

ヘリコプターによる空中物理探査

(核燃料サイクル開発機構 契約業務報告書)

2001年12月

応用地質株式会社

本資料は、核燃料サイクル開発機構の開発業務を進めるために作成されたものです。
したがって、その利用は限られた範囲としており、その取扱には十分な注意を払ってください。
この資料の全部又は一部を複写・複製・転載あるいは引用する場合、特別の許可を必要としますので、下記にお問い合わせください。

〒319-1184 茨城県那珂郡東海村村松4番地49
核燃料サイクル開発機構
技術展開部 技術協力課

Inquiries about copyright and reproduction should be addressed to:

Technical Cooperation Section,
Technology Management Division,
Japan Nuclear Cycle Development Institute
4-49 Muramatsu, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki 319-1184,
Japan

© 核燃料サイクル開発機構
(Japan Nuclear Cycle Development Institute)
2001

JNC TJ1420 2001-035

ヘリコプターによる空中物理探査

(核燃料サイクル開発機構 契約業務報告書)

2001年12月

応用地質株式会社

2001年12月

ヘリコプターを用いた空中物理探査

五十嵐亨^{*} 池田和隆^{*} (担当 1章、2章、3章)
東 宏幸^{*} 今村杉夫^{*} 大島雅浩^{*} (担当 4章、5章)

要 旨

空中物理探査は広い範囲を迅速に探査できる。今回、電磁探査、磁気探査、放射能探査の3種類の探査を行った。電磁探査では地盤の見掛けの電気比抵抗、放射能探査では地盤の放射能強度、磁気探査では地盤の磁気強度を測定している。電磁探査では異なる周波数の電磁応答を測定することで、深度方向への測定を可能にしている。以上3種類の物性の測定、解析・解釈を行い、当該地域の各物性的側面からみた地質構造を求め、既往の地質図と比較・対応について検討、考察を行った。

空中電磁探査の結果では、砂岩・礫岩を主体とする更別層・勇知層の分布域は30~500 $\Omega \cdot m$ 程度の高比抵抗を示す。泥質岩を主体とする声間層・稚内層・増幌層(上部泥岩層)分布域は、地表から地下数十m程度まで50~200 $\Omega \cdot m$ 程度の高比抵抗を示す所もあるものの、地下数十m以深では1~10 $\Omega \cdot m$ 程度の低比抵抗を示している。

磁気探査結果では、全体的に南西から北東へ磁気低下する傾向があり、既存の広域磁気図(地質調査所,1992)の傾向と調和的である。更別層と勇知層との境界部で北北西-南南東方向の高磁気異常が分布していて、ヌカナン断層の東に分布する増幌層の分布域にも高磁気異常が分布している。

放射能探査結果では、天塩川沿いの沖積低地や丘陵地の沢部で自然放射能線強度が高く、新第三紀層分布域では低い傾向が認められる。大曲断層・ヌカナン断層群については、特に高い値を示すような傾向は見られない。

以上の結果、既往地質図と物性値が概ね良い対応を示し、物性の方面からも既往地質図を大局的に支持できる結果となった。

本報告書は、応用地質株式会社が核燃料サイクル開発機構との契約により実施した業務成果に関するものである。

機構担当課室：幌延深地層研究センター深地層研究グループ

※：応用地質株式会社

Air-borne geophysical prospecting using Helicopter

Toru Igarashi*, Kazutaka Ikeda* (Chapter1,2,3)

Hiroyuki Azuma*, Sugio Imamura*, Masahiro Ohsima* (Chapter4,5)

Abstract

The air-borne geophysical prospecting can investigate geological properties widely and quickly. In this investigation, we applied 3-types of geophysical prospecting, those were Electro-magnetic, Magnetic, and Radiometric method. We can measure apparent resistivity of ground on Electro-magnetic method, radioactivity on Radiometric method, and magnetization on Magnetic method. We can measure also resistivity distribution in the depth direction by measuring electro magnetic response to various frequencies. Conducting measurement, analysis and interpretation of above-mentioned 3-geophysical properties, we solved the geological structure from the distribution of geophysical properties in this area. We also tried to study and discuss comparison and correspondence with the present geological map.

The air-borne Electro-magnetic method showed that the regions distributed with Sarabetsu Formation and Isachi Formation, which mainly consists of sandstone and conglomerate, have high apparent resistivity about 30-500 $\Omega \cdot m$. The regions distributed with Kowama Formation, Wakkanai Formation and Mashihoro Formation (Upper Mudstone Layer), which mainly consists of mudrock, have low resistivity 1-10 $\Omega \cdot m$ in the depth over than dozens of meters, though some area dozens of meter below the surface have high resistivity about 50-200 $\Omega \cdot m$.

Magnetic method showed that magnetization tends to decrease from southwest to northeast and this result corresponded with previous large scale magnetic intensity map (Geological Survey of Japan, 1992). High magnetic anomaly area, which spread from north-northwest to south-southeast, is found on a boundary between Sarabetsu and Isachi formation. Mashihoro formation, which is located east side of Nukanan fault, has also high magnetic anomaly area.

Radiometric method showed that high radioactivity areas are distributed in alluvial depressions along Tenshio river and small river in the hill, while low radioactivity area are distributed in Tertiary formations. High radioactivity areas are not found on Oomagari and Nukanan faults.

Consequently, the geophysical properties corresponded with the present geological map in general, so that the present geological map is supported in large scale from the point of view of measured geophysical properties.

* Work Performed by OYO Corporation under contract with Japan Nuclear Cycle Development Institute
JNC Liaison : Horonobe Underground Research Center, Geotechnical Science and Engineering Group

**OYO Corporation

目 次

	頁
1 業務概要	1
1.1 件名	1
1.2 目的	1
1.3 探査項目	1
1.4 探査地域	1
1.5 探査量	3
1.6 探査会社	3
1.7 探査期間	4
1.8 使用機器	5
1.9 探査地域の地域・地質概要	10
2 探査方法およびデータ処理解析方法	22
2.1 現地探査方法	23
2.2 データ処理および解析方法	25
3 探査結果	39
3.1 飛行航跡図	39
3.2 空中電磁探査	39
3.3 空中磁気探査	58
3.4 空中放射能探査	62
4 考察	79
4.1 空中物理探査結果と地質・地質構造	82
4.2 空中物理探査結果の定量的解析結果	106
4.3 まとめ	122
5 さいごに	125
5.1 空中物理探査手法について	125
5.2 今回の探査結果について	125
5.3 あとがき	126

【巻末資料】

- ・ 補足資料 (A:探査原理、B:電磁波の法規制、C:GPS 測量)
- ・ 探査状況写真

【探査結果図集 S=1/25,000 : 図面筒】 ()内は数量

- ・ 飛行航跡図 : 透明紙 (1)

- 空中電磁探査
 - 周波数別見掛比抵抗平面図 {5 周波数} (5)
 - 見掛比抵抗断面図 {10 断面} (3)
- 空中磁気探査
 - 極磁気異常図 (1)
 - 傾向面解析図 (1)
- 空中放射線探査
 - 放射線強度分布図 {T,C,K,U,Th} (4)
 - 放射性元素濃度分布図 {Bq/kg 変換 : U,K,Th} (3)
 - 照射線量率分布図 { μ R/h} (1)
 - 吸収線量率分布図 {nGy/h} (1)
 - 放射線強度比分布図 {U/K,U/Th} (2)

図表一覧

図 1-4-1	探査位置図	2
図 1-8-1	電磁センサー・バード内のコイル配置	8
図 1-9-1	探査地域周辺の地勢図	11
図 1-9-2	天北一羽幌一雨龍地域の地質概略図	13
図 1-9-3	天北地域の模式積成概念図	14
図 1-9-4	探査範囲の地質図	20
図 2-1	空中探査模式図	22
図 2-2	データ処理のフロー	26
図 2-2-1	フェーザー図の一例	29
図 2-2-2	伝達関数 C の実数成分と距離パラメーター R の関係	31
図 2-2-3	典型的な空中放射線探査の γ 線スペクトル	35
図 2-2-4	カリウム線源からの γ 線スペクトル	35
図 2-2-5	ウラン線源からの γ 線スペクトル	36
図 2-2-6	トリウム線源からの γ 線スペクトル	36
図 3-1-1	飛行航跡図	41
図 3-2-1	見掛比抵抗分布図 (バード高度 90m 以下)	42
図 3-2-2	見掛比抵抗分布図 (バード高度 100m 以下)	43
図 3-2-3	見掛比抵抗分布図 (バード高度 110m 以下)	44
図 3-2-4	見掛比抵抗分布図 (56kHz)	45
図 3-2-5	見掛比抵抗分布図 (7,200Hz)	46
図 3-2-6	見掛比抵抗分布図 (5,000Hz)	47
図 3-2-7	見掛比抵抗分布図 (900Hz)	48
図 3-2-8	見掛比抵抗分布図 (385Hz)	49
図 3-2-9	等深度別見掛比抵抗分布図一覧 (1)	50
図 3-2-9	等深度別見掛比抵抗分布図一覧 (2)	51
図 3-2-9	等深度別見掛比抵抗分布図一覧 (3)	52
図 3-2-9	等深度別見掛比抵抗分布図一覧 (4)	53
図 3-2-10	見掛比抵抗断面線位置図	54
図 3-2-11	見掛比抵抗断面図 (A-1,A-2,A-3 断面)	55
図 3-2-12	見掛比抵抗断面図 (B-1,B-2,B-3,B-4,B-5 断面)	56
図 3-2-13	見掛比抵抗断面図 (B-6,B-7 断面)	57
図 3-3-1	極磁気異常図	59
図 3-3-2	傾向面図 (深部極磁気異常)	60
図 3-3-3	傾向面解析図 (浅部極磁気異常)	61
図 3-4-1	対地高度による放射線強度の変化図	64

図 3-4-2	全 γ 線強度分布図	65
図 3-4-3	K 強度分布図 (^{40}K)	66
図 3-4-4	U 強度分布図 (^{214}Bi)	67
図 3-4-5	Th 強度分布図 (^{208}Tl)	68
図 3-4-6	K 濃度分布図 [Bq/kg]	69
図 3-4-7	U 濃度分布図 [Bq/kg]	70
図 3-4-8	Th 濃度分布図 [Bq/kg]	71
図 3-4-9	照射線量率分布図 [$\mu\text{R/h}$]	72
図 3-4-10	吸収線量率分布図 [nGy/h]	73
図 3-4-11	U/K 強度比分布図	74
図 3-4-12	Th/K 強度比分布図	75
図 3-4-13	U/Th 強度比分布図	76
図 3-4-14	K-U-Th 合成図	77
図 3-4-15	日本の等自然放射線分布図	78
図 4-1-1	幌延地区地質平面図	86
図 4-1-2	幌延地区地質断面図 (1,2,3 断面)	87
図 4-1-3	幌延地区地質断面図 (4,5 断面)	88
図 4-1-4	等深度別見掛比抵抗と地質比較図 (深度 2,10,20,40m)	89
図 4-1-5	等深度別見掛比抵抗と地質比較図 (深度 40,50,60,70m)	90
図 4-1-6	等深度別見掛比抵抗と地質比較図 (深度 80,90,100,110m)	91
図 4-1-7	等深度別見掛比抵抗と地質比較図 (深度 120,130,140,150m)	92
図 4-1-8	見掛比抵抗と地質構造比較断面図 (A-1,A-2,A-3 断面)	93
図 4-1-9	見掛比抵抗と地質構造比較断面図 (B-1,B-2,B-3 断面)	94
図 4-1-10	見掛比抵抗と地質構造比較断面図 (B-4,B-5 断面)	95
図 4-1-11	見掛比抵抗と地質構造比較断面図 (B-6,B-7 断面)	96
図 4-1-12	空中電磁探査結果と D-1 孔電気検層結果による見掛比抵抗値深度分布図	97
図 4-1-13	天北地域の磁気異常図	100
図 4-1-14	日本の磁気異常区分図	101
図 4-1-15	放射能探査結果 (K40) と牧草地分布の比較	104
図 4-1-16	放射能探査結果 (K40) と道路分布との比較	105
図 4-2-1	各地層毎の比抵抗の頻度分布 (深度 20m)	111
図 4-2-2	各地層毎の比抵抗の頻度分布 (標高 0m)	112
図 4-2-3	各地層毎の見掛比抵抗値の平均値と分散	113
図 4-2-4	各地層毎の磁気異常の頻度分布 (傾向面解析)	114
図 4-2-5	各地層毎の磁気異常の平均値と分散	115
図 4-2-6	各地層毎の放射能強度の頻度分布 (TC)	116

図 4-2-7	各地層毎の放射能強度の頻度分布 (K)	117
図 4-2-8	各地層毎の放射能強度の頻度分布 (U)	118
図 4-2-9	各地層毎の放射能強度の頻度分布 (Th)	119
図 4-2-10	各地層毎の放射能強度の平均値と分散 (1)	120
図 4-2-11	各地層毎の放射能強度の平均値と分散 (2)	121
図 5-1-1	見掛比抵抗羅列断面図(30m 間隔東西方向)	127
表 1-5-1	実施探査量一覧	3
表 1-7-1	実施工程表	4
表 1-8-1	使用機器一覧(1)	5
表 1-8-1	使用機器一覧(2)	6
表 1-9-1	天北地域の地質層序表	15
表 1-9-2	地質層序表	21
表 4-1	地層区分表	81
表 4-2-1	見掛比抵抗値と地層の物性との関係	106
表 4-2-2	見掛比抵抗分布の比較	108
表 4-2-3	磁気異常の平均値と標準偏差	109
表 4-2-4	放射能強度の平均値と標準偏差	110

1. 業務概要

1.1 件名

ヘリコプターによる空中物理探査

1.2 目的

本件は、北海道幌延町における幌延深地層研究計画の一環として、既存地質情報等から幌延町内において研究の対象となる堆積岩が深度 500m程度に十分な広がり・厚さで分布すると推定される地域を包含する範囲について、空中から磁気、電磁、自然放射能を測定・解析し、地表～地下浅部（約 150m程度）の地層・岩石の分布や断層・破碎帯を含む地質構造を推定することを目的とする。

なお本探査結果は、幌延町内における幌延深地層研究センター設置地区（以下、センター設置地区）の選定に資するとともに、センター設置地区とその周辺探査地区の地質構造モデルの構築に用いる。

1.3 探査項目

以下の3手法の空中物理探査を実施した。

① 空中電磁探査

5周波数（385Hz, 900Hz, 5000Hz, 7200Hz, 56kHz）の多重コイルを内蔵した電磁バードを曳航し、電磁誘導作用を利用して岩石の見掛け抵抗分布を求めた。

② 空中磁気探査

セシウム磁気センサーを内蔵した磁気バードを曳航し、探査地の磁場を測定する。測定値から本来の地球磁場を除去して、岩石が有する磁性による磁気異常を調べた。

③ 空中放射能探査

NaI 検出器をヘリコプターに搭載し、岩石に含まれるカリウム、ウラン、トリウム
の量に依存するガンマ線強度を測定した。

1.4 探査地域

図 1-4-1 に探査地域を示す。

探査は、対象地域を A～E の 5 ブロックに分割して行なった。

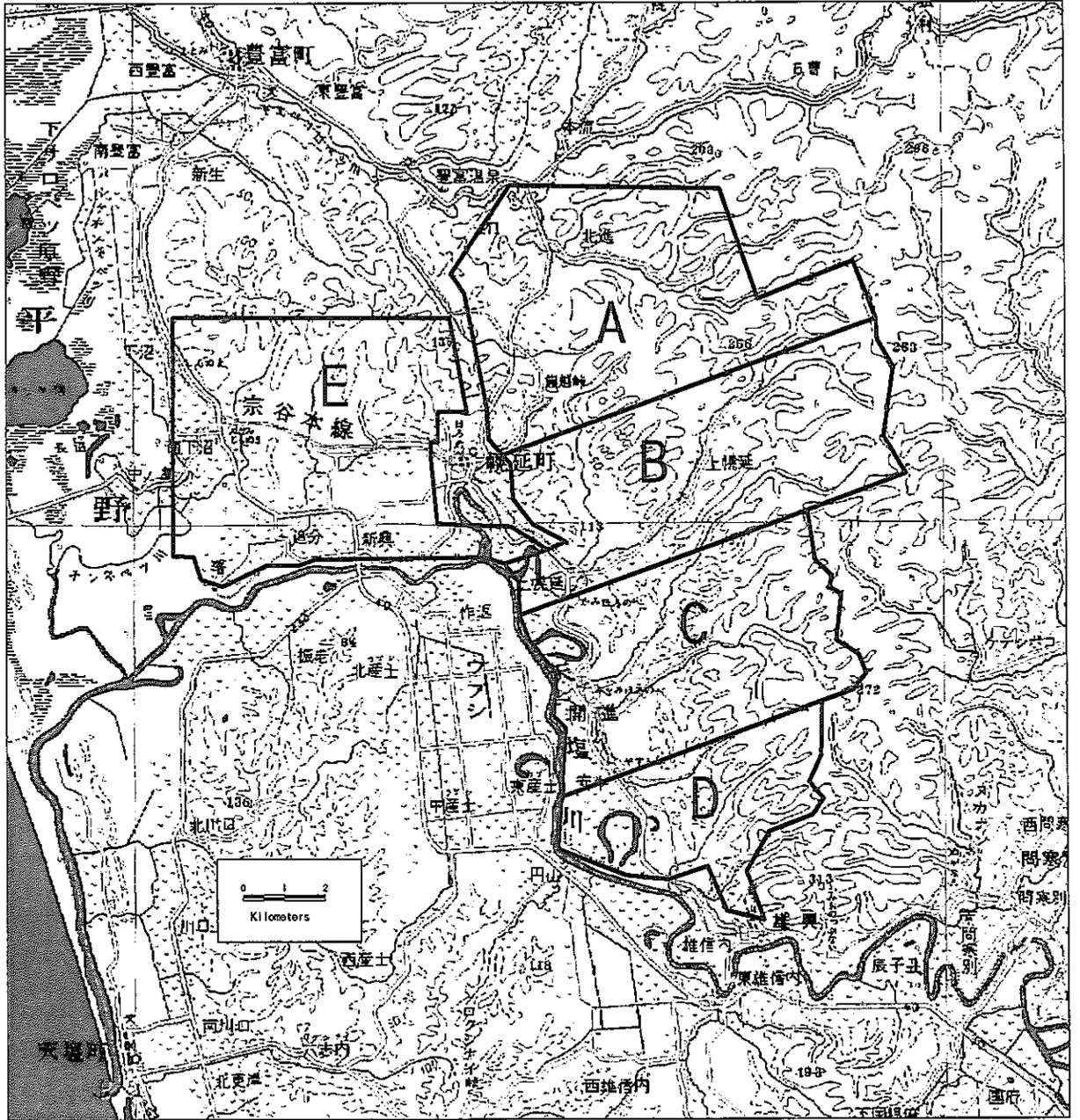


图 1-4-1 探查位置图

1.5 探査量

原契約数量 約 200 km²

変更契約数量 約 150 km²

以下に実施探査量一覧を示す。

なお、変更契約は、当初、計画していた北海道大学天塩研究林上空の調査に対する理解が得られなかったため、調査を行なわなかったことによる。

表 1-5-1 実施探査量一覧

ブロック名	A	B	C	D	E	合計
面積(km ²)	35.4	23.7	31.4	17.7	41.6	149.8
主測線方向	N70°E	N70°E	N70°E	N70°E	EW	—
主測線間隔(m)	250	250	250	250	250	—
主測線本数	24	16	19	18	24	101
主測線長(km)	164.2	152.7	139.3	76.4	169.1	701.7
交差測線方向	N20°W	N20°W	N20°W	N20°W	NS	—
交差測線間隔(m)	2000	2000	2000	2000	2000	—
交差測線本数	4	5	4	3	3	19
交差測線長(km)	18.4	19.1	20.8	10.2	17.8	86.3
総測線長(km)	182.6	171.8	160.1	86.6	186.9	788.0

1.6 探査会社

探査会社 : 応用地質株式会社 空中探査技術研究所

エネルギー事業部

埼玉県さいたま市太田窪 2-2-19

電話番号 : 048-885-2628[空中探査技術研究所]

048-882-5374[エネルギー事業部]

探査員 : [空中探査技術研究所]五十嵐亨、池田和隆、中山文也

[エネルギー事業部]東宏幸、今村杉夫、大島雅浩

1.7 探査期間

自 平成 13 年 4 月 18 日 ～ 至 平成 13 年 12 月 20 日

(原契約：自 平成 13 年 4 月 18 日 ～ 至 平成 13 年 9 月 28 日)

実施工程表を表 1-7-1 に示す。

A～E の 5 ブロックの探査実施年月日は次のとおりである。

Bブロック：平成 13 年 6 月 13 日 (水)

Cブロック：平成 13 年 6 月 14 日 (木)

Dブロック：平成 13 年 6 月 15 日 (金)

Eブロック：平成 13 年 6 月 18 日 (月)

Aブロック：平成 13 年 6 月 22 日 (金)

表 1-7-1 実施工程表

月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
項 目									
探査準備	4/18 —————								
現地作業			—						
データ処理・解析			—————						
総合解析				—————					
中間報告会				7/17 ■	8/7 ■				
報告書作成						—————		納期	12/20

1.8 使用機器

本業務で実施した空中電磁探査、空中磁気探査、空中放射能探査の3手法において使用する機器類の仕様等を一覧にまとめて表 1-8-1 に示す。

表 1-8-1 使用機器一覧(1)

機 器	型名：メーカー	型 式 ・ 仕 様
空中電磁装置	・DIGHEM V HEM :Dighem Survey-s & Processing(Canada)社製	曳航型バート、バート長：約 10m 多重コイル配置(5 周波数) 鉛直コイル配置：900、7,200Hz 水平コイル配置：385、5,000、56kHz 測定成分：各周波数同相、離相 2 成分 ノイズレベル：2ppm、サンプリング：0.1 秒
空中磁力計	・Mac-3 :Scintrex(Canada)社製	光ポンピング・セシウム磁力計 分解能：0.001nT、精度：0.05nT 測定範囲：20,000～100,000nT サンプリング：0.1 秒
地上磁力計	・MP-3 :Scintrex(Canada)社製	プロトン磁力計 精度：0.1nT、測定範囲：20,000～100,000nT サンプリング：1 秒
ガンマ線 スペクトロメータ	・ENMOS-2001 :Picodas(Canada)社製	256 チャンネル NaI 検出器：GSA-45 1024cu インチ
電波高度計	・KRA-45 :King 社製	測定範囲：0～2,500ft、精度：±3ft 使用周波数：4.3GHz
気圧高度計	・1241-M3B2C :Rosemount(U.S.A.)社製	測定範囲：-1,000～15,000ft 精度：±6.25ft～±9.9ft
レーザー高度計	・G150 :Optech Systems(Canada)社製	測定範囲：0.2～100m、精度：5cm レーザー波長：890nm
GPS 受信機	・MX4200D :Magnavox(Canada)社製	最大衛星数：8 個 モード：4 衛星(3-D 位置)、3 衛星(2-D) 位置更新時間：1 秒
GPS 航法システム	・PNAV-2001 :Picodas(Canada)社製	実時間航跡表示/座標変換、EL 表示装置 相対測位 精度：5～10m

表 1-8-1 使用機器一覧(2)

機 器	型名※メーカー	型 式 ・ 仕 様
地上 GPS モニター	・MX4200D :Magnavox(Canada)社製	最大衛星数：8 個 モード：4 衛星(3-D 位置)、3 衛星(2-D) 位置更新時間：1 秒
航跡確認用 ビデオカメラ	・VFPR-3 :パナソニック社製	広角・VHS・NTSC 方式
ヘリコプター	・川崎 BK117A-4 :川崎重工社製	ツインエンジン(500ps×2)搭載、巡航速度 248km/h、 航続距離 593km、自重 1660kg、最大重量 3200kg、乗員最大 8 名
データ収録装置	・PDAS-1000 :Picodas(Canada)社製	入出力インターフェイス アナログ：12ch×2 1 周波数(24bit) パラレル：96 ライン 16 ライン BCD コントローラ 12ch アナログ・ボード×2 I/O ボード(88 パラレル、3D/A) 記録内容：時刻、フィデュシヤル、GPS 座標・ 時刻、空中電磁(5 周波数及び電力・空電 モニターの同相・離相成分)、全磁力強度、 気圧高度計(絶対高度)記録、電波高度計及 びレーザー高度計(対地高度)記録
データ処理装置	・VAX4000/200 :DEC(U.S.A.)社製	仮想記憶機能(VMS)システム、32MB RAM 10GB HDD、イーサネット(LAN) 10 ユーザー・サポート、VT422 端末×4 DIGHEM 社製空中探査データ処理ソフト搭載
	・4224 :Tektronix(U.S.A.)社製	21" グラフィック端末
	・DECLaser 2100 :DEC(U.S.A.)社製	レーザー・プリンター
	・PHASER II :Tektronix(U.S.A.)社製	カラー・プリンター
	・8900-4E :Versatec(U.S.A.)社製	カラー静電プロッター 340MB HDD、最大プロット長：10m

1.8.1 バード

非磁性体材料（グラス・ファイバー）の外殻を持つ2個のバードに、電磁センサー、磁力計センサーをそれぞれ収納し、これをヘリコプターからロープで補強したケーブルで曳航した。ヘリコプターから磁力計センサー、電磁センサーバードまでの曳航ケーブルの長さはそれぞれ15m、30mである。

1.8.2 電磁法測定装置

5周波数を使用するDIGHEM V 空中電磁測定装置を用いて誘導電磁場を測定した。図1-7-1に電磁センサーバード内のコイル配置を示す。使用した周波数は、水平コイル（Horizontal coplanar coils）配置では385Hzと5,000Hzおよび56kHzの3種類、鉛直コイル（Vertical coaxial coils）配置では900Hzと7,200Hzの2種類である。これらの5種類の周波数に対応する送信コイルと受信コイルは、バードの両端に8m（56kHzは6.3m）の間隔で設置されており、発信コイルで一次磁場を発信し、受信コイルで二次磁場（同相、離相の2成分）を測定する。また、電力線モニターコイルおよび空電モニターコイルを受信回路内に設置して、電力線および空電によるノイズを監視する。また、データ取得間隔は0.1秒である。

1.8.3 全磁力測定装置

Mac-3型光ポンピング・セシウム磁力計で地球全磁力値を自動計測した。データ取得間隔は0.1秒である。

1.8.4 γ 線スペクトロメーター

測定に際しては、ヘリコプターの後部カーゴにNaI (Tl) 検出器の入ったラックを積み込み固定した。機内には256チャンネルの γ 線スペクトロメーター、データ処理装置、GPSナビゲーションシステム、ビデオレコーダー等をマウントしたラック（測定本部）を設置した。

特に、この検出器はNaIのクリスタル1本毎に高圧電源、A/Dコンバーターおよびマイクロプロセッサを備えており、温度ドリフト等によるピーク値のずれなどを自動的に修正するオートキャリブレーション機能を持っている。データ取得間隔は1秒である。

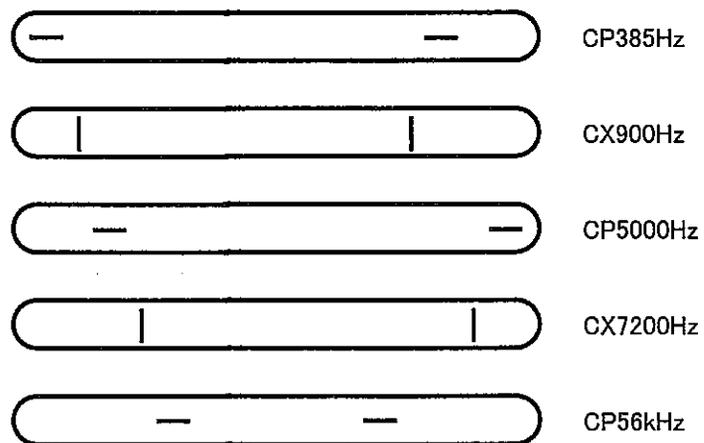
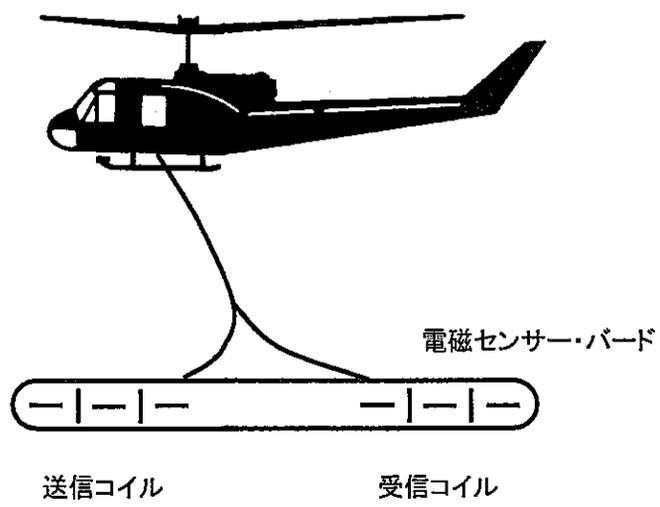


図 1-8-1 電磁センサー・ボード内のコイル配置

1.8.5 高度測定装置

機体に取り付けた KRA-45 型電波高度計でヘリコプターの対地高度を、機内に積み込んだ測定装置のラック（測定本部）に組み込んである 1241-M3B2C 型気圧高度計でヘリコプターの絶対高度を測定した。さらに、バード内に搭載されている G150 型レーザー高度計でバードの対地高度を測定した。データ取得間隔は 0.1 秒である。

1.8.6 位置測定装置

ピコダス社製 PNAV-2001GPS 航法システムにてヘリコプターの位置を確認し、かつ測定を行った。データ取得間隔は 1 秒である。また、位置測定の補助手段として、航跡ビデオ装置を用いてヘリコプター直下の地形を撮影した。

1.8.7 地上定点観測装置

(1) GPS ベースステーション

現地ヘリポートにおいて MX4200D 型 GPS 受信装置を設置し、位置決定の誤差要因となる衛星との距離、時刻および衛星の軌道データの誤差や、電離層および対流圏における電波の遅延効果の影響を記録した。このような地上 GPS モニター記録を用いたディファレンシャル（相対測位）GPS 法を採用することにより、精度 10m 以内でヘリコプターの位置を決定することが可能である。測定間隔は 1 秒である。

(2) 磁気ベースステーション

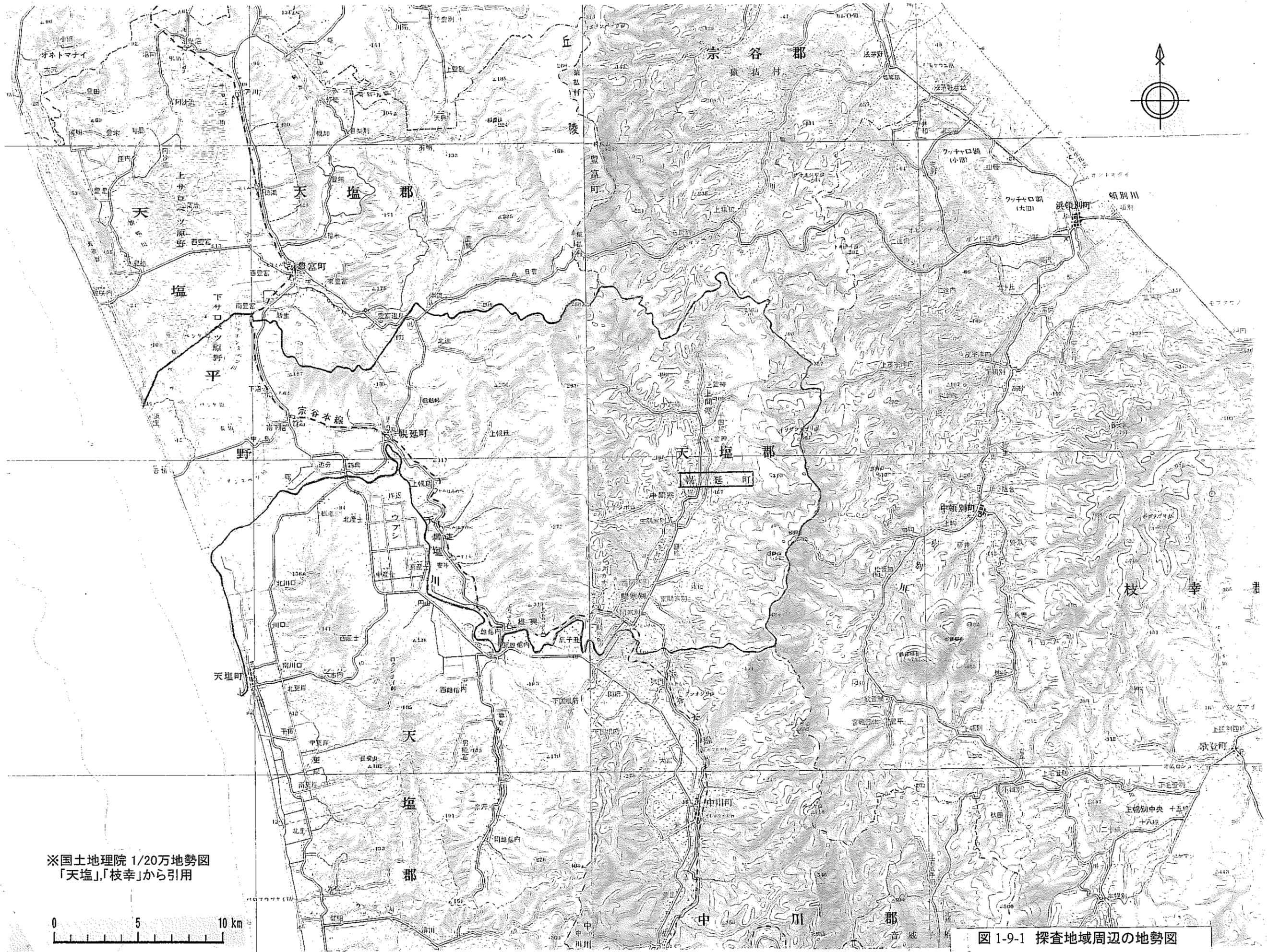
現地ヘリポートに MP-3 型プロトン磁力計を設置し、地球磁場強度の時間変動を測定した。測定間隔は 1 秒である。

1.9 探査地域の地形・地質概要

1.9.1 地形

探査地域は北海道北端に位置する宗谷丘陵の南部に位置し、その北部を下エペコロベツ川、南西部を天塩川、東部を問寒別川が流下している。また、西方には、泥炭湿地が発達した天塩平野が開け、さらに西方は砂丘群を隔てて日本海に達する。探査地域周辺の地勢図を図 1-9-1 に示す。

探査地域は、雄信内から豊富温泉を通る大曲断層を挟んで東西に大きく区分される。東部は南北に連なるなだらかな起伏の丘陵地帯であり、たんざく状の水系模様の地形が発達している。その標高は、150m～300m 程度であり、南部から北部へと標高を減じる傾向がある。一方、西部も、なだらかな起伏の丘陵地帯であるが、不規則な樹枝状の水系模様の地形が発達して、その標高は 100m 程度である。さらに宗谷本線から西部は、天塩川沿いの氾濫原であり、大部分が標高 10m 以下の低平な泥炭地である。この氾濫原には、天塩川の蛇行による三ヶ月湖が数多く存在する。



※国土地理院 1/20万地勢図
「天塩」「枝幸」から引用

図 1-9-1 探査地域周辺の地勢図

1.9.2 地質

(1) 地質概要

図 1-9-2 に天北－羽幌－雨龍地域の地質図を、天北地域の新第三系と第四系の模式積成概念図を図 1-9-3 に示す。また、表 1-9-1 に天北地域の地質層序表を示す。

図 1-9-2 によると、探査地域が位置する天北地域は、地質の分布からほぼ中央部を境にして大きく東西に二分される。東部に主に蛇紋岩類と白亜系～古第三系が、西部に新第三系と第四系が分布する。探査地域は、新第三系と第四系が分布し、中央部に大曲断層が、東部に数条の断層が存在する褶曲地帯である。

図 1-9-3 と表 1-9-1 に示すように、探査地域近傍の新第三系は下位から宗谷夾炭層^{注1)}・鬼志別層・増幌層・稚内層・声間層・勇知層・更別層^{注2)}に区分される。第四系は下位から恵北層^{注3)}および段丘堆積物に区分される³⁾。

^{注1)} 図 1-9-2 と図 1-9-3 で示されている宗谷層は、根本ほか (1979)¹⁾に準じ本書では宗谷夾炭層とした。

^{注2)} 最近の知見では勇知層までを第四系とする考えもある (秋葉、1999)²⁾。

^{注3)} 表 1-9-1 に示されている沼川層は、更別グループほか (1966)³⁾に準じ本書では恵北層とした。

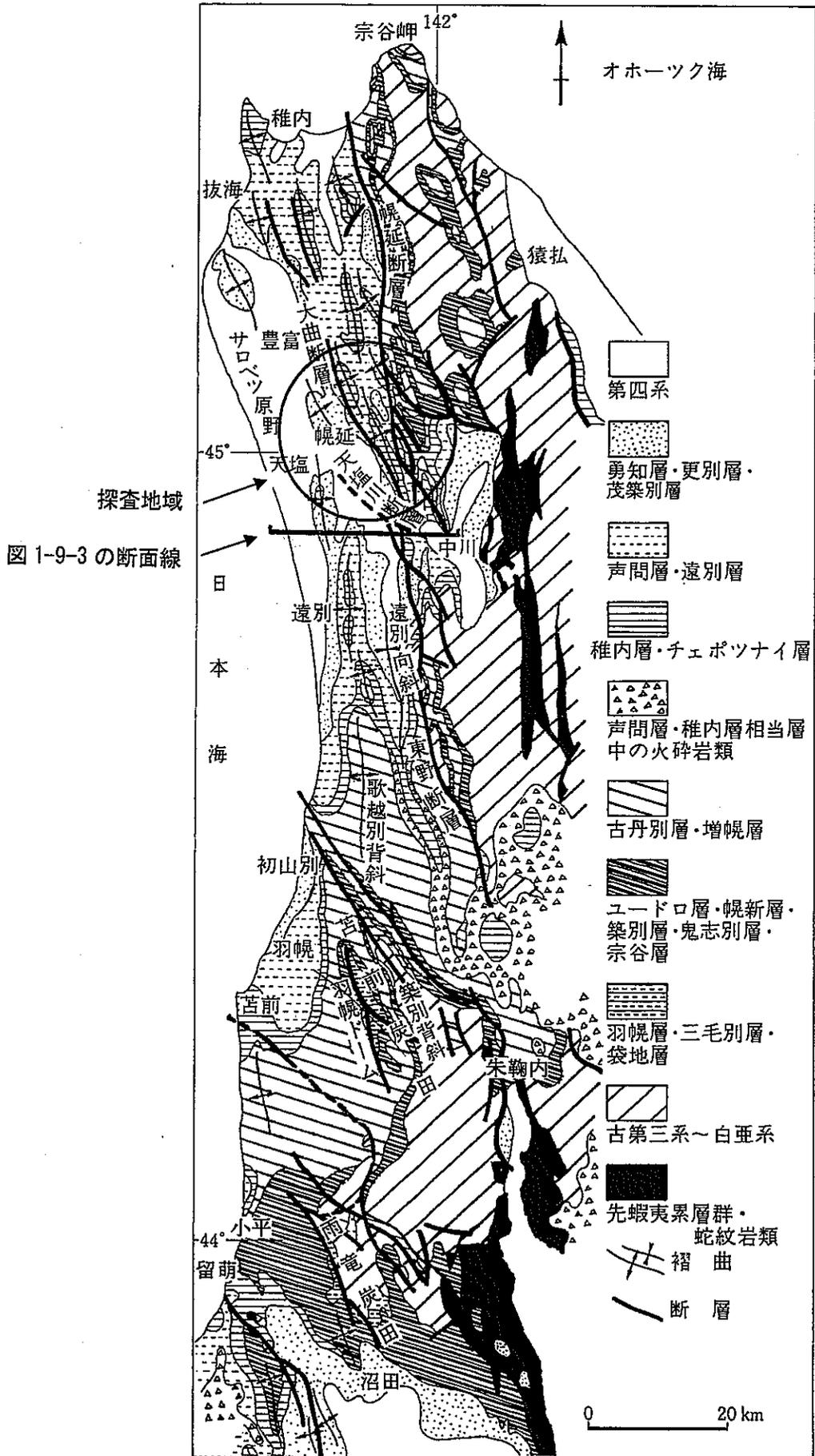


図 1-9-2 天北—羽幌—雨龍地域の地質概略図（高橋功ほか，1984）⁴⁾

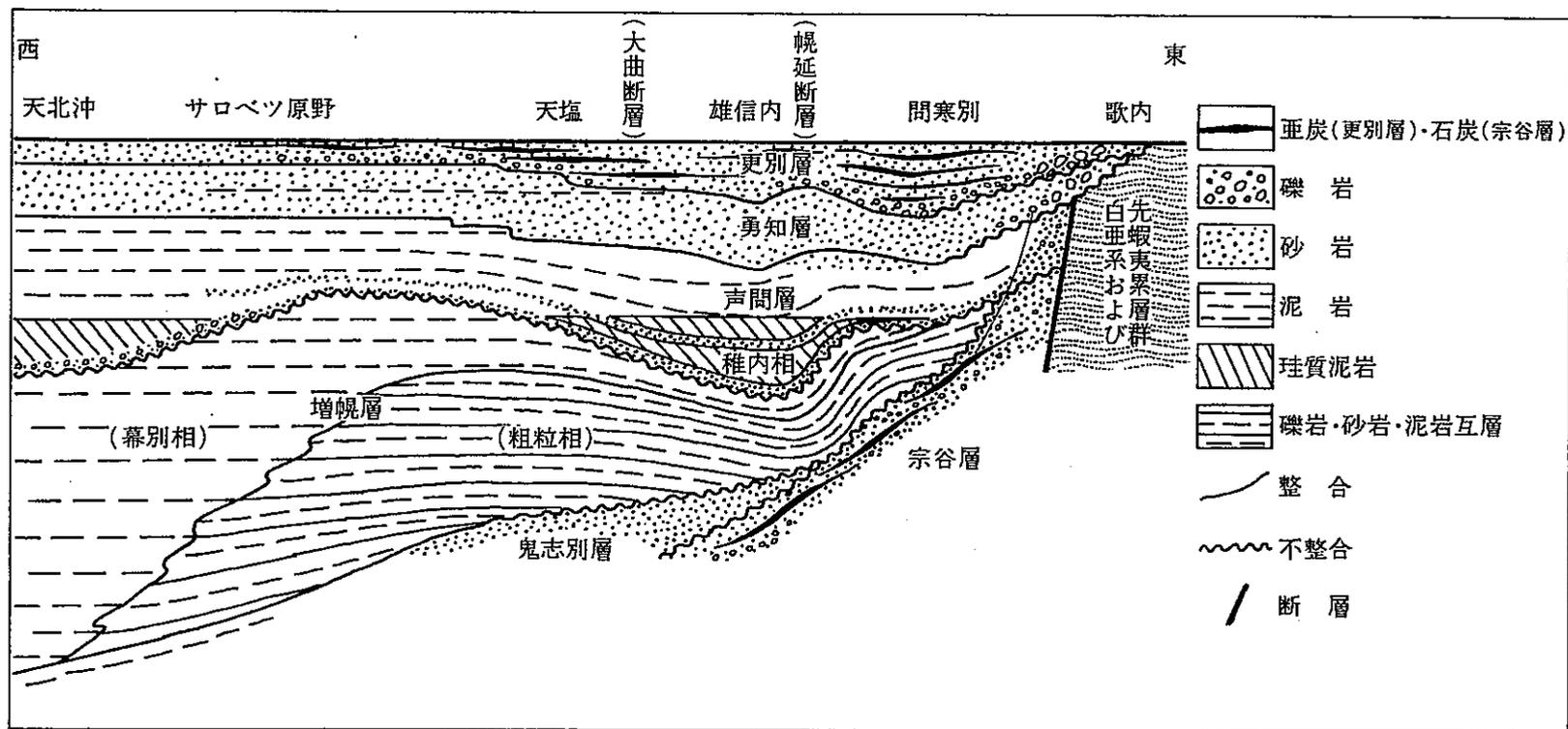


図 1-9-3 天北地域の模式積成概念図 (高橋功ほか, 1984) ⁴⁾

*) 断面位置は図 1-9-2 に示す。

表 1-9-1 天北地域の地質層序表(根本ほか、1979) ¹⁾

時代	層序	柱状図	層厚 (m)	岩相	化石・その他	
第四紀	沖積世	沖積層			構造運動(褶曲・断裂) 滝川化石動物群	
	洪積世	段丘堆積層	5	砂礫		
		沼川層	50	砂礫・粘土互層 ≡ 礫層		
新第三紀	鮮新世	更別層	550		滝川化石動物群	
		勇知層	500	細粒砂岩		
	中新世	声間層	800	泥岩およびシルト岩	海進 構造運動(褶曲・断裂)	
		稚内層	600	礫質頁岩 南部に10~30mの基岩砂岩		
		増幌層	600~900	泥岩(礫別層) 砂岩・泥岩・礫岩の不規則な互層 (乱堆積の層相を示す)		
		鬼志別層	200	砂岩		
	古第三紀	宗谷夾炭層	390	中・上部に礫岩・砂岩・泥岩の堆積輪廻明らかとなり、炭層、凝灰岩を挟む	阿仁合型化石植物群	
		漸新世 曲淵層	140	泥岩、凝灰岩を挟む	海棲貝化石群	
	白亜紀	ヘトナイ世	函淵層群	800	礫岩・砂岩・泥岩の堆積輪廻をなす	構造運動(褶曲・断裂) 蛇紋岩
			上部	400	泥質岩、大形石灰質団塊	イノセラムス・アンモナイト
蒲河世		上部	1000	泥質岩を主とし凝灰岩を挟み、石灰質団塊を含む	イノセラムス・アンモナイト	
		中部	600	砂岩を主とし、礫岩・シルト岩を挟む		
ギリヤーク世		上部	1200	泥岩を主とし、砂岩層を伴ない凝灰岩を挟む		
		中部	300	砂岩・泥岩		
宮古世		下部	400	泥岩・シルト岩の細互層		
		下部	300	塊状の細~中粒砂岩		
		下部	200~300	チャート(主) 砂岩、珪質頁岩(従)		
ジュラ紀		空知層群	300	輝緑凝灰岩、チャートを挟む		

(2) 探査地域の地質

核燃料サイクル開発機構（以下、サイクル機構）は、これまでに実施した地質調査に基づいて、『北海道北部地域の地質に関する研究報告書』⁵⁾に、探査地域の地質を取りまとめている。この研究報告書から、各地層の概要を引用し、以下に記載する。図 1-9-4 に地質図を、表 1-9-2 に探査地域の地質層序表を示す。

(a) 宗谷夾炭層

宗谷夾炭層は、探査地域の東端に分布している。本層は、砂岩を主体とし泥岩、礫岩をまじえ、薄い炭層を挟む。砂岩は分級の良い中粒砂岩であり、新鮮部は青灰色を呈する。泥岩は灰色～暗灰色を呈し、板状節理が発達している。下位の曲淵層と上位の鬼志別層とは、不整合関係とされている。根本ほか（1979）¹⁾によると層厚は 360～400m とされている。

本層の年代は、Tanai（1961）⁶⁾による植物化石と佐藤（1962）⁷⁾による花粉化石から、中新世中期と推定される。

(b) 増幌層（鬼志別層を含む）

増幌層は、探査地域東部の N2 断層、N4 断層および N5 断層に沿ってその東側に分布している。本層下部相は泥岩、砂岩および礫岩の不規則な互層からなり、乱堆積をしばしば示す。上部相は泥岩を主体とし暗灰色を呈し、板状節理が発達している。砂岩は主として淘汰の良い中～粗粒砂岩からなり、暗灰色を呈する。礫岩は中～細礫からなり、同時礫を含みスランプ相を示す。上位の稚内層とは不整合関係である。根本ほか（1979）¹⁾によると層厚 700m と推定されている。

なお、鬼志別層は調査地域よりも北側の稚内市、猿払村に模式的に発達する地層で根本ほか（1979）¹⁾によれば層厚は 200m とされている。しかし、探査地域内では層厚 50m 以下で、増幌層とは整合関係にあるとされている。これらの理由から本調査では、鬼志別層を増幌層と一括して図示した。

本層の年代は、秋葉（1975）⁸⁾による珪藻化石から中新世中期と推定される。

(c) 稚内層

稚内層は、大曲断層および N1 断層に沿ってその東側に分布している。本層は、

珪質で硬い頁岩を主体とし、砂質泥岩薄層を挟む。基底部には砂岩・泥岩互層が発達する。珪質頁岩には5~10cm程度の間隔で剥離面が発達しており、一部はチャート化している。また、ハンマーなどにより薄く割れ石器状を呈すること、再結晶によりガラス光沢を有していることなどに特徴がある。

風化したものは灰白色となり不規則塊状に風化剥離し、大礫~中礫の角礫となる。風化に対して非常に弱く、道路法面等では風化層が厚く形成され易い。風化角礫はくさり礫化し、スコップ等で容易に切れる。吸着性は非常に強く、露頭部では水酸化鉄の汚染によってタマネギ状、亀甲状などの同心稿目を呈する。福沢(1985)⁹⁾によると珪藻殻が溶解・消失し、非晶質シリカはオパール CT 化しており、密度が増し固結化が進んでいる「硬質頁岩」である。上位の声問層とは整合関係である。福沢(1985)⁹⁾によると層厚は450mと推定されている。

本層の年代は、福沢(1985)⁹⁾による珪藻化石から、中新世前期~中期と推定される。

(d) 声問層主部相

声問層主部相は、大曲断層の東側に沿って分布している稚内層を、とり囲むように北北西-南南東方向に分布している。本相は青灰色を呈する塊状の珪藻質泥岩からなり、凝灰岩薄層を挟在する。泥岩は生物擾乱が著しく、粒度が均質で明瞭な層理は認められない。福沢(1985)⁹⁾によると珪藻殻が非晶質シリカ(オパール A)として保持されている。

風化した岩相は稚内層と酷似しているが、稚内層に比べてやや軟らかく、剥離面の発達程度も弱い。風化に対して非常に弱く道路法面等では、風化層が厚く形成され易い。風化したものは灰白色となり、不規則塊状に風化剥離する。風化角礫はくさり礫化しスコップ等で容易に切れる。乾燥したものは指先で容易に砕け、吸水性は非常に強く、露頭部では水酸化鉄の汚染によってタマネギ状、亀甲状などの同心稿目を呈する。上位の上部相とは不整合関係である。福沢(1985)⁹⁾によると層厚は800mと推定されている。

声問層主部相の年代については、福沢(1985)⁹⁾による珪藻化石から中新世後期~鮮新世と推定される。

(e) 声間層上部相

本層は、砂質シルト岩・砂岩シルト岩互層からなる。層厚は 50～100m 程度であるが、動力炉・核燃料開発事業団（現、サイクル機構）が幌延町開進地区で掘削した D-1 ボーリング孔¹⁰⁾では厚さが 420m 以上に達し、他の地点に比べて厚い。

(f) 勇知層

勇知層は大曲断層から西方に約 200～1000m 離れた地域に、北北西－南南東方向に連続して分布している。本層は、比較的軟らかい中～細粒砂岩を主体としている。砂岩は淘汰が良く層理も比較的明瞭であり、貝化石を含む。上位の更別層と整合関係である。大曲断層西地区に分布する本層は、大曲断層に近づくにしたがい急傾斜を示す。また南の幌延町雄信内付近では特に急傾斜であり、80° 西傾斜～直立を示す。本層の層厚は D-1 ボーリング孔¹⁰⁾で 410m 程度を示す。

大曲断層西地区における勇知層の年代は、珪藻化石から鮮新世末～更新世前期と推定される。

(g) 更別層

更別層は前述の勇知層に沿って、その両側に北北西－南南東方向に連続して分布している。本層は単層が数 10cm～数 m の厚さの砂層と礫層の互層からなり、斜交葉理が発達する。しばしば幌延市街の北方では青灰色シルト、亜炭層を挟在する。礫層は径 1～5cm の円礫からなり、淘汰は良い。本層の下部には厚さ 10m 前後の灰白色ガラス質凝灰岩が挟在する。上位の恵北層と不整合関係である。本層の層厚は D-1 ボーリング孔¹⁰⁾で 330m である。

大曲断層西地区における更別層の年代は、珪藻化石から更新世前期～中期と推定される。

(h) 恵北層

恵北層は、探査地域南西部の天塩川沿いの丘陵地の縁辺部に、緩傾斜ないし平坦面を形成して分布している。本層は礫層・砂層・シルト・亜炭の不規則な互層からなり、ほぼ水平の層理を持つ。礫種は声間層泥岩起源の扁平礫；いわゆるビスケット礫が優勢である。本層の層厚は地表付近では 20～50m と推定される。恵北層が平

坦面を形成しないこと、段丘堆積物より分布上限の標高が高いこと、やや固結していること等から、更新世中期の堆積物と推定する。

(i) 段丘堆積物

段丘堆積物は、高位からH, M, L I, L II, A 段丘面と区分され、H段丘面とM段丘面は丘陵地に緩傾斜面を形成して、L, A 段丘面は河川沿いに平坦面を形成して分布している。

1)H段丘

分級の悪い径10cm以下の亜円～亜角礫からなる厚さ3～4m程度の礫層である。

2)M 段丘堆積物

厚さ3m程度の凝灰質シルトを挟む礫・シルト互層である。

3)L I 段丘堆積物

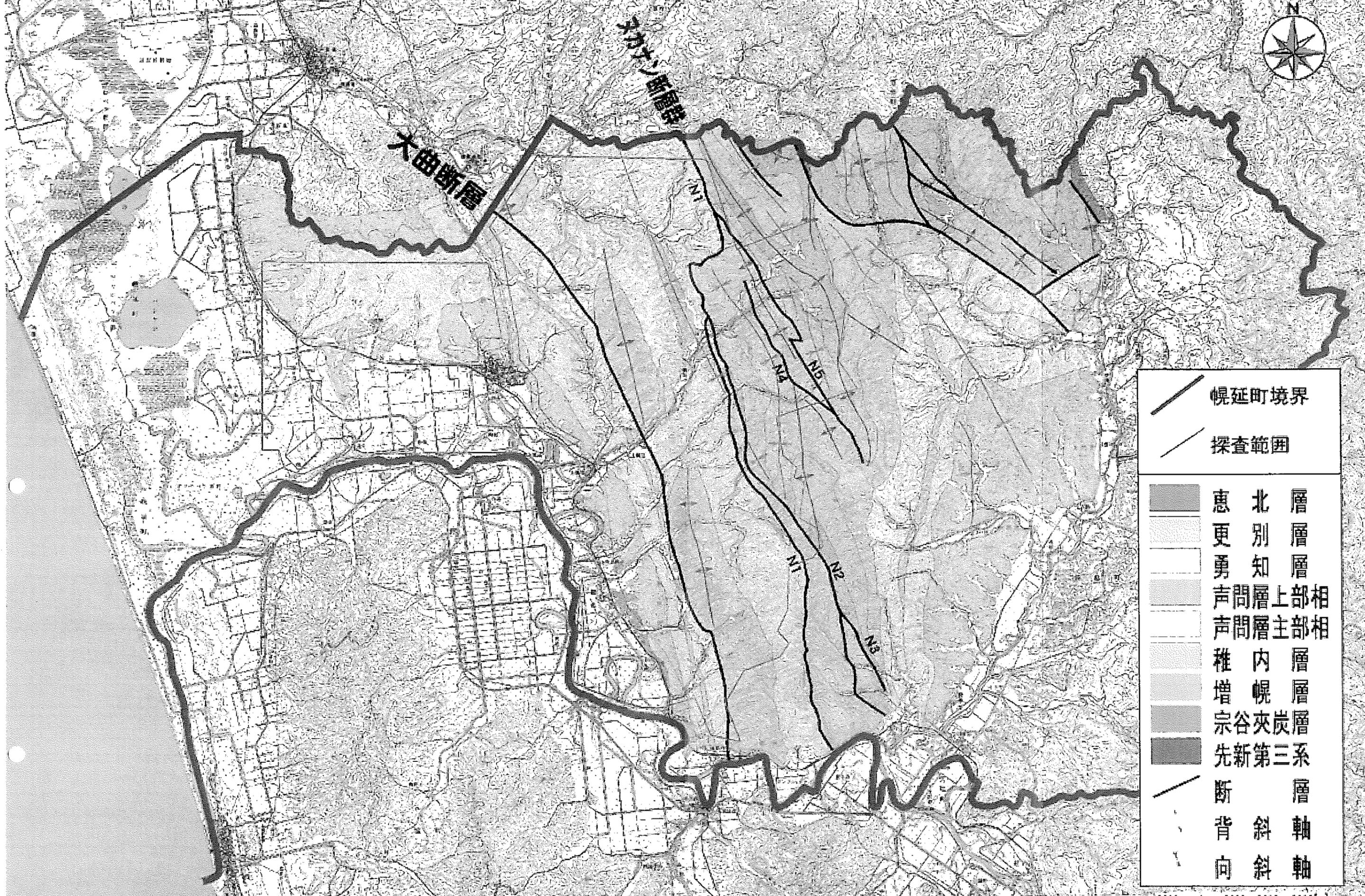
厚さ数 m の亜円礫層である。

4)L II 段丘堆積物

厚さ6m程度の亜角礫・砂層である。

5)A 段丘堆積物

厚さ6m程度の亜角礫層である。



	幌延町境界
	探査範囲
	惠北層
	更別層
	勇知層
	声問層上部相
	声問層主部相
	稚内層
	増幌層
	宗谷炭層
	先新第三系
	断層
	背斜軸
	向斜軸

図 1-9-4 探査範囲の地質
 * (核燃料サイクル開発機構, 1998) の地質平面図を基図として引用



表 1-9-2 地質層序表

地質時代		地層名	主な層相、構成		記 事		
新 生 代	第 四 紀	完 新 世	段丘堆積層	礫, 砂		河川沿いに分布。	
		更	段丘堆積層	礫, 砂, シルト		河川沿いと丘陵地に平坦面～緩傾斜面を形成。H, M, LI, LIIの四面。	
		新	恵北層	礫層・砂層・シルト・ 亜炭の互層		泥岩礫（ビスケット礫）を含む。 未固結～半固結。	
		世	更別層	砂層と礫層の互層		斜交葉理が発達。礫層は1～5cmの円礫。基底部に顕著な礫層。	
			勇知層	砂岩		比較的軟らかい中～細粒砂岩。半固結状。	
	新 第 三 紀	鮮 新 世	声問層	上部相	砂質シルト岩, 砂岩・シルト岩 互層	シルト岩中に径1～2mmの円礫を含む	
				主部相	珪藻質泥岩	凝灰岩薄層を挟む。	
		中 新 世	稚内層	珪質頁岩		珪質で硬い。砂質泥岩薄層を挟む。 5～10cm間隔で剥離面が発達。	
			増幌層	上部相	泥岩		板状節理が発達。
				下部相	泥岩, 砂岩, 礫岩の互層		乱堆積。砂岩は中～粗粒砂岩。礫岩は 中～砂礫からなり同時礫を含む。
			宗谷夾炭層	砂岩		泥岩と礫岩を挟む。砂岩は中粒砂岩。 泥岩は板状節理が発達。	

*核燃料サイクル開発機構：北海道北部地域の地質に関する研究報告書、1998）⁵⁾を参考に編表し、地層の年代もこれに準じた。

2. 探査方法およびデータ処理解析方法

探査は空中電磁探査、空中磁気探査、空中放射能探査の3手法について実施した。

図2-1に空中探査模式図を示す。ヘリコプター機内にGPSナビゲーションシステム、ガンマ線スペクトロメーターなどの観測機材を搭載すると共に、磁力計センサー、電磁センサーバードを曳航して測定を実施し、得られたデータを室内にて解析し、地下の見掛比抵抗分布、磁性岩体分布、ガンマ線強度分布をそれぞれ求めた。

以下、それぞれの探査方法の概要を記す。

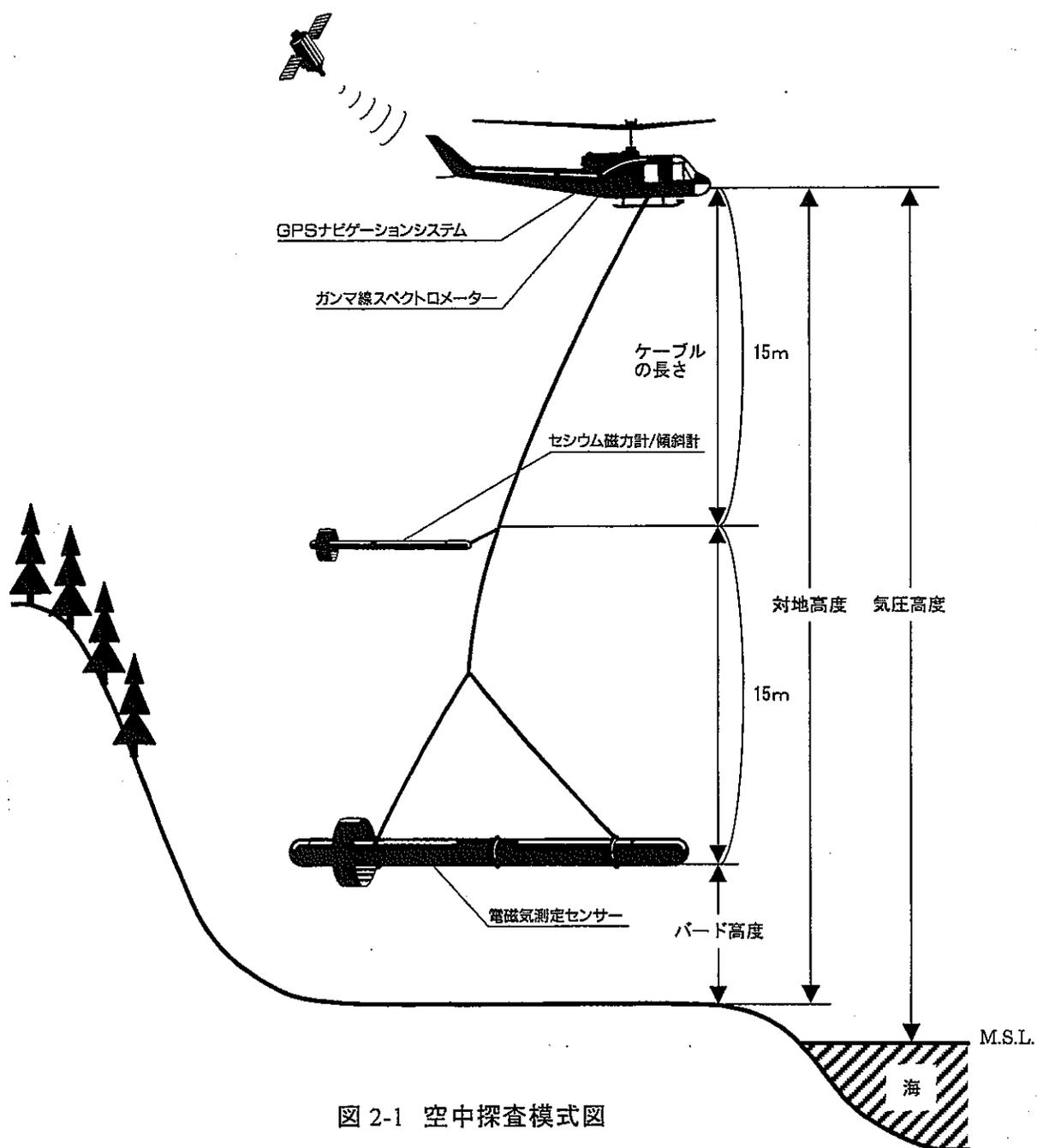


図 2-1 空中探査模式図

2.1 現地探査方法

(1) 探査測線の設定

本探査では、図 1-4-1 に示すとおり探査実施地域を A～E の 5 ブロックに分け、各ブロックの地質構造と直交するように主測線を設定した。測線間隔は 250m とした。各ブロックの主測線の方向は、A～D ブロックは N70° E 方向、E ブロックは EW 方向である。また、飛行高度の変動等を補正するために、ブロック毎に主測線に直交する南北方向に 2km 間隔で交差測線を設定した。

設定した測線の方向および間隔を、探査地域の座標（緯度・経度）と共に、PNAV-2001 航法コンピュータに入力して、GPS 誘導航法に必要な飛行データを作成した。

(2) 探査装置の搭載

陸送して来た機材は現地ヘリポートにおいて、ヘリコプターに積み込んだ。ヘリコプター後部座席に空中電磁測定装置および空中磁力計の本体、GPS 測定装置およびデジタル・データ収録装置を格納したシステム・ラックを、後部カーゴにガンマ線検出器を設置した。磁気センサーとレーザー高度計を格納したバードを 30m のケーブルで接続し、磁力計センサーを収納したバードを、電磁センサー・バードを曳航するケーブルの機体から 15m 部分に固定した。また、ヘリコプターのスキットには垂直ビデオカメラを取り付けた。

(3) 暖気運転と機器調整

電磁探査測定装置、空中磁力計、ガンマ線検出器および GPS 測定装置は、ヘリコプターの離陸前に発電機から電源を供給して十分な暖機運転を行った。特に、電磁探査測定装置は測定開始前の 2 時間前には電源を入れた。その後、フェライト棒や Q コイルを用いて適正な電磁応答が得られるように十分に調整してから、測定飛行を開始した。なお、燃料補給時でも、電磁探査の送信部は給電状態にある方が安定した測定データを取得できるため、一日の探査が終了するまで給電を行った。

(4) 測定飛行

① 測定高度と速度

測定高度は、電磁センサー・バードを対地 30～60m に保持し、50～80km/h の速度で飛行した。但し、急峻な地形に対しては厳密な高度保持が不可能である。

本探査では探査範囲内に含まれる牛舎及び放牧牛の直上については、原則的に 200m 程度迂回して飛行し、なるべく牛に刺激を与えないように注意して飛行した。もし、迂回できない場合は 120m 以上まで高度を上げて飛行した。また、鉄道、国道、高圧送電線付近では、低空飛行を避け、最低安全飛行高度の 150m 以上で飛行した。

② 飛行手順

測定飛行は、高度別データ取得飛行、馴らし飛行、測線飛行の順に行った。

(a) 高度別データ取得飛行

空中放射能探査における各種補正係数を決定するために、午前 1 回、午後 1 回を目安に対地高度、60,90,120,150m の 4 段階でのホバーリングデータと、海上もしくは対地高度 1000m におけるデータを取得した。

(b) 馴らし飛行

測線飛行の開始前には、牛をヘリコプターの音に馴れさせるため、その日の探査範囲内に存在する牧場周辺を対地高度 200m で飛行した。

(c) 測線飛行

事前に飛行データを入力しておいた GPS 誘導航法装置を使用し、当該測線の進入、測定飛行および離脱を行った。電磁センサー、磁力センサー、ガンマ線スペクトロメーター、GPS 測定装置、電波高度計、気圧高度計およびレーザー高度計のからの信号は、データ収録装置 (PIDAS-1000) に送られ、バイナリー形式で機上データとしてハードディスクに記録すると共に、データの品質を確認するため主要なデータをアナログレコーダーに送り記録紙に出力した。なお、GPS 測定装置からの信号はディファレンシャル GPS 計算に用いる形式で、同じデータ収録装置のハードディスクに前述のデータセットとは別のバイナリーファイルとしても記録される。

また、測定飛行中には、15 分から 20 分の測定飛行毎に電磁センサー・バードの対地高度を 300m 以上に上げて、内部 Q コイルによって電磁探査測定装置の動作チェックを行うと共に、電磁ゼロ・レベルの記録を取得した。

なお、ヘリコプターのスキットにビデオカメラを取り付け、飛行航跡確認用に

直下の映像を録画した。

(5) 地上データの取得

① GPS ベースステーション

測定飛行時には現地ヘリポートに地上 GPS 測定装置を設置し、地上 GPS モニター記録を取得した。

② 磁気ベースステーション

現地ヘリポートにプロトン磁力計を設置し、地球磁場強度の時間変化を記録した。

2.2 データ処理および解析方法

図 2.2 にデータ処理のフローを示す。

以下、各探査法毎にデータ処理および解析方法について述べる。

2.2.1 空中電磁探査

(1) データ処理法

(a) 現地におけるデータ処理

① データ転送

測定飛行後、データ収録装置から現地作業用パーソナル・コンピュータに転送した。また、GPS ベースステーションで収録した地上 GPS モニター記録、並びに磁気ベースステーションで収録した地球磁場強度の時間変化記録もパーソナル・コンピュータに転送した。

② ディファレンシャル GPS 計算

現地作業用パーソナル・コンピュータで、機上の GPS 生データ並びに固定局の GPS データを用いて、ディファレンシャル GPS 計算を行った。

③ PC データベースの作成

機上データを基に解析用コンピュータにデータ転送するためのデータベース (PC データベース) を作成した。更に、このデータベースにディファレンシャル GPS 計算を行った位置座標並びに磁気の日変化補正のデータを格納した。

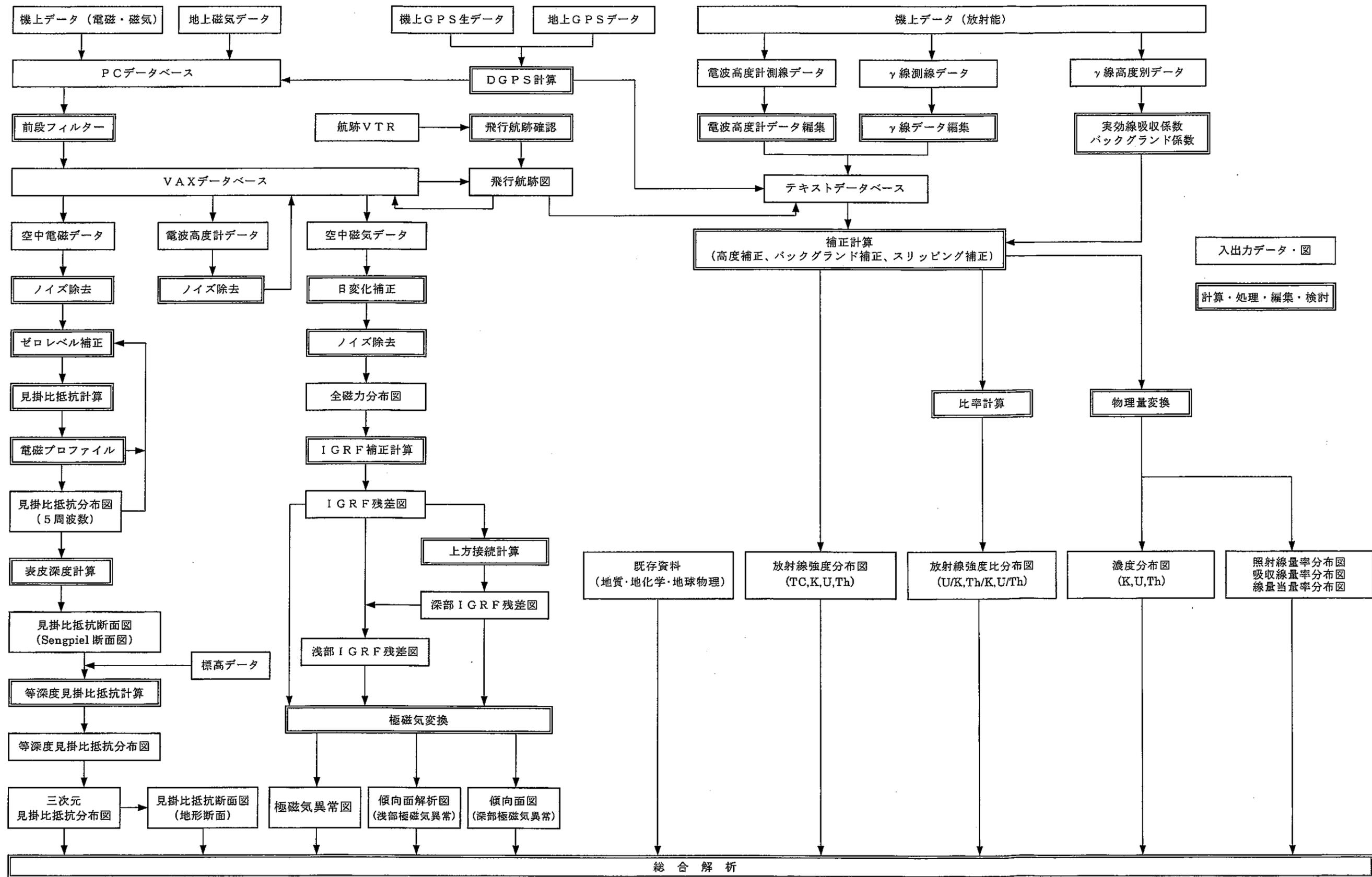


図 2-2 データ処理のフロー

(b) データの品質管理

測定飛行中に得られたアナログ・チャートおよび現地で作成した PC データベースを利用して、以下の点に着目しながらデータの品質を確認し、著しく品質の低下した測線に関しては再測定を行う。

① 飛行航跡の重複・欠落

DGPS 計算後の GPS 座標を利用してパーソナル・コンピュータのディスプレイ上に航跡を表示し、重複や欠落の有無を調べる。

② 対地高度の変動

ヘリコプターの対地高度が許容できる範囲(通常は対地高度 90m)内に維持されているか確認する。

③ 測定データのベースラインの変動

対地高度 300m に上昇して内部 Q コイル時のゼロ・レベルの変化(ベースライン・ドリフト)や、測線上でのベースラインの急激な変化(ベースライン・オフセット)の有無を調べる。

④ 測定データ中のノイズ

送電線や人工建造物、空電によるノイズの有無および程度を調べる。

(c) 解析用コンピュータによるデータ処理

(7) VAX データベースの作成

現地探査終了後、PC データベースを VAX ミニコンピュータに転送し、データベース作成プログラムを用いて解析用の VAX データベースを作成した。このとき、データベース作成プログラムは、0.1 秒のデータ取得間隔で構築されている PC データベースに格納されているデータにフィルター処理(前段フィルター)を施して、0.2 秒間隔で抽出して新しい VAX データベースを作成した。

(1) 航跡図の作成

VAX コンピュータで航跡図を出力した。この航跡図と飛行時に録画した垂直ビデオカメラ映像を用いて、ビデオで位置の確認しやすい地点の対比を行い、飛行航跡の確認をした。

(2) ノイズ除去とフィルター処理

コンピュータのディスプレイ上に測定データのプロファイル曲線を描かせ、

電力線、空電および環境ノイズ等の大きなスパイクノイズをマニュアル操作で除去した後、スプライン処理（AKIMA スプライン）で除去した部分を補間した。更にシステム・ノイズを低減するフィルター処理（5 データ毎の加重移動平均フィルター）を施した。

(イ) レベリング処理

隣接する測線や交差する測線(タイ・ライン)での測定データを比較して、対地高度の変動等に起因するバックグラウンド(ゼロ・レベル)の変動を補正した。

(2) 解析方法

(a) 見掛比抵抗値の計算

水平2層構造モデルの電磁応答理論に基づき、見掛比抵抗値を計算した。見掛比抵抗値は、測定値と同じ電磁応答を示す均質な大地の比抵抗値と定義される。大地が均質である場合には真の比抵抗値を示し、不均質な大地の場合には探査深度までの平均的な比抵抗値を示す。この理論は、次式で与えられる。なお、電磁応答（二次磁場）の強さ Z は一次磁場 Z_0 で正規化されており、単位は ppm である。

$$\left(\frac{Z}{Z_0}\right)_H = 1 + B^2 \cdot T_H \quad \dots\dots \text{水平コイル配置}$$

$$T_H(A, B) = \int_0^\infty R(D, g) \cdot g^2 \cdot e^{-gA} \cdot J_0(gB) dg$$

$$\left(\frac{Z}{Z_0}\right)_V = 1 + \frac{1}{2} B^2 (T_V - B \cdot T_H) \quad \text{鉛直コイル配置}$$

$$T_V(A, B) = \int_0^\infty R(D, g) \cdot g^2 \cdot e^{-gA} \cdot J_1(gB) dg$$

ここで、

$$R(D, g) = 1 - 2g \frac{\{(U+V) + (U-V)e^{-UD}\}}{(U+g)(U+V) - (U-g)(U-V)e^{-UD}}$$

$$U = (g^2 + 2i)^{0.5} \quad V = (g^2 + 2ik)^{0.5}$$

$$\delta = \left(\frac{2}{\rho_1 \mu_0 \omega}\right)^{0.5} \quad k = \frac{\rho_1}{\rho_2} \quad A = \left(\frac{z+h}{\delta}\right) \quad B = \frac{r}{\delta} \quad D = \frac{2d}{\delta}$$

J_0 : 0 次のベッセル関数、 J_1 : 1 次のベッセル関数、 g : 積分変数、 i : 虚数単位

r : コイル間隔、 ρ_1, ρ_2 : 第一、第二層の比抵抗、 d : 第1層の厚さ。

通常は、 $\rho_1 = \infty$ とみなし（疑似二層構造モデル、第一層に空気層を含ませる）、測定された二次磁場の同相成分と離相成分の強度から、見掛比抵抗値と見掛測定高度 d が導かれる。実際の計算では、この理論式から導かれるフェーザー図（図 2-2-1）を用いて行われる。

フェーザー図には、一次磁場強度で規格化された二次磁場の同相成分および離相成分の強度（ppm 単位）をそれぞれ縦軸、横軸にとり、見掛比抵抗値と見掛測定高度がプロットされている。この様なフェーザー図は、各周波数毎に用意されている。

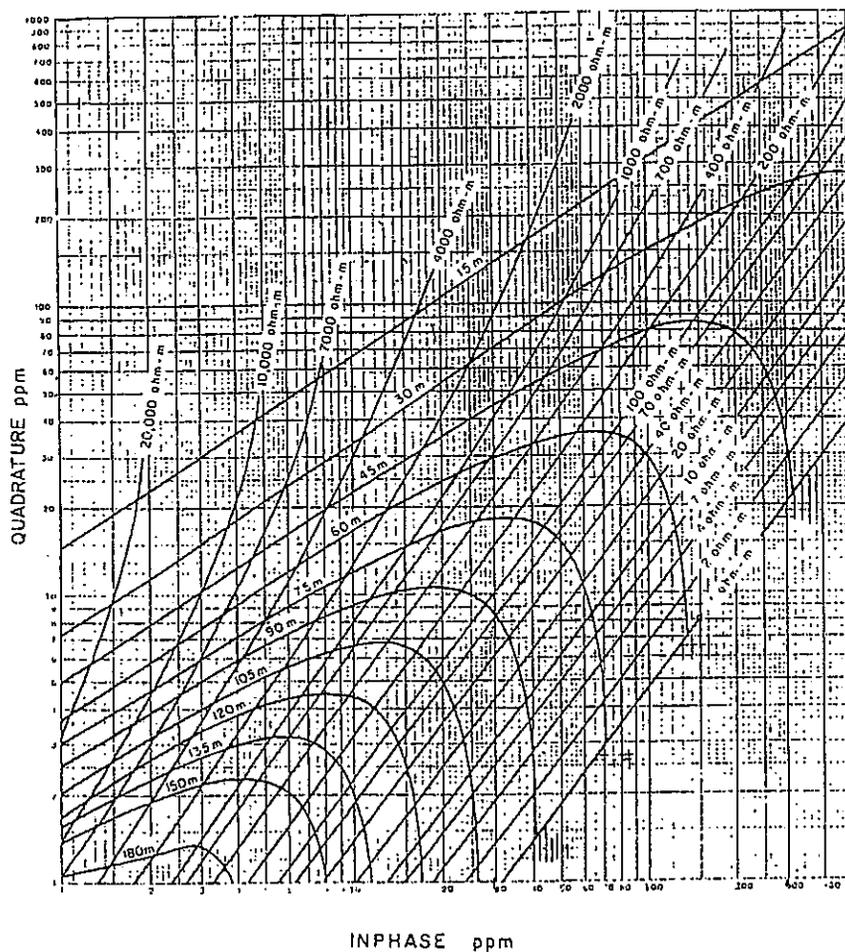


図 2-2-1 フェーザー図の一例 ($f=56\text{kHz}$, $r=6.3\text{m}$)

(b) 見掛比抵抗値の深度分布の計算

Sengpiel (1988)¹¹⁾ のアルゴリズムを用いて、各周波数の見掛比抵抗値が導かれる深度(重心深度)を計算(周波数を深度に換算)した。このアルゴリズムは、Schmuker (1970) の MT 法逆解析法を周波数領域空中電磁法に導入したものである。Schmuker の理論では、複素伝達関数 C_0 をインピーダンスの測定値に次式で関係づけている。

$$C_0 = \left(\frac{1}{i\mu_0\omega} \right) \left(\frac{E_X}{H_Y} \right)$$

ここで、 E_X, H_Y はそれぞれ直交する水平電場成分と水平磁場成分、 ω は各周波数、 μ_0 は透磁率 ($4\pi \times 10^{-7}$ H/m) である。この C_0 の実数成分 ReC_0 、虚数成分 ImC_0 は、次式により重心深度 z_0^* とその深度における比抵抗 ρ^* に対応づけられる。

$$z_0^* = ReC_0$$

$$\rho^* = 2\mu_0\omega \cdot ImC_0$$

これを単一周波数の双極子を信号源とする空中電磁探査に適用するには、第一層としてバードと大地間の空気層(絶縁層)を考慮する必要がある。このとき、均質半無限空間の伝達関数は次式で与えられる。

$$C_L = \left[\lambda^2 + \left(\frac{1+i}{p} \right)^2 \right]^{-0.5}$$

ここで、 λ は信号源の波長を L としたときの波数、 p は半無限均質比抵抗 ρ に対する表皮深度であり、それぞれ次式で与えられる。

$$\lambda = \frac{2\pi}{L}$$

$$p = \left[\frac{2\rho}{(\mu_0\omega)^2} \right]^{0.5}$$

これを対地高度 h における二次磁場強度 $Z = R + iQ$ (R : 同相成分、 Q : 離相成分)を表す理論式と関連づけることにより、距離パラメータ $R = h/p$ の関数としての伝達関数 C が導かれる(ここで、送受信コイル間距離を s として、 $h \gg 3.3s$ と仮定する)。この伝達関数を用いて、重心深度 z^* は次式で与えられる。

$$z^* = d_a + h \cdot ReC$$

ここで、 ReC は伝達関数の実数成分である。また d_a は見掛深度で、測定高度 h

と見掛高度 d の差で与えられる。重心深度での比抵抗 ρ^* は伝達関数の虚数成分の関数となるが、通常は $\rho^* = \rho_a$ (見掛比抵抗) と仮定される。

各周波数の見掛測定高度と表皮深度から、上記の伝達関数を用いて重心深度を導く(図 2-2-2)。これより得られた 5 周波数の見掛比抵抗値と重心深度を用いて、内挿・外挿計算により、見掛比抵抗値の深さ方向の分布を求める。

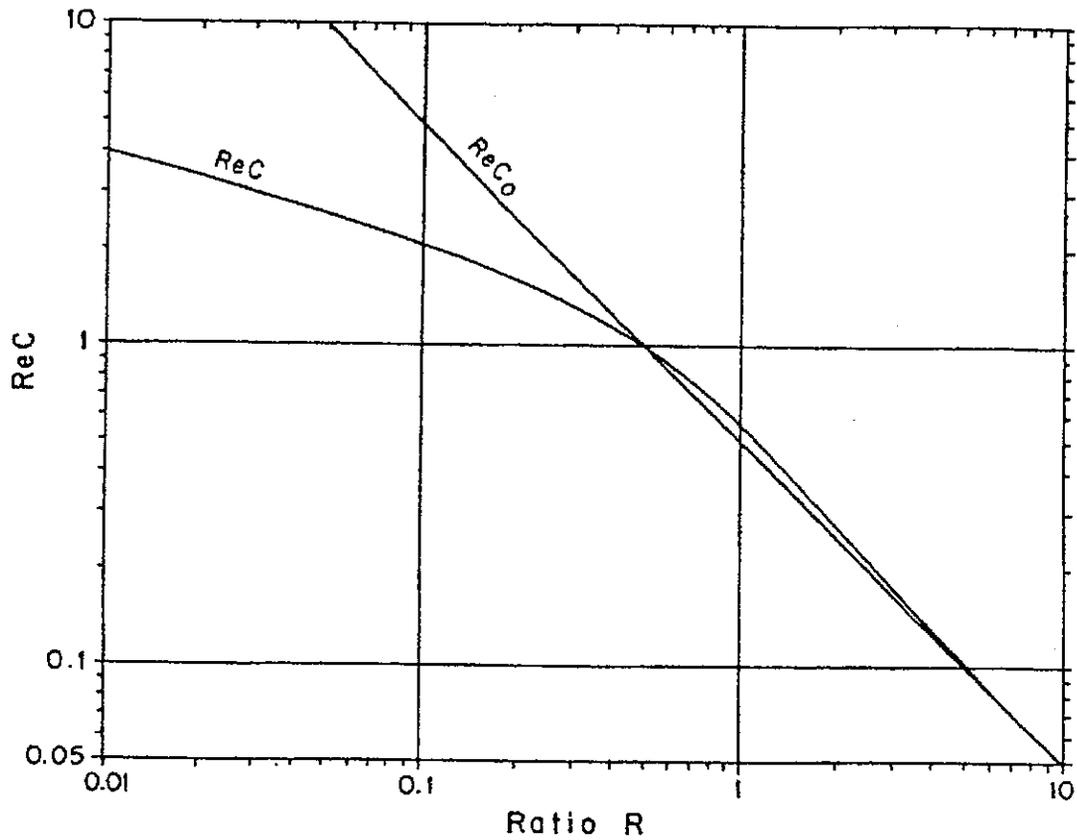


図 2-2-2 伝達関数 C の実数成分と距離パラメータ R の関係
(C はダイポール場、 Co は均質な誘導場における伝達関数)

2.2.2 空中磁気探査

(1) データ処理法

磁気測定データのデータ処理法は、前段フィルター処理を施して VAX データベースを作成するまでは空中電磁探査と同じである。

理論的に、測定データは地球磁場強度と岩石の磁性に起因する磁気異常の和であるので、後者のみの値を導く処理を施した。地球磁場強度は時間的に変化し、かつ場所（緯度・経度）によって異なるので、地上磁力計の記録を用いて地球磁場の時間変化に起因する測定値の変動を除去し（日変化補正）、その後探査地域の広域的な地球磁場を国際標準地球磁場 1995 (International Geomagnetic Reference Field 1995、IGRF1995) から計算して測定値から差し引いた (IGRF 補正)。

(2) 解析方法

空中磁気探査結果に対する解析は、すべてフーリエ変換後の波数領域におけるフィルター計算である。上記のデータ処理後の全磁力値を $f(x, y)$ とし、そのフーリエ係数を $F(u, v)$ とすると、次式が与えられる。

$$F(u, v) = \int \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) \exp\{-2\pi i(ux + vy)\} dx dy$$

ここで、 i は虚数単位、 u, v はそれぞれ x, y 方向の波数 (cycles/m) である。

フィルターは波数領域では伝達関数 $P(u, v)$ で定義でき、フィルター計算は波数領域ではフーリエ係数と伝達関数の積で表される。

$$G(u, v) = P(u, v)F(u, v)$$

$G(u, v)$ は、フィルター計算後のフーリエ係数であり、これに逆フーリエ変換を施すことによって、空間領域でのフィルター出力 $g(x, y)$ が導かれる。

$$g(x, y) = \int \int_{-\infty}^{\infty} G(u, v) \exp\{2\pi i(ux + vy)\} dx dy$$

したがって、磁気探査における解析法は、いずれも適切な伝達関数を選択し、上記の操作を行うことである。

(a) 極磁気変換

日本のような中緯度地方では特定の磁性岩体に対して正負の磁気異常が対で現われるため、磁性岩体の形態や分布を把握しにくいことが多い。そのため、測定

された磁気異常分布を磁極における磁気異常分布に変換する。極磁気変換の伝達関数は、次式で与えられる。

$$P(u,v) = \left\{ \frac{r}{cr + i(au + bv)} \right\}^2$$

$$r^2 = u^2 + v^2 \quad c = \cos I \quad a = \sin I \sin D \quad b = \sin I \cos D$$

ここで、 I, D はそれぞれ地磁気の伏角、偏角である。これは、実数成分と虚数成分に関して非対称伝達関数であり、振幅成分は異常の方向に対して異常の振幅を修正し、位相成分は異常の形状を変化させる機能を有している。

計算結果は基準値に対する変化量で表され、磁性体が存在する場合には正の磁気異常が現われる。さらに、磁性体の直上に正の磁気異常が現われ、磁性体の形状を定性的に判断するのが容易になる。

(b) 傾向面解析

地下深部の大構造に起因する長波長の磁気異常が存在する場合に、これを除去し地表付近の磁性体に起因する短波長の磁気異常を抽出する方法である。これは、上方接続計算によって得られる長波長磁気異常を傾向面として、それを全磁力分布から差し引くという操作を行う。

上方接続計算は、測定高度より上の高度での全磁力を計算する方法で、これにより地表付近の小規模の磁性体に起因する短波長の磁気異常を著しく減衰させ、地下深部に起因する長波長の磁気異常を抽出することができる。

上方接続の伝達関数は、次式で与えられる。

$$P(u,v) = \exp(2\pi rz)$$

z は上方接続する距離（高度差）であり、負の値をとる。

2.2.3 空中放射線探査

(1) データ処理法

空中放射能探査は、バイナリー形式の機上データから解析に使用するデータをテキスト形式で切り出し、それらテキストデータを編集して作成したデータベースを基に PC 上でデータ処理を行った。またデータの品質管理としては、測定飛行中に得られたアナログ・チャートを利用して検出器の動作状況を確認した。この検出器とデータ収録装置とはデジタルデータのやり取りをしており、一度アクシデントによってやり取りが途切れるとそのままでは復帰しないシステムになっている。

(a) 座標データ

空中電磁・磁気探査と同じディファレンシャル GPS 計算を行った精度の高い位置座標を使用した。

(b) 高度データ

0.1 秒ごとに測定されている電波高度計のデータを機上データから同じ 0.1 秒間隔で切り出した後、移動平均をかけてガンマ線のデータと同じ 1 秒間のデータに編集した。

(c) ガンマ線データ

① ウィンドウの設定

図 2-2-3 に典型的な γ 線のスペクトルを示す。図のようにガンマ線のデータは、0～3MeV のエネルギーの範囲を 256 分割して、1ch 当り約 12KeV のエネルギー幅で記録されている。

256ch のフルスペクトルとして記録されたガンマ線のデータは、フォトピーク位置の確認を行った後、解析用のウィンドウを設定した。解析に用いたウィンドウは、全 γ 線(410～2813KeV)と ^{40}K (1461KeV)、 ^{214}Bi (1764KeV)、 ^{208}Tl (2614KeV)の 3 つのフォトピークに対応したウィンドウ (図 2-2-3 の斜線部分) である。また 256 番目のチャンネルは、3 MeV 以上の宇宙線をモニターしているチャンネルである。今回のモニター結果は、通常の変化量の範囲であった。

② ストリッピング補正係数

図 2-2-4、図 2-2-5、図 2-2-6 に純粋な K、U、Th の標準線源からのスペクトルを示す。このように、純粋な標準線源を用いたガンマ線のスペクトルにおいて、その元素を測定するウィンドウだけでなく、他の元素のウィンドウにも計数が観

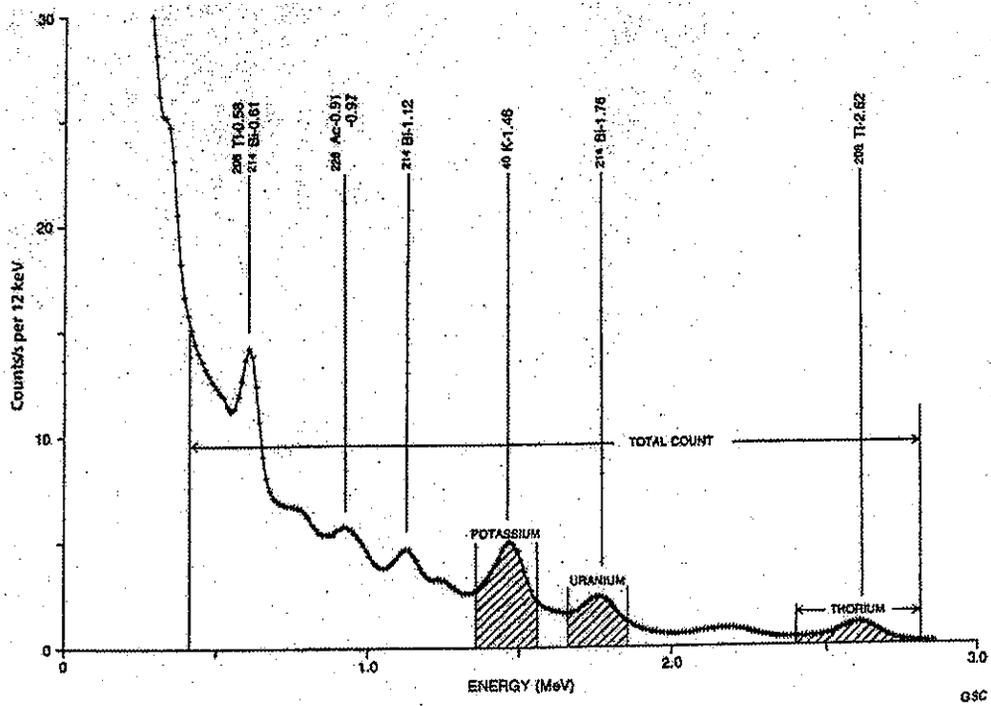


図 2-2-3 典型的な空中放射能探査のγ線スペクトル

Grasty,R.L.,Melader,H. and Parker,M. :Airborne gamma ray spectrometer Surveying,
 Tech.Rep.Ser.323,STI/DOC/10/323,IAEA,Vienna,p.97(1991)¹²⁾より掲載。

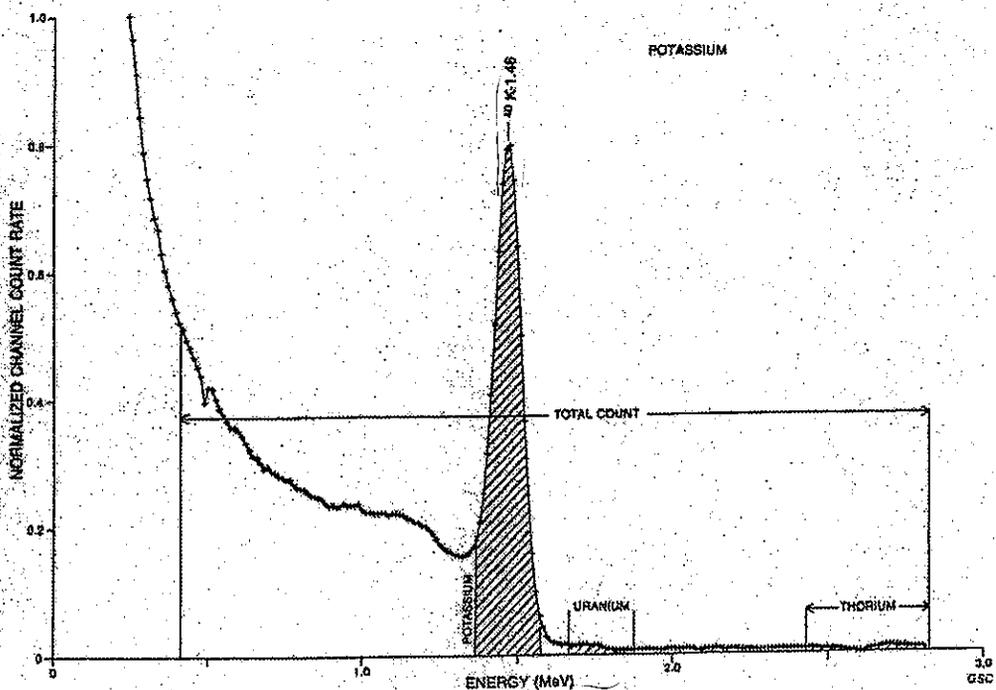


図 2-2-4 カリウム線源からのγ線スペクトル

Grasty,R.L.,Melader,H. and Parker,M. :Airborne gamma ray spectrometer Surveying,
 Tech.Rep.Ser.323,STI/DOC/10/323,IAEA,Vienna,p.97(1991)¹²⁾より掲載。

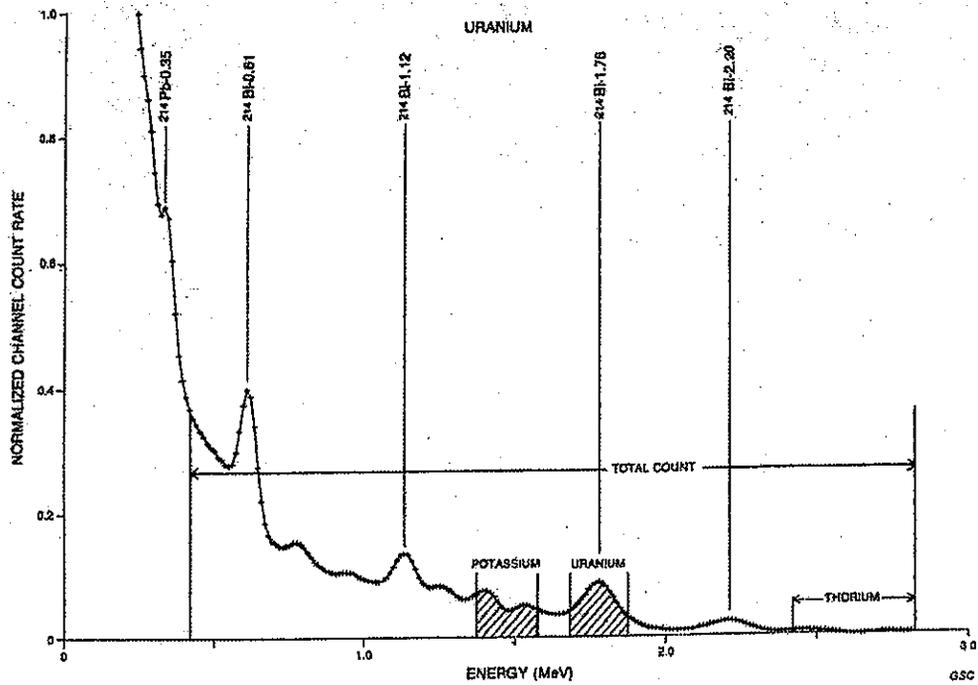


図 2-2-5 ウラン線源からの γ 線スペクトル

Grasty,R.L.,Melader,H. and Parker,M. :Airborne gamma ray spectrometer Surveying,
Tech.Rep.Ser.323,STI/DOC/10/323,IAEA,Vienna,p.97(1991)¹²⁾より掲載。

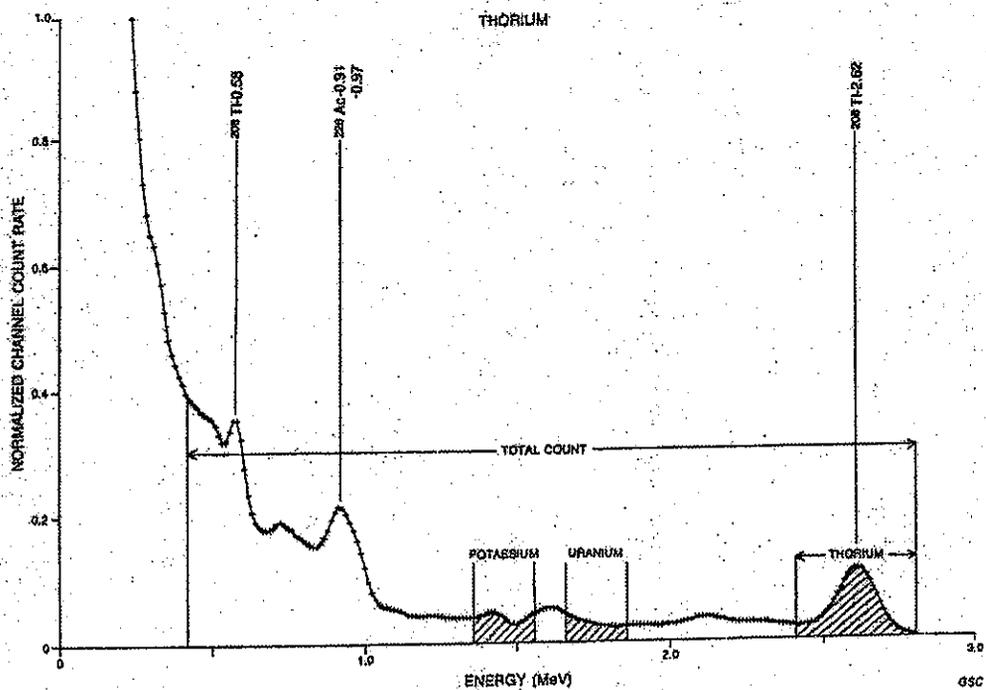


図 2-2-6 トリウム線源からの γ 線スペクトル

Grasty,R.L.,Melader,H. and Parker,M. :Airborne gamma ray spectrometer Surveying,
Tech.Rep.Ser.323,STI/DOC/10/323,IAEA,Vienna,p.97(1991)¹²⁾より掲載。

測される。その元素のウインドウの計数と他のウインドウの計数との比をストリッピング係数と呼び、その検出器に固有のものである。今回使用した検出器のストリッピング計数は、カナダのキャリブレーションパット（放射線校正施設）において測定されたデータを基に作成したものである。

③ 高度補正とバックグラウンド補正

地表から放射されるガンマ線は、空気層によって減衰する。今、無限に水平で均質な地表の上空で空中探査が行われる場合、対地高度 h における計数率 N は、

$$N = A \exp(-\mu h) + B$$

となる。ここで、 A は地表の放射性物質の含有量や検出器の感度などによる定数、 μ は空気の実効線吸収係数、 B はバックグラウンドである¹³⁾。

バックグラウンドには、機体からのもの、空気中からのものや宇宙線によるものなどが含まれる。これらを一括して測定するため、海上もしくは対地高度 1000 m におけるデータを取得した。海上では地中からのガンマ線の寄与分がなく、対地高度 1000m においては地表からのガンマ線は 0.5% 以下に減少するのでバックグラウンドとみなすことができるからである。本探査においては、海上で 4 回、対地高度 1000m で 3 回、合計 7 回のバックグラウンドデータを取得した。

また、空気の線吸収係数は、温度、気圧、湿度で変化するので、ヘリポート上空で対地高度、60, 90, 120, 150m の 4 段階でホバーリング測定を行い、探査時の実効線吸収係数を求めた。

座標データ、高度データと各種ウインドウで切り出したガンマ線のデータを結合させてテキストデータベースを作成した後、先に算出したバックグラウンド補正係数と高度補正係数とシステム固有のストリッピング補正係数を用いて、ガンマ線の補正計算を行った。

$K(^{40}K)$, $U(^{214}Bi)$, $Th(^{208}Tl)$ のデータは高度補正、バックグラウンド補正、ストリッピング補正を用いて対地高度 90m における値に補正した。また全 γ 線 (TC) のデータは高度補正、バックグラウンド補正を用いて対地高度 90m における値に補正した。

(2) 解析方法

測定された放射線のデータは、統計上カウント数の平方根が 1σ となるカウンティングエラーを含んでいる。更に補正計算による計算誤差が加わる。カウント数の少ない場合は1秒間のデータでは判断が難しいので、移動平均のグリッドフィルターをかけてスムージングした後、全 γ 線 (TC), K(^{40}K), U(^{214}Bi), Th (^{208}Tl) の四種類の放射線強度分布図を作成した。更にU/K, Th/K, U/Thの三種類の放射線強度比分布図を作成した。

各種放射線強度分布図、放射線強度比分布図と、既存の地質資料、地形との対応を行った。

また、各種物理量への変換は次の方法にて行った。

(a) 放射性元素濃度

システムに固有の感度 (Sensitivity) を用いてカウント数から地表岩石 1 kg 中に含まれる K, U, Th の濃度 (Bq/kg) に換算し、放射性元素濃度分布図を作成した。

なお、U, Th の濃度については放射平衡が成り立っているという仮定に基づいている。

(b) 照射線量率

地表における照射線量率 (E) は、次の換算係数と式を用いて求めた。

$$1\% \text{K} = 1.505 \mu \text{R/h}, 1\text{ppmU} = 0.653 \mu \text{R/h}, 1\text{ppmTh} = 0.287 \mu \text{R/h}$$

$$E = 1.505\text{K} + 0.653\text{U} + 0.287\text{Th}$$

(c) 吸収線量率

1 μR の照射線量による空気 1 g の吸収線量は、8.73nGy である。これを用いて吸収線量率を求めた。被照射物質が空気以外のものであれば吸収線量率も異なってくる。

3. 探査結果

3.1 飛行航跡図

本探査の飛行航跡図を図 3-1-1 に示す。測定飛行は計画測線に基づいて実施したが、牛舎及び放牧牛の直上については、200m程度迂回して、なるべく牛に刺激を与えないように注意して飛行した。このため、飛行航跡には大きく蛇行した部分があり、一部航跡が重複した。

GPSの位置データと飛行時に録画した垂直ビデオカメラ映像を用いて飛行航跡の確認を行った。ヘリコプターが道路を横切る所などビデオで位置の確認しやすい地点の対比をしたところ、GPSの位置データに該当する場所が、ビデオ映像のほぼ中央に写っており、GPSの航跡はビデオ映像とよく一致していた。したがって、今回の飛行航跡はビデオ映像による補正を行わず、GPSの位置データから作成した。

なお、A～Dブロックの境界の測線は、ブロックごとに飛行したため、2度測定飛行を実施した。

3.2 空中電磁探査

測定飛行の基準バード対地高度は30～60mであるが、2.1(4)のところで述べたように、本探査では牛舎及び放牧牛の直上については、原則的に200m程度迂回して飛行したが、迂回できない場合は120m以上まで高度を上げて飛行している。また、鉄道、国道、高圧送電線付近では航空法に基づき低空飛行を避け、最低安全高度の150m以上で飛行した。したがって、計算された見掛比抵抗値の中に、許容限度を超える高度データに基づいて計算されたものが含まれている。これらのデータを除去するため、空中電磁探査の中で最も高度の影響を受け易い56kHzの見掛比抵抗値を基に検討を行った。

参考図面として図 3-2-1～図 3-2-3 に、それぞれバード対地高度90m以下、100m以下、110m以下のデータから算出した56kHzの見掛比抵抗分布図を示す。

高度データの許容限度は、一般的にはバード対地高度60m以下であるが、この許容限度は大地の比抵抗値によって変化する。本探査地のように低抵抗分布域では、二次磁場からのレスポンスが大きいため、90m以上のデータでも許容範囲となる。90m以下と100m以下のデータでは見掛比抵抗分布に差がほとんど認められないが、110m以下のデータには高比抵抗を示す場所が含まれている。これは、高度が高過ぎてレスポンスがほとんどなくなったデータに、フェザー図に基づく見掛比抵抗値の計算を行ってしまったこと

によると判断される。したがって、本報告書ではバード高度 100m以下の測定データを用いて解析を行った。

なお、全データにおけるバード対地高度 90m以下、100m以下、110m以下のデータのパーセンテージは、それぞれ 91.5%、94.1%、95.5%である。

また、電気信号のうえで測定データのベースラインの急激な変化はなく、測定データ中のノイズは比較的少なかった。

図 3-2-4～図 3-2-8 に各周波数別の見掛比抵抗分布図を、図 3-2-9 に等深度別見掛比抵抗分布図を示す。また、図 3-2-10 に見掛比抵抗断面線位置図を、図 3-2-11～図 3-2-13 に A-1～B-7 の断面線における 10 断面の見掛比抵抗断面図を示す。

見掛比抵抗の全体的な傾向として、天塩川沿いの沖積低地や丘陵部の沢部で低比抵抗となっており、丘陵地頂部で高比抵抗となる傾向が認められる。また、深度方向では、概ね、地表付近が高比抵抗となっており、深度が増すに従い低比抵抗となる傾向が認められる。ただし、A-1 断面の西部および東部の一部の様に地下深部まで高比抵抗域が連続して分布する箇所が、各断面図において認められる。

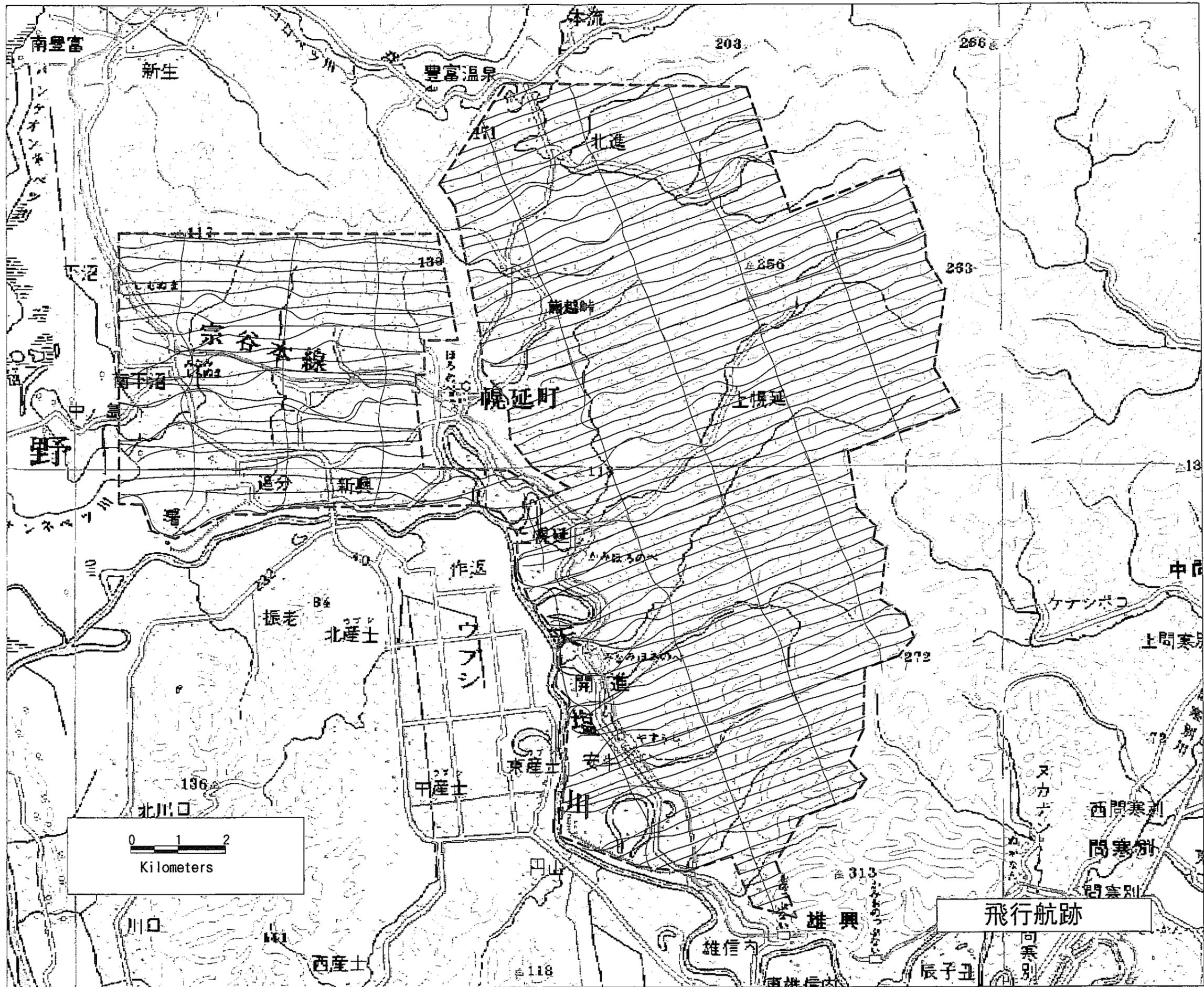


図 3-1-1 飛行航跡図

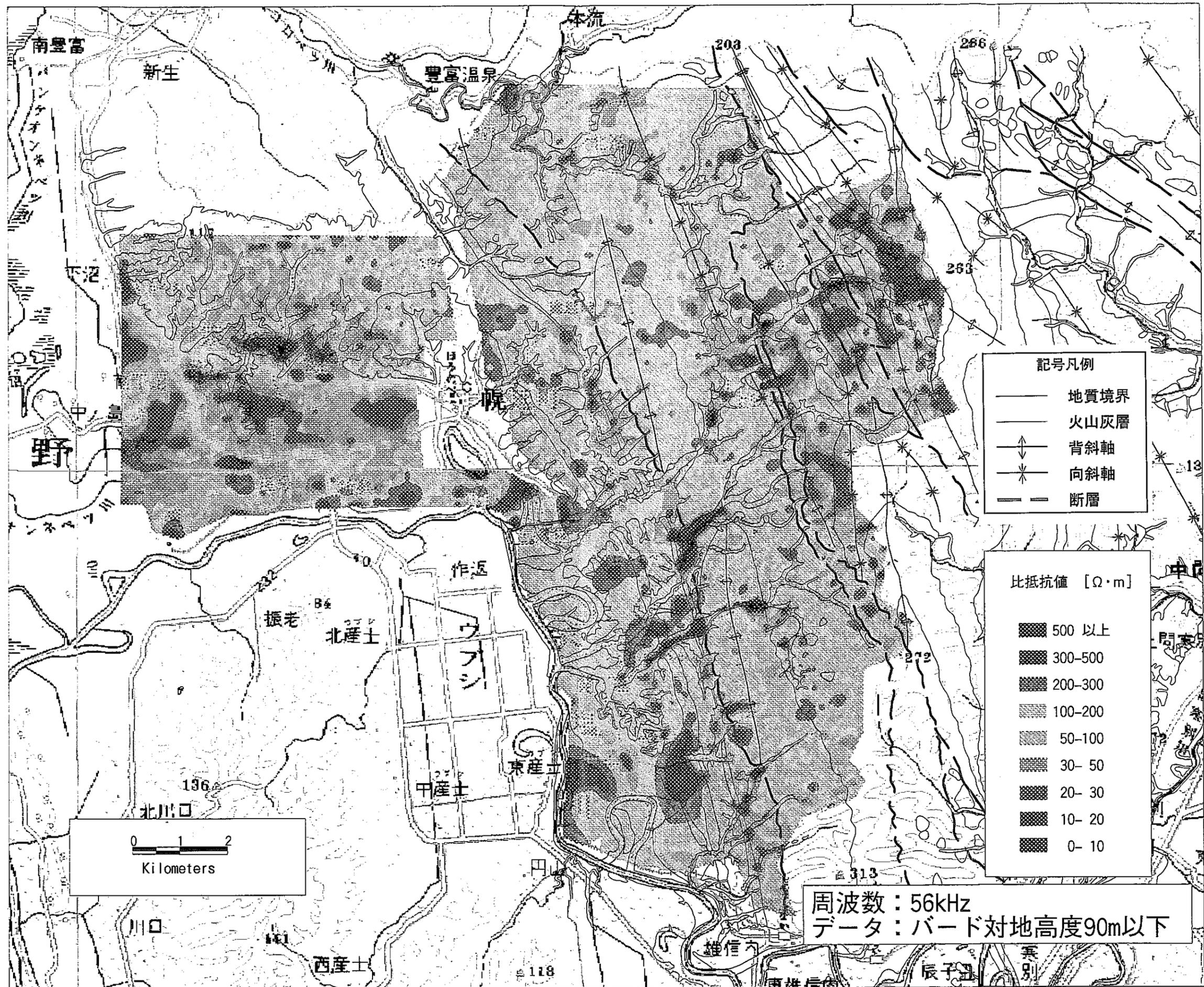


図 3-2-1 見掛比抵抗分布図 (バード高度 90m 以下)

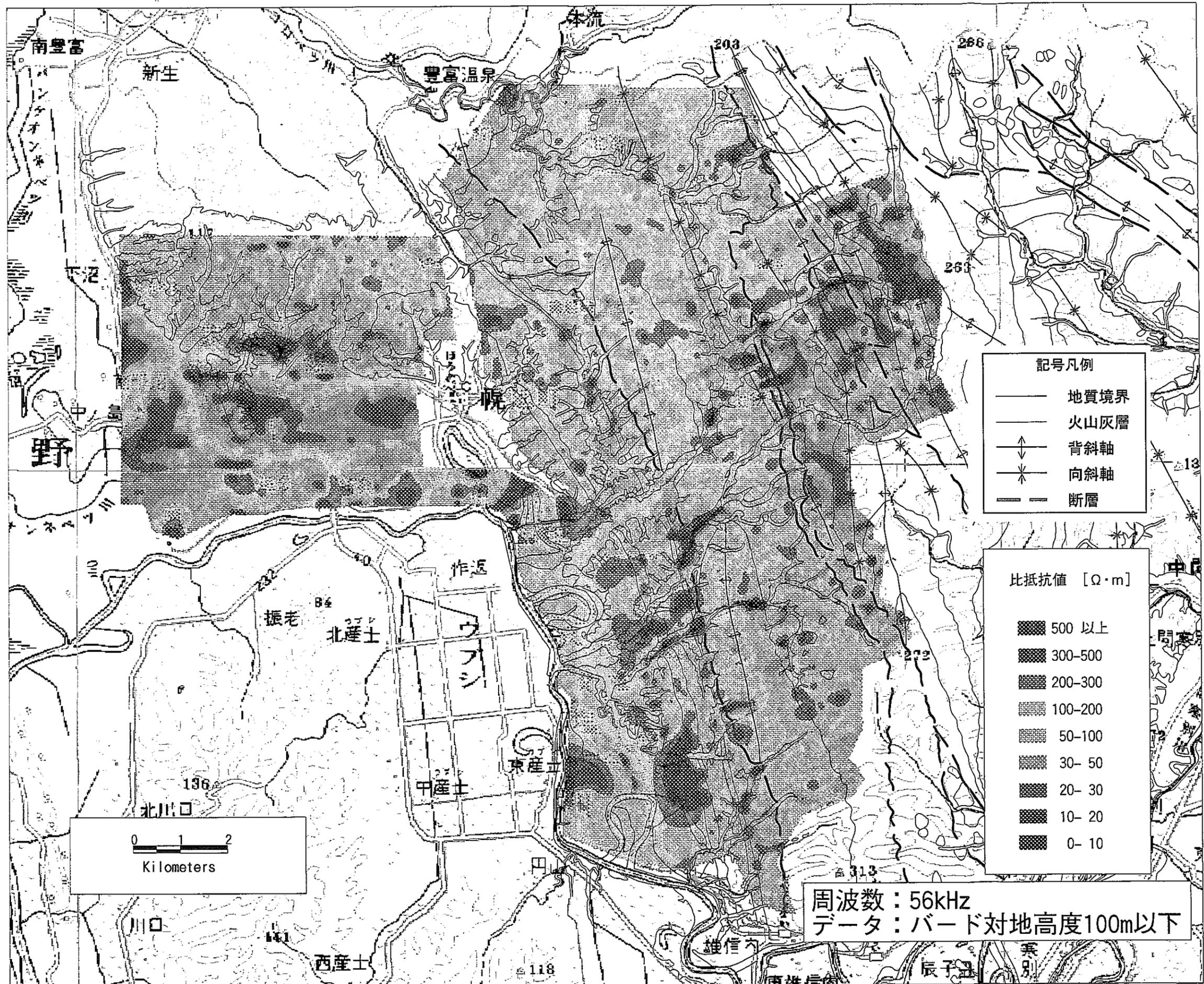


図 3-2-2 見掛比抵抗分布図 (バード高度 100m以下)

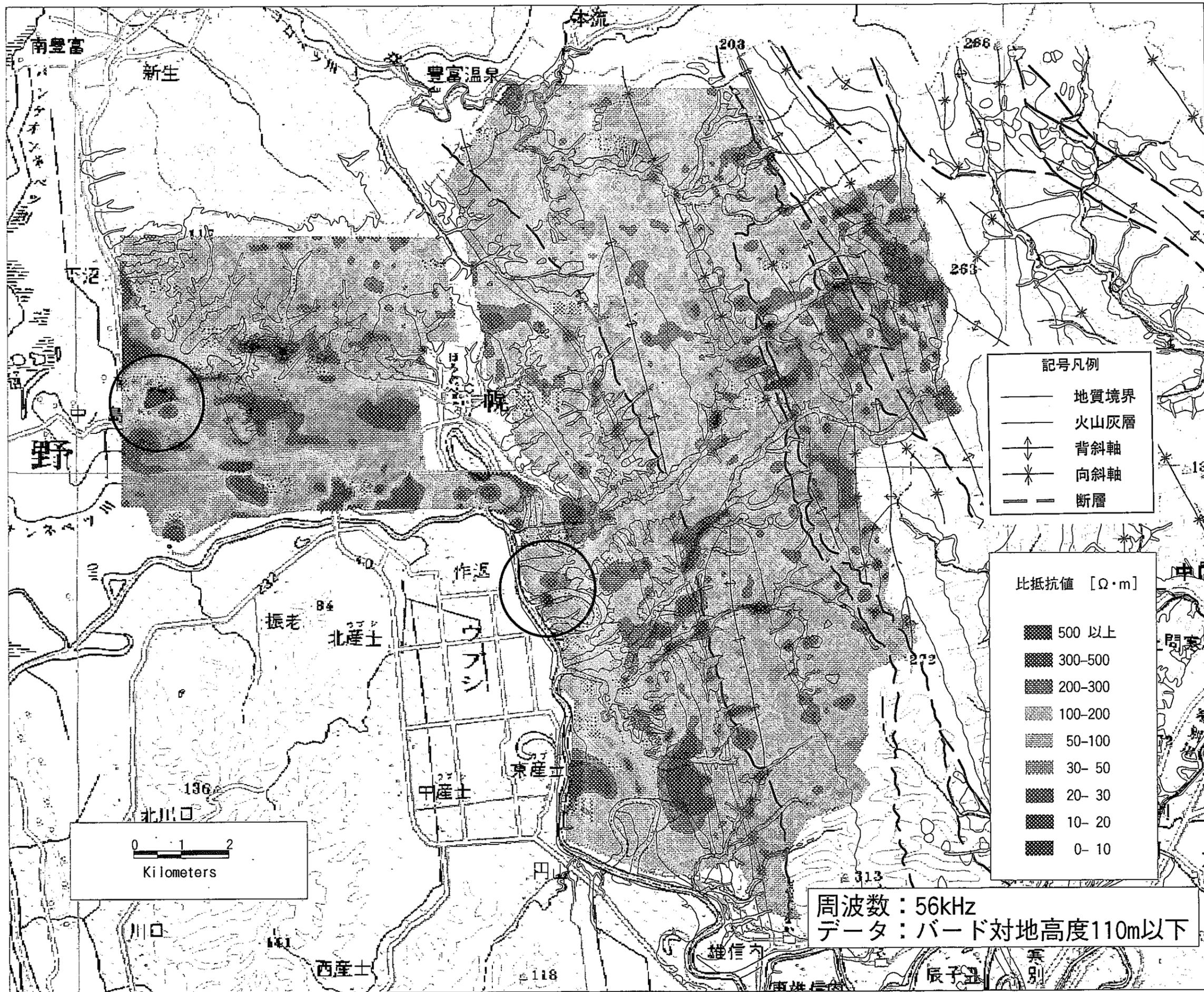


図3-2-3 見掛比抵抗分布図 (バード高度 110m以下)

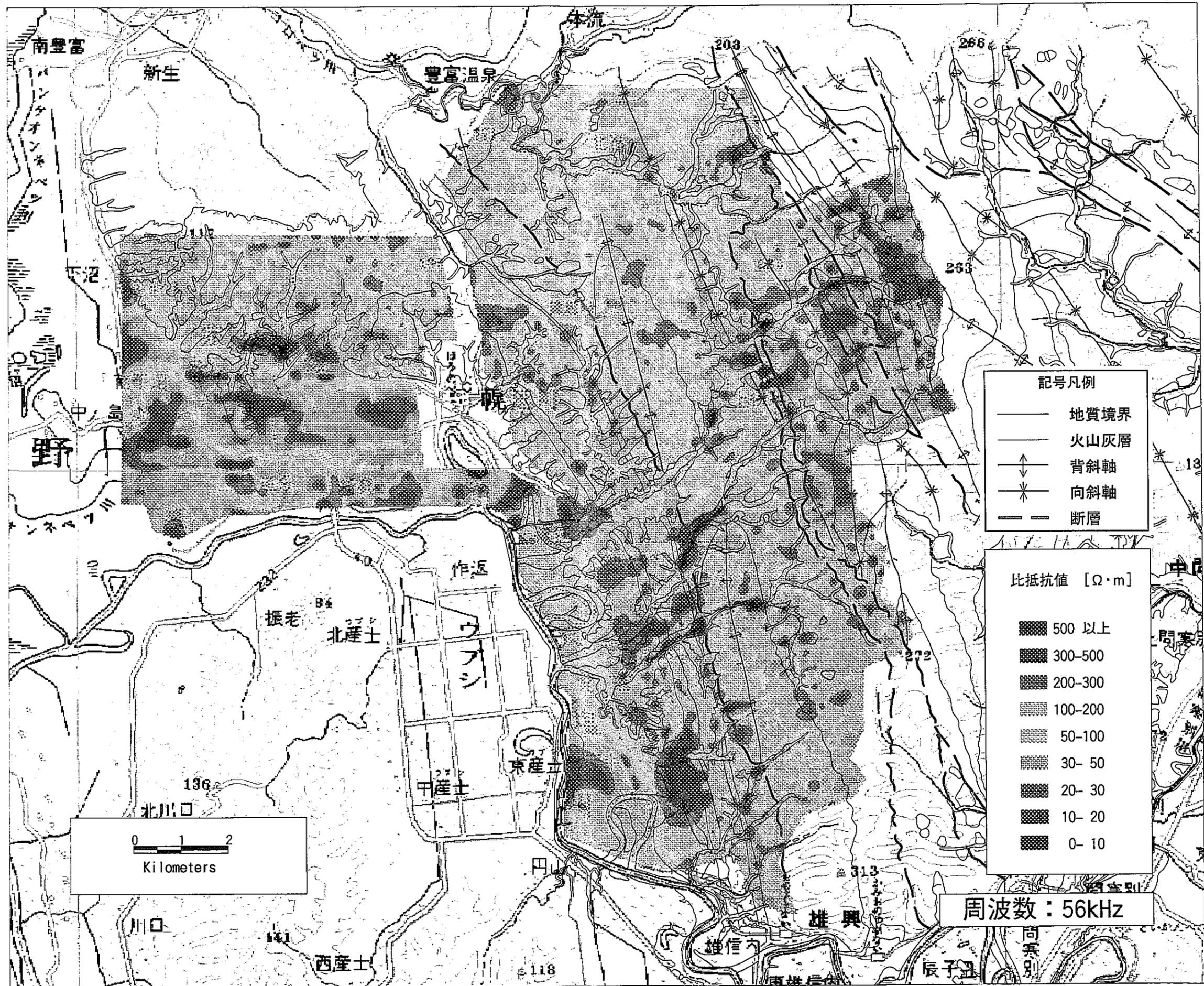


図 3-2-4 見掛比抵抗分布図 (56kHz)

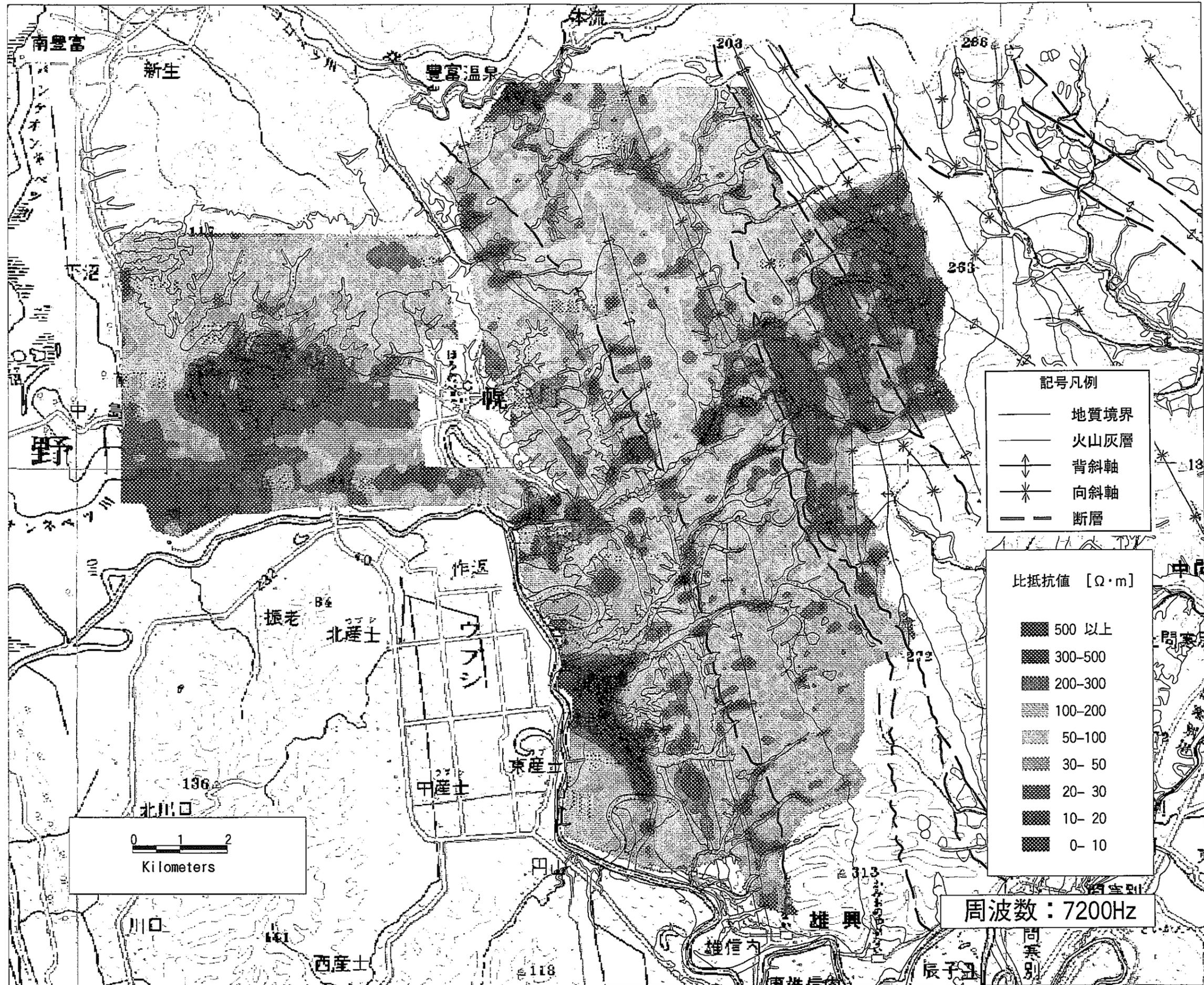


図 3-2-5 見掛比抵抗分布図 (7,200Hz)

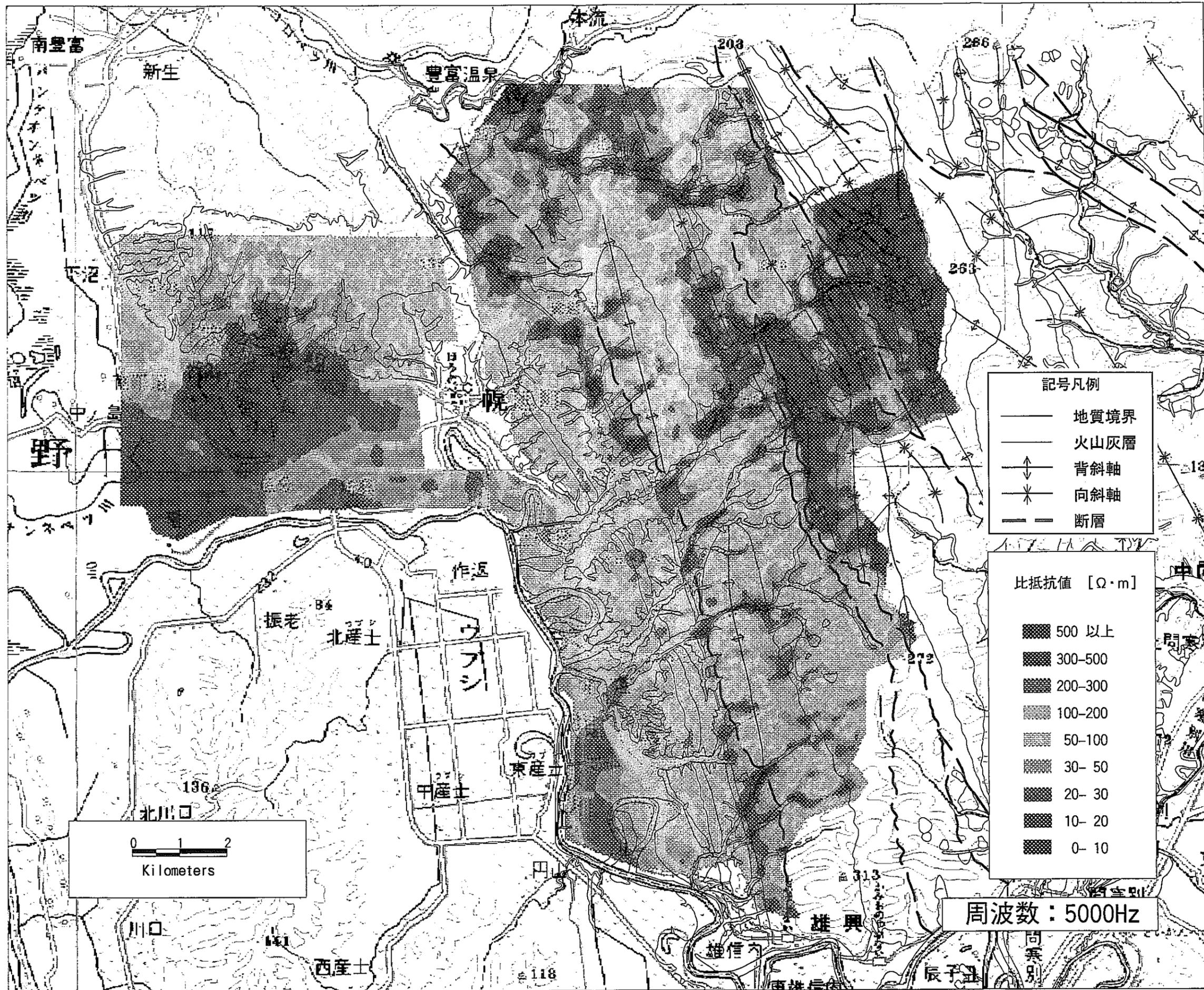


図 3-2-6 見掛比抵抗分布図 (5,000Hz)

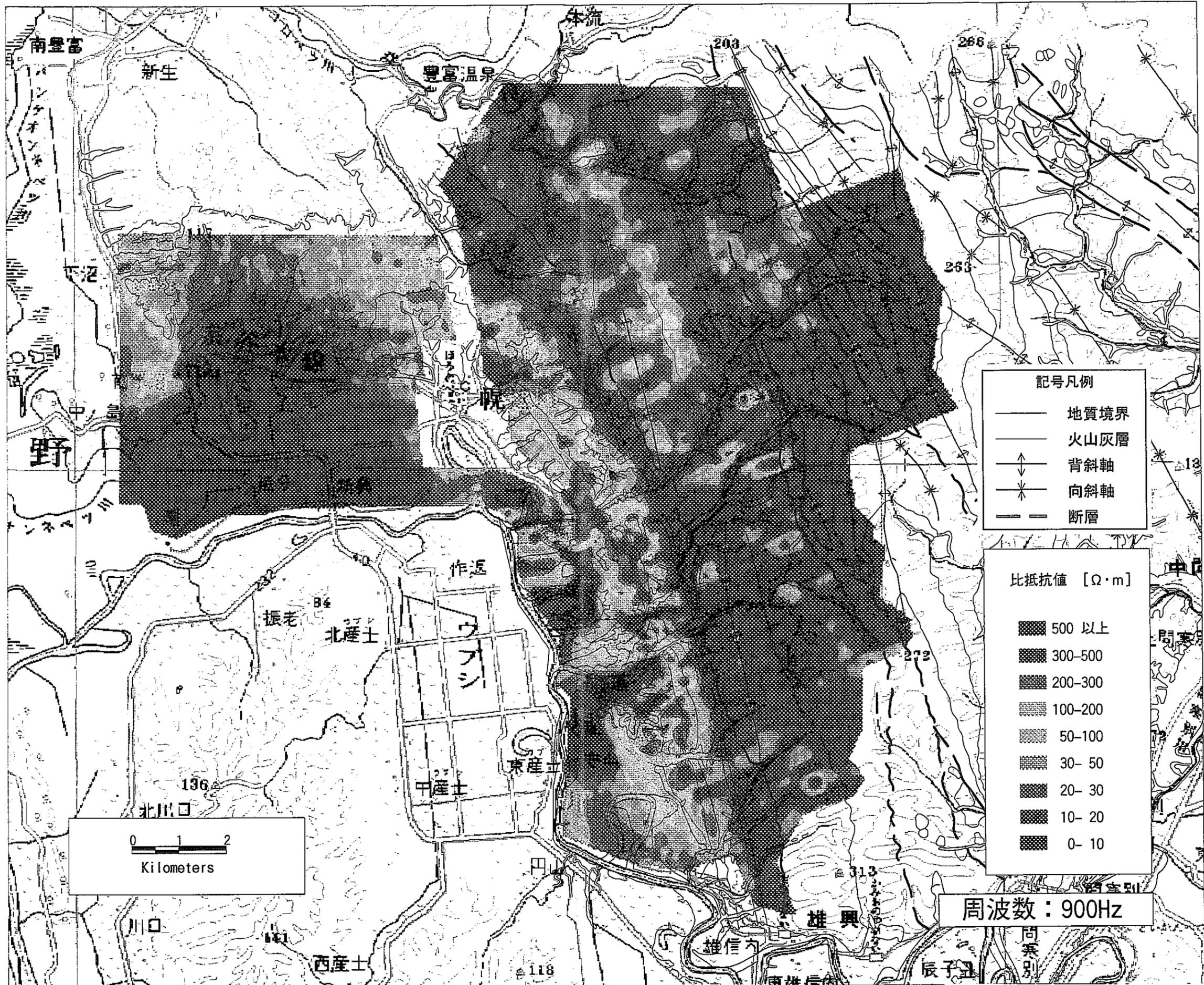


図 3-2-7 見掛比抵抗分布図 (900Hz)

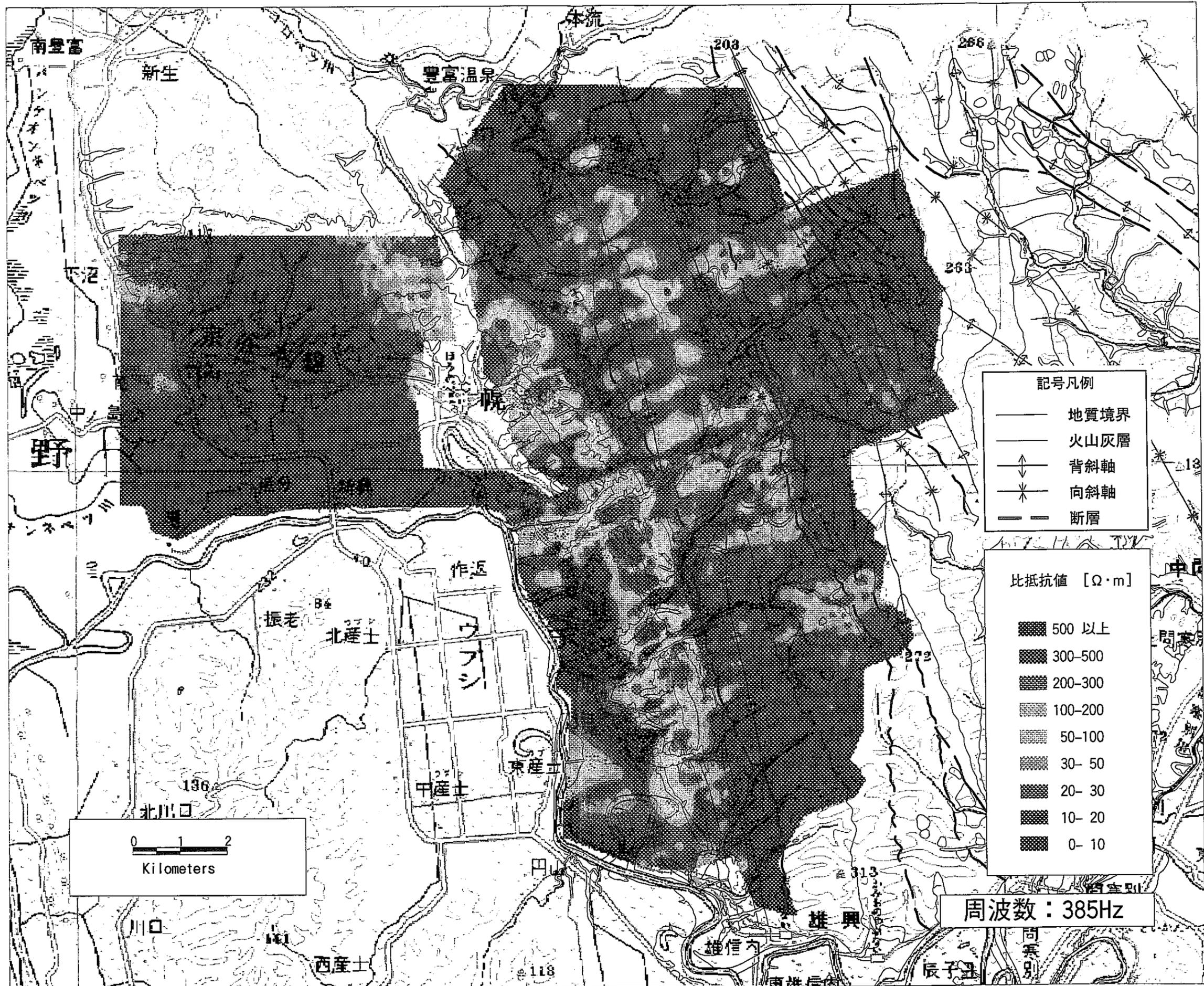


図 3-2-8 見掛比抵抗分布図 (385Hz)

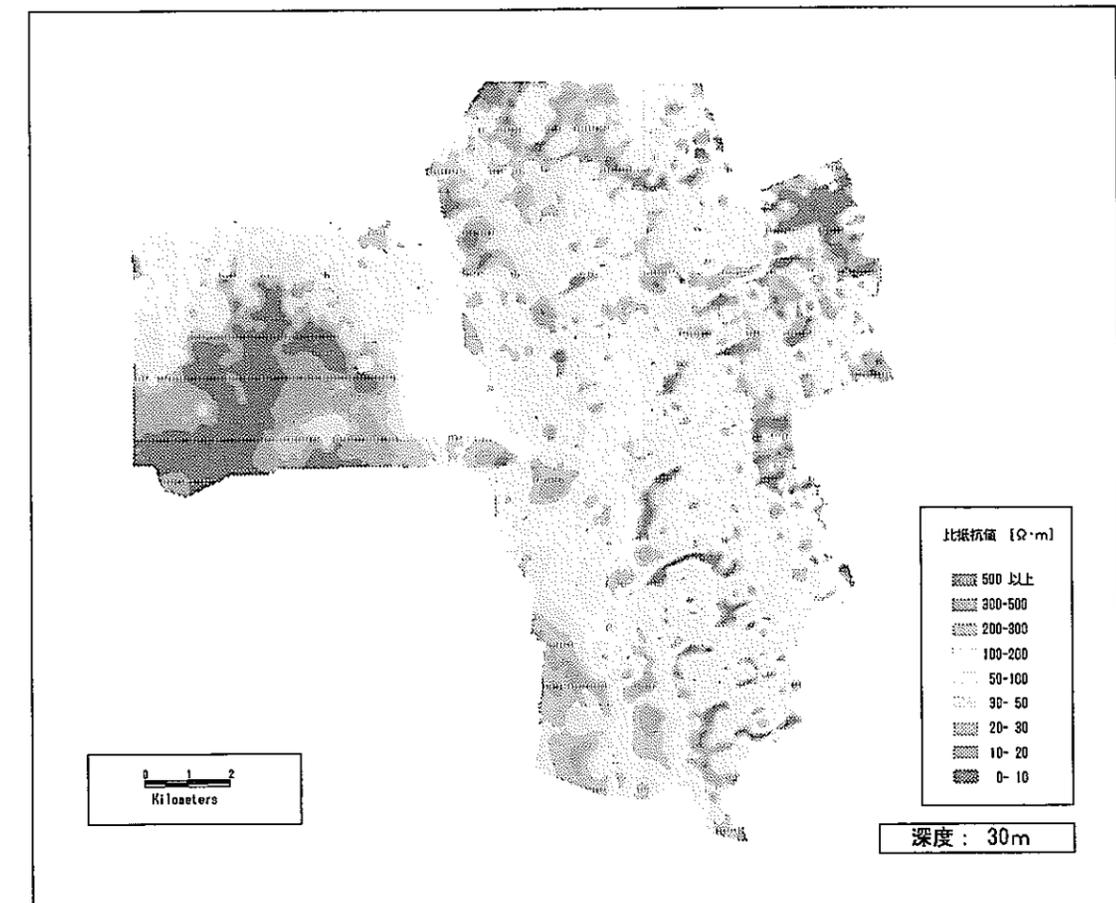
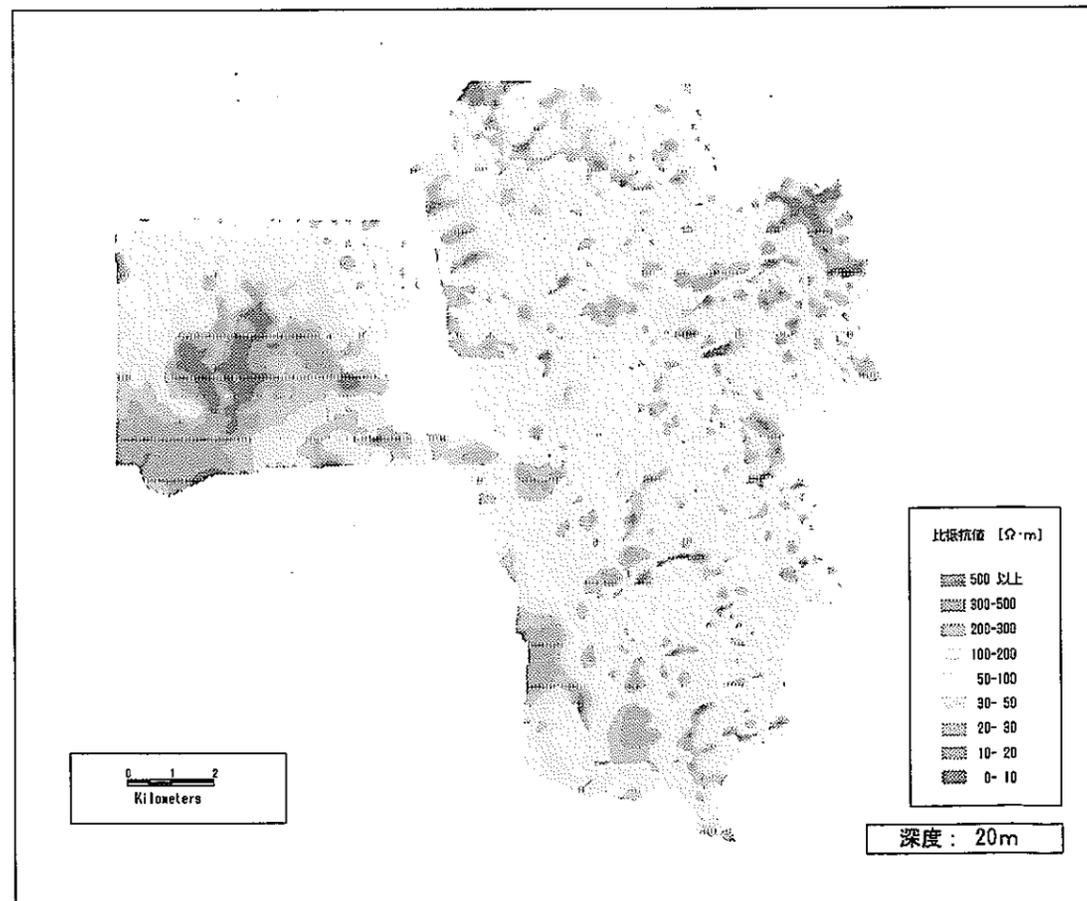
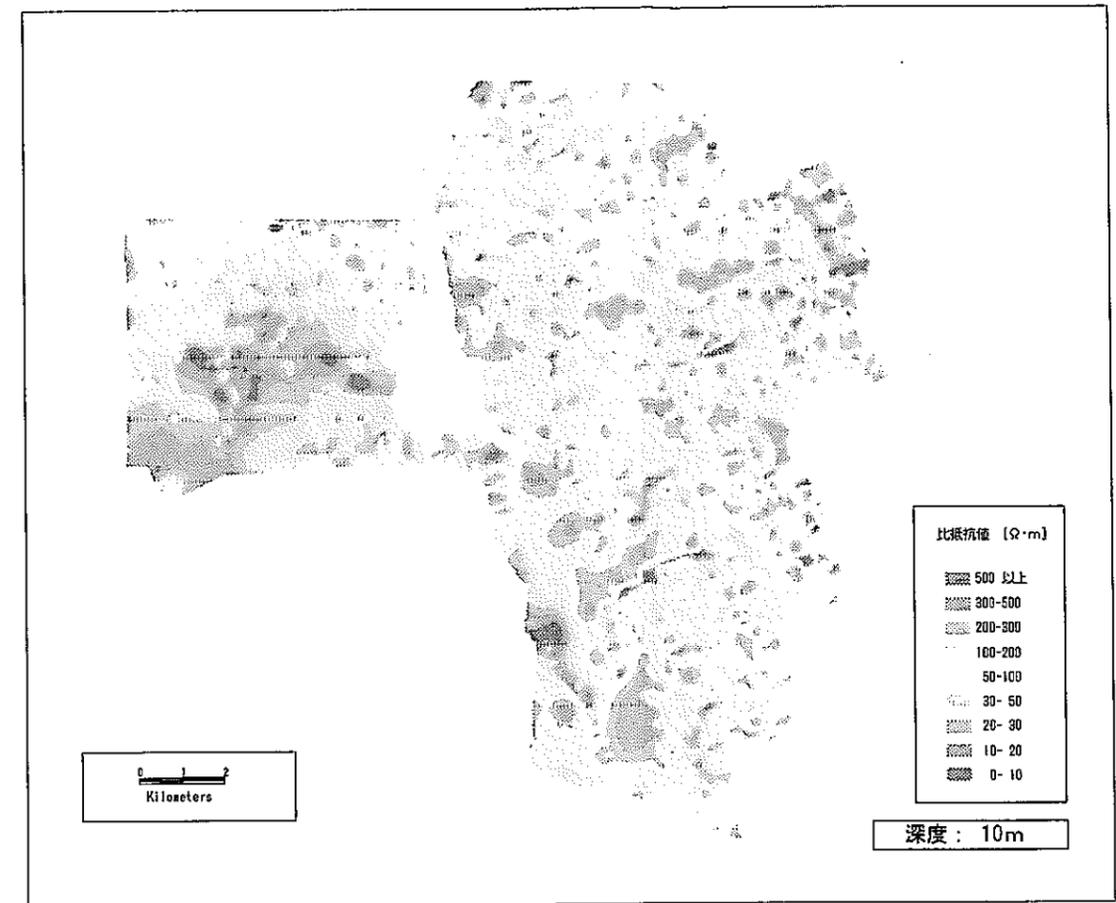
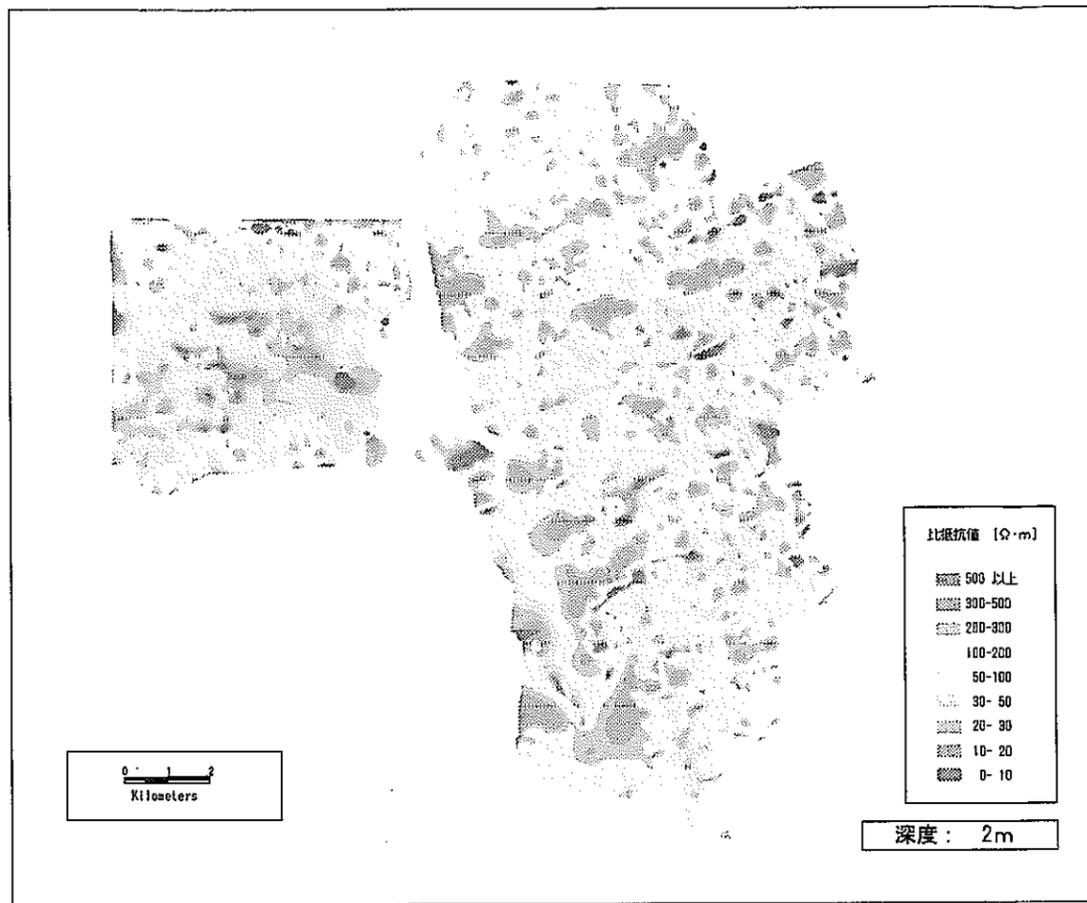


图 3-2-9 等深度別見掛比抵抗分布图一覽 (1)

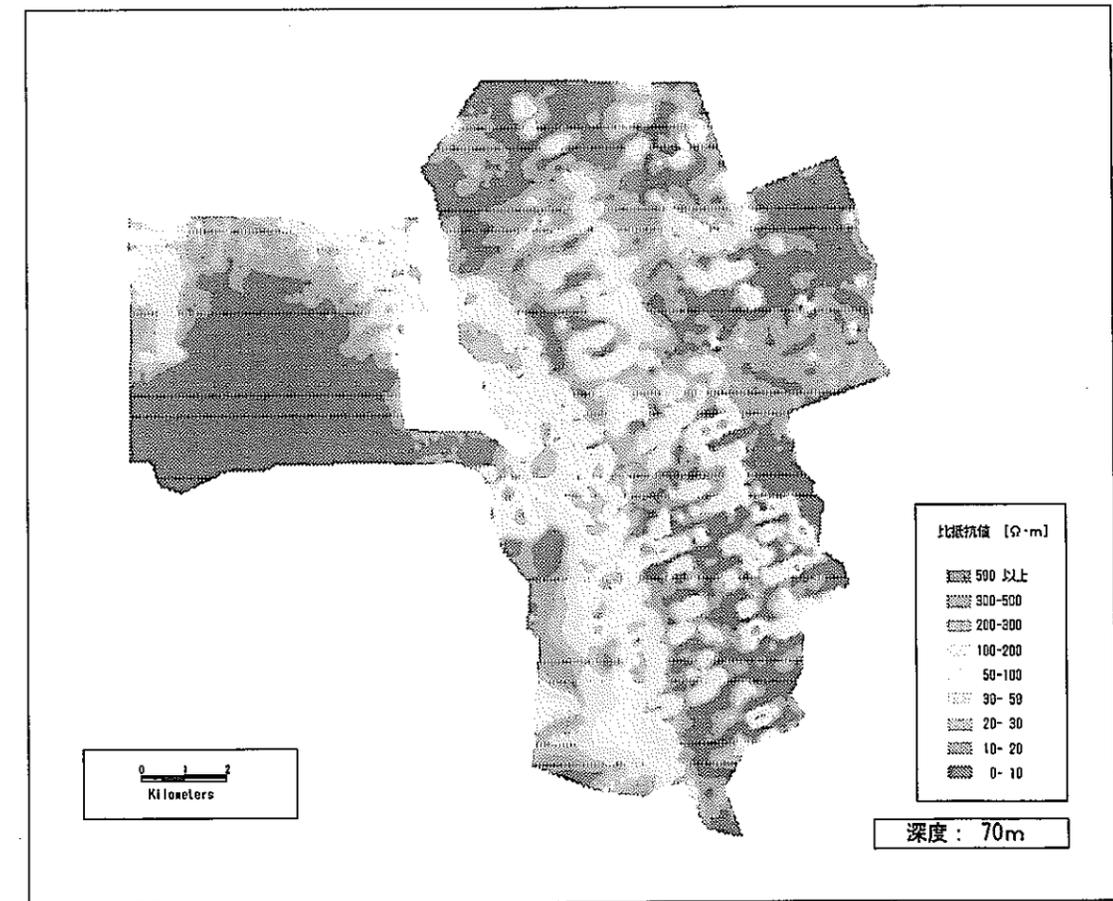
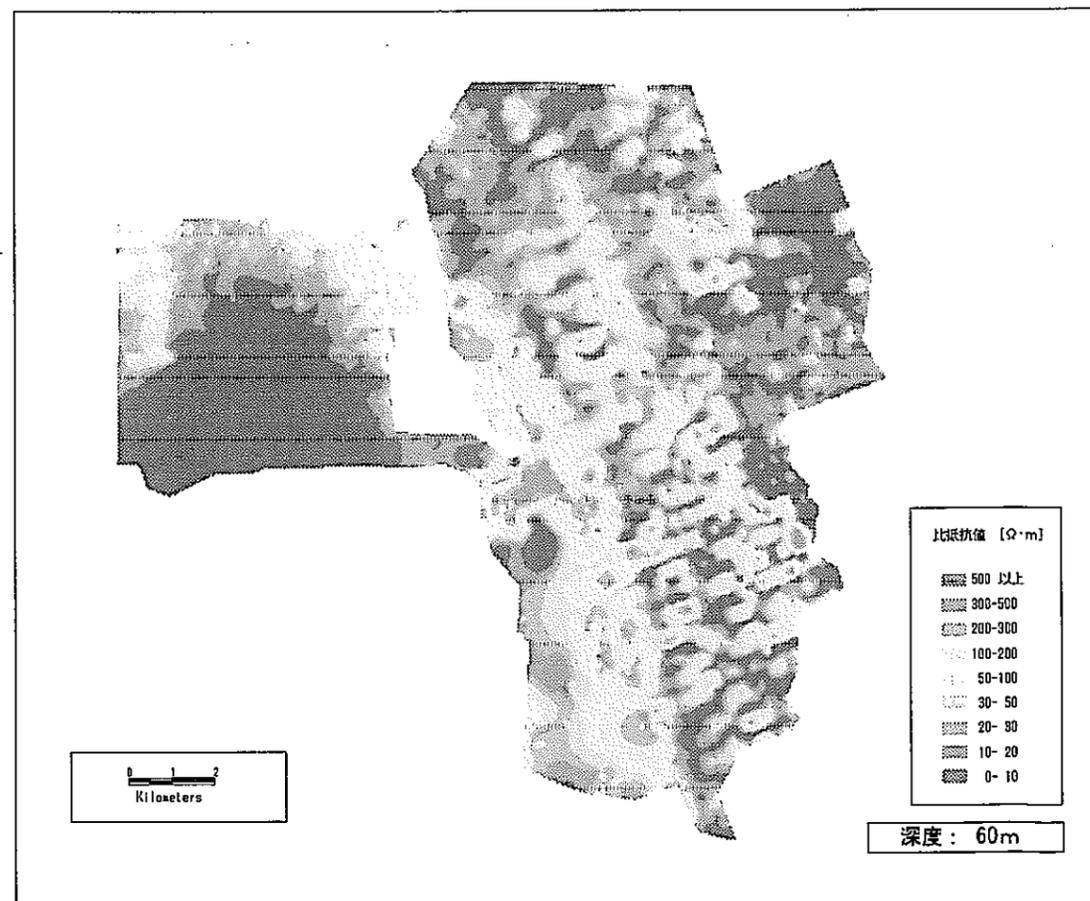
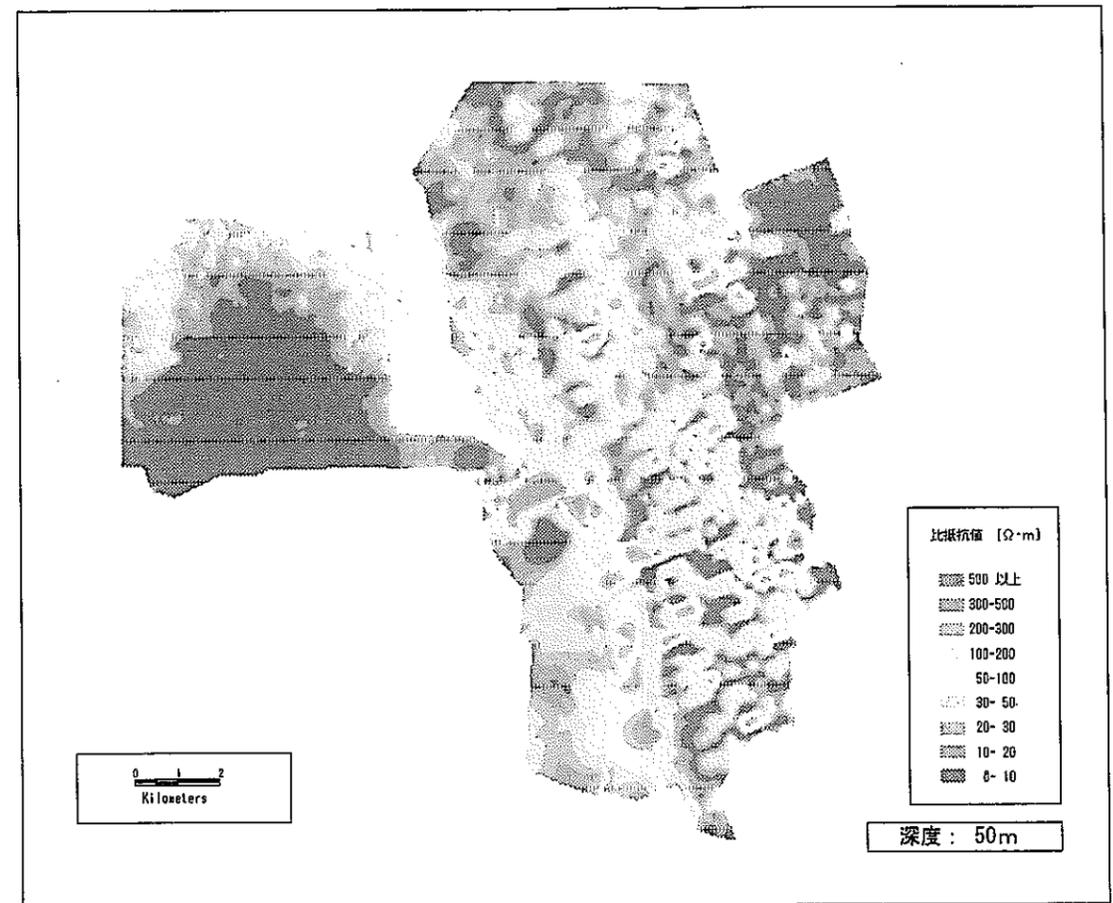
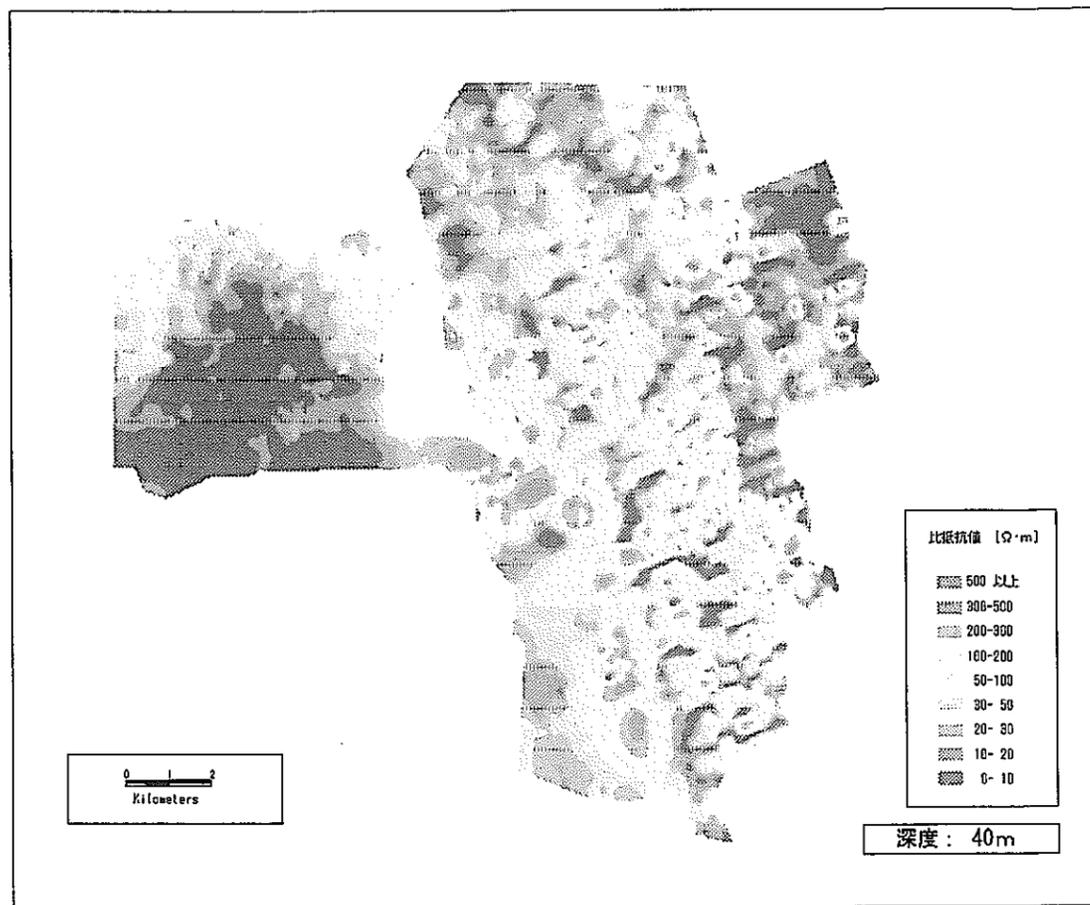


図 3-2-9 等深度別見掛比抵抗分布図一覽 (2)

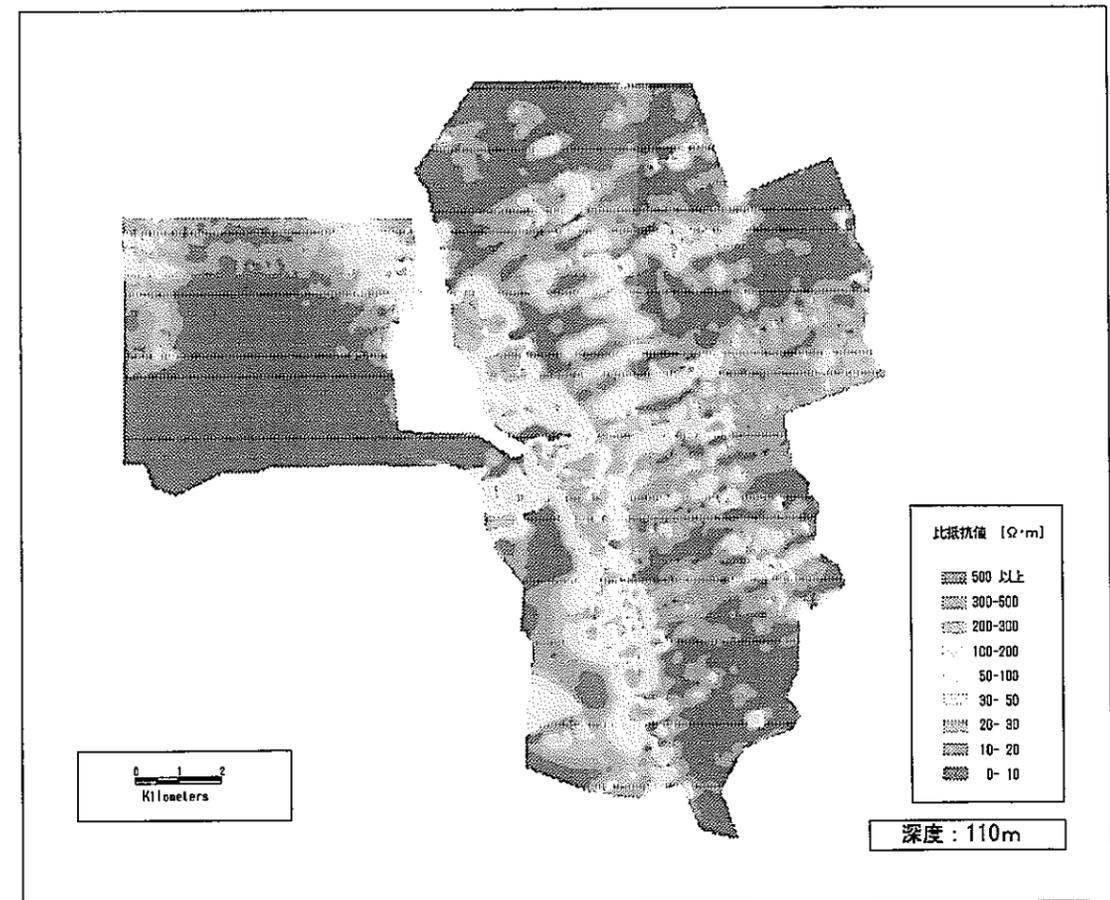
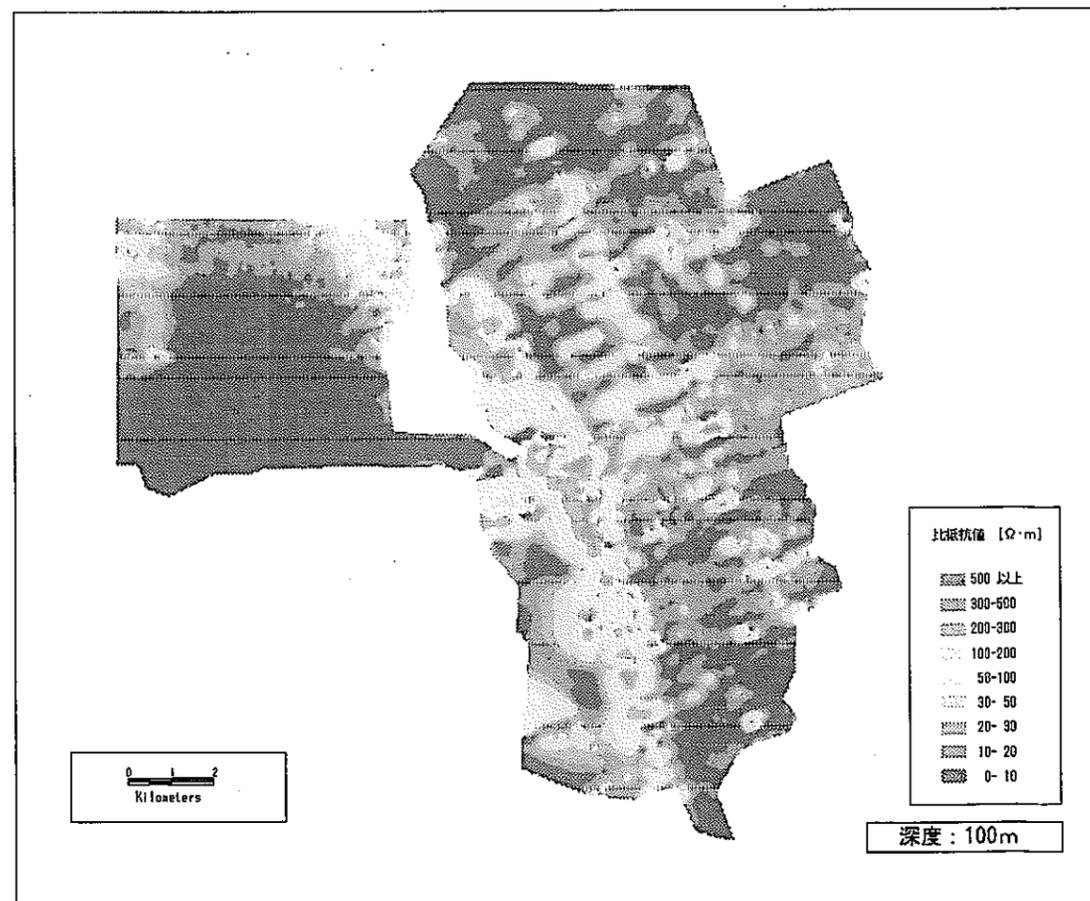
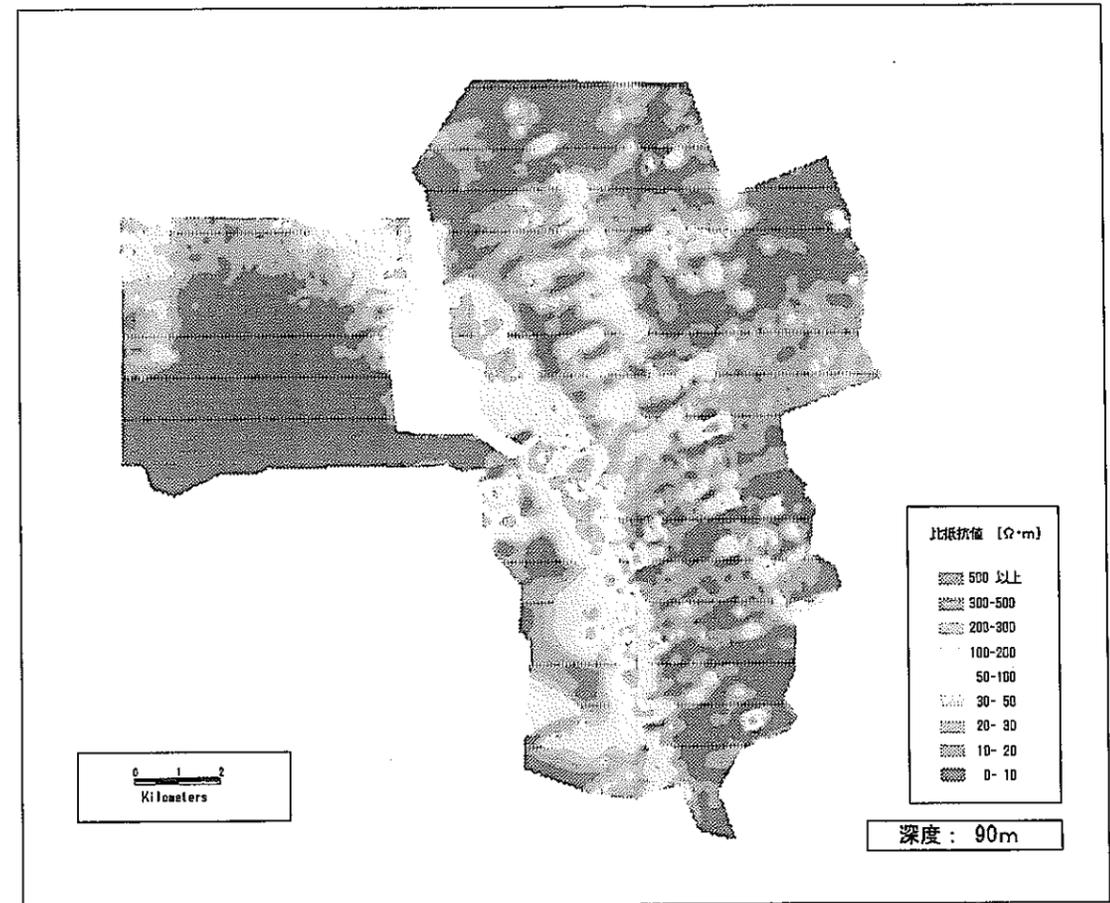
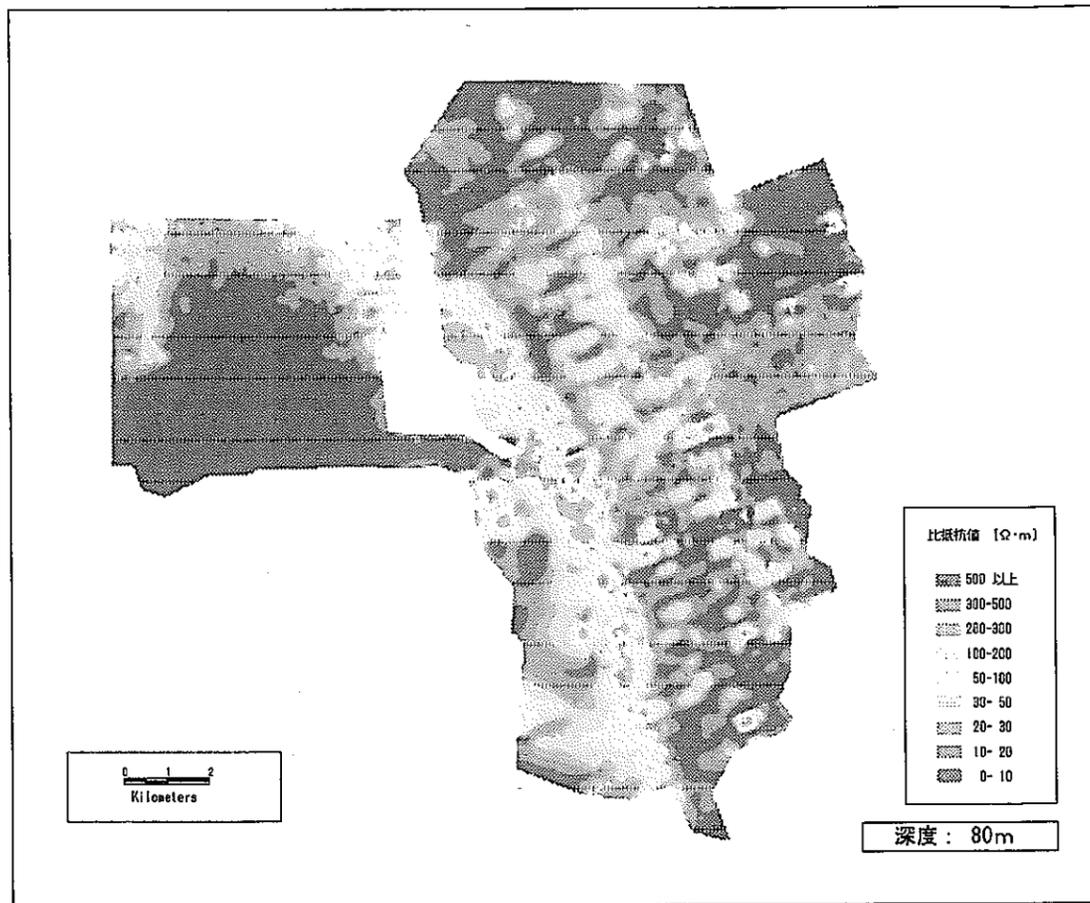


図 3-2-9 等深度別見掛比抵抗分布図一覽 (3)

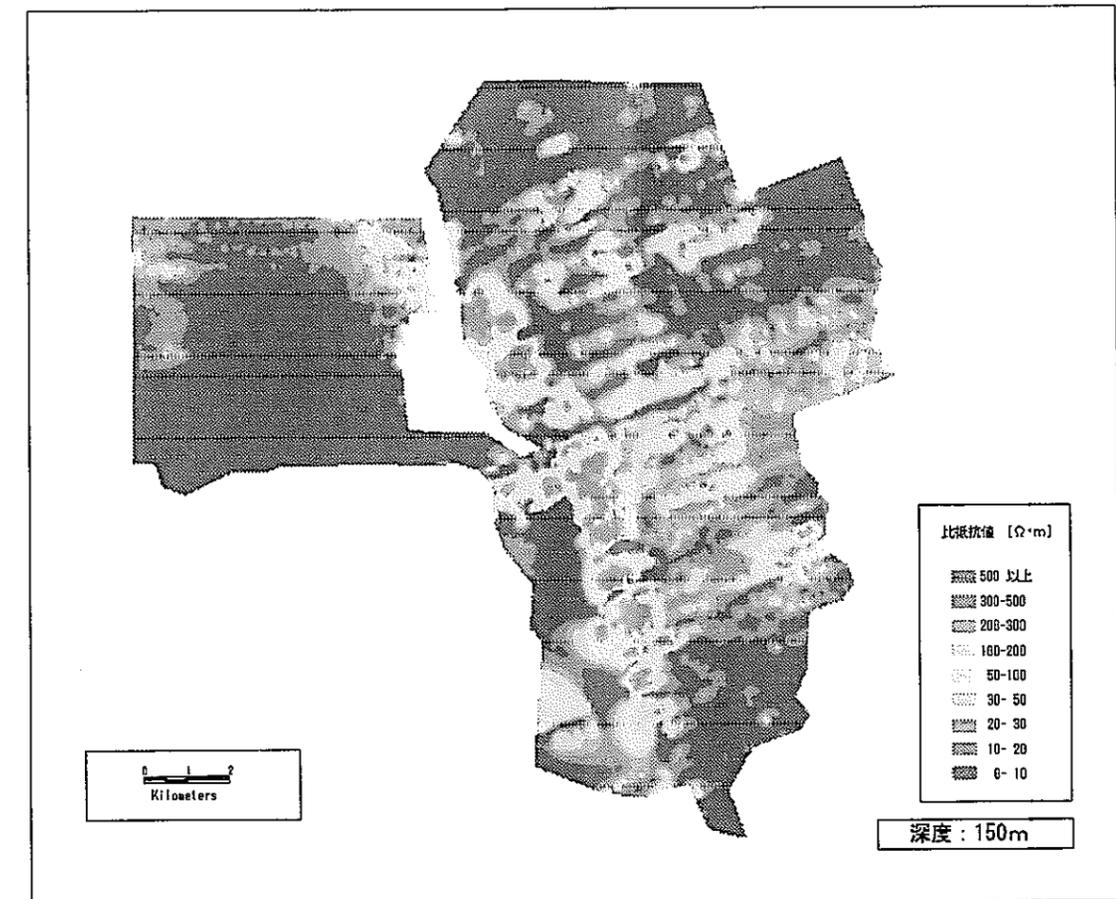
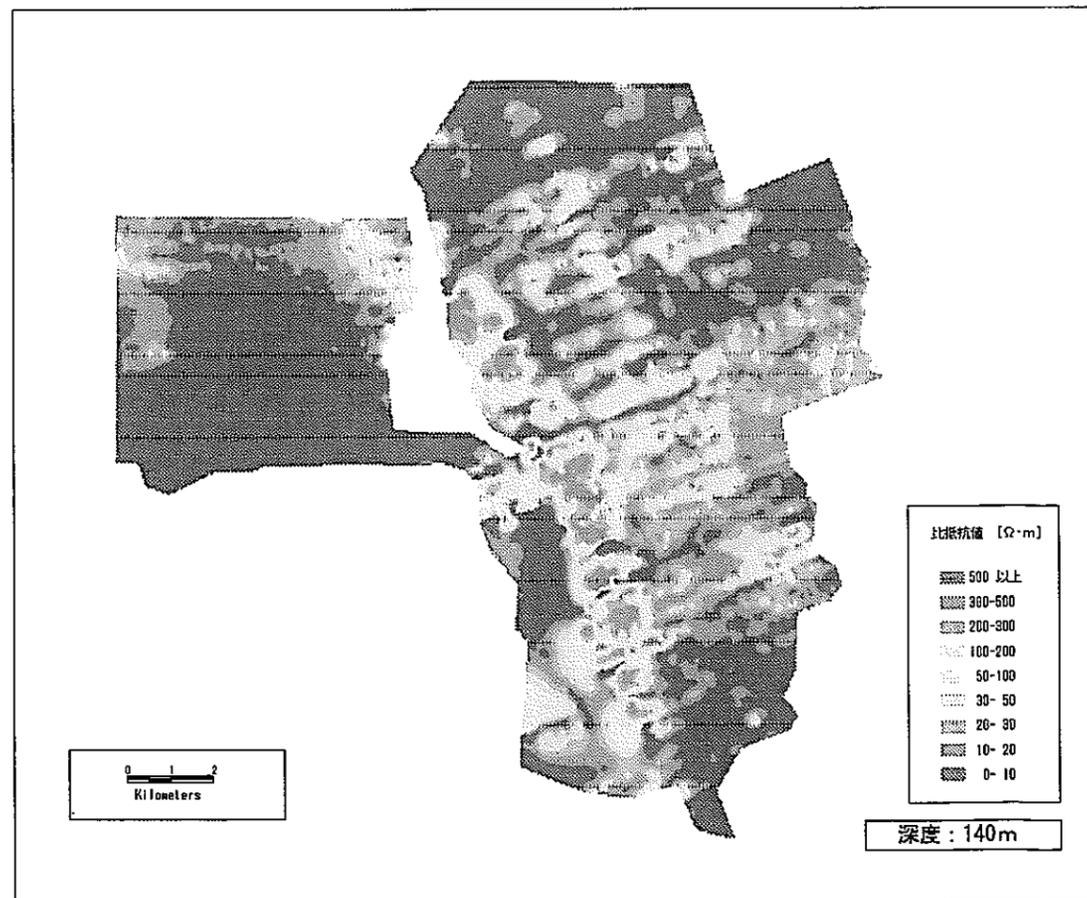
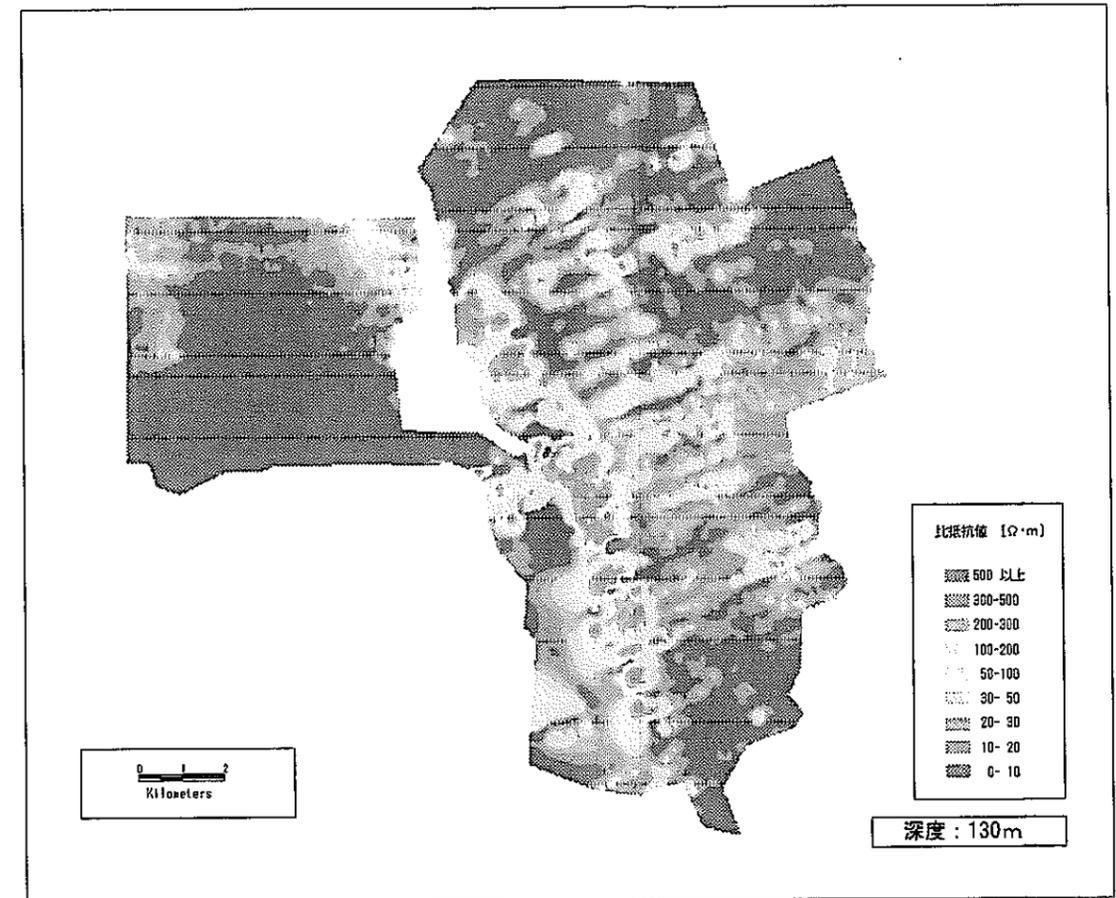
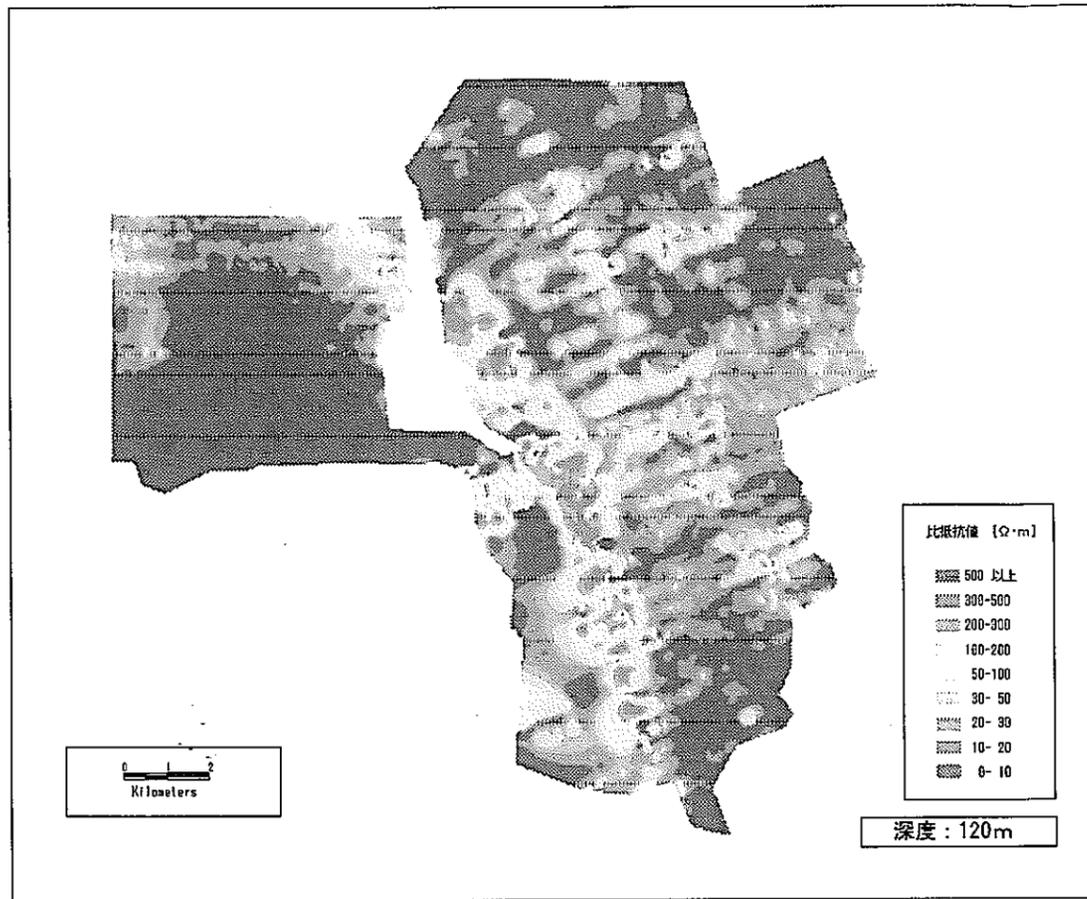
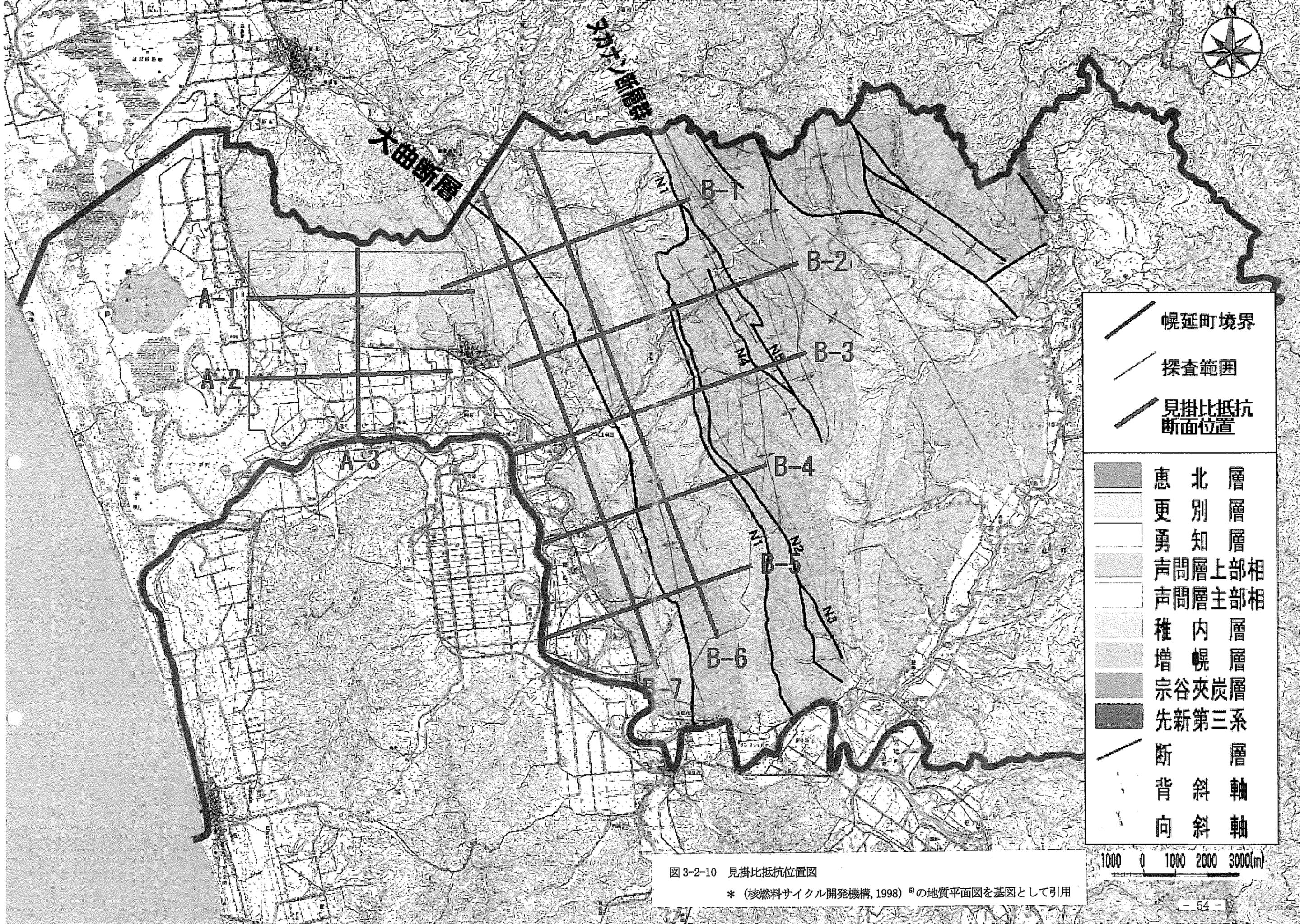


図 3-2-9 等深度別見掛比抵抗分布図一覽 (4)

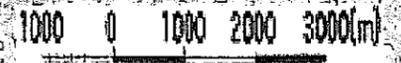


幌延町境界
 探査範囲
 見掛比抵抗断面位置

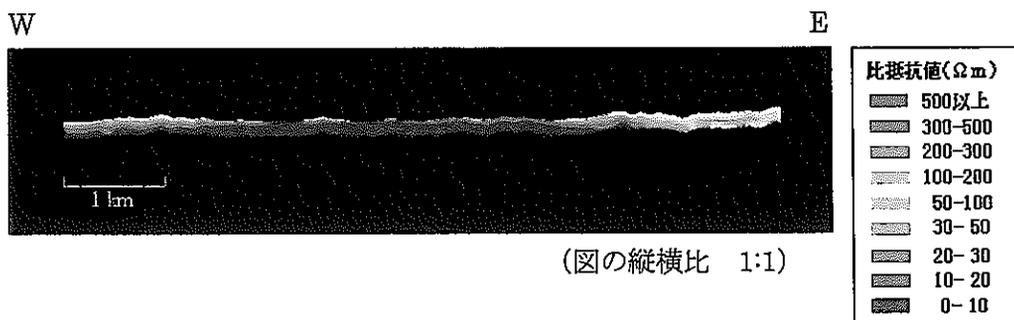
	恵北層
	更別層
	勇知層
	声問層上部相
	声問層主部相
	稚内層
	増幌層
	宗谷炭層
	先新第三系
	断背斜
	断向斜

図 3-2-10 見掛比抵抗位置図

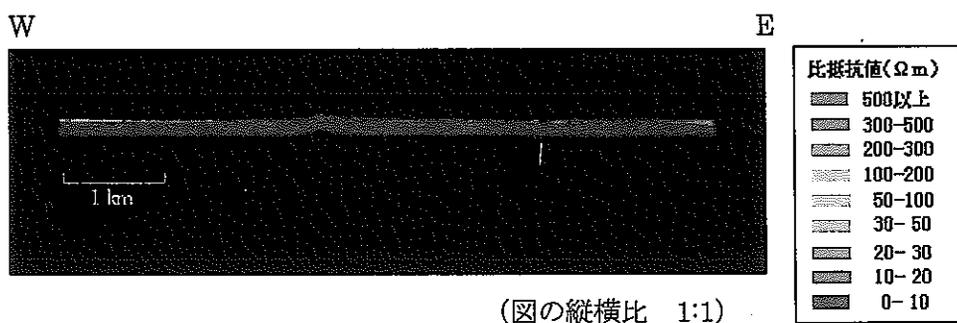
* (核燃料サイクル開発機構, 1998) の地質平面図を基図として引用



A-1 断面



A-2 断面



A-3 断面

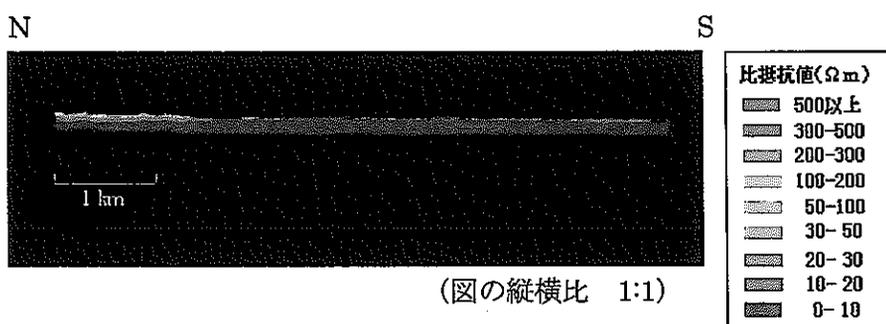
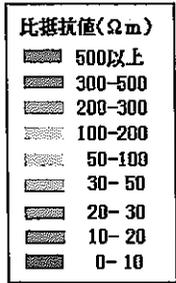
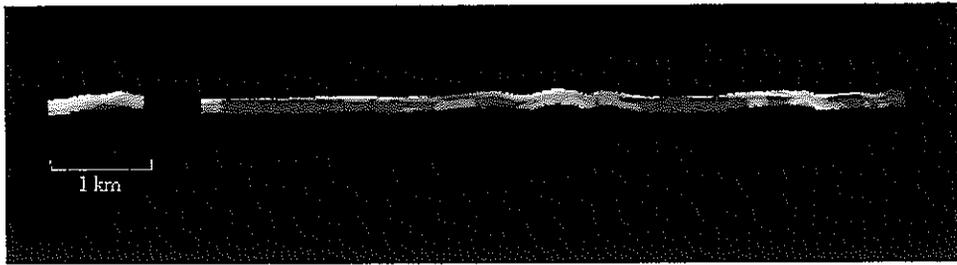


図 3-2-11 見掛比抵抗断面図(A-1,A-2,A-3 断面)

B-1 断面

SW

NE

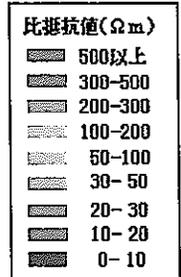
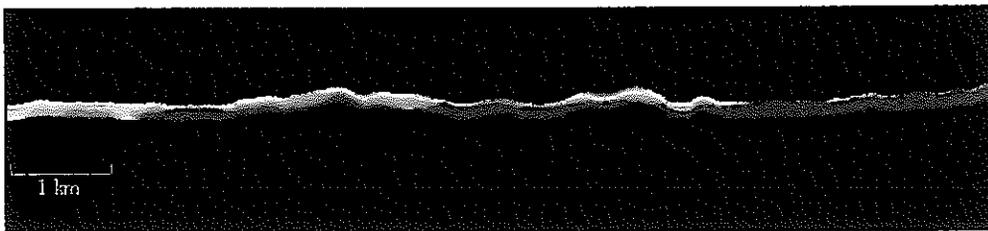


(図の縦横比 1:1)

B-2 断面

SW

NE

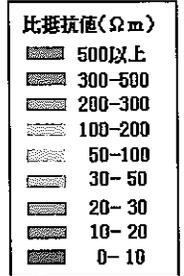
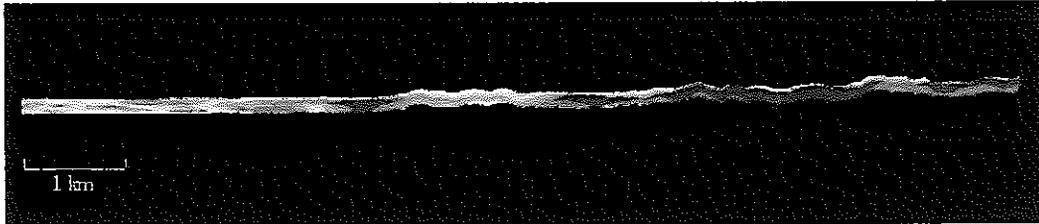


(図の縦横比 1:1)

B-3 断面

SW

NE

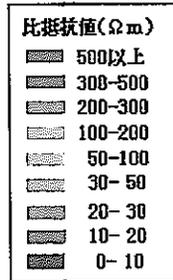
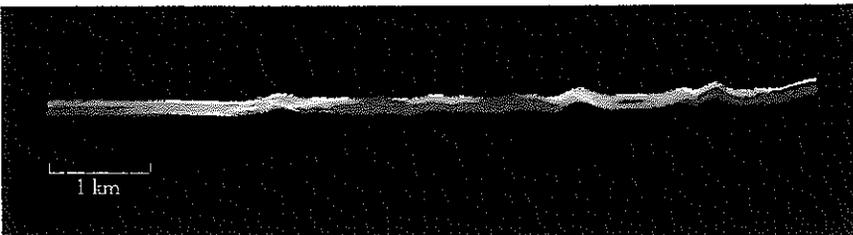


(図の縦横比 1:1)

B-4 断面

SW

NE

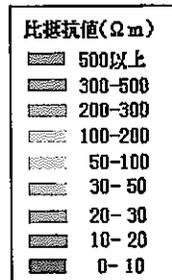
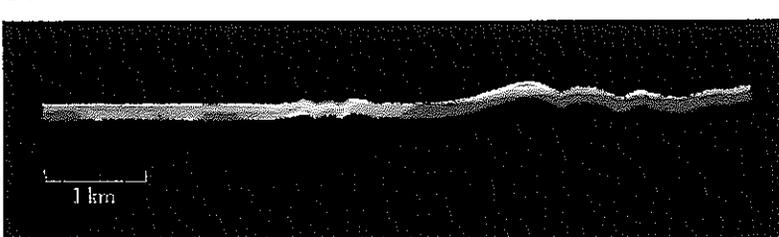


(図の縦横比 1:1)

B-5 断面

SW

NE



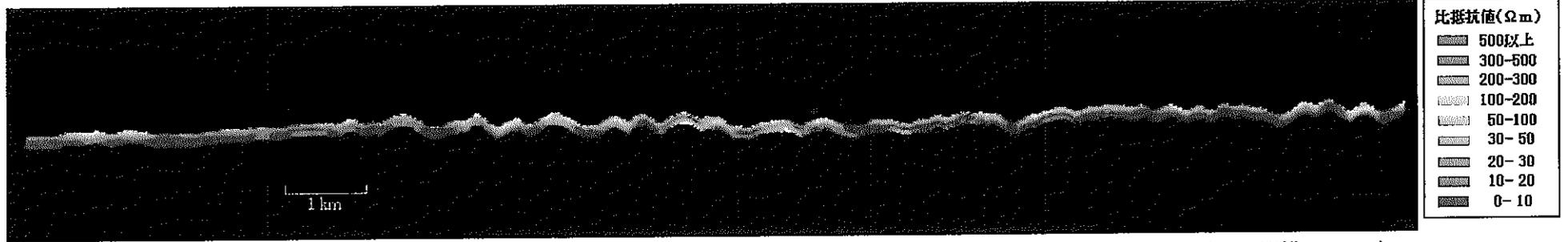
(図の縦横比 1:1)

図 3-2-12 見掛比抵抗断面図(B-1,B-2,B-3,B-4,B-5 断面)

56
B-6 断面

NW

SE

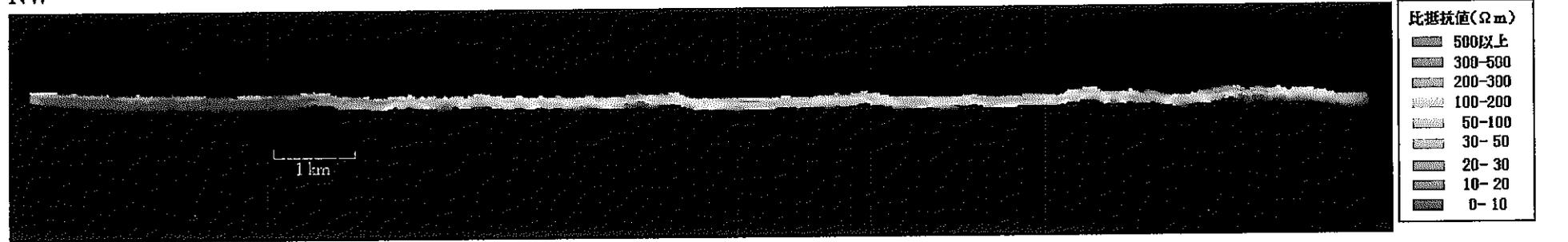


(図の縦横比 1:1)

B-7 断面

NW

SE



(図の縦横比 1:1)

図 3-2-13 見掛比抵抗断面図(B-6,B-7 断面)

3.3 空中磁気探査

磁気センサーバードの基準対地高度は電磁センサーより 15m上の 45mである。空中磁気探査のデータはポテンシャル場の測定値であり、高度によって捉えられる磁性体の大きさの検出限界が変化するが、地質構造が示す磁性のオーダーに比べ無視できるほど小さいので、全データを使用した。なお、日本の磁気図(1992)¹⁴⁾が作成された基準高度は海拔約 3200mである。

図 3-3-1 に極磁気異常図を、図 3-3-2 に磁気センサーバード高度より 500m上方接続計算をして得られた長波長磁気異常分布を傾向面(深部極磁気異常)図として示す。また、図 3-3-3 に傾向面解析(浅部極磁気異常)図を示す。この傾向面解析図は地質との対応を検討するため、極磁気異常図から先の傾向面(深部極磁気異常)を差し引いて、地表付近の磁性体に起因する短波長の磁気異常を抽出したもので、ほぼ地表から 500mまでの浅部の地質構造を反映している。

図 3-3-1 の極磁気異常図は測定データから日変化補正、IGRF 補正を行い、磁極における磁気異常分布に変換したものである。磁気異常は南西から北東へ順次低下する傾向を示しているが、この傾向は図 3-3-2 の 500m上方接続した傾向面(深部極磁気異常)図にもみられるもので、地下深部の大きな構造を捉えたものと判断される。

一方、図 3-3-3 の傾向面解析(浅部極磁気異常)図では、北北西-南南東方向の磁気異常の高い帯が探査地の中央部と東部に数本存在している。この中央部の高磁気異常帯の長さは約 14km に及んで連続性が認められ、探査地を縦断している。

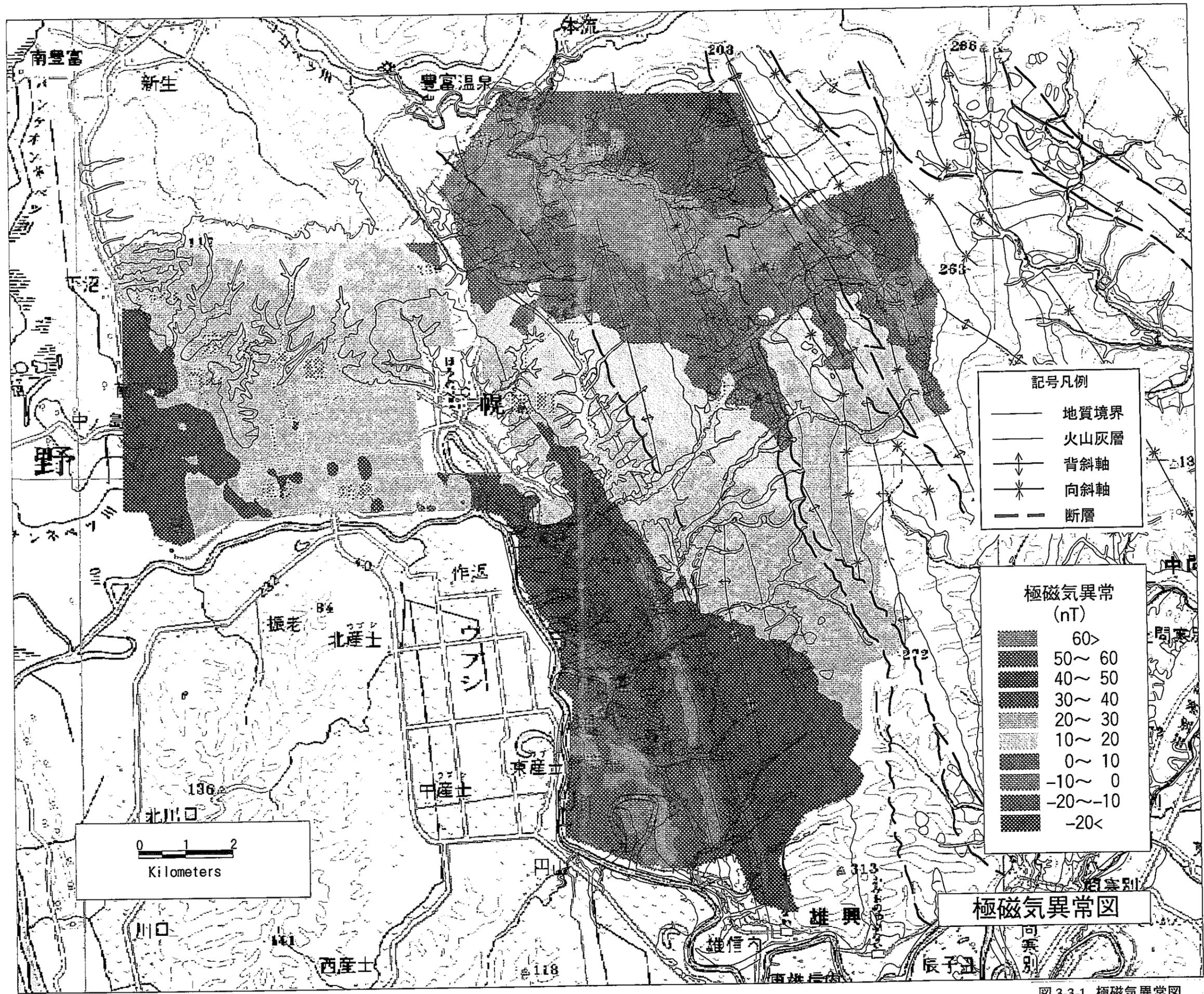


図 3-3-1 極磁気異常図 - 59 -

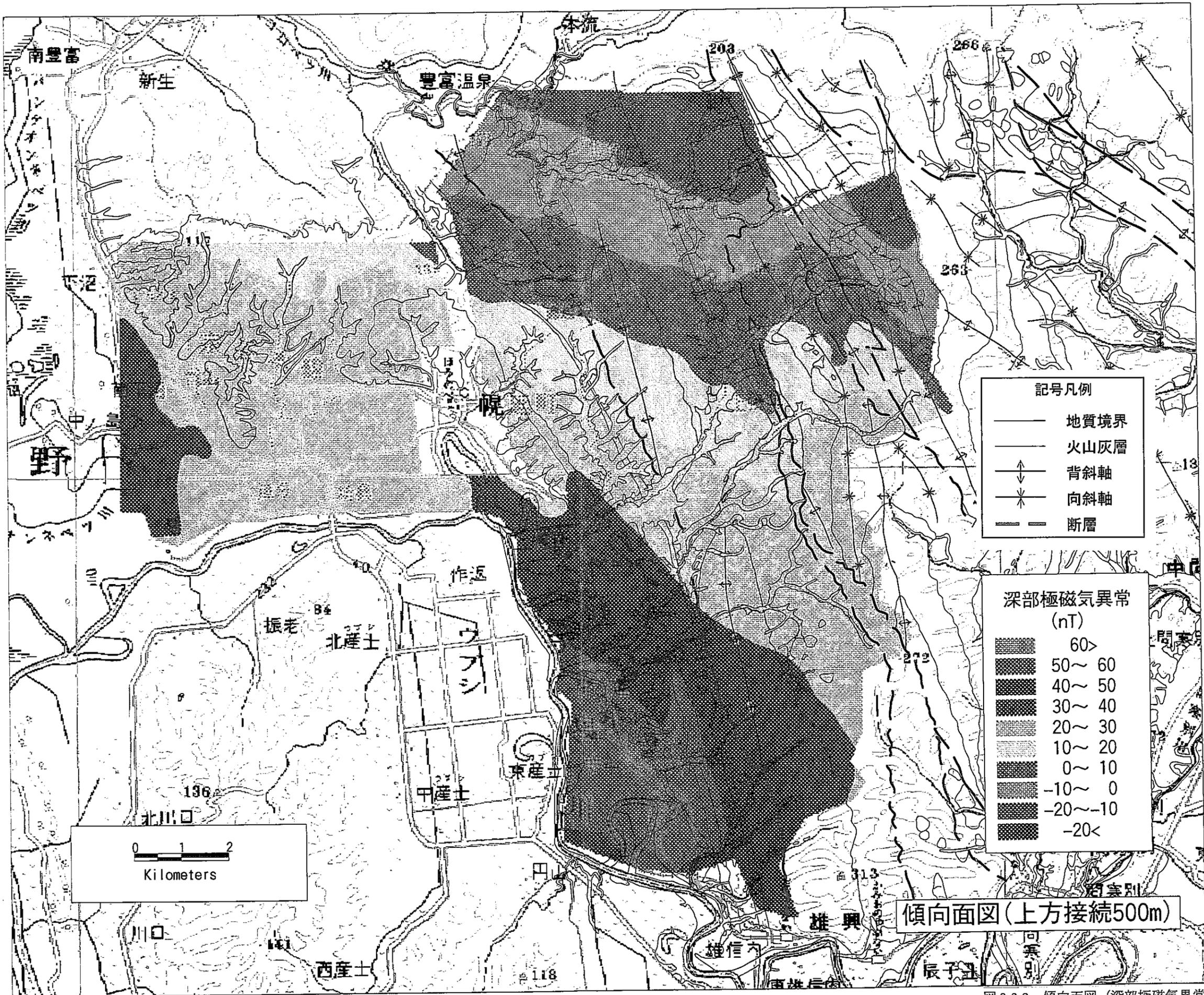


図 3-3-2 傾向面図 (深部極磁気異常)

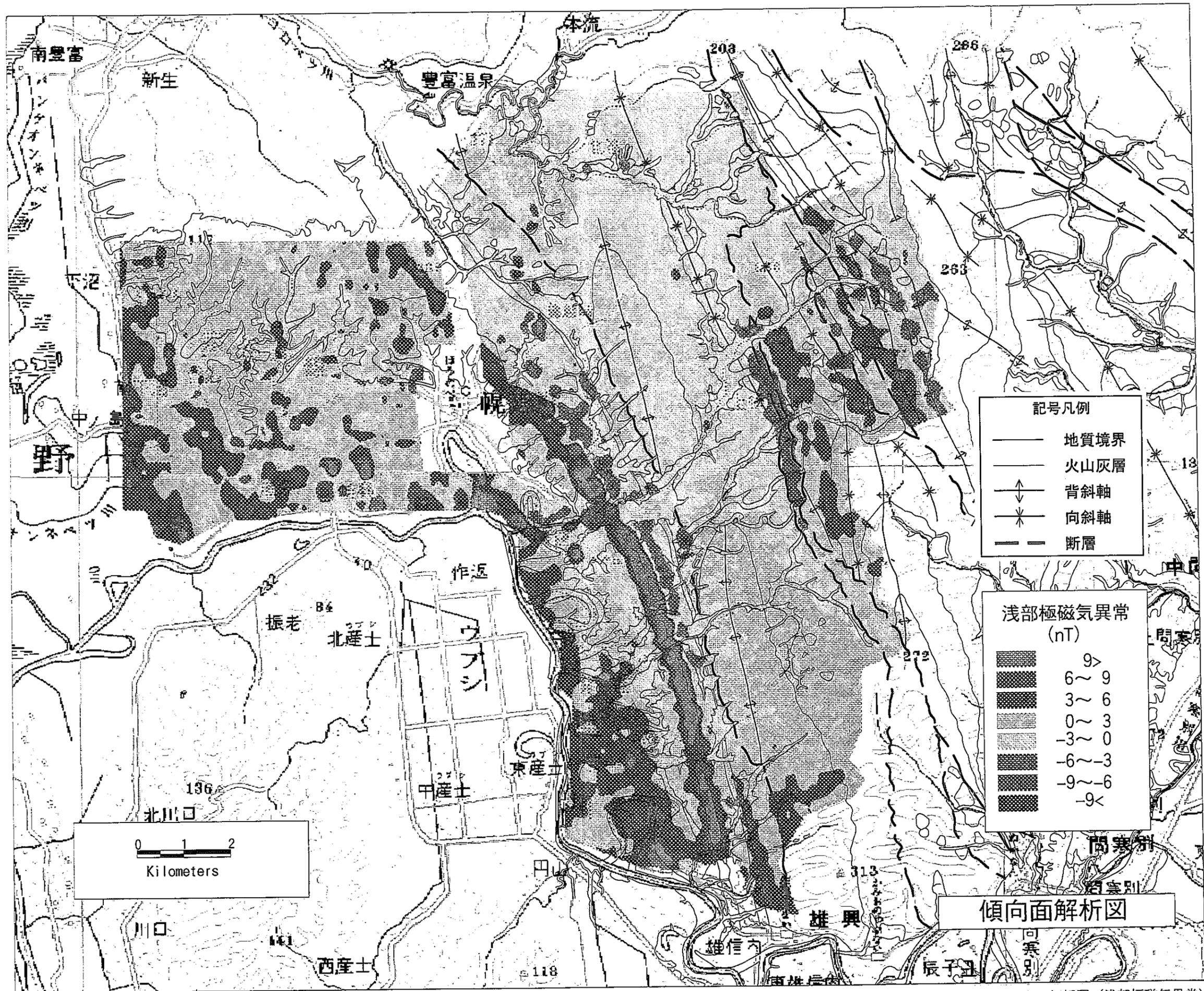


図 3-3-3 傾向面解析図 (浅部極磁気異常)

3.4 空中放射能探査

空中放射能探査の基準対地高度は、センサー部分である NaI 検出器をヘリコプターに搭載してあるので、90mである。2.2.3 のところで述べたように地表から放射されるガンマ線は、空気層によって減衰するので、高度補正は必ず行わなければならない。放射線強度が対地高度によって指数関数で減衰し相関がよいことは、多段階の測定高度を設定した測定（図 3-4-1 参照）で示されており、対地高度が 180m になった測定データも基準対地高度に補正できる。よって、本探査では取得した全データを使用した。

図 3-4-2～図 3-4-14 に空中放射能探査の結果を示す。これらの分布は表層のものであり、U、Th についてはそれぞれの娘核種である Bi-214、Tl-208 との放射平衡を仮定して作成した。

図 3-4-2 の全 γ 線強度分布は、天塩川沿いの泥炭湿地部を除く氾濫原や丘陵地の沢部で高く、丘陵地の尾根部や氾濫源のうち泥炭湿地は低い。図 3-4-3 の K 強度分布は、全 γ 線強度とほぼ同様な傾向を示している。図 3-4-5 の Th 強度分布も上記のような傾向が認められるが、不明瞭になってくる。更に、図 3-4-4 の U 強度分布については、この傾向はいつそう不明瞭になってくる。地球化学的に見てカリウム、トリウム、ウランは同じ親石元素で、元素の挙動はほぼ同じ傾向を示す。また地表からの放射線強度はカリウムが最も強く、全 γ 線強度分布はカリウムの放射線強度分布によって支配されている。ほぼ同じ程度の放射線強度であるが、一般にはトリウム、ウランの順で弱くなる。測定された放射線のデータは、統計上カウント数の平方根が 1σ となるカウンティングエラーを含んでいる。このため少ないカウント数の図面ほど誤差を多く含んでおり、全体の傾向が誤差に隠され不明瞭となる。

図 3-4-6～図 3-4-8 は K、U、Th の放射線強度(cps)を濃度の単位 (Bq/kg) に変換したものである。放射線強度分布図と印象が異なるのは、色諧調の閾値の関係と変換プログラムの上で補正計算をしてマイナス濃度となるデータは使用しないという処理をしているためであるが、本質的にほぼ同じものである。放射線強度と濃度では単位が異なり、cps の単位では同じ測定系でないと比較が難しいが、物理量に変換すれば他の測定系や岩石の分析結果とも比較ができるので、2種類の図面を作成した。

図 3-4-9 の照射線量率分布図は、2.2.3(2)の換算係数を用いて K、U、Th の濃度から求めたものである。全 γ 強度分布とほぼ同じ傾向が認められる。文献¹⁸⁾では探査地は $7\sim 11\mu\text{R}$ の地域に該当している（図 3-4-15 参照）。これに対して調査結果は、やや低

めに出ているようではあるが、探査地は泥炭湿地部や森林土壌部を広く含んでいるので、全体的に低めに出ているものと考えられる。

図 3-4-10 の吸収線量率分布図は、2.2.3(2)で述べたように被照射物質を空気と仮定して、照射線量率に変換定数をかけて求めたものである。照射線量率分布図と印象が異なるのは色譜調の閾値の関係である。照射線量率分布図と同じく、全 γ 強度分布とほぼ同じ傾向が認められる。

図 3-4-11 のU/K強度比分布図と図 3-4-12 のTh/K強度比分布図では、分母となるK強度分布の傾向が反映されて、K強度が強いところでは比が低くK強度が弱いところでは比が高くなる傾向が認められる。図 3-4-13 のU/Th強度比分布図では特に際立った傾向は認められない。

図 3-4-14 のK・U・Th合成図はKの放射線強度を青色、Uの放射線強度を赤色、Thの放射線強度を黄色に置き換えて合成したものである。したがって、三つの放射線強度が共に強い場合は黒くなり、共に弱い場合は透明(白)になる。

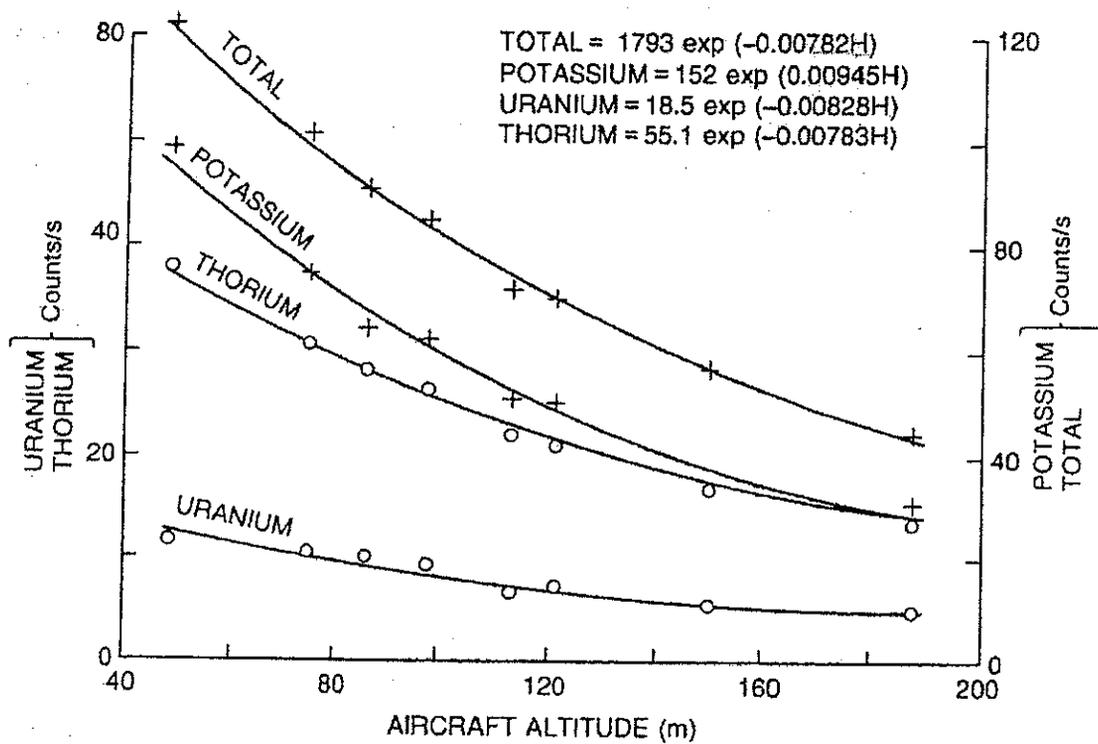


図 3-4-1 対地高度による放射線強度の変化図

Grasty, R.L., Melader, H. and Parker, M. : Airborne gamma ray spectrometer Surveying, Tech. Rep. Ser. 323, STI/DOC/10/323, IAEA, Vienna, p. 97 (1991) ¹²⁾ より掲載。

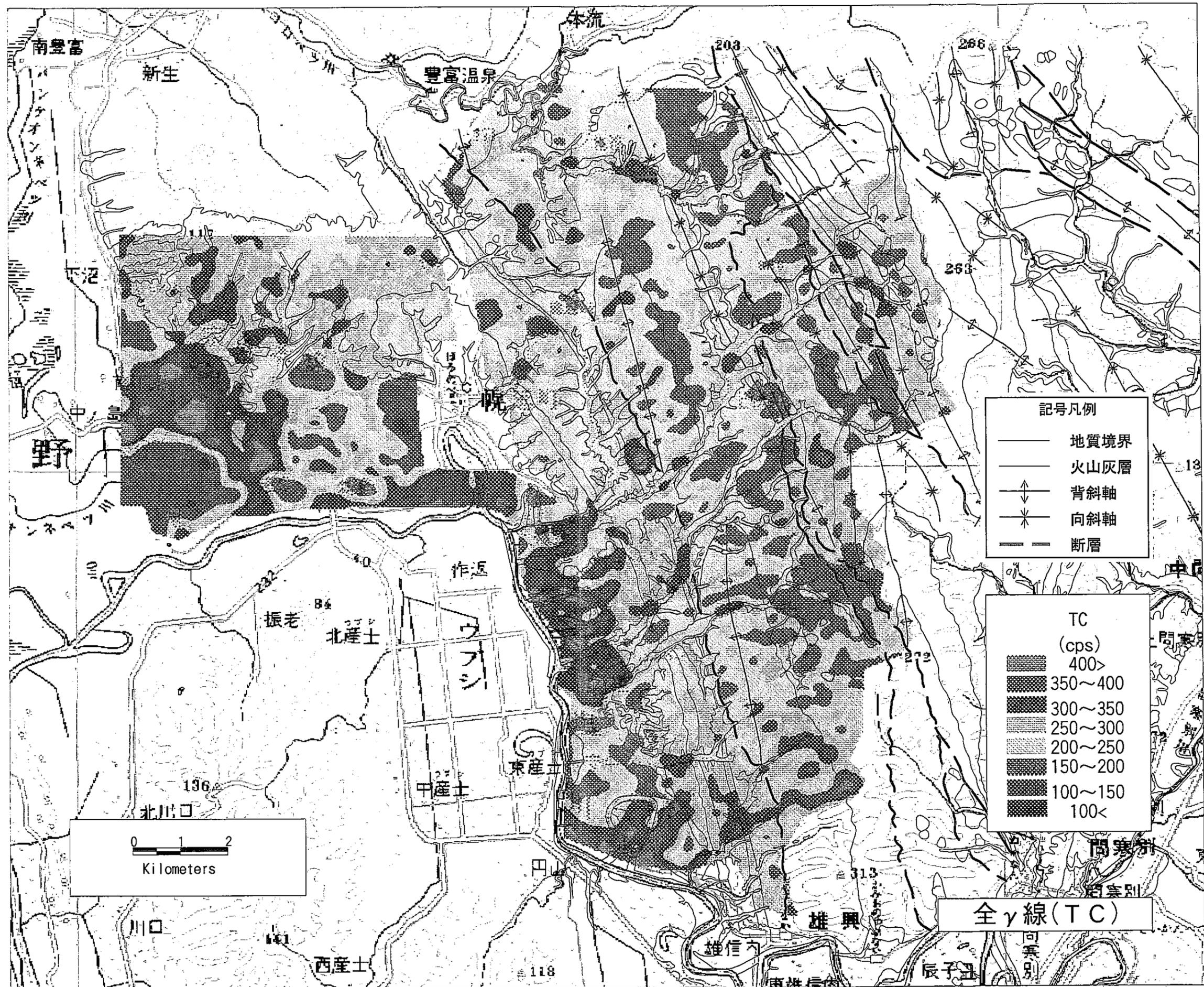


図 3-4-2 全γ線強度分布図

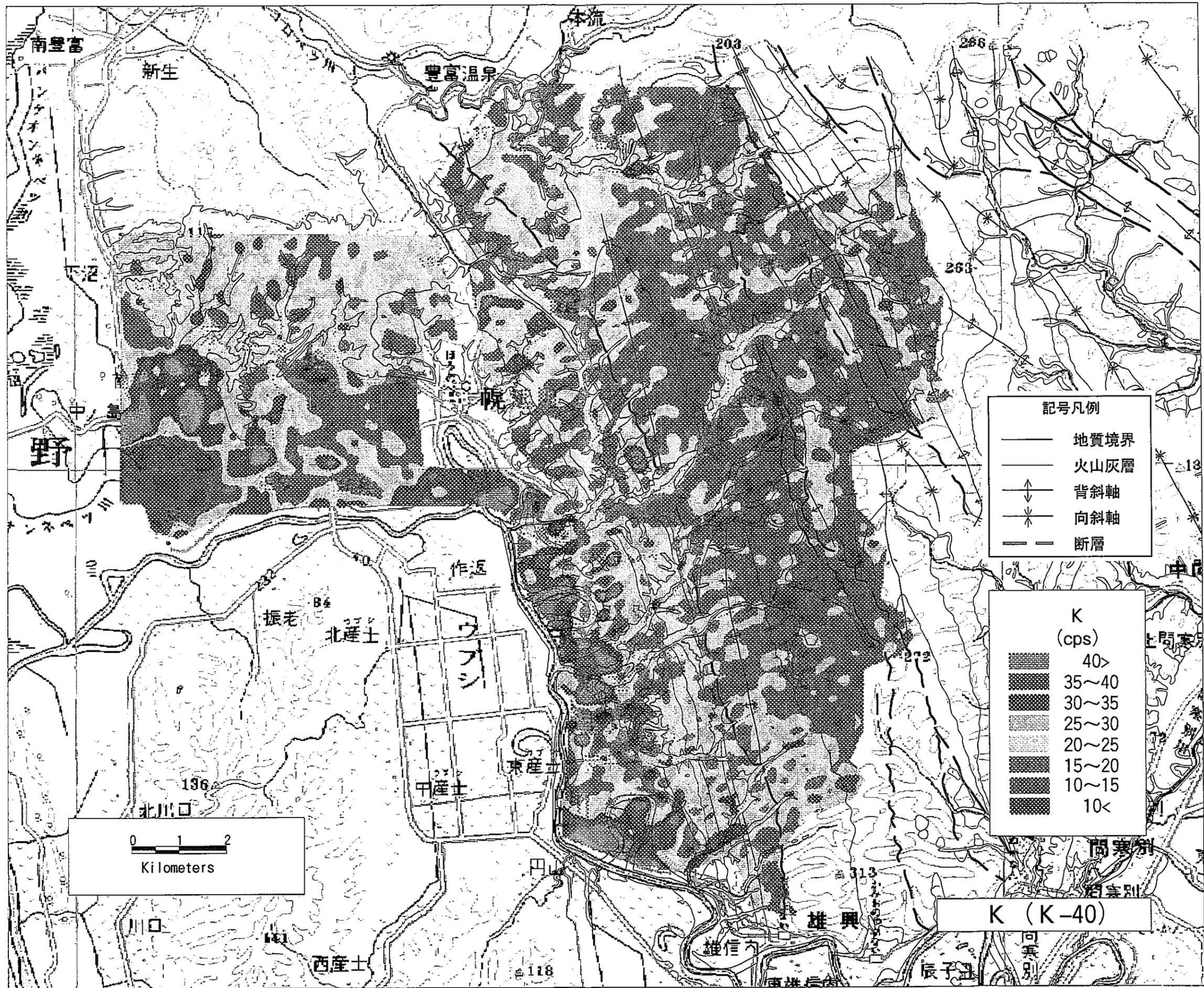


図 3-4-3 K強度分布図 (^{40}K) - 66 -

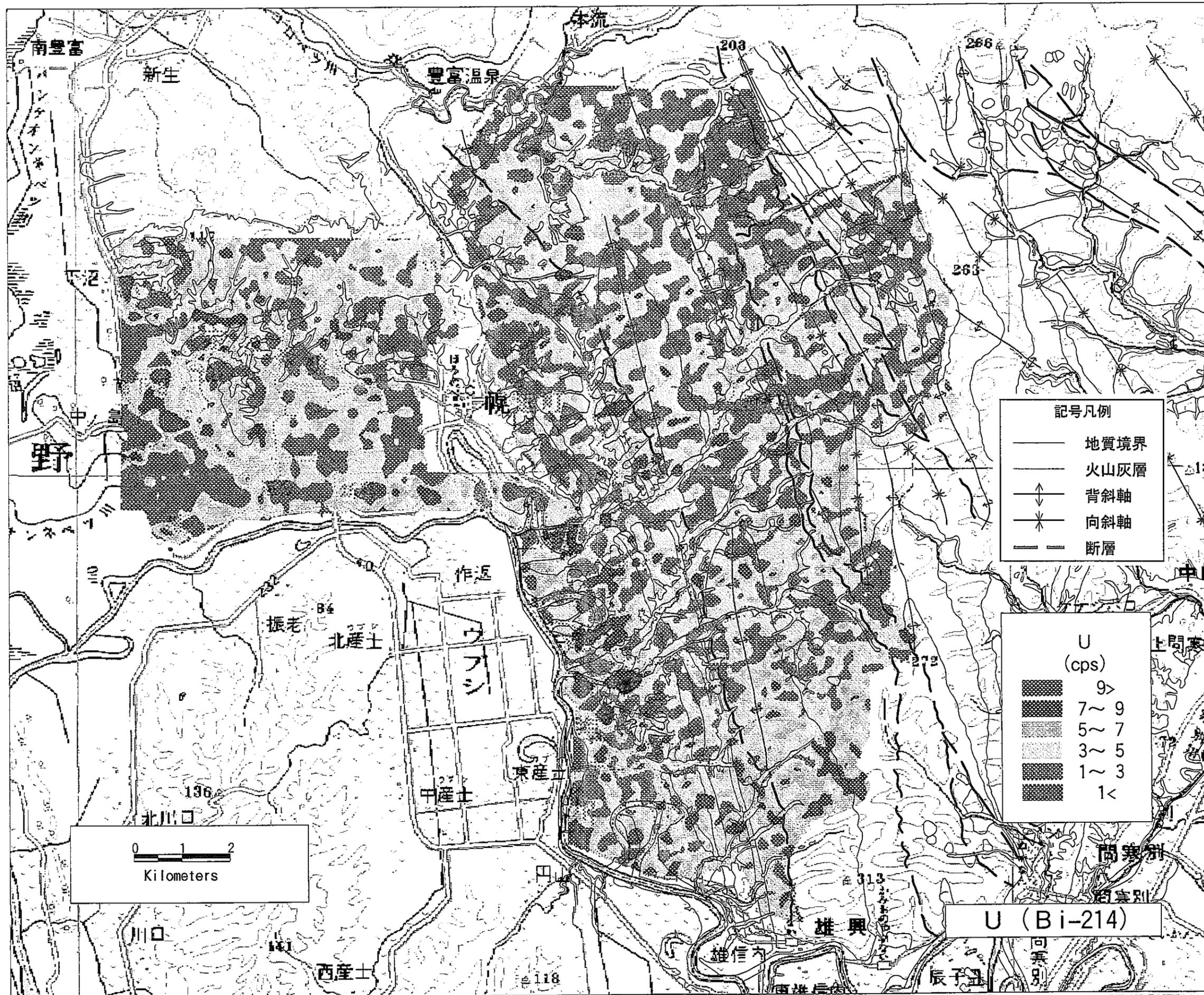


図3-4-4 U強度分布図 (^{214}Bi)

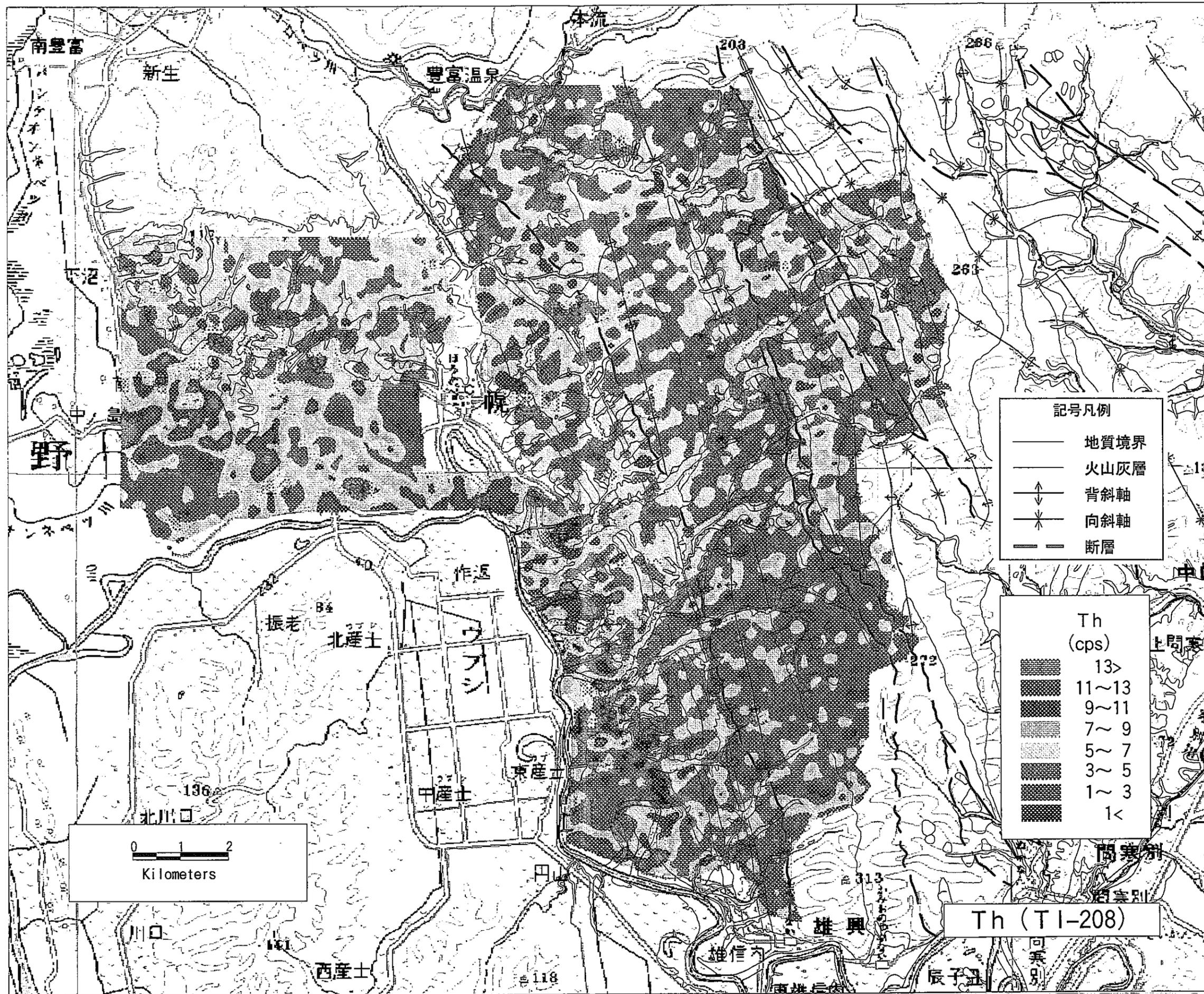


图 3-4-5 Th 強度分布图 (^{208}Tl)

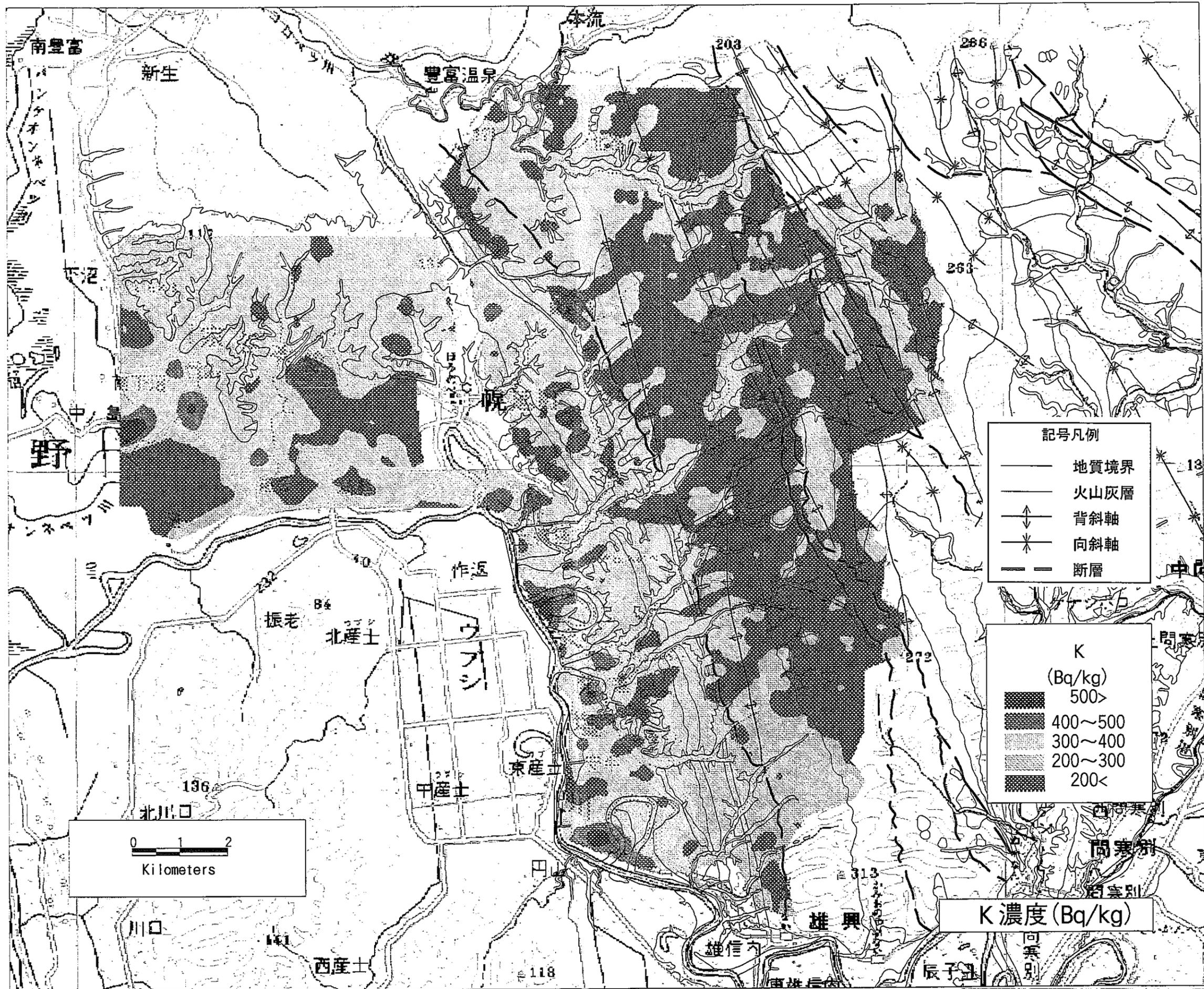


图 3-4-6 K 濃度分布图 [Bq/kg]

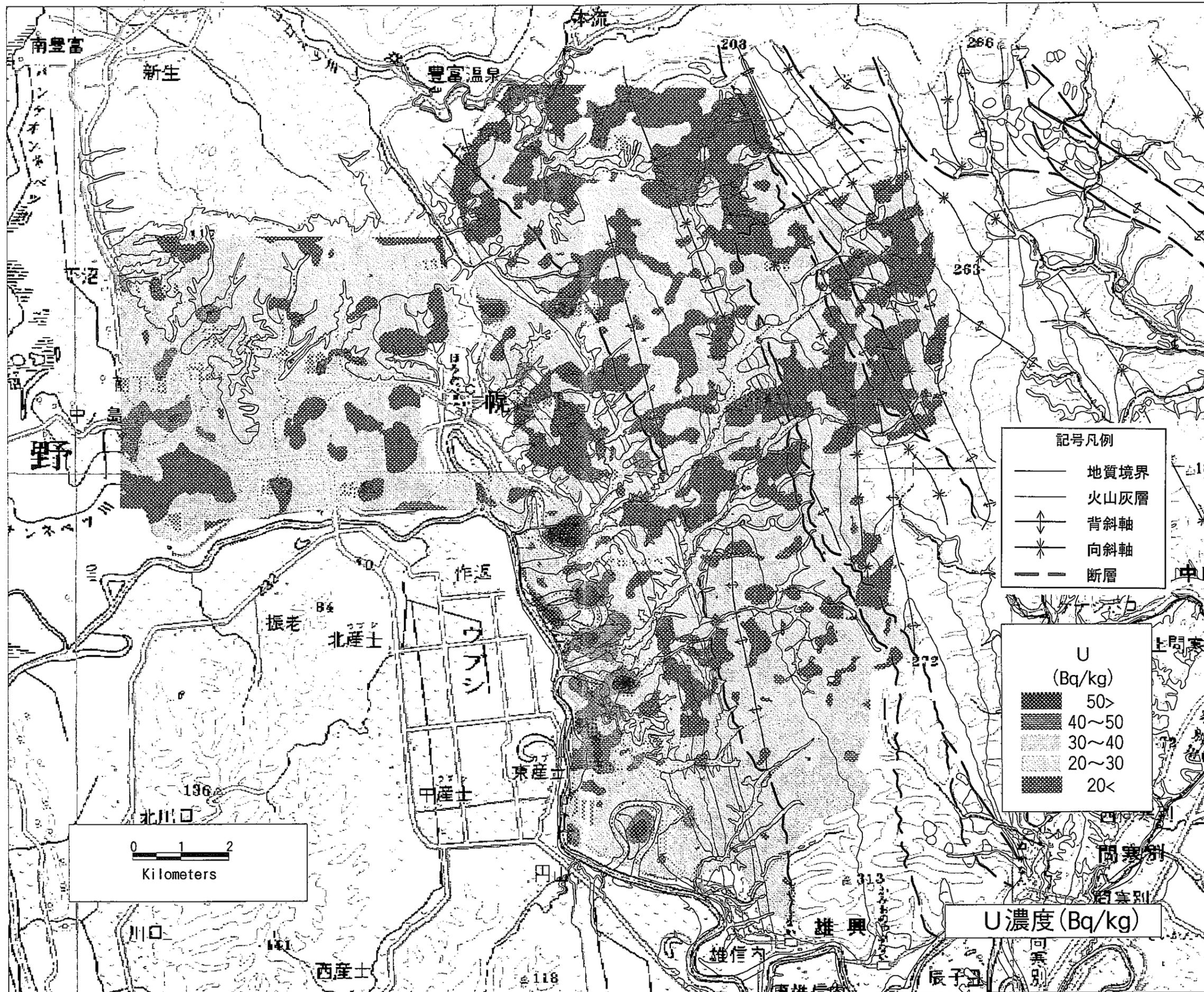


図3-4-7 U濃度分布図 [Bq/kg]

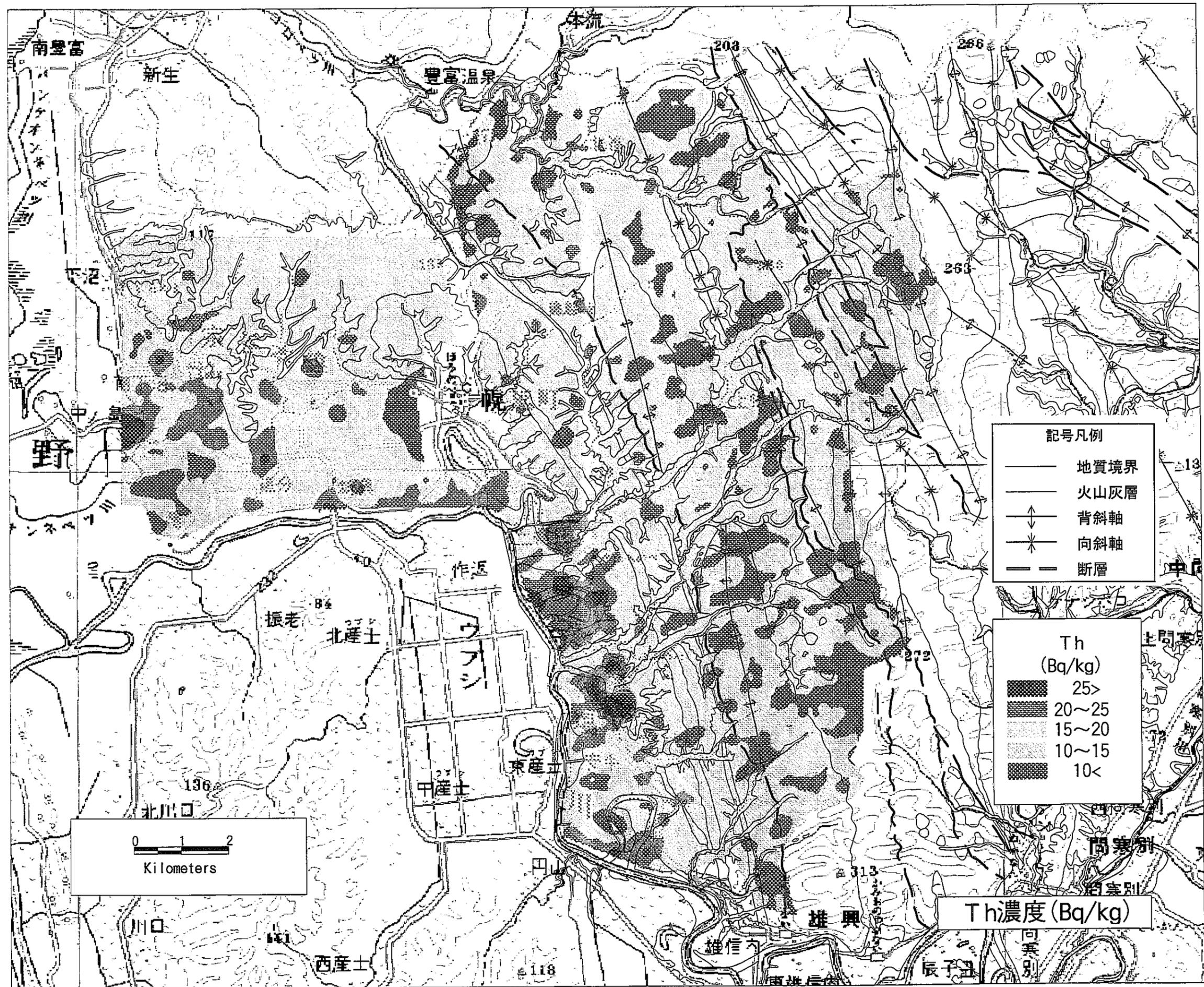


图 3-4-8 Th 濃度分布図 [Bq/kg]

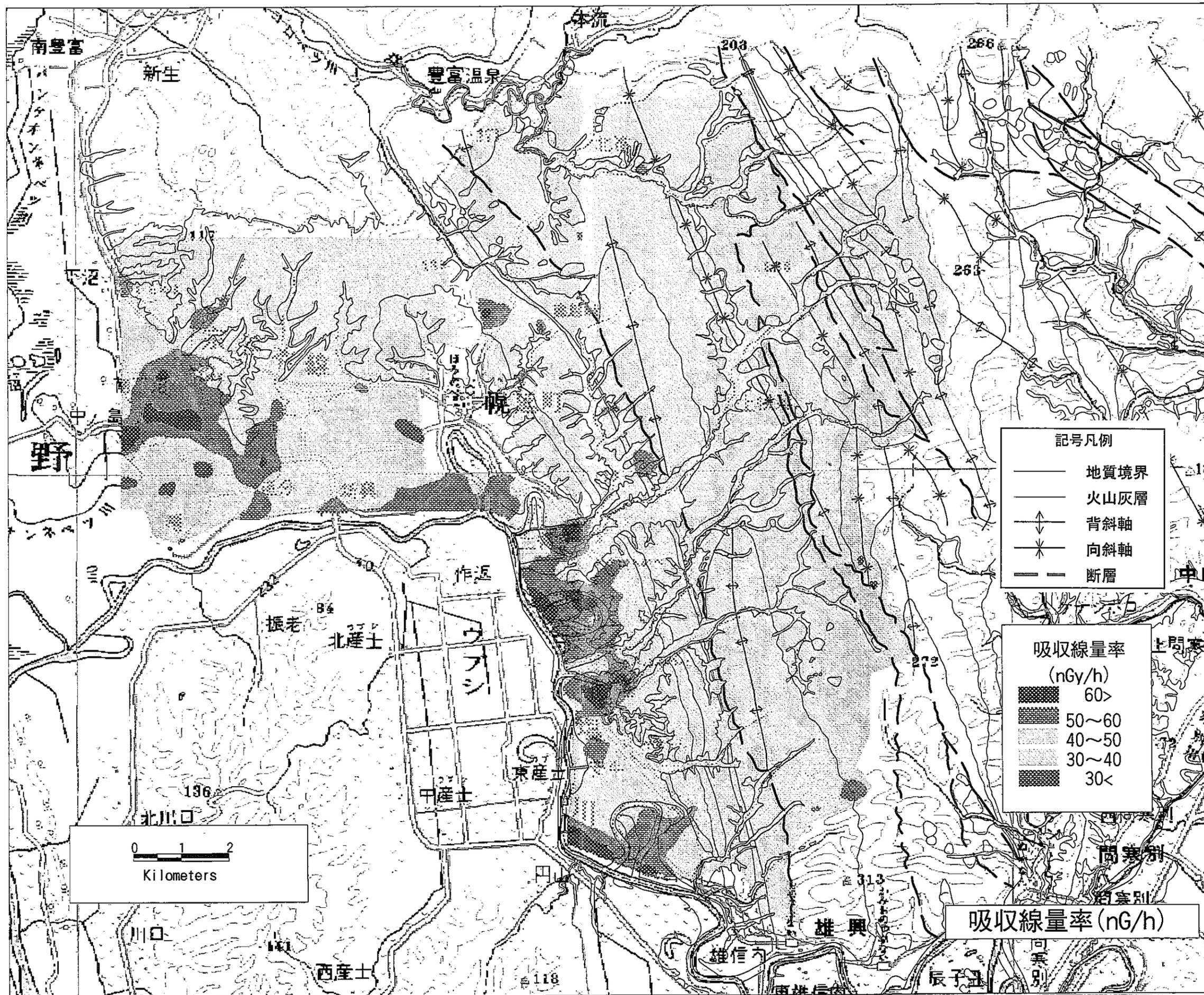


図 3-4-10 吸収線量率分布図[nG/h]

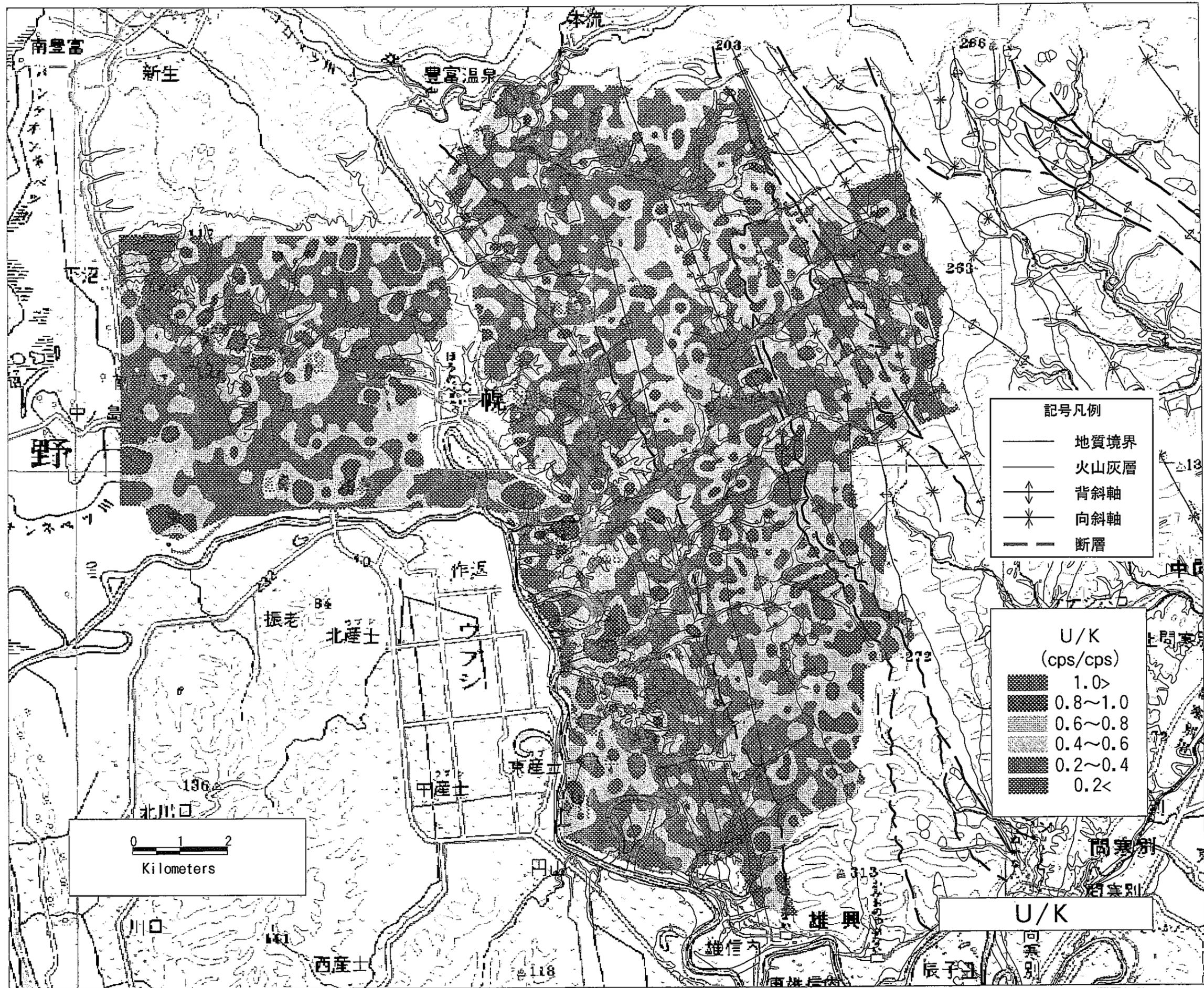


图 3-4-11 U/K强度比分布图 - 74 -

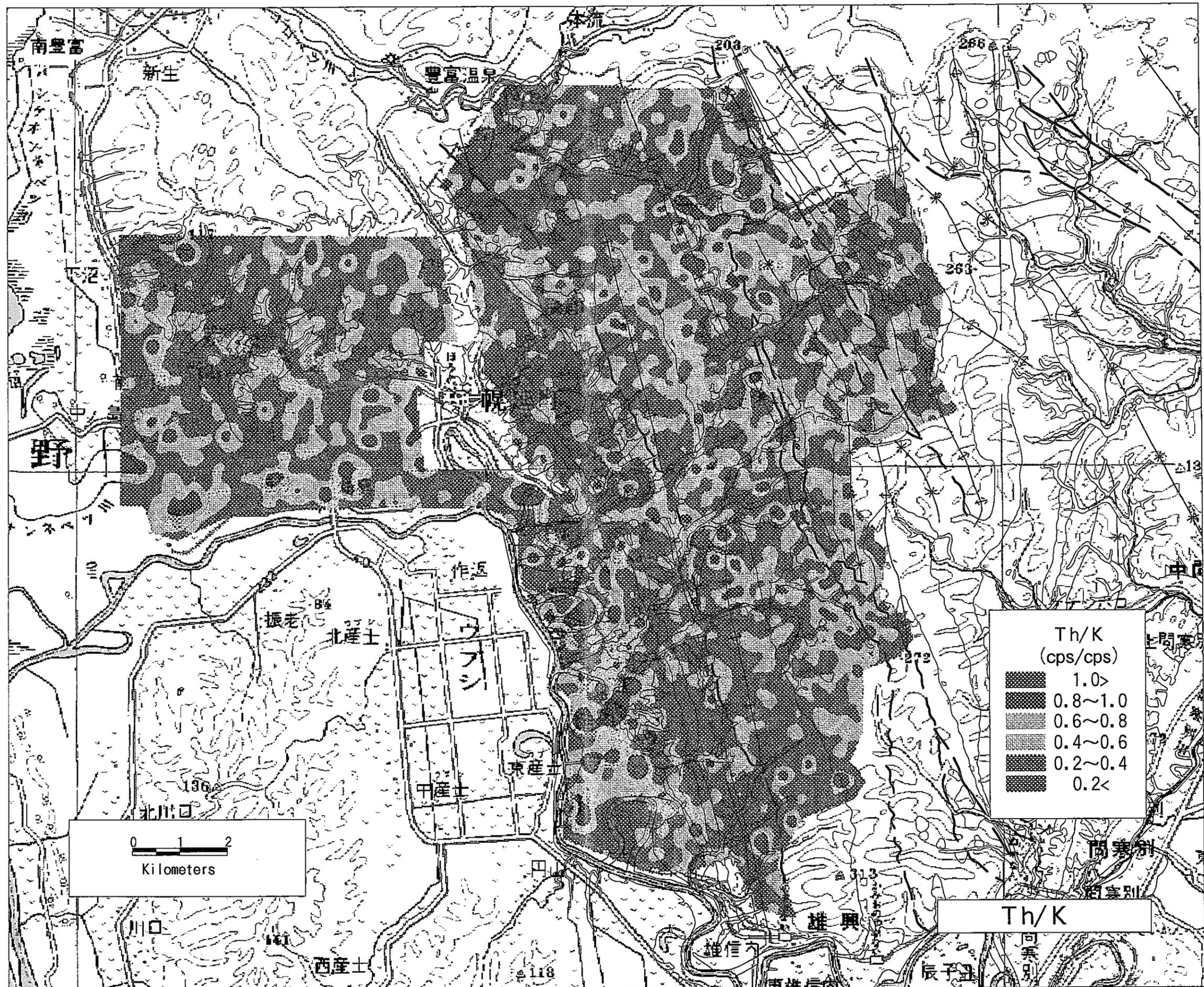


图 3-4-12 Th/K强度比分布图 - 75 -

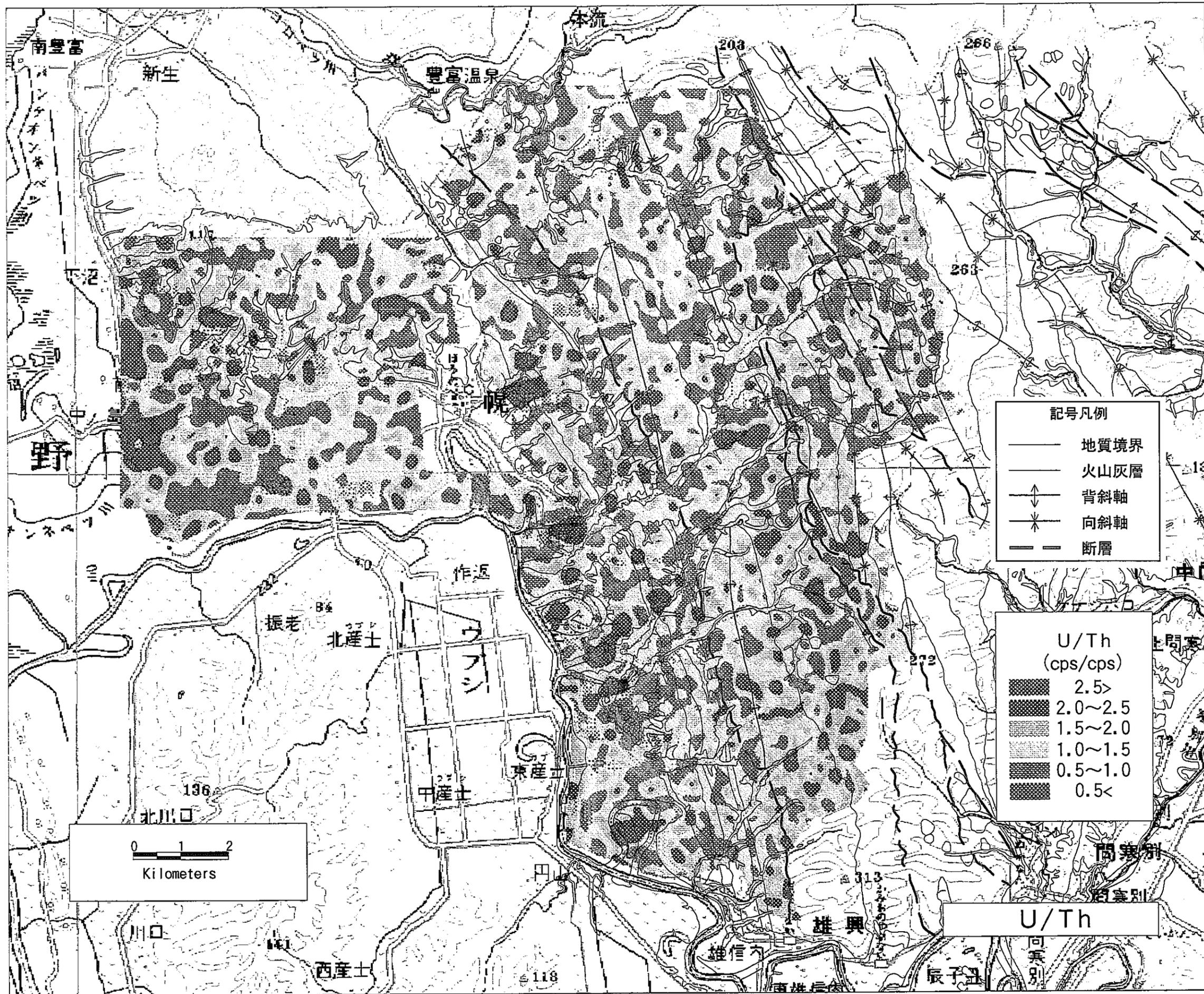


图 3-4-13 U/Th 强度比分布图

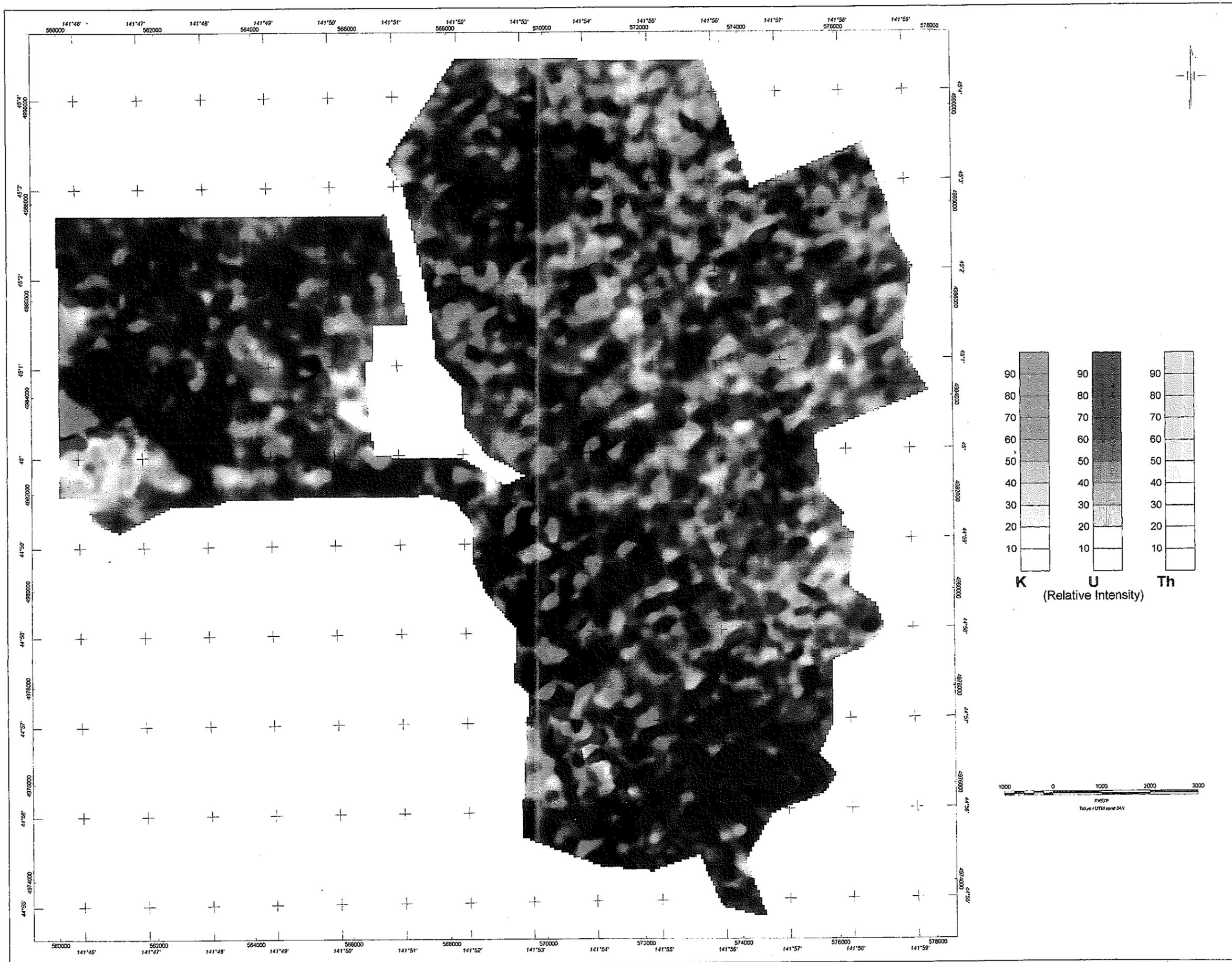


图 3-4-14 K-U-Th 合成图

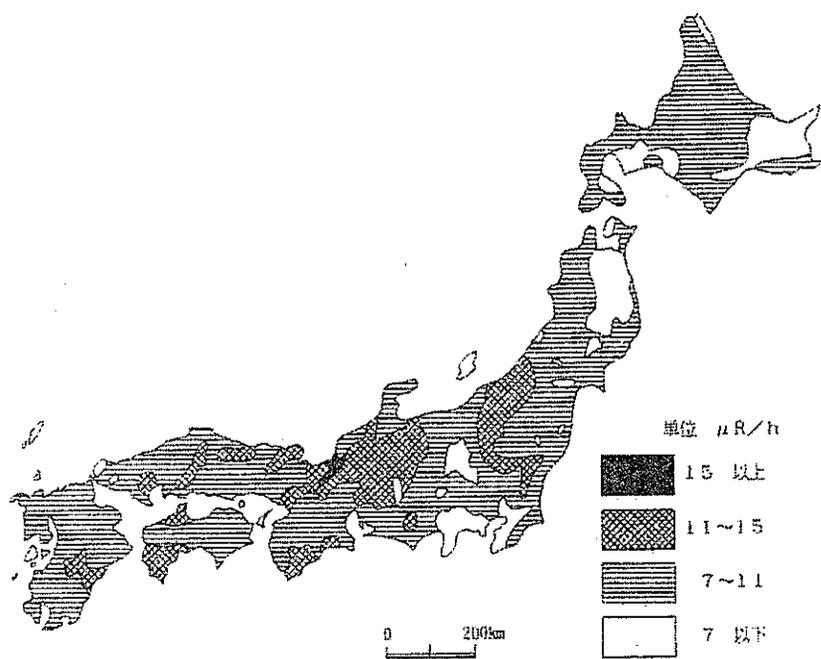


図 3-4-15 日本の等自然放射線分布図(藤原氏らによる)

落合敏郎: 地下水 温泉調査のための放射能探査法、
リーベル出版、p.173. (1992) ¹³⁾ より掲載。

4. 考察

核燃料サイクル開発機構（以下、サイクル機構）が、現在までに取りまとめている地質平面図（縮尺 1:25,000）および地質断面図（縮尺 1:25,000, A～F 断面）⁵⁾ を基に、各空中物理探査結果と地質・地質構造との関係を検討した。

空中物理探査結果図と地質平面図あるいは地質断面図を比較検討し、また、空中物理探査結果値を統計処理にて解析した。見掛比抵抗値についての統計処理を、表土や植生の影響を避けるために深度 20m と、地下水位以深で風化の影響が少ないと思われる標高 0m のデータを用いて行った。空中磁気探査結果についての統計処理を、深度 500m 以浅の地質構造を反映している、傾向面解析後のデータを用いて行った。放射能探査結果についての統計処理を、TC・K・U・Th のそれぞれのデータを用いて行った。

各空中物理探査結果と地質・地質構造との関係を検討するために、根本ほか（1979）¹⁾ と核燃料サイクル開発機構（1998）⁵⁾ に記載されている層相に基づき、各地層を砂岩・礫岩グループと泥岩・頁岩グループに大きく二つに区分した。以下に地層ごとに区別したグループを示し、表 4-1 に地層区分表を示す。

① 宗谷夾炭層

根本ほか（1979）¹⁾ は宗谷夾炭層を岩相差から下部部層の粗粒岩（礫岩，砂岩）と上部部層の泥質岩（泥岩・砂岩の互層）に区分し、その地質図によると探査地域には上部部層が主に分布している。一方、核燃料サイクル開発機構（1998）⁵⁾ は砂岩としている。ここでは、核燃料サイクル開発機構（1998）⁵⁾ に準じ砂岩とし宗谷夾炭層を砂岩・礫岩グループとした。

② 増幌層

根本ほか（1979）¹⁾ は増幌層を礫岩・砂岩・泥岩の乱堆積層としている。核燃料サイクル開発機構（1998）⁵⁾ では、下部相と上部相に区分して増幌層を、下部相（泥岩，砂岩・礫岩の互層）と上部相（泥岩）に区分している。ただし、根本ほか（1979）¹⁾ によると、この上部相は幕別層とよばれたもので層厚は約 30m と薄いとあり、探査地域には下部相が主に分布しているため、増幌層を砂岩・礫岩グループとした。

③ 稚内層

珪質頁岩であるため、稚内層を泥岩・頁岩グループとした。

④ 声問層主部層

珪藻質泥岩であるため、声問層主部層を泥岩・頁岩グループとした。

⑤ 声問層上部層

砂質シルト岩，砂岩・シルト岩互層であるため、声問層上部層を砂岩・礫岩グループとした。

⑥ 勇知層

砂岩であるため、勇知層を砂岩・礫岩グループとした。

⑦ 更別層

砂層と礫層の互層であるため、更別層を砂岩・礫岩グループとした。

⑧ 恵北層

礫層・砂層・シルト・亜炭の互層であるため、恵北層を砂岩・礫岩グループとした。

⑨ 段丘堆積層

礫，砂，シルトであるため、段丘堆積層を砂岩・礫岩グループとした。

表 4-1 地層区分表

質時代	地層名	主な層相				固結状態 核燃料サイクル開発機構 (1998) ⁵⁾	
		核燃料サイクル開発機構 (1998) ⁵⁾	根本ほか (1979) ¹⁾	今回探査地域 での地質区分 グループ			
第四紀	完新世	段丘堆積層	礫, 砂	礫, 砂	砂岩・礫岩	未固結	
		段丘堆積層	礫, 砂, シルト	礫 (礫種: 硬質頁岩, 泥岩)	砂岩・礫岩	未固結	
	更新世	恵北層	礫層・砂層・シルト・垂炭の互層	礫, 砂 (礫種: 硬質頁岩, 泥岩)	砂岩・礫岩	未～半固結	
		更別層	砂層と礫層の互層	砂層と礫層の互層礫, 砂, シルトの互層 (礫種: 角岩, 花崗閃緑岩, 蛇紋岩, その他古期岩石)	砂岩・礫岩	半固結	
		勇知層	砂岩	砂岩	砂岩・礫岩	半固結	
	鮮新世	声問層	上部相	砂質シルト岩, 砂岩・シルト岩互層	泥岩	砂岩・礫岩	固結
			主部相	珪藻質泥岩		泥岩・頁岩	固結
		稚内層	珪質頁岩	硬質頁岩	泥岩・頁岩	固結	
		増幌層	上部相	泥岩	礫岩, 砂岩, 泥岩の乱堆積層	砂岩・礫岩	固結
			下部相	泥岩, 砂岩・礫岩の互層	(礫種: 粘板岩, チャート, 砂岩, 泥岩, 花崗閃緑岩, 安山岩, 蛇紋岩, その他古期岩石)		
中新世	宗谷夾炭層	砂岩	上部部層	泥岩・砂岩の互層	砂岩・礫岩	固結	
			下部部層	礫岩, 砂岩 (礫種: 花崗岩質岩, ホルンフェルス, チャート, 斑岩, 石英斑岩)			

* 根本ほか (1979)¹⁾ と核燃料サイクル開発機構 (1998)⁵⁾ を参考に偏表し、地層の年代は、核燃料サイクル開発機構 (1998)⁵⁾ に準じた。根本ほか (1979)¹⁾ では、更別層までを第三系としている。

4.1 空中物理探査結果と地質・地質構造

(1) 空中電磁探査

空中電磁探査結果を深度処理し作成した等深度別見掛比抵抗分布図と見掛比抵抗鉛直断面図上で、既存の地質平面図と地質断面図から出現地質を推定し、空中電磁探査結果と地質・地質構造を比較検討した。図 4-1-1～3 に既存の地質平面図と地質断面図を、図 4-1-4～7 に等深度別見掛比抵抗分布図を、図 4-1-8～11 に見掛比抵抗鉛直断面図を示す。

また、D-1 ボーリング孔での電気検層結果¹⁰⁾との比較を行った。なお、図 4-1-1 に D-1 ボーリング孔の位置を示した。

(a) 既往地質図との比較（図 4-1-1～11 参照）

図 4-1-4～7 の等深度別見掛比抵抗分布図で見掛比抵抗分布を深度方向にみても、深度 20m まではほぼ全域が高比抵抗部となり、深度 30m から深度 60m までは高比抵抗部が徐々に低比抵抗部へと移り変わり、探査地域の中央から西寄りに高比抵抗部が北北西－南南東方向に連続して分布してくる。深度 70m からは殆ど見掛比抵抗分布の変化が無くなる。

また、同図で地形地質と見掛比抵抗分布の関係を見てみると、深度 20m までは低地や沢部が低比抵抗を、丘陵地の高標高部が高比抵抗を示し、地質との関係が無く見掛比抵抗分布は地質より地形と調和的である。深度 30m から深度 60m までは、地形との関係が徐々に薄れ、地質との関係が表れ始め北北西－南南東方向に連続した構造が判別できるようになる。深度 70m からはそれがさらに明瞭となる。

深度 70m 以深で見掛比抵抗分布と地質の関係を検討すると、勇知層と更別層の境界付近に幅約 1 km に渡って 100～500 $\Omega \cdot m$ の高比抵抗帯が北北西－南南東方向に連続して分布している。この高比抵抗帯の東方の声間層上部相の分布域およびヌカナン断層から東方の宗谷夾炭層・増幌層・稚内層の分布域は、1～30 $\Omega \cdot m$ の低比抵抗を示し、勇知層と更別層の境界付近の高比抵抗帯からヌカナン断層間の稚内層・声間層主部相分布域は概ね 1～30 $\Omega \cdot m$ の低比抵抗を示すが、局所的に 50～200 $\Omega \cdot m$ の高比抵抗を示す。

図 4-1-8～11 の見掛比抵抗と地質構造比較断面で見掛比抵抗分布を断面毎に見てみると、次のことが言える。

- 宗谷夾炭層分布域は、地表から深度約 30mまで $30\sim 50\ \Omega\cdot m$ を、それ以深は $1\sim 30\ \Omega\cdot m$ の低比抵抗を示す。
- 増幌層分布域は、地表から深度約 50mまで $30\sim 50\ \Omega\cdot m$ で、それ以深は $1\sim 30\ \Omega\cdot m$ の低比抵抗を示す。
- 稚内層分布域は、地表から深度約 40~100mまで $30\sim 500\ \Omega\cdot m$ の高比抵抗を示し、それ以深は $1\sim 30\ \Omega\cdot m$ の低比抵抗を示す地域と、地表から深度約 40~80 mまで $30\sim 100\ \Omega\cdot m$ を示し、それ以深は $1\sim 30\ \Omega\cdot m$ の低比抵抗を示す地域に大きく二つに分かれる。前者はB-2 断面の距離程 3000mと 6000m付近およびB-5 断面の距離程 5000m付近の地域で、後者はB-3 断面の距離程 6300mと 7700m付近およびB-4 断面の距離程 4000mと 6800m付近の地域である。
- 声問層主部相分布域も、稚内層分布域と同様に、地表から深度約 50~150mまで $30\sim 300\ \Omega\cdot m$ の高比抵抗を示し、それ以深は $1\sim 30\ \Omega\cdot m$ の低比抵抗を示す地域と、地表から深度約 50mまで $30\sim 100\ \Omega\cdot m$ を示し、それ以深は $1\sim 30\ \Omega\cdot m$ の低比抵抗を示す地域に大きく二つに分かれる。前者はB-2 断面の距離程 4000m付近、B-3 断面の距離程 4500m付近の地域およびB-4 断面の距離程 5000m付近の地域で、後者はB-5 断面の距離程 4000mと 6500m付近の地域である。
- 声問層上部相分布域は、地表から深度約 50mまで $30\sim 50\ \Omega\cdot m$ で、それ以深は $1\sim 30\ \Omega\cdot m$ の低比抵抗を示す。
- 勇知層と更別層分布域は、勇知層と更別層の境界付近に $100\sim 500\ \Omega\cdot m$ の高比抵抗帯が分布し、それから離れる地域では $1\sim 100\ \Omega\cdot m$ である。

このように地質分布と見掛比抵抗分布は、概ね調和的である。その中で特徴的にいえることは、地下深部まで高比抵抗となっている箇所が存在である。地下深部まで高比抵抗となっている箇所は、稚内層分布域、声問層主部相分布域および勇知層と更別層の境界付近である。稚内層分布域と声問層主部相分布域の地下深部まで高比抵抗となっている箇所の地表は、いずれも丘陵地の尾根部と沢部に位置し起伏が激しくなっており、同地域で高比抵抗とならない個所の地表は、前者と違い丘陵地ではあるが起伏が激しくなく平坦となっている。勇知層と更別層の境界付近の高比抵抗帯は、高角度の地層境界に沿うように地表から深度 150mまで深く連続して分

布している。

稚内層と声問層主部相が分布する地域の中で地表の起伏が激しくなっている地域が、地下深部まで高比抵抗となっている理由は、この二つの地層は、同様に起伏が激しい地域に分布している他の宗谷夾炭層と増幌層とくらべて、風化に対して非常に弱い特性⁵⁾があり、地表からの風化をうけやすいためと推定される。一方、勇知層と更別層の境界付近の高比抵抗帯が地下深部まで高比抵抗となっている理由は、勇知層と更別層が半固結層で透水性の高い砂岩および砂層と礫層の互層からなり、特に更別層の基底部には顕著な礫層が存在しているためと推定される。

地表地質分布と断面図で、大曲断層やN1～N5断層について着目してみると、線状に同じ見掛比抵抗値が分布している箇所や、断層を境にして見掛比抵抗値が変化する箇所は存在していない。このことは、断層と周辺の岩盤では、見掛比抵抗値に影響を与える間隙率や飽和度が、異なっていないためであると考えられる。

(b) D-1 ボーリング孔¹⁰⁾での既往電気検層結果と今回の空中電磁探査結果との比較

空中電磁探査結果の等深度別見掛比抵抗分布図から得たD-1ボーリング孔付近の見掛比抵抗値とD-1ボーリング孔で実施された電気検層結果の見掛比抵抗値の深度分布図を、図4-1-12に示す。

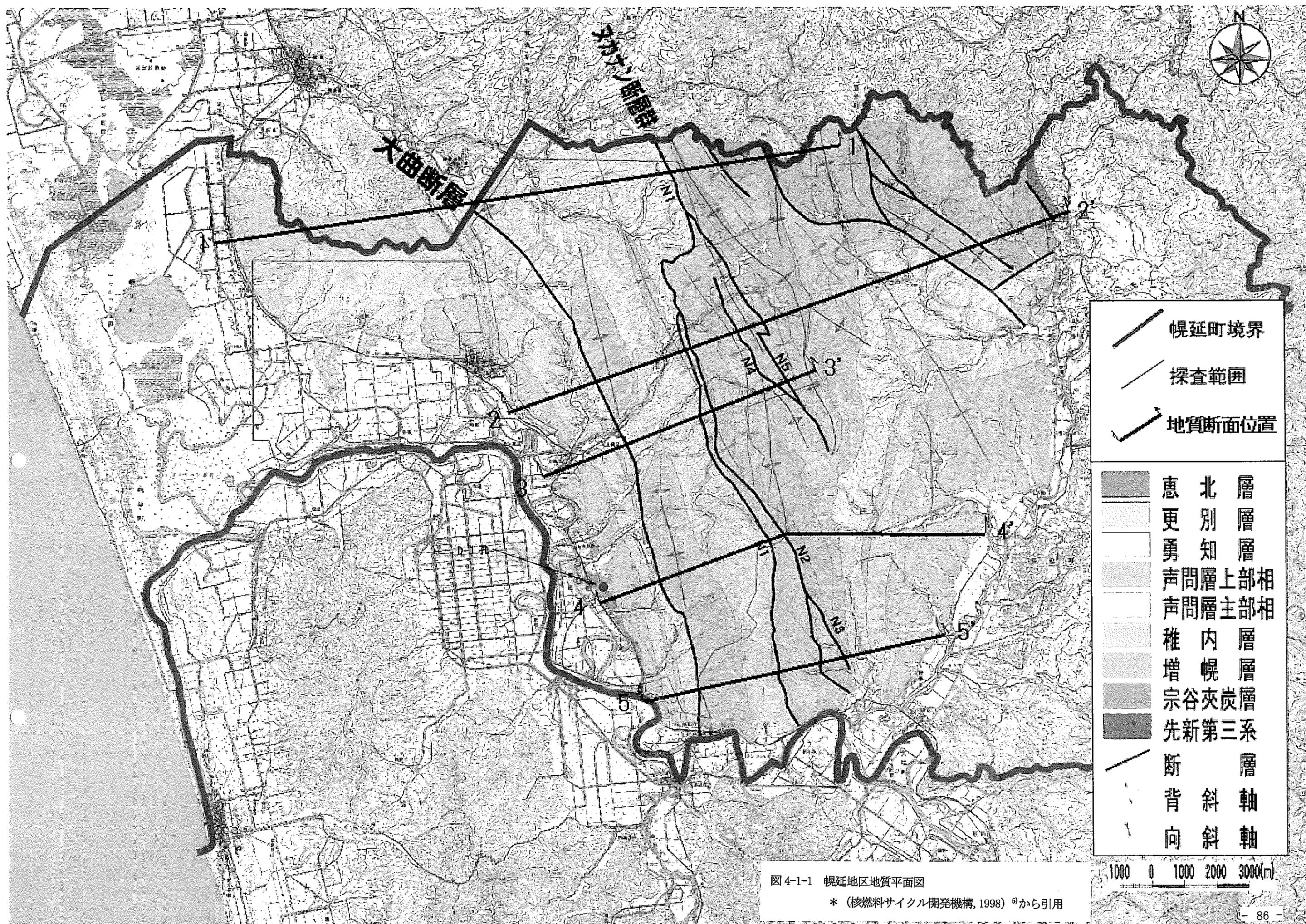
空中電磁探査結果による見掛比抵抗値は、深度30mまでは約 $150\Omega\cdot m$ 、それ以深については泥岩部が $0\sim 20\Omega\cdot m$ 程度、砂岩・礫岩部は $50\sim 150\Omega\cdot m$ 程度である。一方、D-1ボーリング孔で実施された電気検層結果による見掛比抵抗値は、泥岩部で $20\Omega\cdot m$ 程度、砂岩・礫岩部は約55～70mで $50\sim 150\Omega\cdot m$ 程度、約95～120mで $200\sim 250\Omega\cdot m$ 程度、約130～170mで $100\sim 300\Omega\cdot m$ 程度である。

空中電磁探査結果による深度150mまでの見掛比抵抗値と、D-1ボーリング孔での既往電気検層結果による深度150mまで見掛比抵抗値は、砂岩・礫岩部で、空中電磁探査結果による見掛比抵抗値が、電気検層結果による見掛比抵抗値に比べてやや低い値を示しているものの、全体的には概ね良い対応をしている。また、D-1ボーリング孔の既往電気検層結果では、深度90mを境にして、低比抵抗部と高比抵抗部の差が明瞭であるが、空中電磁探査結果による見掛比抵抗値は、D-1ボーリング孔のそれほど明瞭ではない。これは、空中電磁探査によるある深

度での見掛比抵抗値は、地表から対象深度（数m～百数十m）までを包含した値であり、一方、ボーリング孔での孔内電気検層による見掛比抵抗値は、電極間隔1～2mを包含した値であることから、空中電磁探査では95～120mの砂岩部を、層厚が薄い為に分離できていないと推定される。

なお、参考までに、D-1 ボーリング孔の既往電気検層結果による見掛比抵抗値を下記に示す。

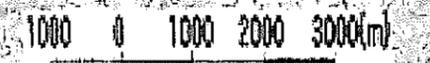
地層名	確認深度	見掛比抵抗（ノルマル法）
更別層	9.9（孔口）～349.2m	泥岩部 10～30Ω・m
		砂岩・礫岩 100～400Ω・m
勇知層	349.2～440.65m	中粒砂岩部 100～150Ω・m
	440.65～886.6m	細粒砂岩部 10～50Ω・m
声間層	886.6～1355m（孔底）	泥岩部 1～2Ω・m 細粒砂岩部部 3～5Ω・m



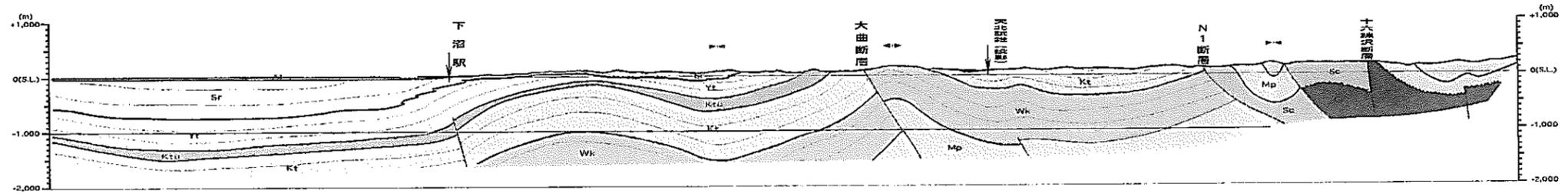
	幌延町境界
	探査範囲
	地質断面位置
	惠北層
	更別層
	勇知層
	声問層上部相
	声問層主部相
	稚内層
	増幌層
	宗谷炭層
	先新第三系
	断層
	背斜軸
	向斜軸

図 4-1-1 幌延地区地質平面図

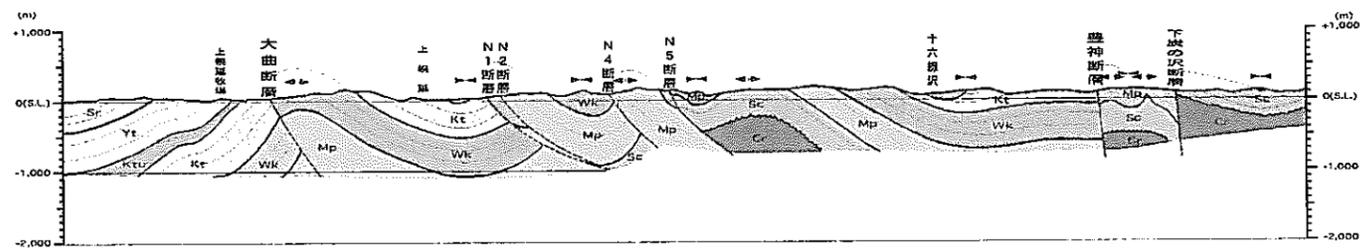
* (核燃料サイクル開発機構, 1998) ⁹⁾ から引用



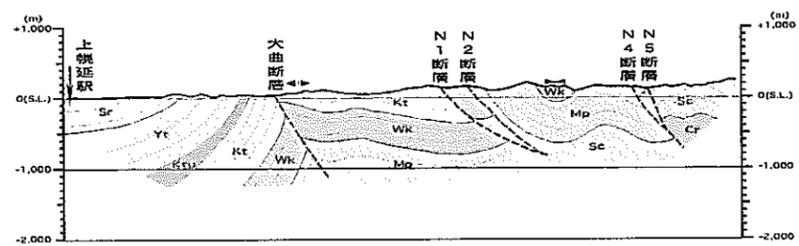
1-1' 断面図



2-2' 断面図



3-3' 断面図



地質凡例

Kh	憲北層
Sr	更別層
Yt	勇知層
Ktu	声間上部層
Kt	声間主部層
Wk	稚内層
Mp	増幌層
Sc	宗谷夾炭層
Cr	先新第三紀

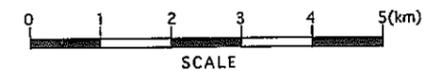
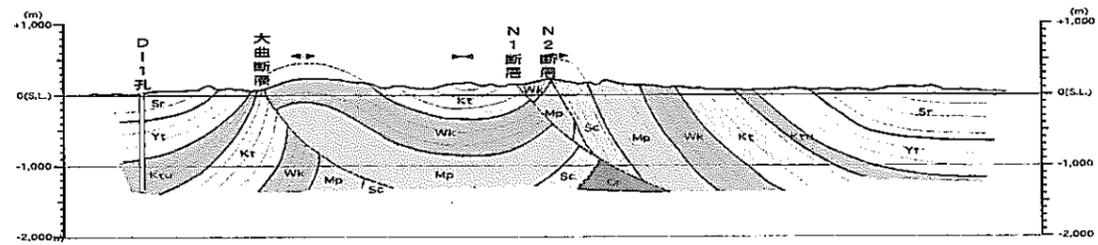


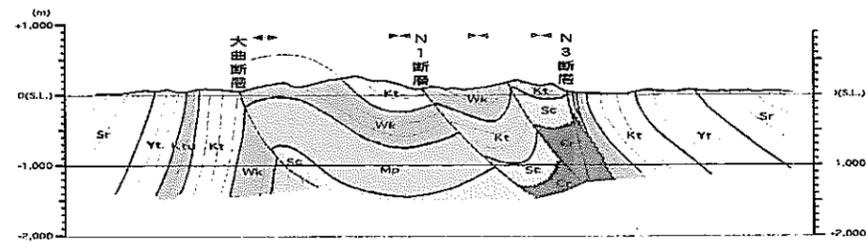
図 4-1-2 幌延地区地質断面図 (1, 2, 3 断面)

* (核燃料サイクル開発機構, 1998) ⁵⁾ から引用

4-4' 断面図



5-5' 断面図



地質凡例

Kh	憲北層
Sr	更別層
Yt	勇知層
Ktu	声間上部層
Kt	声間全部層
Wk	稚内層
Mp	増幌層
Sc	宗谷夾炭層
Cr	先新第三紀

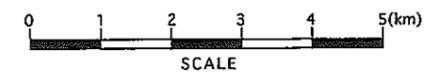


図 4-1-3. 幌延地区地質断面図 (4, 5 断面)

* (核燃料サイクル開発機構, 1998) ④から引用

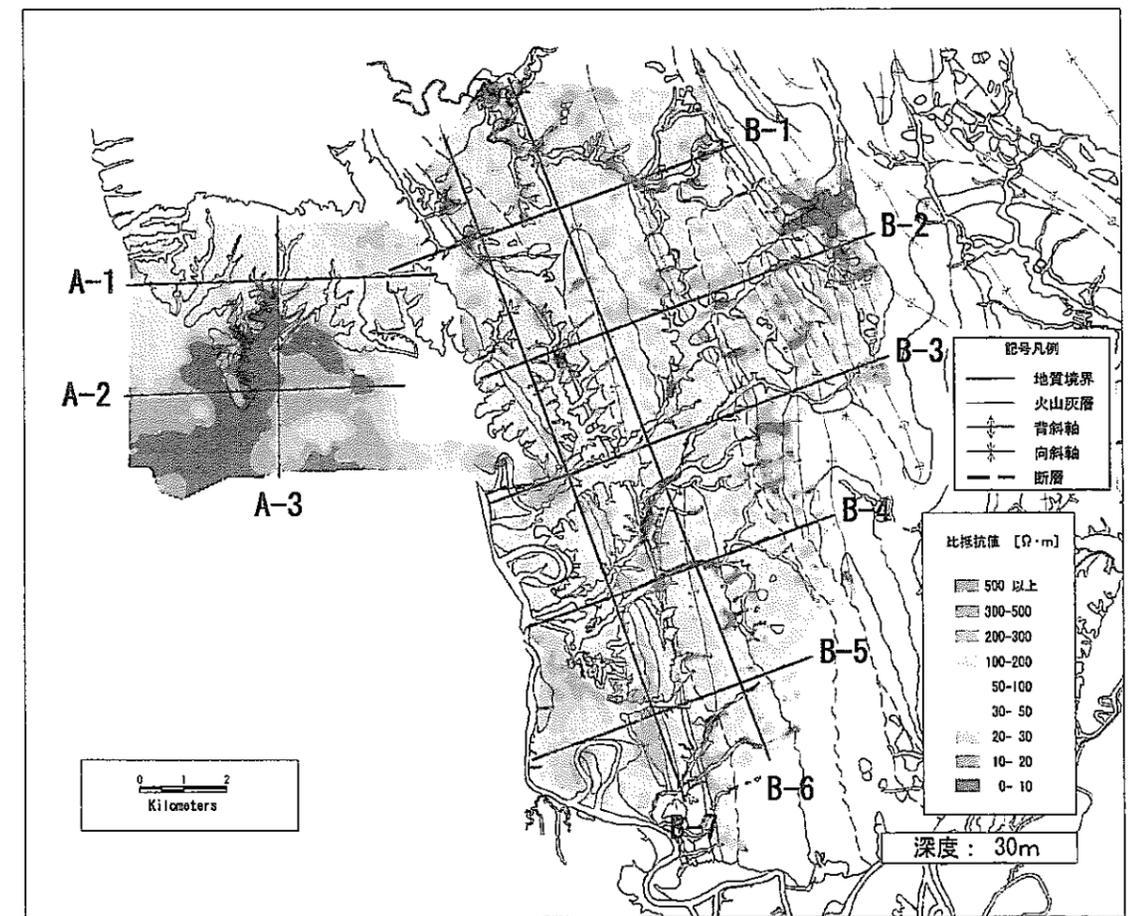
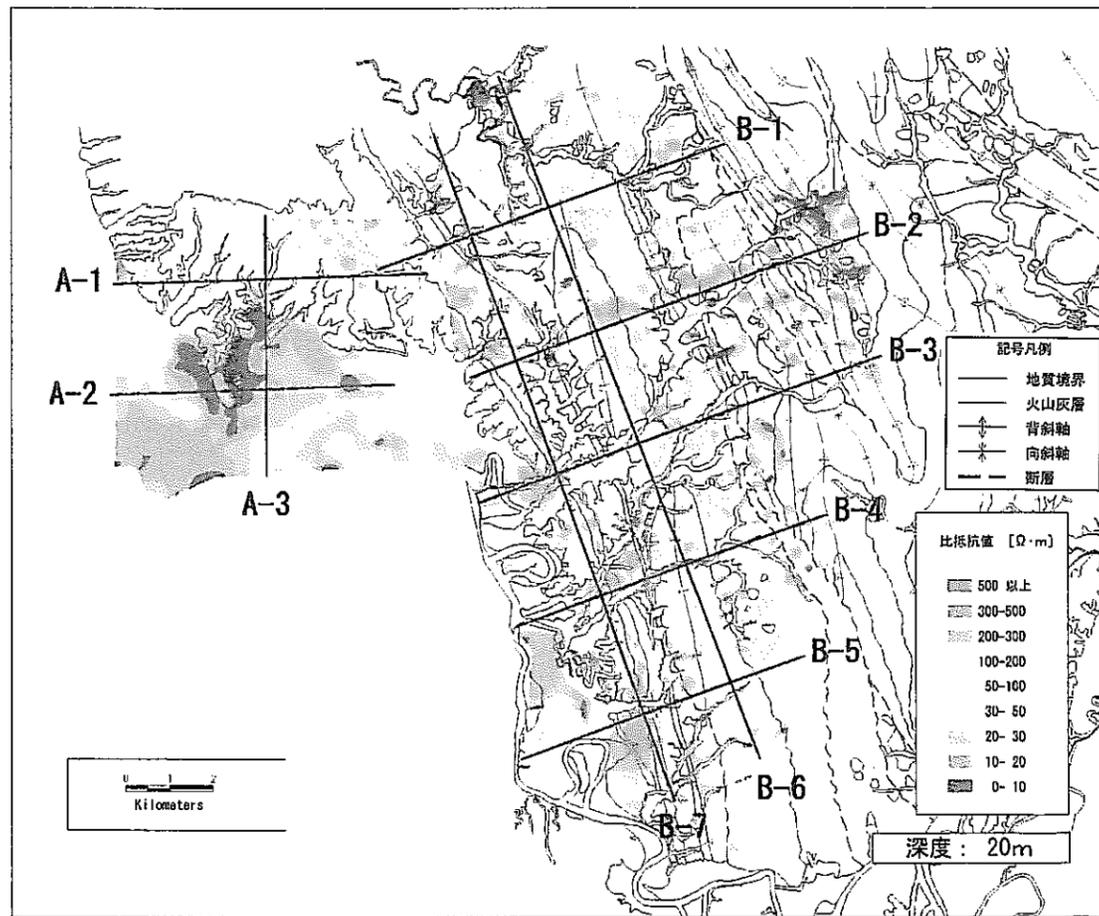
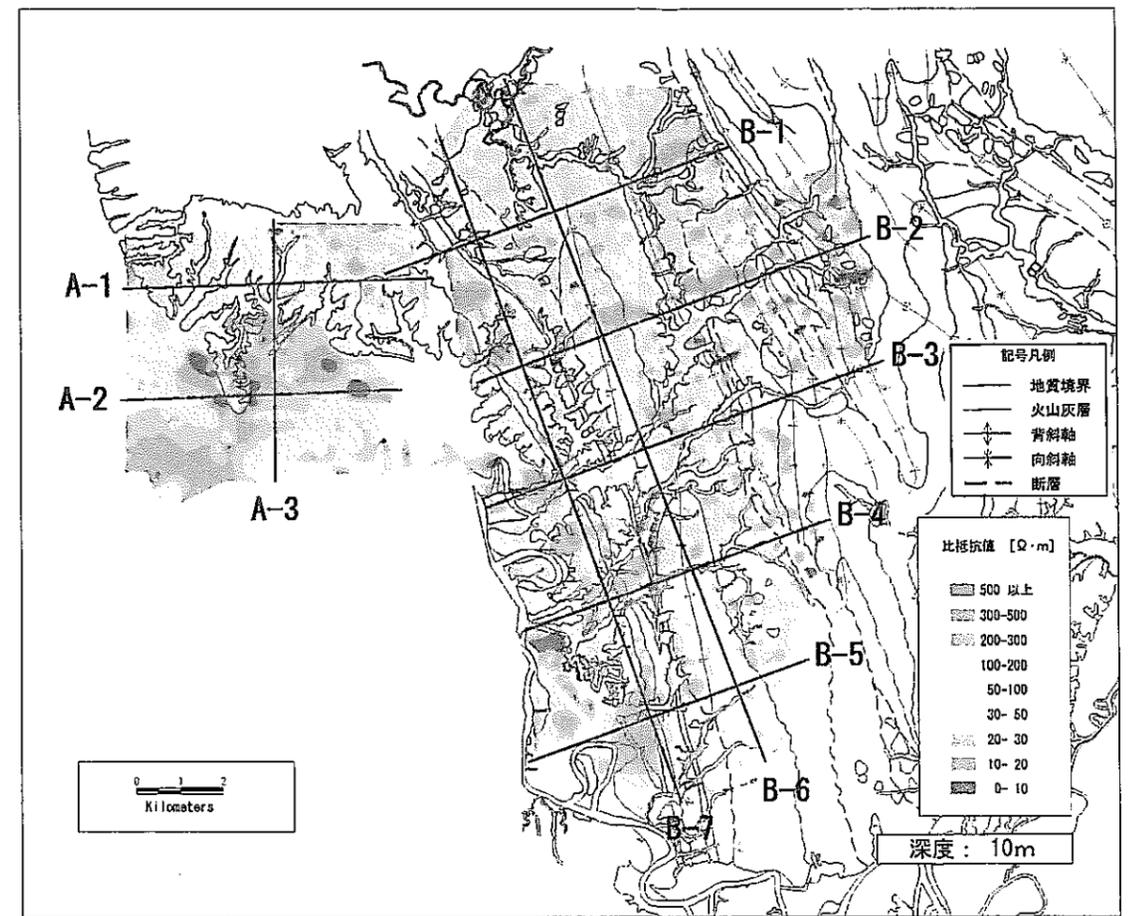
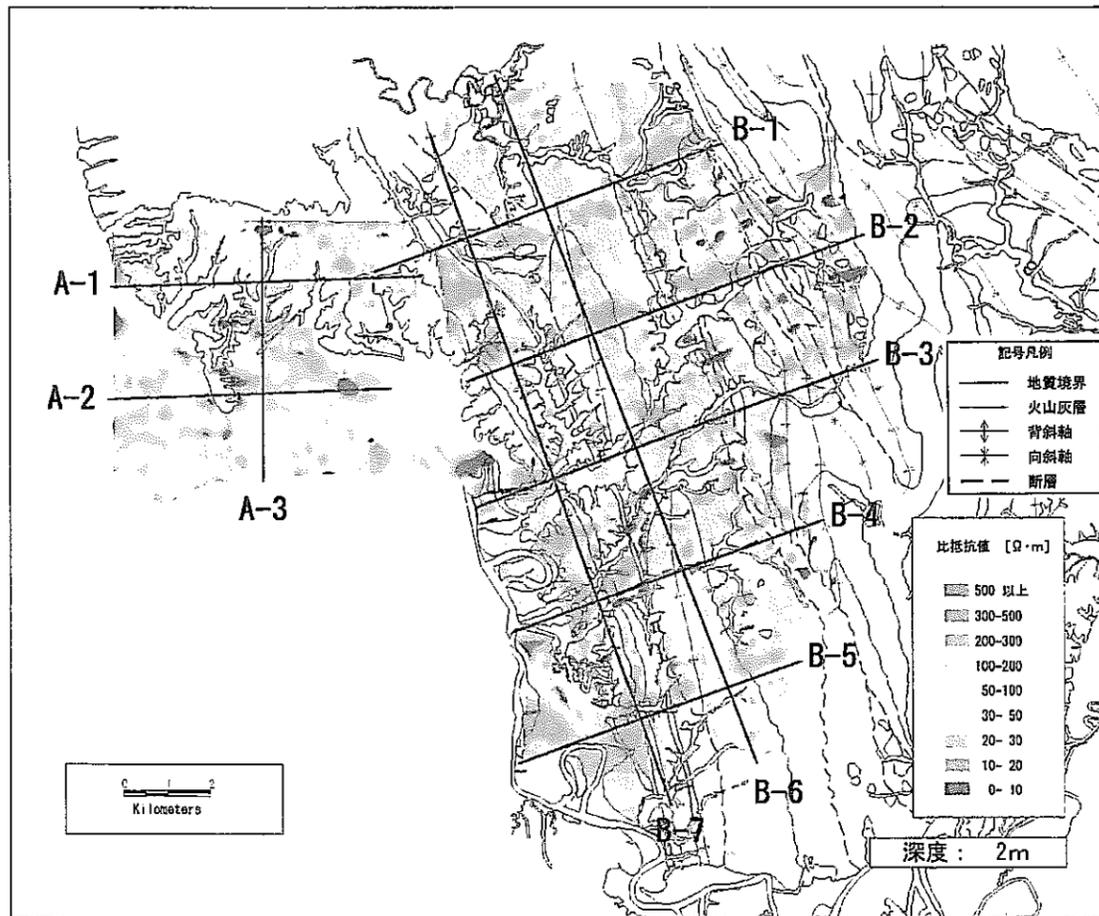


图 4-1-4 等深度別見掛比抵抗と地質比較図 (深度 2,10,20,40m)

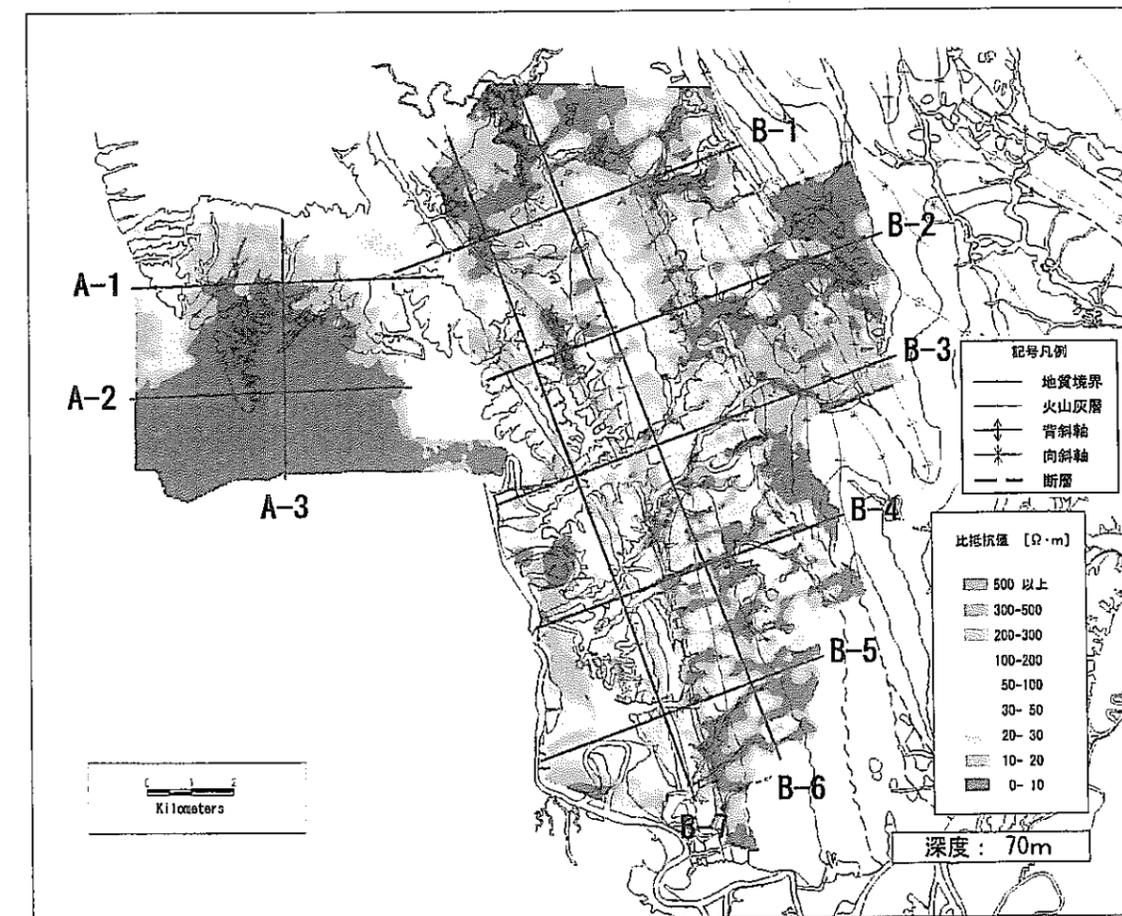
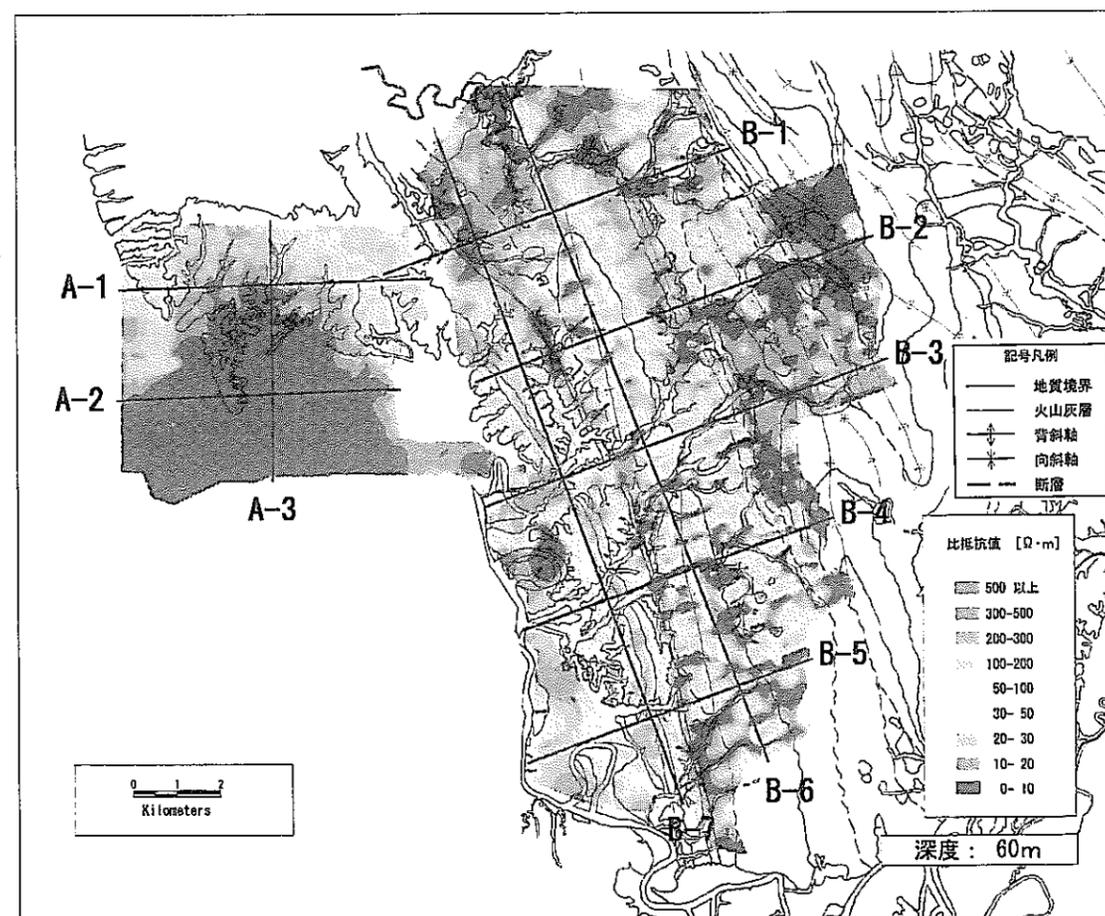
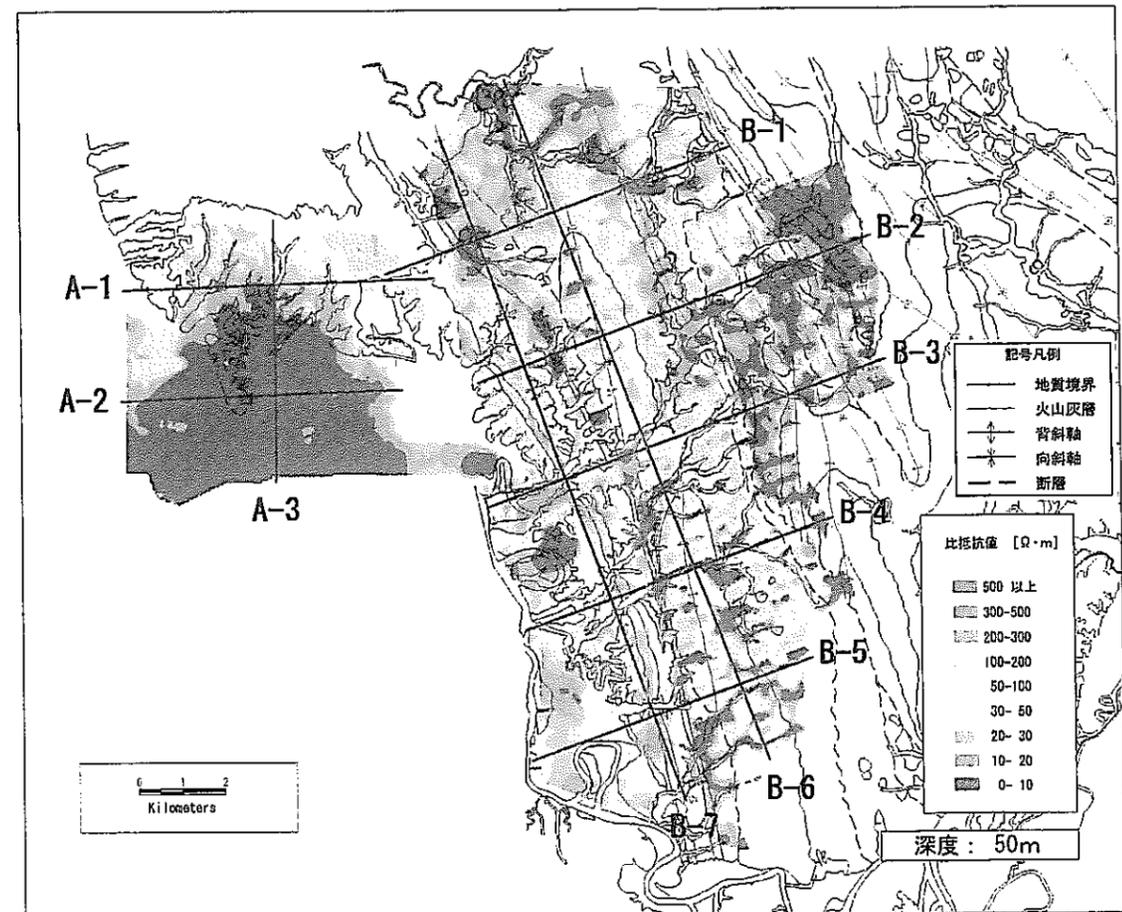
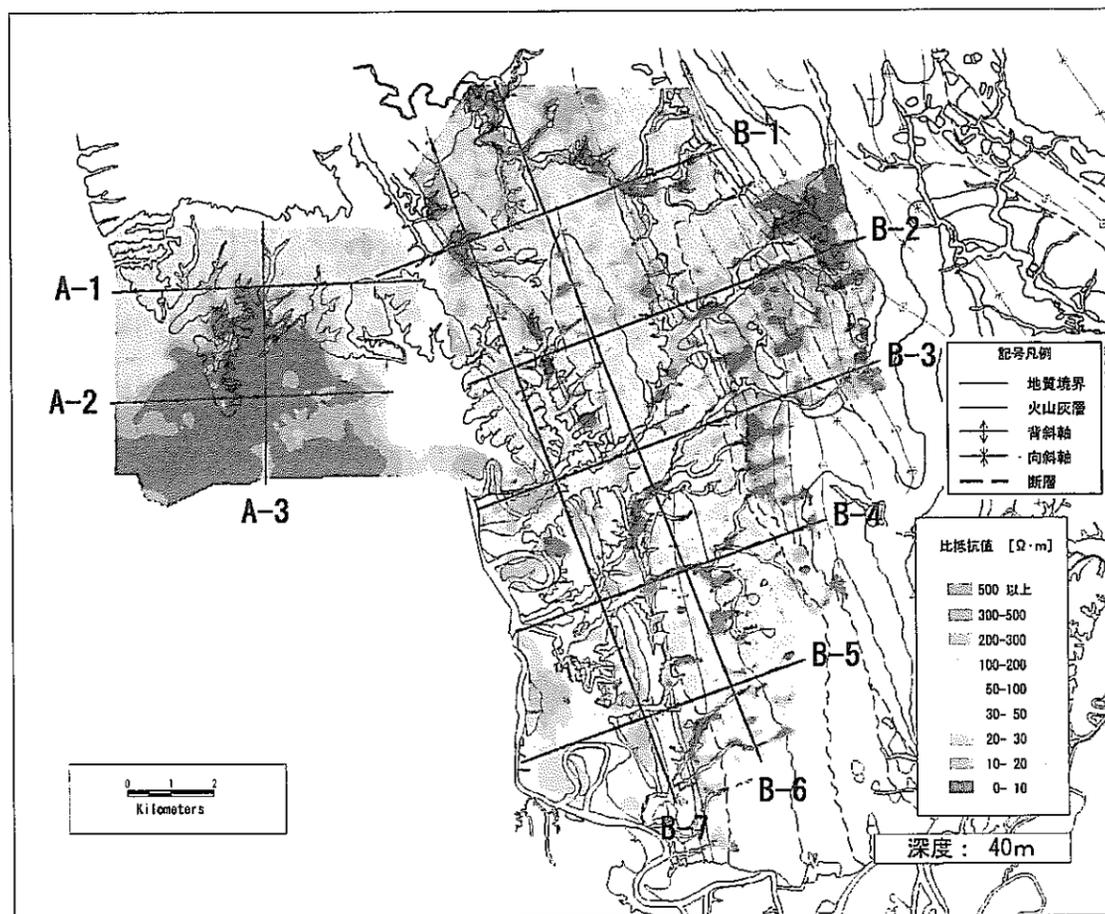


図 4-1-5 等深度別見掛比抵抗と地質比較図 (深度 40,50,60,70m)

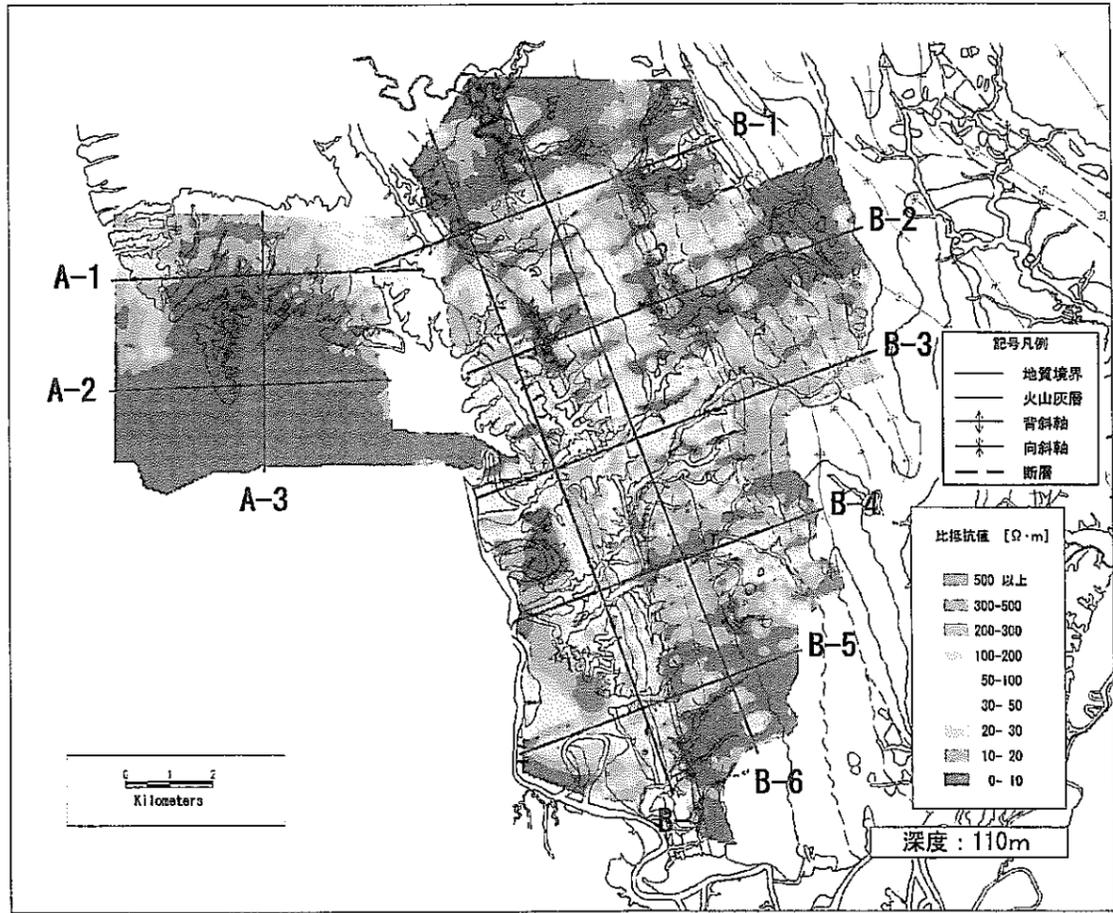
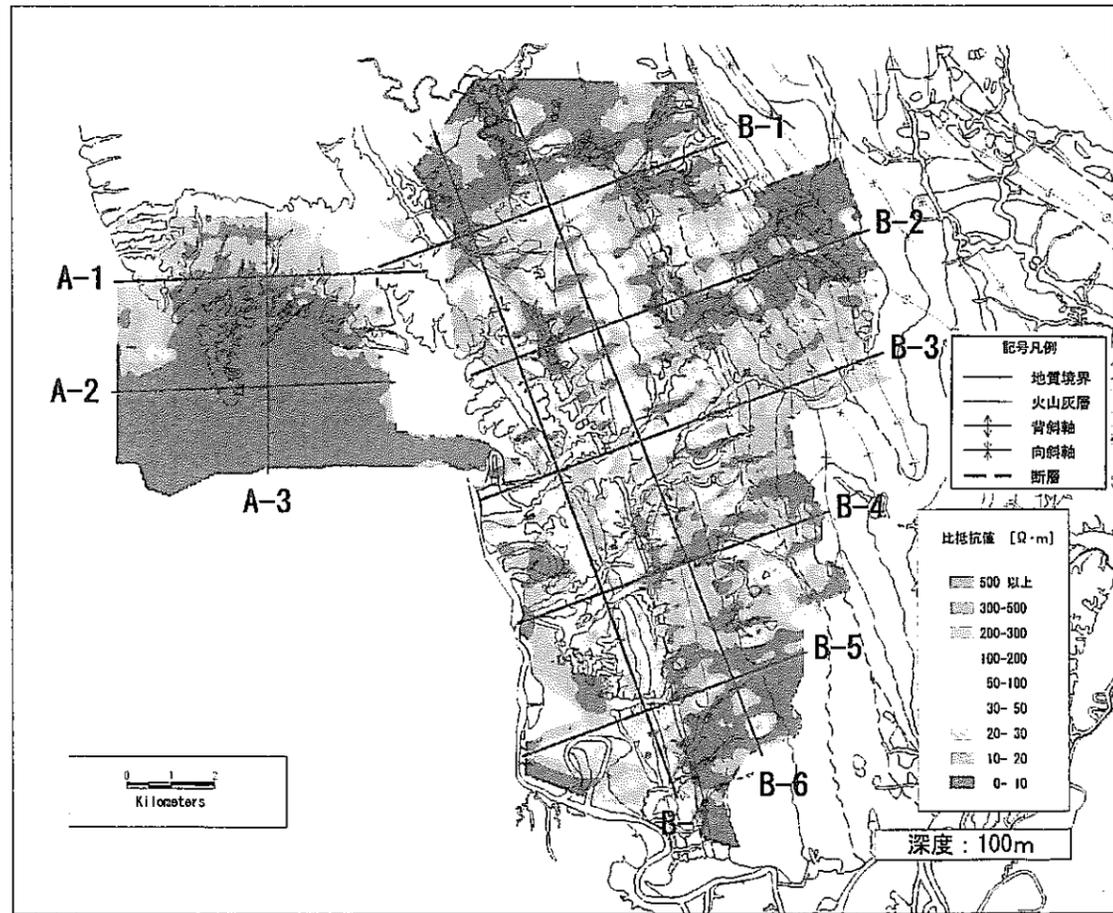
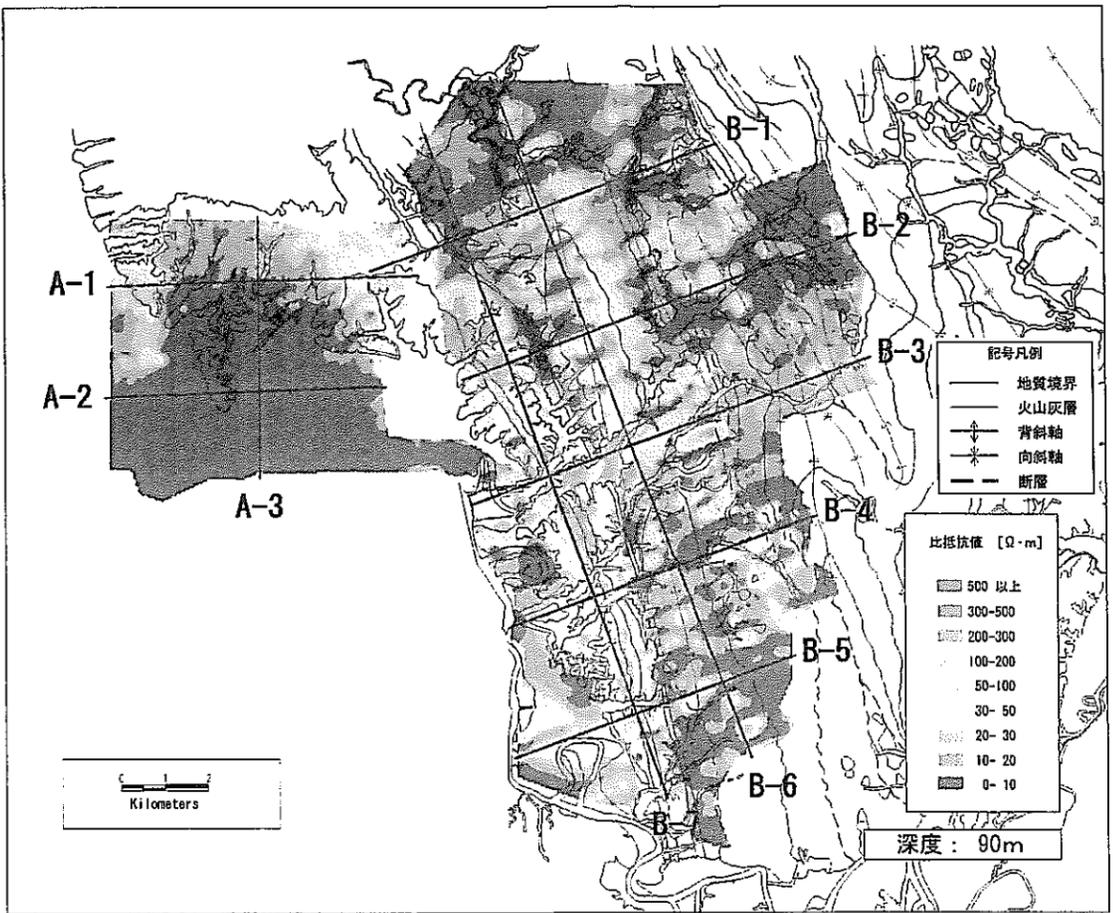
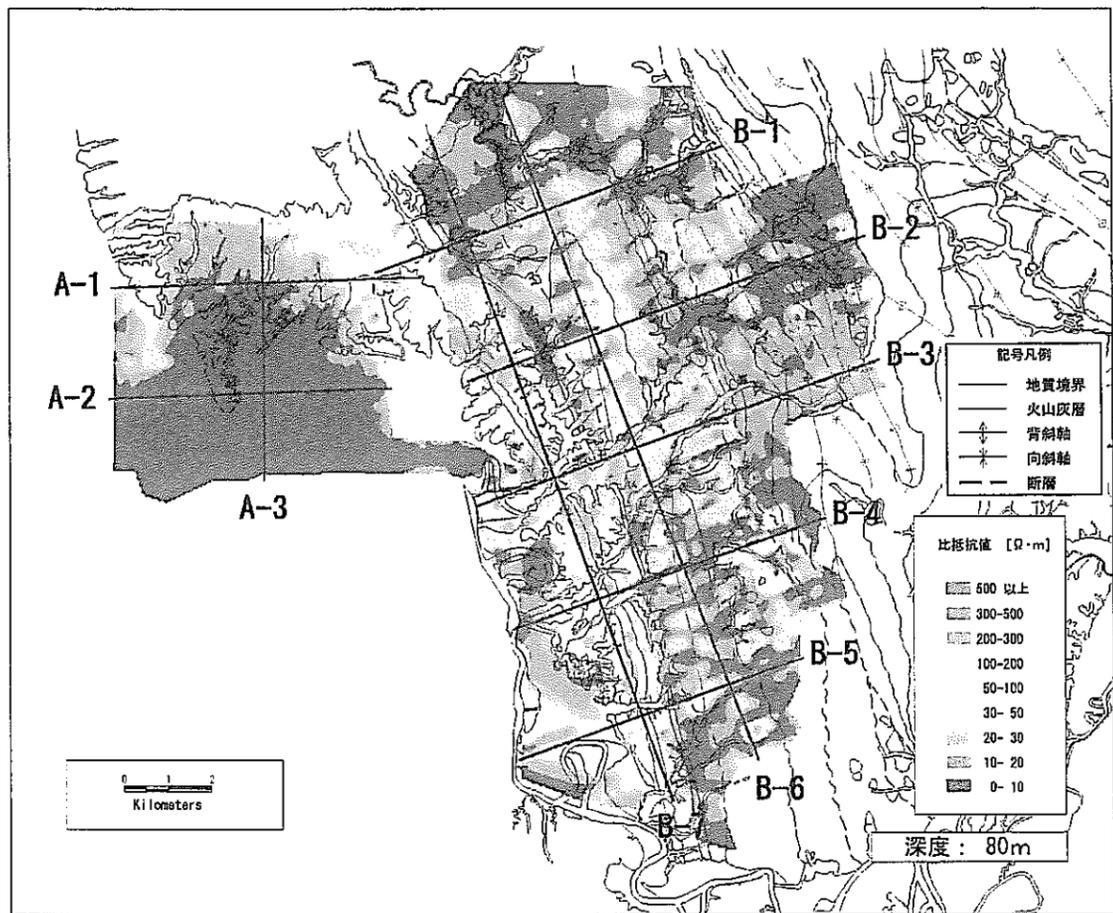


图 4-1-6 等深度別見掛比抵抗と地質比較図 (深度 80,90,100,110m)

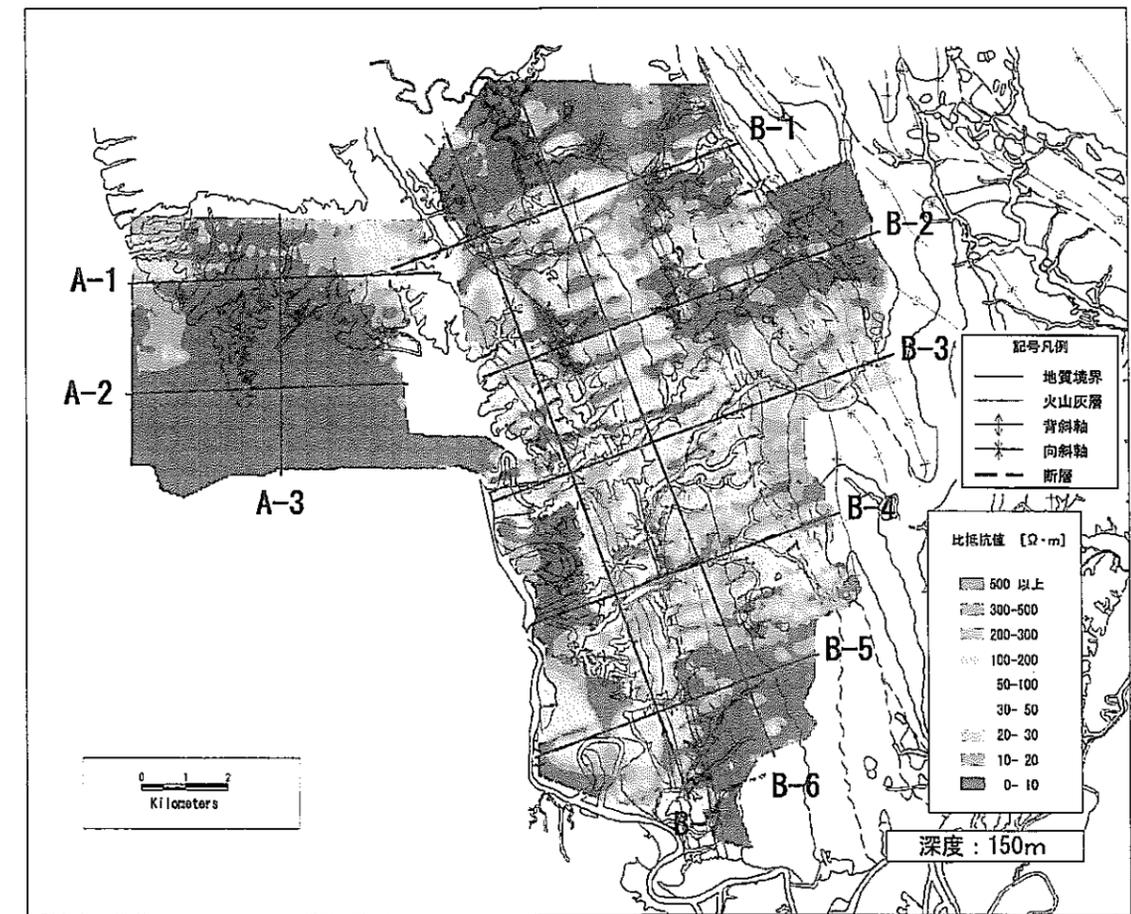
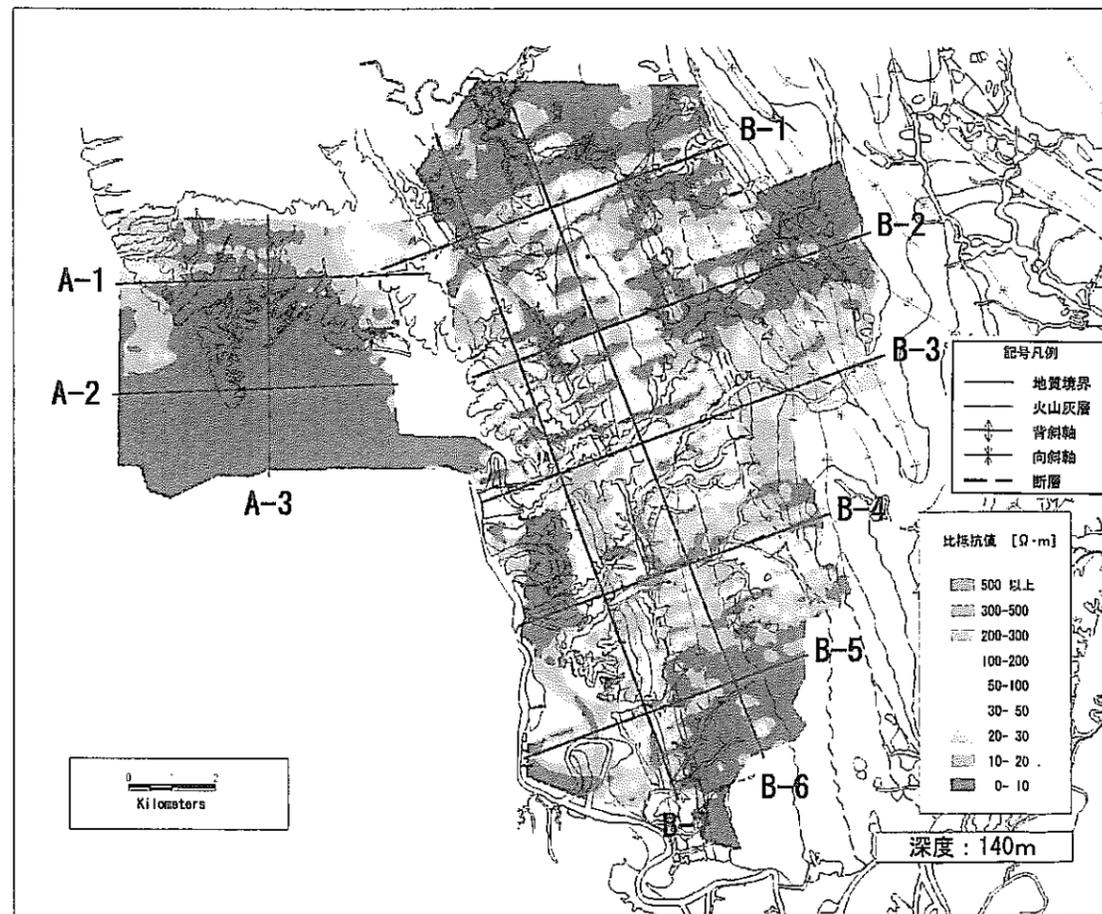
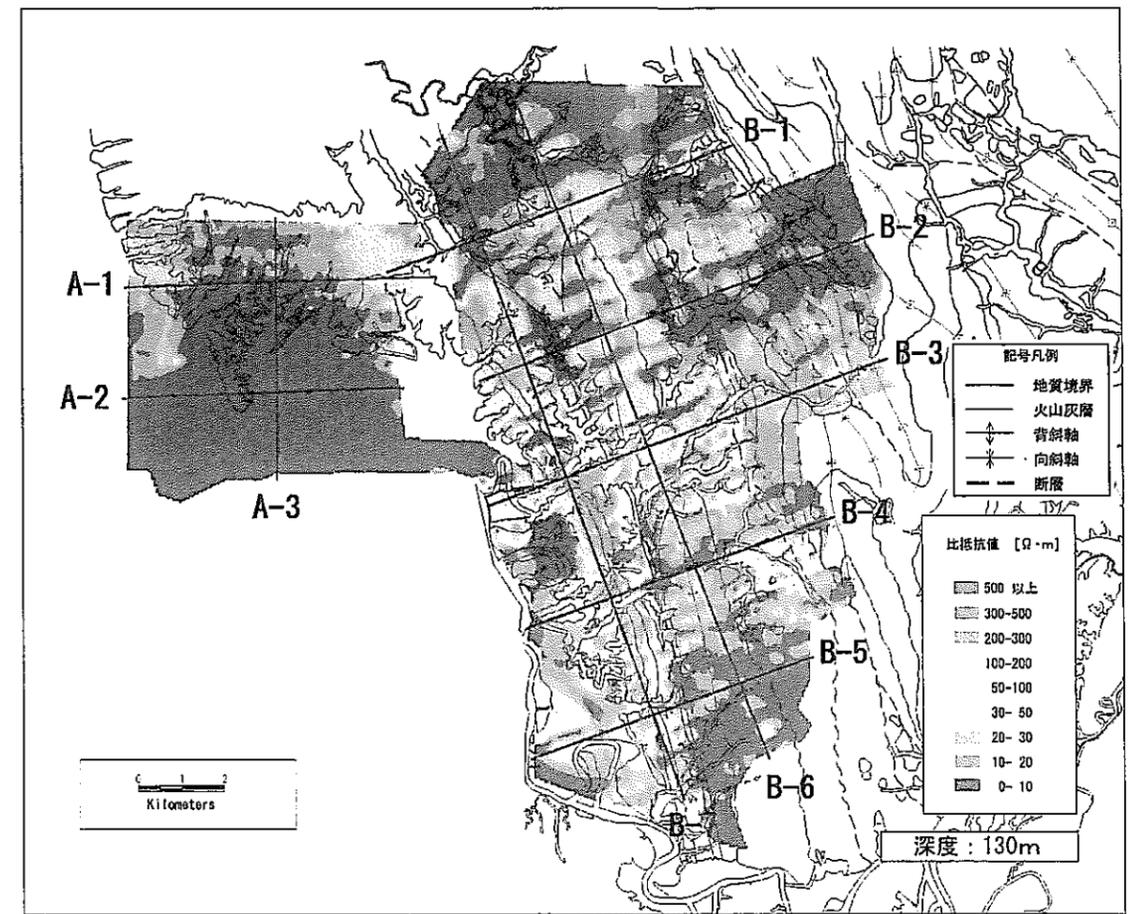
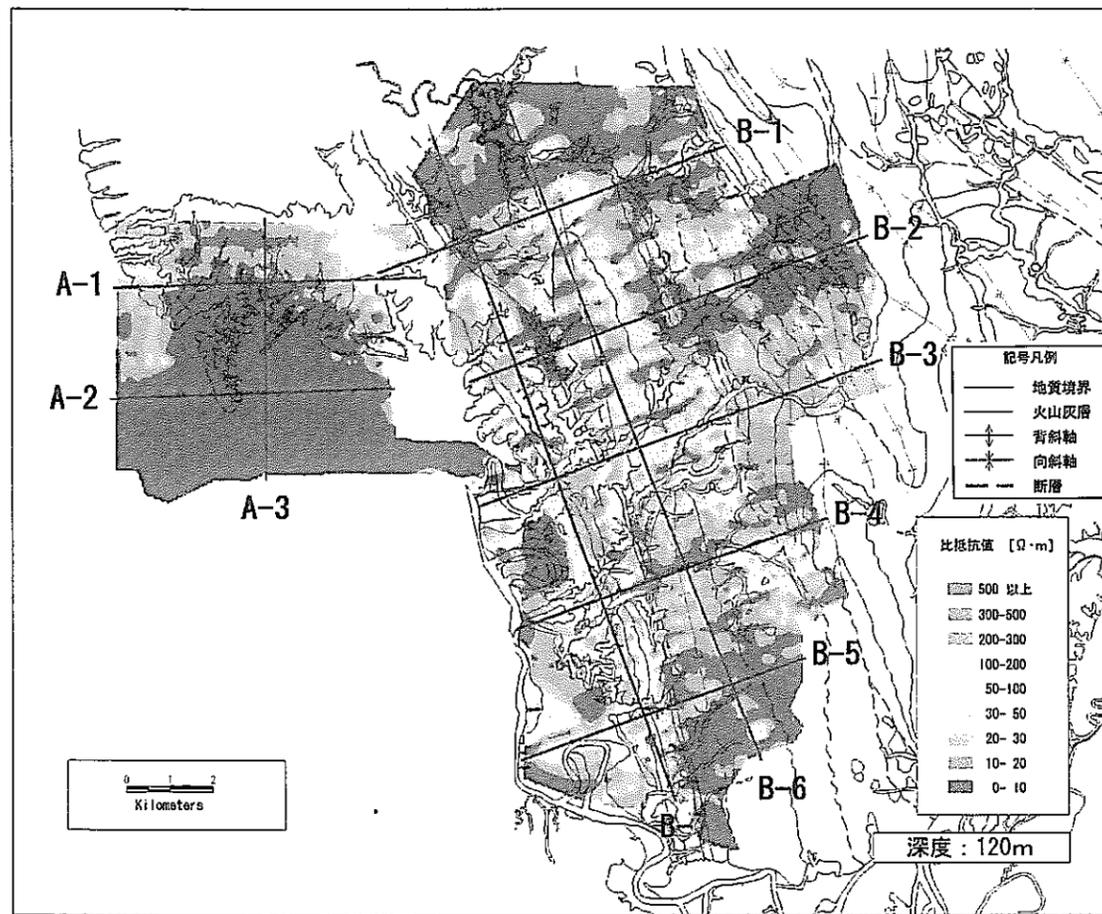
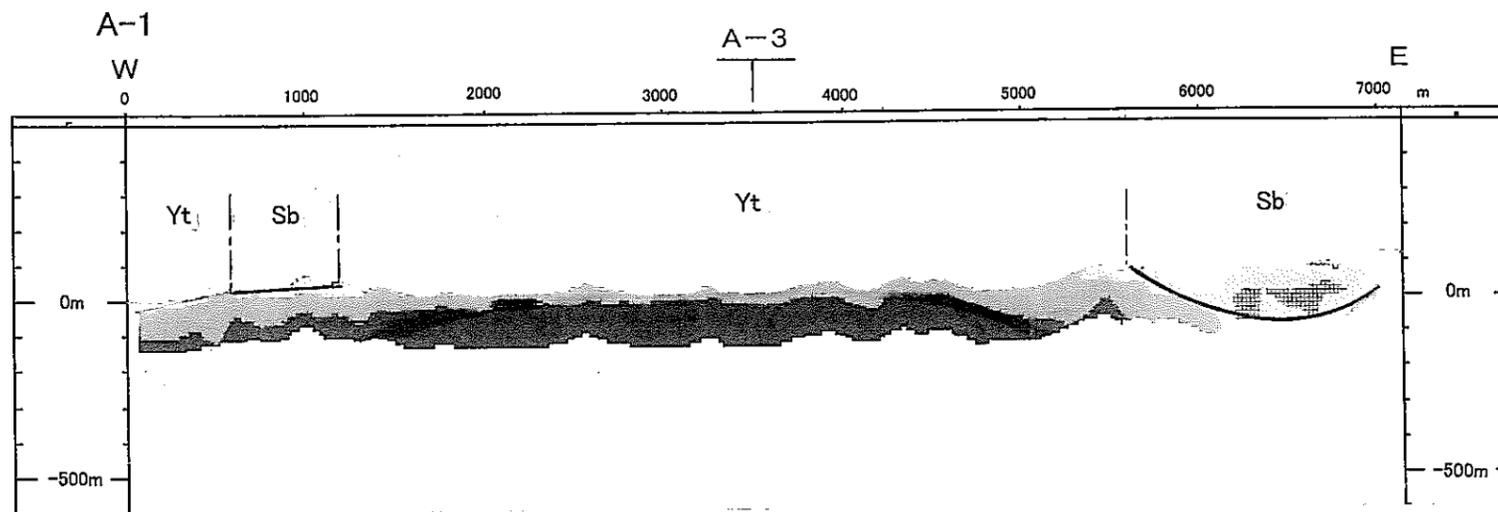
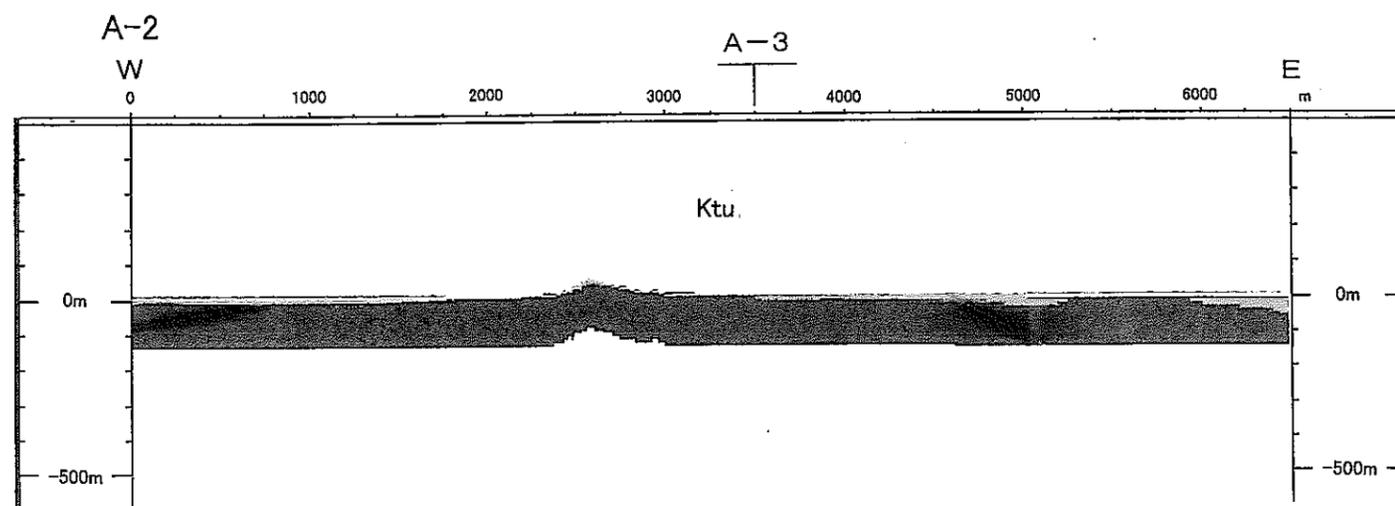


图 4-1-7 等深度別見掛比抵抗と地質比較図 (深度 120,130,140,150m)



凡 例

Kh	恵北層(礫層・砂層・シルト・亜炭の互層)
Sb	更別層(砂層・礫層の互層)
Yt	勇知層(砂岩)
Ktu	声間層上部層(砂質シルト岩、砂岩・シルト岩の互層)
Kt	声間層主部層(珪藻質泥岩)
Wk	稚内層(珪質頁岩)
Mp	増幌層(泥岩・砂岩・礫岩の互層)
Sc	宗谷夾炭層(砂岩)



見掛比抵抗値 [$\Omega \cdot m$]

500 以上
300 - 500
200 - 300
100 - 200
50 - 100
30 - 50
20 - 30
10 - 20
0 - 10

記号凡例

—	地質境界
↔	背斜軸
✳	向斜軸

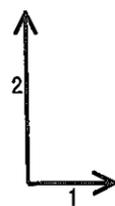
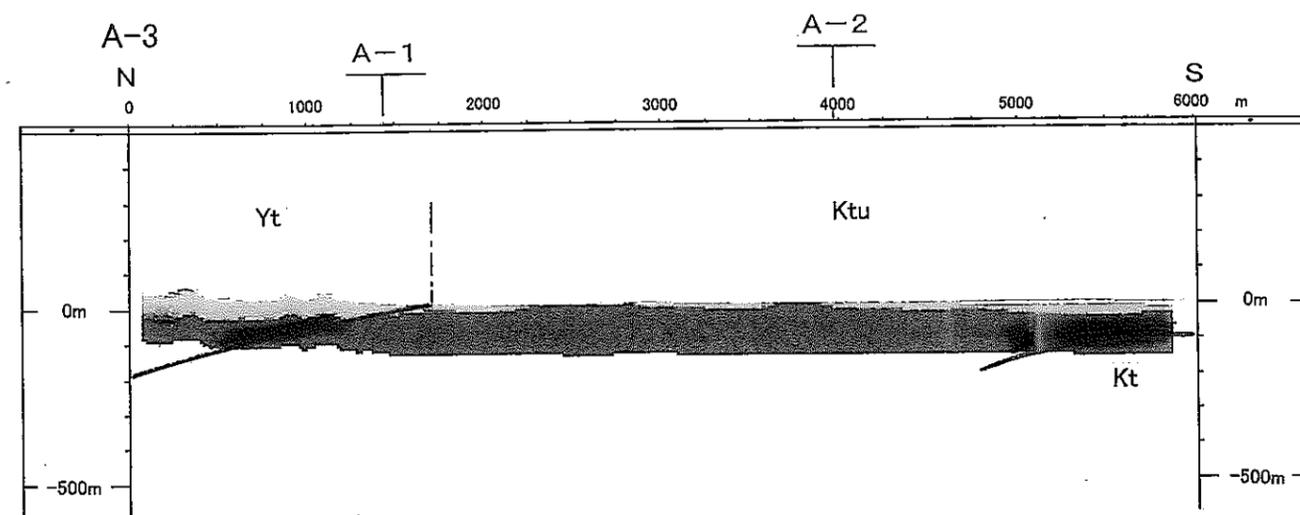
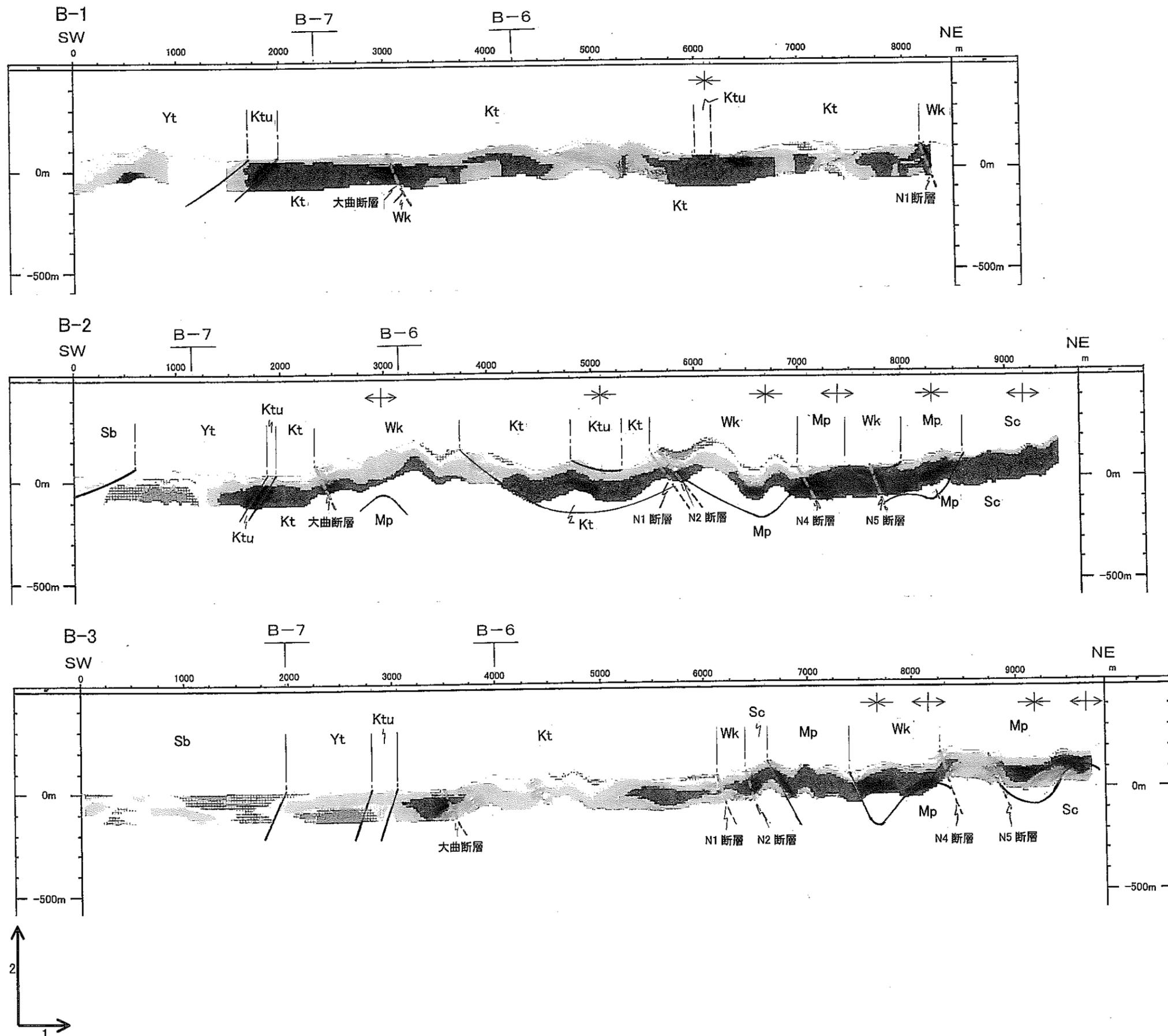


図 4-1-8 見掛比抵抗と地質構造比較断面図 (A-1,A-2,A-3 断面)



凡例

Kh	恵北層(礫層・砂層・シルト・亜炭の互層)
Sb	更別層(砂層・礫層の互層)
Yt	勇知層(砂岩)
Ktu	声間層上部層(砂質シルト岩、砂岩・シルト岩の互層)
Kt	声間層主部層(珪藻質泥岩)
Wk	稚内層(珪質頁岩)
Mp	増幌層(泥岩・砂岩・礫岩の互層)
Sc	宗谷夾炭層(砂岩)

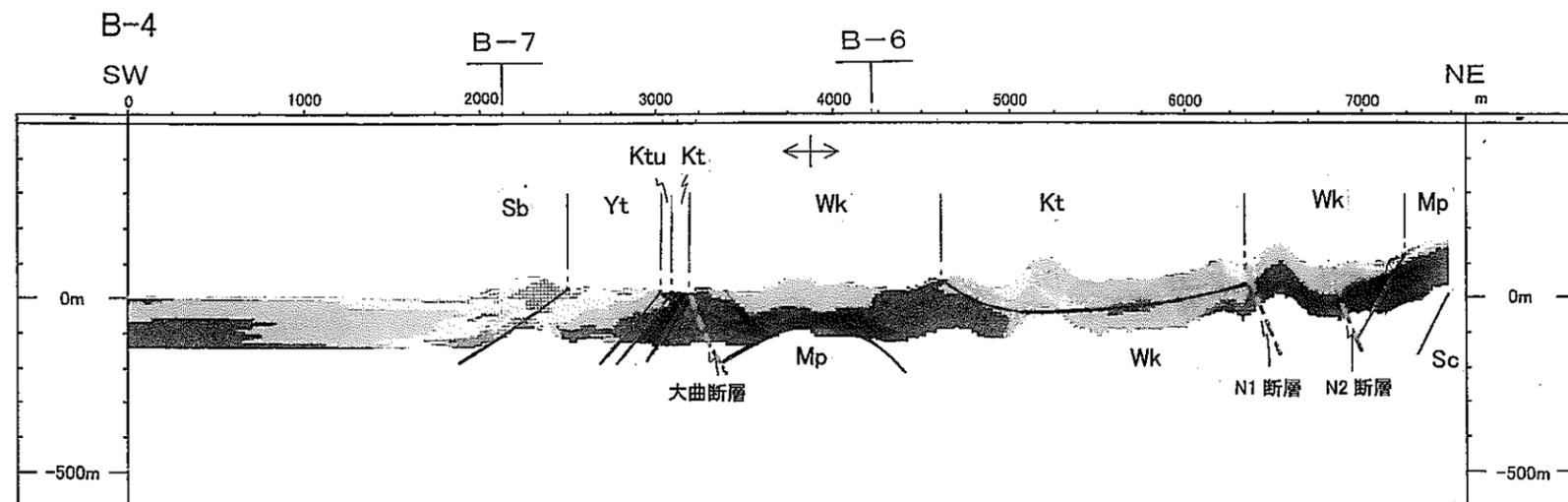
見掛比抵抗値 [$\Omega \cdot m$]

500 以上
300 - 500
200 - 300
100 - 200
50 - 100
30 - 50
20 - 30
10 - 20
0 - 10

記号凡例

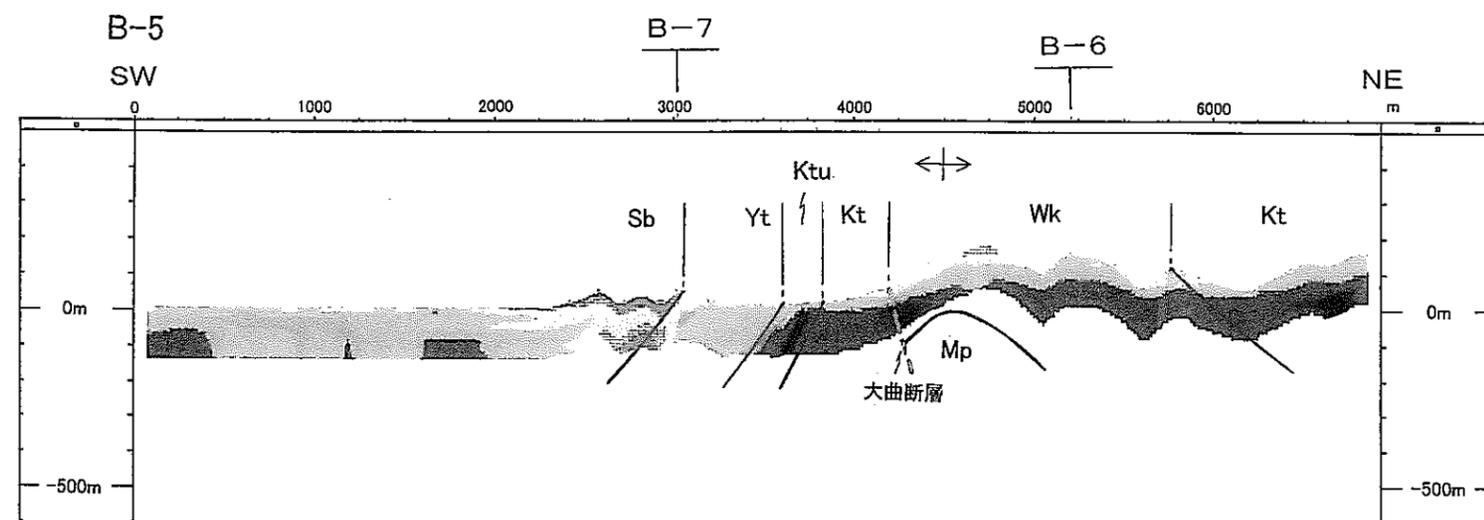
—	地質境界
↔	背斜軸
✳	向斜軸

図 4-1-9 見掛比抵抗と地質構造比較断面図 (B-1, B-2, B-3 断面)



凡 例

Kh	恵北層(礫層・砂層・シルト・亜炭の互層)
Sb	更別層(砂層・礫層の互層)
Yt	勇知層(砂岩)
Ktu	声問層上部層(砂質シルト岩、砂岩・シルト岩の互層)
Kt	声問層主部層(珪藻質泥岩)
Wk	稚内層(珪質頁岩)
Mp	増幌層(泥岩・砂岩・礫岩の互層)
Sc	宗谷夾炭層(砂岩)



見掛比抵抗値 [Ω・m]

500 以上	500 以上
300 - 500	300 - 500
200 - 300	200 - 300
100 - 200	100 - 200
50 - 100	50 - 100
30 - 50	30 - 50
20 - 30	20 - 30
10 - 20	10 - 20
0 - 10	0 - 10

記号凡例

—	地質境界
↔	背斜軸
⊗	向斜軸



図 4-1-10 見掛比抵抗と地質構造比較断面図 (B-4, B-5 断面)

この頁は PDF 化されていません。
内容の閲覧が必要な場合は、技術資料管理
担当箇所を参照して下さい。

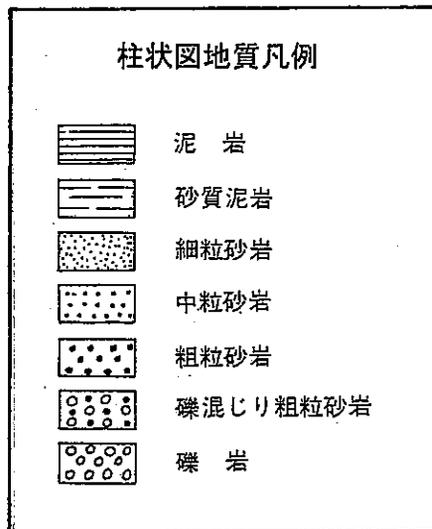
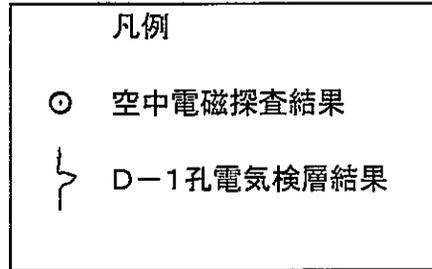
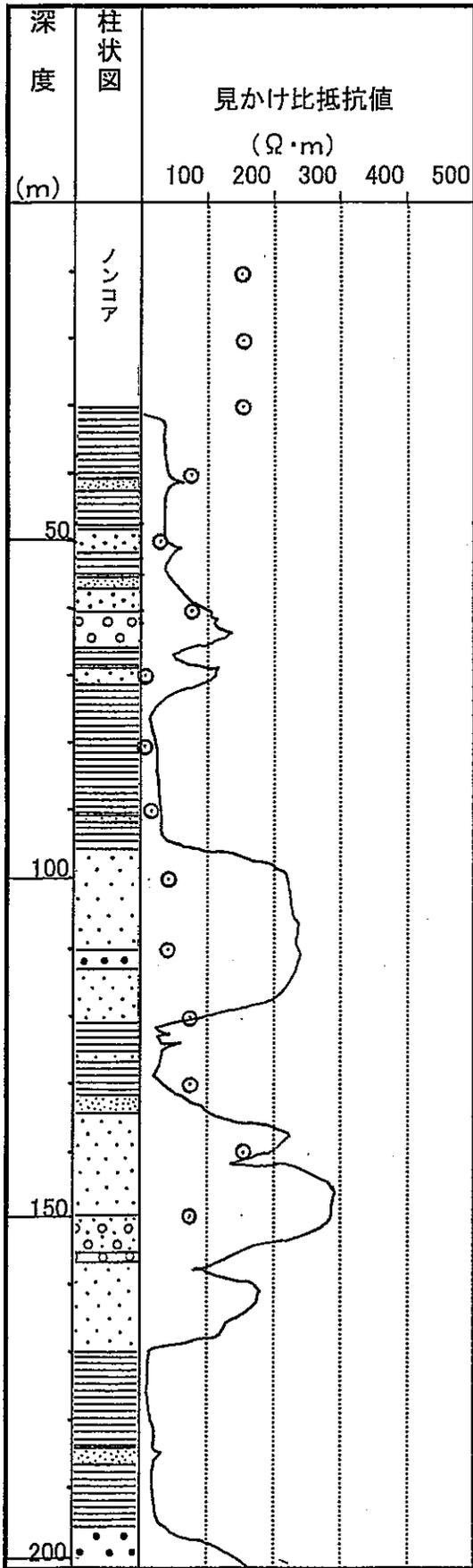


図 4-1-12 空中電磁探査結果とD-1孔電気検層結果による見掛け比抵抗値深度分布図

(2) 空中磁気探査結果

図 4-1-13 に地質調査所(現、地質調査総合センター)発行の「日本の磁気図(1992)」¹⁴⁾ を図 4-1-14 に日本の磁気異状区分図¹⁴⁾ を示す。これらの図によると探査地域は、東方の神居古潭ベルトと西方の石狩―北上ベルトの高磁気異常帯に挟まれた、低磁気部の南西部に位置している。探査地域近傍では、南西から北東へ磁気は低下する傾向が見られる。なお、神居古潭ベルトと石狩―北上ベルトの高磁気異常帯は、塩基性岩体によるものである¹⁴⁾。

図 3-3-2 に示した傾向面(深部極磁気異状)図では、南西から北東へ低下する傾向が認められる。この傾向は、図 4-1-13 に示した広域の磁気図の傾向と調和的である。

図 3-3-3 に示した傾向面解析(浅部極磁気異状)図で、地質との関係をみてみると次のことが言える。

- 勇知層と更別層の境界の更別層側とヌカナン断層から東方の増幌層分布域では、幅 500m にわたって高磁気異常の帯が北北西―南南東方向に連続して分布している。その中でも勇知層と更別層の境界の更別層側の磁気異常は特に高い。
- 探査地域の西部の更別層分布域に、磁気異常の高い箇所が散見される。
- 宗谷夾炭層と勇知層分布域は、磁気異常が低い。
- 稚内層、声間層主部相および声間層上部相分布域の磁気異常は、中位である。

このように地質分布と磁気異常分布は、概ね調和的である。増幌層と更別層が高磁気異常となっている理由は、帯磁率の高い蛇紋岩¹⁵⁾ が含まれているためと推定される。このことは根本(1979)¹⁾ に増幌層と更別層の礫層に蛇紋岩が含まれているとあることと調和的である。また、勇知層と更別層の境界の更別層側が高磁気異常となっていることは、更別層の基底部に顕著な礫層が存在している⁵⁾ ことと調和的である。一方、宗谷夾炭層と勇知層分布域の磁気異常が低い理由は、帯磁率の高い蛇紋岩を含まないためと推定される。また、宗谷夾炭層と勇知層分布域の磁気異常が低く、稚内層、声間層主部相および声間層上部相分布域の磁気異常がそれより高い理由は、含まれる蛇紋岩の量比の差によると推定される。

なお、大曲断層やN1～N5断層について着目すると、線状に磁気異常帯が連続している箇所や、断層を境にして磁気異状の分布が変化する箇所は、存在していない。

このことは、断層が周辺の岩盤とその磁氣的性質を異にしていなためと考えられる。

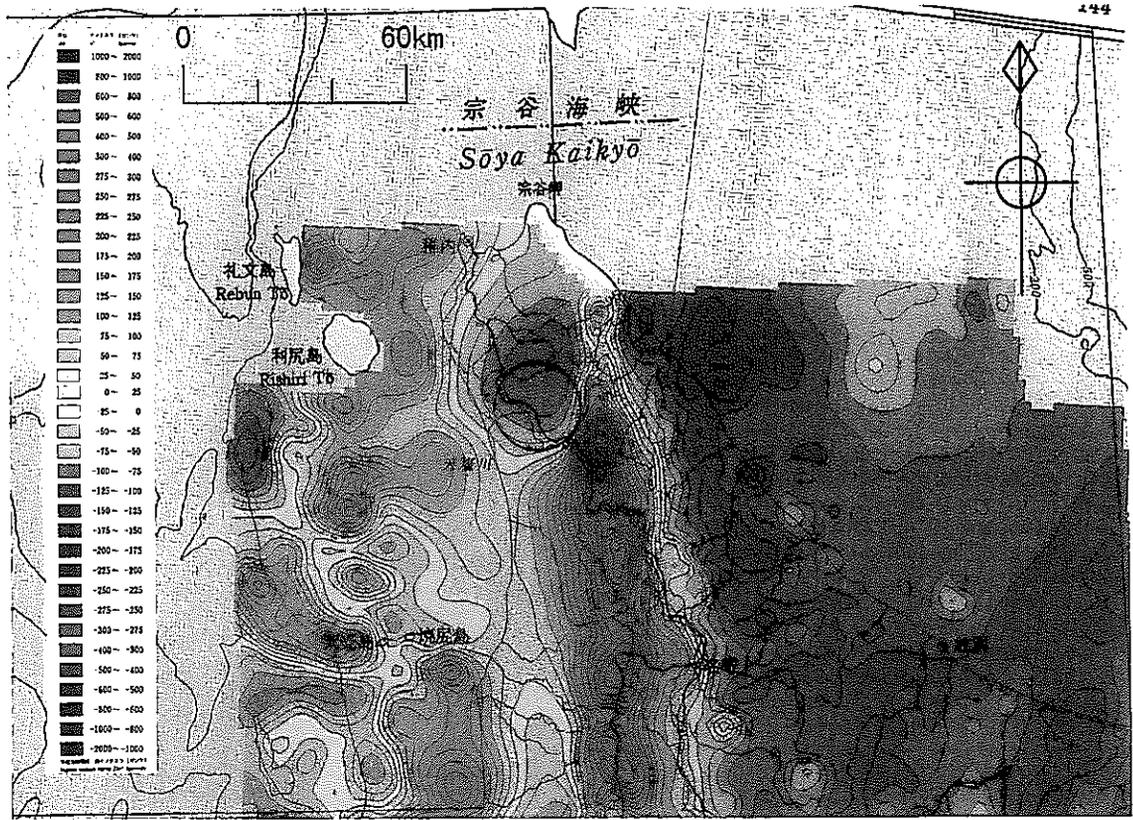


図 4-1-13 天北地域の磁気異常図(日本の磁気図, 1992)¹⁴⁾



図 4-1-14 日本の磁気異常区分図(日本の磁気図, 1992)¹⁴⁾

(3) 空中放射能探査結果

図 3-4-1 と図 3-4-2 に示した全 γ 線強度分布図 (TC) と K 強度分布図 (K) で、地形地質との関係を試みると次のことが言える。

- TC と K は天塩川沿いの泥炭湿地部を除く氾濫原や丘陵地の沢部で高く、丘陵地の尾根部や氾濫源のうち泥炭湿地で低い。
- TC と K は、氾濫原堆積物が最も高く、増幌層・声問層上部相・勇知層・更別層が中位で、宗谷夾炭層・稚内層・声問層主部相が低い。TC と K が高い地域には、主として砂岩・礫岩が、低い地域には主として泥岩・頁岩が分布する傾向がある。

このように地質分布と TC と K は、概ね調和的である。氾濫原や丘陵地の沢部で高く、丘陵地の尾根部や泥炭湿地で低い理由は、落ち葉に起因するフミン酸が、放射性元素を吸着して沢部に流れ込み氾濫原に達するため、あるいは肥料が、沢部に流れ込み氾濫原に達するため TC が高くなる。一方、泥炭湿地では間隙水が、 r 線の遮蔽膜となるため r 線が減衰して TC が低くなっていると推定される。

主として礫岩・砂岩が分布する地域で高い理由は放射性鉍物を含み高い放射線強度をしめす酸性岩の花崗岩類の礫をふくむ^{1) 13)} ため、主として泥岩・頁岩が分布する地域で低い理由は、探査地域の泥岩・頁岩は珪藻質であるため放射性鉍物が少ないためと推定される。なお、砂岩を主とする宗谷夾炭層が分布する地域で低い理由は、石炭を含むことから堆積環境が他と違い構成粒子の源岩が、増幌層や勇知層などの砂岩とは異なる¹⁾ ためと推定される。

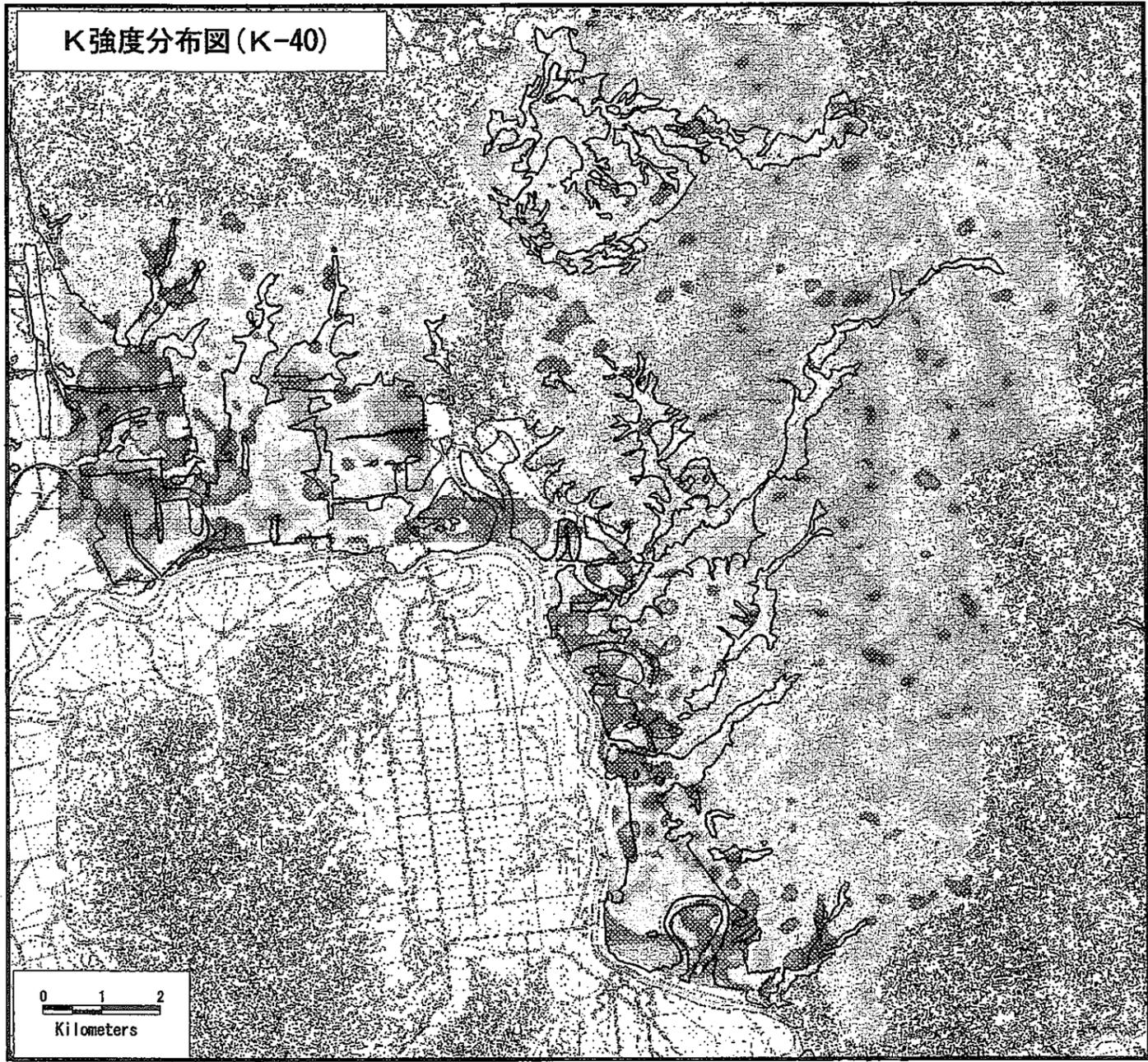
大曲断層や N1~N5 断層について着目すると、周囲に比べて TC が変化する箇所は存在していない。一般的に、亀裂の発達した部分や断層により岩石が破碎された部分では、周囲に比べて TC が高くなり、断層であっても断層粘土などにより充填されているような閉塞性の断層や破碎部では TC の異常部分は見られないと言われている (巻末資料: A-3 空中放射能探査を参照)。探査地域の断層は、いずれも TC の異常部分が見られないことから、後者の断層に属すると推定される。

Th と U については、上記のような地形・地質との関係がみられない。

図 3-4-13 の K-U-Th 合成図では、N4 断層西の稚内層分布域、N2 断層西の稚内層分布域、N1 断層西の声問層主部相分布域、大曲断層東の稚内層分布域では K の

割合が低く、Th と U の割合が大きくなっている。これは先述したように、泥岩・頁岩分布域は、砂岩・礫岩分布域に比べて、Kを含む酸性岩の花崗岩礫を含まない¹⁾ことから K の量比が少ないためと推定される。

なお、K の量比と地上の状態を検討するために、牧草地・道路分布との比較図を作成して、その関係を検討した。図 4-1-15 と図 4-1-16 の K と牧草地分布あるいは道路分布との比較図に示すように、牧草地・道路で K が高い地区が存在するが、同様な値を示す地区は他にも存在するため、その影響度については判断し難い。



K強度分布図(K-40)

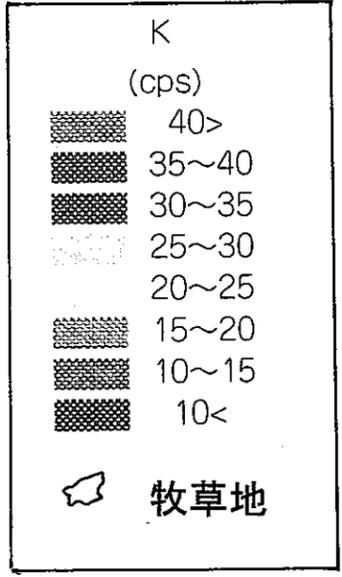


図 4-1-15 放射能探査結果(K40)と牧草地分布との比較

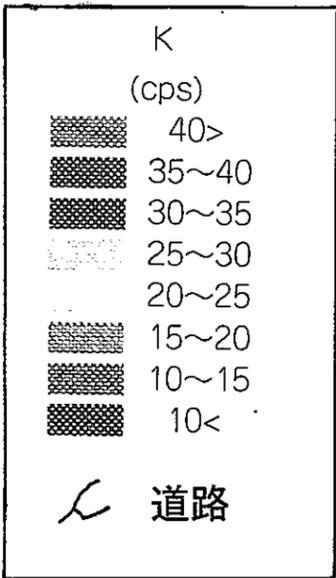
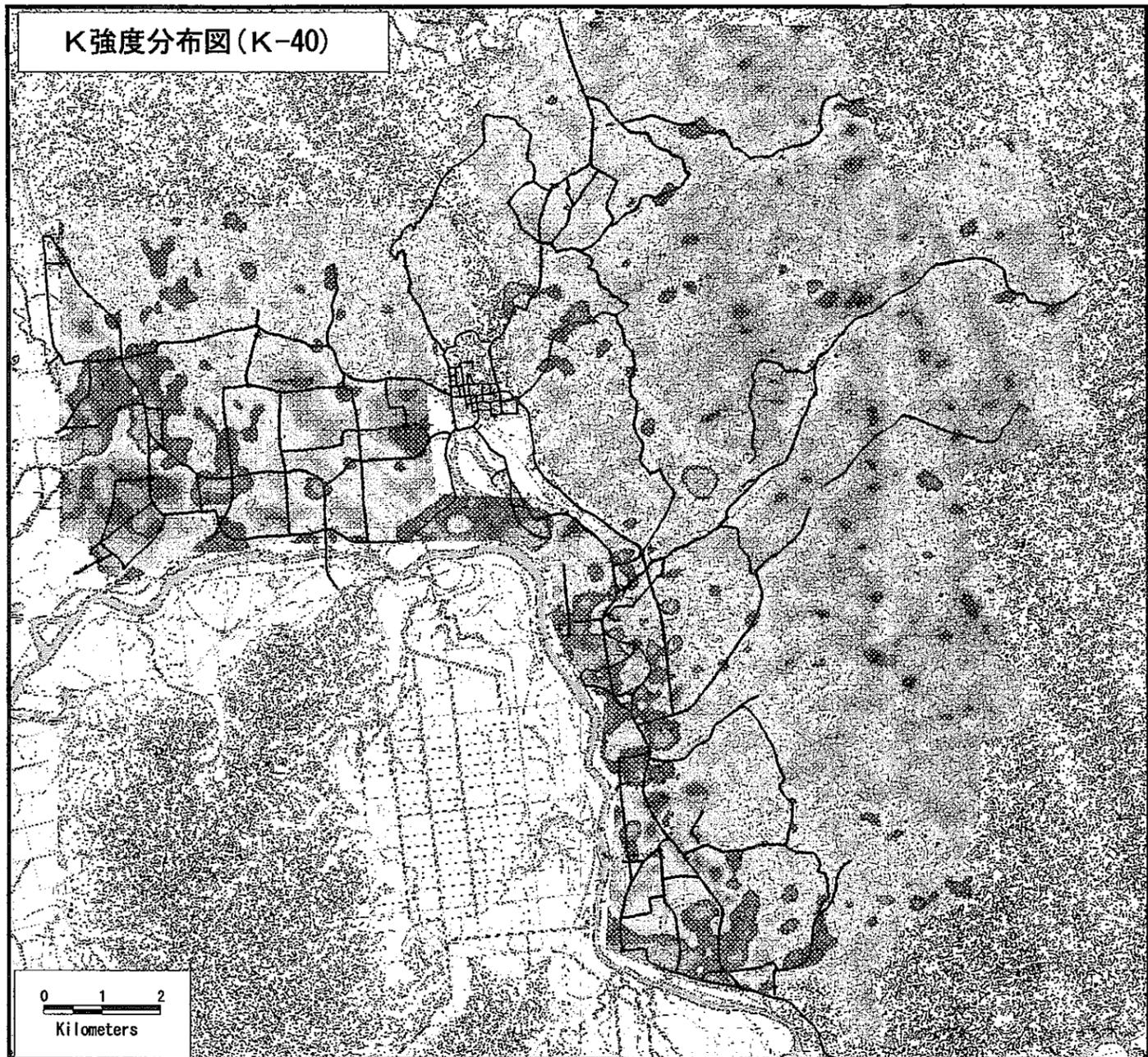


図 4-1-16 放射能探査結果(K40)と道路分布との比較

4.2 空中物理探査結果の定量的解析結果

各空中物理探査結果のデータを用いて、各地質毎に頻度分布・平均値・標準偏差を求めた。使用したデータは次のとおりである。

- ① 空中電磁探査（深度 20m）……飛行航跡のデータを深度処理した約 12.5m 毎のデータ

データ総数：約 41,000 個

- ② 空中電磁探査（標高 0m）……3次元処理したグリッドデータ

データ総数：約 49,000 個

- ③ 空中磁気探査 ……飛行航跡上の約 25m 毎のデータ

データ総数：約 26,000 個

- ④ 空中放射能探査 ……飛行航路上の約 25m 毎のデータ

データ総数：約 26,000 個

(1) 各地層毎の空中電磁探査結果

比抵抗値は、地層の様々な特性を反映している。表 4-2-1 に一般的にいわれている地層の特性と比抵抗値の関係¹⁵⁾を、定性的にまとめて示す。

表 4-2-1 見掛比抵抗値と地層の特性との関係¹⁵⁾

比抵抗	高 ↔ 低
間隙率	小 ↔ 大
飽和度(含水率)	低 ↔ 高
地下水比抵抗	高 ↔ 低
導電性物質含有量	少 ↔ 多

地層の比抵抗はこれらの特性が複雑に関連して決まっているが、岩種によってある程度の傾向は見られ、一般的な堆積岩では、礫岩が最も比抵抗が高く、砂岩、泥岩の順に低くなる傾向にある¹⁵⁾。見掛比抵抗値の定量解析には、地表地質の区分と比較するためにはなるべく浅い部分の比抵抗値を用いることが望ましいが、表土や植生の影響を避けるために深度 20m のデータを用いて、地質との対応を検討した。しかしながら、地質区分に対して解釈可能な対応が見られなかったため、深度 20m のデータは地質の違いよりも表土、崖錐堆積物および風化の影響を多く反映してい

ると考え、これらの影響を受けていないと思われる標高 0m のデータで再度検討した。図 4-2-1 と図 4-2-2 に各地層毎の見掛比抵抗値の頻度分布を、図 4-2-3 に各地層毎の見掛比抵抗値の平均値と標準偏差を示した。

(a) 見掛比抵抗値 (深度 20m)

図 4-2-3 によると、宗谷夾炭層・増幌層・稚内層・声問層主部相・声問層上部相・勇知層・更別層では、見掛比抵抗値の平均値が一番高いのは更別層で、一番低いのは声問層上部相である。一般的な岩石の比抵抗値を示した巻末資料の図 A-1-2¹⁵⁾ では、礫岩・砂岩を主とする地層は数 10~1000 $\Omega \cdot m$ と高く、シルト岩は 1~100 $\Omega \cdot m$ 、頁岩は 1~数 10 $\Omega \cdot m$ と低い。砂岩・礫岩を主とする宗谷夾炭層・増幌層・声問層上部相・勇知層・更別層のそれぞれの見掛比抵抗値の平均値は約 50~140 $\Omega \cdot m$ を、泥岩・頁岩を主とする稚内層・声問層主部相の見掛比抵抗値の平均値は約 90~100 $\Omega \cdot m$ を示し、文献に示されたような岩石と見掛比抵抗値の関係はみられない。

このことは、深度 20m のデータには、地表からの風化の影響が大きく関与し、地層が本来持っている物性よりは間隙率や飽和度の程度が、見掛比抵抗値に大きく寄与しているものと推定される。

(b) 見掛比抵抗値 (標高 0m)

同じく図 4-2-3 によると、宗谷夾炭層・増幌層・稚内層・声問層主部相・声問層上部相・勇知層・更別層の中で、見掛比抵抗値の平均値が一番高いのは最も新しい時代の半固結の更別層で、その値は 130 $\Omega \cdot m$ 程度であり、次に高いのは同じく半固結の勇知層で 80 $\Omega \cdot m$ 程度である。一方、他の固結した地層の見掛比抵抗値はいずれも 10~30 $\Omega \cdot m$ 程度であり、平均値と標準偏差の分布はかなり重複しており有意な差は認められないが、時代が古くなるにつれて順次小さくなる傾向が認められる。

このように、本探査地域では若い時代の地層であるほど見掛比抵抗値が高く、古い時代の地層であるほど見掛比抵抗値が、僅かながら小さくなっているのは、固結度の程度の違いつまり間隙率の違いと考えらる。このことは堆積物の埋没による続成変質の面から、鮮新世の声問層主部層・声問層上部相はオパール A 帯 (非晶質シリカ)、中新世後期の稚内層はオパール C T 帯 (クリストバライト)、中新

世中期の増幌層から古い時代の地層は石英帯⁵⁾を示し、古い時代の地層ほど続成変質度が増していることにも裏付けられている。

(c) 見掛比抵抗値（深度 20m と標高 0m）の差

表 4-2-2 に地層ごとの見掛比抵抗値の平均値、標準偏差、および深度 20m と標高 0m の平均値の差を示す。なお、恵北層と段丘堆積層はデータ数が少ないため表から省いた。

表 4-2-2 見掛比抵抗分布の比較

地層名	比抵抗分布 ($\Omega \cdot m$)				標高 0m と深度 20m の見掛比抵抗値の平均値の差 [*]
	標高 0m		深度 20m		
	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差	
更別層	137	88	139	74	2
勇知層	80	60	96	59	16
声問層上部相	33	28	45	40	12
声問層主部相	29	34	90	58	61
稚内層	24	28	103	69	79
増幌層	17	14	67	57	50
宗谷夾炭層	9	11	47	58	38

* 深度 20m - 標高 0m

深度 20m と標高 0m の見掛比抵抗値の平均の差は、地層によりその程度が異なり、宗谷夾炭層・増幌層・稚内層・声問主部相ではその差が 38~79 $\Omega \cdot m$ と大きく、声問層上部相・勇知層では 12~16 $\Omega \cdot m$ 、更別層は 2 $\Omega \cdot m$ とその差はほとんどない。

このような見掛比抵抗の差は、風化に対する影響の受けやすさによるものと推定され、一つの解釈として、①声問層上部相から更別層までは砂岩・礫岩を主として、声問層上部相は固結しているものの他は半固結であるため、もともと空隙があり、風化を受けてもその程度はそれほど変わらない、②宗谷夾炭層から声問層主部相までは固結度が高いため、風化を受けると空隙の程度が大きく変わるため比抵抗が大きく変化し、中でも稚内層と声問層主部相が大きいのは、風化に対して非常に弱い特性による⁵⁾ためである、と解釈できる。

(2) 各地層毎の空中磁気探査結果

空中磁気探査結果について、傾向面解析後のデータを用いて、地下浅部の地質・地質構造との対応を検討した。図 4-2-3 に各地層毎の磁気異常の頻度分布を示し、図 4-2-8 に各地層毎の磁気異常の平均値と分散を示す。また、表 4-2-3 に地層ごとに磁気異常の平均値と標準偏差を示す。なお、恵北層と段丘堆積層はデータ数が少ないため表から省いた。

表 4-2-3 磁気異常の平均値と標準偏差

地層名	磁気異常 (nT)	
	平均値	標準偏差
更別層	3.0	3.6
勇知層	1.4	4.0
声問層上部相	0.4	1.7
声問層主部相	-0.1	1.5
稚内層	0.6	1.8
増幌層	1.7	2.8
宗谷夾炭層	-1.9	1.9

磁気異常の地層毎の平均値を高いほうから列記してみると、更別層・増幌層・勇知層・稚内層・声問層上部相・声問層主部相・宗谷夾炭層となる。ここで、磁気異常が -1.9 nTとやや全体の傾向から外れた低い値を示す宗谷夾炭層を除いてみると、砂岩・礫岩を主とした増幌層・声問層上部相・勇知層・更別層が高く、泥岩・頁岩を主とした稚内層・声問層主部相が低い。

砂岩・礫岩を主とした地層で高く、泥岩・頁岩を主とした地層で低い理由は、4.1 項で先述したように、砂岩・礫岩中に蛇紋岩の礫、砂を含んでおり¹⁾、泥岩・頁岩にはその量比が少ないためと推定される。なお、宗谷夾炭層が -1.9 nTと低い値を示す理由は、石炭を含むことから堆積環境が他と違い構成粒子の源岩が異なるためと推定される。

(3) 各地層毎の放射能探査結果

放射能探査結果について、放射能強度をTC、K、UおよびThのそれぞれのデータで検討した。図 4-2-4~7 に各地層毎の放射能強度の頻度分布を示す。また、図 4-2-9 と図 4-2-10 に各地層毎の放射能強度の平均値と分散を、また、表 4-2-4

に地層ごとに放射能強度の平均値と標準偏差を示す。なお、恵北層と段丘堆積層はデータ数が少ないため表から省いた。

表 4-2-4 放射能強度の平均値と標準偏差

地層名	放射能強度 (CPS)							
	T C		K		U		T h	
	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差
更別層	260	32	23	4	4	2	5	2
勇知層	267	28	24	4	4	1	5	1
声間層上部相	264	37	22	5	4	1	6	2
声間層主部相	225	36	18	4	3	1	5	2
稚内層	230	42	18	5	4	2	4	1
増幌層	247	42	20	5	4	1	5	2
宗谷夾炭層	227	25	18	3	3	1	5	1

放射能強度 TC の地層毎の平均値を高いほうから列記してみると、勇知層・声間層上部相・更別層・増幌層・稚内層・宗谷夾炭層・声間層主部相となる。また、放射能強度 K の地層毎の平均値を高いほうから列記してみると、勇知層・更別層・声間層上部相・増幌層・稚内層・宗谷夾炭層・声間層主部相となる。

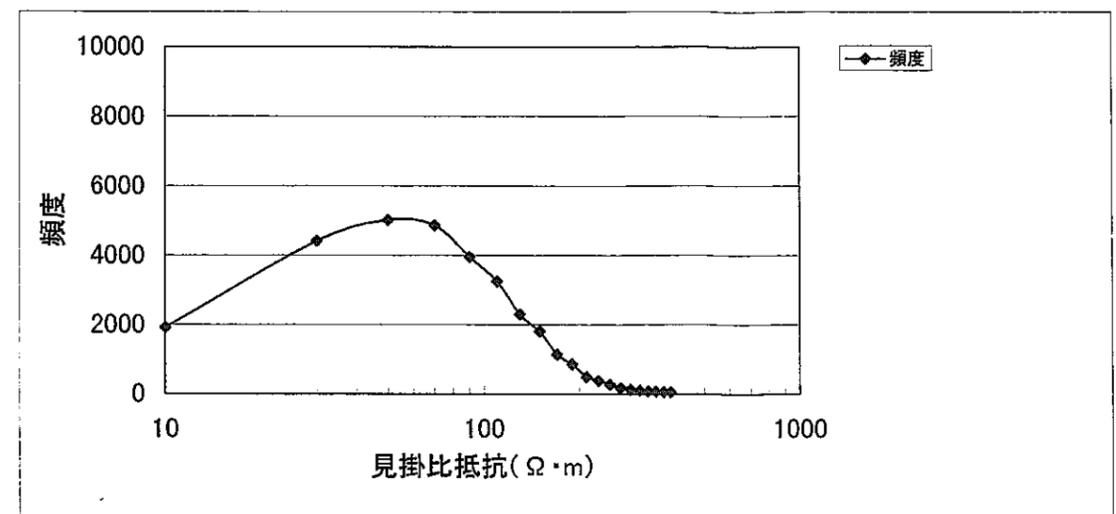
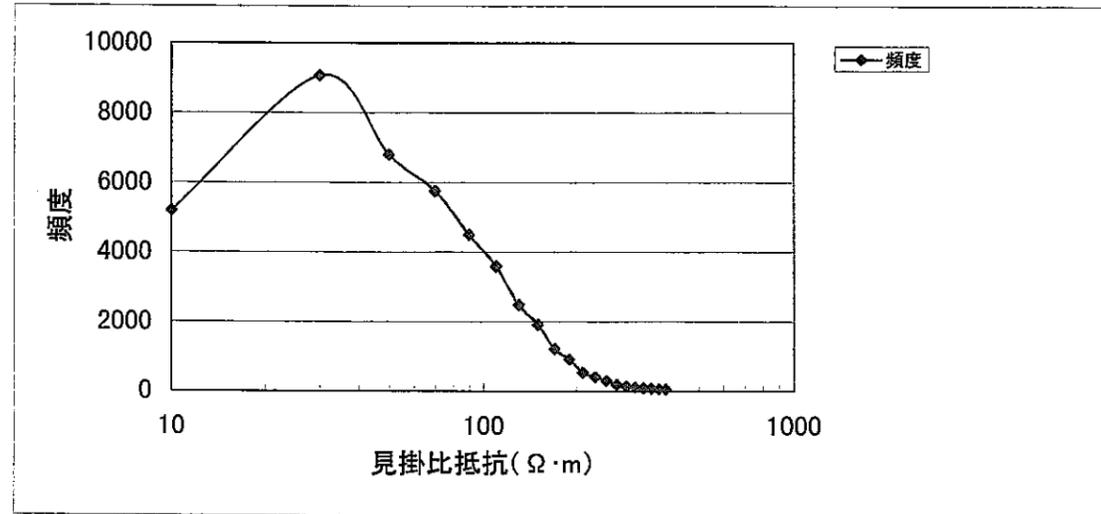
ここで、T C と K の地層毎の放射能強度の平均値をそれぞれ比較してみると、T C と K とともに泥岩・頁岩を主とする稚内層・声間層主部相が低く、砂岩・礫岩を主とする増幌層・声間層上部相・勇知層・更別層が高い。

礫岩・砂岩が分布する地域で高い理由は、放射性鉍物を含み高い放射線強度をしめす酸性岩の花崗岩類の礫をふくむ^{1) 13)} ため、主として泥岩・頁岩が分布する地域で低い理由は、探査地域の泥岩・頁岩は珪藻質であるため放射性鉍物が少ないためと推定される。なお、砂岩を主とする宗谷夾炭層が分布する地域で低い理由は、4.1 項で先述したように、石炭を含むことから堆積環境が他と違い構成粒子の源岩が、増幌層や勇知層などの砂岩とは異なる¹⁾ ためと推定される。

一方、U と T h では、地層による差異は認められない。

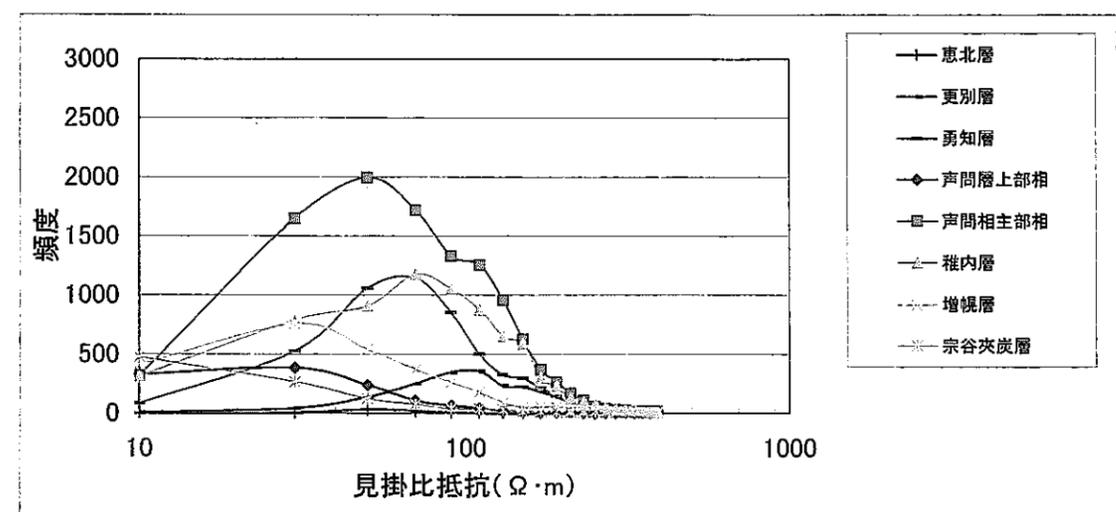
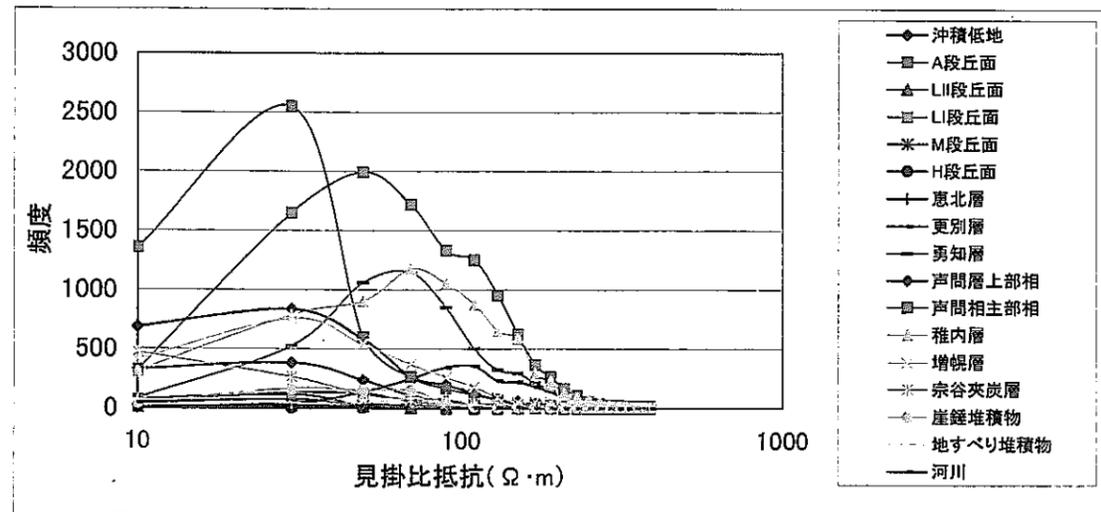
地質	沖積低地	A	LII	LI	M	H	恵北層	更別層	勇知層	声間層上部相	声間層主部相	稚内層	増幌層	宗谷夾炭層	崖錐堆積物	地すべり堆積物	河川
データ数	2909	5292	202	463	113	4	60	2246	5510	1210	10939	7371	2878	1098	573	389	194
平均	51.40	41.38	30.89	51.39	77.80	221.50	70.30	138.84	95.56	44.97	90.53	103.44	66.77	46.86	55.56	65.06	56.89
標準偏差	44.71	45.41	28.29	33.09	36.12	104.51	51.39	74.12	59.37	39.46	58.09	69.12	57.31	58.31	31.70	39.64	56.71

(全体)



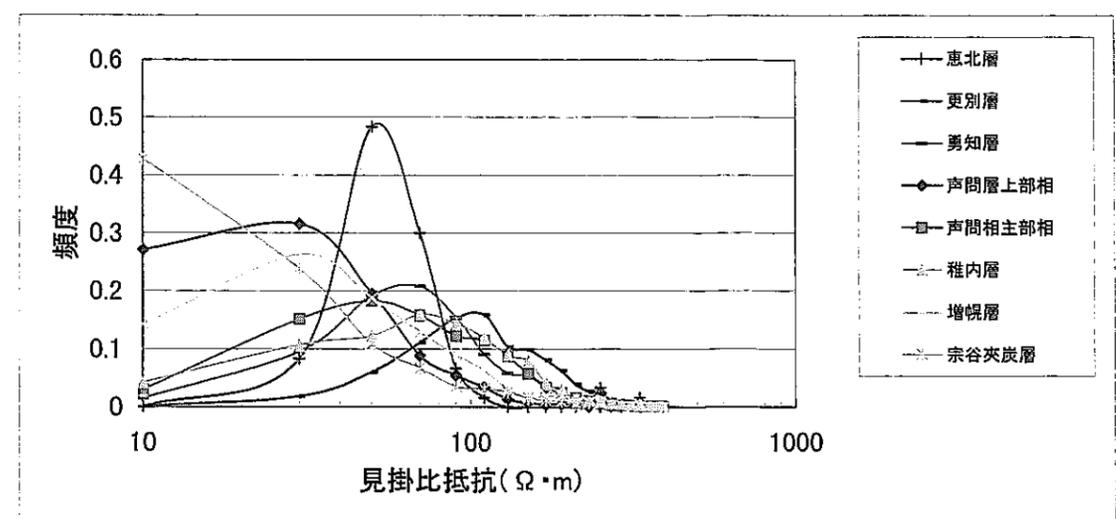
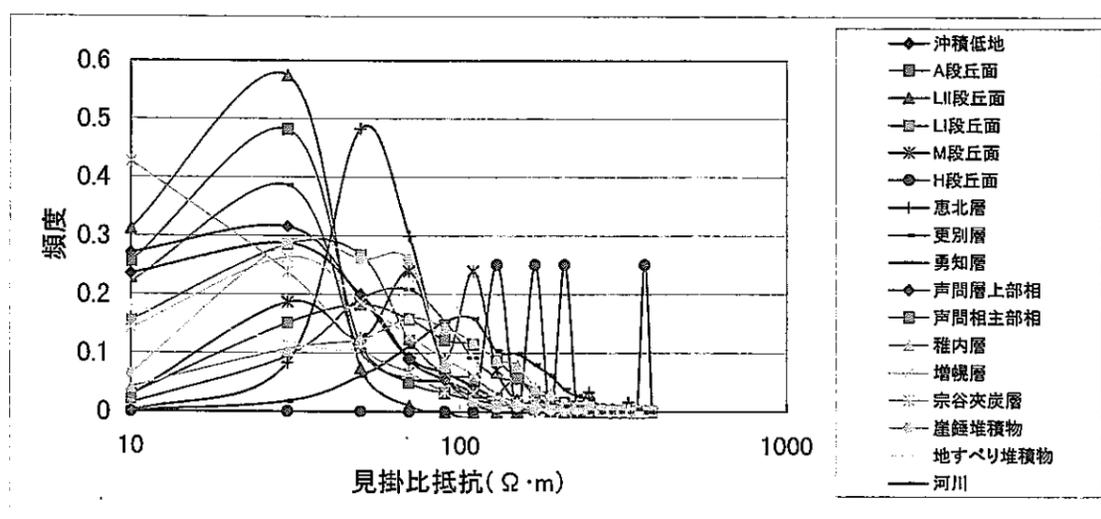
(全体: 第四系の恵北層以外を除く)

(地層毎)



(地層毎: 第四系の恵北層以外を除く)

(データ数で基準化)

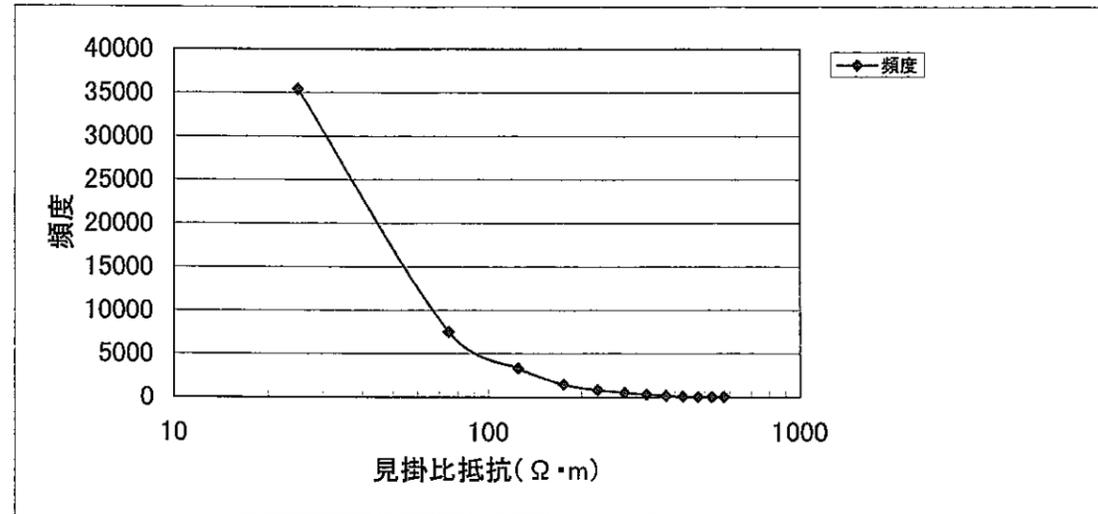


(データ数で基準化: 第四系の恵北層以外を除く)

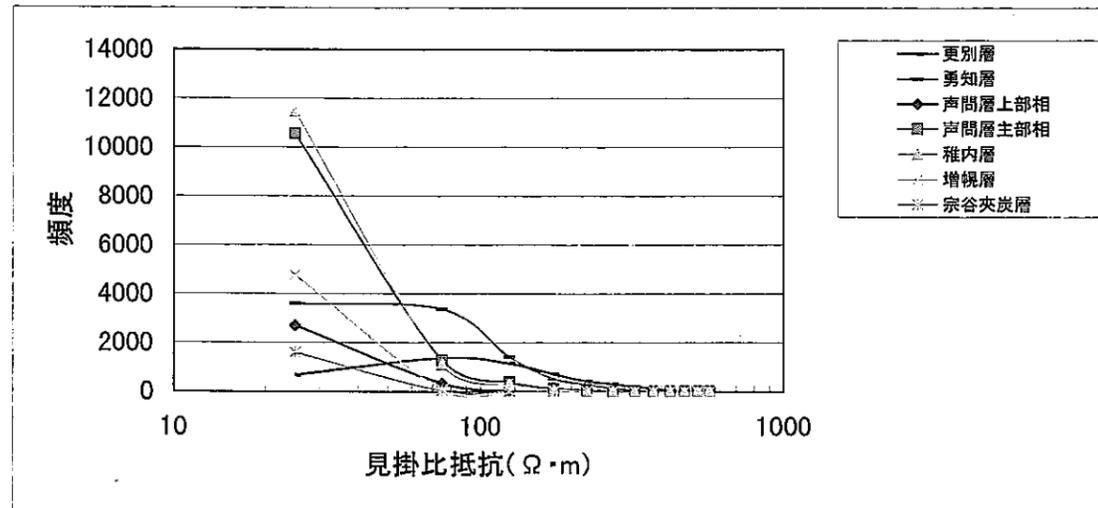
図 4-2-1 各地層毎の比抵抗の頻度分布 (深度 20m)

地質名	更別層	勇知層	声間層上部相	声間層主部相	稚内層	増幌層	宗谷夾炭層
データ数	4938	9488	3081	12357	12940	4885	1597
平均値	136.93	80.36	32.76	28.72	24.34	16.61	8.94
標準偏差	88.39	60.45	27.62	34.07	27.66	14.15	10.89

(全体)



(地層毎)



(データ数で基準化)

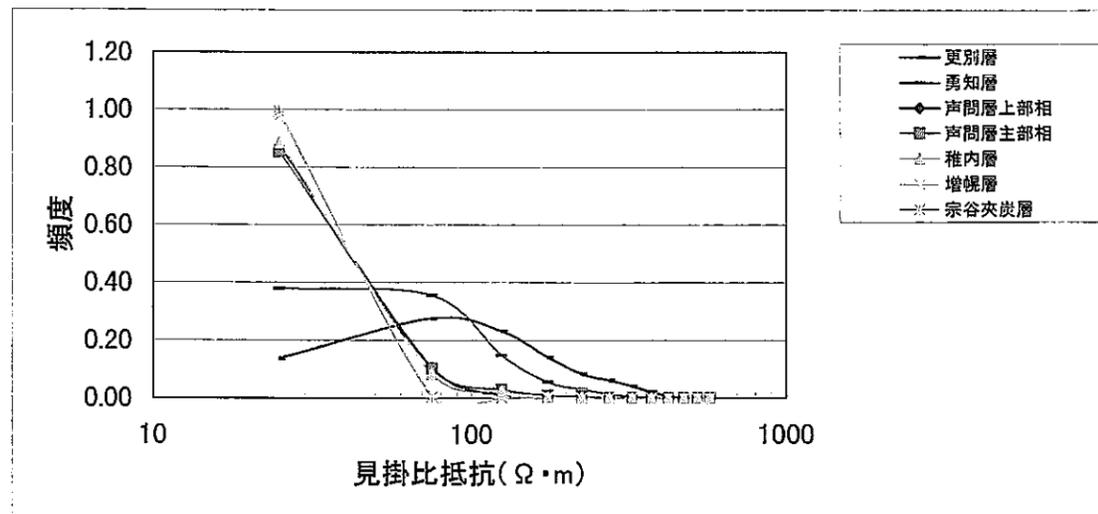
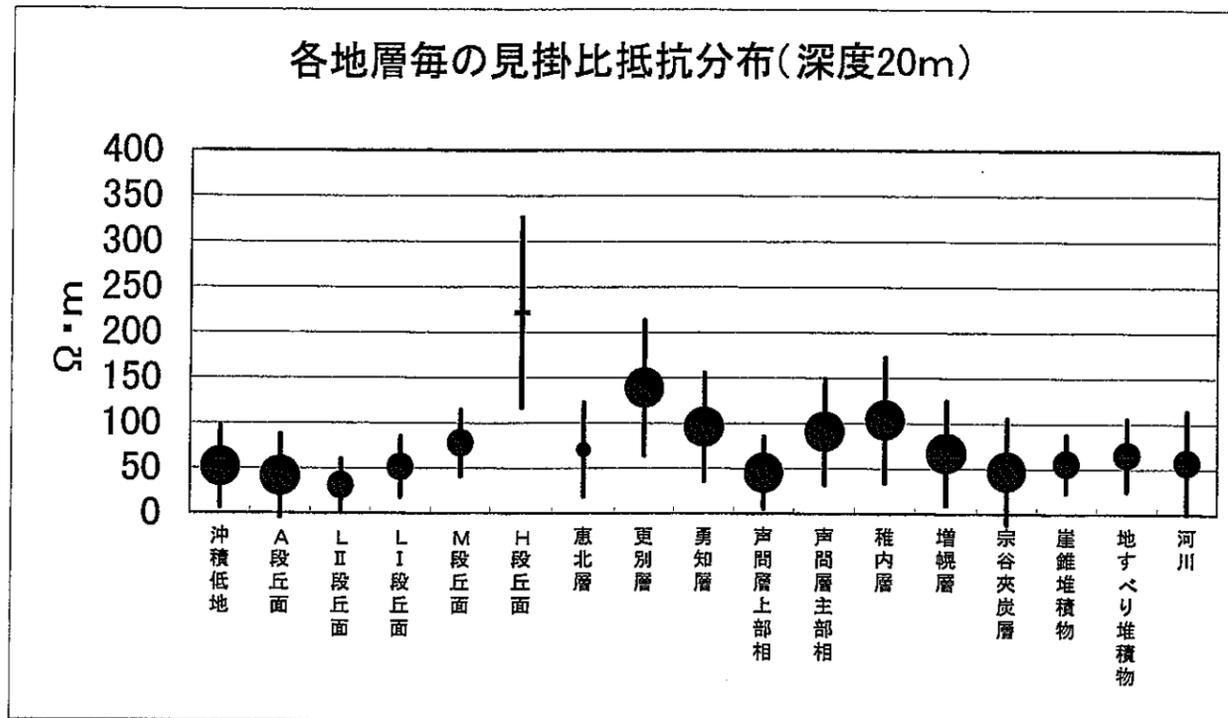
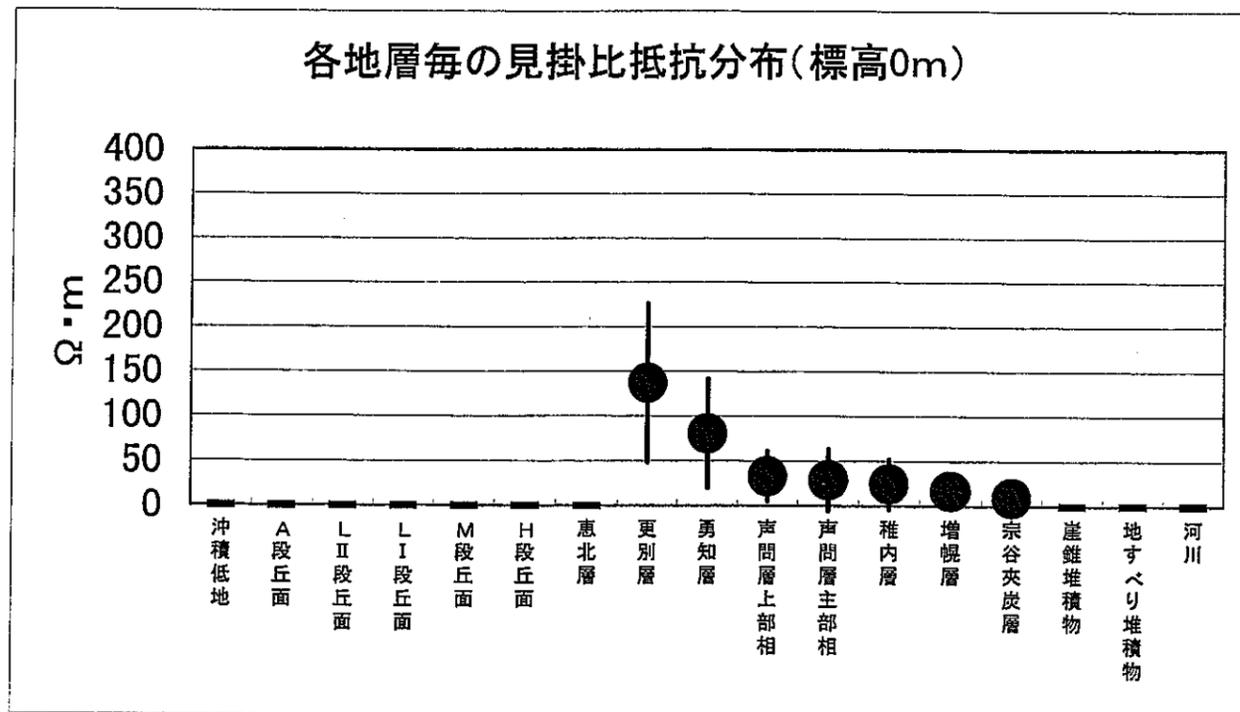
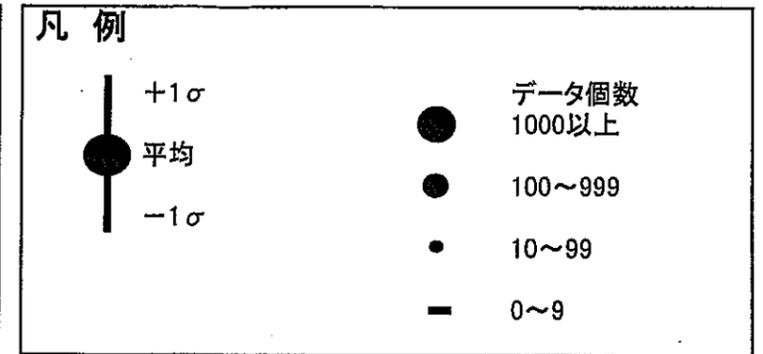


図 4-2-2 各地層毎の比抵抗の頻度分布 (標高 0m)



見掛比抵抗分布 $\Omega \cdot m$			
深度20m	平均	標準偏差	データ数
沖積低地	51.4	44.7	2909
A段丘面	41.4	45.4	5292
LII段丘面	30.9	28.3	202
LI段丘面	51.39	33.1	463
M段丘面	77.8	36.1	113
H段丘面	221.5	104.5	4
恵北層	70.3	51.4	60
更別層	138.8	74.1	2246
勇知層	95.6	59.4	5510
声問層上部相	45	39.5	1210
声問層主部相	90.5	58.1	10939
稚内層	103.4	69.1	7371
増幌層	66.8	57.3	2878
宗谷夾炭層	46.9	58.3	1098
崖錐堆積物	55.6	31.7	573
地すべり堆積物	65.1	39.6	389
河川	56.9	56.7	194

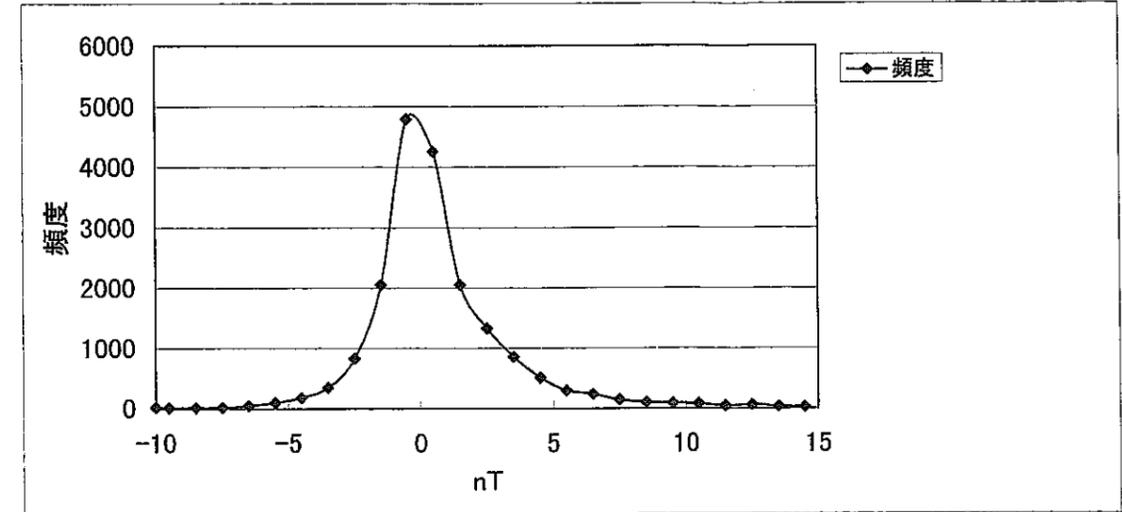
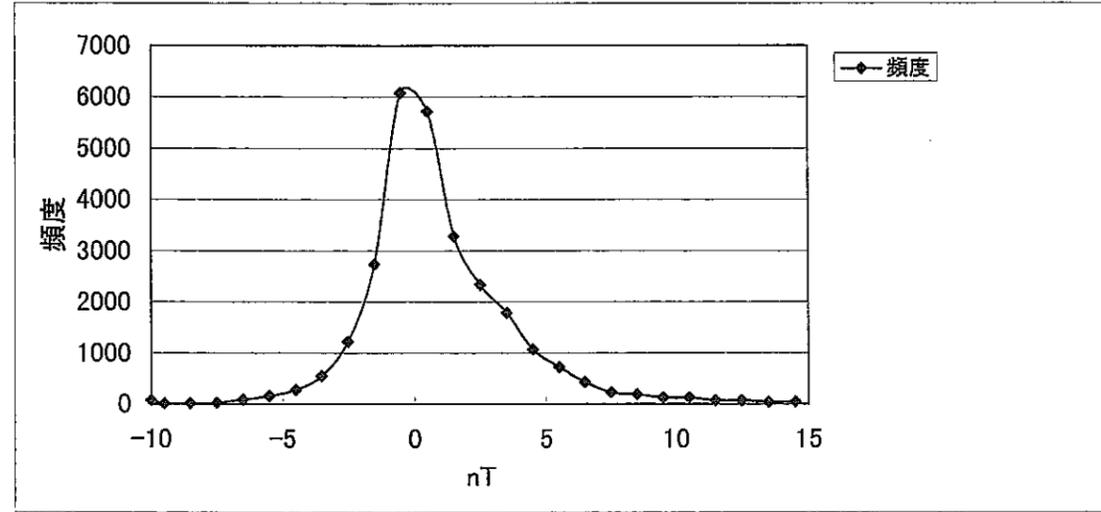


見掛比抵抗分布 $\Omega \cdot m$			
標高0m	平均	標準偏差	データ数
沖積低地			0
A段丘面			0
LII段丘面			0
LI段丘面			0
M段丘面			0
H段丘面			0
恵北層			0
更別層	136.93	88.39	4938
勇知層	80.36	60.45	9488
声問層上部相	32.76	27.62	3081
声問層主部相	28.72	34.07	12357
稚内層	24.34	27.66	12940
増幌層	16.61	14.15	4885
宗谷夾炭層	8.94	10.89	1597
崖錐堆積物			0
地すべり堆積物			0
河川			0

図 4-2-3 各地層毎の見掛比抵抗値の平均値と分散

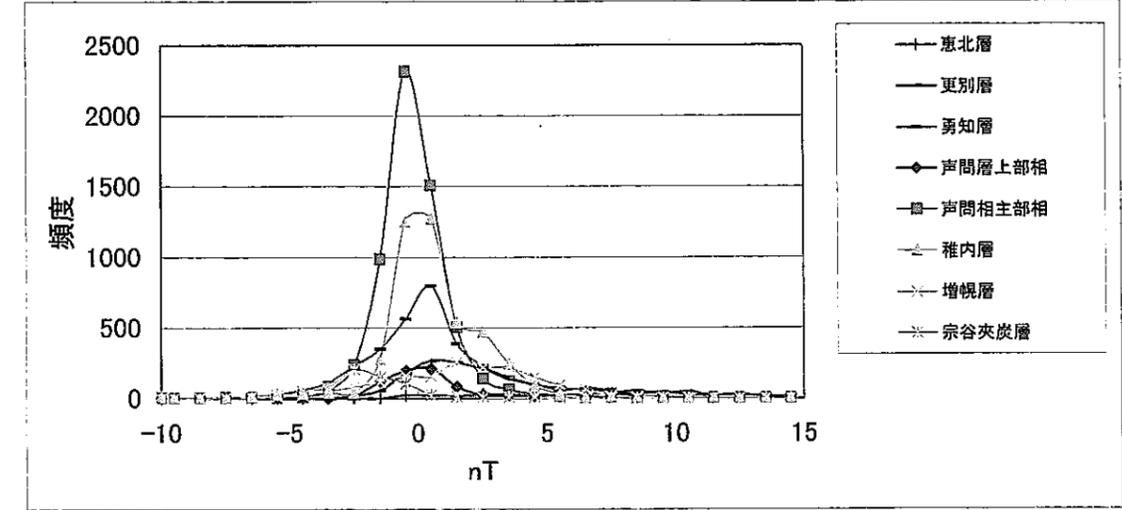
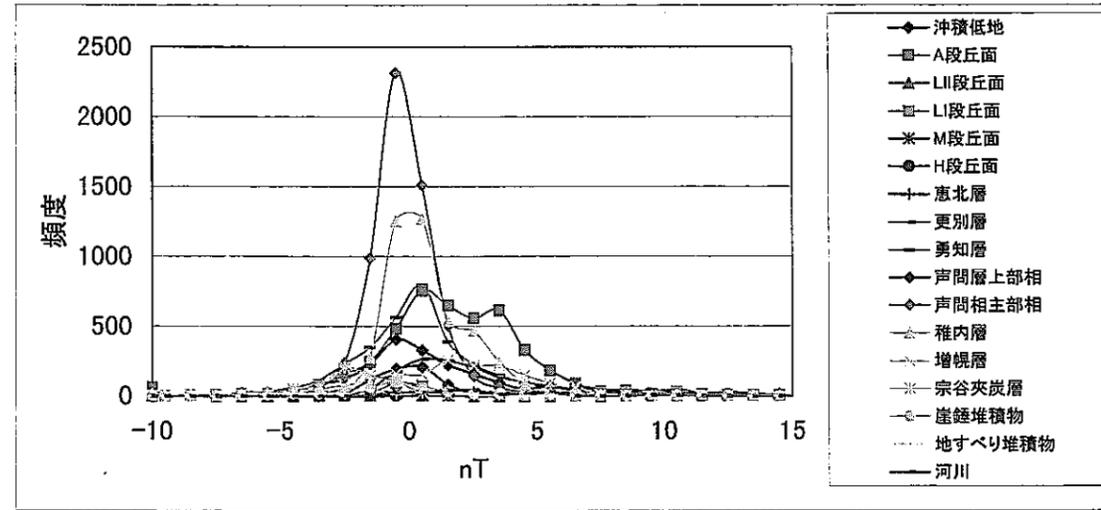
地質	沖積低地	A	LII	LI	M	H	恵北層	更別層	勇知層	声間層上部相	声間層主部相	稚内層	増幌層	宗谷夾炭層	崖錐堆積物	地すべり堆積物	河川
データ数	1967	4369	122	226	52	23	139	1572	3481	703	5942	4335	1627	665	385	199	250
平均	0.79	1.63	-0.60	0.17	-0.20	3.27	2.31	3.08	1.37	0.39	-0.09	0.55	1.66	-1.91	-0.01	-0.94	2.84
標準偏差	3.20	3.85	1.39	1.11	2.24	1.19	1.86	3.61	4.00	1.70	1.54	1.84	2.79	1.88	3.20	2.31	3.07

(全体)



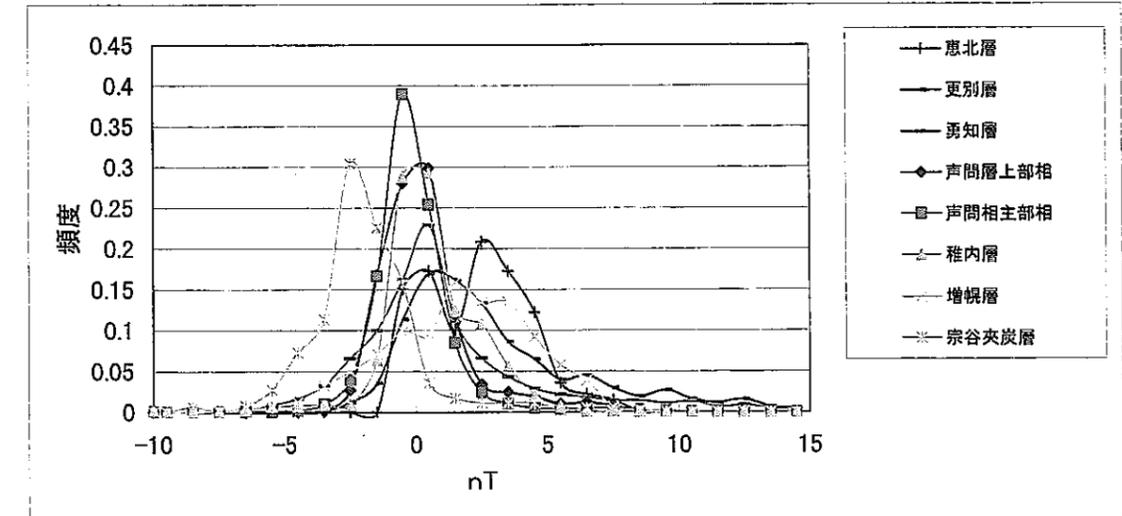
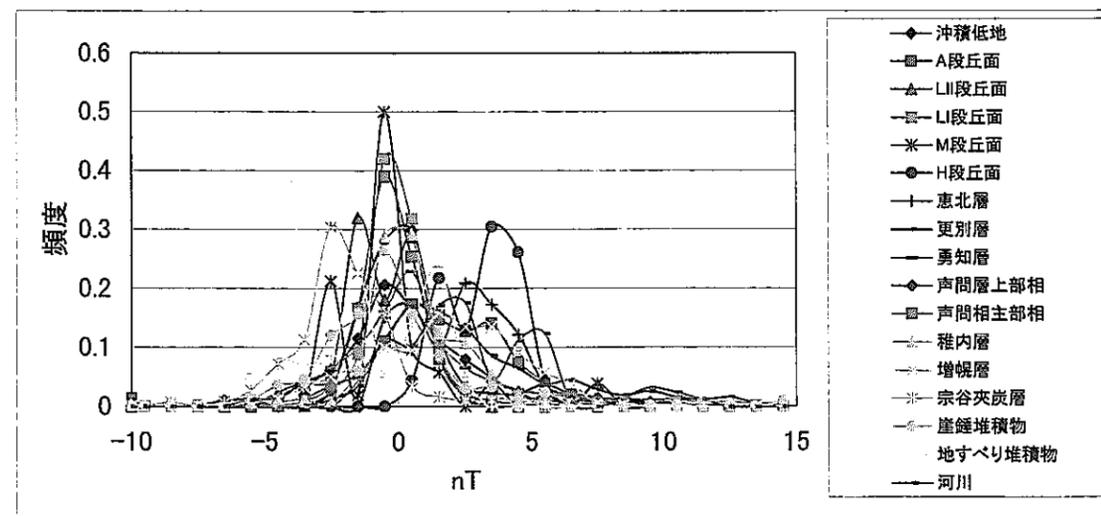
(全体: 第四系の恵北層以外を除く)

(地層毎)



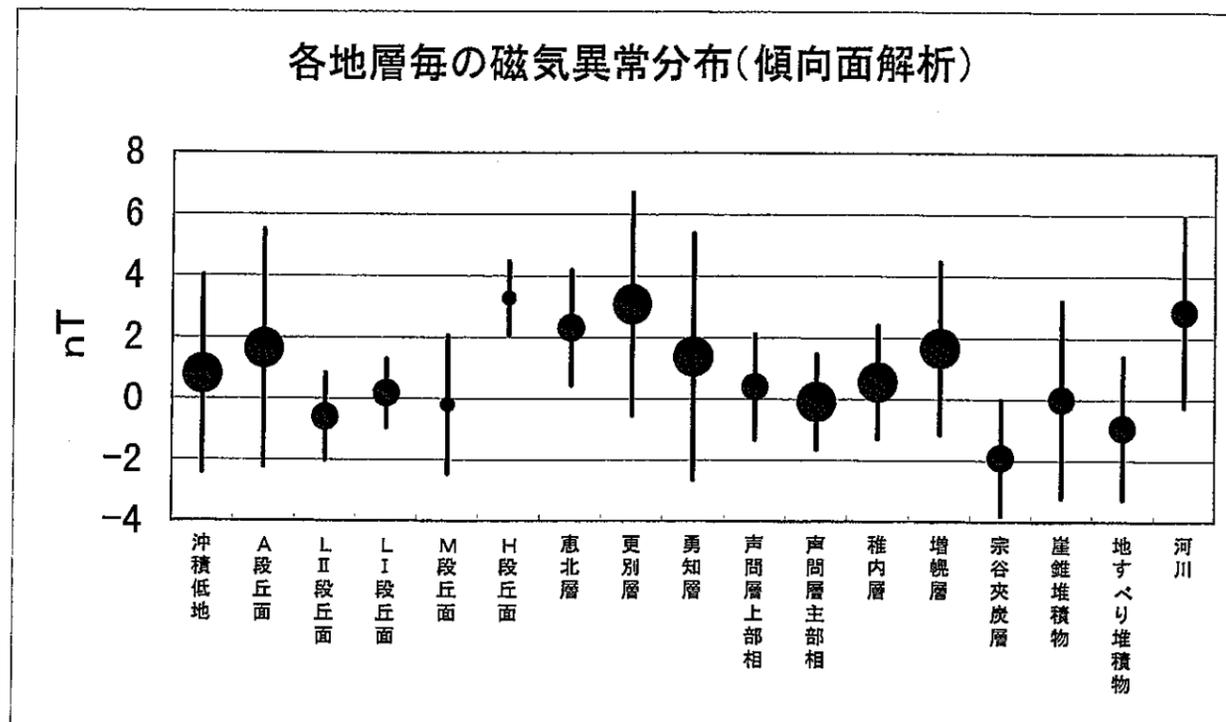
(地層毎: 第四系の恵北層以外を除く)

(データ数で基準化)



(データ数で基準化: 第四系の恵北層以外を除く)

図 4-2-4 各地層毎の磁気異常の頻度分布 (傾向面解析)



磁気異常分布 傾向面解析	nT		データ数
	平均	標準偏差	
沖積低地	0.79	3.2	1967
A段丘面	1.63	3.85	4369
LII段丘面	-0.6	1.4	122
LI段丘面	0.17	1.11	226
M段丘面	-0.2	2.24	52
H段丘面	3.27	1.19	23
恵北層	2.31	1.86	139
更別層	3.08	3.61	1572
勇知層	1.37	4	3481
声問層上部相	0.39	1.7	703
声問層主部相	-0.09	1.54	5942
稚内層	0.55	1.84	4335
増幌層	1.66	2.8	1627
宗谷夾炭層	-1.91	1.88	665
崖錐堆積物	-0.01	3.2	385
地すべり堆積物	-0.94	2.31	199
河川	2.84	3.07	250

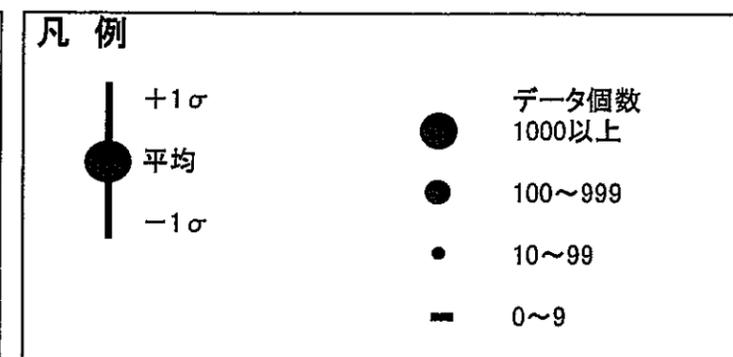
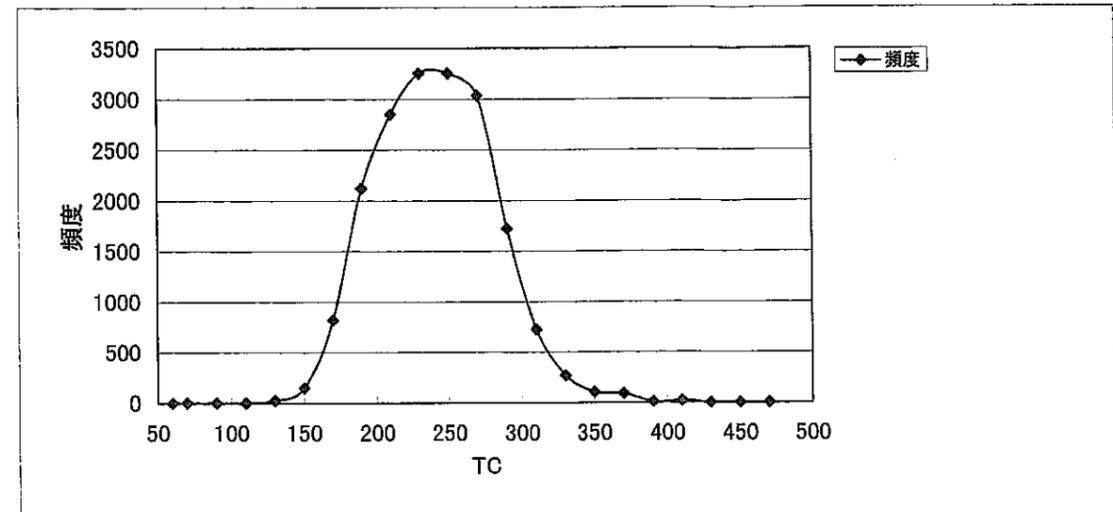
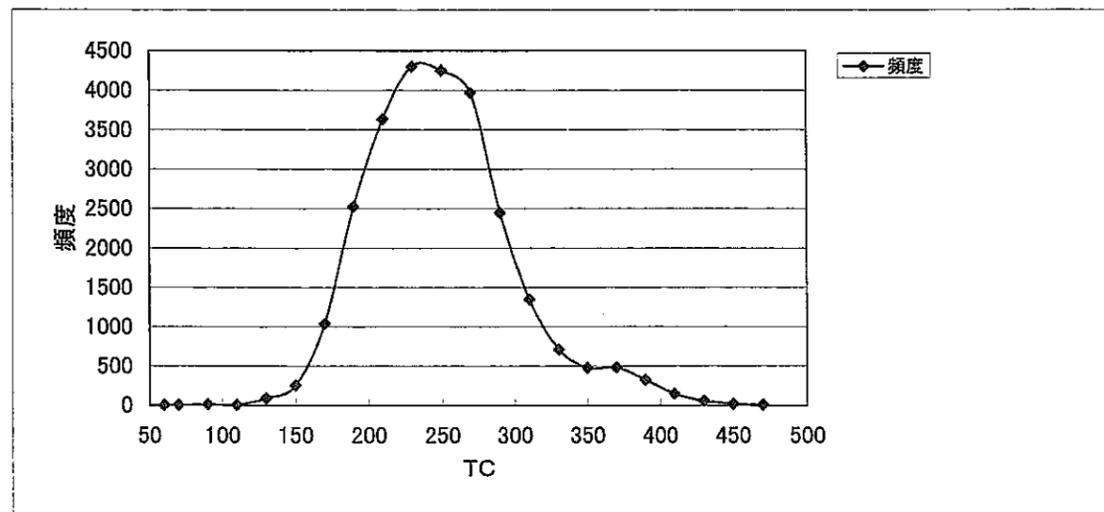


図 4-2-5 各地層毎の磁気異常の平均値と分散

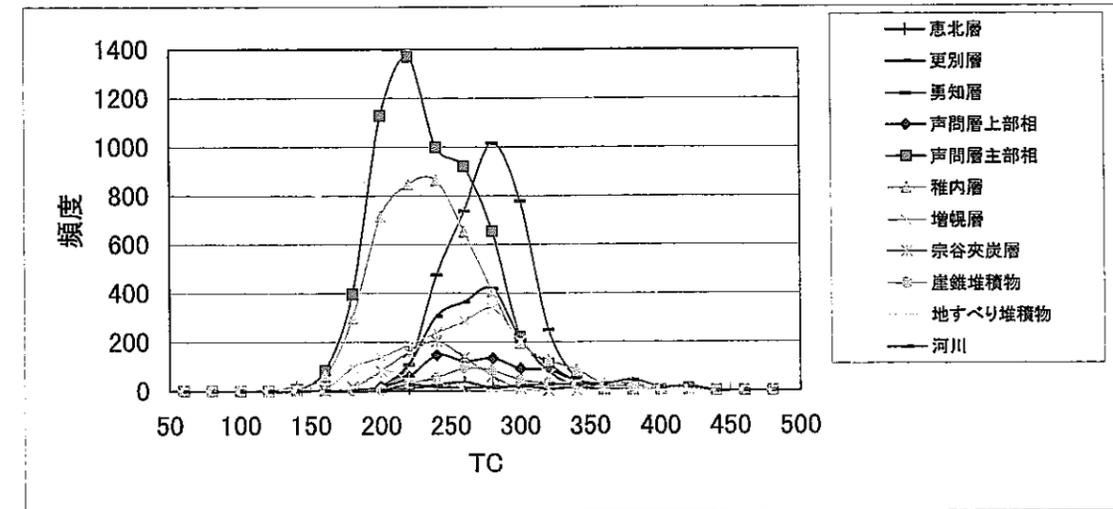
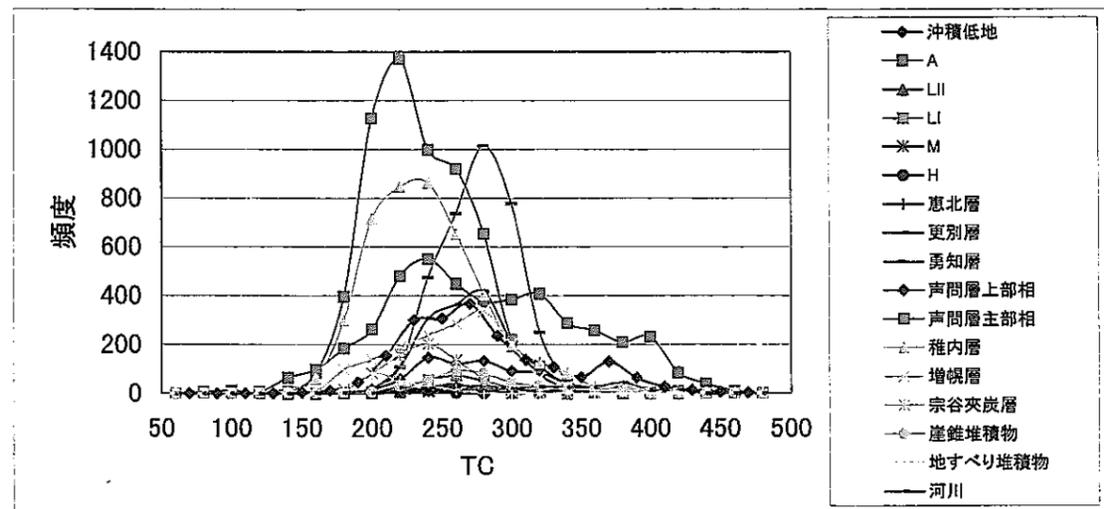
地質	沖積低地	A	LII	LI	M	H	恵北層	更別層	勇知層	声間層上部相	声間層主部相	稚内層	増幌層	宗谷夾炭層	崖錐堆積物	地すべり堆積物	河川
データ数	1975	4391	122	226	52	23	139	1576	3485	706	5934	4327	1616	658	389	199	252
平均値	279.29	271.39	263.29	250.22	240.69	226.37	265.51	259.99	267.04	263.58	224.92	229.79	246.86	227.22	266.77	204.53	313.55
標準偏差	54.28	69.55	35.00	24.74	22.73	16.00	41.62	32.46	27.82	36.93	36.00	42.14	41.50	25.02	40.05	20.80	62.51

(全体)



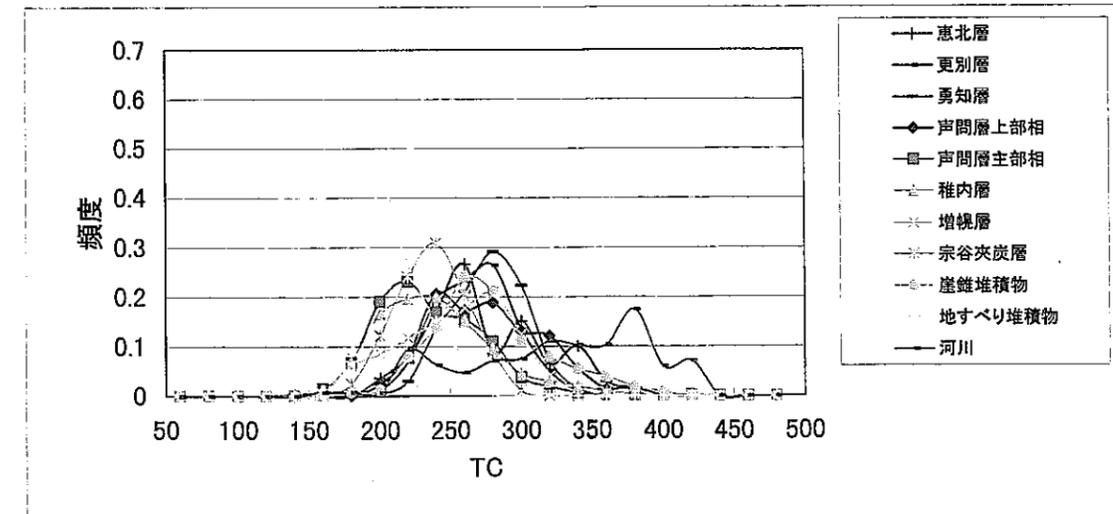
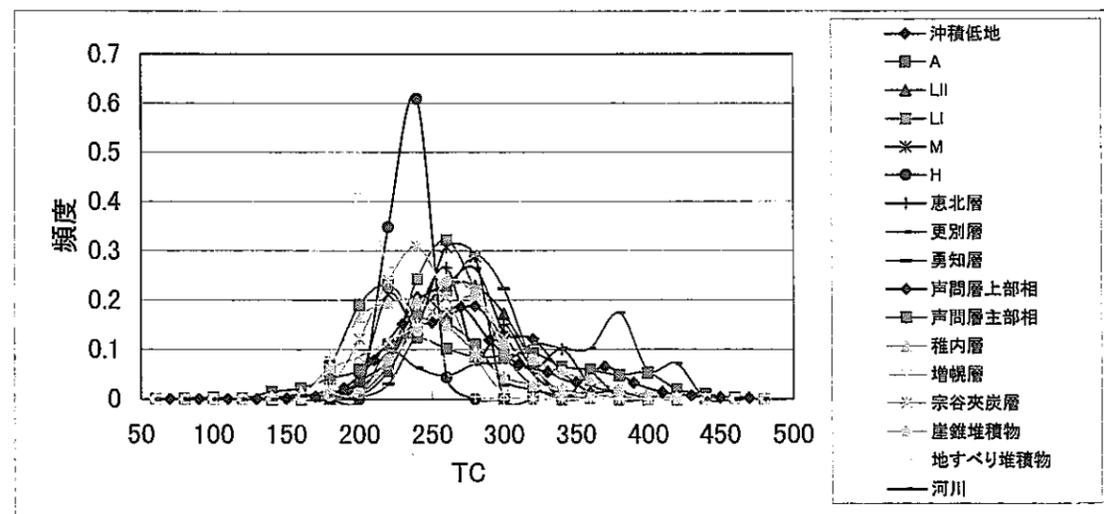
(全体:第四系の恵北層以外を除く)

(地層毎)



(地層毎:第四系の恵北層以外を除く)

(データ数で基準化)

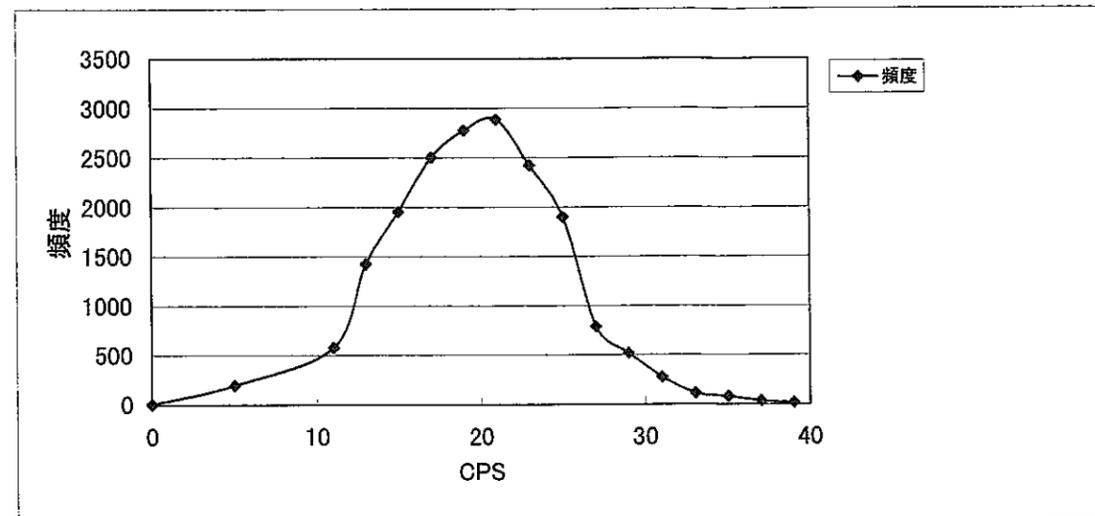
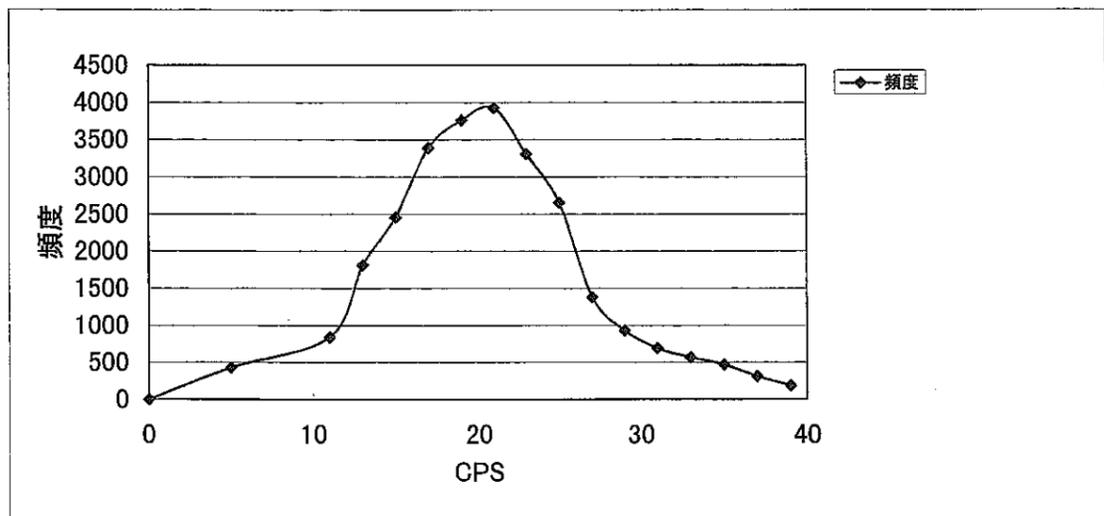


(データ数で基準化:第四系の恵北層以外を除く)

図4-2-6 各地層毎の放射能強度の頻度分布 (TC)

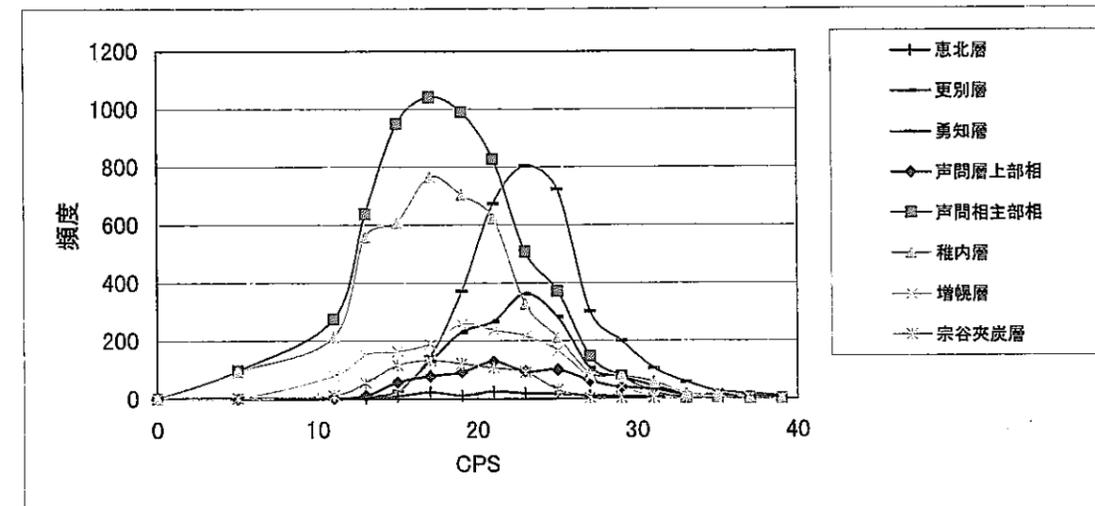
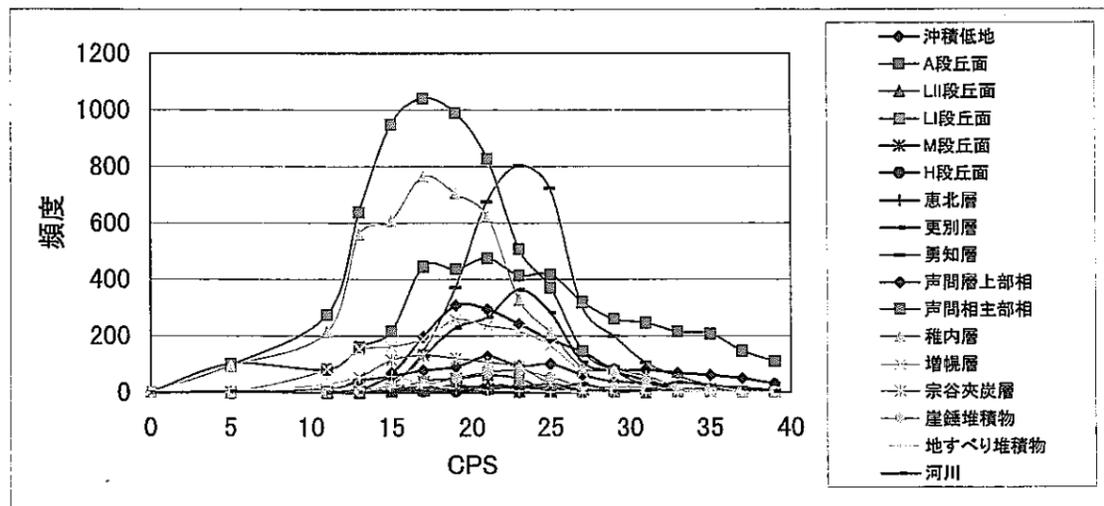
地質	沖積低地	A	LII	LI	M	H	恵北層	更別層	勇知層	声間層上部相	声間層主部相	稚内層	増幌層	宗谷夾炭層	崖錐堆積物	地すべり堆積物	河川
データ数	1975	4391	122	226	52	23	139	1575	3484	706	5932	4330	1614	659	389	199	252
平均	24.63	24.38	22.99	20.23	18.95	17.77	22.95	22.95	23.63	22.25	18.27	18.19	19.85	18.50	22.97	15.15	29.92
標準偏差	7.90	7.99	4.28	2.99	2.01	2.81	5.61	4.23	3.88	4.63	4.30	4.61	4.98	3.41	4.89	3.08	9.78

(全体)



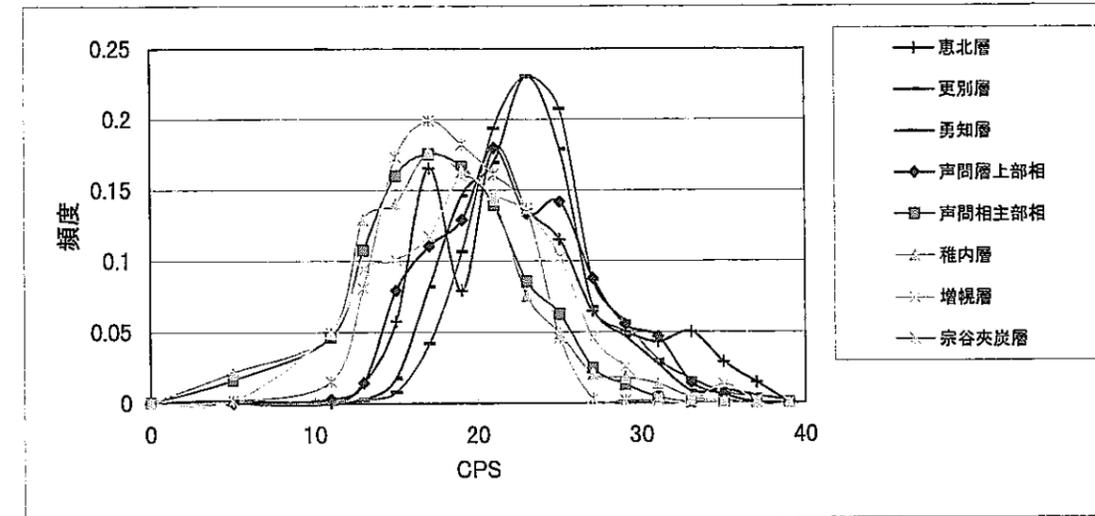
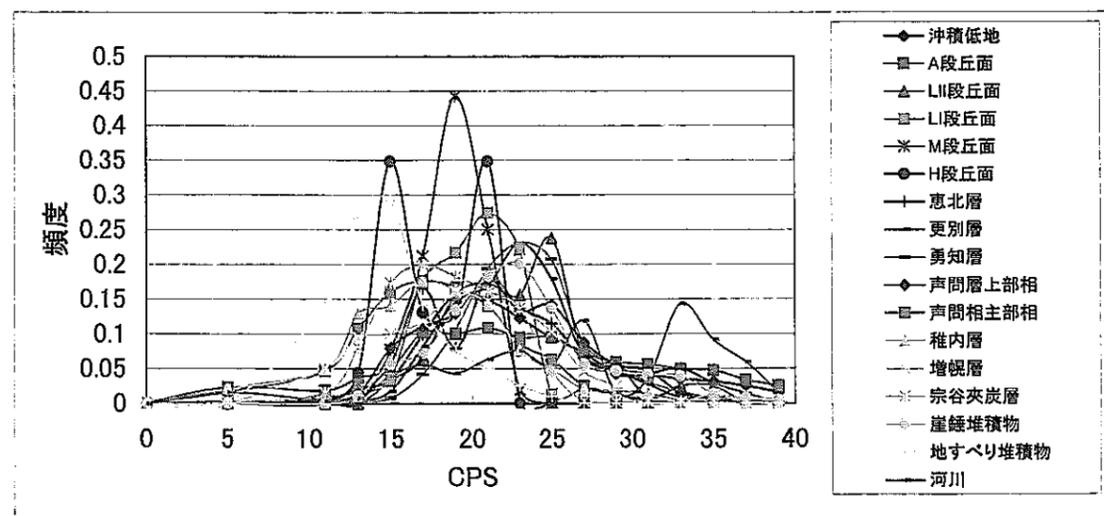
(全体: 第四系の恵北層以外を除く)

(地層毎)



(地層毎: 第四系の恵北層以外を除く)

(データ数で基準化)

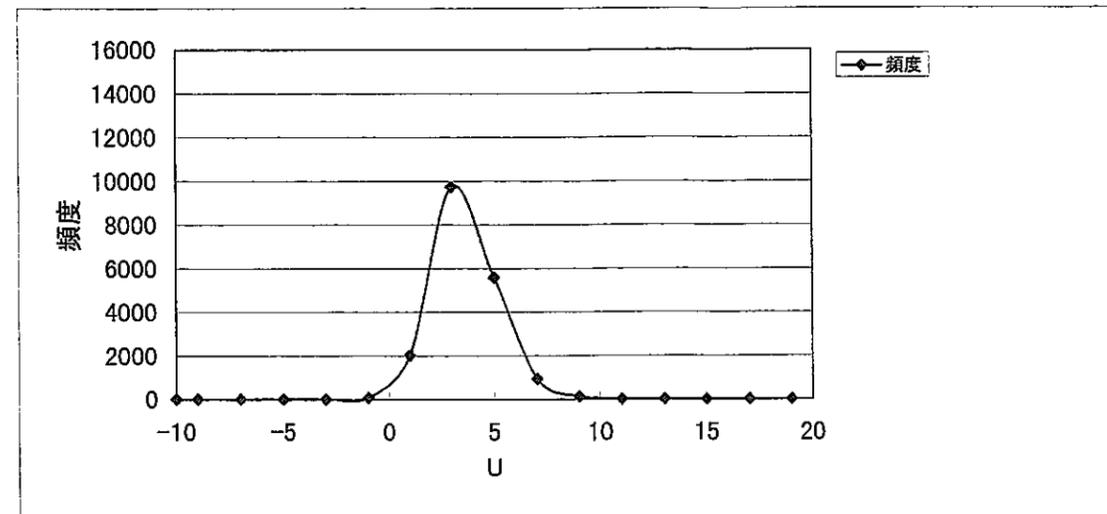
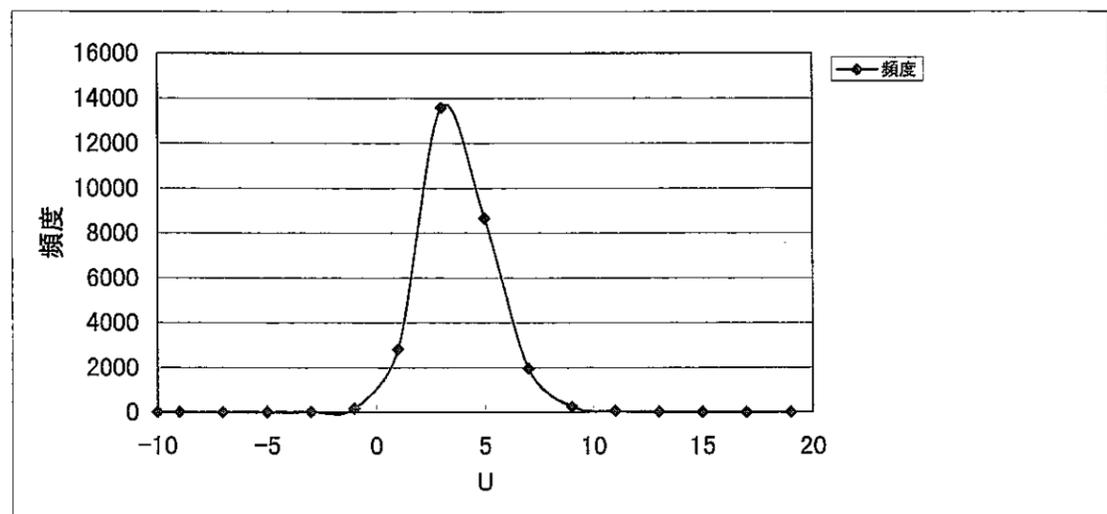


(データ数で基準化: 第四系の恵北層以外を除く)

図 4-2-7 各地層毎の放射能強度の頻度分布 (K)

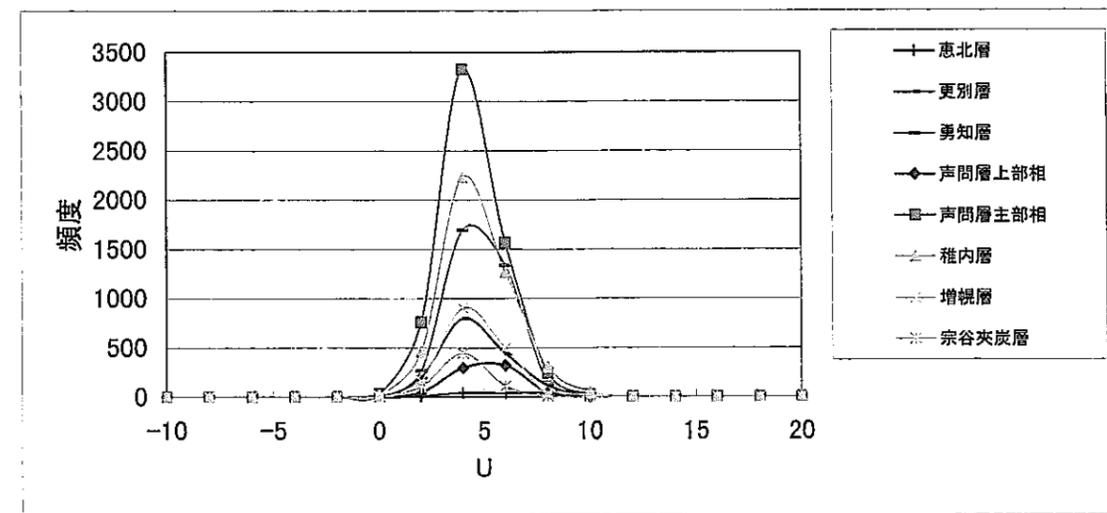
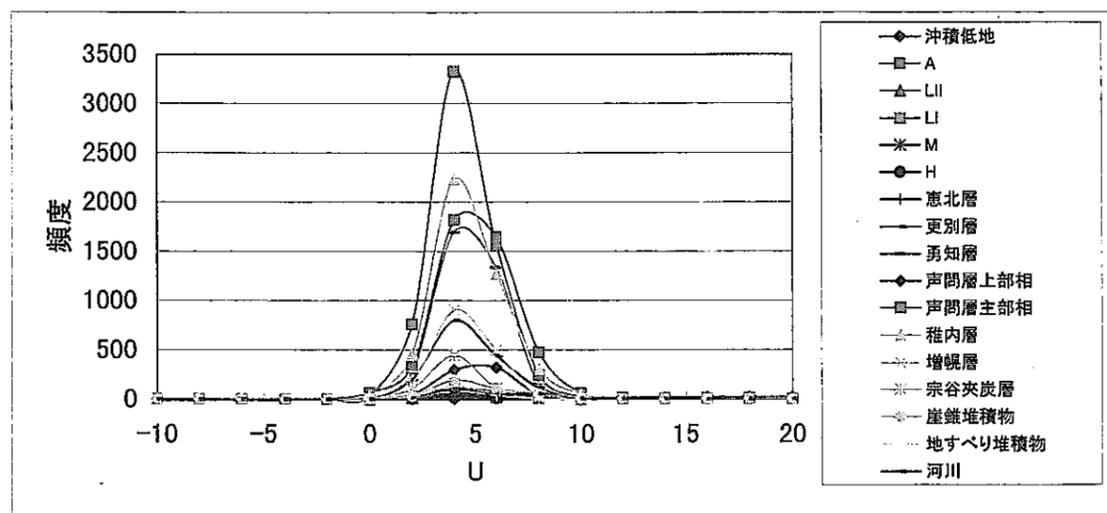
地質	沖積低地	A	LII	LI	M	H	恵北層	更別層	勇知層	声間層上部相	声間層主部相	稚内層	増幌層	宗谷夾炭層	崖錐堆積物	地すべり堆積物	河川
データ数	1975	4391	122	226	52	23	139	1576	3485	706	5934	4327	1616	658	389	199	252
平均値	4.42	4.16	3.83	3.66	3.71	4.36	4.90	3.74	3.83	4.06	3.49	3.78	3.53	3.09	4.13	3.28	4.79
標準偏差	1.73	1.77	1.59	1.42	0.92	1.48	2.19	1.59	1.35	1.35	1.40	1.54	1.26	1.17	1.78	1.10	2.59

(全体)



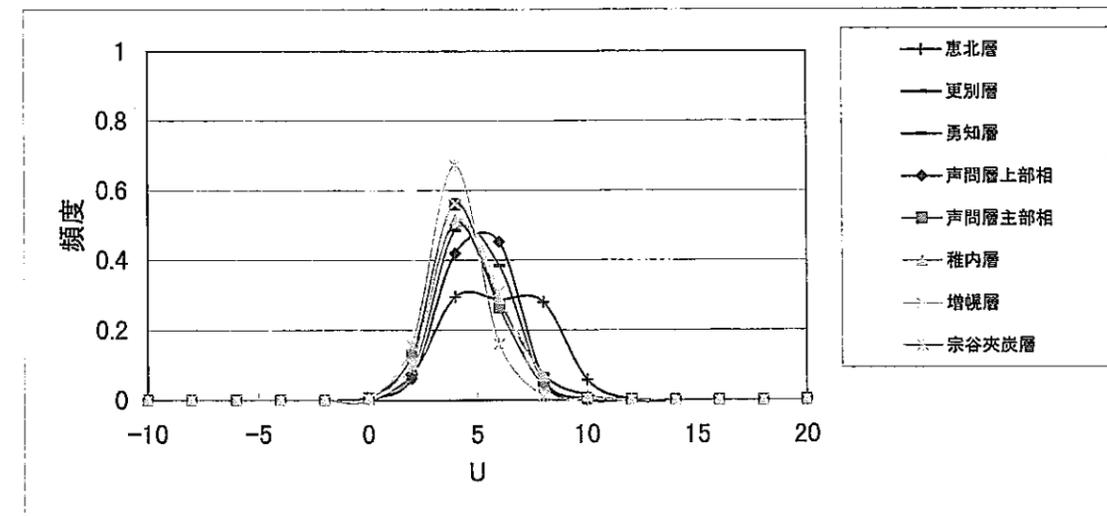
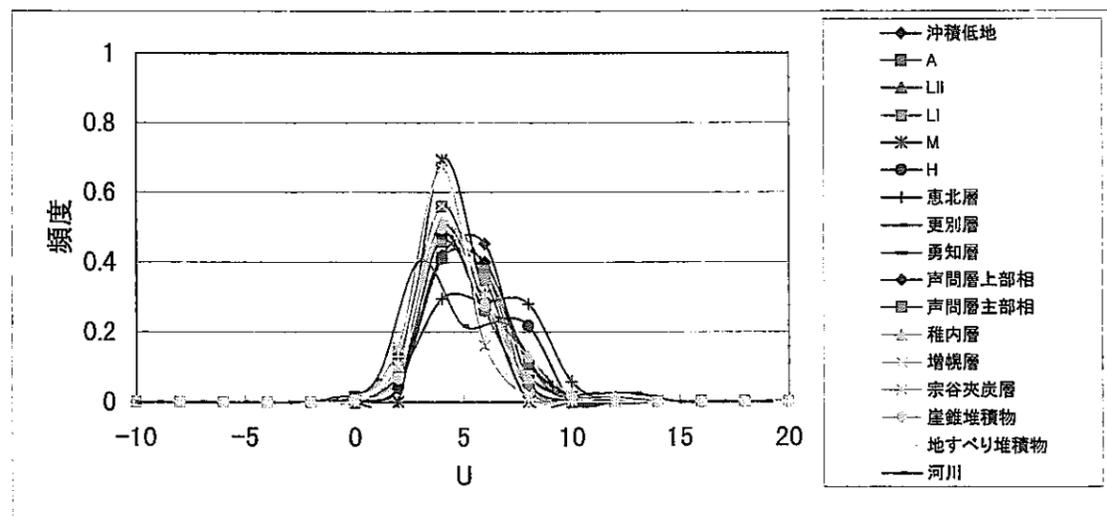
(全体: 第四系の恵北層以外を除く)

(地層毎)



(地層毎: 第四系の恵北層以外を除く)

(データ数で基準化)

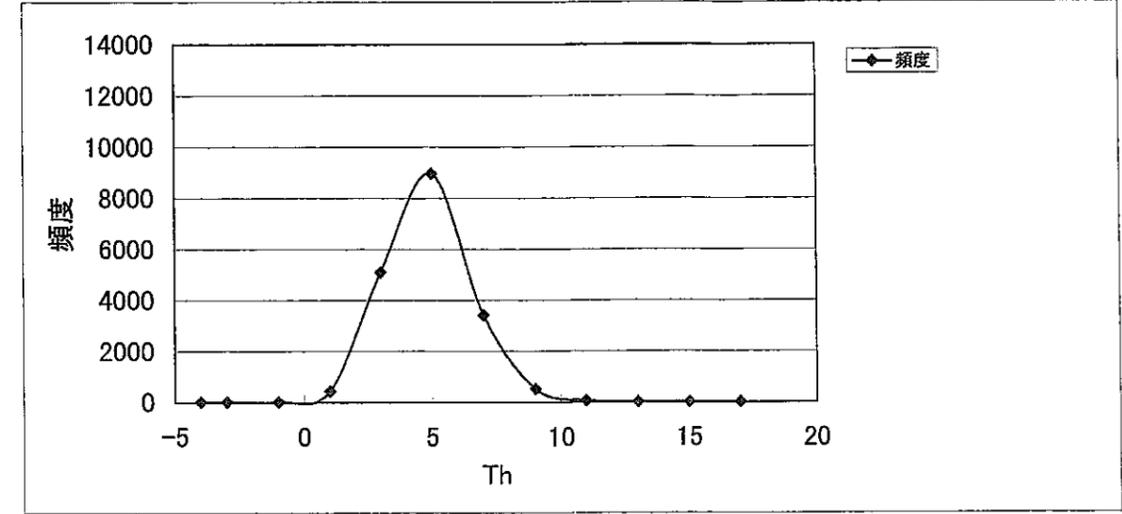
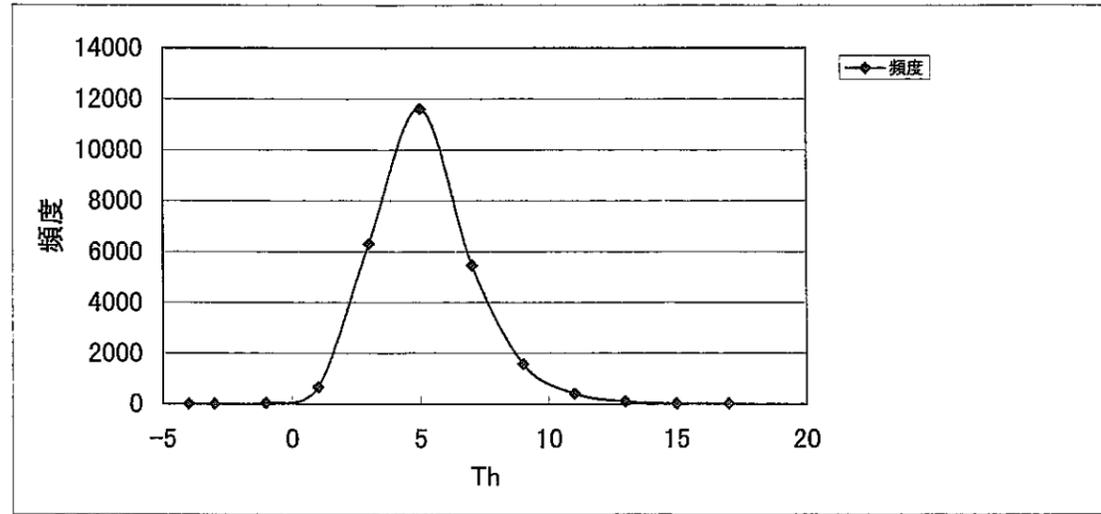


(データ数で基準化: 第四系の恵北層以外を除く)

図4-2-8 各地層毎の放射能強度の頻度分布 (U)

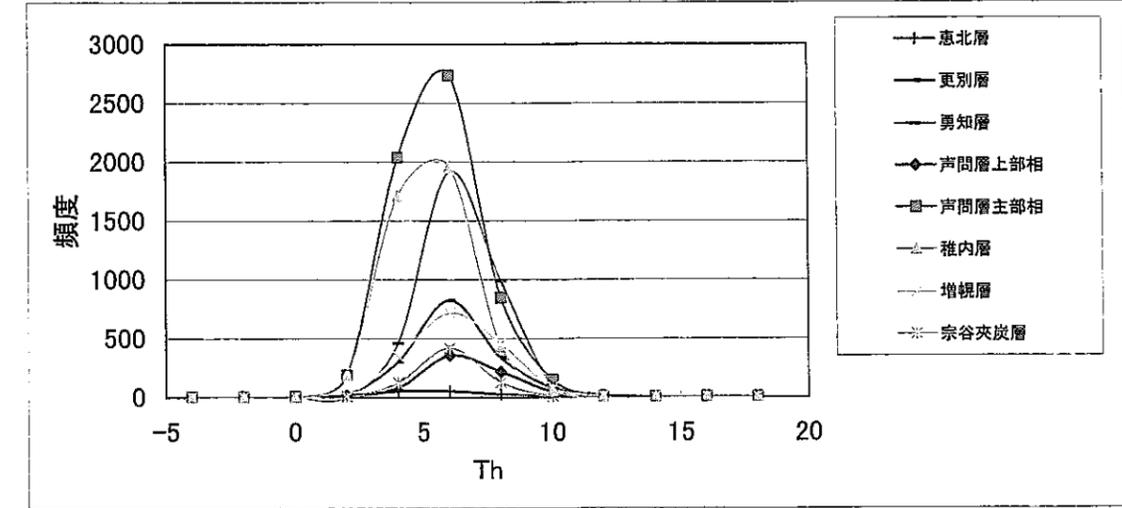
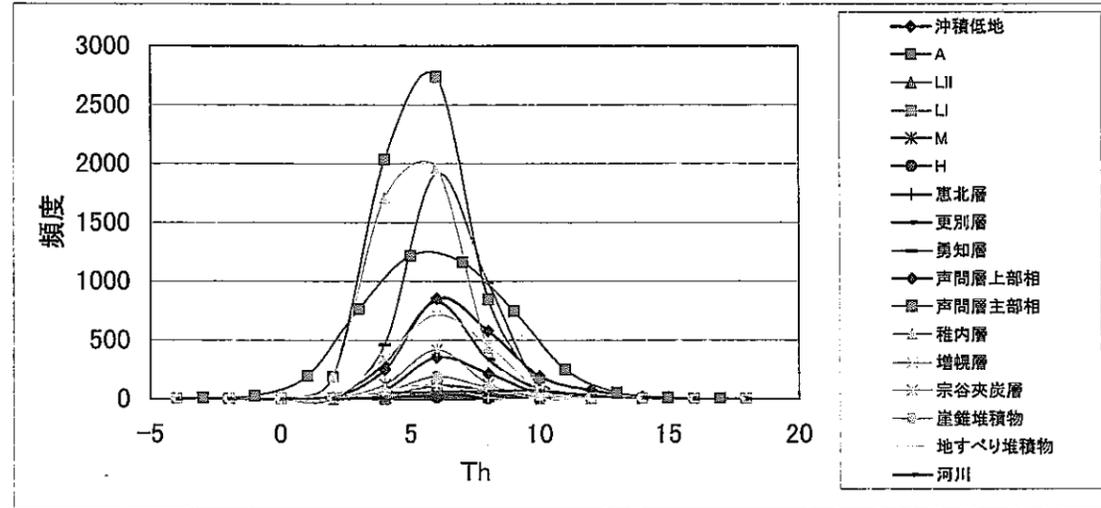
地質	A1	A	LII	LI	M	H	恵北層	更別層	勇知層	声間層上部相	声間層主部相	稚内層	増幌層	宗谷夾炭層	崖錐堆積物	地すべり堆積物	河川
データ数	1975	4391	122	226	52	23	139	1576	3485	706	5934	4327	1616	658	389	199	252
平均値	6.03	6.13	5.91	5.77	5.49	3.83	4.83	5.26	5.49	5.61	4.61	4.35	5.39	5.03	5.57	4.36	7.52
標準偏差	2.00	2.61	1.38	1.32	1.17	1.21	1.89	1.69	1.32	1.62	1.55	1.43	1.60	1.16	1.80	0.96	2.51

(全体)



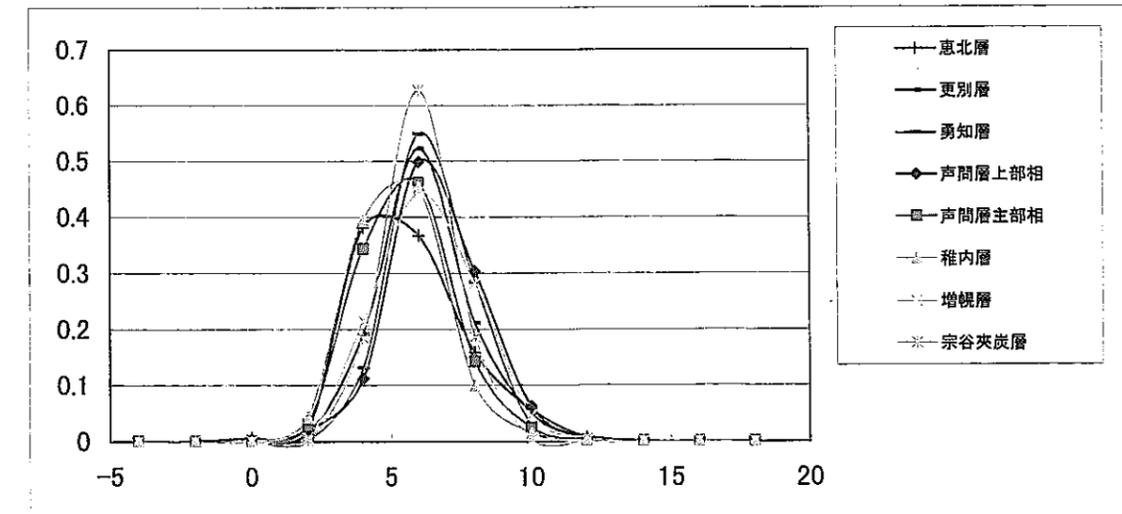
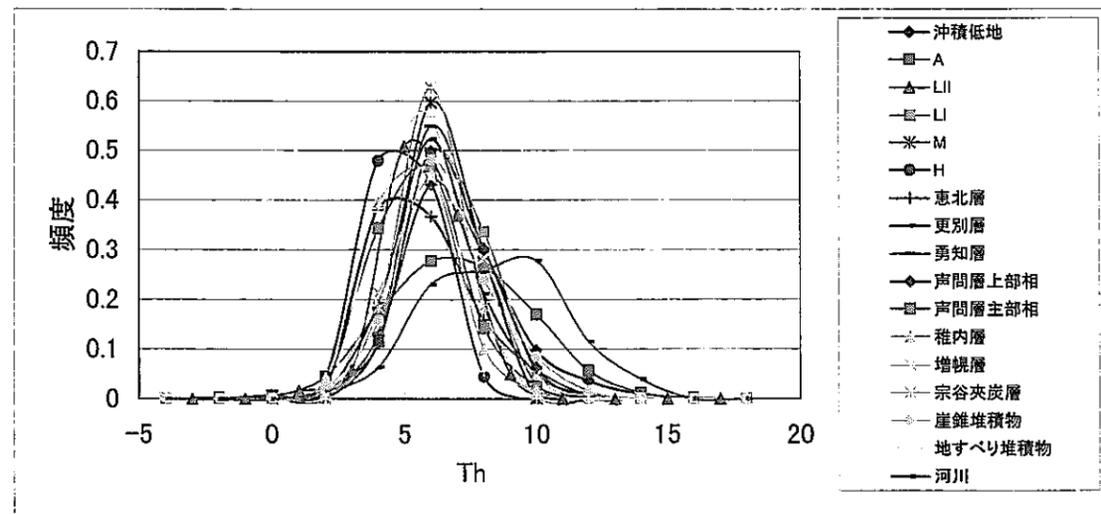
(全体: 第四系の恵北層以外を除く)

(地層毎)



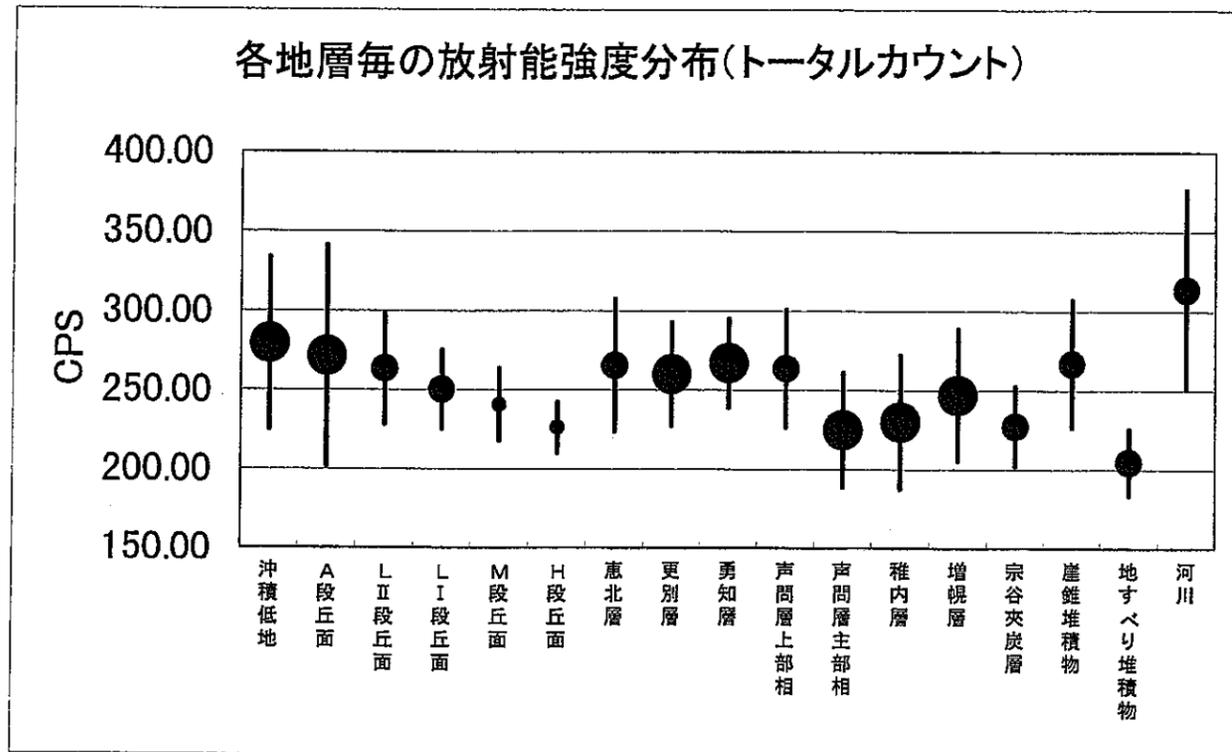
(地層毎: 第四系の恵北層以外を除く)

(データ数で基準化)

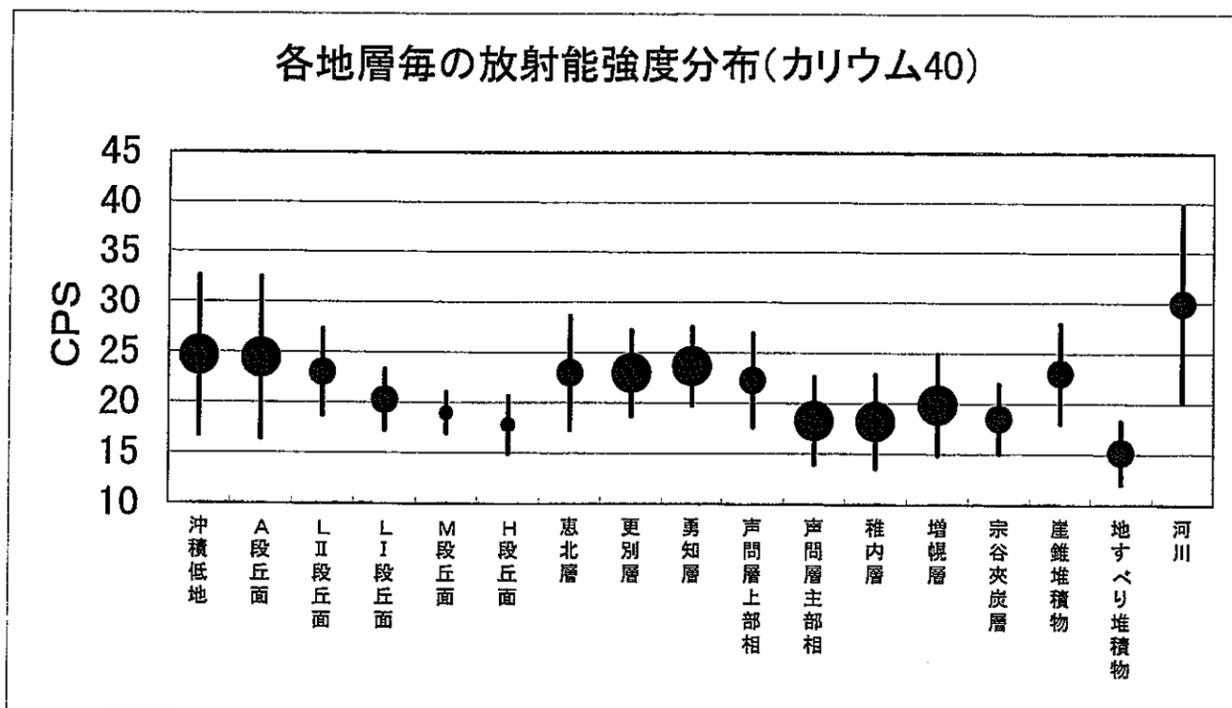
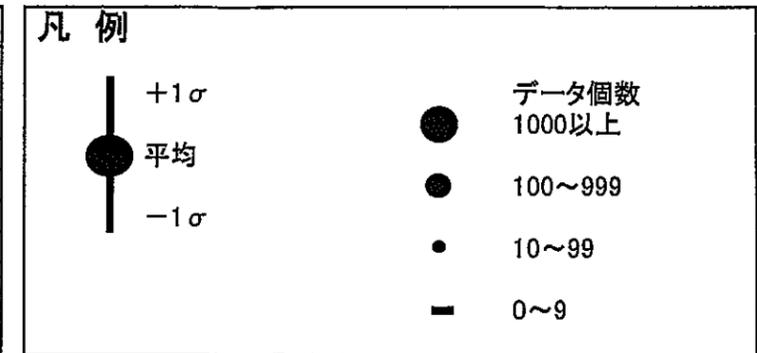


(データ数で基準化: 第四系の恵北層以外を除く)

図 4-2-9 各地層毎の放射能強度の頻度分布 (Th)

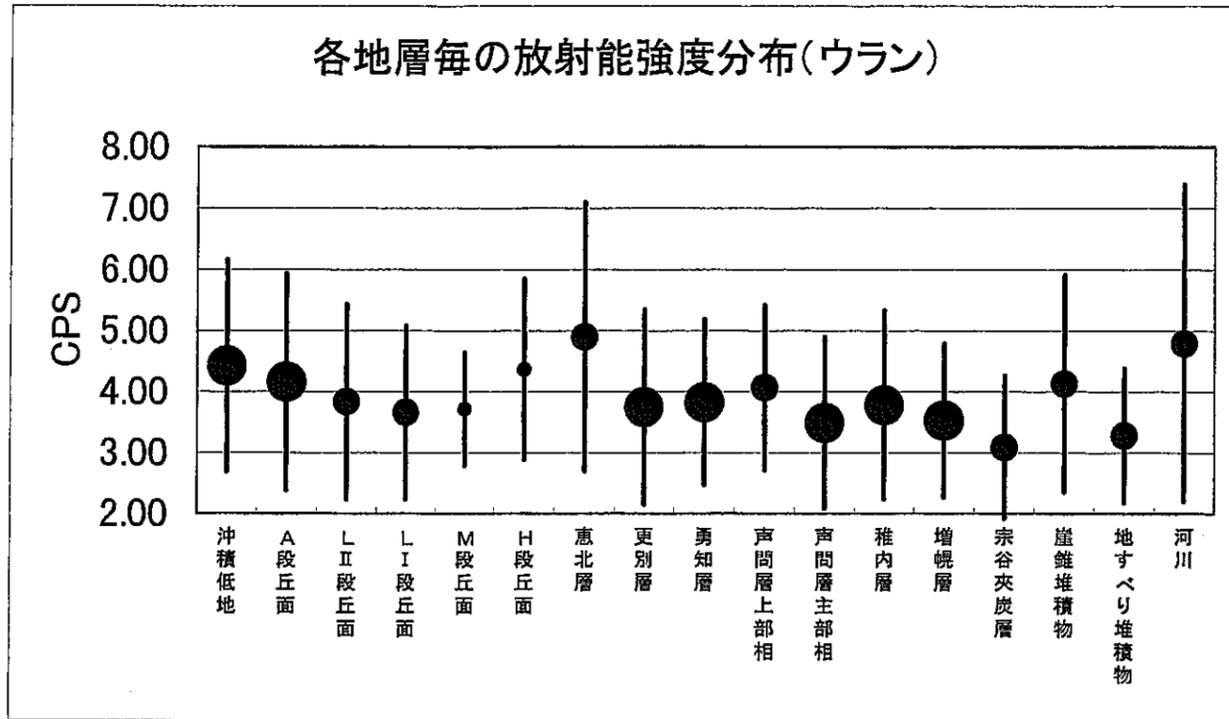


放射能強度	CPS		
	平均	標準偏差	データ数
沖積低地	279.29	54.28	1975
A段丘面	271.39	69.55	4391
L II 段丘面	263.29	35.00	122
L I 段丘面	250.22	24.74	226
M段丘面	240.69	22.73	52
H段丘面	226.37	16.00	23
恵北層	265.51	41.62	139
更別層	259.99	32.46	1576
勇知層	267.04	27.82	3485
声問層上部相	263.58	36.93	706
声問層主部相	224.92	36.00	5934
稚内層	229.79	42.14	4327
増幌層	246.86	41.50	1616
宗谷夾炭層	227.22	25.02	658
崖錐堆積物	266.77	40.05	389
地すべり堆積物	204.53	20.80	199
河川	313.55	62.51	252

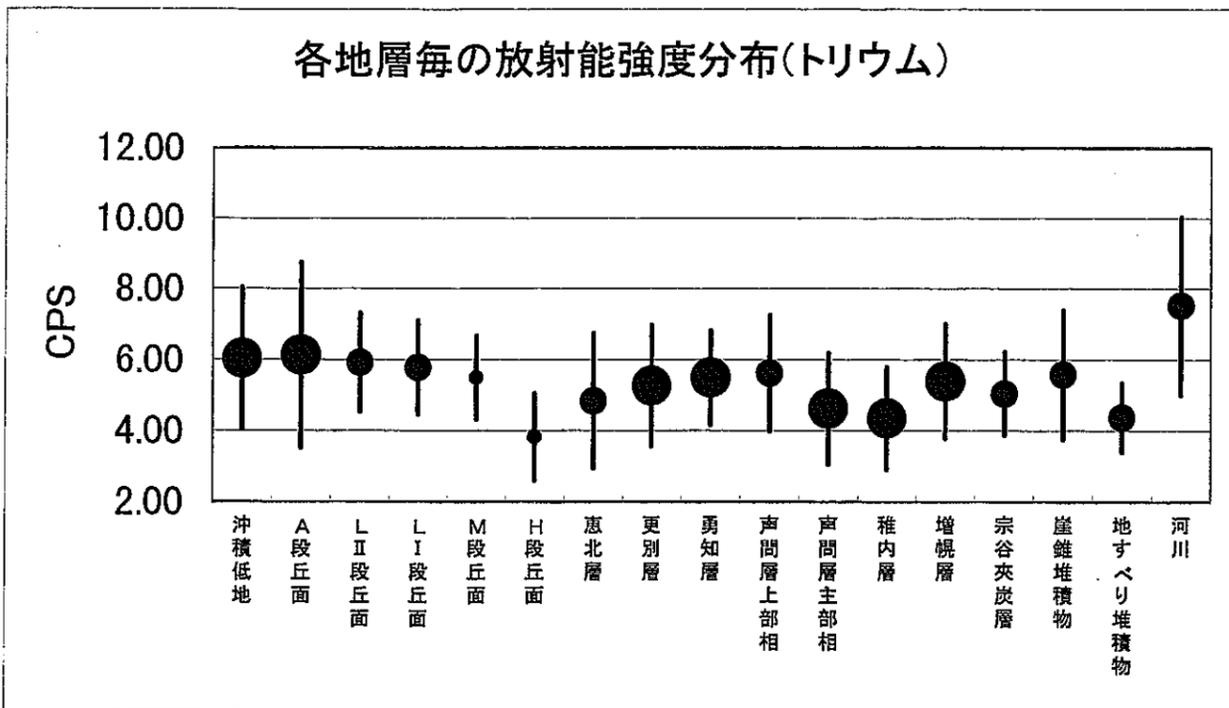
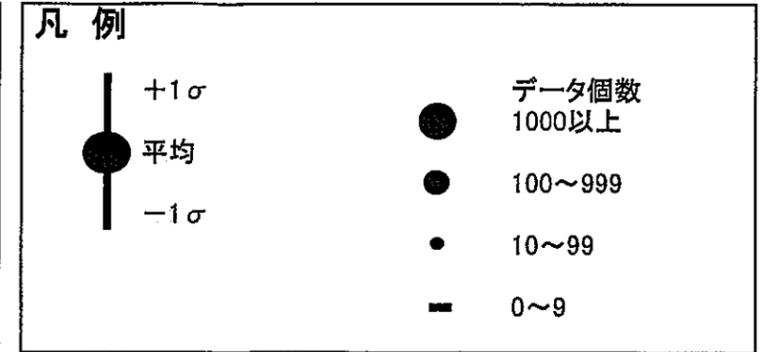


放射能強度	CPS		
	平均	標準偏差	データ数
沖積低地	24.63	7.9	1975
A段丘面	24.38	7.99	4391
L II 段丘面	22.99	4.28	122
L I 段丘面	20.23	2.99	226
M段丘面	18.95	2.01	52
H段丘面	17.77	2.81	23
恵北層	22.95	5.61	139
更別層	22.95	4.23	1575
勇知層	23.63	3.88	3484
声問層上部相	22.25	4.63	706
声問層主部相	18.27	4.3	5932
稚内層	18.19	4.61	4330
増幌層	19.85	4.98	1614
宗谷夾炭層	18.5	3.41	659
崖錐堆積物	22.97	4.89	389
地すべり堆積物	15.15	3.08	199
河川	29.92	9.78	252

図 4-2-10 各地層毎の放射能強度の平均値と分散 (1)



放射能強度 ウラン	CPS		
	平均	標準偏差	データ数
沖積低地	4.42	1.73	1975
A段丘面	4.16	1.77	4391
L II段丘面	3.83	1.59	122
L I段丘面	3.66	1.42	226
M段丘面	3.71	0.92	52
H段丘面	4.36	1.48	23
恵北層	4.90	2.19	139
更別層	3.74	1.59	1576
勇知層	3.83	1.35	3485
声問層上部相	4.06	1.35	706
声問層主部相	3.49	1.40	5934
稚内層	3.78	1.54	4327
増幌層	3.53	1.26	1616
宗谷夾炭層	3.09	1.17	658
崖錐堆積物	4.13	1.78	389
地すべり堆積物	3.28	1.10	199
河川	4.79	2.59	252



放射能強度 トリウム	CPS		
	平均	標準偏差	データ数
沖積低地	6.03	2.00	1975
A段丘面	6.13	2.61	4391
L II段丘面	5.91	1.38	122
L I段丘面	5.77	1.32	226
M段丘面	5.49	1.17	52
H段丘面	3.83	1.21	23
恵北層	4.83	1.89	139
更別層	5.26	1.69	1576
勇知層	5.49	1.32	3485
声問層上部相	5.61	1.62	706
声問層主部相	4.61	1.55	5934
稚内層	4.35	1.43	4327
増幌層	5.39	1.60	1616
宗谷夾炭層	5.03	1.16	658
崖錐堆積物	5.57	1.80	389
地すべり堆積物	4.36	0.96	199
河川	7.52	2.51	252

図 4-2-11 各地層毎の放射能強度の平均値と分散 (2)

4.3 まとめ

今回の空中探査結果を、探査ごとに下記にまとめた。

(1) 電磁探査結果

- ①地形地質と見掛比抵抗分布の関係を見てみると、深度 20mまでは低地や沢部が低比抵抗を、丘陵地の高標高部が高比抵抗を示し、地質との関係が無く見掛比抵抗分布は地質より地形と調和的である。深度 30mから深度 60mまでは、地形との関係が徐々に薄れ、地質との関係が表れ始め北北西—南南東方向に連続した構造が判別できるようになる。深度 70mからはそれがさらに明瞭となり、勇知層と更別層の境界付近に幅約 1 kmに渡って 100~500 $\Omega \cdot m$ の高比抵抗帯が北北西—南南東方向に連続し、高角度の地層境界に沿うように地表から深度 150mまで深く分布している。
- ②表層付近では、地下水の有無あるいは地表からの風化の影響が大きく関与し、地層が本来持っている物性よりは間隙率や飽和度の程度が、見掛比抵抗値に大きく寄与していると推定される。尾根部が高比抵抗を示し、沢部が低比抵抗を示す理由はこのことによる。
- ③新鮮岩部の宗谷夾炭層・増幌層・稚内層・声間層主部相・声間層上部相・勇知層・更別層の中で、見掛比抵抗値の平均値が一番高いのは最も新しい時代の半固結の更別層で、その値は 130 $\Omega \cdot m$ 程度であり、次に高いのは同じく半固結の勇知層で 80 $\Omega \cdot m$ 程度である。一方、他の固結した地層の見掛比抵抗値はいずれも 10~30 $\Omega \cdot m$ 程度であり、平均値と標準偏差の分布はかなり重複しており有意な差は認められないが、時代が古くなるにつれて順次小さくなる傾向が認められる。時代の古い地層ほど低比抵抗となる傾向は、続成作用により間隙率が小さくなっているためと推定される。
- ④地表から地下深部まで高比抵抗となっている箇所が存在する。稚内層分布域と声間層主部相分布域の地下深部まで高比抵抗となっている箇所の地表は、いずれも丘陵地の尾根部と沢部に位置し起伏が激しくなっている。この二つの地層は、風化に対して非常に弱い特性⁵⁾があり、地表からの風化をうけやすいためと推定される。勇知層と更別層の境界付近の高比抵抗帯が地下深部まで高比抵抗となっている理由は、勇知層と更別層が半固結層で透水性の高い砂岩および砂層と礫層の互層からなり、特に更別層の基底部には顕著な礫層が存在してい

るためと推定される。

- ⑤大曲断層やN1～N5断層を境にして見掛比抵抗値が変化する箇所は、存在していない。このことは、断層と周辺の岩盤では、見掛比抵抗値に影響を与える間隙率や飽和度が、異なっていないためと考えられる。

(2) 磁気探査結果

- ①得られた磁気分布は、南西から北東へ順次低下する傾向を示し、広域の磁気図の傾向と調和的である。
- ②磁気異常の平均値は砂岩・礫岩を主とした増幌層・声問層上部相・勇知層・更別層が高く、泥岩・頁岩を主とした稚内層・声問層主部相が低い。砂岩・礫岩を主とした地層で高い理由は蛇紋岩を含むため、泥岩・頁岩を主とした地層で低い理由は、蛇紋岩の量比が少ないためと推定される。なお、宗谷夾炭層が -1.9 n T と低い値を示す理由は、石炭を含むことから堆積環境が他と違い構成粒子の源岩が異なるためと推定される。
- ③勇知層と更別層の境界の更別層側が北北西－南南東方向に連続して高磁気異常となっている理由は、更別層の基底部に存在している顕著な礫層に帯磁率の高い蛇紋岩が、含まれているためと推定される。
- ④同様にN2～N5断層東方の増幌層の分布域でも、高磁気異常が北北西－南南東方向に連続して分布している。
- ⑤大曲断層やN1～N5断層を境にして磁気異常の分布が変化する箇所は、存在していない。このことは、断層が周辺の岩盤とその磁氣的性質を異にしていないためと考えられる。

(3) 放射能探査結果

- ①TCとKともに泥岩・頁岩を主とする稚内層・声問層主部相が低く、砂岩・礫岩を主とする増幌層・声問層上部相・勇知層・更別層が高い。
- ②礫岩・砂岩が分布する地域で高い理由は、放射性鉍物を含み高い放射線強度をしめす酸性岩の花崗岩類の礫をふくむ^{1) 13)}ため、主として泥岩・頁岩が分布する地域で低い理由は、探査地域の泥岩・頁岩は珪藻質であるため放射性鉍物が少ないためと推定される。なお、砂岩を主とする宗谷夾炭層が分布する地域

で低い理由は、4.1 項で先述したように、石炭を含むことから堆積環境が他と違い構成粒子の源岩が、増幌層や勇知層などの砂岩とは異なる¹⁾ためと推定される。

③ TCとKともに泥岩・頁岩を主とする稚内層・声問層主部相が低く、砂岩・礫岩を主とする増幌層・声問層上部相・勇知層・更別層が高い。礫岩・砂岩が分布する地域で高い理由は、放射性鉱物を含み高い放射線強度をしめす酸性岩の花崗岩類の礫をふくむ^{1) 13)}ため、主として泥岩・頁岩が分布する地域で低い理由は、探査地域の泥岩・頁岩は珪藻質であるため放射性鉱物が少ないためと推定される。なお、砂岩を主とする宗谷夾炭層が分布する地域で低い理由は、石炭を含むことから堆積環境が他と違い構成粒子の源岩が、増幌層や勇知層などの砂岩とは異なる¹⁾ためと推定される。

④ TCとKは、天塩川沿いの泥炭湿地部を除く氾濫原や丘陵地の沢部で高く、丘陵地の尾根部や氾濫源のうち泥炭湿地で低くなっている。沢部に放射性元素を吸着したフミン酸、肥料が、流れ込むためTCとKが高くなり、泥炭湿地では間隙水が、r線の遮蔽膜となるためr線が減衰してTCが低くなっていると推定される。

⑤ 大曲断層やN1～N5断層について着目すると、周囲に比べてTCが変化する箇所は存在しない。従って、これらの断層は、断層粘土などにより充填されている閉塞性の断層や破砕部であると推定される。

⑥ ThとUについては、上記のような地形との関係はまったく関係がみられず、地質・地質構造との関係も、特にみられない。

5 さ い ご に

5.1 空中物理探査手法について

電磁探査で得られる物性値は地盤の見掛けの電気比抵抗であり、異なる周波数の電磁応答を測定することで、深度方向への測定を可能にしている。放射能探査では地盤の放射能強度を、磁気探査では地盤の磁気強度を測定している。この2種類の探査は深度方向の情報を持っていない。

以上3種類の物性の測定、解釈から、当該地域の物性的側面からみた平面的な地層分布と比抵抗だけであるが深度方向への解釈も含んだ3次元的な地層分布への言及を行った。図5-1-1に見掛比抵抗の羅列断面図を示した。

5.2 今回の探査結果について

得られた結果から既往の地質図との対応について検討、考察を行った。結果の評価にあたっては誤差の要因となる事項の抽出（飛行高度の問題、放射能における道路、肥料の影響など）と検討をふまえ、有効な結果導出のプロセス（磁気における傾向面解析、放射能における元素比の解析など）についても検討を行った。また、比抵抗については結果の信頼性チェックのために既往ボーリング調査のD-1孔での電気検層結果との対比（図4-1-8）を行い、どちらも見掛けの値であるが調和的な結果（検層結果の深度90mの低比抵抗部と高比抵抗部の境界は明瞭ではないが、深度の増大につれて比抵抗が増大していることや、深度90m以浅の比抵抗値がほぼ同程度の値を示している）が得られている。

既往地質図との対比を概観すると以下の通りである。電磁法探査結果では得られた見掛比抵抗構造から地表地質図で見られる大局的な南北の構造が認められる。砂岩・礫岩層主体である更別、勇知層では見掛比抵抗が高く、泥岩・頁岩層主体の声間、稚内層では見掛比抵抗は低い値を示しており、比抵抗構造は地層区分と概ね良い対応を示していると言える。磁気探査では深度500m程度を目安に、傾向面解析・上方接続計算により深部・浅部の磁気異常分布図を求めた。深部分布図では南西から北東に向けて高から低へ磁気異常が変化している。この傾向は既往の旧地質調査所発行の広域磁気図と良い対応を示している。また、浅部分布図では、勇知層・更別層の境界、東部のN1～N5断層部分に南北の連続する境界が見られる。帯磁率の高い岩種の連続的存在が示唆される。

放射能探査では γ 線強度（主に K）が氾濫原や丘陵地の沢部で高く尾根部や泥炭湿地で低い。地層別に見れば砂岩・礫岩主体の増幌・勇知・更別層で高く、泥岩・頁岩を主体とする声問・稚内層で低く、地形の影響はあるものの、地層毎の違いが大局的に捉えられた。

既往地質図との対比をより定量的に行うために地層区分ごとに各物性値を求め統計的処理を行い、その結果から考察を加えた。上述した地層ごとの傾向は定量的にも確かめられている。また、電磁法探査では深部方向のデータがあるため浅深 2 深度（深度 20 m、標高 0m）で統計処理を行った。結果の比較から地層ごとの見掛け抵抗に対する深度方向の影響について考察を加えた。

5.3 あとがき

空中物理探査は広範囲の概査として位置づけられるものである。10 数 km 四方範囲を地上に立ち入らずに、迅速に調査できる。

今回の探査では、探査結果と既往地質図の対比を行うにあたり、定性的だけでなく定量的検討も行った。その結果、既往地質図と物性値が概ね良い対応を示し、物性の方面からも既往地質状況を大局的に支持できる結果となった。

一方、空中物理探査は広範囲、迅速な探査である反面、精度的、分解能的な限界も存在する。今後の適用にあたっては、それらを考慮しつつ、地質区分と物性区分の本質的な違いの問題なども考慮に入れながら検討していく必要がある。

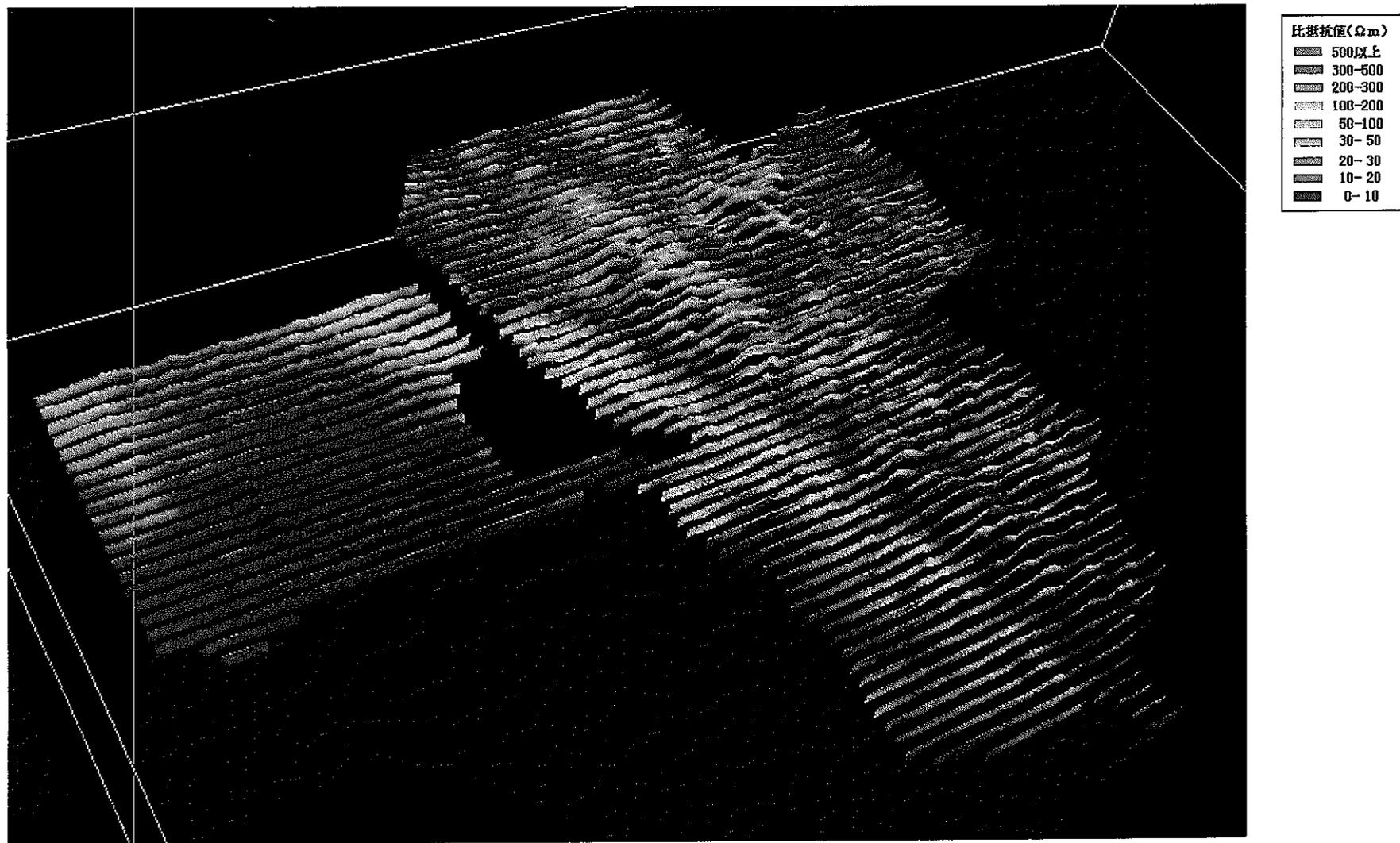


図 5-1-1 見掛比抵抗羅列断面図 (300m間隔東西方向)

参 考 文 献

- 1) 根本隆文・佐川昭・植田芳郎・小田精徳・松井寛・三梨昂(地質調査所):天北炭田地質図説明書, 日本炭田図XⅢ, 1979
- 2) 秋葉文雄:北海道天北地域の勇知層から産出した *Neodenticula seminae* と *Proboscia curvirostris*(珪藻化石)およびその生層序学的意義、地質学雑誌, 105, 10, p. 733-736, 1999
- 3) 更別グループ・藤則雄・朝比奈正二郎:稚内・サロベツ地域の第四系, 第四紀研究, vol. 5, p. 1-11, 1966
- 4) 高橋功二・福沢仁之・和田信彦・保柳康一・岡孝雄:北海道北部、日本海沿岸地域の新第三系—その層序と古地理について—, 地球科学, 38, p. 299-313, 1984
- 5) 核燃料サイクル開発機構:北海道北部地域の地質に関する研究報告書(JNC TJ1400 98-001), 1998
- 6) Tanai, T. (1961): Neogene floral change in Japan. J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4, p. 119-398.
- 7) 佐藤誠司(1962):北海道中新世夾炭層の花粉分析的研究. 化石, no. 3, p. 3-8.
- 8) 秋葉文雄:北海道空知. 日高地域と天北地域新第三系の *Denticula* 属を中心とした珪藻化石層序による対比と問題点, 技研所報, 18, 4, 197-236, 1975 (石油資源開発株式会社技術研究所)
- 9) 福沢仁之(1985):北海道天北—羽幌地域の上部新第三系層序の再検討. 地質学雑誌, vol. 91, p. 833-849
- 10) 核燃料サイクル開発機構:貯蔵工学エンター立地環境調査—深層ボーリング報告書(JNC TJ1027 98-012), 1987
- 11) Sengpiel, K.P.: Appropriate inversion of airborne EM data from a multi-layered ground. Geophys. Pros., v. 36, p. 446-459, 1988
- 12) Grasty, R.L., Melader, H. and Parker, M.: Airborne gamma ray spectrometer Surveying, Tech. Rep. Ser. 323, STI/DOC/10/323, IAEA, Vienna, p. 97, 1991
- 13) 落合敏郎:地下水 温泉調査のための放射能探査法, リーベル出版, p. 173, 1992
- 14) 地質調査所: 1:2,000,000 地質編集図(23)日本の磁気図, 1992
- 15) 物理探査学会: 図解 物理探査, p. 216, 1989

【巻末資料】

- ・ 補足資料

(A : 探査原理、 B : 電磁波の法規制、 C : GPS 測量)

- ・ 探査状況写真

補 足 資 料

A : 探査原理

B : 電磁波の法規制

C : G P S 測 量

A. 探査原理

A.1 空中電磁探査¹⁾

電磁探査法は、電磁誘導作用を利用して大地の比抵抗分布を調べる地下探査法である。一次磁場が地中の電導体を通過する時、磁束密度を打消すように一次磁場に直交する方向に閉ループの形で電導体中を流れる渦電流が発生する。この渦電流は二次磁場を誘起する。この二次磁場を測定することによって比抵抗分布を知ることができる(図A-1-1)。

電磁探査法には、使用する信号源(能動的信号源と受動的信号源)や二次磁場として受信する信号の種類によって多数の測定法がある。今回用いた空中電磁探査法は、電磁探査測定装置をヘリコプターに搭載して行う方法で、これは能動的信号源(送信コイルに交流電流を流すことによって発生する磁場)を用い、受信コイルを用いて同相/離相(周波数領域)方式により二次磁場を測定するものである。

(1) 岩石の比抵抗

比抵抗とは電流の流れにくさを表す指標で、等方性の物質について定義され導電率の逆数で単位は $\Omega \cdot m$ である。断面積 S 、長さ L の円筒状の導体を考えたとき、その比抵抗 ρ は次式で与えられる。

$$\rho = R \cdot \left(\frac{S}{L} \right)$$

ここで、 R はオームの法則で定義される抵抗である。

岩石の比抵抗は、構成鉱物自身の性質と以下のような二次的な要因により規制される。

① 間隙率・水飽和率

介在する間隙水のイオン伝導により比抵抗が低下する。これは以下のアーチー(Archie)の式によって表される。

$$\rho = a \phi^{-m} S^{-n} \rho_w$$

ここで、 ρ は岩石の比抵抗、 ϕ は間隙率、 S は水飽和率、 ρ_w は間隙水の比抵抗である。

a, m および n は岩石の性質に依存する定数で、砂岩では $a = 0.5 \sim 2.5$ 、 $m = 1.3 \sim 2.5$ 、 $n = 2$ という値になる。

② 粘土鉱物

粘土鉱物表面の電気二重層におけるイオン交換に起因する超過導電性により、比

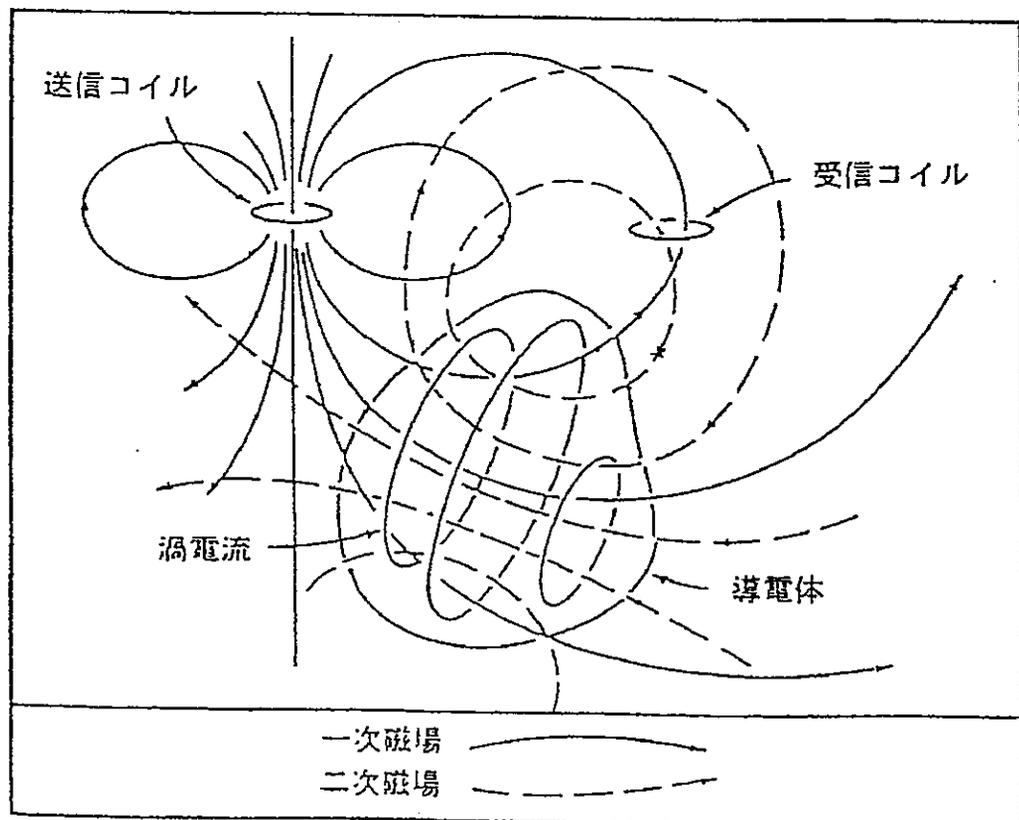
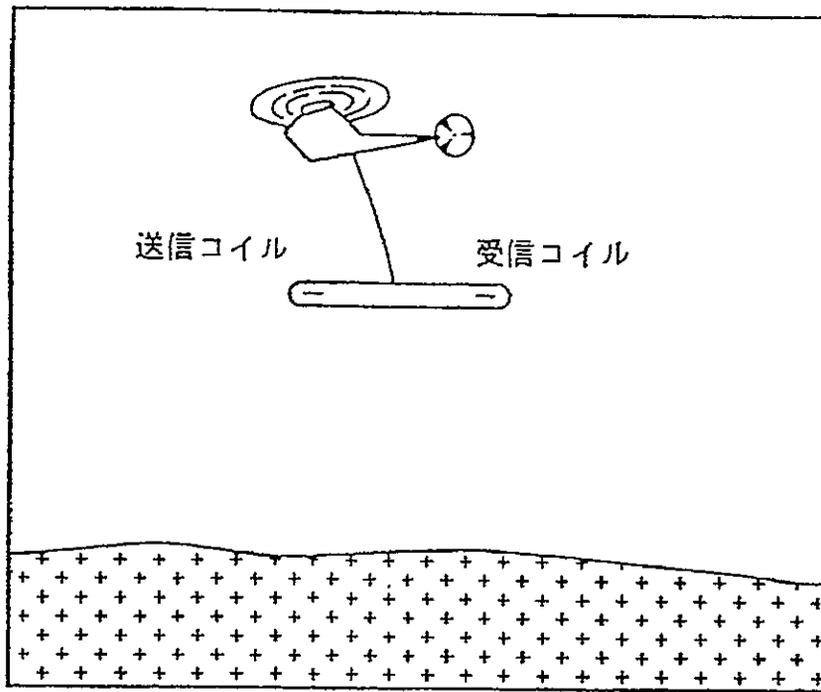


図 A-1-1 空中電磁探査法概念図

抵抗が低下する。低下の程度は粘土鉱物の種類によって異なり、次のような傾向がある。

montmorillonite > sericite > alunite > chlorite > kaolinite

③ 温度

岩石の温度が上昇するとイオン伝導性が向上し、比抵抗が低下する。

④ 導電性鉱物（硫化鉱物・graphite）

導電性鉱物が多いと、比抵抗が低下する。

電磁探査法では岩石が本来有する電気的特性の他に、風化や破碎の程度、地下水位等の相違も検出される。新鮮な岩石でみると、同種のものでも幅広い値をとる（図 A-1-2）が、一般に以下のような傾向がある。

- a. 堆積岩では細粒の碎屑岩が低比抵抗で、粗粒になるほど高比抵抗となる。
- b. 石灰岩やドロマイトは高比抵抗である。
- c. 火成岩では酸性岩が塩基性岩に比べてより高比抵抗である。
- d. 変成岩は高比抵抗である。

(2) 電磁応答

電磁探査法で通常利用される一次磁場の周波数では、特殊な場合（永久凍土の調査など）を除いて、変位電流の発生は十分に小さく、その影響を無視することができる。そのため電磁誘導作用を表すマックスウェル基本式は以下のように表される。

$$\nabla^2 H = i\mu\omega\sigma H \quad \text{電導体内}$$

$$\nabla^2 H = 0 \quad \text{電導体外}$$

ここで、 H 、 i 、 μ 、 ω 、 σ はそれぞれ磁場ベクトル（磁界）、虚数単位、透磁率、角周波数、電導度である。これより、電磁応答は次式で表される応答定数に依存することが示される。

$$\theta_2 = (\mu\omega\rho)I_1I_2$$

ここで、 I_1 および I_2 は長さの単位を有する量で、地下の電導体内に誘起される渦電流環の総体積を最も効果的に表現するように選定される。

空中電磁探査法の信号源は双極子源であり、送受信コイル間距離を l 、測定高度を h とすると、一般に $l \ll h$ であるので、上記の応答定数は次式のように表現することができる。

$$\theta_2 = (\mu \omega \sigma)(l^2 + h^2) \approx \mu \omega \sigma h^2 \quad \text{均質大地上}$$

$$\theta_2 = (\mu \omega \sigma t)(l^2 + h^2)^{0.5} \approx \mu \omega \sigma th \quad \text{板状電導体上}$$

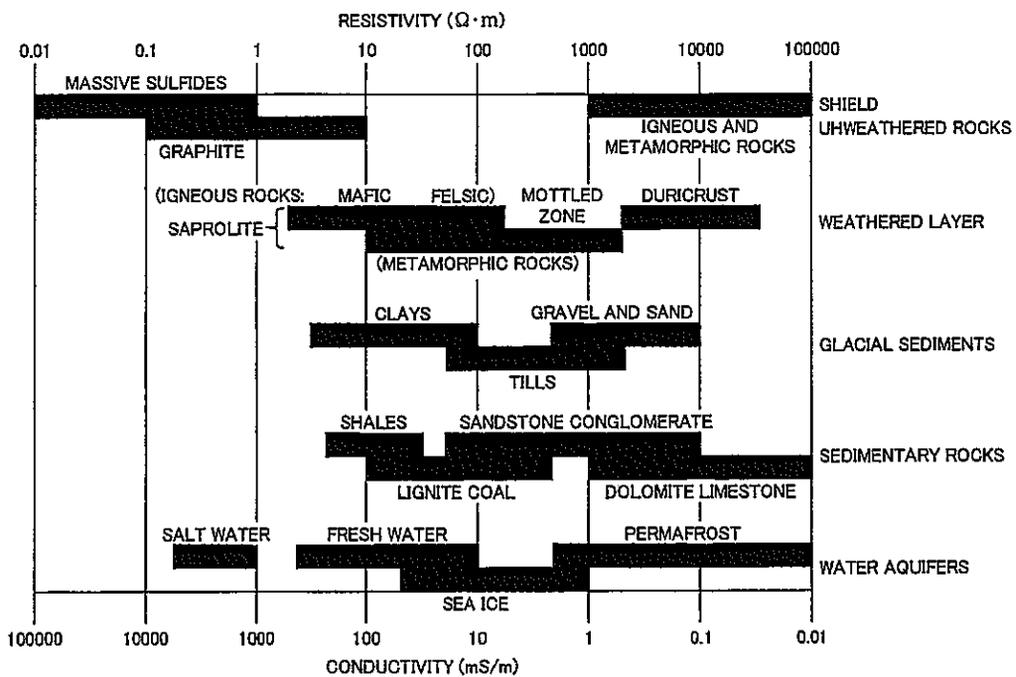
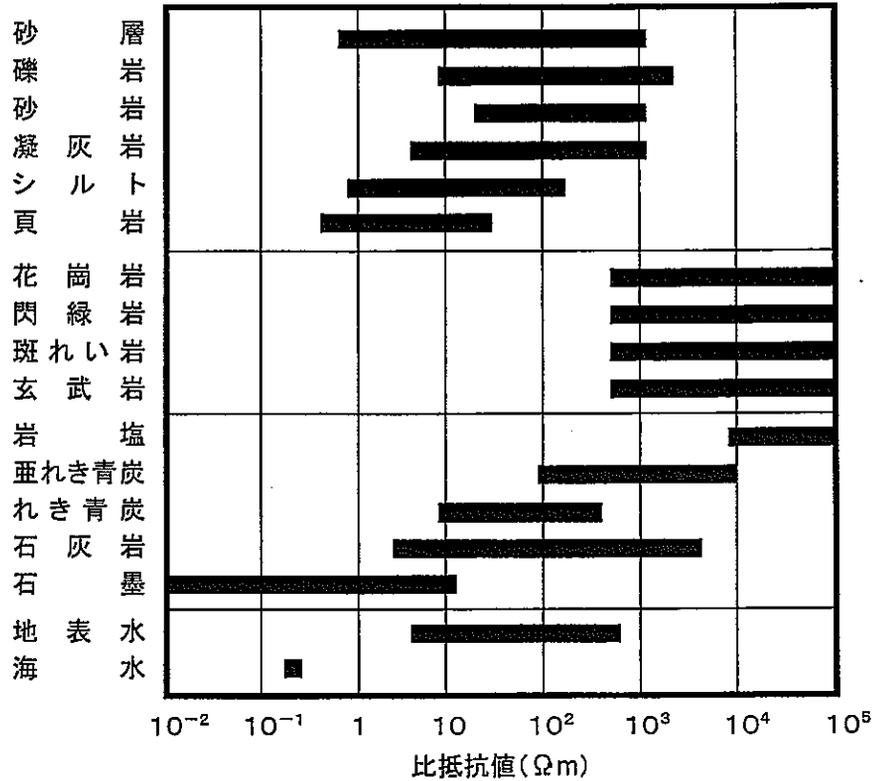


図 A-1-2 岩石等の比抵抗 (上; 物理探査学会, 1989²⁾、下; Palacky, 1988³⁾)

概念的なモデルとして、電導体を抵抗 R 、自己インダクタンス L の一巻コイルとみなし、これが送信コイルに $Ie^{i\omega t}$ の交流電流を通じて発生させた一次磁場 H_p 中に置かれたときの電磁応答を考える。このとき、電導体内に誘起される誘起起電圧 E の位相は一次磁場より 90° ずれ、その大きさは全結合磁束の変化の割合に比例する。

$$E \propto -j\mu_0\omega Ie^{i\omega t}$$

これにより二次磁場 H_s が生じ、その大きさは E, R および L に関係し次式で表される。

$$H_s \propto \frac{-j\mu_0\omega Ie^{j\omega t}}{R+i\omega L} = \frac{E}{R+i\omega L}$$

二次磁場 H_s は一次磁場 H_p よりも $90^\circ + \phi$ だけ位相が遅れる。

$$\phi = \tan^{-1}\left(\frac{\omega L}{R}\right)$$

良導体では R が小さいので ϕ は 90° に近づき、二次磁場は同相成分が卓越するが、不良導体では R が大きくなるので ϕ は 0° に近くなり、二次磁場も小さくなるため、離相成分のみが認められるようになる。

(3) 空中電磁探査法の特徴

空中電磁探査法では人工信号源（送信コイル）を用いる。この送信コイルはバード内に受信コイルと共に設置している。これにより、以下のような利点がある。

- ① 送信および受信コイル間の相対位置を常に一定に維持することができ、一次磁場を効率的に除去して高い測定精度を得ることができる。
- ② コイル配置と周波数について複数個の組合せを用いることによって、大地の比抵抗分布に関するより詳細な情報を収集することが可能である。

- a. コイル配置として水平コイル配置と鉛直コイル配置を用いており、これらが発生する一次磁場の方向が異なるため（図 A-1-3）、同一の比抵抗構造に対して異なる電磁応答が得られる（図 A-1-4）。

水平コイル配置…… 水平方向の地下構造の場合に良い電磁応答が得られる。

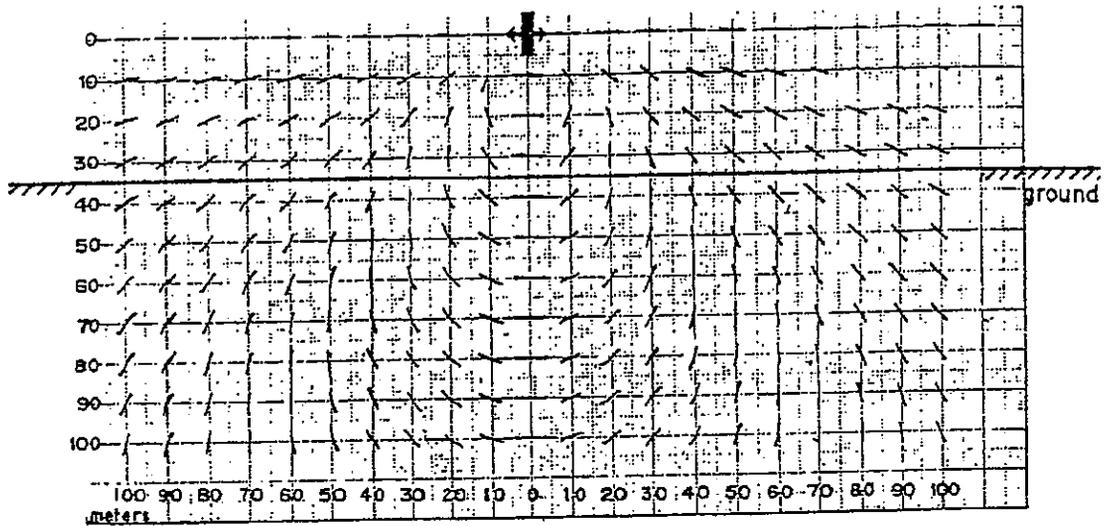
鉛直コイル配置…… 孤立した鉛直方向の地下構造の場合に良い電磁応答が得られる。

- b. 一次磁場が電導体を通過する時、それが電導体の表面に局限され内部に浸透できなくなる表皮効果が起き、その浸透する深度（表皮深度）は周波数によ

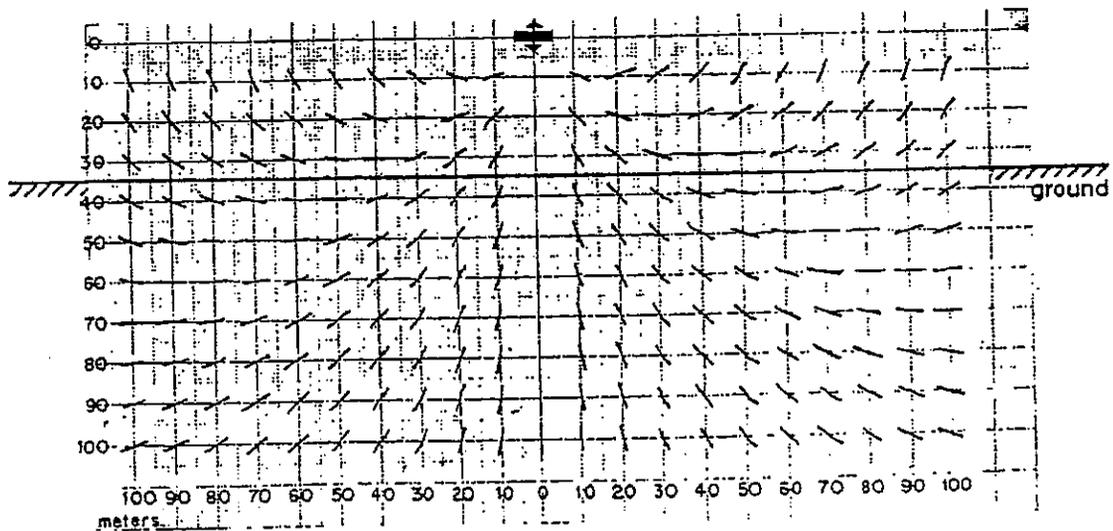
って異なるため探査深度に差が生じる。表皮深度は周波数 f と比抵抗 ρ により次式で与えられる。

$$\sigma = 503.3 \left(\frac{\rho}{f} \right)^{0.5}$$

従って、高周波数ほど地表付近の、周波数が低くなると地下深部の比抵抗情報を反映した二次磁場が測定される。



鉛直コイル配置



水平コイル配置

図 A-1-3 コイル配置による一次磁場の差違

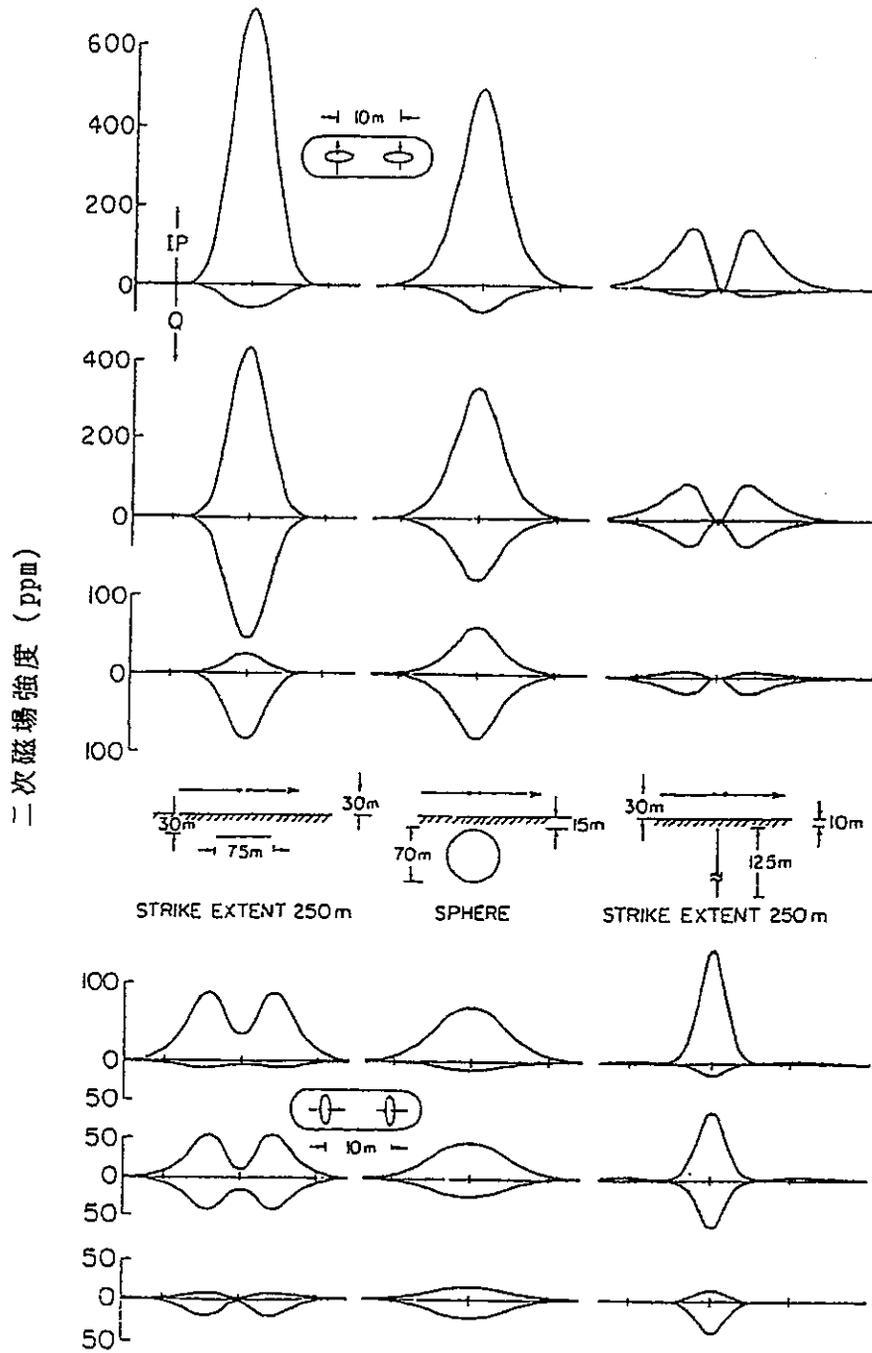


図 A-1-4 コイル配置による電磁応答の差違 (Palacky and West, 1989)

(上) 水平コイル配置、(下) 鉛直コイル配置

二次磁場は一次磁場に対する比で表している (単位 ppm)

二次磁場の測定は、同相成分と離相成分に分離して測定する同相／離相（周波数領域）方式である。同相成分とは一次磁場と同じ位相の信号、離相成分とは一次磁場から 90° 位相の遅れた信号である。測定された同相・離相成分は一次磁場に対する比（ppm 単位）で表される。この方式は、二次磁場の一次磁場に対する位相の遅れが大地の電導度に依存していることに基づいており、高比抵抗体中の電導体の検出能力に優れている。

空中電磁探査法は、広範囲の面積を短時間で探査でき、地下資源探査および地質構造解析調査での概査の方法として広く利用されている。特に、ヘリコプターを利用した探査は対地高度を低くし、かつ測線間隔を小さくすることができるので、より精度の高い探査が可能である。探査精度（分解能）は理論上約 10m であるが、探査飛行の条件により変化する。また、空中で利用できる電力量により、発生される一次磁場の強さが制限されるため探査深度は地表下 100～150m までに限定され、また深部ほど高比抵抗側の探査精度が低下するという短所がある。

A.2 空中磁気探査

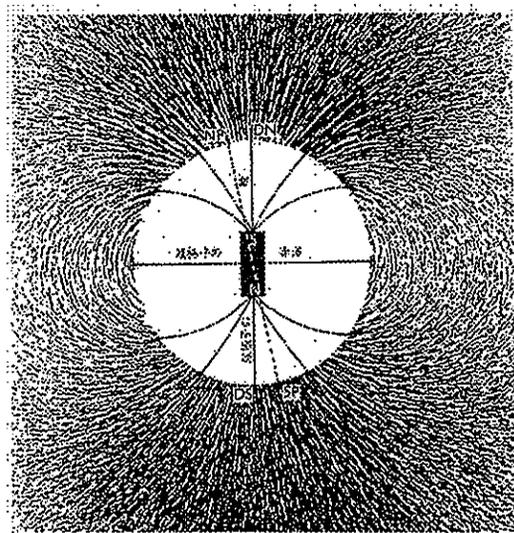
(1) 岩石の磁性

岩石は、それに含まれる磁性鉱物（磁鉄鉱、磁硫鉄鉱等）の量に応じて磁性を有している。地球が磁場を有するため（図 A-2-1）、その地球磁場内におかれた岩石はその磁性に応じた強さに磁化される。

岩石の磁性には、誘導磁場と残留磁場の 2 種類ある。誘導磁化は現在の地球磁場により誘起される磁化であり、残留磁化は岩石が冷却固結時または堆積時に獲得した地球磁場が、保存された岩石固有の磁化である。一般に残留磁気は誘導磁化に比べて極めて小さく、空中磁気データの解析では残留磁気を無視して、誘導磁化のみで解析することが多い。岩石が地球磁場で磁化される時、磁化の強さ I と地球磁場 H （単位：nT, nano Tesla）の間には次式が成り立つ。

$$I = k \cdot H$$

この比例定数 k を帯磁率（磁化率）という。帯磁率は磁性鉱物の含有量と比例し、一般に火成岩が堆積岩よりも帯磁率が高く、火成岩の中でも塩基性岩類が酸性岩類よりも帯磁率が高い（図 A-1-6）。



A-2-1 地球の磁場(ホームズ, 1989⁴⁾)

DN; 磁北極、DS; 磁南極
NP; 地理的北極、SP; 地理的南極

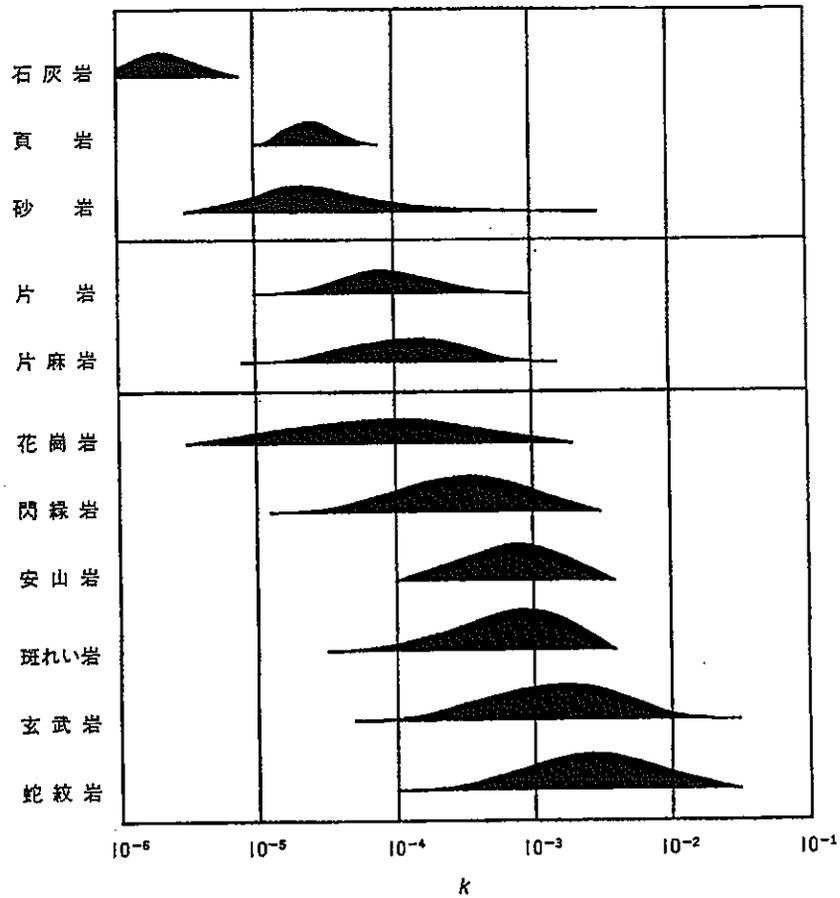


図 A-2-2 岩石の帯磁率(物理探査学会, 1989)

(2) 磁気異常

地球磁場の強さを測定すると、本来の地球磁場に岩石が有する磁性による地球磁場の乱れが重複した値、すなわち $I+H$ の値が得られる。この様な測定結果から地球磁場を除去したもの、これを磁気異常と呼ぶ。磁気異常の形態はそれを引き起こす岩石の帯磁率の他に、以下の2要因にも規制される。

① 地球磁場の伏角による磁気異常形態の違い (図A-2-3)

地球磁場の磁力線が地表となす角 (伏角) は緯度によって異なり (図 A-2-4)、磁気異常の形態は緯度によって変化する。

磁気赤道 (伏角=0°) : 高磁性岩体の直上に東西系の負の磁気異常が現われる。

中緯度 (伏角=45°) : 高磁性岩体の南端に正異常が、北端に負異常が対で現われる (図 A-2-5)。

磁極 (伏角=90°) : 磁性岩体の直上に正異常が現われる。

② 磁気異常を誘起する磁性岩体の深度の違いによる磁気異常分布形態の違い

(図 A-2-6)

同一の帯磁率および同一規模の磁性岩体であっても、それが測定面に近い (深度が浅い) ほど磁性岩体の南北両端に正および負の異常のピークが現われ (振幅/波長比が大きい) 磁性岩体の形状を推定しやすいが、測定面が離れる (深くなる) にしたがって、正および負異常の振幅が減少すると共に、両異常のピークの位置が南北両端からそれぞれ遠ざかってしまう (振幅/波長比が小さい)。

(3) 磁気探査法

磁気異常を解析し地下の磁性構造を推定する方法で、地質構造や岩質、資源の賦存等の調査に利用されている。磁気異常の解析は、通常は誘導磁化のみを仮定して行い、岩石の残留磁化の測定データがある場合、誘導磁化で説明できない異常について残留磁化を考慮に入れた磁気異常解析を行う。

航空機を利用する方法を空中磁気探査法と呼び、短期間に広範囲を調査することができる。特に、ヘリコプターを利用すると、対地高度を低くし測線間隔を小さくできるので、微小な磁気異常を検出し、微弱な磁気異常の分布形態を高い精度で把握できる。この探査法は、多様な物性を有する地下の岩体の情報を総合的に収集するために、一般的に空中電磁探査法や空中放射能探査法と併用される。

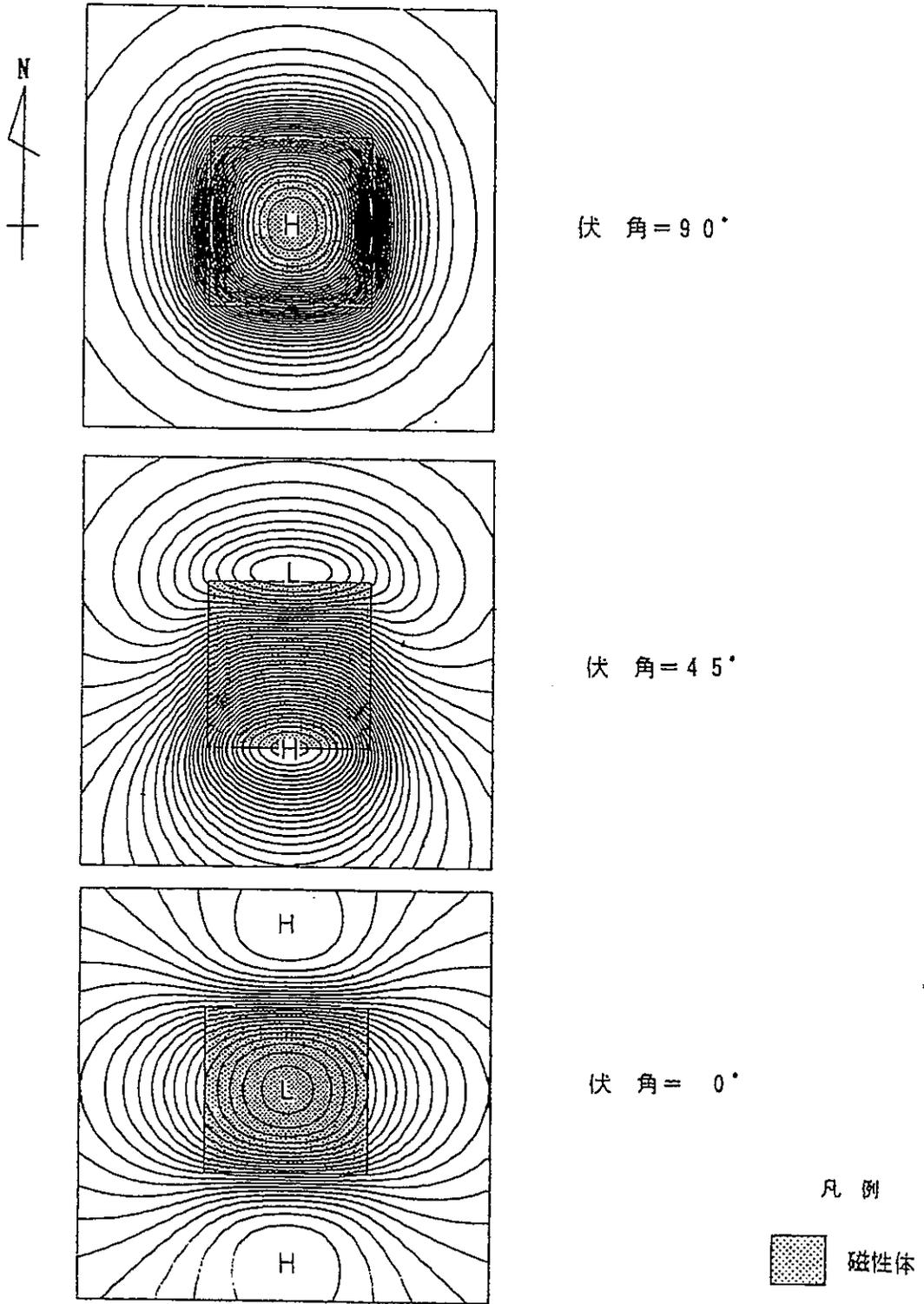


図 A-2-3 四角柱モデルによる磁気異常—伏角による磁気異常パターンの相違

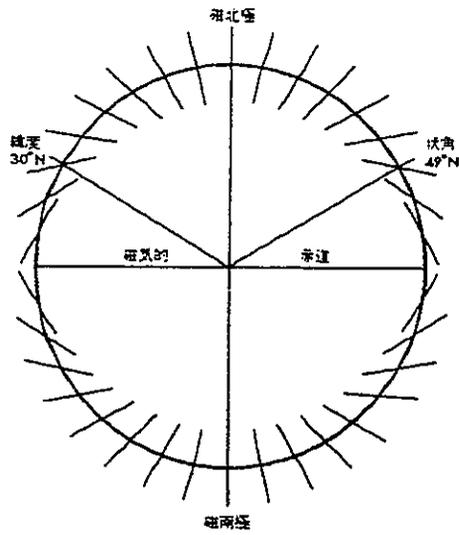


図 A-2-4 緯度による地磁気伏角の変化(ホームズ, 1989)

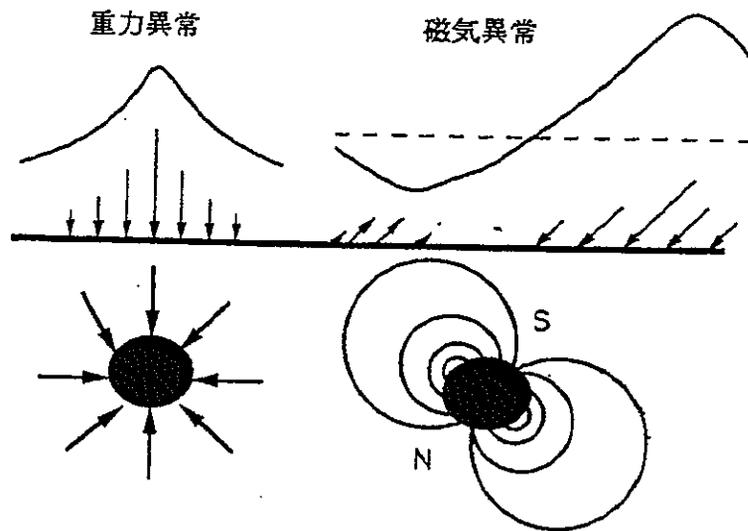


図 A-2-5 中緯度地方における磁気異常のパターン(牧野, 1995⁵⁾)

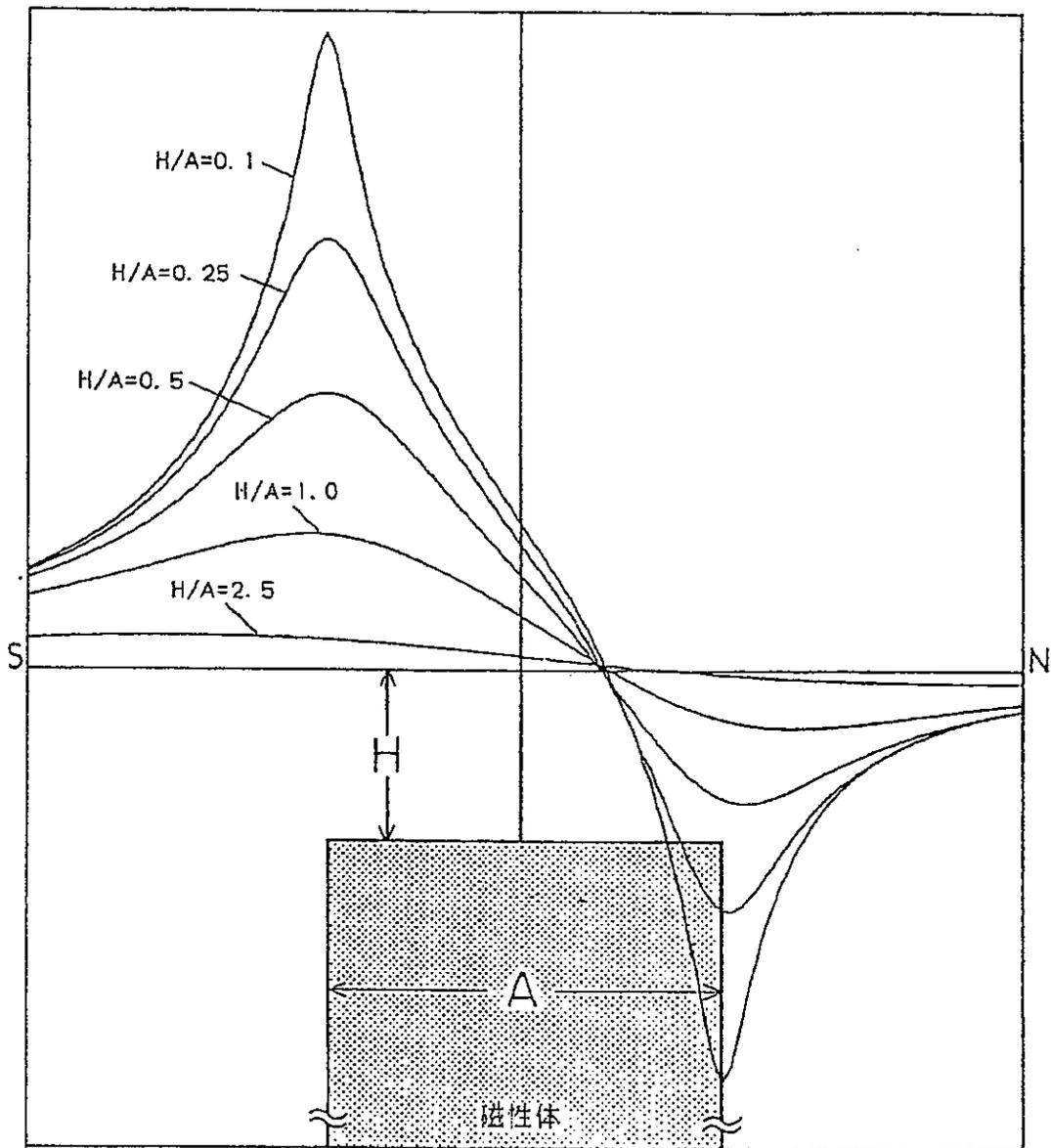


図 A-2-6 磁気異常標準曲線—磁性体の深度による磁気異常パターンの変化

A.3 空中放射能探査

(1) 岩石中のカリウム、ウラン、トリウムの分布⁶⁾

地層から放射される主な γ 線は、カリウムに由来するもの、ウランに由来するものとトリウムに由来するものの3種類である。そして、ガンマ線強度は地層を構成する岩石に含まれるカリウム、ウラン、トリウムの量に依存する。これらの元素の含有量は岩石の種類によって異なっている。

カリウムは、花崗岩・流紋岩などの酸性岩では K_2O 換算で5wt%近い含有量を示すが、はんれい岩や玄武岩などの塩基性岩では2~3wt%、さらに超塩基性岩のかんらん岩では、平均0.6wt%の K_2O 含有量となる。また、堆積岩中の平均の含有量は、 K_2O 換算で2.2wt%である。

一方、ウランとトリウムの岩石に含まれる量は、カリウムに比較して微量である。たとえば、花崗岩ではウラン5ppm、トリウム20ppm程度、塩基性の玄武岩ではそれぞれ1ppmと3ppm、さらに超塩基性岩ではその1/100近くの値である。また、トリウムとウランの含有量の比(T_h/U)は、通常の岩石では1~7程度であり、平均は約4である。

(2) 放射壊変と γ 線のエネルギー

カリウムの同位体のうちで⁴⁰K(カリウム40)は、 1.28×10^9 年の半減期で、 β^- 壊変と軌道電子捕獲(electron capture, 以下ECと呼ぶ)とに分岐壊変する。89%の確率で β^- 壊変をして⁴⁰Ca(カルシウム40)に、11%の確率でECをして⁴⁰Ar(アルゴン40)になるが、ECの直後に1.46MeVの γ 線を放出することが知られている。

一方、²³⁸U(ウラン238)と²³²Th(トリウム232)は、図2-1-11、図2-1-12に示すような壊変系列を構成する。この他にも、ウランの同位体である²³⁵U(ウラン235)が構成するアクチニウム系列も存在するが、²³⁵Uの存在比は0.97%と少なく、単位体積当たり1秒間に壊変する原子数も少ないので、空中放射能探査の測定対象にはならない。

(3) 構成地質区分と開口性亀裂帯の検出

これら3種類の放射性同位元素から放射される γ 線の強度は、岩石に含まれる放射性元素の量によって異なるので、構成地質に関する情報を得ることができる。

また、亀裂の発達した部分や断層により岩石が破碎された部分(亀裂帯)では、周囲に比べ高い γ 線強度を示すことが知られている。この現象を説明するメカニズムについて

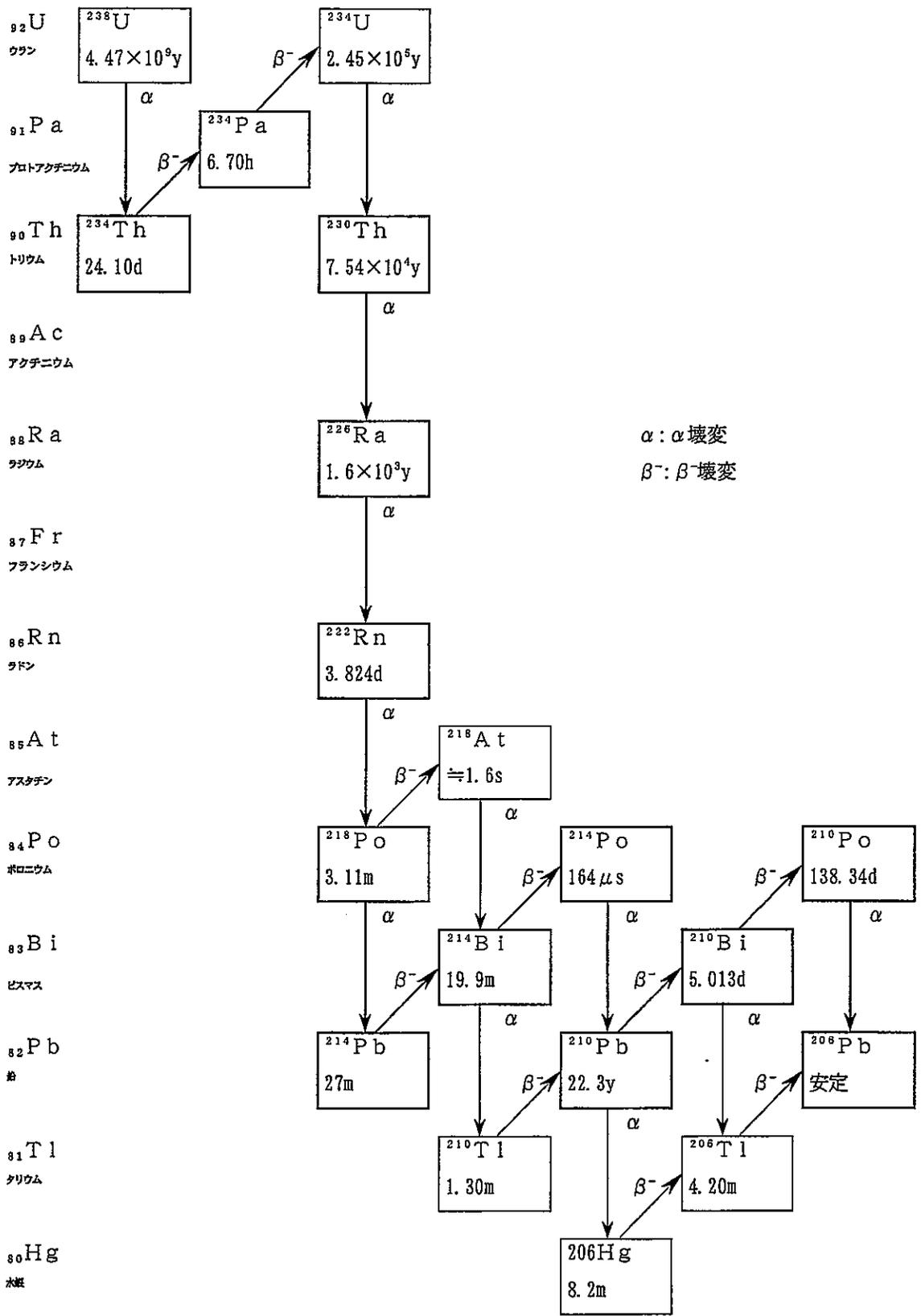


図 A-3-1 放射性壊変系列(ウラン系列)

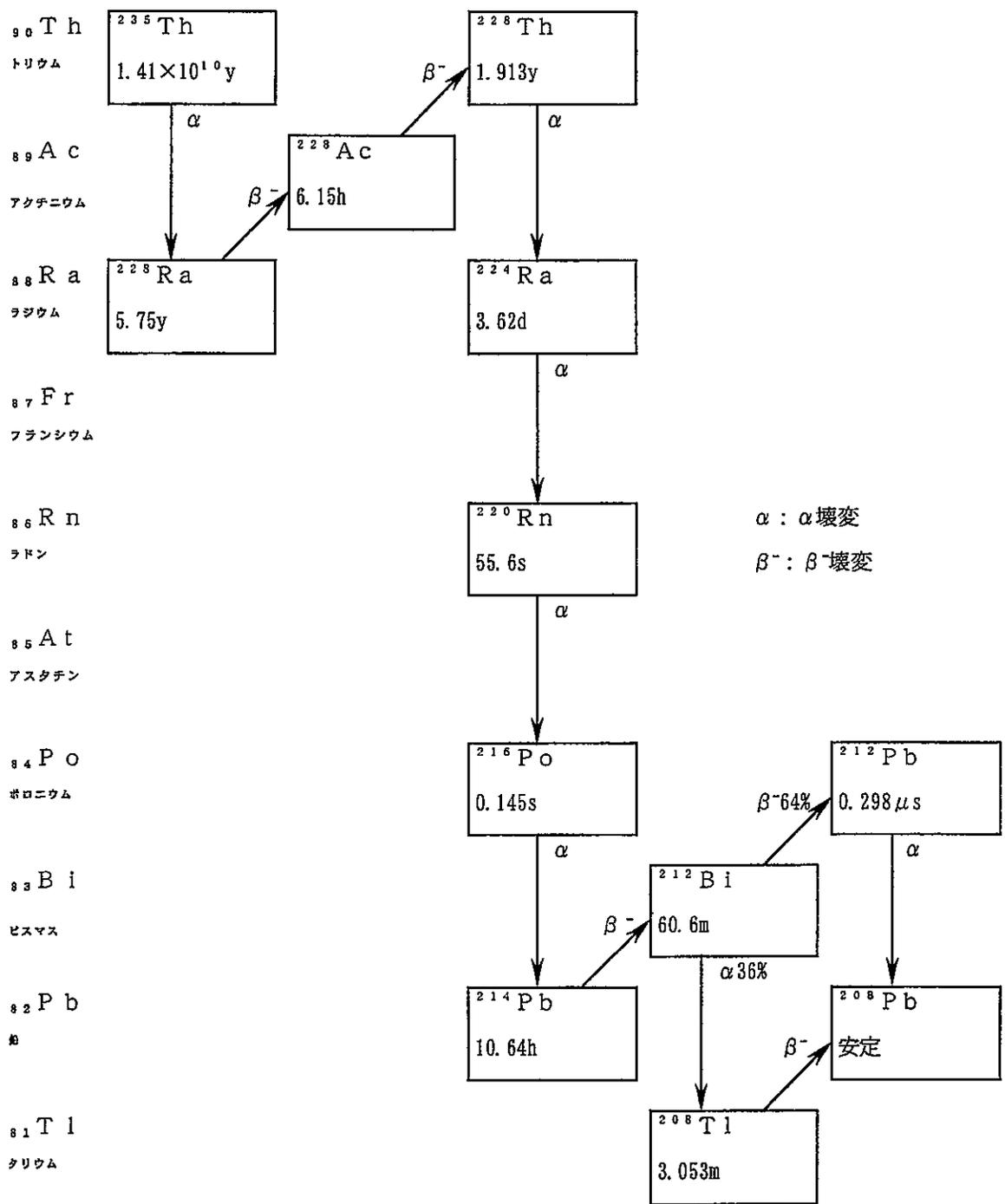


図 A-3-2 放射性壊変系列(トリウム系列)

ては下記のような過程が考えられる。

地下深部からの放射性同位元素が地下水や温泉水と共に透水性に富む開口性の亀裂帯を通路として上昇する。地表付近で圧力の低下や物理的攪拌に伴い、他の溶存ガスと共に R_n （ラドン）が流体から放出される。この放出されたガスはキャリアーガスとして地表まで R_n を運び、共に大気中に放出される。地表の放出口付近には、火山ガスの噴気口の周りにイオウが付着しているのが観察されるのと同様に、 R_n の娘核種が付着しているものと思われる。地熱地帯で、高濃度の二酸化炭素が検出される地点と、高濃度の R_n が検出される地点とが似かよった分布を示す例⁷⁾が報告されていることは、これを裏付けるものと考えられる。したがって、一連の断層であっても断層粘土などによって充填されているような閉塞性の断層や破碎部では、 γ 線の強度異常は現われない。

A.4 探査原理の参考文献

- 1) 新エネルギー・産業技術総合開発機構：平成3年度全国地熱資源総合調査(第3次)新資源調査手法検討—空中電磁・空中磁気調査—報告書要旨。(1992)
注：空中電磁・磁気探査の原理・解析法の既述の多くは、上記文献から引用した。
- 2) 物理探査学会：図解物理探査、p. 231。(1989)
注：物理探査学会から下記の文献が新たに発行されている。
物理探査学会：物理探査ハンドブック、p. 1336。(1998)
- 3) Palacky, G. J. and West, G. F. : Airborne electromagnetic methods. in Electromagnetic Methods in Applied Geophysics (M. N. Nabighain, ed.), v. 2 (Application) B, p. 811-879. (1989)
- 4) アーサー・ホームズ著、ドリス・L・ホームズ改訂、上田誠也・貝塚爽平・兼平慶一郎・小池一之・河野芳輝訳：一般地質学Ⅲ、東京大学出版会、p. 756。(1989)
- 5) 牧野雅彦：磁気探査. in 物理探査学会、第11回物理探査基礎講座講習会テキスト、69-92。(1995)
- 6) 木越邦彦：核化学と放射化学(基礎化学選書15)、裳華房、p. 250。(1981)
- 7) 湯原浩三監修：地熱開発総合ハンドブック、フジ・テクノシステム、p. 1109。(1982)

B. 電磁波の法規制

これまでの研究により、人体が強い電波にさらされると体温が上昇する作用や、周波数が低い場合には体内におこされた電流が神経を刺激する作用があること、また、電波の強さによる人間の健康への影響が明らかにされている。このような科学的な知見に基づき、十分な安全率を考慮し、10KHz以上の周波数に対して下表のとおり基準値(電波防護指針)が策定されている。

表)電波の強さ(平均時間6分間)基準値

周波数 f	電界強度の実効値 E(V/m)	磁界強度の実効値 H(A/m)	電力束密度 S(mW/cm ²)
10KHz ~ 30KHz	275	72.8	
30KHz ~ 3MHz	275	2.18/f	
3MHz ~ 30MHz	824/f	2.18/f	
30MHz ~ 300MHz	27.5	0.0728	0.2
300MHz ~ 1.5GHz	1.585√f	√f/237.8	f/1500
1.5GHz ~ 300GHz	61.4	0.163	1

本調査における電磁法探査で使用した装置は、(財)無線設備検査検定協会において電界強度に係る試験を実施しており、本調査で用いた5周波数(0.385KHz、0.98KHz、4.8KHz、7.2KHz、および56KHz)に対する試験結果(別紙にて試験成績書を添付)は下表のとおりである。

本調査で使用した装置で上記基準値の対象となる周波数は56KHzの1周波数のみであり、下表のとおり試験結果は15.7 V/mと基準値275 V/mを大幅に下回っている。

表)使用した5周波数の電界強度

周波数 KHz	測定電界強度	
	dB μV/m	V/m
0.385	176.0	630.9
0.98	164.7	171.8
4.8	160.9	110.9
7.2	153.1	45.2
56	143.9	15.7

(ただし、V/m = 10^{(dBV/m)/20}による)

◆ 空中物理探査実施に当たっての許認可について

空中探査の実施に当たっては、航空法において、79条(場外離着陸場)、81条(最低安全高度以下)の許認可が、消防法において、危険物仮貯蔵の許認可が、また電波法における無線局免許状が必要となる。

本調査実施に際しては、それぞれ以下のとおり申請、許可を得ている。

1) 航空法

・79条(場外離着陸場)について

申請者 : 株式会社エースヘリコプター

申請先 : 新千歳空港長 申請期間:平成13年05月18日～平成13年06月17日

許可月日 : 平成13年05月14日

許可番号 : 新千情 第5052号

(継続申請)申請期間 : 平成13年06月18日～平成13年07月17日

許可月日 : 平成13年06月05日

許可番号 : 新千情 第5075号

・81条(最低安全高度以下)について

申請者 : 株式会社エースヘリコプター

申請先 : 東京航空局長 申請期間:平成13年05月25日～平成13年06月24日

許可月日 : 平成13年05月14日

許可番号 : 東空運 第5499号

(継続申請)申請期間 : 平成13年06月25日～平成13年07月24日

許可月日 : 平成13年06月15日

許可番号 : 東空運 第5930号

2) 消防法

・危険物仮貯蔵について

申請者 : 株式会社エースヘリコプター

申請先 : 北留萌消防組合

申請期間 : 平成13年05月28日～平成13年06月06日

許可月日 : 平成13年05月24日

許可番号:北留消予承認 第1号

(継続申請)申請期間 : 平成13年06月07日～平成13年06月16日

許可月日 : 平成13年06月07日

許可番号:北留消予承認 第2号

(継続申請)申請期間 : 平成13年06月17日～平成13年06月26日

許可月日:平成13年06月15日

許可番号:北留消予承認 第6号

3) 電波法

・無線局免許状について

申請者 : 株式会社エースヘリコプター

申請先 : 関東電気通信監理局長

申請内容 : 無線局

期間 : 平成9年12月1日～平成14年11月30日

免許の電波の型式、周波数及び空中線電力 : NON、56KHz、15.525W

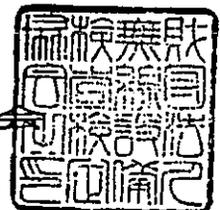


試第6632号
平成6年12月6日

試 験 成 績 書

- 1 会 社 名 株式会社 エースヘリコプター
- 2 機 器 の 種 別 磁気探査機
- 3 機 器 の 名 称 空中電磁探査装置
- 4 機器の製造会社名 DIGHEM. I. POWER
- 5 機器の製造年月日 平成4年10月20日
- 6 機器の製造番号 BKS38
- 7 試 験 結 果 試験成績表のとおりである。

財団法人 無線設備検査検定協会



試験成績表

- 1 試験年月日 : 平成6年11月17日(木) 天候:晴
- 2 試験場所 : 埼玉県川越市古谷本郷字柳原 (株)エースヘリコプター川越基地内
- 3 試験条件

(1) 供試機等の配置

- ①供試機の設置高度 : 地上高 約1.0m
- ②受信空中線設置高度: 地上高 1.0m
- ③測定距離 : 屋外に設置された供試機から3m離隔した地点
- ④測定位置 : 別表1のとおり

- (2) 供試機の動作状態 : 全5波同時発射
電波発射方向は地表面に平行

(3) 使用測定機器

- ①スペクトラムアナライザー (HP8566B)
- ②ループアンテナ (KBA2402)

4 試験結果

(1) 基本波電界強度

測定位置	公称周波数 (kHz)	測定周波数 (kHz)	読み値補正 (dB)	告示127号電界強度 (dBuV/m)	測定電界強度 (dBuV/m)
前方	0.385	0.415	91.6	84.4	176.0
	0.980	1.010	83.9	80.8	164.7
	4.800	4.830	70.3	90.6	160.9
	7.200	7.340	66.7	86.4	153.1
	56.000	54.950	49.2	94.7	143.9
側方	0.385	0.418	91.6	84.1	175.7
	0.980	0.980	84.2	79.7	163.9
	4.800	4.840	70.3	91.7	162.0
	7.200	7.360	66.7	72.8	139.5
	56.000	55.000	49.2	94.1	143.3

(2) スプリアス電界強度

測定位置	測定周波数 (kHz)	読み値補正 (dBuV)	告示127号電界強度 (dBuV/m)	測定電界強度 (dBuV/m)
前方	104.4	43.6	50.1	93.7
	164.8	39.7	42.9	82.6
	275.0	35.2	38.8	74.0
	312.0	34.1	34.8	68.9
	365.0	32.8	39.9	72.7
	385.0	32.3	35.7	68.0
	416.0	31.6	39.2	70.8
	29950.0	-5.5	55.1	49.6
側方	1.2	82.4	45.8	128.2
	1.9	78.4	39.5	117.9
	14.4	60.8	39.0	99.8
	22.0	57.2	28.0	85.2
	24.0	56.4	36.1	92.5
	33.7	53.5	31.3	84.8
	36.6	52.9	26.7	79.6
	164.0	39.7	50.2	98.9
	275.0	35.2	54.8	90.0
	385.0	32.3	50.8	83.1
	28630.0	-5.1	61.7	56.6

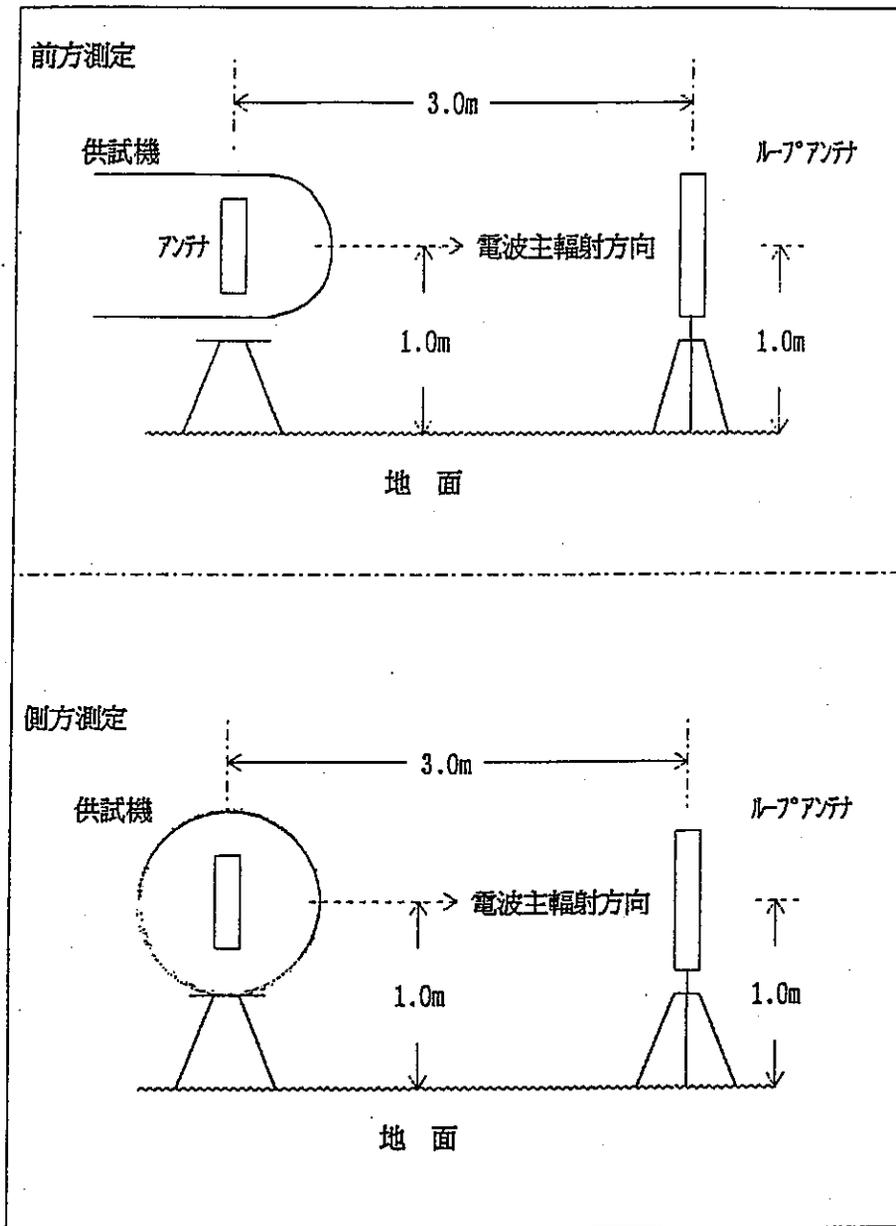
5 占有周波数帯幅

(1) 観測結果

占有周波数帯幅は5波（基本波）すべて正弦波であるため0Hzであった。

別表1

供試機等の配置図



C. GPS 測量¹⁾

GPS(Global Positioning System)は汎(全)地球測定システムと呼ばれ、1980年代に米国国防省が開発した人工衛星を利用して地球上の位置を求める最新の測位システムで、もともとは軍用目的である。

C.1 GPS による測位方法

GPS による測位方法を区分すると、まず、単独測位と相対測位に分けられる。これは観測に使用した受信機の台数が単数(1台)か、または複数かの区別である。

次に相対測位はDifferential GPS(DGPS, 差動GPS)と干渉測位に分けられる。これは測位のための擬似距離測定に利用する電波信号としてC/Aコード、Pコードを利用するか、L1帯、L2帯を使用するかの区別である。そして、干渉測位は観測の方法で、スタティック測位、キネマティック測位などに分けることができる。GPSを使用した主な測位方法を表C-1-1に示す。

本探査で用いたGPS測量は、C/Aコードを用いたディファレンシャルGPSである。

表 C-1-1 GPS を使用した主な測位方法

測 位 方 法		利用する測位用信号	精 度	
単 独 測 位		C/Aコード (L1帯を受信)	約100m	
		C/Aコード, Pコード (L1帯, L2帯を受信)	約16m	
相 対 測 位	ディファレンシャルGPS (DGPS, 差動GPS)		C/Aコード (L1帯を受信)	2~3m
			C/Aコード, Pコード (L1帯, L2帯を受信)	~1m
	干 渉 測 位	スタティック測位 (静的干渉測位)	L1帯, L2帯 (C/Aコード, Pコード)	~1cm
		ラピッドスタティック測位 (高速静止干渉測位)	L1帯, L2帯 (C/Aコード, Pコード)	~5cm
		キネマティック測位 (ストップアンドゴー)	L1帯, L2帯 (C/Aコード, Pコード)	~3cm
		実時間キネマティック測位 (RTK測位)	L1帯, L2帯 (C/Aコード, Pコード)	~3cm

C.2 DGPS

DGPS は既知点と未知点（測点）で同時に単独測位を行って、共通誤差を相殺することにより測位精度を数mまで改善する方法である。単独測位と比べてDGPSの精度が高いのは以下の誤差要因の共通成分が相殺されるからである。

- ① 衛星の軌道情報の誤差
- ② 電離層、大気圏の影響の補正誤差
- ③ SAによってコードに与えられたゆらぎの一部

また、観測方法はデータを観測後に処理する方法とリアルタイムで未知点の座標を求めるリアルタイムDGPSがある。

本探査で用いた観測方法は、データを観測後に処理する方法である。既知点は地上GPSステーションの設置地点であり、未知点はヘリコプターの位置である。本文の図2-2データ処理のフローに示すように、既知点である地上GPSデータと未知点である機上GPS生データを用いて誤差要因の共通成分を相殺するDGPS計算を行った。なお、DGPS計算を行う上で地上GPSステーションの位置座標が必要となるが、この座標は数日間に及ぶ単独測位のデータから求めた。

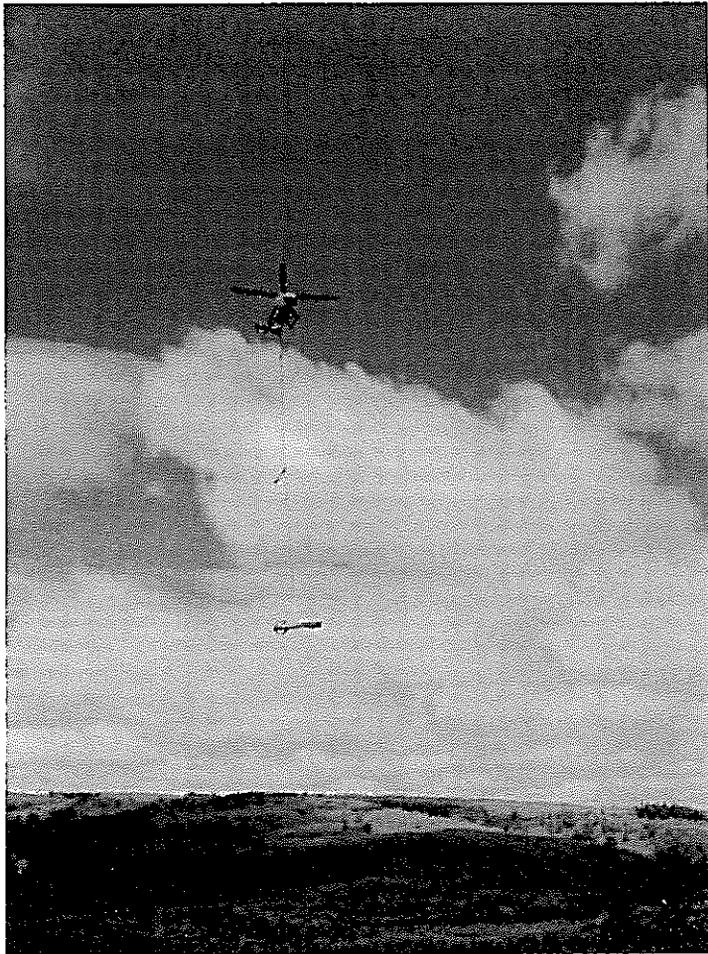
C.3 航跡確認

ディファレンシャルGPS計算を行った精度の高い位置座標データを、データベースに格納しVAXコンピュータで航跡図を出力した。この航跡図と飛行時に録画した垂直ビデオカメラ映像を用いて、ビデオで位置の確認しやすい地点の対比を行い、飛行航跡の確認をした。

C.4 GPS測量の参考文献

- 1) 物理探査学会：物理探査ハンドブック、p.1336。（1998）

探查状況写真



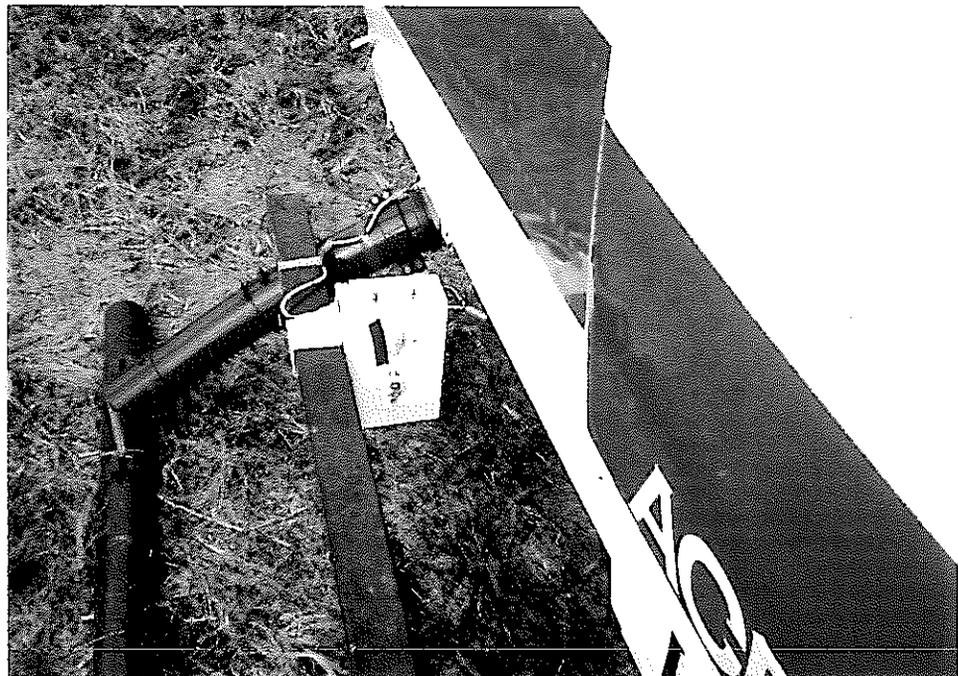
飛行状況



使用ヘリコプター



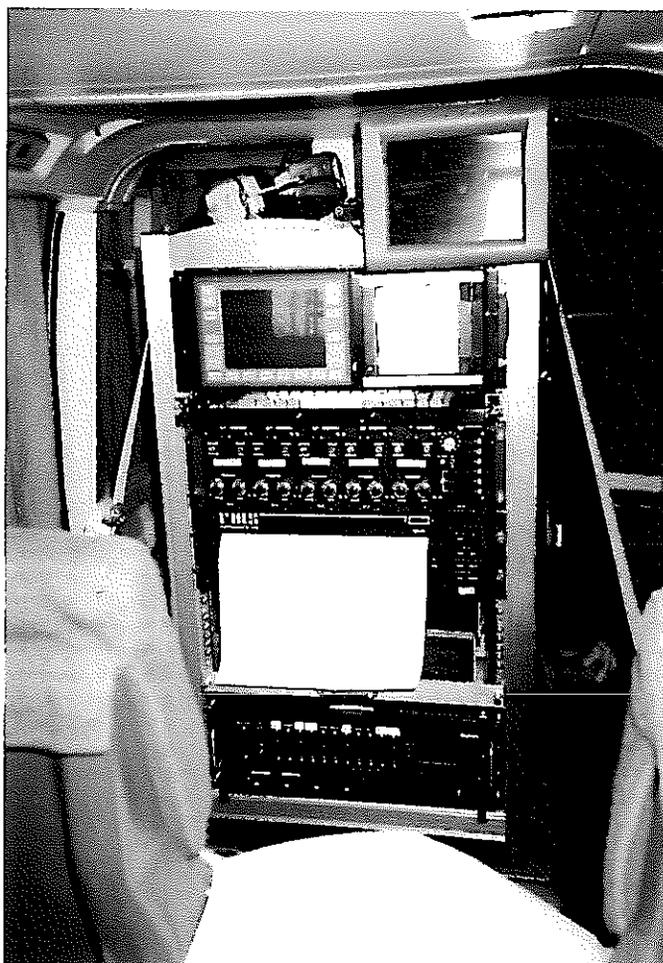
レーザー高度計



航跡ビデオカメラ



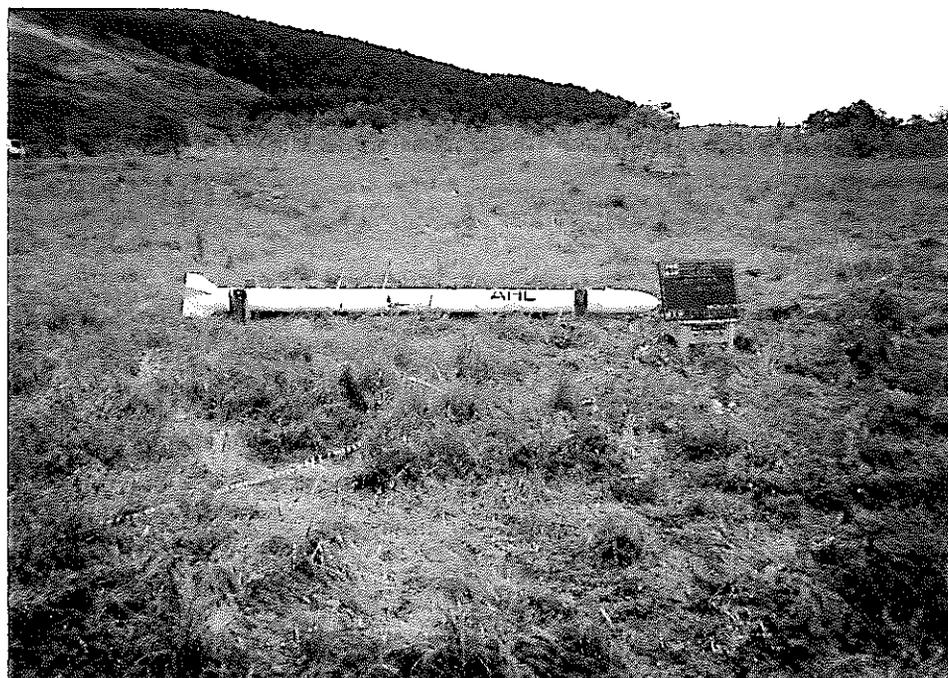
測定本部（ヘリコプター内部設置状況）



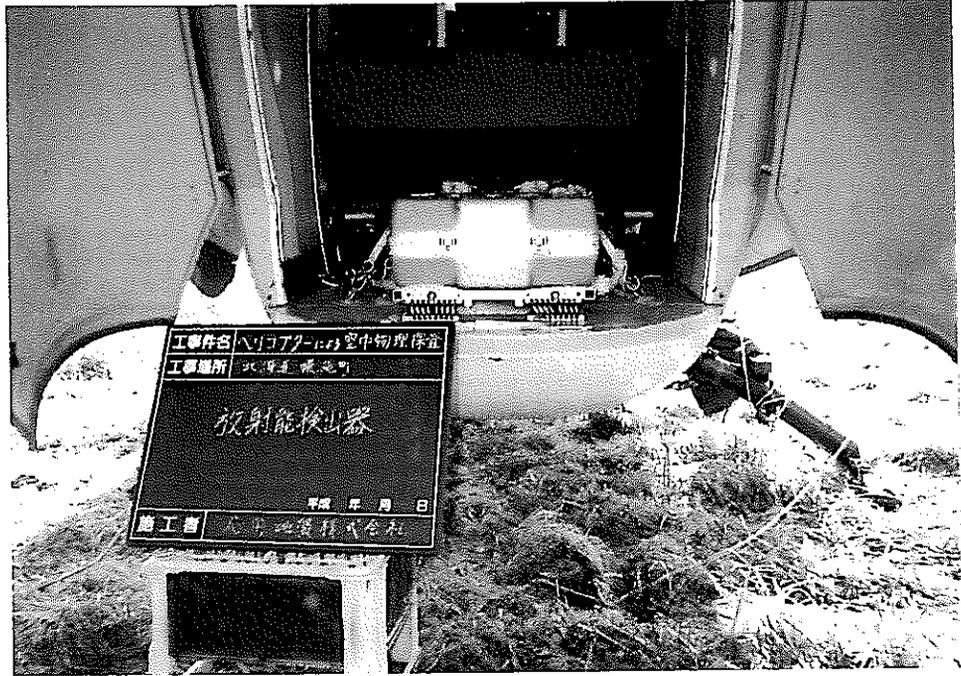
測定本部（ヘリコプター内部設置状況）



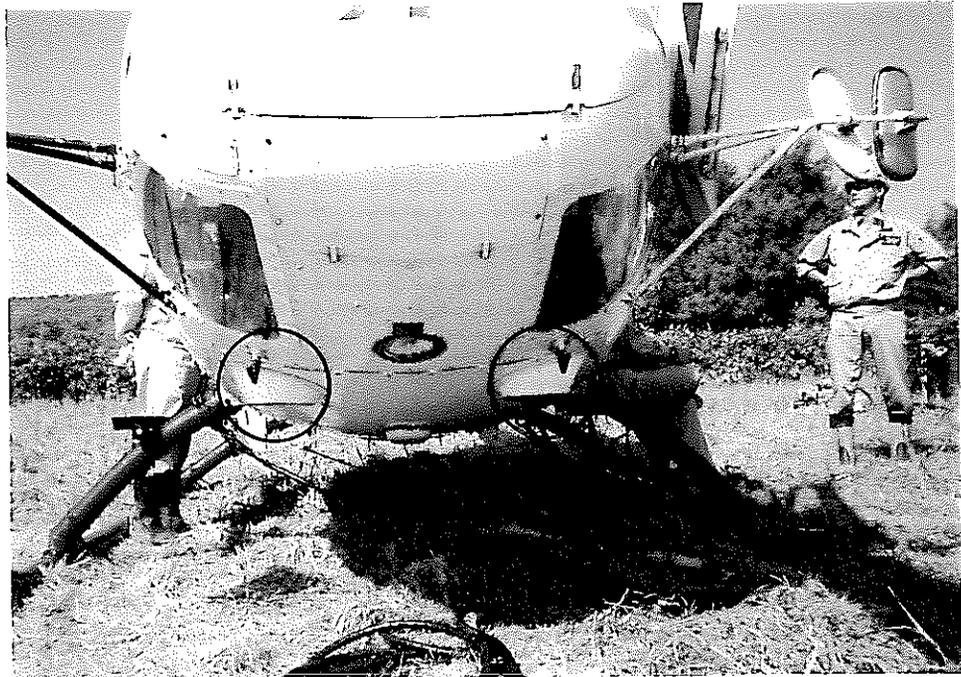
電磁法探査用バード



磁気探査用バード



放射能検出器



電波高度計



GPSアンテナ



パイロット用ナビゲーションシステム



ベースステーション本部（磁気用データロガー）



ベースステーション磁力計



ベースステーション本部（GPS用データロガー）



ベースステーションGPSアンテナ