

# 共水性ガスとその鉱床 (その4)

福田 理 (燃料部)

## 1.5 貯留層

共水性ガス鉱床が形成されるためには 十分な量のガス付随水を包蔵し得る条件として 貯留層はある程度以上の体積を有するとともに ある大きさ以上の孔隙に富み かつそれ等の孔隙の多くが互いに連絡していなければならない。貯留層中の孔隙の容積と貯留層の全容積との比を 100 倍したものを孔隙率というが 孔隙率を測定するための通常の孔隙率計 (porosimeter) で測定される孔隙率は 互いに連絡している孔隙だけに関するものすなわち有効孔隙率 (effective porosity) である。孔隙が互いに連絡していることによって 貯留層のなかを流体が流動し得るようになるが この流動し易さを示すものが浸透率 (permeability) である。どんなに産出ガス水比の高くても ある容積の付随水およびそれを伴うガスの総売り上げは 同容積の原油の価額にはるかに及ばないから 通常共水性ガスの貯留層については 有効孔隙率としては 25% 以上 そして浸透率としては 50 md (ミリダルシー) 以上が要求される。しかし 貯留層の組織自体がある程度緻密で 浸透率が低くても ひび割れや割れ目が発達していると 生産性の高い坑井が得られることもある。孔隙率および浸透率については 測定法も含めて 後でくわしく説明する。

## 1.6 帽岩

石油鉱床や遊離 (構造的) ガス鉱床の成立条件の1つに数えられているのが帽岩の存在である。層位トラッ

プに分類されている石油鉱床のなかには はっきりした帽岩を必ずしも必要としないものもある (BERG 1975) がこれはむしろ例外とみてよからう。これに対して 共水性ガスの代表的なものである水溶性ガスの鉱床の成立には このような意味での帽岩が存在する必要性はまったくない。何となれば 水溶性ガス鉱床は 地下水に  $\text{CH}_4$  を主成分とする天然ガスが 溶け込むことによって 成立するのであり 天然ガスの地下水への溶解は 地下水のおかれた条件 (おもに静水圧 温度 および塩分) 下における溶解度に達するまで続き 以後は 溶解度を越えた分のガスを除くと 気体としてのガスの移動はないからである。あえていえば 帽岩の役目は上方からの天水の侵入を防ぐことだけである。

これに対して 通常の遊離ガス鉱床においては 帽岩のもつ意義はきわめて高いし その裏返しとして 浸透率のきわめて低いことが要求される。水溶性ガス鉱床の場合とのちがいははっきりさせるため 以下にこの点を 少しくわしく説明しておこう。

油 (ガス) 層内で流体のもつ圧力を油 (ガス) 層圧という。地表から地下まで地層中の孔隙が連絡し かつそれが水で満されているとすれば 深度  $A_m$  における静水圧はおおよそ  $A/10$  ksc である。開発以前においては 油 (ガス) 層圧はその深度に対応する静水圧程度 ないしそれより 2 割程度以内高い場合が多い。つまり 大きくみると 油 (ガス) 層圧の 支配的要因は 一般に静水

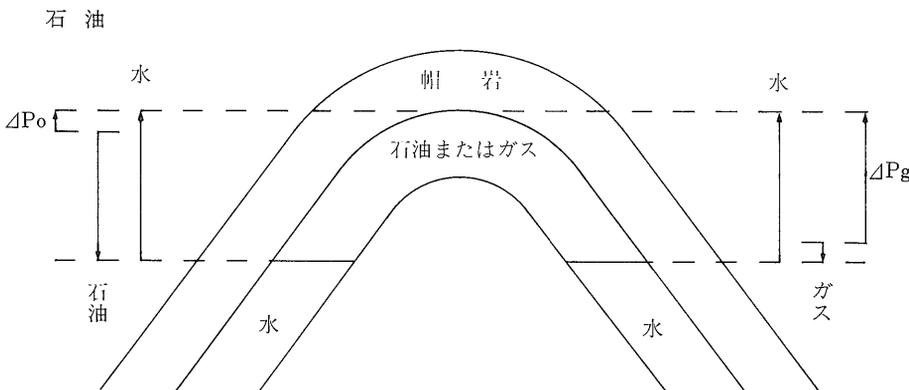


図18  
帽岩にかかる圧力  
( $\Delta P_0$  または  $\Delta P_e$ )

圧である。地表から油（ガス）層までの地層の平均密度を  $2.3 \text{ g/cm}^3$  とすれば 深度  $A_m$  におけるそれ以浅の地層の荷重（盤圧）は  $2.3A/10 \text{ ksc}$  である。油（ガス）層圧が極度に高い場合でも それがその深度における盤圧を超えることはない。

ある集積構造を含むブロック中の孔隙がすべて水で満されている場合には 集積構造のトップに特定な方向から働く圧力はない。ところが 図18に示すように 集積構造の上部に石油またはガスがある場合には 集積構造のトップに下方から働く圧力が生ずる。貯留層中の水（この場合には一般に端水と呼ばれている）のトップから石油のトップまでの垂直距離を油柱 (oil column) という。また 端水または石油のトップからガスのトップ（常に集積構造のトップに一致）までの垂直距離をガス柱 (gas column) という。問題をはっきりさせるために 同じ高さの油柱のみとガス柱のみとがそれぞれトップの深度を同じくする集積構造内にある場合に それぞれのトップに下方から働く圧力がどのようになるかを考えてみよう。図18から明らかなように この場合 集積構造のトップに下方から働く圧力は 油柱またはガス柱の高さ分の静水圧から 油柱またはガス柱だけの圧力を引いたものに等しい。

$$\begin{aligned} \Delta P_0 &= H/10 - D_0 \cdot H/10 \\ &= H(1 - D_0)/10 (\text{ksc}) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \Delta P_g &= H/10 - D_g \cdot H/10 \\ &= H(1 - D_g)/10 (\text{ksc}) \\ &= H/10 (\text{ksc}) \end{aligned}$$

ここに  $\Delta P_0$  石油の場合の求める圧力 (ksc)  
 $\Delta P_g$  ガスの場合の求める圧力 (ksc)  
 $H$  油柱またはガス柱の高さ (m)  
 $D_0$  石油の比重  
 $D_g$  ガスの比重

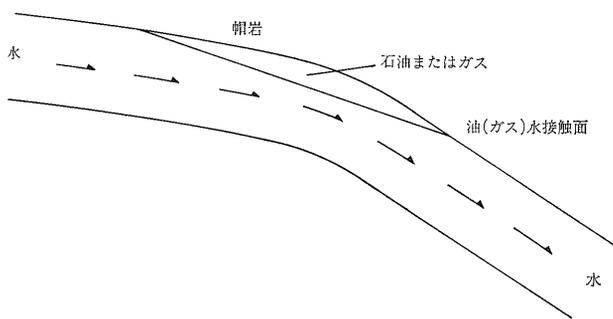


図19 水流によってできる油（ガス）水接触面の傾斜による石油（ガス）の貯留

原油の比重  $D_0$  は一般に 1 より小さく 大部分は 0.75 と 0.95 の間に入るから 油柱の高さ  $H$  がよほど大きくない限り  $\Delta P_0$  はそれほど大きくならない。これに対してガスの比重  $D_g$  は 1 に比べてきわめて小さく 近似式に示したように ガス柱と同じ高さの静水圧に近似する大きな  $\Delta P_g$  が働く。一般に地層を構成する粒子の表面は水にぬれ易い (water wet) が このような地層のもつ孔隙が水で満されている場合 同じ粒子の表面に付着し難い原油やガスが 水を押しつけて地層中に入るのに必要な圧力を置換圧 (displacement pressure) という。この用語を使うと 帽岩は  $\Delta P_0$  または  $\Delta P_g$  を上まわる置換圧をもっていなければならない。同じ高さの油柱またはガス柱の場合についてみると  $\Delta P_g$  は  $\Delta P_0$  よりはるかに大きいから 一般に遊離ガス鉱床の成立に要求される帽岩の置換圧は非常に大きい。つまり この場合の帽岩は非常に緻密なものでなければならないのである。

### 1.7 ガス田構造

石油鉱床や遊離ガス鉱床の場合には 一般に閉じた背斜構造で代表される上方に閉じた地質構造の存在が要求されるし また地質構造とは無縁な純粹の層位トラップ

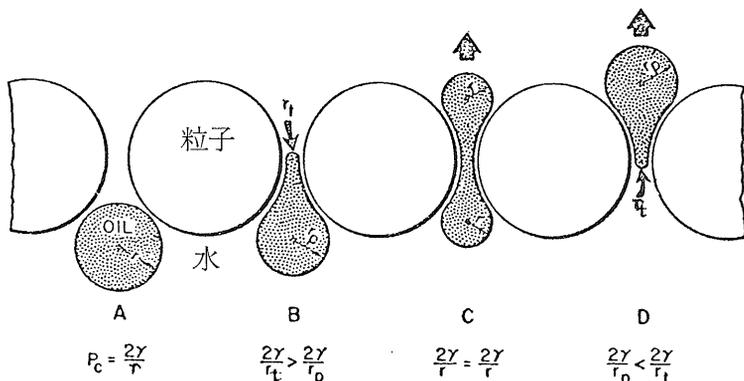


図20 界面張力による油滴貯留の原理  
 ここに  $r$ : 石油と水との界面張力 油滴が粒子間のせまい孔隙を通り抜けるためには 浮力がその部分で生ずる界面張力 ( $2\gamma/r$ ) を上まわらなければならない (BERG 1975)

といわれるものについても 貯留層とその上側の帽岩との接触面の少なくとも一部分は 上方に閉じた形をしていなければならないのが原則である。ただし 2つの例外がある。その1つは 地下の水流によって 油水接触面または ガス水接触面に傾斜が生じ 本来上方に閉じていない貯留層に 原油またはガスが貯留される場合 (図19) である。また他の1つは 貯留層を構成する粒子が適当に小さく 油滴またはガス泡がその間を通り抜ける際に生ずる水との間の界面張力が浮力を上まわって 動きがとれなくなる場合で 石油の場合について存在が確認されている (BERG 1975, 図20) が 原理的にはガスについても考え得ることであり 九十九里ガス田 沖縄島南部ガス田 (福田 1977a b; 福田・永田 1977) および宮崎ガス田佐土原地区においては その存在を暗示するような事実も知られている。

これに対して 共水性ガス鉱床のなかでもっとも普通な水溶性ガス鉱床は 地下水に何等かの形で  $CH_4$  を主成分とするガスが供給されることによって形成されるのであるから 要求される地質構造は何もない。強いていえば規模は大きいほどよいから もっとも好ましい構造は大きな盆状構造である。しかし 水に溶解しているガス以外をも期待すると 地質構造を常に念頭において探鉱しなければならないし また 古い堆積岩や堆積岩源の変成岩もガスの発生能力をもつのが普通で

あるから 新しい地層の堆積盆の基盤をなすものとしてこのような岩石の伏在が想定される場合には それにはガスの通路である断層や節理が発達しているほどよいので このような通路の発達程度や規則性を把握しておくことも 探鉱上重要なことの1つである。しかし これ等は鉱床形成のための必要条件ではない。

### 1.8 鉱床の成立とガスの生成

いわゆる茂原型鉱床を含む飽和ガス水比に比べて著しく高いガス水比を示す共水性ガス鉱床 および米国の湾岸地方で確認された地圧帯の水溶性ガス鉱床については述べるべきことがあまりにも多い。そこで 本節および次節においては よく知られた一般の水溶性ガス鉱床だけについて述べることにする。

水溶性ガス鉱床は地下水に  $CH_4$  を主成分とする天然ガスが溶けこむことによって成立する。したがって天然ガスはどのようにして生成されたものでも またどのような方法によって供給されたものでもかまわない。したがって このような鉱床の成り立ちについてとくに述べる必要があるとすれば それは天然ガスそのものの生成であろう。そのうち ごく新しい地層中に包蔵される水溶性ガスに含まれている生化学的に生成されたガスについては すでにくわしく述べておいたので ここではそれ以外のガスの生成に重点をおいて述べることに

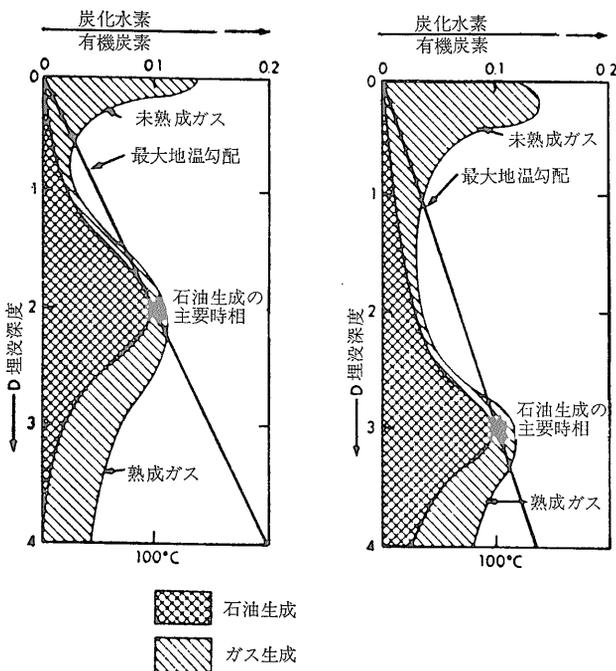


図21 石油とガスの生成関係 (その1) (HITCHON 1971)

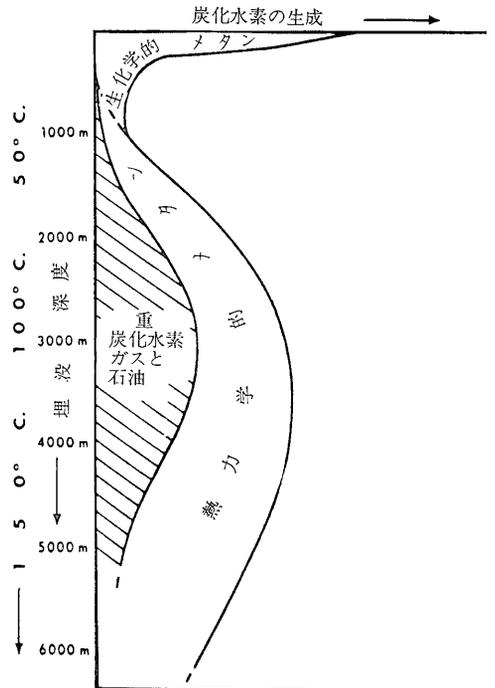


図22 石油とガスの生成関係 (その2) (HEDBERG 1974)

しよう。ごく新しい地層中のものを除くと 水溶性ガスはその他の天然ガスとはちがった特別な生成過程をたどったわけではなく また特別な化学的組成をもってはいないことにとくに留意して 以下の説明を読んでいただきたい。

図21~24は最近のおもな学者の  $CH_4$  を主成分とする天然ガス（以下ガスとする）と 石油の生成関係についての考え方を示したものである。これ等のうち HITCHON (1974, 図21) および HEDBERG (1974, 図22) のものは本質的には同じ考え方を示すものであるが HITCHON の図の方がわかり易い。両者とも埋没深度(depth of burial)を縦軸にとっているが HITCHON および HEDBERG は横軸にそれぞれ炭化水素/有機炭素比および炭化水素の生成をとっている。HITCHON の未熟成ガス (immature gas) および熟成ガス (mature gas) は 大体それぞれ HEDBERG の生化学的メタン (biochemical methane) および熱化学的メタン (thermochemical methane) に当り これは HEDBERG の方がわかり易い表現となっている。

しかし HITCHON の右の図では 未熟成ガスが誇張されすぎているようであるし またそのピークが地表下200m あたりにおかれていることが いささか気になる。彼の図は大・小2つの最大地温勾配について描かれているのだから 小さい方の最大地温勾配（およそ  $3.37^\circ C/100m$ ）を使った右の図の方が 大きい方の最大地温勾配（およそ  $4.89^\circ C/100m$ ）を使った左の図の曲線を 同じ座標軸のなかで下方に引き伸ばしたような形になっているのは けだし当然であろう。

TISSOT, et al. (1974) の図23は 上に述べた2つの図とは ガス生成のピークが 石油生成のピークよりもはるかに下位 すなわち 温度の高いところにあり かつ

4,000m をこえる深度においても 最高水準にある生成の度合いが衰えていないことを示している点で 根本的に異なっている。しかし 石油生成の度合のピークを示す深度は 以上の3つの図ともほとんど同じである。以上の3つは石油およびガスの生成に温度（深度で代表させているものもある）がもっとも大きな係りをもつという考えに立って作られているが 手塚隆治 (1976a b) の図24は時間を重視したものになっている。それによれば水と親水性の原始石油 (protopetroleum) とのエマルジョンの泥質層からの絞り出しは 埋没深度が700mになるまでに終るが 石油の生成は深度とは直接関係がなく 堆積後100万年ないし200万年までに 原始石油から石油への転換を完了する。また  $CH_4$  のおもな生成は石油のそれより少しおくらせて始まり 堆積後200万年ないし300万年までに完了する。なお 生化学的  $CH_4$  は鉱床をつくらないので 図から省略されており また石油が熟成または変成して  $CH_4$  になることはないというのが手塚の考え方である。

よく知られているように ガスはどのような石油にもまたどのような炭灰にも伴って産出する。また 層状含銅硫化鉄鉱床 (bedded pyrite deposit, Kieslager) の 鉱山のガス爆発事故でもわかるように 堆積岩源の変成岩からもガスは発生する。つまり 現世堆積物を含めて 有機物があるところでありさえすれば ガスは発生しているのである。ただ 化学方程式が知られていないだけである。しかし  $CH_4$  は あらゆる有機化合物のなかで H/C比がもっとも大きな化合物であるから 一方においてHが添加されて最終的に  $CH_4$  となる過程 また他方においてHが除去されて最終的に石墨となる過程を考えると Hの収支が合うことから 図25に

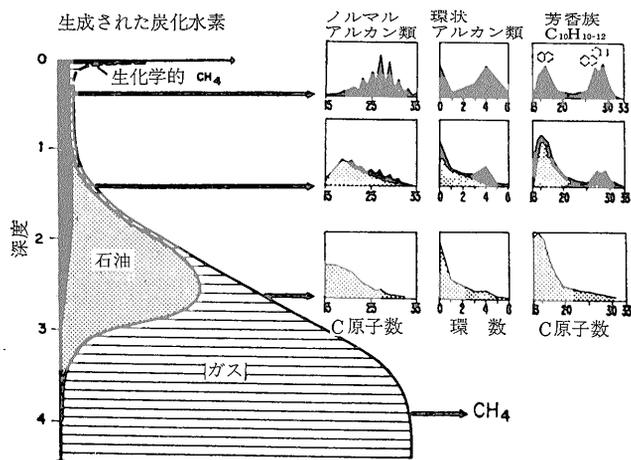
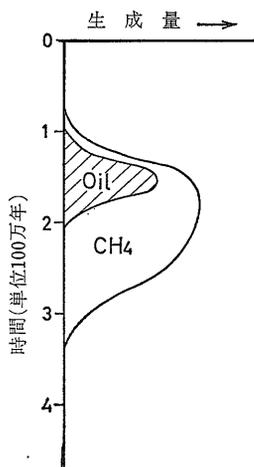


図23  
石油とガスの生成関係  
(その3)  
深度目盛は中生代および  
中生代の母岩の例による  
黒くぬりつぶされている  
ところは根原有機物である  
(TISSOT, et al., 1974)

図24  
石油とガスの生成関係  
(その4)  
(平塚 1976)



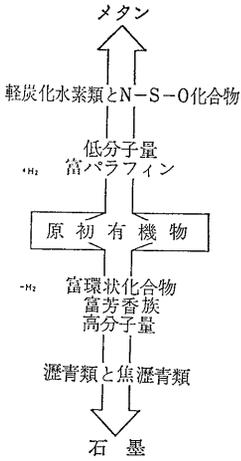


図25 有機物進化の概要 (McIVER 1963)

示すような有機物の進化がかなり前から想定されている (McIVER 1963).

進化の各段階にある広義の石炭のような凝集型固体有機物もガスの根原物質として重要であるが 石油・ガスの根原物質としては ケロゲンで代表される分散型固体有機物の方がより一般的かつ重要である。もともとケロゲン (kerogen) は熱乾溜によって石油様の物質を生ずる油母頁岩中の固体有機物に対して命名されたものである (CRUM-BROWN 1912)。後に 堆積物 (岩) 中にこまかく分散して存在する有機溶媒に不溶な有機物の総称としてケロゲンが用いられ C-H-O ダイアグラムから石炭型 油母頁岩型 および中間型の3つのタイプに分けられることが知られている (田口一雄 1975)。しかし

これまでケロゲンとして扱われてきたものの中には 孢子 花粉 樹脂 植物表皮 木質部 藻類 石炭化した木質組織 ビトリニットなどのように 顕微鏡下で明瞭に区別されるもののあることが明らかにされてきたため BOSTIC (1973) はこれ等の有機物を植物碎屑性有機物 (phytoclasts) として特別に扱うことを提案した。本稿では これ等もケロゲンに含めて話を進める。

次に 基礎知識として必要なケロゲン すなわち分散型固体有機物の熟成のパラメーターとなるものについて解説しておこう。

[孢子・花粉の色と構造]

炭化作用の進行とともに 花粉・孢子は 黄色から褐色・黒色へと連続的に変化することが認められ 熟成作用の1つのパラメーターとして使われるようになった (GUTJAHR 1966)。さらに STAPLIN (1969) は その色と構造に基づいて 熱変質示数 (thermal alteration index, TAI) というスケールを提案し 石炭階位との対比を試みている (図26)。この方法はある堆積物 (岩) の有機熟成度を大ざっぱに予測する方法として有効である。

[ビトリニットの反射率]

石炭の顕微鏡的構成単位体をマセラル (maceral) という (STOPES, 1935)。すなわち マセラルは岩石の場合の造岩鉱物に当るものである。マセラルは ビトリニット (vitrinite) エクジニット (exinite) およびイナーチニット (inertinite) の3つのグループに分けられる。このうち ビトリニット・グループはおもに植物の木質

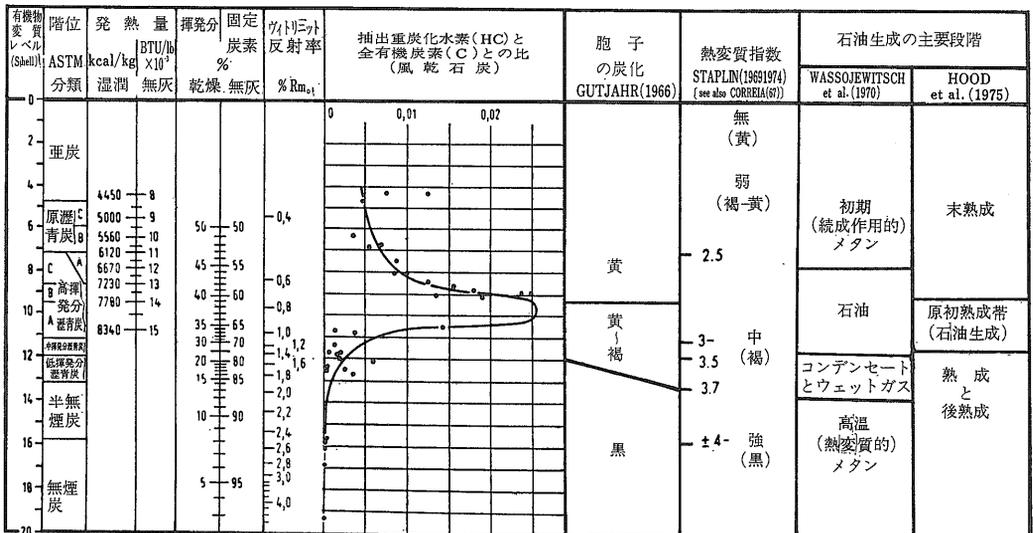


図26 石炭の諸性質と石油生成との関係 (TEICHMÜLLER 1974 および HOOD, et al., 1975 による; 田口 1978 より)

部に由来するもので 細胞組織の認められるものと認められないものがあり 反射光では淡黄色(乾式)または灰白色(油浸) また透過光では黄褐色ないし赤褐色で異方性を示す。他のすべてのマセラルおよび混入岩片・鉱物を包含して 岩石の場合の基質の役割をしている。エクジニット・グループは 孢子 角皮 種皮 樹脂 および藻類などの植物遺体に由来する石炭の微細な構成成分の総称で 石炭の縞の強度を増し また炭層の亀裂化や炭塵の発生を制約する役目を果している。エクジニットは 反射光では淡灰色ないし黄赤色(乾式) 暗灰色ないし暗黒色(油浸) また透過光では淡黄色ないし赤褐色を示す。異方性を示す本グループのマセラルは 樹脂に由来するレジニット(resinite) だけである。レリーフはあっても弱く 揮発分は80%前後で 9%前後の水素を含む。また イナーチニット・グループは上に述べた2つのグループに属さないマセラルの総称で 他のグループよりも一般に化学的に とくに乾留過程においてほとんど不活性である。加熱するとわずかの副産物を生ずるが 粘結はしない。したがって 石炭中のイナーチニット・グループの含有量の多少は 石炭の粘結性を制約する。

以上のマセラルの3つのグループのなかで 堆積物(岩)の有機熱成度のパラメーターを与えるものとして重要なのは ビトリニットである。すなわち 堆積物(岩)中に分散しているビトリニットの破砕片を集め その反射率を測定して 石炭のビトリニットについて確立されているスケールの上に 落してみればよいのである。しかし 碎屑性有機物は細かく かつ ビトリニット以外にも 種々まぎらわしいものが混在しているので 構造形 および色等の相違による顕微鏡下での識別に熟練することが必要となる。また 堆積物(岩)中のビトリニットには 風化と再堆積の問題があり 解釈に当っては 慎重の上にも慎重を期さなければならない。

【ケロゲンの H/C 原子比】

これは腐植炭の階位決定に用いられていたものであるが FORSMAN and HUNT (1958), McIVER (1967) および TISSOT et al. (1974) らによって ケロゲンの型と熱成度を知るのに用いられた。ケロゲンの型の相違によってその熱成過程は多少異なるが 熱成作用が進むにつれていずれもH/C原子比が減少する方向へと変化する。図27は TISSOT and ESPITALIE (1975) によるものであるが TISSOT, et al. (1974) も本質的にはこれと変わらない図を与えている。

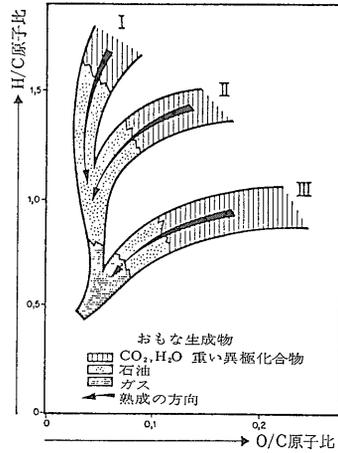


図27 ケロゲン進化および炭化水素生成の過程 I およびIIは多量の石油を生成するケロゲン またIIIは水素が少なく 地下深所で多量のメタンを生成するケロゲンの過程に対応するものである (TISSOT & ESPITALIE, 1975)

【遊離基の数】

ケロゲン中に含まれている遊離基(不対電子)の数は 熱成の進行に伴う芳香族化とともに増加するので これを有機熱成度のパラメーターとすることができる。この遊離基の数 すなわちスピン密度(試料1g中の遊離基の数)は 電子スピン共鳴装置(electron spin resonance, ESR)によって測定される。この測定の結果をパラメーターとして使うに当っては 単一のマセラルからなる均質なケロゲンの試料を選ぶ必要がある(MORISHIMA and MATSUBAYASHI, 1978)。

【ケロゲンの熱分解】

ケロゲンの熱分解実験は ケロゲンのもつ石油発生产デンシャリティーと その性質とを決めるために 古くから行われていたが 最近 フランス国立石油研究所(IFP)とベルギーのラボフィナ(LABOFINA)研究所の石油化学研究室で ケロゲンの型と熱成度を知る迅速法として 同一の原理に基づく特別な装置が開発された。この装置は深海掘削(DSDP)の第50次航海で試験的に使用された。

この装置は熱分解炉とガスクロマトグラフおよび記録計を組合せたものである。まず 堆積物(岩)中の炭化水素類を低温度(30~250°C)で追出し この量(S<sub>1</sub>)をガスクロマトグラフで測定する。さらに 温度を一定の割合で 600°C まで上昇させてケロゲンを熱分解し これによって生ずる炭化水素量(S<sub>2</sub>)を測定する。この際 S<sub>2</sub>の発生が最大量を示した時の温度も測定する。次に 温度上昇中に発生したCO<sub>2</sub>を別に捕捉しておき 後でこれを再加熱してCO<sub>2</sub>(S<sub>3</sub>)を追出し測定する。S<sub>2</sub>とS<sub>3</sub>から 水素示数(試料中の有機炭素1g当りの炭化水素mg)と酸素示数(試料中の有機炭素1g当りのCO<sub>2</sub>mg)

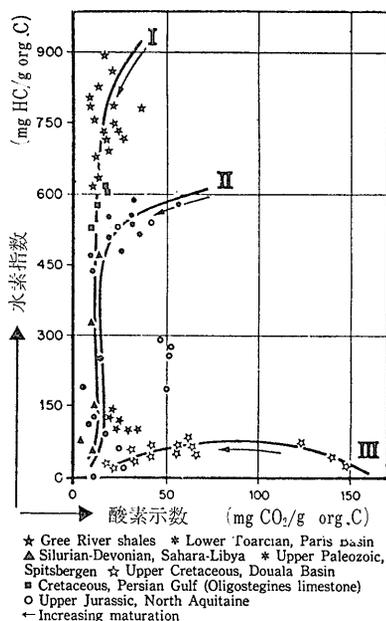


図28 水素指数/酸素示数ダイアグラムによる母岩の分類 (ESPTALIE, et al., 1977)

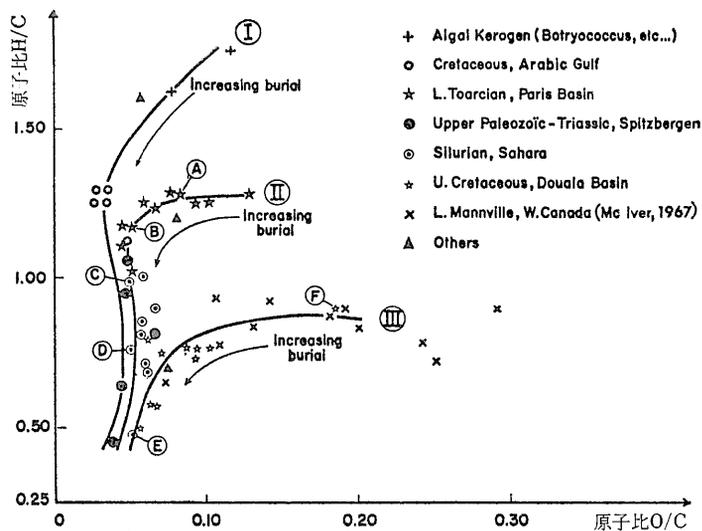


図29 ケロゲンの進化過程の例  
過程Iは藻質ケロゲンおよび中東の優秀な母岩を含む；過程IIは北アフリカその他の堆積盆の良好な母岩を含む；過程IIIは石油を少ししか生成しない有機物に相応するものであるがガス母層を含むことがある。深度の増加に伴うケロゲンの組成の進化の方向はそれぞれの過程に沿う矢印で示されている (Tissot, et al., 1974)

が計算される。別の研究によって水素示数および酸素示数はそれぞれ原子比H/CおよびO/Cと相関することが確められている。したがって得られた水素示数と酸素示数を用いて図28のようにして母岩に含まれるケロゲンの型と進化度を知ることができる (ESPTALIE, et al., 1977)。

もちろん原子比H/CとO/Cとを使っても同様の扱いをすることができるわけである。Tissot et al. (1974) によって作成されたグラフ (図29) もよく知られている。S<sub>1</sub>/(S<sub>1</sub>+S<sub>2</sub>) 比は深度の増加とともに大きくなりある深度で最高値を示しそれ以後では再び減少するパラメーターである (図30)。S<sub>2</sub> ピークの最高値の際の温度Tは埋没深度の増加とともに上昇しやはり有機物の熟成度のパラメーターとなる (図30)。

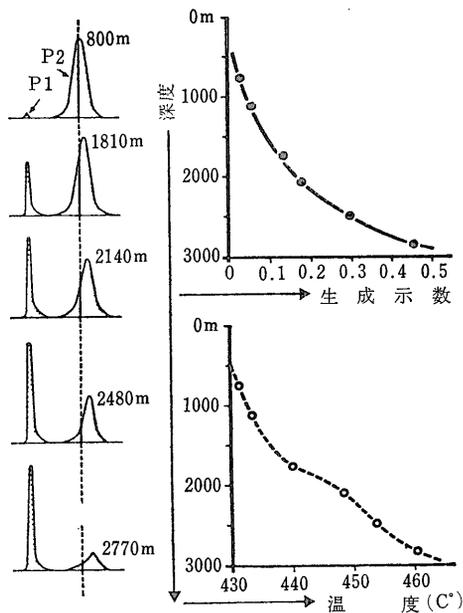


図30 第三紀堆積物中の母岩の熱分解によって示される特徴  
上図 遷移比 S<sub>1</sub>/(S<sub>1</sub>+S<sub>2</sub>)

以上に述べたことを通してみると分散型固体有機物であるケロゲンの熟成は水素が減少する方向に進むのであってそのあらゆる段階でCH<sub>4</sub>が生成されると考えると全体としての原子の単位での元素の収支が合うことになる。そしてあらゆる堆積物 (岩) およびそれに由来する変成岩から現実にガスが出ているのだからこれともよく調和するガスの発生に関する上の考え方はおそらく正しいであろう。ただ具体的な化学方程式が知られていないだけである。

図27~29から明らかなようにケロゲンの型によってそれぞれ異った熟成 (進化) の道程をたどるのだからすべての生物由来のケロゲンに共通な卓越する型がない限り図21~24のように温度または埋没深度や時間で代表させた熟成 (進化) のどの段階で石油やガスの生成が盛んであったかを示すことは一般論としては困難

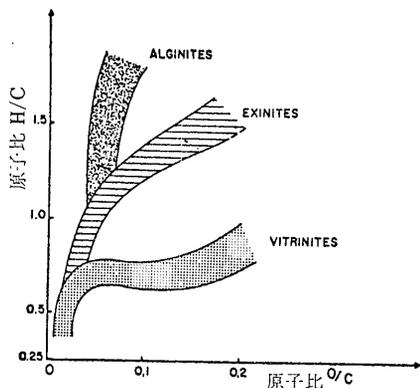


図31  
石炭のマセラルの進化  
(KREVELLEN, 1961)

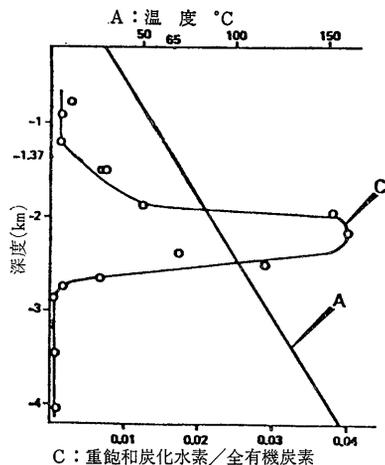


図32  
重飽和炭化水素と全有機炭素との比の垂直分布  
(ALBRECHT & OURISSON, 1969 による; 田口 1978 より)

である。しかし大局的にみると 図21~24のようなものが何となく考えられそうではあるが その際の縦軸に温度 埋没深度 または時間といった単独の要素をとることは合理的でない。何となれば 温度と埋没深度との関係は地域によってかなり異なり また時間は温度または埋没深度とはまったく別の要素として必ず絡んでくるからである。もし あえて1つだけをとるとすれば温度こそ採用されるべきであろう。よく知られているように 化学反応の速度と温度との間には **ARRHENIUS** の式として知られた次の式で示される関係がある。

$$k = Ae^{-E/RT}$$

- ここに  $k$ : 反応速度定数
- $R$ : 気体定数
- $T$ : 絶対温度
- $E$ : 反応に固有な定数で エネルギーのディメンションをもち 見かけの活性化エネルギー または活性化熱と呼ばれる
- $A$ : 頻度因子と呼ばれることもある定数

$e$  の右肩の項に負号が付されており かつそのなかの分母は絶対温度  $T$  が含まれていることから明らかなように 反応速度  $k$  は  $T$  の上昇とともに指数函数的に増加する。温度が  $10^{\circ}\text{C}$  上昇するごとに反応速度は2ないし4倍になるという **ARRHENIUS** の法則は このことをわかり易く かつ具体的に表現したものにほかならない。上に述べたように この場合の縦軸としてあえて1つだけを選ぶ場合 温度を採用すべき理由はここにある。

ケロゲンには もともと藻類起源のものを含み もっとも大量の石油を生成するもの(I) 大量の石油を生成するもの(II) およびあまり石油を生成しないで大量のガスを生成するもの(III)の3つの型があるのだから これ等3つの型のケロゲンの組合せが常に一定の有機物から出発しない限り いかにも縦軸を選んでも 図21~24のような図を作ることは難しい。また これ等のケロゲ

ンをマセラルに当ててみると およそIがアルジニット (alginites, イナーチニットの1種) IIがエクジニット またIIIがビトリニットとなる(図31)。

以上に述べたように まことに難しい問題であるが 縦軸に有機物の熟成(進化)段階を総合的に示すパラメーターをとり それに対する石油・天然ガスの生成関係がどうなっているかを示す概念図を作る努力だけはしてみよう。この際 縦軸に採用すべきものとしてまず考えられるのは有機変成のレベル (level of organic metamorphism, 略称 LOM) であろう。LOM は 最大埋没深度と石炭化作用の度合が直線的関係にある柱状断面すなわち 堆積物が一定の速度で堆積し 一定の地温勾配をもっているところの柱状断面を標準として選び 無煙炭とメタ無煙炭との境界を規準として この深度から埋没深度0のレベルまでを20等分して得た数値表示の尺度である。メタ無煙炭というのは 広義の無煙炭のなかでとくに揮発分(無水無灰基)の少ないもので 国際分類では揮発物が3%以下のものとされている。実際には ニュージーランドの第三紀~白亜紀の柱状断面が標準として選ばれた。そして 同一の柱状断面を研究した **SUGAATA** (1959) の石炭階位に基づいて 他のパラメーターの比較が行なわれている(図26)。ということになると 図26の左から6欄目に示された抽出性重炭化水素(HC)と全有機炭素(C)との比は 石油の生成関係を示していると考えられるであろう。この曲線の形は図21~24の曲線の形に比べて 幅のせまい教会の鐘型になっているし また最大値の上側の方が下側に比べて幾分なだらかである。このことは 飽和重炭化水素と全有機炭素との比の垂直分布の垂直分布曲線(図32)が 図26の曲線とよく似た形をしていることによっても

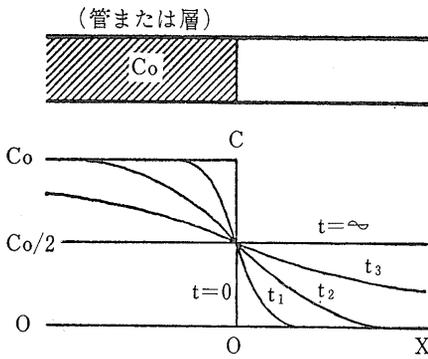


図33 Jost (1990) の式のグラフ (河井 1963)

裏づけられる。問題なのはむしろ CH<sub>4</sub> を主成分とするガスの方である。ガスの生成関係を示す曲線が最上部の生化学的作用による CH<sub>4</sub> の発生部分を除いて図26や図32の曲線に近い形となるのか Tissor, et al. (1974) による図23のようにガスの発生が地下深部またはそれに準ずる条件のところほど盛んなのかについては今後の研究にまたなければならぬ。しかし 図27～29および図31のグラフが立っているところで 水素が急に減るのだから 大局的にみて石油の生成が盛んなところでは ガスの生成も盛んであるとみるのが自然であろう。

### 1.9 鉱床の衰減

問題をわかり易くするために 文字どおりの水溶性ガス鉱床について まず考えてみることにしよう。この場合 鉱床の衰減とは 地下水に溶けていたガスが拡散によって逸散してしまうことにほかならない。これを天水による重力押しとみる向きもあるが これは鉱床をなしていた部分の傾斜方向への移動をもたらす。そのあとへ天水が入れかわるだけのことであり とくに問題とするに足らない。この際 天水による水押しの速度が大きければ 天水とガスを含むもともとあった地下水との対立がはっきりしたまま ついには後者が海水または湖水中に押し出されるまでに至るであろうし また 水押しの速度がおそい場合には 天水もともとあった地下水との対立を不明瞭にしながら移動が行われ 加えてガスの供給が十分であれば 傾斜方向へ移動した地下水中のガスの飽和ガス水比に対する不足分が補われるばかりでなく 天水の部分もやがて水溶性ガス鉱床を形成するに至るであろう。

水溶性ガス鉱床の衰減を考える上に 拡散という分子運動が基本的な要因であることに初めて気づいたのは河井興三(1963)であり また彼の原著の小さな誤りに気づ

き かつ計算図表による計算方法を示すとともに 解析の結果導かれる鉱床学上重要ないくつかのことを明らかにしたのは著者 (1965, 1966, 1967, 1972) である。

よく知られているように 定常状態において行われる拡散は 次の FICK の拡散方程式あるいは拡散の第1法則として知られている法則によって支配される。

$$s = -C_0 \frac{\delta C}{\delta x}$$

- ここに  $x$ : 物質が拡散する方向にとった座標
- $C$ : 拡散する物質の濃度
- $s$ :  $x$ 軸に垂直な単位断面積を通過して 単位時間内に移動する物質の量
- $D_0$ : 拡散定数

いま きわめて長い水平の直線管があり はじめ ( $t=0$ の時) に 管の中央部 ( $x=0$ の点) を通る垂直面を境として  $x$ の負側には濃度  $C_0$  のある溶質を含む水が満ちており また  $x$ の正側にはその溶質をまったく含まない水が満ちているとし さらに  $x$ 軸の向きにのみ拡散が起るとすれば 経過時間 ( $t$ ) に対する任意の点 ( $x$ ) における濃度 ( $C$ ) と  $C_0$  との比は 以上の条件で拡散方程式を解くことによって 次の式で与えられる (Jost, 1960)。

$$\frac{C}{C_0} = \frac{1}{2} \left\{ 1 \pm \operatorname{erf} \left( \frac{x}{2\sqrt{D_0 t}} \right) \right\}$$

$$\operatorname{erf} X = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^X e^{-\xi^2} d\xi$$

改めて述べるまでもなく erf は誤差関数 (確率積分ともいう) であり 上の式を一般のグラフにかけば 図33のようになるが 正規確率紙 (arithmetic probability paper) に書けば 事例について示した図34および図35のように直線となる (PARKINS and JOHNSTON, 1963)。以上に述べたことについて 数式を目ざわりと思われる読者も少なくないと思うが 拡散が溶質の分子運動によることをお考えいただければ 少なくとも定性的にはご理解いただけるであろう。実際問題としては 多孔質媒質 (porous media) 中における拡散を考えなければならぬわけであるが この場合の実際に拡散が行われる断面積 すなわち固体粒子の部分を除いた断面積に対する拡散定数  $D$  は 次の式で与えられる。

$$D = \frac{D_0}{F\phi}$$

- ここに  $D_0$ : 真の拡散定数
- $F$ : 地層係数
- $\phi$ : 孔隙率 (小数)

地層係数は地層比抵抗係数 (formation resistivity factor)

表35 水中および多孔質媒質中におけるCH<sub>4</sub>とNaClの拡散定数

溶質	CH <sub>4</sub>	NaCl	備考
媒体条件			
水中常温 ( )内は温度	2.2×10 <sup>-5</sup> (15°C) <sup>1)</sup>	1.25×10 <sup>-5</sup> (18°C) <sup>2)</sup>	1) KARTSEV, et al. (1959) による。ただし温度は河井(1963)の推定 2) International Critical Tables 等による。河井(1963)より
水中(40°C)	4.2×10 <sup>-5</sup>	2.4×10 <sup>-5</sup>	EINSTEIN の式によって著者が計算した値
水で飽和された孔隙率 30% の loose clean sand (40°C) } 地層条件 I	5.09×10 <sup>-6</sup>	2.91×10 <sup>-6</sup>	地層係数 F を 8.25 として著者が計算した D' の値
水で飽和された泥質砂ないし砂質泥(常温ないし 40°C) } 地層条件 II	1×10 <sup>-6</sup>	—	KARTSEV, et al. (1956), PRINSON (1960), および STEGENA (1961) から河井(1963)が推定した値
水で飽和された圧縮の進んだ泥岩(常温ないし40°C) } 地層条件 III	1×10 <sup>-7</sup>	—	同上

(河井(1963)を参考にして作成)

ともいう。孔隙が地層水で満された地層の比抵抗は孔隙率 孔隙の分布状態 および地層水の比抵抗によって左右される。孔隙内が水で満されている地層の比抵抗を R<sub>0</sub> また地層水の比抵抗を R<sub>w</sub> とする時 次の式で規定されるのがこの地層(比抵抗)係数である。

$$R_0 = R_w \cdot F$$

地層係数 F はその地層に固有なもので 孔隙率 φ の関数であり 両者の間には一般に次の式のような関係がある。

$$F = a/\phi^m$$

ここで a および m は常数であり m は膠結指数と呼ばれることもある。砂層については 一般に次の HAMBLE の実験式が使われている。

$$F = 0.62/\phi^{2.15}$$

解説はこのくらいにして 本題に戻ろう。見掛けの拡散定数(D')を全断面積について定義すると

$$D' = \frac{D_0}{F}$$

となる(KLINKENBERG, 1951; PARKINS and JOHNSTON, 1963)。すなわち 多孔質媒質中における拡散を考える場合には先に紹介した JOST (1960) が求めた式のなかの D<sub>0</sub> を上の式で求めた D' とすればよい。

一般に液体中に溶解している溶質が溶媒中を拡散する時 式 D=D<sub>0</sub>/Fφ のなかの拡散定数(D)と溶媒の粘性係数(η)と絶対温度(T)との間には 次の関係がある。

$$D\eta = kT$$

ここに k: 溶質に固有な定数

この式は EINSTEIN の式あるいは NERNST-EINSTEIN の式としてよく知られているもので 溶質分子が拡散・移動の際に その受ける抵抗が STOCKES の法則に従うものと

して 理論的に誘導された式である。従って 溶質分子が溶媒分子よりもある程度大きくないと この式は成り立たないおそれがある。河井(1963)によれば 水に CO<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>, あるいは NaCl がそれぞれ溶解している場合について 種々の温度における拡散定数の値を文献で調べたところ 常温より若干高い温度までの範囲において この式がかなりよく当てはまるという。圧力が常圧から数 100 気圧程度までの範囲では また水の塩分が NaCl として 0~30 g/l 程度の範囲では 水の粘性係数に対する圧力および塩分の影響はきわめて小さい(BURCİK, 1957)。

一般に 共水性ガス鉱床 とくに水溶性ガス鉱床においては ガス層の傾斜が緩いので 水平的にみた場合の天水の鉱床に及ぼす影響については 上に述べた無限にひろがる水平層内において ガス付随水と天水とが接する場合の拡散の問題として 近似的に考えることができる。これは要するに

$$\frac{C}{C_0} = \frac{1}{2} \left\{ 1 \pm \operatorname{erf} \left( \frac{x}{2\sqrt{D_0 t}} \right) \right\}$$

の D<sub>0</sub> および t に具体的な数値を入れて C/C<sub>0</sub> を求めることになるわけであるが 入れるべき数値については 相当な吟味が必要である。

上に述べたように この場合の D<sub>0</sub> はそれを地層係数 F で割った見掛けの拡散定数 D' でなければならない。表35に示したように 水中の CH<sub>4</sub> の拡散定数は推定温度 15°C において 2.2×10<sup>-5</sup> と与えられている。しかし 実際の水溶性ガス鉱床のガス付随水の温度は 一般にこれよりかなり高い。ここではこれを 40°C としておこう。また 後で述べるように 15°C および 40°C における水の粘性係数(η)は それぞれおよそ 1.23 cp (センチポアズ) および 0.70 cp である。

表 36 JOST (1960) の式による C/C<sub>0</sub> の計算例  
(地層条件 I)

時 間	距 離	CH <sub>4</sub>	NaCl
100 万年	100m	0.288	0.231
	200m	0.132	0.0699
	400m	0.0128	0.00315
	800m	<0.00001	<0.00001
	1,600m	"	"
200 万年	100m	0.347	0.301
	200m	0.215	0.148
	400m	0.0572	0.0184
	800m	0.000795	0.000015
	1,600m	<0.00001	<0.00001
400 万年	100m	0.408	0.356
	200m	0.321	0.230
	400m	0.179	0.0688
	800m	0.0311	0.00158
	1,600m	0.0000965	<0.00001
800 万年	100m	0.423	0.379
	200m	0.352	0.301
	400m	0.215	0.148
	800m	0.0572	0.184
	1,600m	0.000797	0.000015

以上に述べたことから EINSTEIN の式により 40°C の水のなかにおける拡散定数  $D$  は次のように計算される。

$$D = 2.2 \times 10^{-5} \times \frac{1.23 \times 313}{0.70 \times 288} = 4.2 \times 10^{-5}$$

上の計算中の 313 および 288 は それぞれ 15°C および 40°C を絶対温度で表わした数値である。また水中の NaCl の拡散定数は 18°C において  $1025 \times 10^{-5}$  と与えられている(表35)から 同様にして 40°C における拡散定数を求めると  $2.4 \times 10^{-5}$  となる。

JOST (1960) の式の  $D$  に入れるべき  $D'$  を求めるには 以上のようにして求めた拡散定数  $D$  を地層係数  $F$  で割らなければならない。孔隙率  $\phi$  を 0.3 (30%) とし砂質層によく当てはまるという HUMBLE の式(前出)から地層係数  $F$  を求めると

$$F = 0.62 \div 0.3^{2.15} = 8.25$$

となる。したがって CH<sub>4</sub> および NaCl についての  $D'$  はそれぞれ次のように計算される。

$$4.2 \times 10^{-5} \div 8.25 = 5.09 \times 10^{-6} \quad (\text{CH}_4)$$

$$2.4 \times 10^{-5} \div 8.25 = 2.91 \times 10^{-6} \quad (\text{NaCl})$$

このほか JOST (1960) の式の計算に必要なのは時間  $T$  であるが わが国で共水性ガス鉱床がみられるのは後期中新世以降 すなわちおよそ 1,000 万年より新しい地層なので これについては 100 万年 ( $3.1536 \times 10^{13}$ 秒) 200 万年 ( $6.3072 \times 10^{13}$ 秒) 400 万年 ( $1.26144 \times 10^{14}$ 秒) および 800 万年 ( $2.52288 \times 10^{14}$ 秒) の 4 つを計算の対象として選んでおけば十分であろう。また ガス付随水と天

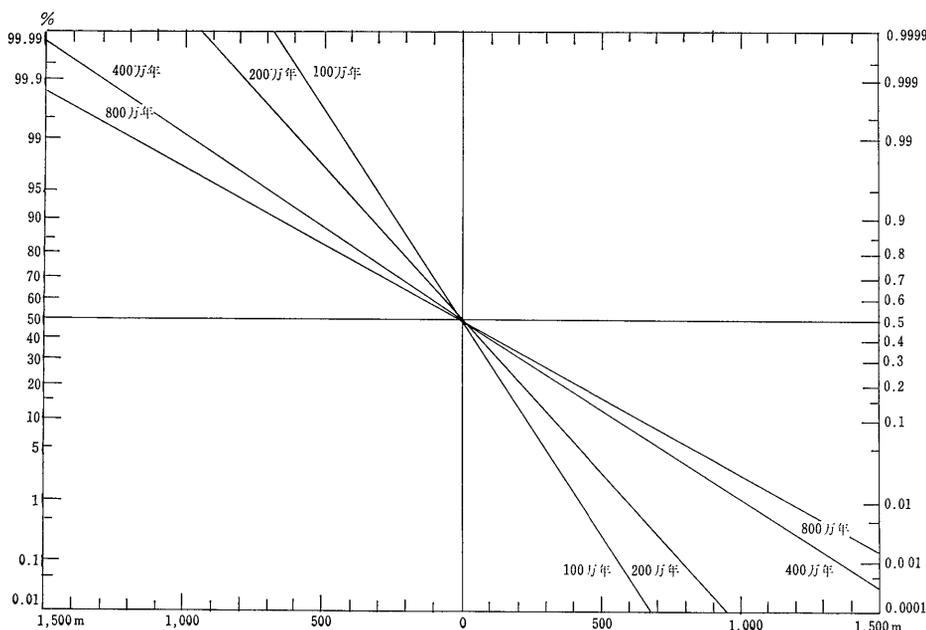


図 34 JOST (1960) の式の正規確率紙によるグラフ (地質条件 I CH<sub>4</sub> の場合)

水との接触面からの距離  $x$  としては計算の便宜上 100 m 200m 400m 800m および 1,600m の 4 つを採用しておく。

いま 地下に水平にひろがる loose clean sand からなる多孔質の地層を考えると これは上に述べたような管の平行な集合体とみなすことができるから 溶質を  $\text{CH}_4$  および  $\text{NaCl}$  とし 地層条件 I に対する  $D'$  の値を Jost (1960) の式に入れて  $C/C_0$  を計算すると 表36 図34および図 35 のようになる。 この計算例からわかるように はじめ貯留層(砂層)中に ガスがガス水比 1 で溶解していた水溶性ガス層に天水が浸透した場合 両者の境から天水側に 800m 離れた点のガス水比は 溶存ガスに新たな補給がなく かつ移動が拡散のみによる限り 800 万年たっても 0.0572 にしかならないわけである。

貯留層には泥質砂からなるものもある。 表35の地層条件 II として示されているのがそれであって この条件でメタンについて同様の計算をした結果を示したのが表 37であり またこれを図示したのが図36であって 地層条件 I の場合に比べて 拡散の速度が落ちていることがよくわかる。 すなわち地層条件 I の場合と同様の条件で ガス付随水と天水との境から天水側に 800m 離れた点のガス水比は 800万年たっても 0.000187 にしかならないのである。

次に 拡散と同時に物質が補給される場合を考えてみよう。 いま 水平に横たわる長い直線管があつて は

表 37 JOST (1960) の式による  $C/C_0$  の計算例 (地層条件 II)

時 間	距 離	$\text{CH}_4$
100 万年	100m	0.416
	200m	0.0059
	400m	<0.00001
	800m	"
200 万年	100m	0.187
	200m	0.0375
	400m	0.000185
	800m	<0.00001
400 万年	100m	0.264
	200m	0.104
	400m	0.00590
	800m	<0.00001
800 万年	100m	0.328
	200m	0.186
	400m	0.0375
	800m	0.000187

じめに ( $t=0$  のとき) その管の一端からある点 (その点を  $x=0$  とする) まで ある溶質を溶かした濃度  $C_0$  なる水溶液が充満しており その点から他の端 ( $x=L$  の点 ここで管は閉じている) の点までは溶質を含まない水が満たされているとする。 そして  $x=0$  の点より  $x$  軸の正方

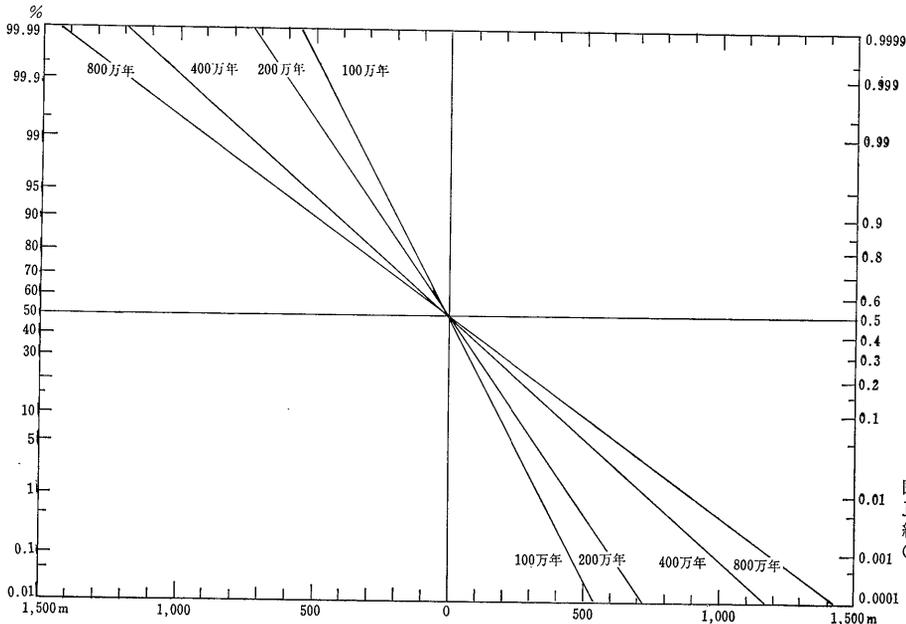


図 35 Jost (1960) の式の正規確率紙によるグラフ (地層条件 I NaCl の場合)

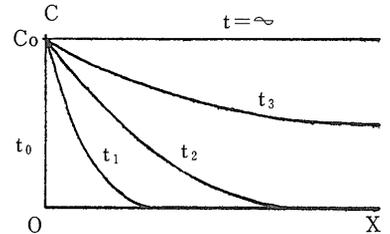
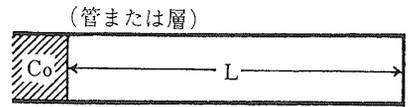
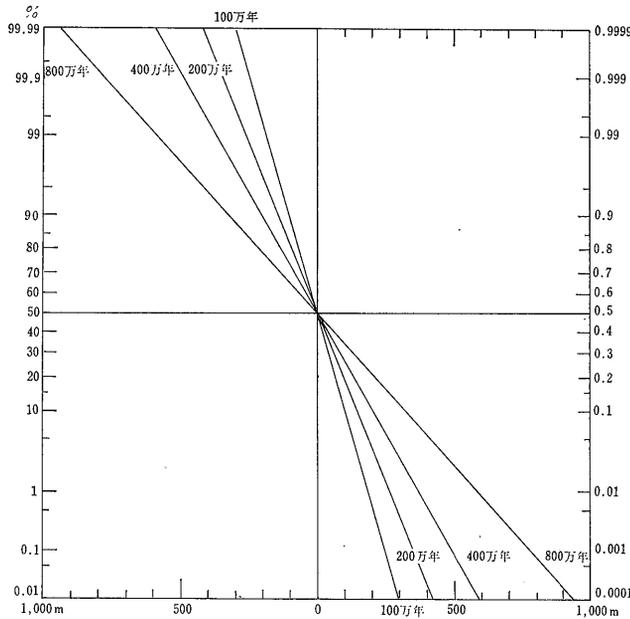


図37 斎藤-南川-河井の式のグラフ

図36 Jost (1960) の式の正規確率率によるグラフ (地質条件 I CH<sub>4</sub> の場合)

向のみに溶質が拡散し、かつ  $x=0$  の点より溶液側においては、時間  $(t)$  が経過しても溶質の濃度が常に  $C_0$  であるような場合 (すなわち、拡散し去って行く分だけ常に溶質が補給される場合) には、斎藤 光・南川 清 (1960) および河井 (1963) によれば、任意の  $t$  および  $x$  における濃度  $C$  は、次の式によって与えられる。

$$C = C_0 \left[ 1 - \frac{4}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{2n-1} \exp\left\{-\frac{(2n-1)^2 \pi^2 D t}{4L^2}\right\} \times \sin\left\{\frac{(2n-1)\pi x}{2L}\right\} \right]$$

ただし  $n$  は整数である。この式をグラフにかくと図37のようになる。

地下に水平にひろがる多孔質地層は、このような水平管の平行集合体とみなすことができる。ただし、この場合には上の式の  $D$  を孔隙を含む全断面積に対する拡散定数  $D'$  としなければならない。地層条件 I' ( $F=5$  したがってメタンに関する  $D'=8.2 \times 10^{-6}$ ) および地層条件 II の場合について  $L=40\text{km}$  として河井 (1963) が計算した結果は表38に示すとおりである。ここに  $L=40\text{km}$  としたのは、南関東ガス田地帯における上総層群分布地域の西半部を考えた場合、その部分は天水の浸透によって著しくガス鉱床が破壊されており、その部分の幅が少なくとも  $40\text{km}$  程度に達している (図38) からであるという。また  $40\text{km}$  という大きな  $L$  を考えた場合、上の式の  $D$  を  $D'$  として計算した  $C/C_0$  の値は、先に述べた Jost (1960) の式を使って同様の計算をしたそのほ

んど2倍になる。このことは、図33の  $x \geq 0$  の部分において濃度を2倍にとったことになり、 $x=L$  の点で地層 (または管) が閉じているか、開いているかは事実上問題でなくなる。

上の斎藤-南川-河井の式 (ただし  $D$  を  $D'$  とする) は、拡散によってガス層中の溶存メタンが減っても、何らかの方法でそれが補給され、ガス層中の溶存メタンの濃度が一定に保たれた場合の式である。このような場合は、たとえば飽和型水溶性ガス層において、ガス層上下の地層から  $\text{CH}_4$  が補給される場合とか、ガス層内で  $\text{CH}_4$  が少しづつ生成される場合とか、に考えられるほか、一部に遊離ガスを伴う飽和型水溶性ガス層の場合にも考えられる。

以上、いろいろな場合について計算した結果から、数100万年という時間内における  $\text{CH}_4$  の拡散は、案外僅少なものであることがわかる。同じ条件下の  $\text{NaCl}$  の拡散定数は  $\text{CH}_4$  のそれより小さいから、 $\text{NaCl}$  の拡散はさらに少ない。もしも地層が圧緊の進んだ泥岩であれば、そのなかにおける  $\text{CH}_4$  の拡散定数は、河井 (1963) によれば  $1 \times 10^{-7} \text{cm}^2/\text{sec}$  程度であろうということであるから、その場合には  $\text{CH}_4$  や  $\text{NaCl}$  はさらに動きにくい状態になるはずである。いずれにせよ、後期中新世またはそれ以後に形成されたガス層においては、ガス層形成後に起った水平方向への拡散だけで、 $\text{CH}_4$  や  $\text{NaCl}$  がまったく逸散し去ってしまうようなことはあり

表 38 斎藤—南川—河井の式による  $C/C_0$  の計算例 ( $CH_4$  の場合)

$x$	200m	400m	500m	1 km	2 km
400万年	0.20	0.012	0.29	0.028	ほとんど 0
800万年	0.38	0.075	0.45	0.12	0.002

地層条件 II
地層条件 I'

注 地層条件 I' は地層係数  $F$  を 5 とした場合で  $CH_4$  に関する  $D'$  が  $8.2 \times 10^{-6}$  となる

得ないことがわかる。

以上の例とは趣きをかえて 地下に水平に広がる水溶性ガス層が存在し これをおおって  $CH_4$  を含まない水で飽和された地層が発達する時 ガス層から鉛直(地表)方向への  $CH_4$  の拡散を考えてみよう。

よへ知られているように  $CH_4$  の地層水に対する溶解度は 深度に対して直線に近い関係をもっている。拡散現象は溶質に濃度差がある時に起るのであるが それが溶質の溶解度を超えてまで起ることはあり得ない。したがって ガス層の上面から地表までの水が 究極において それぞれの深度に応じて  $CH_4$  で飽和されるならば 溶存  $CH_4$  の濃度は深度によって異なっても もはやガス層から上方への  $CH_4$  の拡散は起り得ない。もちろん ガス層から地表までの地層水が  $CH_4$  で飽和されても 地表からその上にある気圏あるいは水圏への  $CH_4$  への拡散はあるわけで その影響は僅かづつ地下

へも及び ガス層から上方への  $CH_4$  の拡散はなお止らないはずであるが ガス層の上の地層がある程度以上厚ければ その影響は無視しえよう。

河井(1963)は このような考え方にもとづいて境界条件を設定し 次のようにして拡散方程式の解を求めている。いま 地表を原点とし 鉛直に地下に向って  $z$  軸をとり  $z=h$  のところに 水平にひろがる飽和型水溶性ガス層の上面を考え このガス層中の水中溶存メタンは時間 ( $t$ ) に関せず 一定濃度 ( $C_0$ ) であるとする。はじめ ( $t=0$  の時) に 地表からガス層までの間の地層は  $CH_4$  を含まない水で飽和されており そのなかでの孔隙を含む全断面積に対する  $CH_4$  の平均の拡散定数を  $D'$  とする。また  $CH_4$  の地層水に対する溶解度は単純に深度 ( $z$ ) に正比例するものとし 地表 ( $z=0$  のところ) においては 常に  $CH_4$  の濃度は 0 で 拡散によって気圏または水圏に逸散する  $CH_4$  はないとみなすことにする。

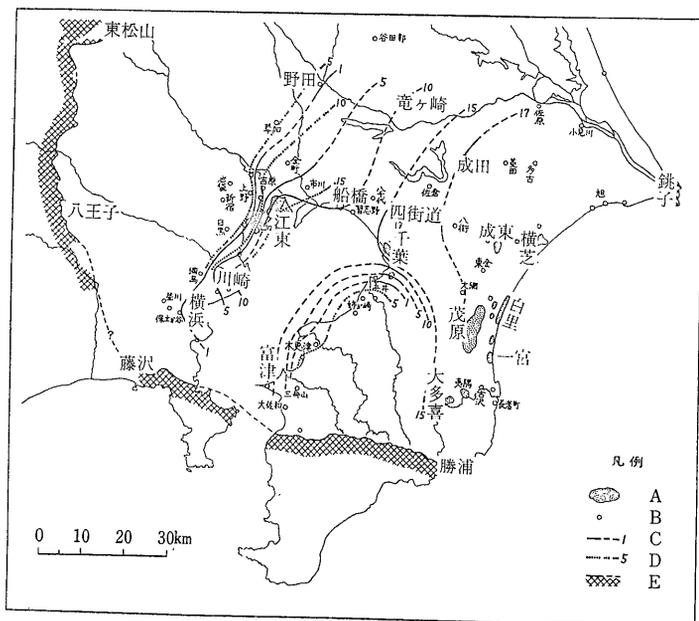


図 38

上総層群中の地層水の  $Cl^-$  等濃度線図

- A: ガス田 (ヨード田を含む)
- B: 主要な試掘井 (“天然温泉井”を含む)
- C: 深度(海水準下) 600m における地層水の  $Cl^-$  等濃度線 (単位:  $g/l$ )
- D: 深度(海水準下) 900m における地層水の  $Cl^-$  等濃度線 (単位:  $g/l$ )
- E: 上総層群の地表における分布限界線ならびに上総層群より古い地質系統の露出地域

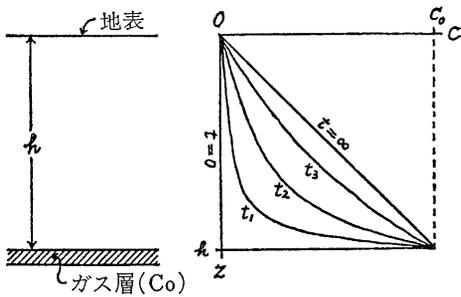


図39 河井(1963)の式のグラフ (河井 1963)

そうすると 任意の時間 ( $t$ ) および深度 ( $z$ ) における溶存メタンの濃度 ( $C$ ) は 次の式で表わされる。

$$C = C_0 \left[ \frac{z}{h} + \frac{2}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^n}{n} \exp\left(-\frac{n^2 \pi^2 D' t}{h^2}\right) \times \sin \frac{n \pi z}{h} \right]$$

ただし  $n$  は整数である。

この河井(1963)の式をグラフで示すと 図39のようになる。

いま平均的な地層条件を表35のII ( $D'=1 \times 10^{-6} \text{cm}^2/\text{sec}$ ) とし  $h=500\text{m}$ ,  $t=400$  万年として 河井(1963)の式から  $C/C_0$  の値を計算すると 表39のようになる。

また 平均的な地層条件を表35のIII ( $D'=1 \times 10^{-7} \text{cm}^2/\text{sec}$ ) とし  $h=1,000\text{m}$   $t=800$  万年とした場合の計算例を表40に示す。

以上の計算例からわかるように 天水の浸透がガス層の直上にまで達した後 数100万年という長時間が経過しても 拡散によって上方へ移動する  $\text{CH}_4$  は比較的少量である。なお 上の式を用いた計算においては 溶存メタンはガス層から拡散によって失われると同時に 何らかの方法でガス層に補給され ガス層中の溶存メタンの濃度は一定 (溶解度の濃度) であることを前提としている。したがって 一部に遊離ガスがあるようなガス層に対しては この式を適用することができる。もしもガス層に対して  $\text{CH}_4$  の補給がなく その濃度が拡散にともなって減少する場合には ガス層から拡散し去る  $\text{CH}_4$  の量は さらに少ないはずである。

### 1.10 塩素度相関型と非塩素度相関型

塩素度相関型ガス鉱床 という用語はひろく使われているが その明確な定義は必ずしも与えられていない。しかし 多くの用例に照してみると ガス付随水の塩素度が海水のそれに近い場合には 産出ガス水比が計算ガス水比に近い値となり 塩素度が海水のそれより低

表39 河井(1963)の式による  $C/C_0$  の計算例 (その1)

$z$	400m	300m	200m
$h-z$	100m	200m	300m
$C/C_0$	0.53	0.21	0.059

注 地層条件II ( $D'=1 \times 10^{-6} \text{cm}^2/\text{sec}$ )  
 $h=500\text{m}$   
 $t=400$  万年

(河井 1963)

表40 河井(1963)の式による  $C/C_0$  の計算例 (その2)

$z$	950m	900m	800m
$h-z$	50m	100m	200m
$C/C_0$	0.48	0.16	0.005

注 地層条件III ( $D'=1 \times 10^{-7} \text{cm}^2/\text{sec}$ )  
 $h=1,000\text{m}$   
 $t=800$  万年

(河井 1963)

い場合には ほぼ両者の割合に応じて 産出ガス水比が低くなるタイプの水溶性ガス鉱床である ということになるであろう。このタイプの水溶性ガス鉱床の成因については すでに著者がくわしく論じたことがある (福田 1967; 1972) が その概要は次のとおりである。貯留層となり得るような粗粒の多孔質岩層中においては 試錐孔壁の泥壁 (マッド・ケーキ) を隔てて  $\text{NaCl}$  濃度の高い水 (地層水) と低い水 (泥水) とが接する場合のような イオン半径の相違による  $\text{Na}^+$  と  $\text{Cl}^-$  との拡散速度の相違は起こらないので 拡散による  $\text{NaCl}$  濃度の変化は すなわち塩素度の変化とと考えてよい。それ故問題の水溶性ガス鉱床が成立した時の地層水 すなわちガス付随水の  $\text{NaCl}$  濃度が海水のそれに近かったとし 地層水が  $\text{CH}_4$  で飽和され かつその後  $\text{CH}_4$  の補給がほとんど行われなかったとすれば  $\text{NaCl}$  および  $\text{CH}_4$  の水中における拡散定数があまりちがわないので 前節で示した Jost (1960) の式の計算例から明らかなように 地層水と天水との接触によって塩素度相関型ガス鉱床となるはずである。たとえば 表36 および図34と図35についてみると 接触後400万年の場合の接触点から天水側に400mの点における  $\text{CH}_4$  および  $\text{NaCl}$  に関する  $C/C_0$  の値は それぞれ0.215および0.148で この値は接触点に近づくにしたがって小さくなり 200mの点ではそれぞれ0.352および0.301 また100mの点ではそれぞれ0.423および0.397となっている。つまり 塩素度が海水の1/3ないし1/5程度のところまで かなりよい線で塩素度相関型になっているのである。

塩素度相関型が成立するのは 要するに  $\text{CH}_4$  も  $\text{NaCl}$

も拡散によって天水側へ移動するからである。したがって 塩素度相関型ガス鉱床の基準となる塩素度は 必ずしも海水並みの値でなくてもよい。何となれば 天水と接触した時点の地層水の塩素度が 何らかの原因で海水のそれと異なっており かつある濃度の CH<sub>4</sub> をもっている場合にも 拡散は同じように行われ 海水とは異なる塩素度を基準とする塩素度相関型ガスが形成される道理であるからである。

水溶性ガス鉱床が経済的開発に耐え得る最低線は 一般に産出ガス水比が計算ガス水比に一致している すなわちガス付随水(地層水)が CH<sub>4</sub> で飽和していることである。それ故 水溶性ガス鉱床をとり囲む塩素度相関型になっている部分は 一般に稼行の対象とはならない。しかし それが同源の共水性ガス鉱床の探鉱に大きな手掛りを与えることについては 改めて説明するまでもないであろう。

これまで一般に塩素度相関型ということが強調されがちであったため 海域層中の水溶性ガス鉱床の場合といえども ガス付随水(地層水)の塩素度とガスの飽和度との間には 何ら本質的な関係はないという この種の鉱床に関する基本的なことが忘れられがちであった。先に述べたように 水中の NaCl および CH<sub>4</sub> の拡散による移動の速度はきわめて小さいので 両者の移動はもっぱらそれらを含む地下水塊の移動によるものとみてよい。すなわち 動水勾配がある場合 化石海水と天水との接触面が移動し この接触面を中心として NaCl および CH<sub>4</sub> の拡散が行なわれるが 大局的にみれば 本来 NaCl および CH<sub>4</sub> をもたない天水が 両者をもった化石海水の領域に浸入して行くものとみなされる。こうして地下に浸入した天水に 拡散によらないで NaCl が 2 次的に供給されることはきわめて考えにくいが 他

源的または同源の CH<sub>4</sub> とくに前者が 2 次的に供給される場合は 決して少くないであろう。したがって NaCl がほとんどない海域層中の CH<sub>4</sub> で飽和した水溶性ガス鉱床があってもおかしくないし その実例も知られている。また NaCl および CH<sub>4</sub> の拡散がきいている領域に対して CH<sub>4</sub> の供給が十分かつ連続的に行なわれれば 塩素度に関係なく CH<sub>4</sub> で飽和した水溶性ガス鉱床が成立するはずである。さらに このような CH<sub>4</sub> の供給にせまい範囲での地域差があると 上り傾斜側の塩素度の低い地層水が CH<sub>4</sub> で飽和しており 逆に下り傾斜側の塩素度の高い地層水が CH<sub>4</sub> について不飽和であることも起こり得る。そのよい実例が宮崎ガス田の宮崎層群の基底粗粒層にみられるが それについてはすでに述べてある。

以上に述べたように 非塩素度相関型ガス鉱床は決して例外的なものではないのであるが 不幸にして最近まで塩素度相関型ガス鉱床ということが多くの関係者の頭にあったため 塩素度の低い飽和型水溶性ガス鉱床が破壊された無価値なものとして片づけられた例さえあるのである。伝統的な地質学的手法である帰納法の機械的適用がいかほど危険なものであるかを この例はよく示している。帰納で得られた法則が 母集団を同じくする範囲でしか使えないことは 先験的に明らかなことであるのだが この種の誤りが地質学とその周辺にはあまりにも多い。あえて警告しておく次第である。共水性ガスのなかで大きな部分を占める水溶性ガスの鉱床を扱う場合にも 水に対するガスの溶解現象の上に立っていろいろな条件を加えつつ 演繹的にやれるところまでやってみることが これまでなおざりにされすぎてはいなかったであろうか。

### 岩の力学連合会発足

岩石力学・岩盤力学に関する最初の学会が去る 8 月 23 日発足した。

岩の力学に関する国内研究活動の相互連絡を行うとともに 日本の岩の力学にかかわる機関を代表して ISRM (国際岩の力学会) に加盟し 岩の力学の国際的な振興と交流を図り わが国および世界の岩の力学の発展に寄与することを目的としている。

同会は工学と理学との交流の場としても重要なので 岩石力学に関心をお持ちの方は ぜひご参加下さい。

### 岩の力学連合会 事務所

〒160 東京都新宿区四谷 1 丁目無番地

土木学会内

吉田氏まで

☎ (03) 355-3441

会費 年額 3,000円

特典 ISRM 発行のニュースを会員に配布

(その他目下検討中)