis E. Buechler, Kevin T. Driscoll, Steven J. Goodman, John M. Hall, William J. Koshak, Douglas M. Mach, Michael F. Stewart (2003), Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector, *J. Geophys. Res.*, 108, 4005.
- Chum, J., F. Jiricek, O. Santolik, M. Parrot, G. Diendorfer, and J. Fiser (2006), Assigning the causative lightning to the whistlers observed on satellites, *Ann. Geophys.*, 24, 2921-2929.
- Dowden, R. L., Brundell, J. B., and Rodger, C. J. (2002), VLF lightning location by time of group arrival (TOGA) at multiple sites, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 64, 817-830.
- Fiser, J., J. Chum, G. Diendorfer, M. Parrot, and O. Santolik (2010), Whistler intensities above thunderstorms, *Ann. Geophys.*, 28, 37-46.
- Fraser-Smith, A. C., A. Bernardi, P. R. McGill, M. E. Ladd, R. A. Helliwell and O. G. Villard, Jr. (1990), Low-frequency magnetic field measurements near the epicenter of the Ms 7.1 Loma Prieta earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1465-1468.
- Fujiwara, H., M. Kamogawa, M. Ikeda, J. Y. Liu, H. Sakata, Y. I. Chen, H. Ofuruton, S. Muramatsu, Y. J. Chuo, and Y. H. Ohtsuki (2004), Atmospheric anomalies observed during earthquake occurrences, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L17110.
- Geller, R. (1996), Debate on evaluation of the VAN Method (Special issue), *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1291-1452.

- Geller, R., D. Jackson, Y. Kagan, F. Mulargia (1997), Earthquakes Cannot Be Predicted, *Science*, 275, 1616-1617.
- Gokhberg, M.B., V.A. Morgounov, T. Yoshino and I. Tomizawa, Experimental measurement of electromagnetic emissions possibly related to earthquakes in Japan (1982), *J. Geophys. Res.*, 87, B9, 7824-7828.
- Hayakawa, M., K. Ohta, S. Maekawa, T. Yamauchi, Y. Ida, T. Gotoh, N. Yonaiguchi, H. Sasaki, and T. Nakamura (2006), Electromagnetic precursors to the 2004 Mid Niigata Prefecture earthquake, *Phys. Chem. Earth*, 31, 356–364.
- Hayakawa, M., O. A. Molchanov, T. Ondoh, and E. Kawai (1996), On the precursory signature of Kobe earthquake in subionospheric VLF propagation, *J. Comm. Res. Lab.*, 43, 169–180.
- Hayakawa, M., Y. Kasahara, T. Nakamura, F. Muto, T. Horie, S. Maekawa, Y. Hobara, A. A. Rozhnoi, M. Solovieva, and O. A. Molchanov (2010), A statistical study on the correlation between lower ionospheric perturbations as seen by subionospheric VLF/LF propagation and earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 115, A09305.
- Helliwell, R. (1965), Whistlers and Related Ionospheric Phenomena, Stanford Univ. Press, Stanford, Calif.
- Hutchins, M. L., R. H. Holzworth, J. B. Brundell, and C. J. Rodger (2012), Relative detection efficiency of the World Wide Lightning Location Network, *Radio Sci.*, 47, RS6005.
- Kamogawa, M. (2006), Preseismic Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling, *Eos Trans. AGU*, 87, 417 & 424.
- Kimura, I., T. Matsuo, M. Tsuda, and K. Yamauchi (1985), Three dimensional ray tracing of whistler mode waves in a non-dipolar magnetosphere, *J. Geomag. Geoelectr.*, 37, 945–956.
- Liu, J. Y., Y. I. Chen, Y. J. Chuo, and C. S. Chen (2006), A statistical investigation of preearthquake ionospheric anomaly, *J. Geophys. Res.*, 111, A05304.
- Macmillan, S. and S. Maus (2005), International Geomagnetic Reference Field —the tenth generation, *Earth, Planets and Space*, 57, 1135-1140.
- Milne, J. (1890), Earthquakes in connection with electric and magnetic phenomena, *Trans. Seismol. Soc. Japan*, 15, 135-162.
- Molchanov O.A., M. Hayakawa, T. Oudoh, E. Kawai (1998), Precursory effects in the subionospheric VLF signals for the Kobe earthquake, *Phys. Earth Planetary Interiors*, 105, 239–248
- Němec, F., O. Santolík, M. Parrot, and J. J. Berthelier (2008), Spacecraft observations of electromagnetic perturbations connected with seismic activity, *Geophys. Res. Lett.*,

35, L05109.

Němec, F., O. Santolík, and M. Parrot (2009), Decrease of intensity of ELF/VLF waves observed in the upper ionosphere close to earthquakes: A statistical study, *J. Geophys. Res.*, 114, A04303.

Orihara, Y., M. Kamogawa, T. Nagao, S. Uyeda (2012), Preseismic anomalous telluric current signals observed in Kozu-shima Island, Japan, *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 109, 19125-19128.

Parrot M., J. J. Berthelier, J. Blecki, J. Y. Brochot, Y. Hobara, D. Lagoutte, J. P. Lebreton, F. Němec, T. Onishi, J. L. Pinçon, D. Píša, O. Santolík, J. A. Sauvaud, E. Slominska (2015), Unexpected Very Low Frequency (VLF) Radio Events Recorded by the Ionospheric Satellite DEMETER, *Surv. Geophys.*, 36, 483-511.

Parrot, M., D. Benoist, J.J. Berthelier, J. Błęcki, Y. Chapuis, F. Colin, F. Elie, P. Ferreau, D. Lagoutte, F. Lefeuvre, C. Legendre, M. Lévêque, J.L. Pinçon, B. Poirier, H.-C. Seran, P. Zamora (2006), The magnetic field experiment IMSC and its data processing onboard DEMETER: Scientific objectives, description and first results, *Planet. Space Sci.*, 54, 441–455.

Píša, D., F. Němec, O. Santolík, M. Parrot, and M. Rycroft (2013), Additional attenuation of natural VLF electromagnetic waves observed by the DEMETER spacecraft resulting from preseismic activity, *J. Geophys. Res. Space Phys.*, 118, 5286–5295.

Rikitake, T. (1987), Magnetic and electric signals precursory to earthquakes: An analysis of Japanese data, *J. Geomag. Geoelectr.*, 39, 47-61.

Rodger, C. J., Werner, S., Brundell, J. B., Lay, E. H., Thomson, N. R., Holzworth, R. H., and Dowden, R. L. (2006), Detection efficiency of the VLF World-Wide Lightning Location Network (WWLLN): initial case study, *Ann. Geophys.*, 24, 3197-3214.

Rudlosky, S. D., and D. T. Shea (2013), Evaluating WWLLN Performance Relative to TRMM/LIS, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 2344–2348.

Santolík, O., M. Parrot, U. S. Inan, D. Bureov, D. A. Gurnett, and J. Chum (2009), Propagation of unducted whistlers from their source lightning: A case study, *J. Geophys. Res.*, 114, A03212.

Uyeshima, M. (2007), EM monitoring of crustal processes including the use of the Network-MT observations, *Surv. Geophys.*, 28, 199-237.

Varotsos, P. A., N. V. Sarlis, E. S. Skordas (2011), Natural Time Analysis: The New View of Time. Precursory Seismic Electric Signals, Earthquakes and other Complex Time-Series, *Springer, Berlin*, 476 pp.

Yanagihara, K. (1972), Secular variation of the electrical conductivity anomaly in the

central part of Japan, *Memo. Kakioka Mag. Obs.*, 15, 1-11.

伊東敬祐 (1991), 地震現象の新しい見方, 地震, 44, 381-390.

川崎一郎, 加藤照之 (2016), 科学史・科学哲学の枠組みを借りた地震予知研究についての論点整理の試み, 地震, 69, 11-22.



## 付録. スペクトル解析方法の詳細

本項では、本文 2 章で触れたバーストモードスペクトル解析の方法の詳細について記しておく。

スペクトル解析には Perl のプログラムの中で CPAN モジュール `Math::FFT` を使用した。文字通り高速フーリエ変換(以下、FFT)のためのモジュールでフーリエ係数やパワースペクトル密度の算出を即時に行ってくれるため大変便利である。フーリエ係数の実数部を  $Re$ 、虚数部を  $Im$ 、また FFT サンプル数を  $N$  とすると、本モジュールにおけるパワースペクトル密度は次の式で表される。

$$P(n) = \frac{Re^2 + Im^2}{N} \bigg/ \frac{N}{2}$$

フーリエ係数の絶対値の 2 乗はパワーであるので、サンプル数で割ることにより周波数単位あたりのパワーを得ることができる。さらにフーリエ変換の入力波の振幅と対応させるために半分のサンプル数で割る。フーリエ変換はある有限区間(つまりサンプル数に対応する)での波が周期的に無限に連続しているという考えのもとで変換しているので、実際の波とは異なって波が不連続になってしまう場合がほとんどである。この不連続さを解消するためにフーリエ解析では窓関数というものがしばしば使われる。窓関数と呼ばれる関数をもとの波に掛け合わせるにより波の周期と変換する有限区間のサンプル数が異なっても連続性を保つことが可能である。窓関数には、矩形窓ハニング窓関数やブラックマン窓関数などいくつかの種類がある。DEMETER 衛星がサーベイモード時にオンボード上でスペクトル解析する際にはブラックマン・ハリス窓関数と呼ばれる関数が用いられた。したがって、サーベイモードデータとバーストモードデータの解析法の相違をなくすことで複雑さ取り除くために本論文でもブラックマン・ハリス窓関数を使用した。ブラックマン・ハリス窓関数は次のような式で表される。

$$W(n) = 0.42323 - 0.49755 \cos\left(\frac{2\pi n}{N-1}\right) + 0.07922 \cos\left(\frac{4\pi n}{N-1}\right) \\ 0 \leq n \leq N-1$$

この窓関数はハニング窓関数などに比べ、スペクトルの漏れを抑制させるという特徴がある。また、窓関数を用いると実際の波のパワーに影響を及ぼしてしまうことから補正をおこなう必要がある。つまり、次の式のように窓関数のパワーの総和をサンプル数で割ることによって補正する。

$$Pw(n) = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} W^2(n)$$

パワースペクトル密度の周波数分解能と時間分解能は、FFT の初期パラメータに依存する。本論文では第 2 章に記したように FFT サンプル数 256 点であるので、バーストモード VLF 波形データのサンプリング周波数は 40kHz であることを考慮すると、周波数分解能は

$$\frac{40000}{256} = 156.25 \text{ [Hz]}$$

となる。また、オーバーラップ率は 50 パーセントであるので時間分解能は

$$\frac{256 \times \frac{50}{100}}{40000} = 0.0032 \text{ [s]} = 3.2 \text{ [ms]}$$

となる。これらの値は、本論文の解析を進めるうえで雷起源ホイスラ波に着目するには十分であると考えられる。