

《解 説》

新第三紀海成層中の沸石化作用と 泥質岩の圧密

佐々木 詔 雄
三井石油開発(株)技術部

埋没続成下における泥質岩の圧密とアルカリ系沸石反応は共に脱水作用であり、岩石密度と比重が増加する。本邦の含油新第三系において、沸石帯の出現深度や層準に地域的の差異があるのに対して、沸石帯上限の泥質岩孔隙率は一定である。孔隙率33%で珪質ガラスからクリノプチロル沸石へ、17%で方沸石へ、12%で曹長石へ転換する。また、沸石の比重は沸石帯上限の泥質岩密度にほぼ一致する。この相関性は圧密作用が沸石の転換にとって最高地層温度や被熱時間と同様に重要な規制要因であることを示す。堆積物の埋没過程で珪質ガラスや沸石は次第に周辺の堆積物と物理的に不均衡状態となり不安定な鉱物となる。そこで、間隙水と化学反応を起し、結晶水を放出すると共に鉱物比重を増して周辺の堆積物の密度と調和し、物理的の平衡を保つ。

1. はじめに

埋没続成作用(Burial diagenesis)の過程で起る地質的現象には、圧密・膠結・圧力溶解などの物理的変化、脱水・濃縮・イオン交換などの化学的変化、および相転換・再結晶・分解などの鉱物的変化がある。これらの変化は、堆積時や埋没中のさまざまな物理化学的環境条件に規制される¹⁾。これらの規制要因が独立であるため、それぞれの変化が無関係に起ることもあるし、また同じ場所で幾つかの変化が同時に関連し合っ起ることもある。

石油地質学分野では、石油・天然ガスの生成や集積機構を解明するために、続成下におけるこれらの変化の関連性が考察されている。たとえば、炭化水素の成分変化と熟成作用との関係²⁾、炭化水素の移動に与える粘土鉱物の層間水の役割³⁾、炭化水素の集積と圧密の相関性⁴⁾や貯留岩特性に及ぼす鉱物の変化など多岐にわたる。

本稿では本邦油田地域で掘削された石油試錐井(図1)を用いて、海成新第三系中の沸石帯の産状と泥質岩の圧密との関連性を求め、両者に共通する物理的現象、水の排出(脱水)に注目して沸石化作用に与える堆積物の圧密作用について考察する。

2. 含油新第三系中の沸石帯

本邦に発達する海成新第三系に形成された沸石帯は、珪質ガラス-アルカリ系沸石-曹長石反応に基

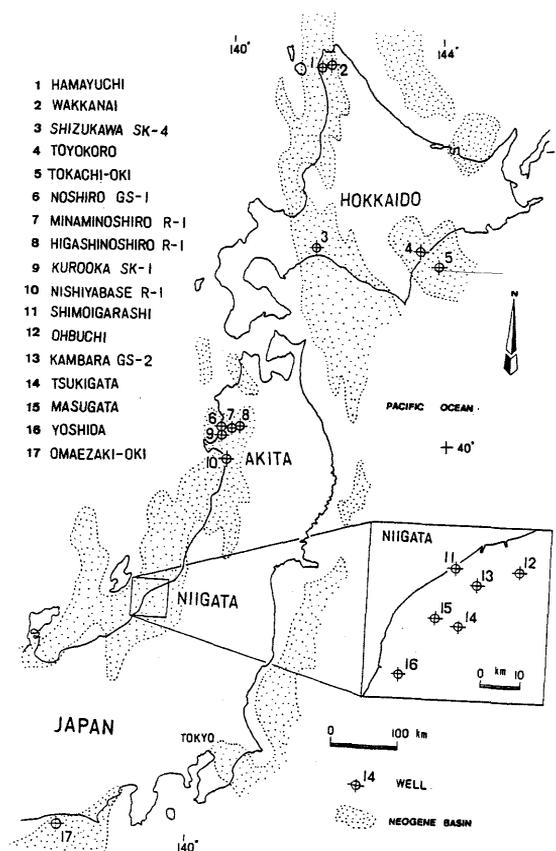


図1 本邦の新第三系堆積盆地の分布と試錐井の位置

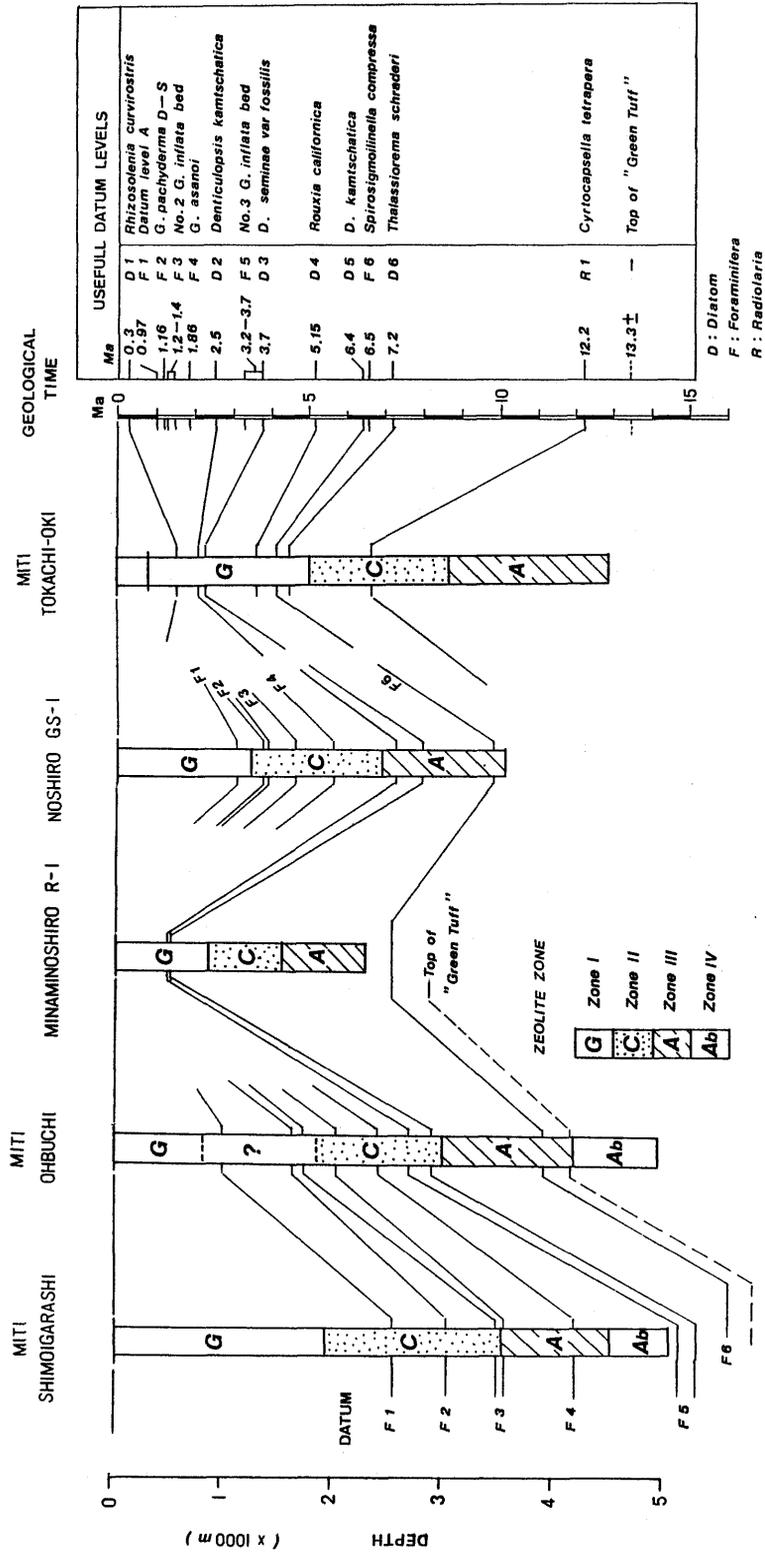


図2 試験井の沸石帯の産状と微化石層序基準面との関係

づいて、次の4帯に区分される^{5,6)}。

- I帯：沸石の欠如と珪質ガラスの存在によって特徴づけられ、下部でスメクタイトやOpal-CTを伴う。
- II帯：珪質ガラスからクリノプチロル沸石への生成反応で特徴づけられ、スメクタイトやOpal-CTを随伴する。
- III帯：クリノプチロル沸石から方沸石へ転換する。Opal-CTは石英に、スメクタイトはスメクタイト-イライト混合層鉱物に変わる。
- IV帯：方沸石は曹長石に、スメクタイト-イライト混合層鉱物はイライトにそれぞれ転換する。

続成作用によって形成される沸石帯は、広域に垂直帯状分布を示す^{7,8)}。沸石の生成には出発物質や間隙水の化学組成とその濃度が重要な役割を果たし、堆積物中の化学成分の移動が不可欠であるが⁹⁾、化学的条件の類似する海成堆積層中の沸石化作用は、基本的には地層が埋没した時の最高地層温度に支配される⁹⁾。そして、沸石の転換温度は地層の埋没過程で受けた被熱時間の影響を受けて変化する¹⁰⁾。

代表的な試錐井における沸石帯の産状を図2に示す。各沸石帯の上限深度は幅広く、II帯で840m-1900m、III帯で1530m-3500m、そしてIV帯では1820m¹⁰⁾-4500mである。また、各沸石帯の境界は地質層序と一致せず、微化石の地質年代基準面と明らかに斜交する。基準面F5とD3(約3.5Ma)の層準における沸石帯の産状を見ると、基礎試錐「十勝沖」(以下「十勝沖」と称す)と南能代R-1ではI帯、「大淵」ではII帯、能代GS-1ではIII帯に、そして「下五十嵐」ではすでにIV帯である。このように沸石帯の上限深度や層位学的位置は、試錐井すなわち地域によって異なる。この差異は地温勾配と埋没時の被熱時間の違いに起因する^{10,11)}。

3. 圧密

3.1 泥質岩の孔隙率

堆積物は地下深部に埋没する過程で累積荷重圧(Overburden)と地層温度の上昇によって、間隙水や粘土鉱物の層間水を排出し、次第に強固な岩石へ移化する。この過程で堆積物は地下の物理化学的条件下で安定な岩石組成・組織へと変化する。それに伴って粒子間孔隙率の減少、岩石密度の増加、浸透率の低下や伝播速度の増大などの物性変化が起きる。

堆積物の圧密度合は、一般に泥質岩の孔隙率また

は岩石密度で表わされる。泥質岩の孔隙率(ϕ)は埋没深度(Z)の増加とともに指数関数的に減少し、次式で表わされる¹²⁾。

$$\phi = \phi_0 e^{-cz}$$

ϕ_0 : 堆積当初の孔隙率

c : 自然定数

孔隙率の対数を深度プロットすると、地層圧(Pore pressure)が正常な静水圧を呈する区間では直線的に減少し、正常な圧密状態を示す。逆に地層圧が静水圧より高い圧力を有する区間では、間隙水の排出効率の低さから圧密の遅れを生じ、相対的に大きい孔隙率を有する異常帯が形成される(図3)。前者を正常圧密帯(normal compaction zone)、後者を異常圧密帯(under compacted zoneまたは、abnormal compaction zone)と呼ばれている¹³⁾。

この圧密異常の形成は地質的に次のように解釈されている。厚い連続性の良い浸透層(砂岩など)に近接した泥質岩では累積荷重圧が増大しても容易に粒子間孔隙中の流体が排出されるため、地層圧が静水

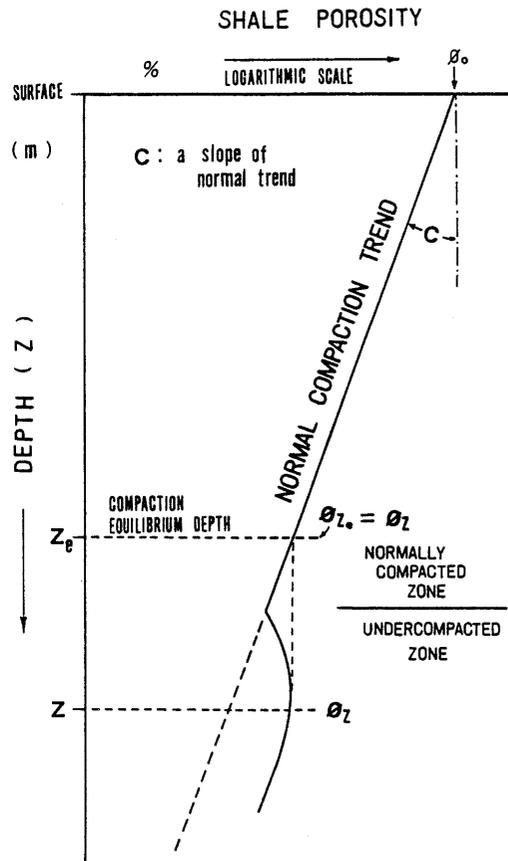


図3 泥質岩孔隙率の深度分布(模式図)

圧に近い状態に保たれ、正常な圧密が進行する。それに対して、低浸透性の地層が卓越する場合、泥質岩内から流体が十分に排出されないため、流体圧が著しく上昇し、異常高圧帯を形成するばかりでなく、圧密の進行が妨げられて相対的に高い孔隙率を保持する。

泥質岩孔隙率の減少度合は、化学的および鉱物学的因子によっても影響されるが、主に堆積物が埋没する過程で受ける物理的因子に支配される。主な物理的因子として、累積荷重圧、堆積速度、堆積時からの経過時間、間隙水や層間水の排出効率や粒子の機械的変形がある¹³⁾。

地下深部における泥質岩孔隙率は、試錐井で採取されたコア測定で得られるが、実際には実測されていないか、あっても散点的で正確な孔隙率の深度分布を知ることはむづかしい。しかし、試錐井では孔隙率を測定する物理検層がほぼ全深度で実施されている。検討された試錐井の泥質岩孔隙率(ϕ)は、音波検層の区間伝播時間(Δt , μ second/foot)と泥質岩コアの実測値との相関式から概算した(図4)。

$$\phi = 0.469 \Delta t - 26$$

図5は堆積盆地の異なる「豊頃」、南能代R-1と「下五十嵐」における泥質岩孔隙率の深度分布図である。泥質岩孔隙率はいずれも深度の増加とともに直線的に減少するが、同一孔隙率に達する深度は試錐井によって異なる。孔隙率17%の深度は南能代R-1で浅く1530m、「豊頃」で2050m、そして「下五十嵐」で3500mと深い。この深度分布の違いは前述の物理的因子に起因すると思われる。

試錐井における泥質岩の孔隙率分布と沸石帯の産状(図6)から各沸石帯上限の泥質岩孔隙率を求めると、Ⅱ帯では西八橋R-1の35%から「下五十嵐」の30%の範囲に、Ⅱ帯では能代GS-1の18%から「升潟」の15%の範囲に、そしてⅣ帯では13%である。

すでに記述したように、各沸石帯の上限深度および同一孔隙率に達する深度は地域によって著しく異なるのに対して、各沸石帯上限深度の泥質岩孔隙率は若干の差があるものの近似した値に集束する(図5および図7)。その平均値はⅡ帯で33%、Ⅲ帯で

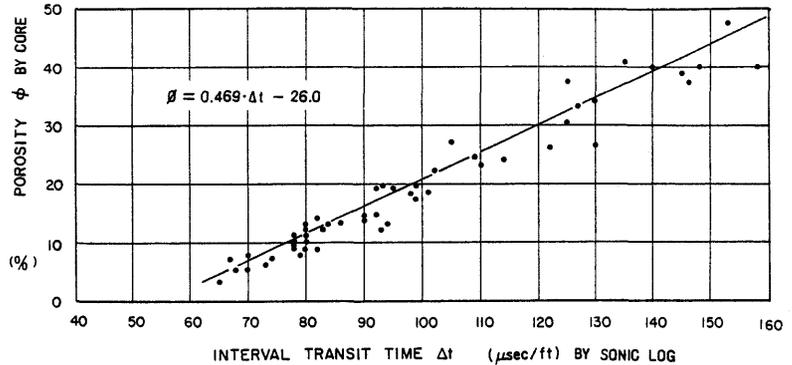


図4 泥質岩コアの孔隙率と音波検層の区間伝播時間

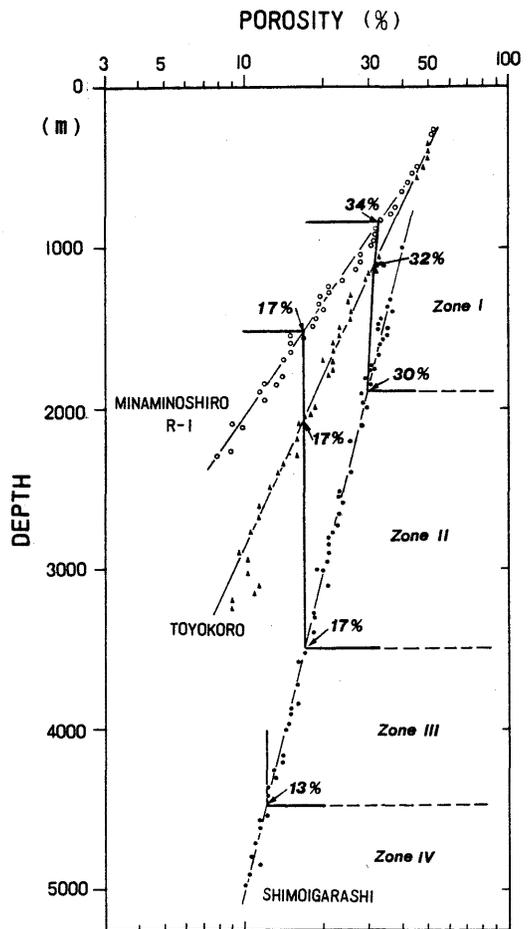


図5 泥質岩孔隙率の深度分布と沸石帯の産状

17%、そしてⅣ帯では12%である。

佐々木¹⁰⁾の方法に基づいて沸石帯の転換温度を概算し、泥質岩孔隙率との関係求めた(図8)。沸石の転換温度はクリノプチロル沸石で42-62℃、方沸石で64-110℃、そして曹長石では150℃(資料

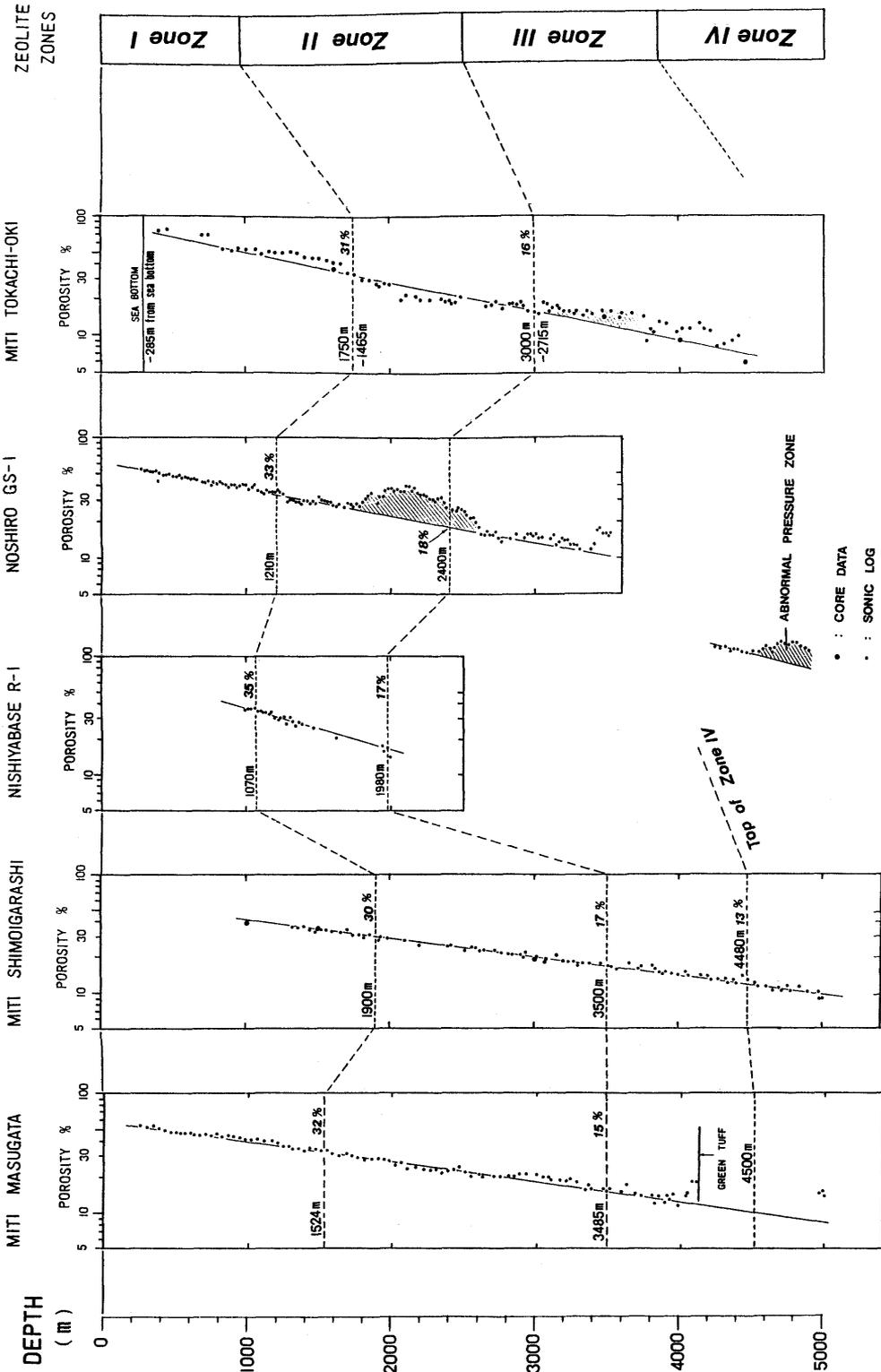


図6 代表的な試験井における泥質岩孔隙率の深度分布と沸石帯の産状

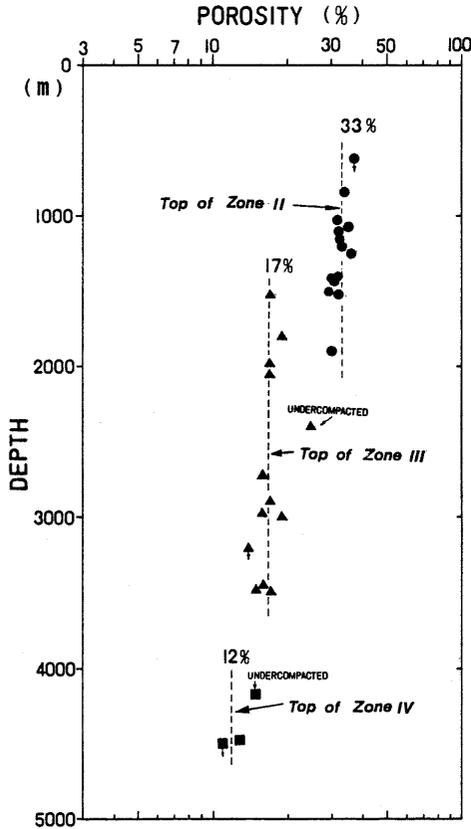


図7 沸石帯上限の泥質岩孔隙率と深度の関係

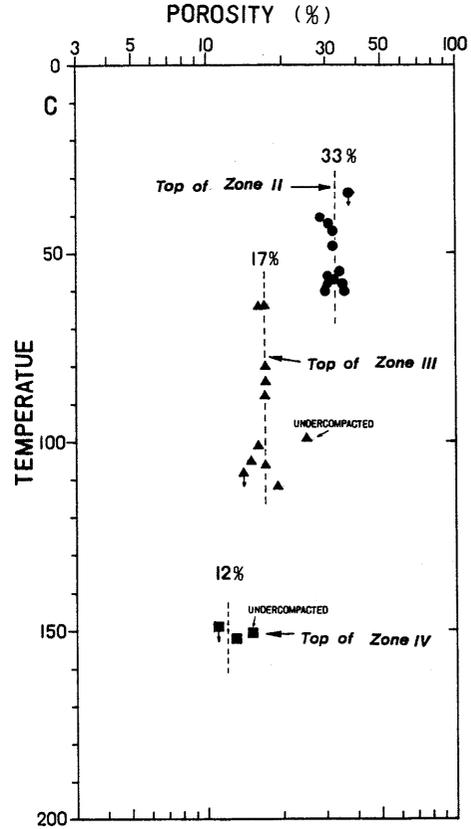


図8 沸石帯上限の泥質岩孔隙率と沸石の転換温度との関係

不足)と分散するが、泥質岩孔隙率はいずれも一定している。言い換えると、泥質岩孔隙率が33%に達する深度付近でクリノプチロル沸石が生成し、さらに孔隙率17%の深度で方沸石に転換する。そして、孔隙率12%の深度で方沸石は曹長石に転換する。

3.2 泥質岩の岩石密度

泥質岩の岩石密度は堆積物の圧密指標の1つであり、深部に埋没するに従って増大し、最終的には構成鉱物の比重と一致する。

試錐井で採取された泥質岩コアとカッテングス(掘屑)の岩石密度の深度分布を図9に示す。各沸石帯上限深度における泥質岩の岩石密度は、Ⅱ帯で2.02-2.10 g/cm³、Ⅲ帯で2.21-2.35 g/cm³、そしてⅣ帯で2.50 g/cm³である。

泥質岩コアの岩石密度と音波検層の区間伝播時間(Δt)との相関(図10)から各沸石帯上限深度の平均岩石密度を求めた。Ⅱ帯の岩石密度は2.11 g/cm³ ($\Delta t=126 \mu\text{sec}/\text{ft}$)、Ⅲ帯は2.37 g/cm³ ($\Delta t=92 \mu\text{sec}/\text{ft}$)、およびⅣ帯は2.45 g/cm³ ($\Delta t=81 \mu\text{sec}$

/ft)となる。これらの値は図9の実測値から得られたそれぞれの岩石密度値に近似する。岩石試料や検層の測定誤差、相関式の持つ誤差や圧密曲線を設定する時の人的誤差を考慮すれば、各沸石帯上限における岩石密度はほぼ一定であると言える。これらの平均岩石密度はⅡ帯で2.12 g/cm³、Ⅲ帯で2.30 g/cm³、Ⅳ帯で2.48 g/cm³となり、それぞれ平均孔隙率33%、17%および12%に対応する。

秋田油田地域においても凝灰岩の沸石化と泥岩の自然(岩石)密度との間に良好な関係が認められ、クリノプチロル沸石帯上限で1.87 g/cm³、方沸石帯上限で2.15 g/cm³である¹⁴⁾。この相関性は圧密が海成層中の沸石転換に深く関与している事を示唆する。

3.3 圧密段階

泥質岩の圧密はその岩石力学的性質、物性変化、組織・組成変化や高圧下の物性実験結果から次の3段階に区分される^{15,16)}。

初期圧密段階：この段階は泥質岩孔隙率80-30%の範囲に相当し、物性的には液体状で粘性体の性

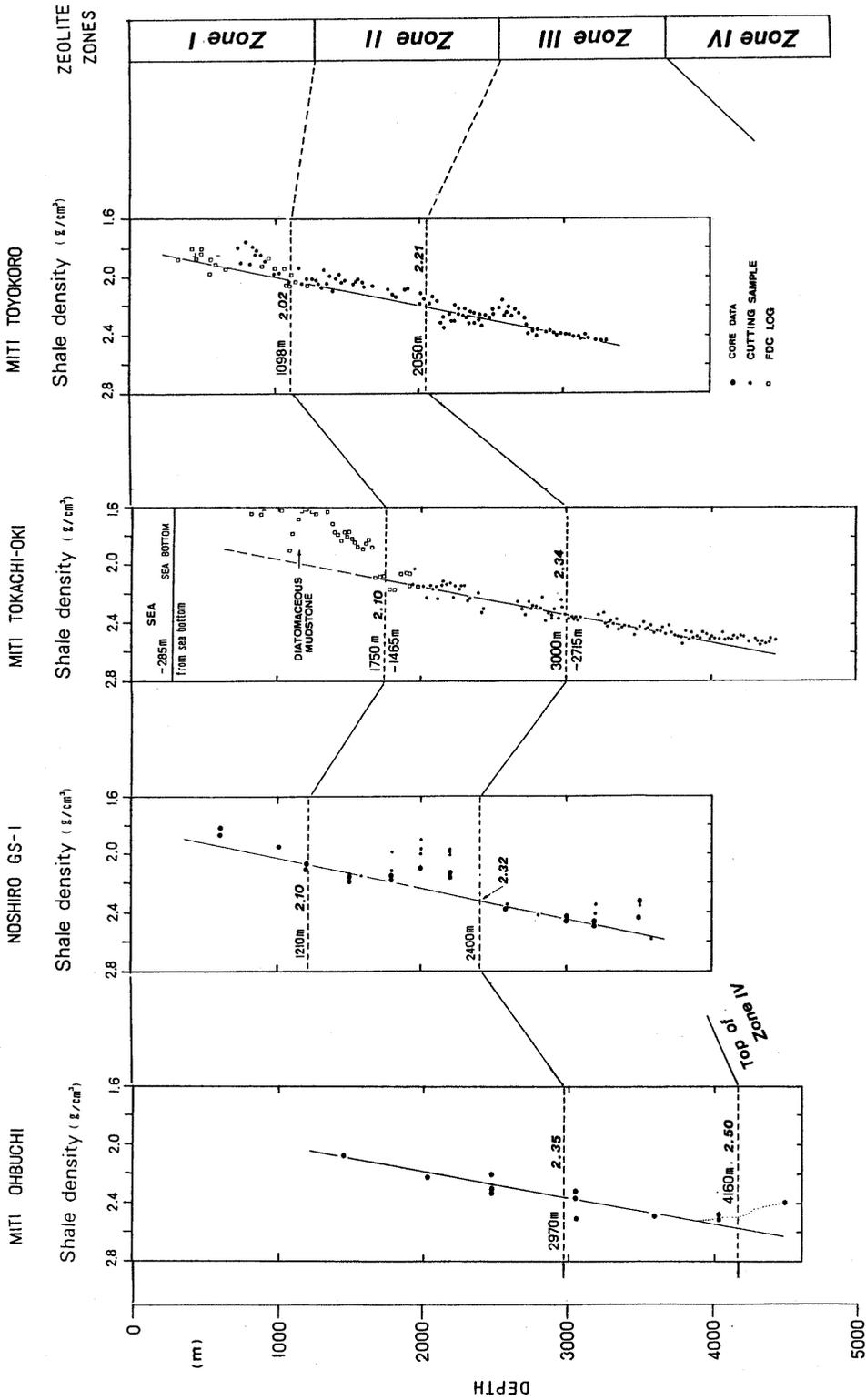


図9 泥質岩の岩石密度分布と沸石帯の産状

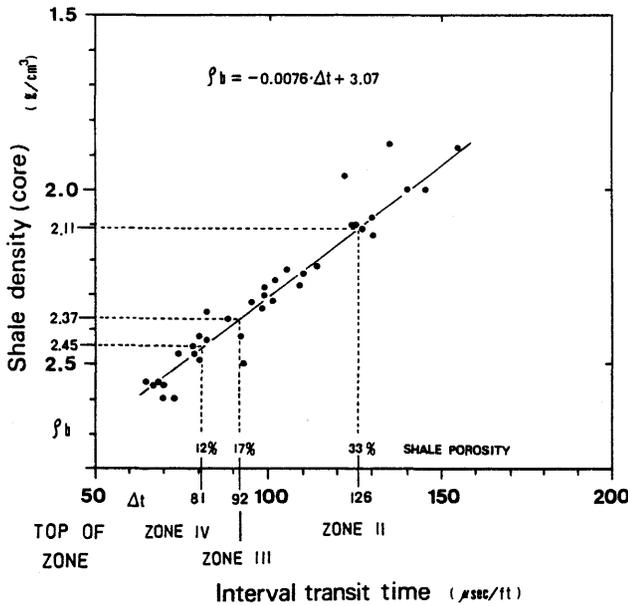


図10 泥質岩コアの岩石密度と音波検層の
区間伝播時間との関係

格を有する(粘性圧密段階¹⁶⁾)。岩石を構成する粒子相互の接触はまだ不十分である。孔隙率50%以上ではそれぞれの粒子は接触しておらず、間隙水中に混じったゲル状流体内部で浮遊している。累積荷重圧を支えるものは間隙水である。孔隙率50-30%になると、粒子はゆるやかに接する。この段階を支配する要因は圧密作用で、脱水が活発に行われ、急激かつ多量の間隙水が排出される。この段階は間隙水が自由に孔隙内を移動できる開放系である。

後期圧密段階：この段階は泥質岩孔隙率30-10%の範囲に相当し、物性的には塑性固体の性格を有する(塑性圧密段階¹⁶⁾)。構成粒子は累積荷重圧を受けて変形・細粒化し、粒子間で直接接触するが完全に固着していない。この段階を支配する主要因は圧密で、間隙水・層間水・結晶水の一部がゆっくりと排出される。累積荷重圧を支えるものは岩石粒子圧(grain-grain pressure)と間隙水圧(pore pressure)である。孔隙中の水や層間水は連続した孔隙(チャンネル)を通して比較的自由に移動できるが、本段階の後半では岩石の浸透性が悪化するため、一部の流体は移動できずに孔隙中に保持される。

再結晶段階：この段階は泥質岩孔隙率10%以下に相当し、物性的には固体、力学的には弾性的性質を有する(弾性圧密段階¹⁶⁾)。粒子間の接触部は増大する累積荷重圧のため粉碎されている。岩石の構成粒

子を置換したり、孔隙を埋める形で自生鉱物が晶出・成長し、強固な結合組織を形成する。この段階を支配する要因は、セメント作用と鉱物の転換で完全に固化した状態の岩石となる。この段階は閉鎖系で、粒子が全圧力を保持するため、間隙水や層間水が排出されずに永久に孔隙内に閉じこめられる。

前述の各沸石帯上限における泥質岩の孔隙率および岩石密度の変化を圧密段階に対応させれば、Ⅱ帯の上限33%(2.11 g/cm³)は前期と後期圧密段階の境界付近に、Ⅳ帯上限の12%(2.48 g/cm³)は後期圧密段階と再結晶段階の境界付近に対応する。また、Ⅲ帯上限の17%(2.30 g/cm³)は岩石の浸透性が著しく低下し始める後期圧密段階後半に相当する。この良好な対応は堆積物の圧密作用が沸石の転換反応に影響を与えていることを示す。すなわち、泥質岩の孔隙率が33%

(岩石密度2.11 g/cm³)に達する深度まで地層が埋没すれば、珪質ガラスは間隙水中の化学成分と反応してクリノプチロール沸石に変わり始める。さらに埋没して孔隙率17%(2.30 g/cm³)になる深度でクリノプチロール沸石から方沸石へ、12%(2.48 g/cm³)になると、方沸石から曹長石へと転換する。

4. 沸石化作用と圧密

4.1 沸石の比重

沸石はアルカリ金属およびアルカリ土類金属を含有する含水アルミノ珪酸塩の一群で、(Si, Al)O₄四面体の構成する立体網目構造中には大きな孔隙が連続して通路状に存在する。水分子はこの孔隙にあり、結晶構造中で弱い結合をしていると考えられている。沸石は加熱によって容易に水を放出したり、失われた水を吸着する特性を持つ。

アルカリ系沸石反応は付随鉱物として石英を伴う脱水反応である。この反応によって固相の容積減少と比重増加が認められる¹⁷⁾。クリノプチロール沸石、方沸石および曹長石の比重は、それぞれ2.10-2.20 g/cm³、2.22-2.29 g/cm³および2.63 g/cm³である。一方、鉱物のユニット・セルの比重(ρ)はその鉱物の化学式と光学的特性から理論的に計算される。

表1 沸石・曹長石の比重と沸石帯上限における
泥質岩孔隙率・岩石密度

	SPECIFIC GRAVITY	TOP OF ZEOLITE ZONES		ZONE
		SHALE DENSITY	POROSITY	
Clinoptilolite	2.11 g/cm ³	2.12 g/cm ³	33 %	II
Analcime	2.25	2.30	17	III
Albite	2.62	2.48	12	IV

$$\rho = M/NV$$

M: モル重量

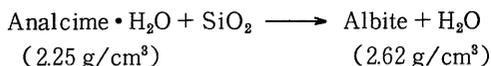
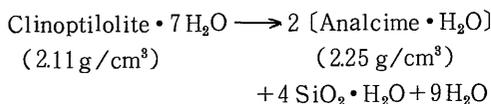
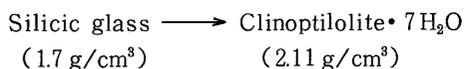
V: ユニット・セルの体積

N: アボガドロ数

Gottardi 他¹⁸⁾と Glossary of Geology¹⁹⁾ に記載されている化学式と光学的特性値を用いて、クリノプチロル沸石、方沸石および曹長石の比重を計算した結果、それぞれ 2.11 g/cm³、2.25 g/cm³ および 2.62 g/cm³ である(表1)。これらの値は上記の実測値の範囲内にある。また、本邦新第三系から産するクリノプチロル沸石岩 2.12 g/cm³、方沸石岩 2.22 g/cm³、および曹長石から成る propyrite 2.59 g/cm³ とほぼ一致する²⁰⁾。

4.2 沸石反応

沸石相に関する化学反応式は多くの研究報告に記載されている。本稿では珪質ガラス-アルカリ系沸石-曹長石の化学反応を水分子の移動(脱水)に焦点を絞って、Utada¹¹⁾の化学反応式に基づいて便宜的に次のように表現する。



この化学反応式に基づけば、H₂O に富む低温型のクリノプチロル沸石は7分子の結晶水を含有する。このクリノプチロル沸石はある地層温度に達した時、孔隙中の間隙水と反応して1分子のH₂Oを含有する方沸石に転換する。その時、9分子のH₂Oを排出するとともに鉱物比重が2.11 g/cm³ から 2.25 g/cm³ に増加する。さらに地層温度が上昇し、間隙水と反応すれば方沸石は結晶水1分子を排出して曹長石に転換する。それに伴って鉱物比重が2.25 g/cm³ か

ら 2.62 g/cm³ に増加する。

この沸石転換は化学成分の出入りする化学反応であるが、脱水と比重の増加現象に注目すれば、堆積岩の圧密と同じ物理的変化を示す。すなわち、沸石の転換と堆積物の圧密で共通する変化は、その過程において水の排出と密度(比重)の増加である。ただし、堆積物の圧密に認められる

水の排出と岩石密度の増加は累積荷重圧の増大につれて漸移的・連続的に起る。それに対して、沸石反応では相転換に必要な地下状態に達するまで起らず、化学反応が行われた瞬間に結晶構造内の結晶水が排出され、同時に鉱物比重が増加する。

鉱物相の変化を物理的現象面から捕えたものにスメクタイト-イライト反応がある。Burst²¹⁾はスメクタイト-イライト反応を脱水反応とみなして、圧密作用によるスメクタイト層間水の脱水効果を考察した。

4.3 沸石化作用に与える影響

本邦含油新第三系中において、沸石相の転換と泥質岩の圧密は堆積物の埋没過程で同時に進行している。これまでに述べた事項を整理し、泥質岩の圧密変化と沸石相の変化を比較すれば、幾つかの注目点が認められる(図11)。

泥質岩孔隙率が33%、17%および12%に達した層準で沸石の転換が起っており、それぞれクリノプチロル沸石、方沸石および曹長石への転換と一致する。そして、珪質ガラスからクリノプチロル沸石への転換は泥質岩の初期圧密段階末期に、クリノプチロル沸石から方沸石の転換は岩石の浸透率が急激に低下し始める後期圧密段階後半に、そして方沸石から曹長石への転換は後期圧密段階末期に対応する。

クリノプチロル沸石の比重(2.11 g/cm³)とII帯上限における泥質岩の岩石密度2.11 g/cm³(平均値)が一致する。また、方沸石の比重(2.25 g/cm³)とIII帯上限における泥質岩の平均岩石密度2.30 g/cm³が近似する。

沸石相の変化と泥質岩の圧密は物理的に両者とも脱水作用である。沸石相の脱水が化学反応時に瞬間的に起るのに対して、泥質岩の脱水は埋没続成下で連続的に起る。

沸石の転換および泥質岩の圧密過程で鉱物比重および岩石密度が増加する。前者が沸石反応時に増加するのに対して、後者は埋没進行とともに連続的に

COMPACTION					ZEOLITIZATION				
STAGE	∅	GRAINS	PORE WATER	CHEMICAL REACTION	SHALE DENSITY	SPECIFIC GRAVITY	DEHYDRATION	EXCHANGE IONS	ZEOLITE ZONES
EARLY	VISCOUS	NOT TOUCH 'FLOAT'	FREE	WEAK OPEN SYSTEM	g/cm ³	g/cm ³			Zone I
LATE	PLASTIC	TOUCH	REMAIN COMMON CHANNEL	CONTINUOUS EXPLOSION ACTIVE	2.12	2.11 <i>Clinoptilolite</i>	◆	△	Zone II
RECRYSTALLIZATION	ELASTIC	CRUCH	WEAK CHANNEL	PARTLY OPEN SYSTEM	2.30	2.25 <i>Analcime</i>	◆	△	Zone III
			IMMOVABLE	WEAK CLOSED SYSTEM	2.48	2.62 <i>Albite</i>	◆	△	Zone IV

図 11 泥質岩の圧密と沸石化作用との相関性

増加する。

圧密作用は、堆積物の累積荷重による岩石密度の増加(または、孔隙率の減少)と間隙水の放出・移動によって特徴づけられる。一方、沸石の転換は、その化学反応式で示されるごとく、沸石が転換するとき、イオンの交換に伴って沸石中の結晶水が脱水し、その比重を増す。化学的平衡を除くと、珪質ガラス-クリノプチロル沸石-方沸石-曹長石への転換は、堆積物が続成過程で進行する圧密現象と物理的に類似する。海成層中の沸石の転換は、次のような物理的条件下で起ると推察される。

初期圧密段階では個々の粒子はまだ接触しておらず、間隙流体中を“浮遊”している状態である。流体は容易かつ自由に移動するため、化学的応答は微弱であろう。初期圧密段階～後期圧密段階初めになると、粒子は互いに点接し、結合しあい格子構造を形成する。流体は粒子孔隙間の通路(チャンネル)を通過して移動するため、相対的に孔隙中に滞留されやすくなる。そして、沸石の転換温度に達したとき、孔隙中に滞留された間隙水の陽イオンと珪質ガラスが化学反応を起し、クリノプチロル沸石を生成し始める。珪質ガラス(比重約 1.7 g/cm³)はクリノプチロル沸石(比重 2.11 g/cm³)に転換することによって、周辺の岩石密度(2.11 g/cm³)と調和し、物理的平衡を保つ。

後期圧密段階中期(泥質岩孔隙率 17%)になると、周辺の堆積物の岩石密度が約 2.30 g/cm³に達するた

め、比重の小さいクリノプチロル沸石は周辺の堆積岩と物理的不均衡状態となり、不安定な鉱物となる。そして、沸石の転換温度に達したとき、クリノプチロル沸石は孔隙中に滞留する間隙水の陽イオンと反応し、結晶水を放出して方沸石に転換する。方沸石(比重 2.25 g/cm³)と周辺の堆積層(岩石密度 2.30 g/cm³)の間には物理的平衡が成り立ち、安定な鉱物となる。

後期圧密段階末から再結晶段階(孔隙率 10%以下)では、粒子は破碎・縫合関係へと変わり、圧力溶解が活発となり、シリカが間隙水中に濃集される。一方、孔隙間の通路(チャンネル)は著しく減少するため、間隙水の移動がほとんど行われず閉鎖系となり、化学的応答は弱くなるであろう。方沸石(比重 2.25 g/cm³)はこの段階の物理的条件下(岩石密度 2.48 g/cm³)では不安定な鉱物である。そして、沸石の転換温度に達した時点で方沸石は、孔隙内の間隙水(シリカ)と反応し、結晶水を放出して、物理的に安定な曹長石へ転換する。

5. まとめ

化学的要因が類似する海成堆積物中の沸石化作用は、地層が埋没過程で受けた最高地層温度と被熱時間の長さに規制され、反応速度論的に進行する。前述のように、沸石反応では脱水と鉱物比重の増加が起きる。この現象は泥質岩の圧密変化に類似する。油田地域の試錐井において、沸石帯の産状と泥質岩

の圧密を比較検討した結果、沸石の転換はある一定の泥質岩孔隙率に達した深度で起きている。さらにクリノプチロル沸石および方沸石の比重はそれらの沸石が出現し始める周辺の泥質岩の岩石密度に近似する。

埋没続成下における沸石化作用は、埋没深度の物理的条件の変化に対応して周辺の堆積物と物理的平衡を保つために、粒子間孔隙中の間隙水と反応して結晶水を放出するとともに鉱物比重を増し、その条件下で安定な沸石へと転換してゆく鉱物学的変化であると言える。埋没続成の過程で受ける堆積物の圧密作用は、海成堆積物中の沸石転換にとって温度・時間と同様に重要な要因の1つと考えられる。

謝 辞

本研究に際して、有益な助言を賜った筑波大学下田右教授に、また発表の機会を与えられたゼオライト研究会の方々、および三井石油開発(株)常務会田英夫氏に厚くお礼を申し上げる。

参 考 文 献

- 1) 歌田 実：粘土科学, **31**, 1-6 (1991).
- 2) Tissot, B. P. and Welte, D. H.: *Petroleum Formation and Occurrence*. 2nd Edn., pp. 699. Springer, Berlin (1984).
- 3) Perry, E. A. Jr., and Hower, J.: *Amer. Assoc.*

- Petrol. Geol. Bull.*, **56**, 2013-2021 (1972).
- 4) 藤田嘉彦：石油技術協会誌, **42**, 107-116 (1977).
- 5) 藤岡一男・吉川輝四：石油技術協会誌, **34**, 145-154 (1969).
- 6) 飯島 東：地質学論集, **15**, 135-150 (1978).
- 7) Iijima, A., and Utada, M.: *Molecular Sieve Zeolites I, Advances in Chem. Ser.*, **101**, 342-349.
- 8) 佐々木詔雄・藤岡展价・藤岡一男：石油技術協会誌, **47**, 1-11 (1982).
- 9) 歌田 実：地質学論集, **10**, 63-70 (1974).
- 10) 佐々木詔雄：石油技術協会誌, **55**, 1-14 (1990).
- 11) Utada, M.: *Sci. Paper Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo*, **21**, 189-221 (1971).
- 12) Rubey, W. W., and Hubbert, M. K.: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **70**, 167-206 (1959).
- 13) Magara, K.: *Compaction and fluid migration practical petroleum geology*. Elsevier-Scientific Publ. pp. 319 (1978).
- 14) 藤岡一男・佐々木詔雄：石油技術協会誌, **36**, 127-135 (1971).
- 15) 青柳宏一・浅川 忠：石油技術協会誌, **42**, 76-89 (1977).
- 16) 星野一男・井波和夫：石油技術協会誌, **42**, 90-99 (1977).
- 17) 根岸敏雄：石油技術協会誌, **46**, 75-88 (1981).
- 18) Gattardi, G., and Galli, E.: *Natural Zeolites*, Springer-Verlag. pp. 409. (1985).
- 19) Bates, R. L., and Jackson, J. A. (Editors): *Glossary of Geology*, Amer. Geol. Inst., pp. 788 (1978).
- 20) Utada, M.: *Sci. Papers Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo*, **15**, 173-216. (1965).
- 21) Burst, J. F.: *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **53**, 73-93 (1969).

Zeolitization and Compaction of Argillaceous Rocks in Neogene Marine Sediments, Japan

Akio SASAKI
Mitsui Oil Exploration Co., Ltd.

On the physical point of view, the zeolitization in the marine sediments during burial diagenesis is a kind of compaction phenomenon, such as the expulsion of water and the increase in specific gravity. The zeolite zones in the Neogene marine sediments of the Japanese oil producing regions occur at various depth, and are oblique to the stratigraphic datums. But, the porosity of argillaceous rocks at the top of each zeolite zone is relatively constant: approximately 33% at the Zone II (clinoptilolite), 17% at the Zone III (analcime), and 12% at the Zone IV (albite). The specific gravity of zeolite is nearly equal to the bulk density of argillaceous rocks at the top of each zeolite zone.

The compaction of sediments is one of the important factors for the transformation of silicic glasses to clinoptilolite-analcime-albite reaction series, as same as maximum formation temperature and effective heating time. Silicic glasses or the existing zeolite are physically unstable mineral under the increasing overburden, and begin the transformation into high grade zeolite to keep with physical equilibrium in the surrounding sediments, as accompanied by the chemical exchanges of ions, the expulsion of water and the increase of specific gravity.