

(千葉大学学位申請論文)

房総半島南部の ULF 帯電磁場変動の研究

2006 年 1 月

千葉大学大学院自然科学研究科

人間・地球環境科学専攻 地球環境科学講座

高橋一郎

要旨

本論文では、観測システムの構築について述べたあと、そのなかでも南房総で行われている ULF 帯電磁場観測点網によって得られた電磁場データについてその特徴を述べる。

2002 年 10 月に観測された起源不明の電磁場変動について観測点周辺の電場を推定し、既知のノイズとの弁別を行うことができた。また、観測点周辺の MT 解析を行い、得られた地下の電氣的構造を基に、電磁界解析手法である FDTD 法を実施した。

FDTD 法による電磁界シミュレーションでは、上空、地表および地下起源の電磁場変動について計算を行った。電磁場変動のソースには線電流源を仮定し、位置（深さ）の違いによる電磁場伝播の計算をし、実際に観測された電磁場波形との比較をおこなった。その結果、2002 年に観測された起源不明の電磁場変動のソースには深さ 1 km 程度より浅い場所での電流を想定する必要があることがわかった。

2002 年 10 月 6 日 00:00~03:00 (JST)に南房総アレイ観測点で通常観測されないような電磁場変動が観測された。この変動は 3 観測点ともに同時に現れており、各変動の継続時間は数十秒から 1 分程度であった。電場の観測データを用いて、異常変動と鉄道ノイズそれぞれについて電場ベクトルを求めた。電車ノイズの場合は電場ベクトルが時間（電車の移動）に伴ってその向きを変えていった一方で、異常変動には目立った方向の変化は見られなかった。

これらの異常変動は、電場だけでなく磁場記録にも同時に現れている。磁場変動を含めた解析を電磁場シミュレーションの手法である FDTD 法を用いて行うことにした。FDTD を行うためのパラメータとして地下の電気伝導度構造を知る必要がある。各観測点では磁場、電場の同時観測を行っているため、地磁気地電流法 (MT) 法を用いる地下の電気伝導度構造の推定を行った。ここで得られた電気伝導度構造を用いて FDTD 法による 2 次元の電磁シミュレーションを行った。

異常変動のソースとして観測点付近の地下を流れる線電流源を仮定しシミュレーションを行った。実際の観測と、シミュレーションによる結果について、各成分同士の振幅の比をもとめた。その結果、線電流源は 20km といった深い位置では、実際の観測とはかなり異なり、1km 程度より浅い場合で近い値をとることが分かった。

目次

1. 序論	1
1-1 地殻活動に関連する電磁気現象	1
1-2 直流域における電磁場変動	2
1-3 ULF 帯における電磁場変動	3
1-4 ULF 帯における電磁場変動の原因	5
1-4-1 超高層起源	5
1-4-2 人工起源	6
1-4-3 地下起源	6
1-5 本論文の目的および構成	7
2. ULF 電磁場観測	12
2-1 日本国内の ULF 電磁場観測	13
2-2 台湾における観測	14
2-3 観測システム	17
2-3-1 トーション型磁力計	17
2-3-2 インダクション型磁力計	20
2-3-3 フラックスゲート型磁力計	21
2-3-4 停電対策	22
2-3-5 センサーの感度校正	22
2-3-6 観測データの転送取とデータベース	22
2-4 まとめ	24
3. 南房総観測点で観測された電磁場変動	46
3-1 房総半島の地質構造、地理的環境	46
3-2 南房総アレイ観測点で観測された電磁場変動の特徴	48
3-2-1 2002 年 10 月 6 日未明の電磁場変動	48
3-2-1-1 電場変動	49
3-2-1-2 磁場変動	50
3-2-2 直流電車に起因する電磁場変動	50
3-2-2-1 電場変動	51
3-2-2-2 磁場変動	51
3-3 背景雑音 (バックグラウンドノイズ)	51
3-4 考察とまとめ	51

4. 電磁界シミュレーションによる検証	76
4-1 MT法による地下の電氣的構造の推定	76
4-1-1 MT 法	76
4-1-2 MT 解析結果	76
4-1-3 MT 解析結果の考察	78
4-1-4 電磁界シミュレーションに採用する地下の電氣的構造	78
4-2 FDTD 法	79
4-3 均質な構造を与えた場合の結果	80
4-4 大地および電離圏の電気伝導度モデルを用いた場合の結果	81
4-4-1 電離圏に電流源を仮定した場合の結果	82
4-4-2 地表に電流源を仮定した場合の結果	82
4-4-3 地中に電流源を仮定した場合の結果	82
4-5 2次元 FDTD 電磁界シミュレーションのまとめ	83
4-6 観測波形との比較	83
4-6-1 電車雑音波形との比較	84
4-6-2 2003 年 10 月 6 日に得られた異常変動との比較	87
4-7 まとめ	87
5. 総括	121
5-1 まとめ	121
5-2 今後の ULF 電磁場データ解析への提言	123
謝辞	125
参考文献	127
Appendix 1	
A1-1 50Hz サンプリング観測波形	133
Appendix 2	
A2-1 地磁気地電流 (MT) 解析とは	161
A2-1-1 MT 法の基礎	161
A2-2 インピーダンスの推定	161
A2-3 インピーダンステンソルの主軸回転角推定	165
A2-4 1次元インバージョン	167

Appendix 4	FDTD 法	174
A4-1	FDTD 法の基礎	174
A4-2	安定条件	178
A4-3	吸収境界条件	179
A4-4	2次元問題	180
A4-5	2次元シミュレーションのスキーム	181
Appendix 3	大気伝導度モデル	183

第1章 序論

1-1 地殻活動に関連する電磁気現象

近年、地震や火山活動等の地殻活動に先行する地球電磁気的な現象が直流域から VHF 帯にかけて多数報告されている (e.g. Hayakawa and Fujinawa (eds.) 1994, Hayakawa (ed.) 1999, Hayakawa and Molchanov (eds.) 2002)。これらは観測する手法により、①震源域などの地球内部から放射される電磁波（自然放射）を直接観測する手法と、②電離圏や大気圏の異常を VLF 局電波や FM 放送波などの既知の電磁波の伝播異常として間接的に観測する手法、③衛星による観測の3つに大別することができる (Fig. 1.1)。①の直接放射の観測は直流域から VHF 帯まで広帯域にわたり、最近ではマイクロ波域まで広がっている (Maeda et al., 2005)。VAN 法に代表されるような直流域での地電位差の観測や、ULF 帯における地磁気観測、VLF~VHF 帯の自然電磁放射観測などがこれにあたる。②の伝播異常観測は、VLF 帯の船舶航行用のオメガ局電波や VHF 帯の FM 放送局などの送信局を定め、その電波の受信を通して電波伝播の変化をモニターする手法で、①に比べて歴史は浅い。しかし、VLF 電波伝播については、超高層物理学や電波物理学の観点から多くの研究がなされ、伝播機構はかなり解明されている。また、③の衛星観測は、電波伝播に密接な関係がある電離層の電子密度の変動を直接モニターするもので、超高層におけるプラズマ波動等の超高層物理現象の研究のために打ち上げられた衛星において、地震に関連する電磁波動を受信していたことによる (Parrot and Lefevre, 1985, Molchanov et al., 1993, Hobara et al., 2005)。2004 年 6 月にフランスは地震電磁気研究のためのマイクロ衛星 “DEMETER” を打ち上げ、衛星軌道における地震に関連する電磁波動や電離層電子密度プロファイル（電子密度、電子温度、イオン密度）等を観測しており、いくつかの興味深いデータを提示している。

電磁気学的手法により地震の直前予知を実現するためには、発生メカニズムおよび伝播経路等の解明が不可欠である。これまでも様々な仮説が提唱されており、直流域から ULF 帯に自然放射に関しては、ダイラタンシー拡散説 (Nur, 1972)、マイクロフラクチャーモデル (Molchanov and Hayakawa, 1995; Vallianatos and Tzanis, 1999)、界面動電現象 (Mizutani et al., 1976; Ishido and Mizutani, 1981; Dragnov et al., 1991; Fenoglio et al., 1995)、電気伝導度変動 (Merzer and Klemperer, 1997; Egbert, 2002a) が有力視されている。だが、現時点では上記の現象を統一的に説明するメカニズムの解明には至っていない。

地殻活動と電磁気現象の関係を明らかにするためには、直接的に電磁放射や地球内部の電気伝導度分布の変化等を検出する必要がある。本論文では、①の自然電磁放射の直接観測方法に基づき、地表面において地磁気および地電流（実

際には2地点間の地電位差)データを取り扱う。対象とする周期帯は、ULF (Ultra Low Frequency) 帯 (周波数 0.001~10Hz) とし、さらに同一サンプリングにより取得が可能な準直流領域についても言及する。ULF 帯では、電磁波の表皮深度が地震や火山活動が発生する深さに匹敵するため、地下深部での電磁気学的現象が地殻中を伝搬する過程で減衰しきることなく地表に到達することが期待される。

1-2 直流域における電磁場変動

①の直接放射の観測に関して、直流域の地電位差 (地電流) 観測と地震に関する報告は古くからある (e.g. Rikitake et al., 1967; Sobolev, 1975; 宮腰, 1985)。Milne による 1861 年ミュンヘンでの地震とその余震に関する報告のほか、国内でも白鳥によって関東大震災に先立ち仙台で地電流の異常が観測されたと報告されている (畠山, 1940)。また、80 年台に入ってから Varotsos らが創始した VAN 法が有名である (Varotsos et al., 1993)。彼らは地表において南北および東西方向に多数の電極を埋設し、地電位差を測定する。一つの観測点には、ノイズの除去のため異なるダイポール長を持つ複数の測線を取り、さらに長さ数キロメートル以上の長基線が設置されている。地震の発生前に特徴的に現れる信号 (SES: Seismic Electric Signals) を見出し、その波形や空間分布の特徴等から地震予知の3要素である、「いつ」、「どこで」、「どれくらいの」地震が起きるかを予測するものである。その発生メカニズムについては、彼らの専門分野である固体物性論の理論モデルに基づいて、地殻に含まれる圧電物質が地震前の応力上昇に伴って分極し、臨界状態を超えると応力電流が発生すると説明している (Varotsos and Alexopoulos, 1986)。

日本においては、東京大学地震研究所の上田らのグループが NTT (当時は日本電信電話株) の電話回線網を利用して VAN 法の検証を開始した (Kinoshita et al., 1989)。北陸地域の珠洲周辺の地電位差観測点において 1993 年 2 月の能登半島沖地震 (M6.6) に先行する異常変動が観測された。異常は 1992 年 12 月中旬から地震発生当日までの 56 日間継続し、地震発生後約 2 時間で通常のレベルに戻った (Nagao et al., 1996)。その後、1996 年より理化学研究所と東海大学を中心に実施された地震国際フロンティア研究プログラムにおいては、その中心課題として展開された。その結果、1997 年 5 月 22 日の M5.1 神津島近海の地震に先行して 5 月 20 日と 21 日に計 16 回の VAN の判定基準を満たす SES が観測されている (Orihara et al., 1999)。また、1998 年 9 月 3 日の岩手県内陸北部地震 (M=6.1) では、8 月 20 日に異常を観測した (Nagao et al., 2000)。長野県の地震 (1999 年 1 月 28 日長野県地震 M4.7 に先行すると思われる電場異常が、1 月 17 日に複数観測点にて同時に観測された (Yamaguchi et al., 2000)。2000 年伊豆諸

島群発地震においても新島の観測点で電場の異常変動が観測された (Uyeda et al.,2000)。日本でのこれまでの VAN 的観測による異常をまとめると、観測点近傍 (20km 以内) で発生した $M>5$ の地震に関して地震に先行した地電位差変動を記録するということになる (Uyeda, 2000)。ただし、日本に同法を適用する上では、電車や工場等からの漏洩電流が作る人工ノイズの強度が大きいため、SES との弁別の問題を克服する必要がある。また、地下の不均質性の影響が大きく、異常を記録した他の近傍の観測点 (地電位差観測側線) においては何らの異常も観測されないなど、電場変動の選択性について考慮し観測点設置を検討する必要がある。つまり、“つぼ” にて観測する必要がある。

また、ギリシャとの大きな差異は、地質の違いなど様々な要因が考えられるが、遠距離の地震と地電位差の異常変動の関連が発見できなかったことであろう。

一方、地電位差観測では、地震動に伴う地電位差変動を記録することが確認された。いわゆるコサイスミックではなく、地震動の到来と同期した変動である。これらの現象は、1988 年 1 月 24 日の沖縄県地震 ($M6.0$) について震源から 50km 離れた観測点にて、1996 年 3 月 6 日の山梨県地震 ($M5.3$) について 20km 離れた観測点にて、1997 年 5 月 22 日の神津島近海地震 ($M5.1$) について 3km 離れた観測点にて、1998 年 8 月 16 日の長野県地震 ($M5.2$) について 5km 離れた観測点にて、1999 年 9 月 3 日の岩手県内陸北部地震 ($M6.1$) について 10km 離れた観測点にて明瞭な地震動に伴う変動が観測されている。また、千葉大学の札幌観測点では、有感地震の際にかなりの割合で地震動に伴う地電位差変動を記録している。これらの現象は、観測点地下に存在する水 (貯水層) の挙動が寄与しているものと考えられる。

1-3 ULF 帯における電磁場変動

ULF 帯の電磁場観測による地震電磁気現象 (電磁放射) の研究は比較的新しく、1990 年代以降である。1988 年 12 月 18 日の Spitak 地震 ($M=6.9$) における磁場 3 成分の異常変動 (Kopytenko et al.,1993)、1989 年 10 月 8 日の Loma Prieta 地震 ($M=7.1$) における磁場水平成分の異常変動 (Fraser-Smith,1990) の報告をきっかけとして、日本をはじめ世界の国々で研究が行われている (e.g. Molchanov et al.,1992; Hayakawa et al.,1996; Kawate et al.,1998; Hayakawa et al.,2000; Hattori et al., 2002a; Hattori et al.,2002b; Gotoh et al.,2002; Uyeda et al.,2002; Yagova et al.,2002; Karakelian et al., 2002)。

ULF 帯の電磁場変動には、様々な信号成分が混入する事が知られている。とりわけ影響が大きいのは、太陽風-地球磁気圏の相互作用による地磁気脈動、地磁気嵐等の地球規模で同時に発生する地磁気変動である。さらに、地表にお

ける人工ノイズの影響がこれに加わる。一般に、地震電磁気現象は非常に微弱であるため、これらの信号成分との適切な弁別が重要な課題であるとされてきた。そこで、これまでも偏波解析 (e.g. Hayakawa et al., 1996; Hattori et al., 2002, 2004a), フラクタル解析 (e.g. Hayakawa et al., 1999b, 2000), 主成分分析 (e.g. Gotoh et al., 2002; Uyeda et al., 2002, Hattori et al., 2004b, Telesca et al., 2004, Serita et al., 2005), 方位測定解析 (Isumaguilov et al., 2003) 等の手法が開発され、大きな地震に先行する ULF 帯磁場の異常変動の存在が明らかにされてきた。これらの手法は信号の特徴量を抽出することによって信号弁別を行う方法であり、主に SN の良い夜間データに適用されてきた。

1993 年のグアム地震 (M7.1) (Hayakawa et al., 1996) では、地磁気の水平成分のスペクトル (S_g) と鉛直成分のスペクトル (S_z) の比 (偏波と定義されている) の変動を解析し、地震活動に先行する異常な変動を報告している。この解析手法は、超高層起源の波動は鉛直成分と比して水平成分が卓越し、地下に起因する磁場変動は直下を除くと鉛直成分が卓越するであろうという仮定に着目している。服部らは Fraser-Smith らの結果と早川らの偏波解析に注目し、地震に関連する ULF 帯磁場観変動は 0.01 Hz 帯の周波数は重要であることを発見し、偏波解析を 1997 年の鹿児島県北西部地震や 1999 年岩手県内陸北部地震などに適応し、地震の 2~3 週間前に偏波の値がピークをもつことを示した (Hattori et al., 2002, Hattori et al., 2004a)。

また、2000 年伊豆諸島群発地震に関してさまざまなアプローチが行われており、複数観測点を用いた主成分解析では、M6 を超える地震の数日前にある主成分の振幅にピークが見られること (Goto et al., 2002, Hattori et al., 2004b, Serita et al., 2005) や信号の到来方向を複数のアレー観測点から求められた磁場勾配から推定すると、将来の震源方向を向くこと (Isumaguilov et al., 2003) が発見された。

地震に関連する電磁場信号は微弱である。一方、地磁気、地電位差観測とも太陽活動や人工ノイズなどの擾乱を大きく受ける。したがって、これらの「ノイズ」を弁別、除去することが重要な課題となっている。先に述べた偏波解析や主成分解析も 1 つの手法であるが、地震電磁気現象の物理機構の解明のためには時系列データの解析が不可欠である。そこで時系列データにおいてグローバルな地磁気変動を除去するためにウェーブレット変換と参照観測点データとの相関を用いる手法: Inter-Station Transfer Function (ISTF) 法が提案され、中緯度地域の 1000 秒程度までのグローバルな地磁気変動の除去に成功している (Harada et al., 2003, 2004a, b)。また、伊豆半島で行われている 3 点アレー観測による ULF 磁場データの主成分解析によると、第 1 主成分には地磁気擾乱、第 2 主成分には 24 時間や 7 日といった人間活動を示唆する周期性を持つ成分が分離された。残る第 3 主成分には 2000 年の伊豆諸島群発地震活動に伴うと考えら

れる磁場変動が現れた (Gotoh et al., 2002, Hattori et al., 2004b, Serita et al., 2005)。

1-4 ULF 帯における電磁場変動の原因

1-4-1 超高層起源

超高層起源の ULF 帯電磁場変動には、太陽風—地球磁場の相互作用によって発生する電磁波動がある、すなわち、太陽活動が主な起源である。太陽表面の黒点付近で発生する爆発的なエネルギー放出（太陽フレア、コロナガス噴出=CME）は大きなエネルギーをもったプラズマ雲や X 線などを発生させ、これらは太陽風の流れに乗って地球磁気圏の前面に衝撃波を形成する。この衝撃波は地球磁気圏を圧縮する。プラズマ雲の磁場（惑星間空間磁場）方向が南向きの場合、地球磁場との再結合が強く作用し、強い磁気を持ったプラズマ雲は地球上に磁気嵐をもたらす。また、その結果西向き大きな電流が発生する（赤道環電流）。この赤道環電流によって生じた磁場は地球磁場を弱める方向に作用する。

そのほか、地磁気脈動と呼ばれる地球を取り巻く磁力線が振動する現象がある。地上で観測される ULF 帯の地磁気脈動には、その型と周期によって Pc 型(1-6)と Pi 型(1-3)に分類される (Table. 1.1、Fig. 1.3 参照)。これは 1964 年と 1973 年に国際的に制定されたものであるが、厳密な物理的根拠はない。

Table. 1.1 Pc 型：正弦波的な規則的な波形(continuous)と Pi 型：不規則な減衰波形(irregular)

型	周期 [sec]	型	周期 [sec]
Pc1	0.2~0.5	Pi1	1~40
Pc2	5~10	Pi2	40~150
Pc3	10~45	Pi3	150~
Pc4	45~150		
Pc5	150~600		
Pc6	600~		

地磁気脈動の振幅は周波数 f に逆比例する傾向があり、また、緯度 50-70 度で最大となる特徴をもつ。特に Pc3-5 は振幅が適当で中緯度でも観測できること等の理由で MT (Magnetotelluric) 探査に利用される。これらの地磁気の活動度を示す指標として Kp 指数を用いることがある。

Kp 指数とは、サブオーロラ帯にある 13 地点の磁力計の K 指数を基に、これ

らの平均的な値として求められる値である。Kp 指数は 0、0+、1-、1、...9-、9 の 28 段階からなる。K 指数は UT の 0、3、6、9、12、15、18、21 各時間から始まる 3 時間のデータに対し、標準的な静穏時の値(Sq)とどれだけ振幅が異なるかをみて、その最大値に対して各観測点ごとで決められた対数的なスケールを用いて算出された値のことである。0-9 の 10 段階評価であらわす。通常は H、D どちらかの振幅の大きい方を対象とする。

超高層起源の ULF 帯電磁波動は 100km 以上の空間スケールをもつグローバルな変動であることが特長である (Fig. 1.3 参照)。

1-4-2 人工起源

人工起源に関連する ULF 帯の電磁場発生の原因の一つとして直流電流方式の鉄道システムがある。これは Fig. 1.3 に示されているように 10~数十 km の空間スケールをもつ広域的な変動として観測される。大規模な地殻活動 (M6 クラスで 60km、M7 クラスで 100km) にともなう電磁気現象の空間スケールと同等と考えられ(Hattori 2004)、信号弁別が重要となる。

また、センサ近傍の自動車などの磁性物体の移動や振動など局所的な雑音も人工起源信号である。これらは数 km 以下の空間スケールをもつ (Fig. 1.2 参照)。

1-4-3 地下起源

大規模な地殻変動に関連する ULF 帯の電磁場変動の空間的スケールは Fig. 1.2 のように 10~数十 km であると考えられている。観測からは M6 で 60km、M7 で 100km 程度となっており、この仮定は妥当であると考えられる (Hattori, 2004)。その電磁場変動の発生原因の一つとして水の存在が挙げられる。地震の前駆的活動の一つとして地殻変動に伴う地下水位変動などが挙げられる。主に数百メートル以深の被圧地下水を観測する手法で、地下水位や自噴量の変動は古くから報告されている。地殻内の応力変動と地下水が地震のトリガーとなる考えにはダイラタンシーモデルが知られている。

Mizutani, et al. (1976) は地震に活動に伴う岩石内の流体の移動に着目し、地震電磁気シグナルの発生原因を界面導電現象にもとめた。固体、液体の境界面に電気二重層が構成される。これは正と負のイオン数が等価で電気的中性を保っているとしても、固体表面上に一方の極性を持った電荷が吸着され、液体に流れが生じると、電位勾配の違いから電位差が生じる現象である。

ULF 帯の電磁場はその周波数(工学上の範囲は 300Hz 以下、波長 10^3 km 以上)を指すが、ここでいう ULF 帯電磁場はそのなかでも概ね周波数 0.01~数 Hz 前後を対象としている) から表皮深度が大きく、このような地下深部の電気的特性を反映するものと考えられることができる。

1-5 本論文の目的および構成

ULF 帯の電磁場変動を利用して地殻活動の監視や予測を行うためには、信号の弁別、ノイズの除去が重要である。そのためには、適切な配置で精度良い観測機器を設置し、かつ適切なサンプリングレートでネットワーク観測する必要がある。そして観測点近傍の ULF 帯の電磁場環境を正確に把握し、通常状態と異常な状態を理解することが重要である。ULF 帯の電磁場変動観測の場合、最も強度が大きい信号は超高層起源の太陽活動に伴う変動である。日本の場合、次に大きな信号は直流電車の走行に関連する信号や観測点近傍の工場などから放射される人工雑音である。前者は全地球的な変動であるため、電磁氣的に静穏で程よく離れた場所にリファレンス観測点を設け比較することで弁別可能である (Harada et al., 2004, 2005)。また、後者は数十 km 程度の空間的広がりをもつ広域的な変動である。一般に人間活動に伴って変動することから、時間帯や周期性などの特徴から判断することかできる。直流電車ノイズに関しては、観測された電磁場データと鉄道の変電所電流データとを比較することによりノイズを除去することも試みられている (Ishikawa et al., 2005)。ローカルな分布を持つ変動源に関しては、観測点を数キロ間隔のアレイ構成にすることで区別することができると考えられている。

本研究では、ULF 帯での自然電磁場観測を、地殻活動を監視・予測するための手段として確立することを最終的な目標としている。そのためには、一般に非常に微弱であるとされる、地震や火山活動に関連する電磁気現象をその他の信号成分から弁別する手法の開発が重要課題となる。発生メカニズムを明らかにするためには、観測データから地震電磁気現象の直接的な波形を抽出することが重要である。本論文では、観測点で観測された ULF 帯の電磁場変動波形(時系列データ)について、通常変動と異常変動との違いを明確化し、異常変動と判定するための標準的なアセスメント手法を確立することである。ULF 帯の電磁場変動のうち、電場変動(地電位差変動)は観測点近傍の地形や地質的な不均一性の影響を大きく受けることが知られており、既知の信号と未知の信号に対する振る舞いを把握しておくこと有効であると思われる。そこで観測された ULF 電磁場変動の詳細な波形解析を行い、特徴量を抽出した。さらに、電磁界シミュレーションを行うことによって観測された信号を評価し、対象とする変動の発生源、伝播機構を考察した。

本論文の構成は以下のとおりである。第 1 章は序論である。第 2 章では ULF 帯電磁場データの観測システムとデータ取得に関する詳細について述べる。第 3 章では南房総で行われている ULF 帯電磁場のアレイ観測点にて観測された通常とは異なる性質をもつデータの波形解析について詳細に記述する。第 4 章では

観測点の地下の電氣的構造について地磁気地電流（Magneto-Telluric：MT）解析を用いて推定し、その電氣的構造を用いて、2次元 FDTD 法による電磁界解析を行った。解析では、観測点で観測される電磁界をシミュレートし、観測された電磁界とシミュレーション結果とを比較検討を行った。第 5 章では本論文のまとめと今後の課題について議論する。

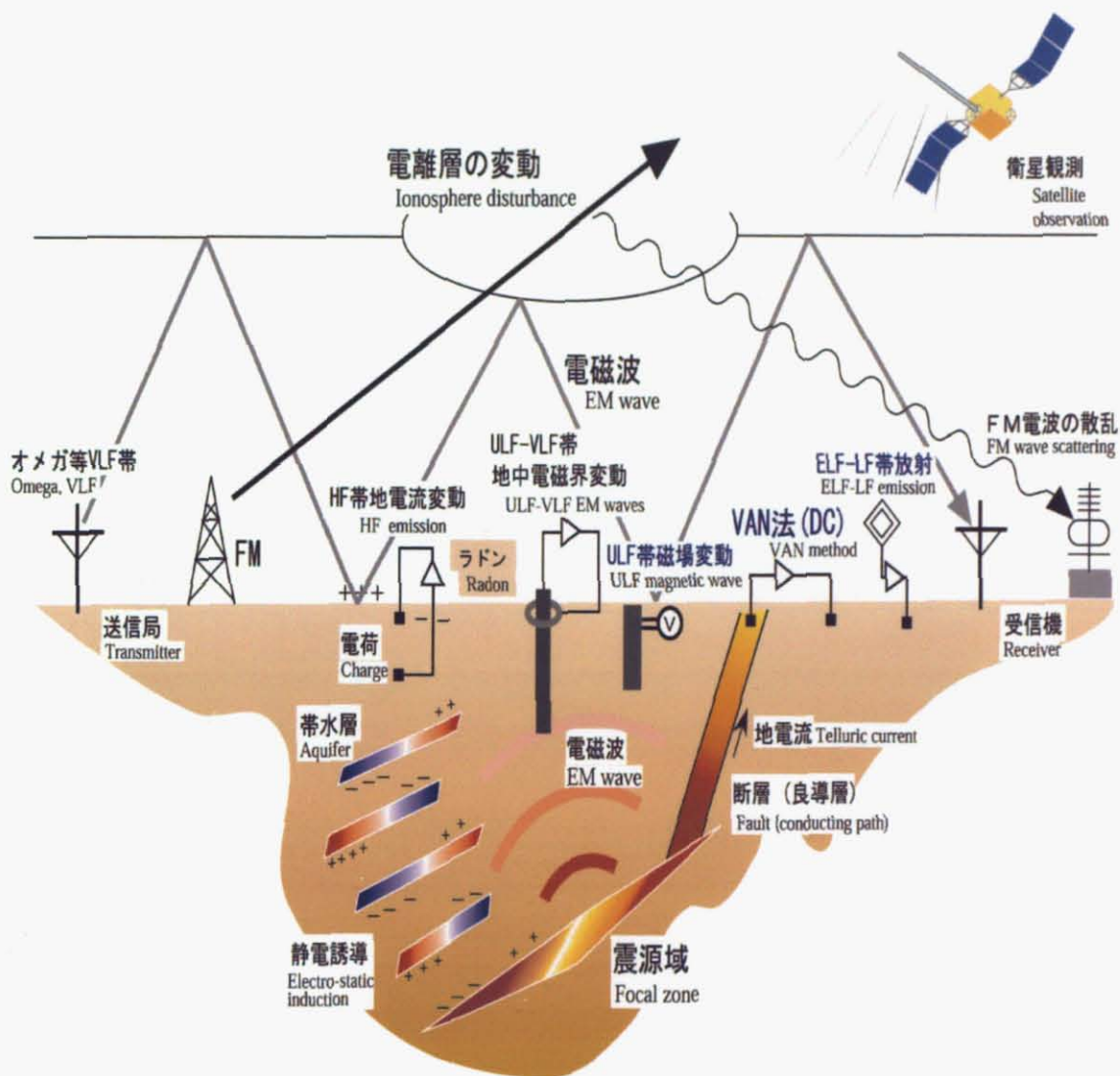


Fig 1.1 広い周波数にわたる観測と地球電磁気シグナル

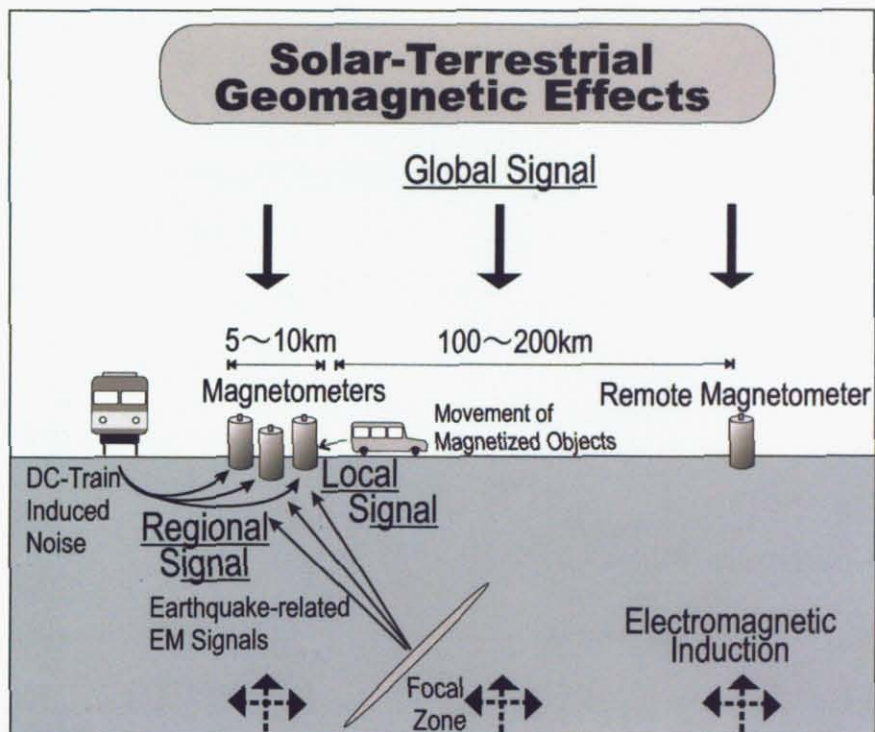


Fig.1.2 ULF センサで観測される電磁場変動とその空間的スケール

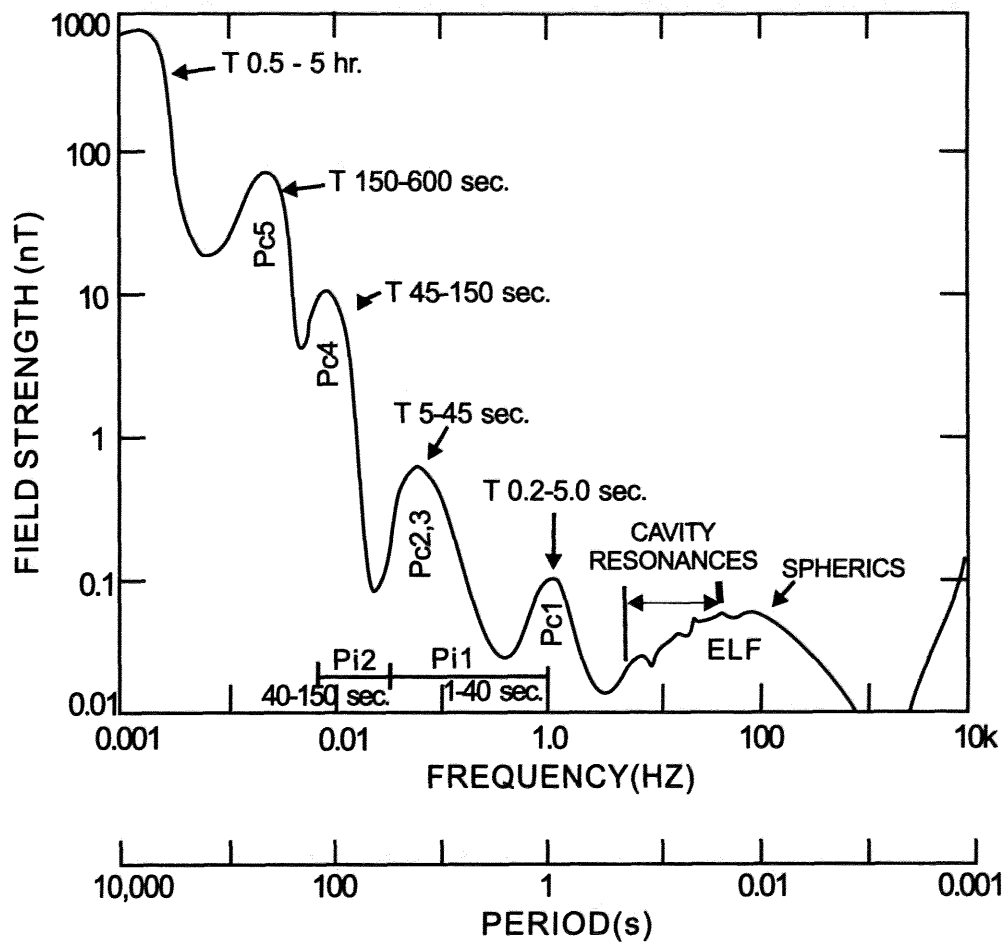


Fig.1.3 地磁気脈動の周期別分類

第2章 ULF 電磁場観測

本章では、ULF 帯電磁場観測について記述する。本論文で取り扱う観測点は理化学研究所および宇宙開発事業団の共同プロジェクト（1996—2003）の一環として整備したものである。筆者も理化学研究所テクニカルスタッフとして観測点の設置や保守・維持作業に従事した。以下に上記プロジェクトについて簡略に記述する。

1995 年の阪神大震災をうけて、1996 年より科学技術庁（現文部科学省）は「地震総合フロンティア研究」を立ち上げた。地震の短期予知の手法として、弾性学的手法以外の研究を推進しようということからであった。その中の電磁気学的手法を用いる基礎研究として、理化学研究所「地震国際フロンティア研究」と宇宙開発事業団（現宇宙航空開発機構）「地震リモートセンシングフロンティア」が開始された。理化学研究所「地震国際フロンティア研究」では地上で観測を行う地電位差（地電流）観測や ULF 帯の地磁気変動の観測などを通じて地震や地殻変動に関連する電磁気現象の基礎研究が行われた。すなわち、「地震を応力集中による破壊現象としてとらえ、また火山活動の伴う地殻活動をマグマの動きや応力集中による破壊現象としてとらえ、地殻活動の準備過程において発生する電磁気現象を正確に把握し、その発生機構を解明する」ための基礎研究を行い、地殻変動の監視や予測の実現を志向するプロジェクトであった。地震国際フロンティアプロジェクトは 2003 年まで継続し、日本国内に最大約 40 箇所の地電位差観測点と 18 箇所の ULF 地磁気観測点を配置した（Uyeda, 2003）。筆者はこのプロジェクトに発足当時から終了まで携わり、地電位差観測点や ULF 帯電磁場観測点の設置やシステムの構築等に従事した。両プロジェクトでは、日本内外の研究機関との積極的な共同研究が行われ、国際的にも同分野における中心的役割を果たしてきた。この間、1998 年岩手県北部地震、1999 年台湾集集地震、2000 年伊豆諸島群発地震・火山活動等で地殻活動に関連すると見られる電磁気現象を検出し、論文誌や学会等で公表してきた（Uyeda, 2003）。

本研究で取り扱う ULF 電磁場観測点も理化学研究所および宇宙開発事業団の共同プロジェクトとして整備したものである。観測はプロジェクト終了後も千葉大学、東海大学等によって継続されている。伊豆半島、房総半島、長野・松代における ULF 帯電磁場観測点の維持は千葉大学により行われている。本章では観測システムについて記述する。

人口の集中している地域を対象とした実質的な地震予測研究を実施するため、伊豆半島近傍や房総半島南部の地震活動の活発な地域に ULF 電磁場観測点を展

開した。人工雑音の少ない良質なデータによる研究は、岩手山やロシア・カムチャツカ半島、台湾にて実施することにした。

2-1 日本国内の ULF 電磁場観測

Fig. 2.1 および Table.2.1 は 2000 年 1 月における ULF 帯電磁場観測点を示している。国内の地電位差観測や ULF 電磁場観測の最盛期の観測点分布を示している。ULF 電磁場観測点は、人工ノイズの影響を極力避けるために、都市部から離れた場所が選定され、かつ直流電車の軌道、電力用高圧線や携帯電話等の無線局からも離れた場所が選定されている。通常は、電力線または電話線の終端に設置し、民家からも十分離れた場所に設置している。

Fig.2.2 は前者の関東一東海 ULF 電磁場観測点の分布図である。ULF 帯の地磁気観測センサーには主にトーション型磁力計とインダクション型磁力計、フラックスゲート型磁力計の 3 種を採用している。各観測点では、原則として磁場 3 成分および 2 ないし 3 方向の水平電場の観測をあわせて行っている。サンプリング間隔は機器によって異なるが 1~80Hz である。ノイズを含め詳細な波形の観察には高いサンプリングレートの装置が必要である。観測装置は、センサーおよびアンプ、そしてパーソナルコンピュータで構成される。高いサンプリング精度を要求されるため、時刻補正には GPS が使用される。データは観測用 PC の HDD 内に保存されるほか、電話回線（インターネット）により研究室まで転送される

ULF 電磁場観測点は理論計算による、地震の規模とそれに関連する ULF 帯の電磁気信号の検出限界距離（Molchanov et al., 1995）に基づき観測点はおよそ 60—70km 間隔で設置されている。また、観測からも M6 クラスの地震に伴う ULF 帯磁場異常は震央から 60km 程度まで M7 クラスで約 100km まで伝播するという関係が成立している（Hattori et al., 2004a）。すなわち、図中の円は半径 60km であるので、この円の内側で M6 の地震が発生すれば、何らかの磁場変動の異常が検出されると期待している。

伊豆半島（清越、持越、賀茂）および房総半島（清澄、内浦、札郷）ではデータのリファレンス、方位探査などを目的として、トーション型磁力計 3 台によるアレイ観測を行っている。センサー間隔は 4~5 km で、磁場 3 成分と水平電場 2 成分が観測されている。サンプリング周波数は 50Hz である。また、伊予ヶ岳観測点ではトーション型磁力計による ULF 磁場観測のほか、GPS、微小地震、大気イオン濃度、大気電場、ラドン、気象要素等の総合観測を東海大学、東京学芸大学、放射線医学研究所等と共同で実施している（Fig. 2.3）。長野・松代では気象庁精密地震観測室坑内においてインダクション型磁力計による観測が行われている。サンプリング周波数は 80Hz である。柿岡は気象庁地磁気観測所のフラックスゲート型磁力計のデータ（1Hz サンプリング）を利用している。

Fig. 2.4 は典型的な ULF 電磁場観測点の観測概念図である。Fig. 2.5 は観測フィールドにはトーション型磁力計が設置されている場合のブロックダイアグラムである。フィールド内には観測機器設置用の小屋（部屋）が設けられ、データ収録用コンピュータ、転送用コンピュータ、システム駆動用の直流電源、ISDN ルータ等の観測機材が設置されている。観測室から磁力計までの距離は 50～150m 程度である。

トーション磁力計本体は、気温変動による影響を避けるために、プラスチック製のケース内に収められ、深さ 1m 程度に埋設されている (Fig. 2.6)。プラスチックケース内で、磁力計は非磁性のシリカサンドによって固定されている。センサ部はジンバルによって吊られているので、常時水平が維持されている。また、プラスチック内には除湿剤をいれ、湿度を調整している。地電位差観測はフィールド内において 30～100m の測線長のダイポールを設置することで実施する。電極として鉛—塩化鉛電極 (Pb-PbCl₂) を用い、地下 1～2 m 程度に接地抵抗低減剤（日本地工（株）製チコーゲル）中に埋設する。データは 50Hz サンプルングで取得され、24bitAD 変換される。ADC は各チャンネルに用意されており、時間ずれは発生しない。

センサ取得されたデジタルデータはデータ収録用 PC に蓄積される。観測は Linux システムによって制御されている (RedHat 6.2)。1 秒値にリサンプリングされたデータがデータ転送用 PC に作成され、ISDN 回線あるいはインターネット回線を通じて 1 日 1 回千葉大学の研究室のデータサーバに転送されている。転送されたデータは自動でデータベースに登録される。また、転送されたデータは安全上の理由で、東海大学地震予知研究センターと電気通信大学へ千葉大学よりミラーリングしている。

50Hz の生データは観測点の収録用 PC のリムーバブル HDD に蓄積され、1～2 ヶ月に一度の定期メンテナンスのときにリムーバブル HDD 交換をすることによって、千葉大学の研究室の 50Hz 用のデータサーバに蓄積される。なお、研究室からは on demand で観測点にアクセスでき、必要に応じて観測の現状、50Hz 生データの転送が可能である。国内観測点は、2000 年にシステムが完成し、以降安定してデータが蓄積され始めた。複数観測点による長期間にわたる安定した電磁場データは地震、地殻活動に伴う電磁気現象の解明に極めて重要なものである。

2-2 台湾における観測

台湾は、しばしば巨大地震に襲われ、甚大な被害が発生している。台湾国民にとっても地震災害の軽減は重要な課題である。また、台湾は鉄道網が交流駆動であるため、日本と比較するとして一般に人工雑音が小さい。また、M5 以上

の地震の発生頻度はほぼ10倍と高い。すなわち、良質なデータが短期間のうちに蓄積できる可能性が高い。

1999年9月21日に台湾中部で発生した集集地震（発生日から9・21地震とも呼ばれる）について、さまざまな現象が報告されている。その中には磁場観測に関するものがあり、集集地震に先行する磁場異常が台湾国内の3成分フラックスゲート型磁力計（1秒サンプリング）およびプロトン磁力計（10分サンプリング）の異常変動が報告されている（Akinaga et al., 2002, Yen et al., 2003）。プロトン磁力計では、集集地震数ヶ月前より、数百nTにもなる不思議なノイズが震源断層近くの磁力計に混入するようになり、1999年10月の嘉義地震（集集地震を発生させた断層系の南端で発生した）のあと消失している（Yen et al., 2003）。震央からおよそ130km離れたLunpingでの3成分フラックスゲート型磁力計観測では、地震のおよそ2ヶ月前から偏波解析に異常が現れた（Akinaga et al., 2002）。

上記のようなことを考慮して、2001年以降、台湾においても台湾国立中央大学（以下NCU）と協力して、ULF電磁場観測を展開している（Hattori et al, 2002）。我々は、中西部の嘉義県に位置する中正大学（CCU）構内、中東部の花蓮県に位置する吉安（CHI）、東華大学（DHU）構内、花蓮よりさらに南部の富里（FRI）においてフラックスゲート型磁力計を使用した観測システムを構築した。Fig.2.7 にマップを示す。Table.2.2 は、観測点の位置と観測開始日時を表している。

台湾のシステムはフラックスゲート型3成分磁力計（千葉電子製 JCS-107F）、地電位差観測用 PbPbCl₂ 電極、A/D コンバータ（アドシステム製 SES-93）、GPS 受信機（Trimble 製、SK-2）そしてデータ収録用 PC（Windows2000）から構成される。データは1Hz サンプリングで収録され、毎日データ収録用 PC 内に蓄積される。時刻データは GPS からの情報で補正される。また、ネットワークを介してリモートからのシステム制御も可能である。以下に各観測点の概要を記す。

（1）中正大学観測点（CCU）

嘉義市郊外民雄に位置する国立中正大学構内に設置されている。キャンパス内には近い将来活動が危惧される活断層の梅山断層が走る。本観測点では磁場3成分と地電位差5チャンネルを観測している。本観測点では、地電位差記録に毎日定時に現れるノイズの問題がある。このノイズは地電位差記録のみに現れ、地磁気の記録には現れない。調査の結果、これらの発生源はキャンパス内の街灯である可能性が高いことが分かった。新しく観測用電極を設置する必要があるかもしれないが、ノイズ回避の方法などさらに調査をする必要がある。本観測点では、東京学芸大学、NCU により大気電場、VHF 電離層観測、HF ドップラー、foF₂ 観測も実施されている。

（2）吉安観測点（CHI）

この観測点は花蓮市郊外の山腹に位置している。本観測点では磁場3成分と

地電位差 2 チャンネルを観測している。インターネットによる通信は困難であり、アナログの電話線のみが利用可能である。この電話回線は日本の東海大学と台湾の大漢技術学院により設置された地震計のデータ回収に利用されている。この電話回線を利用して、我々の観測システムの動作情報をダイヤルアップ方式により転送するシステムを構築した。モデム電源をタイマーによりコントロールすることで、ふたつの異なるシステムで一本の電話線を共有することを可能にした。

(3) 東華観測点 (DHU)

この観測点は花蓮市郊外の国立東華大学構内に位置し、磁場 3 成分と電場 5 チャンネルおよび気象要素を観測している。この観測点は、NCU の地震電磁気ステーションの一角に設置されている。NCU 側で、foF2、HF ドップラー観測を実施している。台湾の気象庁が GPS 観測も実施しており、総合観測点となっている。この観測点ではデータ転送速度が遅いことが問題となっていた。したがってデータを圧縮した後に転送するようにしている。圧縮データは NCU で保存された後、自動的に解凍され、千葉大学の研究室へも転送される。

(4) NCU データセンター (データサーバ)

NCU の太空科学研究所劉研究室内にデータの自動収録とデータ表示のためのシステムを構築した。OS には Red Hat Linux 6.2 を採用した。毎日一回、CCU と DHU 観測点からデータが送られ、PC 内のハードディスクに蓄積される。さらに、このデータは自動的にグラフ表示され画像は png フォーマットで保存される。これらの画像データは html 形式で管理され、データベース上のブラウザから閲覧が可能である。ここに転送されたデータは千葉大学にも 1 日 1 回転送される。

(5) 横山観測点

日台の共同研究によりトーション型磁力計のアレイ観測システムの導入が宜蘭に予定されている。このシステムの動作チェックのために新竹の横山観測点にトーション型磁力計を設置し、ランニングテストを実施した。日本での観測同様に磁場センサーは気温変動による影響を避けるためにプラスチックボックス内に収められ、地下に埋設された。また、合計 6 本の地電位差観測用電極が地下 2m に埋設された(Fig. 2.8)。この 6 本の電極により東西と南北の地電位差観測測線を構成する。台湾のトーション型磁力計システムは日本と異なりジンバル方式ではない。

地電位差観測用電極には鉛-塩化鉛非分極性電極 (Pb-PbCl_2) を使用した。安定性を増加するために、絶縁容器 (ペットボトルの底を抜く) への封入作業を行った (Fig.2.9(a))。地電位差観測電極に求められることは、いかに接触電位差を抑えるかである。電極の設計には、電極-土壌間に働く電気化学を考える必要がある。いま、土壌-電極間に電解質溶液の層を置いたものを考えると、このと

き、電荷の移動は金属相では自由電子、溶液相、土壌相ではイオンによって行われる。また、金属-電解質間では、酸化還元反応による電荷の移動が起こる。一方で、土壌-電解質相では大きな電位差は生じないと考えられている(橋本, 1994)。土壌-電極間に電流が流れていなければ金属-電解質間は平衡を保つが、電流が生じると、酸化還元に伴い電解質のイオン濃度は変化し分極が生じる。この分極を避けるため、電解質にイオン濃度の高い溶液を用いたものが、銅-硫酸銅などの非分極性電極である。このような電極は飽和溶液を定期的に補充する必要がある、長期観測には向かない。そこで、液体の代わりに難溶性塩の皮膜で金属を覆ってしまったものが鉛-塩化鉛非平衡電極である。この鉛-塩化鉛電極は、長期安定性や加工のしやすさ、コストの点などで優れていることから、多くの電磁場観測において使用されている。通常、電極は地下およそ 2m に埋設され、電極-土壌間の接触にはチコージェルを用いる。今回製作した電極は、降雨の影響を避ける目的で、下面のみが土壌と接触するように加工された絶縁容器中に封入された。媒質には KCl を混ぜたチコージェルを、絶縁容器には下面を切り取ったペットボトルを用いた (Fig2.9(b))。横山観測点への電極、磁力計設置の様子を Fig.2.8 に示す。

2-3 観測システム

本節では観測で使用したトーション型磁力計、インダクション型磁力計、フラックスゲート型磁力計について説明する。

2-3-1 トーション型磁力計

トーション型磁力計 MVC-2DS、MVC-3DS は、ロシアの Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio wave Propagation, Saint Petersburg Filial (SbPf IZMIRAN)によって開発された磁力計システムである。DC~15Hz の磁場変動 3 成分および電場 3 成分を測定することができる。また、地震動 3 成分が測定できるように拡張可能である。システムは、Fig. 2.5 のように磁気センサーユニット、ADC-24 ユニット、GPS ユニットの 3 ユニットで構成されており、Linux コンピュータ (Redhat 5.2 または 6.2) にデジタルデータが蓄積される。MVC-2DS、MVC-3DS の性能を Table.2.3 に示す。

磁気センサーユニットは 3 つの独立した磁気センサーからなる Magnetic Sensor Unit (MSU)と、増幅器からなるコンパクトな構造である。MSU は非磁性体の容器でできており、内部には互いに直交したトーション型磁気センサーが取り付けられている。センサーの“心臓部”は、長さ約 3cm、直径約 1cm のカプセル状の MSE (Magneto - Sensitive Element) である。MSE は水晶または金属製

の細糸と、それにより吊り下げられた鏡付き磁石からなり、カプセル内部はダンピングのために液体で満たされている。MSE の外部には放射角 15 度、波長 9000 Å の短波長 IR 発光ダイオード (EMT) が取り付けられている。この発光ダイオードからの放射光は、MSE 内の鏡で反射され、2 つのフォトダイオードからなる受光部 (PHR) で受光される。外部磁場に変動が生じて、2 つのフォトダイオードの受光量に差が生じた場合、2 つのフォトダイオードの電流の差が磁場信号の強度となる。

トーション型磁力計の動作原理を Fig 2.10 に示す。(1) 鏡の取り付けられた磁石が真鍮線で取吊り下げられており、(2) 外部磁場の変化により鏡面の角度が変化する。(3) すると、受光素子によりその変化が電気信号として出力される。これらの素子 magneto-sensitive element(MSE) はダンパーオイルに満たされた直径約 5mm、高さ 3cm 程のカプセル内に封入されており、5Hz 以下の周波数特性をもつ。MSE はセンサー本体 (高さ約 50cm、直径 12.5cm) 内部に X,Y,Z 各方向に対し組み込まれており、交換も容易にできるようになっている。本体内部はジンバルによって吊り下げられており、常に水平が保たれるようになっている。温度特性は 1℃/1nT 程度のため、センサー温度変化の少ない半地下に設置される。

ADC-24 ユニットは、磁気センサーユニットからのアナログ出力および地電位差を 24bit の A/D 変換、磁気センサーユニットの制御を行う。ADC-24 ユニットは磁気センサーユニットに近接 (約 1.5m) して設置され、直流電源 (12V) の供給により駆動する。50Hz サンプリングで磁場計測のレンジは ±5000nT である。地電位差入力レンジは ±2500mV である。MVC-3DS にはさらに地震計の入力も可能となっている。

デジタル変換された信号は RS485 により GPS ユニットと結ばれる。GPS ユニットは ADC-24 ユニットとコンピュータの接続を仲介する。AD 変換部-GPS ユニット間は最大で 300 m 離すことができる。ユニットの内部時計は GPS 衛星の時計情報を取り込むことで、約 50×10^{-6} 秒の精度で同期される。GPS ユニットはデータ収録コンピュータの LPT ポートに接続され、ADC-24 ユニットから電送されるデジタルデータに時計情報を組み込んで、コンピュータに送り込み、1 時間ごとのデータファイルが生成される。データファイルは 1 ファイル (1 時間、磁場のみ) でおよそ 1.6M バイトである。通常は磁場、電場同時観測のため、9G バイトのリムーバブルディスクを採用した場合、およそ 3 ヶ月に一度ディスクの交換作業を必要とする。観測室には電力線を施設し、交流 50Hz (房総・伊豆) /60Hz (東海) 電源を受給している。さらに、NTT (日本電信電話株) の通信回線を施設し、オンラインでのデータの転送を可能にしている。

磁力計システムの感度較正は気象庁地磁気観測所で行っている。詳細は 2-3-5 節に記述する。Fig.2.11 は周波数特性を示している。

台湾では新型のトーション型 3 成分磁力計 (GI-MTS-1) を展開する予定である。このシステムは、日本で稼働している MVC-3DS を基礎にして SPbF IZMIRAN (Russian Academy of Sciences Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation) により開発された。このシステムは地磁気、地電位差、地震計の入力をもつシステムで、データ収録装置も一体化しているのが特徴である。磁場 (X,Y,Z)、地電位差 (E_x, E_y, E_z)、地震計 (X,Y,Z) の合計 9 チャンネルの入力を持ち、24 ビットでデジタル変換される。サンプリングは 60Hz で、時計情報は GPS により制御される。変換されたデータはコンパクトフラッシュに記録される。システムはパーソナルコンピュータ (Windows) により制御される。GI-MTS-1 磁力計システムの仕様を Table.2.4 に示す。

2-3-2 インダクション型磁力計

インダクション型磁力計 LEMI-30 は、Lviv Center of Institute of Space Research, National Academy of Science of Ukraine によって開発された。センサーの周波数特性はトーション型より若干高く、0.01Hz～30Hz に対応している。Table.2.5 にインダクション型磁力計の仕様を示す。磁力計からのアナログ出力は、National Instrument 製 AD コンバータ AT-MIO-16XE-50 によりデジタル変換され HD 内に記録される。Fig 2.12 はブロックダイアグラムである。GPS による時刻同期を行い、80Hz でサンプリングされる。システムは観測用 PC、データ転送用 PC、ルータなどからなる。観測用 PC (Linux) 内に取り込まれたデータは、毎日定時にデータ転送用 PC が吸い上げ、1 秒にリサンプリングの後、千葉大学のデータサーバへ転送する。MVC シリーズに比較して若干高い周波数帯を対象としたもので、長野県気象庁松代地震観測所の地下坑道内に設置されている。気象庁地磁気観測所で測定した周波数特性を Fig.2.13 に示す。

2-3-3 フラックスゲート型磁力計

フラックスゲート型磁力計として（有）千葉電子研究所製 JCS-107FW を使用している。Table.2.6 にフラックスゲート型磁力計の仕様を示す。観測のブロックダイアグラムを Fig.2.14 に示す。DC12V で作動し、3 成分のアナログ出力を持つ。レンジは DC～1Hz、 $\pm 400\text{nT}$ である。Fig.2.15 に気象庁地磁気観測所で測定した周波数特性を示す。観測には磁力計本体のほかに AD 変換器、データロガーが必要となる。現在実用化されているシステムには AD 変換、データロガーとしてアドシステムズ SES-93、96 シリーズを採用している。SES シリーズは本来地電位差を観測するために設計された機器で、8 もしくは 16 の電位差測定端子を持つ。アナログ出力を持つ磁力計との併用で、磁場 3 成分と地電位差の観測を同時に行うことができる。サンプリング間隔は 1 秒または 10 秒を選択できる。SES シリーズは 2M バイトのメモリを内蔵し、原則 24 時間分のデータを 1 ファイルとして転送する。この機器は基本的にネットワークに関わる制御にアナログモデムによる AT コマンドを使用するため、現在では通信コストの問題や ADSL など通信の高速化という現状から、インターネット対応のシステムへの転換が望まれる。このため、SES シリーズを直接コントロールする PC を設け、ネットワーク（インターネット）によるデータ転送の自動化システムの整備をおこなった。

SES シリーズはアナログモデムをコントロールするためのポートが装備されており、クライアント PC から電話回線を介して AT コマンドによりデータ転送を行う仕様となっている。SES-93 のモデム接続ポートと AT/T 互換機を直接接続し、プログラムにより SES-93 本体に対し AT コマンドによるコントロールを行うことで電話回線を介さずにデータの収録を可能とした。PC は定期的に GPS もしくは NTP による時刻補正を行う仕様とした。GPS には Trimble 社の SK-II もしくは Acutime を使用し、データ収録開始直前に PC の時刻を同期させ、その時刻情報をデータロガー（SES-93）へ送り込むようにしている（Fig.2.14）。

現在このシステムは台湾の国立中央大学との共同研究として台湾の 3 点で採用されている。

2-3-4 停電対策

各観測システムには落雷等による瞬間停電に対応するために無停電電源装置を採用している。しかしながら、UPS の能力を越える長時間の停電の場合、電源復旧後の観測機器立ち上げが問題となる。

HUB やルータ、SES シリーズなどは入力電源があれば自動的にシステムが立ち上がるが、パーソナルコンピュータでは電子式のスイッチを採用しているため、電源 (AC100V 入力) により直接機器の ON/OFF をコントロールすることは不可能である。このため、停電後の電源復旧時に自動的にマザーボードに対し電源 ON の信号を送り出す回路を自作した。ゲート IC に抵抗とコンデンサによる遅延回路を組み、トランジスタで増幅したゲート出力で機械式リレーをコントロールする回路である (Fig 2.16)。回路の駆動電源は PC へ供給される電源装置から取り出した (+5V)。マザーボードへの ON 信号はリレー回路により駆動電源や IC などとは電氣的にセパレートされているため、万一回路故障があってもマザーボードへのダメージがほとんどないように配慮した設計としている。

2-3-5 センサーの感度校正

2-3-1~2-3-3 で記述した磁力計 (台湾の新型トーション磁力計を除く) は、気象庁地磁気観測所の 3 軸ヘルムホルツコイルを用い周波数特性等を測定し、感度校正を実施している。トーション型の磁力計については、トーションユニットの交換を実施した場合には必ず感度校正を実施している。

1999 年 4 月 13-15 日、2000 年 7 月 27-28 日、2001 年 10 月 29-30 日と 2002 年 8 月 18-20 日、2003 年 2 月 11-13 日に磁力計センサーの校正を、気象庁柿岡地磁気観測所設備を利用して行った 0.05Hz から 20Hz までの交流磁場と、100~500nT の直流磁場による振幅、周波数特性の評価を行った。また、敷地内において半日程度の観測を行い、柿岡地磁気観測所のデータとの比較チェックも行っている。Fig. 2.11、2.13、2.15 にトーション型、インダクション型、フラックスゲート型磁力計のそれぞれ周波数特性を示す。トーション型センサーは 10Hz 以下で -10dB、フラックスゲート型は 1Hz 以下で -10dB を越える結果を得た。概ねカタログ特性が得られていることがわかる。Fig.2.17 に磁場センサの比較を示す。機器ノイズ特性はトーション型では 100 秒で概ね $100\text{pT}/\sqrt{\text{Hz}}$ 、フラックスゲート型では概ね数百 $\text{pT}/\sqrt{\text{Hz}}$ 程度である。

2-3-6 観測データの転送とデータベース

観測データの管理の効率化と初期解析を目的として、様々なソフトウェアの開発を行った。主なソフトウェアは観測データの自動転送とデータベースへの自動登録、自動ミラーリング、および初期解析用パッケージからなる。これら

のシステムは初期解析パッケージを除いてフリーウエアで構成されている。

データ転送は各観測点から研究室のデータベースサーバへ1秒値データを送り込むシステムとなっている。観測点毎に時間をずらして転送時間を設定し、効率良くデータを転送するようにしている。具体的にはセキュアなSSHで千葉大学のサーバへ接続し、SCPでデータ転送を行っている。データベースにおける時刻管理はUTで行っている。

WINDOWSベースの観測点では、観測点においてSESからデータ収録PCへのデータ収録完了以降にFTPによりWINDOWS観測点専用のデータサーバへデータの転送が行われる。FTPによるデータ転送の場合、殊に海外では通信事情によってFTPが途中で終了するケースがある。このため、FTPデータ転送時にレジュームが可能である方式を採用している。また、WINDOWSベースの観測点は、他機関がLT（地方時）でシステムを管理している場合が多いので、WINDOWS専用データサーバにて数日分データを蓄積し、LTからUTへの変換を行った後、データベースサーバへの登録を実行している。

データベースは機関や測定機毎に異なる地磁気データのフォーマットを統一化している。新しいデータフォーマットにも容易に対応できる。また、マニュアル操作でも簡単な操作でデータの登録・表示が可能である。

千葉大学のデータベースサーバに集積する1秒値データは、東海大学地震予知研究センター（静岡県静岡市）と電気通信大学（東京都調布市）の2カ所にミラーリングが行われている。同一データを複数の拠点に分散させることで、災害、事故等による貴重なデータの損失を防止している。

初期解析用のパッケージとして、フィルタ設計ツール、周波数解析ツールが組み込み、日常的なデータの管理や解析を可能にしている。データのグラフ化では観測点毎に時間、振幅スケールの変更が容易に行えるよう設計し、日変化、スペクトル、偏波、ソナグラム等が表示可能である。データ表示にはIDLを使用している。ソナグラムの例をFig.2.18に示す。

一方、WINDOWSサーバでも日変化等のグラフ表示が可能である。データ転送とデータベース登録の日時に1～2日のずれが生じるためこのような機能を付加した。グラフデータはPostscript形式で生成されるが、容量や用途に合わせ変更が可能である。現在は圧縮形式のなかでも線画のにじみに強いとされるPNG形式を採用している。グラフデータが生成された後Webサイトへ転送される。Webサイトでは観測点、日付ごとにデータの閲覧が可能であるようにした。蓄積、閲覧できるデータの数にはHDDスペースに依存する。現在はデータWINDOWSベースの台湾の観測点データについて研究室内部向けにWEB閲覧を行っている。その一例をFig.2.19に示す。

2-4 まとめ

電磁気学的手法による地殻変動の監視および予測研究を遂行するために世界最高精度の観測システムを国内外に構築した。

国内では関東—東海地域にトーション型磁力計を主力とする観測点網を構築した。異なる空間スケールを組み合わせた観測点網が特長で、特に伊豆半島と房総半島における4—5km 間隔の3点アレーによる精密な電磁場観測が特長である。

一方、国外では日本より M5 以上の地震の発生頻度が約 10 倍である台湾に、台湾国立中央大学と協力して、ULF 電磁場観測を展開している。2005 年 12 月現在フラックスゲート型磁力計の観測点が3点（嘉義、吉安、東華観測点）稼働している。今後、トーション型磁力計のアレー観測が台湾東海岸の宜蘭地区で開始する予定であり、日本国内でこれまで得られている結果との比較検討が楽しみである。

Table. 2.1 ULF 電磁場観測点配置表

Station name	Code	Geographic coordinates	Type of magnetometer	Sampling rate	
Seikoshi	SKS	34.90° N,138.82° E	Torsion	50 Hz	1999.11-
Mochikoshi	MCK	34.88° N,138.86° E	Torsion	12.5Hz	1997.11-1999.6
			Torsion	50 Hz	1999.6-
Kamo	KMO	34.86° N,138.83° E	Torsion	12.5 Hz	1997.11-2002.3
			Torsion	50 Hz	2002.3-
Jaishi	JIS	34.70° N,138.79° E	Torsion	50 Hz	2000.10- (now stopped)
Unobe	UNB	35.21° N,140.20° E	Torsion	12.5 Hz	1997.12-1999.5
			Torsion	50 Hz	1999.5-2000.11
Kiyosumi	KYS	35.16° N,140.15° E	Torsion	12.5 Hz	1997.9-1999.5
			Torsion	50 Hz	1999.5-
Uchiura	UCU	35.16° N,140.10° E	Torsion	12.5 Hz	1997.9-1999.5
			Torsion	50 Hz	1999.12-
Fudago	FDG	35.19° N,140.14° E	Torsion	50 Hz	2001.5-
Iyogatake	IYG	35.10° N,139.92° E	Torsion	50 Hz	2000.11-
Matsushiro	MTS	36.54° N,138.21° E	Induction 16	85 Hz	1999.1-
Chichibu	CCB	36.00° N,139.12° E	Induction	85 Hz	1999.1-2000.12
Shitara	STR	35.10° N,137.62° E	Torsion	50 Hz	2000.1- (now stopped)
Misakubo	MSK	35.19° N,137.94° E	Torsion	50 Hz	2001.12-2003.10
Hayakawa	HYK	35.35° N,138.29° E	Torsion	50 Hz	1999.7-2005.4
Matsukawa	MTK	39.88° N,140.94° E	Fluxgate	1 Hz	1998.9-
Sakuma	SKM	34.98° N,137.71° E	Fluxgate	1 Hz	2002.2-
Nanno	NNO	35.20° N,136.59° E	Fluxgate	1 Hz	2000.11-

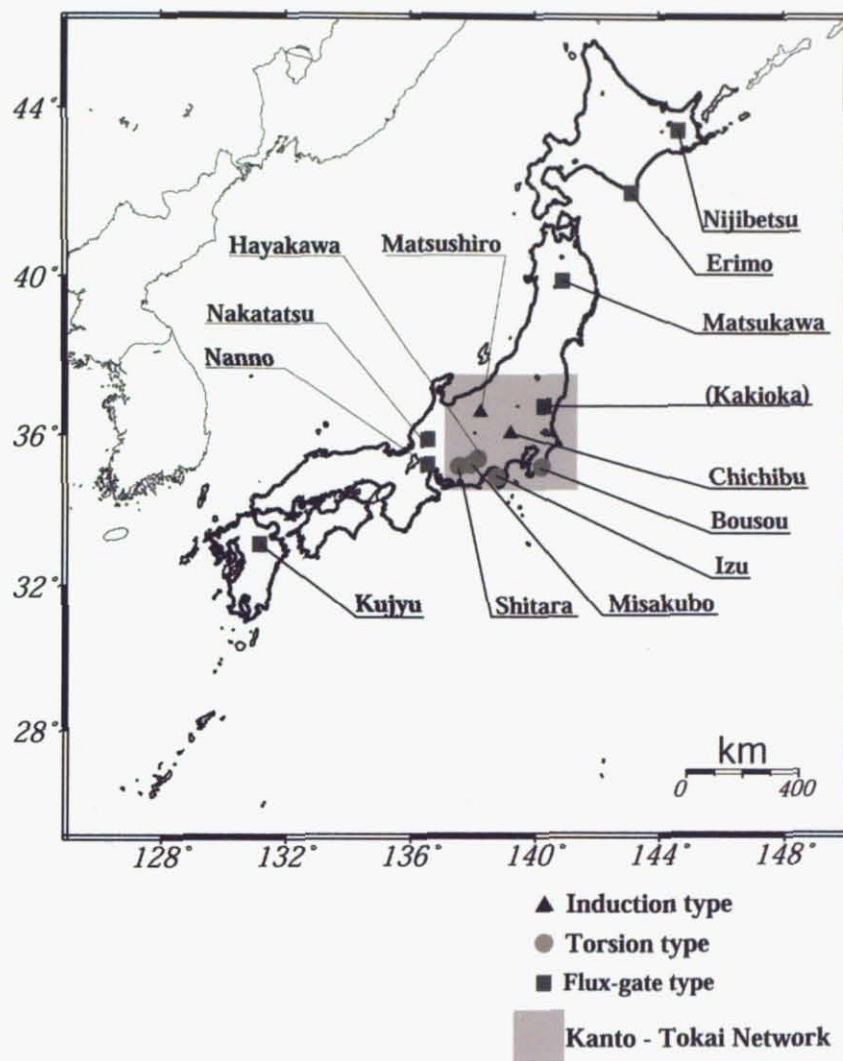


Fig 2.1 理化学研究所地震国際フロンティア研究プログラムによって全国に展開された地球電磁気観測点

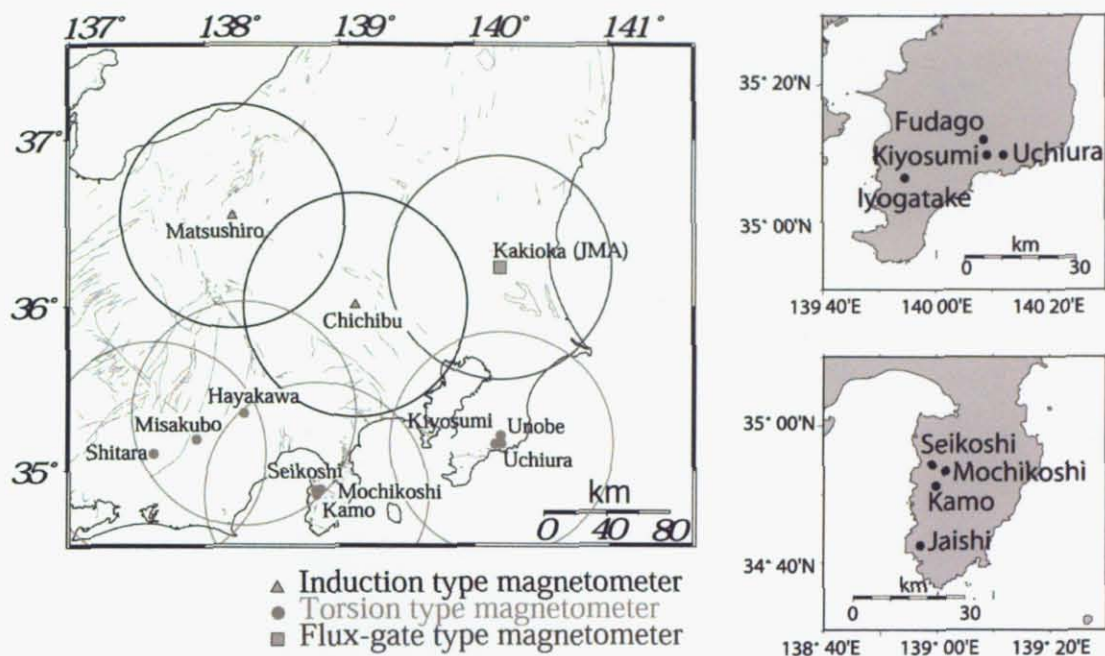


Fig 2.2 関東一東海地域の ULF 磁場観測点網

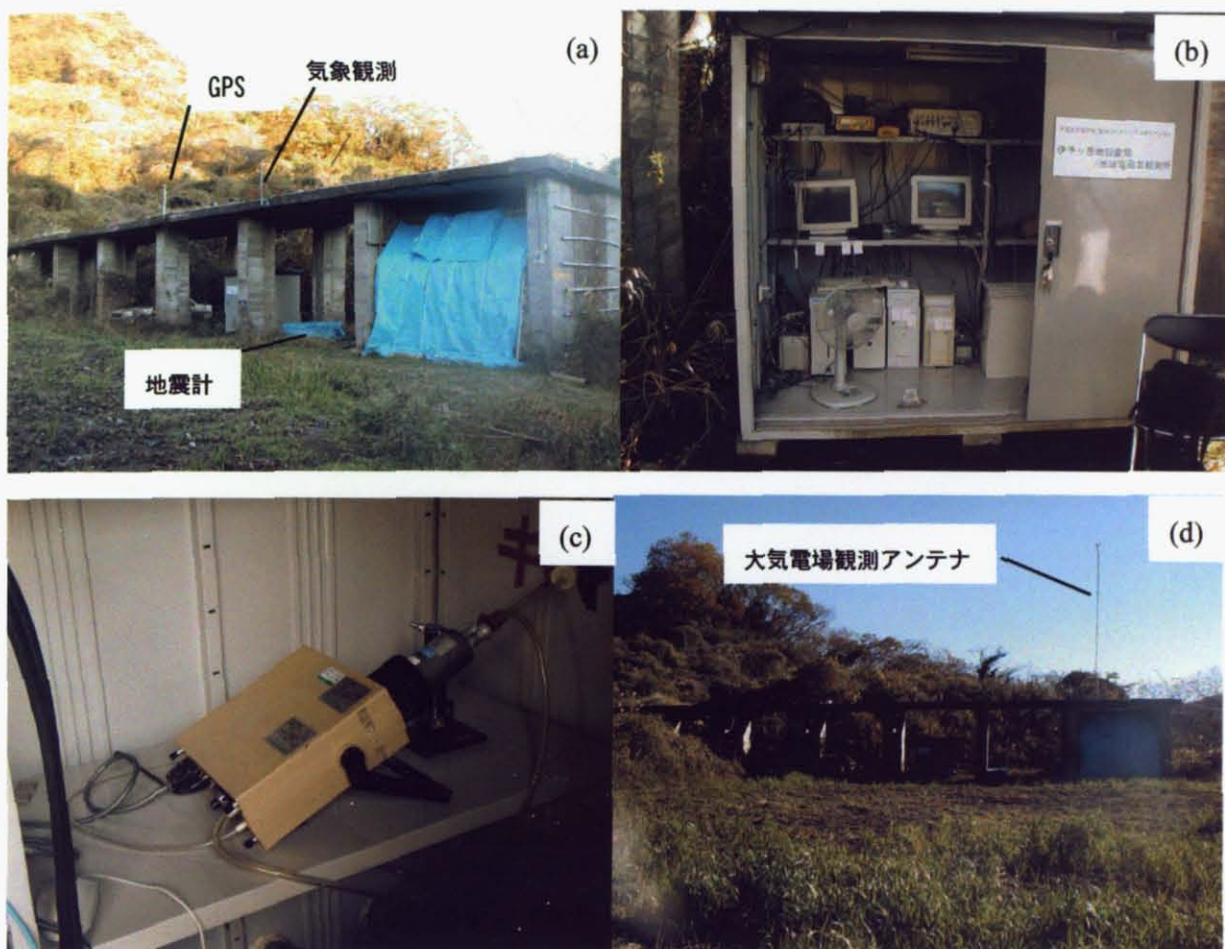


Fig.2.3 伊予ヶ岳総合観測点。ULF 帯電磁場観測のほか、気象、GPS、大気電場測定、地震計、ラドンなどの観測が行われている。(a):GPS、地震計、気象観測装置、(b):観測小屋内部。(c):ラドン濃度センサ。(d):大気電場観測用アンテナ。

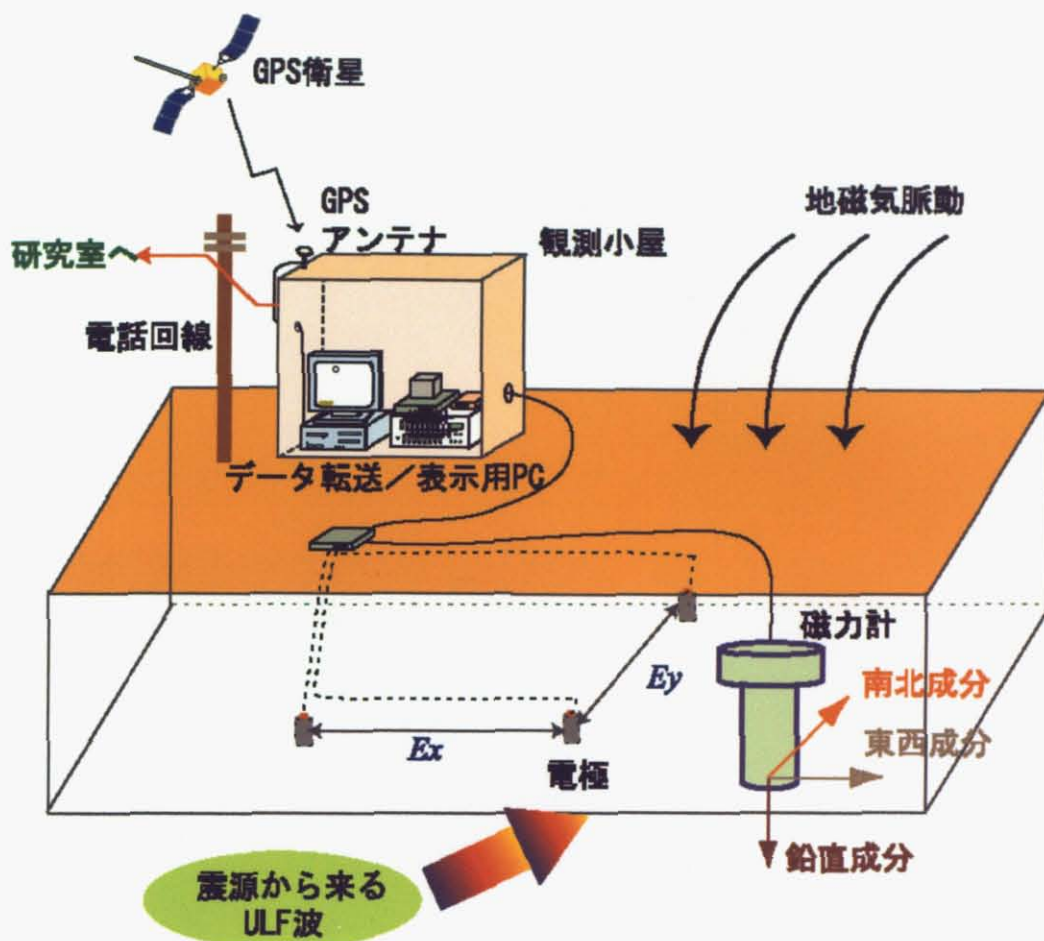


Fig. 2.4 観測点の模式図

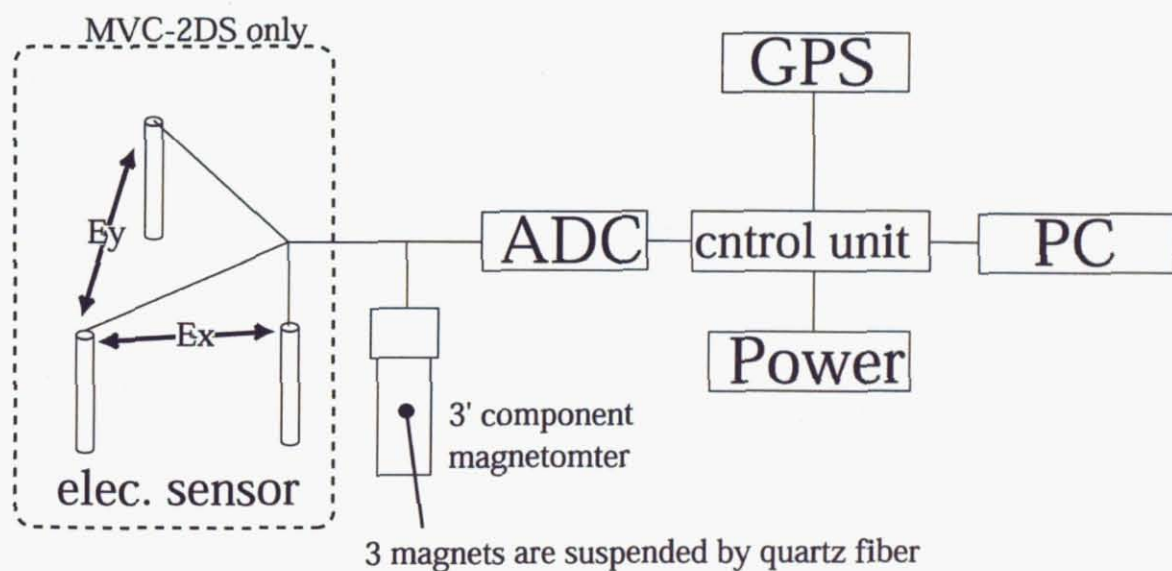


Fig. 2.5 トーション型磁力計による観測のブロックダイアグラム



Fig.2.6 トーション型磁力計設置の様子。(a):センサーとADコンバータの収められたプラスチックボックス。防水、密閉性の高い化学工業用容器を使用している。(b):トーション型センサー。非鉄製の砂(珪砂)により固定されている。(c):ADコンバータ。センサー直近でデジタル変換され観測小屋まで送信される。

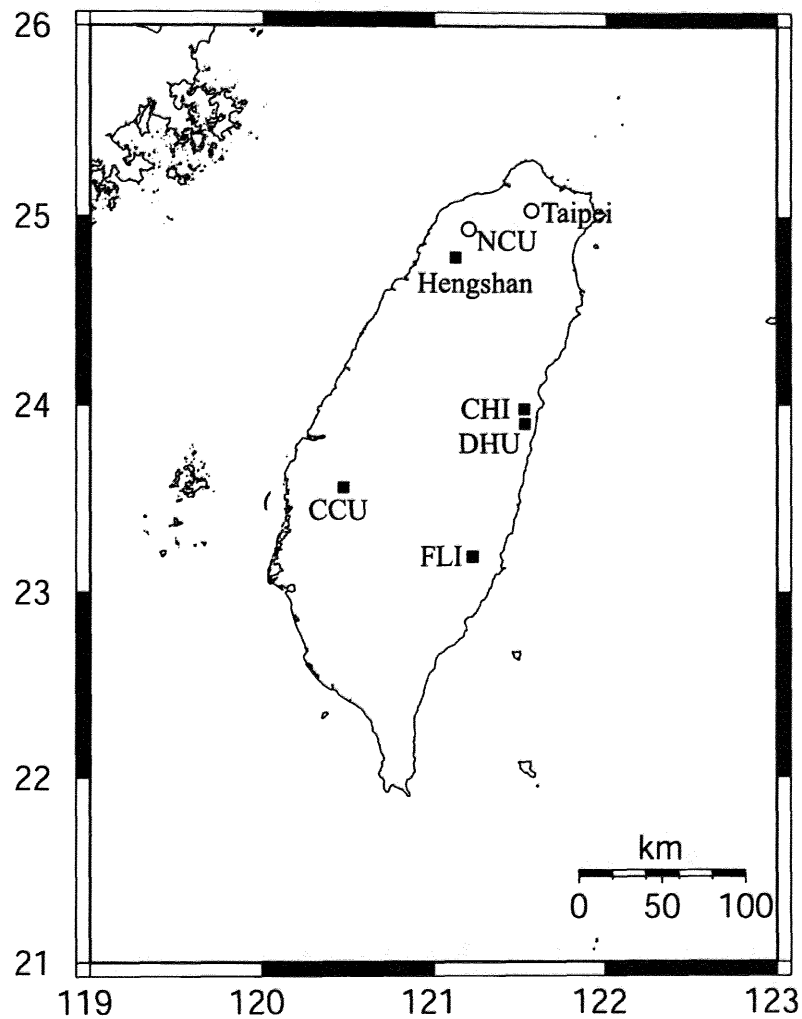


Fig. 2.7 台湾の観測点分布図 (NCU:中央大学、CCU:中正大学、CHI : 吉安、DHU : 東華大学、FLI : 富里)

Table.2.2 台湾に設置された ULF 観測点位置

	longitude	latitude
CCU	120. 4736 E	23. 5639 N
CHI	121. 5393 E	23. 9681 N
DIT	121. 5122 E	23. 8959 N
DHU	121. 5504 E	23. 8980 N
FLI	121. 2936 E	23. 1983 N

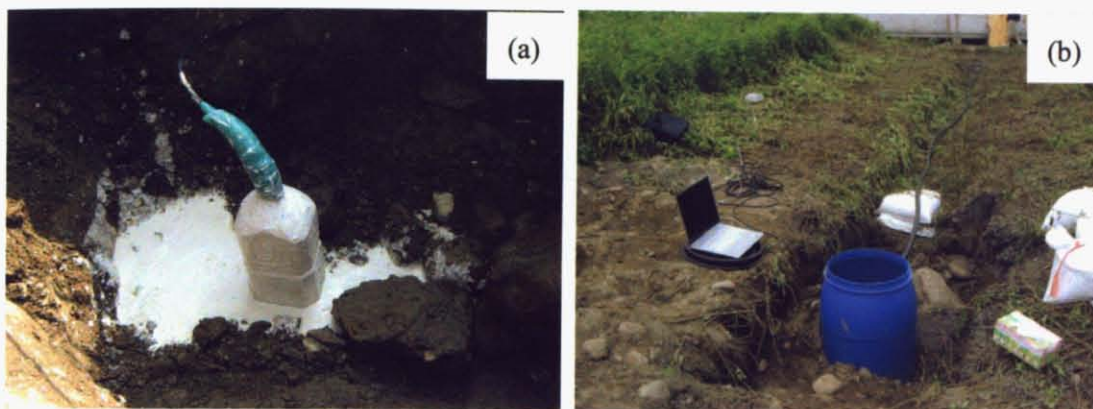


Fig.2.8. (a): 台湾、横山観測点に埋設された鉛-塩化鉛電極。(b): 横山観測点における設置作業。

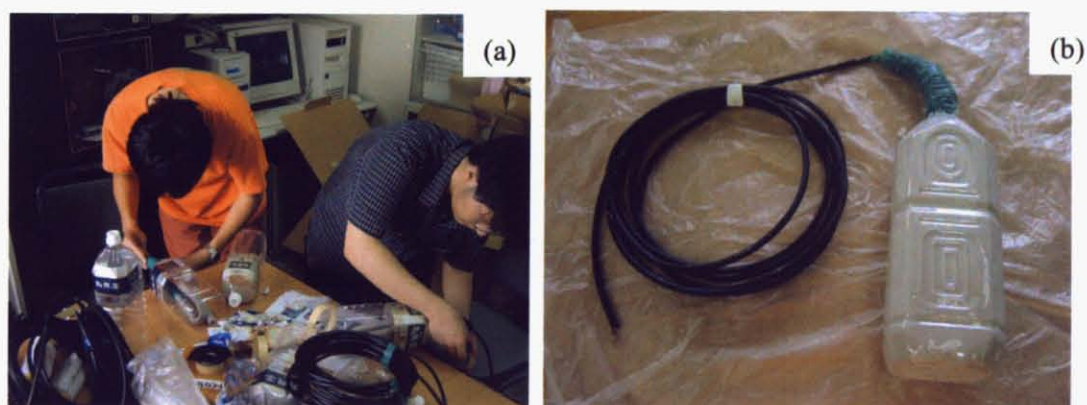


Fig.2.9 (a): 台湾 NCU で加工中の鉛-塩化鉛電極。(b): 接地抵抗低減剤を封入した電極。

Table2.3 Torsion magnetometer MVC-2DS, MVC-3DS

Three mutually orthogonal components of magnetis field (H_x, H_y, H_z), electric field (E_x, E_y, E_z) and seismic variations (S_x, S_y, S_z :MVC-3DS only).

Frequency range: from 0 to 15 Hz for analog signal and
from 0 to 4 Hz for digital signal.

Dynamic range for H, D and Z components: ± 5000 nt , ± 10 V for output voltage.

Integral noise level (peak to peak) in frequency range from 0.1 to 10 Hz: about 0.01 nT for analog signal.

Type of electric field sensor: any sensor with output resistance less than 100 k Ω

Type of seismic sensor: any sensor with output resistance less than 100 k Ω

Supply voltage: from 10.5 to 18V.

MSUand A/D converter units consumed power: not more than 7.5 W.

A/D converter resolution: 24bit.

Sampling rate: 50 Hz

Operating temperature range: from -10 to +500 $^{\circ}\text{C}$.

Drift of zero-point with temperature: not worse than 1nT/ $^{\circ}\text{C}$.

MSU overall dimensions: height -500mm, diameter -125mm.

Total weight of the SEU: 4.5 kg.

GPS-unit voltage: AC 100 V, or DC 12 V.

Value of internal calibration coils constant (for H, D and Z sensors):

170 ± 10 nT/mA

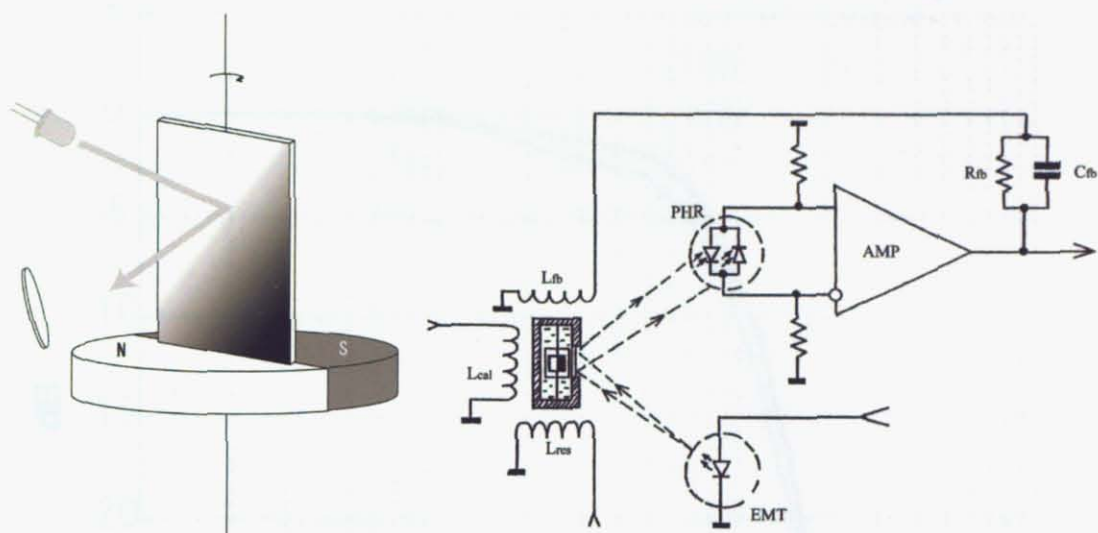


Fig.2.10 トーション型磁力計の原理と構造

Amplitude frequency response for MVC-2DS torsion magnetometers

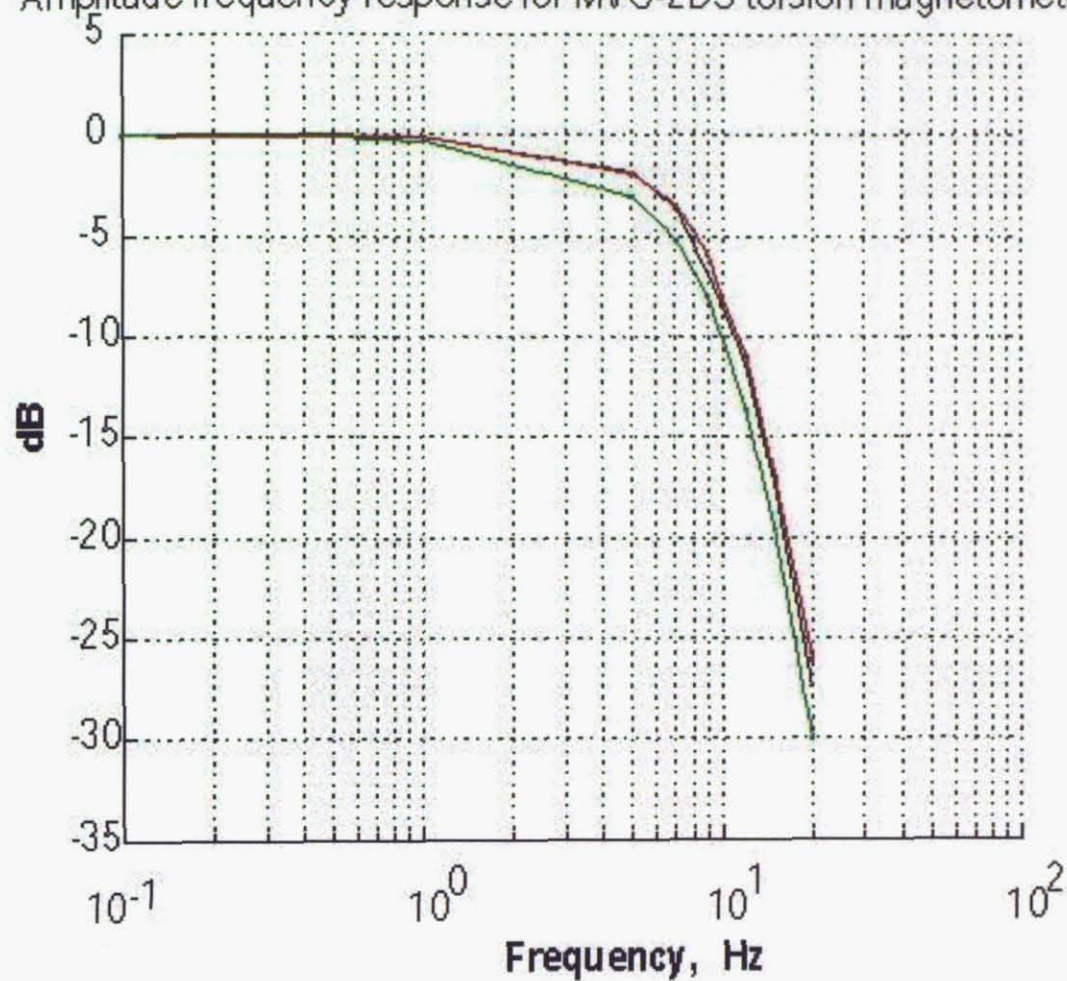


Fig.2.11 トーション型磁力計の周波数特性。

Table2.4 Torsion magnetometer GI-MTS-1

Three mutually orthogonal components of magnetis field (Hx,Hy,H_z), electric field (Ex,Ey,E_z) and seismic variations (S_x,S_y,S_z :MVC-3DS only).

Frequency range: from 0 to 8 Hz

Dynamic range for H, D and Z components: ± 1716.9 nt, ± 3 V for output voltage.

Integral noise level (peak to peak) in frequency range at 1 Hz: ≤ 1 pT

Supply voltage: 12V

Consumed power of the device. 1.8 W.

A/D converter resolution: 24bit.

Sampling rate: 60 Hz

Operating temperature range: from -20 to +50 °C .

Drift of zero-point with temperature: not worse than 1nT/°C .

Total weight of device (without accumulator). 6.5kg.

Composition 24 bit ADC7714, GPS, MSP-430, Modem MT456SMI

Data Storage Compact flash card (1 G byte)

Time accuracy of registered data $< 10^{-4}$ s

Table 2.5 Induction magnetometer (LEMI-30)

Frequency band of received signals 0.01...30 Hz.

Shape of transfer function:

from 0.01 to 1 Hz linear;
from 1 to 30 Hz flat.

Transformation coefficient value on 2 symmetrical outputs:

on the flat part 20 mV/nT; 200 mV/nT;
on the linear part 20*f mV/nT; 200*f mV/nT;
where f is the frequency of received signal.

Transformation coefficient error $\leq 3\text{dB}$.

Magnetic noise level at 0.01 Hz $\leq 20 \text{ pT} \cdot \text{Hz}^{-1/2}$,
at 0.1 Hz $\leq 2 \text{ pT} \cdot \text{Hz}^{-1/2}$,
at 1 Hz $\leq 0.2 \text{ pT} \cdot \text{Hz}^{-1/2}$,
at 10 Hz and higher $\leq 0.04 \text{ pT} \cdot \text{Hz}^{-1/2}$.

Sampling rate: 85 Hz

A/D converter resolution: 16 bit.

Noise rejection on (50 ± 0.2) and (60 ± 0.2) Hz $\geq 60\text{dB}$.

Power supply voltage $\pm(12 \pm 0.2) \text{ V}$.

Temperature range of operation -10...+50°C.

Outer dimensions l = 900 mm;
d = 95 mm.

Mass (without connecting cable) $\leq 6.5 \text{ kg}$.

Waterproof housing

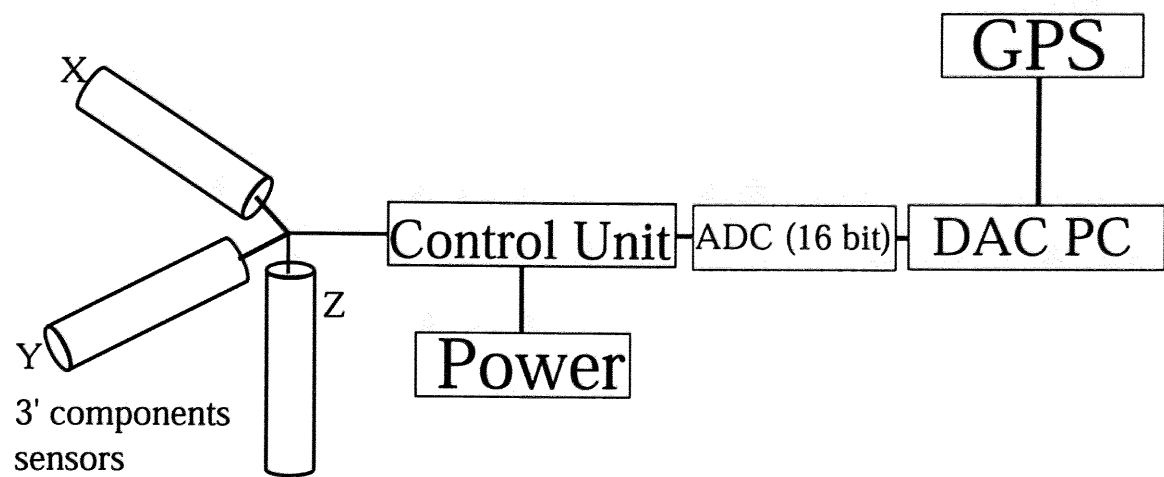


Fig 2.12 インダクション型磁力計による観測のブロックダイアグラム

LEMI-30 search-coil magnetometer characteristics

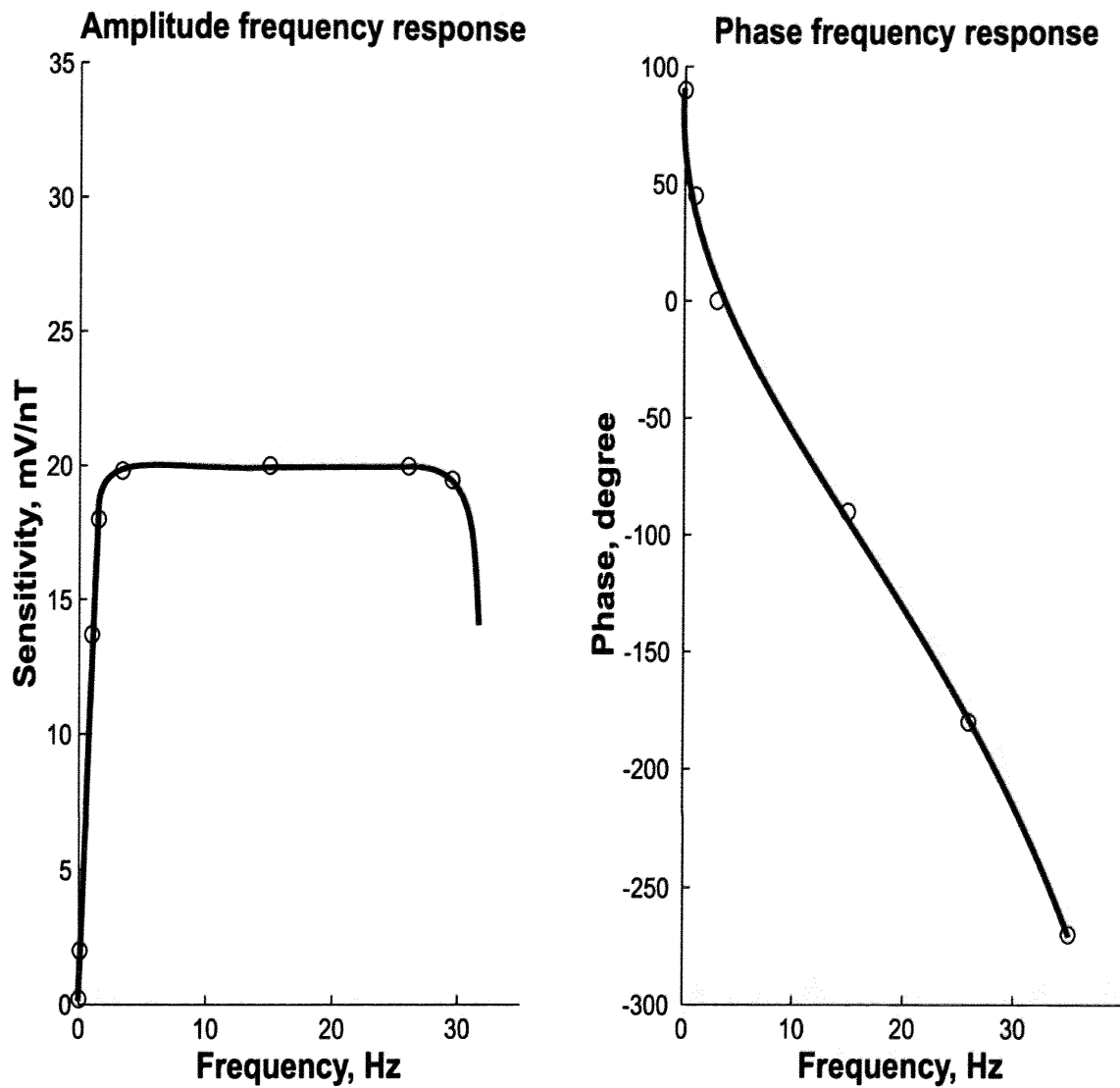


Fig.2.13 インダクション型磁力計の周波数特性

Table 2.6 Fluxgate magnetometer (JCS-107)

Frequency range: from 0 to 1 Hz

Available measurement range : from 0 to 64000 nT

Dynamic range for H, D and Z components: ± 400 nT
(± 10 V for output voltage).

Noise level : less than 0.01 nT

Supply voltage: 12V (from 10 to 14V).

Consumed power: not more than 20 W.

Drift of zero-point with temperature: not worse than 1 nT/°C .

Dimensions: Sensor 160 X 120 X 90 mm,

Amplifier Unit 350 X 265 X 162 mm.

Total weight : 7.9 kg.

Sampling rate of A/D converter: 1 Hz

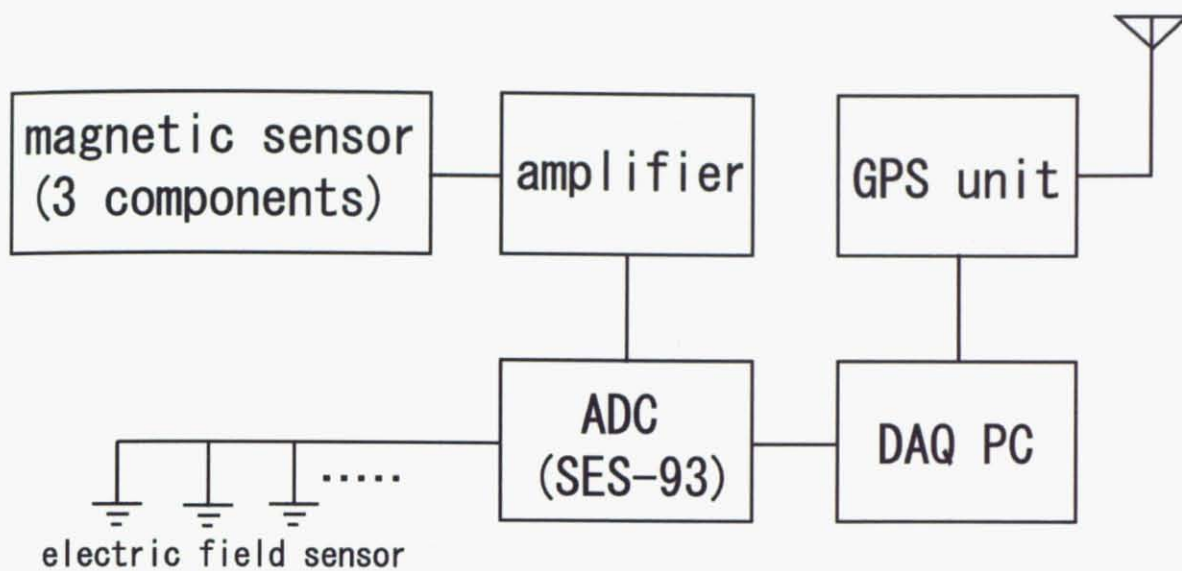


Fig 2.14 フラックスゲート型磁力計と SES シリーズを用いた観測のブロックダイアグラム

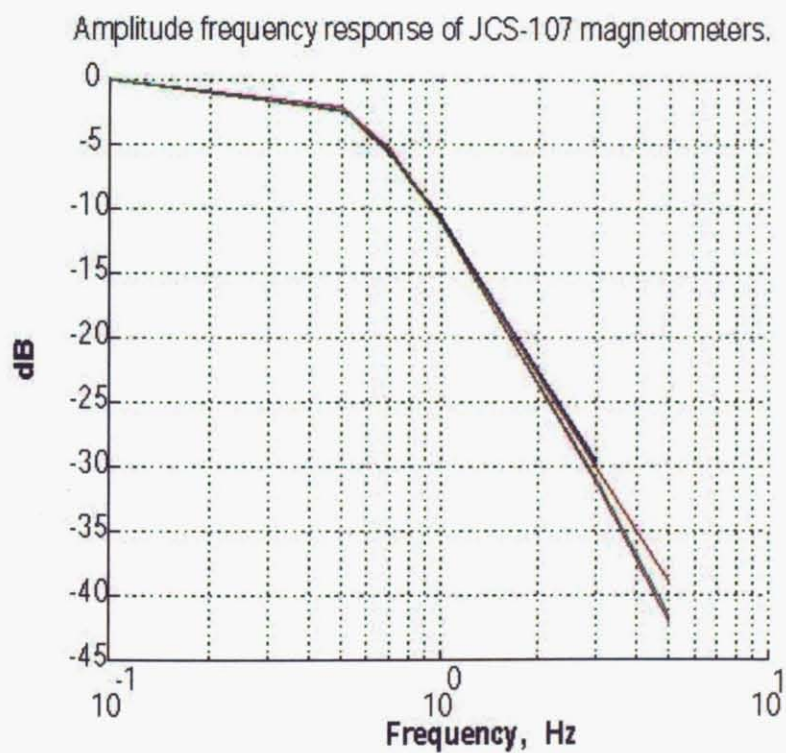


Fig.2.15 フラックスゲート型磁力計の周波数特性。

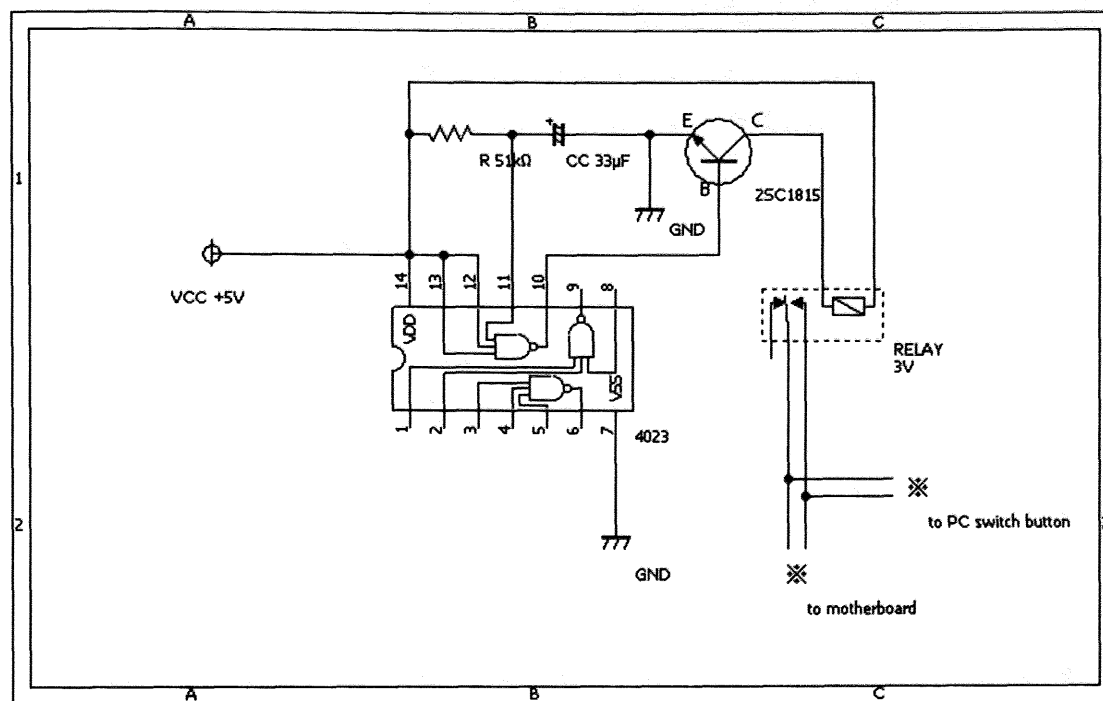


Fig 2.16 電源補助装置回路図

Noise spectrum for JCS-107 (flux-gate), LEMI-003J (flux-gate) and MVC-2DS (torsion)

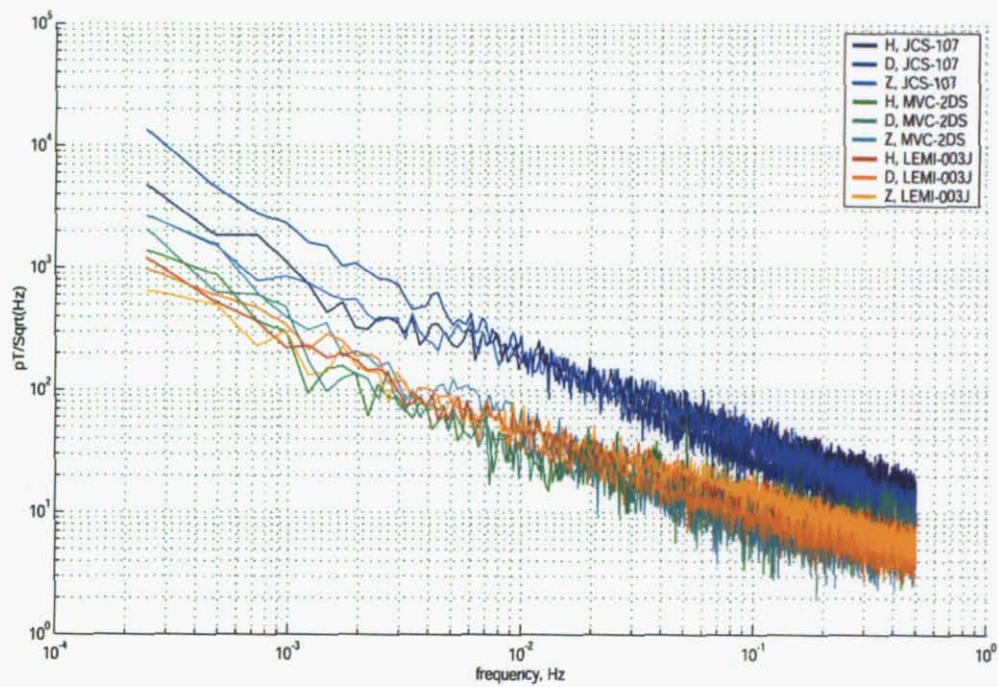
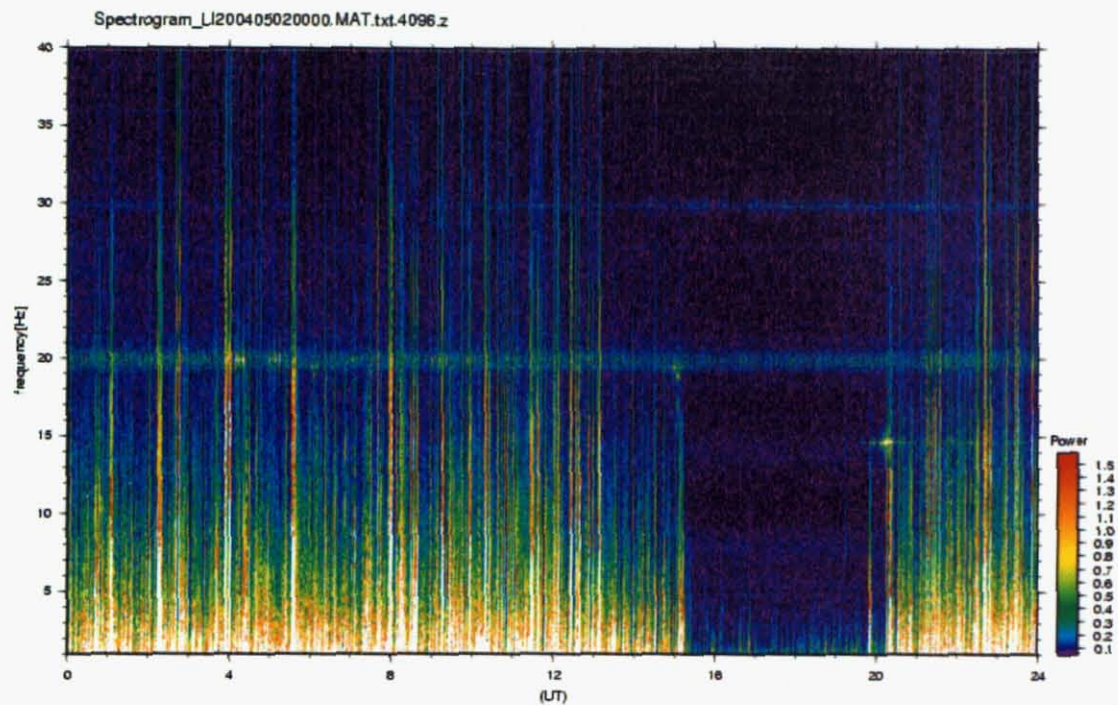


Fig.2.17 トーション型、フラックスゲート型、インダクション型各磁力計のノイズ周波数特性。



COM 2009/rev. 1 05/4/2004

Fig.2.18 ソナグラムプロット例。日中と夜間でのスペクトル強度の違いや、20Hz 付近でのシューマン共振と思われるピークが観察される。商用電力周波数の 1/2 にあたる 30Hz 付近にも電力ノイズと思われるピークがみられる。時刻は UT。(2004 年 5 月 2 日 松代観測点 インダクション型磁力計による Z 成分の記録)。

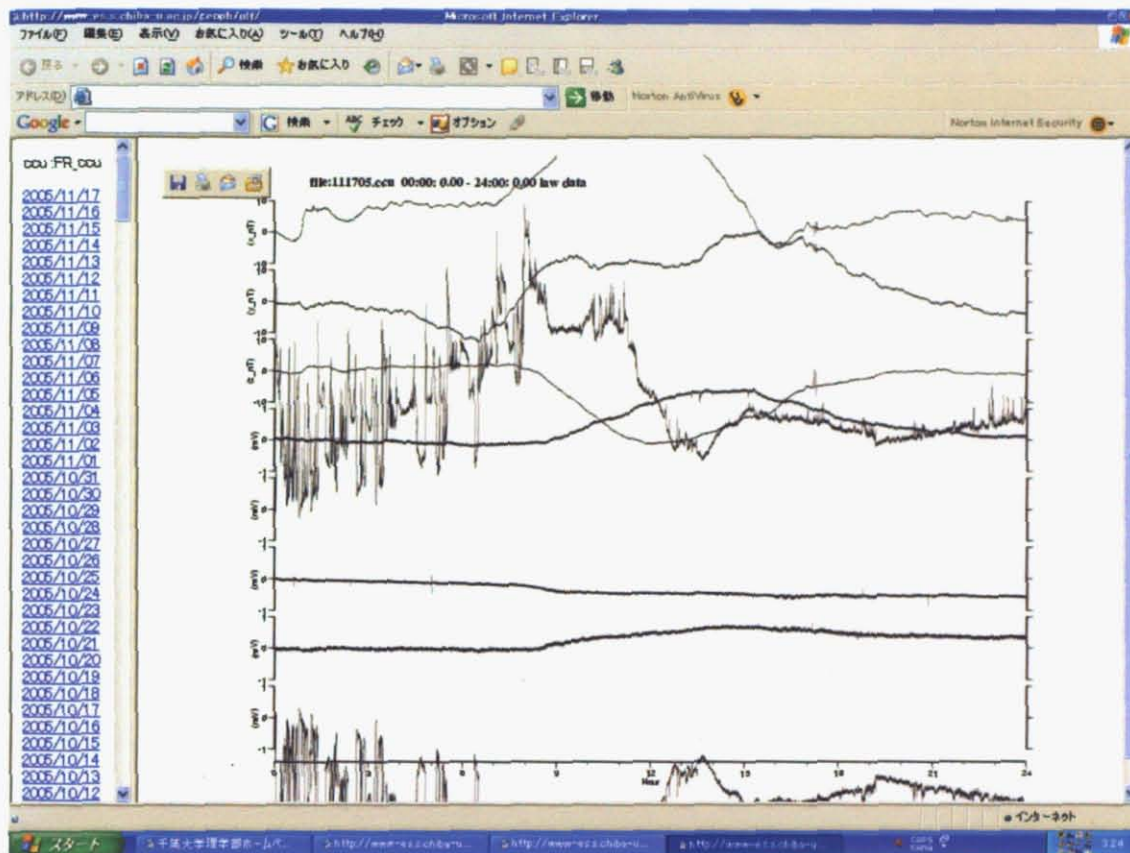


Fig.2.19 ブラウザを利用したデータの閲覧。データは毎日定時に自動更新され、過去のデータも検索し閲覧が可能(2005年11月7日台湾CCU観測点の電磁場データ)。

第3章 南房総観測点で観測された電磁場変動

本章では、南房総のアレイ観測点（清澄、内浦、札郷）において 2002 年 10 月 6 日未明に観測された電磁場変動について調査する。すなわち、この電磁場変動が通常の電磁場変動と異なることを電磁場の波形解析により解明する。

なお、本節では、南房総アレイ観測点で観測された ULF 帯電磁場変動の特徴を(1)通常は検出されない変動(異常変動)、(2)直流電車起源の変動(電車ノイズ)、(3)バックグラウンドノイズの3つのケースに区別して記述する。

3-1 房総半島の地質構造、地理的環境

Fig.3.1 は房総半島の観測点を示したものである。南房総にはアレイ観測点の要素である清澄(KYS)、内浦(UCU)、札郷(FDG) (2001 年 5 月～)、(宇野辺(UNB) (2001 年 11 月まで) 観測点およびアレイ観測点から西方へ 20km 離れた伊予が岳(IYG)観測点があり、トーション型磁力計システムを用いて 3 成分磁場と水平方向の地電位差を観測している。また、アレイ観測点より北方約 100km に位置する茨城県八郷町柿岡の気象庁地磁気観測所(KAK)、西北西へ約 25km に位置する国土地理院鹿野山測地観測所(KNZ)においてフラックスゲート型 3 成分磁力計にて 1 秒値の地磁気を観測している。

房総半島沖にはユーラシアプレート、太平洋プレート、フィリピン海プレートの三つのプレートが接する三重会合点が存在する、ユーラシアプレート（又は北米プレート）の下にフィリピン海プレートがもぐりこみ、さらにその下に太平洋プレートがもぐり込むという複雑な構造をもっていると考えられている。観測点群のある南房総付近では、フィリピン海プレート上面までの深さはおよそ 20km、太平洋プレート上面まではおよそ 60km 程度であると推定されている (Ishida et al., 1992)。また、最近の調査結果ではこれより若干浅いという結果が出されている(Sato et al., 2005)。房総半島付近のみでみると、従来の結果ではもぐりこみは概ね北-南西方向であったが、Sato et al., 2005 の結果では南東-北方向である。観測点周辺での深さは大きく変わっていない。地震活動はこれらの 3 枚のプレート境界で発生するほか、各プレート内部でも発生しており、二重地震面を持っていることがわかる。

2002 年 10 月初旬には、アレイ観測点の直下でスロースリップイベントが発生した。スロースリップイベントは地震動を伴わない地殻変動で GPS の観測網によって捉えられた。このスロースリップイベントはフィリピン海プレートとユーラシアプレートの境界で発生したと推定され、表層の地殻変動量から地震に換算すると M6 クラスの地震に相当するといわれている (Fig.3.2 参照)。また、

同様のスロースリップイベントは1996年にも発生しており(Ozawa et al., 2003)、房総半島南部ではこのような大規模な地殻変動が繰り返し発生していると推察される。

南房総の地形は鴨川地溝帯は葉山－嶺岡構造帯によって特徴づけられる。鴨川地溝帯は東西方向に卓越したリニアメントを有し、南北境界は鴨川地溝帯北断層と鴨川地溝帯南断層で区分される。伊予ヶ岳観測点(IYG)はこの地溝帯のほぼ中央に位置する嶺岡山系に属しており、嶺岡層群(古第三紀)と保田層群、三浦層群(いずれも新第三紀)から構成される。この、嶺岡山系は基本的に地すべり地帯であるため、堆積岩類の層序や個々の地層の年代特定は困難とされている。また、嶺岡山系の特徴として蛇紋岩やアルカリゲンブ岩などの火成岩を含んでいることが挙げられる。蛇紋岩はかんらん岩に水と低温低圧の条件が加わることで生成される岩石であるが、これは嶺岡帯が海洋起源で、後に本州に付加したことを示唆している。地すべり地帯に愛宕山や伊予ヶ岳といった急峻な地形の高まりが存在する理由としては、破碎帯のなかで粉碎を逃れた硬い岩塊が破碎帯の中に点在しているためであると考えられている。

嶺岡層群の北部境界は安房層群(新第三紀)と接している。安房層群を三浦層群、佐久間層群、保田層群などと分ける考え方もあるが、ここでは安房層群とする。安房層群は下位の嶺岡層群を不整合で覆うように広がっている。清澄、内浦、札郷の各観測点はこの安房層群に分布している。大部分が陸から運ばれた乱泥流堆積物によって生成された泥岩、砂岩、凝灰岩などからなる砂泥互層である(千葉県史料研究財団編,1997)。安房層群の北部境界は黒滝不整合と呼ばれ、上位層の上総層群と斜交不整合で接している。不整合面において上位層(上総層群)が不整合面へアバットしていることから安房層群の東側と西側で異なる地殻運動があったという複雑な形成プロセスが推定されている(山下,1995)。

Fig.3.3 は南房総の清澄、内浦、札郷観測点付近の拡大図である。先述したようにこれらのULF帯電磁観測点はアレイ観測点を構成している。観測点間隔はおよそ5 kmである。Fig.3.4 は、各観測点の地電位差観測の測線図を示す。各点において、磁場3成分と水平2方向ないし3方向の地電位差を観測している。また、アレイ観測点網から西へおよそ25kmの地点に伊予ヶ岳観測点(IYG)がある。電磁場の観測は50Hzサンプリングで行われているが、解析にあたっては1Hzにリサンプリングされたものも使用されている。

南房総アレイ観測点近傍には直流送電のJR外房線が走っており、2、3駅間隔(およそ10 km 間隔)で変電所が設置されている。電車の運行している間は、観測している電磁場データに外房線を走る電車の加減速によるノイズ、いわゆる“電車ノイズ”が混入している。

電車ノイズの主な原因はレールからの漏洩電流と考えられている。電車は、

沿線に設置された変電所から架線を通じて電力が供給され、レールを通じて再び変電所へ戻る回路を構成している。このような回路をき電回路と呼ぶ。レールからの漏洩電流による地下埋設管等への電食被害防止のため、レールの電気抵抗は $0.01 \Omega/\text{km}$ 程度とする（レールの種類により異なる）規格などが設けられている。しかしながら、電磁場観測においては非常に広い範囲にわたり漏洩電流の影響を受けることが経験的に知られている。車両位置と変電所の位置関係により直流ダイポールの形状と大きさは連続的に変化すると考えられる。この現象は直流き電方式の鉄道の場合に起きるもので、交流方式の場合は、表皮深度や観測装置のサンプリング間隔の関係で電車ノイズの影響はないと考えられている。このため、茨城県八郷町の気象庁地磁気観測所周辺の鉄道は非電化または交流き電方式が採用されている。交流方式の鉄道は関東、東北地方では新幹線のほか、常磐線（藤代―岩沼）、水戸線、東北線（黒磯以北）、つくばエクスプレス（守屋―つくば）などがある。

3-2 南房総アレイ観測点で観測された電磁場変動の特徴

3-2-1 2002 年 10 月 6 日未明の電磁場変動

日本時間 2002 年 10 月 6 日未明(01:00~04:00)に、南房総の ULF アレイ観測点、清澄（以下 KYS）、内浦（以下 UCU）、札郷（以下 FDG）において起源不明の電磁場の変動が観測された。この時間帯には JR 外房線は運行していない。また、当日 JR 外房線の鴨川付近において事故等がなかったことも JR 東日本に問い合わせ確認している。

Fig3.5~3.10 は 2002 年 10 月 6 日 00:00-03:00(JST)に KYS、UCU、FDG の各観測点において観測された電磁場変動および気象庁地磁気観測所（以下 KAK）と国土地理院鹿野山測地観測所（以下 KNZ）において観測された磁場変動を示す。Fig3.5~3.7 は、それぞれ磁場 H（南北）成分、D（東西）成分、Z（鉛直）成分、Fig3.8~3.10 はそれぞれ KYS、UCU、FDG の電場成分である。01:30 分頃から 02:00 頃にかけて櫛状の特徴的な変動があることがわかる。データを注意深くみると 3 点のアレイ観測点において電場、磁場双方とも同時に出現していることがわかる。なお、磁場データについては 01 時から 02 時にかけて大きく上に凸の変化が見られるが、これは KAK を含む全ての記録にみられることから、地球規模で起こる地磁気変動である。当日のこの時間帯の K_p は 3 であり、顕著な地磁気活動はなかった。

Fig.3.11~12 はこれらの観測された電磁場データに対し 940 秒のハイパスウェーブレットフィルタをかけたものである。直流分が除かれ、異常変動がみやすくなっている。異常変動は 01:30 以降におよそ 30 分間にわたって観察される矩形的な変動で、継続時間が 15~50 秒程度の複数の変動である。ここで、01:30

～02:00 (JST) 間に現れた各電磁場波形の特徴について詳細に記述する。まず、磁場変動の極性についてみると、Fig3.11 の前半部分、01:30～01:36(JST) (以降区間Ⅰとする) にかけて KYS の磁場 Z 成分のみが負の変動をしていることが分かる。一方、01:36(JST)以降 (以降区間Ⅱとする) では3観測点の Z 成分が正の方向に変動をしている。Fig3.13、3.14 は、02:50(JST)以降の記録 (以降区間Ⅲとする) で、ここでは3観測点において磁場 Z 成分は全て負の方向に変動していることが観察される。また、特に区間Ⅰ、Ⅱに顕著な特徴として、気象庁柿岡地磁気観測所(以下 KAK)の記録には見られない一方で、国土交通省鹿野山測地観測所(以下 KNZ)の磁場記録には同様の変動が同時に現れていることが分かる。したがって、この変動は房総半島南部を含む程度の広がりを持った電磁気現象であることが分かる。以降この一連の起源不明な電磁場変動を異常変動と呼ぶ。これらの電磁場波動の特徴を以下のセクションで示す。

なお、50Hz サンプリングデータを用いた詳細な異常変動は Appendix.1 に示す。アレイ観測点で使用されているトーション型磁力計観測システムには2-3-2で述べたように磁場成分には5Hzのローパスフィルタがかかっている。したがって、電場にはこのようなフィルタはかかっていないので、電磁データには5Hzのローパスフィルタをかけている。

3-2-1-1 電場変動

本節では電場記録から異常変動の特徴を調査する。3-2-1と同様に電場の異常変動の現れた時間帯をⅠからⅢと区分することにする。Fig3.12、3.14を比較すると、ⅠからⅢの区分とも電場ベクトルの振幅は、UCU観測点が最も大きく、FDG観測点が最も小さくなっている。変動のオンセットは観測点とも同時である。

次に電場ベクトルの到来方向の推定を試みた。電場ベクトルの方向を求めるための手順は以下のとおりである。

各観測点では磁場3成分に加え、2方向ないし3方向にて地電位差を同時に観測している。異なる方向に張られた2本の測線でそれぞれ観測された電位差から、その観測点における電場ベクトルを推定することができる。仮に2本の測線が同じ長さで、かつ正確に東西—南北の2方向で設置されていれば、観測記録から電場ベクトルの推定は容易である。すなわち、異常変動が東西及び南北の両測線に対して、それぞれどちらの極性に変動したかをみて、その変動をグラフ上で東西平面にプロットすればよい。しかしながら、実際に観測が行われている地電位差測線は測線長や方角が観測点毎に異なる(Fig.3.4)。そこでまず、2方向の測線に対して単位長さあたりの電位差の値をもとめ、以下の式を用いて東西、南北両方向に投影したときの電位差を計算した。概念を Fig 3.17 に示す。

$$\begin{aligned} V_x &= (-V_a \cos \varpi + V_b \cos \theta) / \sin(\theta - \varpi) \dots E - W \text{ component} \\ V_y &= (V_a \sin \varpi - V_b \sin \theta) / \sin(\theta - \varpi) \dots N - S \text{ component} \end{aligned} \quad (3.1)$$

ここで V_x 、 V_y は式(3.1)でもとめられた東西方向と南北方向に投影された単位長さ当たりの電位差の大きさである。一般にこの 2 成分の値を東西—南北平面にプロットした散布図は、ある方向に卓越した分布を示し、この方向は観測点からみた電場を意味しており、各信号源の情報を含んでいる。したがって、各観測点に対して、異常変動の地電位差変動の振幅から、そのときに印加された電場ベクトルをもとめた。

Fig. 3.12 の図中の番号は異常変動のオンセット（電場の急峻な変動）を示している。その番号に対応する各観測点における電場ベクトルの方向を Fig. 3.18 に示す。KYS、UCU、FDG の 3 観測点とも南方向を向き、方向も安定している。観測点の南方海側に正の電荷が出現したと等価であると考えられる。

3-2-1-2 磁場変動

電場の異常変動と同様に磁場の異常変動について調査する。Fig. 3.11、Fig. 3.13、Fig. 3.15 を比較すると、I から III の区分とも磁場の振幅は、UCU 観測点が最も大きく、FDG 観測点が最も小さくなっている。変動のオンセットは観測点とも同時である。また、3 観測点の磁場 3 成分の極性はほとんど同じであるが、区間 I では KYS 観測点の Z 成分のみの極性が反転している。観測点間隔が 4km と小さいので、非常に不思議な現象である。I から III の区分とも KNZ の磁場記録にも現れていることが分かる。一方で柿岡地磁気観測所（KAK）にはこれらの変動は現れていない。10 月 6 日未明の電磁場変動について Table.3.1 にまとめる。

3-2-2 直流電車に起因する電磁場変動

Fig. 3.15、Fig. 3.16 に電車ノイズの例を示した。10 月 5 日の 05:00～05:30 の時間帯で、電車が始発する時間帯である。Fig. 3.11、Fig. 3.12 の場合と同様にウェーブレット変換を用いたハイパスフィルタ処理（周期 940 秒以下）が施してある。午前 5 時 12 分に安房鴨川駅始発の電車は安房天津、安房小湊と進み、15 分後の 5 時 27 分には行川アイランドへと観測点網の南側を西進してゆく、各観測点ともにこの始発電車の通過によるノイズが観測される。各観測点から線路までの距離は KYS、UCU で約 4km、FDG は約 10km となっている。そのため、FDG より電車の走行に伴う電磁ノイズの影響を大きく受けていると考えられる。また、前述の異常変動と波形が類似していることがわかる。この波形に関して前節の 10 月 6 日未明の電磁場変動に対して行ったものと同じ解析を行う。

Appendix 1 の Fig A.1.2 以降で異常変動と同様にハイサンプリング（50Hz）の波形の詳細を示している。

3-2-2-1 電場変動

電場ベクトルの振幅は、UCU 観測点が最も大きく、FDG 観測点が最も小さくなっている。変動のオンセットは観測点とも同時である。

次に式(3.1)を用いて電場ベクトルの到来方向の推定した。Fig. 3.16 上の番号は地電位差データに出現する電車ノイズの変動を表している。図中の番号は異常変動のオンセット（電場の急峻な変動）を示している。その番号に対応する各観測点における電場ベクトルの方向を Fig. 3.19 に示す。UCU の電場ベクトルの方向はあまり変化しないが、KYS、FDG の 2 観測点の電場ベクトルは南西方向から南東方向へと時間とともに変化することがわかる。正の電荷の位置が移動するように見える。観測点の電場変動は地下の電気伝導度分布に依存するので正確なことはいえないが、ソースの位置が移動していると考えられる。少なくとも 10 月 6 日未明の電磁場変動とは性質が異なることはいえる。

3-2-2-2 磁場変動

磁場の振幅は、UCU 観測点が最も大きく、FDG 観測点が最も小さくなっている。変動のオンセットは各観測点とも同時である。また、3 観測点の磁場 3 成分の極性はほとんど同じである。すなわち、異常変動で見られた KYS の Z 成分の極性反転は見られない。また、この電車ノイズは安房小湊付近を走行する電車によってもたらされるもので、KAK、KNZ には現れないこともわかる。

Appendix Fig A.1.2 以降で異常変動と同様に波形の詳細を示している。

3-3 背景雑音（バックグラウンドノイズ）

通常のバックグラウンドノイズについてその到来方向を同様の方法で調査した。2002 年 1 年分の午前 03:00～03:30 までの記録からその電場方向を求めた。

今回は X,Y、2 次元のプロットに対して直線回帰の傾きを求め、電場方向とする方法を採用した。Fig. 3.20 はその各観測点での電場方向の分布を示したものである。清澄ではおよそ 120° 付近、内浦では 30° 付近、札幌では 160° 付近に集中していることが分かった。ただし、到来方向を求める際に使用した電場変動は正負両方の振幅を採用しているために図に示すように 180° の任意性がある。

3-4 考察とまとめ

10 月 6 日の異常変動と電車ノイズについて、電場ベクトルをもとめ比較を行った。その結果、KYS、FDG に関しては、電車ノイズの電場ベクトルが電車の

運行に伴って変化してゆくのに対し、異常変動の電場ベクトルには大きな変化が見られなかった (Fig. 3.18、Fig. 3.19)。まとめると以下のようなになる。

電場変動の特徴

10月6日の異常変動時の電場の向き

- ・ KYS：南東＋
- ・ UCU：南西＋
- ・ FDG：南東＋

ではほぼ一定の向きを保持

電車ノイズの電場の向き

- ・ KYS：南西＋ ⇒ 南東＋
- ・ UCU：南西＋
- ・ FDG：南西＋ ⇒ 南東＋

また、背景雑音についても同様に電場ベクトルの推定を行った (Fig. 3.20)。背景雑音のベクトルと電車ノイズ、異常変動の電場ベクトルを比較した場合、UCUでは全ての場合において最も変動が少なく、同じ角度を維持する傾向が強いことがわかる (Fig. 3.18～20 参照)。一方で、FDG、KYS の電場ベクトルはそれぞれの場合について違いがあるように見える。KYS 異常変動時の電場ベクトルには背景雑音のベクトルに対しておよそ 10～30 度前後の違いが見られる。また、Fig. 3.20 を見て分かるように、FDG の背景雑音は 2 方向に分かれている。そのうち頻度の高い方向とは別の向きに異常変動時の電場ベクトルが向いている様子がわかる。

したがって、この異常変動は電車ノイズや通常観測されるその他の雑音とは起源が異なる電磁現象である可能性が示唆される。

UCU に関しては、電車、異常変動、背景雑音ともに、他の観測点に比べ顕著な方向の変化を見せない傾向がある。原因は特定できていないが、河川、地中埋設物など観測点近傍のローカルな異方性が強く現れているものと考えられる。

次に、磁場の変動について、KYS の Z 成分が UCU、FDG の Z 成分に対して極性が反転していることに関して考える。KYS、UCU、FDG の 3 観測点の位置関係を考慮に入れながら磁場を発生させる機構について考えると、Fig. 3.20 のような地下に線電流を仮定することができる。区間 I、II、III による違いは、各観測点の位置関係と XYZ 各成分の極性を考慮した結果である。特に KYS の Z 成分のみが反転した区間 II の場合、線電流は 3 観測点を結ぶ三角形の地下を水平方向に貫くように、概ね北西方向に向かって流れると考えられる。Z の反転のみを期待するのであれば、この線電流源を上空に置くこともできそうに思える

が、この場合、期待される磁場の Y 成分（東西成分）が実際の観測と逆の極性になる矛盾が生じる。したがって、線電流源は地下に仮定しなければならないことになる。

また、このようにして仮定した電流の向きは、電位差記録から求められた観測点での電場の向きと概ね整合的である。

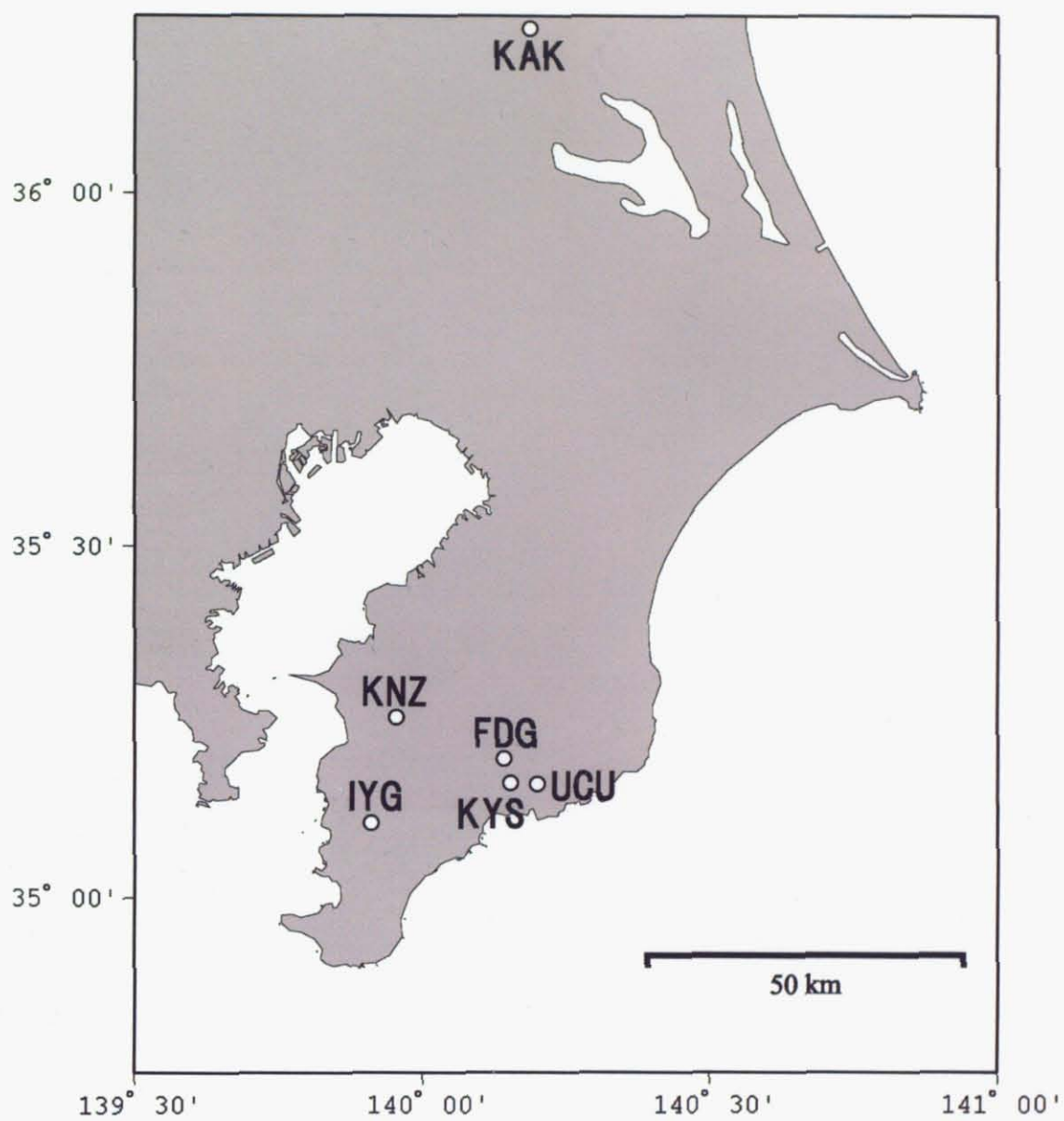


Fig. 3.1 房総半島周辺の観測点

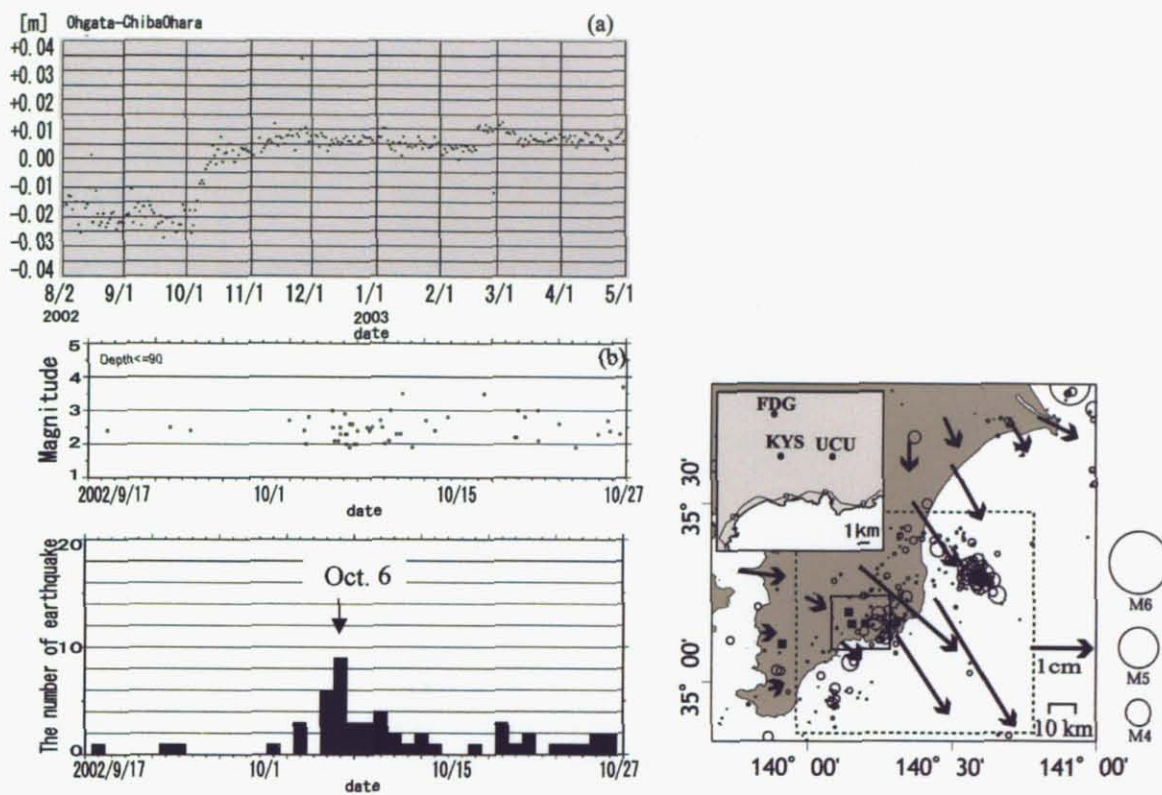


Fig. 3.2 2002 年 10 月に南房総地域で発生したスロースリップイベント(Ozawa et al., 2003 に加筆)。

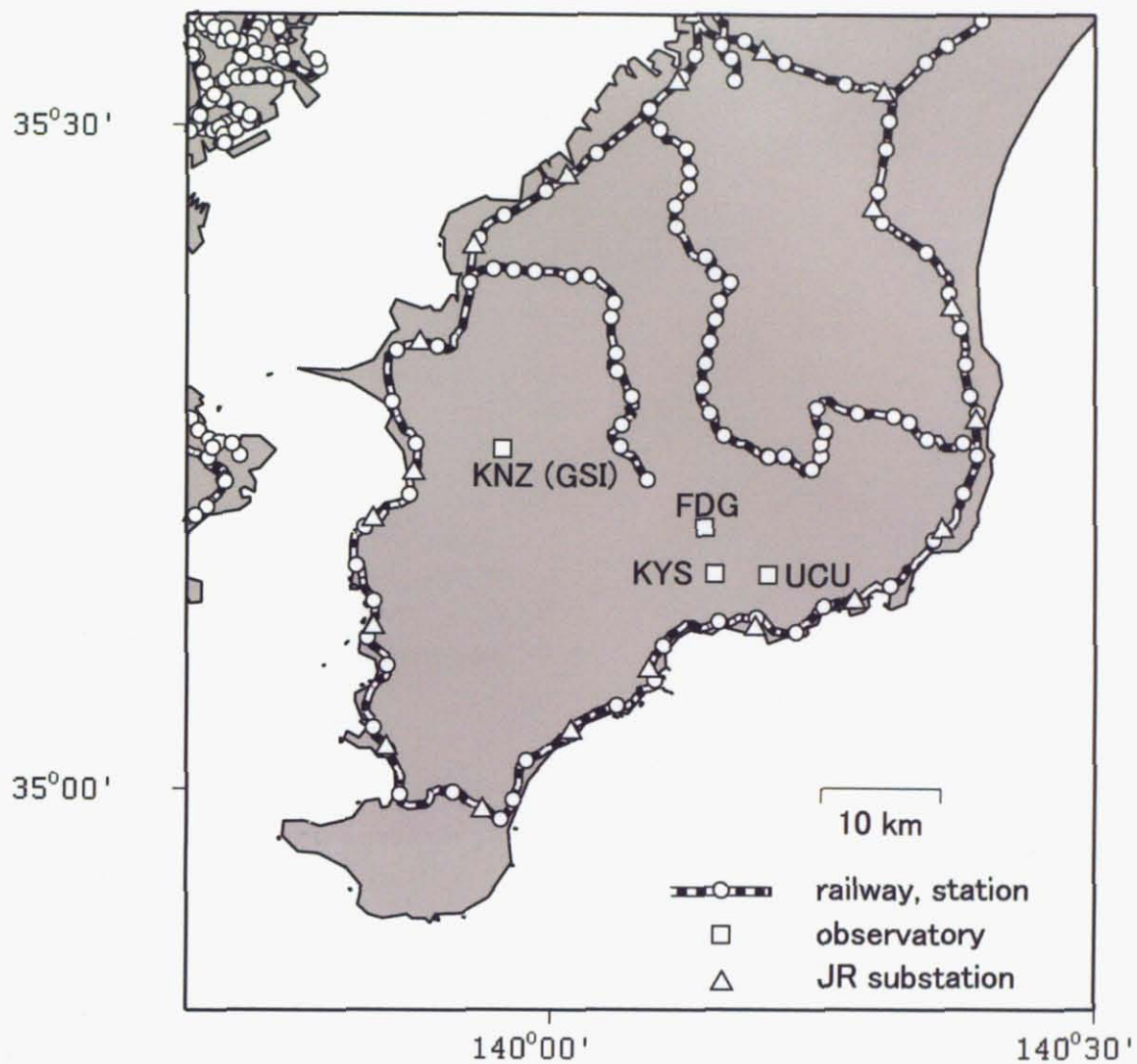


Fig. 3.3 南房総 ULF 電磁気観測点配置図。

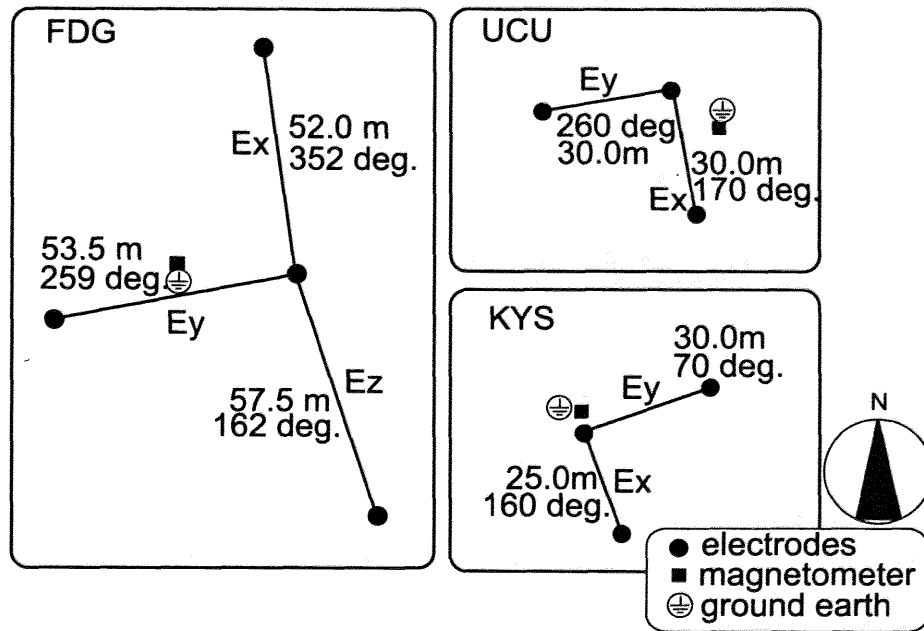


Fig.3.4 UCU,FDG 地電位差観測測線図

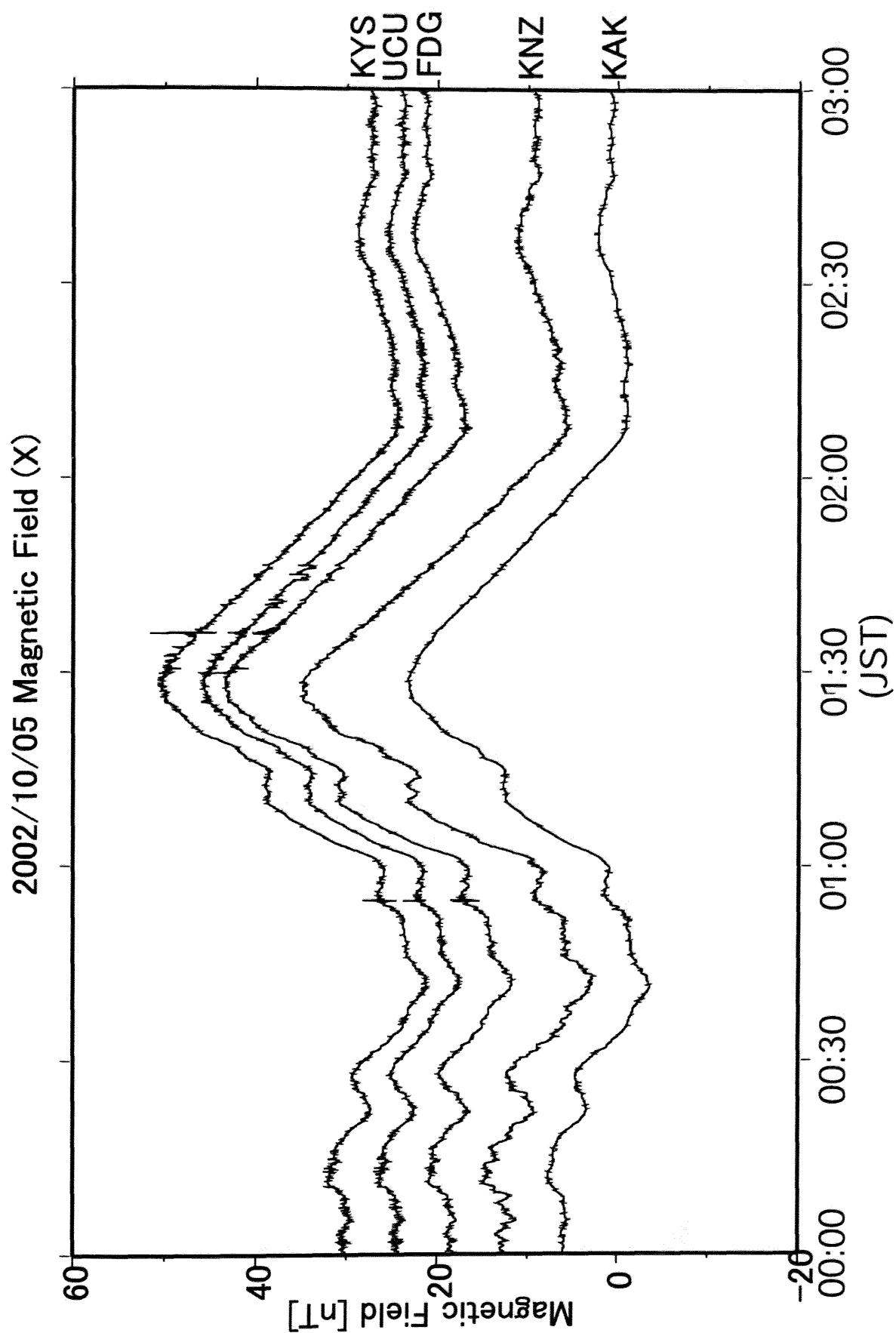


Fig. 3.5 各観測点で観測された磁場 X 成分 (KYS,UCU,FDG,KNZ,KAK)。2002 年 10 月 6 日 00 : 00 ~ 03 : 00 (JST)

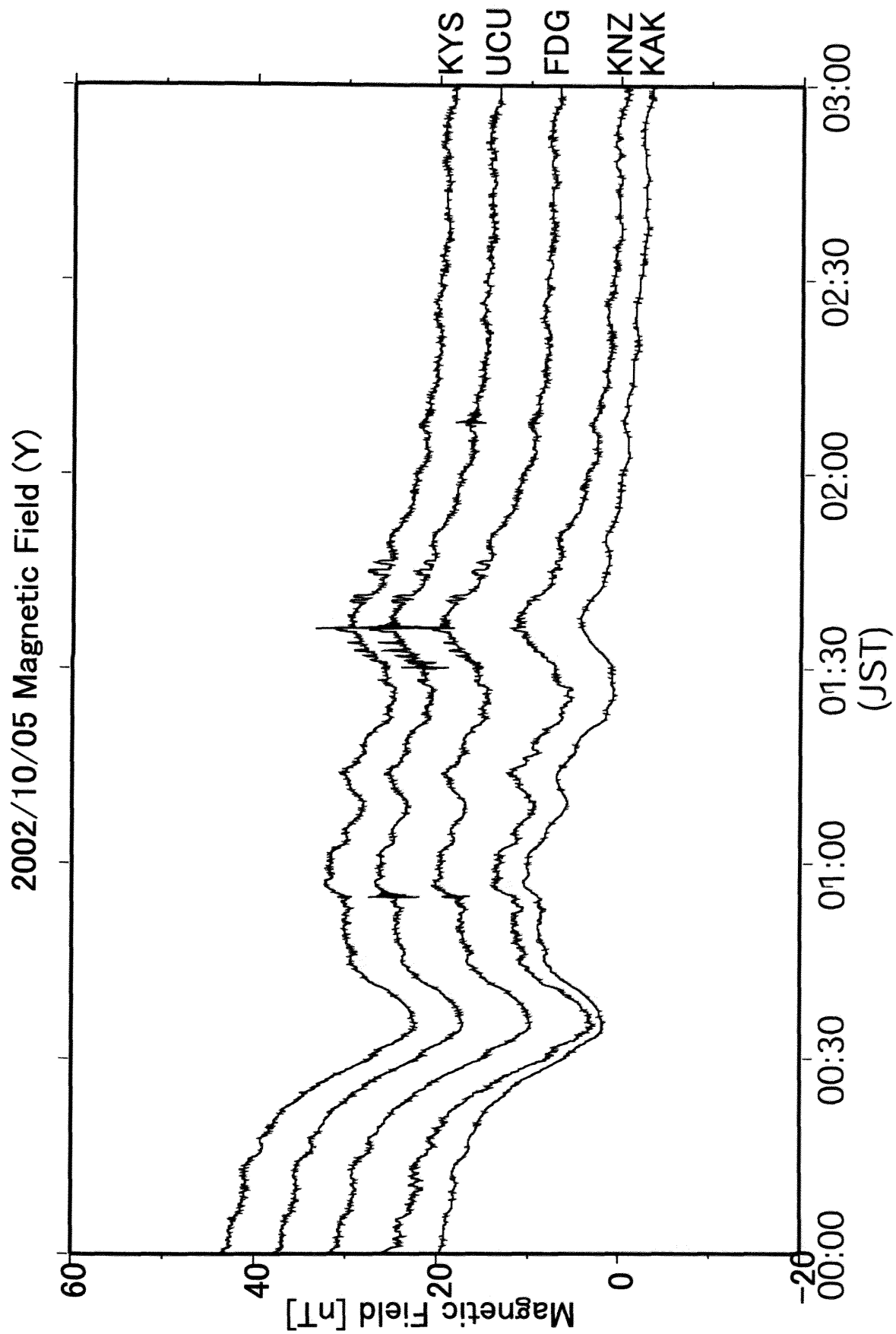


Fig.3.6 各観測点で観測された磁場 Y 成分

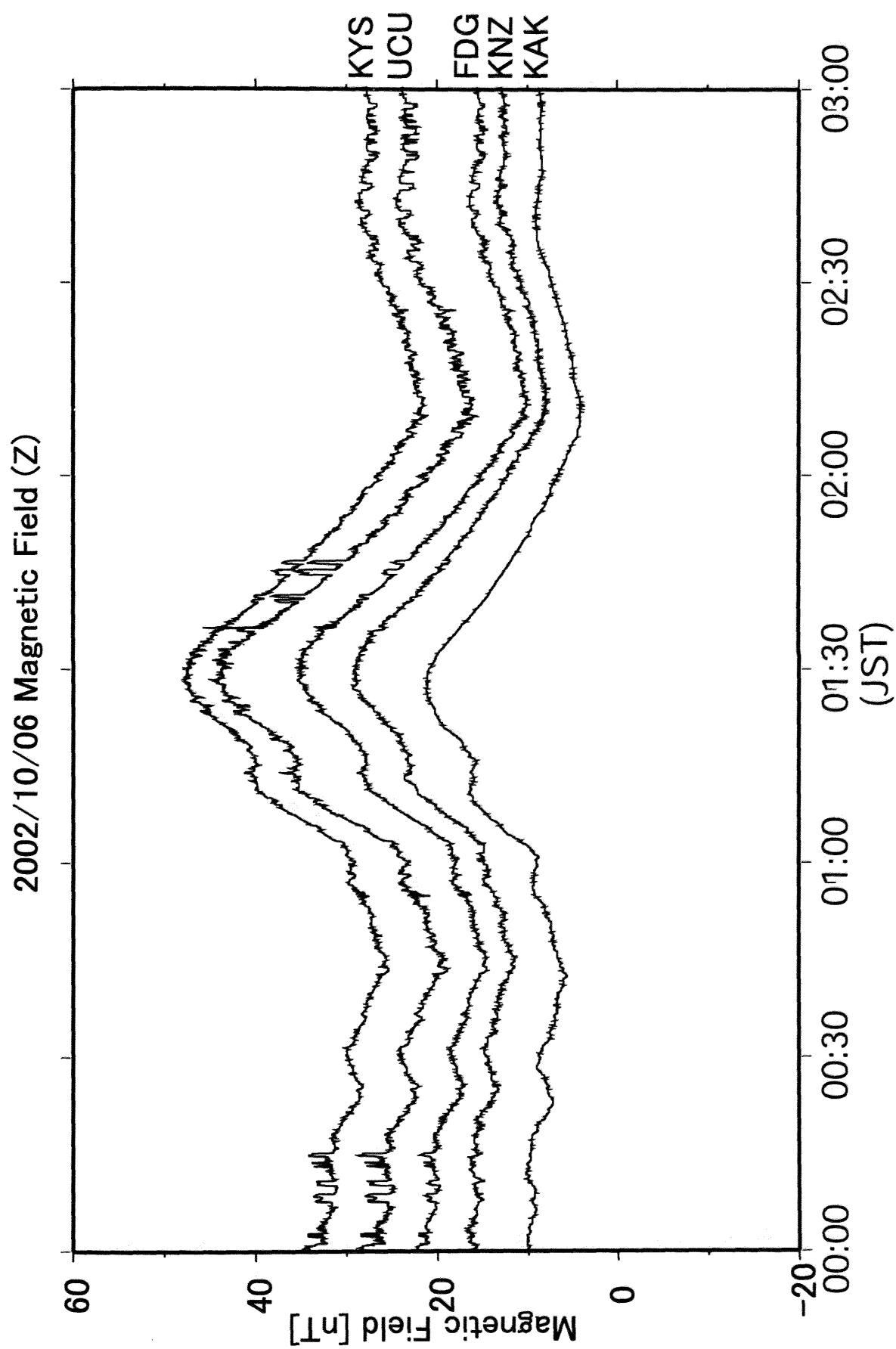


Fig. 3.7 各観測点で観測された磁場 Z 成分

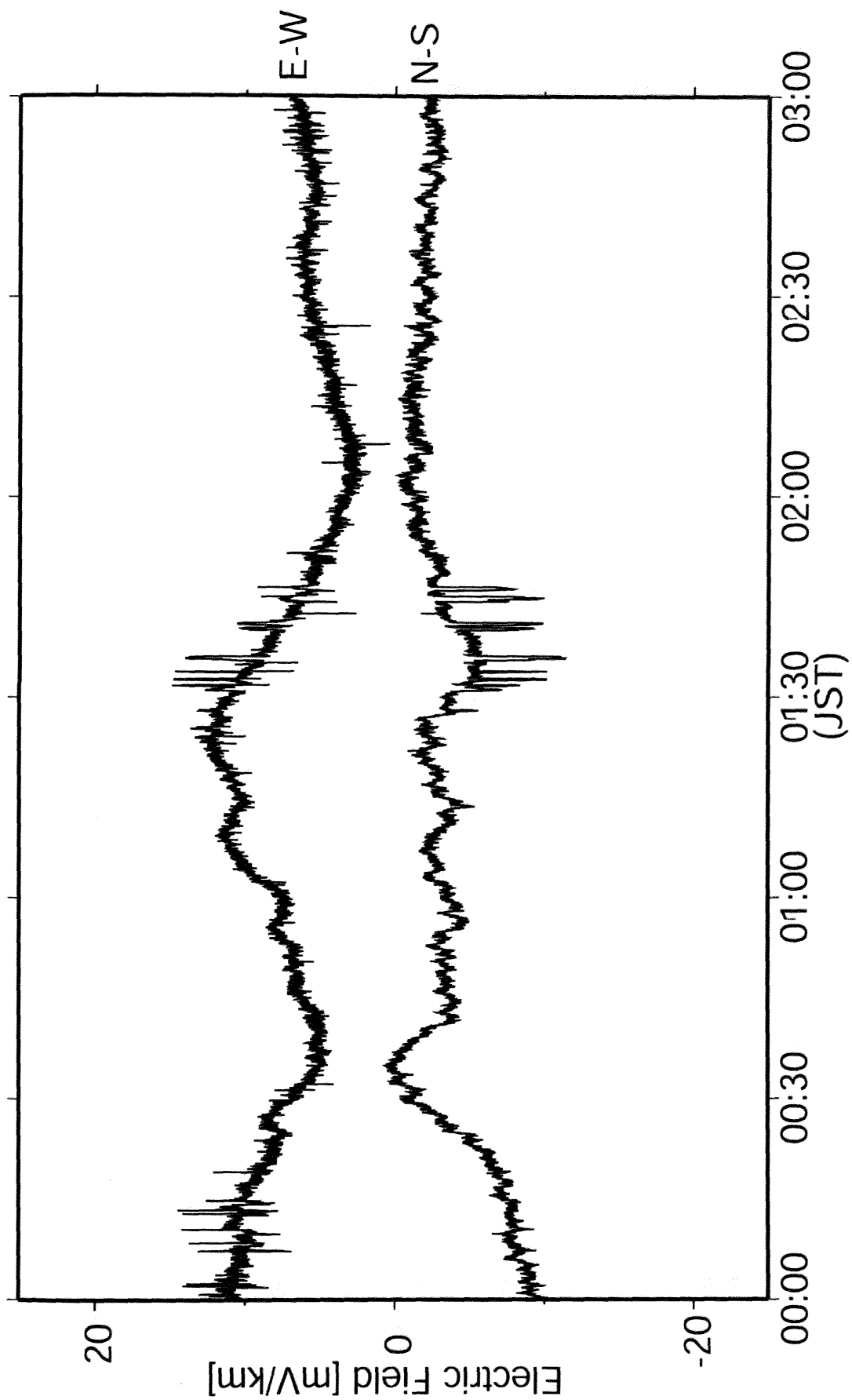


Fig. 3.8 KYSにおける電場

2002/10/06 Electric Field (UCU)

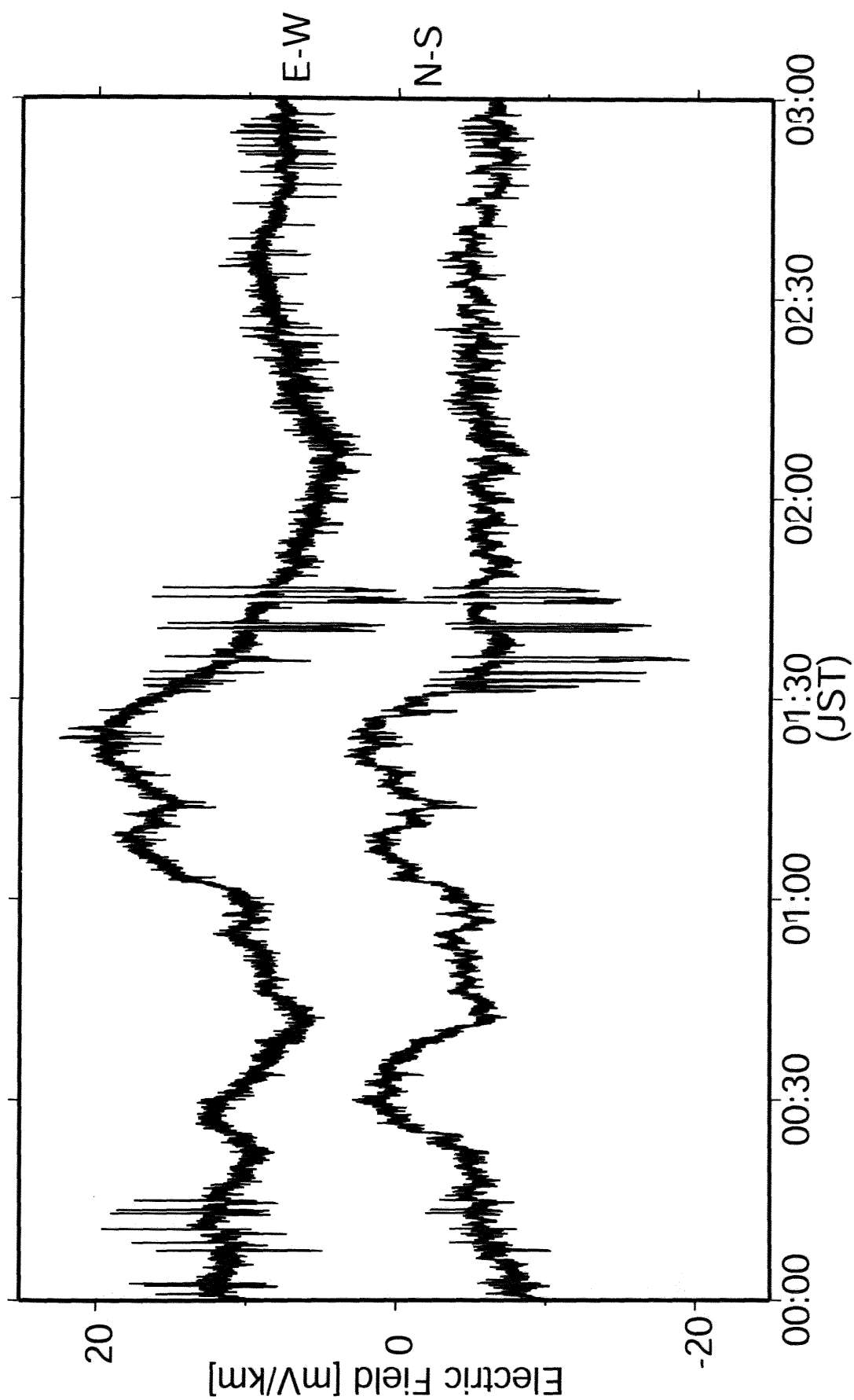


Fig. 3.9 UCUにおける電場

2002/10/06 Electric Field (FDG)

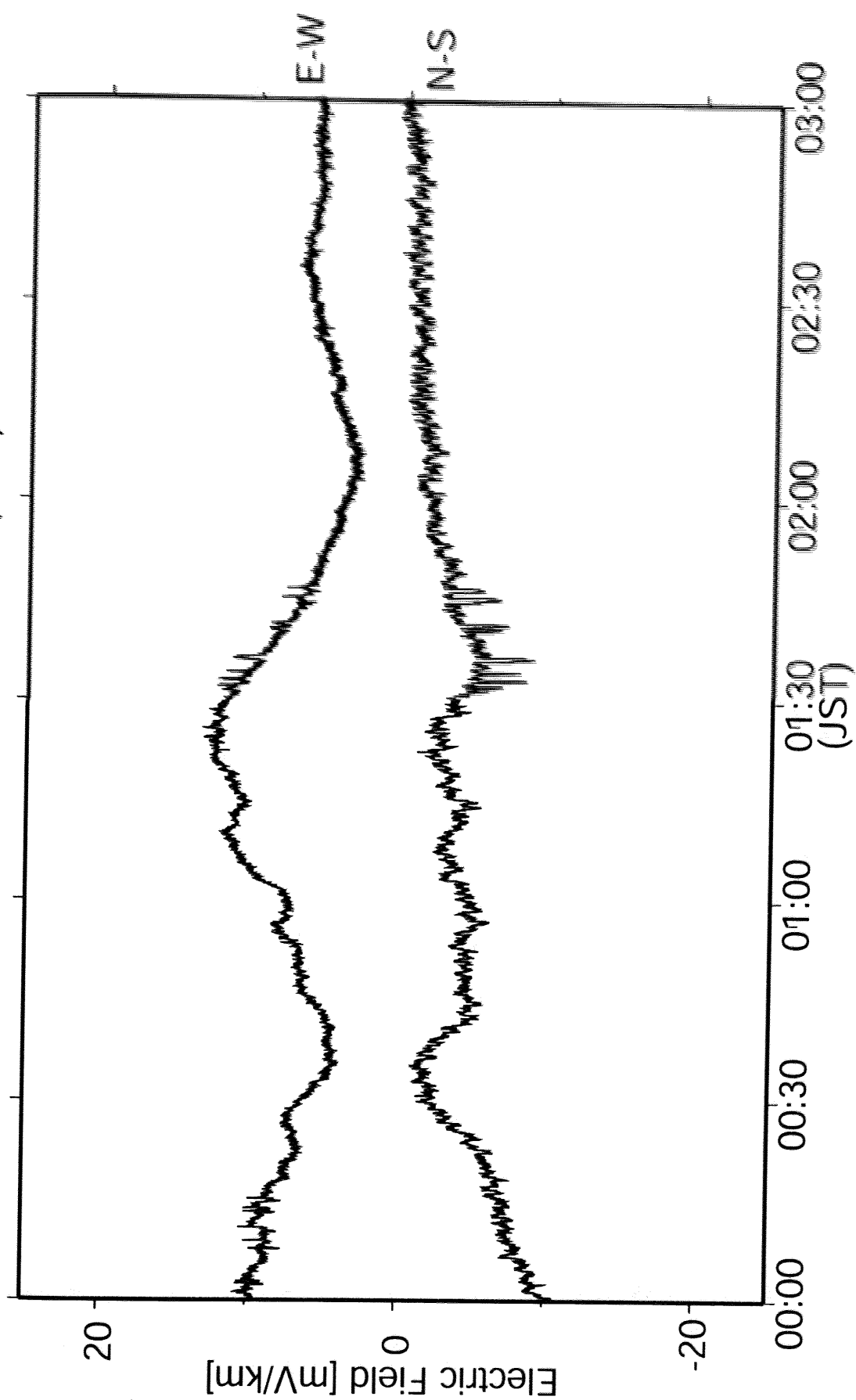


Fig. 3.10 FDG における電場

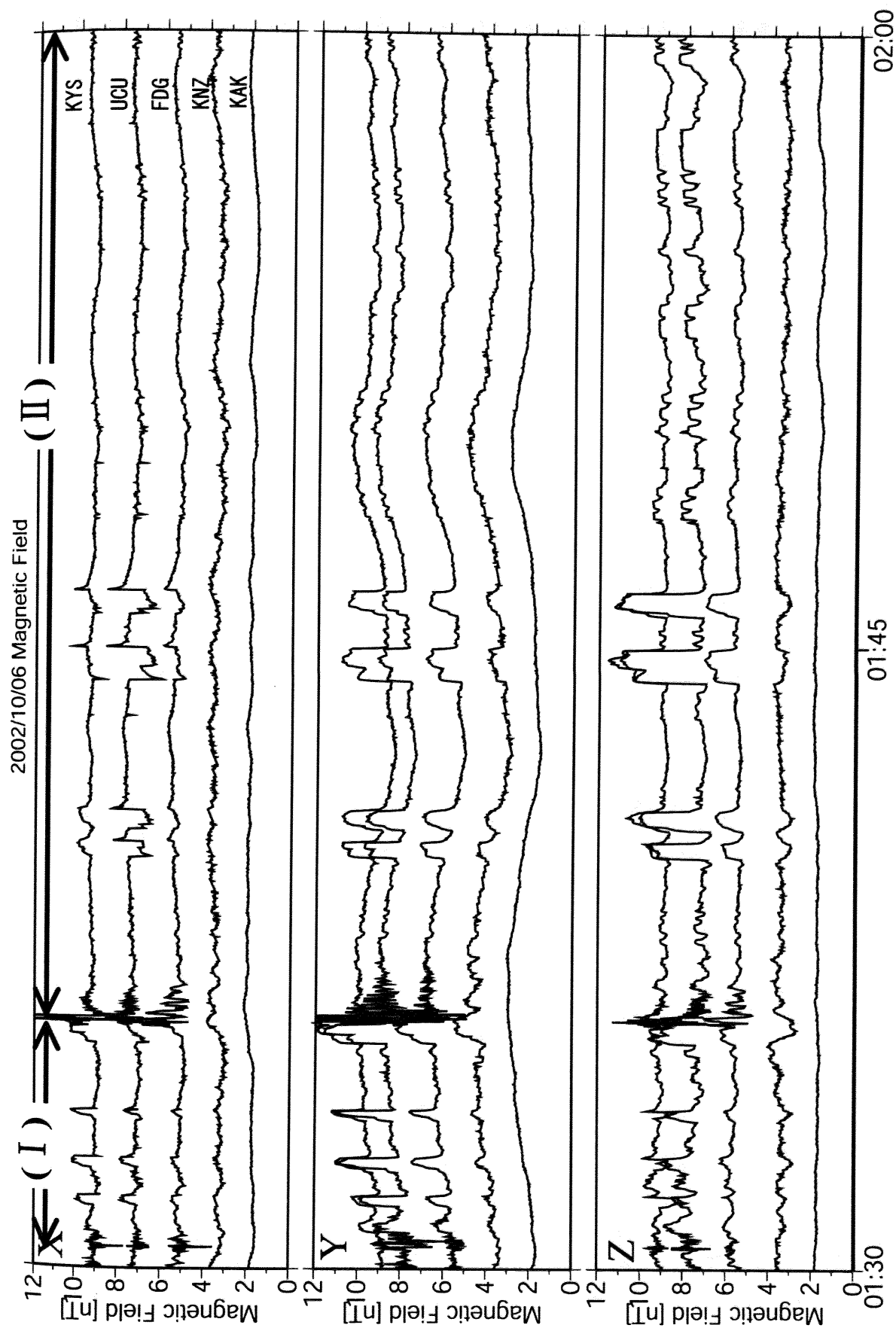


Fig.3.11 およそ 940 秒のハイパスフィルタを施した磁場変動記録. 時間は 01 : 30 (JST) から 30 分間を表示。

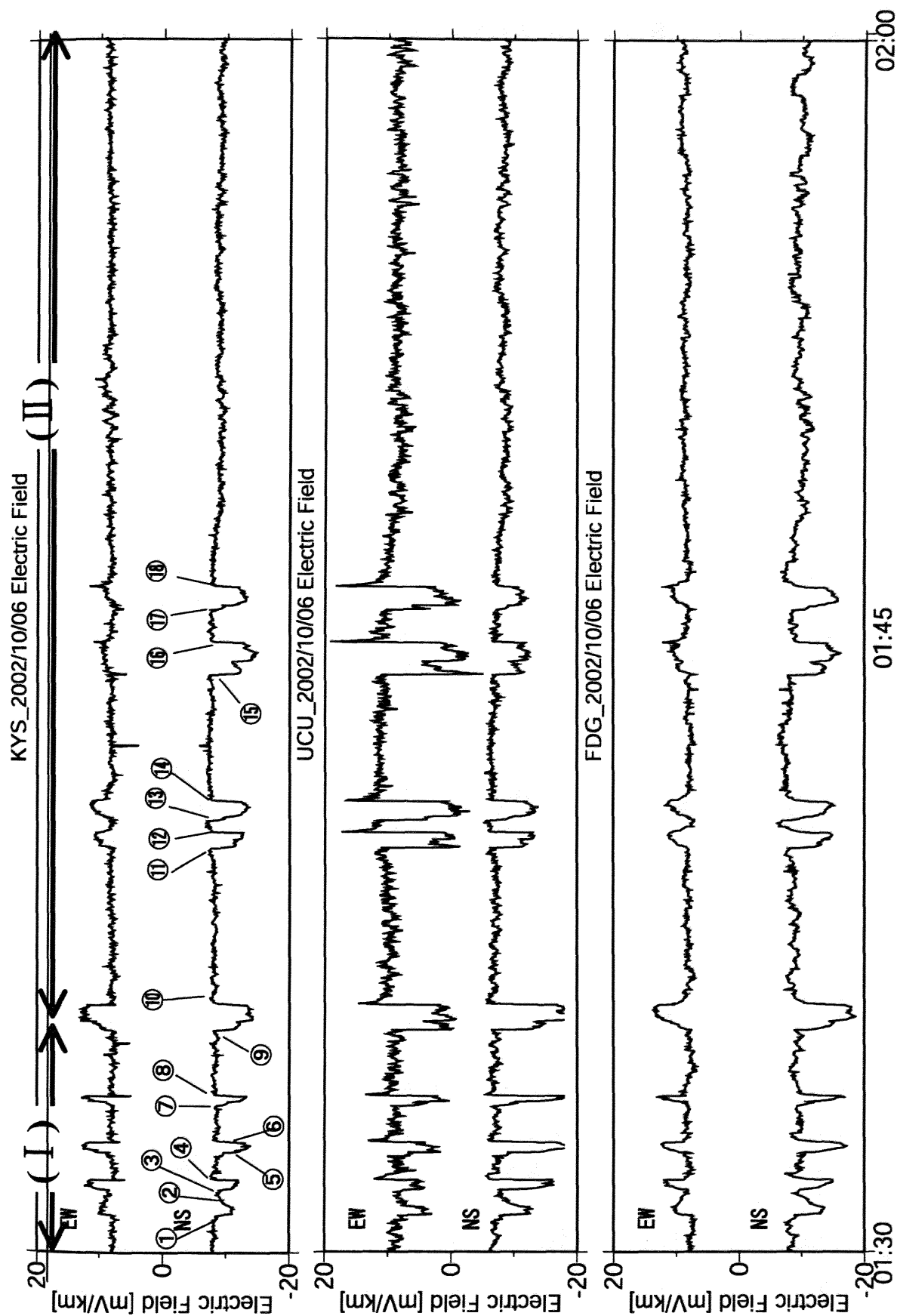


Fig.3.12 およそ 940 秒のハイパスフィルタを施した電場変動記録. 時間は 01 : 30 (JST) から 30 分間を表示。

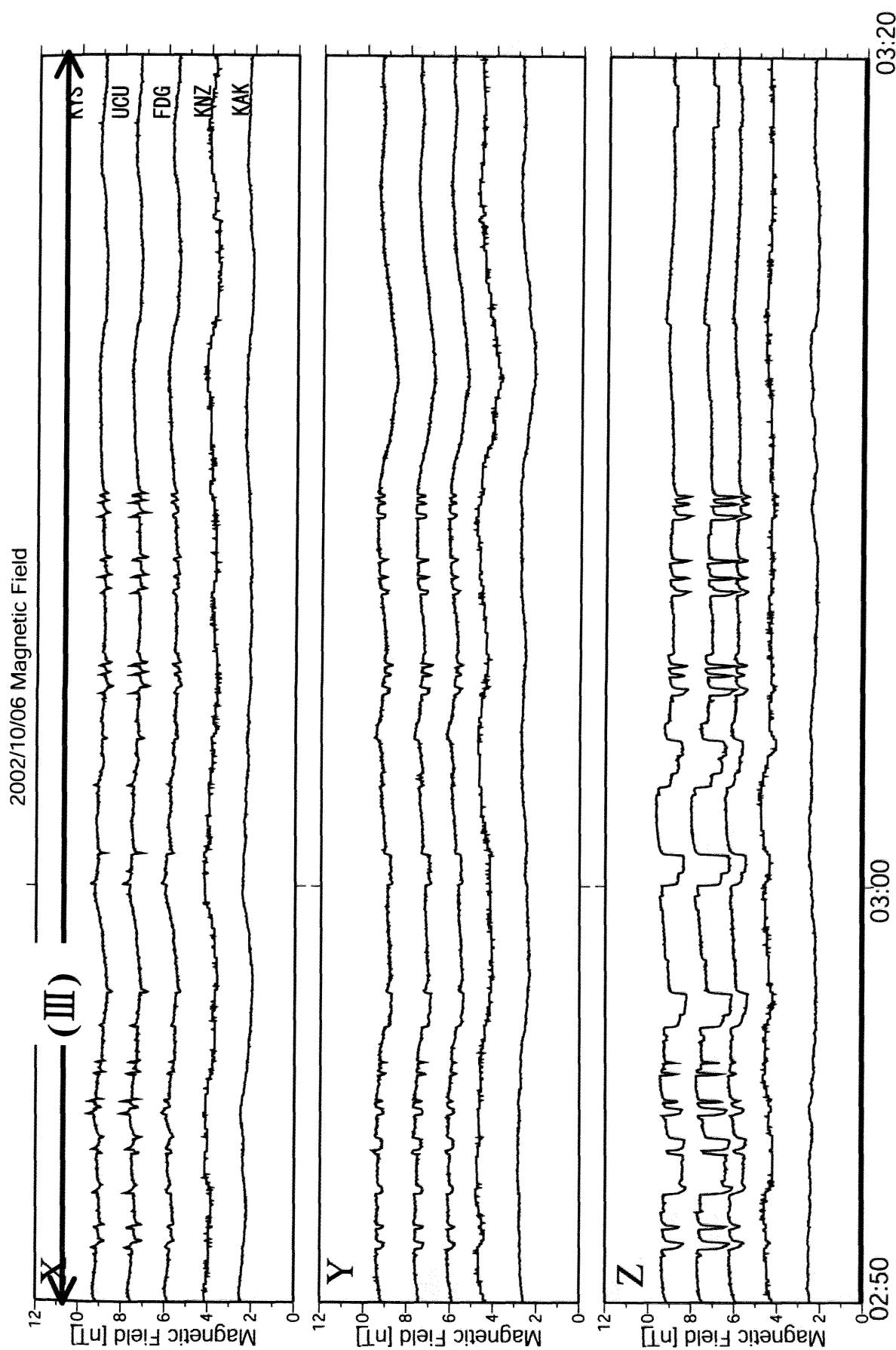


Fig.3.13 およそ 940 秒のハイパスフィルタを施した磁場変動記録. 時間は 02 : 50 (JST) から 30 分間を表示。

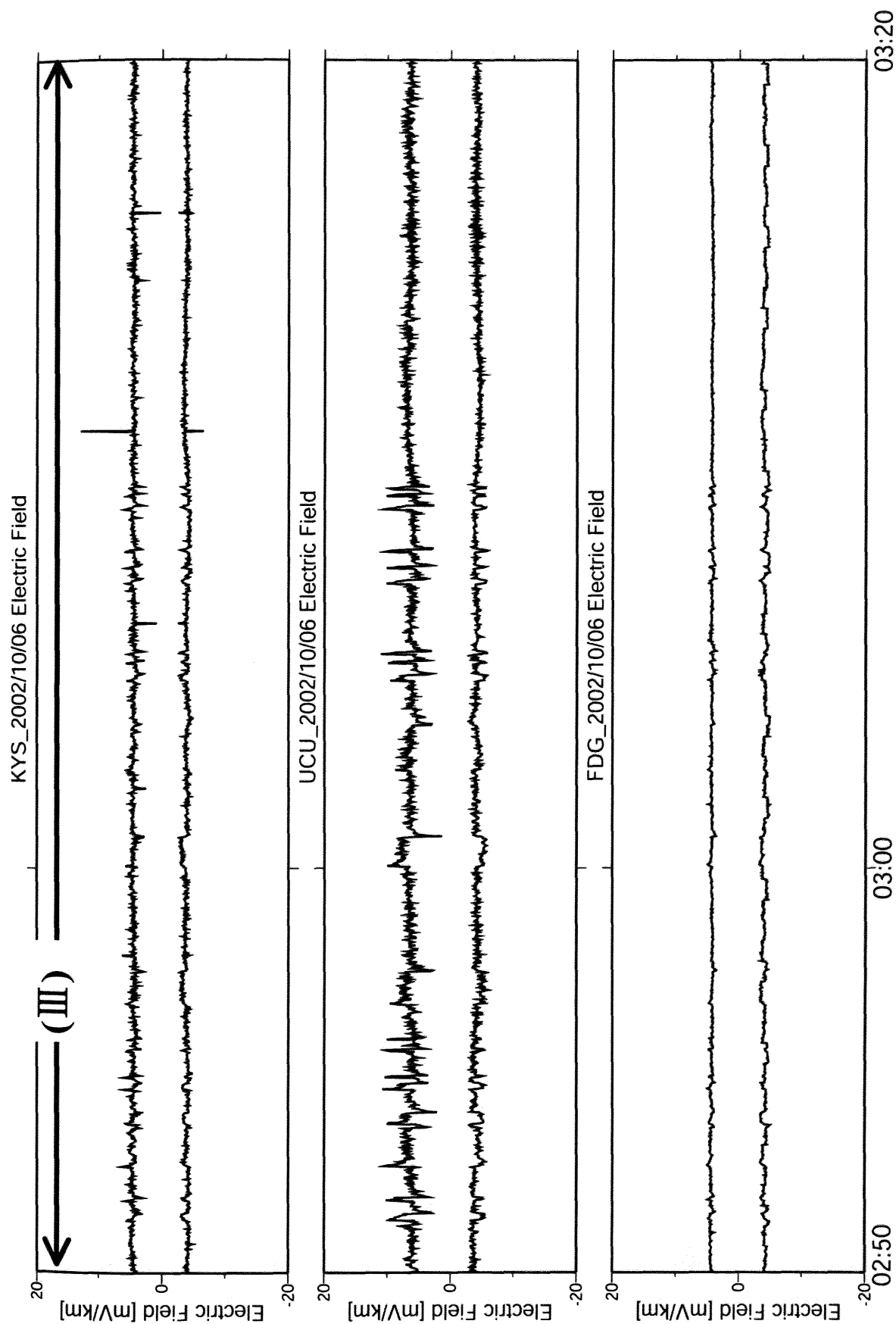


Fig.3.14 およそ 940 秒のハイパスフィルタを施した電場変動記録. 時間は 02 : 50 (IST) から 30 分間を表示。

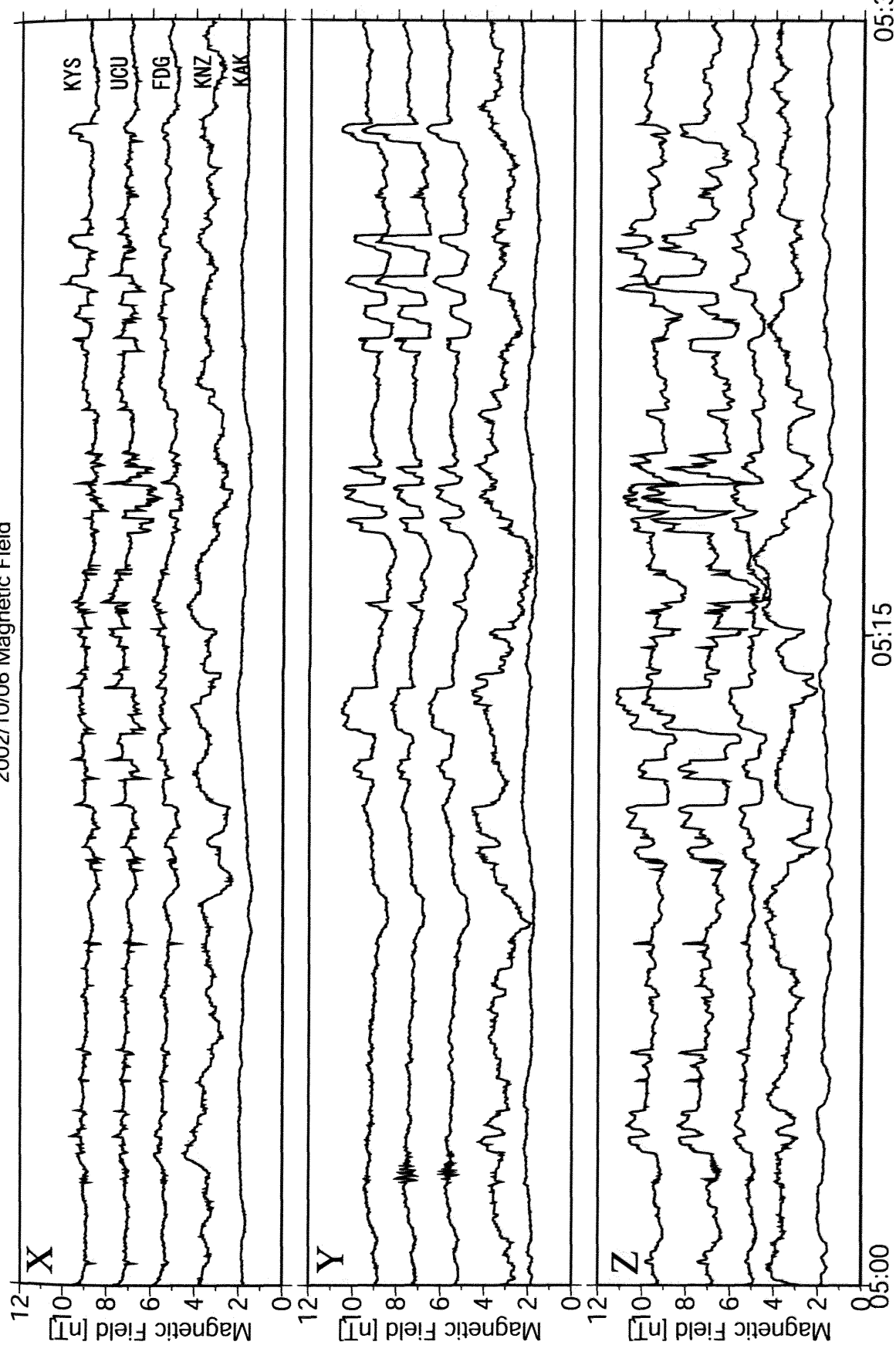


Fig. 3.15 およそ 940 秒のハイパスフィルタを施した磁場変動記録. 時間は 05 : 00 (JST) から 30 分間を表示。

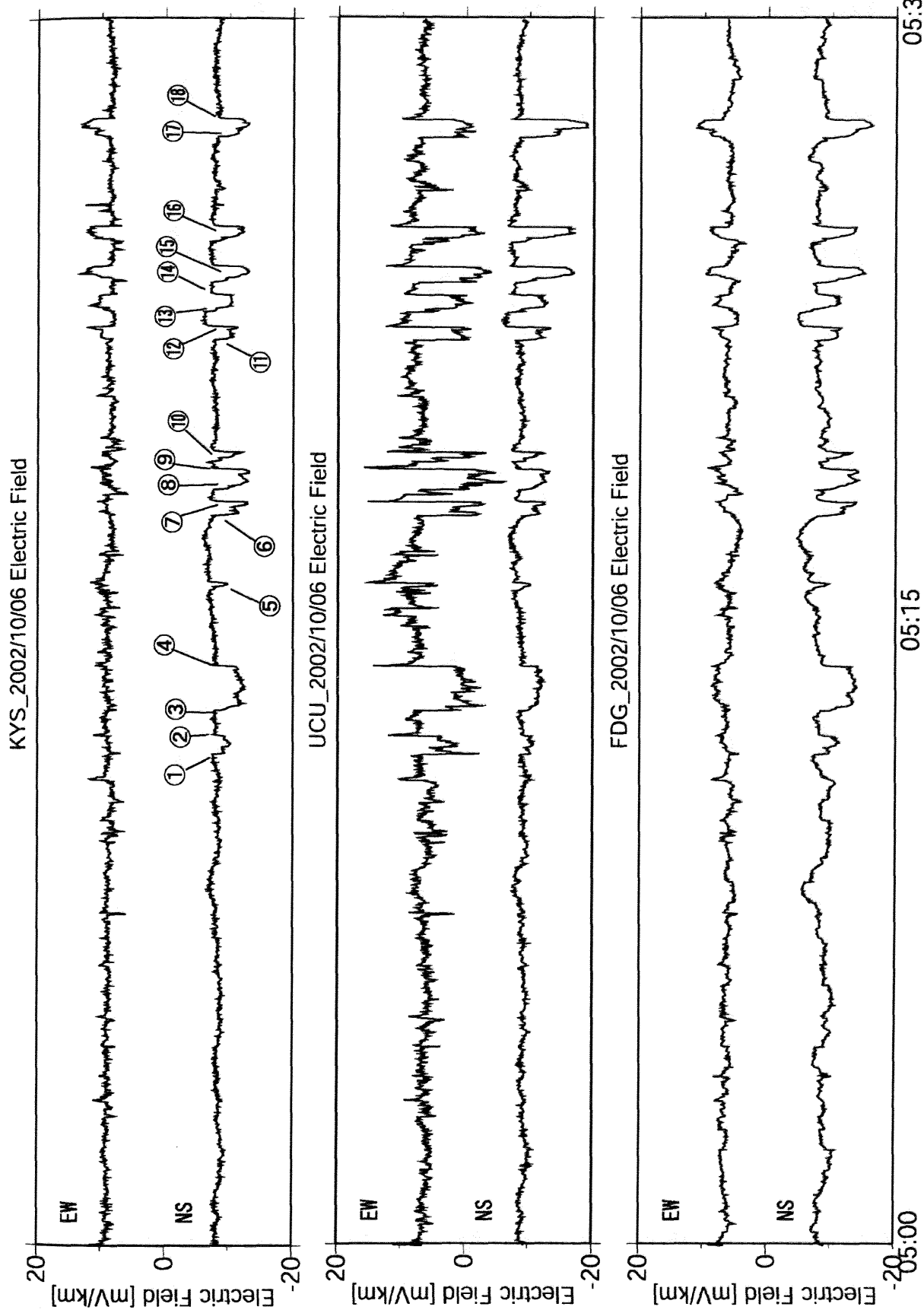
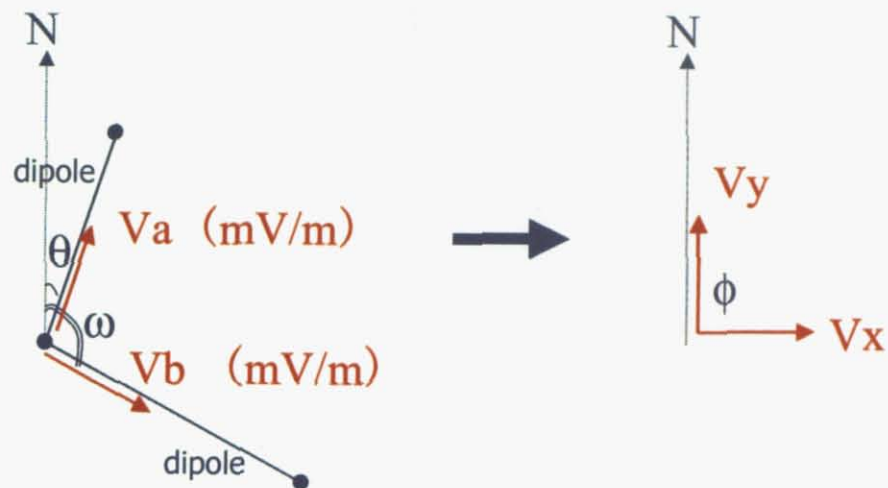


Fig. 3.16 およそ 940 秒のハイパスフィルタを施した電場変動記録. 時間は 05 : 00 (JST) から 30 分間を表示。



$$V_x = (-V_a \cos \omega + V_b \cos \theta) / \sin(\theta - \omega) \quad \dots \text{E-W component}$$

$$V_y = (V_a \sin \omega - V_b \sin \theta) / \sin(\theta - \omega) \quad \dots \text{N-S component}$$

Fig. 3.17 地電位差観測データの投影

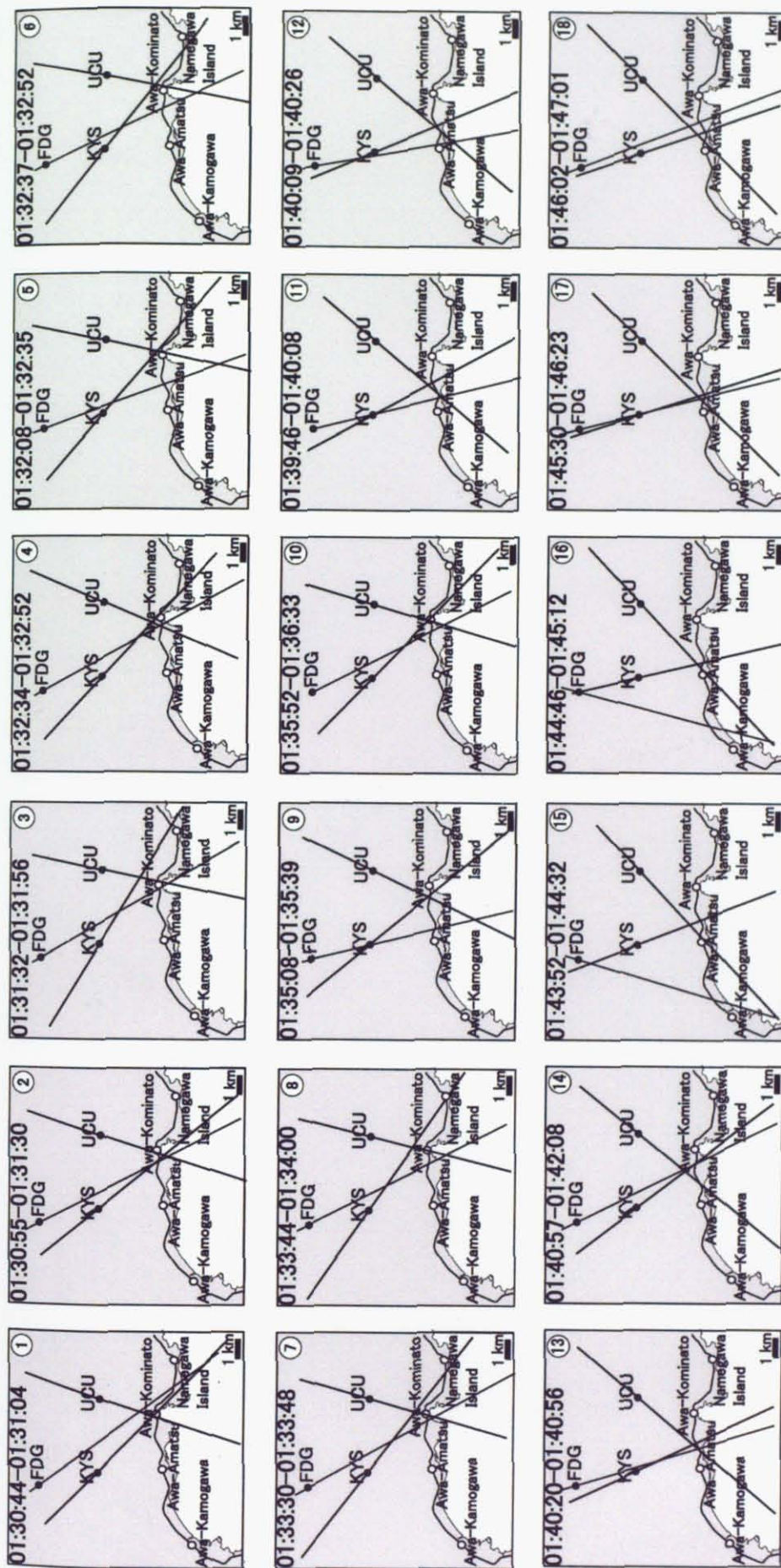


Fig. 3-18 各観測点の地電位差から求められた電場 (2002 年 10 月 5 日未明の異常変動)。

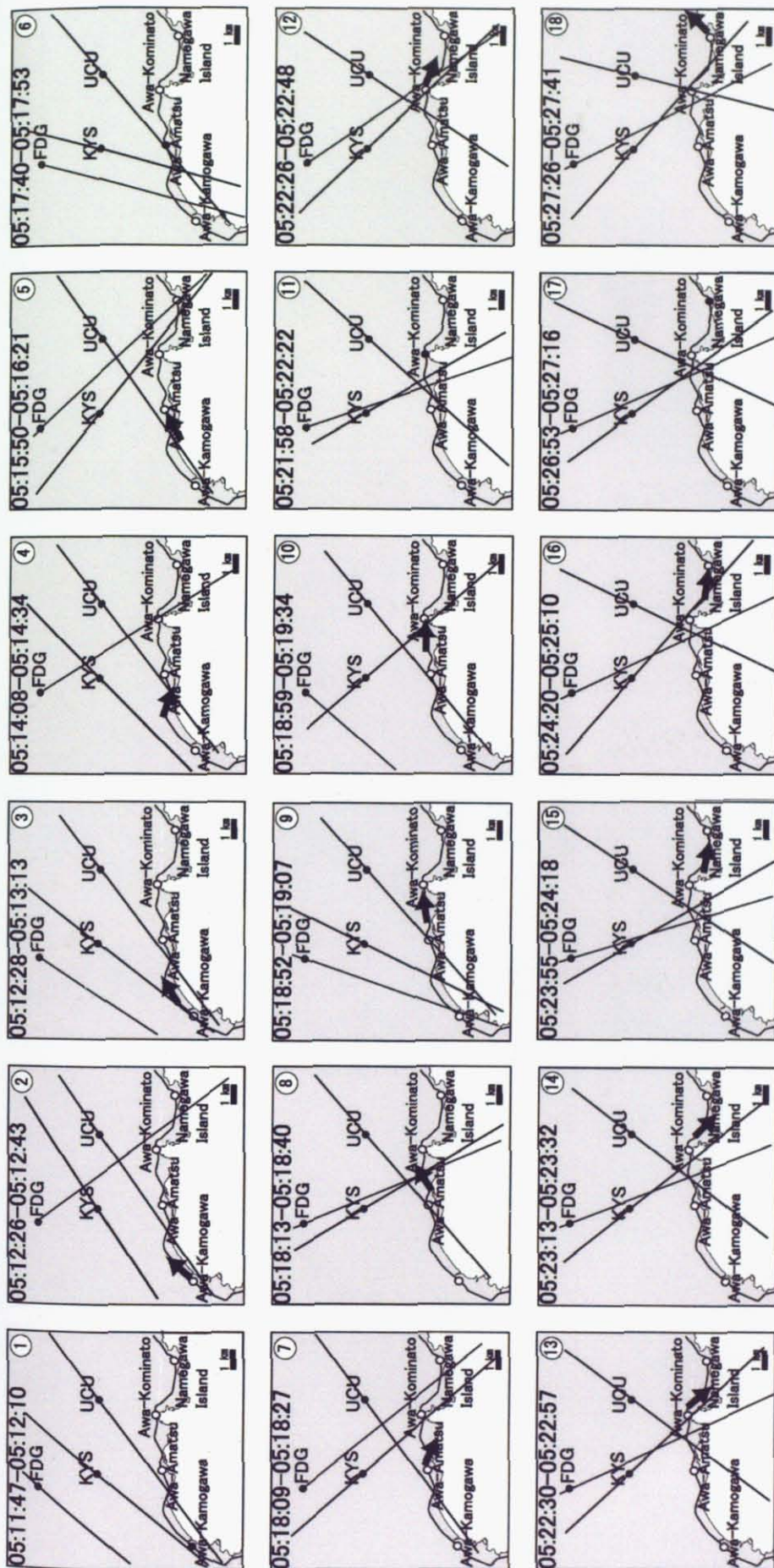


Fig. 3.19 各観測点の地電位差から求められた電場(電車ノイズ)。

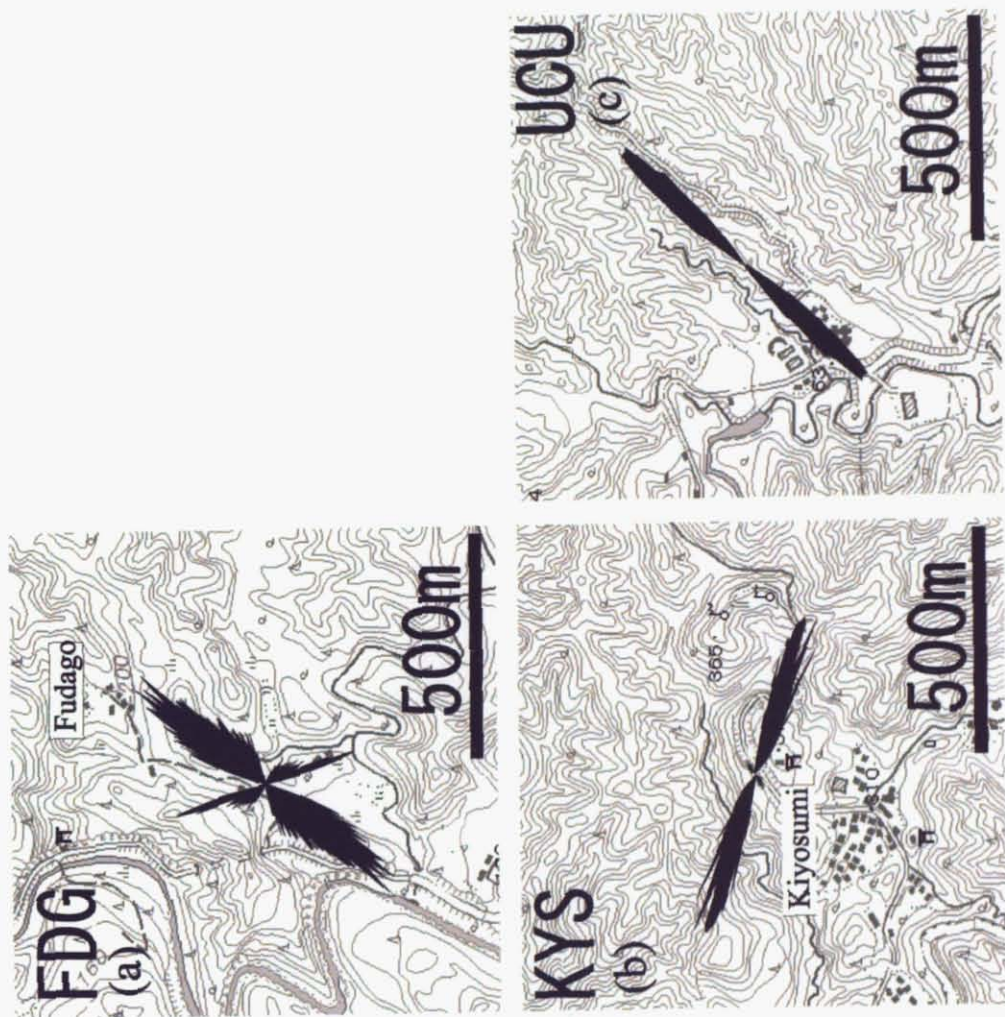


Fig. 3-20 各観測点でのバックグラウンドノイズ電場ベクトルの変動分布

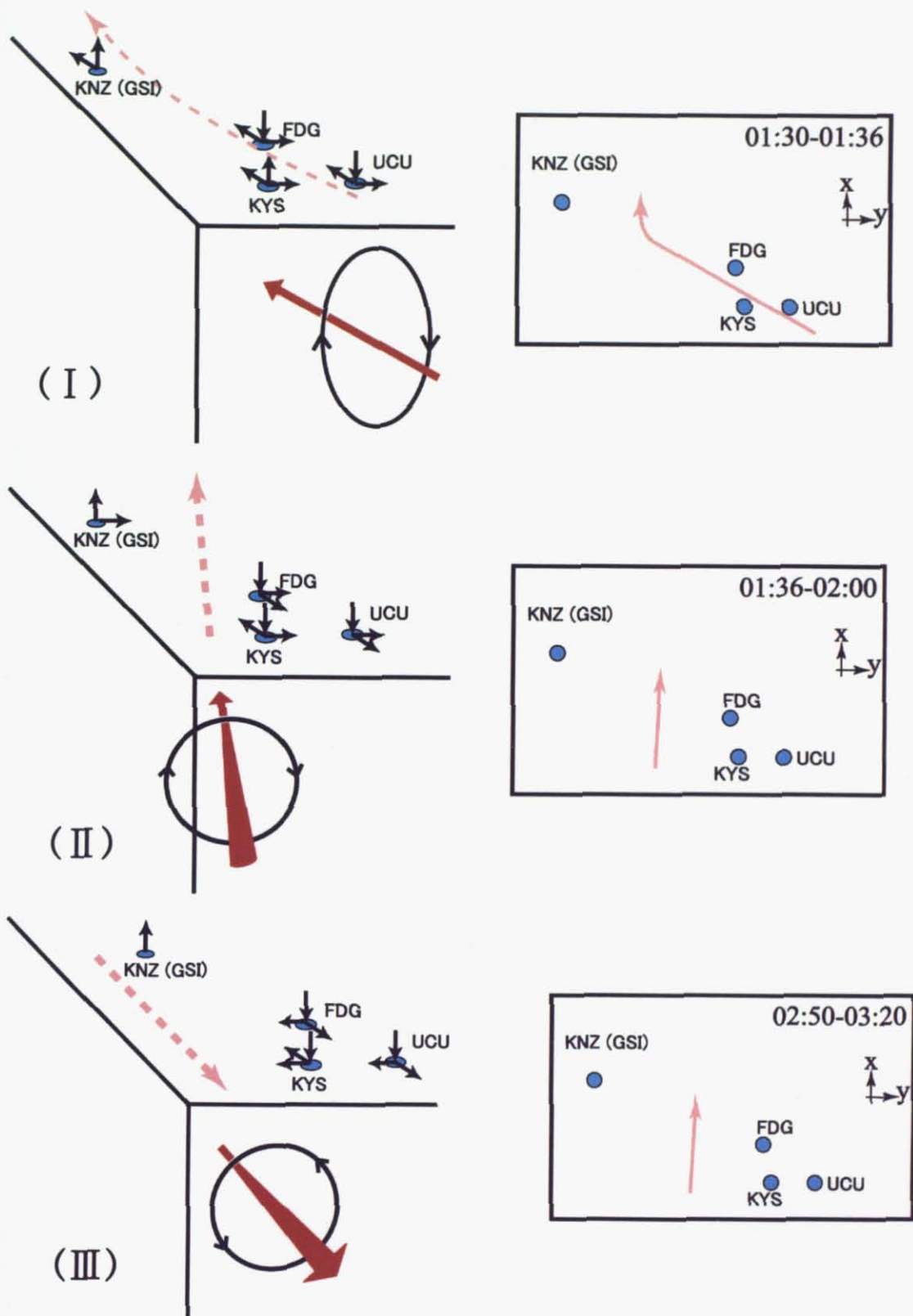


Fig. 3.21 磁場変動から推定された異常変動時の線電流源 (I:01:30-01:36、II:01:37-02:00、III:02:50-03:20)

Table.3.1 10月6日未明の電磁場変動の各観測点での極性

magnetic field	KYS			UCU			FDG			KNZ		
	X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y	Z
I (01:30-01:36)	+	+	-	+	+	+	+	+	+	?	+	-
II (01:36-02:00)	+	+	+	-	+	+	-	+	+	?	+	-
III (02:50-03:20)	?	-	-	?	-	-	?	-	-	?	-	-

electric field	KYS		UCU		FDG	
	EW	NS	EW	NS	EW	NS
I (01:30-01:36)	+	+	-	-	+	-
II (01:36-02:00)	+	-	-	-	+	-
III (02:50-03:20)	?	?	+	-	?	?

第4章 電磁界シミュレーションによる検証

本章では、各観測点で観測された電磁場の変動を検証するための電磁界シミュレーションについて記述する。本論文ではFDTD法を採用し、地中、地上、超高層に波源（電流源）を仮定し、10月6日未明に観測された電磁場変動が説明できるかどうかを調査した。通常は大地の電気伝導度は適当と考えられるパラメータを与える。しかし、本論文では、観測点にて長期の地球電磁場を測定しているため、地磁気地電流(Magneto-Telluric)法（以下MT法と呼ぶ）によって電気伝導度の推定が可能である。したがってシミュレーションをするにあたり、より現実的なパラメータ設定を行うため、観測点付近の電氣的構造をMT（地磁気地電流）法により調査している。

4-1 MT法による地下の電氣的構造の推定

4-1-1 MT法

南房総のULFアレイ観測点はKYS（清澄）、FDG（札郷）、UCU（内浦）、IYG（伊予ヶ岳）の4点で、電場と磁場の同時観測を行っている。観測システムは地球磁場を計測する3成分磁場センサと地下の電位差を計測する地電位差センサからなる。磁場変動と電場変動の記録からMT法を適用し、地下の比抵抗構造の推定を行った。

MT法とは、太陽と地球の相互作用で発生した超高層起源の波動（地磁気脈動等）を利用して、地下の電氣的構造を推定する方法である。超高層起源の波動を大地に垂直入射する平面波であると仮定し、観測された誘導電場成分と磁場成分との関係から大地の比抵抗を求める手法である。表皮効果により低い周波数ほど地下深くまで浸透する性質を利用し、深さ方向の比抵抗変化を求めることができる。Fig.4.1にMT法の概念図を示す。MT解析に使用したデータはKYS、UCU、DSF、IYGの4点で、2000～2004年の電場、磁場、（1秒にリサンプリング）を用いた。深夜（0～3時）のKp値が6.0以上の日をピックアップし、人工ノイズが最も少ないと期待される午前0時から4時までの4時間分のデータを使用して解析を行った。MT解析の原理や適用した手法（RRRMT）等の詳細についてはAppendix 2に記述する。

4-1-2 MT解析結果

上記の条件を満たすデータをMT解析したところ、4観測点あわせて38例でRRRMTの評価基準を満たす解析結果を得ることができた。Fig.4.2に各観測点について求められたテンソルの主軸方向と地域の表層の地質構造を示す。この方

向には 90° の曖昧性があるが、概ね東西-南北の方向を向いていることがわかった。地質境界の走向はほぼ東西方向であるので、求められた主軸方向と調和的であることがわかる。

1次元インバージョン結果を得られた内訳は KYS : 8 例 (Fig. A.2.1 参照)、UCU : 17 例 (Fig A.2.2~4 参照)、FDG : 5 例 (Fig. A.2.5 参照)、IYG:8 例 (Fig. A.2.6 参照) である。KYS では Fig. A.2.1 に見られるように(a)の 2001 年 3 月 20 日の 1次元インバージョンの結果だけ他のものと比べ 10km 付近での電気伝導度が著し低い値をとっている。この日は地磁気活動が活発で K_p が 7 を越えたが、生データをみると KYS データには夜間にもかかわらず日中と変わらないノイズが混入しているように見受けられる。この影響により 100 秒付近とそれ以上の周期において見かけ比抵抗の算出結果の分散が大きくてでていることがわかる。生データを調べるとこのノイズは 2001 年 4 月以降現れなくなった。2003 年 10 月 29 日 (Fig. A.2.3(e)) と 2004 年 7 月 25 日 (Fig. A.2.3(g)) はいずれも強い磁気嵐があった日の結果である。全体的に見ると深さ 10km 付近に低比抵抗帯が存在する傾向を示している。

UCU の結果を Fig. A.2.2~4 に示す。UCU は 4 観測点の中でも特に S/N がよく、最も解析結果が多く出ている。全体的な傾向は KYS と似ている。KYS と UCU は東西方向に約 5km しか離れていないので、合理的であると考えられる。

一方、FDG は電場の振幅が最も小さく得られた結果も一番少なかった (Fig.A.2.5 参照)。この原因として、FDG 観測点が休耕田にあり、電極間の抵抗が低いために地電位差の振幅もかなり小さかったこと、また、観測点近くに農作物を野生動物から守るための高圧電流線もあり、このノイズの影響もあり S/N も悪かったことなどが挙げられる。しかしながら、得られた 1次元インバージョンの結果は KYS や UCU 観測点と似ているといってもよいと思われる。FDG は KYS から北へ約 5km の位置にある。

KYS、UCU、FDG 観測点に共通している傾向としては、概ね 10km 付近ゆるいコントラストの比抵抗構造変化があることである。

上記 3 観測点から西方へ約 20km 離れた IYG 観測点の結果を Fig. A.2.6 に示す。1次元インバージョンの結果にばらつきがあるようにも見えるが、10km より浅い部分に関していえば、深さ数 km 程度の部分が低比抵抗帯を反映しているようにも見える。位相をみると、およそ 0 から 40° 付近に分布することが多く、これでもやや浅いところに低比抵抗帯があることが示唆される。

以上まとめると IYG を除く 3 観測点では、比抵抗値は深さおよそ 10km 付近までは $10\Omega m$ オーダーで、この付近に低比抵抗帯の存在が示唆される。以降、深さが増すにつれ比抵抗は増加しはじめ、深さ 6, 70km 付近で $1000\Omega m$ 以上に達する。このような構造が IYG まで連続であるかどうかは不明であるが、IYG

では KYS、UCU、FDG より若干浅い部分（10km 以浅）で低比抵抗値を示す結果となった。

4-1-3 MT 結果の考察

4-5 節で求められた低比抵抗帯について考察することにする。すなわち、この低比抵抗帯のフィリピン海プレート上面の可能性について述べる。Fig.4.3 は Ishida（1991）によって地震活動により推定された関東一東海地域の地下におけるフィリピン海プレートおよび太平洋プレートの位置を推定したものと 2002 年 10 月 1 日から 31 日までの 1 ヶ月の房総半島近傍での地震活動度を表したものである。Ishida(1991)によると KYS、UCU、FDG の観測点付近では、プレート境界は 10-20km となることがわかる。地震活動も概ね調和的である。

Fig.4.4 は Sato et al (2005)による推定結果（破線）である。実線は Ishida（1991）による推定結果で Sato et al (2005)の方が全体的にみて若干浅くなっていることがわかる。

電磁気学的手法である MT によって推定された房総半島下部にもぐり込むフィリピン海プレート上面の推定位置は、すなわち一次元解析により得られた低比抵抗領域のピークはおよそ 10km と地震学によって得られた結果よりやや浅い位置に存在することを示唆している。2005 年春に房総半島沖で、エアガンを用いた反射法探査が実施された。その序報的な解析によると、房総半島南部において地震波反射面は 10km より浅いところにコントラストの大きなところがあることを示唆している（津村私信）。反射法によるコントラストの大きな場所は、インピーダンスマッチングから考えると、水が多く含まれる領域を意味する。したがって、MT 法の結果と調和的である可能性が高い。反射法の詳細な解析が待たれるが、電磁氣的にフィリピン海プレートの上面をとらえた可能性があり、電磁環境の悪い房総半島で検出した意味は大きいと考えられる。

4-1-4 電磁界シミュレーションに採用する地下の電氣的構造

シミュレーションを行う場合、様々なパラメータの与え方に自由度があり、できるだけ現実に近いパラメータを選択する必要がある。これまでのシミュレーションでは、大地の電気伝導度については 2～3 層のモデルが当てはめられていることが多かった。本論文では、より現実的な解を求めるために、地下の電氣的構造として南房総観測点の電磁気データを用いて行った MT 解析の結果を適用する。KYS、UCU、FDG の 3 観測点にもたらされる影響についてみるため、各観測点で得られた複数の 1 次元構造決定結果の中から代表的な値を選んだ。計算された構造変化が不自然でなく滑らかに変化しているもので、できるだけ誤差が少なくもとめられているものとして KYS:2002 年 5 月 23 日 (fig A.2.1)、

UCU：2002 年 4 月 17 日(Fig. A.2.3)、FDG：2003 年 3 月 31 日(Fig. A.2.5)の平均的な値を用いた。このようにして求められた比抵抗構造を Fig.4.5 に示す。これを大地の電氣的構造として電磁界シミュレーションを行った。

4-2 FDTD 法

各観測点で観測された電磁場の変動を検証する目的で FDTD 法による電磁界シミュレーションを実施した。FDTD 法の原理については Appendix.3 に記述する。

解析に必要なパラメータの 1 つとして、媒質の電気伝導度がある。大地の電気伝導度として、MT 解析結果により得られた観測点周辺の地下の電気伝導度構造を適用した。また、地表から 80km 以上の大気領域は、電離圏と定義し、Appendix.4 の大気伝導度モデルを超高層（電離圏）の電気伝導度として適用した。

本論文では、大地の比抵抗モデルについて十分な空間的情報をえることができなかった。その最大の理由の 1 つは、観測点が局在していたことによる。いくつかの観測点において、電氣的な地下構造を獲得するために臨時観測をおこなったが、ノイズ等の影響で利用できるデータは得られなかった。したがって、本論文の解析では水平一方向と深さ方向を座標にもつ 2 次元モデルで FDTD 法を適用した。Fig. 4.6 にあるような XZ 平面上の任意の点に電流源を設定した。図では Z が鉛直方向、X 方向が水平面を表わしている。電流源からは Y 方向（紙面に垂直方向）に電流を流し、任意点上における電場(Y 方向 (ey 成分))、磁界(X 方向 (hx 成分)、Z 方向 (hz 成分))を見積もる。

実際のシミュレーションを行う前に FDTD プログラムの動作検証と一般的な電磁場の振る舞いの把握を目的として単純モデルである均質構造に場合の電磁界計算を行った。実際の観測点データに関する電磁界シミュレーションでは、電磁場変動のソースとして線電流源（ガウスパルス）を仮定した(Fig. 4.7)。ガウスパルスは定式化が容易で、周波数スペクトルが滑らかな特徴を持つため FDTD の計算ではよく用いられる。またガウスパルスには直流成分を含む広い周波数成分を持つという特徴がある。以下に解析に用いたガウスパルスの式を示す。

$$I(t) = \exp\left\{-\left(\frac{t-t_0}{t_s}\right)^2\right\} \quad [\text{A}] \quad (4.1)$$

ここで $t_s = t_0 / 4$ [sec]である。電流源の位置をさまざまに変化させ、ソース位置

の違いによる各観測点の電磁場変動の振る舞いを調査した。電磁界シミュレーションによる計算結果と実際の観測とを比較することにより、電流ソースの位置推定を行うことにした。本論文では、電磁界計算に必要となる μ ：透磁率、 ϵ ：

誘電率はそれぞれ真空中での値 $\mu = 4\pi \times 10^{-7}$ [H/m] と $\varepsilon = 1/(c^2 \times \mu)$ [F/m] を使用した。ここで、 c は光速 (3.0×10^8 [m/s]) である。

4-3 均質な構造を与えた場合の結果

均質な構造を与えた単純なモデルのシミュレーション結果を示す。ここでは特に吸収境界の有無や媒質中の電気伝導度変化などによって電磁場伝播の変化の傾向を把握することにする。

まず、 40×40 km の解析領域を設定し、電気伝導度を 0 [S/m] とし、大気中の伝播を想定した。電流波源は解析領域の中心におき、原点（解析領域の左下）から 10 km $\times$ 10 km の位置に観測点を設定した (Fig. 4.8)。解析に用いたセルサイズは 1 km $\times$ 1 km である。

まず、吸収境界を持たない自由空間内で計算させた結果を示す。電流源として式 4.1 のガウスパルス波源の t_0 の値を Fig. 4.9 のように変化させた。対応する結果が Fig. 4.10 で、各成分ごと重ねてプロットしてある。解析領域の境界で反射の影響が出ていることが分かる、この影響は t_0 の値が大きいほど小さくなる傾向がある。また、 t_0 が増大するにつれ振幅が減少してゆく傾向があるが、 $t_0 = 1.0 \times 10^{-3}$ 以降は大きな変化が見られなくなり、この時点で反射の影響もほとんど見られなくなる。これは t_0 が増大することでパルスに含まれる高周波成分が減少し、準静的な振る舞いに近づくためであると考えられる。

このときの状態を静磁界の場合で考えて見ると、

$$H = \frac{1}{4\pi} \frac{2I}{R}$$

から、 H_x はソースとの位置関係を考慮して

$$H_x = -\frac{1}{4\pi} \frac{2I}{R} \cos\left(\frac{\pi}{4}\right)$$

とできる。いま、

$$I = 2$$

$$R = 10\sqrt{2}$$

として

$$H_x = -7.9 \times 10^{-6} \text{ [A/m]}$$

となり、シミュレーション結果に概ね一致し、FDTD プログラムの動作にも問題がないことが確認できた。

吸収境界を適用した場合の結果を Fig. 4.10 に示す。前述の吸収境界がない場合とパラメータや条件は同様である。反射の影響がなくっていることが分かる。以降全ての計算にはこの吸収境界を適用することにする。

次に、媒質の電気伝導度を変化させた場合の振る舞いについて記述する。ここでは式 4.1 のガウス型電流波形を $t_0=1.0\times 10^{-3}[\text{sec}]$ 、振幅 $1[\text{A}]$ で固定し、電気伝導度を 1.0 から $1.0\times 10^{-4}[\text{S/m}]$ まで段階的に変化させその応答を調査した。Fig.4.10 は e_y 成分の振る舞いである。電気伝導度の違いにより観測される振幅は大きく異なるため、振幅の幅の表示を変えたものを 3 種示してある。電気伝導度を 1.0×10^{-1} と $1.0[\text{S/m}]$ としたものに関しては、今回の計算範囲内でピークに達することは無かった。波源となる電流ソースに対してその応答は、与えた電流減のピークとなる時間から観測された電磁場の振幅のピークが現れるまでの時間差についてみると、 $1.0\times 10^{-4}[\text{S/m}]$ では 0.002 秒程の遅延であるのに対して、 $1.0\times 10^{-3}[\text{S/m}]$ ではおよそ 0.03 秒送れて到達している。さらに $1.0\times 10^{-2}[\text{S/m}]$ ではおよそ 0.3 秒も遅れて到達することがわかる。これは、伝導性の媒質内で高周波成分が減衰し、伝播可能な周波数成分は主に低周波成分のみになることに起因する。つまり、媒質が分散性であるために発生すると考えられる。この遅延時間と電気伝導度の関係について Fig.4.13 に示した。また、Fig. 4.14 には電気伝導度と各成分に現れる振幅との関係について示した。いずれの場合も電気伝導度の増大に伴って振幅が減少してゆく様子がわかる。

次に、電流源の時間幅を変えた場合についてみる。ここでは電気伝導度を $1.0\times 10^{-3}[\text{S/m}]$ 、電流源の大きさを $1[\text{A}]$ で固定し、 t_0 を $0.6\times 10^{-3}\sim 2.0\times 10^{-3}[\text{sec}]$ まで段階的に変化させ、各成分についてその応答を調査した。Fig. 4.15 はその結果を示したもので、各成分ともに振幅は t_0 に依存していることが分かる。Fig.4.16 は t_0 の値と振幅の関係についてまとめたものであるが、両者がほぼ比例関係にあることがわかる。ガウス波形の広がりを与える t_0 は、エネルギーの集中する周波数に対応するので、 t_0 が大きいほど低周波数の振幅が増すことに意味し、表皮効果と勘案してシミュレーション結果は合理的であるといえる。

4-4 大地および電離圏の電気伝導度モデルを用いた場合の結果

本節では、ガウス型の波形をもつ電流源を地下、地表、上空それぞれに置いた場合について、地表の観測点での電磁場の変動をシミュレートした結果を記述する。

電流源を地表、地下に想定した場合では、解析領域は Fig. 4.6(a)、Fig. 4.6(b) のように $40\text{km}\times 40\text{km}$ (地中 20km 、大気圏 20km) とした。電流源は X 座標で中央部に設定し、Z 座標 (深さ) を変化させながら計算を行った。センサの位置は、X 座標で電流源から 0.5km 間隔で 21 点配置した。地中に電流源を仮定したシミュレーションは 10 月 6 日未明の電磁場変動の電流源推定を目的とし、地表に電流源を仮定したものは、直流電車の線路と観測点位置を考慮したものである。すなわち直流電車の漏洩電流による“電車ノイズ”を見積もるために実施

する。

電流源を上空に置いた場合は、Fig. 4.5(c)のように解析領域を $120\text{km} \times 120\text{km}$ (地中 20km 、大気 80km 、電離圏 20km) とした。センサの位置は、電流源 ($X=60\text{km}$) から 3km 、 5km 、 10km 離れたところに設定した。このシミュレーションは超高層起源の電流の影響を見積もるために行う。

4-4-1 電離圏に電流源を仮定した場合の結果

Fig. 4.17 は上空に電流ソースを置いた場合の結果である。電流ソースを超高層起源とした場合、観測点間隔に対してソース位置が充分遠方にあることから、各観測点での電磁場の到来時間および e_y や h_x の振幅はほぼ同じである。観測点位置によって h_z の値が異なるのは、ソースが一点であるのに対し、観測点の x 座標位置が異なるためであるが、振幅は h_x に対し 3 桁ほど小さく、 h_z はほとんど観測されないといつてよい。

4-4-2 地表に電流源を仮定した場合の結果

地表に波源 (線電流源) を置いた場合について、波源から観測点までの距離に応じてどのような電磁場が観測されるか計算を行った (Fig. 4.18)。

与えたガウス波源がピークになる時間に対し、地表で観測された波形のピーク到達時間は、波源からの距離が遠くなるほど遅延する。式 4.1 による振幅 $10[\text{A}]$ 、 $t_0=0.1[\text{sec}]$ のガウスパルスで計算を行ったが、このとき地上で見積もられるピーク時間の最大遅れは E_y で 0.01 秒、 H_x で 0.04 秒、 H_z で 0.1 秒程度であった (Fig. 4.19(a))。この遅延は導電性媒質である地中を伝わる波が分散しながら伝播するためと考えられる。これらの最大遅延時間が観測される地点は波源からの距離が E_y で $3\text{--}4\text{km}$ 、 H_x と H_z では $5\text{--}6\text{km}$ 程度の地点で、これより遠方では変化が見られなかった。

観測される電磁場の最大振幅も波源からの距離に依存する。この振幅の大きさは電場、磁場ともに距離に対して概ね指数関数的に変化してゆく。波源から 1km 地点での電磁場振幅を基準とした場合、振幅が $1/10$ まで減衰する距離は、 E_y で約 4km 、 H_x で約 8.5km 、 H_z で約 3km 地点であった (Fig. 4.20)。

4-4-3 地中に電流源を仮定した場合の結果

地下波源を置いた場合は、表皮効果により地表に比べ短周期成分が減衰するため、地表の観測点で得られる電磁場の波形は長周期成分が卓越し、この傾向は深さと距離が増すにつれ大きくなる。ここでは波源を地下 5km に置いた場合を例に述べる。また、波源のパラメータは地表のときと同様に式 4.1 で、振幅 $=10[\text{A}]$ 、 $t_0=0.1[\text{sec}]$ のガウスパルスとしてシミュレーションを行ったが、各成分

におけるピークの到達時刻は遠方の観測点ほど遅れ、地表にある観測点でのピーク時間の最大遅延時間は、3成分とも波源から離れるにしたがって増大してゆく。波源からの水平距離が10kmの地点でEy、Hxで約0.7秒、Hzで約1.0秒程度であった。(Fig. 4.19(b))。

地表の場合同様に、振幅の大きさは電場、磁場ともに距離に対して概ね指数関数的に変化してゆく。波源に対し水平に1km離れた地点での電磁場振幅を基準とした場合、振幅が1/10まで減衰する水平距離は、Eyで約7.5km、Hxで約10.5km、Hzでは10.5km以遠で、計算範囲外であった。(Fig. 4.24)

深さが増すにつれ、距離に対する振幅の減衰は鈍くなってゆく傾向にある。

波源を地上に置いた場合でも、地下に波源を置いた場合でも、ピークまでの遅延時間は、磁場より電場の方が小さい傾向にある。

波源の流れる向きに対して観測される磁場の極性が一般の場合と異なるように見える。すなわち、手前から奥に向かって流れる電流に対して、電流源の左側では磁場水平成分は正の方向を向くが、計算では負の方向を向いている。これは、コントラストの強い大地、地表付近の線電流によって形成される等磁力線が同心円を描かないために起きうることである。

4-5 2次元FDTD電磁界シミュレーションのまとめ

本節ではFDTD電磁界シミュレーション結果の傾向について簡単にまとめる。

超高層起源の場合は各観測点間の観測波形が一様であり、かつ垂直磁場Hz成分は観測されないことがわかる。

電流源を地表面に置いた場合は、地下に置いた場合と比べ、短周期成分を含むソースに近い波形を示している。これは、ソースから観測点までの電磁場が地中だけではなく高周波成分の減衰が少ない大気中も伝播してゆくためと考えられる(Fig.4.16)。

Fig.4.21～23を見て分かるとおり、深さ1kmでは振幅の減衰はあまり見られないが、深くなるにつれ減衰は大きくなる(Fig.4.23はY軸を拡大して表示している)。

また、深さが増すにつれ波形のピークとなる時間が遅延する。これは、5-5-2で行われた実験と同様の結果である。

次節において、第3章にて波形を詳述した10月6日未明の異常変動および電車に起因する変動と電磁界シミュレーション結果との詳細な比較を行う。

4-6 観測波形との比較

50Hzサンプリングでデータを比較に用いる場合について、周波数特性を考慮

する必要がある。磁力計センサーの周波数特性は Fig.2.13 のとおり、10Hz で 3db ほど減衰する。この特性は電極側には現れない。したがって、振幅に対する周波数特性について考慮する必要がある。振幅について比較を行う際には観測値、FDTD 結果ともフィルタリング処理を行い、高周波成分による影響を取り除いたデータを用いた。

4-6-1 電車雑音波形との比較

まず、Fig.4.25 以降に実際に観測された電車ノイズ波形を示す。ここでは最も変化が明瞭な UCU を例に示す。05:12、05:17、05:22、05:27 はそれぞれ、安房鴨川、安房天津、安房小湊、行川アイランドを電車が着発する時間である。数十から 1 分程度の方形状の振幅が見られる。

電車ノイズを想定し、地表のソースから 10km、5km、3km、はなれた各観測点での電磁場の見積もりを行った。ここで、電流ソースに相当する電車の漏洩電流について考える必要がある。

電気鉄道のシステムは、変電所-架線-電車-モーター-レールといった閉回路として考えることができる。これをき電回路と呼ぶ。レールは大地に対して完全には絶縁することが出来ないため、漏洩電流が生じる。電磁場観測にもたらされる電車ノイズはこの漏れ電流が原因である。電車側では帰線であるレールから地中に向かって電流が漏れ出し、変電所側では地中からレールへ向けて電流が流入する。無限遠からみたレール対地電位の大きさは電車側で正、変電所側で負であり、その中間には漏洩電流が最小となる中性点が存在する。

いま、Fig.4.29 のようなき回路を考える。ここで P 点における微小区間 dx における電圧降下は P 点でのレール対地電圧を $v[V]$ として、

$$\frac{dv}{dx} = ir \quad (1)$$

とできる。

i は P 点でのレール電流[A]、 r はレールの抵抗 [Ωkm] である。

dx 間での電流の増減はもれ出す分をみればよいので、

$$\frac{dv}{dx} = -\frac{v}{\omega} \quad (2)$$

とできる。

ここで ω は単位長さあたりのレール漏れ抵抗 [Ωkm] である。

(2)を変形して

$$v = -\omega \frac{di}{dx} \quad (3)$$

(3)を(1)に代入し

$$\frac{d^2 i}{dx^2} - \frac{r}{\omega} i = 0 \quad (4)$$

を得る。

(4)の一般解は、

$$\begin{aligned} i &= Ae^{x\sqrt{r/\omega}} - Be^{-x\sqrt{r/\omega}} \\ &= Ae^{\alpha x} - Be^{-\alpha x} \end{aligned} \quad (5)$$

ここで、 $\alpha = \sqrt{r/\omega}$ である。

であるので、Fig4-29 の BC 間では

$$i_{(x=L_1)} = I_3 = Ae^{\alpha L_1} + Be^{-\alpha L_1}$$

$$i_{(x=0)} = I_1 = A + B$$

となる。これから AB の値がもとめられる。

$$A = (I_3 - I_1 e^{-\alpha L_1}) / (2 \sinh \alpha L_1)$$

$$B = (I_1 e^{\alpha L_1} - I_3) / (2 \sinh \alpha L_1)$$

これを(5)に代入することで、 i すなわち、P 点における帰還電流 i' は

$$i' = (1 / \sinh \alpha L_1) \{ I_1 \sinh \alpha (L_1 - x) + I_3 \sinh \alpha x \} \quad (6)$$

と表すことができる。

次に、P 点での対地電流 v' は(3)(6)より、

$$\begin{aligned} v' &= -\omega \frac{di}{dx} \\ &= -\omega (\alpha / \sinh(\alpha L_1)) \{ -I_1 \cosh \alpha (L_1 - x) + I_3 \cosh \alpha x \} \\ &= (\omega \alpha / \sinh(\alpha L_1)) \{ I_1 \cosh \alpha (L_1 - x) - I_3 \cosh \alpha x \} \\ &= (\gamma / \sinh(\alpha L_1)) \{ I_1 \cosh \alpha (L_1 - x) - I_3 \cosh \alpha x \} \end{aligned}$$

ここで $\gamma = \sqrt{r\omega} = \omega \sqrt{r/\omega} = \omega \alpha$ である。

B、C 各点上のレール対地電圧 I_1 、 v'_B 、 v'_c は

$$v'_B = v'_{(x=L_1)} = (\gamma / \sinh \alpha L_1) (I_1 - I_3 \cosh \alpha L_1)$$

$$v'_c = v'_{(x=0)} = (\gamma / \sinh \alpha L_1)(I_1 \cosh \alpha L_1 - I_3)$$

中性点 N は $v' = 0$ とすればよいので、

$$I_1 \cosh \alpha(L_1 - x_N) = I_3 \cosh \alpha x_N$$

$$\tanh \alpha x_N = (I_1 \cosh \alpha L_1 - I_3) / (I_1 \sinh \alpha L_1)$$

とでき、また、N の位置は

$$x_N = a \tanh \{(I_1 \cosh \alpha L_1 - I_3) / (I_1 \sinh \alpha L_1)\}$$

中性点でのレール内を流れる電流は最小となるので、最小レール内電流 $i_{\min}$ は

$$i_{\min} = i'_{(x=x_N)} = (1 / \sinh \alpha L_1) \{I_1 \sinh \alpha(L_1 - x_N) + I_3 \sinh \alpha x\}$$

したがって中性点における最大漏れ電流 $i_{l \max}$ は

$$i_{l \max} = I - i_{\min}$$

とできる。

「電食・土壌腐食ハンドブック」に記載されている定数を参考に、観測点近傍を走行する電車による漏れ電流をもとめた。レール抵抗 $r=0.009[\Omega]$ (50kg レール複線相当)、漏れ抵抗 $\omega=1.4[\Omega \text{ km}]$ (同ハンドブックから該当区間実測値)、外房線の電車の動力機 $120[\text{Kw}] \times 4$ 、き電電圧 $1500[\text{V}]$ から I をもとめ計算を行うと、漏れ電流はおよそ $6.17[\text{A}]$ となった。そこで、ピーク時の振幅を $6.17[\text{A}]$ としてシミュレーションを行った。各観測点で見積もられる振幅の大きさは、ソースの振幅以外に 5-3-1 で述べたとおり、ソースとなるガウスパルスの継続時間 t_0 の値に依存している。ソースの大きさを $6.17[\text{A}]$ に固定して、 t_0 の値を変化させることで振幅の値は変化することになる。実際に観測された値として 5:22 分に各観測点で観測された値をまとめたものが Table 4.1 である。シミュレーションでは t_0 の値を 1 秒程度に設定することにこの値に近づいた(Fig.4.30)。しかしながら、この場合、波形の継続時間が大きく異なるほか、形状も異なる。

Table.4.2 に FDTD シミュレーションで計算された各電磁場成分に対する観測点間の振幅比と、南房総観測点で実際に観測された電車ノイズ(安房小湊駅発着時)に対する観測点間の振幅比を示した。いま、仮に JR 安房小湊駅付近に電流源を設定した場合、駅から KYS までの距離は約 5km、UCU までは約 3.5km、FDG までは約 9km となる。シミュレーションでは 5km、3km、10km で設定してある。電流源(安房小湊駅)から 5km の距離にある観測点 (KYS) の振幅を基準として各観測点における振幅の比をまとめた。UCU は電場と磁場水平成分において 3km と設定したシミュレーション結果より若干大きな値をとっている。また、

FDG 観測点は 10km と設定したシミュレーション結果と比較すると、電場水平成分で実際の観測より小さめに、磁場水平成分では逆に大きめの値が見積もられた。磁場 Z 成分に関しては、シミュレーションでは実際の観測より相当小さい値が見積もられている。若干のばらつきはあるものの、シミュレーションで得られた各観測点間の振幅比は概ね現実的な値を示しているといえる。

4-6-2 2003 年 10 月 6 日に得られた異常変動との比較

Table. 4.3 に各観測点で観測された異常変動の振幅の大きさをまとめた。大きさは KYS を 1 として規格化してある。この異常変動のソース推定のための FDTD シミュレーションでは、波源から 500m おきに観測点を設定し、波源の深さも 0km (地表) から深さ 2km まで 500m おきに变化させながら、各観測点での振幅の大きさを計算した。シミュレーションにより得られた振幅比を観測例の場合と同様に KYS で規格化し比較を行った。1:30 から 5 分間ほどの間、KYS の Z の振幅が反転していることが分かる。3 章で述べたとおり、この Z の反転は電流ソースが KYS、UCU、FDG3 点の地下を通る線電流であると仮定することで説明がつく (Fig. 4.31)。仮に異常変動の原因がこのような線電流源であると仮定して、線電流の位置と深さを FDTD シミュレーション結果から推定した。

01:33 頃に観測された振幅の比は、KYS:UCU:FDG が ey でおよそ 1.0:1.8:0.5、hx で 1.0:1.5:0.8、hz で 1.0:-1.2:-0.4 である。KYS-UCU 間、KYS-FDG 間それぞれを 4km として、その間を線電流が通った場合のシミュレーションを行った。電流源の振幅は 10[A]、 t_0 は 0.1[sec]とし、線電流源の位置と深さを 500m おきに变化させてゆき各成分に現れる振幅比を計算した。その結果、線電流源は Fig. 4.31 にあるような位置関係に配置し、深さを地表もしくは地下 0.5km にした場合に、ばらつきは見られるものの、実際に観測された振幅比と最も近い値が得られた (Table 4.3)。電流源をこれより深い位置に置いた場合、ey、hx、hz 各振幅の比率は実際に観測された比率から徐々に離れていく傾向にある。このことから、異常シグナルが線電流であると仮定した場合、地表あるいは少なくとも 0.5km 以浅にあったと考えられる。

4-7 まとめ

MT 法により観測点周辺の電氣的地下構造の推定を行った、1 次元インバージョンの結果、この地域では、10km 前後に低比抵抗帯の存在が明らかになった。従来地震学によって知られている結果よりやや浅い位置ではある。この一次元解析結果から比抵抗モデルを得ることができ、FDTD 法に適用した。

FDTD 法を用いて、線電流源位置 (深さや観測点までの水平距離) に対する電磁場振幅の依存性について調査した。

波源を上空に置いた場合、水平成分の変動は観測点位置によらずほぼ同じ値であることが分かった。

波源を地表に置いた場合、振幅は波源から観測点までの水平距離が増すにつれ減衰してゆく。振幅の距離に対する減衰の度合いは H_x で小さく、 H_z で大きい傾向があることがわかった。

波源を地下に置いた場合、振幅の距離に対する減衰の度合いは H_z で小さく、 H_x で大きい傾向がある。また、波源の深さが増すにつれ、電磁場振幅の水平方向の距離に対する減衰の度合いは小さくなる傾向があることが分かった。これは、地表の観測点の位置に対して、地下の波源からの距離の差が、次第に小さくなってゆくことに関係していると考えられる。

鉄道の漏れ電流がもたらす電磁ノイズを想定し、地表面に線電流源と現実の観測点配置を想定し計算を行った結果、実際に観測される電車ノイズに近い値を見積もることができた。

異常変動の電磁場ソース推定では、観測点の位置関係を考慮した上で、線電流源の位置（観測点までの距離、深さ）を変化させながら計算を行った。計算結果と実際に観測された異常変動の振幅を比較し、異常変動の電磁シグナル源の位置推定を行った。その結果、異常変動の線電流源は 500m 以浅の比較的浅い場所を通るものと推定された。このような電流源としては、地下水が何らかの外的要因によって間欠的に移動することや、それに伴って新しい流路を築きながら、アレイ観測点の南側から北側にかけて移動して行くモデルなどが考えられる。しかし、この検証には地下水位や地殻変動などのハイサンプリングでの観測、あるいはさらに面的で密な電磁気観測を行う必要があり、現段階ではあくまでも一つの可能性として留めておく。

MT法の概念

E:電場, H:磁場

電離層, 磁気圏起源の
電磁界変動 周期T

$$\begin{pmatrix} E(\omega)_X \\ E(\omega)_Y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z(\omega)_{XX} & Z(\omega)_{XY} \\ Z(\omega)_{YX} & Z(\omega)_{YY} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} H(\omega)_X \\ H(\omega)_Y \end{pmatrix}$$

Z:MTインピーダンス

ω :角周波数

μ :透磁率

σ :導電率

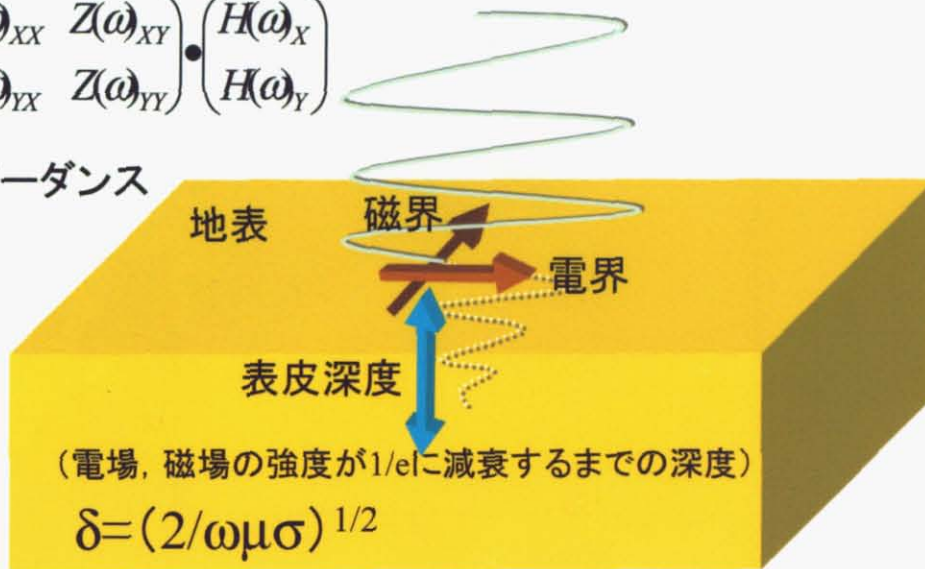


Fig. 4.1 MT 法の概念図

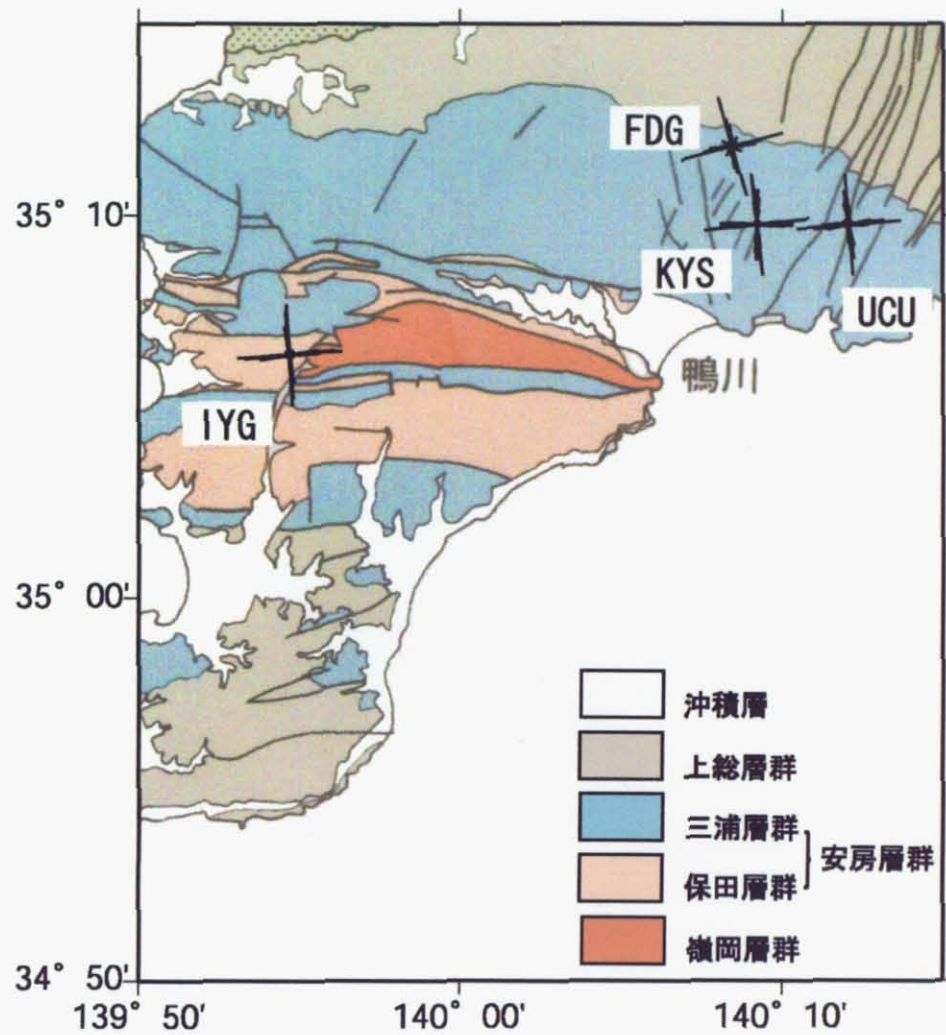


Fig.4.2 各観測点でのMT解析で得られたテンソル主軸方向の頻度分布と南房総の地質。千葉県史料研究財団編;”千葉県の自然史 本編2 千葉県の大地”に加筆

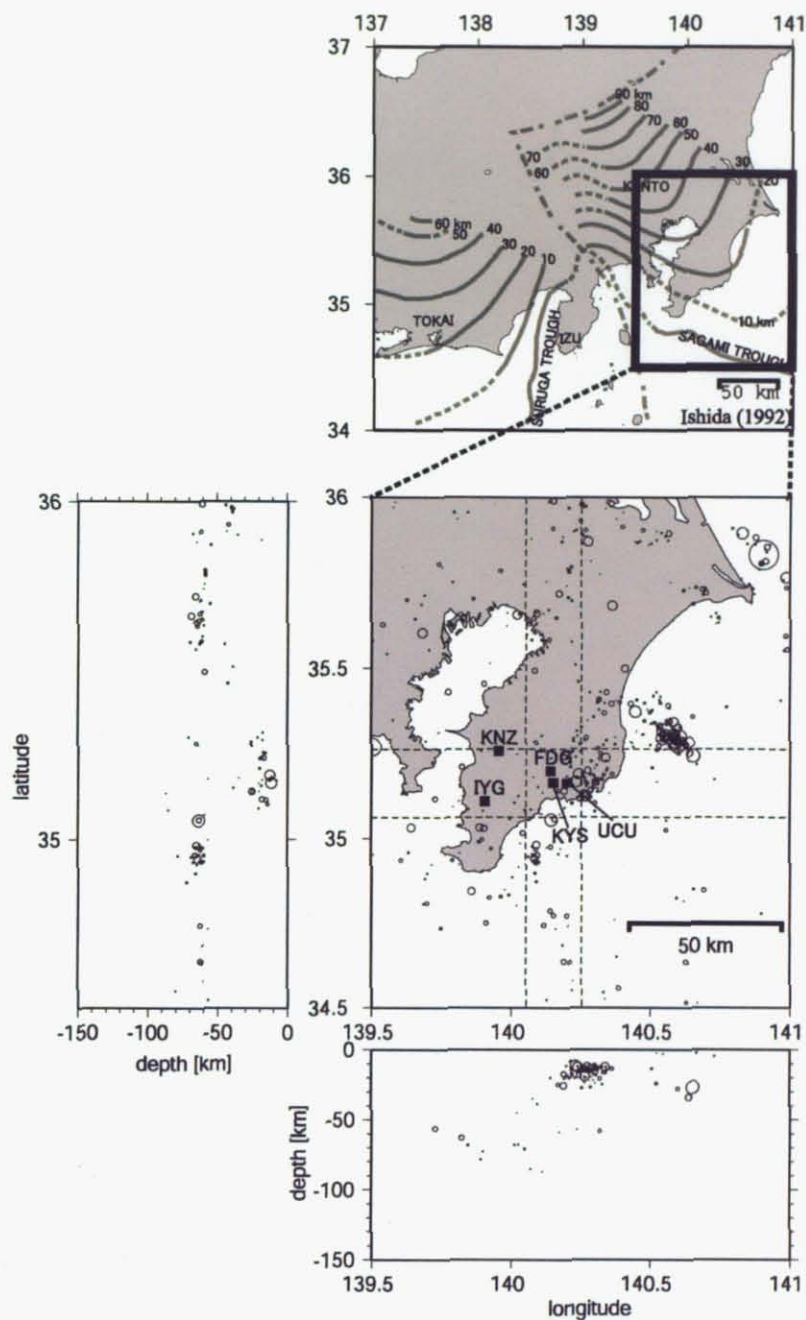


Fig.4.3 Ishida(1992)による房総半島周辺におけるフィリピン海プレート上面の深さ分布と、地震活動（2002年10月1日～10月31日）。

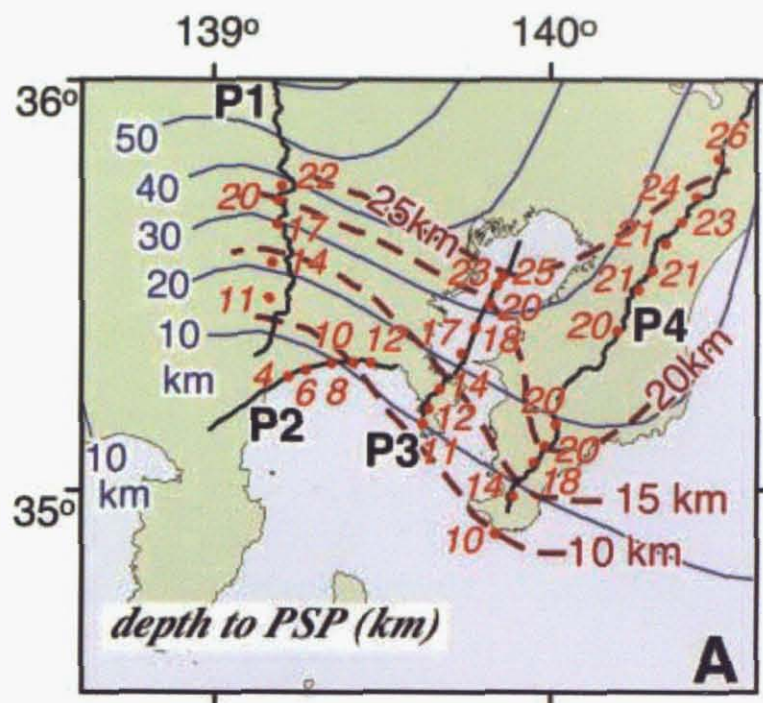


Fig.4.4 Sato et al., (2005) による房総半島周辺でのフィリピン海プレート上面までの深さ分布（点線赤）。

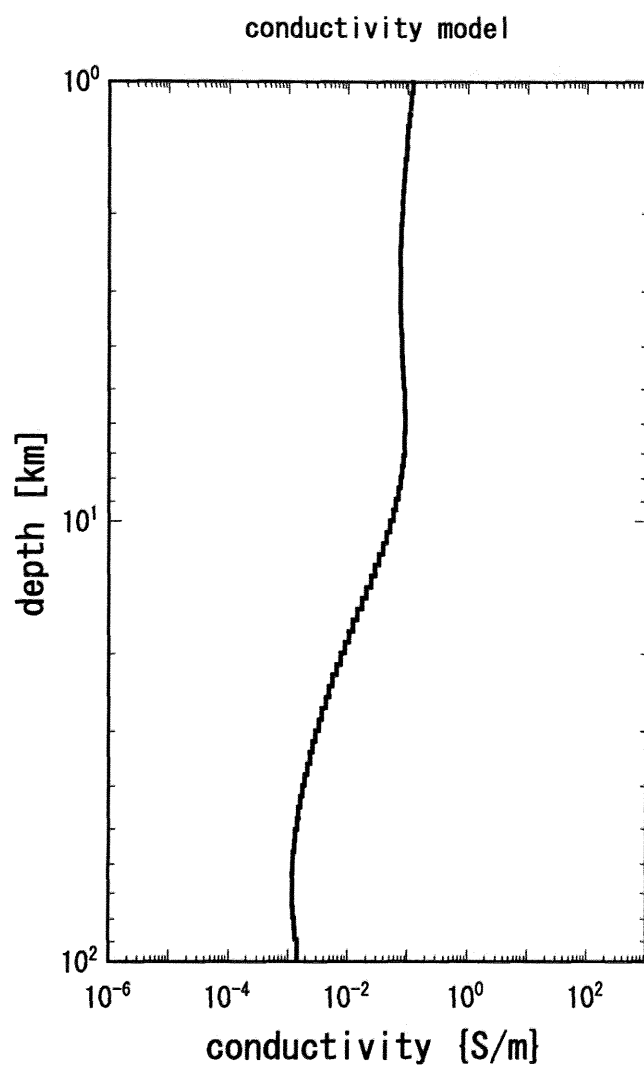


Fig.4.5 観測点周辺地下の構造として解析に使用したモデル。
MT 観測の結果からもとめられた代表的な値。

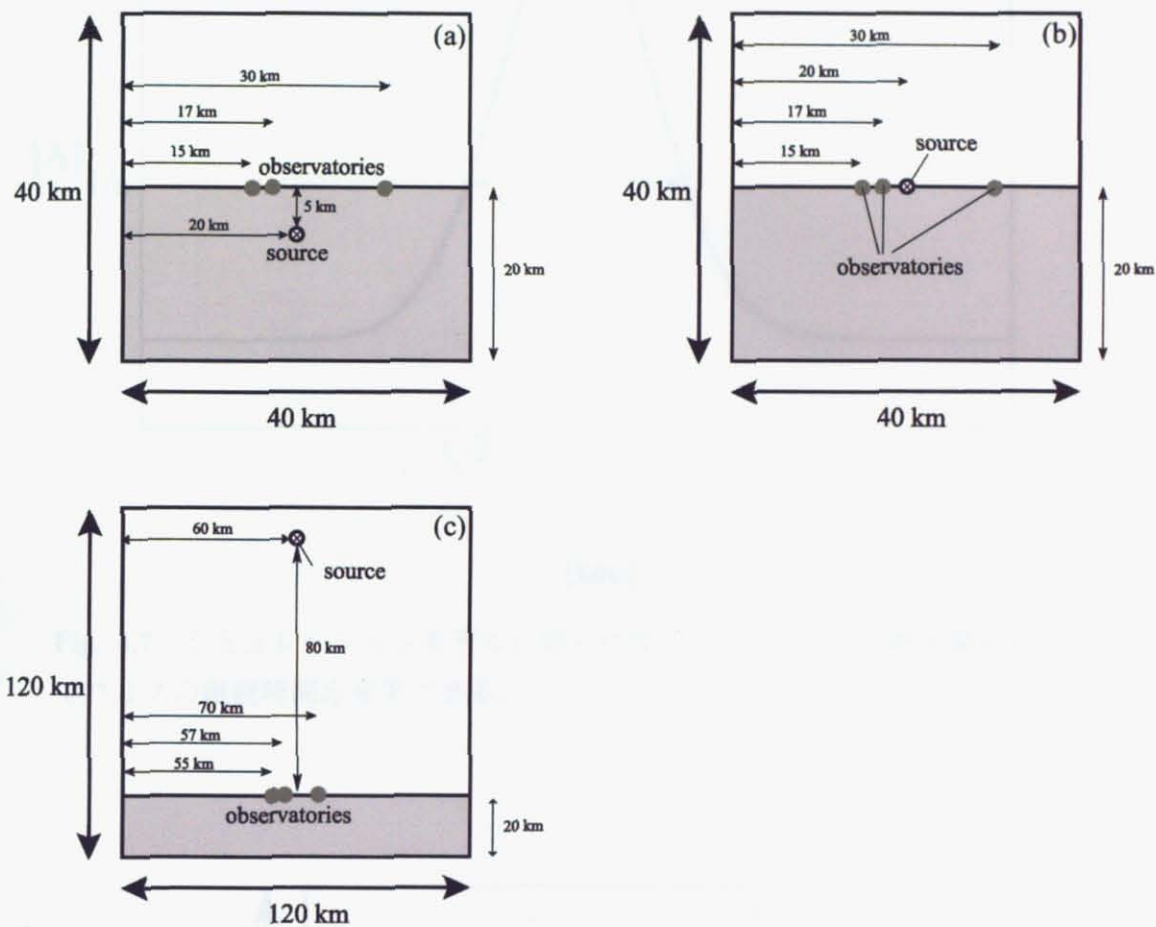


Fig. 4.6 大地、大気を取り込んだシミュレーションでの配置。40×40、もしくは 120×120km の2次元空間の下半分に大地を想定し、地表に観測点を3点設けた。波源位置を地下 (a)、地表 (b)、上空 (c) などに変化させ、観測点での見積もりを行う。

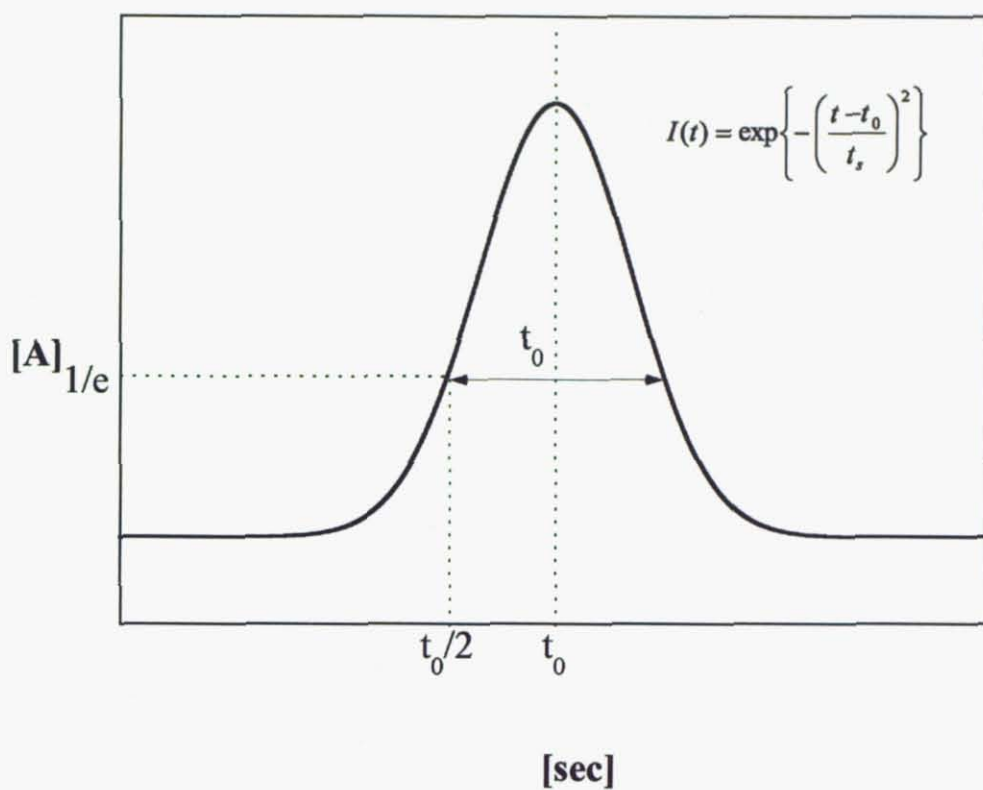


Fig. 4.7 シミュレーションモデルに用いたガウスパルス。 t_0 の値を変えることでパルスの継続時間を変更できる。

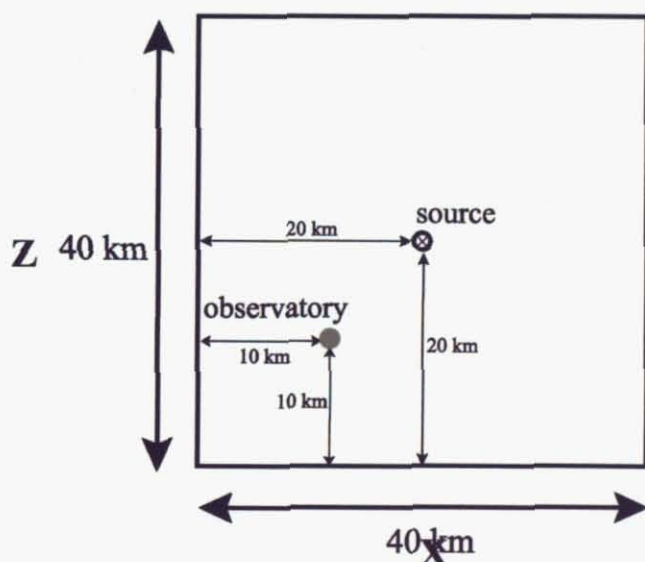


Fig. 4.8 シミュレーションモデルに用いた解析領域、波源、観測点の位置関係。

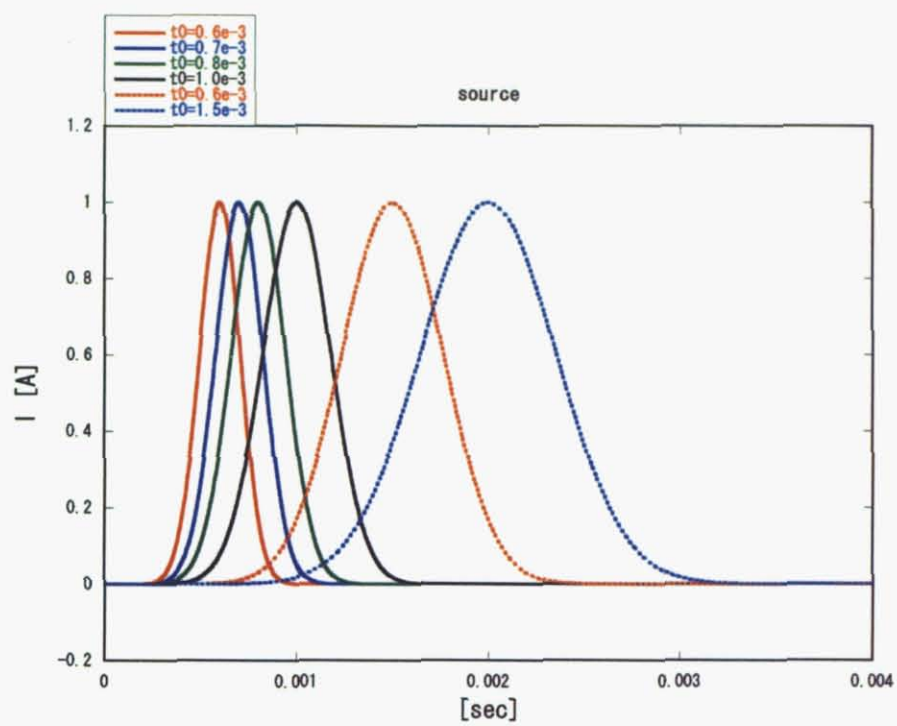


Fig.4.9 与えた電流源の波形。t0 を変化させ、6 種類の異なる継続時間の波源を用意した。

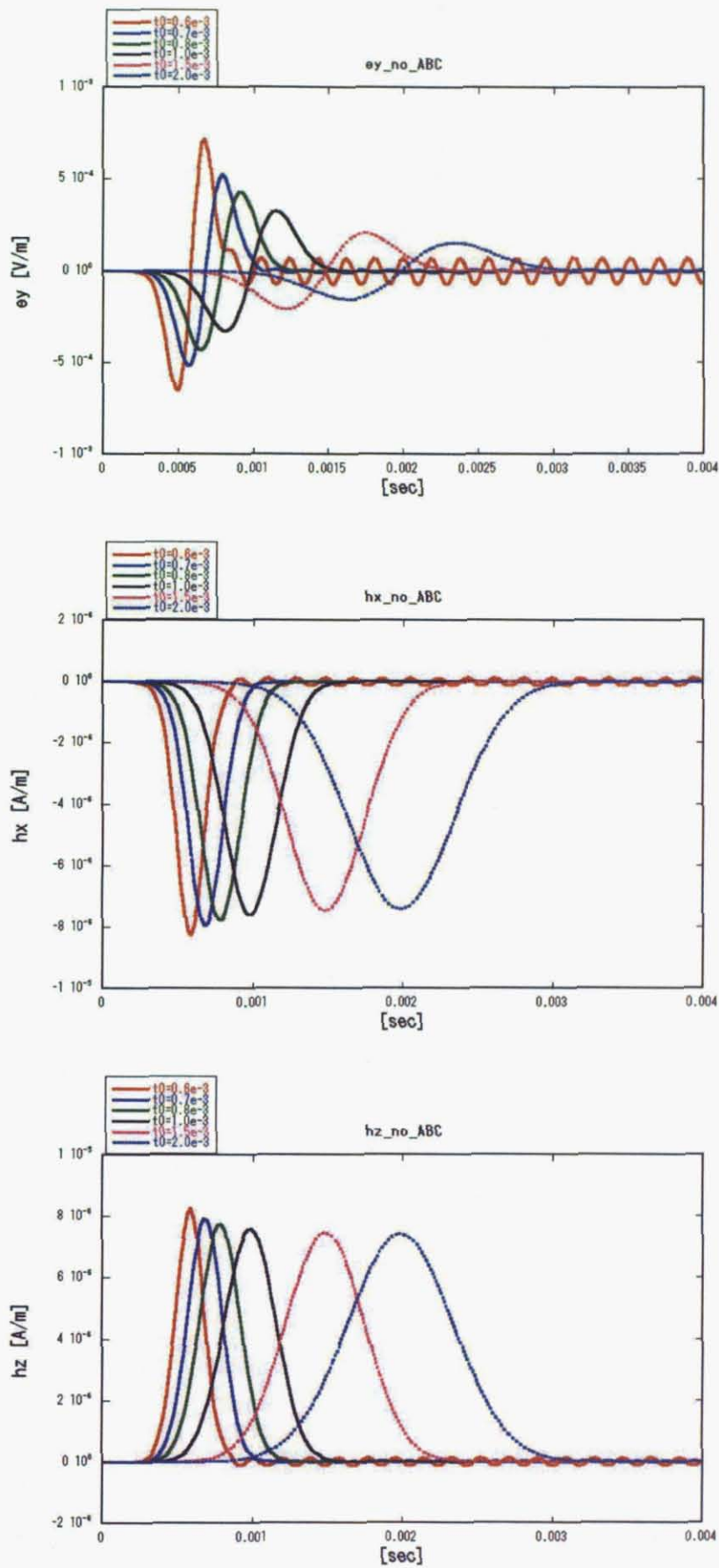


Fig. 4.10 異なる継続時間を持つ電流源(Fig.5.4)により得られた吸収境界を持たない自由空間内の電磁場計算結果。

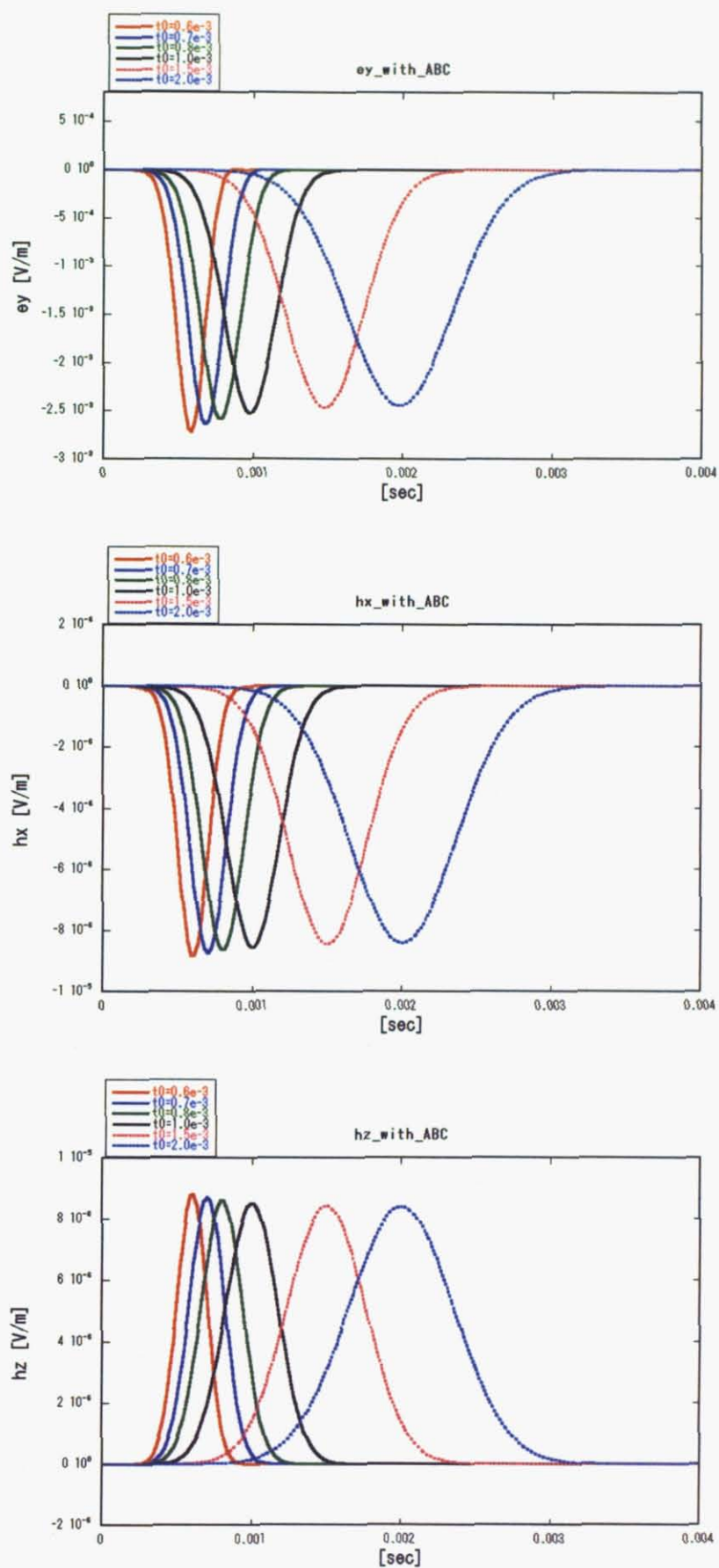


Fig. 4.11 吸収境界を適用した自由空間内での電磁場計算結果。

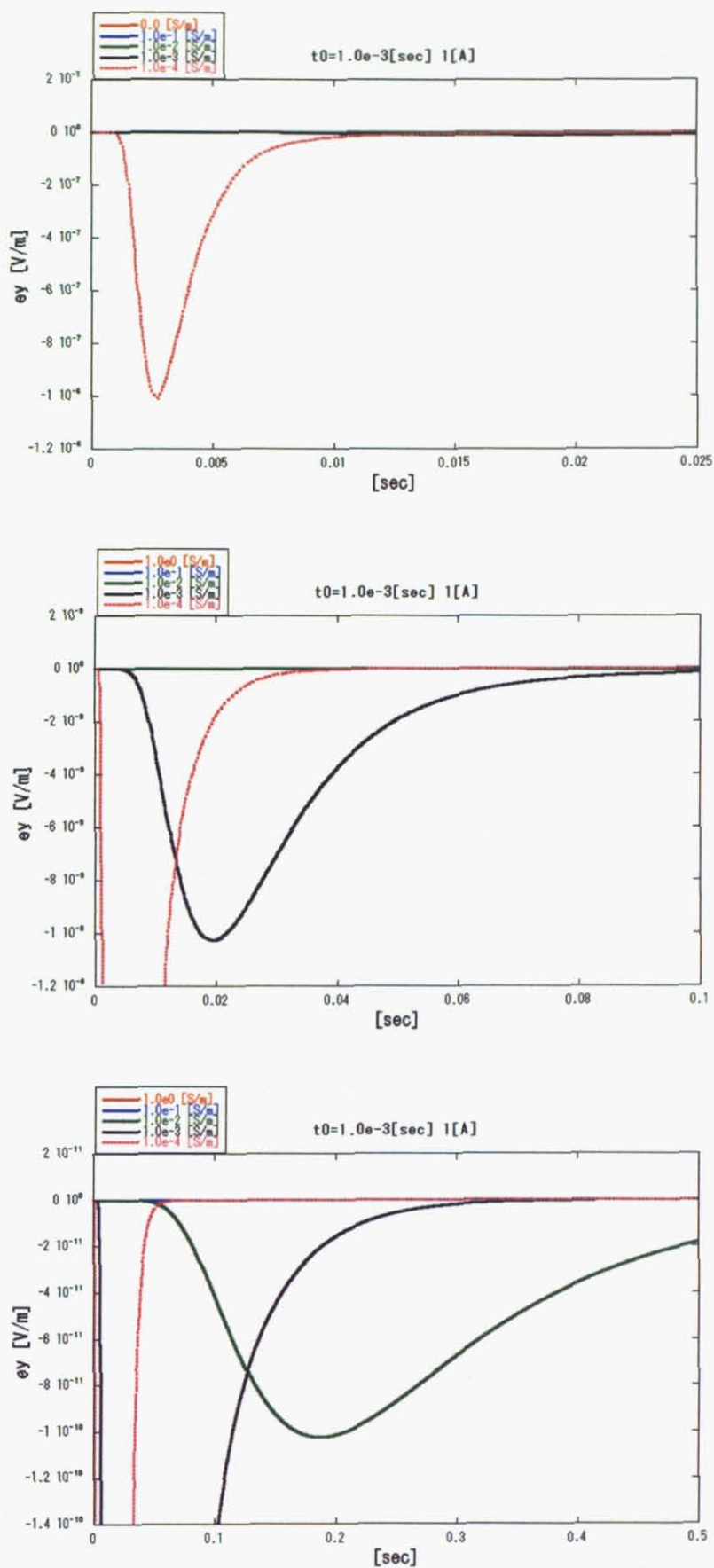


Fig. 4.12 電気伝導度を変化させたときの振幅の変化。同じ e_y 成分のみについて y 軸の表示幅を変えたものを3パターン示している。

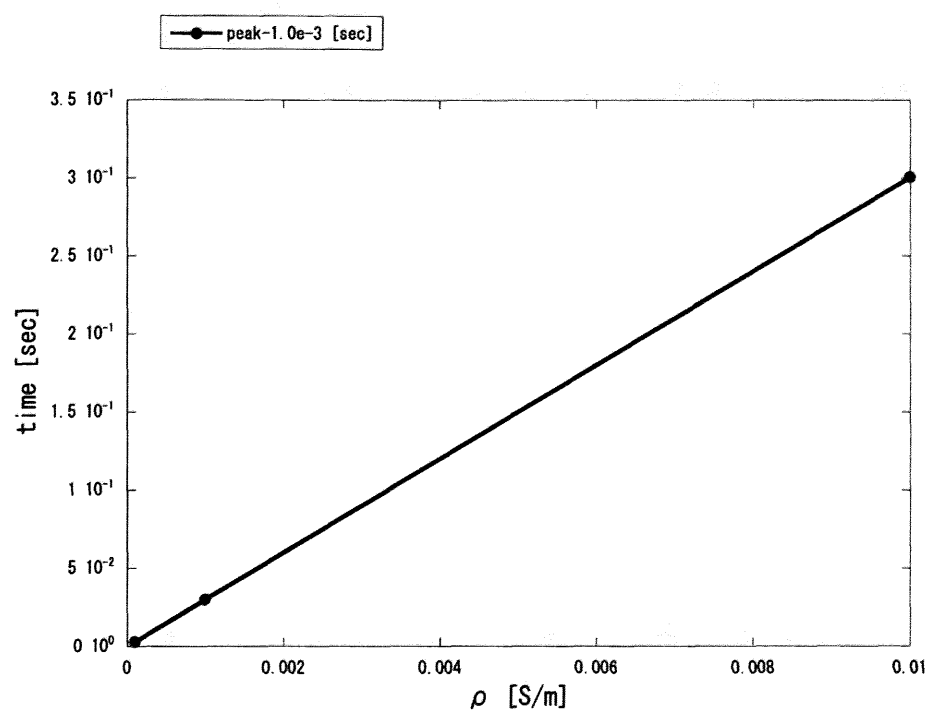


Fig. 4.13 電気伝導度と遅延時間の関係。

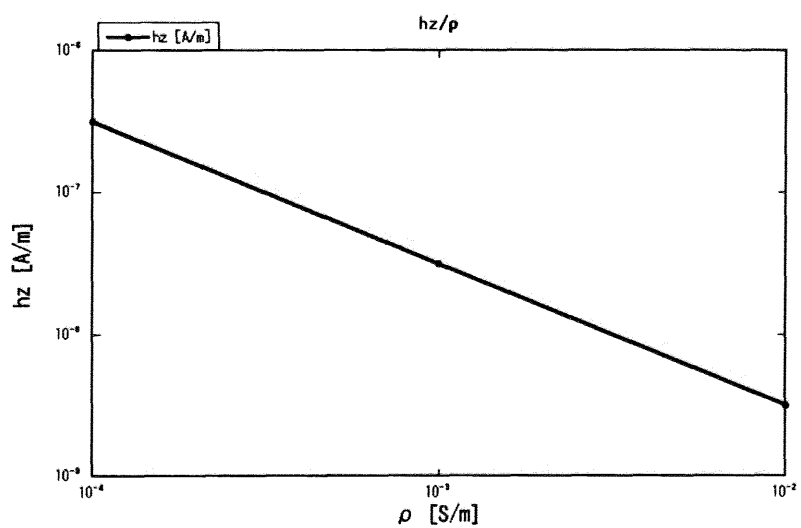
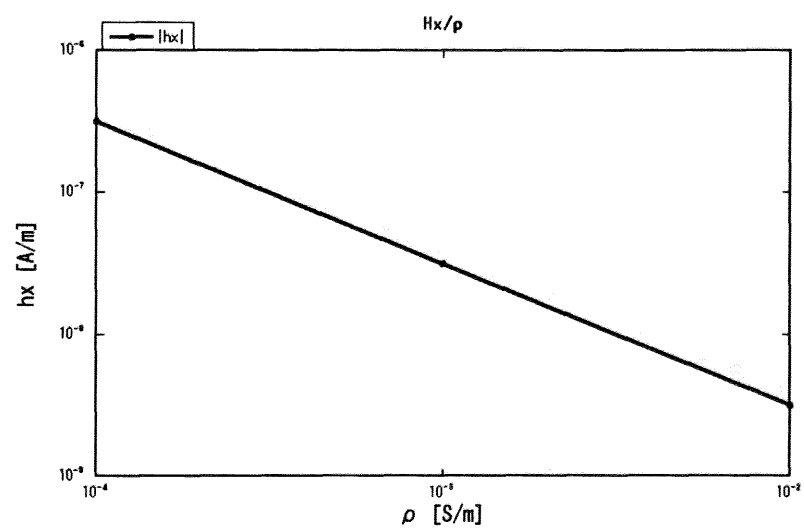
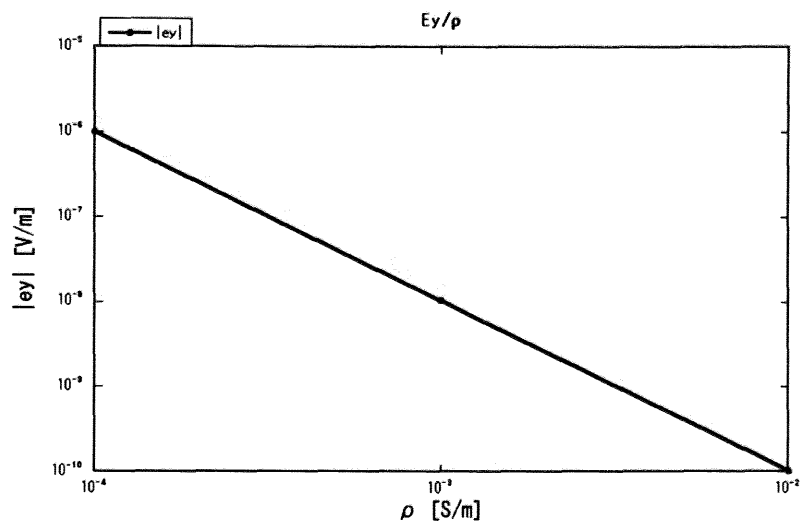


Fig. 4.14 電気伝導度と各成分の振幅の関係

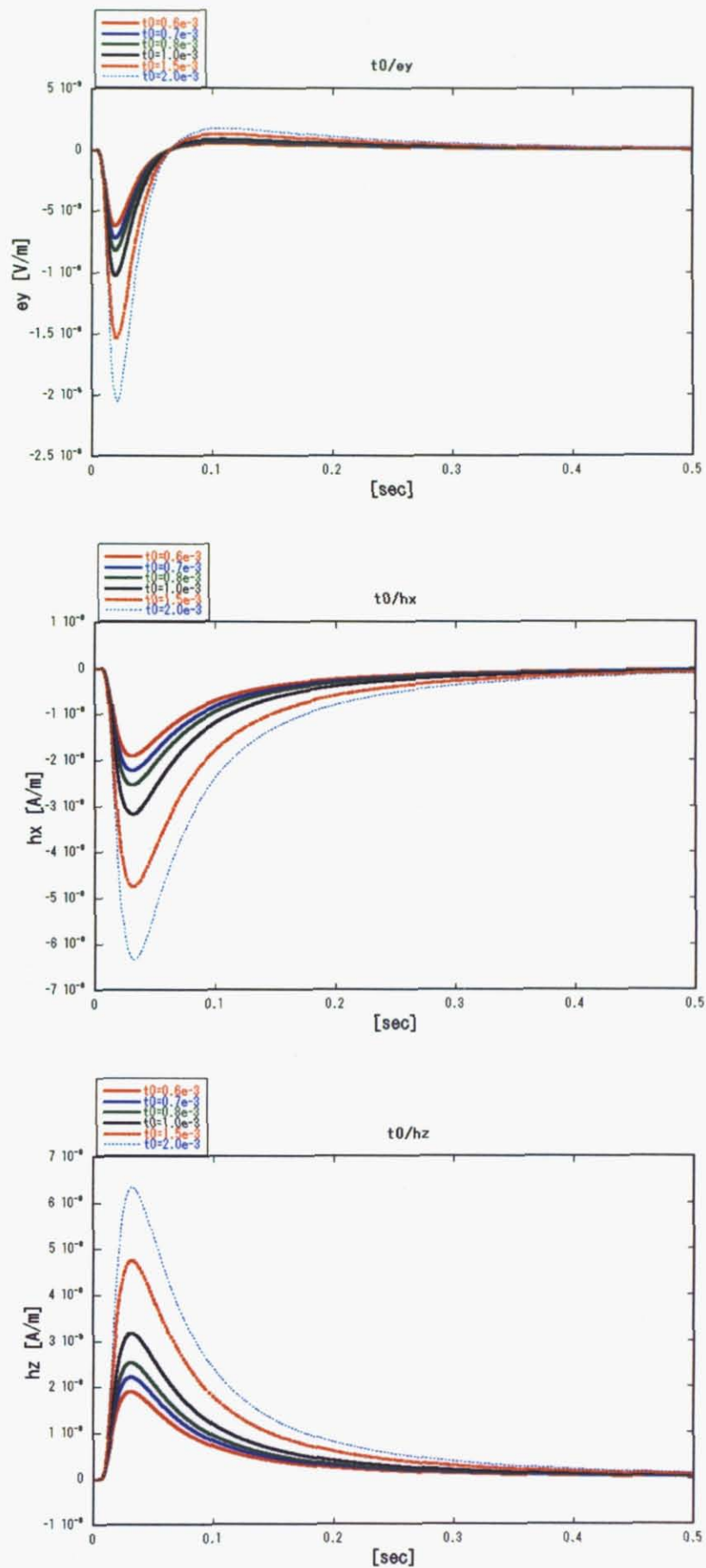


Fig. 4.15 信号の継続時間 t_0 と振幅の関係。

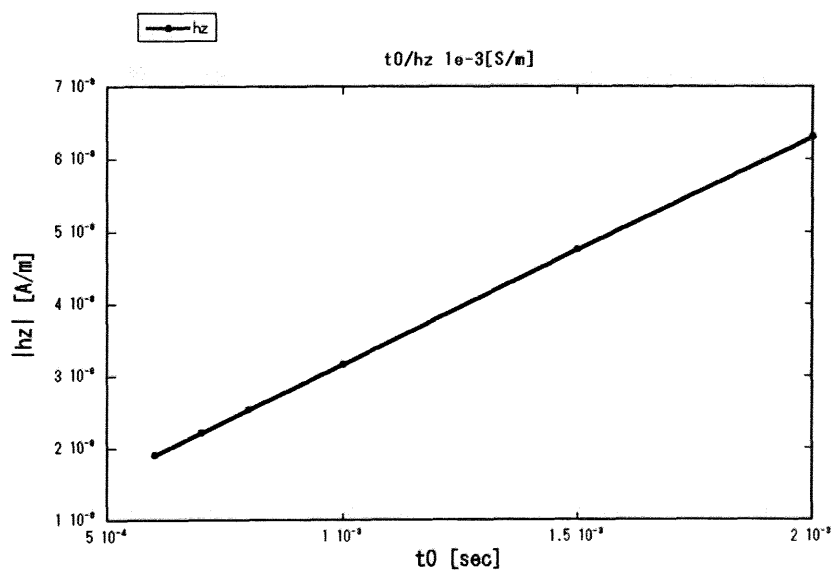
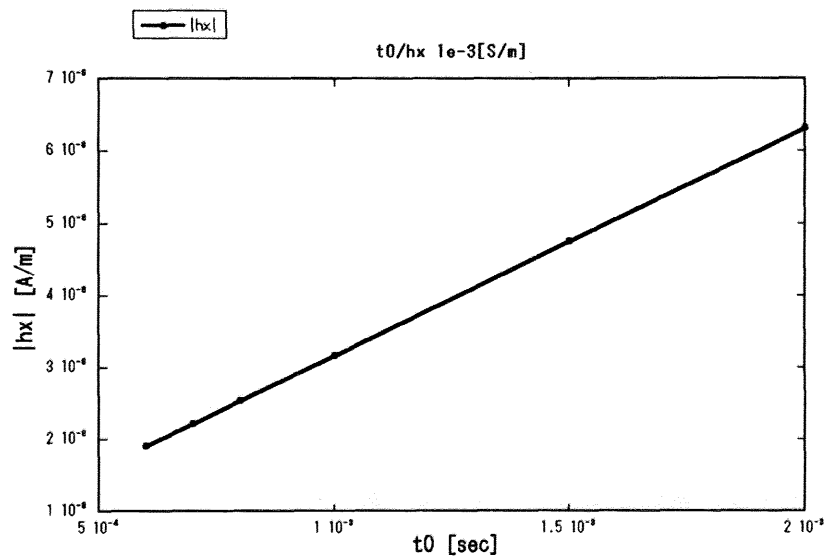
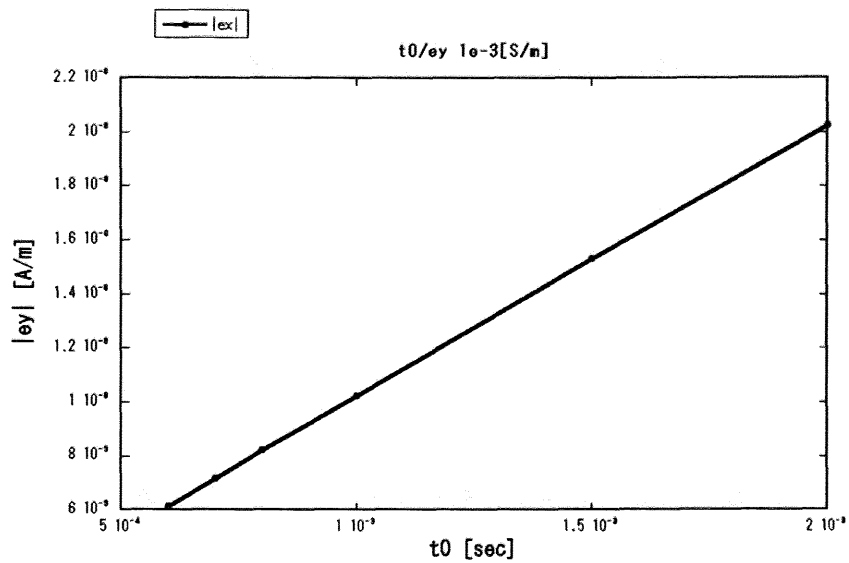


Fig. 4.16 t_0 と各成分の振幅の関係。

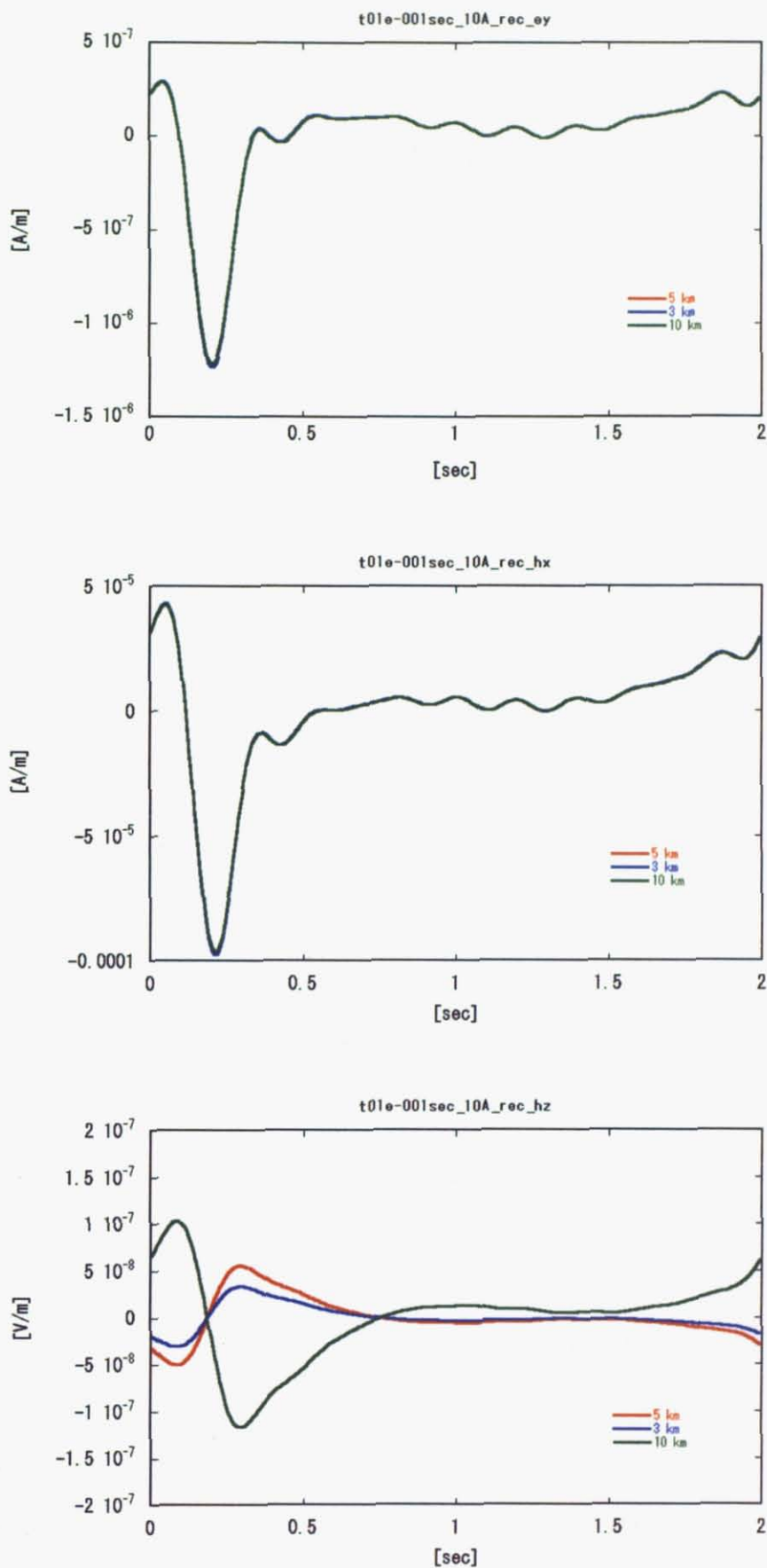


Fig. 4.17 波源を上空に置いたときの地上に配置した3観測点での見積もり。Ey、hxは観測点位置によらずほぼ同じ値である。磁力計の周波数特性に合わせフィルターを使用。

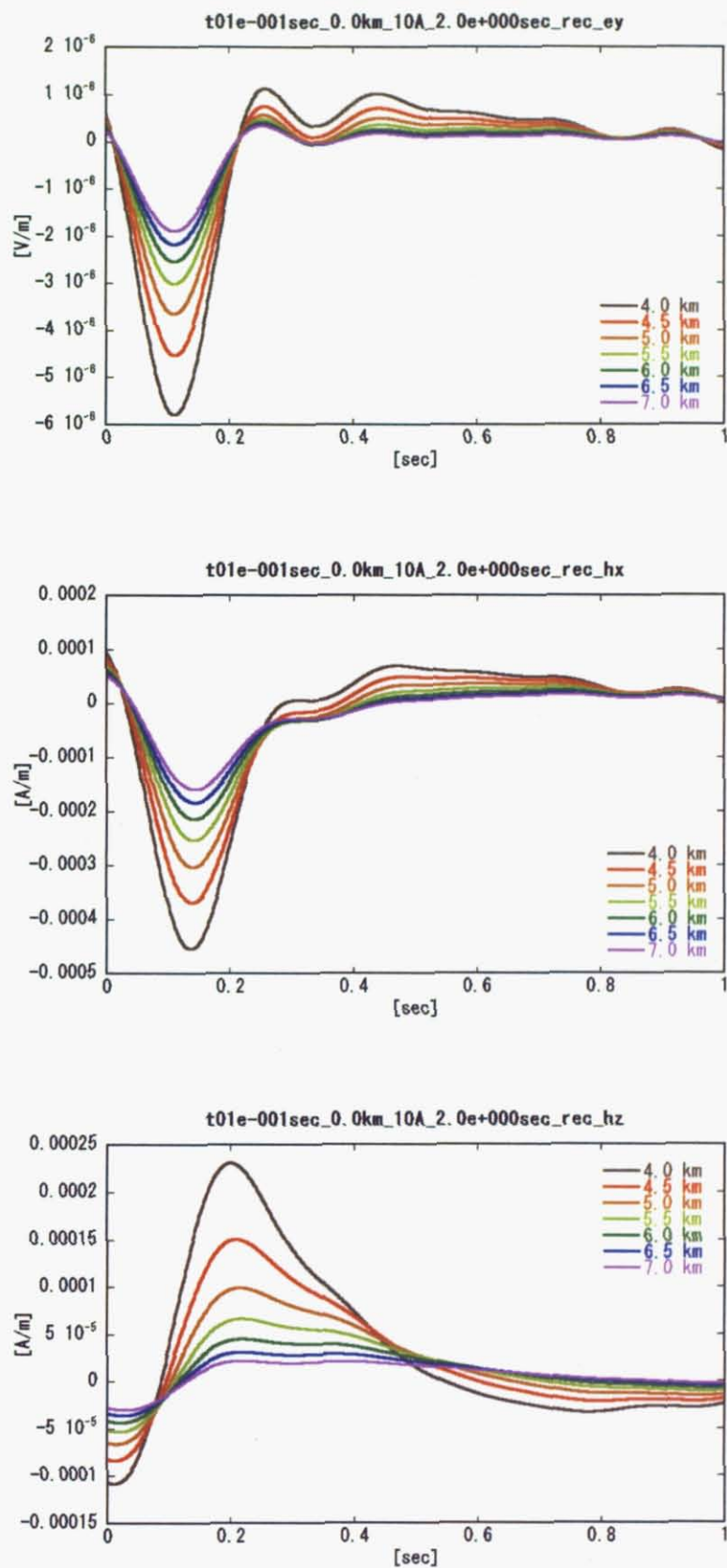


Fig. 4.18 波源を地表に設定したときの ey、hx、hz 各成分の変化。凡例の距離は線電流源からの距離を示す。磁力計の周波数特性に合わせフィルターを使用。

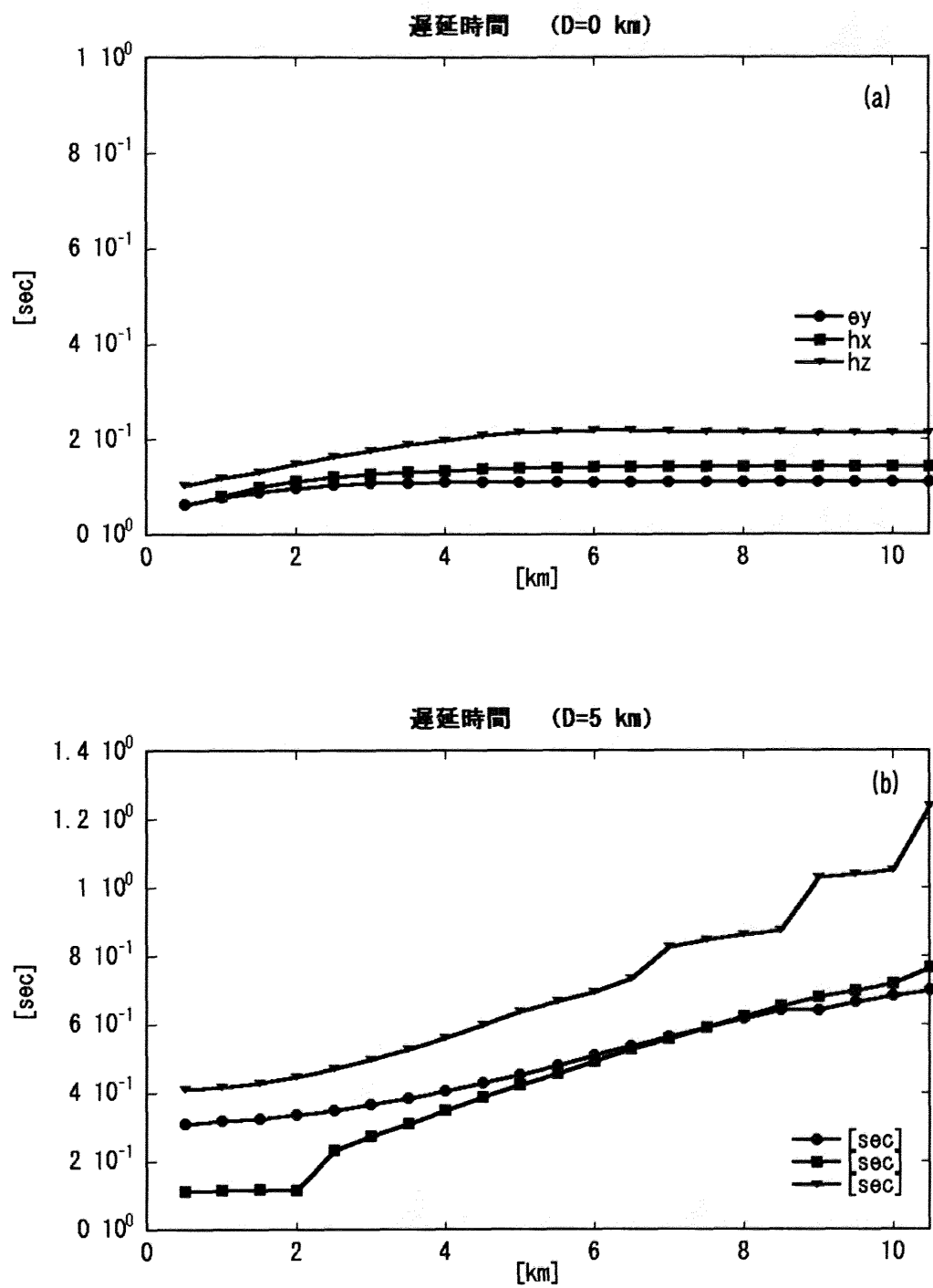


Fig. 4.19 波源のピーク時間に対して、各距離の観測点ピークになるまでの遅延時間。
波源が地表の場合 (a)、波源が地下 5km の場合 (b)

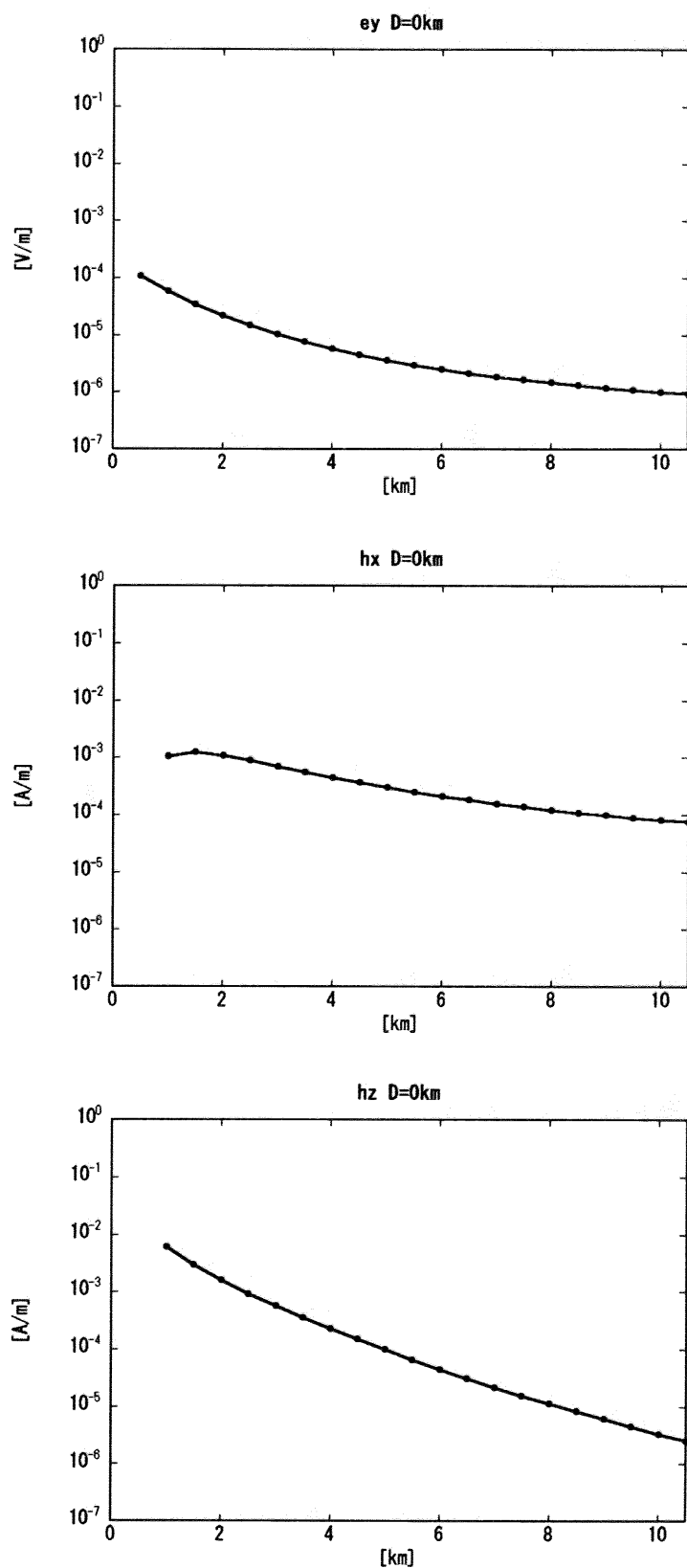


Fig. 4.20 波源を地表に設定したときの、 e_y 、 h_x 、 h_z 各成分の振幅の変化。波源からの水平距離に対する最大振幅の変化を示している。

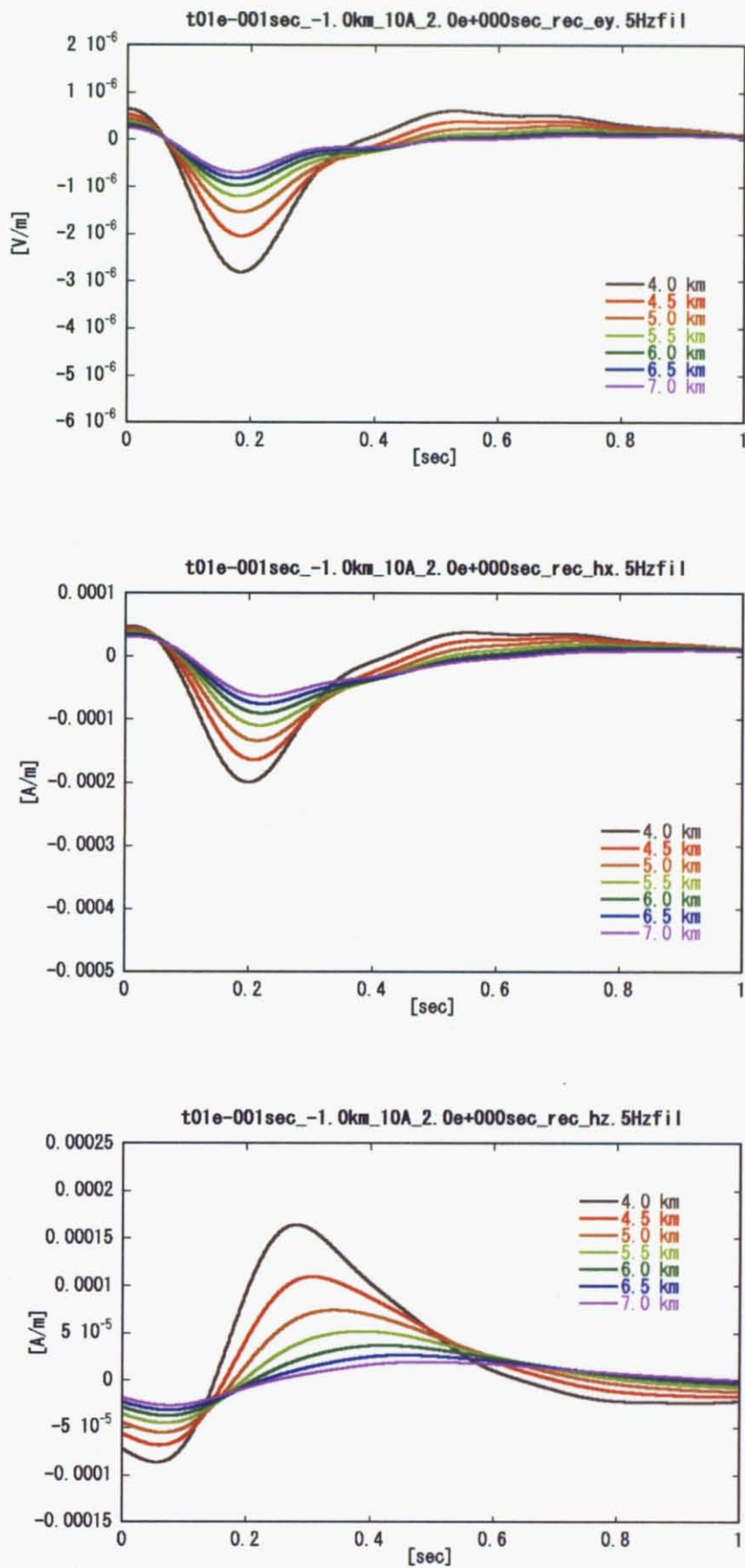


Fig. 4.21 波源を地下 1km に設定したときの ey、hx、hz 各成分の変化

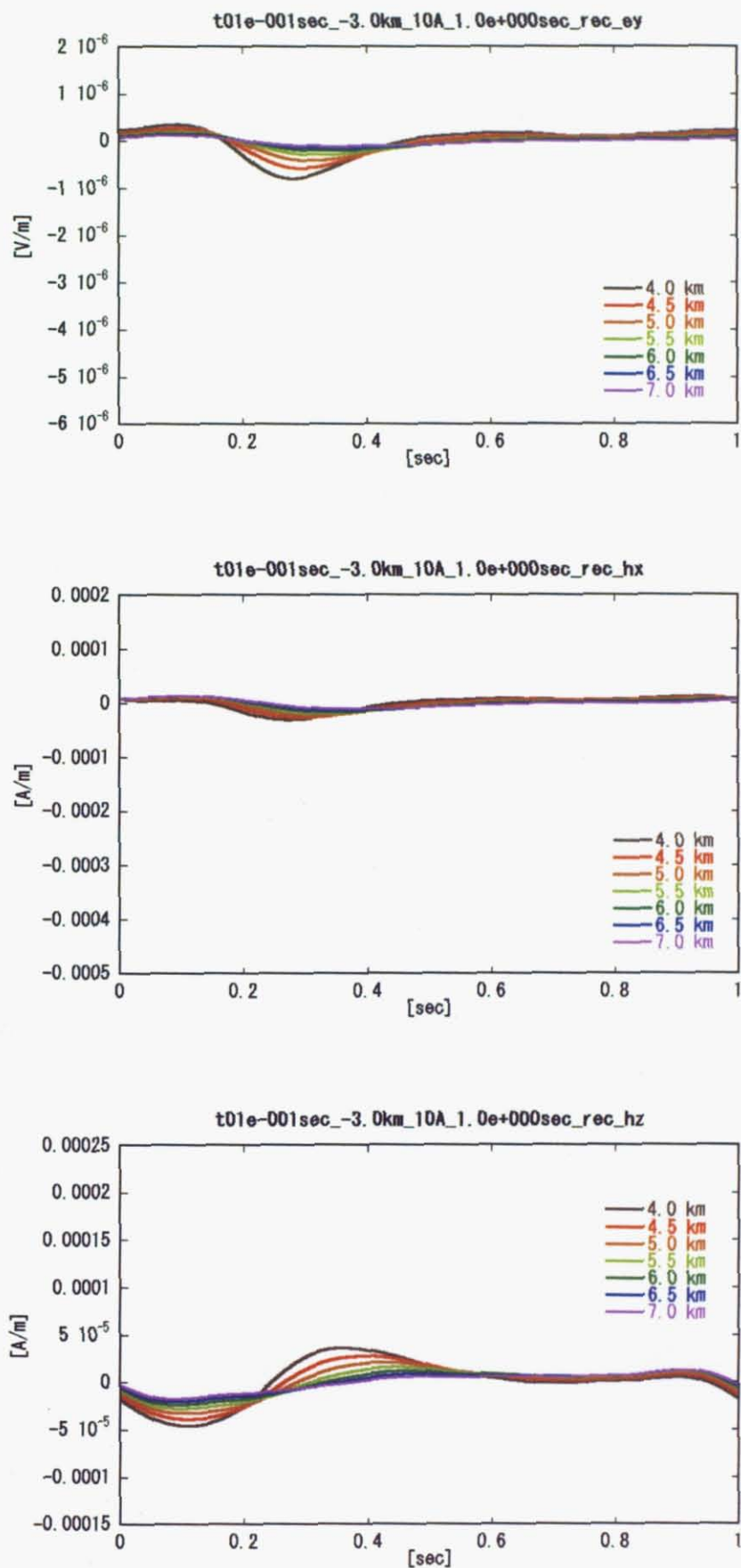


Fig. 4.22 波源を地下 3 km に設定したときの ey, hx, hz 各成分の変化

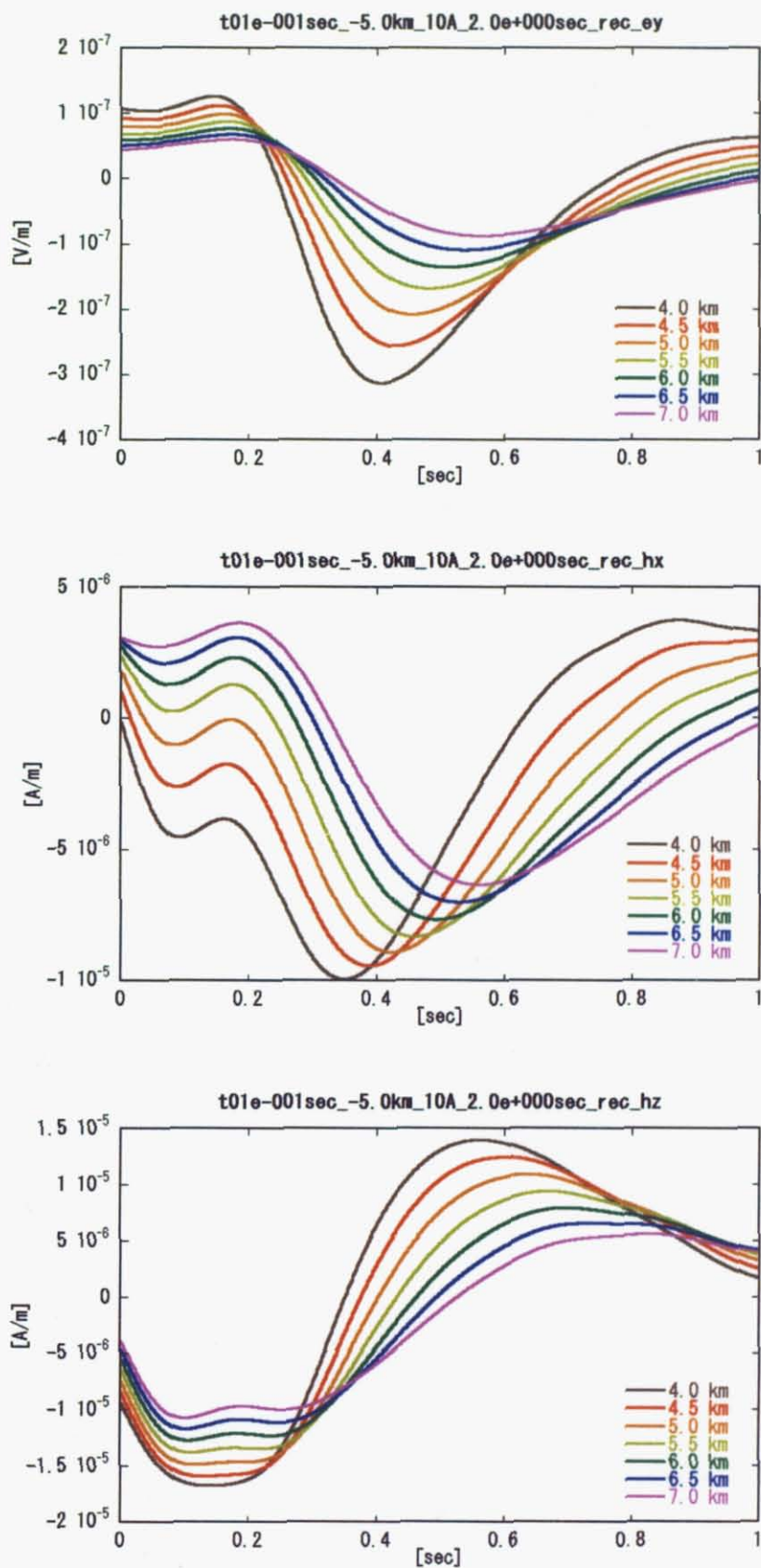


Fig. 4.23 波源を地下 5 km に設定したときの ey、hx、hz 各成分の変化

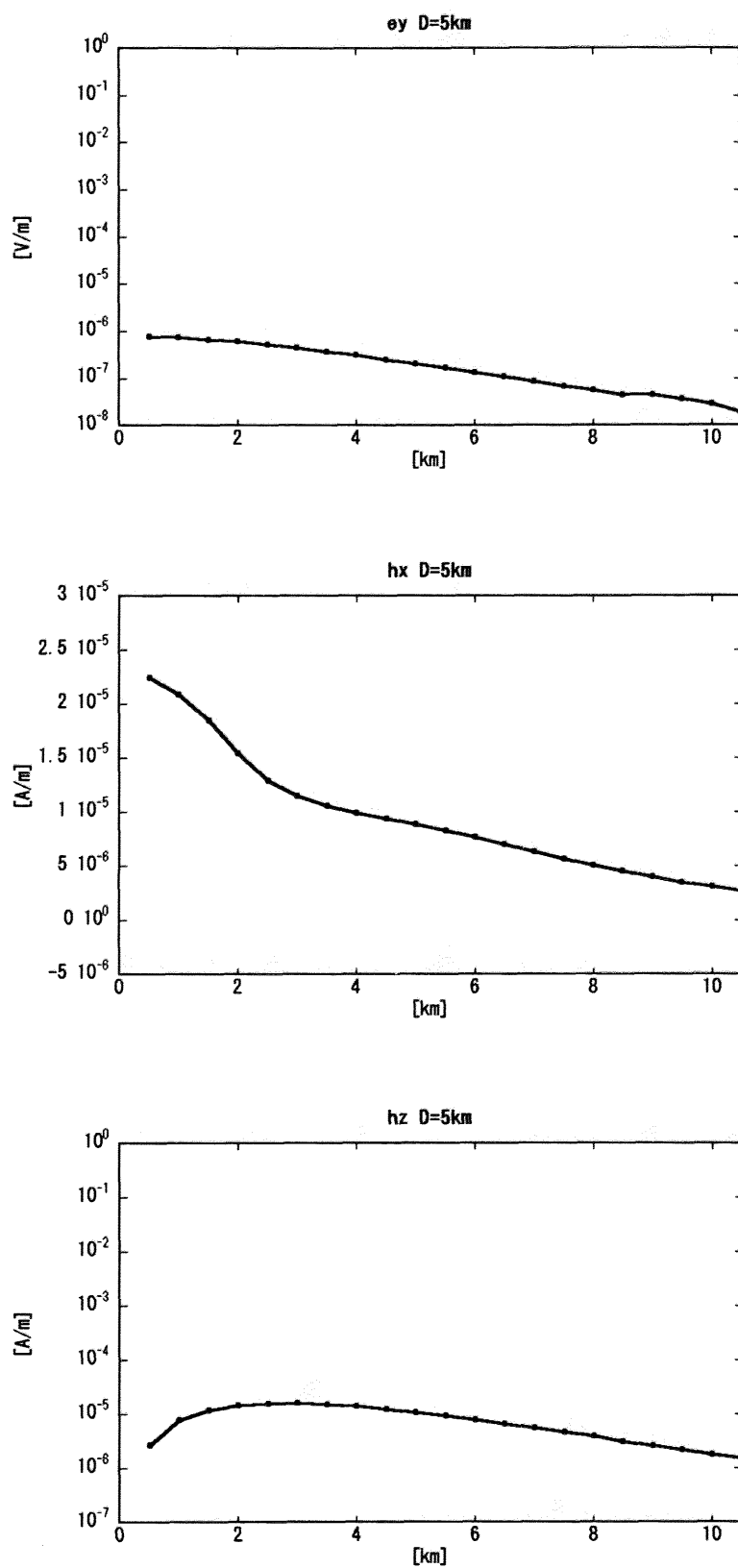


Fig. 4.24 波源を地下 5km に設定したときの ey、hx、hz 各成分がピークとなる時間。波源からの水平距離に対する最大振幅の変化を示している。

UCU 2002/10/06 05h12m00s

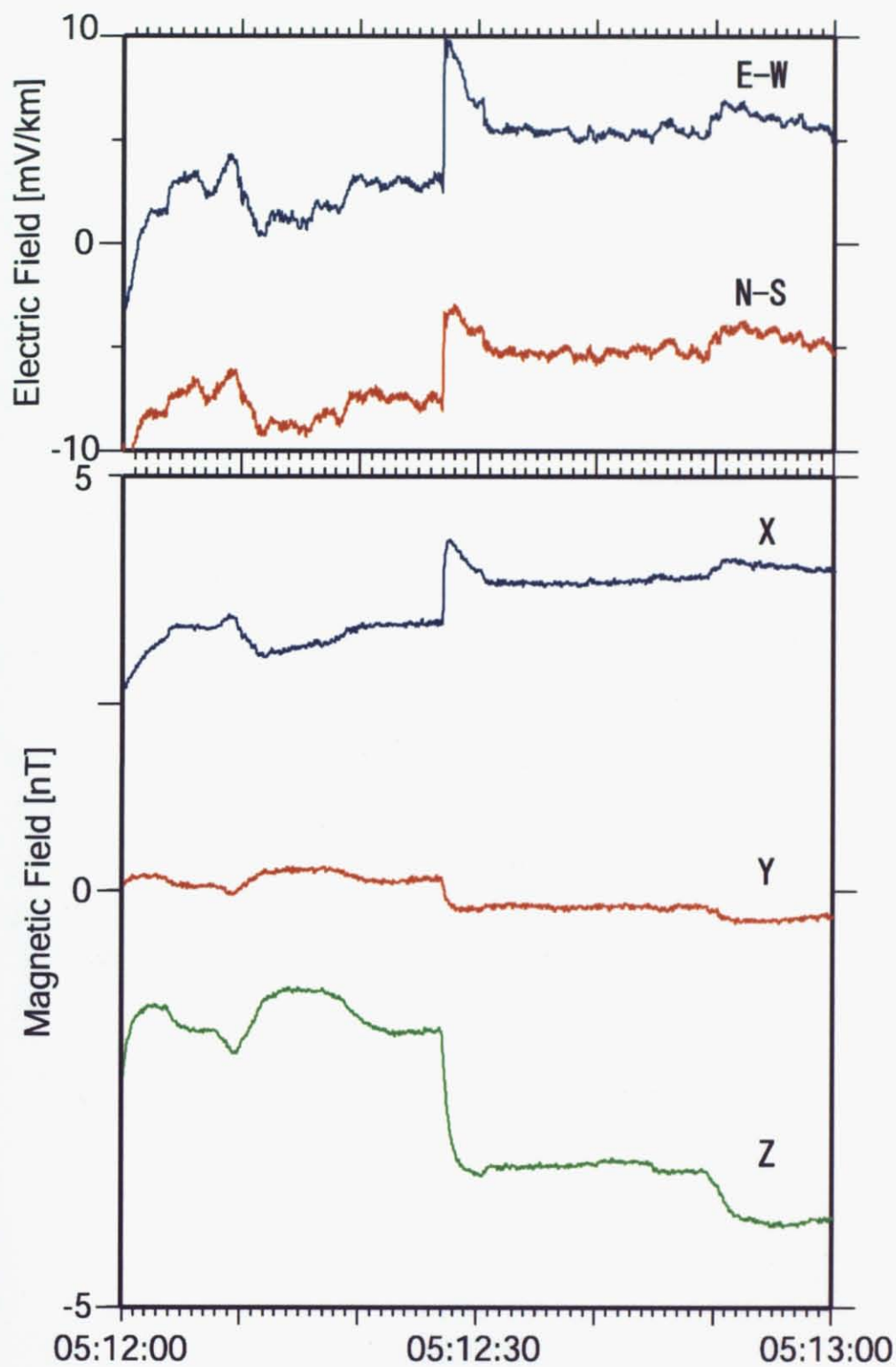


Fig. 4.25 UCU 観測点で周辺の駅を着発する際に観測された電磁場変動。5:12 安房鴨川駅。

UCU 2002/10/06 05h17m30s

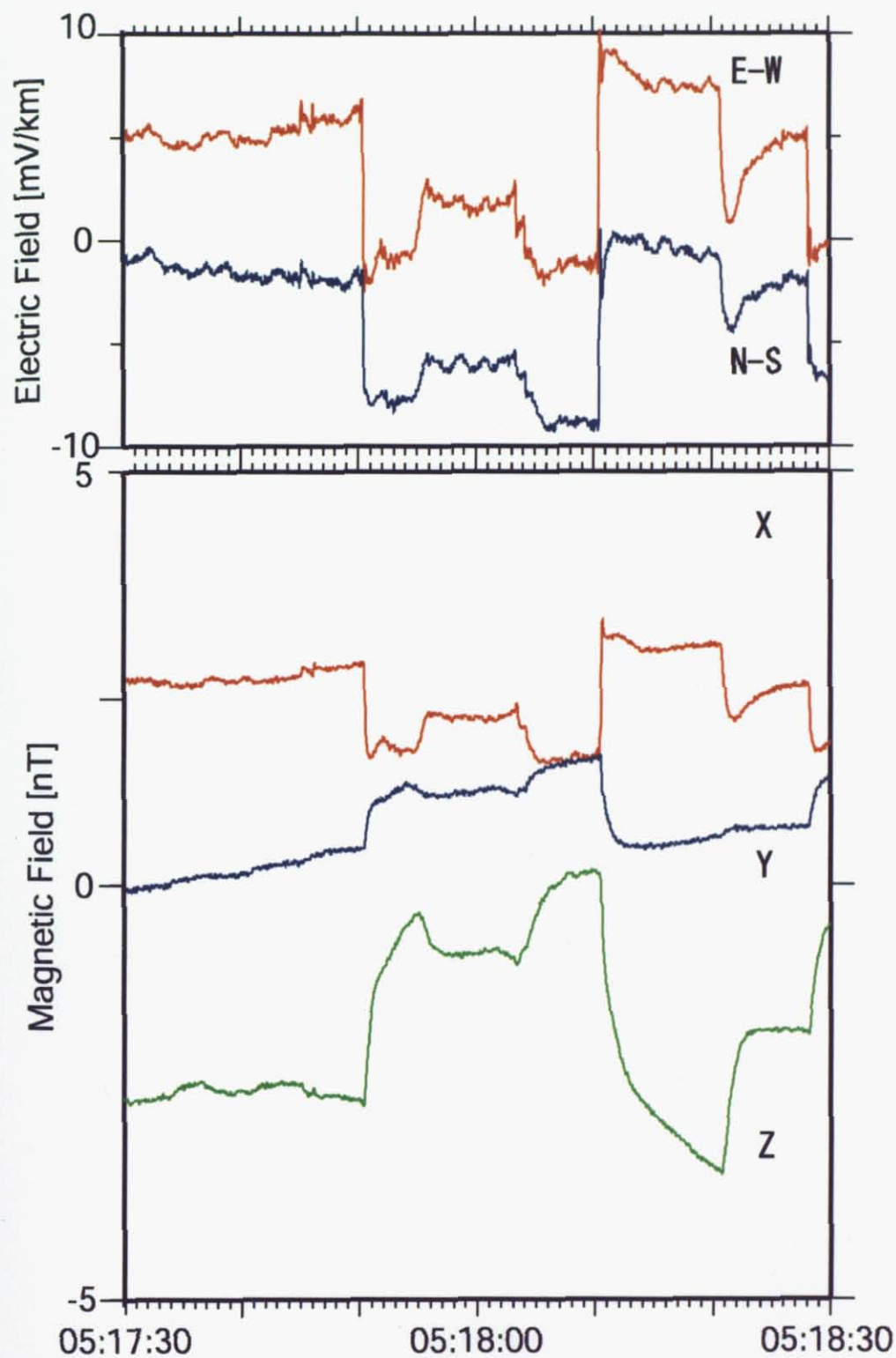


Fig. 4.26 UCU 観測点で周辺の駅を着発する際に観測された電磁場変動。5:17～安房天津駅。

UCU 2002/10/06 05h22m00s

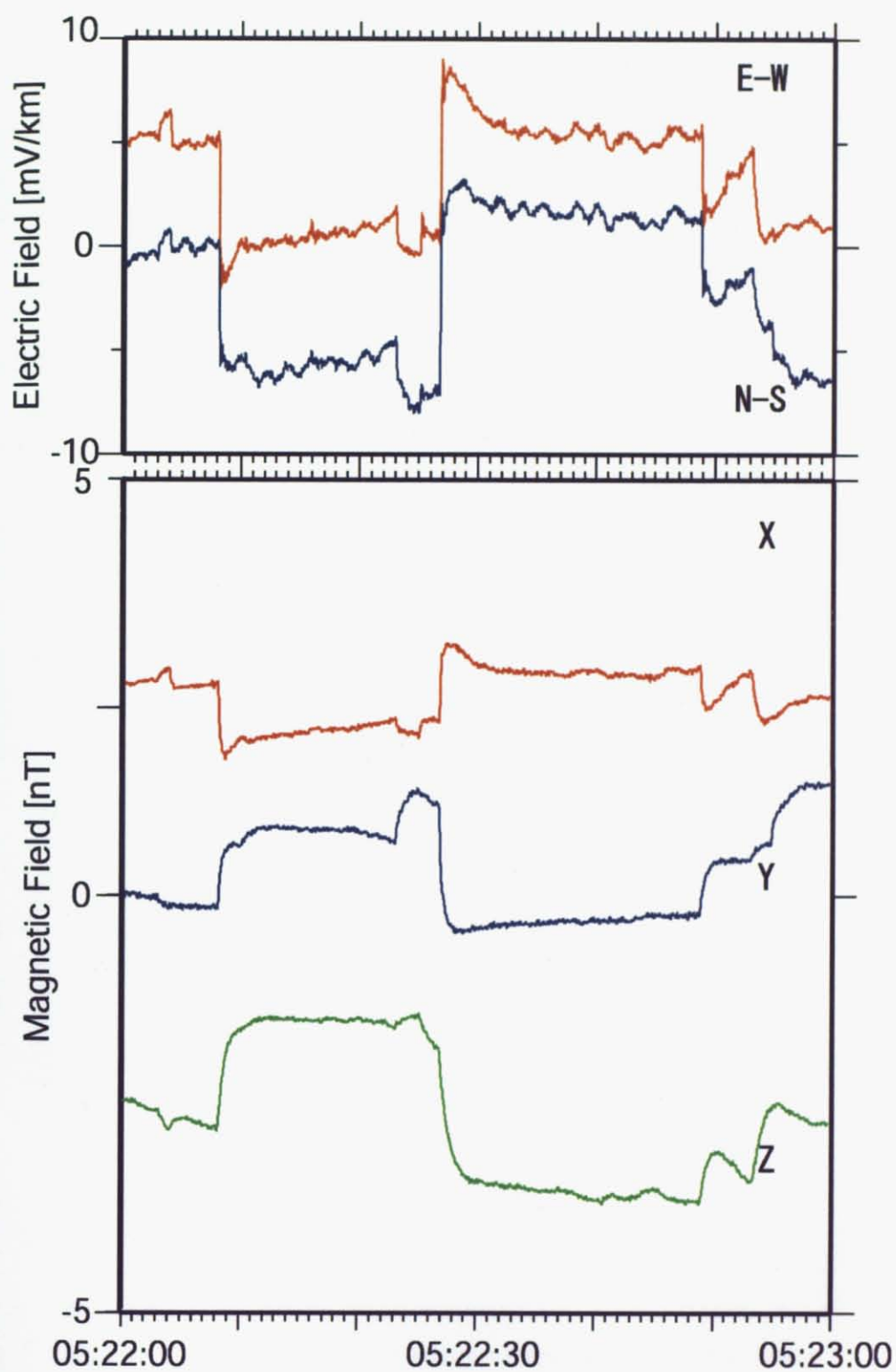


Fig. 4.27 UCU 観測点で周辺の駅を着発する際に観測された電磁場変動。5:22 安房小湊駅。

UCU 2002/10/06 05h27m00s

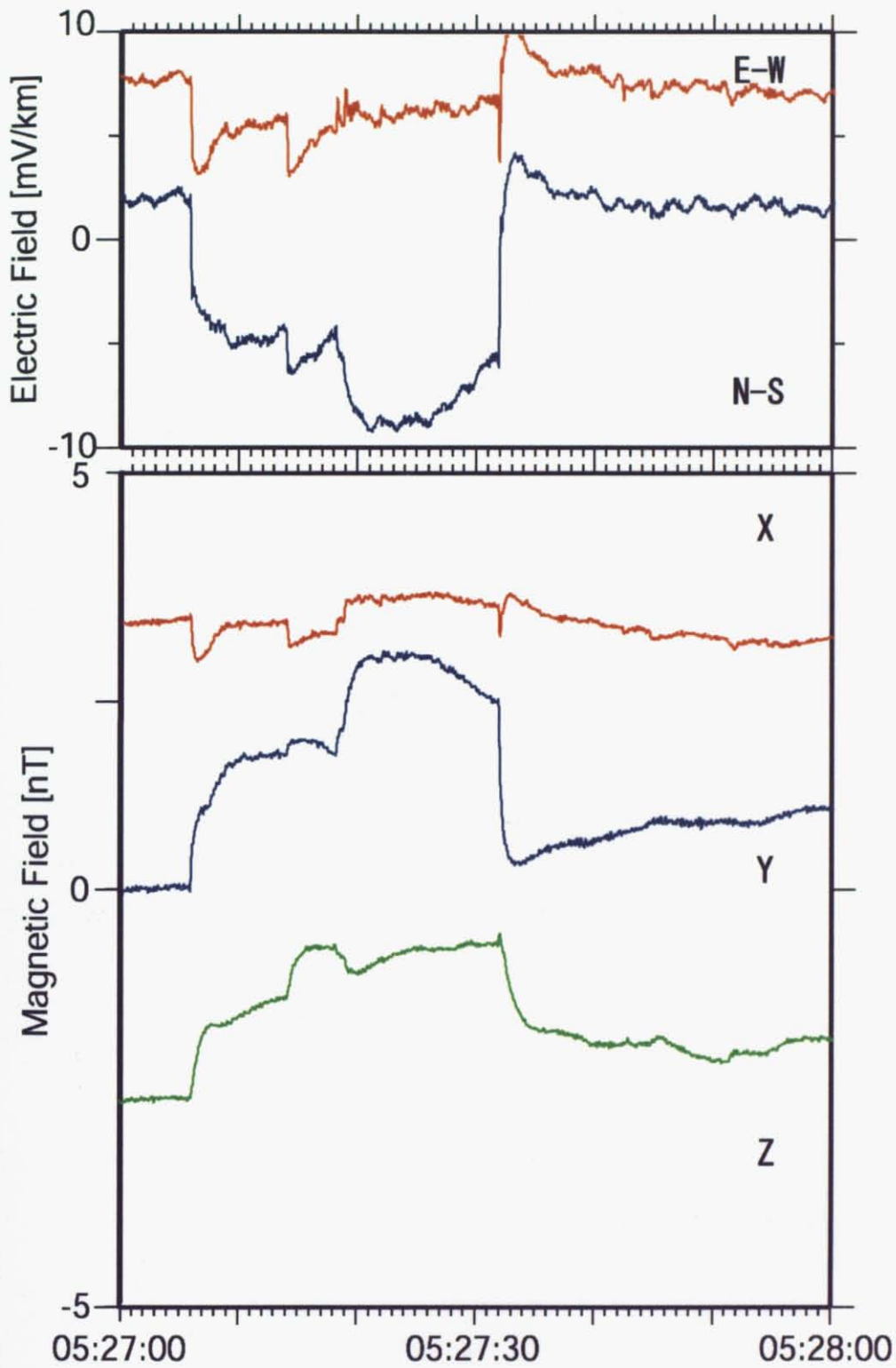
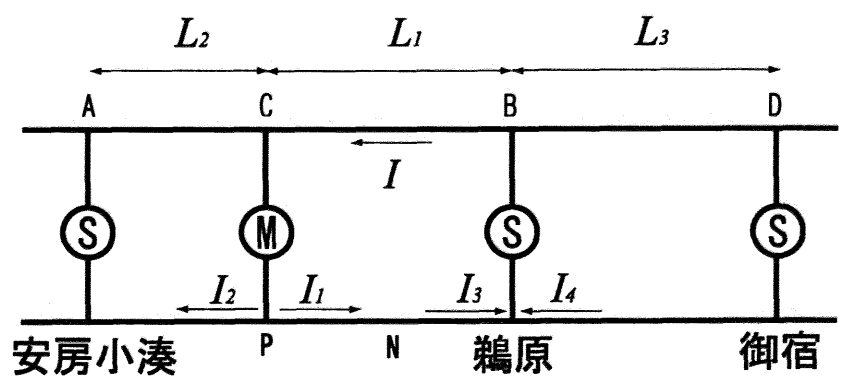


Fig. 4.28 UCU 観測点で周辺の駅を着発する際に観測された電磁場変動。

5:27 行川アイランド駅。



(S) 変電所 $L_1=6.0 \text{ km}$
 (M) 電車 $L_2=3.8 \text{ km}$
 $L_3=10.1 \text{ km}$

Fig. 4.29 外房線のき電回路モデル。

Table.4.1 各観測点における観測された電車ノイズの電場、磁場振幅（5時22分安房小湊着発電車）。EH、MHはそれぞれ電場、磁場の水平合力成分を表している。

KYS		horizontal force			
electric EW1.8	[mV/km]	EH 3.85	[mV/km]	(3.85E-05	[V/m])
electric NS-3.4	[mV/km]				
magnetic X 0.5	[nT]	MH 0.54	[nT]	(4.29E-04	[A/m])
magnetic Y 0.2	[nT]				
magnetic Z 0.745	[nT]			(5.93E-04	[A/m])
UCU					
electric EW-6.5	[mV/km]	EH 9.55	[mV/km]	(9.55E-05	[V/m])
electric NS-7	[mV/km]				
magnetic X -0.84	[nT]	MH 0.86	[nT]	(6.88E-04	([A/m])
magnetic Y 0.204	[nT]				
magnetic Z 1.769	[nT]			(1.41E-03	[A/m])
FDG					
electric EW0.79	[mV/km]	EH 1.5	[mV/km]	(1.50E-05	[V/m])
electric NS-1.28	[mV/km]				
magnetic X -0.14	[nT]	MH 0.17	[nT]	(1.35E-04	[A/m])
magnetic Y 0.103	[nT]				
magnetic Z 0.634	[nT]			(5.05E-04	[A/m])

Table.4.2 シミュレーションで得られた各電磁場成分の観測点間の振幅比(sim)と、実際の観測点で得られた電車ノイズの観測点間の振幅比(obs)。

(sim)	5 km	3km	10 km
ey	1	2.47	0.25
hx	1	1.51	0.33
hz	1	3.45	-0.06
(obs)	KYS	UCU	FDG
electric H	1	2.48	0.39
magnetic H	1	1.59	0.32
magnetic Z	1	2.37	-0.85

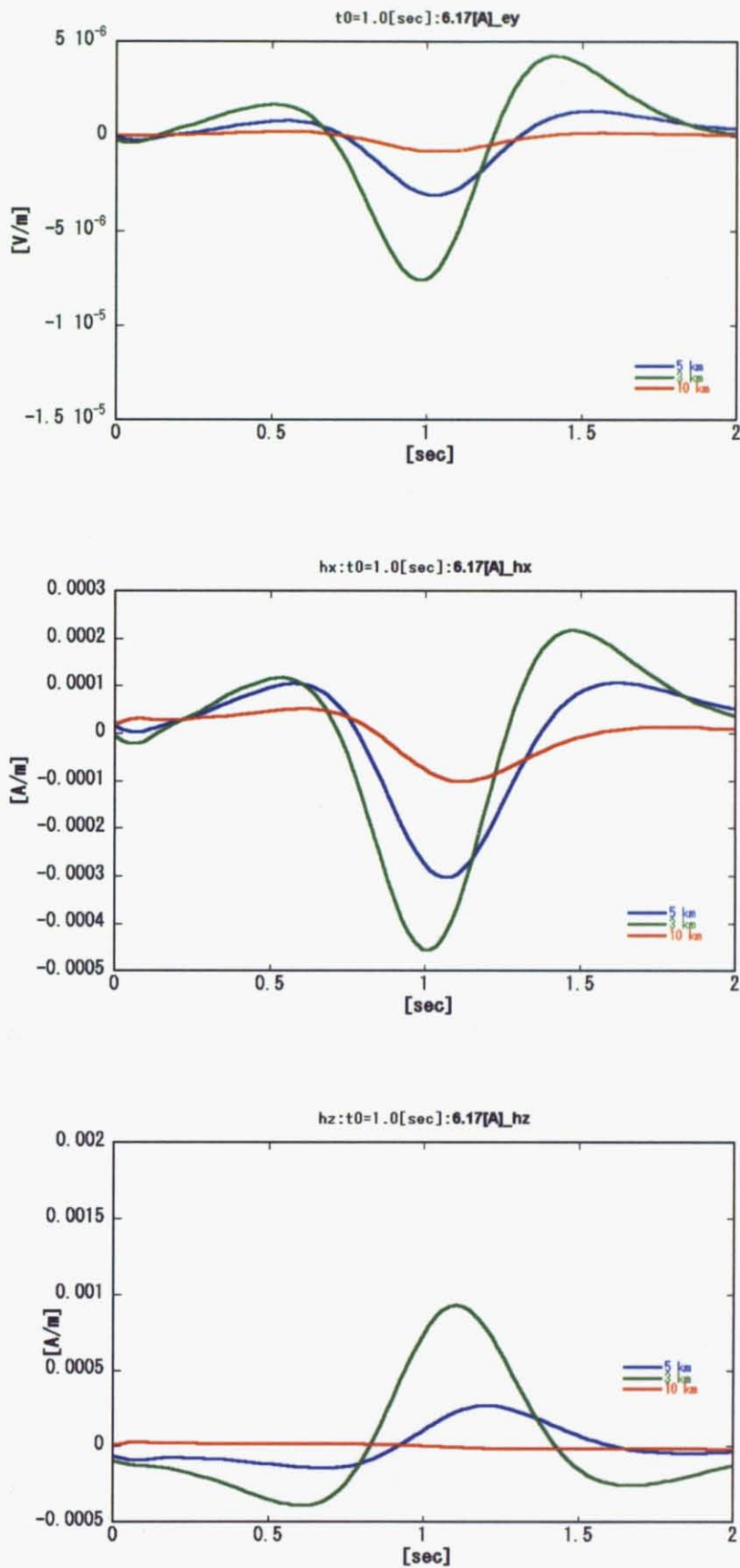


Fig. 4.30 電車の漏洩電流の推定値 6.17[A]を地表で流したとき、実際の観測点位置に見立てた各距離において見積られる電磁場振幅。

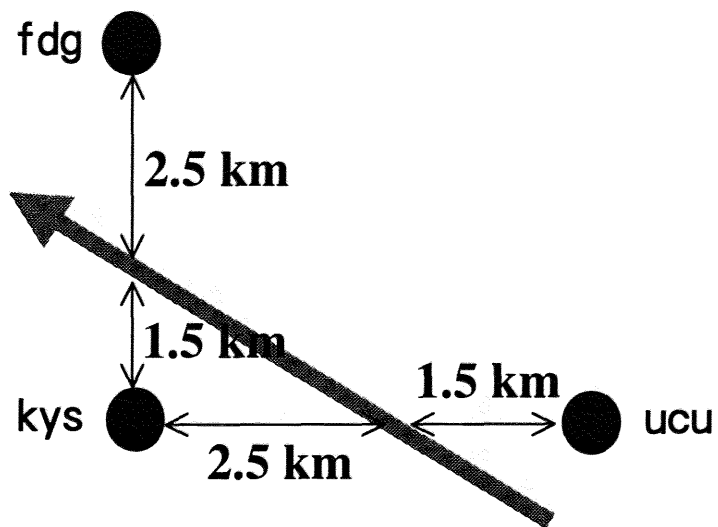


Fig. 4.31 3点アレイ観測網を通る線電流源を仮定したモデル。

Table 4.3 各観測点における観測された異常変動の電場、磁場振幅と、Fig.5.24 のモデルを適用したときのシミュレーションによって得られた振幅比。線電流源の深さ別にまとめた。

実際の観測から求めた振幅比

obs	KYS	UCU	FDG
electric H	1.0	1.8	0.5
magnetic H	1.0	1.5	0.8
magnetic Z	1.0	-1.2	-0.4

線電流源深さ 0km (地表)

sim	KYS	UCU	FDG
ey	1.0	2.3	0.4
hx	1.0	1.4	0.7
hz	1.0	3.2	0.3

線電流源深さ 0.5km

sim	KYS	UCU	FDG
ey	1.0	2.3	0.4
hx	1.0	1.0	1.0
hz	1.0	2.7	0.4

線電流源深さ 1.0km

sim	KYS	UCU	FDG
ey	1.0	2.1	0.5
hx	1.0	0.8	1.3
hz	1.0	2.1	0.5

線電流源深さ 5.0km

sim	KYS	UCU	FDG
ey	1.0	1.3	0.8
hx	1.0	1.4	0.3
hz	1.0	0.8	1.3

第5章 総括

5-1 まとめ

ULF 帯の電磁場変動を利用して地震等の地殻変動の監視・予測を行う場合、地殻変動起源の電磁場変動を特定することが極めて重要である。そのためには精度よい観測とデータ解析による現象の正確な把握が重要である。さらに、モデルによる現象の検証が必要である。本論文では、まず、精度良い観測を行うための観測点を設置し既知の原因による電磁場変動（波形）について、ソースと伝播を把握する必要がある。本論文では、南房総観測点における電磁場変動について取り上げ、詳細な把握を行い、FDTD 電磁界シミュレーションにて検証した。

ULF 帯電磁場について観測システムの構築を行い、観測点を設置し、地震地殻活動に関連する ULF 帯電磁場変動観測のための観測基盤を構築した。ULF 帯電磁場観測点は現在トーション型磁力計、インダクション型磁力計、フラックスゲート型磁力計による観測が関東-東海地域で行われている、特に房総半島ならびに伊豆半島では、複数観測点によるアレイ観測がおこなわれている。高精度なセンサによるアレイ観測による近接した複数の観測点による同時観測が実現した事で、電磁信号の方位探査などの可能性が開けてきた。

また、台湾ではフラックスゲート型磁力計による観測システムを構築したほか、日本同様トーション型磁力計による本格的な観測が予定されている。これらの観測データはネットワークを介して研究室まで自動転送されるようシステム設計となっている。データ解析のため、時系列、ソナグラム、偏波などのさまざまな解析ツールを開発し、特に日変化時系列プロットなどのルーチン解析は自動で行われ、ブラウザによる閲覧が可能とした。

2002 年 10 月 6 日未明、南房総に展開されている ULF 電磁場アレイ観測点網において、通常は観測されない電磁場変動が同時観測された。近傍の電車ノイズと類似していたが、詳細な波形解析の結果、(1) 電場ベクトルの時間変化が電車ノイズのパターンと異なること、(2) 10 月 6 日未明の電磁場変動のうち磁場変動は鹿野山まで到達しているのに対して、電車ノイズは鹿野山までは到達していないこと、(3) 磁場変動の極性から、電車ノイズのパターンとは異なり、かつ地下に電流源がないと変動を説明できないこと、など地下起源の変動であることが示唆された。

さらに、電磁場変動の原因を調査するために、2次元 FDTD 法による電磁界解析シミュレーションを行った。より現実的な電磁界シミュレーションを行うにあたり、地下の電氣的構造、電離圏の電氣的構造をシミュレーションに組み入れた。その結果、地中、地表、超高層という電流ソース位置の違いによる電

磁場伝播についての定性的な見積もりを行うことができた。2002 年 10 月 6 日未明の電磁場異常変動は観測点近傍の地表に近い地下で発生した可能性が考えられる。JR により該時間帯に電車に運行や事故の事実は無いとされるが、地上の起源であった場合、異常信号に現れた Z 成分の反転に関して説明することができない。シミュレーションでは 3 点アレイ観測点間の直下や、近傍の地下を走る線電流源を想定したが、実際に観測された各成分の波形の振幅比から程度より浅い場所での電流を想定する必要がある。

電流を発生させる原因となるものには、1-1 で述べたように界面導電現象などの可能性が挙げられる。地殻応力変化をトリガーとした間欠的な地下水の移動があったと仮定した場合、観測に現れたような複数の変動が説明できるかも知れない。このようなモデルには Fenoglio et al., 1995 などがある。彼らは、断層面上にある隔壁が破壊されると、間隙圧が急激に変わること、そこに含まれる水の流動が発生するというモデルを提案した。隔壁の破壊とそれに伴う水の流れが、断層面上を次々に伝染してゆくことで電磁現象の発生を説明した。また、このモデルでは、これらの現象が 1km より浅い場所で発生することを想定している。この時間スケールでの直接的な変動の観測は従来の GPS などの測位観測では検出が困難と考えられる。検証にはハイサンプリングでの地下水位、応力、微小地震観測などの平行観測が必要であろう。また、この Z 成分は KNZ の記録にも現れたことから、長い連流パスを想定する必要がある。鹿野山付近での電流規模、位置推定の検証に関しては、この付近のデータが国土地理院の 3 成分磁力計データしかない。そのため、KNZ 周辺においては極性などからの大まかな位置関係が推定できるのみである。3 点アレイ観測点周辺で行ったような、各観測点間での振幅を比較してソース位置を推定するようなことは困難である。

定量的な見積もりについては、電車ノイズを模したシミュレーションをおこなった。 $t_0=1$ 秒前後で磁場、電場が現実的な値に近づいたが、シミュレーションで使ったソース波形がガウス波形であったのに対し、実際の波形は現段階では不明であるため、観測波形の形状などからみた比較、議論は困難である。鉄道変電所での消費電流の計測を行うことが必要である。

従来、地磁気、地電位差解析の多くは 1Hz 以下の振る舞いについて見る場合が多かった。鉄道ノイズに関しても 1Hz 以下のサンプリングデータでも認められることから、50Hz などの高いサンプリング周波数において検証することはほとんどなかったといえる。本論文では 50Hz といったハイサンプリングの観測データによって、各信号の波形等の特徴について詳細な調査や、電磁界シミュレーションとの比較が可能となったといえる。地下構造推定などにおいては長期にわたり安定した電場、磁場双方の同時観測によって可能となった。

MT 探査の結果では、深さおよそ 10km 付近で比抵抗地が著しく変化すること

がこの地域の特徴として分かった。地震波解析などの結果より推定された房総半島下部にもぐり込むフィリピン海プレート上面の推定位置は観測点網直下ではおよそ 20 km 前後と考えられている。一次元解析により得られた低比抵抗領域のピークはおよそ 10km とこの境界よりやや浅い位置に存在することになる。4 章で述べたように房総半島沖で実施された反射法探査からは、房総半島南部での地震波反射面に 10km より浅いところでコントラストの大きな部分が見ついている（津村私信）。このコントラストはインピーダンスマッチングから考えると水の存在が示唆される。したがって、MT 法の結果と調和的である可能性が高い。

今回取り上げた異常変動に類似したものは、2002 年 1 月 21 日、10 月 2 日、11 月 7 日、2003 年 6 月 19 日、8 月 9 日、8 月 15 日に現れている。2003 年 8 月の 2 件以外はいずれも 23:30~00:30 の間で起きており、8 月 9 日は 00:25~01:00 頃の間で、8 月 15 日は 01:50~02:20 頃の間で発生している。これらは、終電から始発の間の時間帯である。日中のデータはノイズの影響が大きいため、目視による変動の検出は困難である。2001 年以前の夜間データ（0~4 時）にはこのような変動は見つかっていない。

5-2 今後の ULF 電磁場データ解析への提言

本論文では、観測データと計算機シミュレーション結果を比較することにより、観測された電磁場変動の原因を推定した。本論文では、MT 解析により大地の電気的構造モデルを 1 次元構造とし、2 次元 FDTD シミュレーションを適用した。これは ULF アレイ観測網において電場、磁場の同時観測が行われていたために可能となったのであるが、観測点配置の制約があった。さらに広域に渡る MT 調査を行い、良質な地下構造を推定することができれば、地下の 2 次元構造や 3 次元構造を求めることができる。すると 3 次元の FDTD シミュレーションを適用することが可能になり、より正確な比較ができるようになる。そのためには、4 点の固定観測点だけではなく、さらに面的な観測点配置による観測体制が望まれる。房総半島には東西方向の走行をもつ構造境界が顕著に見られることから、今後現在の観測点に付加しての南北方向に観測点を増強することが望まれる。このことにより少なくとも、2 次元構造を取り入れた電磁界シミュレーションが可能となろう。

また、国内の観測に共通する問題として、人工ノイズの問題がある。様々の信号処理法が提案されているが、効果的なノイズ対策のためには、ノイズの起源や、伝播経路についての考察も必要であると考えられる。特に“電車ノイズ”の同定と除去が重要である。

FDTD 法による電車ノイズのシミュレーションでは、パラメータ決定のため、

一般的な電車の漏れ電流の見積もりを行ったが、JR 変電所での消費電流の記録が参照できれば、さらに詳細なシミュレーション結果の検討が得られるものと思われる。本論文では、振幅比についての定量的な見積もりを行ったが、波形の継続時間という問題が残る。この点についても、JR からデータが提供されればシミュレーションを改善することが可能となる。

ULF 帯の電磁場変動を利用して地震等の地殻変動の監視・予測を行う場合、地殻変動起源の電磁場変動を特定することが極めて重要である。そのためには既知の原因による電磁場変動（波形）について、ソースと伝播を把握する必要がある。本論文では、南房総観測点における電磁場変動について、詳細な把握を行い、FDTD 電磁界シミュレーションにて検証し、それが有効になりうることを示した。

謝辞

本研究を進めるにあたっては、千葉大学理学部地球科学科 伊勢崎修弘教授、千葉大学海洋バイオシステム研究センター 服部克巳助教授、千葉大学理学部地球科学科 佐藤利典教授、千葉大学大学院自然科学研究科 中西正男助教授のご指導をいただいた。服部助教授には日ごろから研究を行う上で多くのご指導、議論などをしていただいた。伊勢崎教授には研究に関して多くのご指摘をいただいた。大学院自然科学研究科 島倉信教授には FDTD 法に関して多くのご指摘をいただいた。また、海洋バイオシステム研究センター研究支援推進技員の吉野千恵さんには屋外観測、データ整理など様々な点でお世話をいただいた。

東海大学地震予知研究センター 上田誠也教授、長尾年恭教授には、理化学研究所、さらには東海大学の学生時代から、長きにわたりご指導をいただき、実に多くのことを学ばせていただいた。田中治雄博士には電磁界の解析結果に関して多くのアドバイスをいただいた。

電気通信大学電気通信学部電子工学科の早川正士教授には、地球電磁気セミナーなど発表の場において多くのご指摘、議論をいただいた。電気通信大学電気通信学部電子工学科 安藤芳晃助教授には FDTD 法について多くのアドバイスをいただき、また有用な情報などをいただいた。

台湾における研究観測では台湾国立中央大学、太空科学研究所 劉正彦教授、陳盛文氏、国立中正大学 簡志亮氏、大漢技術学院 許華杞博士 江文卿講師、游麗方講師など多くの方々の協力をいただいた。また、東海大学海洋研究所 馬場久紀助教授には台湾での観測に関して有益な情報、アドバイスをいただいた。また、財団法人交流協会の若手研究者交流事業によって長期滞在という貴重な機会もいただいた。

本研究に使用したデータは理化学研究所・地震国際フロンティア研究プログラム、宇宙開発事業団（現宇宙航空研究開発機構）・地震リモートセンシング研究プログラム、東海大学地震予知研究センター、電気通信大学、千葉大学の共同研究によって得られたのものである。また、国土地理院鹿野山測地観測所からは鹿野山の磁場 3 成分データを、気象庁柿岡地磁気観測所には柿岡の磁場 3 成分データを提供いただいた。また、柿岡地磁気観測所には磁力計センサー校正作業の際にもご協力いただいた。

研究室の学生諸氏、家族、友人の支えがあったからこそ、このような研究生
活を行うことが出来たのだという事に感謝いたします。

参考文献

- Akinaga, Y., M. Hayakawa, J.Y. Liu, K. Yumoto, K. Hattori; "A precursory signature for Chi-Chi earthquake in Taiwan", *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol.1, pp.33-36, 2001.
- Bernardy, A., A. C. Fraser-Smith, P. R. McGill, and O. G. Villard; "ULF magnetic field measurements near the epicenter of the Ms 7.1 Loma Prieta earthquake", *Phys. Earth Planet. Inter.*, Vol.68, pp.45-63, 1991
- Chave, A. D. and DJ Thomson; "Some comments on Magnetotelluric Response Function Estimation", *J. Geophys. Res.*, Vol.94, No.B10, pp.14215-14225, 1989
- 千葉県史料研究財団編; "千葉県の自然史 本編 2 千葉県の大地", 千葉県史料研究財団, 千葉, 823p, 1997.
- Constable, S.C., Parker, R.L. and Constable, C.G; "Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data", *Geophysics*, Vol.52, No.3, pp.289-300, 1987
- 電気学会、電食防止研究委員会編; "新版 電食・土壌腐食ハンドブック", コロナ社, 東京,
- Dragnov, A. B., U. S. Inan, and Y. N. Taranenko; "ULF magnetic signatures at the Earth due to groundwater flow: A possible precursor to earthquakes", *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 18, pp.1127-1130, 1991.
- Egbert; "On the generation of ULF magnetic variations by conductivity fluctuations in a fault zone, *Pure appl. geophys.*, Vol.159, No.6, pp.1205-1227, 2002
- Gotoh, K., Y. Akinaga, M. Hayakawa, and K. Hattori; "Principal component analysis of ULF geomagnetic data for Izu islands earthquake in July 2000", *Journal of Atmospheric Electricity*, Vol.22, pp.1-12, 2002
- Groom, Ross W.; Bailey, Richard C; "Decomposition of Magnetotelluric Impedance Tensors in the Presence of Local Tree-Dimensional Galvanic distortion, *J. Geophys. Res.*, Vol.94, pp.1913-1925, 1989
- Fenoglio. M. A., Malcom. J. S. Johnston, and Jim. D. Byerlee; "Magnetic and electric fields associated with changes in high pore pressure in fault zone: Application to the Loma Prieta ULF emissions", *J. Geophys. Res.*, Vol.100, pp.12951-12958, 1995
- 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.1465-1468, 1990
- 原田誠; "インターステーション応答関数法による ULF 帯電磁場データの信号弁別に関する研究" 千葉大学博士論文, pp.188, 2004
- 橋本武志; "電極問題についての一考察", 1994 年 CA 研究会論文集, pp.86-97, 1994

- Harada, M., K. Hattori, and N. Isezaki; "Global Signal Classification of ULF Geomagnetic Field Variations using Interstation Transfer Function", Trans. IEE Japan (A), Vol.123, pp.1159-1165, 2003 (in Japanese)
- Harada, M., K. Hattori, and N. Isezaki; "Transfer Function Approach to Signal Discrimination of ULF Geomagnetic Data, "Physics and Chemistry of the Earth, Vol.129, pp.409-417, 2004
- Harada, M., K. Hattori, and N. Isezaki; "Reduction of Geomagnetic Effects (Periods $T < 940$ s) from Geoelectric Potential Difference Data", Trans. Institute of Electrical Engineers in Japan, Vol.124-A,(12), pp.1245-1250, 2004
- Harada, M., K. Hattori, and N. Isezaki; "Global Signal Classification of ULF Geomagnetic Field Variations using Interstation Transfer Function", Electrical Engineers in Japan, Vol.151 (2), pp.12-19, 2005
- Hattori, K., Y. Akinaga, M. Hayakawa, K. Yumoto, T. Nagao, and S. Uyeda; "ULF magnetic anomaly preceding the 1997 Kagoshima Earthquakes", Seismo Electromagnetics: Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling. TERRAPUB, Tokyo, pp.19-28, 2002
- Hattori, K., I. Takahashi, C. Yoshino, T. Nagao, J. Y. Liu, and C. F. shieh; "ULF Geomagnetic and Geopotential Measurement at Chia-Yi, Taiwan", Jour. Atmos. Electr., Vol.22, pp.217-222, 2002
- Hattori, K., Takahashi, I., Yoshino, C., Isezaki, N., Iwasaki, H., Harada, M., Kawabata, K., Kopytenko, E., Kopytenko, Y., Maltsev, P., Korepanov, V., Molchanov, O., Hayakawa, M., Noda, Y., Nagao, T., Uyeda, S; "ULF geomagnetic field measurements in Japan and some recent results associated with Iwateken Nairiku Hokubu Earthquake in 1998", Physics and Chemistry of the Earth., Vol.29, pp.481-494, 2004.
- 島山久尚; "岩波講座 物理学 地電流",岩波書店, 東京, pp.46, 1940,
- Hayakawa, M. and Fujinawa, Editors; "Electromagnetic Phenomena Related to Earthquake Prediction", Terra Scientific Pub. Comp., Tokyo, pp.667, 1994
- Hayakawa, M., R. Kawate, and O. A. Molchanov; "Ultra-low-frequency signatures of the Guam earthquake on 8 August, 1993 and their implication", J. Atmos. Electr., Vol 16, pp.193-198, 1996
- Hayakawa, M., Editor; "Atomospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes", Terra Scientific Pub. Comp., Tokyo, pp.996 1999.
- Hayakawa, M., T. Itoh, K. Hattori, and K. Yumoto; "ULF electromagnetic precursors for an earthquake at Biak, Indonesia on February 17, 1996", Geophys. Res. Lett., Vol.27, pp.1531-1534, 2000.

- Hayakawa, M., O. A. Molchanov, Editors; "Seismo-Electromagnetics: Lithosphere, Atmosphere-Ionosphere Coupling.", Terra Scientific Pub. Comp., Tokyo, pp.477, 2002
- Hobara, Y., F. Lefeuvre, M. Parrot, O. A. Molchanov; "Low-latitude ionospheric turbulence observed by Aureol-3 satellite", *Ann. Geophys.*, vol.23, pp.1259-1270, 2005
- Ishida, M.; "Geometry and Relative Motion of the Philippine Sea Plate and Pacific Plate Beneath the Kanto-Tokai District, Japan", *J. Geophys. Res.*, Vol.97, No.B1, pp.489-513, 1992.
- Ishido, T, and H. Mizutani; "Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics", *Jour. Geophys. Res.*, Vol.86, pp.1763,-1775.
- Ishikawa, H., Katsumi Hattori, Ichiro Takahashi, Yoichi Noda, Toshiyasu Nagao Nobuhiro Isezaki; "Effect of Noise from DC-Driven Trains to Geoelectrical Potential Difference and its Reduction in Hakuba Area", Japan, submitted to *Inst. Elect. Eng. Japan, Trans. Fundamentals and Materials*, 2005. (条件付採録)
- Ismaguilov, V., Y. Kopytenko, K. Hattori, and M. Hayakawa; "Variations of phase velocity and gradient values of ULF geomagnetic disturbances connected with the Izu strong earthquake", *Natural Hazards and Earths system Sci.*, Vol.3, pp.211-215, 2003.
- Kawate, R., O. A. Molchanov, and M. Hayakawa; "Ultra-low frequency magnetic fields during the Guam earthquake of 8 August 1993 and their interpretation", *Phys. Earth Planet. Inter.*, Vol.105, pp.229-238, 1998.
- Karakelian, D., S. L. Klemperer, A. C. Fraser-Smith and G. A. Thompson; "Ultra-low frequency electromagnetic measurements associated with the 1998 Mw 5.1 San Juan Bautista, California earthquake and implications for mechanisms of electromagnetic earthquake precursors", *Tectonophysics*, Vol.359, pp.65-79, 2002.
- Kinoshita, M., M. Uyeshima, and S. Uyeda; "Earthquake prediction research by means of telluric potential monitoring", *progress Rep. 1, Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol.64, pp.255-311, 1989
- Kopytenko, Y. A., T. G. Mtshvili, P.M. Voronov, E. A. Kopytenko, and O. A. Molchanov; "Detection of ultra-low frequency emissions connected with the Spitac earthquake and its aftershock activity based on geomagnetic pulsations data and at Dudheti and Vardzia observatories", *Phys. Earth Planet. Inter.*, Vol.77, pp.85-95, 1993
- Obata, K; "Nonvolcanic Deep Tremor Associated with Subduction in Southwest Japan", *Science*, Vol.296, pp.1679-1681, 2002
- Maeda T., et al., Study on microwave detection associated with earthquakes using

- satellites, 2005 Int'l Workshop on Seismo Electromagnetics, LP2-22, March 15-17, 2005, Chofu Japan.
- Merzer and Klemperor; "Modeling low-frequency magnetic-field precursors to the Loma Prieta earthquake with a precursory increase in fault-zone conductivity", *Pure appl. geophys.*, Vol.150, pp.217-248, 1997
- 松本雅行; "電気鉄道", 森北出版株式会社, 東京, 294p, 1999
- 宮腰潤一郎; "断層破碎帯における自然電位の時間変化", *月刊・地球*, Vol.7, pp.38-42, 1985.
- Mizutani, H., T. Ishido, T. Yokokura, and S. Ohnishi; "Electrokinetic Phenomena associated with earthquake", *Gophy. Res. Lett.*, Vol.3, pp.365-366, 1976
- Molchanov, O. A., O. A. Mazhaeva, A. N. Goliavin, and M. Hayakawa; "Observation by the INTERCOSMOS satellite of ELF/VLF emissions associated with earthquakes", *Ann., Gophy.*, Vol.11, pp.431-440, 1993
- Molchanov, O. A., and M. Hayakawa; "Generation of ULF electromagnetic emissions by microfracturing", *Geopys. Res. Lett.*, Vol.22, pp.3091-3094, 1995
- Molchanov, O. A., Yu. A. Kopytenko, P. M. Voronov, E. A. Kopytenko, T. G. Matiashvili, A. C. Freaser-Smith, A. Bernardi; "Results of ULF Magnetic field Measurements near the Epicenters of the Spitak ($M_s=6.9$) and Lomapieta ($M_s=7.1$) Earthquaks: Comparative Analysis", *Geophys. Res. Lett.*, Vol.19, pp.1495-1498, 1992
- Nagao, T., S. Uyeda, Y. Asai, and Y. Kono; "Anomalous changes in geoelectric potential preceeding four earthquakes in Japan. In "A Critical Review of VAN" ", J. Lighthill (ed), World Scientific, pp.292-300, 1996
- Ngagao T, Y. Orihara, T. Yamaguchi, I. Takahashi, K. Hattori, Y. Noda, K. Sayanagi; "Co-seismic geoelectric potential changes observed in Japan", *Geopys. Res. Lett.*, Vol 27, No. 10, pp.1535-1538, 2000
- Nur,A; "Dilatancy,pore fluids,and premonitory variation of tp/ts travel times" ,*Bull. Seismol. Soc. Amer.*, pp.1217-1222, 1972.
- 織原義明, 山口透, 長尾年恭, 上田誠也; "神津島における地電位差連続観測と周辺の地震活動", 東海大学海洋研究所研究報告, Vol.20, pp.17-30, 1999
- Ozawa, S. S. Miyazaki, Y. Hatanaka, T. Imakiire, M. Kaidzu, M. Murakami; "Characteristic silent earthquake in the earthtern pert of the Boso peninsula, Central Japan", *Geophys. Res. Lett.*, Vol.30, No.6, pp.16, 2003
- Parrot, M., F. Lefeuvre, Y. Corcuff and P. Goderoy; "Observations of VLF emission at the time of earthquakes in the Kerguelen Islands", *Ann. Geophys.*, Vol.3, No.6, pp.731-736, 1985
- Rikitake, T; "Earthquake Prediction", Eesvier, Amsterdam, 357p, 1976

- Sobolev, G. A; "Application of electric method to the tentative short-term forecast of Kamchatka Earthquake", *Pure. Appl. Geophys.*, Vol.113, pp.229-235, 1975
- Serita, A, K. Hattori, C. Yoshino, M. Hayakawa, and N. Isezaki; "Principal Component Analysis and Singular Spectral Analysis of ULF Geomagnetic Data Associated with Earthquakes", *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol.5, pp.685-689, 2005.
- Takahashi, I., Katsumi Hattori, Makoto Harada, Chie Yoshino, Nobuhiro Isezaki; "Anomalous Geoelectrical Signals Observed at Southern Boso Peninsula, Japan", submitted to *Ann. Geophys.*, 2005. (条件付採録)
- Telesca, L., G. Colangelo, K. Hattori, V. Lapenna; "Principal component analysis of geoelectrical signals measured in the seismically active area of Basilicata Region (southern Italy)", *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol.4, pp.663-667, 2004
- Tzanis A., and Vallianatos, F.; "'A Model for the Generation of Precursory Electric and Magnetic Fields Associated with the Deformation Rate of the Earthquake Focus", in "Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Related with Earthquakes", eds. M. Hayakawa, TERRAPUB, Tokyo, pp.287-305 1999
- Uyeda, S., T. Nagao, Y. Orihara, T. Yamaguchi, and I. Takahashi; "Geoelectric Potential Changes: Possible Precursors to Earthquakes", *The proceeding of the National Academy of Sciences, USA (PNAS)*, Vol.97, pp.4561-4566, 2000.
- Uyeda S, editor; "International Frontier Research Group on Earthquakes (RIKEN IFREQ)", 2000
- Uyeda, S., M. Hayakawa, T. Nagao, O.A. Molchanov, K.Hattori, Y. Orihara, K. Gotoh, Y. Akinaga, and H. Tanaka; "Electric and Magnetic Phenomena Observed Before the Volcano-seismic Activity 2000 in the Izu Islands Region Japan", *Proc. of the US National Academy of Science*, Vol.99, pp.7352-7355, 2002.
- Varotsos. P., and K. Alexopoulos; "Thermodynamics of Point Defects and relation with Bulk Properties", North-Holland, Amsterdam, 1986
- Varatsos. P., K. Alexopoulos, and M. Lazaridou; "Latest aspects of earthquake prediction in Greece based on seismic electric signals, II", *Tectonophysics*, Vol.224, pp.1-37, 1993
- Yagova, N., Yumoto, K., Pilipenko, V., Hattori, K., Nagao, T., Saita, K; "Local variations of geomagnetic ULF noises and their relation to seismic activity, Seismo Electromagnetics: Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere coupling", edited by Hayakawa, M. and O. Molchanov, pp.45-48, Terrapub, 2002.
- 山口透, 野田洋一, 高橋一郎, 織原義明, 服部克巳, 川畑広紀, 長尾年恭, 上田誠也; "長野県で広域的に観測された地震先行電磁場変化", 東海大学海洋研

究所研究報告, Vol.21, pp.11-22, 2000.

山下昇; “フォサマグナ”; 東京, 東海大学出版, 310p, 1995.

Yen, H. Y., C. H. Chen, Y. H. Yeh, J. Y. Liu, C. R. Lin, and Y. B. Tsai; “Geomagnetic fluctuations during the 1999 Chi-Chi earthquake in Taiwan”, EPS, Vol.56, pp.39-45, 2004

芳野赳夫; “電磁放射現象による地震の震央予知の可能性”, 電波技術協会報, Vol.13.No.137, pp.6-12 1987

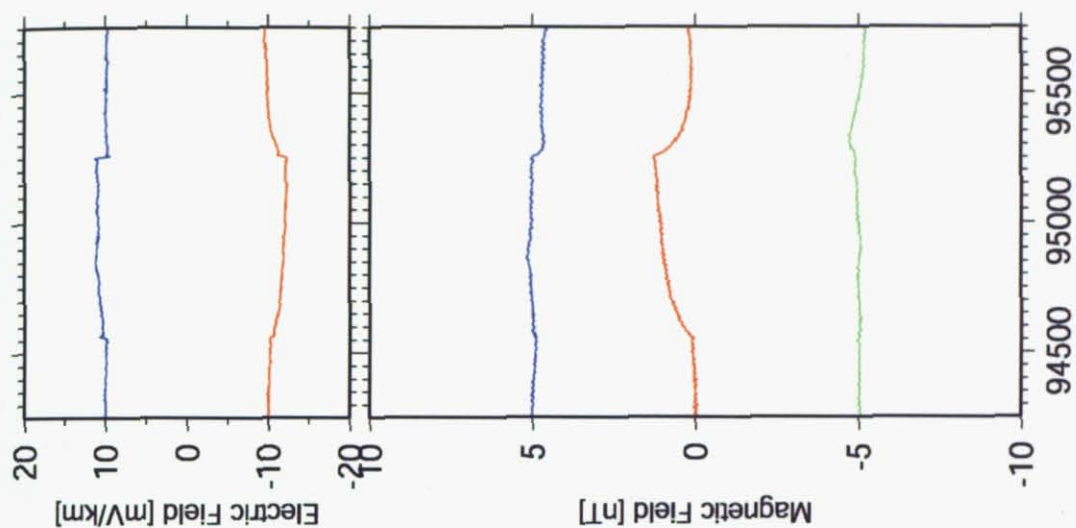
Appendix 1 50Hz サンプリング観測波形

Appendix 1 では、南房総アレイ観測点 (UCU,KYS,FDG) で観測された電磁場異常変動の 50Hz サンプリングデータを示す。磁場データには観測システムとして 5 Hz 相当の LP フィルタがあるため、電場データも同様な LP フィルタ出力をプロットしている。したがって、940 秒から 0.2 秒までの成分がプロットされている。

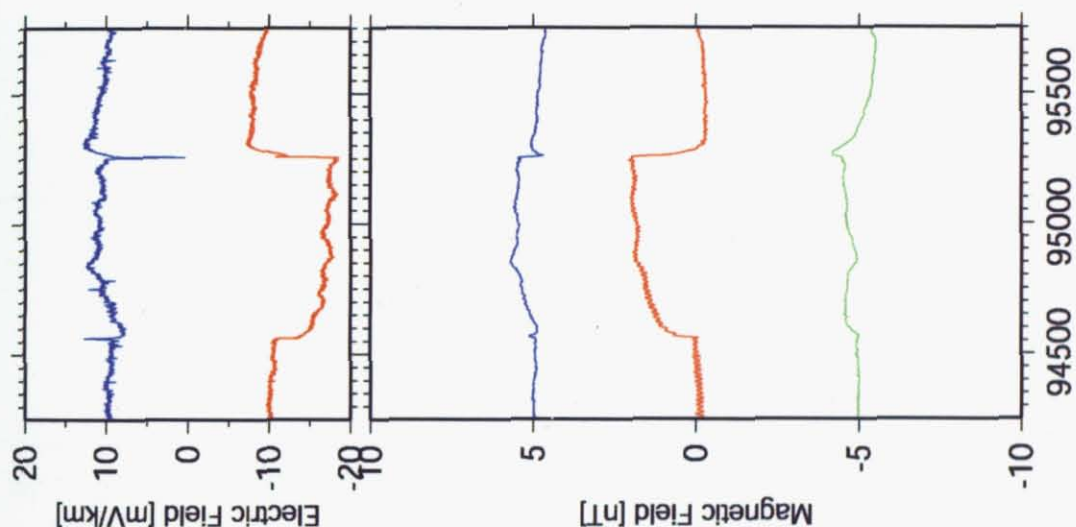
A.1.1~ 2002 年 10 月 6 日未明の ULF 帯電磁場異常データ

A.1.2~ 電車ノイズデータ

FDG 2002/10/06 01h31m25s



UCU 2002/10/06 01h31m25s



KYS 2002/10/06 01h31m25s

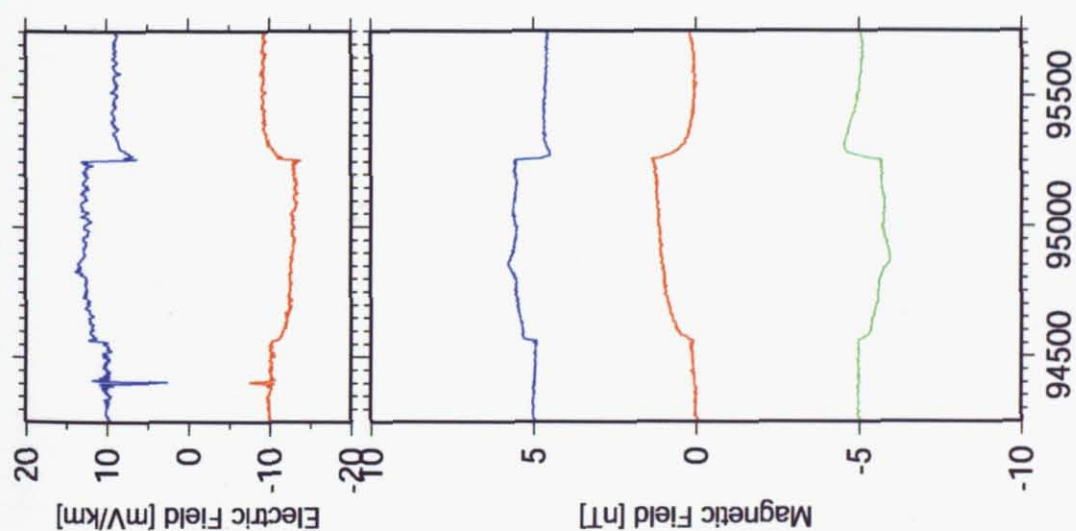
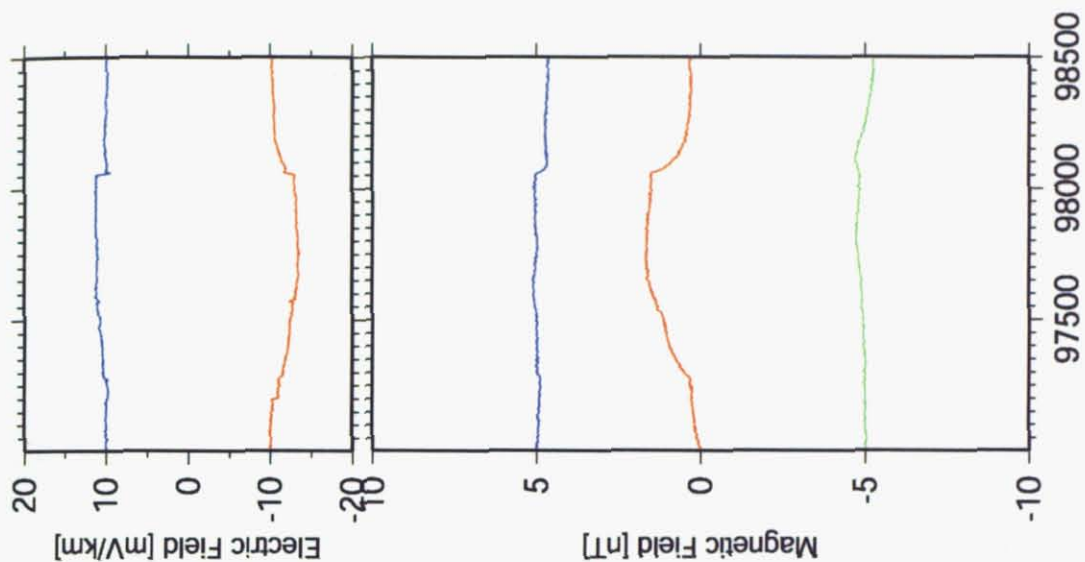
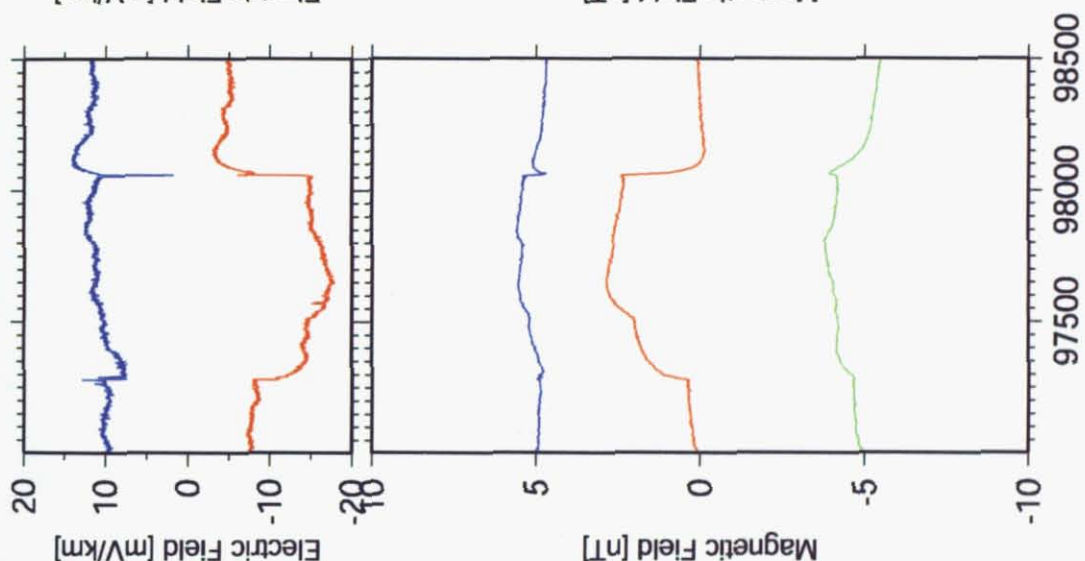


Fig. A.1.1.1 2002年10月6日1時30分以降に観測された異常電磁場変動。50Hzサンプリングによる1時31分25秒から30秒間を表示。

FDG 2002/10/06 01h32m20s



UCU 2002/10/06 01h32m20s



KYS 2002/10/06 01h32m20s

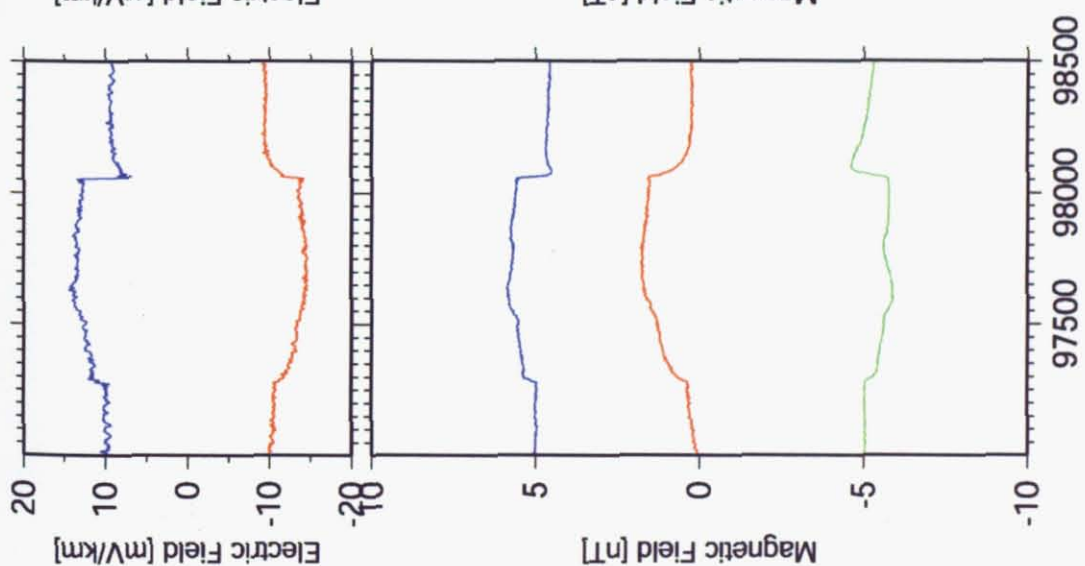
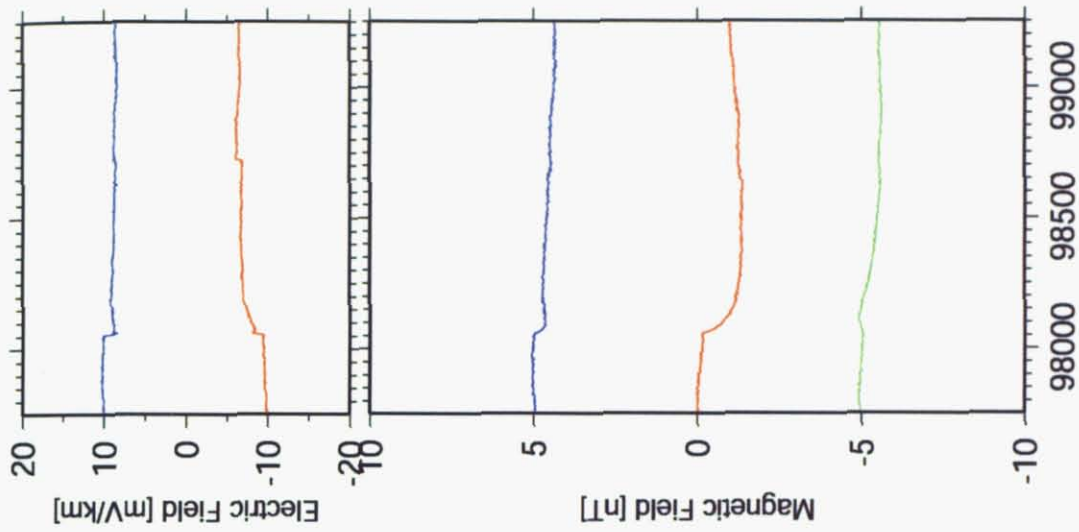
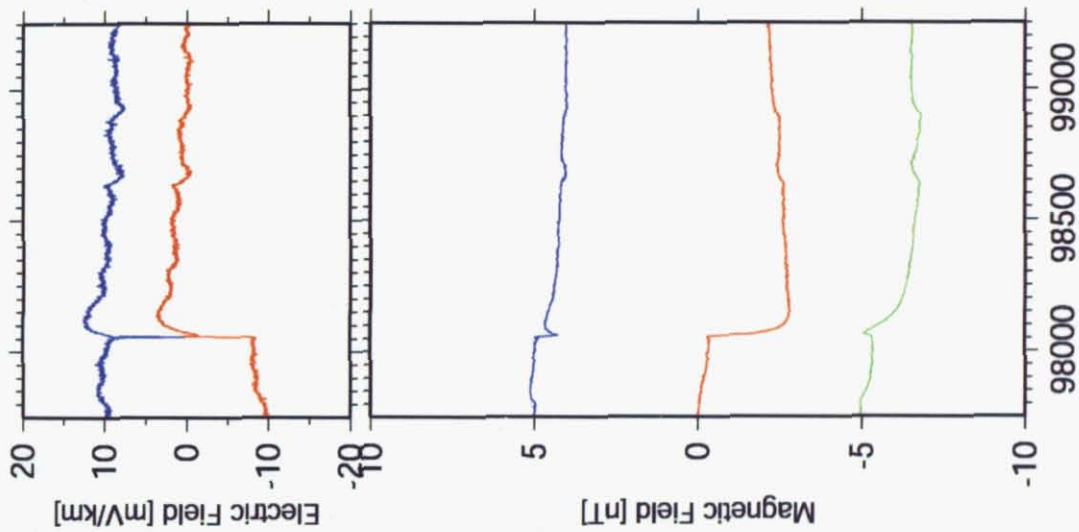


Fig. A.1.1.2 2002 年 10 月 6 日 1 時 30 分以降に観測された異常電磁場変動。50Hz サンプリングによる 1 時 32 分 20 秒から 30 秒間を表示。

FDG 2002/10/06 01h32m35s



UCU 2002/10/06 01h32m35s



KYS 2002/10/06 01h32m35s

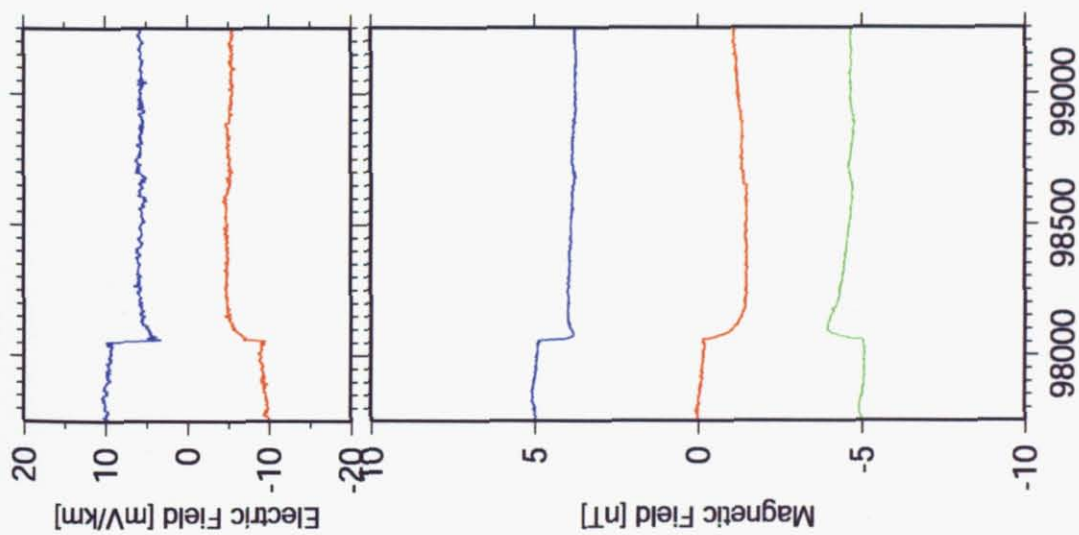


Fig. A.1.1.3 2002年10月6日1時30分以降に観測された異常電磁場変動。50Hz サンプリングによる1時32分35秒から30秒間を表示。

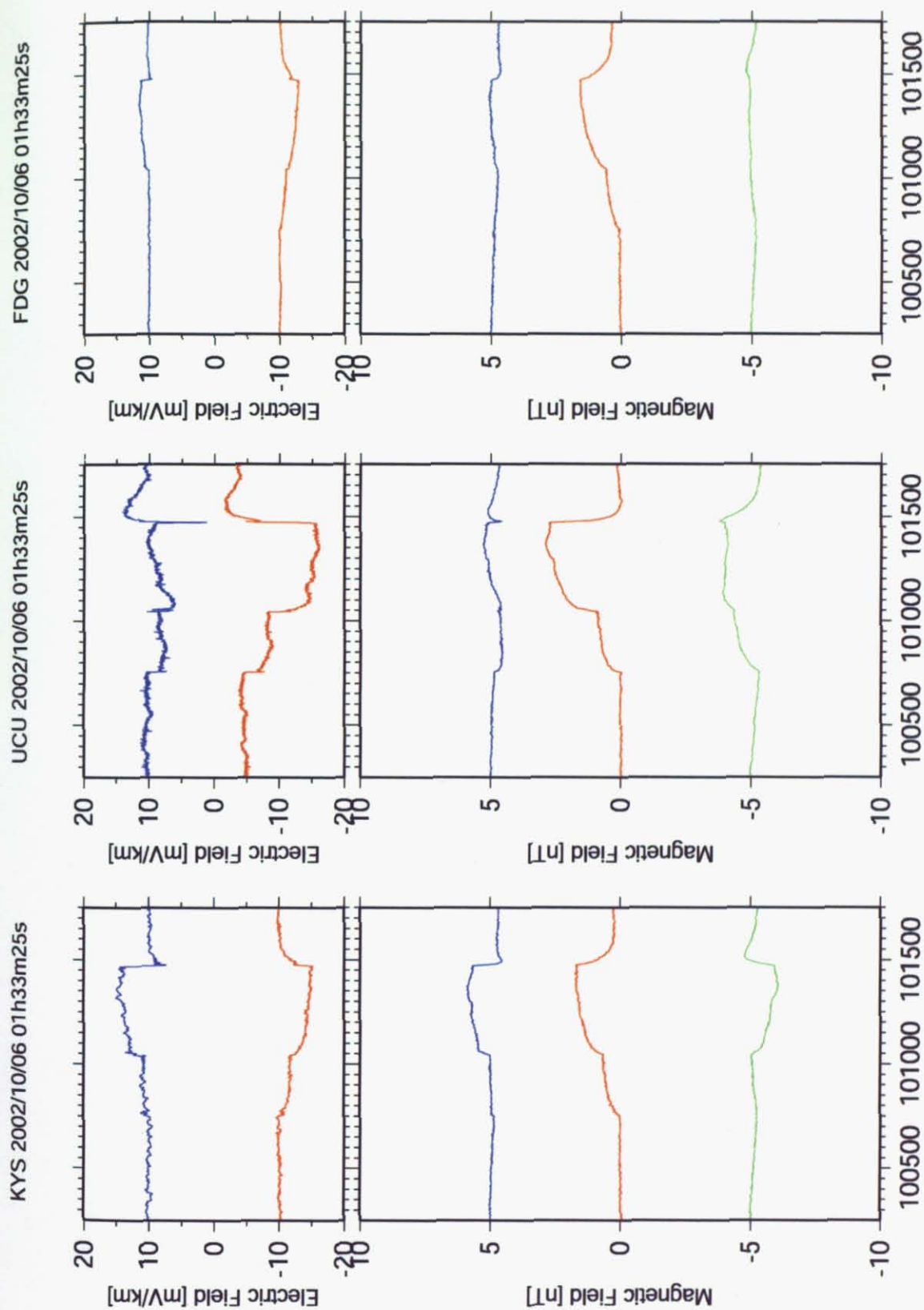


Fig. A.1.1.4 2002 年 10 月 6 日 1 時 30 分以降に観測された異常電磁場変動。50Hz サンプリングによる 1 時 33 分 25 秒から 30 秒間を表示。

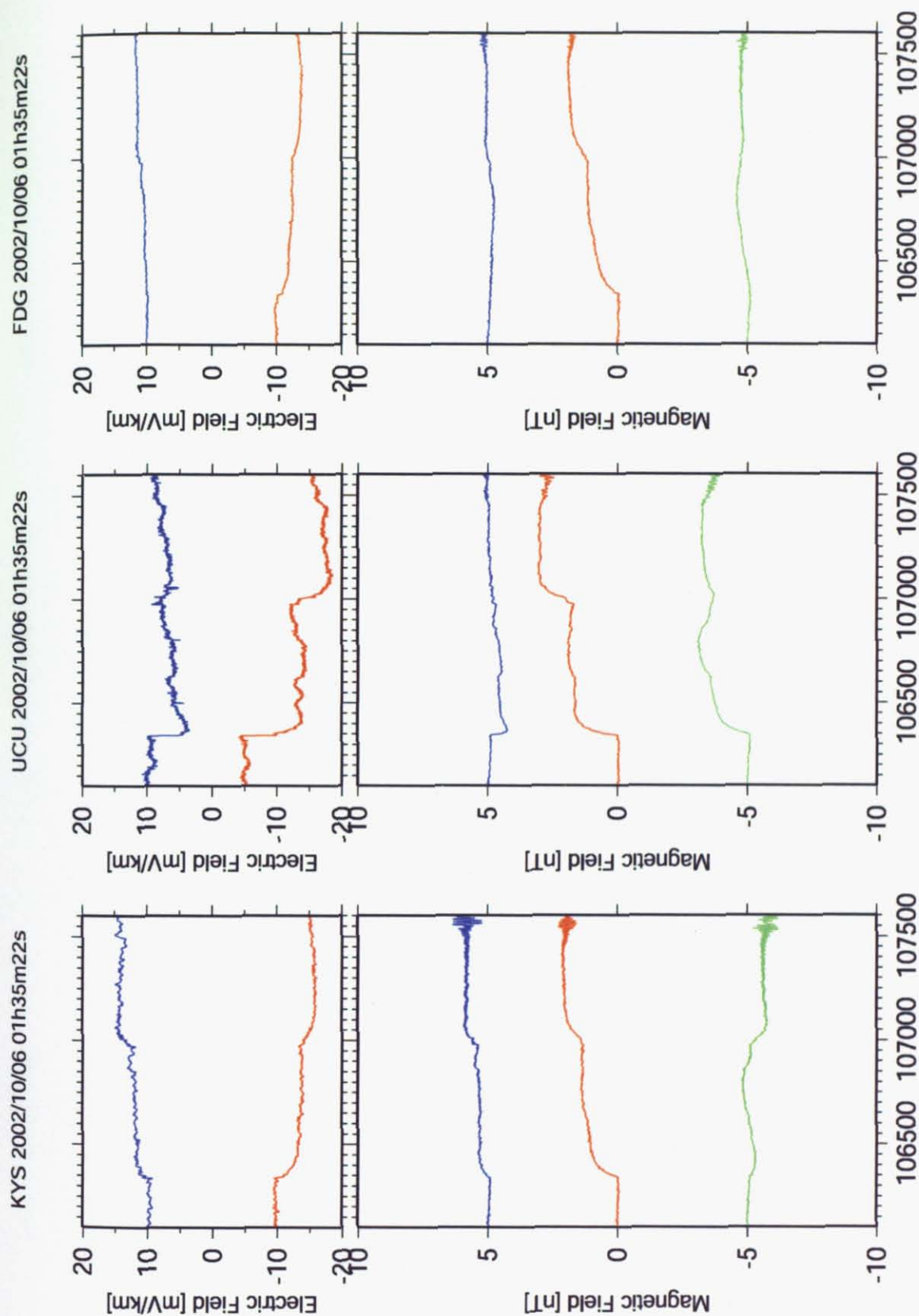


Fig. A.1.1.5 2002 年 10 月 6 日 1 時 30 分以降に観測された異常電磁場変動。50Hz サンプルングによる 1 時 35 分 22 秒から 30 秒間を表示。

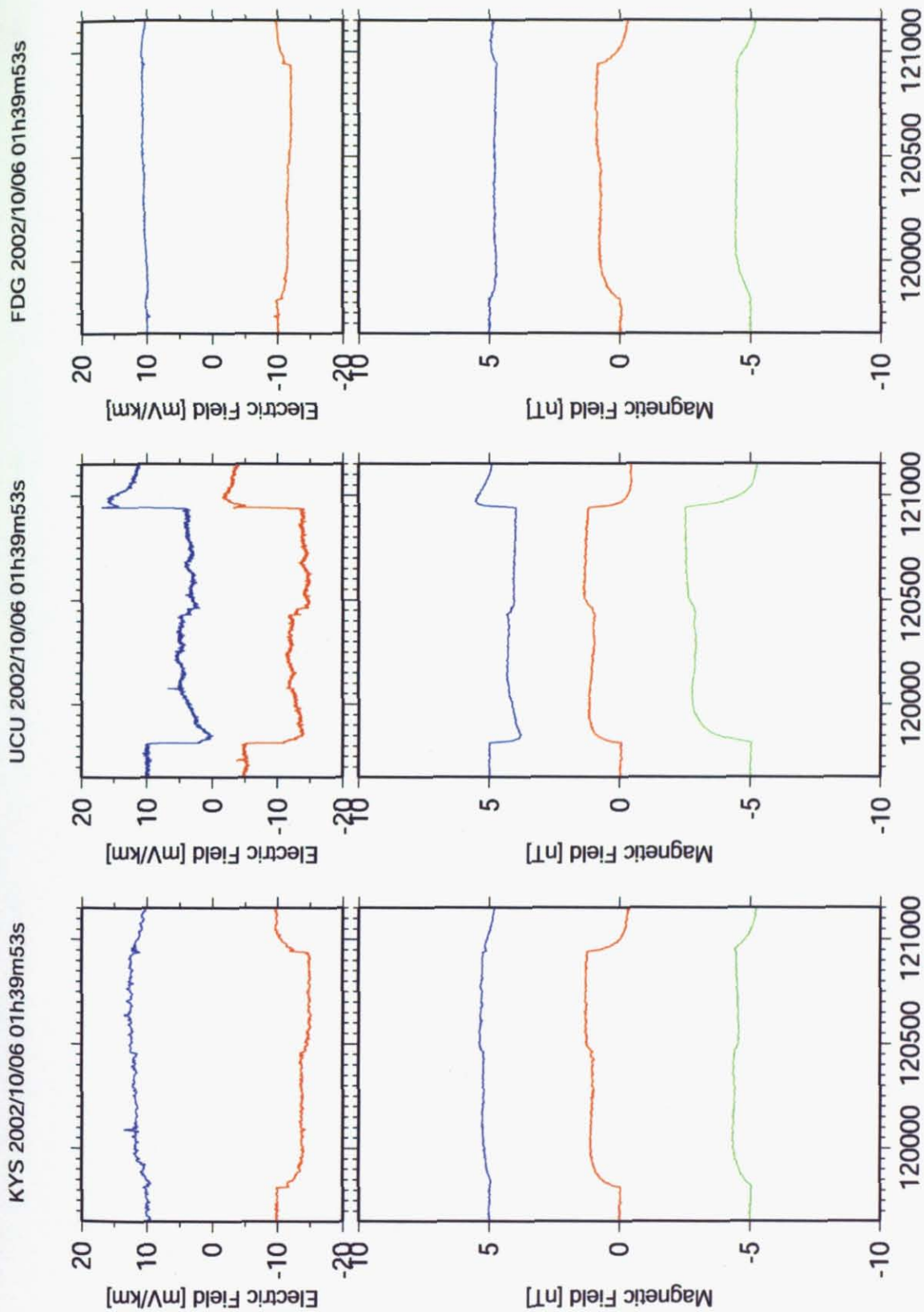


Fig. A.1.1.6 2002 年 10 月 6 日 1 時 30 分以降に観測された異常電磁場変動、50Hz サンプルングによる 1 時 39 分 53 秒から 30 秒間を

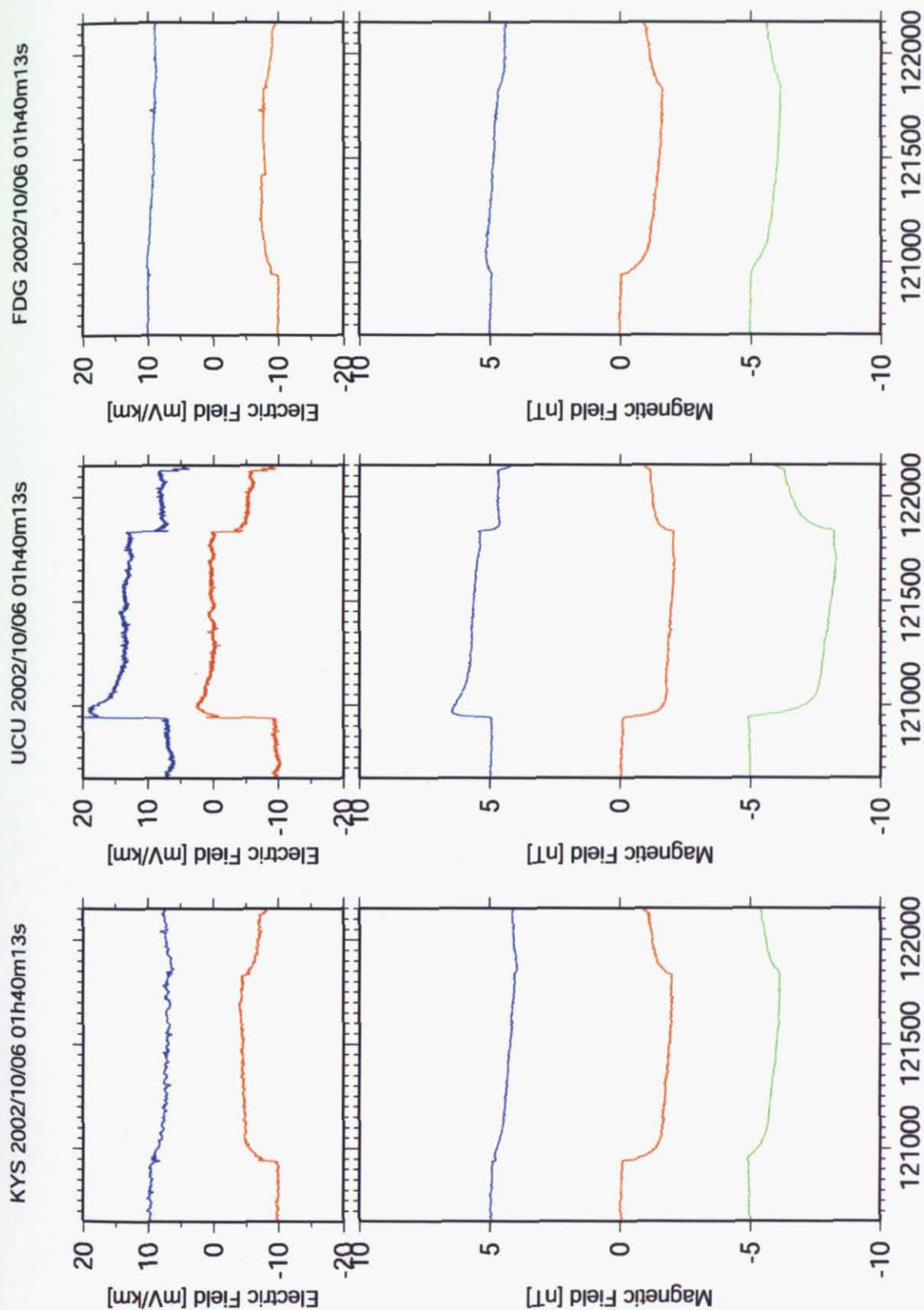
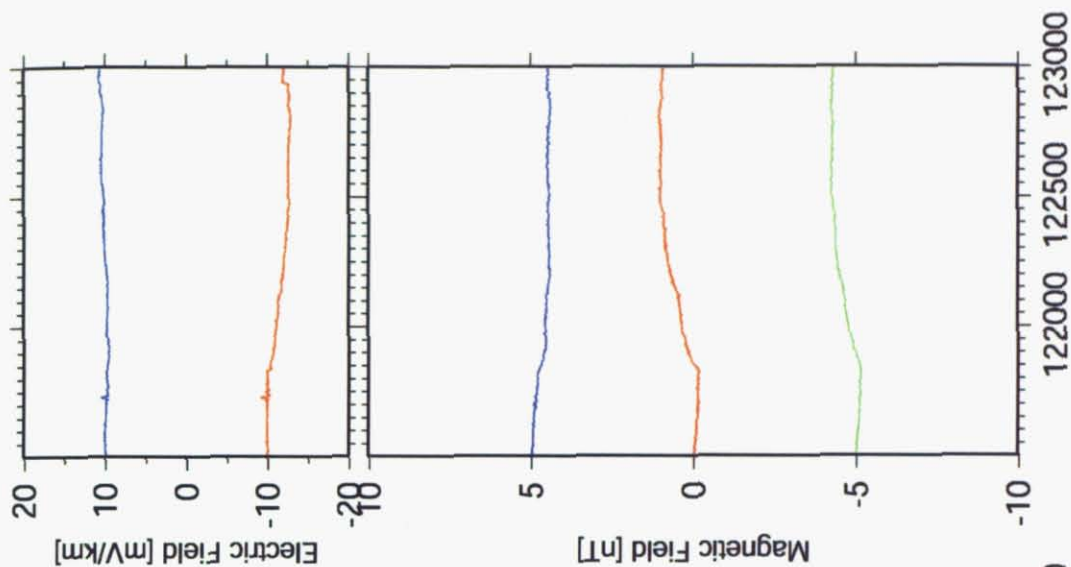
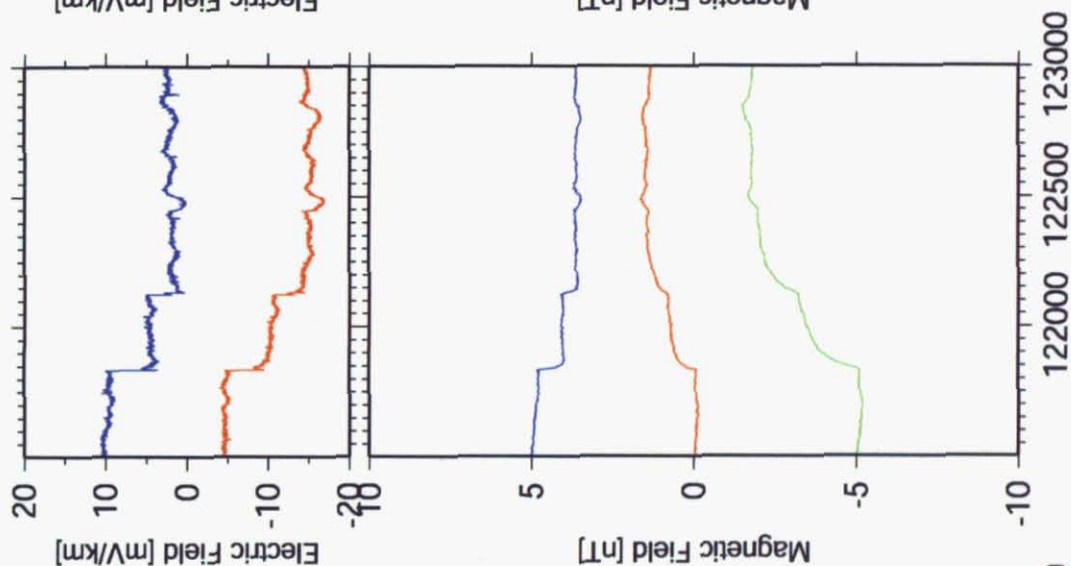


Fig. A.1.1.8 2002 年 10 月 6 日 1 時 30 分以降に観測された異常電磁場変動。50Hz サンプリングによる 1 時 40 分 13 秒から 30 秒間を表示。

FDG 2002/10/06 01h40m30s



UCU 2002/10/06 01h40m30s



KYS 2002/10/06 01h40m30s

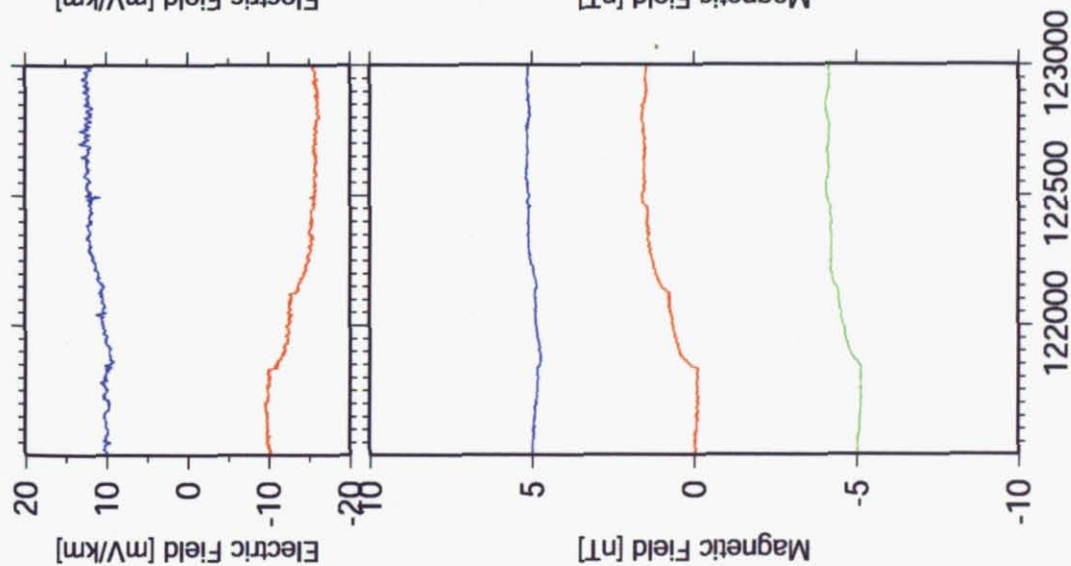


Fig. A.1.1.9 2002 年 10 月 6 日 1 時 30 分以降に観測された異常電磁場変動、50Hz サンプルングによる 1 時 40 分 30 秒から 30 秒間を表示。

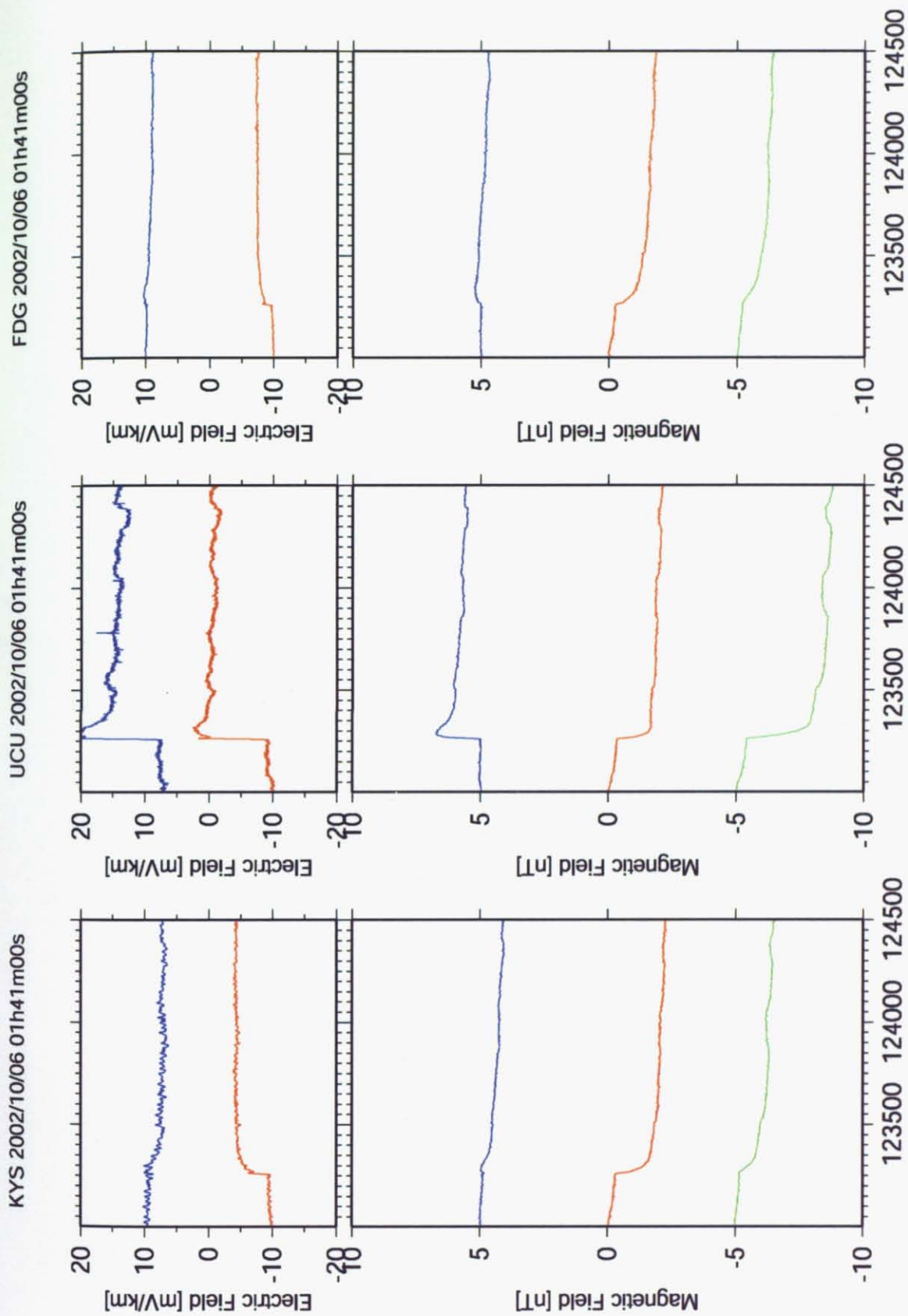


Fig. A.1.1.10 2002 年 10 月 6 日 1 時 30 分以降に観測された異常電磁場変動。50Hz サンプルリングによる 1 時 41 分 00 秒から 30 秒間を表示。

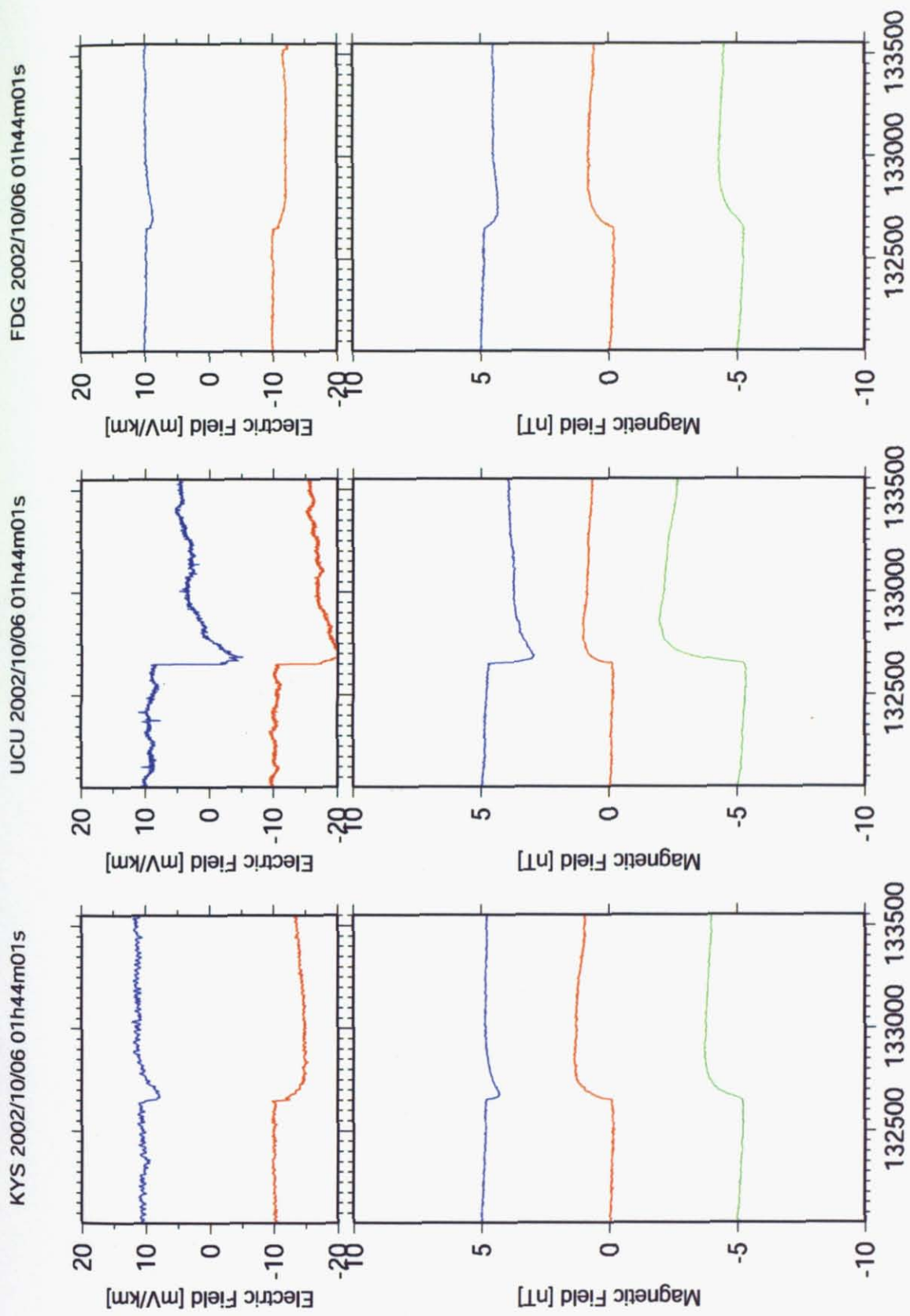
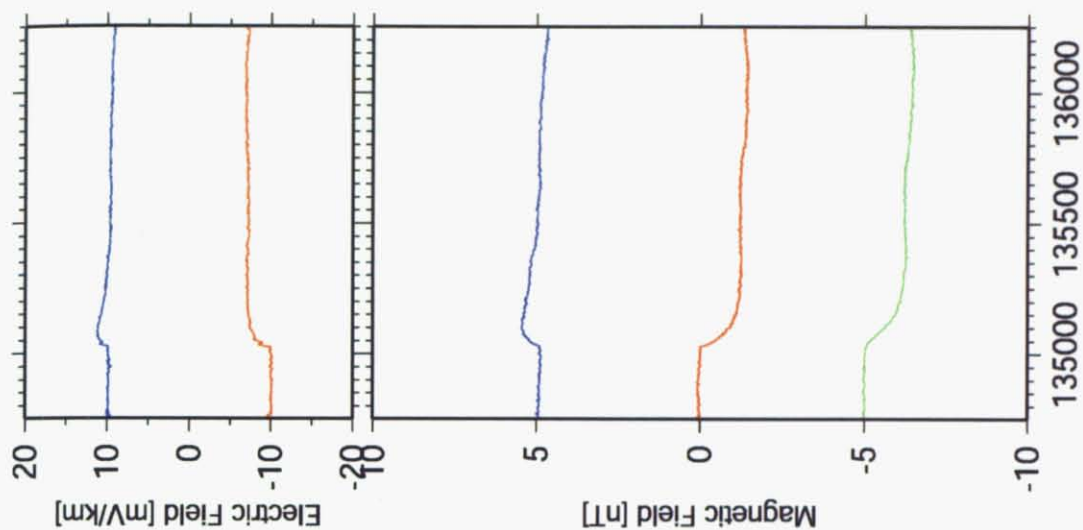
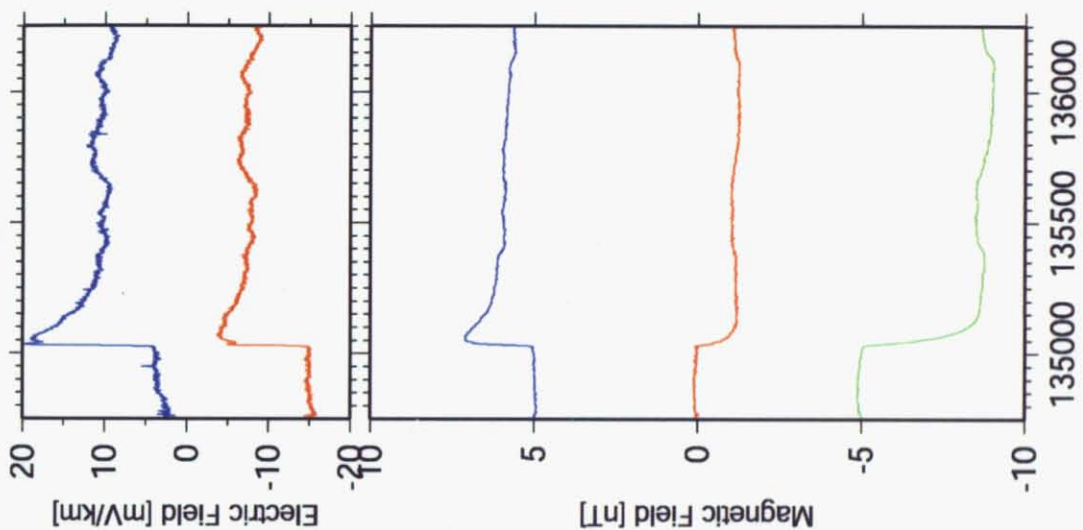


Fig. A.1.1.11 2002年10月6日1時30分以降に観測された異常電磁場変動。50Hz サンプリングによる1時44分01秒から30秒間を表示。

FDG 2002/10/06 01h44m55s



UCU 2002/10/06 01h44m55s



KYS 2002/10/06 01h44m55s

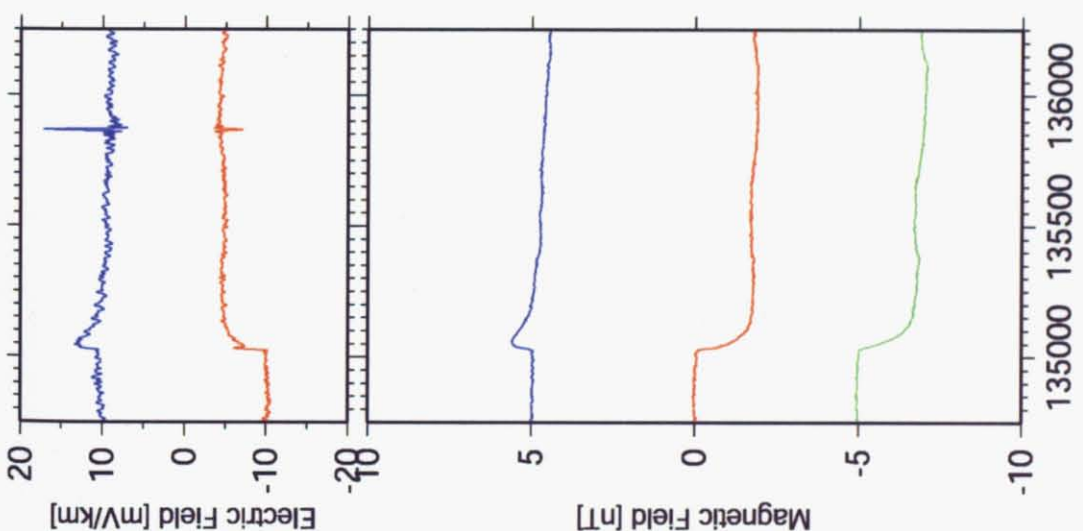


Fig. A.1.1.12 2002年10月6日1時30分以降に観測された異常電磁場変動、50Hz サンプリングによる1時44分55秒から30秒間を表示。

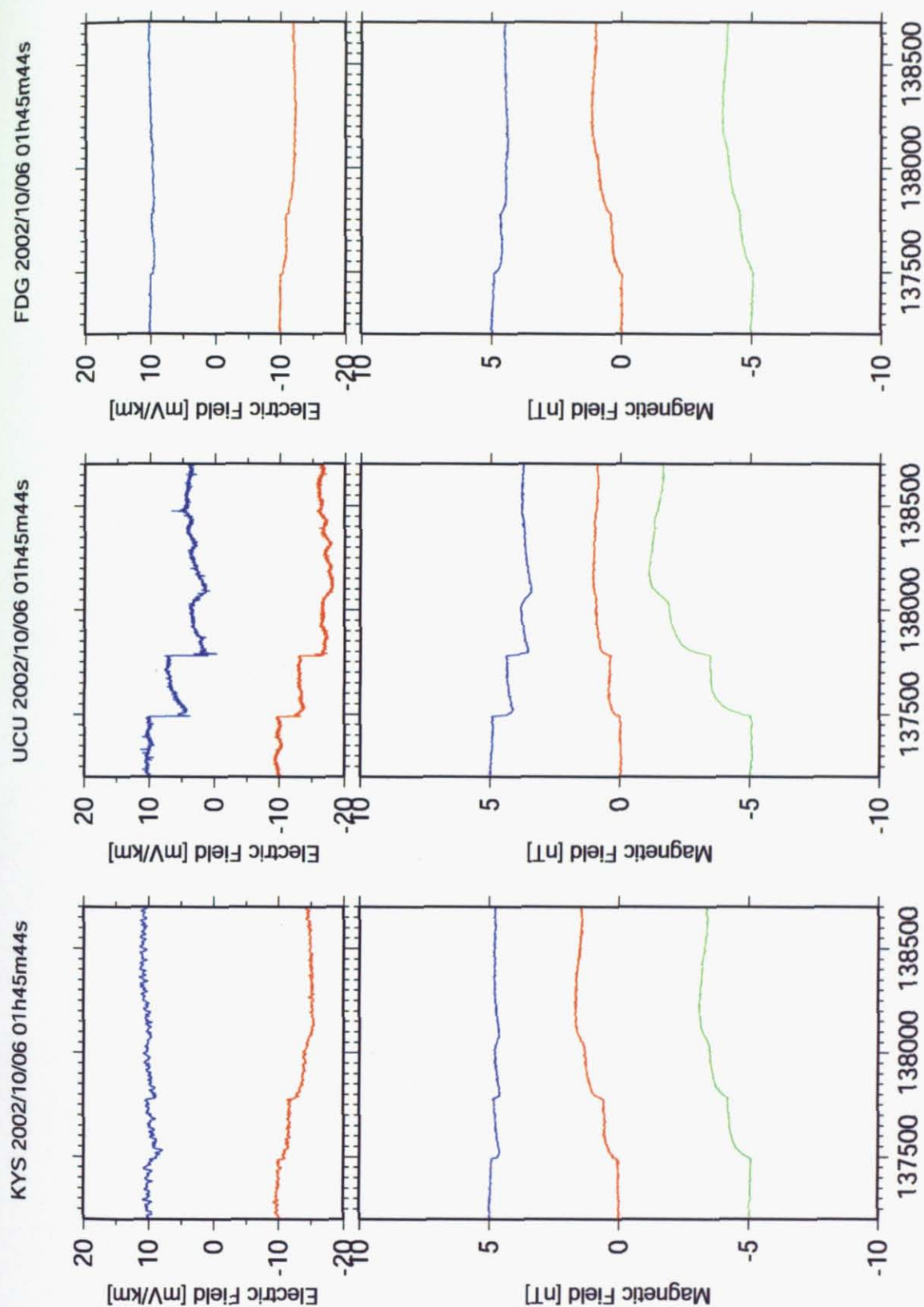


Fig. A.1.1.13 2002年10月6日1時30分以降に観測された異常電磁場変動。50Hz サンプリングによる1時45分44秒から30秒間を表示。

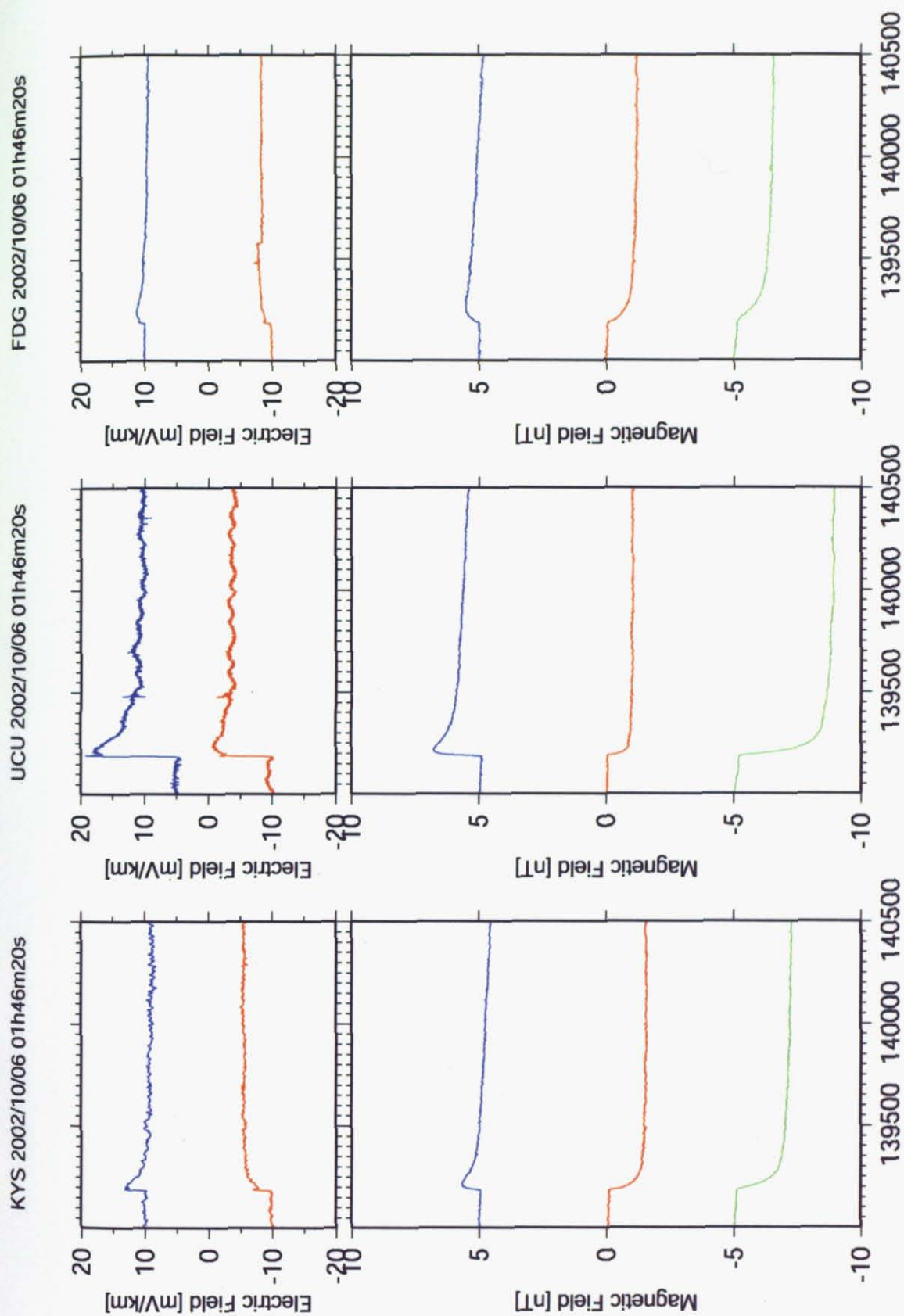


Fig. A.1.1.14 2002 年 10 月 6 日 1 時 30 分以降に観測された異常電磁場変動、50Hz サンプルングによる 1 時 46 分 20 秒から 30 秒間を表示。

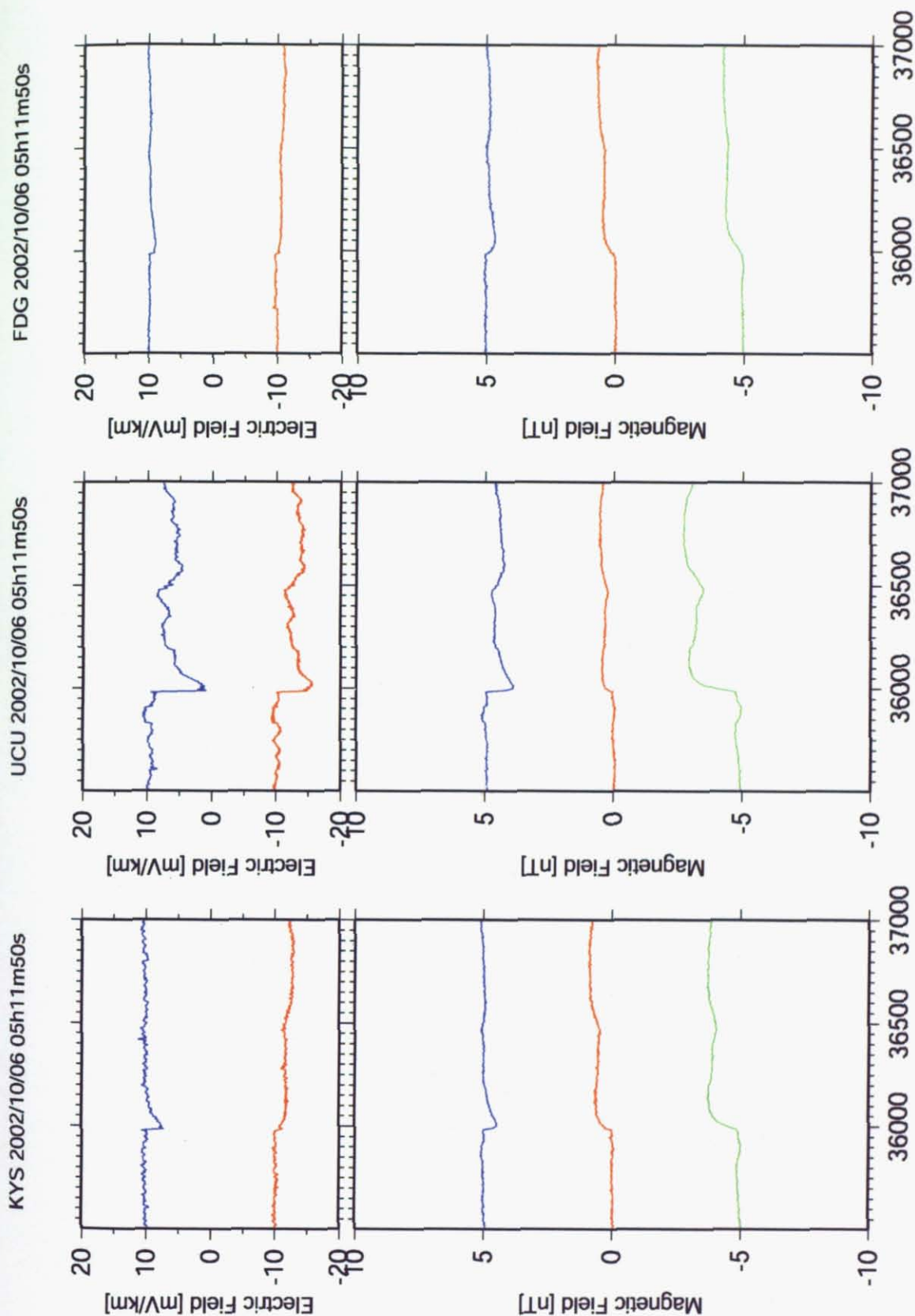


Fig. A.1.2.1 電車による電磁場変動、50Hz サンプリングによる 5 時 11 分 50 秒から 30 秒間を表示。

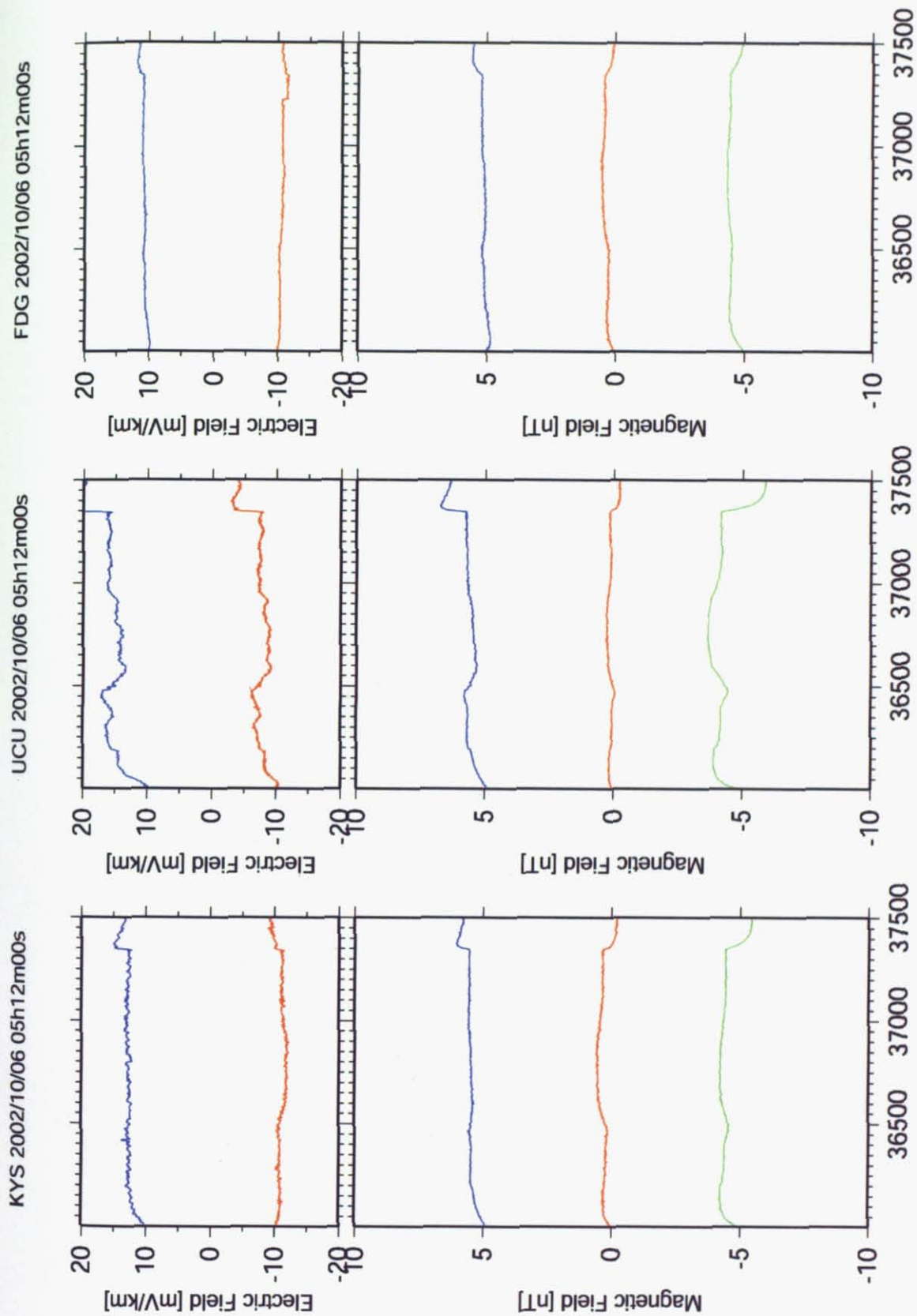


Fig. A.1.2.2 電車による電磁場変動。50Hz サンプリングによる5時12分00秒から30秒間を表示。

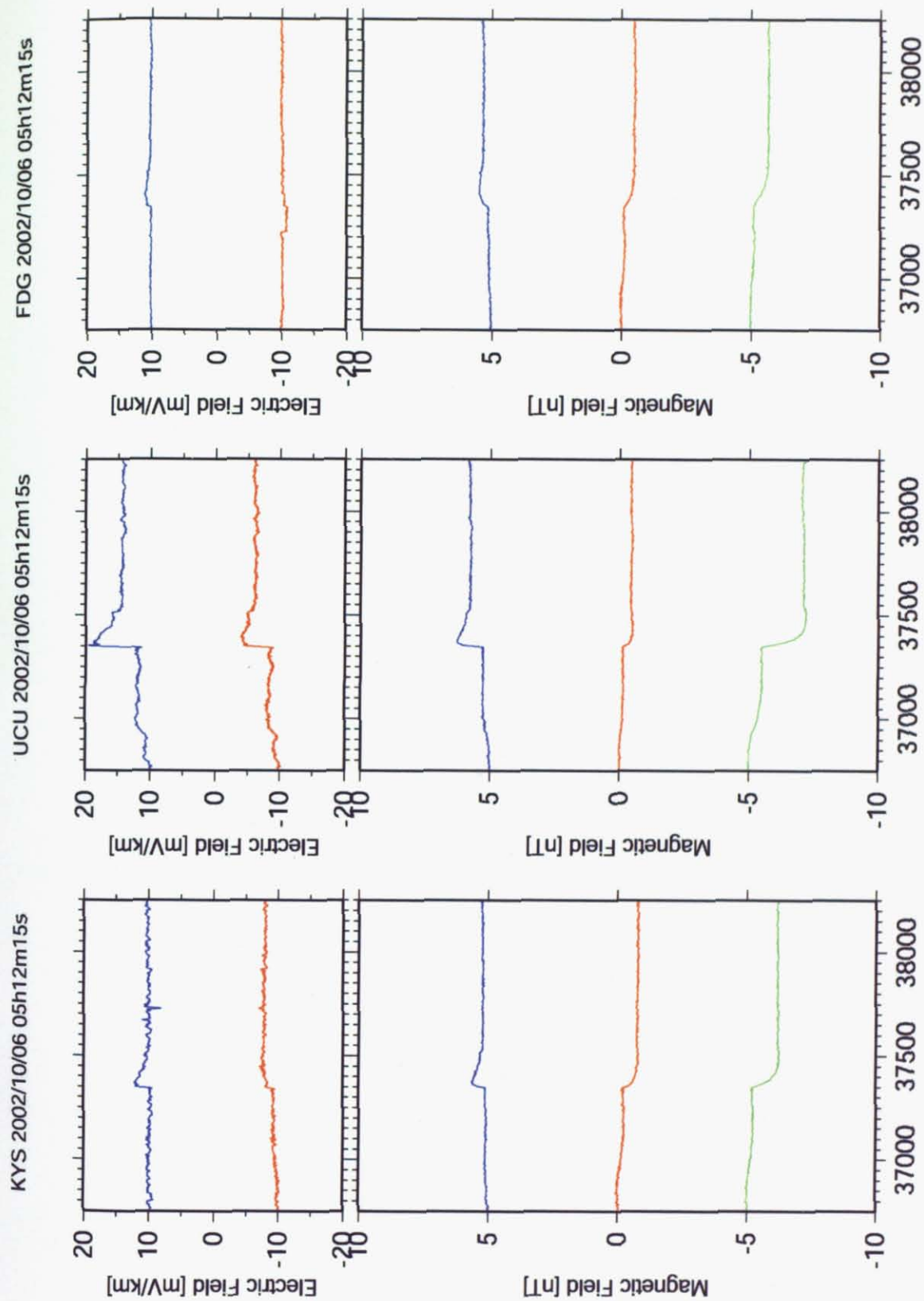


Fig. A.1.2.3 電車による電磁場変動。50Hz サンプリングによる 5 時 12 分 15 秒から 30 秒間を表示。

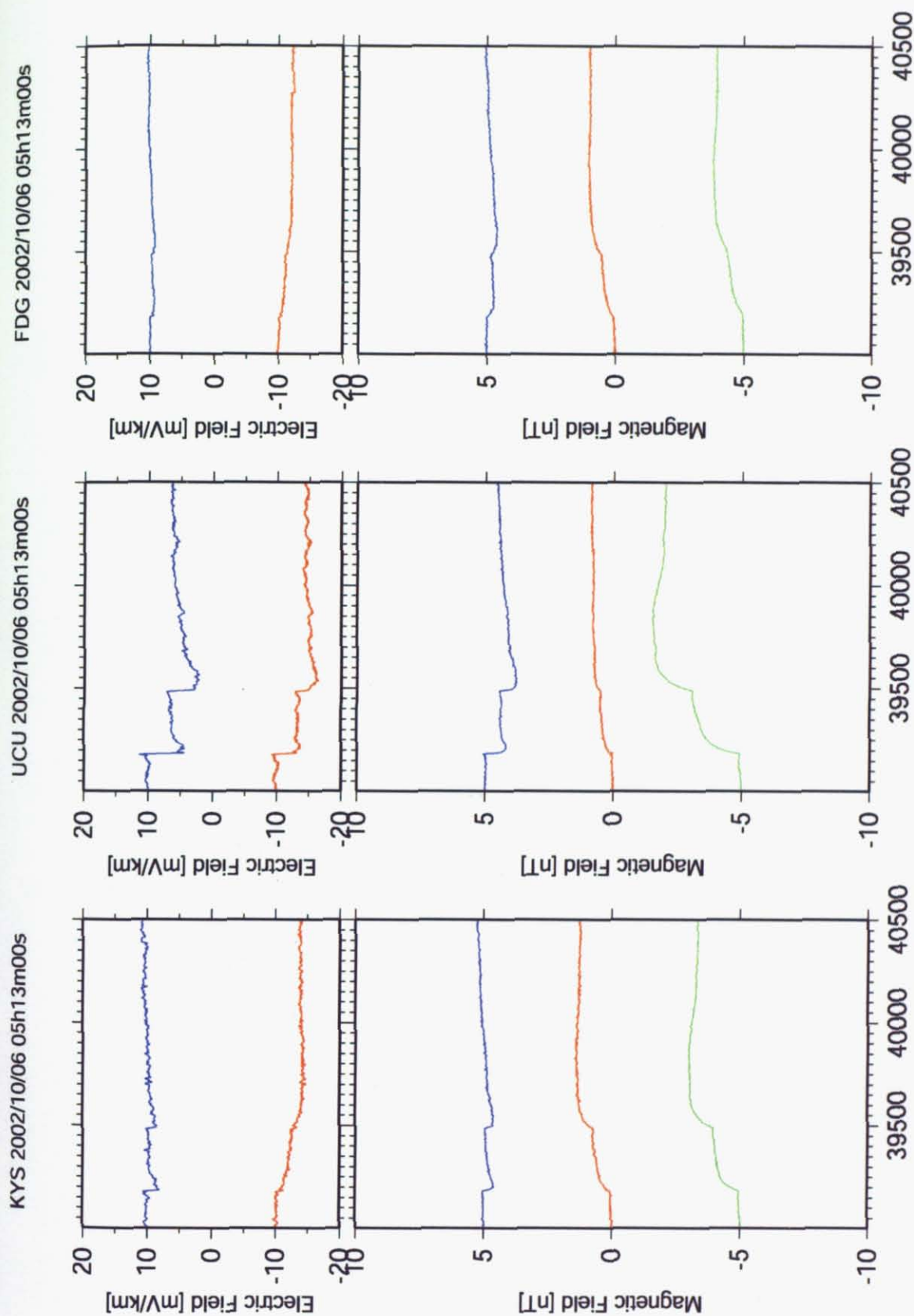


Fig. A.1.2.4 電車による電磁場変動。50Hz サンプリングによる 5 時 13 分 00 秒から 30 秒間を表示。

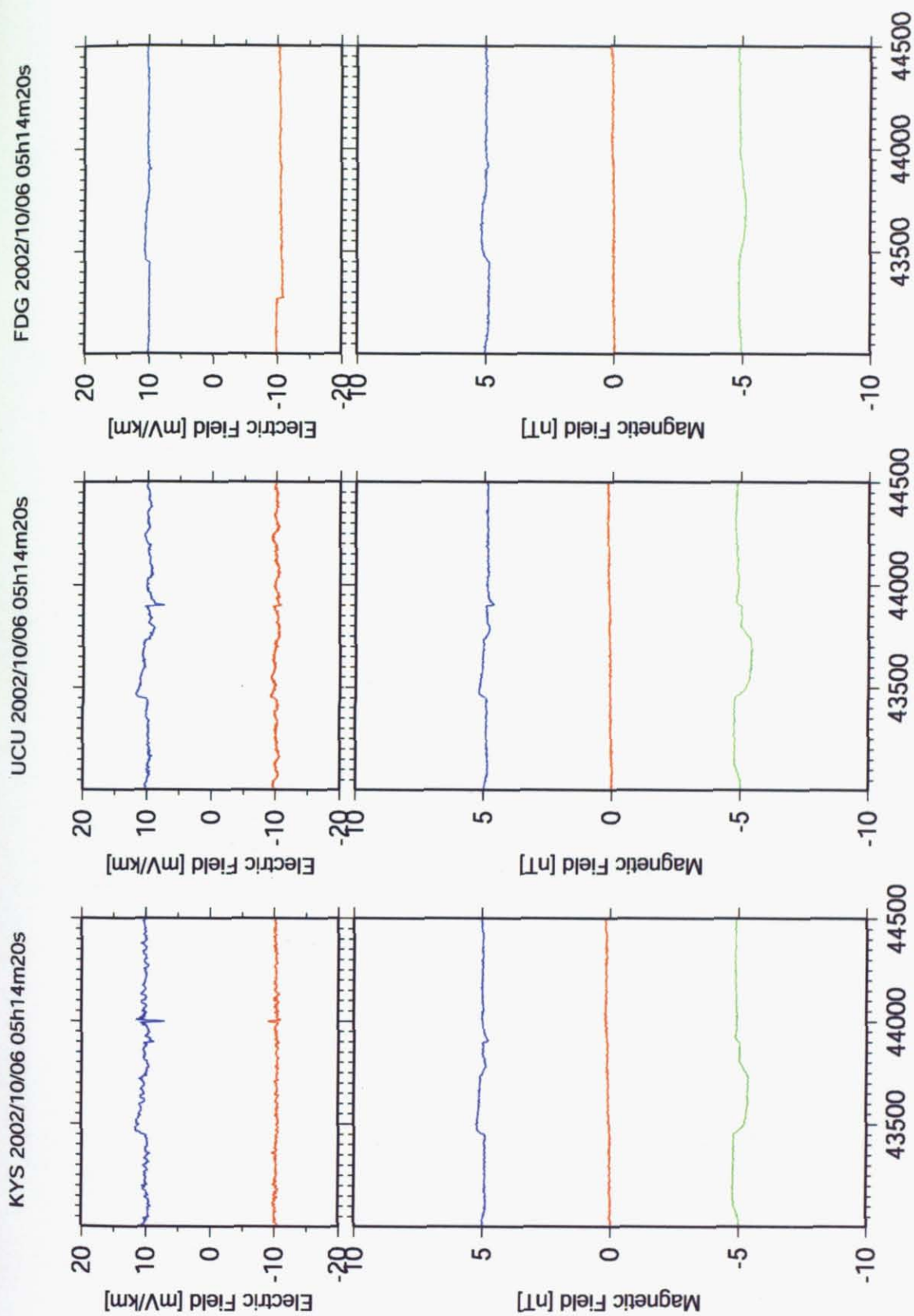


Fig. A.1.2.5 電車による電磁場変動。50Hz サンプリングによる 5 時 14 分 20 秒から 30 秒間を表示。

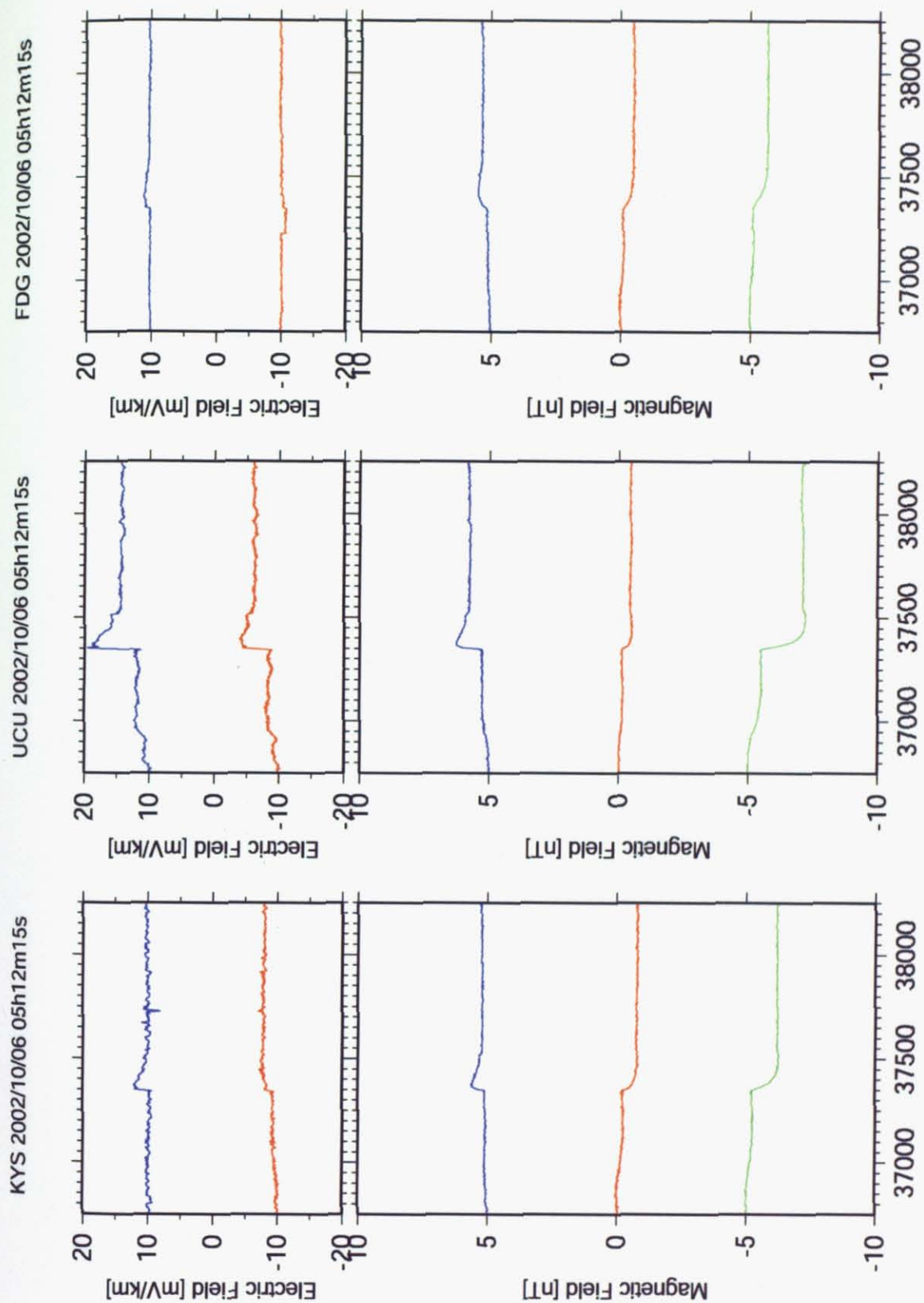


Fig. A.1.2.6 電車による電磁場変動、50Hz サンプリングによる 5 時 15 分 20 秒から 30 秒間を表示。

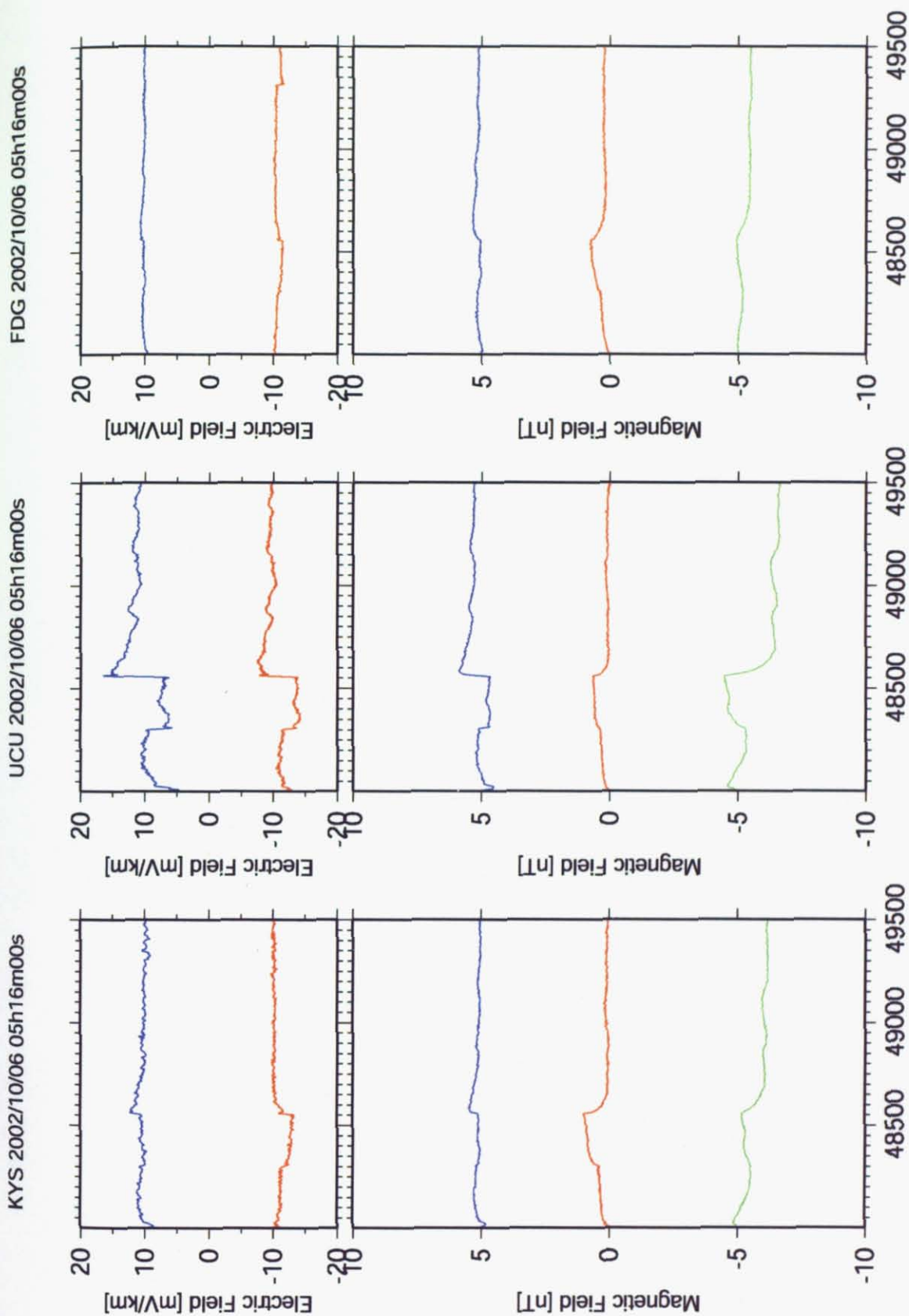


Fig. A.1.2.7 電車による電磁場変動、50Hz サンプリングによる5時16分00秒から30秒間を表示。

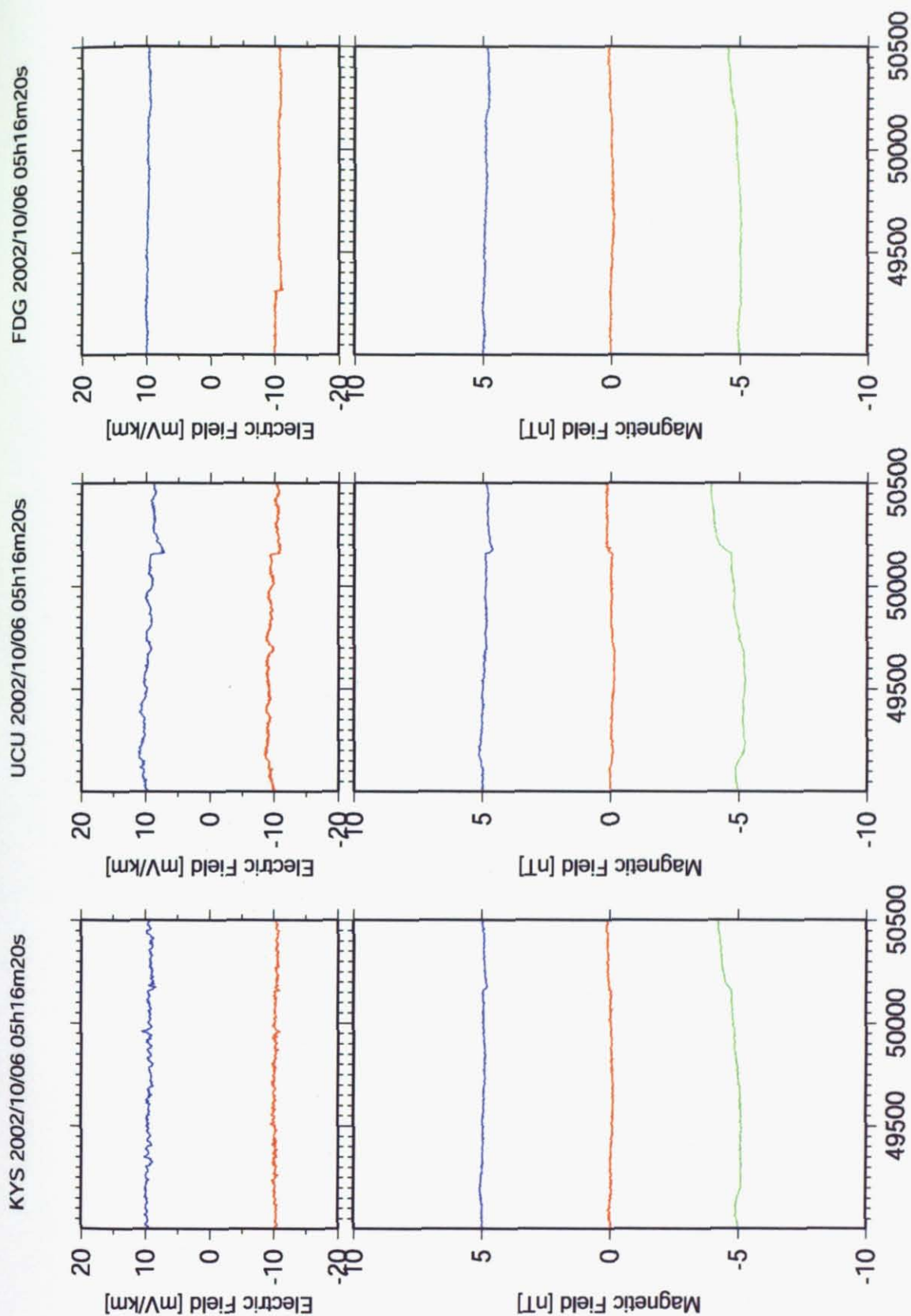


Fig. A.1.2.8 電車による電磁場変動。50Hz サンプリングによる 5 時 16 分 20 秒から 30 秒間を表示。

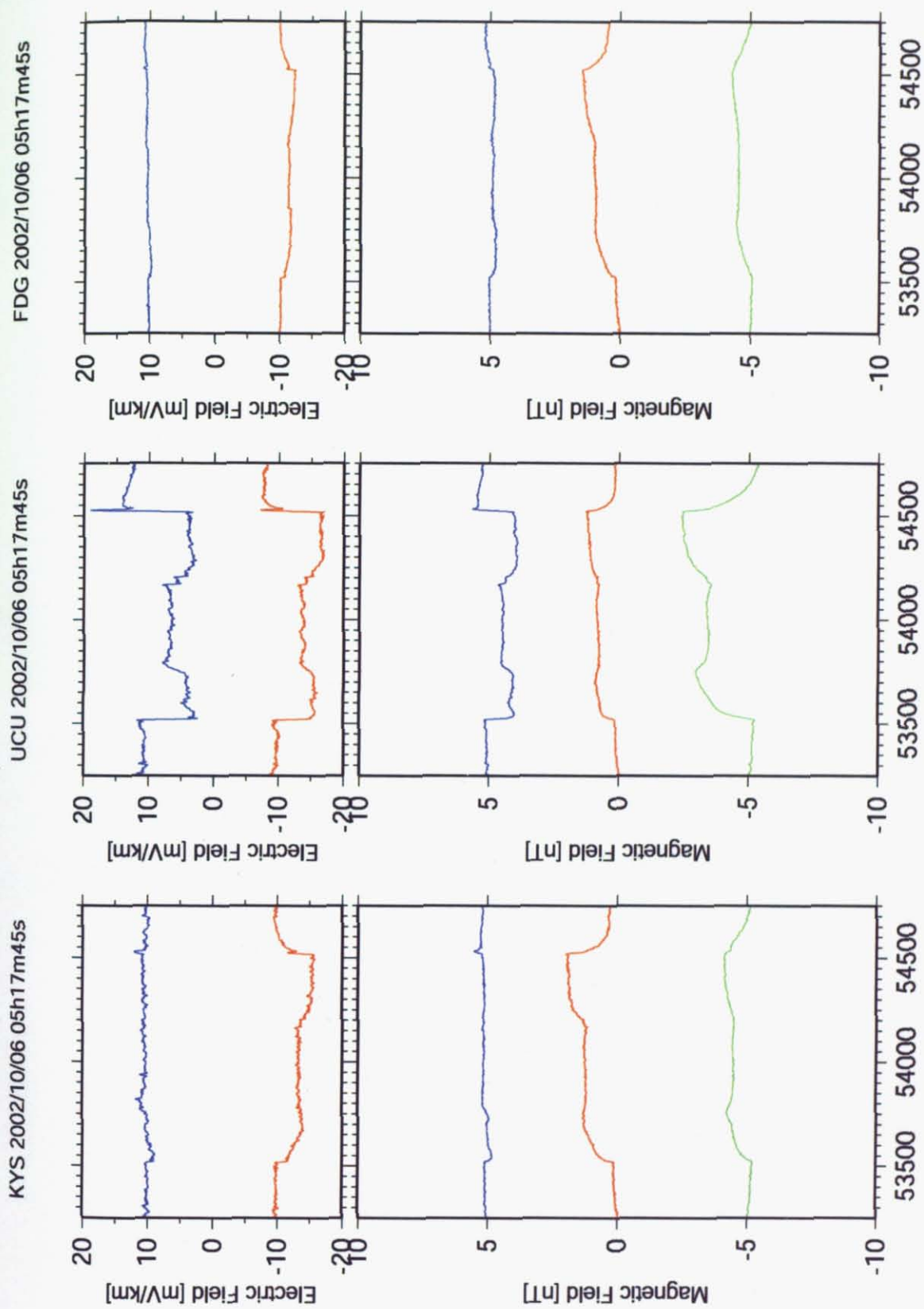


Fig. A.1.2.9 電車による電磁場変動。50Hz サンプリングによる 5 時 17 分 45 秒から 30 秒間を表示。

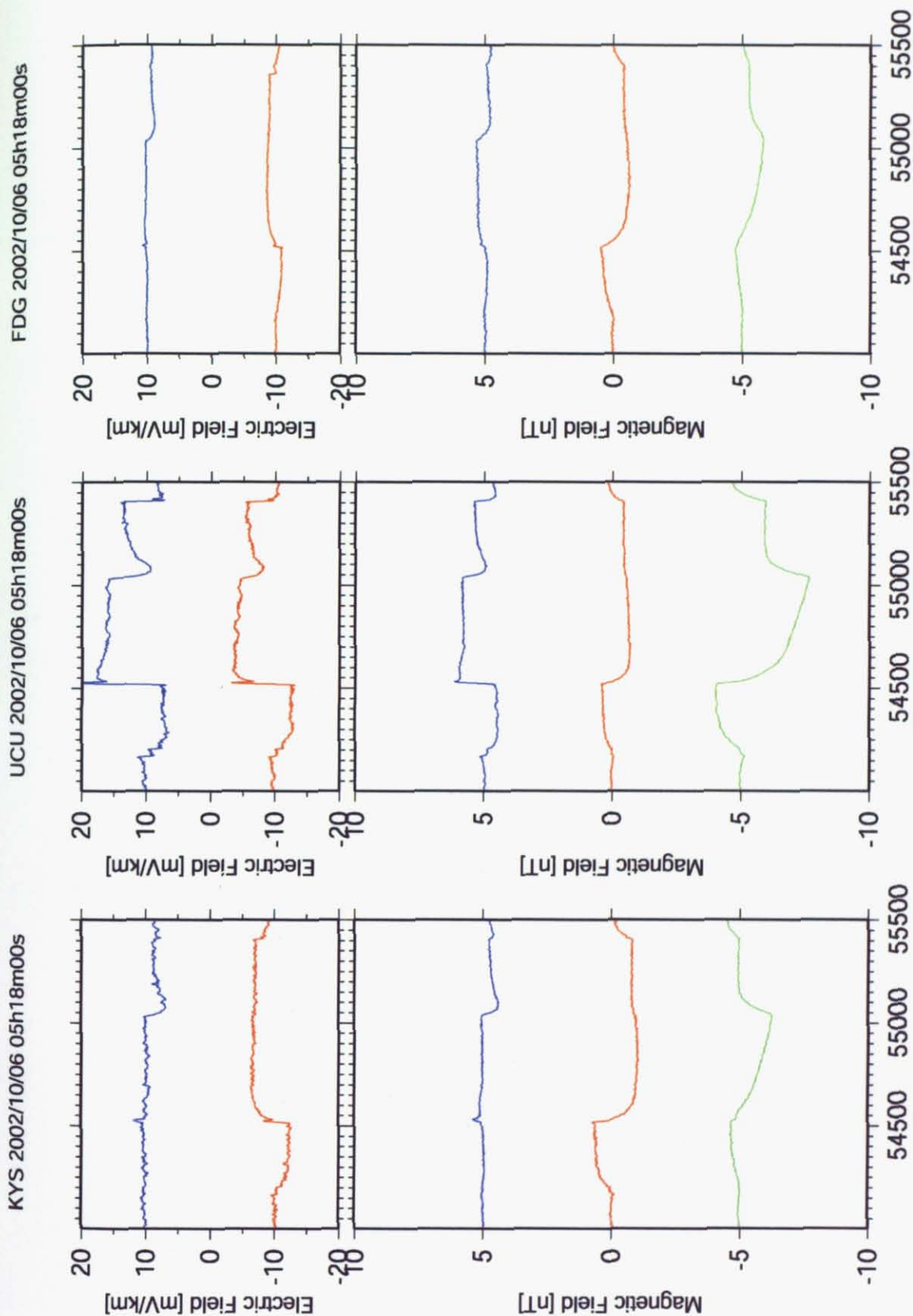


Fig. A.1.2.10 電車による電磁場変動、50Hz サンプリングによる5時18分00秒から30秒間を表示。

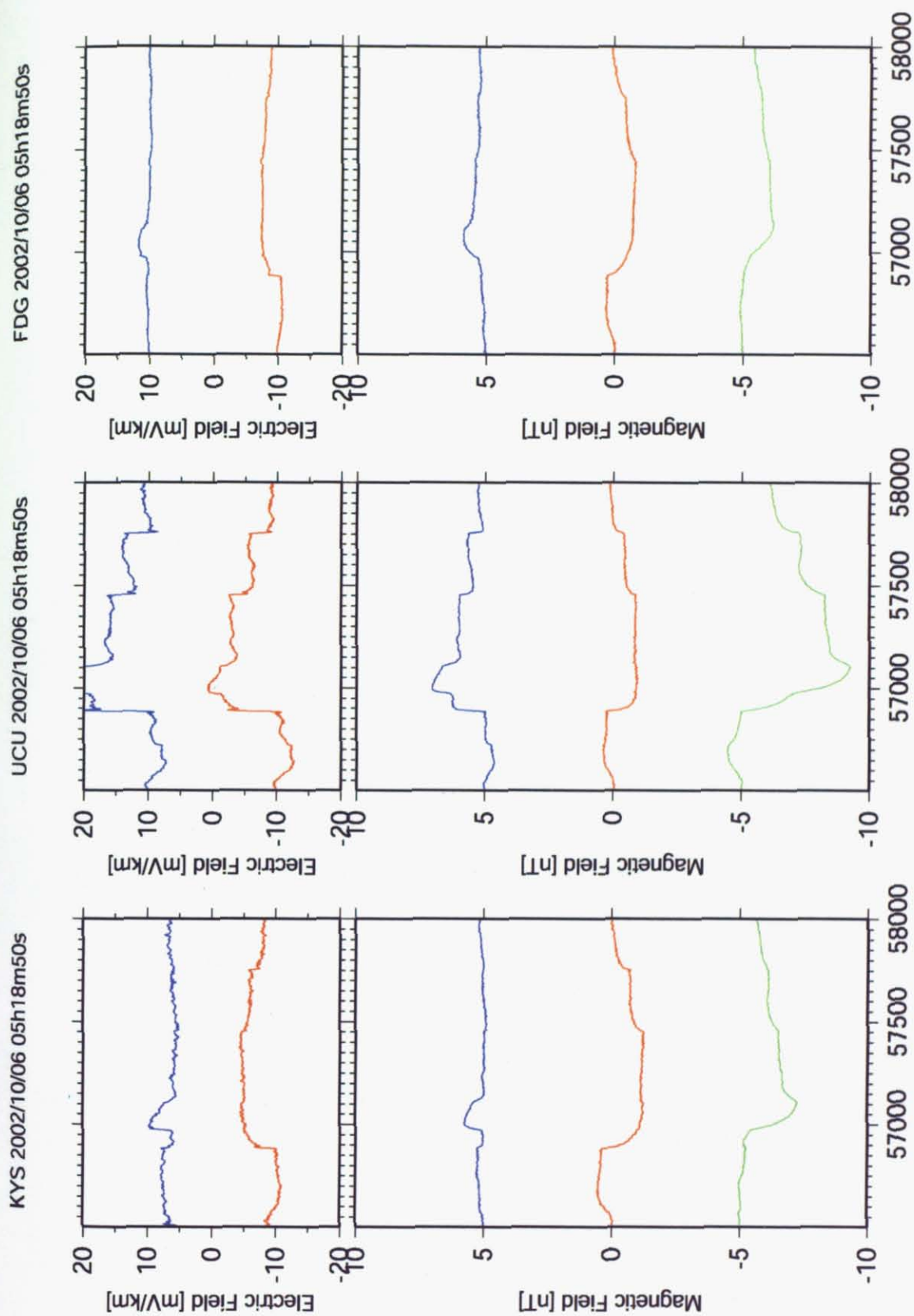


Fig. A.1.2.11 電車による電磁場変動、50Hz サンプリングによる5時18分50秒から30秒間を表示。

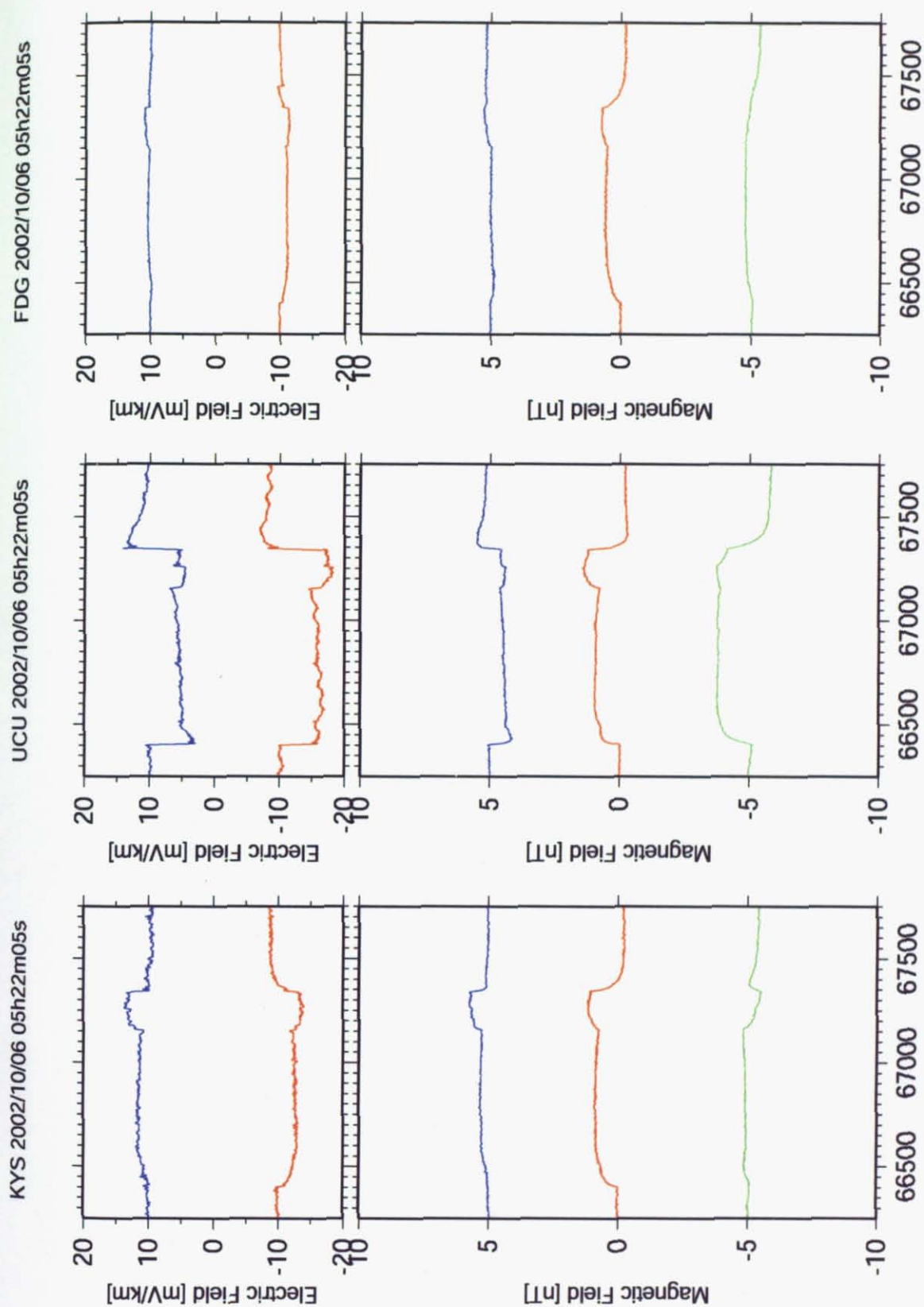


Fig. A.1.2.12 電車による電磁場変動、50Hz サンプリングによる5時22分05秒から30秒間を表示。

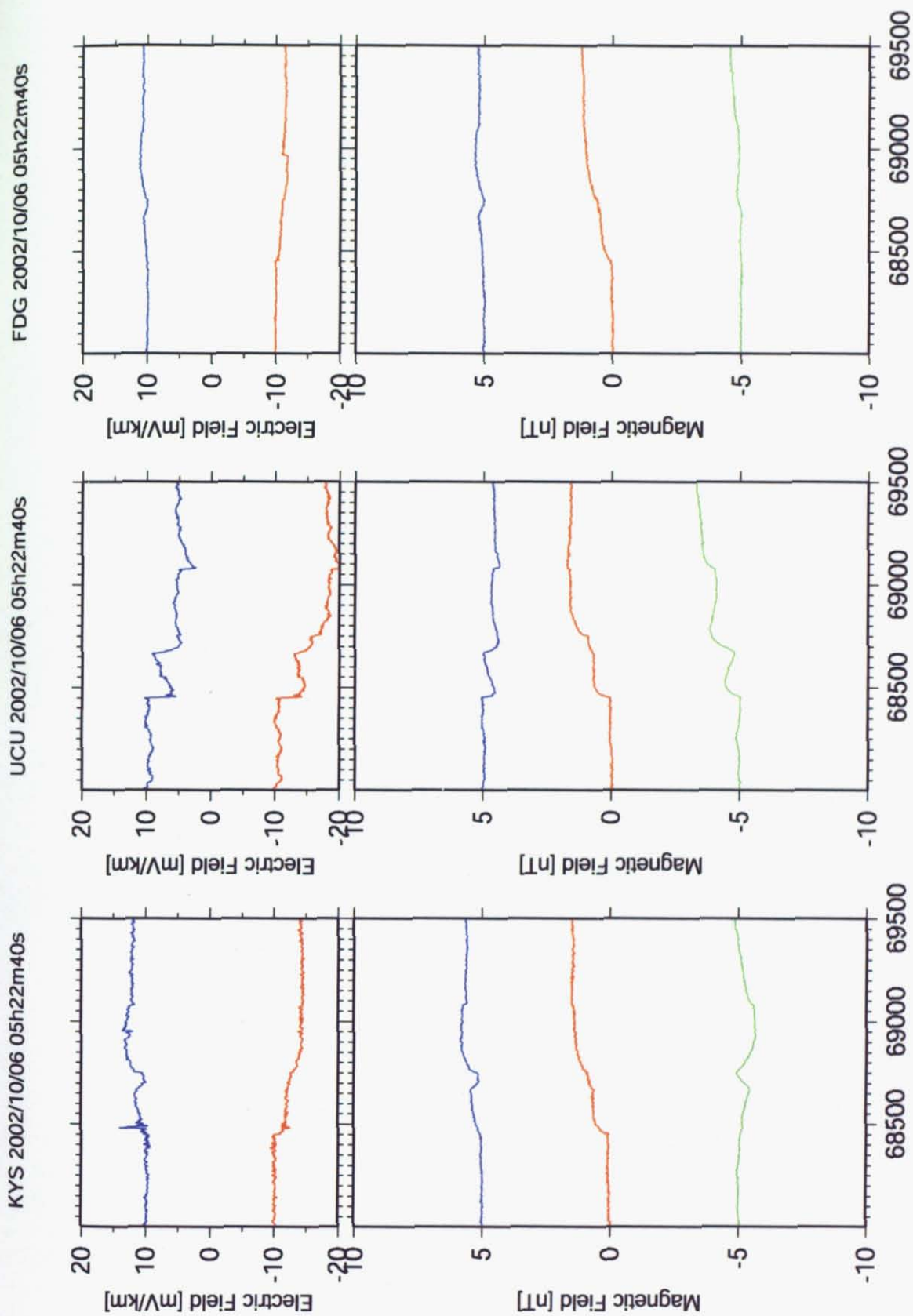


Fig. A.1.2.13 電車による電磁場変動。50Hz サンプリングによる 5 時 22 分 40 秒から 30 秒間を表示。

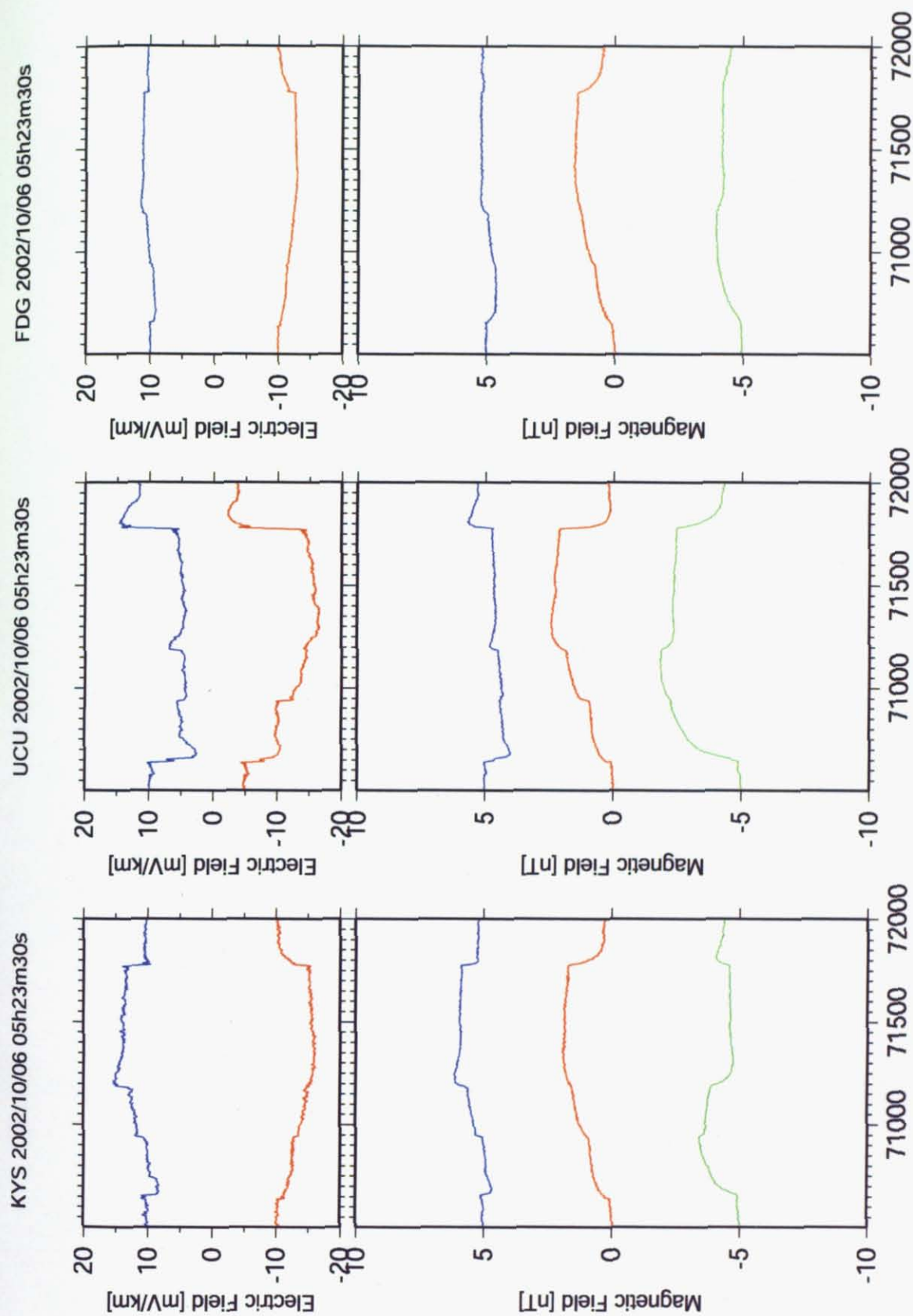


Fig. A.1.2.14 電車による電磁場変動。50Hz サンプリングによる5時23分30秒から30秒間を表示。

Appendix 2 地磁気地電流(MT)解析

A2-1 地磁気地電流 (MT) 解析とは

南房総の ULF アレイ観測点は清澄、札郷、内浦、伊予ヶ岳の 4 点で、電場と磁場の同時観測を行っている。観測システムは地球磁場を計測する 3 成分磁場センサと地下の電位差を計測する地電位差センサからなる。磁場変動と電場変動の記録から地磁気地電流(Magneto-Telluric)法 (以下 MT 法と呼ぶ) を適用し、地下の比抵抗構造の推定を行った。

これは、大地に入射した磁場変動成分を平面波と仮定し、観測された誘導電場との関係から大地の比抵抗を求める手法である。低い周波数ほど地下深くまで浸透する性質を利用し、深さ方向の比抵抗変化を求めることができる。

A2-1-1 MT 解析の基礎

本節では MT 法による解析法について説明する。MT 法の解析手順は以下の 3 のプロセスに分けることができる。

1. インピーダンスの推定
2. インピーダンステンソルの主軸回転角推定
3. インバージョン

である。インピーダンスの推定には Chave et al., (1989) の RRRMT (Robust Remote Reference Magneto-Telluric)、インピーダンステンソルの主軸回転角推定には Groom et al., (1989)、インバージョンには Constable et al., (1987) の 1 次元インバージョンそれぞれ適用した。

A2-2 インピーダンスの推定

MT 法は大地に入射した磁場変動成分に対し観測された誘導電場との関係から大地の比抵抗を求める手法である。いま、電界 E 、磁界 H としたとき、 $e^{-j\omega t}$ で運動する電磁界(j : 虚数単位、 ω : 各周波数、 t : 時間)はマクスウェルの方程式から

$$\nabla \times E = j\omega\mu H \quad (A-2-1)$$

$$\nabla \times H = \rho E - j\omega\epsilon E \quad (A-2-2)$$

$$\nabla \cdot E = 0 \quad (A-2-3)$$

$$\nabla \cdot H = 0 \quad (A-2-4)$$

ここで ρ 、 μ 、 ϵ はそれぞれ導電率、真空の透磁率、誘電率である。

ここでは大地に入射する磁場変動成分は平面波と仮定しているので、鉛直下向きをZとするXYZ空間を考え、電場の振動方向をx、磁場の変動をyとしたときEとHはそれぞれ

$$\nabla \times E = + \frac{\partial E_x}{\partial z} \quad (A-2-5)$$

$$\nabla \times H = - \frac{\partial H_y}{\partial z} \quad (A-2-6)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial y} = 0 \right) \quad (A-2-7)$$

となる。(A-2-1)(A-2-2)から(A-2-5)(A-2-6)は

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} = j\omega\mu H_y \quad (A-2-8)$$

$$\frac{\partial H_y}{\partial z} = -\rho E_x \quad (A-2-9)$$

(4.8)(4.9)から

$$\frac{\partial E_x}{\partial z^2} = -\rho E_x k^2 \quad (A-2-10)$$

$$(k = \sqrt{j\omega\mu\sigma})$$

この微分方程式の一般解は

$$E_x = Ae^{jkz} + Be^{-jkz} \quad (A-2-11)$$

で与えられる。

地中に入射する電場 E_x は深くなるにつれ(Z大)熱に変わり減衰するので、Aは下降する波の項で、Bは反射などで上昇する波を意味する。いま均質な構造を考えると地中への入射のみを考えればよいので(A-2-11)は

$$E_x = Ae^{jkz} \quad (A-2-12)$$

またこの結果と(4.3)から、

$$H_y = \frac{1}{j\omega\mu} \frac{dE_x}{dz} = \frac{k}{\omega} A e^{jkz} \quad (\text{A-2-13})$$

と表すことができる。

このとき、地中の入射した電場、磁場が $1/e$ まで減衰する深さを表皮深度 δ (skin depth) とよび、以下の式で表すことができる。

$$\delta = (2/\omega\mu\sigma)^{1/2} \quad (\text{A-2-14})$$

A を消去するため(4.12)(4.13)から

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \frac{\omega\mu}{k} = \left[\frac{\omega\mu}{\sigma} \right]^{1/2} e^{-j\pi/4} \quad (\text{A-2-15})$$

この Z_{xy} をインピーダンスと呼ぶ。

(4.15)から、ある周波数における電場と磁場の大きさから比抵抗は

$$\rho = 1/\sigma = (1/\omega\mu) * |Z_{xy}|^2 \quad (\text{A-2-16})$$

2層構造を考えた場合、(4-1-11)の B をもとめる必要がある。第1層の E、H は (A-2-11)、(A-2-13)から第1層目の E、H、 $E_x^{(1)}$ 、 $H_y^{(1)}$ は

$$E_x^{(1)} = A_1 e^{jk_1 z} + B_1 e^{-jk_1 z} \quad (\text{A-2-17})$$

$$H_y^{(1)} = \frac{k_1}{\omega\mu} (A_1 e^{jk_1 z} + B_1 e^{-jk_1 z}) \quad (\text{A-2-18})$$

$$(k_n = \sqrt{j\omega\mu\sigma_n})$$

第2層については上昇する波は考えなくてよいので

$$E_x^{(2)} = A_2 e^{jk_2 z} \quad (\text{A-2-19})$$

$$H_y^{(2)} = \frac{k_2}{\omega k} A_2 e^{jk_2 z} \quad (\text{A-2-20})$$

また、境界条件として $E_x^{(1)} = E_x^{(2)}$ 、 $H_y^{(1)} = H_y^{(2)}$ とできるので、

$$A_1 e^{jk_1 z} + B_1 e^{-jk_1 z} = A_2 e^{jk_2 z} \quad (\text{A-2-21})$$

$$\frac{k_1}{\omega k} (A_1 e^{jk_1 z} + B_1 e^{-jk_1 z}) = \frac{k_2}{\omega k} A_2 e^{jk_2 z} \quad (\text{A-2-22})$$

(A-2-21)(A-2-22)から A_2 を消去。

$$A_1 e^{jk_1 z_1} (k_2 - k_1) = B_1 e^{-jk_1 z_1} (k_1 + k_2) \quad (\text{A-2-23})$$

$$B_1 = K_{12} A_1 e^{2jk_1 z_1} \quad (\text{A-2-24})$$

$$(\text{ただし } K_{12} = \frac{k_2 - k_1}{k_2 + k_1})$$

(A-2-24)を(A-2-17)(A-2-18)に代入

$$\begin{aligned} E_x^{(1)} &= A_1 e^{jk_1 z} + (K_{12} A_1 e^{2jk_1 z_1}) e^{-jk_1 z} \\ &= A_1 (e^{jk_1 z} + K_{12} e^{2jk_1 z_1} e^{-jk_1 z}) \end{aligned} \quad (\text{A-2-25})$$

$$\begin{aligned} H_y^{(1)} &= \frac{k_1}{\omega k} \{ A_1 e^{jk_1 z} + (K_{12} A_1 e^{2jk_1 z_1}) e^{-jk_1 z} \} \\ &= \frac{k_1}{\omega k} A_1 (e^{jk_1 z} - K_{12} e^{2jk_1 z_1} e^{-jk_1 z}) \end{aligned} \quad (\text{A-2-26})$$

地表で観測される電場と磁場をそれぞれ $E_x^{(0)}(0)$ 、 $H_y^{(0)}(0)$ とすると、

$$E_x^{(1)}(0) = A_1 (1 + K_{12} e^{1jk_1 z_1}) \quad (\text{A-2-27})$$

$$H_y^{(1)}(0) = \frac{k_1}{\omega\mu} A_1 (1 - K_{12} e^{2jk_1 z_1}) \quad (\text{A-2-28})$$

したがって2層構造のインピーダンス Z_2 は、

$$Z_2 = \frac{E_x^{(1)}(0)}{H_y^{(1)}(0)} = \frac{A_1 (1 + k_{12} e^{2jk_1 z_1})}{\frac{k_1}{\omega\mu} A_1 (1 - k_{12} e^{2jk_1 z_1})} = \frac{\omega\mu}{k_1} \frac{1 + k_{12} e^{2jk_1 z_1}}{1 - k_{12} e^{2jk_1 z_1}} \quad (\text{A-2-29})$$

$$K_{12} = \frac{k_2 - k_1}{k_2 + k_1} = \frac{1 - \left(\frac{k_2}{k_1}\right)}{1 + \left(\frac{k_2}{k_1}\right)} = \frac{1 - \sqrt{\frac{j\omega\mu\sigma_2}{j\omega\mu\sigma_1}}}{1 + \sqrt{\frac{j\omega\mu\sigma_2}{j\omega\mu\sigma_1}}} = \frac{1 - \sqrt{\frac{\sigma_2}{\sigma_1}}}{1 + \sqrt{\frac{\sigma_2}{\sigma_1}}} = \frac{1 - \sqrt{\frac{\rho_1}{\rho_2}}}{1 + \sqrt{\frac{\rho_1}{\rho_2}}} \quad (\text{A-2-30})$$

K_{12} は比抵抗地だけに依存し、このことは2層構造のインピーダンス Z_2 が、1層構造のみでもとめたインピーダンスと第1層、第2層の比抵抗、第1層の層厚からともめられることを意味する。

A2-3 インピーダンステンソルの主軸回転角推定

大地の比抵抗分布に異方性がある場合は、電場、磁場の入射方向や測定の方
向によって見かけ比抵抗値が変化する。これは、

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix}$$

と表現できる。

比抵抗構造が一方向にしか変化しない場合は Z は

$$Z = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix}$$

であり、このときの見かけ比抵抗は

$$\rho_1 = (1/\omega\mu) \cdot |Z_1|^2$$

$$\rho_2 = (1/\omega\mu) \cdot |Z_2|^2$$

完全に等方均質媒体においては Hx 成分は Ex, Ey 双方に影響をもたらすが、二次元構造を想定した場合で、構造境界が x もしくは y のいずれかに並行である場合、Hx は Ey に、Hy は Ex の変動に対応するため、Z の対角成分 Zxx、Zyy は 0 になる。

構造境界が東西もしくは南北に並行でない場合 Z の成分 Zxx, Zxy, Zyx, Zyy はいずれも 0 以外の有限の値をとる。

これらの関係には 90 度の任意性がある。

あらゆる方向に対して

$$Z_{xy} - Z_{yx} = \text{constant}$$

の関係が成り立つ。

また、三次元構造では

$$Z_{xx} + Z_{yy} = \text{constant}$$

$$Z_{xy} - Z_{yx} = \text{constant}$$

の関係がある。

観測点の周辺に比抵抗の著しく異なる物体が存在するとき、その境界付近に蓄積された電荷が広域的な電場に影響を与えるために観測される電場に歪が生じる。これをガルバニックディストーションと呼んでいる。ここでは Groom and Bailey (1989) はこの境界補正を採用した。これは、観測されるインピーダンステンソルを Z_{ob} としたとき、これは、広域的なインピーダンステンソル Z_{2d} と局所的なテンソル (歪のテンソル) C に分解できると考える。ここでは広域的な構造は 2 次元と考えている。すると、これは以下のように表すことができる。

$$Z_{ob} = R(\theta) \cdot C \cdot Z_{2d} \cdot R(-\theta)$$

ここで

$$Z_{2d} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{bmatrix}$$

$$C = g \begin{bmatrix} 1 & -t \\ t & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & e \\ e & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1+s & 0 \\ 0 & 1-s \end{bmatrix}$$

と表すことができる。

Z_{TE} 、 Z_{TM} はそれぞれ 2 次元構造に対する TE、TM 各モードでの見掛け比抵抗を表している。C がディストーションパラメータを表している。C はさらに g : site gain、 t : twist、 e : shear、 s : anisotropy に分けることができる。測線に対し、見かけ上観測された電場が回転 (t)、XY 軸に対して伸縮 (s)、XY 軸が歪む (e)、それぞれの影響を受けることを表している。

ここで、 Z_{ob} は、

$$Z_{ob} = R(\theta) \cdot g \begin{bmatrix} 1 & -t \\ t & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & e \\ e & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1+s & 0 \\ 0 & 1-s \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{bmatrix} \cdot R(-\theta)$$

$$\begin{aligned} \text{さらに、} \quad Z_{TE}^{GB} &= g(1+s)Z_{TE} \\ Z_{TM}^{GB} &= g(1-s)Z_{TM} \end{aligned}$$

として

$$Z_{ob} = R(\theta) \cdot \begin{bmatrix} 1 & -t \\ t & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & e \\ e & 1 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} 0 & Z_{TE}^{GB} \\ Z_{TM}^{GB} & 0 \end{bmatrix} \cdot R(-\theta)$$

と書き換えることができる。

観測値が Z_{ob} (2×2 の複素数表示) 8 個に対し、未知数は g 、 t 、 e 、 s 、 θ 、 Z_{TE} 、 Z_{TM} の 7 個である。これらの決定には TE モードの見かけ比抵抗は空間的にスムーズに変わるものと仮定して、回帰式からもっともらしい値を見つけ出す。回帰式の次数の決定など先験的知識が必要となる。

A2-4 1 次元インバージョン

得られた見かけ比抵抗分布から地下の比抵抗構造をもとめるために Constable et al., (1987) の 1 次元インバージョンを行った。これは、比抵抗値が深さ方向に対して緩やかに変化してゆくモデルを用いられる。

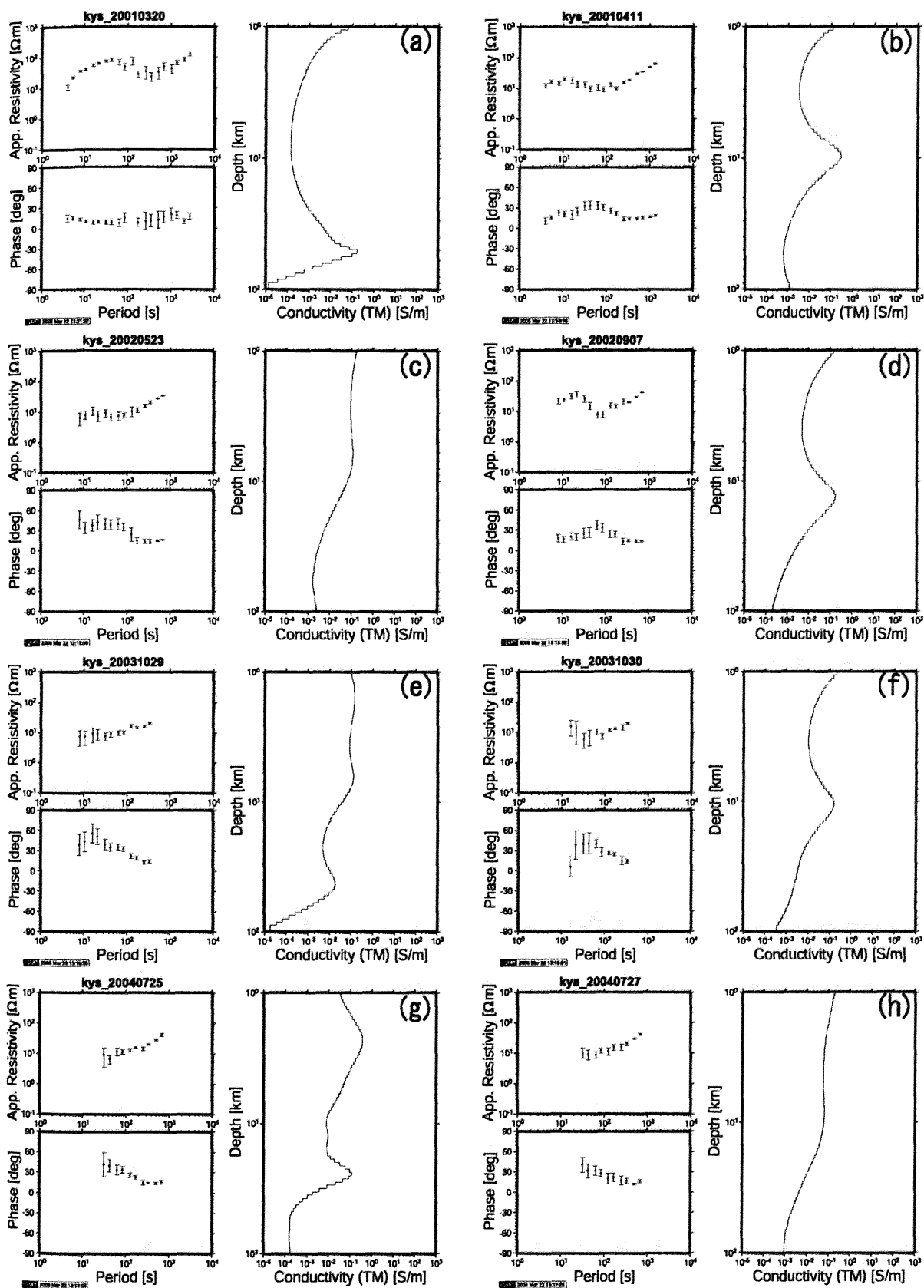


Fig.A.2.1 KYSにおける見かけ比抵抗、位相、一次元インバージョン

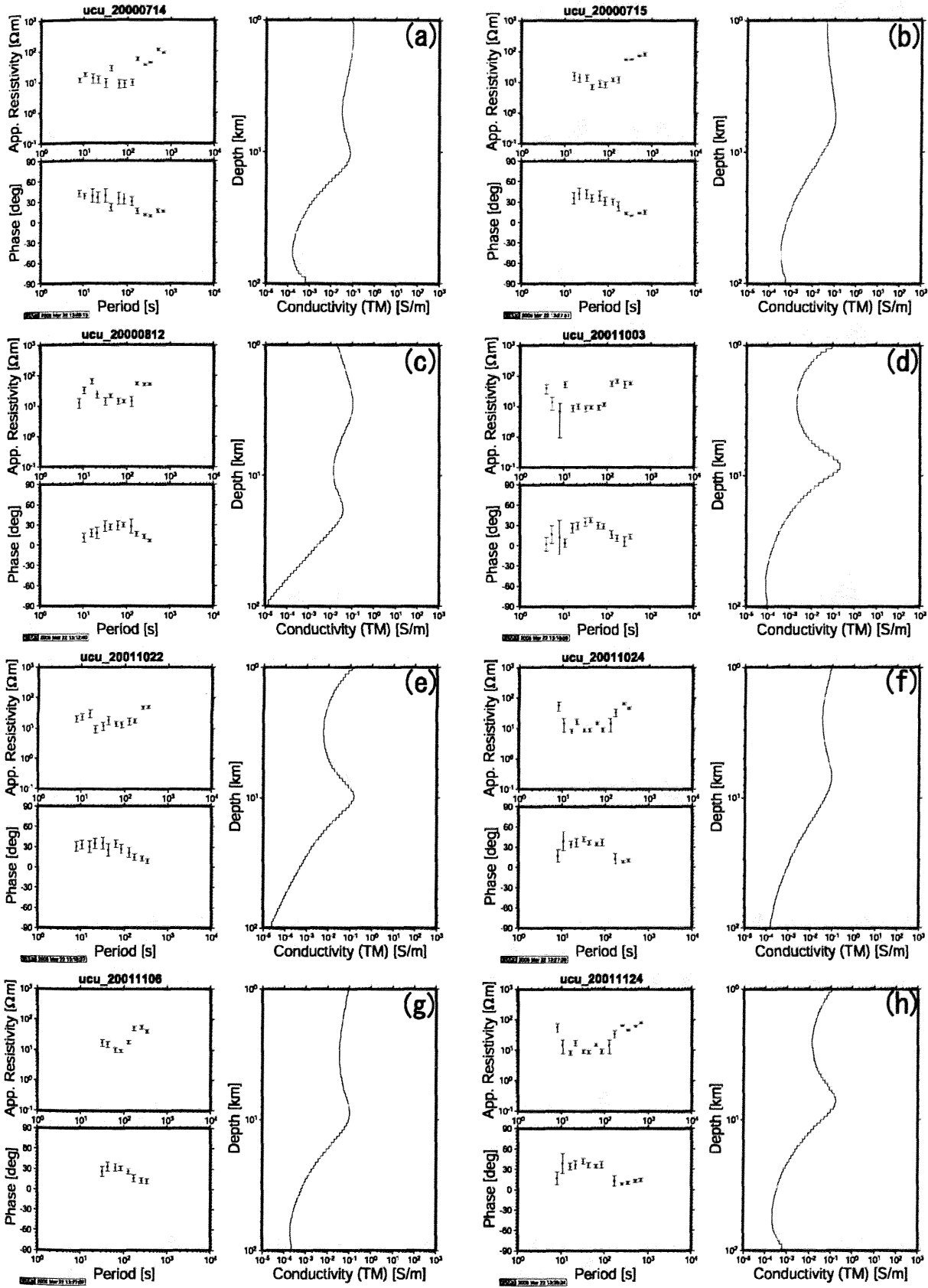


Fig. A.2.2 UCUにおける見かけ比抵抗、位相、一次元インバージョン結果1。

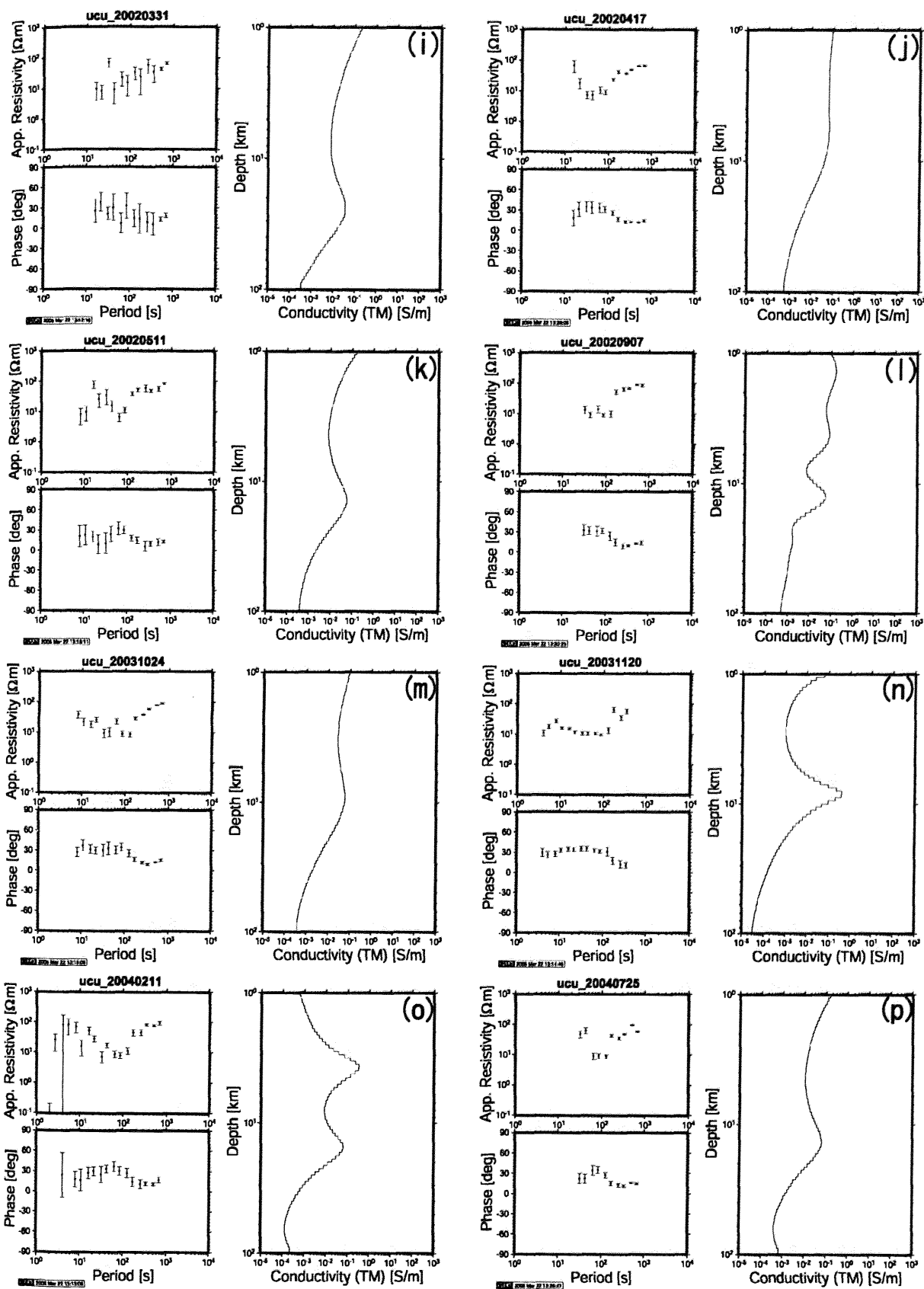


Fig. A.2.3(前ページ続き) UCUにおける見かけ比抵抗、位相、一次元インバージョン結果2。

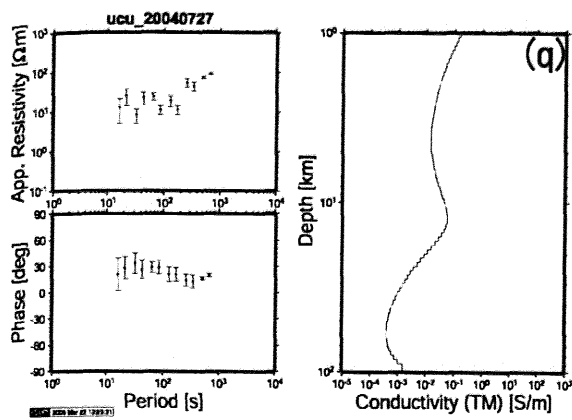


Fig. A.2.4 UCU における見かけ比抵抗、位相、一次元インバージョン結果 3。

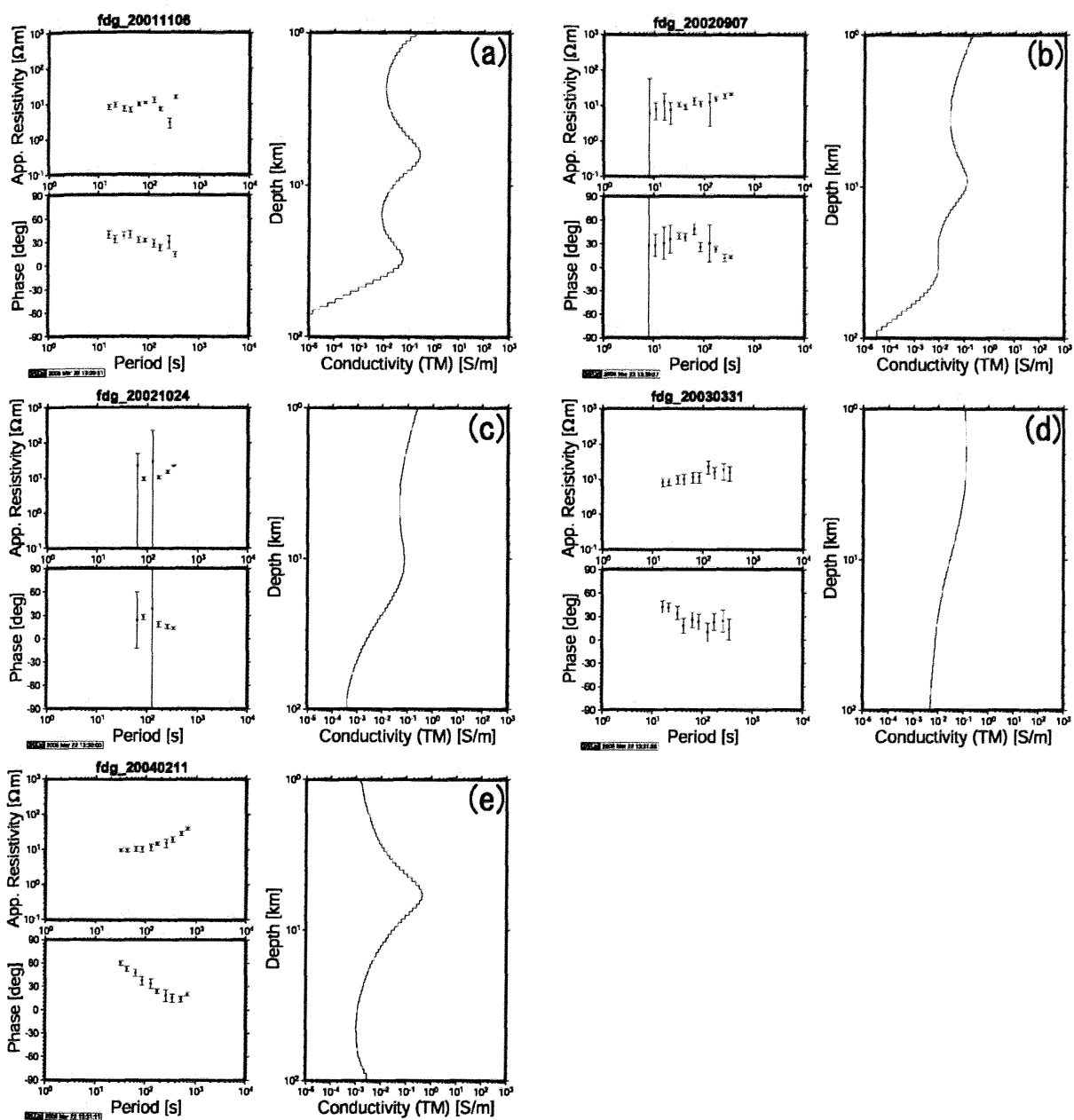


Fig. A.2.5 FDG における見かけ比抵抗、位相、一次元インバージョン結果。

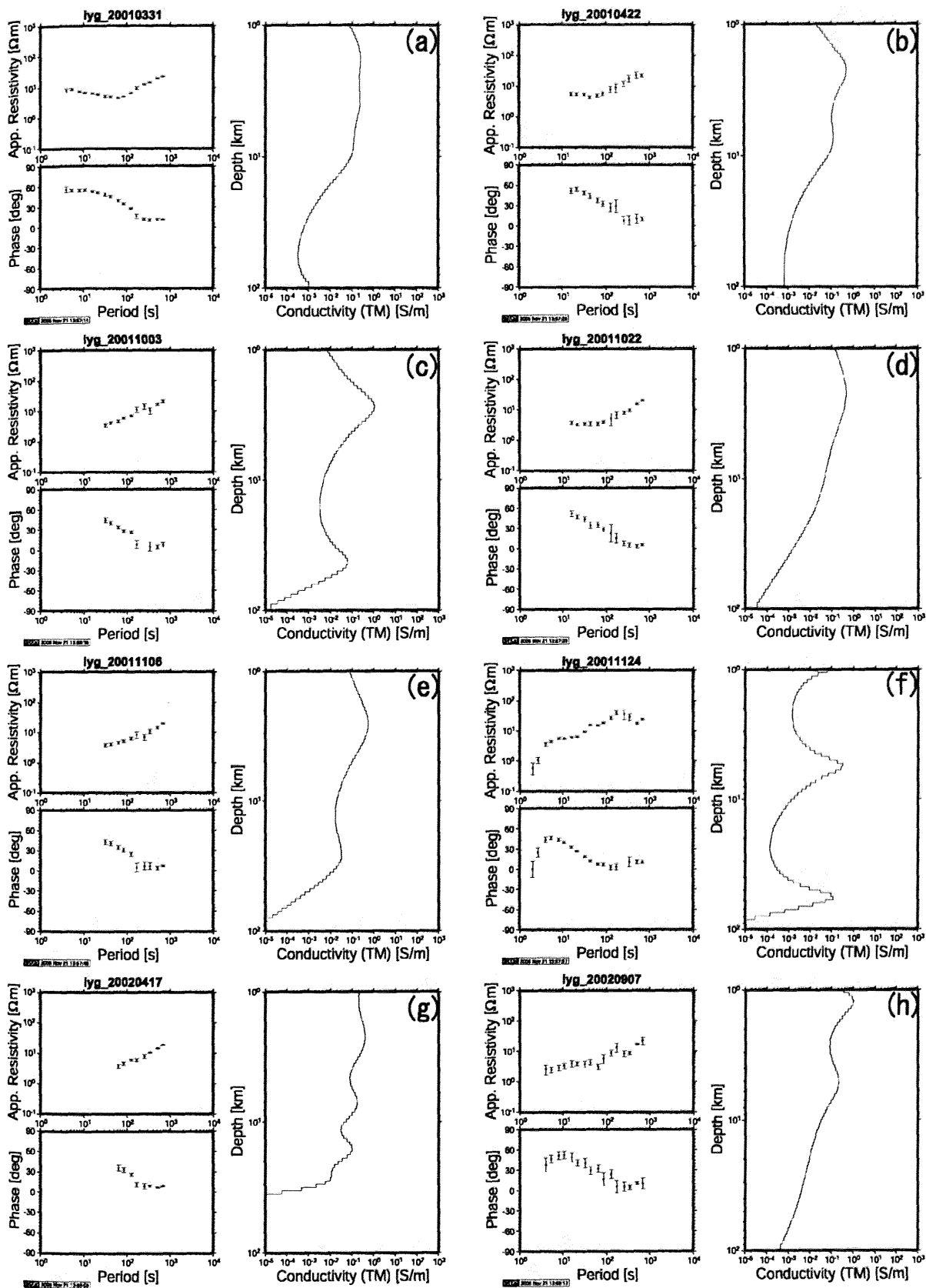


Fig. A.2.6 IYG における見かけ比抵抗、位相差、一次元インバージョン結果。

Appendix 3 FDTD 法

A4-1 FDTD 法の基礎

FDTD (Finite Different Time Domain) 法は、1966 年 K.S.Yee により考案された電磁界解析手法である。電磁界問題をマックスウェルの方程式を時空間について離散化し、単純な計算の繰り返しに置き換えて解くことから、電算機を用いたシミュレーションに適している。基本的な考え方は偏微分を中心差分方により離散化することから始まるが、安定した解を得るために Yee セル、leap-frog アルゴリズム等の考え方が導入されている。中心差分法のほかに前進差分法、後退差分法もあるが、後者の場合の誤差が Δx のオーダーであるのに対し、中心差分では $(\Delta x)^2$ オーダーとなる。解析領域の境界には不要な反射を防ぐために吸収境界を用意しておかなければならない。

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = -\mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad (\text{A-4-1})$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} + \mathbf{J} = \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} + \mathbf{J} \quad (\text{A-4-2})$$

まず、 $\nabla \times \mathbf{E}$ について空間的 ($\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k}$)、時間的 ($\Delta t \sim$) にそれぞれ解いてゆくことにする。

$\nabla \times \mathbf{E}$ を展開すると

$$\begin{aligned} & \left(\frac{\partial}{\partial x} \mathbf{i} + \frac{\partial}{\partial y} \mathbf{j} + \frac{\partial}{\partial z} \mathbf{k} \right) \times (E_x \mathbf{i} + E_y \mathbf{j} + E_z \mathbf{k}) \\ &= \frac{\partial}{\partial x} E_z \mathbf{i} + \frac{\partial}{\partial z} E_x \mathbf{j} + \frac{\partial}{\partial y} E_y \mathbf{k} - \frac{\partial}{\partial y} E_x \mathbf{k} - \frac{\partial}{\partial x} E_z \mathbf{j} - \frac{\partial}{\partial z} E_y \mathbf{i} \\ &= \left(\frac{\partial}{\partial y} E_z - \frac{\partial}{\partial z} E_y \right) \mathbf{i} + \left(\frac{\partial}{\partial z} E_x - \frac{\partial}{\partial x} E_z \right) \mathbf{j} + \left(\frac{\partial}{\partial x} E_y - \frac{\partial}{\partial y} E_x \right) \mathbf{k} \end{aligned} \quad (\text{A-4-3})$$

したがって $\nabla \times \mathbf{H}$ も同様に

$$\nabla \times \mathbf{H} = \left(\frac{\partial}{\partial y} H_z - \frac{\partial}{\partial z} H_y \right) \mathbf{i} + \left(\frac{\partial}{\partial z} H_x - \frac{\partial}{\partial x} H_z \right) \mathbf{j} + \left(\frac{\partial}{\partial x} H_y - \frac{\partial}{\partial y} H_x \right) \mathbf{k} \quad (\text{A-4-4})$$

とできる。

また、

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t}$$

について、

$$-\mu \frac{\partial \mathbf{H}^n}{\partial t} = \mu \frac{\mathbf{H}^{n+1/2} - \mathbf{H}^{n-1/2}}{\Delta t}$$

$$= \nabla \times \mathbf{E}^n$$

とする。これを変形して

$$\mathbf{H}^{n+1/2} = \mathbf{H}^{n-1/2} - \frac{\Delta t}{\mu} \nabla \times \mathbf{E}^n \quad (\text{A-4-5})$$

とできる。

時刻 $n+1/2$ を現在としたとき、現在の $\mathbf{H}$ は過去の $\mathbf{H}$ と $\mathbf{E}$ のローテーションから計算できることになる。同様に、

$$\nabla \times \mathbf{H}$$

の式も

$$\mathbf{E}^{n+1} = \mathbf{E}^n + \frac{\Delta t}{\varepsilon} \nabla \times \mathbf{H}^{n+1/2} - \frac{\mathbf{J}^{n+1/2}}{\varepsilon} \quad (\text{A-4-6})$$

となる。ここで $\mathbf{J}^{n+1/2}$ は $\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}$ を用いて $\sigma \mathbf{E}^{n+1/2}$ と表すことができるが、このままでは $\mathbf{E}$ の時間微分の項が合わない (n のステップが $1/2$ ずれる) ため、平均の値として

$$\mathbf{E}^{n+1/2} = \frac{\mathbf{E}^{n+1} + \mathbf{E}^n}{2} \text{ を用いて解いてゆくことにする。}$$

つぎに、 $\mathbf{E}$ と $\mathbf{H}$ について以下のような空間的な配置を行う (Yee 格子)。

$$\mathbf{E} = \begin{cases} E_x(i + \frac{1}{2}\Delta x, j, k) \\ E_y(i, j + \frac{1}{2}\Delta y, k) \\ E_z(i, j, k + \frac{1}{2}\Delta z) \end{cases} \quad \mathbf{H} = \begin{cases} H_x(i, j + \frac{1}{2}\Delta y, k + \frac{1}{2}\Delta z) \\ H_y(i + \frac{1}{2}\Delta x, j, k + \frac{1}{2}\Delta z) \\ H_z(i + \frac{1}{2}\Delta x, j + \frac{1}{2}\Delta y, k) \end{cases} \quad (\text{A-4-7})$$

式(A-4-1)(A-4-2)(A-4-3)(A-4-4)から

$$\mathbf{H}^{n+1/2} = \mathbf{H}^{n-1/2} - \frac{\Delta t}{\mu} \left\{ \left(\frac{\partial}{\partial y} E_z^n - \frac{\partial}{\partial z} E_y^n \right) \mathbf{i} + \left(\frac{\partial}{\partial z} E_x^n - \frac{\partial}{\partial x} E_z^n \right) \mathbf{j} + \left(\frac{\partial}{\partial x} E_y^n - \frac{\partial}{\partial y} E_x^n \right) \mathbf{k} \right\} \quad (\text{A-4-8})$$

$$\mathbf{E}^{n+1} = \mathbf{E}^n + \frac{\Delta t}{\varepsilon} \left\{ \left(\frac{\partial}{\partial y} H_z^{n+1/2} - \frac{\partial}{\partial z} H_y^{n+1/2} \right) \mathbf{i} + \left(\frac{\partial}{\partial z} H_x^{n+1/2} - \frac{\partial}{\partial x} H_z^{n+1/2} \right) \mathbf{j} + \left(\frac{\partial}{\partial x} H_y^{n+1/2} - \frac{\partial}{\partial y} H_x^{n+1/2} \right) \mathbf{k} \right\} - \frac{\sigma \mathbf{E}^{n+1/2}}{\varepsilon} \quad (\text{A-4-9})$$

これを各成分について書き分けると

$$\begin{cases} H_x^{n+1/2} = H_x^{n-1/2} - \frac{\Delta t}{\mu} \left(\frac{\partial}{\partial y} E_z^n - \frac{\partial}{\partial z} E_y^n \right) \\ H_y^{n+1/2} = H_y^{n-1/2} - \frac{\Delta t}{\mu} \left(\frac{\partial}{\partial z} E_x^n - \frac{\partial}{\partial x} E_z^n \right) \\ H_z^{n+1/2} = H_z^{n-1/2} - \frac{\Delta t}{\mu} \left(\frac{\partial}{\partial x} E_y^n - \frac{\partial}{\partial y} E_x^n \right) \end{cases} \quad (\text{A-4-10})$$

$$\begin{cases} E_x^{n+1} = E_x^n + \frac{\Delta t}{\varepsilon} \left(\frac{\partial}{\partial y} H_z^{n+1/2} - \frac{\partial}{\partial z} H_y^{n+1/2} \right) - \frac{\sigma E_x^{n+1/2}}{\varepsilon} \\ E_y^{n+1} = E_y^n + \frac{\Delta t}{\varepsilon} \left(\frac{\partial}{\partial z} H_x^{n+1/2} - \frac{\partial}{\partial x} H_z^{n+1/2} \right) - \frac{\sigma E_y^{n+1/2}}{\varepsilon} \\ E_z^{n+1} = E_z^n + \frac{\Delta t}{\varepsilon} \left(\frac{\partial}{\partial x} H_y^{n+1/2} - \frac{\partial}{\partial y} H_x^{n+1/2} \right) - \frac{\sigma E_z^{n+1/2}}{\varepsilon} \end{cases} \quad (\text{A-4-11})$$

(A-4-10)から、 $H_x^{n-1/2}(\mathbf{i}, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z)$ は $H_x^{n-1/2}$ 、 E_z^n 、 E_y^n からもとめられることがわかるが、 E_z^n 、 E_y^n の各座標は(A-4-7)で定義した $\mathbf{E}$ の各座標 $(\mathbf{i}, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k})$ 、 $(\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z)$ ではなく、 $H_x^{n-1/2}$ とおなじ $(\mathbf{i}, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z)$ 上で行う。(A-4-7)で $\mathbf{H}$ と $\mathbf{E}$ は同じ座標上には置かないとしたが、この矛盾は以下の偏微分を展開することで解消する。

式(A-4-10)から H_x は

$$H_x^{n+1/2}(\mathbf{i}, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) = H_x^{n-1/2} - \frac{\Delta t}{\mu} \left(\frac{\partial}{\partial y} E_z^n(\mathbf{i}, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) - \frac{\partial}{\partial z} E_y^n(\mathbf{i}, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) \right)$$

偏微分を中心差分で表すと

$$= H_x^{n-1/2}(\mathbf{i}, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) - \frac{\Delta t}{\mu} \left(\frac{E_z^n(\mathbf{i}, \mathbf{j} + \Delta y, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) - E_z^n(\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z)}{\Delta y} - \frac{E_y^n(\mathbf{i}, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k} + \Delta z) - E_y^n(\mathbf{i}, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k})}{\Delta z} \right)$$

(A-4-12)

同様に

$$H_y^{n+1/2}(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j}, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z)$$

$$= H_y^{n+1/2}(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j}, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) - \frac{\Delta t}{\mu} \left(\frac{E_x^n(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j}, \mathbf{k} + \Delta z) - E_x^n(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j}, \mathbf{k})}{\Delta z} - \frac{E_z^n(\mathbf{i} + \Delta x, \mathbf{j}, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) - E_z^n(\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z)}{\Delta x} \right)$$

(A-4-13)

$$H_z^{n+1/2}(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k})$$

$$= H_z^{n+1/2}(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k}) - \frac{\Delta t}{\mu} \left(\frac{E_y^n(\mathbf{i} + \Delta x, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k}) - E_y^n(\mathbf{i}, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k})}{\Delta x} - \frac{E_x^n(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j} + \Delta y, \mathbf{k}) - E_x^n(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j}, \mathbf{k})}{\Delta y} \right)$$

(A-4-14)

$\mathbf{E}$ についても同様に(A-4-11)から

$$E_x^{n+1}(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j}, \mathbf{k}) = E_x^n(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j}, \mathbf{k}) + \frac{\Delta t}{\varepsilon} \left(\frac{\partial}{\partial y} H_z^{n+1/2}(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j}, \mathbf{k}) - \frac{\partial}{\partial z} H_y^{n+1/2}(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j}, \mathbf{k}) \right) - \frac{\sigma E_x^{n+1/2}}{\varepsilon}$$

$$= E_x^n(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j}, \mathbf{k}) + \frac{\Delta t}{\varepsilon} \left(\frac{H_z^{n+1/2}(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k}) - H_z^{n+1/2}(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j} - \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k})}{\Delta y} - \frac{H_y^{n+1/2}(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j}, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) - H_y^{n+1/2}(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j}, \mathbf{k} - \frac{1}{2}\Delta z)}{\Delta z} \right)$$

$$- \frac{\sigma E_x^{n+1/2}}{\varepsilon}$$

(A-4-15)

$$E_y^{n+1}(\mathbf{i}, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k})$$

$$= E_y^n(\mathbf{i}, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k}) + \frac{\Delta t}{\varepsilon} \left(\frac{H_x^{n+1/2}(\mathbf{i}, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) - H_x^{n+1/2}(\mathbf{i}, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k} - \frac{1}{2}\Delta z)}{\Delta z} - \frac{H_z^{n+1/2}(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k}) - H_z^{n+1/2}(\mathbf{i} - \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k})}{\Delta x} \right)$$

$$- \frac{\sigma E_y^{n+1/2}}{\varepsilon}$$

(A-4-16)

$$E_z^{n+1}(\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z)$$

$$= \mathbf{E}_v^n(\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) + \frac{\Delta t}{\epsilon} \left(\frac{H_v^{n+1/2}(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j}, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) - H_v^{n+1/2}(\mathbf{i} - \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j}, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z)}{\Delta x} - \frac{H_v^{n+1/2}(\mathbf{i}, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) - H_v^{n+1/2}(\mathbf{i}, \mathbf{j} - \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z)}{\Delta y} \right) - \frac{\sigma \mathbf{E}_z^{n+1/2}}{\epsilon}$$

(A-4-17)

となる

以上の式はプログラム上は

$$\mathbf{E} = \begin{cases} E_x(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j}, \mathbf{k}) = E_x(\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k}) \\ E_y(\mathbf{i}, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k}) = E_y(\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k}) \\ E_z(\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) = E_z(\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k}) \end{cases} \quad (\text{A-4-18})$$

$$\mathbf{H} = \begin{cases} H_x(\mathbf{i}, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) = H_x(\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k}) \\ H_y(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j}, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) = H_y(\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k}) \\ H_z(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k}) = H_z(\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k}) \end{cases} \quad (\text{A-4-19})$$

として扱う。このように電界、磁界を空間的に交互にずらした配置を Yee セルと呼ぶ。また、電界と磁界が同じ場所に存在していないことから、時間を更新する際に電界、磁界を交互に更新する。これを leap-frog アルゴリズムと呼ぶ (Fig.A.4.1)。

A4-2 安定条件

FDTD 法に必要な安定条件に CFL (Courant, Friedrich, Levy) 条件がある。離散時間 Δt には以下の制約がある

$$\Delta t \leq \frac{1}{c_o \sqrt{\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} + \frac{1}{\Delta z^2}}} \quad (\text{A-4-26})$$

c_o はデータの進む速度を意味する。これは c_o が光速 c_p より大きくなならないという因果律からなる。すなわち次元の場合は、

$c_o \geq c_p$ のとき $c_o = \frac{\Delta x}{\Delta t} \geq c_p$ となり、 $\Delta t \leq \frac{\Delta x}{c_o}$ と表現される。

今回使用したプログラムでは Δt を $\frac{1}{c_o \sqrt{\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} + \frac{1}{\Delta z^2}}}$ の 95% とした。

A4-3 吸収境界条件

電磁界シミュレーションの場合、解析領域外からの反射の影響を除去しなければならない。その方法の一つが吸収境界条件である。

実用性の高い吸収境界条件として Mur の一次吸収境界条件がある。

$-x$ 方向に伝播する波を $E = \cos(\omega t + \beta x)$ とすると

$$\begin{aligned}\frac{\partial E}{\partial x} &= -\beta \sin(\omega t + \beta x) \\ \frac{\partial E}{\partial t} &= -\omega \sin(\omega t + \beta x)\end{aligned}\tag{A-4-27}$$

上式から

$$\frac{\partial E}{\partial x} \frac{1}{\beta} = \frac{\partial E}{\partial t} \frac{1}{\omega}\tag{A-4-28}$$

$$\frac{\omega}{\beta} = v\tag{A-4-29}$$

とおくと

$$\left(\frac{1}{v} \frac{\partial}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \right) E = 0\tag{A-4-30}$$

となる。

吸収境界での反射が全くないのであるなら、 $X=0$ においてこの条件が成り立つ。

これを中心差分で離散化すると

$$\frac{\partial}{\partial t} = \frac{\frac{1}{2} \{E^{n+1}(i+1) + E^{n+1}(i)\} - \frac{1}{2} \{E^n(i+1) + E^n(i)\}}{\Delta t}\tag{A-4-31}$$

$$\frac{\partial}{\partial x} = \frac{\frac{1}{2} \{E^{n+1}(i+1) + E^n(i+1)\} - \frac{1}{2} \{E^{n+1}(i) + E^n(i)\}}{\Delta x}\tag{A-4-32}$$

だから

$$E^{n+1}(i+1)\Delta x + E^{n+1}(i)\Delta x - E^n(i+1)\Delta x - E^n(i)\Delta x - v_p E^{n+1}(i+1)\Delta t - v_p E^n(i+1)\Delta t + v_p E^{n+1}(i)\Delta t + v_p E^n(i)\Delta t = 0 \quad (\text{A-4-33})$$

したがって、

$$E^{n+1}(i) = E^n(i+1) + \frac{v_p \Delta t - \Delta x}{v_p \Delta t + \Delta x} \{E^{n+1}(i+1) - E^n(i)\} \quad (\text{A-4-34})$$

という条件を必要とする。

A4-4 2次元問題

FDTD によるシミュレーションを行うにあたり、その計算は2次元問題として考えた。いま x-平面を考えた場合、y 方向の変化はないから、(A-4-12~17) を以下のように書き換えることができる。

$$H_x^{n+1/2}(\mathbf{i}, \mathbf{j} + \frac{1}{2}\Delta y, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) = H_x^{n-1/2}(\mathbf{i}, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) - \frac{\Delta t}{\mu} \left(\frac{E_y^n(\mathbf{i}, \mathbf{k} + \Delta z) - E_y^n(\mathbf{i}, \mathbf{k})}{\Delta z} \right) \quad (\text{A-4-35})$$

$$H_y(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) = H_y^{n-1/2}(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) - \frac{\Delta t}{\mu} \left(\frac{E_x^n(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{k} + \Delta z) - E_x^n(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{k})}{\Delta z} - \frac{E_z^n(\mathbf{i} + \Delta x, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) - E_z^n(\mathbf{i}, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z)}{\Delta x} \right) \quad (\text{A-4-36})$$

$$H_z(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{k}) = H_z^{n+1/2}(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{k}) - \frac{\Delta t}{\mu} \left(\frac{E_y^n(\mathbf{i} + \Delta x, \mathbf{k}) - E_y^n(\mathbf{i}, \mathbf{k})}{\Delta x} \right) \quad (\text{A-4-37})$$

$$E_x^{n+1}(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{k}) = E_x^n(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{k}) + \frac{\Delta t}{\epsilon} \left(-\frac{H_y^{n+1/2}(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta y) - H_y^{n+1/2}(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{k} - \frac{1}{2}\Delta y)}{\Delta z} - \frac{\sigma E_x^{n+1/2}}{\epsilon} \right) \quad (\text{A-4-38})$$

$$E_y^{n+1}(\mathbf{i}, \mathbf{k}) = E_y^n(\mathbf{i}, \mathbf{k}) + \frac{\Delta t}{\varepsilon} \left(\frac{H_x^{n+1/2}(\mathbf{i}, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) - H_x^{n+1/2}(\mathbf{i}, \mathbf{k} - \frac{1}{2}\Delta z)}{\Delta z} - \frac{H_z^{n+1/2}(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{k}) - H_z^{n+1/2}(\mathbf{i} - \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{k})}{\Delta x} \right) - \frac{\sigma E_y^{n+1/2}}{\varepsilon}$$

(A-4-39)

$$E_z^{n+1}(\mathbf{i}, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) = E_z^n(\mathbf{i}, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) + \frac{\Delta t}{\varepsilon} \left(\frac{H_y^{n+1/2}(\mathbf{i} + \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z) - H_y^{n+1/2}(\mathbf{i} - \frac{1}{2}\Delta x, \mathbf{k} + \frac{1}{2}\Delta z)}{\Delta x} \right) - \frac{\sigma E_z^{n+1/2}}{\varepsilon}$$

(A-4-40)

式(5-1)、(5-2)、(5-3)は磁場を計算するための式で、(5-4)、(5-5)、(5-6)は電場を計算するための式であるが、プログラムでは、まず波源の E_y がパラメータとして与えられる。 E_y によって計算が可能なのは(5-1)の H_x と(5-3)の H_z である。磁場 H_x 、 H_z がもとめられると、再び電場を求めることになるので (leap-frog アルゴリズム)、(5-24)を用いて E_y が計算できる。これを繰り返すことで E_y 、 H_x 、 H_z が計算できる。 E_y が初期値として与えられ、磁場、電場を交互に求めてゆく手順をとる限り、電場 1 成分、磁場 2 成分以上は求めることが出来ない。

A4-5 2次元シミュレーションのスキーム

今回の解析では水平一方向と深さ方向を座標にもつ 2 次元モデルで FDTD 法を適用した。Fig.4.5 にあるような XZ 平面上の任意の点に電流源を設定した。図では Z が鉛直方向、X 方向が水平面を表わしている。電流源からは Y 方向（紙面方向）に電流を流し、任意点上における電場(Y 方向)、磁界(X 方向、Z 方向)を見積もる。電流波源には以下の式からなるガウスパルスを用いた(Fig.5.1)。ガウスパルスは定式化が容易で、周波数スペクトルが滑らかな特徴を持つため FDTD の計算ではよく用いられる。またガウスパルスには直流成分を含む広い周波数成分を持つという特徴がある。以下に解析に用いたガウスパルスの式を示す。

$$I(t) = \exp \left\{ - \left(\frac{t - t_0}{t_s} \right)^2 \right\} \quad [\text{A}] \quad (\text{A-4-41})$$

ここで $t_s = t_0 / 4$ [sec]である。

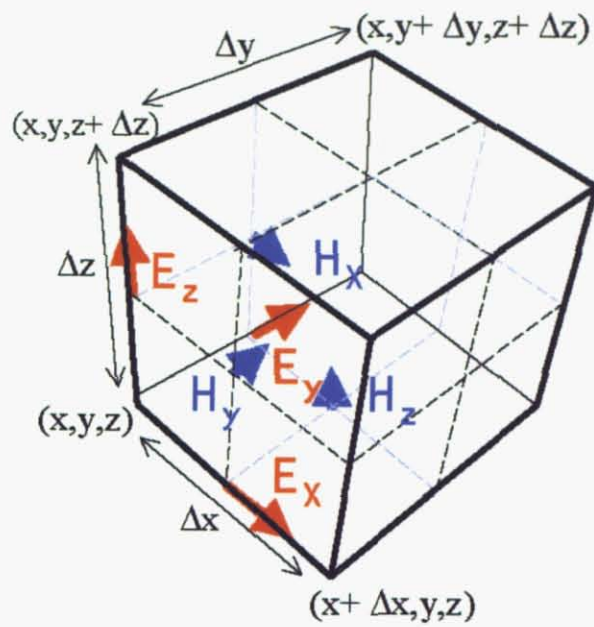


Fig. A.4.1 Yee セルによる空間配置。電場と磁場を交互に配置する。

Appendix 4 大気伝導度モデル

電離層の電気特性はその電子密度に左右されるため、この値についても考える必要がある。地磁気変化をもたらす数日以下の長い波長を持つ電流の多くがここを流れており、オームの法則がほぼ成り立つが伝導度には異方性がある。伝導度には磁力線に平行な方向に対する電気伝導度。磁場がないときの伝導度に等しいとされる平行伝導度のほか、ペダーセン伝導度、ホール伝導度に分けることができる。

ペダーセン伝導度とは、磁力線に垂直な電場による電場方向の伝導度である。電離層より下の荷電粒子と中性電子の衝突の激しい場所では平行伝導度に等しい。高さが増すにつれ、電子の衝突が減少し、荷電粒子の密度が増加するが(110-140 km)、さらに上空では荷電粒子が磁力線方向へ流れるためその値は減少してゆく。

一方、ホール伝導度は磁力線と、磁力線と垂直な電場に対して垂直な方向の伝導度である。これは、荷電粒子が電場、磁場双方に沿って流れることから生じる。電氣的に中性とみなされる電離層中では正電荷と電子の運動の差として現れる。高度 90-130 km 付近では正電荷は中性電子との衝突が活発なため、相対的に電子の運動が活発となり、ホール伝導度は上がる。これより下では電子も運動が妨げられるため伝導度は下がる。

今回の解析に用いた大気伝導度モデルには、地磁気擾乱時を想定しペダーセンモデルを用いた。伝導度の算出には京都大学大学院理学研究科附属地磁気世界資料解析センターのプログラム（電離大気: IRI90 model, 中性大気: CIRA72 model, 衝突周波数: Banks and Kockarts, *Aeronomy: part A, Chapter 9*, Academic Press, 1973.）を用い、その中で必要な太陽黒点数は SIDC (Solar Institute Data Analysis Center) のデータから 2002 年 10 月 5 日(UT)の値(76)を用いた。

本研究では地表から 80km 以上の大気領域には以上で定義した電離層の伝導度を設定してある。

主論文（査読あり）

Takahashi I., Httori K., Harada M., Isezaki N., Nagao T., "ULF Electromagnetic Environment at Southern Boso Peninsula : Signal Discrimination of the Geoelectromagnetic Data", IEEJ Trans. FM, Vol. 125, No. 7, 2005

関連論文（査読あり）

Nagao, T., Y. Orihara, T. Yamaguchi, I.Takahashi, K. Hattori, Y. Noda, K. Sayanagi, and S. Uyeda., "Co-seismic geoelectric potential changes observed in Japan", Geophysical Research Letters, 2000

高橋一郎, 長尾年恭, 上田誠也, 那覇地域における地電位変化と近傍の地震活動の関係, 東海大学海洋研究所報告第 20 号, 31-40, 1999.

Hattori, K., I. Takahashi, C. Yoshino, T. Nagao, J. Y. Liu, C. F. Shieh, ULF Geomagnetic and Geopotential Measurement at Chia-Yi, Taiwan, Journal of Atmospheric Electricity, 22, 3, 217-222, 2002.

Hattori, K., I. Takahashi, C. Yoshino, N. Isezaki, H. Iwasaki, M. Harada, K. Kawabata, E. Kopytenko, Y. Kopytenko, P. Maltsev, V. Korepanov, O. Molchanov, M. Hayakawa, Y. Noda, T. Nagao, S. Uyeda, ULF geomagneticfield measurements in Japan and some recent results associated with IwatekenNairiku Hokubu Earthquake in 1998, Physics and Chemistry of the Earth., 29,481-494, 2004.

Takahashi, I., K. Hattori, M. Harada, C. Yoshino, N. Isezaki, Anormalous Geoelectrical Signals Observed at Southern Boso Peninsula, Japan, submitted to Ann. Gephys., 2005. (条件付採録)

Ishikawa, H., K. Hattori, I. Takahashi, Y. Noda, T. Nagao N. Isezaki;, Effect of Noise from DC-Driven Trains to Geoelectrical Potential Difference and its Reduction in Hakuba Area, Japan, submitted to Inst. Elect. Eng. Japan, Trans. Fundamentals and Materials, 2005. (条件付採録)

高橋一郎, 原田誠, 吉野千恵, 服部克巳, 南房総観測点の ULF 電磁場環境について(II), 大気電気研究, 66, 82-83, 2005

石川久, 高橋一郎, 服部克巳, 野田洋一, 長尾年恭, 伊勢崎修弘, 地電位差データからの電車信号除去", 大気電気研究, 67, 32-33, 2005

高橋一郎, 服部克巳, 伊勢崎修弘, 原田誠, 南房総地球電磁気観測点の地下の比抵抗構造の推定と地震活動, 大気電気研究, 67, 34-35, 2005

関連論文（査読なし）

服部克巳, 原田誠, 吉野千恵, 高橋一郎, 2002 年房総スロースリップイベントに関連する ULF 帯の電磁波変動, 大気電気研究, 65, 66-67, 2004

高橋一郎, 服部克巳, 原田誠, 吉野千恵, 南房総アレー観測点の地電位差変動の解析～地殻活動との関連について～, 大気電気研究, 65, 62-63, 2004

高橋一郎, 原田誠, 吉野千恵, 服部克巳, 房総半島南部の ULF 帯の電磁場環境について, 電

気学会資料,電磁界理論研究会,EMT-04-90~104,71-76,2004.

口頭発表

高橋一郎, 服部克巳, 原田誠, 吉野知恵, 伊勢崎修弘, 南房総アレー観測点の地電位差変動の解析～地殻活動との関連について～, 第71回日本大気電気学会, 中部大学, 2004年7月.

高橋一郎, 原田誠, 吉野千恵, 服部克巳, 房総半島南部のULF帯の電磁場環境について, 電磁界理論研究会, 兵庫, 2004年9月,

高橋一郎, 原田誠, 吉野千恵, 服部克巳, 伊勢崎修弘, 南房総観測点のULF電磁場環境について(II), 第72回日本大気電気学会, 東京理科大学, 2005年1月.

高橋一郎, 服部克巳, 安藤芳晃, 伊勢崎修弘, 房総半島南部のULF電磁場変動について～電磁界シミュレーションによる検証～第74回日本大気電気学会, 電気通信大学スカイオフィス, 2006年1月.

国際会議

Uyeda, S., T. Nagao, Y. Orihara, T. Yamaguchi, I. Takahashi, K. Hattori, Y. Noda, and K. Sayanagi, Pre-and co- seismic geoelectric potential changes observed in Japan, 23rd General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics Abstracts, Week A, A.185, 2003.

Hattori, K., K. Gotoh, C. Yoshino, I. Takahashi, Y. Kopytenko, V. Korepanov, M. Hayakawa, K. Yumoto, N. Isezaki, T. Nagao, and S. Uyeda, ULF geomagnetic approach to short-term earthquake prediction: Summary of observational results in RIKEN/NASDA's frontier project, 23rd General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics Abstracts, Week A, A.190, 2003.

Hattori, K., C. Yoshino, I. Takahashi, N. Isezaki, T. Nagao, J. Y. Liu, C. H. Shieh, and H. C. Sheu, ULF geomagnetic and geopotential measurements in Taiwan, 23rd General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics Abstracts, Week A, A.190, 2003.

Hattori, K., M. Harada, H. Tani, C. Yoshino, I. Takahashi, N. Isezaki, and M. Hayakawa, Geomagnetic transfer function changes associated with large earthquake in Japan, Geophysical Research Abstracts, 5, 2003, EGS-AGU-EUG Joint Assembly, EAE03-A-03311, CD-ROM, 2003.

Hattori, K., C. Yoshino, I. Takahashi, N. Isezaki, T. Nagao, J. Y. Liu, C. H. Shieh, and F. H. Sheu, ULF geomagnetic and geopotential measurements in Taiwan, Geophysical Research Abstracts, 5, 2003, EGS-AGU-EUG Joint Assembly, EAE03-A-03313, CD-ROM, 2003.

Hattori, K., K. Gotoh, I. Takahashi, Y. Kopytenko, V. Korepanov, M. Hayakawa, K. Yumoto, N. Isezaki, T. Nagao, and S. Uyeda, ULF geomagnetic anomaly preceding large earthquakes, Geophysical Research Abstracts, 5, 2003, EGS-AGU-EUG Joint Assembly, EAE03-A-03308, CD-ROM, 2003.

- Harada, M.; K. Hattori, I. Takahashi, C. Yoshino, and N. Isezaki, Signal discrimination of ULF electromagnetic data with using interstation transfer function and wavelet transform, European Geosciences Union 1st Annual Meeting (CD-ROM), April 25-30, 2004, Nice, France.
- Hattori, K., M. Harada, I. Takahashi, C. Yoshino, and N. Isezaki, Reduction of external geomagnetic pulsations and their inductive electric field variation from ULF geomagnetic and electric potential difference data observed on the ground, European Geosciences Union 1st Annual Meeting (CD-ROM), April 25-30, 2004, Nice, France.
- Hattori, K., M. Harada, N. Isezaki, H. Tani, I. Takahashi, and C. Yoshino, Variation of Geomagnetic Transfer Function Associated with 2000 Izu Islands Earthquake Swarm in Japan, Asia Oceania Geosciences Society 1st Annual Meeting, 5-9, July, 2004, Singapore
- Harada, M., K. Hattori, I. Takahashi, C. Yoshino and N. Isezaki Signal Discrimination of ULF (Periods $T < 1000$ s) External Field with the Use of Interstation method with Wavelet Transform, Asia Oceania Geosciences Society 1st Annual Meeting, 5-9, July, 2004, Singapore
- Tani, H., M. Harada, K. Hattori, I. Takahashi, C. Yoshino, and N. Isezaki, Possible Electromagnetic Phenomena Associated with 2002 Boso Slow Earthquake, Japan, Asia Oceania Geosciences Society 1st Annual Meeting, 5-9, July, 2004, Singapore
- Takahashi, I., C. Yoshino, K. Hattori, M. Kamogawa, N. Isezaki, M. Hayakawa, T. Nagao and Uyeda S., Long Term Analysis of geoelectric potential differences and geomagnetic data observed at Izu and Boso Peninsula, Japan, Asia Oceania Geosciences Society 1st Annual Meeting, 5-9, July, 2004, Singapore
- Takahashi, I., K. Hattori, M. Harada, C. Yoshino, and N. Isezaki, Geoelectric potential differences and geomagnetic data observed at Southern Kanto Area, Japan, 2004 Asia-Pacific Radio Science Conference Proceedings, p. 324, August 24-27, 2004, (Qingdao, China).
- Hattori, K., M. Harada, I. Takahashi, C. Yoshino, and N. Isezaki, Reduction of ULF external source origin signals (periods $T < 1,000$ sec) using of interstation method and wavelet transform, 2004 Asia-Pacific Radio Science Conference Proceedings, p. August 24-27, 2004, (Qingdao, China).
- Hattori, K., M. Harada, I. Takahashi, C. Yoshino, and N. Isezaki, Reduction of ULF external source origin signals (periods $T < 1,000$ sec) with the use of interstation method and wavelet transform, IV International Workshop on Magnetic, Electric, and Electromagnetic Methods in Seismology and Volcanology (MEEMSV-2004) Abstracts, p.107-108, September 5-9, 2004, La Londe les Maures, France.
- Harada, M., K. Hattori, I. Takahashi, M. Hayakawa, T. Nagao, and S. Uyeda, Reduction of geomagnetic effects (Periods $T < 1000$ s) from geomagnetic and geoelectrical potential difference data, 2004 AGU Fall Meeting, Dec. 13-17, 2004, San Francisco, USA.
- Hattori, K., M. Harada, I. Takahashi, M. Hayakawa, T. Nagao, and S. Uyeda, ULF geomagnetic anomaly associated with large earthquakes, 2004 AGU Fall Meeting, Dec. 13-17, 2004, San

Francisco, USA

Hattori, K., I. Takahashi, M. Hayakawa, N. Isezaki, K. Yumoto, T. Nagao, and S. Uyeda, ULF geomagnetic changes associated with crustal activity; summary of RIKEN-NASDA project and the latest results, Extended Abstracts of 2005 International Workshop on Seismo Electromagnetics, pp. 2-5, 15-17 March, 2005, Chofu, Tokyo.

Harada, M., K. Hattori, I. Takahashi, H. Tani, N. Isezaki, and T. Nagao, MT impedance estimation with using the Wavelet transform for the study of geoelectrical structure changes, Extended Abstracts of 2005 International Workshop on Seismo Electromagnetics, pp. 109-112, 15-17 March, 2005, Chofu, Tokyo.

Tani, H., M. Harada, K. Hattori, I. Takahashi, C. Yoshino, N. Isezaki, and T. Nagao, ULF electromagnetic transfer function analysis; monitoring for crustal activity and estimation of underground structure Extended Abstracts of 2005 International Workshop on Seismo Electromagnetics, pp. 113-116, 15-17 March, 2005, Chofu, Tokyo.

Takahashi, I., K. Hattori, M. Harada, N. Isezaki, and T. Nagao, ULF electromagnetic environment at southern Boso Peninsula; DOA and waveform investigation of signals, Extended Abstracts of 2005 International Workshop on Seismo Electromagnetics, pp. 246-249, 15-17 March, 2005, Chofu, Tokyo.

Hattori, K., M. Kamogawa, I. Takahashi, C. Yoshino, J. Liu, C. Shieh, H. Shue, W. Juang, N. Isezaki, T. Nagao, and S. Uyeda, Seismo-electromagnetic observation in Taiwan, Extended Abstracts of 2005 International Workshop on Seismo Electromagnetics, pp. 324-327, 15-17 March, 2005, Chofu, Tokyo.

Hattori, K., H. Tani, M. Harada, I. Takahashi, C. Yoshino, N. Isezaki, T. Nagao, ULF Electromagnetic Transfer Function Analysis Using the Wavelet for Monitoring of Crustal Activity. 2nd General Assembly, Vienna, Abstracts (CDROM), Austria, 24 - 29 April 2005

Hattori, K., M. Harada, I. Takahashi, C. Yoshino, and N. Isezaki, Reduction of ULF external source origin signals (periods $T < 1,000$ s) using of interstation transfer function method, 28th General Assembly of Int'l Union of Radio Science, Abstracts, New Delhi, India, October 23-29, 2005.

著者略歴

高橋一郎（たかはし いちろう）

1970年7月14日

東京都生まれ

学歴

昭和 61 年 4 月	私立本郷学園高等学校	入学
平成元年 3 月	同	卒業
平成 3 年 4 月	東海大学海洋学部海洋資源学科	入学
平成 7 年 3 月	同	卒業
平成 7 年 4 月	東海大学大学院海洋学研究科海洋科学専攻	修士課程 入学
平成 9 年 3 月	同	修了
平成 14 年 4 月	千葉大学大学院自然科学研究科人間・地球環境科学専攻	博士後期課程 入学
平成 18 年 4 月	同	修了見込

職歴

平成 9 年 4 月	理化学研究所地震国際フロンティア研究プログラム	就職
平成 14 年 3 月	同	退職

以上