

## 太平洋炭砒における炭質の側方変化と炭層の層厚変化との関係について

藤井敬三\* 佐々木 実\* 後藤 進\* 曾我部正敏\*

### The Lateral Variation of Coal Properties in Connection with the Thickness Variation of the Coal Seam at the Taiheiyo Coal Mine, Hokkaido, Japan

Keizo FUJII, Minoru SASAKI,  
Susumu GOTO and Masatoshi SOGABE

**Abstract:** The relation between the lateral variation of coal properties and thickness variation of the main coal seam of the Harutori coal bearing Formation of the Urahoro Group which is Oligocene in age, was studied at the Taiheiyo coal mine.

The characteristics of coal properties are generally represented by volatile matter content and calorific value in such low rank coal as the Taiheiyo coal mine. Although coal properties are controlled by the degree of coalification and the difference of maceral contents, calorific value is more closely associated with the degree of coalification than maceral content. Whereas volatile matter content is more closely associated with maceral contents.

Palaeogeographically, maceral content depends on the position within the coal basin at the time of deposition of the main coal seam. The content of degradinite and volatile matter shows the highest at the center of the coal basin, but the contents of both telinite and collinite are getting higher and volatile matter content is getting lower toward the margin of the coal basin.

The lateral variation of maceral components is supposed to represent the difference of plant communities which is the cause of the difference of volatile matter content.

The degree of coalification does not seem to coincide with the burial depth of Paleogene sediments. The area of high coal rank alternates with that of low coal rank in the rectangular shapes elongated in NW-SE direction. As the result, the coalification seems to be related to the tectonic movement after the deposition of Paleogene sediments.

## 要 旨

北海道釧路市の太平洋炭砒における漸新統浦幌群中の<sup>はるとり</sup>春採夾炭層本層の炭質の側方変化と炭層の層厚変化との関係を研究した。石炭の炭質特性は、太平洋炭のような低石炭化度炭では、一般に揮発分と発熱量とで示される。また、このような炭質特性は石炭化度と石炭組織成分とで規定されるが、発熱量は石炭化度により深く関係し、揮発分は石炭組織成分の含有量に深く関連する。

石炭組織成分は、石炭堆積盆形成と関係が深く、その中央部ではデグラディニットにとみ、揮発分が多く、灰分が少ない。一方、石炭化度は、構造運動と関連するようである。

## 1. は し が き

炭質の側方変化と炭層の層厚変化との関係を明らかにすることは、未開発地域や現在開発中の炭砒における深部への炭層・炭質変化の予知、予測に対する重要な判断基準を提供する。

このためには、炭層の発達状況、同一炭層内の石炭組織成分、炭質の各種パラメーターおよび石炭化度の側方変化を把握する必要がある。しかし、これまでの研究は、石炭組織成分および石炭化度と、石炭の工業的利用を考慮した炭質特性との関係 (HUNTJENS and VAN KR-EVELEN, 1954; SCHAPIRO *et al.*, 1961; 丸山, 1965; 鳥飼・加戸, 1965; 奥山ほか, 1970; 小島, 1971; Mc CARTNEY and TEICHMÜLLER, 1972) を論じたものが多く、炭質の側方変化と炭層の層厚変化との関係を論じたものは次のごとくごく少ない。

\* 燃料部

まず、柴岡 (1962, 1964) は、石狩炭田において、石炭組織成分の変化を炭層の生成機構と関係づけ、補正純炭発熱量および O/C 原子数比の変化を石炭化度のパラメーターとみなし、同一炭層の石炭化度の側方変化と埋没深度との高い相関性を論じている。ついで、佐々木 (1967) は、常磐炭田において石炭組織分析から炭質と炭層の側方変化との関係を推定し、また、無水・無灰基での発熱量・揮発分と石炭組織・石炭化度との関係を論じたが、ここで用いられた石炭化度は相対的な値で、他地域と比較できる汎用性をもたぬものであった。また、相原 (1968) は、石狩炭田において、H/C-O/C 原子数比を石炭化度のパラメーターとし、石炭化度の側方変化および垂直変化を埋没深度の差異によって説明している。

しかし、これらの研究結果を総合してみると、炭質の側方変化と炭層の層厚変化との関係についてはっきりした見解は示されていない。その理由として、これらの研究対象とした地域は、いずれも、地質構造が複雑なため、同一炭層の発達状況を平面的に把握できなかったためと、石炭化度をのべる際にはいくつかのパラメーターを用いる必要がある (Dow, 1977) にもかかわらず、補

正純炭発熱量のように石炭化度として適切でないパラメーターを用いたり、1つもしくは2つのパラメーターで石炭化度を論じている点にある。

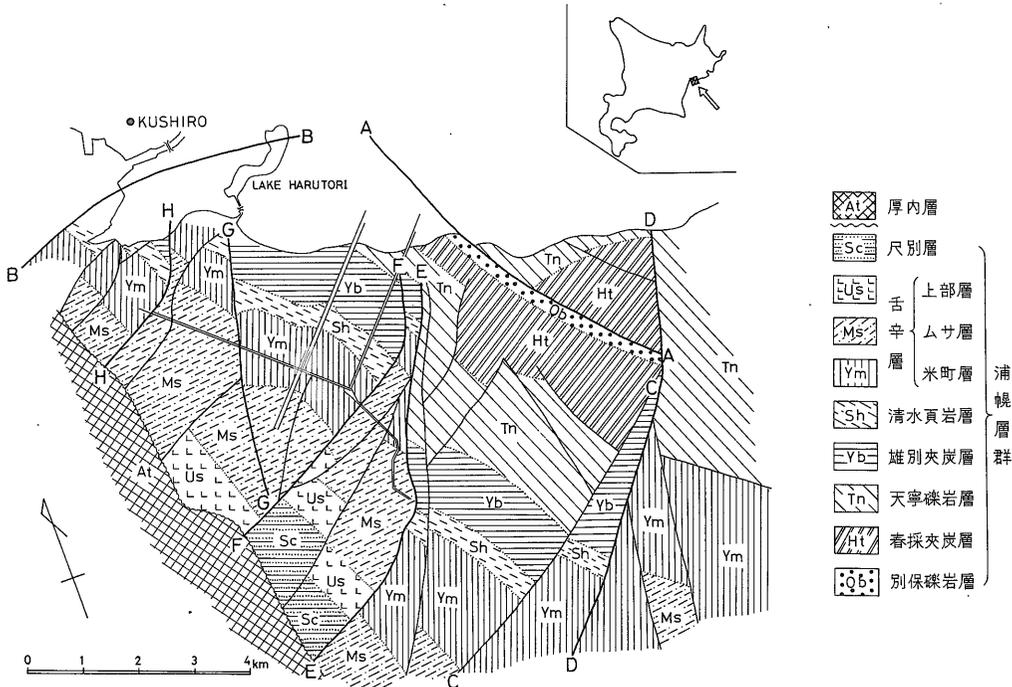
そこで、地質構造が簡単で、平面的に広く同一炭層を追跡できる釧路炭田地域の太平洋炭砒をとりあげ、同一炭層の層厚変化、石炭組織成分、石炭化度および炭質の側方変化を検討した。

なお、本研究を行うにあたり、太平洋炭砒株式会社の人見和雄保安生産部長にはこの研究の実施と論文の発表の許可をいただき、同株式会社釧路炭砒の藤野俊郎技師長、伊藤和之計画課長および計画室の佐藤松男氏には、野外および坑内で種々の便宜をはかっていただいた。また、地質調査所の佐藤良昭博士には有益なご助言をいただいた。これらの皆様に厚く感謝します。

## 2. 層序および構造について

### 2.1 層序について

太平洋炭砒周辺における層序は、白亜紀の根室層群を基盤として、古第三紀漸新世の浦幌層群が不整合関係で重なり、新第三紀、中新世の厚内層が古第三系を不整合に覆っている (第1図)。



A-A オソツナイ断層, B-B 春採断層, C-C 三津浦断層, D-D 三津浦副断層  
E-E 益浦断層, F-F 左十一片断層, G-G 石尻断層, H-H 米町断層

第1図 太平洋炭砒周辺の地質図 (佐藤ほか, 1968)

つぎに、古第三系の浦幌層群の各地層について簡単に説明をする (佐藤ほか, 1968)。

**別保礫岩層** 本層は、いわゆる黒玉とよばれ、礫および膠結物ともに暗色を示し、きわめて硬い。礫は、おもにチャート、黒色粘板岩および輝緑凝灰岩からなる。

**春採夾炭層** 本層は、砂岩、頁岩および砂質頁岩の互層からなり、砂岩はアルコーズ質のものが多く、本層中には6枚の炭層があるが、春採上層・本層および下層を稼行対象としている。

**天寧礫岩層** 本層は、赤色チャート礫によって特徴づけられる雑色の礫岩で、礫は赤色チャート、輝緑凝灰岩が多く、ひん岩、閃緑岩などがまじる。

**雄別夾炭層** 本層は、きわめて側方変化のはげしい砂岩、頁岩および砂質頁岩の互層で、砂岩はアルコーズ質であるが、天寧型の赤色チャート細礫もまじる。

**清水頁岩層** 本層は、暗灰-黒色の均質な頁岩からなる。

舌辛層は、下位から米町部層、ムサ層および上部層に3分される。米町部層は、中粒ないし細粒砂岩からなり、頁岩、礫岩の薄層をはさみ、上部に2-3枚の *Ostrea* 化石帯がみられる。

ムサ層は、泥岩質砂岩を主とし、頁岩、砂岩の薄層をはさみ、海棲貝化石、有孔虫を多く含む。

上部層は、ほとんど塊状の中粒砂岩からなり、海棲貝化石がわずかにみいだされるにすぎない。

**尺別夾炭層** 本層は、暗色ないし灰色の中粒砂岩を主とし、数枚の *Ostrea* の化石帯を含む。

この地域の浦幌層群の地質構造は、正断層をとまなり同斜構造をその基本としている。地層の走向はほぼ北西-南東方向で、傾斜は南西へ4-5°である。また、浦幌層群は、地層の走向に直角ないし高角度で交わる北東-南西、北北東-南南西、東北東-西南西方向などの正断層と、地層の走向に平行もしくはゆるい角度で交わる北西-南東ないし南北方向の正断層とで大小様々に地塊化されている。新第三系はこれらの古第三系からなる複雑な地塊を不整合で覆っている。

本炭砒は、北方は春採断層に、北東方はオソツナイ断層に、南東方は三津浦断層により境された地塊内に位置する。さらに、この地塊は、北西から南東へむかって、米町断層、石尻断層、左十一片断層および益浦断層を境とする小地塊からなる。春採断層と米町断層とで境された小地塊は隆起部を形成し、米町断層-石尻断層間の小地塊は沈降部で、石尻断層-左十一片断層間の小地塊は隆起部をなし、左十一片断層-益浦断層間をもっとも沈降している小地塊であり、益浦断層-三津浦断層間をもっと

も隆起している小地塊である。これら小地塊内にも、いくつもの小断層がみられる (長浜, 1961; 佐藤ほか, 1968)。

### 3. 諸分析結果について

ここでは、春採本層から26個の試料を採取し (第2図参照)、石炭組織分析、ビトリニットの反射率測定、スポリニット・レジニットの蛍光波長測定、発熱量・揮発分・灰分などの工業分析および C, H, O などに関する元素分析を行った。以下にその結果をのべる。

#### 3.1 石炭組織分析

まず、石炭組織成分について説明しておこう。石炭は種々の組織成分 (マセラル) からなり、3つのマセラル・グループに大別される。ビトリニット・グループは、植物の細胞組織のみみられるテリニット、細胞組織の認められないコリニットおよび植物の木質部の微細な破片に由来していると考えられているデグラディニットからなる。エクジニット・グループは、花粉・胞子・種子に由来するスポリニット、植物の葉・小枝などの角皮に由来するクチニットおよび樹脂に由来するレジニットからなる。イナーチニット・グループは、菌類に由来するスクレロチニットが大部分を占め、わずかに天然木炭に由来するフジニットがあるにすぎない。

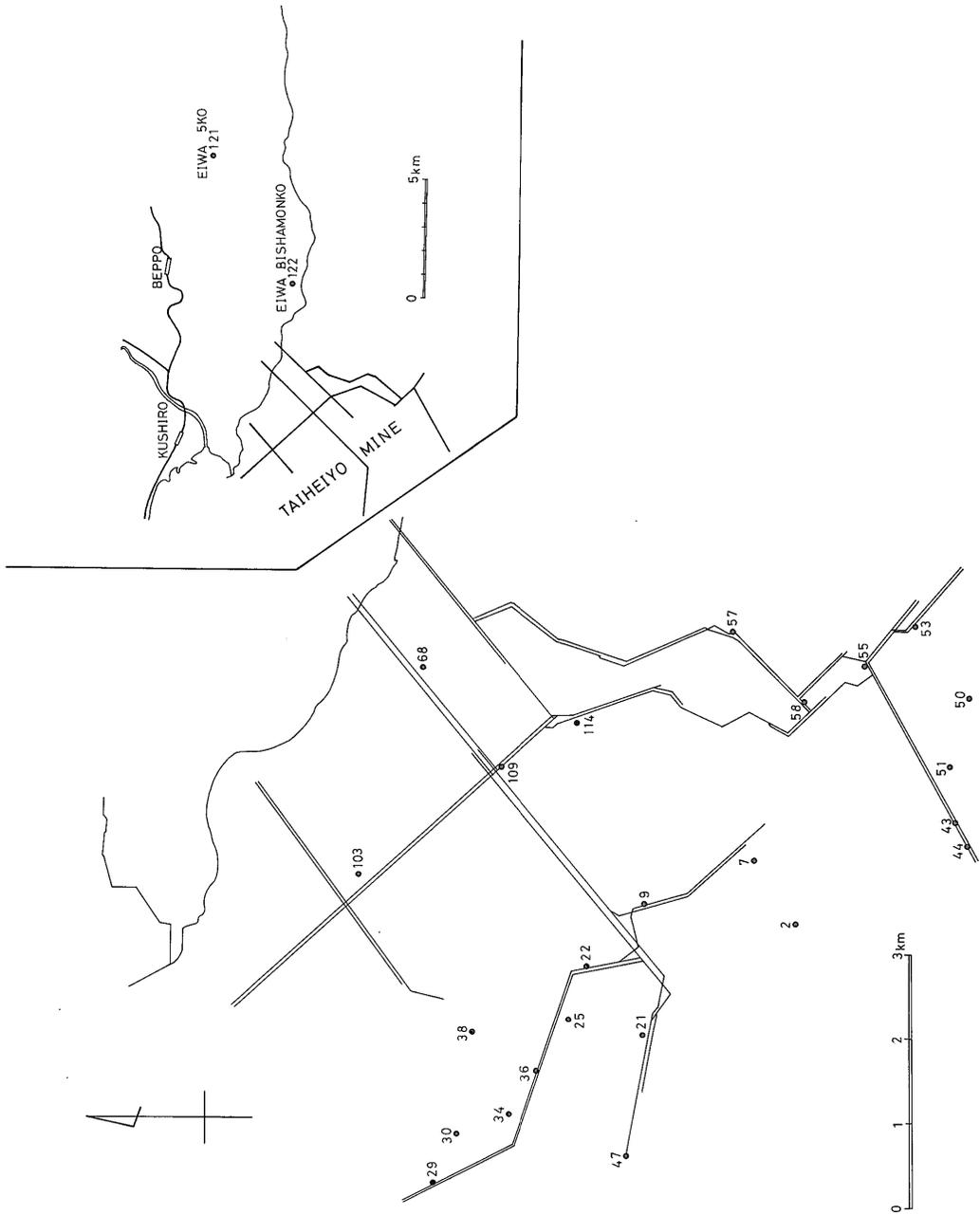
さて、組織分析の結果は、ビトリニットが約95%、エクジニットが3%強、イナーチニットが2%弱であった。

したがって、石炭組織成分の大部分はビトリニットからなるので、ビトリニットの各マセラルの量比が炭質と密接に関係することが予想される。前述のごとく、ビトリニットはテリニット、コリニットおよびデグラディニットの3つのマセラルに分けられるが、これらのうち、デグラディニットの化学的・光学的性質がほかのマセラルと著しく異なっている (STACH *et al.*, 1975; 藤井ほか, 1978 b)。そこで、デグラディニットの測点数と石炭組織成分の全測点数 (300点) に対する比をもって組織成分のパラメーターとし、その値を第3図に図示した。

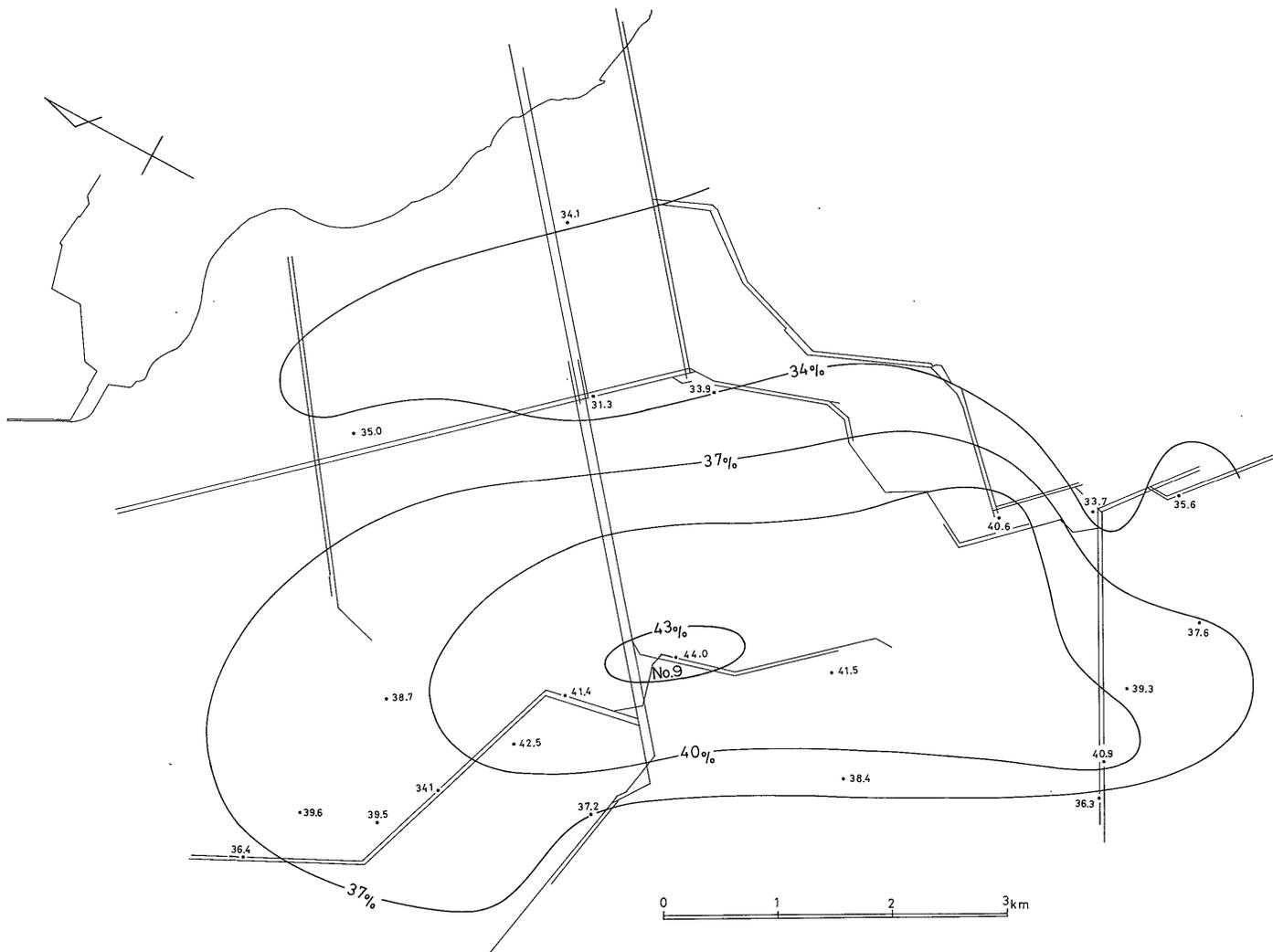
この結果をみると、デグラディニットの含有量の多い所は本炭砒地域内の中心部に近いNo. 9 付近で、等デグラディニット含有量線は北西-南東方向に長軸をもつ楕円形をなし、周辺にむかってデグラディニットの含有量が減少し、コリニット・テリニットの含有量が増加する。なお、本炭砒地域外の栄和昆沙門坑、栄和5坑においては、デグラディニットの含有量はそれぞれ33%、30%となっている。

#### 3.2 無水・無灰基における揮発分

無水・無灰基における等揮発分線を第4図に示した。

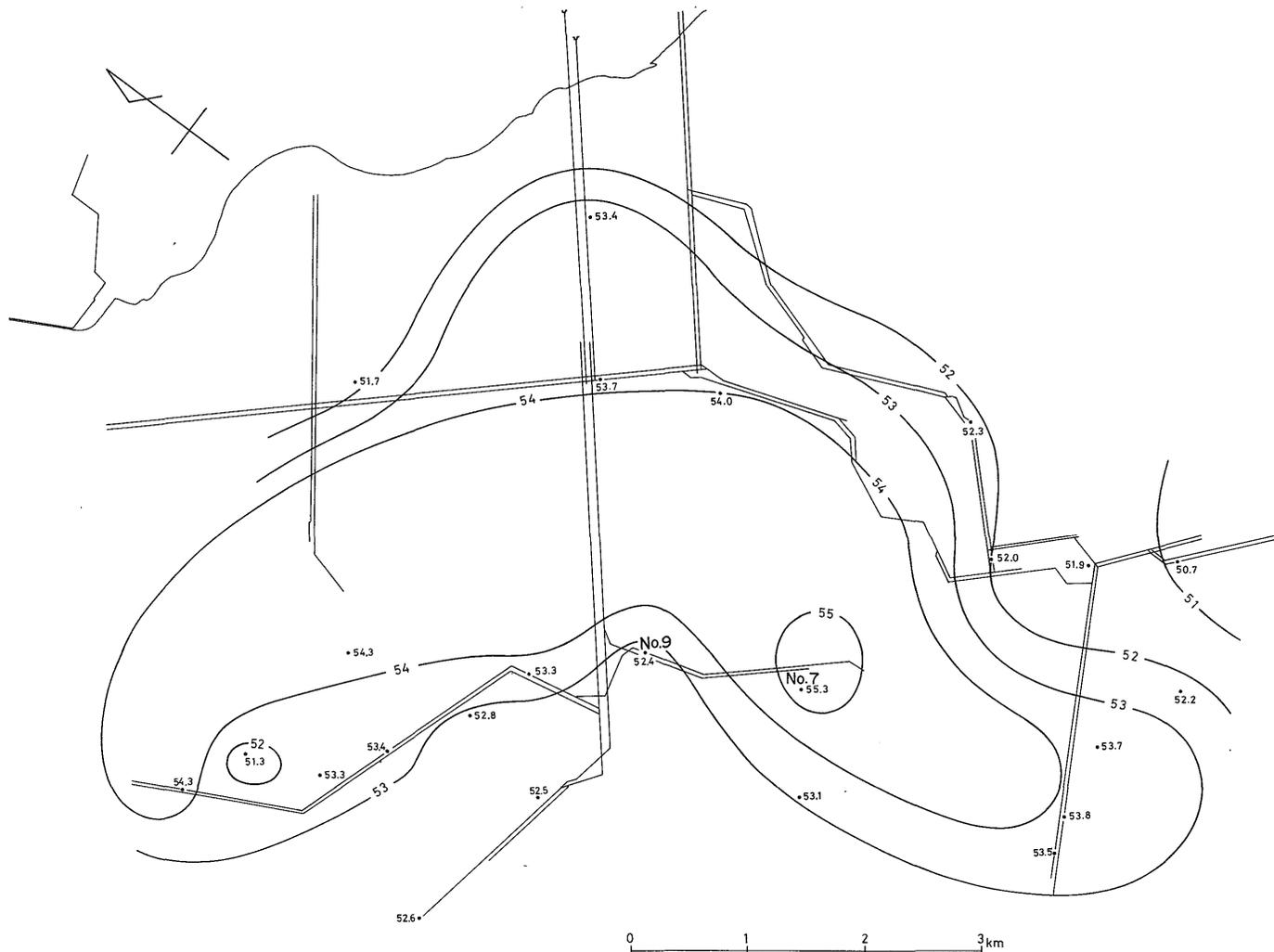


第2図 試料採取位置図



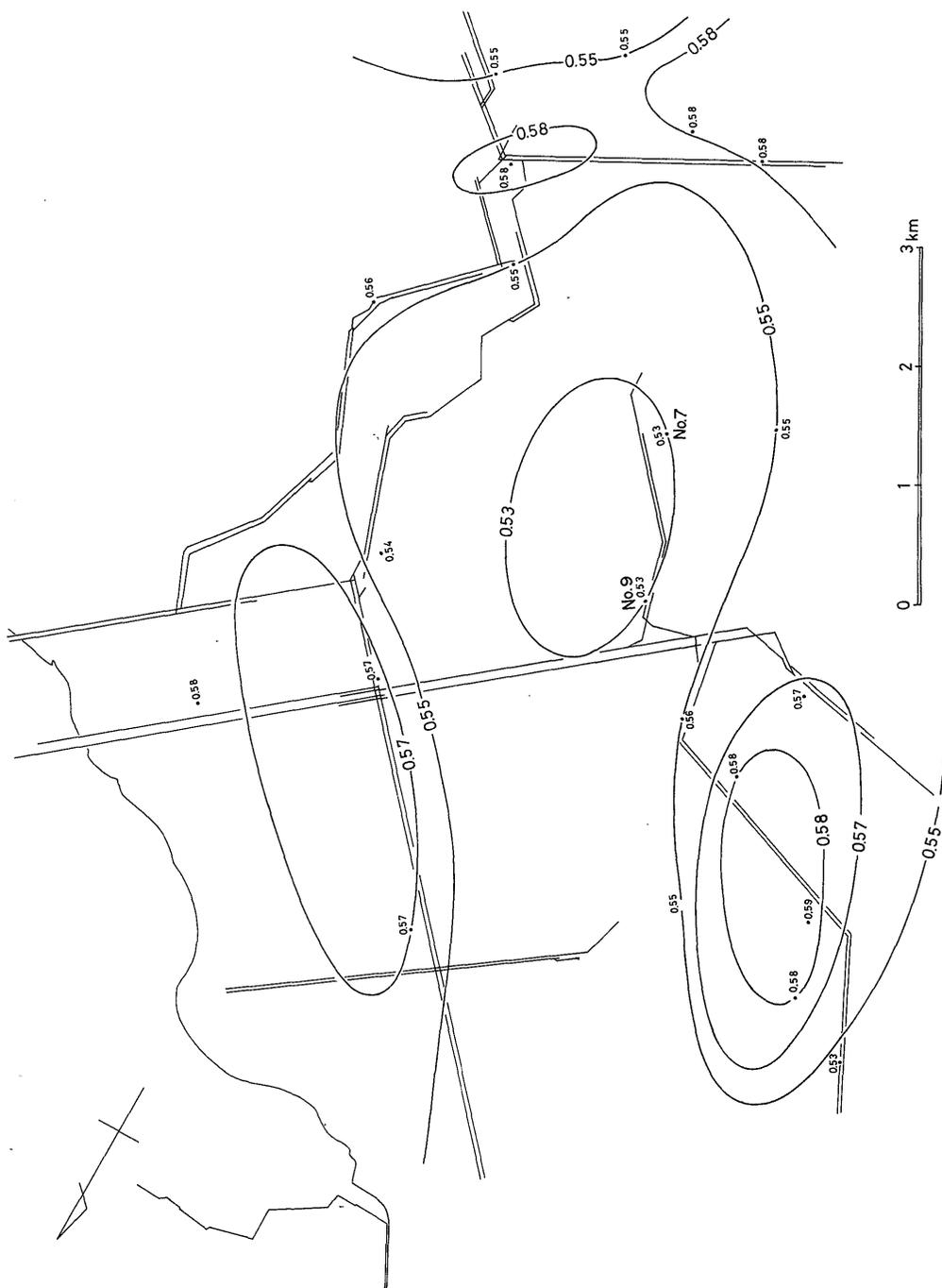
第3図 等デグラディニット含有量線図

•印は試料採取地点、数値はデグラディニットのマセラル総数に対する比(%)を示す。



第 4 図 等揮発分 (無水・無灰基) 線図

●印は試料採取地点, 数値は揮発分 (無水・無灰基) の%を示す。



第5図 等反射率線図  
数字は反射率の% (油浸) を意味する。

全体として等揮発分線は北西から南北方向へと逆くの字形を呈するが、比較的対称形をなしている。

もっとも高揮発分の所は No. 7 地点であり、本炭砒中央部は比較的高い揮発分値を示し、周辺にむかって揮発分が減少する傾向がみられる。なお、本炭砒地域外の栄和昆沙門坑、栄和5坑における揮発分は50%である。

### 3.3 石炭化度

石炭化度を示すパラメーターとして、ビトリニットの反射率、スポリニットの蛍光性、H/C-O/C 原子数比および相対的石炭化度があげられる。

#### 3.3.1 ビトリニットの反射率

McCARTNEY and TEICHMÜLLER (1972) によると、亜歴青炭以下の低石炭化度炭の場合、ビトリニットの反射率は石炭化度のパラメーターとして適当ではなく、また佐々木ほか (1978) は、反射率の差が約0.1%以内であると石炭化度に有意の差があるとはいえないことを指摘している。

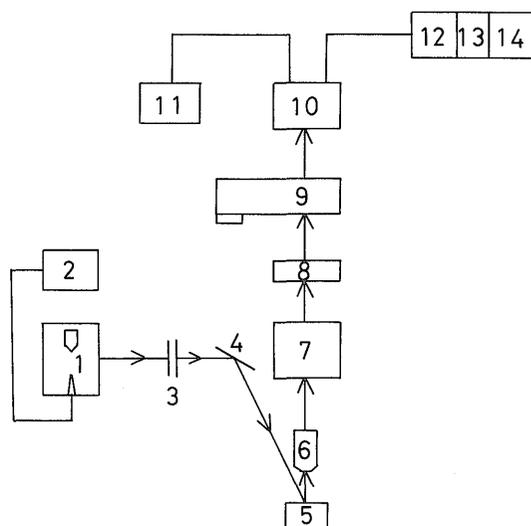
さて、第5図の等反射率線を見ると、北西-南東方向に軸をもつ対称的な図形が描かれ、No. 7 および No. 9 の地点を中心として、周辺にむかって反射率が高くなる傾向が認められる。第3図と対応させると、デグラディニットの含有量の多い所では、ビトリニットの反射率が低いのにに対し、デグラディニットの含有量の少ない周辺部では、ビトリニットの反射率が高い。この炭砒内においては、反射率の最高値と最低値との差は約0.05%なので、石炭化度による炭質の差異を表わすとは考え難く、むしろ、中心部と周辺部におけるビトリニットの根源物質の化学的性質の差異に基づくものではないかと考えている (藤井ほか, 1978 a)。

#### 3.3.2 スポリニット・レジニットの蛍光性

一般的に、石炭中に花粉・孢子・樹脂などが含まれている場合、ある短波長の光をそれらにあてると、それらはある特有の波長の蛍光を発する。そして、それらの蛍光スペクトルの最大光度を示す波長が、石炭化度の進行とともに、長波長方向へずれていく (Gijzel, 1967)。次にその測定方法を説明する。

蛍光性の測定には、ライト製自動測定用顕微分光光度計MPV2型を使用した。第6図のように、光源の超高圧水銀ランプの光は励起フィルターを通過して、365nmの単色光となる。この光が上記の物質上に落射されると、それらの表面からその物質特有の蛍光を発する。この蛍光は、自動干渉フィルターによって分光され、その光度は連続的に測定される。なお、測定の際の倍率は約400倍である。

自動干渉フィルターは、334 nm と751 nm の間を分光



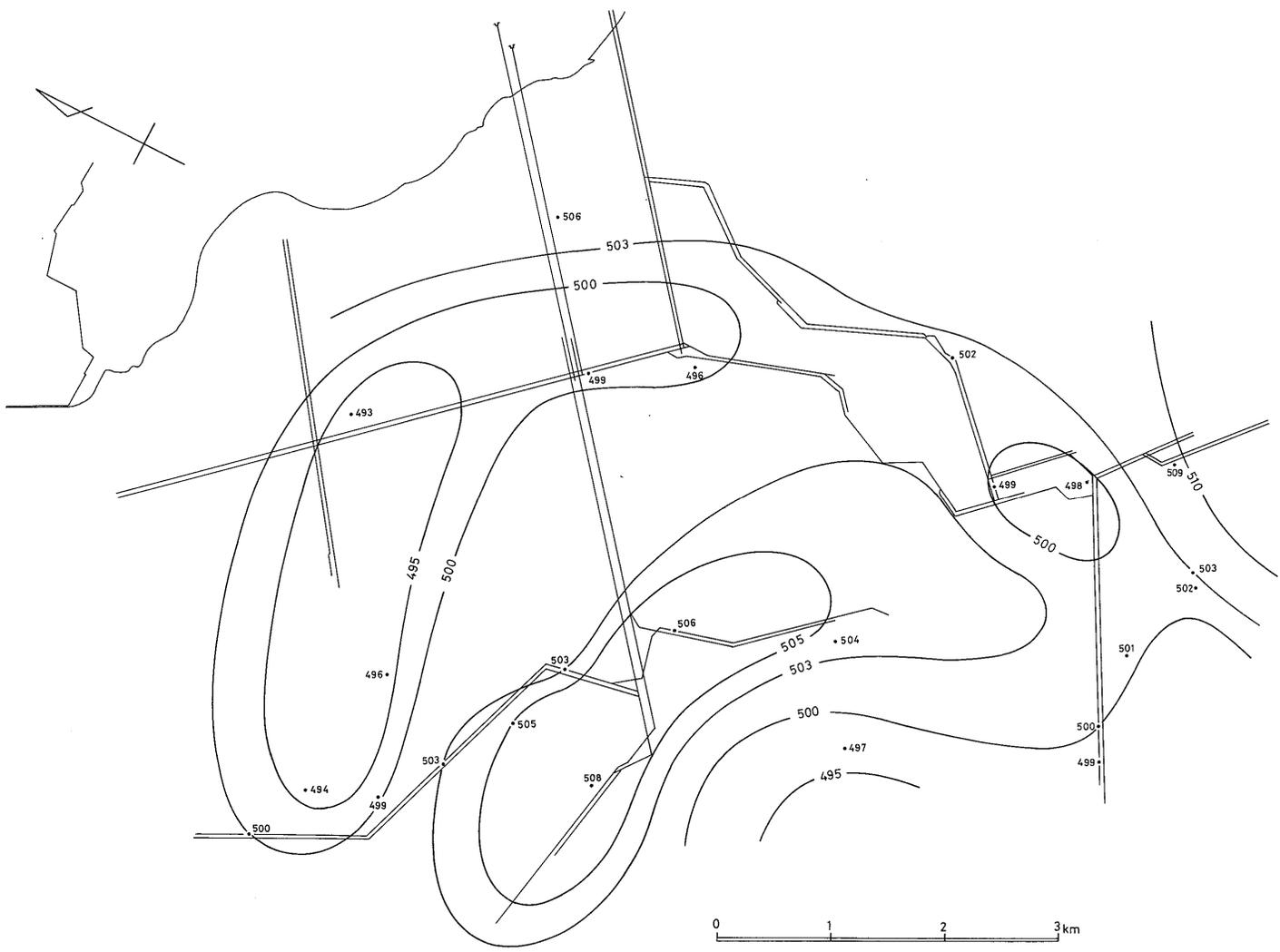
1 超高圧水銀ランプ, 2 電力供給安定装置, 3 励起フィルター  
4 ダイヤロック鏡, 5 サンプル, 6 対物鏡, 7 MPV筒, 8 測定鏡, 9 連続干渉フィルター, 10 光電子増倍管, 11 X-Y 記録装置, 12 測定照明用変圧器, 13 連続干渉フィルター用制御装置, 14 光電子増倍管用高電圧供給装置

第6図 蛍光用測定装置

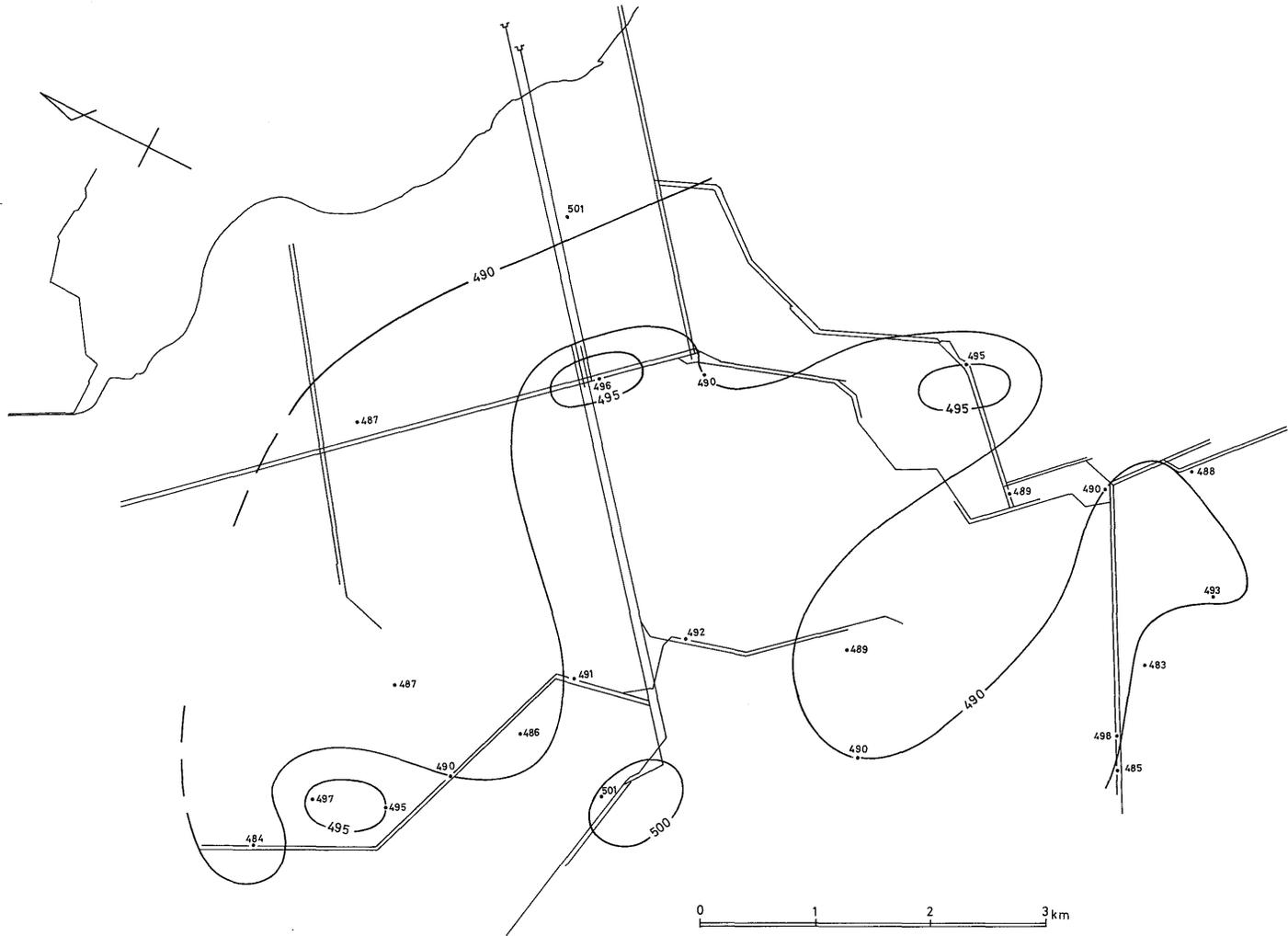
し、その間の各波長の光度は連続的にフォトマルチプライヤーで増倍、記録され、最大光度を示す時の波長が算出される。

花粉および孢子の場合、それらの属種が異なると、それぞれの蛍光特性が異なるため、個体を取りだし、属種を決定してからその蛍光性を測定すべきである。しかし、一般に花粉および孢子の種まで決めることは困難であり、異なった地層から共通の種を見つけたことは非常に難しい。つぎに、樹脂の場合、その化学的性質が同一のものを選びだす必要があるが、このことは不可能に近い。そこで、花粉・孢子・樹脂などを個体として取りださないで、研磨片を用いてスポリニット・レジニットの蛍光性の測定を行った (OTTENJANN *et al.*, 1974)。この場合、エクジニット含有量のもっとも多い試料では、スポリニットを約60個、レジニットを約30個測定できた。しかし、通常の試料の場合、スポリニット・レジニットの含有量は1個の研磨片内でそれぞれ15ないし20個程度にすぎないので、それぞれ15ないし20個の測定を行い、個々の最大光度を示すときの波長の平均をもってその試料のスポリニットおよびレジニットの蛍光波長とした。

この場合の基本的考え方として、スポリニット・レジニットの蛍光性は前述のとおり属種または化学的性質によって異なる。しかし、地域のごく狭い範囲では、地質学的に短い時間にかざればスポリニット・レジニット



第7図 スポリニットの等蛍光波長線図  
数値はスポリニットの蛍光光度が最高を示すときの波長で、nm を単位として示してある。



第 8 図 レジニットの等蛍光波長線図

数値は、レジニットの蛍光光度が最高を示す時の波長で、nm を単位として示してある。

の属種や化学的性質の差異は少ないと考えられ、ある程度以上の石炭化度の差異があれば個々の蛍光波長が相対的に長波長の方へずれていく傾向が認められ、約 10 nm 以上の差があれば石炭化度の差があることが佐々木ほか (1978) により指摘されている。

この地域でのスポリニットの蛍光波長の測定結果を第 7 図に示す。これによると、全体として等蛍光波長線は北西-南東方向にのび、地域の南西部から南東部にかけて長波長を示す区域があり、北部に短波長を示す区域がある。また、地域縁辺部において、北東および南東方向に長波長となる傾向が認められる。

つまり、南西部から南東部にかけて石炭化度が高く、北部および北西部で石炭化度は低い。このように、全体として、北西-南東方向に長軸をもつ石炭化度の高い区域と低い区域とが分布している。

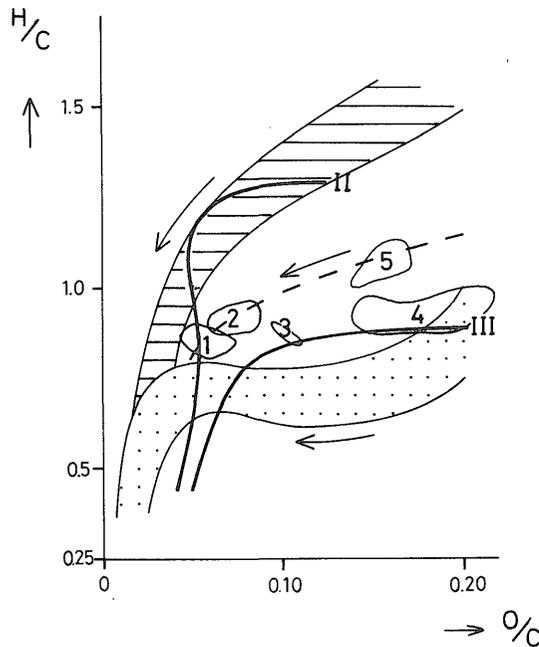
つぎに、レジニットの蛍光性については、佐々木ほか (1978) により、スポリニットの場合に比べ蛍光波長と石炭化度との関係の信頼性がやや劣ることがのべられて

いる。レジニットの蛍光波長の測定結果を第 8 図に示す。これによると、全体として、南西部から中央部にかけて長波長の区域があり、北方および南北にむかって短波長となる傾向がある。全体として、東西ないし西北西-東南東方向にのびる石炭化度の高い区域と低い区域とが交互に分布する。しかし、レジニットの場合、蛍光波長の差が比較的小さいのでこれらの結果のみから結論をうることは難しい。

### 3.3.3 H/C-O/C 原子数比

VAN KREVELEN and SCHUYER (1957) は、石炭を構成しているおもな元素は、炭素、水素および酸素なので、石炭化作用とこれら元素組成変化との関係を研究し、H/C-O/C 原子数比ダイアグラム上で石炭化作用の進行にともなう各組織成分の化学変化過程を明らかにした。この結果を第 9 図に示した。また、TISSOT *et al.* (1974) による石油の根源物質といわれているクロジェンに関する化学組成変化も同図に図示した。

このダイアグラム上に、石狩炭田夕張地区 (柴岡, 1964)、釧路炭田地域 (藤井ほか, 1978 b) および当炭砒



第 9 図 H/C-O/C 原子数比ダイアグラム

横軸は O/C 原子数比を、縦軸は H/C 原子数比を示す。ダイアグラム中、打点された領域はビトリニット、横線の領域はエクジニットの石炭化度にもなう化学変化 (矢印にて示す) の範囲をそれぞれ示す (VAN KREVELEN *et al.*, 1957)。II はエクジニットタイプのクロジェンの、III は高級植物起源のクロジェンの化学変化をそれぞれ意味する (TISSOT *et al.*, 1974)。1 から 5 までの領域は、日本炭の分析結果からプロットされたもので、1 から 3 は石狩炭田夕張地区 (柴岡, 1964)、4 は釧路炭田地域 (藤井ほか, 1978)、5 は太平洋炭砒を意味する。なお、破線は石炭化作用の進行にともなう釧路炭の化学的変化方向を意味する。

第 1 表 太平洋炭の元素分析結果について

試料番号	炭素 (%)	水素 (%)	酸素 (%)	水素/炭素原子数比	酸素/炭素原子数比
K-2	75.9	6.8	16.0	1.0676	0.1583
K-7	78.0	6.4	14.2	0.9777	0.1367
K-9	76.6	6.6	15.6	1.0267	0.1529
K-21	76.2	6.8	15.7	1.0634	0.1547
K-22	76.3	6.8	15.6	1.0620	0.1535
K-25	76.1	6.8	15.6	1.0648	0.1539
K-29	75.0	7.0	16.7	1.1122	0.1672
K-30	75.1	6.6	17.1	1.0472	0.1709
K-34	76.0	7.0	15.7	1.0975	0.1551
K-36	76.2	6.9	15.6	1.0790	0.1537
K-38	75.7	7.2	15.7	1.1334	0.1557
K-43	76.1	7.1	15.4	1.1118	0.1519
K-44	75.4	6.8	16.4	1.0747	0.1633
K-47	76.8	6.9	14.9	1.0706	0.1456
K-50	76.1	7.1	15.3	1.1118	0.1509
K-51	77.0	7.0	14.7	1.0833	0.1433
K-53	75.9	7.0	15.8	1.0990	0.1563
K-55	75.9	6.8	15.9	1.0676	0.1573
K-57	76.3	6.8	15.7	1.0620	0.1545
K-58	75.7	7.1	15.9	1.1176	0.1577
K-68	76.5	7.1	15.1	1.1059	0.1482

原子量 { 炭素 12.01115  
水素 1.00797  
酸素 15.9994

換算係数 { 炭素/水素の原子数比 11.91618  
炭素/酸素の原子数比 0.75073

での元素分析結果 (第1表) をプロットした。この結果から、これら日本炭の平均試料の化学的性質は、VAN KREVELEN and SCHUYER (1957) のビトリニットとエクジニットとの中間的性質または TISSOT *et al.* (1974) によるIIタイプケロジェンとIIIタイプケロジェンとの中間的性質を示すと推定される。ただし、VAN KREVELEN and SCHUYER (1957) の分析したビトリニットはテリニットおよびコリニットからなり、デグラディニットは含まれていない。

つぎに、石炭化作用の進行にともなう日本炭の化学変化の過程を考えてみよう。第9図のダイアグラムで1-5の領域に関し、化学変化の方向性を考えてみると、5→2→1の系列と、4→3→1の系列が想定される。このことから、5の領域で示される太平洋炭砒の石炭化作用にともなう石炭の化学変化の方向性は、第9図中の破線で示されると仮定した。このような方向性は、高橋 (1959)、石炭技研 (1973) および高橋・相原 (1977) によっても示されている。

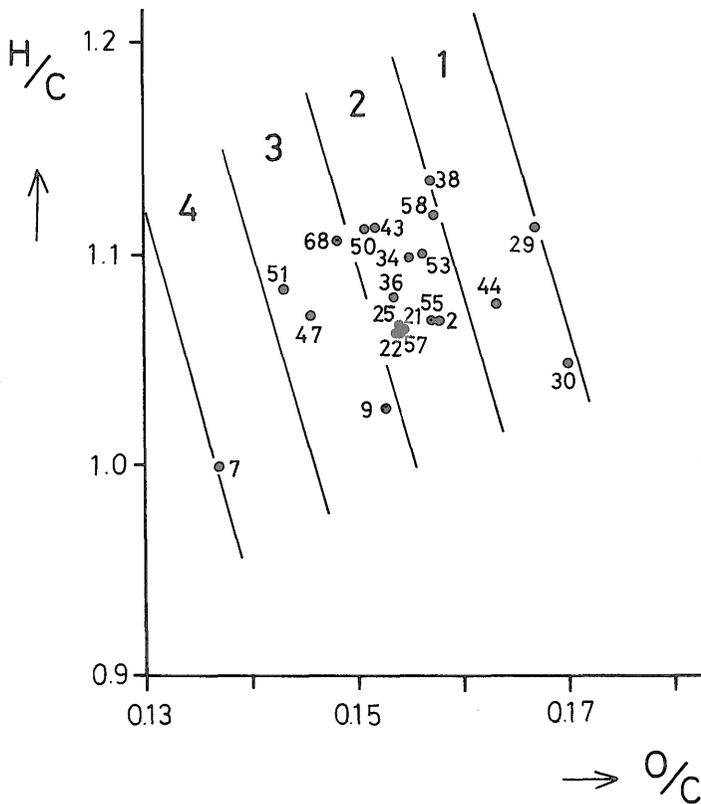
この仮定にもとづいて、本炭砒の各地点での分析値を

H/C-O/C 原子数比ダイアグラム上にプロットした (第10図)。つぎに、第9図の破線の方向に直角に等間隔で4分し、石炭化作用の遅れている区域から進んでいる区域へと1から4まで区分した (第10図)。

この結果によると、H/C-O/C 原子数比による石炭化度は、本炭砒の北西部に石炭化度の高い区域があり、北東部をのぞけば周辺にむかって石炭化度が低くなる (第12図)。

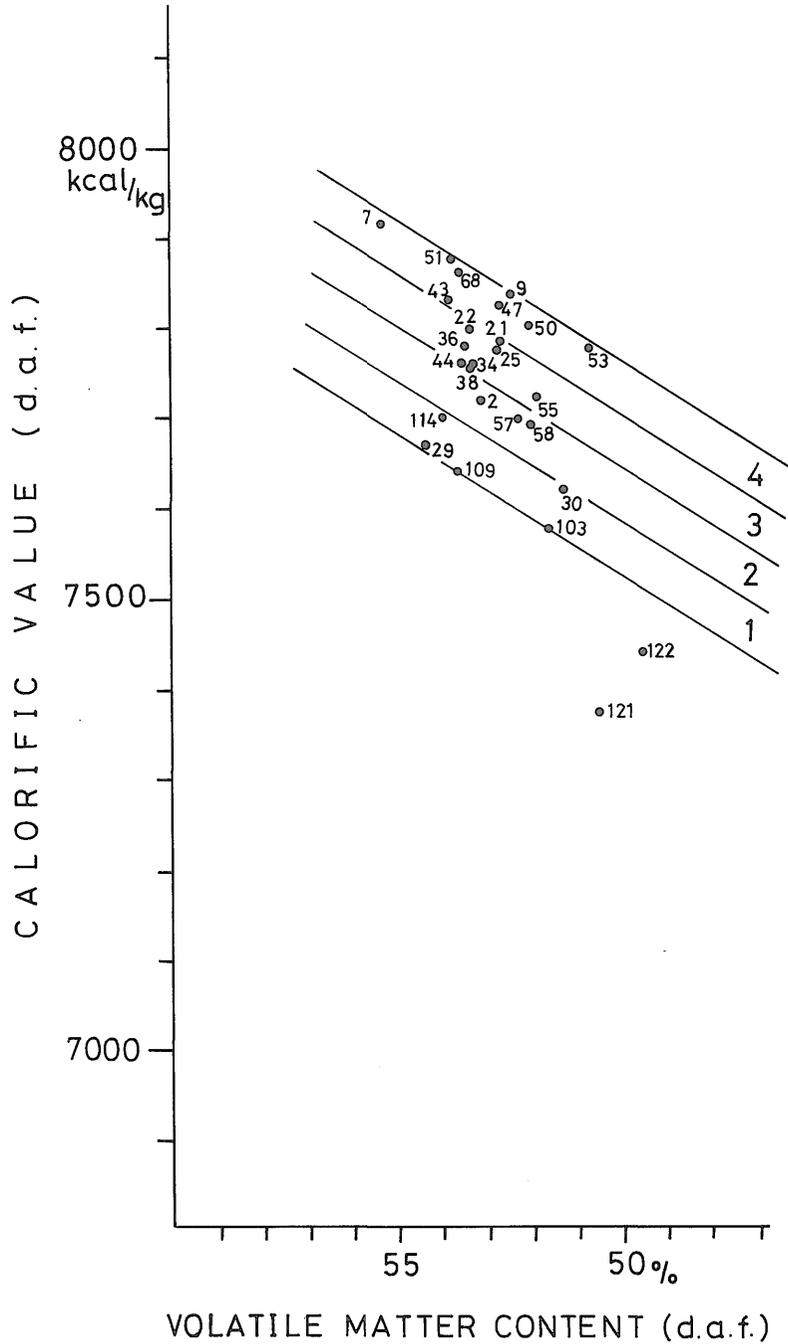
### 3.3.4 相対的石炭化度

これは佐々木 (1967) による相対的な石炭化度表示法を意味する。すなわち、亜歴青炭のような低石炭化度炭では、第11図の無水・無灰基での発熱量-揮発分ダイアグラム上で、斜めの平行線上にプロットされる石炭は同一の石炭化度にあることを意味し、右上方にむかって石炭化度が高くなる (佐々木, 1967; 藤井ほか, 1978a)。そこで、同一石炭化度線に平行に等間隔で5本の線を引き、このダイアグラム上にプロットされた各点を4分し、石炭化度の低い方から高い方へと、1から4まで区分した。



第10図 H/C-O/C 原子数比関係図

大文字の数字は相対的石炭化度を意味し、低炭化度から高炭化度へと1から4までの4段階に分けた。小文字の数字は試料採取地点の番号。



第11図 相対的炭化度表示図

大文字の数字は相対的炭化度を意味し、低炭化度から高炭化度へと1から4までの4段階に分けた。小文字の数字は試料採取地点の番号。

なお、d. a. f. は dry, ash, free の略語で、無水・無灰基を意味する。石炭試料から不燃性の水分と灰分とをのぞいた部分を純炭とよび、これは揮発分と固定炭素とからなる。無水・無灰基での発熱量および揮発分とは、純炭についての値として次の式により求められる。ただし、発熱量を求める場合には、灰分含有量の補正が必要で、ここでの場合1.08を掛けて灰分含有量とした (佐々木, 1951)。

$$\text{発熱量または揮発分 (無水・無灰基)} = \frac{\text{発熱量または揮発分} \times 100}{100 - (\text{水分}(\%) + \text{灰分}(\%))}$$

この結果によると、本炭砒の南西部から南端部にかけての区域と北東部とに高石炭化度を示すところがあり、中央部よりやや北方に北西-南東方向に低石炭化度を示すところがある(第12図)。

### 3.3.5 石炭化度のまとめ

これまでに、ビトリニットの反射率、スポリニット・レジニットの蛍光性、H/C-O/C 原子数比および相対的炭化度の測定結果をのべてきたが、現在のところ、石炭化度に関する絶対的尺度はないと言われている(Hood and Castaño, 1974)。低石炭化度炭の場合、石炭化度のパラメーターとして有意の差を示さないビトリニットの反射率の測定結果をのぞいて、その他のパラメーターの測定結果に基づいて総合判断することにした。このために、H/C-O/C 原子数比や相対的炭化度による石炭化度区分のように、スポリニットおよびレジニットの蛍光性による石炭化度区分を試みた。

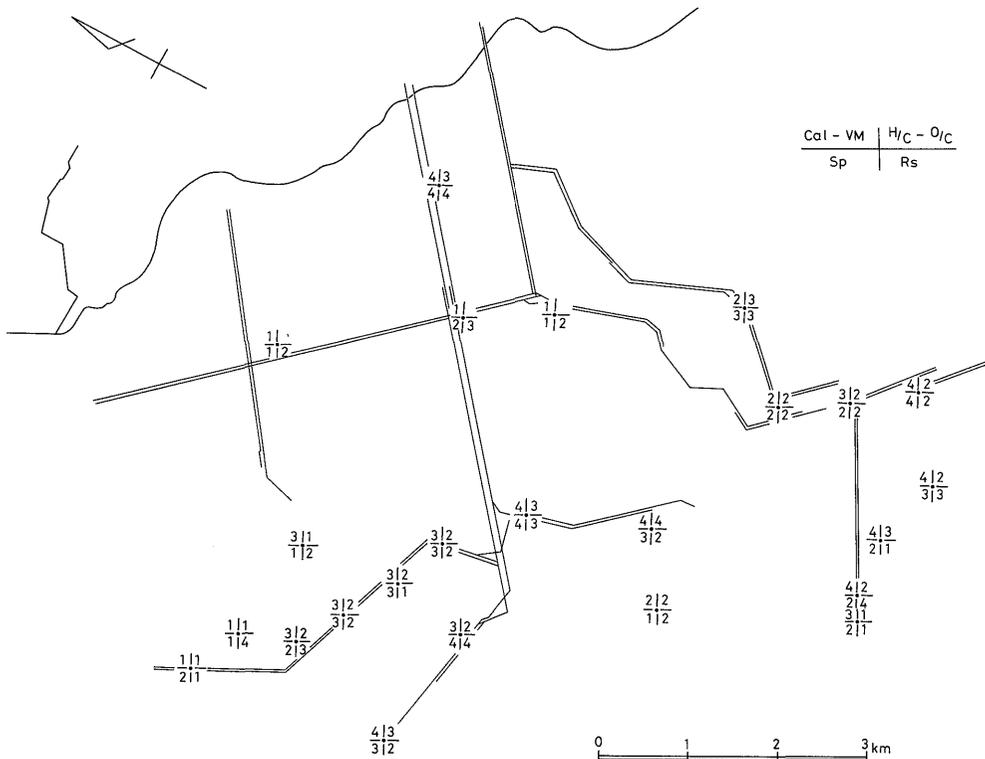
まず、各地点におけるスポリニット・レジニットの蛍光性は、石炭化度が進むと蛍光波長が長波長に変位することから、それぞれの蛍光波長の測定結果を短波長から

長波長へと等間隔に4区分した。すなわち、スポリニットの蛍光波長の場合、4 nm きざみに、494-497 nm, 498-501 nm, 502-505 nm, および506-509 nm と1から4まで区分した。同様に、レジニットの場合は5 nm きざみに、482-486 nm, 487-491 nm, 492-496 nm および497-501 nm と4区分した。

ここで、各地点での H/C-O/C 原子数比、相対的炭化度およびスポリニットおよびレジニットの蛍光性による石炭化度区分を、第1, 第2, 第3および第4象限に表示した(第12図)。

この結果によると、各点におけるそれぞれのパラメーターによる石炭化度区分のばらつきは少なく、石炭化度のパラメーターとして信頼度の低いレジニットの蛍光性の場合でもほかの区分に比べ著しく異なる値を示す所は少ない。

そこで、第12図に示された各地点での各パラメーターの石炭化度区分値を合計し、その平均値にしたがって相対的炭化度の差異を検討してみよう(第13図)。第13図によると、本炭砒の南西部に北北西-南南東方向にの



第12図 石炭化度の各パラメーターによる石炭化度区分図

各地点における H/C-O/C ダイアグラム (H/C-O/C), 相対的炭化度 (Cal-VM), スポリニットの蛍光性 (Sp) およびレジニットの蛍光性 (Rs) による石炭化度区分 (1-4) の数値を、それぞれ、第1, 第2, 第3および第4象限に表示した。なお、空白の部分はデータのないことを意味する。

びる石炭化作用の進んだ区域があり、周辺にむかって石炭化度が低くなる傾向がある。しかし、北東端部においてふたたび石炭化度が高くなる。

傾向が認められる。

#### 4. 考 察

##### 3.4 無水・無灰基における発熱量

第14図に無水・無灰基における等発熱量線図を示した。等発熱量線は北西-南東方向にのび、本炭砒の南西部では高発熱量を示し、中央部よりやや北東部に低発熱量を示す区域がある。さらに北東方にむかって発熱量が高くなる傾向が認められるが、地域外の栄和昆沙門坑および栄和5坑において、それぞれ、7,440 kcal/kg, 7,400 kcal/kg と低発熱量を示す。したがって本炭砒および周辺地域を含めて、もっとも発熱量の高い区域はNo. 7地点を中心とする本炭砒の南西部であると考えられる。

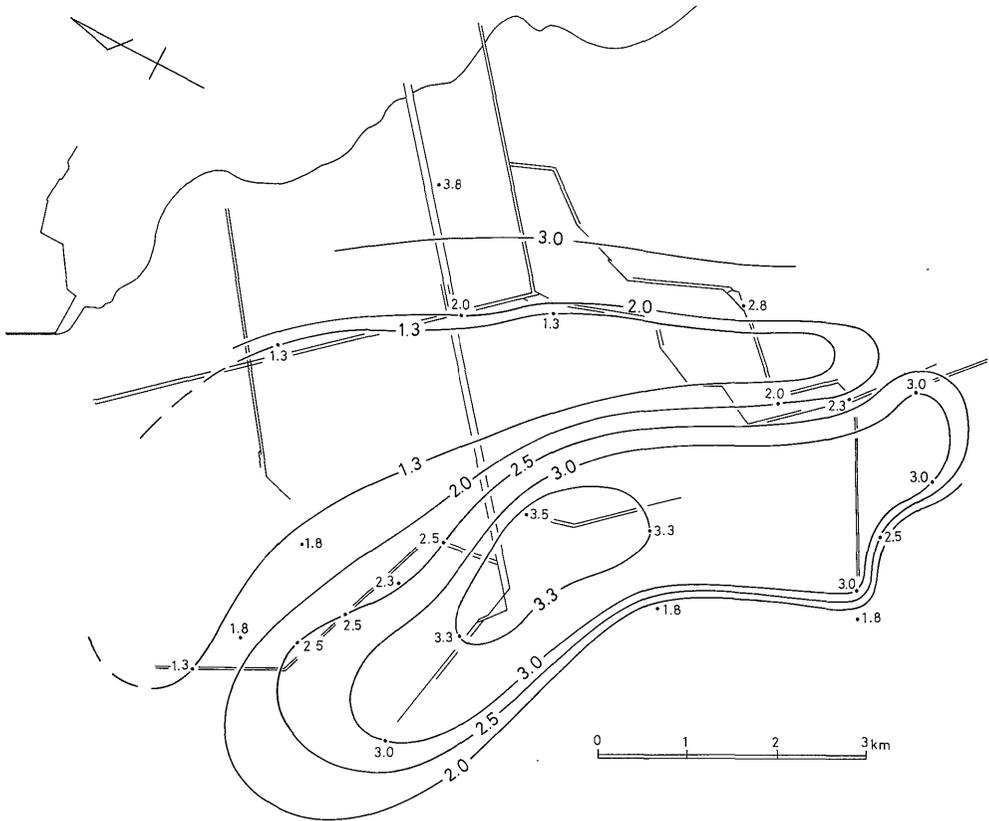
石炭の炭質特性は、石炭化度と組織成分の差異とで規定される。この場合、一般に炭質は無水・無灰基における発熱量および揮発分を意味する。

まず、発熱量と石炭化度との関係についてのべる。第14図の等発熱量線図と、第12, 13図の石炭化度を示す各パラメーターの石炭化度区分図とを比較すると、7,800 kcal/kg 以上を示す高発熱量の区域と各パラメーターの石炭化度の高い区域とはよく一致し、また7,750 kcal/kg 以下の低発熱量の区域と石炭化度の低い区域とはよく一致し、両者の相関のよいことがわかる。

##### 3.5 灰分含有量

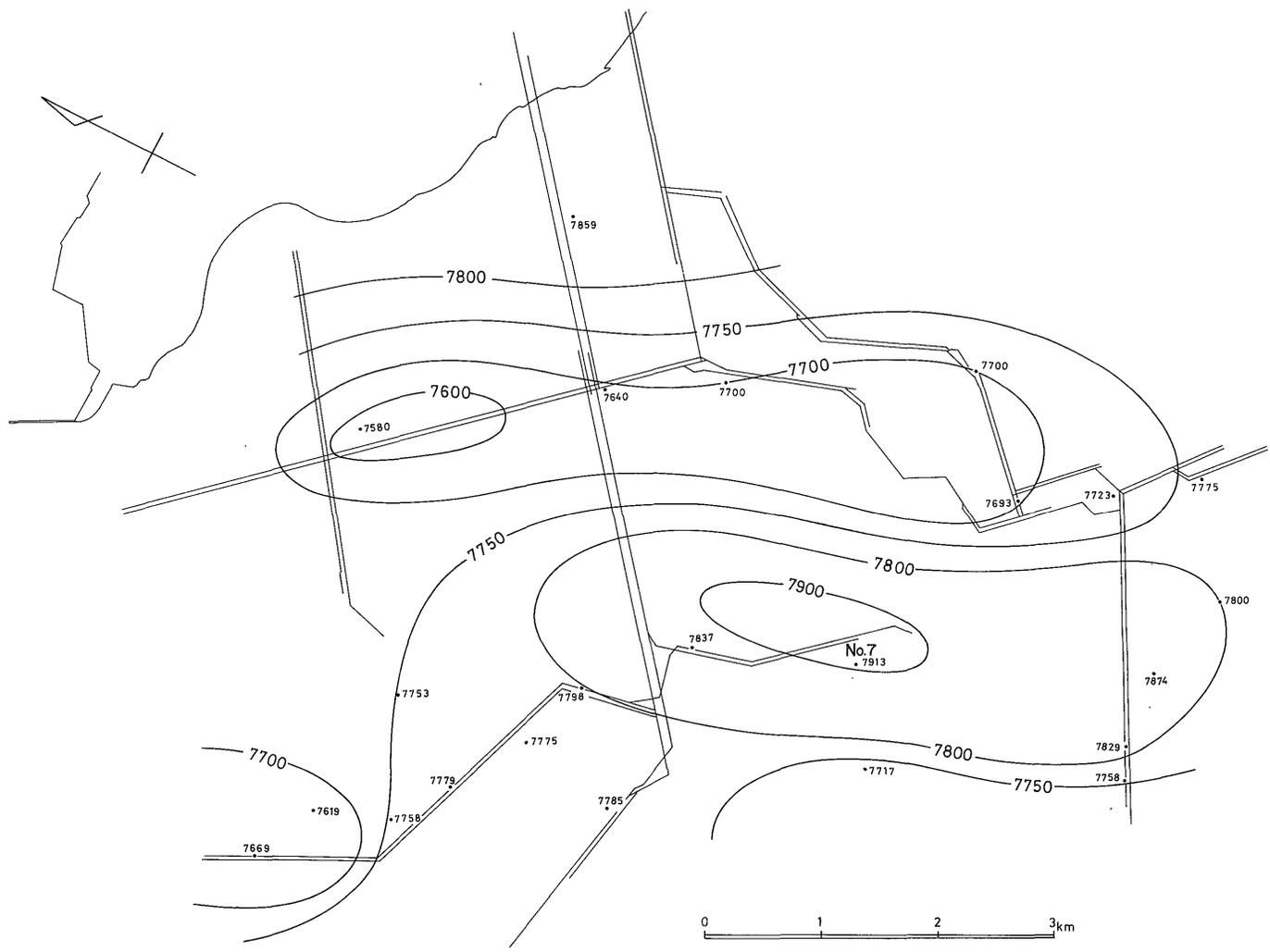
第15図に灰分含有量の分布を示した。図から明らかのように、大きくみると、本炭砒中央部付近に低灰分含有量の区域があり、周辺にむかって灰分含有量は増加する

つぎに、揮発分と石炭組織成分との関係については、第3, 4図からも明らかのように、本炭砒南西半部の揮発分の比較的高い区域はデグラディニットの含有量の高い区域と一致し、ともに周辺にむかってそれぞれのパー



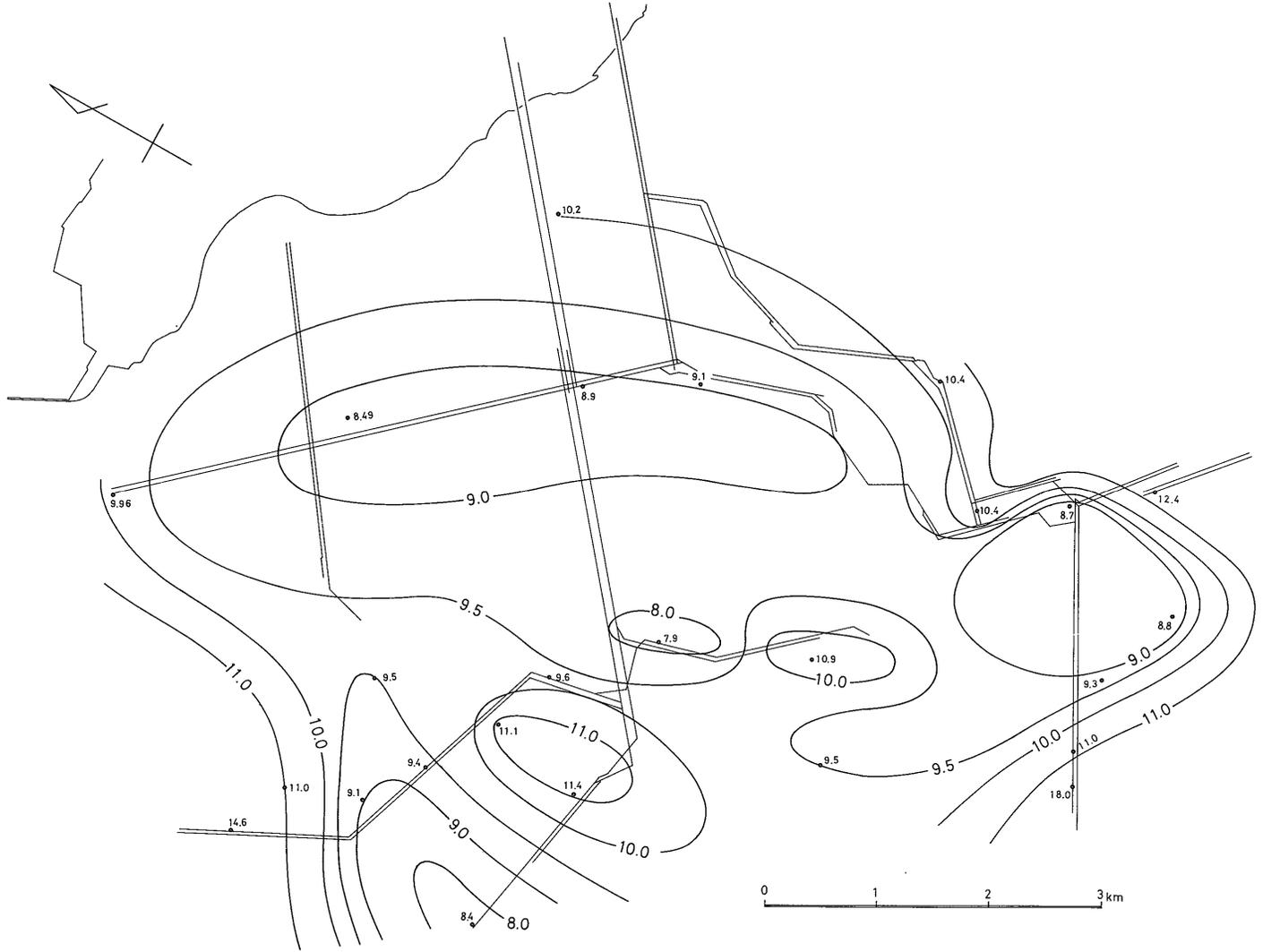
第13図 各パラメーターの石炭化度区分値の等平均値線図

小文字の数字は各パラメーターの石炭化度区分値の平均値を示し、大文字の数字は等平均値線の値を意味する。



第14図 等発熱量線図

数字は無水・無灰基における発熱量で、単位は kcal/kg である。



第15図 等灰分含有量線図

数値は灰分含有量を%を単位として示してある。



センテージは減少している。

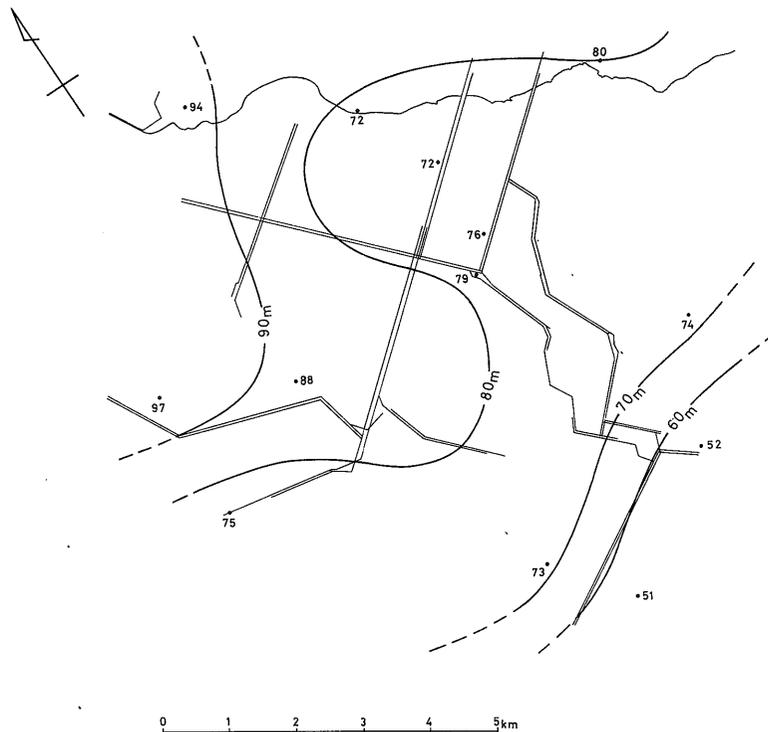
つまり、藤井ほか (1978 b) によってすでに指摘されている通り、低石炭化度炭では、発熱量は石炭組織よりも石炭化度により深く関係し、揮発分は逆に石炭組織に深く関係している。

ついで、石炭組織と炭層堆積の場の関係について考察しよう。第16図に春採夾炭層本層の等層厚線を示した。第3図と第16図とを比較すると、炭層の厚く発達する所では、デグラディニットの含有量の高いところとよく一致する。一方、炭層堆積盆の周辺にむかって、デグラディニットの含有量が低くなる。逆に言うと、堆積盆の周辺では、コリニット・テリニットからなるピトリニットの含有量が高い。こうした関係は、炭層堆積盆内の植生の差異に起因することが想定される。すなわち、堆積盆の周辺では木質部の多い樹木類が生育し、堆積盆内部では木質部の少ない草本類が生育していたと思われる (佐々木, 1967)。

また、灰分は堆積盆の周辺に比較的多く沈積し、中央部での灰分の沈積は比較的少なかったと思われる (第15図)。

最後に、石炭化度と埋没深度との関係についてのべてみたい。一般に埋没深度が深いほど石炭化度が高くなると言われている (Hood and Castaño, 1974; 工藤, 1975; 相原, 1977)。本炭砒地域および周辺地域で等層厚線を描けたのは春採夾炭層のみであるが、岡崎 (1966) により、浦幌層群の層厚変化は、海城南側に向かって肥厚する傾向が明らかにされている。しかし、第1図から明らかなように、当地域の海域における中新世の厚内層は、浦幌層群上部を削剝して尺別層ないし舌辛層を直接不整合に覆っている。そのため、釧路炭田中-西部において浦幌層群を部分的不整合で覆う海成の音別層群 (上部古第三紀) の堆積量については全く資料を欠いている。したがって、古第三系全体の埋没深度は明らかにできないので、ここでは春採本層、春採夾炭層及び浦幌層群の層厚変化と石炭化度との関係を検討する。

まず、第12, 13図の石炭化度の差異から埋没深度を推定する。すなわち、本炭砒の南西部に北西-南東方向に長軸をもつ長方形 (幅約2km×長さ約6 km) の区域と、北東部に同方向の長方形 (幅約1.8 km×長さ約7km) の区域とが想定され、前者の区域の石炭化度が高いことか



第17図 春採夾炭層の等層厚線図

小数字はm単位で示してある。

ら、前者の区域は後者に対し相対的に沈降していたと推定される。

こうして推定された区域の形態は、春採本層の炭層堆積盆の形態(第16図)とは一致せず、第17図の春採夾炭層および浦幌層群の等層厚線図から推定されるそれとも一致しない。つまり、北西部について、春採夾炭層が厚く発達するにもかかわらず、石炭化度は低く、一方、北東部では地層が薄いにもかかわらず、石炭化度は高い。したがって、現在のところ当地域では石炭化度と浦幌層群の層厚変化との直接的関係はなさそうである。

すでに述べたように、各種石炭化度のパラメーターから推定された地塊の方向は、釧路炭田春採地区に支配的な北西-南東方向とそれに直角ないしは高角度で交わる断層とによる地塊の方位とよく一致する。このことから、相対的石炭化度から推定される地塊の形成は、春採地区に支配的な地塊化運動と関係しているのではないかと思われる。これら地塊化運動の行われた時期は、長浜(1961)によると、北西-南東方向の断層の生成時期はそれに直角ないしは高角度で交わる断層の生成以前かまたは同時期であり、古第三紀浦幌層群堆積後である。そして北西-南東方向に直角ないし高角度で交わる断層群は、新第三紀厚内層に覆われることから、これら地塊化運動の行われた時期は浦幌層群堆積後厚内層堆積前と思われ。したがって、石炭化作用は新第三紀厚内層堆積前に完了したと推定される。

しかし、現在、炭砒内において、このような地塊化の証拠はつかめていない。いずれにしても、石炭化度の差異は炭層堆積後の構造運動と関係があるもの(藤井ほか、1977)と思われるが、今後の大きな問題点である。

## 文 献

- 相原安津夫(1968) 石狩炭田空知背斜西翼の石炭化度変化に対する地質的考察. 第5回石炭科学会議(燃料協会石炭科学部会), p. 41-47.
- (1977) 輝炭反射率からみた北海道古第三紀炭の石炭化度の層位的変化. 九大理研報, vol. 12, p. 229-233.
- Dow, W. G. (1977) Kerogen studies and geological interpretations. *Jour. Geochem. Explor.*, vol. 7, p. 79-99.
- 藤井敬三・佐々木実・尾上 亨・曾我部正敏・佐藤良昭・後藤 進(1977) 石炭化度と埋没深度との関係について. 地質ニュース, no. 277, p. 1-9.
- 藤井敬三・佐々木実・曾我部正敏・後藤 進・東出則昭(1978a) 石炭組織・反射率と炭質との関連性について. 日本地質学会第85年学術大会講演要旨集, p. 388.
- ・——・後藤 進・東出則昭(1978b) 釧路炭田地域における低石炭化度炭の炭質と石炭組織・ビトリニット反射率との関係. 地質学雑, vol. 84, p. 539-547.
- GIJZEL, P. V. (1976) Autofluorescence of fossil pollen and spores with special reference to age determination and coalification. *Leid. Geol. Med.*, vol. 39, p. 263-317.
- HOOD, A. and CASTAÑO, J. R. (1974) VII. Organic metamorphism: its relationship to petroleum generation and application to studies of authigenic minerals. *CCOP Technical Bull.*, vol. 8, p. 85-118.
- HUNTJENS, F. J. and VAN KREVELEN, D. W. (1954) Chemical structure and properties of coal II-Reflectance. *Fuel*, vol. 33, p. 88-103.
- 小島鴻次郎(1971) 石炭組織学的研究方法によるコークス強度測定法. 燃協誌, vol. 50, p. 894-901.
- VAN KREVELEN, D. W. and SCHUYER, J. (1957) *Coal Science*. 352p., Elsevier, Amsterdam.
- 工藤修治(1975) 石油および天然ガス探査への石炭組織学方法の応用. *TRC news*, no. 13, p. 2-7.
- 丸山敏彦(1965) 石炭の粉碎性と石炭組織成分. 燃協誌, vol. 44, p. 783-789.
- McCARTNEY, J. T. and TEICH MÜLLER, M. (1972) Classification of coals according to degree of coalification by reflectance of the vitrinite component. *Fuel*, vol. 51, p. 64-68.
- 長浜春夫(1961) 5万分の1地質図幅説明書「釧路」. 53 p., 北海道開発庁.
- 岡崎由夫(1966) 釧路の地質. 326 p., 釧路叢書, vol. 7.
- 奥山泰男・宮津 隆・杉村秀彦・熊谷光照(1970) 顕微鏡による原料炭のコークス化性の検討. 燃協誌, vol. 49, p. 736-743.
- OTTENJANN, K., TEICHMÜLLER, M. and WOLF, M. (1974) Spectrale fluoreszenz-Messungen an sporiniten auflicht anregung eine mikroskopische methode zur bestimmung des

- inkohlungs grades gering inkohlter kohlen.  
*Forsh. Geol. Rheinld. Westf.*, vol. 24, p. 1-36.
- 佐々木実(1951) 石炭の発熱量(無水, 無鉱物基)に就いて. 地調月報, vol. 2, p. 185-190.
- (1967) 石炭組織からみた常磐炭田における炭質の相違と炭層の生成. 燃協誌, vol. 46, p. 864-871.
- ・藤井敬三・東出則昭・曾我部正敏・後藤進(1978) 石炭化度測定の問題点. 日本地質学会第85年学術大会講演要旨集, p. 387.
- 佐藤 進・野畑 肇・佐藤松男・東 保・井上絢夫・金沢恒夫(1968) 太平洋炭砒における海底炭田の探査と海上試錐の実施について. 鉱山地質, vol. 18, p. 173-184.
- SCHAPIRO, N., GRAY, R. J. and EUSNER, G. R. (1961) Recent developments in coal petrography. *Blast Furnace, Oven and Raw Material Conference*, 1961. p. 89-112.
- 石炭技術研究所(1973) 石炭化および炭化初期段階における諸性状の解明と日本炭の特徴. 166 p., 石炭技術研究所, 東京.
- 柴岡道夫(1962) 石狩炭田空知地区における地質と炭質との関係. 燃協誌, vol. 41, p. 823-839.
- 柴岡道夫(1964) 石狩炭田夕張地区における地質と炭質との関係. 燃協誌, vol. 43, p. 494-509.
- STACH, E., MACKOWSKY, M. -TH., TEICHMÜLLER, M., TAYLOR, G. H., CHANDRA, D. and TEICHMÜLLER, R. (1975) *Coal Petrology*. 428p., Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- 高橋良平(1959) 石炭化作用よりみた唐津炭田の天草型地質構造. 鉱山地質, vol. 9, p. 287-296.
- ・相原安津夫(1977) 日本炭石炭化作用の地質的背景. 第14回石炭科学会 議 予稿集 (燃料協会石炭科学部会), p. 1-4.
- TISSOT, B., DURAND, B., ESPITALIE, J. and COMBAZ, A. (1974) Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum. *A. A. P. G. Bull.*, vol. 58, p. 499-506.
- 鳥飼直親・加戸達哉(1965) 石炭組織成分コークスの湿式反応性. 燃協誌, vol. 44, p. 473-481.

(受付: 1979年3月20日; 受理: 1979年5月10日)