

南海トラフにおける間隙水挙動に関する研究の現状と 間隙水圧観測の意義

三ヶ田 均* 家長 将典***
後藤 忠徳*** 笠谷 貴史***

Current Research Status and Meaning of Fluid Pressure Monitoring at the Nankai Trough

Hitoshi MIKADA*, Masanori IENAGA***,
Tada-nori GOTO*** and Takafumi KASAYA***

Abstract

Experimental monitoring of fluid pressures was initiated in June 2001 at 2 underwater holes drilled during the Ocean Drilling Program (ODP) Leg 196 to investigate the relationship between deformation and fluid flow processes in the Nankai accretionary prism. ODP Leg 196 visited Sites 1173 (drilled on Leg 190) and 808 (drilled through the frontal thrust on Leg 131), installing 2 Advanced Circulation Obviation Retrofit Kits (ACORKs) to monitor fluid pressures along the walls of the drilled holes. Site 808 penetrates the frontal thrust fault and the décollement, while Site 1173 is located about 11 km seaward from the Nankai Trough deformation front. Formation water freshening around the décollement was first observed on ODP Leg 131, and geochemists have been investigating whether or not the freshening was due to the production of deep-sourced dehydration processes. We now know that the role of smectite dehydration and dehydrant quartz-cristobalite phase transition should be estimated quantitatively. One of the important findings of fluid pressure monitoring is that the formation fluid pressures seem to reflect the change in the stress state in and around the accretionary prism. We believe that such fluid pressure monitoring in the accretionary prism and in the sediments on top of the subducting oceanic plate in terms of stress field and dehydrant process of minerals is a key to deepening our knowledge in future investigations of seismogenic processes.

Key words : ODP, Nankai Trough, ACORK, stress state, fluid circulation, fluid pressure

キーワード : ODP, 南海トラフ, ACORK, 応力環境, 流体運動, 間隙水圧

* 京都大学大学院工学研究科社会基盤工学

** (独) 産業技術総合研究所地質情報研究部門

*** (独) 海洋研究開発機構地球内部変動研究センター

† 現所属 : 株式会社サイマークジェイ

* Department of Civil and Earth Resources Engineering, Kyoto University

** Institute of Geology and Geoinformation, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

*** Institute for Research on Earth Evolution, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

† Present Address: SciMarkJ Inc.

I. はじめに

西南日本の沖合にある南海トラフは、フィリピン海プレートが日本列島の下部に沈み込みを開始する場所である。フィリピン海プレートは、南海トラフ下部から日本列島を構成する島弧地殻下部に向かって低角に沈み込む。海洋底は巨大なベルトコンベアーであり、南海トラフ直下から陸側下部に低角で傾斜し存在する巨大な断層（地震発生帯）に沿って海溝型地震を発生させる（Ando, 1975）だけでなく、その表面に存在する海底堆積物質は、プレートが沈み込む際に、皮が剥削されるように付加体を形成し（Moore *et al.*, 2001）、日本列島を構成する物質の一部となっていく。付加されない残りの海底物質は日本列島下に深く沈み込み、水が搾り出され、地震発生に関与していくと考えられている。南海トラフではこれまで通算4回の深海科学掘削が実施され、プレートの沈み込みに伴う付加体形成、デタッチメント断層となるデコルマ層（本報文では、水平な剪断亀裂の発達した層のことを指す）の形成、付加体形成に伴う地層変形、堆積層に含まれる鉱物の続成作用や地層水の塩濃度変化など今後の地震発生帯の現象解明につながる知見の蓄積から深海の地下生物圏の解明など多岐に亘る成果が挙げられている。また、南海トラフ沿いの地震発生帯の流体収支に着目した数値シミュレーション、コア実験や検層データ解析研究（Hyndman *et al.*, 1995; Saffer and Bekins, 1998; Moore and Silver, 2002; Bourlange *et al.*, 2003; Henry *et al.*, 2003; Saffer, 2003; Morgan and Ask, 2004; Ge and Screaton, 2005 など）が行われており、地震発生および付加体内で進行する堆積層変形過程が流体の移動と密接に関連していることが仮説として提起された（Moore *et al.*, 2005）。調査数及びその成果の質・量という点で、世界で最も解明の進んだ沈み込み帯である。

この南海トラフにおける過去の科学掘削により、掘削孔の届く範囲における深海堆積物の岩石物理学的性質が詳細に得られただけでなく（Mikada *et al.*, 2002a）、付加体形成の初期ステージ

における逆断層の発達や深海堆積層の変形過程の把握がなされ（Bangs *et al.*, 2004; Moore *et al.*, 2005; Ienaga *et al.*, 2006）、プレート境界巨大地震発生帯から絞り出される流体の役割把握の重要性が指摘されている（Kastner *et al.*, 1993; Brown *et al.*, 2001; Bangs *et al.*, 2004; Moore *et al.*, 2005）。2001年には、室戸岬沖の南海トラフ近傍に、間隙流体圧を観測する長期観測ステーション（Advanced CORK; CORKはCirculation Obviation Retrofit Kitの略；以下ACORKと略称する）が、南海トラフを挟み13 km離れた2地点に設置され、流体移動に関するデータの取得が目論まれることとなった（Mikada *et al.*, 2002b）。残念ながら、海底に設置してある機器へのアクセス手段が限られるため、これまで取得されたデータは限られる。その中で、海洋潮汐に対する海底下堆積層の圧力応答に注目し、設置された装置が地層圧の変化を記録している（Hucks *et al.*, 2005）ことも確認されている。既に浸透率（本報ではPermeabilityを指す）と空間スケールの問題が論じられているように（例えば、Zhang *et al.*, 2000; Bernabe *et al.*, 2003）、南海トラフのACORKのデータも潮汐応答に関わる堆積層の空間スケールで、これまで掘削時コアから得られた値と異なる浸透率が推定されそうである（K. Becker 私信）。また、付加体内部の低周波微動活動時に地層内水圧変化が観測され、低周波微動が非地震性滑りによって生じたとする議論にもつながった（Davis *et al.*, 2006）。長期観測ステーションによるモニタリングによりプレート境界断層近辺の地震の発生と地層内流体圧の関係が記述できれば、今後、地震発生帯からの流体供給の定量的把握、地震発生時のプレート境界における熱力学的変化や地化学的反応を推定することにつながると思われる。

国の地震調査研究推進本部は、今後30年間に南海地震の発生する確率は50%程度になるとの予想を発表（<http://www.jishin.go.jp/>）している上、地殻変動のデータからも、プレート運動によるプレート境界における歪の蓄積は進行している（Savage, 1995; Ozawa *et al.*, 1999）ことが判明

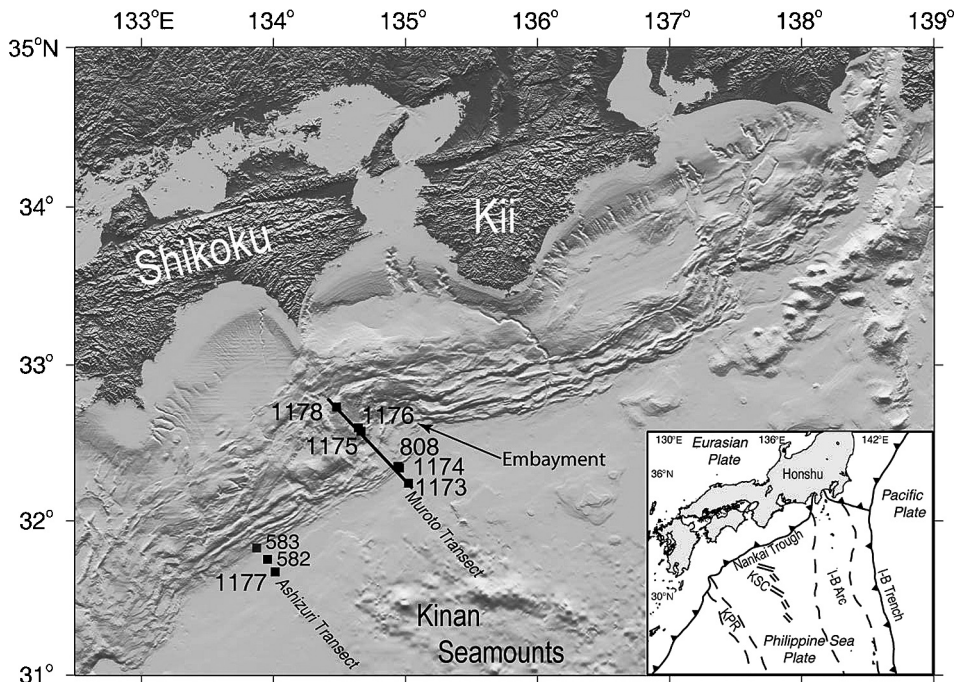


図1 南海トラフ近傍の Ocean Drilling Program による掘削点の位置図 (Moore *et al.*, 2005 を引用)。図中番号は ODP 掘削孔番号。Embayment は海山の沈み込みに伴う付加体の後退部分を示す。間隙水圧を測定する海底観測装置が付加体先端部 808 孔および南海トラフより海側の 1173 孔に設置された。I-B Trench, I-B Arc, KPR, KSC はそれぞれ、伊豆小笠原海溝、伊豆小笠原諸島、九州パラオ海嶺、紀南海山列を示す。

Fig. 1 Locations of sites drilled during the Ocean Drilling Program (Moore *et al.*, 2005). Numbers are ODP site numbers. Embayment of the accretionary prism due to the subduction of a seamount is clearly visible in the figure. Two formation pressure-monitoring observatories were installed—one at Site 808, at the toe of the accretionary prism, and one at Site 1173, at a sea-ward site of the Nankai Trough. I-B, KPR, and KSC depict Izu-Bonin Ridge, and Kinan Seamount Chain, respectively.

している。このような状況において、本報では南海トラフにおいて開始された ACORK 観測の地球科学的背景、設置された装置、そのデータの地球科学的意義について概観する。また ACORK 観測が、なぜ必要であるのか、どのような問題を明らかにしようとしているのかなどを議論する。

II. 南海トラフ間隙水圧観測点周囲の地球科学的状況

図1 及び図2 にそれぞれ国際深海掘削計画第190次および196次航海で掘削した地点の地図及び解釈断面図を掲載した。これらの地点は

1946年に発生した南海地震の震源域 (Ando, 1975) の海側に相当する。南海トラフでは、トラフ南側にあるフィリピン海プレートが北側の西南日本の下部に年4 cm 程度の割合で北西310°N 方向に沈み込み、これまでたびたび巨大地震が発生し (Ando, 1975; 寒川, 1992; Sagiya and Thatcher, 1999), 現在南海トラフのプレート境界は完全に固着していることが推察されている (Mazzotti *et al.*, 2000)。また、紀伊半島から室戸沖で沈み込む四国海盆にある紀南海山列は約1,500 万年前まで、海底拡大が生じていた場所と推察されている (Okino *et al.*, 1994)。

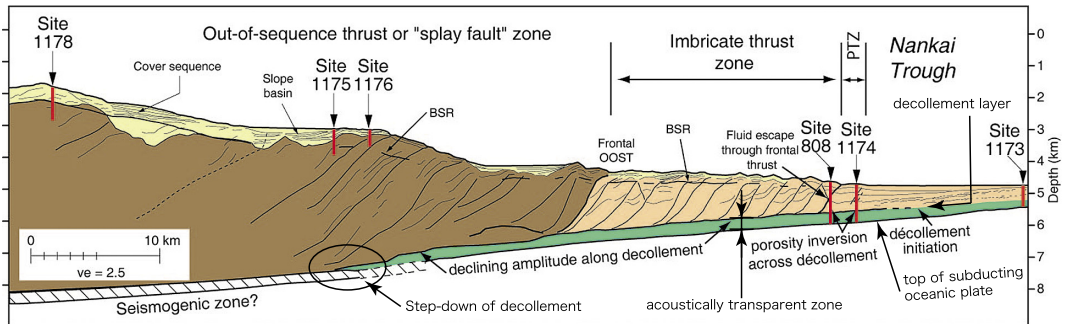


図 2 図 1 の室戸断面 (Muroto Transect) 沿いの解釈図 (Moore *et al.* (2005) の図に加筆). PTZ 及び BSR はそれぞれ Proto-Thrust Zone (発達過程の逆断層) 及び Bottom Simulating Reflector (数%以下のわずかな体積比で存在するメタンガスにより海底面に匹敵する反射係数を持つ反射面) を示す. 地震反射波はデコルマ層で負の極性を持つ. デコルマ層が地震発生帯上限に近づくにつれ, 反射波振幅は減少する. 図中には, 海洋プレート上面, デコルマ層と海洋プレート上面の間にある音響学的に透明な部分, 及びデコルマ層のステップダウンが図示されている.

Fig. 2 Schematic cross-section along the Moroto transect shown in Fig. 1 (Modified from Moore *et al.*, 2005). PTZ is the Proto-Thrust Zone; BSR is the Bottom-Simulating Reflector. Major observations pertinent to subduction of the oceanic plate and development of the décollement are shown in the figure. Seismic reflections show a polarity reversal at the décollement layer. As the décollement approaches the updip limit of the seismogenic zone, reflection amplitudes from the décollement decline. Top of oceanic basement, acoustically transparent zone between the top of oceanic basement and the décollement layer, and step-down of the décollement layer are also depicted in the figure.

図 1 に記載された掘削孔地点 1173 及び 808 が, ACORK の設置された地点となる. 海底から沈み込むプレート上面までの堆積層厚はそれぞれ約 700, 1200 m で, 主として約 15 Ma に相当する半遠洋性堆積層及び薄い複数の火山灰層からなる (Moore *et al.*, 2001). 図 2 に示された通り, 変形フロントから付加体陸側に逆断層が発達している. 反射地地震探査の結果からは, 沈み込むプレート上面及びその上部のデコルマ層に挟まれる透明な部分, 即ち反射面の希薄な音響学的に透明な層の存在が特徴的である (Mikada *et al.*, 2002a). この部分は下部四国海盆堆積物からなる堆積層で, その孔隙率は最大で約 40% にもなることが検層及びコアの解析の結果得られている (Mikada *et al.*, 2002a). 流体を多量含有するこの堆積層はプレートと一緒に沈み込み, 南海トラフ沈み込み帯の場合, 海水面下約 7 km 深から始まると考えられている地震発生帯を起源とする流体の存在を議論する上で非常に重要な役割を果たしていると考えられる. 反射地震断面と密度及び速度検層から期待される反射面は, このデコルマ

層下部の堆積層では大きく異なることが認められる (Mikada *et al.*, 2002a). 1174 から 808 サイトにかけてはデコルマ層が強い負の反射面として出現し, 異常高圧など音響学的インピーダンス低下と思われる層でもある (Tsuji *et al.*, 2005).

Saffer (2003) は, いくつかの沈み込み帯における沈み込む堆積層の浸透率の比較を行い, コスタリカに比較し, 南海トラフやバルバドスの付加体構成物質の浸透率が有意に低いことを見出した. また, 南海トラフやバルバドスの場合, 堆積速度が大きいにも拘らず, 地層内の流体圧力の蓄積速度がコスタリカに比較し小さいことも推定された. こうした事実は, 堆積層の浸透率では流体の排出は不十分であり, 何らかの流体の通路が存在し, 流体圧力の蓄積を妨げていることを示唆する. 南海トラフでは, デコルマ層や逆断層による効率的な流体の排出が生じている可能性があり, この流体移動を定量的に把握する必要がある. 更に, 地震発生帯における流体の産出を議論するためには, 地震発生帯から付加体や海側の堆積層にわたる空間スケールでの定量的な流体移動を推定

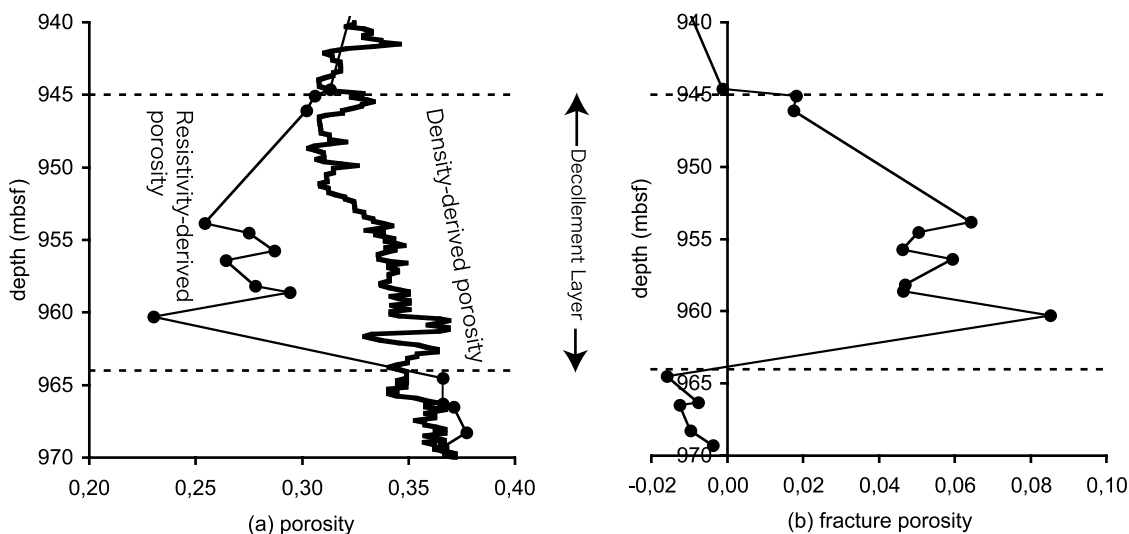


図 3 Boulange *et al.* (2003) により推定された 808 孔デコルマ層及びその付近の孔隙率 (a) 及び亀裂孔隙率 (b). デコルマ層の上限と下限を点線で表示してある. 単位は海底面下深度 (mbsf). (a) において, デコルマ層内で 0.30 ~ 0.35 程度の値を持つ曲線は密度から推定された孔隙率であるのに対し, 0.23 ~ 0.35 付近まで変動する曲線は比抵抗検層から推定される孔隙率である. この両者の差 (b) はフラクチャによる寄与と推察される. マイナス値が生じるのは推定誤差のため. 流体の移動に大きく影響し, 且つ流体圧で浸透率を大きく変える亀裂孔隙率がデコルマ層で大きいことが特徴的である.

Fig. 3 Normal (a) and fracture (b) porosities estimated in and around the décollement layer at Site 808 (Figure from Boulange *et al.*, 2003). Vertical axis denotes depth in meters below seafloor (mbsf). Solid curve in (a) depicts both density- and resistivity-derived porosities. Resistivity-derived porosity varies between 0.23 and 0.35, while density-derived porosity varies between 0.30 and 0.35. Discrepancies between resistivity-derived and density-derived porosities are attributed to fracture porosities, which have a strong influence on permeability and on change of permeability due to fluid pressure. Negative values in (b) are caused by estimation errors.

する必要があると考えられる。Boulange *et al.* (2003) は 808 サイトで実施された電気検層の結果を, 密度, 陽イオン交換能, アーチーの式の定数について再度評価し直した。その結果, 孔隙率から推定されるデコルマ層の浸透率は低く見積もられるものの, その亀裂による孔隙率がデコルマ層で局所的に増加することを見出した (図 3)。亀裂は浸透率に大きく影響するため, デコルマ層内の流体圧の変化に応じ, 亀裂が開口し, その浸透率が大きく変化し得ると推定している。Stauffer and Bekins (2001) も, バルバドスのデコルマ層周辺の流体排出を数値シミュレーションし, 定常流と間欠的な流れ双方による流体排出を論じている。

Newberry *et al.* (2004) は図 1 にある 1173,

1174, 1176, 1177 サイトで取得されたコアを用い, 微生物の遺伝子解析を実施した。その結果, 微生物の多くはメタン細菌の一種と考えられ, 付加体上で掘削している 1176 サイト及び四国海盆上の 1177 サイトでは通常海底堆積層に予測される個体数が観測されたが, やはり四国海盆上に掘削された 1173 及び 1174 サイトでは, 海底下 400-500 m の深度で特異的な微生物個体数の減少が観察された。これは 1173 及び 1174 サイトにおけるヒートフローの高さを示唆する。この他, 1176 サイトでは, 通常 48-73℃ の温度範囲で見つかる微生物 (熱菌) の一種である *Thermococcus* が見つかった (Kormas *et al.*, 2003)。1176 サイトの該当する深度の温度は 1-12℃ であり, この高温環境を好む細菌の存在は, 過去にこ

の周辺で熱水活動あるいは深部からの高温流体の供給があったことを示唆する (Kormas *et al.*, 2003)。こうした微生物の観察からも、過去に深部からの流体の供給があったことが考えられるが、科学掘削で到達可能な地層深度及び地質構造が限られるため、詳細な議論は今後の課題となる。国際深海掘削計画第 196 次航海では掘削時検層 (Logging While Drilling) が使用され、付加体を貫く 808 サイト (McNeill *et al.*, 2004) と 1173 サイト (Ienaga *et al.*, 2006) で異なる伏角の亀裂が見出され、おそらく掘削孔周辺の応力状態を反映しているものと推察された。808 サイトに見出されたボアホールブレイクアウトは、付加体内でプレート収斂方向に働く応力場の存在を明らかにした (McNeill *et al.*, 2004)。数値シミュレーション及びこれまで得られたデータから、以上のような周辺地層の地質学的解釈、異常高压帯形成、デコルマ層の起源、地下の流体運動解明といった地球科学的プロセスに着目した研究がなされている。

III. デコルマ層付近の塩濃度低下

過去の付加体研究の成果から流体の通路として考えられていたデコルマ層 (Moore and Silver, 2002) は、コア及び密度のデータから孔隙率約 25% の層として認識され、その浸透率は、コアの測定から 10^{-19} – 10^{-18} m^2 程度であった。デコルマ層近傍では海水より塩濃度 (Chloride 濃度あるいは塩素イオン濃度) が有意に低く、深部起源流体の混入も疑われていた (Kastner *et al.*, 1993; Saffer and Bekins, 1998)。地層に生じている亀裂 (フラクチャ) は浸透率に大きく寄与し、デコルマ層の上下では先に述べた数値より低い浸透率しか得られないこと、またデコルマ層というすべり面が発達するためには、プレート運動による歪の蓄積に加え流体が大きな役割を果たすことが推察された。南海トラフ付加体の場合、これまで得られていたコスタリカやバルバドスの例と異なり、デコルマ層だけでなく、デコルマ層の上部・下部に低塩分濃度の領域が広がっていた (Moore and Silver, 2002; 図 4)。Saffer and

Bekins (1998) は、1990 年に掘削された際に得られた地下の塩濃度を説明するため、南海トラフ地震発生帯からの流体排出について数値シミュレーションを行った。デコルマ層より下部の下部四国海盆堆積層に含まれる水分及び 808 サイトの掘削で得られた堆積層中に含まれる粘土鉱物からの脱水作用 (スメクタイト-イライト相転移) が地震発生帯近傍で生じた後、低塩濃度となった流体がデコルマ層沿いに南海トラフ近傍の地中に供給されるというモデルである。その結果、想定される浸透率 (コア測定では 10^{-16} m^2) でデコルマ層周辺の塩濃度低下を説明するためには、連続した流体の供給では不十分で、およそ 80-160 年前に間欠的な低塩分濃度流体の供給があったとすることが望ましいこと、間欠的な流体移動の際にデコルマ層が 10^{-13} m^2 程度の浸透率を持つ必要があること、塩分濃度低下のためプレートとともに沈み込む堆積層に少なくとも重量で 20% 程度のスメクタイトが含まれている必要があること、などを議論している。

Bourlange *et al.* (2003) は、Saffer and Bekins (1998) の議論と同様に、間欠的な流体移動を論じ、デコルマ層周辺に水平成層という二次元的な構造を仮定すると、間欠的な流体移動には 10^{-12} m^2 の浸透率が必要であること、一次的に増大する圧力の拡散には 100 年単位の時間が必要であることを指摘している。Saffer and Bekins (1998), Bourlange *et al.* (2003) ともに流体移動として間欠的な運動が必要であること、圧力緩和時間が南海トラフの地震発生間隔とオーダーで一致することを指摘しており、非常に興味深い。デコルマ層が同じ流体通路でありながら、間欠的流れと定常の流れを同時に賄う可能性を物語っている。実際に採取されたコアを用いた実験では、圧力などによる浸透率の変化も観察され (Jouniaux *et al.*, 1994)、流体挙動の説明のためには流体圧によって浸透率が変化する非線形ダルシー則が必要となることを示唆する。

Morgan and Ask (2004) は、南海トラフの掘削で堆積層から取得された岩石試料を用いた室内実験を行い、デコルマ層直上部の試料は、現状で

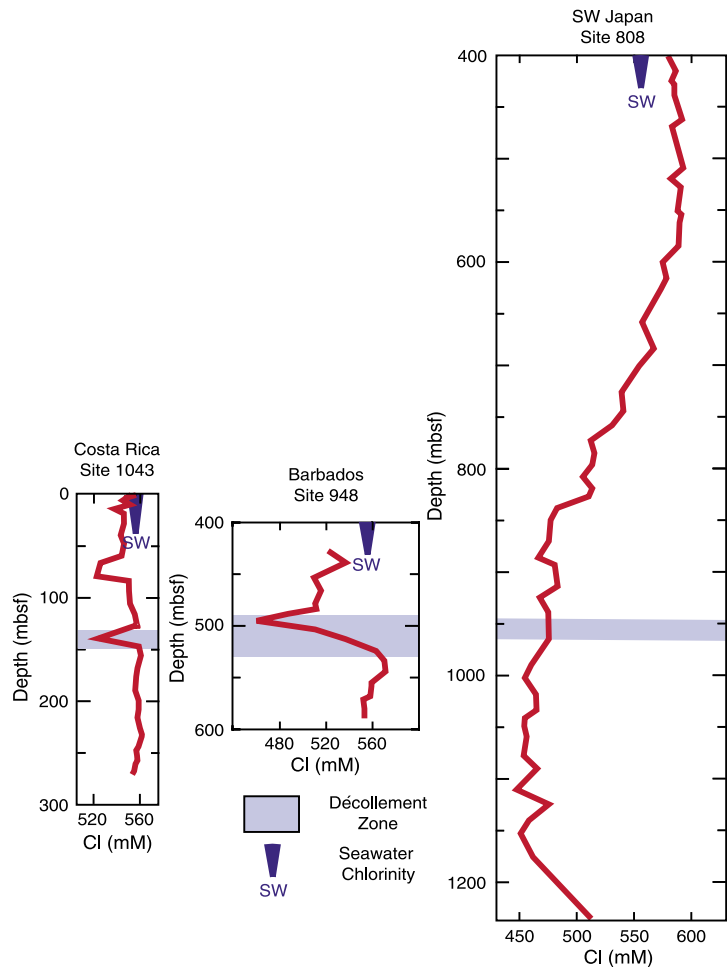


図 4 Moore and Silver (2002) によりまとめられた、左からコスタリカ、バルバドス、南海沈み込み帯デコルマ層近傍の塩濃度（塩素イオン濃度）異常。コスタリカ及びバルバドスでは、異常域がデコルマ層周辺に限られているのに対し、南海トラフ室戸沖のデコルマ層では、広い深度に渡り塩濃度低下が見られる。これが流体運動の差異に起因することが疑われている。

Fig. 4 Chloride anomalies observed at Costa Rica, Barbados, and Nankai subduction zones (Figure from Moore and Silver, 2002). Contrary to chloride anomalies limited to the vicinity of décollement layers at the former two subduction zones, a wide depth zone of anomalous chlorinity was observed at the décollement layer off Muroto. This observation recalled discussions on a relationship between the difference in chlorinity and that of fluid migrations.

考えられる最大有効応力の 2.8 倍の大きさの応力履歴を過去に受けているであろうと考えた。デコルマ層直上の四国海盆堆積層では変形の影響は小さく、その場所での応力履歴は、変形ではなく静的な圧力増加による履歴の存在を示唆する。従って、間欠的な流体の移動があったであろう (Saffer and Bekins, 1998) とする解釈には都合が良

い。地震発生と間欠的なデコルマ層内流体移動の周期のオーダーが合っていることを考慮すれば、この両者の関係を突き止めることは、今後海溝型地震発生帯研究の発展に必要な不可欠である。

IV. 間隙水圧観測の意義

Hyndman *et al.* (1995) は、沈み込み帯の温

度条件が地震発生帯を規定するという仮説を提唱した。南海トラフの場合、地震発生帯の上限（最も浅い端）は、100-150°Cという環境温度で決定されるとした。Steurer and Underwood (2003)は、この温度が粘土鉱物の続成作用を考える場合に非常に重要なことから、南海トラフ堆積層中の粘土鉱物に注目し、地震発生帯において剪断強度に関わるとされる堆積層粘土鉱物中のスメクタイト-イライト重量比を推定した。その結果、四国の室戸岬沖の海底で沈み込んでいる約1500万年前まで活動していた海洋底拡大軸が高ヒートフローの領域を形成し、デコルマ層付近で相当量のスメクタイトがイライトに相転移を起こし、その重量比が最大で25%程度に過ぎないこと、他方ほとんどのスメクタイトがそのまま沈み込む足摺岬沖では、地震発生帯近傍までイライトへの相転移は生じず、その結果堆積層の剪断強度に影響を与える可能性があること、などを見出した。Moore and Saffer (2001)は30-50%のスメクタイトを含む泥岩で、その中の粘土鉱物相転移により摩擦強度低下が生じることを議論したが、同時に室戸沖で沈み込む堆積層に含まれるスメクタイト量が思った以上に小さいこと、100-150°Cに近い温度で生じる相転移が、更に低温で生じる石英-クリストバライト相転移など粘土鉱物以外にもあること、そして流体圧増加による有効応力変化が剪断破壊に大きく影響することなどを指摘した。また、Brown *et al.* (2001)は地球化学の観点から、そしてHenry and Bourlange (2004)は検層による比抵抗の解釈から室戸沖の海底下デコルマ層近傍の塩濃度低下が、必ずしも地震発生帯近傍の深部からのスメクタイト-イライト相転移に伴う脱水反応に起因すると結論づけられないことを示した。南海トラフ付加体の掘削孔のある位置より地震発生帯側には十分な量のスメクタイトが供給されない可能性や掘削孔付近でのスメクタイト-イライト相転移及び石英-クリストバライト相転移など別な低塩濃度流体の供給源を考慮する必要があるためである。

Saffer and Bekins (1998)のモデル計算では、デコルマ層からその上部にかけての塩濃度低下を

説明するためにデコルマ層沿いの低塩濃度流体の供給を定常流及び間欠的流体移動の2種類に求めたが、デコルマ層自体の低塩濃度については、その低浸透率を考慮すれば、間欠的な流体運動が必要であることに変わりはない。しかしながら、Moore *et al.* (2005)が指摘した通り、室戸沖南海トラフ周辺ではデコルマ層周辺で既に開始されている粘土鉱物の相転移や石英-クリストバライト相転移による脱水が大きく影響しているとする見方が支配的であり、デコルマ層周辺の塩濃度低下の原因については、更なる観測によるモデルの高精度化による説明が必要である。

Moore and Silver (2002)は、コスタリカやバルバドスおよび南海トラフ沈み込み帯にある付加体の流体運動を議論した。コスタリカやバルバドスでは、デコルマ層のみに塩濃度低下が観測されており、深部で生じた粘土鉱物相転移による低塩濃度流体がデコルマ層を通じて供給されるとする考え方と矛盾しない。南海トラフにおいても同様なデコルマ層を通じた供給が考えられるが、他に比較し特徴的な点として、南海トラフ周辺の海底浅部の続成作用による脱水量を定量的に見積もる必要があることがわかる。

Ge and Screatton (2005)は、熊野灘沖の南海トラフを対象として海底下媒質にこれまで得られている浸透率を用い、地震時の間欠的な流体運動を扱う数値シミュレーションを行った。その結果、海面下10 km程度の地震発生帯で流体圧力変動が生じた場合、流体の通路がデコルマ層沿いであると仮定すれば、その流体圧力変動を付加体トラフ近傍で観測し得ると推定している。また、逆断層などの流体の通路がある場合、付加体トラフ近傍に出現する流体圧力変動が大幅に減衰する可能性があることも指摘している。現在設置してあるACORK (図5)において、例えば地震時に地層水圧を測定できれば、これまでの数値シミュレーションの結果を再検証できる可能性がある。Hyndman *et al.* (1995)が推論したように地震発生帯がその場の温度で決定され、その場の断層の動力学を大きく支配する要素が脱水を伴う粘土鉱物のスメクタイト-イライト相転移 (Vrolijk,

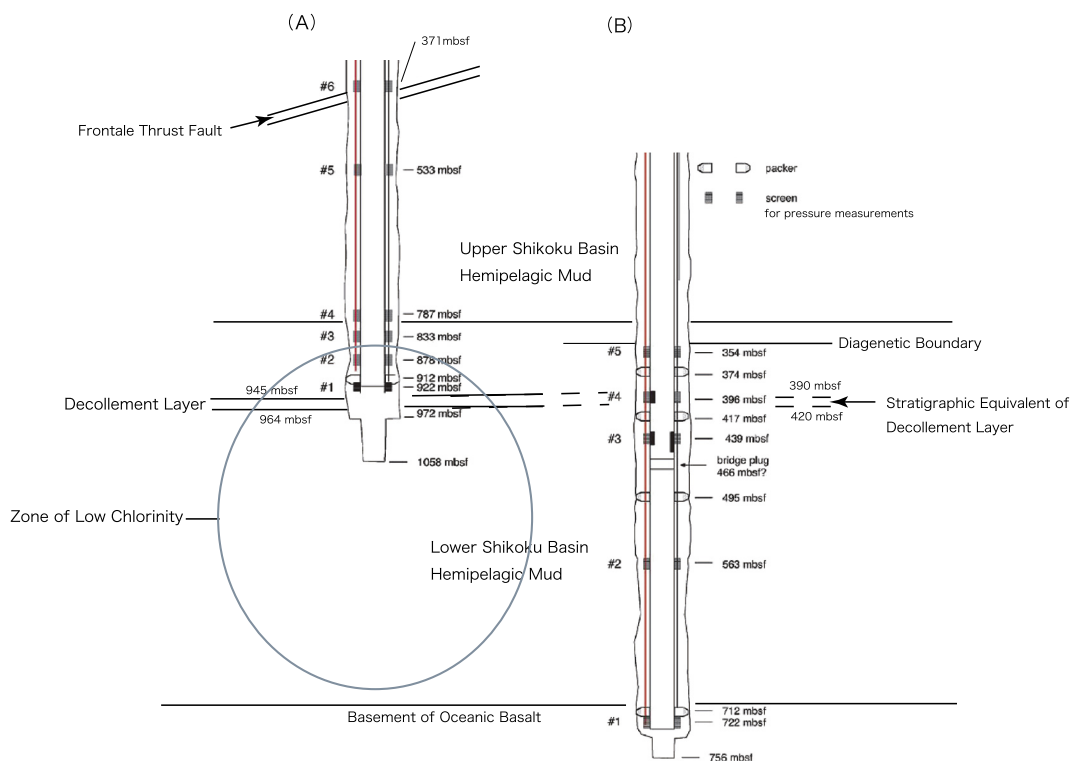


図 5 南海トラフ 808 (図中 A) 及び 1173 (図中 B) 孔に設置された地層流体圧観測のための ACORK システム模式図 (Mikada *et al.* (2002b) の図に加筆). パッカー及び圧力測定用のスクリーンの位置が示されている. 圧力計は海底に設置され, スクリーンとの間はパイプで接続されている. 圧力計の位置がデコルマ層 (808 孔) とデコルマに対応する地層 (1173 孔) を狙って決められた. 強い地震波反射面であるデコルマ層は 808 孔と 1173 孔の間で消失し, 1173 孔では, デコルマ層に対応する層序の上部に存在する石英-クリストバライト続成作用上限の面が地震波反射面となる. 圧力計は, プロトスラスト断層, デコルマ層及び続成作用上限面, 海洋性基盤における流体移動を把握するために設置されている.

Fig. 5 Schematic figures for ACORK systems installed at Sites 808 (A) and 1173 (B), off Muroto (Modified from Mikada *et al.*, 2002b). Locations of packers and screens for pressure measurements are also shown. They measure fluid pressures on the seafloor through downhole tubing. The locations of the screens are chosen at depths of décollement and stratigraphic equivalent of décollement layers. A strong seismic reflector at Site 808 indicates the location of the décollement layer, which disappears between the two sites. At Site 1173, the diagenetic boundary of a quartz-cristobalite phase transition is a strong seismic reflector. Pressure gauges are installed to detect fluid migration at the locations of proto-thrust fault, décollement layer, diagenetic boundary, and inside the oceanic basement.

1990) かどうか, 地震の発生を議論する際に貴重な情報となる。

V. 付加体から沈み込み前の堆積層にかけての応力場

国際深海掘削計画第 196 次航海では 808 サイト及び 1173 サイトで掘削が行われた。808 サイト

では, 掘削孔に印可される応力の影響により, 主応力軸に直交する方位の孔壁が破壊されるポアホールブレイクアウト現象および比較的低角のフラクチャが見つかった。他方, 1173 サイトでは, 鉛直方向に近い角度のフラクチャが特徴的であった。McNeill *et al.* (2004) や Ienaga *et al.* (2006) が指摘した通り, この亀裂はポアホールを取り巻

く応力環境を示していると考えられる。McNeill *et al.* (2004) は、ボアホールブレイクアウトのデータから、808 サイトではプレート収斂方向に応力が卓越していること、1173 では差応力が小さいことを定性的に説明した。Henry *et al.* (2003) は、国際深海掘削計画第 190 次航海で掘削された 1174 サイトのコアを用い、デコルマ層より上部及びデコルマ層より下部での水平面内の電気比抵抗異方性を測定した。1174 サイトには既にデコルマ層が形成され、その形成過程で発生した亀裂により比抵抗変化が記録されるというモデルを用いたところ、デコルマ層より上部ではプレート運動方向の応力が支配的であること、比抵抗異方性のないデコルマ層より下部では掘削孔から径方向に応力の差異が小さいことを見出した。Ienaga *et al.* (2006) は、Yamada *et al.* (2005) の砂箱実験及び個別要素法による数値シミュレーションの結果を参照し、図 6 にみられるような σ_1 (最大主応力) の向きによる付加体近傍の応力場を想定し、808 及び 1173 サイトで観察されたフラクチャの向きや、南海トラフ海側の小規模な正断層の発達 (Bangs *et al.* (2004) により、反射法地震探査記録の解釈で指摘された) を説明できること、などを指摘した。この事実は、これまで得られているデコルマ層を挟む上下の下部四国海盆堆積層を取り巻く応力環境に関する推論を裏付けている。Saffer (2003) は、コスタリカ沈み込み帯のデコルマ層周辺の応力を推定し、有効応力が最小となる深度で摩擦強度が最小となり、デコルマ層の位置が安定するという議論を展開している。これによれば、デコルマ層より上部では σ_1 は鉛直方向から大きく傾き、デコルマ層より下部では鉛直方向に近づく。また Stauffer and Bekins (2001) は、バルバドスの変形フロント海側への流体移動に伴う堆積層膨潤で局所的な張力場の発生することを予測している。これらの結果は、応力場や流体移動という差異はあるものの、付加体周辺の応力分布を論じた Ienaga *et al.* (2006) の張力場発生の指摘と一致する。

Davis *et al.* (2006) は、南海トラフ近傍に設置された ACORK のデータを回収・解析した結

果、トラフ軸から 11 km 海側にある堆積層内では年 10^{-6} 程度の割合で流体圧が上昇し、フィリピン海プレートの収斂速度から期待される応力蓄積に矛盾しないこと、プリズム先端近傍で発生した低周波微動活動時に、プリズム内外の堆積層内流体圧がそれぞれ増大・減少し、低周波微動活動と同時に付加体内でそれぞれ応力蓄積・応力緩和が生じたと考えられることを示している。Davis *et al.* (2004) では、カナダ・米国東海岸沖にあるファンデフーカプレートの拡大軸における地震活動とプレート内部堆積層内の流体圧の関係を論じ、海底拡大による応力場変化の一部を流体拡散で担うことを指摘しており、流体圧の変化と応力場との間に密接な関連のあることを物語っている。

Park *et al.* (2002) は地震発生帯深部構造探査から南海トラフ地震発生帯のプレート境界上部の地震発生帯上限から付加体巨大逆断層群 (図 2 の Out of Sequence Thrust Zone) に至る中-鮮新世堆積層上面に位置する特徴的な深部地震波反射面 (Deep Seismic Reflector) に注目し、プレート境界から上部にかけての流体の存在を議論している。

付加体の成長する沈み込み帯ではないが、北海道南島沖の地震発生帯では、地震発生帯近傍の流体移動の痕跡を推定することに成功している。平成 15 年十勝沖地震震源域の地殻構造調査を、地震発生前及び発生後に行い、特徴的地震波反射面の反射振幅を比較した Tsuru *et al.* (2005) は、反射振幅を説明可能な P 波速度変化を反射層に含まれている流体量の変化と考え、プレート境界付近の浸透率を 10^{-15} m^2 、孔隙率変化を 1.6% の増加、プレート境界における剪断強度変化を 2.2-5.6 MPa 減少と見積もっている。地震発生帯における地殻内流体の存在に着目し、その状態変化を反射法地震探査で検知できる可能性を示しており、実際に流体圧力などが測定できれば、更なる精度の高い議論が可能となろう。

VI. 付加体スケールでの流体運動

一般に空間スケールにより異なる浸透率が得ら

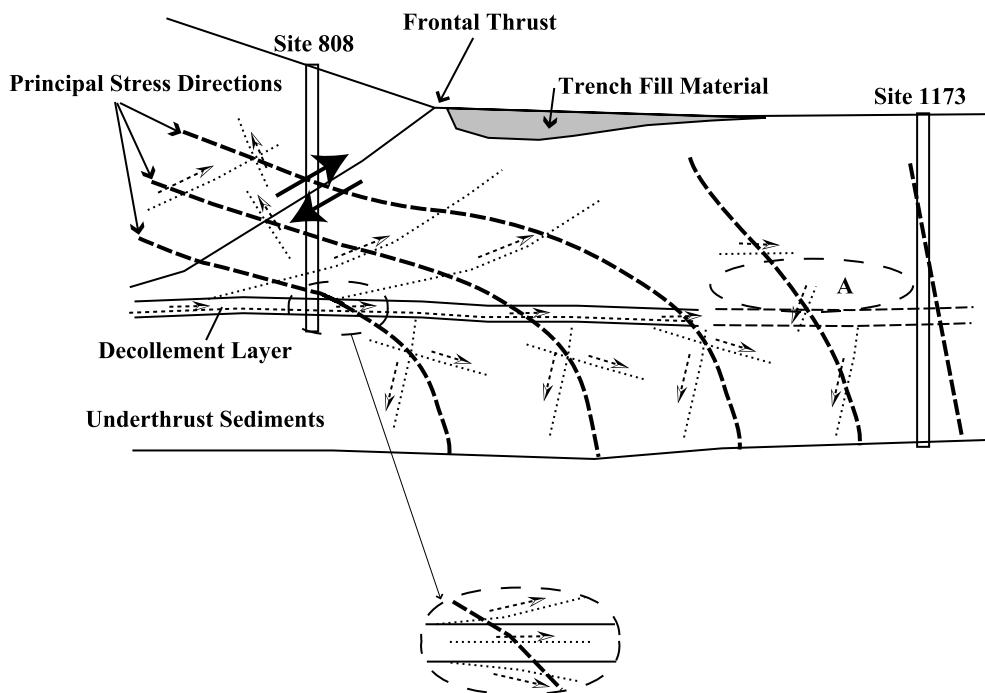


図 6 付加体先端近傍の応力方向と掘削孔内の亀裂方向の関係を示す模式図 (Ienaga, *et al.* (2006) の図に加筆). 808 及び 1173 孔では、それぞれ低角、高角に傾斜する亀裂が見出されている。付加体の加重により応力主軸が傾き、結果としてデコルマ層には水平方向に近い剪断亀裂が発達することも示されている。摩擦角は、40～45 度程度を仮定している。図中 A の領域は、付加体加重負荷減少作用により、局所的な張力場になる可能性が示されている。図中の矢印は、生じ易い亀裂及びその滑り方向を示している。808 でなぜ低角の亀裂が発達し、1173 でなぜ高角の亀裂が発達するかを定性的に説明することができる。流体の移動を考える場合、この応力場に関する知見が重要となる。

Fig. 6 Schematic stress diagram demonstrating the relationship with observed fracture dips at Sites 808 and 1173 where low and high angle dips were observed, respectively (Modified from Ienaga, *et al.*, 2006). Friction angle of the sediments was assumed to be 40-45 degrees. Arrows indicate the direction of fracture and slip to be developed by slanted principal stress. Due to heavy mass loading of the prism, the vertical normal trend of compaction to the sediments is distorted towards the prism. It is qualitatively indicated that thrust type and horizontal fracturing tend to be formed above and in the decollement, respectively. A blow-up image of the decollement layer at the bottom implies that tensile fractures could be developed at the top and at the base of the decollement layer. The area indicated by "A" denotes a possible zone of tensile field due to spatial changes in principal stress directions. It is necessary to consider possible stress distributions for fluid migrations.

れること (例えば, Zhang *et al.*, 2000; Bernabe *et al.*, 2003) と同様に、潮汐応答に関わる堆積層の空間スケールでは掘削時に取得されたコアから得られる浸透率と異なることが推定されている (K. Becker 私信)。即ち、浸透率の推定には空間スケールの問題が存在する。掘削で得られたコア試料の浸透率は必ずしも現場の代表値とは限らず、付加体という規模の系で現場の環境条件で考える

ためには、ACORK のような観測システムを用いる必要がある。換言すれば、ACORK のような現場観測システムで潮汐応答のような大きな空間スケールの現象を利用し得られる浸透率を、コアの測定値と比較し、空間分布を考慮した物理モデルを構築することで、付加体内部の系としての流体運動を扱うことが必要である。ほぼ流体の通路であると判断されたデコルマ層の静的な浸透率は、

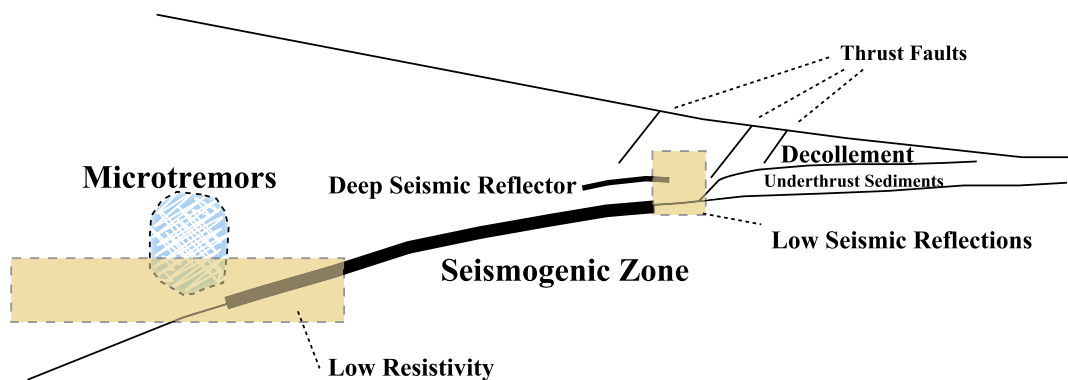


図 7 紀伊半島や四国沖で得られた反射法地震探査, MT 探査の結果を用いた特徴的な構造の模式図。地震発生帯の上限や下限近傍で、それぞれ地震反射強度低下部分及び低抵抗領域と微動発生域が見られる。それぞれ流体に起因すると考えられている。しかしながら、こうした付加体～地震発生帯スケールの流体移動の考察には、まだまだ現場データが必要である。

Fig. 7 Schematic structure around seismogenic zone using seismic reflection and magnetotelluric profiles. A decline of seismic reflections is found in the vicinity of the décollement step-down and the updip limit of the seismogenic zone, while a zone of low resistivity and microtremors are found near the downdip limit. Both phenomena may be explained by the existence of interstitial fluids. However, in-situ data should be provided for further discussions of fluid circulation on a spatial scale including both accretionary prism and seismogenic zone.

考えられていた以上に小さい値でしかないこと、そのデコルマ層からの地震波反射面がプレート上面地震波反射面と交わる箇所（デコルマ層のステップダウン; 図 2）は、南海トラフの場合、地震発生帯上限近傍と考えられている。このデコルマ層ステップダウンは地震反射面上の見かけの現象であるのか、通路であるデコルマ層に流体がどのように供給されているのか、デコルマ層ステップダウン部分から深部地震波反射面にかけて、海洋プレート構成物質と海洋堆積物の混合するアンダープレートの生じていると考えられる部分ではなぜデコルマ層やプレート境界上面からの地震反射波振幅の減じる領域となるのかなど、未解明の問題も多い。地震発生帯下限の上部付加体内部には、流体に起因すると考えられる微動活動の活発な領域（Obara, 2002）も存在している。この地震発生帯上限及び下限近傍において、地下の流体の存在が疑われていることは、地震発生と地下の流体の間の関連性を示唆する（図 7）。

VII. 議 論

南海トラフにおいては、これまでの科学掘削で得られた塩濃度異常のデータ、コア試料、コア試料を用いた比抵抗測定、コア試料中の微生物検査、コア含有粘土鉱物量、孔内温度測定などから地震発生帯から付加体までの流体運動把握の必要性が指摘されていた。流体運動の数値シミュレーションによる塩濃度異常の再現、四国海盆から南海トラフ地震発生帯に至る領域の温度プロファイルや地震発生帯の温度構造の推定など、掘削により取得したデータから再現できた成果も多く産み出されている。Moore and Silver (2002) が指摘しているように、バルバドスやコスタリカと同様に流体の通路としての役割をデコルマ層が担い、地震発生帯からの低塩濃度流体が供給されているというモデルを適用するだけでは、塩濃度一つを考えても南海トラフ付加体内部の流体運動は解明できないことも明らかとなった（Moore *et al.*, 2005）。粘土鉱物スメクタイト-イライト相転移による岩石の剪断強度変化と地震発生を結びつ

ける議論 (Vrolijk, 1990; Hyndman *et al.*, 1995) も、少なくとも室戸半島沖では、十分な量のスメクタイトが地震発生帯に供給されていない (Steu-
rer and Underwood, 2003; Moore *et al.*, 2005) と考える研究者は少なくない。モデルの高精度化等、今後の研究が必要である。

国際深海掘削計画第 190 次及び 196 次航海はこうした環境の中で実施され、これまでの努力に加え、Logging-While-Drilling の導入による In-Situ に近い堆積層の岩石力学的データの収集が行われた (Mikada *et al.*, 2002a)。過去の掘削や数値シミュレーションの結果から明らかとなった付加体内部の塩濃度異常及びその異常を説明するための間欠的な流体移動の必要性の議論に加え、掘削時検層から堆積層内の応力方位や位置による水平面内差応力の存在 (McNeill *et al.*, 2004; Ienaga *et al.*, 2006) などが新たに明らかとなった。微生物の調査からは、室戸半島沖四国海盆での海底下深度方向への微生物個体数の分布 (Newberry *et al.*, 2004) や巨大逆断層群周辺での熱菌の存在 (Kormas *et al.*, 2003) などが確認され、それぞれ室戸沖四国海盆下に存在する 1500 万年前の海底拡大軸の影響による高ヒートフローの存在及び巨大逆断層の高温流体の通路としての役割などが推察されている (Moore *et al.*, 2005)。更に、新たな間隙水圧測定が開始され、南海トラフ付加体の先端に近い場所での微動活動 (発生源の深度は不明) と間隙水圧変化を対応づける (Davis *et al.*, 2006) ことで、微動活動と付加体から四国海盆堆積層にかけての部位での応力変化を推定するに至った。またデコルマ層の孔隙率を、比抵抗検層のデータに粘土鉱物の影響を取り込める双地層水モデル (Clavier *et al.*, 1984) を用い、孔隙 (Pore) によるものとフラクチャによるものに分類したことも、デコルマ層の流体運動に対する性質を理解するために有益な結果を導いた (Bourlange *et al.*, 2003)。

南海トラフにおいては、室戸沖の付加体先端部付近の海底下の流体運動についての知見は増加し、デコルマの成因、堆積層内媒質の浸透率や主応力軸の方位・伏角に関する議論が進んだと考え

られる (McNeill *et al.*, 2004; Ienaga *et al.*, 2006)。掘削によるコア試料の取得や実験室での解明が必要となる石化等の続成作用と剪断強度変化の議論を除けば、ACORK による間隙水圧の長期的モニタリングでは、現場観測による真の浸透率推定、周囲の地震活動などの地域的な現象と圧力変動との対比、圧力変動からの相対的な地域応力変化の推定、また空間スケールに依存する浸透率変化、などの現場環境での把握が可能である。続成作用による低塩濃度流体の供給について、流体の直接サンプリングや塩濃度時間変化などを測定することは叶わないが、圧力、浸透率といった物理量が得られることは、今後の流体運動モデリングに必要不可欠な環境条件を提供することにつながる。

デコルマ層からその近傍上部堆積層内の塩濃度の低下に寄与していると考えられている石英-クリストバライト相転移やスメクタイト-イライト相転移のような脱水反応についての詳細な議論は今後に残されている上、更に空間スケールの大きな地震発生帯までの議論には、未だ数値シミュレーション以外的手段に訴えることが困難である。これまで調査の行われてきた室戸半島沖が紀南海山列という温度異常を伴う約 1,500 万年前まで活動していた海底拡大軸という特殊な環境であり、この海底拡大軸以外の場所では、掘削孔の数も少なく、十分なデータが得られていない。1944 年東南海地震及び 1946 年南海地震の震源があったと考えられる紀伊半島沖周辺では、地震発生帯上限及び下限付近が低比抵抗となることを Kasaya *et al.* (2005) が報告しているが、地震発生帯やデコルマ層ステップダウンの付近での温度構造やデコルマ層自体の岩石物理学的の性質に関する知見が得られていないため、掘削孔の数の多い室戸沖で議論されたような続成作用や粘土鉱物の相転移に関する議論、デコルマ層の発達、付加体スケールでの地下の流体の挙動といった問題が未解明のまま残っている。南海トラフ付加体の地震発生帯に関する一般的な議論は、掘削や岩石物理学的な情報の取得や ACORK という長期モニタリング装置の設置により大きな進歩を遂げたが、地震発生帯の理解という究極の目的には更な

る研究成果の蓄積が重要である。

VIII. まとめ

本論での議論は以下にまとめられる。

(1) 地震探査, MT 調査, 掘削などにより, 地震発生帯や付加体近傍で流体運動に関する知見の蓄積があった。

(2) 南海トラフの場合, 流体移動に関連する問題として, 温度構造, 堆積層内の粘土鉱物相転移などの続成作用, 地下の応力分布などの問題を考慮する必要がある。

(3) 有効応力が, 応力と流体圧の関数であることを考慮すると, 地下の応力分布を反映する物理量として地下の流体圧を考慮することは重要である。

(4) 流体の移動に関わる浸透率は, 流体圧により変化するだけでなく, 既の実験等で確かめられているように, 扱う流体移動の空間や時間のスケールにより変化する可能性がある。

(5) 南海トラフ付加体近傍で開始したような地下流体圧の現場観測は, 以上の問題解明に役立つデータを提供する可能性がある。

今後の研究成果の蓄積により, 流体に関する諸問題が解明されることを期待している。流体移動に関し, 付加体から地震発生帯に及ぶスケールでの定量的把握は勿論のこと, 地震発生間隔での流体移動時間変化把握を目指し, 間隙水圧観測を継続し, シミュレーションに用いられる数値モデルの高精度化を目指すことが必要である。

謝辞

笠原順三氏, 徳永朋祥氏には, 本論執筆に関し強い鼓舞激励を戴いた。過去数年にわたる Keir Becker 氏, Pierre Henry 氏, J. Casey Moore 氏, Earl E. Davis 氏, Peter Flemings 氏そして Greg F. Moore 氏との議論は非常に有益であった。また, 2名の匿名査読者からは, 原稿の質を大幅に向上するご意見を給わった。ACORK 設置後, 南海トラフ ACORK 設置地点への航海は, その全てを木下正高氏の航海プロポーザル作成・提出及び航海に係る調整および海洋研究開発機構の所有する研究船での航海に依存している。上記の方々及び研究

船舶運航に努力されている関係諸氏に, 記して謝意及び敬意を表したい。

文献

- Ando, M. (1975): Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan. *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
- Bangs, N., Shipley, S., Moore, G., Gulick, S., Kuromoto, S. and Nakamura, Y. (2004): Evolution of the decollement from the trench into the seismogenic zone inferred from mapping Nankai trough decollement seismic reflections in 3-D, Muroto transect. *Geology*, **32**, 273-276.
- Bernabe, Y., Bruderer-Weng, C. and Mainault, A. (2003): Permeability fluctuations in heterogeneous networks with different dimensionality and topology. *J. Geophys. Res.*, **108**, 2351, doi: 10.1029/2002JB002326.
- Bourlange, S., Henry, P., Moore, J.C., Mikada, H. and Klaus, A. (2003): Fracture porosity in the decollement zone of Nankai accretionary wedge using Logging While Drilling resistivity data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **209**, 103-112.
- Brown, K.M., Saffer, D.M. and Bekins, B.A. (2001): Smectite diagenesis, pore-water freshening, and fluid flow at the toe of the Nankai wedge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **194**, 97-109.
- Clavier, C., Coates, G. and Dumanoir, J. (1984): Theoretical and Experimental Bases for the Dual-Water Model for Interpretation of Shaly Sands, *SPE J.*, April 1984, 153-168.
- Davis, E.E., Becker, K., Dziak, R., Cassidy, J., Wang, K. and Lilley, M. (2004): Hydrological response to a seafloor spreading episode on the Juan de Fuca ridge, *Nature*, **430**, 335-338.
- Davis, E.E., Becker, K., Wang, K., Obara, K., Ito, Y. and Kinoshita, M. (2006): A discrete episode of seismic and aseismic deformation of the Nankai trough subduction zone accretionary prism and incoming Philippine Sea plate, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **242**, 73-84.
- Ge, S. and Sreaton, E. (2005): Modeling seismically induced deformation and fluid flow in the Nankai subduction zone. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L17301, doi: 10.1029/2005GL023473.
- Henry, P. and Bourlange, S. (2004): Smectite and fluid budget at Nankai ODP sites derived from cation exchange capacity. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **219**, 129-145.
- Henry, P., Jouniaux, L., Sreaton, E. J., Hunze, S. and Saffer, D. M. (2003): Anisotropy of electrical conductivity record of initial strain at the toe of the Nankai accretionary wedge. *J. Geophys. Res.*, **108**, 2407, doi: 10.1029/2002JB002287.
- Hucks, A., Flemings, P. B., Becker, K. and Kinoshita,

- M. (2005): Hydrologic Monitoring in the Nankai Accretionary Prism. *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, **86**, Fall Meet. Suppl., Abstract T13B-0465.
- Hyndman, R., Wang, K. and Yamano, M. (1995): Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust. *J. Geophys. Res.*, **100**, 15373-15392.
- Ienaga, M., McNeill, L. C., Mikada, H., Saito, S., Goldberg, D. and Moore, J. C. (2006): Borehole image analysis of the Nankai Accretionary Wedge, ODP Leg 196: Structural and Stress Studies. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2006.02.018, in press.
- Jouniaux, L., Lallemand, S. and Pozzi, J.-P. (1994): Changes in the permeability, streaming potential and resistivity of a claystone from the Nankai prism under stress. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 149-152.
- Kasaya, T., Goto, T., Mikada, H., Baba, K., Suyehiro, K. and Utada, H. (2005): Resistivity image of the Philippine Sea Plate around the 1944 Tonankai earthquake zone deduced by Marine and Land MT surveys. *Earth Planets Space.*, **57**, 209-213.
- Kastner, M., Elderfield, H., Jenkins, W.J., Gieskes, J. and Gamo, T. (1993): Geochemical and isotopic evidence for fluid flow in the western Nankai subduction zone, Japan. in Hill, I.A., Taira, A., Firth, J. V *et al.* (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **131**, College Station TX (Ocean Drilling Program), 397-413.
- Kormas, K.A., Smith, D.C., Edgcomb, V. and Teske, A. (2003): Molecular analysis of deep subsurface microbial communities in Nankai Trough sediments (ODP Leg 190, Site 1176A). *FEMS Microbiol. Ecol.*, **45**, 115-125.
- Mazzotti, S., Le Pichon, X., Henry, P. and Miyazaki, S. (2000): Full interseismic locking of the Nankai and Japan-west Kurile subduction zones: An analysis of uniform elastic strain accumulation in Japan constrained by permanent GPS. *J. Geophys. Res.*, **105**, 13159-13177.
- McNeill, L.C., Ienaga, M., Tobin, H., Saito, S., Goldberg, D., Moore, J.C. and Mikada, H. (2004): Deformation and in situ stress in the Nankai Accretionary Prism from resistivity-at-bit images, ODP Leg 196. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L02602, doi: 10.1029/2003GL018799.
- Mikada, H., Becker, K., Moore, J. C., Klaus, A. *et al.* (2002a): *Proc. ODP, Init. Repts.*, **196** [CD-ROM], Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station, TX.
- Mikada, H., Becker, K., Moore, J. C. and Klaus, A. (2002b): Leg-196: Deformation and fluid flow processes: Logging while drilling and Advanced CORK in the Nankai Trough accretionary prism. *JOIDES J.*, **28**(2), 8-12.
- Moore, G.F., Taira, A., Klaus, A. and the Leg-190 Scientific Party (2001): New insights into deformation and fluid flow processes in the Nankai Trough accretionary prism: Results of Ocean Drilling Program Leg 190. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **2**, 10.129/2001GC000166.
- Moore, G. F., Mikada, H., Moore, J. C., Becker, K. and Taira, A. (2005): Legs 190/196 synthesis: Deformation and fluid flow processes in the Nankai trough accretionary prism. in Mikada, H., Moore, G.F., Taira, A., Becker, K., Moore, J.C. and Klaus, A. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results.*, **190/196** [Online]. <http://www-odp.tamu.edu/publications/190196SR/synth/synth.html> [Cited 2006-01-02].
- Moore, J.C. and Saffer, D.M. (2001): Uplip limit of the seismogenic zone beneath the accretionary prism of southwest Japan: an effect of diagenetic to low-grade metamorphic processes and increasing effective stress. *Geology*, **29**, 183-186.
- Moore, J.C. and Silver, E. (2002): Fluid flow in accreting and eroding convergent margins, *JOIDES J.*, **28**(1), 91-96.
- Morgan, J. K. and Ask, M. V. S. (2004): Consolidation state and strength of underthrust sediments and evolution of the decollement at the Nankai accretionary margin: Results of uniaxial reconsolidation experiments. *J. Geophys. Res.*, **109**, B03102, doi: 10.1029/2002JB002335.
- Newberry, C. J., Webster, G., Cragg, B. A., Parkes, R. J., Weightman, A. J. and Fry, J. C. (2004): Diversity of prokaryotes and methanogenesis in deep subsurface sediments from the Nankai trough, Ocean Drilling Program Leg 190. *Environ. Microbiol.*, **6**, 274-287.
- Obara, K. (2002): Nonvolcanic Deep Tremor Associated with Subduction in Southwest Japan. *Science*, **296**, 1679-1681.
- Okino, K., Shimakawa, Y. and Nagaoka, S. (1994): Evolution of the Shikoku Basin. *J. Geomagn. Geoelectr.*, **46**, 463-479.
- Ozawa, T., Tabei, T. and Miyazaki, S. (1999): Interplate coupling along the Nankai trough off southwest Japan derived from GPS measurements. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 927-930.
- Park, J.-O., Tsuru, T., Takahashi, N., Hori, T., Kodaira, S., Nakanishi, A., Miura, S. and Kaneda, Y. (2002): A deep strong reflector in the Nankai accretionary wedge from multichannel seismic data: Implications for underplating and interseismic shear stress release. *J. Geophys. Res.*, **107**, 2061, doi: 10.1029/2001JB000262.
- Saffer, D. M. (2003): Pore pressure development and progressive dewatering in underthrust sediments at the Costa Rican subduction margin: Comparison with northern Barbados and Nankai. *J. Geophys. Res.*, **108**, 2261, doi: 10.1029/2002JB001787.
- Saffer, D. M. and Bekins, B. A. (1998): Episodic fluid flow in the Nankai accretionary complex: Timescale, geochemistry, flow rates, and fluid budget. *J. Geophys. Res.*, **103**, 30, 351-30, 370.

- Sagiya, T. and W. Thatcher (1999): Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust: The Nankai Trough, southwest Japan. *J. Geophys. Res.*, **104**, 1111–1130.
- 寒川 旭 (1992): 地震考古学, 中公新書. 中央公論社, 251p.
- Savage, J. C. (1995): Interseismic uplift at the Nankai subduction zone, southwest Japan, 1951–1990. *J. Geophys. Res.*, **100**, 6339–6350.
- Stauffer, P and Bekins, B. A. (2001): Modeling consolidation and dewatering near the toe of the northern Barbados accretionary complex. *J. Geophys. Res.*, **106**, 6369–6383.
- Steurer, J.F. and Underwood, M.B. (2003): Clay mineralogy of mudstones from the Nankai Trough reference Sites 1173 and 1177 and frontal accretionary prism Site 1174. in Mikada, H., Moore, G.F., Taira, A., Becker, K., Moore, J.C. and Klaus, A. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **190/196** [Online]. <http://www-odp.tamu.edu/publications/190196SR/211/211.htm> [Cited 2006-01-02].
- Tsuji, T., Matsuoka, T., Yamada, Y., Nakamura, Y., Ashi, J., Tokuyama, H., Kuramoto, S. and Bangs, N. L. (2005): Initiation of plate boundary slip in the Nankai Trough off the Muroto peninsula, southwest Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L12306, doi: 10.1029/2004GL021861.
- Tsuru, T., Park, J.-O., Kido, Y., Ito, A., Kaneda, Y., Yamada, T., Shinohara, M. and Kanazawa, T. (2005): Did expanded porous patches guide rupture propagation in 2003 Tokachi-oki earthquake? *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20310, doi: 10.1029/2005GL023753.
- Vrolijk, P. (1990): On the mechanical role of smectite in subduction zones. *Geology*, **18**, 703–707.
- Yamada, Y., Baba, K. and Matsuoka, T. (2006): Analogue and numerical modelling of accretionary prisms with a decollement in sediments. in Numerical and Analogue Modelling of Crustal-Scale Processes edited by Buiter, S. and Scherurs, G., *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, **253**, 169–183.
- Zhang, D., Zhang, R., Chen, S. and Soll, W. E. (2000): Pore scale study of flow in porous media: Scale dependency, REV, and statistical REV. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1195–1198.

(2006年2月7日受付, 2006年7月24日受理)