

キエリ一点観測解析法の開発とこれを用いた
我が国の広域地下油蔵構造解析・地熱資源賦存量の研究

著 者 田 中 孝 一

①

キュリー点深度解析法の開発とこれを用いた
我が国の広域地下温度構造解析・地熱資源評価の研究

津 宏治

目 次

要旨	1
Abstract	5
Zusammenfassung	10
研究の背景	20
1 章 . . . キュリー点深度解析法の開発とモデルスタディ による適用条件の検討	
1. 1 . . . はじめに	20
1. 2 . . . キュリー点深度解析の基本的な考え方	21
1. 3 . . . キュリー点深度解析法についての歴史的考察	25
1. 4 . . . キュリー点深度解析法のアルゴリズム	40
1. 5 . . . キュリー点深度解析法のソフトウェア化	49
1. 6 . . . キュリー点深度解析法のモデルスタディ による適用条件の検討	51
1. 7 . . . まとめ	79

2章・・・キュリー一点深度解析法の空中磁気データへの適用による

我が国の広域地下温度構造解析

2. 1・・・はじめに	8 1
2. 2・・・キュリー一点深度解析の進め方	8 5
2. 3・・・日本列島におけるキュリー一点深度と地下温度構造	8 6
2. 4・・・日本列島のキュリー一点深度解析結果と広域地質構造	1 0 2
2. 5・・・まとめ	1 1 3

3章・・・キュリー一点深度解析結果を用いての我が国の

地熱資源量評価

3. 1・・・はじめに	1 1 4
3. 2・・・地熱資源評価について	1 1 5
3. 3・・・各種の地熱資源評価手法	1 1 9
3. 4・・・世界におけるこれまで実施された地熱資源評価	1 2 2
3. 5・・・我が国における地熱資源評価の歴史	1 2 4
3. 6・・・評価に用いた容積法について	1 2 7
3. 7・・・容積法による我が国の地熱資源評価	1 3 7
3. 8・・・中低温地熱資源量の算定	1 4 7
3. 9・・・地熱資源評価結果について	1 5 0
3. 10・・・まとめ	1 5 5

謝辞	1 5 6
----	-------

引用文献	1 5 7
------	-------

Appendix 1	磁性岩体が多数ランダムに分布する場合のスペクトル特性	1 6 4
------------	----------------------------	-------

Appendix 2	キュリー一点深度解析法の使用法	1 6 6
------------	-----------------	-------

要旨

地熱資源は、石油代替エネルギー資源の一つとして、国産のエネルギー資源として、またクリーンなエネルギー資源として、一層の開発・利用が期待されてきている。この地熱資源の開発にあつたては、まず我が国のどの地域にどれくらいの量の地熱エネルギー資源が潜在的に存在しているかを把握することが必要である。

この全国規模での地熱資源の潜在的ポテンシャルを評価するためには、まず地熱資源とはどんなものであるかを規定しなければならないが、一般には次の3つの要素の存在で規定することが可能である。

1) 熱水や蒸気のもととなる流体の存在である。今日、このほとんどは天水起源であることが知られている。

2) 地熱流体が資源として活用されるためには、アクセス可能な深さに、ある程度まとまって存在していることが必要である。すなわち、貯留構造が存在しなくてはならない。

3) 流体がある程度まとまって存在したとしても、これがある温度以上でなければエネルギー資源としての利用価値が低いことになる。すなわち、流体を高温ならしめる地下の熱源の存在である。

全国規模での地熱資源評価に必要な3要素のうち、1)、2)については地形情報、地質情報、重力基盤情報等より、それぞれ概要を把握することができる。3)については、地下の広域的な温度構造がわかればよい。しかしながら、地下の温度について確実な情報を提供する坑井温度データについては、全国を見渡した場合、大部分は坑井が疎に存在する地域で、坑井が密に存在する地域は限られており、これからだけでは全国の広域地下温度構造を明らかにすることが出来ない。

このため、全国の広域地下温度構造を知るための新しい解析法の開発とこれを用いての地下温度構造解析が望まれるようになった。

以上の背景のもと、第1章においては、広域の地下温度構造解析をめざした新しいキュリー一点深度解析法を開発したこと、およびこの新解析法の適用条件をモデルスタディにより検討したことについて論じ、第2章においては、この開発したキュリー一点深度解析法を我が国をカバーする空中磁気データに適用し、全国のキュリー一点深度構造を解析し、この解析結果と広域地質構造との対比について論じ、さらに第3章においては、地熱資源量を評価する容積法アルゴリズムを第2章で得られたキュリー一点深度データ、重力基盤データに適用して我が国の地熱資源量の評価について論じた。

第1章、第2章、及び第3章の概要を以下に記す。

第1章 キュリー一点深度解析法の開発とモデルスタディによる

適用条件の検討

1) キュリー一点深度解析の原理は、磁性岩体はその温度がキュリー一点を超すと磁性を失うことに着目して、観測磁気データから磁性岩体の下底面深度を解析し、この面における地温をキュリー一点とするものである。キュリー一点深度解析法そのものは既にBhattacharyya and Leu (1966)他によって開発されてきているが、その適用条件が明確に示されていなく、また解析の迅速性、安定性に問題があることがわかった。

2) このため、解析の安定性、迅速性をめざし、従来のキュリー一点深度解析法を改良、発展させたキュリー一点深度解析法の開発を行なった。

3) 開発したキュリー一点深度解析法についてモデルスタディにより感度解析を行ない、その適用条件を明らかにした。すなわち、

*解析小領域（解析に用いる磁気データの範囲）内に分布する

磁性岩体の個数と分布のランダム性は解析結果に大きな影響を与えない。

*解析小領域の大きさはキュリー点深度の5～6倍以上必要である。

*解析小領域の大きさが一定の場合、キュリー点深度が深くなるにつれてやや浅目の解析結果を与えることがわかった。

*磁性岩体の磁化の方向はキュリー点深度解析結果にほとんど影響を与えないことがわかった。

*2次元性状を示す磁性岩体（平面形状の縦横比が5以上）が存在する場合は走向に直交するプロファイル磁気データを用いてキュリー点深度解析を行なうと解析誤差がほとんど生じないことがわかった。

*解析小領域内でキュリー点深度がステップ状に変化している場合、局所的に浅くなっている場合、局所的に深くなっている場合には、いずれも解析結果はほぼ、浅いキュリー点深度に浅いキュリー点深度に属する磁性岩体の個数で重みづけし、深いキュリー点深度に深いキュリー点深度に属する磁性岩体の個数で重みづけし、この両者の平均をとった値になることがわかった。

第2章 キュリー点深度解析法の空中磁気データへの適用による

我が国の広域地下温度構造解析

新しく開発したキュリー点深度解析法を日本列島をカバーする空中磁気データに適用しキュリー点深度図を作成した。このキュリー点深度解析結果を坑井内において測定された地温勾配データと比較検討した。その結果、日本海側域（火山フロントより日本海側）ではキュリー点深度に相当する地温は約500℃、太平洋側域（火山フロントより太平洋側）では約300℃であることがわかった。太平洋側域で

の約300℃という値は、等温面がアサイスミックフロント付近で急激に変化し、太平洋側域で深くなっている (Fujii and Kurita, 1978) のにたいして本解析法を盲目的に適用したため、解析小領域に取り込まれた等温線が浅くなっている日本海側域の磁気異常の影響によりキュリー一点深度が実際より浅く解析されたためと解釈した。

次に、キュリー一点深度図と既存の地質情報と対比した結果、現在活発な地熱活動、火成活動をつづけている地域はキュリー一点深度が極めて浅く解析され、また新第三紀、第四紀の火山岩分布域も浅く解析されていることがわかった。逆に、表日本の太平洋沿岸域から太平洋の沖合にむかってキュリー一点深度は特に深く解析され、冷たい太平洋プレート、フィリピンプレートの沈み込みを反映したものと解釈された。また、キュリー一点深度解析結果は日本周辺のヒートフロー図 (Uyeda, 1972) とも大局的にはよい対応を示すことがわかった。

第3章 キュリー一点深度解析結果を用いての我が国の

地熱資源量評価

地熱資源量の評価は熱水対流型地熱資源を対象とし、評価アルゴリズムとしては容積法を用いた。容積法アルゴリズムを用いるに当たっては次のような工夫、改善を図った。

*貯留構造は重力データの解析から得られる重力基盤をその下限とした。

*貯留構造内の温度はキュリー一点深度における温度と地表面の温度との線形補間により決定した。

評価の結果、我が国の高温熱水対流型 ($> 150^{\circ}\text{C}$) 地熱資源量は発電量換算で総計約2000万kwという値を得た。また、中温熱水系 ($90^{\circ}\text{C} \sim 150^{\circ}\text{C}$)、低温熱水系 ($42^{\circ}\text{C} \sim 90^{\circ}\text{C}$) の地熱資源量はそれぞれ、約 800×10^{18} ジュール、約 1400×10^{18} ジ

ユールという値を得た。

The Development of Curie -point Depth Analysis Method and
Study of Regional Subsurface Temperature Structure and
Geothermal Resource Assessment of Japan

Abstract

The further development and utilization of geothermal resources are anticipated as a substitute energy resource for oil, as energy available in Japan and as clean energy that does not discharge earth-warming materials such as carbon dioxide. The first requirement in developing geothermal resources is to determine where and how much energy resources potentially exist.

A definition of geothermal resources must be made before their latent potential can be assessed.

Generally, geothermal resources are prescribed by the following three elements:

1) The existence of fluids acting as sources of hot water and steam. Today, fluids are known to be mostly meteoric water derivatives.

2) Geothermal resources must exist at accessible depths in sizable quantities. That is, a reservoir must exist.

3) Even if sizable quantities of fluids exist, their utilization value as energy resources will be low unless their temperature are higher than a certain level.

This requires deeper heat sources to make fluids high-temperature.

Of these three elements of geothermal resources, roughly 1) can be determined based on topographical and rainfall information. 2) can be determined roughly from geological, geophysical information.

3) can be determined if the regional deeper subsurface temperature structure is known. Temperature measurement in well supply reliable information on subsurface temperature. However, the number of well is limited and well temperature data alone are not sufficient to analyze regional subsurface temperature structure of Japanese Island.

For this reason, the development of a new method to analyze subsurface temperature structure and the analysis of regional subsurface temperature structure in Japan using it have been required.

Chapter 1 describes the development of the new Curie-point depth analysis method aimed at analyzing the regional subsurface temperature structure. The results of Sensitivity analysis of the new Curie-point depth analysis method through model study are also described in Chapter 1.

In Chapter 2, the analyzed results of Curie-point depth structure through out Japan, applying the newly-developed Curie-point depth analysis method to aeromagnetic data covering Japan, are shown and are compared with the regional geological structure.

Chapter 3 describes assessment of geothermal resources of Japan by applying a volumetric method which uses mainly the Curie-point depth data and gravity basement data.

Chapters 1,2,and 3 are outlined below.

Chapter 1 Development of Curie-point Depth Analysis Method and Its

Application Condition Analysis through a Model Study

1) The principle of Curie-point depth analysis is to analyze the lower basal plane depth of magnetic bodies from the aeromagnetic data and to make the subsurface temperature on this plane a Curie-point, noting that magnetic bodies lose their magnetism when their temperature exceeds the Curie-point.

The Curie-point depth analysis has already been developed by Bhattacharyya and Leu(1966) ,as well as by others. But the application conditions for it have not been shown clearly. And also, the analysis could not be performed quickly and stability has been low.

2) For this reason, the new Curie-point depth analysis method has been developed by modifying the old method to achieve stable and rapid analysis.

3) The application conditions of the newly -developed Curie-point depth analysis method was studied,namely:

- * The number of magnetic bodies distributed inside data area for analysis (ranges of magnetic data for analysis) and the randomness of their distribution do not greatly affect analytical results.

- * The data area for analysis must be more than 5 or 6 times larger than the Curie-point depth.

- * Provided the size of data area for analysis is constant , slightly shallow analytical results are given as the Curie-point depth increase.

- * The magnetization direction of magnetic body does hardly affect the results of Curie-point depth analysis.

- * Few analytical errors occurred if the Curie-point depth analysis was performed using profile magnetic data orthogonal to the strike if magnetic body showing two-dimensional properties.

- * If the Curie-point depth varied in a step form inside the data area for analysis , if the Curie-point depth was locally shallow , and if the Curie-point depth was locally deep, nearly all the analytical results were values that are the averages of a shallow Curie-point depth weighted by the number of magnetic bodies belonging to shallow Curie-point depths and of a deep Curie-point depth weighted by the number of magnetic bodies belonging to deep Curie-point

depths.

Chapter 2 Analysis of Regional Subsurface Temperature Structure of Japan by Applying the Curie-point Depth Method to Aeromagnetic Data

A Curie-point depth map has been prepared by applying the Curie-point depth method to aeromagnetic data covering the archipelago of Japan. The results of this Curie-point depth analysis were studied by comparing them with the well temperature measurement data. The results of study showed that a subsurface temperature corresponding to the Curie-point depth was approximately 500°C in the Japan sea side area (Japan Sea-side of the volcanic front) and was approximately 300°C in the Pacific Ocean -side area (Pacific Ocean -side of volcanic front). Considering that this analysis method gives shallower Curie-point depth in the deeper portion if the subsurface temperature varies in a step form, the analyzed Curie-point depth in the Pacific Ocean-side where isotherm become deep abruptly (Fujii and Kurita, 1978) does not estimate true Curie-point depth but show shallower value.

In the actual use of analyzed Curie-point depth map, it is thought that the subsurface temperature at analyzed Curie-point depth correspond to 500°C in the Japan Sea-side and 300°C in the Pacific Ocean- side.

Next, the Curie-point depth map was compared with existing geological map.

The Curie-point depth of areas, which have continuing active geothermal and igneous activities, were analyzed for extremely shallow areas. The Curie-point depth of the areas distributed with volcanic rocks of the Neogene and Quaternary Periods was analyzed for shallow areas. Conversely, the Curie-point depth was analyzed for especially deep areas from the Pacific Ocean coastal areas to the offing of the Pacific Ocean.

The Curie-point depth analysis coincided well with the heat flow map of Japan (Uyeda, 1972) also.

Chapter 3 Assessment of Geothermal Resources of Japan Using the Results of Curie-point Depth Analysis

Hydrothermal convection type geothermal resources of Japan were assessed using the volumetric method as an assessment algorithm. The following improvements were achieved in using the volumetric algorithm:

- * The gravity basement was used as a low limit for the reservoir structure.
- * The Curie-point depth was used for the subsurface temperature.
- * The temperature inside the reservoir structure was obtained by a linear interpolation between the temperature at the Curie-point depth (500°C) and surface temperature.

The results of assessment showed that the high temperature hydrothermal convection type ($>150^{\circ}\text{C}$) geothermal resources of Japan totaled approximately 20Mkw in terms of power generated. The geothermal resources of medium-temperature hydrothermal convection type (90 to 150°C) and low temperature hydrothermal convection type (42 to 90°C) were approximately 800×10^8 joule and 1400×10^8 joule, respectively.

Die Entwicklung einer Curie-Punkt Tiefenanalysemethode und Studie der unterirdischen Temperaturstruktur Weiter Gebiete - Strukturanalyse und Abschätzung der Menge der Geothermischen Quellen Japans

Zusammenfassung

Als eine der Energiequellen, die Öl ersetzen können, als eine der Energiequellen, über die Japan verfügt und als eine saubere Energiequellen, die fast gar keine erderwärmenden Stoffe in die Umwelt entläßt, wie zum Beispiel Carbondioxid, wird die Entwicklung und Nutzbarmachung geothermischer Rohstoffquellen erwartet. Zur Entwicklung geothermischer Rohstoffquellen ist es zunächst erforderlich zu bestimmen, wo und in welchem Ausmaß geothermische Energiequellen potentiell bestehen.

Vor Schätzung des latenten Potentials geothermischer Quellen ist eine Definition dessen, was man unter geothermischen Quellen versteht, erforderlich. Normalerweise werden geothermische Quellen durch die folgenden drei Elemente bestimmt:

1) Die Existenz von Flüssigkeiten als Quellen für heißes Wasser und Dampf. Es ist uns heute bekannt, daß der größte Teil dieser Flüssigkeiten im Regenwasser seinen Ursprung hat.

2) Geothermische Quellen müssen in erreichbarer Tiefe liegen und in beträchtlichen Mengen vorhanden sein, um geothermische Flüssigkeiten als Rohstoffquellen nutzen zu können. Das bedeutet, daß ein Reservoir bestehen muß.

3) Aber auch in dem Falle, daß beträchtliche Mengen von Flüssigkeit vorhanden sind, so wird ihr Nutzwert als Energiequelle immer noch gering sein, wenn die Temperatur der Flüssigkeiten nicht über einer bestimmten

Temperatur liegt. Das heißt, das unterirdische Wärmequellen erforderlich sind, um aus Flüssigkeiten hochtemperierte Flüssigkeiten zu machen.

Von diesen drei Elementen geothermischer Quellen kann oben genanntes Element 1) bestimmt werden auf der Grundlage topographischer Informationen, Informationen über die Regenmenge u.s.w. Element 2) läßt sich annähernd bestimmen durch Informationen über Bodenstruktur und Gravitationsfundament u.s.w. Element 3) kann bestimmt werden, wenn die unterirdische Temperaturstruktur weiter Gebiete bekannt ist. Daten über Brunnentemperatur, die verlässliche Informationen über die unterirdische Temperatur geben könnten, reichen heute aufgrund der beschränkten Anzahl solcher Brunnen nicht aus, um nur über diese Daten für weite Bereiche Japans die unterirdische Temperaturstruktur zu bestimmen. Diese Situation verlangt die Entwicklung einer neuen Analysemethode und eine Analyse der unterirdischen Temperaturstruktur, die diese benutzt, um die unterirdische Temperaturstruktur für weite Bereich in ganz Japan zu analysieren.

Kapitel 1 beschreibt die Entwicklung der neuen Curie-punkt Tiefenanalysemethode, die darauf abzielt, die unterirdische Temperaturstruktur eines weiten Gebietes zu analysieren, basierend auf dem oben genannten Hintergrund. Kapitel 1 untersucht ebenfalls die Anwendungsbedingungen der neuen Analysemethode anhand einer Modellstudie. Kapitel 2 analysiert die Curie-punkt Tiefenstruktur für ganz Japan, wobei die neu entwickelte Curie-punkt Tiefenanalysemethode auf ganz Japan erfassende, aeromagnetische Daten angewendet wird, und diskutiert die analytischen Resultate, indem diese mit der geologischen Struktur weiter Gebiete verglichen werden. In Kapitel 3 wird der geothermische Bestand Japans abgeschätzt durch Anwendung eines diesen geothermischen Bestand auswertenden volmetrischen

Methoden-Algorithmus auf die Curie-punkt Tiefendaten, sowie auf die Daten der Gravitationsbasis.

Kapitel 1,2 und 3 werden weiter unten umrissen.

Kapitel 1 Entwicklung der Curie-punkt Tiefenanalysemethode und ihre Empfindlichkeitsanalyse durch eine Modellstudie.

1) Das Prinzip der Curie-punkt Tiefenanalyse besteht in einer Analyse der Tiefe der unteren Bodenseite magnetischer Felsgesteine, basierend auf der Beobachtung magnetischer Daten und darin, die Bodentemperatur dieser Fläche auf den Curie-punkt zu bringen, immer beachtend, daß magnetisches Felsgestein seinen Magnetismus verliert, sobald seine Temperatur den Curie-punkt überschreitet. Die Curie-punkt Tiefenanalysemethode wurde bereits von Bhattacharyya und Leu (1966) und anderen entwickelt. Die Anwendungsbedingungen wurden jedoch noch nicht klar dargelegt. Eine Analyse konnte noch nicht schnell genug durchgeführt werden, und die Stabilität war gering.

2) Aus diesem Grund wurde, durch Veränderungen und Verbesserungen der alten Curie-punkt Tiefenanalysemethode, die neue Methode entwickelt, um Geschwindigkeit und Stabilität der Analyse zu erreichen.

3) Die Empfindlichkeit der neu entwickelten Curie-punkt Tiefenanalysemethode wurde analysiert mit Hilfe einer Modellstudie, und ihre Anwendungsbedingungen wurden geklärt wie folgt;

* Die Anzahl magnetischer Felsgesteine innerhalb kleiner Analysegebiete (eine Reihe magnetischer Daten zur Analyse) und die Zufälligkeit ihrer Verteilung haben nur geringen Einfluß auf die Resultate der Analyse.

* Das räumlich begrenzte Analysegebiet muß mehr als fünf oder sechs mal größer sein als die Curie-punkt Tiefe.

* Wird die Größe des kleinen Analysegebietes konstant gehalten, so zeigen

die Analyseresultate bei zunehmender Curie-punkt Tiefe leicht höher gelenge Stellen an.

* Die Magtisierungrichtung magnetischer Felsgesteine beeinflusst so gut wie gar nicht die Ergebnisse der Curie-punkt Tiefenanalyse.

* Analytische Fehler traten fast gar nicht auf, wenn magnetische Felsgesteine (das Längenverhältnis der Profilfläche beträgt mehr als 5) ,die zweidimensionale Eigenschaften aufweisen, vorhanden sind, und die Curie-punkt Tiefenanalyse durchgeführt wurde unter Benutzung magnetischer Profildaten, die im rechten Winkel zur Stossrichtung liegen.

* Wenn sich die Curie-punkt Tiefe innerhalb des kleinen Analysegebietes schrittweise verändert, wenn der Punkt örtlich flach liegt, und wenn er örtlich tief liegt, dann zeigen fast alle Resultate der Analyse die gleichen Werte wie die Durchschnittswerte einer flachen Curie-punkt Tiefe, gewichtet durch die Anzahl magnetischer Felsgesteine, die zu flachen Curie-punkt Tiefen gehören, und wie die einer tiefen Curie-punkt Tiefe, gewichtet durch die Anzahl der magnetischen Felsgesteine, die zu einer tiefen Curie-punkt Tiefe gehören.

Kapitel 2 Analyse der unterirdischen Temperaturstruktur weiter Gebiete

Japans durch Anwendung der neu entwickelten Curie-punkt
Tiefenanalysemethode auf aeromagnetische Daten

Die Curie-punkt Tiefe wurde kartographisch erfaßt durch Anwendung der neu entwickelten Curie-punkt Tiefenanalysemethode auf aeromagnetische Daten, die den Japanischen Archipel abdecken. Die Resultate dieser Curie-punkt Tiefenanalyse wurden untersucht, indem man sie mit den aus Bohrungen gewonnen Bodentemperaturdaten verglich. Aus den Resultaten der Studie wurde ersichtlich, dass die der Curie-punkt Tiefe entsprechende Bodentemperatur auf der Seite der Japansee annähernd 500 Grad Celsius betrug

(Seite der Japansee der vulkanischen Front), während sie auf der Seite des Pazifischen Ozeans annähernd 300 Grad Celsius aufwies (Seite des Pazifischen Ozeans der vulkanischen Front). Eine Bodentemperatur von annähernd 300 Grad Celsius im Gebiet auf der Seite des Pazifischen Ozeans wurde erhalten, weil man diese Analysemethode benutzte ungeachtet der Tatsache, daß sich die Bodentemperatur in der Nähe der erdbebenfesten Front radikal änderte (Fujii und Kurita, 1978) mit dem Resultat, daß die Analyse flacher war als die tatsächliche Tiefe. Man fand heraus, dass der Curie-punkt selbst bei 500 Grad Celsius lag. Als nächstes wurde die Curie-punkt Tiefenkarte mit der vorhandenen geologischen Information verglichen. Die Curie-punkt Tiefe derjenigen Gebiete mit gegenwärtig fortlaufenden geothermischen und eruptiven Aktivitäten wurde extrem flach analysiert. Auch die Curie-punkt Tiefe der mit vulkanischen Gestein aus der Neogen- und Quartärzeit durchsetzten Gebiete wurde flach analysiert. Im Gegensatz dazu wurde die Curie-punkt Tiefe besonders tief in den Gebieten gemessen, die sich zwischen den Küstengebieten des Pazifischen Ozeans und der Forderstrecke des Pazifischen Ozeans auf der Pazifikseite des Japanischen Archipels erstrecken. Die Curie-punkt Tiefenanalyse stimmte auch gut überein mit der Wärmeflußkarte aus der Nähe Japans (Uyeda, 1972).

Kapitel 3 Einschätzung des geothermischen Bestandes Japans unter

Hinzuziehung der Resultate der Curie-punkt Tiefenanalyse

Geothermale Quellen vom Typ hydrothermaler Konvektion wurden geschätzt als geothermale Quellen, wobei die volumetrische Methode als Einschätzungsalgorithmus diente. Die folgenden Mittel und Verbesserungen wurden durch Anwendung der volumetrischen Methode erzielt;

* Die aus Gravitationsdatenanalysen erhaltene Gravitationsbasis wurde als untere Grenze für die Reservoirstruktur benutzt.

* Die Curie-punkt Tiefeninformation diene als unterirdische Temperatur.

* Die Temperatur innerhalb der Reservoirstruktur erhielt man durch lineare Interpolation zwischen der Temperatur auf der Curie-punkt Tiefe (500 Grad Celsius) und der Oberflächentemperatur.

Die Einschätzung zeigte, daß Japans geothermischer Bestand vom Typ hochtemperierter, hydrothormaler Konvektion (150 Grad Celsius) sich, in Größen der Energieerzeugung ausgedrückt, auf annähernd 20 Mkw belauft. Der geothermische Bestand des hydrothermischen Systems mittlerer Temperatur (90 bis 150 Grad Celsius) und des hydrothermischen Systems niedriger Temperatur (42bis 90 Grad Celsius) betrug annähernd 800×10^{18} Joule, oder respektive 1400×10^{18} Joule.

研究の背景

古来より人類は地熱エネルギーを温泉等の形で利用してきた。

近年に至り地熱エネルギーのうち高温の蒸気を利用してタービンをまわし、電気エネルギーとして利用するようになってきた。特にオイルショック後はエネルギーの安定供給を目ざし、貴重な国産エネルギーとしての地熱エネルギーを利用すべく研究開発が活発に行われるようになってきた。

資源としての地熱エネルギーをながめてみると、それは人間がアクセスでき、かつ量的にもある程度まとまって存在し、経済性を有するものであることが必要になる。このような地熱資源の開発利用を図るためには、まず地熱資源とはどんなものであるかを知る必要があるが、地熱資源は大きく次の三つの要素で規定することができる。すなわち、第1に熱水や蒸気のもととなる流体の存在であり、この大部分は今日では天水起源であることが知られている。第2にはこの地熱流体が資源として活用されるためには、ある程度まとまって存在することが必要である。即ち、貯留構造の存在である。第3は地熱流体が存在し、しかもある程度まとまって存在していたとしても、これがある温度以上でなければエネルギーとしての利用価値が低いことになる。即ち、流体を高温ならしめる熱源の存在である。

全国規模での地熱資源のポテンシャル評価にあたっては、この地熱3要素についての情報が必要になる。地熱3要素のうち第1および第2の要素についてはデータ、解析方法が既に存在している。

この第3の要素の熱源（特に深部熱構造）についての広域的情報を得るには以下の方法が考えられる。

一つは、直接的な方法である。すなわち、深部に達する坑井を掘り、坑内に温度測定器を入れ、地下深部の地温を直接測定する方法である。この方法では、坑井を掘った地点およびその近傍については確実に地温を把握することができる。しかしながら、既存のボーリングはその分布において疎密があり、日本列島規模で地温分布の水平的広がりを知るためには充分ではない。また、疎な地域について新たにボーリングを掘ることは多額の費用を要するため、この方法による深部地下温度推定のアプローチは断念せざるを得ない。

今一つは、間接的な方法である。すなわち、地表面において地温に関連する物理量を測定し、この物理量より深部の地下温度構造を推定しようとするものである。

この間接的な方法の一つとして、地殻熱流量を利用する方法がある。熱が伝導によって地球内部から地表へと運ばれていると仮定することができ、かつ地下の物質の熱伝導率がわかっている場合に地殻熱流量を面的に測定することができると、熱伝導の方程式を解くことにより地下深部の温度構造を知ることが可能となる。しかし、この方法はヒートフロー測定を面的に、しかも熱が対流ではなく主として伝導によって運ばれている地点で実施されること、さらには地下物質の熱伝導率があらかじめわかっていることなどが必要となり、地球物理学的な観点での超広域についての概略的な温度構造推定はある程度可能であるにしても、地熱資源評価において必要な精度で地下温度構造を推定することは出来ない。

今一つ間接的ではあるが、画期的な方法として、地球磁場測定データ（磁気データ）から地下の磁性岩体の下底面深度分布を解析し、この下底面深度での地温が丁度キュリー点であるとして地下の温度構造を推定するキュリー点深度解析法がある。この解析方法は、

磁性体の温度を上げてゆきキュリー一点に達すると、その磁性を失う性質を用いている。この方法は、全国を網羅する磁気データがあれば、解析により全国の広域地下温度構造を推定することが可能である。

本論文においては、観測された磁気データから磁性岩体の下底面深度（キュリー点深度）を効率的に解析する手法の開発とその適用性の検討、およびこの開発したキュリー点深度解析法を日本全域の空中磁気データに適用して全国規模での地下の温度構造を明らかにしたこと、さらに得られた地下温度構造データを地熱資源量を評価する一つの手法である容積法に適用し、我が国に賦存する地熱資源量の推定を行ったことについて述べる。

第1章 キュリー一点深度解析法の開発とモデルスタディによる 適用条件の検討

1. 1 はじめに

地下深部の広域温度構造を推定する手段として、空中磁気データをを用いたキュリー一点深度解析法がBhattacharyya and Leu (1975)、Shuey et al. (1977) 他によって研究されてきた。

本章では、まずキュリー一点深度解析の基本的な考え方を整理するとともに、Bhattacharyya and Leu他のキュリー一点深度解析法の分析を行ない、その解析上の問題点の洗いだしをおこなった。ついで、これらの問題点の克服をめざして、新しいキュリー一点深度解析法の開発を行ない、さらにこの新解析法の適用条件を明らかにするためモデルスタディにより感度解析を行なったことについて述べる。

1. 2 キュリー点深度解析の基本的な考え方

Bhattacharyya and Leu (1975) 他によって展開されてきたキュリー点深度解析法の分析を行なう前にキュリー点深度解析の基本的な考え方の整理を行なう。

キュリー点深度解析の基本的な考え方は次のとおりである。まず、磁気図に見られる磁気異常からこの磁気異常をつくっている地下の磁性岩体の下底面深度を解析により求める。解析によって求まる下底面深度は二通りに解釈できる。一つは、この下底面深度は以浅の磁性岩体、以深の磁性のない岩石というもともと磁性的に異なる岩相の境界を表している可能性である。いま一つは、磁性岩体そのものは地下深部に延びており、解析から求まる下底面深度における地温がキュリー点（磁性が失われる温度）に達したため、それより下部の磁性岩体の磁性がなくなったことを表している可能性である。

キュリー点深度解析法はこの後者の前提に立つものであり、解析された下底面深度における地温はキュリー点として地下の温度構造を解析するものである（図1-1）。

次に、この地下の岩石のキュリー点を何度と考えたらよいのかに關してはこれまで以下の研究、考察が行なわれてきている。

Nagata (1961) は強磁性鉱物である FeO 、 Fe_2O_3 および TiO_2 の3成分系について、地球磁場の数千倍の外部磁場のもとで飽和磁化の温度依存性を調べ、キュリー点を実験的に求めた（図1-2）。すなわち、純粋な Fe_3O_4 ではキュリー点は約 580°C であるが、Tiの含有が増えるとともにキュリー点が下がって行くことを示した。このNagata(1961)他の実験結果をもとに地球内部のキュリー点をいくら

と考えるのが妥当であるかについて、これまで多くの人によって議論されてきた。すなわちキュリー点について地殻下部の岩石の種類、鉱物の組成を考慮して Byerly & Stolt (1977) は、 $400^{\circ}\text{C} \sim 550^{\circ}\text{C}$ 、Shuey et al (1977) は $520^{\circ}\text{C} \sim 560^{\circ}\text{C}$ 、Mayhew (1982) は、 $520^{\circ}\text{C} \sim 560^{\circ}\text{C}$ とそれぞれ推定している。これらの研究を総括するとキュリー点は $400^{\circ}\text{C} \sim 560^{\circ}\text{C}$ の間の温度と考えるのが妥当と思われる。

また、Nagata(1961)は地球磁場にほぼ等しい弱磁場中での岩石の帯磁率の温度依存性、キュリー点を実験的に求めている(図1-3)。地下深部の磁性岩体の多くをなす深成岩のQ値が一般に1より小さいことから、磁性岩体の磁化の温度依存性は帯磁率の温度依存性と考えるとよいことになる。図1-3の実験結果とあわせると、実際に地下に存在する磁性岩体の鉛直方向の磁化の強さは地温の上昇にかかわらずほぼ一様と考えるとよいことがわかる。

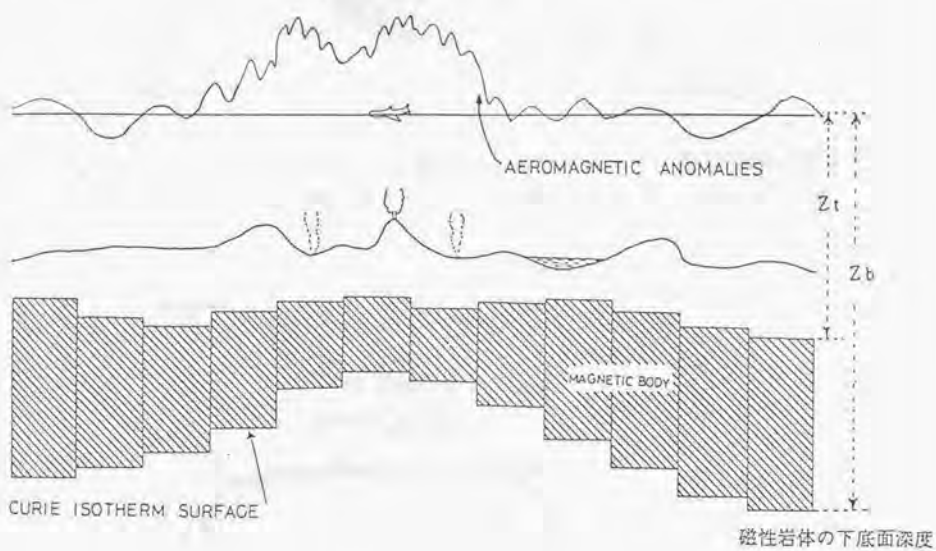


図 1-1 空中磁気データの解析から磁性岩体の下底面深度（キュリー点深度）を求める概念図

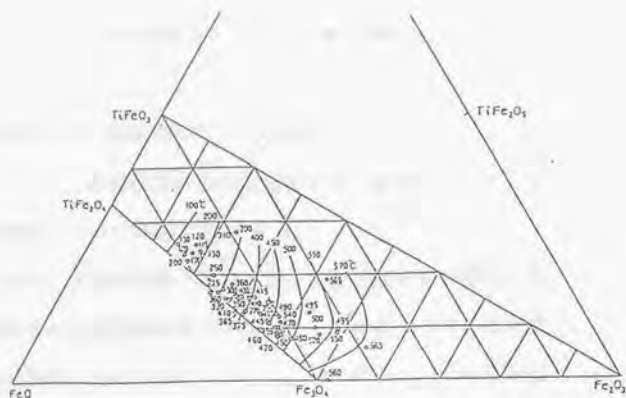


図 1-2 FeO, Fe_2O_3 , TiO_2 の 3 成分系についてのキュリー点 (Nagata, 1961)
Tiの含有量が増えるとキュリー点が低下することをしめしている。

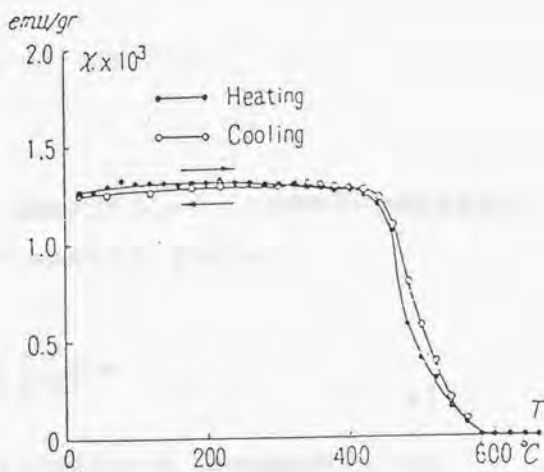


図 1-3 弱い磁場中 (地球磁場もこれに相当) での岩石の典型的な帯磁率
の温度変化とキュリー点 (Nagata, 1961)

1. 3 キュリー点深度解析法についての歴史的考察

(1) 一般的な空中磁気探査データの解析

はじめにキュリー点深度解析法の基盤となる一般的な空中磁気探査データの解析について概観する。

一様に帯磁した磁性岩体（体積：V、単位体積当りの磁化の強さ：I、観測点から磁性岩体までの距離：r）が存在する場合に観測される磁気異常（全磁力異常：T(x, y)）は、観測点における磁気ポテンシャルを $\Phi(x, y)$ とすると、

$$\Phi(x, y) = \int (f \times r) / r^3 dv = - \int \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{I}{r} \right) dv \quad (1-1)$$

と表すことができ、磁場（H）は

$$H = - \nabla \Phi \quad (1-2)$$

であるので、全磁力（T(x, y)）は地球磁場方向の磁気異常成分であるのでHを地球磁場方向に微分すると、

$$T(x, y) = \int \frac{\partial}{\partial e} \left(\frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{I}{r} \right) \right) dv \quad (1-3)$$

となる。ここでfは磁化の方向、eは地球磁場の方向である。

この（1-3）式においてT(x, y)は $1/r$ を2回微分した形になっていることから、磁気異常は磁性岩体の近傍では強く、磁性岩体から離れるに従って急激には $1/r^3$ に比例して弱くなってゆくことがわかる。このことから、磁気異常は磁性岩体の観測点に近い部

分（磁性岩体の地表に近い部分）の影響も強く反映していることになる。それゆえ、磁気探査によって得られる磁気図上の

磁気異常からこの磁気異常を発生させている磁性岩体の形状、深度の解析に当たっては、磁性岩体の上面の深度の解析を行うのが一般的であった（図1-4）。この考え方に基づく解析法の例として、観測された磁気異常から磁性岩体を3次元角柱磁性体と仮定してその上面深度をコンピュータを用いて自動的に解析するソフトウェアの研究開発（津 他, 1973）、コンピュータと人間とが対話的に解析を行なうソフトウェアの研究開発（Ogawa and Tsu, 1976）をあげることができる。

(2) これまでのキュリー点深度解析の歴史とその問題点

(1) で述べたように空中磁気探査は、おもに磁気異常を発生させている磁性岩体の上面の深度の解析から堆積盆地の発達状況を推定したり、磁気異常の分布より、地下の磁性岩体の配列を知り、地質構造解明に資する等に利用されてきていた。

一方、(1-3) 式で示されるように磁気異常には磁性岩体の下底面深度についての情報も微弱ではあっても反映されているので、この微弱な情報から何とかして磁性岩体の下底面深度 (キュリー点深度) を解析しようとする試みが行われてきた。

磁気異常の振幅値に対する磁性岩体の上面深度の効果は下底面のそれに比べると圧倒的に大きく、振幅値をそのまま利用することは難しく、Bhattacharyya and Leu(1975a,1975b)、および Shuey et al (1977) は、いずれも磁気異常の振幅値をフーリエ変換し、振幅のスペクトル特性から下底面深度を解析する方法の研究を行なった。

以下に彼らの解析手法を概観し、あわせてその問題点を指摘する。

1) Bhattacharyya and Leu の方法

Bhattacharyya(1966) は、図 1-5 に示される一様に帯磁した 3 次元角柱磁性岩体によってつくられる磁気異常 (全磁力異常) のフーリエ表示の解析式を導いている。

すなわち、3 次元角柱磁性岩の上面深度を Z_t 、下底面深度を Z_b 、中心座標を (X_o, Y_o, Z_o) とすると、磁気異常のスペクトル $F(u,v)$ は

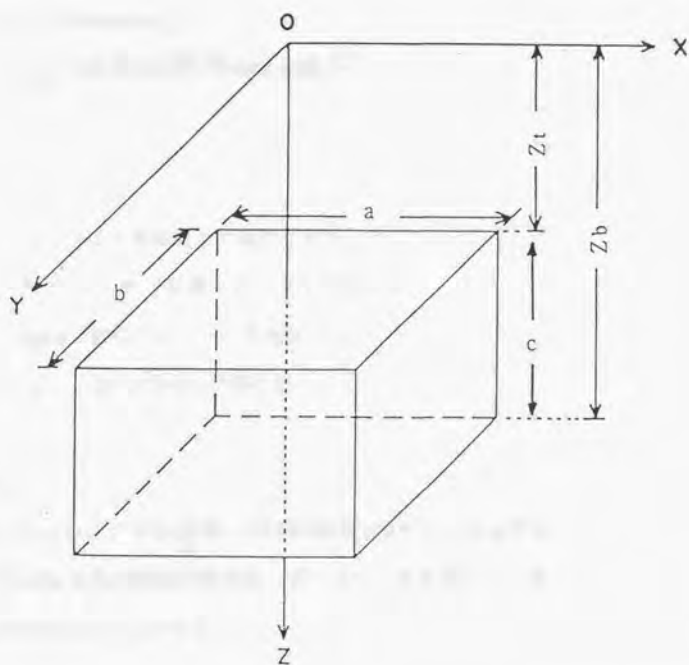


図 1-5 3次元角柱磁性体モデルとその形状を規定するパラメータの表示

$$\begin{aligned}
F(u,v) = & \frac{1}{2\pi} [N\sqrt{u^2+v^2} + i(Lu + Mv)] \\
& \times [n\sqrt{u^2+v^2} + i(lu + mv)] \\
& \times \frac{2}{u} \sin(\pi ua) \frac{2}{v} \sin(\pi vb) \\
& \times \exp[-2\pi i(ux_0 + vy_0)] \\
& \times \frac{1}{u^2+v^2} [\exp(-2\pi Z_1\sqrt{u^2+v^2}) - \exp(-2\pi Z_2\sqrt{u^2+v^2})]
\end{aligned}
\tag{1-4}$$

ここで、 I ; 単位体積当たりの磁化の強さ

L, M, N ; 地球磁場ベクトルの方向余弦

l, m, n ; 磁化ベクトルの方向余弦

u, v ; x, y 方向の角周波数

である。

さらに、 $F(u,v)$ について u 方向、 v 方向の偏微分を行なったものと、 $F(u,v)$ との比には次の関係が近似的に成り立つことを示している (Bhattacharyya and Leu(1975a))。

$$\frac{\partial F(u,v)}{\partial u} \div F(u,v) + i\left(\frac{u}{u^2+v^2} - \frac{H}{J}\right) = X_0 - i\frac{uZ_0}{u^2+v^2}
\tag{1-5}$$

$$\frac{\partial F(u,v)}{\partial v} \div F(u,v) + i\left(\frac{v}{u^2+v^2} - \frac{K}{J}\right) = Y_0 - i\frac{vZ_0}{u^2+v^2}
\tag{1-6}$$

ここで、

$$H = -2u(iL - nN) - \alpha_{12}v + i(\alpha_{23}\frac{uv}{s} + \alpha_{13}\frac{u^2 + s^2}{s^2})$$

$$k = -2v(mM - nN) - \alpha_{12}u + i(\alpha_{13}\frac{uv}{s} + \alpha_{23}\frac{v^2 + s^2}{s^2})$$

$$J = -iLu^2 - mMv^2 + nNs^2 - \alpha_{12}uv + is(\alpha_{13}u + \alpha_{23}v)$$

$$s^2 = u^2 + v^2$$

$$\alpha_{12} = Lm + Ml$$

$$\alpha_{13} = Ln + Nl$$

$$\alpha_{23} = Mn + Nm$$

である。

この(1-5)、(1-6)式の二つの関係式を使って最小二乗法的に (X_0, Y_0, Z_0) が求められる。

さらに、通常の方法で Z_t を求め、

$$Z_b = 2 Z_0 - Z_t$$

により下底面深度 Z_b をもとめるものである。

Bhattacharyya and Leu(1975b)は、Yellowstone National Park 域の空中磁気データ(図1-6)にこの解析法を適用し、キュリー点深度を求めている。解析結果は図1-7に示され、カルデラ中心域ではキュリー点深度が浅く解析されており、カルデラ中心域における活発な火成活動と調和的な結果をだしている。



図 1-6 イエローストーン国立公園域の空中磁気図 (Bhattacharyya and Leu, 1975b)
(単位; ガンマー)

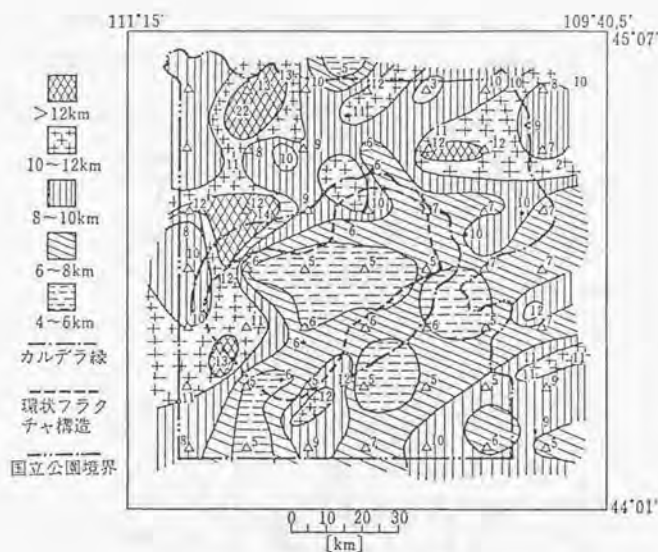


図1-7 イエローストーン国立公園域におけるキュリー点深度解析結果
(Bhattacharyya and Leu, 1975b)
カルデラの中央および南東域でキュリー点深度が浅く解析されている。

また、Byerly and Stolt(1977)は、アリゾナ州の空中磁気データについて孤立磁気異常をさがし、これらの孤立磁気異常に同解析法を適用し、キュリー点深度を求めており、解析結果は図1-8にまとめて示される。解析結果よりアリゾナ州の中心部に北西-南東方向にキュリー点深度の浅いゾーンが見出されたが、これはP波速度の低いゾーンに良く対応していることが判明したとしている。

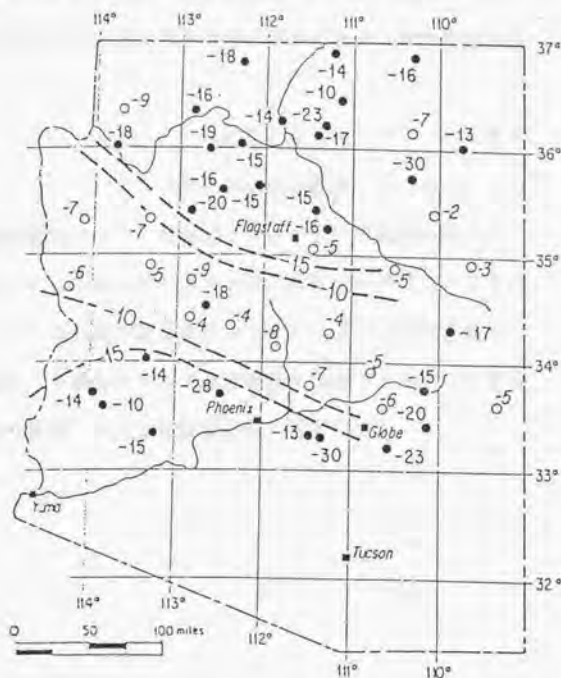


図1-8 アリゾナ州についてのキュリー点深度解析結果 (Byerly and Stolt, 1977)
○ ● は解析を行なった位置を示す。北西から南東に向かってチャンネル状にキュリー点深度の浅い構造が存在している。(単位; km)

このBhattacharyya and Leu(1975)のキュリー点深度解析手法は、磁気図上に孤立した単一の磁気異常が存在している場合にのみ適用可能な理論である。一方、我が国のように火成活動が活発な地域では、磁気図(図2-1)にみられるように一般に磁気異常が相互に複雑に重なり合っており、この中から孤立した磁気異常を見つけることは大変困難であり、彼らの解析法の適用の機会は極めて限られる。

また、(1-5)、(1-6)式に示されるように、中心深度を求めるためにスペクトルとスペクトルの比の計算をおこなっているが、実際の観測磁気データには測定ノイズやデータ処理に伴うノイズ成分が付加されているのが普通である。磁気データについてスペクトルとスペクトルの比の計算を行なうと、ノイズ成分が強調され解析結果が極めて不安定になることが容易に想定される。この点も彼らの解析法の適用上の大きな難点として挙げられる。

ii) Shuey et al の方法

Shuey et al (1977) は同じく空中磁気データをフーリエ変換し、そのスペクトル特性を利用してキュリー点深度を解析する方法を以下のように展開している。

彼らは、Spector and Grant(1974)が最初に導入した考え方である統計的にランダムと見なせる数多くの同一の性状の磁性岩体が分布しているときには、これらによる空中磁気データをフーリエ変換して得られるパワースペクトルは、単一の磁性岩体による磁気異常をフーリエ変換して得られるパワースペクトルと同じスペクトル特性を有することを数式を用いて証明している (Appendix 1)。

次に、3次元角柱磁性岩体による磁気異常の振幅スペクトルは、Bhattacharyya (1966)によって (1-4) 式に示されているので彼らの解析法もこの式を出発点としている。

この振幅スペクトルの周波数依存性をみてみると、(1-4) 式において

$$\exp(-2\pi s Z_i) - \exp(-2\pi s Z_b) \quad (1-7)$$

の項が一番優勢であることが明らかである。しかも、このパワースペクトルの対数表示は、図1-9で模式的に示されるがごとく、磁性岩体が半無限であると $\exp(-2\pi s Z_b)$ は0になり、

$-2\pi s Z_i$ の単調な右下がりの傾きをもっているが、磁性岩体が有限底になり下底面深度が徐々に浅くなってくると

$\exp(-2\pi s Z_b)$ は値をもちはじめ、(1-7) 式の対数表示はピークを持つようになる。

ピークとなる周波数 (s_p) は

$$s_p = - \left| 1 / (z_b - z_t) \right| \ln (z_t / z_b)$$

と表され、これより、 z_t を一定として、 z_b が浅くなればなるほどピーク周波数の位置は高周波側へと移ってゆく性質を持っていることがわかる。さらに、このスペクトルがピークをとる周波数は Z_t と Z_b とを与えると決まり、それらの関係は図1-10のグラフで表されることを示した。このうち、 Z_t についてはSpector and Grant (1970)の方法と同様、対数表示のパワースペクトルのピーク位置よりやや高周波域側の傾きを用いて、

$$Z_t = (\text{パワースペクトルの対数表示した傾き}) / 4\pi$$

として求めている。

Z_b については、まず観測データよりパワースペクトルの対数表示のグラフを描き、ピークを与える周波数を求め、さらに上式によって求まる Z_t を図1-10のダイアグラムにあてはめ、 Z_b を求めている。

また、この方法を実際に米国のいくつかの地域の空中磁気データに適用し、次の結果を得ている。(Shuey et al 1977)

キュリー点深度

ユタ高地域	16~20km
イエローストーン地域	7~17km
ユインタ ベーズン	15~31km

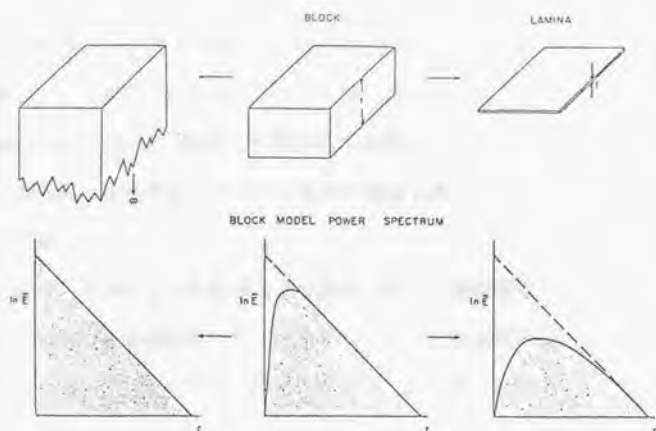


図1-9 磁性岩体の下底面深度が浅くなるに伴う磁気異常のパワースペクトルの変化を示す模式図（横軸；周波数、縦軸；パワースペクトル）
 磁性岩体の下底面深度が浅くなると、パワースペクトルはピークを持つようになり、しかもピーク位置は長波長側へとずれる。

(Spector and Grant, 1970)

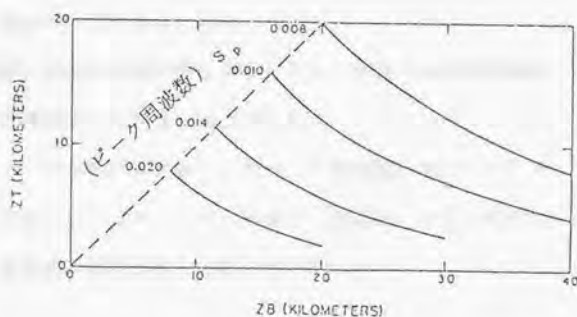


図1-10 磁性岩体の上面深度、下底面深度およびスペクトルピーク位置（周波数）の3者間の関係を示すダイアグラム（Shuey et al., 1977）

Bhattacharyya and Leu の方法は単一の孤立した磁気異常への適用の理論を展開し、かつ解析方法も連立方程式を解く方法であったのに対し、Shuey et al の方法は、数多くの磁気異常が相互にオーバーラップしている実際の磁気探査データへの適用の理論を展開している点が優れている。

しかし、スペクトルのピーク位置および磁性岩体の上面深度を求め、スペクトルのピーク位置をパラメータとし、 Z_t (磁性岩体の上面深度) と Z_b (磁性岩体の下底面深度: キュリー点深度) をそれぞれ X 軸、Y 軸とするダイヤグラムにあてはめ Z_b (キュリー点深度) を求めているが、数多くのスペクトルを計算した経験から、スペクトルの形は一般に上に凸になるがゆるやかであり、さらにノイズが加わるとピーク位置の同定がきわめて難しいことが欠点である。

また、ピーク位置や上面深度が求められても、これらを用いてダイヤグラムに当てはめる作業があるため、スピーディな解析になれない点も難点の一つである。

また、両者に共通する不十分な点としては、それぞれの解析法の適用条件が何ら示されていないことである。

以上の不十分な諸点を改良し、かつ、日本全域をカバーする空中磁気データにシステムティックに適用し、迅速かつ安定に解析できる新しい解析法の開発を行う必要が出てきた。

1. 4 キュリー点深度解析法のアルゴリズム

磁気探査によってつくられる磁気図には、通常、数多くの磁気異常がランダムに、かつ部分的にオーバーラップしながら存在している。

数多くの磁気異常が面的にランダムに分布している場合、磁気データを2次元フーリエに展開し、そのパワースペクトルを求めると、得られるパワースペクトルは、小領域の中心に磁気異常を唯一つ置いた場合に得られる磁気異常のパワースペクトルと同じ特性を有することが Shuey et al. (1975) によって既に証明されており (Appendix 1)、本解析法においてもこの点については彼らの理論をそのまま利用することにした。このことにより、磁気図上から小領域を取り出し、その磁気データより小領域の平均的な磁性岩体の下底面深度 (即ち、キュリー点深度) を求めることは、小領域の中心に磁気異常を唯一つ存在する場合に、この磁気異常を発生させている磁性岩体の下底面深度を求めることに帰着される。

以降の理論展開に当たって、この中心に存在する磁気異常を発生させている磁性岩体を、通常の磁気異常解析で用いられる一様に帯磁した3次元角柱の磁性岩体と仮定する。これは、我が国でみられる磁性岩体は貫入岩体等の火成岩が大部分を占めており、磁気異常解析においては3次元角柱で形状を近似することが一般に行われていることによる。さらに、Nagata (1961) は弱磁場中での岩石 (火性岩) の帯磁率の温度依存性を実験により明らかにしており (図1-3)、この実験結果より岩石の帯磁率は地温の上昇にたいしてほぼ一定と考えられることから一様帯磁を仮定した。

以上の準備のもとに新しい解析法のアルゴリズムを示す。

一様に磁化した3次元角柱磁性体(図1-5)がつくる全磁力磁気異常のフーリエ表示の解析式はBhattacharyya(1966)により式(1-4)で既に与えられており、理論展開においては、この式を出発点とする。

ここで、(1-4)式において、

$$u = s \sin \Psi, \quad v = s \cos \Psi$$

の極座標表示を導入すると、次の式を得る。

$$\begin{aligned} F(s, \Psi) = & 2\pi I a b \cdot (N + i(L \cos \Psi + M \sin \Psi)) \\ & \times (n + i(l \cos \Psi + m \sin \Psi)) \\ & \times \operatorname{sinc}(\pi s a \cos \Psi) \operatorname{sinc}(\pi s b \sin \Psi) \\ & \times \exp(-2\pi i s (X_0 \cos \Psi + Y_0 \sin \Psi)) \\ & \times (\exp(-2\pi s Z_t) - \exp(-2\pi s Z_b)) \end{aligned} \quad (1-8)$$

ここで、 $\operatorname{sinc}(\pi s a \cos \Psi) = \sin(\pi s a \cos \Psi) / (\pi s a \cos \Psi)$

$\operatorname{sinc}(\pi s b \sin \Psi) = \sin(\pi s b \sin \Psi) / (\pi s b \sin \Psi)$

である

Shuey et al(1975)の考え方に従うと、磁気図上から小領域を取り出し、その磁気データより小領域の平均的な磁性岩体の下底面深度(即ち、キュリー点深度)を求めることは、小領域の中心に磁気異常を唯一つ存在する場合に、この磁気異常を発生させている磁性岩体の下底面深度を求めることに帰着されることになり、(1-8)式において、

X_0, Y_0 を0として良いことになる。

すなわち、

$$\exp(-2\pi i s (X_0 \cos \Psi + Y_0 \sin \Psi)) = 1 \quad (1-9)$$

となる。

次に、解析において取り扱う周波数域が極めて低い、即ち波長が磁性岩体の大きさ a, b, c に比べて充分大きい場合を取り扱うため、次の近似が成り立つ。

$$\operatorname{sinc}(\pi s a \cos \Psi) \approx 1$$

$$\operatorname{sinc}(\pi s b \sin \Psi) \approx 1 \quad (1-10)$$

(1-9)、(1-10)を(1-8)式に代入すると、(1-8)式は次のように単純化される。

$$\begin{aligned} F(s, \Psi) &= 2\pi I a b \cdot (N + i(L \cos \Psi + M \sin \Psi)) \\ &\quad \times (n + i(l \cos \Psi + m \sin \Psi)) \\ &\quad \times (\exp(-2\pi s Z_t) - \exp(-2\pi s Z_b)) \end{aligned} \quad (1-11)$$

また、(1-11)式における \exp 項は

Z_0 ($Z_0 = (Z_t + Z_b) / 2$; 岩体の中心深度でありセントロイドと呼ぶ)を用いると次のように表現できる。

$$\begin{aligned} \exp(-2\pi s Z_t) - \exp(-2\pi s Z_b) \\ &= 2 \sinh(\pi s c) \exp(-2\pi s Z_0) \\ &= 2\pi s c \sinh(\pi s c) \exp(-2\pi s Z_0) \end{aligned} \quad (1-12)$$

ただし、 $\text{sinh}(\pi s c) = \sinh(\pi s c) / \pi s c$

この $\text{sinh}(\pi s c)$ についても(1-10)と同様の近似がなりたつ。即ち、

$$\text{sinh}(\pi s c) \approx 1 \quad (1-13)$$

この(1-12)、(1-13)式を用いて整理すると、

(1-11)式は

$$\begin{aligned} F(s, \Psi) = & 4 \pi^2 I a b c \cdot (N + i(L \cos \Psi + M \sin \Psi)) \\ & \times (n + i(l \cos \Psi + m \sin \Psi)) \\ & \times s \exp(-2 \pi s Z_0) \end{aligned} \quad (1-14)$$

と書き表される。

この(1-11)式、および(1-14)式を用いて Z_0 を求めるわけであるが、次の2通りの方法を案出した。

一つは、(1-14)式を出発点とするもので、 Z_0 を直接求めないで、まず始めに磁性岩体の中心深度(Z_0)を求め、次いで別途求める Z_1 と組み合わせて Z_0 を求める方法である(以下簡単のためセントロイド法と名づける)。

今一つは、(1-11)式を出発点とするもので、磁気異常のスペクトルがピークをとる周波数(ピーク周波数)と別途求める Z_1 とを使って Z_0 を求める方法である(以下簡単のためスペクトルピーク法と名づける)。

以下に、それぞれについて述べる。

(1) セントロイド法

(1-14) 式において周波数依存項は、 $s \exp(-2\pi s Z_0)$ である。

ここで、新たに

$$G(s, \Psi) = F(s, \Psi) / s \quad (1-15)$$

を定義する。これにより $G(s, \Psi)$ における周波数依存項は \exp 項のみとなる。

次いで、この $G(s, \Psi)$ の振幅の平方を周波数空間の位相角 (Ψ) に関して平均する。

$$H(s) = 1/2\pi \int_{-\pi}^{\pi} |G(s, \Psi)|^2 d\Psi \quad (1-16)$$

この (1-16) 式の $G(s, \Psi)$ に (1-14) 式の $F(s, \Psi)$ をいれると、最終的にこの $H(s)$ は s に関して

$$H(s) = A \exp(-4\pi s Z_0) \quad (1-17)$$

と表される。ここで A は定数である。

ここで (1-17) 式の対数をとると

$$\ln H(s) = \ln A - 4\pi s Z_0 \quad (1-18)$$

と s に関して 1 次の関係式になる。

(1-18) 式より、 $\ln H(s)$ のスペクトルの傾きを求めることができると、 Z_0 は

$$Z_0 = (\ln H(s) \text{ のスペクトルの傾き}) / 4\pi$$

でもとめられる。

一方、 Z_t については Spector and Grant (1970) の方法をそのまま用いて求めた。ここで Spector and Grant (1970) の方法の概略を説明する。彼らの方法は、半無限の磁性岩体についての上面深度 (Z_t) をスペクトル解析により求めるものである。すなわち、(1-11) 式において $Z_b = \infty$ とすると、 $F(s, \Psi)$ の s の依存項は $\exp(-2\pi s Z_t)$ のみとなり、上述の Z_0 をもとめるプロセスがそのままあてはまり、 $F(s, \Psi)$ の振幅の平方を位相角に関して平均したスペクトルの傾きから上面深度 (Z_t) を求めるものである。

以上により、最終的に Z_b は、

$$Z_b = 2 Z_0 - Z_t$$

で求められる。

このセントロイド法は、以上に示したように、磁気異常の低周波域のパワースペクトルを周波数で除し、さらに対数をとることにより周波数に対して 1 次の関係式になり、この対数表示のパワースペクトルの傾斜からセントロイドが求められるという極めて単純明解な解析法である。また、この解析法は図式解法に適しているのも特徴の 1 つと言える。

(2) スペクトルピーク法

Shuey et al (1977) の方法と同様にスペクトルがピークをとる周波数 (ピーク周波数) を用いて下底面深度 Z_b を求めようとするものである。ここで、新たに考えた方法は、Shuey et al の方法のように、 Z_t 、 Z_b 、 s_p (ピーク周波数) の三者間の関係ダイアグラムを用いるのではなく、以下に導く非線形の方程式を直接解いて Z_b を求めようとするものである。

スペクトルピーク法は (1-11) 式を出発点とする。すなわち、

$$\begin{aligned} F(s, \Psi) &= 2\pi I a b \cdot (N + i(L \cos \Psi + M \sin \Psi)) \\ &\quad \times (n + i(l \cos \Psi + m \sin \Psi)) \\ &\quad \times (\exp(-2\pi s Z_t) - \exp(-2\pi s Z_b)) \end{aligned} \quad (1-11)$$

この (1-11) 式よりパワースペクトルをつくり、さらに位相角方向に平均する。

すなわち、

$$K(s) = 1/2\pi \int_{-\pi}^{\pi} |F(s, \Psi)|^2 d\Psi \quad (1-19)$$

(1-11)、(1-19) 式より、 $K(s)$ は s (周波数) に関してみると、

$$K(s) = B (\exp(-2\pi s Z_t) - \exp(-2\pi s Z_b))^2 \quad (1-20)$$

と表すことができる。ここでBは定数である。

さらに、(1-20)式の対数をとると、

$$\ln K(s) = C + D \ln(\exp(-2\pi s Z_t) - \exp(-2\pi s Z_b)) \quad (1-21)$$

となる。ここで、C、Dは定数である。

(1-21)式より、 $\ln K(s)$ の周波数特性は

$\ln(\exp(-2\pi s Z_t) - \exp(-2\pi s Z_b))$ に依存しており、

Z_t と Z_b の値に応じて変化することがわかる。このことは、既に Shuey et al (1977) も論じており、スペクトルの形状は単純な上に凸の形状を取り、極大値をとる周波数(ピーク周波数) s_p が存在することがわかる。これより、極大値をとる周波数(ピーク周波数) s_p において、

$$\frac{\partial}{\partial s} \ln K(s) = 0 \quad (1-22)$$

が成り立つ。すなわち、 $s = s_p$ において

$$\frac{\partial}{\partial s} [\exp(-2\pi s Z_t) - \exp(-2\pi s Z_b)] = 0 \quad (1-23)$$

となり、最終的に

$$Z_t \exp(-2\pi s_p Z_t) = Z_b \exp(-2\pi s_p Z_b) \quad (1-24)$$

と表される非線形の方程式が得られる。

この(1-24)式より Z_0 を求めるためには Z_1 および s_p をそれぞれ別途求めなければならない。 Z_1 については、(a)におけると同様にSpector and Grant (1970)の方法を用いて求める。次に、 s_p (ピーク周波数) については、磁気異常パワースペクトルを周波数空間の位相角方向に平均したものを表示させ、スペクトルのピークを与える周波数 (ピーク周波数) を読み取り求める。

このようにして求めた Z_1 および s_p を(2-24)式に代入すると、(1-24)式は Z_0 に関して非線形の方程式となる。この非線形の方程式を直接解くことは出来ないが、適切な初期推定値を与え、繰り返し収束計算法により Z_0 をもとめることができる。

1. 5 キュリー点深度解析法のソフトウェア化

1. 4 において新たに開発したキュリー点深度解析法のアルゴリズムを示したが、実際の空中磁気データから磁性岩体の下底面深度（キュリー点深度）を解析してゆくためにはソフトウェア化を図ってゆかねばならない。

キュリー点深度解析のソフトウェアをつくるに当たって考慮しなければならない点は次の事柄である。

a) 我が国の全陸域およびその周辺海域（主として大陸棚域）をカバーする空中磁気データが存在する。これら空中磁気データは、 $1\text{km} \times 1\text{km}$ のグリッドデータとしてデジタル化され、地熱情報データベースシステム(SIGMA)に他の地熱探査情報とともに空中磁気データベースとして格納されている。一方、我が国の地熱資源賦存量を把握するためには全国の広域的な地下温度構造がわからなければならない。このためにはこのデータベース化されている膨大な量の空中磁気データを本解析ソフトウェアに効率的に結びつける必要がある。

b) キュリー点深度解析の理論の項で述べたように、空中磁気データより上面深度解析用スペクトル、下底面深度解析用スペクトルをそれぞれ計算し、これらのスペクトルを対数表示させたスペクトル特性（スペクトルの傾き、スペクトルのピーク位置）からキュリー点深度が求められる。これらスペクトルの傾きとか、スペクトルのピーク位置は最小2乗法等により計算によっても求めることが可能である。しかし、実際の空中磁気データから求められるスペクトルの形状は、理論展開で期待されるようなきれいな形をしていない。このため、機械的な最小2乗法では正しいスペクトルの傾きを求めることが出来なくなることが予想され、部分的なノイズ等を容易に識別できる人間の

パターン認識力の利用をはかる必要がある。

以上の諸点を考慮して、キューリー点深度解析法を、解析を行なう人間とコンピュータとが一体となって解析を進めることのできるよう会話形式ソフトウェアとして作成した (Appendix 2)。

1. 6 キュリー点深度解析法のモデルスタディによる適用条件の検討

Bhattacharyya, Shuey等はキュリー点深度解析法の開発は行なったが、その解析法の適用限界についての言及がなされていない。このため、新たに開発したキュリー点深度解析法（磁性体下底面深度）を実際の磁気データに適用するに当たって、本解析法の適用限界や適用条件等を明らかにすることを目的としてモデルスタディによる感度解析を行なった。

モデルスタディによる感度解析は解析小領域内で磁性岩体の下底面深度が等しい場合（キュリー点深度が領域内で一定）と解析小領域内で磁性岩体の下底面深度が一定でない場合（キュリー点深度が領域内で変化）とに分けて行った。

（1） 解析小領域内でキュリー点深度が変化しない（一定）

場合の感度解析

キュリー点深度解析法は、解析小領域内に数多くの磁性岩体がランダム存在し、しかもそれら磁性岩体の形状は等しい（目的とする下底面深度は一定）との仮定の下に理論展開を行ってきたものである（Shuey et al, 1977）。このため、新たに開発したキュリー点深度解析法の適用限界、適用条件を明らかにするため、感度解析は次の6つのケースについてそれぞれ実施した。

(1) 磁性岩体のランダムネスとキュリー点深度

(2) 解析小領域の大きさとキュリー点深度

(3) 磁化の方向性とキュリー点深度

(4) 磁性岩体の平面形状とキュリー点深度

(5) 磁性岩体の2次元性とキュリー点深度

(6) 残差磁気傾向面とキュリー点深度

なお、これらのモデルスタディに当たっては磁性岩体として3次元角柱磁性体を標準的に用いた。

(1) 磁性岩体のランダムネスとキュリー点深度

本解析法は磁性岩体が解析小領域内に多数、かつランダムに分布していることを基本的な仮定としている。

このため、磁性岩体の分布個数が磁性体下底面深度決定に与える影響を調べた。

まず、 $100\text{km} \times 100\text{km}$ の解析小領域内に基準磁性岩体（平面形状 $4\text{km} \times 4\text{km}$ 、上面深度 5km 、下底面深度 10km ）を乱数を用いてランダムに2個、3個、4個・・・と分布させ、それによる理論磁気異常を計算した。

図1-11は、磁性体が4個、8個、40個とそれぞれ分布させたときの磁気異常（上段）およびそれから計算される上面深度解析用スペクトル（中段）、中心深度解析用スペクトル（下段）を例示したものである。図1-11では上面深度、下底面深度を求めるためそれぞれのスペクトルに直線を回帰させたものを併せて表示している。これらをまとめ、磁性岩体の個数と解析によって求められた上面深度、中心深度、下底面深度の間の関係をグラフで示したものが図1-12である。これより上面深度は個数が少ない時にやや変動がみられるものの中心深度は個数の多小にかかわらずほぼ安定して、かつ精度の良い値を与えることがわかる。

これより解析小領域内に磁気異常が数多く存在する場合はもとよ

り、少ない場合でもほぼ妥当な解析結果を与えるものであることがわかった。すなわち、本解析において充分な数の磁性岩体（磁気異常）がランダムに分布しているかどうかは大きな制約とはならないことがわかった。

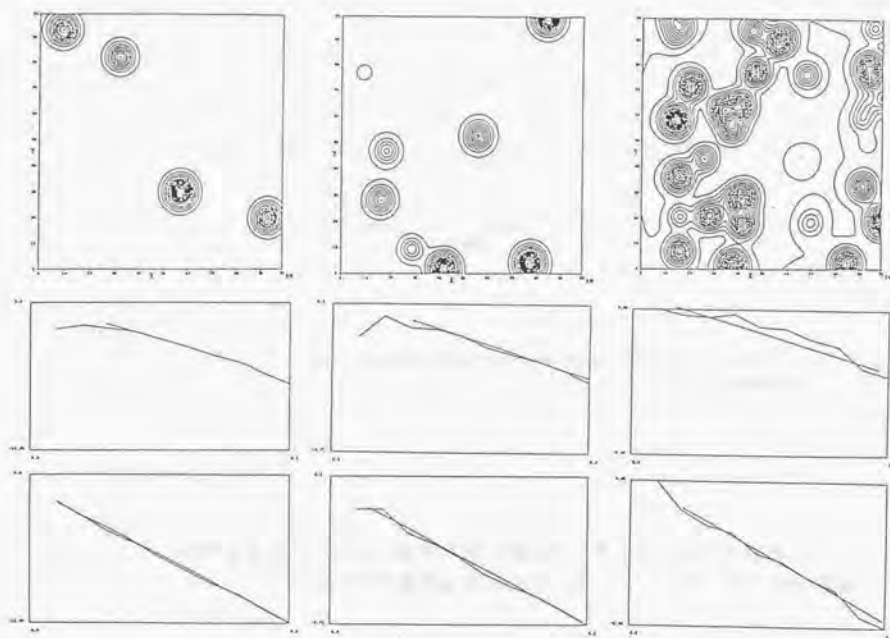


図 1-1-1 磁性体のランダム性（位置、個数）の下底面深度解析に与える影響の評価

上図；理論磁気異常図

中図；上面深度解析用スペクトルとその傾斜

下図；下底面深度解析用スペクトルとその傾斜

左から右に磁性岩体の個数は、4 個、8 個、40 個

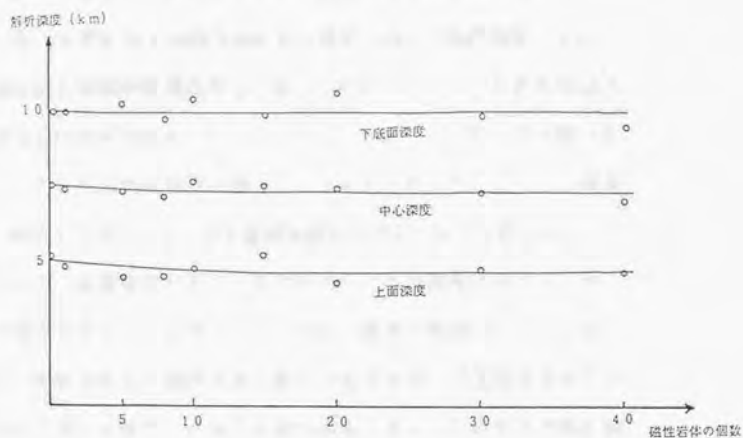


図 1-12 磁性岩体をランダムに分布させた場合の下底面深度解析の結果
ランダムに分布させた磁性岩体の個数に関係なくほぼ一定の解析結果が
得られた

(2) 解析小領域の大きさとキュリー点深度

本解析法はスペクトルの低周波域における特性からキュリー点深度を求める方式であるため、キュリー点深度が深くなると必然的に解析に用いる領域も広くならざるを得ないことが想定される。

この解析小領域の大きさとキュリー点深度解析の関係を調べるため形状一定（平面形状 $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ 、上面深度 5 km 、下底面深度 15 km ）の磁性岩体を解析小領域の中心に置き、解析小領域の大きさを $50\text{ km} \times 50\text{ km}$ から $200\text{ km} \times 200\text{ km}$ へと変化させて本解析法の解析性能を調べた（図 1-13）。解析結果は図 1-14 にまとめて示した。この結果より、解析小領域の大きさが下底面深度に比べて充分に大きい場合は、解析された下底面深度は真の（モデルの）下底面深度にほとんど等しい値が得られることがわかった。しかし、解析小領域が小さくなるにつれて、解析された下底面深度は真の（モデルの）下底面深度から大きくずれて浅目に解析されることがわかる。また、この図より解析誤差を 10% 以内に抑えるためには、解析小領域の大きさは下底面深度（キュリー点深度）の約 6 倍以上であることが必要とわかった。

次に解析小領域の大きさを一定とし、逆に磁性岩体の下底面深度を変化させた場合の本解析法の解析性能を調べてみた。すなわち、

図 1-15 に模式的に示されるように一定の解析小領域（ $100\text{ km} \times 100\text{ km}$ ）の中心に磁性岩体を置き、この磁性岩体の平面形状、上面深度をそれぞれ $4\text{ km} \times 4\text{ km}$ 、 5 km に固定し、下底面深度のみを 7.5 km より徐々に深くし、 25 km まで変化させ、それぞれの場合についてキュリー点深度解析をおこなった。

図 1-16 はこれらの解析結果をまとめたものである。すなわち、磁性体の下底面深度を 7.5 km から 25 km へと深くしたのに対し、上面深度の推定結果は約 5 km （真の値は 5 km ）とほぼ一定の値を示し、下底

面深度の変化に影響をほとんど受けないことを示した。次に中心深度の推定であるが、本来中心深度は下底面深度の直線的増加に対応して直線的に増加してゆくことが期待されたが、中心深度の推定値は、モデルの下底面深度が深くなるにつれて理論的に期待される値から離れてゆくことがわかる。この両者から得られる下底面深度の推定値は、中心深度の推定値と同じ傾向を示し、下底面深度の推定値は、モデルの下底面深度が深くなるにつれて理論的に期待される値から離れてゆき、かつ浅く解析されることがわかる。

図1-14、図1-16の結果より、解析誤差を10%以内にとどめようとすれば、解析小領域の大きさは、解析対象域のキュリー点深度（磁性体の下底面深度）の最低でも5～6倍程度以上必要であることが結論として言える。

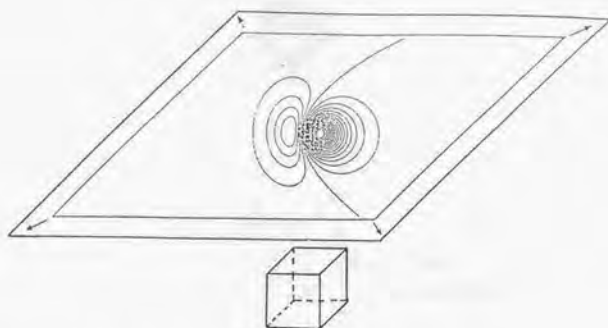


図 1-13 磁性岩体の位置、形状を一定とし、解析小領域の大きさの変化が下底面深度解析に与える影響を評価するモデルの模式図

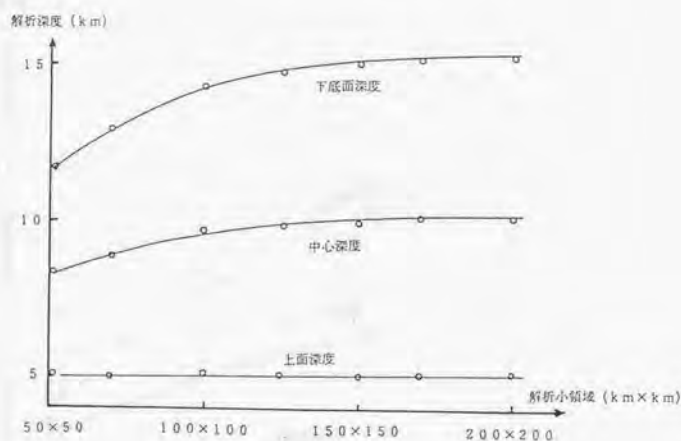


図 1-14 解析小領域の大きさを変化させた場合の下底面深度解析結果

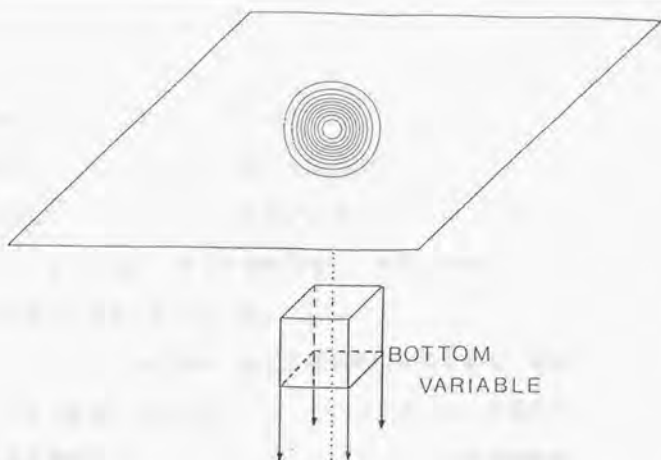


図 1-15 解析小領域の大きさを一定とし (100km x 100km)、磁性岩体の下底面深度を変化させたときのキュリー点深度の解析性能を評価するモデルの模式図

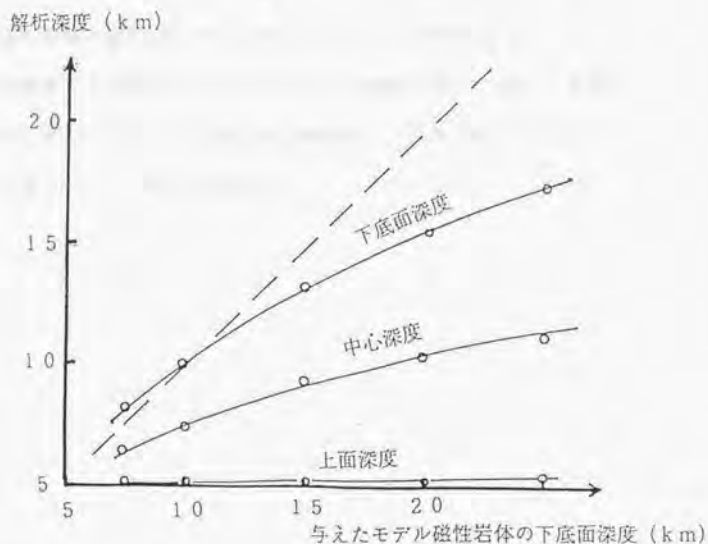


図 1-16 解析小領域を一定 (100Km X 100Km) とし、磁性岩体の下底面深度を変化させた場合の解析結果
磁性岩体の下底面深度が解析小領域のサイズの 5~6 倍以下であれば、解析誤差は 10% 以内にとどまる

(3) 磁化の方向性とキュリー点深度

磁気異常のスペクトル特性を利用する本解析法においては、磁性体の磁化の方向はどこを向いていても解析結果にはほとんど影響を与えないとしているが、磁化の方向が解析結果にどの程度影響を与えるかについて定量的に評価をおこなった。

図1-17に示されるように、中心に標準磁性岩体を置き、磁性体の磁化の方向（伏角）のみを直下（90°）から斜方向に徐々に変化させた場合の磁気異常をそれぞれ計算した。次にそれぞれの計算磁気異常についてスペクトル解析を行い、本解析法を適用し、磁性体の上面深度、中心深度、下底面深度の推定を行った。

これらの結果をまとめたものが図1-18である。これより、磁化の伏角の変化は磁性体下底面深度推定にはほとんど影響を与えないことが数値実験により確かめられ、スペクトル解析を行なう際に、事前に極磁気変換の作業を行ない磁化の方向を真下（伏角が90°）することは特に必要ないことが確認された。

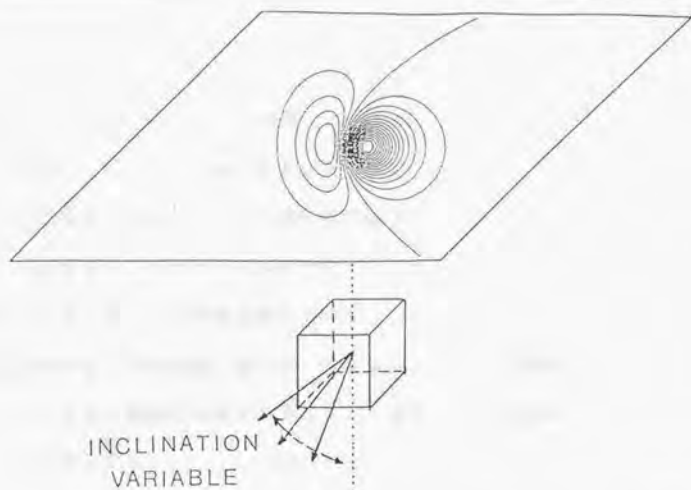


図 1-17 磁性岩体の磁化（伏角）の変化が下底面深度解析に与える影響を評価するモデルの模式図

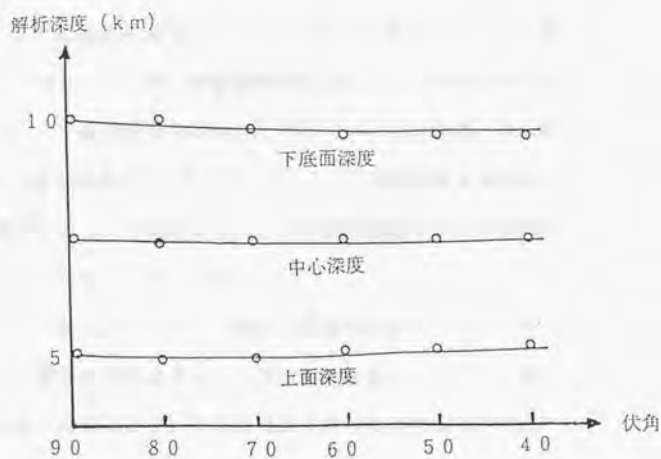


図 1-18 磁性岩体の磁化（伏角）の変化させた場合の下底面深度解析結果
伏角の変化は解析結果にほとんど影響を与えない

(4) 磁性体の平面形状とキュリー点深度

地球上で実際に観測される磁気異常は大小さまざまである。このうち大きい磁気異常の原因としては、磁性体の埋没深度が深いことによる場合と、磁性体の平面形状そのものが大きいことによる場合の2通りが考えられる。特にこの平面形状については、本解析法において解析小領域は磁性体の平面形状に比べて十分大きいと仮定して理論を展開してきているが、実際には解析小領域がどの程度大きければ良いのかについてモデルスタディにより定量的に見積った。

図1-19に模式的に示されるように大きさ一定の解析小領域

($100\text{km} \times 100\text{km}$)の中心に磁性体を置き、その上面深度(5km)と下底面深度(10km)を一定に保ちつつ平面形状のみを大きくしていった場合の理論的磁気異常を計算した。

次いで、この理論磁気異常についてスペクトル解析を行い、上面深度解析用のスペクトル、中心深度解析用のスペクトルをそれぞれ表示し、これについて直線回帰を行い、その傾きから上面深度、中心深度を推定した(図1-20)。また、これらより下底面深度を求めた。これらの結果をまとめ、平面形状の大きさが深度推定に与える影響をまとめ示したものが図1-21である。

これより、平面形状のサイズ/解析小領域の大きさの比が大きくなるにつれて上面深度解析結果も中心深度解析結果もじょじょに真の値からずれてゆくのがわかる。下底面深度を解析誤差10%以内で解析しようとするれば、平面形状のサイズ/解析小領域の大きさの比は $1/10$ 以下でなければならないことがわかる。

すなわち、キュリー点深度解析にあたっては、推定される磁性岩体の平面形状の約10倍以上の解析小領域をとることが望ましいと言える。

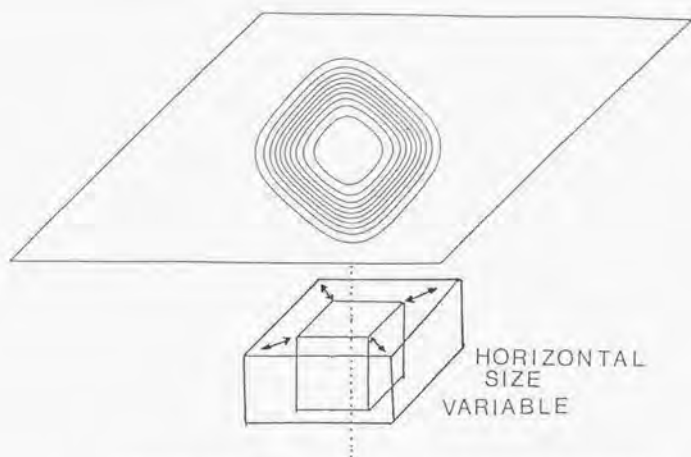


図 1-19 磁性岩体の平面形状（サイズ）の変化が下底面深度解析に与える影響を調べるモデルの模式図

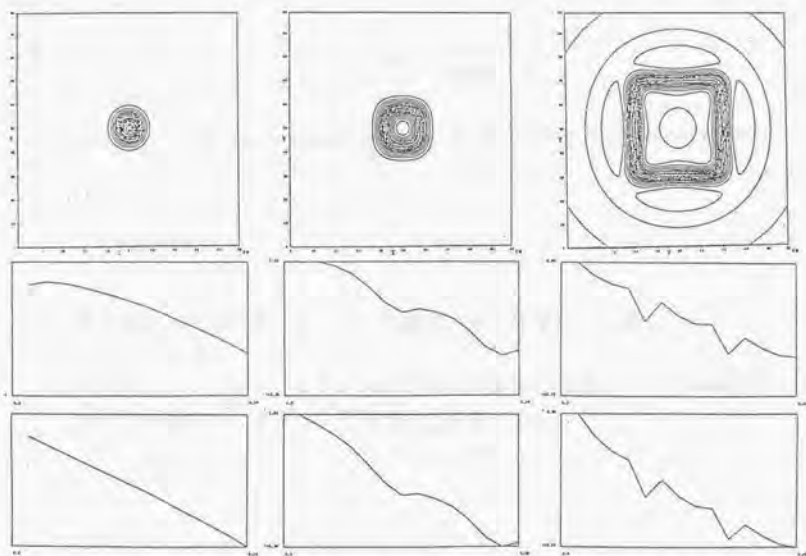


図 1-20 磁性岩体の平面形状（サイズ）の変化に伴う理論磁気異常、上面深度解析用スペクトル、下底面深度解析用スペクトルの表示例
 上図；理論磁気異常 中図；上面深度解析用スペクトル
 下図；下底面深度解析用スペクトル
 （左から8×8km、16×16km、40×40km）

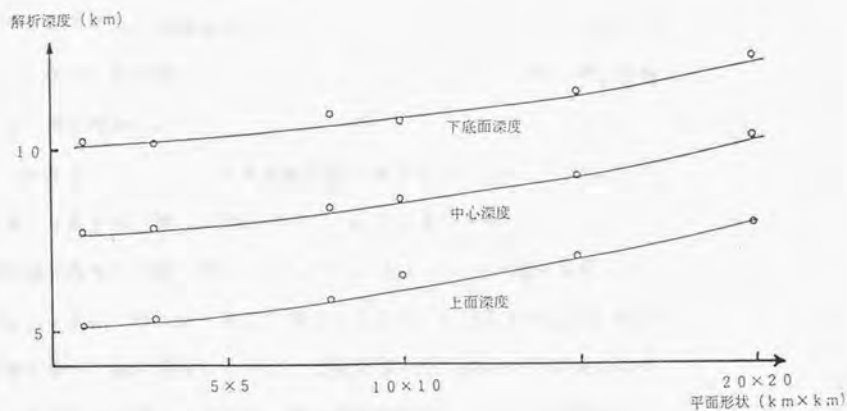


図 1-21 磁性岩体の平面形状（サイズ）の変化させた場合の下底面
深度解析結果

解析誤差を 10 % 以内にとどめるためには解析小領域の大きさは磁性岩
体の平面形状（サイズ）の 10 倍以上必要である

(5) 磁性体の2次元配列とキュリー点深度

本解析法の基本的仮定の一つに、磁性体のランダムな分布を挙げている。これに対し磁性体がある特定の方向性（2次元配列）を持っている場合に、これがキュリー点深度推定にどの程度の影響を与えるかについて、数値シミュレーションにより定量的に評価した。また、併せて2次元性の磁気異常に対して、走向に直交するプロファイルデータをとり出し、これについて1次元フーリエ解析を行い、そのスペクトル特性から磁性体の上面深度、中心深度、下底面深度の推定を行いその解析性能を評価した。

磁性体の上面深度、下底面深度をそれぞれ5km、10kmに固定しておき、平面形状の縦(a)/横(b)比を1~40まで変化させ、これによる理論的磁気異常の計算を行い、a/bが5、10、20についての磁気異常を

図1-22に示した。また、図1-23は、a/bが40と2次元性が極端な場合の磁気異常について、2次元フーリエ解析により求められる上面深度解析用スペクトル、中心深度解析用スペクトルを左側に、走向に直交する断面磁気データより1次元フーリエ解析を行い求められる上面深度解析用スペクトル、中心深度解析用スペクトルを右側に、それぞれ示したものである。この様に、a/bが1.0~40の各々について2通り（2次元フーリエ変換による方法、1次元フーリエ変換による方法）の解析を行い、結果を図1-24にまとめた。まず、通常の2次元フーリエ変換による方法では、a/bが5を越えると磁気異常は2次元岩体としての性質を示し始め、上面深度、中心深度、下底面深度推定は10~20%程度の誤差を示すことがわかる。これに対して断面プロファイル磁気データから1次元フーリエ変換する方式による解析では、磁気体の2次元性の如何を問わず、上面深度、中心深度、下底面深度の推定値は真の近く、ほとんど誤差を生じないことがわかる。こ

のことから、実際のキュリー点解析において、解析小領域内で磁気異常の2次元性が卓越している場合には、通常の2次元フーリエ変換による方式は10~20%の誤差を与えるため、2次元性の磁気異常の走向に直交するプロファイルデータを取り出し、これについて1次元フーリエ変換を行い、これより得られるスペクトルについて解析を行なうほうが解析誤差をほとんど生ぜず好ましいことが明らかとなった。

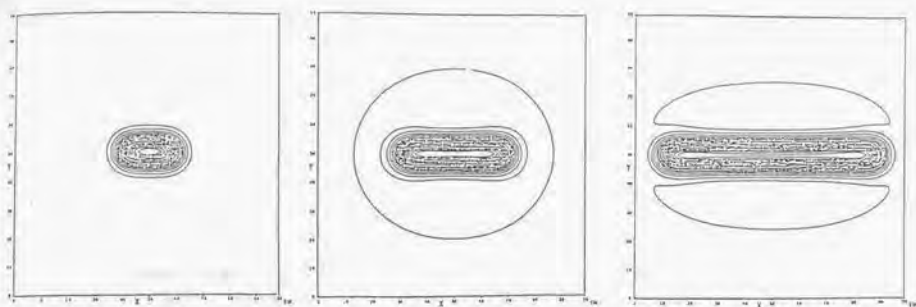


図1-22 磁性岩体の形状の2次元化による磁気異常の表示例
 左；平面形状の縦横比=5、中；平面形状の縦横比=10
 右；平面形状の縦横比=20

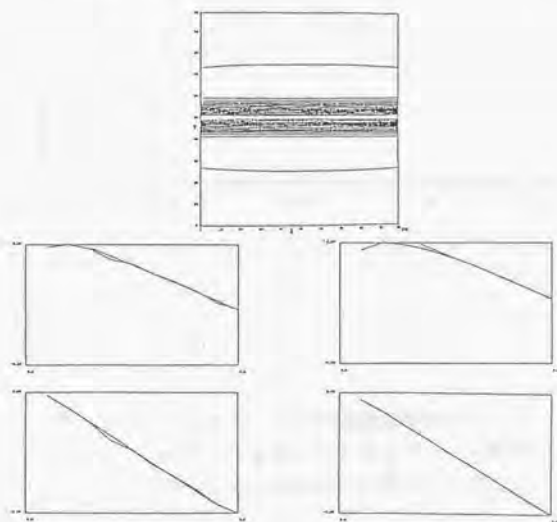


図1-23 磁性岩体の平面形状の縦横比=4.0における理論磁気異常（上図）、
 上面深度解析用スペクトル（中図）、下底面深度解析用スペクトル
 （下図）の表示例
 左；1次元フーリエ解析による、右；2次元フーリエ解析による

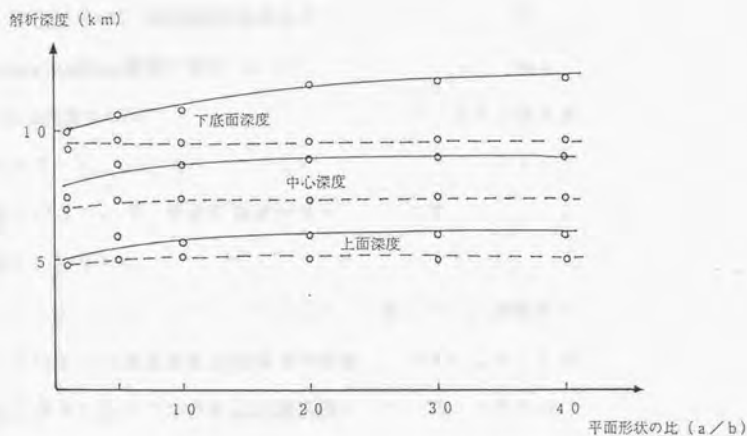


図 1-24 磁性岩体の 2 次元化による下底面深度解析結果
 ———— ; 面データを用いた 2 次元フーリエ解析による
 - - - - ; プロファイルデータを用いた 1 次元フーリエ解析による

(6) 残差磁気傾向面とキュリー点深度

磁気探査では、観測磁気値より電離層の変動等に伴う時間変動磁場成分の除去、地球内部の核やマントルに起因する超長波長磁場成分の除去を行い、地殻構成物質のみに起因する磁気異常を表現するIGRF残差磁気図 (IGRF: International Geomagnetic Reference Field) を作成する。キュリー点深度解析はこのIGRF残差磁気図を用いて、これより切り出される約100km×100km程度の解析小領域を用いることになる。しかし、100km×100km程度の領域であってもその中に傾向面磁気異常が除去されてなく残っていることがある。このため、モデルスタディによって解析小領域に存在する傾向面磁気異常がキュリー点深度解析に与える影響を定量的に評価することにした。

数値シミュレーションをおこなうにあたっては、中心に標準磁性体を置き、これによる理論磁気異常をまず計算し、次ぎにこれに1次の傾向面磁気異常を加えたものを入力磁気図とした。図1-25は、左から順に0.005r/100km, 4r/100km, 8r/100km (r: ガンマ) の傾向面磁気異常を加えた場合の磁気異常、上面深度解析用スペクトル、中心深度解析用スペクトルをそれぞれ示したものである。これらのスペクトルから上面深度、中心深度及び下底面深度をそれぞれ推定し、結果をまとめたものが図1-26である。

これより、標準磁性体による磁気異常振幅 (A) に対する傾向面磁気異常の解析領域の両端での磁気異常差 (T) の比が20%~60%ぐらいになると推定値は徐々に誤差を生じてゆき60%を越えるとはほぼ一定となり、約10%の誤差を生じることがわかる。このことによりキュリー点深度解析に当たっては、その都度、傾向面磁気異常値と磁気異常振幅との比を見積り、この比が20%を越える場合には解析を行なう前に傾向面の除去を行なうことが必要であるといえる。しかし、実際

の観測データから作られるIGRF残差磁気図においては、再度傾向面の除去が必要になるほど傾向面の残差が存在していることはほとんどないことがわかっている。

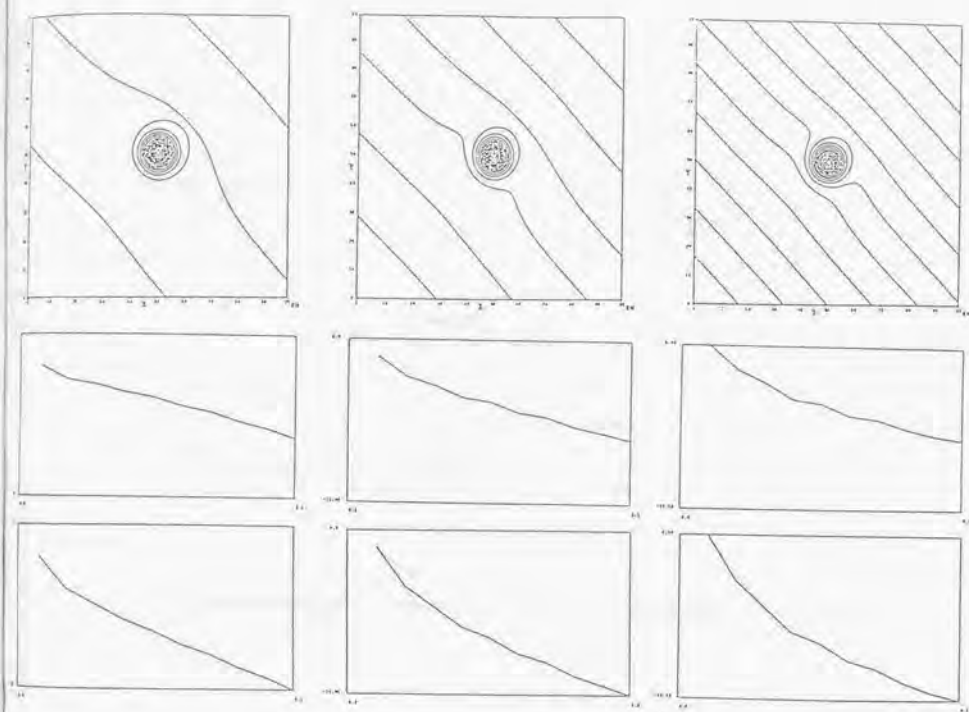


図 1-25 磁気異常図に傾向面異常が残っている場合の理論磁気異常（上図）、上面深度解析用スペクトル（中図）、下底面深度解析用スペクトル（下図）の表示例

左；傾向面異常＝0.0005 /100km,

中；傾向面異常＝4 /100km,

右；傾向面異常＝8 /100km,

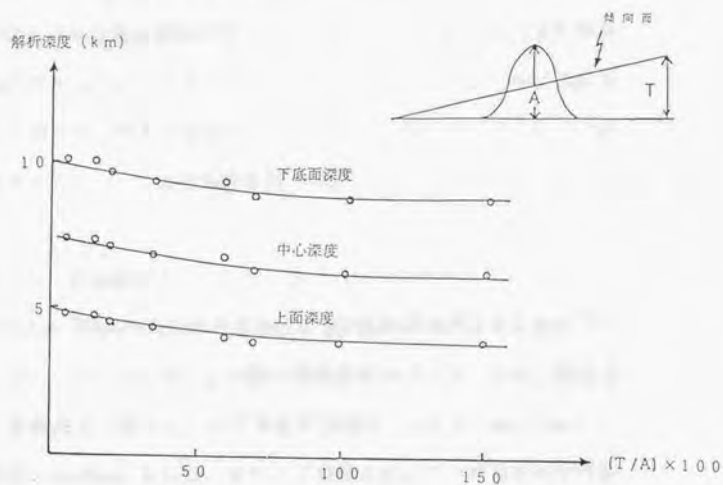


図1-2-6 磁気異常図に残っている傾向面異常の大きさと下底面深度解析結果

(2) 解析小領域内でキュリー点深度が変化している場合の

感度解析

(1) においては、いずれも解析小領域内に分布する磁性岩体の下底面深度が同じ（キュリー点深度は解析小領域内で同一の値をとる）場合についての感度解析であった。

実際の地下の温度構造を考えると、約100km×100kmの広さの解析小領域内でキュリー点深度が大きく変わっている場合も十分に想定される。このため、解析小領域内でキュリー点深度が変化する以下の典型的なケースについて感度解析を行った。

(1) キュリー点深度がステップ状に変化しているケース

300km×100kmの長方形の領域内に300個の磁性岩体を乱数を用いてランダムに分布させた。この際の磁性岩体のパラメータは、磁性岩体の下底面深度を除いて、いずれも平面形状（ $a=1.5\text{km}$, $b=1.5\text{km}$ ）、上面深度（ $ht=3\text{km}$ ）とした。また、下底面深度については左半分の領域で7km、右半分の領域で15kmとした。すなわち、300km×100kmの長方形の領域の中心部において磁性岩体の下底面深度（キュリー点深度）が7kmから15kmに急激に変化するモデルをつくり（図1-27）、これら磁性岩体による理論磁気異常をあらかじめ計算した。次いで、この理論空中磁気データより100km×100kmの領域のデータを順次切出し、それぞれについてキュリー点深度解析を適用した。

解析結果は、図1-28にまとめて示す。これより、解析小領域内の磁性岩体の下底面深度がすべて7kmの場合は、解析結果も7.3kmという値をとり、解析小領域内に下底面深度が15kmの磁性岩体が混入するに従って解析されるキュリー点深度（下底面深度）は深くなって

いくことがわかる。この深くなってゆく割合は、解析小領域内に存在する浅い磁性岩体(7km)の個数と深い磁性岩体(15km)の個数の比に比例していることが確認された。また、深い磁性岩体の数の割合を多くしていくと、それに応じて解析されるキュリー点深度も深くなってゆくが、(1)の(2)項で述べたように、直線的には追従することができず本来は15kmと言う値を示すべきであるのに対して約14km程度とやや浅めの値を得た。

以上により、地下の温度分布がある所で急激にステップ状に変化している場合にこのステップをまたいでキュリー点深度解析を行うと、解析結果は解析小領域に含まれるキュリー点深度の浅い部分の面積とキュリー点深度の深い部分の面積比(磁性岩体の個数比)に応じた

$$\text{キュリー点深度} = \frac{7\text{km} \times \text{浅い磁性岩体(7km)の個数} + 15\text{km} \times \text{深い磁性岩体(15km)の個数}}{\text{全体の個数}}$$

値をとることがわかった。

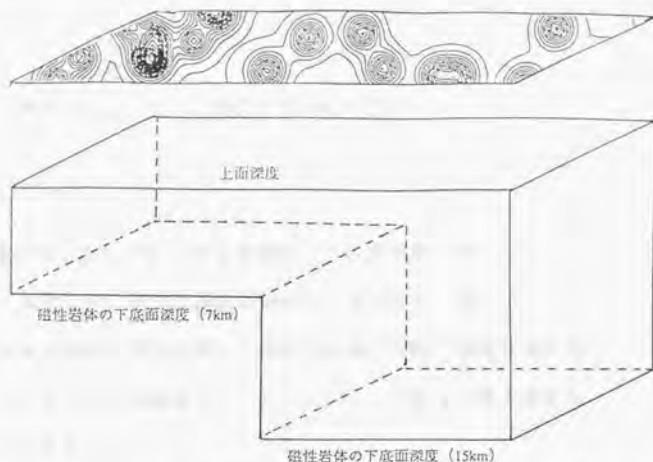


図 1-27 キュリー一点深度が解析小領域内でステップ状に変化している場合に、このステップ状変化が下底面深度解析に与える影響をみるモデルの模式図

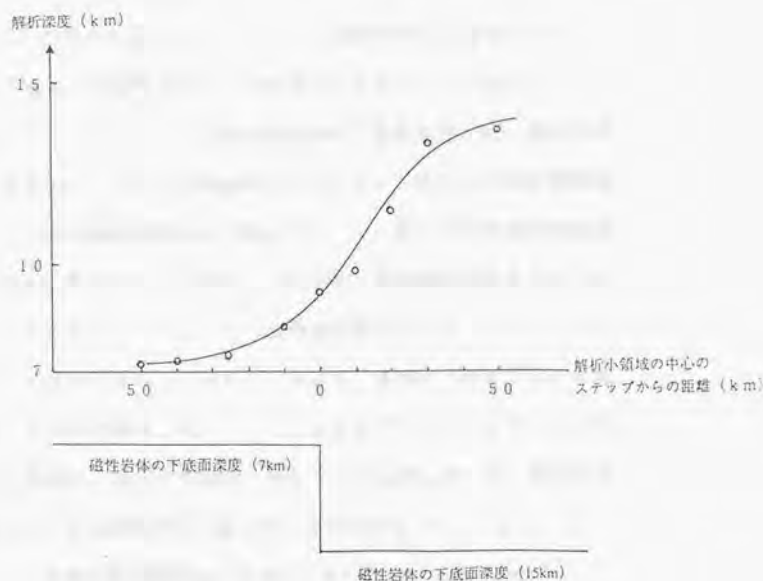


図 1-28 キュリー一点深度が解析小領域内でステップ状に変化している場合の下底面深度解析結果

(2)解析小領域内でキュリー点深度が上に凸の形状をしているケース

地熱地域の地下温度分布を考える場合、火成岩の貫入等に従って局所的に地下温度分布が盛り上がっているケースが存在する。この様にキュリー点深度解析を行うに当って解析小領域内で地下温度分布が局所的に盛り上がっている場合には、解析結果は、如何なる値を示すかについてモデルスタディにより検討を行った。

解析小領域は、100km×100kmとし、この解析小領域内に50個の角柱磁性岩体（平面形状 3km×3km、上面深度3km、下底面深度7km及び12km）をランダムに分布させた。このうち、地下温度の局所的盛り上がりに対応して解析小領域の中心部には下底面深度7kmの磁性岩体を、その周辺域には下底面深度12kmの磁性岩体をそれぞれ分布させた

（図1-29）。この中心部の磁性体の下底面深度の浅い領域の面積の割合を0%（100km×100kmのすべてに亘って磁性体の仮定面深度が12km）から100%（100km×100kmのすべてに亘って磁性体の仮定面深度が7km）まで順次変化させ、これに伴う理論磁気異常をそれぞれあらかじめ計算した。ついでこの論理磁気異常データに対してそれぞれキュリー点深度解析法を適用し、キュリー点深度（磁性岩体の平均的深度）を求め結果は、図1-30にまとめて示した。また、この図において点線は、解析小領域内に存在する下底面深度の浅い磁性岩体の個数（A）と下底面深度の深い磁性岩体の個数（B）としたとき

$$\text{理論的想定値(km)} = [7(\text{km}) \times A + 12(\text{km}) \times B] / (A + B)$$

で計算したもののあり、理想的には解析結果はこの線状にプロットされるべきものと想定される。しかし、解析結果はこの想定値をやや下回る直線上にプロットされた。

このことは、1) 解析小領域中に存在するのはすべて下底面深度の浅い (7km) 磁性岩体であれば、解析結果はほぼ 7km に等しい値を示し、2) 存在するのはすべて下底面深度の深い (12km) 磁性岩体であれば、解析結果はほぼ 12km に等しい値をとるべきであるが、(1) の(2)項で述べたように下底面深度が深くなると、解析性能が落ちるため 11km 程度とやや浅めの結果を示し、またこの両者の中間的な状態においてはこの両端における解析値 (7km, 11km) を線形補間した値になっており、合理的なものといえる。

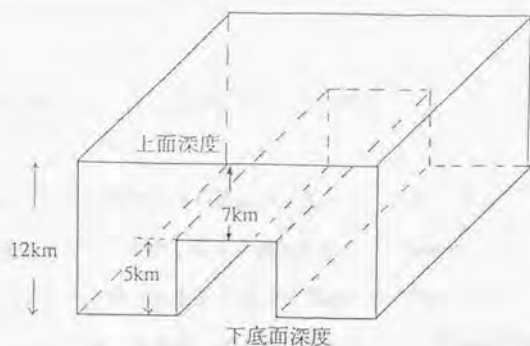


図1-29 解析小領域内でキュリー点深度が部分的に上に凸のケースについて解析性能を調べるモデルの模式図

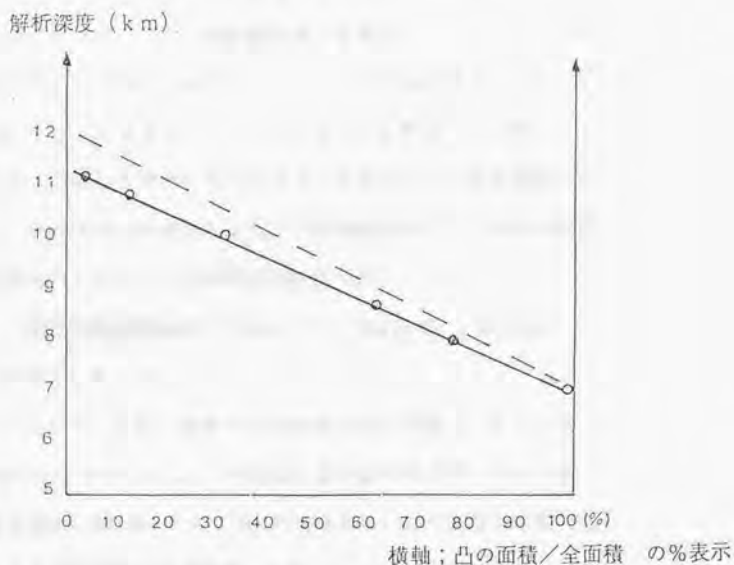


図1-30 解析小領域内でキュリー点深度が部分的に上に凸のケースについての解析結果
(横軸; 凸の面積/全面積 の%表示、縦軸; 解析下底面深度)
実線; 理論的に推定される下底面深度
点線; 実際の計算から得られた下底面深度

(3)解析領域内でキュリー点深度が下に凸の形状をしているケース

(2)とは逆に、地下温度分布が局所的に低くなっている場合についての解析性能をモデルスタディにより検討を行った。100km×100kmの領域内で図1-31に示されるように2次的に中央域のキュリー点深度が深く(12km)になっており、その両端域のキュリー点深度が浅い

(7km)モデルを考え、この条件の下で50個の磁性岩体(平面形状: 3km×3km, 上面深度: 3km)をランダムに分布させた。この中央域のキュリー点深度が深くなっている面積の割合を0%から100%に変化させ、それぞれの状態における理論磁気値の計算を行った。これらの理論磁気値に対して本解析を適用し、キュリー点深度を求め、結果はまとめて図1-32に示される。この図において点線は、(2)で述べたと同じく次のようにして定めたものである。すなわち、下底面深度の浅い(7km)磁性岩体の個数をAとし、下底面深度の深い(12km)磁性岩体の個数をBとすると、この両者の割合を用い

$$\text{理論的想定値(km)} = [7(\text{km}) \times A + 12(\text{km}) \times B] / (A + B)$$

として求めたものである。

これに対して、実際に解析された結果は(2)と同様に、すべて浅い磁性岩体のみ場合は約7kmと理論値に近い値を示すが、すべて深い磁性岩体の場合に約11kmとやや浅めの値を示し、この両者の中間の状態ではこの両端解析値を線形補間した値になることがわかった。

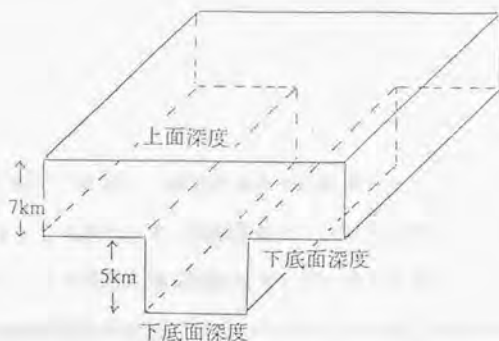


図 1-3-1 解析小領域内でキュリー点深度が部分的に下に凸のケースについて解析性能を調べるモデルの模式図

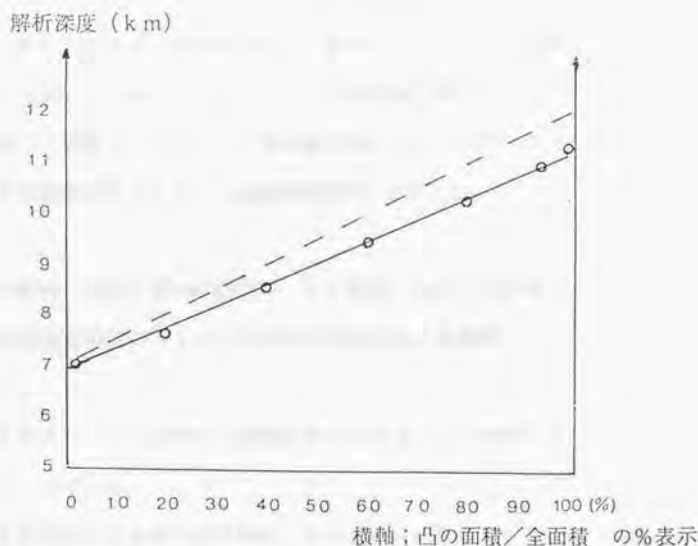


図 1-3-2 解析小領域内でキュリー点深度が部分的に下に凸のケースについての解析結果
(横軸; 凸の面積/全面積 の%表示、縦軸; 解析下底面深度)
実線; 理論的に推定される下底面深度
点線; 実際の計算から得られた下底面深度

1. 7 まとめ

キュリー点深度解析の原理は、磁性岩体はその温度がキュリー点を超すと磁性を失うことに着目して、観測磁気データから磁性岩体の下面深度を解析し、この面における地温をキュリー点とするものである。キュリー点深度解析法そのものは既にBhattacharyya and Leu (1975a) 他によって開発されてきているが、その適用条件が明確に示されていなく、また解析の迅速性、安定性に劣っているなどの不十分なものである。

このため、解析の安定性、迅速性を目ざし従来のキュリー点深度解析法を改良、発展させた新しいキュリー点深度解析法の開発を行なうとともに、新しく開発したキュリー点深度解析法についてモデルスタディによりその感度解析を行ない、適用条件を明らかにした。

すなわち、

- * 解析小領域（解析に用いる磁気データの範囲）内に分布する磁性岩体の個数と分布のランダム性は解析結果に大きな影響を与えない。

- * 解析小領域の大きさは解析小領域におけるキュリー点深度の5～6倍以上必要である。

- * 解析小領域の大きさが一定の場合、キュリー点深度が深くなるにつれてやや浅目の解析結果を与えることがわかった。

- * 磁性岩体の磁化の方向はキュリー点深度解析結果にほとんど影響を与えないことがわかった。

- * 2次元性状を示す磁性岩体（平面形状の縦横比が5以上）が存在する場合は走向に直交するプロファイル磁気データを用いてキュリー点深度解析を行なうと解析誤差がほとんど生じないことが

わかった。

*解析小領域内でキュリー点深度がステップ状に変化している場合、局所的に浅くなっている場合、局所的に深くなっている場合には、いずれも解析結果はほぼ、浅いキュリー点深度に浅いキュリー点深度に属する磁性岩体の個数で重みづけし、深いキュリー点深度に深いキュリー点深度に属する磁性岩の個数で重みづけし、この両者の平均をとった値になることがわかった。

第2章 キュリー点深度解析法の空中磁気データへの適用による

我が国の広域地下温度構造解析

2.1 はじめに

日本周辺大陸棚域の地下資源賦存状態の解明を旨とし周辺海域を対象とする空中磁気探査による空中磁気図（堀川、津、他；1982）及び新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDO）による我が国における地熱資源賦存有望域の抽出をめざす調査の一環としての、主として陸域をカバーする空中磁気探査による空中磁気図とから日本列島規模の地質・地下構造の解明をめざして一枚の空中磁気図にコンパイルした（図2-1a、b、c）（大久保、津 他、1985）。

一方、日本列島にはどの程度の地熱資源量が賦存するかをシステムティックに評価するため、地熱情報データベースシステム（SIGMA）の中に空中磁気データベース（浦井、津 他、1986）および重力データベース（津 他、1988）の開発、構築を行なってきた。この空中磁気データベース、重力データベースには、地図情報や他の探査データ等との重ね合わせが出来るよう空中磁気図、重力図を1km×1kmの格子に切った格子点における磁気値、重力値および格子点の位置情報（緯度、経度）等の属性情報とが一緒に格納されている。

SIGMAの一部を構成する空中磁気データベースに格納されている磁気データに対してキュリー点深度解析ソフトウェアを適用してシステムチェックにキュリー点深度解析を行い日本列島の広域的なキュリー点深度構造（地下温度構造）を始めて明らかにした。以下にその内容を記す。



図2-1 a 我が国陸域、周辺海域における空中磁気データをコンパイルし、得られたコンパイル空中磁気図（北海道、東北地域）
 （コンター間隔；25ガンマー）
 コンターが密の地域は、地下浅所に、あるいは磁性の強い磁性岩体が存在することを示す



図2-1 b 我が国陸域、周辺海域における空中磁気データをコンパイルし、得られたコンパイル空中磁気図（東北南部、関東、中部、近畿地域）（コンター間隔；25ガンマー）
コンターが密の地域は、地下浅所に、あるいは磁性の強い磁性岩体が存在することを示す

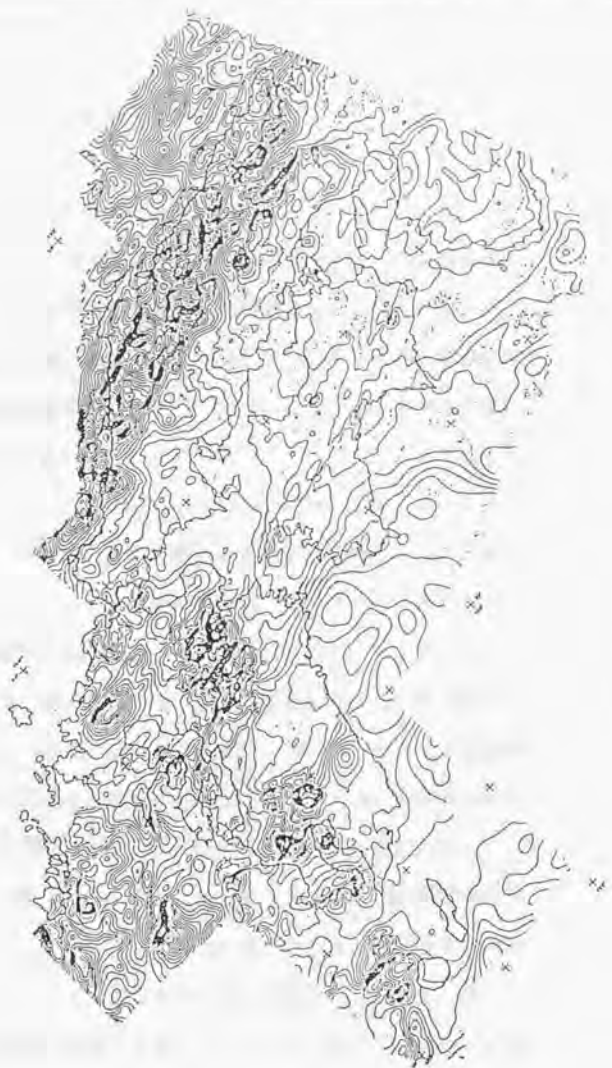


図2-1c 我が国陸域、周辺海域における空中磁気データをコンパイルし、得られたコンパイル空中磁気図（中国、四国、九州地域）（コンター間隔；25ガンマー）
コンターが密の地域は、地下浅所に、あるいは磁性の強い磁性岩体が存在することを示す

2. 2 キュリー点深度解析の進め方

キュリー点深度解析における解析小領域については、モデルステディにおいてキュリー点深度の最低5～6倍以上必要との結論を得ている。一方、石油・金属資源調査等の坑井温度情報より、火山フロントより日本海側の地域（裏日本タイプ域）における平均的な地温勾配は約 $4.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 、火山フロントより太平洋側の地域（表日本タイプ域）における平均的な地温勾配は約 $2.2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ という値が得られている。

我が国におけるキュリー点をByerly & Stolt等の結論に従って仮に 500°C と設定し、既存の坑井温度情報と合わせ考察すると、裏日本タイプ域の平均的なキュリー点深度は約11km、表日本タイプ域の平均的なキュリー点深度は約22kmという値になる。これと、第1章の適用条件検討結果とより、解析誤差10%以内で解析を行なうためには裏日本タイプ域では解析小領域は $60\text{km} \times 60\text{km}$ 以上、又、表日本タイプ域を解析するには解析小領域は $110\text{km} \times 110\text{km}$ 以上必要となる。実際の解析に当たってはこれを目安としてやや広めに解析小領域を設定した。

また、解析を順次行っていくため、隣り合った解析小領域は相互に50%のオーバーラップするように設定した。さらに、解析結果は各解析小領域1つについて1つの平均的な値しか得られないので、得られたキュリー点深度値は解析小領域の中心における値とし、中心にプロットすることとした。

2. 3 日本列島におけるキュリー点深度と地下温度構造

これまで日本列島の広域地下温度構造の解明に向けてヒートフロー測定が行なわれてきた。Uyeda (1972) は日本周辺海域、陸域におけるヒートフロー測定データをコンパイルして日本列島全域の広域地下熱構造を初めて明らかにした(図2-2)。しかし、このヒートフロー図からは、せいぜい波長数百キロ以上の構造しか読み取ることが出来ない。その後、より細かく測定を行ない、我が国の一部地域について波長数十キロのオーダーのヒートフロー図(図2-3)も作成されるようになった(江原, 1984)が、全国をカバーするものは存在していないのが現状である。

キュリー点深度解析結果はキュリー点深度コンターマップとして、図2-4 a、b、cにまとめて示した。図2-4に示されるように、日本列島全域の広域地下温度構造を波長数十～数百kmのオーダーで明らかにしたのは、本解析結果が最初である。しかしながら、このキュリー点深度図は、直ちに地下温度分布図として扱うことは出来ない。何故ならば、第一に日本の地殻を構成している岩石のキュリー点が何度であるかがはっきりわかっていないこと、第二に第1章のモデルスタディによる適用条件検討の結果、本解析法は解析小領域内でキュリー点深度が急激に変化している場合には平均的な値を示すこと、さらには解析小領域の大きさ($L \times L$)に対してキュリー点深度(Z_b)が $Z_b > L/5$ を越えるような場合は少なくとも約10%程度キュリー点深度が浅めに解析される性質があることなどによる。これらのことを念頭に置きつつ解析されたキュリー点深度から地下温度をどう推定するのか、また、解析されたキュリー点深度と地下構造との関係についての考察をすすめた。

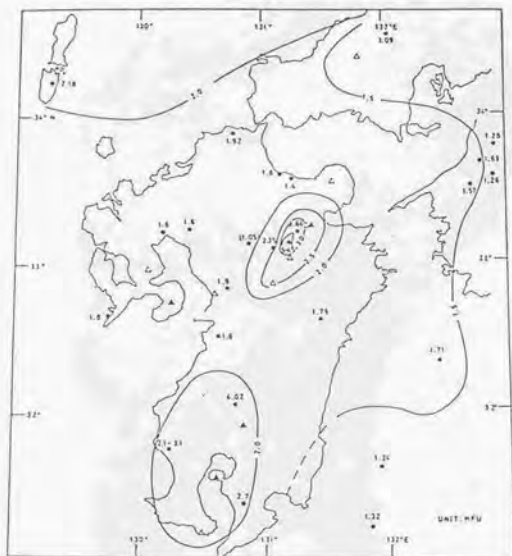


図 2-3 九州のヒートフロー図 (Ehara, 1984)
単位; H.F.U., ヒートフローユニット

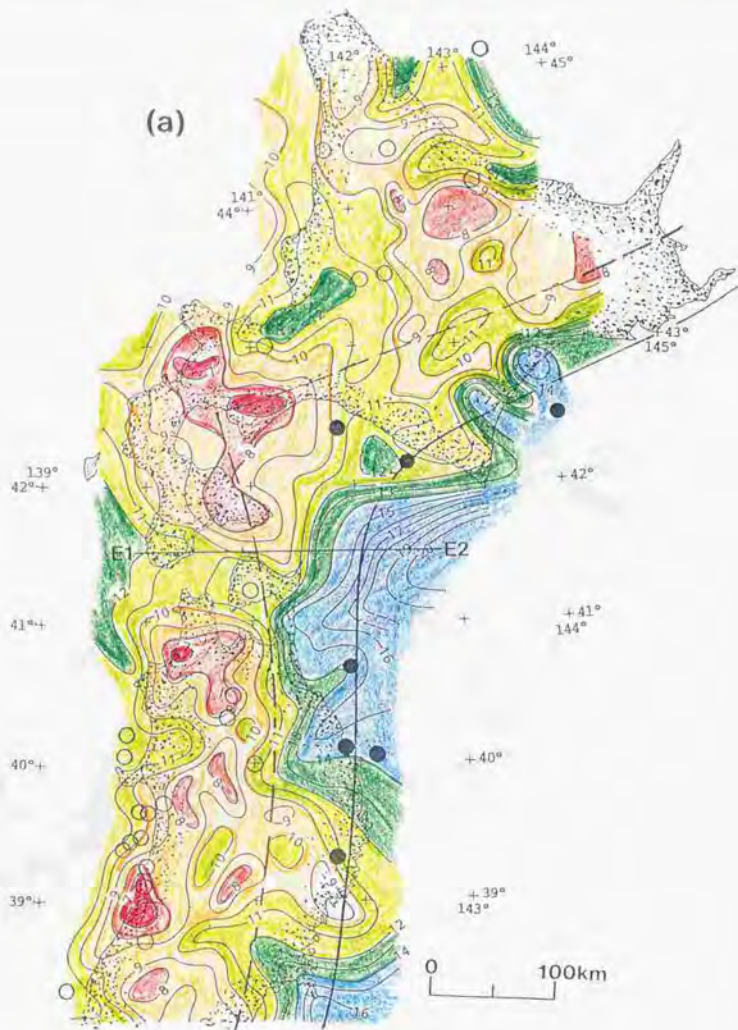


図2-2 a キュリー点深度解析結果（北海道、東北地域）
 解析結果はコンターで示される（単位；Km）
 ○、●；坑井位置を表す
 ---；火山フロントを表す
 —；アサイスミック フロントを表す

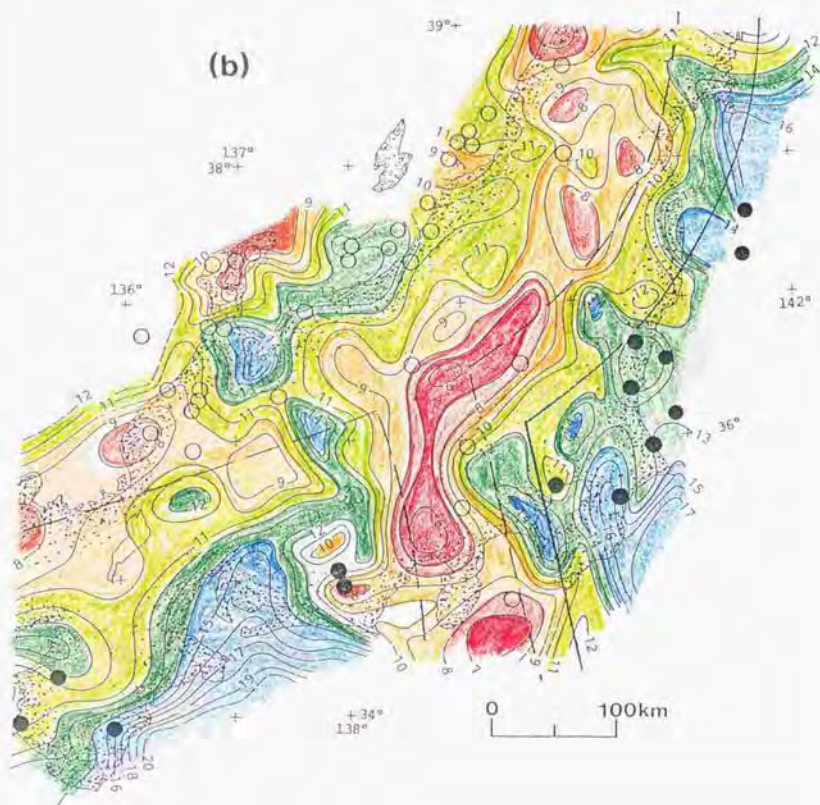


図2-2b キュリー点深度解析結果（東北南部、関東、中部、近畿地域）
 解析結果はコンターで示される（単位；Km）
 ○、●；坑井位置を表す
 ---；火山フロントを表す
 —；アサイスミック フロントを表す

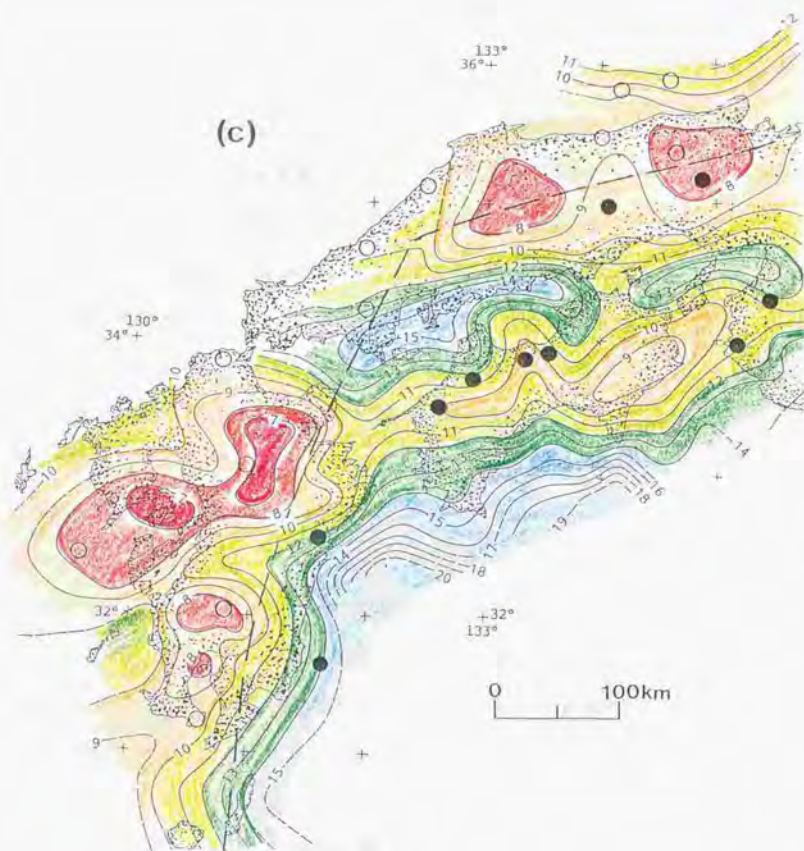


図2-2c キュリー点深度解析結果（中国、四国、九州地域）
 解析結果はコンターで示される（単位；Km）
 ○、●；坑井位置を表す
 - - -；火山フロントを表す
 ———；アサイスミック フロントを表す

(1) キュリー点深度図からの地下温度構造の読み取り

このキュリー点深度図から地下温度構造を読み取るため次のようなアプローチを行った。日本の陸域および、大陸棚域には深さが数百m～数kmの坑井が存在し、これらの坑井において地温（地温勾配；T. G）の測定が行われており（日本の石油・天然ガス資源,1982；Uyeda,1960；Horai, 1963；Uyeda and Horai,1964）、これら地温勾配データのとりまとめをおこなった（表2-1 a、b、c、d）。測定された地温勾配データを基盤内まで外挿するにあたっては、基盤の熱伝導率を考慮する必要があるが、基盤の熱伝導率を見積るデータが不足しているため、第ゼロ近似として、地温を測定したところの熱伝導率が基盤の熱伝導率をも代表すると仮定し、地温勾配について直線的な外挿をおこなうことにした。

次に、これら坑井位置をキュリー点深度図上にプロットし、それぞれ対応する位置におけるキュリー点深度（ Z_b km）を読み取った。

この両者を用いて各坑井位置におけるキュリー点深度における地下温度（C. T）を次式により推定した（図2-5）。

$$C. T = 15 + T. G \times (Z_b + \text{標高値}) \quad \text{陸域}$$

$$C. T = 5 + T. G \times (Z_b - \text{水深}) \quad \text{海域}$$

この様にして各坑井位置において推定されたキュリー点深度における地温（C. T）は表2-1の右欄に示される。

これより明瞭に次のことがわかる。すなわち、火山フロントより日本海側の地域（裏日本タイプ域）と火山フロントより太平洋側の地域（表日本タイプ域）とではキュリー点深度に対応する地温が大きく異

なる値をとっていることがわかる。この地温の違いを定量的に検討するため、特に金属鉱山地域の坑井で測定され、同時に測定された熱伝導率が $5 \times 10^{-3} \text{ cal/cm sec}^\circ\text{C}$ 以上のものについて、しかもキュリー一点深度に対応する地温が 580°C を越えないデータについての平均値を求めた。すなわち、裏日本タイプ域および表日本タイプ域のキュリー一点深度における平均の地温は、それぞれ約 470°C 、約 270°C であった。これらは単純平均した値であり、標準偏差はいずれも約 50°C であること、さらにはキュリー一点深度解析は10%程度の解析誤差を有していること考慮すると、平均値としては、裏日本タイプ域で約 500°C 、表日本タイプ域で約 300°C と考えるのが適当であると考えられる。

(2) 日本海側域（裏日本タイプ域）と太平洋側域（表日本タイプ域）のキュリー一点深度における地温の違いについて

磁気異常の原因となっている磁性岩体のキュリー点については、第1章で見たようにこれまで数多くの研究がなされてきており、結論的には $400' \sim 560'$ の範囲の値をとるとされている (Shuey et al, 1977)。キュリー一点深度解析により裏日本タイプ域について得られたキュリー一点深度における平均の地温は約 500°C であり、この値をキュリー点とすることは彼らの結論とも矛盾せず、妥当なものと考えられる。

一方、表日本タイプ域について得られたキュリー一点深度における平均の地温は約 300°C と異常に低い値を示している。この値について次の二つの解釈が可能である。一つは、磁気異常をつくっている磁性岩体の種類、組成が裏日本タイプ域と表日本タイプ域とで違っていると考えるものであり、今一つはキュリー一点深度解析法そのものに由来するものとする考えである。以下、この2つの可能性について更に検討を進めた。

*磁性岩体のタイプの違いに由来する可能性

東北日本太平洋側域には北海道天北から苫小牧を経て三陸沖へと南北に延びる顕著な磁気異常が存在し、この磁気異常についての賦存深度、帯磁率等の解析からOgawa and Suyama (1975) は超苦鉄質の岩体によってつくられていることを示した。また、堀川、津 (1979)、は千葉・茨城沖の磁気異常解析を行っており、そのなかで顕著な磁気異常は塩基性の岩体および花崗岩体によってつくられていると解釈している。このほか、地質調査所(1978)は、我が国大陸棚域空中磁気探査データの解析、解釈を行っており、各地域の磁性岩体について、次のようにのべている。東海・紀伊・四国沖海域については四万十帯中の火山岩類、第三紀の花崗岩類、日本海側域については大部分は中性～塩基性の火成岩類で、一部は超苦鉄質の岩体であると推定している。

これらより、日本海側域、太平洋側域で磁性岩体は、一部の磁性岩体を除くとそんなに明瞭な違いはないと考えることができ、岩石のタイプの違いに由来する可能性は少ないとしてよい。

*キュリー点深度解析法そのものに由来する可能性

今一つは、キュリー点そのものは、日本海側域（裏日本タイプ域）と太平洋側域（表日本タイプ域）を通して変化していなくて、単に計算技術上の問題としてキュリー点深度が誤って解析され、このためキュリー点に変化している場合である。すなわち、第1章のキュリー点深度解析法の感度解析で述べたように、本解析法は、 $100\text{km} \times 100\text{km}$ ～ $120\text{km} \times 120\text{km}$ という広い解析小領域内で地下のキュリー点深度分布が

ステップ状に急激に変化している場合には、解析されるキュリー点深度は浅いキュリー深度と深いキュリー点深度の中間的な値を示す性質があることである。

このような現象が太平洋側域（表日本タイプ域）のキュリー点深度解析に現われた可能性が考えられる。以下にその可能性について考察を進める。

プレートテクトニクス理論によれば日本列島は沈込み帯に当り、ヒートフローデータも日本海側域（裏日本タイプ域）で高く太平洋側域（表日本タイプ域）で低い値を示している。Fuji and Kurita (1978) は、海溝と火山フロントを横断する断面の地下温度構造、地下速度構造をまとめている（図2-6）。この図において、おおむねキュリー点に相当すると考えられる500℃の等温線をみると、裏日本タイプ域では約10kmと一定しているが火山フロントからアサイスミックフロント付近で急激に落ち込み深くなっているのがわかる。また、表2-1に示されるように、裏日本タイプ域では平均地温勾配約4.5℃/100m、表日本タイプ域では平均地温勾配約2.2℃/100mがそれぞれ得られている。ここで、キュリー点そのものは日本海側域（裏日本タイプ域）と太平洋側域（表日本タイプ域）を通して場所によらず一定で裏日本タイプ域から推定される約500℃とすると、平均のキュリー点深度は表日本タイプ域で約22kmという値をとらねばならない。実際、キュリー点深度解析結果においても火山フロントやアサイスミックフロントから遠く離れた三陸沖合域では20Kmを越える値が得られている。

この様に、キュリー点深度について裏日本タイプ域、表日本タイプ域とで約10km程度のギャップが存在する場合に、ギャップ域を含んで解析小領域をとったものに本解析法を盲目的に適用すると、アサイ

スミットフロントの東側の漸移域である表日本タイプ域では、キュリー点深度が本来の値より浅く解析されることになる。実際の表日本タイプ域の解析では、解析小領域の大きさを $120\text{km} \times 120\text{km}$ としているため、アサイスミットフロントの東側約 120km の地域については解析の際、キュリー点深度の浅い裏日本タイプ域の影響を受け、キュリー点深度が浅目に解析されていると考えられる。これらより、表日本タイプ域において解析されたキュリー点深度は真のキュリー点深度を表しておらず、かなり浅めの値を示し、これに対応して地温が約 300°C と低い値になったものと結論づけることが可能である。

以上2つの可能性についての検討の結果、キュリー点そのものは約 500°C と一定であるが、この約 500°C の等温線がアサイスミットフロント付近で急激に変化しているため、表日本タイプ域では解析の際、誤差を生じ浅いキュリー点深度解析結果を得たと結論づけられる。

Z_b (km)	T. G (°C/100m)	C. T (°C)
9.7	4.54	476
8.8	3.04	283
8.0	3.96	332
11.8	2.49	309
10.8	3.08	348
9.2	4.80	457
7.5	4.80	375
9.5	3.34	332
8.0	5.88	485
8.0	4.79	398
8.3	5.3	455
7.8	8.33	665
10.6	6.5	704
10.0	6.8	695
11.8	4.8	581
7.9	4.75	390
8.8	6.1	552
7.8	7.9	631
9.4	4.6	447
12.5	3.26	423
9.4	3.95	386
7.0	7.25	523
8.0	7.1	583
11.5	2.77	334
12.4	5.2	660
9.5	5.0	490

表2-1 a 陸域日本海側域の坑井における地温勾配、坑井位置のキュリー一点深度

およびキュリー一点深度において推定された地温

Z_b = 坑井位置において解析されたキュリー一点深度

T. G = 坑井で測定された地温勾配

C. T = キュリー一点深度において推定された地温

Z_b (km)	T. G (°C/100m)	C. T (°C)
14.8	1.38	219
10.5	0.91	111
14.3	1.21	188
14.3	0.94	175
14.2	3.01	442
12.9	2.1	286
15.5	1.85	302
10.8	2.20	253
7.5	3.57	283
10.0	1.90	205
8.5	2.71	245
9.7	2.90	296
11.0	1.97	232
11.0	2.17	254
8.5	2.92	263
11.6	3.04	368
10.8	2.87	325
15.5	1.85	302
7.8	1.88	162
7.7	3.39	276
9.4	2.03	206
10.2	4.03	426
10.8	1.80	209
13.0	1.74	241
9.5	2.49	252
10.2	1.73	191
11.5	2.31	281
10.1	2.34	251
11.0	3.06	352
7.4	1.71	142

表2-1b 陸域太平洋側域の坑井における地温勾配、坑井位置のキュリー点深度
およびキュリー点深度において推定された地温

Z_b = 坑井位置において解析されたキュリー点深度

T. G = 坑井で測定された地温勾配

C. T = キュリー点深度において推定された地温

Z_b (km)	T. G (°C/100m)	C. T (°C)
14.0	3.73	522
12.0	3.3	411
10.0	3.6	375
8.0	3.2	271
10.0	2.9	305
9.5	3.2	320
9.5	2.9	290
12.0	4.1	507
12.0	4.1	507
11.0	4.0	455
11.0	4.0	455
10.5	3.8	414
13.5	3.6	501
13.0	3.6	483
12.5	4.7	602
13.0	4.0	535
13.0	4.2	561
10.5	4.0	435
9.0	4.28	400

表2-1c 海域日本海側域の坑井における地温勾配、坑井位置のキュリー一点深度
 およびキュリー一点深度において推定された地温
 Z_b = 坑井位置において解析されたキュリー一点深度
 T. G = 坑井で測定された地温勾配
 C. T = キュリー一点深度において推定された地温

Z_b (km)	T. G (°C/100m)	C. T (°C)
14.5	2.4	363
12.5	2.76	360
13.5	2.0	285
15.0	1.8	285
15.0	1.9	300
14.5	1.5	232
14.0	1.8	267
14.0	2.18	320

表2-1d 海域太平洋側域の坑井における地温勾配、坑井位置のキュリー一点深度
 およびキュリー一点深度において推定された地温
 Z_b = 坑井位置において解析されたキュリー一点深度
 T. G = 坑井で測定された地温勾配
 C. T = キュリー一点深度において推定された地温

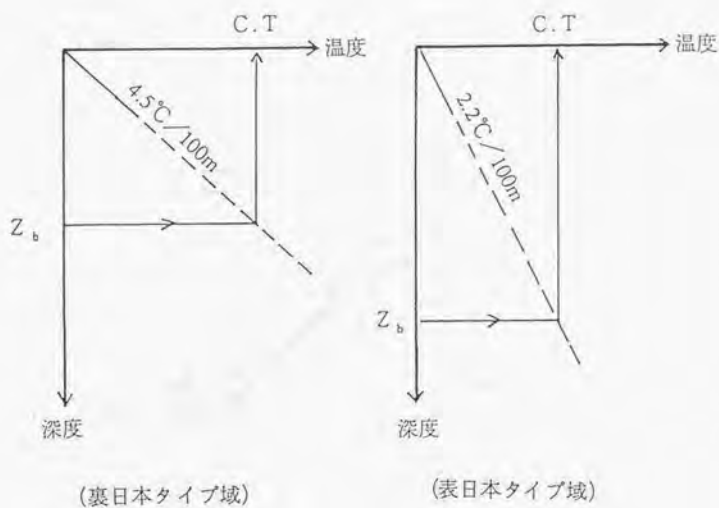


図 2-5 各坑井位置での解析キュリー一点深度における地温の推定方法
 Z_b ; 解析キュリー一点深度、 $C.T$; キュリー一点深度での推定地温

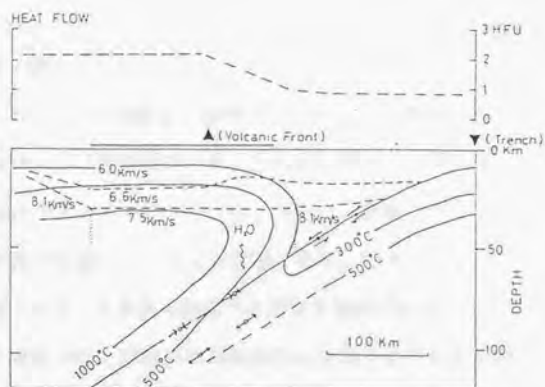


図 2-6 東北日本横断面におけるヒートフローおよび地下温度構造
(Fujii and Kurita, 1978)
500°Cの等温線は火山フロント付近で急激に変化し太平洋側で深く
なっている

2. 4 日本列島のキュリー一点深度解析結果と広域地質構造

キュリー一点深度解析結果と広域的な地質構造との対比を地域毎に行った。まず、キュリー一点深度解析結果の概要について述べ、次いでキュリー一点深度解析結果と地質構造等との対比検討結果について述べる。なお、キュリー一点深度図におけるコンターは、海水準からの深さをKm単位であらわしている。

1) 北海道地域 (図2-4 a)

北海道地域でキュリー一点深度が一番浅く (7 Km以浅) 解析された地域は、ニセコ地域および洞爺地域であった。次いで浅く (7~8 Km) 解析された地域は3ヶ所あった。一つは、ニセコ、洞爺の周辺域及び渡島半島の駒ヶ岳から恵山にかけての地域である。残る二つは、十勝・大雪周辺地域であり、阿寒から知床へと延びる地域である。

逆にキュリー一点深度が深く解析された地域は4地域存在することがわかった。一番顕著な地域は、ニセコ、洞爺と十勝・大雪のキュリー一点深度が浅く解析された地域に挟まれた地域で、この深部域は石狩湾から石狩平野をへて道南の日高地域さらに太平洋へと延びている。次に顕著な地域は、道南の日高沖合から道東太平洋沖合へとつらなる地域である。このほか、オホーツク沿岸海域及び十勝、大雪と阿寒の両浅部解析域に挟まれた十勝川河口付近から網走方向にぬける比較的幅の狭い地域である。

図2-7、図2-8 a、b、cは、それぞれ日本の先第三紀地質構造区、第四紀火山図を示している (日本地質アトラス、1982)。



図2-7 日本の先新第三紀地質構造区 (日本地質アトラス、1982)

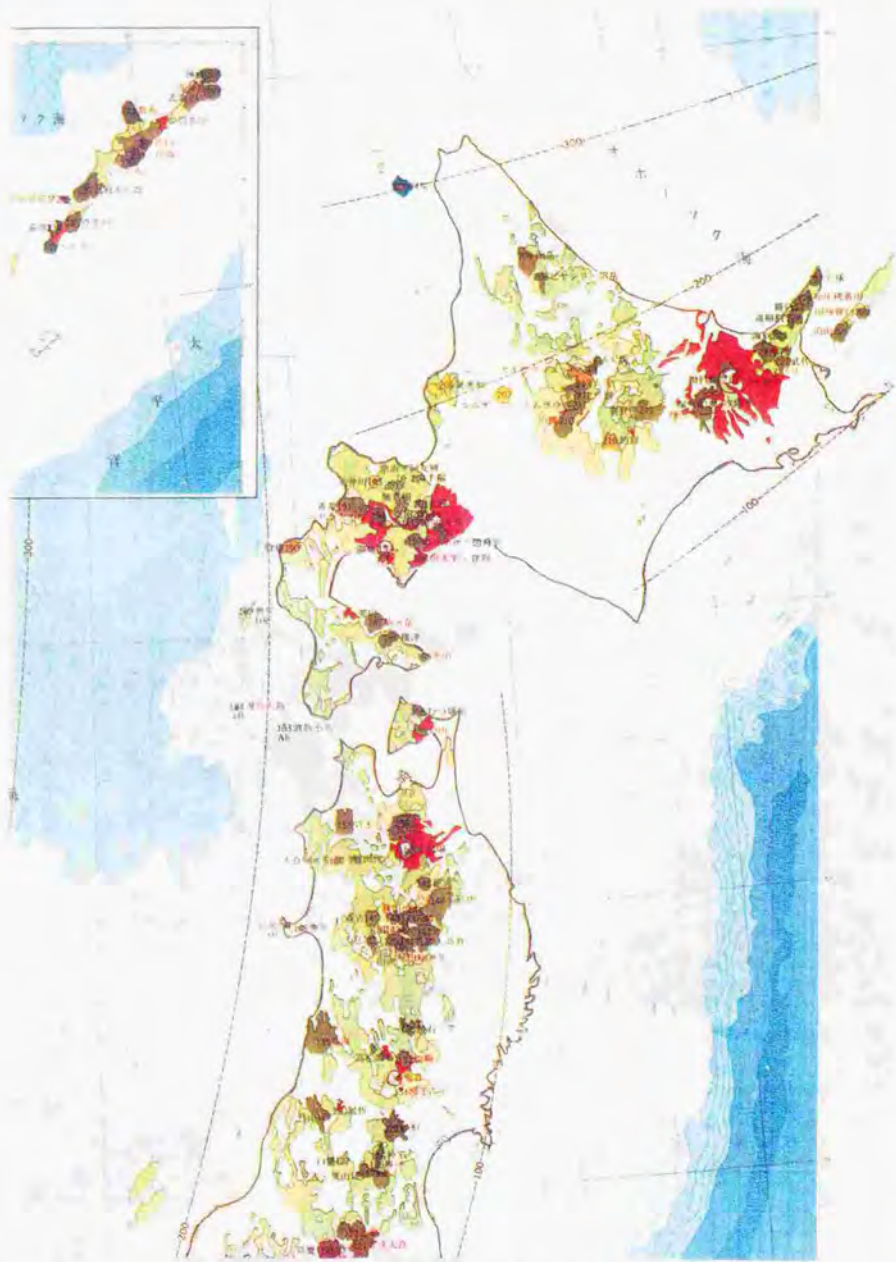


図2-8 a 我が国（北海道-東北）の第四紀火山図（日本地質アトラス、1982）
新第三紀および第四紀火山岩の分布が示される

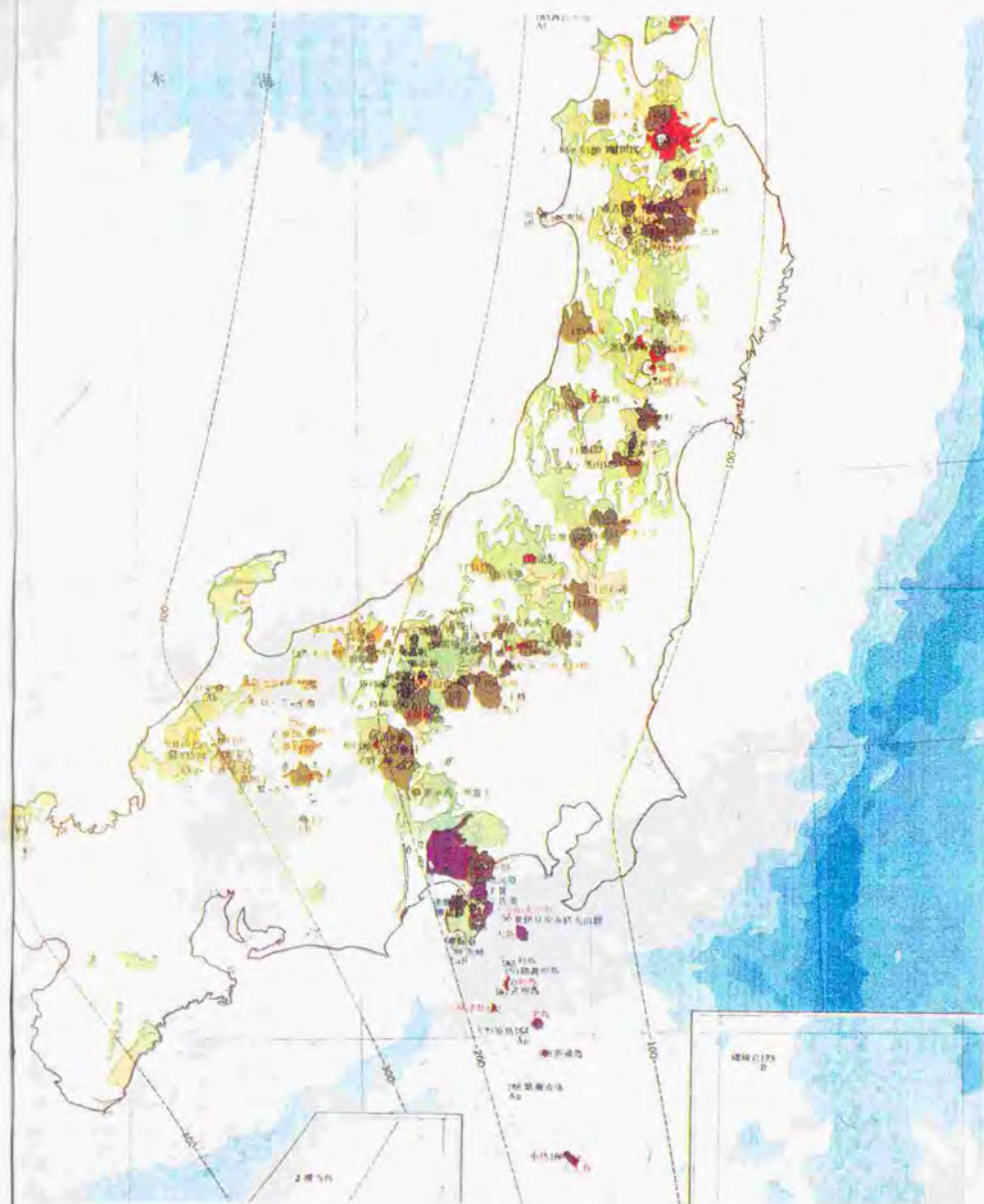


図2-8b 我が国の第四紀火山図（日本地質アトラス、1982）
新第三紀および第四紀火山岩の分布が示される

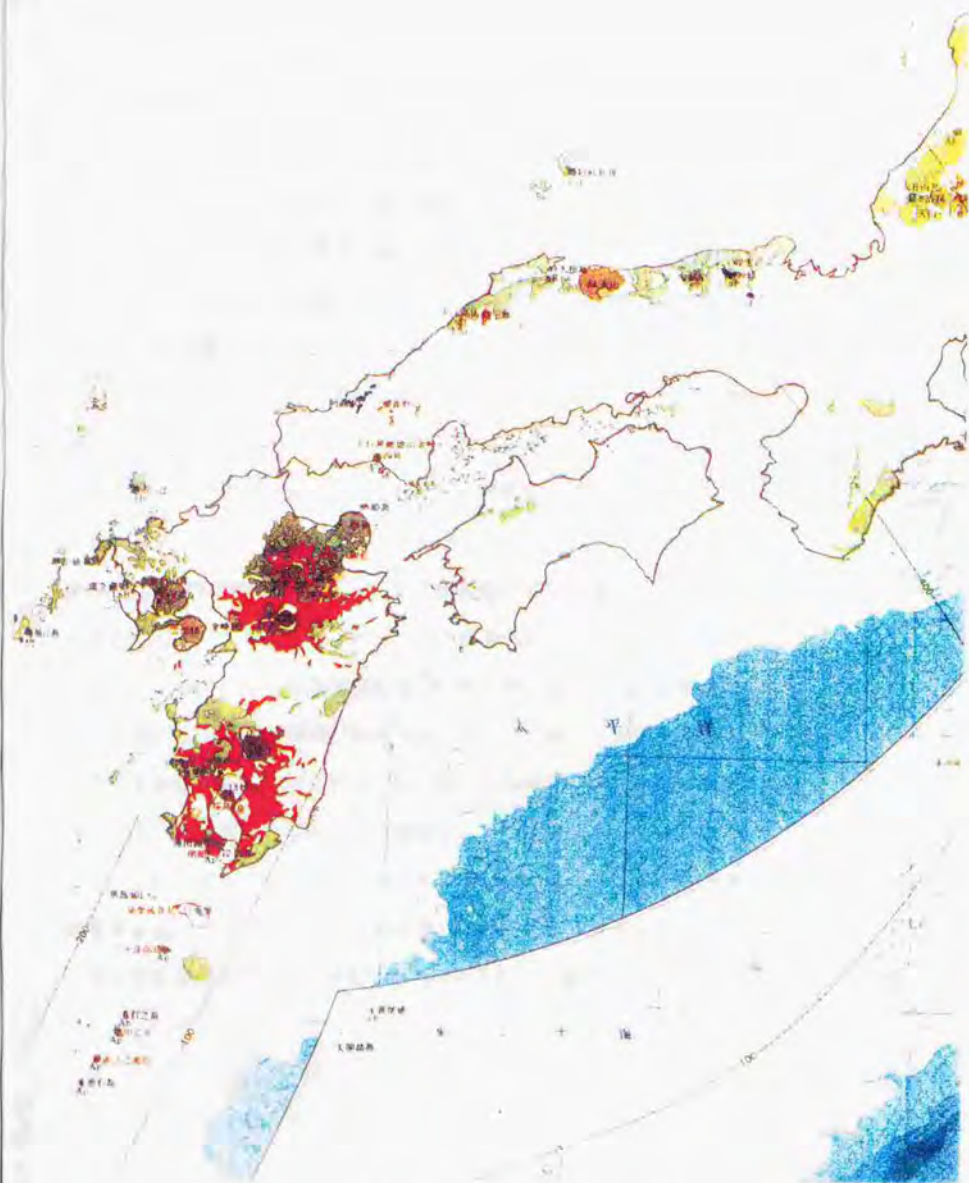


図2-8c 我が国の第四紀火山図（日本地質アトラス、1982）
新第三紀および第四紀火山岩の分布が示される

図2-8 aの第四紀火山図より、北海道には新第三紀、第四紀の火山岩が大きく3地域に偏在して分布していることがわかり、それらはニセコ、洞爺から渡島半島のはほぼ全域にかけての地域、十勝岳・大雪山から天北の函岳にかけての地域、及び阿寒から知床にかけての地域である。これら火山岩の分布域は、図2-4 aにおいてキュリー点深度がほぼ10 Kmより浅い地域と極めて良い対応を示していることがわかる。また、キュリー点深度が9 Km以浅と解析された地域は第四紀火山岩分布域と対応が良い。これらの火山岩分布域はキュリー点深度解析結果からみると、現在も活発な火成活動の場であることをうかがわせる。

次に、キュリー点深度が深く解析された石狩湾から石狩平野をへて日高、太平洋へとつらなる地域には暑寒別岳、イルムゲツプの火山岩を除いては他に分布していなく、石狩堆積盆の存在と整合的である。この暑寒別岳、イルムゲツプの火山岩の分布域について詳しくみると、キュリー点深度は周辺域に比べてやや浅く解析されていることがわかる。また、十勝川河口付近から網走方向にぬける比較的幅の狭いチャネル状のキュリー点深度が深く解析された地域は、図2-6にみられように日高区と根室区との境界により対応をしめしている。さらに、道南、道東の太平洋沿岸域から沖合に向かってキュリー点深度が急激に深くなっているが、この傾向は図2-2においてヒートフローが太平洋の沖合に向かって低くなっていることと整合的である。

2) 東北北部地域 (図2-4a)

キュリー点深度が8 Km以浅と浅く解析された地域は北から順に、岩手山、青森市を含みさらに十和田カルデラ西方域へと広がる地域、八幡平から秋田駒ヶ岳にかけての地域、秋田市の東方域、栗駒・焼石地域、鳥海山地域、月山地域である。さらに範囲を広げて9 Km以浅の分布域をみると、上に述べた8 Km以浅域を取り囲む周辺域の他に、汽仙沼、大船渡から盛岡へと延びる地域が新たに加わる。

キュリー点深度が10 Km以深と深く解析された地域は、下北から北部北上地域及びその東に広がる太平洋域、と汽仙沼、大船渡から盛岡へと延びるキュリー点深度の浅い地域の南の南部北上地域である。

キュリー点深度が8 Km以浅と浅く解析された地域について図2-8と比較検討を行なってみると、第四紀火山岩類の分布域と良い対応を示していることがわかる。ただし、下北半島の恐山にも第四紀火山岩類が分布しているのに対して、キュリー点深度は10 Km程度とやや深く解析されている。この原因としては、解析の際の平滑化効果によりすぐ東の太平洋域の深いキュリー点深度が影響を与えたためではないかと考えられる。今一つ、キュリー点深度が浅く解析された汽仙沼、大船渡から盛岡へと延びる地域についてみると、地質的には早池峰構造帯およびこれに隣接する南部北上帯の一部にみられる超塩基性岩の分布には対応しており、新しい火成活動を示す地質構造とは対応していない。この解析結果は地温による磁気的下底面を示しているのではなく、地質構造的な磁気的下底面を示していると考えられる。

キュリー点深度が深く解析された地域は北部北上帯、南部北上帯に対応する地域およびこの東の太平洋域であり、かつキュリー点深度は太平洋の沖合に向かうにつれて深くなっている。この傾向は大局的な地下温度構造を示すヒートフローの傾向とも一致する。

3) 東南北部、関東、東海地域 (図2-4b)

キュリー点深度が浅く (8 Km以浅) 解析された地域は北から、月山地域、蔵王地域、磐梯・安達太良地域、及び那須から浅間山をへて富士山、伊豆へと延びる地域である。逆にキュリー点深度が深く解析された地域は、上に述べた浅部地域の両側にそれぞれ存在している。日本海側の深く解析された地域は、その深さがせいぜい12 Km深程度であるのに対して、太平洋側の深く解析された地域では17 Km深を越える解析結果が得られている。

図2-8の火山岩分布図と対比すると、キュリー深度の特に浅く解析された地域は第四紀の火山岩分布と良い対応を示していることがわかり、これら活動的な火山の地下には、キュリー点深度解析によっても浅く解析されるほどの広がりを持つ地温の高まりが存在していることを推定される。また、富士山域から静岡市の西方にかけてキュリー点深度の浅く解析された地域が存在するが、これは図2-1bの磁気異常図において見られる静岡市周辺域の磁気異常を反映したものと考えられる。

関東平野はキュリー点深度が10～15 Km程度と深く解析されているが、これは冷たい太平洋プレートが関東平野の奥深くまで潜り込んできている様子を良く表していると考えられる。

4) 中部・近畿地域 (図2-4b)

キュリー点深度が浅く (9 Km以浅) 解析された地域は、御岳・乗鞍地域、能登半島北部地域、浅間山から北西方向に延びる地域、及び福井市周辺域である。

逆に、キュリー点深度が深く解析された地域は、大きく2地域あった。一つは富山から静岡市周辺へ延びるチャネル状の地域であり、このなかで富山平野では16 Km深と特に深く解析された。また、今一つの顕著な低キュリー点深度域は、浜松、名古屋、三重から太平洋にかけての地域であり、キュリー点深度は沖合に向かうにつれて深くなっている。

これらキュリー点深度解析結果と地質構造との関係を試みる。

キュリー点深度が浅く解析された御岳・乗鞍地域は第四紀の火山岩が分布し、かつ活発な火成活動の場であることと良い対応を示している。能登半島北部地域は新第三紀の火山岩類の分布域に対応しており同地域の下部は周辺域に比べて今でも相対的に地温が高いことを推定させる。さらに、今一つの浅部域である福井市周辺域は、新第三紀火山岩類の分布とはほぼ対応しており、かつヒートフローの高異常域とも良い対応を示している。また、この浅部域は能登半島北部地域の浅部域につながっており同地域に散在する温泉群の存在を広域地下温度構造の面から肯定している。

つぎに、キュリー点深度が深く解析された富山平野から静岡市方向へと延びるチャネル状の地域は、糸魚川-静岡構造線にはほぼ沿い、かつその西側域に対応しており、地質構造的に大変興味深い解析結果である。

5) 中国・四国地域 (図2-4c)

キュリー点深度が浅く解析された地域は大きく2地域存在する。一つは、山陰地方に中心を持ち、かつ東西方向の方向性を有し、4)で述べた福井市周辺域の浅いキュリー点深度域につながる地域である。このなかでとりわけ浅く(8Km以浅)解析された地域は、丹後半島のやや南の生野付近に中心を持つ地域と、松江、大山の南に中心を持つ地域である。さらに、今一つキュリー点深度が浅く(10Km以浅)解析された地域は、四国のほぼ中央部の中央構造線と仏像構造線とに挟まれた地域である。この浅く解析された地域もほぼ東西方向の方向性を有している。

逆に、キュリー点深度が深く解析された地域も2地域存在する。一つは、上述の2つの浅部解析域に挟まれた地域であり、同じく東西方向の方向性を有し、中心はほぼ瀬戸内海に一致している。いま一つの深く解析された地域は、仏像構造線の南側に太平洋に向かって大きく広がる地域である。この地域におけるキュリー点深度は、太平洋の沖合に向かって深くなる傾向にあり20Kmを越える解析値が得られた。

これらキュリー点深度解析結果について地質構造との対比を行なった。本地域のキュリー点深度解析結果は明瞭な東西方向のトレンドを有しているが、この方向性は図2-2のヒートフローの方向性と一致し、さらにはフィリピンプレートとユーラシアプレートとの境界の方向である南海トラフの方向に一致している。

山陰地方を東西に延びるキュリー点深度の浅い地域は新第三紀の火山岩分布や、超塩基性岩の分布と良好な対応を示している。

また、今一つのキュリー点深度が浅く解析された地域である中央構造線と仏像構造線とに挟まれた地域には、帯磁率の強い先新第三紀火山岩類の線状配列が認められており、これらの存在を反映してキュリー

一点深度が浅く解析されたものと思われる。

6) 九州地域 (図2-4c)

キュリー一点深度が一番浅く (7Km以浅) 解析された地域は、久重・阿蘇地域と雲仙地域であった。次に浅く (8Km以浅) 解析された地域は、上記2地域の周辺域に加えて南九州の霧島地域及び桜島地域であった。

逆に、キュリー一点深度が深く解析された地域は、阿蘇と霧島の両浅部域に挟まれた地域、と宮崎から鹿児島にかけての太平洋沿岸域である。特に、宮崎から鹿児島の日南海岸に沿うキュリー一点深度の深く解析された地域は、キュリー一点深度が沖合に向かうにつれて、深くなる傾向にある。

キュリー一点深度の浅く解析された久重・阿蘇地域、雲仙地域、霧島地域及び桜島地域は、いずれも日本を代表する活火山地域、地熱地域であり、解析結果はこの事実を追認した形となった。桜島地域については、キュリー一点深度の浅く解析された地域は桜島のやや西にその中心を有している。これは深部のマグマは桜島火山の真下よりもやや西側の鹿児島湾の中ほどの地下深部に存在していることを示唆するものとして興味深い。九州地域についてのヒートフロー図 (図2-3) と比較すると、久重・阿蘇地域および桜島地域はヒートフローも高くなっておりキュリー一点深度解析結果と良い対応を示していることがわかる。

2. 5 まとめ

新しく開発したキュリー点深度解析法を日本列島をカバーする空中磁気データに適用しキュリー点深度図を作成した。このキュリー点深度解析によって得られたキュリー点深度における地温を坑井で測定された地温勾配データの外挿により推定した。その結果、日本海側域（火山フロントより日本海側）ではキュリー点深度に相当する地温は約500℃、太平洋側域（火山フロントより太平洋側）では約300℃であることがわかった。太平洋側域で約300℃という値は、地温が火山フロントからアサシミックフロント付近で急激に変化している（Fujii and Kurita, 1978）のに対して本解析法を盲目的に適用したため、その東側の太平洋側域では実際より浅く解析され、結果的に約300℃という値になったものと考えられた。

次に、解析されたキュリー点深度図と既存の地質情報と対比した結果、現在活発な地熱活動、火成活動をつづけている地域はいずれもキュリー点深度が極めて浅く解析され、また新第三紀、第四紀の火山岩分布域も浅く解析された。逆に、表日本の太平洋沿岸域から太平洋の沖合にむかってキュリー点深度は特に深く解析された。またキュリー点深度解析結果は日本周辺のヒートフロー図（Uyeda, 1972）より詳しく日本列島下の広域的な地下の温度構造を解析しているといえる。

3. 1 はじめに

我が国には究極的にどの程度の地熱資源量が存在しているのかを広範囲にわたって算定することは、長期的展望にたった国レベルの開発・利用計画の政策立案及び策定にとって欠くことのできない作業である。これに対して地熱探査とは、より開発指向型の性格を帯び、調査開発経費を短期的に回収しようとする、狭い範囲を対象とした調査である。これが開発段階まで進むと、地熱貯留層評価と呼ばれる調査・解析が行なわれ、坑井データを使つての発電所設計のための実務レベル調査が実施される。ここでは、国レベルの開発・利用計画の政策立案及び策定に資する全国規模における地熱資源量評価について述べる。

地熱資源量評価の対象としたのは熱水対流型資源と呼ばれるもので、この地熱資源は温度により高温熱水系 ($>150^{\circ}\text{C}$)、中温熱水系 ($90^{\circ}\text{C}\sim150^{\circ}\text{C}$)、低温熱水系 ($<90^{\circ}\text{C}$) の3分類に区分される。地熱発電 (蒸気フラッシュ発電、バイナリ発電) を主目的とした地熱資源の対象は、熱水対流型資源のうち高温熱水系のみであり、この資源量に限っては電気換算の発電量まで算出を行ない、中温・低温熱水系資源については熱量の算出を実施した。

3. 2 地熱資源評価について

(1) 評価対象の定義

資源評価においては、その資源量の定義は統一的で一貫性のあるものでなくてはならない。また、他のエネルギー資源（石油・石炭・ウランなど）との比較にたえる整合性をも有していなくてはならない。地熱資源を含むすべての鉱物・エネルギー資源にたいしてその評価対象を厳密に理解するために、Mckelvey(1968)が採用した図表（マッケルビーダイアグラムと呼ばれる）がよく用いられる（図3-1）。縦軸が経済的な採取可能性を示し、横軸は地質学的な存在確度を示している。White and Williams(1975)は、総地熱資源量（geothermal resource base）を10 km以浅の地殻内に蓄えられた15℃以上の総熱量と定義している。Muffler and Guffanti(1979)は、深度3 kmを採取可能と採取不可能の境界深度としている。

採取可能総資源量（Accessible Resource Base）は、確認（Identified）と未発見（Undiscovered）の2つに区分される。確認量は、試錐、地球化学、地球物理学および地質学的証拠によって知られ、かつ性質がわかった特定の地熱エネルギーの濃集のことをいう。未発見とは、広域的な地質学的知識および学説にもとづいて存在すると推測される不特定の地熱エネルギーの濃集のことである。

資源量（resource）は、現在ないし近い将来に採取・利用の可能なものをさし、利用可能（useful）な総資源量をさす。対照的に埋蔵量（reserve）は、確認でかつ採取に採算性のあるものをさす。ここで資源評価の対象としているのは、資源量（resource）であり、このダイアグラム上で定義するならば、利用可能総資源量（未発見を含む）のことである。

Muffler and Cataldi(1978)は、同様の分類を図3-2に示すような資源量細分化の論理図でまとめている。

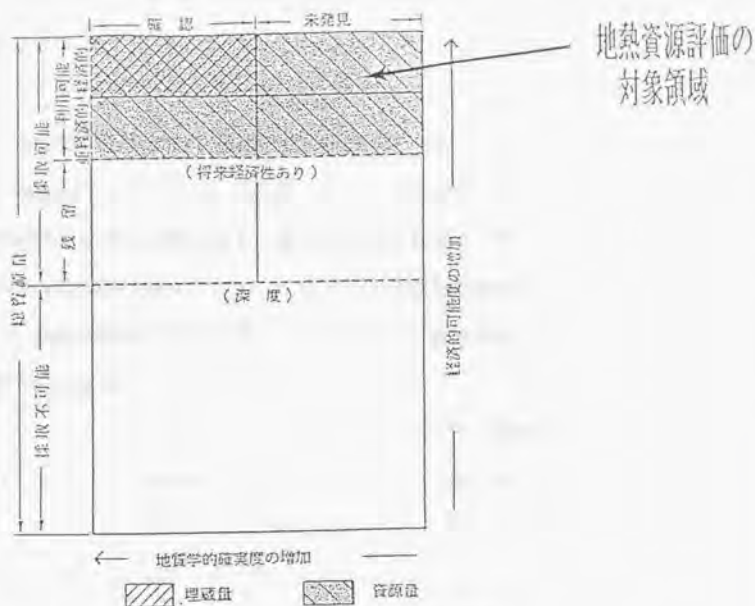


図3-1 McKelveyによる地熱資源の分類図
資源評価の対象となるのは利用可能総資源量である

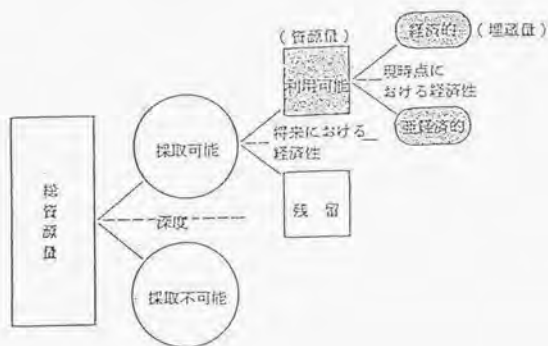


図3-2 地熱資源量細分化の論理図
資源評価の対象は将来における経済性を考慮した利用可能総資源量である

(2) 地熱資源の分類

Mckelvey ダイアグラムは、資源全般の概念的分類であるが、資源賦存状況や形態・熱源の種類によって地熱資源は図3-3のように分類される (White and Williams, 1975)。まず熱源によって、火成岩関与型地熱系と伝導卓越型地熱系に分割される。我が国の地熱発電で重要なのは前者の火山性の地熱系である。この火成岩関与型地熱系は地熱流体の有無により、熱水対流系と高温火成岩系に分類され、熱水系はさらに蒸気卓越系と熱水卓越系とに細分される。

熱水卓越系については、高、中および低温の温度区分を加え、高温熱水系は150℃以上、中温熱水系は90～150℃、低温熱水系は90℃以下と定義する。これはフラッシュ蒸気発電、バイナリー発電、直接利用等の利用形態の差に相当すると考えてよい。

地 熱 資 源 の タ イ プ			温 度 (℃)	
火成岩関与型地熱系(火山性) (Igneous-related geothermal system)	高温火成岩系(HI) (Hot igneous system)	溶融岩体(MP) (Molten part)	>650	
		火成岩関与型高温乾燥岩体(IHD) (Igneous-related hot dry rock)	<650	
	熱水対流系(HIC) (Hydrothermal convection system)	蒸気卓越系(VP) (Vapor-dominated system)	>240	
		熱水卓越系 (Hot water system)	高温熱水系(HIT) (High-temperature system)	>150
			中温熱水系(IT) (Intermediate-temperature system)	90-150
			低温熱水系(LT) (Low-temperature system)	<90
伝導卓越型地熱系(非火山性) (Conduction-dominated geothermal system)	広域伝導型高温乾燥岩体(CHD) Regional conductive hot dry rock		15-300	
	広域伝導型熱水卓越系(CHW) Regional conductive hot water system 地圧水型(GP) (Geopressured system) 深層熱水(DH) (Deep-seated hot water system in sedimentary basin)			

図 3-3 地熱資源の分類図

Mckelveyダイアグラムを資源の状況、形態、熱源の種類によって細分類したもの

3-3 各種の地熱資源評価手法

我が国の長期的地熱エネルギー需給計画そして開発策定には、定量的な資源評価が不可欠であり、究極的には地熱資源賦存量が熱的に何calあるのか、発電量で何万kw相当になるのかという具体的数値にまでたどりつかなくてはならない。このために、地質学、地球物理学、水理学などの知識をもとに、様々な評価手法が考え出されている。それらの内容と特長を概観すると以下のようにまとめることができる。

(1) 容積法

この手法は、もっとも有用でオーソドックスな評価法とされているもので、異なった地域や異なった地質条件間の対比ができ (Muffler and Cataldi, 1978)、採取可能総資源量の決定にはもっとも良い方法である。この手法のなかにもいろいろあるが、基本的には地熱貯留構造の体積、温度をそれぞれの地熱系に対して推定し、貯留エネルギーを算出するものである。実際例としては、Brook et al. (1979)、角 (1982)、金原ほか (1984, 1985)、Macdonald and Muffler (1972) などがある。この容積法についてはこのあと詳細に紹介する。

(2) マグマ溜りの残存熱量法

新しい火山の地下のマグマ溜りに注目し、初期条件とその後の冷却過程を仮定して、残存している熱量を理論的に計算し、これより発電容量を算出するものである。貫入岩の数、サイズ、位置、年代の見積により地熱ポテンシャルが求められる。適用例としては、Noguchi (1970)、Smith and Shaw (1975) などがある。

(3) 自然放熱量法

地熱地域において、温泉・噴気などの形態で自然に発散している熱量を評価の目安にして、放熱量および電力換算量を算出するものであ

る。すでに発電が行なわれている地域で、自然放熱量と開発後の熱採取量とを比較してみると、数倍から数十倍の差があるため、この手法による資源量評価には不確実性が残り、また地表兆候の全くない地域に対しては過小評価されるなどの欠点がある。適用例としては、Banwell(1963)、Chen(1970)、Baba(Suyama et al.(1975)) などがある。

(4) 地熱地域面積法

既開発の地域における単位面積あたりの発電量を求め、これと開発可能面積との積によって総発電可能量を求めようとする手法である。開発可能面積の算出には、変質帯分布・電気探査データなどの情報を用いられる。我が国では、松川や大岳での適用例（日本地熱調査会、1970）がある。

(5) 地下包蔵水量法

この手法は、熱源・熱量とは独立に熱の運搬媒体である水の包蔵量に注目して資源評価を行なうものである。包蔵水量法は、現在地下に埋蔵されている熱水を採取するという静的な考え方にたつ化石水量法と、地表から浸透する水の量だけを採取するという動的な考え方に立つ循環水量法との2つに分類できる。循環水量法では、地熱地域から噴出する熱水や天然蒸気の大部分が天水起源であるという経験則より、その地域の全降雨量と発電可能量との関係に着目するものである。地下包蔵水量法は本質的には容積法の考え方に近いが、熱ないし温度のパラメータが欠けている。これらの手法を用いた評価として、日本地熱調査会（1970）と通産省サンシャイン計画推進本部（1977）がある。

(6) 板状フラクチャー法

地熱貯留構造を不透水岩中に存在する板状フラクチャーモデルとし、熱は伝導によりフラクチャーに伝えられ、さらにフラクチャー内を流

れる流体によって熱は運搬されるとして計算する方法である。アイスランドの新生代玄武岩を対象として適用された例 (Bodvarsson, 1974) などがある。褶曲運動や断層運動によって特徴づけられる複雑な地質構造を有する地熱地帯には余り適していない場合が多い。

3-4 世界におけるこれまでに実施された地熱資源評価

米国における全土的レベルの最初の地熱資源評価は White and Williams(1975)であり、次の4つの資源について評価を実施している。

- (1) 広域伝導卓越型地熱資源
- (2) 地圧水型地熱資源
- (3) 火成岩関与型地熱資源
- (4) 90℃以上の熱水対流系地熱資源

この中で、地熱利用および発電を目的とした現実的な探査・開発対象は4番目の90℃以上の熱水対流系地熱資源である。Renner et al.(1975)は、容積法を用いて、高温熱水系(>150℃)資源量と、中温熱水系(90-150℃)資源量を算出している。ここで貯留構造の上面深度は、坑井データから推測もしくは1.5 kmとし、下面深度は3 kmと仮定、貯留構造面積は地質データ、地球物理学的データ、坑井データより推測、貯留構造温度は坑井による検層データおよび地化学温度計を用いて推測している。回収率25%を採用し、最終的に米国における高温熱水系の資源量を 1520×10^{18} J、これより可能な発電量を15300万kW×30年と評価した。中温熱水系の資源量については、 1450×10^{18} Jなる評価結果を得た。

この1975年評価結果を引き継いで、データ見直しと精緻化を計ったものがMuffler(1979)である。熱水対流系資源の評価(Brook et al., 1979)には、温度・体積・熱エネルギーの記述に統計的手法を付加して最終的な資源量を確率論的に表現している。なお熱水系資源の発電効率には0.4を採用している。トータルの熱水対流系資源量 2400×10^{18} J、これより可能な発電量を9500-15000万kW×30年なる評価結果を算出した。これらの値は、1975年評価値より20%程下方修正されている。

なお、全米における215カ所の確認されている地熱資源に対する評価では、150℃以上の高温熱水系資源については、 2300 ± 3400 万 $\text{kW} \cdot 30$ 年の発電量、90-150℃の中温熱水系の熱エネルギーは、 $42 \pm 13 \times 10^{18}$ J という結果を報告している。発電に関して言えば、1960 万 $\text{kW} \sim 2640$ 万 kW 相当の評価結果ということになる。

イタリアにおいても、容積法を用いて資源量評価が行なわれている (Cataldi et al., 1978)。イタリア中部の面積 8661 km^2 のエリアを地質・熱構造の均質と思われる 31 ゾーンに分割し、さらに各ゾーンを上部不透水層、貯留構造、下部基盤層の 3 層に細分、最終的に 93 ブロックについて熱エネルギーを算出した。その結果、温度 130℃ 以上の地熱資源量として 53×10^{18} J、これより可能な発電量として 4500 Mw · 30 年、130℃ 以下の多目的利用地熱資源として 93×10^{18} J なる評価結果を得た。

ニュージーランドにおいては、容積法ではないが、地熱地域面積法によって主要な地熱地域の資源量が算出されている (Donaldson and Grant, 1978)。ニュージーランドで地熱貯留構造が確認されているワイラケイ (最高温度 260℃) とブロードランド (最高温度 300℃) においては、各々単位面積あたりの発電量として、1.3-1.4 万 kW/km^2 、1.0-1.1 万 kW/km^2 が見込まれる。比抵抗データを主に活用して総面積を算出し、坑井や地化学温度計等より地下温度を推測して発電可能量を評価している。その結果、ニュージーランド北島の 13 カ所の地熱地帯の資源量として、110-250 万 kW の発電が可能という評価を報告している。

3-5 我が国における地熱資源評価の歴史

我が国の地熱資源評価作業は、その時々々のデータを最大限に利用し、各種評価手法により、数回行なわれてきている。この評価作業の経緯、手法等については角(1979)に詳しい。地熱資源の評価が最初に報告されたのは1957年まで遡る。この1957年評価は、昭和20年代の全国的な地熱概査をもとに、地質調査所が行なったもので、主要地熱地域の13地域(アトサヌブリ、登別、恐山、八幡平、荒雄岳、白根、箱根、立山、別府、大岳、雲仙、阿蘇、霧島)の噴気地帯総面積から算出したもので総計400万kwという値が算出されている。

1970年評価は、日本地熱調査会発行「日本の地熱資源」にまとめられており、マグマ溜りの残存熱量法、自然放熱量法、地熱地域面積法、包蔵水量法および循環水量法によって行なわれている。マグマ溜りの残存熱量法では、日本の第四紀火山200個を前提に、深さ10km、半径5km、厚さ5kmの円筒形マグマ溜りを想定し、その残存熱量として $6.15 \times 10^{21} \text{ cal}$ ($25,740 \times 10^{18} \text{ J}$)を算出している。この残存熱エネルギーを熱サイクル効率12%として、5000年で消費すると、発電可能量は2000万kwとなる。自然放熱量法では、温泉・噴気などの形で自然に発散している熱量を日本全体で $16 \times 10^{20} \text{ cal/min}$ と推定し(400万kwに相当)、これに既開発地での開発熱量と開発前放熱量との比をかけて算出したものである。包蔵水量法は、地下の水の包蔵量から評価するもので、日本の代表的火山地域6地域(道東、道南、東北脊梁、伊豆、豊肥、薩南)の総面積を26000km²と見積り、深さ1.5km、即ち39000km³の貯留構造が10%の有効孔隙率を有するとして、包蔵される水量 $3.8 \times 10^{12} \text{ t}$ を10

00年で消費すると仮定すれば、発電可能量は4000万kwに相当する。ただしこの手法では温度などの考慮は全くしていない。同地域(26000km²)の年間降雨量を平均1600ミリとし、その10%を採取可能とすると 4×10^9 t/年となり、これがすべて蒸気であつ100 t/hで1万kw発電可能とすれば、総発電可能量は4000万kwとなる(循環水量法)。

1974年評価は、昭和49年度からスタートするサンシャイン計画策定のために、産業技術審議会エネルギー技術特別部会が提出した分科会報告「新エネルギー技術開発の進め方について」の中にまとめられている評価である。従来の天然蒸気および火山性高温熱水の評価に加えて、中低温熱水、超深度地熱流体、高温岩体および火山熱をも評価・加算したものである。中低温熱水は蒸気発電量の半分、超深度地熱流体は開発対象を深度1.5 kmの2倍以上とし、在来資源量とは同程度と評価、高温岩体はアメリカのヘメス山の試算方式によって1億kwとし、火山熱は2000万kwと算定した。こうして総計、3億7000万kwなる評価値を算定している。

1977年評価には、地質調査所による評価と、機械振興協会・新機械システムセンターによる評価の2つがある。前者は、昭和48年度から同50年度の3カ年にわたって全国30地域について実施された、全国地熱基礎調査の変質帯調査をもとに、地熱地域面積法によって評価した730万kw、同地域の自然放熱量法によって評価した2658万kwの2つの算定値が得られている。機械振興協会・新機械システムセンターによる評価は、主要構造性地熱地域6地域(胆振・後志、渡島、仙岩、栗駒、豊肥、霧島・薩南)に対して、包蔵水量法(化石水量法)を適用したもので、蒸気発電に必要な350℃の流体は1735万kw、熱水バイナリ発電に必要な200℃の流体は20

3万kwと発電量を試算している。

1982年評価は、我が国の大規模火山性地熱地帯モデルに対して、アメリカ地質調査所の容積法評価の考え方を適用したものであり（角、1982）、1地域（174km²）あたり320℃の蒸気卓越型資源は142万kw・100年、250℃の熱水型資源は124万kw・100年、総計266万kw・100年と算出している。したがって、このような大規模地熱地帯が全国に6地域あるとすれば1600万kw、12地域で3200万kwという資源量を評価している。同手法で我が国の28カ所の地熱地域に対して、暫定的評価を施した評価（金原ほか、1984、1985）では、高温熱水系資源で4214万kw、中温熱水系資源で 59×10^{18} Jの有効熱エネルギー値を算出している。

このほか地熱資源評価に関しては、評価関数法による資源評価（小川ほか、1983）、熱源・貯留構造・断裂系に分けて行なった資源評価（山口ほか、1983）なども報告されている。宮崎、津他（1986）は、我が国に賦存する地熱資源量を定量的・統一的に評価することを目指して、手法としては容積法を用い、データとしてはキュリー点深度解析データ、重力基盤解析データ等を用いて実施した。以下にその内容を詳述する。

3-6 評価に用いた容積法について

Muffler and Cataldi(1978) は、自然放熱量法、容積法、板状フラクチャ法、マグマ残存熱量法の4種の地熱資源量評価手法の比較を行なって、容積法がもっとも有用な評価手法であり、異なった地域や異なった地質条件間の対比が可能であると結論づけている。米国では、アメリカ地質調査所(USGS)が本格的な地熱資源評価を実施してきており、その評価手法としては容積法(Renner et al.(1975), Brook et al.(1979))を採用している。

容積法による地熱資源評価では、まず貯留構造熱エネルギー Q_r を算出する。

$$Q_r = \rho c \int_{z_g}^{z_r} \int_S (T(x,y,z) - T_{ref}) ds dz$$

ここで、

Q_r : 貯留構造エネルギー (J)

ρc : (岩石+水)の容積比熱

岩石容積比熱 $2.5 \text{ J/cm}^3/^{\circ}\text{C}$ 、貯留構造孔隙率15%仮定して

$2.7 \text{ J/cm}^3/^{\circ}\text{C}$

$T(x,y,z)$: 貯留構造内の点(x,y,z)における温度 ($^{\circ}\text{C}$)

T_{ref} : 基準温度

S : 面積 (x, y)

z_g : 重力基盤深度

z_r : 温度 150°C に対応する貯留構造深度

ここでは、地熱発電を主目的とするため、評価対象としているのは熱水対流型資源の3分類（高温熱水系（ $>150^{\circ}\text{C}$ ）、中温熱水系（ $90^{\circ}\text{C}\sim 150^{\circ}\text{C}$ ）、低温熱水系（ $<90^{\circ}\text{C}$ ））のうち、高温熱水系（ $>150^{\circ}\text{C}$ ）を主眼において評価作業を実施した。

同じ容積法と言っても、いろいろあり、この研究で用いた手法は、Brook et al.(1979)の容積法とは次のような点で異なっている。

- * モデル地域毎に、均質な地熱貯留構造を想定するのではなく、日本全土のデータの存在する場所をすべて対象とした。
- * 温度情報は、地球化学的温度のかわりに、キュリー一点深度情報と地熱坑井温度データを採用した。
- * 貯留構造厚さは、重力基盤深度情報をもとに算出した。
- * 貯留構造内において温度分布は一般に複雑な形状をするが、単純化して深度方向に線形的に上昇するモデルとした。

容積法による資源評価の第一段である貯留構造熱エネルギー Q_r を求めるに必要な各パラメータは具体的には以下のようにして決めた。

貯留構造の広がり

地熱貯留構造の面積およびその厚さ、つまり貯留構造体積の見積りは容積法による評価の根幹を占めるものであり、非常に重要なファクターである。貯留構造の広がりに関しては、温泉分布、坑井データ、変質帯分布、第四紀火山分布、地化学データなどを利用して推定することも可能であるが、全国規模での地熱資源評価作業においては、な

るべくデータの地域偏在性を避け、かつ地下の地熱貯留構造モデル構築の主観性を排除するため、全国統一の基準で、そして同時に一様な客観性を保つことを念頭に、地熱貯留構造の広がりにはブーゲー重力異常のデータのインバージョンを施して求めた重力基盤深度をその根拠とした。これまでの経験から、我が国の地熱地域では、新第三紀層および第四紀カルデラ堆積物が地熱貯留構造になりえる地層と考え、その地域における地下地質構造を考慮した $\Delta\rho$ （重力密度差）をもとに算出した重力基盤深度を、その地域の地熱貯留構造の基盤とした。

貯留構造温度

我が国の地熱坑井の数は、諸外国と比べると多いとはいえ、地下温度分布を作成するには決して十分とはいきれない。地熱情報データベースシステム（SIGMA）の坑井データベースには、国による全国的な地熱調査における構造試錐・調査井の542坑のデータが登録されているが、そのうち深度100m以上の坑井は331坑である（矢野ほか、1989）。

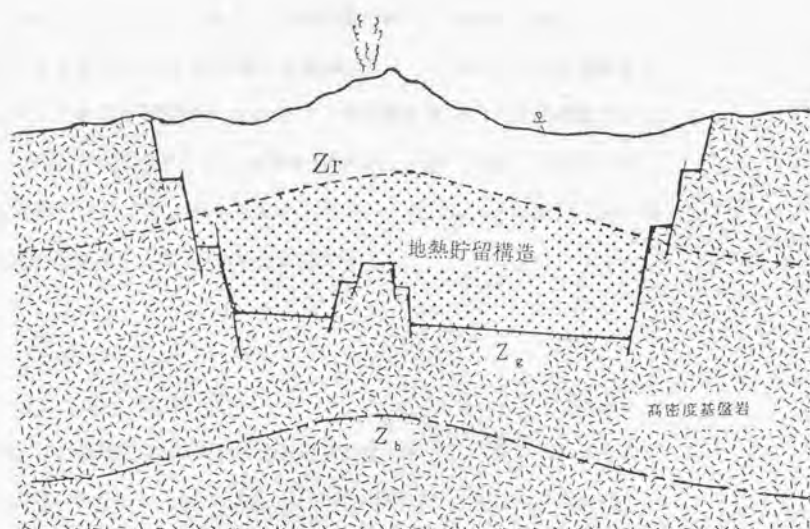
また地下5 km以深まで到達している井戸は石油井を除くと地熱井では皆無である。このため、地下の地熱貯留構造の温度がどれくらいであるのかというのは、貯留構造の広がりとの把握と共に難題の一つのパラメータである。評価対象地域内に、たまたま湧出温泉が存在すれば、その地熱流体の化学組成より求められた地球化学的温度（シリカ温度計やNa-K-Ca温度計など）を利用することも考えうるが、これらの地球化学的温度計を採用するにあたっては、次のような前提条件を満足していなくてはならない。

- (1) 水・岩石平衡が貯留構造の中で確立して保たれていること
- (2) 地質温度計に使用された元素が地表へ上昇してくる途中の岩石と再平衡の状態にならないこと
- (3) 熱水と非熱水の混合が生じないこと

これらの条件の満足の是非と共に、またその地熱流体の採取可能な場所も偏在し、この手法であれば潜頭性の地熱貯留構造の場合には難しいなどその適用に関しては注意が必要である。

このため、我々は空中磁気データにインバージョンを施したキュリー一点深度解析データを地下深部の温度情報の主要情報とし、付随的に地熱坑井データの温度検層の情報を利用した。岩石が磁性を失うキュリー温度については、いろいろ議論のあるところであるが、本研究では、熱的、磁性的、そして地震波速度的に見ても妥当と思われる500℃(Byerly and Stolt(1977))を採用して評価作業を実施した。地表面温度を一定とし、地表からキュリー一点深度までは、線形的に温度上昇が起こるものと仮定して地熱貯留構造内の温度をもとめた。この温度決定に必要な地表高度データは国土地理院の国土数値情報を使用した。

図3-4は、本研究で採用した容積法による地熱資源量評価の概念図を示したものである。



- Z_r 基準深度（地温150℃に対応する深度）
 Z_b キュリー点深度
 Z_g 重力基盤深度

図3-4 容積法による地熱資源量評価の概念図
 地熱貯留構造と表示される部分に存在する地熱資源量を評価する

地熱貯留構造は、 Z_g (重力基盤深度) と Z_r (温度 150℃ に対応する貯留構造深度) によって深度方向に限定され、その貯留構造内温度は下部の Z_g (キュリー点深度) によって求められる。熱水からフラッシングによって蒸気を得て発電を行なうためには、熱水温度は少なくとも 150℃ 以上であることが必要であり、経済性を考慮にいれるならば 200℃ 以上であることが望ましい。本研究では高温熱水系 (>150℃) の定義にしたがい、地熱貯留構造の上限は温度 150℃ に対応する深度とした。地熱貯留構造内に蓄えられた熱エネルギー Q_r が算出されると、次に地熱エネルギーの回収率 R_g を乗じて坑口での回収地熱エネルギー Q_{wh} を計算する。

$$Q_{wh} = R_g \cdot Q_r$$

R_g は、物理的および技術的制約により、すべての熱エネルギーの回収は不可能であり、Brook et al.(1979) の容積法は、熱水卓越型の場合、25% を採用している。この値は、スweepプロセス回収 (50%) の現実的な値としてとらえることもできるし、また、立場を変えて

貯留構造存在確率 \times 貯留構造発見確率 \times 貯留構造エネルギー回収率と見てもよい。本研究では、アメリカ地質調査所が地熱資源評価に用いたものと同じ回収率 25% を使用した。なお、この 25% には、貯留構造内熱水を地上の坑口まで運ぶ際に生ずるわずかなエネルギー損失 (数% 以下) も含んでいる。

坑口まで運ばれた地熱エネルギーは、その一部を機械的エネルギー (仕事) に変換して、電気エネルギーを起こす。その際、熱力学的な制約より、機械的仕事量 (W_a) と呼ばれる最大仕事量が定義される。

$$W_a = \Delta H - T \Delta S$$

ΔH : 坑口-最終間でのエンタルピー落差

$T \Delta S$: 使用されずに捨てられるエンタルピー

基準温度としては、アメリカ地質調査所と同じく大気温度の15℃を採用した。基準の温度としては、この他、コンデンサー温度（八丁原発所43.5℃、大沼発電所43.4℃、森発電所54.6℃など）を採用する現実的方法もあるが各プラント毎に異なるなど問題も残るので、ここでは15℃を基準値とした。

有効利用熱量である W_a （機械的仕事量）が求まると、実際のエネルギー変換サイクル（地熱発電所）の発電効率 η_u を乗じて電気エネルギー E が算出される。発電効率は、流体温度、発電サイクルの種類（最適シングルフラッシュ、2段フラッシュなど）によって異なるが、熱水型システムでは、 $\eta_u = 0.4$ が代表値として選ばれるので、本研究でもこれに準拠した。最終的な発電量（万kw）は、30年間発電を行なうものとして算出した。貯留構造熱エネルギー（ Q_r ）から、電力変換可能な高温熱水系資源の電気エネルギー（ E ）は次式により求めることができる。

$$E = W_a \cdot \eta_u$$

W_a : 機械的仕事量

η_u : 発電効率（熱水卓越型0.4、蒸気卓越型0.5とする）

ここで

$$\begin{aligned} W_a &= \Delta H - T \Delta S \\ &= m_{WH} [h_{WH} - h_0 - T_0 (S_{WH} - S_0)] \end{aligned}$$

ただし、

m_{WH} ：井戸元で生産される流体量

h_{WH} ：井戸元での単位流体量あたりのエンタルピー

h_0 ：最終状態（15℃）での単位流体量あたりの
エンタルピー（蒸気表より求める）

S_0 ：最終状態（15℃）での単位流体量あたりの
エントロピー（蒸気表より求める）

S_{WH} ：井戸元での単位流体量あたりのエントロピー
（ h_{WH} に相当する値を用いて蒸気表より求める）

ここで

$$h_{WH} = h_R + (Z_R \cdot g)$$

h_R ：貯留構造中の流体エンタルピー

Z_R ：貯留構造の深度

g ：重力加速度

$$m_{WH} = Q_{WH} / (h_{WH} - h_{ref})$$

h_{ref} ：基準温度（15℃）での飽和水単位量あたりの
エンタルピー

Q_{WH} ：井戸元での熱エネルギー

これらにより

$$W_a = \frac{Q_{WH}}{(h_{WH} - h_{ref})} [h_{WH} - h_0 - T_0 (S_{WH} - S_0)]$$

また、回収率（ R_g ）は次の式で表現される。

$$R_g = Q_{WH} / Q_r$$

R_g ：回収率（熱水卓越型は0.25で近似）

Q_{WH} ：井戸元での熱エネルギー

Q_r ：貯留構造熱エネルギー

以上より

$$W_a = \frac{R_g \cdot Q_r}{h_R - Z_R \cdot g - h_{ref}} [h_{WH} - h_0 - t_0 (S_{WH} - S_0)]$$

図3-5は、 Q_r （貯留構造エネルギー）、 Q_{WH} （坑口での熱エネルギー）、 W_a （機械的仕事量）、 E （発電量）の一連の流れを容積法のアルゴリズムにしたがって示したフロー図である。

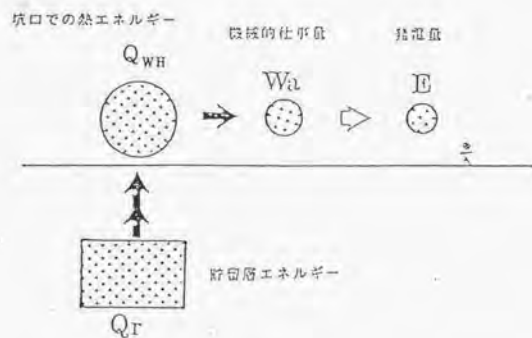


図3-5 容積法アルゴリズムのフロー図

本研究で採用したアルゴリズムは、米国地質調査所と同様であるが、温度が深度方向に上昇するので各グリッドごとの熱エネルギーを深度方向に積分しなくてはならない。この方法の中で注意すべき点として次のようなことが挙げられる。

*地下貯留構造より熱水が上昇してきて、坑口に達したときの初期条件は、飽和液であると仮定している。一般的には、井戸の中でのフラッシュによって、液相から2相混合流体となるが、この初期条件が飽和液の仮定の場合、機械的仕事量は最大となる。

*基準温度として大気温度15℃を想定しているが、コンデンサー温度としての約40℃を採用した場合には、その発電ポテンシャルは約85%位に留まる。

このような事により、今回の評価値は最大値をとるものと考えてよい。

3-7 容積法による我が国の地熱資源量評価について

本研究では、重力データ、キュリー点深度データを使用しているが、重力データ（図3-6）は全日本をカバーしていないため、全日本を、図3-7に示すような15ブロックに分割して評価を行なった。ただし、ブロックの中にはとくに急峻地形を含むエリアがある場合には、必ずしも重力データがあるとは限っていない。各ブロックについては、重力基盤深度データ、キュリー点深度データ、標高データの3つのグリッドファイルを作成した。このうち貯留構造の容積を見積るために用いた重力基盤深度データは、地下構造を基盤構造と貯留構造の2層構造に単純化し、重力データ（図3-6）にインバージョンを施して求めたものである。

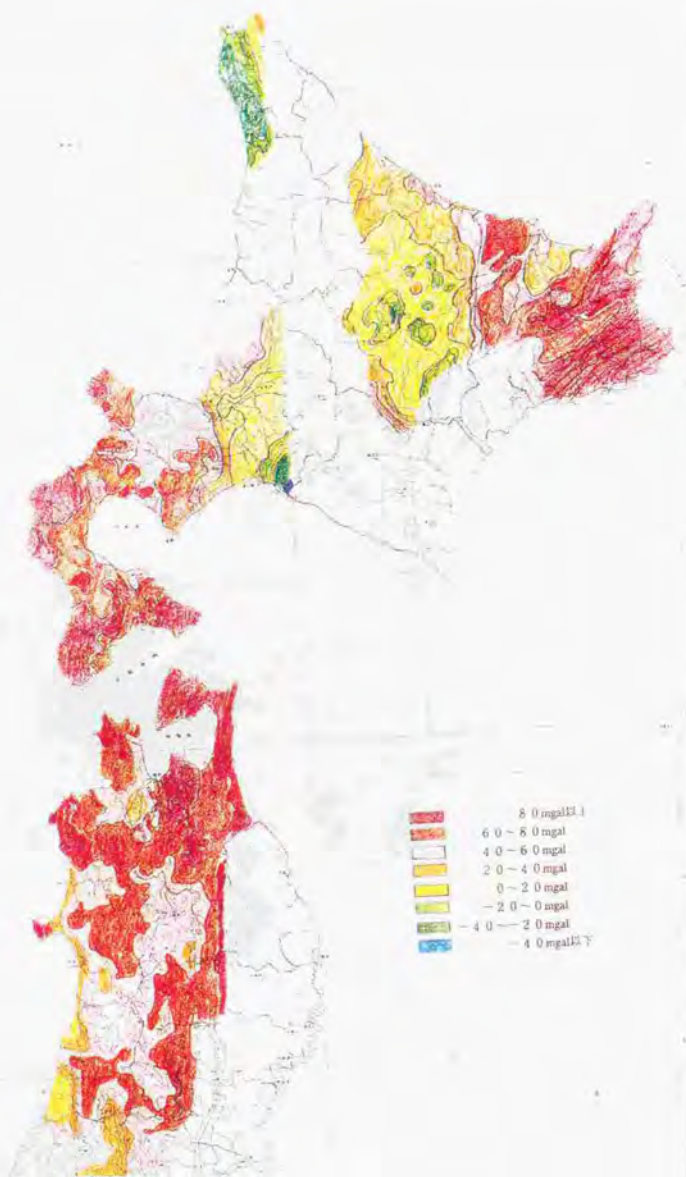


図3-6a 全国重力図 (ブーゲー異常図) 北海道一東北地域 (NEDO; 1987)
 単位; ミリガル

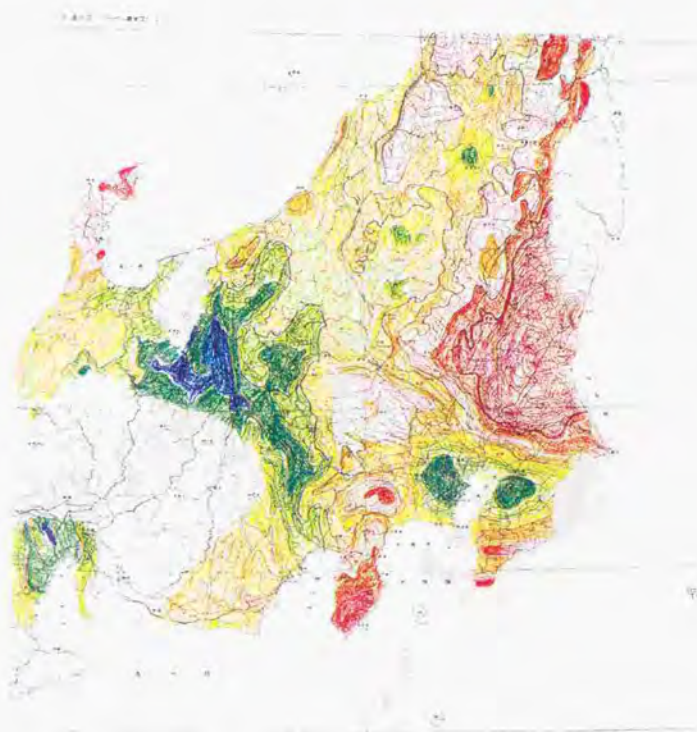


図3-6b 全国重力図（ブーゲー異常図）東北-中部地域（NEDO; 1987）
単位；ミリガル

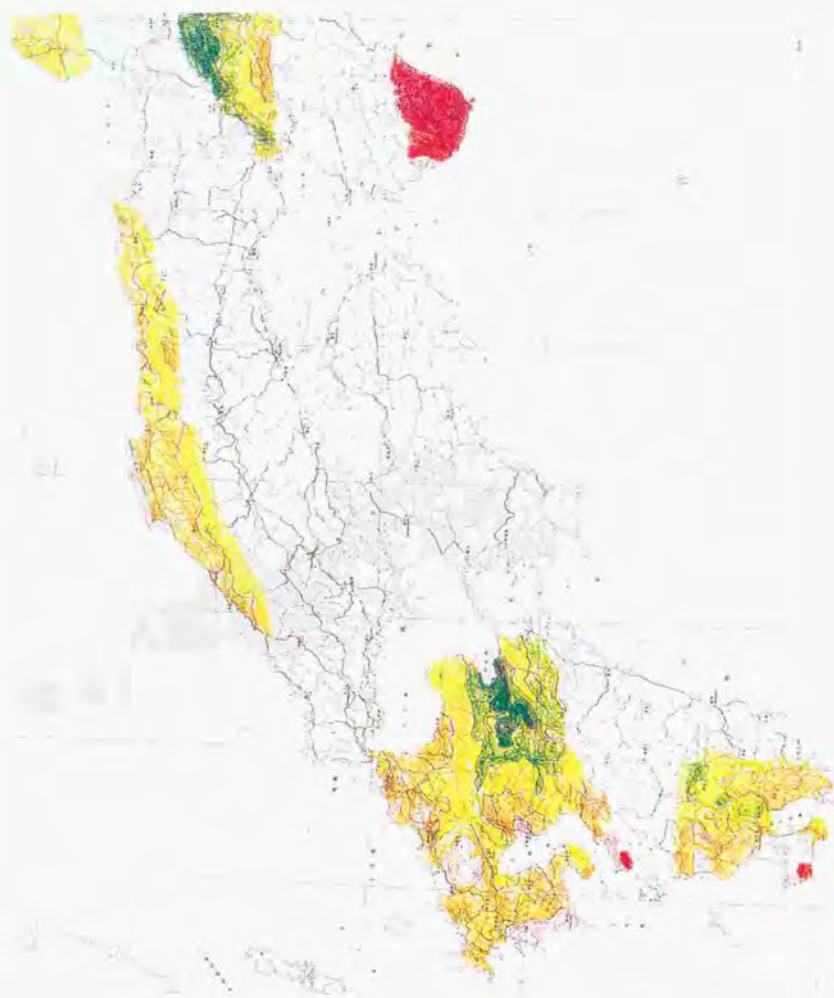


図3-6c 全国重力図（ブーゲー異常図）近畿-九州地域（NEDO; 1987）
単位；ミリガル



図3-7 熱水対流型地熱資源量算出のため、全国を15のブロックに分割したエリア図

資源量評価結果のまとめたものを、表3-1に示す。この表においては、先に述べた評価基準を満足するような対象エリアの評価対象面積 (km^2)、その陸地面積に対する百分率 (%)、重力基盤深度までの厚みを考慮して算出した貯留構造体積 (km^3)、貯留構造の総エネルギー (Q_r に対応)、有効総熱量 (W_a に対応)、そして発電量 ($\text{Wkw} \cdot 30\text{年}$)を各ブロックごとにまとめて表している。

今回、資源量評価を実施したエリアは、新エネルギー・産業技術総合開発機構で取得した重力データから重力基盤深度が求められる地域で、かつキュリー点深度データが存在する地域に限ったので、15ブロックの総陸地面積は $186,079 \text{ km}^2$ となり、この値は我が国の総面積の約50%を占めている。重力データは、地熱ポテンシャルの高い地域をカバーしているので、総面積の50%と言えども、我が国の地熱資源量評価作業としては不都合はないものと考えている。

地域ブロック別の熱水対流型資源量をまとめたものを表3-2に示す。資源量は $\text{MW} \cdot 30\text{年}$ で表記し、各ブロックごとの代表的な地域名を付記してある。ブロック名称で、紀伊、北陸、東海、道央、道北の6ブロックについては評価基準を満たす該当エリアが存在せず、資源量はゼロとなっている。

15個のブロックについて発電量を単純にたし合わせると、総計2054万 kw を得た。重力データの無い地域は除いてあるが、有効桁数も考慮すると、我が国の総地熱発電の資源量は約2000万 kw であると言える。この地熱資源量を算出するに当たって大きな役割を果たしたデータは、キュリー点深度データと重力基盤データであった。特にキュリー点深度データについては2章で述べたようにその解析結果は約10%程度の誤差を有していることを述べた。地熱資源量を算出する出発点である貯留構造熱エネルギーの算出式を見てわかるように、

キュリー一点深度解析の誤差の影響の見積は単純ではない。すなわち、キュリー一点深度が浅くなると、貯留構造の体積を増やす効果と貯留構造温度を上げる効果とがあり、逆に、キュリー一点深度が深くなると、貯留構造の体積を減らす効果と貯留構造温度を下げる効果とがある。このため、上に述べた我が国の総地熱発電の資源量約2000万kwにはキュリー一点深度解析の誤差の影響により少なくとも約10%以上の誤差があることが指摘できる。

図3-8は、15ブロックの熱水対流型資源量を各ブロック別に棒グラフで表したものである。東北北部が発電量約500万kwともっとも高い地熱資源量値を示している。図3-9は、評価対象となり得た9ブロックについて、各資源量の大きさに応じてブロック別表示を行なったものである。東北地方（北部・中部・南部）全域では35%を、北海道（道東・道西）は37%を、関東・甲信は12%を、九州（北部・南部）は15%を、それぞれ我が国全体の資源量に対して占めていることがわかる。

ブロック番号	ブロック名称	陸地面積 (km^2)	評価対象面積 (km^2)	対象エリア (%)	貯留層総体積 (km^3)	貯留層総エネルギー (10^{18}J)	有効総熱量 (10^{18}J)	発電量 ($\text{万kW} \times 30\text{年}$)
1	九州南部	7755	132	1.7	73	31.5	1.6	68
2	九州北部	16220	460	2.8	246	110.1	5.8	245
3	山陰	8232	57	0.7	25	11.2	0.6	25
4	紀伊	2948	0	0	0	0	0	0
5	徳島	5851	0	0	0	0	0	0
6	北陸	14463	0	0	0	0	0	0
7	東海	10803	0	0	0	0	0	0
8	関東・甲信	28559	752	2.8	271	112.9	5.6	237
9	東北南部	18800	518	2.8	147	58.8	2.8	120
10	東北中部	15910	233	1.5	123	53.9	2.8	118
11	東北北部	22427	668	3.0	479	216.1	11.4	481
12	道西	14697	547	3.7	326	147.8	7.8	332
13	道央	6831	0	0	0	0	0	0
14	道北	1481	0	0	0	0	0	0
15	道東	11092	858	7.8	412	187.8	10.1	428

表3-1 容積法による全国15ブロックの高温熱水対流型($>150^\circ\text{C}$)地熱資源量の評価結果の表示
各ブロック毎に、貯留構造の体積、貯留構造の総エネルギー、有効総熱量、発電量を算出した

我が国熱水対流型資源量の概算
(地域ブロック別熱水対流型資源量一覧)

ブロック 番号	ブロック 名称	資源量 MW・30年	主な地域名
1	九州南部	680	阿多・始良・霧島・国牟田・磯南
2	九州北部	2450	豊肥・雲仙
3	山 陰	250	大山
4	紀 伊	0	
5	淡 路	0	
6	北 陸	0	
7	京 海	0	
8	関東・甲信	2370	草津白根・浅間・日光・八ヶ岳・赤城・榛名
9	東北南部	1200	磐梯・吾妻・安達太良・那須
10	東北中部	1180	鳥海・月山・肘折・奥羽・船形・蔵王
11	東北北部	4810	八甲田・十和田・七時雨・八幡平・横山・岩木山
12	道 西	3320	駒ヶ岳・雨川・八雲・登別・いぶり・留尼ニセコ
13	道 央	0	
14	道 北	0	
15	道 東	4280	斜里・摩周・羅臼路・阿寒・喜登牛
合 計		20540	

表3-2 全国(ブロック別)の高温熱水対流型(>150℃)地熱資源量の評価
結果の表示
全国の総発電量は約2000万KW・30年と評価された

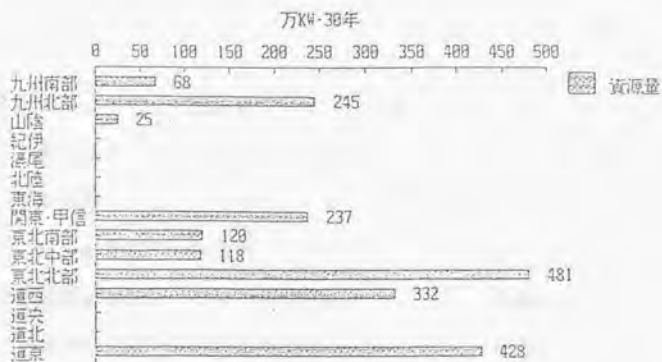


図3-8 ブロック別高温熱水対流型 ($>150^{\circ}\text{C}$) 地熱資源量の評価結果の棒グラフ表示
東北ブロックが最も高い資源量値を示す

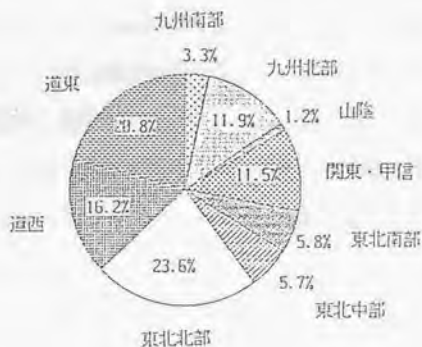


図3-9 ブロック別資源量評価結果の円グラフによる表示
東北が全体の約35%、北海道が約37%、関東・甲信が約11%、九州が約15%をそれぞれ占めている

3-8 中低温地熱資源量の算定

高温熱水系 ($>150^{\circ}\text{C}$) 資源は、バイナリ発電、フラッシュ蒸気発電等により電気発電に供せられるが、中温熱水系 ($90^{\circ}\text{C}\sim150^{\circ}\text{C}$) と、低温熱水系 ($42^{\circ}\text{C}\sim90^{\circ}\text{C}$) の場合には、直接利用が主となる。前述した容積法による手法で、可採深度を3 kmまでとした場合の、地下に賦存する低温・中温熱水資源量を算出した。有効熱エネルギーまでの評価方法は、USGS基準 (Brook et al., 1979) に準拠し、空隙率は15%、熱水比熱は $4.2 \text{ J/cm}^3/^{\circ}\text{C}$ 、基準の温度は 15°C とした。ただし、堆積盆中の化石熱水というと考え方により、熱エネルギーの算出に当たっては、岩石の熱エネルギーは除外し、取り出せる熱水の熱エネルギーのみを評価対象とした。

その結果、表3-3に示すとおり、中温熱水系 ($90^{\circ}\text{C}\sim150^{\circ}\text{C}$) 地熱資源の貯留構造熱エネルギーは、約 $800 \times 10^{18} \text{ J}$ 、有効熱エネルギーは約 $50 \times 10^{18} \text{ J}$ なる資源量を算出した。低温熱水系 ($42^{\circ}\text{C}\sim90^{\circ}\text{C}$) 地熱資源は、貯留構造熱エネルギーが約 $1400 \times 10^{18} \text{ J}$ 、その有効熱エネルギーが約 $80 \times 10^{18} \text{ J}$ という評価を得た (表3-4)。共に有効熱エネルギーは、地下の貯留構造熱エネルギー量の約6%位に相当する。

我が国中温熱水系地熱資源の概算 (温度90-150℃)

ブロック 番号	ブロック 名称	貯留層総エネルギー量 (10^{18} J)
1	九州南部	23.2
2	九州北部	77.8
3	山 陰	4.9
4	紀 伊	0.0
5	濃 尾	0.1
6	北 陸	0.8
7	東 海	4.0
8	関東・甲信	207.5
9	東北南部	113.7
10	東北中部	52.2
11	東北北部	106.1
12	道 西	72.2
13	道 央	3.8
14	道 北	4.8
15	道 東	127.8
合計		798.9

表3-3 我が国中温熱水系(90℃-150℃)地熱資源量のブロック別評価結果
全国で約 800×10^{18} ジュールと試算された

我が国低温熱水系地熱資源の概算 (温度42-90℃)

ブロック 番号	ブロック 名称	貯留総エネルギー量 (10^{10} J)
1	九州南部	39.8
2	九州北部	136.0
3	山 陰	15.0
4	紀 伊	3.4
5	濃 尾	14.6
6	北 陸	34.0
7	東 海	20.0
8	関東・甲信	335.1
9	東海南部	183.1
10	東北中部	90.5
11	東北北部	187.6
12	道 西	104.7
13	道 央	21.0
14	道 北	20.6
15	道 東	164.4
合計		1369.8

表3-4 我が国低温熱水系 (42℃-90℃) 地熱資源量のブロック別評価結果
全国で約 1370×10^{10} ジュールと試算された

3-9 地熱資源量評価結果について

熱水対流地熱資源のうちの高温熱水系（150℃以上）資源の評価結果は総計約2000万kwと言う値を得た。200℃以上に限定すると、その資源量は約600万kwとなる。これらの資源評価値の精度および妥当性について議論する。

外国における資源量評価の参考例としては、米国における215カ所の確認されている地熱資源にたいする評価では、150℃の高温熱水系については、1960万kw～2640万kw発電規模相当という評価結果が報告されている（Brook et al., 1979）。ニュージーランドでは、全土的ではないが北島の13カ所の地熱地帯の資源量として、110万kw～250万kwの発電規模という評価結果が報告されている（Donaldson and Grant, 1978）。

イタリアにおいても、全土的ではないが、イタリア中部に限定した温度130℃以上の地熱資源量として、450万kw発電規模相当という評価結果が報告されている（Cataldi et al., 1978）。各々、その対象面積、温度、評価手法等が異なるので一概には比較できないが、オーダー的には統一的である。

我が国で現在稼働している地熱発電所は約20万kwであり、今後の一層の開発努力が望まれるところである。ところで全国資源量についての評価結果と、この20万kwとの関連について考えてみたい。我が国の高温熱水系地熱資源量（150℃以上）は、容積法により、約2000万kwと評価された。稼働地熱発電所が蒸気フラッシュ発電等で実際に対象としているのは、その経済性等の理由により温度200℃以上の地熱資源であり、約2000万kwのうち200℃以上の地熱資源量は約600万kwである。残りの約1400万kwは温

度150℃～200℃の地熱資源であり、どちらかといえばバイナリー発電用の地熱賦存量と考えてよい。資源量評価値と実際の発電量とを比較する場合、既存の稼働地熱発電所の発電量20万kwと比較対象となるのは、この200℃以上の地熱資源賦存量（約600万kw）である。

表3-5は、現在稼働中および今後10年間に稼働計画のある地熱発電所（すべてフラッシュ発電）の発電量と、容積法で評価した200℃以上の重力基盤深度までの地熱資源量評価値約600万kwとを地方別にまとめたものである。現在稼働中の発電所は、9箇所で設備容量の総計21.5万kw、今後10年間に稼働計画のある地熱発電所は、9箇所で総計35.5万kw、合計すると地熱総発電量は57万kwまで伸びることが予想されている。この57万kwは、資源量評価値約600万kwの約1割に相当する。

ここで、現在稼働中の発電所が対象としている地熱貯留構造の深度が、容積法で評価対象としている地熱貯留構造深度よりずっと浅いことを指摘しておきたい。表3-6は、現在稼働中の地熱発電所の生産井掘削深度を、坑井の数で重みづけして算出した平均掘削深度とを示すものである。森発電所を除くと、ほとんどの発電所が1500m以浅の浅い地熱貯留構造を対象としているのがわかる。森発電所の場合には、ここ特有の事情により1500m以深まで掘削しているので、例外的と考えてよい。ところが、200℃以上の地熱資源量約600万kwの値は、その評価対象深度を1500mで限定せず、ブーゲー重力異常より求められた重力基盤深度までの地熱貯留構造の熱量を評価しているため、稼働中の発電所が対象としている地熱貯留構造の深度よりもっと深部まで計算対象を上げた結果になっている。

この様に、求めた我が国の地熱資源量と地熱発電所の総発電量との

関係については次のようにまとめられる。

(1) 地熱総資源量約2000万kwという数字は、150℃以上の高温熱水系資源量であり、200℃以上の蒸気発電用の資源量はその内の約600万kwである。今後10年間に稼働計画のある地熱発電所を含めた予想地熱総発電量は57万kwであり、これは資源量評価値約600万kwの約1割に相当する。すなわち、地熱資源評価の結果から、我が国においては現在稼働中および今後10年間に稼働計画予定の発電量の約10倍の潜在資源量が存在すると言える。

(2) 稼働地熱発電所の生産性掘削深度は1500m以浅がほとんどであるのに対して、資源量評価においては深部に広がる貯留構造を解析しており、今後、地熱資源の開発は深部をめざして行くものと思われる。。

また、算出した資源量で、ブロック6の北陸においては、発電量がゼロの評価になってしまっている(表3-2を参照)。黒部などの高温地帯があるにもかかわらず、発電量がゼロなのは、ブロック6の北陸では、急峻な北アルプス地帯(黒部を含む)の重力データが欠如しているために、重力基盤深度が計算できず、評価対象区域よりこれらの地域を除外して評価を実施したために生じた結果である。重力データは全日本をカバーしきれておらず、そのため15個のブロックに分割して資源量評価を実施したのであるが、各ブロック内についても同様で、ブロック6のように急峻な山地を含むエリアでは、一部データが欠如しているので、資源量評価の結果を解釈する時には注意が必要である。

九州

資源量	9.3万kw	阿多・姶良・霧島・薩南・豊肥・吉雄など
稼働中	7万kw	大岳(1.25), 八丁原(5.5), 杉乃井(0.3) 霧島特(0.01)
稼働予定	17.5万kw	八丁原2号(5.5), 伏川(3.0), 霧島(3.0) 龍上(3.5), 小国(2.5)
発電量	24.5万kw	(資源量の26%)

山陰

資源量	7万kw	大山など
稼働中	無し	
稼働予定	無し	

関東・甲信

資源量	2.8万kw	草津白根・浅間・日光・八女岳・赤城・浅名など
稼働中	無し	
稼働予定	無し	

東北

資源量	19.0万kw	磐梯・吾妻・安達太良・那須・鳥海・月山 肘折・栗駒・船形・蔵王・八甲田・十和田 七時雨・八幡平・稗山・岩木山など
稼働中	9.5万kw	松川(2.2), 大沼(1.0), 鬼首(1.25), 葛根田(5.0)
稼働予定	18万kw	上ノ袋(2.5), 葛根田2号(5.0), 澁川(5.0) 奥会津(5.5)
発電量	27.5万kw	(資源量の14%)

北海道

資源量	26.4万kw	駒ヶ岳・洞川・八雲・登別・いぶり・雷電・ニセコ 斜里・摩周・屈斜路・阿寒・喜登牛など
稼働中	5万kw	森(5.0)
稼働予定	無し	
発電量	5万kw	(資源量の2%)

全国規模

資源量	58.2万kw	
稼働中	21.5万kw	9箇所
稼働予定	35.5万kw	9箇所
発電量	57万kw	(資源量の10%)

表3-5 200℃以上の地方別地熱資源評価量と稼働中、稼働予定の発電量

	掘削深度 (m)	平均掘削深度
松川	945 ~ 1507	1251 m
大岳	350 ~ 1912	691 m
大沼	1485 ~ 1767	1600 m
鬼首	170 ~ 1500	415 m
八丁原	550 ~ 1971	1166 m
葛根田	887 ~ 1820	1197 m
杉乃井	247 ~ 778	429 m
森	655 ~ 2733	2077 m
霧島	70 ~ 250	160 m

表3-6 地熱発電所の生産井掘削深度のレンジと坑井の数で重みづけした
平均掘削深度

謝辞

本論文を草するに際し、常日頃からご指導とご鞭撻を賜り、また論文作成について直接御教示を賜った東京大学工学部資源開発工学科教授石井吉徳博士に衷心より感謝の意を表します。

また、工業技術院地質調査所長小川克郎博士、工業技術院地質調査所地殻物理部大久保泰邦主任研究官、地殻熱部主任研究官宮崎芳徳博士には有益な助言を頂いたことに対して厚く感謝の意を表します

引用文献

Banwell, C.I.(1963) Thermal energy from the earth's crust - Introduction and Part I, N. Z. J. Geol. Geophys., vol.6, p.52-69.

Bhattacharyya, B.K. (1966) , Continuous spectrum of the total-magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body, Geophys., vol.31, p.97-121.

Bhattacharyya, B.K. & Leu, L.K. (1975a) Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two-dimensional structures, Geophys., vol.40, p.993-1013.

Bhattacharyya, B.K. & Leu, L.K. (1975b) Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park: mapping of Curie point isotherm surface for geothermal reconnaissance, J. geophys. Res., vol.80, p.4461-4465.

Bodvarsson, G.(1974), Geothermal resource energetics, Geothermics, vol.3, p.83-92.

Brook, C.A. , R.H. Mariner, D.R. Mabey, J.R. Swanson, M. Guffanti and L.J.P. Muffler (1979), Hydrothermal convection systems with reservoir temperatures $\geq 90^{\circ}\text{C}$, Assessment of geothermal resources of United States - 1978, U.S. Geological Survey Circular 790, p.18-85.

Byerly, P.F. and R.H. Stolt (1977), An attempt to define the Curie point isotherm in northern and central Arizona, Geophysics, vol.42, p.1394-1400.

地質調査所 (1978), 空中磁気探査法に関する研究報告(その1), 159p

地質調査所 (1979), 空中磁気探査法に関する研究報告(その2), 119p

Cataldi, R., A. Lazzarorro, P. Muffler, P. Suarici, and G. Stefani (1978), Assessment of geothermal potential of central and southern Tuscany, Geothermics, vol.7, no.2-4, p.91-131.

Chen, C.H. (1970), Geology and geothermal power potential of the Tatun

volcanic region, Geothermics Sp. Iss., vol.3, no.2, pt.2, p.1134-1143.

Donaldson, I.G. and M.A.Grant(1978), An estimate of the resource potential of New Zealand geothermal fields for power generation, Geothermics, vol.7, no.2-4, p.243-252.

江原幸雄 (1984), 九州中部地域の地殻熱流量の決定、火山、vol.29, p.75-94.

Fujii,N. and Kurita,K. (1978) Seismic activity and pore pressures in island arcs, J. Phys. Earth, vol.26, p.434-436.

Haggerty,S.E.(1978), Mineralogical constraints on Curie isotherms in deep crustal magnetic anomalies, Geophys. Res. Letters, vol.5,p.105-108.

広川ほか100万分の1日本地質図第2版編集委員会(1982)、日本の先新第三紀地質構造区、日本地質アトラス、地質調査所、p.2

Horai,K. (1963), Studies of the thermal state of the earth. The 10th paper: terrestrial heat flow in Tohoku district, Japan, Bull. Earthquake Res. Inst., vol.41, p.137-147.

堀川義夫、津宏治、中井順二、小野吉彦 (1982), 日本周辺海域空中磁気図 (400万分の1)、地質調査所、p.50-53.

堀川義夫、津宏治、小川克郎 (1979), 茨城県日立一千葉県鴨川地域の空中磁気異常と地質構造、地質調査所月報、第30巻、p.487-511.

金原啓司、阪口圭一、比留川貴、小川健三、須田芳朗、西祐司、三村弘二、土谷信之、山口昇一、太田英順(1984)、透水性地域の精密容積算定手法の研究、昭和58年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書、深部地熱資源探査技術に関する研究、p.117-227.

金原啓司・阪口圭一、比留川貴、小川健三、西祐司、山口昇一(1985)、透水性地域の精密容積算定手法の研究、昭和59年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書、深部地熱資源探査技術に関する研究、p.287-309.

Macdonald, W.J.P. and L.J.P. Muffler (1972), Recent geophysical exploration of the Kawerau geothermal field, North Island, New Zealand, N.Z.J. Geol. Geophys., vol.15, p.303-317.

McKelvey, V.E. (1968), Mineral potential of the submerged parts of the continents, Proceedings of a symposium on mineral resources of the world ocean, University of Rhode Island, Narragansett Marine Laboratory, Occasional Publication, vol.4, p.31-38.

Mayhew, M.A. (1982) Application of satellite magnetic anomaly data to Curie isotherm mapping, J. Geophys. Res., vol.87, p.4846-4854.

Miller, B.M., H.L. Thomsen, G.L. Dolton, A.B. Coury, T.A. Hendricks, F.E. Lennartz, R.B. Powers, E.G. Sable, and K.L. Varnes (1975), Geological estimates of undiscovered recoverable oil and gas resources in the United States, U.S. Geol. Survey Circular 725, 78pp.,

宮崎芳徳、津宏治、浦井稔、高倉伸一、大久保泰邦、小川克郎 (1991) 、全国規模地熱資源評価の研究、地質調査所報告、第275号、p.17-43.

Muffler, L.J.P. (1979), Assessment of geothermal resources of United States - 1978, U.S. Geological Survey Circular 790, 163pp.,

Muffler, L.J.P. and R. Cataldi (1978), Methods for regional assessment of geothermal resources, Geothermics, vol.7, p.53-89.

Muffler, L.J.P. and M. Guffanti (1979), 'Introduction.' in Assessment of geothermal resources of United States - 1978, U.S. Geological Survey Circular 790, Muffler, L.J.P. (Ed.), p.1-7.

Nagata, T. (1961), Rock magnetism, Maruzen, Tokyo

Nathenson, M. (1975), Physical factors determining the fraction of stored energy recoverable from hydrothermal convection systems and conduction

dominated areas, U. S. Geol. Survey Open-File Rept., 75-525, 38pp.,

Nathenson, M. and L.J.P. Muffler (1975), Geothermal resources in hydrothermal convection systems and conduction-dominated areas, Assessment of geothermal resources of the United States - 1975, U. S. Geological Survey Circular 726, p.104-121.

日本地熱調査会(1970)、日本の地熱資源、地熱、別冊、vol.3, p.1-198.

日本地熱調査会(1985)、我が国の地熱発電所設備要覧、137p.

日本地熱調査会(1988)、我が国の地熱発電の動向、62p.

Noguchi, T. (1970), An attempted evaluation of geothermal energy in Japan, Geothermics Sp. Iss, vol.2, no.2, pt.1, p.474-477.

小川克郎 (1973), 空中磁気図解析、解釈法の研究、地質調査所報告第247号

Ogawa, K. and Tsu, H. (1975) Magnetic interpretation using interactive computer graphics, Report of Technology and Research Center, J.P.D.C., no.3, p.1-19.

Ogawa, K. and Suyama, J. (1975), Distribution of aeromagnetic anomalies, In: Hayakawa, M. (Editor), Volcanoes and tectonosphere, Tokai Univ. Press, p.207-215.

小川克郎、長谷紘和、花岡尚之、津宏治、村岡洋文、山口靖、矢野雄策、仲沢敏、西祐司 (1983)、評価関数法による九州の評価の試行、昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書、「国土地熱資源基本図作成に関する研究」、p.187-216.

小川克郎(1985)、物理探査プロジェクトの紹介ー「全国地熱資源総合調査」および「全国地熱資源基本図の作成に関する研究」、物理探査、vol.38, no.2, p.24-40.

小川克郎(1986)、日本の地熱資源の評価、地質ニュース、no.377, p.8-17.

小川克郎(1990)、国内石油天然ガス資源の賦存可能性、シンポジウム
天然ガスの新たな可能性を探る - 深部賦存可能性 - 報告書、
(財) エネルギー総合工学研究所、p.61-90.

Okubo, Y., Graf, R.J., Hansen, R.O., Ogawa, K. and Tsu, H. (1985), Curie point
depths of the Island of Kyushu and surrounding areas, Japan, *Geophys.*,
vol.53, no.3, p.481-494.

大久保泰邦、浦井稔、津宏治、高木真一郎、小川克郎 (1985)、全国の空
中磁気図、地質ニュース、374号、p.48-57.

Okubo, Y., Tsu, H. and Ogawa, K. (1987), Estimation of Curie point
temperature and geothermal structure of island arcs of Japan,
Tectonophysics, vol.159, p.279-290.

Renner, J.L., D.E.White and D.L.Williams(1975), 'Hydrothermal convection
systems' In *Assessment of geothermal resources of the United States -*
1975, U.S. Geological Survey Circular 726, p.5-57.

曾屋竜典、小野晃司、三村弘二(1982)、第四紀火山図(400万分の1)、日
本地質アトラス、地質調査所、p.62-64.

Schanz, J.J., Jr.(1975), Resource terminology: an examination of concepts and
terms and recommendations for improvement, Palo Alto, Calif., Electric
Power Research Institute, Research Project 336, 116pp.,

新エネルギー・産業技術総合開発機構(1981)、全国地熱資源総合調査報告
書、キュリー点法調査、

Shuey, R.T., D.K.Schellinger, A.C.Tripp, and L.B.Alley (1977), Curie depth
determination from aeromagnetic spectra, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*,
vol.50, p.75-102.

Smith, R.L. and H.R. Shaw(1975), 'Igneous-related geothermal systems',
Assessment of geothermal resources of the United States - 1975, U.S.
Geological Survey Circular 726, p.58-83.

Spector, A. and Grant, F.S. (1970), Statistical models for interpreting
aeromagnetic data, *Geophys.*, vol.35, p.293-302.

角 清愛(1979)、日本の地熱資源評価、地質ニュース、No.295, p.1-9.

角 清愛(1982)、日本の熱水対流系地熱資源の評価、新エネルギー財団昭和56年度地熱開発技術講習会テキスト、p.1-41.

Suyama, J., K.Sumii, K.Baba, I.Takashima and K.Yuhara(1975), Assessment of geothermal resources of Japan, Proc. of United States - Japan Geological Surveys Panel Discussion on the Assessment of Geothermal Resources, Tokyo, Japan, Oct.27,1975, Geological Survey of Japan, p.63-119.

津宏治、小川克郎(1973)、3次元角柱による磁気異常の自動解析、物理探査、vol.26, p.91-107.

津宏治、小川克郎(1982)、キュリー等温面解析法 (I) モデル実験および島弧下の熱的構造推定の試み、日本地熱学会誌、vol.4, p.1-30.

津宏治(1982)、地熱の磁気探査、地熱エネルギー、no.18, p.29-43.

津宏治(1985)、磁気探査の解析技術、地球、no.1, p.37-42.

津宏治、浦井稔、広島俊男、丹治耕吉、矢野雄策(1986)、重力データベースシステム、地質調査所報告、第265号、p.191-204.

天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会(1982)、日本の石油・天然ガス資源、

通産省サンシャイン計画推進本部(1977)、全国地熱基礎調査報告書、209 p., 日本産業技術振興協会、

浦井稔、津宏治、丹治耕吉(1986)、空中磁気データベース・システム、地質調査所報告、第265号、p.205-219.

Uyeda, S., (1960), Studies of the thermal state of the earth. The sixth paper: terrestrial heat flow at Innai oil field, Akita prefecture and at three localities in Kanto-District, Japan, Bull., Earthquake Res. Inst., vol.38, p.421-436.

Uyeda, S. and Horai, K. (1964), Terrestrial heat flow in Japan, J. Geophys.

Res., vol.69, p.2121-2141.

Uyeda, S. (1972), Heat flow in Crust and Upper Mantle of the Japanese Area, part 1, Earthquake Research Institute, University of Tokyo, p.97-105.

Wasilewski, P.J., H.H. Thomas, and M.A. Mayhew (1979), The moho as a magnetic boundary, Geophys. Res. Letters, no.6, p.541-544.

White, D.E. and D.L. Williams (1975), Assessment of geothermal resources of the United States - 1975, U.S. Geological Survey Circular 726, 155pp.,

山口靖、村岡洋文、西祐司、矢野雄策、小川克郎、長谷紘和、大久保泰邦、鎌田浩毅、花岡尚之、川村政和(1983)、地熱資源賦存地域評価手法の研究、昭和57年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書、「国土地熱資源基本図作成に関する研究」、p.219-233.

矢野雄策、西祐司、浦井稔、村田泰章、花岡尚之、津宏治、小川克郎(1984)、資源評価システム RHO、昭和58年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書、「国土地熱資源基本図作成に関する研究」、p.279-309.

矢野雄策・須田芳郎・玉生志郎(1989)、日本の地熱調査における坑井データ その1 コア測定データ -物性、地質層序、年代、化学組成-、地質調査所報告、第271号、832 p.,

Appendix 1 磁性岩体が多数ランダムに分布する場合の
スペクトル特性

Shuey et al (1977)は、角柱磁性体がランダムに分布しているときのこれら磁性岩体によってつくられる磁気異常のパワースペクトルは中心に単一の角柱磁性岩体を置いたときのパワースペクトルに定数値を除いて等しいことを証明している。以下に彼らの考え方をしめす。

$t(x,y)$ を1つの角柱磁性岩体を中心(原点)に位置しているときにつくる磁気異常とする。また、 $t(x,y)$ のパワースペクトルを $s(u,v)$ 、 $t(x,y)$ の自己相関関数を $a(\Delta x, \Delta y) = \langle t(x,y), t(x+\Delta x, y+\Delta y) \rangle$ とする。パワースペクトルと自己相関関数の間には、バイアス成分を0とすると

$$a(x,y) = \iint s(u,v) \exp\{i2\pi(ux+vy)\} dx dy$$

のフーリエのペアを形作っている(ウィナー・キンチンの公式)。

次に n 個の角柱磁性岩体が面的にランダムに分布しているときの磁気値の自己相関関数 $A(\Delta x, \Delta y)$ は、

$$A(\Delta x, \Delta y) = n \langle a(\Delta x, \Delta y) \rangle + n \sum \langle a(\Delta x + x_j, \Delta y + y_j) \rangle$$

ただし、 x_j, y_j は角柱磁性体間の相対距離であるとなる。

次に、この式の両辺をそれぞれフーリエ変換し、パワースペクトルにかえる。すなわち、

$$S(u, v) = n \langle s(u, v) \rangle + \langle 1 + \sum \exp(i2\pi(ux+ny)) \rangle$$

となる。この式の右辺の $\langle \sum \exp(i2\pi(ux+ny)) \rangle$ の項についてみると、角柱磁性岩体が統計的に充分な個数がランダムに分布しているとキャンセルされて0となる。

以上より、

$$S(u, v) = n \langle s(u, v) \rangle$$

となり、統計的に充分な数の角柱磁性岩体がランダムに分布しているときの磁気異常のパワースペクトル $S(u, v)$ は中心に置かれた

単一の角柱磁性岩体のパワースペクトル $s(u,v)$ の定数倍になることが示された。

このことは、単一の磁性岩体についてその磁性体の下底面深度（キュリー点深度化相当）を解析する手法は実際の磁気データにそのまま通用しても良いとの理論的背景を与えるものである。

図A-1は新しく開発したキュリー点深度解析ソフトウェアのフローチャートを示したものである。このフローチャートをもとに詳しく説明する。

まず、始めに本解析ソフトウェアを起動させると、次に示される基本パネルがディスプレイ上に表示される。

- 1.....GENRATE MAG DATA
 - 2.....DISPLAY CONTOUR
 - 3.....CALCULATE THE POWER SPECTRUM
 - 4.....CALCULATE THE CURIE DEPTH
 - 5.....READ MAG DATA
 - 7.....REMOVE THE REGIONAL
 - 8.....STOP
- KEY IN NUMBER=

この基本パネルより解析者は必要なメニューを選択することにより、それぞれの実行が可能となる。

一般的には、最初に選択すべきメニューは6である。

これによりディスクに既に格納されている（データベース化されている）空中磁気データを本解析ソフトウェアに読み込ませる作業が実行されるわけであるが、6の選択を行うとディスプレイに次に示されるサブパネルが表示される。

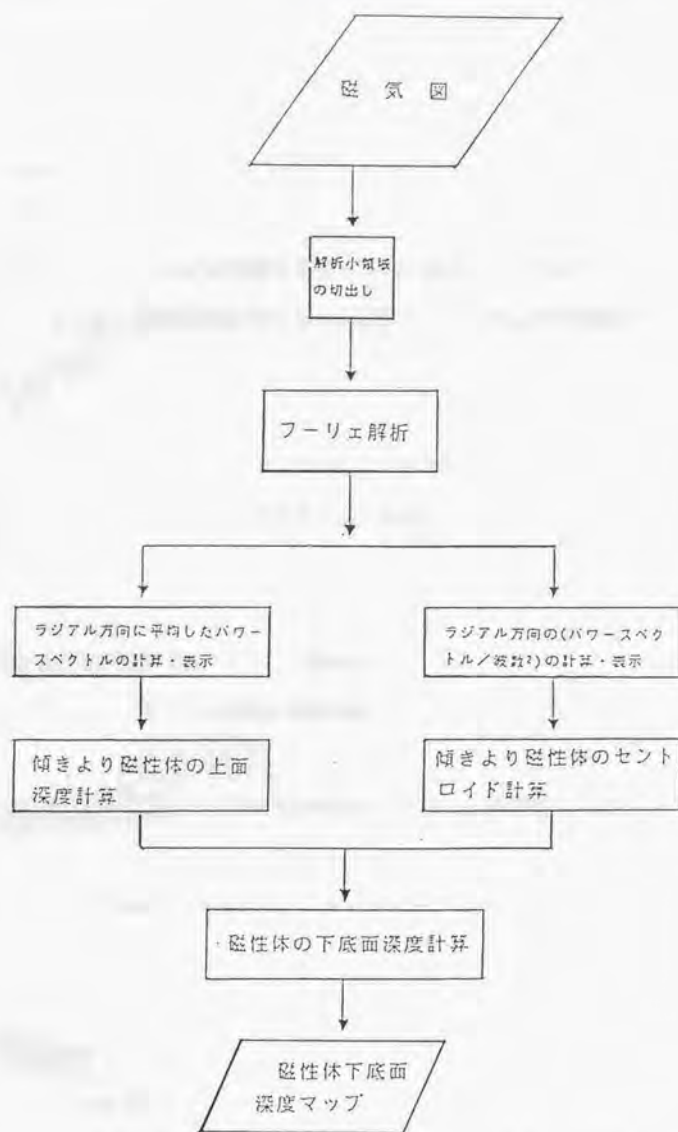


図 A-1 新しく開発した会話形式キュリー点深度解析ソフトウェアのフローチャート

READ MT DATA? YES(1) NO(ANY)

IMAX OF ORIGINAL DATA(X)=

JMAX OF ORIGINAL DATA(Y)=

この表示は、ディスクに格納されている空中磁気データの大きさを尋ねているので、最大領域入力すると、磁気データの読み込みが実行される。

次に、この磁気データのどの小領域のデータを切り出し、スペクトル解析を行うかを指示する必要がある、これをつかさどるのが次に示されるサブメニューである。

ORIGIN OF THE RESAMPLE AREA(I)=

ORIGIN OF THE RESAMPLE AREA(J)=

このメニューに対して、切出し小領域の左下の(I, J)座標値を入力する。

左下の(I, J)座標値を入力すると、つづいてディスプレイ上には

IMAX OF X-COORDINATE=

JMAX OF Y-COORDINATE=

に示されるサブメニューが表示されるので、切出す小領域のX方向、Y方向の大きさをそれぞれ入力する。

以上の操作により解析に必要なデータの準備が終わり、ディスプレイ

上には再び基本パネルが表示される。

次にこの再び表示された基本パネルより、

2...DISPLAY CONTOUR

を選択する。この選択により、切り出した小領域磁気データが適切であったかどうかをみるため、コンターマップとして表示させるものである。図A-2は切り出した小領域磁気データの表示の一例である。表示されたコンターマップより、切り出しが適切と判断すれば再び基本パネルへもどり、スペクトル計算へとすすみ、もしも切り出した小領域磁気データに傾向面磁気異常が存在していることがみられる場合には、基本パネルにもどり、傾向面磁気異常を除去するルーチンへと進むことになる。

次にこの再び表示された基本パネルより、

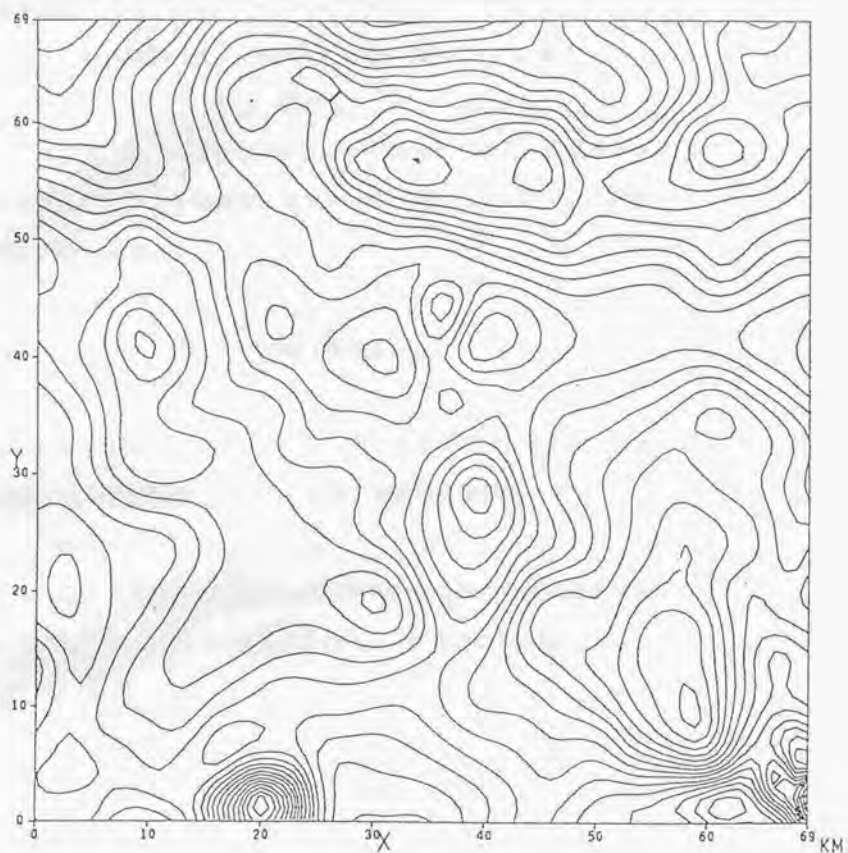
"3...CALCULATE THE POWER SPECTRUM"

を選択することにより、小領域磁気データをフーリエ変換するサブプログラムに分岐する。

サブプログラムに分岐すると、次の表示により、どの波数までのフーリエ係数を求めるかについて問いかけてくる。

MAXIMUM W.NUMBER =

これに対してフーリエ変換を行う最大波数を入力する。ここでは、低周領域を扱っているので通常波数は10で充分である。これらの準備が整うと入力された磁気データのフーリエ変換が実施され、与えられ



図A-2 磁気図より切り出した解析用の小領域磁気図

た最大波数までの2重フーリエ係数の計算を行なうとともに、セントロイド (Z_0) 解析用のスペクトルの計算、ピーク周波数を用いて下底面深度 (Z_b) を解析するためのスペクトルの計算、もあわせ行なう。これらの計算が完了すると自動的に基本パネルへともどる。

以上により、解析に必要なスペクトルが得られたので、次はスペクトル特性に着目して上面深度、セントロイド等の解析を行う。このため基本パネルにおいて

"5...CALCULATE THE CURIE DEPTH"

のメニューを選択することにより、スペクトルデータの表示と、それを用いての上面深度、セントロイド、下底面深度解析サブプログラムへと分岐する。

最初に図 A-3 で例示される上面深度解析のための位相角方向に平均されたパワースペクトルが表示される。この表示とともに、

CHOOSE THE SLOPE (TOP)

INPUT (X1,Y1)

INPUT (X2,Y2)

問いかけがある。これは、表示スペクトルに対して人間の眼で判断して最小2乗法的に直線を回帰させることを要求している。解析者は直線の始点 ($X1$ 、 $Y1$) と終点 ($X2$ 、 $Y2$) をカーソルにより入力する。これにより次の式で表される上面深度(Z_0)

$$Z_t = (Y_2 - Y_1) / 4\pi (X_2 - X_1)$$

が求められ、上面深度(Z_t)の値が表示される。次いで、下底面深度解析ルーチンへと入ってよく。本解析法には2通りの下底面深度解析法があり、画面上に

CURIE POINT ANALYSIS

1...CURIE 1 2...CURIE 2

KEY IN NUMBER=

のメニューが表示され、1を入力すると、スペクトルのピーク周波数を利用する方式を選択することになり、2を入力するとセントロイドを求める方式を選択することになる。

1を入力し、Curie 1を選択すると、再び上面解析に用いたと同じパワースペクトルが表示される。このパワースペクトルがピークとなる位置をカーソルにより選ぶ。このようにしてスペクトルがピークとなる周波数(s_p)が得られると、(2-16)式において $s = s_p$ とし、 Z_t には既に求めた値を与え、 Z_b には適当な初期推定値を代入し繰り返し演算を行なって Z_b を求めてくれる。

次に2を入力しCurie 2を選択すると、画面上には 図A-4で例示されるセントロイド計算用のスペクトルが表示される。この表示スペクトルについて、上面深度解析における作業と同様に解析者はマニュアルで直線回帰を行なう。

すなわち、

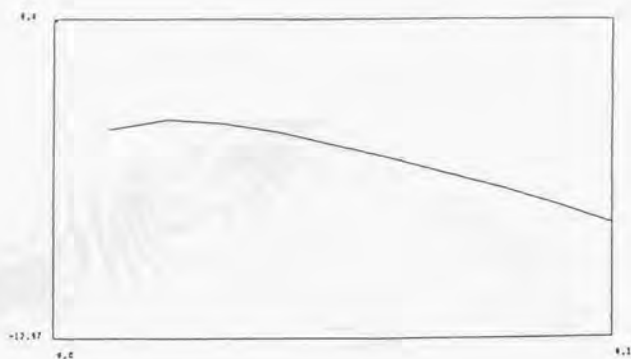


図 A-3 磁性岩体の上面深度解析に用いるスペクトルの表示例

スペクトルの傾きが上面深度を与える。

横軸；波数（サイクル／Km）

縦軸；スペクトルの強度の対数表示

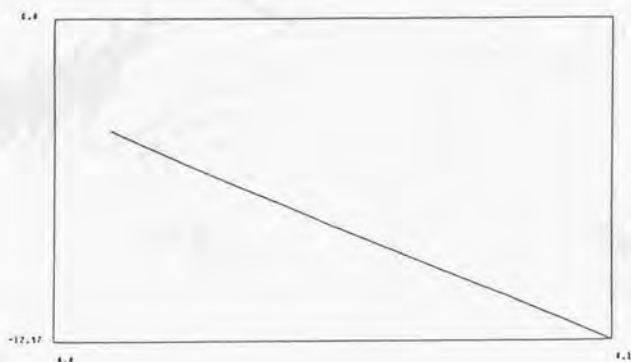


図 A-4 磁性岩体の中心深度（セントロイド）解析に用いるスペクトルの表示例

スペクトルの傾きが下底面深度を与える。

横軸；波数（サイクル／Km）

縦軸；スペクトルの強度の対数表示

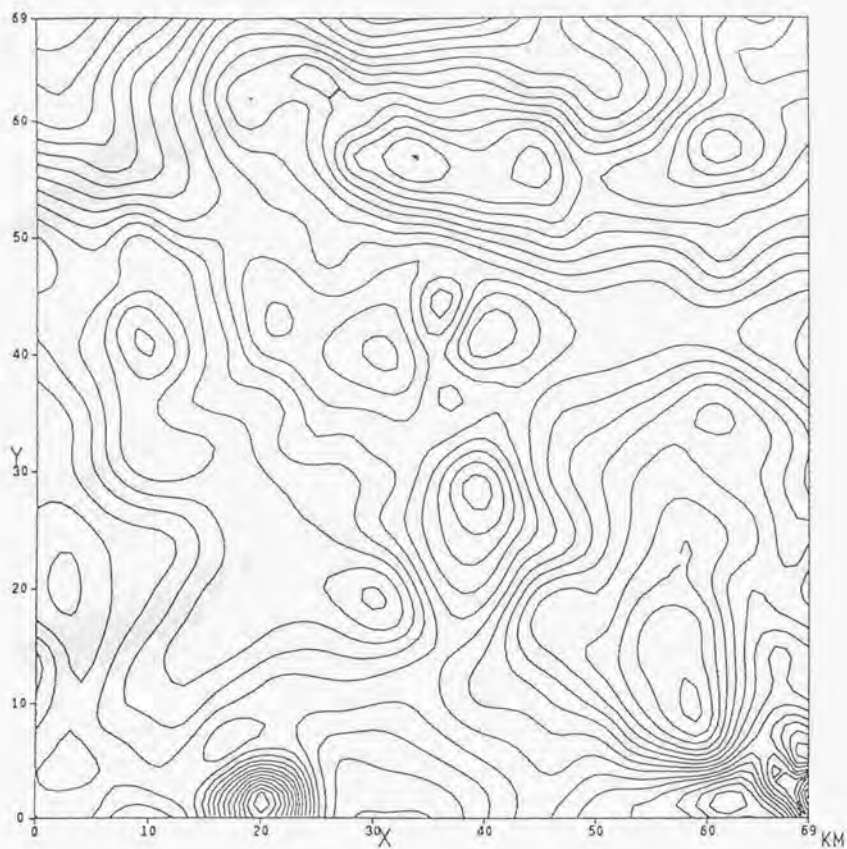


図 A-2 磁気図より切り出した解析用の小領域磁気図



