

JNC TJ7440 2004-001
~~PNC ZJ4380 88-001~~

0006
図書室

EA地区における深部地質環境調査資料

— 地表地質調査及び地表物理探査(CSAMT法) —

(動力炉・核燃料開発事業団 契約業務報告書)

1988年2月

日鉄鉱業株式会社

本資料の全部または一部を複写・複製・転載する場合は、下記にお問い合わせ
してください。

〒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
電話：029-282-1122 (代表)
ファックス：029-282-7980
電子メール：jserv@jnc.go.jp

Inquires 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)
2005

~~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 4 9
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)
1988~~

JNC T J7440 2004-001

~~PNC ZJ4380 88-001~~

EA地区における深部地質環境調査資料
-地表地質調査及び地表物理探査(CSAMT法)-

(動力炉・核燃料開発事業団 契約業務報告書)

1988年2月

日鉄鉱業株式会社

EA 地区における深部地質環境調査資料

— 地表地質調査及び地表物理探査 (CSAMT法) —

□ * □ * □ *

要 旨

本資料は既存の鉱床探査資料の中から、青森県市浦地区における地表地質調査及び地表物理探査 (CSAMT法) のデータ解析結果をとりまとめたものである。

本地域は津軽半島の北西部にあたり、古生層の基盤の上に、いわゆるグリーントフと呼ばれる新第三系が分布する。これらは下位から権現崎、磯松、冬部、長根および小泊の各層に分けられる。権現崎層は、下部が安山岩質溶結凝灰岩、上部が同質の凝灰角礫岩からなる。磯松層は礫岩と泥岩および砂岩からなる。冬部層は安山岩質凝灰角礫岩からなり、同質溶結凝灰岩を挟む。また変朽安山岩、玄武岩、流紋岩などの溶岩を伴っている。長根層は主として凝灰質砂岩からなる。小泊層は珪質で硬い泥岩からなる。権現崎層から小泊層までの地層は中新世前—中期と見られる。

CSAMT法の解析結果でも各地層を構成する岩石の岩相の違いや地層の堆積環境の違いを反映して、比抵抗構造は5層に解析される。権現崎層上面の地表からの深度は対象地区の北東部で約200～400m、略中央部で700～800mと北東から南西へ深くなる傾向を示す。新第三系の全層厚は1000mを超えるものと考えられる。

新第三系にはNW—SE方向の向斜軸が認められ、NW方向に緩くブランチする。対象地区内には、断層は認められない。リニアメントは、N—S、NW—SE方向のものがわずかに認められ、物理探査結果でも、N—S方向、NW—SEの比抵抗構造線が認められる。この中にはリニアメントと比抵抗構造線が一致するものがあるが、これらは岩相の違いに起因すると考えられ、落差のある断層や活断層は認められない。

本報告書は日鉄鉱業㈱が動力炉・核燃料開発事業団との契約により実施した業務の成果である。

契約番号：622A10054

事業団担当部課室：環境資源部 地層処分対策室

* 日鉄鉱業㈱ 資源開発部

Materials for geological circumstances in EA district
-- Geological survey and geophysical exploration (CSAMT method) --

[]*, []*, and []*

Abstract

This report presents the result of geological survey and geophysical exploration (CSAMT method) in the Shiura district, Aomori Prefecture. Geological survey was carried out in A area (55km²), and B area (9km²). CSAMT method was run 94 points in B area.

A area is included in the so-called Green Tuff Region of Northeast Honshu, the geology of which is classified as the Neogene in age. Volcanic rocks and pyroclastics, which have undergone burial and hydrothermal alteration, and tuffaceous sediments are dominant on the Paleozoic basement, scarcely exposed at the Gongenzaki cape.

The Neogene consists of five formations which are called the Gongezaki, Isomatsu, Fuyube, Nagane and Kodomari Formation from the base upwards.

The Gongenzaki Formation is composed mainly of Andesite tuff breccia, of which lower part is Andesite welded tuff containing lenticular fragments.

The Fuyube Formation is composed mainly of Andesite tuff breccia, and that of upper part consists of welded tuff which is intercalated with basalt, rhyolite, andesite and propyrite. The Nagane Formation is composed of tuffaceous sandstone accompanied by conglomerate. The Kodomari Formation is characterized by hard shale accompanied by siltstone. It is presumed that these formations are the Miocene in age.

As the results of CSAMT method investigation, the resistivity structures were interpreted as 5 layers from the difference of rock facies and sedimentary environment.

The depth of the upper boundary of the Gongenzaki Formation is 200m to 400m at the northeastern part of this district and is 700m to 800m at the central part of it, having a tendency to dip northeast to southwest.

Although the boundary of the Gongenzaki Formation and the Paleozoic was not detected by the CSAMT method investigation, it is inferred that the thickness of the Neogene Formation is more than 1000m in this district from the geological survey.

The major structure of the area is represented by a broad syncline named the Kodomari. This syncline extends NW-SE.

No fault is seen in the B area. On the other hand, lineaments and faults, of which extent various directions such as N-S or NW-SE trendings appear in the A area. Moreover these directions coincide with those of the discontinuity of resistivity structure revealed by the geophysical exploration.

Three lineaments which coincide with the discontinuity of resistivity structure are observed in the B. It is not due to faults or active faults, but is the effect of the difference of surface rock facies.

Work performed by NITTETSU MINING CO., LTD. under contract with Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation.

PNC 622A10054: Waste Isolation Office, Waste Management and Raw Material Division.

*: NITTETSU MINING CO., LTD. Geology and Exploration Department.

目 次

要 旨

1. 資料調査の概要	1
1.1 件名	1
1.2 資料調査内容	1
1.3 資料調査箇所	1
1.3.1 位置	1
1.3.2 資料調査範囲	1
1.3.3 交通	1
1.4 資料調査期間	1
1.5 資料調査内容と方法	1
1.5.1 地表地質調査	2
1.5.2 地表物理探査	2
1.6 担当者の氏名	2
2. 地表地質調査	6
2.1 地形	6
2.2 地質	6
2.2.1 地質概要	6
2.2.2 古生層	11
2.2.3 新第三系	11
2.2.4 第四系	27
2.3 地質構造	27
2.3.1 概要	27
2.3.2 褶曲	28
2.3.3 断層	28
2.3.4 リニアメント	28

3. 地表物理探査 (CSAMT法)	30
3.1 測定理論	30
3.2 測定方法	33
3.3 解析方法	37
3.3.1 測定データ処理	37
3.3.2 ニア・フィールド補正	38
3.3.3 地形補正	41
3.3.4 解析方法	42
3.4 解析結果	45
3.4.1 見掛比抵抗平面	45
3.4.2 比抵抗構造断面	46
3.4.3 比抵抗構造平面	48
4. 解析結果	51
4.1 地表地質調査と地表物理探査の対比	51
4.2 結 論	54

参考文献

図 目 次

	縮 尺
第 1 - 1 図 資料調査位置図	1/50,000
第 2 - 1 図 概略地質図および概略地質断面図	1/50,000
第 2 - 2 図 模式地質柱状図	
第 2 - 3 図 各地区の新第三系柱状図 (ルート柱状図)	
第 2 - 4 図 試料採取位置図	1/50,000
第 2 - 5 図 地質平面図	1/25,000
第 2 - 6 図 地質断面図	1/25,000
第 2 - 7 図 地質構造図	1/25,000
第 2 - 8 図 地質平面図	1/5,000
第 2 - 9 図 地質断面図	1/5,000
第 3 - 1 図 測点位置図および電流電極位置図	1/50,000
第 3 - 2 図 測点位置図	1/5,000
第 3 - 3 図 C S A M T 法測定概念図	
第 3 - 4 図 見掛比抵抗平面図 (2048Hz)	1/5,000
第 3 - 5 図 見掛比抵抗平面図 (1024Hz)	1/5,000
第 3 - 6 図 見掛比抵抗平面図 (512Hz)	1/5,000
第 3 - 7 図 見掛比抵抗平面図 (256Hz)	1/5,000
第 3 - 8 図 見掛比抵抗平面図 (128Hz)	1/5,000
第 3 - 9 図 見掛比抵抗平面図 (64Hz)	1/5,000
第 3 - 10 図 見掛比抵抗平面図 (32Hz)	1/5,000
第 3 - 11 図 見掛比抵抗平面図 (16Hz)	1/5,000
第 3 - 12 図 見掛比抵抗平面図 (8Hz)	1/5,000
第 3 - 13 図 見掛比抵抗平面図 (4Hz)	1/5,000
第 3 - 14 図 見掛比抵抗平面図 (2Hz)	1/5,000
第 3 - 15 図 見掛比抵抗平面図 (1Hz)	1/5,000
第 3 - 16 図 見掛比抵抗平面図 (0.5Hz)	1/5,000
第 3 - 17 図 見掛比抵抗平面図 (0.25Hz)	1/5,000

第 3 - 18 図	比抵抗構造断面図 (D - D' 断面、G - G' 断面)	1/5,000
第 3 - 19 図	比抵抗構造断面図 (全断面)	1/10,000
第 3 - 20 図	比抵抗構造平面図 (標高 0 m)	1/5,000
第 3 - 21 図	比抵抗構造平面図 (標高 - 200 m)	1/5,000
第 3 - 22 図	比抵抗構造平面図 (標高 - 400 m)	1/5,000
第 3 - 23 図	比抵抗構造平面図 (標高 - 600 m)	1/5,000
第 3 - 24 図	比抵抗構造平面図 (標高 - 800 m)	1/5,000
第 4 - 1 図	総合解析平面図	1/5,000

表 目 次

表 2 - 1 表	薄片観察結果一覧表
表 2 - 2 表	X線粉末回折結果一覧表
表 3 - 1 表	測定装置一覧表
表 3 - 2 表	各周波数におけるサンプリング周波数およびスタッキング処理
表 4 - 1 表	比抵抗構造と地質との対応表

1. 資料調査の概要

件名 青森県市浦地区における深部地質環境調査資料

1.2 資料調査内容

本資料調査は、日鉄鉱業㈱が所有する鉱床探査資料の中から、青森県市浦地区における深部地質環境データを取りまとめるものである。

1.3 資料調査箇所

1.3.1 位置

青森県北津軽部市浦村（第1-1図）

1.3.2 資料調査範囲

地表地質調査A 市浦村西部55km²

地表地質調査B 大沼北方域3km×3km

地表物理探査 大沼北方域3km×1km

1.3.3 交通

青森市から現地に至るには次の二通りがある。

① 青森市 $\xrightarrow[国道280号]{26.5km}$ 蟹田町 $\xrightarrow{23km}$ 市浦村今泉 $\xrightarrow[国道339号]{5km}$ 市浦村相内

② 東北自動車道青森IC $\xrightarrow{12km}$ 浪岡IC $\xrightarrow{3km}$ 大釈迦 $\xrightarrow[国道101号]{16.5km}$ 五所河原市

$\xrightarrow[国道339号]{33.5km}$ 市浦村相内

1.4 資料調査期間

資料調査期間 昭和63年1月20日～昭和63年2月29日

（現地調査 昭和62年10月8日～昭和62年11月13日）

1.5 資料調査内容と方法

本資料調査には地表地質調査結果と地表物理探査（CSAMT法）結果が含まれる。

1.5.1 地表地質調査

(1) 地表地質調査

地表地質調査A 面積 55km^2

対象地区の層序区分を明確にし、地層の堆積状況を把握するため、縮尺 $1/25,000$ とする地質調査解析を行った。

地表地質調査B 面積 9km^2 ($3\text{km} \times 3\text{km}$)

地表物理探査地区を包含した地区でA地区よりもより精度を上げて、縮尺 $1/5,000$ とする地質調査解析を行った。

(2) 岩石試験

顕微鏡観察 9 試料

X線回折試験 5 試料

1.5.2 地表物理探査

(1) 調査内容

電気探査(CSAMT法)の資料から $3\text{km} \times 1\text{km}$ の範囲の解析を行った。対象地域における測線長および測点数は次のとおりである。

測線長 $3.0\text{km} \times 3$ 測線 測点数 $18\text{点} \times 3$ 測線 = 54点

測線長 $1.0\text{km} \times 4$ 測線 測点数 $10\text{点} \times 4$ 測線 = 40点

総測線長 13.0km 総測点数 94点

(2) 測定方法

測定は、多チャンネル同時測定と、ランダム測定とを併用している。

測定内容は、電流電極方向と平行方向の電場とそれに直交する磁場および両者間の位相差である。使用周波数は $0.25 \sim 2048\text{Hz}$ 間の14周波数である。

1.6 担当者の氏名

技術責任者

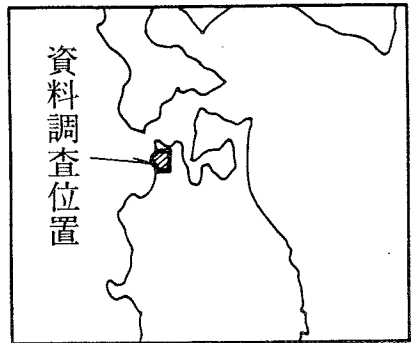
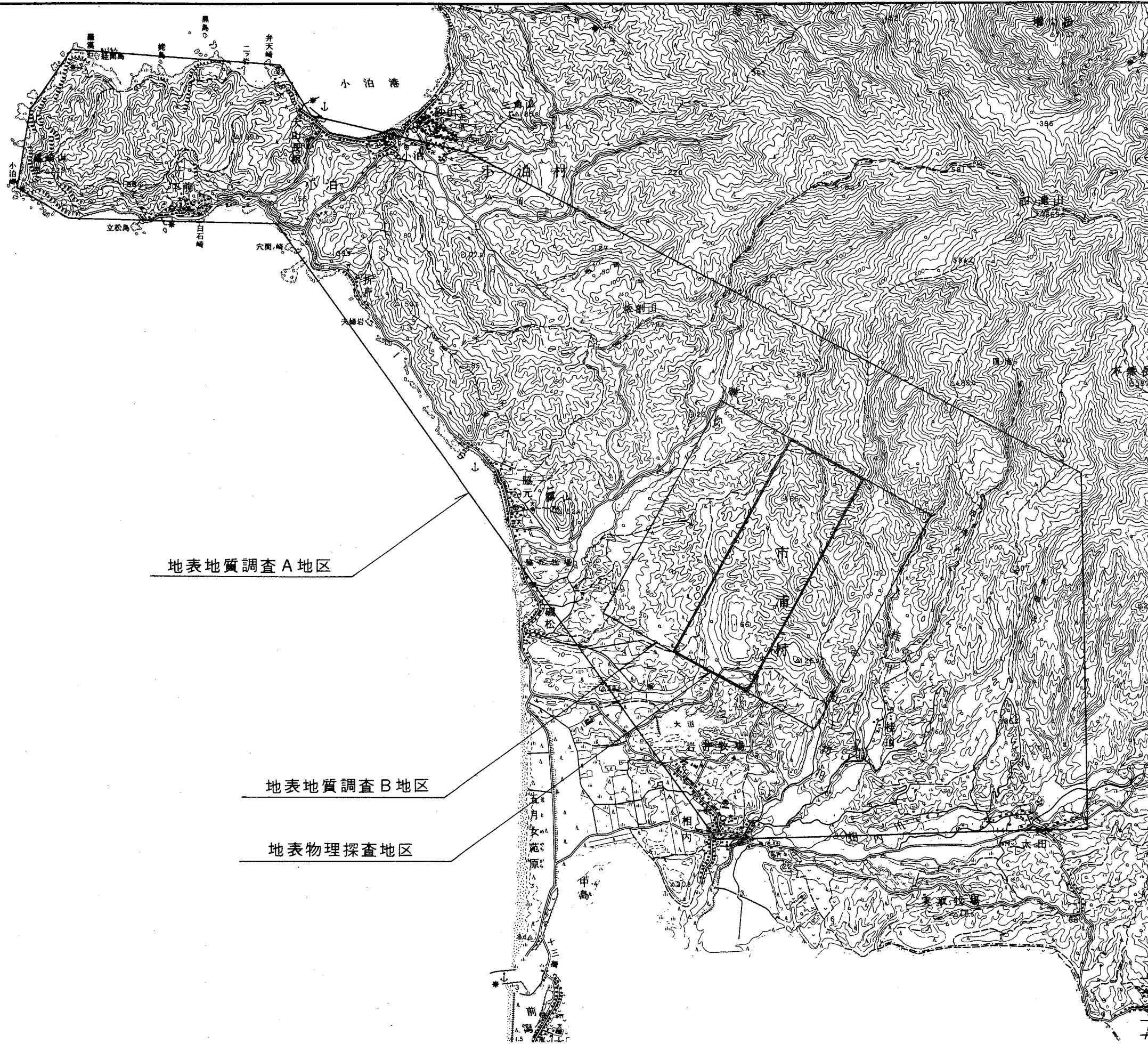
総括

地質担当

地質担当

物理探査担当

物理探査担当



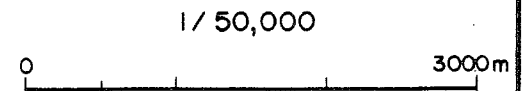
凡例



地表地質調査 A 地区

地表地質調査 B 地区

地表物理探査地区



青森県市浦地区における深部地質環境調査資料
地表地質調査及び地表物理探査 (CSAMT法)

第 1-1 図 資料調査位置図

製作:(日鉄鉱業株式会社)

位置	年月日	記	事	署名
		変	訂	
		更	正	

山崎	稔	物理探査担当
武井	浩之	物理探査担当
飯島	章夫	地質担当
上村	不二雄	地質顧問

2. 地表地質調査

2.1 地形

対象地域は、津軽半島北西部に位置し、その西側は南北方向の海岸線と小泊半島を取囲む急斜面をもって日本海に面している。東の四ツ滝山（対象地域外）を含むNW－SE方向の山稜は中山山脈と呼ばれている津軽半島の脊梁山脈の一部をなしており、この地域の大部分はその西麓に位置し、晩・壮年期のやや急峻な山容を呈している。

地形は一般にこの地区を構成する新第三系の地層や構造に支配されている。すなわちさきの中山山脈の延長と見られるNW－SE方向の山稜は、磯松背斜の軸部に沿い、また四ツ滝山を構成する堅硬な増川岳石英安山岩の分布とほぼ一致し、急峻な山稜を形成している。一方、小泊付近から小泊川流域を経て四ツ滝沢下流に延びるやや低平な丘陵は、この付近のNW－SE方向の、小泊向斜の両翼にあたり、小泊層の硬質泥岩や長根層の凝灰質砂岩が風化を受けると脆弱となることなどを表わしている。

また、小泊半島は、外周が著しく急な懸崖で取囲まれている。とくに西端の権現崎（小泊岬）は200 m以上の急崖で、最下部にはこの地域の基盤の古生層が分布する。これは明らかな隆起海岸地形であり、恐らく西端の尾崎山付近の南北方向の山稜が標高も高いことから、この付近が最も隆起したものであろう。また権現崎の急崖は断層地形でもあり、海側に断層が伏在するものと考えられる。

侵蝕が岩相の違いを反映する例として小泊村脇元の東、霧山がある。霧山は一見第四紀の火山に見られるドーム地形と同じであるが、これを構成しているのはここより北西の弁天崎付近の冬部層の流紋岩と同じであり、堅硬な溶岩が周囲の侵蝕から取残されたものであろう。

平地は余り広くはないがこの地域の南西には砂丘が発達している。十三湖の西側の砂^{とさ}は“十三の砂山”として良く知られている。

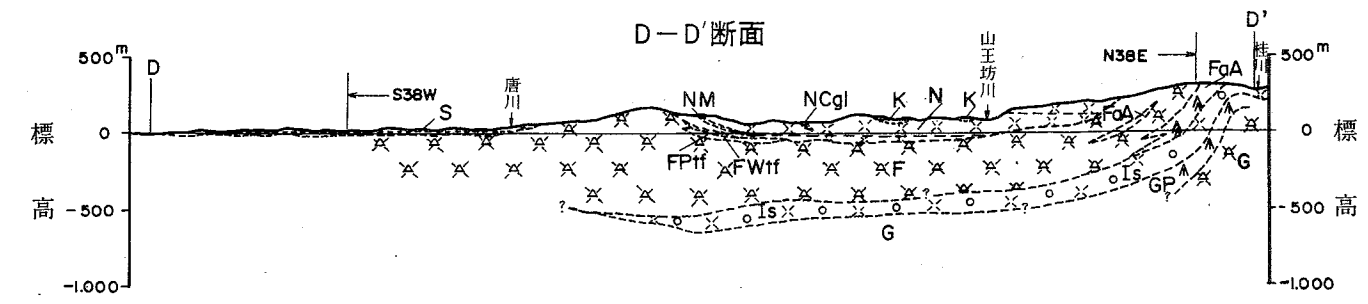
2.2 地質

2.2.1 地質概要

対象地域は、地質的には東北日本内帯のグリーンタフ地域と呼ばれている新第三系の堆積区に属し、中・古生層を基盤として、これを覆う新第三系からなっている（第2－1図）。



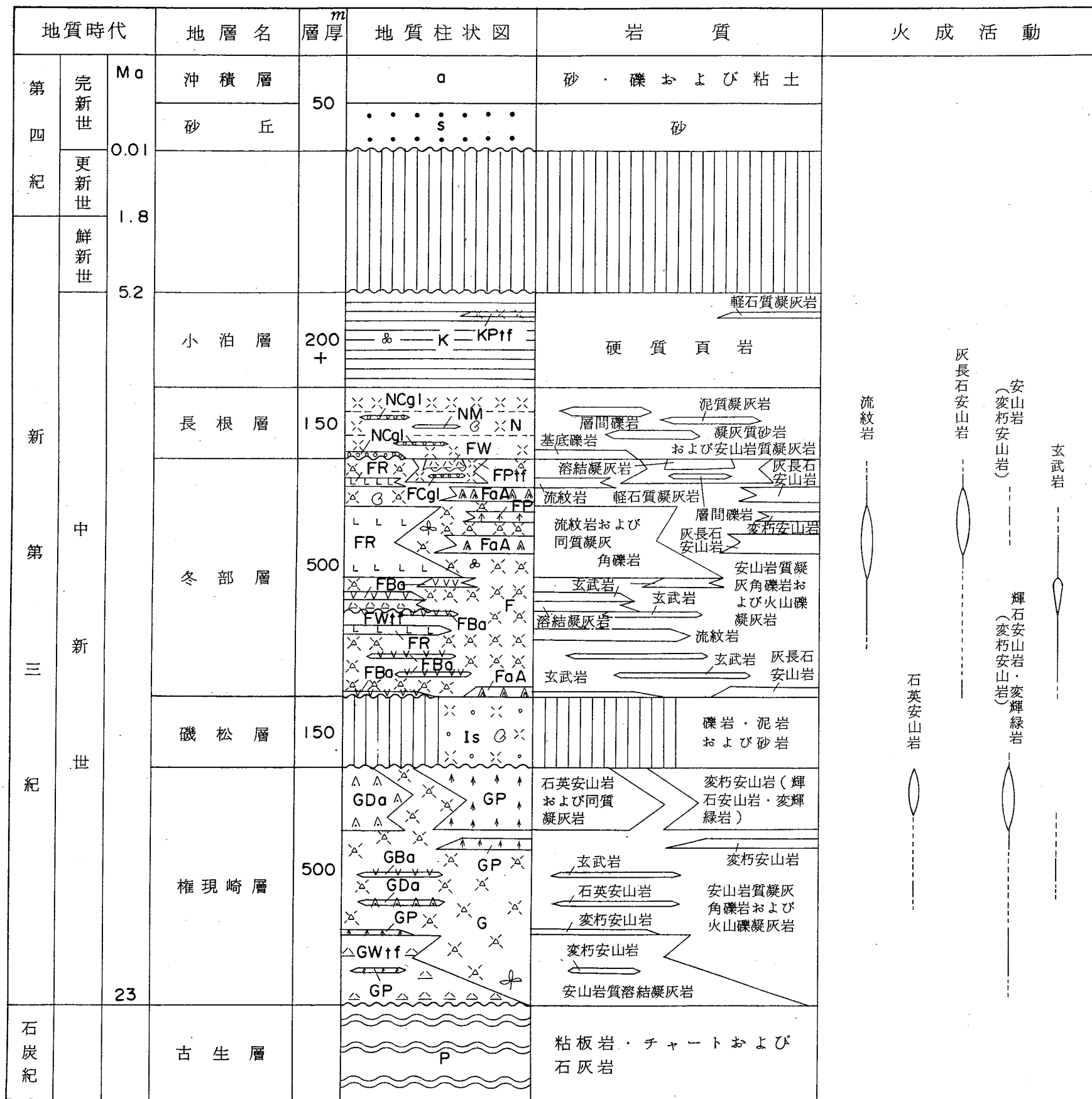
- 凡例
- 第四紀
- 沖積層 砂・礫および粘土
 - 砂丘 砂
 - 今別安山岩類 石英安山岩
 - 塩越層 珪藻質泥岩および砂岩
 - 小泊層 軽石質凝灰岩
硬質頁岩
 - 長根層 泥質凝灰岩
礫岩 (基底礫岩および層間礫岩)
凝灰質砂岩
および安山岩質凝灰岩
 - 冬部層 玄武岩
安山岩
灰長石安山岩
変朽安山岩
流紋岩 (凝灰角礫岩を含む)
礫岩 (層間礫岩)
安山岩質凝灰岩・凝灰角礫岩
および火山礫凝灰岩
軽石質凝灰岩
安山岩質溶結凝灰岩
 - 磯松層 礫岩・泥岩および砂岩
 - 権現崎層 玄武岩
石英安山岩
変朽安山岩
安山岩質凝灰岩・凝灰角礫岩
および火山礫凝灰岩
安山岩質溶結凝灰岩
 - 古生層 粘板岩・チャートおよび石灰岩
- 断層
- 向斜軸
- 1/50,000



青森県市浦地区における深部地質環境調査資料
 地表地質調査及び地表物理探査 (CSAMT法)
 第2-1図 概略地質図および
 概略断面図

製作:(日鉄鉱業株式会社)

位置	年月日	記事	署名
変更	訂正		



- 凡例
- 沖積層 a 砂・礫および粘土
 - 砂丘 s 砂
 - 今別安山岩類 IDa 石英安山岩
 - 塩越層 S 珪藻質泥岩および砂岩
 - 小泊層 Kpif 軽石質凝灰岩
 - K 硬質頁岩
 - 長根層 NM 泥質凝灰岩
 - NCgl 礫岩(基底礫岩および層間礫岩)
 - N 凝灰質砂岩および安山岩質凝灰岩
 - 冬部層 FBa 玄武岩
 - FA 安山岩
 - FaA 灰長石安山岩
 - FP 変朽安山岩
 - FR 流紋岩(凝灰角礫岩を含む)
 - FCgl 礫岩(層間礫岩)
 - F 安山岩質凝灰岩・凝灰角礫岩および火山礫凝灰岩
 - FPif 軽石質凝灰岩
 - FWif 安山岩質溶結凝灰岩
 - 磯松層 Is 礫岩・泥岩および砂岩
 - 権現崎層 GBa 玄武岩
 - GDa 石英安山岩
 - GP 変朽安山岩
 - G 安山岩質凝灰岩・凝灰角礫岩および火山礫凝灰岩
 - GWif 安山岩質溶結凝灰岩
 - 古生層 P 粘板岩・チャートおよび石灰岩
 - 植物化石
 - 貝化石
 - 微化石

青森県市浦地区における深部地質環境調査資料
地表地質調査及び地表物理探査(CSAMT法)

第2-2図 模式地質柱状図

製作: (日鉄鉱業株式会社)

位置	年月日	記事	署名
変更	訂正		

新第三系は一般の堆積岩のほか、変質により著しく緑色を示す火山岩や火砕岩に富み、グリーンタフ地域に共通した特徴を示している。これらの層序関係を模式柱状図として（第2-2図）に示す。

2.2.2 古生層

本層は小泊半島の西端、権現崎（小泊岬）の懸崖の最下部と、同半島北西部の経間島に露出しており、主として粘板岩とチャートとからなる地層である。

小泊岬西端に分布する本層は、上位の新第三系権現崎層とは大部分は断層、一部不整合をもって接している。この付近では本層は粘板岩・チャートの互層からなり、石灰岩の薄層を挟在する。また経間島の本層は、対岸に権現崎層の基底礫岩と見られる礫岩が分布するが両者の関係は明らかではなく、全てチャートの円礫からなっている。

権現崎の石灰岩からは、石炭紀後期を示すコノドント化石が見付かっている（村田ほか、1979）。また、この地域の北方、三厩地域内の片刈石沢では、粘板岩中の礫状石灰岩より中生代ジュラ紀を示すサンゴ化石が発見されている（加藤、1972）。これらの事実から、これらの基盤岩類を一括して北上山地北部帯の中・古生層に対比し、ジュラ紀付加体と考えられている（平ほか、1986）。

2.2.3 新第三系

(1) 権現崎層

- a. 模式地 : 小泊半島の西端権現崎（小泊岬）および北・南海岸。
- b. 下位層との関係 : 下位の古生層とは、大部分は断層、一部不整合をもって接している。
- c. 分布 : 小泊半島の西半部のほか、対象地域南東部の四ツ滝沢及び長根沢の中流に分布する。
- d. 層厚 : 約500 m。
- e. 岩相・岩質 : 小泊半島西部では、本層の最下部はさきの経間島対岸に分布する礫岩層で、粘板岩・チャートなどの拳大の円礫をもち、権現崎層の基底礫岩と見られる。

本層の主部は、下から安山質溶結凝灰岩、安山岩質凝灰角礫岩ないし火山礫凝灰岩および石英安山岩溶岩と同質凝灰岩の順に重なり、これらの間に変朽安

山岩、玄武岩などの薄い溶岩流を挟んでいる。下部の安山岩質溶結凝灰岩は、紫灰色～淡緑色の基質中に、褐色の安山岩のレンズ状岩片を多量に含むもので、極めて堅硬である。本岩中には淡緑色の細～中粒凝灰岩ないし火山礫凝灰岩を挟み、数ユニットの火砕流に分けることが出来る。

安山岩質凝灰角礫岩ないし火山礫岩灰岩は、紫灰色～淡緑色の基質中に紫褐色～緑色の安山岩礫を含むもので、淡緑色の凝灰岩の薄層を挟んでいる。石英安山岩溶岩および同質凝灰岩は、小泊半島北岸の姥島付近に連続して露出する。この溶岩は紫灰色を呈し、流理構造が明瞭である。

変朽安山岩の溶岩は下部の溶結凝灰岩中に2層が認められる。これらは濃～淡緑色、斑状の岩石で、変質作用が著しい。また玄武岩は中部の安山質凝灰角礫岩ないし火山礫凝灰岩中に挟まれており、黒色細粒の岩石である。

四ツ滝中流では、本層の上部の厚さ約150 mが露出しており、変朽安山岩と玄武岩とからなる。変朽安山岩は枕状溶岩で、元来水中に堆積したものと見られる。枕状の岩塊～礫は杏仁状球果に富む緑色～濃緑色の輝石安山岩である。また玄武岩は気孔の多い黒色細粒の岩石である。

長根沢中流では、本層の上部の厚さ約200 mが露出しており、変朽安山岩溶岩と同質火山礫凝灰岩からなる。変朽安山岩は紫灰色～緑灰色を示し、自破砕溶岩とみられる角礫状構造の発達するもの、杏仁状球果の多いものなどが見られる。安山岩質火山礫凝灰岩は紫灰色を示し、安山岩の細礫を密に含んでいる。

f. 変質：全般に緑れん石・緑泥石・絹雲母・炭酸塩鉱物および水酸化鉄などが認められる。また変朽安山岩の杏仁状球果の中に石英・緑れん石などが見られる。

g. 鏡下の性状

① 安山岩質溶結凝灰岩（権現崎西端）

結晶：石英・斜長石・不透明鉱物

基質：よくつぶれたピトクラスチック組織を示す。

岩片：安山岩。岩片中の有色鉱物は殆んど緑泥石に置き換えられている。

② 石英安山岩質凝灰岩（権現崎姥島付近）

結晶：石英・カリ長石・斜長石・角閃石・不透明鉱物

岩片：石英安山岩・軽石

変質鉱物：緑泥石・絹雲母・炭酸塩鉱物・水酸化鉄

③ 変朽安山岩（長根沢中流）

長柱状の斜長石と輝石とからなるオフィティック組織を示す。

変質鉱物：緑泥石・絹雲母・水酸化鉄

- h. 化石：青森県（1972）によれば権現崎西端の本層から *Quercas* sp. ほかの植物化石の産出が報告されている。対馬・上村（1957）によればこれらの化石は冷温帯性の気候を示す阿仁合型の植物化石群の可能性があると報告されている。
- i. 層位：本層は冬部・磯松両層の下位に位置することや、前記の植物化石から秋田県男鹿地方の門前層、また北海道南西部の福山層にそれぞれ対比される。

(2) 磯松層

- a. 模式地：磯松川上流
- b. 下位層との関係：権現崎層を不整合に覆うと推定される。
- c. 分布：磯松川、山王坊川、桂川および四ツ滝沢の上流。
- d. 層厚：約150 m（最大250 m）。
- e. 岩相・岩質：本層は礫岩・砂岩・泥岩からなる。対象地域内では、桂沢の上流で礫岩を主とし、砂岩・泥岩の薄層を挟在する。また四ツ滝沢および山王坊川各上流では、砂質凝灰岩を挟む礫岩が分布する。礫岩は凝灰質の膠結物中に安山岩のほか、基盤の古生層に由来すると見られるチャートの円～垂円礫を含む。また砂岩・泥岩互層は、灰褐色凝灰質砂岩・泥質砂岩及び黒色泥岩の異常堆積層を示すもので、海棲貝化石および炭質物を含む。

本層は対象地域の南東の後述する四ツ滝ドームの南西翼ではやや厚く分布しているが、北西の小泊半島では下位の権現崎層の上に上位の冬部層が直接重なり、両層の間には構造的な違いは見られない。従って本層は権現崎層の堆積後の局地的な堆積盆地に、比較的短時間に堆積したものと見られる。

- f. 変質：全体に緑泥石・絹雲母・炭酸塩鉱物が認められる。
- g. 鏡下の性状

① 凝灰質砂岩（桂川上流）

石英・斜長石・不透明鉱物などの結晶粒とチャート・玄武岩などの岩石粒および火山ガラス源とみられる緑色粘土からなる。

- h. 化石：本層は磯松含貝化石層とも呼ばれ、多量の海棲貝化石を産出すること

をもって知られている。対馬・上村（1959）によれば、四ツ滝沢及び山王坊川から、*Nanaochlamys notoensis* (YOKOYAMA) などの貝化石を産出する。これらは門の沢動物群に属し、その時代はほぼ中新世の前・中期とされている。

- i. 層位：本層は下位層との関係、含有貝化石などから秋田県男鹿地方の台島層の下部、また、北海道南西部の吉岡層に対比される。

(3) 冬部層

- a. 模式地：小泊北方の冬部沢
- b. 下位層との関係：小泊半島では権現崎層の上に磯松層を欠いて直接不整合に重なる。また四ツ滝沢・山王坊川では磯松層の上に整合に重なる。
- c. 分析：本層は小泊半島から長根沢までの対象地域全体に広く分布する。特に桂川以北では、上位層である長根層を取囲むように小泊向斜の軸部に沿って連続している。
- d. 層厚：約500m（最大800m程度）。
- e. 分布：本層は安山岩質凝灰角礫岩ないし火山礫凝灰岩を主とし、細～粗粒凝灰岩、泥質～砂質凝灰岩、礫岩等を挟在する。また上部層では軽石凝灰岩、安山岩質溶結凝灰岩が認められる。なお本層中には局所的に厚い流紋岩や変朽安山岩、灰長石安山岩、玄武岩などの溶岩が認められる。これらについては一般の火砕岩などとは別に一括して後に述べる。

安山岩質凝灰角礫岩ないし火山礫凝灰岩は広い範囲に分布するが、岩相は地域によって若干異なる。即ち角礫岩中の礫径は北程大きく、また量も多い。対馬・上村（1959）は北の三厩地域では、同時期の竜飛安山岩類の礫径が、この地域より更に大きく、量も多いことから、火山活動の中心が三厩地域にあったものと推定している。

小泊半島では、本岩は紫灰色～濃緑色を示し、人頭大以下の安山岩角礫を多量に含むもので安山岩溶岩と粗粒凝灰岩の薄層を挟む。

磯松川～山王坊川流域では、紫灰色～濃・淡緑色を示し、最大径30cm、多くは1～5cmの石英安山岩をまじえる安山岩角礫を含む。

また桂川～長根沢流域では、灰～淡緑色を示し、径1～3cmの安山岩角礫を含むが、量は前2地域に比べて少ない。

細～粗粒凝灰岩は、紫灰色～濃緑色を示し、小泊半島北岸、山王林道などで

認められる。層厚は5 m以下である。また泥質～砂質凝灰岩は磯松川下流、唐川などで認められる。層厚は約10 mである。桂川の砂質凝灰岩は淡～濃緑色を示し、少量の安山岩岩片を含む。岩片の径は0.1～0.2 mmであり、層厚は2～3 m以下である。

以上に述べた安山岩質の火砕岩類は、凝灰角礫岩の礫の淘汰が悪い点で一致しており、また冬部層の中に海棲の貝化石が多く、浅海性の堆積環境が推定されることから、厚い凝灰角礫岩とその上に重なる薄い細～粗粒凝灰岩、または泥質～砂質凝灰岩を1ユニットとする水中火砕流堆積物であろう。

礫岩は磯松川以南の、唐川、山王林道、桂川などで2～3層準が認められる。1層の厚さは1～3 mと薄く、淡緑～緑色の膠結物中に1～5 cmの安山岩やチャートの円礫を含むものである。

軽石凝灰岩は山王坊川および桂川下流で認められる。紫灰色～淡緑色を示し、指頭大の軽石と安山岩角礫を含む。

安山岩質溶結凝灰岩は小泊半島、山王坊川、桂川等において、主に冬部層の上部に挟まれている。これらは連続した1枚の地層としては確認していないが、岩質は共通した特徴を持ち、今後の調査によって良い鍵層となり得る。

小泊半島北岸の黒島付近の本岩は、紫灰色を示し、2×10 cm程度の圧延された軽石片と径3 cmの安山礫岩を含む。山王坊川中流の向斜構造を挟んで、それより下流と上流に分布する本岩は、紫灰色～濃緑色を示し堅硬である。圧延された軽石のほか、安山岩礫を多く含み、上流では径数cmから最大10 cmに及ぶものを含む。また桂川上流では紫灰色を示し、砂質凝灰岩と灰長岩安山岩との間に挟まれて分布している。

これらのほかに小泊半島南岸の白岩崎東方では、石英安山岩質溶結凝灰岩が分布している。この岩石とさきの黒島付近の安山岩質溶結凝灰岩との関係は不明である。本岩は淡灰色を示し、良く圧延された軽石を多く含み、一見溶岩の流理構造に似た見掛けを示す。また異質礫として5 cm以下の玄武岩を多く含む。上記の火砕岩類の中に挟まれている火成岩類について以下に述べる。

① 流紋岩類

本岩類は層状あるいはドーム状の分布を示し溶岩と見られるもののほか、これに伴う同質の火砕岩類もこの中に含めている。本岩類は後述する小泊向

斜の西翼に概ね3つの層準に分かれて分布している。対馬・上村(1959)によれば、そのうち下部の岩体を白岩崎流紋岩層、中部と上部の岩体を併せて弁天島流紋岩層と呼んでいる。ここでは便宜上これら2つの部層名で説明することとする。

白岩崎流紋岩層は、層厚約60mで、半島北部の、紫褐色を示し流理構造を持つ溶岩から、南部の安山岩礫を交える凝灰角礫岩、さらに下前地区白岩崎の黒雲母の斑晶を含む、やや成層した火山礫凝灰岩の順に岩相が側方へ変化する。

弁天島流紋岩層は、穴間ノ岬を境として南北で岩相が異なる。北部の弁天島付近では、淡灰色で流理構造の発達した溶岩と同質の凝灰角礫岩が幾層も累重している。溶岩は一部真珠岩質となり、わずかにモンモリロナイト化している。凝灰角礫岩は径が最大30cm、平均5~10cmの流紋岩角礫を含む。穴間ノ崎以南では、白~淡灰色の溶岩が卓越し、凝灰角礫岩は少ない。真珠岩質のものは穴間ノ崎~折戸間に認められ、モンモリロナイト化が著しい。折戸-磯松川間では、溶岩が2列に配列し、突起した山形を示している。磯松川下流の霧山はドーム状の山容を示している。これは元来溶岩ドームであったものと見られる。流紋岩には球果構造が発達し、特に穴間ノ崎付近のものは顕著である。

② 変朽安山岩

脇元川下流、唐川中流、桂川上流等に冬部層の上部の安山岩質凝灰角礫岩のなかに層状に挟まれた溶岩として分布している。本岩は濃緑色を示し、気泡を埋めたと見られる緑色の2次鉱物を含む。部分的に自破碎構造を示している。本岩は変質が著しいが、有色鉱物の残晶などから元来は輝石安山岩とみられる。

桂川上流と長根沢中流に分布する変朽安山岩には、後述する灰長石安山岩と伴って分布するものがある。この岩石は灰長石安山岩ほど大型ではないが、数mm大の斜長石斑晶を多数含んでいる。この岩石はあるいは灰長石安山岩に含められものかもしれない。

③ 灰長石安山岩

本岩は、山王坊川以東の冬部層中に層状に良く連続して分布する。本岩は

紫灰色を示し、最大2 cm、平均0.5 cmの斜長石の大型斑晶を多量に含むことが特徴である。山王坊川下流では、斜長石のほかに、ほぼ5 mmの輝石の斑晶を含み、気泡に富み、これを埋めたとみられる緑泥石、緑れん石の杏仁状の球果が認められる。また後述する玄武岩の枕状溶岩と接して露出している箇所も見られる。桂川の上流では、変朽安山岩、安山岩質火山礫凝灰岩、玄武岩などを挟み数枚の溶岩流が識別出来る。本岩は冬部層の上部に挟まり、分布が広いことから、良い鍵層となると見られる。

④ 玄武岩

本岩は小泊半島から山王坊川までの広い地域の冬部層の中に層状に挟まれた溶岩として分布するが、小泊村南方の津軽沢で見られる岩脈もこのなかに含まれている。

小泊半島の北岸では5層準に溶岩流が認められる。このうち下位の2層は濃緑色中粒の岩石で、自破碎溶岩と見られる。上位の3層は黒色の細・中粒の岩石で、ところにより板状節理や水冷クラックが認められる。小泊村南方の津軽沢の岩脈は、黒色～暗灰色を示す中粒の岩石である。

野脇北西部および北東部の溶岩は黒色～濃緑色を示す細～中粒の岩石で、杏仁状の球果に富む。唐川西方の溶岩は約200 mにわたり連続して分布している。本岩は多くは黒色細粒の岩石であるが、一部にやや粗粒の箇所があり、数枚の溶岩流が累重しているものかもしれない。

f. 変質：全般に：緑泥石、緑れん石、ところにより絹雲母、炭酸塩鉱物などの2次鉱物が認められる。冬部層中の岩石資料のX線回折の結果を第2-2表に示している。熱水変質を受けている玄武岩、軽石凝灰岩および礫岩の膠結物のいずれからでも緑泥石は認められず、スメクタイトと雲母粘土鉱物が検出されている。

g. 鏡下の性状

① 変朽安山岩（磯松川下流）

結晶：斜長石・単斜輝石・斜方輝石

斜長石は、1～2 mm大で、少量。輝石はいずれも著しく緑泥石化している。

石基：ガラス質でやや流理構造を示す。流理に沿って気孔が発達する部分がある。

② 灰長石安山岩（桂川上流）

斑晶：斜長石・かんらん石（少量）

斜長石は2～3 cm大の灰長石のほか0.4 mmの曹灰長石（少量）を含む。絹雲母化、緑泥石化が顕著。かんらん石はことごとく緑色の2次鉱物に置き換えられている。

斑晶のなかに斜長石の集斑状集合を含む。

石基：斜長石・輝石および鉄鉱物よりなる間粒状ないし填間状組織を示す。輝石の大半は緑泥石に置き換えられている。

変質：石英・緑れん石・緑泥石・絹雲母・炭酸塩鉱物および水酸化鉄などの2次鉱物が認められる。

③ 玄武岩（野脇付近）

斑晶：斜長石・普通輝石

普通輝石の大半は緑泥石化している。

石基：斜長石・単斜輝石および鉄鉱物からなる間粒状組織を示し、一部にバリオライト組織が認められる。また径1 mm程度の緑泥石で充填された杏仁状の気泡が含まれている。

変質：緑れん石・緑泥石・絹雲母・水酸化鉄のほか、少量のパンペリー石が認められる。

h. 化石：桂川中流の凝灰質砂岩から *Chlamys* sp. が認められる。その他、対馬・上村（1959）は、磯松川、長根沢などより *Zelkova Ungeri* (ETTINGS) などの植物化石、また唐川・冬部沢などから *Pitar itoi* (MAKIYAMA) などの貝化石、また *Coschinodiscus* (珪藻) を含む珪藻・放散虫などの微化石を報告している。

i. 層位：冬部層は下位の磯松層との関係、植物化石および貝化石から、秋田県男鹿地方の台島層、また北海道南西部の訓縫層に対比され、その形成時代はほぼ中新世中期と考えられる。

(4) 長根層

a. 模式地：長根沢

b. 下位層との関係：本層は下位の冬部層の上にはほぼ整合に重なっているが、小泊半島の東部では、本層の最下部に厚さ約10mの礫岩層が発達しており、ここ

ではあるいは不整合かもしれない。

- c. 分布：小泊向斜の両翼に、NW—SE方向に広く分布している。
- d. 層厚：100～200 m。
- c. 岩相・岩質：本層は主に凝灰質砂岩からなり、安山岩質火山礫凝灰岩、細～粗粒凝灰岩、泥質凝灰岩、礫岩等を挟在する。

主体をなす凝灰質砂岩は特徴的な青緑色を示し、無層理塊状の所が多い。砂岩は中～粗粒で安山岩及び玄武岩の細礫を含む。

安山岩質火山礫凝灰岩は山王林道ほかで認められ、その岩相は冬部層のそれと似ている。全体として濃～淡緑色を示し、2～3 cmの安山岩礫のほか、少量の軽石あるいはスコリア礫を含む。細～粗粒凝灰岩は灰～濃・淡緑色を示し、厚さ2～3 m以下の互層を示すことが多い。また泥質凝灰岩は、山王林道周辺で数層認められる。本岩は白～淡灰色を示し、成層していることが多い。まれに5 mm以下の火山豆石を含む。

以上に述べた火砕岩類は、下位の冬部層に比べて凝灰角礫岩より火山礫凝灰岩また粗粒凝灰岩より細粒～泥質凝灰岩が多い。このことは冬部層と同じく三厩地域の竜飛安山岩類をもって代表される火山活動が、長根層の堆積時期に入って弱まってきたことを意味している。

礫岩は本層の全層準で認められるが、特に中～下部に多い。厚さは小泊半島東部のものを除いては1 m以下で、側方への連続性が乏しい。礫岩の礫の大きさは3 cm以下で、安山岩が多く流紋岩・粘板岩・チャートを伴う。膠結物は凝灰質の中～粗粒砂である。

- f. 変質：全体として緑泥石が多く、ところにより絹雲母が2次鉱物として認められる。熱水変質によると見られる粘土化岩は、X線回折の結果スメクタイトと同定された。また一部に東沸石も認められる。
- g. 鏡下の性状

① 粗粒凝灰質砂岩（桂川中流）

本岩は岩石粒(50%)、結晶粒(40%)、火山ガラス(10%)から構成されている。岩石粒は径1～5 mmの玄武岩または安山岩、結晶粒は石英、斜長石、不透明鉱物及び微量のジルコンからなる。変質鉱物は緑泥石・絹雲母が多い。

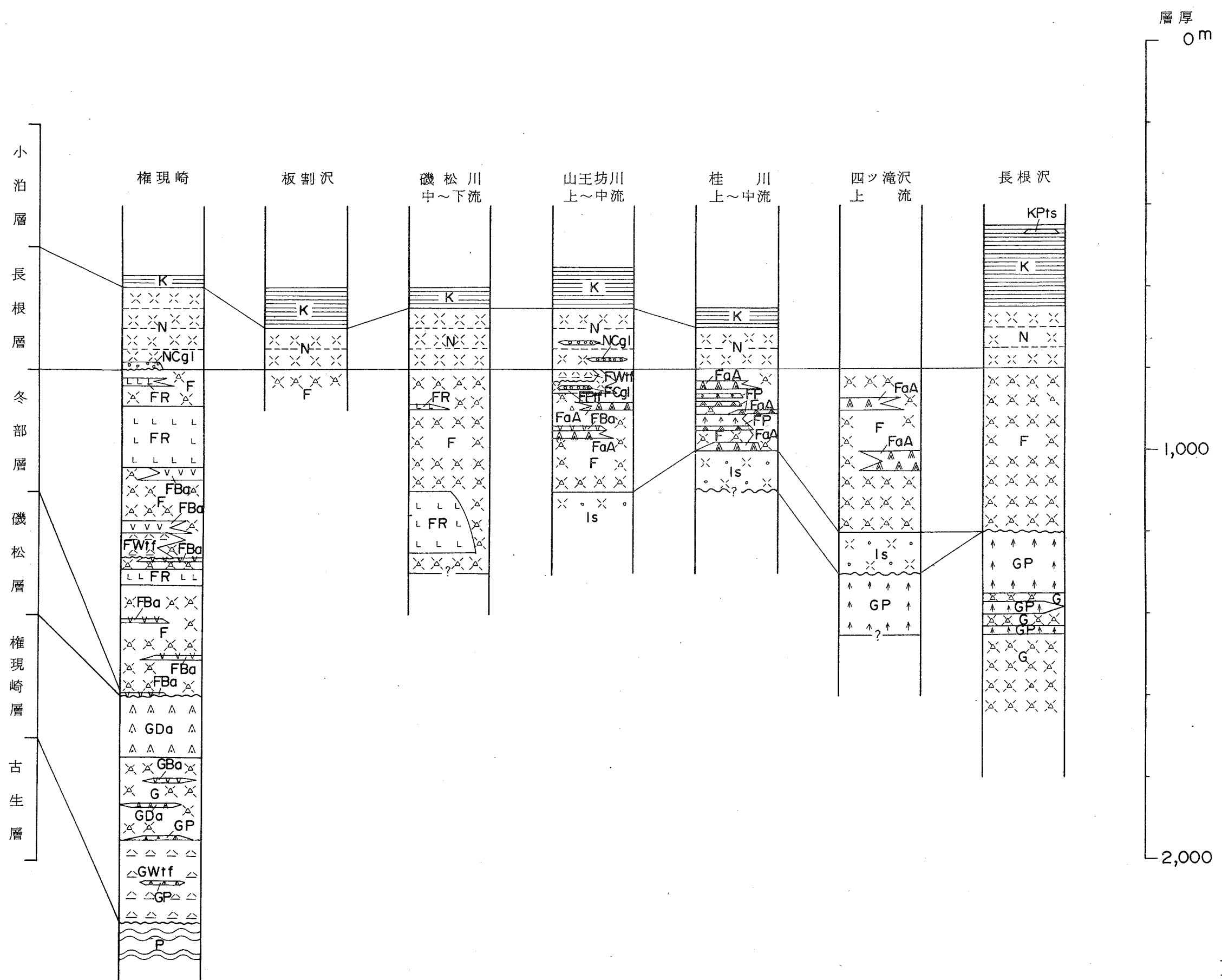
- h. 化石：山王林道から*Dosinia* sp. が認められる。対馬・上村(1959)は磯松

川付近の本層から、*Patinopecten kobiyamai* K A M A D A ほかの貝化石を報告している。

- i. 層位：本層は貝化石と岩相から、秋田県男鹿地方の西黒沢層、また下位の冬部層と共に北海道南西部の訓縫層にそれぞれ対比される。

(5) 小泊層

- a. 模式地：小泊村小泊付近。
- b. 下位層との関係：本層は最下部の硬質泥岩中に長根層と同じ凝灰質砂岩を挟み整合的に移化している。
- c. 分布：小泊向斜の軸部に、小泊海岸および小泊川流域から長根川まで、広範囲に分布している。
- d. 層厚：200 m。
- e. 岩質・岩相：本層はその岩相の違いから下部・上部・最上部に分けることが出来る。下部は厚さ10cm前後の板状層理の発達する硬質泥岩（いわゆる硬質頁岩）で、新鮮な部分では一律に灰褐色を示すが、風化を受けると褐色部と淡灰色部とからなる縞状の構造を示す。上部は下部の硬質泥岩に似た褐色の泥岩と、それよりやや軟質のシルト岩の厚さ20cm程度の互層（いわゆる硬軟互層）よりなる。最上部は褐色で著しく硬く、ガラス様の光沢を示す泥岩（ポーセラナイト）とシルト岩の厚さ20~30cm程度の互層である。この最上部は小泊層と上位の塩越層が接する小泊北方の海岸付近で良く観察することが出来る。長根層との境界付近では長根層と似た緑色の凝灰質砂岩を挟み、また下部層と上部層との境界付近には厚さ2mの粘土化した軽石凝灰岩が挟まれている。市浦村太田西方の凝灰岩層は、青森県（1954・1955）により太田凝灰岩層と呼ばれ、この付近では良い鍵層となっている。
- f. 変質：本層は長根層以下に比べると変質の程度は低い。泥岩は全般に新鮮であり、凝灰岩は軽石が総べてモンモリロナイトに変わっている。
- g. 鏡下の性状
特記事項はない。
- h. 化石：対馬・上村（1959）によれば、本層の泥岩中より放散虫・珪藻化石のほか、*Haplophragmoides*などを含む有孔虫化石が報告されている。

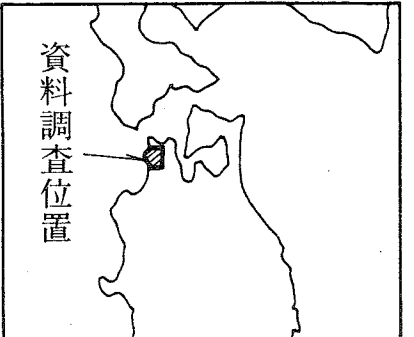


凡例

沖積層	a	砂・礫および粘土
砂丘	s	砂
今別安山岩類	A IDa A	石英安山岩
塩越層	S	珪藻質泥岩および砂岩
小泊層	KPif	軽石質凝灰岩
	K	硬質頁岩
長根層	NM	泥質凝灰岩
	NCgl	礫岩(基底礫岩および層間礫岩)
	N	凝灰質砂岩および安山岩質凝灰岩
	V FBa V	玄武岩
	A FA A	安山岩
	A Faa A	灰長石安山岩
	A FP A	変朽安山岩
冬部層	L FR L	流紋岩(凝灰角礫岩を含む)
	FCgl	礫岩(層間礫岩)
	X F X	安山岩質凝灰岩・凝灰角礫岩および火山礫凝灰岩
	FPtf	軽石質凝灰岩
	FWtf	安山岩質溶結凝灰岩
磯松層	Is	礫岩・泥岩および砂岩
	GP	玄武岩
	GBa	玄武岩
権現崎層	GDa	石英安山岩
	G	変朽安山岩
	X G X	安山岩質凝灰岩・凝灰角礫岩および火山礫凝灰岩
	GWtf	安山岩質溶結凝灰岩
古生層	P	粘板岩・チャートおよび石灰岩

青森県市浦地区における深部地質環境調査資料
 地表地質調査及び地表物理探査(CSAMT法)
 第2-3図
 各地区の新第三系柱状図
 製作:(日鉄鉱業株式会社)

位置	年月日	記事	署名
変更	訂正		



資料調査位置

凡例

- 岩石薄片試料
- △ X線回折試験試料

1/50,000



青森県市浦地区における深部地質環境調査資料
地表地質調査及び地表物理探査 (CSAMT法)

第2-4図 試料採取位置図

製作:(日鉄鉱業株式会社)

位置	年月日	記事	署名
変更・訂正			

- i. 本層の下部はその岩相から秋田県男鹿地方の女川層に対比される。上部と最上部は青森県鮭ヶ沢地域の赤石層と良く似ており、同じく男鹿地方の船川層に対比される可能性がある。また、本層全体はその岩相から北海道南西部の八雲層に対比される。

以上の新第三系の各地における柱状を第2 - 3図に示す。

2.2.4 第四系

(1) 段丘堆積物

段丘は対象地区内では一般にその発達は不良であるが、十三湖周辺の海拔50～80m付近にしばしば平坦面を保持して分布している。層厚は5m程度で砂・粘土・礫からなる。傾斜は一般に水平である。

また、大沼東方の沢では砂丘の下に礫層が現れており、段丘堆積物はこの砂丘の下部にも拡がっているものと考えられる。

(2) 砂丘堆積物

砂丘堆積物は磯松地区から桂川地区まで比較的広く分布している。相内北方では、海拔50mまで砂丘堆積物が拡がり牧場となっている。霧山で山麓の西側が海拔40mまで砂丘に埋もれている。

(3) 沖積層

沖積層は各河川の流域に沿った海拔10m以下の平坦部に分布し、主として砂・粘土および礫からなる。対象地区内では分布は狭いが十三湖南岸の中里町付近では広範に拡がっている。

2.3 地質構造

2.3.1 概要

この地域は、津軽半島の脊梁をなす中山山脈に沿ってN-S方向に延びる背斜構造、すなわち南部の馬ノ神山ドームと袴腰岳ドームを結ぶ構造が、NW-SE方向に屈曲する部分に当たっている。この地域の南東、大田川付近ではN-S方向の軸をNW-SEにかえ、更に、北部の冬部沢付近より再びN-S方向にもどし、三厩地域の片刈石ドームにつながる。従って南部の金木地域や北部の三厩地域に比べると、褶曲や断層・リニアメントなどがやや複雑である。この地域と周辺地域を含めた褶曲および断層

・リニアメントを第2-7図に示す。

2.3.2 褶曲

この地域の北東、四ッ滝山の山頂よりやや南西にNW-S E方向の背斜構造が認められる。この背斜構造を磯松背斜と呼ぶ。この背斜の軸部にあたる磯松川、山王坊川、四ッ滝沢などの上流では冬部層の下位に、磯松層と権現崎層が地窓様に分布しており、小ドーム構造がNW-S E方向に雁行している見方がある(対馬・上村, 1959)。この背斜はさきに述べた様に、南は大田川を境として袴腰岳ドームに、また北部は冬部沢を境として片刈石沢ドームにつながる。

磯松背斜の南西に、同じくNW-S E方向の向斜構造が見られる。この向斜構造を小泊向斜と呼ぶ。この向斜は小泊の北、セツ石付近から磯松川中流を経てNW-S E方向に延びるもので、NW方向にプランジしている。この向斜南西翼の権現崎層と冬部層は、小泊半島の頸部では、ほぼNW-S E方向の走向を示しているが、半島の主部ではほぼN-S方向の走向を示してしる。

2.3.3 断層

この地域の南東、四ッ滝沢の東にはNNE-S SW方向の断層が認められる。またこの四ッ滝沢の東、長根沢の下流付近にも同方向の断層が見られる。このほか小泊の西部から南東にかけて、また小泊と折戸を結ぶ国道のほぼ中間から磯松川の下流にかけて、いずれもほぼNW-S E方向に延びる断層が見られる。いずれも落差は小さい。

2.3.4 リニアメント

(1)小泊半島では、権現崎層と冬部層の走向と同じN-S方向と、半島の延び方向のENE-WSW方向のリニアメントが発達している。(2)小泊向斜の南西翼には、この付近に分布する冬部層・長根層及び小泊層の走向に近いNW-S E方向リニアメントおよび、NE-SW方向やN-S方向のリニアメントが認められる。また(3)磯松背斜の南西翼には、この付近の冬部層の走向と同じNW-S E方向のリニアメントのほか、四ッ滝沢東の断層に近いN-S方向のリニアメントが見られる。

なお、これらの断層とリニアメントのなかには、第四紀以降に活動した小規模な活断層があるかもしれないが、この地域には沖積層を除いては第四系の発達が悪く、こ

れを明らかにすることは出来なかった。この地域の東方に発達する津軽断層はN-S方向の逆断層で活断層としても知られているが、この様な大規模の活断層はこの地域には存在しない。

3. 地表物理探査 (CSAMT法)

3.1 測定理論

CSAMT法 (Controlled Source Audio-frequency Magneto-telluric法) は、Cagniard (1953) により提唱された、自然界の電場・磁場を用いて半無限均質大地の見掛比抵抗値を算出するMT法の理論に基づいている。地球の外部環境において変動する磁場は、電氣的に導体である地球内部に電磁誘導現象を引き起こす。この現象を測定することによって大地の比抵抗構造を解明することができる。今、これらの信号が調査地域において平面波として入射すると仮定すると、Maxwell の方程式より①式が導かれ、大地の見掛比抵抗を算出することができる。

$$\rho_a = \frac{1}{5f} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad \text{--- ①}$$

ここで

ρ_a : 見掛比抵抗値 ($\Omega - m$)

f : 周波数 (Hz)

E_x : 電場の強さ (mV/Km)

H_y : E_x に直交する方向の磁場の強さ (τ)

大地に入射した電磁波は、その減衰率が周波数によって異なり、高周波成分では大きく、低周波成分では小さい。これによって、低周波数になるほどより深部の影響を受けた情報を伝えることができる。電場、磁場の強さが地表における値の $1/e$ (約37%) になる深度を表皮深度 (Skin depth) と呼び②式で表される。

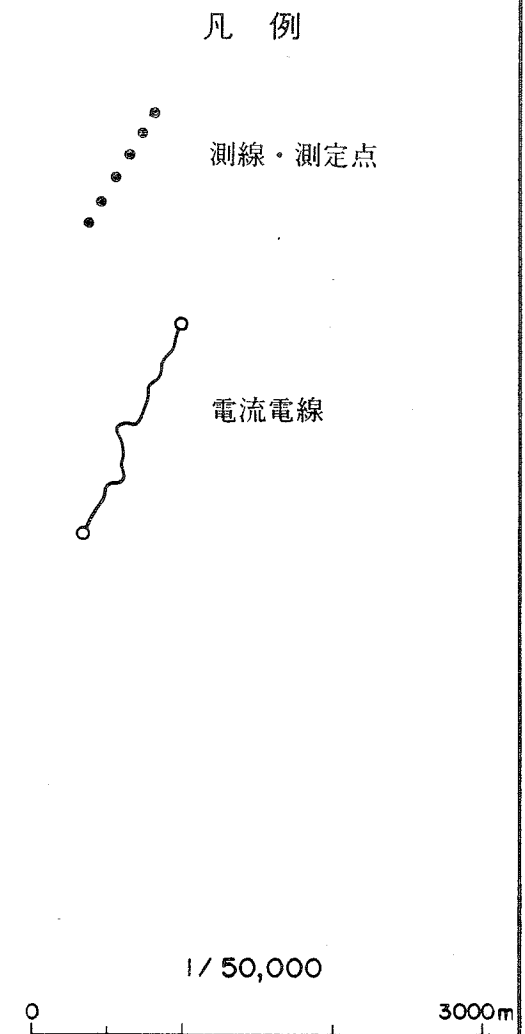
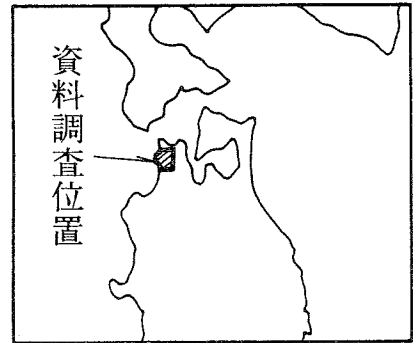
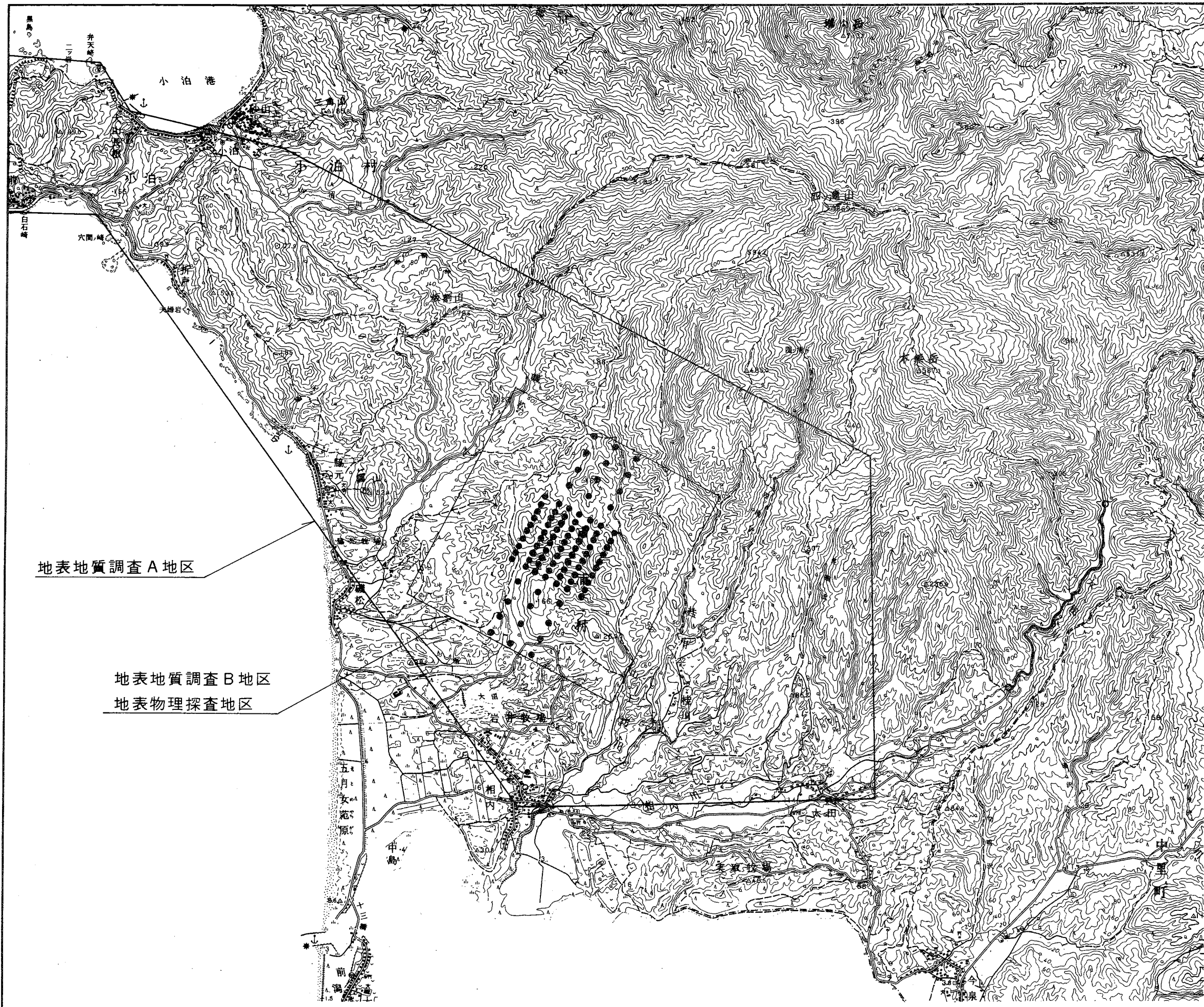
$$d = 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad \text{--- ②}$$

ここで

d : 表皮深度 (m)

ρ : 大地を均質とした場合の比抵抗値 ($\Omega - m$)

f : 周波数 (Hz)



青森県市浦地区における深部地質環境調査資料
 地表地質調査及び地表物理探査 (CSAMT法)
 第3-1図 測点位置図および
 電流電極位置図

製作:(日鉄鉱業株式会社)

位置年月日	記事	署名
変更	訂正	

②式より、周波数が低く、比抵抗値が大きいほど電磁波の減衰は小さく地下深部まで達することがわかる。

C S A M T法は、M T法が自然界の電磁誘導を対象にしているのに対して、地表に約1.5～4 Kmの電流電線を布設して、これに様々な周波数の矩形波電流を流すことによって、人工的に電磁場を励起し、その電磁誘導現象によって地下の比抵抗構造を求める手法である。このため、測定する信号は自然界の電磁波を対象とするよりも強い信号を得ることができ、M T法探査に使用とするような高感度の測定器を必要としない。さらに測定する信号の周波数は既知であるため、データ処理において、スタッキング法という簡略な手法を用いることができる。

一方、C S A M T法の問題点は、その基礎理論として電磁波が平面近似できるという仮定の下で成り立っているため、信号源（電流電線）に近い地区ではこの仮定が成り立たず（一般にこの領域をニア・フィールド、平面波近似が成り立つ領域をファー・フィールドと呼ぶ）、解析に当たってニア・フィールド補正を必要とする。このニア・フィールド補正方法については第3.3.2の項の中で記述する。

3.2 測定方法

第3-1図に測点位置および電流電極位置図を示す。電流電線は測線より5.5～6.5 Km東方の太田川沿の林道に直線距離で2.7 Km間に配線しているが、その配線方向はN 28° Eである。電極間の接地抵抗は50Ωで、この2極間に6～10Aの電流を流している。

測線は電流電線配線方向と平行な方向に3.0 Kmの測線3本、1.0 Kmの測線4本の合計7測線である。各測線間隔は、中央部の測線では150m間隔、両端の測線は200m間隔であり、全幅は1000mである。

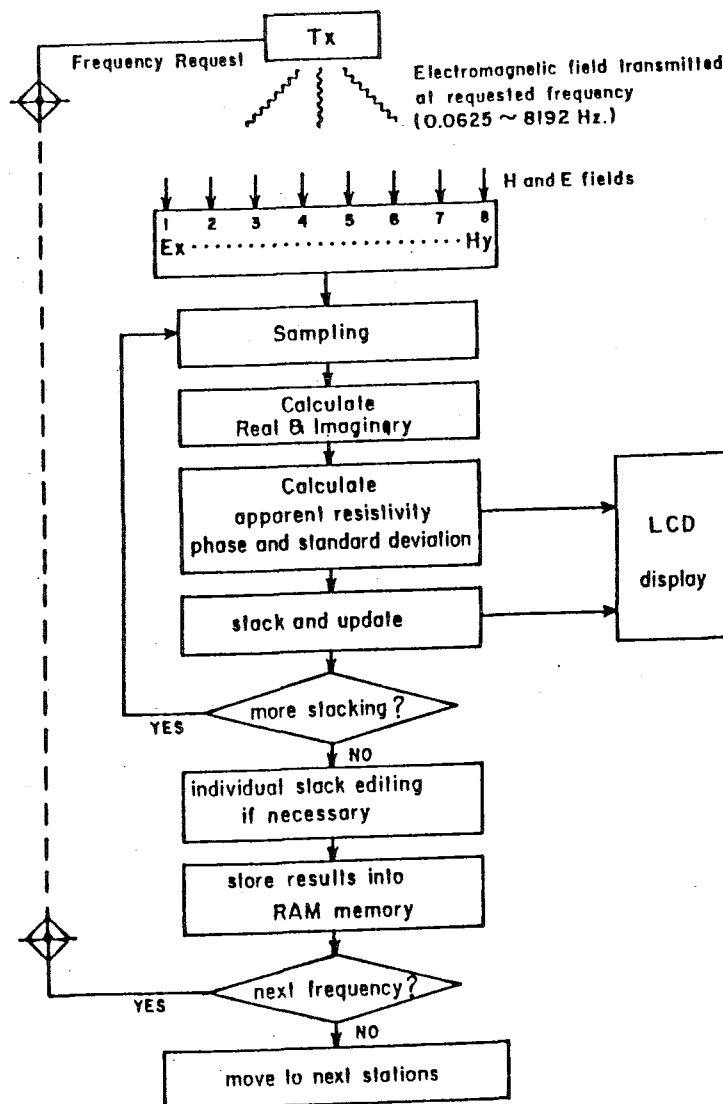
測点は、測線中央部の1000mでは100m間隔で10点設け、1本おきの測線の両翼部に250m間隔で4点ずつ配点し、3000mの側線上に合計18点である。対象地域内の全測点数は94点である。各測点は25000分の1の地図上で位置の明確な地点から簡易測量によって位置を決め、特に測線の伐開は行っていない。

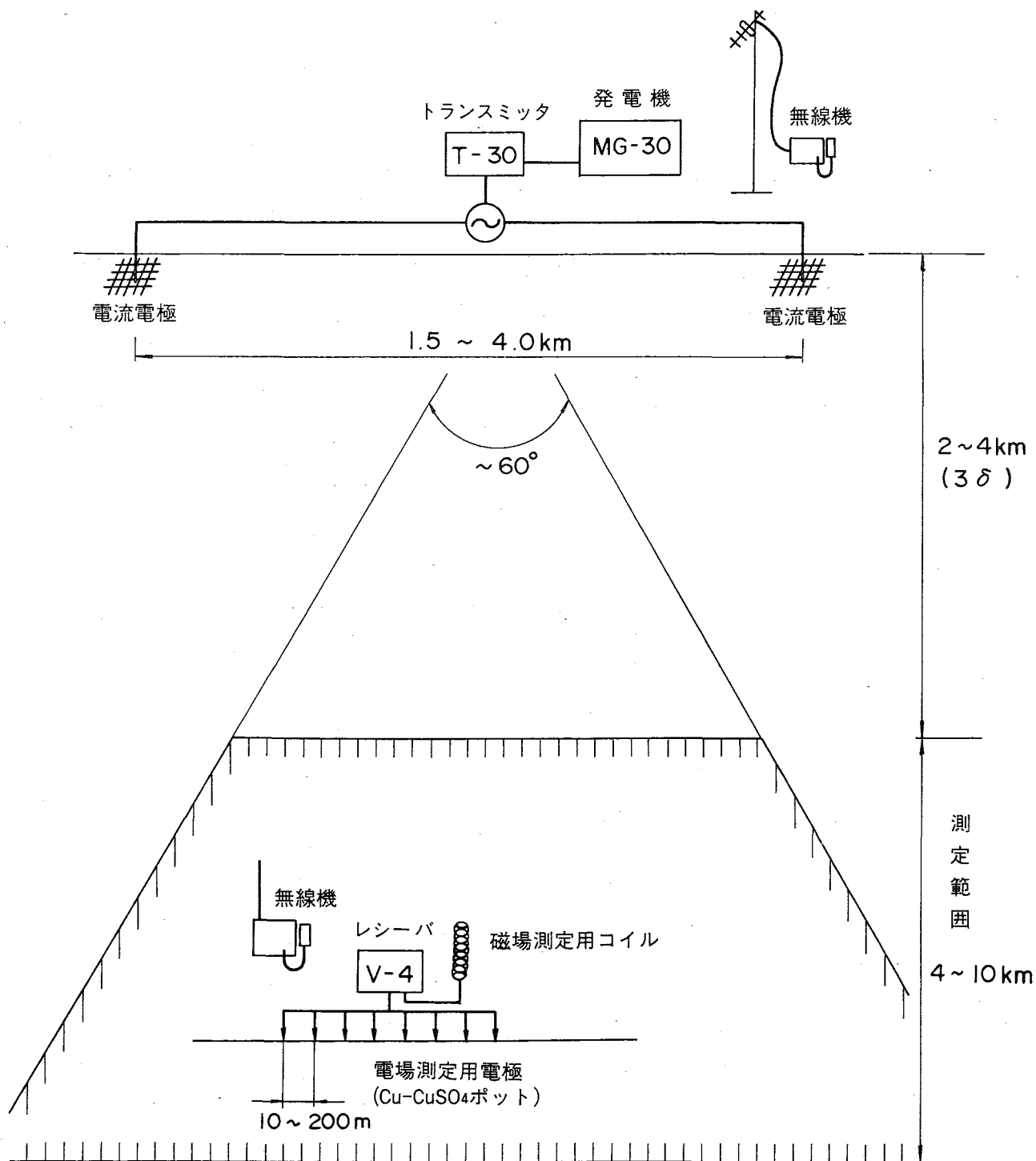
測定は、電流電線に平行な方向（測線方向）の電場とこれに直交する方向の磁場および両者の位相差を測定している。測線中央部では電場測定の電極間隔を100mとし、3～4測点の電場を同時に測定している。。測線両翼部の測点は電極間隔を50mとし、1

点ごとに測定している。第3-3図にCSAMT法測定概念図を示す。送信側と受信側の連絡は業務用簡易無線機を用い、受信側からの指示によって全14周波数(2048, 1024, 512, 256, 128, 64, 32, 16, 8, 4, 2, 1, 0.5および0.25Hz)の信号を送信し測定している。さらに、隣り合う周波数での測定値(見掛比抵抗値)の連続性が悪い場合には、その中間周波数の測定も実施している。第3-1表に測定装置一覧表を、第3-2表に各周波数におけるサンプリング周波数およびスタッキング処理表を示す。

測定された電場・磁場は第3-2表に示されたサンプリング間隔によって16ビットでA/D変換された後、見掛比抵抗値、位相差および標準偏差が計算されLCD(LiquidCrystal Display)に表示される。十分な精度のデータが取得されるまで測定を続け、最終結果がRAMメモリーに記録される。

記録された結果から見掛比抵抗断面図を作成し、測定値のチェックに供した。





第 3 - 3 図 CSAMT法測定概念図

第3-1表 測定装置一覧表

受信機	<p>Phoenix社製 Universal Receiver V-4 入力チャンネル数：8チャンネル 入力インピーダンス：10Mohm, 作動入力 ダイナミックレンジ：±10V ゲイン：1, 4, 16, 36, 640 及び1280倍の6段階切替 SP補償：±2.5V自動又は手動補償 ノッチフィルタ：50Hz又は60Hzの5次高調波まで可能 A/D変換：16ビット サンプリング周波数：最大32.8kHz スタッキング：1回～999回まで任意に設定 測定周波数範囲：0.167Hz～8192Hzの32周波数 出力ディスプレイ：64ドット、4行×16文字LCD装備、見掛比抵抗、位相及び電位の測定値、標準偏差及びスタック回数を表示 メモリー：56キロバイト不揮発性RAM装備 I/Oポート：8ビットパラレルI/Oポート、RS232C装備</p>
電位電極	無分極硫酸銅溶液ポット
磁場センサー	<p>Phoenix社製CSAMT法用コイルAMT-30 インピーダンス：75Henries HFスケール・ファクタ：0.005V/γ LHゲイン：400倍 LHスケール・ファクタ：0.044V/γ・Hz コーナー周波数：1.1Hz</p>
送信機	<p>Phoenix社製トランスミッタ T-30 最大出力：30kW 最大出力電圧：1,000V 最大出力電流：40A 周波数範囲：DC～10kHz</p>
発電機	<p>Phoenix社製エンジン発電機 MG-30 最大出力：30kW マツダ製ロータリーエンジン、3相、400Hz</p>
無線機	<p>信和通信機(株)社製車載型業務用簡易無線機 最大出力：5W 周波数 468Hz</p>
	<p>信和通信機(株)社製携帯型業務用簡易無線機 最大出力：1W 周波数 468Hz</p>
データ処理装置	<p>ヒューレット・パッカー社製 HP9000シリーズ 310コンピュータ 32bite 内蔵メモリー2MByte：I/O RS232C</p>

第3-2表 各周波数におけるサンプリング周波数およびスタッキング処理表

べき数	周波数 (Hz)	サンプリング 周波数 (Hz)	1回のスタッキングで 処理される周期の数
13	8192	32768	100周期/回
12	4096	16384	100周期/回
11	2048	8192	100周期/回
10	1024	4096	100周期/回
9	512	2048	100周期/回
8	256	1024	100周期/回
7	128	512	64周期/回
6	64	256	64周期/回
5	32	256	32周期/回
4	16	256	16周期/回
3	8	256	8周期/回
2	4	256	4周期/回
1	2	256	2周期/回
0	1	256	1周期/回
-1	0.5	512	1周期/回
-2	0.25	1024	1周期/回

3.3 解析方法

3.3.1 測定データ処理

測定した見掛比抵抗値には各測点に対してニア・フィールド補正を施し、その後、地形補正を実施している。これらの結果より見掛比抵抗-周波数曲線 ($\rho_a - f$ 曲線) を作成し、MT法の水平多層構造解析理論を適用して地下比抵抗構造を求めている。

3.3.2 ニア・フィールド補正

C S A M T法において、送信位置と受信位置との関係は長短相反する要素を含んでいる。すなわち、送信源と測定地点が離れると信号が弱くなりS N比が悪くなる。しかし、送信源と測定地点が近過ぎると、電磁波の平面波近似が成り立たなくなり、ニア・フィールドの影響を無視できなくなる。一般にファー・フィールドと認められる測定地点までの距離は次式で表わされている。

$$L_f > 3 \times \text{skin depth} \approx 1509 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad \text{③}$$

ここで

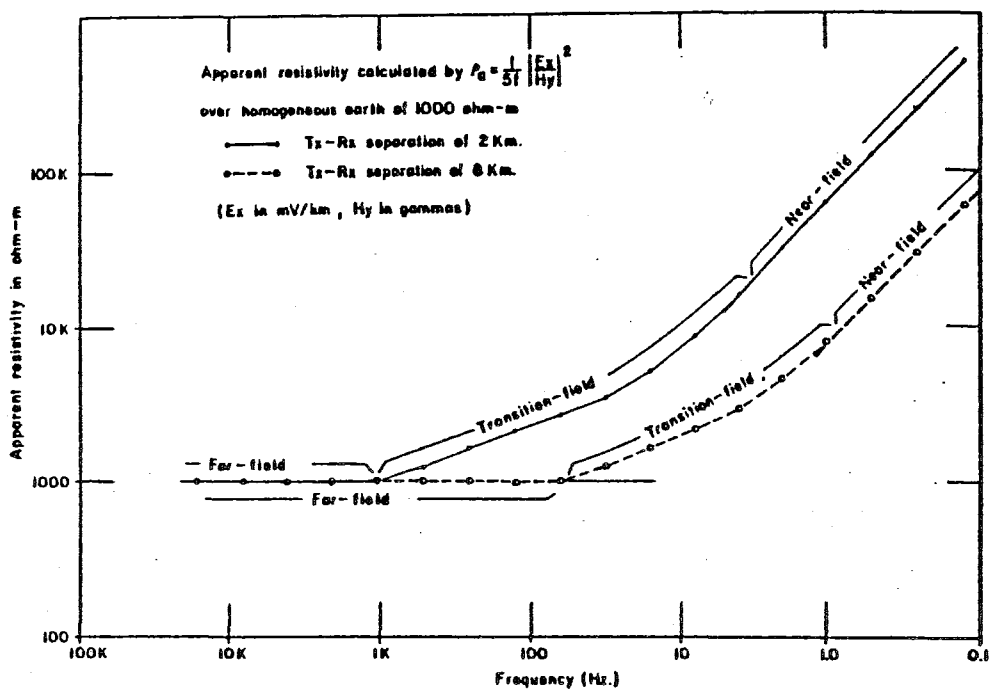
L_f : ファー・フィールドまでの距離 (m)

ρ : 大地が均質であると仮定した場合の比抵抗値 ($\Omega \cdot m$)

f : 測定周波数 (Hz)

大地が $1000 \Omega \cdot m$ で均質とし、送信源-受信点間隔を2 Kmおよび8 Kmとした場合の電場・磁場の理論計算値により、前述①式で見掛比抵抗値を計算し、見掛比抵抗-周波数のグラフにプロットしたものを次に示す。実線は送信源-受信点間隔が2 Km、破線は8 Kmである。ニア・フィールドとなると見掛比抵抗値は1 バイナリーステップごとに2 倍の値となる ($\rho a - f$ 曲線は 45° の角度で直線となる)。このニア・フィールドとファー・フィールドの遷移帯をトランジション・フィールド (transition-field) と呼ぶ。送信源-受信点間隔が2 Kmの場合、 1000 Hz よりトランジション・フィールドとなり、 5 Hz 付近よりニア・フィールドとなる。8 Kmの場合、 70 Hz 付近からトランジション・フィールドとなり、 1 Hz よりニア・フィールドとなる。

このようなニア・フィールドの影響を除くために以下の方法によりニア・フィールド補正を行っている。



平面波近似が成り立つ領域での電場および磁場は次式で表わされる。

$$E_x \sim \frac{1}{\sigma r^3} \quad \text{--- ④}$$

$$H_y \sim \frac{1}{\sqrt{\sigma f} \cdot r^3} \quad \text{--- ⑤}$$

平面波近似が成り立たない（ニア・フィールド）領域では

$$E_x \sim \frac{1}{\sigma r^3} \quad \text{--- ⑥}$$

$$H_y \sim \frac{1}{r^2} \quad \text{--- ⑦}$$

ここで

E_x : 電場の強さ (mV/Km)

H_y : 磁場の強さ (γ)

σ : 導伝率 (= 1 / ρ) (mhos/m)

r : 送信源と受信点の距離 (m)

f : 周波数 (Hz)

④、⑤式より、ファー・フィールドでの見掛比抵抗は

$$\rho \propto \frac{1}{f} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad \text{--- ⑧}$$

比例定数をKfとすると

$$\rho_a = \frac{Kf}{f} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad \text{--- ⑨}$$

⑥、⑦式より、ニア・フィールドでの見掛比抵抗は

$$\rho \propto r \cdot \left| \frac{E_x}{H_y} \right|$$

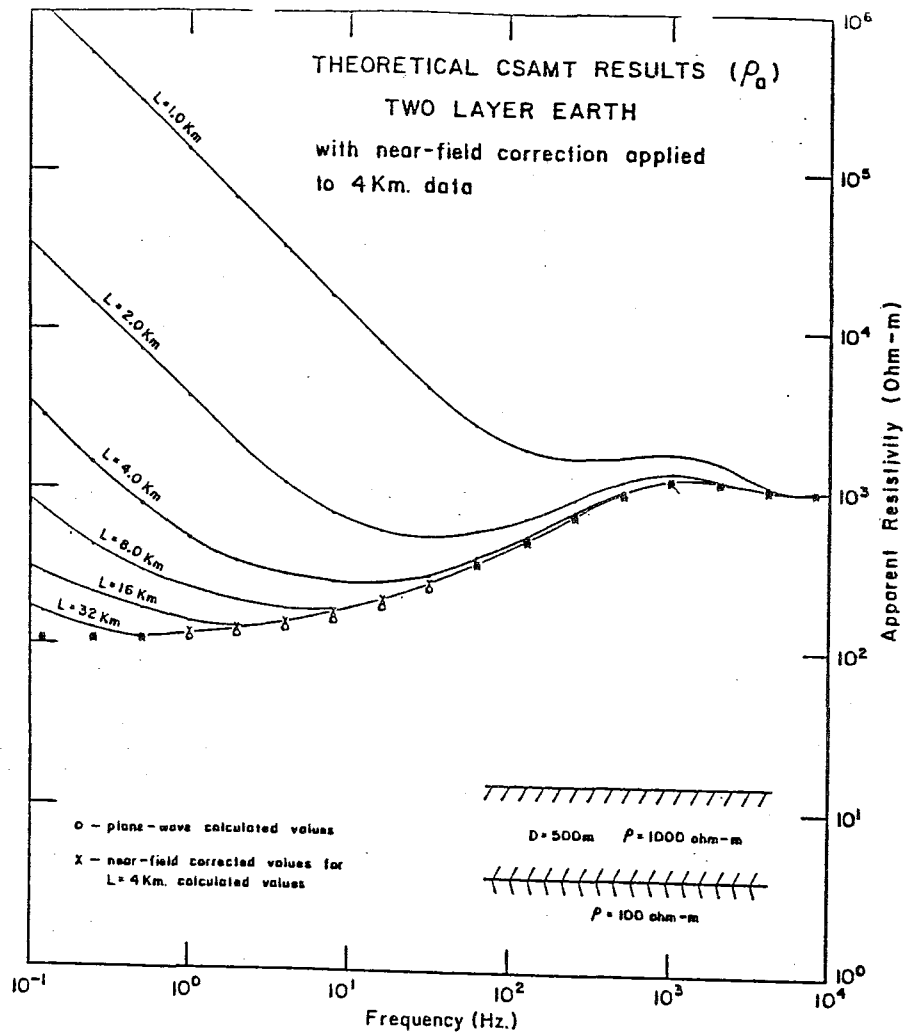
比例定数をKnとすると

$$\rho_a = Kn \cdot r \cdot \left| \frac{E_x}{H_y} \right| \quad \text{--- ⑩}$$

線電流源を考慮したCSAMT法の有限要素法による2次元モデル計算により、様々な送信源-受信点間距離、比抵抗値のモデルから比例定数を求めた結果、ファー・フィールド領域では $Kf = 1/5$ となり、⑨式は①式と一致する。また、Knは送信源-受信点間の距離のみに支配される関数となる。

以下に、2層構造での理論計算結果の一例を示す。線電流源を用いた見掛比抵抗値を実線で示す。送信源-受信点間隔は1Kmから32Kmの6種について示している。○印は平面波としての計算結果を示し、×印は送信源から4Km離れた点において得られるデータにニア・フィールド補正を施した結果である。

この補正はデスクトップ・コンピュータによって自動的に行われる。対象地域では、総じて比抵抗値が低く、また、電流電極位置と測定地域の距離が適切であったため、ニア・フィールドの影響はさほど大きくなかった。



3.3.3 地形補正

ニア・フィールド補正を行った見掛け抵抗値に対して、地形補正を実施している。CSAMT法では、電場の測定方向が地形の等高線に直交している場合（TMモード）、電場の測定値に特に強く地形の影響が生じる。地形の等高線と直交方向に電流が流れる際、谷部では電流密度が密となり、山部では疎となる。このため、測定される電場の強さは谷部で高くなり、山部で低くなる結果、見掛け抵抗値は谷部で高く、山部で低くなる。この影響を取り除くため、全測点に対して地形補正を実施している。

地形補正は、各測線ごとの地形断面を作成し、大地比抵抗が一定とした場合に地形の影響による比抵抗値の変化を有限要素法により算出し、これを補正量としている。有限要素法による地形補正手法は現段階ではいまだ確立された手法ではなく、メッシュモデルの作り方などによるいくつかの問題点を持つ。その1つは、磁場成分を電場成分の微分より求めているため、メッシュを十分小さくとっても大気と地形の境界では電場の急激な変化から、磁場成分が安定して求められない点である。この対策とし

てP. E. Wannamaker(1986)は電場、磁場成分をそれぞれ単独に有限要素法により求める方法を発表し、E. C. Mozley (1982)はTMモードでは磁場は地形の影響をほとんど受けないことより、直流法において電流源を無限に広くとり、電流密度がその間でほぼ一定ならばその間で地形の影響を含めて測定される電場はMT法(CSAMT法)での電場に近似できるとして、電場のみによる地形補正の簡易手法を示した。前者は、その計算に膨大な時間が費やされるため、対象調査では後者の仮定を一部取り入れた手法によっている。すなわち、表皮深度が電位電極間隔より小さくなる周波数以上の測定値には、地形の影響が生じないと仮定し、有限要素法により1 Hzでの電場・磁場より地形補正量を計算し、片対数グラフ上で各周波数の地形補正量を内挿した。また、電場・磁場の値は地表境界より2グリッド下の計算値を用い、磁場が不安定となることを避けている。

3.3.4 解析方法

ニア・フィールド補正、地形補正を施した見掛比抵抗値を使用して、地下が水平多層構造であるという仮定に基づいて、任意に与えた比抵抗多層モデルから最も良く一致する比抵抗モデルをインバージョン法による自動解析により求めた。最終結果は次図のように表示して全測点について別冊(解析比抵抗曲線図集)にまとめた。

第1、2行に地域名等を示し、第3行に測定点名を示している。第4、5行に各層の比抵抗値($\Omega\text{-m}$)、層厚(m)の最終結果を、第6行に地表からの深度(m)を示している。次に縦軸に見掛比抵抗の対数值、横軸に周波数の対数值を取り $\rho a - f$ スペクトル図を示す。横軸は、左から右へ高周波数から低周波数で表わしている。図中の左括弧は、測定値の50%信頼区間($2/3\sigma$)を示し、測定値のバラツキ幅を表わしている。実線は最終解析結果より計算された見掛比抵抗曲線である。

$\rho a - f$ スペクトル図の下に、左から測定周波数、測定見掛比抵抗値、最終解析結果より計算された理論見掛比抵抗値、さらに両者の相対誤差(%)を示し、最終行に二乗平均値(R. M. S)を示す。

1次元解析結果より断面図を作成し、地下構造の2次元性、3次元性の影響が考えられる場合には、有限要素法による2次元解析でその評価を行った。

次に解析方法のフローチャートを示す。

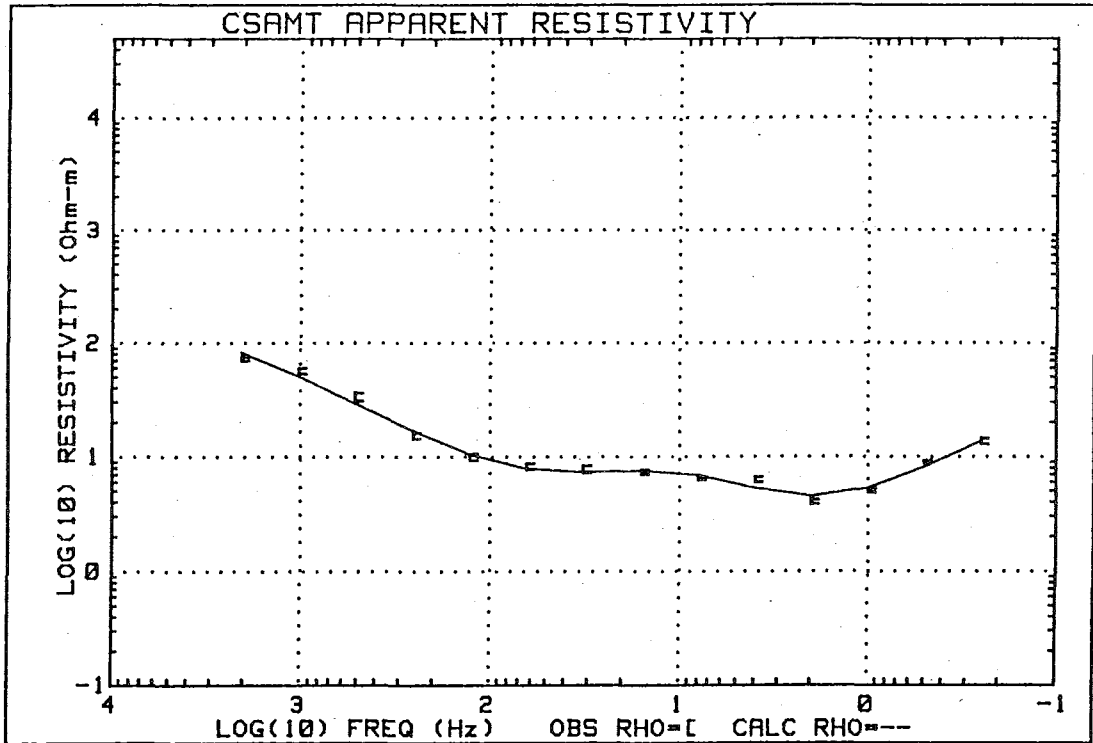
NITTETSU MINING

Co.,LTD. CSAMT SIMULATION

SHIURA CSAMT Oct.to Nov./ 1987

Station= EM-4-18

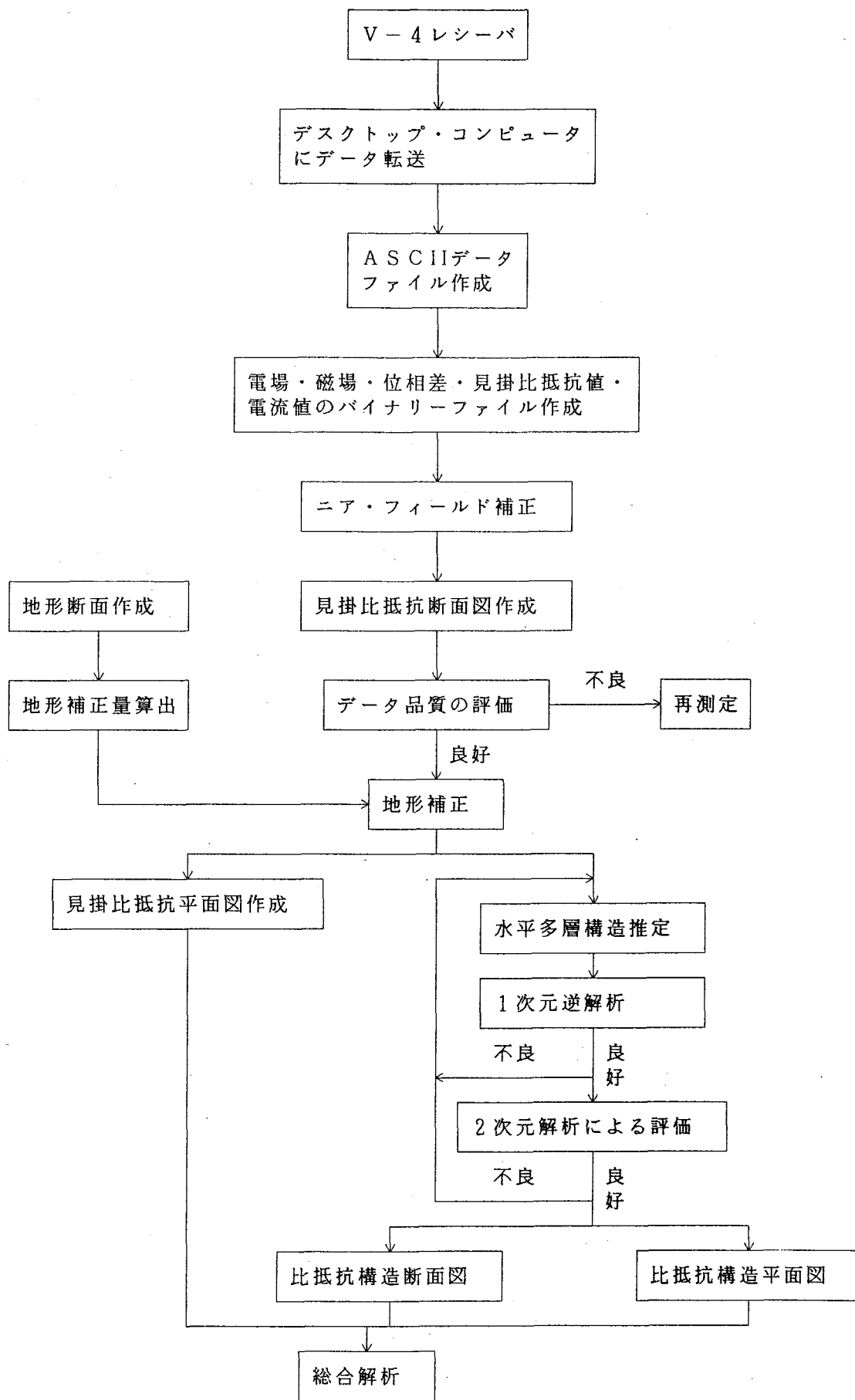
Rho1	Rho2	Rho3	Rho4	Rho5	Thk1	Thk2	Thk3	Thk4
100.0	1.8	10.5	2.8	350.0	73.1	38.1	256.7	346.7
73.1	111.2	367.9	714.6					



CSAMT SOUNDING DATA

F(Hz)	Obs Rho	Cal Rho	Pctdif
2048.000	71.4	81.9	-14.7
1024.000	55.6	50.2	9.7
512.000	32.8	28.9	12.1
256.000	15.0	16.6	-11.1
128.000	9.8	10.4	-6.3
64.000	8.0	7.8	3.5
32.000	7.6	7.3	5.2
16.000	7.2	7.5	-3.9
8.000	6.3	6.8	-7.4
4.000	6.2	5.2	15.7
2.000	3.9	4.4	-13.1
1.000	4.9	5.2	-6.4
.500	8.9	8.0	9.9
.250	13.5	13.6	-.8

R.M.S.(%)= 9.6



3.4 解析結果

3.4.1 見掛比抵抗平面

見掛比抵抗平面図は2048Hzから0.25Hzまで14種類の周波数について、各周波数ごとに作成し第3-4図～第3-17図に示した。見掛比抵抗平面分布は大きく、2048Hz～128Hz、64Hz～4Hz、2Hz～0.25Hzの3グループに分けられる。以下各グループごとに述べる。

(1) 2048Hz～128Hz

比抵抗値は4.1～230 Ω -mで、最大比抵抗値は2048Hzが230 Ω -m、512Hzが75 Ω -m、128Hzが52 Ω -mと周波数が小さくなるほど小さな値を示している。比抵抗分布は対象地域のほぼ中央を南北に境して両側が高比抵抗、北東側が低比抵抗を示している。対象地域内には、20 Ω -m以下の低比抵抗帯がほぼ中央に南北方向に配列している。また、50 Ω -m以上の高比抵抗帯がNW-S E方向に不連続ではあるが3帯配列している。対象地域の両翼部は特に比抵抗構造を示す低または高比抵抗帯は分布しない。

(2) 64Hz～4Hz

見掛比抵抗値は2.5～46 Ω -mで128Hzより高い周波数の比抵抗値より値は小さくなっている。この周波数域では対象地域の大部分が20 Ω -m以下の低比抵抗を示している。対象地域内には、5 Ω -m以下の極低比抵抗帯が1帯(64～8Hz)～2帯(4Hz)南北方向に分布している。対象地域の南西翼部には、20 Ω -m以上の高比抵抗帯が測点EM-4-15、EM-4-16、EM-5-14にまとまって分布している。北東翼部には8HzでNW-S E方向に10 Ω -m以下の比抵抗帯が分布する。

(3) 2Hz～0.25Hz

比抵抗値は0.2～140 Ω -mで、4～64Hzに比べると高比抵抗の値が大きくなっている。特に0.5～0.25Hzでは測点数は少ないが100 Ω -m以上の値が測定されている。また逆に低比抵抗の値は1Hz以下の超低比抵抗値が測定されており、高低のコントラストが明瞭となっている。対象地域内の中央部には、5 Ω -m以下の極低比抵抗帯が2～1Hzで2帯、0.5～0.25Hzで3帯、いずれも不連続ではあるがN-SからNNW-SSE方向に配列している。また中央部には20 Ω -m以上の高比抵抗帯が分布する。対象地域の南西翼部には20 Ω -m以上の高比抵抗帯が測点EM-4-16、EM-4-15、EM-5-14にまとまって分布している。また北東翼部のほぼ中央には、

5 Ω -m以下の極低比抵抗帯が分布する。

(4) まとめ

比抵抗分布を大きく分けると、2048 ~ 128Hz、64 ~ 4 Hz、2 ~ 0.25Hzの3グループに分けられる。比抵抗値は周波数が4 Hzまでは周波数が低くなるにつれて高・低両比抵抗値とも値は小さくなる。2 Hz以下になると低比抵抗値はさらに小さくなるが、高比抵抗値は反対に大きくなる。比抵抗分布をグループごとに示すと、2048 ~ 128Hzでは対象地域のほぼ中央に、N-S方向の20 Ω -m以下の低比抵抗帯と、NW-SE方向の小規模な50 Ω -m以上の高比抵抗帯が分布し、N-S方向とNW-SE方向の比抵抗構造が見られる。64 ~ 4 Hzでは対象地域のほぼ中央のN-S方向の5 Ω -m以下の低比抵抗帯は4 Hzで2帯分布するが、NW-SE方向の高比抵抗帯はなくなり、その代り対象地域の南西翼部にNW-SE方向の高比抵抗帯が分布する。2 ~ 0.25Hzでは対象地域中央部のN-S方向の5 Ω -m以下の低比抵抗帯は0.5Hzで3帯分布する。対象地域南西翼部のNW-SE方向の高比抵抗帯はそのまま残る。また、北東翼部にNW-SE方向の5 Ω -m以下の低比抵抗帯が分布する。

3.4.2 比抵抗構造断面

比抵抗構造断面は地表地質調査解析において作成しているD-D'断面およびG-G'断面とはほぼ同一の断面を作成している。D-D'断面は対象地域の中央の測線、EM-4測線と同一の断面(N28°E)であり、測点番号は北東から南西方向へ1~18となっている。G-G'断面はCSAMT法測線に直交する断面(N62°W)で各測線の測点番号7付近を結ぶ断面で、地質断面とは50m南西にずれている。なお、北西から南東へ1~7測線となっている。

両断面の比抵抗構造を第3-18図に示す。またEM-4測線を除く全測線の比抵抗構造断面を第3-19図に参考として示す。以下D-D'およびG-G'断面について述べる。

(1) D-D'断面

比抵抗構造は5層に区分される。

第1層：比抵抗値は9 ~ 431 Ω -mで、層厚は0 ~ 153mである。測点3 ~ 9間は地形に沿って分布し層厚は33 ~ 89mである。測点12 ~ 16間の層厚は93 ~ 153mと厚く分布する。測点1 ~ 2、11、17では欠除している。また測点9、10間で層厚が大

きくくい違っている。

第2層：比抵抗値は1～14Ω-mで、層厚は34～462mである。この層は第1層と同様、測点1～9間は地形に沿ってゆるやかに変化するが、測点9、10間で層厚が大きくくい違っている。測点10～12間の層厚は120～223mと肥大する。測点12、13間および13、14間で層厚は大きくくい違っている。測点14～15間の層厚は100～42mである。測点16で欠除している。測点17～18間の層厚は715～670mと大きく肥大する。

第3層：比抵抗値は27～200Ω-mで、層厚は95～510mである。測点2～16間の層厚は95～462mと測点16に向かって次第に厚く分布する。この間、測点8では第4層が盛り上がり層厚を減じている。測点13～16間の層厚は510～381mである。測点17～18間は欠除している。

第4層：比抵抗値は1～3Ω-mと極低比抵抗を示す。層厚は15～144mである。この層は測点1、2および測定16～18間で欠除している。測点3～15間の層厚は測点8を除くと、100m程度でほぼ一定である。

第5層：比抵抗値は42～496Ω-mである。地表からの深度は、測点2が211m、測点12が778m、測点16が520m、測点18が747mである。第5層上面の形状は測点2から測点12まで次第に深くなり、測点12から測点16まで次第に浅くなり、測点16から測点18まで再び深くなる褶曲状の構造を示している。

測点11は、周辺の測点との対応が不明瞭である。これは地表浅部の低比抵抗帯などによる2次元的な影響と考えられる。

この断面で比抵抗層の深度が急激な変化を示すところは、測点1～2間および測点16～17間である。

(2) G-G' 断面

比抵抗構造は5層に区分される。

第1層：比抵抗値は20～100Ω-mで、層厚は33～98mである。この層は地表下全域に分布し、層厚の急激な変化は見られない。

第2層：比抵抗値は1～8Ω-mの極低比抵抗を示す。層厚は11～146mである。この層は測線5、6で10m程度と薄くなるが、他の測線では100m前後の層厚で分布する。

第3層：比抵抗値は114～350Ω-mで、層厚は158～444mである。この層は全

域に厚く分布する。

第4層：比抵抗値は1～2 Ω -mと極低比抵抗を示す。層厚は30～126mである。この層は地表からの深度がかなり大きく変化するが層厚は6測線を除けば100m前後ではほぼ一定である。

第5層：比抵抗値は20～300 Ω -mである。地表からの深度は7測線が438m、4測線が602m、2測線が534m、1測線が650mである。第5層上面の形状は、7測線より4測線まで次第に深くなり、4測線から2測線まで次第に浅くなった後、再び1測線に向かって深くなる褶曲状の構造を示している。

この断面で比抵抗層の深度が急激に変化する箇所は測線4～5間および測線1～2間の第4層である。

3.4.3 比抵抗構造平面

比抵抗構造平面図は海拔0m、-200m、-400m、-600m、-800mの5レベル作成し、第3-20図～第3-24図に示す。以下各レベルごとに述べる。

(1) 海拔0m平面

比抵抗値は0.8～272 Ω -mと大きく変化しているが、対象地域の大部分は50 Ω -m以下の比抵抗域となっている。10 Ω -m以下の低比抵抗帯は対象地域の約1/2の範囲を占め、中央部でNNW-SSEの方向に幅の広い帯状の分布が卓越している。このほか対象地域の北東翼部測点EM-2-3、EM-4-3およびEM-2-1に分布する。また南西翼部には測点EM-4-17からEM-7-14にかけて広く分布する。50 Ω -m以上の高比抵抗帯は対象地域中央部で各測線の測点13を結ぶNW-SSE方向に細長く分布するほか5箇所に点在する。対象地域の北東翼側部には、測点EM-6-1、EM-6-2の東端部および測点EM-4-4に、また南西翼部には、測点EM-2-18からEM-4-15にかけてやや広く分布する。

(2) 海拔-200m平面

比抵抗値は1.0～407 Ω -mと大きく変化している。海拔0mに比べ比抵抗値は大きくなり、対象地域中央部の大半が100 Ω -m以上の高比抵抗域となっている。対象地域内の10 Ω -m以下の低比抵抗帯は、測点EM-6-11～EM-7-11、測点EM-6-14～EM-7-14および測点EM-4-11～EM-5-12に小規模に分布するほか、測点EM-5-8に点在する。対象地域の北東翼部には、測点EM-4-

3 および EM-2-1 に、また南西端測点 EM-2-17~EM-6-18 にやや広く分布する。

(3) 海拔 - 400m 平面

比抵抗値は $0.7 \sim 358 \Omega\text{-m}$ と大きく変化している。 $10 \Omega\text{-m}$ 以下の低比抵抗帯は対象地域内の中央部から北東部にかけて測点 EM-7-8, 9 から測点 EM-2-2 ~ 7 間に広く、ほぼ N-S 方向に不規則な形をしながら分布する。このほか測点 EM-5-13 から EM-7-14 にかけて NNW-SSE 方向に小規模に分布し、その延長上の測点 EM-4-11、EM-2-9・10 に点在する。対象地域の南西翼部には、測点 EM-1-14~測点 EM-2-15 および測点 EM-2-18 から EM-4-17 に分布し、また北東翼部には測点 EM-6-2 に点在する。 $100 \Omega\text{-m}$ 以上の高比抵抗帯は対象地域の中央部に広く分布する。対象地域の北東翼部では測点 EM-5-6 から EM-4-4 の間および測点 EM-2-1 にほぼ N-S 方向に分布し、また南西翼部には測点 EM-2-17 に点在する。

(4) 海拔 - 600m 平面

比抵抗値は $0.8 \sim 446 \Omega\text{-m}$ と大きく変化している。このレベルでは対象地域中央部の大部分が $100 \Omega\text{-m}$ 以上の高比抵抗を示しており、この高比抵抗帯の中に $10 \Omega\text{-m}$ 以下の低比抵抗帯が測点 EM-1-13~EM-3-14、EM-1-10~EM-4-13 および EM-4-9~EM-6-11 の 3 帯となって帯状に細長く NNW-SSE 方向に平行して分布する。対象地域の南西翼部では $100 \Omega\text{-m}$ 以上の高比抵抗帯が測点 EM-2-15 および EM-2-17 に点在する。 $10 \Omega\text{-m}$ 以下の低比抵抗帯は、測点 EM-6-15, 16 間のほか測点 EM-2-16、EM-4-18 に分布する。北東翼部には $100 \Omega\text{-m}$ 以上の高比抵抗帯が北端の測点 EM-2-1 に点在するのみで、 $10 \Omega\text{-m}$ 以下の低比抵抗帯は分布しない。

(5) 海拔 - 800m 平面

比抵抗値は $18 \sim 496 \Omega\text{-m}$ と大きく変化している。このレベルでは $10 \Omega\text{-m}$ 以下の低比抵抗帯は分布しない。対象地域内の中央部は大部分が $100 \Omega\text{-m}$ 以上の高比抵抗域であり、その中に $100 \Omega\text{-m}$ 以下の比抵抗帯が測点 EM-1-12~EM-3-14、EM-1-10~EM-2-11、EM-2-6~EM-6-11 の 3 帯、細長い帯状を呈して北北西~南南東方向にほぼ平行に分布している。対象地域の北東翼部には、 $50 \Omega\text{-m}$ 以下の低比抵抗帯が測点 EM-4-3~1 から EM-6-4~1 にかけて広く

分布している。また南西翼部には、測点EM-4-15~EM-5-14に分布するほかEM-4-17に点在する。

4. 解析結果

4.1 地表地質調査と地表物理探査の対比

地表物理探査データのある3 Km×1 Kmの範囲において地表地質調査結果と物理探査結果との対比について記述する。

対象地区の地質は長根層が略中央部に広く分布し、その上位を薄く小泊層が覆っている。また、西部には冬部層の上部および砂丘堆積物が広がっている。冬部層は安山岩質の凝灰角礫岩ないし火山礫凝灰岩からなるが、上部では軽石質凝灰岩が発達する。この凝灰岩中には薄い礫岩と灰長石安山岩が挟在している。冬部層の最上位は、陸上生成と考えられる安山岩質溶結凝灰岩も認められる。本岩は紫灰色を呈し極めて堅硬である。

長根層は凝灰質砂岩を主体とする。下部には安山岩質凝灰角礫岩ないし火山礫凝灰岩を挟在し、この岩石は冬部層の主体をなすものと同質である。また、中～下部には泥質凝灰岩および礫岩の薄層を数枚挟在している。長根、冬部両層の境界には溶結凝灰岩が分布することや、層間礫岩が頻繁に挟まれることから、その時代は、かなり堆積環境の変化が激しかったと思われる。

小泊層は、いわゆる硬質頁岩からなるが硬質部と軟質部が互層をなす場合が多く、ところによって粘土化した軽石凝灰岩を挟んでいる。また、最下部には長根層と同質の凝灰質砂岩の薄層が挟在され、両層の境界は漸移的である。

冬部層以下の地層は対象地域の地表には分布していないが、周辺地区の地質状況から、深部には磯松、権現崎両層が分布していると推定される。

以上のように、対象地域を構成する岩石は最上位の小泊層を除くと火山砕屑岩、凝灰岩、砂岩、礫岩等の堆積岩類が主体で溶岩類の分布は量的に少ない。しかし、各地層を構成する岩石は夫々異なった岩相を示し、その性状の違いが、地層間の比抵抗値の差として現れると考えられる。実際に、CSAMT法による比抵抗構造は5層に区分され、高比抵抗層と低比抵抗層の互層となっている。すなわち、第1層は数十 Ω -m～数百 Ω -mの中間～高比抵抗層、第2層は数 Ω -m～十数 Ω -mの低比抵抗層、第3層は数十～数百 Ω -mの高比抵抗層、第4層は数 Ω -mの低比抵抗層および第5層は数十～数百 Ω -mの高比抵抗層を示す。

たとえば最も高比抵抗を示す第5層は、主に緻密な安山岩質凝灰角礫岩および同質の溶結凝灰岩からなり、孔隙率も上位4層に比べてかなり低いとみられる権現崎層にほぼ相当すると考えられる。

また最も低比抵抗を示す第4層は、礫岩を主体とする礫松層に対応すると考えられる。本層は上・下位の堅硬な火砕岩と岩相が著しく異なるため、比抵抗値も大きく変化するのであろう。同様なことは長根相についても考えられ砂岩を主とする岩相は、下位の安山岩質凝灰角礫岩、上位の硬質頁岩と比べて多孔質なところが多く低比抵抗を示すものである。

さらに、岩石の比抵抗に関する要因としては変質とくに粘土化変質と岩石中に含有される水の比抵抗が挙げられる。

変質についてみると、X線回折や岩石薄片試料数が少ないため、各層ごとの比較はできないが続成変質を除いては全体として粘土化変質は弱い。このため、変質作用の程度からは、比抵抗値の差の説明は難しい。

一方、岩石中に含有される水の影響については、地層の堆積環境が陸域か海域かにより判断される。即ち陸水に比べて海水は、より低比抵抗を示すことが予想される。

地層別の堆積の場は、権現崎層が、ほとんどが陸域、礫松層は浅海域、冬部層は上部を除き浅海域、長根層は下部をのぞいて浅海域、そして小泊層が海域である。

従って、堆積環境のうえからも権現崎層が高比抵抗、礫松層が低比抵抗、冬部層が、高比抵抗と低比抵抗、長根層は大部分低比抵抗、そして小泊層は低比抵抗に相当し、5層の比抵抗構造との対応が認められる。

第4-1表にCSAMT法の結果得られた比抵抗構造と地質との対応をD-D'断面、G-G'断面(第2-9図、第3-18図参照)について示す。

CSAMT法による比抵抗構造線を第3-19図によって考察すると、深部構造線(第4層、第5層にみられるもの)2本と、浅部構造線(第3層上面にみられるもの)1本の合計3本が認められる。

深部比抵抗構造線は、次の2本である。

- ① 測点EM-4-5、EM-5-6、EM-6-8、EM-7-10を結ぶ南北方向の林道沿いの構造線
- ② 測点EM-3-10、EM-4-10、EM-5-9、EM-6-9、EM-7-8を結ぶ北西-南東方向の構造線

浅部比抵抗構造線は、次の1本である。

③ 測点 EM-1-14、EM-2-14、EM-3-14、EM-4-13、EM-5-13、
EM-6-13、EM-7-13を結ぶ北西-南東方向の構造線

なお、①~③の番号は比抵抗解析断面図（第3-19図）および総合解析平面図（第4-1図）に一致する。

これら3本の比抵抗構造線の位置は、航空写真でもリニアメントとして現れている。

地質調査結果によれば、①、③は泥質凝灰岩および礫岩の挟在が地表で認められる箇所、周囲の凝灰岩質砂岩とは違った岩相を示し、風化に対する抵抗の差が線状のリニアメントとして判読されたものと考えられる。比抵抗構造線として検知されたものも、同様の理由によると考えられる。また、②の比抵抗構造線も、断層構造を示すものではなく基盤の形状を反映しているものと推定される。

第4-1表 比抵抗構造と地質との対応表

	D-D' 断面		G-G' 断面		地 質	堆積 環境
	比抵抗値 (Ω -m)	層 厚 (m)	比抵抗値 (Ω -m)	層 厚 (m)		
第1層	9~431	0~153	20~100	33~98	小泊層および長根層上部	海中
第2層	1~14	34~223	1~8	11~146	長根層を主とする	海中
第3層	27~200	95~462	114~350	158~444	冬部層を主とし長根層下部を含む。	陸上 ↓ 海中
第4層	1~3	15~144	1~2	30~126	磯松層	海中
第5層	42~496	地表下深度 327~778	20~300	地表下深度 438~650	権現崎層	陸上

4.2 結 論

対象地域は第2章に記述したように、新第三紀中新世のいわゆるグリーンタフ地域に属し、古生層の基盤の上に下位より権現崎層、磯松層、冬部層、長根層および小泊層が累重している。権現崎層は安山岩質凝灰角礫岩ないし火山礫凝灰岩を主とし、変朽安山岩、玄武岩・石英安山岩および同質凝灰岩を挟在する。磯松層は細～中粒凝灰質礫岩・砂岩～砂質凝灰岩で貝化石および炭質物を含んでいる。冬部層は安山岩質火山碎屑岩を主とし、流紋岩・変朽安山岩・灰長石安山岩・玄武岩等の主として溶岩を頻繁に挟在する。長根層は緑色凝灰質砂岩が主体をなし安山岩質火山礫凝灰岩・凝灰岩・泥質凝灰岩および礫岩の薄層を挟在する。小泊層は堅硬で明瞭な層理を示すいわゆる硬質頁岩を主とする。さらに、これらの各地層はその堆積環境が海中か陸上かで区分される。すなわち、権現崎層が大部分陸上、磯松層が浅海、冬部層は交互に陸上と海中がくりかえし、長根層は下部を除き大部分浅海、そして小泊層が海中である。

C S A M T法の結果、比抵抗構造は5層に区分され、地質調査結果と次のように対応すると考察される。第1層は小泊層および長根層上部に対応する $9 \sim 431 \Omega\text{-m}$ の高比抵抗層であり、測点によっては第1層相当層が存在しない場所もあり、層厚は $0 \sim 153\text{m}$ である。第2層は主に長根層に対応する $1 \sim 14 \Omega\text{-m}$ の低比抵抗層であり、層厚は $11 \sim 223\text{m}$ である。第3層は冬部層を主体として長根層下部を一部含む層に対応し、 $27 \sim 350 \Omega\text{-m}$ の高比抵抗層で、層厚は $95 \sim 462\text{m}$ である。第4層は磯松層に対応する $1 \sim 3 \Omega\text{-m}$ の低比抵抗層であり、層厚は $15 \sim 144\text{m}$ である。第5層は権現崎層に対応し、 $20 \sim 496 \Omega\text{-m}$ の高比抵抗層のC S A M T法で検出された最終層である。これらの地質調査結果の対比より、基盤である古生層は今回のC S A M T法では検知されていないと判断される。

総合解析平面図(第4-1図)に権現崎層上面の標高の等深度線を示す。権現崎層は北東部で地表下約 $200 \sim 400\text{m}$ 、略中央部で地表下約 $700 \sim 800\text{m}$ と深くなり、南西部で一旦盛り上がった後、再び十三湖方向に深くなる傾向にある。地質構造では、NW-SE方向の小泊向斜構造が見られる。これは、磯松川の中流から小泊の北東、七ツ石付近に延びるもので、NW方向にプランジしている。この向斜の南西翼は小泊半島の頸部まで同様の走向を示しているが、半島の主部ではほぼN-Sの走向を示している。

断層は、対象地域の南東部である四ツ滝沢の東、およびその沢の東、長根沢の下流にNNE-SSW方向の断層が認められる。また、小泊の西部から南東にNW-SE方向に延びる断層が認められるが、いずれも落差は小さい。また、航空写真によるリニアメ

ント判読ではNE-SW系とNW-SE系のものが数条か認められる。

CSAMT法の結果でも、NW-SE方向の比抵抗構造が確認されている。見掛比抵抗平面図（第3-4図～第3-17図）において、2048～124 Hzの高周波数域でNW-SE方向の構造が認められる。さらに、64～0.25Hzの低周波数域では、N-S方向の構造が顕著となり、対象地域の深部の構造は、四ッ滝沢の東、また長根沢下流の断層の方向とほぼ等しいN-S系であることが推定される。

比抵抗構造の不連続な測点をつないだ比抵抗構造線とリニアメントの位置とは、総合解析平面図に示すようにそれぞれ対応している。CSAMT法で認められた3つの比抵抗構造線の内、①、③は地質調査の結果より、地表の岩相の違いに起因するものと考えられる。また、②の比抵抗構造線も、断層構造を示すものではなく基盤の形状によるものと推定される。

以上の結果、対象地域は大きな断層は認められず。比抵抗構造的にも安定した地域であると思われる。

参 考 文 献

- 青森県 (1954) : 青森県の地下資源. 青森県
- (1955) : 青森県地質図 (20万分の1). 青森県
- (1972) : 青森県地質図 (20万分の1) 及び「青森県の地質」. 青森県
- 加藤 誠 (1972) : 青森県津軽半島の“古生層”, 地質雑. 78, P. 515
- 村田正文・永井敏彦・川村真一 (1979) : 津軽半島小泊岬より石炭紀後期コノドントの産出とその意義, 青森地学. No.31, P. 3-5
- 平 朝彦・斉藤靖二・橋本光男 (1986) : 日本列島形成のプロセス
—プレートの中の沈み込みと横ずれ運動. —日本列島の形成 (岩波書店), P. 384-393
- 対馬坤六・上村不二雄 (1959) : 5万分の1地質図幅「小泊」及び同説明書. 地質調査所
- Cagniard, L, Basic theory of magneto-telluric method of geophysical Prospecting
: Geophysics, Vol 18 p. 603 (1953)
- Yamashita, M & Hallof, P, G., CSANT case histories with a multichannel CSANT system
and discussion of near-field data correction
: 55th SEG Annual Conventic October, 1985
- Goldstein, M. A, STRANGWAY, D. W, Audio-frequency Magnetotellurics with a grounded
electric dipole source : Geophysics, Vol 40, No. 4 p. 669-p. 683 (1975)
- Mozley, E. C, An investigation of the conductivity distribution in the vicinity of
a cascade volcano : Lawrence Barkeley Laboratory university of California
Ph. D. Thesis (1982)
- Wannamaker P. e, Two-dimensional topographic responses in magnetotelluric modeled
using finite elements : Geophysics, Vol 51, No. 11 p. 2131~2144 (1986)