

博士論文

マイクロ波衛星観測データ解析システムの構築と
それに基づく地震・火山噴火探知の研究

2006年12月15日提出

指導教員：高野 忠 教授

東京大学大学院 工学系研究科 電子工学専攻

47120 前田 崇

目次

| | | |
|----------|--------------------------|-----------|
| 1 | 序論 | 1 |
| 1.1 | 本研究の目的 | 1 |
| 1.2 | 本研究の背景 | 1 |
| 1.3 | 科学衛星 S バンド受信系データの解析 | 2 |
| 1.4 | マイクロ波放射計 AMSR-E 観測データの解析 | 3 |
| 1.5 | 本論文の構成 | 4 |
| 2 | 地震電磁気現象研究の現状 | 5 |
| 2.1 | 地上観測 | 5 |
| 2.1.1 | 地電流 (地電位差) 観測 | 5 |
| 2.1.2 | ULF 帯地磁気観測 | 7 |
| 2.1.3 | VLF ~ HF 帯自然電磁放射観測 | 8 |
| 2.1.4 | 電離圏擾乱観測 | 8 |
| 2.1.5 | 大気圏擾乱観測 | 9 |
| 2.2 | 衛星観測 | 11 |
| 2.2.1 | 旧ソ連、ロシア | 12 |
| 2.2.2 | フランス | 13 |
| 2.2.3 | アメリカ | 13 |
| 2.2.4 | 日本 | 14 |
| 2.3 | メカニズムの検討 | 14 |
| 2.3.1 | 電磁放射発現メカニズム | 14 |
| 2.3.2 | 電離圏・大気圏擾乱発現メカニズム | 16 |
| 3 | リモートセンシング | 17 |
| 3.1 | 概要 | 17 |
| 3.2 | リモートセンシング衛星の軌道 | 17 |
| 3.3 | リモートセンサー | 19 |
| 3.4 | マイクロ波放射計による測定 | 20 |
| 3.4.1 | 黒体放射と輝度温度 | 20 |
| 3.4.2 | 物体の放射特性 | 22 |
| 3.4.3 | 放射伝達 | 24 |
| 3.4.4 | マイクロ波放射計の測定原理 | 25 |

| | | |
|----------|-----------------------------------|-----------|
| 3.4.5 | 輝度温度データに基づく物理量の推定 | 27 |
| 3.5 | マイクロ波放射計観測の実例 | 28 |
| 3.5.1 | 海洋 | 28 |
| 3.5.2 | 雪氷 | 30 |
| 3.5.3 | 大気 | 30 |
| 4 | 岩石破壊に伴うマイクロ波放射現象 | 34 |
| 4.1 | 概要 | 34 |
| 4.2 | 岩石破壊実験 実験系 | 35 |
| 4.3 | 岩石破壊実験 実験結果 | 37 |
| 4.4 | 衛星による地震関連マイクロ波の検出可能性検討 | 39 |
| 4.4.1 | 解析モデル | 39 |
| 4.4.2 | 震源からの放射電力の推定 | 40 |
| 4.4.3 | 衛星での受信電力の推定 | 41 |
| 4.4.4 | 衛星での受信 S/N 比の推定 | 42 |
| 4.4.5 | マイクロ波放射計観測における輝度温度増加量の推定 | 43 |
| 5 | マイクロ波放射計 AMSR-E 輝度温度データの解析 | 44 |
| 5.1 | 概要 | 44 |
| 5.2 | リモートセンシング衛星 Aqua | 44 |
| 5.2.1 | ミッション | 44 |
| 5.2.2 | 搭載機器 | 46 |
| 5.3 | マイクロ波放射計 AMSR-E | 49 |
| 5.3.1 | 測定対象 | 49 |
| 5.3.2 | 機器仕様 | 51 |
| 5.3.3 | データプロダクト | 54 |
| 5.4 | 解析システム | 56 |
| 5.4.1 | 処理の流れ | 56 |
| 5.4.2 | システム構成 | 57 |
| 5.4.3 | イベント(地震, 火山噴火)データベース | 60 |
| 5.4.4 | 処理対象データファイルの特定 | 61 |
| 5.4.5 | 周波数帯別の観測地点の導出 | 62 |
| 5.4.6 | 測定データのリサンプリング | 63 |
| 5.4.7 | 解析方針 | 72 |
| 5.4.8 | データ処理手順 | 73 |
| 5.5 | 解析事例 | 78 |
| 5.5.1 | Reventador(エクアドル)火山噴火(2002年11月3日) | 78 |
| 5.5.2 | Al Hoceima(モロッコ)地震(2004年2月24日) | 90 |
| 5.5.3 | その他の地震 | 122 |

| | | |
|----------|---|------------|
| 6 | 科学衛星 S バンド受信系データの解析 | 140 |
| 6.1 | 概要 | 140 |
| 6.2 | S バンド受信系 | 140 |
| 6.3 | 科学衛星データベース SIRIUS | 144 |
| 6.3.1 | システム構成 | 144 |
| 6.3.2 | インターフェース | 145 |
| 6.3.3 | データフォーマット | 145 |
| 6.3.4 | SDTP (Satellite Data Transfer Protocol) | 146 |
| 6.4 | 解析システム | 147 |
| 6.4.1 | 処理の流れ | 147 |
| 6.4.2 | システム構成 | 147 |
| 6.4.3 | 衛星位置データベース | 149 |
| 6.4.4 | 可視区間の決定 | 155 |
| 6.4.5 | S バンド受信強度の推定 | 158 |
| 6.5 | 解析事例 | 159 |
| 6.5.1 | フィジー地震 (1993 年 5 月 16 日) | 159 |
| 6.5.2 | グアム地震 (1993 年 8 月 8 日) | 161 |
| 6.5.3 | イラン地震 (1997 年 5 月 10 日) | 166 |
| 7 | 結論 | 169 |
| 7.1 | マイクロ波放射計 AMSR-E 輝度温度データの解析 | 169 |
| 7.2 | 科学衛星 S バンド受信系データの解析 | 171 |
| 7.3 | 全体総括 | 172 |

目 次

| | | |
|-----|---|----|
| 1.1 | 本研究の進展 | 4 |
| 2.1 | VAN 法に基づく地震関連異常電界 (SES) の観測例 | 5 |
| 2.2 | ロマ・プリータ地震での 0.01Hz 磁界強度の変化 | 7 |
| 2.3 | 電離層擾乱による VLF 導波管伝搬の異常 | 10 |
| 2.4 | 通信総合研究所犬吠観測所 - 神戸 - 対馬オメガ局の位置関係 | 10 |
| 2.5 | 阪神大震災発生前後における通総研犬吠観測所での VLF 受信波位相の 日変化 | 10 |
| 2.6 | VHF 帯で地震発生前に観測されたエコー | 11 |
| 2.7 | VHF 帯で流星発生時に観測されたエコー | 11 |
| 2.8 | Intercosmos-24 観測に基づく地震発生前の波動 | 12 |
| 3.1 | 大気窓 | 20 |
| 3.2 | 1.4GHz における海水と粘土の放射率の入射角特性の理論値 | 24 |
| 3.3 | 放射伝達 | 25 |
| 3.4 | マイクロ波放射計のブロック図 | 26 |
| 3.5 | マイクロ波放射計による観測 | 26 |
| 3.6 | 海水温度をパラメータとした静水海面の放射率および輝度温度の周波数 特性 | 28 |
| 3.7 | 海面温度、風速、水蒸気、雲中水滴量 (雲水量) に対する輝度温度の感度 | 29 |
| 3.8 | 大気ガスによる吸収係数の周波数特性 | 31 |
| 3.9 | 周波数をパラメータとした上方放射輝度温度と降雨量の関係 | 32 |
| 4.1 | 岩石破壊実験 実験系 | 36 |
| 4.2 | 珪岩破壊時のマイクロ波帯観測波形 | 38 |
| 4.3 | 斑レイ岩破壊時のマイクロ波帯観測波形 | 38 |
| 4.4 | 地震によるマイクロ波放射モデル | 39 |
| 5.1 | 衛星 Aqua 概観 | 45 |
| 5.2 | 衛星 Aqua 観測領域の一例 | 47 |
| 5.3 | 衛星 Aqua 機器配置 | 48 |
| 5.4 | AMSR-E 概観 | 51 |
| 5.5 | AMSR-E ジオメトリック関連特性 | 52 |

| | | |
|------|--|----|
| 5.6 | AMSR-E 一次放射器配置 | 53 |
| 5.7 | AMSR-E レベル 1B データプロダクト シーン定義 | 55 |
| 5.8 | AMSR-E 輝度温度データ解析システム 処理の流れ | 56 |
| 5.9 | AMSR-E 輝度温度データ解析システム (初期バージョン) 構成 | 59 |
| 5.10 | AMSR-E 輝度温度データ解析システム (現行バージョン) 構成 | 59 |
| 5.11 | 1986 年 1 月から 2005 年 5 月までに世界各地で発生した 1552 件の主な地震 | 60 |
| 5.12 | 1 回のスキャンがカバーする領域の定義 | 61 |
| 5.13 | 89GHz 以外の周波数帯の観測地点の導出 | 62 |
| 5.14 | ニアレストネイバ法 | 63 |
| 5.15 | 本システムでのニアレストネイバ法の実装 | 64 |
| 5.16 | 三角形要素集積法における三角形要素の定義 | 65 |
| 5.17 | スキャン行 / 列方向のなす角による三角形要素の定義変更 | 67 |
| 5.18 | 三角形要素内部に存在する格子点 | 68 |
| 5.19 | 本システムでの三角形要素集積法の実装 (1) | 69 |
| 5.20 | 本システムでの三角形要素集積法の実装 (2) | 70 |
| 5.21 | データ補間法の効果 | 71 |
| 5.22 | イベント発生時期に評価関数が最大となる Focused Point 分布の導出 | 75 |
| 5.23 | イベント発生時期に最大となる評価関数 | 76 |
| 5.24 | AMSR-E 輝度温度データ解析システム データ処理手順 | 77 |
| 5.25 | Reventador の位置 | 80 |
| 5.26 | 2002 年 11 月 3 日に SeaWiFS で捉えられた Reventador 噴火による噴煙 | 81 |
| 5.27 | Reventador 近傍領域で 2002 年 10 月 26 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 82 |
| 5.28 | Reventador 近傍領域で 2002 年 10 月 28 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 83 |
| 5.29 | Reventador 近傍領域で 2002 年 10 月 29 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 84 |
| 5.30 | Reventador 近傍領域で 2002 年 10 月 31 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 85 |
| 5.31 | Reventador 近傍領域で 2002 年 11 月 2 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 86 |
| 5.32 | Reventador 近傍領域で 2002 年 11 月 4 日 (噴火直後) に評価関数が最大となる FP の分布 | 87 |
| 5.33 | Reventador 近傍領域で 2002 年 11 月 5 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 88 |
| 5.34 | Reventador 近傍領域における 2002 年 11 月 4 日 (噴火直後) の正味の輝度温度分布 | 89 |
| 5.35 | Al Hoceima 地震の震央と周辺の断層分布 | 91 |
| 5.36 | 2004 年 2 月 24 日の Al Hoceima 地震の震央近傍領域での 18.7GHz 輝度温度分布 | 92 |

| | | |
|------|---|-----|
| 5.37 | Al Hoceima 地震の解析で当初採用した FP の 18.7GHz 輝度温度、および 1 日の地震発生回数の時間変化 | 94 |
| 5.38 | Al Hoceima 地震の解析で当初採用した FP と RP の 18.7GHz 差分輝度温度、および 1 日の地震発生回数の時間変化 | 95 |
| 5.39 | Al Hoceima 地震の解析で当初採用した FP と RP の 18.7GHz 評価関数の時間変化 | 96 |
| 5.40 | 各年の 2 月 24 日を中心とする前後 1 回帰における当初の FP の時系列変化と各点の時系列変化の相関係数 (18.7GHz 垂直偏波成分) | 98 |
| 5.41 | 各年の 2 月 24 日を中心とする前後 1 回帰における当初の FP の時系列変化と各点の時系列変化の相関係数 (18.7GHz 水平偏波成分) | 99 |
| 5.42 | Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2004 年 2 月 19 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 103 |
| 5.43 | Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2004 年 2 月 21 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 104 |
| 5.44 | Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2004 年 2 月 22 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 105 |
| 5.45 | Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2004 年 2 月 22 日に 18.7GHz で評価関数が最大となる FP- RP に対する、乖離率を用いた特異性の評価 | 106 |
| 5.46 | Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2004 年 2 月 22 日に 18.7GHz で最大かつ乖離率の高い評価関数を与えた元の輝度温度データ | 107 |
| 5.47 | Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2004 年 2 月 23 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 108 |
| 5.48 | Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2004 年 2 月 24 日 (地震発生瞬間) に評価関数が最大となる FP の分布 | 109 |
| 5.49 | Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2004 年 2 月 26 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 110 |
| 5.50 | Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2004 年 2 月 28 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 111 |
| 5.51 | Al Hoceima 近傍領域の観測日で 18.7GHz の評価関数が最大 (乖離率 500 超) となる FP- RP の組み合わせ数の変化 | 112 |
| 5.52 | Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2002 年 11 月 24 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 113 |
| 5.53 | Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2003 年 2 月 27 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 114 |
| 5.54 | Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2003 年 7 月 14 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 115 |
| 5.55 | Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2004 年 12 月 23 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 116 |
| 5.56 | Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2005 年 2 月 28 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 117 |

| | | |
|------|---|-----|
| 5.57 | Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2006 年 3 月 15 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 118 |
| 5.58 | Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2006 年 5 月 3 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 119 |
| 5.59 | Al Hoceima 近傍領域における 2003 年 7 月 14 日 (システム異常発生と推測) の正味の輝度温度分布 | 120 |
| 5.60 | Al Hoceima 近傍領域の観測日で 18.7GHz の評価関数が最大 (乖離率 500 超) となる FP- RP の組み合わせ数の変化 異常データ除去済み | 121 |
| 5.61 | シベリア地震の震央と周辺の地勢 | 125 |
| 5.62 | シベリア地震の震央近傍領域で 2003 年 9 月 25 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 126 |
| 5.63 | シベリア地震の震央近傍領域で 2003 年 9 月 26 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 127 |
| 5.64 | シベリア地震の震央近傍領域で 2003 年 9 月 28 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 128 |
| 5.65 | シベリア地震の震央近傍領域で 2003 年 9 月 29 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 129 |
| 5.66 | シベリア地震の震央近傍領域で 2003 年 9 月 30 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 130 |
| 5.67 | Bam 地震の震央と周辺の地勢 | 132 |
| 5.68 | Bam 地震の震央近傍領域で 2003 年 12 月 20 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 133 |
| 5.69 | Bam 地震の震央近傍領域で 2003 年 12 月 21 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 134 |
| 5.70 | Bam 地震の震央近傍領域で 2003 年 12 月 22 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 135 |
| 5.71 | Bam 地震の震央近傍領域で 2003 年 12 月 24 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 136 |
| 5.72 | Bam 地震の震央近傍領域で 2003 年 12 月 26 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 137 |
| 5.73 | Bam 地震の震央近傍領域で 2003 年 12 月 28 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 138 |
| 5.74 | Bam 地震の震央近傍領域で 2003 年 12 月 29 日に評価関数が最大となる FP の分布 | 139 |
| 6.1 | 衛星 ASCA S バンド受信系 | 141 |
| 6.2 | 衛星 ASCA S バンドアンテナ配置 | 141 |
| 6.3 | テレメトリデータの構成 | 143 |
| 6.4 | SIRIUS システム構成 | 144 |
| 6.5 | SIRIUS SDTP 関数呼び出し手順 | 146 |

| | | |
|------|--|-----|
| 6.6 | ISAS 科学衛星 S バンド受信系データ解析システム 処理の流れ | 148 |
| 6.7 | ISAS 科学衛星 S バンド受信系データ解析システム 構成 | 148 |
| 6.8 | 地球中心赤道面基準慣性座標系 | 149 |
| 6.9 | Keplerian 軌道要素 | 152 |
| 6.10 | 地球の回転楕円体近似 | 153 |
| 6.11 | 衛星位置の特定に用いる値の合成 | 155 |
| 6.12 | 震央から衛星が可視となる場合の角度関係 | 156 |
| 6.13 | 衛星直下点、イベント発生位置、北極点に対する球面三角法の適用 . . | 156 |
| 6.14 | 震央に対応する可視区間の切り出し例 | 157 |
| 6.15 | 衛星 ASCA SBR-A に関する AGC レベル - マイクロ波受信電力変換曲線 | 158 |
| 6.16 | フィジー地震発生日近傍における衛星 ASCA SBR-A のマイクロ波受信 レベル | 160 |
| 6.17 | フィジー地震発生日全体の衛星 ASCA SBR-A のマイクロ波受信レベル . | 161 |
| 6.18 | アップリンク受信時における衛星 ASCA SBR-A の応答 | 162 |
| 6.19 | グアム地震の震央と衛星 ASCA の可視区間 | 164 |
| 6.20 | グアム地震で着目している可視区間に対応する衛星 ASCA SBR の応答 . | 164 |
| 6.21 | グアム地震で着目している可視区間と同じ日全体の衛星 ASCA SBR の 応答 | 165 |
| 6.22 | グアム地震で着目している可視区間と同じ日にパルス状の応答が観測さ れた領域 | 166 |
| 6.23 | イラン地震の震央と衛星 ASCA の可視区間 | 168 |
| 6.24 | イラン地震で着目している可視区間に対応する衛星 ASCA SBR の応答 . | 168 |
| 7.1 | 地震・火山噴火検出システムの処理手順 | 170 |

第 1 章

序論

1.1 本研究の目的

我々の研究室では、実験室環境で岩石を静圧破壊した際に、マイクロ波 (300MHz, 2GHz, 22GHz) が放射されることを世界で初めて確認した [1–3]。この実験結果は、岩石の破壊を伴う自然現象である火山噴火や地震の際にも同様の現象が起きていることを示唆している。特に地震については、地震に関連して各種電磁放射が観測されたという報告は多数あるものの、その電磁放射の発生が実験的に示されているものは少ない。

このような状況の中、我々の研究室では岩石破壊実験の結果に基づいて、実際の地震に伴う岩石破壊でどの程度のマイクロ波が放射されるのかについてモデルを構築し、そのマイクロ波を衛星で検出可能という検討結果を得た。本研究では、実際に運用されている衛星に搭載されたマイクロ波受信機のデータを解析することによって、地震関連マイクロ波の抽出を試み、この検討結果の妥当性を検証することを第一の目的とする。

ところで、一般に衛星によって得られたデータは規模が非常に大きいためコンピュータによって解析される。従来であれば、システム構成は非常に複雑となり、時間的、経済的に高い開発コストを要した。しかしながら、昨今のコンピュータ技術の飛躍的な進歩を考慮すると、衛星データ解析システムをパーソナルコンピュータ上にオープンソース、ライセンスフリーのソフトウェアで構築しても高度なデータ処理を実現することは可能である。しかも、このシステムの開発コストは劇的に抑えられる。本研究では、この思想の実践を通して、低コストで高度なデータ処理を行う衛星データ解析システムを構築することを第二の目的とする。

1.2 本研究の背景

論文ではまず初めに、本研究の背景となっている地震に関連する電磁放射 (地震電磁気現象) 研究の現状を述べる。現在行われている地震電磁気現象の研究は、主に、地電位差観測 [4,5]、ULF(300Hz ~ 3kHz) 帯における地磁気観測 [6]、VLF(3 ~ 30kHz) ~ HF(3

~30MHz) 帯の自然電磁放射観測 [7,8]、電離圏擾乱観測 [9,10] の4つの系統に分類できる。いずれの系統においても、ケーススタディとして、観測結果と地震との因果関係を主張している研究は多くある。しかし、複数の研究で得られた結果を連携させて、地震電磁気現象を統一的に理解するには程遠い状況にある。その原因の一つとして、地震電磁気現象のメカニズム(電磁放射が発現するメカニズム、電磁放射が電離圏を擾乱させるメカニズム)にまだまだ不明点が多いことが挙げられる。このため、最近ではメカニズムを説明するための種々のモデルが提案されるようにはなっているが、どれも仮説の域を出ず、確証を得るには至っていない。

また、地震は発生場所の予測が困難であるため、地震電磁気現象の観測には地球全体を観測領域とする人工衛星が用いられることも多い [11]。ただ、従来の衛星観測では取り扱っている周波数が低い(VLF帯以下)ため、地震に関連する電磁放射を直接観測するのではなく、その放射による電離圏の擾乱を観測しているという意味合いが強い。電離圏の擾乱もまた、まだ完全に理解された現象ではない。すなわち、全く理解できていない地震電磁気現象を、完全に理解できていない電離圏の擾乱を通して観測していることになってしまっているため、観測結果と地震との因果関係の不確実性は、地上観測よりも更に増大してしまうことになってしまっている。ただ、従来の地震電磁気現象の衛星観測で取り扱われてきた周波数帯が比較的低いということにも一応の理由はある。それは、地中で発現する地震関連の電磁放射が地表面まで伝搬するには、表皮効果の問題から低い周波数帯の電磁波の方が有利だと考えられてきたからである。

一方、航空機や人工衛星などに搭載したセンサを用いて観測対象物から放射される微弱な電磁波を捉え、観測対象物に関する様々な情報を得るリモートセンシングなる技術がある。人工衛星でリモートセンシングを行う場合は、VHF(30~300MHz)~マイクロ波(300MHz~30GHz)~ミリ波(30~300GHz)帯の電波(電波の窓)、あるいは可視・赤外域(光の窓)の電磁波を用いるため、電離圏よりも下の領域で起こった現象を直接観測できる。すなわち、地震電磁気現象の観測に人工衛星によるリモートセンシングが応用できれば、地球全体にわたって、地震に関連する電磁放射を直接観測することが可能になる。既に我々の研究室で行った実験で、岩石を静圧破壊した際に、マイクロ波が放射されることが確認され、実験結果を踏まえて構築したモデルによって地中で発現した地震関連マイクロ波が、衛星でも検出可能であるという結果が得られている。ここに、衛星観測で得られたマイクロ波のデータを用いて地震電磁気現象を捉える環境が整った。

1.3 科学衛星 Sバンド受信系データの解析

まず我々は、(独)宇宙航空研究開発機構 宇宙科学研究本部 (ISAS) が過去に打ち上げた複数の科学衛星に搭載されている Sバンド(2GHz帯)受信機の受信レベルデータを解析するシステムを構築した。この受信機は本来、地上局との通信のために供されるが、受信機は衛星が打ち上げられてから運用が終了するまで稼動し続けているため、地上局との通信を行っていない間に地震関連マイクロ波が受信されている可能性があ

る。データ解析の結果、いくつかの地震に関連するとして切り出された受信レベルデータの中に、地上局との通信時とは明らかに異なる変化を示すものが見出された。この変化の原因を追求するには更に深い解析を要するが、通信機器として求められる性能(狭帯域、広いビーム幅)が観測機器として求められる性能とは相反していることもあり、それも現時点では困難である。このため、現時点ではデータ解析結果から地震との直接的な因果関係を認めるには至っていない。

1.4 マイクロ波放射計 AMSR-E 観測データの解析

一方、リモートセンシング衛星 Aqua に搭載のマイクロ波放射計 AMSR-E が(独)宇宙航空研究開発機構 地球観測研究センター (EORC) によって運用されている [12]。AMSR-E はれっきとした観測機器であり、AMSR-E によって観測される周波数帯には岩石破壊実験でマイクロ波が観測された周波数帯が含まれている。このことから我々は、解析の軸足を測定機器である AMSR-E のデータ解析に移し、そのためのシステムを構築した。

AMSR-E データの解析にあたっては、より効率的に地震関連マイクロ波の検出を図るために、前出の解析よりも明確な方針の下で解析を進めた。その方針とは以下の3つである。

1. マグニチュードがより大きく、より浅い陸地を震源とする地震を優先的に解析する。
2. 夜間(降交軌道時)に観測されたデータを選択的に抽出する。
3. 地震関連マイクロ波が検出される可能性が最も高い周波数帯(18.7GHz)を重点的に解析する。

地震関連マイクロ波を衛星で検出しようとする場合の最大の不確定要素は地中でのマイクロ波の減衰である。1の解析方針によって、この不確定要素が観測データに及ぼす影響をできる限り抑える。また、昼間の観測データには地表面で反射した太陽光の影響が含まれてしまう可能性が高い。このため2の解析方針によって、この影響を排除する。AMSR-Eの観測周波数は6.9、10.65、18.7、23.8、36.5、89GHzである。一方、岩石破壊実験でマイクロ波が検出された周波数は0.3、2、22GHzである。従って両者を比較すると、6.9、10.65、18.7GHzの観測データに地震関連マイクロ波が検出される可能性があることになる。ところが、6.9、10.65GHzの周波数帯は、我々の社会活動によって様々な用途(通信、放送)に広く使用されていることから、これらの観測データには強い電波干渉が含まれる場合があり、18.7GHzの観測データが最も優位である。3の解析方針はどの周波数の観測データを最初に解析すべきかを示す。

こうして明確な解析方針を打ち立てたものの、地表面から放射されたマイクロ波は、AMSR-Eに届くまでの間に様々な自然現象(土壌水分、雲水、降水など)の影響を受けて観測データが揺らいでしまうため、実際にAMSR-Eの観測データで地表面からのマ

マイクロ波放射を推定するには、なお数々の困難があった。しかし、様々な試行錯誤の末に構築した観測データの処理方法によって、遂にいくつかの地震・火山噴火発生時にのみ、発生位置近傍で見られる観測データの特徴抽出に成功した。このデータ処理方法は、従来のリモートセンシングであまり取り扱われてこなかった陸域からの放射の局所的な変化を捉えることができ、リモートセンシング技術の更なる発展にも寄与するものだと考えている。

1.5 本論文の構成

本論文の構成は以下の通りである。まず第2章では、地震に関連する電磁放射(地震電磁気現象)研究の現状について、第3章では、マイクロ波放射計による観測データを解析する上で基礎となるリモートセンシング技術について述べる。その上で、第4章では本研究の背景となっている岩石破壊に伴うマイクロ波放射現象について、岩石破壊実験の概要、実験結果に基づいた地震関連マイクロ波の放射モデルの構築、そして、衛星による地震関連マイクロ波の検出可能性の検討した結果を述べる。

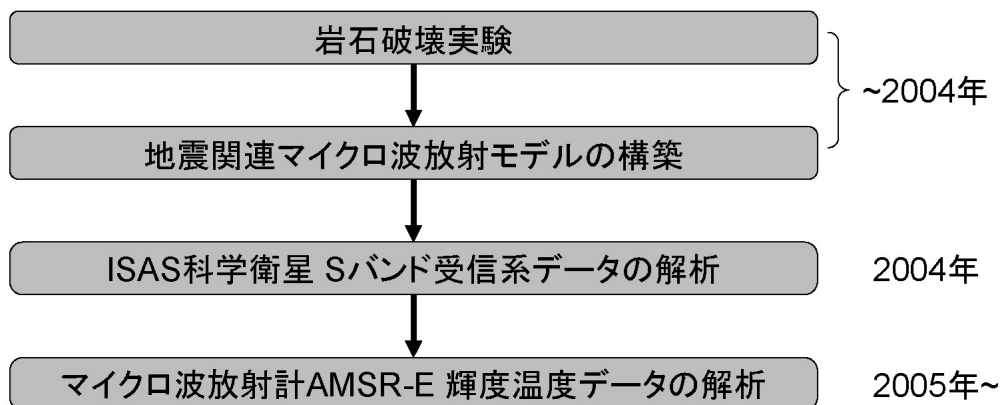


図 1.1: 本研究の進展

これらを踏まえた上で、本研究によって得られた成果を述べていくわけであるが、ここで、これまでの本研究の進展を図 1.1 に示しておく。我々は、まず初めに科学衛星の S バンド受信系データを、その後 AMSAR-E の観測データを対象に解析を進めてきた。そして、この AMSAR-E の観測データの解析によって、地震・火山噴火に関連するデータの特徴抽出に成功した。従って、得られた成果の重要性を考慮して、まず第5章で現在解析の主軸としている AMSAR-E データの解析システムの概要並びに解析事例を示し、その後第6章で、本研究で最初に構築した ISAS の科学衛星に搭載された S バンド受信機の受信レベルデータの解析システムの概要並びに解析事例を示す。最後の第7章で本研究の結論とする。

第 2 章

地震電磁気現象研究の現状

2.1 地上観測

2.1.1 地電流(地電位差)観測

地電流(地電位差)とは、地面に埋められた2つの電極間を流れる電流(にかかる電圧)であり、地震発生前に地電流が異常を示したという報告は、1920年代から存在する。そんな中、1980年代に入り、ギリシャで地電流観測を用いて地震予知に成功しているとの論文が国際学術誌に掲載された [4]。この観測手法は、開発者のギリシャの固体物理学者 Varotsos、Alexopoulos、電子工学者の Nomicos の頭文字を取って VAN 法と呼ばれている。

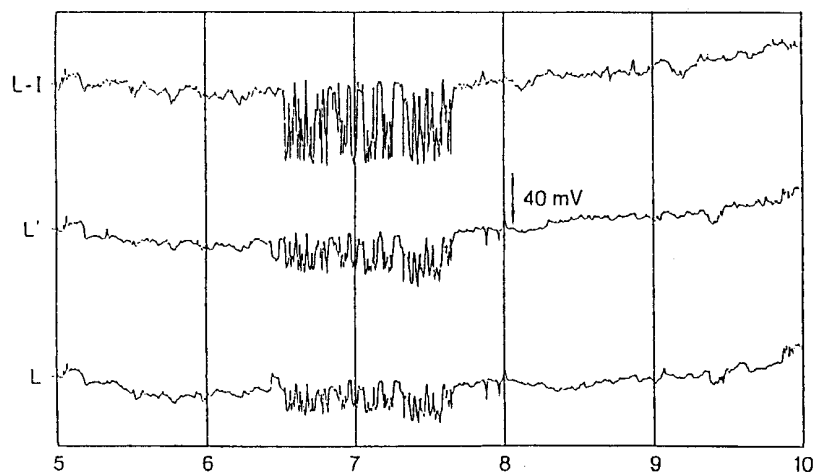


図 2.1: VAN 法に基づく地震関連異常電界 (SES) の観測例

VAN 法では地震発生前に特徴的に見られる異常電界を Seismic Electric Signal (SES)

と呼び、予想される地震のマグニチュード M は SES 変化の触れ幅 E 、震央距離 R 、定数 $a = 0.3$ 、観測点により異なる定数 b を用いて $\log(E \times R) = aM + b$ で表される。ギリシャでは、この VAN 法を用いて

1. 予想される地震の場所の同定は 100km の精度
2. 発生予想時は異常電界検出後 20 日前後
3. マグニチュード (M) は ± 0.7 の精度

にて地震が予知できるとされる [5]。図 2.1 に、典型的な SES の観測例を示す。図 2.1 は 1995 年 4 月 19 日に観測された SES の波形で、横軸は Local Time、縦軸は地電位の変化である。L-1 の電極間距離は約 5km、L'・L の電極間距離は約 2km である。1995 年 5 月 13 日にアテネで発生した $M = 6.6$ の地震予知はこの信号によってなされた。一方、地電位差は、地磁気変化、降雨、人工漏洩電流、電極の不安定など数々の原因によって絶えず変化するため、SES とこれらのノイズを識別、除去することは不可欠である。VAN 法では、各観測点に数 100m オーダーから数 10km オーダーの多数の電極の対を設置し、これらの観測データを組み合わせることでノイズは除去されるという。

この方法が本当に地震を予知しているかという問題については反対意見もある。その意見は大きく分けて

- SES は地震とは関係ないノイズである
- SES の発生と伝搬の物理的メカニズムが説明できない

という 2 点に集約される。前者については、フランスの研究グループが VAN グループとほぼ同一箇所で観測を試み、「SES は人工ノイズの可能性が高い」と発表した [13]。加えて、VAN グループが前兆の判定条件を少しずつ変更したため、第三者を含めた統計的な議論ができず、更に混乱を招くことになった [14]。一方、後者については、SES が震源付近で発生したとすると、観測点での電場変化を説明するためには、均質大地ではとてつもなく大きな電流源が必要になるという指摘がある [15]。これに対しギリシャのグループは理論計算により、大地の電氣的不均一によって大きな電流源を必要とせず、かつ遠方でも SES が検知でき発生箇所の予測も可能と反論している [16]。しかしながら、観測的にはこれらの不均一構造は現時点では発見されていない。

ギリシャの地震予知に注目し、日本での VAN 法の適用も試みられた。Uyeshima *et al.* は前駆的地電流変化と地震との対応について発表し、ギリシャ以外で初めて SES 存在の可能性を指摘した [17]。Nagao *et al.* も NTT 回線を用いた地電流観測を能登半島で実施し、1992 年能登半島沖地震の約 2 ヶ月ほど前から地電流の異常を観測し、ケーススタディを行っている [18]。しかしながら、Uyeda *et al.* によると、日本でギリシャの SES と同様の性質をもつ前駆的地電流変化が観測される場合は、 $M5$ クラスの地震が観測点から 20km 以内に発生したときに限られ、ギリシャで報告されているような 100km を超える距離では SES とみられる現象は検知されなかった [19]。これは、直流電化鉄道や工場などからの漏洩電流によるノイズが日本では極めて大きく、それらの

対策が効果的にできなかったためである。結論として、VAN法そのものだけでは、現象が真実であったとしても実用的な予知を日本で行うことは現時点では困難であるといえる。

2.1.2 ULF帯地磁気観測

ULF(300Hz~3kHz)帯以下の周波数領域は、一般に高い周波数の電磁波は地中を伝搬できないという表皮効果の問題に対して原理的に有利 [6] なため、この周波数帯での地磁気異常と地震との関連性について研究が行われている。

従来、地磁気異常の抽出には全磁力の測定が主に行われてきた。しかし、全磁力はスカラー量であり、異常源の位置を推定するためには基本的に多数の観測点を配置する必要がある。一方、3成分磁場観測であれば、少数の観測点で異常シグナルの到来方位を推定できる可能性があり、異常源の発生場所についての知見が得られる可能性がある [20]。このような流れを受け、1980年代後半に入り、3成分磁力計を用いた地震に関連すると考えられるULF帯の地磁気変動に関する研究が開始された。

地震発生前の地磁気異常の典型例として、1989年10月8日に発生したカリフォルニアのロマ・プリータ地震時のものがある [21]。ロマ・プリータ地震では地震発生12日前後から磁界強度が上昇し、1週間前まで続く。その後一時的に強度が沈静化するが、1日前からさらに上昇が始まり地震発生とともにピークとなる。

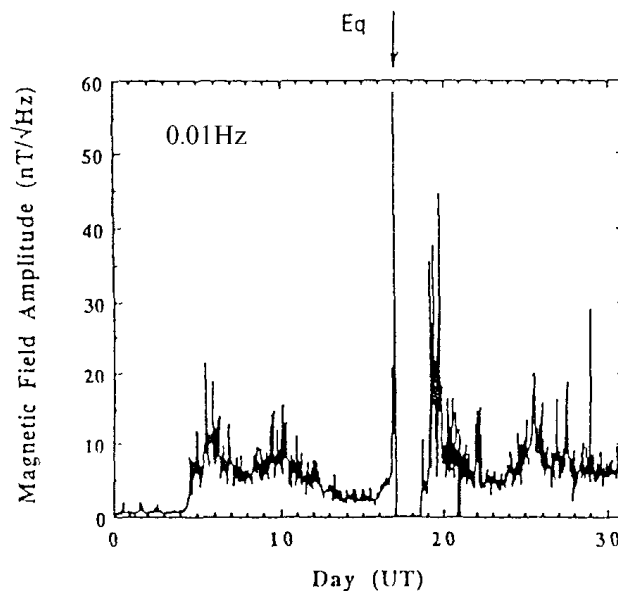


図 2.2: ロマ・プリータ地震での 0.01Hz 磁界強度の変化
横軸:日 (UTC, 1989/10), 縦軸:磁界強度

地磁気は超高層大気からのプラズマ波の影響を強く受けるため、観測時に超高層大気がどのような様相を呈していたかが重要な問題となるが、ロマ・プリータ地震をと

らえた観測期間では、地磁気は比較的静穏であったとされている。

また、Hayakawa *et al.* らは、1993年のグアム地震 ($M = 8.0$) について、地球内部起源の ULF 帯電磁波と太陽起源の地磁気脈動などの識別に注意を払って解析を実施し、この地震に関連する電磁放射が観測されていた可能性が高いと結論付けた [22]。具体的には、彼らは地中に置いた電流ダイポールソースから放射される電磁場を計算し、地磁気脈動では磁場スペクトルの鉛直成分と水平成分の比が小さいのに対し、地球内部からの ULF 帯電磁波では磁場スペクトルの鉛直成分が卓越するという特徴を用いた識別方法を提案している。

2.1.3 VLF ~ HF 帯自然電磁放射観測

VLF(3 ~ 30kHz)・LF(30 ~ 300kHz) 帯での地震電磁気現象の報告は、1982年に芳野や Gokhberg らの論文 [7] によって初めて示された。その論文によると、1980年3月31日に京都で発生した地震 ($M7$) に LF(81kHz) の背景雑音の時間的变化は、観測点が震央より 250km も離れているにも関わらず、LF 雑音強度が地震の約 30 分前より異常に上昇し、地震とともに普通のレベルに戻るといったものであった。

HF(3 ~ 30MHz) 帯での地震電磁気現象の測定としては、Enomoto *et al.* らが地下 60m と 6m の深さに設置した電極に流れ込む電流測定が行った [8]。その結果によると、高周波の電界異常は地震発生の 3 ~ 4 日前に発生し、1 日前から急上昇を示す。また、異常を伴う地震のマグニチュードは 4 以上で、観測点から感度がある震央までの距離は 50km 程度になるといふ。

また、Tsutsui は、高感度の VLF 帯電磁界計測装置 (垂直電界 1 成分と水平直交の磁界 2 成分) を作成し地表と地下でノイズレベルなどの測定を行った。その結果、地中を伝搬してきた VLF 帯の電磁波が存在することを発見した [23]。2004年1月6日の紀伊半島付近の地震 ($M5.5$) の際には、磁場 2 成分の振幅比から到来方位を求め、更に大気圏内を伝搬した電磁波の分散性を用いて伝搬距離を求め、電磁波の発生位置がおおむね震源と一致すると結論付けた [24]。

2.1.4 電離圏擾乱観測

地震に関連する電磁気現象は地上観測だけに現れる現象だけでなく、電離圏擾乱などの現象が近年数多く報告されている [9]。Molchanov and Hayakawa は、前駆的な下部電離層の異常は、震源が 30km より浅く、かつ陸域で発生した $M6$ を超える地震の場合には 80% の割合で異常を検出できたが、深い地震、海域で発生した地震の場合はわずしか下部電離層擾乱は観測されなかったと報告している [25]。また、Liu らはイオノゾンデ [26] や GPS-TEC [27] を使って、台湾で発生した $M6$ 異常の地震について、台湾上空の電離圏 F 層の電子密度が地震前に減少するという指摘をした。

また、2つの送信局 (オメガ局) から発射される VLF 波の位相差を測定して位置を決定するオメガ航法が航空機の運行に利用されているが、この VLF 波は、1970年代は下部電離層を研究する手段として、また近年は磁気圏内の波動・粒子相互作用による

電子降下を検出する手段として地球物理学的にも応用されている。送信局から発信された電波は、電離層と大地から成る導波管内を伝搬して受信される。図 2.3 に示すように、送信局と受信局を結ぶ大円上で地震の影響として電離層が影響を受けていると、その効果が振れ幅や位相に顕著に現れることが予想される [28]。

実際、阪神大震災の発生前には位相差の異常が検出されている [28]。図 2.4 に示すように、対馬オメガ局から送信された VLF 波 (10.3kHz) を通信総合研究所犬吠観測所で観測し、受信波の位相の日変化を地震の前後 1 週間程度に渡って図 2.5 に示すように描くと、地震の数日前から位相の最小を示す時刻 (図中 t_0 と t_1 で示された時刻) の間隔が伸び、この状態が地震後数日間まで続いた。

また、FM で使用される VHF(30~300MHz) 帯での電波伝搬異常も報告されている [29]。VHF 波の電波伝搬異常を引き起こす原因としては、地震発生前に起こる散乱 (地震エコー) 以外に流星からの反射、航空機からの反射、スプラディック E 層の発生などが挙げられる。地震エコーが数分間持続する細かい櫛の歯状の変動である (図 2.6) のに対し、流星からの反射は 1~2 秒程度のスパイク状の変動 (図 2.7)、航空機やスプラディック E 層からの反射では正規分布のような緩やかな変動となる。

地震エコーが何回か断続的に現れ、発生が途絶えて 3~6 日後に地震発生に至るとされており、この経験則に基づいて実際、

- 2003 年 5 月 26 日 宮城県沖地震 ($M = 7.0$)
- 2003 年 7 月 26 日 宮城県北部地震 ($M = 6.2$)
- 2003 年 9 月 20 日 千葉県沖地震 ($M = 5.7$)
- 2003 年 9 月 26 日 十勝沖地震 ($M = 8.0$)

の地震が予知できたとされ、以来複数の日本の大学がこの周波数帯を使って地震の前駆的現象の検出を目的とした観測を進めている [30]。

2.1.5 大気圏擾乱観測

Fujiwara *et al.* は、VHF 帯において、異常伝搬電波の電界水平成分および鉛直成分の双方を同時に測定することによって、電波を散乱・反射する場所が電離層内ではなく大気圏内にあること、およびそれらが地震前に有意に発生していることを示した。

通常 VHF 帯電波は電離層を突き抜けるが、大気圏・電離圏に擾乱がある場合、通常では受信できない遠方の受信点で電磁波が受信される。水平偏波で発射された電波 (ここでは FM 放送波) が電離圏で散乱・反射された場合、直接受信される電界は垂直・水平両成分が観測されるが、大気圏経由で受信される電界は水平成分のみが観測される。彼らの結果によれば、地震前 5 日から 2 日の間に起こる大気圏内擾乱と地震発生には有意と考えられる相関が見られた [31]。

同様な研究に北海道大学の森谷らの研究がある。森谷らは北海道内に 5 箇所の FM 受信点を展開し、観測ネットワークを構築した。森谷らは FM 散乱波の継続時間の合計

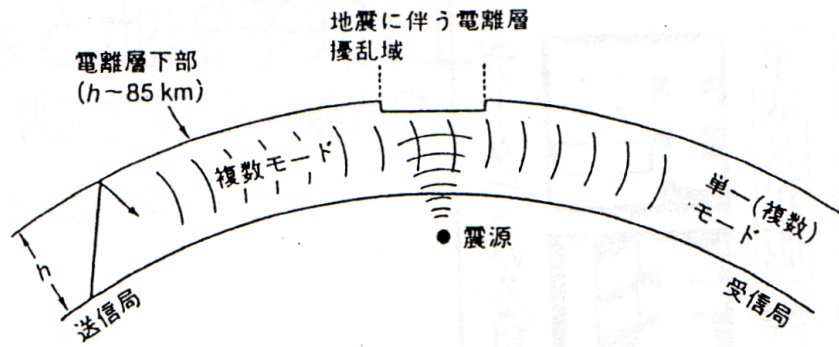


図 2.3: 電離層擾乱による VLF 導波管伝搬の異常

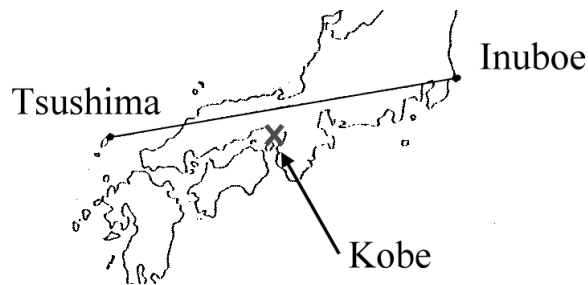


図 2.4: 通信総合研究所犬吠観測所 - 神戸 - 対馬オメガ局の位置関係

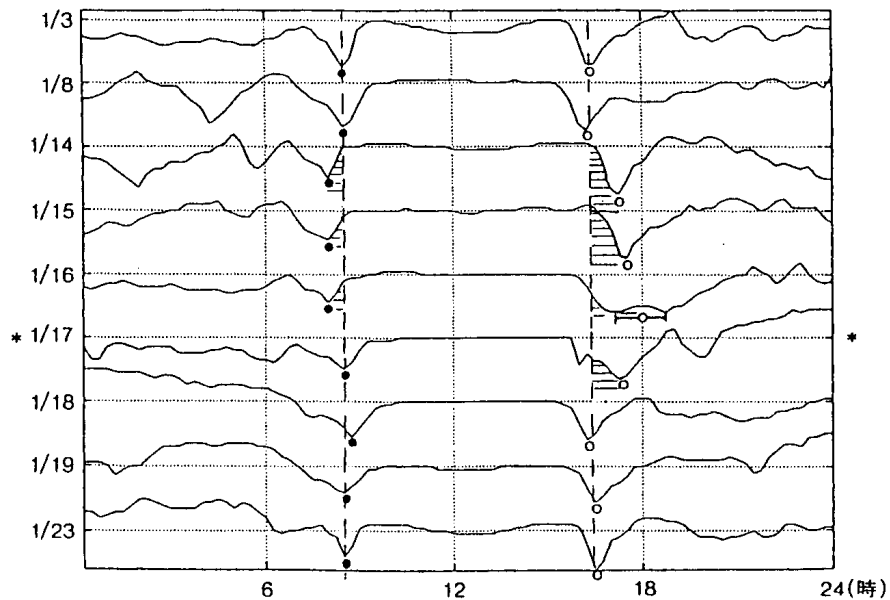


図 2.5: 阪神大震災発生前後における通総研犬吠観測所での VLF 受信波位相の日変化 (横軸: 地方時, 縦軸: 位相差)

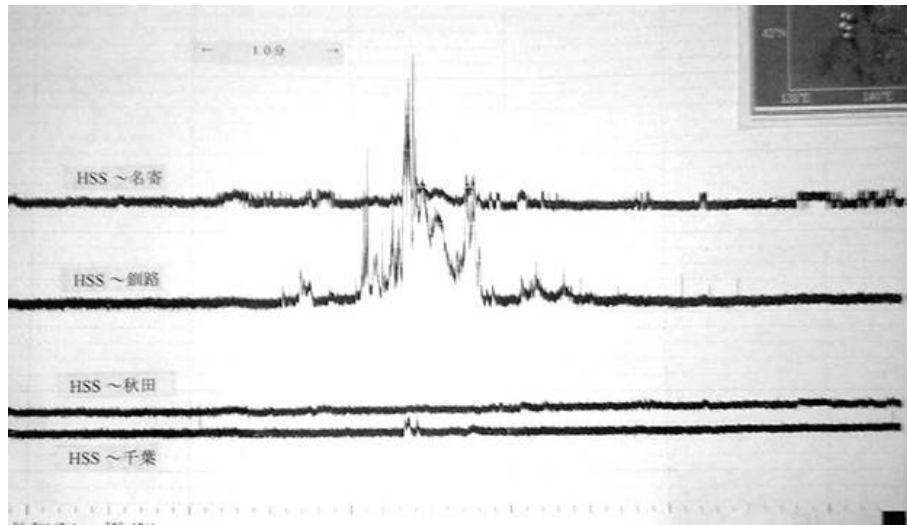


図 2.6: VHF 帯で地震発生前に観測されたエコー

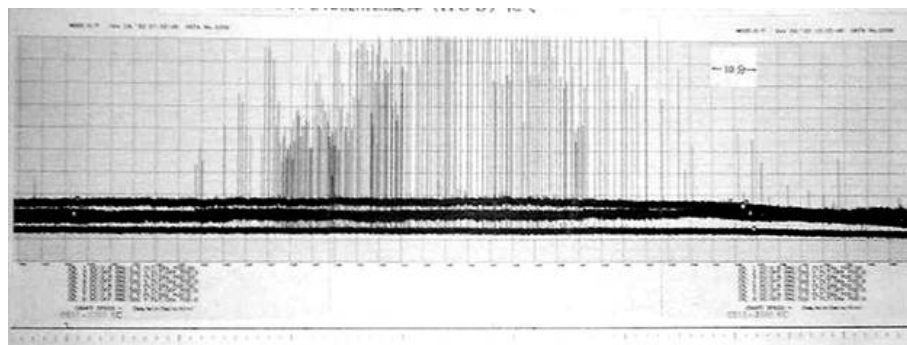


図 2.7: VHF 帯で流星発生時に観測されたエコー

(T_e) が有効なパラメータの可能性が高いのではないかと考え、発生した地震のマグニチュードや深さなどについて検討を行った。その結果、震源が深い場合やマグニチュードが大きい場合に、より顕著な電波伝搬の異常が生ずるという結論に達した。さらに日高山脈南部で発生するほぼ同じ深さの地震に着目して解析したところ、 T_e の常用対数がマグニチュードと比例関係にあることを見出した [10]。

2.2 衛星観測

これまで、地上観測の結果を中心に各周波数帯別の地震電磁気現象の例を述べてきたが、地震は発生場所の予測が困難なことから、地球全体を観測領域とする衛星観測も行われている。1990年代より多くの衛星により、電離層及び磁気圏における地震に伴う電磁気現象が報告されている。特に、ULF・ELF・VLF帯の放射が Intercosmos-19、Intercosmos-Bulgaria 1300、Cosmos-1809、Intercosmos-24(いずれも旧ソ連)、Aureol-3(フランス)、

OGO-6(アメリカ)等の衛星によって観測されている。ただ、これらの衛星観測ではいずれも取り扱っている周波数が低いため、地震に関連する電磁放射を直接観測するのではなく、その放射による電離圏の擾乱を観測しているという意味合いが強い。電離圏の擾乱もまた、まだ完全に理解された現象ではない。すなわち、全く理解できていない地震電磁気現象を、ほとんど理解できていない電離圏の擾乱を通して観測していることになってしまっているため、観測結果と地震との因果関係の不確実性は、地上観測よりも更に増大してしまっている。このことも踏まえつつ、世界各国における地震電磁気現象の衛星観測の現状について述べる [11]。

2.2.1 旧ソ連、ロシア

ロシア地球物理研究所 (IPE) の Molchanov らは、Intercosmos-24 のデータから、地震の前兆としての ELF・VLF 帯電磁波の観測を報告している [32]。Intercosmos-24 は 1989 年 9 月 28 日に打ち上げられ、近地点高度約 2500km の楕円軌道で軌道傾斜角は 83 度である。

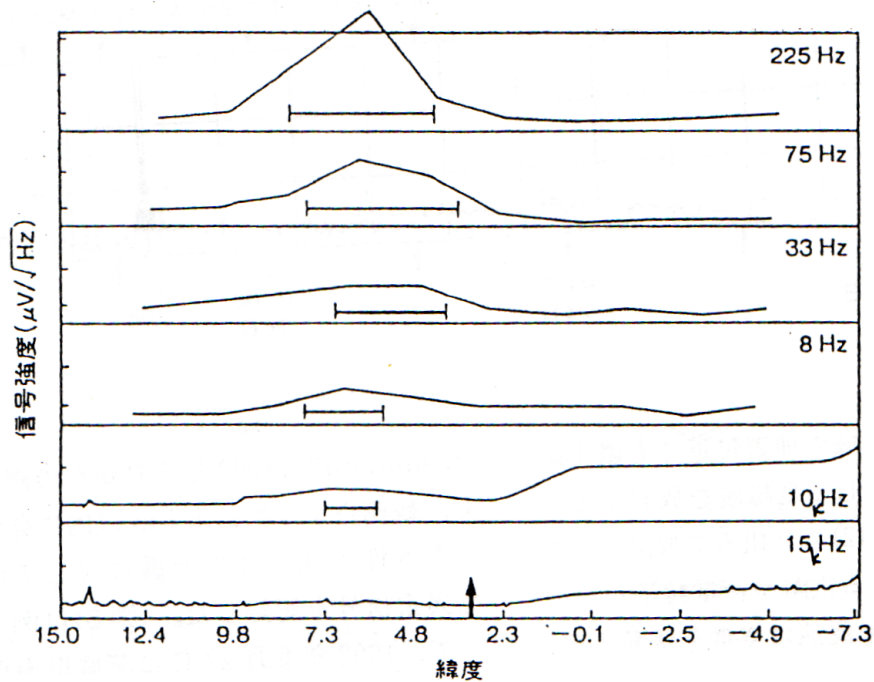


図 2.8: Intercosmos-24 観測に基づく地震発生前の波動

図 2.8 は観測結果の一例で、日本近傍でのある地震に関係する放射であり、ELF 帯と VLF 帯の両周波数帯において放射が発生している。横軸は観測点の緯度を示し、これは観測時刻に対応する。地震の 2 時間前に矢印で示した震央の緯度より少々離れたところ (図中では横棒で示してある) で電磁放射が受信されている。

1999年5月3日のSpace Newsは、ロシアの宇宙企業が2001年に世界初の地震予測のために設計された衛星、Predvestnik-Eを打ち上げると報じた。Predvestnik-Eは高度450km、傾斜角65度の軌道に投入され、大地震の前に発生する電離層中の変化を検出する。推進系を持たないこの衛星の寿命は1年未満で、世界中の地震を予知するには高度400~1000kmの軌道上に21機の衛星が必要となるとされている。

また、Predvestnik-Eとは別にミッション実証を目的とした小型衛星Kompassがある。SLBMにより高度400kmの軌道に打ち上げ、250kmに低下するまでの半年間のミッションライフを計画していた。2001年12月10日、KompassはZenit-2のピギーバックペイロード(ロケットの衛星格納領域のうち、大型衛星を搭載した残りのスペースを利用して打ち上げる手法)として軌道投入に成功したが、地上との通信リンクがとれないまま現在も軌道上を周回している。

2001年4月、モスクワ工科大学のDmtrenko教授のセミナーが筑波宇宙センターで行われた。その発表”Prediction of Earthquake from Satellites”の中で、全球的に地震電磁気現象を捉えようというVulcan-Esperiaなる衛星群構想が紹介された。これはロシアの極軌道気象衛星Meteor-3M、小型衛星群Vulcan、及びイタリアの衛星Adjeta-Mita、Esperia-Mitaで構成されるという。

2.2.2 フランス

フランスでは環境物理化学研究所(LPCE)のParrotらを中心に衛星データの解析・研究が進められてきた。1981年9月21日、近地点高度408km、遠地点高度2012km、軌道傾斜角82度の楕円軌道に打ち上げられたAureol-3は、10kHzから15kHzのELF・VLF波の磁場3成分及び電場2成分を測定するARCAD-3と呼ばれる機器を搭載していた。この衛星は1989年3月17日に西ニューギニアで発生したマグニチュード5.1の地震の20分前にVLF帯の電磁気変動を観測したと報告されている。

また、フランス宇宙研究センター(CNES)の小型衛星プロジェクトとして、地震電磁気観測と地球電磁環境観測を目的としたDEMETER計画があり、2004年6月29日に打上げられ運用されている。

2.2.3 アメリカ

NASAにおいてこの種の研究はほとんど行われておらず、90年代にAerospace corporationの研究グループがNASAのMTPE(Mission to Planet Earth)に応募したものの選定には至らなかった。しかし、2001年のNASA 01-100AR及び2002年のアメリカ地球物理学連合(AGU)におけるリリース等によれば、本分野への参画を示唆していると思われる。

2001年7月8日のSpaceNewsは、Stellar Solutions社が設立したQuakeFinder社が、2003年第1四半期に超小型衛星(Picasat)QuakeSatの打ち上げを計画していると報じた。この衛星は地震活動に伴い発生するELF帯の電磁気観測を行い、スタンフォード大学のグループが開発中である。

2.2.4 日本

1994年、宇宙開発事業団(NASDA)の地球観測分野の諮問委員会である地球環境観測委員会に、地球電磁気ミッション調査サブグループを設置し、J-Iロケットによる打ち上げを想定した小型衛星ELMOSの提案が行われた。翌年の阪神大震災を契機に、国内の地震電磁気研究者によりSEMS研究会が発足し、科学技術庁(当時)の主導により「地震総合フロンティア研究」も開始された。この中で理化学研究所は地上観測、NASDAは衛星観測による電磁気観測を実施したが、国内に観測ネットワークを整備した段階で研究は終了した。これに関連し1998年に国際科学技術センター(International Science and Technology Center, ISTC)に委託研究を実施、技術レポートの取得を行った。

また、フランスが計画中のDEMETER観測データを日本国内で受信することがフランス側より提案され、国内研究者の要望があったものの、地震総合フロンティア研究の中止に伴い実施には至っていない。しかし、2002年に国内研究者の尽力により国際測地学・地球物理学連合(IUGG)にWorking Group on Electromagnetic Studies of Earthquakes and Volcanoes(EMSEV)が設置され、NASDAでも地球電磁環境観測衛星の研究を再開している。

2.3 メカニズムの検討

2.3.1 電磁放射発現メカニズム

電磁気学的手法を用いた地震予知研究の最大の問題は、電磁気現象を定量的に説明する発現メカニズムがまだ存在しないことである。しかしながら、実験室における岩石破壊実験では主破壊に至る過程や主破壊の瞬間に様々な電磁気現象(電荷の生成や電磁放射など)が観測され、それがなぜ生じるのかの理由もある程度示されている[33][34]。これらについては、3章で詳しく述べる。ところが、実際の地震における電磁気現象の発生については、多くのモデルが示されているにもかかわらず、未だにどのモデルが最も有効であるかすら分かっていない。ここでは今までに提出された電磁気現象の発生機構モデルについていくつか紹介する。

圧力刺激電流

このモデルはVANグループのオリジナルモデルで固体物質内の点欠陥がその電流の原因とするモデルである[35]。圧力刺激電流が流れるためには外部の電場が必要であり、どのようにして外部電場が発生するのかについてのメカニズムが不明瞭な点が欠点といえる。

帯電結晶転位モデル

Slifkinは応力が急激に変化する場合、固体内の格子欠陥に起因する帯電転位が大きな電気双極子を作る可能性があるというモデルを提案した[36]。帯電された転位は高

速で移動できるが、その周りの遮蔽電荷雲は緩和時間程度でしか動けないので相対的に転位の速度に追いつけず、外部から見るとプラスとマイナスが生じたように見え、電子雲が移動して中和するには時間がかかるというものである。

相転移モデル

Lazarus は相転移によるメカニズムを提唱している [37]。彼は相転移(ここでは含水鉱物の脱水反応を考えている)が地震前の応力の集中により断層面の近くで起こると考えた。この相転移は体積の変化を引き起こし、結果として変形を引き起こす。そして断層の長さには比例するようなマクロな電気双極子が出現すると主張している。また脱水反応によりもたらされた水が断層面に移動し、断層面の強度変化を引き起こし、そこで力学的破壊(地震)が発生するので、電磁気的な信号が観測されてから(水が移動し)破壊が生じるので、電磁気シグナルと地震との時間関係を定性的にうまく説明するモデルである。

圧電分極補償電荷説

池谷は圧電効果(ピエゾ)を絡めた発生メカニズムを提唱している [38]。通常ピエゾ効果は高周波の現象を説明するのに都合の良いメカニズムであり、SES や ULF 帯のシグナルの発生メカニズムにはなりえないと考えられていた。本説は岩石結晶化の時点での配向や長時間同一方向に力が加わることによる微小割れ目の配向などを考慮し、マクロスケールの双極子が生じる可能性を指摘しており、より継続時間の長い変動の説明を試みている。

変形誘導電流

Nowick はイオン結晶中の転位と点欠陥の相互作用の実験結果をまとめ、外部電場なしで一方向に電流がながれるという結果を発表した [39]。流れる電流の方向は外部からの応力勾配によって規定されると結論している。彼はこれを「変形誘導電流」と名づけた。この説は外部電場を必要とせず一方向に電流が流れるという仮説である。

流動電位メカニズム

一般に固体と液体との境界部分では界面特有の電位分布(電気二重層)が形成される。界面を水が流れると、界面に吸着しているイオンは電氣的に拘束されるため、見かけ上反対の極性をもったイオンのみが下流に流されるように見える。マクロに見ると間隙を流れる水の上流部分と下流部分とで極性の違うイオンが分布し、電気双極子が出現する [40]。Ishido and Mizutani は、流動電位で松代群発地震に関連した地磁気変化がうまく説明できることを示した [41]。しかし流動電位係数などのパラメータが大きければらつくため、簡単にはそれらが説明できないという理論計算も存在する [42]。

近年では、3軸圧縮破壊実験装置により、岩石破壊に先行する電気シグナルが捕らえられるようになった。また、いずれの実験でもダイラタンシー(変形速度によって流体

の粘性が変わる現象)が流動電位の発生に重要な役割を果たしていることが示唆されている。本メカニズムは地電流変化や ULF 帯の変動を説明するのに最も確からしいと考えられている説である。

Yoshida は加圧による亀裂の発生に伴い、間隙水が流れ電流が発生すること、そしてその電流値が間隙水の流量によく比例すること、岩石によっては 10^{-3} A/m^2 に達する電流密度が得られるという結果を得ている [43]。

2.3.2 電離圏・大気圏擾乱発現メカニズム

前節で示した提案モデルは地震前に地中で起こっていることを想定している。地中で起こった現象がどのようにして電離圏・大気圏擾乱を発現させるのかについてもいくつかのモデルが提案されており、それらをここで示す。

まず、地上に大気電場が発生し、それが電離圏まで及んでいるという考え方がある [44] [45]。しかし、震央から数十 km 離れた範囲では Liu *et al.* [46] の電離層観測結果を説明するような大気電場変動は見当たらないという観測結果もある [47]。更に、これらの大気電場の発生原因として本震前のラドン放出や [48] [49]、正の電荷を帯びた格子欠陥が地震活動前の微小破壊によって励起され地上まで拡散してくるという考え方もある [50]。

一方、地震前に大気重力波が地表から電離圏に伝達しているのではないかという観測結果の解釈やモデル計算もある [25] [51]。実際これらの大気重力波の励起を観測で捕らえたという主張は存在するが [52]、装用の観測を実施していると思われる東京大学地震研究所・海半球研究センターの微気圧変動観測網からの計測データでは、彼らが前兆的な微気圧変動を観測したという時刻に対応するような変動は検出されていない。更に、大気重力波の励起源として地震前の地表面の長周期振動が原因であるというモデルが提唱されているが [25]、そうであれば震源地近傍の超伝導重力計で変動が十分検出可能と思われるが、現時点ではそのような報告は存在しない。

第3章

リモートセンシング

3.1 概要

リモートセンシングとは、航空機や人工衛星などのプラットフォームに搭載したリモートセンサを用いて観測対象物から反射、あるいは放射される電磁波を収集したり、または人工的に電磁波を発射し、観測対象から反射される電磁波を収集し、それらのデータを用いて観測対象や現象に関する情報を得る技術である。リモートセンシングは、対象物を直接測定する方法と比較して、遠隔測定が可能であること、測定によって観測対象に影響を与えない利点がある。更に人工衛星を用いれば、非常に広い範囲を一度に観測することが可能である。しかしその反面、観測データからより多くの情報を取り出すためには、時として複雑なデータ解析が要求される。

地震は発生場所の予測が困難であるため、地震電磁気現象の観測において、非常に広い範囲を一度に観測することが衛星観測は、地上観測に比べて優位である。ただ、従来の地震電磁気現象の衛星観測の問題点は2.2節の冒頭で述べた。人工衛星でリモートセンシングを行う場合は、電離圏を透過する周波数帯を用いるため、電離圏よりも下の領域で起こった現象を直接観測できる。すなわち、地震電磁気現象の観測に人工衛星によるリモートセンシングが応用できれば、地球全体にわたって、地震に関連する電磁放射を直接観測することが可能になる。

本節では、リモートセンシング衛星に求められる性能を軌道の観点からまとめた後、衛星に搭載される機器の概要、更にマイクロ波放射計観測の詳細と実例についてまとめる [53] [54]。

3.2 リモートセンシング衛星の軌道

リモートセンシングを目的とした人工衛星はその目的を達成するために適した軌道を選ぶ必要があるが、地表からの距離が測定に影響を与えないように、これを一定に保つような軌道が採用される [55] [56]。

極軌道

軌道傾斜角 (地球の赤道面と軌道面のなす角) が 90° の軌道で、衛星の軌道面が地球の両極を含む。

静止軌道

同期軌道のうち、軌道傾斜角が 0° の真円軌道が静止軌道である。静止衛星の慣性系に対する公転周期は地球の自転周期と等しいため、高度は赤道上空約 35786.0km になる。静止気象衛星では、同一地域の気象現象の時間変化を連続的に観測するのに適しているが、電波センサの場合、静止軌道上から実用に耐えうる空間分解能でデータを取得するには大型の開口アンテナが必要となるため、静止軌道上の電波センサの実現は現状では困難である。

回帰軌道

人工衛星が毎日地表の特定の地域だけを繰り返し観測するためには、人工衛星の軌跡が数周期ごとに同じになる回帰軌道が選ばれる。回帰軌道では衛星の公転周期 T と昇交点 (地球の赤道面を衛星が南から北に横切る点) の変化率 $\dot{\Omega}$ が

$$NT\omega_e = 2\pi + NT\dot{\Omega} \quad (3.1)$$

となる。ここで ω_e は地球の自転角速度、 N は 1 恒星日 (地球の慣性系に対する自転周期) における人工衛星の周回数である。

準回帰軌道

人工衛星が地表の大部分の地域を一定期間ごとに繰り返して観測するためには、人工衛星の地上軌跡が毎日少しずつずれて数日後に再び同じ軌跡を通るような軌道を選ぶ。このためには人工衛星の高度を式 (3.1) で定義した回帰軌道の高度よりも少し低く (公転周期を少し短くする) または少し高く (公転周期を少し長くする) し、人工衛星が地球を N 周する間に、地球が軌道面に対して 1 回転よりもそれぞれ少し少なく、または多く回るようにすればよい。 M 日で人工衛星の軌道が同じになる場合、

$$(MN \pm 1)T\omega_e = 2\pi M + (MN \pm 1)T\dot{\Omega} \quad (3.2)$$

となる。人工衛星の地上軌跡は+符号の場合は東方にずれ、-符号の場合は西方にずれる。そして $(MN \pm 1)$ 周期ごとに地上軌跡は同じになる。

太陽同期軌道

人工衛星を利用した可視・赤外域の放射計によるリモートセンシングでは、各観測地点について太陽反射光の強度、すなわち太陽高度を一定に保つことによって、ほぼ

同一条件での観測が維持される。この時、各地点の観測時刻(地方時)は常に一定となる。このためには、人工衛星の軌道面が1恒星年に地球公転と同じ方向に1回転するように、その角速度を約 $1^\circ/\text{日}$ とすればよい。すなわち、

$$\dot{\Omega} = 2\pi/Y_e \quad (3.3)$$

である。ここで Y_e は1恒星年($365.25636049T_s$)、 T_s は平均太陽日(24時間)である。このような条件を満たす軌道を太陽同期軌道という。

太陽同期準回帰軌道

この軌道は、準回帰軌道における式(3.2)と、太陽同期軌道における式(3.3)を同時に満足する。当然軌道としての特徴もこれら2つの軌道を合わせたものとなり、地表のほぼ全ての領域を観測できることに加えて、各観測地点における観測時刻(地方時)は常に一定になる。

実際多くのリモートセンシング人工衛星でこの軌道が採用されている。例えば、ランドサット1-3号(アメリカ)は、回帰日数 M は18、また1恒星日の周回数 N は14であり、地上軌跡は西方に移動する。式(3.2)において、 $MN-1=251$ ゆえ、地上軌跡は251周ごとに同一地点を同一方向に横切ることになる。

3.3 リモートセンサー

人工衛星によるリモートセンシングで使用する周波数領域は、測定対象、用途、目的などに応じて適切に選択される。HF帯(3~30MHz)以下の周波数の電波は地球の電離層によって遮蔽され、遠赤外域あるいは紫外域以上の周波数の電波は地球大気によって吸収される。図3.1には地球大気による吸収率の周波数変化を示す。このため、衛星から地球表面を観測するには、VHF(30~300MHz)~マイクロ波(300MHz~30GHz)~ミリ波(30~300GHz)帯の電波(電波の窓)、あるいは可視・赤外域(光の窓)の電磁波を用いる必要がある。しかしながらマイクロ波帯以下の周波数帯では、通常寸法の大きなアンテナを必要とするので、人工衛星によるリモートセンシングには、専らマイクロ波帯や可視、赤外域のセンサを用いる。

マイクロ波帯や可視、赤外域のセンサに使用される開口面アンテナは、アンテナ断面の長さが使用する電磁波の波長に対して十分に大きい場合、アンテナのビーム幅 θ は波長 λ に比例し、アンテナ断面の長さ D に反比例する。すなわち、 κ を定数として、

$$\theta = \kappa(\lambda/D) \quad (3.4)$$

である。衛星への搭載を考えると、アンテナの大きさには限界があるため、観測に使用する電磁波の波長が長いほどアンテナのビーム幅は大きくなり、空間分解能は悪くなる。

センサは自ら電磁波を発射するか否かによって、能動(active)および受動(passive)センサに大別される。能動センサの典型はレーダや干渉計、受動センサの典型は放射計

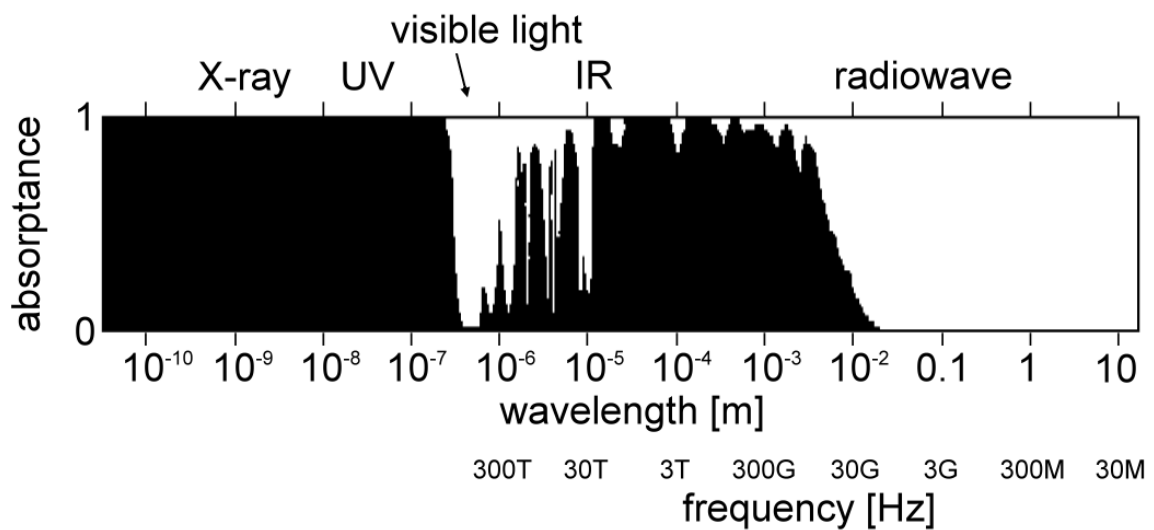


図 3.1: 大気窓

やカメラである。能動センサは、自ら電磁波を放射し、観測対象物により反射、散乱された電磁波を受信する。一方受動センサは観測対象物からの電磁波の放射、あるいは太陽などの放射する電磁波の観測対象物による反射、散乱、回折を受信する。

波長約 1cm ~ 数 10cm のマイクロ波帯電波は、可視光線と異なり、雲の有無の影響を受けにくく、また昼夜に関係なく観測できる利点がある。特に、波長数 cm 以上のマイクロ波帯は雨による散乱の影響を受けにくく、天候に無関係に観測できるとされている。その反面マイクロ波センサの空間分解能は可視・赤外域センサに比べて著しく劣るため、データ解析はより複雑になる。6章で詳述するリモートセンシング衛星 Aqua の場合、瞬時視野は観測周波数によって数 10 ~ 数 km の範囲にある [?]。これに対し、同じ衛星に搭載されている可視・赤外域センサである中分解能撮像分光放射計 MODIS の場合空間分解能は 250m ~ 1km の範囲になる [?]。

3.4 マイクロ波放射計による測定

3.4.1 黒体放射と輝度温度

プランクの熱放射則によると、物体の表面からは種々の波長の電磁波が放射されている。今ここで、物体の表面から電磁波を完全に放射できる仮想的な物体 (黒体) を定義する。物理温度 T [K] の黒体表面より単位面積あたり放射される、中心周波数 f の電磁波は、単位周波数、単位立体角 (Steradian; Sr) あたり、

$$B_{bf} = \frac{2hf^3}{c^2} \frac{1}{e^{hf/kT} - 1} \quad (3.5)$$

となる。 B_{bf} [W/(m² Hz Sr)] は電力スペクトル密度と呼ばれる。なお、ここに h はプランク定数 (6.626×10^{-34} J·s)、 c は光速 (2.998×10^8 m/s)、 k はボルツマン定数 (1.380×10^{-23} J/K) である。中心周波数 f 、狭い周波数帯域幅 Δf における輝度 B_b は、

$$B_b = B_{bf} \Delta f \quad (3.6)$$

で与えられる。マイクロ波帯においては、

$$hf/kT \ll 1 \quad (3.7)$$

が成り立つため、式 (3.5) の右辺の分母の指数関数を展開し、式 (3.6) より

$$B_b = \frac{2kT}{\lambda^2} \Delta f \quad (3.8)$$

を得る。式 (3.8) はレイリー・ジーンズの放射式と呼ばれる。マイクロ波帯の輝度は温度に比例し、波長の二乗に反比例する。

通常の物体は黒体と異なり、物体の表面から電磁波を完全に放射できない灰色体である。従って、物体の輝度 B と物体の物理温度 T の間には厳密に式 (3.8) は成り立たない。そこで、物理温度 T のある物体について、特定の周波数で、物体の輝度 B と、同じ温度の黒体の輝度 B_b の比、放射率 e を以下のように定義し、

$$e \equiv \frac{B}{B_b} \quad (3.9)$$

これを式 (3.8) に代入すると、

$$B = \frac{2k(eT)}{\lambda^2} \Delta f \quad (3.10)$$

を得る。すなわち、この物体の輝度は物理温度 eT の黒体の輝度に対応する。輝度を基準にして黒体の物理温度に換算される温度を輝度温度と呼ぶ。ある物体のある周波数における輝度温度 T_B は、その時の放射率 e を用いて

$$T_B = eT \quad (3.11)$$

となる。物体の放射率は常に 1 以下で ($0 \leq e \leq 1$)、輝度温度は常に物理温度より低い。また、放射率の値は周波数のみならず、観測対象の誘電率、表面の粗さ、入射角、放射角によって変化する。

キルヒホッフの放射則では、物体が局所的に熱平衡状態にあるとき、物体から放射されるエネルギーと物体に吸収されるエネルギーは等しい。この法則が電磁気的なエネルギーについても成立すると解釈すると、吸収率 α は放射率 e に等しい。すなわち

$$\alpha = e \quad (3.12)$$

である。一方、電磁波が物体に入射する場合、一部は物体表面を透過し、残りは物体表面で反射する。エネルギー保存の関係から、物体表面を透過した (=物体に吸収された) エネルギーと反射したエネルギーの総和は元々のエネルギーに等しく、反射率 R は

$$\alpha + R = 1 \quad (3.13)$$

$$e = 1 - R \quad (3.14)$$

となる。すなわち、物体の放射率 e は反射率 R から計算できることが分かる。

3.4.2 物体の放射特性

各周波数 ω で変化する電界ベクトル $\mathbf{E}(\mathbf{r})e^{j\omega t}$ は、ヘルムホルツの波動方程式

$$\nabla^2 \mathbf{E} + k^2 \mathbf{E} = 0 \quad (3.15)$$

$$k \equiv \omega \sqrt{\mu \varepsilon + \mu \sigma / j \omega} \quad (3.16)$$

が成り立つ。ここに、 ∇^2 はラプラシアン、 ε 、 μ 、 σ はそれぞれ媒質の誘電率、透磁率、導電率、 k は伝搬定数である。ここで、電界の伝搬方向を z 方向とすると、電界ベクトルの x 成分 $E_x(z)e^{j\omega t}$ について、式 (3.15) は、

$$\frac{d^2 E_x(z)}{dz^2} + k^2 E_x(z) = 0 \quad (3.17)$$

となり、一般解は E_x^+ 、 E_x^- を定数として

$$E_x(z) = E_x^+ e^{-jkz} + E_x^- e^{+jkz} \quad (3.18)$$

従って、

$$E_x(z, t) \equiv E_x(z) e^{j\omega t} = E_x^+ e^{j(\omega t - kz)} + E_x^- e^{j(\omega t + kz)} \quad (3.19)$$

式 (3.4.2) の右辺第 1 項は $+z$ 方向の進行波成分、右辺第 2 項は $-z$ 方向の進行波成分を表す。式 (3.16) の伝搬定数を

$$k \equiv \beta - j\alpha \quad (3.20)$$

とおくと、 α は減衰定数、 β は位相定数と呼ばれ、それぞれ

$$\alpha = \omega \sqrt{\frac{\mu \varepsilon}{2}} \sqrt{\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega \varepsilon}\right)^2} - 1} \quad (3.21)$$

$$\beta = \omega \sqrt{\frac{\mu \varepsilon}{2}} \sqrt{\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega \varepsilon}\right)^2} + 1} \quad (3.22)$$

となる。真空からある媒質に平面波が進入するとき、式 (3.20)、(3.21) より、電界の振幅は $\exp(-\alpha z)$ 減衰する。この媒質の表皮深さ δ とは、

$$\delta \equiv \frac{1}{\alpha} \quad (3.23)$$

で定義され、媒質中での電波の伝搬のしやすさを表す指標として用いる。

媒質が誘電体の場合、

$$\left(\frac{\sigma}{\omega \varepsilon}\right)^2 \ll 1 \quad (3.24)$$

であるから、式 (3.21)、(3.22) は、

$$\alpha \simeq \left(\frac{\sigma}{2}\right) \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \quad (3.25)$$

$$\beta \simeq \omega \sqrt{\mu \varepsilon} \quad (3.26)$$

となる。また、導体の場合は

$$\left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right)^2 \gg 1 \quad (3.27)$$

であるから、式(3.21)、(3.22)は、

$$\alpha \simeq \beta \simeq \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}} \quad (3.28)$$

となる。

物体の放射率は式()より、反射率から求まる。真空中に置かれた滑らかな物体に、電界が入射面に垂直に入射する(TE入射)場合の反射率 Γ_v は、

$$\Gamma_v = \frac{\mu_r \cos \theta - \sqrt{\mu_r \varepsilon_r - \sin^2 \theta}}{\mu_r \cos \theta + \sqrt{\mu_r \varepsilon_r - \sin^2 \theta}} \quad (3.29)$$

となる。 θ は入射角、 ε_r 、 μ_r はそれぞれ物体の比誘電率、比透磁率である。同様に、電界が入射面に水平に入射する(TM入射)場合の反射率 Γ_h は、

$$\Gamma_h = \frac{\varepsilon_r \cos \theta - \sqrt{\mu_r \varepsilon_r - \sin^2 \theta}}{\varepsilon_r \cos \theta + \sqrt{\mu_r \varepsilon_r - \sin^2 \theta}} \quad (3.30)$$

となる。そして、この電界の反射率 Γ を二乗したものが式()で扱っているエネルギー(電力)の反射率となるので、物体の放射率 e は、

$$e = 1 - |\Gamma|^2 \quad (3.31)$$

となる。物体が通常の誘電体(固体あるいは液体)の場合、 $\varepsilon_r > 1$ 、 $\mu_r = 1$ となることから、式(3.29)、(3.30)は

$$\Gamma_v = \frac{\cos \theta - \sqrt{\varepsilon_r - \sin^2 \theta}}{\cos \theta + \sqrt{\varepsilon_r - \sin^2 \theta}} \quad (3.32)$$

$$\Gamma_h = \frac{\varepsilon_r \cos \theta - \sqrt{\varepsilon_r - \sin^2 \theta}}{\varepsilon_r \cos \theta + \sqrt{\varepsilon_r - \sin^2 \theta}} \quad (3.33)$$

となり、

$$\Gamma_v < \Gamma_h \quad (3.34)$$

である。すなわち、

入射面に水平な偏波成分の放射率は、垂直な偏波成分の放射率よりも大きい。

また、 Γ_v に関する式(3.32)の分子は、 θ によらず0にならないが、 Γ_h に関する式(3.33)の分子は、

$$\sin \theta = \sqrt{\frac{\varepsilon_r}{\varepsilon_r + 1}} \quad (3.35)$$

のときに0になる。これは、

入射面に水平な偏波成分の放射率は、入射角によって極大値をとる。

ことを示しており、この入射角をブリュースター角という。

なお、リモートセンシング分野では、「水平・垂直偏波」を地表面(反射面)に対して定義する。従って、「入射面に対する水平・垂直偏波」とは定義が逆になるため注意されたい。本論文も断りのない限りこの慣例に倣って議論を進める。すなわち、地表面に垂直な偏波成分の放射率 e_v 、水平な偏波成分の放射率 e_h とすると、 $e_v > e_h$ であり、 e_v は入射角によって極大値を取る。図 3.2 には、1.4GHz における海水と粘土の放射率の入射角特性の理論値を示す。

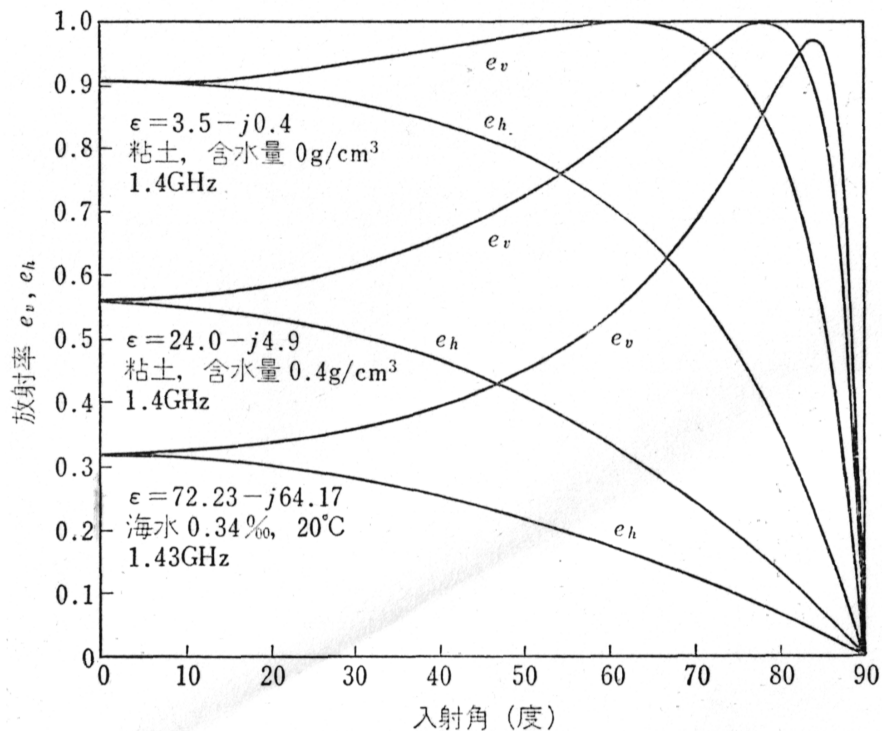


図 3.2: 1.4GHz における海水と粘土の放射率の入射角特性の理論値

3.4.3 放射伝達

媒質中を伝搬する放射は、吸収、散乱、および媒質自体の熱放射による影響を受ける。今図 3.3 に示すように、放射源の輝度 B が媒質中を通過して観測点 P に達する場合を考える。媒質中の長さ dr 、微小断面積を持つ微小体積によって生じる輝度の変化は、

$$dB = -K_e B dr + (K_s J_s + K_a J_a) dr \quad (3.36)$$

で与えられる。ここに、右辺第 1 項は媒質による輝度の減衰を示し、右辺第 2 項は媒質による輝度の吸収と散乱を表す。 K_e 、 K_s 、 K_a はそれぞれこの媒質の減衰係数、散乱

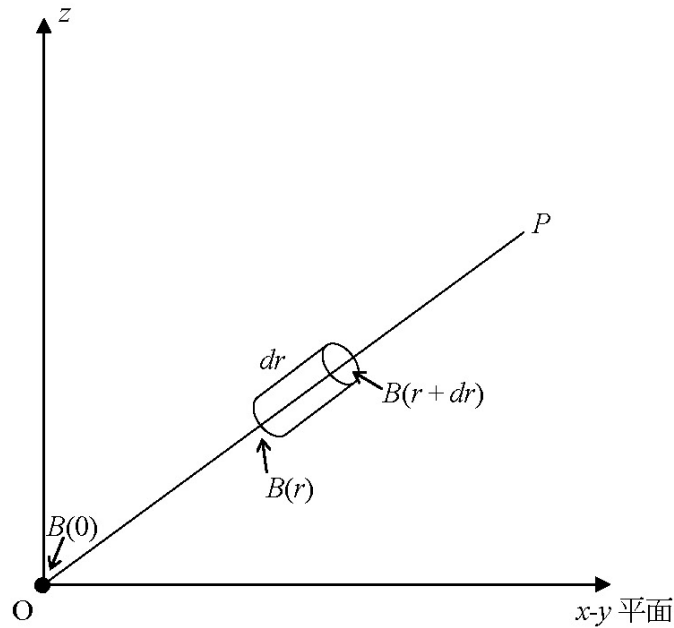


図 3.3: 放射伝達

係数、吸収係数である。これらは、

$$K_e = K_s + K_a \quad (3.37)$$

なる関係を持つ。散乱係数と減衰係数の比をアルベド a と呼ばれる。

$$a \equiv K_s / K_a \quad (3.38)$$

また、 J_s 、 J_a はそれぞれこの媒質の散乱および吸収の source function である。更に式 (3.36) は、

$$\left(\frac{d}{dr} + K_e \right) B = K_e J \quad (3.39)$$

と書き換えられる。ここに、

$$J \equiv (K_s J_s + K_a J_a) / K_e = a J_s + (1 - a) J_a \quad (3.40)$$

であり、 J をこの媒質の全 source function と呼ぶ。式 (3.39) は媒質中における輝度の吸収、散乱、放射過程を記述する基礎方程式であり、放射伝達の式と呼ぶ [57]。

3.4.4 マイクロ波放射計の測定原理

マイクロ波放射計の構成を図 3.4 に簡単に示す。機器は、帯域幅 B 、受信機利得 G を有する検波回路、低域フィルタ、積分器からなる。検波回路はマイクロ波帯受信電力を中間周波数に落とすヘテロダイン回路と入力電力に対して出力電圧が比例する二乗検

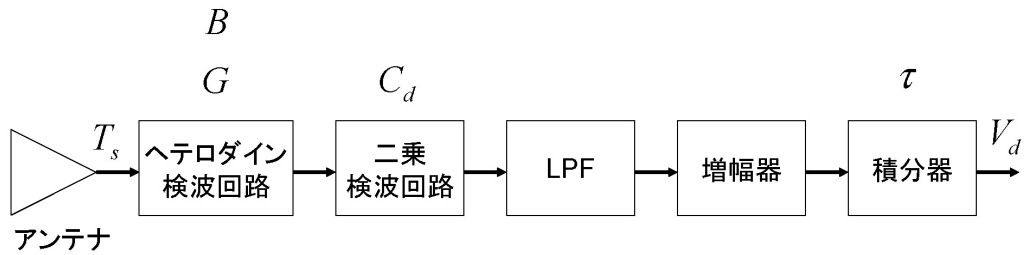


図 3.4: マイクロ波放射計のブロック図

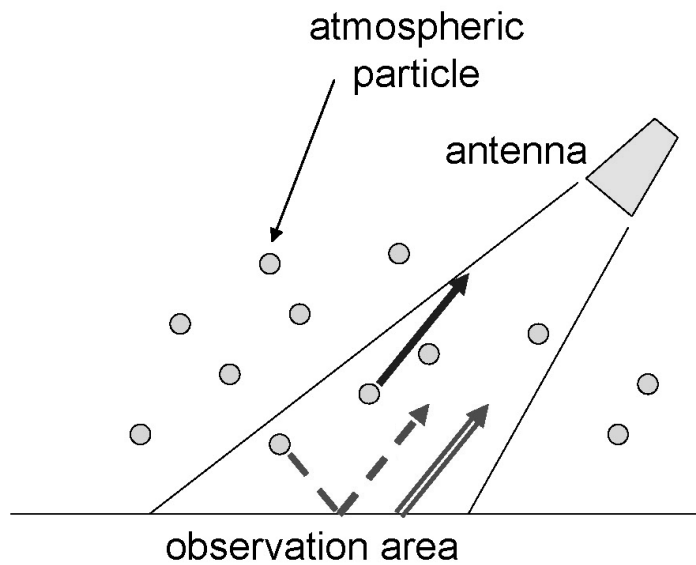


図 3.5: マイクロ波放射計による観測

波回路からなる。受信される全雑音電力 W_i は、ヘテロダイン回路前段の高周波受信機への入力雑音電力に加えて受信機自身の内部雑音電力による寄与を含み、

$$W_i = kB(T_s + T_n) \quad (3.41)$$

となる。ここで k はボルツマン定数、 T_s は受信機への入力雑音温度、 T_n は受信機自身の内部雑音温度であり、

$$T_n = (F - 1)T_0 \quad (3.42)$$

である。 F は受信機の雑音指数、 T_0 は周辺温度である。検波後、積分時間 τ で平均した出力電圧 V_d は全雑音電力 W_i に比例し、

$$V_d = Cd C kB(T_s + T_n) \quad (3.43)$$

となる。 C_d は二乗検波器への入力電力とその出力電圧の関係を示す比例定数である。式 (3.43) は直流成分と揺らぎの成分からなる。揺らぎの成分は W_i および G の変動に

よって生じる。検波後の低域フィルタおよび積分器には、 W_i の揺らぎを抑える効果がある。

T_s は、図 3.5 において

- 地表面からの放射 (二重線)
- 大気からの放射 (実線)
- 大気からの放射が地表面で散乱されたもの (破線)

の総和を受信アンテナパターンで重み付けし、放射計内部の積分器の作用で平均化したものになるが、 T_s は観測時において、上の 3 つの要素によって生じた放射の総和を輝度温度で表現したものに他ならない。

3.4.5 輝度温度データに基づく物理量の推定

一般に、輝度温度データから地球物理学的な量を推定するには、以下の手順を踏むことが多い。

1. 事前の現場観測で得た較正データ (地上で観測した場合はグランドトрус、海上で観測した場合はシートトрусという) などにより、受信マイクロ波電力を決定する。
2. サイドローブ、偏波混合などの影響を除去し、目的の観測領域におけるアンテナ温度を決定する。
3. 回帰解析アルゴリズムを用いて地球物理学的な量を推定する。

回帰解析アルゴリズムには、主に以下の 2 つに大別される。

- 最小二乗アルゴリズム

放射伝達の式 (3.39) を適当な仮定の下で解くことによって理論的に関数形を定め、観測した周波数 f 、偏波 p の各チャンネルで観測した輝度温度の組 $T_B(f, p)$ をもつとも統計的に満足する各物理量の組み合わせを求める方法である。このアルゴリズムは物理的な裏づけを持つが、計算が複雑になる。

- 線形回帰アルゴリズム

それぞれの物理量を $\{T_B(f, p)\}$ の線形展開式で近似し、各展開式の係数を理論的なモデル、実験データから最小二乗法などにより決定する。このアルゴリズムは経験的要素が大きく物理的な基礎に乏しいが、計算が容易という利点がある。

3.5 マイクロ波放射計観測の実例

3.5.1 海洋

地球表面の約70%は海洋で占められ、このような広大な領域全体を常時監視するには人工衛星による観測が最適である。また、陸域に比べて

- 人工電波による干渉が少ない。
- 海水は導電性を持つため、海洋内部および海底から放射されたマイクロ波が表面まで現れない。
- また、マイクロ波が入射する場合の表皮深さが小さく、反射率が高い。すなわち、放射率は小さく、輝度温度の変動幅を広く確保できる。

といった特徴があり、得られた輝度温度の解析が行いやすい。このため、リモートセンシング技術の草創期から様々な観測が行われ、データの蓄積が行われている。

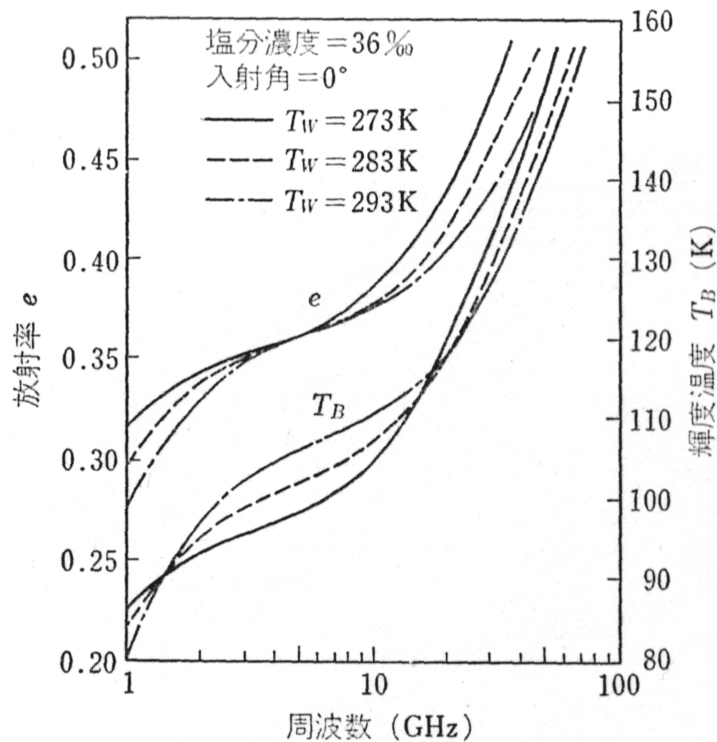


図 3.6: 海水温度をパラメータとした静水海面の放射率および輝度温度の周波数特性

静水海面の放射率は海水の複素誘電率から導かれる。海水の誘電率は周波数の他に温度と塩分濃度の関数であり、特に塩分濃度による誘電率の違いは周波数 5GHz 以下で大

きい。図 3.6 に入射角 0° における静水海面の放射率および輝度温度の周波数依存性の計算値を海面温度をパラメータとして示す [58]。5GHz 近傍の周波数帯は、海面温度によって放射率が変動しにくいため、海面温度自体の測定に適している。また、1.5GHz および 18GHz 近傍の周波数帯は、海面温度によって輝度温度が変動しにくいため、放射率に影響を与える要素(塩分濃度など)の測定に適している。

また、海面のマイクロ波放射率は海面を覆う泡の量にも依存する。泡の量は海上風、気温、水温などによって影響を受け、詳細については未解決な部分が多いが、海面を覆う泡の面積率 F は、海上風の風速 U のべき乗で増加する。すなわち、 β を定数として、

$$F = \beta U^\mu \quad (3.44)$$

の関係を満たす。海面上の泡の影響は風速 4m/s 以下ではほとんど無視できる [59]。泡の層の厚さが増加すると放射率は 1 に近づく。従って、泡に覆われた海面の輝度温度は泡のない場合に比べて高くなる。

風速と関連した海面の粗さによる輝度温度の変動は以下のようにまとめられる。水平偏波の場合、海面の粗さの増加とともに放射率も増加し、入射角が大きいほど放射率の増加の程度も大きい。他方、垂直偏波の場合、海面の粗さによる放射率の変動は水平偏波の場合と比べて小さい。また、海面の粗さに対する放射率の変化の割合は、周波数が高いほど大きくなる [60]。

これらをまとめると、海洋における各種現象に対するマイクロ波輝度温度の感度は、図 3.7 のようになる。この図より、6GHz 帯は海面温度、10GHz 帯は風速、21GHz 帯は水蒸気、37GHz は雲中水滴量(雲水量)の観測に適していることが分かる。

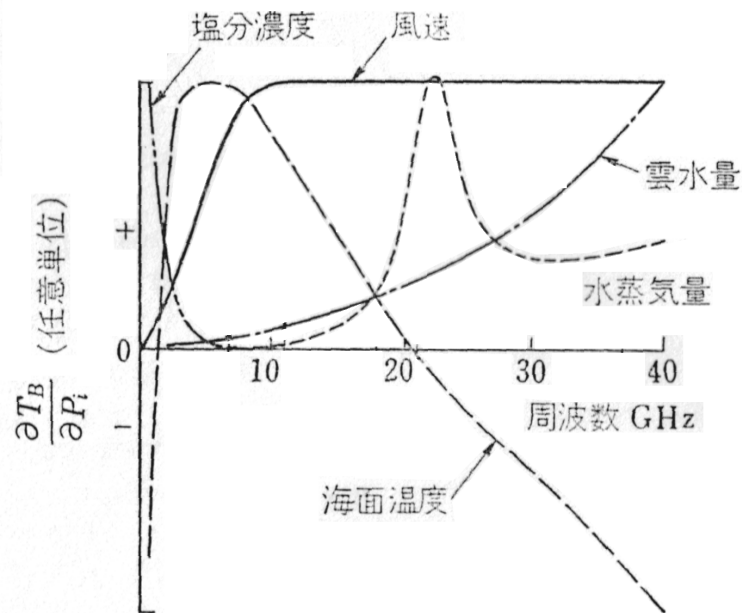


図 3.7: 海面温度、風速、水蒸気、雲中水滴量(雲水量)に対する輝度温度の感度

3.5.2 雪氷

積雪

積雪の場合、海水と違って対象の内部から放射されるマイクロ波も表面まで伝搬可能なため、対象内部での減衰、放射、散乱、干渉などの体積効果を考慮しなければならない。更に積雪の下の地面の影響も加わる。体積効果において、表面の粗さに対応するものは内部の密度や誘電率の非一様性、構成粒子の大きさや形状、境界面の有無およびその形状、層の厚さなどである。このような体積効果によって、積雪のマイクロ波放射散乱特性は複雑な影響を受けるが、反面この効果によって含水量や相当水量などの積雪内部に関する情報を得ることができる。

人工衛星からマイクロ波放射を受信して積雪を観測する場合、観測周波数、偏波、入射角およびこれらの最適な組み合わせに関する情報が必要であるが、十分なデータがなく、衛星搭載マイクロ波放射計による積雪観測は試験的な段階にある。

氷

氷の場合も、積雪の場合と同様に、マイクロ波に対する体積効果を示し、氷のマイクロ波放射散乱特性は表面の粗さや誘電率だけではなく内部の密度、誘電率およびそれらの不均一性に依存する。氷の種類は大別すれば陸生のものと海生のものに分かれる。ここでは、海氷について詳述するが、海氷のマイクロ波放射散乱特性の十分な説明は今後に残されている。海氷のマイクロ波放射特性は、センサ側パラメータとともに、海氷の年齢(厚さ)、内部状態、表面状態、形状などに依存する。内部状態については、ブライン(氷内部に含まれる塩水)量、気泡量が重要なパラメータである。また、表面状態については、1年氷や多年氷では積雪の影響を無視できない。積雪に覆われた海氷は、それがなくなるときに比べて輝度温度が高くなる。形状については、のしあがりや氷丘脈化などの変形の影響が重要となる。

海氷を観測した衛星搭載マイクロ波放射計には、Nimbus5号のESMR(19.35GHz)、NEMS(22.2GHz, 31.4GHz)やNimbus7号、SeasatのSMMR(6.6, 10.7, 18, 21, 37GHz)がある。特にNimbus5号のESMRによって得られた両極地方およびグリーンランド周辺の海氷分布やその季節変化は、可視、赤外センサでは得られないもので、これによって初めて極地域の海氷の全貌が明らかにされた。極地域の海氷の分布を把握することによって、気象予測などが飛躍的に進歩している。

3.5.3 大気

大気のマイクロ波リモートセンシングにおける観測対象には、降水量、雲水量、大気ガス量などがある。また、地表面が観測対象となる場合においても、これらによる吸収、散乱が輝度温度に与える影響を正しく評価することが重要になる。

図3.8に、大気ガスによる吸収係数の周波数特性(気温15°C、1気圧、水蒸気量7.5g/m³)を示す[61]。地表付近の乾燥大気は、窒素(N₂: 78.084%)、酸素(O₂: 20.946%)、アルゴ

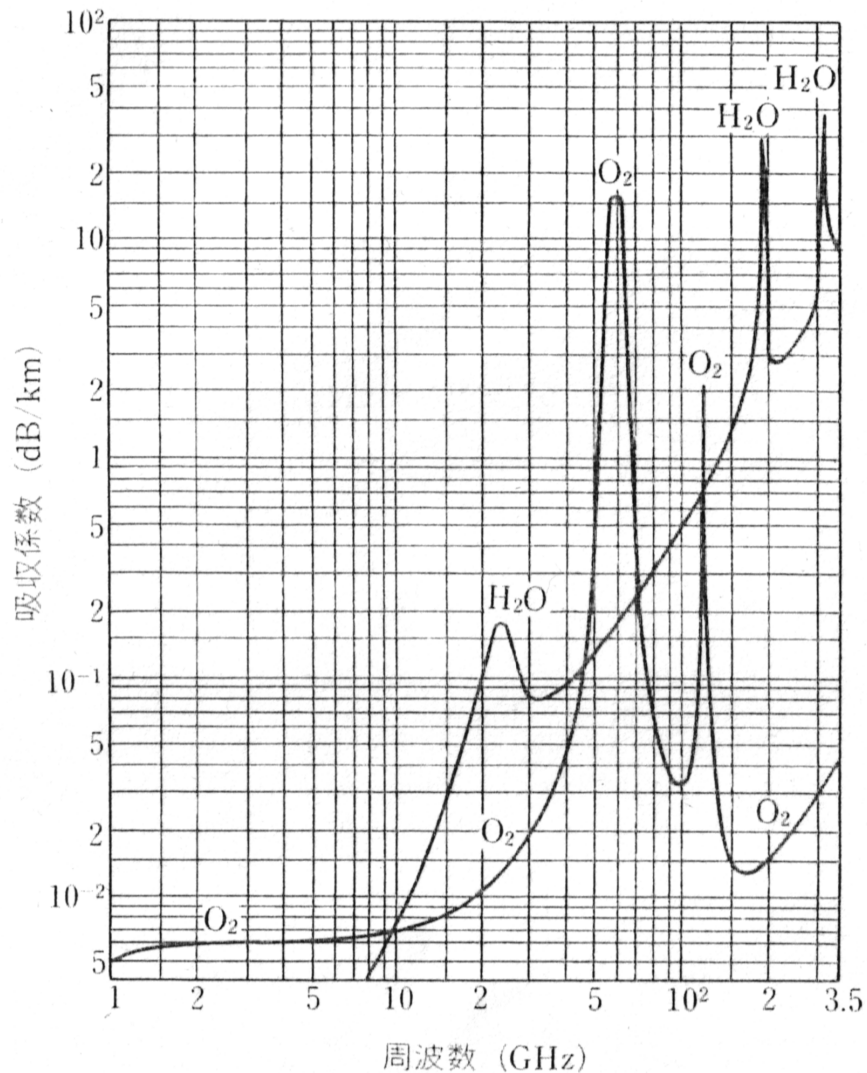


図 3.8: 大気ガスによる吸収係数の周波数特性

ン (Ar: 0.934%) の主要成分と、二酸化炭素 (CO₂) をはじめとする微量成分からなる混合気体である。これらに大きく変動する水蒸気 (H₂O) 成分を加えたものが地球の大気である [62]。これらのうち、マイクロ波リモートセンシングにおいて考慮すべき成分は、O₂ と H₂O であり、これらの吸収特性を図 3.8 に示す。O₂ の吸収帯は 60GHz 帯と 118.75GHz に、H₂O の吸収帯は 22.235GHz、183.31GHz、325.15GHz にその中心周波数がある。また、サブミリ波、赤外線領域に多数の水蒸気の吸収帯が存在する。図 3.8 は、気温 15°C、1 気圧における地上の吸収特性であるが、吸収特性は相対湿度によって大きく変化する。

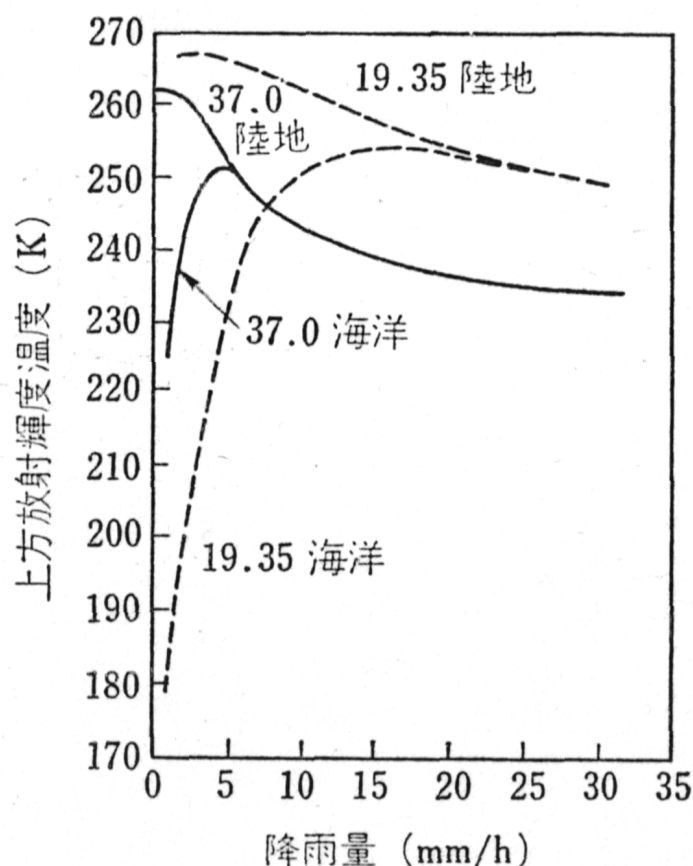


図 3.9: 周波数をパラメータとした上方放射輝度温度と降雨量の関係

降水

降雨のマイクロ波放射は雨滴粒径分布に依存するが、一般に降雨強度の増加と共に輝度温度は増大し、ある程度降雨強度が強くなると周波数、偏波によらず輝度温度はある値に収束する。図 3.9 は、地上および海上の降水域から上方に放射される輝度温度と降雨強度との関係を示す。この図より、陸上では背景雑音の影響が大きく観測が難しいため、主として海上の降雨が観測の対象となるが、陸上の降雨観測の可能性も検討はされている [63] [64]。また、周波数が高くなるほど弱い降雨でも輝度温度は飽和してしまう。更に、マイクロ波放射計によって観測される降雨は瞬時視野全体における平均的な量であるため、降雨が狭い領域に集中している場合には大きな誤差を生じる。

水蒸気量

マイクロ波帯における水蒸気の吸収線は、22.235GHz および 183.310GHz にある。一方、液体状の水によるマイクロ波の吸収は 100GHz 付近まで周波数と共に増加する。こ

られの吸収特性の違いを考慮して、水蒸気吸収帯付近と窓領域の周波数を用いることにより水蒸気量および雲水量の観測が可能である。

水蒸気量の変化は主として地上付近で生じ、かつ水蒸気量の大部分は高度数 km 以下の領域に存在する。このため、水蒸気の観測には高い高度の微量水蒸気による影響の大きな吸収帯のピーク付近の周波数を用いず、その代わりに吸収帯の裾付近の周波数を用いる。最適周波数の組み合わせとして 20.6 および 31.4GHz、あるいは 24.3 および 32.0GHz が提案されている [65] [66]。陸域では、背景輝度温度が高く測定感度が劣化するため、水蒸気量および雲水量の観測は海上に限られる。

第 4 章

岩石破壊に伴うマイクロ波放射現象

4.1 概要

2.3 節冒頭で述べたように、地震に関連する電磁放射の発現メカニズムを検討するために、これまで数多くの岩石破壊実験と結果の考察がなされている。Nitsan は、様々な岩石を用いて破壊実験を行い圧電性を持つ岩石からのみ数 MHz 帯の電磁放射を検出している [34]。Ogawa *et al.* は、岩石同士をぶつかけるときに生じる電磁放射を調べ、その振幅と石英の含有量とに相関のあることを見いだした [67]。また、Yoshida *et al.* [68]、Ikeya and Takaki [69]、Yoshida and Ogawa [70] は、岩石破壊実験の結果に基づき、圧電による分極と岩石内の補償自由電荷の両方の効果を考慮したモデル化を行い、周波数特性などを定量的に議論した。

一方、圧電性を持たない岩石の破壊に伴う電磁放射も観測されている。Yamada *et al.* [71] は、岩石破壊に伴う電磁放射と共に、岩石中に生じる超音波振動を同時観測した。伝搬速度を補正すると、両者の検出時刻がほとんど一致することから、微小亀裂が電磁放射と密接に関係すると推測している。破壊による摩擦や、亀裂生成に伴う化学結合の切断により、表面間で異符号の電荷が分離され、亀裂表面で沿面放電による電流が流れ、電磁放射に至るというモデルも提出されている。[72] [73] また、Takeuchi and Nagahama は花崗岩の摩擦すべり実験を行い、すべり始める直前に電磁放射が観測されたとして圧電効果以外のメカニズムを主張している。しかし、変位や荷重の測定系について周波数特性が記載されていないため、論文からその主張の妥当性を判断するのは難しい。Cress *et al.* [74] は岩石が破壊する際の光、および 900Hz から 500MHz 以上までの電磁放射の測定から、周波数帯によっては破壊時ではなく破壊後に検出される電磁放射もあることを示した。Freund も、岩石に対して衝突実験を行い、衝突後に電荷が蓄積し電磁放射が起こる現象を見いだした [50]。

以上述べた各測定は、Cress *et al.* を除けば、観測周波数帯は DC から数 100MHz までか、あるいは光の帯域であり、GHz 帯のマイクロ波帯域での観測例は極めて少ない。例外的に Geng *et al.* [75] は、3.8GHz から 38GHz のマイクロ波帯で岩石破壊時の電磁放射を観測しているが、放射計(ラジオメータ)による観測のため時間分解能が低く、放射量の応力による準静的変化を観るのみで、亀裂における放電等の時間変化的かつ微

視的な現象に対するメカニズムを把握するには至っていない。

電磁放射の原因として既に提案されている圧電気の解放や岩石亀裂での沿面放電による電磁放射の場合、その時定数は数 100 秒であり、このような遅い現象によって GHz 帯であるマイクロ波が放射されるとは考えにくい。従って岩石破壊に伴うマイクロ波放射の観測は、電磁放射の原因を明らかにする有力な手段のひとつと考えられる。その際マイクロ波の包絡線を十分な時間分析能で観測することにより、放射原因の持続時間が判明し、ひいては放射原因の特定につながると期待できる。以下の節では、我々の研究室で行った岩石破壊実験の実験系と得られた結果 [?] [?] [?], そしてその結果を踏まえて衛星観測に基づく地震関連マイクロ波の検出可能性を論じる。

4.2 岩石破壊実験 実験系

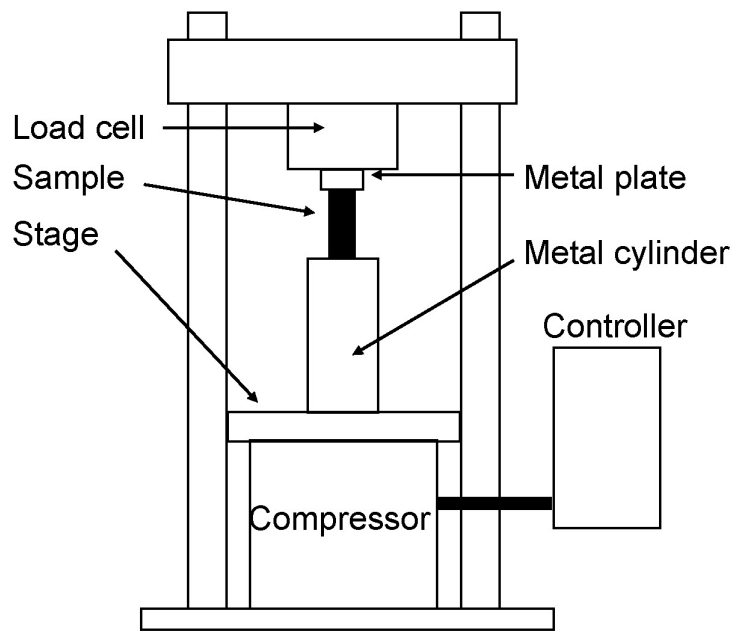
岩石破壊実験の実験系を図 4.1 に示す。油圧サーボ制御式一軸圧縮試験機のテーブルに置かれた金属円柱上に岩石試料を設置する。試料上部には厚さ 1cm の金属円盤が接着される。金属円盤上部の圧力ゲージで圧力が計測される。岩石への加圧速度は変位量で 0.08mm/sec である。使用する岩石は直径 27mm、高さ 60mm の円筒形で、種類は玄武岩、斑レイ岩、花崗岩、珪岩の 4 種類である。破壊時における岩石破片の散乱を防ぐため、試料側面全体をビニールテープで覆う。

マイクロ波帯信号の記録装置にはサンプリング周波数 1GHz、観測時間 4msec のデジタルオシロスコープを用いる。限られた観測時間内でも確実に信号を捕らえるため、3 つのマイクロ波帯信号電圧のいずれかが設定された閾値 (トリガ電圧) 異常になる時点で波形の記録を始める。閾値は雑音電圧よりわずかに高く設定してある。

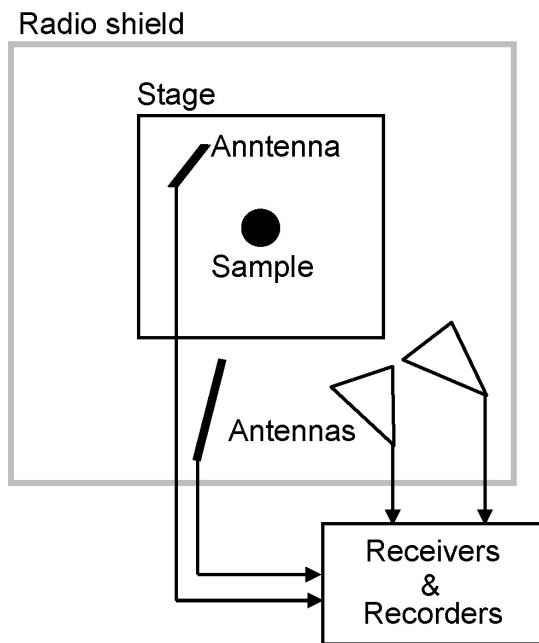
マイクロ波帯観測用受信アンテナには、ホーンアンテナ (22GHz 帯)、対数アンテナ (2GHz 帯)、ループアンテナ (300MHz 帯) を用い岩石試料との距離はそれぞれ 48cm、34cm、68cm である。表 4.1 には、受信系特性を示す。低周波数帯観測には 45mm×45mm の銅箔アンテナを用い、岩石から 10cm 離れた位置に設置して電界変動を観測する。その上で外部からの雑音を遮蔽するため試料およびアンテナを電波吸収帯で覆う。

表 4.1: 岩石破壊実験 受信系特性

| 受信周波数帯 [Hz] | 利得 [dB] |
|---------------|---------|
| 22G ~ 23G | 83 |
| 1.94G ~ 2.24G | 59 |
| 285M ~ 315M | 32 |
| 1M ~ 50M | 20 |



(a) 油圧サーボ制御式一軸圧縮試験機



(b) 受信アンテナの配置

図 4.1: 岩石破壊実験 実験系

4.3 岩石破壊実験 実験結果

実験は各岩石試料について3回(花崗岩のみ4回)行われた。図4.2に珪岩での観測結果を示す。観測トリガ発生時刻を0secとしている。図4.2(a)で示す荷重は、時刻-0.05msec付近から急激に低下し始め(図中A)、0.1msecで極小値を取っている。これはマイクロ波が荷重降下中に検出されたことを意味する。荷重降下後、約2msecにわたり、荷重が変動している(図中B)。これは圧縮装置のサーボ制御によるものであると考えられる。図4.2(b)で示す22GHz帯では、図中Cで示される信号が-0.05msecから0.05msecまで見られる。図4.2(c)の2GHz帯信号は、-0.07msec~0.06msecで周期5~8nsecの断続的パルスが見られ、22GHz帯と同時刻である。感覚は30 μ sec以下であり、各パルスの包絡線周期は約40nsecである。荷重降下後も断続パルスが複数観測されており、これらは遅い成分と早い成分を持つ振幅変調に類似する波形である(図中D)。時刻3.5msec付近で最も高い信号が継続時間約3 μ sec中に約10個のパルスとして見られる(図中E)、その包絡線周期は100~200nsecで、他の時刻のパルス信号に比べて長い。図4.2(c)の300MHz帯では、周期約3nsecの多数のパルスが検出される。これらの信号も振幅変調に類似する波形であり、包絡線周期は100~200nsecである。いくつかの信号は2GHz帯のパルス信号と同期している。

斑レイ岩を用いた場合の荷重、マイクロ波、変位を図4.3に示す。波形は珪岩の場合と同様に断続的なパルスであり、その周期もほぼ同様な値である。しかし、珪岩では荷重降下中から信号が検出されているのに対して、斑レイ岩では荷重が完全に降下し終わった時点から検出されている。また、22GHz帯では信号は確認されなかった。他、花崗岩、玄武岩についても断続的パルスのマイクロ波信号が検出されており、全て荷重降下後から検出されている。更に、22GHz帯の信号は確認されなかった。このように、珪岩とその他の試料との間で荷重との時間関係や観測周波数帯には違いが見られた。

しかしながら、実験結果より計算される岩石からのマイクロ波放射電力については、どの試料についてもほぼ同じであった。すなわち、実験前においては、圧電効果の影響に基づき、珪岩からの放射電力が最も大きくなると推測されたが、実際にはそのような結果は得られなかった。このことは、岩石破壊によるマイクロ波が、2.3節で述べたような圧電効果との関連では説明できない別のメカニズムによって発生していることを示唆している。

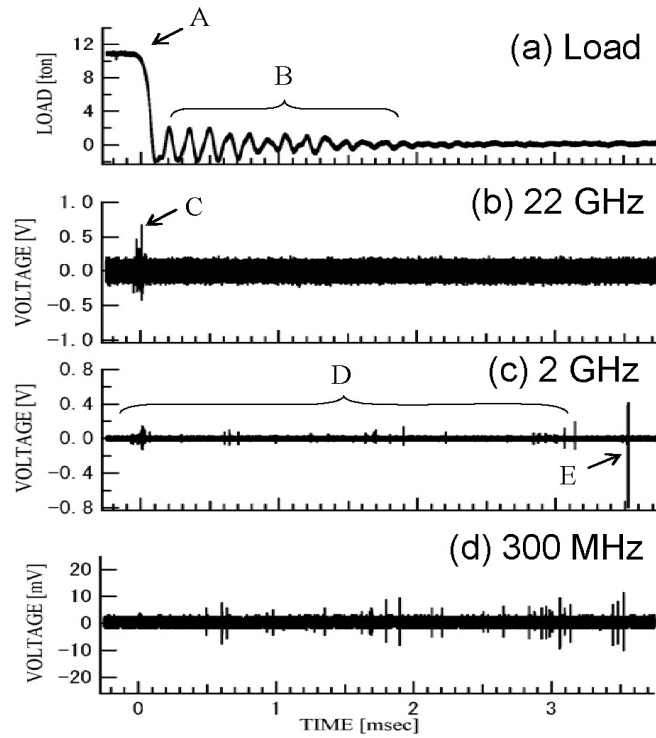


図 4.2: 珪岩破壊時のマイクロ波帯観測波形

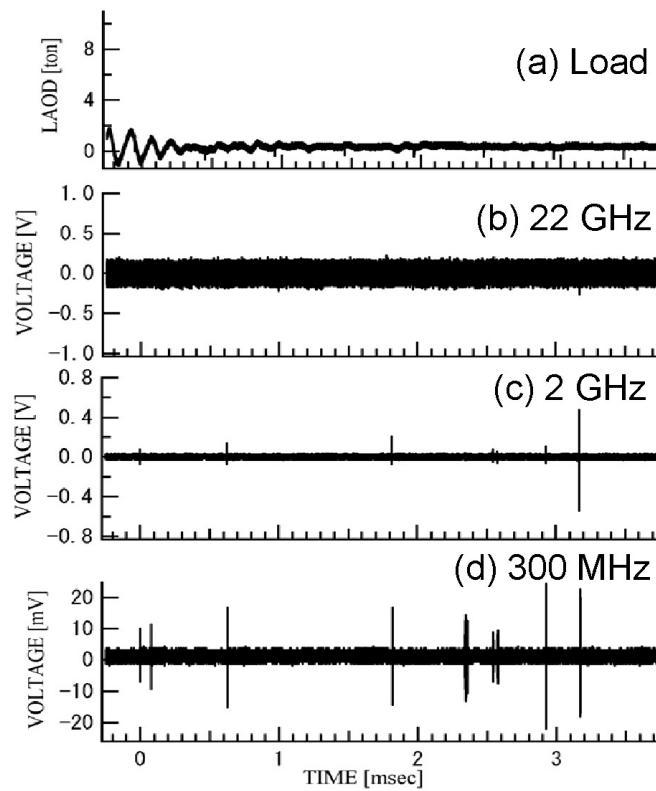


図 4.3: 斑レイ岩破壊時のマイクロ波帯観測波形

4.4 衛星による地震関連マイクロ波の検出可能性検討

4.4.1 解析モデル

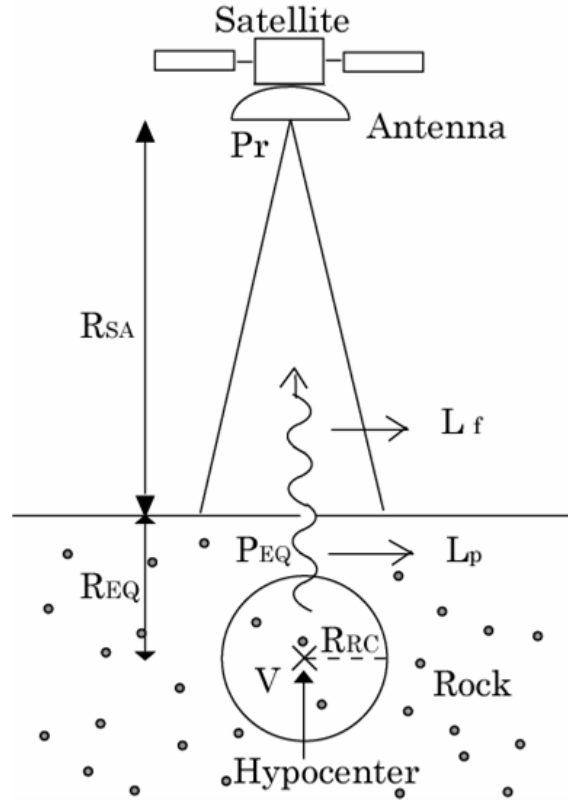


図 4.4: 地震によるマイクロ波放射モデル

表 4.2: 地震によるマイクロ波放射モデル 解析条件

| | |
|--------------------|--|
| 受信周波数 | 2GHz |
| 地中の組成 | 斑レイ岩のみ、水分を含まず |
| 地表面での反射 | なし |
| 受信アンテナ | 直径 $D_A = 0.5$ [m] のパラボラアンテナ、開口効率 $\eta = 0.5$ |
| 受信機雑音指数 (F) | 1.2 |
| 受信機帯域幅 (B) | 190MHz |
| 震源の深さ (R_{EQ}) | 10km |
| 衛星高度 (R_{SA}) | 500km |

図 4.4 に検討した解析モデルを示す。図 4.4 において、各文字は、 L_p :地中での伝搬損失、 L_f :自由空間損失、 R_{EQ} :震源の深さ、 R_{SA} :衛星高度、 P_r :衛星での受信電力、 P_{EQ} :震源からの推定放射電力、 R_{RC} :岩石破壊半径、 V :破壊体積 である。本モデルにおいて

は、岩石破壊体積は球状とし、電波は震源から一様に放射する(無指向性)とする。その他の解析条件は表 4.2 に示す。

4.4.2 震源からの放射電力の推定

図 4.3(c) より、斑レイ岩破壊時、2GHz では断続的なパルス波形が岩石破壊から約 3msec 後にかけて観測されている。この 0sec ~ 3msec にわたる受信電圧より、受信電力 $P_{ro} = 4[\text{nW}]$ と計算される。

次に、岩石全体から放射された電力 P_{EXP} とする。自由空間損失を L_{EXP} 、受信アンテナ利得を G_{rEXP} とすると、Friis の式により

$$P_{ro} = P_{EXP} L_{EXP} G_{rEXP} \quad (4.1)$$

となる。本実験で 2GHz(波長 $\lambda = 0.15[\text{m}]$) 帯の受信に用いられたログペリオディックアンテナの利得は 7dBi であり、岩石 ~ アンテナ間の距離は 0.34m であるから、 L は

$$\begin{aligned} L_{EXP} &= \left(\frac{\lambda}{4\pi r} \right)^2 \\ &= \left(\frac{0.15}{4\pi \times 0.34} \right)^2 \\ &= 1.2 \times 10^{-3} \end{aligned} \quad (4.2)$$

従って、

$$P_{EXP} = 647[\text{nW}] \quad (4.3)$$

となる。

この計算結果を図 4.4 のモデルに適用する。ここで岩石破壊によるマイクロ波放射が破壊体積に比例すると仮定すれば、試料の岩石体積を v として

$$P_{EQ} = P_{EXP}(V/v) \quad (4.4)$$

なる関係が成り立つ。試料は直径 27mm、高さ 60mm の円筒形なので

$$v = 3.4 \times 10^{-5}[\text{m}^3] \quad (4.5)$$

であるから、以降において

$$R_{RC} = 830[\text{m}] \quad (4.6)$$

とすれば、

$$\begin{aligned} V &= \frac{4}{3}\pi R_{RC}^3 \\ &= 2.4 \times 10^9[\text{m}^3] \end{aligned} \quad (4.7)$$

となり、

$$P_{EQ} = 4.6 \times 10^7[\text{W}] \quad (4.8)$$

となる。

4.4.3 衛星での受信電力の推定

衛星での受信電力は Friis の式により、

$$P_r = P_{EQ} L_f L_p G_r \quad (4.9)$$

となる。自由空間損失 L_f については、

$$\begin{aligned} L_f &= \left(\frac{\lambda}{4\pi(R_{SA} + R_{EQ})} \right)^2 \\ &= \left(\frac{0.15}{4\pi \times (500 \times 10^3 + 10 \times 10^3)} \right)^2 \\ &= 5.5 \times 10^{-16} \end{aligned} \quad (4.10)$$

である。一方、地中での伝搬損失は以下のように検討した。まず、伝搬する電界は損失のある媒質を進行する際、指数関数的な損失を受ける。その大きさは $e^{-\alpha z}$ で与えられる。 α は減衰定数で電波の周波数、媒質の誘電率 ϵ 、透磁率 μ 、導電率 σ によって決まる。 z は伝搬距離でありここでは震源の深さに相当する。媒質である斑レイ岩の各々の定数を表 4.3 に示す。但し、表中の値は一般的な値であり、実際にはばらつきがあり、特に導電率は 10 ~ 100 倍もの誤差がある。このため、ここでは最も減衰定数 α が小さくなるものを採用した。

表 4.3: 斑レイ岩の誘電率、透磁率、導電率

| | |
|----------------------|----------------------------------|
| 誘電率 ϵ [F/m] | $\frac{1}{36\pi} \times 10^{-8}$ |
| 透磁率 μ [H/m] | $4\pi \times 10^{-7}$ |
| 導電率 σ [S/m] | 10^{-5} |

ここでの検討では $\omega\epsilon \gg \sigma$ (ω は電波の角速度) を満たすので、 α は

$$\alpha = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}} \quad (4.11)$$

で表される。従って地中の伝搬損失 L_p は、

$$L_p = e^{-2\alpha R_{EQ}} = 6.6 \times 10^{-6} \quad (4.12)$$

となる。なお、ここで L_p は電力の損失を考えているため、電界の損失を示す $e^{-\alpha R_{EQ}}$ を二乗している。

そして、衛星に搭載されているパラボラアンテナの利得は

$$\begin{aligned} G_r &= \left(\frac{\pi \times D_A}{\lambda} \right)^2 \times \eta \\ &= \left(\frac{\pi \times 0.5}{0.15} \right)^2 \times 0.5 \\ &= 55 \end{aligned} \quad (4.13)$$

であるから、衛星での受信電力 P_r は、

$$P_r = 9.0 \times 10^{-12} [\text{W}] \quad (4.14)$$

となる。

4.4.4 衛星での受信 S/N 比の推定

受信機内部で発生する雑音の等価雑音温度を T_0 、入力される雑音の等価雑音温度を T_{in} とすると、受信機で発生する全雑音電力 N は、

$$N = k(F - 1)T_0B + kT_{in}B \quad (4.15)$$

となる。 k はボルツマン定数、 B は受信機の帯域幅であり、ここでは T_0 を 290K とした。アンテナビーム全体は地表に照射されるため、 T_{in} はフットプリント内の物理温度とほぼ一致するとし、ここでは T_{in} を単純に 290K とした。表 4.2 より、2GHz の受信機の典型値として $F = 1.2$ としているため、

$$N = 9.13 \times 10^{-13} [\text{W}] \quad (4.16)$$

となる。従って式 (4.14)、式 (4.16) より S/N 比は 10 となり、地震によるマイクロ波を衛星搭載の受信機で十分受信可能と結論付けられた。表 4.4 には、断層幅をパラメータとして本モデルで得られる S/N 比について代表的な値を示す。

表 4.4: 地震によるマイクロ波放射モデル S/N 比の評価

| | | | |
|-----------|-----------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|
| P_{ro} | 4 [nW] | | |
| P_{EXP} | 647 [nW] | | |
| v | $3.4 \times 10^{-5} [\text{m}^3]$ | | |
| R_{RC} | 390 [m] | 830 [m] | 10 [km] |
| V | $2.5 \times 10^8 [\text{m}^3]$ | $2.4 \times 10^9 [\text{m}^3]$ | $4.2 \times 10^{12} [\text{m}^3]$ |
| P_{EQ} | $4.7 \times 10^6 [\text{m}^3]$ | $4.6 \times 10^7 [\text{m}^3]$ | $7.9 \times 10^{10} [\text{m}^3]$ |
| L_p | 6.6×10^{-6} | | |
| L_f | 5.5×10^{-16} | | |
| G_r | 55 | | |
| P_r | $9.3 \times 10^{-13} [\text{W}]$ | $9.0 \times 10^{-12} [\text{W}]$ | $1.6 \times 10^{-8} [\text{W}]$ |
| N | $9.13 \times 10^{-13} [\text{W}]$ | | |
| S/N | 1 | 10 | 1.7×10^4 |

4.4.5 マイクロ波放射計観測における輝度温度増加量の推定

また、このモデルに基づいてマイクロ波放射計観測における輝度温度増加量を推定する。フットプリント面積 S のうち地震関連マイクロ波の放射領域を a とし、地震関連マイクロ波が放射され、これによって放射計で P_r が受信される場合、 P_r による輝度温度の増加量 ΔT_b は、ボルツマン定数 k 、帯域幅 B として、

$$\Delta T_b = \frac{P_r}{kB} \times \frac{a}{S} \quad (4.17)$$

となる。仮に $a = S$ で、 P_r が式 (4.14) で表され、帯域幅が 200MHz とすると輝度温度の増加量は

$$\begin{aligned} \Delta T_b &= \frac{9.0 \times 10^{-12}}{1.38 \cdot 10^{-23} \times 200 \cdot 10^6} \\ &= 3.26 \cdot 10^3 [\text{K}] \end{aligned} \quad (4.18)$$

となる。但し現状では、地中での地震関連マイクロ波の伝搬に加えて、フットプリントに占める地震関連マイクロ波の放射領域の面積がどの程度になるのかさえ不明であるため、実際の増加量ははるかに小さくなると考えられる。例えば、フットプリントが $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$ の場合に、地震関連マイクロ波の放射領域が $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ だとすると、これだけで輝度温度の増加量は式の $1/2500$ になってしまう。よって実際の観測においては、地震関連マイクロ波の放射による輝度温度の増加量は数 K 程度だと推測される。

第 5 章

マイクロ波放射計 AMSR-E 輝度温度データの解析

5.1 概要

リモートセンシング衛星 Aqua に搭載のマイクロ波放射計 AMSR-E が (独) 宇宙航空研究開発機構 地球観測研究センター (EORC) によって運用されており、このデータを無償で利用できることになった。AMSR-E は観測機器であることから、周波数別の輝度温度と観測領域の座標が関連付けられたデータ構成となっており、S バンド受信系データに比べるとはるかに扱いやすく、より深い解析が可能である。このことから我々は、解析の軸足を AMSR-E の輝度温度データに移し、そのためのシステムを構築した。

また、AMSR-E 輝度温度データを解析するにあたっては、明確な解析方針を立て、地震関連マイクロ波が検出されている可能性が高い地震から優先して解析を進めた。これについては、5.4.8 節で詳述する。まず、プラットフォームであるリモートセンシング衛星 Aqua およびこんかい解析データを利用するマイクロ波放射計 AMSR-E の概要を述べる [12]。

5.2 リモートセンシング衛星 Aqua

5.2.1 ミッション

Aqua プロジェクトは、全地球的な環境変動メカニズムを長期的に研究するために、NASA が推進している Earth Science Enterprise (ESE) の中核をなす地球観測衛星システム (EOS : Earth Observation System) プログラムの一つであり、同じく EOS プログラムの一環として実施されている他の地球観測衛星プロジェクト、およびデータ処理・提供、衛星の運用管理等を行う地上設備 (ESDIS : Earth Science Data and Information System) プロジェクトと連携して実施されている。また、衛星および地上システムの開発におけるアメリカと日本、およびブラジルの協力を含め、南北アメリカ、オーストラリア、ヨーロッパおよびアジアからの多彩な専門分野における研究者の協力により推進して



図 5.1: 衛星 Aqua 概観

いる国際プロジェクトである。Aqua プロジェクトの主要なミッションは、大気、海洋、地表間の地球環境プロセスを研究し、さらにそれらのプロセスと、地球環境変動との関連を解明することである。搭載される各種のセンサによって取得される様々な観測データからは、長期的な地球環境変動の評価およびその変動における人的要因と自然現象の識別、長期気象予測精度を向上させるための気候モデルの改良等の研究に利用される。

Aqua は、2002 年 5 月 4 日午前 2 時 55 分 (米国太平洋夏時間) に、アメリカ カリフォルニア州のバンデンバーグより、デルタ 2 型ロケットで打ち上げられた。打ち上げ後は、16 日で全球をカバーする軌道に投入され、その設計寿命である 6 年間に渡り地球環境に係るプロセスの解明に必要なデータを提供する。観測されたデータは、衛星に搭載されたデータレコーダに記録された後、約 1 周回に 1 回の頻度で X バンドにて地上に送信され、アラスカおよびスバルバード (ノルウェー) の NASA 極域地上局にて受信される。受信された観測データは、NASA GSFC (Goddard Space Flight Center) に伝送され、各センサデータ毎に基本的な前処理が行われたのち、AMSR-E のデータ処理を行う JAXA を含む、各センサデータの処理機関に配信される。また、Aqua の運用計画立案および追跡・管制 (衛星状態監視、軌道決定、軌道・姿勢制御管理等) も GSFC にて行われる。

表 5.1 に示した Aqua の主要諸元より、Aqua の軌道は 233 周回の太陽同期準回帰軌道であるから、233 周ごとに同じ領域を観測する。Aqua では周回毎に軌道番号が付けられており、軌道番号によって観測領域が特定される。そして、昇交点通過地方時が午後 1 時 30 分であることから、南から北に運動する昇交軌道時においては、どの観測領域においても概ね昼間、逆に北から南に運動する降交軌道時においては、どの観測領域においても概ね夜間となる。図 5.2 にはある日の降交軌道時における観測領域を示す。各観測領域に付けられた白字の番号は軌道番号を示している。例えば、「軌道番号 119 の降交軌道時の観測領域」とは、図中白線で囲んだ領域に特定される。

表 5.1: 衛星 Aqua 主要諸元

| | |
|--------------|---|
| 本体寸法 (打ち上げ時) | 2.68 m × 2.49 m × 6.49 m |
| 本体寸法 (運用時) | 4.81 m × 16.70 m × 8.04 m |
| 全重量 (打ち上げ時) | 2,934 kg |
| 衛星バス機器 | 1,750 kg |
| ミッション機器 | 1,082 kg |
| 燃料 | 102 kg |
| 電力 | 4,860 W |
| 寿命 | 6 年 |
| 軌道 | 太陽同期準回帰軌道 |
| 高度 | 705km |
| 軌道傾斜角 | 98° |
| 周期 | 98.8 分 |
| 回帰日数 | 16 日 |
| 1 回帰の周回数 | 233 周 |
| 赤道上隣接軌道間距離 | 約 140km |
| 昇交点通過地方時 | 午後 1 時 30 ± 15 分 |
| 打ち上げロケット | デルタ 2 ロケット |
| 射場 | バンデンバーグ空軍基地 |
| 打ち上げ日時 | 2002 年 5 月 4 日 午前 2 時 55 分 (アメリカ太平洋夏時間) |

5.2.2 搭載機器

改良型高性能マイクロ波放射計 (AMSR-E)

次節で詳しく述べる。

大気赤外サウンダ (AIRS)

大気赤外サウンダ (AIRS) は、NOAA が将来の実利用気象衛星への搭載を計画している高分解能赤外サウンダに対する要求事項を満足するように設計されている。また、同じく Aqua に搭載される AMSU および HSB による観測データと併せて解析に使用することで、赤外データから雲の影響を除外することができ、高い鉛直分解能および精度で、大気温度鉛直分布並びに地表面温度を算出することができる。AIRS は、3.74 ~ 15.4 μ m の波長帯において、スペクトル分解能 ($\lambda/\Delta\lambda$)1200 で、2378 チャンネルの同時観測を行う赤外分光計と、0.4 ~ 1.0 μ m の波長帯において、4 チャンネルでの観測を行う可視/近赤外センサを搭載した高分解能サウンダである。スペクトル分解能が高いことで、不要なスペクトル放射の影響を分離することができ、特に、地表面観測を理想的な条件で行う、スペクトル的にクリーンな「Super Window」を得ることができる。

高性能マイクロ波サウンダ (AMSU)

高性能マイクロ波サウンダ (AMSU) は、成層圏大気温度の鉛直プロファイルを取得し、そのデータは対流圏観測に対する雲の影響を除去するためにも利用される。AMSU

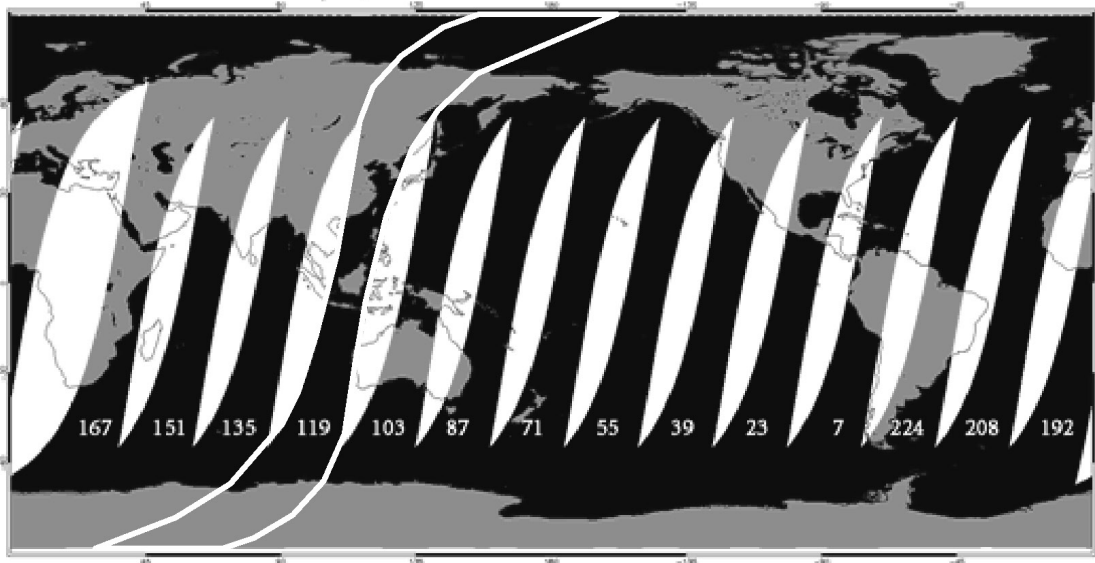


図 5.2: 衛星 Aqua 観測領域の一例

は、23.8～89GHz の波長帯において、それぞれ 3.3° のビーム幅を持つ 15 チャンネルでの観測を行う。チャンネル 3～14 は、酸素吸収帯の低周波数側である 50～60GHz に設定され、大気温度の測定に利用される。チャンネル 1 は水蒸気の最初の吸収線上に設定されており、大気中の水蒸気全量の測定に利用される。また、31 GHz に設定されているチャンネル 2 は、降雨の有無判定に利用される。さらに、89GHz に設定されたチャンネル 15 は、その周波数に対して、氷滴が吸収や放射に比べて非常に強い散乱を示すことから、降雨の測定に利用される。AMSU は、AMSU-A1 と AMSU-A2 の 2 つのモジュールに分かれており、チャンネル 3～15 が AMSU-A1、チャンネル 1、2 が AMSU-A2 に割り当てられている。なお、AMSU のチャンネル 1 および 2 による観測データは、AIRS の大気湿度データの較正に使用される。

雲・地球放射エネルギー観測装置 (CERES)

CERES は地球大気上端 (TOA : Top of the Atmosphere) における放射エネルギーフラックスを測定する。この測定データは、対流活動や境界層気象学のように、異なる雲生成過程が TOA フラックスにどのように影響するかを理解するために利用され、さらに大気エネルギー論、生物生産力の研究及び空気海洋エネルギー移送にとって重要な地表面の放射エネルギーを決定するための情報を提供する。CERES は、NOAA 衛星に搭載された ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) に類似のセンサであり、さらに 2 軸スキャンモードを追加して精度の向上を図ったものである。また同型のセンサが、同じ EOS シリーズの衛星である TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) および Terra に搭載されており、現在も観測が行われている (ただし、TRMM に搭載されている CERES については、打ち上げ後過電圧が流れる不具合が発生し、現時点での

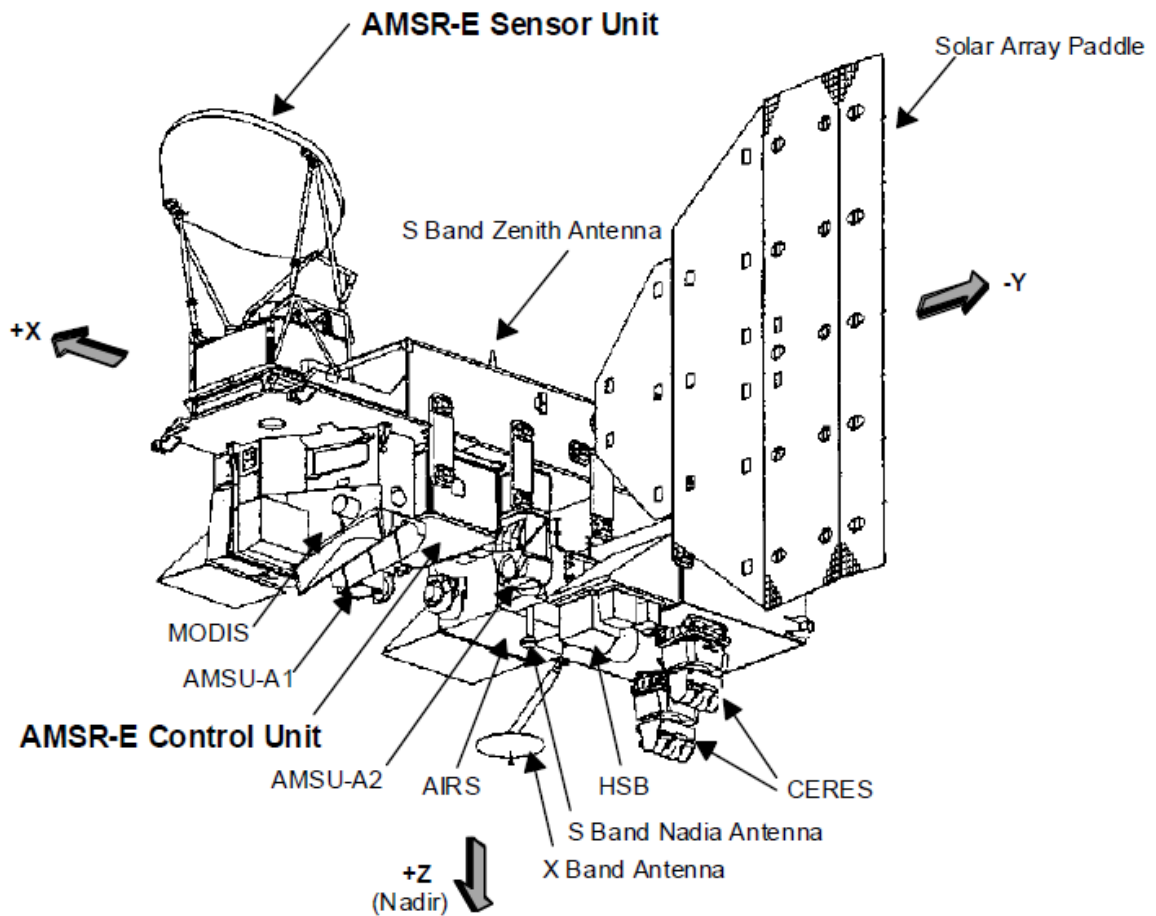


図 5.3: 衛星 Aqua 機器配置

データの取得は断続的な実施に限定されている)。また、Terra および Aqua には、2 つの CERES が搭載され、それぞれクロストラック方向の観測と全方位角方向の観測を行う (TRMM には 1 つ搭載)。

中分解能撮像分光放射計 (MODIS)

中分解能撮像分光放射計 (MODIS) は、クロストラック方向のスキャンミラーと集光するための光学系、および干渉フィルタとともに 4 つの焦点に配置されたりニアアレイセンサで構成される典型的な分光放射計である。MODIS は、 $0.4 \sim 14.5 \mu\text{m}$ の周波数帯において、地球科学的な重要性に基づき選択された 36 バンドの観測を行う。各バンドの空間分解能は、直下において 250m、500m および 1000m の 3 種類がある。また 1000m 分解能での SN 比は、太陽入射角 70° において 500 以上であり、放射照度の絶対精度は $0.4 \sim 3 \mu\text{m}$ のバンドについて $\pm 5\%$ 以下、 $3.7 \sim 14.5 \mu\text{m}$ のバンドについて 1% 以下である。MODIS は、日照域における反射および日照 / 日陰域における放射を、地球上のあらゆる点に対して少なくとも 2 日おきに連続的に観測できるため、全地球的に各

種物理量の算出を行うことができる。

水蒸気サウンダ (HSB)

水蒸気サウンダ (HSB) は、大気湿度プロファイルを得るために、大気からの放射を 4 チャンネルで観測する放射計である。観測チャンネルは、150GHz を中心周波数とするチャンネル 17 と、183.31 GHz のチャンネル 18、19、20 である。HSB による観測データは、AMSU と同様に AIRS 観測データから算出される大気湿度プロファイルおよび可降水量測定精度向上に利用される。

5.3 マイクロ波放射計 AMSR-E

5.3.1 測定対象

AMSR-E は、6 つの周波数帯における輝度温度を垂直 / 水平偏波のそれぞれに対して計測するマイクロ波放射計であり、全球的な環境変動の研究および監視を行うために必要な各種の物理量を測定する。ここで、AMSR-E が観測の対象としている各種物理量を以下に整理する。

降雨

AMSR-E は、雲を通して雨滴や氷粒子からのマイクロ波放射や散乱を観測し、海域および陸域の両方において降雨強度を測定することができる。降雨は、生態系に水を与えると同時に、地表面の加熱を抑制し、地球を適度な環境に保つための重要な役割を果たしている。

海面温度

AMSR-E は、降水を伴わない雲を通して海面温度を測定することができる。海面温度は、グローバルな気象パターンに大きく影響することが知られており、AMSR-E の全天候観測は、気象に影響する海面温度とそのプロセスの監視に大きく貢献する。

水蒸気量

AMSR-E は、海域において積算水蒸気量を観測する。大気中の水蒸気量は、水がどのように大気を循環するのかを把握するために重要であり、また主要な温室効果ガスの一つとして、今後の地球温暖化を予想するための重要な指標となる。

海上風速

AMSR-E は海面の波を観測し、その観測データから海上風速を算出することができる。海上風は、海面からの水の蒸発量を推定する際の重要な要素となる。

雲水量

AMSR-E 観測データより算出される海上の雲水量は、様々な条件下での雲（およびその雲による太陽光の反射）の増減の研究に利用される。温暖化による雲の増減は、地球温暖化のメカニズムの解明にフィードバックされる。

海氷

海洋を覆う氷は、低温の大気への熱損失から海水を絶縁し、逆に海洋を暖める太陽光を反射する。海氷パラメータ（種類や広がり）を監視することは、海氷のこれらの作用が気候変動に与える影響を把握するために必要である。

積雪

降雨プロセスの初期段階における氷粒子の観測とほぼ同じ原理で、AMSR-E は積雪による散乱を観測する。海氷と同様、積雪は地球からの太陽光反射量に大きく影響するとともに、地熱の放出を防ぎ寒気団を形成する役割を果たす。さらに、積雪による冬期の保水は、春季における植物や作物への水の供給量に影響する重要なメカニズムである。

土壌水分

植生の少ない地域においては、AMSR-E による土壌水分量の観測が可能である。土壌水分は、植物や作物を良好な状態に維持するために重要な役割を果たし、また土壌水分量を全球について観測することで、干ばつしやすい地域における干ばつの予兆を監視する。

AMSR-E は、軌道上での Aqua 定常運用開始以降、常時観測モードで運用される。AMSR-E 観測データは他のセンサデータと一緒に約 1 周回に 1 回の頻度で NASA 極域地上局で受信され、GSFC で基本的な処理が行われた後、回線経由で JAXA の地球観測センター (EOC) に伝送される。JAXA/EOC は、GSFC より提供された AMSR-E 観測データを輝度温度に変換する処理を行い (低次処理)、さらに上記で示した各種物理量を算出する処理 (高次処理) を行ったうえ、その結果を JAXA プロダクトとしてユーザに提供する。また、GSFC から回線で提供される AMSR-E の HK データにより、AMSR-E センサの運用状態の監視を行う。なお、JAXA/EOC で処理した AMSR-E 輝度温度データは NASA 側に提供され、NASA のマーシャル宇宙飛行センター (MSFC) でも各種物理量の算出が行われた上、NASA プロダクトとしてユーザに提供される。

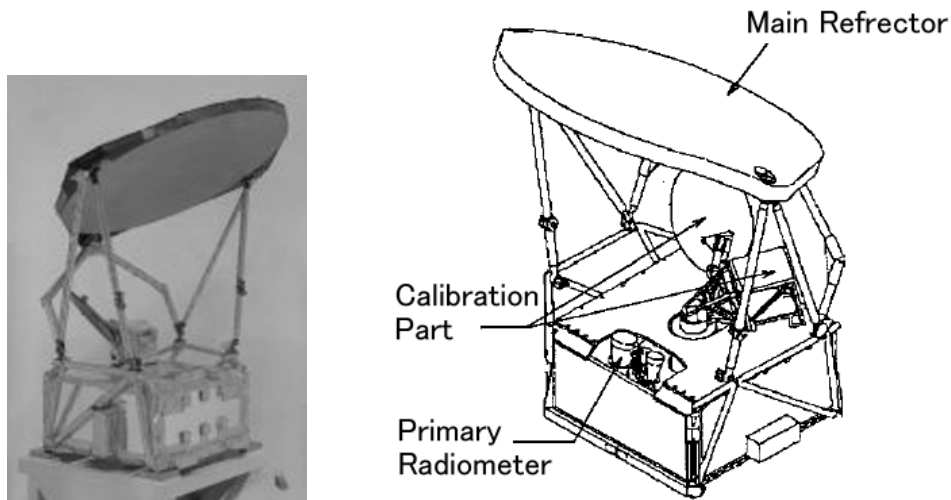


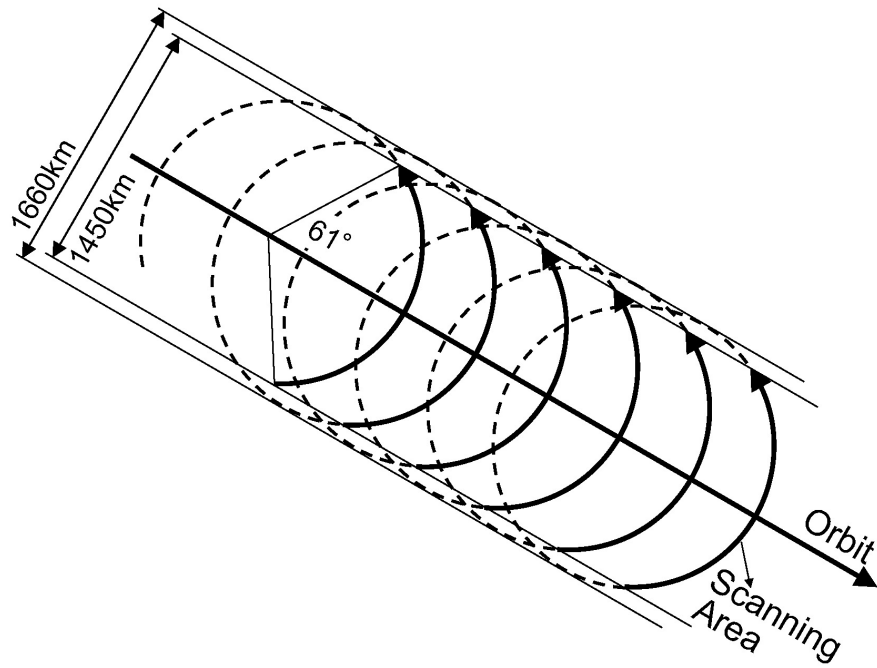
図 5.4: AMSR-E 概観

5.3.2 機器仕様

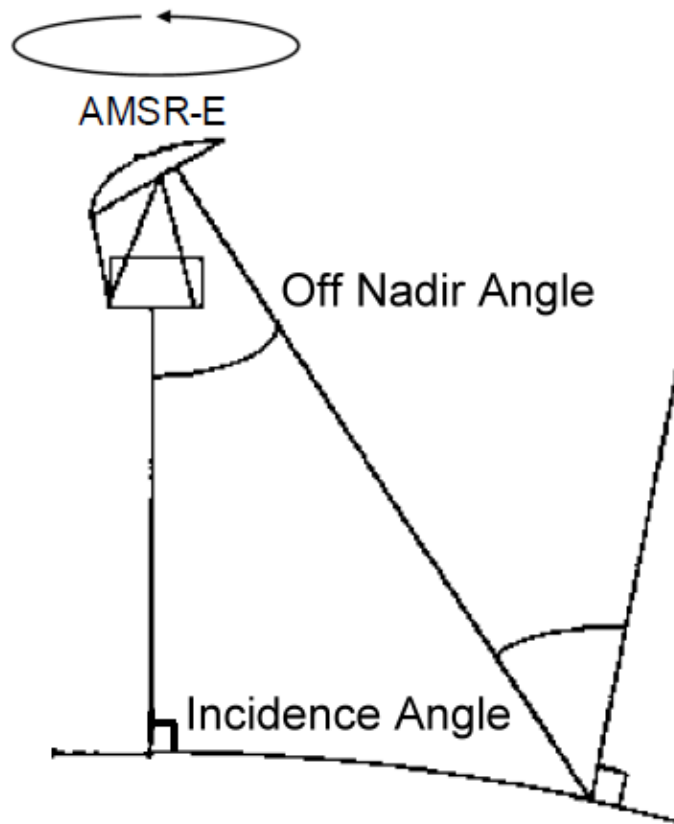
AMSR-E は、6.9、10.65、18.7、23.8、36.5、89GHz 帯 (89GHz 帯は 2 つの受信機を搭載) までの 6 周波数帯のアンテナ等価雑音温度として地表等の放射輝度データを各々垂直偏波および水平偏波で取得するマイクロ波放射計で、主反射鏡で反射された地表表面からの放射を一次放射器で受信する。受信機の利得変動は、高温 / 低温較正源によって較正される。

AMSR-E センサユニットは衛星進行方向先端部に搭載され、図中 z 軸反時計回りに回転しながら飛翔することにより、アンテナビームの地表入射投影は直径約 1660 km の円弧を描きながら前進するコニカルスキャンとなる。アンテナビーム方向は図中 z 軸に対して 47.5° のオフナディア角を有しており、地表入射角は地球の球状効果により 55° となる。マイクロ波放射計のラジオメトリック特性は入射角依存性が強いいため、観測地点に依存せず地表入射角一定となるコニカルスキャン方式とすることで良好な特性を確保している。 55° の地表入射角は海上風の影響が小さく、垂直と水平の偏波の相違が大きくなる角度として設定されている。信号処理部においては、 X 軸方向を中心として $\pm 75^\circ$ 以上の地表観測データを取り込む設計となっている。一方、メインビームの低温 / 高温較正源などの干渉については、6.9 GHz 帯で $-61^\circ \sim 58^\circ$ において、またその他の周波数帯においては、 $\pm 61^\circ$ の範囲に干渉物がない設計となっている。このため、有効な地表観測データとしては、 X 軸方向を中心として $\pm 61^\circ$ 以内の走査角範囲で取得されたデータを採用することとしており、これに対応する地表面観測幅は 1450km となる。

衛星進行方向のサンプリング間隔 10km とするために、高度 705km を飛翔する Aqua の対地換算速度を考慮して、地表換算距離 10km 相当でセンサユニットが 1 回転するよ



(a) 走査角と観測幅



(b) オフナディア角と地表面入射角

図 5.5: AMSR-E ジオメトリック関連特性

うコニカルスキャンの周期を 1.5 sec (ノミナル¹) としている。この回転速度は 40 rpm に相当しており、スキャン方向サンプリング周期を 2.6msec と設定することによりスキャン方向サンプリング間隔 10km を確保する。なお、89 GHz に関しては、チャンネル間で衛星進行方向に約 15km オフセットされた別系統のビームが追加設定してあるので、3 回転相当前後したデータと合わせて衛星進行方向のサンプリング間隔が 5km (ノミナル) となる。また、スキャン方向にもサンプリング周期を 1.3msec と設定してスキャン方向サンプリング間隔 5 km (ノミナル) としている。

各アンテナビームの瞬時視野(フットプリント、半値幅で規定)は衛星進行方向に長い楕円形状であり、アンテナ有効開口径約 1.6m で、瞬時視野約 6.5×4km(89GHz 帯、衛星進行方向 × スキャン方向)となる。また、約 2.6msec の積分時間(89GHz では 1.3msec)に対応して、スキャン方向に約 10km 長い領域の観測データが 1 画素(空間分解能)相当のデータとなる。アンダーラップ(スキャンライン間及びスキャンライン方向の隣接画素とのオーバーラップがなくなった状態)は生じない設計となっている。

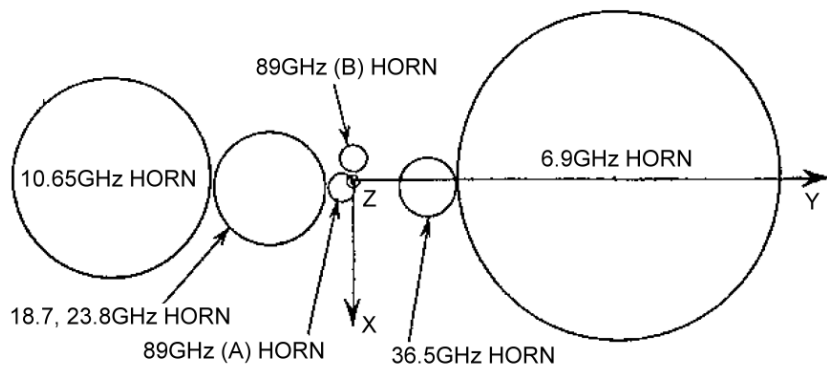


図 5.6: AMSR-E 一次放射器配置

観測周波数帯として 6 周波数帯の観測を行うため、図 5.6 に示すようにアンテナ部に各周波数の一次放射器を横並びに配列しており、そのビーム中心が主反射鏡の異なる部分を指向するため、主反射鏡から地表を同時に指向する角度は各周波数で異なる。そこで各周波数の一次放射器を衛星進行方向にずらして配置することにより、各周波数、各偏波のビーム中心は同一のスキャンライン上を通るよう設計している。またスキャン方向のずれを補償するよう各周波数の観測タイミングをずらすことにより、各周波数のフットプリントが地表の同一ポイントを観測するよう設計している。フットプリントの各周波数の相対位置ずれが周波数レジストレーションである。

各誤差要因を考慮した設計結果から、各周波数、各偏波のビーム軸中心は、89GHz (B) 系を除き同一のスキャンライン上を通り、その誤差は衛星進行方向に $\pm 0.16^\circ$ 以内となる。また、スキャン方向サンプリング中心は、89GHzA 系のサンプリング開始位置から $\pm 0.26^\circ$ 以内となる。

¹公称値

表 5.2: AMSR-E 主要諸元

| | | | | | | | |
|------------------------------------|-----------|---------|---------|---------|------------|-----------|-----------|
| 周波数 [GHz] | 6.9 | 10.65 | 18.7 | 23.8 | 36.5 | 89.0 (A) | 89.0 (B) |
| 帯域幅 [MHz] | 350 | 100 | 200 | 400 | 1000 | 3000 | 3000 |
| ビーム幅 [°] | 2.2 | 1.5 | 0.8 | 0.92 | 0.42 | 0.19 | 0.18 |
| 瞬時視野 (IFOV) ² [km × km] | 43 × 75 | 29 × 51 | 16 × 27 | 18 × 32 | 8.2 × 14.4 | 3.7 × 6.5 | 3.5 × 5.9 |
| 地表入射角 [°] | 55.0 | | | | | | 54.5 |
| サンプリング間隔 [km × km] | 9 × 10 | | | | | 4.5 × 4 | 4.5 × 6 |
| 温度分解能 [K] | 0.34 | 0.7 | 0.7 | 0.6 | 0.7 | 1.2 | 1.2 |
| ダイナミックレンジ [K] | 2.7 ~ 340 | | | | | | |
| スキャン幅 [Km] | 約 1450 | | | | | | |
| 積分時間 [ms] | 2.5 | | | | | 1.2 | |

5.3.3 データプロダクト

AMSR-E のデータは以下の処理レベルで提供される。

レベル 0

AMSR-E Rate Buffered Data もしくは、PDS の品質チェックを行い、品質チェックフラグを付与したデータ。

レベル 1A

レベル 0 データにラジオメトリック補正処理、幾何補正処理を加え、アンテナ温度変換係数とアンテナ温度カウント値等を計算し、シーン単位に切り出したプロダクト。

レベル 1B

レベル 1B レベル 1A で出力したアンテナ温度を変換係数を用いて輝度温度に変換したプロダクト。

レベル 1BMap

レベル 1B Map レベル 1B プロダクトを地図投影したプロダクト。

レベル 2

レベル 1B から、水に関する物理量を算出したプロダクト。

レベル 2Map

レベル 2 プロダクトを地図投影したプロダクト。

レベル3

レベル1B プロダクト、およびレベル2 プロダクトを、地球表面にあらかじめ設定した格子点上で空間的、時間的に平均化し、全球サイズにマッピングしたプロダクト。

今回はレベル1B プロダクトを使用する。AMSR-E レベル1B プロダクトのシーン定義は、観測スキャン中心点における最北点と最南点の間の1/2周回に前後10回のスキャンをオーバーラップデータとして付加したものとなる。すなわち、各軌道番号(1~233)について、

- 昇交軌道 (ascending) シーン
半周回 of 最南点から最北点までのスキャン (最南点を含む)
- 降交軌道 (descending) シーン
半周回 of 最北点から最南点までのスキャン (最北点を含む)

が定義され、1シーンで1ファイルを構成する。

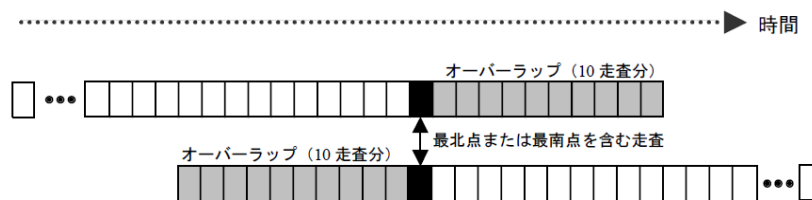


図 5.7: AMSR-E レベル1B データプロダクト シーン定義

AMSR-E データプロダクトのファイルフォーマットは、Hierarchical Data Format(HDF)と呼ばれる形式が採用されている。これは、NASA の ECS も HDF を標準フォーマットとしていることに由来する。

HDF は、イリノイ大学の The National Center for Supercomputing Applications(NCSA) がユーザのリソースに依存しないでデータが利用できるように開発したフォーマットである。HDF の特徴は、大規模なデータ構造が保存可能ということであり、リモートセンシングデータには最適である。また、ファイルにアクセスするためのライブラリは、NCSA より Fortran、C、Java などの言語で提供されており、ユーザのプラットフォームによらず使用可能な環境が整えられている。

各レベルの AMSR-E データプロダクトは、ヘッダ部とデータ部によって構成される。ヘッダ部はメタデータと呼ばれ、データファイル全体に関する情報が保存されている。データ部は6種類のデータ形式をサポートしているが、このうち AMSR-E データプロダクトで使用するのは Global Attribute、Vdata、Scientific Data Sets (SDS) の3種類である。

Global Attribute には、データ全般に関する補助情報が保存されており、Vdata は 1 次元配列で、カスタマイズされたデータレコードを保存する手段を提供する。SDS は固定配列であり、32,768 次元の配列を格納できる。1 つの SDS に含まれるデータの要素は全て同じデータ型であり、8, 16, 32 bit の signed , unsigned 整数、あるいは 32、64 bit の浮動小数点である。SDS には、データ本体に、補助情報 (Attribute) を付加することができる。アトリビュートには様々な記述情報も保存可能である。

5.4 解析システム

5.4.1 処理の流れ

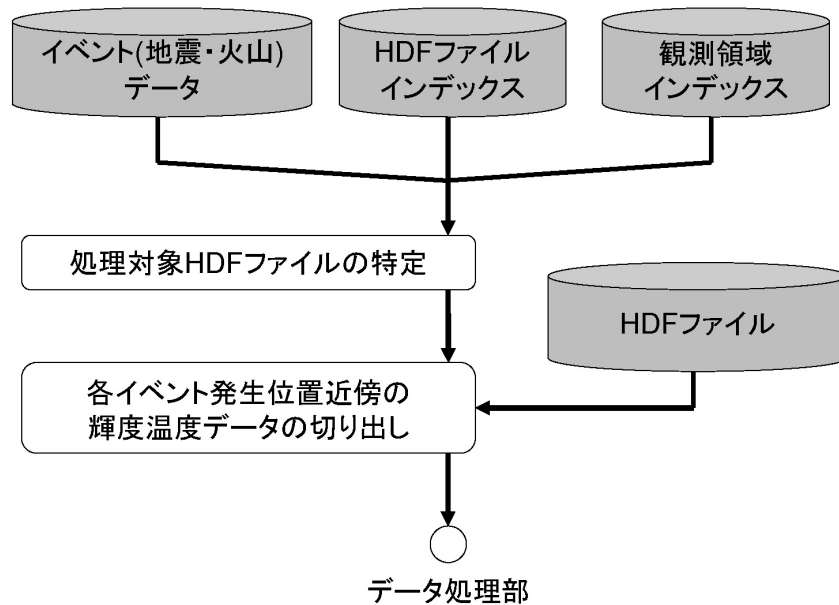


図 5.8: AMSR-E 輝度温度データ解析システム 処理の流れ

今回構築したシステムの処理の流れを図 5.4.4 に示す。まず、世界各地で発生した主なイベント(地震・火山噴火)データをアメリカ地質調査所(USGS)から取得し、システム内でイベントデータベースを構築する。

一方、イベントデータベースにデータファイル索引データベース、並びに観測領域データベースを組み合わせることで、処理対象とするデータファイルを特定する。処理対象となったデータファイルは(独)宇宙航空研究開発機構 地球観測研究センター(EORC)のサーバーからFTPでダウンロードし、各イベント発生位置近傍の観測領域における輝度温度データだけを切り出し、本システム内に構築された輝度温度データベースに格納する。この際、周波数別の観測地点も合わせて求めておく。データ解析

に使用する全てのデータは、本システム内に構築した輝度温度データベースから取り出す。データ処理部については、図 5.24 に示し、5.4.8 節で詳しく述べる。

また、本システムでは「軌道番号 (001 ~ 233) + 衛星進行方向 (昇交:A, 降交:D)」で表される ID をパス ID と定義し、これを用いてデータファイルを分類している。

5.4.2 システム構成

表 5.3: 本システム (初期バージョン) がインストールされた計算機のスペック

| | |
|-------|----------------------|
| 計算機 | Dell PowerEdge 600SC |
| CPU | PentiumIV 2.4GHz |
| 主記憶容量 | 1024 MByte |
| OS | Redhat Linux 9.0 |

表 5.4: 本システムが採用した基幹ソフトウェアの概要

| | |
|---------------|--|
| プログラミング言語 | Java (Sun Java J2SE 1.4.2) Perl 5.8.0 C (コンパイラ: gcc 3.2.2) |
| リレーショナルデータベース | MySQL 4.0.25 |
| WWW サーバ | Apache 2.0.54 Tomcat 4.1.31 |

当初は、本システムは図 5.9 に示すように、単一の計算機によって構築した。システム設計にあたっては、

- 汎用的な (オープンソースの) 基幹ソフトウェアでシステムを設計し、いかなる複雑な処理にも柔軟に対応できる。
- 特殊なソフトウェアを導入することなく、いかなるクライアントでも解析結果が閲覧できる。

ことを念頭において設計した。この設計方針に基づき、開発言語は Perl、Java、C (SDTP ライブラリを使用する部分) とし、データベースにはリレーショナルデータベースとして安定性・高速性の観点で定評の高い MySQL を採用した。また、データ表示プログラムには Java による動的ページ生成機能を実装した WWW サーバ (Apache + Tomcat) を採用し、クライアント側は WWW ブラウザさえあれば容易に解析結果を閲覧することができる。動的ページ生成機能を実装した WWW サーバは Perl や PHP でも実装できるが、Java は標準ライブラリのみで動的な画像生成機能を有し、解析結果をグラフィカルに表示することが可能であることから、本システムでは Java を採用した。HDF ファイルの処理には Java 版 HDF ライブラリ (HDF-Java)³ を使用している。表 5.3 には、本

³<http://www.hdfgroup.org/hdf-java-html/>

システムがインストールされた計算機のスペック、表 5.4 には本システムが採用した基幹ソフトウェアの概要を示す。これらの基幹ソフトウェアは全てオープンソースであり、フリーライセンスで使用できる。

しかしながら、実際にこの環境で、あるイベント発生位置を中心に、緯度経度方向に $\pm 1^\circ$ の範囲について観測開始から 3 年程度の期間のデータ (処理対象ファイルサイズ合計：90GB) を切り出すには 5 日程度の時間を要した。これでは多くのイベントを効率的に解析できないため、本システムでは更なる処理の高速化を図る必要があった。一般に、単一の計算機のスペックを上げるよりも、廉価な計算機を並列化した方が低コストでの高速化が期待できる。従って、本システムでも並列化による高速処理の実現に取り組み、図 5.10 に示す現行バージョンでは同程度の計算機 7 台を使用している。並列処理のために初期バージョンのシステムから新たに加えられた機能は以下のようにまとめられる。

- 各計算機に搭載されているデータ抽出プログラムは、現在行っている処理が完了すると直ちに待ち行列にアクセスし、待ち行列の先頭にあるファイルの処理を開始する。この際、同じファイルを複数の計算機が処理しないように、排他ロックなどの機構が導入されている。
- データファイルから切り出した輝度温度データを本システム内に構築された輝度温度データベースに格納する際、各 HDF ファイル毎にデータの格納先となる計算機を定義し、特定の計算機に負荷・トラフィックが集中しないようにしている。

ここで使用している計算機のスペックは表 5.5 に示す。現行バージョンでは、初期バージョンで 5 日程度かかっていた前述の処理が 4～5 時間で完了する。

表 5.5: 本システム (現行バージョン) がインストールされた計算機のスペック

| | |
|-------|--|
| 計算機 | (a) Dell PowerEdge 600SC × 2 (b) Dell PowerEdge 700 × 1 (c) Dell PowerEdge SC420 × 4 |
| CPU | (a) PentiumIV 2.4GHz (b) PentiumIV 2.8GHz (c) PentiumIV 2.8GHz |
| 主記憶容量 | (a) 1024 MByte (b) 512 MByte (c) 512 MByte |
| OS | (a) Redhat Linux 9.0 (b) Redhat Linux 9.0 (c) Fedora Core 3 |

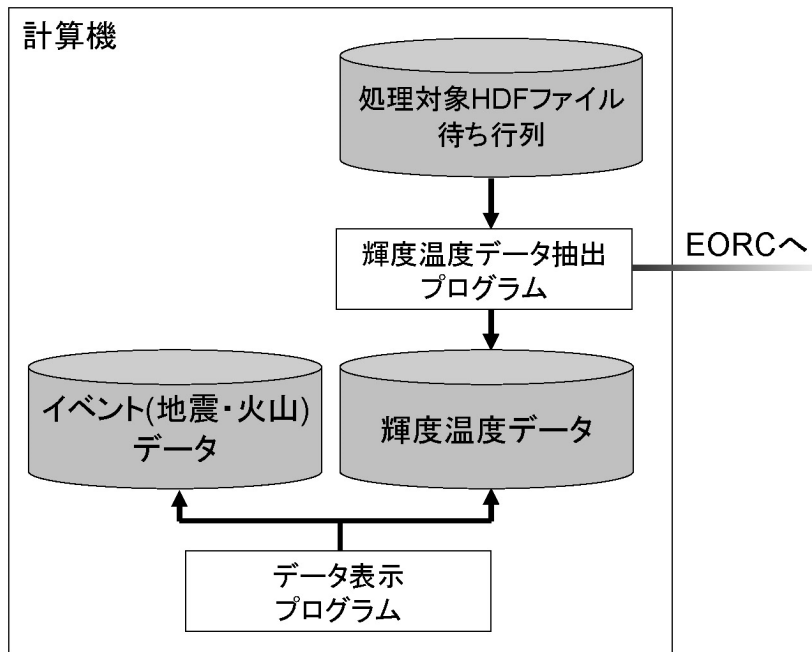


図 5.9: AMSR-E 輝度温度データ解析システム (初期バージョン) 構成

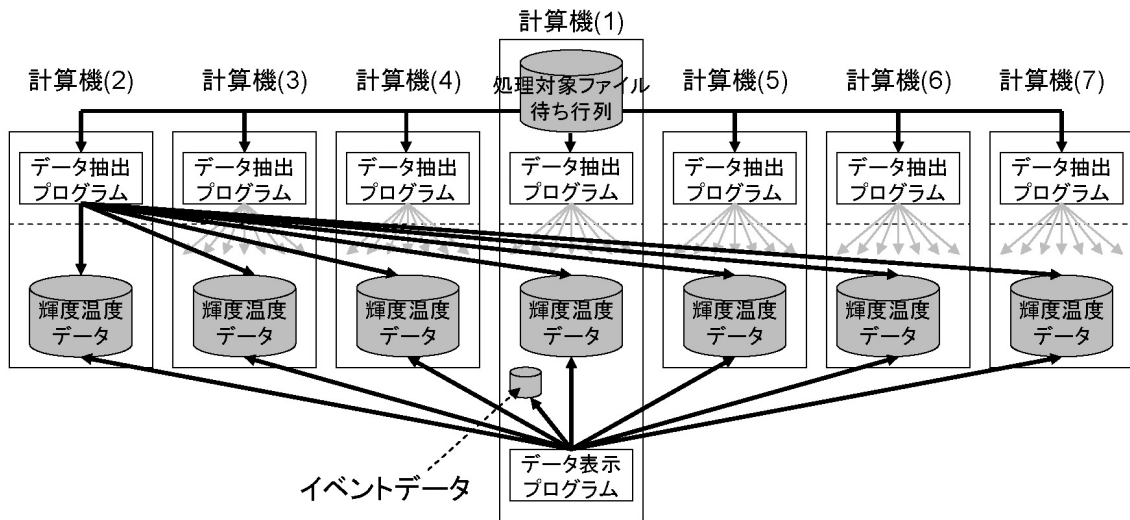


図 5.10: AMSR-E 輝度温度データ解析システム (現行バージョン) 構成

5.4.3 イベント(地震,火山噴火)データベース

アメリカ地質調査所 (USGS) は、Earthquake Hazards Program⁴の中で世界各地で発生した地震のデータベースを構築している。本システムでは、このデータベースから1986年1月から2005年5月までに世界各地で発生した1552件の主な地震(「Significant Earthquakes of the World」⁵として登録されているもの)をHTMLデータとして取得した。このデータはPerlで整形した後、システム内のイベントデータベースとして再構築した。図5.11には、これら1552件の地震を本システムのデータ表示プログラムで表示させた結果を示す。

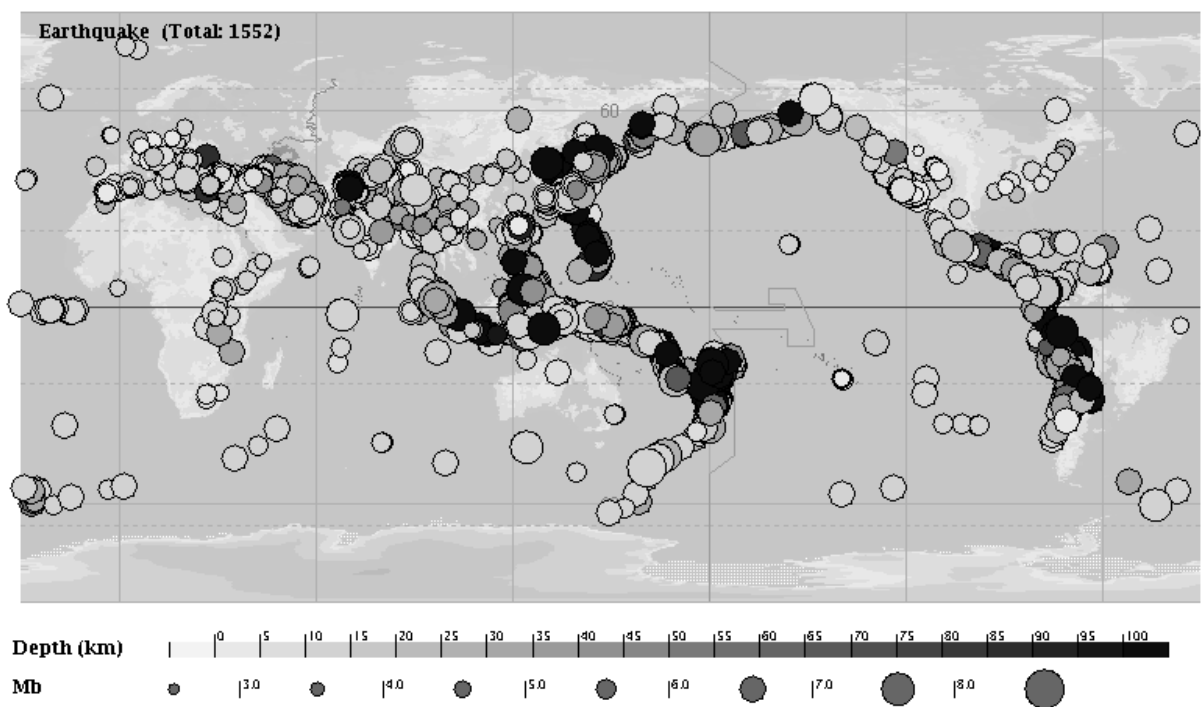


図 5.11: 1986年1月から2005年5月までに世界各地で発生した1552件の主な地震

火山噴火については、USGSがアメリカスミソニアン協会(SI)と共同でGlobal Volcanism Program⁶を展開しており、これを通して2000年11月から2005年7月までに発信されたWeekly Volcanic Activity Reportを世界各地の火山別にHTMLデータとして取得した。このデータもPerlで整形した後、システム内のイベントデータベースとして再構築した。地震データは、発生日時、発生位置(緯度、経度)、震源の深さ、マグニチュード、記事から構成されており、火山噴火データは、レポート発信日時、火山位置(緯度、経度)、火山の標高、警報レベル、レポート内容で構成されている。

⁴<http://earthquake.usgs.gov/>

⁵<http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/eqarchives/significant/>

⁶<http://www.volcano.si.edu/reports/usgs/>

5.4.4 処理対象データファイルの特定

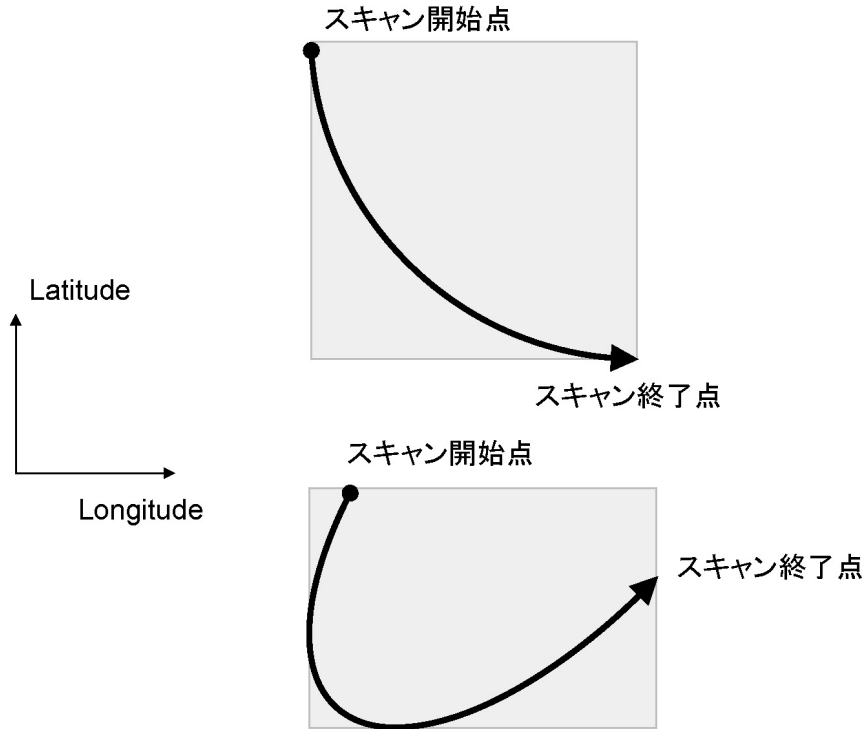


図 5.12: 1 回のスキャンがカバーする領域の定義

処理するデータファイルを特定するには、まず、EORC の FTP サーバにあるデータファイルの一覧を取得し、これについてシステム内でデータベース (図中の HDF ファイルインデックス) を構築しておく。次に、全パス ID の各スキャンがカバーする領域についてデータベース (図中の観測領域インデックス) を構築すれば、任意の地点がどのパス ID のデータファイルに含まれるかが分かる。

6.2 節で述べたように、AMSR-E の観測領域はパス ID (軌道番号と衛星進行方向) によって (公称では) 一意に特定されるため、観測領域インデックスは、各パス ID を代表する 1 つのデータファイルを使用して構築すれば十分である。本システムでは、あるパス ID・スキャンがカバーする領域を 89GHz (B) の観測地点を用いて図 5.12 のように定義している。この領域は実際にスキャンがカバーする領域よりも広くなり、また周波数によって観測地点もずれるが、観測領域インデックスは、所望の領域が含まれるパス ID を特定する (スキャンまでは特定しない) ために利用されるため、この定義でも十分である。本システムで実際に輝度温度データの切り出しを行う際には、全ての観測点について周波数帯別の観測地点を求め、ここで改めてその観測地点が所望の観測領域に含まれるかどうか判定している。

5.4.5 周波数帯別の観測地点の導出

データファイルは最もサンプリング間隔の短い 89GHz 帯を基準に構築されており、ここに最初から含まれている観測地点も 89GHz 帯のもののみである。従って、他の周波数帯の観測地点は 89GHz (A) の観測地点を元に求められる。

上記を言い換えれば、同じスキャン内で隣接するデータのサンプリング間隔は 5km ということである。89GHz 以外の周波数帯ではサンプリング間隔は 10km であるから、これらの周波数帯では各スキャンについて偶数番目にのみ有効なデータが含まれる (奇数番目は常に 0)。観測地点のずれを表す周波数 f の相対レジストレーション係数 $A_1(f)$ 、 $A_2(f)$ は各データファイルのメタデータに含まれている。

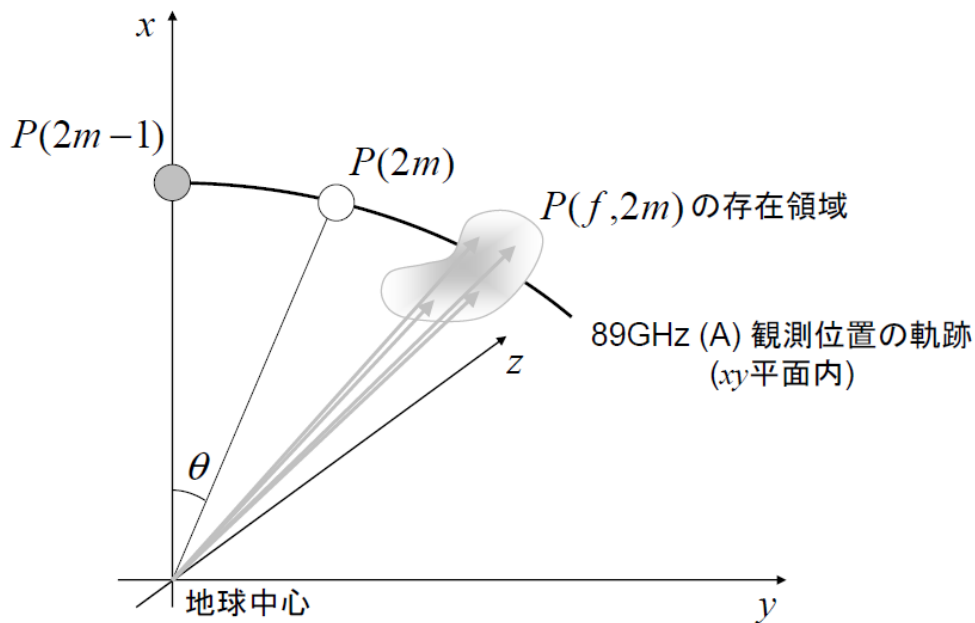


図 5.13: 89GHz 以外の周波数帯の観測地点の導出

ここで、あるスキャンの $2m - 1$ 番目の観測データに含まれる 89GHz (A) ホーンの観測地点を $P(2m - 1)$ 、 $2m$ 番目の観測データに含まれる同観測地点を $P(2m)$ とし ($m = 1, 2, 3, \dots$)、地球中心から $P(2m)$ の方向を x 軸、スキャン方向を y 軸とする右手系を構成すると、周波数 f の観測地点 $P(f, 2m)$ は、

$$P(f, 2m) = \begin{pmatrix} \cos A_1(f)\theta \cdot \cos A_2(f)\theta \\ \sin A_1(f)\theta \cdot \cos A_2(f)\theta \\ \sin A_2(f)\theta \end{pmatrix} \quad (5.1)$$

となる。なお θ は、地球中心に対して $P(2m)$ と $P(2m - 1)$ がなす角である。

本システムでは θ を球面三角法の余弦定理 (図 6.13 参照) によって求めた後、式 (5.1) を適用し、この式で取り扱っている座標系を回転させて地球中心赤道面基準慣性座標系に一致させることで $P(f, 2m)$ の緯度、経度を求めている。

5.4.6 測定データのリサンプリング

観測地点別に輝度温度データが取得できても、これらをそのまま使うだけでは他の時刻における観測データとの比較を行うことは困難である。このため、本システムでは以下に示すようなデータリサンプリング手法を実装し、観測時刻が異なっても同一の地点のデータが取得できるようになっている。

ニアレストネイバ法

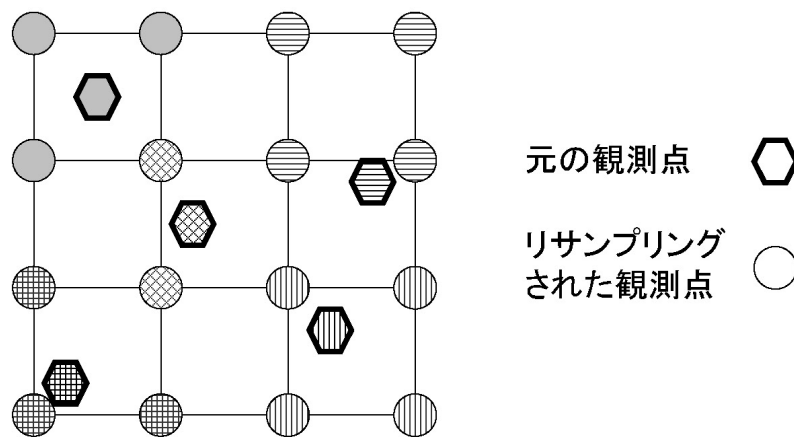


図 5.14: ニアレストネイバ法

ニアレストネイバ法では、予めある分解能で格子を設定しておき、各格子点の測定データを最も近い観測点の測定データとするリサンプリング手法である。但し、

- AMSR-E 本来のサンプリング間隔 (89GHz : 5 km \simeq 0.05°, それ以外の周波数 : 10 km \simeq 0.1°) 以内の領域が全て同じ輝度温度とみなされる。
- 異なる観測時刻をまたいで輝度温度データを比較する場合、本来は異なる位置の輝度温度データが同じ位置の輝度温度とみなされる。

すなわち、サンプリング間隔付近の局所的な輝度温度変化を解析するには空間的な誤差が大きくなってしまう欠点がある。

図 5.15 は、本システムでのニアレストネイバ法の実装方法を示す。本システムでは格子点と観測点の距離ではなく、なす角によって近傍判定を行っている。なす角は全て球面三角法の余弦定理 (図 6.13 参照) を用いて求める。本システムでは処理速度との兼ね合いから図中の N を 1 としている。すなわち、ある観測点に対して、まずは最近傍の格子点とそこから格子 1 単位分離れた 8 つの格子点を求める。但し、この観測点と求められた格子点の間に (実際には存在しなくても) 別の観測点が存在しうる場合、

この格子点の最近傍の観測点としてこの観測点が扱われる可能性は排除すべきである。従って、図 5.15 の閾値 θ を 89GHz の場合は $\theta = 0.075^\circ$ 、それ以外の周波数の場合は $\theta = 0.15^\circ$ として、この段階で、着目している観測点と求められた格子点の間に他の観測点が含まれないようにしている。その後、これらの格子点からこの観測点を見て、最近傍か否かを判定する。

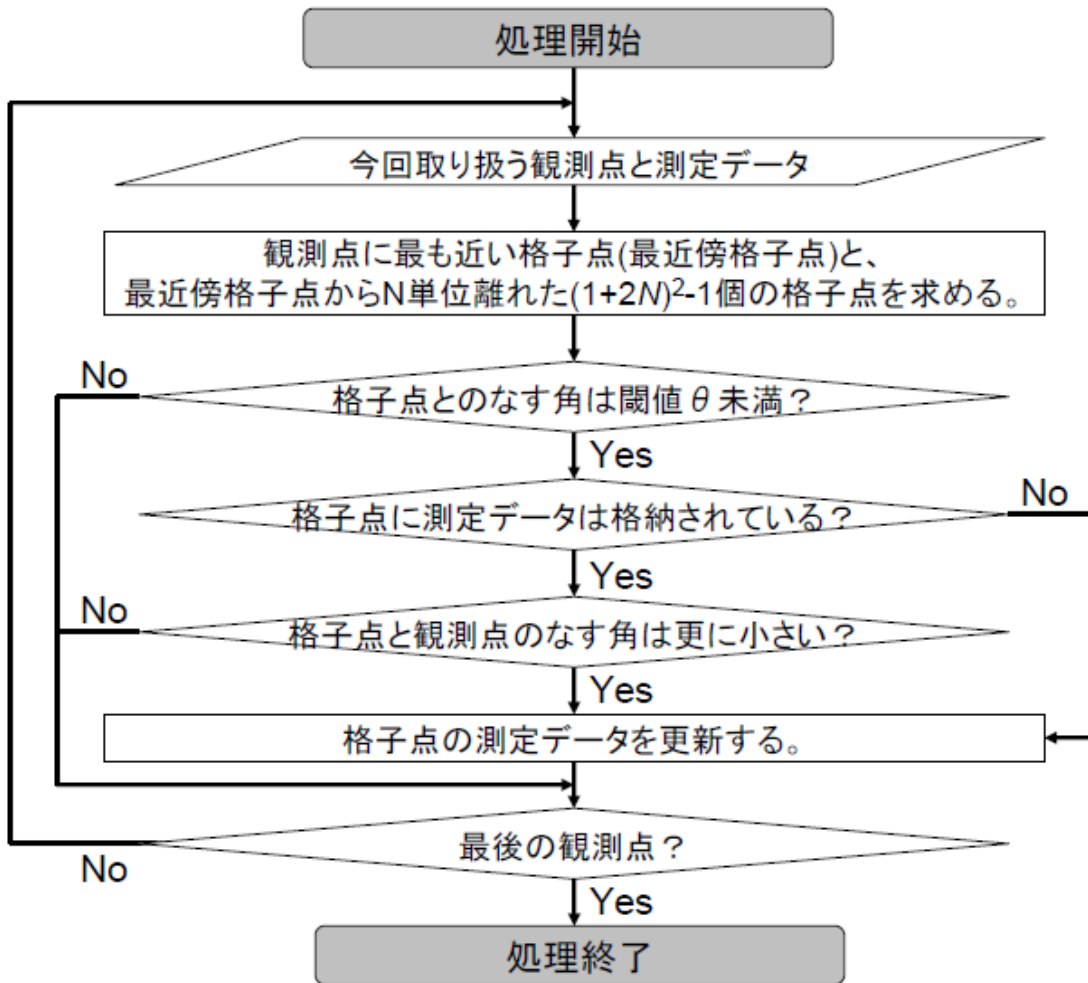


図 5.15: 本システムでのニアレストネイバ法の実装

三角形要素集積法

この方法は等高線を描画する手法を応用したものである。以下の手順を踏む。

1. 得られた観測点群を微小な三角形要素に分解、各三角形要素について平面の方程式を求める。
2. 任意地点の測定データは、その地点を含む三角形要素の平面の方程式から求める。

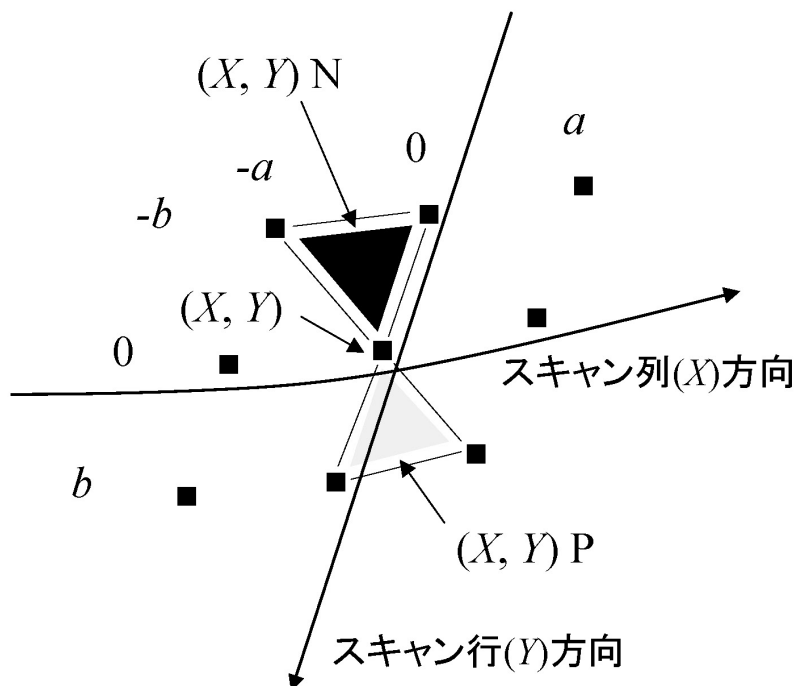


図 5.16: 三角形要素集積法における三角形要素の定義
(降交軌道で図示)

まず、観測点群を微小な三角形要素に分解するには、その三角形要素を定義しなければならない。ここで、スキャン方向にスキャン列番号 X 、衛星進行方向にスキャン行番号 Y を定めると、全ての観測点 (X, Y) について、

- (X, Y) P(positive) 型
 (X, Y) 、 $(X, Y + b)$ 、 $(X + a, Y + b)$ を頂点とする三角形
- (X, Y) N(negative) 型
 (X, Y) 、 $(X, Y - b)$ 、 $(X - a, Y - b)$ を頂点とする三角形

を定義することができ、全ての三角形要素は重複しない。なお、ここで定義する三角形要素は隣接する観測点で構成する。従って、図 5.16 において、

$$a = \begin{cases} 1 & (89\text{GHz 帯}) \\ 2 & (\text{それ以外の周波数帯}) \end{cases}, b = 1 \quad (5.2)$$

である。ただ、スキャン行 / 列方向は観測によって変化するため、三角形要素の定義は観測中心におけるスキャン行 / 列方向のなす角に応じて、以下の 2 通りの定義を使い分ける。これにより、観測によらずほぼ同じ形状の三角形要素に分割できる。

- 図 5.17 (a) : 観測中心におけるスキャン行 / 列方向のなす角が鈍角の場合

- (X, Y) P 型
 (X, Y) 、 $(X, Y + b)$ 、 $(X + a, Y + b)$ を頂点とする三角形
- (X, Y) N 型
 (X, Y) 、 $(X, Y - b)$ 、 $(X - a, Y - b)$ を頂点とする三角形

○ 図 5.17 (b) : 観測中心におけるスキャン行 / 列方向のなす角が鋭角の場合

- (X, Y) P 型
 (X, Y) 、 $(X, Y + b)$ 、 $(X - a, Y + b)$ を頂点とする三角形
- (X, Y) N 型
 (X, Y) 、 $(X, Y - b)$ 、 $(X + a, Y - b)$ を頂点とする三角形

なお、観測中心 (X, Y) におけるスキャン行 / 列方向のなす角 θ は、 (X, Y) の経度、緯度をそれぞれ (Λ_X, Φ_Y) のように表記し、スキャン行方向 \mathbf{Y} 、スキャン列方向 \mathbf{X} を

$$\mathbf{X} = \begin{pmatrix} \Lambda_{(X+a)} - \Lambda_{(X-a)} \\ \Phi_{(X+a)} - \Phi_{(X-a)} \end{pmatrix} \quad (5.3)$$

$$\mathbf{Y} = \begin{pmatrix} \Lambda_{(Y+b)} - \Lambda_{(Y-b)} \\ \Phi_{(Y+b)} - \Phi_{(Y-b)} \end{pmatrix} \quad (5.4)$$

と定義した上で、便宜上

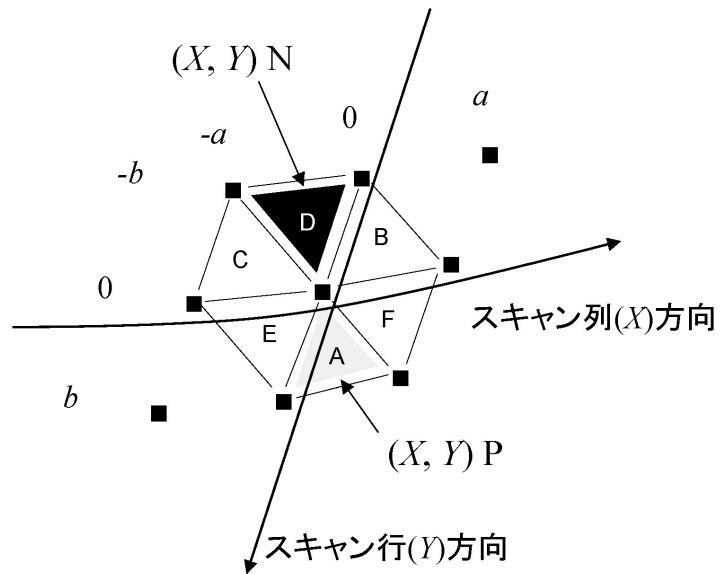
$$\cos \theta = \frac{\mathbf{X} \cdot \mathbf{Y}}{|\mathbf{X}| |\mathbf{Y}|} \quad (5.5)$$

として求める。

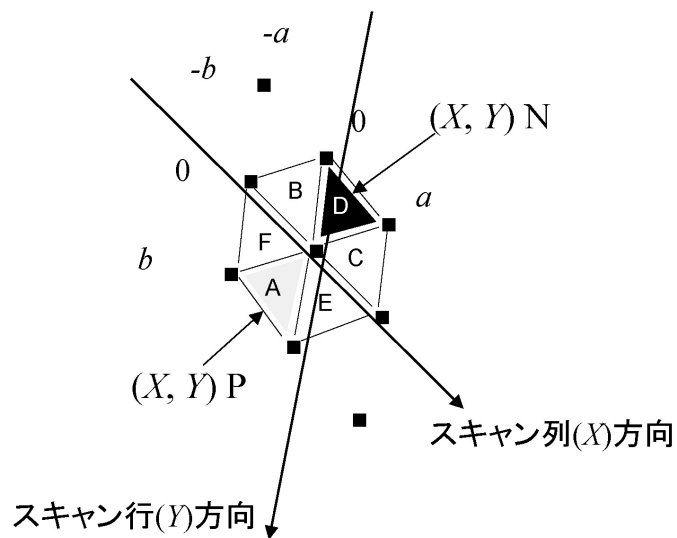
このように三角形要素を定義すれば、観測点 (X, Y) は、図 5.17 に示すように

- A: (X, Y) P 型
- B: $(X, Y - b)$ P 型
- C: $(X - a, Y - b)$ P 型
- D: (X, Y) N 型
- E: $(X, Y + b)$ N 型
- F: $(X + a, Y + b)$ N 型

の一部となる。



(a) 観測中心におけるスキャン行 / 列方向のなす角が鈍角の場合



(b) 観測中心におけるスキャン行 / 列方向のなす角が鋭角の場合

図 5.17: スキャン行 / 列方向のなす角による三角形要素の定義変更 (降交軌道で図示)

これを本システムでは、図 5.19、5.20 のように実装した。図 5.19 において、 x を経度、 y を緯度、 z を測定データとして平面の方程式を

$$Ax + By + Cz = D \quad (5.6)$$

とすると、三角形の頂点の経度、緯度、測定データを (n_x, n_y, n_z) として ($N = a, b, c$)、

$$A = (b_y - a_y)(c_z - a_z) - (b_z - a_z)(c_y - a_y) \quad (5.7)$$

$$B = (b_z - a_z)(c_x - a_x) - (b_x - a_x)(c_z - a_z) \quad (5.8)$$

$$C = (b_x - a_x)(c_y - a_y) - (b_y - a_y)(c_x - a_x) \quad (5.9)$$

$$D = Aa_x + Ba_y + Ca_z \quad (5.10)$$

で求まる。また、図 5.20 において、三角形要素内部に存在する格子点を求めるには、図 5.18 に示すように三角形要素 ABC に外接する四角形内に存在する全ての格子点 $\{P\}$ について、

$$\begin{aligned} \vec{AP} &= m \vec{AB} + n \vec{AC} \\ m &> 0 \\ n &> 0 \\ 0 &< m + n < 1 \end{aligned} \quad (5.11)$$

が成り立つか否かで判定すればよい。図 5.18 に灰色の線で示されたベクトルは式 (5.11) の関係を満たさない。

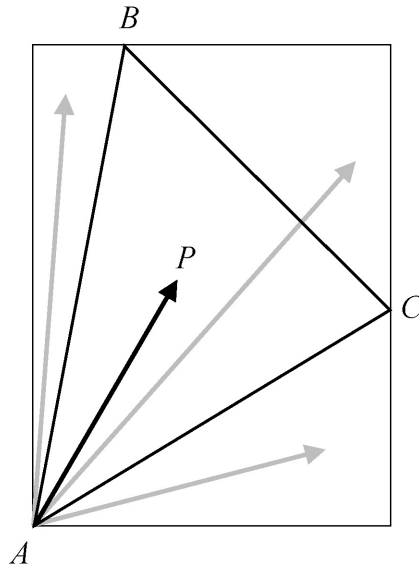


図 5.18: 三角形要素内部に存在する格子点

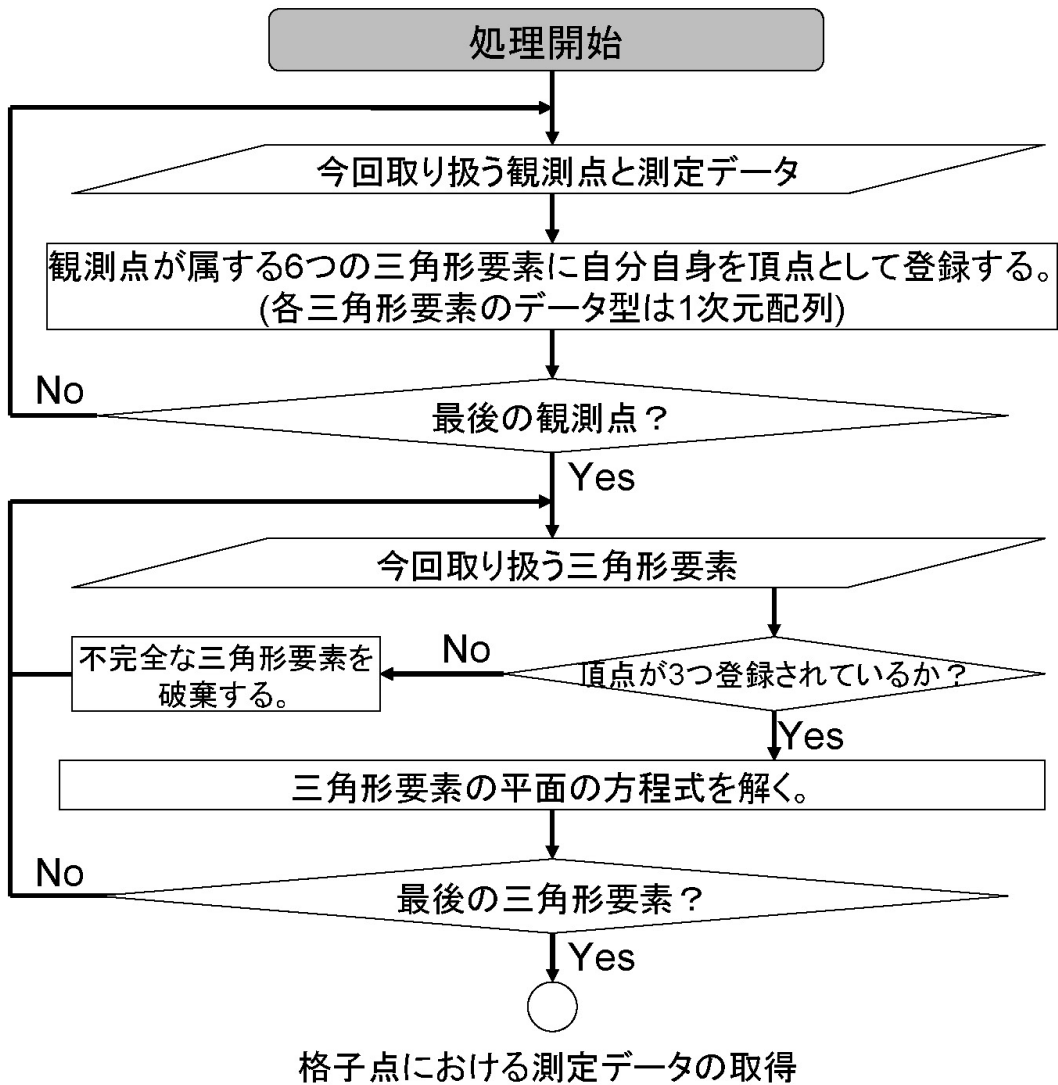


図 5.19: 本システムでの三角形要素集積法の実装 (1)

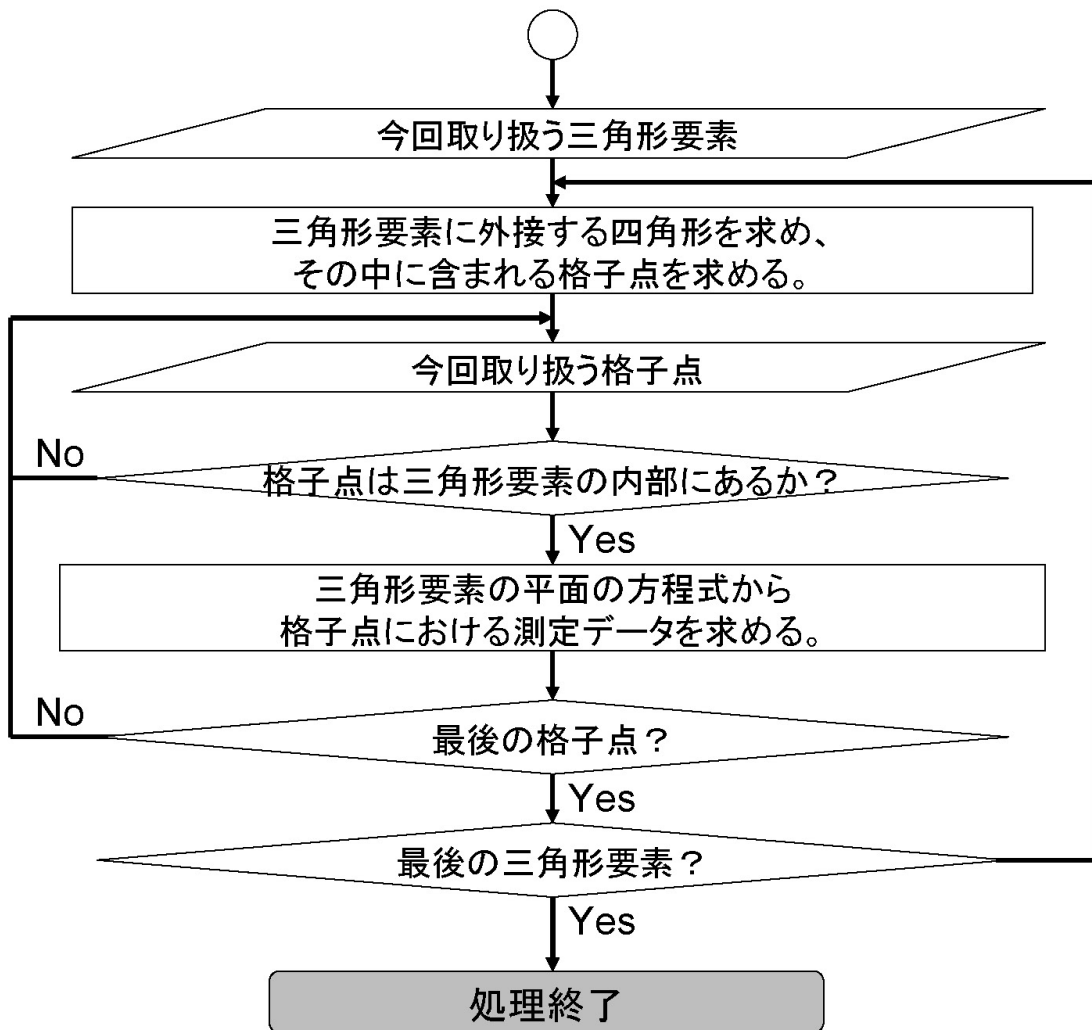
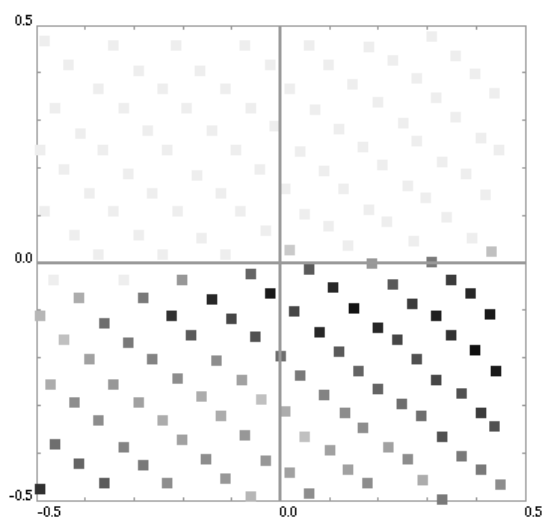
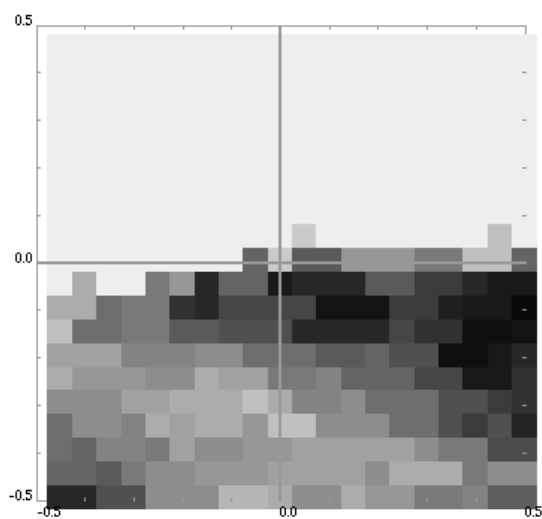


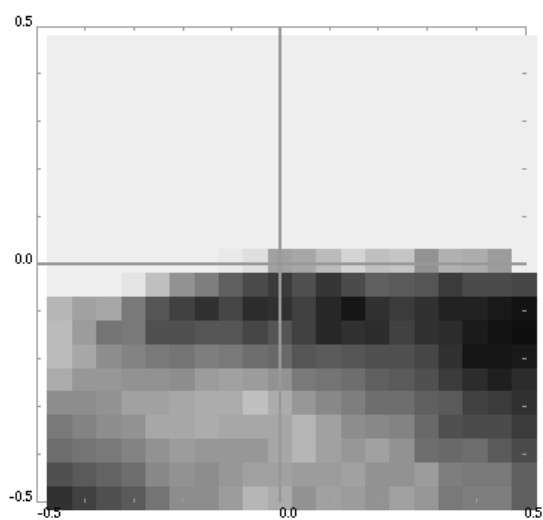
図 5.20: 本システムでの三角形要素集積法の実装 (2)



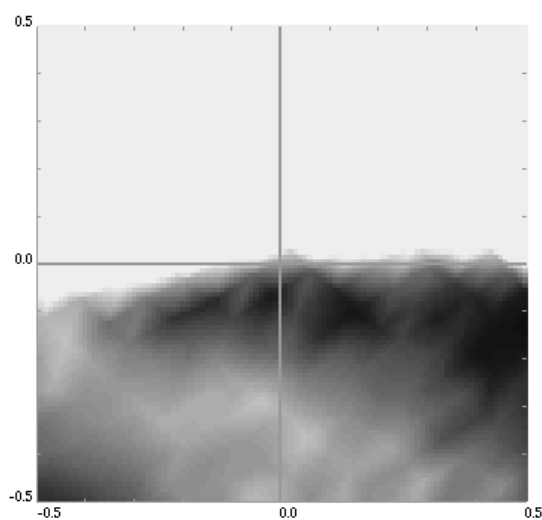
(a) 本来の観測点に輝度温度をプロット



(b) ニアレストネイバ法 (分解能 0.05°)



(c) 三角形要素集積法 (分解能 0.05°)



(d) 三角形要素集積法 (分解能 0.01°)

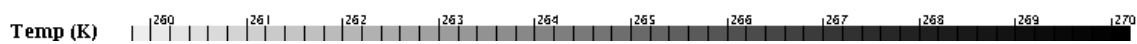


図 5.21: データ補間法の効果

三角形要素集積法を適用すると、観測機器本来のサンプリング間隔に左右されることなく、任意の分解能で測定データの分布を取得可能になる。それぞれの補間法を適用した輝度温度コンター図のサンプルを図 5.21 に示す。図 5.21 のそれぞれは、水平方向に経度、垂直方向に緯度を取り、描画範囲は観測中心から $\pm 0.5^\circ$ となっている。三角形要素集積法を適用する (c) と、分解能が 0.05° で同じであってもニアレストネイバ法 (b) に比べて格子点間のステップ状の変化が抑えられていることが分かる。更に三角形要素集積法の分解能を 0.01° まで小さくする (d) と、更に格子点間の輝度温度変化は滑らかになり、真の輝度温度分布に対する空間誤差はニアレストネイバ法に比べてはるかに小さくなっていると考えられる。

5.4.7 解析方針

着目する地震

マグニチュードがより大きく、浅い陸地を震源とする地震を優先的に解析する。

4.4 節で構築した地震関連マイクロ波放射モデルでは、地殻が単一の岩石で構成され、水分を含まなければ、地震によって 830m の断層が変動した場合に、 9.0×10^{-12} W の 2GHz 帯マイクロ波が放射されることを示した。更に、マイクロ波放射領域が放射計のフットプリントと同程度、あるいは大きければこのマイクロ波による輝度温度の上昇量は $3.26 \cdot 10^3$ K に達するという結論を得た。

しかしながら、これにはかなりの不確定要素が含まれている。最大の不確定要素は地中におけるマイクロ波の伝搬であり、できるだけ規模が大きく、できるだけ浅い陸地を震源とする地震であれば地震関連マイクロ波の検出可能性は高まると考えた。

着目する軌道

降交軌道時の輝度温度データを選択的に解析する。

実際に輝度温度データを扱うと、輝度温度データが様々な要因でゆらぐことが分かる。輝度温度が揺らぐ原因の 1 つとして地表で反射した太陽光の影響があるが、太陽同期準回帰軌道を周回する Aqua では各観測地点における観測時刻 (地方時) は常に一定であり、降交軌道時は常に夜間となる。従って少しでも揺らぎの原因を排除するために降交軌道時の輝度温度データを選択的に解析する。

着目する周波数

18.7GHz の輝度温度データを重点的に解析する。

4 章で述べた岩石破壊実験の結果を踏まえると、地震関連マイクロ波は AMSR-E の観測周波数のうち 18.7GHz 以下で検出される可能性が高い。しかし、6.9GHz や 10.65GHz 帯のマイクロ波は、我々の社会活動によって様々な用途 (通信、放送) に広く使用され

ていることから、強い電波干渉によって輝度温度データが大きく上昇する場合がある。従って、まず 18.7GHz での輝度温度データの異常の検出に着手する。

23.8GHz 以上の輝度温度データは、18.7GHz の輝度温度データを変化させた原因を検討する際に使用する。例えば、気象条件によって 18.7GHz の輝度温度データの異常が検出されたならば、23.8GHz 以上の輝度温度データにおいても何らかの異常が検出されている可能性がある。一方、岩石破壊によって生じたマイクロ波の場合、23.8GHz 以上の輝度温度データに異常が見られるとは考えにくい。

5.4.8 データ処理手順

物理的な根拠に基づく解析方針を立てた後は、実に様々な試行錯誤を行いながら、ようやく以下に示す解析手順を構築するに至った。前節で述べた三角形要素集積法による補間もこの解析手順を構築する過程で生じた要求に応えるために開発したものである。

差分輝度温度への着目

今回、解析対象となっている地震は陸地を震源とするものである。確かに、陸域では地中からの放射は観測できるものの、この放射がマイクロ波放射計に届くまでには、土壌水分や気象条件など様々な変動要因の影響を受ける。しかしながら、この変動要因の影響をほとんど同一視できる程に近接した 2 つの観測点が取れば、両者の輝度温度の差分を取ることで、地中からの放射の差分のみを取り出せると考えた。ここで着目している観測点を **Focused Point (FP)**、着目点から差し引く輝度温度を与える観測点を **Reference Point (RP)** とする。

当初、FP-RP 間距離 (なす角) は、サンプリング間隔 (18.7GHz の場合 0.1°) 未満にはできなかったが、三角形要素集積法の開発により、これを任意の値に設定することが可能になった。現在は、FP-RP 間距離を 89GHz 未満において 0.05° としてケーススタディを進めている。

垂直・水平偏波の差分輝度温度を合わせて評価できる量 (評価関数) の導入

岩石破壊に基づくマイクロ波は、自然の雑音であるため偏波特性はほとんどないと考えられる。従って、垂直偏波の差分輝度温度 ΔT_V と水平偏波の差分輝度温度 ΔT_H の大きさを合わせて評価できる量として評価関数(S) を

$$S \equiv \begin{cases} \sqrt{\Delta T_V^2 + \Delta T_H^2} & \Delta T_V > 0, \Delta T_H > 0 \\ 0 & (\text{それ以外}) \end{cases} \quad (5.12)$$

のように定義する。

イベント発生時期に評価関数が最大となる Focused Point 分布の導出

2002年6月の観測開始から現時点(便宜上2006年7月31日までとする)にわたる評価関数の時系列変化を見て、イベント発生時期に評価関数が最大となるようなFPの分布を求める。図5.22はFPの分布を求める過程を示している。

1. イベント発生位置を中心に $\pm 0.5^\circ$ の範囲の領域を 0.01° の分解能で補間し、10000個のFPを取る。
2. 各FPについて、東西南北に 0.05° 離れたRPを取ると、全部で40000組のFP-RPの組み合わせが取れる。何故、FPとRPのなす角を 0.05° とするかについては、後述するAl Hoceima地震の解析結果に基づいている。
3. 40000組の全FP-RPの組み合わせに関する評価関数の時系列変化から、イベント発生日(近傍)で評価関数が最大となるFPの分布を求めた。図5.22では、イベント発生日に最大となる評価関数の時系列変化を黒線で、それ以外の評価関数の時系列変化を灰線で示している。

そして、2002年6月の観測開始から現時点(2006年7月31日)まで常に評価関数が0でない限り、この領域に存在する全40000系統の評価関数の時系列変化それぞれについて、その値が最大になる日は必ず存在する。このため、最大となる評価関数がどの程度の特異性を持つのかについて以下の乖離率で評価することが重要になる。

なお、前節で示した着目する周波数に関する解析方針に従い、18.7GHzで評価関数が最大になるFPにおいて、23.8GHzや36.5GHzでも評価関数が最大になる場合は、18.7GHzで評価関数を最大にした原因が地震によるものではないと判断する。

イベント発生時期に最大となる評価関数の特異性を評価する量(乖離率)の導入

図5.23の(a)と(b)を比較すると、ともにイベント発生時期に評価関数は最大となっているが、(b)の方は、他に評価関数が0以上になっている観測が少なく、イベント発生時期に見られる評価関数の異常はより特異性が高いといえる。この「特異性の高さ」を評価する量として、乖離率 Δ を

$$\Delta \equiv \frac{S_{\max}}{\bar{S}} \quad (5.13)$$

のように定義する。ここで、 S_{\max} は評価関数の最大値、 \bar{S} は評価関数の平均値である。図5.23の(a)と(b)で Δ を求めると、(b)の方が Δ の値は大きくなる。次ページにデータ処理手順を改めてまとめておく。

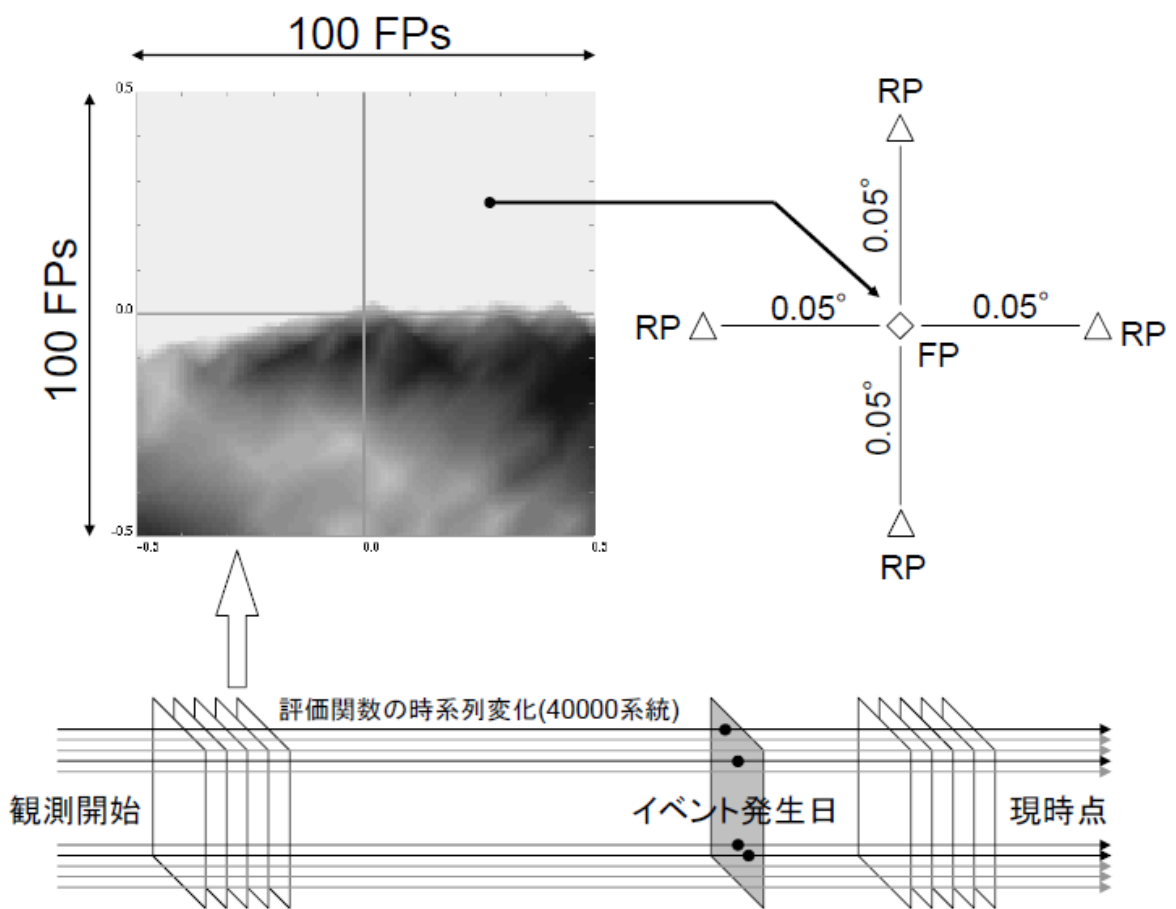
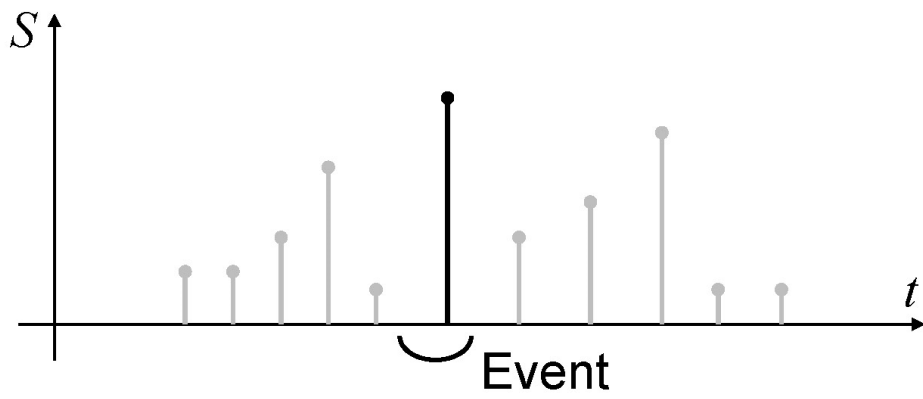
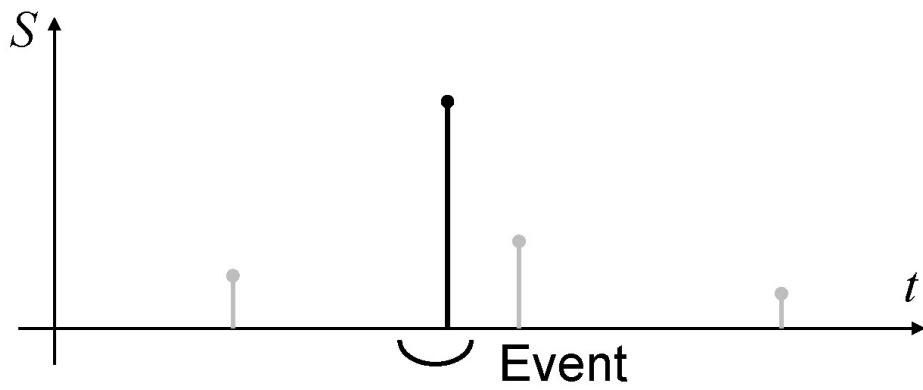


図 5.22: イベント発生時期に評価関数が最大となる Focused Point 分布の導出



(a) 特異性が低い場合



(b) 特異性が高い場合

図 5.23: イベント発生時期に最大となる評価関数

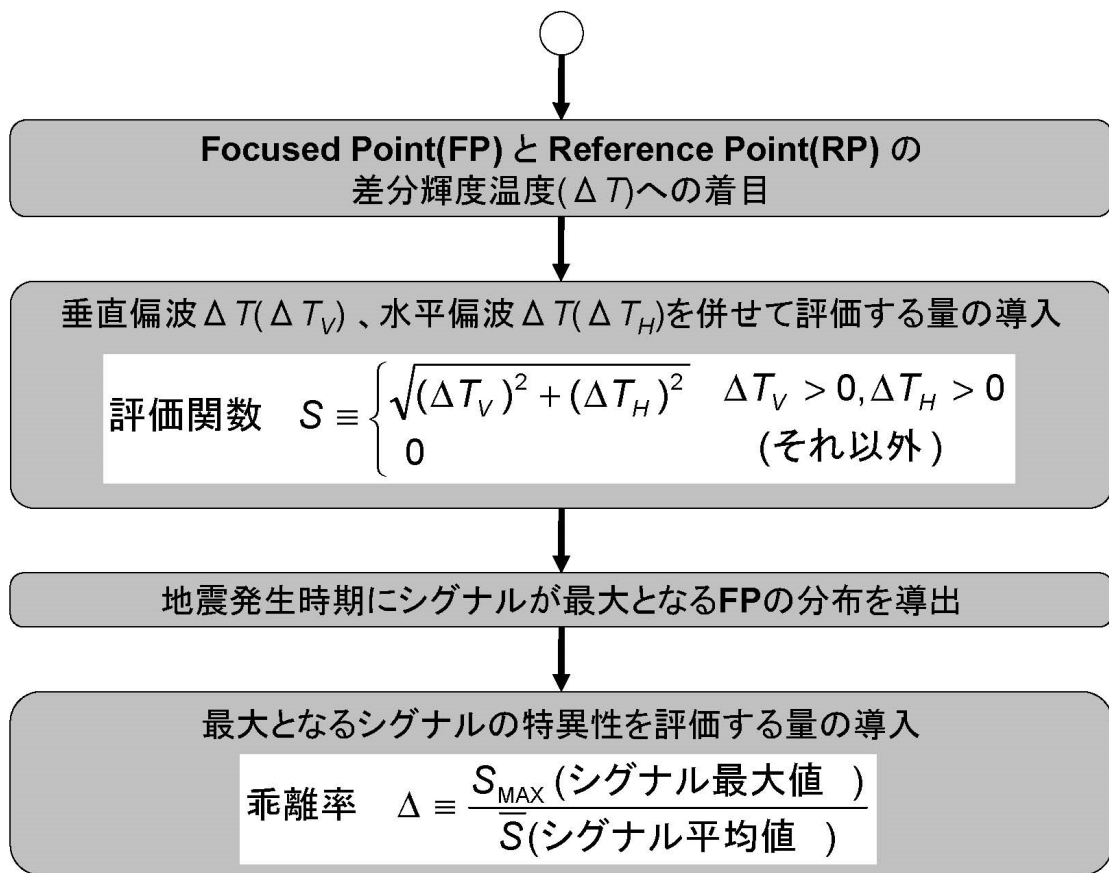


図 5.24: AMSR-E 輝度温度データ解析システム データ処理手順

5.5 解析事例

以下特に断りのない限り、時刻は世界標準時 (UT) とする。

5.5.1 Reventador(エクアドル) 火山噴火 (2002年11月3日)

Reventador(0.078°S, 77.656°W) はエクアドルにある活火山で、2002年11月3日に26年ぶりに大噴火した。図 5.26 中の黒円で示すように、2002年11月3日に立ち上る噴煙の様子は、NASA の海洋観測衛星 OrbView-2 に搭載された光学センサ SeaWiFS ではっきりと捉えられている。

一方 AMSR-E による観測は、火山噴火前後の1週間では表 5.6 に示す期間に行われている。なお、観測領域は火山を中心とする緯度経度 $\pm 0.5^\circ$ の領域である。

表 5.6: Reventador 火山噴火前後における AMSR-E の観測時刻

| 番号 | 観測日 | 観測時間 | パス ID | 解析結果 |
|-----|------------|-------------------|-------|--------|
| (1) | 2002/10/26 | 6:32:40 ~ 6:33:14 | 008D | 図 5.27 |
| (2) | 2002/10/28 | 6:20:50 ~ 6:21:38 | 006D | 図 5.28 |
| (3) | 2002/10/29 | 7:03:31 ~ 7:04:22 | 013D | 図 5.29 |
| (4) | 2002/10/31 | 6:50:56 ~ 6:51:25 | 011D | 図 5.30 |
| (5) | 2002/11/02 | 6:38:33 ~ 6:39:05 | 009D | 図 5.31 |
| (6) | 2002/11/04 | 6:26:28 ~ 6:27:09 | 007D | 図 5.32 |
| (7) | 2002/11/05 | 7:09:46 ~ 7:10:32 | 014D | 図 5.33 |

噴火が発生した当日は観測が行われておらず、火山噴火直後の観測は2003年11月4日に行われている。2002年11月5日にSI/USGSから発信された Weekly Volcanic Activity Reportによると、2002年11月3日20:00から11月4日1:00にかけて、強い火山性地震が頻発し、火山活動が弱まった後、7:00から8:00にかけて再び活発な火山活動が始まった。11月4日は終日小～中規模の噴火が続き、火山砕屑物が火山周辺に飛散した。そして11月5日には火山活動は一旦終息した。

図 5.27 ~ 5.32 は、各々の観測日に評価関数が最大となる FP の分布を 18.7GHz および 23.8GHz について示している。いずれの図においても、座標中心は Reventador の火口であり、火口の位置を基準にして横軸は相対的な経度、縦軸は相対的な緯度を表している。図 5.28(c)、図 5.31(c) は空白となっているが、これは、2002年10月28日および2002年11月02日に 36.5GHz の評価関数が最大になる FP- RP の組み合わせが存在しないことを示している。

2002年10月26日、2002年10月28日、2002年10月31日は、18.7GHz、23.8GHz いずれにおいても評価関数が最大になる FP- RP の組み合わせは存在する。しかし、これらの FP- RP の組み合わせはいずれも乖離率が小さいことから、日常的に評価関数が 0 以外の値をとっており、特異性はさほど高くない。2002年11月2日は評価関数が最

大となる FP- RP の組み合わせ自体が 18.7GHz ではほとんど存在しない。36.5GHz については、10月28日は評価関数が最大になる FP- RP が存在しない。10月26日、10月31日は評価関数が最大になる FP- RP の組み合わせが存在するが、やはり乖離率は小さい。

2002年10月29日は、図5.29(a)中に円Aで示すように、火山上で数組の FP- RP の組み合わせで 18.7GHz の評価関数が最大となっている。この評価関数は値自体は小さいものの、乖離率は火山以外の場所で評価関数が最大となっているどの FP- RP の組み合わせよりも大きい。一方、23.8GHz、36.5GHz の評価関数は同じ場所で最大とはなっていない。また、噴火直前に火山上で 18.7GHz の評価関数が最大となるような FP- RP の組み合わせは他に存在しない。前述したように、岩石破壊によって生じたマイクロ波の場合、23.8GHz 以上の輝度温度データに異常が見られるとは考えにくいため、18.7GHz の評価関数のみが最大となっているこのような FP- RP の組み合わせは、噴火直前の岩石破壊に関連して発生している可能性がある。

そして火山噴火直後の 2002年11月4日の解析結果は、他のどの日とも明らかに異なる。この日に評価関数が最大となる FP- RP の組み合わせの数は 18.7GHz、23.8GHz いずれにおいても期間中最多となる。特に 18.7GHz については火山から噴出した噴煙に対応するように評価関数が最大となる FP- RP の組み合わせが分布している (図5.32(a)中B1)。23.8GHz、36.5GHz では、18.7GHz とは形状が異なるものの、火山から南南西～南の方向に評価関数が最大となる FP- RP の組み合わせが分布している (図5.32(b)中B2、B3)。

この観測の半日前に SeaWiFS によって噴煙が捉えられているため、このような FP の分布が現れた原因の一つに、噴煙の物理温度に由来する放射が影響している可能性が高い。このような放射は岩石破壊に由来する放射と異なり、18.7GHz だけでなくその他の周波数帯の輝度温度上昇にも影響を及ぼすことは十分に考えられる。更に 18.7GHz では、FP- RP の組み合わせの中に乖離率が 500 以上になるもの (図5.32(a)中C) も含まれており、それらは火山のすぐ近くの南西側に分布している。これらについては、噴煙の物理温度に由来する放射のみならず、その他の火山碎屑物の物理温度に由来する放射、あるいは岩石破壊に由来する放射の影響が及んでいる可能性もある。

参考までに、図5.34には、2002年11月4日の正味の輝度温度分布 (18.7GHz、23.8GHz、36.5GHz) を示しておく。36.5GHz では火山のすぐ南側に輝度温度の高まりが認められる (図5.34中D) が、18.7GHz、23.8GHz における正味の輝度温度分布では、火山周辺の輝度温度の高まりが地形によるものなのか、火山噴火に関連するものなのかは全く判断できず、図5.32(a)(b)のような特徴は到底抽出できない。この結果より、本研究で構築した輝度温度データ処理法 (5.4.8 節参照) が局所的な陸域リモートセンシングという観点から優位性を持つと考えている。

なお、2002年11月5日は、火山の西側全体が観測領域から外れているものの、少なくとも火山周辺の東側には 18.7GHz、23.8GHz、36.5GHz いずれにおいても、評価関数が最大になる FP- RP の組み合わせは存在しない。これはこの日に火山活動が一旦終息したという Weekly Volcanic Activity Report の内容とよく一致する。

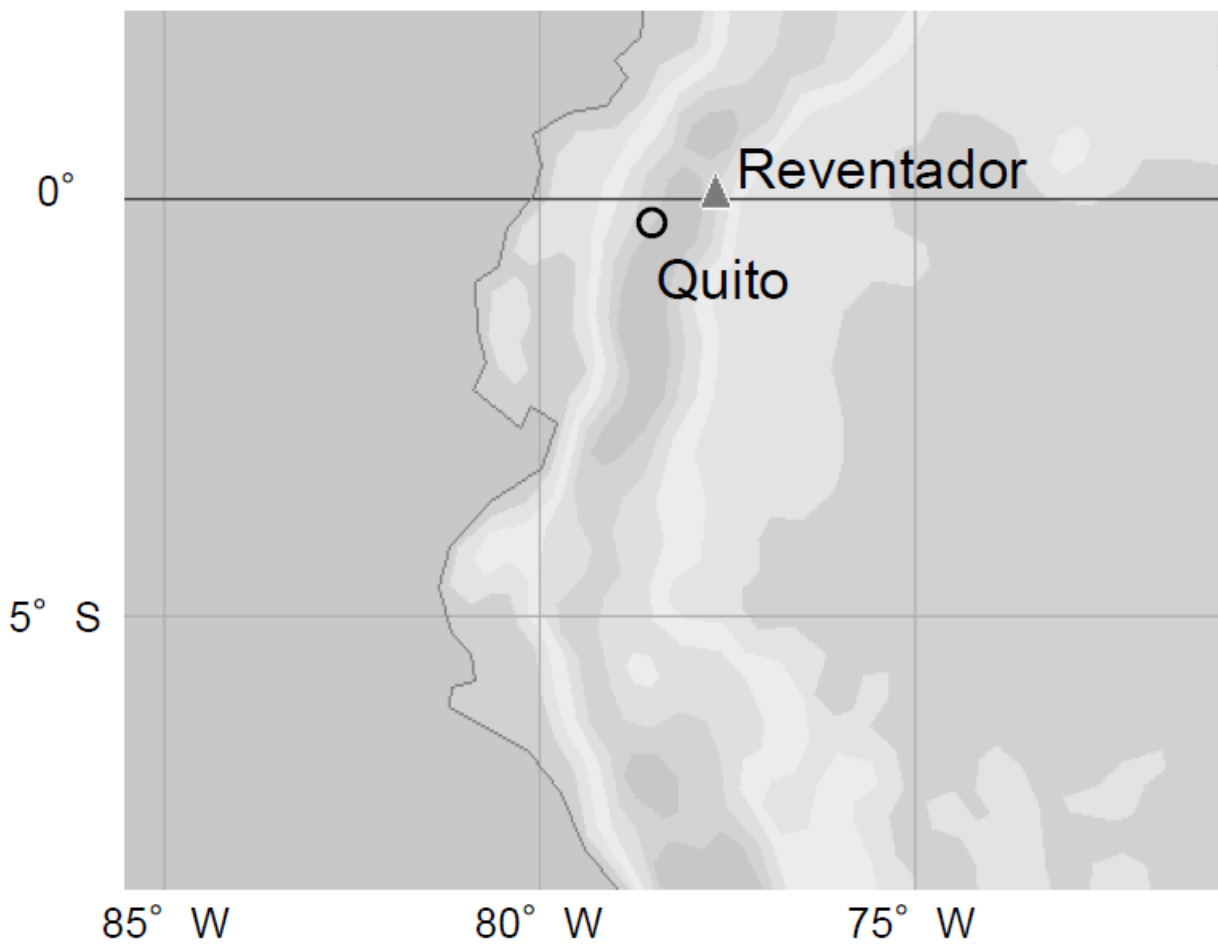


図 5.25: Reventador の位置
(Quito はエクアドルの首都)

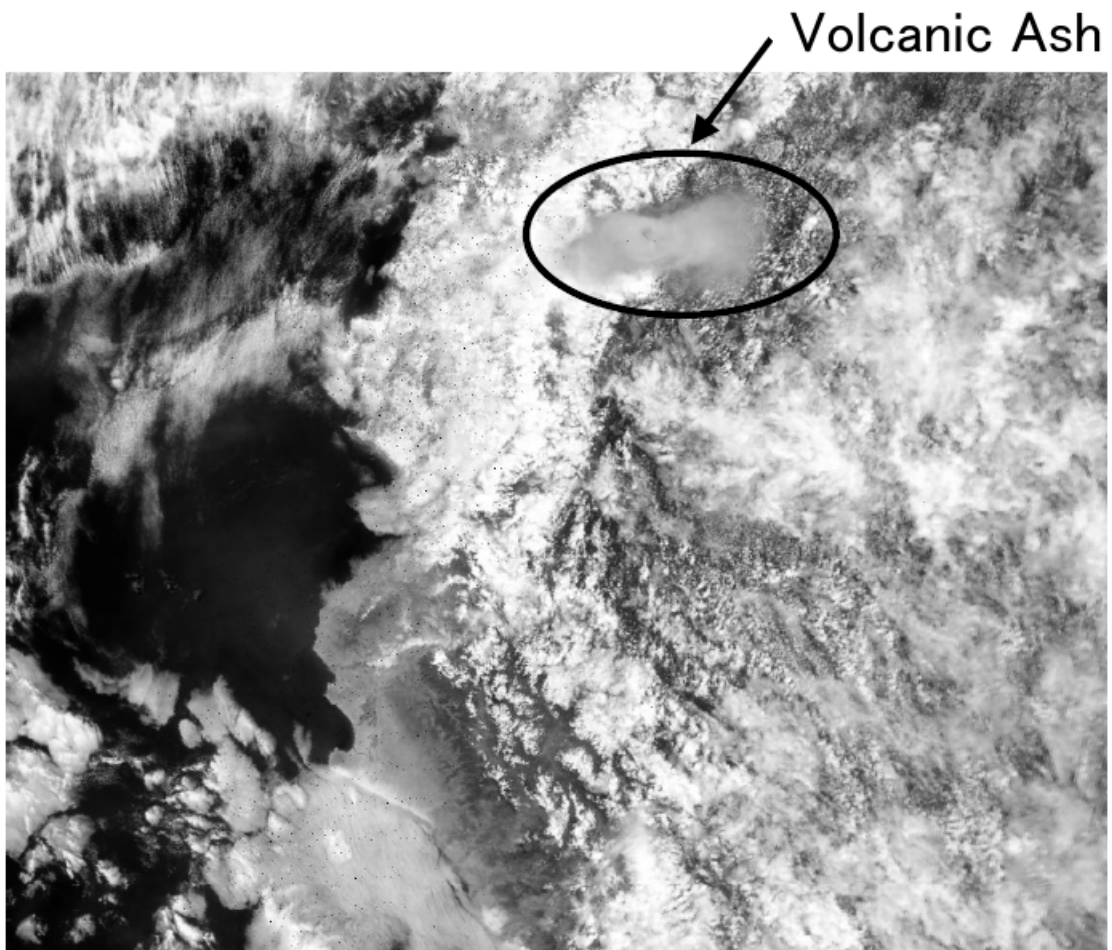
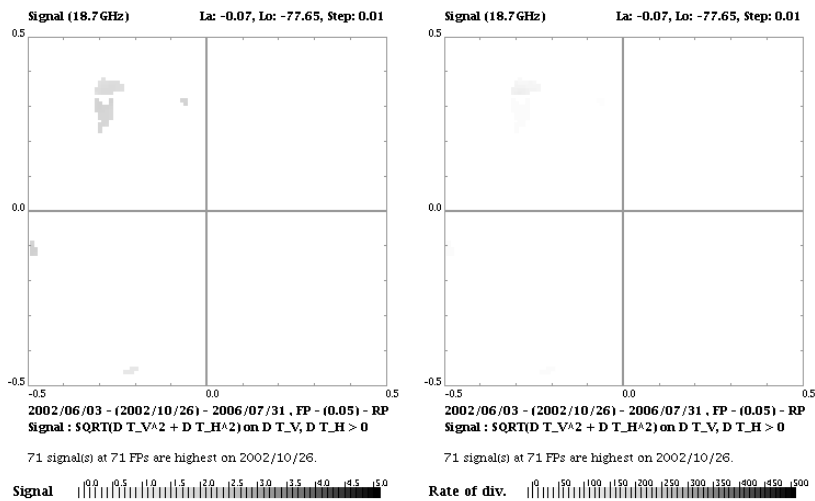
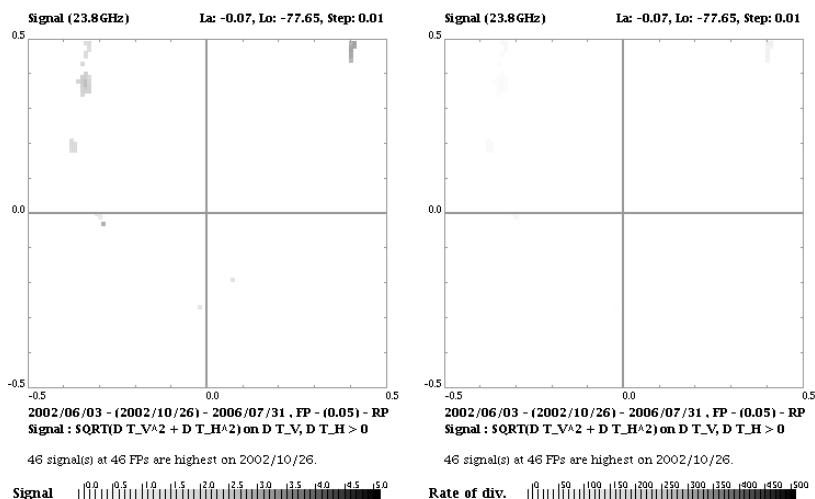


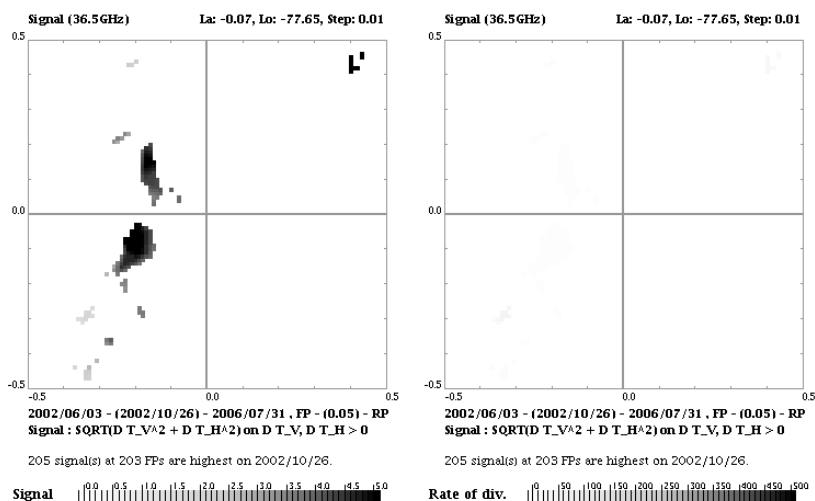
図 5.26: 2002 年 11 月 3 日に SeaWiFS で捉えられた Reventador 噴火による噴煙
(図 5.25 と同スケール)



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

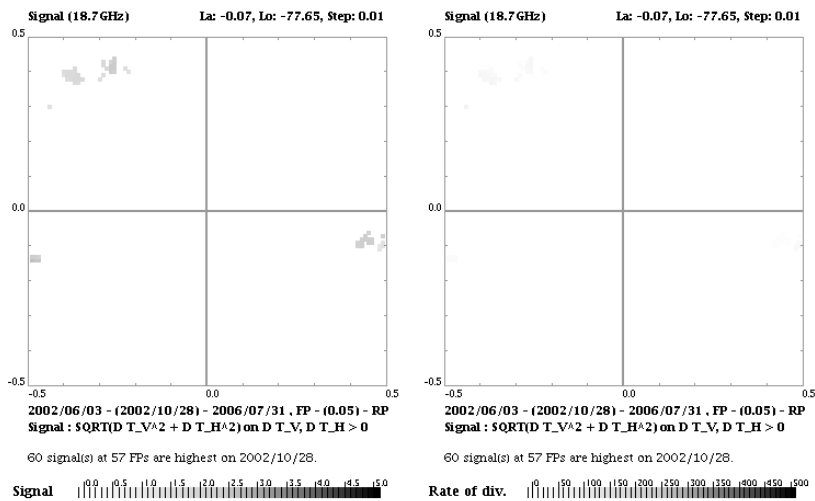


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

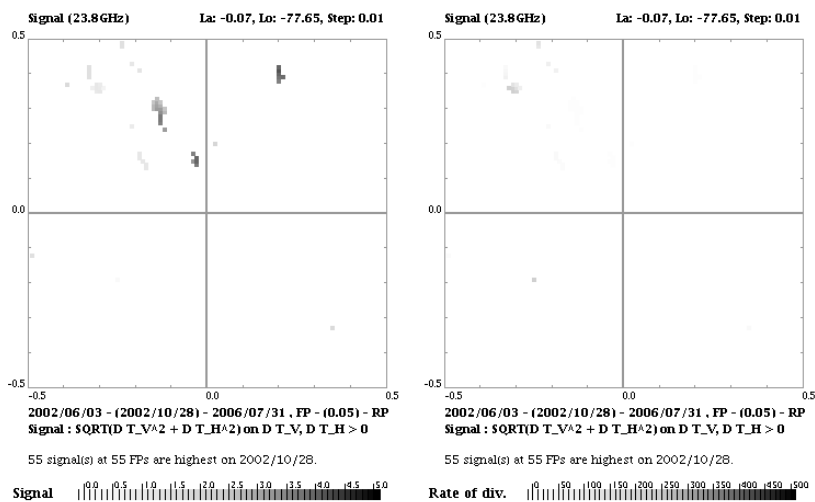


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

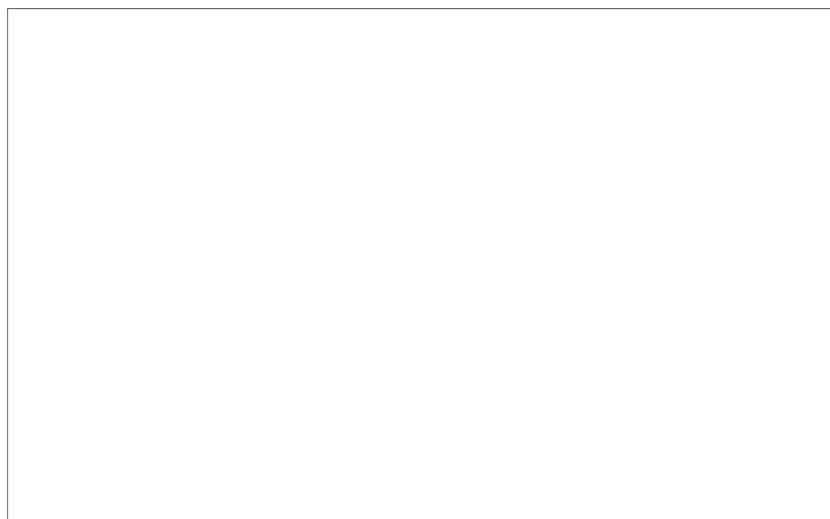
図 5.27: Reventador 近傍領域で 2002 年 10 月 26 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

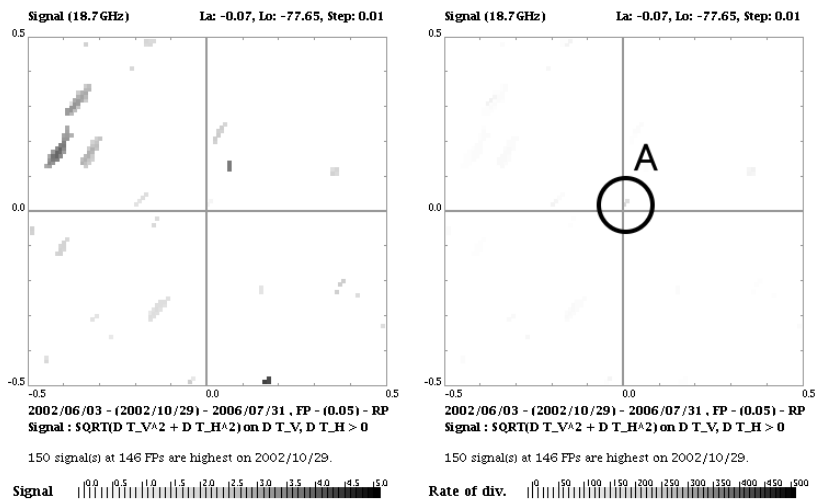


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

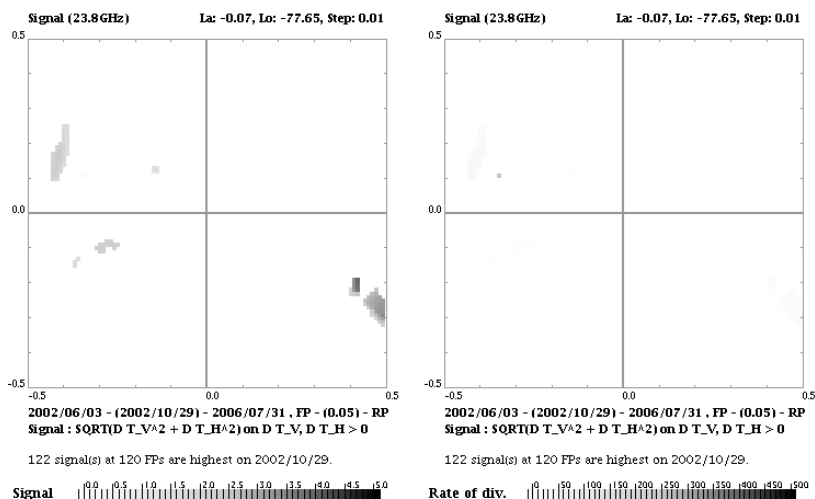


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

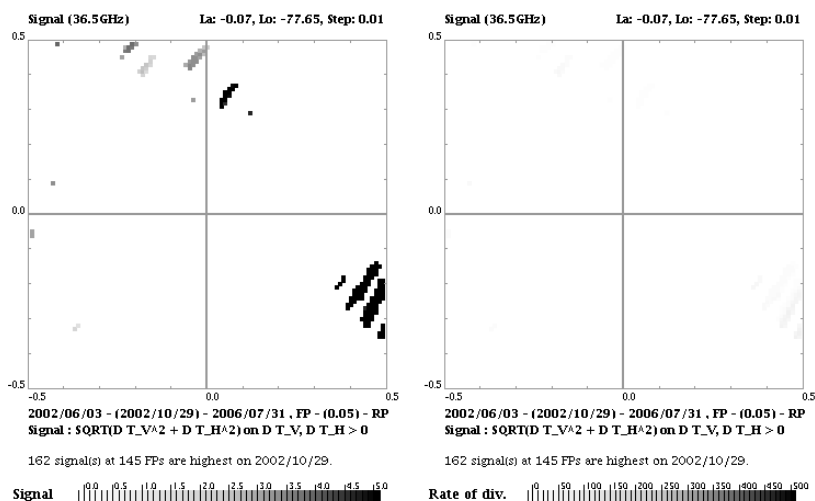
図 5.28: Reventador 近傍領域で 2002 年 10 月 28 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

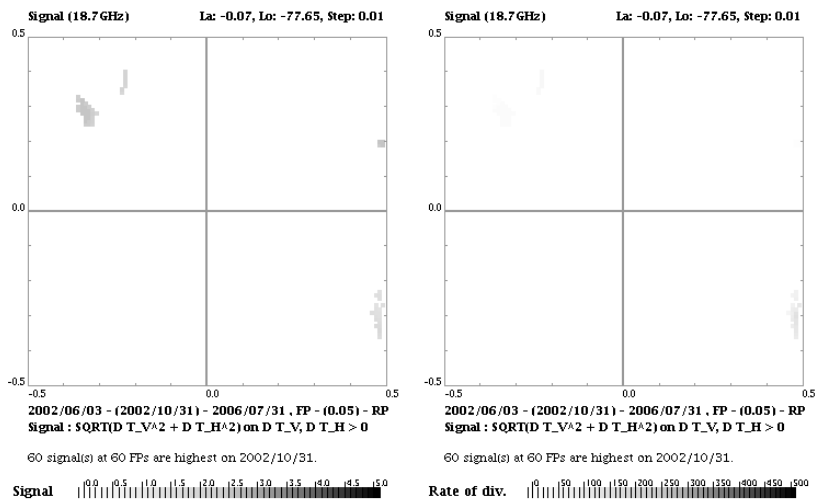


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

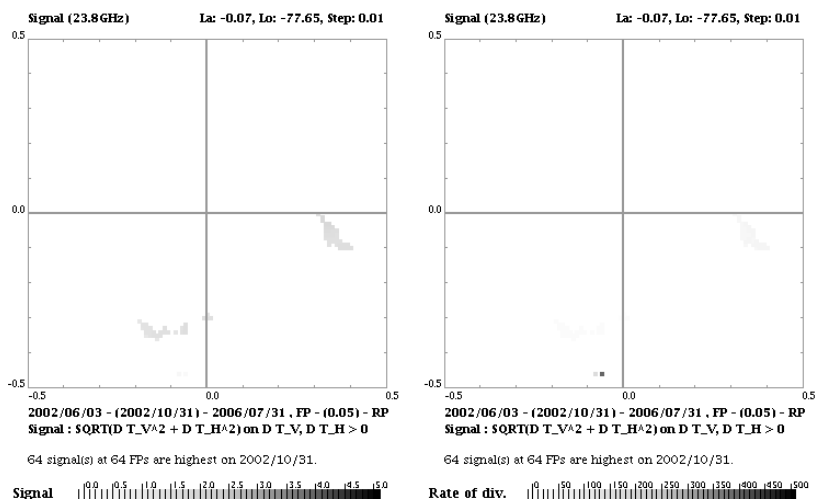


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

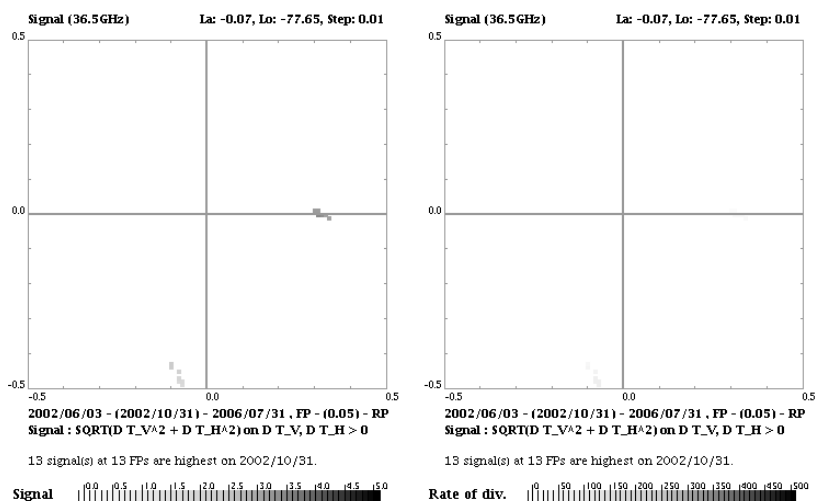
図 5.29: Reventador 近傍領域で 2002 年 10 月 29 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

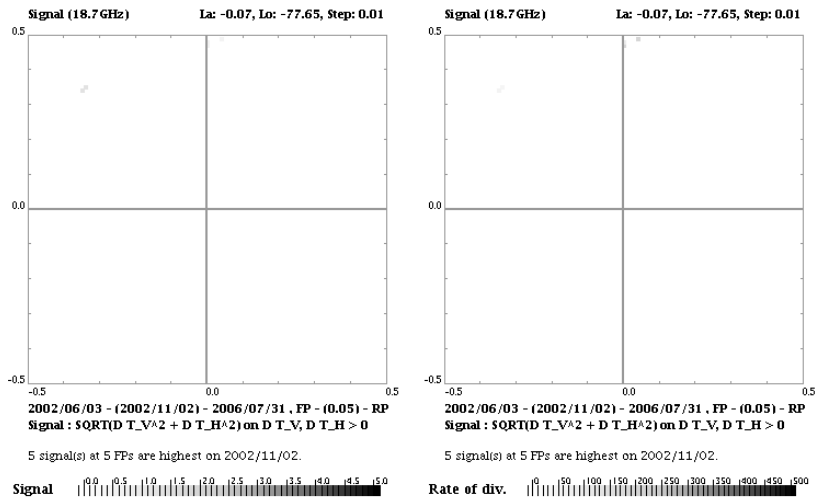


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

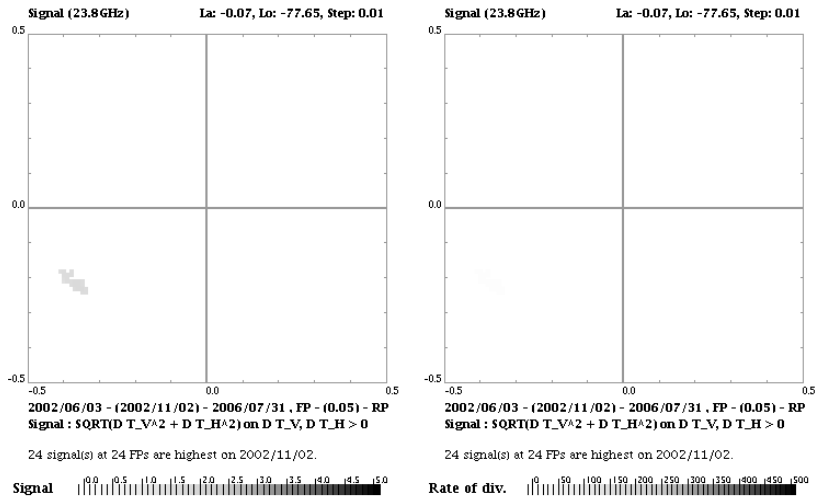


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

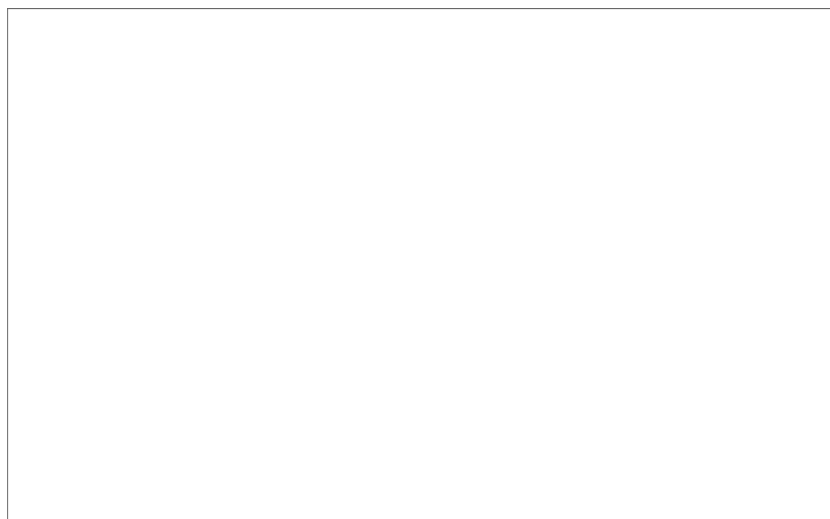
図 5.30: Reventador 近傍領域で 2002 年 10 月 31 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

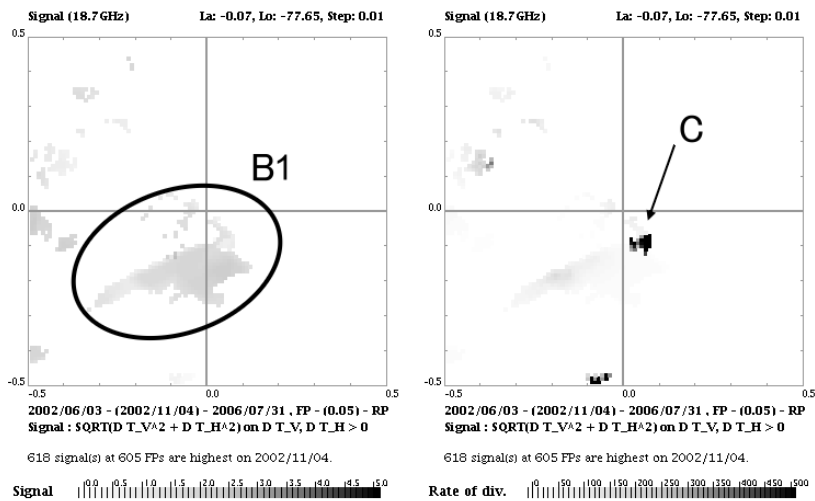


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

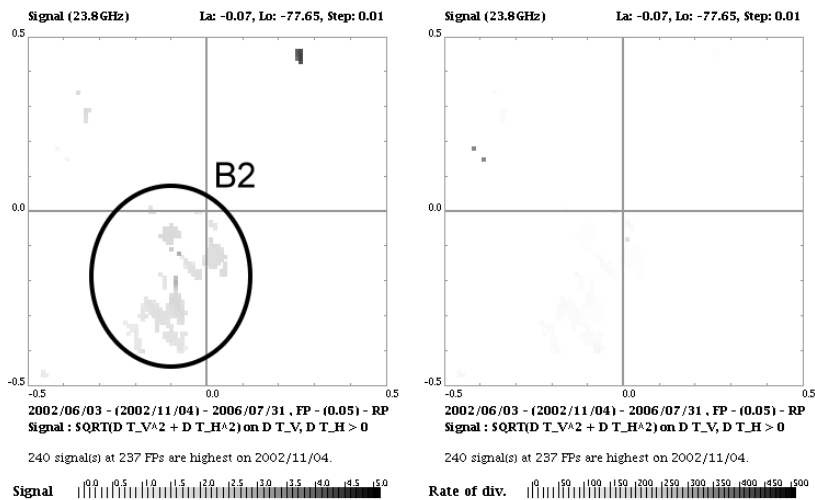


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

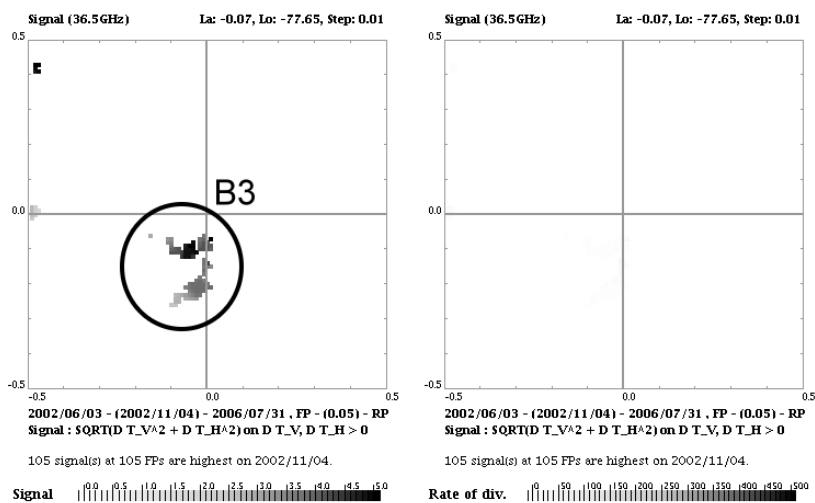
図 5.31: Reventador 近傍領域で 2002 年 11 月 2 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

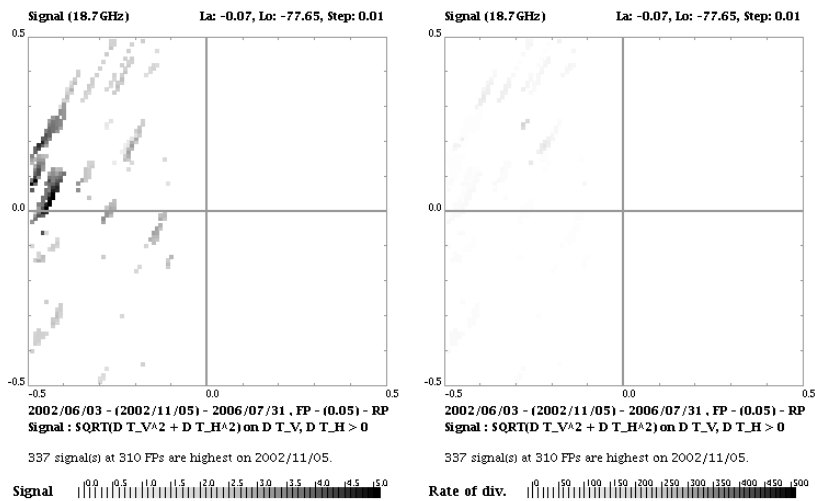


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

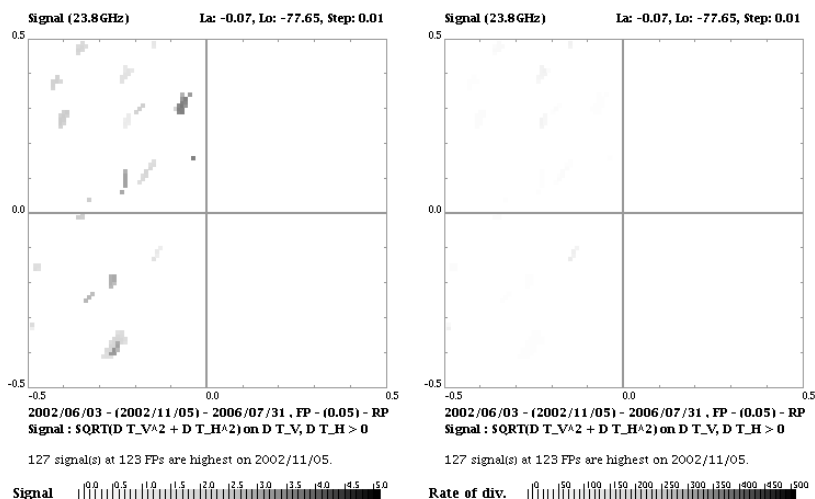


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

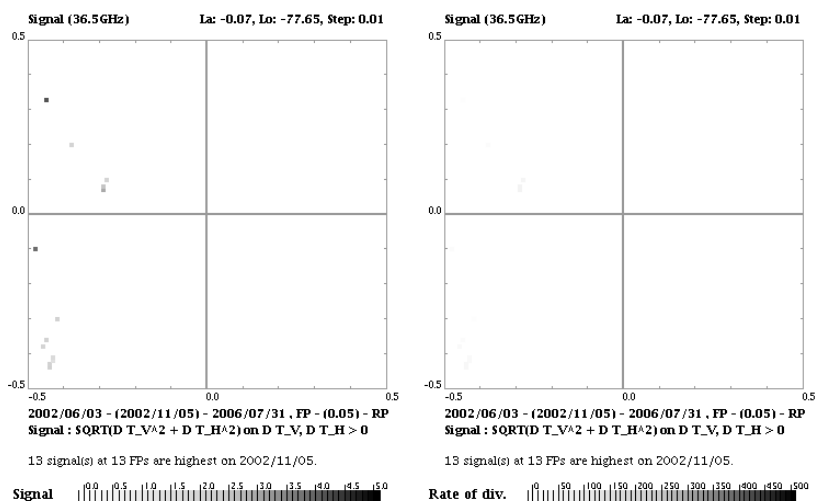
図 5.32: Reventador 近傍領域で 2002 年 11 月 4 日 (噴火直後) に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

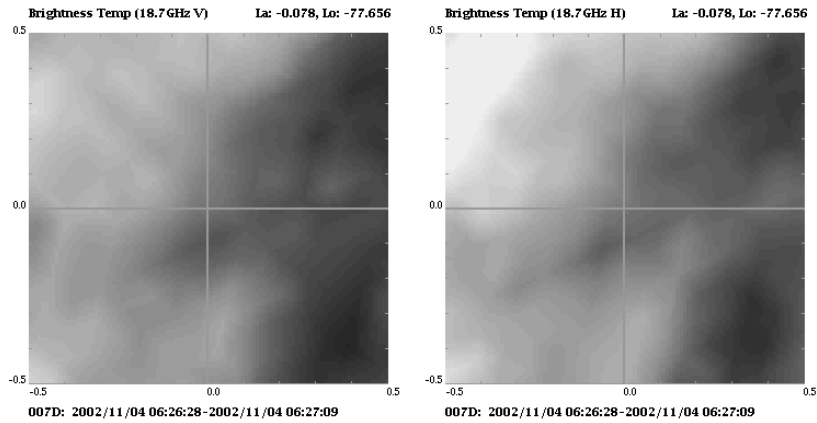


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

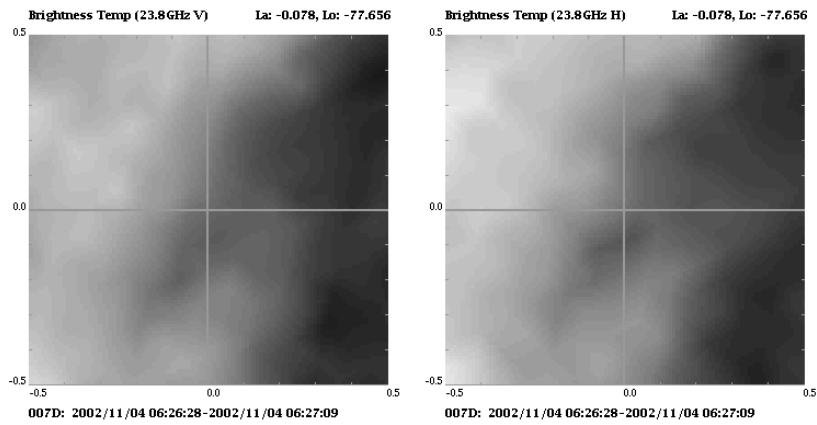


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

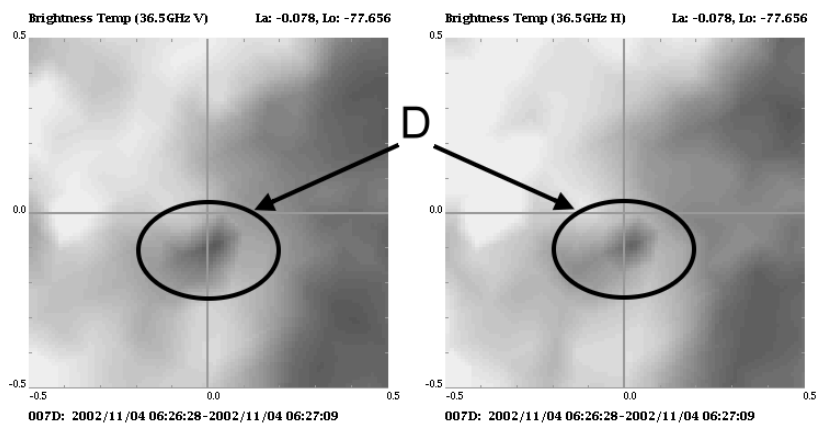
図 5.33: Reventador 近傍領域で 2002 年 11 月 5 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：垂直偏波、右：水平偏波)



(b) 23.8GHz (左：垂直偏波、右：水平偏波)



(c) 36.5GHz (左：垂直偏波、右：水平偏波)



図 5.34: Reventador 近傍領域における 2002 年 11 月 4 日 (噴火直後) の正味の輝度温度分布

5.5.2 Al Hoceima(モロッコ)地震 (2004年2月24日)

2004年2月24日 2:27:46 にモロッコの Al Hoceima 付近 (35.142°N, 3.997°W) で発生した地震は、マグニチュードが 6.4 と比較的大きい上、震源の深さが極めて浅く (2km 以下)、解析を開始した当初から地震関連マイクロ波の放射が検出される可能性が最も高い地震と考えていたため、この地震の解析を通じて解析システムを改良し、三角形要素集積法による補間やデータ処理手順の開発を行った経緯がある。このことから、本地震については、当初の解析で得られた知見、現在の解析で得られた知見をそれぞれ詳しく述べていくことにする。図 5.35 には Al Hoceima 地震の震央と周辺の断層分布を示す。

地震発生前後の 1 週間における AMSR-E の観測期間を表 5.7 に示す。この表より更に、地震が発生した正にその瞬間に Aqua による観測が行われていることが分かる。観測領域は震央を中心とする緯度経度 $\pm 0.5^\circ$ の領域である。

表 5.7: Al Hoceima 地震前後における AMSR-E の観測時刻

| 番号 | 観測日 | 観測時間 | パス ID | 解析結果 |
|-----|-----------|-------------------|-------|--------|
| (1) | 2004/2/19 | 2:09:09 ~ 2:09:37 | 200D | 図 5.42 |
| (2) | 2004/2/21 | 1:57:02 ~ 1:57:35 | 198D | 図 5.43 |
| (3) | 2004/2/22 | 2:40:17 ~ 2:41:09 | 205D | 図 5.44 |
| (4) | 2004/2/23 | 1:45:09 ~ 1:45:51 | 196D | 図 5.47 |
| (5) | 2004/2/24 | 2:27:43 ~ 2:28:15 | 203D | 図 5.48 |
| (6) | 2004/2/26 | 2:15:22 ~ 2:15:47 | 196D | 図 5.49 |
| (7) | 2004/2/28 | 2:03:07 ~ 2:03:39 | 203D | 図 5.50 |

現在の解析手法を開発するまで

図 5.36 は、地震発生瞬間における正味の輝度温度分布を 18.7GHz で示している。図で座標中心は震央であり、震央の位置を基準にして横軸は相対的な経度、縦軸は相対的な緯度を表している。当初はニアレストネイバ法で解析を行っていたため、輝度温度分布の分解能は 0.05° で固定されている。この図を見ると、図中 で示された地点 (当初の解析での FP) で垂直・水平いずれの偏波においても輝度温度が周辺よりも上昇していることが分かる。これを踏まえ、領域 の輝度温度の時間変化を調べることで、地震発生時にのみ何らかの特徴を見出すことを試みた。

図 5.37 は領域 の 18.7GHz 垂直・水平偏波の輝度温度時間変化を地震発生前後 6ヶ月間に渡って描画したもので、この時間変化は降交軌道時の観測によって得られた輝度温度のみを描画している。また、図 5.36 で示した領域全体の 1 日あたり地震発生回数の時間変化も合わせて描画している。正味の輝度温度の時間変化を見ると、季節変化による輝度温度の変動が乗っていることがはっきりと分かる。また、正味の輝度温

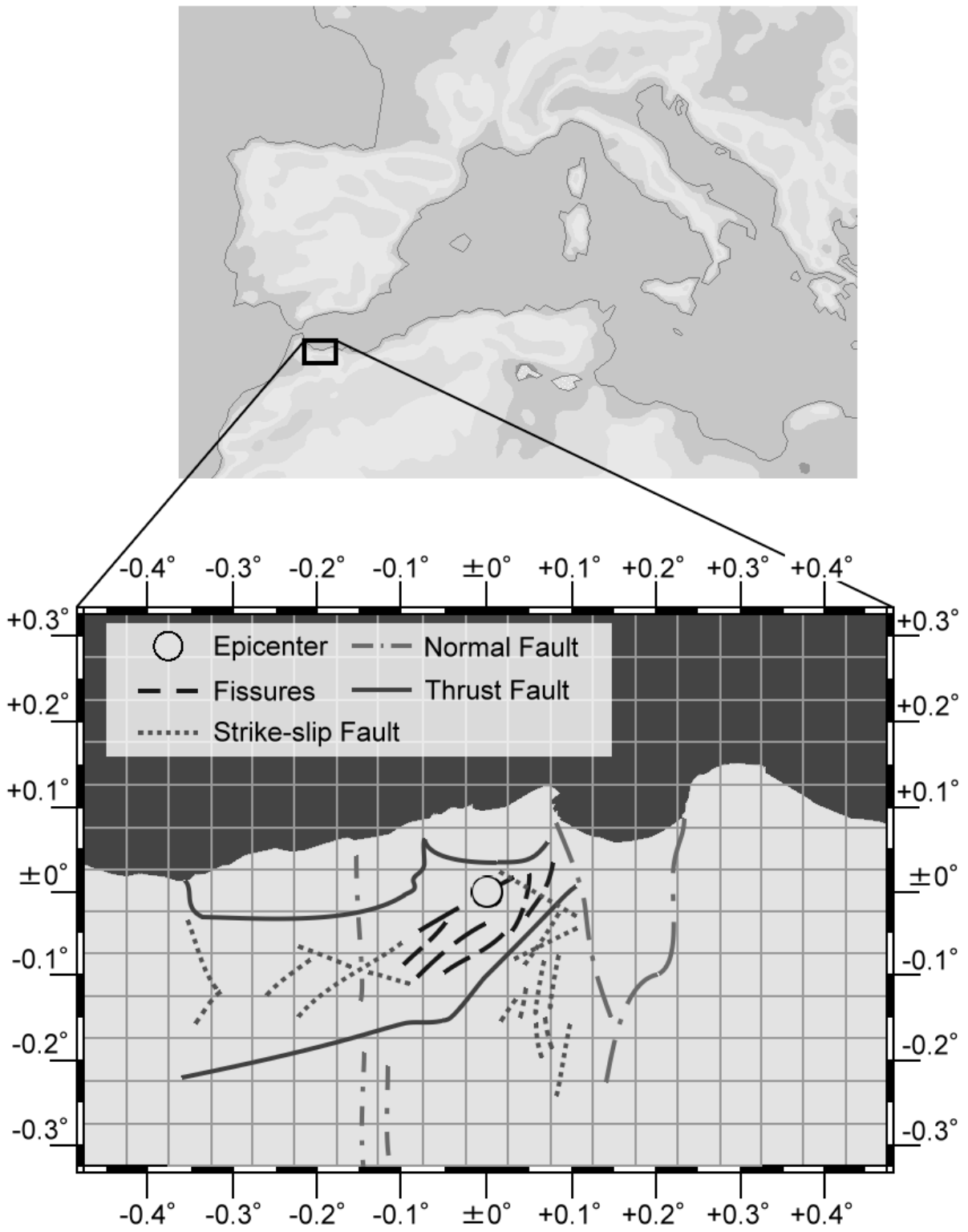


図 5.35: Al Hoceima 地震の震央と周辺の断層分布

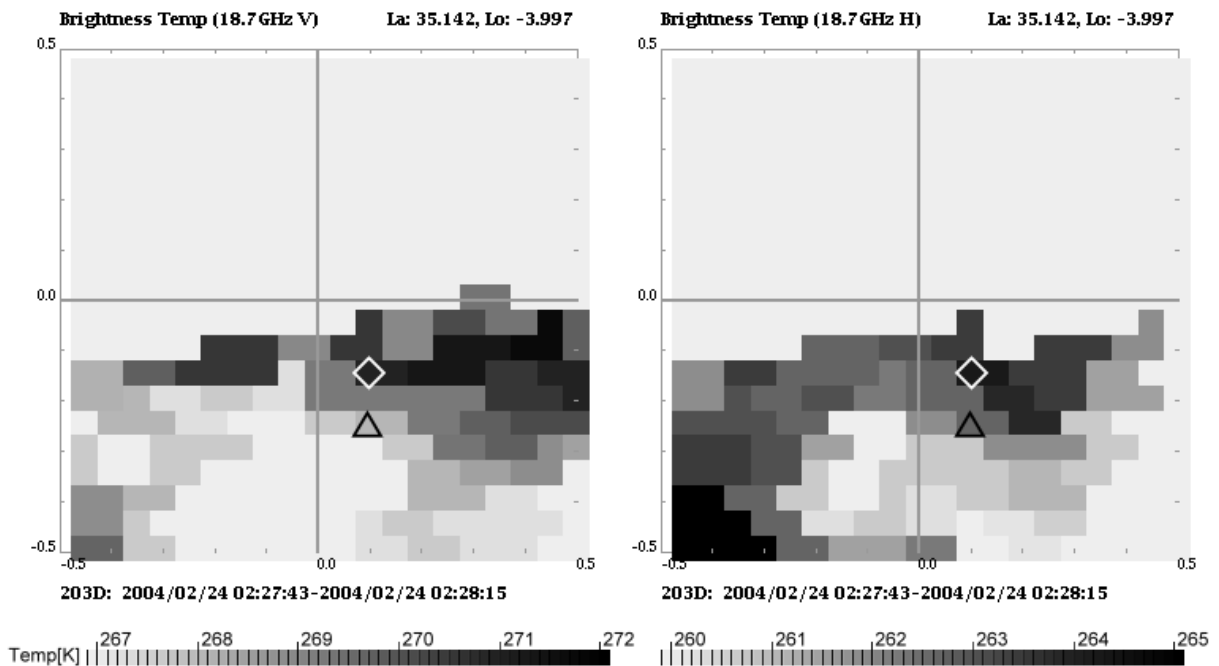


図 5.36: 2004 年 2 月 24 日の Al Hoceima 地震の震央近傍領域での 18.7GHz 輝度温度分布

度には地表面からの放射に加え、土壌水分や気象条件など様々な変動要因の影響を受けてゆらぐことも既に分かっている。

このことから、この変動要因の影響をほとんど同一視できる程に近接した 2 つの観測点が取れば、両者の輝度温度の差分を取ることで、地中からの放射の差分のみを取り出せるのではないかと考えが自ずと浮かんでくる。では、領域の輝度温度に対して、どの領域の輝度温度を基準として差分輝度温度を求めるかが次に問題になるが、ニアレストネイバ法では 2 つの領域の距離 (なす角) をサンプリング間隔 (18.7GHz の場合 0.1°) 未満にしてしまうと、観測によっては同じ地点の輝度温度が両領域の輝度温度として採用され、差分輝度温度が 0 になってしまう可能性がある。このため、両領域のなす角は 0.1° 以上にする必要があり、ここではさしあたって、領域に対して南側に 0.1° 離れた領域 (図 5.36 中) を基準点と定めた。図 5.38 は、図 5.37 の正味の輝度温度に代えて、領域と領域の輝度温度の差分を地震発生前後 6ヶ月間に渡って描画したものである。図 5.37 と図 5.38 を比較すると、後者からは、垂直・水平偏波いずれの差分輝度温度も地震発生 2 週間前から上昇を初め、地震発生 2 日前の 2004/2/22 に最大となり、地震発生後 2 週間後までに減少していることが抽出されていることが分かる (図 5.38 中で囲った期間)。

そこで、岩石破壊に基づくマイクロ波が自然の雑音であるため偏波特性をほとんど持たないと考え、垂直・水平偏波の差分輝度温度 ΔT_V 、 ΔT_H を用いて、両者を合わせ

て評価できる量評価関数 (S) を

$$S \equiv \begin{cases} \sqrt{\Delta T_V^2 + \Delta T_H^2} & \Delta T_V > 0, \Delta T_H > 0 \\ 0 & (\text{それ以外}) \end{cases} \quad (5.14)$$

のように定義し、2002年6月の観測開始から現時点(便宜上2006年7月31日までとする)にわたる評価関数の時系列変化を調べた。その結果が図5.39である。この図より、地震発生2日前の2004/2/22に評価関数が大きいことが分かり、やはり地震発生時期に領域において、18.7GHzの輝度温度が何らかの異常を示していることが分かる。しかしながら、同時に、地震発生時期の値を超える評価関数が地震発生時期とは異なる3つの観測で得られてしまっていることも分かる(図中1~3)。これは、FPとRPのなす角が 0.1° では、土壌水分や気象条件などの輝度温度の変動要因を同一視できない場合がありえることを示している。このことを踏まえ、FPとRPの距離をより短縮するべく、微小三角形要素集積法の開発に至った。

また、FPとRPの距離を短縮することによって仮に地震発生時期に評価関数が最大となっても、このようなFPとRPの組み合わせが1つだけでは、地震発生時の異常を主張するには弱い。このため、地震発生時期に評価関数が最大となるFPとRPの組み合わせがどのように分布しているのかについても把握する必要がある。よって、現在の解析手法では、1つのFPに対して4つのRPをとることで、FPとRPの組み合わせをほぼ網羅し、これら全ての組み合わせの評価関数の時系列変化を求め、地震発生時期に評価関数が最大となるFPとRPの組み合わせを全て洗い出すことにした。

現在の解析手法を開発するまでに得られた知見は、以下のようにまとめられる。

- 差分輝度温度に着目することによって、地中からの放射の差分のみを取り出せる可能性がある。
- 垂直・水平偏波の差分輝度温度を合わせて評価できる量(評価関数)を導入すると、FPとRPのなす角が 0.1° であっても、地震発生時期に18.7GHzの評価関数が大きくなっており、この時期に震央近傍で18.7GHzの輝度温度が何らかの異常を示していることが分かった。

と同時に、

- FPとRPのなす角が 0.1° では土壌水分や気象条件などの輝度温度の変動要因を同一視できない場合がありえる。このため、FPとRPの距離をより短縮する必要がある。
- 1組のFPとRPの組み合わせで地震発生時期に評価関数が最大となっても、これだけで地震発生時の異常を主張するには弱い。このため、地震発生時期に評価関数が最大となるFPとRPの組み合わせがいくつ存在し、どのように分布しているのかを知る必要がある。

上記のような課題も浮かび上がり、これらの改善によって現在の解析手法が開発された。

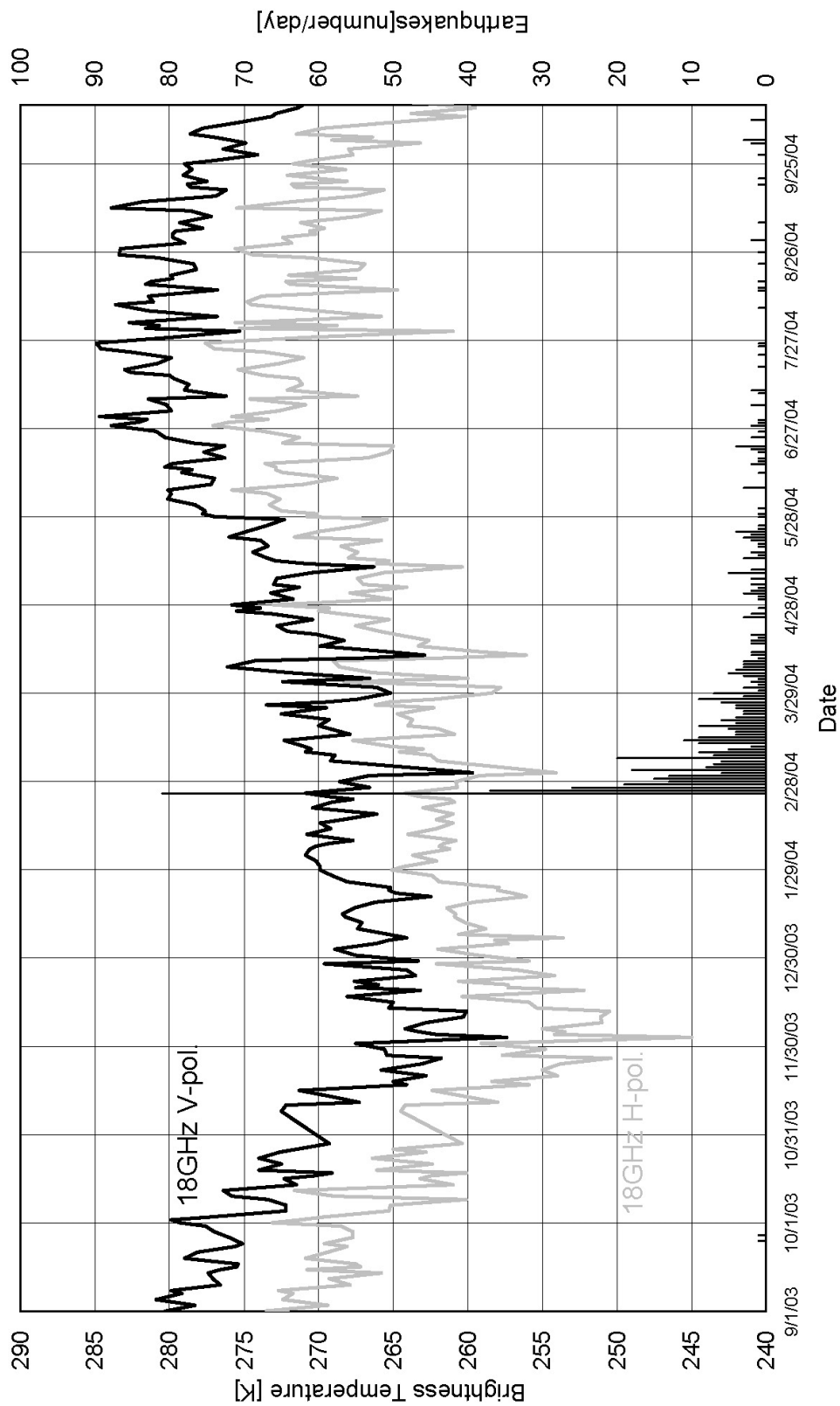


図 5.37: Al Hoceima 地震の解析で当初採用した FP の 18.7GHz 輝度温度、および 1 日の地震発生回数の時間変化

(地震発生前後 6ヶ月間)

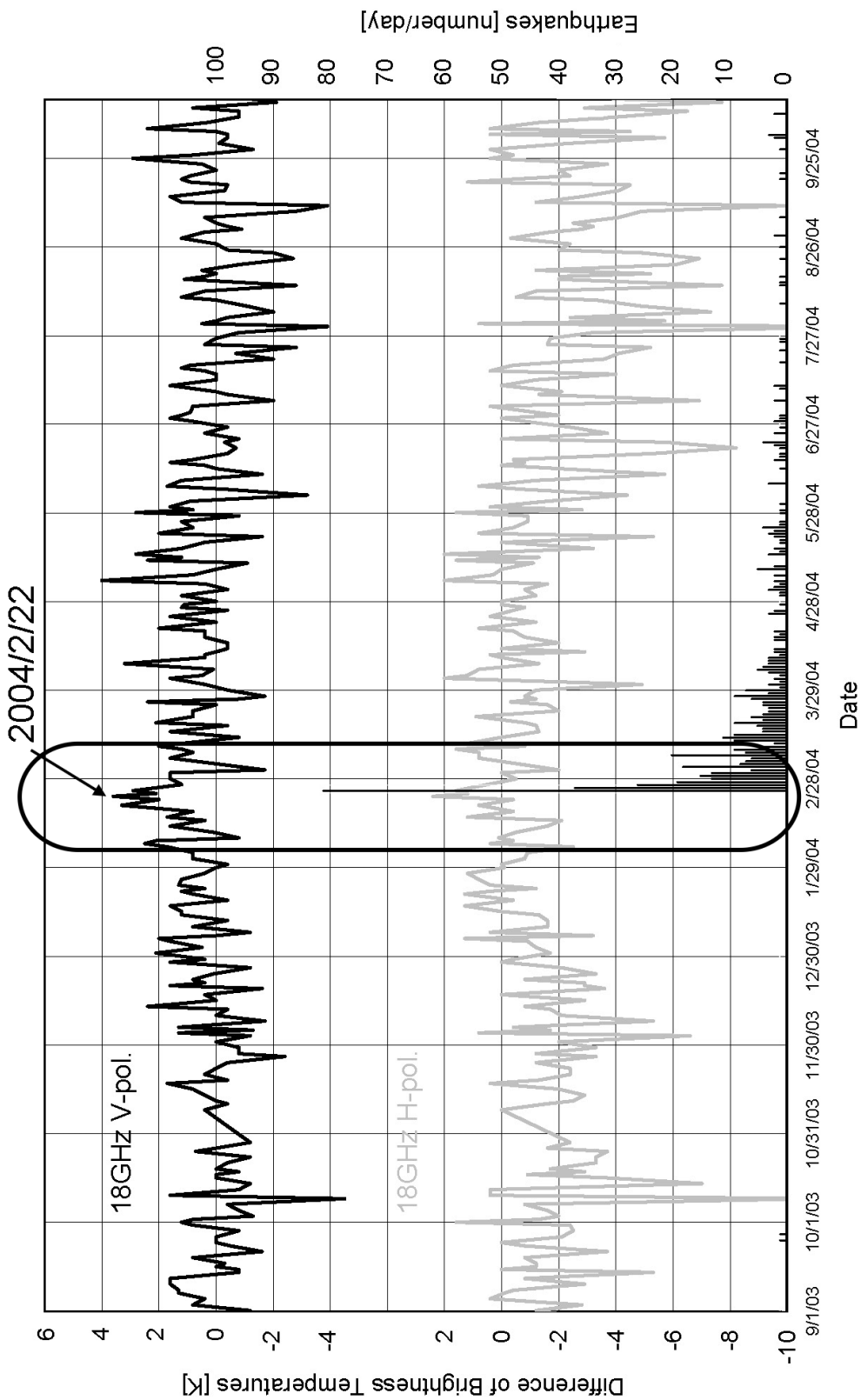


図 5.38: Al Hoceima 地震の解析で当初採用した FP と RP の 18.7GHz 差分輝度温度、および 1 日の地震発生回数の時間変化

(地震発生前後 6ヶ月間)

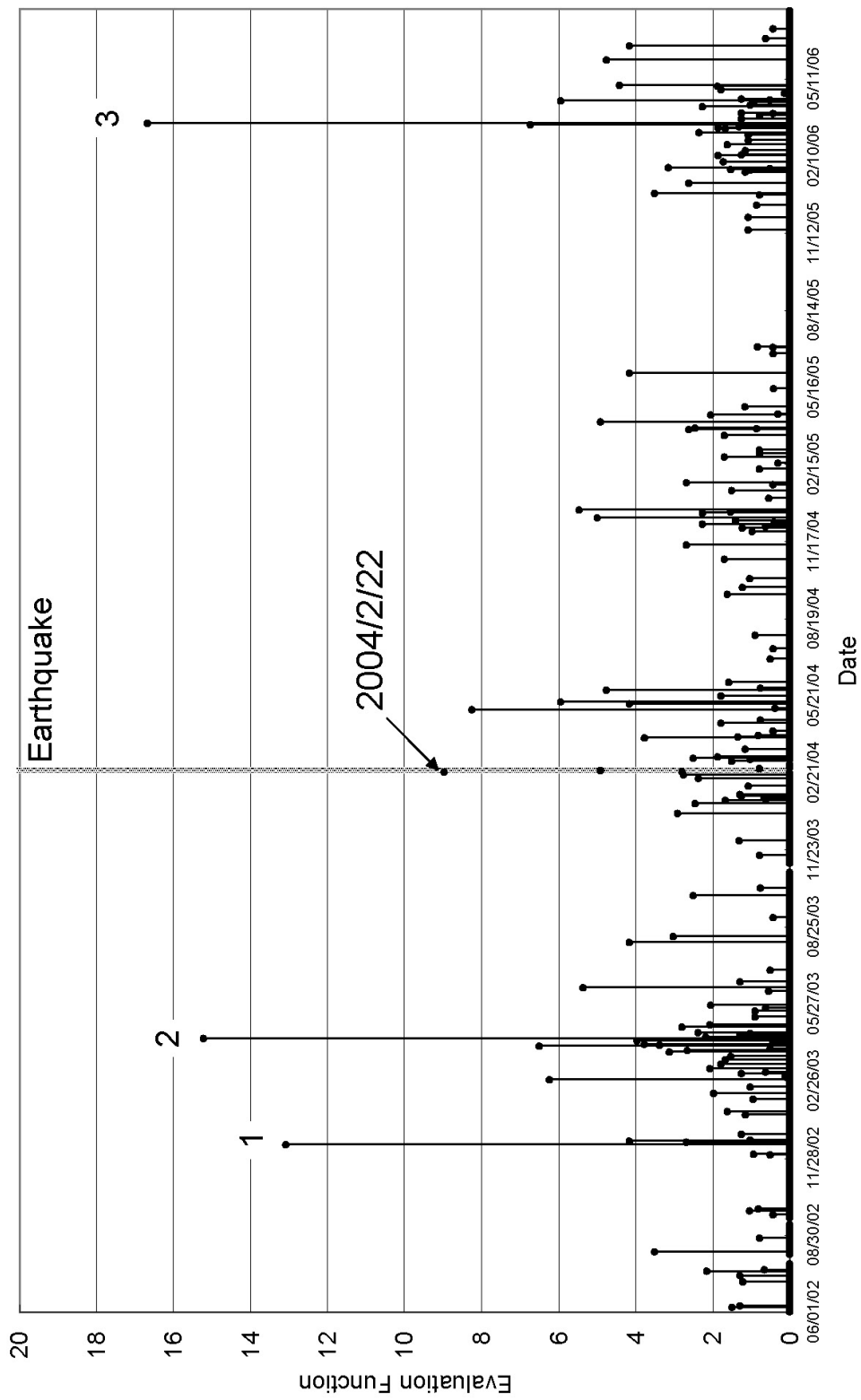


図 5.39: Al Hoceima 地震の解析で当初採用した FP と RP の 18.7GHz 評価関数の時間変化

(運用開始から現時点まで)

FP と RP の距離をどこまで短縮すべきか

三角形要素集積法を開発してからまず最初に FP と RP の距離 (なす角) をどこまで短縮すべきかについて検討を行った。図 5.40 および 5.41 には、各年の 2 月 24 日を中心とする前後 1 回帰における当初の FP の時系列変化 $\{T_0\}$ と各点の時系列変化 $\{T\}$ の相関係数 ρ を 18.7GHz 垂直および水平偏波成分で示している。相関係数は、要素数を n 、 $\{T_0\}$ 、 $\{T\}$ の平均をそれぞれ μ_0 、 μ 、および標準偏差をそれぞれ σ_0 、 σ として

$$\rho \equiv \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (T_0 - \mu_0)(T - \mu)}{\sigma_0 \cdot \sigma} \quad (5.15)$$

で定義される。ここでいう各点とは、緯度方向に 0.01° 間隔で設定しており、図中 a は当初の FP と RP のなす角 0.1° を示している。当初の FP から離れるに従って相関係数の値は減少していくが、北側の各点は、南側の各点よりも急速に相関係数の値が減少している。これは当初の FP のすぐ北側に海が広がっており、陸上と海上にまたがる 2 点間では、輝度温度の時系列変化の相関が失われることを示している。では、南側の各点の相関係数の値に着目すると、2005 年、2006 年の 2 月 24 日を中心とする時系列変化から求まる相関係数は当初の FP から 0.1° 離れても高い値を維持しているが、2003 年の 2 月 24 日を中心とする時系列変化から求まる相関係数は当初の FP から 0.07° 離れると急速に減少する。2003 年、2005 年、2006 年の 2 月 24 日を中心とする時系列変化には地震による影響は含まれていないため、相関係数は地震以外の要因によって減少していると考えられ、少なくとも FP から 0.07° (図中 b) 以上離れると、地震以外の要因によって相関が失われてしまう可能性があるといえる。一方、2004 年 2 月 24 日を中心とする時系列変化から求まる相関係数は、他の年に比べて急速に減少し、 0.06° (図中 c) 離れたところで相関係数は極小となっている。これは、2004 年 2 月 24 日を中心とする時系列変化に地震によるマイクロ波放射の影響が含まれており、通常よりもより短い距離で相関が失われたと解釈できる。従って、FP と RP のなす角を 0.05° (図中 c) とすれば、両者において地震以外の要因が輝度温度に与える影響を同一視でき、地震が輝度温度に与える影響のみを区別できると考えられる。このことから、現在のデータ処理手順では FP と RP のなす角を 0.05° としている。

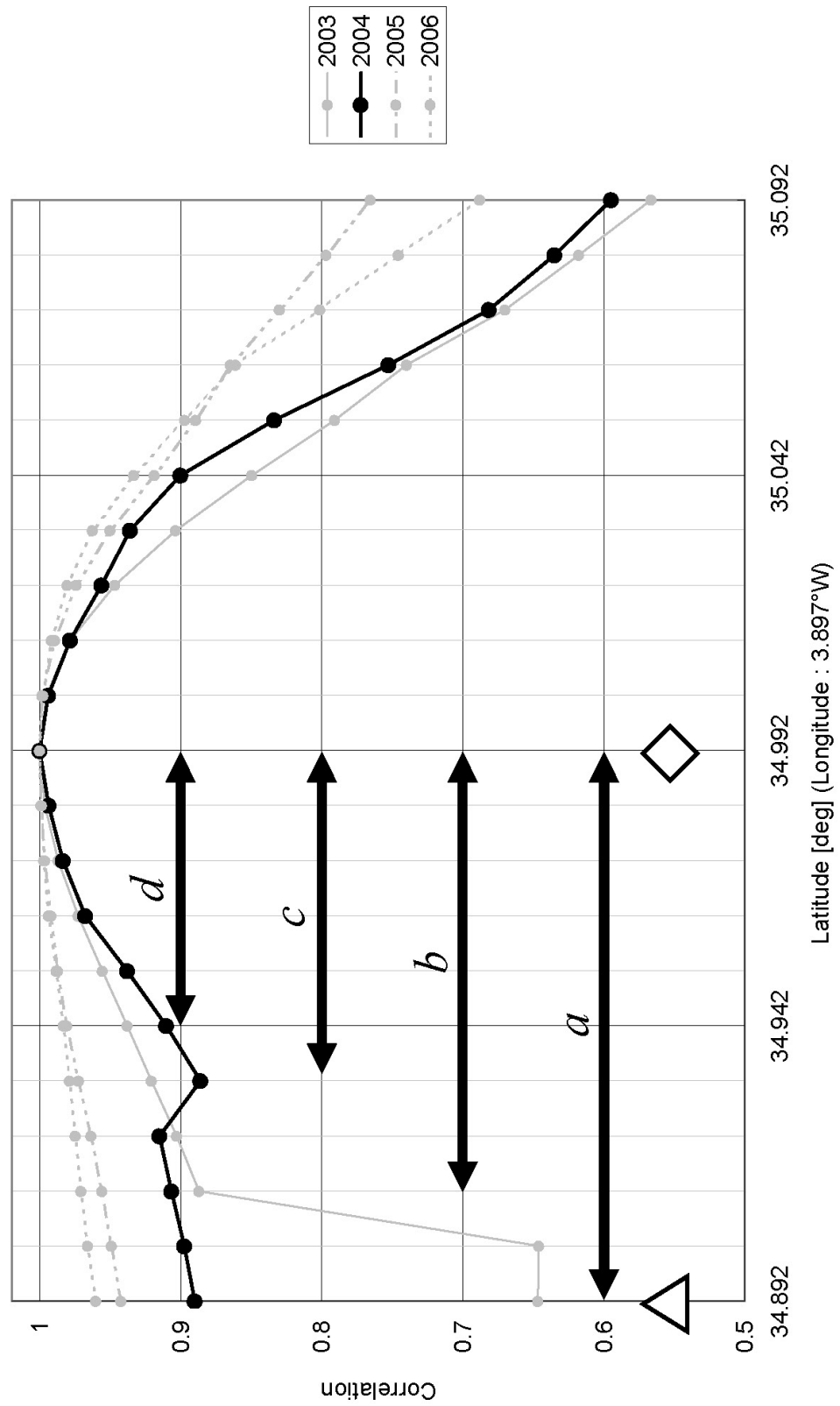


図 5.40: 各年の 2 月 24 日を中心とする前後 1 回帰における当初の FP の時系列変化と各点の時系列変化の相関係数 (18.7GHz 垂直偏波成分)

(当初の FP: ◻、当初の RP: ◻)

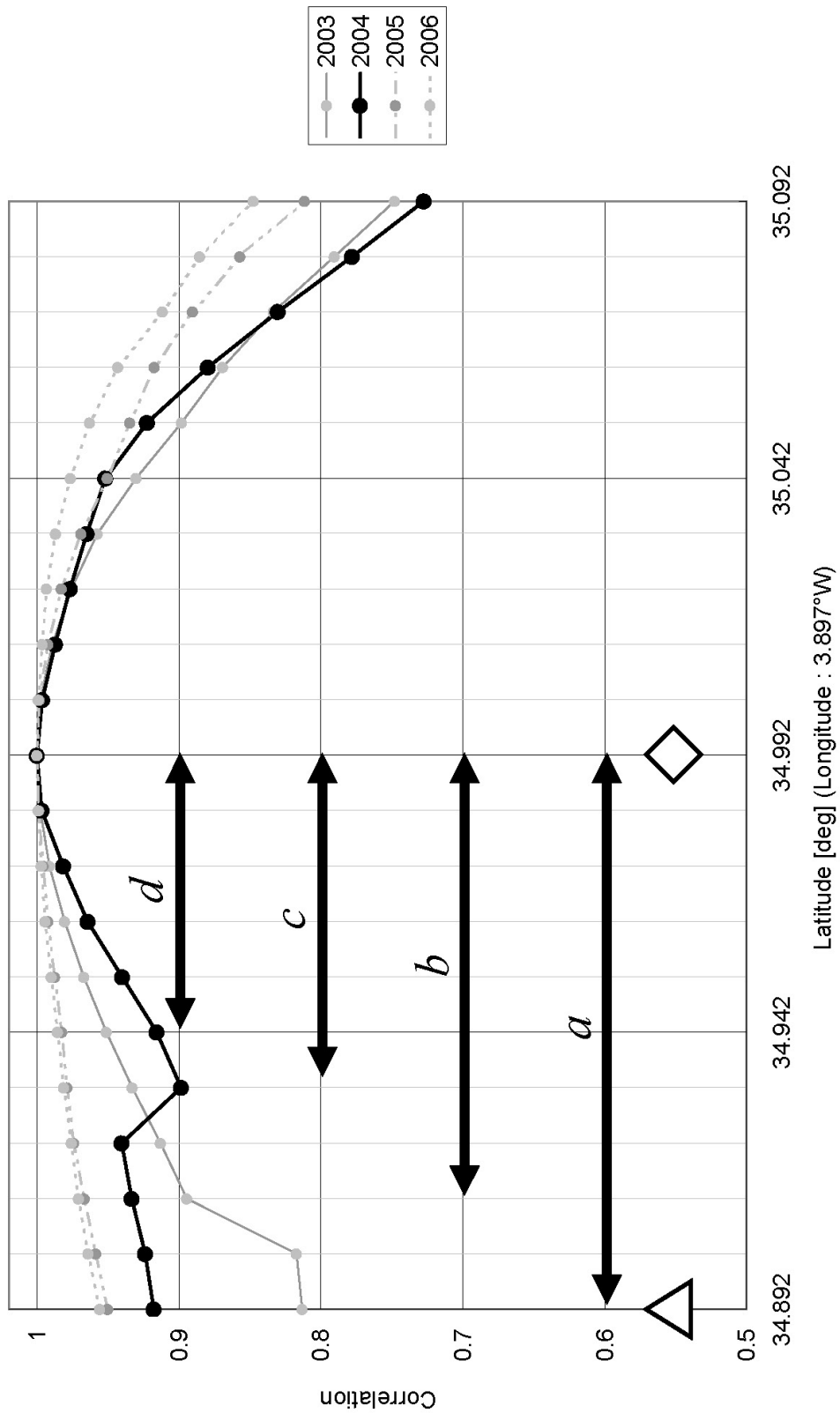


図 5.41: 各年の 2 月 24 日を中心とする前後 1 回帰における当初の FP の時系列変化と各点の時系列変化の相関係数 (18.7GHz 水平偏波成分)

(当初の FP: ◯、当初の RP: ●)

現在の解析手法で得られた結果

図5.42～5.50は、各々の観測日に評価関数が最大となるFPの分布を18.7GHz、23.8GHzおよび36.5GHzについて示している。いずれの図においても、座標中心は震央であり、震央の位置を基準にして横軸は相対的な経度、縦軸は相対的な緯度を表している。図5.42(b)、図5.48(b)は空白となっているが、これは、2004年2月19日および2004年2月24日に23.8GHzの評価関数が最大になるFP-RPの組み合わせが存在しないことを示している。

18.7GHzについて見ていくと、評価関数が最大となるFP-RPの組み合わせは、2004年2月22日(図5.44(a)中A)、2月26日(図5.49(a)中D)に広く分布し、この中には評価関数の乖離率が500を超える組み合わせも存在している。図5.45は、2月22日に18.7GHzの評価関数が最大となるFP-RPの組み合わせの中で評価関数の乖離率が大きいもの(a)、小さいもの(b)を適当にとり、その時系列変化を見たものである。評価関数の乖離率が大きい場合は、2月22日にのみ評価関数が0以上の値を取っており、(b)に比べてこの日の評価関数の特異性は高いことが分かる。更に、図5.45(a)について、このような評価関数の時系列変化を与える元の輝度温度データを地震発生時期近傍の1ヶ月について図5.46に示す。この図より、このFP-RPの組み合わせでは、垂直・水平偏波成分の差分輝度温度が通常負の値を取っている。これは地形の影響と考えられるが、このような通常の変化の中で、2月22日は垂直・水平偏波成分の差分輝度温度がどちらも僅かに正の値となっており、これによってこの日の評価関数の値が観測期間中唯一0ではない値となった。すなわち、今回構築したデータ処理法は、垂直・水平偏波成分の差分輝度温度が通常負の値を推移するようなFP-RPの組み合わせで垂直・水平偏波成分の差分輝度温度双方が僅かに正の値に振れたことに敏感に反応することが良く分かる。

また、正に地震が発生した瞬間である2004年2月24日についても、震央から南に 0.05° 、西に 0.05° の位置に評価関数が最大となるFPが1組だけ存在(図5.48(a)中C)し、なおかつこの評価関数の乖離率は500を超えている。ここで挙げた、2月22日、2月24日、2月26日に評価関数が最大となるFPでは、2月22日の一部(図5.44中矢印B1・B2)を除いて、23.8GHzや36.5GHzの評価関数は最大になっておらず、18.7GHzでのみ評価関数が最大となっている。

5.4.8節で述べたように、ここで取り扱っている18.7、23.8、36.5GHzの中では、岩石破壊関連マイクロ波は18.7GHzの輝度温度データにのみ影響すると考えられる。従って、これらの日に18.7GHzでのみ評価関数が最大となっているFPでは、岩石破壊関連マイクロ波が放射されていることが強く推測される。なお、2月22日は地震が発生する前であるが、地中の岩石が強いストレスを受けて、一部の岩石が破壊を起こしていることが十分考えられる。一方2月26日は余震が頻発している時期であり、余震による岩石破壊関連マイクロ波が放射されている可能性がある。

更に、これらの日におけるFPの分布と図5.35に示す震央近傍で断層の分布を比較すると、2月22日、2月24日のFPの分布(それぞれ図5.44(a)中A、図5.48(a)中C)は断層の分布している領域とほぼ一致している。2月26日のFPの分布(図5.49(a)中D)

は断層上には存在していないが、未確認の断層が存在することは十分考えられる。

ともかく、2002年6月の観測開始から現時点(2006年7月31日)にかけて、Al Hoceima地震の震央近傍領域で18.7GHzの評価関数の乖離率が500を超えるFP-RPの組み合わせが地震発生日近傍で最も多ければ、図5.44(a)中A、図5.49(a)中Dの特異性は更に高まり地震との因果関係が強く示唆される。そこで、実際に2002年6月の観測開始から現時点(2006年7月31日)にかけて、Al Hoceima近傍領域の観測日で18.7GHzの評価関数が最大(乖離率500超)となるFP-RPの組み合わせ数がどのように変化するかを調べ、その結果を図5.51に示す。ところが、2004年2月22日は全体で7位に過ぎない。表5.8には2004年2月22日も含めて乖離率が500を超えるFP-RPの組み合わせが多く存在する観測日の詳細を示す。

表 5.8: 18.7GHz の評価関数が最大(乖離率 500 超) となる FP- RP の組み合わせの数が
多い観測日(上位 8 位)

| 番号 | 観測日 | 観測時間 | パス ID | FP- RP の組み合わせの数 | 解析結果 |
|-------|------------|-------------------|-------|-----------------|--------|
| (I) | 2002/11/24 | 2:33:45 ~ 2:34:26 | 204D | 77 | 図 5.52 |
| (II) | 2003/2/27 | 1:50:33 ~ 1:51:10 | 197D | 158 | 図 5.53 |
| (III) | 2003/7/14 | 1:44:23 ~ 1:45:06 | 196D | 582 | 図 5.54 |
| (VI) | 2004/12/23 | 1:45:12 ~ 1:45:55 | 196D | 114 | 図 5.55 |
| (V) | 2005/2/28 | 2:14:39 ~ 2:15:06 | 201D | 57 | 図 5.56 |
| (VI) | 2006/3/15 | 2:40:10 ~ 2:41:03 | 205D | 25 | 図 5.57 |
| (VII) | 2006/5/3 | 1:45:28 ~ 1:46:11 | 196D | 170 | 図 5.58 |
| 参考 | 2004/2/22 | 2:40:17 ~ 2:41:09 | 205D | 28 | 図 5.44 |

ところが、2004年2月22日を除いた表5.8中の各観測日において、18.7GHz、23.8GHzおよび36.5GHzの評価関数が最大となるFPの分布を図5.52~5.58に示すと、2004年2月22日のFPの分布とは異なる特徴を持っていることが分かる。

まず、最もFP-RPの組み合わせ数が多くなる2003年7月14日であるが、図5.54を見ると、18.7GHz、23.8GHz、36.5GHzの評価関数が最大となるFPの分布は観測領域北東端から震央にかけて広がり、それらの形状は非常によく似ている。図5.59には、この日の正味の輝度温度データを示すが、いずれの周波数でも、この段階で既に観測領域北東端から震央を経て南西端にかけて、垂直偏波成分で輝度温度の高い線が現れている。周辺の輝度温度と比較すると、いずれの周波数でも海域では50K程度、陸域でも30K程度高くなっている。逆に水平偏波成分では、同様の領域において、海域部分では輝度温度が高く(周辺との差は20K程度)、逆に陸域では輝度温度が低い(周辺との差は20K程度)。更に、この線の方向はこの観測時のスキャン方向に一致している。このような不自然なデータは、システム的な異常が生じたことが原因で記録されている高いと考えられる。

その他の観測日について、18.7GHz、23.8GHzの評価関数の乖離率が500以上となるFPの分布を比較すると、図5.52中E1・E2、図5.53中F1・F2、図5.55中G1・G2、図

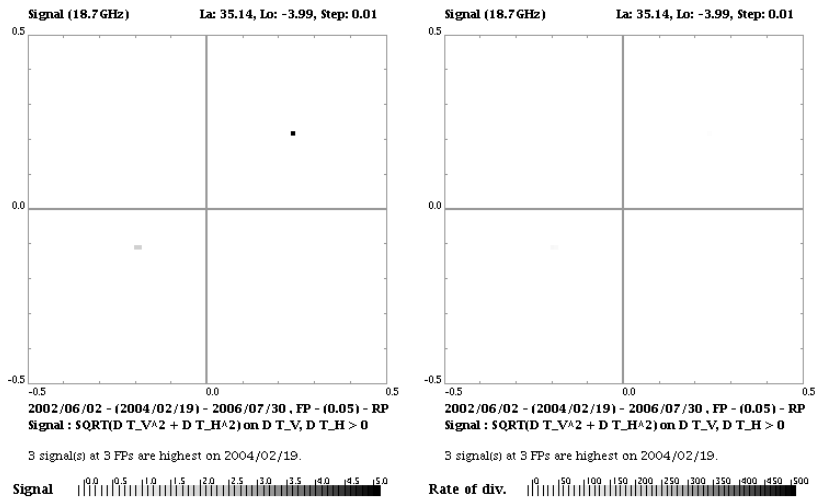
5.56 中 H1・H2、図 5.57 中 I1・I2、図 5.58 中 J1・J2 に示すように、両者の FP の分布が海域(、あるいは海岸線部分)に存在している。一方、36.5GHz では、FP の分布では 18.7GHz や 23.8GHz と形状が似ている部分もあるが、評価関数の乖離率が 500 以上となる部分はこれらの周波数とは異なっている。

仮に海底からマイクロ波が放射されたとしても、それが導電性を持つ海中を伝搬して海面まで到達することは困難なことにも加え、岩石破壊関連マイクロ波は 18.7GHz の輝度温度データにのみ影響すると考えられるため、海域に存在する FP の分布は、海上の気象条件を反映していると考えられる。また、海岸線部分はフットプリントの一部に海域が含まれるため、輝度温度データの変動は激しくなる。従ってこの部分は三角形要素集積法で補間しても真の輝度温度分布に比べて大きな誤差を含んでいると考えられる。

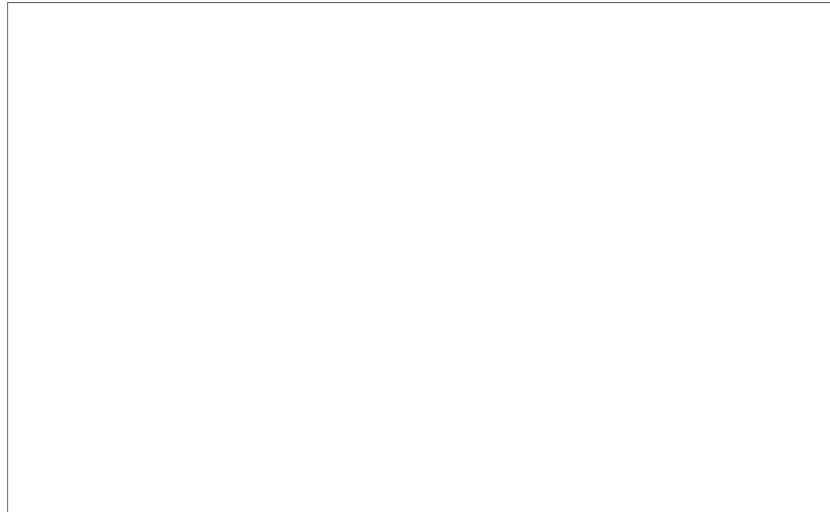
従って、18.7GHz の評価関数が最大となり、かつその乖離率が 500 を超える FP の分布が生じた原因は、2004 年 2 月 22 日とそれを除いた表 5.8 中の観測日の間では異なる可能性が高い。この判断に基づき、図 5.51 から 2004 年 2 月 22 日を除く表 5.8 中の観測日に関するデータを除外すると図 5.60 が得られる。すなわち、

| |
|---|
| 「Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 18.7GHz の評価関数のみ最大となり、かつその乖離率が 500 を超える FP- RP の組み合わせは、観測期間全体で 2004 年 2 月 22 日(地震発生 2 日前)に最も多くなる。これはシステム異常や気象条件ではなく、地震関連マイクロ波の放射に起因する可能性が極めて高い」 |
|---|

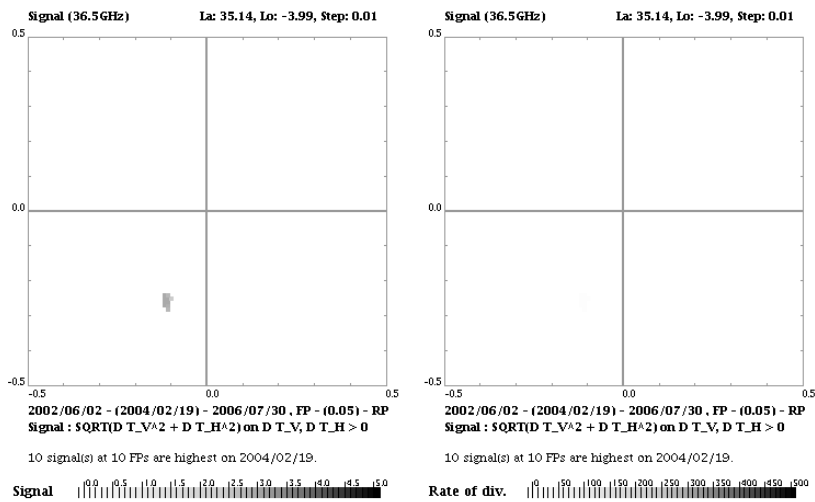
と結論付けられる。



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

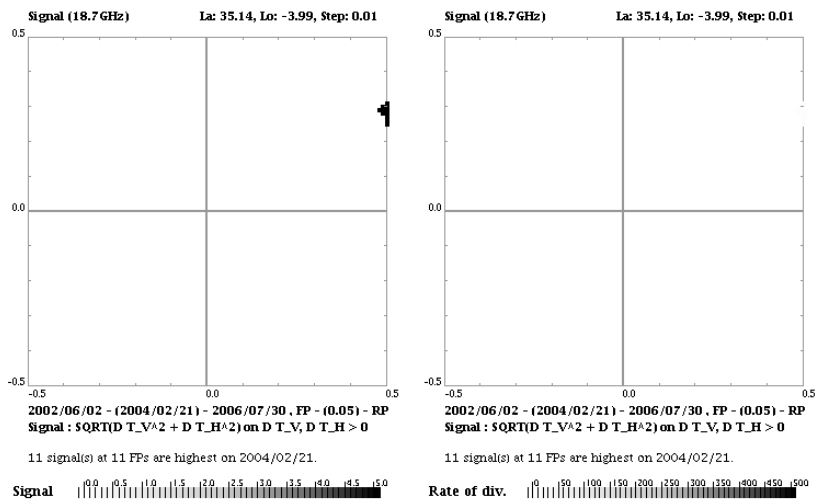


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

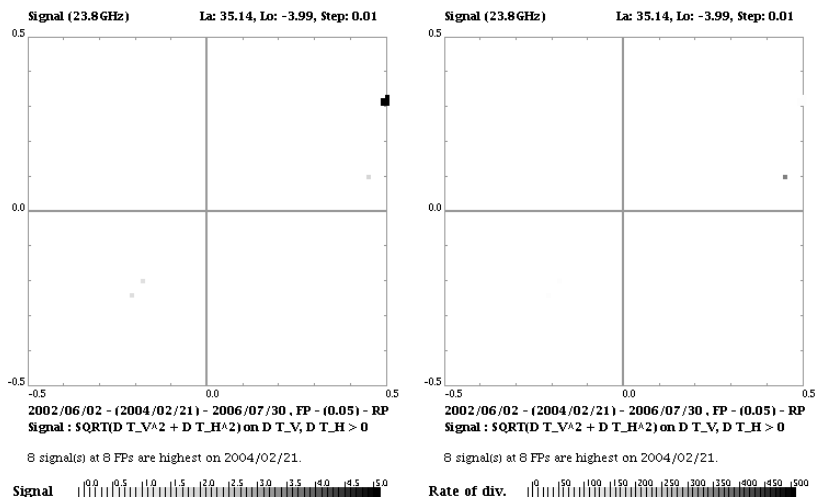


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

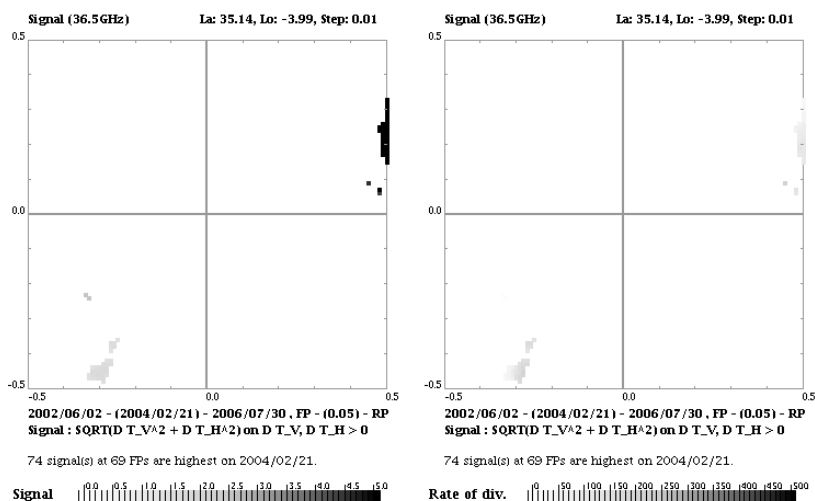
図 5.42: Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2004 年 2 月 19 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

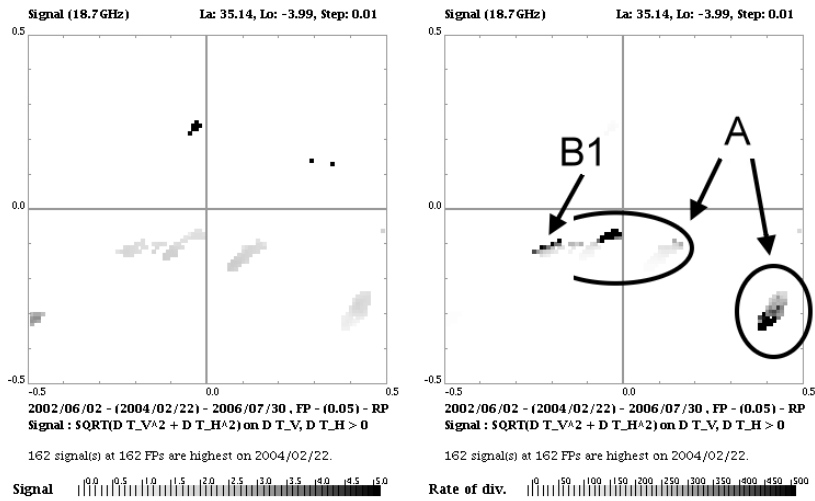


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

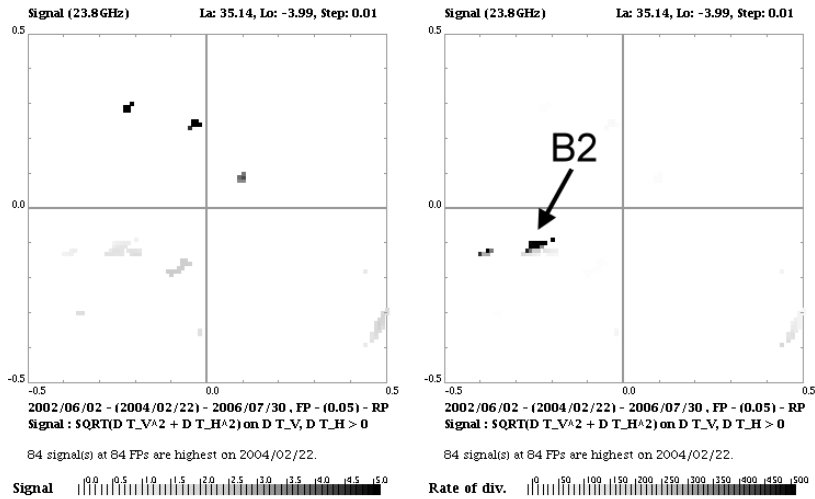


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

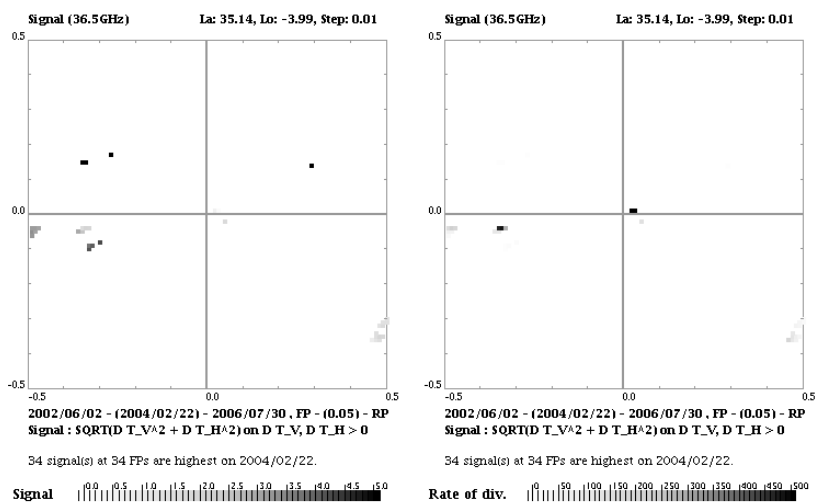
図 5.43: Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2004 年 2 月 21 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

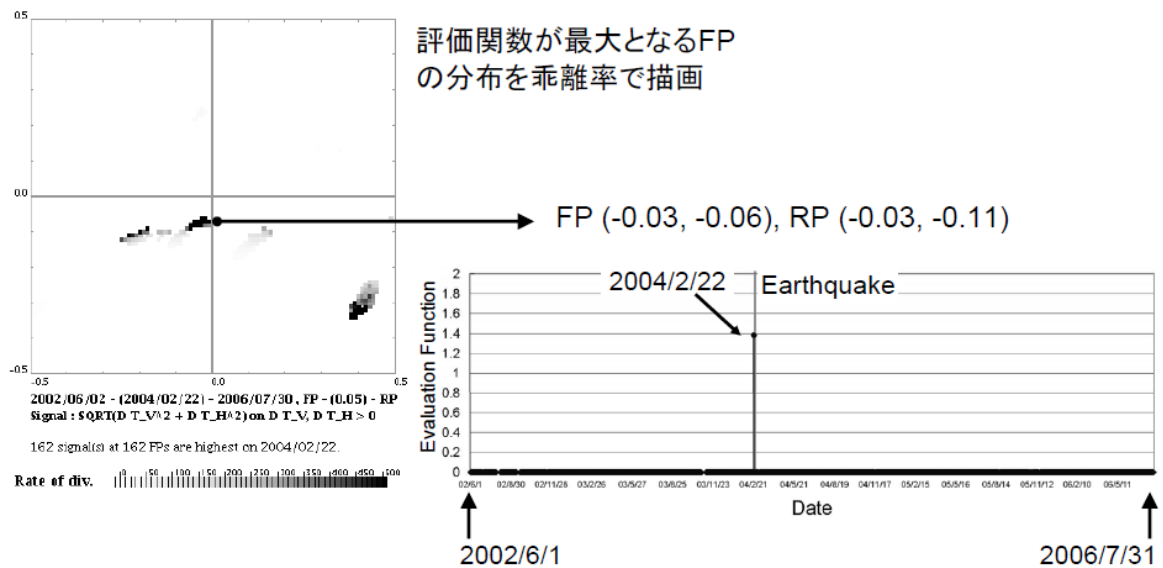


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

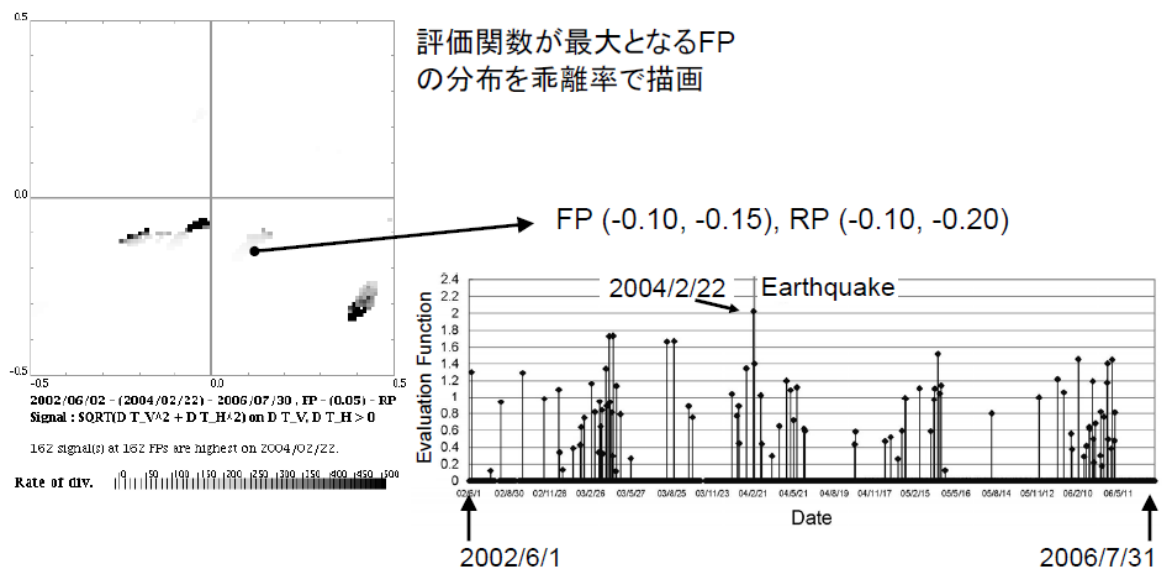


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

図 5.44: Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2004 年 2 月 22 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 乖離率が大きい FP- RP の組み合わせでの 18.7GHz の評価関数の時系列変化



(b) 乖離率が小さい FP- RP の組み合わせでの 18.7GHz の評価関数の時系列変化

図 5.45: Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2004 年 2 月 22 日に 18.7GHz で評価関数が最大となる FP- RP に対する、乖離率を用いた特異性の評価

FP (-0.03, -0.06), RP (-0.03, -0.11)

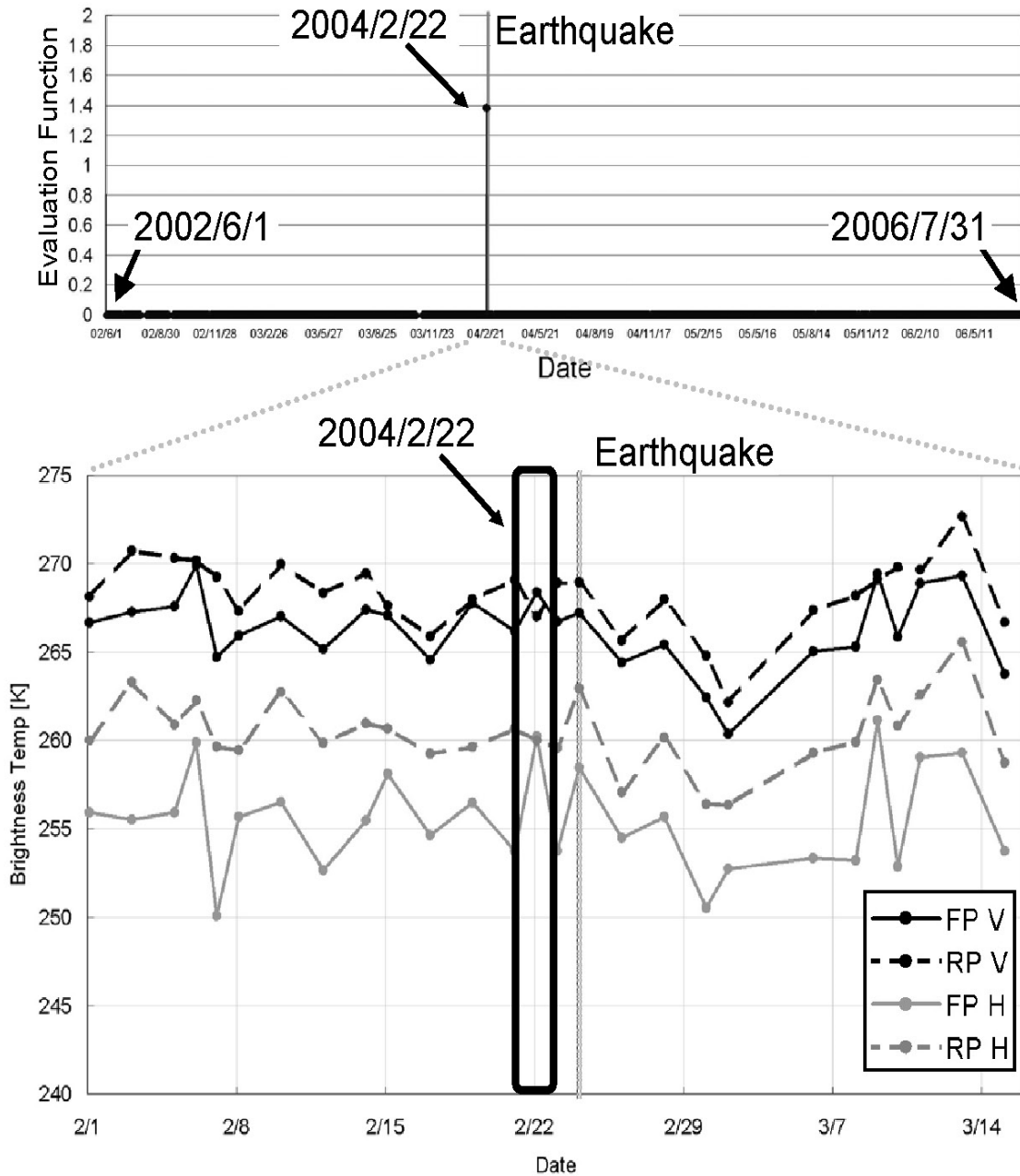
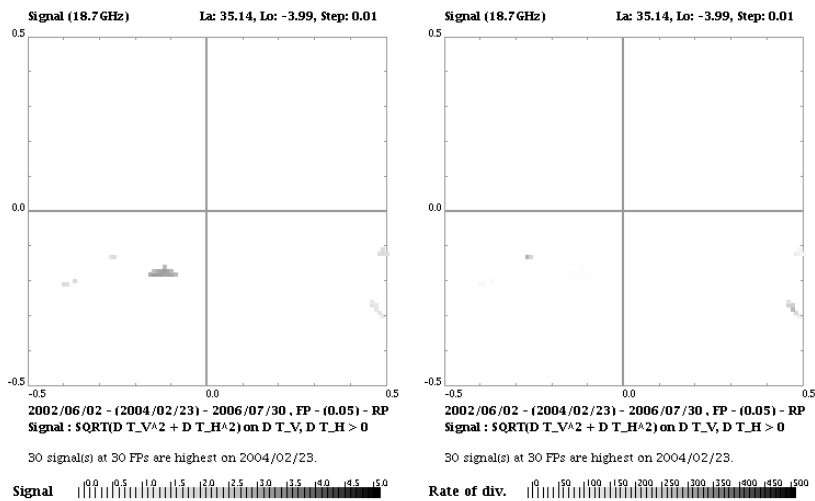
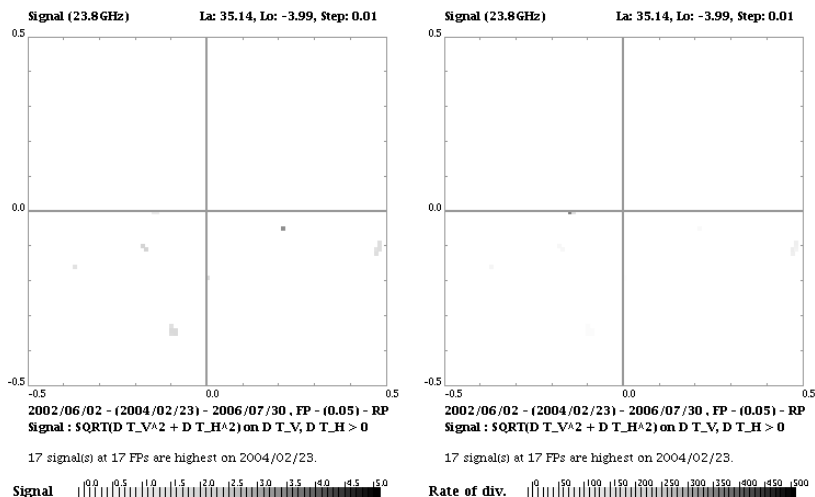


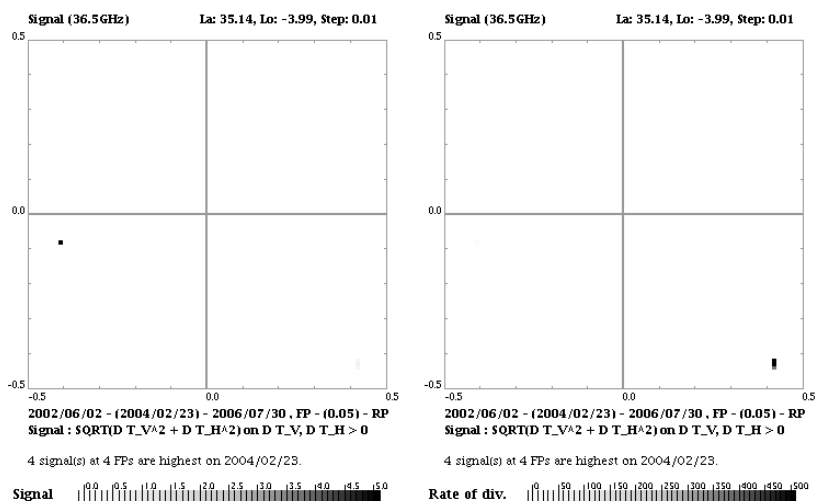
図 5.46: Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2004 年 2 月 22 日に 18.7GHz で最大かつ乖離率の高い評価関数を与えた元の輝度温度データ



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

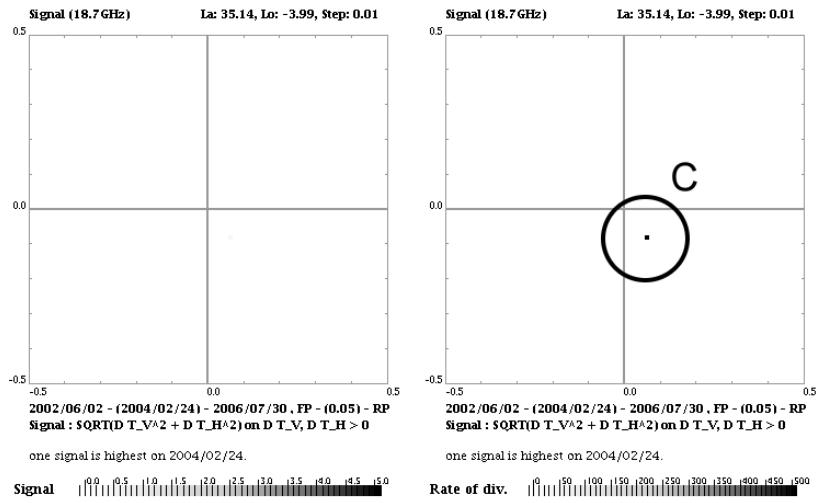


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

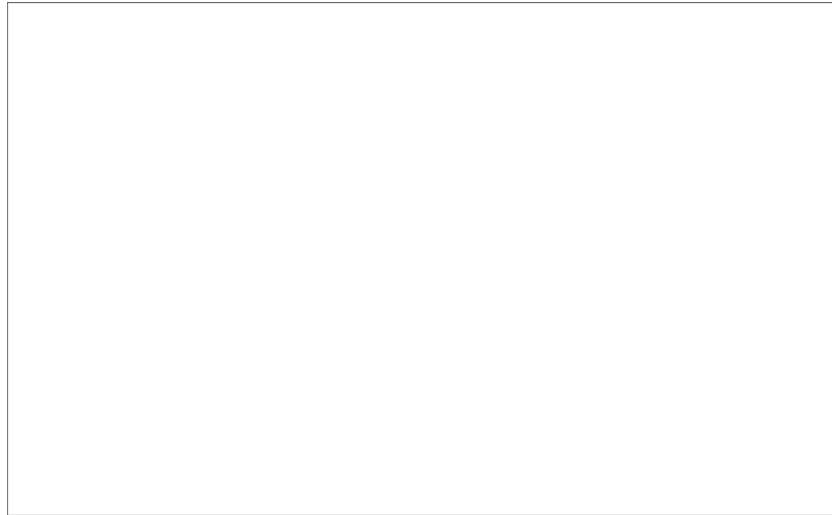


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

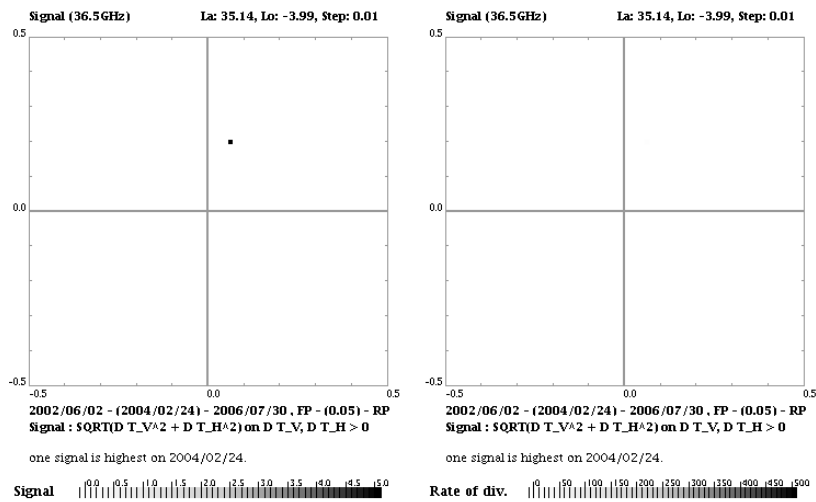
図 5.47: Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2004 年 2 月 23 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

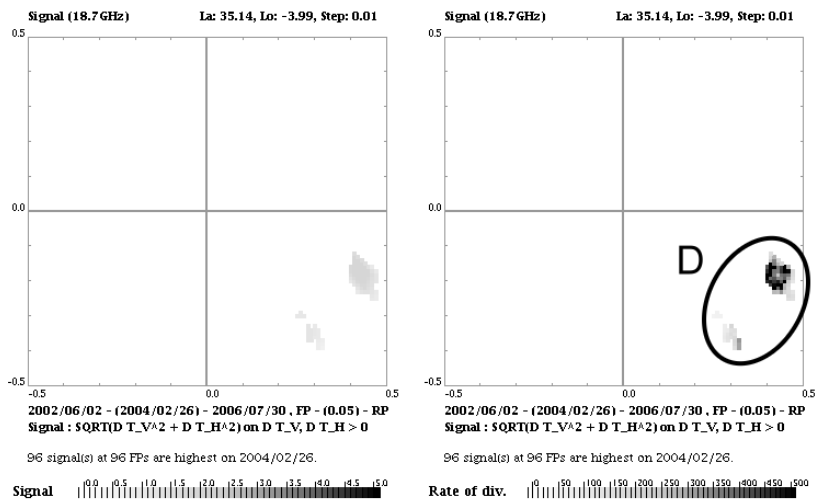


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

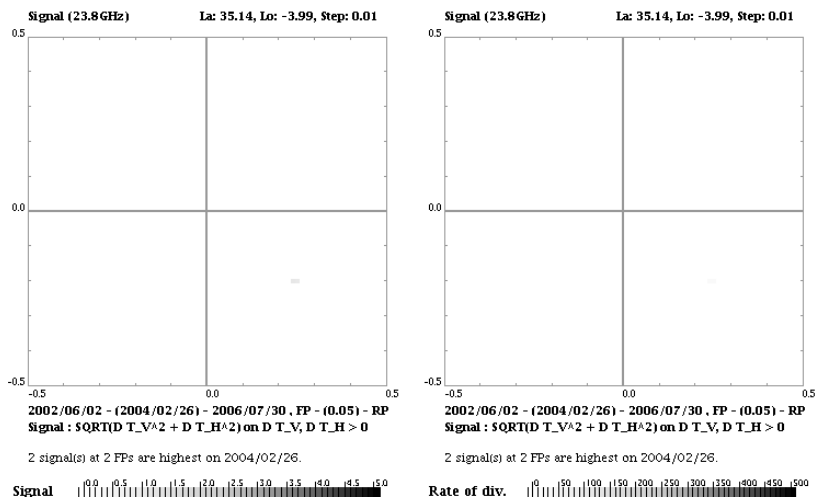


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

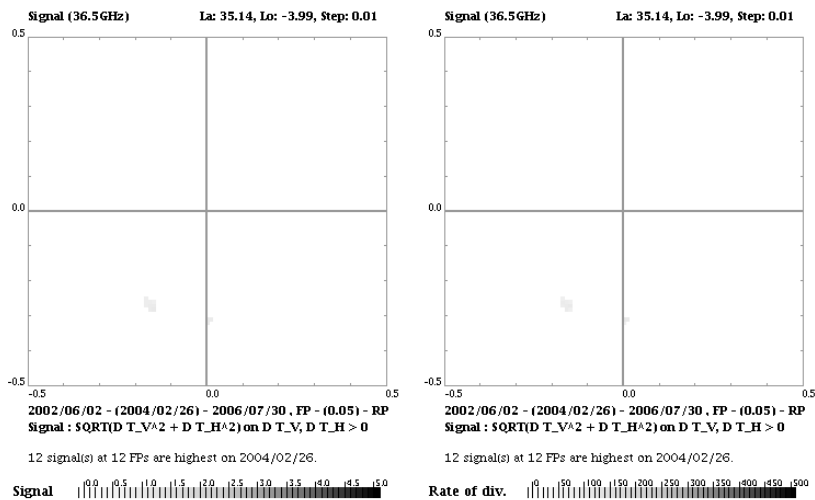
図 5.48: Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2004 年 2 月 24 日 (地震発生瞬間) に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

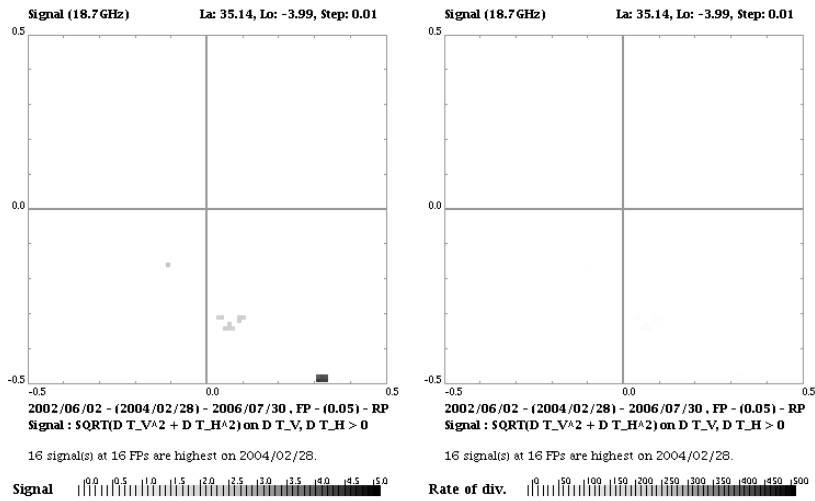


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

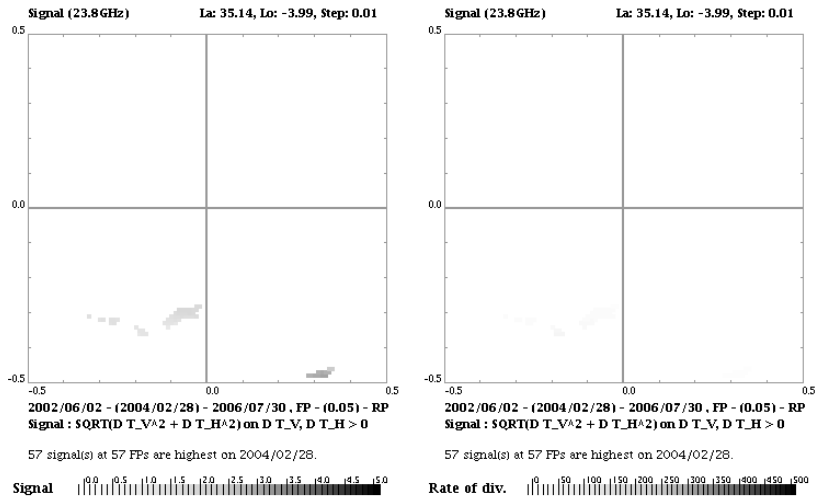


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

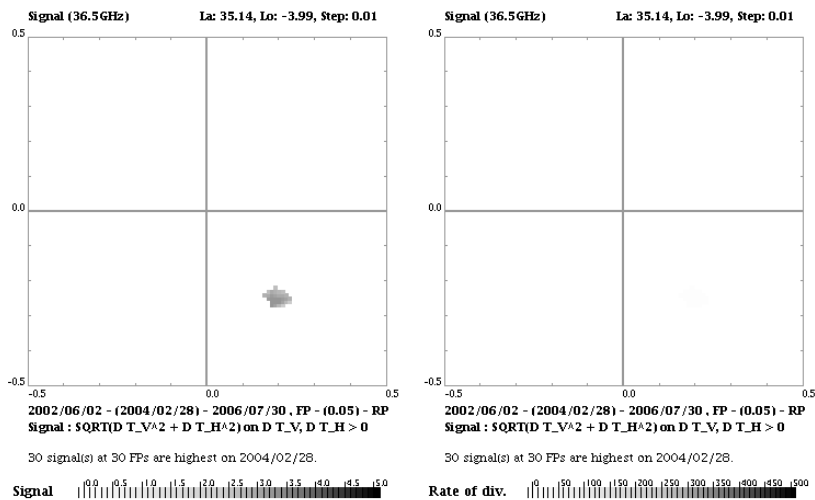
図 5.49: Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2004 年 2 月 26 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)



(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)



(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

図 5.50: Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2004 年 2 月 28 日に評価関数が最大となる FP の分布

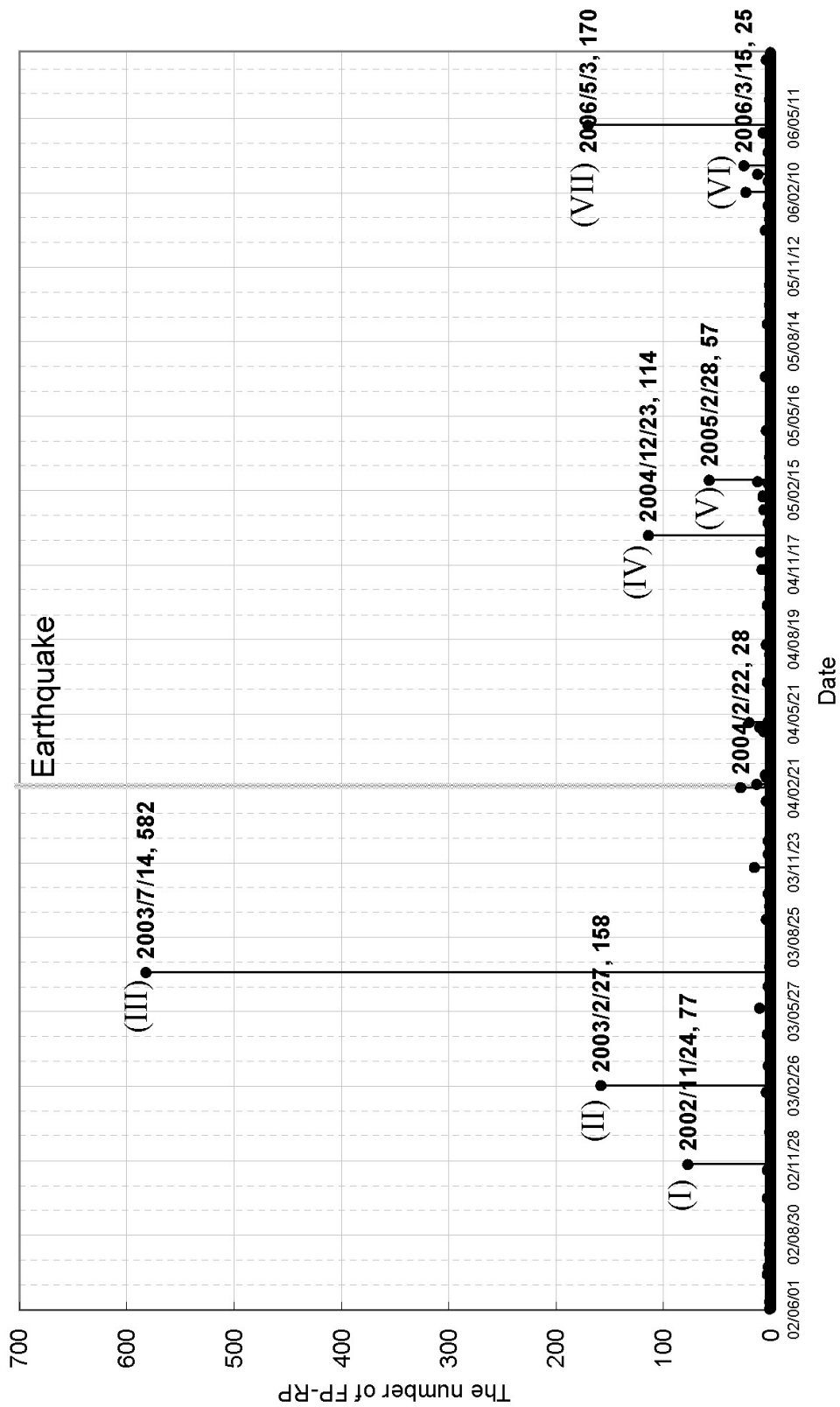
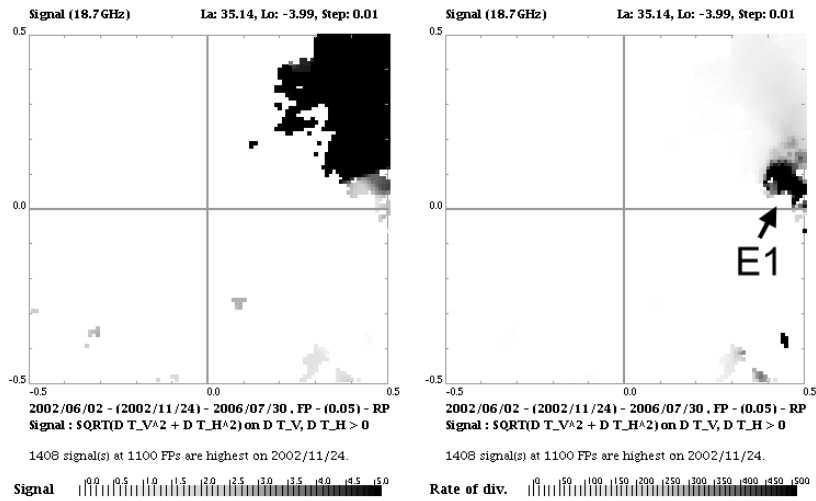
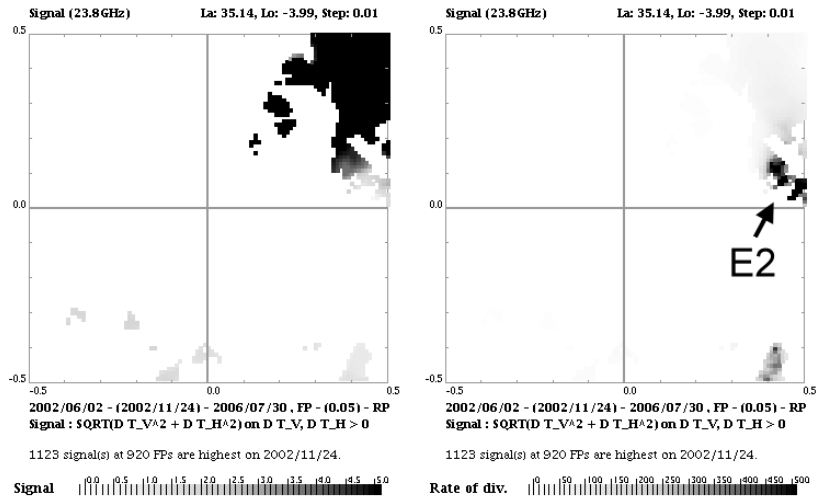


図 5.51: Al Hoceima 近傍領域の観測日で 18.7GHz の評価関数が最大 (乖離率 500 超) となる FP- RP の組み合わせ数の変化

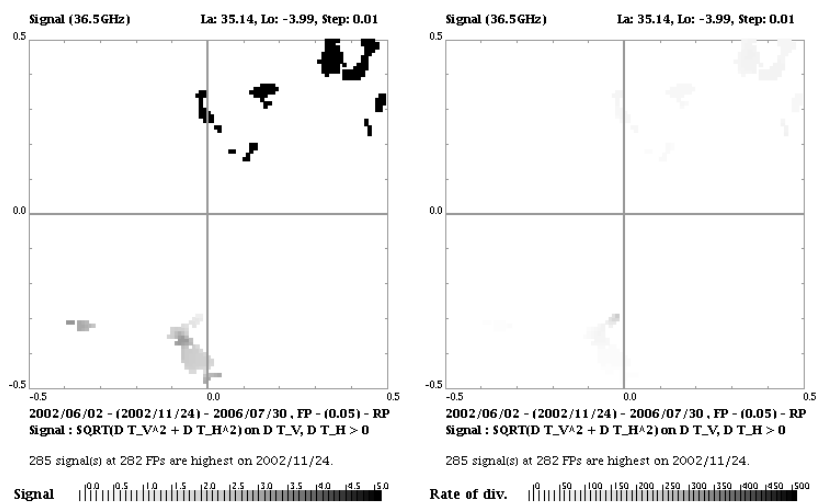
(上位 8 位は観測日と組み合わせ数をラベルとして表示)



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

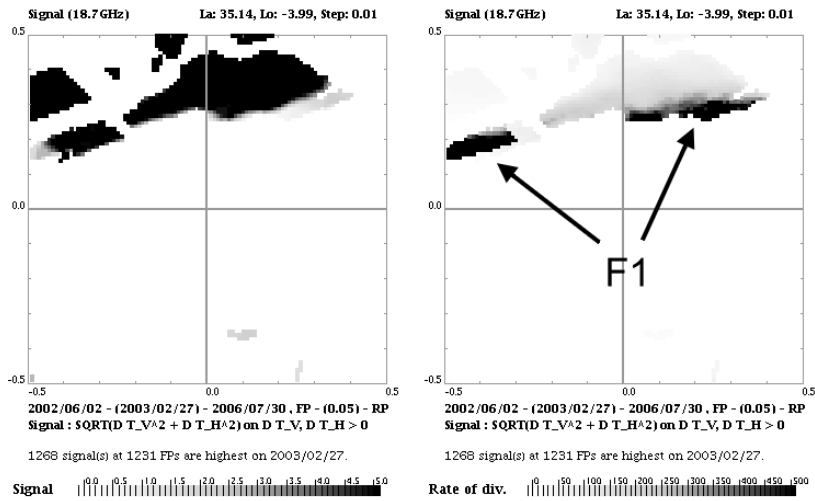


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

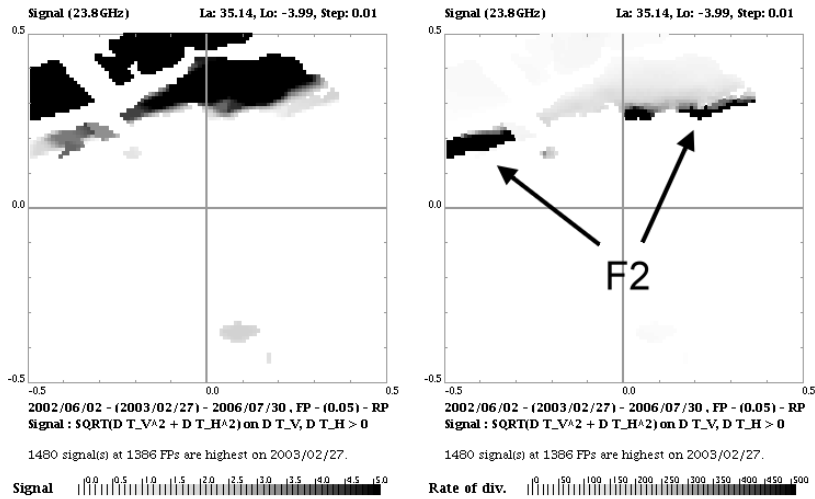


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

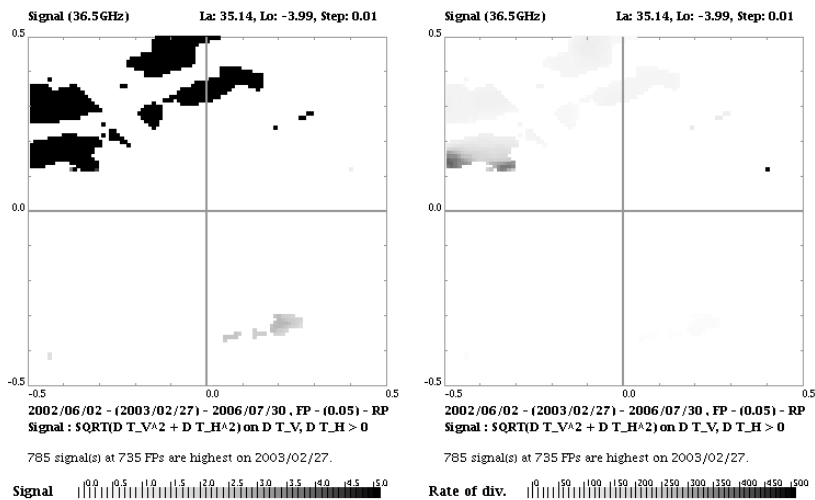
図 5.52: Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2002 年 11 月 24 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

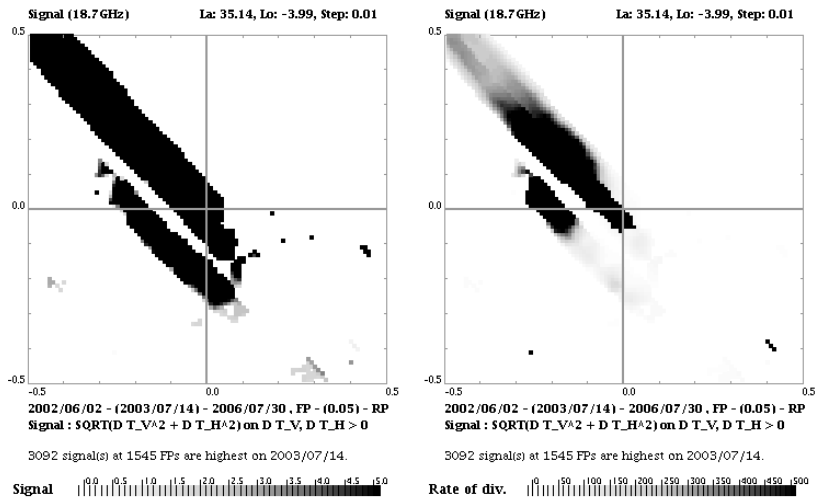


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

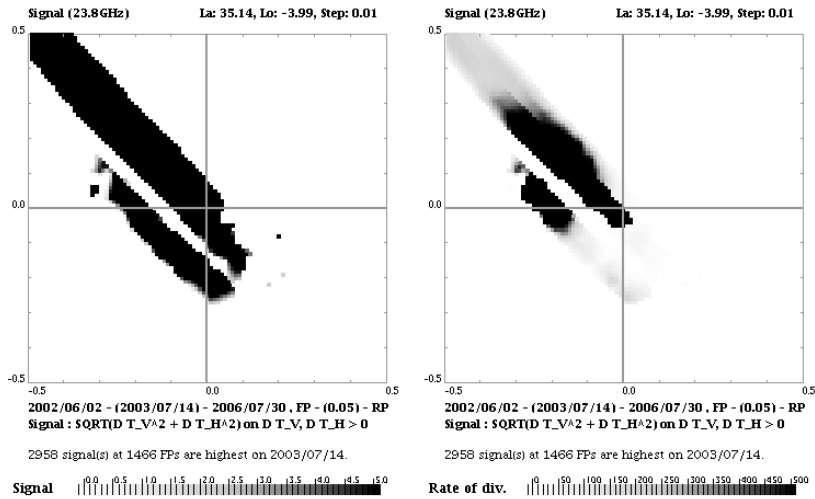


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

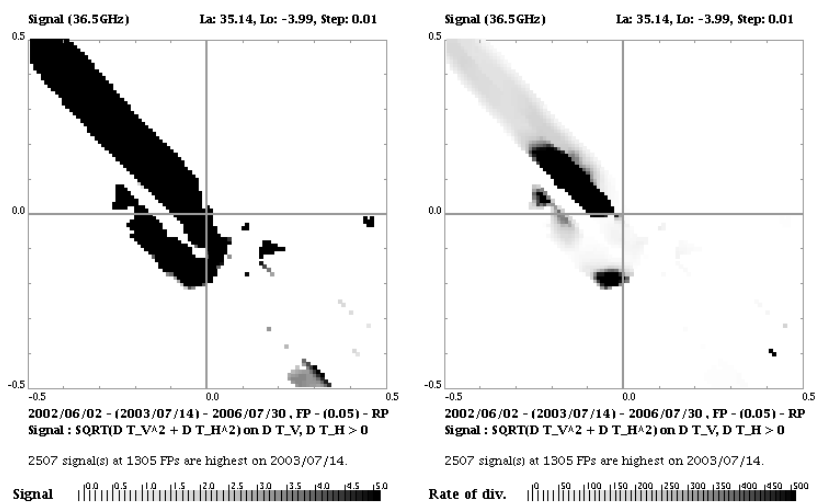
図 5.53: Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2003 年 2 月 27 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

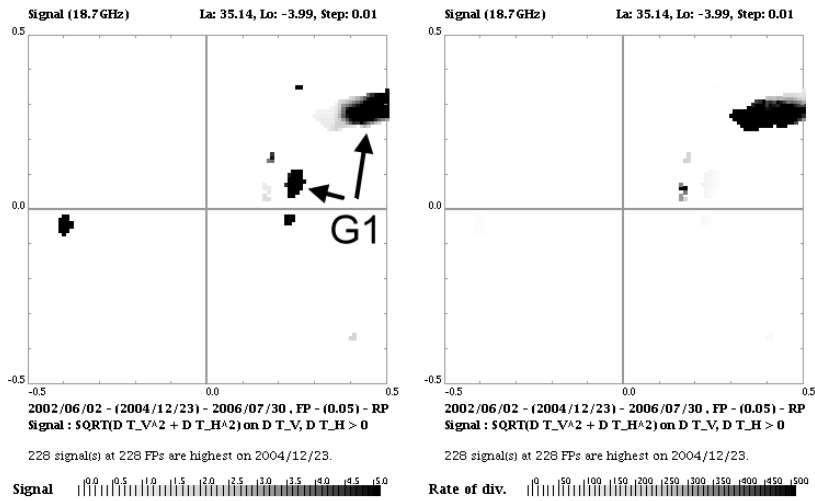


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

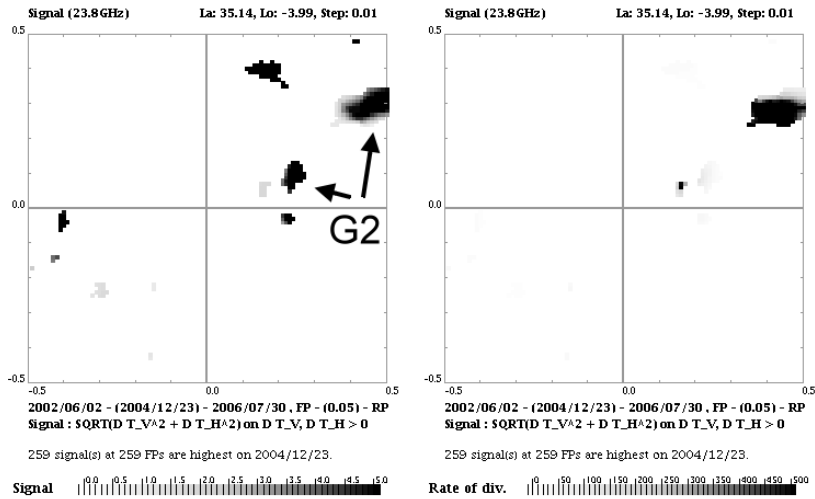


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

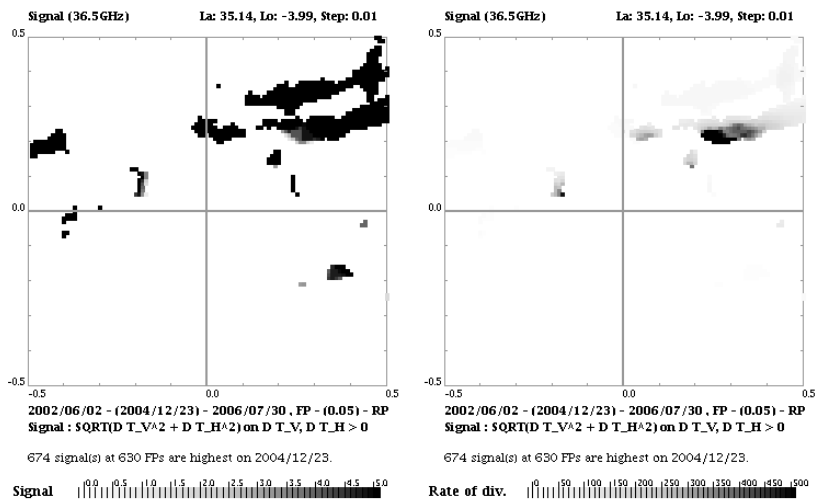
図 5.54: Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2003 年 7 月 14 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

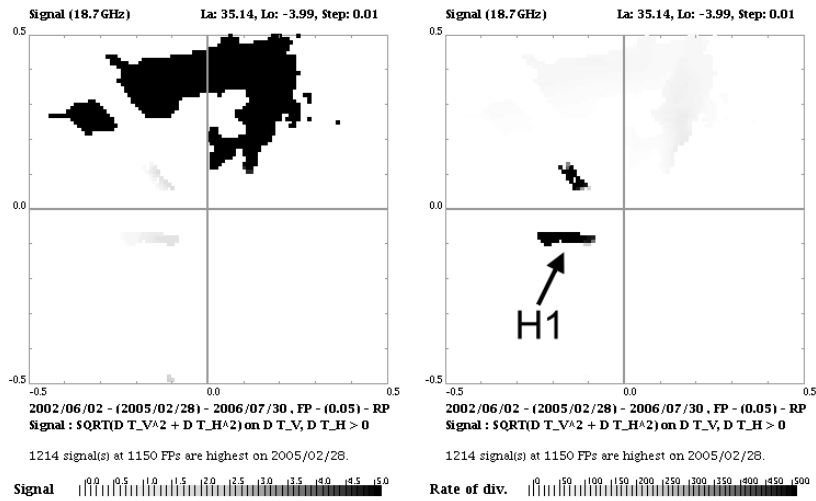


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

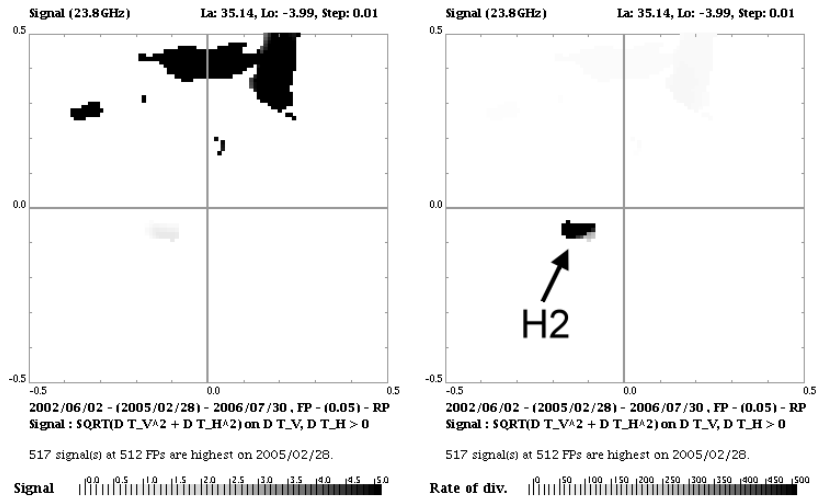


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

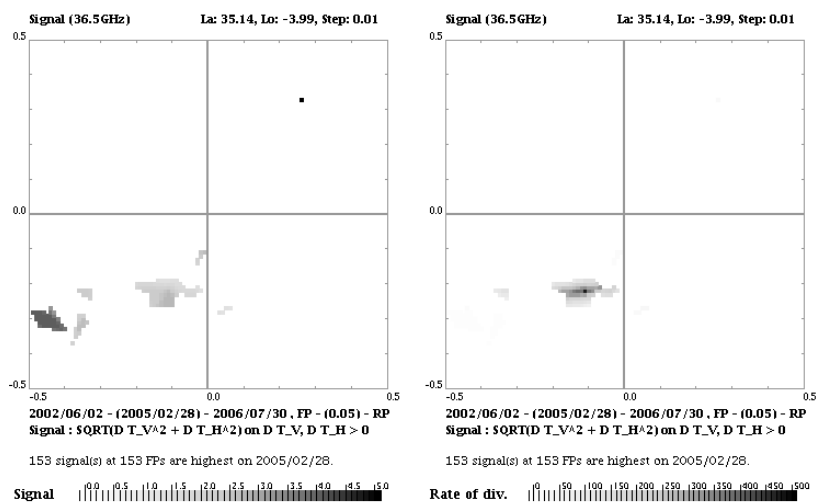
図 5.55: Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2004 年 12 月 23 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

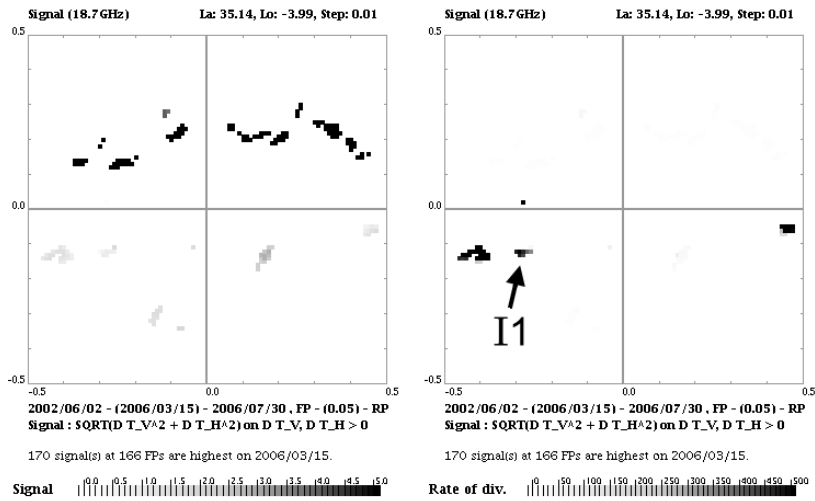


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

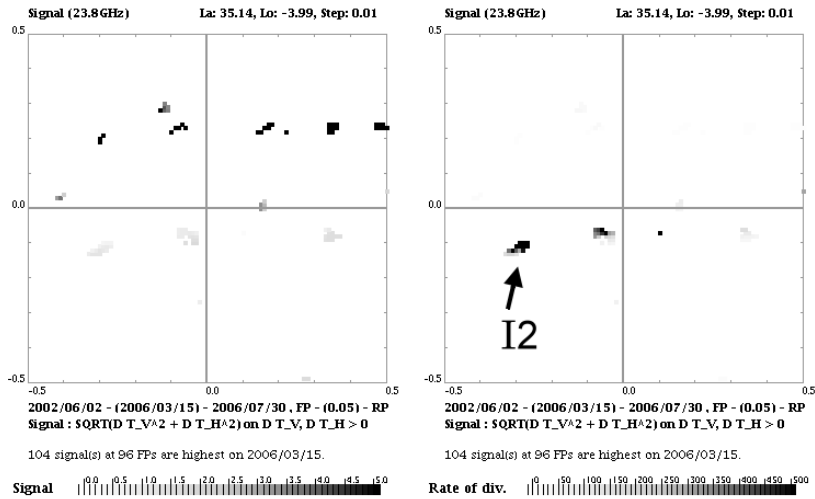


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

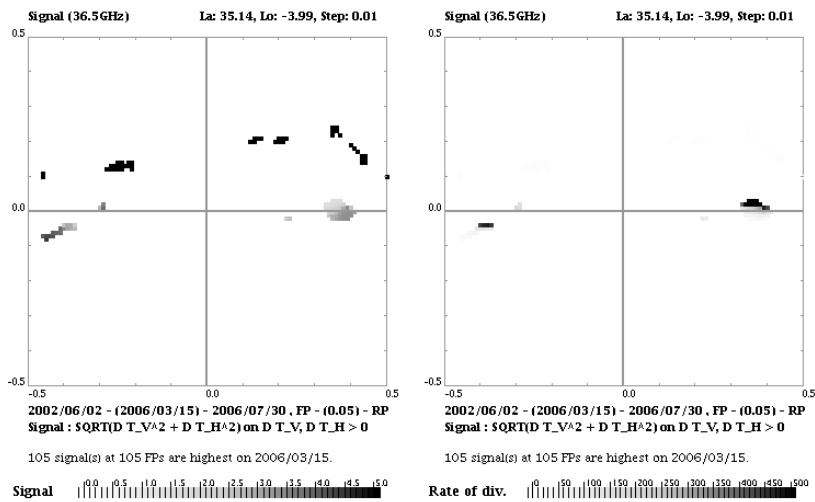
図 5.56: Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2005 年 2 月 28 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

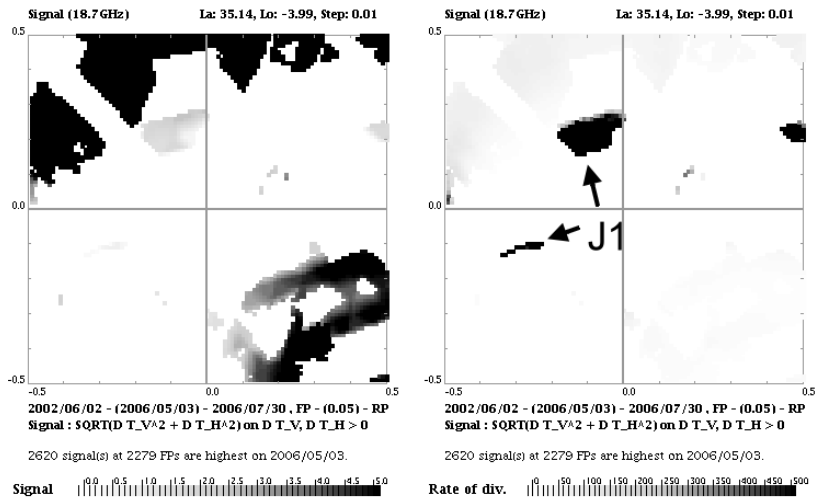


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

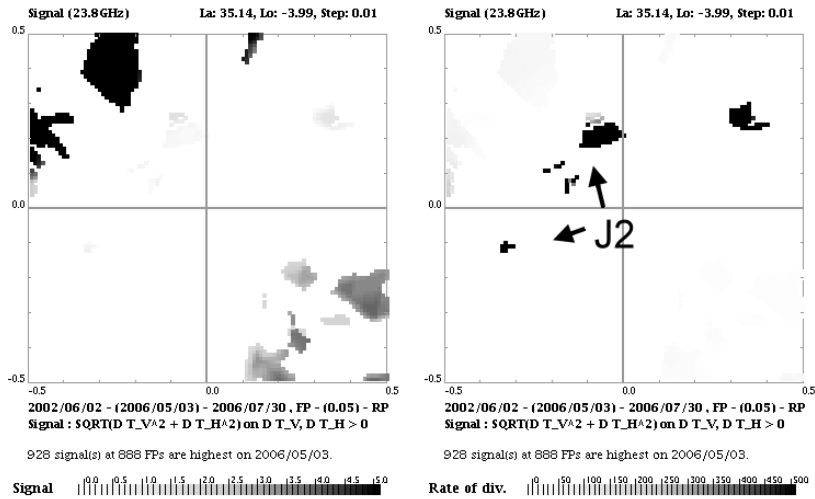


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

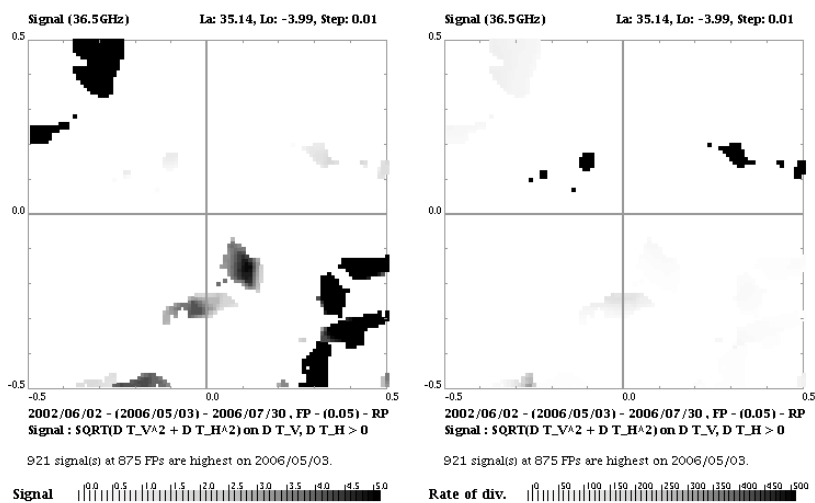
図 5.57: Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2006 年 3 月 15 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

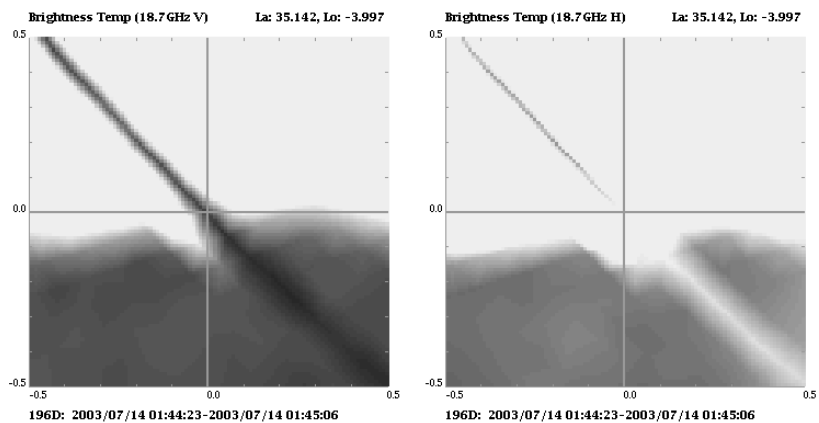


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

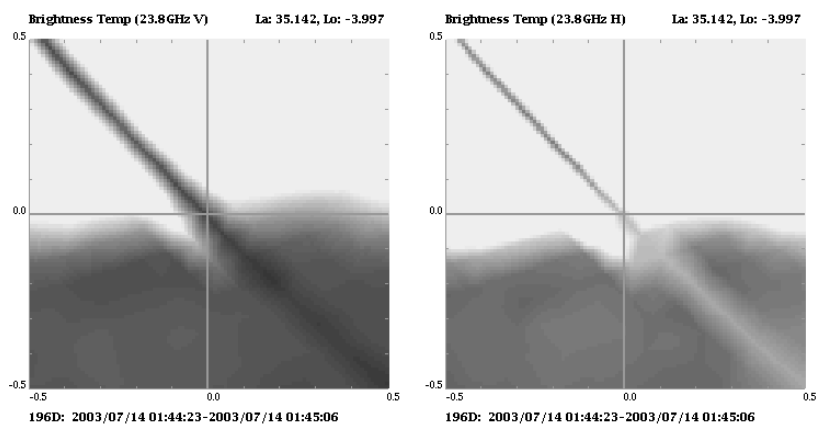


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

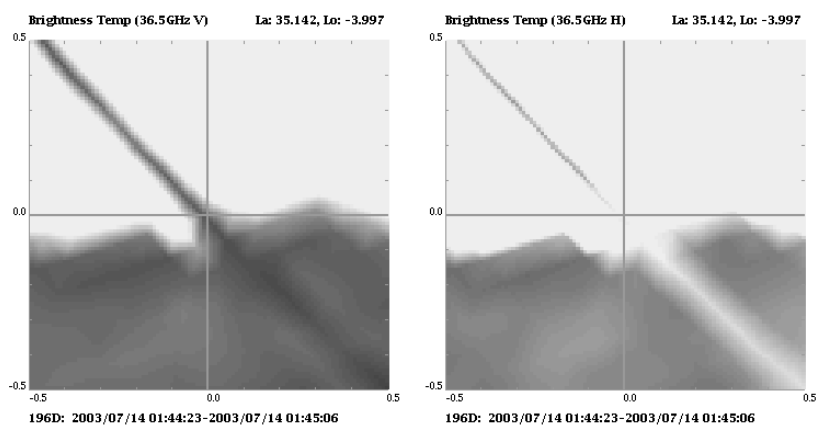
図 5.58: Al Hoceima 地震の震央近傍領域で 2006 年 5 月 3 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：垂直偏波、右：水平偏波)



(b) 23.8GHz (左：垂直偏波、右：水平偏波)



(c) 36.5GHz (左：垂直偏波、右：水平偏波)

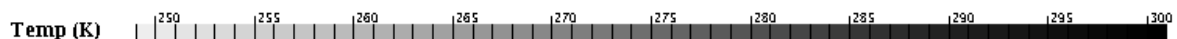


図 5.59: Al Hoceima 近傍領域における 2003 年 7 月 14 日 (システム異常発生と推測) の正味の輝度温度分布

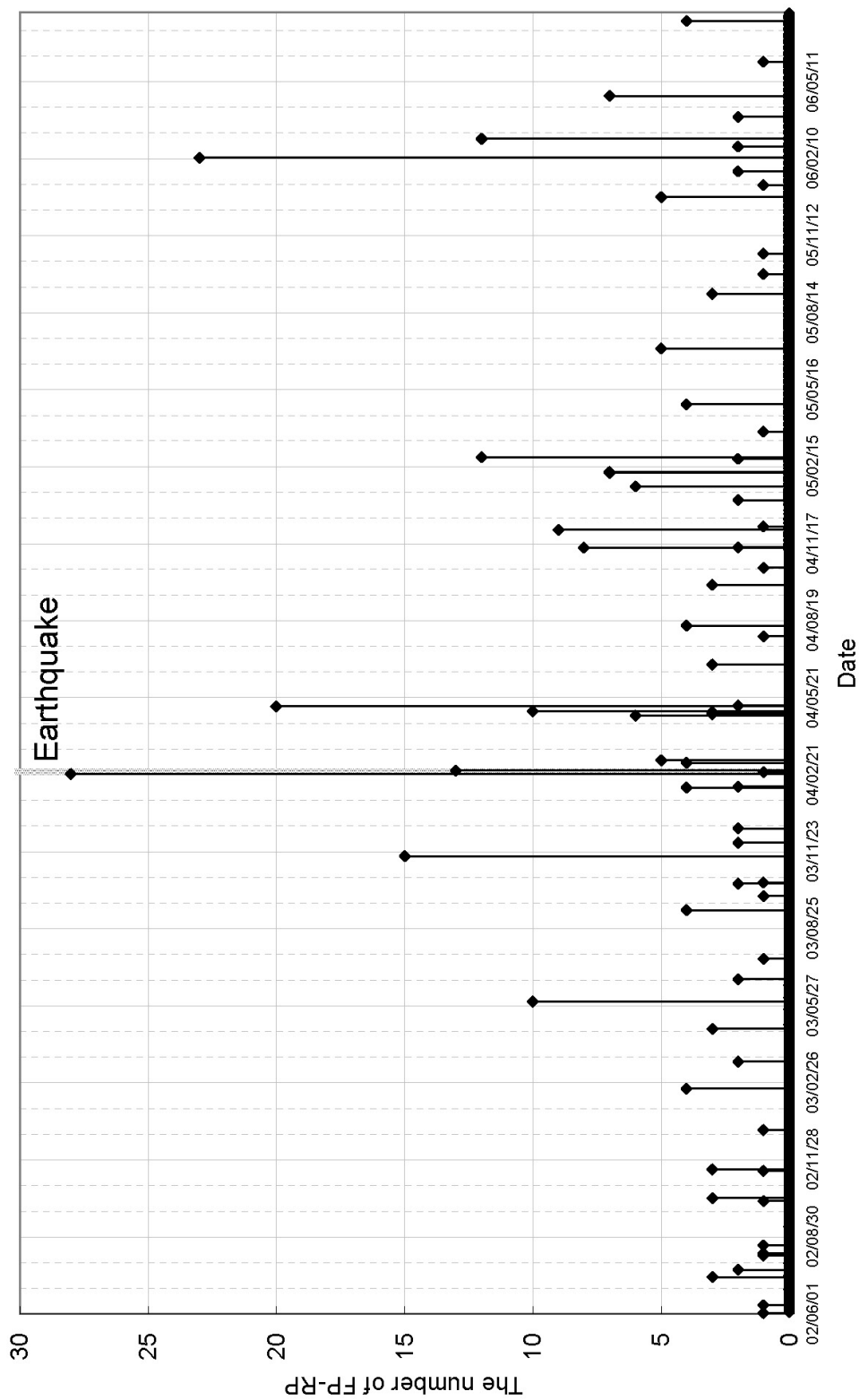


図 5.60: Al Hoceima 近傍領域の観測日で 18.7GHz の評価関数が最大 (乖離率 500 超) となる FP- RP の組み合わせ数の変化 異常データ除去済み

5.5.3 その他の地震

本システムに構築されたイベントデータベースには、AMSR-Eによる観測が開始された2002年6月から現時点(2006年7月31日)にかけて発生し、震源の深さが10km以下の陸地で、実体波マグニチュード M_b が6以上である地震が表5.9に示すようにAl Hoceima地震も含めて11件存在する。但し、この表の中には島嶼部で発生した地震や、積雪量の多いアラスカやアンデス山脈で発生した地震は含まれない。これは、海岸線付近の輝度温度変動や、雪氷が輝度温度に与える影響(3.5.2節参照)には不確定要素が大きく、地表からのマイクロ波放射を正しく評価できない可能性があるためと判断したためである。

表 5.9: 解析対象の地震

| 番号 | 発生時刻 (UT) | 震源の位置 | 震源の深さ [km] | M_b |
|------|--------------------|--|------------------|-------|
| (1) | 2003/10/1 1:03:25 | ロシア (シベリア) (50.211°N, 87.721°E) | 10 | 6.7 |
| (2) | 2003/12/26 1:56:52 | イラン (Bam) (28.995°N, 58.311°E) | 10 | 6.6 |
| (3) | 2003/9/21 18:16:13 | ミャンマー (19.917°N, 95.672°E) | 10 | 6.6 |
| (4) | 2002/5/22 2:58:21 | イラン (35.626°N, 49.047°E) | 10 | 6.5 |
| (5) | 2004/2/24 2:27:46 | モロッコ (Al Hoceima) (35.142°N, 3.997°W) | ごく浅い (2km 以下) | 6.4 |
| (6) | 2003/5/1 0:27:04 | トルコ (39.008°N, 40.611°E) | 10 | 6.4 |
| (7) | 2003/7/25 22:13:29 | 日本 (仙台) (39.415°N, 140.996°E) | 6 | 6.1 |
| (8) | 2003/5/1 0:27:04 | トルコ (39.5°N, 39.878°E) | 10 | 6.1 |
| (9) | 2003/5/1 0:27:04 | アメリカ (カリフォルニア) (35.819°N, 120.364°W) | 9 | 6 |
| (10) | 2003/5/1 0:27:04 | 中国 (42.905°N, 80.515°E) | 10 | 6 |
| (11) | 2003/7/21 15:16:31 | 中国 (25.975°N, 101.29°E) | 10 | 6 |

今回、これら全ての地震について、地震発生日近傍の1週間について、18.7GHz、23.8GHz、36.5GHzの評価関数が最大となるFPの分布を求めたところ、(2)、(9)を除いた地震については、地震発生直前に18.7GHzでのみ評価関数が最大となるFP-RP

の組み合わせが見つかった。但し、乖離率は Al Hoceima 地震ほど高くなかった。

Al Hoceima 地震では、地震発生前に 18.7GHz でのみ評価関数が最大となる FP の分布が広い。その評価関数の乖離率は 500 以上を超えていたため、他の時期と比較しても地震発生時の特異性を比較的容易に抽出できた。これは、震源が極めて浅く、マグニチュードが大きかったことに起因すると考えられる。

しかしながら、他の地震は震源は 5 倍程度深くなるので、地表面からの地震関連マイクロ波の放射は Al Hoceima 地震よりも弱まると考えられる。このため、18.7GHz でのみ評価関数が最大となる FP の分布が見つかったとしても乖離率が Al Hoceima 地震ほど高くなかったものと考えられ、この場合、他の時期と比較して地震発生時の特異性を抽出することはより難しくなる。

従って現状では、Al Hoceima 地震に比べると、これらの地震に対する解析結果の信頼性はやや劣るものの、地震発生直前に 18.7GHz でのみ評価関数が最大となる FP- RP の組み合わせが実際見つかったことを踏まえると、これらの地震に関連してマイクロ波の放射が起こっている可能性は高いと考えられる。以降では、(1) のシベリア地震、(2) の Bam 地震について解析結果を示す。

シベリア地震 (2003 年 10 月 1 日)

2003 年 10 月 1 日 1:03:25 にロシア南部のアルタイ山脈西端 (50.211°N, 87.721°E) で発生した地震は、実体波マグニチュード M_b は 6.7 であり、震源の深さは 10km である。この地震は、2003 年 9 月 27 日 11:33:25 に同地域で発生した地震の余震である。本震の震源位置は 50.038°N, 87.813°E、実体波マグニチュード M_b は 7.3 であり、震源の深さは 16km である。

本震発生前後の 1 週間における AMSR-E の観測期間を表 5.10 に示す。観測領域は余震震央を中心とする緯度経度 $\pm 0.5^\circ$ の領域である。また、図 5.61 にはシベリア地震の震央と周辺の地勢を示す。

表 5.10: シベリア地震前後における AMSR-E の観測時刻

| 番号 | 観測日 | 観測時間 | パス ID | 解析結果 |
|-----|------------|---------------------|-------|--------|
| (1) | 2003/9/25 | 19:42:08 ~ 19:42:51 | 138D | 図 5.62 |
| (2) | 2003/9/26 | 20:24:31 ~ 20:24:48 | 145D | 図 5.63 |
| (3) | 2003/9/28 | 20:12:05 ~ 20:12:35 | 143D | 図 5.64 |
| (4) | 2003/9/29 | 20:55:18 ~ 20:56:03 | 150D | 図 5.65 |
| (5) | 2003/9/30 | 19:59:57 ~ 20:00:28 | 141D | 図 5.66 |
| (6) | 2003/10/01 | 20:42:49 ~ 20:43:19 | 148D | — |

図 5.62 ~ 5.66 は、各々の観測日に評価関数が最大となる FP の分布を 18.7GHz、23.8GHz および 36.5GHz について示している。いずれの図においても、座標中心は震央であり、震央の位置を基準にして横軸は相対的な経度、縦軸は相対的な緯度を表している。空白となっている場合は、その周波数の評価関数がその日に最大となるような FP-RP の組み合わせが存在しないことを示している。なお、2003 年 10 月 1 日は、いずれの周波数においても評価関数が最大となるような FP-RP の組み合わせが存在しない。

本震発生直前の 2003 年 9 月 25 日の解析結果である図 5.62 を見ると、18.7GHz のみ評価関数が最大となる FP の分布 (図中 A) が見られ、この部分の乖離率は本震発生前後 1 週間の期間中最も大きくなっている。また、余震発生 2 日前である 2003 年 9 月 29 日の解析結果である図 5.65 を見ると、18.7GHz のみ評価関数が最大となる FP の分布 (図中 B) が見られる。

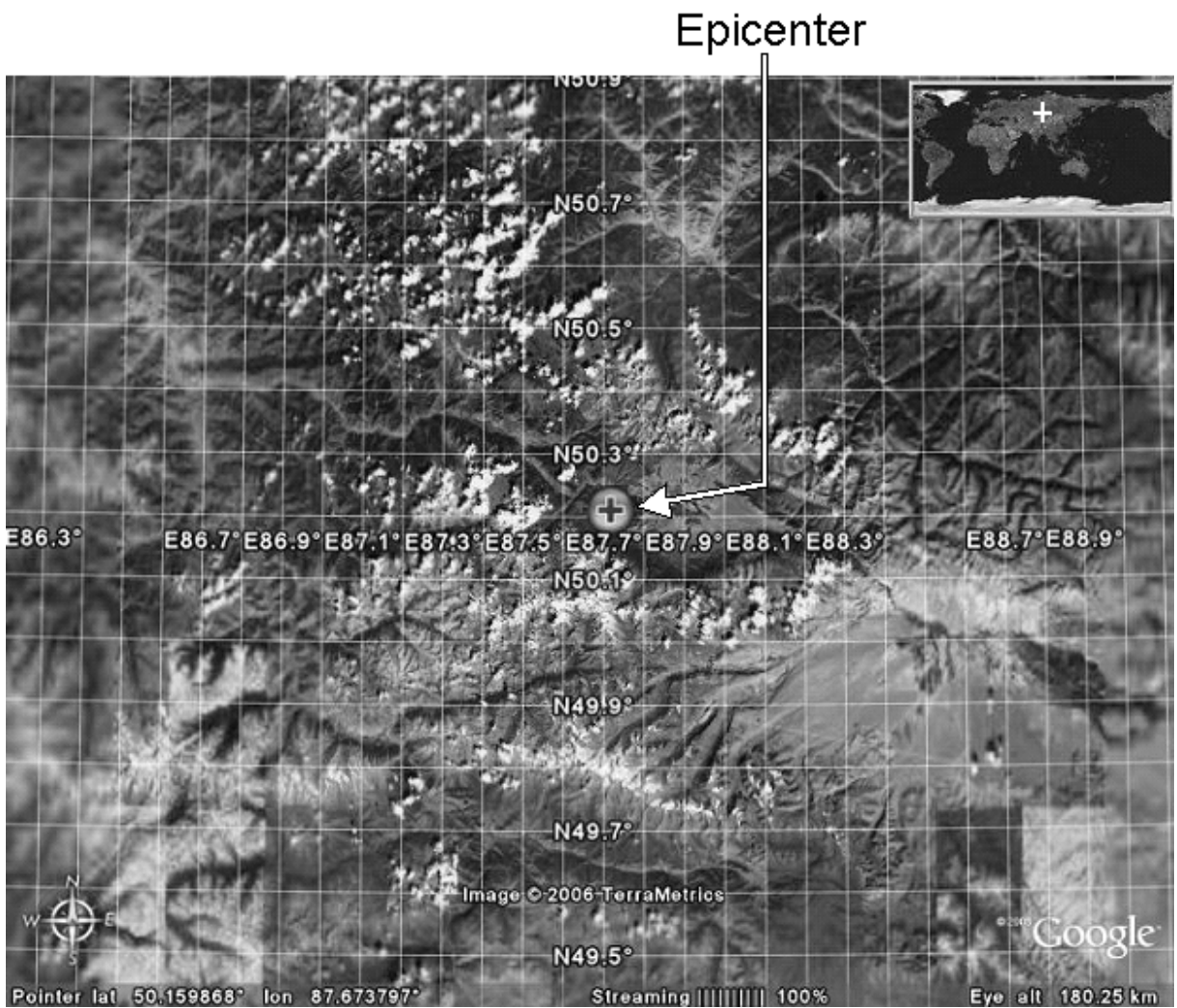
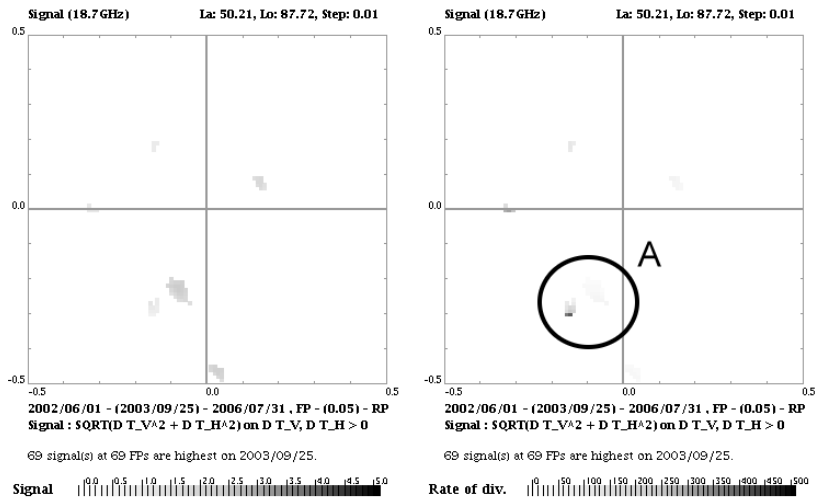
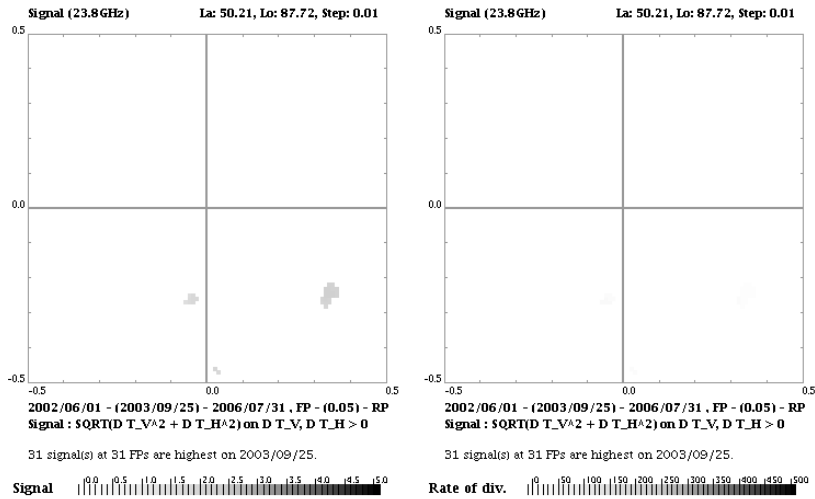


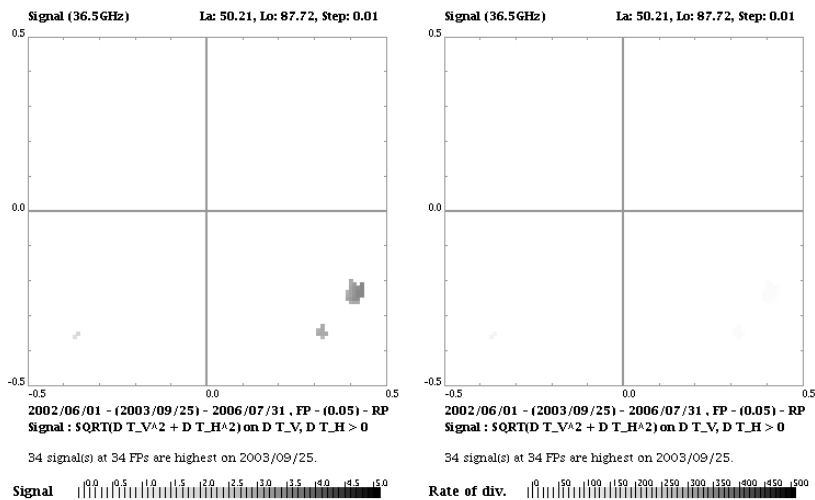
図 5.61: シベリア地震の震央と周辺の地勢



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

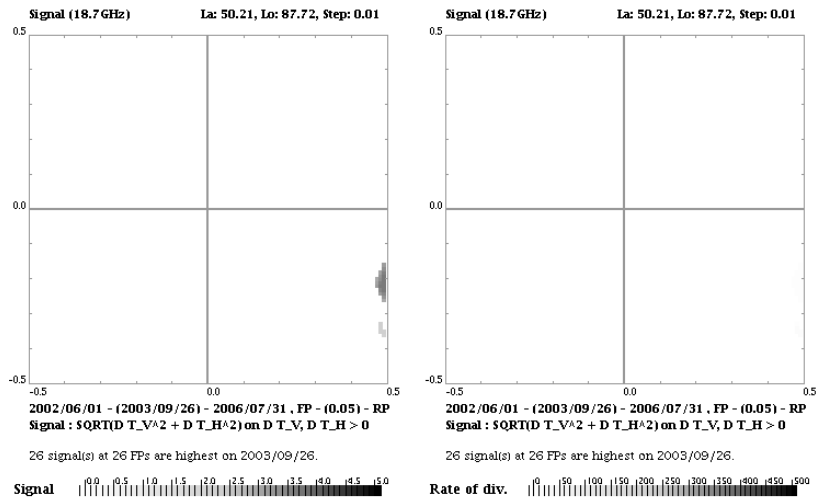


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

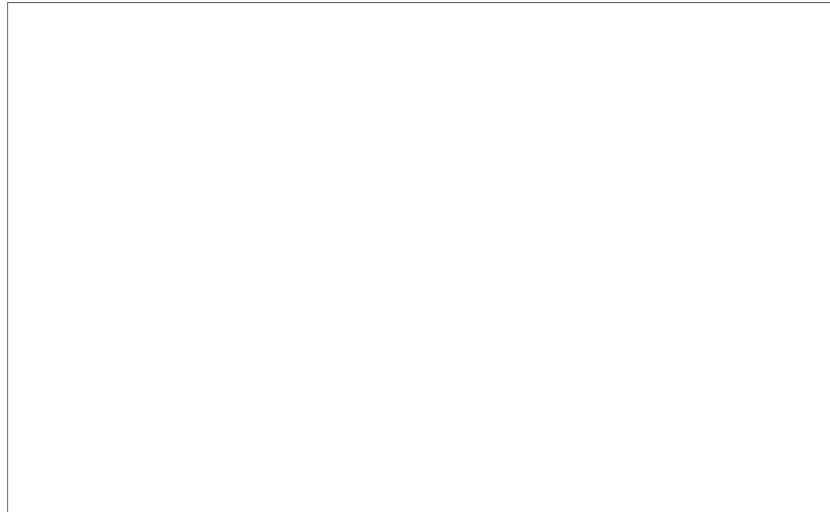


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

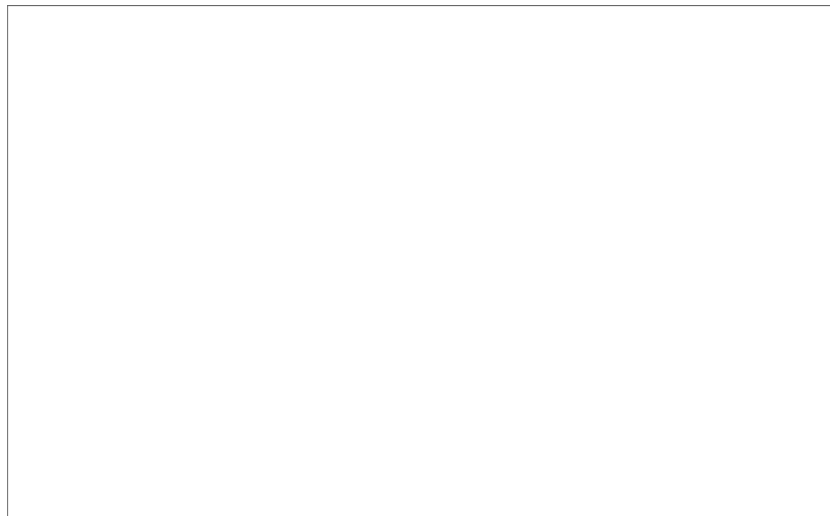
図 5.62: シベリア地震の震央近傍領域で 2003 年 9 月 25 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

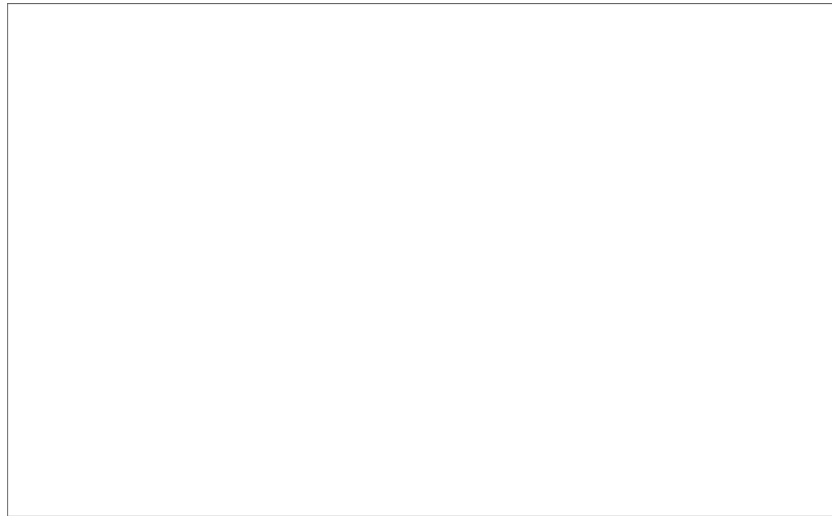


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

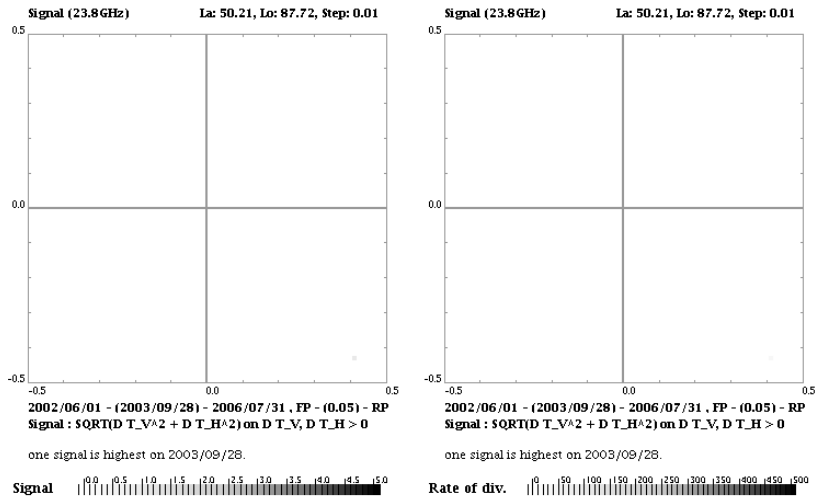


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

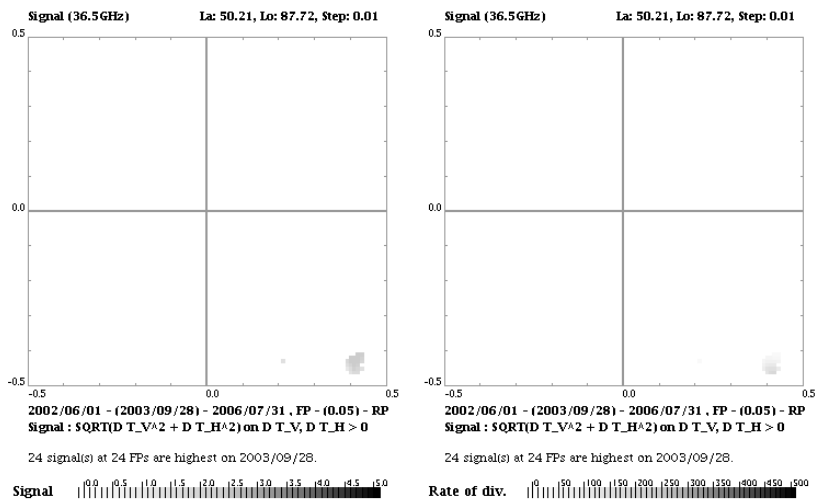
図 5.63: シベリア地震の震央近傍領域で 2003 年 9 月 26 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

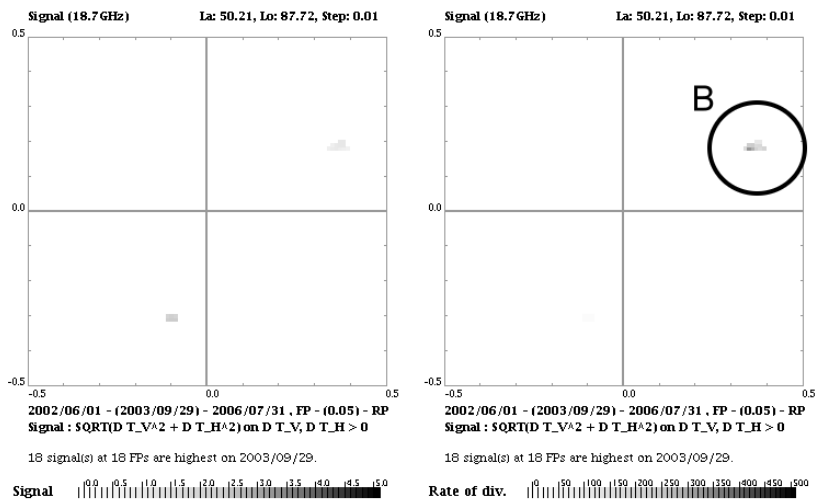


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

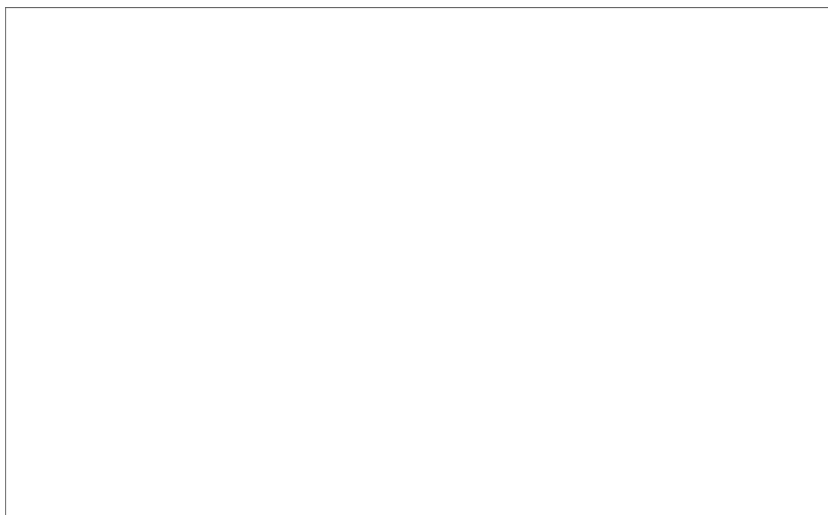


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

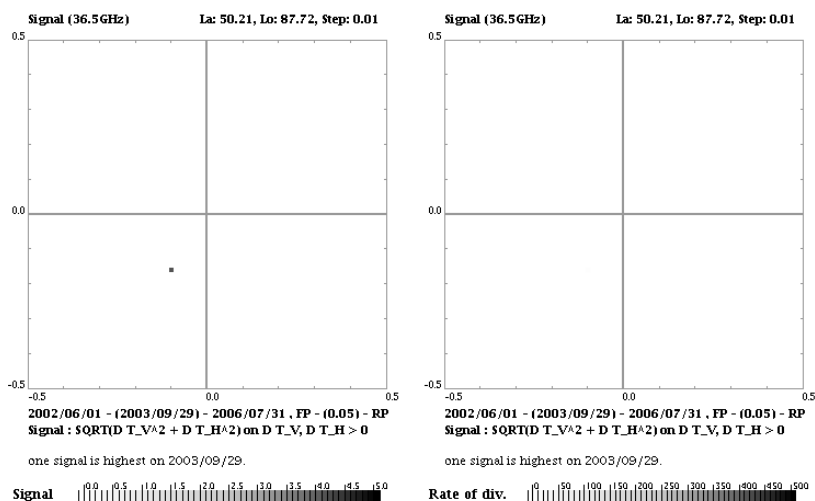
図 5.64: シベリア地震の震央近傍領域で 2003 年 9 月 28 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

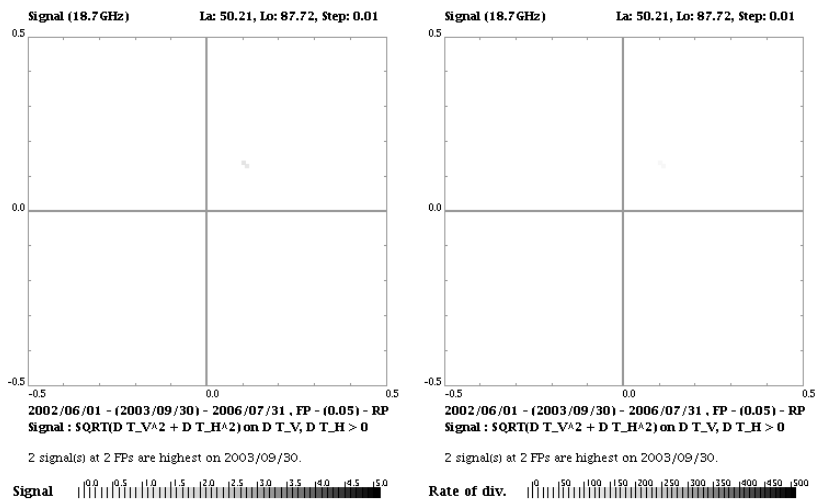


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

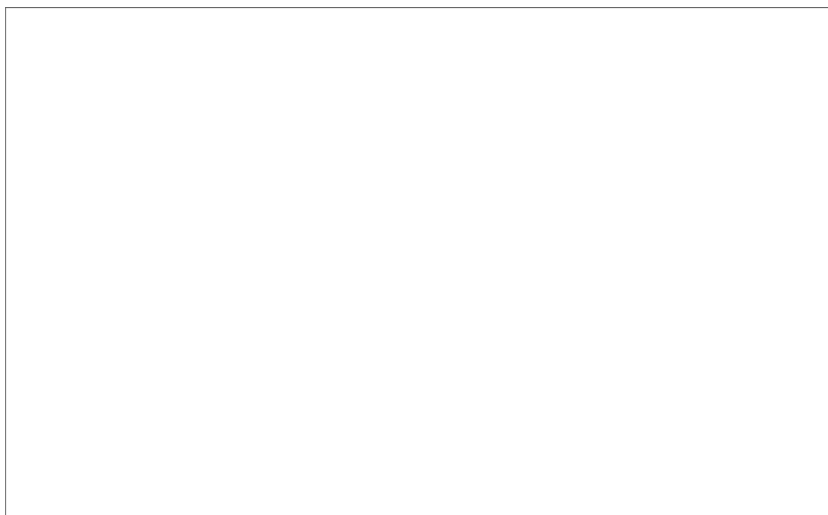


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

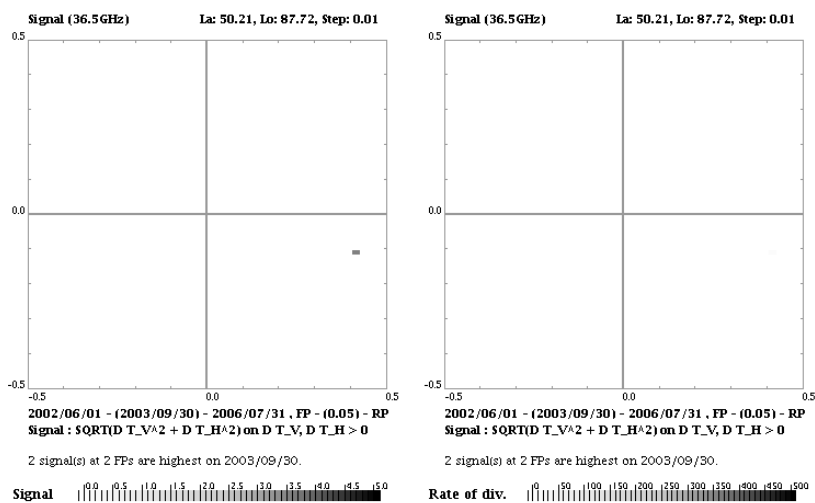
図 5.65: シベリア地震の震央近傍領域で 2003 年 9 月 29 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)



(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)



(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

図 5.66: シベリア地震の震央近傍領域で 2003 年 9 月 30 日に評価関数が最大となる FP の分布

Bam(イラン)地震(2003年12月26日)

2003年12月26日2:27:46にイランのBam付近(28.995°N, 58.311°E)で発生した地震は、多くの犠牲者を出した上、文化財にも甚大な被害をもたらした地震として記憶に新しい。この地震の実体波マグニチュード M_b は6.6であり、震源の深さは10kmである。

地震発生前後の1週間におけるAMSR-Eの観測期間を表5.11に示す。地震発生直前の観測は、地震発生5時間前に行われている。観測領域は震央を中心とする緯度経度 $\pm 0.5^\circ$ の領域である。また、図5.67にはBam地震の震央と周辺の地勢を示す。

表 5.11: Bam 地震前後における AMSR-E の観測時刻

| 番号 | 観測日 | 観測時間 | パス ID | 解析結果 |
|-----|------------|---------------------|-------|--------|
| (1) | 2003/12/20 | 22:28:44 ~ 22:29:23 | 164D | 図 5.68 |
| (2) | 2003/12/21 | 21:33:15 ~ 21:33:57 | 155D | 図 5.69 |
| (3) | 2003/12/22 | 22:15:55 ~ 22:16:34 | 162D | 図 5.70 |
| (4) | 2003/12/24 | 22:03:29 ~ 22:03:56 | 160D | 図 5.71 |
| (5) | 2003/12/26 | 21:51:12 ~ 21:51:42 | 158D | 図 5.72 |
| (6) | 2003/12/28 | 21:39:07 ~ 21:39:45 | 156D | 図 5.73 |
| (7) | 2003/12/29 | 22:22:21 ~ 22:23:05 | 163D | 図 5.74 |

図5.68～5.74は、各々の観測日に評価関数が最大となるFPの分布を18.7GHz、23.8GHzおよび36.5GHzについて示している。いずれの図においても、座標中心は震央であり、震央の位置を基準にして横軸は相対的な経度、縦軸は相対的な緯度を表している。空白となっている場合は、その周波数の評価関数がある日に最大となるようなFP-RPの組み合わせが存在しないことを示している。

地震発生直前の2003年12月26日の解析結果である図5.72を見ると、18.7GHzのみ評価関数が最大となるFPの分布(図中A)が見られ、この部分の乖離率は地震発生前後1週間の期間中最も大きくなっている。

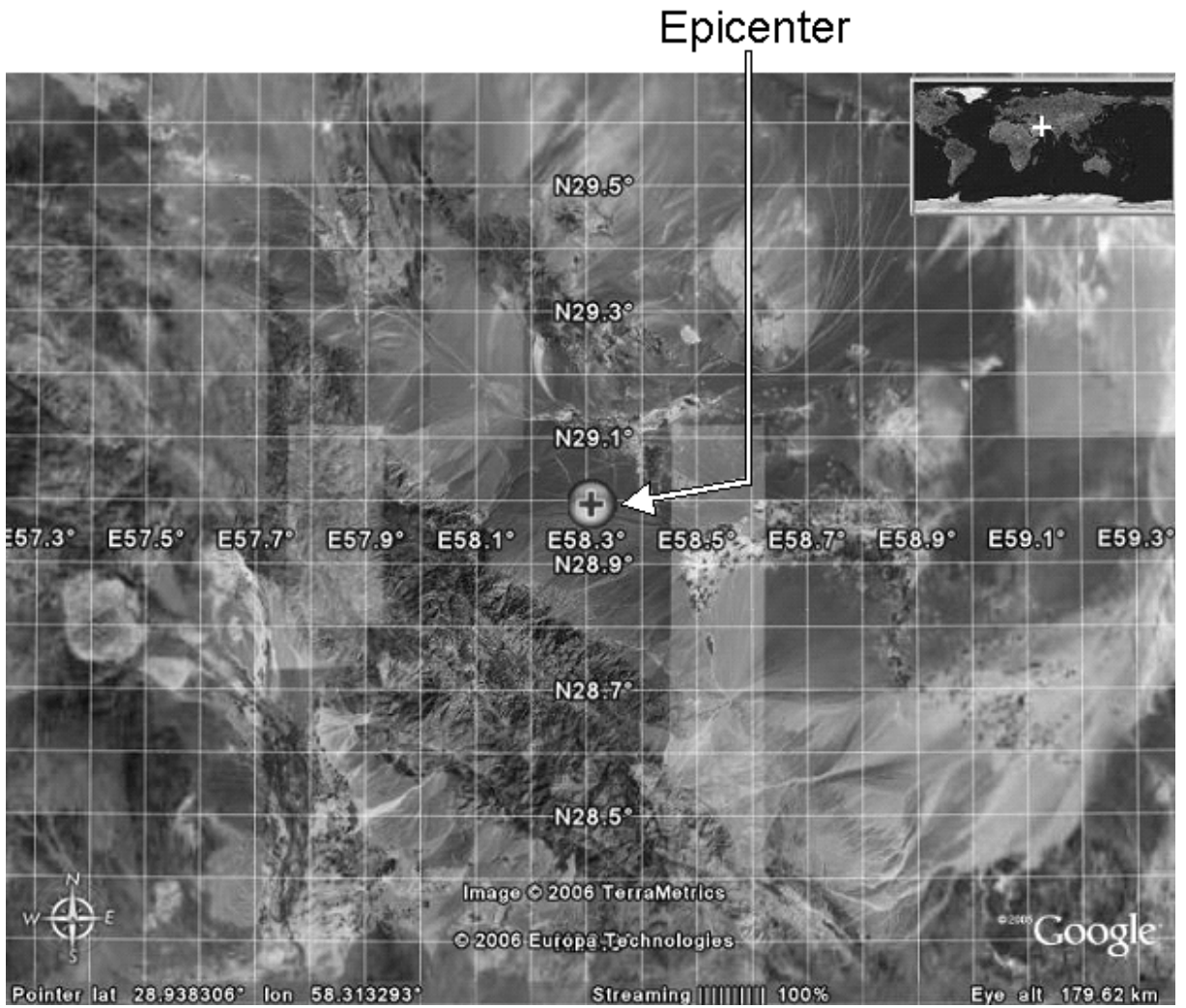
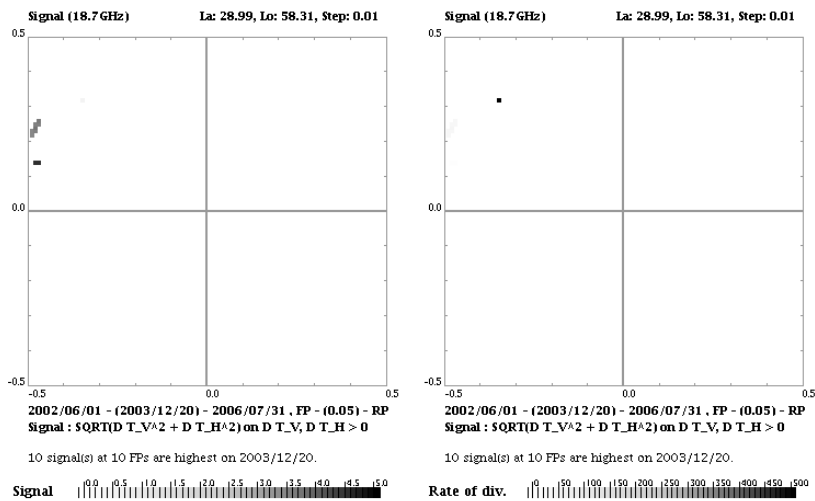
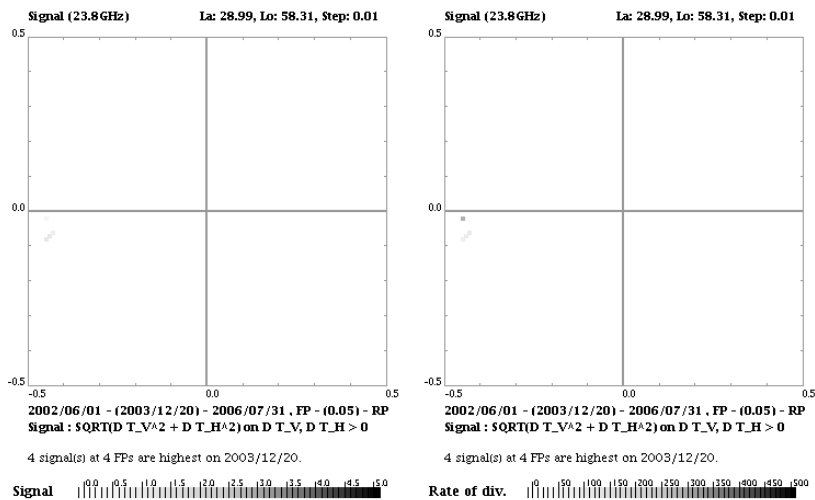


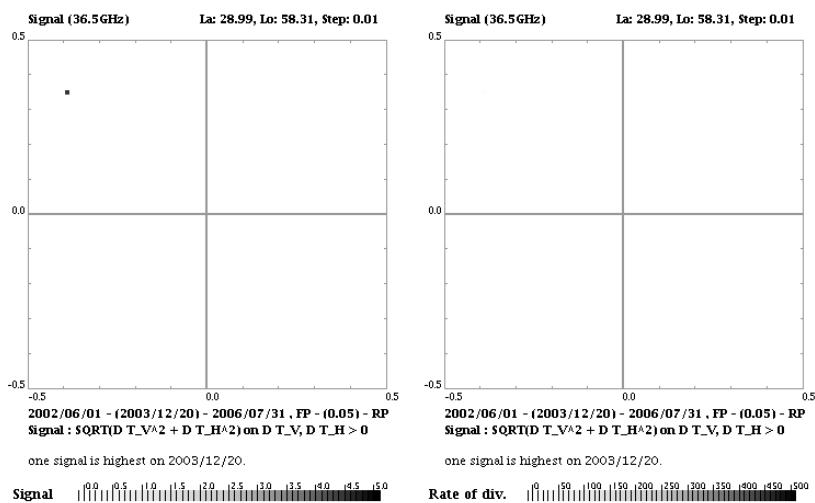
図 5.67: Bam 地震の震央と周辺の地勢



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

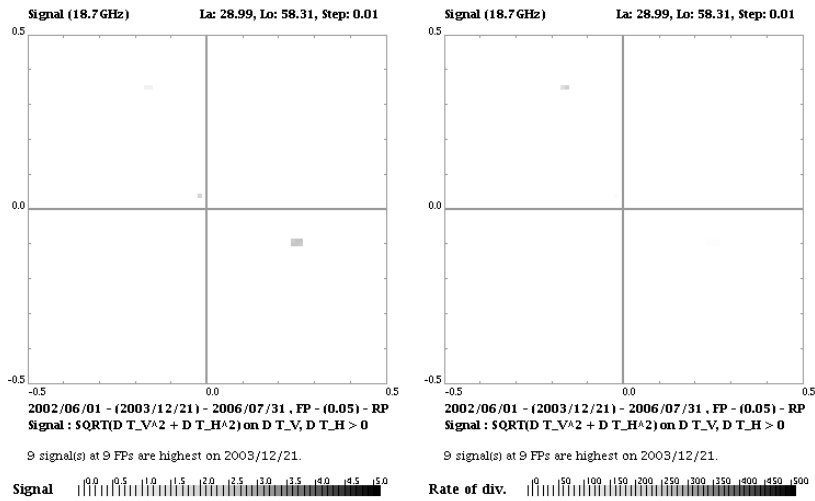


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

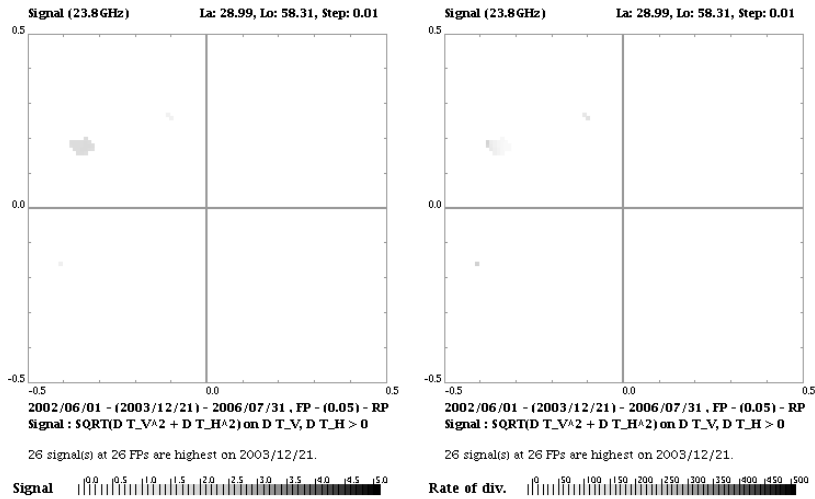


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

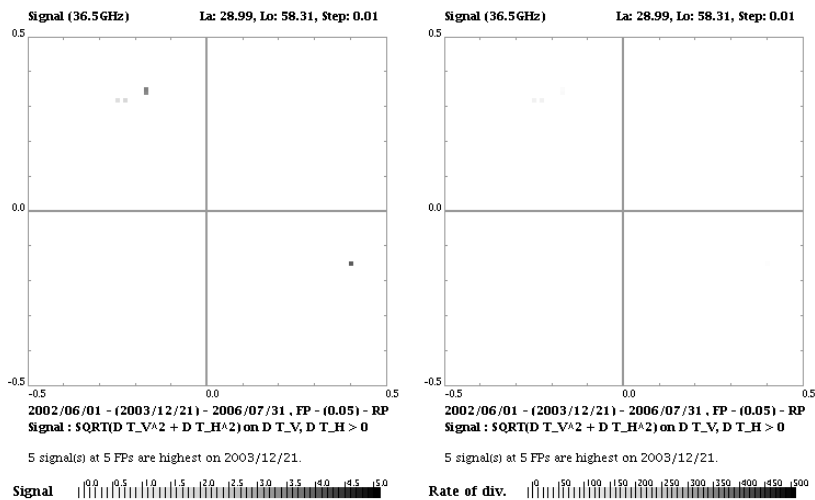
図 5.68: Bam 地震の震央近傍領域で 2003 年 12 月 20 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

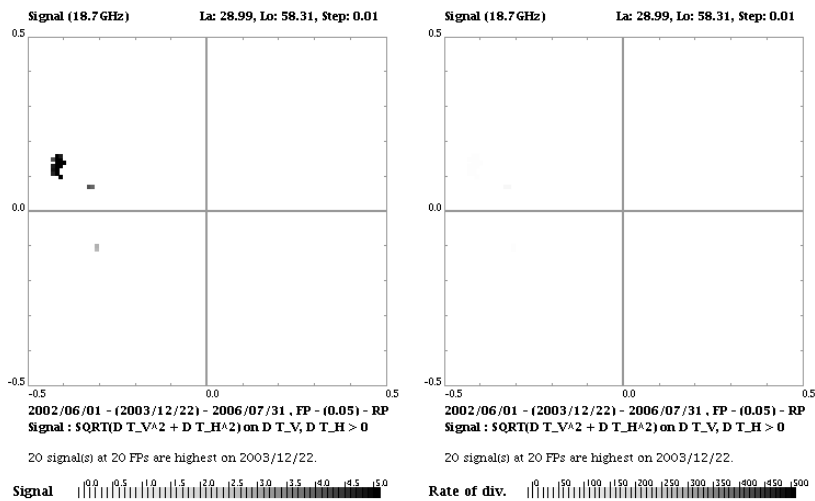


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

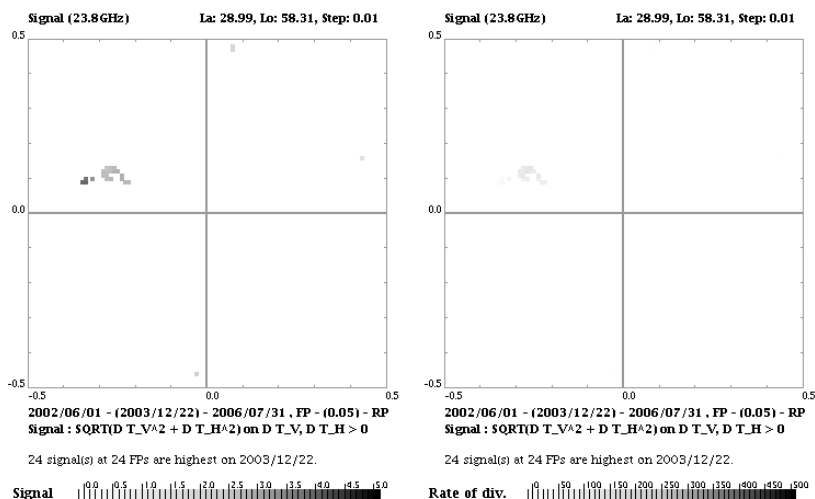


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

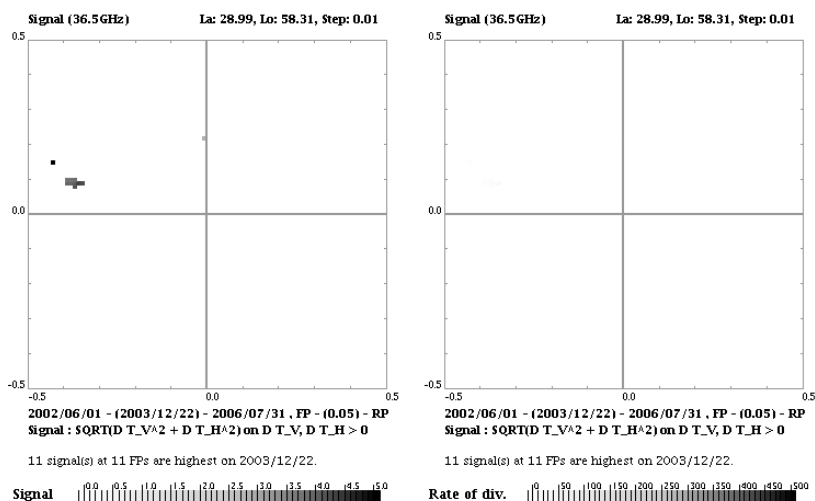
図 5.69: Bam 地震の震央近傍領域で 2003 年 12 月 21 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

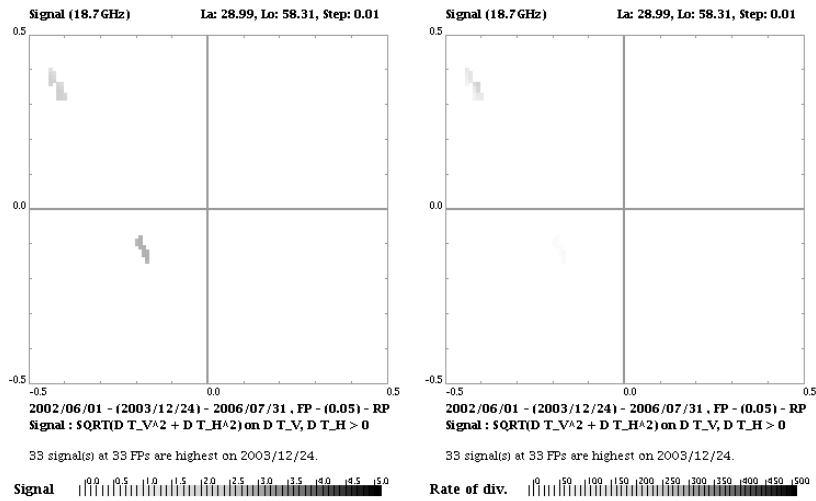


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

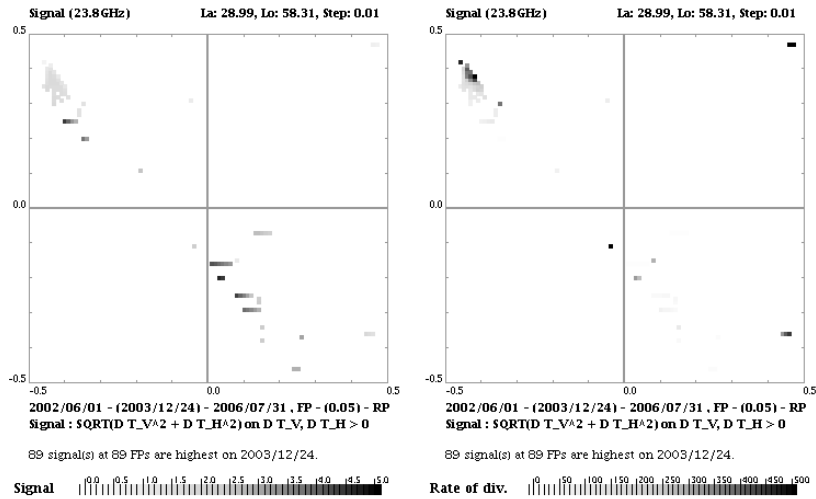


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

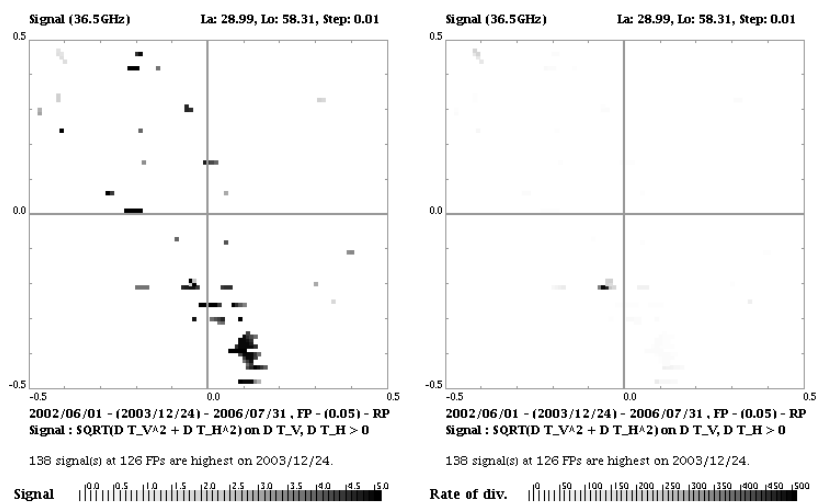
図 5.70: Bam 地震の震央近傍領域で 2003 年 12 月 22 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

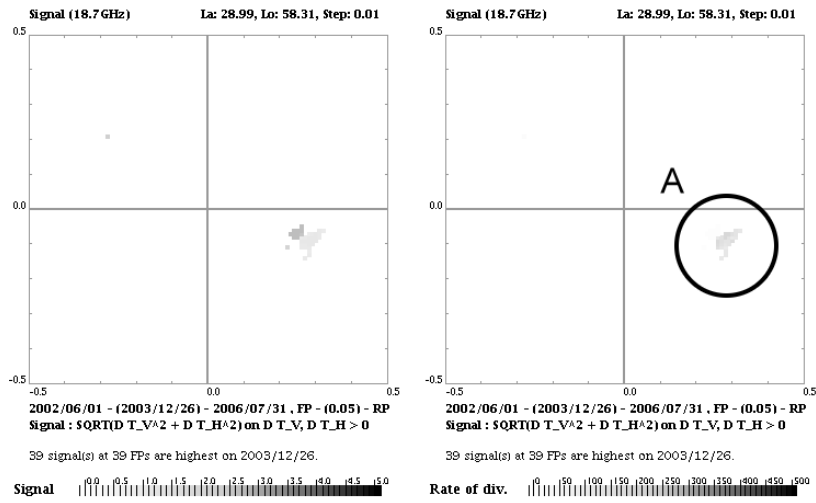


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

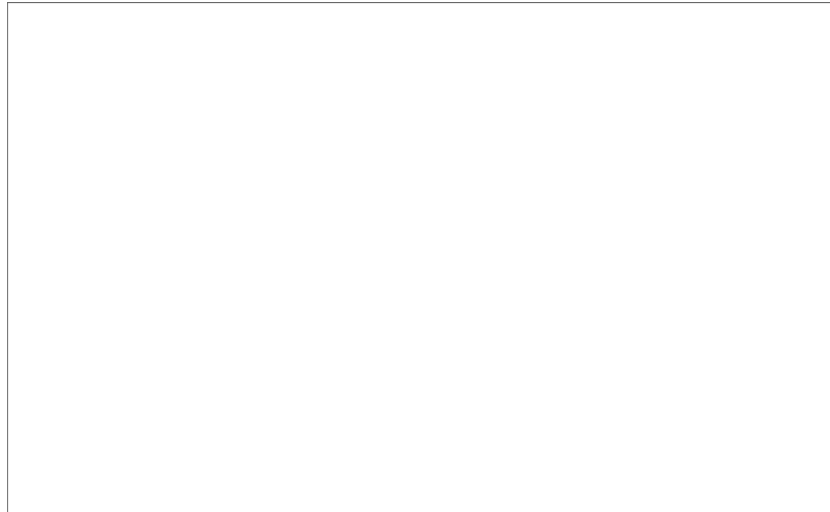


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

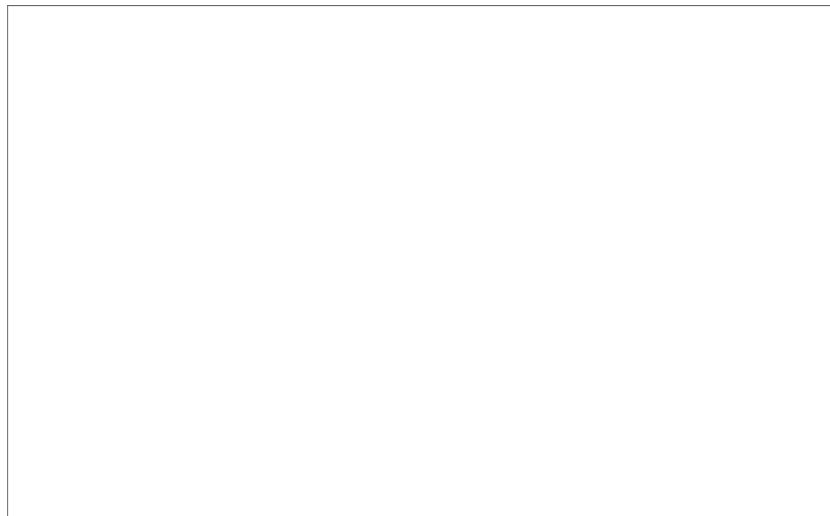
図 5.71: Bam 地震の震央近傍領域で 2003 年 12 月 24 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

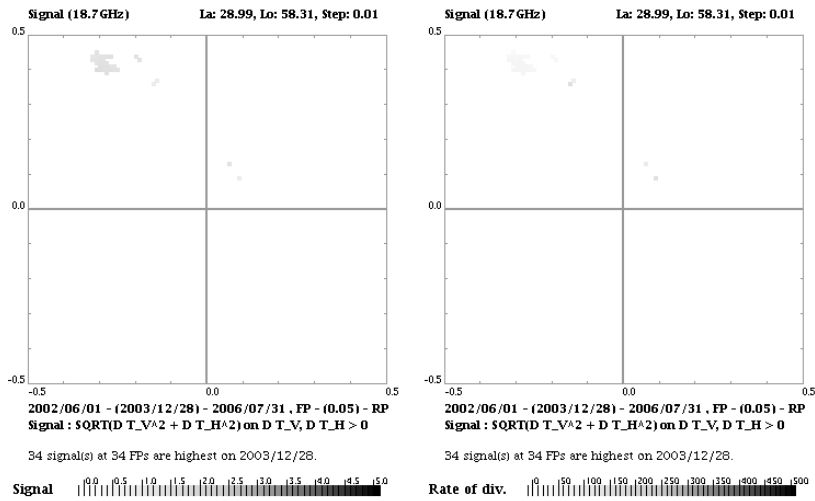


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

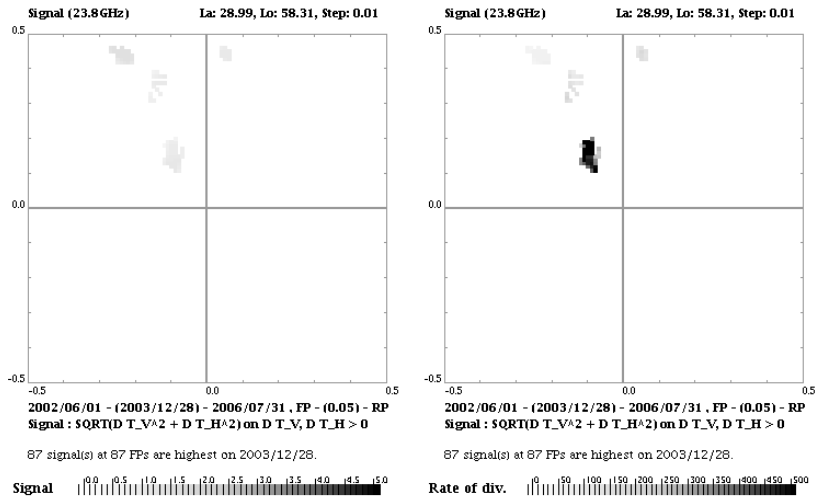


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

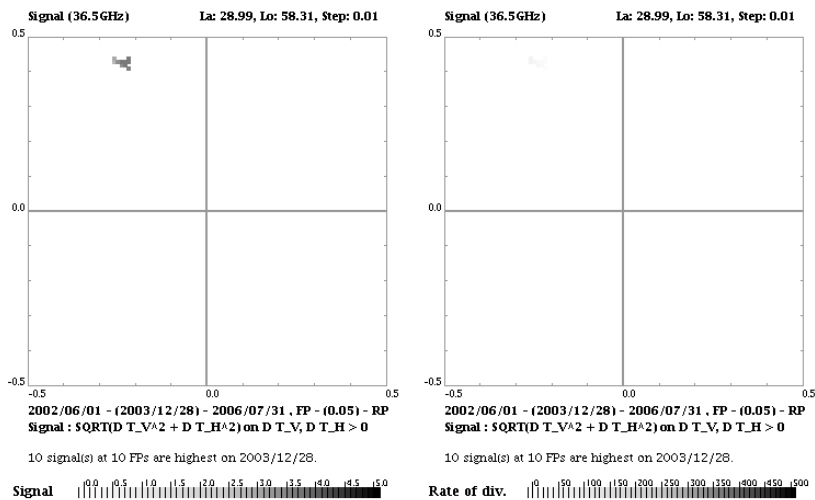
図 5.72: Bam 地震の震央近傍領域で 2003 年 12 月 26 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

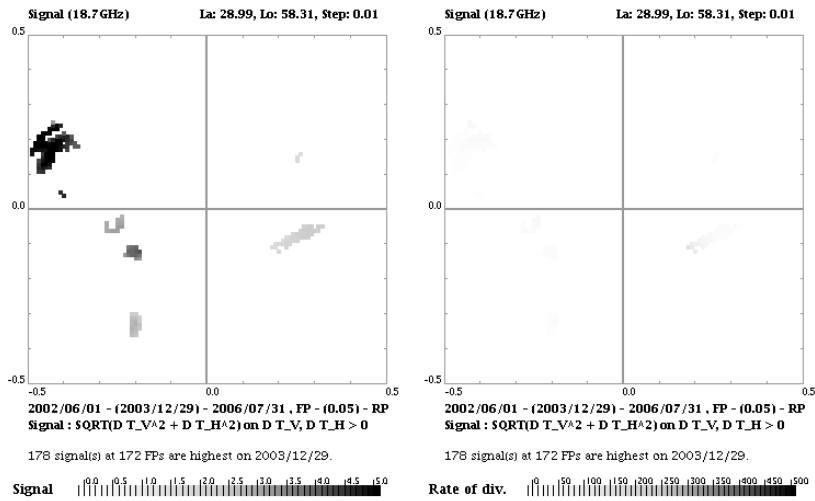


(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

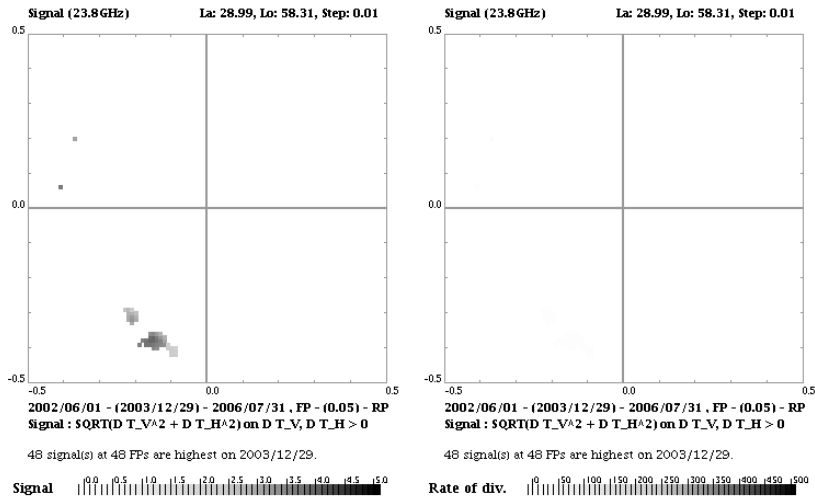


(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

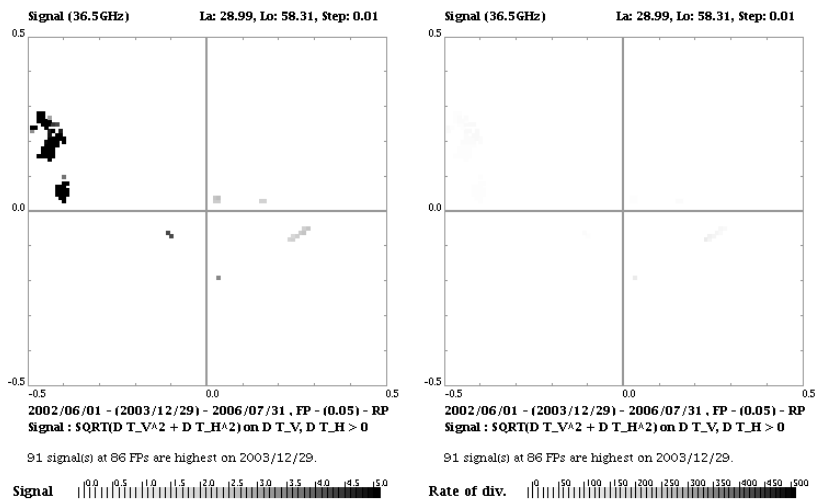
図 5.73: Bam 地震の震央近傍領域で 2003 年 12 月 28 日に評価関数が最大となる FP の分布



(a) 18.7GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)



(b) 23.8GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)



(c) 36.5GHz (左：評価関数を描画、右：乖離率を描画)

図 5.74: Bam 地震の震央近傍領域で 2003 年 12 月 29 日に評価関数が最大となる FP の分布

第 6 章

科学衛星 S バンド受信系データの解析

6.1 概要

(独)宇宙航空研究開発機構 宇宙科学研究本部 (ISAS) が打ち上げた多くの低軌道周回衛星では、地上局と衛星間の通信に S バンド (約 2GHz) 帯の電波が用いられている。地上局からの信号は S バンド受信機 (SBR) によって受信され、受信した S バンド電波の強度は、衛星個別の観測データとともに地上局に送信される。地上局からのコマンドを受け付けるという機器の仕様上、SBR は衛星の運用中常にアクティブとなっているため、地上局からのコマンドを受信していない場合 (多くは衛星が鹿児島 内之浦宇宙空間観測所から不可視となる場合)、であっても SBR は S バンド電波を受信し続けている。特にこの状態においては、S バンド受信系はちょうどマイクロ波放射計と同じように衛星周辺、殊に地球からのマイクロ波雑音を観測していることになる。この S バンド電波の強度もまた、不可視状態での衛星個別の観測データとともに地上局に送信される。地上局に送信された衛星データは、ISAS の科学衛星データベース「SIRIUS」に格納されている。

従って、地上局からコマンドを受信していない時の S バンド電波の受信強度を複数の衛星について解析すると、地震関連マイクロ波が受信されている可能性がある。このことから我々は、1986 年から 2004 年に地球上で発生した主な地震と関連付けて複数の衛星の S バンド電波の受信強度を解析するシステムを構築した。

6.2 S バンド受信系

図 6.1 は、衛星 ASCA の S バンド受信系であり、他の低軌道周回衛星についても、ほぼ同様のシステムが搭載されている。

図 6.1 中、SANT-A/B/C は S バンドアンテナであり、S バンドダイプレクサ (SDIP-A/B) によって送信用、受信用の切り替えが行われる。SANT-A、SANT-B は衛星側面に、SANT-C は衛星底面に据え付けられている。表 6.1 に SANT-A/B/C の仕様を示す。この表を見て分かるように、広いビーム幅を持つアンテナを複数組み合わせることに

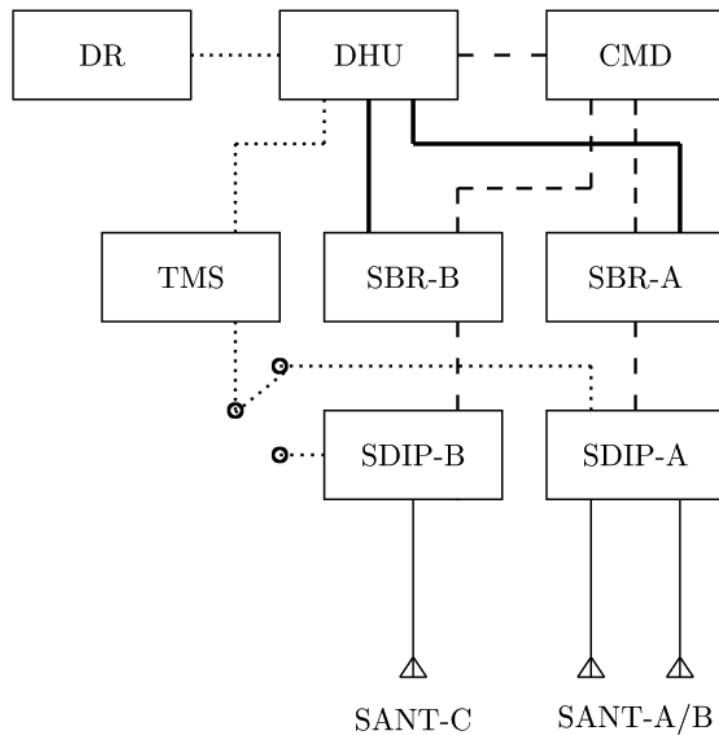


図 6.1: 衛星 ASCA S バンド受信系

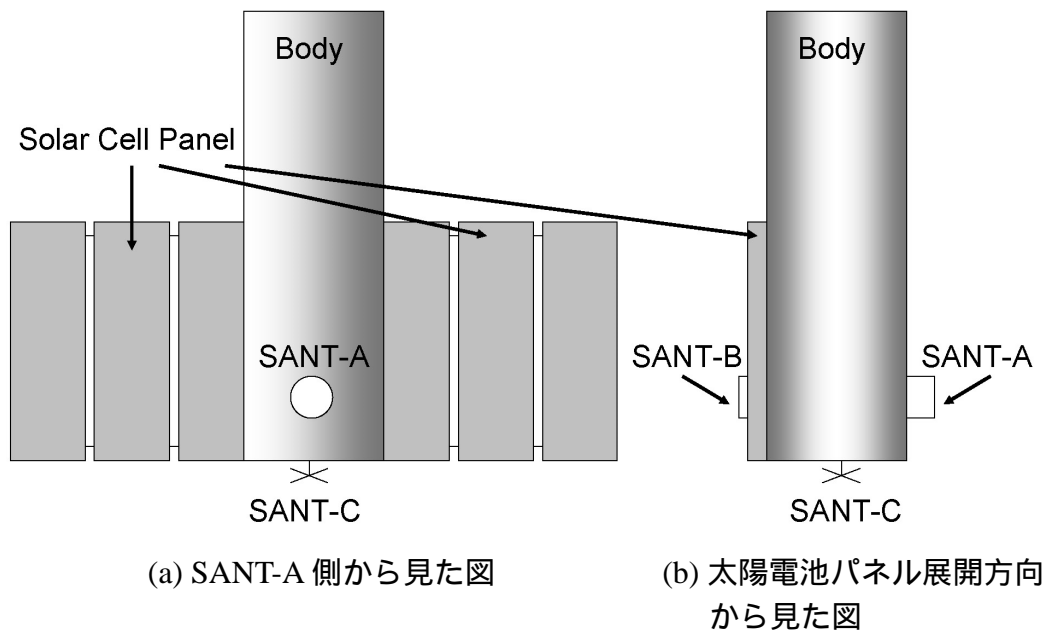


図 6.2: 衛星 ASCA S バンドアンテナ配置

表 6.1: 衛星 ASCA S-ANT 仕様

| | SANT-A/B | SANT-C |
|----------|-------------------------------------|-------------------------------------|
| 形式 | 導波管型アンテナ | クロスダイポール |
| 送信周波数 | 2.0GHz | |
| 送信利得 | アンテナマスト方向 ±80° の範囲で -10dBi 以上 | アンテナマスト方向 ±70° の範囲で -10dBi 以上 |
| 受信周波数 | 2.2GHz | |
| 受信利得 | アンテナマスト方向 ±80° の範囲で -13dBi 以上 | アンテナマスト方向 ±70° の範囲で -13dBi 以上 |
| アンテナパターン | カージオイド型 | |

よって衛星の機軸方向 ±10° を除くほぼ全方向がカバーされ、衛星の姿勢に関わらず地上局との通信を行うことが可能となっている。

図 6.1 において、点線はアップリンク (衛星が受信した信号) の流れ、破線はダウンリンク (衛星が送信する信号) の流れ、太実線は SBR の状態を通知する信号の流れを示している。SBR は 2 系統搭載されており、一つは SANT-A/B から SDIP-A を経て接続される SBR-A、もう一つは SANT-C から SDIP-B を経て接続される SBR-B である。SBR-A には SANT-A/B の合成信号が入力される。SBR の仕様については表 6.2 に示す。受信アンテナの帯域幅は十分に広く、S バンド受信系の帯域幅は SBR の帯域幅によって決まる。SBR の帯域幅は 360kHz 以上である。

表 6.2: 衛星 ASCA SBR 仕様 (SBR-A, SBR-B 共通)

| | |
|-----------------|-------------------|
| 受信周波数 (f_0) | 2077.6MHz |
| トラッキングレンジ | $f_0 \pm 120$ kHz |
| 入力レベル範囲 | -90 ~ -40 dBm |
| スケルチレベル | -94 ± 4 dBm |
| 変調方式 | PCM-PSK-PM |
| 雑音指数 | 5.0dB 以下 |
| 受信帯域幅 (3dB 帯域幅) | 360kHz 以上 |

ここでアップリンクからコマンド・測距信号が復調される過程を示す。ドップラー効果のため、地上局で送信したアップリンクの中心周波数と衛星で受信したアップリンクの中心周波数には若干のずれがあるため、まず、SBR に搭載されているフェーズドロックループ (PLL) 回路によって、アップリンクの標準的な中心周波数 2077.6MHz を中心に ±120kHz の範囲でその時のアップリンクの中心周波数が捕捉される。PLL は

アップリンクの中心周波数の変化量が 20kHz/sec 以下の場合に正しくアップリンクの中心周波数を捕捉できる。そして、アップリンクの強度を一定に保つために、オートマチックゲインコントロール (AGC) による増幅が行われ、コマンドデコーダ (CMD) においてコマンド信号の復調と解釈が行われ、衛星全体を制御するデータハンドリングユニット (DHU) に送られる。

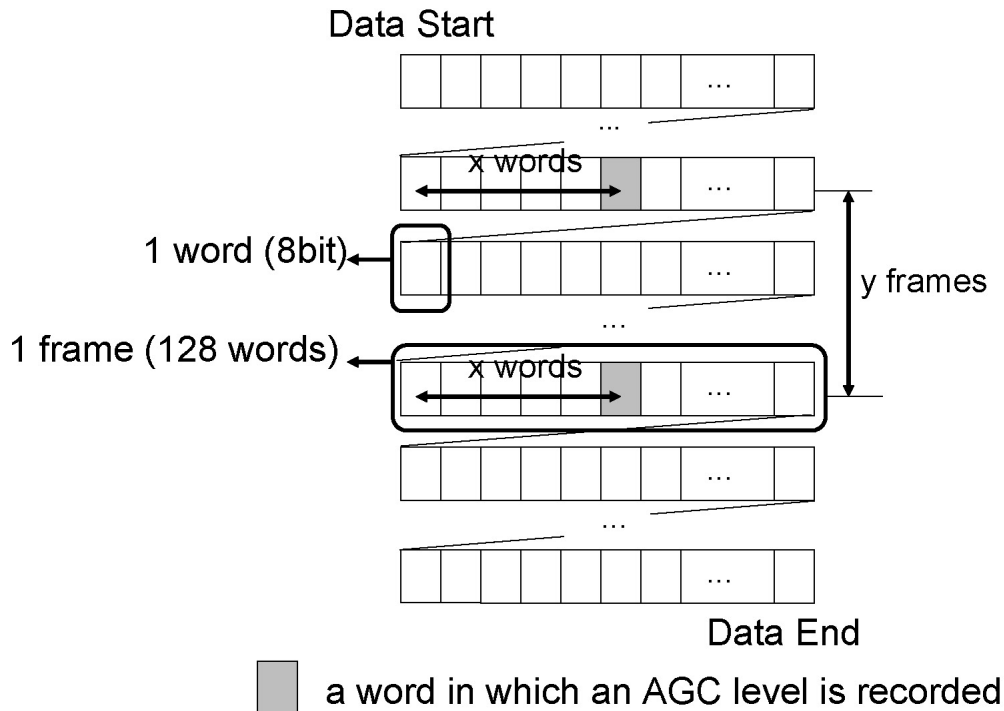


図 6.3: テレメトリデータの構成

一方、AGC による増幅の程度 (本論文では以降「AGC レベル」と呼ぶ) は、SBR の状態を監視するためにコマンド信号とは別に DHU に送られ、A/D 変換される。AGC レベルのサンプリングレートは、DHU によるテレメトリデータの生成ビットレートに依存する。テレメトリデータの生成ビットレートは、1024、4096、32768 bps のいずれかであり、ビットレート変更コマンドの受信によって決定される。図 6.3 に示すように、テレメトリデータは 8 bit で 1 word、128 words で 1 frame を構成する。各フレーム内の各ワードに格納するデータは、衛星、並びに運用状態によって予め決められている。衛星 ASCA の通常の運用状態では、SBR の AGC レベルは図 6.3 において $x = 96, y = 16$ の領域に格納される。すなわち、AGC レベルは 16384 bit おきに格納されるため、テレメトリデータの生成ビットレートが 32768 bps であれば、AGC レベルのサンプリング間隔は 500 ms となる。こうしてサンプリングされた AGC レベルは S バンド送信機 (TMS) によってダウンリンクとして地上局に送信される。

衛星が地上局に対して不可視となる場合でも SBR は常時稼動しており、この時の

AGC レベルはデータレコーダ (DR) に蓄積される。DR の要領は 16MByte であり、DHU のテレメトリデータ生成ビットレートが 1024 bps であれば、DR には約 36 時間分の AGC レベルを蓄積することができる。DR に蓄積されたデータもまた、地上局に対して可視となった場合にダウンリンクとして地上局に送信される。全てのテレメトリデータは ISAS の科学衛星データベース「SIRIUS」に蓄積される。

6.3 科学衛星データベース SIRIUS

6.3.1 システム構成

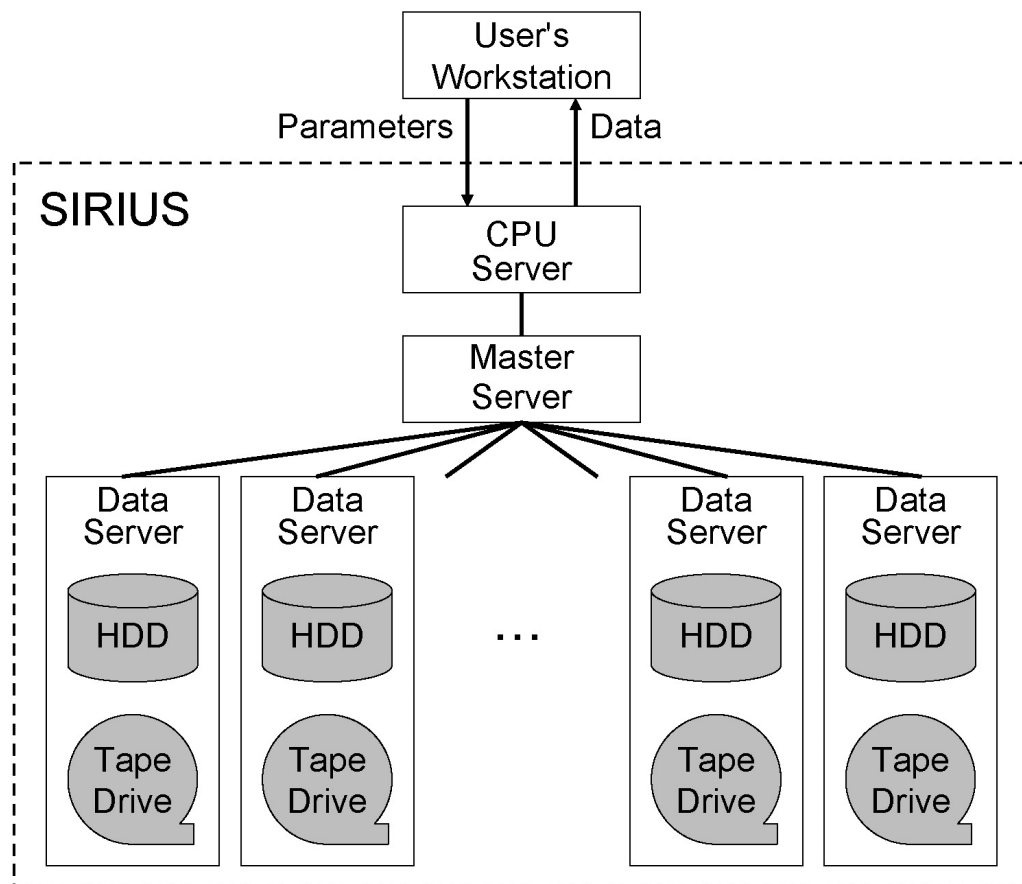


図 6.4: SIRIUS システム構成

SIRIUS にはテレメトリデータとは別に基準時刻データ、軌道要素データ、パス (衛星上でテレメトリデータが生成された期間) データが「索引データ」として格納されており、これらもまた、テレメトリデータと同様に取得できる。また、SIRIUS は分散システムであり、以下の役割を担うサーバー群で構成される。

-
1. CPU サーバ
マスターサーバと利用者間でデータの仲介を行う。
 2. マスターサーバ
格納データの情報を管理するサーバで、利用者からのデータ取得依頼を受け付けてデータサーバに格納されている情報を所望の形式に編集する。
 3. データサーバ
実際にデータを格納しているサーバで、各衛星毎にデータ量やアクセス頻度に従って必要な台数のストレージを割り当てる。最近の3~4ヶ月のデータはハードディスク上に配置され、その後は低速格納媒体に移行する。

6.3.2 インターフェース

利用者がデータサーバに格納されているデータを取り出す場合は、以下のインターフェースが用意されている。

1. プログラムインターフェース
利用者のワークステーションからCPUサーバに向けてSDTP(Satellite Data Transfer Protocol)を用いたソケット通信を行い、直接利用者のワークステーションにデータを転送する。
2. ファイルインターフェース
CPUサーバに所望のデータに関するパラメータが記録された設定ファイルをFTPでアップロードし、rshでCPUサーバ上のコマンドでその設定ファイルを処理することでデータを取得する。取得したデータはCPUサーバからFTPで利用者のワークステーションにダウンロードする。

当然、データの取得を自動化する場合はプログラムインターフェースの利用が最適であり、今回我々が構築したシステムでもプログラムインターフェースを採用した。

6.3.3 データフォーマット

SDTPで取得したデータはPDUと呼ばれ、「先頭ブロック」「中間ブロック」「最終ブロック」から構成される。各々のフォーマットについて、表6.3に示す。各ブロックとも、ブロックそのものの情報が格納された「情報フィールド」の後にブロックに関連付けられたデータが格納された「データフィールド」が続く。そのブロックの種類は、情報フィールドの先頭1Byteの値(ブロック識別子)によって識別する。ブロック識別子は先頭ブロックの場合'01'(16進数)、中間ブロックの場合'02'(16進数)、最終ブロックの場合'04'(16進数)である。中間ブロックのデータフィールドの長さは、情報フィールドの9~12Byteに格納されている。

表 6.3: PDU 構成ブロックの種類

| | 情報フィールド長さ | データフィールド長さ |
|--------|-----------|------------|
| 先頭ブロック | 12 Bytes | 56 Bytes |
| 中間ブロック | 12 Bytes | 可変 |
| 最終ブロック | 12 Bytes | 20 Bytes |

6.3.4 SDTP (Satellite Data Transfer Protocol)

SDTP は SIRIUS からソケット通信でデータを取得するためのプロトコルであるが、利用者はプロトコルそのものの内容を知る必要はない。ISAS から C 言語用に SDTP ライブラリが提供されているため、利用者はこのライブラリに規定されている関数を呼び出してデータ取得プログラムを作成することになる。関数の呼び出し手順は以下の通りである。

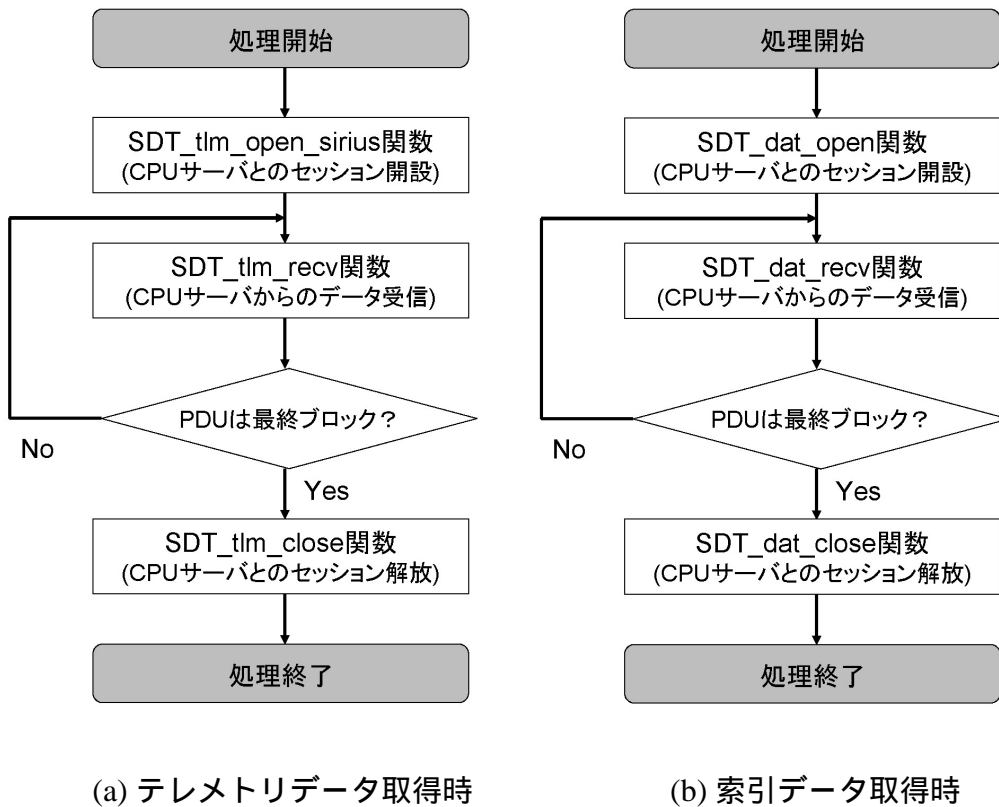


図 6.5: SIRIUS SDTP 関数呼び出し手順

6.4 解析システム

6.4.1 処理の流れ

今回解析に用いた衛星は、GINGA、AKEBONO、YOHKOH、ASCA および HALCA である。表 6.4 にこれらの衛星の概要を示す。

表 6.4: 解析に使用した衛星

| 衛星 | 軌道 (高度) | 運用期間 |
|---------|------------------------|----------------------------------|
| GINGA | 円 (530 ~ 595km) | Feb. 5, 1987 ~ Oct. 29, 1991 |
| AKEBONO | 楕円 (275 ~ 10,500km) | Feb. 22, 1989 ~ |
| YOHKOH | 円 (520 ~ 795km) | Aug. 30, 1991 ~ Jun. 24, 2003 |
| ASCA | 円 (525 ~ 615km) | Feb. 20, 1993 ~ Feb. 27, 2001 |
| HALCA | 楕円 (560 ~ 21,000km) | Feb. 12, 1997 ~ |

ここで、今回構築したシステムの処理の流れを図 6.6 に示す。イベント (地震・火山噴火) データベースの構築方法は AMSR-E 輝度温度データ解析システムと同様である。一方、SIRIUS 索引データベースから各衛星の軌道要素を取得し、任意時刻における衛星位置を導出、この衛星位置についてもシステム内でデータベース化しておく。この 2 つのデータベースを組み合わせ、各イベント発生位置から可視となる区間を求め、それに対応する SBR AGC レベルデータを SIRIUS テレメトリデータベースから取得する。

6.4.2 システム構成

本システムは図 6.7 に示すように、単一の計算機によって構築されている。システム設計にあたっては、

- 汎用的な (オープンソースの) 基幹ソフトウェアを用いたシステムを設計
- いかなるクライアントでも標準的な環境で解析結果が閲覧可能

という方針を堅持し、開発言語は Perl および Java を、データベースには MySQL を、データ表示プログラムには WWW サーバ (Apache + Tomcat) を採用している。本システムがインストールされた計算機のスペック、本システムが採用した基幹ソフトウェアの概要については、表 5.3 及び表 5.4 を参照されたい。

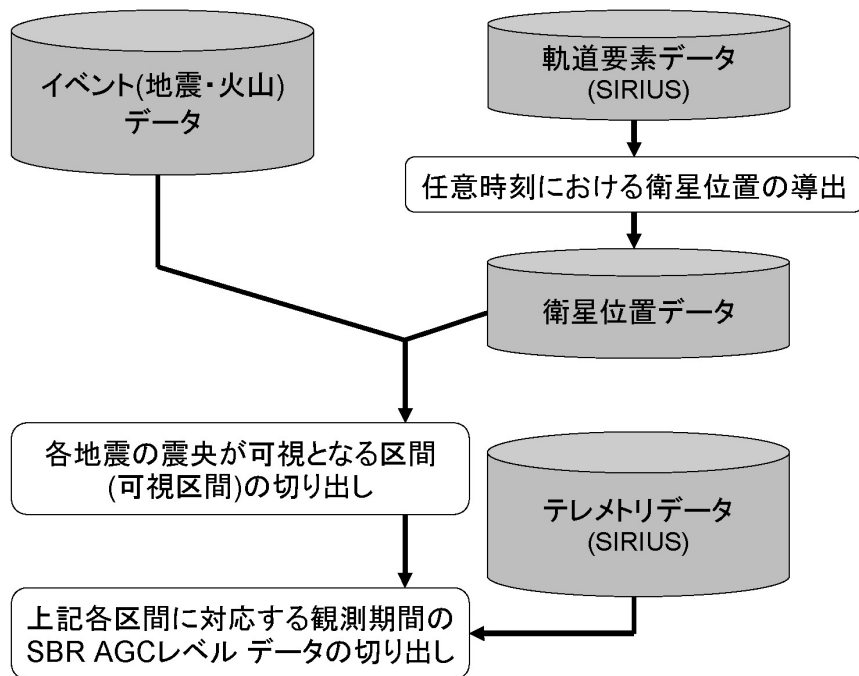


図 6.6: ISAS 科学衛星 S バンド受信系データ解析システム 処理の流れ

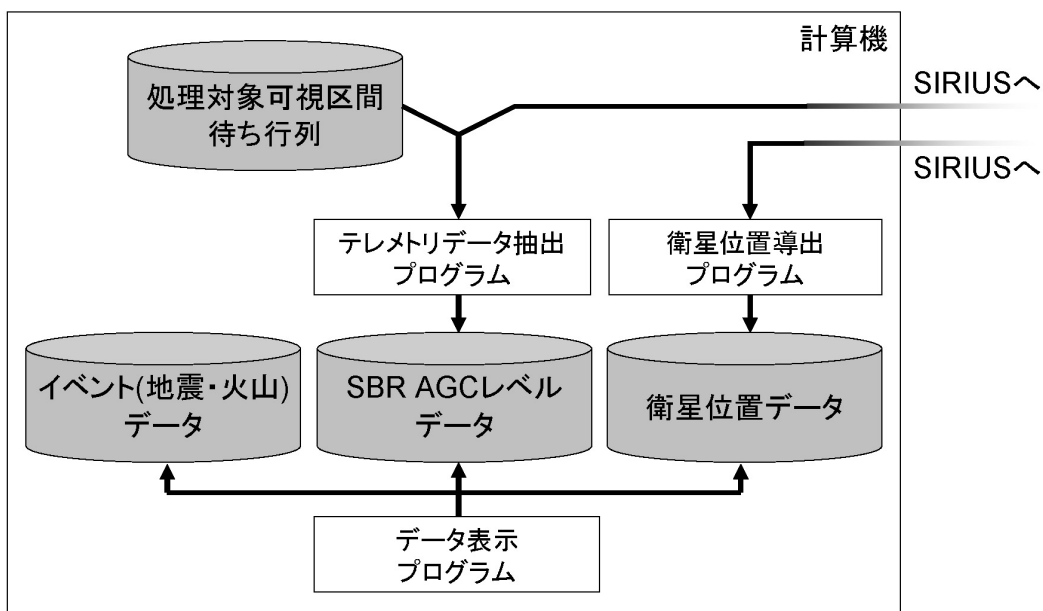


図 6.7: ISAS 科学衛星 S バンド受信系データ解析システム 構成

6.4.3 衛星位置データベース

SIRIUS では、その仕様上テレメトリデータと衛星位置データが関連付けられていない。衛星の位置に関する情報は索引データとして軌道要素データがほぼ1週間おきに記録されており、任意時刻における衛星位置(直下点緯度、経度、高度)は軌道要素を用いて導出する必要がある。SIRIUS に索引データとして記録されている軌道要素は、記録時における接触(瞬間)軌道要素 (Cartesian, Keplerian)、前回記録時から今回記録時までの平均軌道要素 (Keplerian)、平均軌道要素 (Keplerian) の時間微分成分などである。低軌道周回衛星の運動は地球中心赤道面基準慣性座標系内で扱われる。この座標系は春分点方向を x 軸、地球の北極方向を z 軸とする右手座標系であり、地球近傍の運動を取り扱う際に用いられる。Cartesian 軌道要素は、この地球中心赤道面基準慣性座標系

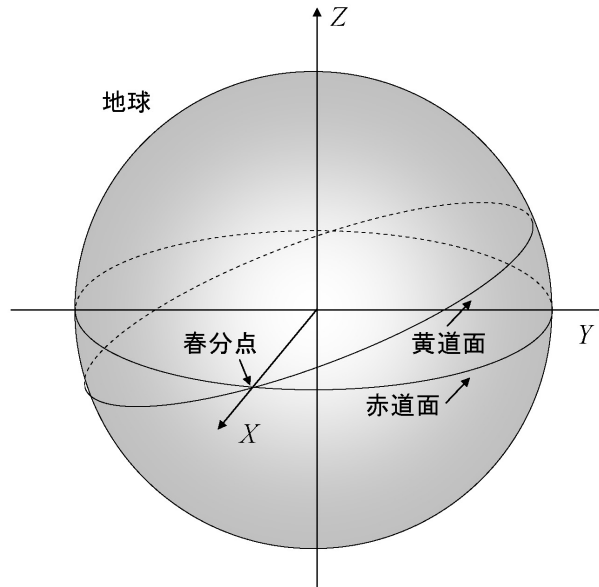


図 6.8: 地球中心赤道面基準慣性座標系

における衛星の座標 (x, y, z) 並びに速度の各成分 $(\dot{x}, \dot{y}, \dot{z})$ から成る。一方、Keplerian 軌道要素は、以下の6つの要素から成る。

- 軌道面での衛星位置を規定する要素
平均近地点離角 M
- 軌道面の形状を規定する要素
長半径 a 、離心率 e
- 軌道面を含む平面内での軌道面の回転を規定する要素
近地点引数 ω
- 軌道面と地球中心赤道面基準慣性座標系のずれを規定する要素
軌道傾斜角 i 、昇交点赤経 Ω

ここで、地球中心を原点、長軸+(右)方向を x 軸、短軸+(上)方向を y 軸とする右手座標系 ($x-y$) と、地球中心赤道面基準慣性座標系 ($X-Y-Z$) を規定した上で、各軌道要素が規定している部分を示すと図 6.9 のようになる。Keplerian 軌道要素は軌道の形状や周期を直感的に理解しやすいため、本システムでは Keplerian 軌道要素を用いて衛星位置の導出を行う。

以降では、軌道要素が記録された時刻 (元期) t_0 における Keplerian 接触軌道要素を $a, e, M, \omega, \Omega, i$ として本システムで実装されている衛星位置導出過程を述べる。

軌道面上の衛星位置

軌道面は、上述の xy 座標系内にあるとする。ケプラーの法則より、 t_0 から t 秒後の平均近地点離角 M' は

$$M' = M + nt \quad (6.1)$$

ここで、 n は衛星の単位時間内の公転回数であり、万有引力定数を G 、地球の質量を m として

$$n = \frac{d}{dt}M = \sqrt{\frac{\mu}{a^3}} \quad (6.2)$$

$$\mu = Gm \quad (6.3)$$

と表せる。 M' に対応する離心近地点離角を E' とすると、

$$M' = E' - e \sin E' \quad (6.4)$$

式 (6.4) は超越関数になるため、以下の漸化式を適用することで E' を求める。

$$E'_0 = M' - e \sin M' \quad (6.5)$$

$$E'_{n+1} = E'_n - \frac{E'_n - e \sin E'_n - M'}{1 - e \cos E'_n} \quad (6.6)$$

$$E' = \lim_{n \rightarrow \infty} E'_n \quad (6.7)$$

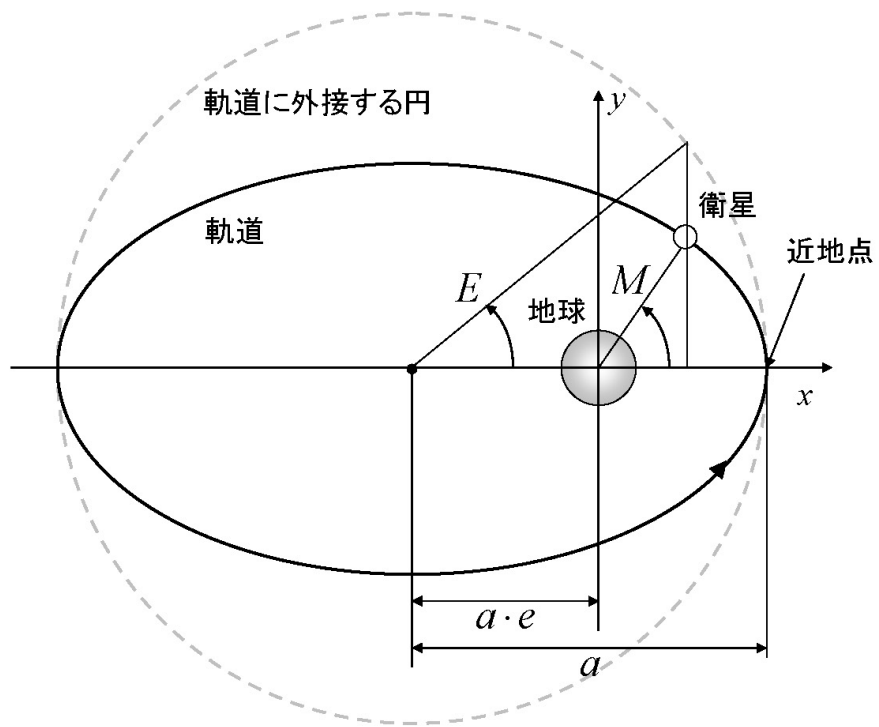
本システムでは、式 (6.6) を 10 回繰り返し適用することによって E' を求めている。ここから衛星位置 (x, y) は、

$$\begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} = a \begin{pmatrix} \cos E' - e \\ \sqrt{1 - e^2} \sin E' \end{pmatrix} \quad (6.8)$$

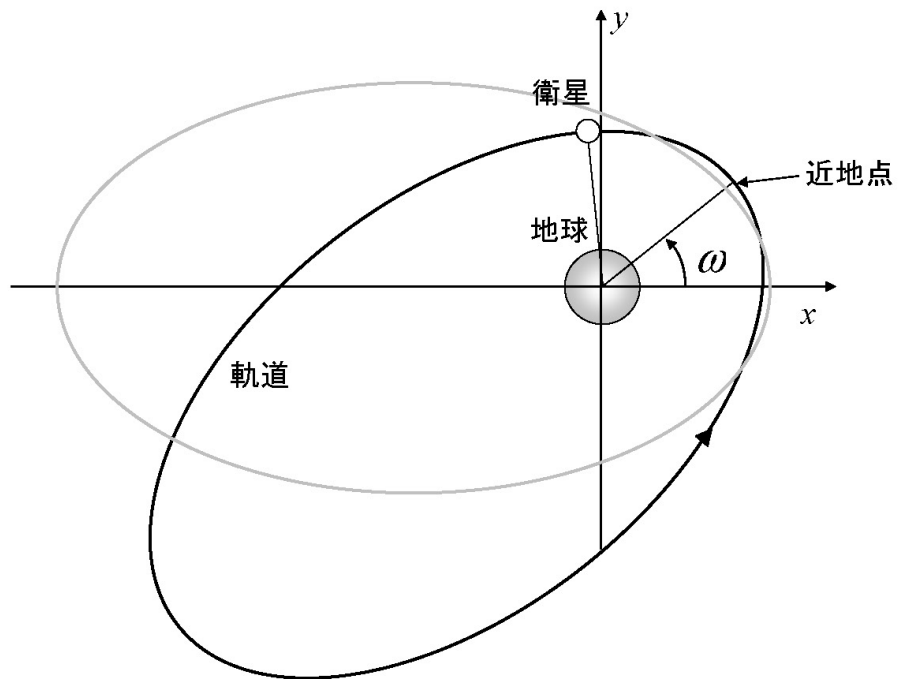
によって与えられる。

直下点緯度、経度、高度

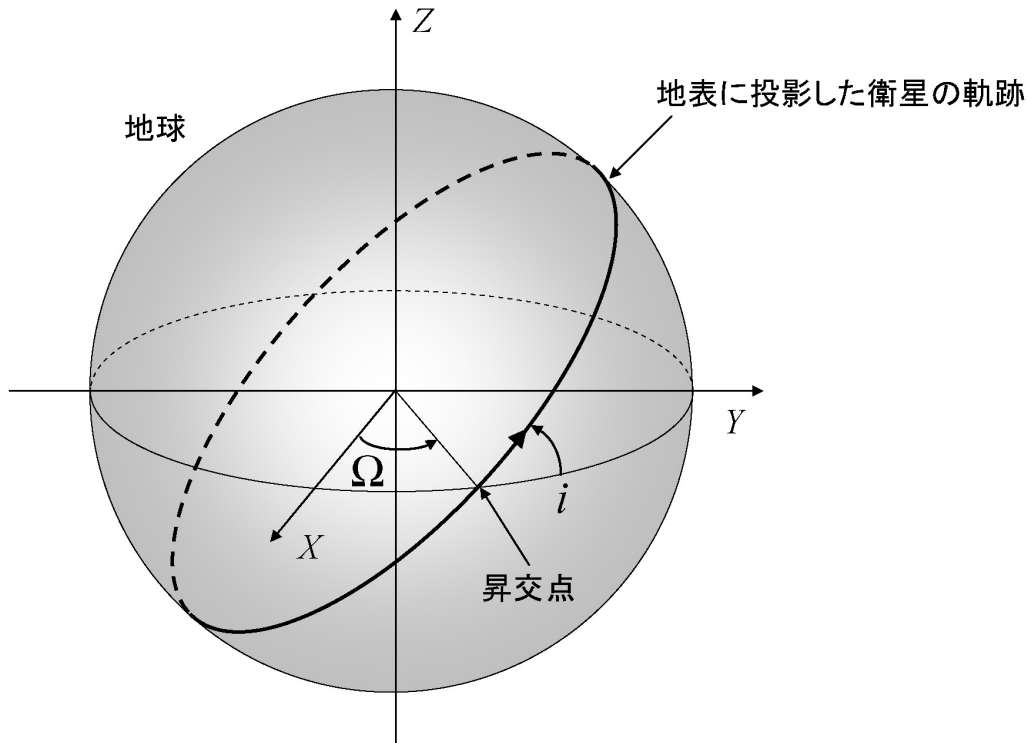
式 (6.8) で得られた座標面内における衛星位置 (x, y) を図 6.9(b) (c) に示されている ω, Ω, i の定義に従って地球中心赤道面基準慣性座標系内で回転させると、この座標系



(a) M, a, e の定義



(b) ω の定義



(c) Ω, i の定義

図 6.9: Keplerian 軌道要素

内における衛星位置 (X, Y, Z) は

$$\begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \Omega & -\sin \Omega \cos i \\ \sin \Omega & \cos \Omega \cos i \\ 0 & \sin i \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \omega & -\sin \omega \\ \sin \omega & \cos \omega \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (6.9)$$

のように求まる。

従って、直下点の緯度 Φ 、高度 h は、それぞれ

$$\Phi = \tan^{-1} \left(\frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2}} \right) \quad (6.10)$$

$$h = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} - R \quad (6.11)$$

のように求まる。ただし R は緯度 Φ をパラメータとする地球中心から地表までの距離である。 R_e を地球の赤道方向半径、 R_p を地球の極方向半径とすると、

$$R_p = 6356.757[\text{m}] \quad (6.12)$$

$$R_e = 6378.142[\text{m}] \quad (6.13)$$

$$(6.14)$$

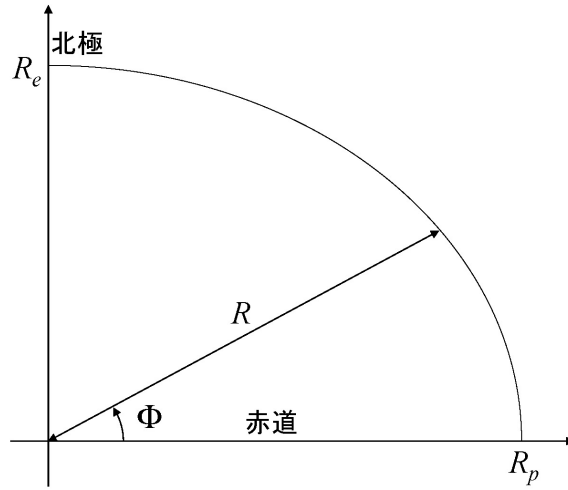


図 6.10: 地球の回転楕円体近似

であり [76]、扁平率 α が

$$\alpha = \frac{R_e - R_p}{R_e} = \frac{1}{298.255} \quad (6.15)$$

と微小であることから、

$$R = R_e(1 - \alpha \sin^2 \Phi) [\text{m}] \quad (6.16)$$

$$(6.17)$$

と近似される。経度 Λ は、元期における衛星の赤経 Ψ_0 と指定時刻における衛星の赤経 Ψ が

$$\Psi_0 = \tan^{-1}(Y_0/X_0) \quad (6.18)$$

$$\Psi = \tan^{-1}(Y/X) \quad (6.19)$$

であり、元期における衛星の経度を Λ_0 (この値は SIRIUS から取得できる) として、元期における X 軸の経度 Ξ_0 と指定時刻における X 軸の経度 Ξ が、

$$\Xi_0 = \Lambda_0 - \Psi_0 \quad (6.20)$$

$$\Xi = \Xi_0 - \omega_e(t - t_0) \quad (6.21)$$

であることから、

$$\Lambda = \Xi + \Psi \quad (6.22)$$

として求まる。

摂動の影響

ケプラーの法則が厳密に成立する場合、任意時刻における衛星の位置は、上記のようにして求まる。しかしながら、実際には衛星には地球からの万有引力以外に他の天体(太陽、月、惑星)などの引力、高層大気の圧力、地球磁場から受ける力なども作用する。すなわち、上記の方法をただ単純に適用するのみでは衛星の位置は大きなずれ(摂動)を含んでしまう。高度が十分に高い低軌道周回衛星の場合、摂動は主に地球の扁平性((重力の付加ポテンシャル)に起因する。この場合、 a, e, i の変化量は衛星が1周回するごとに0になるが、 Ω, ω の変化量は時間の経過とともに増大していくことになる。従って、本システムでは Ω, ω の変化量 $\Delta\Omega, \Delta\omega$ を軌道計算に組み込んだ。軌道面における衛星の回転量を $2\pi N + \Theta$ とすると、

$$\Delta\Omega = \left[-\frac{2\pi\delta}{\mu p^2} \cos i \right] \times N + \frac{2\delta}{\mu p^2} \cos i \int_0^\Theta (1 + e \cos \theta) \sin^2(\theta + \omega) d\theta \quad (6.23)$$

$$\Delta\omega = \left[\frac{\pi\delta}{\mu p^2} (5 \cos^2 i - 1) \right] \times N + \frac{\delta}{e\mu} \int_0^\Theta \left[-\frac{1}{p^2} (1 + e \cos \theta)^2 \{3 \sin^2 i + \sin^2(\theta + \omega) - 1\} \cos \theta - \frac{1}{p^2} (1 + e \cos \theta)^2 \left(\frac{2 + e \cos \theta}{1 + e \cos \theta} \right) \sin^2 i \sin 2(\theta + \omega) \sin \theta + \frac{2e}{p^2} (1 + e \cos \theta) \cos^2 i \sin^2(\theta + \omega) \right] d\theta \quad (6.24)$$

となる。 μ は式(6.3)より、 R_e は式(6.13)より定義され、

$$\delta = \frac{3}{2\mu J_2 R_e^2}, J_2 = 1.082628 \times 10^{-3} \quad (2 \text{ 次の帯状調和関数係数}) \quad (6.25)$$

$$p = a(1 - e^2) \quad (\text{半直弦}) \quad (6.26)$$

である。なお、本システムでは積分計算に収束速度の速い Romberg 数値積分法 [77] を使用している。従って、式(6.9)は

$$\begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos(\Omega + \Delta\Omega) & -\sin(\Omega + \Delta\Omega) \cos i \\ \sin(\Omega + \Delta\Omega) & \cos(\Omega + \Delta\Omega) \cos i \\ 0 & \sin i \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos(\omega + \Delta\omega) & -\sin(\omega + \Delta\omega) \\ \sin(\omega + \Delta\omega) & \cos(\omega + \Delta\omega) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (6.27)$$

のように書き換えられる。

更に、所望の時刻の直後に記録された軌道要素からも衛星位置を求め、直前の軌道要素求めた衛星位置と合成することによって、最終的に採用する衛星位置の誤差を小

さくすることを試みた。最終的に採用する値 V は、図 6.11 に示すように所望の時刻とその直前・直後の軌道要素が記録された時刻の差がそれぞれ u 、 v である時、

$$V = \frac{v}{u+v}V_B + \frac{u}{u+v}V_A \quad (6.28)$$

とした。なお、 V_B 、 V_A はそれぞれ直前、直後の軌道要素から求めた値である。この合成式は、式 (6.8) で用いた a 、 e 、 E' 、式 (6.27) で用いた $\omega + \Delta\omega$ 、 i 、 $\Omega + \Delta\Omega$ の値を決定する際に適用している。

この合成によって、ほとんどの運用期間中については、鹿児島 内之浦宇宙空間観測所 (KSC) からコマンドを受信している際の衛星位置が日本上空となっており、実用レベルでは衛星位置の特定が十分可能である。ただ、運用期間終了直前においては、衛星の高度が下がり、高層大気の圧力による摂動が無視できなくなるため、この方法でもなお、求めた衛星位置に含まれる誤差は大きくなる。

このようにして、表 6.4 に示した全ての衛星について、運用期間中 15 秒おきに直下点の緯度、経度、高度を計算し、衛星位置データベースを構築した。

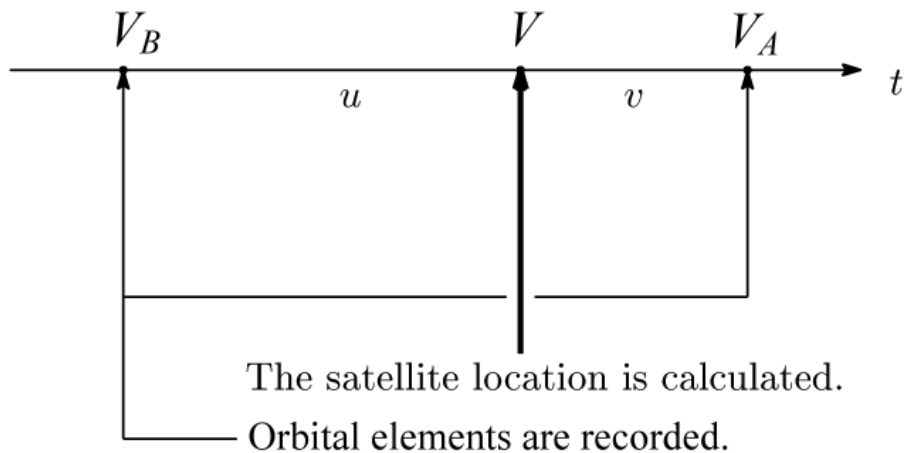


図 6.11: 衛星位置の特定に用いる値の合成

6.4.4 可視区間の決定

こうしてイベントデータベース、衛星位置データベースをシステム内に構築した後、以下のような手順で各イベント発生位置から可視となる区間を求めた。図 6.12 において、衛星とイベント発生位置のなす角 ϕ が θ 以下であればイベント発生位置から衛星は可視となる。 ϕ の計算には球面三角法の余弦定理を用いた。図 6.13 において、点 A を衛星の直下点、点 B をイベント発生位置、点 C を北極点とすると、 ϕ は、

$$\cos \phi = \cos a \times \cos b + \sin a \times \sin b \times \cos \Delta\Phi \quad (6.29)$$

によって与えられる。なお、角 a は点 B の余緯度、角 b は点 A の余緯度、 $\Delta\Phi$ は A と B の経度差である。

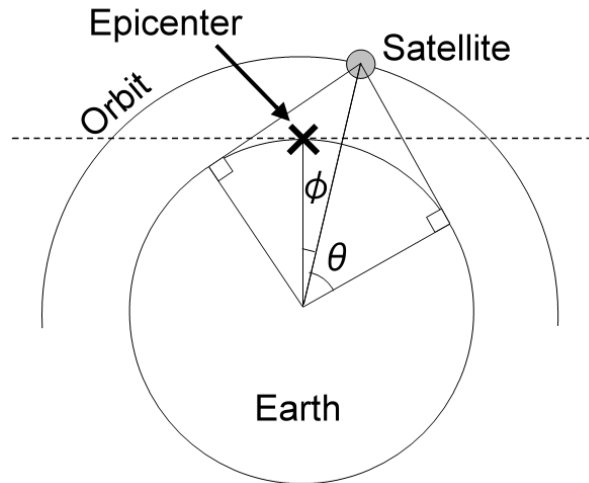


図 6.12: 震央から衛星が可視となる場合の角度関係

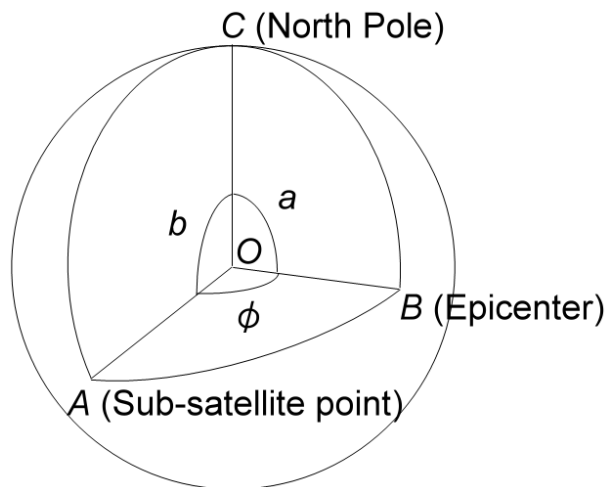
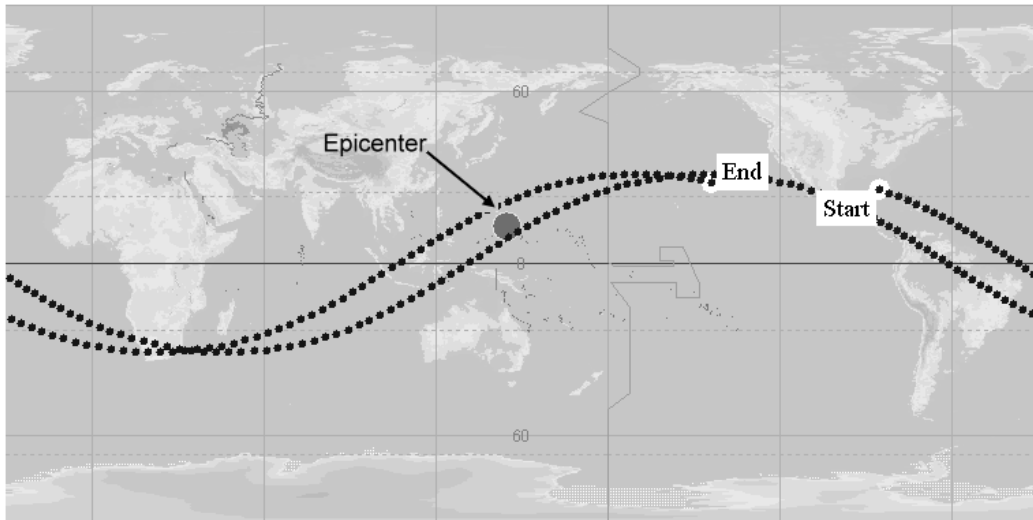
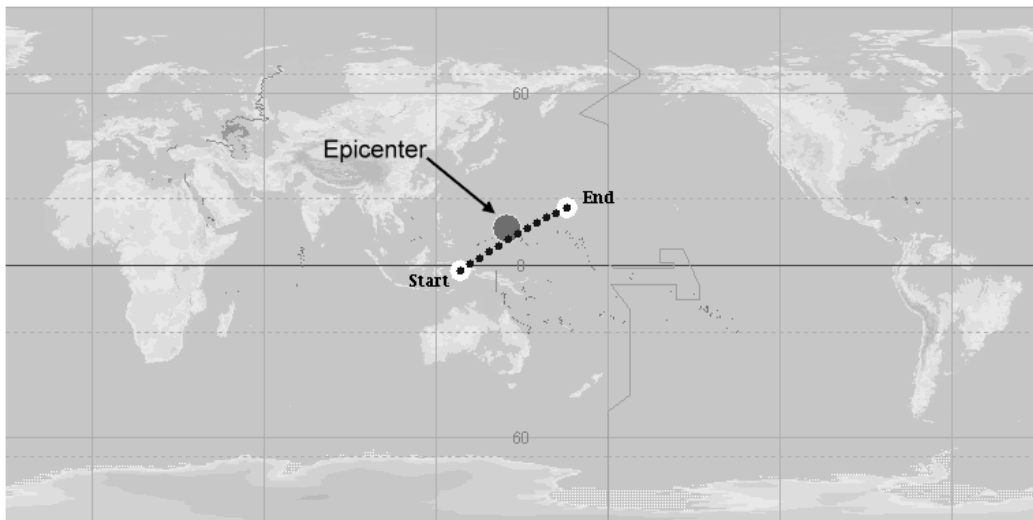


図 6.13: 衛星直下点、イベント発生位置、北極点に対する球面三角法の適用

図 6.4.4 に、これまで述べてきた処理による可視区間の切り出しの一例を示す。図 6.4.4(a) は、1993 年 8 月 8 日 (UT) にグアム近海で発生した地震の震央と 1993 年 7 月 7 日 23:34:00 (UT) から 1993 年 7 月 8 日 2:43:00 (UT) までのパスに対応する衛星 ASCA の直下点の軌跡を示している。図 6.4.4(b) はこの地震の震央から可視となるパスの一部であり、この可視区間は 1993 年 7 月 8 日 0:36:00 (UT) から 0:47:30 までとなる。ASCA の場合、中低緯度地域の震央について、1 日につき 8 個程度の可視区間が存在し、各々 5~15 分の長さとなる。



(a) 震央と衛星 ASCA のパス



(b) 切り出された可視区間

図 6.14: 震央に対応する可視区間の切り出し例

6.4.5 Sバンド受信強度の推定

可視区間が求まると、それに対応する SBR AGC レベルデータを SIRIUS テレメトリデータベースから取得する。SIRIUS のテレメトリデータの基本単位は 8 bit(1 word) であり、128 word で 1 frame を構成している。衛星 ASCA では、SBR-A の AGC レベルは $(16N + 5)$ 番目の frame の 96 番目の word に、SBR-B の AGC レベルは $(16N + 13)$ 番目の frame の 96 番目の word に割り当てられている ($N = 0, 1, 2, \dots$)。

この 8bit の AGC レベルデータは 0 ~ 256 の範囲で量子化されており、予めシステムに登録された変換曲線を用いて、量子化された AGC レベルデータから実際のマイクロ波受信電力を推定する。図 6.15 は、打ち上げ前の性能試験で測定された ASCA の SBR-A に関する変換曲線である。表 6.2 にあるように、ASCA の SBR は -40dBm 以上マイクロ波を受信することを念頭に設計されていないため、この図では -40dBm 以上のマイクロ波電力に対応する AGC レベルが測定されていない。従って、本システムでは最大標本値未満の部分は内挿法、最大測定値以上の部分については外挿法によって AGC レベルに対応する実際のマイクロ波受信電力を推定している。

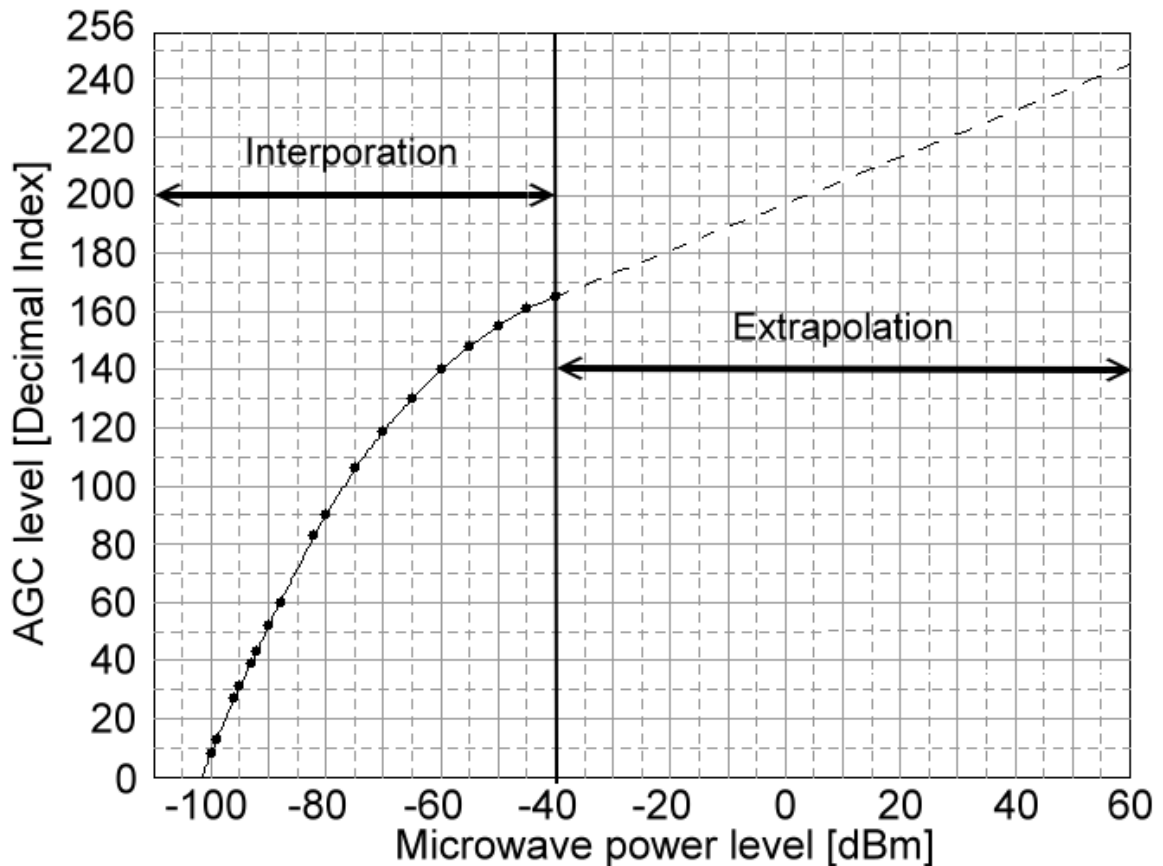


図 6.15: 衛星 ASCA SBR-A に関する AGC レベル - マイクロ波受信電力変換曲線

6.5 解析事例

以下特に断りのない限り、時刻は世界標準時 (UT) とする。

6.5.1 フィジー地震 (1993年5月16日)

この地震は 1993 年 5 月 16 日 21:44:48 に 15.286° S, 173.332° W で発生した。震源の深さは 21km、実体波マグニチュード (M_b) は 6.1 である。図 6.16 は、1993 年 5 月 13 ~ 18 日に衛星 ASCA の SBR-A によって受信された S バンドマイクロ波受信電力である。各々の日について、0:00 から 9:00 にかけては可視区間が存在しないため、この時間帯は省略している。この図において -101.0 dBm に対応する量子化 AGC レベルは 3、 -100.8 dBm に対応する量子化 AGC レベルは 4 であり、以降前者を「Low Level」、後者を「High Level」と呼ぶことにする。

図 6.16 より、例えば 5 月 13 日には表 6.5 に示す 8 つの可視区間が存在する。可視区間 (1) と (2) では、S バンド受信電力はずっと Low Level のままである。可視区間 (3) と (4) では、S バンド受信電力はほぼ Low Level であるが時々 High Level に変化している。可視区間 (5) と (6) では、S バンド受信電力はずっと High Level になっている。可視区間 (7) と (8) では、S バンド受信電力はほぼ High Level であるが時々 Low Level に変化している。時刻に対応する S バンド受信電力が存在しない時間帯は ASCA はこの地震の震央に対して不可視である。

表 6.5: フィジー地震の震央に対する 1993 年 5 月 13 日の可視区間

| 番号 | 可視区間 |
|-----|---------------------|
| (1) | 11:24:00 ~ 11:31:15 |
| (2) | 13:03:00 ~ 11:15:00 |
| (3) | 14:44:15 ~ 14:57:15 |
| (4) | 16:27:30 ~ 16:39:00 |
| (5) | 18:11:00 ~ 18:22:00 |
| (6) | 19:53:15 ~ 20:06:15 |
| (7) | 21:35:00 ~ 21:50:00 |
| (8) | 23:17:45 ~ 23:31:15 |

同様に、他の日も含めて S バンド受信電力の推移を詳しく見てみると、地震発生前 (5 月 13 ~ 15 日) の 15:00 から 24:00 にかけての可視区間では、S バンド受信電力は High Level になっているが、地震発生日 (5 月 16 日)、地震発生後 (5 月 17、18 日) の同時帯では、S バンド受信電力は減少し、Low Level と High Level の間を何回も変動している。当初は、このような応答より地震直前の数日間震央周辺からマイクロ波が放射され、地震後に放射量が減少したと推測した。

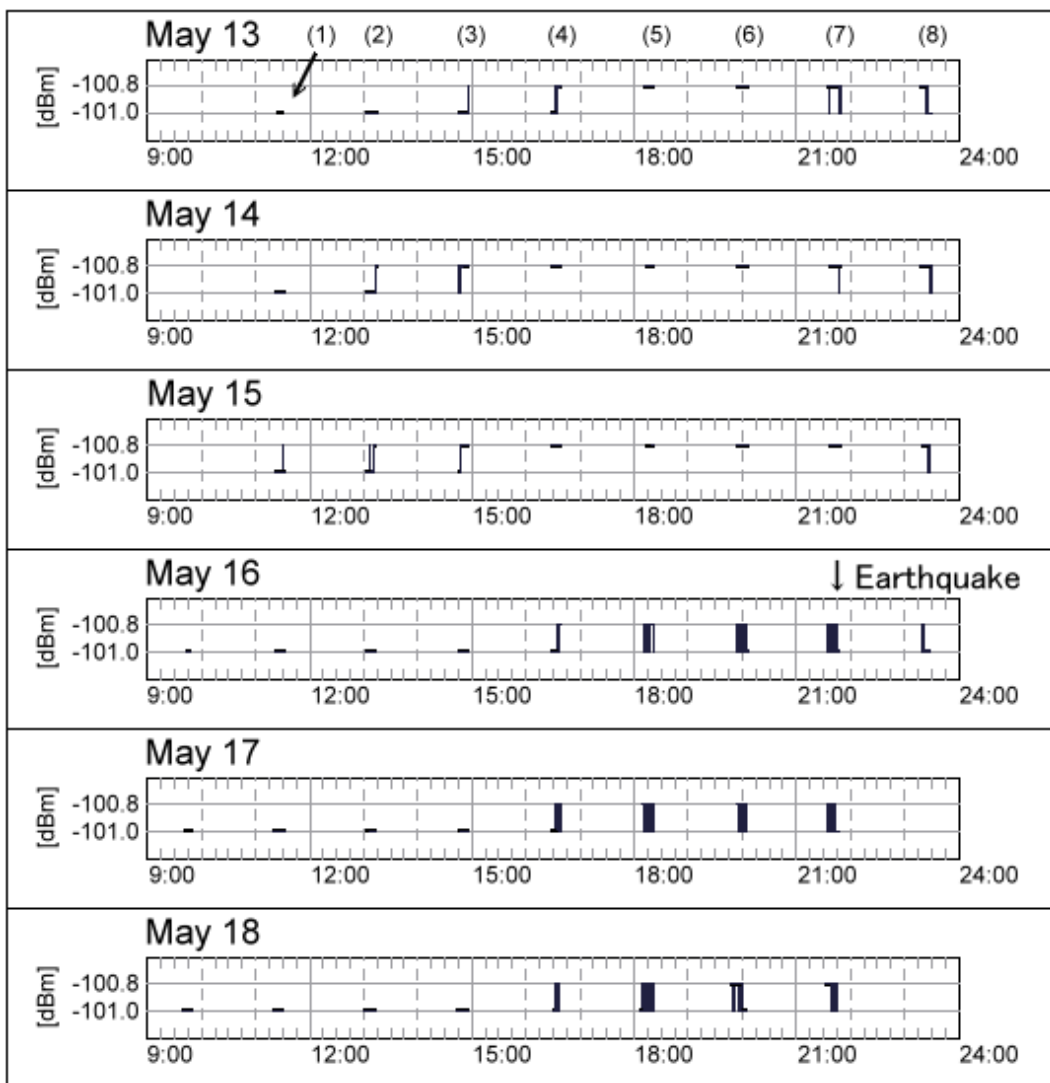


図 6.16: フィジー地震発生日近傍における衛星 ASCA SBR-A のマイクロ波受信レベル
(震央に対する可視区間のみを抽出して表示)

ところが、フィジー地震の震央に対して可視 / 不可視に関わらず、地震発生日である 1993 年 5 月 16 日全体の ASCA の SBR A の応答を調べてみると図 6.17 のようになる。Low Level と High Level が規則的に繰り返されており、震央に対して可視になる区間において異常な S バンド電波が受信されているわけではないことが分かった。一方、ASCA と全く同じ S バンド受信系を持つ (全く同じ特性を持つわけではない) YOHKOH ではこのような変化は全く観測されていない。

太陽観測衛星である YOHKOH は太陽に対して常に同じ姿勢を取っているのに対し、X 線天文衛星である ASCA は太陽に対する姿勢が時間によって異なるため、衛星筐体上で太陽光線が照射される部位もそれに伴って変化する。また、実際には SBR の特性は温度によって変化し、同じマイクロ波を受信していてもそれに対応する AGC レベルは異なる。これらのことを踏まえ、現時点では、実際はマイクロ波受信電力がほとんど変化していないにも関わらず、ASCA の姿勢によって SBR の稼動温度が異なり、それによって SBR の受信感度が変化したために、量子化された AGC レベルも変化した可能性が高いと判断している。

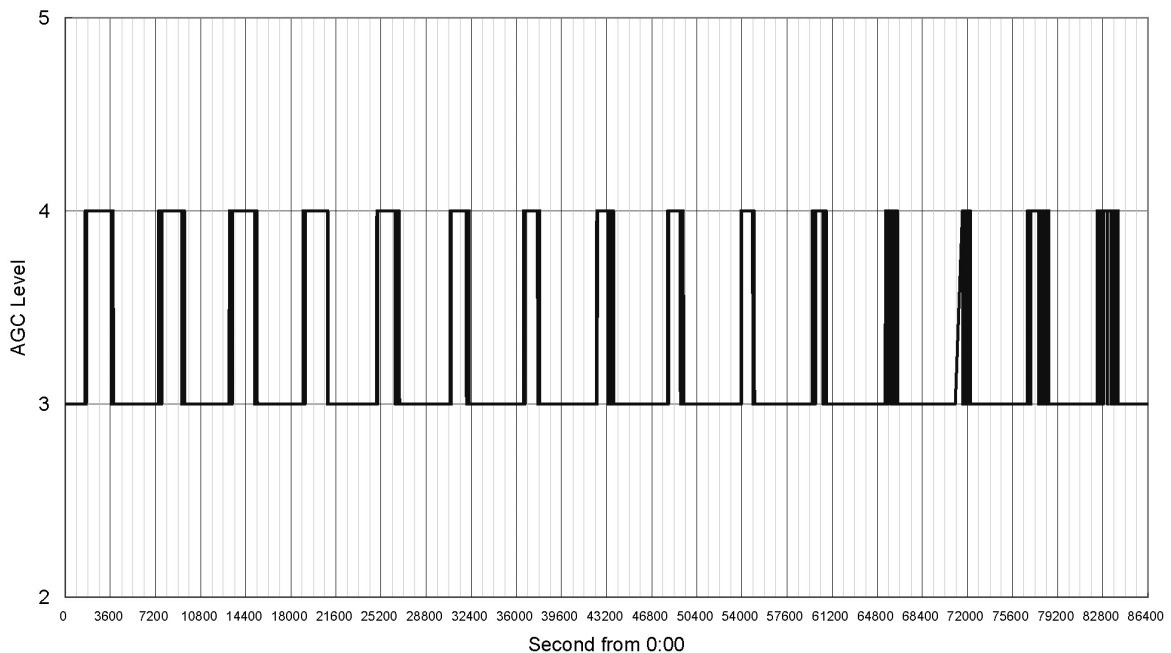


図 6.17: フィジー地震発生日全体の衛星 ASCA SBR-A のマイクロ波受信レベル

6.5.2 グアム地震 (1993 年 8 月 8 日)

この地震は 1993 年 8 月 8 日 8:34:24 にグアム近海で発生した地震であり、震源の位置は 12.982°N , 144.801°E 、震源の深さは 59km、実体はマグニチュード M_b は 7.1 である。この地震では、ULF 帯での地磁気異常が観測されている [22] ことから、重点的な解析対象となった。図 6.19 には、地震の震央と可視区間を示す。この衛星 ASCA の可

視区間は地震の9日前、1993年7月30日12:28:15から12:41:15まで続いている。図6.20(a)(b)は、この可視区間に対応するSバンド受信電力である。これらの図中には不規則な間隔でいくつかの鋭いパルスが見られる。このSバンド受信電力の中には、SBR設計時の入力レベル上限である-40 dBmを超えるパルスもいくつか含まれている。このような応答は、図6.18に示すような、SBRがアップリンクを受信している際の通常の応答とは明らかに異なるものである。このような応答が観測された7月30日以降地震発生まで、ASCAには125個の可視区間があるが、他の124個の可視区間にはこのような応答は観測されていない。SBR-AとSBR-Bの応答は異なっているが、これは図6.1に示したように、それぞれのSBRに接続しているSANT-A/BとSANT-Cの特定の方向に対するアンテナ利得が異なっているためと推測される。また、図6.20には0dBmよりも高いパルスも存在するが、このSバンド受信電力は、図6.15に示した変換曲線の外挿部分から求められており、量子化されたAGCレベルが設計段階では考慮されていないような大きな値を取っていることを示している。

この原因として、以下の2つが挙げられる。

1. DHUにおいてAGCレベルを量子化する段階でビット誤りが発生した。
2. 実際に設計では想定されていないマイクロ波が受信された。

もし、DHUにビット誤りが発生したとすると、テレメトリデータの構造上、その影響はAGCレベルのみならず他のテレメトリデータにも波及する。DHUは重大なエラーの発生を検出すると一切のテレメトリデータの記録を中断するため、異常なSBR応答の前後にはデータが記録されていない時間が存在するはずである(次節参照)。

ところが、ここではそのようなデータの無記録期間は存在しない。このことから、2.の原因も可能性としてはありうる。通常のアップリンクは、地上局から送信する際の周波数は一定であり、SBRで受信される際にはASCAの速度に起因するドップラー効果によって若干周波数が変化する程度である。このため、不規則なパルス状のマイクロ波が受信された際にSBRがどのような挙動を示すのかについては打ち上げ前の性能試験でも行われなかったため、不規則なパルス状のマイクロ波が受信されてこのような応答が観測されたと考えることはできる。

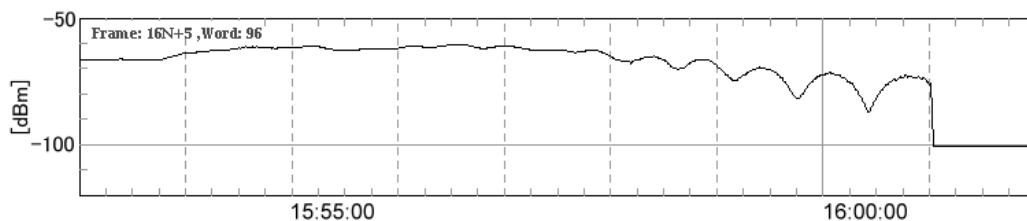
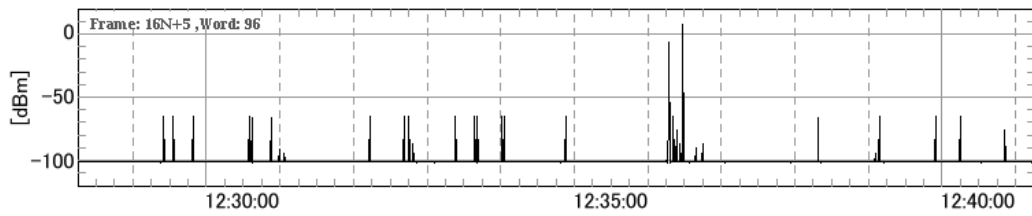


図 6.18: アップリンク受信時における衛星 ASCA SBR-A の応答
(1993年7月30日15:53:00 ~ 16:02:00)

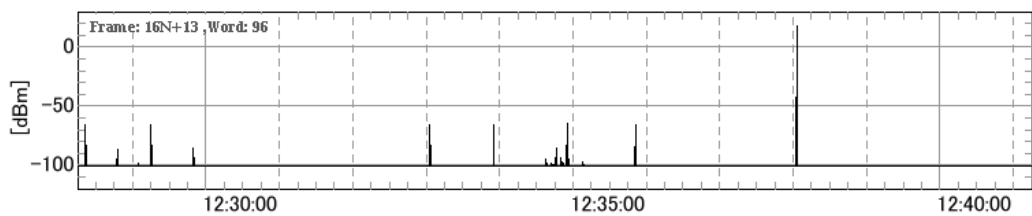
その後の検討で、グアム地震の震央に対して可視 / 不可視に関わらず、AGC レベルの異常応答が観測された 1993 年 7 月 30 日全体の SBR の応答を調べると、図 6.21 が得られた。図 6.21 において、(A) ~ (E) は KSC からアップリンクを受信している期間であり、(1) ~ (5) がパルス状の応答が観測された期間である。図 6.20 で観測されたパルス状の応答は (5) の期間の一部であることが分かった。図 6.22 には図 6.21 中の期間 (1) ~ (5) に対応する ASCA の位置を示す。パルス状の応答が観測された地域は最初インド洋上空にあったが、それが次第に西に移動し、アフリカ大陸、南アメリカ大陸上空を経て、最後に太平洋 ~ グアム近海に至っている。広大な観測領域が時間とともに移動していることから、このパルス状の応答の原因が少なくとも地上のレーダーサイトの影響を受けている可能性は低い。



図 6.19: グアム地震の震央と衛星 ASCA の可視区間

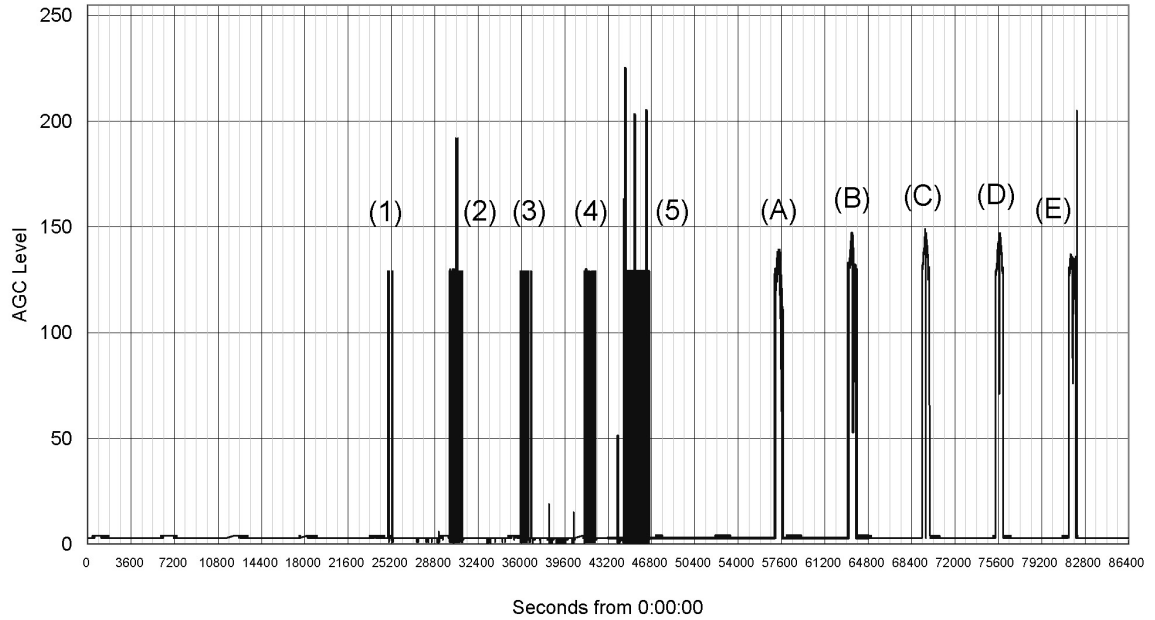


(a) SBR-A

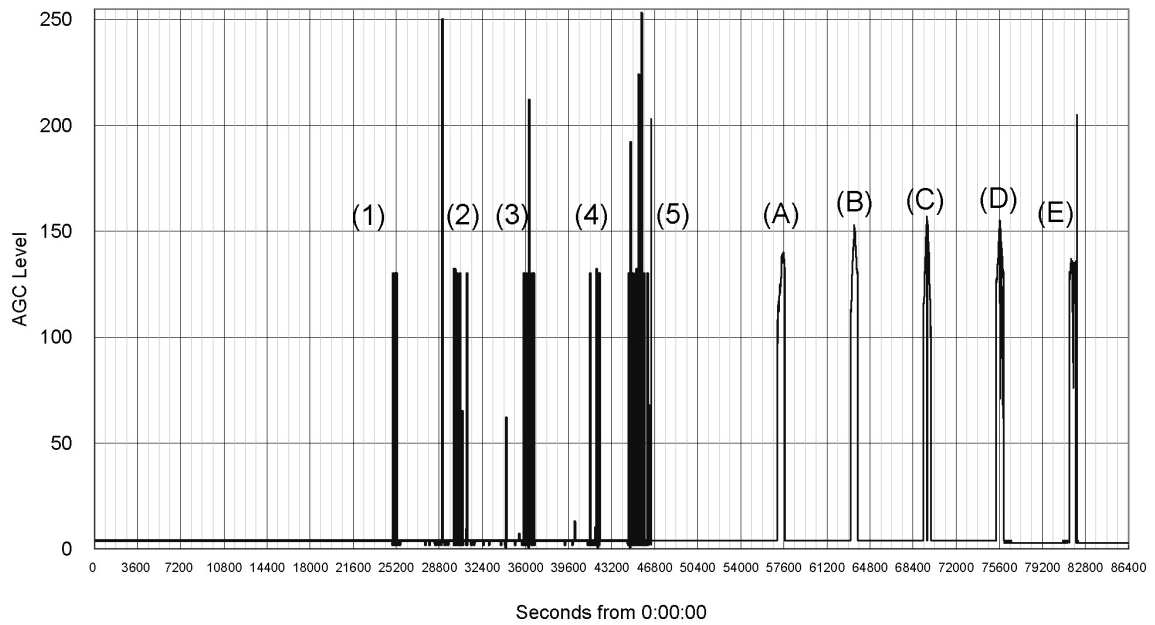


(b) SBR-B

図 6.20: グアム地震で着目している可視区間に対応する衛星 ASCA SBR の応答



(a) SBR-A



(b) SBR-B

図 6.21: グアム地震で着目している可視区間と同じ日全体の衛星 ASCA SBR の応答

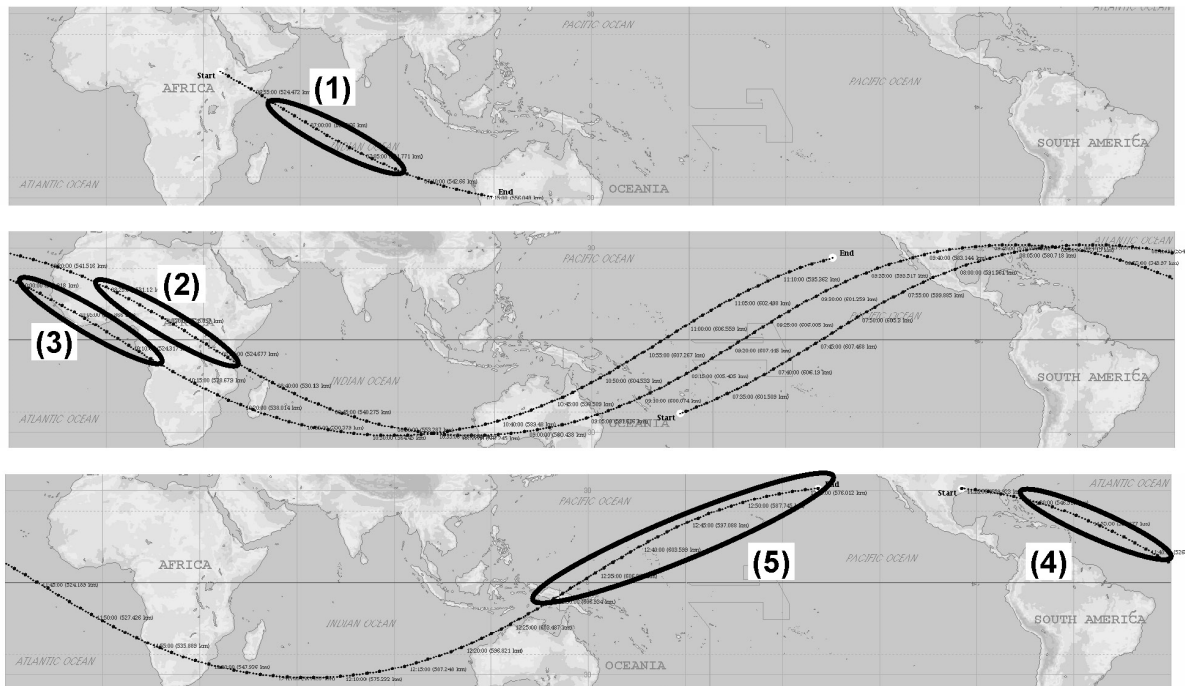


図 6.22: グアム地震で着目している可視区間と同じ日にパルス状の応答が観測された領域

6.5.3 イラン地震 (1997 年 5 月 10 日)

前節で述べたグアム地震の事例に倣い、衛星 ASCA が KSC に対して不可視の場合にパルス状の SBR 応答が観測されている事例の探索を試みた結果、この事例が見つかったが、現時点ではこの SBR 応答と地震との因果関係は弱いと考えている。

この地震は 1997 年 5 月 10 日 7:57:29 にイランで発生した地震であり、震源の位置は 33.825°N , 59.809°E 、震源の深さは 10km、実体はマグニチュード M_b は 6.4 である。図 6.23 には、地震の震央と可視区間を示す。この衛星 ASCA の可視区間は地震の 3 週間前、1997 年 4 月 17 日 6:52:00 から 7:06:15 まで続いている。図 6.24 (a) (b) は、この可視区間に対応する S バンド受信電力である。図 6.24 (a) では 6:54:00 から 6:59:00 にかけて、(b) では 6:54:00 から 7:00:30 にかけてパルス状の応答が記録されている。このような応答が観測された 4 月 17 日以降地震発生まで、ASCA には 150 個の可視区間があるが、他の 124 個の可視区間にはこのような応答は観測されていない。

この事例では、S バンド受信電力が 6:52:00 から 6:54:00 にかけて記録されていない。これは ASCA の DHU が修復不能なデータ異常を検出し、データの記録を中断したためと考えられる。DHU がデータの記録を中断した場合は、当然 SIRIUS にもデータは格納されない。図 6.24 に見られるパルス状の SBR 応答はデータ空白期間の直後に記録されているため、DHU が検出したデータ異常の影響が残存している可能性があり、そ

の後の検討で、この日のデータ異常がイラン上空に至る直前の南アメリカ大陸上空で発生したことが分かった。

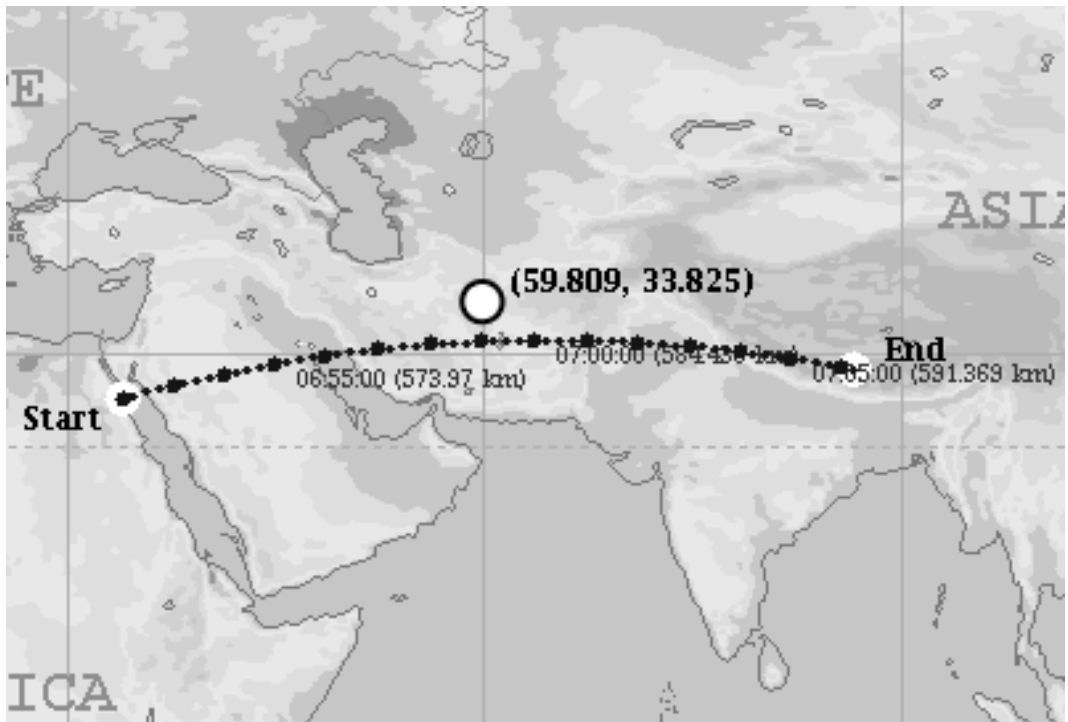
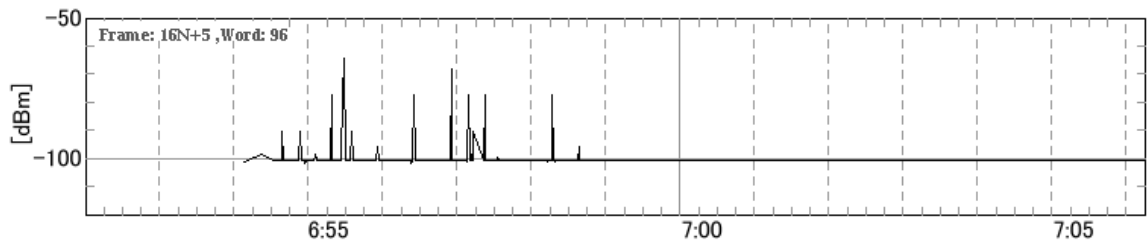
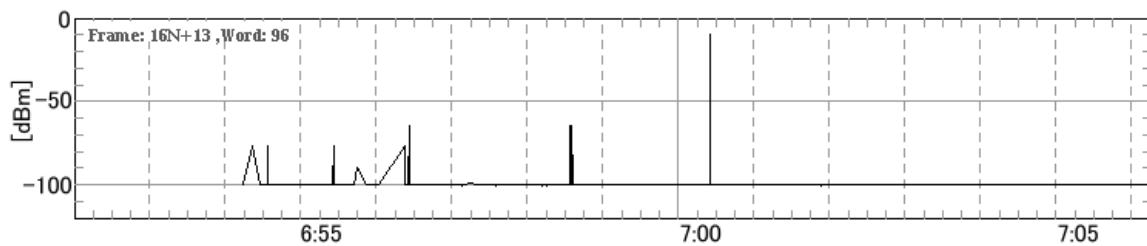


図 6.23: イラン地震の震央と衛星 ASCA の可視区間



(a) SBR-A



(b) SBR-B

図 6.24: イラン地震で着目している可視区間に対応する衛星 ASCA SBR の応答

第7章

結論

7.1 マイクロ波放射計 AMSR-E 輝度温度データの解析

解析システムの構築

本解析システムでは、並列処理の導入により、大規模なデータを低コストで高速に解析することが可能になった。この技術は、大規模な衛星データの解析全般に広く適用できる。そして、地震・火山噴火関連マイクロ波検出のためのデータ処理手法の構築に際して、リサンプリング手法として三角形要素集積法を開発した。これにより、観測機器本来のサンプリング間隔に左右されることなく、任意の分解能で輝度温度分布を取得可能になった。

ここで構築したデータ処理手法は、地形的な要因で垂直・水平偏波成分の差分輝度温度が通常負の値を推移するようなFP(Focused Point; 着目点) - RP(Reference Point; 基準点)の組み合わせで、垂直・水平偏波成分の差分輝度温度双方が僅かに正の値に振れたことに敏感に反応する特徴を持っている。このため、陸域における放射の局所的かつ微小な変化を捉えることが可能であり、このデータ処理手法を更に発展させることによって、陸域における局所的リモートセンシングなるリモートセンシング分野の新領域が開拓されると考えている。

解析結果

AMSR-Eの観測周波数は、6.9、10.65、18.7、23.8、36.5、89GHzであるが、4章で述べた岩石破壊実験の結果を踏まえると、地震関連マイクロ波はAMSR-Eの観測周波数のうち18.7GHz以下で検出される可能性が高い。しかし、6.9GHzや10.65GHz帯のマイクロ波は、我々の社会活動によって様々な用途(通信、放送)に広く使用されていることから、強い電波干渉によって輝度温度データが大きく上昇する可能性がある。従って、まず18.7GHzでの輝度温度データの異常の検出に着手した。

23.8GHz以上の輝度温度データは、18.7GHzの輝度温度データを変化させた原因を検討する際に使用した。例えば、気象条件によって18.7GHzの輝度温度データの異常

が検出されたならば、23.8GHz以上の輝度温度データにおいても何らかの異常が検出されている可能性がある。一方、岩石破壊によって生じたマイクロ波の場合、23.8GHz以上の輝度温度データに異常が見られるとは考えにくい。18.7GHzの輝度温度にのみ異常が検出された場合、岩石破壊によって放射されたマイクロ波を検出している可能性が高いと考えられる。

火山噴火

2002年11月3日のエクアドルのReventador火山の噴火では、噴火直後の2002年11月4日における18.7GHz、23.8GHzの輝度温度データから、噴煙によると推測される異常を検出した。また、噴火前の2002年10月29日においては、火山上で輝度温度データ異常を18.7GHzでのみ検出した。これは火山噴火に関連する岩石破壊によって放射されたマイクロ波を検出している可能性がある。

地震

2004年2月24日にモロッコのAl Hoceima地震では、2004年2月22日に震央近傍領域で極めて特異性の高い輝度温度データの異常が18.7GHzでのみ検出された。現時点では、地震関連マイクロ波を検出した可能性が極めて高い。

同様の解析を浅い陸地を震源とする他の地震に対して行ったところ、2003年9月25・30日にシベリアで発生した地震、2003年12月26日にイランのBamで発生した地震などにおいても震央近傍領域で18.7GHzにのみ輝度温度データの異常が検出されている。これらについてはより解析の確度をあげる必要があるが、地震関連マイクロ波を検出した可能性は高い。

現在までに得られている成果を元に、地震・火山噴火検出システムの処理手順を構築すると図7.1に示すようになる。まず、日常的に全陸上の全FP-RPの組み合わせについて評価関数の値を求めておく。そして、評価関数がこれまでで最大、かつ乖離率が設定したある閾値を超えた場合に注意報を発令することとなる。この閾値の適切な設定には、日常的に多くの測定データを蓄積しておく必要がある。

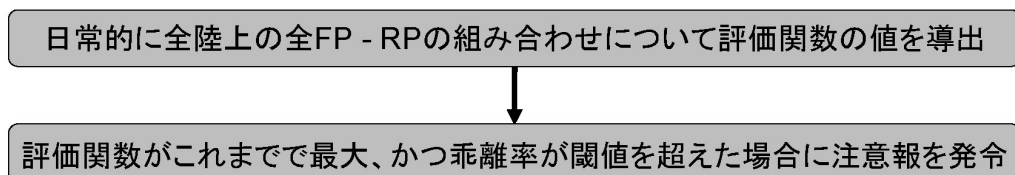


図 7.1: 地震・火山噴火検出システムの処理手順

7.2 科学衛星 S バンド受信系データの解析

解析システムの構築

本解析システムの構築を通して、まず、任意時刻における衛星直下点の導出手法を開発した。ケプラーの法則が厳密に成立する場合、任意時刻における衛星の位置は単一の軌道要素から求めることができる。しかしながら、現実には衛星には地球からの万有引力以外に他の天体(太陽、月、惑星)などの引力、高層大気の圧力、地球磁場から受ける力なども作用し、単一の軌道要素にケプラーの法則を適用するのみでは、求められた衛星の位置には大きなずれ(摂動)が含まれてしまう。

このため、ここで開発した導出手法では、衛星位置を求めたい時刻の直前・直後に記録された軌道要素からそれぞれ衛星位置を求め、ケプラーの法則を適用する各過程でこれらを合成することによって最終的な衛星位置を決定している。この合成によって、科学衛星のほとんどの運用期間中について、鹿児島 内之浦宇宙空間観測所(KSC)からコマンドを受信している際の衛星位置が日本上空となっており、実用レベルでは衛星位置の特定が十分可能となっている。この手法は、低軌道周回衛星のデータの解析一般に広く応用できると考えている。

解析結果

このデータ解析を通して、地震に関連するとして切り出された ASCA の S バンド受信機(SBR)の応答の中に、地上局との通信時とは明らかに異なる変化を示すものが見出された。

- 0.2dBm 程度のわずかな変化を伴う応答
フィジー地震に関連して切り出された SBR の応答は、当初地震に関連するものかと思われた。しかしその後の検討で、この応答が SBR の温度による感度の変化を反映している可能性が高いことが推測された。
- 強いパルス状の応答
グアム地震、イラン地震に関連して切り出された SBR の応答には通常の運用状態では考えられない強いパルス状の応答が見られた。この強いパルスに相当する元の量子化値は、SBR の受信電力の設計上限に相当する量子化値を大きく上回っていた。このことから、衛星上でテレメトリデータを生成する際に何らかの異常が発生し、それによってこのような量子化値が記録されたと推測される。

特にイラン地震に関連して切り出された SBR の応答は、パルス状の応答を受信する直前には応答が記録されていない。これは当時衛星上のシステムが異常を検出し、一切のテレメトリデータの記録が中断されていたためである。このシステム異常はイラン上空に差し掛かる前、南アメリカ上空で発生したことが分かっている。このため、イラン地震に関連して切り出された SBR の応答は、システム異常状態からの復帰直後の

ためにその影響が残存していた可能性がある。また、この SBR の応答は地震から 3 週間も前のものであり、その日から地震発生までの間に何の異常データも検出されていない。このことを含めると、イラン地震に関連して切り出された SBR の応答と地震との因果関係を認めることは難しい。

一方、グアム地震に関連して切り出された SBR の応答は、実際にはグアムでパルス状の SBR 応答が観測された 6 時間前から、同様のパルス状の SBR 応答がまずインド洋上空で観測され、その後アフリカ上空、南アメリカ上空でも観測されており、グアム上空での応答は最後に太平洋上空で観測されたパルス状の SBR 応答の一部であることが分かった。この時は衛星システム自体の異常は検出されておらず、何故このような SBR 応答が観測されたのかについては現時点でもなお不明である。広大な観測領域が時間とともに移動していることから、このパルス状の応答の原因が少なくとも地上のレーダーサイトの影響を受けている可能性は低いと考えている。通常の運用とは異なる事態を想定した性能試験が行われていなかったり、通信機器として求められる性能(狭帯域、広いビーム幅)が観測機器として求められる性能とは相反していることもあり、それも現時点では困難である。

7.3 全体総括

本研究では、実際に運用されている衛星に搭載されたマイクロ波受信機のデータ解析を通して地震関連マイクロ波の抽出を試み、かつて我々が構築した地震関連マイクロ波の放射モデルの妥当性を検証することを第一の目的として、また、低コストで高度なデータ処理を行う衛星データ解析システムを構築することを第二の目的として研究を進めてきた。

当初取り組んだ ISAS 科学衛星の S バンド受信系データの解析では困難であったものの、その後取り組んだマイクロ波放射計 AMSR-E の輝度温度データの解析を通して、地震・火山噴火関連マイクロ波の検出に成功し、第一の目的は達成できたと考えている。

また、それぞれの解析で構築した衛星データ解析システムは、性能を特筆するほどもないパーソナルコンピュータ上に、オープンソース、ライセンスフリーのソフトウェアを基に構築され、システムの制作費はハードウェア取得費の 30 万円以下に抑えられている。しかしながら、第一の目的の達成を通して、科学衛星 S バンド受信系データ解析システムでは任意時刻における衛星直下点の導出手法を、マイクロ波放射計 AMSR-E 輝度温度データの解析システムでは、リサンプリング手法としての三角形要素集積法を開発した。これらはいずれも衛星データの解析一般に広く応用できる。また、後者には並列処理を導入することにより、低コストで大規模なデータを高速に解析することが可能になった。このことは、システムの開発コストを劇的に抑えてもなお、高度なデータ処理を実現できることを物語っており、第二の目的も達成できたと考えている。

謝辞

この研究を行うにあたり、東京大学工学系研究科 電子工学専攻 高野 忠教授には数々のご教示を頂きました。研究を進めていると、時に大きな壁にぶつかることがあります。まして、これまで誰も踏み込んだことのない領域に足を踏み入れて研究するならばなおさらです。今振り返れば、この研究もそのような大きな壁の連続でした。私が壁にぶつかって悩む度に先生は私を叱咤激励し、今ようやく大きな成果を得つつある段階にまで達しました。私一人では到底このような段階までこの研究を深めることはできなかったと思います。また、組織の回し方、後進の育て方など、研究以外の様々な点についてもご指導、ご鞭撻を頂きました。今後更に研究を進めていくにあたって、私も先生のような研究者、指導者になれるよう精進していきたいと思います。

ISAS 科学衛星 S バンドデータ受信系解析システムの構築にあたっては、JAXA ISAS 井上 浩三郎氏、加藤 輝雄氏から提供して頂いた情報が大変役立ちました。ISAS で長年衛星の運用に携わってこられた両氏からのアドバイスがあったからこそ完成しました。

AMSR-E のデータが提供にあたっては、JAXA EORC 今岡 啓治氏に大変なご協力を頂きました。また、AMSR-E データ解析の途中経過をご報告した際に氏から頂いた様々な助言は、現在の AMSR-E データ解析システムの随所に活かされ、大きな成果を生み出しつつあります。

私の下で関連研究に携わることになった三木 洋司君は、私にとって初めての後輩でした。研究を指導する上で私に数々の至らないところがあり、迷惑のかけどおしかったかもしれません。今後の研究の一助になることを願いつつ、この論文を贈ります。

三木君を含め、それ以外の研究室の仲間である相馬 央令子さん、宗正 康君、居村 岳広君、奥村 碧さん、千葉 茂生君、Damri Radenamad 君、熊丸 和宏君、岸 康弘君、また、私が在籍中に研究室を卒業していった橘川 雄亮君、矢島 辰朗君、石井 健太郎君、磯野 泰三君、稲葉 崇君、大西 裕子さん、阿部 邦昭君の皆さんもまた、時に私を助けてくれました。今ここに論文をまとめることができるたのも、皆さんのご協力あったからこそです。

そして最後に、常に私を精神面で支えてくれた妻にも深い感謝の気持ちを捧げます。

对外発表

発表論文

- **T. Maeda**, T. Takano, K. Inoue, T. Kato:
Satellite Data Analysis System for Searching Microwave Emission Associated with Earthquakes, *IEEJ Trans. FM*, pp. 227-232, vol. 126-A, no. 4. (2006/4)
- T. Takano, **T. Maeda**, K. Maki, E. Soma, K. Imaoka, S. Yoshida:
Experimental and Operational Evidence of Earthquake Detection Capability by Means of Microwave Passive Sensors on a Satellite, *J. Geophys. Research*. (2007/2 投稿予定)
- **T. Maeda** and T. Takano: Data Analysis System of Microwave Detection by a Satellite-borne Radiometer for Monitoring Natural Disasters, *IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing*. (2007/2 投稿予定)
- **T. Maeda**, T. Takano and K. Imaoka: Extraction of Microwave Emission Associated with Al Hoceima Earthquake, Morocco, 2004, *Geophysical Research Letters*. (2007/2 投稿予定)

特許

- 三角形要素集積法に関する特許出願中

国際学会発表

- **T. Maeda**, T. Takano, K. Inoue, T. Kato:
Study on Microwave Detection Associated with Earthquakes Using Satellites, LP2-22, IWSE 2005, Tokyo, Japan (2005/3).
- **T. Maeda**, T. Takano:
Detection of Microwave Emission Associated with Earthquakes, S21A-03, AGU 2006 Joint Assembly, Baltimore, U.S. (2006/5).

-
- **T. Maeda**, T. Takano:
Feature Extraction of Microwave Radiometer (AMSR-E) Data Associated with Volcanic Eruption, 2006-n-06, 25th ISTS, Kanazawa, Japan (2006/6).
 - **T. Maeda**, T. Takano:
Event Study Of Microwave Emission Phenomena Associated with Earthquakes, 1566, 1st ECEES 2006, Geneva, Switzerland (2006/9).
 - **T. Maeda**, T. Takano:
Feature Extraction of Microwave Emission Associated with Earthquakes, T31A-0427, AGU 2006 Fall Assembly, San Francisco (2006/12).
 - **T. Maeda**, T. Takano:
Definitive Evidence of The Earthquake-origin Microwave Emission in The Passive Sensor Data of A Remotesensing Satellite, EGU 2007 General Assembly, Wien, Austria (2007/4).

国内学会発表

- 前田 崇, 高野 忠 :
マイクロ波によって地震を探知する人工衛星の可能性 , 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会 (2005 年 5 月)
- 前田 崇, 高野 忠, 今岡 啓治 :
衛星搭載マイクロ波放射計を用いた 地震・火山噴火検出システム, 日本地震学会 2005 年秋季大会, C096 (2005 年 10 月)
- 前田 崇, 高野 忠 :
衛星搭載マイクロ波放射計を用いた地震電磁気現象の解析, 日本地球惑星科学連合 2006 年大会 (2006 年 5 月)
- 前田 崇, 高野 忠 :
地震に由来するマイクロ波放射の検出可能性検討 , 電気学会 基礎・材料・共通部門大会 (2006 年 8 月)
- 前田 崇, 高野 忠 :
地震起源のマイクロ波のリモートセンシング衛星データからの抽出 , 電子情報通信学会 2007 年総合大会 (2007 年 3 月)

研究会発表

- 前田 崇：
地震電磁気現象に関連する S 帯放射の衛星観測について，第 16 回地震電磁気セミナー (2004 年 12 月)
- 前田 崇, 高野 忠, 今岡 啓治：
リモートセンシング衛星 Aqua を用いた地震・火山噴火に関連するマイクロ波放射の検出可能性の検討，第 21 回地震電磁気セミナー (2005 年 7 月)

参考文献

- [1] 牧謙一郎、相馬央令子、石井健太郎、高野忠、吉田真吾、中谷正生: 岩石圧縮破壊に伴うマイクロ波放射の観測, *地震*, 第58巻, pp. 375-384 (2006).
- [2] T. Takano, K. Maki, K. Ishii, E. Soma, S. Yoshida: The Possibility of Detecting Earthquakes from Space, IAC04, 04-C.2.05 (2004).
- [3] T. Takano, T. Maeda, K. Ishii, K. Inoue, T. Kato, S. Yoshida and M. Nakatani: Feasibility Study of Monitoring Earthquakes from Satellites in Orbit, IAC05, B1.2.01 (2005).
- [4] Varotsos, P. and K. Alexopoulos: Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes, *I. Tectonophysics*, vol. 110, pp. 73-98 (1984).
- [5] Varotsos, P.: The Physics of Seismic Electric Signals, Terra Pub. Co., Ltd., Tokyo (2005).
- [6] Park, S., M. Johnston, T. Madden, D. Morgan and F. Morrison: Electromagnetic precursors to earthquakes in the ULF band: A review of observations and mechanisms, *Rev. Geophys.*, vol. 31, pp. 117-132, (1993).
- [7] Gokhberg, M. B., V. Morgounov, T. Yoshino and I. Tomizawa: Experimental measurement of electromagnetic emissions possibly related to earthquakes in Japan, *J. Geophys. Res.*, vol. 87, pp. 7824-7828, (1982).
- [8] Enomoto, Y. A. Tsutsumi, Y. Fujinawa, M. Kasahara and H. Hashimoto: Candidate Precursors: Pulse-like geoelectric signals possibly related to recent seismic activity in Japan, *Geophys. J. Int.*, vol. 131, pp. 485-494, (1997).
- [9] Kamogawa, M.: Preseismic lithosphere atmosphere-ionosphere coupling, *EOS Trans.*, vol. 87, no. 40, (2006).
- [10] 森谷武夫、茂木透、高田真秀、笠原稔: 地震に先行する VHF(FM 放送波) 散乱波の観測的研究, 北海道大学地球物理学研究報告, vol. 68, pp. 161-178 (2005).
- [11] 児玉哲哉: 衛星による地震電磁気計測の現状と展望, 第19回宇宙利用シンポジウム予稿集, pp. 232-235 (2003).
- [12] 地球観測データ利用ハンドブック AMSR-E 編 第4版, (独) 宇宙航空研究開発機構, (2005).
http://www.eoc.jaxa.jp/amsr-e/amsr-e_handbook_j.pdf
- [13] Pham, V. N., D. Boyer, G. Chouliaras, J. L. Le Mouel, J. C. Rossignol and G. N. Stavrakakis: Characteristics of electromagnetic noises in the Ioannina region (Greece): A possible origin of so called "Seismic Electric Signals" (SES), *Geophys. Res. Lett.*, vol. 25, pp. 2229-2232, (1998).
- [14] Geller, R. (ed.): Debate on VAN, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 23, pp.11, (1996).
- [15] Utada, H.: On the physical background of the VAN earthquake prediction method, *I. Tectonophysics*, vol. 224, pp.153-160, (1993).
- [16] Sarlis, N., M. Lazaridou, P. Kapiris and P. Varotsos: Numerical model of the selectivity effect and the $\Delta V/L$ criterion, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 26, pp.3245-3248, (1999).

-
- [17] Uyeshima, M., M. Kinoshita, H. Iino and S. Uyeda: Earthquake prediction research by means of telluric potential monitoring, Progress report No. 2: Preliminary study on Teshikaga channel 2 signals and the seismicity in the region off Kushiro, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, vol. 64, pp. 487-515, (1989).
- [18] Nagao, T., S. Uyeda, Y. Asai and Y. Kono, Anomalous changes in geoelectric potential preceding four earthquakes in Japan, in "A Critical Review of VAN: Earthquake Prediction from Seismic Electrical Signals", ed. by Sir J. Lighthill, World Scientific Publishing Co., Singapore, pp. 292-300, (1996).
- [19] Uyeda, S., T. Nagao, Y. Orihara, T. Yamaguchi and I. Takahashi: Geoelectric potential changes: Possible precursors to earthquakes, *Proc. Nat. Acad. Sci.*, vol. 97, pp. 4561-4566 (2000).
- [20] Ohta, K., N. Watanabe and M. Hayakawa: The observation of ULF emission at Nakatsugawa in possible association with the 2004 Mid Niigata Prefecture earthquake, *Earth Planets Space*, vol. 57, pp. 1103-1108, (2005).
- [21] Fraser-Smith, A. C., A. Bernardi, P. R. McGill, M. E. Ladd, R. A. Helliwell and O. G. Villard, Jr.: Low-frequency magnetic field measurements near the epicenter of the Ms 7.1 Loma Prieta earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 17, pp. 1465-68, (1990).
- [22] Hayakawa, M., R. Kawate, O. A. Molchanov and K. Yumoto: Results of ultra-low-frequency magnetic field measurements during the Guam earthquake of 8 August 1993, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 23, pp. 241-244, (1993).
- [23] Tsutsui, M.: Detection of earth-origin electric pulses, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29, 1194, doi:10.1029/2001GL013713, (2002).
- [24] Tsutsui, M.: Identification of earthquake epicenter from measurements of electromagnetic pulses in the Earth, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, L20303, doi:10.1029/2005GL023691, (2005).
- [25] Molchanov, O. A. and M. Hayakawa: Subionospheric VLF signal perturbations possibly related to earthquakes, *J. Geophys. Res.*, vol. 103, 17489-17504 (1998).
- [26] Liu, J. Y., Y. I. Chen, S. A. Pulinetz, Y. B. Tsai and Y. J. Chuo: Seismo-ionospheric signatures prior to $M \geq 5.0$ Taiwan earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 27, 3113-3116 (2000).
- [27] Liu, J. Y., Y. I. Chen, Y. J. Chuo and H. F. Tsai: Variations of ionospheric total electron content during the Chi-Chi earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 28, 1383-1386 (2001).
- [28] M. Hayakawa, Y. Fujinawa, Eds.: Electromagnetic Phenomena Related to Earthquake Prediction, TERRAPUB, Tokyo, pp. 667, (1994).
- [29] Y. Kushida, R. Kushida: Possibility of earthquake forecast by radio observations in the VHF Band, *J. Atmosph. Electricity*, vol. 22, pp. 239-255 (1998).
- [30] 吉田 彰顕、西 正博: 2000 年鳥取県西部地震および 2001 年芸予地震に関連した VHF 帯電磁現象の観測, *地震*, 第 55 巻, pp. 107-118 (2002).
- [31] Fujiwara, H., M. Kamogawa, M. Ikeda, J. Y. Liu, H. Sakata, H. Ofuruton, S. Muramatsu, Y. J. Chuo and Y. H. Ohtsuki: Atmospheric anomalies observed during earthquake occurrences, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 31, L17110, doi:10.1029/2004GL019865 (2004).

-
- [32] Molchanov, O. A., O. A. Mazhaeva, A. N. Goliavin and M. Hayakawa: Observations by the intercosmos-24 satellite of ELF-VLF electromagnetic emissions associated with earthquakes, *Ann. Geophysics*, vol. 11, pp. 431-440 (1993).
- [33] Enomoto, Y.; Notes on generation and propagation of seismic transient electric signals, in "A Critical Review of VAN: Earthquake Prediction from Seismic Electrical Signals", ed. by Sir J, Lighthill, World Scientific Publishing Co., Singapore, pp. 324-331, (1996).
- [34] Nitsan, U.: Electromagnetic emission accompanying fracture of quartz-bearing rocks, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 4, pp. 333-336, (1977).
- [35] バロトゥソス, P., K. エフタクシアス, M. ラザリドゥ, G. アントノプーロス, J. マクリス: VAN 地震予知法 その基礎・方法・現状, *地震ジャーナル*, vol. 17, pp. 18-26, (1994).
- [36] Slifkin, L.: Seismic electric signals from displacement of charged dislocations, *Tectonophysics*, vol. 224, pp. 149-152 (1993).
- [37] Lazarus D.: Physical mechanisms for generation and propagation of seismic electrical signals, in "A Critical Review of VAN: Earthquake Prediction from Seismic Electrical Signals", ed. by Sir J, Lighthill, World Scientific Publishing Co., Singapore, pp. 91-96, (1996).
- [38] 池谷 元伺: 地震の前、なぜ動物は騒ぐのか, *NHK ブックス*, 日本放送出版協会, pp. 258, (1998).
- [39] Nowick, A. S.: The golden age of crystal defects, *Annu. Rev. Mater. Sci.*, vol. 26, pp. 1-19, (1996).
- [40] Mizutani, H., T. Ishido, T. Yokokura and S. Ohnishi: Electrokinetic phenomena associated with earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 3, pp. 365-368, (1989).
- [41] Ishido, T. and H. Mizutani: Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics, *J. Geophys. Res.*, vol. 86, pp. 1763-1775, (1981).
- [42] Murakami, H.: Geomagnetic fields produced by electrokinetic sources, *J. Geomag. Geoelectr.*, vol. 41, pp. 221-247, (1989).
- [43] Yoshida, S.: Convection current generated prior to rupture in saturated rocks, *J. Geophys. Res.*, vol. 106, pp. 2103-2120, (2001).
- [44] Grimalsky, V. V., M. Hayakawa, V. N. Ivchenko, Yu. G. Rapoport and V. I. Zadorozhnyi: Penetration of an electrostatic field from the lithosphere into the ionosphere and its effect on the D-region before earthquakes, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, vol. 65, pp. 391-407, (2003).
- [45] Pulinets, S. A., K. A. Boyarchuk, V. V. Hegai, V. P. Kim and A. M. Lomonosov: Quasielectrostatic model of atmosphere-thermosphere-ionosphere coupling, *Adv. Space Res.*, vol. 26, pp. 1209-1218, (2000).
- [46] Liu, J. Y., Y. I. Chen, Y. J. Chuo and C. S. Chen: A statistical investigation of pre-earthquake ionospheric anomaly, *J. Geophys. Res.*, vol. 111, A05304, doi: 10.1029/2005JA011333 (2006).
- [47] Kamogawa, M., J. Y. Liu, H. Fujiwara, Y. J. Chuo, Y. B. Tsai, K. Hattori, T. Nagao, S. Uyeda and Y. H. Ohtsuki: Atmospheric field variations before the March 31, 2002 M6.8 earthquake in Taiwan, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, vol. 15, pp. 445-461 (2004).

-
- [48] Igarashi, G., S. Saeki, N. Takahara, K. Sumikawa, S. Tasaka, Y. Sasaki, M. Takahashi and Y. Sano: Ground-water radon anomaly before the Kobe earthquake in Japan, *Science*, vol. 269, pp. 60-61 (1995).
- [49] Wakita, H., Y. Nakamura, K. Notsu, M. Noguchi and T. Asada: Radon anomaly: A possible precursor of the 1978 Izu-Oshima-Kinkai Earthquake, *Science*, vol. 207, pp. 882-883 (1978).
- [50] Time-resolved study of charge generation and propagation in igneous rocks, *J. Geophys. Res.*, vol. 105, pp. 11001-11019 (2000).
- [51] Pilipenko, V., S. Shamimov, S. Uyeda and H. Tanaka: Possible mechanism of the over-horizon reception of FM radio waves during earthquake preparation period, *Proc. Japan Acad. Ser. B*, vol. 77, pp. 125-130 (2001).
- [52] Li, J. Z., Z. Q. Bai, W. S. Chen, Y. Q. Xiam Y. R. Liu and Z.Q Ren: Strong earthquakes can be predicted: A multidisciplinary method for strong earthquake prediction, *Nat. Has. Earth Sys. Sci.*, vol. 3, pp. 703-712 (2003).
- [53] 古濱洋治、岡本謙一、増子治信: 人工衛星によるマイクロ波リモートセンシング, 電子情報通信学会, ISBN: 4-88552-061-4, (1986).
- [54] 進士昌明: 無線通信の電波伝搬, 電子情報通信学会, ISBN: 4-88552-102-5, (1992).
- [55] 高橋耕三: 人工衛星の軌道とそれに適したミッション, 電波研季報, vol. 18, no. 97, pp. 345-353 (1972).
- [56] 高橋耕三: リモートセンシング衛星に適した人工衛星の軌道, 航空宇宙学会誌, vol. 24, no. 264, pp. 10-19 (1976).
- [57] S. Chandrasekhar: Radiative Transfer, Dover Publications, New York (1960).
- [58] 橋本忍, 山口雅彦, 麻生統一, 横田穰, 加藤吉彦, 山崎次雄: 海面油膜のマイクロ波放射特性に関する一考察, 電総研彙報, vol. 42, no. 3, pp. 290-300, (1978).
- [59] E. C. Monahan, *et. al.*: Determination of surface wind speed from remotely measured whitecap coverage, a feasibility assesment, in Application of Remote Sensing Data on the Continental Shelf, *Proc. of an EARSeL-ESA Symposium*, ESA SP-167, pp. 103-109, (1981).
- [60] T. T. Wilhelm, Jr.: A model for the microwave emissivity of the ocean's surface as a function of wind speed, *IEEE Trans. Geosci. and Remote Sensing*, vol. GE-17, no. 4, pp. 244-249, (1979).
- [61] CCIR Rep. 719-3: Attenuation by atomospheric gases, *Recommendations and Reports of the CCIR*, vol. 5, ITU, Geneva, (1991).
- [62] M. L. Meeks: Astrophysics, part B: Radio Telescopes, in *Methods of Experimental Physics*, Editor-in-Chief, L. Marton, vol. 12, Academic Press, New York, (1976).
- [63] E. Rodgers and H. Siddalingaiah: The utilization of Nimbus-7 SMMR measurements to delineate rainfall over land, *J. Clim. and Appl. Meteorol.*, vol. 22, no. 11, pp. 1753-1763, (1983).
- [64] D. Atlas and O. W. Thiele, ed.: Precipitation Measurements from Spacem, NASA TM-82172, (1981).
- [65] S. C. Wu: Proper frequencies of a down-looking water-vapor radiometer over sea surface, *JPL TDA Progress Report 42-46*, pp. 4-14, (1981).

-
- [66] R. C. Savage and J. A. Weinman; Preliminary calculations of the upwelling radiance from rain-clouds at 37.0 and 19.35GHz, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, vol. 56, no. 12. pp. 1272-1274, (1977).
- [67] Ogawa T., K. Oike and T. Miura: Electromagnetic radiations from rocks, *J. Geophys. Res.*, vol. 90, pp. 6245-6249 (1985).
- [68] Yoshida, S., P. Manjgaladze, D. Zilpimiani, M. Ohnaka, and M. Nakatani: Electromagnetic emissions associated with frictional sliding of rock, in *Electromagnetic Phenomena Related to Earthquake Prediction*, edited by M. Hayakawa and Y. Fujinawa, pp. 307-322, TERRAPUB, Tokyo, (1994).
- [69] Ikeya, M. and S. Takaki: Electromagnetic fault for earthquake lightning, *J. Appl. Phys.*, vol. 35, pp. 355-357, (1996).
- [70] Yoshida, S. and T. Ogawa: Electromagnetic emissions from dry and wet granite associated with acoustic emissions, *J. Geophys. Res.*, vol. 109, B09204, doi:10.1029/2004JB003092, (2004).
- [71] Yamada, I., K. Masuda and H. Mizutani: Electromagnetic and acoustic emission associated with rock fracture, *Phys. Earth Planet. Inter.*, vol. 57, pp. 157-168, (1989).
- [72] O 'Keefe, S.G. and D.V. Thiel: A mechanism for the production of electromagnetic radiation during fracture of brittle materials, *Phys. Earth Planet. Inter.*, vol. 89, pp. 127-135 (1995).
- [73] O 'Keefe, S.G., D.V. Thiel and N.P.Davey: Fracture induced electromagnetic emissions in the mining industry, *Int. J. Applied Electromagnetics and Mechanics*, vol. 12, pp. 203-209 (2000).
- [74] Cress, G. O., B. T. Brady, and G. A. Rowell: Sources of electromagnetic radiation from fracture of rock samples in the laboratory, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 14, pp. 331-334, (1987).
- [75] Geng, N., M. Deng and C. Cui: Simulated experimental studies on earthquake prediction by using infrared and microwave remote sensing, in " *Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes* ", ed. by M. Hayakawa, TERRAPUB, Tokyo, pp. 751-758 (1999).
- [76] Smithsonian Astrophysical Observatory Special Report, no. 264, C-7 System (1967).
- [77] W. H. Press, S. A. Teulsky, W. T. Vetterling, B. P. Flannery: *Numerical Recipes in C*, Cambridge Univ. Press (1988).
丹慶勝市, 奥村晴彦, 佐藤俊郎, 小林誠 訳 *Numerical Recipes in C*, 技術評論社 pp.130-131, (1993).