

## 断層運動に伴うガスハイドレート下面深度の変化に及ぼす潜熱の影響

木下正高<sup>1)</sup>・中野幸彦<sup>1)</sup>・後藤秀作<sup>1)</sup>・芦 寿一郎<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> 東海大学海洋学部

<sup>2)</sup> 東京大学大学院理学系研究科

## Effect of the Latent Heat on the Gas-hydrate/Gas Phase Boundary Depth Due to Faulting

Masataka KINOSHITA<sup>1)</sup>, Yukihiko NAKANO<sup>1)</sup>, Shusaku GOTO<sup>1)</sup> and Juichiro ASHI<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> School of Marine Science and Technology, Tokai University

<sup>2)</sup> Graduate School of Science, University of Tokyo

### Abstract

BSRs, often observed at the Nankai accretionary complex, are considered to coincide with the base of the methane gas hydrate stability field (BGHS). The absence of BSR was discovered along the deep-tow multi-channel survey track, which can result because the insitu P-T condition is still in a transient state after fault activity. We conducted a two-dimensional numerical simulation of the thermal regime after faulting to simulate the time variation of BGHS depth. The latent heat due to formation/dissociation of gas hydrate has a significant effect on the thermal regime. The time constant for re-equilibration of the phase transition depth is ca. 10 to several tens of years, which is longer by one order of magnitude for the case with latent heat considered than for the case with latent heat ignored.

**Key words:** gas hydrate, BSR, Nankai Trough, heat flow, latent heat

### 1. はじめに

南海トラフは、日本列島の本州から四国にかけての南側に位置し、フィリピン海プレートがユーラシアプレートに向かって沈み込んでいる場所である (Fig.1). 南海トラフの東北端においては、トラフ底の水深は 3,500~4,200 m と比較的浅く、またトラフの海側にはトラフとの比高 2,000 m 以上の銭州海嶺がトラフ底と平行に連なっている。南海トラフには全域にわたって、陸側斜面に付加体の存在が認められる。トラフ底には、富士川、天竜川などからの陸源性堆積物が、四国海盆上の半遠洋性堆積物の上に積もっている。この半遠洋性堆積物は沈み込むものと付加するものがあり、その間には滑り込み面であるデコルマンが音波探査記録から明瞭な反射面として認められる (MOORE *et al.*, 1990). デコルマンに沿って間隙流体が移動していると考えられ、この排水経路としては付加作用に伴って生じるスラストや潮岬沖などに見られる泥質堆積物の噴出による泥火山などが考えられてい

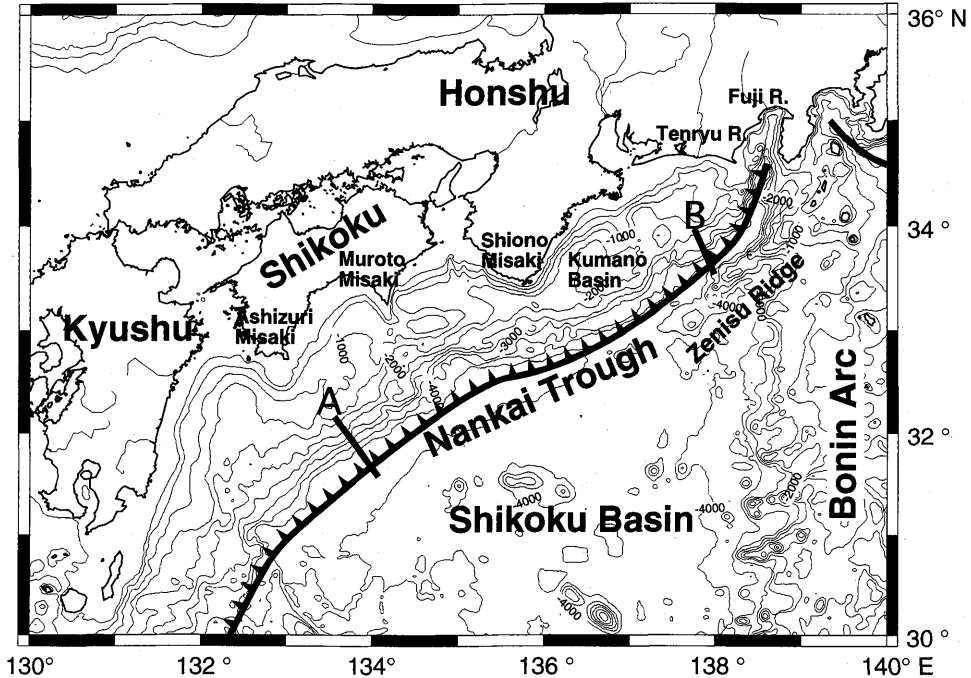


Fig. 1. Index map around Nankai Trough region. Lines A and B are seismic reflection survey tracks shown in Fig. 2.

る (芦ほか, 1990).

南海トラフ陸側斜面には, 水深 820 m~4,100 m, 海底下深度 220 m~700 m の広い範囲に, 海底面とほぼ平行で堆積層に斜交する反射面が見られる (Fig. 2). これを BSR (Bottom Simulating Reflector) と呼び, ガスハイドレート/ガスの相平衡境界だとされている (WHITE, 1979 など). BSR は MARKL *et al.* (1970) により, 北米フロリダ半島沖のブレイクアウターリッジで初めて記載された. また, 室戸沖南海トラフで行われた ODP (深海掘削計画) 第 131 節航海では, BSR を貫通する掘削は行われなかったものの, 付加体先端部の Site 808 (水深 4,684 m) の掘削で, 海底下 90 m~140 m の泥水中から植物片に伴ってガスハイドレートのサンプルが回収された (TAIRA *et al.*, 1991). 一方ブレイクリッジで行われた ODP 第 164 節では, 深度 331 m から, 約 5 cm×14 cm のほぼ純粋なガスハイドレートの塊が採取された (PAULL *et al.*, 1995).

四国沖南海トラフや熊野海盆では, 音波探査によって求められた BSR 面の深度から地殻熱流量が求められている (YAMANO *et al.*, 1982; ASHI and TAIRA, 1993). 従来のプローブによる熱流量測定では表層での値が決まるのに対し, これらの BSR 面深度を用いる方法では地下数百 m までの平均的な温度勾配が反映されるという違いがある.

一方, 東部南海トラフの音波探査プロファイルから, トラフ底, 付加プリズムの先端, 堆積盆, 付加プリズムの急斜面, 付加体を切る海底谷, 逆断層において BSR が欠如していることが示された (芦・徳山, 1994). これは本当にガスハイドレートが存在しないのか,

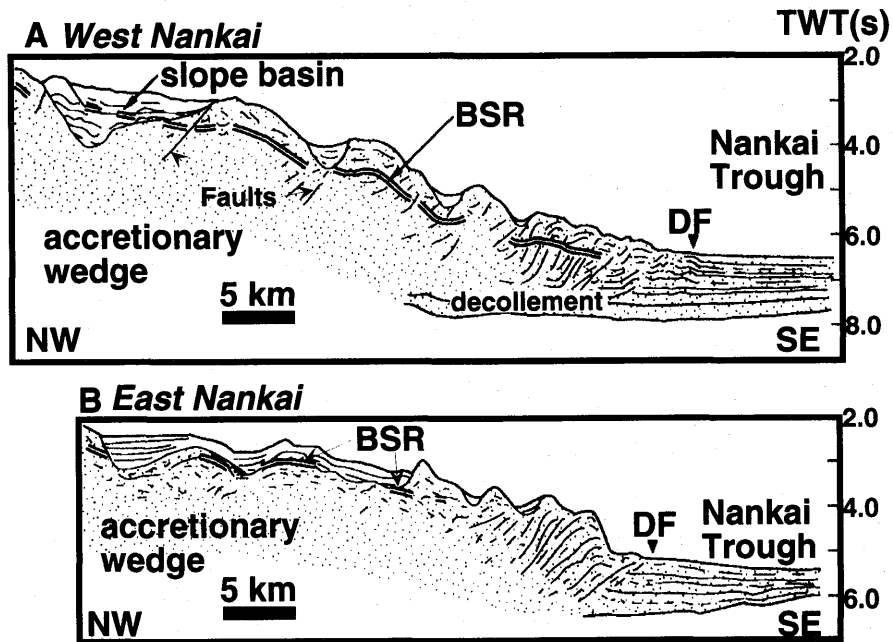


Fig. 2. Interpretation of seismic reflection profiles along lines A and B in Fig. 1 (Modified after ASHI and TOKUYAMA, 1994). DF : Deformation front.

それとも境界がシャープでないために BSR としては見えないのかは不明である。本研究では、このうち逆断層付近での BSR の挙動に注目した。断層運動という過渡的な現象に伴ってガスハイドレートが非平衡状態になるプロセスを物理的に検討し、BSR の欠如の原因を究明するための基礎的考察を行うのが目的である。

逆断層が形成されると、その両側では、断層の変位とほぼ等しいだけ、温度場もずれを生ずる。断層面から十分離れた場所では、当然であるがこのずれはそのまま残り、海底地形とほぼ平行な BSR という状態は変わらない。一方断層面近傍では、両側での温度場のずれを解消するために温度場、従って BSR の位置が時間とともに変動する。断層運動による温度場のずれが緩和する時定数を推定し、これを断層運動の時間間隔と比較することにより、断層運動の繰り返しにより BSR の分布が海底地形からずれるのかどうか、検討する。このために、ガスハイドレートの生成・分解のプロセスを数値的にシミュレートする必要がある。

過渡現象に伴うガスハイドレートの生成・分解過程のシミュレーションは、堆積効果などによる連続的な現象についてはある程度なされているものの (RUPPEL, 1997; REMPEL and BUFFETT, 1997), 断層の形成というような急激な現象による相境界面の移動の計算はなされていない。それは、相転移により生成されたガスやガスハイドレートの移動・集積 (芦・徳山, 1994), 間隙流体の流れ (HYNDMAN and DAVIS, 1992), そして相転移に伴う潜熱, などを考慮する必要があるためである。断層に沿った間隙流体の移動により、BSR が浅くなっていると考えられるケースは、北米オレゴン沖のカスカディア付加体で観測され

ている (WESTBROOK *et al.*, 1994). ここでは断層が海底に現われる場所で, メタン硫化物をエネルギー源とする生物群集が観察されており, 流体の移動が海底面まで達していることが分かっている (DAVIS *et al.*, 1995). 浅い BSR を説明するために, DAVIS *et al.* (1995) は, 断層形成時に一時的に断層に沿って流体が上昇するモデルにより温度場を計算し, 掘削で得られた熱流量異常を説明した.

しかし, このモデルでは, ガスハイドレートの相変化に伴う潜熱は考慮されていない. そこで小論では, 上記のうち相転移に伴う潜熱の影響のみを考慮した熱伝導によるモデルを構築し, 数値計算により断層形成後の温度場と相境界面の位置の変化を求めた. この結果を潜熱を考慮しない場合と比較し, 相境界面の位置が断層の周囲に広がる様子を求めた.

## 2. ガスハイドレートと BSR

通常, ガスハイドレートのほとんどはメタンハイドレートである (例えば松本, 1994). メタンハイドレートは低温高压で安定であり, 高温低压でガスと水に分解する. 海水中のメタンハイドレートの安定領域を Fig. 3 に示す (CLAYPOOL and KAPLAN, 1974). 溶液中に塩化ナトリウムが含まれると, その濃度が増加するにつれて安定領域が低温高压側へシフトする. 海水の場合 (3.5% NaCl 水溶液), 約 1°C 低温側に安定条件がシフトすることが知られている (前川・今井, 1996).

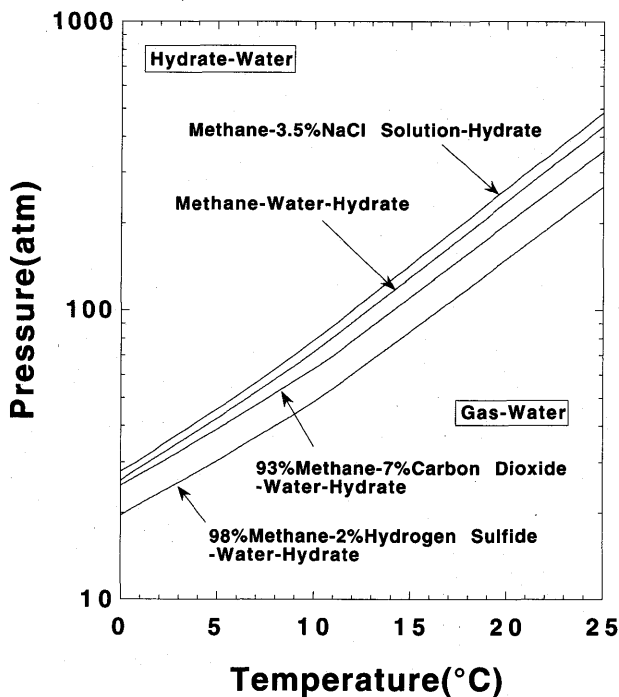


Fig. 3. Phase diagram for hydrates (CLAYPOOL and KAPLAN, 1974).  
Methane-3.5% NaCl solution curve is used in this study.

メタンハイドレートは、基本的には十分なメタンガスと水があり、Fig. 3 に示すような温度圧力条件を満たせば生成される。メタンハイドレートが生成されるとき、塩類は排除されるため、メタンハイドレートを作る水は淡水である。実際、掘削により得られたコア試料の塩素濃度を測定すると、ガスハイドレートが存在したと思われる場所と塩素濃度が低い場所とがよく一致している (PAULL *et al.*, 1995)。これにより、塩素濃度をガスハイドレート存在のよい指標として用いることができる。

BSR の成因としては、ガスハイドレート安定領域下限、またはオパール A/CT 続成境界 (堆積物中の珪質軟泥の結晶構造が、温度・圧力増加に伴い変化すること) が考えられる (松本ほか, 1994 など)。ガスハイドレート/ガス境界では下面の速度 (音響インピーダンス) が減少するのに対し、オパール A/CT 境界では下面の速度が増大するため、音波探査記録から両者を区別することができる。

ガスハイドレートによる BSR ができるためには、Fig. 3 の温度圧力曲線と、海底下の温度曲線がどこかで交わることが必要である (Fig. 4)。この交点は、ハイドレートの安定領域の下限であると同時にフリーガス領域の上限であり、かつ BSR に一致すると一般には考えられている。しかし、RUPPEL (1997) は、ブレークリッジでの掘削で得られた BSR で

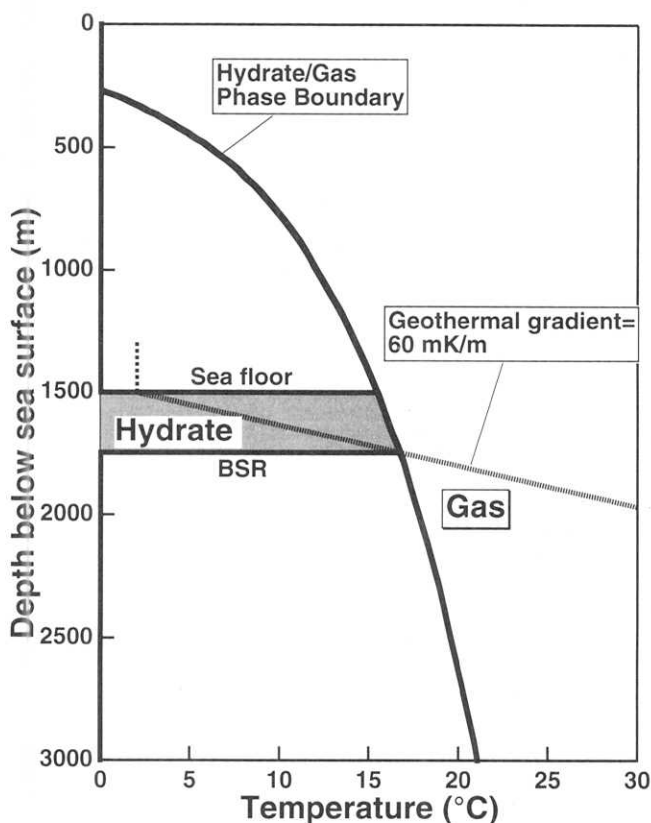


Fig. 4. Relationship between geothermal gradient and hydrate stability region. Parameters are similar to those used in the numerical model.

の温度が、理論上のガスハイドレート/ガス境界 (BGHS, Base of the Gas Hydrate Stability field, と呼んでいる) の温度より 0.5-2.9℃ も低いことを指摘し、その原因は、堆積物などの状態により相変化の条件が変わったためであると提案している。

### 3. モデル

南海トラフ付加体で断層が動いたことを想定し、その後の温度場、およびガスハイドレート/ガス境界面の位置を数値的に求めた。実際には、ガスハイドレートの下面、ガスの上面、BSR は若干ずれている可能性も考えられるが、ここではこれらはすべて一致するとした。計算に用いたパラメータを Table 1, また Fig. 5 に示す。

水深は 1500 m と仮定し、海底面の温度は 2.0℃, 地下深部からの熱流量値は、南海トラフで沈み込む四国海盆の年齢から推定された 120 mW/m<sup>2</sup>, 熱伝導率は 2 W/[m·K] の一様な値とした。これらと Fig. 3 より、ガスハイドレート/ガス境界面の深度は 246 m, 温度は 16.76℃ と計算される。これにより、深度 246 m での相境界と断層面との交点を中心として、水平・垂直方向にそれぞれ片側 1135 m, 246 m ずつの領域で計算を行った。使用したスキームは 2 次元の差分であるが、グリッド間隔は BSR と断層近傍では 5 cm とし、そこから離れるにしたがって順次 50 m まで広げた。ただし海底面付近では 10 cm 間隔とした。

断層のずれは、歴史地震の津波の高さから見積もられた値 (ANDO, 1975) を参考に、垂直方向に 1 m とした。本来ならば 30 度程度の傾きを持つ逆断層とすべきであるが、ここでは計算上の制約のために垂直方向にのみの変位を与えた。これにより、計算する領域の右半分全体が 1 m 下にずれたとし、これを初期条件としてその後の時間変化を計算した。断層運動として、右側を下げるか左側を上げるか (あるいは両方をずらすか) によって、ガスハイドレート/ガス境界面の深度が若干変わってくる。すなわち右を沈降させると右側ではもともとの場所から約 9 cm 深くなり、左を隆起させると左側では約 9 cm 浅くなる

Table 1. Parameters for numerical simulation.

Thermal conductivity	2 W/[m·K]
Thermal diffusivity	5*10 <sup>-7</sup> m <sup>2</sup> /s
Density of pure hydrate	1 g/cm <sup>3</sup>
Latent heat of hydrate/gas transition	500 kJ/kg
Hydrate content	3 %
Heat flow from below	120 mW/m <sup>2</sup>
Vertical fault offset	1 m
Grid interval	5cm-50m
Simulated area	H2270m*D492m
Time interval	20 minutes
Seafloor temperature	2 °C
Water depth	1500 m
Depth of hydrate/gas boundary	246 m
Temperature at hydrate/gas boundary	16.76 °C

断層運動に伴うガスハイドレート下面深度変化

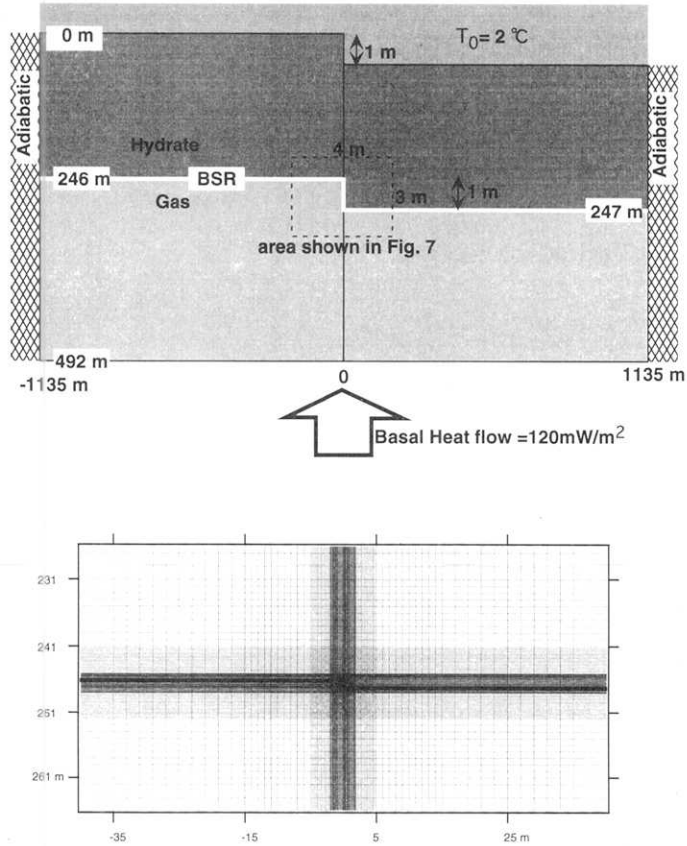


Fig. 5. (a) Configuration of a numerical model in this study (not to scale).  
(b) Grid-point distribution in the numerical model. Thick line shows the location of hydrate/gas boundary just after faulting.

(Fig. 4 参照)。しかし、断層面をはさんでの境界面の変化を捕らえるという目的のためには、どちらもほとんど等価である。

境界条件は、海底面（右半分は 1 m 下にずれている）では一定 ( $2.0^\circ\text{C}$ )、底面では一様な熱流量  $120 \text{ mW/m}^2$  を与え、左右両側の境界は断熱とした。

海底のメタンハイドレートの安定条件に関与するのは間隙水圧と温度である。間隙水圧は一般に静岩圧と静水圧の間にあるべきであるが、ここでは間隙水圧 = 静水圧と仮定した。また、松本 (1996) によれば堆積物中のハイドレートの含有量は 3%、ないしはそれ以上と報告されており、ここでは 3% の例について潜熱を計算した。

潜熱の取り扱い方法は以下の通りである。ハイドレート生成・分解に伴う潜熱の値はそれぞれ  $+674$ 、 $-407 \text{ kJ/kg}$  であるが (Table 1; RUPPEL, 1997)、ここでは簡単のために、どちらの場合も  $500 \text{ kJ/kg}$  とした。数値計算にあたっては、グリッド毎にそのエネルギー収支を計算し、Fig. 6 に示したエネルギーレベルに従って次の時間ステップでの温度を与えた。すなわち、あるグリッドのエネルギーレベルが  $E_{\min}$  と  $E_{\max}$  の間にあったとして、

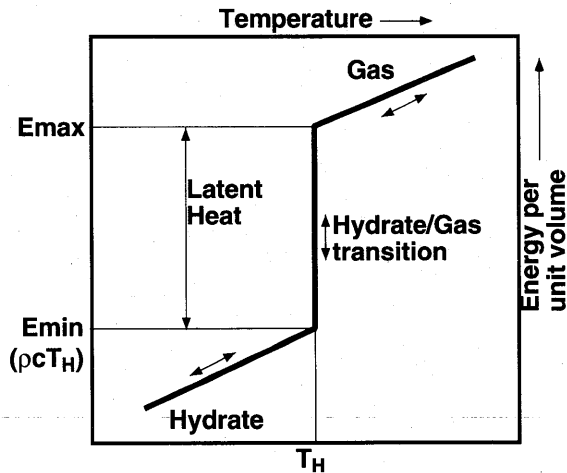


Fig. 6. Schematic diagram of internal energy vs. temperature around the hydrate/gas boundary.  $T_H$ : phase transition temperature;  $E_{min} = \rho c T_H$ , where  $\rho c$  is a heat capacity of the formation.

周囲のグリッドから与えられる（または奪われる）エネルギーによって、新たに計算されるレベルが  $E_{max}$  を超えない（または  $E_{min}$  より大きい）間は、そのグリッドの温度は  $T_H$  に保たれるようにし、その分を内部エネルギーとして蓄積（または放出）する。それ以外の、 $E_{max}$  以上、または  $E_{min}$  以下のレベルでは、通常の熱伝導方程式に従って温度を変化させた。

なお本来ならば通常の堆積物の熱伝導率と、含有するメタンがハイドレート状態にある場合やガス状態にある場合の熱伝導率は異なるはずであるが、ここではガスハイドレートの含有率を3%としているので、その違いは小さいものと考えて無視した。

#### 4. 結 果

上記モデルによる計算の結果を Fig. 7 に示す。表示した範囲は Fig. 5 に示したように、断層面とハイドレート/ガス境界面の交わる付近である。初期条件から10年後までの結果を示し、比較のために潜熱=0とした場合の結果も示した。コンターは温度を示し、濃い灰色の部分はハイドレート、薄い灰色の部分はガス、白色の部分はハイドレート・ガス相転移中の領域（Fig. 6 でエネルギーが  $E_{min}$  と  $E_{max}$  の間にある状態）である。当然のことであるが、潜熱なしの場合では白色の部分は存在しない。

本モデルでは、右側の領域を断層運動により1m下げたため、相境界面の深度が元の状態（16.76℃のコンターの深度）に比べて若干下がっているのが認められる（前節参照）。潜熱を考慮したモデルでは、白い領域が明らかにヒートシンクとして働いており、潜熱なしの場合に比べて温度の緩和状況が非常に遅くなっていることが分かる。特に、断層のごく近傍に注目すると、潜熱なしの場合では、7日以内に断層のずれの形が分からなくなっているのに対し、潜熱ありの場合では1年程度かかっている。

断層運動による温度分布変化の影響を受けて、断層面から左右に相境界の深度が変化し



断層運動に伴うガスハイドレート下面深度変化

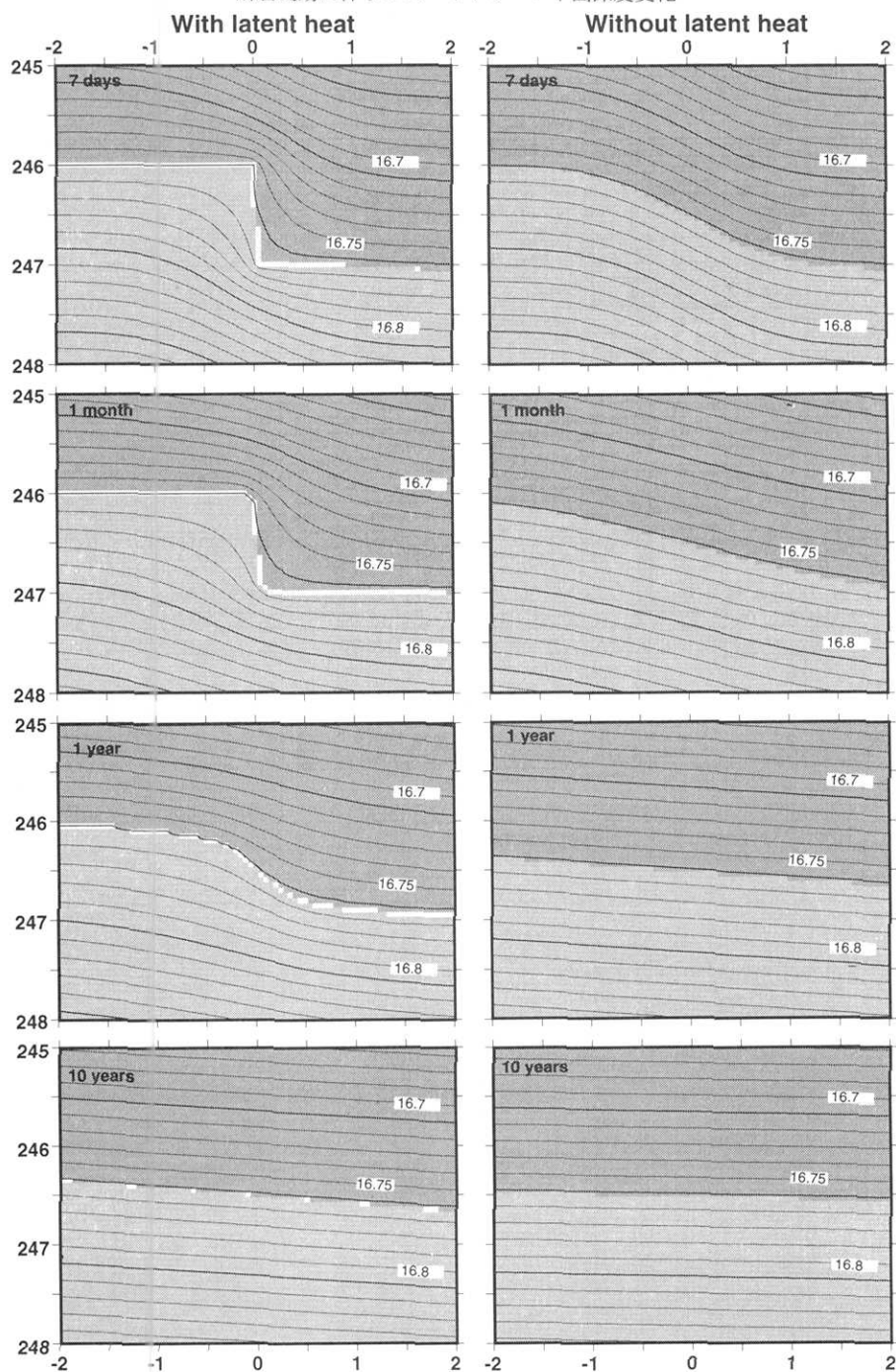


Fig. 7. Simulation results for the region indicated in Fig. 5. Left four panels: cases with latent heat considered; right four panels: cases with latent heat ignored. Contours represent temperatures drawn at every  $0.01^{\circ}\text{C}$ . Dark gray: hydrate stability region; light gray: free gas stability region; white: phase transition region.

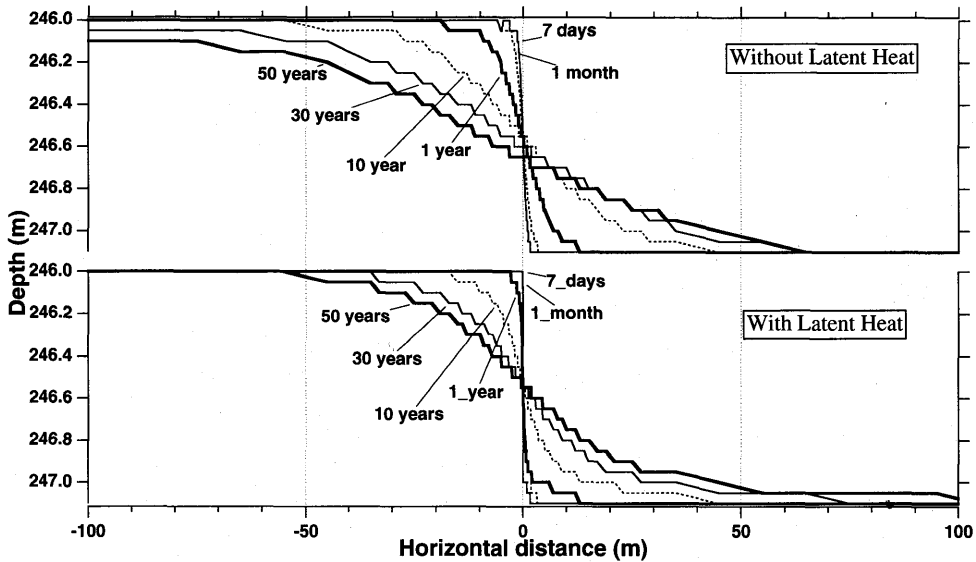


Fig.8. Time variation of hydrate/gas boundary depth. Top: latent heat ignored; bottom: latent heat considered.

てゆく。その様子を Fig. 8 に示すが、この図からも潜熱の影響が大きいことがわかる。その影響を比較するために、それぞれの時刻について相境界の深度が 246.25 m から 246.75 m まで変わるのに要する水平方向の幅を、経過時間に対してプロットしたものを Fig. 9 に示す。潜熱ありの場合では、この幅が 50 年後に約 20 m であるのに対し、潜熱がないモデルではその幅が約 40 m にまで広がっている。Fig. 9 の上部には、両者の幅の比をとったものを示したが、これによれば、断層形成後 5 年までは、潜熱を考えた場合の幅が、潜熱なしの幅の 5 分の 1 以下である。時間が経過するに連れてこの差が縮まるが、それでも 40-50 年後になっても潜熱なしの場合の半分程度である。

## 5. 議 論

上記のシミュレーション結果の妥当性を検討するため、今断層面上のガスハイドレート/ガス相境界にあるグリッドを考える。グリッド間隔  $dx, dz$  はともに 5 cm である。断層形成直後には、断層面をはさんで  $0.06^{\circ}\text{C}$  の温度差が生じるが、相境界以外の場所では単純に熱伝導により温度が速やかに変化するので、結局初期の段階での温度場は Fig. 7 の左上のグラフのようなものになる。断層面上のハイドレート/ガス相境界にあるグリッドに流入(流出)する、断面に垂直な方向の単位長さあたりの熱量  $Qf$  は、潜熱ありのモデルにおける断層形成後 1 ヶ月間(この間は相境界の形はほとんど変化しない)の温度場から、平均約 5 mW と計算された。一方、このグリッド内の全ハイドレートをガス化(あるいはその逆)するために必要な潜熱  $Af$  は、

$$\begin{aligned} Af &= A \cdot \rho \cdot dx \cdot dy \cdot dz \cdot \phi \\ &= 37.5 \text{ kJ;} \end{aligned}$$

A: ハイドレートの単位質量あたりの潜熱 (=500 kJ/kg),

断層運動に伴うガスハイドレート下面深度変化

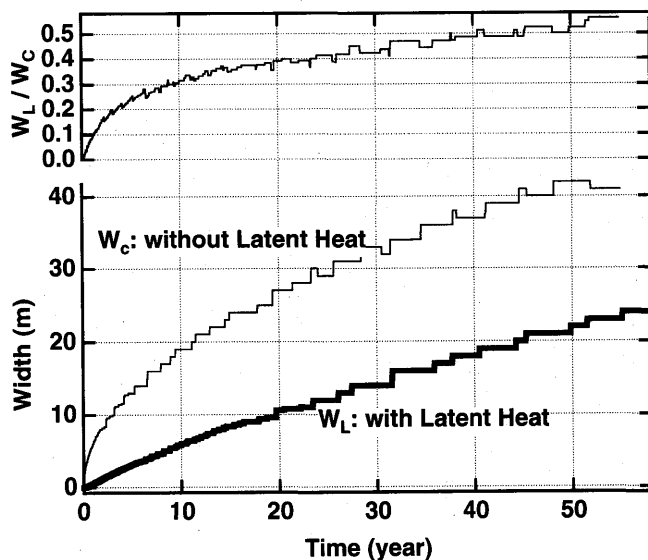


Fig. 9. (Bottom) Time variation of a horizontal width within which hydrate/gas boundary depths changed.  $W_c$ : case with latent heat ignored;  $W_L$ : case with latent heat considered. Stepwise changes are due to coarse spacing of the calculation grids away from the fault. (Top) Time variation of  $W_L/W_c$ .

$\rho$ : ハイドレートの密度 ( $=1\text{g}/\text{cm}^3$ ),

$\phi$ : ハイドレート含有量 ( $=3\%$ ),

$dy$ : 紙面に垂直方向の幅 ( $=1\text{m}$ )

従って、このグリッド内のハイドレート全部が相変化するのに要する時間は、 $Af/Qf \sim 90$  日と見積もられる。Fig. 7の「潜熱あり」の結果では、断層面上での相境界がよりゆるやかな形に変化するのに数ヶ月かかっていることは、上記見積もりとほぼ整合的である。

今回はハイドレートの含有率を3%として計算したが、BSR、すなわちハイドレート安定領域の下限では含有率が高くなっていることは十分考えられる。そうするとその部分の融解熱がもっと必要だ、ということになり、ますます温度変化が起こりにくくなる。

計算を行った50年後でも、Fig. 9に示した値は未だ増加している。しかしFig. 7をみるとわかるように、10年後には断層面近傍での温度場から断層のずれの形は消滅しており、断層活動の影響はほぼ緩和されていると考えてよい。潜熱あり、なしの場合を比較すると、温度変化の時定数は潜熱ありの場合が二桁(断層活動後1年以内)、ないし一桁(1-10年後)程度大きい。なお、Fig. 7の領域よりもかなり離れたところでの温度場の変化に要する時定数は、今度は左右の境界条件に左右されると思われるので、ここではこれ以上詳しく議論しない。

今回の計算では、断層面周辺でのガスや間隙流体の移動の効果を考慮しなかった。その影響は、DAVIS *et al.* (1995) にも見られるように、非常に大きいと考えられる。今後、潜熱の効果だけでなくこれらの影響も考慮した計算を行う必要がある。また、断層の幾何学的条件(傾斜角や実際に変位する範囲)をより現実に近いに近づけていくことも必要であろう。

なお、ここでは簡単のためにハイドレート生成・分解に伴う潜熱の値を一律に 500 kJ/kg としたが、今後は実態に合わせた検討が必要である。

## ま と め

南海トラフ付加体などで見られる、海底にはほぼ平行な反射面 BSR は、一般にメタンハイドレートの安定領域の下限に一致すると考えられている。付加体上の主な逆断層付近で BSR が欠如していることが発見されているが、これは断層運動に伴う過渡的な現象（熱伝導だけでなく、間隙流体の移動の効果も重要である）をみている可能性がある。小論では、断層運動に伴ってずれたガスハイドレート/ガス相境界面が、時間とともにどのように変化していくかを、ガスハイドレートの相変化に伴う潜熱の影響を考慮した、2次元熱伝導モデルによりシミュレートした。その結果、ガスハイドレートの相境界がヒートシンクとして働き、全体の温度場に大きな影響を与え、潜熱なしの場合に比べて相境界深度の変化に要する時定数が一桁程度大きくなることが分かった。断層活動に伴う断層近傍での温度場の変化は、断層形成後 10 年ないし数十年程度ではほぼ終了し、平衡状態に達すると考えられる。

## 謝 辞

本研究を行うにあたり、海洋科学技術センター地球深部研究フロンティアからの委託研究費をその一部に使用させていただきました。河野芳輝フロンティアリーダー、および服部陸男チームリーダーに感謝いたします。本論文の作成にあたっては、東京大学の松本良教授、山野 誠助教授、および山科健一郎助教授の懇切丁寧な査読および適切なアドバイスをいただきました。なお本稿は、平成 9 年度東京大学地震研究所共同利用・研究集会（課題番号：1997-W-2-09）「フィリピン海プレート：その構造とテクトニクス・火山活動との関係」における議論を基にして取りまとめたものです。発表の機会を与えていただいた京都大学の中西一郎助教授にお礼申し上げます。

## 文 献

- ANDO, M., 1975, Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan, *Tectonophysics*, **28**, 119-140.
- 芦寿一郎・木下正高・徐 垣, 1990, プレート沈み込み境界における付加体の発達—流体の挙動とその役割, *科学*, **60**, 638-644.
- ASHI, J. and A. TAIRA, 1993, Thermal structure of the Nankai accretionary prism as inferred from the distribution of gas hydrate BSRs, *Geological Society of America, Special Paper*, **273**, 137-149.
- 芦寿一郎・徳山英一, 1994, 南海トラフ付加体の発達とガスハイドレートの形成, *月刊地球*, **16**, 539-544.
- CLAYPOOL, G.E. and I.R. KAPLAN, 1974, The origin and distribution of methane in marine sediments, in *Natural Gases in Marine Sediments*, edited by I.R. Kaplan, Plenum Press, New York, 99-139.
- DAVIS, E. E., K. BECKER, K. WANG and B. CARSON, 1995, Long-term observation of pressure and temperature in Hole 892B, Cascadia accretionary prism, *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **146 (Part 1)**, 299-311.
- HYNDMAN, R.D. and E.E. DAVIS, 1992, A mechanism for the formation of methane hydrate and

- seafloor Bottom-Simulating Reflectors by vertical fluid expulsion, *J. Geophys. Res.*, **97**, 7025-7041.
- KVENVOLDEN, K. A., 1988, Methane hydrate-A major reservoir of carbon in the shallow geosphere?, *Chemical Geology*, **71**, 41-51.
- 前川竜男・今井 登, 1996, メタンハイドレート合成実験と安定条件の検討, 月刊地球, **18**, 695-699.
- MARKL, R. G., BRYAN, G.M. and EWING, J. I., 1970, Structure of the Blake-Bahama Outer Ridge, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4539-4555.
- 松本 良, 1994, 大洋底ガスハイドレートのガスの起源について, 月刊地球, **16**, 545-553.
- 松本 良・奥田義久・青木 豊, 1994, 「メタンハイドレート」, 日経サイエンス社, 東京, 253 頁.
- MOORE, G. F., T.H. SHIPLEY, P.L. STOFFA, D.E. KARIG, A. TAIRA, S. KURAMOTO, H. TOKUYAMA and K. SUYEHIO, 1990, Structure of the Nankai Trough accretionary zone from multichannel seismic reflection data, *J. Geophys. Res.*, **95**, 8753-8765.
- PAULL C. K., MATSUMOTO, R., WALLACE, P.J. and SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY, 1995, 7. Site 997, *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, **164**, 277-336.
- REMPFEL, A.W. and B.A. BUFFET, 1997, Formation and accumulation of gas hydrate in porous media, *J. Geophys. Res.*, **102**, 10151-10164.
- RUPPEL, C., 1997, Anomalously cold temperature observed at the base of the gas hydrate stability zone on the U.S. Atlantic passive margin, *Geology*, **25**, 699-702.
- TAIRA, A., HILL, I., FIRTH, J. and SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY, 1991, Site 808, *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, **131**, 71-269.
- WESTBROOK, G. K., CARSON, B., MUSGRAVE, R.J. and SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY, 1994, Site 892, *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, **146 (Part 1)**, 301-378.
- WHITE, R. S., 1979, Gas hydrate layers trapping free gas in the Gulf of Oman, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **42**, 114-120.
- YAMANO, M., S. UYEDA, Y. AOKI and T.H. SHIPLEY, 1982, Estimates of heat flow derived from gas hydrates, *Geology*, **10**, 339-343.

(Received September 16, 1998)

(Accepted March 10, 1999)