

2.4 鬼界カルデラ噴出物の岩石学的検討

【実施内容】

鬼界カルデラ噴出物については、平成 25-27 年度に、鬼界アカホヤ噴火（7.3 千年前）によって噴出した降下軽石及び火砕流堆積物に含まれる軽石について岩石学的解析を行い、同噴火マグマの化学的特徴と温度・圧力条件を検討した。平成 28 年度は、引き続き、同噴火マグマ溜まりの化学的特徴と温度・圧力条件を明らかにするため、噴火後期に噴出した火砕流堆積物の中部および上部ユニットに含まれるスコリアについて、蛍光 X 線分析装置 (XRF) による全岩化学分析、電子線マイクロアナライザー (EPMA) による鉱物・石基・メルト包有物の微小領域化学分析、二次イオン質量分析計 (SIMS) によるメルト包有物の H_2O および CO_2 濃度測定を行った。その結果、火砕流中部および上部ユニットに含まれるスコリアは安山岩組成を持つことが明らかになった。また、同スコリアに含まれる輝石の化学組成に地質温度計を適用し、マグマ温度 1048°C が得られた。この温度は軽石の分析から得られた流紋岩マグマ温度 ($940\sim 1009^\circ\text{C}$) よりもわずかに高い。これらの結果は噴火直前のマグマ溜まり内に流紋岩よりも未分化な高温マグマが存在していたことを示す。さらに、スコリアに含まれるデイサイト組成のメルト包有物の H_2O および CO_2 濃度と各揮発性成分のデイサイトメルトへの溶解度の圧力依存性を元にマグマのガス飽和圧力を見積もり、安山岩マグマは $80\sim 180\text{ MPa}$ の圧力下にあったと推定された。この圧力は、地殻密度を 2500 kg/m^3 と仮定すると、深さ $3\sim 7\text{ km}$ に相当する。また、これらの圧力・深さは、同噴火で噴出した軽石に含まれる流紋岩メルト包有物の分析から得られた値（圧力 $100\sim 280\text{ MPa}$ 、深さ $4\sim 11\text{ km}$ ；平成 25-27 年度成果）と同様である。従って、鬼界アカホヤ噴火マグマ溜まりは深さ $3\sim 11\text{ km}$ の範囲にあったと考えられる。さらに、メルト包有物分析によるマグマの深度（圧力）推定の妥当性を検討するため、竹島火砕流の中部ユニットに含まれる軽石の全岩化学組成データを用いて流紋岩マグマの熱力学解析を行ない、観測されたマグマの温度・圧力・含水量・メルト量・斑晶量と比較した。その結果、マグマ温度 940°C の場合、熱力学計算結果と観測結果がおおよそ一致した。一方、マグマ温度 1009°C の場合、熱力学計算結果と観測結果が一致せず、その原因として、マグマ温度の見積りの誤差や安山岩マグマ注入による温度上昇などが考えられる。また、鬼界アカホヤ噴火に至るマグマ供給系の発達過程を検討するために、鬼界アカホヤ噴火の直前の噴火（9.5 千年前）の噴出物について EPMA による鉱物・石基の微小領域化学分析を行い、その岩石学的特徴とマグマ温度を明らかにした。

【研究成果】

(1) はじめに

鬼界カルデラは薩摩硫黄島火山の活動により形成された東西 20 km 、南北 17 km の大型カルデラで、鹿児島県薩摩半島の南約 50 km に位置する（図 2.4-1a）。カルデラ地形の大部分は海没しており、陸上部は薩摩硫黄島・竹島・昭和硫黄島と数個の岩礁のみである。薩摩硫黄島火山は約 70 万年前から活動を開始し、現在まで断続的に噴火活動を継続している（小野・他、1982）。小野・他（1982）によれば、その噴火史は大きく先カルデラ期、カルデラ形成期（60 万年～7.3 千年前）、後カルデラ期（7.3 千年前～現在）に分けられる。先カルデラ期には、玄武岩・安山岩マグマによる小成層火山形成と流紋岩・デイサイトマグマによる厚い溶岩流の噴火があった。カルデラ

形成期には大規模火砕流の流出を伴う噴火が 2 回以上と、より小規模な活動があり、このうちの 2 回の噴火でカルデラが陥没・拡大したと考えられている（小野・他，1982）．このうち、最新のカルデラ噴火が 7.3 千年前に起きた「鬼界アカホヤ噴火」で、その噴出物量は 170 km³ 以上と考えられている（町田・新井，2003）．鬼界カルデラ近傍にある鬼界アカホヤ噴火の噴出物は、最下部の「幸屋（船倉）降下軽石」とその上位の「竹島火砕流堆積物」に大別できる．また、鬼界アカホヤ噴火の直前（9.5 千年前）に「籠港降下スコリア」を放出する噴火が起きている．後カルデラ期も断続的に噴火活動を継続し、流紋岩マグマの活動によって硫黄岳が、玄武岩マグマの活動によって稲村岳が形成された．最新のマグマ噴火は 1934-35 年の流紋岩マグマによる海底噴火で、硫黄島の東海岸沖に昭和硫黄島を形成した（例えば、Kawanabe and Saito, 2002）．さらに、後カルデラ期には、噴火活動とともに活発な火山ガス放出活動が継続している．

本研究ではマグマ供給系発達過程の詳細化を行うモデル事例として、鬼界アカホヤ噴火を研究対象とする．鬼界アカホヤ噴火の噴火準備過程を解明するには、マグマ溜まりの発達史と噴火直前の温度・圧力環境を知る必要がある．鬼界アカホヤ噴火は国内で起きた最新のカルデラ噴火であるため、噴火による堆積物の風化・浸食・変質が少なく、新鮮な試料を分析試料として用いることが出来る．また、噴出物の鉱物化学分析から地質温度計を用いることでマグマ溜まりの温度を、メルト包有物分析の揮発性成分（H₂O, CO₂）の濃度測定からマグマの圧力を推定することができる．鬼界アカホヤ噴火後のマグマ溜まりについては、岩石学的解析（Saito et al., 2002）やメルト包有物分析（Saito et al., 2001）などの研究により、その化学的特徴や温度・圧力環境が明らかにされている．一方、鬼界アカホヤ噴火マグマ溜まりについては、Saito et al.(2001)で一部の火砕流堆積物についてのみ行われているだけで、系統的な解析は未だ行われていなかった．

そこで、平成 25-27 年度に本委託費研究において、鬼界アカホヤ噴火堆積物のうち、最下部の幸屋（船倉）降下軽石とその直上にある竹島火砕流堆積物に含まれる軽石の岩石学的解析とメルト包有物分析を行い、鬼界アカホヤ噴火に放出されたマグマの化学的特徴を明らかにし、マグマ溜まりの圧力条件について検討した．その結果、マグマは噴火直前に 100~280 MPa の圧力下にあったことが明らかになった．この研究の過程で、鬼界アカホヤ噴火マグマ溜まりについて、主体となる流紋岩マグマの他に、それより未分化なマグマが下部に存在していた可能性が示された．そこで、マグマ溜まり全体の化学的特徴と圧力環境を決定するため、平成 28 年度は、竹島火砕流堆積物の中部および上部ユニットに含まれるスコリアについて、XRF による全岩化学分析、EPMA による鉱物や石基の微小領域化学分析を行い、マグマの化学的特徴と温度を明らかにした．さらに、メルト包有物の揮発性成分（H₂O, CO₂, S, Cl）の濃度測定を EPMA および SIMS を用いて行い、マグマの揮発性成分濃度を明らかにした．これらの結果を元に、地下に伏在するマグマ溜まりの深さ指標となるマグマの圧力条件を検討した．また、鬼界アカホヤ噴火に至るマグマ供給系の発達過程を検討するために、鬼界アカホヤ噴火の直前の噴火（9.5 千年前）の安山岩噴出物について EPMA による鉱物・石基の微小領域化学分析を行い、同噴火マグマの岩石学的特徴と温度条件を明らかにした．

（2）竹島火砕流中部および上部ユニットスコリアの岩石学的解析

鬼界アカホヤ噴火で噴出した竹島火砕流堆積物は非溶結の堆積物（小野・他，1982）で、地

質調査の結果、上部・中部・下部の3つのユニットに分かれることが判明している（図 2.4-1b）。中部および上部ユニットには白～灰白色の軽石の他に、暗灰色～黒色でやや重いスコリア（大きさ最大 50 cm）が存在する（図 2.4-1d～f）。本研究では、竹島火砕流堆積物の中部ユニットから採取したスコリア（以下、「竹島火砕流中部ユニットスコリア」と呼ぶ）8 個と竹島火砕流堆積物の上部ユニットから採取したスコリア（以下、「竹島火砕流上部ユニットスコリア」と呼ぶ）5 個を化学分析に供した。各スコリアについてそれぞれ一部を粉末試料とし、白金ルツボ内で加熱溶解・ガラス化し、産総研・地質調査総合センター共同利用実験室の蛍光 X 線分析装置（XRF, PANalytical Axios）で主成分元素組成を測定した（表 2.4-1）。XRF のための前処理と測定条件は、Togashi (1989) を参考にし、測定誤差は Saito et al. (2002) にまとめられている。また、竹島火砕流中部ユニットスコリア 1 個と竹島火砕流上部ユニットスコリア 2 個についてマウント試料を作成し、産総研・地質調査総合センター共同利用実験室の電子線マイクロアナライザー（EPMA, 日本電子（株）製 JXA-8900R）を用いて斑晶および石基ガラスの微小領域化学分析を実施した。斑晶分析時の EPMA 測定条件は、加速電圧 15 keV, ビーム電流値 12 nA, 電子ビーム径 2 μm を用いた。また、石基ガラス分析時の EPMA 測定条件は、加速電圧 15 keV, ビーム電流値 12 nA, 電子ビーム径 5 μm を用いた。EPMA による鉱物およびガラスの測定誤差は Saito et al. (2002) に記載されている。

本研究で分析した竹島火砕流中部および上部ユニットスコリアの主成分元素組成は全て安山岩で、 SiO_2 濃度 58～61 wt%（ $\text{SiO}_2\sim\text{P}_2\text{O}_5$ の主要 10 元素で規格化した値、以後、主成分元素濃度は全て規格化した値）の範囲に入る（表 2.4-1, 図 2.4-2）。これらの組成は、平成 25-27 年度に測定した幸屋（船倉）降下軽石および竹島火砕流軽石（上・中・下部ユニット）の全岩化学組成と大きく異なる（図 2.4-2）。また、この安山岩は籠港降下スコリア（9.5 千年前；平成 27 年度成果）よりもわずかに分化した組成を持つ。竹島火砕流中部および上部ユニットスコリアの内部は斑晶、石基、気泡より構成され、斑晶としては、斜長石、単斜輝石、斜方輝石が存在する。最も存在量が多い斜長石斑晶について、中心部（コア）と縁辺部（リム）の化学組成を測定した。斜長石斑晶 8 個のコア組成（An 濃度）は An68～85, リム組成は An60～84 であり、幸屋（船倉）降下軽石や竹島火砕流中・下部ユニット軽石の斜長石に比べて高い An 濃度を持つ（図 2.4-3）。一方、竹島火砕流上部ユニット軽石内の斜長石斑晶 11 個のうち、4 個は An 濃度の高いコア組成（An71～83）を持ち（図 2.4-3）、それらはスコリア内の斜長石が示す An 濃度と同様である。また、竹島火砕流中部および上部ユニットスコリアの石基ガラスの SiO_2 濃度は、それぞれ 65.8 ± 0.9 wt%, 66.1 ± 1.3 wt%（表 2.4-2；図 2.4-4）で、デイサイト組成である。これらは、幸屋（船倉）降下軽石および竹島火砕流中・下部ユニット軽石の石基ガラスとは大きく異なる（図 2.4-4）。一方、竹島火砕流上部ユニット軽石の石基ガラスは、上記スコリアと幸屋（船倉）降下軽石および竹島火砕流中・下部ユニット軽石の石基ガラスの中間的な組成を持っている（図 2.4-4）。

このように、竹島火砕流中部および上部ユニットスコリアは、幸屋（船倉）降下軽石や竹島火砕流軽石と異なる岩石学的特徴（全岩化学組成、鉱物および石基ガラスの主成分元素組成）を持っている。この結果は、鬼界アカホヤ噴火の後期に噴出したマグマには、流紋岩以外に、それより未分化なマグマ（安山岩マグマ）が含まれていたことを示す。一方、竹島火砕流上部ユニット軽石にスコリアと同様な An 濃度を持つ斜長石が含まれていること、竹島火砕流上部ユニット軽

石の石基ガラスがスコリアと幸屋（船倉）降下軽石および竹島火砕流中・下部ユニット軽石の中間的な組成を持つことは、流紋岩マグマと安山岩マグマがわずかに混合していることを示す。従って、鬼界アカホヤ噴火直前のマグマ溜まりでは、流紋岩マグマと安山岩マグマが接触して混在していたと考えられる。

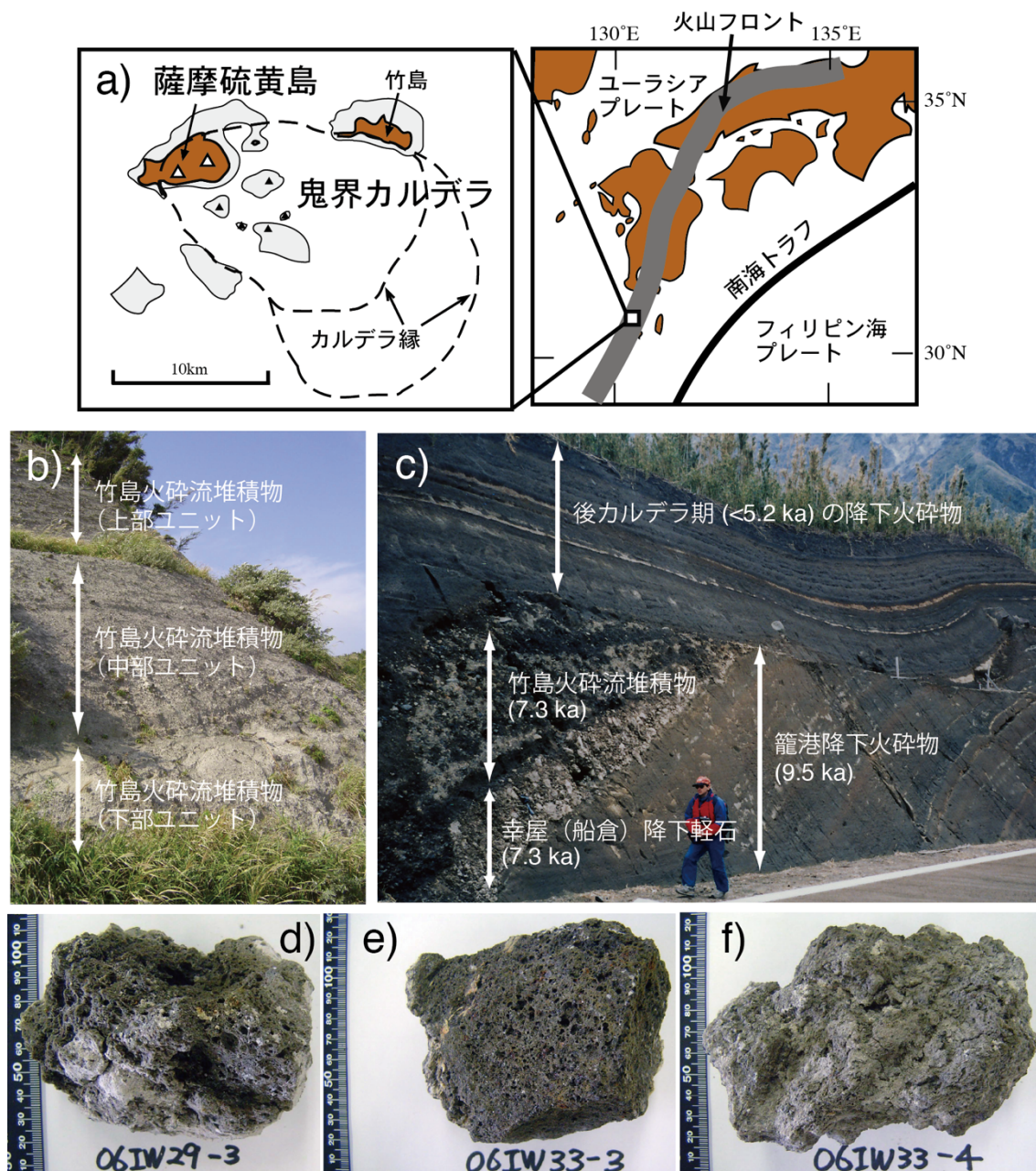


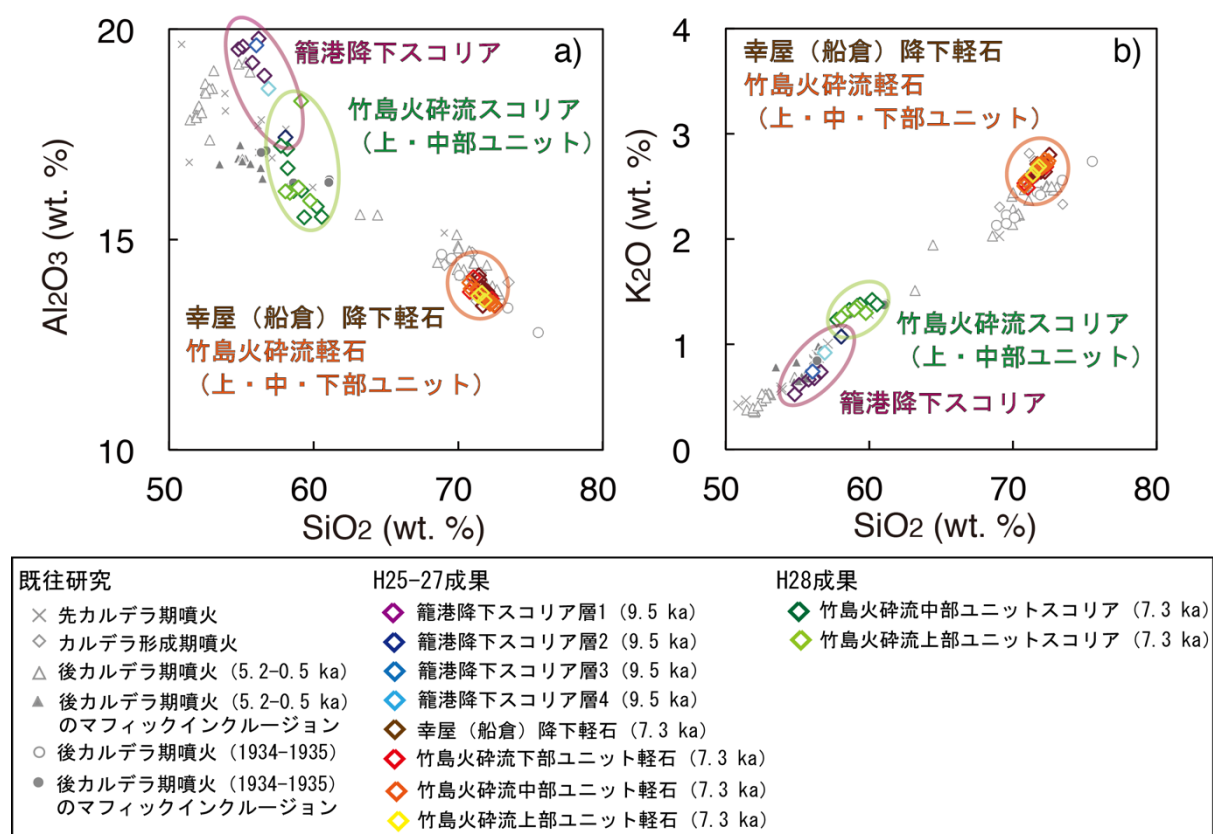
図 2.4-1 a) 鬼界カルデラおよび薩摩硫黄島火山の位置. b) 竹島火砕流堆積物 (7.3 ka) の露頭 (地名 : 竹島・エーメ立神). 露頭は約 10 m の高さ. c) 籠港降下火砕物 (9.5 ka) の露頭 (地名 : 硫黄島・平家城). 上位に幸屋 (船倉) 降下軽石層 (7.3 ka), 竹島火砕流堆積物層 (7.3 ka) および後カルデラ期降下火砕物層 (<5.2 ka) がある. d) 竹島火砕流堆積物 (中部ユニット) に含まれていた暗灰色スコリア (試料番号 06IW29-3). e) 竹島火砕流堆積物 (上部ユニット) に含まれていた黒色スコリア (試料番号 06IW33-3). f) 竹島火砕流堆積物 (上部ユニット) に含まれていた暗灰色スコリア (試料番号 06IW33-4).

表 2.4-1 竹島火砕流中部および上部ユニットスコリアの全岩主成分化学組成. 採取地は全て竹島・エーメ立神 (図 2.4-1 参照).

	竹島火砕流中部ユニットスコリア							
試料番号	94IW45-a	94IW45-b-1	94IW45-b-2	06IW29-3	06IW29-4	06IW29-5	06IW31-4	06IW31-5
SiO ₂	56.85	57.03	56.46	58.30	58.47	59.80	58.30	59.90
TiO ₂	0.96	0.95	0.97	0.91	0.95	0.71	0.89	0.70
Al ₂ O ₃	16.76	16.36	16.84	16.07	15.97	15.67	15.25	15.37
FeO*	8.43	8.51	8.63	8.39	8.32	6.93	8.42	6.89
MnO	0.13	0.15	0.14	0.14	0.15	0.14	0.14	0.15
MgO	2.76	2.95	2.86	3.09	2.70	3.78	3.40	3.90
CaO	7.18	7.31	7.39	7.73	7.02	7.40	7.24	7.42
Na ₂ O	3.14	3.17	3.01	3.25	3.44	3.36	3.04	3.09
K ₂ O	1.24	1.25	1.20	1.32	1.35	1.41	1.35	1.36
P ₂ O ₅	0.31	0.29	0.26	0.28	0.44	0.12	0.19	0.13
Total	97.76	97.96	97.76	99.48	98.81	99.32	98.22	98.91

	竹島火砕流上部ユニットスコリア				
試料番号	94IW46	06IW33-3	06IW33-4	06IW42-2	06IW42-4
SiO ₂	56.81	58.15	57.40	58.57	59.48
TiO ₂	1.05	0.93	0.92	0.88	0.73
Al ₂ O ₃	17.56	16.05	15.96	16.13	15.85
FeO*	7.78	8.59	8.70	8.14	7.14
MnO	0.14	0.15	0.14	0.14	0.15
MgO	2.13	3.25	3.33	3.09	3.84
CaO	5.87	7.82	7.85	7.61	7.77
Na ₂ O	3.08	3.21	3.12	3.24	3.15
K ₂ O	1.30	1.29	1.24	1.32	1.29
P ₂ O ₅	0.32	0.23	0.22	0.23	0.13
Total	96.06	99.67	98.88	99.35	99.53

FeO* = total FeO



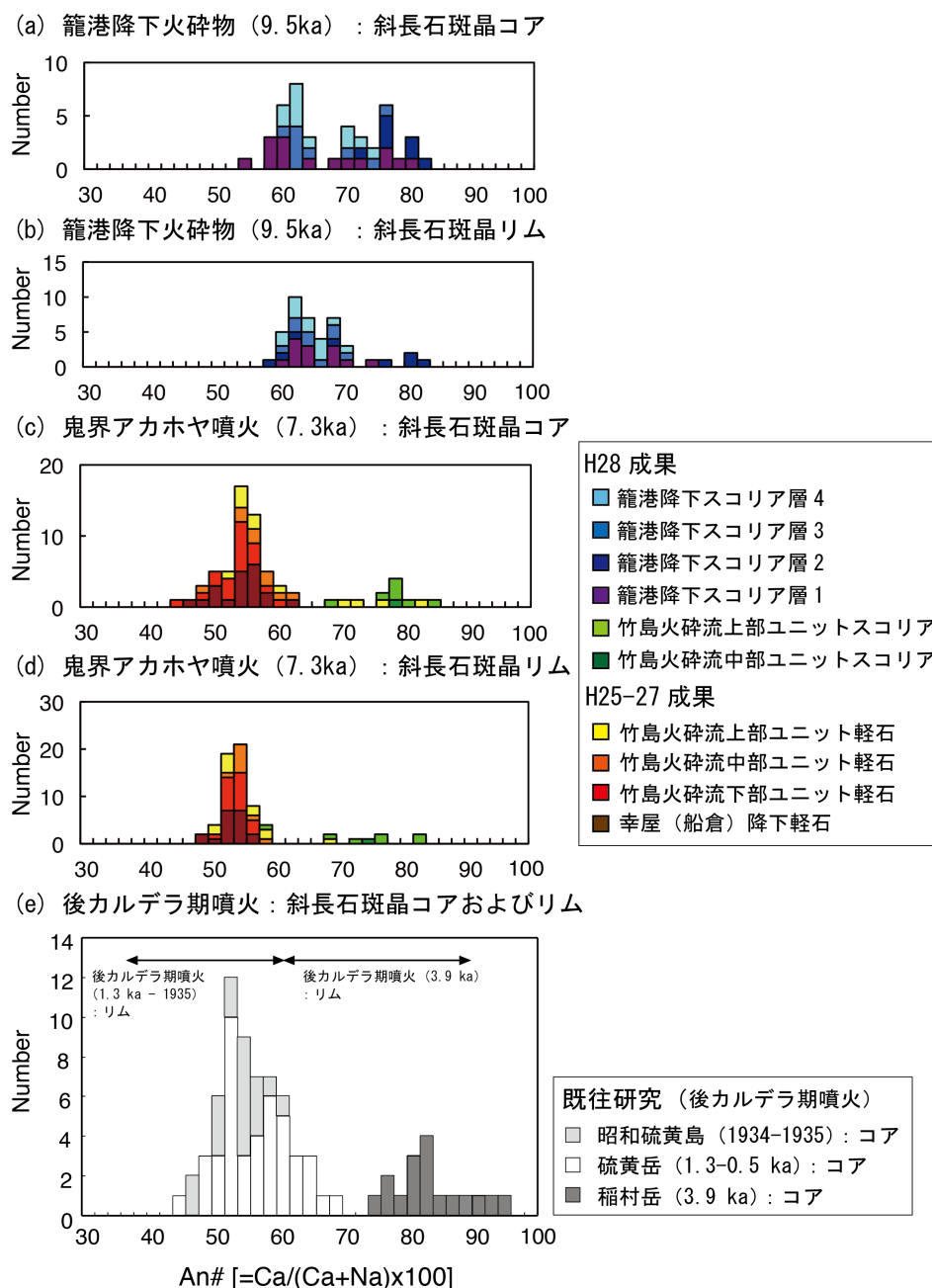


図 2.4-3 籠港降下スコリア (9.5 ka) の斜長石斑晶の (a) コアの化学組成と (b) リムの化学組成 (An 濃度), 竹島火砕流中部および上部ユニットスコリアの斜長石斑晶の (c) コアの化学組成と (d) リムの化学組成 (An 濃度). 平成 25-27 年度本研究成果である幸屋 (船倉) 降下軽石および竹島火砕流軽石の斜長石斑晶の化学組成も示す. (c) 既往研究 (Saito et al., 2002) による後カルデラ期噴火噴出物の斜長石斑晶の化学組成.

表 2.4-2 竹島火砕流中部および上部ユニットスコリアの石基ガラス化学組成.

	竹島火砕流中部ユニットスコリア ^a		竹島火砕流上部ユニットスコリア ^b	
	平均 (n=9)	標準偏差	平均 (n=14)	標準偏差
SiO ₂	64.26	2.24	64.66	1.61
TiO ₂	0.88	0.10	0.85	0.04
Al ₂ O ₃	13.54	0.36	13.80	0.53
FeO*	6.07	0.56	6.24	0.41
MnO	0.13	0.03	0.14	0.03
MgO	1.67	0.16	1.73	0.13
CaO	4.80	0.32	4.86	0.34
Na ₂ O	3.50	0.50	3.36	0.60
K ₂ O	1.99	0.12	2.01	0.12
P ₂ O ₅	0.12	0.07	0.09	0.07
Total	97.11	1.83	97.91	1.41

FeO* = total FeO

^a竹島火砕流中部ユニットスコリア2個 (94IW45a, 06IW29-3) の9点の分析の平均および標準偏差.

^b竹島火砕流上部ユニットスコリア3個 (94IW46, 06IW33-4, 06IW42-2) の14点の分析の平均および標準偏差.

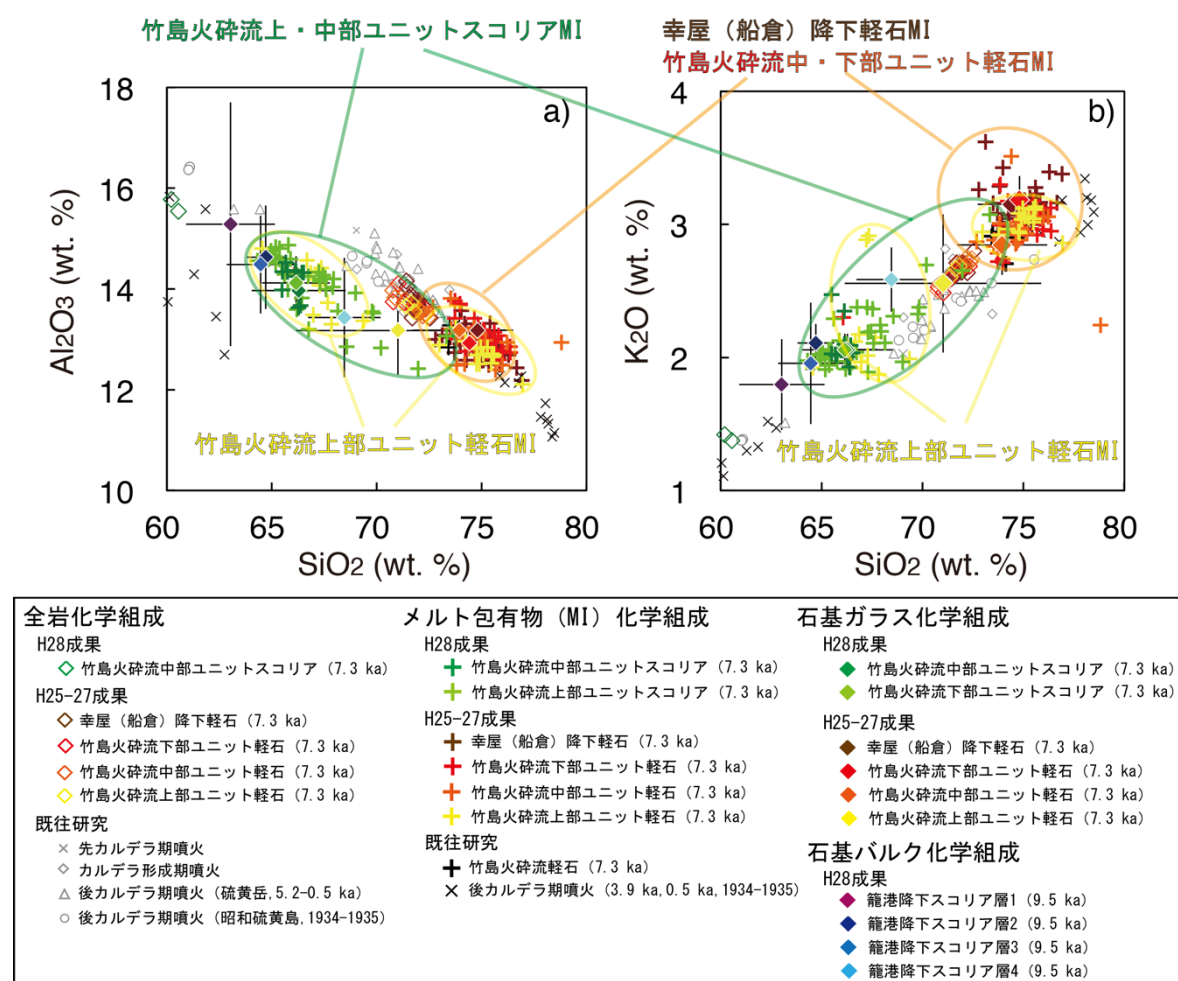


図 2.4-4 竹島火砕流中部および上部ユニットスコリアのメルト包有物および石基ガラスの主成分化学組成. 各濃度は, SiO₂~P₂O₅の主要 10 元素で規格化した値を用いた. 平成 25-27 年度本研究成果である幸屋（船倉）降下軽石および竹島火砕流軽石の結果, および, 既往研究による結果も示す.

(3) 竹島火砕流中部および上部ユニットスコリアのメルト包有物分析

竹島火砕流中部ユニットスコリア（試料番号 06IW29-3；図 2.4-1d, 表 2.4-1）の斜長石，単斜輝石および斜方輝石内のメルト包有物（大きさ 0.03～0.2 mm；図 2.4-5a）11 個，竹島火砕流上部ユニットスコリア（試料番号 06IW33-4, 06IW42-2；図 2.4-1f, 表 2.4-1）の斜長石，単斜輝石および斜方輝石内のメルト包有物（大きさ 0.02～0.2 mm；図 2.4-5b）37 個について，EPMA を用いて主成分化学組成と S, Cl 濃度を測定した．さらに，EPMA 分析済みのメルト包有物のうち，竹島火砕流中部ユニットスコリアのメルト包有物 7 個（表 2.4-3）と竹島火砕流上部ユニットスコリアのメルト包有物 14 個（表 2.4-4）について H₂O および CO₂ 濃度を産総研・地質調査総合センターの二次イオン質量分析計（SIMS）で測定した．EPMA 測定条件および誤差は，2.4.2 の石基ガラス測定と同じである．SIMS は Cameca 製 IMS-1270 を用い，Cs⁺の 1 次イオンビーム 1 nA を金蒸着したメルト包有物に照射し，放出された ¹H⁺, ¹²C⁺, ³⁰Si⁺の二次イオン数を測定し，標準ガラス試料で作成した SIMS 検量線で濃度を算出した．SIMS 詳細な分析手順と測定誤差は Saito et al. (2010)にまとめられている．

竹島火砕流中部ユニットスコリアのメルト包有物は，SiO₂ 濃度 66～67 wt%を持ち，同スコリアの石基ガラスの SiO₂ 濃度 (66.29±2.24 wt%，表 2.4-2) とほぼ一致している（図 2.4-4）．また，他の主成分元素についてもメルト包有物と石基ガラスの濃度は同様である．この一致はメルト包有物が母斑晶に捕獲された時期が安山岩マグマの急冷固化の直前であることを示す．また，竹島火砕流中部ユニットスコリアのメルト包有物は幸屋（船倉）降下軽石や竹島火砕流中・下部ユニット軽石のメルト包有物に比べて低い SiO₂ および K₂O 濃度，高い Al₂O₃ 濃度を持つ（図 2.4-4）．一方，竹島火砕流上部ユニットスコリアのメルト包有物の SiO₂ 濃度は 64 wt%から 73 wt%まで変動している．このうち，29 個は SiO₂ 濃度 64-68 wt%を持ち，その化学組成は同スコリアの石基ガラス（SiO₂ 濃度=66.16±1.61 wt%，表 2.4-2）と同様である．しかし，他の 8 個は SiO₂ 濃度 68～73 wt%を持ち，竹島火砕流上部ユニット軽石の石基ガラスに近い化学組成を持つ（図 2.4-4）．竹島火砕流上部ユニット軽石にも，SiO₂ 濃度 65～69 wt%を持つ，竹島火砕流上部ユニットスコリアのメルト包有物・石基ガラスと同様の化学組成を持つメルト包有物が存在する（平成 27 年度本研究成果）．これらの事実は，軽石を形成した流紋岩マグマとスコリアを形成した安山岩マグマが，マグマ溜まり内で接触し，混合していることを示しており，2.4 (2)での結論に調和的である．マグマの噴出がマグマ溜まりの上部から順に行われたと仮定した場合，竹島火砕流中部・上部ユニットはマグマ溜まり下部のマグマで形成されたと考えられる．従って，流紋岩マグマ溜まり下部に安山岩マグマが存在した可能性が高い．

竹島火砕流中部ユニットスコリアメルト包有物の H₂O 濃度は 2.2～4.8 wt%，CO₂ 濃度は 0.018～0.048 wt%，S 濃度は 0.079～0.104 wt%，Cl 濃度は 0.082～0.099 wt%であり，H₂O および CO₂ 濃度が大きく変動している（表 2.4-3；図 2.4-6）．幸屋（船倉）降下軽石および竹島火砕流中・下部ユニット軽石のメルト包有物（平成 25-27 年度本研究成果）と比べると，H₂O および CO₂ 濃度は同程度であるが，S 濃度は高く，Cl 濃度は低い．竹島火砕流上部ユニットスコリアメルト包有物の揮発性成分濃度は，H₂O 濃度 2.2～3.3 wt%，CO₂ 濃度 0.014～0.058 wt%，S 濃度 0.031～0.119 wt%，Cl 濃度 0.070～0.118wt%で（表 2.4-4；図 2.4-6），CO₂ および S 濃度が大きく変動し，Cl 濃度もわずかに変動している．このうち，S 濃度の変動は K₂O 濃度と関連

しており、S 濃度が低くなると K_2O 濃度がわずかに高くなる傾向がある (図 2.4-6)。低 S 濃度のメルト包有物の主成分元素組成が竹島火砕流中・下部ユニット軽石メルト包有物と同様であることから、S 濃度の変動は流紋岩マグマと安山岩マグマの混合で起きた可能性がある。竹島火砕流上部ユニットスコリアメルト包有物の Cl 濃度の変動もこの混合で説明可能である。一方、 CO_2 濃度の大きな変動は主成分元素濃度と無関係である (図 2.4-6)。

揮発性成分のうち、 H_2O と CO_2 の濃度の変化の原因としては、主に、(1)ガス不飽和状態でのマグマの結晶分化、(2)ガス飽和状態でのマグマの結晶分化、(3)圧力低下によるマグマの脱ガス、(4)ガス飽和状態でのマグマへの CO_2 ガスの付加、という 4 つの分化プロセスが考えられる (Saito et al., 2001; 図 2.4-7b)。このうち、(1)と(2)のプロセスでは H_2O と CO_2 の濃度が変化するとともに主成分元素濃度も変化する。竹島火砕流中部および上部ユニットスコリアのメルト包有物について、 H_2O 濃度と K_2O 濃度、または、 CO_2 濃度と K_2O 濃度に相関は見られず (図 2.4-6)、 H_2O と CO_2 の濃度の変化の原因として、(1)と (2) の可能性は低い。(3)圧力低下によるマグマの脱ガスが起きた場合、 H_2O と CO_2 の濃度の分布は、図 2.4-7b の(III)で示すように、脱ガスの初期に CO_2 濃度が大きく低下し、その後、 H_2O 濃度が減少するというトレンドが現れる。(4)ガス飽和状態でのマグマへの CO_2 ガスの付加が起きた場合は、 H_2O と CO_2 の濃度の分布は等圧線上に位置する (図 2.4-7b の(IV))。竹島火砕流中部および上部ユニットスコリアのメルト包有物は、1 個を除き、 H_2O 濃度 2.2~3.7 wt% の比較的狭い範囲に収まる一方、 CO_2 濃度は 0.014~0.058 wt% と大きく変動している。この濃度分布は、(3)のプロセスの脱ガス初期の H_2O と CO_2 の濃度変動に近い。この場合、169 MPa から 83 MPa の圧力低下による脱ガスが予想される。ただし、(4)のプロセスが働いている可能性もあり、この場合は、83~177 MPa の等圧線上に位置していることから、83~177 MPa の圧力条件にあるガス飽和状態のマグマへ CO_2 を主体としたガスが付加していたことになる。いずれにしろ、マグマ溜まり内で(3)または(4)のプロセスが H_2O と CO_2 のガス共存下で働いている可能性が高く、その圧力は 80~180 MPa 程度と見積もられる。どちらのプロセスが働いていたかを知るためには、さらに上・中部ユニットスコリアのメルト包有物を追加分析し、高 H_2O 濃度 (~5 wt%) および低 CO_2 濃度の安山岩マグマの有無について確認する必要がある。

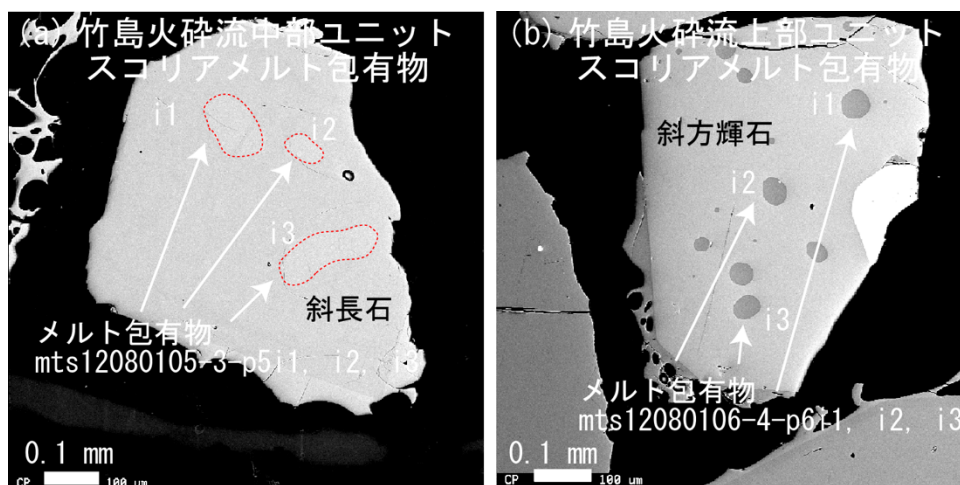


図 2.4-5 (a) 竹島火砕流中部ユニットスコリアの斜長石内メルト包有物, (b)竹島火砕流上部ユニットスコリアの斜方輝石内メルト包有物, の反射電子像。

表 2.4-3 竹島火砕流中部ユニットスコリアのメルト包有物の化学組成と H₂O および CO₂ 濃度から見積もられたガス飽和圧力

試料番号	06IW29-3	06IW29-3	06IW29-3	06IW29-3	06IW29-3	06IW29-3	06IW29-3
メルト包有物番号	mts12080105-3-p5i1	mts12080105-3-p5i2	mts12080105-3-p5i3	mts12080105-3-p6i1	mts12080105-3-p7i1	mts12080105-3-pli1	mts12080105-3-p8i1
ホスト鉱物組成	斜長石	斜長石	斜長石	単斜輝石	単斜輝石	斜方輝石	斜方輝石
	An76	An79	An79	Wo40En43Fs16Mg#73	Wo41En43Fs17Mg#72	Wo3En67Fs29Mg#70	Wo4En67Fs30Mg#69
SiO ₂	62.18	62.31	61.56	62.50	63.43	62.01	62.12
TiO ₂	0.93	0.91	0.90	0.83	0.95	0.72	0.83
Al ₂ O ₃	13.49	13.59	13.48	13.58	13.04	13.35	13.73
FeO*	6.34	6.14	6.12	5.84	6.28	6.19	6.09
MnO	0.11	0.13	0.13	0.13	0.19	0.15	0.09
MgO	1.77	1.74	1.77	1.65	1.47	1.53	1.69
CaO	4.71	4.71	4.74	4.63	4.27	4.29	4.61
Na ₂ O	2.51	3.32	3.37	3.31	4.01	3.15	3.43
K ₂ O	1.97	1.91	1.91	1.94	1.92	2.20	1.91
P ₂ O ₅	0	0	0	0.13	0.15	0.17	0.06
S	0.099	0.099	0.104	0.090	0.082	0.085	0.079
Cl	0.099	0.087	0.091	0.082	0.084	0.096	0.085
H ₂ O	3.4	2.3	2.5	3.7	2.2	3.1	4.8
CO ₂	0.048	0.039	0.025	0.025	0.039	0.018	0.023
Total	97.68	97.30	96.70	98.39	98.13	97.01	99.54
ガス飽和圧力 (MPa)	162	118	98	134	126	101	177
FeO* = total FeO							

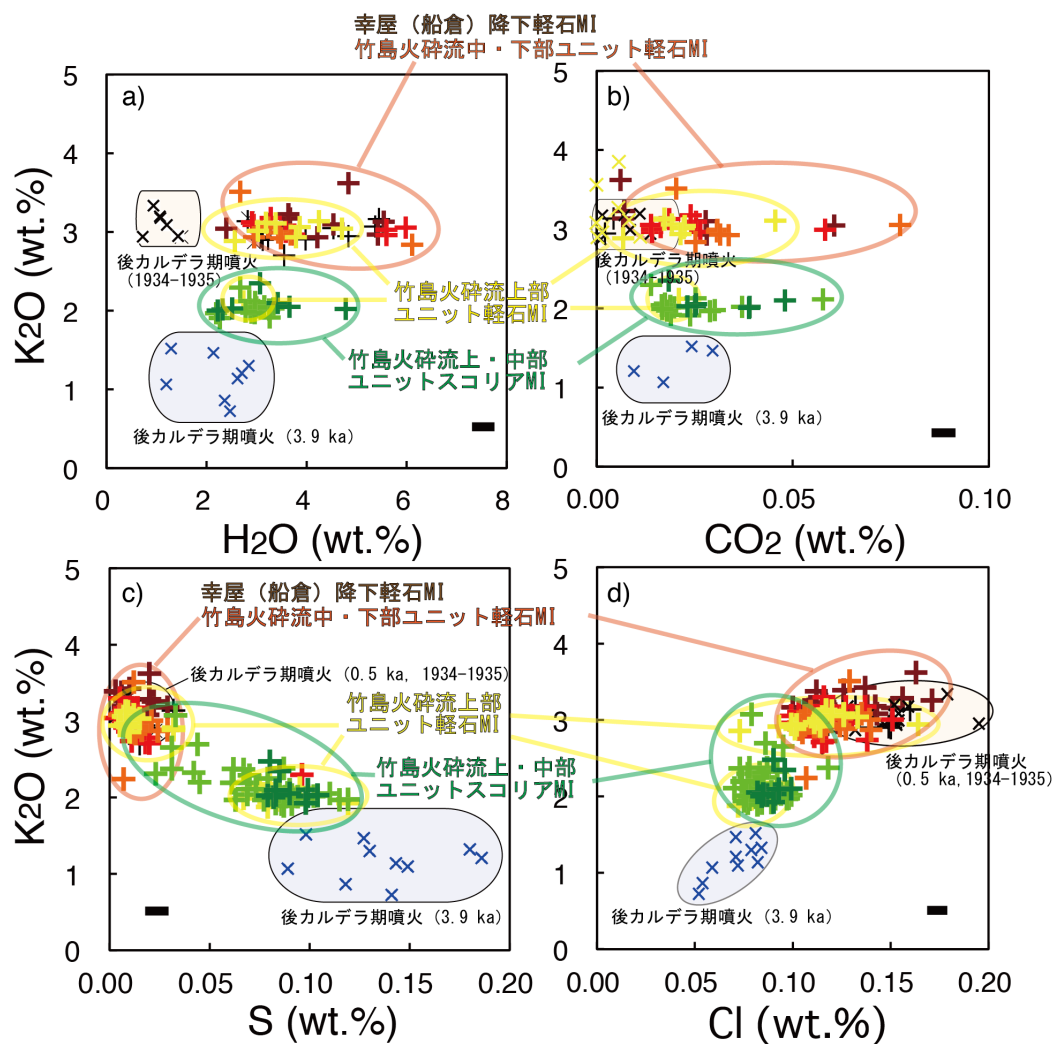
FeO* = total FeO

表 2.4-4 竹島火砕流上部ユニットスコリアのメルト包有物の化学組成と H₂O および CO₂ 濃度から見積もられたガス飽和圧力

試料番号	06IW33-4		06IW33-4		06IW33-4		06IW33-4		06IW33-4		06IW33-4	
メルト包有物番号	mts12080106-2-p5i1		mts12080106-2-p7i1		mts12080106-2-p7i2		mts12080106-2-p8i4		mts12080106-2-p6i1		mts12080106-2-p6i2	
ホスト鉱物組成	斜長石		斜長石		斜長石		斜長石		斜方輝石		斜方輝石	
	An77		An77		An76		An81		Wo3En68Fs29Mg#70		Wo3En67Fs29Mg#70	
SiO ₂	62.10		61.34		61.09		61.41		62.38		62.61	
TiO ₂	0.83		0.89		0.93		0.93		0.75		0.63	
Al ₂ O ₃	13.75		13.83		13.83		13.70		14.10		14.24	
FeO*	5.96		6.37		6.85		6.16		6.19		6.47	
MnO	0.07		0.15		0.14		0.09		0.11		0.09	
MgO	1.64		1.91		1.92		1.79		1.56		1.61	
CaO	4.54		4.80		4.95		4.84		4.75		4.94	
Na ₂ O	3.32		3.19		3.39		3.10		3.07		3.61	
K ₂ O	2.00		1.90		1.88		1.94		1.91		1.83	
P ₂ O ₅	0.05		0		0		0		0		0	
S	0.085		0.102		0.119		0.089		0.088		0.091	
Cl	0.084		0.099		0.098		0.089		0.084		0.077	
H ₂ O	2.9		2.9		2.9		3.2		3.3		2.3	
CO ₂	0.025		0.037		0.030		0.017		0.020		0.024	
Total	97.30		97.51		98.13		97.31		98.26		98.49	
ガス飽和圧力 (MPa)	107		130		120		102		108		86	

試料番号	06IW42-2		06IW42-2		06IW42-2		06IW42-2		06IW42-2		06IW42-2		06IW42-2			
メルト包有物番号	mts12080106-4-p2i2		mts12080106-4-p8i1		mts12080106-4-p3i1		mts12080106-4-pli1		mts12080106-4-p6i1		mts12080106-4-p6i2		mts12080106-4-p6i3		mts12080106-4-p9i1	
ホスト鉱物組成	斜長石		斜長石		単斜輝石		斜方輝石		斜方輝石		斜方輝石		斜方輝石		斜方輝石	
	An79		An76		Wo40En43Fs17Mg#71		Wo3En64Fs33Mg#66		Wo3En65Fs32Mg#67		Wo3En65Fs33Mg#67		Wo3En66Fs33Mg#69		Wo3En67Fs29Mg#70	
SiO ₂	62.88		62.03		62.97		66.21		63.08		65.17		62.13		61.61	
TiO ₂	0.87		0.88		0.77		0.53		0.85		0.78		0.82		0.82	
Al ₂ O ₃	13.23		13.51		13.44		13.36		12.96		12.97		13.21		13.99	
FeO*	6.15		5.41		5.90		5.30		7.04		5.89		6.67		6.43	
MnO	0.10		0.09		0.11		0.12		0.20		0.10		0.16		0.12	
MgO	1.65		1.54		1.46		1.16		1.51		1.23		1.44		1.73	
CaO	4.54		4.19		4.42		3.85		4.61		4.05		4.57		5.00	
Na ₂ O	3.41		4.73		3.33		3.54		3.11		3.38		3.46		3.24	
K ₂ O	1.92		2.17		1.92		1.89		1.82		2.02		1.86		1.89	
P ₂ O ₅	0		0		0.04		0		0.12		0.05		0.14		0.14	
S	0.091		0.070		0.069		0.063		0.086		0.069		0.077		0.098	
Cl	0.094		0.077		0.087		0.078		0.084		0.092		0.097		0.081	
H ₂ O	3.3		2.7		3.0		2.2		3.3		3.0		3.0		2.8	
CO ₂	0.019		0.014		0.017		0.029		0.019		0.058		0.018		0.017	
Total	98.30		97.37		97.53		98.32		98.75		98.84		97.62		97.82	
ガス飽和圧力 (MPa)	111		83		94		89		107		169		96		88	

FeO* = total FeO



既往研究	H25-27成果	H28成果
- 十 竹島火砕流 (7.3 ka) × 後カルデラ期噴火 (3.9 ka) × 後カルデラ期噴火 (0.5 ka, 1934-1935)	- 十 幸屋 (船倉) 降下軽石 - 十 竹島火砕流下部ユニット軽石 - 十 竹島火砕流中部ユニット軽石 - 十 竹島火砕流上部ユニット軽石	- 十 竹島火砕流中部ユニットスコリア - 十 竹島火砕流上部ユニットスコリア

図 2.4-6 竹島火砕流中部および上部ユニットスコリアメルト包有物の K_2O 濃度と揮発性成分濃度。平成 25-27 年度本研究成果である幸屋 (船倉) 降下軽石および竹島火砕流軽石メルト包有物の揮発性成分濃度、既往研究による結果も記す。

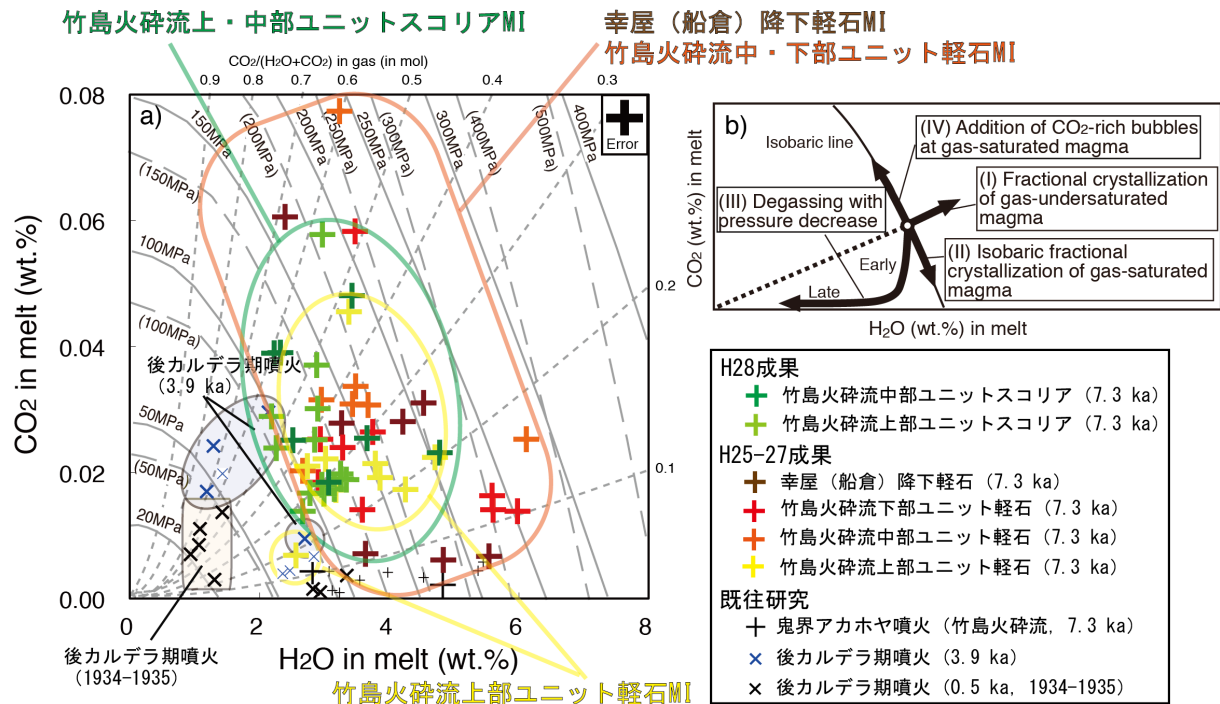


図 2.4-7 a) 竹島火砕流中部および上部ユニットスコリアメルト包有物の H₂O および CO₂ 濃度。H25-27 年度成果である幸屋（船倉）降下軽石および竹島火砕流軽石メルト包有物の結果，既往研究による結果も記す。 b) マグマプロセスに伴う H₂O および CO₂ 濃度の変化。

(4) 籠港降下火砕物（9.5 千年前）の岩石学的解析

本研究で用いた籠港降下スコリアは，平成 26 年度に硫黄島・平家城にある籠港降下火砕物層から採取した（図 2.4-1c）。本層の大部分は褐色～黒色の風化火山灰層で，その中に薄い降下スコリア層（0.1m 以下）が挟まれている。上記露頭の最下部から 5m，9m，10m，12m の高さにある 4 つのスコリア層（スコリア層 1～4）から試料を採取した。スコリアは最大 3cm，黄色～オレンジ色で風化が進んでいる。平成 27 年度に各層のスコリアについて XRF で主成分元素組成を測定し，全て安山岩組成で，SiO₂ 濃度 55～58 wt%（SiO₂～P₂O₅ の主要 10 元素で規格化した値）であることが明らかとなっている（図 2.4-2）。これらの主成分元素組成は，薩摩硫黄島火山の先カルデラ期や後カルデラ期に噴出した安山岩マグマと同様である。今年度は，さらに岩石学的特徴を把握するため，各スコリアの斑晶および石基の微小領域化学分析を実施した。

スコリア層 1 およびスコリア層 2 からは 2 cm 大のスコリア各 2 個，スコリア層 3 からは 1 個，を採取し，そのままエポキシ樹脂にマウントし研磨後，EPMA 測定に供した。また，スコリア層 4 のスコリアは小さいので，0.2～1 cm 大の粒子複数個をまとめてマウントし分析に供した。分析には産総研・地質調査総合センター共同利用実験室の電子線マイクロアナライザー（EPMA，日本電子（株）製 JXA-8900R）を用いた。斑晶分析時の EPMA 測定条件は，加速電圧 15 keV，ビーム電流値 12 nA，電子ビーム径 2 μm を用いた。また，石基分析時の EPMA 測定条件は，加速電圧 15 keV，ビーム電流値 12 nA，電子ビーム径 20 μm を用いた。EPMA による鉱物およびガラスの測定誤差は Saito et al. (2002) に記載されている。

さらに、籠港降下スコリアを形成したマグマの温度を見積もるため、本研究で新たに導入した電子線マイクロアナライザー（日本電子（株）製 JXA-8530F；図 2.4-8；産総研活断層・火山研究部門に設置済み）を用いて同試料に含まれる単斜輝石と斜方輝石の境界部分について微小領域化学分析を実施した。斑晶分析時の EPMA 測定条件は、加速電圧 15 keV、ビーム電流値 10 nA、電子ビーム径 2 μm を用いた。EPMA の分析誤差を検討するため、あらかじめ、化学組成既知の鉱物（石英、斜長石、かんらん石、単斜輝石）を分析し、推奨値および既存の EPMA（JXA-8900R）による測定結果との比較を行った（表 2.4-5；図 2.4-9）。その結果、1wt%以上の濃度では、JXA-8530F による測定値は推奨値および JXA-8900R による測定結果と良い一致を示した。また、1 wt%以下の濃度では、JXA-8530F によるかんらん石の NiO 濃度（推奨値 0.50 wt%）と斜長石の FeO 濃度（推奨値 0.46 wt%）が推奨値に比べてわずかに低めに出る傾向が見られた。ただ、JXA-8900R による測定結果とは一致している。これは各鉱物の不均質性によるものかもしれない。

籠港降下スコリアの内部は斑晶、石基、気泡より構成され、斑晶としては、斜長石、単斜輝石、斜方輝石および磁鉄鉱が存在する。石基は、微小な鉱物とガラスで構成されている。最も存在量が多い斜長石斑晶について、中心部（コア）と縁辺部（リム）の化学組成を測定した。スコリア層 1 の斜長石斑晶 6 個はコア組成（An 濃度）An61～80（リム組成は An62～70）、スコリア層 2 の斜長石斑晶 7 個はコア組成（An 濃度）An73～82（リム組成は An60～82）、スコリア層 3 の斜長石斑晶 9 個はコア組成（An 濃度）An61～77（リム組成は An62～70）、スコリア層 4 の斜長石斑晶 11 個はコア組成（An 濃度）An62～75（リム組成は An61～71）を持つ（図 2.4-3）。リム組成はコア組成に比べてわずかに狭い濃度範囲（An60～70）を示している（図 2.4-3）。各スコリア層の間で An 濃度の分布に大きな差は見られない。また、各スコリアを形成したマグマのメルトの化学組成を知るために EPMA の電子ビーム径を 20 μm に広げて各スコリアについて 40 点測定し、平均値を算出した（以後、石基バルク組成と記す；表 2.4-6）。石基バルク組成の SiO₂ 濃度は、それぞれ、スコリア層 1 が 63.0 $\pm$ 2.1 wt%，スコリア層 2 が 64.7 $\pm$ 0.9 wt%，スコリア層 3 が 64.5 $\pm$ 1.6 wt%，スコリア層 4 が 68.5 $\pm$ 1.7 wt% で（表 2.4-6；図 2.4-4）で、全てデイサイト組成である。スコリア層 4 のみ、SiO₂ 濃度が高く、分化した組成を持つ。スコリア層 4 の全岩化学組成は他の層に比べて分化した組成ではないので、この分化した石基バルク組成はマグマの結晶晶出が進んでいたためかもしれない。

籠港降下スコリアを形成した安山岩マグマの温度を知るために、上記スコリア内の単斜輝石と斜方輝石が共存している斑晶 15 組について、その接触部の化学組成を EPMA（JXA-8530F）で測定し、得られた組成に輝石温度計（Linsley, 1983）を適用した。接触部の組成から QUILF プログラムを用いてその平衡温度を計算した結果、スコリア層 1 で 1046～1052 $^{\circ}\text{C}$ （n=2）、スコリア層 2 で 1015～1063 $^{\circ}\text{C}$ （n=5）、スコリア層 3 で 1064～1086 $^{\circ}\text{C}$ （n=3）、スコリア層 4 で 1049～1078 $^{\circ}\text{C}$ （n=5）、が得られた（表 2.4-7）。これらの平均は 1057 $\pm$ 16 $^{\circ}\text{C}$ （n=15）であり、籠港降下火砕物を形成した安山岩マグマの温度は約 1060 $^{\circ}\text{C}$ と考えられる。この温度は、鬼界アカホヤ噴火の流紋岩マグマの温度（940～1009 $^{\circ}\text{C}$ ）よりも高く、同噴火のスコリア内の単斜輝石・斜方輝石の共存斑晶から得られた安山岩マグマ温度（1048 $^{\circ}\text{C}$ ）と同程度である（表 2.4-7）。



図 2.4-8 H28 年度に導入した EPMA(JXA-8530F)の外観.

表 2.4-5 本年度導入した EPMA(JXA-8530F)による化学組成既知の鉱物（石英，かんらん石，斜長石，単斜輝石）の分析結果. 既存の EPMA(JXA-8900R)による 測定結果も示す.

試料	石英				かんらん石						斜長石						普通輝石					
	推奨値		JXA8530F		推奨値		JXA8900		JXA8530F		推奨値		JXA8900		JXA8530F		推奨値		JXA8900		JXA8530F	
	15kV10nA2umAcm5	平均	標準偏差		15kV12nA2umAcm3	平均	標準偏差	15kV10nA2umAcm5	平均	標準偏差	15kV12nA2umAcm3	平均	標準偏差	15kV10nA2umAcm5	平均	標準偏差	15kV12nA2umAcm3	平均	標準偏差	15kV10nA2umAcm5	平均	標準偏差
SiO2	99.99	100.990	0.593		40.50	41.783	0.394	40.946	0.318		51.25	52.791	0.561	52.501	0.406		50.48	51.560	0.409	52.329	0.523	
TiO2		0.004	0.009			0.005	0.009	0.003	0.008		0.05	0.022	0.005	0.035	0.030		0.51	0.430	0.044	0.430	0.066	
Al2O3		0.002	0.003			0.026	0.016	0.039	0.038		30.91	29.617	0.415	29.607	0.305		8.03	7.237	0.187	7.256	0.270	
FeO		0.013	0.013		9.40	8.964	0.215	8.962	0.054		0.46	0.390	0.058	0.379	0.014		4.69	4.573	0.089	4.631	0.066	
MnO		0.008	0.009		0.20	0.119	0.011	0.128	0.039		0.01	0.008	0.014	0.005	0.007		0.12	0.104	0.003	0.109	0.024	
MgO		0.013	0.013		48.70	48.864	0.149	48.955	0.135		0.14	0.137	0.003	0.150	0.013		17.32	16.971	0.131	17.196	0.290	
CaO		0.008	0.009			0.090	0.022	0.107	0.013		13.64	13.126	0.176	13.620	0.084		17.30	16.949	0.074	17.619	0.111	
Na2O		0.002	0.005			0.023	0.015	0.004	0.007		3.45	3.644	0.082	3.529	0.114		0.84	0.794	0.061	0.826	0.053	
K2O		0.001	0.001			0.000	0.000	0.000	0.001		0.18	0.125	0.004	0.131	0.008		<0.01	0.002	0.002	0.004	0.005	
Cr2O3		0.010	0.013			0.018	0.021	0.034	0.030			0.010	0.006	0.000	0.000		0.85	0.774	0.032	0.912	0.050	
NiO			0.005	0.010	0.50	0.347	0.035	0.374	0.020			0.003	0.005	0.008	0.017			0.077	0.034	0.051	0.013	
Total	99.99	101.067	0.597		99.30	100.247	0.128	99.563	0.314		100.17	99.901	0.219	99.988	0.470		100.26	99.483	0.479	101.388	0.296	

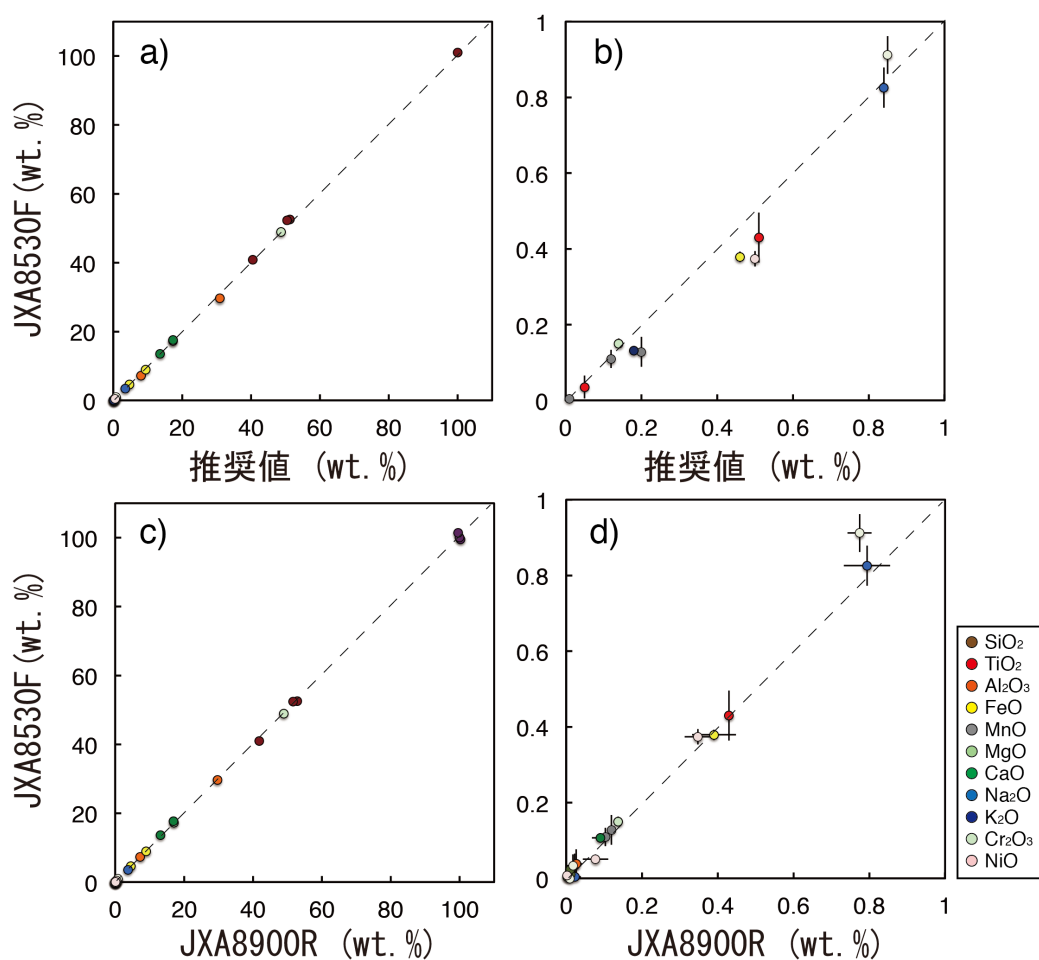


図 2.4-9 a)本年度導入した EPMA(JXA-8530F)による化学組成既知の鉱物（石英，かんらん石，斜長石，単斜輝石）の測定結果と推奨値の比較． b) a)の 1 wt.%以下の濃度部分の拡大表示． c) EPMA(JXA-8530F)による化学組成既知の鉱物（石英，かんらん石，斜長石，単斜輝石）の測定結果と EPMA(JXA-8900R)による結果の比較． d) c)の 1 wt.%以下の濃度部分の拡大表示．

表 2.4-6 籠港降下スコリアの石基バルク化学組成.

	籠港降下スコリア層1		籠港降下スコリア層2		籠港降下スコリア層3		籠港降下スコリア層4	
	平均 (n=40)	標準偏差	平均 (n=40)	標準偏差	平均 (n=40)	標準偏差	平均 (n=40)	標準偏差
SiO ₂	59.50	2.11	63.28	0.90	62.53	1.62	66.48	1.73
TiO ₂	0.75	0.13	0.82	0.06	0.79	0.05	0.85	0.06
Al ₂ O ₃	14.43	2.42	14.30	1.02	14.05	0.97	13.04	1.18
FeO*	6.32	1.33	6.33	0.38	6.41	0.50	5.33	0.56
MnO	0.11	0.05	0.11	0.03	0.11	0.03	0.10	0.02
MgO	2.52	1.77	2.04	0.16	2.32	0.68	1.21	0.25
CaO	6.07	0.99	5.45	0.56	5.62	0.65	4.04	0.80
Na ₂ O	2.84	0.40	3.21	0.18	3.09	0.26	3.35	0.16
K ₂ O	1.70	0.34	2.06	0.14	1.90	0.45	2.51	0.24
P ₂ O ₅	0.17	0.04	0.17	0.02	0.17	0.02	0.19	0.03
Total	94.47	1.04	97.88	0.58	97.09	1.20	97.21	0.73

FeO* = total FeO

表 2.4-7 籠港降下スコリアおよび竹島火砕流上部ユニットスコリア内の単斜輝石と斜方輝石の境界部分の化学組成に輝石温度計を適用して見積もられたマグマ温度．幸屋（船倉）降下軽石および竹島火砕流軽石の分析から得られたマグマ温度（平成 26 年度本研究成果および既往研究）も記す．

試料 ^a	試料番号	斑晶番号	単斜輝石化学組成	斜方輝石化学組成	温度 (°C)
籠港降下スコリア層1	sio_sg14111405	mt15110908-p5	Wo41En41Fs18Mg#69	Wo4En63Fs34Mg#65	1046 ± 11
		mt15110908-p8	Wo41En41Fs18Mg#70	Wo4En64Fs32Mg#66	1052 ± 10
籠港降下スコリア層2	sio_sg14111404	mt15110905-p1	Wo41En42Fs17Mg#71	Wo4En66Fs31Mg#68	1058 ± 9
		mt15110905-p3	Wo40En43Fs18Mg#71	Wo4En65Fs31Mg#68	1062 ± 3
		mt15110905-p4	Wo42En41Fs17Mg#71	Wo4En67Fs30Mg#69	1051 ± 20
		mt15110905-p8	Wo42En42Fs17Mg#71	Wo3En64Fs33Mg#66	1015 ± 12
		mt15110906-p4	Wo40En41Fs19Mg#69	Wo4En66Fs31Mg#68	1063 ± 32
籠港降下スコリア層3	sio_sg14111403	mt15110903-p7	Wo40En41Fs19Mg#68	Wo4En62Fs33Mg#65	1086 ± 24
		mt15110903-10	Wo41En41Fs18Mg#69	Wo4En64Fs33Mg#66	1065 ± 13
		mt15110904-p9	Wo40En41Fs19Mg#69	Wo4En65Fs31Mg#68	1064 ± 21
籠港降下スコリア層4	sio_sg14111402	mt15110901-p5	Wo40En41Fs19Mg#69	Wo4En63Fs34Mg#65	1049 ± 5
		mt15110901-p6	Wo41En41Fs19Mg#68	Wo4En64Fs32Mg#66	1058 ± 13
		mt15110901-p7	Wo42En46Fs12Mg#79	Wo3En74Fs22Mg#77	1078 ± 42
		mt15110902-p9	Wo40En41Fs19Mg#69	Wo4En63Fs33Mg#65	1051 ± 14
		mt15110902-p10	Wo41En41Fs18Mg#69	Wo4En63Fs33Mg#65	1058 ± 10
幸屋（船倉）降下軽石 ^b	06IW39-2	mts12070505-3-p2	Wo42En41Fs17Mg#70	Wo3En63Fs34Mg#65	998 ± 8
	06IW14-1	mts12070505-4-p1	Wo41En42Fs17Mg#72	Wo3En65Fs32Mg#67	1009 ± 9
竹島火砕流軽石 ^c	90IW09d				940 ± 32
	90IW09f				982 ± 21
竹島火砕流上部ユニットスコリア	06IW42-2	mts12080106-4-p4	Wo40En42Fs18Mg#70	Wo4En66Fs30Mg#69	1048 ± 33

^a 4つのスコリア層のうち、スコリア層1が最下部、スコリア層4が最上部．

^b H27成果．

^c Saito et al. (2003)．

(5) 鬼界アカホヤ噴火直前のマグマ溜まりの圧力環境

鬼界アカホヤ噴火時に噴出した安山岩マグマの圧力条件については以下のように推定した．上記で検討したように、竹島火砕流中部および上部ユニットスコリアのデイサイトメルト包有物の H₂O および CO₂ 濃度の変動は、(3)圧力低下によるマグマの脱ガス、または、(4)ガス飽和状態でのマグマへの CO₂ ガスの付加、の可能性がある．これはどちらもマグマが H₂O および CO₂ のガスに飽和している状態でのプロセスであるので、メルト包有物分析で得られたメルトの H₂O および CO₂ 濃度と各揮発性成分のメルトへの溶解度の圧力依存性からマグマのガス飽和圧力を見積もることができる．そこで、Papale et al. (2006)で提案されているデイサイトメルトへの H₂O および CO₂ 溶解度モデルを本研究で得られた竹島火砕流中部ユニットスコリアメルト包有物 7 個の H₂O および CO₂ 濃度に適用した結果、98～177 MPa という圧力値が得られた（表 2.4-3）．従って、竹島火砕流中部ユニットスコリアを形成したマグマは 100～180 MPa という圧力条件だったと考えられる．この圧力は、地殻密度を 2500 kg/m³ と仮定すると、深さ 4～7 km に相当する．また、竹島火砕流上部ユニットスコリアのデイサイトメルト包有物についても同様の計算を行い、メルト包有物 14 個の H₂O および CO₂ 濃度から 83～169 MPa という圧力値が算出され、おおよ

そ 80~170 MPa の圧力条件と推定された (表 2.4-4). この圧力は, 地殻密度を 2500 kg/m^3 と仮定すると, 深さ 3~7 km に相当する. これらの圧力は, 4 つのメルト包有物による結果 (83~94 MPa) を除き, 平成 26-27 年度に竹島火砕流軽石の流紋岩メルト包有物を用いて推定した圧力範囲 (100~280 MPa) に含まれる. 流紋岩マグマがより高い圧力を示す原因としては, 流紋岩マグマの深部の上昇過程でメルト包有物が捕獲された, 安山岩マグマ内でのメルト包有物の捕獲が流紋岩マグマ溜まりの中層に注入してから起きた, などが考えられるが, 今後の検討課題である.

本年度はさらに, メルト包有物分析によるマグマの深度 (圧力) 推定の妥当性を検討するため, 竹島火砕流軽石の全岩化学組成データを用いて流紋岩マグマの熱力学解析を行ない, 観測されたマグマの温度・圧力・含水量・メルト量・斑晶量と比較した. マグマの熱力学解析には, マグマの熱力学計算ソフトウェア MELTS (Asimow and Ghiorso, 1998; Ghiorso and Sack, 1995; Ghiorso and Gualda, 2015; Gualda et al., 2012) を用いた. 熱力学解析に用いた出発物質は, 竹島火砕流中部ユニット軽石 (試料番号 06IW31-1; 平成 27 年度本研究成果報告書の表 2.4-1 参照) である. 本研究では Rhyorite-MELTS の起動, 計算条件の読み込み, エラー処理を別途開発したスクリプト言語で制御することにより, 様々な全岩含水量, 酸素分圧, CO_2 濃度, 圧力での網羅的な計算を実行した. 具体的には, 1 つの全岩化学組成に対し, 温度は $700\sim 1400^\circ\text{C}$ の範囲 (1°C 刻み), 圧力は 1 気圧から 1000 気圧の範囲 (100 気圧刻み), 含水量は 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0, 6.0, 8.0, 10 wt %, 酸素分圧は FMQ~FMQ+4 ログユニット変化させて, 計算を行なった. 計算の詳細については, 本報告 2 章 2 節「阿蘇カルデラ噴出物の熱力学解析」を参照されたい.

鬼界アカホヤ噴火の流紋岩マグマの酸素分圧の見積りは行われていないが, 後カルデラ期流紋岩マグマの酸素分圧については鉄チタン鉱物の化学分析から FMQ+1 ログユニットという値が得られている (Saito et al., 2002). 平成 26-27 年度の本研究成果をもとに, 流紋岩マグマの H_2O 濃度 3 および 6 wt%, CO_2 濃度 0.1 wt% を仮定して上記の熱力学計算を行い, 図 2.4-10 および図 2.4-11 が得られた. H_2O 濃度 6 wt% はメルト包有物の H_2O 濃度の最大値であり, 実際のマグマの全岩含水量はこの濃度以下と考えられる. また, 本研究および既往研究 (Saito et al., 2003) の結果から, 同噴火の流紋岩マグマの温度は $940\sim 1009^\circ\text{C}$, メルト包有物の H_2O および CO_2 濃度から圧力は 100~280 MPa (1~2.8 kbar) と見積もられており, これらの観測値 (温度・圧力) と熱力学計算結果 (図 2.4-10 および図 2.4-11) を比較した. H_2O 濃度 3 wt% かつマグマ温度 940°C の場合, 熱力学計算結果は, メルト量 96~99 wt%, 斜長石斑晶量 0.3~3 wt%, 斜長石 An 濃度 35~39, メルト Al_2O_3 濃度 13.5~13.9 wt% となり, 観測値 (メルト 90 vol%, 斜長石斑晶量 7 vol%, 斜長石 An 濃度 42~62, 石基ガラス Al_2O_3 濃度 13.2 wt%) に近くなる. 一方, 同じ H_2O 濃度 (3 wt%) でもマグマ温度 1009°C と高い場合, 熱力学計算結果のメルト量は 100 wt% になり, 実際の観測値と一致しない. また, H_2O 濃度 6 wt% の場合は, マグマ温度 $940\sim 1009^\circ\text{C}$ でマグマ中のメルト量が 99~100 wt% になり, この場合も実際の観測値と一致しない.

マグマ温度 1009°C の場合, 熱力学計算では斑晶が晶出されず, 実際の観測結果と合わない. この原因の一つとして, 観測した流紋岩マグマ温度がメルト包有物捕獲時のマグマ温度よりも高く見積もられている可能性がある. 本研究から, スコリアの岩石学的解析から安山岩マグマが流紋岩マグマよりも高い温度 (1048°C) を持ち (表 2.4-7), 噴火直前に両マグマが混合していたこ

とが明らかとなった。従って、流紋岩マグマ内でのメルト包有物の捕獲が起きた後に、高温の安山岩マグマが注入し、流紋岩マグマ温度を上昇させた可能性がある。QUILF プログラムによるマグマ温度 940°C には誤差が 32°C 付随しているため、仮に流紋岩マグマ温度 908°C とした場合(観測で得られた最低の温度となる)、マグマ含水量 3 wt% の条件での圧力は、メルト含有量 90 wt% で 80~170 MPa(0.8~1.7 kbar)の解が(図 2.4-10a)、また、斜長石斑晶量 8 wt% (7 wt% 以下の解はなし) で 100~160 MPa(1~1.6 kbar)の解が得られる(図 2.4-10c)。また、メルト Al_2O_3 濃度 12.9 wt% (13 wt% 以上の解はなし) で 100~150 MPa(1~1.5 kbar)の解が得られる(図 2.4-11c)。これらの圧力はメルト包有物分析から得られた圧力(100~280 MPa)と同程度である。さらに、 H_2O 濃度 6 wt% の場合においても、メルト含有量 90 wt% で 60~70 MPa(0.6~0.7 kbar)の解が(図 2.4-10b)、斜長石斑晶量 7 wt% で 70 MPa(0.7 kbar)の解が得られる(図 2.4-10d)。また、メルト Al_2O_3 濃度 13.2 wt% の場合、70~80 MPa(0.7~0.8 kbar)の解が得られる(図 2.4-11b)。これらの圧力もメルト包有物分析から得られた圧力に近い。また、本研究で用いた QUILF プログラムの輝石温度計は 1000°C 以下の条件では実際の温度よりも高めにするという報告例もある(Blundy and Cashman, 2008)。従って、熱力学計算結果から正確に圧力を推定するために、マグマ温度を正確に見積もる必要があり、軽石内の輝石ペアの追加分析を実施するとともに、他の手法(鉄チタン温度計等)による温度の見積りを今後行う必要がある。

本研究の成果、平成 25-27 年度成果および既往研究を元に、鬼界カルデラのマグマ供給系の化学的特徴、温度・圧力条件の経時変化を図 2.4-12 にまとめた。鬼界アカホヤ噴火の約 2 千年前(9.5 千年前)の籠港降下火砕物層を形成した噴火では、 SiO_2 濃度 55-58 wt%、温度約 1060°C の安山岩マグマを噴出した。7.3 千年前の鬼界アカホヤ噴火のマグマの主体は流紋岩(SiO_2 濃度 71-72 wt%)で、その温度・圧力条件は 940~1009°C、100~280 MPa である。噴火後半には流紋岩マグマとともに安山岩マグマ(SiO_2 濃度 58~61 wt%)が噴出し、その温度・圧力条件は約 1048°C、80~180 MPa である。後カルデラ期には、少なくとも 5 回の噴火(5.2 千年前、3.9 千年前、1.1 千年前、0.5 千年前、1934-35 年)が発生している(小野・他, 1982; Kawanabe and Saito, 2002)。このうち、3.9 千年前の噴火以外は、全て鬼界アカホヤ噴火と同じ組成、同様な温度の流紋岩マグマが噴出している。一方、3.9 千年前の噴火では、鬼界アカホヤ噴火より高温($1125 \pm 27^\circ\text{C}$, Saito et al., 2002)の玄武岩マグマが噴出した。マグマの圧力条件は、3.9 千年前の玄武岩マグマが 70~120 MPa で、鬼界アカホヤ噴火の流紋岩マグマから見積もられた最小の圧力に近い。しかし、0.5 千年前および 1934-35 年噴火の流紋岩マグマの圧力条件は 70 MPa 以下と低い(Saito et al., 2001)。Saito et al.(2001)では、この低い圧力はマグマがガスに不飽和であるためと推定している(Saito et al., 2001)。

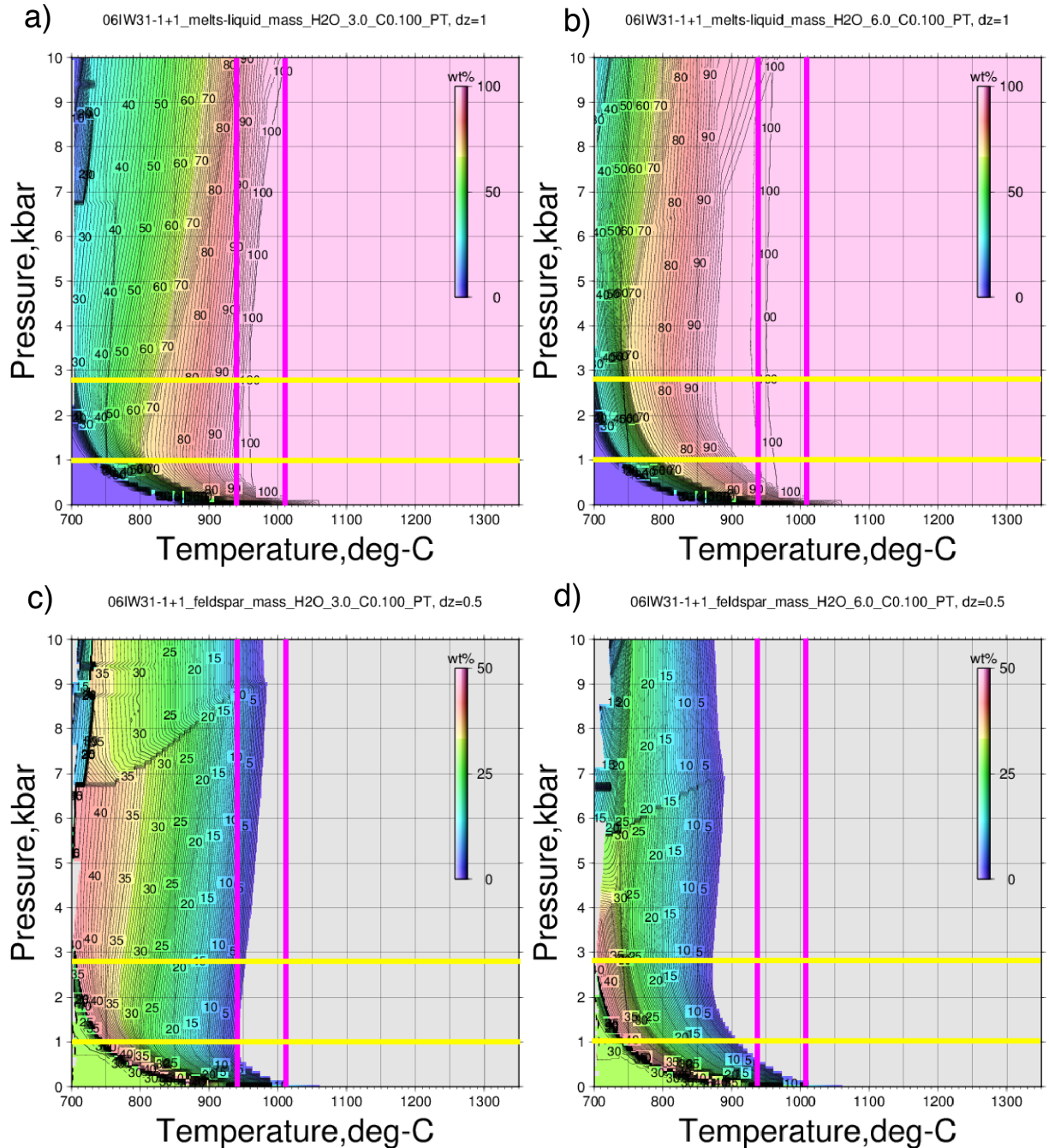


図 2.4-10 a) 鬼界アカホヤ噴火の竹島火砕流中部ユニット軽石を形成した流紋岩マグマに 3 wt.%の水を加えた際のメルト量の温度圧力依存性. b) 同マグマに 6 wt.%の水を加えた際のメルト量の温度圧力依存性. c) 同マグマに 3 wt.%の水を加えた際の斜長石斑晶量の温度圧力依存性. d) 同マグマに 6 wt.%の水を加えた際の斜長石斑晶量の温度圧力依存性. ピンク色の縦線は輝石温度計から推定されたマグマ温度 (940 および 1009°C) を示す. 黄色の横線はメルト包有物の H_2O および CO_2 濃度から推定されたマグマ圧力 (100 および 280 MPa) を示す.

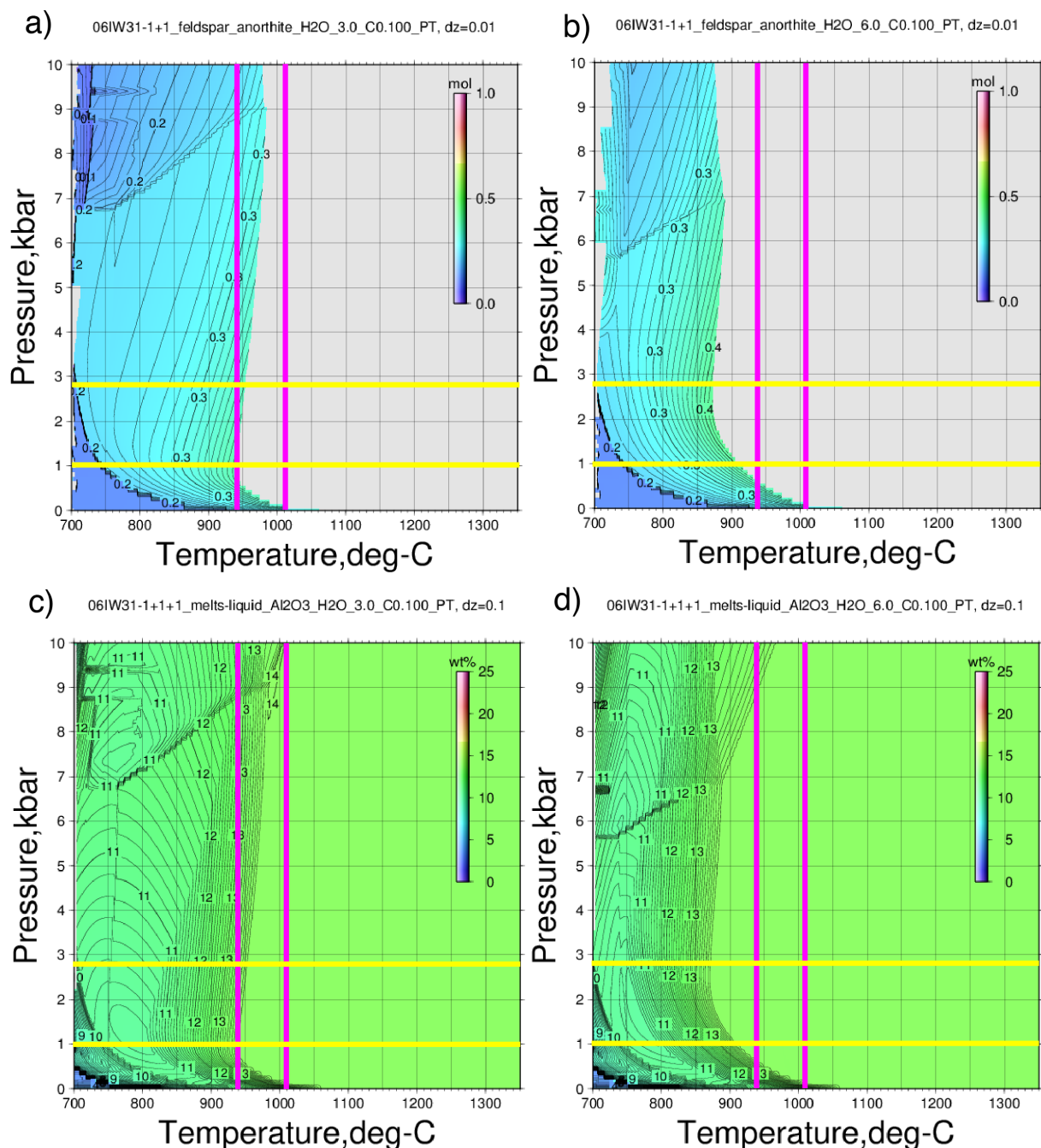


図 2.4-11 a) 鬼界アカホヤ噴火の竹島火砕流中部ユニット軽石を形成した流紋岩マグマに 3 wt.% の水を加えた際の斜長石斑晶化学組成 (An 濃度) の温度圧力依存性. b) 同マグマに 6 wt.% の水を加えた際の斜長石斑晶化学組成 (An 濃度) の温度圧力依存性. c) 同マグマに 3 wt.% の水を加えた際のメルトの Al_2O_3 濃度の温度圧力依存性. d) 同マグマに 6 wt.% の水を加えた際のメルトの Al_2O_3 濃度の温度圧力依存性. ピンク色の縦線は輝石温度計から推定されたマグマ温度 (940 および 1009°C) を示す. 黄色の横線はメルト包有物の H_2O および CO_2 濃度から推定されたマグマ圧力 (100 および 280MPa) を示す.

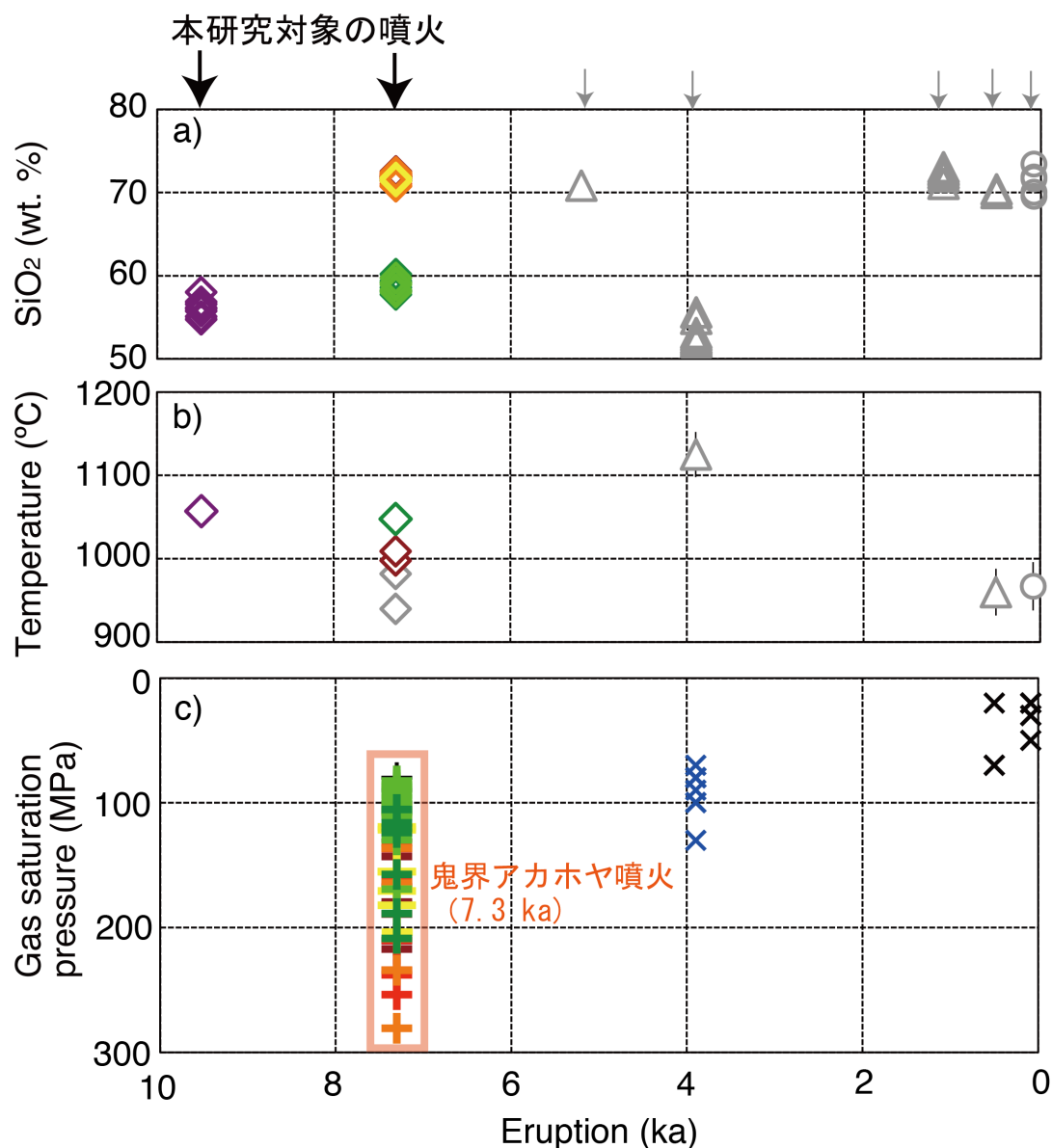


図 2.4-12 本研究によって得られた鬼界カルデラのマグマ溜まりの化学組成と温度・圧力条件. a)噴出物の全岩化学分析によるマグマの化学組成 (SiO₂濃度). 竹島火砕流中部ユニットスコリア (緑色) および上部ユニットスコリア (黄緑色) が本年度成果. b)輝石温度計によるマグマ温度. 竹島火砕流上部ユニットスコリア (黄緑色) と籠港降下スコリア (紫色) についての結果が本年度成果. 籠港降下スコリアは15個の平均値 (1057±16°C) を示している. c)メルト包有物分析によるマグマのガス飽和圧力. 竹島火砕流中部ユニットスコリア (緑色) および上部ユニットスコリア (黄緑色) が本年度成果. 平成25-27年度成果および既往研究による結果も記す.

(6) まとめと今後の課題

本研究による鬼界アカホヤ噴火（7.3 千年前）による竹島火砕流堆積物の中部および上部ユニットスコリア、および、籠港降下火砕物（9.5 千年前）の岩石学的解析およびメルト包有物分析によって、鬼界カルデラに関して以下の知見が得られた。

- ・7.3 千年前の鬼界アカホヤ噴火によって形成された竹島火砕流堆積物の中部および上部ユニットに含まれる暗灰色～黒色のスコリアは安山岩組成を持ち、幸屋（船倉）降下軽石および竹島火砕流堆積物の軽石より未分化な組成である。スコリア内の石基ガラスやメルト包有物には軽石の石基ガラスやメルト包有物と同様な化学組成を示すものがあり、軽石にはスコリアと同様な化学組成（An 濃度）を持つ斜長石が存在する。この結果は、噴火直前のマグマ溜まりには、主体となる流紋岩マグマに加えて、安山岩マグマが存在し、一部混合を開始していたことを示す。
- ・竹島火砕流堆積物の中部および上部ユニットスコリアのデイサイトメルト包有物の H_2O および CO_2 濃度は大きく変動し、その変化は主成分元素濃度とは無関係である。変化の要因として、圧力低下によるマグマの脱ガス、または、ガスに飽和したマグマへの CO_2 主体のガスの付加、が考えられる。
- ・同スコリアのデイサイトメルト包有物の H_2O および CO_2 濃度と各揮発性成分のデイサイトメルトへの溶解度の圧力依存性を元にマグマのガス飽和圧力を見積もった結果、安山岩マグマは 80～180 MPa の圧力下にあったことが明らかになった。これらの圧力は、平成 25～27 年度に幸屋（船倉）降下軽石および竹島火砕流軽石の流紋岩メルト包有物を用いて推定した圧力範囲（100～280 MPa）におおよそ含まれる。地殻密度を 2500 kg/m^3 と仮定すると、安山岩マグマの圧力から見積もられる深さは 3～7 km である。
- ・鬼界アカホヤ噴火の直前（9.5 千年前）に噴火したマグマは安山岩組成であり、その温度は 1060°C 程度である。この安山岩は鬼界アカホヤ噴火時に噴出した安山岩よりもわずかに未分化な組成を持つ。このマグマと同様な組成を持つ安山岩マグマは先カルデラ期や後カルデラ期にも噴火していた。
- ・鬼界アカホヤ噴火の流紋岩マグマの岩石学的パラメータを用いて熱力学的解析を行った結果、観測されているような斑晶量の少ないマグマが再現できた。さらに詳細な検討を行うには、マグマ温度を正確に見積もる必要がある。

今後の課題としては、以下が挙げられる。

- ・鬼界アカホヤ噴火マグマ溜まり内のマグマの実態およびマグマ混合過程を解明するために、竹島火砕流堆積物の中部・上部ユニットに含まれる軽石およびスコリアの岩石学的解析とメルト包有物の化学分析をさらに進め、両マグマの温度条件、安山岩マグマの化学的特徴・揮発性成分濃度・圧力条件を確定する。
- ・カルデラ噴火に到るマグマ溜まりの発達過程を検討するために、鬼界アカホヤ噴火の直前の噴火（9.5 千年前）の噴出物である籠港降下スコリア内のメルト包有物の微小領域化学分析を進め、安山岩マグマの圧力条件を推定する。また、長期的な発達過程を検討するため、鬼界アカホヤ噴火以前のカルデラ噴火である鬼界葛原噴火（95 千年前）について、XRF による全岩化

学分析と EPMA による鉱物・石基の微小領域化学分析を行い、同噴火マグマの岩石学的特徴を把握する。

- ・ 鬼界アカホヤ噴火噴出物の岩石学データを用いて熱力学的解析を行い、マグマ供給系の圧力条件を推定し、平成 28 年度までに得られたメルト包有物による結果と比較検討する。

引用文献

- Asimow, P.D. and Ghiorso, M.S. (1998) Algorithmic Modifications Extending MELTS to Calculate Subsolidus Phase Relations. *Amer. Mineral.*, 83, 1127-1131.
- Blundy, J. and Cashman, K. (2008) Petrologic Reconstruction of magmatic system variables and processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, pp.179-239, Mineralogical Society of America.
- Ghiorso MS, Gualda GAR (2015) An H₂O-CO₂ mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS. *Contributions to Mineralogy and Petrology* doi:10.1007/s00410-015-1141-8.
- Ghiorso, M. S. and Sack, R. O. (1995). Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119:197-212.
- Gualda G.A.R., Ghiorso M.S., Lemons R.V., Carley T.L. (2012) Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, 53, 875-890.
- Kawanabe, Y. and Saito, G. (2002) Volcanic activity of the Satsuma-Iwojima area during the past 6500 years. *Earth Planets and Space*, 54, 295-301.
- Lindsley, D. H. (1983) Pyroxene thermometry. *Amer. Mineral.*, 68, 477-493.
- 町田洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス-日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 東京, 336p.
- 小野晃司・曾屋龍典・細野武男 (1982) 薩摩硫黄島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 80p.
- Newman, S. and Lowenstern, J. B. (2002) VolatileCalc: a silicate melt-H₂O-CO₂ solution model written in Visual Basic for EXCEL. *Comput. Geosci.*, 28, 597-604.
- Papale, P., Moretti, R. and Barbato, D. (2006) The compositional dependence of the saturation surface of H₂O+CO₂ fluids in silicate melts. *Chem. Geol.*, 229, 78-95.
- Saito, G., Kazahaya, K., Shinohara, H., Stimac, J. A. and Kawanabe, Y. (2001) Variation of volatile concentration in a magma system of Satsuma-Iwojima volcano deduced from melt inclusion analyses. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 108, 11-31.
- Saito, G., Stimac, J.A., Kawanabe, Y. and Goff, F. (2002) Mafic-felsic interaction at Satsuma-Iwojima volcano, Japan: Evidence from mafic inclusions in rhyolites. *Earth Planets Space*, 54, 303-325.

- Saito, G., Kazahaya, K., Shinohara, H. (2003) Volatile evolution of Satsuma-Iwojima volcano: degassing process and mafic-felsic magma interaction. In “Developments In Volcanology 5. Melt Inclusions In Volcanic Systems, Methods, Applicationans and Problems” B. De Vivo and R. J. Bodnar (eds), pp.129-146, Elsevier.
- Saito, G. Morishita, Y. and Shinohara, H. (2010) Magma plumbing system of the 2000 eruption of Miyakejima volcano, Japan, deduced from volatile and major component contents of olivine-hosted melt inclusions. *J. Geophys. Res.*, **115**, B11202, doi:10.1029/2010JB007433.
- 産業技術総合研究所 (2014) 平成 26 年度 火山影響評価に係る技術的知見の整備.
- 産業技術総合研究所 (2015) 平成 27 年度 火山影響評価に係る技術的知見の整備.
- Togashi, S (1989) XRF Analytical Report 1/89. Determination of major elements in igneous rocks using Sc/Mo dual anode tube. *Open-file Report. Geol. Surv. Jpn*, **132**, 1-35.

3 火山モニタリング評価のための調査研究

3.1 カルデラ噴火前兆評価シミュレーション技術開発

【実施内容】

カルデラ噴火の前兆を地殻変動観測の中に捉えていく手法の確立を目的として 3 次元並列有限要素コード OREGANO_VE (e.g., Yamasaki and Houseman, 2015, *J. Geodyn.*, 88, 80-89)を用いた地殻内におけるマグマの移動・蓄積に対する地殻・マントルの粘弾性応答、つまりマグマの挙動が生み出す地殻変動の時空間変化を検討する。大規模カルデラ噴火に至るマグマ溜まりの場合、そのサイズが非常に大きいと考えられるため、これまで主に注目されていた上部地殻におけるマグマの挙動だけではなく、より深部の中部・下部地殻における挙動も視野に入れる必要があり、弾性応答だけでなく、粘弾性応答を考慮した評価が求められる。ここでは、前年度研究で得られた知見をさらに深めるために、3次元有限要素モデルに、深さとともに変化する粘性率 (Depth Dependent Viscosity: DDV)を導入した数値実験結果を報告する。前年度研究において仮定していた空間的に一様な粘性率 (UNiform Viscosity: UNV モデル)にもとづく振る舞いにより、マグマ溜まりの消長に対する粘弾性応答の一般的な振る舞いを理解することができたが、本年度研究においては、主に温度に依存して深さとともに減少していく粘性構造を考慮することで、より複雑な火山性地殻変動の振る舞いを検討した。また、UNV モデルを実際の地殻変動観測、ここでは 1993~1995 年に屈斜路カルデラで観測された地殻変動に適用して、カルデラ下のマグマ貫入の様子を制約することも試みている。

【研究成果】

(1) はじめに

地殻変動は、GNSS や InSAR などの衛星測地技術や水準測量などにより、地球表面で測られてきた(e.g., Hager et al., 1991; Massonnet et al., 1993; Seeber, 1993; Pinel et al. 2014), そのことが地殻変動のメカニズムを理解しようという良い動機付けになってきた。しかし、どのような類の測地データであっても、それ自体が変形の力源を識別するわけではない。そこで必要になるのが、定量的モデルを使った研究により、与えられた力源に対する特徴的な変形パターンを予測することであるが、我々のできることはせいぜい測地観測と定量的予測とを比較することであり、そしてそれによってのみ力源の様子を客観的に制約できるからである(e.g., Dzurisin, 2007; Segall, 2010)。本研究では、その力源として地下のマグマ活動に焦点をあて、長期的火山性地殻変動が第一近似的はどのように特徴づけられるのかを理解することを試みるが、そこにおいては特に、空間的に一様な粘性率あるいは深さに依存した粘性率をもつ地殻・マントルの線形マックスウェル粘弾性応答を考慮する。

地殻・マントルの粘弾性緩和は、様々な時空間スケールの地殻変動を生じさせる重要なメカニズムとして広く知られてきた(e.g., Savage and Prescott, 1978; Stephenson, 1984; Nakada and Lambeck, 1989; Mound and Mitrovica, 1998; Jonson and Segall, 2004; Bürgmann and Dresen, 2008)。その粘弾性は普通、バネとダッシュポットを直列あるいは並列に組み合わせることによりモデル化されるが、それぞれ、荷重に対する瞬間的な応答を見せる弾性、そしてその後の時間に依存した応答を見せる粘性を表している(e.g., Ranalli, 1995; Jaeger et al., 2007)。

モデルの振る舞いが進展する時定数は、バネが持つ剛性率とダッシュポットが持つ粘性率で規定されることになる。地温勾配が高いため、地殻の粘性率が低くなっていると考えられる火山帯において、地殻変動に与える粘弾性緩和の効果を無視することはできない。

粘弾性は地表面変位の遷移的現象を予測するが、それは例え力源が時間的に一定であってもそうであるが、それによって粘弾性火山性地殻変動モデルをこれまでの弾性モデル(e.g., Mogi, 1958; Davis et al., 1974; Dieterich and Decker, 1975; Okada, 1985; McTigue, 1987; Roth, 1993; Fialko et al., 2001)や弾塑性モデル(e.g., Trasatti et al., 2005; Currenti et al., 2010)と区別することができる。しかし、遷移的振る舞いは、マグマ的力源の境界条件にも依存することが示されてきた。圧力一定条件は、余剰圧力と母岩の粘弾性との相互作用の結果、マグマ的力源(マグマ溜まり)を膨張させるが、マグマが持つ熱的效果により周囲の岩石の粘性率が下げられると膨張はますます促進されるだろう(Dragoni and Magnanensi, 1989; Newman et al., 2001; Newman et al., 2006; Del Negro et al., 2009; Gregg et al., 2013; Parks et al., 2015)。一方、変位強制(あるいは強制変位と以下では呼び、マグマ溜まりの体積変化を変位を与えることにより得る境界条件)の場合、マグマの貫入やマグマ溜まりの膨張により粘弾性層に分配された弾性応力が粘弾性により緩和されていく(e.g., Rundle, 1978; Hofton and Foulger, 1996ab; Fukahata and Matsu'ura, 2006; Hashima et al., 2014)。つまり、圧力一定の場合は体積変化が粘弾性により生み出されるその一方、変位強制の場合は体積変化により生じた弾性応力の不均質性を粘弾性が解消していくということになる。

強制変位境界条件というよりは、圧力境界条件がマグマ溜まりの壁に与えられる条件としてはより相応しいと考えられている(e.g., Segall, 2010)。しかし、強制変位条件を持つ粘弾性モデルはマグマ貫入により引き起こされた地表面変位をうまく説明してきた(e.g., Foulger et al., 1992; Hofton and Foulger, 1996ab; de Zeeuw-van Dalfsen et al., 2004; Nooner et al., 2009; Hamling et al., 2014)。その境界条件は弾性層への貫入現象に対しては正当化されるかもしれない；しかし、粘弾性層内での応力緩和による弾性層内での応力変化が、マグマが持つ余剰圧力と弾性体である母岩との力のバランスを変化させることは避けられないと考えられるが。実際、貫入したマグマの熱が周囲の岩石の粘性率を有意に下げ、余剰圧力にたいする有意な粘弾性応答が生じ始める時間スケールと比較して、変位強制により分配された弾性応力は速やかに緩和されるだろうと考えられる。

粘弾性応答はまた地殻のレオロジー構造にも依存することが示されてきている。Rundle (1978)は粘弾性層の上に載っている弾性層内で球状マグマ溜まりの膨張を変位強制により与えた場合の地表面変位の様子を定式化し、瞬間的膨張に対する弾性応答として地表面は隆起するが、その後の粘弾性緩和により、その隆起は時間とともに減少していくことを示した。Bonafede et al. (1986)は同じようなマグマ溜まりの膨張を一樣な粘弾性媒体の中で与えたが、Rundle (1978)の場合とは異なり、瞬間的膨張に対する弾性応答として得られた地表面隆起が、その後の粘弾性緩和により時間とともに増加することが予測された。このように、粘弾性緩和による地表面変位は、地殻が弾性層を持つのか持たないのかにも強く依存していることがわかる。また、変位強制ではなく圧力一定源としてはいるが、弾性層に対しての力源の相対的深さが地表面変動の時間変化を支配する一つの要素であるとしている研究もある(Trasatti et al., 2003)。

これまでの多くの研究により、変位強制モデルにおけるマグマ貫入に対する粘弾性応答は、ある程度記述されてきた。しかし、地表面変位から地下のマグマ活動に関する何が学べるのかを明らかにするため、変数空間におけるより詳細な粘弾性応答の振る舞いを理解する必要がある。本研究では、弾性層が粘弾性層の上に載っている 3 次元の有限要素モデルを使って、与えられたシルの膨張に対する地殻・マン托ルの粘弾性応答の振る舞いを調べる。地球の地殻は熱境界層の一部をなしている化学的成層なので、その温度構造に依存した粘性率は深さとともに減少し、そのうちの最上部の少なくともある程度の厚さは弾性層として振る舞うと考えられる。シルの膨張は弾性層内あるいは粘弾性層内に与える；粘弾性層内での変位強制条件は力学的には不適当かもしれないが；それは Noonan et al. (2009)においても指摘されているが、そのような設定をすることにより、弾性層の存在が Bonafede et al. (1986)で報告されている地表面変動の振る舞いとどのような違いを生み出すのかを検証することができる。

本研究ではまず、粘性率が一様なモデル(UNV モデル)を使って、火山性地殻変動の第一近似的な時空間パターンを特徴付けることを試みる。その目的のために、シルの膨張や地殻・マン托ルのレオロジー構造を規定するモデル変数に依存した地表面変位、特にその鉛直成分の時間変化パターンを記述する。これらのことは前年度研究においても行ったが、後に記述する粘性率の深さ依存性を持つモデル(DDV モデル)の振る舞いを理解するためにも必要であるので、本年度においても再検証しながらおこない、一般的なモデルの振る舞いをより系統的に記述する。そして、UNV モデルの振る舞いを実際の地殻変動観測事例に定量的に適用していく（前年度研究においては定性的な議論のみにとどまっていた）。そこにおいては特に北海道東部の屈斜路カルデラで観測された地殻変動を取り上げ、そのカルデラ下でのマグマ貫入を制約し、そこから地下におけるマグマ活動と地表面変位の関連性について議論する。本研究ではまた、DDV(粘性率の深さ依存性)がマグマ貫入にともなう粘弾性地殻変動に与える影響を調べる。このことについても前年度研究において少し報告しているが、本研究においてはより定量的にその影響を評価し、地殻内粘性構造の深さ変化が、どのように地表面変位の空間分布に反映されてくるのか、そしてそのことを通して逆に地表面変動から地殻内粘性率の空間分布を理解していく方法を提案する。

(2) 数値実験モデル

並列化された 3 次元有限要素コード；OREGANO_VE (e.g., Yamasaki and Houseman, 2012ab, Yamasaki et al., 2014; Yamasaki and Houseman, 2015)を使って、地殻内でのシルの膨張に対する線形マックスウェル粘弾性応答を解く。直方体のモデル領域は厚さ $Z_L' (= Z_L/L_0) = 10$ を持ち、水平方向には、それぞれ x 方向に $X_L' (= X_L/L_0$, ここで L_0 は基準長さ) $= 19.2$, y 方向に $Y_L' (= Y_L/L_0) = 19.2$ の次元を持つ(図 3.1-1)。座標原点はモデル上面の中心に置く。右手座標系に従い、 z 座標は下向きに増えるとし、それにより z 方向の正負の変位はそれぞれ沈降、隆起と記述される。計算量を減らすために、 $x' (= x/L_0) \geq 0$ のみを計算領域とし、 $x' < 0$ における解は $x' \geq 0$ の解をコピーして得ることにするが、そのことの妥当性は本研究で考えるシルの構造が $x' = 0$ の y - z 面に対して対称であることで保証される。

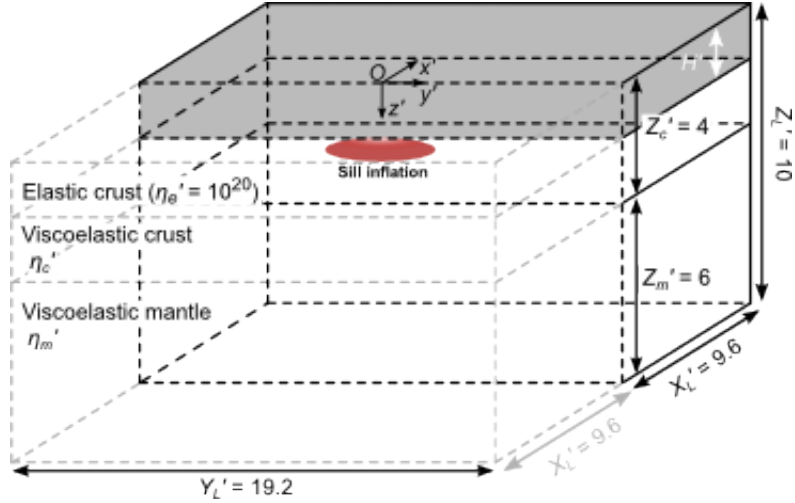


図 3.1-1 本研究で用いた有限要素モデルの説明図．その中でシルが膨張するモデル領域は，水平 x 方向に $X_L' (= X_L/L_0$, ここで L_0 は基準長さ) $= 19.2$ ，水平 y 方向に $Y_L' (= Y_L/L_0) = 19.2$ ，そして z 方向(深さ方向)に $Z_L' (= Z_L/L_0) = 10$ の次元をもつ．座標軸をモデル上面の中心に置く．右手座標系に従って z 方向は下向きに正とし，これにより地表面での正負の鉛直変位をそれぞれ沈降と隆起となる．領域 $x' \geq 0$ のみを計算領域として，その解をまた $x' < 0$ における解として用いるが，それに従う境界条件は，モデル上面 ($z' = 0$) で全方向のトラクション 0，それ以外の境界面上 $x' = 0.0$, $y' = \pm 9.6$, $z' = 10$ では法線変位を 0，接線トラクションを 0 とする．

力学的境界条件は以下の通りである．モデル上面($z' = 0$)のトラクションはどの方向にも 0 とする．その他の境界面 $x' = 0.0$, $y' = \pm 9.6$ と $z' = 10$ には滑り境界条件を適用する；法線変位と接線トラクションを 0 とする．重力の効果は無視し，純粋にマグマ的インフレーションに対する粘弾性応答を記述する．地形効果を強調する多くの研究もあるが(e.g., McTigue and Segall, 1988; De Natale and Pingue, 1993; De Natale et al., 1997; Williams and Wadge, 1998; Folch et al., 2000; Bonaccorso et al., 2005; Lungarini et al., 2005; Bonaccorso et al., 2010; Currenti et al., 2011ab)，それも本研究では無視することにし，モデルの簡単さを維持する．実際，Trasatti et al. (2003)は地形効果によりモデルの一般的な振る舞いそれ自体は有意に変わらないと指摘している．

モデル領域は粘弾性地殻・マントルで構成される．地殻とマントルの厚さはそれぞれ， $Z_c' (= Z_c/L_0) = 4$ と， $Z_m' (= Z_m/L_0) = 6$ である．粘弾性地殻内の粘性率は深さとともに指数関数的に減少する粘性率(DDV; Depth-Dependent Viscosity) η_c' を持つとし，次の式で規定する：

$$\eta_c' = \eta_d \eta_0 = \eta_b' \exp[c (Z_c' - z/L_0)] \quad (1)$$

ここで η_0 は基準粘性率， η_b' は地殻の底の粘性率($\eta_b = \eta_0$)， c は粘性勾配を決める定数， z は深さ．

マントルは一様な粘性率 $\eta_m' (= \eta_m/\eta_0) = 1$ を持つ。図 3.1・2 に粘性構造の様子を図示している。 $c > 0$ の時、深さとともに指数関数的に減少する粘性率(DDV; Depth-Dependent Viscosity)を持ち、 $c = 0$ の時、空間的に一様な粘性率(UNV; UNiform Viscosity)になる。UNV モデルにおいて、地殻最上部の厚さ $H' (= H/L_0)$ の層には、 $\eta_e' (= \eta_e/\eta_0) = 10^{20}$ という非常に大きな粘性率を与え、実際上は弾性層として振る舞うようにする。DDV モデルにはそのような恣意的な弾性層は置かないことにする。また UNV においては、 η_m' には 4 つの異なる値を考えてマントルの粘性率が地表面変位に与える影響を評価する。

ポアソン比 $\nu = 0.25$ とヤング率 $E' = E/\mu = 2(1 + \nu) = 2.5$ (ここで μ は剛性率)は領域全体で一定とする。 L_0 は本研究において地殻の厚さの 4 分の 1 を表しているとする。これにより、 L_0 は、地殻の厚さが 30 km の場合と 40 km の場合では、それぞれ 7.5 km と 10 km となる。

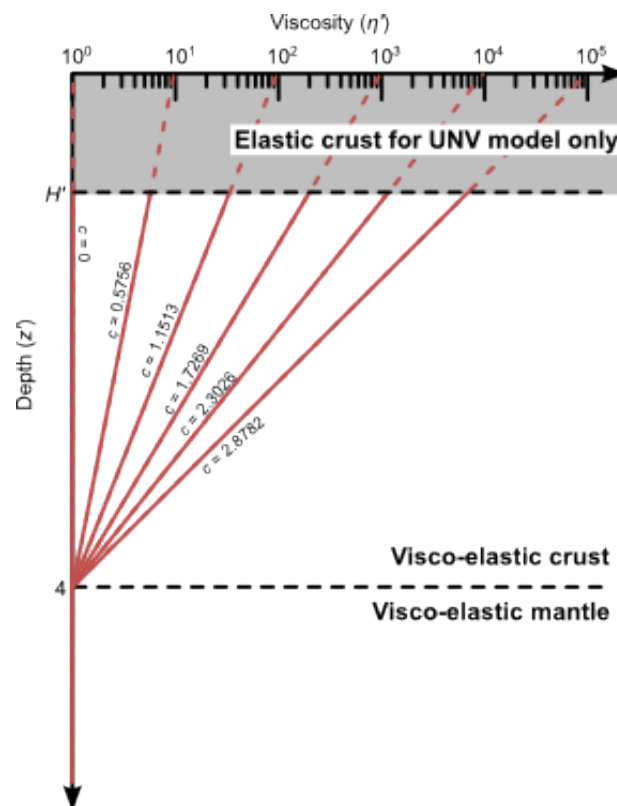


図 3.1・2 本研究の数値実験に用いた地殻・マントルの粘性構造。地殻内粘性率 η_c' は $\eta_c' = \eta_b' \exp [c (Z_c' - z')/L_0]$ ，ここで $\eta_b' (= \eta_b/\eta_0)$ は地殻の底の粘性率， c は粘性率の深さ依存性を規定する定数パラメータ， $Z_c' (= Z_c/L_0)$ は地殻の厚さ， $z' (= z/L_0)$ は深さ， L_0 は基準長さ，という式に規定され、深さに依存した構造を持つ。地表面での粘性率 $\eta_s' (= \eta_s/\eta_0)$ は、 $c =$ のそれぞれの場合で、 $10^1, 10^2, 10^3, 10^4$ となる。マントルの粘性率は $\eta_m' (= \eta_m/\eta_0) = 1$ と一様に定数であるとする。 $c = 0$ の時、地殻内粘性率は空間的に一様となりそれを UNV(UNiform Viscosity)モデルとする。UNV モデルにおいては、モデル最上部の厚さ $H' (= H/L_0)$ の層に 10^{20} という非常に大きな粘性率を与えて弾性層として振る舞うようにする。しかし、 $c > 0$ の時、地殻は深さに依存した粘性率をもつが、それを DDV(Depth-Dependent Viscosity)モデルとするが、このモデルにおいては $H' = 0$ として、恣意的な弾性層は置かない。

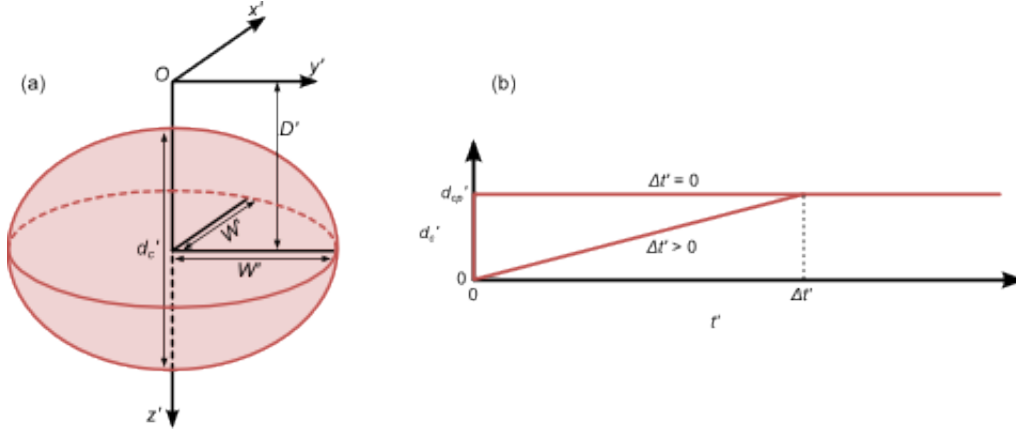


図 3.1-3 本研究で仮定したマグマのシルの説明図. (a) 回転楕円体シルの形状で, 赤道面の深さ($D' = D/L_0$), 赤道半径($W' = W/L_0$), 短軸に相当するそして中心での厚さの半分($d_c'/2 = d/2d_0$, ここで d_0 は基準変位)で定義される. (b) シルの中心での厚さ d_c' の時間変化. $\Delta t' (= \Delta t/\tau_0 = \mu\Delta t/\eta_0) = 0$ の場合, d_c' は時間 $t' = 0$ で瞬間的に d_{cp}' となり, $t' > 0$ でその厚さを維持する; ここで τ_0 は地殻のマックスウェル緩和時間, η_0 は基準粘性率, μ は剛性率. $\Delta t' > 0$ の場合, d_c' は時間と共に線形に増加し, 時間 $t' = \Delta t'$ に d_{cp}' となる. そして, $t' > \Delta t'$ ではその厚さを維持する. 本研究では無次元数 100 を d_{cp}' に与える.

シルの膨張は Melosh and Raefsky (1981)により開発された Split Node 法を用いて導入する. シルの形状は回転楕円体で近似する(図 3.1-3a). 時間 $t' (= t/\tau_0 = \mu t/\eta_0$, ここで τ_0 は地殻の底でのマックスウェル緩和時間)において面 $z' = D'$ 上の座標(x', y')におけるシルの厚さは次の式で記述されるとする:

$$d(x', y', t) = d_c'(t) [1 - (x'^2 + y'^2)/W'^2]^{1/2} \quad (2)$$

ここで $d_c'(t)/2 (= d_c(t)/2d_0$, ここで d_0 は基準変位) は時間 t' での極半径で, シルの中心での厚さの半分に相当する. W' は赤道半径で, シルの水平方向への広がりを示す. シルの深さは D' で定義することにする. Split Node 法においては, 式(2)で与えられるシルの膨張が得るのに必要とされる荷重を相当節点に与えることになるが, モデルの上面と下面で境界条件が異なるので, 結果的に得られるシルの膨張は必ずしも赤道面に対して対称となるわけではない. また本研究では初期体積を 0 とする.

シルの厚さの時間変化を図 3.1-3b に示す; ここでパラメータ $\Delta t' (= \Delta t/\tau_0 = \mu\Delta t/\eta_0)$ を導入して, その時間をかけてシルはその厚さを増していく. シルの膨張を瞬間的に起こす場合と, あるいはゆっくりと時間をかけて起こす場合の 2 通りの場合を考える. 前者の場合($\Delta t' = 0$), シルは時間 $t' = 0$ で瞬間的に膨張し, 中心での厚さ d_c' が d_{cp}' になる. 一方, 後者の場合($\Delta t' > 0$), d_c' は時間とともに線形増加し, 時間 $t' = \Delta t'$ で $d_c' = d_{cp}'$ となる. そしてそれら両方の場合において, 時間 $t' \geq \Delta t'$ では, d_c' を d_{cp}' に固定して, シルの膨張を維持し続けることにする. 本研究においては, 無次元数 100 を d_{cp}' に与え, 計算された地表面隆起量をシルの中心での最大厚さ d_{cp}' の何%である

かで記述する．

(3) 結果

1) 一様粘性モデル (UNV モデル) の振る舞い

1-1) モデルの振る舞い：シルが瞬間的に膨張する場合 ($\Delta t' = 0$)

図 3.1-4 は時間 $t' = 0, 5, 10, 100$ における z 方向の地表面変位 $U_z' (= U_z/d_0)$ のコンターとプロファイルを $\Delta t' = 0$ のモデルでの場合で示しているが，その他のモデルパラメータは $H' = 1, D' = 1, W' = 0.5, \eta_c' = \eta_m' = 1, d_{cp}' = 100$ である．時間 $t' = 0$ ，つまりシルが瞬間的に膨張した時(図 3.1-4a; 図 3.1-3 もまた見よ)，地表面は軸 $x' = y' = 0$ に対して同心円状に隆起する． U_z' は隆起の中心，つまり $(x', y') = (0, 0)$ で， d_{cp}' の 20.06% に達し；その真下でシルは最大の厚さを持つ，隆起の中心から離れるに従い小さくなっていく． U_{xy}' の矢印は放射状に中心から広がっており，地表面の膨張隆起を示している．

その後，時間 $t' > 0$ においてその隆起は， d_c' を $d_{cp}' = 100$ に固定し続けているにもかかわらず，粘弾性緩和により徐々に時間とともに減少していく．同様の振る舞いは Rundle (1978) によっても報告されている．隆起の中心での U_z' は時間 $t' = 5, 10, 100$ にはそれぞれ d_{cp}' の 8.59, 4.91, 0.80 % にまで減少している．軸 $x' = y' = 0$ に対しての同心円分布はポスト・インフレーション期のどの段階においても保持されている． $\Delta U_{xy}'$ の矢印は隆起の中心に向かっており，地表面の収縮沈降を示している． $\Delta U_z'$ のプロファイルにおいては，距離 $y' > \sim 1.2$ において，僅かながらのバルジ(隆起)が発達している．粘弾性緩和は弾性隆起の中心を沈降させるが，その周囲においては隆起をもたらす．

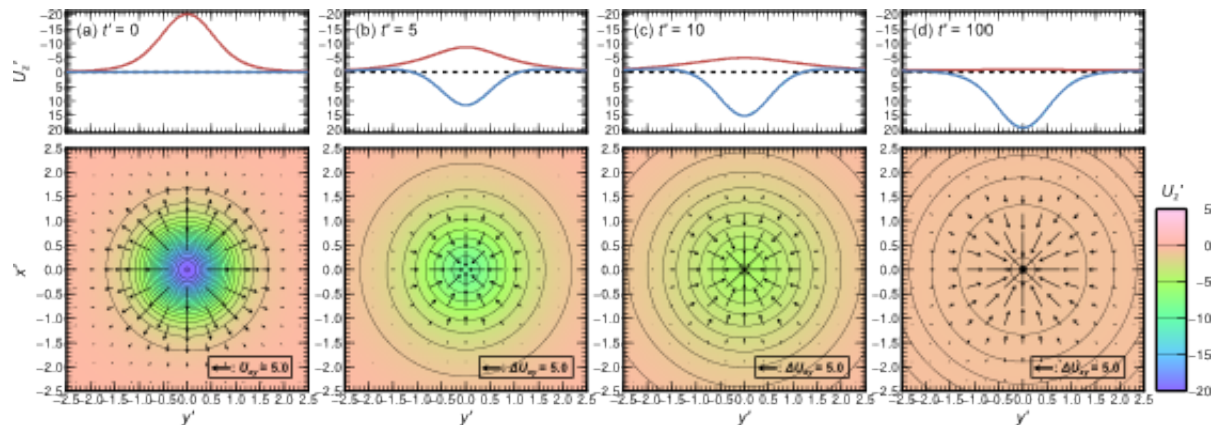


図 3.1-4 UNV モデルの振る舞い． $\Delta t' = 0$ の場合における地表面鉛直変位 $U_z' (= U_z/d_0)$ のコンターとプロファイル．時間 t' は (a) 0, (b) 5, (c) 10, (d) 100．時間 $t' = 0$ での矢印は瞬間的なシルの膨張にともなう x - y 方向の地表面変位 $U_{xy}' (= U_{xy}/d_0)$ ，そして $t' > 0$ でのそれは時間 $t' = 0$ 以降に粘弾性緩和により生じた x - y 方向の変位 U_{xy}' の蓄積量 ($\Delta U_{xy}'$)． $x' = 0$ に沿った U_z' と $\Delta U_z'$ のプロファイルをそれぞれ赤と青の曲線で描いている；ここで $\Delta U_z'$ は粘弾性緩和による U_z' の変化量の蓄積．その他の変数値は $H' = 1, D' = 1, W' = 0.5, \eta_c' = \eta_m' = 1$ ．

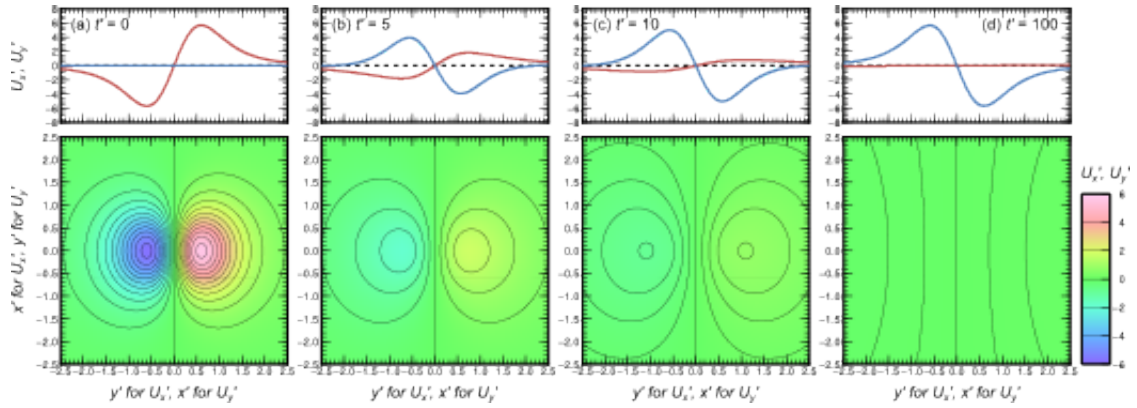


図 3.1-5 UNV モデルの振る舞い. $\Delta t' = 0$ の場合における水平方向の地表面変位 $U_x (= U_x/d_0)$ あるいは $U_y (= U_y/d_0)$ のコンターとプロファイル. 時間 t' は(a) 0, (b) 1, (c) 10, (d) 100. y' (あるいは x') = 0 に沿う U_x (あるいは U_y) と ΔU_x (あるいは ΔU_y) をそれぞれ赤, 青の曲線で描いている; ここで $\Delta U_x (\Delta U_y)$ は粘弾性緩和による $U_x (U_y)$ の変化量の蓄積. その他の変数パラメータは $H' = 1$, $D' = 1$, $W' = 0.5$, $\eta_c' = \eta_m' = 1$, $d_{ep}' = 100$.

本研究においては, 主に変位の鉛直成分に注目しているが, 水平成分についても簡単に触れておく. 図 3.1-5 は, x あるいは y 方向の地表面変位 $U_x' (= U_x/d_0)$, $U_y' (= U_y/d_0)$ のコンターとプロファイルを示している. $\Delta t' = 0$ のモデルの場合で, 時間 t' は $t' = 0, 1, 10, 100$ である. 他のモデル変数は図 3.1-4 の場合と同じである. シルのジオメトリーが z 軸に関して軸対称なので, U_x' の分布を 90 度時計回りに回転させると U_y' の分布と一致する. U_x' と U_y' はそれぞれ $x' = 0$, $y' = 0$ に沿って 0 の値を持つ. $|U_x'|$ と $|U_y'|$ はそれらが最大の値を持つ座標位置から離れるに従い小さな値を持つように減少していく. $|U_x'|$ (あるいは $|U_y'|$) はそれぞれの時間 $t' = 0, 1, 10, 100$ において異なる場所で最大値を持つようになる; それぞれの時間で最大値は x' (あるいは y') = $\pm 0.6, \pm 0.6, \pm 1.0, \pm 3.9$ で得られ, 最大値はそれぞれ 5.6, 4.4, 0.81, 0.0067 である.

1-2) モデルの振る舞い: シルが有限の時間をかけて膨張する場合 ($\Delta t' > 0$)

図 3.1-6 は時間 $t' = 0, 5, 10, 100$ における z 方向の地表面変位 $U_z' (= U_z/d_0)$ のコンターとプロファイルを $\Delta t' = 10$ のモデルでの場合で示しているが, その他のモデル変数は $H' = 1$, $D' = 1$, $W' = 0.5$, $\eta_c' = \eta_m' = 1$, $d_{ep}' = 100$ である. 同心円状の隆起が, シルの膨張が時間とともに線形に増加していく(図 3.1-3 を見よ)にしたがい, 発達してくる; 隆起の中心での U_z' は時間 $t' = 5, 10$ で, それぞれ d_{ep}' の 6.7, 9.9 % となる. $(x', y') = (0, 0)$ での U_z' の最大値は, 時間 $t' = \Delta t' = 10$ で得られ, その大きさは, $\Delta t' = 0$ のモデルで得られた最大隆起量の半分程度でしかない(図 3.1-4). シン・インフレーション(Syn-inflation)期(シルの膨張が進行している期間)においても粘弾性緩和が同時進行して, 得られうる地表面隆起が減じられているわけである. U_{xy}' と $\Delta U_{xy}'$ の矢印は, シン, ポスト・インフレーション(Syn- and Post-inflation)期(シルの膨張が停止した後の期間)それぞれにおいて, 地表面は膨張隆起, そして収縮沈降を示している.

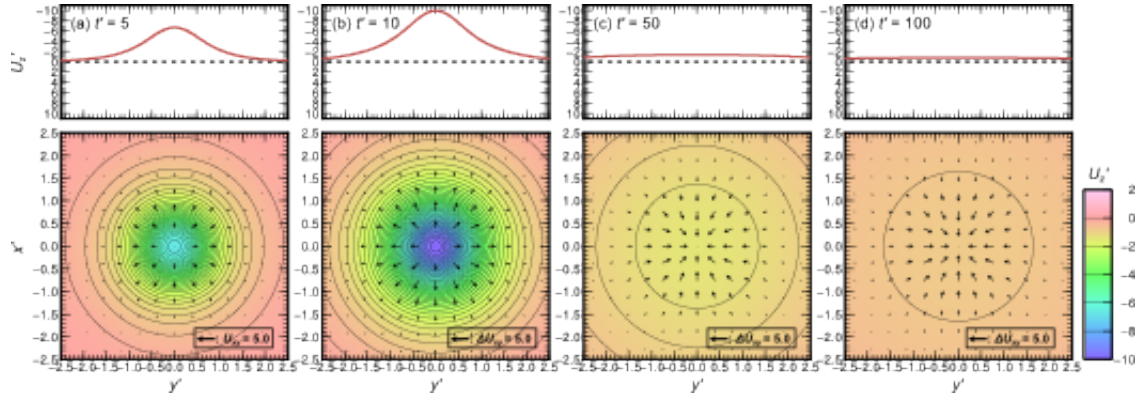


図 3.1-6 UNV モデルの振る舞い. $\Delta t' = 10$ の場合における地表面鉛直変位 U_z' のコンターとプロファイル. 時間 t' は (a) 5, (b) 10, (c) 50, (d) 100. 時間 $t' \leq 10$ での矢印はシルの膨張にともなう $x-y$ 方向の地表面変位 ($U_{xy}' = U_{xy}/d_0$), そして $t' > 10$ でのそれは時間 $t' = 10$ 以降に粘弾性緩和により生じた $x-y$ 方向の変位 U_{xy}' の蓄積量 ($\Delta U_{xy}'$). $x' = 0$ に沿った U_z' と $\Delta U_z'$ のプロファイルをそれぞれ赤と青の曲線で描いている; ここで $\Delta U_z'$ は粘弾性緩和による U_z' の変化量の蓄積. その他の変数値は, $H' = 1$, $D' = 1$, $W' = 0.5$, $\eta_c' = \eta_m' = 1$.

図 3.1-7 には $(x', y') = (0, 0)$ での U_z' の時間変化を異なる D' と $\Delta t'$ の場合でまとめている; ここで W' は 0.5 とする. それぞれの D' での U_z' は U_{z0}' で規格化されている; ここで U_{z0}' は $\Delta t' = 0$ の場合での初期弾性隆起で, $D' = 0.2, 0.5, 1, 1.5$ のそれぞれの場合で, $U_{z0}' = 86.25, 50.11, 20.06, 10.03$ となっている. 本研究はまた $\Delta t' \neq 0$ の場合における時間 $t' = \Delta t'$ の表面隆起を $U_{zs}' (= U_{zs}/d_0)$ と定義する. 上でも述べたように, シン・インフレーション期の粘弾性緩和は U_{zs}' を減少させる. しかしもし, いかなる粘弾性緩和も許されなかったら, その隆起は $\Delta t'$ に関係なくなる. $D' = 0.2$ の場合のモデルの振る舞い(図 3.1-7a), つまりシルの膨張が弾性層の最上部で生じた場合のモデルの振る舞いは弾性体モデルのそれに似ている. $\Delta t' = 10, 50, 100, 200, 300$ のそれぞれの場合, U_{zs}' は U_{z0}' の 98.48, 97.60, 97.40, 97.28, 97.23 % である. 本研究ではまた次のことを確認している: $\Delta t' = 0$ の場合, U_z' は時間 $t' = 500$ で U_{z0}' の 97.11 % になる. $H' = 1$, $D' = 0.2$ を持つモデルの場合, したがって, U_{z0}' のたった ~ 3 % が粘弾性緩和で減少させることができるわけである. $\Delta t' \geq \sim 50$ の場合, すべての緩和がシン・インフレーション期になされてしまうということである.

ではシルの膨張が粘弾性層内で膨張した場合はどうなるのか? U_{zs}' の U_{z0}' に対する比 (U_{zs}'/U_{z0}') は, 弾性層内でシルが膨張した場合に比べて小さくなる. $D' = 1$ の時, $\Delta t' = 10, 50, 100, 200, 300$ のそれぞれの場合で, U_{zs}' は U_{z0}' の 49.30, 19.20, 12.70, 8.3, 6.7 % になる. しかし, U_{zs}'/U_{z0}' は $D' = 1.5$ の時少し大きくなる; $\Delta t' = 10, 50, 100, 200, 300$ のそれぞれの場合, U_{zs}' は U_{z0}' の 60.82, 29.27, 20.06, 13.94, 12.27 % である. つまり, シルの膨張が粘弾性層内での場合, U_{zs}'/U_{z0}' はより大きな D' でより大きくなる. また $\Delta t' = 0$ の場合のモデルは, $D' = 1, 1.5$ のそれぞれの場合で時間 $t' = 500$ で U_{z0}' の 1.1, 2.3 % となることを示している. シン・イン

フレーション期に全ての緩和を完了させるには ~ 500 よりももっと長い Δt が必要となる。

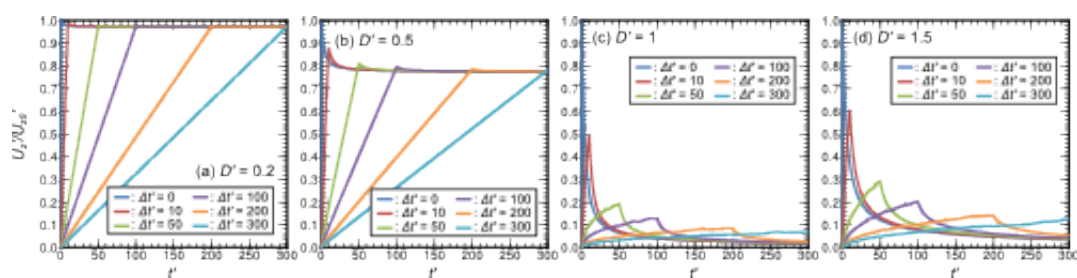


図 3.1-7 UNV モデルの振る舞い. $(x', y') = (0, 0)$ での鉛直地表面変位 U_z の時間変化. D' は(a) 0.2, (b) 0.5, (c) 1, (d) 1.5. U_z' はそれぞれの D' の場合における U_{z0}' で規格化されている; ここで U_{z0}' は $\Delta t' = 0$ の場合における初期弾性隆起で, $D' = 0.2, 0.5, 1, 1.5$ のそれぞれの場合で, $U_{z0}' = 86.25, 50.11, 20.06, 10.03$ である. $\Delta t'$ は(青) 0, (赤) 10, (緑) 50, (紫) 100, (橙) 200, (水色) 300. その他のモデル変数値は $W' = 0.5, \eta_c' = \eta_m' = 1$.

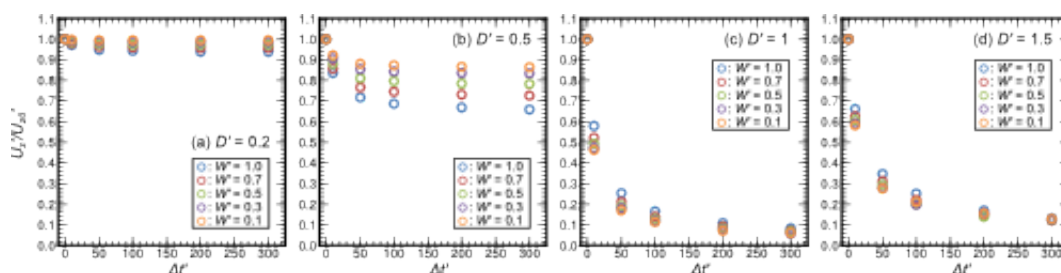


図 3.1-8 UNV モデルの振る舞い. シルの膨張終了時($t' = \Delta t'$)の地表面鉛直変位 U_z を $\Delta t'$ の関数としてプロットしたもの. U_z' は $(x', y') = (0, 0)$ での値. D' は(a) 0.2, (b) 0.5, (c) 1, (d) 1.5, W' は(青) 2, (赤) 1.5, (緑) 1, (紫) 0.5, (橙) 0.1. その他のモデル変数値は $H' = 1, \eta_c' = \eta_m' = 1$.

図 3.1-8 は, それぞれの $D' = 0.2, 0.5, 1, 1.5$ の場合での, $(x', y') = (0, 0)$ における U_{zs}'/U_{z0}' を $\Delta t'$ の関数としてプロットしたものであるが, ここでは特に W' に対する依存性について述べる. そのために 5つの異なる W' の値; $W' = 2, 1.5, 1, 0.5, 0.1$ を考えている. $D' = 0.2$ の場合, U_{zs}' はほとんど W' に依存していない. $D' = 0.5$ の場合にはしかし, U_{zs}' は W' に有意に依存しており, U_{zs}' はより大きな W' でより小さくなる. より大きな W' を持つシルの膨張は, より多くの応力を粘弾性層にばらまくが, そのことがシン・インフレーション期における粘弾性緩和の駆動力になっている. 一方, シルの膨張が粘弾性層内で生じると, W' に対する依存性が弱くなる. その依存性は $\Delta t'$ が $\sim 10 - 100$ の場合に現れ, W' の違いによる U_{zs}'/U_{z0}' の違いは ~ 0.12 程度でしかない.

1-3) ポスト・インフレーション期の沈降速度

$\Delta t' = 0$ の場合におけるポスト・インフレーションの沈降速度を, ある時間 t' での隆起量 U_z' に対する初期弾性隆起量 U_{z0}' の比(U_z'/U_{z0}')を使って記述する. 図 3.1-9 にはそれぞれの時間での

U_z/U_{z0}' を D' の関数としてプロットしている．その比は時間とともに減少し，地表面が沈降していつていることを示している．その比が時間とともに減少する速度はより大きな H' の場合で小さくなる；弾性層の厚さに強く依存していることがわかる．

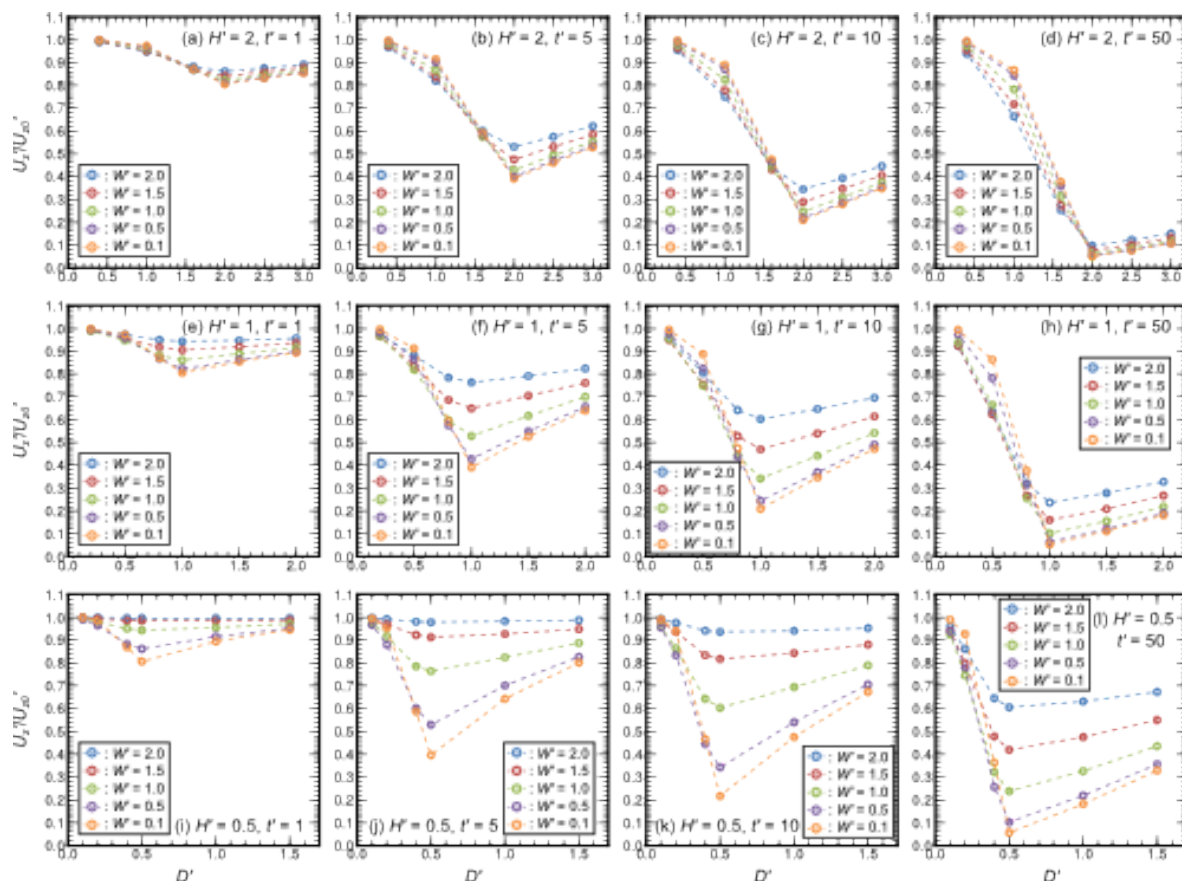


図 3.1-9 UNV モデルの振る舞い． $\Delta t' = 0$ の場合のポスト・インフレーションにおける地表面鉛直変位 U_z' を D' の関数としてプロットしたもの． U_z' は $(x', y') = (0, 0)$ での値． U_z' は初期弾性隆起 U_{z0}' で規格化している． H' は (a, b, c, d) 2, (e, f, g, h) 1, (i, j, k, l) 0.5． 時間 t' は (a, e, i) 1, (b, f, j) 5, (c, g, k) 10, (d, h, l) 50． W' は (青) 2, (赤) 1.5, (緑) 1, (紫) 0.5, (橙) 0.1． その他のモデル変数値は $\eta_c' = \eta_m' = 1$ ．

比 (U_z'/U_{z0}') が変化する速度は D' にも強く依存している．シルの膨張が弾性層内の場合，その速度はより大きな D' で大きくなる．その速度は一方で，シルが粘弾性層内で膨張した場合，より深いところでの膨張ほど小さくなる．そして，シルの膨張が弾性層と粘弾性層との境界で生じた場合に，ポスト・インフレーションにおける比 (U_z'/U_{z0}') の減少が最も速くなる． $D' \geq H'$ の場合， W' への依存性はシンプルで，より小さな W' で比 (U_z'/U_{z0}') の減少速度は大きくなる．しかし， $D' < H'$ の場合，その減少速度は複雑に W' に依存する．

有限の時間をかけてシルが膨張した時 ($\Delta t' \neq 0$)，その後の沈降がどのような影響を受けるのかを調べてみた．図 3.1-10 には，時間 $t' = \Delta t'$ での隆起量 U_{zs}' に対する時間 $t' = \Delta t' + t_p'$ での隆起量 U_z' の比 (U_z'/U_{zs}') を，それぞれ異なる時間 t_p' で， D' の関数としてプロットしている． H' は 1 と

している。ポスト・インフレーション期における比(U_z/U_{zs})の減少速度はよりゆっくりと時間をかけてシルが膨張するほど小さくなる。ポスト・インフレーション期の沈降の駆動力がシン・インフレーション期に緩和されなかった応力になるわけだが、ゆっくりとシルが膨張するほど、シン・インフレーション期に緩和する応力が、きくなるからである。

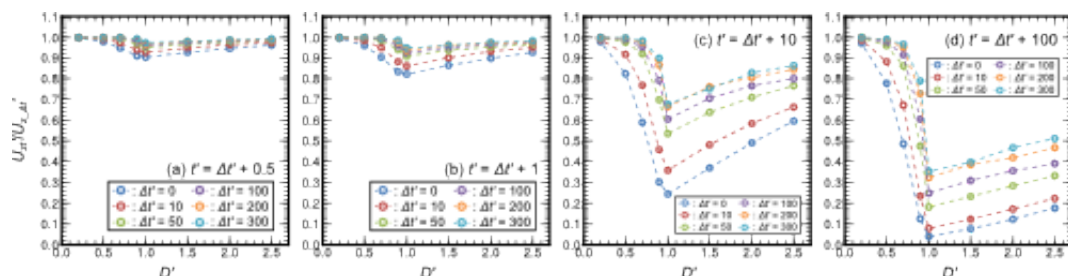


図 3.1-10 UNV モデルの振る舞い。 $\Delta t' \geq 0$ の場合のポスト・インフレーションにおける地表面鉛直変位 U_z' を D' の関数としてプロットしたもの。 U_z' は $(x', y') = (0, 0)$ での値。 U_z' は、シルの膨張が止まった時の隆起量 U_{zs}' で規格化している。 H' は 1 で、 W' は 0.5。時間 t' は (a) $\Delta t' + 1$, (b) $\Delta t' + 5$, (c) $\Delta t' + 10$, (d) $\Delta t' + 50$ 。 $\Delta t'$ は (青) 0, (赤) 10, (緑) 50, (紫) 100, (橙) 200, (水色) 300。その他のモデル変数値は $\eta_c' = \eta_m' = 1$ 。

1-4) マントルの粘性率がポスト・インフレーション期の沈降に与える影響

ここまでのモデルの振る舞いの記述は、マントルの粘性率 η_m' が地殻の粘性率 $\eta_c' = 1$ と同じモデルにもとづくものであった。ここでは、マントルの粘性率がポスト・インフレーション期の沈降に与える影響について述べる；ただし $\Delta t' = 0$ としている。図 3.1-11 には、異なる $\eta_m' = 0.1, 1, 10$ 毎に、比(U_z/U_{z0})の時間変化を $\eta_m' = \eta_c' = 1$ の場合からの違いとしてプロットしている。

ポスト・インフレーション期の沈降速度がより小さい η_m' の場合で大きくなることは、直感的にも理解される。 η_m' の効果は、より詳しくは、 D' に依存している。 $\eta_m' = \eta_c' = 1$ の場合からの比(U_z/U_{z0})の違いはまずはじめ時間とともに大きくなるが、その後減少し始める。その減少へと転じる時間はより小さな D' あるいは、より大きな η_m' の場合でより遅くなってくる。時間変化の全体的な特徴は W' には依存しないが、 $\eta_m' = \eta_c' = 1$ の場合からの比(U_z/U_{z0})の違いは W' が大きくなるにしたがいより大きくなる。時間変化はまた H' にも依存しているが、そのことは沈降速度が H' に依存していることに関わっている。ポスト・インフレーション期の沈降速度はより大きな H' ほど大きくなることを上で示したが、それにより $\eta_m' = \eta_c' = 1$ の場合からの比(U_z/U_{z0})の違いはより大きな H' ほどより速やかに減少する。

$D' \leq 1$ の場合、異なる η_m' に起因する比(U_z/U_{z0})の違いは、 W' が 1 あるいは 2 の時、それぞれ U_{z0}' の ~3 あるいは ~7 % になる。一方、 $D' = 2$ の場合、その違いはどの W' でも U_{z0}' の 10 % をこえてくる。シルの膨張が地殻の厚さの半分の深さ以上で生じた時には、火山性地殻変動にマントルの粘性率を考慮しなければならない。シルの赤道半径が地殻の厚さの半分程度以上でなければ、マントルの粘性率を気にする必要は特にない。

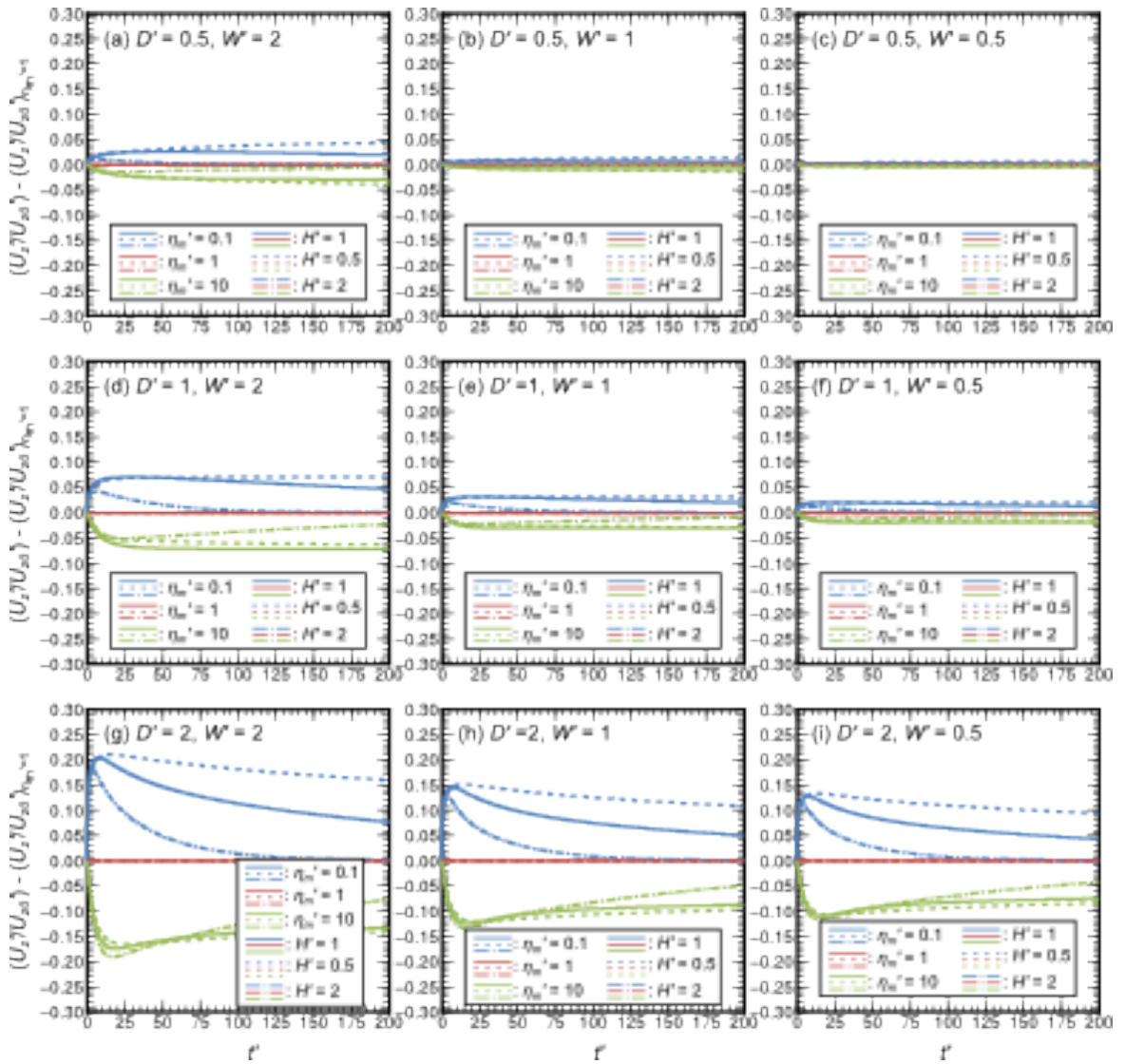


図 3.1-11 UNV モデルの振る舞い. $\Delta t' = 0$ の場合の $(x', y') = (0, 0)$ における地表面鉛直変位 U_z' の時間変化; ここで U_z' は初期弾性隆起量 U_{z0}' で規格化したものだが, $\eta_m' = 1$ の場合からの違いをプロットしている. η_c' は 1, そして η_m' は (青) 0.1, (赤) 1, (緑) 5, (紫) 10. D' は (a, b, c) 0.5, (d, e, f) 1, (g, h, i) 2. W' は (a, d, e) 2, (b, e, h) 1, (c, f, i) 0.5. H' は (実線) 2, (破線) 1, (鎖線) 0.5.

2) 粘性率の深さ依存性を持つモデル (DDV モデル) の振る舞い

2-1) 地表面変位の時間変化

図 3.1-12 は, DDV モデルにおける隆起の中心 $(x', y') = (0, 0)$ での地表面鉛直変位 U_z' の時間変化; ポスト・インフレーションの沈降史を示している. それぞれのパネルで粘性率の深さ依存性を決める c の値が異なっていて, 地表面での粘性率 η_s' が (a) 10^1 , (b) 10^2 , (c) 10^3 , (d) 10^4 の場合となっている. そしてそれぞれ仮定した粘性勾配の場合で, その地表面変位がシルの深さ D' ごと

にどう振る舞いを変えてくるのかを示している． U_z' はそれぞれの D' の場合の初期弾性隆起 U_{z0}' で規格化されている．またシルの赤道半径 W' は 0.5 としている．

地表面での粘性率 η_s' が 10^1 の場合，地殻の底での粘性率にもとづく粘弾性緩和時間の 100 倍に相当する時間 $t'=100$ で，隆起の比(U_z'/U_{z0}')は，それぞれの D' の値 $D'=0.2, 0.5, 1, 1.5, 2$ で，0.97, 0.90, 0.79, 0.69, 0.61 となっている．一方， η_s' が 10^4 の場合は，それぞれの D' の値 $D'=0.2, 0.5, 1, 1.5, 2$ で，0.99, 0.97, 0.86, 0.61, 0.32 となっている．同様に， $\eta_s'=10^2$ の場合， $U_z'/U_{z0}'=0.96, 0.85, 0.63, 0.43, 0.31$ ，そして $\eta_s'=10^3$ の場合， $U_z'/U_{z0}'=0.98, 0.93, 0.73, 0.46, 0.24$ となる．このように，いかなる粘性勾配であっても，沈降速度はシルの膨張がより深いほど大きくなる．

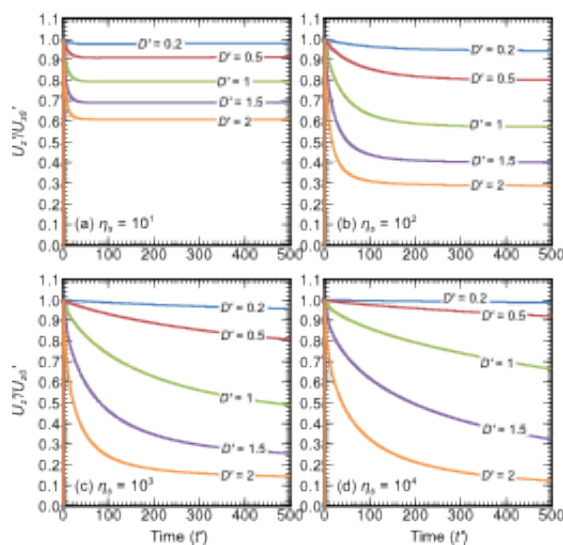


図 3.1-12 DDV モデルの振る舞い． $(x', y') = (0, 0)$ での鉛直地表面変位 U_z' の時間変化． η_s' は(a) 10^1 , (b) 10^2 , (c) 10^3 , (d) 10^4 . $\Delta t'$ は 0. U_z' はそれぞれの D' の場合における U_{z0}' で規格化されている；ここで U_{z0}' は初期弾性隆起． $D' =$ (青) 0.2, (赤) 0.5, (緑) 1, (紫) 1.5, (橙) 2 のそれぞれの場合で， $U_{z0}' = 86.25, 50.11, 20.06, 10.03, 5.90$ である．その他の変数値は $W' = 0.5, \eta_m' = 1$.

時間 $t' = 500$ での隆起の比(U_z/U_{z0})を見てみる．地表面での粘性率 η_s が 10^1 の場合，それぞれの D' の値 $D' = 0.2, 0.5, 1, 1.5, 2$ で， $U_z/U_{z0} = 0.97, 0.91, 0.79, 0.69, 0.61$ ．これらは，時間 $t' = 100$ と同じであり，少なくともその時間以降，隆起の変化は生じていない．一方， η_s が 10^4 の場合は，それぞれの D' の値 $D' = 0.2, 0.5, 1, 1.5, 2$ で， $U_z/U_{z0} = 0.98, 0.92, 0.66, 0.32, 0.12$ となっており， $D' \geq 0.5$ で，時間 $t' = 100$ 以降に有意に沈降が進んでいる．同様に， $\eta_s = 10^2$ の場合， $U_z/U_{z0} = 0.94, 0.80, 0.57, 0.40, 0.28$ となり， $D' \geq 0.5$ で沈降が有意に進み，そして $\eta_s = 10^3$ の場合， $U_z/U_{z0} = 0.95, 0.80, 0.49, 0.25, 0.14$ となり，同じく $D' \geq 0.5$ で沈降が有意に進んでいる．生じる沈降の大きさが，粘性勾配が小さいほど小さくなるということもわかる．

図 3.1-13 は，図 3.1-12 と同じものを W が 0.1 の場合でプロットしている． $\eta_s = 10^1, 10^2$ の $D' = 0.2$ 以外のモデルの振る舞いは， $W' = 0.5$ の場合とほとんど変わらない． $\eta_s = 10^1$ で $D' = 0.2$ の場合，時間 $t' = 500$ での隆起の比(U_z/U_{z0})は 0.58 となっており， $W' = 0.5$ の場合の 0.97 に比べて格段に沈降量が増えている．同様に， $\eta_s = 10^2$ で $D' = 0.2$ の場合，隆起の比(U_z/U_{z0})は， $W' = 0.5$ の場合の 0.94 に対して， 0.78 と沈降量が大きく増加している．これらの結果はまるで見かけの弾性層の厚さが増加しているかのような振る舞いを見せているようである．粘性勾配だけでなく，それに対するシルの赤道半径の比が，有効弾性圧を支配していることを示唆しているが，本研究においては例外的な振る舞いとして，今後これについては議論しないことにする．

図 3.1-14 には，UNV モデルにおけるポスト・インフレーション期の沈降を記述した時のように，各時間における隆起の比(U_z/U_{z0})をシルの深さ D' の関数としてプロットしている．どの時間 $t' = 1, 10, 100, 300$ においても，隆起の比(U_z/U_{z0})は D' の増加とともに小さくなっていくが，その小さくなっていく勾配が，粘性勾配がより大きいほど大きくなる傾向がある．

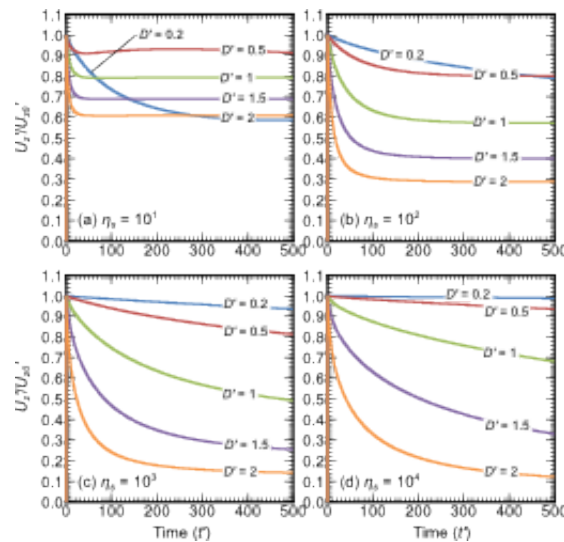


図 3.1-13 DDV モデルの振る舞い．図 3.1-12 と同じ，ただし $W = 0.1$ ．

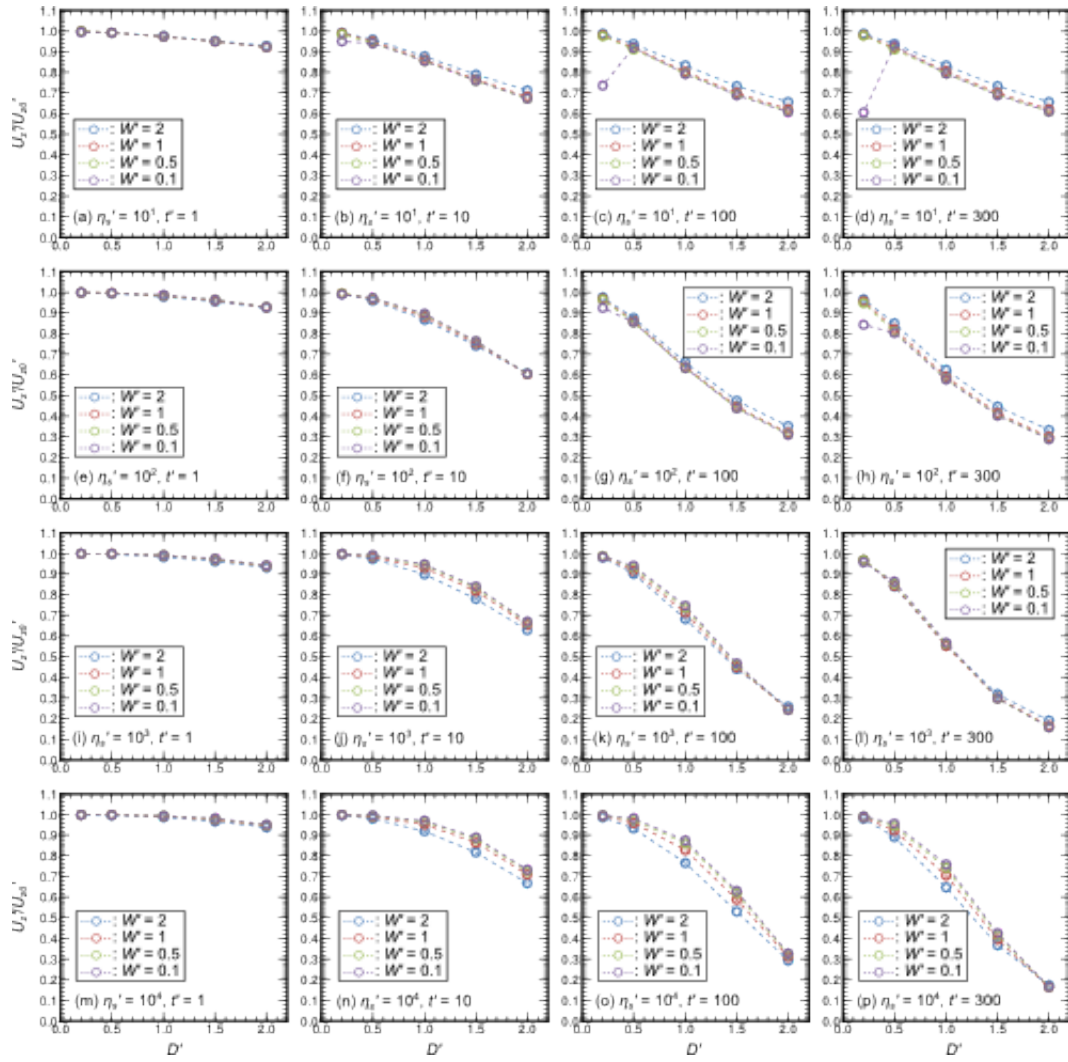


図 3.1-14 DDV モデルの振る舞い. $\Delta t' = 0$ の場合のポスト・インフレーション期における地表面鉛直変位 U_z' を D' の関数としてプロットしたもの. U_z' は $(x', y') = (0, 0)$ での値で, 初期弾性隆起 U_{z0}' で規格化している: U_z'/U_{z0}' . W' は(青) 2, (赤) 1, (緑) 0.5, (紫) 0.1. 地表面での粘性率 η_s' は(a, b, c, d) 10^1 , (e, f, g, h) 10^2 , (i, j, k, l) 10^3 , (m, n, o, p) 10^4 . 時間 t' は(a, e, i, m) 1, (b, f, j, n) 10, (c, g, k, o) 100, (d, h, l, p) 300.

前章で述べた UNV モデルにおいて, シルの膨張が弾性層内の場合にはシルの深さ D' が大きいほど隆起の比(U_z'/U_{z0}')が小さくなり, シルの膨張が粘弾性層内の場合には D' が大きいほど U_z'/U_{z0}' が大きくなり, そして, シルの膨張が弾性層と粘弾性層との境界で生じた時に, U_z'/U_{z0}' が最も小さくなることを示した. しかし, DDV モデルにおいては, 恣意的な弾性層を持つ UNV モデルの時のようなシルの深さ依存性はなく, U_z'/U_{z0}' はシルの深さ D' が大きくなるにつれ単調に小さくなっていく. ただし, $\eta_s' = 10^1$ で $W' = 0.1$ の場合, $t' = 100, 300$ においては, $D' = 0.5$ を境に U_z'/U_{z0}' の変化勾配が正から負に転じている. このことは, 上でも述べた, $\eta_s' = 10^1$ において $W' = 0.1$ の場合にのみ, 沈降量が増えることを反映している.

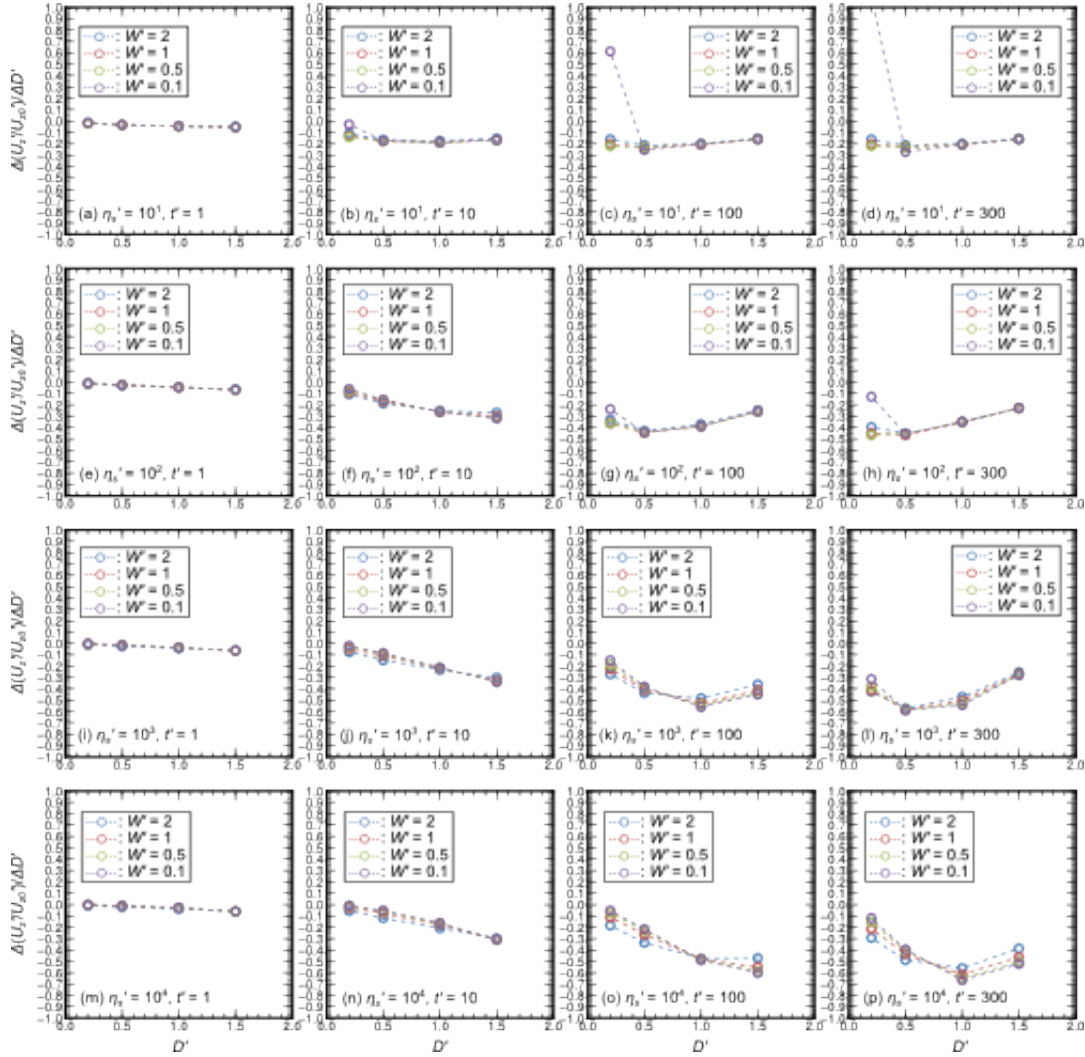


図 3.1-15 DDV モデルの振る舞い．図 3.1-14 で示した U_z/U_{z0} の変化率 $\Delta(U_z/U_{z0})/\Delta D'$ ．モデル変数は図 3.1-14 と同じ．

U_z/U_{z0} が D' とともに減少していく様子をもう少し詳しく見てみると、 U_z/U_{z0} の変化勾配が D' に依存して変化していることがわかる．このことを図 3.1-15 にまとめている． $t' = 10$ までは、どの粘性勾配の場合でも、またどの W' についても、 U_z/U_{z0} の負の変化勾配は D' とともにその絶対値が大きくなっている．この傾向は、UNV においてシルの膨張が弾性層内で生じた場合と同じ傾向である．ただし、UNV モデルにおいては、弾性層の最下層においてシルが膨張し始めるとその勾配が小さくなっている；例えば、図 3.1-9 の $H' = 2$ のモデルにおいて、 $W' = 2 \sim 1$ と赤道半径が大きい場合、 $D' = 1.5$ と 2 の間で U_z/U_{z0} の負の変化勾配が小さくなっている．

ところが、 $t' = 100$ や 300 においては、ある D' を境に U_z/U_{z0} の負の変化勾配が小さくなり始める．まずは、 $t' = 100$ においてであるが、 $\eta_s' = 10^1, 10^2$ の場合、その変化は $D' = 0.5$ で生じ始める． $\eta_s' = 10^3$ の場合は、 $D' = 1$ で生じる． $\eta_s' = 10^4$ の場合においても、 $D' = 1$ であるが、それは $W' = 2$ の時だけに限られ、それ以外の W' の時は、勾配は小さくなり続ける一方である．

次に、 $t' = 300$ においてであるが、 $\eta_s' = 10^1, 10^2$ の場合、 U_z/U_{z0} の変化勾配は、 $t' = 100$ の時

と同じく、 $D' = 0.5$ を境に小さくなり始める． $\eta_s' = 10^3$ の場合、 $t' = 100$ では U_z'/U_{z0}' の変化勾配が $D' = 1$ を境に小さくなり始めていたが、ここでは $D' = 0.5$ を境に小さくなり始めている． $\eta_s' = 10^4$ の場合においては、全ての W' について、 $D' = 1$ を境に U_z'/U_{z0}' の変化勾配が小さくなり始めている．

2-2) 仮想的な一様粘性率 (UNV) の空間分布

ここでは、地表面の各地点での DDV モデルの振る舞いを最も良く再現できる一様粘性モデルの粘性率を求めて、変動の時定数の空間分布を明らかにする．例えば、DDV モデルにおける地表面のある座標点 A での変位の時間変化と、UNV モデルにおける同じ座標点 A での変位の時間変化を比較して、DDV モデルの振る舞いを最も良く再現できる UNV モデルの粘性率を求める．本研究では、その UNV モデルの粘性率を $\eta_u' (= \eta_u/\eta_0)$ と定義する．同じ作業を別の座標点 B, C, D, ... に対して行い、その η_u' がそれぞれの座標点でどう違ってくるのかを調べることにより、DDV 構造がどのように地表面変動に反映されてくるのかを理解していく．

この方法は、Yamasaki and Houseman (2012a) で提案されたもので、その方法は Yamasaki and Houseman (2012b) においてチベットにおける地震性地殻変動に対して検証が行われ、その有用性が確かめられている．そこにおいては、力源として断層の動きを考え、その断層からの距離に応じて η_u' は系統的に変化していくが、その変化の仕方は DDV 構造を反映して、断層から離れるに従い η_u' は小さくなっていき、そしてその小さくなっていく割合が、地殻内粘性勾配が大きいほど大きくなることを明らかにした．つまり η_u' に反映される変動の時間スケールの空間分布から、地殻の粘性勾配を把握できるという方法である．同じ方法を、シルの膨張という異なる力源に対して適用し、地震性地殻変動において見出された η_u' の空間変化と同じような傾向が見出されるのかを調べてみる．ただし、本研究においては、Yamasaki and Houseman (2012ab) において恣意的に仮定された弾性層は DDV モデルに置いたりはしないことにする．実際の地殻にはそのような恣意的な弾性層はなく、ある与えられた DDV 構造のその最上部のある厚さの層が、有効的に弾性層として振舞っていると考えられる．したがって、与えられた DDV 構造におけるその有効弾性層の厚さを評価することが求められる．

図 3.1-16 に、シルの膨張により得られた地表面隆起のその中心からの各距離 y' で求められた η_u' をプロットしている．粘性勾配を規定する定数パラメータ c は、地表面での粘性率が 10^3 になるようにしている．シルの深さ D' は $D' = 1$ 、そしてシルの赤道半径 W' は $W' = 0.5$ としている；これ以降の数値実験の記述においては $W' = 0.5$ で固定することにする．DDV モデルにおける有効弾性厚はわからないので、それと比較する UNV モデルの H' をどのように設定すればよいかわからない．そこで、それぞれ仮定した UNV モデルの H' の値ごとに、DDV モデルと比較することにした；ここで、 $H' = (a) 0.2, (b) 0.5, (c) 1, (d) 2$ である．比較する時間間隔についてであるが、DDV モデルにおける $t' = 0$ から $t' = 100$ までの間の変位を比較する．ここで注意しておかないといけないのは、UNV モデルの結果における最大時間 $t_{max}' = 500$ を超えるような時間における変位が必要になる時は、 t_{max}' とその一つ前のステップにおける変位変化の勾配から線形外挿して、その時間での変位を求めることにする、ということである；これについては今後改良が必要．また η_u' の最小値は 0.1 とする．それ以下の η_u' を必要とする座標点もあるかもしれな

いが、そのような制限をおくのは、 η_u' の空間変化を議論するのに十分小さい値だと考えられるからであることと、上で述べた外挿からくる逸脱をできるだけ小さくするためである。

$H' = 0.2$ の場合、隆起の中心 $y' = 0$ で求まった $\eta_u' = 2.4$ は、そこから離れるにしたがい小さくなっていき、 $y' = 1$ では $\eta_u' = 0.1$ になっている。 η_u' は、 $y' \geq 1.2$ で再び大きな値を持つが、その理由については後述する。隆起の中心から離れるにしたがって η_u が小さくなるという傾向は、 $H' = 0.5, 1, 1.5$ の場合にも見られる。しかし、 $H' = 2$ になると、 η_u' は隆起の中心から離れるにしたがい大きくなっている。

隆起の中心 $y' = 0$ での η_u' の値は、 H' の値により違ってくる。 $H' = 0.2$ の時の $\eta_u' = 2.4$ に対して、それぞれ、 $H' = 0.5$ では $\eta_u' = 22.1$ 、 $H' = 1$ では $\eta_u' = 56.0$ 、 $H' = 1.5$ では $\eta_u' = 18.7$ 、 $H' = 2$ では $\eta_u' = 3.3$ となっている。 $H' = 1$ までは H が大きくなると、 $y' = 0$ での η_u' も大きくなっている。 UNV モデルの沈降速度が H が小さいほど小さくなることを反映している。一方、 $H' = 1.5, 2$ では、 $y' = 0$ での η_u が再び小さくなっている。 $D' = 1$ に対して $H' = 1.5, 2$ というのはシルが弾性層内で膨張した場合に相当し、UNV モデルの変位が大きく制限されているため、小さな η_u が予測されていたと考えられる。

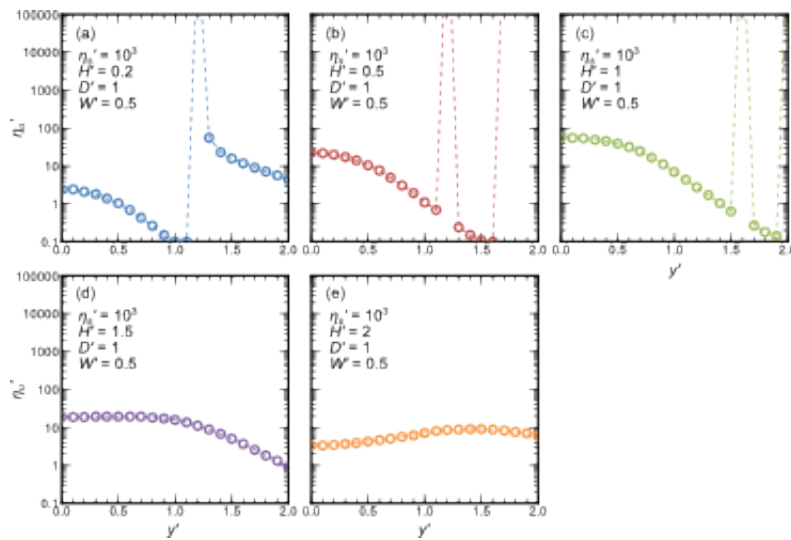


図 3.1-16 隆起の中心からの各距離 y' における DDV モデルの振る舞いを最も良く再現する UNV モデルの粘性率(η_u)。地表面での粘性率 η_s' は 10^3 。UNV モデルで仮定した弾性層の厚さ H' は (a) 0.2, (b) 0.5, (c) 1, (d) 1.5, (e) 2。その他のモデル変数は $D' = 1$, $W' = 0.5$ 。

図 3.1-17 は、隆起の中心からの各距離における DDV モデルの振る舞い(黒)と、DDV モデルからの違いを最小にされた UNV モデルの振る舞いをそれぞれ仮定した H' の場合で示している。 $D' = 1$ で $W' = 0.5$ なのは、図 3.1-16 と同じである。隆起の中心からの距離 y がそんなには大きくない近地場において、 $H' = 0.2$ の UNV モデルはまず DDV モデルとのは逆方向の変位をもつことがわかる。他の H' の値についても、そのような逆方向の変位が予測されているが、それは隆起の中心から少し離れたところにおいてである。DDV モデルの変位と、それとは逆方向の UNV モデルの変位とを比較することにより、非常に大きな η_u が予測されているのである。ポスト・インフレーションの粘弾性緩和により、隆起の中心辺りは沈降が生じてその緩和が完了するまで続く。

しかし、隆起の中心から離れた、ちょうど初期隆起の半波長に相当するような距離の辺りでは、粘弾性緩和による地表面上下変動の方向が複雑に変わりうる。そのような複雑さが、隆起の中心から離れるにしたがい η_u が小さくなっていくという傾向からの逸脱を生み出している。したがって、隆起の中心からの距離に応じた η_u の変化は、隆起の半波長よりも短い距離範囲において議論するのが適当なのかも知れない。

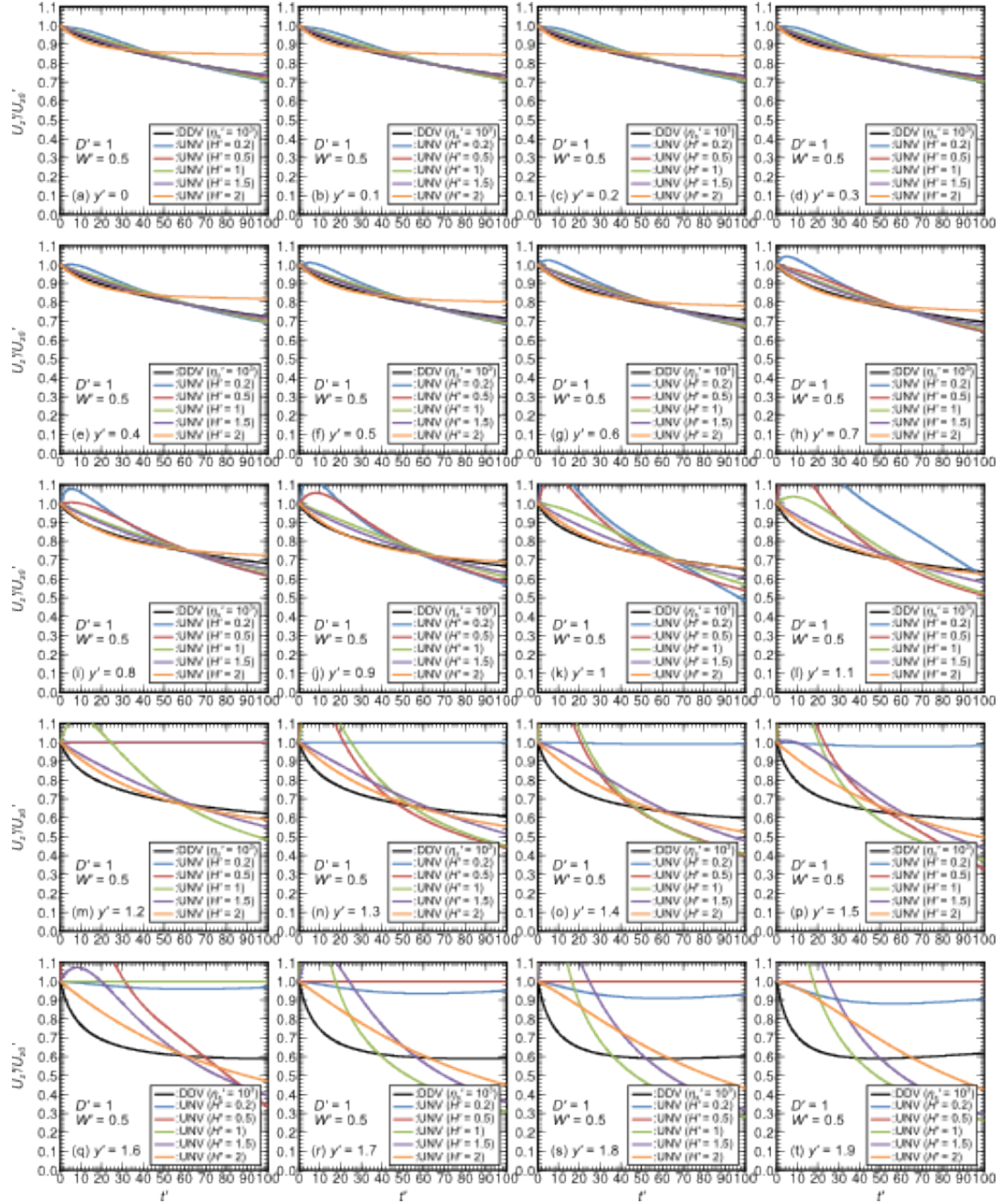


図 3.1-17 DDV モデルと UNV モデルの振る舞い。隆起の中心からの距離 y' における鉛直地表面変位 U_z' の時間変化 ; (a) $y' = 0$, (b) $y' = 0.1$, (c) $y' = 0.2$, (d) $y' = 0.3$, (e) $y' = 0.4$, (f) $y' = 0.5$, (g) $y' = 0.6$, (h) $y' = 0.7$, (i) $y' = 0.8$, (j) $y' = 0.9$, (k) $y' = 1$, (l) $y' = 1.1$, (m) $y' = 1.2$, (n) $y' = 1.3$, (o) $y' = 1.4$, (p) $y' = 1.5$, (q) $y' = 1.6$, (r) $y' = 1.7$, (s) $y' = 1.8$, (t) $y' = 1.9$. $\Delta t' = 0$, $D' = 1$, $W' = 0.5$. U_z' は初期弾性隆起 U_{z0}' で規格化されている。DDV モデルにおける地表面での粘性率 η_s' は 10^3 。UNV モデルにおける弾性層の厚さ H' は(青) 0.2, (赤) 0.5, (緑) 1, (紫) 1.5, (橙) 2。またそれぞれの弾性層の場合における各地点での UNV モデルの粘性率は図 16 に示されたもの。

前述のように、隆起の中心辺りにおける DDV モデルと最適 UNV モデルの振る舞いを注意深く観察すると、変動の初期段階においては DDV モデルのほうが UNV モデルよりも変位の増加が早い、その後 DDV モデルの変位増加は UNV モデルにくらべて遅くなり、ついには UNV モデルの変位が DDV モデルの変位を上回ってしまう。このことはつまり、DDV モデルの振る舞いは、変動が進むにしたがってより大きな粘性率で支配されていくということである。また、DDV モデルと UNV モデルの違いは、隆起の中心から離れるに従い大きくなっていく(一致の良さは悪くなる)こともわかる。このような、DDV モデルと UNV モデルとの本質的な違いは、地震性地殻変動について見出されているが(Yamasaki and Houseman, 2012ab)、シルの貫入にともなう火山性地殻変動においても、同様の観測が得られる可能性が示唆された。

図 3.1-18 は、シルの膨張により得られた地表面隆起のその中心からの各距離 y' で求められた η_u' をプロットしているが、UNV モデルにおける H' は $H' = 0.2, 0.5, 1, 1.5, 2$ のそれぞれの場合、DDV モデルにおける地表面のでの粘性率 η_s' を $\eta_s' = 10^1, 10^2, 10^3, 10^4$ のそれぞれの場合、そして DDV モデルと UNV モデルの両方に共通のモデル変数であるシルの赤道半径 W' は 0.5 、そしてシルの深さ D' を 0.5 としている。上述のように、隆起の中心から離れるにしたがって η_u' が単調に変化している距離範囲だけをここでは見ることにする。

$D' = 0.5$ の時、いずれのモデル変数の場合においても、UNV モデルの H' が $H' \leq 0.5$ の範囲において、 η_u' は隆起の中心から離れるに従い小さくなっていき、そして隆起の中心での η_u' はより大きな H' でより大きくなっている。 $H' = 1$ になると、 $\eta_s' \leq 10^3$ で、 η_u' が隆起の中心から離れるに従って大きくなっていくという傾向に変わっている。しかし、 $\eta_s' = 10^4$ では、 η_u' が隆起の中心から離れるに従って小さくなっていくという傾向は変わっていない。また隆起の中心での η_u' は $H' = 0.5$ の場合に比べて小さくなっている。 $H' \geq 1.5$ になると、いずれの場合も、 η_u' は隆起の中心から離れるに従い大きくなり、隆起の中心での η_u' は H' が大きいほど小さくなる。

図 3.1-19 は、図 3.1-18 と同じプロットをシルの深さ D' が 1 の場合で示している。UNV モデルにおける H' が $H' \leq 1$ の場合においてのみ、 η_u' は隆起の中心から離れるに従い小さくなっていく。また隆起の中心における η_u' は H' が大きいほど大きくなっている。しかし、 $H' \geq 1.5$ になると、 η_u' は隆起の中心から離れるに従い大きくなっているし、隆起の中心での η_u' は H' が大きいほど小さくなっている。

図 3.1-20 は、図 3.1-18 と同じプロットをシルの深さ D' が 2 の場合で示している。どのモデル変数においても、 η_u' は隆起の中心から離れるに従い小さくなっていく。そして、隆起の中心での η_u' は UNV モデルにおける H' が大きいほど大きくなっていく。

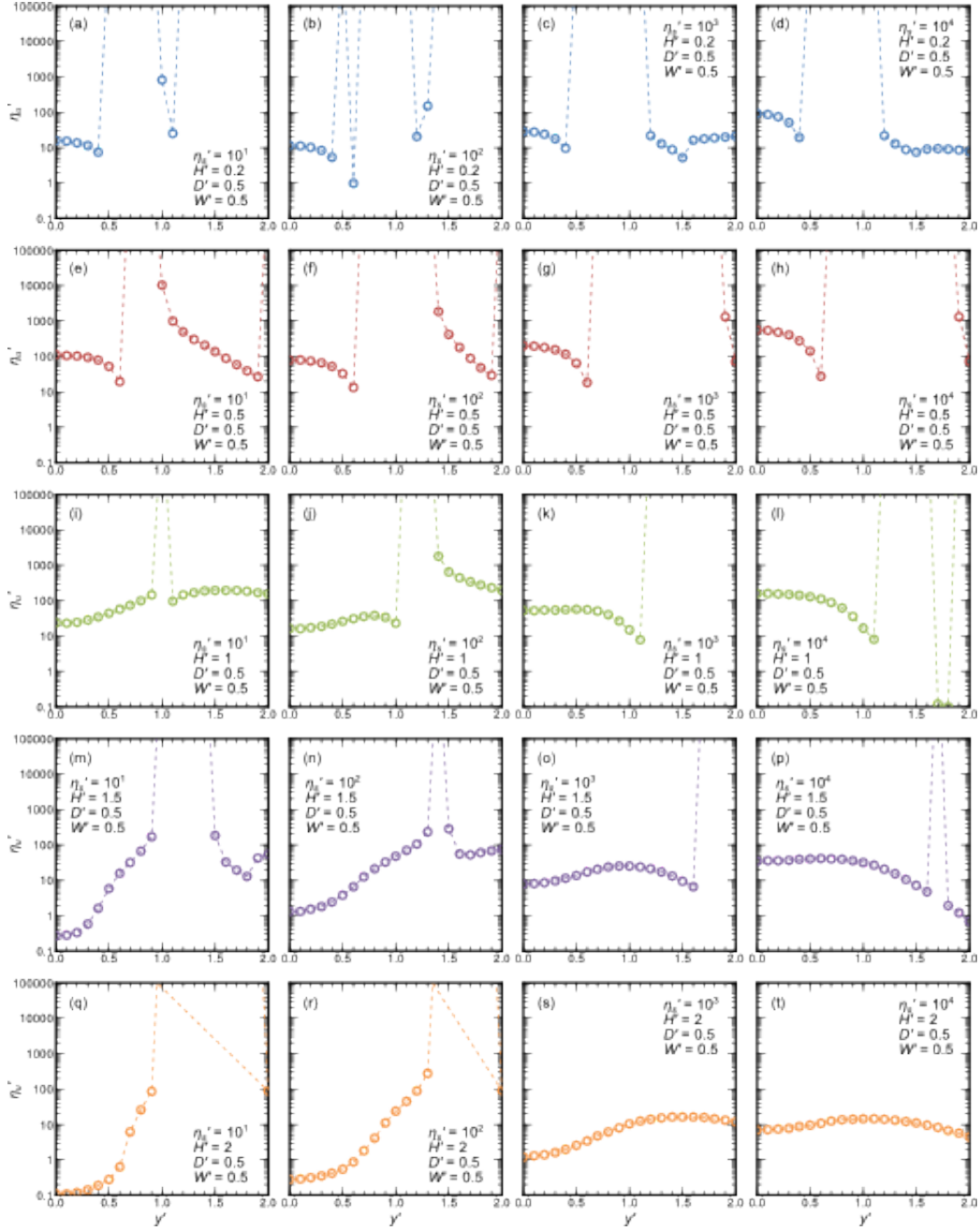


図 3.1-18 隆起の中心からの各距離 y' における DDV モデルの振る舞いを最も良く再現する UNV モデルの粘性率(η_u')。地表面での粘性率 η_s' は(a, e, i, m, q) 10^1 , (b, f, j, n, r) 10^2 , (c, g, k, o, s) 10^3 , (d, h, l, p) 10^4 。UNV モデルで仮定した弾性層の厚さ H' は(a, b, c, d) 0.2, (e, f, g, h) 0.5, (i, j, k, l) 1, (m, n, o, p) 1.5, (q, r, s, t) 2。その他のモデル変数は $D' = 0.5$, $W' = 0.5$ 。

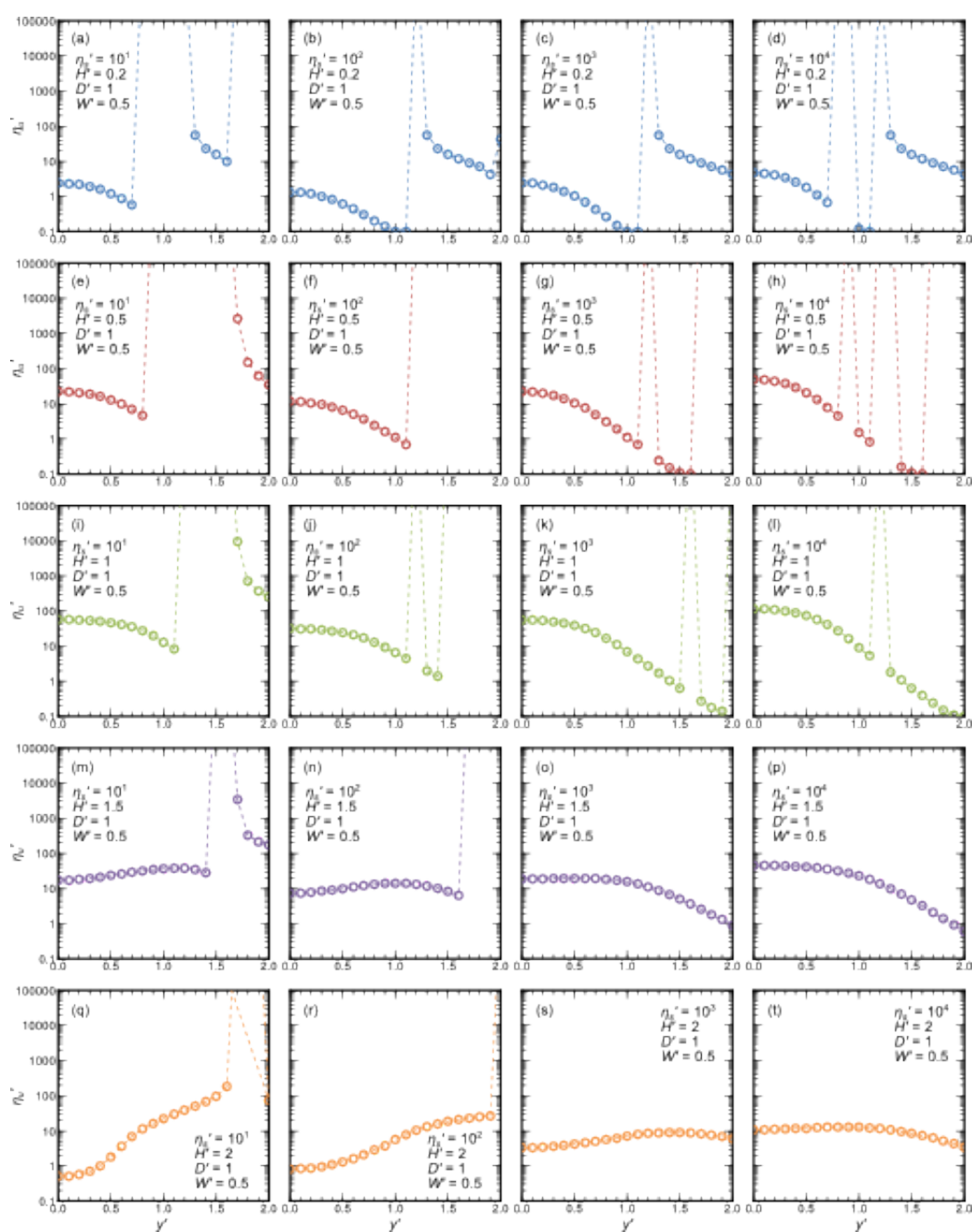


図 3.1-19 図 3.1-18 と同じ，ただし $D' = 1$.

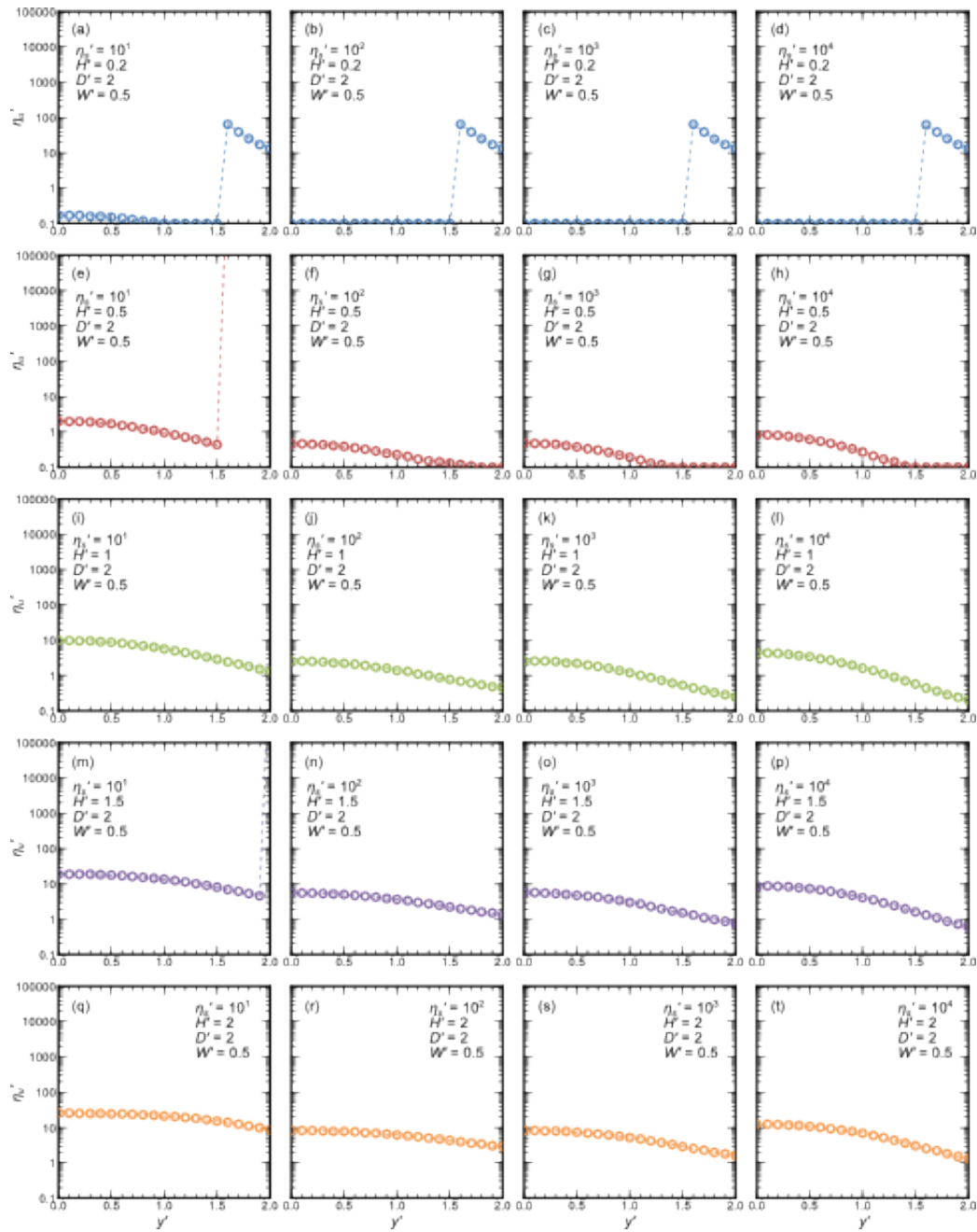


図 3.1-20 図 3.1-18 と同じ，ただし $D'=2$.

(4) 屈斜路カルデラへの UNV モデルの適用事例

ここでは粘弾性モデルを北海道東部の屈斜路カルデラで観測された地表面変位(図 3.1-21)に適用することを試みる．その地殻変動から地殻の粘性率やマグマ貫入の様子を制約し，火山性地殻変動における粘弾性緩和の効果を検証する．そして得られたマグマ貫入の様子を地球物理観測と比較し，マグマ活動に関する何を地表面変位が反映しているのかについて議論する．

1) 地質学的背景

日本の北海道その東部に位置する屈斜路カルデラは、26 km×20 km の水平次元を持ち、これにより、日本国内一の大きさを持つカルデラとして知られている(図 3.1-21a). 地表直下にはリング状の破碎帯をともなった釜状構造を持っていることが重力観測等により明らかにされている(Yahata, 1989; Ichihara et al., 2009). このカルデラは $\sim 400 \pm 100$ ka と $\sim 40 \pm 1$ ka の間の期間に生じた 8 回の爆発的噴火により形成されたもので、それ以前の前カルデラ活動は ~ 1.84 から 0.87 Ma にかけて継続していたと知られている(e.g., Katsui and Satoh, 1963; Hirose and Nakagawa, 1995; Goto et al., 2000; Hasegawa et al., 2011). 最も高い火山活動期は $\sim 115 - 120$ ka に生じており(e.g., Machida and Arai, 2003), ~ 175 km³ もの火山噴出物をともなっている(Hasegawa et al., 2012; Hasegawa and Nakagawa, 2016). 後カルデラ活動は ~ 35 ka に始まり、アトサヌプリや中島火山を $\sim 30 - 20$ ka に形成している(e.g., Sumita, 2003). 直近の噴火は ~ 1300 と数百年前にアトサヌプリ火山で起こっている(e.g., Hasegawa and Nakagawa, 2016).

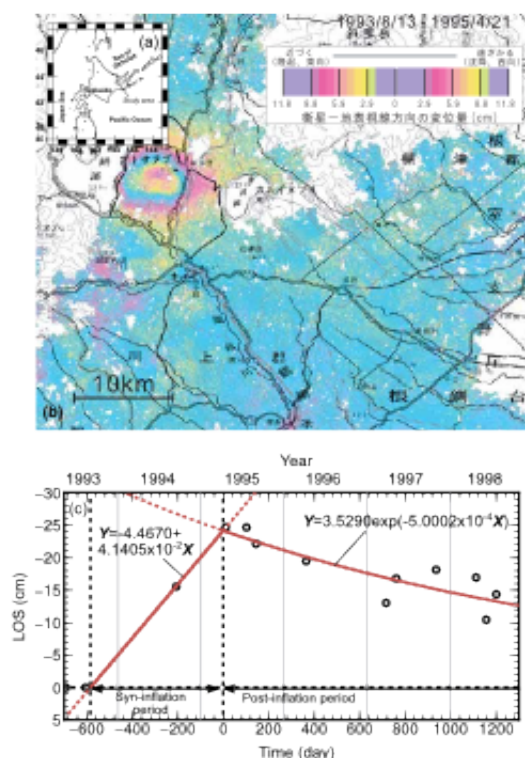


図 3.1-21 本研究で用いた InSAR データ.

(a) InSAR データの場所. (b) 1993 年 8 月 13 日から 1995 年 4 月 21 日の期間における屈斜路カルデラ内及びその周辺における Line-of-Sight (LOS)変位のイメージ; Geographical Survey Institute (2006)に載せられている図を使用. (c)隆起の中心における LOS 変位の時間変化(白丸)と観測量に最小二乗法を適用して得られた最適曲線(赤色); ここでシン・インフレーション期としては、1995 年 4 月 21 日と 1994 年 9 月 13 日の 2 つの観測点, ポスト・インフレーション期に対しては 1995 年 7 月 19 日を含むそれ以降の 9 つの観測点のそれぞれに一次関数と指数関数を用いた最小二乗法を適用している. 両者の交点をインフレーション期の終わりとして、その時間を 0 とし、時間変化をプロットしている.

2) InSAR データ

屈斜路カルデラ内およびその周辺の地表面変位は、Japanese Earth Resources Satellite (JERS) -1 (ニックネーム Fuyo-1)により、1993 年 5 月から 1998 年 7 月にかけて観測されている；その衛星は 1992 年 2 月 11 日に打ち上げられ、その運用は 1998 年 10 月 12 日に終えている。InSAR のデータセットは Geographical Survey Institute (2006)により解析され、地表面変位が構築されている。1993 年 8 月 13 日から 1995 年 4 月 21 日までの間の LOS (Line-Of-Sight)変位のコンターを図 3.1-21b に示しているが、アトサヌプリ周辺にはっきりとした隆起域が認識される(図は Geographical Survey Institute (2006)より引用)。

データ解析は、1993 年の半ばから後半にかけてアトサヌプリ山辺りが隆起し始めたが、1995 年中頃に突然沈降に転じていることを、明らかにしている(図 3.1-21c)。隆起は 1993 年 8 月 13 日と 1994 年 9 月 13 日の間のどこかで始まっている。隆起時期、シン・インフレーション期を表現する最適線は 1995 年 4 月 21 日と 1994 年 9 月 13 日の 2 つの観測点から最小二乗法により定義する。最適線が変位 0 の軸と交差する時間により隆起開始時を決定するが、それは 1993 年 5 月 18 日の 102 日後である。同様に、ポスト・インフレーション期の沈降史をあらわす最適曲線を、1995 年 7 月 19 日を含むそれ以降の 9 つの観測点から、指数関数を適用した最小二乗法により求めてやった。最大隆起はシン・インフレーション期の最適線とポスト・インフレーション期の最適曲線との交点で得られ、またその交点でもってシン・インフレーション期とポスト・インフレーション期の境目とする。これに従って、シン・インフレーションの期間は 587 日となる。

3) シルの制約

図 3.1-22 には、それぞれ異なる η_c の場合で、時間 t_c で予測された U_{Ls} に対する U_L の比 (U_L/U_{Ls})をシルの深さ D の関数としてプロットしている；ここで U_L , U_{Ls} は隆起の中心におけるそれぞれ時間 t_c と 0 での LOS 変位で、 $t_c = 1200$ 日としている。 η_m は η_c と同じとしている。地震学的に制約された屈斜路カルデラ辺りの地殻の厚さは 40km である(Katsumata, 2010; Iwasaki et al., 2013)。したがって、基準長さ L_0 は 10 km となる；本研究の数値実験モデルにおいて無次元の地殻の厚さ Z_c' を 4 としているから、剛性率(μ)を 3×10^{10} Pa と仮定すると、マックスウェル緩和時間は $\eta_c = 10^{17}, 5 \times 10^{17}, 10^{18}, 5 \times 10^{18}, 10^{19}$ Pa s のそれぞれの地殻の粘性率で、 $\sim 0.1, 0.5, 1, 5, 10$ 年となる。

観測量から得られた最適曲線にもとづくと、時間 $t = t_c = 1200$ 日での比 U_L/U_{Ls} は 0.54806 日で、これを図中のそれぞれのパネルに水平の点線として描いている。シルの深さ D は予測量と観測量との交点で制約される。その交点は η_c が 10^{18} Pa s 以下の場合にのみ得られるが、それは仮定したどの弾性層の厚さ H の場合でもそうである。また、交点は弾性層内あるいは粘弾性層内のいずれかで得られる場合もあれば、その両方において得られる場合もある。

図 3.1-23 に、それぞれ異なる時間 t_c で、予測量と観測量との交点で制約されるシルの深さ D をまとめている。与えられた η_c と W では、粘弾性層内での交点は t_c が進むにしたがい浅くなっていき、そして弾性層内での交点は深くなっていくという傾向がある。この結果は、シルの深さ D が時間とともに変化していることを表しているのではなく、観測量の最適曲線が変動が進

むほど大きな予測速度を必要としていることを示している．本研究では，ある深さ D で定置したシ

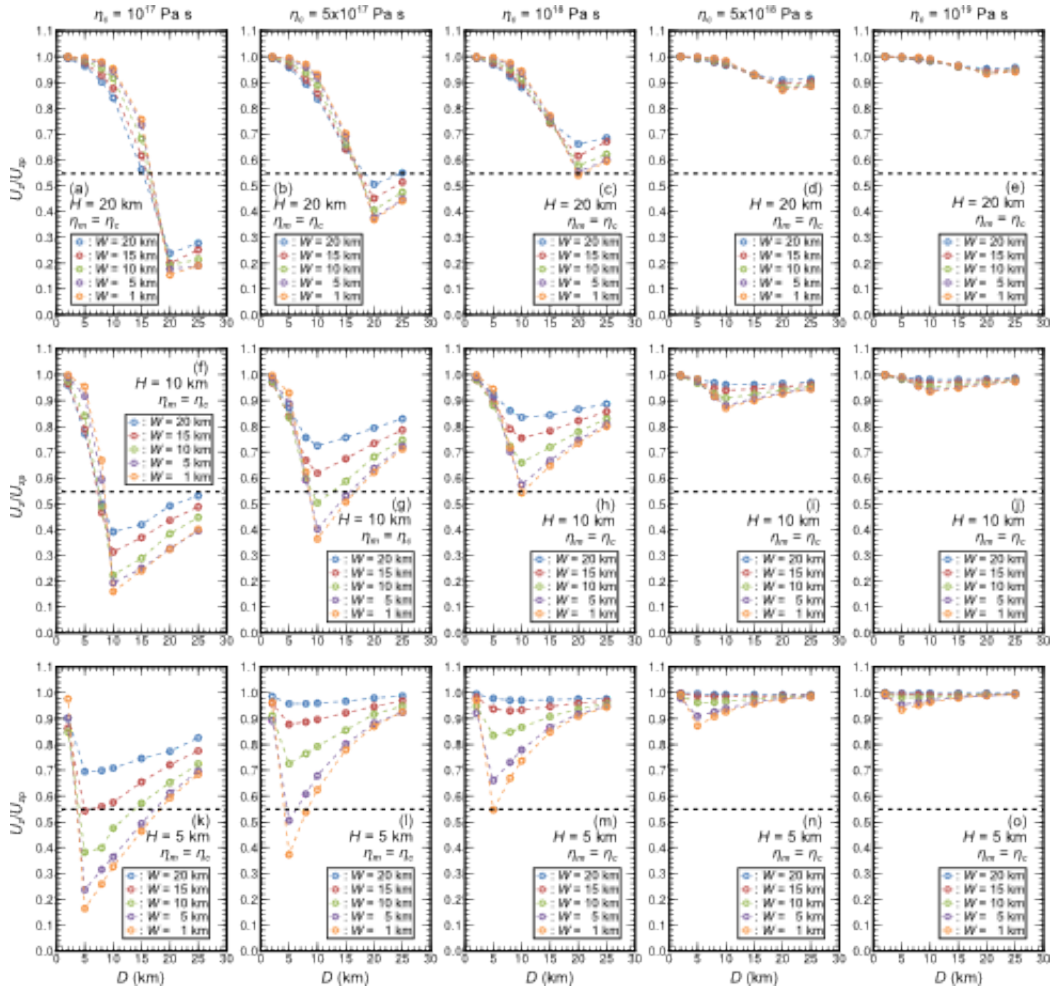


図 3.1-22 UNV モデルを用いて予測された隆起の中心における LOS 変位を D の関数としてプロットしたもの；ここで LOS 変位はインフレーション終了時の隆起量 U_L により規格化されている．時間はインフレーション終了後 1200 日． η_c は 10^{17} , 5×10^{17} , 10^{18} , 5×10^{18} , 10^{19} Pa s. η_m は η_c と同じとしている． H は(a, b, c, d, e) 20 km, (f, g, h, i) 10 km, (j, k, l, m) 5 km. W は(青) 20 km, (赤) 15 km, (緑) 10 km, (紫) 5 km, (橙) 1 km.

ルを考えているので，最適モデルは時間毎に得られたシルの深さ変化が最も小さいモデルとするが，そのモデルにおけるシルの深さはそれぞれの時間で求まった深さの平均値とする．またある 1 つの時間でだけ交点が求まったようなモデルは最適モデルの候補から外している．

図 3.1-24 には，仮定した弾性層の厚さ $H = 5, 10, 20$ km のそれぞれの場合の最適モデルにおける隆起の中心での LOS 変位の時間変化を観測量と比較している．シルの開口(d_{cp})はシン・インフレーション期の終わり $t = 0$ で観測された変位量から制約した． η_c と W は，どの H の場合

でも、それぞれ 10^{18} Pa s, 1 km と制約された． D と d_{cp} は H に依存しており， $H = 20$ km の場合はそれぞれ 19.5 km, 138.09 m， $H = 10$ km の場合は 9.5 km, 32.89 m，そして $H = 5$ km の場合は 5 km, 9.06 m と決められた． D はどの H の場合も，弾性層と粘弾性層との境界付近にシルの深さが決められたわけである．

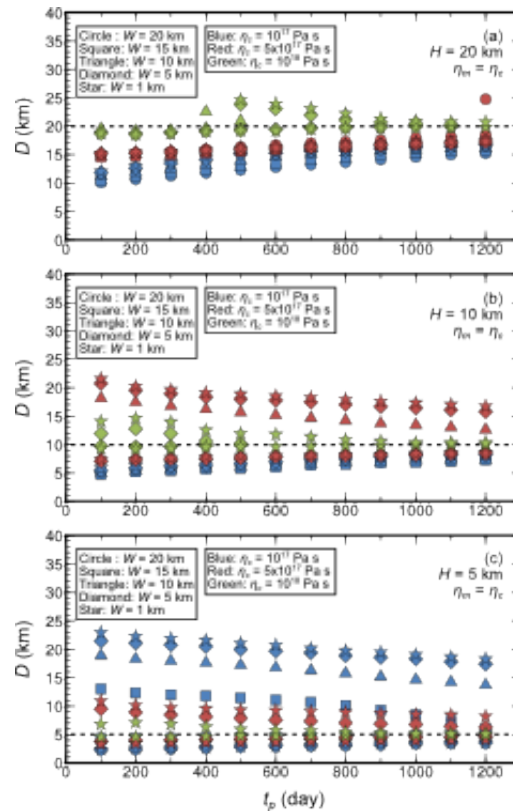


図 3.1-23 UNV モデルにおいてポスト・インフレーション期の異なる時間(t)で求められたシルの深さ (D)． H は(a) 20 km, (b) 10 km and (c) 5 km． η_c は(青) 10^{17} Pa s, (赤) 5×10^{17} Pa s, (緑) 10^{18} Pa s． W = (丸) 20 km, (四角) 15 km, (三角) 10 km, (ダイヤモンド) 5 km, (星) 1 km． η_m は η_c と同じとする．水平の破線は弾性層と粘弾性層との境界の深さを示す．

弾性体モデルでの予測量を青色の破線で示しているが，シルの膨張に関するモデルパラメータは粘弾性モデルによって制約された最適パラメータを用いている．時間 $t = 0$ での隆起量は粘弾性モデルよりも大きくなっているが，この違いが粘弾性モデルにおけるシン・インフレーション期の緩和の効果を表している．シルの体積変化は粘弾性モデルの $\sim 1.174 \sim 1.136$ 分の 1 の場合に，観測された時間 $t = 0$ での隆起量を説明できる．弾性体モデルはしかし，シルの収縮を考えなければポスト・インフレーション期の沈降を説明できない．

仮定した弾性層の厚さ H のそれぞれの場合において，LOS 変位の時間変化を隆起の中心からの距離の関数として図 3.1-17 にプロットしている．観測された隆起の半波長(隆起の中心から変位がゼロになるところまでの距離)は $\sim 6 \sim 8$ km, で，それを縦の破線で示している．また，

InSAR では $\sim 2 \cdot 3$ cm 以下の変位を正確にとらえるのは難しいので、その領域を灰色の影で示している．その InSAR の限界を考慮すると、予測された LOS 変位の波長は、それぞれの弾性層の厚さ $H = 20, 10, 5$ km の場合で、 $\sim 26, \sim 13, \sim 7$ km となる．したがって、弾性層の厚さ H が 20 km と 10 km のモデルは、観測を説明するものとして除外される．弾性層の厚さ H が 5 km のモデルのみが最適モデルとして残される．

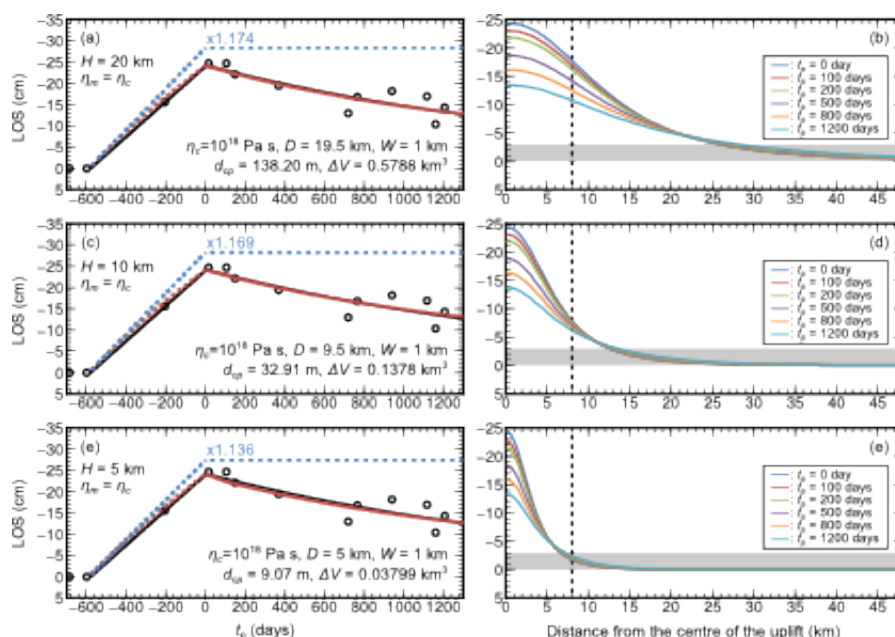


図 3.1-24 UNV 最適モデルと観測量との比較．モデル変数値はそれぞれ、(a, b) $H = 20$ km, $\eta_c = 10^{18}$ Pa s, $D = 19.5$ km, $W = 1$ km, $d_{cp} = 138.20$ m, (c, d) $H = 10$ km, $\eta_c = 10^{18}$ Pa s, $D = 9.5$ km, $W = 1$ km, $d_{cp} = 32.91$ m, (e, f) $H = 5$ km, $\eta_c = 10^{18}$ Pa s, $D = 5$ km, $W = 1$ km, $d_{cp} = 9.07$ m. η_m は η_c と同じとしている．(a, c, e) LOS 変位の時間変化；ここで白丸は隆起の中心で観測された LOS 変位, 黒の曲線は最小二乗法により得られた最適曲線, 赤の曲線は最適モデルで得られた予測量．青の破線は弾性体モデルによる予測量で、シルに関するモデル変数は上述の通り．(b, d, f) LOS 変位のプロファイル．時間 t は(青) 0 日, (赤) 100 日, (緑) 200 日, (紫) 500 日, (橙) 800 日, (水色) 1200 日．垂直の破線は観測における隆起の半波長．

(5) 議論

1) UNV モデルからの知見

本研究でおこなった数値実験は、地表面変位がシルの時間・空間に依存した消長と地殻・マントルのレオロジカルな層構造に依存して、様々な振る舞いを見せることを示したが、このことは地表面で観測された地殻変動から地下のマグマ活動を十分に捉えることができることを我々に教えてくれている．一般的なモデルの振る舞いは、火山性地殻変動を第一近似的に次ように特徴づけた：シルの膨張とともに地表面は隆起するが、マグマの供給が停まるなどしてシルの膨張が停

まると地表面は沈降に転じる．シン・インフレーション期にも，ポスト・インフレーション期にも起こりうる粘弾性緩和による地表面の沈降速度がより大きくなるのは，シルの膨張が弾性層内の場合はより深い時，粘弾性層内の場合はより浅い時である；そして沈降速度が最も大きくなるのは，シルの膨張が弾性層と粘弾性層との境目で生じた時で，その時間スケールは，例えば瞬間的にシルが膨張する場合，地殻の緩和時間の ~ 50 - 100 倍の時間で，シルの厚さの数%にまで減少するようなものである．

シルなどのマグマ溜まりの膨張による地表面隆起はこれまでの弾性体モデルによっても予測されてきた(e.g., Mogi, 1978)．しかし，本研究の粘弾性モデルにおいては，シルの膨張速度が有限の場合，粘弾性緩和が常につきまとうことになり，得られうる隆起量が弾性体モデルよりも小さくなる．例えば，始良カルデラにおいては，1914 年の大正噴火以降断続的な地表面隆起が観測されている(e.g., Sassa, 1956; Eto et al., 1997; Iguchi et al., 2008; Iguchi, 2013)．この隆起に弾性体モデルを適用して 1914 年以降のマグマ蓄積量が推定されているが(e.g., Iguchi et al., 2008; Hickey et al., 2016)，弾性体モデルによる推定はマグマ蓄積量を過小評価している可能性がある．

一方，ひとたびシルの膨張が何かしらの原因で停まったなら(例えばマグマ供給の停止で)，粘弾性緩和の作用で地表面は沈降に転じる．ポスト・インフレーション期の沈降は，主にシルの深さに依存するが，弾性層の厚さ，シルの膨張速度，そしてシルの赤道半径にも依存している．ただし弾性層が地殻の厚さの半分ほどで，シルの赤道半径が地殻の厚さの $\frac{1}{4}$ 以下，そしてシルの膨張が地殻の粘弾性緩和時間よりも有意に短い時には，赤道半径に対する依存性は有意でない．屈斜路カルデラで観測された地表面沈降を，ポスト・インフレーション期に予測された粘弾性モデルの特徴的な振る舞いに沿って解析すると，もしシルの深さと赤道半径がそれぞれ 5 km, 1 km の場合，そして地殻の粘性率が 10^{18} Pa s の場合に，その沈降はうまく説明できることがわかった．マンツルの粘性率は制約されたシルの様子に影響を与えることはない．なぜなら，本研究の数値実験により，シルの深さが地殻の厚さの半分程度以上，そしてシルの赤道半径が地殻の厚さの半分程度以上でなければ，粘弾性緩和による地表面変位がマンツルの粘性率に影響を受けること無視できることを，示したからである(図 3.1-11)．

本研究で特徴づけた火山性地殻変動の振る舞い，つまり隆起の後で沈降が生じるという振る舞いは，屈斜路カルデラ以外の火山帯においても観測されている；例えば，アメリカ合衆国のイエローストーンカルデラ (e.g., Dzurisin and Yamashita, 1987)，イタリアのカンピ・フレグレイカルデラ(e.g., Bianchi et al., 1987; Dvorak and Berrino, 1991)，日本の浅間山 (e.g., Aoki et al., 2013)，and エチオピアの アルト火山(e.g., Biggs et al., 2011; Hutchison et al., 2016)．それらの隆起は普通，マグマや熱流体の貫入により説明されているが(e.g., Dzurisin et al., 1994; Chang et al., 2007)，そのことは隆起が負の質量変化と同期しているという重力観測により支持されている(e.g., Berrino, 1994; Arnet et al. 1997; Battaglia et al., 2006; Tizzani et al., 2009)．

隆起後の沈降は，カンピ・フレグレイにおいては流体の移動で説明されている(Battaglia et al., 2006)．イエローストーンカルデラでは，いっぽう，沈降は観測可能な質量変化をとまっておらず，その原因として，破碎によりできた空隙にガスが逃げこむことが提案されている(Arnet et al., 1997)．同様に，しかしより定量的に，脱ガスによる地表面沈降が浅間山(Kazahaya et al., 2015)やアルト火山(Hutchison et al., 2016)において議論されている；ただし

そこでの重力変化との整合性は良くわからないが、本研究においては、新たなメカニズムとして、粘弾性緩和を提案するが、その説明においてはマグマ的力源の体積減少を特に考える必要はない。有り得そうな沈降メカニズム間におけるトレード・オフ関係を今後も定量的に評価していく必要がある。

屈斜路カルデラ下で制約された粘性率 10^{18} Pa s は地震後の余効変動から推定されてきた粘性率 $\sim 10^{18}$ to 10^{20} Pa s (e.g., Bürgmann and Dresen, 2008; Yamasaki and Houseman, 2012b; Ryder et al., 2014) の最も低い値に相当するが、このことはむしろその下において熱源としてのマグマが存在しているであろう火山帯においては、尤もらしい値かもしれない。実際、室内実験の結果 (Jaoul et al., 2001; Patterson and Luan, 1990; Luan and Patterson, 1992; Ivins, 2000) にもとづき、Newman et al. (2001) はマグマ溜まり周囲の地殻岩石の粘性率は $\sim 500 - 600$ °C で $\sim 10^{17} - 10^{19}$ Pa s になると述べている。

同様の粘性率はいくつかの火山帯において推定されてきた。北アイスランドの Krafla リフトにおける変動から推定された粘性率は $0.8 - 1.1 \times 10^{18}$ Pa s である (Hofton and Foulger, 1996ab)。アメリカの Three Sisters 火山体で微小重力から推定された地殻変動は、地殻内の 3 km より深いところで粘性率が $\sim 10^{18}$ to 5×10^{19} Pa s 程度であることを要請する (Zurek et al., 2012)。エチオピアのアファールにおいては、Dabbau における貫入イベント後の変動が、17km の厚さを持つ地殻下の最上部マントルが 10^{18-19} Pa s の粘性率をもつことを必要としている (Nooner et al., 2009; Hamling et al., 2014)。

屈斜路カルデラ下の地殻構造は電磁観測 (MT) により明らかにされつつある (Ichihara et al., 2009; Honda et al., 2011)。比抵抗値の最小値 $< \sim 1$ W m はアトサヌプリ火山の下深さ 10km 以深におよんでいるが、それ領域は Honda et al. (2011) において、温度 ~ 800 °C 以上の完全溶融メルトの領域と説明されている。その深さはまた岩石学的に制約されたマグマ溜まりの深さと整合的である (Miyagi et al., 2012)。本研究においてシルの膨張の深さは ~ 5 km と制約されたが、それは大きなマグマ溜まりをイメージした低比抵抗領域の上方に位置している。観測された地殻変動は、大きなマグマ溜まりそれ自体の膨張ではなく、そこから上方へ移動して貫入した小規模なマグマ溜まりの膨張を反映していると考えられる。

本研究の数値実験はまた、粘弾性緩和による地表面沈降は、シルの膨張が弾性層と粘弾性層との境界で生じた時に最も大きくなることも予測していた。屈斜路カルデラ下でのシルの膨張はちょうどその境界辺りに制約されており、その境界はまた、脆性層よりわずかに深いところで弾性・粘弾性境界があるとする以前の研究 (e.g., Pollitz and Sacks, 2002; Watts and Burov, 2003; Yamasaki et al., 2008) を考慮すると、ちょうど脆性-延性境界辺りに相当するとも言える。一方、応力に支配されたマグマの移動に関する研究は、その脆性-延性境界でマグマが溜まりやすいとしている (Rubin, 1993; Hogan and Gilbert, 1995; Rubin, 1995; Watanabe et al., 1999; Burov et al., 2003)。したがって、マグマの貫入・蓄積は、一般的には、粘弾性緩和の効果を最大にするようなところで、生じやすいといえるのかもしれない。

2) DDV モデルからの知見

本研究でまず仮定した粘性構造は、粘弾性の地殻とマントルともに一様な粘性率を持つという

極端に簡単化したものであるが、それでもなお、第一近似的な粘弾性地殻変動の振る舞いを調べるのには、理にかなった簡単化ということができる。そのような粘性構造にもとづき、屈斜路カルデラで観測された主に隆起・沈降のその中心での時間変化からマグマ活動の様子を制約した。これにより、地殻変動観測の解釈において粘弾性緩和の効果を考慮することが大切なこと、そしてその効果の大まかな様子を明らかにすることができた。しかし、測地観測の空間的な広がりシルの膨張の様子を再解析することを要求するかもしれない。ところが、我々は、場所ごとに違った変位の振る舞いが地殻内粘性構造の何を反映しているのかをよくわかっていない。そのような動機のもと、本研究においては、粘性率の深さ依存性が地表面変位の時空間分布に与える影響も定量的に評価した。

DDV モデルを使った数値実験は、粘性勾配の大小に関わりなく、シルの膨張がより深いところで生じた場合ほど、隆起後の沈降速度は大きくなることを明らかにした；ここでの隆起速度は、ある時間での隆起量 U_z の初期弾性隆起 U_{z0} に対する比(U_z/U_{z0})が変化する速度。この数値実験結果は、より深いところで粘性率が低くなる DDV 構造を反映していると考えられる。また、シルが膨張したその深さ辺りの粘性率が最も地表面変位に反映されるということ(少なくともシルの直上の地表面においては)も示している。UNV モデルにおける粘性率は粘弾性層のどこもが一樣な粘性率を持っているので、一体何処の深さの粘性率が最も地表面変位を支配しているのかがよくわからなかったが、DDV モデルによりそのことが明らかとなった。

DDV モデルにおいてはまた、沈降速度がシルの深さとともに増加するその割合が、ある深さを境に小さくなることを明らかにした。UNV モデルの振る舞いが、このような DDV モデルの振る舞いを理解する良い手がかりを与えてくれる。UNV モデルにおいて、シルの膨張が粘弾性層で生じるとその深さが増すにつれ、沈降速度は小さくなっていくことを上で示した。このことを、DDV モデルに当てはめて考えてみる。DDV においては粘性率が深くになるに従い小さくなるので、シルの深さが深いほどより大きな沈降を生み出す粘弾性緩和の効果が期待できるが、そこに粘弾性層の深いところでシルが膨張すると沈降速度が小さくなる効果が重ね合わされると考えられる。その重ね合わせにより、あるシルの深さを境に U_z/U_{z0} の変化勾配が小さくなり始めることが期待され、その深さこそが与えられた DDV 構造における有効弾性厚の指標になるのではないかと考えられる。また、その U_z/U_{z0} の変化勾配が小さくなり始める深さが、時間によって、そしてシルの赤道半径によっても異なっているケースもあるので、その有効弾性厚は、変動の時間スケールや、粘性勾配に対するシルの赤道半径によっても異なってくることが予想される。

ここでは、地殻の底の粘性率に相当する粘性緩和時間の 100 倍の時間スケールにおける有効弾性厚(EET; Effective Elastic Thickness)を、隆起量の比(U_z/U_{z0})の増加率が小さくなり始める深さで定義すると、EET は $\eta_s' = 10^1, 10^2, 10^3, 10^4$ となる粘性勾配のそれぞれの場合で、EET = 0.5, 0.5, 1, 1.5(ただし、 $\eta_s' = 10^1$ における $W' = 0.1$ の場合は考慮しない)となる。今後より多くのシルの深さでの数値実験結果を付け加えて、より詳細な隆起量の比(U_z/U_{z0})の増加率を得て、そこから有効弾性厚を制約していかなければならない。

隆起量の比(U_z/U_{z0})の増加率から求めた有効弾性厚を使った場合、どの粘性勾配においても、DDV モデルの振る舞いを最も良く再現する UNV モデルの粘性率は、隆起の中心から離れるに

従い小さくなっていくことがわかる(図 3.1-18~20)。つまり、地殻内粘性勾配がどのようなものであっても、それを反映したそれぞれの地点での地表面変動の観測量に UNV モデルを適用したなら、そして DDV 構造がもつ正しい弾性層の厚さをその UNV モデルに適用することができたならば、各地点での両者の違いを最小にする UNV(η_u)は、隆起の中心から離れるに従って小さくなっていくことになるだろうと考えられる。もしそのような η_u の分布が得られない場合は、UNV モデルに用いる弾性層が厚すぎるのかもしれない。あるいは、地殻内粘性勾配を乱すもの、例えば、有意な大きさをもつマグマの存在により、粘性率がある深さで大きく低下しているのかもしれない。

本研究で定義した η_u は、地表面の各地点における DDV モデルの振る舞いの時定数(η_u)をあたえるようなものである。そのような変動の時定数がどのような空間的な広がりを持っているのが、地殻内粘性勾配の様子を知ることができる。今後の研究においては、DDV 構造の上に重ねられる低粘性領域が火山体の真下に存在した場合、地表面変動の時定数の空間的広がりがどのようなになるのかを定量的に評価し、そこで得られた特徴的なモデルの振る舞いから、力源としてではなく、弱領域として存在する大規模マグマ溜まりの存在を捉えていくことを考えていかねばならない。

(6) まとめ

本研究においては、3 次元の有限要素モデルを使って、マグマ的シルの膨張に対する線形マックスウェル粘弾性地殻・マン托ルの応答を調べた。予測された地表面変位は、シルの膨張の様子、シルの深さや赤道半径、そしてシル膨張期間、さらには地殻・マン托ルのレオロジー構造に依存して、様々な時間の変化を見せる。第一近似的な火山性地殻変動の振る舞いは、一般的に、シン・インフレーション期の隆起と、その後のポスト・インフレーション期の沈降で、特徴づけることができる。シン・インフレーション期あるいはポスト・インフレーション期の粘弾性緩和による地表面隆起は、シルの膨張が弾性層と粘弾性層の間で生じた時に最も大きくなる。その沈降速度は、例えば瞬間的にシルが膨張する場合、地殻の緩和時間の~50-100 倍の時間で、シルの厚さの数%にまで減少するようなものである。

シルが膨張するにつれ地表面は隆起する。しかし、シン・インフレーション期の粘弾性緩和はその隆起を減じさせ、その結果、粘弾性モデルは、弾性体モデルよりも常に小さな隆起量を予測することになる。このことは、観測された地表面隆起に弾性モデルを適用すると、それによるマグマ蓄積量は過小評価されてしまうことになる。一方、シルの膨張の停止は、地表面を粘弾性緩和による沈降に転じさせる。そしてその沈降速度は、主にマグマ溜まりの深さに依存するが、弾性層の厚さ、マグマ溜まりの赤道半径、そしてマグマ溜まりの膨張速度にも依存している。しかし、弾性層の厚さが地殻の半分程度に厚く、シルの赤道半径が地殻の厚さの 4 分の 1 程度以下、そしてさらには、シルの膨張期間が地殻の粘弾性緩和時間よりも有意に短い場合には、ポスト・インフレーション沈降の速度はほとんどシルの赤道半径には依存しない。また、マン托ルの粘性率がポスト・インフレーション沈降に有意な影響を与えるのは、地殻の厚さの半分程度以上の深さでシルが膨張した場合である。

屈斜路カルデラで観測された地表面隆起の時間変化、とくに隆起後の沈降の時間変化は、本研

究において、ポスト・インフレーションの粘弾性緩和によりうまく説明することが出来た。シルの膨張は、隆起の中心での時間変化と隆起のプロファイルより、その赤道半径が 1 km、深さが 5 km、そして開口量、つまりシルの中心での厚さは 9.06 m と制約された。制約されたシルの深さはちょうど脆性-延性領域辺りに相当するのかもしれないが、比抵抗値分布との比較において、その深さは、マグマ溜まりを示していると考えられている低比抵抗値領域の上方に位置している。InSAR により捉えられた地殻変動は、低比抵抗値でイメージされた大きなマグマ溜まりの膨張を反映しているのではなく、そこから移動してより浅いところに貫入した小規模マグマ溜まりの膨張を反映していると考えられる。粘弾性緩和による沈降速度は、一般的に観測される地震後の余効変動速度範囲の最も速い部類に相当し、 10^{18} Pa s の粘性率に規定されるようなものであった。

恣意的な弾性層が与えられるのではなく、粘性率が深さととも指数関数的に減少していく中で自己無撞着に有効弾性厚が決められる、そういう DDV モデルにおいて、シルの膨張に伴って生じた隆起がその後の粘弾性緩和により沈降していくその速度は、シルが深いほど大きくなる。しかし、そのシルの深さに依存した沈降速度は、あるシルの深さを境に沈降速度の増加率が鈍化してくる。この鈍化は、UNV モデルにおいて隆起後の沈降速度が粘弾性層のより深いところでシルが膨張するとより遅くなることを反映していると考えられる。その鈍化が始まる深さを粘弾性層の始まりであるとし、与えられた DDV 構造における有効弾性厚と同じ厚さの弾性層を持つ UNV モデルの振る舞いと DDV モデルの振る舞いを比較すると、両者の違いを最小にする UNV は、隆起の中心から離れるに従い小さくなっていく、つまり変動の時定数が短くなっていく。また、DDV モデルにおける変動の時間変化は、変動が進むに従いより高い粘性率で規定されてくるという特徴を持っており、地震性地殻変動において観測されてきたこのような変位の時間変化が、火山性地殻変動においても観測される可能性がある。

引用文献

- Aoki, Y., Takeo, M., Ohminato, T., Nagaoka, Y., Nishida, K., 2013. Magma pathway and its structural controls of Asama Volcano, Japan, Geological Society, London, Special Publications, 380, p67-84, doi: 10.1144/SP380.6.
- Arnet, F., Kahle, H.-G., Klingelé, E., Smith, R.B., Meertens, C.M., Dzurisin, D., 1997. Temporal gravity and height changes of the Yellowstone caldera, 1977-1994, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2741-2744.
- Battaglia, M., Troise, C., Obrizzo, F., Pingue, F., De Natale, G., 2006. Evidence for fluid migration as the source of deformation at Campi Flegrei caldera (Italy), *Geophys. Res. Lett.*, 33, L01307, doi:10.1029/2005GL024904.
- Berrino, G., 1994. Gravity changes induced by height-mass variations at the Campi Flegrei caldera, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 61, 293-309.
- Bianchi, R., Coradini, A., Federico, C., Giberti, G., Lanciano, P., Pozzi, J.P., Sartoris, G., Scandome, R., 1987. Modeling of Surface Deformation in Volcanic Areas: The 1970-1972 and 1982-1984 Crises of Campi Flegrei, Italy, *J. Geophys. Res.*, 92, 14,139-14,150.

- Biggs, J., Bastow, I.D., Keir, D., Lewi, E., 2011. Pulses of deformation reveal frequently recurring shallow magmatic activity beneath the Main Ethiopian Rift, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12, Q0AB10, doi:10.1029/2011GC003662.
- Bonaccorso, A., Currenti, G., Del Negro, C., Boschi, E., 2010. Dike deflection modelling for inferring magma pressure and withdrawal, with application to Etna 2001 case, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 293, 121-129.
- Bonaccorso, A., Cianetti, S., Giunchi, C., Trasatti, E., Bonafede, M., Boschi, E., 2005. Analytical and 3-D numerical modelling of Mt. Etna (Italy) volcano inflation, *Geophys. J. Int.*, 163, 852-862.
- Bonafede, M., Dragoni, M., Quarenì, F., 1986. Displacement and stress fields produced by a centre of dilation and by a pressure source in a viscoelastic half-space: application to the study of ground deformation and seismic activity at Campi Flegrei, Italy, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 87, 455-485.
- Bürgmann, R., Dresen, G., 2008. Rheology of the lower crust and upper mantle: Evidence from rock mechanics, geodesy and field observations. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 36, 531-567.
- Burov, E., Jaupart, C., Guillou-Frottier, L., 2003. Ascent and emplacement of buoyant magma bodies in brittle-ductile upper crust, *J. Geophys. Res.*, 108, 2177, doi:10.1029/2002JB001904.
- Chang, W.-L., Smith, R.B., Wicks, C., Farrell, J.M., Puskas, C.M., 2007. Accelerated uplift and magmatic intrusion of the Yellowstone caldera, 2004 to 2006, *Science*, 318, 952-956.
- Currenti, G., Bonaccorso, A., Del Negro, C., Scandura, D., Boschi, E., 2010. Elasto-plastic modeling of volcano ground deformation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 296, 311-318.
- Currenti, G., Del Negro, C., Ganci, G., Scandura, D., 2011a. 3D numerical deformation model of the intrusive event forerunning the 2001 Etna eruption, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 168, 88-96.
- Currenti, G., Napoli, R., Del Negro, C., 2011b. Toward a realistic deformation model of the 2008 magmatic intrusion at Etna from combined DInSAR and GPS observations, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 312, 22-27.
- Davis, P.M., Hastie, L. M., Stacey, F. D., 1974. Stresses within an active volcano - With particular reference to Kilauea, *Tectonophysics*, 22, 355-362.
- Del Negro, C., Currenti, G., Scandura, D., 2009. Temperature-dependent viscoelastic modeling of ground deformation: Application to Etna volcano during the 1993-1997 inflation period, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 172, 299-309.
- De Natale, G., Pingue, F., 1993. Ground deformations in collapsed caldera structures, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 57, 19-38.
- De Natale, G., Petrazzuoli, S.M., Pingue, F., 1997. The effect of collapse structures on ground deformations in calderas, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 1555-1558.
- Dvorak, J.J., Berrino, G., 1991. Recent ground movement and seismic activity in Campi Flegrei, southern Italy: Episodic growth of a resurgent dome, *J. Geophys. Res.*, 96, 2309-2323.
- de Zeeuw-van Dalfsen, E., Pedersen, R., Sigmundsson, F., Pagli, C., 2004. Satellite radar

- interferometry 1993-1999 suggests deep accumulation of magma near the crust-mantle boundary at the Krafla volcanic system, Iceland, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13611, doi:10.1029/2004GL020059.
- Dieterich, J.H., Decker, R.W., 1975. Finite element modeling of surface deformation associated with volcanism, *J. Geophys. Res.*, 80, 4094-4102.
- Dragonì, M., Magnanensi, C., 1989. Displacement and stress produced by a pressurized, spherical magma chamber, surrounded by a viscoelastic shell, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 56, 316-328.
- Dvorak, J.J., Dzurisin, D., 1997. Volcano geodesy: The search for magma reservoirs and the formation of eruptive vents, *Rev. Geophys.*, 35, 343-384.
- Dzurisin, D., 2007. *Volcano Deformation: New Geodetic Monitoring Techniques*. Praxis Publishing Ltd., Chichester, 441 pp.
- Dzurisin, D., Yamashita, K.M., Kleinman, J.W., 1994. Mechanisms of crustal uplift and subsidence at the Yellowstone caldera, Wyoming, *Bull. Volcanol.*, 56, 261-270.
- Eto, T., Takayama, T., Yamamoto, K., et al., 1997. Re-upheaval of the ground surface at the Aira caldera – December 1991 ~ October 1996 -, in *Report on 9th joint observation of Sakurajima volcano*, 15-29 (in Japanese).
- Fialko, Y., Khazan, Y., Simons, M., 2001. Deformation due to a pressurized horizontal circular crack in an elastic half-space, with applications to volcano geodesy, *Geophys. J. Int.*, 146, 181-190.
- Folch, A., Fernández, J., Rundle, J.B., Martí, J., Ground deformation in a viscoelastic medium composed of a layer overlying a half-space: a comparison between point and extended sources, *Geophys. J. Int.*, 140, 37-50.
- Foulger, G. R., Jahn, C.-H., Seebet, G., Einarsson P., Julian, B. R., Heki, K., 1992. Post-rifting stress relaxation at the divergent plate boundary in Northeast Iceland, *Nature*, 358, 488-490.
- Fukahata, Y., Matsu'ura, M., 2006. Quasi-static internal deformation due to a dislocation source in a multilayered elastic/viscoelastic half-space and an equivalence theorem, *Geophys. J. Int.*, 166, 418-434.
- Gaillard, F., 2004. Laboratory measurements of electrical conductivity of hydrous and dry silicic melts under pressure, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 218, 215-228.
- Geographical Survey Institute, 2006. *Report of the Coordinating Committee for Earthquake Prediction*, Japan, vol. 75, 59-61 (in Japanese).
- Goto, Y., Funayama, A., Gouchi, N., Itaya, T., 2000. K-Ar ages of the Akan-Shiretoko volcanic chain lying oblique to the Kurile trench: implications for the tectonic control of volcanism, *Island Arc*, 9, 204-218.
- Gregg, P.M., de Silva, S.L., Grosfils, E.B., 2013. Thermomechanics of shallow magma chamber pressurization: Implications for the assessment of ground deformation data at active volcanoes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 384, 100-108.
- Hager, B.H., King, R.W., Murray, M.H., 1991. Measurement of crustal deformation using the

- global positioning, *Annu. Rev. Earth planet. Sci.*, 19, 351-382.
- Hamling, I.J., Wright, T.J., Calais, E., Lewi, E., Fukahata, Y., 2014. InSAR observations of post-rifting deformation around the Dabbahu rift segment, Afar, Ethiopia, *Geophys. J. Int.*, 197, 33-49.
- Hasegawa, T., Matsumoto, A., Nakagawa, M., 2016. Evolution of the 120 ka caldera-forming eruption of Kutcharo volcano, eastern Hokkaido, Japan: Geologic and petrologic evidence for multiple vent systems and rapid generation of pyroclastic flow, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 321, 58-72.
- Hasegawa, T., Nakagawa, M., Itoh, J., Yamamoto, T., 2011. Deposition ages of Quaternary sequences in Kushiro region, eastern Hokkaido, Japan: correlations and chronology on the basis of high-resolution tephro-stratigraphy, *J. Geol. Soc. Japan.*, 117, 686-699 (in Japanese with English abstract).
- Hasegawa, T., Nakagawa, M., Kishimoto, H., 2012. The eruption history and silicic magma systems of caldera-forming eruptions in eastern Hokkaido, Japan, *J. Mineral. Petrol. Sci.*, 107, 39-43.
- Hashima, A., Fukahata, Y., Hashimoto, C., Matsu'ura, M., 2014. Quasi-static strain and stress fields due to a moment tensor in elastic-viscoelastic layered half-space, *Pure Appl. Geophys.*, 171, 1669-1693.
- Hickey, J., Gottsmann, J., Nakamichi, H., Iguchi, M., 2016. Thermomechanical controls on magma supply and volcanic deformation: application to Aira caldera, Japan., *Sci. Rep.*, 6, 32691; doi: 10.1038/srep32691.
- Hirose, W., Nakagawa, M., 1995. K-Ar ages of the Neogene volcanic rocks from the Kutcharo caldera region, east Hokkaido, with special reference to the Quaternary volcanic history, *J. Geol. Soc. Japan.* 101, 99-102 (in Japanese with English abstract).
- Hofton, M.A., Foulger, G.R., 1996a. Postrifting anelastic deformation around the spreading plate boundary, north Iceland 1. Modeling of the 1987-1992 deformation field using a viscoelastic Earth structure, *J. Geophys. Res.*, 101, 25,403-25,421.
- Hofton, M.A., Foulger, G.R., 1996b. Postrifting anelastic deformation around the spreading plate boundary, north Iceland 2. Implications of the model derived from the 1987-1992 deformation field, *J. Geophys. Res.*, 101, 25,423-25,436.
- Hogan, J.P., Gilbert, M.C., 1995. The A-type Mount Scott Granite sheet: Importance of crustal magma traps, *J. Geophys. Res.*, 100, 15,779-15,792.
- Honda, R., Yamaya, Y., Ichihara, H., Hase, H., Mogi, T., Yamashita, H., Ohyama, T., Uyeshima, M., Nakagawa, M., 2011. Magnetotelluric investigation around the Kutcharo caldera region. *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, Sapporo, Japan, No. 74, March, 45-55 (in Japanese with English abstract).
- Hutchison, W., Biggs, J., Mather, T. A., Pyle, D. M., Lewi, E., Yirgu, G., Caliro S., Chiodini, G., Clor, L. E., Fischer, T. P., 2016. Causes of unrest at silicic calderas in the East African Rift:

- New constraints from InSAR and soil-gas chemistry at Aluto volcano, Ethiopia, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 17, 3008-3030, doi:10.1002/2016GC006395.
- Ichihara, H., Mogi, T., Hase, H., Watanabe, T., Yamaya, Y., 2009. Resistivity and density modelling in the 1938 Kutcharo earthquake source area along a large caldera boundary, *Earth Planets Space*, 61, 345-356.
- Iguchi, M., 2013. Magma movement from the deep to shallow Sakurajima Volcano as revealed by geophysical observations. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 58, 1-18.
- Iguchi, M. et al., 2008. Movement of magma at Sakurajima Volcano revealed by GPS observation. *Annals of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University* 51, 241-246.
- Ivins, E.R., 2000. Correction to Transient creep of a composite lower crust 2. A polymineralic basis for rapidly evolving postseismic deformation modes, *J. Geophys. Res.*, 105, 3229-3232.
- Iwasaki, T., Levin, V., Nikulin, A., Iidaka, T., 2013. Constraints on the Moho in Japan and Kamchatka, *Tectonophysics*, 609, 184-201.
- Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., Zimmerman, R.W., 2007. *Fundamentals of rock mechanics*, 4th ed., 475pp.
- Jaoul, O., Tullis, J., Kronenburg, A., 1984. The effect of varying water contents on the creep behavior of Heavitree quartzite, *J. Geophys. Res.*, 89, 4298-4312.
- Johnson, K. M., Segall, P., 2004. Viscoelastic earthquake cycle models with deep stress-driven creep along the San Andreas fault system, *J. Geophys. Res.*, 109, 2156-2202.
- Katsui, Y., Satoh, H., 1963. *Explanatory Text of the Geological Map of Japan, Scale 1:50,000, "Mokoto-yama"*, Hokkaido Development Agency, Sapporo (42 pp. (in Japanese with English abstract).
- Katsumata, A., Depth of the Moho discontinuity beneath the Japanese islands estimated by traveltimes analysis, *Geophys. Res., Lett.*, 115, B04303, doi:10.1029/2008JB005864.
- Kazahaya, R., Aoki, Y., Shinohara, H., 2015. Budget of shallow magma plumbing system at Asama Volcano, Japan, revealed by ground deformation and volcanic gas studies, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, doi:10.1002/2014JB011715.
- Luan, F.C., Patterson, M.S., 1992. Preparation and deformation of synthetic aggregates of quartz, *J. Geophys. Res.*, 97, 301-320.
- Lungarini, L., Troise, C., Meo, M., De Natale, G., 2005. Finite element modelling of topographic effects on elastic ground deformation at Mt. Etna, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 144, 257-271.
- Machida, H., Arai, F., 2003. *Atlas of Tephra in and Around Japan*. Tokyo University Press, Tokyo, 336pp (in Japanese).
- Massonnet, D., Feigl, K.L., 1998. Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface, *Rev. Geophys.*, 36, 441-500.
- McTigue, D.F., 1987. Elastic stress and deformation near a finite spherical magma body: resolution of the point source paradox, *J. Geophys. Res.*, 92, 12,931-12,940.
- McTigue, D.F., Segall, P., 1988. Displacements and tilts from dip-slip faults and magma

- chambers beneath irregular surface topography, *Geophys. Res. Lett.*, 15, 601-604.
- Miyagi, I., Itoh, J., Hoang, N., Morishita, Y., 2012. Magma systems of the Kutcharo and Mashu volcanoes (NE Hokkaido, Japan): Petrogenesis of the medium-K trend and the excess volatile problem, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 231-232, 50-60.
- Mogi, K., 1958. Relations between eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 26, 99-134.
- Mound, J.E., Mitrovica, J.X., 1998. True polar wander as a mechanism for second-order sea-level variations, *Science*, 279, 534-537.
- Nakada, M., Lambeck, K., 1989. Late Pleistocene and Holocene sea-level change in the Australian region and mantle rheology, *Geophys. J. Int.*, 96, 497-517.
- Newman, A.V., Dixon, T.H., Ofoegbu, G.I., Dixon, J.E., 2001. Geodetic and seismic constraints on recent activity at Long Valley Caldera, California: evidence for viscoelastic rheology, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 105, 183-206.
- Newman, A.V., Dixon, T.H., Gourmelen, N., 2006. A four-dimensional viscoelastic deformation model for Long Valley Caldera, California, between 1995 and 2000, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 150, 244-269.
- Nooner, S.L., Bennati, L., Calais, E., Buck, W. R., Hamling, I.J., Wright, T.J., Lewi E., 2009. Post-rifting relaxation in the Afar region, Ethiopia, 36, L21308, doi:10.1029/2009GL040502.
- Okada, Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1135-1154.
- Parks, M.M., Moore, J.D.P., Papanikolaou, X., Biggs, J., Mather, T.A., Pyle, D.M., Raptakis, C., Paradissis, D., Hooper, A., Parsons, B., Nomikou, P., 2015. From quiescence to unrest: 20 years of satellite geodetic measurements at Santorini volcano, Greece, *J. Geophys. Res.*, 120, 1309-1328, doi:10.1002/2014JB011540.
- Patterson, M.S., Luan, F.C., 1990. Quartzite rheology under geological conditions. In: Knipe, R.J., Rutter, E.H. (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. Geol. Soc., London, Spec. Publ. 54, 299-307.
- Pinel, V., Poland, M.P., Hooper, A., 2014. Volcanology: Lessons learned from Synthetic Aperture Radar imagery, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 289, 81-113.
- Pollitz, F.F., Sacks, I.S., 2002. Stress triggering of the 1999 Hector Mine Earthquake by transient deformation following the 1992 Landers Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 1487-1496.
- Ranalli, G., 1995. *Rheology of the Earth*, 2nd edn, Chapman and Hall, London.
- Rundle, J.B., 1978. Viscoelastic crustal deformation by finite quasi-static sources, *J. Geophys. Res.*, 83, 5937-5945.
- Roth, F., 1993. Deformations in a layered crust due to a system of cracks: Modeling the effect of dike injections or dilatancy, *J. Geophys. Res.*, 98, 4543-4551.
- Rubin, A.M., 1993. Dykes vs diapirs in viscoelastic rock, *Earth Planet Sci. Lett.*, 117, 653-670.
- Rubin, A.M., 1995. Propagation of magma-filled cracks, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 23, 287-

- Ryder, I., Wang, H., Bie, L., Rietbrock, A., 2014. Geodetic imaging of late postseismic lower crustal flow in Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.* 404, 136-143.
- Sassa, K., 1956. A few problems on prediction of earthquake (II), in *Proceedings of the fifth anniversary of founding of Disast. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ.* (in Japanese).
- Satoh, H., Nishida, Y., Ogawa, Y., Takada, M., Uyeshima, M., 2001. Crust and upper mantle resistivity structure in the southwestern end of the Kuril Arc as revealed by the joint analysis of conventional MT and network MT data, *Earth Planets Space*, 53, 829-842.
- Savage, J. C., Prescott, W.H., 1978. Asthenosphere readjustment and the earthquake cycle, *J. Geophys. Res.*, 83, 3369–3376.
- Schilling, F.R., Parzsch, G.M., Brasse, H., Schwarz, G., 1997. Partial melting below the magmatic arc in the central Andes deduced from geoelectromagnetic field experiments and laboratory data, *Phys. Earth Planet. Int.*, 103, 17-31.
- Seeber, G., 1993. *Satellite Geodesy: Foundations, Methods, and Applications*. Walter de Gruyter, New York, 531pp.
- Segall, P., 2010. *Earthquake and volcano deformation*, Princeton University Press, New Jersey.
- Stephenson, R., 1984. Flexural models of continental lithosphere based on the long term decay of topography, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 77, 385-413.
- Sumita, M., 2003. Kutcharo caldera and ignimbrite. In: Koaze, T., Nogami, M., Ono, Y., Hirakawa, K. (Eds.), *Regional Geomorphology of the Japanese Islands Vol. 2*. University of Tokyo Press, *Geomorphology of Hokkaido*, pp. 110–111 (in Japanese).
- Tizzani, P., Battaglia, M., Zeni, G., Atzori, S., Berardino, P., Lanari, R., 2009. Uplift and magma intrusion at Long Valley caldera from InSAR and gravity measurements, *Geology*, 37, 63-66.
- Trasatti, E., Giunchi, C., Bonafede, M., 2003. Effects of topography and rheological layering on ground deformation in volcanic regions, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 122, 89-110.
- Trasatti, E., Giunchi, C., Bonafede, M., 2005. Structural and rheological constraints on source depth and overpressure estimates at the Campi Flegrei caldera, Italy, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 144, 105-118.
- Watanabe, T., Koyaguchi, T., Seno, T., 1999. Tectonic stress controls on ascent and emplacement of magmas, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 91, 65-78.
- Watts, A.B., Burov, E.B., 2003. Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness, *Earth planet. Sci. Lett.*, 213, 113-131.
- Williams, C.A., Wadge, G., 1998. The effects of topography on magma chamber deformation models: Application to Mt. Etna and radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1549-1552.
- Yahata, M., 1989. The Kutcharo Caldera - a consideration on the relationship between the basement structure and the formation of caldera, *Monogr. Assoc. Geol. Collab. Japan* 36, 191-208 (in Japanese with English abstract).
- Yamasaki, T., Houseman, G.A., 2012a. The signature of depth-dependent viscosity structure in

- post-seismic deformation. *Geophys. J. Int.* 190, 769-784.
- Yamasaki, T., Houseman, G.A., 2012b. The crustal viscosity gradient measured from post-seismic deformation: a case study of the 1997 Manyi (Tibet) earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.* 351-352, 105-114.
- Yamasaki, T., Houseman, G.A., 2015. Analysis of the spatial viscosity variation in the crust beneath the western North Anatolian Fault, *J. Geodyn.*, 88, 80-89.
- Yamasaki, T., Miura, H., Nogi, Y., 2008. Numerical modelling study on the flexural uplift of the Transantarctic Mountains. *Geophys. J. Int.*, 174, 377-390.
- Yamasaki, T., Wright, T.J., Houseman, G.A., 2014. Weak ductile shear zone beneath a major strike-slip fault: Inferences from earthquake cycle model constrained by geodetic observations of the western North Anatolian Fault Zone. *J. Geophys. Res.* 119, 3678-3699, doi: 10.1002/2013JB010347.
- Zurek, J., William-Jones, G., Johnson, D., Eggers, A., 2012. Constraining volcanic inflation at Three Sisters Volcanic Field in Oregon, USA, through microgravity and deformation modeling, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13, Q10013, doi:10.1029/2012GC004341.

3.2 活動的カルデラ火山の地下構造調査

3.2.1.1 阿蘇カルデラの地下構造調査

【実施内容】

活動的カルデラ火山の地下構造を求めるため、阿蘇カルデラおよびその周辺において MT 法による電磁探査を行った。昨年度は、およそ 30 km 四方の領域において 56 点（うち 6 点は増設）の観測点を設け測定を行ったが、さらに詳細な構造を求めるため、今年度は補完調査を行った。範囲をおよそ 50 km 四方の領域に拡張し、観測点分布の疎な個所を埋めるように 45 点（うち 4 点は増設）設け、昨年同様、夜間 18 時～翌朝 8 時の時間帯に測定を行い、1 点あたり最低 2 晩以上のデータを取得した。リモートリファレンス等のデータ処理を行い、300～0.001 Hz の良好なデータを取得した。本年度取得したデータを昨年度のデータと統合し、インダクションベクトル、見掛け比抵抗、位相の平面分布図を求め、比抵抗構造の面的な傾向を把握した。

一方で、昨年度取得した 56 点のデータを用いて 3 次元のインバージョンを行い、比抵抗構造を求めた。今年度取得したデータを用いていないので、一時的な解析結果となるが、現在の阿蘇火山のマグマ供給系をイメージした地下構造が得られた。

【研究内容】

(1) はじめに

阿蘇カルデラは南北約 25 km、東西約 18 km の世界最大級のカルデラであるが、外側を含めた広い範囲が陸上にあるため物理探査を行うには適地である。カルデラの構造や成因、マグマ供給系のモデルを作成するための基礎データを構築するために、当該カルデラをモデルフィールドとして MT 法による電磁探査を行った。

これまでに行われている電磁探査とその他の物理探査について簡単にまとめておく。田中他（1981）は中岳火口周辺においてシュランベルジャー法探査を行い、深度 100 m 程度の電気伝導度分布を得た。Handa and Tanaka(1999) は、中岳火口を含む中央火口丘西部域において VLF、ELF-MT 法および CSMT 法による電磁探査を行い、地下数百 m 以浅の比抵抗構造を求めた。より深い構造として Kanda et al. (2008) は中岳火口周辺で高密度 AMT 観測を行い、火口周辺の海拔下 500 m 程度までの詳細な比抵抗分布を求めた。その結果、地表下 300 m～海拔 0 m 付近まで数 $\Omega \cdot m$ の低比抵抗層が水平方向に広がっていることが明らかになった。この低比抵抗領域には溶存成分に富んだ熱水が多く存在することが示唆されている。阿蘇カルデラ全域を対象とした、より広域なものとしては、まず、Handa et al. (1998) による ELF および VLF 周波数帯を用いた MT 法探査が挙げられる。彼らはカルデラ内外の 200 地点で観測を行い、カルデラ下の高比抵抗基盤（白亜紀花崗岩類）を見出している。その後、高倉他（2000）、宇津木他（2009）は、広帯域 MT 法探査を行い、カルデラを北東 - 南西に横切る複数の測線において海拔下 5 km までの詳細な比抵抗構造を得ている。それによると、上部はカルデラ堆積物に相当する 1~10 $\Omega \cdot m$ 前後の低比抵抗層、下部は 100 $\Omega \cdot m$ 以上の先第三系の基盤岩類に相当する高比抵抗層からなることが示された。特に高比抵抗基盤はカルデラ中央部で隆起しており火山活動との関連が考えられている。

Komazawa (1995) は重力データを用いた解析によりカルデラ全域の詳細な密度構造を求めそ

の成因を議論している。その結果を用いて、高倉他（2000）は重力基盤構造と比抵抗基盤構造の比較を行い、中央火口丘の下では両者に違いがみられ、前者がより浅くなっていることを示した。その原因について重力基盤の上部が破碎され熱水により満たされているためと推測している。より深部のマグマに関連すると思われる観測として以下が挙げられる。Sudo and Kong（2001）は地震波トモグラフィーにより海拔下 6 km 付近に低速度域を見出している。これに関連して、大倉他（2009）は、水準測量によって 1998 年から 2008 年の間に草千里周辺で沈降を観測し、その変動源が草千里直下の約 5km の深さに位置していることを求めた。国土地理院（2004）の GPS 連続観測では 15 km 付近にシル状の変動源が推定され、この変動源の直下では深部低周波地震が観測されている（Nakamichi et al., 2003）。Tsutsui and Sudo（2004）は発破を震源とした反射法解析を行い、海拔下 1~10 km における明瞭な反射面を同定した。Abe et al.（2010, 2017）はレーザー関数を用いて地震波速度構造解析を行い、深度 8~23 km に低速度異常領域を観測し、最大で 15% 程度の部分熔融または 30% の水に由来すると推定している。これらの観測結果と比較しつつ、今までの電磁探査で得られているものに比べ、より深部の比抵抗構造を求めることが本研究の研究課題となる。

なお、本地域において地熱資源開発を目的とした、地質、地化学、物理探査、試錐掘削等からなる総合調査が NEDO（新エネルギー・産業技術総合開発機構）によって全国地熱総合調査および地熱開発促進調査の一環として行われている（NEDO, 1990; NEDO, 1991a; NEDO, 1991b; NEDO, 1994; NEDO, 1995）。

（2）本年度の測定概要

MT 法の測定原理については昨年度の報告書を参照のこと。本調査では、Phoenix 社製の MTU-5A, MTU-5S, および MTU-5 を使用した MT 探査システムを使用した。最大 17 セット（2 セットはリモート点）を併用し、1 点あたり 2 晩以上のデータを取得することにした。測定期間中に、気象庁が発表する地磁気変動の活動程度を表す K 指数が最大 3 以上とならない場合には、最長 7 日間まで測定するか、測定位置を近傍に変えて再測定を行った。測定周波数は、320 Hz ~ 0.000343 Hz までの 80 周波数である。

調査地域は熊本県阿蘇市および南阿蘇村を中心としたおよそ 50 km 四方の範囲で、測点位置を図 3.2.1.1-1 に示す。測点は全部で 45 点（うち 4 点は増設）あり、北は熊本県南小国町、西は熊本県菊陽町、東は大分県竹田市、南は熊本県山都町と 14 市町村にまたがる。本地域は概ね山間部に位置しており、人工構造物が多い市街地ではないものの、道路沿いには電灯線や電話線が、また阿蘇山を囲むように高圧送電線があり、測定データに影響を与えることが懸念された。このため、周辺環境を確認し、主要な道路からは 100 m 以上離すなどして、ノイズ源から近い場合は当初計画した測点の位置を変更した。一部の測点においては、放牧地に位置するが、これらは各地区の牧野組合が管理している。牛が放牧されている時期には放牧地への立ち入りを制限する組合があったため、測定時期を冬季に設定せざるをえなかった。一方で、標高が高いため積雪による作業への影響も心配された。このような状況を考慮し、現地測定の開始を平成 28 年 11 月 21 日に設定した。下記に述べるように再測定などを経て、最終的に測定期間は平成 28 年 11 月 21 日から平成 28 年 12 月 16 日までとなった。

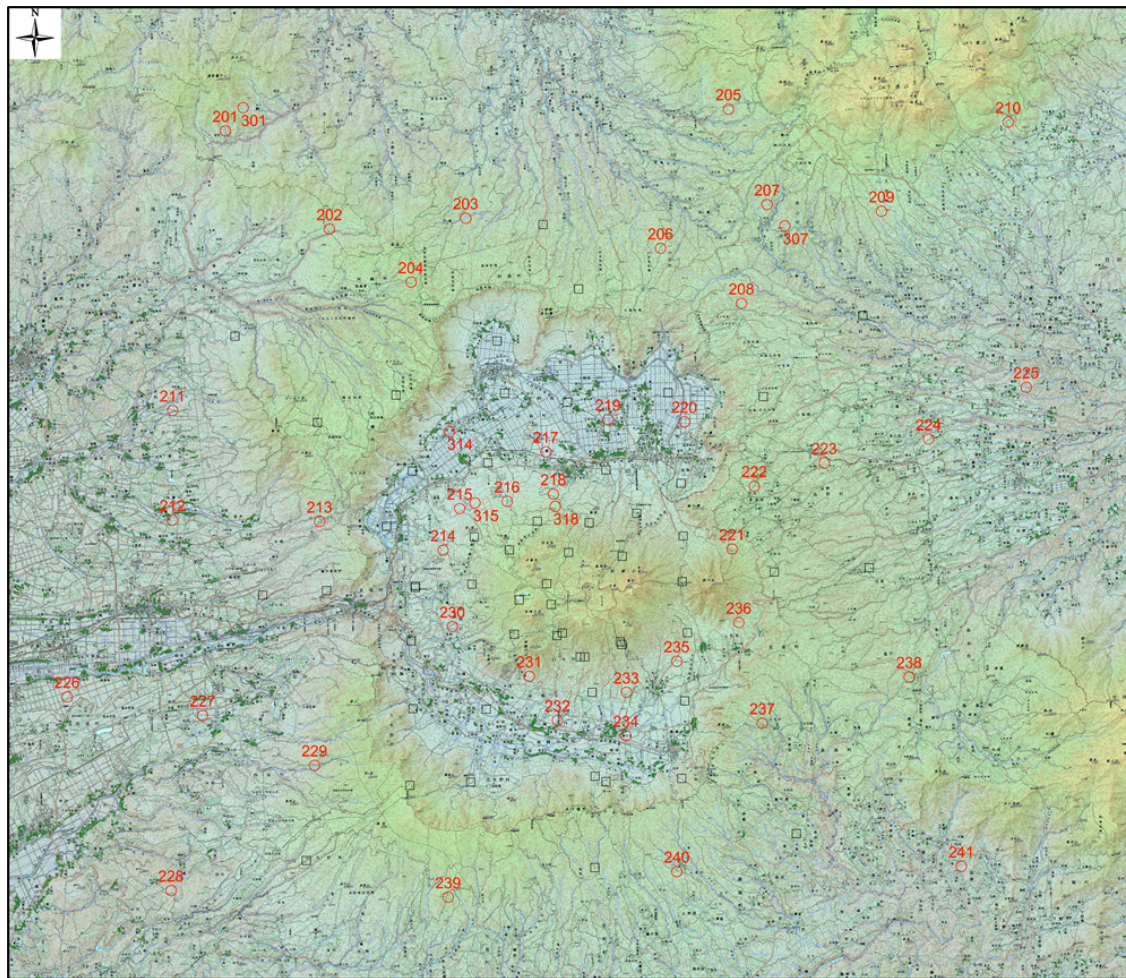


図 3.2.1.1-1 MT 法電磁探査の測点位置。○印は平成 28 年度の測点位置を，□は平成 27 年度の測点位置を示す。

調査期間中の天候は晴の日が多く、大きく荒れることはなかった。また、調査期間中(23 日間)、最大 K 指数が 3 以上となった日が 13 日、最大 K 指数が 2 以下であった日が 10 日と概ね活発な状態であった。しかし、期間中頃に K 指数 1 以下の日が 5 日間連続で続いた影響により、データ品質が改善されない日もあった。このような状況から、6 測点においては、測定に 10 日以上を要する結果となった。また、5 測点においては、継続測定を行ってもデータ品質の改善が見込まれなかったため、測点位置を変えて測定を実施した。本調査の累計点数は 286 点であり、1 測点あたり 6 日(晩)程度を要する結果となった。

(3) 測定結果

測定データの編集および処理方法については昨年度の報告書を参照すること。まず、各測点の 1 晩(14 時間)で取得された電磁場 5 成分の時系列データを等間隔に 20 個のセグメントに分割し

た．次に調査域から南方約 100 km の鹿児島県霧島市地内に位置する日鉄鉱コンサルタント株式会社の所有する常設点の水平磁場データを用いてリモートリファレンス処理を行い，各セグメントのインピーダンスを求めた．そして，S/N 比の高いセグメントのデータを編集して，データ品質の大幅な改善を図った．そのようにして得られたデータから，南北方向の電場と東西方向の磁場より得られる見掛け比抵抗と位相を XY モード，東西方向の電場と南北方向の磁場より得られる見掛け比抵抗と位相を YX モードとして，見掛け比抵抗および位相曲線を作成した．なお，真北 (0°) を X 方向としてデータ処理を行っている．

図 3.2.1.1-2a～n に最終結果を示す．各測点の結果は，一部の周波数帯においてばらつきがあるものの，概ね 9 割程度の測点で見掛け比抵抗および位相曲線の連続性を把握することができた．しかしながら測点 201, 207, 214, 215, 218 については，継続測定を行っても改善する可能性が低いと判断し，測点の移設をした．本調査地域の見掛け比抵抗の特徴は，以下の通りである．

- ・ 0.1 Hz(10 秒)周辺のデータにばらつきがある．
- ・ 0.1 Hz 以下の低周波数側で XY モードと YX モードの傾向が異なる．

一方，10Hz 以上の高周波数側で XY モードと YX モードの傾向がほぼ同じである．つまり，浅部の情報をあらかず高周波側のデータから，地下は均質もしくは 1 次元的な構造であると推定される．一方，深部の情報をあらかず低周波数側のデータから，地下は 2 次元・3 次元的な不均質構造である可能性が高い．

次にデータの品質が改善されなかった測点について，周辺の状況等についてまとめておく．測点 201 は約 250 m 離れた場所にノイズ源と思われる電線および民家があるが，その他目立ったノイズ源は見当たらなかった．さらに，この測定期間内において自然信号強度が強い日においても，データ品質が改善されることはなかった．そこで，大幅に測点を移動させ，北東に約 1.3 km 離れた場所に移設し測定（測点 301）を実施した．

測点 207 は約 200 m 離れた場所にノイズ源と思われる電線があるが，測点 201 と同様にその他目立ったノイズ源は見当たらず，さらに，この測定期間内において自然信号強度が強い日においても，データ品質が改善されることはなかった．このため，南東に約 1.2 km 離れた場所に移設し測定（測点 307）を実施した．

測点 214 は約 200 m 離れた場所に電線および施設がある．この周辺では昨年度も限定的な範囲（測点 16,26）において，低周波数側で大きく乱れる傾向であった．このため，近傍に測点を移設しても，同様な結果になる可能性が高いことが懸念され，北に約 5.5 km 離れた場所に移設し測定（測点 314）を実施した．

測点 215 は，約 100 m 離れた場所に電線および南側に約 300 m 離れた場所にポンプ等が稼働している水道施設，工場，高圧送電線とノイズ源が周辺に多数点在している．この測点は，隣接点との配置の関係上，大幅な移設は避けたかったが周囲に妥当な点が見当たらなかった．やむを得ず，約 750 m 東に離れた場所に移設し測定（測点 315）を実施した．

測点 218 は，山林を利用しており，周辺に目視で確認できるノイズ源は見当たらないにも関わらず，YX モードの位相が通常とは 180 度ずれた結果となっていた．通常このようなデータが取得された場合は，レイアウトエラー，結線ミス，測定機器の故障が考えられるが，各種テストを行ってもいずれにも該当しなかった．このため，約 500 m 南に離れた場所に移設し測定（測点

318) を実施した。

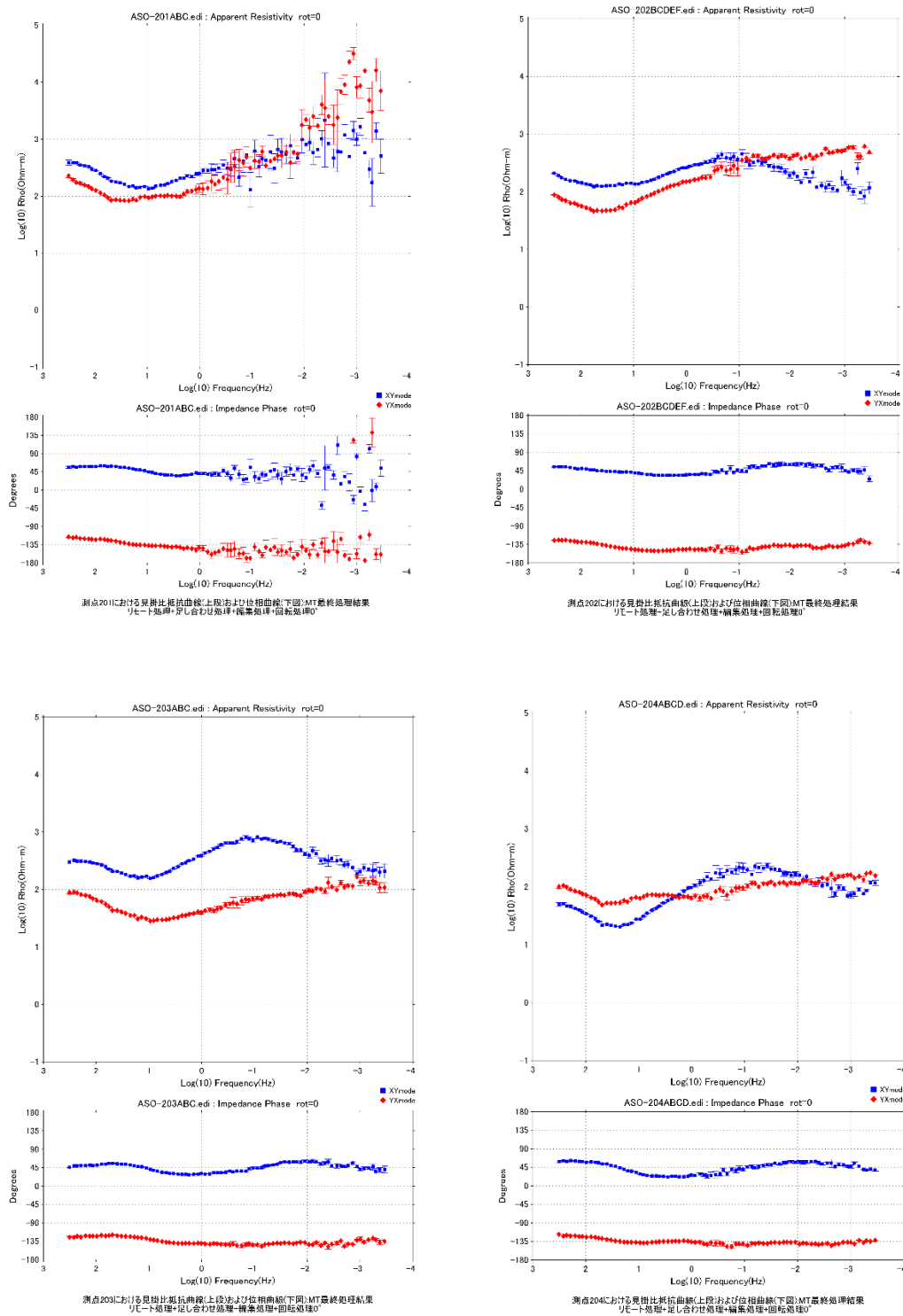


図 3.2.1.1-2a 測点 201, 202, 203, 204 における見掛け比抵抗 (上段) と位相 (下段). 青が XY モードを. 赤が YX モードである.

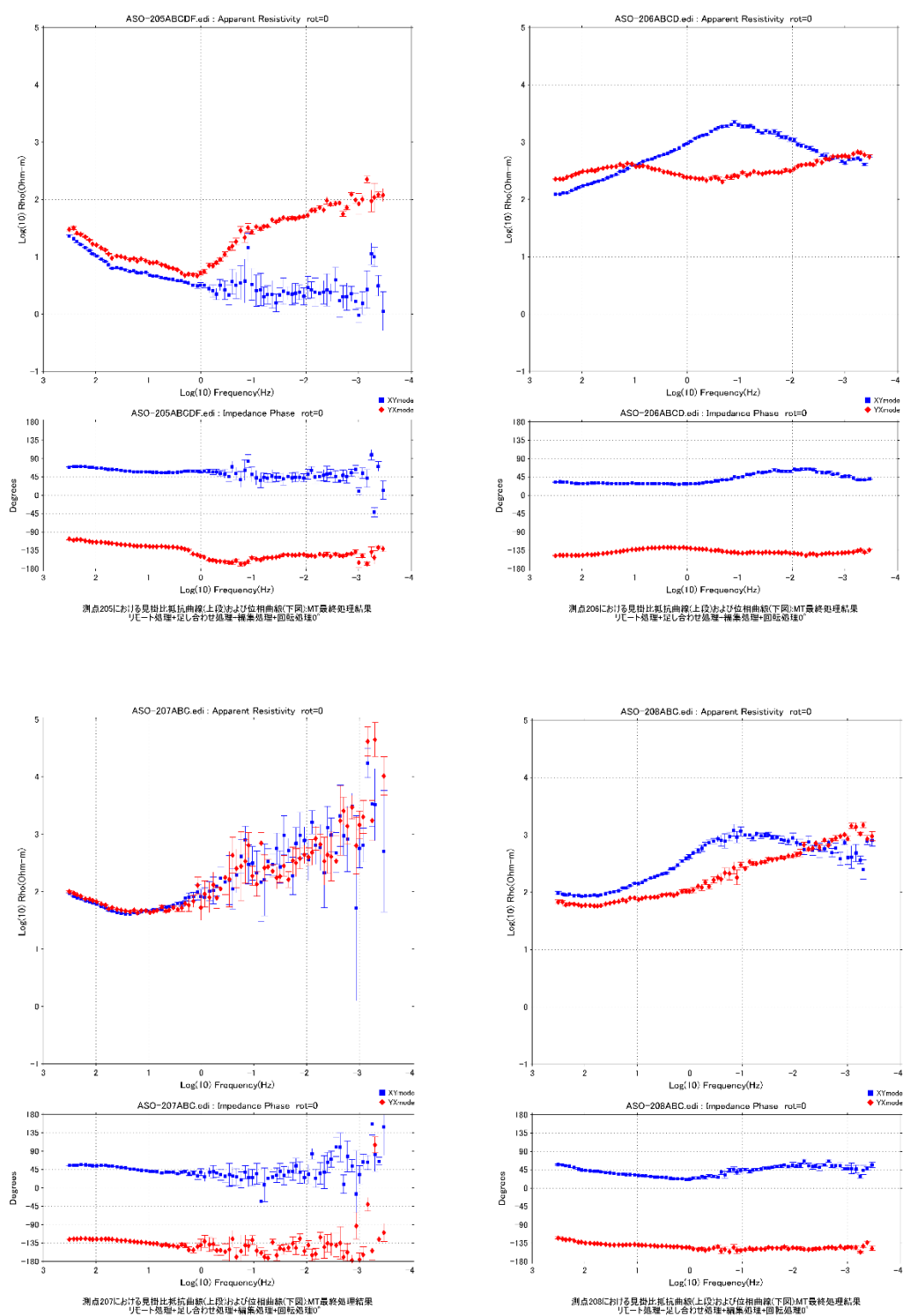


図 3.2.1.1-2b 測点 205, 206, 207, 208 における見掛け比抵抗 (上段) と位相 (下段). 青が XY モードを. 赤が YX モードである.

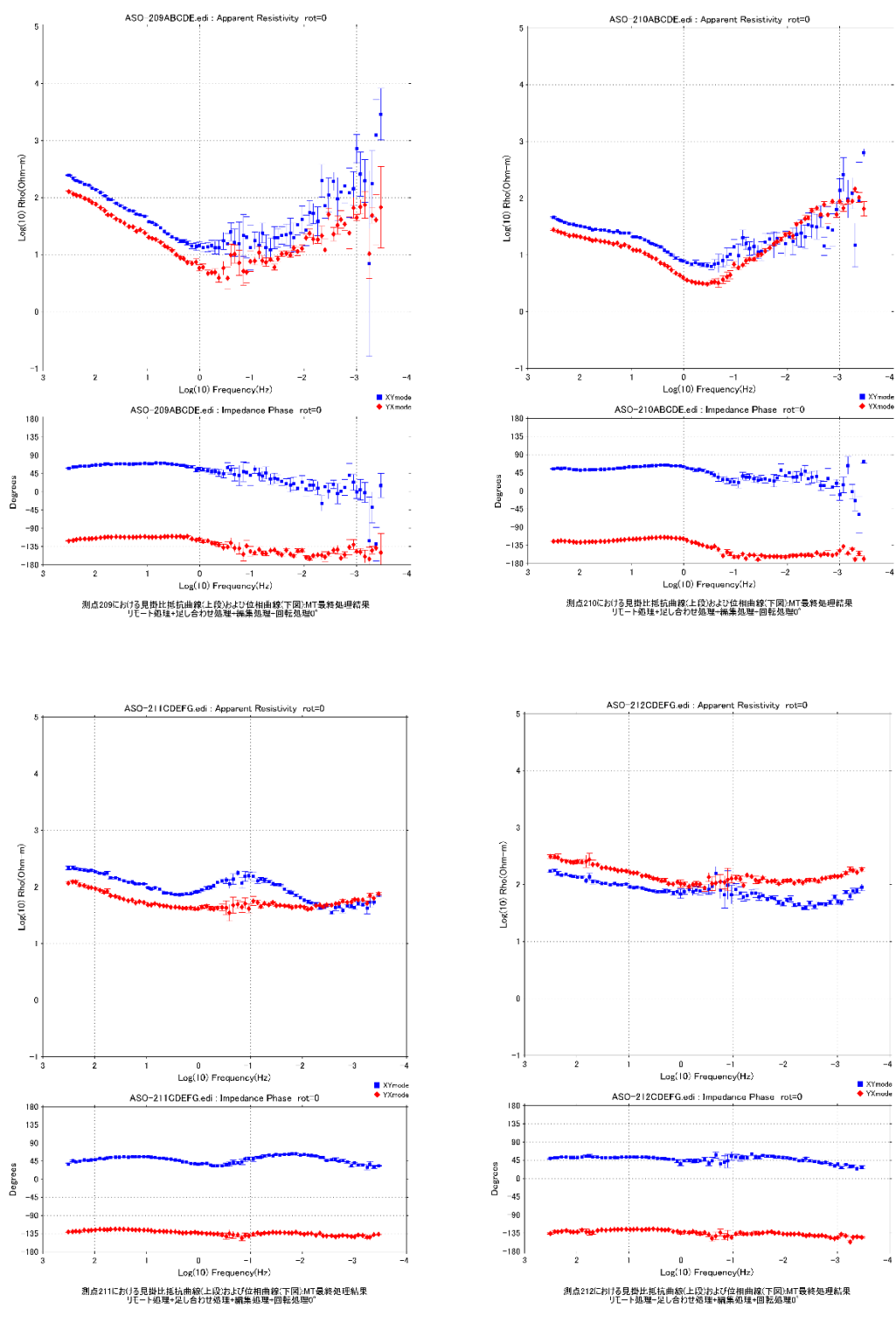


図 3.2.1.1-2c 測点 209, 210, 211, 212 における見掛け比抵抗 (上段) と位相 (下段)。青が XY モードを、赤が YX モードである。

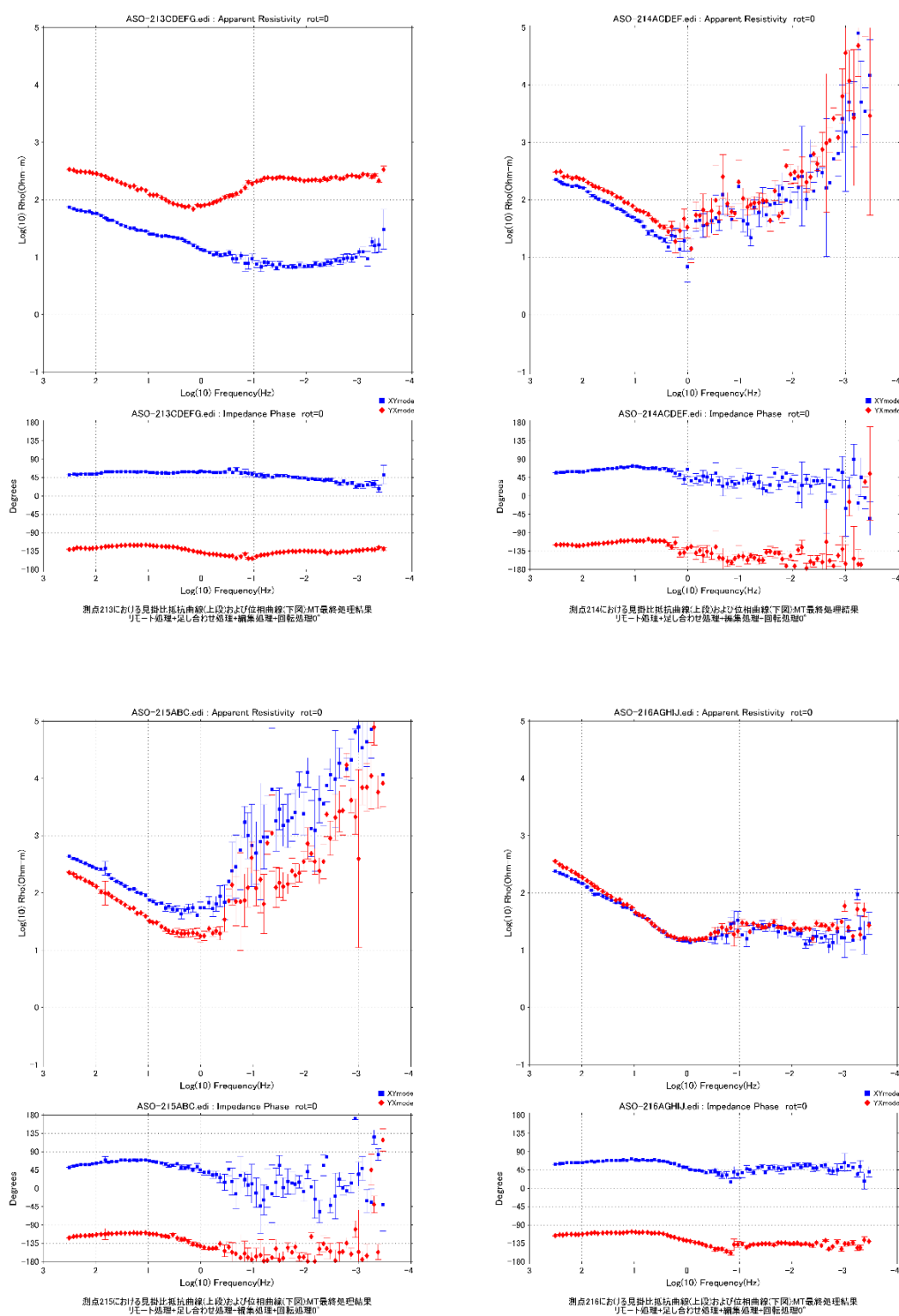


図 3.2.1.1-2d 測点 213, 214, 215, 216 における見掛け比抵抗 (上段) と位相 (下段). 青が XY モードを. 赤が YX モードである.

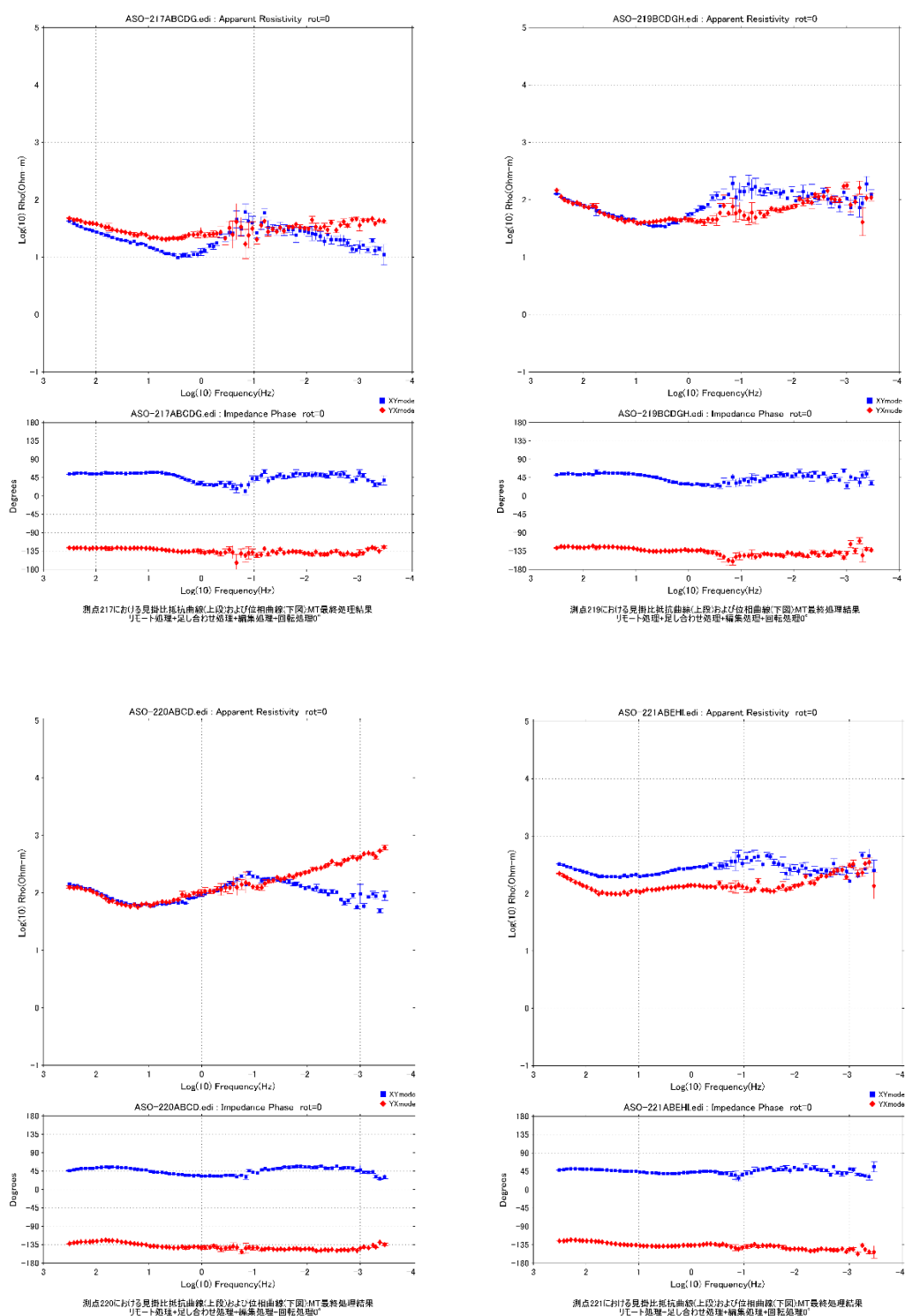


図 3.2.1.1-2e 測点 217, 219, 220, 221 における見掛け比抵抗（上段）と位相（下段）。青が XY モードを、赤が YX モードである。

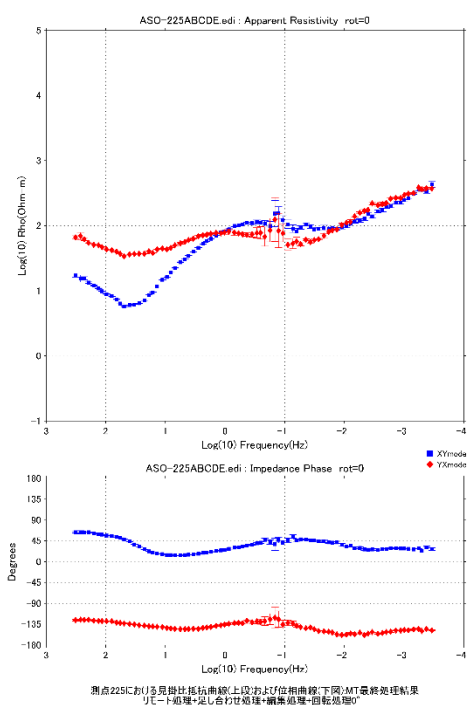
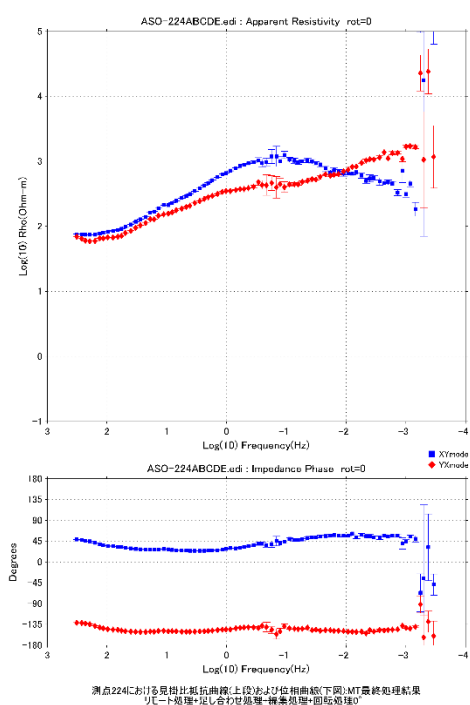
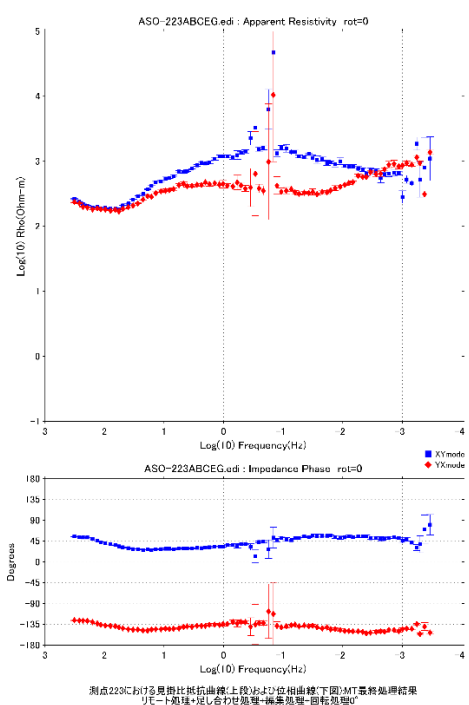
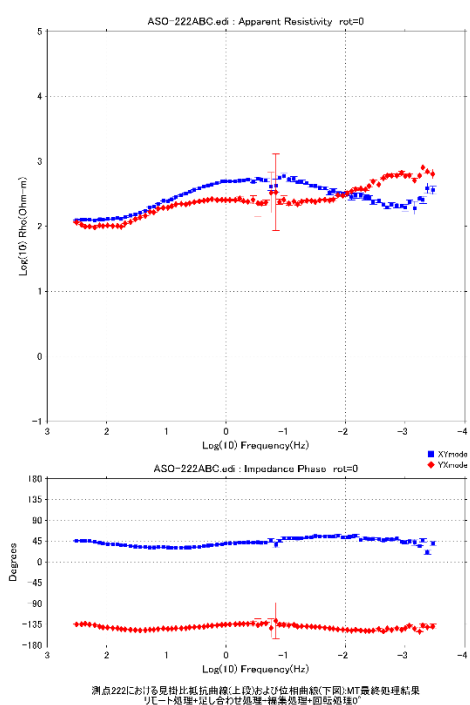


図 3.2.1.1-2f 測点 222, 223, 224, 225 における見掛け比抵抗 (上段) と位相 (下段). 青が XY モードを, 赤が YX モードである.

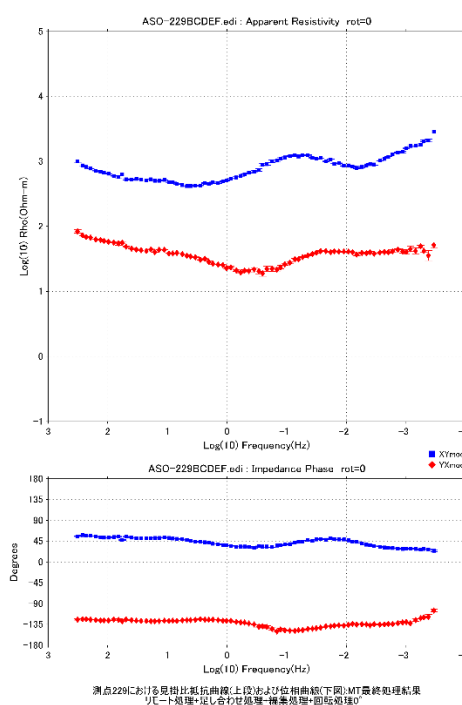
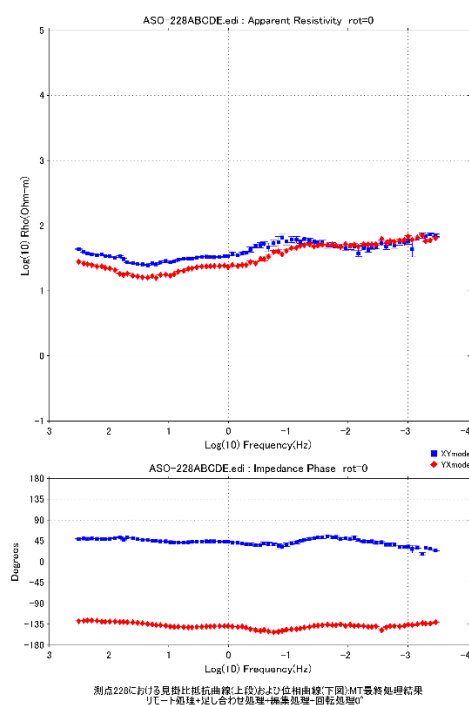
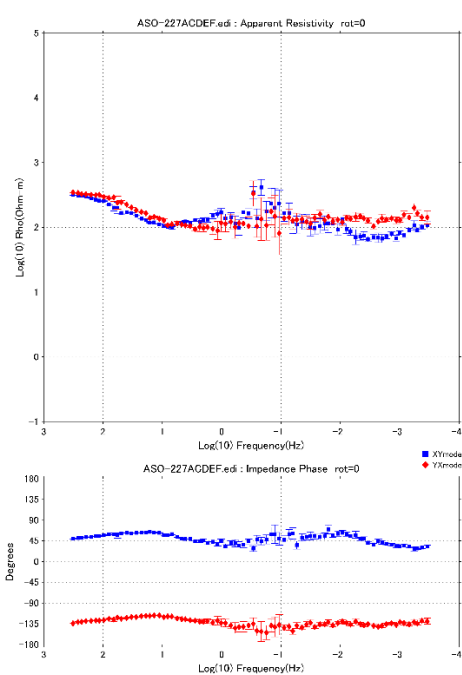
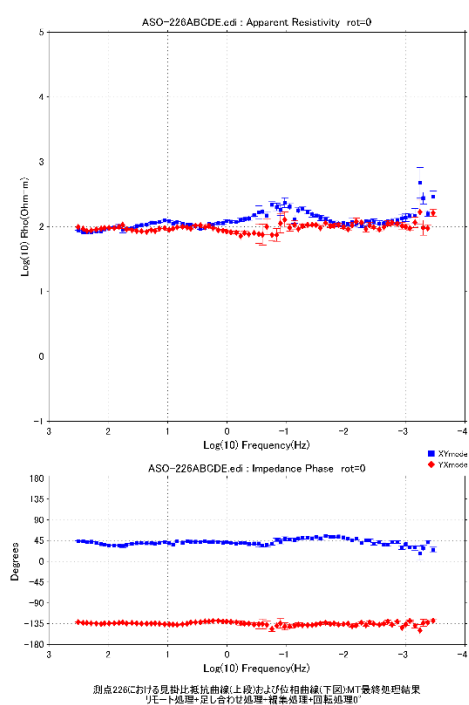


図 3.2.1.1-2g 測点 226, 227, 228, 229 における見掛け比抵抗 (上段) と位相 (下段). 青が XY モードを. 赤が YX モードである.

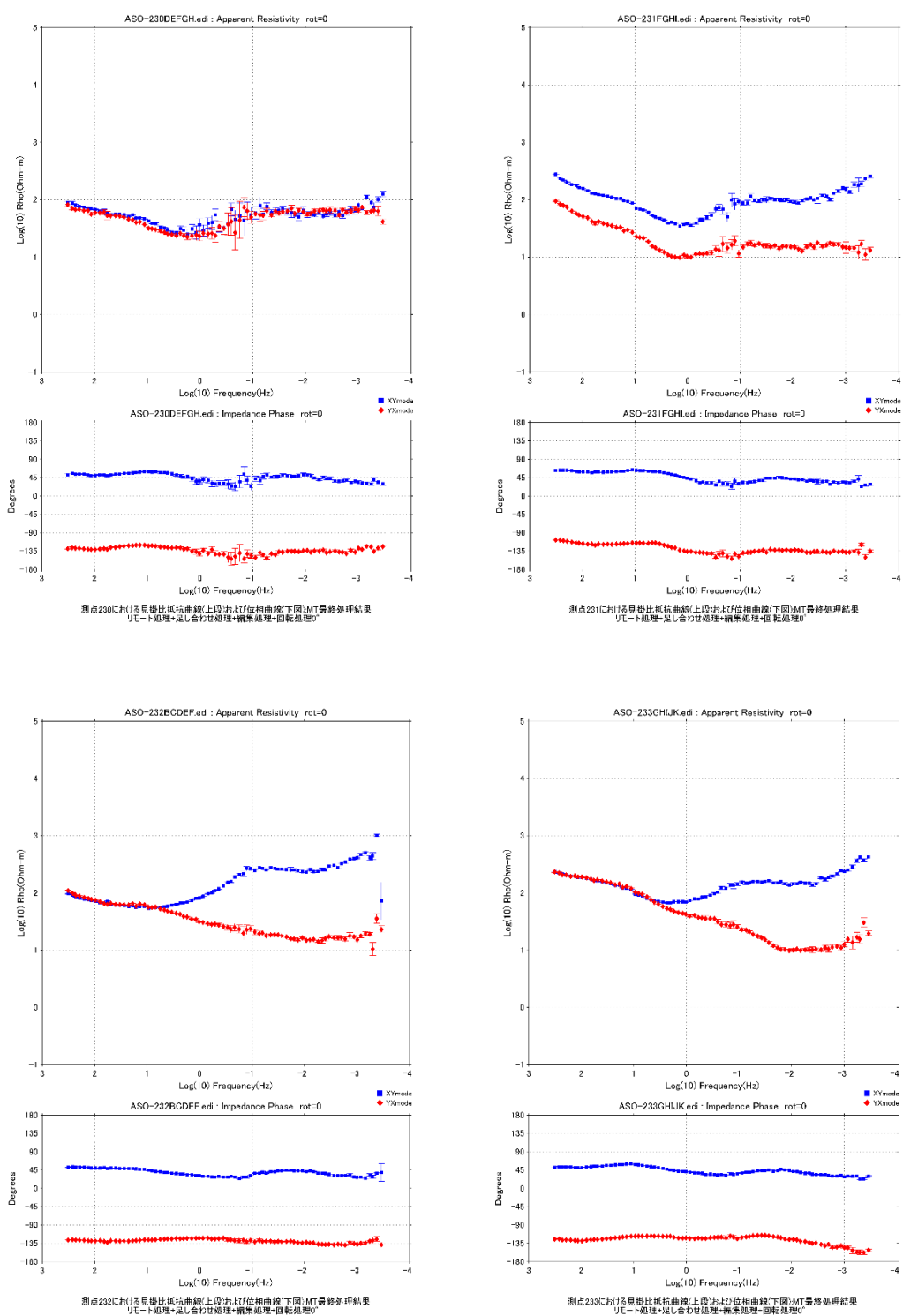


図 3.2.1.1-2h 測点 230, 231, 232, 233 における見掛け比抵抗 (上段) と位相 (下段)。青が XY モードを、赤が YX モードである。

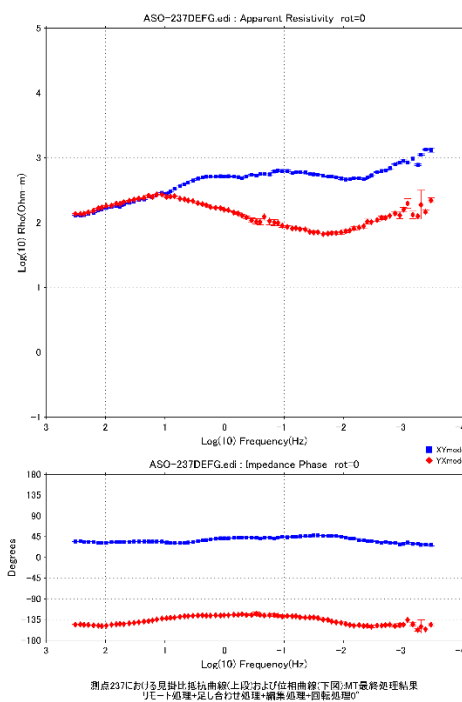
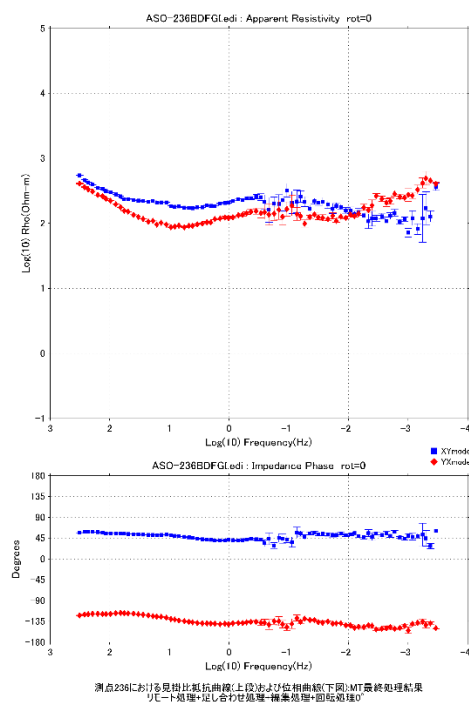
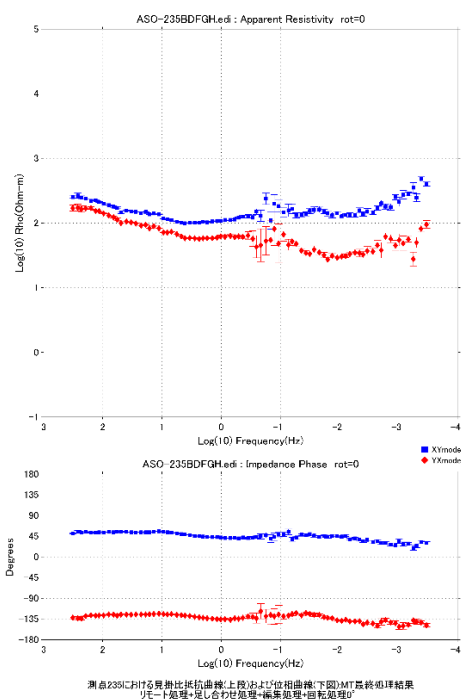
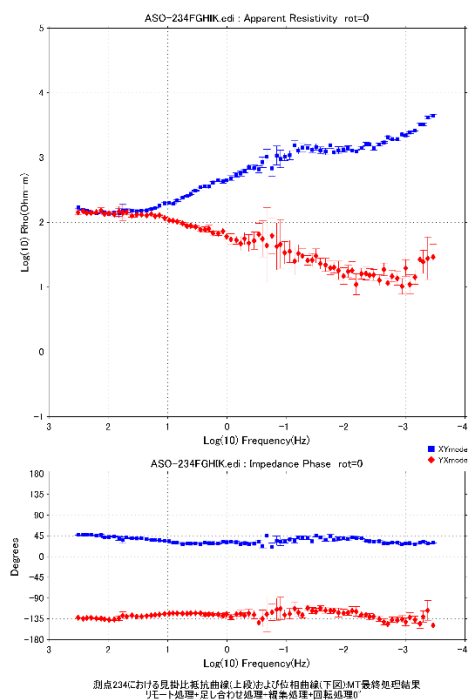


図 3.2.1.1-2i 測点 234, 235, 236, 237 における見掛け比抵抗 (上段) と位相 (下段).
青が XY モードを. 赤が YX モードである.

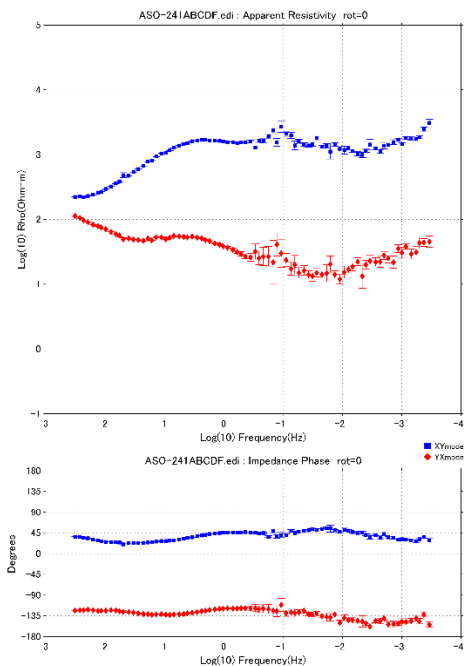
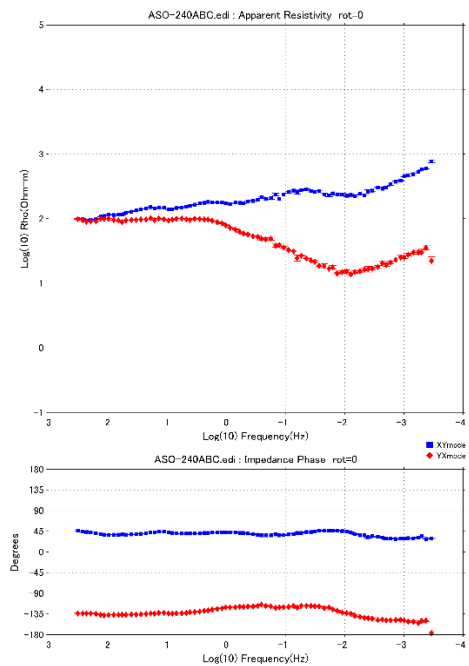
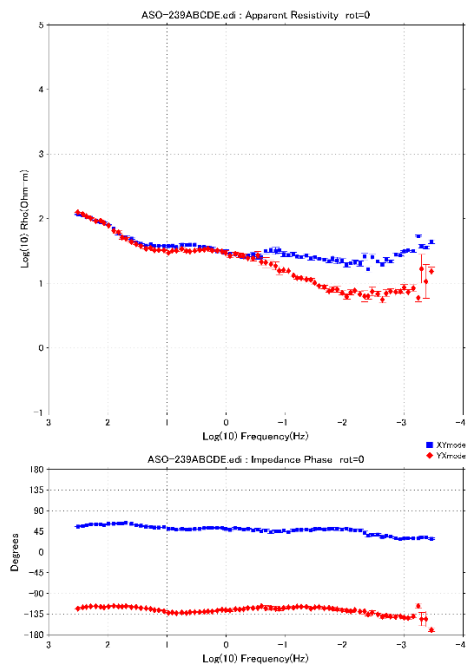
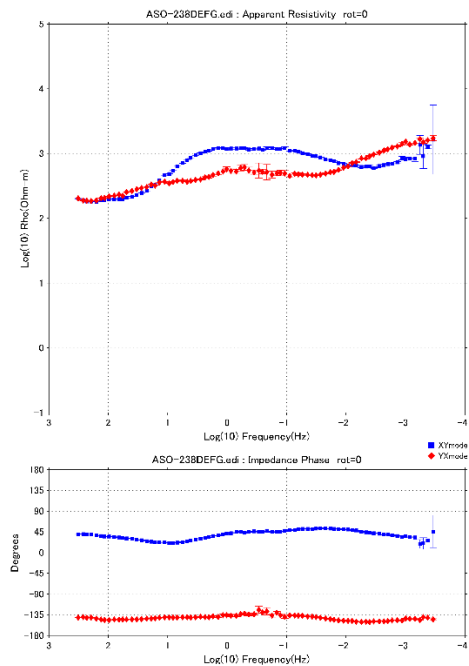


図 3.2.1.1-2j 測点 238, 239, 240, 241 における見掛け比抵抗 (上段) と位相 (下段). 青が XY モードを. 赤が YX モードである.

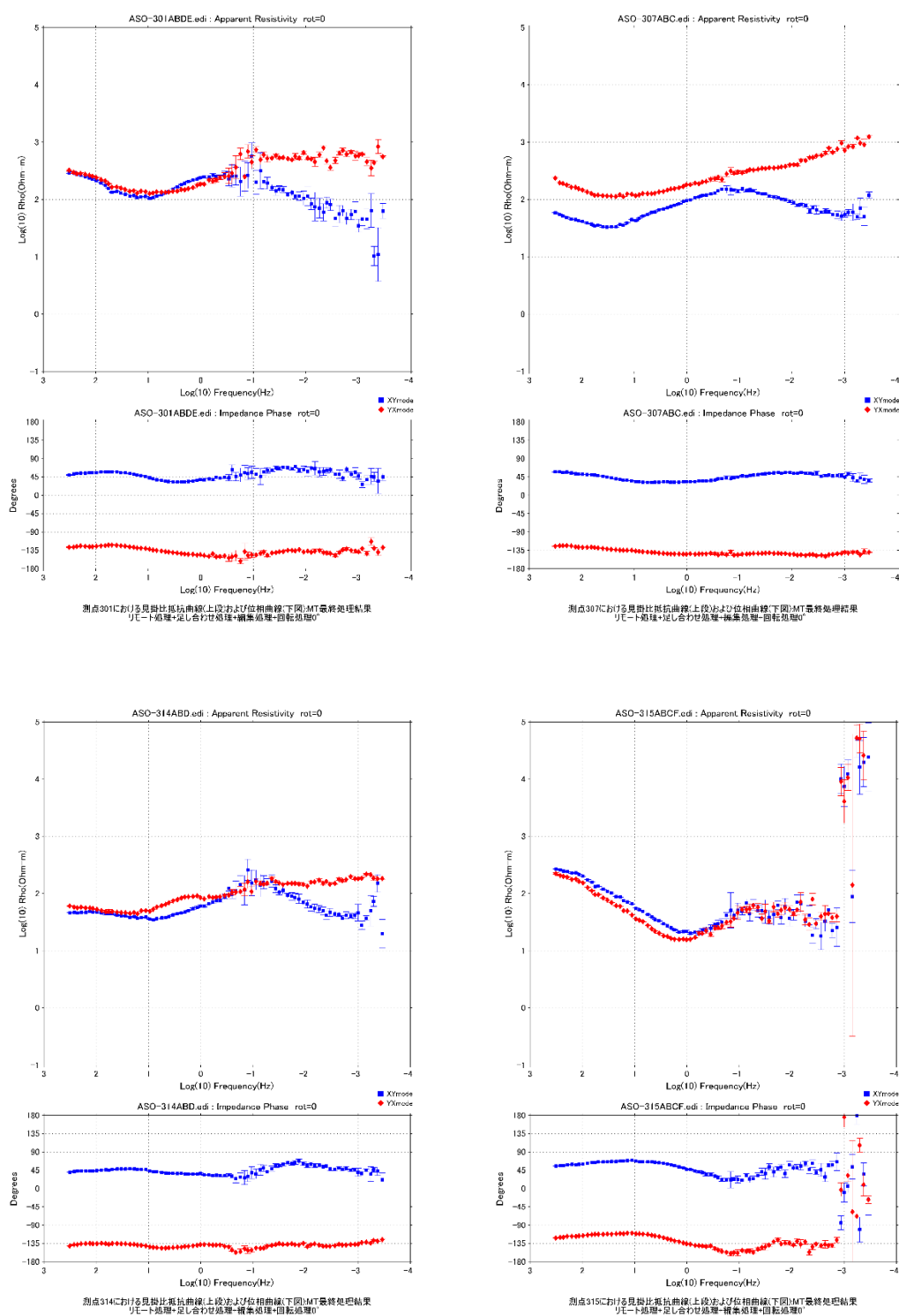


図 3.2.1.1-2k 測点 301, 307, 314, 315 における見掛け比抵抗 (上段) と位相 (下段)。
青が XY モードを、赤が YX モードである。

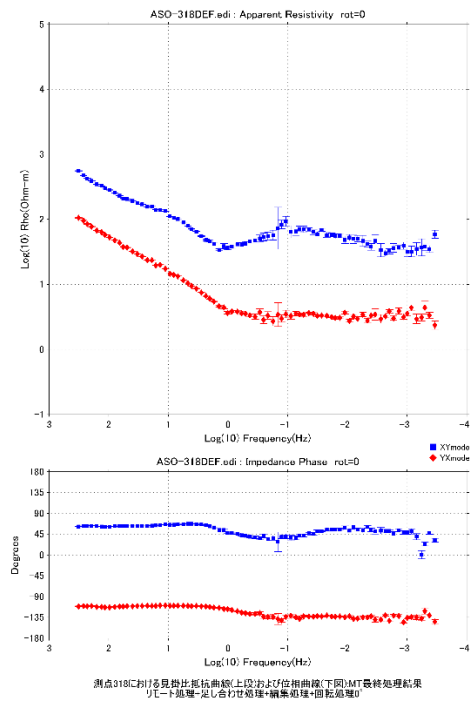


図 3.2.1.1-21 測点 318 における見掛け比抵抗（上段）と位相（下段）. 青が XY モードを. 赤が YX モードである.

(4) 平面分布図

本年度取得したデータと昨年度取得したデータを統合し、平面分布図としてインダクションベクトル、見掛け比抵抗、位相のそれぞれに着目した。

4-1) インダクションベクトル

インダクションベクトルの定義については昨年度の報告書を参照すること。磁場のデータのみを使っているため、各測点で、異常な磁場データを測定していないかをチェックすることができる。また、そのベクトルの向きは、良導体の方向を向くので大局的な構造を把握するのに適している。インダクションベクトルの分布を代表的な 12 周波数(265 Hz, 97 Hz, 27.5 Hz, 9.4 Hz, 2.81 Hz, 1.02 Hz, 0.293 Hz, 0.107 Hz, 0.032 Hz, 0.0092 Hz, 0.00275 Hz, 0.00099 Hz) について表示した (図 3.2.1.1-3a~b)。

高周波数から順に見ていくと、265~2.81 Hz では、中央火口丘の測点においてインダクションベクトルが現在活動している山頂火口に収斂している。その他の測点でははっきりした傾向はない。1 Hz あたりからベクトルが大きくなり、カルデラ内の多くの測点で中央火口丘の方向を、カルデラ外北東部の測点は、北東方向の九重連山の方を向くようになる。0.032 Hz からベクトルの大きさは小さくなるが、0.00375 Hz から再び大きくなる。そして一様に南西方向を向くようになる。このようなインダクションベクトルの低周波数での傾向は、九州中部に現れる特徴であることが知られている (Handa et al.,1992)。

なお、インダクションベクトルは測点 218 を除いて全ての測点を表示しているが、データの品質が悪かった測点でも周囲と調和的なベクトルが描かれている。このことより、当該地域のデータの品質は主として電場に影響を受けると考えられる。

4-2) 見掛け比抵抗、位相、

比抵抗構造の傾向を把握するために、インバリアントモードでの見掛け比抵抗と位相の平面分布図を作成し、上記のインダクションベクトルと同じ 12 周波数について表示した (図 3.2.1.1-4a~d)。なお、インバリアントモードのインピーダンスを次式で定義した。

$$Z_d = \sqrt{Z_{xx}Z_{xy} - Z_{yx}Z_{yy}}$$

見掛け比抵抗は、100 Hz ぐらいからカルデラ内の北部および南西部の平野部において表層堆積物を特徴づけるような 100 Ω・m 以下の低比抵抗のコントラストが現れている。一方で、10 Hz 以下になると中央火口丘を中心とした 10 Ω・m 以下の低比抵抗が顕著になる。1 Hz 以下になると、カルデラ内北部、南部の平野部は 100 Ω・m 以上の高比抵抗になる。0.1 Hz 以下になると中央火口丘を中心とした低比抵抗は周囲へと広がる傾向にある。

位相のコントラストとしては、中央火口丘を中心とした 45 度より大きい値を示す領域が明瞭に存在するが、1.02 Hz を境に、それより低い周波数では見られなくなる。これは前述の中央火口丘を中心とした低比抵抗域が 10 Hz 以下から現れることと対応している。一方で、3 Hz 以下になるとカルデラ内の周辺の平野部で 45 度より小さい領域が現れるようになるが、それに対応して周辺部の比抵抗が高くなっていることがわかる。0.03 Hz 以下では位相のコントラストははっきりしなくなり、解析範囲の北東部を除いて全体的に一様な分布となっている。

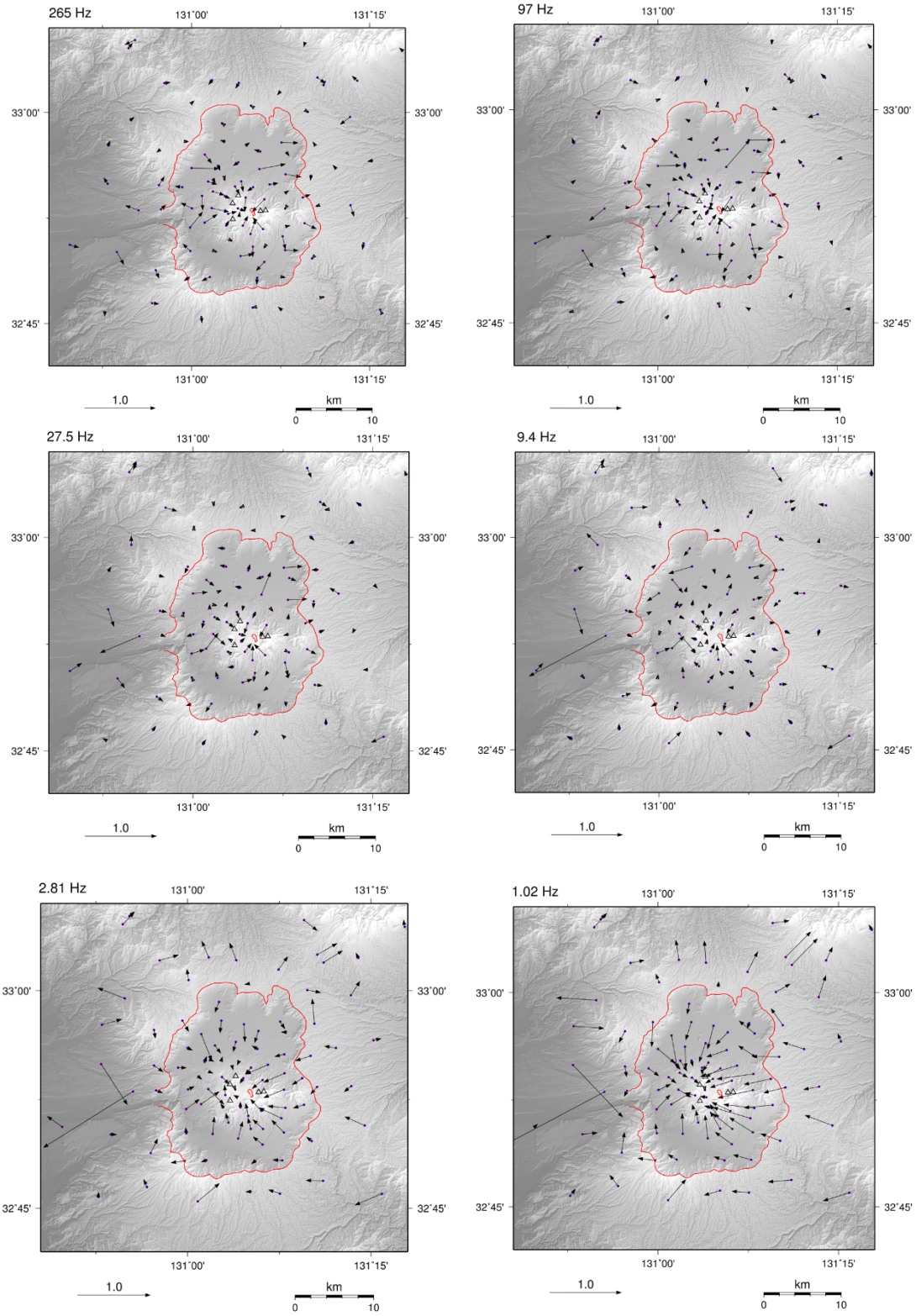


図 3.2.1.1-3a 周波数 265 Hz, 97 Hz, 27.5 Hz, 9.4 Hz, 2.81 Hz, 1.02 Hz におけるインダクションベクトルの平面分布図。

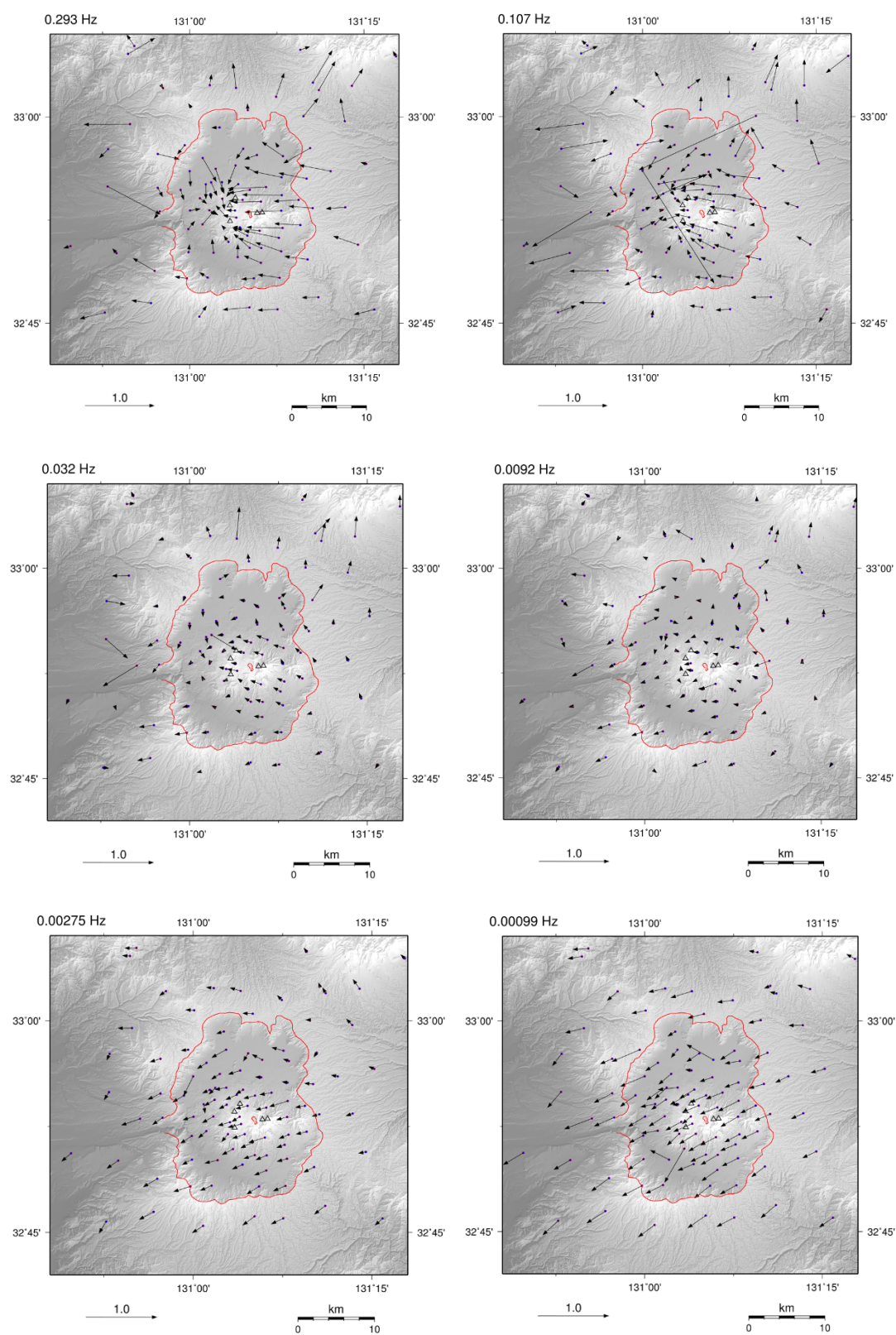


図 3.2.1.1-3b 周波数 0.293 Hz, 0.107 Hz, 0.032 Hz, 0.0092 Hz, 0.00275 Hz, 0.00099 Hz
におけるインダクションベクトルの平面分布図.

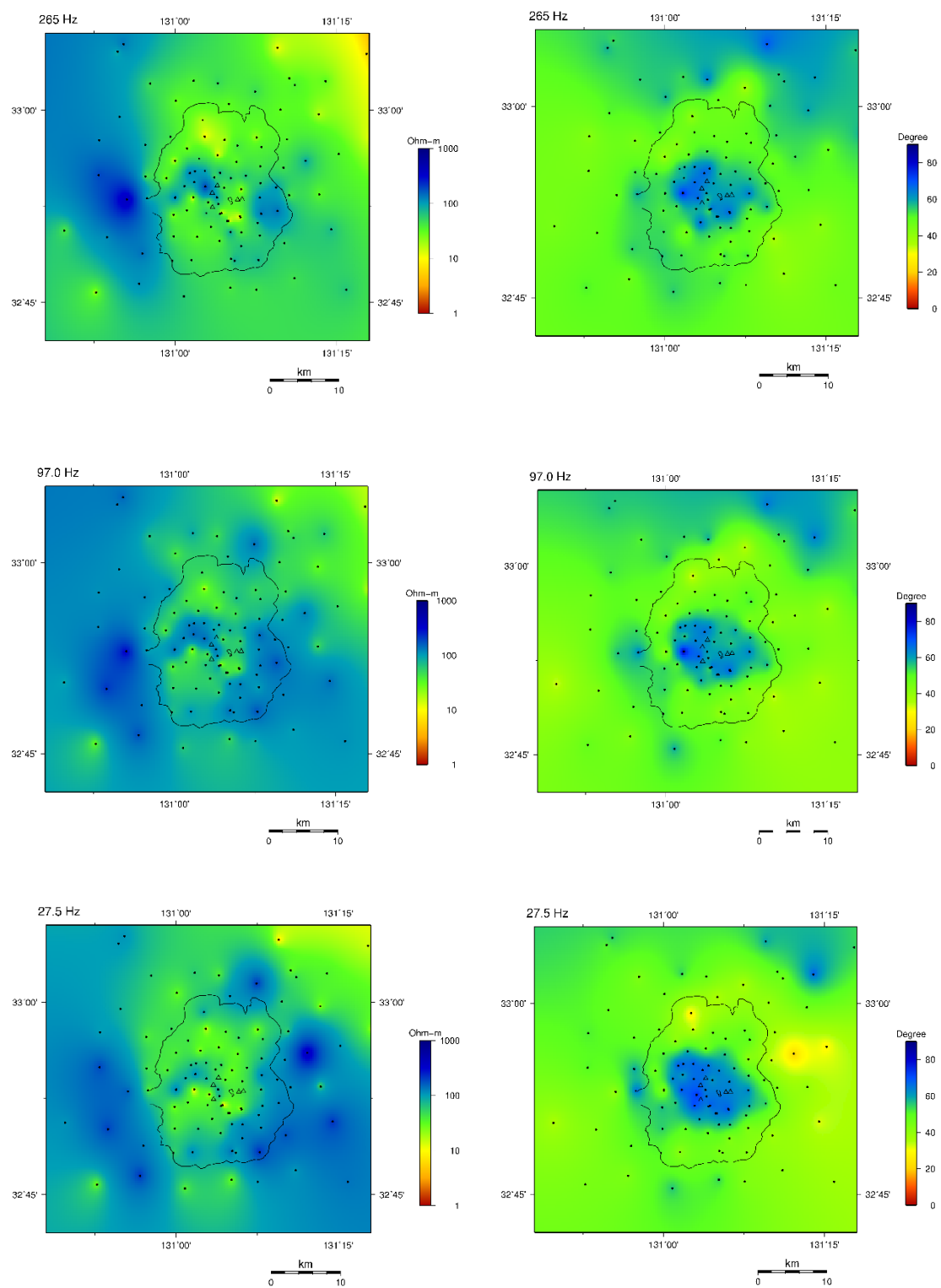


図 3.2.1.1-4a 周波数 265 Hz, 97 Hz, 27.5 Hz における見掛け比抵抗（左側）と位相（右側）の平面分布図.

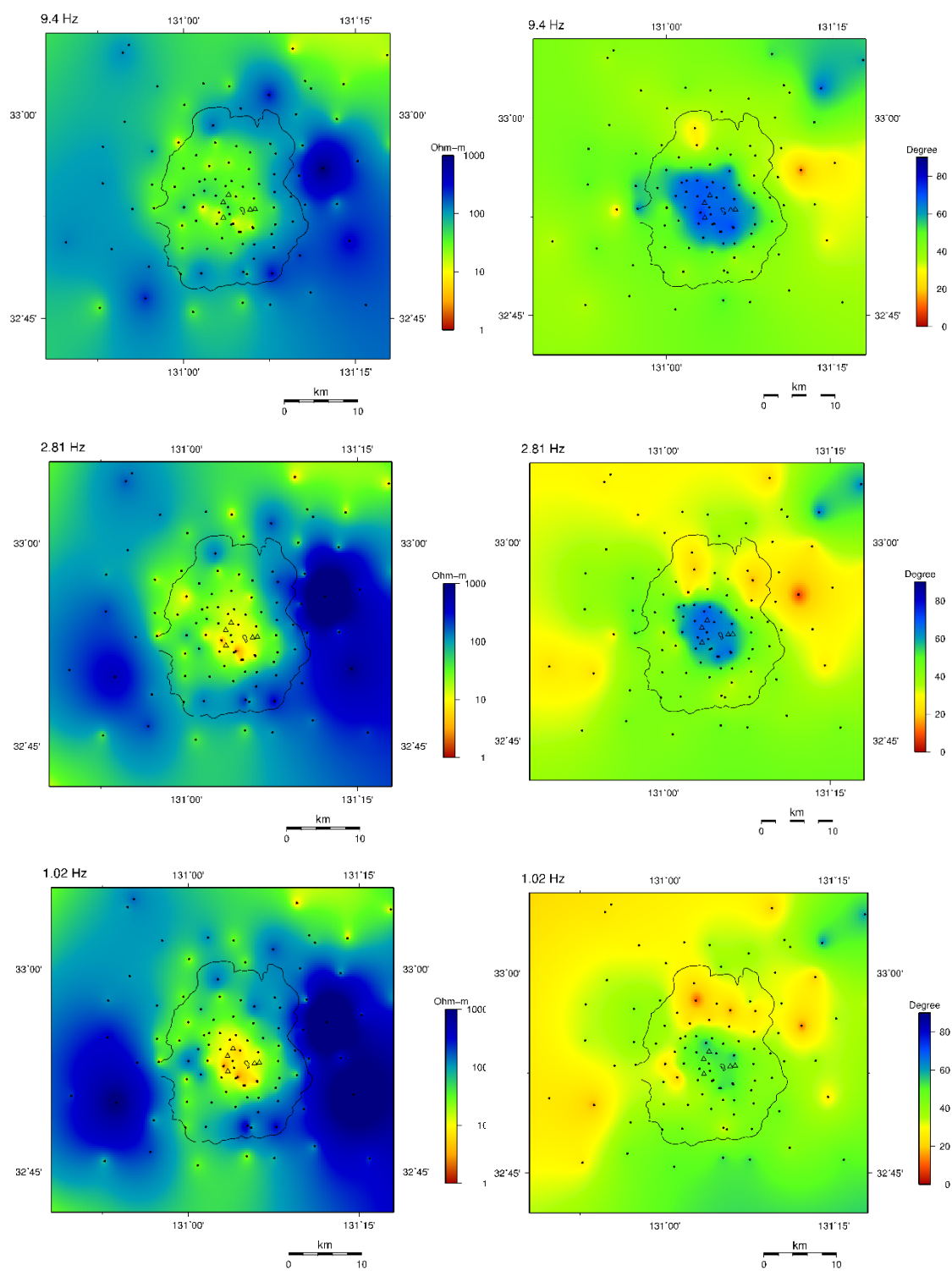


図 3.2.1.1-4b 周波数 9.4 Hz, 2.81 Hz, 1.02 Hz における見掛け比抵抗（左側）と位相（右側）の平面分布図。

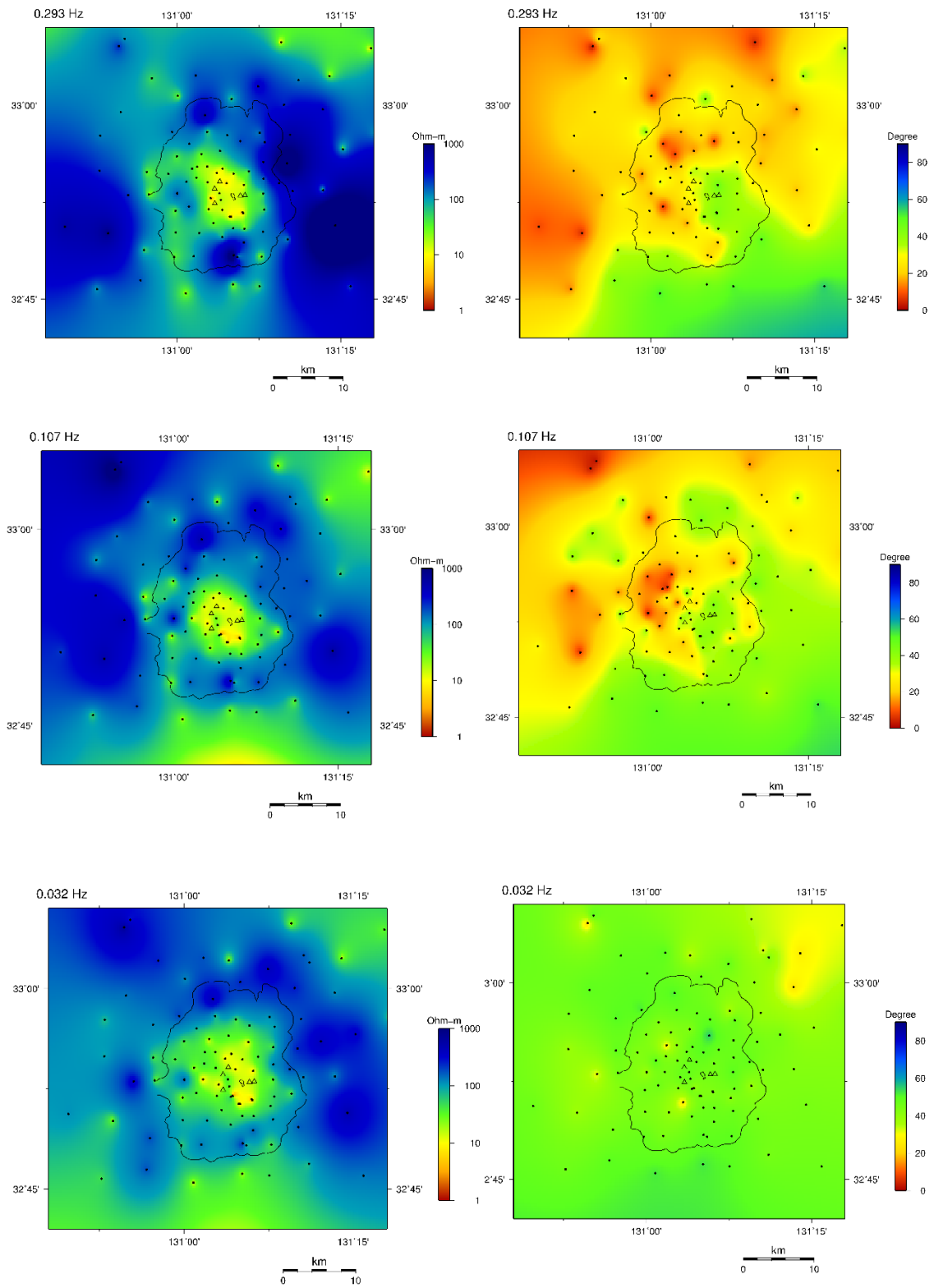


図 3.2.1.1-4c 周波数 0.293 Hz, 0.107 Hz, 0.032 Hz における見掛け比抵抗（左側）と位相（右側）の平面分布図.

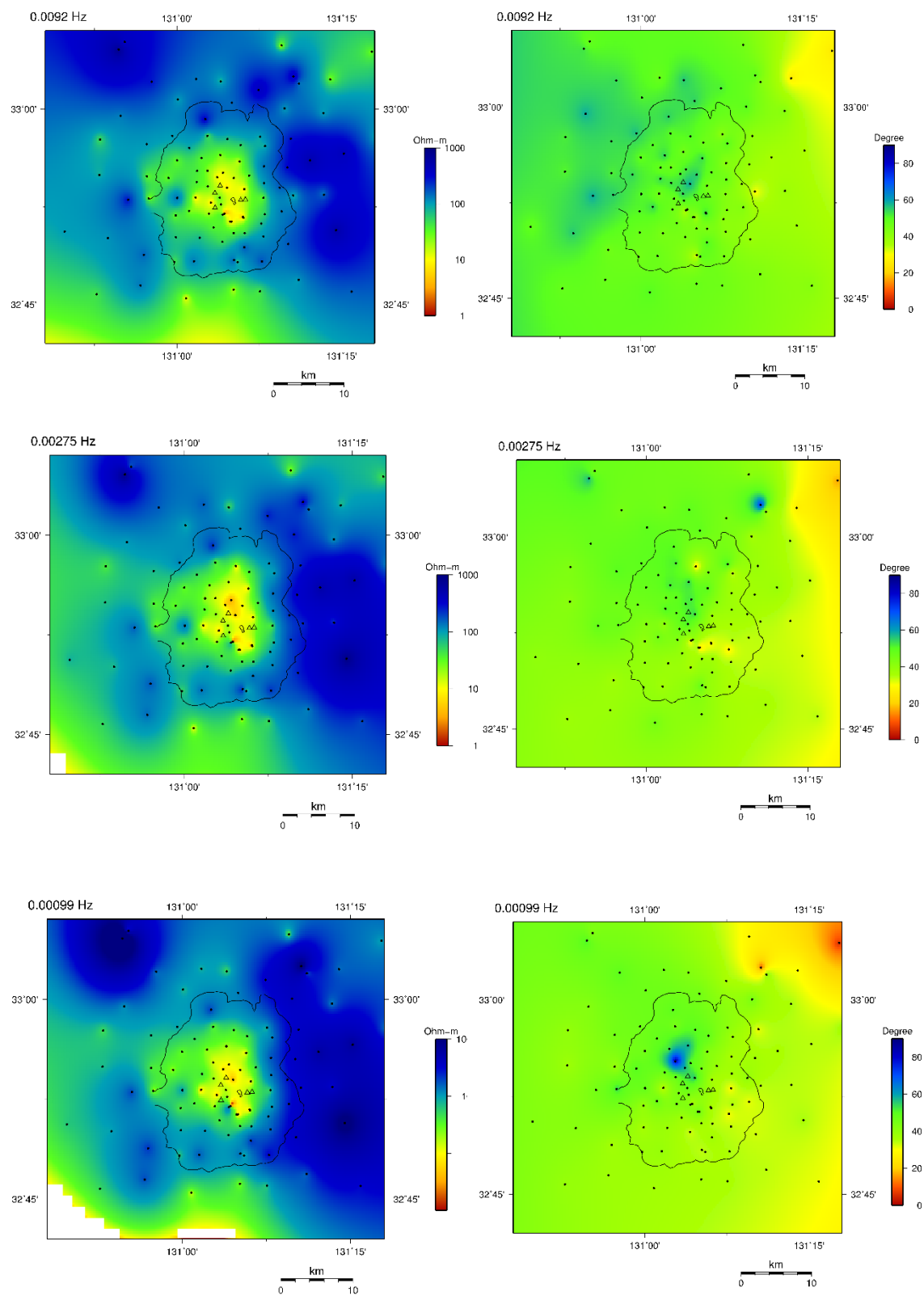


図 3.2.1.1-4d 周波数 0.0092 Hz, 0.00275 Hz, 0.00099 Hz における見掛け比抵抗（左側）と位相（右側）の平面分布図.

(5) 3次元比抵抗構造解析

昨年度の阿蘇カルデラの中央火口丘を中心にした観測によって取得した MT データを用いて 3 次元比抵抗インバージョン解析を行い、阿蘇カルデラの地殻の比抵抗構造モデルを求めた (Hata et al., 2016) . インバージョン解析に用いた MT データに係るデータ処理の詳細については、昨年度の報告書を参照のこと。

5-1) 3次元比抵抗インバージョン

一連のデータ処理によって求めた MT データの 80 周波数 (320Hz~0.000343Hz) から 16 周波数 (194 Hz, 79 Hz, 33 Hz, 13.7 Hz, 5.6 Hz, 2.34 Hz, 1.02 Hz, 0.43 Hz, 0.176 Hz, 0.073 Hz, 0.032 Hz, 0.0134 Hz, 0.0055 Hz, 0.00229 Hz, 0.00099 Hz, 0.00042 Hz) を選び出し、インピーダンス 4 成分とティッパ 2 成分を合わせた MT 応答関数の 6 成分を入力データとした 3 次元比抵抗インバージョン解析 (Siripunvaraporn and Egbert, 2009) を行った。入力データについては、エラーが大きく信頼度の低いと考えられるデータを使用しないこととし、全ての測点について全成分を周波数毎に選別した。測点 026 については、全成分について使用しないこととした。最終的な入力データのサイズは、 $55 \times 12 \times 16$ (測点数 $\times$ 成分数 $\times$ 周波数) である。ここで、成分数は、MT 応答関数が複素数であることから $6 \times 2 = 12$ となる。

本解析では、初期構造モデルには、南北 1400 km, 東西 1400 km, 鉛直 1001.79 km (海水面より上の地形 1.79 km を含む) の領域で陸地 $80 \Omega\text{m}$, 海水 $0.33 \Omega\text{m}$, 空気 $10^8 \Omega\text{m}$ の比抵抗値を与え、海水と空気以外のブロックの比抵抗値を変化させ最適な構造モデルを求めた。構造モデルは、南北 106, 東西 100, 鉛直 74 のセルで構成した。水平面のセルは、中央火口丘から離れるにしたがって大きくなっていくように設定しており、最小セルのサイズは、中央火口丘付近の $0.3 \times 0.3 \text{ km}$ であり (図 3.2.1.1-5), 最大セルのサイズは、 $150 \times 150 \text{ km}$ である。また、鉛直方向のグリッドサイズは、地形効果の影響を出来る限り考慮する目的のため、海水面よりも上の領域については、 $0.01 \sim 0.06 \text{ km}$ と細かくした。一方で、海水面よりも下の領域については、 $0.01 \sim 300 \text{ km}$ で深度が増すにつれて大きくなるように設定した。

インバージョンは、2 段階で実施した。まず、1 段階目のインバージョンでは、比較的大きなエラーフロアを与えて計算を行わせることで大局的な構造を求めている。そして、2 段階目のインバージョンで、1 段階目のインバージョン結果を初期構造モデルとし、より小さなエラーフロアを与えた計算を行わせ、最適モデルとなる構造を求めた。実際には、1 段階目のインバージョンでは、インピーダンスに 20%, ティッパに 30% のエラーフロアを与えて RMS 残差 1.01 のモデルを得ており、2 段階目のインバージョンでは、インピーダンスに 5%, ティッパに 10% のエラーフロアを与えて RMS 残差 2.09 のモデルを得た。観測値と最適モデルの計算値のフィッティングを、図 3.2.1.1-6a~n と図 3.2.1.1-7a~n に、インピーダンスとティッパに分けて全測点についてサウンディングカーブで示す。インピーダンスの対角成分 (Z_{xx} と Z_{yy}) とティッパ (T_x と T_y) については、フィッティングにばらつきがあるものの、インピーダンスの非対角成分 (Z_{xy} と Z_{yx}) については、かなり良い一致を示していることが確認できる。測点番号と測点位置の対応については、昨年度の報告書を参照のこと。

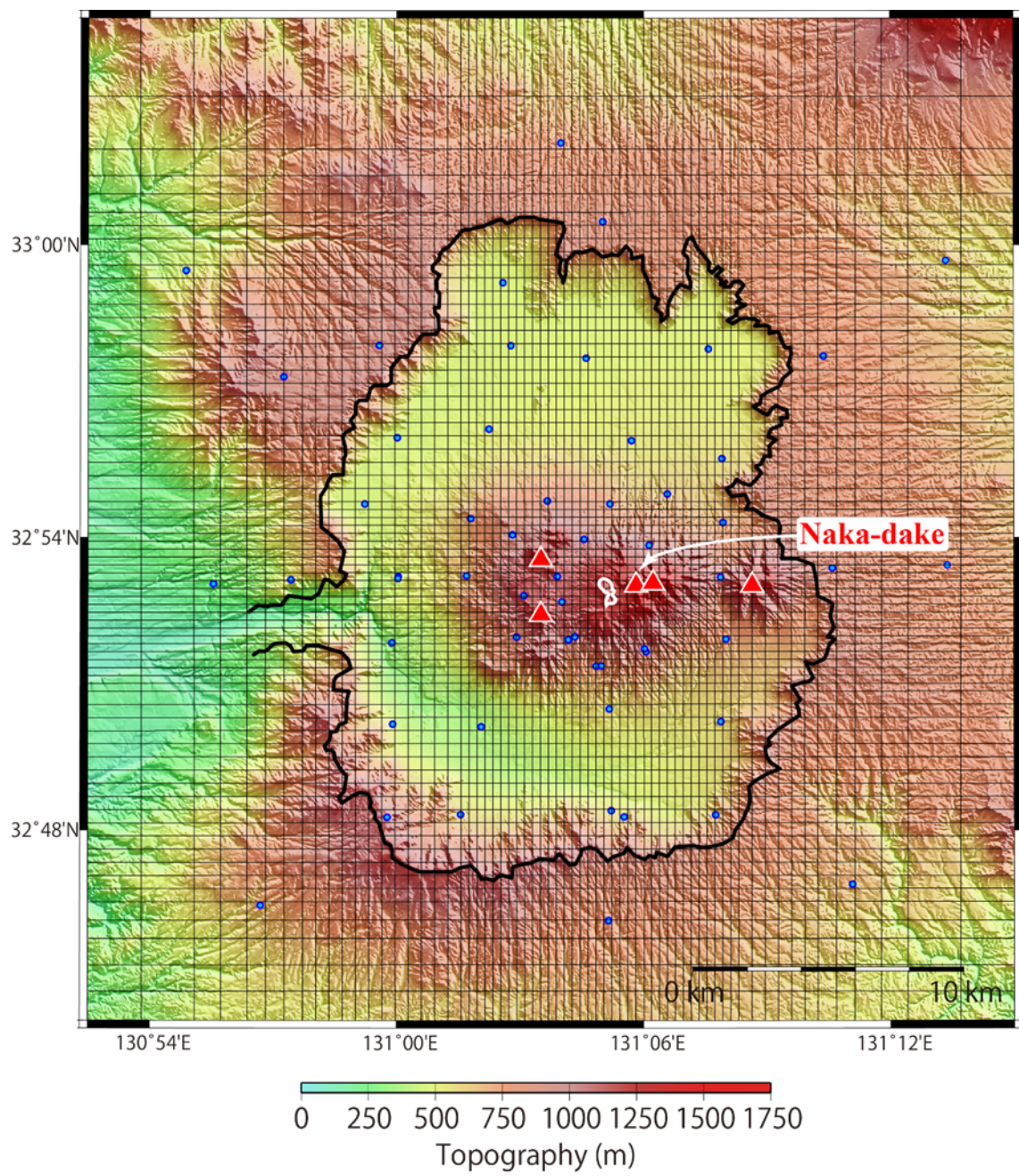


図 3.2.1.1-5 阿蘇カルデラ周辺の地形図と MT 観測点 (●). ▲は中央火口丘, 白枠は中岳第一火口を表す.

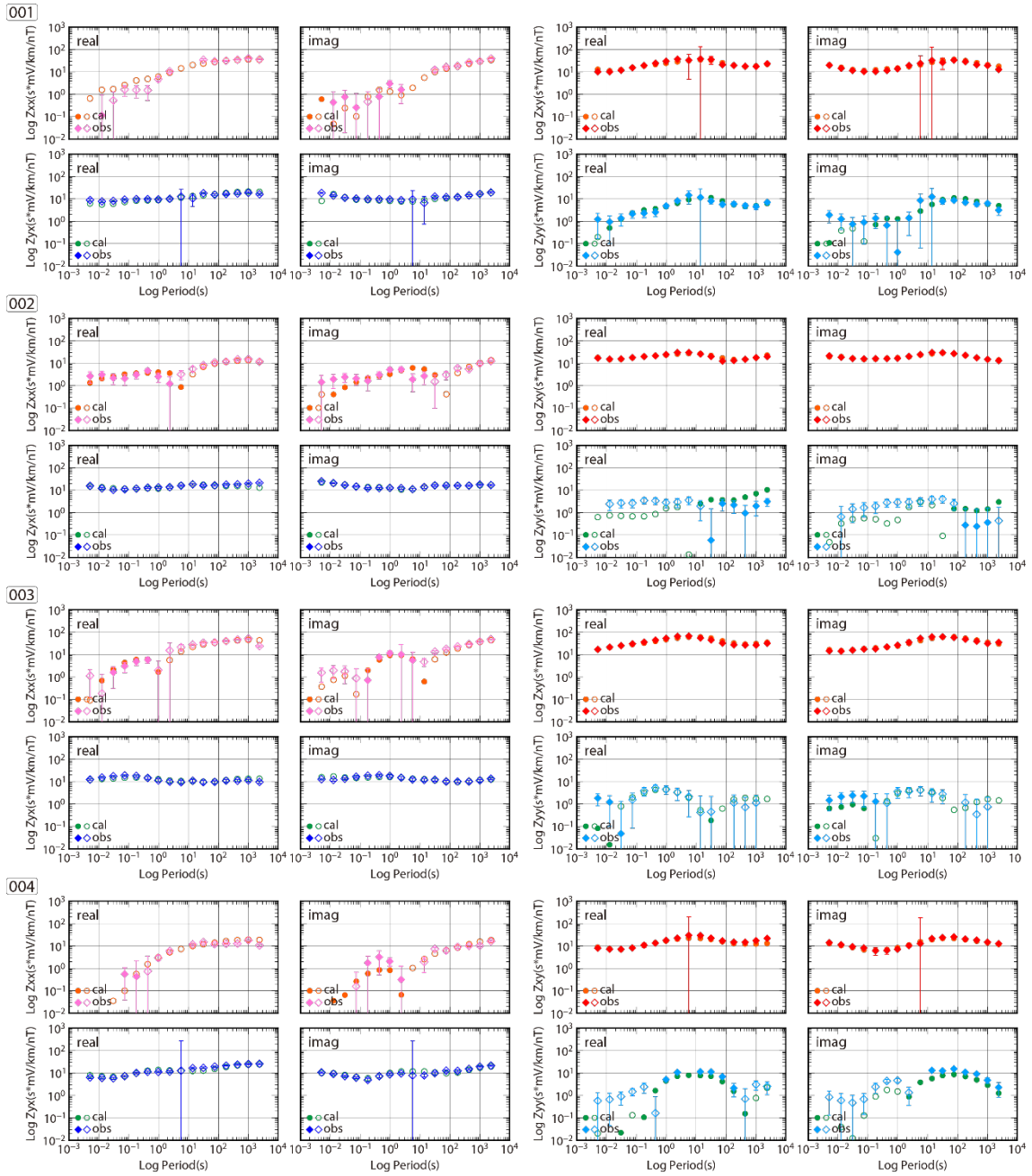


図 3.2.1.1-6a インピーダンス 4 成分 (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy}) のサウンディングカーブ。
obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す。

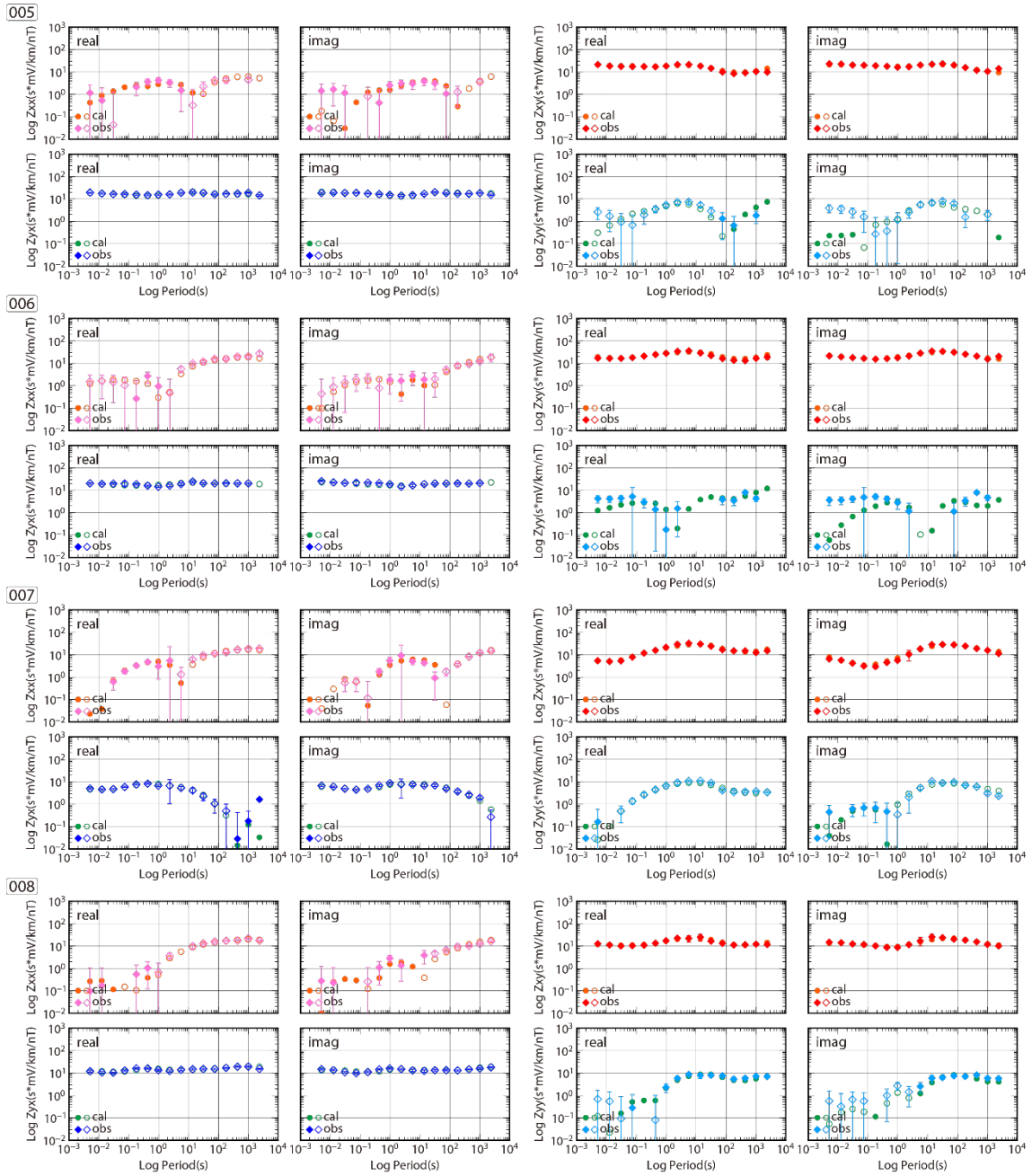


図 3.2.1.1-6b インピーダンス 4 成分 (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy}) のサウンディングカーブ.
obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す.

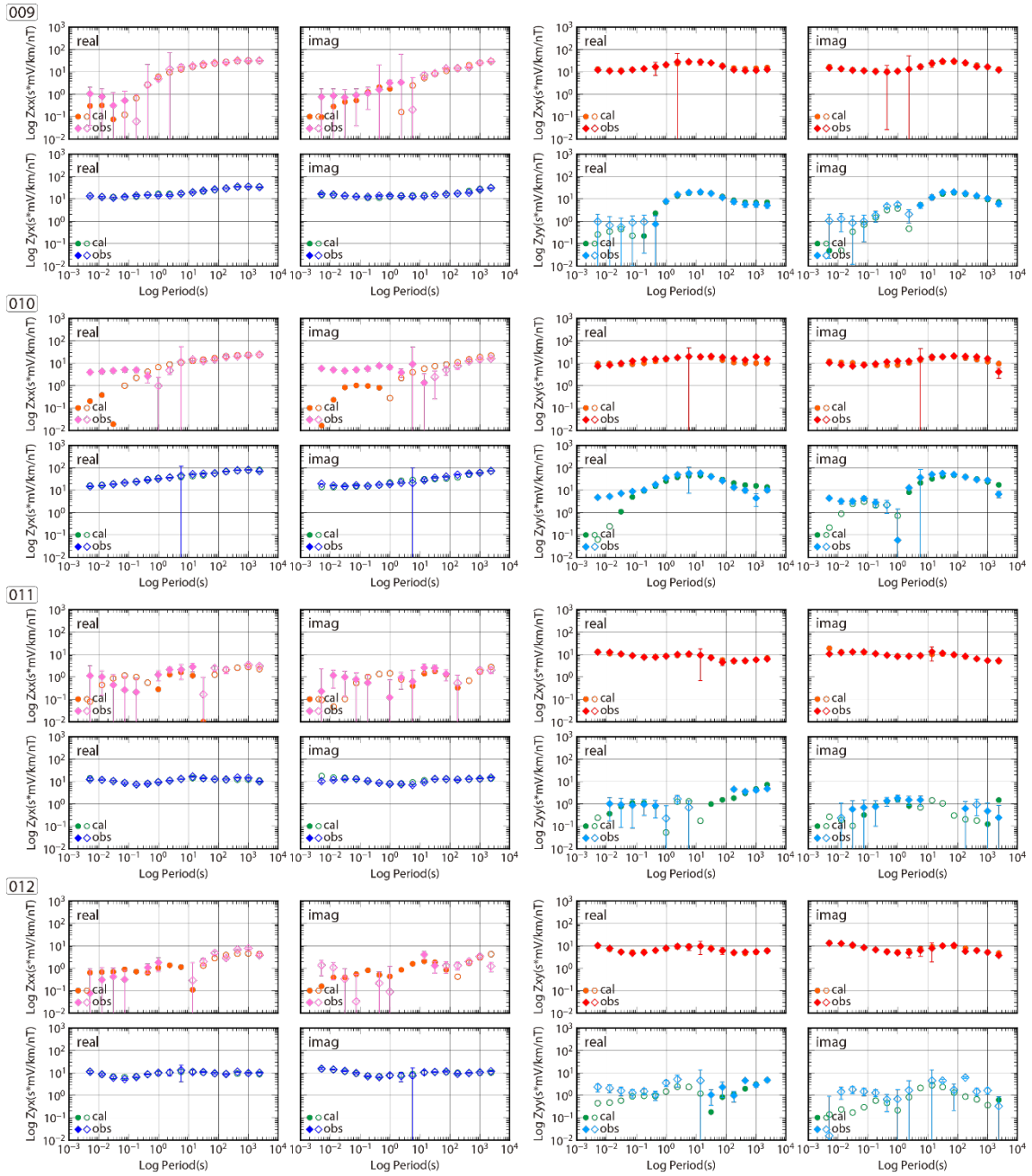


図 3.2.1.1-6c インピーダンス 4 成分 (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy}) のサウンディングカーブ。
obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す。

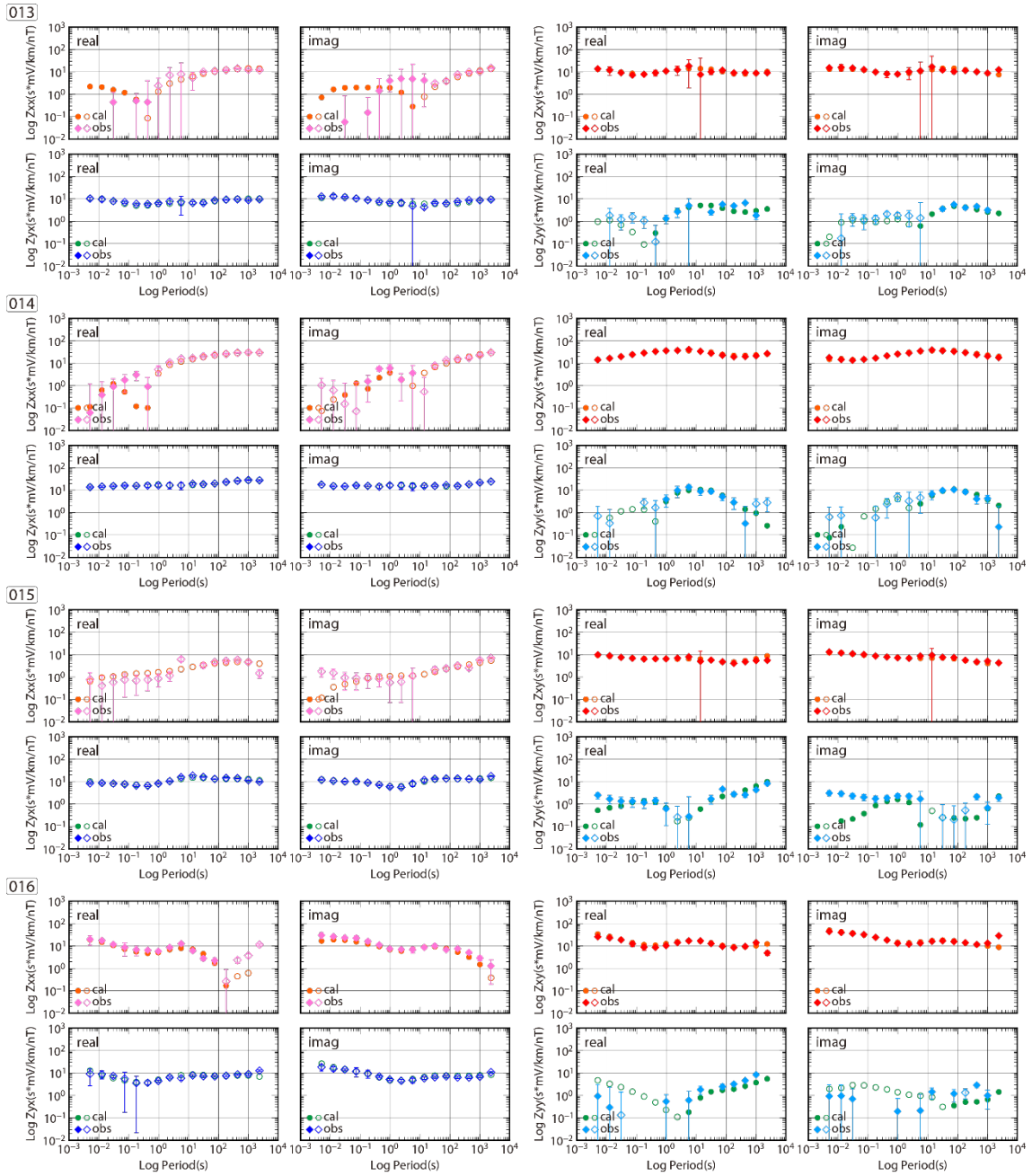


図 3.2.1.1-6d インピーダンス 4 成分 (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy}) のサウンディングカーブ。
obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す。

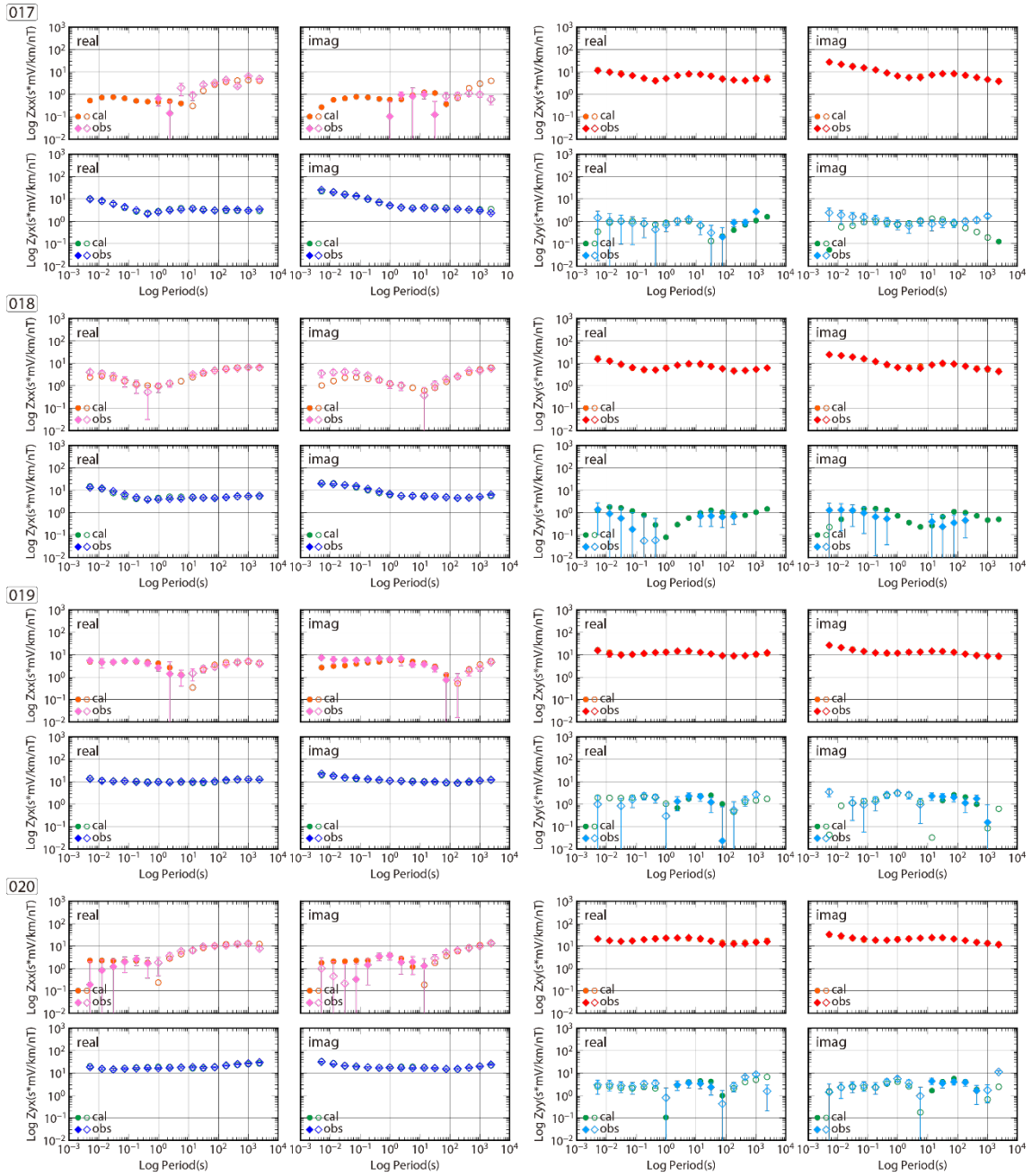


図 3.2.1.1-6e インピーダンス 4 成分 (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy}) のサウンディングカーブ.
obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す.

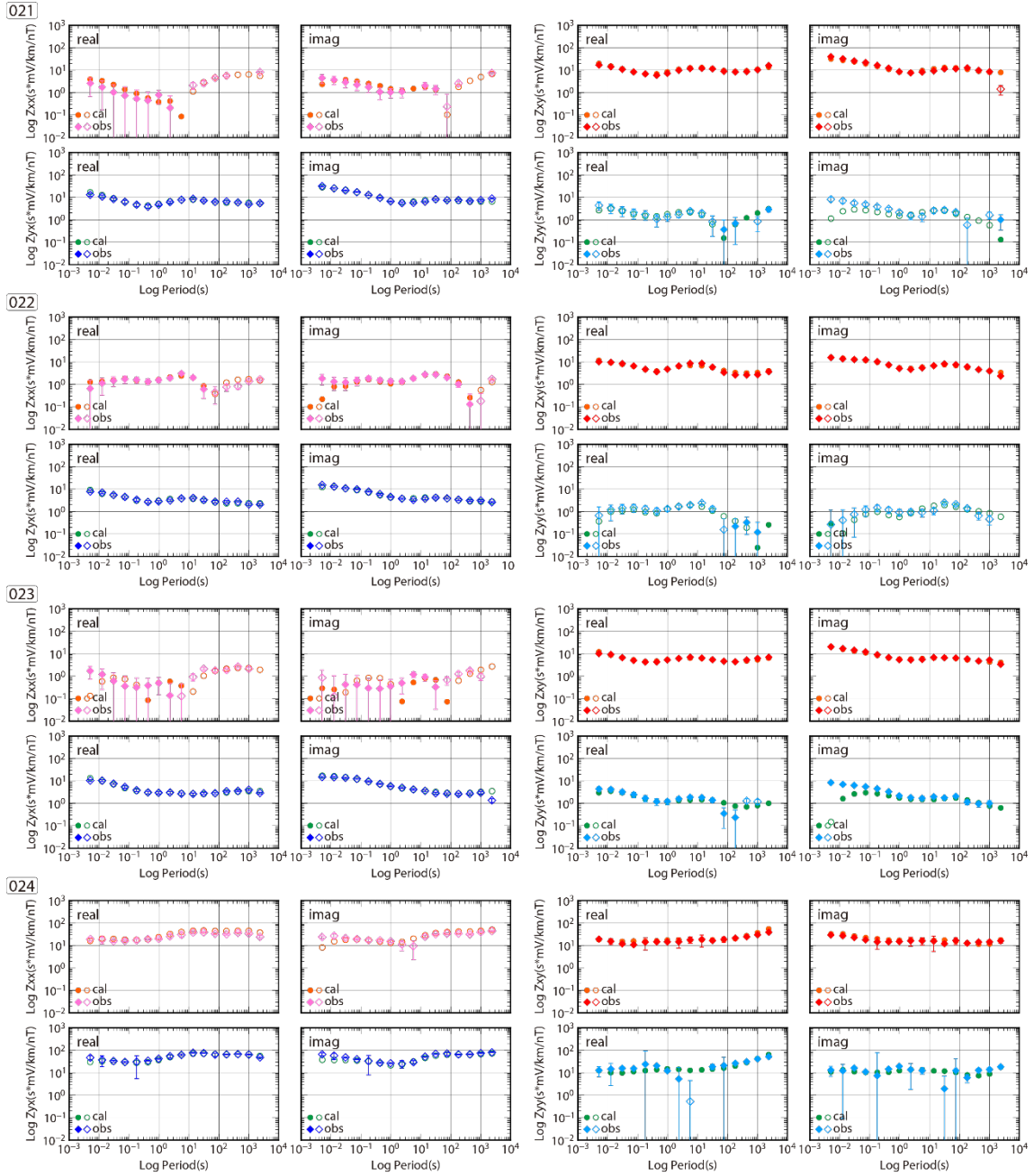


図 3.2.1.1-6f インピーダンス 4 成分 (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy}) のサウンディングカーブ。
obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す。

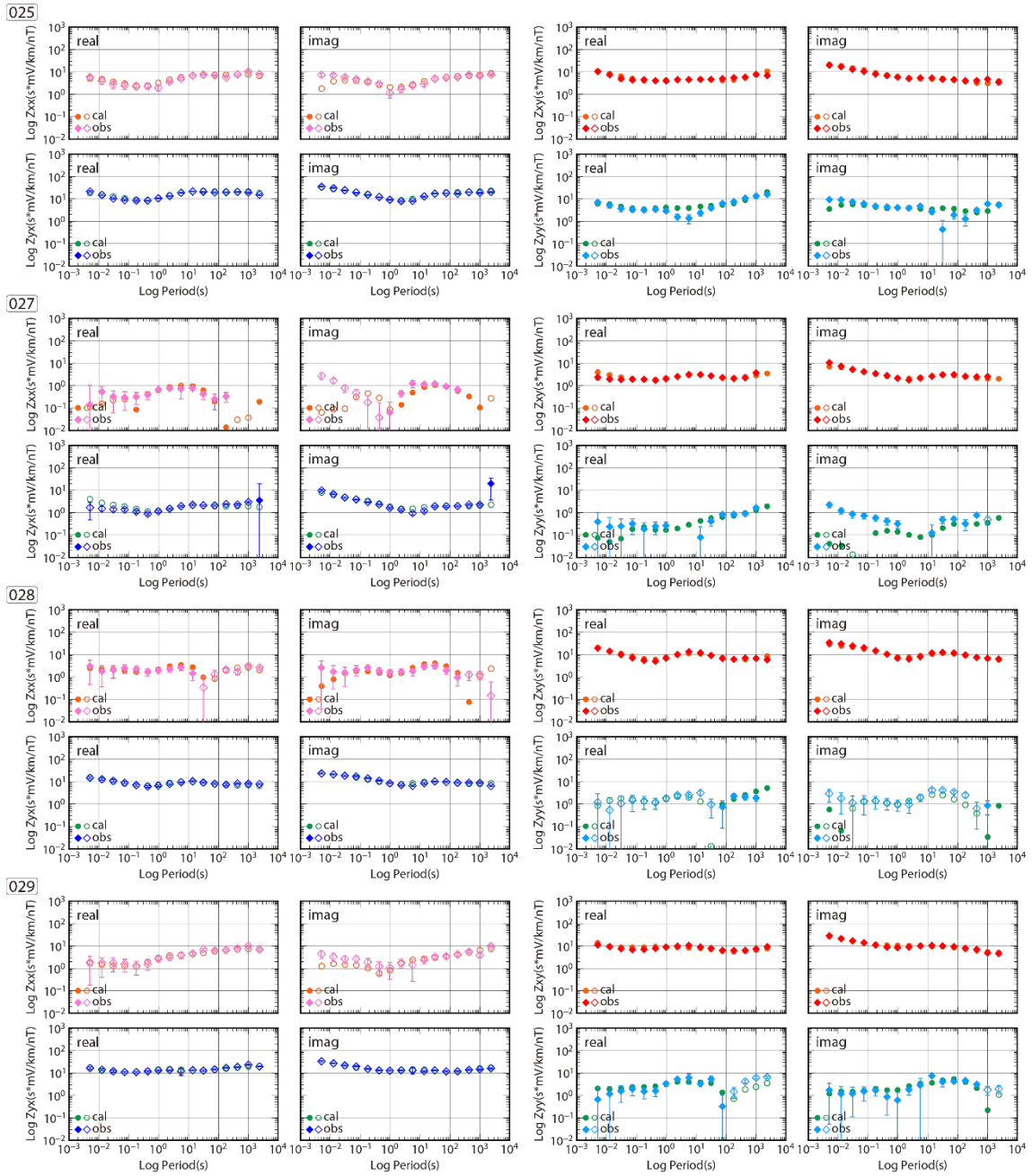


図 3.2.1.1-6g インピーダンス 4 成分 (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy}) のサウンディングカーブ.
obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す.

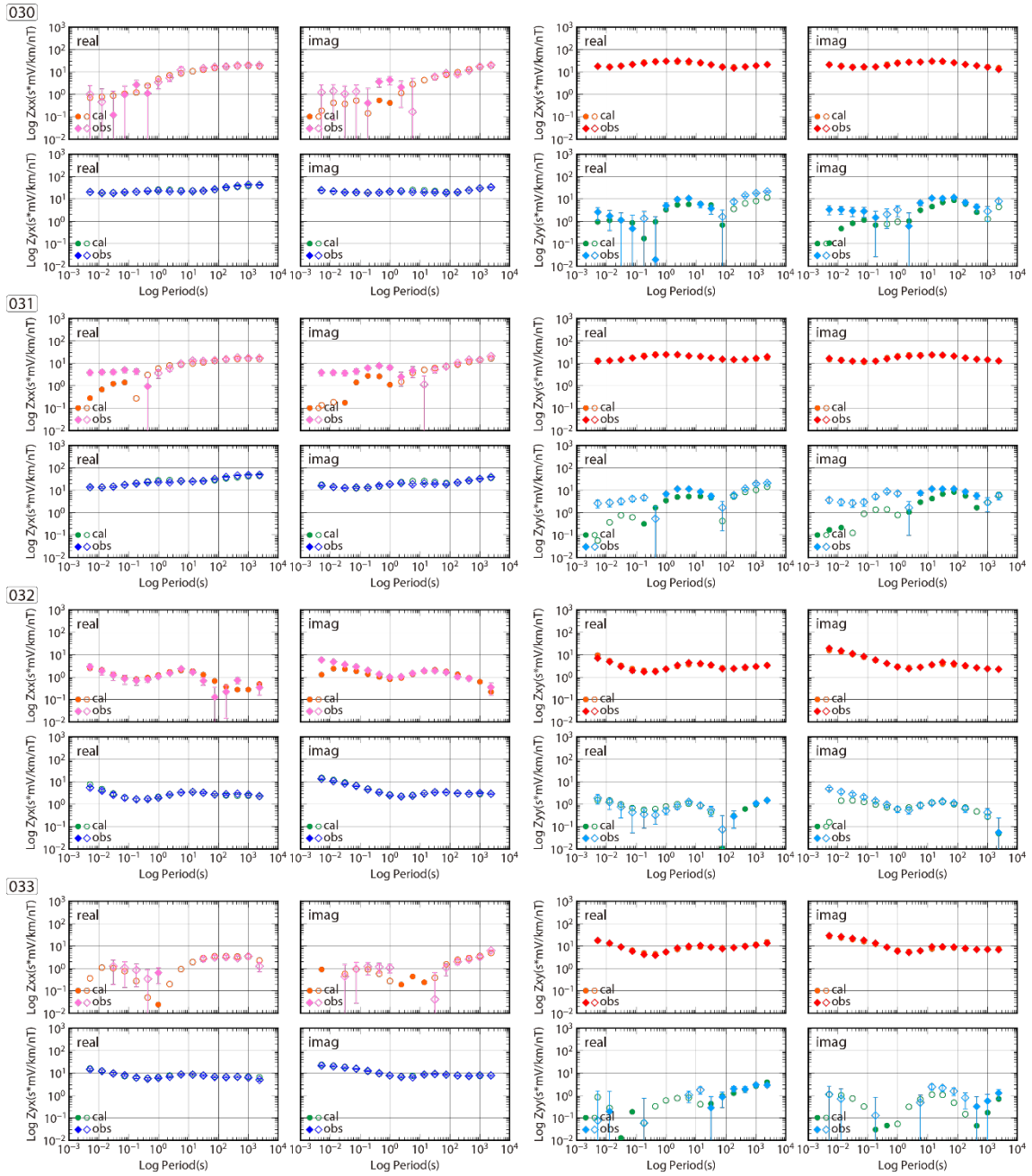


図 3.2.1.1-6h インピーダンス 4 成分 (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy}) のサウンディングカーブ。
obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す。

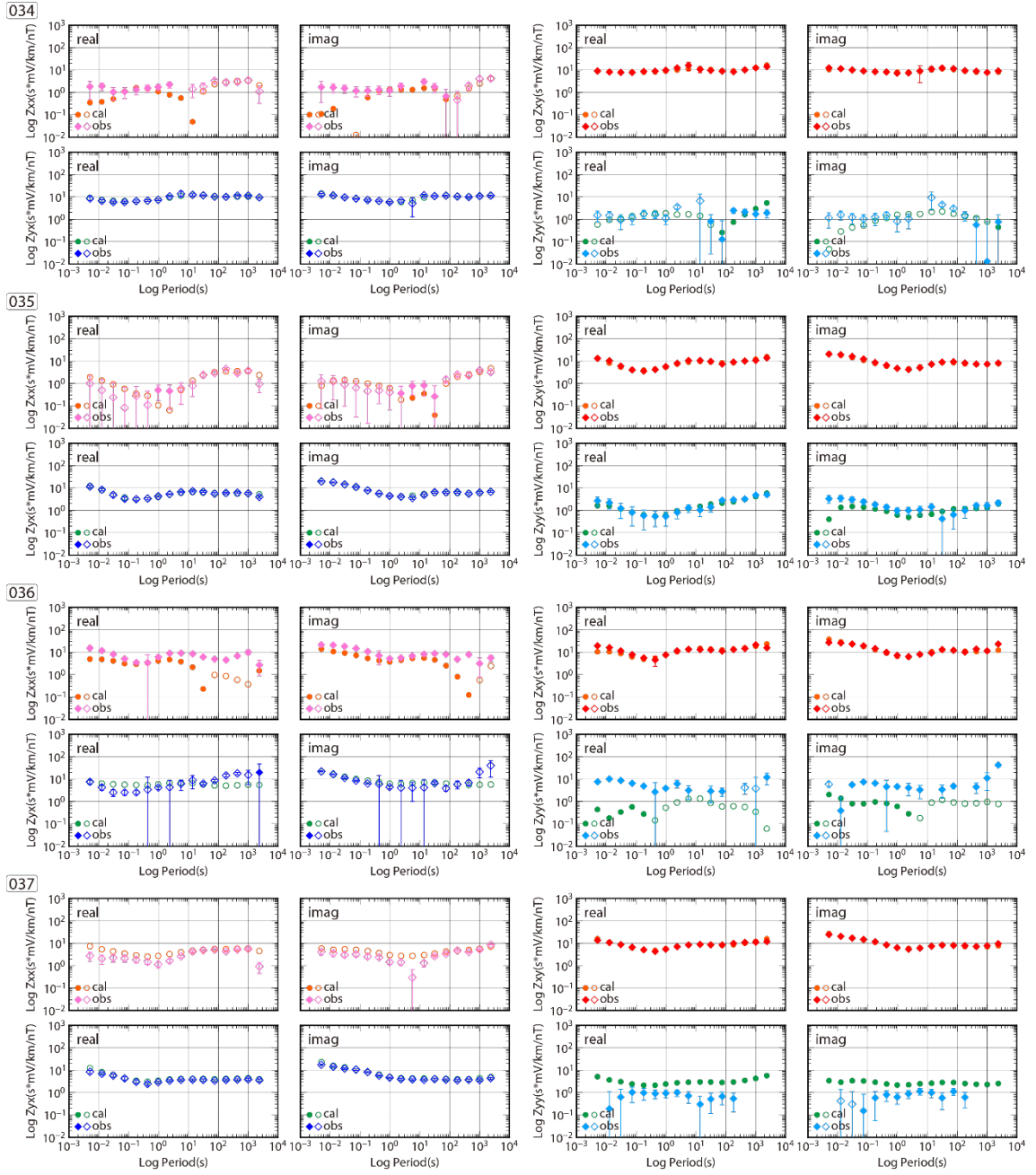


図 3.2.1.1-6i インピーダンス 4 成分 (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy}) のサウンディングカーブ。
obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す。

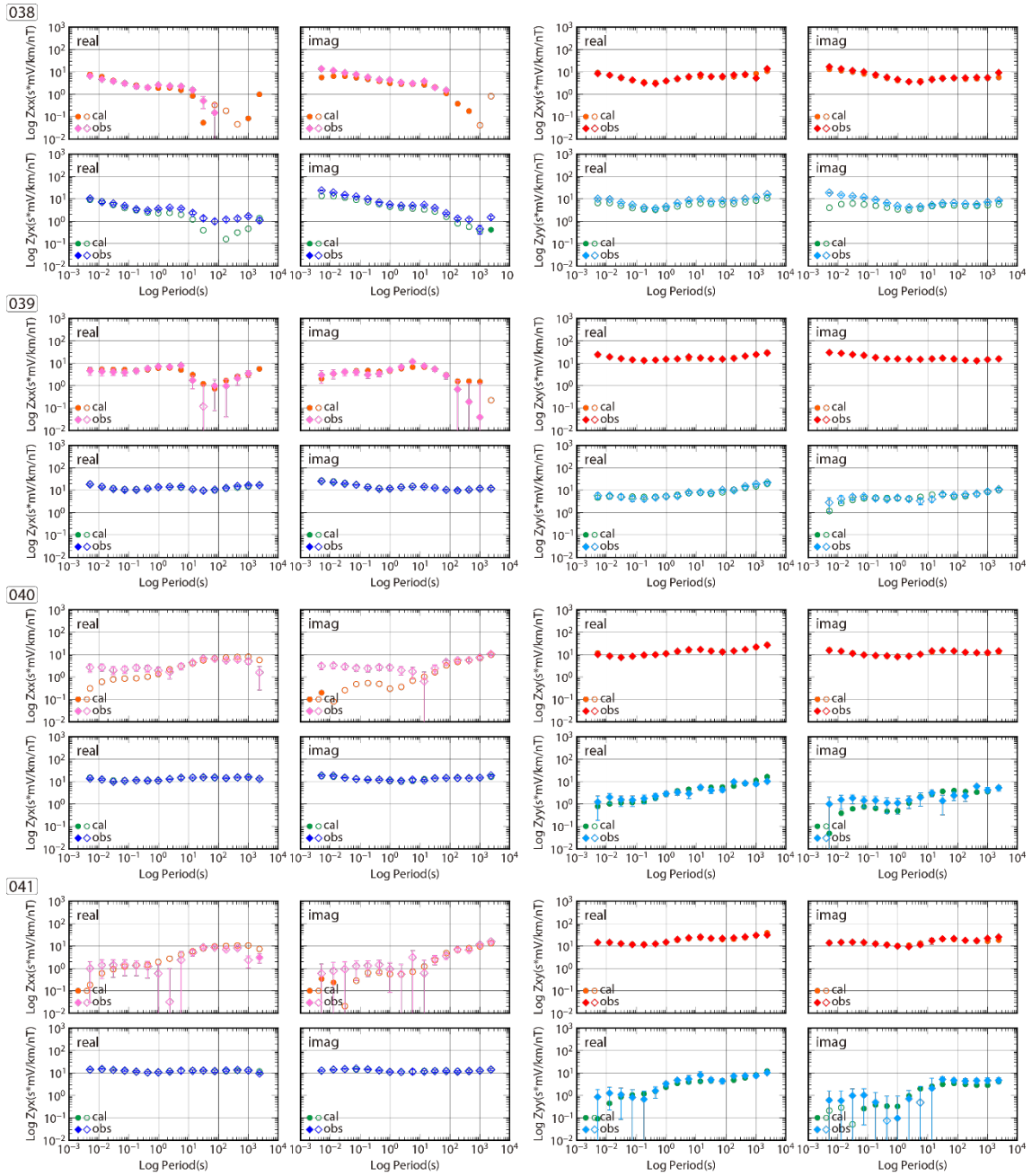


図 3.2.1.1-6j インピーダンス 4 成分 (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy}) のサウンディングカーブ。
obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す。

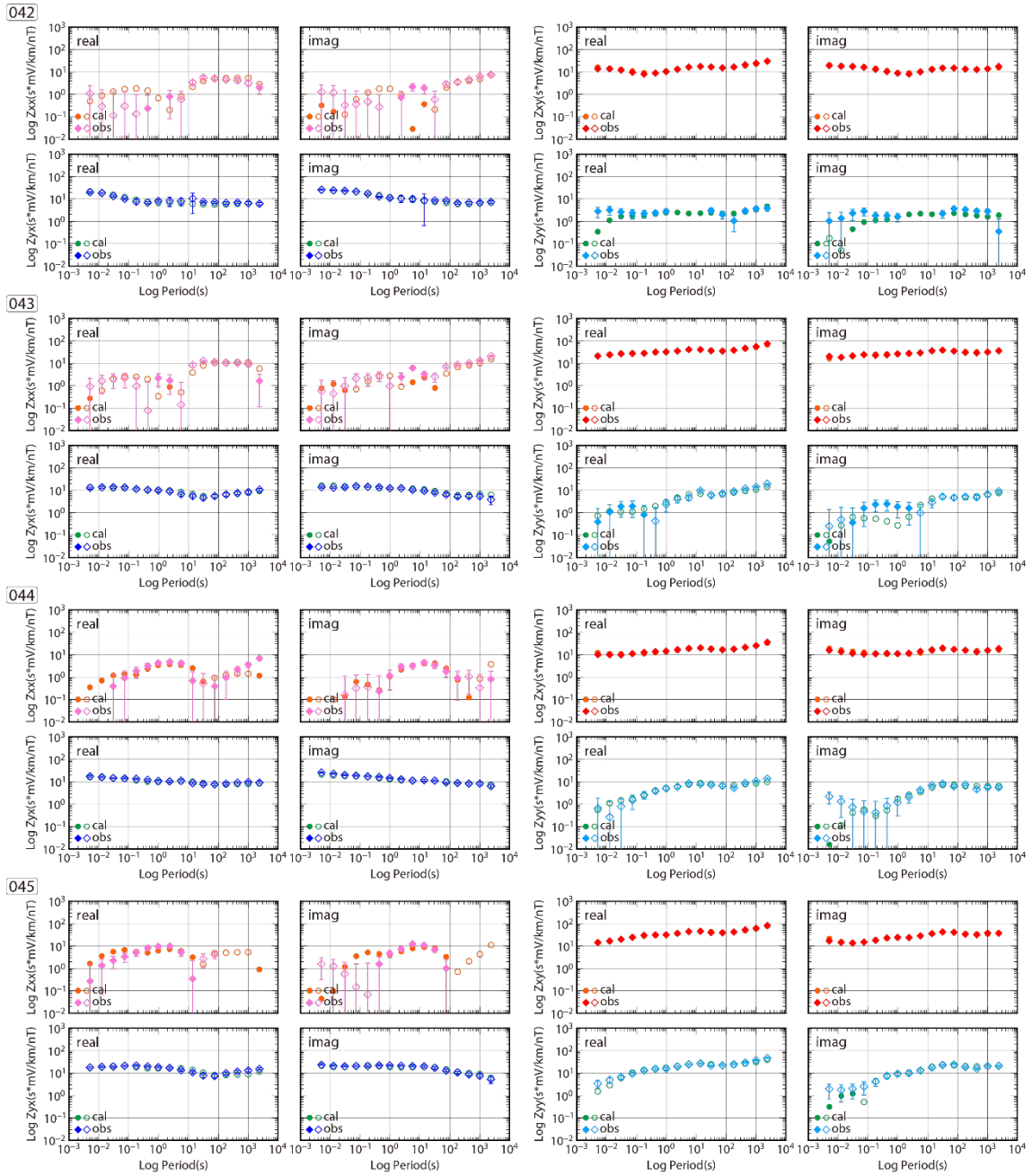


図 3.2.1.1-6k インピーダンス 4 成分 (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy}) のサウンディングカーブ。
obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す。

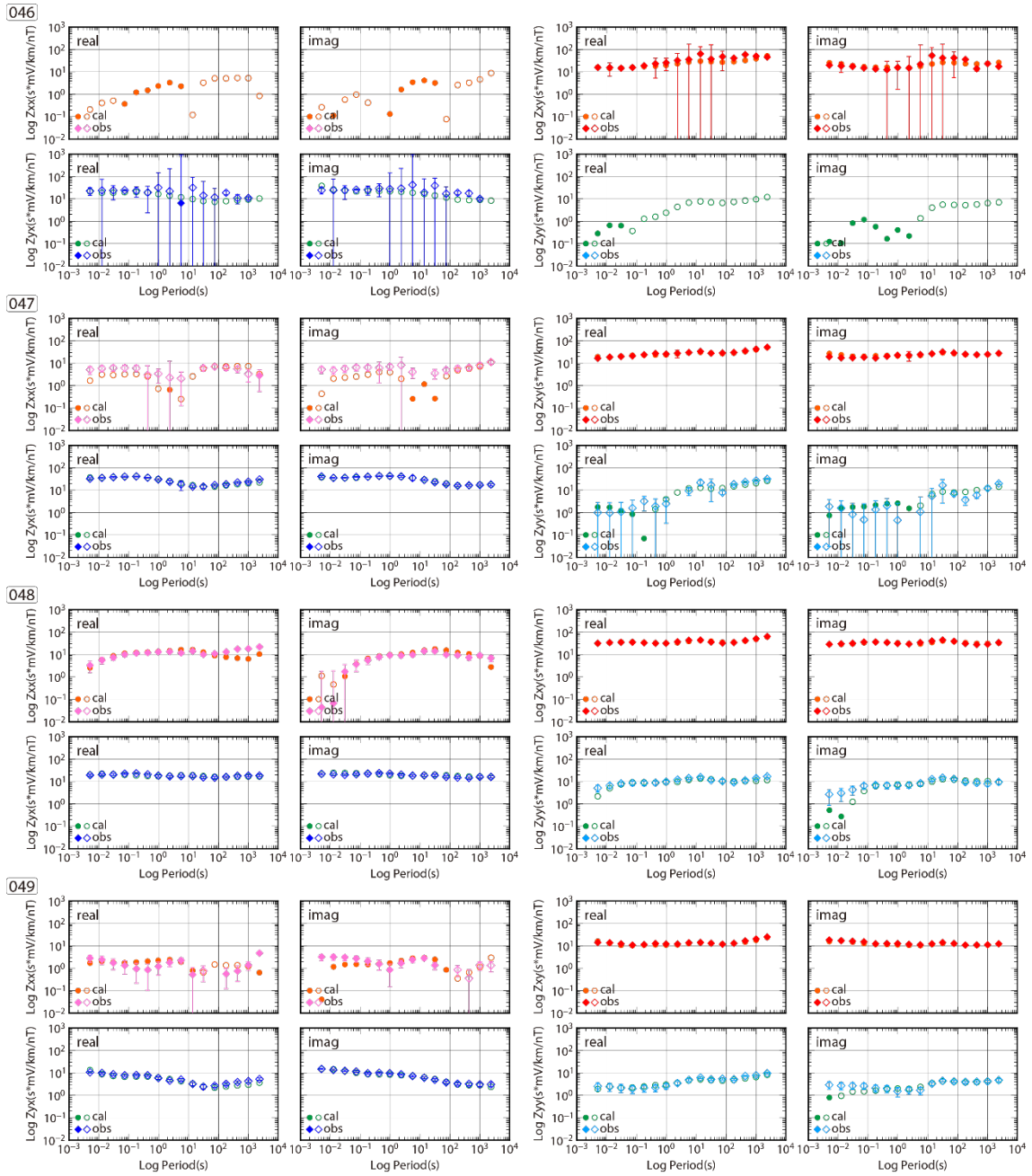


図 3.2.1.1-61 インピーダンス 4 成分 (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy}) のサウンディングカーブ。
obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す。

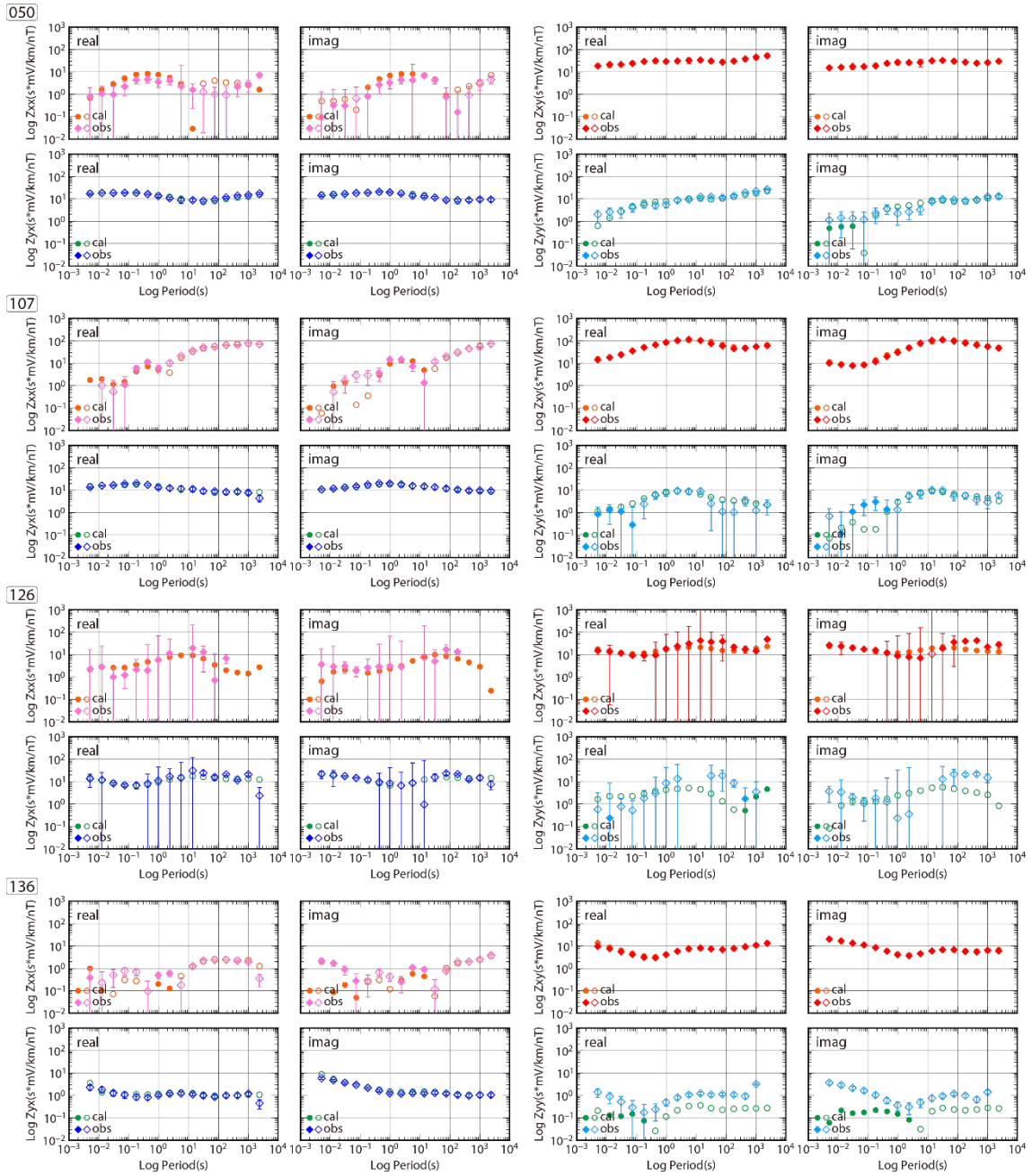


図 3.2.1.1-6m インピーダンス 4 成分 (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy}) のサウンディングカーブ。
obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す。

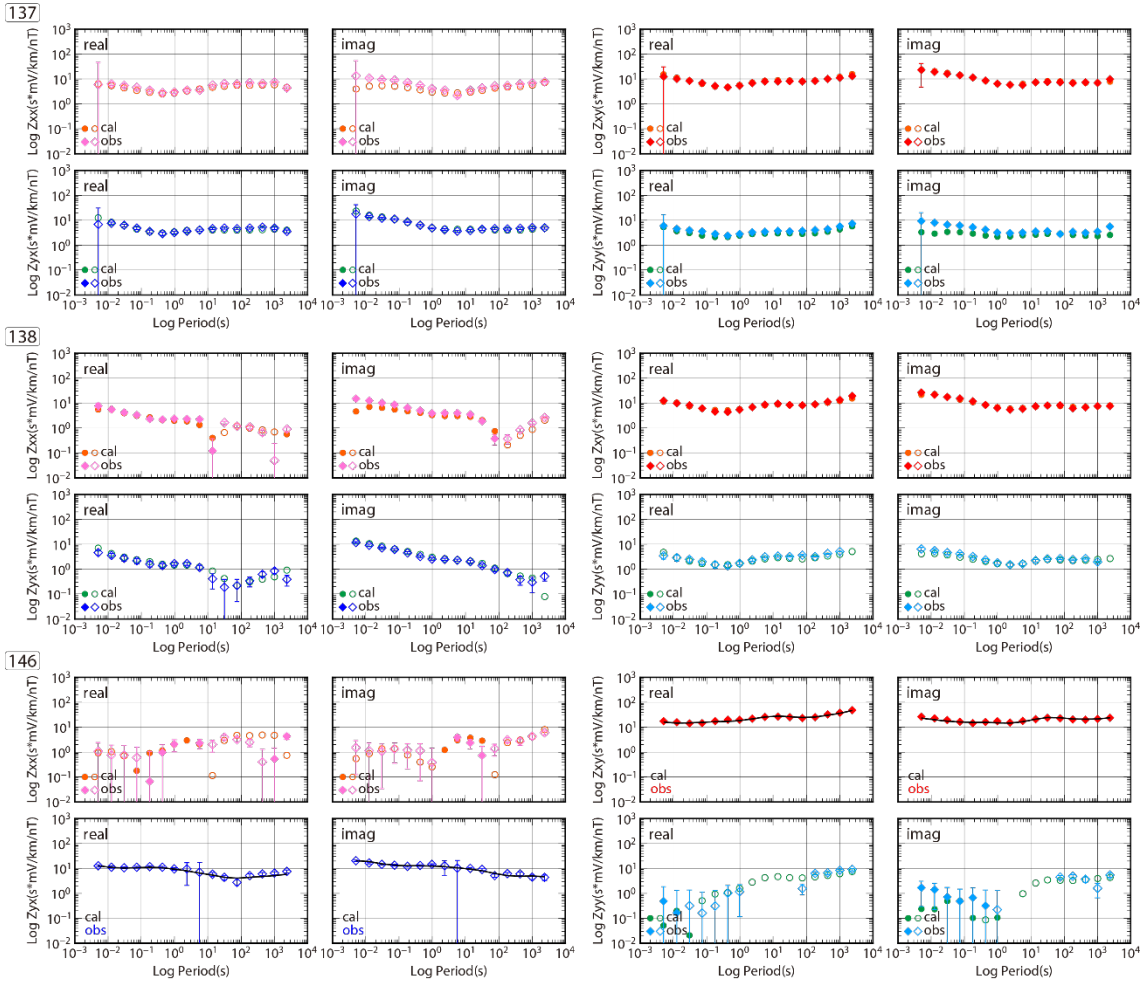


図 3.2.1.1-6n インピーダンス 4 成分 (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy}) のサウンディングカーブ。
obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す。

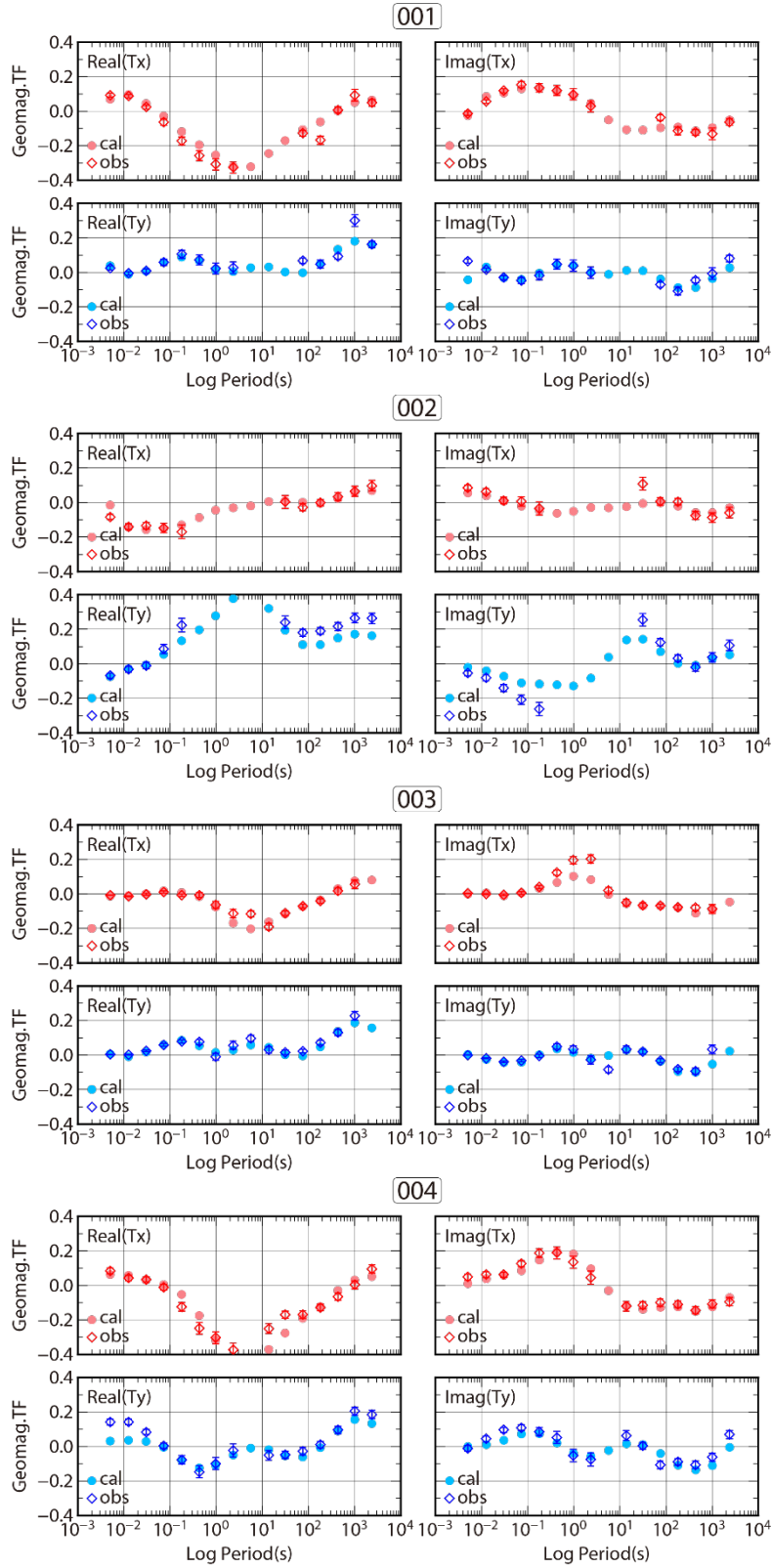


図 3.2.1.1-7a ティッパー2 成分 (T_x と T_y) のサウンディングカーブ. obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す.

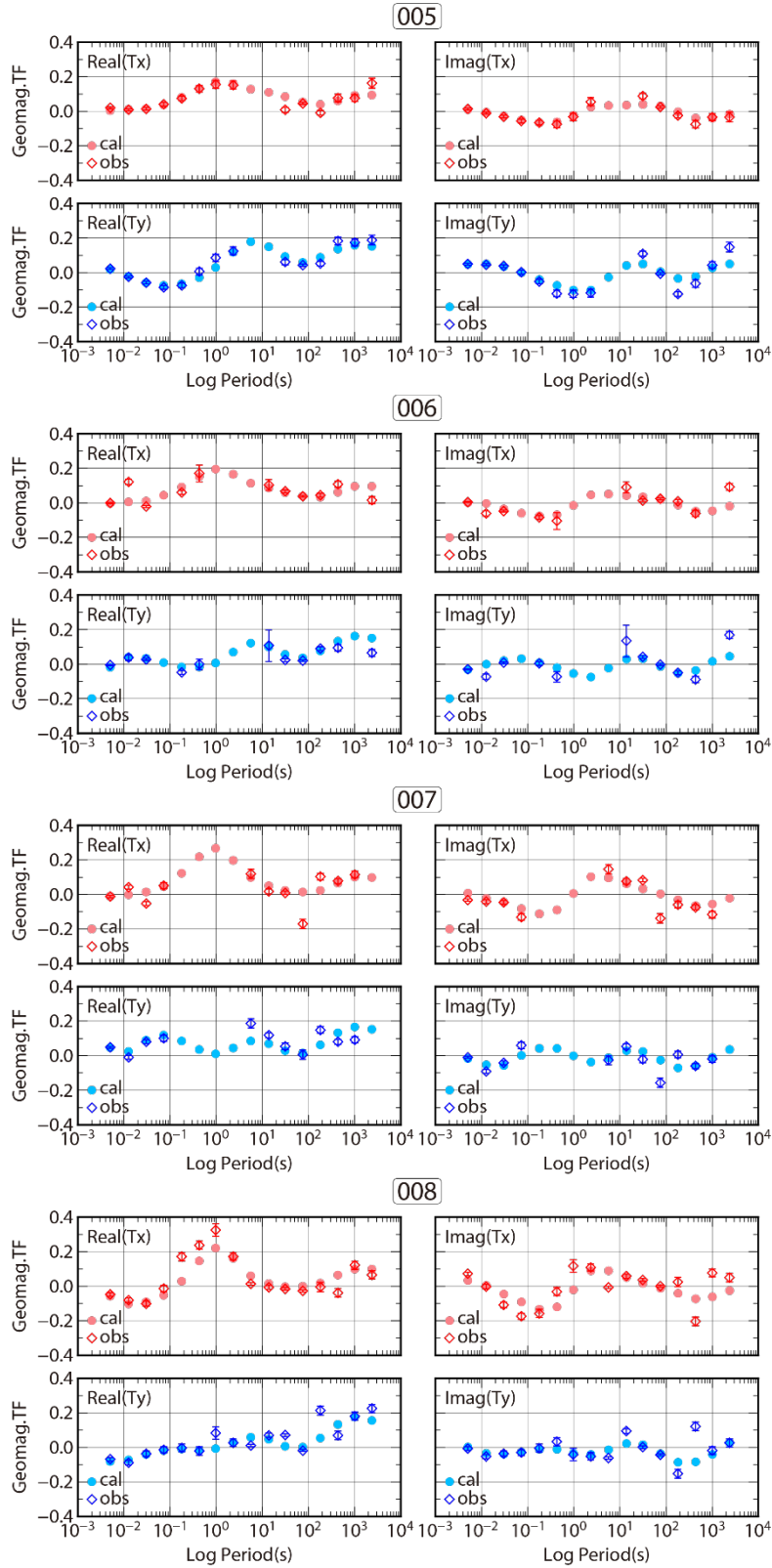


図 3.2.1.1-7b ティッパー2 成分 (T_x と T_y) のサウンディングカーブ. obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す.

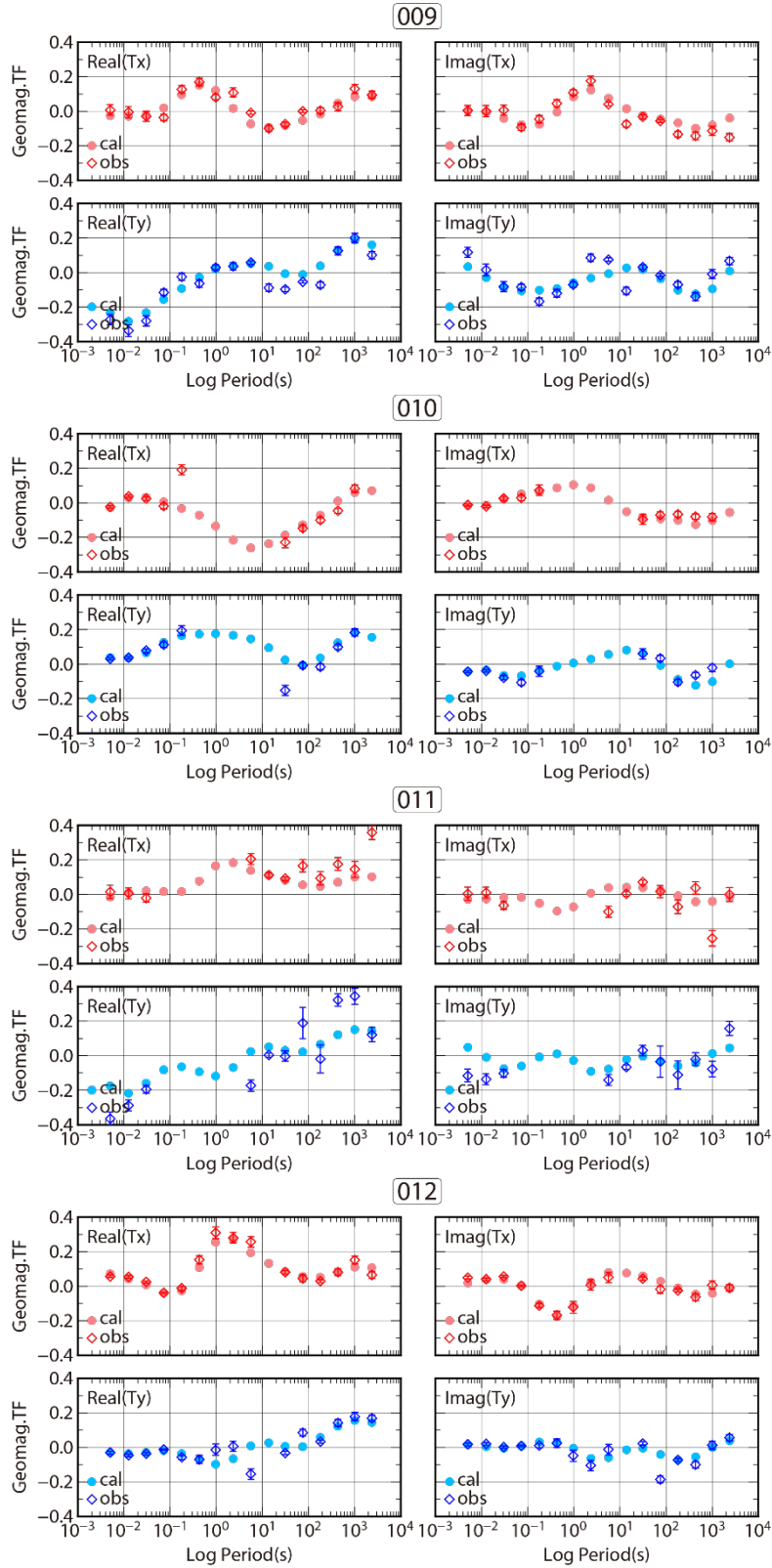


図 3.2.1.1-7c ティッパー2 成分 (T_x と T_y) のサウンディングカーブ. obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す.

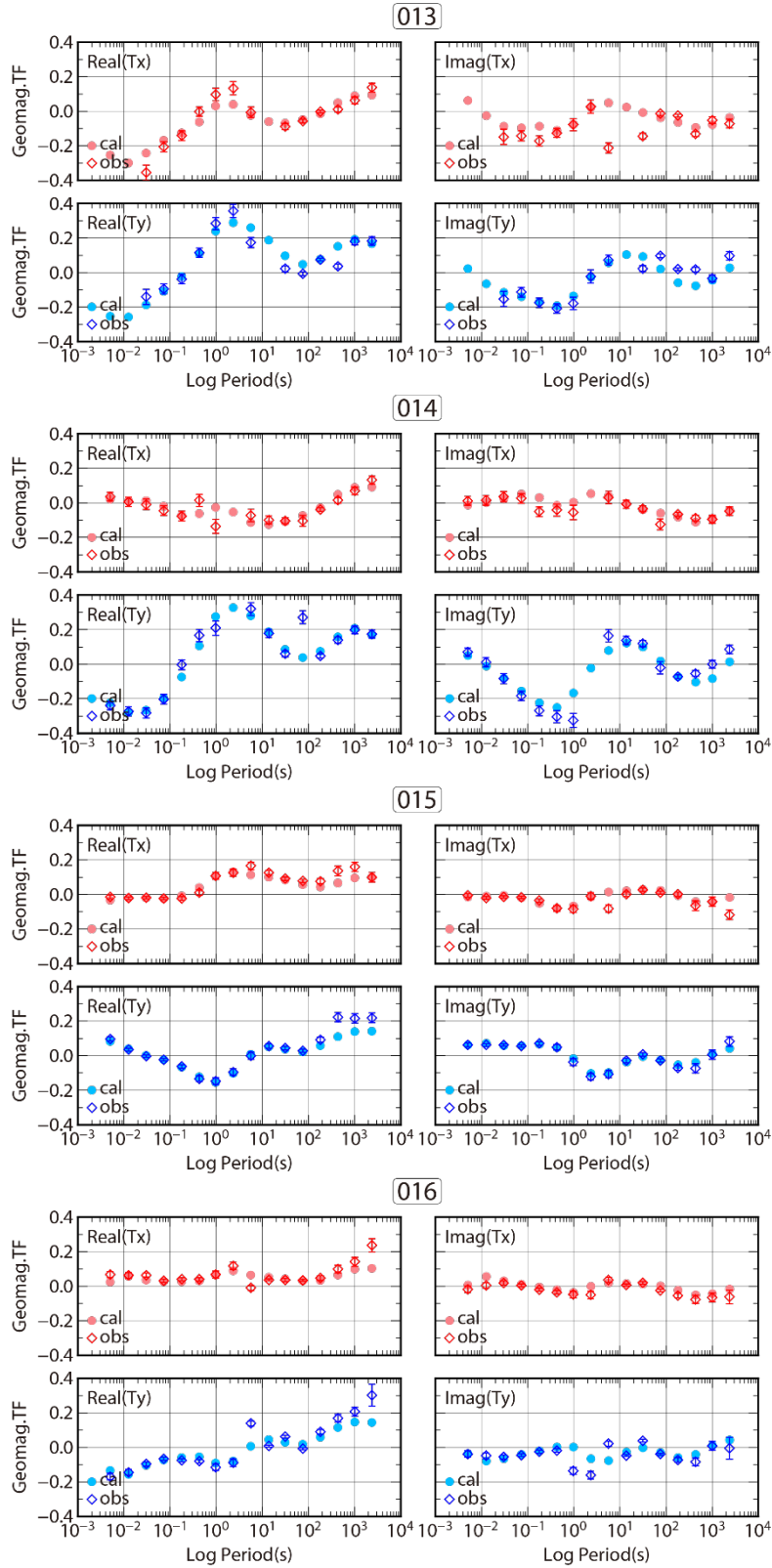


図 3.2.1.1-7d ティッパー-2 成分 (T_x と T_y) のサウンディングカーブ. obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す.

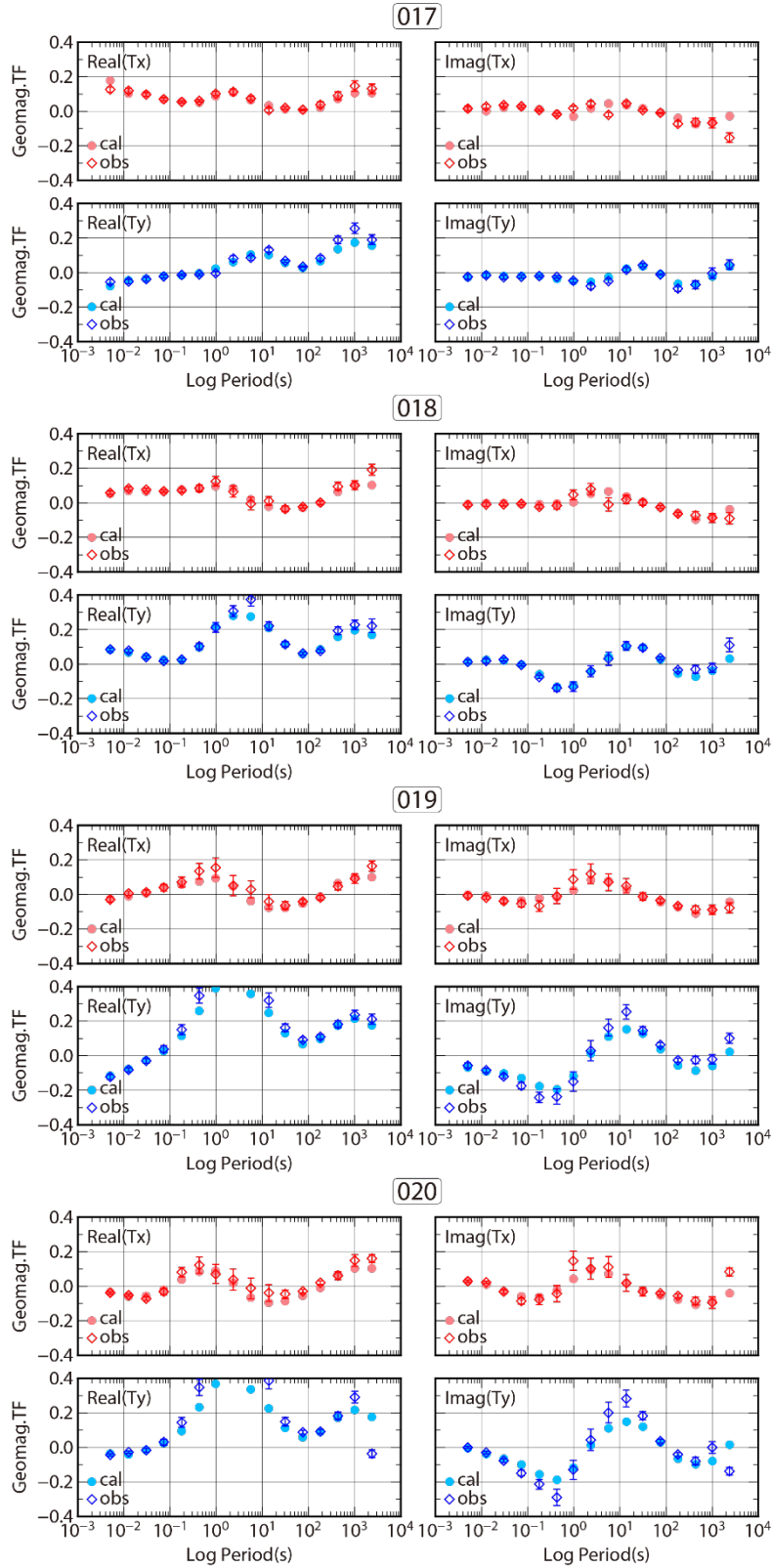


図 3.2.1.1-7e ティッパー2 成分 (T_x と T_y) のサウンディングカーブ. obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す.

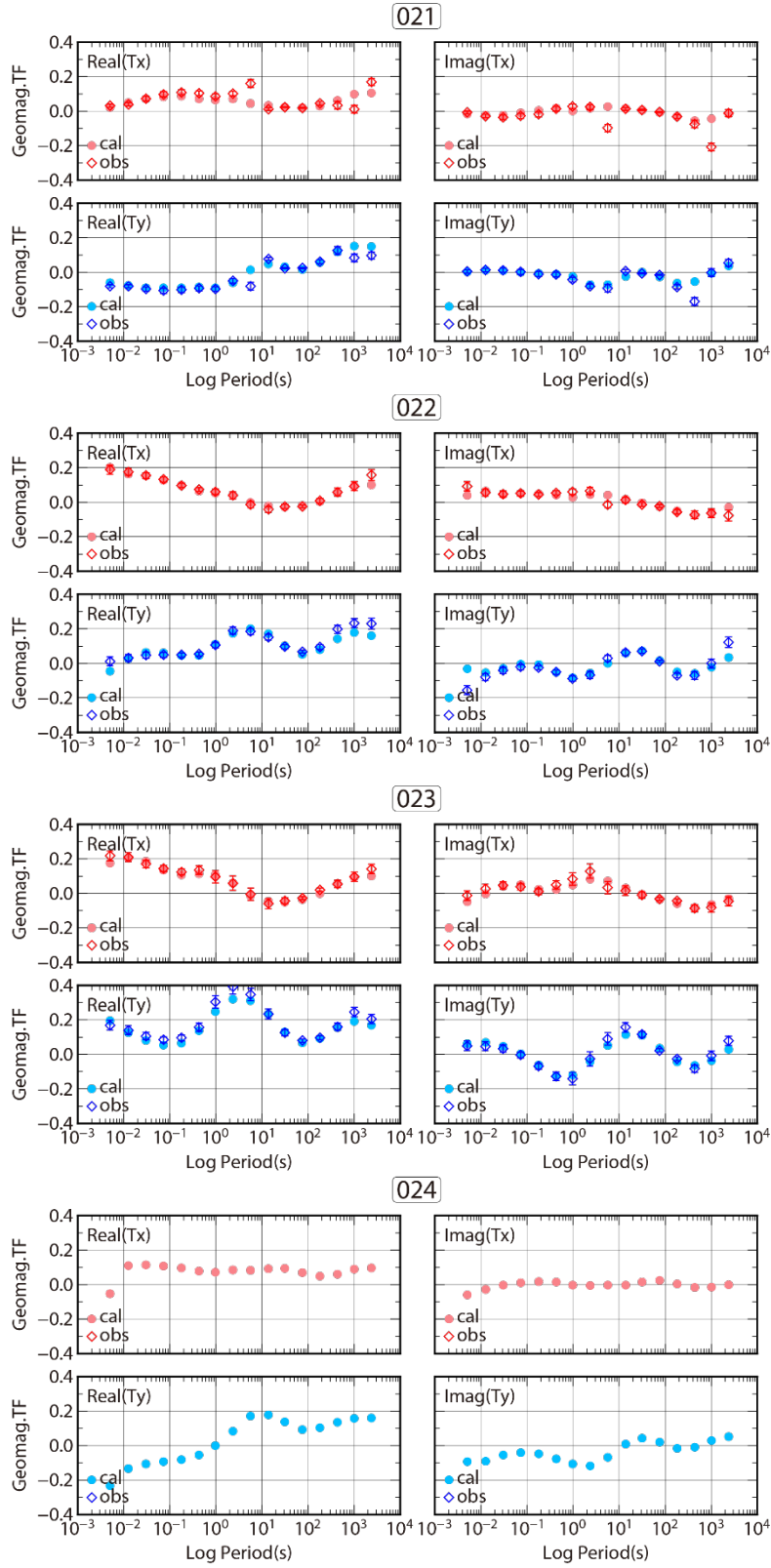


図 3.2.1.1-7f ティッパー2 成分 (T_x と T_y) のサウンディングカーブ. obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す.

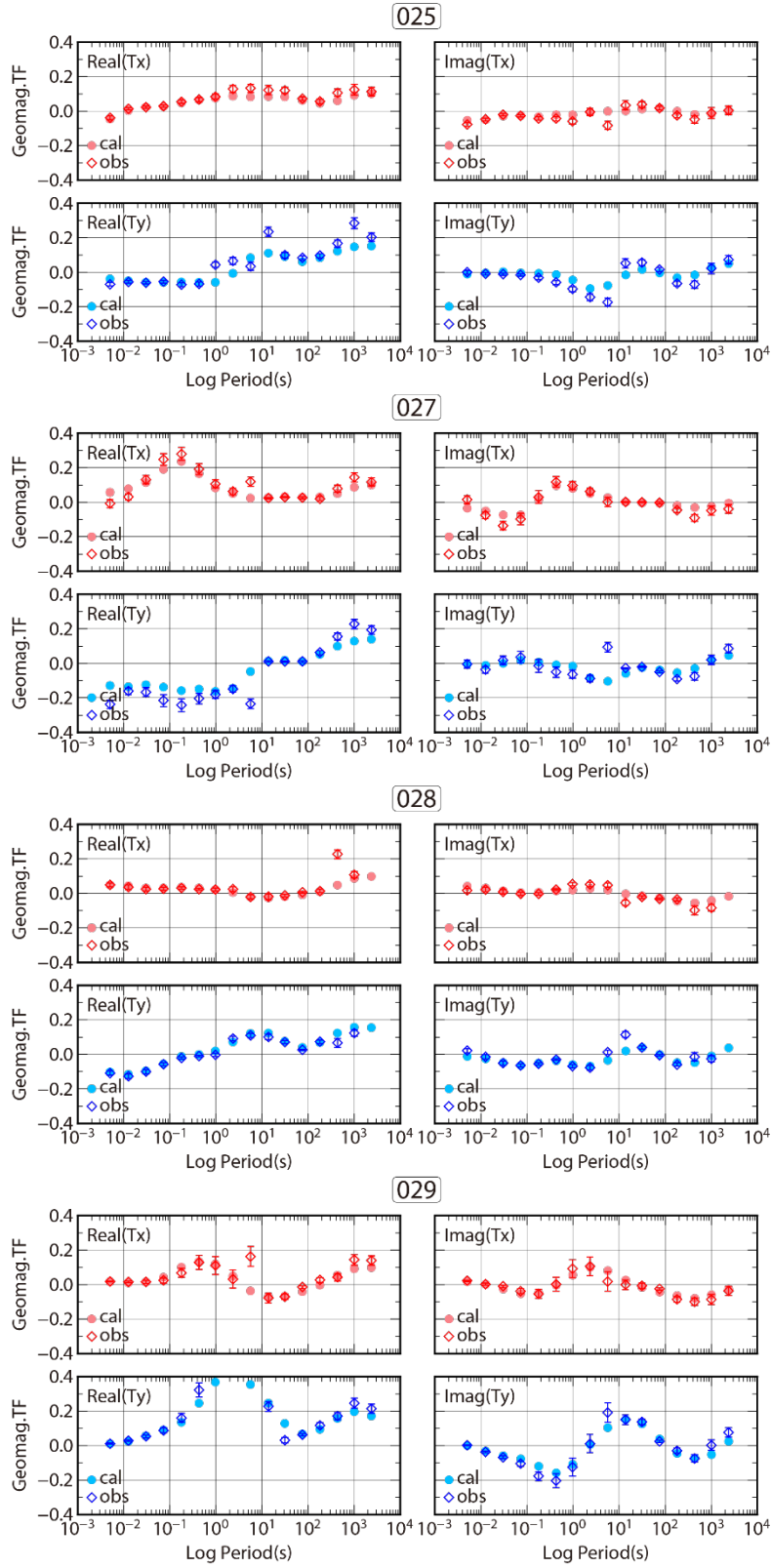


図 3.2.1.1-7g ティッパ-2 成分 (T_x と T_y) のサウンディングカーブ. obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す.

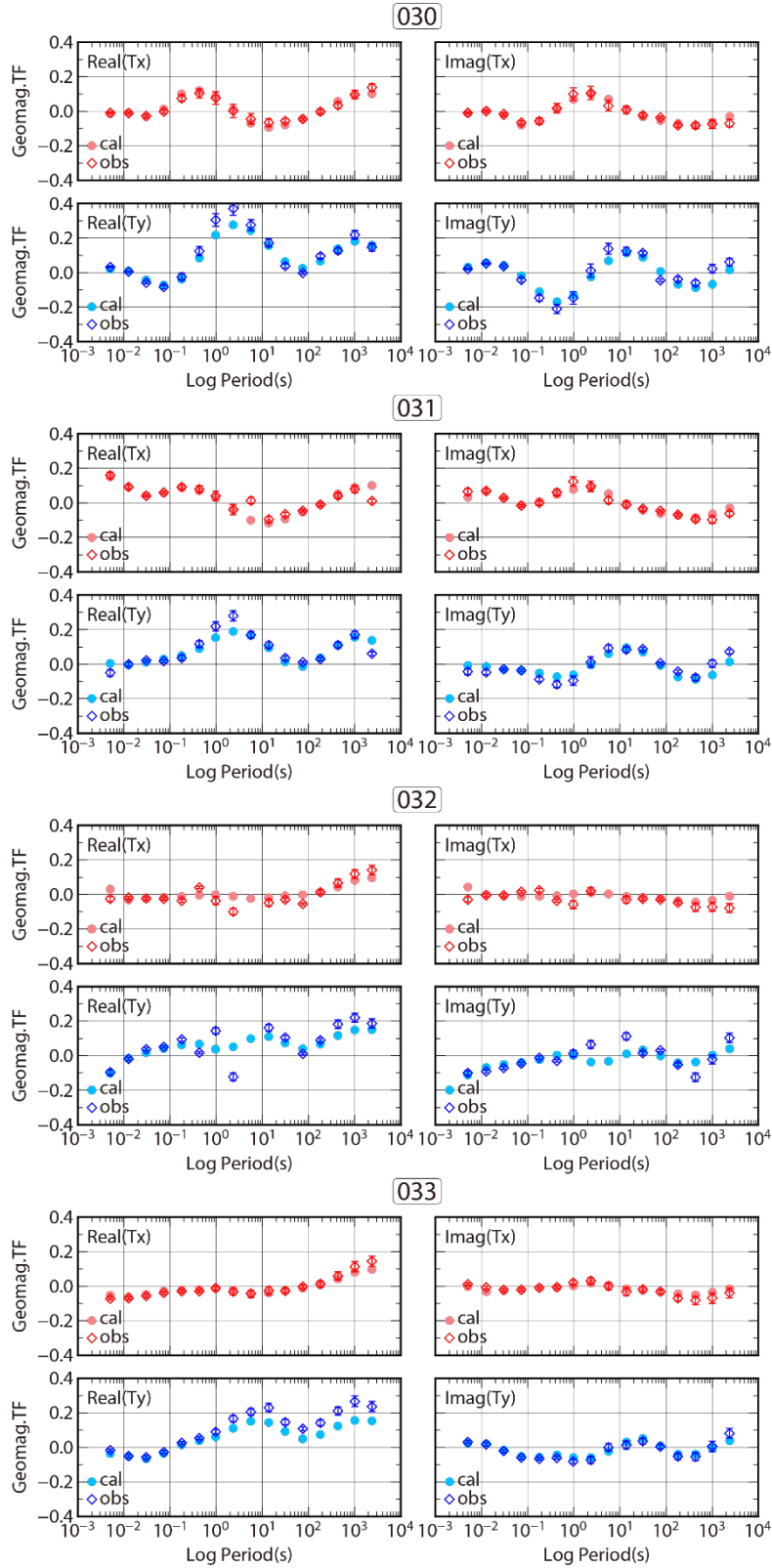


図 3.2.1.1-7h ティッパー-2 成分 (T_x と T_y) のサウンディングカーブ. obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す.

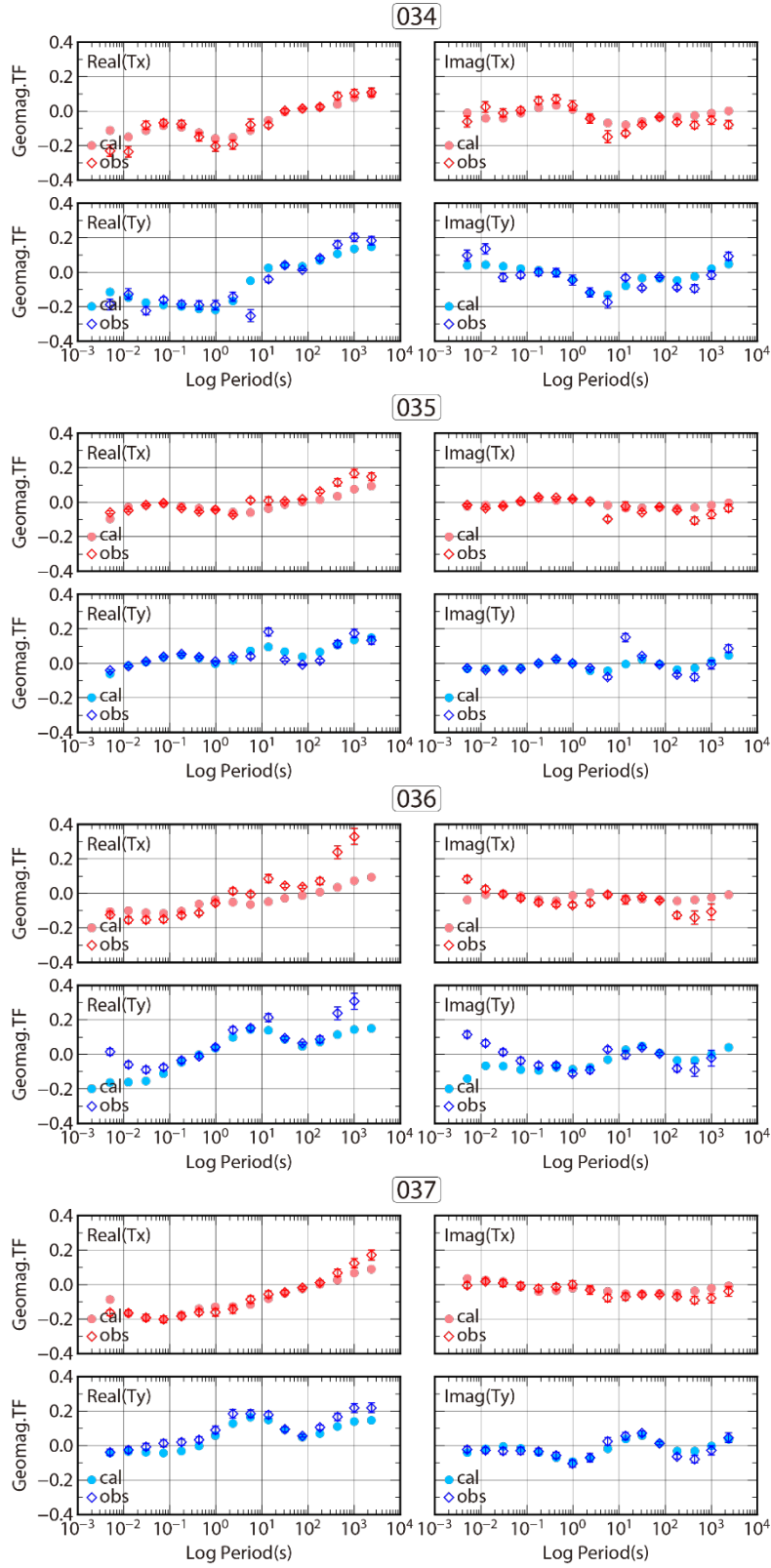


図 3.2.1.1-7i ティッパ-2 成分 (T_x と T_y) のサウンディングカーブ. obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す.

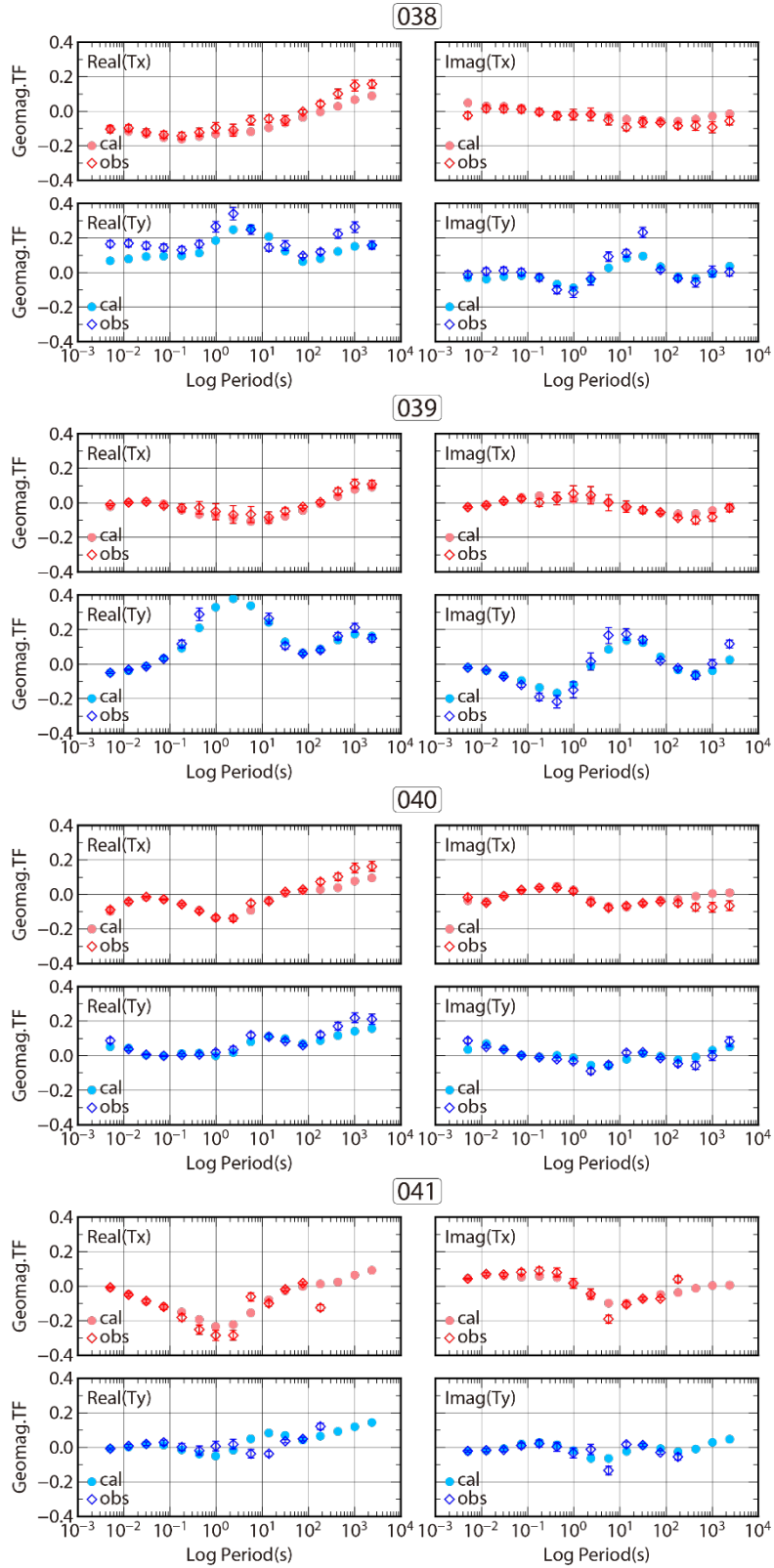


図 3.2.1.1-7j ティッパー2 成分 (T_x と T_y) のサウンディングカーブ. obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す.

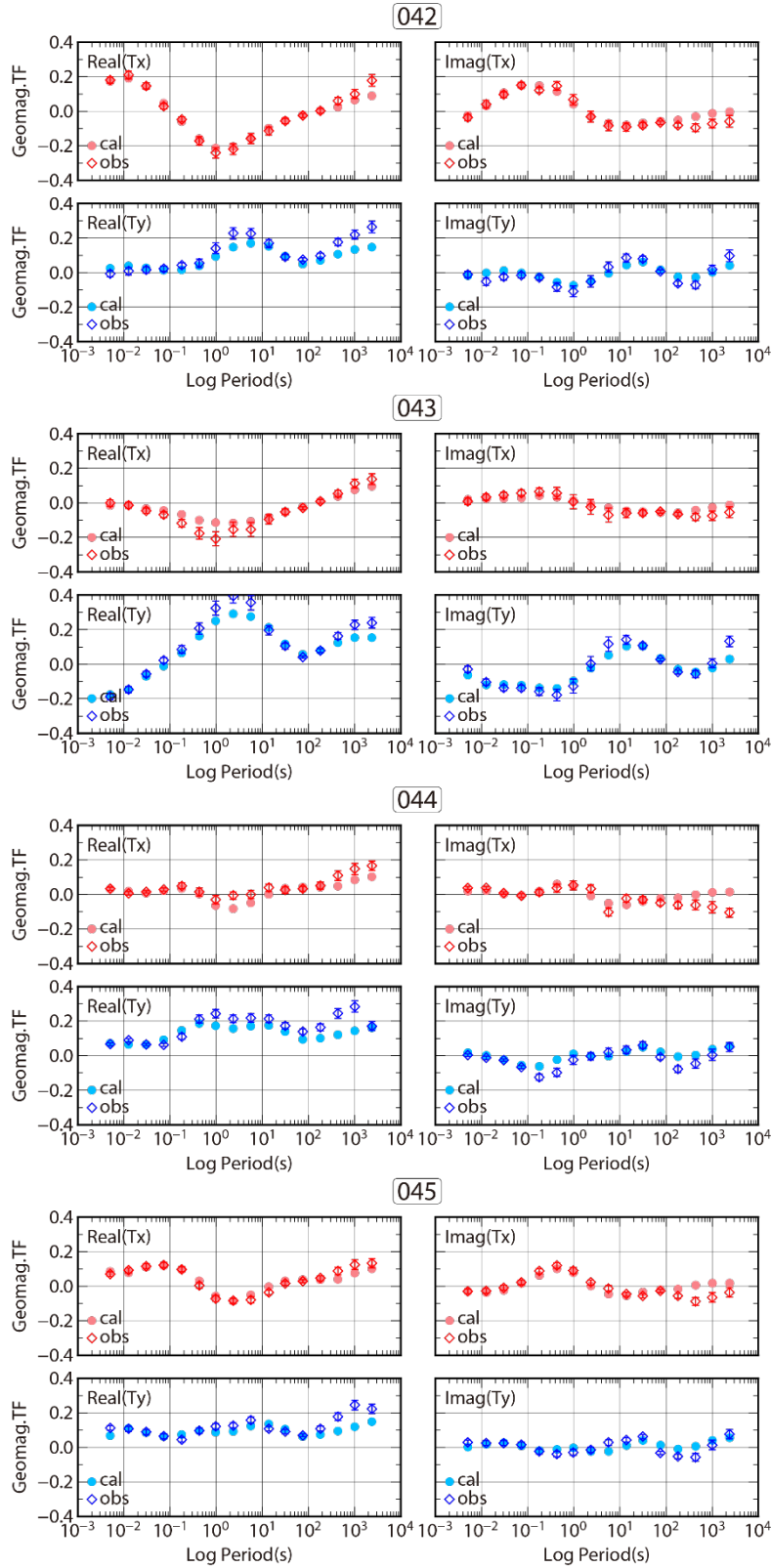


図 3.2.1.1-7k ティッパー-2 成分 (T_x と T_y) のサウンディングカーブ. obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す.

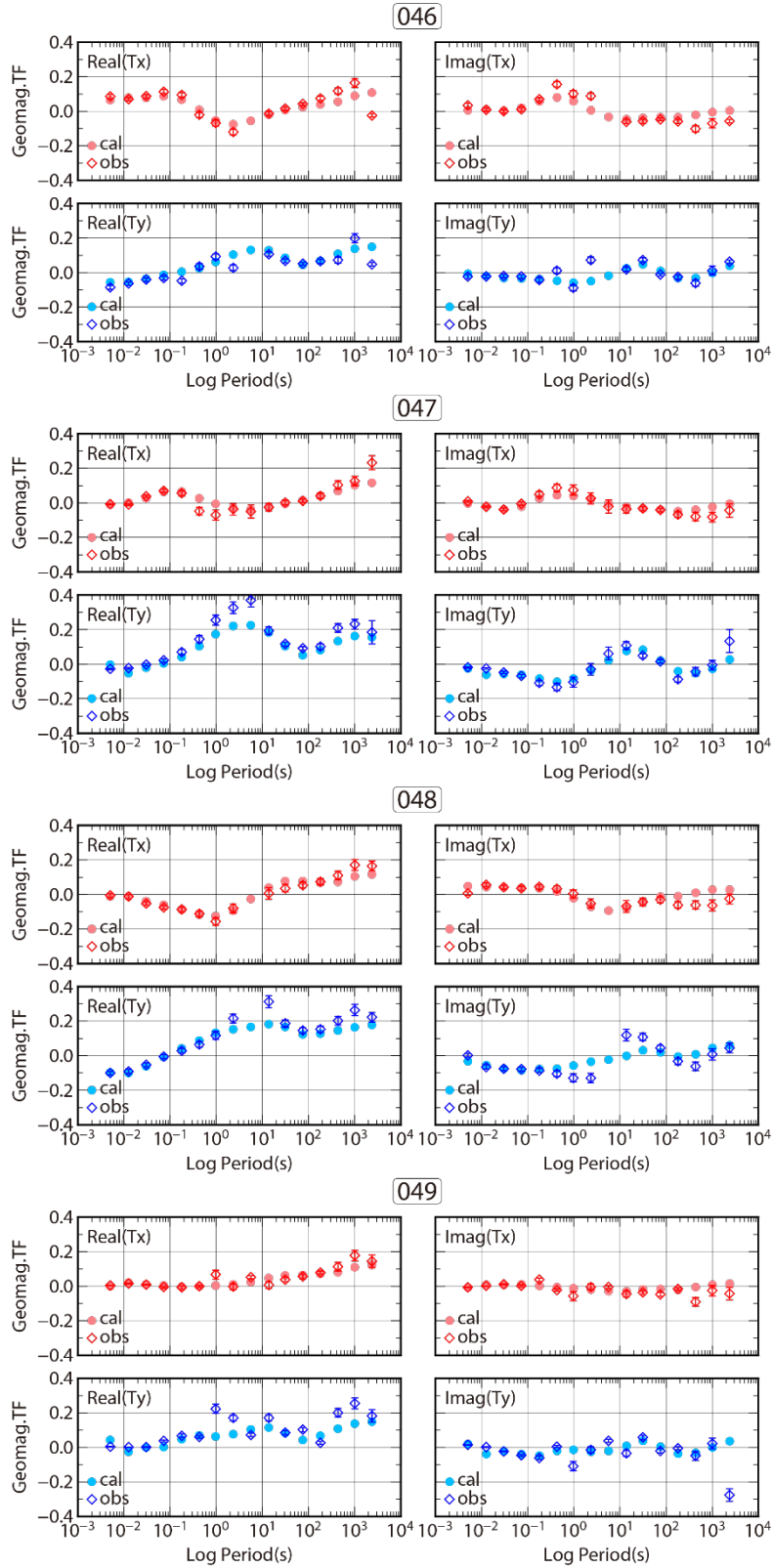


図 3.2.1.1-71 ティッパー2 成分 (T_x と T_y) のサウンディングカーブ. obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す.

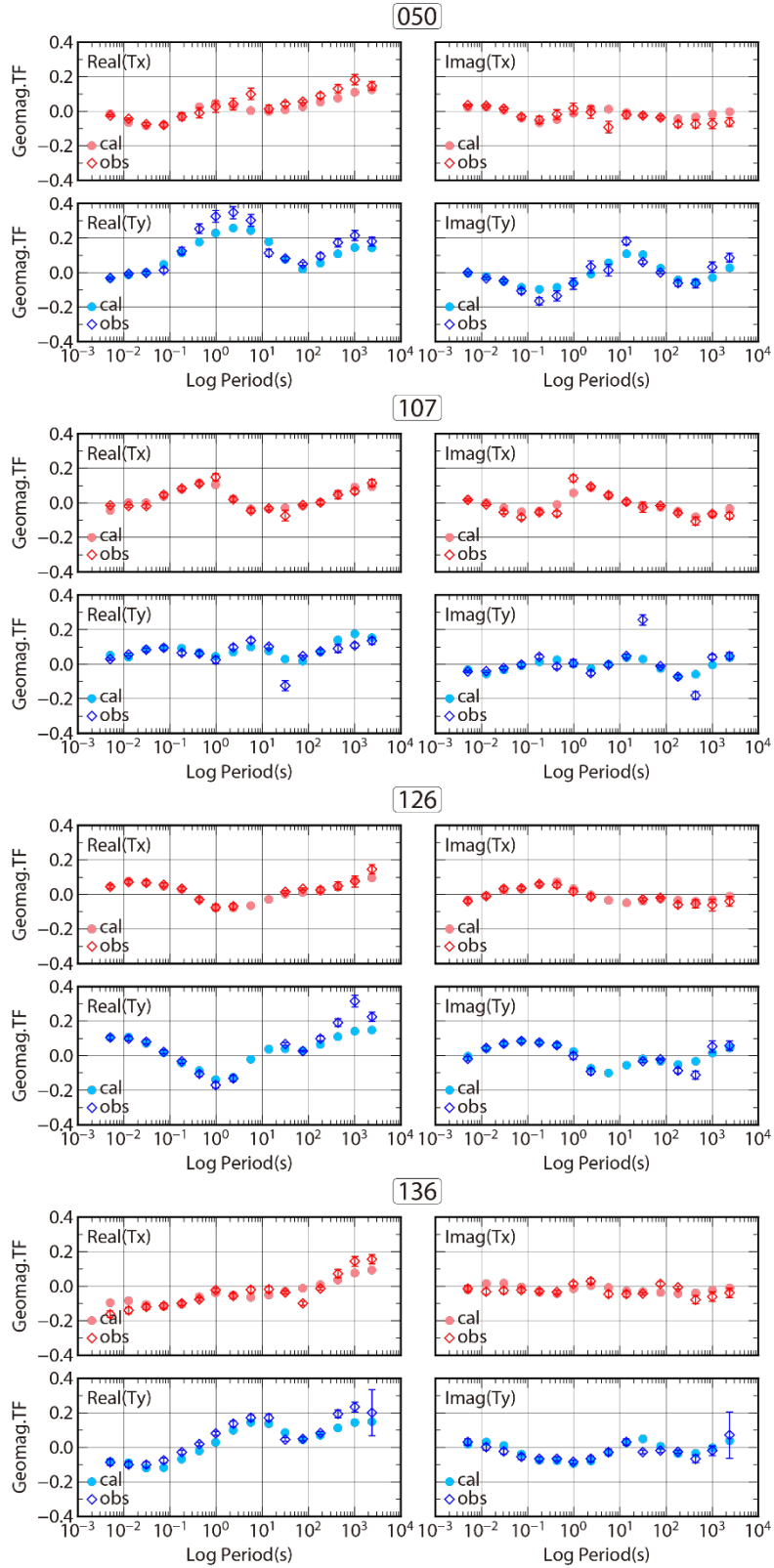


図 3.2.1.1-7m ティッパー2 成分 (T_x と T_y) のサウンディングカーブ. obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す.

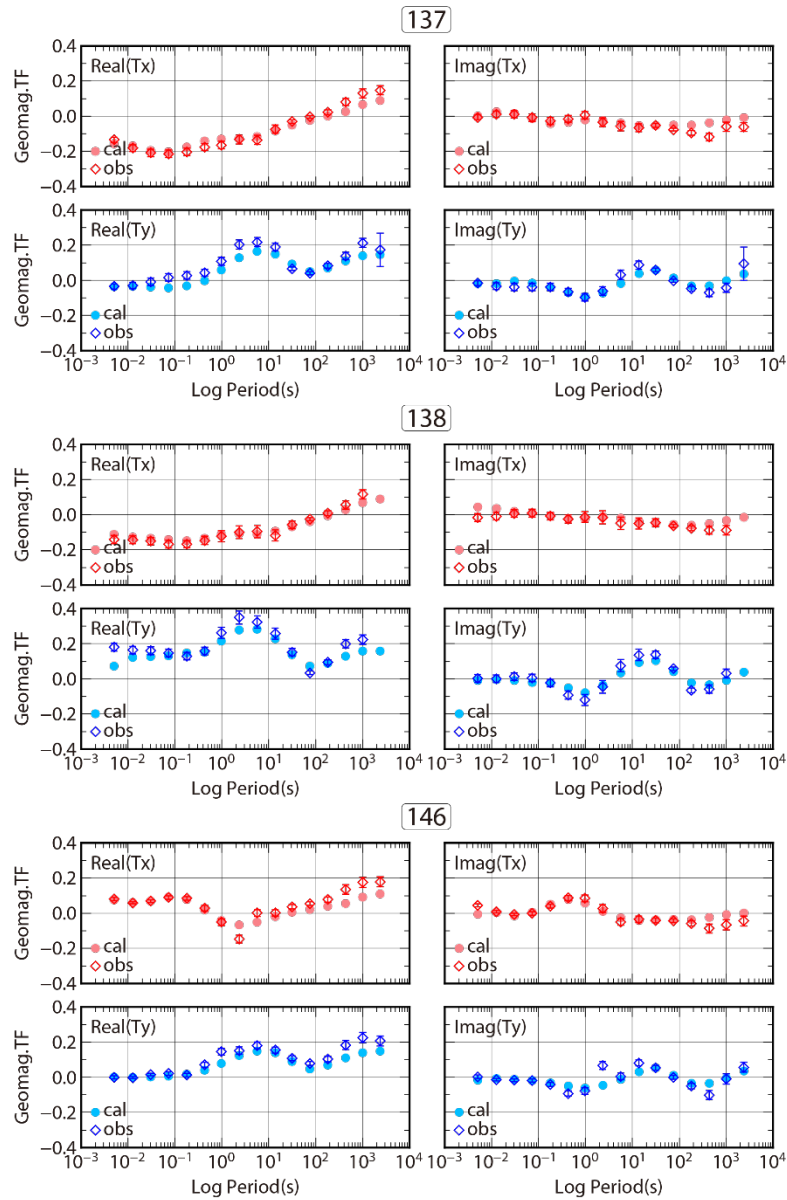


図 3.2.1.1-7n ティッパ-2 成分 (T_x と T_y) のサウンディングカーブ. obs が観測値 (エラーバー付き), cal が最適モデルに対する計算値を表す.

5-2) 3次元比抵抗構造モデル

3次元インバージョン解析により得られた比抵抗構造モデルの水平断面を代表的な深度 2–2.5 km, 6–7 km, 9–10 km について図 3.2.1.1-8 に、中央火口丘を横断する 6 測線の深度 20 km までの鉛直断面を図 3.2.1.1-9 に示す。鉛直断面の profile A1, A2, A3 は、N60°W–S60°E 方向の断面であり、profile B1, B2, B3 は、それらと直交する断面である。また、profile A2, B1 は、中岳第一火口を横断している。さらに、全ての断面には、地震の震源（黒丸：2002 年 6 月–2013 年 12 月の期間の気象庁一元化震源、赤丸：2014 年 1 月–2016 年 4 月 16 日の期間の気象庁一元化震源）をプロットしている。

図 3.2.1.1-8 の水平断面を見ると、阿蘇カルデラ内には、中岳の周辺に顕著な低比抵抗異常のブロック C1, C2 (1–40 Ωm) が存在する。また、低比抵抗異常のブロックは、深さ~15 km から地表面に向かうにしたがって、北から南へと移動していることが確認できる。さらに、図 3.2.1.1-9 の鉛直断面 (profile A2) を見ると、低比抵抗異常のブロック C2 は、C1 からの枝分かれであり、中岳へと延びている。これらのことから、低比抵抗異常 C1, C2 は、中岳第一火口の噴火活動に関連したマグマに起因した異常である可能性が示唆される。

次節では、低比抵抗異常 C1, C2 についての解釈を行う前に、これらの低比抵抗異常の信頼性を検証するために行った感度検定について説明する。

5-3) 感度解析

最適モデルにおける顕著な低比抵抗異常 C1, C2 (1–40 Ωm) に対して実施した感度検定について、以下に述べる。今回の感度検定では、低比抵抗異常を含む領域の 40 Ωm 以下のブロックを一律に 40 Ωm のブロックに置き換えた構造モデルを作成し、フォワード計算を行うことで、置き換えたモデルに対する各 MT 応答関数の計算値の変化と RMS 残差の変化を確認することとした。置き換えた領域は、C1 については、南北 5.9 km, 東西 3.3 km, 深度 1.5–13 km の領域であり (図 3.2.1.1-10a), C2 については、南北 2.4 km, 東西 3.6 km, 深度 0.04–3 km の領域である (図 3.2.1.1-10b)。作成した感度検定のための構造モデルは、感度検定モデル C1, および、感度検定モデル C2 とする。

それぞれの感度検定モデルに対して計算された RMS 残差は、感度検定モデル C1 で 2.25, 感度検定モデル C2 で 2.12 と最適モデルに対する RMS 残差 2.09 から増加し、観測値と一致しない方向にずれることを示した。また、置き換えた領域に位置する測点の MT 応答関数 (インピーダンスの非対角成分 Z_{xy} と Z_{yx}) は、0.1Hz 以下の低周波数側 (10 秒以上の長周期側) で観測値から離れる方向にずれることも確認できた (図 3.2.1.1-10a, 図 3.2.1.1-10b)。従って、低比抵抗異常 C1, C2 は、得られた最適モデルにおいて信頼できる構造であると結論付けられる。

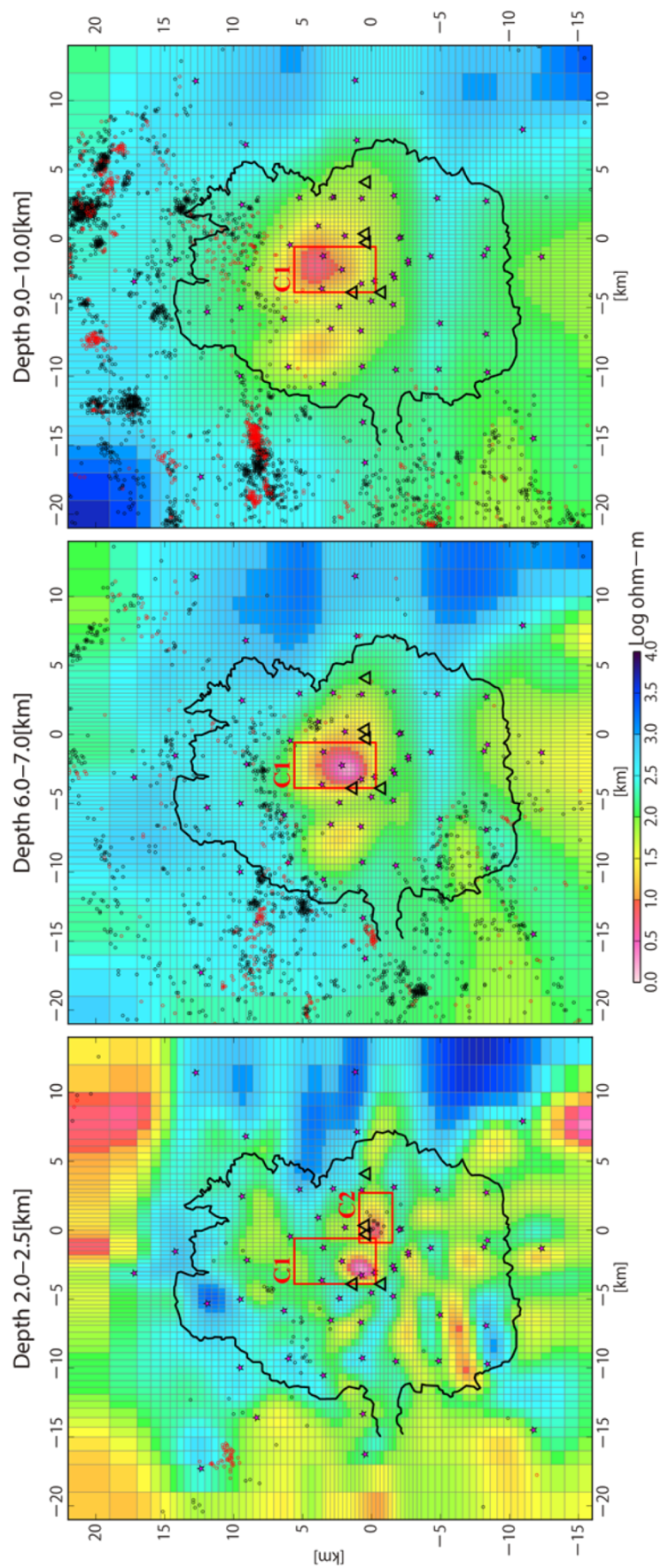


図 3.2.1.1-8 3次元比抵抗構造モデルの阿蘇カルデラ周辺の水平断面。
 ★は MT 観測点，△は中央火口丘，○と●は震源分布を表す。

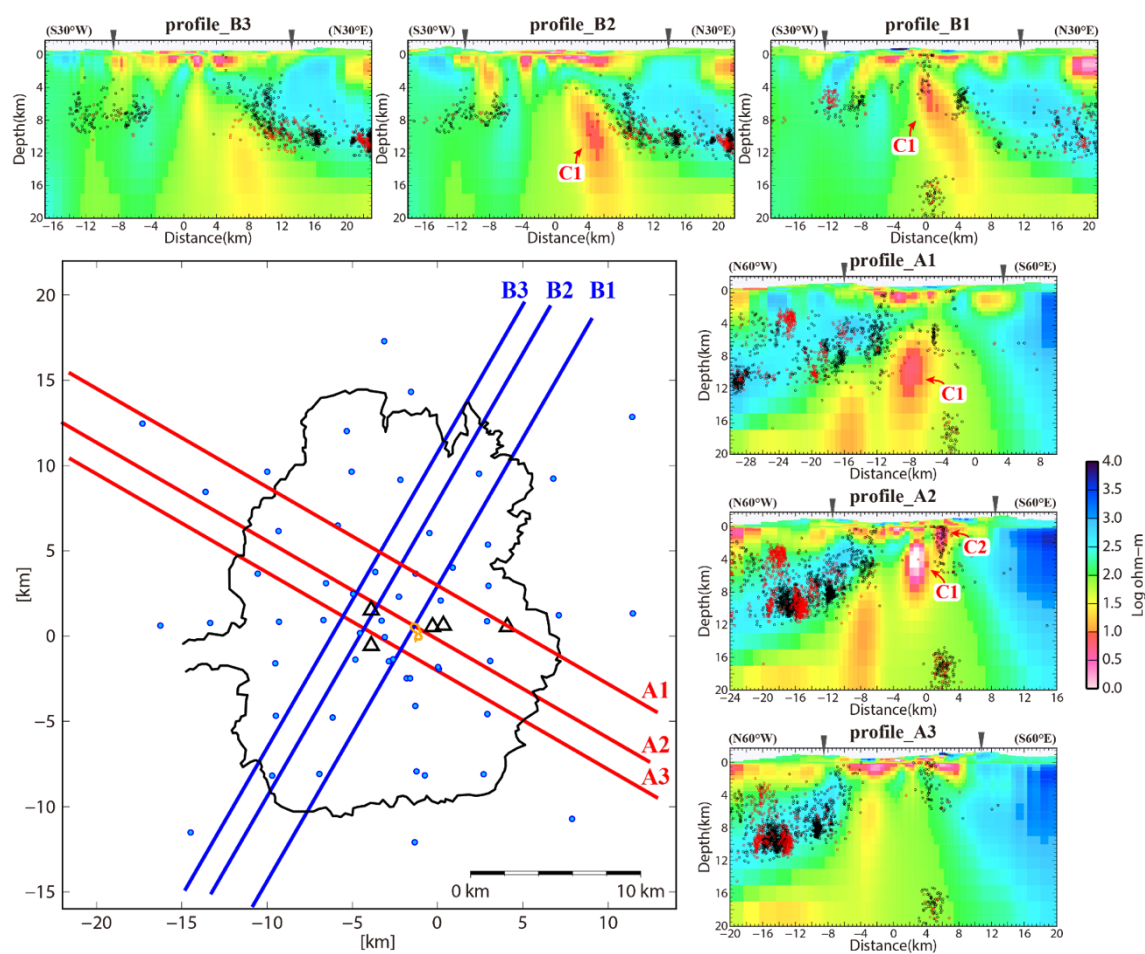


図 3.2.1.1-9 3次元比抵抗構造モデルの阿蘇カルデラを横断するの鉛直断面. 断面上の Γ はカルデラ壁の位置, $\circ$ と $\bullet$ は震源分布を表す. それぞれのカルデラ横断測線は, 地図上の赤線と青線に対応する. $\bullet$ は MT 観測点, $\blacktriangle$ は中央火口丘, オレンジ枠は中岳第一火口を表す.

Sensitivity test model C1

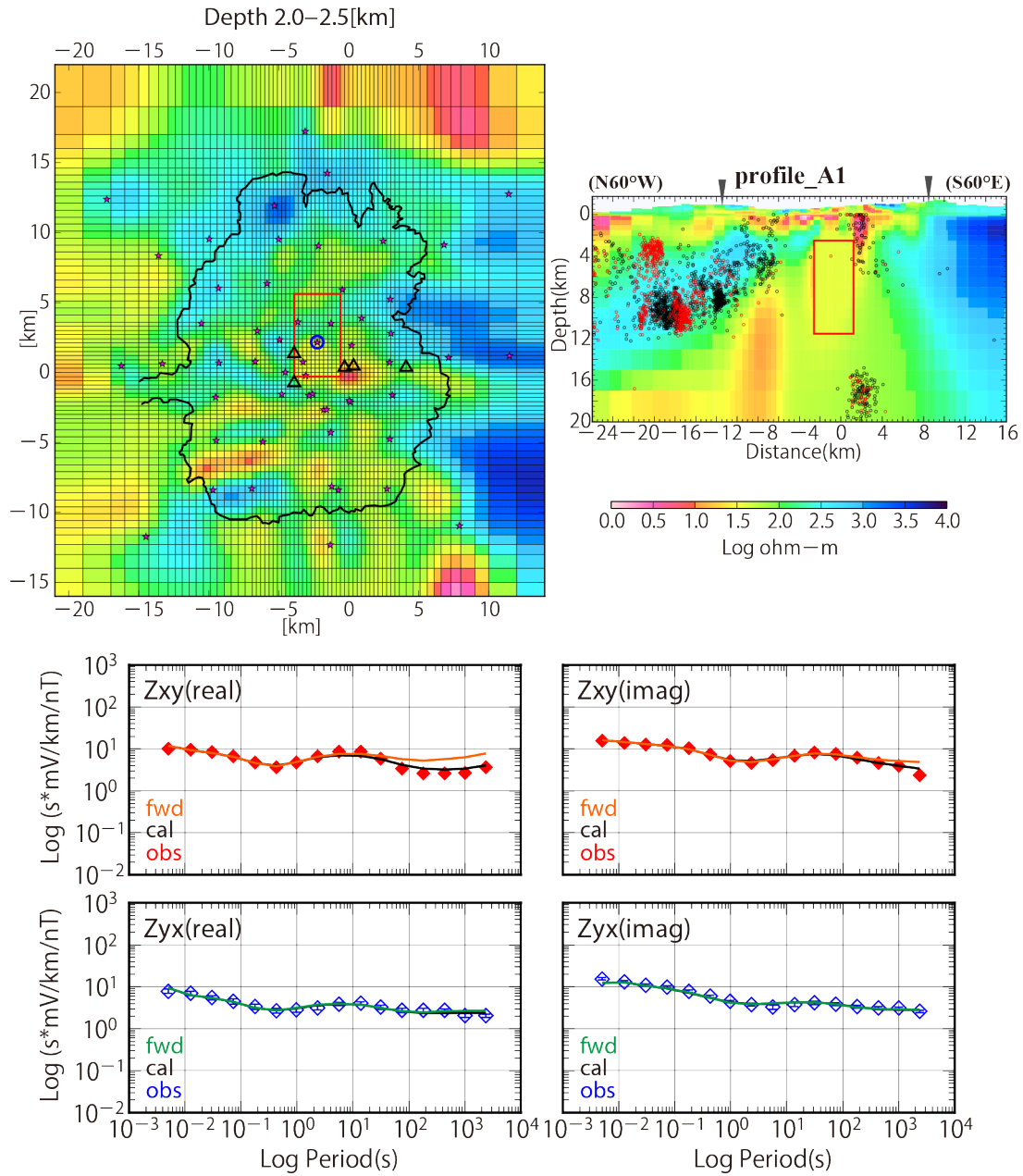


図 3.2.1.1-10a 感度検定モデル C1 の阿蘇カルデラ周辺の水平断面。★は MT 観測点，▲は中央火口丘，青丸で囲まれた★は MT 応答関数（インピーダンスの非対角成分 Z_{xy} と Z_{yx} ）を示した観測点を表す。鉛直断面上の○はカルデラ壁の位置，○と●は震源分布を表す。赤四角は、感度検定のために $40\Omega\text{m}$ に置き換えられた領域を示す。サウンディングカーブは、obs が観測値，cal が最適モデルに対する計算値，fwd が感度検定モデルに対する計算値を表す。

Sensitivity test model C2

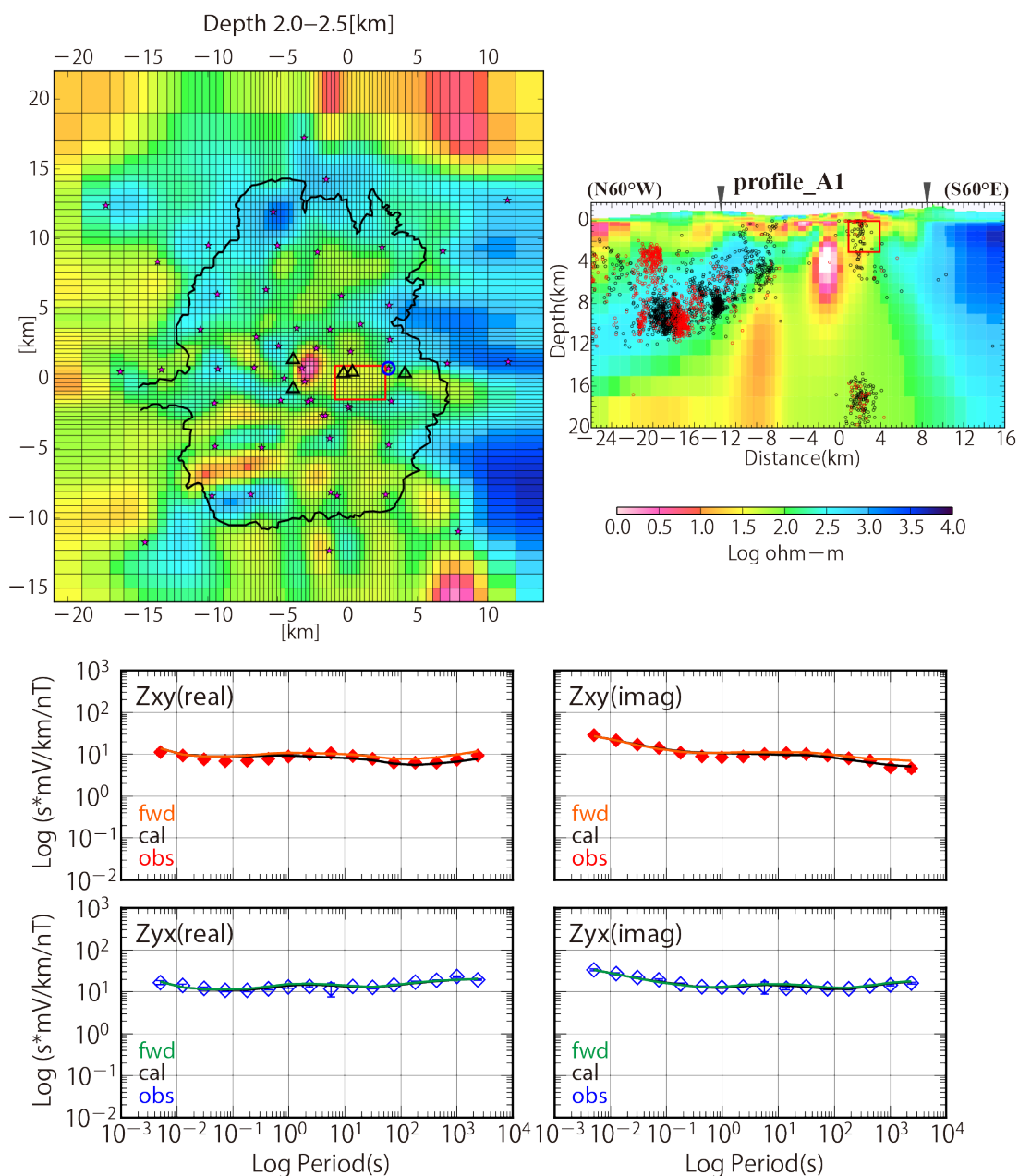


図 3.2.1.1-10b 感度検定モデル C2 の阿蘇カルデラ周辺の水平断面. ★は MT 観測点, △は中央火口丘, 青丸で囲まれた★は MT 応答関数 (インピーダンスの非対角成分 Z_{xy} と Z_{yx}) を示した観測点を表す. 鉛直断面上の!はカルデラ壁の位置, ○と○は震源分布を表す. 赤四角は, 感度検定のために $40\Omega\text{m}$ に置き換えられた領域を示す. サウンディングカーブは, obs が観測値, cal が最適モデルに対する計算値, fwd が感度検定モデルに対する計算値を表す.

5-4) 比抵抗構造の解釈

阿蘇カルデラ内の地殻には、中岳の北側から中岳直下に向かって延びる北傾斜の低比抵抗異常のブロック C1, C2 (1–40 Ωm) が存在する。この顕著な低比抵抗異常を示すブロック C1 の底は、深度 15km 程度と推定されるが、阿蘇カルデラにおける GPS 連続観測データの解析から報告されているシル状の変動源の深度 15.5km (国土地理院, 2004) と調和的である。また、地震波トモグラフィーによって報告されている深度 6km に中心がある低速度異常の領域 (Sudo and Kong, 2001) と重なりをもつ。このようなことから、低比抵抗異常 C1, C2 は、阿蘇カルデラの上部地殻に存在するマグマ (マグマ溜まり、マグマの移動経路) に起因した異常であると考えられ、さらに、中岳第一火口の噴火活動との関連が示唆される。また、阿蘇カルデラの上部地殻におけるマグマの位置や移動経路が、少なくともこの 15 年の間には、ほぼ変化していないことが推察される。

そこで、この一連の低比抵抗異常ブロック C1, C2 について、マグマ中のメルトの割合を検討するため、メルト分率の見積もりを試みた。この見積もり計算では、まず、2014 年 11 月 26–27 日に中岳第一火口で噴出したスコリアの化学分析結果 (Na_2O 3.26 wt%, SiO_2 58.62 wt%, $1113^\circ\text{C}\approx 1386\text{K}$, 含水量 1.0–2.0 wt%) [G. Saito (personal communication), Geological Survey of Japan, 2015] を使用してケイ酸塩メルトの比抵抗値を SIGMELTS (Pommier et al., 2011) で求めた後、Hashin–Shtrikman の式 (Hashin and Shtrikman, 1962) を用いてメルトの割合を計算している。最終的に、低比抵抗異常 C1 では最大で 76–87%, C2 では最大で 13–14% のメルトが存在するという結果が得られた (Hata et al., 2016)。

また、比抵抗構造モデルと地震の震源 (2002 年 6 月–2016 年 4 月 16 日の期間の気象庁一元化震源) との対応関係を見てみると、震源は、阿蘇カルデラ北西側では高比抵抗ブロック内に分布するのに対し (profile A1–A3)、北東側では高比抵抗ブロックと低比抵抗ブロックの境界付近の高比抵抗ブロック側に分布する (profile B1–B3) ことが分かる。この高比抵抗ブロック内で起こっている地震の震源分布の東西での差異は、不明瞭さを残してはいるものの、阿蘇カルデラ下の地殻の応力分布にマグマが何らかの影響を及ぼしている可能性を示唆していると考えられる。

(6) まとめと今後の予定

昨年度取得したデータに対してインバージョンを行い、3 次元比抵抗構造を得ることができた。得られた結果は、現在の中岳中央火口丘での噴火活動と対応した地殻浅部のマグマ供給系を示しているものと考えられる。さらに詳細な構造を求めるために、本年度は調査範囲を広げ、測点間隔の粗いところを埋めるように補間調査を行った。これらのデータも統合した 3 次元比抵抗構造の解析を継続して行う予定である。一方で、15 km 程度より深い深度の比抵抗構造を求めるためには感度が不足していることも明らかになった。今後は、より長期間の測定を行うことにより、どの程度までの深度の解析が可能になるか明らかにする予定である。

引用文献

Abe, Y, T. Ohkura, T. Shibutani, K. Hirahara and M. Kato (2010) Crustal structure beneath Aso Caldera, Southwest Japan, as derived from receiver function analysis. *J. Volcanol.*

- Geotherm. Res.*, **195**, 1-12.
- Abe, Y, T. Ohkura, T. Shibutani, K. Hirahara, S. Yoshikawa and H. Inoue (2017) Low velocity zones in the crust beneath Aso Caldera, Kyushu, Japan, derived from receiver function analysis. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **122**, doi:10.1002/2016JB013686.
- Handa, S., Y. Tanaka and A. Suzuki (1992) The electrical high conductivity beneath the northern Okinawa trough, inferred from geomagnetic depth sounding in northern and central Kyushu, Japan, *J. Geomag. Geoelectr.*, **44**, 505-520.
- Handa, S., A. Suzuki and Y. Tanaka (1998) The Electrical Resistivity Structure of the Aso Caldera, Japan, *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **43**, 15-23.
- Handa, S. and Y. Tanaka (1999) The Electric Low-resistivity Layer Beneath the Active Crater of Aso Volcano, Japan, *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **44**, 191-200.
- Hashin, Z., and S. Shtrikman (1962), A variational approach to the theory of effective magnetic permeability of multiphase materials, *J. Appl. Phys.*, **33**, 3125.
- Hata, M., S. Takakura, N. Matsushima, T. Hashimoto, and M. Utsugi (2016), Crustal magma pathway beneath Aso caldera inferred from three-dimensional electrical resistivity structure, *Geophys. Res. Lett.*, **43**, doi:10.1002/2016GRL070315, 2016.
- Kanda, W., Y. Tanaka, M. Utsugi, S. Takakura, T. Hashimoto, and H. Inoue (2008) A preparation zone for volcanic explosions beneath Naka-dake crater, Aso volcano, as inferred from magnetotelluric surveys, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **178**, 32-45.
- Komazawa, M. (1995) Gravimetric analysis of Aso Volcano and its interpretation. *J. Geodetic. Soc. Japan*, **41**, 17-45.
- 国土地理院 (2004) 阿蘇火山周辺の地殻変動, 噴火予知連絡会会報, **88**, 106-110.
- Nakamichi, H., H. Hamaguchi, S. Tanaka, S. Ueki, T. Nishimura and A. Hasegawa, (2003) Source mechanisms of deep and intermediate-depth low-frequency earthquakes beneath Iwate volcano, northeastern Japan. *Geophysical Journal International*, **154**, 811-828.
- NEDO (新エネルギー・産業技術総合開発機構) (1990) 平成元年度全国地熱資源総合調査 (第3次) 広域熱水流動系調査 阿蘇地域 報告書 要旨.
- NEDO (新エネルギー・産業技術総合開発機構) (1991a) 平成2年度全国地熱資源総合調査 (第3次) 広域熱水流動系調査 阿蘇地域 総合解析報告書.
- NEDO (新エネルギー・産業技術総合開発機構) (1991b) 平成2年度全国地熱資源総合調査 (第3次) 広域熱水流動系調査 阿蘇地域火山地質図及び阿蘇地域地熱地質編図.
- NEDO (新エネルギー・産業技術総合開発機構) (1994) 平成4年度地熱開発促進調査データ処理報告書 阿蘇山西部地域 (第2次) .
- NEDO (新エネルギー・産業技術総合開発機構) (1995) 平成5年度地熱開発促進調査データ処理報告書 阿蘇山西部地域 (第3次)
- 大倉敬宏・他 19 名 (2008) 阿蘇カルデラにおける水準測量 (2008 年 9 月 - 10 月) ,第4回阿蘇火山の集中総合観測報告書, 8-15.
- Pommier, A., and E. Le-Trong (2011), "SIGMELTS": A web portal for electrical conductivity

- calculations in geosciences, *Computers & Geosciences*, **37**, 14501–459.
- Sudo, Y. and L. S. L. Kong (2001) Three-dimensional seismic velocity structure beneath Aso Volcano, Kyushu, Japan, *Bull. Volcanol.*, **63**, 326-344.
- Siripunvaraporn, W., and G. Egbert (2009), WSINV3DMT: Vertical Magnetic Field Transfer Function Inversion and Parallel Implementation, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **173**(3-4), 317–329.
- 高倉伸一・橋本武志・小池克明・小川康雄 (2000) MT 法による阿蘇カルデラの比抵抗断面, CA 研究会論文集, **23**-30.
- 田中良和・江頭庸夫・中村貞美・須藤靖明・増田秀晴 (1981) スタッキング電気探査装置の開発と阿蘇火口周辺における電気探査について, 京都大学防災研究所年報, **24**, B-1, 42.1-8.
- Tsutsui, T. and Sudo Y. (2004) Seismic reflectors beneath the central cones of Aso Volcano, Kyushu. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **131**, 33–58.
- 宇津木充・鍵山恒臣・小森省吾・井上寛之・橋本武志・小山崇夫・小川康雄・神田径・山崎友也・長町信吾・石田憲久 (2009) 広帯域 MT 観測から推定される阿蘇カルデラの比抵抗構造, 第 4 回阿蘇火山の集中総合観測報告, 31-42.