堆積岩の圧縮率と圧密について*

井 波 和 夫**・星 野 一 男**

(昭和49年 9 月11日受理)

Compressibility and Compaction of Clastic Sedimentary Rocks

By

Kazuo INAMI and Kazuo HOSHINO

Abstract: Compressibility at hydrostatic pressure up to 2000 bars were studied on dry samples of about 50 kinds of rocks collected from both surface exposures and exploratory wells in Japanese oil bearing areas. The results indicate that at porosity less than about 30% (for argillaceous rocks) or 15-20% (for arenaceous rocks), compressibility changes regularly according to porosity, while at more than the above porosity compressibility becomes as large as that of liquid. Meantime, porosity of the cores from recent deep drillings in centre of Niigata sedimentary basin were studied.

In conclusion, following three stages of compaction were recognized. Stage 1: The mineral grains within the rocks are not touched each other. The rocks behave like soil and physically rather liquid-like. Stage 2: The mineral grains come into contact. The rocks consist of the mechanically stable framework of these grains. Physically, they are plastic solid. Stage 3: Authigenic minerals appear among the mineral grains. Cementation is common in every part of the rocks.

In argillaceous rocks, primary porosity is around 80%, and from 80 to 30% belongs to stage 1. At 5 to 15% porosity, it changes from stage 2 to stage 3. In arenaceous rocks, primary porosity is approximately 50%. Stage 1 is considered to be between 15 or 20% and 50%. From 15 or 20% it becomes stage 3. Stage 2 is possibly absent in arenaceous rocks.

1. まえがき

石油が生成されるためにはまず根源岩の存在、還元性環境、ある種の触媒などが重要な因子と考えられ、これを必要条件とすれば、次に充分条件として長い地質時代を通じて地層が受ける圧力と温度の量が適当に大きくなければならないということが挙げられる。また、生成された石油は圧力による空隙の減少に伴ってしぼり出され、移動し、集積し、鉱床を形成する(たとえば三土, 1965)。したがって、堆積岩の圧密過程は石油地質にとって非常に重要な課題であり、古くから最もよく研究されている課題の1つである(Athy, 1930; Hedberg, 1936; Dickinson, 1953; Weller, 1959; 宮崎, 1965)。

これらの研究によって、堆積盆地における圧密の状態、すなわち、孔隙率減少の実態、深度に対する関係などは非常に明らかになったが、圧密が堆積岩の内部でどのように進行して行くかということについては、いまだに不明の点が多く残されているように思われる。

昭和37年以降、石油・天然ガス資源の基礎調査の一環として、国の手により主な含油含ガス堆積盆地において試錐調査が行なわれるようになり、従来直接手にすることができなかった深部の試料も入手できるようになり、諸資料も次々と得られるようになった。とくに昭和38年度から43年にかけて新潟市周辺で行なわれた数本の試錐は、いずれも従来わが国で例のなかった5,000m級の試錐であり、単に探鉱面のみならず、石油地質学的にみても誠に重要な貢献であった。ことに蒲原GS-1、同GS-2では大部分の岩芯が採取されており、このデータは非

* 昭和49年 5 月16日、石油技術協会総会個人講演

** 地質調査所

常に貴重なものである。世界的にみても、堆積盆地中央部に、このような短間隔、かつ高密度で深部試錐が行なわれた例はそれほど多くはない。これら基礎調査の結果の大部分は石油技術協会40周年の記念出版物として最近公刊された。

著者らは地質調査所、あるいは石油開発公団において層序試錐・基礎試錐実施時より、コアの物性などの測定に関係してきたが、今般同地域におけるこれらの試錐計画が一応終了したのを契機に、従来のデータをまとめ、頭書の問題を考察してみた。

謝 辞

通産省資源エネルギー庁¹⁾、石油開発公団、石油資源開発(株)、帝国石油(株)の各機関には種々の便宜を頂いた。資源エネルギー庁は基礎試錐関係資料の公表について諒承された。

石油資源開発(株)青柳宏一氏、東京大学飯島東氏は本稿を読んで多くの有益なご批判をして下さった。

以上の各位に厚く御礼申上げる。

2. 圧縮係数と孔隙率

従来、アメリカ (Athy, 1930; Dickinson, 1953), ベネズエラ (Hedberg, 1936), 新潟・秋田 (Nagumo, 1965; 宮崎, 1965) など深度に対する孔隙率減少曲線が提示されている。一般にある深度 h における孔隙率 (絶対孔隙率を指す、以下すべて絶対孔隙率の意である) n は

$$n = n_0 e^{-c'h} \quad (1)$$

となることが、経験的に知られている。 n_0 は地表における孔隙率、 c' は常数である。

ここで、累積堆積物の平均密度 (自然密度) を $\bar{\rho}$ とすれば自荷重応力 p は、 g を重力の加速度として

$$p = \bar{\rho}gh \quad (2)$$

(1), (2) 式より

$$n = n_0 e^{-c'p} \quad (3)$$

ここで、 $c' = c/(\bar{\rho}g)$ である。(3) 式はまた

$$dn/dp = -c'n \quad (4)$$

と書ける。

このような孔隙率減少過程は地質学的な長時間の間に非常に緩慢に行なわれるものであり、その機構には物理的要因、化学的要因があって単純なものではないであろう。 n_0 すなわち、地表における孔隙率は種々の資料から推定すると非常に大きい(後述)。この原始孔隙率がいろいろな要因によって深部に行くほど減少して行くわけであるが、大まかに考えれば当初の岩石組織は全体積の半

分から $\frac{1}{2}$ が流体によって充満している状態で粒子間の結合は存在せず、各粒子は流体の間でふわふわと相互に浮着しているという状態であろう。しばらくはこの状態で推移し、その間、孔隙率の減少はもっぱら空隙体積の減少によって行なわれるであろう。しかし、やがて同大の粒子対粒子が直接相接するに至り結合組織も発達して、以後、圧密は粒子自体の変形を通じて進行する。

この2状態の変化点では岩石の圧縮率が変化することが予想される。そこで Hoshino et al. (1972) の実験結果から孔隙率と圧縮率の関係を図表化することを試みた。

静水圧の増加 Δp (kg/cm²) に対して、岩石の体積 V が ΔV だけ減少したとき、圧縮率 β は

$$\beta = \frac{\Delta V}{V} / \Delta p \quad (5)$$

で示される。Hoshino et al. (1972) の報告は直径19.5 mm、高さ39.0 mmの円筒形試料の側方に、ある油圧を加え、同時に軸方向よりピストンにより荷重を加える、要するに高压下における岩石の変形を実験的に研究したものである。この過程で側方圧と軸圧が等しい状態、すなわち静水圧状態における長軸方向の歪 ϵ が測定されている。同報告の Table 4 に axial shortening at confining pressure としてまとめているのがこれである。試料は異方性の少ない岩塊より選ばれているので、歪は各方向でほぼ等しいと考えてよいので、体積歪 $\Delta V/V$ は ϵ を3倍することにより求められ、これを実験時の静水圧 Δp で除することにより、 β が計算される。

この結果を Fig. 1, Fig. 2 のようにまとめた。ここで、62.5 μ の粒径を境としてこれより小さいものを泥質岩 (Argillaceous rocks), 大きいものを砂質岩 (Arenaceous rocks) と分けた。静水圧の値は500, 1,000, 1,500, 2,000 bars である。縦軸に圧縮率を正規目盛りでとり、横軸に孔隙率を対数目盛でとった。孔隙率の測定法は Hoshino (1974) および星野ほか (1974) に述べてあるので、ここでは省略する。また、ここで使った試料は試錐コア、地表採取の双方を含み、泥質岩・砂質岩ともに石灰質とか火山岩質とかの夾雑物のできるだけ少ない組織の均質なものを選んだ。また、すべて乾燥試料である。砂質岩のマトリックスは多くの場合3分の1から3分の2が石英、長石類で、粒径は50~80 μ である。また構成粒子は100~400 μ の粒径である。この結果をみると次の2点が明らかである。静水圧 (封圧) が大きいほど圧縮率が小さくなる傾向があるがきわめて僅かである。泥質岩では孔隙率約30%付近、砂質岩では孔隙率約15~20%付近に顕著な転換点があり、ここにおいて孔隙率対圧縮率の変化係数が急激に変わる。

1) 当時通産省鉱山局

Fig. 1 Compressibility of argillaceous rocks (fine-grained clastic rocks) at hydrostatic pressure up to 2000 bars. The abscissa is (absolute) porosity in logarithmic scale.

Fig. 2 Compressibility of arenaceous rocks (coarse-grained clastic rocks) at hydrostatic pressure up to 2,000 bars. The abscissa is (absolute) porosity in logarithmic scale.

孔隙率がこの転換点以下では圧縮率は孔隙の減少に伴って規則的に減少する。図では封圧500 bars の場合につ

いて、その傾向を代表する直線を引いたが、封圧による影響よりも試料によるバラツキの方が大きいので、これ

は1~2,000 barsの平均的傾向を示すと見られる。泥質岩では孔隙率2%で約 0.008 Kb^{-1} ($\div 8 \times 10^{-12} \text{ cm}^2/\text{dyn}$), 10%で約 0.02 Kb^{-1} ($20 \times 10^{-12} \text{ cm}^2/\text{dyn}$), 30%で約 0.03 Kb^{-1} ($30 \times 10^{-12} \text{ cm}^2/\text{dyn}$)の値であり、砂質岩では孔隙率2, 10, 20%に対してそれぞれ約 0.010 , 0.015 , 0.02 Kb^{-1} ($10, 15, 20 \times 10^{-12} \text{ cm}^2/\text{dyn}$)の値となっている。これはほぼ常圧付近で測定した花崗岩や大理石などの圧縮率にはほぼ等しい。因に500~10,000 barsの封圧下における深成岩や硬質砂岩の通常値はこのほぼ1/10である(Birch, 1966)が、この深成岩などの孔隙率はほとんど1%以下であるのに対して Fig. 2, 3の試料のほとんどは新第三紀に属し、凝固度がいまだ充分に大きくないことを考えれば、以上の値はいわゆる岩石の圧縮率とされているものを示しているものと考えてよい。この段階で、岩石の構成粒子は“定着”して、粒子対粒子は充分に相接し、結合組織も発達し始め、物性的な意味で“岩石”となったと考えられる。

これに対して、転換点より孔隙率の大きい状態では、なお、孔隙率の減少に対して圧縮率が減少する一般的傾向が認められるが、その変化率は急激に大きくなる。転換点付近の圧縮率は泥質岩(30%)で約 0.05 Kb^{-1} ($50 \times 10^{-12} \text{ cm}^2/\text{dyn}$), 砂質岩(25%)で同じく 0.05 Kb^{-1} であるが、40%(泥質岩)や50%(砂質岩)で 0.2 Kb^{-1} ($200 \times 10^{-12} \text{ cm}^2/\text{dyn}$)という大きさに達している。これは液体や気体のみ見られる値で、すなわちこの段階では、岩石は圧力変化に対して岩石というよりはむしろ、液体や気体のように反応していると解釈できる。ちなみに若干の関連物質の圧縮率を理科年表などより拾うと、水(10°C)が $49.3 \times 10^{-12} \text{ cm}^2/\text{dyn}$, エチルエーテル(20°C)が $125.7 \times 10^{-12} \text{ cm}^2/\text{dyn}$, 標準気体(1気圧, 非断熱)が $9.9 \times 10^{-7} \text{ cm}^2/\text{dyn}$ である。

したがって、この転換点以上では岩石は先に予想したように、各構成粒子は空隙を占める液体の間で“浮着”している状態で、粒子間の結合はいまだ不十分であり、物性的には固体と呼ぶには程遠いといつてよいであろう。

以上は実験室で行なわれた短時間の変形実験に基づいて判ったことであるが、現実の地質時間の尺度で進行している圧密に対してはどうであろうか。

3. 新潟付近試錐における圧密と続成作用

新潟市周辺における深部試錐コアの対深度孔隙率曲線を Fig. 3 に示した。ここで使用した試錐データは、いわゆる層序試錐の蒲原GS-1(昭和38年7~9月, 3,703m)と蒲原GS-2(昭和40年8~11月, 4,207m)と、基礎試錐の大淵(昭和42年10月~昭和43年5月, 4,920m), 下

Fig. 3 Porosity versus depth for some exploratory drillings in middle Niigata oil-bearing basin.

五十嵐(昭和43年2~5月, 5,007m) 升潟(昭和43年7~10月, 5,015m)の5坑である。泥質岩(黒丸など)および砂質岩(白丸など)をそれぞれ異なる記号で示した。泥質岩, 砂質岩の区分は前章に準じ、同一サンプルで両者が混在するものは採用していない。孔隙率の値については、層序試錐は当地地質調査所において測定されたものを主とし、基礎試錐は石油開発公団資料(石油技術協会編, 1973)を使用した。

泥質岩は全体として、松沢(1961)によって浅部における新潟の圧密曲線の標準を示すものとされた高木R3号井のカーブに続いて、なめらかに連って行くので、この傾向を以て新潟中央部の標準的埋没曲線としてよいであろう。ただし、深度4,000m付近は全体の傾向から離れてやや落込む傾向がある。

砂質岩もほぼなめらかな一連の曲線を構成しており、同様に自然埋没による圧密を表わすものと考えられる。

Fig. 4 Porosity-depth relation in semi-logarithm co-ordinate for argillaceous rocks for the exploratory drillings in middle Niigata basin.

これを、孔隙率を対数として表わしたものが Fig. 4, 5 である。従来いわれているように、ほぼ直線関係が成立する。

Fig. 5 Porosity-depth relation of arenaceous rocks in semi-logarithm diagram for the exploratory drillings in Niigata basin.

泥質岩についてはなお注目すべきことがある。その 1 は先に述べた様に深度 4,000m 付近が直線上に乗らないことである。この試料は大淵の寺泊層に属する暗灰色泥岩である。大淵では試錐の結果、深度 4,651m より約 4,900m まで粗粒玄武岩の厚い岩床が出現しており、上下の地層はかなりの熱変質を受けているのが観察された。したがって、これは特異な岩質を持った試料であると解釈される。その 2 は全体的に直線傾向を有することは明らかであるが、なお、深度約 1,000 から 2,500m にかけて蒲原 GS-1、下五十嵐および大淵の直線が分離して、それぞれが、ほぼ平行する 3 本の直線となっていることである。この深度は層準的に灰爪層、西山層であり、ほとんどが厚い泥岩より構成されている部分で、埋没作用による圧密が最も純粋な形で表われるべきところである。孔隙率は大淵、蒲原 GS-1 および下五十嵐の順に大きくなる。Fig. 4 によれば孔隙率深度関係からみて大淵、蒲原 GS-1 はそれぞれ下五十嵐に対して約 570, 400m 上っている。したがって大淵、蒲原 GS-1 は下五十嵐に対して、相対的にそれぞれ約 570, 400m 隆起したことになる。Fig. 6 に示したのはこの地域の灰爪・西山層の等層厚線図である。下五十嵐付近は最も層厚の厚いところで沈降の中心である。この沈降域はほぼ南方に伸びるが、逐次沈降の大きさを減じて蒲原 GS-1 のやや南では肩部のような構造をなしているようである。沈降域の東方、大淵付近は東新潟ガス田、南阿賀油田、南水原

Fig. 6 Location of the exploratory drillings in middle Niigata basin. The contour line is isopach of Haizume and Nishiyama formations (Pliocene).

油田に連る隆起部に当る。多少の移動はあっても大局的傾向は椎谷層堆積後ほとんど同様な形態で推移していると考えられる(池辺ほか, 1968)。また、磁力図、重力図でも同様の地下構造が推論される。したがって大淵、蒲原 GS-1 が下五十嵐に対して隆起したということは多分に可能性の高いことと思われる*。Fig. 7 の柱状図の層序区分は昭和 38~42 年当時の主として池辺ほか (1968) の基準によって作成したもので、その後の議論は全く取り入れていない。層序の規準を変えれば上記の数字は当然変わるであろうが、大局的傾向は変わらないであろう。

Fig. 7 Stratigraphic column of the exploratory drillings in the middle Niigata basin. The dotted line is iso-porosity curve

Fig. 7 の柱状図に地層境界線とともに等孔隙率線を示した。これは、大淵、蒲原 GS-1、下五十嵐で泥質岩の

* 定量的にみて上記の数字をすべて堆積後の隆起に関係づけることは過大かも知れないが、秋田ではすべて隆起に関係させても差支えない結果がでている(星野, 井波 1974)。

孔隙率が20, 25, 30%に当る深度を Fig. 4 から読み取って記入したものである。この結果をみると、孔隙率は、ほぼ地層の時代に対応して変るとも見られる。

今回測定された最も小さい孔隙率は泥質岩、砂質岩ともほぼ10%であり、深度からみればそれぞれ4,000 および5,000m である。また、最大の孔隙率はほぼ40%前後であり、深度は1,000m である。この間の孔隙率の数値がすべて半対数グラフで同じ直線上に乗るかということは若干問題があるようである。泥質岩の場合、正規尺のグラフ上では今回の測定と、高木 R-3 の数値はなめらかに連るが、半対数グラフ上では明瞭に分岐する (Fig. 4 の鎖線が高木 R-3)。このような浅部を代表する直線と中深度を代表する直線が交叉するのは25から38%の孔隙率、平均的に約30%の孔隙率であることが Fig. 4 から読みとれる。これは圧縮率の転換点とほぼ等しい数字であることは興味深い。同様の傾向は孔隙率の小さい所でも窺うことができる。Fig. 4 で蒲原 GS-1 の例は測定数も多く、最も信頼が持てるのだが、ここでは3,500m ぐらいの深度、孔隙率15%付近から傾斜がやや変って行く傾向が見られる。Weller(1959) は、泥質岩は孔隙率10%で粒子が硬化して圧密曲線の傾向が変化すると述べている。

4. 考察—圧密の機構について

Hedberg (1936) は泥質岩の圧密が次のような段階で進行すると考えた。

1. 機械的再配列段階 (mechanical rearrangement stage) 90~75%
2. 脱水段階 (dewatering stage) 75~35%
3. 機械的変形段階 (mechanical deformation stage) 35~10%
4. 再結晶段階 (recrystallization stage) 10~0%

その後、Weller (1959) は、堆積直後の沈積面における原始孔隙率は剪断強度などから約80%としている。彼は孔隙率45%が泥質岩の塑性的性質の限界であるという理由から、80~45%を圧密の第1段階としている。これは Hedberg の1および2の大部分を含んでいる。第2段階が45~35%である。彼が80%および45%に液性限界、塑性限界という術語を使っていることから、彼は第1, 第2段階をそれぞれ物性的に液体様、塑性様の状態であると考えたらしい。また、Hedberg (1936) の Venezuela の例では孔隙率35%の前後で圧密に大きな変化があったということから、35%が泥質岩の構成粒子が接触を始め、塑性的性質を脱却し始める点であるとした。孔隙率35~10%が第3段階であって、この段階における圧密は粒子自身の変形や変質のみによって行なわれると

述べている。10%の孔隙率で粘土鉱物以外のものよりなる粒子が相互に接触を始め、粘土鉱物はその間隙にしばり出される。この段階に至ると岩石組織はより硬くなるので、変形はさらに大きな抵抗を受けるようになって圧密曲線は傾向を変えるようになる。

Burst (1969) は米国メキシコ湾の海岸地帯のデータから、圧密を主に脱水の過程から見て3段階に分けている。まず原始孔隙率として、ミシジピ・デルタの沈積面における粘土の間隙水は体積にして70~80%を占めていると述べている。第1段階はそれより30%の孔隙率までで、堆積直後のおそらく埋没深度1,000m 程度までの間に行なわれる第1次脱水 (あるいは第1次圧密) を指し、岩石の孔隙および層間水が自荷重によって機械的にしばり出される段階である。第2次段階は30~16%までで、この段階では自荷重は層間水槽で支えられ、一種の平衡状態に達するために累積荷重は脱水の要因として働かずに、代りに、粘土鉱物の脱水作用が孔隙率減少の主因になる。この脱水作用はある程度の地温 (ほぼ100°C) を必要とするために、この段階では圧力よりも地温が重要であると述べている。第3段階は16~5%までで、この段階では孔隙中の水はほとんど動かずに、層間水がしばり出される段階で、これは地質学的長時間の間に行なわれるもので、メキシコ湾岸では7~8%の孔隙率の減少に約1億年を要するというデータがあるという。

以上のような従来の研究を参考にして、今回得られたデータを考察してみたい。

(1) 原始孔隙率および第1次の圧密について

すでに述べたように、新潟地域の圧密曲線を半対数関係で表示すると、松沢 (1961) によって求められた浅部の曲線部分と、今回のような、中-深部の部分とは一致しない。两部分が交わる点の孔隙率は30%前後である。浅い部分の直線を上に延長すると深度0のところはほぼ80%である。したがって、この場合の原始孔隙率は従来挙げられた数字と一致する。Hoshino et al. (1972) は孔隙率1から70%の範囲の堆積岩についてはじめて包括的物性実験を行なったが、その結果によれば孔隙率にして約30%以上の泥質岩は高圧下では、粘延性 (visco-ductile) といって従来知られていなかった粘性流体の性質を表わすことが明らかにされた (同, Fig. 264~267)。約30%以下の岩石ではいくら高圧にしてもこの状態は表われない。さらに粘延性は約30%以上のいわゆる軟岩が、過去に受けた有効静水圧を超える圧力を受けたときに現れることが議論されている (小出ほか, 1971)。このように物性的にはこの段階の泥質岩はむしろ粘性に近い性質を持っていると思わざるを得ないのであり、これは第2章で述べたように、圧縮率の値が液体のそれに等しいことか

らも裏付けられる。この下限は次に述べることからほぼ30%の孔隙率であって、この段階は Hedberg (1936), Weller (1959) の第1, 第2段階, あるいは Burst の第1脱水段階に相当するが、物性的に Weller が予想したように以下の圧密段階とは対照的に異なるので、第1次圧密段階とも称して区別した方がよいと思われる。筆者らの高圧実験結果では Weller のいうように45%が物性的転換点であるというデータはでてこなかった。

(2) 孔隙率30%の意味について

上に述べたように、孔隙率にして30%の付近は泥質岩の圧密過程を考えるに際して重要な意味を持っているようであり、圧密機構についても示唆的である。ここでこの問題を整理してみよう。

物性的には質的な変換点として把握することができる。すなわち、この点を境にして流体様のものから固体様のものになる。あるいは、土壌的なものから岩石的なものへ変わるともいえる。さらに具体的にいえば、粘性流体から塑性固体へと移る点であると定義することができよう。その実体はやはり構成粒子が相互に直接接触し始め、これら粒子自身が変形を受け始めた時点ということであろう。

次に、この変換点の孔隙率は何%と考えたらよいであろうか。著者らは、いわゆる粘性流体に近い性質である粘延性へと移る点が約30%であること、圧縮率の転換点と同じく約30%であることから、以上の意味を包含した変換点として約30%の孔隙率を採用することが適当と考える。Hedberg, Weller がいう35%の根拠はこれに比較するとより間接的である。彼等は圧密曲線の変化をもその1つの根拠に挙げているが、Fig. 4のように平均して30%のところで圧密曲線の変化が見られている。また Burst (1969) の第1次, 第2次の差も、その実体は第2次に入ると間隙水は地層間に取り込まれてしまって、圧力によりしぼり出されない状態、すなわち岩石組織自体が圧力を支える状態であるから以上の変換点と同意味と考えてよいであろう。これも30%の孔隙率を指示している。

(3) 第2次圧密について

第1次圧密が累積荷重による単純な空隙の減少であるのに対して、孔隙率30%を超えた段階では、岩石の組織は粒子相互で構成される格子を主体とし、これに格子間を逐次埋めて行く膠質結合組織が加わって作られ、圧密の機構はやや複雑となる。たとえば孔隙率10%の泥質岩の圧縮率 0.02 Kb^{-1} という値は、通常の火成岩や鉱物の2倍から10倍の大きさであり、元素としてのカリウム、ナトリウムやある種の人造高分子化合物(ポリスチレン)などの値に等しい。これから見ると、結合の実体はまだ

強固なものではなく、粒子対粒子も完全に結合膠着しているというよりは、単に接触しているということで、その間を粘土鉱物類が埋め始めたという状態が考えられる。

しかし、この段階では地層の変形はいわゆる粒子自体の変形・破碎を伴って行なわれることになり、粒子対粒子の格子構造は堆積物の自荷重を支え得るので脱水は緩慢となり、圧密はいわば定常状態になる。Fig. 4に表現されている範囲の大部分はこの段階に含まれるものであろう。石油地質学的にはこの段階が最も重要である。

(4) 第3次圧密について

泥質岩内部で硫酸塩鉱物や方解石などの自生結晶作用が行なわれるようになり、相互接触する粒子がこれらの鉱物によって強く結合されたとすれば、圧密曲線の調子が変わるのは当然であろう。問題はこれがどこで起るかということである。

Iijima and Utada (1971) は大淵, 下五十嵐, 升潟の沸石化作用をまとめたが、これによれば、深度3,500から4,000m 付近より自生の石英, 曹長石, 方解石が現れ始める。これは火山性碎屑岩についての観察であるが、かりにこの深度を泥質岩の孔隙率にあてはめるとはほぼ15%のところである。

圧縮率を検討してみよう。曹長石や石英の圧縮率は $2 \sim 3 \times 10^{-12} \text{ cm}^2/\text{dyn}$ である。Fig. 1によると、この範囲の圧縮率の値は孔隙率5%より小さいところで見られる。

青柳(私信)によれば、大淵などの坑井では孔隙率10~15%を境にして粘土鉱物相の変化がみられる。これは Aoyagi (1968) などの粘土鉱物分析資料に基づいてわかったもので、いわゆるⅠタイプ(モンモリナイト-イライト-緑泥石またはカオリナイト相)とⅡタイプ(イライト-緑泥石相)との転換点である。この転換は中期継変作用(青柳ら, 1974)の過程で行なわれたと考えられている。

また、さきに述べたように、蒲原 GS-1 では深々度において、圧密曲線の傾向が変化するように見られる。

これらのことから、まだ断定すべきデータは不十分であるが、孔隙率5~15%で、石英など珪長質鉱物の自生結晶が生まれ、その結果より強固な結合組織が岩石中に拡がり、したがって圧縮率も小さくなり、第3次の圧密曲線に移ることが推定される*。いずれにしても、第2次から第3次への転移は多分に質的な変化を含んでいるということ、たとえ現在その境界をはっきりさせられなくとも、一応その区別はしておくべきであろう。

* 岩石の孔隙率に関する自生鉱物の影響については未だ問題があると考えられる。

Burst (1969) はこの段階では時間の要素が強いといっている。Fig. 4 で 4,000m 付近の寺泊層試料の位置が左側に寄っているのは、このような理由が考えられるがどちらの因子が強いかを判断するには資料が不足である。

(5) 砂質岩の圧密について

砂質岩も Fig. 5 の対深度半対数グラフではほぼ直線としてあらわされ、泥質岩と同様な圧密傾向が見られる。しかし、物性などを検討すると圧密の機構はやや異なるようである。

Fig. 2 によれば圧縮率の転換点は孔隙率15~20%である。この転換点以上は泥質岩の場合と同じように、液体ないし気体に準ずる大きさの圧縮率を示す。また、砂質岩で約20~25%以上の孔隙率を持つものは高压下で粘延性を示す(Hoshino et al., 1972)。また、堆積岩の強度は孔隙率に対して半対数関係で示されることが最近明らかになったが、この関係曲線から類推すると砂質岩の強度は孔隙率約20%で零になる(Hoshino, 1974)。これらのことから、孔隙率約20%以上は内部の結合組織がいまだ十分に成長せず、粒子対粒子の接触も定着したものとはなっていないと判断される。物性的にこれは泥質岩の第1次圧密に相当する。孔隙率15~20%以下は、一方、深度3,500から5,000mに当り、Iijima and Utada(1971)によれば自生の石英、曹長石などの結晶も多くなっているはずである。事実、圧縮率の数値を見ると、15%以下の孔隙率では、これらの鉱物の値に近い数字が示されている(Fig. 2)。したがって、このような特質から、この部分は泥質岩の第3次圧密に相当すると考えられる。砂質岩では、泥質岩の第2次圧密に相当するものは欠如しているようである。また、原始孔隙率はFig. 5 によれば約50%である。

Weller (1959) は砂質岩の原始孔隙率として 45% という数値を出しており、37%でようやくHedberg(1936)のいう第2段階に入ると述べているが、以上の考えがよいとするとこの37%云々はあまり意味のないことになる。

5. 結 論

泥質岩、砂質岩の圧縮率を測定したところ、それぞれ約30%、20~15%を転換点として著しい差があることが判った。

一方、新潟堆積盆地の中央部に掘さくされた大淵、下五十嵐、蒲原 GS-1 などの深層試錐のコアの孔隙率を測定した。

これらの結果から、圧密を次のように3段階に分けた。

第1次圧密：岩石を構成する粒子（鉱物粒）相互が充

分に相接しておらず、固着もしていない。物性的にはむしろ液体様であって粘性体の性格が強い。

第2次圧密：粒子対粒子は直接相接するようになり、空間的に安定した frame work を形成する。そのために、岩石は物性的に始めて塑性固体と見做されるような性質を持つに至る。しかし、結合組織の発達はまだ不十分で、frame work は完全に固着していないと考えられる。

第3次圧密：粒子間あるいは既鉱物粒子を置換して自生の鉱物が晶出し始め、強固な結合組織を作る。

泥質岩では原始孔隙率は約80%であり、これから約30までが第1次圧密段階である。第2次圧密から第3次圧密に移るところは5~15%と考えられる。

砂質岩では原始孔隙率は約50%であり、これから15~20%までが第1次圧密段階と考えられる。砂質岩は第2次圧密に相当するものを欠き、15~20%を過ぎると第3次圧密段階に入る。

引 用 文 献

- Aoyagi, K., 1968. Mineralogical study of sedimentary rocks in the oil fields of Japan by the X-ray diffraction method, and its application to petroleum geology (pt. 2), *Clay Science*, Vol. 3, p. 54~69.
- Aoyagi, K., Kobayashi, N., and Kazama, T., 1974. Clay mineral facies in mudstone of Japan and their petrological meanings, (in preparation).
- 青柳宏一・小林登・風間利栄, 1974, 本邦含油第三系および白亜系堆積岩中の粘土鉱物, 須藤俊男教授退官記念論文集 (印刷中)
- Athy, L.F., 1930. Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks, *AAPG*, Vol. 14, No. 1, p.1~24.
- Birch, F., 1966. Compressibility, elastic constants, *Handbook of physical constants*, rev. ed., GSA Memoir 97, p.98~173.
- Burst, J.F., 1969. Diagenesis of Gulf Coast clay sediments and its possible relation to petroleum migration, *AAPG*, Vol. 53, No. 1, p.73~93.
- Dickinson, G., 1953. Geological aspects of abnormal reservoir pressures in Gulf Coast, Louisiana, *AAPG*, Vol. 37, No. 2, p.410-432.
- 藤岡一男・吉川輝四, 1969, 秋田油田における凝灰岩の沸石化について, 石技協, 34巻, 4号, 1~10頁。
- Hedberg, H.D., 1936. Gravitational compaction of clays and shales, *Amer. Jour. Sci.*, Vol. 31, p.

- 241-287.
- Hoshino, K., Koide, H., Inami, K., Iwamura, S., and Mitsui, S., 1972. Mechanical properties of Japanese Tertiary sedimentary rocks under high confining pressure, *Geol. Surv. Japan Rep.*, 244, p.1-200.
- Hoshino, K., 1974. Effect of porosity on the strength of the clastic sedimentary rocks, Proc. 3rd Congress of Int. Soc. Rock Mechanics, Denver, Vol. 2A, p.511-516.
- 星野一男・井波和夫, 1974, 堆積盆地の強度特性とその石油地質学的意義, 石技誌, 39巻, 6号, 30-38頁。
- Iijima, A., and Utada, M., 1971. Present-day zeolitic diagenesis of the Neogene geosynclinal deposits in the Niigata oil field, Japan, Advances in Chemistry Series No. 101, *Amer. Chem. Soc.*, p.342-349.
- 小出仁・星野一男・井波和夫・岩村茂男・三井忍, 1971, 第三系堆積岩の強度・延性度の年代・地域による差異について, 地質雑, 77巻, 5号, 327-334頁。
- 池辺穰・石和田靖章・河井興三・山田陽一・加藤正和, 1968, 新潟平野の地下地質, 石技協, 33巻, 3号, 42-52頁。
- 三土知芳, 1965, 石油の起源について, 石油学会誌, 8巻, 1号, 2-14頁。
- 宮崎浩, 1965, 秋田油田地域における泥質岩の圧密について, 地質雑, 71巻, 839号, 401-412頁。
- 松沢明, 1961-62, 堆積岩の密度と地質構造, 物理探鉱, 14巻, 4号, 36-45頁, および 15巻, 1号, 1-13頁。
- Nagumo, S., 1965. Compaction of sedimentary rock —A Consideration by the theory of porous media, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol.43, p.339-348.
- 石油技術協会編, 1973, 日本の石油鉱業と技術, 石油技術協会。
- Weller, J.M., 1959. Compaction of sediments, *AA-PG*, Vol.43, No. 2, p.273-310.