



UDC 622.33 : 553

# 石炭の起源と地質的变化

相原安津夫\*

## Origin and Geological Change of Coal

Atsuo AIHARA

### 1. はじめに

近代工業は鉄と石炭とを基礎にして発展して来た。特にわが国の戦後の復興と発展に両者が果たした役割の大きさは読者の多くが体験的にこれを認められるであろう。さらに、鉄鋼界のたゆまざる発展とは対照的に、エネルギー革命を期に国内石炭鉱業の低落についてもおおかたの気憶に残るところである。ところが最近石炭を斜陽化させたはずの石油資源を中心に、探査による確認埋蔵量と増加を続ける消費量とのバランスが再度検討されて、将来エネルギー全体に関する問題が論ぜられるようになって来た。特に石油資源を全くといってよいほど海外に依存しているわが国では、今後の産業・経済を維持するためにもエネルギーに関する認識をあらたにせねばならぬことのほか、産油国やその周辺での国際情勢の変化にも敏感ならざるを得ない。このような時期に本誌編集委が石炭問題をとりあげ、石炭資源の基礎的解説を求められたのは当を得ているといえよう。

すべてのエネルギーに関心を持たれる時期ではあるが、筆者の専門が地殻内に賦存する有機物を対象にした地球科学であるため、ここでは特に石炭を地質的に資源として見る立場からの解説にとどまることを前もってお断りしておく。全体の内容としては、石炭がどのような原物質からどのように形成され、どのように変化したかという問題に関係する諸現象が主に扱われる。鉄と関係深い読者が、その原材料で兄弟分である石炭について、材料としてでなく資源として天然物としての考察をされるための何等かの役に立てば幸いである。

### 2. 石炭の起源

#### 2.1 石炭の原物質

##### 2.1.1 石炭なるもの

人類が石炭を利用したのは、中国大陸にその遺跡が残っていることやギリシャ時代の記録 (B. C. 315;

Theophrastus) などから紀元前にさかのぼるが、石炭の原物質や成因に関心を持たれるようになったのはそれほど古いことではない。奇妙に思われるかも知れないが、英語で石炭=coalの語源は cole=菜 (キャベツなど) であるという。これは科学的根拠があつてそのように呼ばれ出したのではあるまい。coal←coleの語源が中世英語 (A. D. 1200~1500) といわれるから、英国での石炭採掘や小規模な利用が行われ始めた頃で、多分海岸付近の炭層露頭から波で洗い出された塊炭が円磨されて玉菜状になつていることからそのように呼ばれたのかと思われる。一般的名称はともかくとして、褐炭中に植物の組織が残されている事実を観察した仏人 KLEIN (1598) は石炭も植物からできたと考えている。しかし石炭の起源や性状に関心が高まるのは 18 世紀後半に産業革命が起きてからである。特に顕微鏡による観察が一般化すると、1830 年代には英仏両国で、石炭を薄片にして透過光で観察し、花粉や孢子あるいは材組織などを発見して、石炭の原物質が古植物であるという考えが普及した。今から思えば当然のことといえるが、当時は新事実であつたにちがいない。というのは、その頃欧州の地質学会を風靡していた一派である、いわゆる水成論者の WERNER (1749~1818) のように、地球の創世期の原始海洋に沈殿した花崗岩 (みかげいし) が地表に出て風化し、その中に含まれていた瀝青質がその後でできた海洋中に沈殿したのが石炭であると説いた人さえいたからである。この様な前近代科学的な地質学の昏迷期を経て地質学の各部門の体系化が進むと、石炭の起源についても自然観察に基づく科学的理解が得られるようになる。

##### 2.1.2 石炭岩石学

石炭の原物質に関する科学的知識がまとまるのには石炭岩石学が体系化されるまで待たねばならなかつた。石炭観察の初期の段階では、先の石炭の部分薄片と生物顕微鏡の組み合わせと、肉眼による炭層の縞状構造の細分とが用いられた。後者には FAYOL の研究を 1919 年に STOPES 女史が整理した有名な輝炭 (vitrain)、縞炭

昭和 55 年 4 月 24 日受付 (Received Apr. 24, 1980) (依頼解説)

\* 九州大学理学部 理博 (Faculty of Science, Kyushu University, 6-1-10 Hakozaki-cho Higashi-ku Fukuoka 812)

(clarain), 暗炭 (durain), および炭母炭 (fusain) の分類がある。肉眼的分類と顕微鏡的観察との対応を求める努力が金属反射顕微鏡の石炭研磨面への適用という形で WINTER らにより進められたが、先の透過法と競合し、分類名称などが混乱する時代が続くこととなる。

しかし 1927 年に STACH が反射顕微鏡用の油浸レンズを開発すると、この手法の優位が確立し、1935 年にオランダの Heerlen で開催された国際石炭組織委員会で STOPES 女史の分類法を反射法と組み合わせた国際分類規約が確定し、その後の検討のすえ現在の体系が形作られることとなる。そのためこの分類法は Stopes-Heerlen system と呼ばれている。

この分類法の基礎になる考え方は、地質学で岩石を鉱物の集合体であるとする見方と同じである。例えば、花崗岩は石英、長石、雲母の造岩鉱物の結晶の集合体であるように、石炭も顕微鏡的に識別可能な多数の最小単位成分の集合であるとする。この最小単位を単位成分 (maceral), その顕微鏡的集合を微細組織成分 (micro-lithotype), さらにその層状集合を肉眼組織成分 (lithotype) と呼ぶ。細部の規約は略すが、単位成分には顕微鏡の形態や現生植物との対応などからの由来部位の差や光学的性質の差などを基に表 1 に示したような基本的分類がなされている。

石炭の原材料は古植物であるといつても、このように不均質な多様な単位成分で構成されていることは何等かの理由があり、それらが地質的に特定の地域に集積されて炭層を形成するには、何らかの必然性があつたと思われる。次にこれらに係る地質現象に少し考察を進めてみる。

## 2.2 石炭層堆積の場

### 2.2.1 炭層堆積盆

現在炭層を賦存する堆積岩が分布している地域は炭田 (coal field) と呼ばれる。図 1 に世界の主要炭田の分布を示したが、このように大小の差はあるが、特定地域のみ炭層が発達するのはなぜであろうか。高温で熔融していたマグマが地殻内に貫入し冷却固化して形成された火成岩や、既成の岩石が高温・高圧条件下にもたらされてそこで安定な鉱物として再結晶して形成された変成岩などには炭層が挟まれないことは石炭の原物質の性格からいつても当然のことである。しかしこれら以外の堆積岩であればどこでも炭層が賦存しているかという点必ずしもそうではない。とすると地質時代に炭層となるべき原物質が堆積されるような特定の場所があつたにちがいない。地質時代の古植物はどのような場所に繁茂しどのようにして集積埋没されたのであろうか。

炭層の堆積を含めて、太古に生起した地質現象のなかには、あまり時間が掛かりすぎていて、人為的に設定した条件下で実験的に解析できる物理的・化学的現象と同様に扱えるものは少ない。そのような地質現象の解析には、実験に代わり、地層中や岩石中に残された過去の記録——それも極めて断片的なものであるが——を丹念に積みあげて地質的に解析する方法と、もう一つは現在見られる自然現象のなかで地質時代の現象を類推する方法などが用いられる。特に後者は地質学における現在主義 (actualism) または斉一観 (uniformitarianism) と呼ばれる考え方で、近代地質学の開祖といわれる LYELL (1797~1875) により具体的に提唱されたものである。ちなみに彼の名著「地質学原論 (Principles of Geology)」には “an idea to explain the former changes of the

表 1 石炭組織概要一覧表

肉眼組織	微細組織成分	単位成分(群)	単位成分	由来物質	特性
輝炭* (ピトレイン)	ピトライト (V > 95%)*	ピトリナイト (V)	コリナイト	材組織認められず 材組織を残す	陸植炭の主成分、 石炭化作用に伴い 熱的性状を変える
	クラライト (V + L > 95%)		テリナイト		
縞炭 (クラレイン)	ピトリーナータイト (V + I > 95%)	リプチナイト または エクジナイト (L)	スポリナイト	花粉・孢子	熱的に活性、 揮発分・水素分多 し、低反射率
	ドゥロクラライト (V > I + L)		クチナイト	表皮	
リプタイト (L > 95%)			レジナイト	樹脂	
炭母炭*** (フューゼイン)	クラロドゥライト (I > L + V)		イナーチナイト (I)	フェージナイト***	木炭化したピトリナイト(材) フェージナイトとピトリナイトの中間形 菌核 石炭化の進んだリプチナイト 同上(基質を存す)
	ドゥライト (I + L > 95%)**	セミフェージナイト			
	イナータイト (I > 95%)	スクレロチナイト			
ミクリナイト					
		マクリナイト			

\*, \*\*, \*\*\*: 肉眼と顕微鏡とのおおまかな対応を示す。

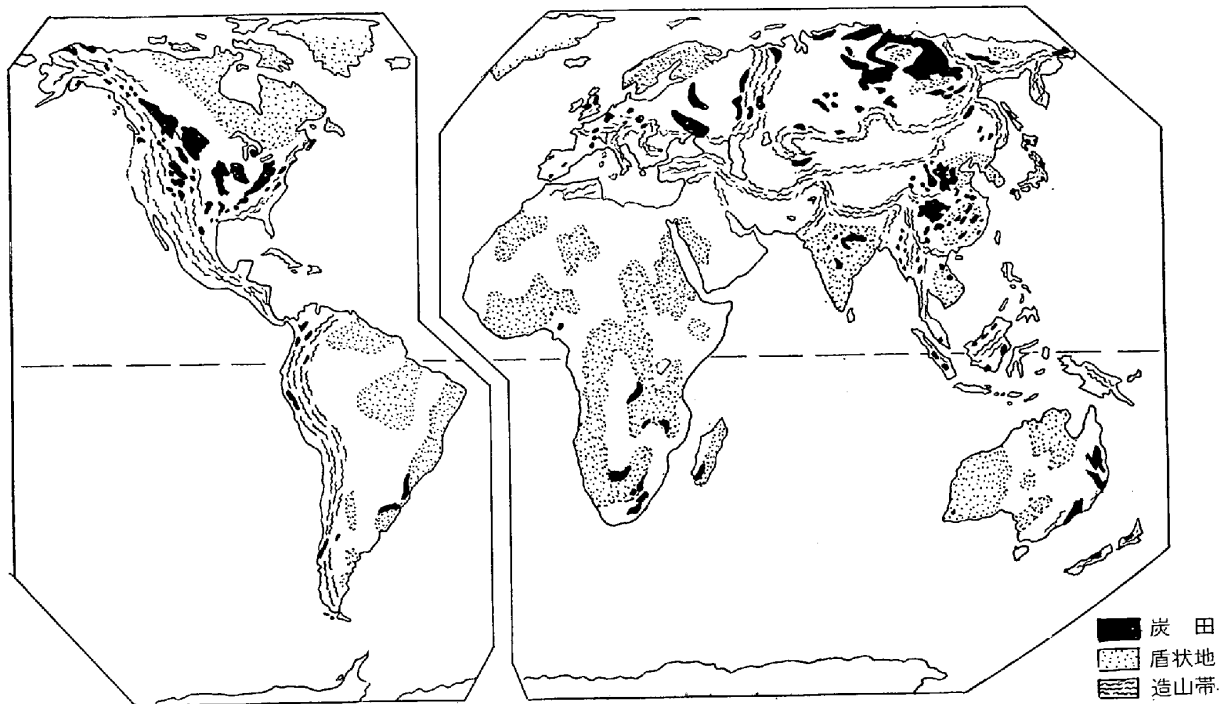


図1 世界の炭田分布および地体構造概念図

Earth's surface by reference to causes now in operation” という副題が付されており、彼の思想は「現在は過去を解く鍵」といわれるゆえんである。

さて、このような考え方を石炭の堆積の場に適用してみると、植物質の集積・埋没の場として、現在の泥炭地やツンドラなどがあげられよう。例えば米国大西洋岸でフロリダ州からバージニア州にかけての約 1500 km 間に広がる広大な湿地の Everglades, Okefenokee, Dismal などでは現在も泥炭が形成されている (図2参照)。このような海浜湿地では砂州などにより海域からへだてられた淡水域で繁茂した植物やその遺骸が酸化分解されずに保存される条件が整っている。海水がやや塩基性であるのに比べ、このような泥炭地ではフミン酸が発生するために酸性 (pH=3~5) となり、水中に埋積された植物質は還元環境で腐敗せず保存される。地質時代の植生は現在とは完全には一致しないであろうが、その遺骸が保存される自然条件はこのような泥炭地と同様であつたと類推できる。炭田の地質調査資料を基に炭層堆積の場を復元してみると、このような海浜で緩徐な沈降を続けた堆積盆がえがき出され、TRUEMAN (1946) はこのような型の炭田を海浜型堆積盆 (paralic basin) と呼び、内陸型堆積盆 (limnic basin) と区別した。後者は、例えば尾瀬沼のような内陸の湿原で類推されるものである。現世の泥炭地の大きさからみても、炭田の原形としては前者の型の方が大規模であると考えられよう。

2.2.2 炭層堆積盆の変遷

地質時代にも形成されたであろう泥炭地では、何千年〜何万年間の古気候の変化や流入する水系の変化、さら

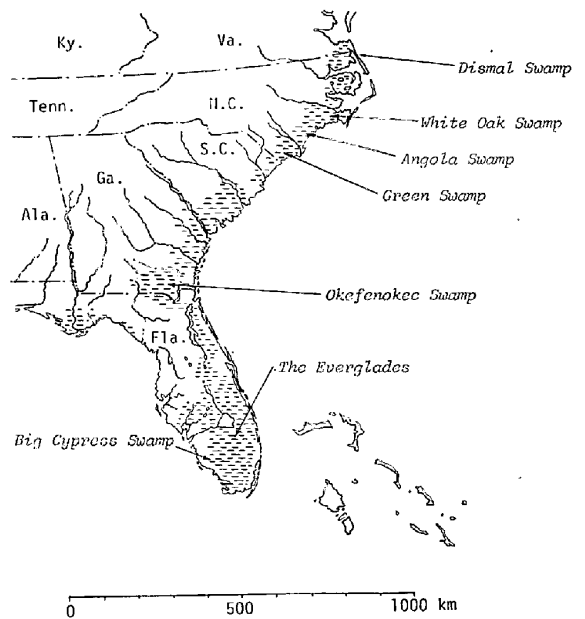


図2 米国大西洋岸の湿地帯

には地殻変動や海水面の昇降による水位の変化などのため、泥炭地の表面は種々の変化が起きたと考えられる。水位の低下は脱水乾燥をもたらし、表面の酸化、野火による焼失や木炭化、好気性菌類の繁殖、嫌気性菌類の死滅などが生じ、水位の回復は泥炭の再生をもたらし、これらが繰り返し生じたであろう。極度の乾燥や野火は、その石炭組織で不活性成分である fusinite や sclerotinite に富む単位成分を増したにちがいない。また陸上植物が繁茂していてそれらが水中に保存集積すると、

現在の石炭の種類でいう陸植炭 (humic coal, 腐植炭ともいう) になる泥炭が形成され、その石炭組織は材由来の vitrinite が占める比率が増すことになる。酸化環境が広がり材質部が消失するような場合でも、花粉、孢子、表皮、樹脂など風化に強い部位は残され、それら liptinite に富む組織がもたらされ、典型的なものとして残留炭 (liptobiolith) が形成される。石炭層が層状の広がりを持つて分布するなかに、縞状の組織の様相がみられる事実は、原物質である植物の繁茂・集積過程のほかに、こうした泥炭地での環境の変化が生じたことを物語っている。

泥炭地の緩徐な沈降は泥炭の成育をうながすが、急激な沈降や水位の上昇は海水の浸入をもたらし、水質変化による泥炭成育の停止あるいは流失など、さらには流入土砂による被覆が行われ、泥炭地は埋没・消失する。泥炭地に泥水が流入して覆うと、混濁した微細鉱物 (多くは粘土鉱物) は泥炭に滲み込んで、植物中の極微量の無機物の外来無機物として石炭の灰分を増す原因となる。また後背地から流出して来た各種微量無機成分も泥炭に吸着されることがある。塩類に富む海水の浸入は、それら塩類やイオンが泥炭で還元され固定される機会を増し、特に硫酸根 (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) と鉄イオンは白鉄鉱や黄鉄鉱 (ともに FeS<sub>2</sub>) の形で炭層中に固定されやすい。また海水の影響を受けたと思われる炭層にはホウ素 (B) が比較的多いことも知られている。

このようにしてみると、炭層自体の発達状況を含めてその組織成分変化、および植物質以外の無機物の変化な

どが、炭層の堆積の場が形成された地質的環境や形態、さらには沈降の様式などを含めた堆積盆の変遷に著しく規制されていることが理解されるであろう。炭層の膨縮・分裂・消失など重要な変化もこれら堆積盆の変遷と密接な関係を持つ地質現象が多いが、ここでは割愛することとする。

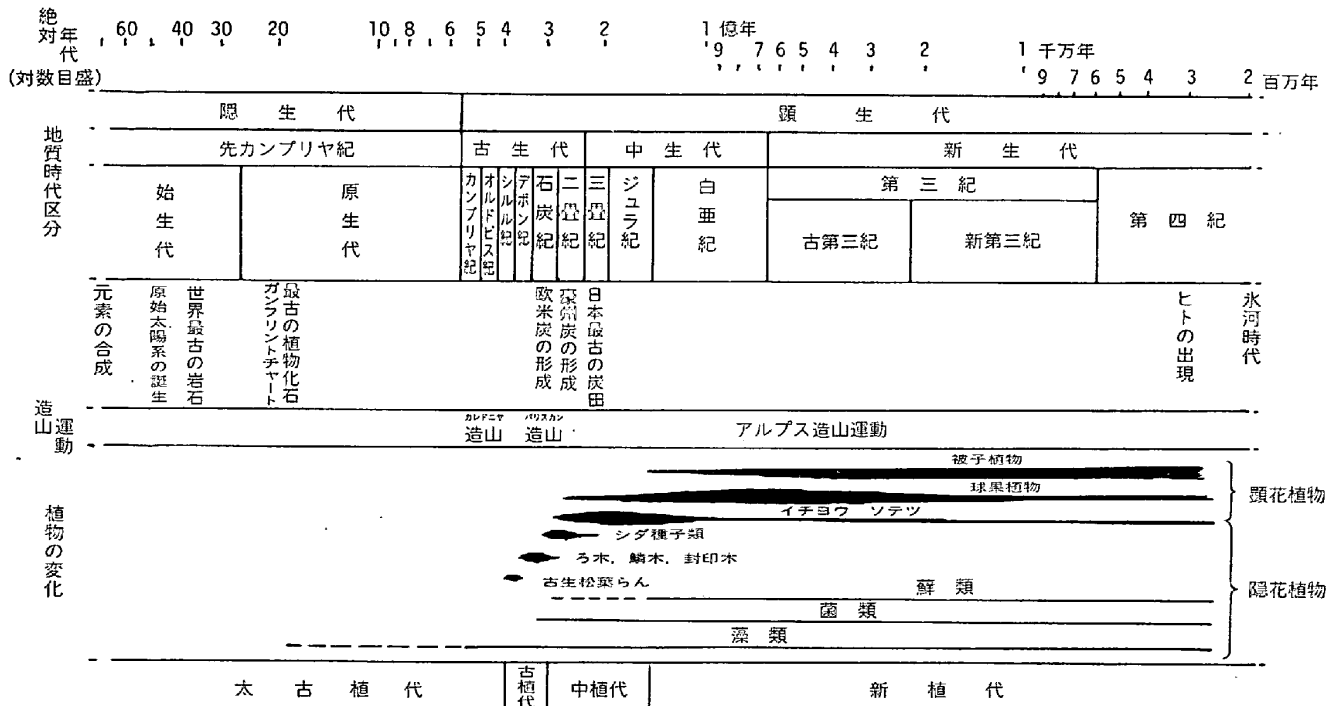
2.3 炭層形成の時代

2.3.1 地球の歴史と古植物

現在地球上で発見されている最古の岩石の絶対年代は 38 億年前であるが、太陽系の歴史からみると地球の誕生は 45 億年前と考えられている。ところが動植物が急激に繁殖し、最古の化石として現れるのは約 6 億年前からで、これ以後を顕生代、以前を隠生代と分けている (表 2 参照)。隠生代の後半には原始的な生物が徐々に進化していたとみられ、植物についていえば藻類がすでに発生していた証拠がある。確実な最古の植物化石は、オンタリオ州の約 20 億年前のガンフリントチャートから現在の藍藻に似たものが報告されている。これら原始的な植物がしだいに進化し徐々に水中から陸上へと生活圏を拡大する。その初期の種は化石としては認められるものの、繁茂の程度は少なく、当然炭層を形成するには至っていない。前章で触れたように石炭原物質が集積・埋没されるためには、古植物、特に陸上植物が十分に繁茂するまで待たねばならなかつた。地質時代の古植物の進化繁栄のようすは植物化石や炭層の発達状況から推して表 2 のような経過をとつたと考えられている。

表 2 からわかるように、太古植代は藻類の時代で、古

表 2 地球の歴史と地質年代、古植物の変化



植代は前半の無葉植物と後半のシダ植物の時代に分けられ、中植代は裸子植物の時代、新植代は被子植物の時代といえることができる。ここで注意深い読者は、普通に聞かれる動物の進化に合わせた古生代、中生代、新生代の時代区分と植物での区分とが一致せず、植物での区分の境が先行していることに気付かれよう。この原因は完全には解明されていないが、おそらく多くの動物が植物よりも生活の場を自ら移動することが容易なため、急激な外界の変化に対して移住することによつてその変化に対応し生存し得たことにも一つの原因があると思われる。卑近な例であるが、大都会で生活環境が悪化すると、街路樹や古木の枯死が目立つなどからも自然界の変化がうかがえる。

### 2.3.2 古植物繁栄のピーク

こうした古植物の変化を地質時代の大きな造山運動の時期と対応させてみると、両者の間に何らかの因果関係が存在していたことがうかがえる。その間の事情は実は極めて複雑であつて、個々の造山運動について解析しなければならぬ問題であるが、説明のために単純化すると次のようなことがいえる。

顕生代の造山運動に伴い活発化した火山活動の噴気は、おそらくその周辺の大気中の炭酸ガス分圧を高め、地上を覆つて温室効果を高めたであろう。気温の上昇と豊富な炭酸ガスは光合成を行う植物の発育と繁殖をうながし、さらにはサンゴ、有孔虫、貝類など炭酸塩の殻を持つ動物の発育も助長したにちがいない（例えばパリスカン造山運動後の古生代後半の炭層や石灰岩の発達など）。また、造山運動により形成された大山脈やその地形に規制された局地的気象変化などは陸上植物の分布を変えさせたであろう。しかし、生活に適した環境で繁殖した動植物は大気中の炭酸ガスを固定し、そのため温室効果がしだいに減ると気温は低下し、高温に適した種は滅亡し適応進化が行われる。放射冷却が進み気温の低下が顕著になると、極地から氷河が張り出し、氷河期がおとずれる（例えば古生代末二畳紀や新生代第四紀の氷期など）。こうした大きな輪廻（りんね）に伴い、その他の多くの地質現象が因果関係を持つて誘発されているが、ここではそれらには触れることを止めておこう。

かくして何回かおとずれた古植物種の繁栄衰退の歴史からみて、石炭もそれぞれの時代を反映した異なつた植物に由来する異なつた材料から形成されたであろう。しかし、現在見られる石炭は、後で述べるように原植物から完全に変質しているため、古植物の種類の違いでは、陸上植物と水中植物の差が陸植炭と腐泥炭の差で認められる程度で、陸植炭のなかではその性質の差にどの程度の影響を及ぼしているかは明確にはわかつていない。むしろ、陸植炭になり得たセルロースやリグニンを主体とした含水炭素の化学的なわずかな差よりも、先に述べた堆積の場の微妙な変化を反映した石炭組織成分や単位成分

間での化学的性質の差の方が大であると考えられる。さらに、次に述べる石炭原物質堆積後の地質的变化で生起する石炭化作用による炭質変化がこれ以上に石炭の化学的性質に変化を与えているといえよう。

## 3. 石炭の地質的变化

### 3.1 埋没後の質的变化（石炭化作用）

#### 3.1.1 石炭化作用とは

現在人類が観察・採掘・利用している石炭は、一口に石炭といつても、地質時代には緑なす古植物であつた原材料が今はその色も変色し褐～黒色となり、そのなかには肉眼で植物組織の認められる泥炭や褐炭から、金属様光沢を示す無煙炭まで各種の炭質（rank）の石炭が知られている。それら各種の石炭は外見のみならずそれぞれの特性を備えて質的な差がある。そのため古くから利用しやすい分野での名称が付けられ、例えば、カチ炭、長炎炭、工業用原料炭、とか製鉄に最も関係深いコークス用原料炭などがそれである。これら石炭の性質は石炭が地質時代に堆積される時にその用途に合わせて作られたものではなく、堆積・埋没した後の地質的变化に伴つてしだいに変質しながら備わつたものである。自然状態で種々の炭質の石炭が産出するという事は、このように石炭中に炭素含有量が増すような現象が生起していたと考えられ、これを概括して石炭化作用（coalification）と呼んでいる。

地質学の分野ではこうした地質時代的な長い時間の経過に伴つて変化する現象を扱うことが多い。例えば水底に堆積した泥がしだいに固化し泥岩（mudstone, shale）になり、さらに板状に剝離する千枚岩（phyllite）へと変化したり、同様に砂が砂岩（sandstone）になりさらに硬砂岩（greywacke）へと変化するような現象もその一つである。この堆積物がしだいに固化して行く現象を特に続成作用（diagenesis）と呼んでいる。古植物が地層中に埋没して、おそらくたどつたであろう、泥炭→褐炭→亜瀝青炭→瀝青炭→無煙炭の経過、すなわち石炭化作用で、炭層を植物性堆積物とみると、その大部分は続成作用の一種であるといえる。

#### 3.1.2 地層内の有材物の変化

ここまで書くと、賢明な読者は、地層中のもう一つの炭化水素資源である石油が形成されるのもこの続成作用の過程においてであろうと気付かれるであろう。まさに地層中の石油可燃性天然ガスの大部分は堆積物中にとり込まれた微生物由来の有機物が続成作用的变化を経て形成されたものであるが、これらと石炭との違いは、化学構造のほか、地層中を移動しているということである。石炭が石炭化作用の進行の程度の差によつて各種の炭質がもたらされると同様に、石油も石油化作用（石油の熟成作用ともいう）によつて種々の状態の炭化水素が形成される。例えば、堆積物中でこの作用が遅れていると沼

気 (CH<sub>4</sub>) であるし、程よく熟成されて一度液体になった脂肪族炭化水素も、さらに高温にさらされて熟成が進むと過熟成ガス (CH<sub>4</sub>) に分離されてしまう。芳香族炭化水素を主とする固体の石炭で種々の炭質の差で性質が異なると同様に、石油系炭化水素もその状態に変化が生じている。このようにしてみると、人類が石炭・石油資源として利用している地層中にとどめられた化石炭化水素は、ともに地層内で類似した変化をたどっていることをうかがい得るであろう。ここで石炭化作用に関連して石油の熟成に触れたのは、石油資源探査で地下の石油系炭化水素が液体か気体か、またどの程度熟成されているかの判定資料として続成作用の進行程度を測るのに石炭化度が用いられるからである。

3.1.3 石炭化度による続成作用程度区分

堆積物で続成作用の進行程度を計るのに従来は、鉱物学における変成鉱物の考え方を拡大して、沸石 (Zeolite) などの自成鉱物の出現や組み合わせが規準に用いられていた。例えば、続成作用が遅れている堆積物中には、自生鉱物として方沸石 (Analcime) や輝沸石 (Heulandite) が認められ、進んでいると濁沸石 (Laumontite) が現れ、さらに進むとブドウ石 (Prehnite) やパンペリー石 (Pumpellyite) が見られるということが、地質現象としても、また人工鉱物の合成実験などから理論的にも認め

られてきた。特に前半は沸石相として方沸石・輝沸石帯と濁沸石帯で続成帯を二分するのに用いられていた。ところが石油の熟成問題を細かく検討して行くうちに、これをさらに細分する必要が生じて来た。そこで注目されたのが石炭化作用で、これを続成作用の一種とみて、その程度を石炭化度で区分することにより、続成作用進行の程度を細分・判定できることに気が付いた。それは無機物の鉱物よりも有機物の石炭の方が、地層堆積後の周囲の物理的環境の微細な変化に対し鋭敏に反応し変化していることに着目したからであるが、特に石炭が対象になったのは、石油やガスのように地層中を移動せず固定されているため、地表やボーリングの調査で地層との関係をつかみながら考察可能だからである。ただし、石油を多産するような堆積物は必ずしも陸上植物由来の炭層を挟んでいるとは限らないので、石油探査で用いる植物由来の石炭様物質は、炭層よりも石炭化植物片 (phytolasts) が主体となる。

図3に続成作用に伴う堆積物中の無機物の変化を沸石・粘土鉱物・変成鉱物で、また有機物の変化を石炭と石油とで示した。

3.2 石炭化作用の進行とその地質要因

2.3.1 石炭化度区分の指標

石炭化作用は別の表現をすれば、古植物が石炭に変化

鉱物分帯・出現状況		有機物分帯・出現状況										
分帯	鉱物相	炭質区分	石炭の性状 (石炭化度指標)							石油性状	分帯	
			反射率 %	炭素 %	揮発分 %	発熱量 cal	水分 %	線像	コークス化性			
Kosovskaya Shutov	Coombs Turner Winkler	泥炭 F <sub>2</sub>	0.2							流動性	未熟成メタンガス	ダイアセネシス (続成帯)
		褐炭 F <sub>1</sub>	0.3						無			
		E	0.4	70		6000	40					
		D	0.5	75		6500	20					
		C	0.6	80	50	7000	10					
		B <sub>2</sub>	0.7	85	45	7500	8					
		B <sub>1</sub>	0.8			8000	6					
			0.9				4					
			1.0				2					
			1.5	90		35						
	2.0			30								
	2.5			25								
	3.0			20								
	3.5			15								
	4.0											
		無煙炭 A <sub>1</sub>										
		A <sub>2</sub>										

\* 日本炭ビトリナイト主体

図3 堆積物の埋没後の変化

し、最後には鉱物である石墨にまで変わる一連の経過の前半に見られる現象であるといえて、死んだ生物と鉱物との間の有機物の変化を扱っているときとみてよい。従つて、その進行状況の調査には、前半では、より生物を対象にしやすい手法が、また後半では、より鉱物を対象にしやすい手法が適用される(図3参照)。このような規定を述べるまでもなく、石炭自体の利用の歴史が長かつたため、石炭の性状区分に用いられた炭質名称そのものが石炭化作用進行の程度をほぼ示しているといつた方が理解しやすいであろう。先に示した、泥炭→褐炭→亜瀝青炭→瀝青炭→無煙炭の区分もそれである。また、瀝青炭の段階を高揮発分→中揮発分→低揮発分、さらに無煙炭を半無煙→無煙→変無煙などに細分できる。ところが、これら炭質区分名称と、その人為的区分境界は国によつて異なつていて必ずしも一定でない。それは各国での石炭利用の歴史の差や、その国で主に産出する石炭の地質時代や組織成分の差や、さらに石炭化作用に地質的な差があることに依つている。ここで特に注意を要するのは、これら名称区分が石炭全体の工業分析値を基にしていうことである。先に述べたように、組織成分の差が工業分析値の変動をもたらすということである。

現在われわれが主に利用している石炭資源の大部分が陸植炭で、その主原料が陸上植物であるので、その主成分は材質部に由来した vitrinite である。従つて陸植炭の石炭化作用は、材質部が vitrinite に変化してからたどる経過であるので vitrinite の変質作用 (vitrinite genesis) で代表されるといえる。図4は多くの資料から単位成分ごとの石炭化作用の進行に伴うそれらの化学的変化を主要成分である C, H, O について H/C : O/C

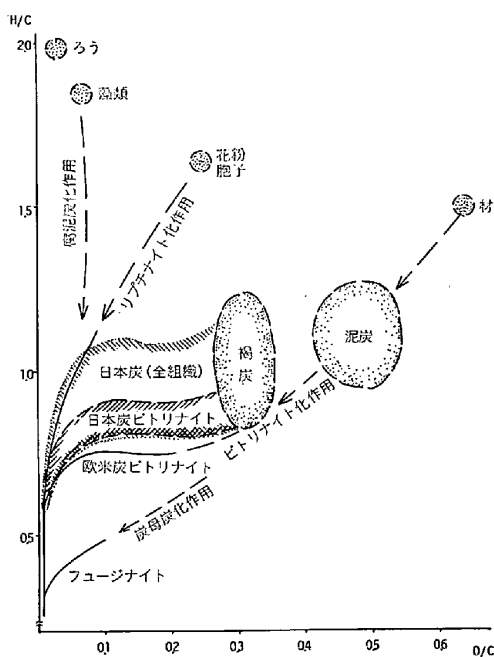


図4 石炭化作用に伴う原物質・組織成分の化学的変化

(原子数比)で総括的に示したものである。これからもわかるとおり、日本炭の vitrinite が示すコールバンドは、日本炭全体が示すコールバンドの下部(低 H/C 側)にある。これは、石炭全体としては vitrinite の他に揮発の多い水素に富む liptinite が含まれているためである。しかし、同じ vitrinite でも欧米炭と日本炭とでは、なぜ日本炭の方が高 H/C 側にあるのであろうか。実はこの特異性が日本炭がコークス用原料炭として、単味では強度は低いが、その高流動性から秀れた混炭材として活用される原因の一つともなつている。この問題は石炭化作用の特異性と関係して後で触れることとして話を先に進めよう。

図3に示した続成作用に伴う石炭化反応の進行結果の石炭の物理的・化学的変化は vitrinite について示してある。従つて石炭化作用の進行程度はこれら vitrinite の物理的・化学的性質を指標にとれば、その値から判定することが可能になる。その場合に、指標によつて適用範囲があり、変化を細分するのに有効な領域のあることに注意する必要がある。

### 3.2.2 地質現象としての石炭化作用

図3のように石炭化作用の進行程度を多くの指標で示す石炭化度で判定できるようになる以前には、工業分析の揮発分や水分がその尺度に用いられていた。炭田内における石炭化作用進行状況の調査も、主にこれら指標で調査され、古くから一つの炭田では下位炭層ほど揮発分が減少していることを認めた Hilt の規則や、同じく水分が減少するとした Schüllmann の規則が石炭地質研究者の間で認められてきた。しかし、炭田の地質調査が進むと、著しく褶曲した炭田ではしばしば無煙炭が産出することが知られだし、炭田の地質構造を複雑にした側方からの圧力が石炭化作用を促進させたという見解が述べられた(例えば WHITE, 1913, 1925; STADINICHENKO, 1934, TROTTER, 1947, など)。ところが、激しく褶曲しているルール炭田で、TEICHMÜLLER らが炭層別・深度別に採取した多数の試料の分析結果を整理して次のようなことが判明した。すなわち褶曲度の高い南部の方が揮発分が高く石炭化度が低く、炭層の等石炭化度線(この場合は等揮発分線)が炭層と同様に褶曲している。これらの事実から、褶曲をもたらした横圧力が石炭化作用を促進する要因にはならないと考えられるようになった(TEICHMÜLLER and PATTEISKY; 1962)。とすると、石炭化反応はおそらく反応温度と反応時間とが最も影響していたと考えられる。そこで主にルール炭田での試錐深度に伴う揮発分変化を系統的に調査し、これに熱力学的な考察を行つた KARWEIL (1956) は、図5に示すような反応温度・時間・石炭化度(この場合は揮発分)間の変化の関係を明らかにした。例えば、石炭紀のモスクワ炭田の石炭は褐炭であるのは、埋没後に高い反応温度までもたらされたことがなかつたために石炭化度が低く、同

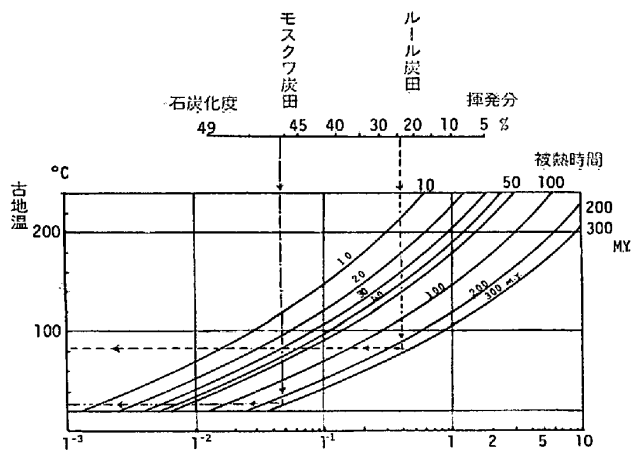


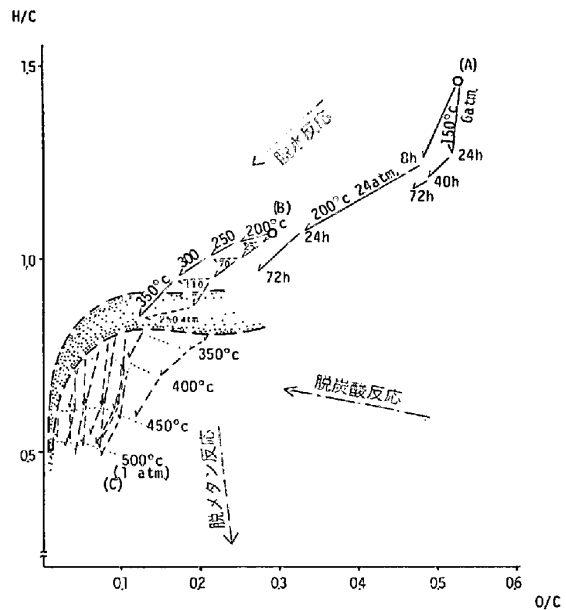
図 5 石炭化度と古地温・被熱時間との関係

時代のルール炭田ではそれより高い地温に保たれたために石炭化度が向上したと説明できるようになった。このダイアグラムは、その後指標の増補・変更 (TEICHMÜLLER, 1968 ; ALPERN and LENOS DE SOUSA, 1970) や人工石炭化実験資料によるカーブの改訂 (Bostick, 1971) などがなされたが、基本的な考え方は広く通用している。

3.2.3 人工石炭化実験

地質現象の解析には、先に述べたように、多くの野外観察資料から帰納する方法と、現在主義的な考察を進める方法がある。自然現象としての石炭化作用を、現在主義的な立場でも、反応時間が数百万年とか数千万年とかの地質時代的な長さであるので都合が悪い。そこで反応温度を高めて反応時間を短縮させた幾つかの人工石炭化実験を基に諸要因の影響を考察してみる。図 6 は天然のコールバンドと人工石炭化反応の化学的変化の傾向とを H/C : O/C ダイアグラムに整理したものである。これから、反応条件のうち反応温度の上昇と反応時間の延長とは常に脱水反応の方向に、また圧力の上昇は脱炭酸の方向に、それぞれ石炭化の反応方向を進めていることがわかる。

ここで、温度・圧力・反応時間の三要素を天然の石炭化作用にもどして地質的にながめてみる。反応温度は地殻表層部の地温で、炭層の埋没深度とその地点の地下増温率 (地温勾配) とによって定まる。圧力はその深度に達するまでに受け続けた静水圧と、石炭化反応が生起している間の炭層内各種ガスの分圧とが考えられる。反応時間は、その深度での地温に保たれた間の地質時代的な時間で、造山運動や造陸運動で陸化して埋没深度が浅くなり反応条件が低下消失するまでの時間に相当する。従って、天然現象としてはこれら三要素は単独では作用せず、堆積盆の沈降・隆起の変遷過程で、それぞれ相互に密接な関係を保って作用したにちがいない。その相互関係が炭田の形成発展経過の差異、すなわち埋没被熱履歴



(A) 魚津埋木 (塚島, 1960)  
(B) ライン褐炭 (Leibnitz et al., 1958)  
(C) 各石炭化度日本炭ピトリナイト (大沢ら, 1970)

図 6 人工石炭化実験における化学的変化

の差で炭質分布の差が生ずるものと解釈できる。この問題を、先に触れた特異な炭質を有する日本炭について次に具体的に考察してみる。

3.2.4 日本炭石炭化作用の特徴

日本列島で石炭層を最も多く挟んでいる地層は約 3000~5000 万年前に堆積された新生代古第三紀の地層である (一部新第三系にも及ぶ)。この夾炭層が炭田として主に分布するのは北海道と九州北西部とである。この両地区は、弧状列島を地質単元で分けた東北日本弧の太平洋側 (外帯) と、西南日本弧の大陸側 (内帯) との対照的な位置にある。対照的位置ばかりか、地質現象にも対照的なものが多い。例えば、北海道の夾炭古第三紀層は九州北西部諸炭田に比べ、地層厚も厚く、またそれを覆う堆積物も概して厚い。地質構造も前者の方が後者に比べて複雑であることが多い。さらに重要な差は現在の地殻熱構造上の差である。これを簡単にいうと、両者での地下増温率 (地温勾配) に差があることで、地殻構成物質の熱伝導率を考慮に入れて地殻熱流量の差で示される。

図 7 は日本列島とその周辺での地殻熱流量測定結果を引用整理したものである。これからもわかるとおり、太平洋側で日本海溝沿いの異常低熱流量域が、また裏日本側で火山前線 (いわゆる火山脈) の大陸側に異常高熱流量域が対照的に分布する。地殻中を熱が伝わる速度は年間 cm のオーダーであるから、現在地表で観測されるこのような熱の分布は、地下数 10 km の深所から数百万年かかつて伝わって来た結果を現しているものである。従って数千万年前に堆積しただいに深所に埋没された夾



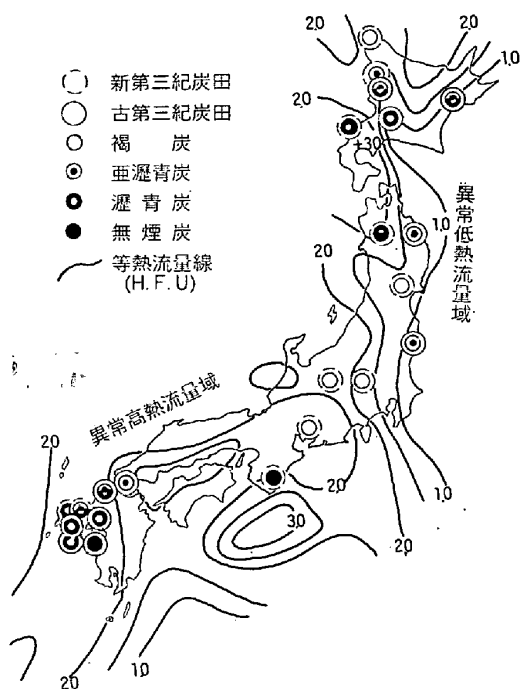


図7 日本列島周辺の地殻熱流量変化と第三紀炭田の炭質

米炭々質区分	Lignite	Sub Bitu.	Bituminous Hx.	Mv.	Lv.	Semi Anth.	Anth.	Meta Anth.
日本炭々質区分	F <sub>2</sub>	F <sub>1</sub>	E D	C B <sub>2</sub>	B <sub>1</sub>	A <sub>2</sub>	A <sub>1</sub>	

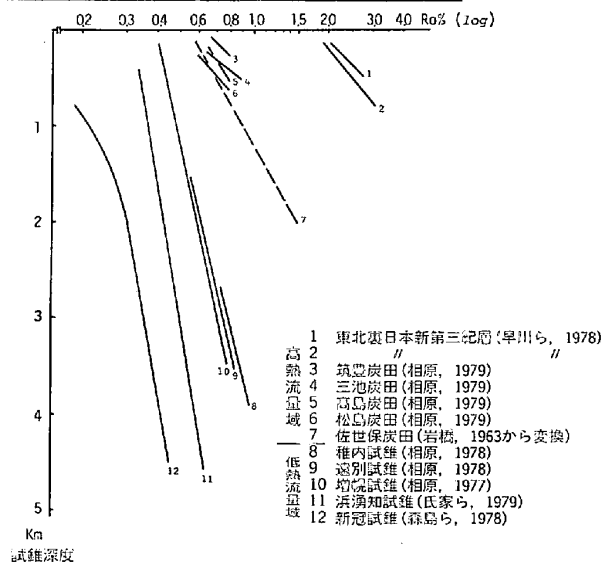


図8 日本各地第三紀層における石炭化度 (R<sub>0</sub>) の深度変化

炭層中の炭層では、このような地熱分布に支配された温度条件下で石炭化反応が進行したにちがいない。とすれば、そのような古地温の記録が地質現象として残されていて、それを何らかの方法で探ることはできないであろうか。

図8は筆者らがこのような観点から、ボーリングで得た試料を基に調査を進めた結果の要約で、縦軸にボーリ

ング深度、横軸に石炭化度の指標である vitrinite の反射率 (R<sub>0</sub>) をとつてある。ここで深度に伴う R<sub>0</sub> の変化を一般化して考えてみる。もしある炭田の古地温が低かつたとすると、石炭化反応は促進されず、そのため深度に対する R<sub>0</sub> の増加率 (以下 R<sub>0</sub> 勾配と略す) は低くなるであろう。逆に古地温が高かつた場合は、石炭化反応は浅い深度でも促進されて、R<sub>0</sub> 勾配は高くなるであろう。このような視点から図8を見ると、現在地殻熱流量 (= 地温勾配) の低い北海道の例で R<sub>0</sub> 勾配は低く、地殻熱流量 (= 地温勾配) の高い北西部九州や東北日本日本海側の例で R<sub>0</sub> 勾配は高いことがわかる。ここで同じ R<sub>0</sub> で示される等しい石炭化度が得られる地質条件を考えてみると、R<sub>0</sub> 勾配の低い地域ではその深度は深く、高い地域では浅くなる。すなわち静水圧だけを考えても前者では高压で後者では低压であつたといえる。すなわち、二つの対照的な位置にある石炭化反応の地質条件は、前者は低温ないし高压型、後者は高温ないし低压型の対照的な型であるといえる。ちなみに、さらに高い変成領域を扱っている岩石学者は、造山帯におけるこのような現象を対をなす変成帯と呼んでいる (MIYASHIRO, 1961)。このような対照的な石炭化反応は、その成生物にも何らかの差として残されていてよいはずである。このような細かい議論は従来の石炭全体の工業分析結果を基にしてはできない。

ここで、本田英昌博士らの進めた日本炭 vitrinite の各種分析・試験結果を引用させていただくこととする。図9は日本炭 vitrinite の H/C : O/C ダイアグラム上のコールバンド (杉村ら, 1966) のうえに、先に示した地質的に対照的な低高両熱流量域にある北海道 (一部東北日本) 太平洋側と、西南日本内帯との炭田の値を囲んで示したものである。ここでも明らかに前者が高 H/C 側にかたよつている。また赤外吸収による脂肪族側鎖として帰属の最も明らかな波数 2920 cm<sup>-1</sup> の吸収帯の比

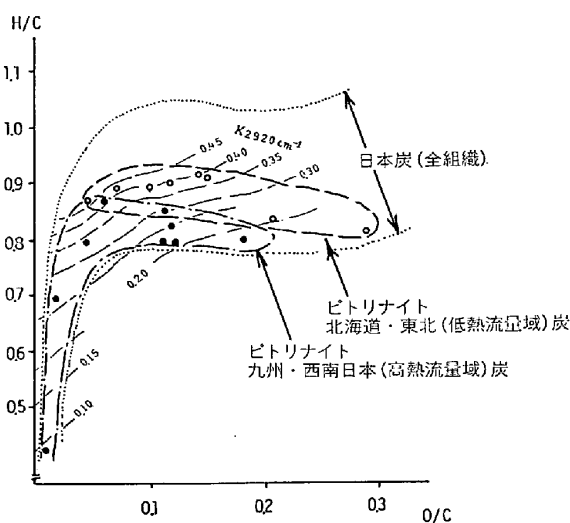


図9 日本炭ビトリナイトコールバンドにみられる対照的な地域差

吸収率  $K$  (大沢ら, 1967) を同図に重ねて示した。これら諸事実を総合すると、低温高圧側で切断・離脱されにくかつた含酸素活性基や脂肪族側鎖が、高温低圧側で失われ、そのためには対照的な石炭化作用の地質条件が化学構造に反映されたとみることができる。すなわち、日本炭の石炭化作用は、太平洋底の海洋地殻とアジア大陸の大陸地殻との間にあつて、大陸から張り出した弧状列島という特異な地体構造の形成過程で出現した特徴的な地殻熱構造と、短い反応時間——といつても数千万年であるが——で進行したもので、その結果が高揮発分高水素分の特異な性質として現れたといえる。従つて、2.5億~3.5億年前の古生代末期に堆積された多くの欧米炭は、日本炭に比べれば、より安定した大陸性堆積盆で徐々に埋没され、反応時間も桁違いに長かつたため石炭化反応は  $H/C$  の減少方向に進み、その結果日本炭との差が生じたと考えられることができる。

### 3.3 炭層賦存の形態的变化

#### 3.3.1 夾炭層変形の型

以上の考察では、石炭の形成から質的变化までを静的にながめたが、実際に現在夾炭層が地表近くまで現れるようになるには、地殻変動を受け何らかの変形が生じている。その変形をもたらす地殻変動には、大きく分けて緩徐な上昇・沈降を主とする造陸運動と、激しい断層や褶曲を伴い上昇する造山運動とがある。前者は安定大陸型、後者は造山帯型で、その間に各種の中間型が見られる。

資源規模に発達する炭層を形成した堆積盆は、共通して緩徐ないし断続的沈降を続けた湿原を必要としたが、堆積後の埋没から再び上昇する経過は、どの炭田でも同様であるとは限らない。また、本来平低な湿地で堆積された炭層であるから、典型的な層状鉱床として層厚も質も不変な採掘対象であるかの錯覚に陥りやすい。ところが長期的開発の視野や地質的観点から眺めると、炭層の堆積に関連した各種の変化が存在することに気付く。炭層の堆積環境が安静であつたとはいえ、流入する水に関係して変化が発生すると、炭層の上下盤の起伏がもたらされたり、著しい水流は炭層の洗い流し (wash out) となる。また堆積盆の沈降の地域差で炭層厚の変化のほか、炭層の分裂併合などの堆積学的変化を生ずる。これら堆積に伴う変化は一次的な変形に相当し、次に示す堆積後の地質構造と関連する二次的な変形とともに鉱床の採掘範囲を限定する大きな要因となる。

地質構造的変形には大別して断層と褶曲がある。これらはその出現の頻度・規模などにより鉱床採掘の連続性が阻害され、その経済的価値を著しく変動させる。構造に関連して、炭層傾斜も採炭様式に影響を与える。坑内採炭で大規模な機械化には緩傾斜層が適する。急傾斜炭層の坑内機械化には多くの問題を伴うが、炭層内斜坑を偽傾斜にとつて、採掘した石炭を自走させることができ

る。露天掘採炭では地質構造的な炭層賦存状況のほか、これと対応する地表の地形が採掘比 (mining ratio) に関係するので、地形条件が著しく影響する。これら炭層の変形状況は、炭田の地体構造に応じた地表地質調査や試錐などによる探査の密度を増すことにより明らかにできる。

#### 3.3.2 変形と変質の因果性

炭層の褶曲変形をもたらした側圧と石炭化作用の進行との間には直接的な地質的因果関係が認められないことは先に述べた。しかし、今まであげた諸事実を総合的に組み立てると、炭層堆積から埋没に伴う石炭化作用を経て構造の形成による変形に到る間の一連の変化に関係した諸現象を規制した地質的な因果関係がありそうということがしだいに理解されたであろう。もしそのような関係が明らかになれば、石炭資源の調査・評価・開発にも役立つであろう。実は、個々の炭田の形成発展経過に見られる変化の中に、より普遍的な因果関係や規則性を発見することは石炭地質学の大きな課題の一つなのである。しかし内容が専門的すぎて、解説に紙数も要するので、ここでは関係深い分野の単純化した例での説明に止める。

北米大陸東岸に広がる石炭紀のアパラチア炭田は良質のークス用原料炭を産することで知られている。図10に示すように、これと同時代の炭田が内陸地域に広がっているが、西北西になるほど石炭化度は低下し硫黄分が増すことが多く、原料炭には適さなくなつていく。夾炭層の詳細な調査から、地層は東ほど厚く、炭層枚数も東ほど多いが、地層中の海棲化石は西ほど産出し、堆積物の供給は東からであつたことがわかつていく。石炭化度は、地層が厚くなり深く埋没された東ほど高くなり、アパラチア炭田東端で1700mの夾炭層群中の60枚以上の炭層では、下位のポカホントス層の低揮発分瀝青炭が

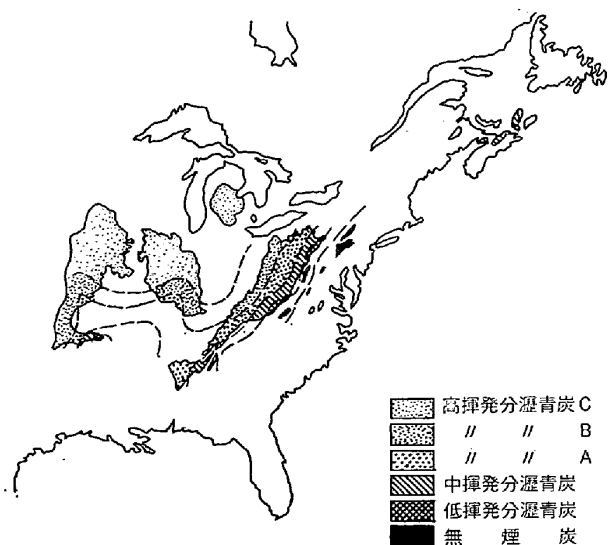


図10 米国東・中部古生代石炭紀の炭田と炭質略図

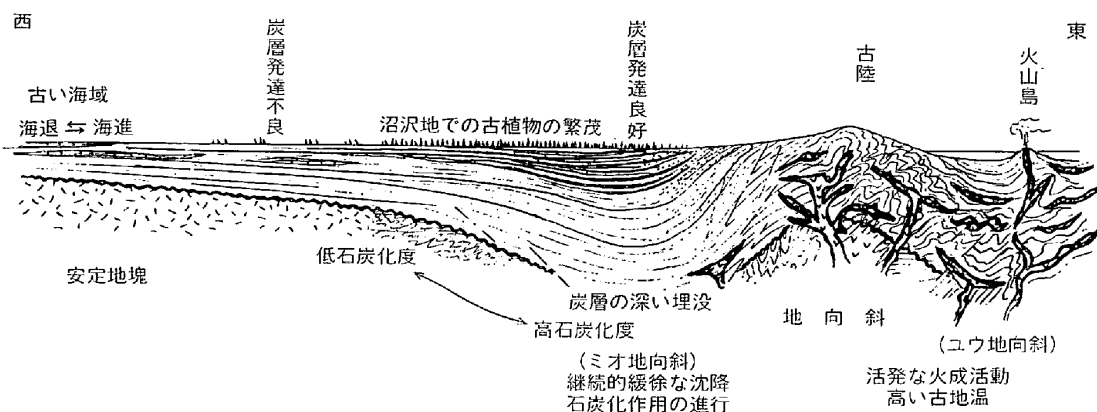


図11 米国東中部石炭紀炭田形成時の概念的地質断面図

ら上位のモノンゲラ層群の高揮分瀝青炭まで変化しHiltの規則が適合している。ところがさらに東のペンシルバニア炭田では炭層は著しく褶曲して無煙炭となる。この間の状況を炭田埋没時の周囲の地質環境と合わせて、模式的復元断面図で示すと図11のようになる。これからもわかるように、東側で地向斜中心部での火成活動が活発であつたための熱の影響が石炭化作用を促進させ、その後造山運動で隆起し埋没深度が減じ地温が低下すると、側圧は変形に関与したが石炭化度の高上には影響しなかつたと解釈できる。

オーストラリア東岸の古生代二疊紀のシドニー、ボウエン両炭田は、東に開いたタスマン地向斜と西側の安定地塊の間に形成された。地層は東ほど厚く堆積し、その東の地向斜中心部で活動した火成活動に近いほど、また下位の炭層ほど石炭化度が高い。深く沈降して半無煙炭化した炭層（例えばボウエン炭田のバララバ）が造山運動で変形しながら隆起した所では変形と炭質とが関係するようにもみられる。しかし、シドニー炭田の中心部の深い試錐では深部に半無煙化した炭層を確認しているし、ハンター川流域で緩く褶曲した上位炭層では石炭化度は低い。西方の安定地塊上の炭層（例えばブレア・アソル）では変形は受けておらず石炭化度も低い（亜瀝青炭）が、これは側圧の不足のためではなく、安定地塊がほとんど沈降せず地温が上昇しなかつたためである。この間の状況を夾炭層堆積後に復元して模式的に示すと図12のようになる。

無煙炭を産することで有名なベトナムのホンゲイ炭田は中生代三疊紀のものであるが、激しい断層や褶曲による変形を受けておらず、石炭化度上昇の原因は地温勾配の高かつた古地熱環境での埋没のためと考えられる。

#### 4. おわりに

製鉄原料として関心の深い石炭が形成変化する経過を、石炭の原物質と集積、埋没、石炭化作用による変化、構造運動による変形、などの現象をとおして地質的

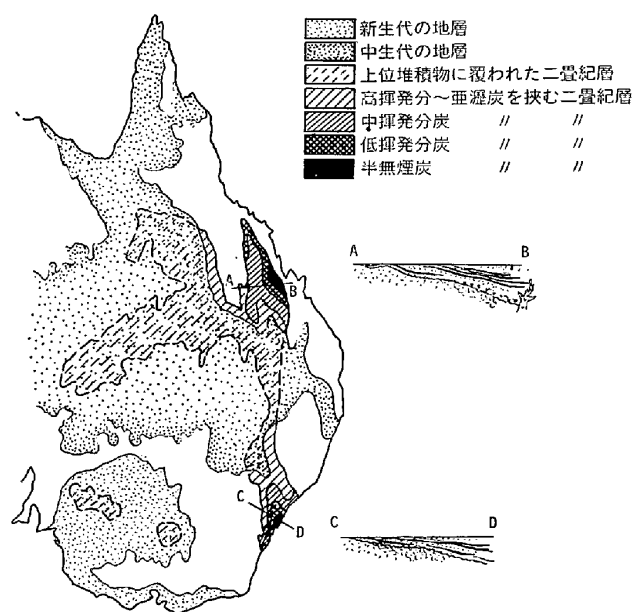


図12 豪州東部二疊系炭田の炭質分布と堆積時の復元断面概念図

に眺めてみた。扱つたすべての現象が人類出現以前の地質時代に生じたものであるため、説明不十分で理解しにくい点があつたのではないかと心配である。しかし、最後に次の諸点を特に強調させていただきたい。

今まで述べたことからもうかがえるように、石炭は、いわば10億年にもなろうとする地球上の植物進化の過程をとおした太陽エネルギーの化石であつて、よく言われるように、石油と同様に、一旦消費すると再生産できない化石炭化水素資源である。すなわち、形成変化した地質時代的時間の長さには比べれば、人類が利用している時間は比較にならないほど短いということである。今後の利用を考えても、確認埋蔵炭量は石油資源より大きいことは確かである。しかし、石炭を利用するには賦存状態を人為的に破壊し地殻中から移動運搬せねばならない。そこにはおのずから採掘の限界があり、現在から近い将来の採炭技術をして、埋蔵炭量の総量を活用できると

は限らない。従つて、石炭を資源として利用するにあつては、この二点を考慮に入れて、天然にこれほど大量に炭素を濃集し比較的容易に入手できるという特性を活かすことが最も重要であらう。特にわが国にあつては、

過去百年間の近代化に寄与した石炭資源だけでは不十分であつて、石油と同様に海外資源に依存しなければならないということである。