

## プレート沈み込み帯への掘削計画JUDGE

### (3) JUDGE計画の科学的目的

浦辺 徹郎\* 木村 克己\*\* 中島 隆\*\*\* 倉本 真一\*\*\*\* 高田 亮\*\*\*\*\*  
佐竹 健治\*\*\*\*\* 藤本 光一郎# 竹野 直人# 中島 善人# 金子 信行###

URABE Tetsuro, KIMURA Katsumi, NAKAJIMA Takashi, KURAMOTO Shin-ichi, TAKADA Akira, SATAKE Kenji, FUJIMOTO Koichiro, TAKENO Naoto, NAKASHIMA Yoshito and KANEKO Nobuyuki (1997): JUDGE Project: A Continental Scientific Drilling into Subduction Zone (3) Scientific Rationale of the JUDGE Project. *Bull. Geol. Surv Japan*, vol. 48(3/4), p. 132-159, 20 figs., 1table

**Abstract:** The most challenging topics in earth sciences include mechanism of sediment accretion, stress/strain distribution over décollement zone, deformation/metamorphism of plates and crusts, generation of inter-plate earthquake, genesis of hydrocarbon, and deep fluid circulation all occur in a major scale along the subduction zones. Most of the world's subducting zone is too deep to intersect by drilling from land-based drill sites, if we take the present level of the technology into account. However, there exists exception south of Tokyo metropolitan area where we can reach the upper surface of subducting Philippine Sea (PHS) Plate at a depth of 10 km. The JUDGE hole will penetrate through accretionary wedge and décollement zone before it reaches the PHS plate. The hole will also intersect seismic fault of devastating 1923 Kanto Earthquake and other giant inter-plate earthquakes. Many interesting questions arise about the nature and the role of the dehydrated fluid on the processes of deformation and earthquake generation. These questions can be answered through monitoring and observation using JUDGE hole since it is unparalleled by any other means in earth science.

先端技術の波が通り過ぎた後には、より革新的な科学(サイエンス)がなくてはならない。私達の文化はさらにその後をついていくことになるだろう。——広中平祐

#### 3.1 はじめに

##### 環太平洋地域を特徴づけるもの

東南アジア, 日本, 千島, アリューシャン, 北米および南米大陸西岸を含む環太平洋地域は、世界の主要な天然資源地帯であると同時に、火山・地震・津波といった自然災害が集中している地域でもある。そのような特徴は中央海嶺で生成した太平洋のプレートが、環太平洋地域で陸の下に沈み込んでいることに起因している(第3-1図)。プレートの沈み込み\*(9.3用語集参照)は、海嶺におけるプレートの生成と共に地球の営みの土台となっている地

質現象であり、大陸や島弧が生成される場所でもある。実際、日本の国土の約20%は、沈み込みに伴って陸側に堆積物が掃き寄せられてできたものと考えられる。またプレート沈み込みに伴って100km以上の深部で発生したマグマは、マントル中を上昇し、地殻下部から地表において固結して日本列島の骨格を形作っている。プレートテクトニクス説が確立するまで、この大陸や島弧の生成は造山運動(3.4参照)として知られていた。最近、造山運動がプレート沈み込み帯で起こる現象であることが分かってきたが、現在も日本に起こりつつあるその壮大な現象は、人間の目からはあまりにもゆっくりしていて、しかも地下で起こっているので、多くの科学的疑問が未解決のまま残されている。

##### 地球規模の現象：プレート沈み込み

地球上には約43,000kmの沈み込み帯があり、その10%以上が日本の島々の下に発達している。沈み込むプレートとその上に乗る陸側のプレートとの間では巨大地震が繰り返し起こり、プレート間地震と呼ばれている。また地球上全体で沈み込みにより年間1.0km<sup>3</sup>もの表層物質

\*首席研究官 (Chief Senior Researcher, GSJ)

\*\*地質部 (Geology Department, GSJ)

\*\*\*地殻化学部 (Geochemistry Department, GSJ)

\*\*\*\*海洋地質部 (Marine Geology Department, GSJ)

\*\*\*\*\*環境地質部 (Environmental Geology Department, GSJ)

#地殻熱部 (Geothermal Research Department, GSJ)

##地殻物理部 (Geophysics Department, GSJ)

###燃料資源部 (Fuel Resources Department, GSJ)

Keyword: JUDGE Project, subduction zone, accretionary complex, circulation, inter-plate earthquake, hydrocarbon

(3) JUDGE計画の科学的目的 (浦辺 ほか)

が地球内部に還流していると推定されている (Scholl *et al.*, 1994)。この一部はマグマとなって火山噴火を通じて地表に戻ってくるが、残りの大部分の行方は分かっていない。この表層物質の主体は堆積物であるが、中には有機物や炭酸塩鉱物や間隙水といった形で炭素や水素などの軽元素が含まれている。これらの軽元素は地球温暖化ガスである二酸化炭素やメタンガスの主要な成分として、地球上の元素循環を考える上で大きな役割を果たしている。これらのガスの大気中や海水中での挙動は詳しく調べられているものの、固体地球の寄与については無視されてきた。しかし、沈み込み帯はその炭素が地球内部に還流していく最大の場所であり、定量的な見積りが待たれている。

社会的緊急性

環太平洋地域は人口の密集地帯でもあり、自然災害は都市の脆弱性を高める大きな要因となっている。この悲しいレッスンを我々日本人は改めて1995年兵庫県南部地震で学んだが、このような災害に対し科学が何を行うことができるのかが、世界的な関心事となっている。また、地球温暖化のための二酸化炭素の循環、増大する廃棄物

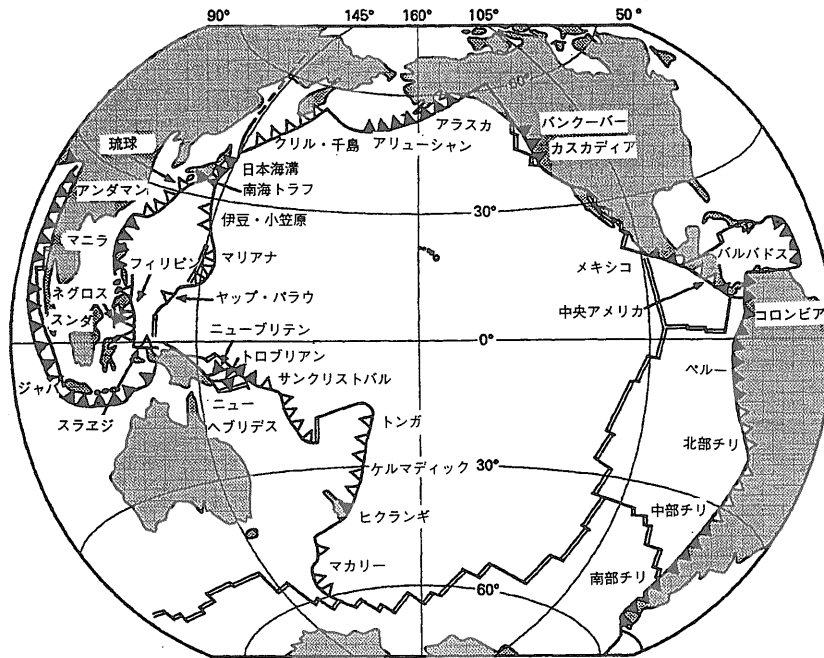
の地中処分の安定性評価などに対しても緊急な取り組みを求められている。

自然科学の多くの分野において、科学的な重要度 (scientific rationale) と社会からの要請 (societal relevance) は必ずしも整合するものでないが、本特集号に紹介するJUDGE計画はその両方が一致する数少ない計画の一つである。JUDGE計画は地球科学に残された最も基本的な命題である沈み込みの実態の解明と、プレート間地震\*の発生機構や震源域の大きさを理解することを通じて、その発生を予測するに至ることが期待されるからである。これらの問題に対する解決のヒントは本稿のいくつかの節に述べられている。その前に、日本列島の特性について概観することにする。

3.2 付加体と日本列島

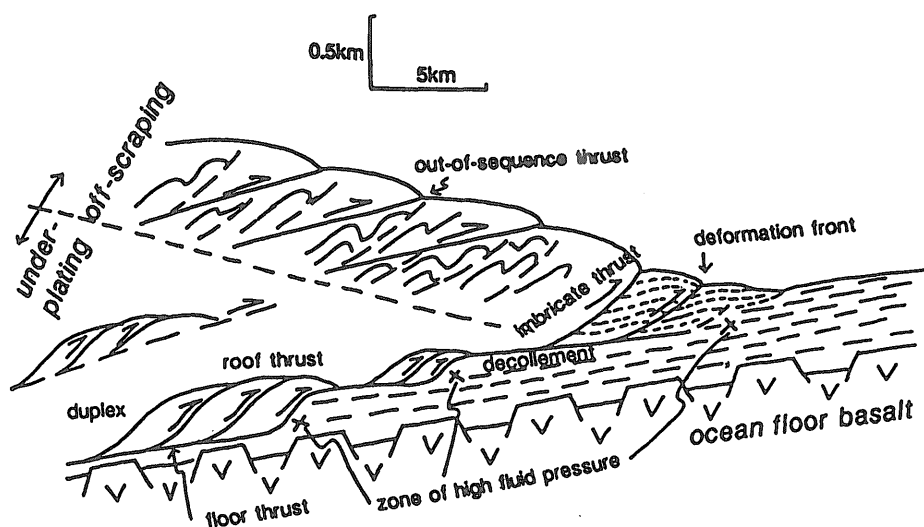
日本列島の土台を作る付加体

日本列島の土台は、アジア大陸東縁に数億年にわたって形成された付加体\*の集積体より成っている。付加体というのは耳慣れない言葉であるが、陸側から運搬された堆積物と、沈み込むプレート\*の上の堆積物や火山岩類



第3-1図 環太平洋地域の沈み込み帯。プレートの沈み込みは海溝において起こるので、その位置を三角を付けた線で表してある。黒三角は沈み込みに伴って陸側に堆積物が掃き寄せられている (付加体という) ところ、白抜きは堆積物が付加体を作らずそのままマントルに還流しているところ。これまで観測されているマグニチュード9.0以上の超巨大地震；1960年チリ地震 (M9.5)、1964年アラスカ地震 (M9.2)、1957年アリューシャン地震 (M9.1)、および1952年カムチャッカ地震 (M9.0) はすべて環太平洋の沈み込み帯で起こっている。2重線は海嶺を示す (Scholl *et al.*, 1994を改変)。

Fig. 3-1 Subduction zones of the margin of the Pacific Ocean as indicated by barbs. Filled and open barbs denote accreting and non-accreting margins, respectively. Double lines indicate oceanic ridges (modified from Scholl *et al.*, 1994).



第3-2図 付加体の内部構造の模式図 (小川, 1991).

Fig. 3-2 Schematic section of the structure of an accretionary prism (Ogawa, 1991).

が、ブルドーザーでかき寄せられるように陸側プレートに順次付け加わったもののことである。

プレート沈み込み帯\*の上に形成される島弧・海溝系\*は、特徴的な変動地形要素から構成される；つまり、沈み込み境界を特徴づける海溝、付加体、陸側を特徴づける火山弧、および背弧海盆などである。これらの中で特に付加体については、近年海域および陸域の研究により、その発達過程と内部の地質構造の解明が進んだ。次にそれらの結果を概観してみよう。

#### 付加体の生成過程と地質構造

現世の付加体については、音波探査地質断面と海底掘削によってその表層部の地質構造が明らかにされてきた。付加体は、最も変位量の大きい低角の断層であるデコルマ面\*によって沈み込む海洋プレートから分離される。付加体の先端部では瓦を積重ねたような累重構造が作られ、その陸側部ではアウトオブシーケンス・スラスト\* (out-of-sequence thrust) の発達で特徴づけられる構造帯が識別されている (第3-2図；例えば、加賀美ほか, 1983；小川, 1991)。

これらの地質構造断面から、付加体の表層数kmまでの付加過程が以下のように読みとれる。デコルマ面の上にある海洋プレート上の堆積物は、まず付加体前縁において、順次海側にそのフロントが移動する瓦を積重ねたような(覆瓦状の)逆断層によって変形を受け、累重構造が作られる。陸側ではその覆瓦状構造が、より陸側に傾斜した低角の逆断層によって、さらにスタッピングをおこし、付加体が急速に厚くなる。このような深部構造については、地震探査、および陸上に露出した“化石”付加体岩類の調査に基づいて間接的に推定されたことである (例えば、Sample and Fisher, 1986; Moore, 1989)。

一方、付加体の先端部においてデコルマ面の下位にあ

った堆積物やさらにその下位の火山岩は、しばらくは海洋プレートとともに沈み込むが、デコルマ面がその層準より下方へステップダウンする時に剝がされ、デュプレックス\* (duplex) 構造を形成して、順次付加体の底に付加されていく。これをアンダープレーティング\* (underplating) という (第3-2図)。海溝を埋積している堆積体のどの層準に最初にデコルマ面ができ、次に沈み込みが続く中でどの層準にステップダウンしていくかは、堆積体の岩相・厚さ・間隙水圧などに依存する。デコルマ面はまず最も滑りやすい面に形成される。堆積体の付加・変形は、大量の水の脱水と移動、それに伴う異常間隙水圧の発生を伴う。大局的に、脱水がすすみ間隙水圧が高くなると、デコルマ面はその間隙水圧が高い層準に移行すると考えられている。

#### 数km以深での付加過程

これらの付加過程は数km以深ではどのようなのであるか。その実態を示すデータは限られており、ほとんど推測の域を出ていないが、沈み込みの進行とともに、アンダープレーティングは深部でも段階的に進行すると考えられる (Sample and Fisher, 1986)。

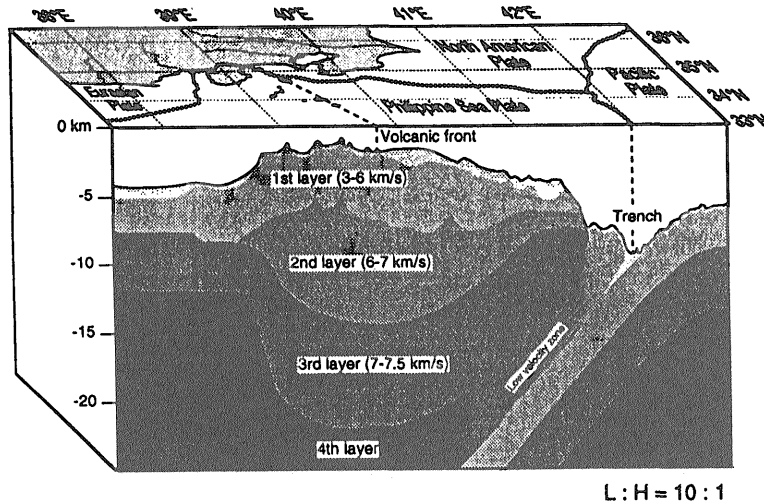
海溝付近から深さ10km近くまではデコルマ面の摩擦強度は小さく、プレート間地震は発生していない (Byrne *et al.*, 1988; Shimamoto *et al.*, 1993)。それは多量の水を含有する堆積物の存在とそれに起因する高い間隙水圧が原因であると考えられている (Shipley *et al.*, 1994; von Huene and Lee, 1983)。摩擦強度の変換点は岩石物性と間隙水圧にコントロールされているが、その実態は推測の域をでていない。深度10kmの陸上科学掘削により、初めてこれら付加体深部での現象が実証的に理解されるわけで、ここにも10kmまでの掘削を必要とする理由がある。

(3) JUDGE計画の科学的目的 (浦辺 ほか)

第3-1表 伊豆・小笠原弧の地殻構造 (平, 1993; 斎藤, 1995より編集).

Table. 3-1 Crustal structure of the Izu-Ogasawara arc.

第1層	海洋性島弧上部地殻上位.	P波速度3-6km/s.	上位は前弧海盆および背弧凹地の堆積層、 下位は始新世以降の島弧火山岩及び火砕岩.
第2層	海洋性島弧上部地殻下位.	P波速度6.0-6.3km/s.	トータル岩・花崗閃緑岩.
第3層	海洋性島弧下部地殻.	P波速度7.1-7.3km/s.	ガブロ・角閃岩.



第3-3図 南関東-東海地域でのプレート配置と伊豆・小笠原弧の地殻断面概念図 (斎藤, 1995)

Fig. 3-3 Distribution of plates around southern Kanto-Tokai region and crustal section of the Izu-Ogasawara arc (after Saito, 1995).

東海-南関東地域の沈み込み帯

日本周辺の沈み込み帯では、海洋地殻を有する海洋プレート\*が、日本海溝、南海トラフ、伊豆・小笠原海溝において、島弧の下に沈み込んでいる。しかし東海-南関東地域では、へんの字型を成す相模・駿河の両トラフにおいて、海洋性島弧地殻を有する伊豆・小笠原弧(フィリピン海プレート)が沈み込んでいる。この海洋性島弧地殻は3層に区分され、これらの地殻構造は厚さ20kmにおよぶ(第3-1表, 第3-3図; 平, 1993; Suyehiro *et al.* 1996)。その下位には海洋性島弧のマントルが存在し、海洋性地殻の上に形成された典型的な海洋性島弧となっている。

この島弧地殻は通常の海洋地殻に比べ厚くて軽いので、関東-東北などが載っている陸のプレートである北アメリカプレートと衝突/沈み込みを起し、東海-関東地域の地塊の広域的な屈曲変形と急速な隆起をもたらしている。伊豆・小笠原弧は帯状配列をしているので、東海地域では背弧海山列から四国海盆が、伊豆半島周辺では伊豆・小笠原弧の火山弧が、そして房総半島付近では前弧海盆がそれぞれ沈み込み、その一部が付加している(第3-3図; 斎藤, 1995)。房総半島東方域では、太平洋プレート

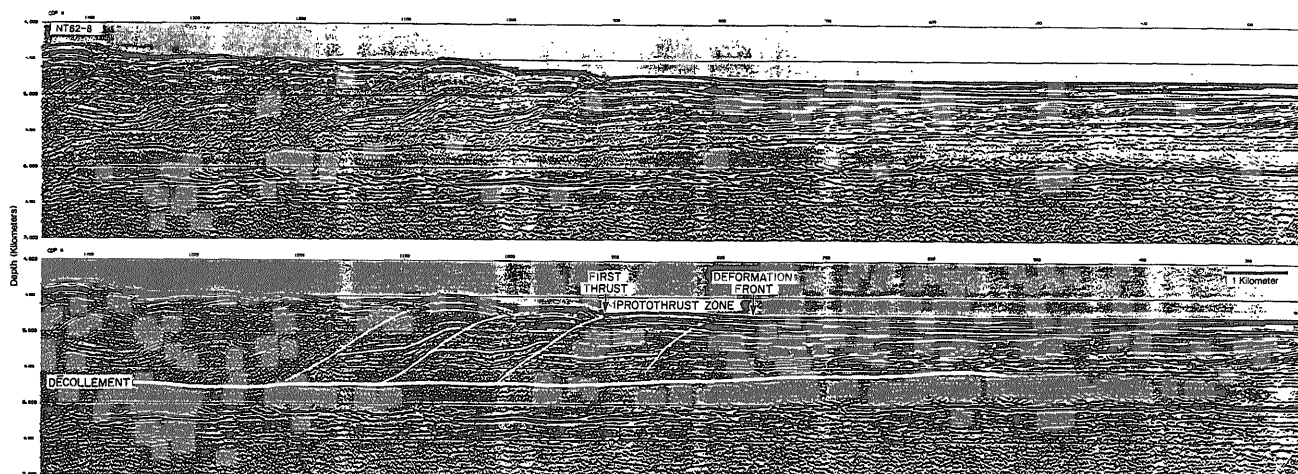
が日本海溝と伊豆・小笠原海溝で沈み込んでおり、これら二つの海溝と相模トラフが会合する海溝-海溝-海溝の三重会合点が形成されている。これらの特徴は、東海-南関東地域の特殊性であり、後述((6).1)するように沈み込みが低角であることもこれに関係している。

この特殊性は、陸上での沈み込み帯掘削を可能にしているが、一方、この地域の沈み込みが通常の海洋プレートによるものではないことは十分考慮しておく必要がある。その差が、同地域の付加体の岩相・地質構造・地球物理・地球化学的、および構造発達史上の特性に反映されるからである。

3.3 デコルマ面の掘削と観測

デコルマ (décollement) とは

日本列島をはじめ、現在の環太平洋地域の多くはプレート運動によって掃き寄せられた地質体の集合、付加体から形成されている。その付加体研究の重要性は一言で言えば造山運動の解明であり、その中でもデコルマ面の研究は付加体の構造地質学的、水理地質学的、或いは地震



第3-4図 室戸半島沖南海トラフの音波探査断面記録 (Moore *et al.*, 1990). デコルマ面が明瞭にイメージングされている。

Fig. 3-4 Migrated section of seismic exploration at the Nankai Trough, south of Muroto Peninsula (Moore *et al.*, 1990), Note clear image of décollement zone in the section.

学的に重要な問題である。このデコルマ面とは水平に近い断層で、上盤側の地層が下盤側の地層に対してほとんど無関係に変位・変形をもたらしているものを指す。一例として室戸半島沖南海トラフの音波探査断面記録を示す(第3-4図, Moore *et al.*, 1990, 口絵3参照)。沈み込む海洋プレート(この場合フィリピン海プレート)と陸側に発達している付加プリズムの間にデコルマ面が発達しており、それを境に上盤側にはいくつもの覆瓦状スラスト(低角逆断層)が発達しているが、下盤側は無変形で沈み込んでいる。このデコルマ面は、沈み込む海洋プレートの堆積岩中に発達している。デコルマ面を貫通した深海掘削の結果(ODP Leg 131, Taira *et al.*, 1992)では、デコルマ面とは厚さ20m前後の非常に激しく剪断された堆積岩の部分であり、また音響的には概して振幅の大きな反射面を形成していることが明らかになっている。

#### デコルマ研究の意義

デコルマ研究は造山運動を明らかにすることであると述べたが、もう少し詳しくデコルマ研究の意義を検討してみたい。音波探査記録上に見られるデコルマ面は海底下約10km程度まで追跡することができる。付加体形成に関してデコルマ面が果たしている重要な役割の1つは、付加体の形態(楔状の地形、ウエッジ)をコントロールしていることである。Davis *et al.* (1983)やDahlen(1984)によって提唱されているように、付加体はデコルマ面での滑りに対してクーロン破壊(粘着力、内部摩擦係数、垂直応力の関数)を起こし、常にある決まった形を保とうとする。ブルドーザーでかき寄せられた雪や土砂はある一定の楔状の形を保ちながらかき寄せられていくのを目撃したことがあると思うが、まさに付加プリズムの形成もその例に倣うと考えられている。第2点目はデコルマ面が深部からの流体の通り道になっていることである。デ

コルマ面では激しい剪断が行われているため、堆積物中から間隙水が絞り出され、デコルマ面に沿って海側(デコルマ面の深度が浅い方)に流れていると考えられている。

(口絵4参照)音波探査記録ではデコルマ面が入射波に対して負の極性(反転する)を持つ強い反射面として認識される場合が多いことから高い間隙水圧が予想されている(Moore *et al.*, 1990)。

この間隙水はそれに含まれるメタンの同位体の測定から、ある程度深部で熱的に熟成したと考えられている(3.9参照)。流体の通り道としてのデコルマ面は間隙水圧の変化によってその摩擦応力が変化すると考えられ、地震発生のメカニズムとあわせて重要なターゲットである。流体の起源は堆積物からのテクトニックな絞り出しだけではなく、温度や時間そして化学的反応に深い関係を持つ続成作用によるものが考えられる。また、極浅部では塩分濃度の違いによって流体の循環が起こるとされる。それらの全ての流体がデコルマ面を流れているわけではなく、付加体を形成している地質によって異なっている。例えば砂質の堆積物が多いオレゴン沖の付加体では断層に沿った流体の流れではなく、堆積物中を拡散する系が考えられている。南海トラフの掘削結果も同様である(Taira *et al.*, 1992)。それに対して泥質な堆積物からなるバルバドス付加体(第3-1図)は断層に沿った流れが支配的である。それらは付加体の比較的浅部での掘削結果を基に考えられているが、付加体深部では岩相に関係なく断層を含めた断裂系が主な流体の通り道になっていると考えられている(Vrolijk, 1987)。したがってデコルマ面での観測は付加体の深部情報を取り出せる、あるいは深部につながる「情報ネットワークの端末」であると考えられ、観測の達成が熱望される。

### JUDGEでのデコルマ面掘削と観測

デコルマ面を挟んで歪みの観測をするということは、即ち沈み込むプレートの動きを実測することである。これまでプレート運動の現場実測は行われていない。いったい海洋プレートの沈み込みは定常的なのか、非定常的なのか。地震発生とプレートの沈み込みはどの様に関係しているのか、など基本的なことが意外に分かっていない。日本列島の誕生問題からそのテクトニクスまで、全てに海洋プレートの沈み込みが関係してきたにも関わらず、沈み込み帯の定量的なモデルの構築には実測データが欠如している。デコルマ面を貫通する掘削を行い、プレートの沈み込みは日本列島に対して何をしているのかを定量的に見積もることが、地震や火山などのプレートの沈み込みに起因している現象をモデル化するには必要不可欠であろう。特にデコルマ面はそこを境界として歪み速度が非常に速く、流体の移動が付加体のなかで一番観測しやすい(流体の量と断層(デコルマ)の変位速度が大きいと想像されるから)場所であることから、定常的あるいは非定常的な変化をモニタリングすることによって、より深部で起こっている現象もモニターできると考えられる。したがってJUDGE坑井はなるべく深いデコルマ面を貫通するように計画し、そこでの現場観測を遂行することが、多くの科学的問題を解く鍵となるであろう。

### 3.4 変成帯の生成と上昇

#### 変成作用と“造山運動”

造山運動とは、広域的な火成作用・変成作用および地殻の変形によって、新しい大陸地殻が形成・再構成されることである。大陸の岩石はすべて、かつてどこかの場所で起こった造山運動によってできたと言って過言ではない。プレートテクトニクス説によって地球の理解が大きく前進し、造山運動はプレート境界で起こることが分かってきた。プレート境界には発散型境界と収束型境界があるが、収束型境界の代表である沈み込み帯はこの造山運動の主舞台として注目されるのである。沈み込み帯は、地表物質が地下深部に運ばれてから再び地表に上昇して来る場所でもある。そのような地下深部を体験した物質を変成岩と呼び、それらが地表に露出している所を変成帯という。変成岩・変成帯は我々が地下の様子を推定する手がかりを与えてくれる貴重な材料であるが、地表に出てきたときは、そこに記録されている地下の状況は過去のものであり、それが地下のどのような場所にあったかは推定する以外方法がない。

#### 現在変成中の岩石を掘る

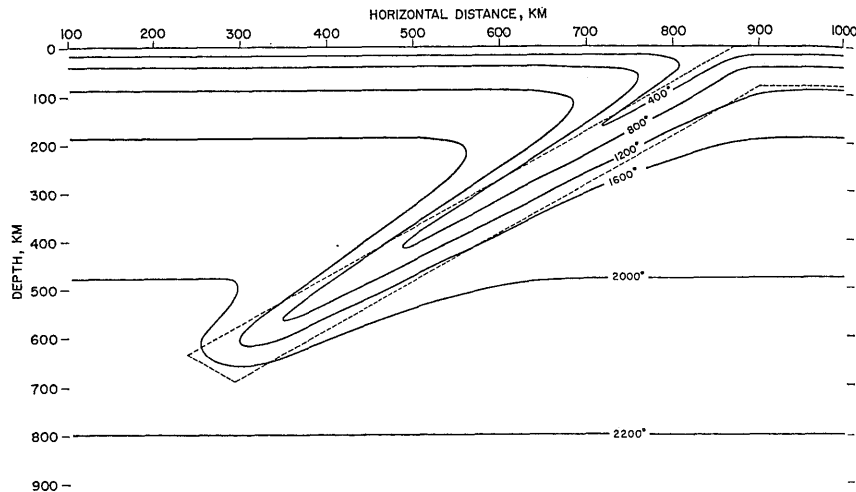
JUDGE坑井がこれまでの超深層ボーリングと決定的に異なるのは、掘削対象が現在形成中の付加体であることである。ロシアのコラ半島やKTB(ドイツ大陸深部掘削計画)の超深度坑で掘っていたのは、そのほとんどがかつて現在よりもずっと高温高压の条件下で形成され、現在はより低温低圧の条件下にある岩石である。もちろん

コア\*試料から得られた岩石や鉱物は形成時の温度圧力の情報を保存しているが、それは現在の地下の条件を反映していないのである。これに対してJUDGE坑井では、まさに現在の温度圧力条件で形成されているものを手にすることができる。通常実験室内で行なわれる鉱物合成実験は、低温になるほど反応速度が急激に低下し、天然で実際にその反応が起こるのに要した時間と実験室内の疑似システムでの時間とのギャップはどんどん大きくなる。そのため、その温度での平衡状態を達成させること、および達成したことの確認が困難である。その意味でJUDGE坑井で採取されるものは「時間の壁を超えた天然の実験室」の実験生成物といえる。このような問題意識は葛根田の深部地熱井でも持たれたが、現在のマグマ活動帯である地熱地域では、地下の温度構造は局所的な高温流体によって乱されており(Kato and Doi, 1993)、「天然の実験室」には不向きであることがわかってきている。

#### 沈み込み帯の変成作用の検証

ではその「天然の実験室」の実態はどのように評価することができるだろうか。現在リアルタイムで計測される物理量としての温度圧力条件と、岩石・鉱物に記録されている条件(いわゆる地質温度計・圧力計)の比較がまず挙げられる。低温域の地質温度計は、石油地質の分野で堆積盆の解析調査に不可欠であることもあって、これまで多くの試みがなされてきた。上に述べた鉱物合成実験の結果をもとに変成鉱物の共生関係から推定する方法(Nakajima *et al.*, 1977; Liou *et al.*, 1985など)のほかにも、石墨化の程度をX線回折で測る方法(Grew, 1974; Okuyama-Kusunose and Itaya, 1987)、イライトの結晶化の程度を調べる方法(Frey *et al.*, 1980; Offler and Prendergast, 1985)、炭質物の反射率を測る方法(Underwood *et al.*, 1988)などいろいろ提案されているが、いずれも精度や分解能が充分とはいえず、低度の変成作用の進行はよく分かっていない。そこで、どういった場合に地質温度・圧力計と現実の一致・不一致がみられるかを検出することは、これまでの基準を更正し、世界中の変成帯の研究に大きな前進をもたらすと考えられる。

付加体を源岩とする高圧型変成岩は、プレート沈み込みに伴って10-30kmの深さまでいったん入り込み、その後何らかの原因で上昇したと推定されている。地質温度/圧力計がその深度の温度圧力を指し示す地質体が現在地表に露出しているからである。そのメカニズムについては、古くはErnst (1970) やSuppe (1972) のTwo-way street model, 最近ではPlatt (1986) のExtentional exhumation modelや磯崎・丸山 (1991) のWedge extrusion modelなどがあるが、いずれも想像の域を出ておらず、結論は出ていない。しかしいずれのモデルにおいても、源岩の付加体が垂直方向にかなりの距離を往復移動することは必須制約要素となっており、このことは沈み込み帯変成作用にとって本質的である。つまり付加体物質はいつも下降ないし上昇の途中であるといえる。しかしその移動速度は分かっていない。岩石中の熱拡散は遅



第3-5図 沈み込み帯における等温面のモデル。誕生してから10Ma後の海洋プレートが毎年8cmの速度で沈み込んだ場合を想定している。(Toksöztz *et al.*, 1971)。等温面は沈み込むプレート上面にそって、大きくまげられる。

Fig. 3-5 Thermal modelling of plate Subduction (Toksöztz *et al.*, 1971). Note sharp bend at the upper surface of subducting slab.

いので、変成作用は変成反応の反応速度と、移動による温度条件の変化速度との競争になる。移動速度の方が大きければ、そのタイムラグが上記の観測量との不一致の要因になる可能性がある。

#### 沈み込み帯の温度構造

沈み込むプレートは冷たくて重いから沈み込むと考えられている。周囲より冷たいものが定常的に侵入してくることにより、その場所の地下等温面は局所的に乱され、プレート上面にそって深部へ引きずられた形になる。すなわち沈み込み帯ではその上方に舌形の高温域ができ、地表から地下深部に向かって温度が上昇し、極大に達し、その後低下することが予想される(第3-5図)。このことは1970年頃からすでにOxburgh and Turcott (1970) や Toksöztz *et al.* (1971) らの地球物理学者がシミュレーションしているが、彼らのモデルは高温舌のできる深さが、沈み込み帯の上面に三角形に迫り出したマントル(ウエッジマントル)に相当する場合を扱っていて、地質学的な観察事実からは確認が難しかった。しかし1980年代後半になって、沈み込み帯の高圧型変成作用の研究の現場から、構造的上位に高変成度のユニットがくる逆転変成度 (inverted metamorphic gradient) の報告がなされ(例えば, Peacock, 1987, 1990), 地殻内の堆積岩源変成岩が占める部分でも温度構造の逆転が起こり得ることが示された。このような逆転した温度構造が現実存在するかどうかは、プレートの沈み込み速度、プレートの年齢(間接的に温度)などによって決まるし、それがボーリング試料で観察できるかどうかはボーリング地点と海溝の位置関係にもよる。

そこでJUDGE坑井のケースについて考えてみよう。この付近のフィリピン海プレートは伊豆マリアナ弧の前弧に相当し、漸新世以前からすでにあった部分でそれほど

若い海底ではないが、現在活動中の火山弧のごく近傍なのであまり冷たくはないと予想される。沈み込み速度は北西方向に年間2-3cmと遅く、海溝軸に対してかなり斜めなので、垂直方向成分はそのぶん少ない。よって、周囲を冷やす効果は小さくなるので、実際にJUDGE坑井で10kmまでに逆転温度構造が検出できるかどうかはわからない。もしプレート上面に向かって温度低下が確認されるなら、掘削部品や坑内計測機器の耐用高温限界はそれより浅い所(高温舌の中)でまず一度クリアしなければならないだろう。

#### 面構造の形成と変形様式境界

地殻内における脆性破壊/塑性破壊 (brittle/ductile) の変形様式境界は、温度、差応力、構成物質などの関数であり、どの位の深さにあるか一律に言えない。同じ付加体を源岩とする変成岩類でも、三波川や三郡など高圧型変成帯の結晶片岩類では経験的に300°Cくらいですでに流動変形が始まっており、片理面が形成されている。これに対し、低圧型の領家変成帯では350°Cくらいになっても流動変形の跡はほとんどみられず、はっきり認められるのは450°Cくらいからである。JUDGE計画で掘削する付加体は、四万十帯からの類推では中-低圧型と予想されるが、詳しいことはまだよくわかっていない。JUDGE坑井では、コア試料による面構造の観察とその形成要因となる物理量の直接計測が同時に可能であり、変形様式の問題に大きな貢献が期待される。

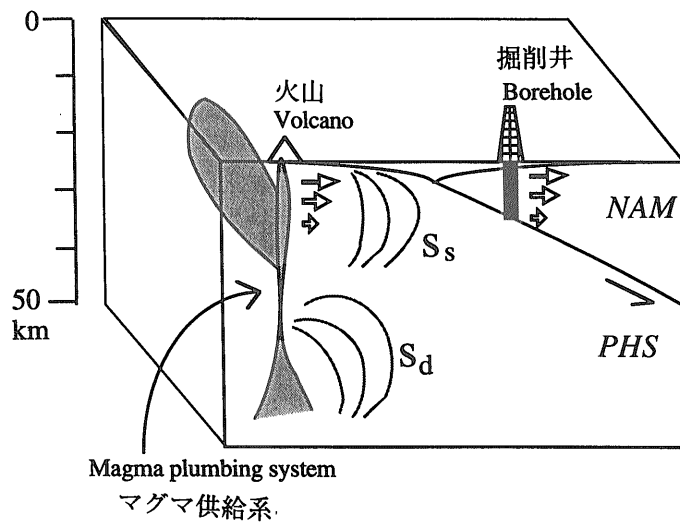
### 3.5 プレート収束域での地殻応力とそのリズム

#### 応力の変動と火山噴火

地球内部には様々な時間スケールでのリズムをもった応力の変動が見られる。特にプレート沈み込み域では、沈

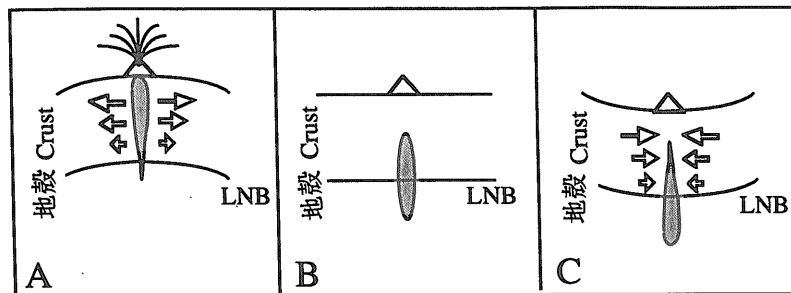


(3) JUDGE計画の科学的目的 (浦辺 ほか)



第3-6図 観測井戸とマグマ供給系を含む火山の空間配置を示す概念図。白抜き矢印は、地殻が上に凸のベンディングを起こしたときに発生する深さ方向の応力勾配を表す。S<sub>s</sub>とS<sub>d</sub>はそれぞれ上部地殻と深部で、マグマで満たされたクラックの移動によって発生する応力変化を表す。NAM：北米プレート、PHS：フィリピン海プレート。

Fig. 3-6 Schematic diagram showing the arrangement of the proposed borehole and a volcano in the subduction zone. Arrows: stress gradient with depth caused by crustal bending. S<sub>s</sub> and S<sub>d</sub>: stress changes caused by magma-filled cracks in the shallow and deep levels, respectively. NAM: North American Plate, PHS: Philippine Sea Plate.



第3-7図 深さ方向の応力勾配がマグマの移動に及ぼす効果。Aは、地殻が上に凸のベンディングを起こしたときに発生する深さ方向の応力勾配を表す。マグマは上昇しやすい。Bは、地殻に深さ方向の応力勾配がないときを表す。Cは、地殻が下に凸のベンディングを起こしたときに発生する深さ方向の応力勾配を表す。LNB：マグマと地殻の密度が釣り合う深さ。

Fig. 3-7 Effect of stress gradient with depth on magma transport. A represents an upward crustal bending. Magma can ascend easily. B is the case without crustal bending. C represents a downward crustal bending. LNB: the level of neutral buoyancy.

み込みに伴う長周期変化の他に、地震前後の短周期変化、マグマの移動と蓄積に伴う短周期変化、また地球潮汐による応力の日変化などが観察される。地震や火山現象は、連続的に起こるものではなく、応力の蓄積と開放というあるリズムをもって、間欠的な応力変化にตอบสนองして起こるものと考えられる。

地震やマグマの移動は、ある地域で独立しているわけではなく、自分自身が周辺に応力変動を及ぼす一方、周辺からの応力変動にตอบสนองする、いわば相互作用システムに

組み込まれている。火山直下のマグマの移動や噴火現象、そして地震が一連の時系列にしたがって起こるという指摘がなされている(例えば、中村, 1971; Kimura, 1976, Kerr, 1977; Yamashina and Nakamura, 1978; 木村, 1988)。このようにマグマの移動と火山噴火は地殻内応力の変動のリズムに関連しているように思われる。以下その原因を考えてみよう。



プレート内の垂直方向の応力勾配

JUDGE坑井掘削候補地を含む関東地方では、フィリピン海プレートが東部で北米プレートに(第3-6図)、西部でユーラシアプレートに衝突/沈み込んでいる。これらの幾何学的配置により、各プレートは折り曲げられ、垂直方向の応力勾配が発生している可能性がある。プレート間地震\*の発生前は、陸側のプレートが沈降を続け、プレート間地震の発生後急激に隆起するという地殻の上下変動が、世界各地で観測されてきた(例えばChapple and Forsyth, 1979; Savage and Plafker, 1991; Hyndman and Wang, 1995)。これらの折り曲げに伴う、深さ方向の応力勾配がどの程度の大きさを持っているのかは定量的な議論がなされていないが、房総半島南端の掘削候補地(野島崎)が、関東大震災をもたらした1923年関東地震時に、約2m隆起したこと(陸地測量部, 1930)もこのモデルを支持している。

マグマの駆動力としての応力勾配

垂直方向の応力勾配の測定により、房総半島の北米プレートで折れ曲がりを実証できれば、同様にフィリピン海プレートでも同じ現象が起こっていると考えるもよいであろう。フィリピン海プレートは多くの火山を発達させているので、深さ方向の応力勾配にマグマがどのような応答をするかを調べることができる。応力勾配は浮力とともにマグマの駆動力となる(Takada, 1989)からである(第3-7図)。

上部地殻では玄武岩質マグマと母岩の密度差、つまり浮力は非常に小さく、応力勾配の影響が大きくなる。計算上、1MPa/kmの応力勾配は密度差0.1g/cm<sup>3</sup>に相当する。例えば、厚さ10kmの地殻が折れ曲がって、地表で水平距離30kmあたり1m弾性変形する場合、0.1MPa/kmの応力勾配を生ずるので、応力勾配は無視できない。従来、火道内でのマグマの搾り出しが考えられていたが、むしろマグマで満たされたクラックが応力勾配で移動する(Takada, 1989)と考えた方が一連の現象を説明しやすい。伊豆大島の三原山火口において、地震活動が静穏なときは、第3-7A図のように地殻が上に凸の折れ曲がりを起こしたときに相当すると考えられる(第3-6図の矢印)。第3-8A図は、1885年以降の関東地方南部のフィリピン海プレート周辺で地震によって開放された積算エネルギーを示す。第3-8B図は伊豆大島の三原山火口の火孔底の高度変化を示す。地震活動が静穏なときにマグマヘッドを示す火孔底の高度が上昇し、地震活動が活発になると火孔底高度が下降する傾向がみられる。このとき、マグマは容易に上方に移動し噴火に到る。

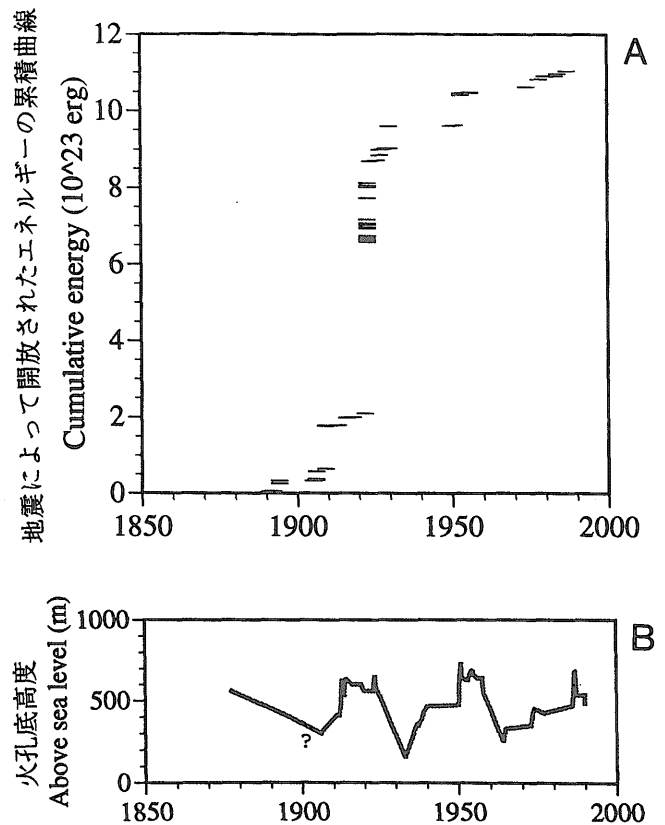
JUDGE坑井を用いた応力勾配の測定

この仮説の可否はJUDGE坑井を用いて、上部地殻内の深さ方向の応力勾配を測定することによりチェックできる。このためには、深さ10kmの掘削井で少なくとも3箇所、例えば1, 5, 9 kmの各深度で応力を測定し、応力勾配を見積ることが必要であろう。また、第3-8A図のよ

うなプレート境界での巨大地震を引き起こす応力変動のリズムを検知するためには、応力勾配の時間変化のデータも必要であろう。ただし、深部では変形量が大きすぎて正確に応力を測定できるか、また、高温下での連続観測は可能かといった技術的な問題をまず解決しなくてはならない。

火山活動を含む広域応力場・歪場のリズム

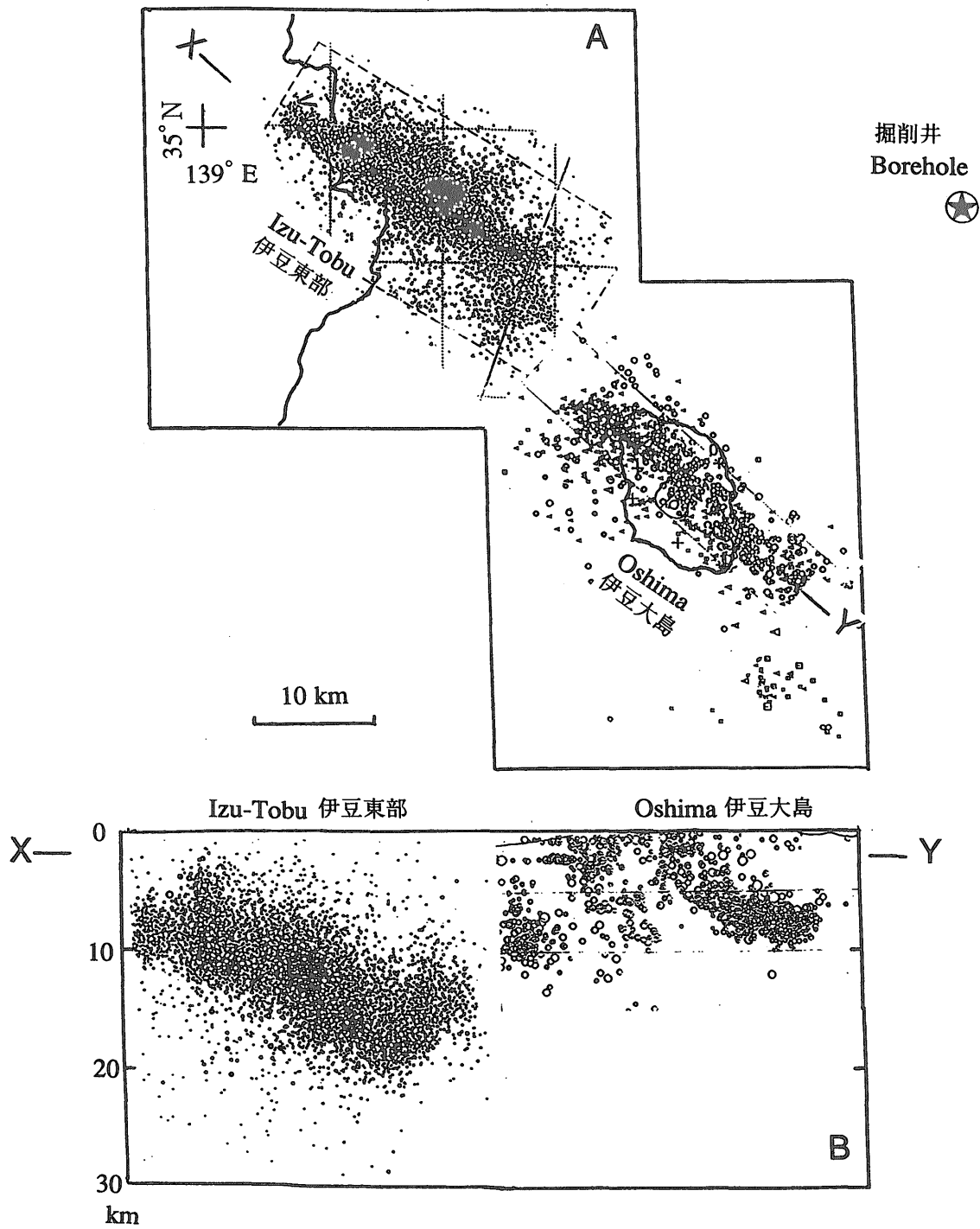
深さ10kmの掘削井内で応力・歪(ひずみ)の時間変化を測定することも興味深い点になる。固体地球は振動しており、応力場・歪場に関する様々なリズムが見られる。観測で得られる応力・歪の時間変化の観測量は、観測井周



第3-8図 南関東で地震(M≥6)によって開放されたエネルギーの累積曲線(A)と伊豆大島・三原山火口の火孔底高度変化(B)。地震の基礎データは茅野・宇津(1987)に、火孔底高度変化は山科(1996)による。

Fig. 3-8 Cumulative energy released by earthquakes (M≥6) in and around the Philippine Sea Plate of the southern part of Kanto district (compiled after Kayano and Utsu (1987)), and height change of the central crater bottom at Miharayama, Izu-Oshima volcano (Yamashina, 1996).

(3) JUDGE計画の科学的目的 (浦辺 ほか)



第3-9図 1986年伊豆大島噴火(1986年11月21-30日)と伊豆東部火山群の活動(1980-1989年)に伴う地震活動(山岡・坂下, 1988; Okada and Yamamoto, 1991)。Aは震源の平面投影図。掘削候補地を右上に示してある。Bは震源のX-Y方向断面の投影図。

Fig. 3-9 Seismicity during the 1986 eruption of Izu-Oshima volcano (Nov. 21-30, 1986), and the volcanic activity of Izu-Tobu volcanoes (1980-1989) (Yamaoka and Sakashita, 1988; Okada and Yamamoto, 1991). A shows epicentral distribution with the proposed borehole site. B shows vertical cross sectional map of hypocenters along X-Y section.

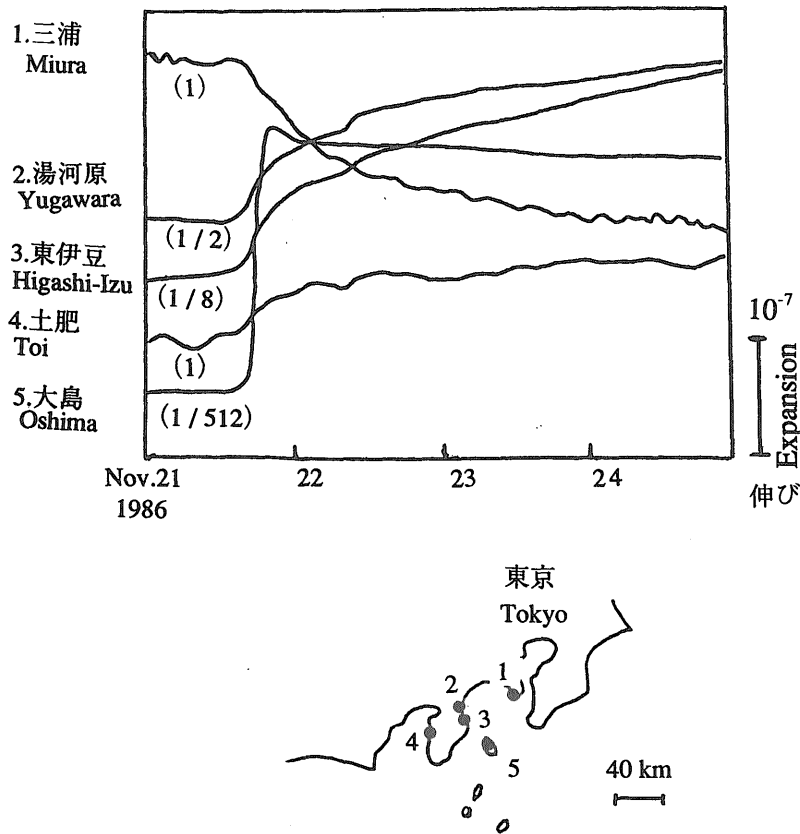
辺の応力 (局所応力場) 変化の上に、遠方での応力 (広域応力場) 変化が重ね合わさっているものである。これらの二つの応力場が分離できるとすると、局所応力場の時間変化は、掘削井近傍で起こる付加体内の物質移動や、プレート境界部の地震に関連したリズムを表現していることになる。

一方、広域応力場では、その時間変化する応力源の候補として、潮汐力や遠方の地震のほかに、水平距離約40km南西の伊豆大島火山をはじめとする多くの火山がある。最近、マグマがクラック (割れ目) で輸送されるモデルを支持する多くの事実が報告されてきている (高田, 1994)。このモデルによれば、マグマの発生深度から地表まで長さ約40kmにわたるマグマ供給系は、マグマの移動や噴火に伴い応力変化しているはずである (第3-6図のSsとSd)。上部地殻のマグマ供給系付近の局所応力場は、マグマで満たされたクラックの蓄積や断層運動により応力変動していることが指摘された (高田, 1996)。また、近接する2火山で、互いの火山同士の距離がマグマ供給系の規模より十分短い場合、応力を媒介とした力学的な相互作用を行っている可能性がある (高田, 1994)。例えば、ハワイのキラウエア火山とマウナロア火山では、100年程

度の時間スケールで、マグマ噴出率などの噴火活動に関する盛衰のリズムが交互に逆転する (位相が $\pi$ ずれた) パターンが現れている。

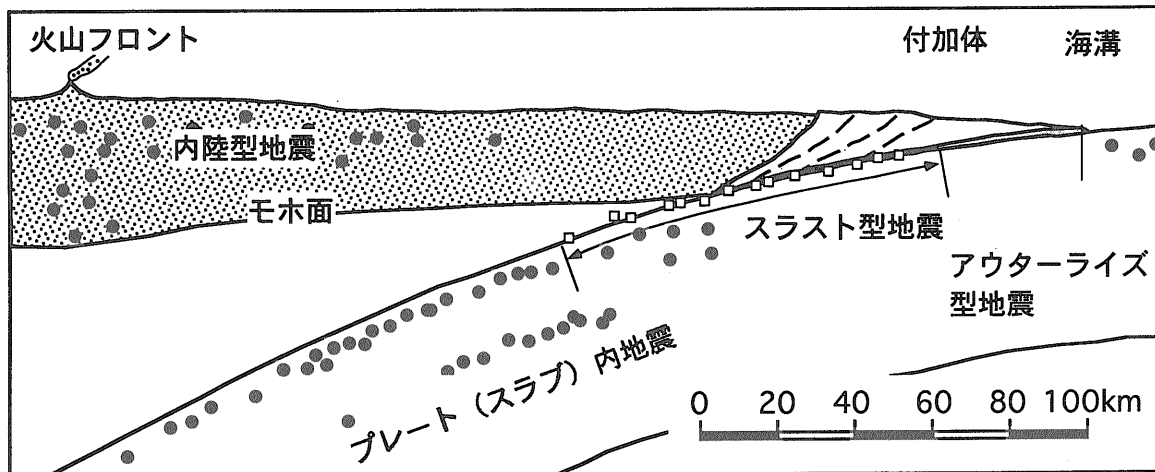
#### JUDGE坑井でのマグマ移動の観測

房総半島に例を取って、具体的に観測坑周辺の火山を考えてみる。第3-9図は伊豆大島と伊豆東部火山群付近の震源分布で、高密度の地震発生領域はクラック貫入の範囲を示していると考えられる。一般に開口クラックによる応力は、クラックの長さの半分位の距離には減衰が少なく有効に働く。よって、全体として水平規模50kmの応力源は、距離の減衰がより少なく40km離れた掘削井でも十分感知できる (第3-6図のSs)。1986年伊豆大島の噴火では、深さ10km以浅に水平距離20kmにわたるマグマで満たされたクラックが貫入したと考えられ、三浦半島の体積歪計で $10^{-7}$ のオーダーの歪変化が観測された (第3-10図)。各観測点の歪量の違いは距離による減衰を示しているので、これらから応力源を伊豆大島付近と特定できる。三浦半島だけ縮みの歪であることは、北西-南東方向に貫入したクラック (第3-9図) に直交した方向に三浦半島が位置することで説明可能である。また、他の応力源と



第3-10図 1986年伊豆大島の噴火による体積歪変化 (神定ほか, 1987)。括弧の数字は図右端のスケールに対する倍率。

Fig. 3-10 Changes of volumetric strain during the 1986 eruption of Izu-Oshima volcano (Kanjo *et al.*, 1987). Number in the parentheses represents magnification of data.



第3-11図 典型的な沈み込み帯の断面図とその付近で発生する地震の震源の模式図。沈み込むプレート内では海溝の外側でアウターライズ型(主に正断層型)が発生する。沈み込み帯深部ではプレート上面付近で発生するスラブ内地震が深発地震面(和達・ベニオフゾーン)を形成し、これはしばしば二重地震面となる。上盤側のプレート内では内陸型地震が主に上部地殻内で発生する。これらはいずれもプレート内部で発生する(図中黒丸)のに対し、沈み込むプレートと上盤側のプレートの境界ではプレート間(スラスト型)地震が発生する(図中白抜き四角形)。プレート間地震の発生域は矢印で示した範囲に限られるが、 $M > 8$ の巨大地震となることがある。

Fig. 3-11 Schematic cross-section of a typical subduction zone and distribution of hypocenters. In the subducting plate, outer-rise type earthquakes, usually with normal-fault type mechanism, occur outside the trench axis. In the deeper part, intra-plate earthquakes near the upper surface of the slab forms the Wadati-Benioff zone, which sometimes forms double structure. In the overriding plate, intra-plate earthquakes occur mostly within the upper crust. These are all intra-plate earthquakes as shown by solid circles. Between the subducting and overriding plates, inter-plate earthquakes as shown by open squares occur with thrust-type mechanism. These inter-plate earthquakes are limited in the region shown by an arrow, but largest ones become great ( $M > 8$ ) earthquakes.

して、地震のトモグラフィより8-10kmにマグマの停留する場所(マグマ溜り)も考えられている(渡辺, 1995)。一方、マントルでのマグマ流動のリズムやマグマ溜りにマントルから供給されるマグマパルスを見積ることも可能かもしれない(第3-6図のSd)。後者は、従来の火山直上の平面的な観測網では、全く得られない情報である。このような深部からのマグマの移動を観測することは、世界で最も多くの観測が行われているキラウエア火山でも実行されていない。

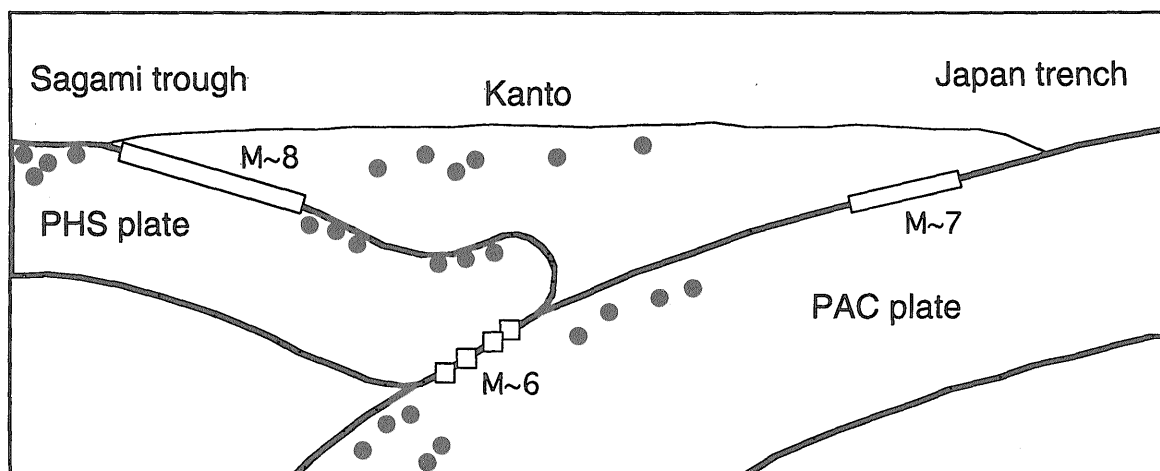
実際の観測では、深さ10kmの掘削井で少なくとも3箇所、例えば1, 5, 9 kmの各深度で応力・歪の時間変化を測定することが必要であろう。連続観測ないしは繰り返し観測が望ましい。第3-10図から判断すれば、体積歪計だと精度は $10^{-8}$ 程度であろうか。広域応力源を特定するためには、3箇所以上の観測点での観測量と、観測量の応力源からの距離に関する減衰率、または変動の移動・拡散速度が必要である。関東周辺の地殻変動観測網との連係が重要なポイントの1つである。

### 3.6 プレート間地震の発生帯と予知への貢献

#### 沈み込み帯において発生する地震のタイプ

プレートの沈み込みによって起きる様々な地学現象の中で、地震は大きな被害を出すので社会的にも影響が大きい。地震の物理的な大きさは地震モーメントによって表わすことができるが、地球上で発生する地震の全モーメントの9割以上は沈み込み帯の巨大地震( $M8$ 以上)として解放される(Pacheco and Sykes, 1992)。日本付近では4つのプレートが衝突しているため地震が多く、世界中の地震の約1割は日本付近に集中している(第3-1図)。そこで発生する地震の発生機構を詳しく知ることは、日本にとって科学的にも社会的にも重要かつ緊急の課題である。

沈み込み帯において発生する地震は幾つかのタイプに分けられる。第3-11図に典型的な沈み込み帯の断面図と、模式的に描いた震源分布を示す。まず、沈み込む前(海溝の外側)のプレート内で発生する地震があり、これらはアウターライズ型と呼ばれる。1933年三陸沖地震( $M8.1$ )のように非常に規模が大きくなることもあるが、震源が



第3-12図 関東地方で発生する地震の種類を示す模式図。関東地方では東から太平洋プレート (PAC) が、南西からはフィリピン海プレート (PHS) が沈み込むため、3つのプレート各々の中でプレート内地震 (黒丸) が、また3種類のプレート間地震 (白抜き四角) が発生する。沈み込む太平洋プレートと関東地方をのせるプレート間の地震は最大でM~7クラス、また、沈み込んだ太平洋プレートとフィリピン海プレートとの境界 (深さ70-80km) で発生するプレート間地震は最大でもM~6クラスであるのに対し、フィリピン海プレートと関東地方をのせるプレート間で起きる地震は、巨大地震 (M~8クラス) となる。

Fig. 3-12 Schematic view of several kinds of earthquakes around the Kanto region, where the Pacific plate (PAC) subducts from east and the Philippine Sea plate (PHS) subducts from southwest. Within these plates, intra-plate earthquakes (shown by solid circles) occur, and three kinds of inter-plate earthquakes (shown by open rectangles) occur between the plates. The maximum size of inter-plate earthquakes between the Pacific plate and Kanto is about M~7, and that for between the subducted Pacific and Philippine Sea plates (at a depth of 70~80km) is about M~6. Great earthquakes (M~8) occur between the Philippine Sea plate and Kanto region.

陸から遠く離れているため震動による被害は比較的小さい (口絵1参照)。ただし、大きな津波が発生し被害を及ぼすことがある。

次に、沈み込むプレート内で起きる地震は海溝から下部マントル境界付近まで起き、その震源分布から沈み込むプレートの形状が推定できる。一般には規模が小さいものが多いが、1993年釧路沖地震 (M7.8) のように震源の深さが100kmにもかかわらず、被害を出すこともある。また、上盤側のプレート内では主に上部地殻内で地震が発生する。日本列島内陸の活断層で発生する地震がこのタイプに含まれる。これも時として非常に大規模なもの (例えば1891年濃尾地震, M8.0) になることもあるが、一般にその平均繰り返し間隔は1000年のオーダーと長い。

沈み込み帯付近で発生する地震の中で最も規模が大きいのは、沈み込むプレートと上盤側のプレートの間で発生するプレート間地震\*である。すなわち、沈み込むプレートが上盤側のプレートを引きずり込み、これがある限界に達すると蓄えられていたひずみが大地震として解放されるというものである。これらは低角の逆断層型のメカニズムを示すのでスラスト型などと呼ばれ、一般に沈み込み帯の地震というはこのタイプを指すことが多い。

このタイプの地震は比較的規則的に、100年のオーダーの繰り返し間隔で発生している。前にも述べたように、地球上の地震のモーメントのほとんどはこのタイプで消費され、日本付近では千島-日本海溝沿い、南海トラフ沿い、相模トラフ沿いでスラスト型のプレート間地震が繰り返し発生している。

#### プレート間地震の発生域

プレート間地震の発生域をもう少し詳しく見てみよう。第3-11図に示すように、これらは深さ10-40km付近でのみ発生する (Byrne *et al.*, 1988; Shimamoto *et al.*, 1993)。この部分で普段は2つのプレートが固着しているのが、巨大地震時にはすべりを起こすのである。このようなすべりは固着-すべり (stick-slip) ないし不安定すべりと呼ばれる。約40kmより深くなると、高温高圧のため岩石は脆性破壊を起こさず、2つのプレートは安定すべり (stable-sliding) をすると考えられている。一方、海溝付近から深さ10km程度までの付加体の下には堆積物が沈み込んでいて (von Huene *et al.*, 1994)、プレート間の固着は弱く (非固着域)、プレート間の地震は発生しない (Suyehiro and Nishizawa, 1994)。

この固着域の幅は何によって決まっているのだろうか

(3) JUDGE計画の科学的目的 (浦辺 ほか)

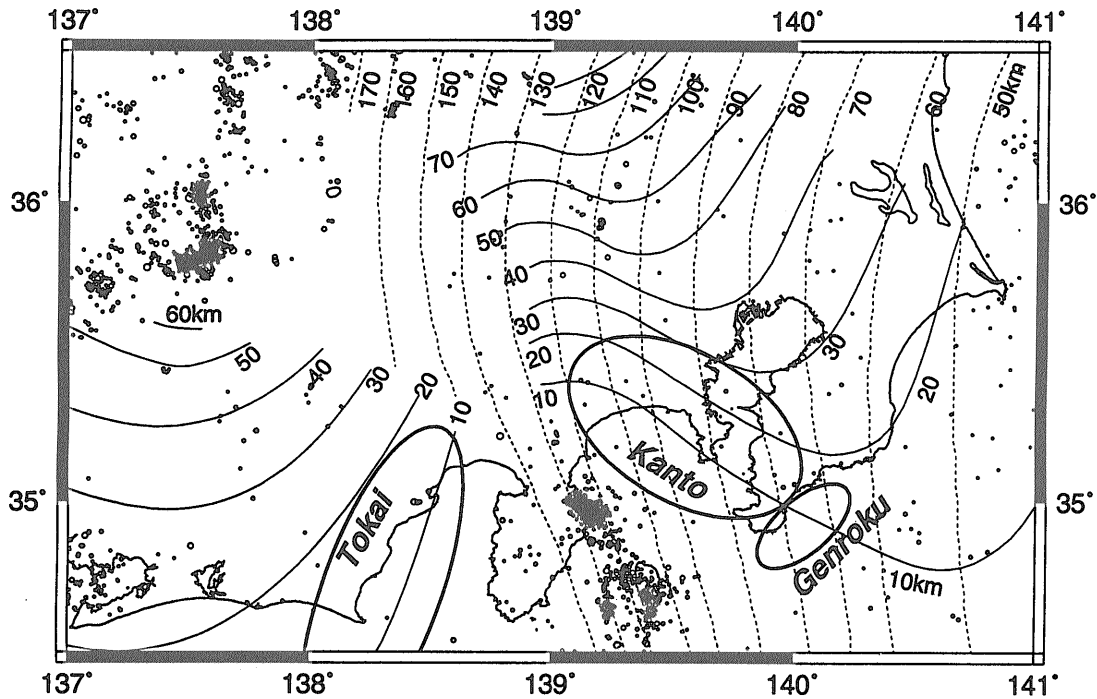
か? Cloos (1992) は沈み込んだ海山によって固着-すべりが発生し、地震の破壊が伝播する媒体によってプレート間地震の震源域の幅が決まるというモデルを出している。Hyndman *et al.* (1995) は北米カスケードと南海トラフ沿いにおいて巨大地震時のすべり量分布、地震時及び地震間の地殻変動データ、地殻熱流量データ、地下の温度分布の推定値などから、プレートの固着域の幅は温度によって規定されると結論づけた。彼等の結果によれば、プレート間の固着して巨大地震の時にすべる領域は温度150-350°Cの領域に対応する。温度が350-450°Cの間は固着域と安定すべり域との漸移帯であるとしている。

地震すべりの浅部への伝播

さて、海溝付近から温度が150°Cに達するまでの領域(付加体の下)ではスラスト型地震は発生しないことは

すでに述べたが、この部分は巨大地震の際にも全くすべらないのであろうか? 南海トラフの巨大地震のすべり量分布の推定からは、この部分も地震時にすべって海底変動を起こし、津波を発生させたことが明らかになった (Satake, 1993)。すなわち、付加体の下は固着-すべりを起こすほど固着は大きくないのだが、より深い所で始まったすべりが浅いところまで伝播し、受動的にすべることはあるようなのだ。また最近、津波地震と呼ばれる異常な地震(地震動は弱いのに大きな津波を発生する地震で、1896年明治三陸地震は2万人以上の犠牲者を出した。現在の津波予報システムの泣き所でもある)は海溝付近の付加体下のプレート間で発生するという考えが出された(谷岡・佐竹, 1996)。

プレート間地震の震源域・地殻変動域を正確に見積もることは、巨大地震の大きさを予測する上でも重要である。特に巨大地震に伴う津波や津波地震の大きさを予測



第3-13図 関東地方の浅い地震の分布。科学技術庁防災科学技術研究所のデータによる、1980年から1995年までの16年間に発生した地震で、マグニチュード2以上、深さ10km以浅、人工的な震源(発破など)によるものを除くため夜間(午後7時から午前7時まで)に発生した地震のみ約4600個を小さな丸で示す。コンターはIshida (1992) による、太平洋プレート(破線)及びフィリピン海プレート(実線)の上面の深さを示す。フィリピン海プレートの沈み込みに伴う巨大プレート間地震の震源域を楕円で示す。

Fig. 3-13 Seismicity of the Kanto region. Small circles indicate the epicenters of shallow earthquakes located by the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED). Approximately 4600 events that occurred between 1980 and 1995, during night time (between 19 and 7 o'clock) in order to avoid artificial sources such as quarry blasts, with  $M \geq 2$  and depth  $\leq 10$  km are plotted. The contours indicate the estimated depth of the subducting plates by Ishida (1992). The dashed curves are for the Pacific plate and the solid curves are for the Philippine Sea plate. The source areas of great inter-plate earthquakes between the Philippine Sea plate and Kanto region are shown by ellipses.

する上で、付加体下の非固着領域の物性を知ることは重要である。ここでは沈み込むプレートによって運ばれた水が大きな役割を果たしていることは間違いないが、その詳細についてはわかっていない。一般の沈み込み帯では、非固着域は陸地から離れた海底下であるためである。

### 関東地方での地震の発生

日本の中でも関東地方はプレートの構造が最も複雑な所である。太平洋、フィリピン海の両プレートが関東地方を載せる北アメリカプレートの下に沈み込んでいる。したがって関東地方ではこれらのプレート間及びそれぞれのプレート内部で大小様々な地震が起きている。M2程度の微小地震も含めてその震源域及びそれがどのプレートに属するのかが分かってきたのはごく最近のことで、ここ10年程である(笠原, 1989; 岡田, 1990; Ishida, 1992)。

第3-12図に模式的に描いた関東地方のプレートの沈み込み、及びそれに伴う地震の種類を示す(石橋, 1994)。上に述べたように沈み込み帯では沈み込むプレート内の地震、上盤側のプレート内の地震、及びプレート間の地震の3種類があるが、関東地方では太平洋とフィリピン海の2つのプレートが沈み込むため、合計6種類の地震が起きることになる。

まず、沈み込む太平洋プレートと関東との間のプレート間地震がある。関東沖の日本海溝沿いでは、千島海溝や東北北部の日本海溝沿いに比べるとプレート間地震の規模は小さい。福島県沖や千葉県沖では1938年福島県沖地震(M7.5)や1953年房総沖(M7.4)などのM7.5前後の大地震が発生しているが、茨城県沖の日本海溝沿いでは約20年間隔で発生するM7クラスが最大規模のようだ(岡田, 1990)。沈み込んだ太平洋プレートは関東地方の下ではすでに50kmから100km程度の深さに達しているが、この深さでもM6クラスの地震だと東京で震度5に達することもある。最近では1985年の茨城・千葉県境付近(M6.1)や1992年浦賀水道付近(M5.9)がこのタイプの地震である(石橋, 1994)。伊豆半島を載せるフィリピン海プレートは駿河トラフ及び相模トラフ沿いでそれぞれ東海、関東地方の下に沈み込む。駿河トラフ沿いでは東南海・南海道地震と呼ばれるプレート間の巨大地震が繰り返す。相模トラフ沿いには、後で詳しく述べる関東地震が繰り返す。フィリピン海プレート内では、沈み込む前には1978年伊豆大島近海地震など伊豆半島付近の地殻内の浅い地震が起き、関東地方の下に沈み込んでからも、千葉県を中心に被害を出した1987年の千葉県東方沖地震(M6.7)のような地震が発生している。関東地方の地殻内(北米プレート内)で発生した被害地震としては1931年の西埼玉地震(M6.9)などが挙げられる。また、立川断層や伊勢原断層などの活断層は過去2000年以内にM7クラスの地震を起こしたとされている。沈み込んだ2つのプレートは地下50km以深で接しており、千葉県中部から茨城県南西部で発生する深さ70-80kmの地震はこれらのプレート間の地震だと考えられている。

### 1923年関東地震(M7.9)

関東地方で最も規模の大きい地震は、相模トラフ沿いに沈み込むフィリピン海プレートと関東との間で発生するプレート間地震である。1923年関東地震(M7.9)はこのタイプに属する。日本史上最悪の14万人もの死者を出したこの地震については地震学的データは少ないながらも多くの研究がなされている(石橋, 1994)。震動による被害の最も激しかったのは小田原付近で、小田原城の石垣の大崩壊、根府川の山津波などにより大きな被害が出た。またこの地震に伴い、相模湾北岸・三浦半島・房総半島が垂直に2m以上も隆起、水平には南東方向に3m近く変動した。海底の変動は津波を発生させ、熱海では10m以上の高さとなった。これらのデータに基づいて、断層モデルが数多く提出されており、断層面上のすべり量は5-7m程度と推定されている。第3-13図に示すように、この震源域(断層面)は相模湾から房総半島にかけてのフィリピン海プレート上面を示すコンターと平行であり、断層面の下限は深さ30km程度と推定されるが、上限の正確な深さは不明である。フィリピン海プレートの相模トラフ付近での沈み込み速度は年間3-4cm程度と見積もられているので、関東地震の震源域が完全に固着しているとすると、その繰り返し間隔は200年前後と見積もられる。

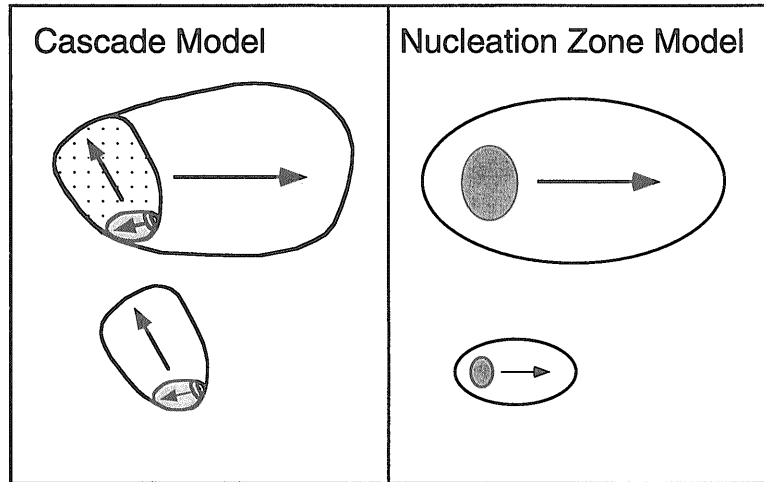
### 地震の繰り返し間隔

関東地震以前に同地域で起きた巨大地震は元禄地震(1703年)でMは8程度と推定されている。この元禄地震の震度分布や地殻変動の量やパターンは関東地震と良く似ていて、震動は小田原で最も激しく、相模湾北岸・三浦半島・房総半島において地殻変動や津波が記録された。大正の関東地震と大きく違うのは、外房においても地殻変動(2-4m隆起)や大きな津波被害が出ている点である。これを説明するには相模湾内の断層の他に、房総半島の南東側にも別の断層面が必要とされている。すなわち、相模湾内の断層のみがすべるいわゆる大正型と、外房の地殻内の断層も同時にすべる元禄型の地震があるというのだ(松田, 1985)。そして、大正型は200-700年程度の繰り返し間隔で、元禄型は2000年前後の繰り返し間隔を持つ。さらに国府津-松田断層を動かす大磯型が存在し(松田, 1985)、その繰り返し間隔は1000年程度(山崎, 1985)という研究もある。このように、相模湾で発生する関東地震については、その大まかな性質は分かっているものの、断層運動の詳細、繰り返し間隔などについては不明な点が多い。

### 地震の発生機構と予知

近年、地震の発生機構、特に破壊がどのように始まり、拡がり、止まるのかについて、理論・観測・実験の各方面での研究が精力的に行なわれ、理解が進んできた。その結果として、地震の発生について2つの異なった考え方が提出されている。1つは、地震の発生・破壊の伝播をフラクタル的にとらえるもので、小さい地震も大きい地震も





第3-14図 地震の開始に関する2つのモデル (深尾・芝崎, 1995による)。左側はフラクタル的階層構造を持つカスケードモデルで、大きな地震も小さな地震も同じ様に始まり、破壊が階層的に成長したときに大地震となる。このモデルに基くと、地震の大きさを予め知ることは困難である。右側は破壊核形成モデルで、まず、最終的な地震の大きさに比例した破壊核が形成され、その中でゆっくりとした破壊成長から高速破壊へと破壊は進む。このモデルに基くと、巨大地震の破壊核の大きさは10km程度であり、その近傍で密な地球物理観測を行うことによって、巨大地震の直前予知をすることが可能である。

Fig. 3-14 Two models on nucleation process of earthquakes (Fukao and Shibazaki, 1995). (left) Cascade model in which large and small earthquakes nucleate in a similar way, and those which successfully grow up to higher level become large earthquakes. Prediction of large earthquakes is intrinsically difficult according to this model. (right) Nucleation zone model. A nucleation zone, whose size is proportional to the eventual size of earthquake, is formed first, then slow rupture within the nucleation zone is followed by rapid rupture propagation. According to this model, the size of nucleation zone for great earthquakes is about 10km, and dense geophysical observations around the nucleation zone may allow us to detect precursory phenomena.

同じように始まるが、たまたま破壊が途中で停止しなかったものが大地震になるという考えである。この考えに基づくと、大地震を予知するのは原理的に難しい。もう1つの考えは地震の発生直前には破壊核が形成され、さらにそのサイズは地震の大きさに比例するというものである。この考えに基づけば、大地震の発生前の破壊核での応力集中を観測することができれば、地震の予知が原理的には可能である。

さらに後者の考え方に立って、これまでの経験・観測に全面的に頼って来た地震予知計画に理論・モデルリングを導入しようという動きがある。以下ではこれらの考え方について簡単に述べる。地震の始まり方を調べるには地震波の立ち上がり部分を詳しく調べれば良いのだが、地震波の伝播の影響を除くために震源近傍において観測をする必要がある。大地震の震源域における余震の観測により、地動の変位速度が直線的に増大する主要フェイズの前に初期フェイズがあることが見い出された (Iio, 1992)。さらにこの初期フェイズは微小地震から巨大地震までに存在し、その継続時間は地震の規模に比例するという (Ellsworth and Beroza, 1995)。

一方、これらは地震波の減衰の影響による見かけのもので、地震波の立ち上がり部分は小さい地震から大きい地震まで一定であり、立ち上がり部分から地震全体の規模は推定できないという観測報告もある (Mori and Kanamori, 1996)。最近、広帯域地震計が普及しており、1つの地震計で小さな地震から大きな地震までを記録し、その波形を比較することが容易になったので、震源域にできるだけ近づいた観測を行うことにより、初期フェイズに関するデータがさらに得られることが期待される。

#### 地震の初期フェイズと破壊核の成長

観測を通じて明らかになった初期フェイズについて、2つのモデルが存在する (深尾・芝崎, 1995)。1つは深尾らによる階層的破壊成長 (カスケード) モデル (第3-14図) である。これによると、地震はすべて初期破壊と主破壊から成り、主破壊が終了した時点でさらに破壊力が残っているときには、これまでのプロセス全体を初期破壊とするような1つ上の階層に進む。このようなフラクタル構造は地震の規模別頻度分布 (大きい地震ほど頻度が

少ない)とも調和的である。

もう1つのモデルは破壊核形成モデルである(松浦, 1995)。これは最近の岩石実験の結果(大中・山下, 1995)に基づく物理モデルで、地震は外部応力の増大によって非常にゆっくりと破壊核が形成され、次にゆっくりとした動的な破壊成長、最後に高速の破壊伝播が起きるというものである。そして、ゆっくりとした破壊成長プロセスから出た波が地震波の初期フェイズ、高速の破壊伝播プロセスからの波が地震波の主要フェイズに対応する。さらに、破壊核の臨界サイズ(これを超えると高速破壊が始まるという大きさ)は地震の最終的な大きさの約10分の1だという。このモデルに基けば、プレート間の巨大地震の破壊核の大きさは10km程度であり、震源近傍に密な観測網を置くことにより、破壊核の成長を応力測定、地殻変動、地震活動などの観測を通じて捉えることができる。

関東地震の断層面への掘削としてのJUDGE坑井

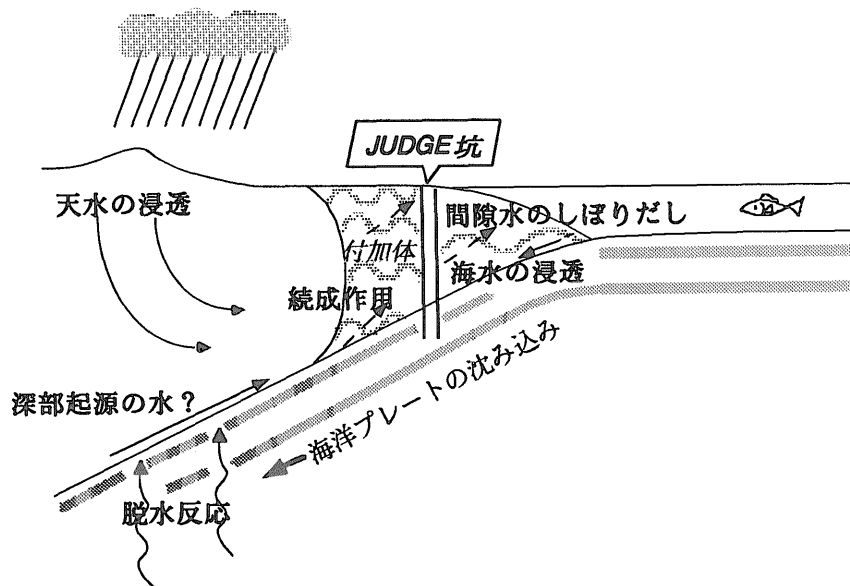
以上述べてきたように、プレート間の巨大地震についてはまだ分からないことが多い。唯一分かっているのは、これらは繰り返す、すなわち将来も必ず発生するということである。房総半島南端付近で深さ10km程度の掘削を行うと、関東地震の断層面に到達することが可能である。これにより以下のことが期待できる。(1)巨大地震の震源域における環境(温度、圧力など)や物性が直接測定・観察でき、固着-すべりをおこす物理的環境が明らかになる。これにより岩石実験と実際の地震とを結び付ける貴重なデータも提供される。(2)震源近傍で応力、地震をはじめとする地球物理学的観測を継続することによって、破壊核形成プロセスを検知できる可能性があり、巨大地震の短期予知につながるデータの取得が期待される。

3.7 沈み込み帯における流体/岩石反応と物質循環

地殻流体の役割

地殻内の流体(水溶液、炭化水素、ガスなど)が、地殻内のさまざまな現象に与える影響の大きさは、強調してし過ぎることがないほどで、様々な地質現象における流体の役割は近年ますます注目されている(例えばGeophysics Study Committee, 1990)。

沈み込み帯の水は、(1)岩石と活発な化学反応を行い、風化/続成/変成/変質等の現象において最も重要な役割を果たす。(2)多孔質岩石中の間隙水圧が上昇すると、有効応力が減少する。その結果、プレート運動で生じたせん断力を岩石の摩擦力で支えきれなくなり、地震が起こりやすくなる。(3)水を含む岩石は融点が高いので、低温環境でも容易に融解してマグマを生成する。もしもそのマグマが地上に到達すれば火山噴火を引き起こす。(4)鉱物中に水があると、hydrolytic weakeningというメカニズムによって塑性変形が起こりやすくなり、褶曲のような地殻の変形が起こりやすくなる他、地震の震源分布などにも影響を与える。(5)水は金などの経済的価値のある金属を溶解・運搬・析出するので、鉱床の形成に関与する。(6)放射性廃棄物の地層処分の設計において、長いタイムスケール(たとえば数万年)でみた地殻の水の挙動の研究結果は、ナチュラル・アナログ(天然における類似現象)として重要である。(7)沈み込み帯は海嶺と並んで地殻と大気・水気の物質のやり取りの活発な場であることから、大気や海洋の進化のようなグローバルな物質循環に大きな影響を与える。したがって、沈み込み帯における水の動きを解明することができれば、(1)-(7)の分野の発展にも貢献



第3-15図 沈み込み帯の水理図

Fig. 3-15 Schematic section of the hydrogeology in subduction zone.

できるであろう。

#### 沈み込み帯における流体の挙動

以上述べてきたように沈み込み帯における流体の挙動、その地質現象やグローバルな物質循環への影響の解明は第一級の問題であるが、地下深部の流体の直接採取が困難なことや、実験室での確認が難しい等の点からその実態はほとんど分かっていない。しかしそれでは話が進まないで、第3-15図に沈み込み帯における様々な水の移動の概念を示した。JUDGE計画においてターゲットとされている付加体深部における流体の起源としては、沈み込みによって供給される層間海水や生物起源の揮発性成分、マグマ活動ないしはマンツルの脱ガスに伴って地下深部から供給されるもの、及び循環地表水などが考えられる。これらが端成分となって、混合したり、岩石との反応、溶液自体の2相分離などの過程を経て様々な組成を持つようになることが考えられるので、まず端成分となる流体の性質を推定してみよう。

#### 沈み込みによって供給される流体

沈み込みによって地下深部へ供給される流体は、海洋底の付加体浅部に見られる流体で代表されよう。今まで海洋底付加体の浅部で詳細な調査が行なわれたのはバルバドスリッジ、南海トラフ、ペルー沖などであるが、現在得られているそこでの流体の情報は、国際深海掘削計画(ODP)の掘削深度限界の関係で、海面下数百メートルまでに限られている。いずれの場所も、海水よりも塩濃度の低い間隙水が存在し、それが海底から湧出しているのが最大の特徴である。例えばバルバドスリッジではデコルマ面や活断層面に沿って塩濃度が海水より10~30%程度低い水が存在し、それらが年間 $10^6\text{m}^3$ 、最大 $17\text{m}^3/\text{年}$ の速度で湧出していると推定されている。間隙水の塩濃度が海水より低くなる理由については様々な説が出されているが(6).2参照)、このような水は付加体内部起源の水と外部起源の水に分けられよう。

内部起源の水としてはおよそ多い順に(1)埋没や沈み込みに伴う孔隙率の減少による間隙水のしぼり出し、(2)続成作用や変成作用に伴う脱水反応、(3)雲母や角閃石などの含水鉱物の分解、(4)メタン・ハイドレート分解などが考えられている(Kastner *et al.*, 1991; 芦, 1993)。流体の組成は一つの地域や一本のコアの中で大きく変化し、流体の経路やその変質過程の複雑さを反映しており、そのプロセスの解明は今後の大きな課題として残されている。

外部起源の流体、すなわちマグマの発生やマンツルの脱ガスなどに伴って深部から供給される流体の性質を推定するうえで、火山ガス、熱水性鉱床(近年マグマの寄与が明らかにされつつある)、および火山性の温泉水などが大きな情報を与えてくれる。特に火山は地下深部の情報を得るための窓であり、例えば火山ガス中の反応性の低い窒素や希ガスの組成や同位体比の研究は、沈み込みに伴ってスラブに持ち込まれた堆積物の島弧の火山ガスへ

の寄与を明らかにするなど、流体変質のみならず、沈み込みの実態解明へ大きな制約条件を与える(例えばKita *et al.*, 1993)。

#### 変成流体と地殻内流体の進化

一方、付加体がさらに深部に沈み込むと、間隙水のしぼり出しが卓越するステージから変成作用が卓越するステージに移行する。三波川変成岩など高压低温型の変成岩は、付加体がそのように変成作用を受け、さらに上昇して地表に露出したものと考えられている(3.4参照)。変成作用の過程において流体自身も組成を“進化”させることが予想され、沈み込み帯における変成流体の挙動は研究者の関心を呼んできた。その性質は主として変成流体の名残とも言える流体包有物の研究と、変成鉱物の相平衡解析の二つの手法から推定されてきたが、反応中の流体が採取できないので、なかなか確実な情報が得にくいのが現状である。

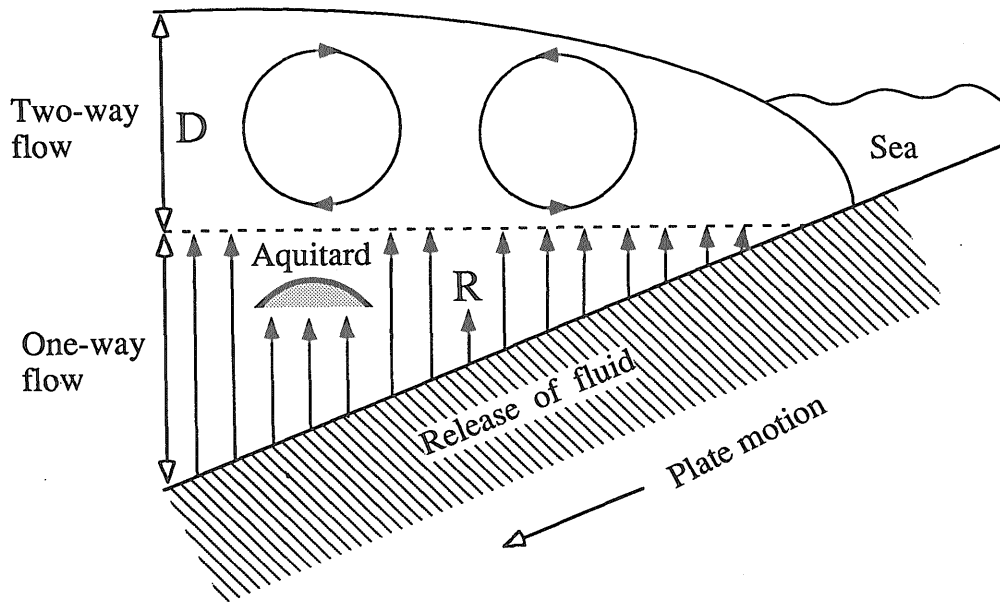
流体の変質過程を解明するためには、先に述べたような火山性流体や海洋底付加体の流体などの中間に相当する状態を把握することが是非とも必要である。超深度掘削による流体の研究は、地殻内流体の変質過程を明らかにするためのミッシングリンクを埋めることが期待される。

#### グローバルな物質循環と沈み込み帯の流体

近年グローバルな物質循環の研究が進み、揮発性成分の循環についてはかなり解明が進んでいる(例えば北野, 1984)。しかし多くの揮発性成分の循環の研究では、大気、水圏及び生物圏のみを結合されたシステムとして扱い、地殻との相互作用は無視されている。数万年以下程度の時間スケールにおいては、地殻との相互作用は定常と考えて物質収支の考慮からははずすことができるからである。それは一般に地殻との相互作用の変動の時定数が長いためでもあるが、地殻との相互作用についての基本的なデータが足りないことも大きく影響している。

地殻と大気圏・水圏との相互作用の強いところは、大規模な物質の垂直方向の動きのある海嶺やホットスポット、それに沈み込み帯などである。海嶺やホットスポットは深部からの一方的な物質の供給を考えればよいので比較的単純であるが、沈み込み帯においては大量の物質がプレートとともに沈み込む一方で、軽い流体成分は上昇したり、活発な火山活動も起こる。つまり、物質の動きが双方向にあるためにその収支は非常に複雑になっている。

Kastner *et al.* (1991) は沈み込み帯の内部起源の水はグローバルな地球化学サイクルへ与える影響は小さいと見積っているが、確固たる証拠があるわけではない。さらに量的に多い外部起源の水については見積りすらしていない。JUDGE計画により、付加体深部の流体の性状や流路、そこでの岩石・水反応が明らかになることで、沈み込み帯における物質循環の解明が飛躍的に進むことが期待される。



第3-16図 沈み込み帯の浅部（深さ数10kmまで）での水の挙動の略図（中島・鳥海，1996による）。斜線部で発生した水が、矢印にそって上昇する。深さDで浅の領域に入ると、対流セルに取り込まれて天水の循環に参入する（Dの値は、数kmから10数km）。Rの地点では、水が後退変成作用によって消費されている。上昇してきた水は、不透水層（黒い弧）にそれ以上の上昇を阻まれて、影の部分で集積する場合がある。ちなみに、深さ100km以深で生成した水は、マグマの中に溶け込み、マグマとともに地殻中を上昇する可能性がある。

Fig. 3-16 Cartoon of the hydrogeology in subduction zones (depth less than several tens 100km) from Nakashima and Toriumi (1996). Aqueous fluid released at the shaded zone migrates upwards (one-way flow). When the migrating fluid arrives at the depth D (several to several tens of kilometers), the fluid is incorporated into the convection cells of the meteoritic water (two-way flow). At the spot R, fluid is consumed by retrograde metamorphism. Migrating fluid may encounter an aquitard (shown by an arc), so that the fluid accumulates at the base of the aquitard.

岩石・水反応と物質収支

数多くの岩石・水反応の中でどれが支配的となるかは、岩石と水溶液の化学的性質や、温度圧力条件などで決まってくる。従って、幅広い条件が実現するであろうJUDGE坑井においては、粘土鉱物の生成やその変化を中心とするような続成作用から、より高温の変質、さらに脱水反応を主体とする変成反応などを観察することが可能となろう。これらがどう移り変わっていくかはJUDGE坑井における連続試料採取により解明可能となる。これらの岩石・水反応の解析と水溶液の分析から、沈み込んだ物質の中でどの元素がどのような過程を経て、海水や大気に入っていくか、あるいは日本列島の深部に付け加わるのか、さらに深部へ沈み込んでいくかという物質循環の一端が明らかにされるであろう。

岩石・水反応の研究にとって、反応によってどのような鉱物が生成し、どの鉱物が分解したかは基本的な情報である。また多くの場合複数の反応が同時、あるいはステージを変えて生じるので、それらの前後関係の解明も欠かすことができない。さらに、変質鉱物の同位体比の測定等で、変質の環境や関与した流体の起源などの解明が必要

であるが、そのためには、その変質鉱物がどのようなステージで脈に沈殿したものか、あるいは元々の鉱物を交代したもののかななどの情報も重要である。そのためには、ある程度の大きさの系全体を捉えることのできるコア試料が必要である。

スポットコアでよいのでないかという議論もあるが、複数の反応の前後関係をみるには、ある鉱物脈が別の鉱物脈を切るかどうかが決定的な証拠となる。このような決定的証拠は頻繁にあるものではなく、またあらかじめその場所を予測することもできない。したがって決定的な証拠を得るためにはオールコアは不可欠である。

しかし、技術的な制約からオールコアが不可能な場合も考えられる。その場合、最小限必要なコアとそれを補完する試料が必要となる。最小限必要なものとしては、支配する岩石・水反応が異なってくる場合、各ゾーンを代表するすべての部分がある。いずれにせよ、事前の調査やカッティングス分析などによりそのような重要なポイントをおさえ、その部分をその前後を含めてコアリングすることは次善の策とはなりうる。その場合、岩石試料をモニターする意味でカッティングスのオンライン分析

### (3) JUDGE計画の科学的目的 (浦辺 ほか)

が重要になる。カッティングスを上がった直後に顕微鏡観察やX線分析するような体制が必要である。地熱地帯や鉱山、油田の掘削など、探査が目的の場合はカッティングスだけで地質はわかると言われることもあるが、JUDGE計画のように科学的、学際的な掘削の場合、カッティングスだけでは得られない情報も数多いのである。

#### 流体採取

流体採取と流体圧力の測定はJUDGE計画の重要な目標である。その場合、岩石の情報と対応させるために、できるだけ密に流体を採取することが望ましい。ボーリング泥水による試料の汚染を避ける工夫をするとともに、流体組成のモニタリングを行ない、その経時変化をみることも重要である。モニタリングは全ての深度でやる必要はないが、年周期程度の変動が出れば興味深い。また、モニタリングの際には組成だけでなく、物質循環の定量化という観点から、流量や流速も行うべきである。

### 3.8 沈み込み帯における水の移動

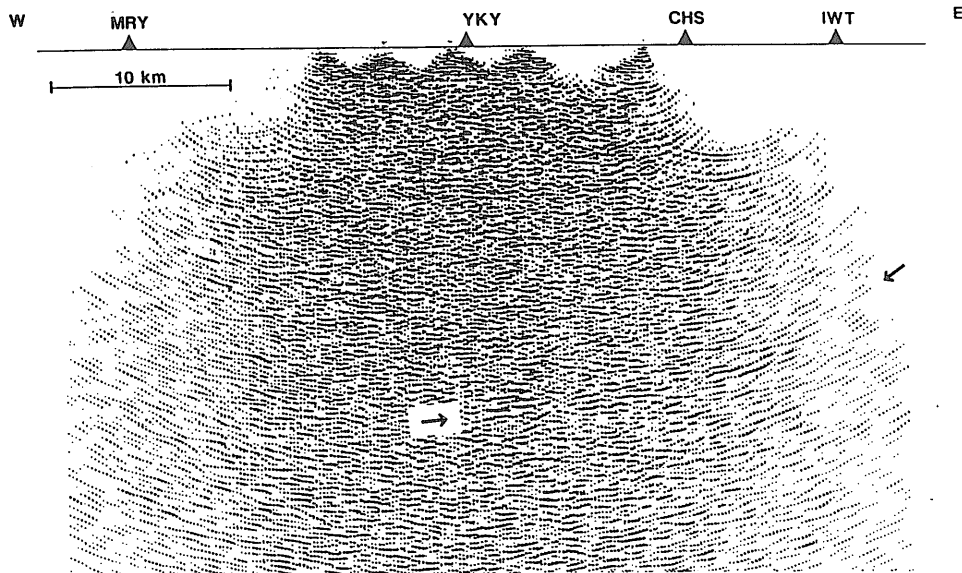
#### 沈み込み帯の水理学

結論から言えば、沈み込み帯の地下では水が地上に向かって流れている。本節では、最近の内外の研究成果に基づいて沈み込み帯の水の流れを定量的に扱うことにする。JUDGE計画は深さ10km前後の掘削を行う予定なの

で、地下数10km以浅(おもに地殻)の水の挙動に注目する。地殻深部の水を論じるとき、上部マントルでの水の挙動(Thompson, 1992)は境界条件として重要であるが、本稿では割愛する。付加体が圧密・変成を受ける過程で、付加体から大量の水が放出されることは既に述べた。この大量の水の排水プロセスは、3.4, 3.7節に述べたように変成作用および造山運動の重要な側面であり、昔から多くの研究がなされている(Sibson *et al.*, 1975; Nur and Walder, 1990; Moore and Vrolijk, 1992; Spear, 1993; Ferry, 1994)。

沈み込み帯の水理学の全体像(水の生成・移動・消費)を第3-16図に示す。水は付加体や海洋性地殻の中で、(1)堆積した砂や泥の粒子の隙間を充填している間隙水として、および(2)含水鉱物(例えば緑泥石( $Mg, Fe, Al$ )<sub>12</sub>( $Si, Al$ )<sub>8</sub>O<sub>20</sub>(OH)<sub>16</sub>)中の水酸基や結晶水として蓄えられている。付加体や海洋性地殻がプレートの沈み込みにより地下深部へもぐりこむと、堆積物は容易に圧密され、比較的浅いところ(深度数km)で(1)の水は絞りだされる。さらに深部へもぐりこむと、地下の高温高压のため(2)の含水鉱物は不安定になり、分解して水を放出する。

このようにして生成した水は、岩石・鉱物より低密度なので、浮力に駆動されて地球表面にむかって上昇する。岩石の間隙をぬって上昇する水の水の速度は、実測例はないが、いくつかのモデルによると $10^{-12}$ - $10^{-9}$ m/s、つまり0.03-30mm/yearと推定されている。上昇してきた水は、最終



第3-17図 地震波探査による、地殻深部の反射面の発見。横倉ほか(1994)による。岩手山(IWT)、茶臼山(CHS)、焼山(YKY)、森吉山(MRY)の付近をとる東西方向の鉛直断面図。地下10数kmにある矢印で挟まれたところで、強い地震波反射面(とくに黒い部分)が帯状に傾斜しつつ伸びている。この反射面は、水を多量に含む多孔質岩石と、その上にある不透水層との境界である可能性がある。

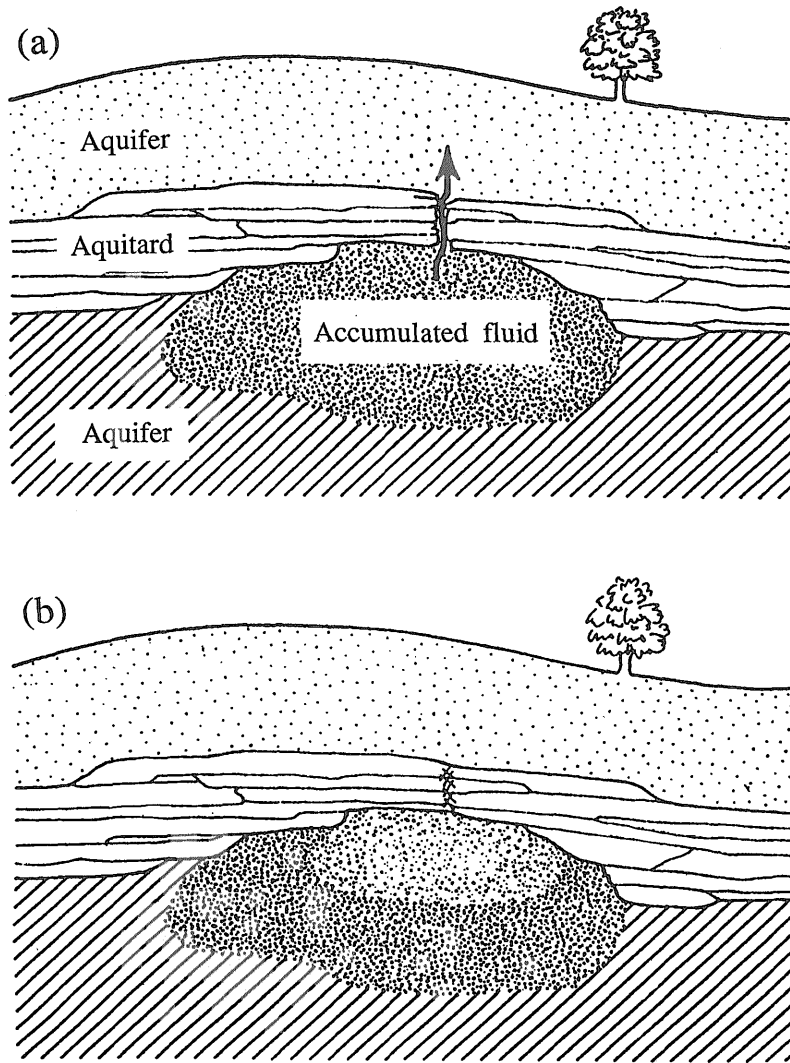
Fig. 3-17 Seismic section showing a lower-crustal seismic reflection in Japan. From Yokokura *et al.* (1994). IWT (Mt. Iwate); CHS (Mt. Chausu); YKY (Mt. Yake); MRY (Mt. Moriyoshi). A strong seismic reflection between two arrows is probably the boundary of the overlying aquitard and underlying fluid-saturated porous aquifer.

的には地表に到達して天水の循環に参入する (雲や河川の水になる)か、または、上昇途中で無水鉱物と化学結合し含水鉱物としてトラップされる (後退変成作用) という形で旅を終える。

間欠的な水の流れ

ところで地殻内部には不透水層が存在する。不透水層とは透水係数が低い地層である。岩石の空隙率が低かっ

たり、水と造岩鉱物が接したときの表面エネルギーが大きいつき、その地層は不透水層になる。水が不透水層に遭遇すると、それ以上の上昇を阻まれる。その結果、水が不透水層直下の多孔質岩石中に集積する (第3-16図)。水を含んだ多孔質岩石と含まない岩石とは、電気伝導度と弾性波速度が異なる。そのため、多孔質岩石中の水の体積分率が数%を越えるくらい大量に集積すると、その水を電磁気探査や地震波探査によって観測でき



第3-18図 地殻深部における間欠的な水移動の略図。Nur and Walder (1990) による。透水層にはさまれた不透水層の直下に水が集積している。(a)：集積した水の間隙水圧が十分高くなったので、不透水層が破壊しクラックができる。そのクラックを通して、水が、上位の地層に逃げていく (矢印)。(b)：水が逃げると集積場所の間隙水圧が低下する (影の薄い箇所)。やがてクラックは鉱物で充填されて、水の通路は遮断される。

Fig. 3-18 Cartoon of episodic fluid migration by hydrofracturing. From Nur and Walder (1990). Fluid accumulates below an aquitard. (a): Owing to the high pore fluid pressure in the aquifer, the fluid penetrates into the overlying aquitard by hydrofracturing (shown by an arrow). The fluid escapes into the shallower level through the crack. (b): After the fluid escape, the pore pressure at the aquifer decreases (lightly shaded region). The crack is sealed by the mineral precipitation from the over-saturated fluid before long.

(3) JUDGE計画の科学的目的 (浦辺 ほか)

る (Frost and Bucher, 1994)。例えば東北日本の下部地殻の地震波探査でも、地下10数kmに強い地震波反射面が観測されている (第3-17図; 横倉ほか, 1994) が、その反射面は水の集積場所である可能性がある。ただし、マグマが集積している可能性も完全には否定できない。

地下の水の流れについて、その間欠性が最近注目されている。それは、不透水層が間欠的に破壊を起こす現象である。そのメカニズムを簡単に説明する。まず不透水層の直下で水が集積し、集積した水の量が増え間隙水圧が十分高くなると、水圧破碎によって不透水層が破壊してクラックができる (Ortoleva, 1994) ことがある。ここで、不透水層の近くで発生した地震がその破壊の引き金を引いている可能性がある (地震ポンピング; Moore and Vrolijk, 1992)。次いで、そのクラックを通して水が短時間のうちに大量に流れる (第3-18a図; Schedl, 1992; Nakashima, 1995)。このとき、水に溶けていた鉱物がクラックの壁に析出して、金などの経済的価値のある鉱脈ができる可能性がある (Deloute and Turcotte, 1989; Wilkinson and Johnston, 1996)。鉱脈中に析出した鉱物でクラックが閉鎖され、水の通り道が遮断される (第3-18b図) と、下位の地層から上昇してくる水の供給を受けて、間隙水圧が少しずつ (例えば数百年かけて) 回復する。間隙水圧が十分高くなると、地震によって再び不透水層が破壊する (以下この繰り返し)。

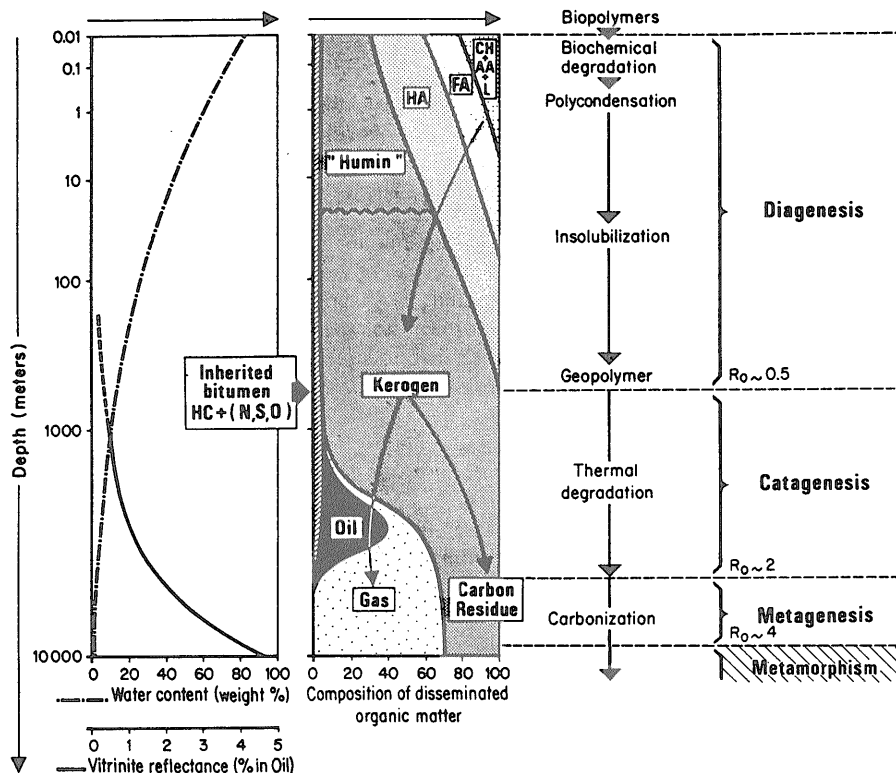
層が破壊する (以下この繰り返し)。

堆積盆や付加体における地下数kmまでのボーリング結果によると、不透水層は地殻内部に多数存在する。したがって、地下深部で生成した水 (第3-16図) が地表に到達するには、多数の不透水層をクラックで貫通しなければならない。それゆえ、第3-18図の間欠的な現象は地下のいたるところで起こっているであろう。

間欠的な水の流れの計測

地質学者が知りたいのは、(1)沈み込み帯で生じた水が、溶存物質と熱エネルギーを空間的・時間的にどのように運んでいるか、(2)その水の流れが他の地質現象とどんな相互作用を及ぼしあっているかである。現在推測されていることは、地下の水の移動は定常的でも空間的に一様でもなく、間欠的で局所的 (クラックに集中して流れる) であること、地震がその間欠性の原因の一つになっているらしいこと、および、局所的な水の流れにとまって鉱脈が形成される可能性があることである。しかし、その仮説の真偽の判定および定量的な観測 (例えば一回の水圧破碎イベント (第3-18図) で運ばれる水の量の測定) はまったくなされていない。

この状況を打破するためには、地下深部の水の流れに関する観測データが必要である。とくに必要なデータは、



第3-19図 堆積有機物の続成変化の概念図 (Tissot and Welte, 1984)。CH:炭水化物 (carbohydrates), AA:アミノ酸 (amino acids), FA:フルボ酸 (fulvic acids), HA:フミン酸 (Humic acids), L:脂質 (lipids), HC:炭化水素 (hydrocarbons), NSO: NSO化合物 (N,S,O compounds)

Fig. 3-19 General scheme of evolution of organic matter (Tissot and Welte, 1984).



変成作用が進行している最中の地殻深部の水の圧力・流速・流向の時間空間変化である。しかし、従来の方法では、そのデータは獲得できない。例えば、数百万年前に変成作用が完了して地表に隆起した変成岩の露頭の調査からでは決して獲得できない。また、第3-18図の現象は開放されるエネルギーが微弱なので、地表からのリモートセンシング(地震波、重力、電気伝導度、地殻熱流量、地磁気、ミュオン、ニュートリノなどを使用する探査)でも観測できない。そのデータは、JUDGE計画のようなボーリングによる地下への直接探査でしか入手できない。例えば、JUDGE坑井をよぎるデコルマ面に沿った水の流れの変動を長期観測し、地震活動のデータと対比すれば、地震ポンピングによる間欠的な水の流れに関する貴重なデータが得られるであろう。

### 3.9 島弧前縁部における炭化水素の生成と深層天然ガス

#### 有機物の熟成

堆積物中に保存された有機物は、地層の埋没に伴ってガスや液状の炭化水素を生成する。このような有機物の変質過程を、一般に“有機物の熟成”と呼んでいる。通常の堆積盆地における炭化水素の生成については、石油探査の必要性から研究が進んでおり、Tissot and Welte (1984) により「ケロジェン起源説」として総括されている。一方、炭化水素の生成は堆積盆地に限らず、付加体においても一般的なことである(Stevenson, 1993)。よって付加体における超深度掘削は、沈み込み帯における炭化水素の生成機構と資源ポテンシャルを評価するうえで、貴重なデータを提供する。

本節では、堆積盆地における在来型の石油・天然ガスの成因について解説するとともに、非在来型炭化水素資源として近年注目をあびている深層天然ガスについても概説し、燃料資源の側面から付加体における超深度掘削の

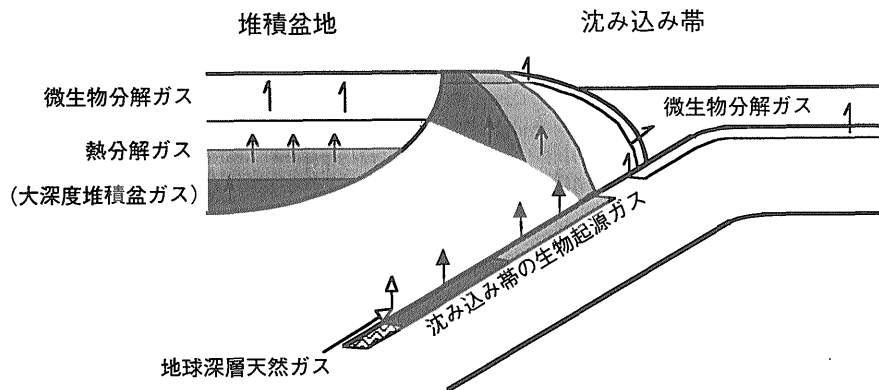
意義について述べる。

#### 堆積盆地における在来型炭化水素の生成

地層の埋没に伴い、地層中に保存された堆積有機物は変質を受け、ガスや液状の炭化水素を生成する。生成した炭化水素の組成と量は保存された有機物の質や量に依存するが、液状炭化水素の生成・分解を基準に、有機熟成(変質)は3つのステージ(ダイアジェネシス、カタジェネシス、メタジェネシス)に分けられる。各ステージの境界は、ビトリナイト反射率という熟成度指標で、一般に0.5%と2%に置かれている(第3-19図)。

ダイアジェネシスは地質学で一般に用いられる続成作用という広義の意味とは異なり、石油地質学や有機地球化学の分野では、初期続成作用のステージを指す。これは表層堆積物中の生物の遺骸や破片(有機物)が、バクテリアなどの生物による分解と化学的分解を経ながら縮重合し、より不活性な高分子化合物“ケロジェン”を形成する過程である。炭化水素の生成の視点からは、このステージでは、発酵バクテリアによるメタンガス(微生物分解ガス)の生成が目される。地層水にメタンが溶存した水溶性天然ガス鉱床が、我が国でも関東や新潟、宮崎などの若い時代の地層中に分布する。また、地層水から分離したメタンガスにより形成された構造的ガス鉱床も認められる。微生物分解ガスはメタンを主成分とし、その炭素同位体比は熱分解ガスに比べて軽い。

カタジェネシスは熟成帯(または石油生成帯)と過熟成帯の一部に当たり、液状の炭化水素が石油根源岩から生成し、その後消滅していく熟成段階に相当する。高分子化合物“ケロジェン”が、熱分解によるクラッキングを受け、低分子の炭化水素へと変化する過程で、この反応は温度と時間の関数であるアレニウス則に従う。また、一度生成した炭化水素がさらに熱分解を受けて、より低分子の化合物やガスへと変換し、メタンを主成分とするガスとなる。このステージの上限は、液状の炭化水素が大方ガスへと変換した段階に当たる。



第3-20図 堆積盆地および沈み込み帯における炭化水素の成因の概念図。

Fig. 3-20 Schematic genetic relation between hydrocarbons in the sedimentary basin and the subduction system.

### (3) JUDGE計画の科学的目的 (浦辺 ほか)

以上のような考え方は、ケロジェン根源説と呼ばれ、現在商業生産されている石油の多くが、この成因により生成したものと考えられ、またこの考えに基づいて探鉱が行われている。根源岩中で生成した炭化水素は、ある敷居点を越えた段階で根源岩から排出され(一次移動)、孔隙率・浸透率の高いキャリアベッド中の二次移動を経て、集積構造を持った貯留層へと集積する。十分な量の集積をみた鉱床のみが稼行対象となるが、集積率は数十分の1であり、根源岩から排出された炭化水素の多くは、地層中に分散した状態で存在するか、もしくは表層へと逸散する過程で、微生物または化学的な変質を受ける。

メタジェネシスは、上記の過程を経たケロジェンがさらに熱分解を受け、また圧力の上昇により、最終的にはセキボクへと変化していくステージで、過熱成帯に属する。上限はビトリナイト反射率が4%とされ、これを越える熱成段階を変成作用として区別する。

カタジェネシス/メタジェネシス境界のケロジェンのH/C比(水素/炭素比)は約0.5であるから、このステージでもかなりの量のメタンが生成すると考えられるが、その生成率が低いためにあまり重視されていない。生成されるメタンガスは、地質学的条件にもよるが、後述する“大深度堆積盆ガス”に分類される。以上に述べたダイアジェネシスからメタジェネシスへの変化は、埋没する堆積有機物が経験する経時変化であり、またボーリングにより得られる試料の深さ方向の変化を示している。ダイアジェネシスで生成される微生物分解ガスに対して、カタジェネシス及びメタジェネシスで生成されるガスは、熱分解ガスと呼ばれる。

#### 深層天然ガス

地殻上部に存在する可燃性天然ガスには、微生物分解ガスと熱分解ガスの2つの起源が認められているが、近年深層天然ガスが第3の可燃性天然ガスの起源として注目を浴びている。深層天然ガスはGwilliam (1990)により、非生物起源ガス(地球深層天然ガス)、沈み込み帯の生物起源ガス、大深度堆積盆ガスの3つに大別されている(第3-20図)。非生物起源ガスは地球深層天然ガスとも呼ばれ、マントル中に存在したCO<sub>2</sub>が上部地殻を移動中に還元されてCH<sub>4</sub>へと変化したとする説である。通常の岩石中の鉱物組み合わせにより緩衝される酸素分圧下(ここでは石英・鉄かんらん石・磁鉄鉱を仮定)では、メタンは300°C以下の温度でのみ主成分として安定である。

沈み込み帯の生物起源ガスは、海洋堆積物中の有機物を起源とするガスで、微生物分解ガスと熱分解ガスが、プレートの沈み込みに伴って上部に移動したものと考えられている。Stevenson (1993)によれば、全世界における沈み込み帯のメタンの生成ポテンシャルは、 $1.5 \times 10^{10}$  m<sup>3</sup>/yearと見積もられている。ガスの生成ポテンシャルは、供給される堆積有機物量や温度構造、沈み込み様式等により支配される。有機物の熟成に影響を与える因子のうち、通常の堆積盆地と沈み込み帯での最大の違いは、後者の方が埋没速度が大きいために、単位時間あたりの温

度増加率であるheating rateが極めて高いことである。前者では一般に数-数十°C/myであり、若い含油堆積盆地で高い値を示すが、後者では地温勾配を1.5°C/100m、沈み込みの深さ方向のベクトルを1 cm/yrと仮定すると、150°C/myとなり、堆積盆地に比べて1-2桁大きい。このことは、若い堆積物が短い地質時間で熟成することを意味し、沈み込み帯における炭素循環の活発さと資源ポテンシャルの高さが示唆される。さらに有機物起源ではないが、堆積物中に含まれる炭酸塩鉱物の分解により生じるCO<sub>2</sub>が、地球深層天然ガスと同様にCH<sub>4</sub>の起源となることも考えられる。

大深度堆積盆ガスについては、先に述べたメタジェネシスにおいて生成する熱分解ガスの延長上にあると考えられる。高分子有機化合物からは、埋没に伴って石油生成帯において石油やガスを生成した後も、前述の如く若干のガスの生成は続くはずである。堆積岩から変成岩に至って、その最終的な生成物はセキボク(元素状炭素)であるが、過熱成帯にあたるこの過程で生成するガスの存在も考慮する必要がある。以上の3つの深層天然ガスのうち、プレートの収束境界に位置する我が国の地質学的環境を考えれば、沈み込み帯の生物起源ガスの資源としてのポテンシャルを検討することが、最も現実的であると思われる。逆にプレート境界まで掘削が可能と考えられる我が国だけが、世界で唯一陸上超深度掘削により「沈み込み帯の生物起源ガス」の資源としてのポテンシャルの検討を行うことのできる地質学条件を備えていると言える。

#### 沈み込み帯における炭化水素資源の可能性

沈み込み帯の生物起源ガスの資源としてのポテンシャルを考えるために、掘削候補地点の一つである房総地域を例にとって説明する。房総半島の嶺岡帯以北の新第三系・第四系堆積盆地に分布する上総層群中には、膨大な埋蔵量をほこる水溶性天然ガス鉱床が存在し、南関東ガス田と呼ばれている。貯留層の現在の最大深度は約2500mである(田崎, 1994)。この地域の基盤には、四万十帯の存在が指摘されているが、その深度は深いところで3500m程度である。本地域の地温勾配は上総層群では1.8°C/100mと低く(田崎, 1994)、また堆積物の時代も若いため、新第三系・第四系のほとんどはダイアジェネシスのステージにあるものと考えられる。また、堆積環境から推測するに有機物量は多くはなく、有機物の質もガス指向型と考えられる。このため、基盤直上の堆積物から石油が生成・移動した可能性は極めて小さく、熱分解ガスの生成も少量であると思われる。基盤と考えた四万十帯堆積物の熟成度を推定することは、試料及びデータがほとんど得られていない現状では困難である。四国における四万十帯のビトリナイト反射率は1%より大きく(大森ほか, 1992)、カタジェネシスからメタジェネシスにかけてのステージにあるが、房総地域の地下に存在する四万十帯が同じ程度の熟成度に達していると仮定すると、新第三紀以降の前弧堆積盆地の発展に伴って、大量に石油が生成

した可能性は低い。本堆積物中に含まれる有機物は、新第三系・第四系と同様に量的にも少なく、また有機物のタイプはガス指向型であると考えられる。新第三紀以降の堆積盆地の発達により、本層から熱分解ガスが生成した可能性は残るが、その生成量はそれほど多くはなかったであろう。

一方、新第三紀中新世中期以降にフィリピン海プレートの沈み込みに伴って地下深部へと供給された堆積物は、堆積年代が若いにも関わらず有機物の熟成が早く進んだことが推測される。それは太平洋プレートに比べてフィリピン海プレートの方が若いプレートであり、プレート境界付近における地殻熱流量が後者の方が大きい(吉井, 1986)ことによる。生成した炭化水素が、デコルマ面を横切って付加体へと移動した場合に、集積構造等の条件がそろえば炭化水素鉱床として存在する可能性がある。しかしながら、このような沈み込み帯の生物起源ガスと在来型の熱分解ガスの違いを、基礎的な地球化学的データのほとんどない現段階において区別することは困難である。

#### 必要な試料と分析項目

地球化学的に炭化水素の生成や移動を評価するためには、掘削される坑井から得られる試料が、すべての深度にわたって密である必要がある。また分析項目も、有機物の量や質、熟成度などが把握できるように、多岐にわたる必要がある。得られたデータの解釈には、深度に対してどのようなトレンドが形成され、どのような異常が認められるか、それに対する流体の寄与等を考慮することが重要となる。

#### 文 献

- 芦寿一郎 (1993) 沈み込み帯における流体の起源とその役割。月刊地球, **15**, 636-640.
- Byrne, D.E., Davis, D.M. and Sykes, L.R. (1988) Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones, *Tectonics*, **7**, 833-857.
- Chapple, W.M., and Forsyth, D.W. (1979) Earthquakes and bending of plates at trenches, *J. Geophys. Res.*, **84**, 6729-6749.
- Cloos, M. (1992) Thrust-type subduction-zone earthquakes and seamount asperities: A physical model for seismic rupture, *Geology*, **20**, 601-604.
- Dahlen, F.A. (1984) Noncohesive critical Coulomb wedges: An exact solution, *J. Geophys. Res.*, **89**, 10125-10133.
- Davis, D., Suppe, J. and Dahlen, F.A. (1983) Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges, *J. Geophys. Res.*, **88**, 1153-1172.
- Deloute, E. and Turcotte, D.L. (1989) The flow of

hot brines in cracks and the formation of ore deposits, *Econ. Geol.*, **84**, 2217-2225.

- Ellsworth, W.E. and Beroza, G.C. (1995) Seismic evidence for an earthquake nucleation phase, *Science*, **268**, 851-855.
- Ernst, W.G. (1970) Tectonic contact between the Franciscan melange and the Great Valley sequence-crustal expression of a Late Mesozoic Bennioff zone, *J. Geophys. Res.*, **75**, 886-901.
- Ferry, J.M. (1994) A historical review of metamorphic fluid flow, *J. Geophys. Res.*, **99**, 15487-15498.
- Frey, M., Teichmüller, M., Teichmüller, R., Mullis, J., Künzi, B., Breitschmid, A., Gruner, U. and Schwizer, B. (1980) Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data, *Eclogae Geol. Helv.*, **73**, 173-203.
- Frost, B.R. and Bucher, K. (1994) Is water responsible for geophysical anomalies in the deep continental crust? A petrological perspective, *Tectonophysics*, **231**, 293-309.
- 深尾良夫・芝崎文一郎 (1995) 地震の始まりは終わりを知っているか。科学, **65**, 211-218.
- Geophysics Study Committee (1990) The role of fluids in crustal processes. National Academy Press, Washington, D.C.
- Grew, E.S. (1974) Carbonaceous material in some metamorphic rocks of New England and other areas, *J. Geol.*, **82**, 50-73.
- Gwilliam, W.J. (1990) Deep gas. Technology report. DOE/METC-90/0271 (DE90015320), U.S. Department of Energy, 33p.
- Hyndman, R.D., and Wang K. (1995) The rupture zone of Cascadia great earthquakes from current deformation and the thermal regime, *J. Geophys. Res.*, **100**, 22133-22154.
- Hyndman, R.D., Wang, K. and Yamano, M. (1995) Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust, *J. Geophys. Res.*, **100**, 15373-15392.
- Iio, Y. (1992) Slow initial phase of the P-wave velocity pulse generated by microearthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 477-480.
- 石橋克彦 (1994) 大地動乱の時代。岩波書店, 東京, 234 p.
- Ishida, M. (1992) Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 489-513.
- 磯崎行雄・丸山茂徳 (1991) 日本におけるプレート造山

(3) JUDGE計画の科学的目的 (浦辺 ほか)

- 論の歴史と日本列島の新しい地体構造区分. 地学雑誌, **100**, 697-761.
- 加賀美英雄・塩野清次・平 朝彦 (1983) 南海トラフにおけるプレートの沈み込みと付加体の形成. 科学, **53**, 429-438.
- 神定健二・佐藤馨・上垣内修 (1987) 体積歪計の変化からみた伊豆大島火山噴火活動の推移. 月刊地球, **9**, 409-418.
- 笠原敬司 (1989) 沈み込み機構の直接解明: 静岡・神奈川・千葉の15km級ボーリング. 陸上学術ボーリング候補地集III, 陸上学術ボーリングワーキンググループ, 23-48.
- Kastner, M., Elderfield, H. and Martin, J.B. (1991) Fluids in convergent margins: what do we know about their composition, origin, role in diagenesis and importance for oceanic chemical fluxes? *Philosophical Trans. Royal Soc. London A*, **335**, 261-273.
- Kato, O. and Doi, N. (1993) Neo-granitic pluton and later hydrothermal alteration at the Kakonda geothermal field, Japan. *Proc. 15th NZ Geothermal Workshop*, 155-161.
- 茅野一郎・宇津徳治 (1987) 日本の主な地震の表. 宇津徳治総編“地震の事典”朝倉書店, 東京, 467-552.
- Kerr, M. (1977) Volcanic activity and great earthquakes at convergent plate margins. *Science*, **197**, 655-657.
- Kimura, M. (1976) Major magmatic activity as a key to predicting large earthquakes along the Sagami Trough, Japan. *Nature*, **260**, 131-133.
- 木村政昭 (1988) 噴火の規則性—伊豆大島・三宅島. 火山, **33**, S319-S329.
- Kita, I., Nitta, K., Taguchi, S. and Koga, A. (1993) Difference in  $N_2/Ar$  ratio of magmatic gases from northeast and southwest Japan: New evidence for different states of plate subduction. *Geology*, **21**, 391-394.
- 北野 康 (1984) 地球環境の化学. 裳華房, 237p.
- Liou, J.G., Maruyama, S. and Cho, M. (1985) Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low-grade metamorphism. *Mineral. Mag.*, **49**, 321-333.
- 松田時彦 (1985) 大礫型地震について. 月刊地球, **7**, 472-477.
- 松浦充宏 (1995) 地震の種の大きさ. 科学, **65**, 273-278.
- Moore, G.F., Shipley, T.H., Stoffa, P.L., Karig, D.E., Taira, A., Kuramoto, S., Tokuyama, H. and Suyehiro, K. (1990) Structure of the Nankai Trough accretionary zone from multi-channel seismic reflection data. *J. Geophys. Res.*, **95**, 8753-8765.
- Moore, J.C. (1989) Tectonic and hydrogeology of accretionary prism: role of the décollement zone. *J. Struct. Geol.*, **11**, 95-106.
- Moore, J.C. and Vrolijk, P. (1992) Fluids in accretionary prisms. *Rev. Geophys.*, **30**, 113-135.
- Mori, J. and Kanamori, H. (1996) Initial rupture of earthquakes in the 1995 Ridgecrest, California. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 2437-2440.
- Nakajima, T., Banno, S. and Suzuki, T. (1977) Reactions leading to the disappearance of pumpellyite in low-grade metamorphic rocks in the Sanbagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *J. Petrol.*, **18**, 264-283.
- 中村一明 (1971) 地殻歪の指示者としての火山—火山のテクトニクス例. 火山, **16**, 63-71.
- Nakashima, Y. (1995) Transport model of buoyant metamorphic fluid by hydrofracturing in leaky rock. *J. Metamorph. Geol.*, **13**, 727-736.
- 中島善人・鳥海光弘 (1996) 地殻深部を水はどう流れるか: クラックの役割. 科学, **66**, 873-879.
- Nur, A. and Walder, J. (1990) Time-dependent hydraulics of the Earth's crust. *In Geophysics Study Committee ed., The Role of Fluids in Crustal Processes*. National Academy Press, 113-127.
- Offler, R. and Prendergast, E. (1985) Significance of illite crystallinity and  $b_0$  values of K-white mica in low-grade metamorphic rocks, north Hill End Synclinorium, New South Wales. *Mineral. Mag.*, **49**, 357-364.
- 小川勇二郎 (1991) Subductologyの地質学的側面. 月刊地球, 号外3, 32-41.
- 岡田義光 (1990) 南関東地域のサイスマテクトニクス. 地震, **43**, 153-175.
- Okada, Y., and Yamamoto, E (1991) Dyke intrusion model for the 1989 seismovolcanic activity off Ito, central Japan. *J. Geophys. Res.*, 10361-10376.
- Okuyama-Kusunose, Y. and Itaya, T. (1987) Metamorphism of carbonaceous material in the Tono contact aureole, Kitakami Mountains, Japan. *J. Metamor. Geol.*, **5**, 121-139.
- 大森琴絵・坂口有人・岡村真・山本博士・相原安津夫 (1992) 輝炭反射率による四国中部域の四万十帯北帯の熱構造(演旨). 日本地質学会第99年学術大会講演要旨集, 161.
- 大中康誉・山下輝夫 (1995) 地震はどう始まりどう終わるか. 科学, **65**, 219-229.
- Ortoleva, P.J. (1994) *Geochemical Self-Organization*. Oxford Univ. Press, Oxford, 411p.
- Oxburgh, E.R. and Turcotte, D.L. (1970) Thermal structure of island arcs. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **81**, 1665-1688.

- Pacheco, J.F. and Sykes, L.R. (1992) Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 1306-1349.
- Peacock, S.M. (1987) Creation and preservation of subduction-related inverted metamorphic gradients, *J. Geophys. Res.*, **92B**, 12763-12781.
- Peacock, S.M. (1990) Numerical simulation of metamorphic pressure-temperature-time paths and fluid production in subducting slabs, *Tectonics*, **9**, 1197-1211.
- Platt, J.P. (1986) Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **97**, 1037-1053.
- 陸地測量部 (1930) 関東震災地復旧測量記事付図.
- 斎藤実篤 (1995) 南房総地域における沈み込み現象—JUDGE計画の地質学的側面—. *地質ニュース*, no.488, 24-27.
- Sample, J.C. and Fisher, D.M. (1986) Duplexes and underplating in an ancient accretional complex, Kodiak Islands, Alaska, *Geology*, **14**, 160-163.
- Satake, K. (1993) Depth distribution of coseismic slip along the Nankai Trough, Japan, from joint inversion of geodetic and tsunami data, *J. Geophys. Res.*, **98**, 4553-4565.
- Savage J.C. and Plafker G. (1991) Tide gage measurements of uplift along the southern coast of Alaska, *J. Geophys. Res.*, **96**, 4325-4335.
- Schedl, A. (1992) Non-Darcian fluid flow during the Alleghenian orogeny. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **113**, 511-519.
- Scholl, D.W., Plank, T., Morris, J., von Huene, R., and Mottl, M.J. (1994) Science opportunities in ocean drilling to investigate recycling processes and material fluxes at subduction zones, *Proc. JOI/USSAC Workshop*, 72 p.
- Shimamoto, T., Seno, T. and Uyeda, S. (1993) A simple rheological framework for comparative subductology, *Geophys. Monogr.*, **76**, 39-52.
- Shipley, T., Moore, G.F., Bangs, N.L., Moore, J. C. and Stoffa, P.L. (1994) Seismically inferred dilatancy distribution, northern Barbados Ridge décollement: implications for fluid migration and fault strength, *Geology*, **22**, 411-414.
- Sibson, R.H., Moore, J.M. and Rankin, A.H. (1975) Seismic pumping - A hydrothermal transport mechanism, *J. Geol. Soc. London*, **131**, 653-659.
- Spear, F.S. (1993) Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. *Mineral. Soc. Am.*, Washington D.C., 799p.
- Stevenson, A.J. (1993) Generation, migration, and Resource potential for hydrocarbons in accretionary subduction systems—a large, unconventional hydrocarbon resource? *In* Howell, D.G. ed., *The Future of Energy Gases*. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1570, 353-363.
- Suppe, J. (1972) Interrelationships of high-pressure metamorphism, deformation, and sedimentation of Franciscan tectonics, U.S.A. IGC 24th Montreal Rept., Sec. 3, 552-559.
- Suyehiro, K. and Nishizawa, A. (1994) Crustal structure and seismicity beneath the forearc off northeastern Japan, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22331-22347.
- Suyehiro, K., Takahashi, N., Ariie, Y., Yokoi, Y., Hino, R., Shinohara, M., Kanazawa, T., Hirata, N., Tokuyama, H. and Taira, A. (1996) Continental crust, crustal underplating, and low-Q upper mantle beneath an oceanic island arc, *Science*, **272**, 390-392.
- Taira, A., Hill, I., Firth, J., Berner, U., Brückmann, W., Byrne, T., Chabernaud, T., Fisher, A., Foucher, J.P., Gamo, T., Gieskes, J., Hyndman, R., Karig, D., Kastner, M., Kato, Y., Lallemand, S., Lu, R., Maltman, A., Moore, G., Moran, K., Olafsson, G., Owens, W., Pickering, K., Siena, F., Taylor, E., Underwood, M., Wilkinson, C., Yamano, M. and Zhang, J. (1992) Sediment deformation and hydrogeology of the Nankai Trough accretionary prism: Synthesis of shipboard results of ODP Leg 131, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 431-450.
- 平 朝彦 (1993) 島弧における地殻構造の高分解能三次元探査—ストラテクトニクス理論構築に向けて—. 平成4年度科学研究費補助金特別推進研究(2)研究成果報告書.
- Takada, A. (1989) Magma transport and reservoir formation by a system of propagating cracks, *Bull. Volcanol.*, **52**, 118-126.
- 高田 亮 (1994) クラックの相互作用からみた玄武岩質火山. *火山*, **39**, 155-168.
- 高田 亮 (1996) マグマ供給システムの自己制御機構—観測と力学的モデルとの比較—. *地質学論集*, **46**, 13-28.
- 谷岡勇市郎・佐竹健治 (1996) 津波地震はどこで起こるか. *科学*, **66**, 574-581.
- 田崎義行 (1994) 関東堆積盆地に賦存する水溶性天然ガスの開発に関する油層工学的研究. 早稲田大学博士論文.

(3) JUDGE計画の科学的目的 (浦辺 ほか)

- Thompson, A.B. (1992) Water in the Earth's upper mantle, *Nature*, **358**, 295-302.
- Tissot, B.P. and Welte, D.H. (1984) *Petroleum Formation and Occurrence*. 2nd ed., Springer-Verlag, 699p.
- Toksötz, M.N., Minear, J.W. and Julian, B.R. (1971) Temperature field and geophysical effects of downgoing slab, *J. Geophys. Res.*, **76**, 1113-1138.
- Underwood, M.B., O'Leary, J.D. and Strong, R.H. (1988) Contrasts in thermal maturity within terranes and across terrane boundaries of the Franciscan Complex, northern California, *J. Geol.*, **96**, 399-416.
- von Huene, R. and Lee, H.J. (1983) The possible significance of pore fluid pressures in subduction zones, *In* Watkins, J.S., and Drake, C.L., eds., *Studies in continental margin geology*, American Assoc. Petrol. Geol. *Memoris*, **34**, 781-791.
- von Huene, R., Klaeschen, D., Cropp, B. and Miller, J. (1994) Tectonic structure across the accretionary and erosional parts of the Japan Trench margin, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22349-22361.
- Vrolijk, P.J. (1987) Tectonically-driven fluid flow in the Kodiak accretionary complex, Alaska, *Geology*, **15**, 466-469.
- 渡辺秀文 (1995) マグマ再貯蓄の進む伊豆大島火山. *科学*, **65**, 631-633.
- Wilkinson, J.J. and Johnston, J.D. (1996) Pressure fluctuations, phase separation, and gold precipitation during seismic fracture propagation, *Geology*, **24**, 395-398.
- 山岡耕春・坂下至功 (1988) 1986年伊豆大島噴火前後の地震活動. *火山*, **33**, S91-S101.
- 山崎晴雄 (1985) 足柄平野の地質と地殻変動. *月刊地球*, **7**, 466-472.
- 山科健一郎 (1996) 伊豆大島三原山火口の火孔底高度変化. *日本火山学会講演予稿集, 1996年度秋季大会*, 9.
- Yamashina, K. and Nakamura K. (1978) Correlations between tectonic earthquakes and volcanic activity of Izu-Oshima volcano, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **4**, 233-250.
- 横倉隆伸・宮崎光旗・長谷川功 (1994) 東北脊梁山脈下に見られた深部反射面—等温面の可能性—. *日本地震学会秋季大会講演予稿集*, 305.
- 吉井敏尅 (1986) 日本列島付近の基礎的な地球物理データ. 平朝彦・中村一明編 "日本列島の形成" 岩波書店, 東京, 102-107.

(受付: 1997年2月17日; 受理: 1997年2月18日)