

四国海盆と西南日本沈み込み帯の温度構造について

山野 誠¹⁾・木下正高²⁾

¹⁾東京大学地震研究所 ²⁾東海大学海洋学部

Thermal Structures of the Shikoku Basin and Southwest Japan Subduction Zone

Makoto YAMANO¹⁾ and Masatake KINOSHITA²⁾

¹⁾Earthquake Research Institute, University of Tokyo

²⁾School of Marine Science and Technology, Tokai University

Abstract

The existing heat flow data in the Shikoku Basin are highly scattered and the average is lower than the value expected from the heat flow versus age relation for normal ocean basins, probably because hydrothermal circulations in the upper crustal layer are not well sealed by sediments. In the Nankai Trough, where the Shikoku Basin lithosphere subducts beneath the southwest Japan arc, the heat flow is too high for its age in the western part, possibly due to heat transfer by fluid flow associated with accretion process, while it appears to be normal in the eastern part. We carried out heat flow measurements in two areas with thick sediment covers at the northeastern end of the Shikoku Basin. The values obtained are quite uniform and agree with the standard heat flow-age relation after correcting for the sedimentation effect. As the crustal structures of the two areas may not be typical of the basin, similar heat flow surveys in the central part of the basin are necessary to know if the thermal structure of the Shikoku Basin lithosphere is normal.

A time-dependent, thermal subduction model was recently presented for the evolution of the thermal structure of the southwest Japan subduction zone. Because the age of the subducting Shikoku Basin has been increasing for the last 15 m.y., the temperature structure calculated with the time-dependent model is much different from that obtained by a steady-state model beneath land areas. In the northern part of the southwest Japan arc, the present thermal structure might provide information on the subduction history prior to 15 Ma. The relatively high heat flow observed in the forearc region may be attributed to high radiogenic heat production in the old accretionary prism. The estimated temperature distributions along the plate interface are consistent with the difference in the landward extent of the seismogenic portion of the subduction thrust fault between Shikoku and the Kii Peninsula. For a more qualitative discussion on these inferences, it is necessary to obtain more reliable heat flow values on land and in shallow sea areas.

Key words : *Shikoku Basin, southwest Japan, subduction zone, thermal structure, heat flow*

1. はじめに

地下の温度構造を求めるには、熱伝導率・放射性発熱量の分布を与え、地表の熱流量値

から計算するというのが最も基本的な方法である。特に、熱の流れは垂直方向のみ（1次元）として定常状態を仮定すると問題が簡単になり、日本列島周辺に関しても、渡部（1972）や藤原（1984）により、この方法を用いた地下温度分布の推定が行われてきた。FURUKAWA（1995）は、海域については定常状態を仮定せず海洋プレートの冷却モデルを適用するとともに、火山地域の高熱流量は熱水循環等による局所的なものであるとして除外し、計算を行っている。

日本列島のような沈み込み帯において、より深部、あるいは海溝に近い領域の温度構造を推定するには、海洋プレートの沈み込みの影響が無視できないため、島弧を横切る断面について2次元モデルを考えることが必要となる。東北日本弧については、HASEBE *et al.* (1970) を始めとして、この2次元モデル計算が数多く行われてきた。HONDA（1985）は、沈み込みにより上部マントルに引き起こされる流れや、プレート間の摩擦等の要素を取り込んだ総合的なモデルを提出し、FURUKAWA and UYEDA（1989）は島弧地殻内の発熱量を含めて温度構造を求めており、西南日本弧についても同様な計算を行うことが可能であり、FURUKAWA（1995）は東北日本と西南日本の温度構造を比較して、沈み込むプレートの年齢と沈み込み速度の重要性を指摘した。

従来、このような計算は、基本的に定常モデルを用いて行われてきた。すなわち、海溝から沈み込むプレートの年齢、沈み込みの速度・角度等が一定であった場合に達する定常状態に基づいて議論が行われてきた。これは東北日本についてはかなり妥当な仮定であるが、西南日本の場合には、沈み込むフィリピン海プレート（四国海盆）の年令が若く、その温度構造の時間変化が大きいと考えられるので、定常状態の仮定には問題がある。本稿では、まず第2節で熱流量データに基づいて四国海盆リソスフェアの温度構造について検討した後、第3節では四国海盆北東部における熱流量測定の結果を示す。第4節では、西南日本沈み込み帯の温度構造について、時間変化の影響を考慮した著者らによる非定常モデル計算（WANG *et al.*, 1995; HYNDMAN *et al.*, 1995）の結果を紹介し、その意味と今後の課題について論じる。

2. 四国海盆の温度構造

西南日本弧の下には、南海トラフ及び駿河トラフに沿ってフィリピン海プレートが沈み込んでいる。フィリピン海プレートは、4つの主な海盆から構成されており、西南日本の下に沈み込んでいるのは、四国海盆である（Fig. 1）。

四国海盆は、伊豆・小笠原弧と九州パラオ海嶺に挟まれ、北側を開いた扇型の形状をしており、伊豆・小笠原弧の背弧拡大によって形成された背弧海盆である。標準的な海洋地殻の構造を持ち（MURAUCHI *et al.*, 1968），海盆が形成された時期は、地磁気異常縞模様の解析から30~15 Maの頃と推定されている（OKINO *et al.*, 1994等）。海盆のほぼ中央には、かつての拡大軸付近に南北に続く紀南海山列が存在し、その年齢は12~14 m.y.である（KOBAYASHI and NAKADA, 1978）。また深海掘削の結果により、15~13 Maにはある程度広範囲にわたる火成活動（off-ridge volcanism）が起ったものと考えられている（KLEIN and KOBAYASHI, 1980）。これらの活動は、海盆の拡大末期あるいは拡大終了後に起きたものであり、四国海盆リソスフェアの温度構造に影響を及ぼしている可能性がある。

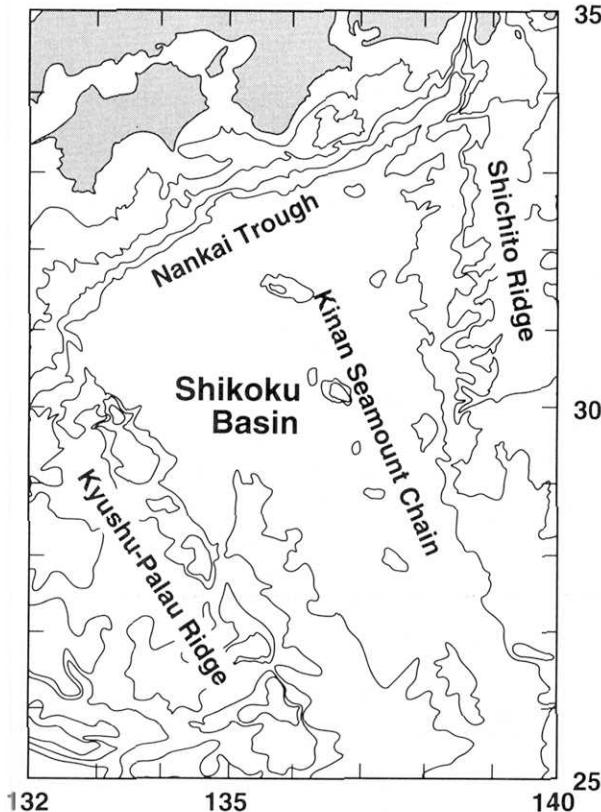


Fig. 1. Major tectonic units in and around the Shikoku Basin.

2.1 海洋プレートと縁海の温度構造

中央海嶺において形成された海洋プレートは、海底面からしだいに冷やされていくが、その結果として、プレートの年齢とともに地殻熱流量が減少し、密度の増加のために水深が増加することになる。この熱的進化は、初期状態においてアセノスフェアと等しい温度にあった半無限媒質が、表面から冷却される過程としてモデル化することができる (DAVIS and LISTER, 1974 等)。深部 (プレートの底) における境界条件の与え方によって複数のモデルが考えられるが、いずれのモデルもプレートの年齢 (t) が 80 m.y. 程度までは、水深は $t^{1/2}$ に比例して増加し、熱流量は $t^{-1/2}$ に比例して減少するという結果を与える (PARSONS and SCLATER, 1977)。太平洋や大西洋においては、堆積物の効果を補正した水深、熱水循環等の影響を受けていない信頼性の高い熱流量データは、実際に $t^{1/2}$ 則に従っており (DAVIS, 1989 等)、これらの熱的進化モデルが適切なものであることを示している。

四国海盆のような背弧海盆を含む縁海については、その温度構造が一般の海洋プレートのものとは異なる、という可能性がある。背弧拡大による海洋性リソスフェアの形成条件 (温度の初期条件) が中央海嶺におけるものと違っていれば、当然その後の温度構造にも差が生じてくる。沈み込み帶に隣接している縁海の場合には、沈み込むスラブやマントル・ウェッジ内の対流が温度構造に影響を及ぼすことも考えられる。この問題を検討するに

は、温度構造を反映する基礎データとして、縁海の海底年齢と水深・熱流量の関係が非常に重要である。

PARK *et al.*(1990) は、フィリピン海の各海盆について年齢と水深の関係を詳しく調べ、フィリピン海プレートの基盤深度は同じ年齢の海洋プレートに比べて約 800 m 深いが、年齢に対する深度の増加率 ($t^{1/2}$ の係数) は海洋プレートの場合とほぼ等しいことを示した。また、フィリピン海以外の縁海についても検討し、背弧海盆の水深はフィリピン海の水深一年齢曲線に合っており、その他のものは一般の海洋プレートについての水深一年齢曲線と一致するとしている。

熱流量については、年齢がよくわかっている縁海について信頼すべき熱流量データをプロットしてみると、Fig. 2 のような関係が得られる (YAMANO and KINOSHITA, 1995)。多くの縁海では、破線で示した一般の海洋プレートにおける年齢と熱流量の関係式 (PARSONS and SCLATER, 1977 ; DAVIES, 1980)

$$q = ct^{-1/2} \quad (q : \text{熱流量}, c = 473 - 510 \text{ mWm}^{-2} (\text{m.y.})^{1/2})$$

と整合的な結果が得られていることがわかる。背弧海盆の水深が系統的に深い原因は明ら

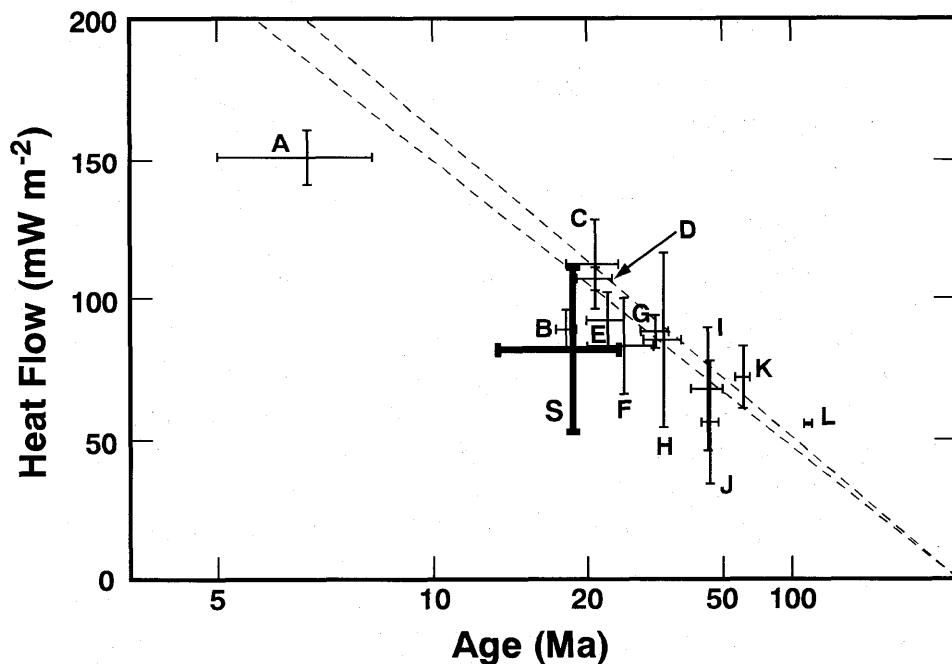


Fig. 2. Mean and standard deviation of reliable heat flow in marginal basins plotted against $(\text{age})^{-1/2}$ (axis labels are in age) (from YAMANO and KINOSHITA, 1995). Data for the Shikoku Basin (S) are shown by bold bars. Dashed lines represent heat flow versus age relations for normal ocean basins ($c = 473$ and $510 \text{ mWm}^{-2} (\text{m.y.})^{1/2}$, PARSONS and SCLATER, 1977 ; DAVIES, 1980). A : Tyrrhenian Sea, B : Sulu Sea, C : Ligurian Basin, D : South China Sea (1), E : Balearic Basin, F : Parece Vela Basin, G : South China Sea (2), H : Caroline Basin, I : West Philippine Basin, J : Celebes Sea, K : Coral Sea Basin, L : Aleutian Basin.

四国海盆と西南日本沈み込み帯の温度構造について

かでないが、年齢に対する熱流量、及び水深の増加率が変わらないことから、背弧海盆を含めた縁海リソスフェアの温度構造は、一般の海洋リソスフェアのものと基本的に同じであると考えられる。

2.2 四国海盆の熱流量分布

四国海盆では、1960年代以後多くの点で熱流量測定が行われてきたが、熱流量分布の最大の特徴は、非常にばらつきが大きいことである。Fig. 2に示したものは、四国海盆における熱流量データ (ANDERSON *et al.*, 1978 等) から、測定精度が高く、かつ近傍に基盤岩の露出がないと思われる地点での値を選び出したものであるが（第3節で示すデータは含まない）、その平均値と標準偏差は $82 \pm 29 \text{ mWm}^{-2}$ である。この熱流量の値は、年齢との一般的な関係式よりも有意に低く、かつ他の縁海に比べてばらつきが大きいことがわかる (Fig. 2)。

この原因として考えられるのは、海洋地殻内の熱水循環である。一般に若い海洋プレートにおいては、透水率の高い海洋地殻上部で間隙水の活発な循環（熱水循環）が起きており、熱流量のばらつきを生じるとともに、水の流れが熱を運び出してしまうことによって、観測される（伝導による）熱流量の平均値を下げている (LISTER, 1972)。その後、透水率が低い堆積層の厚さが増すにつれて、この熱水循環は基盤岩の中に封じ込められ、熱流量の平均値は、年齢から推定される標準的な値に一致するようになる。熱水循環が封じ込められる堆積層の厚さは、通常 300 m 程度である (DAVIS, 1989 等)。

四国海盆は、年齢が 15~30 m.y. と若く、地殻内では熱水循環が起きているものと考えられる。一方、堆積層の平均的な厚さは南部で 200 m 以上、北部では 500 m 以上に達しており (NEMOTO *et al.*, 1995)，特に北部では熱水循環が堆積層下に封じられていることを示唆している。しかし、熱水循環が封じられる条件は、堆積層の厚さだけでなく、堆積層と基盤岩の透水率の比や循環の波長にも依存するはずであり (ANDERSON and SKILBECK, 1981)，500 m の堆積層でも十分には封じられないこともあり得る。また、四国海盆では基盤の高まりが海底に露出している部分があるため、そこから熱が集中的に放出されている可能性がある。あるいは、熱水循環のパターンが基盤の形状に支配され、上昇流が基盤の高まり付近の狭い地域に限定されているとすれば、付近に基盤の露出がなくても、測定される熱流量が平均的に低くなることも考えられる。

2.3 南海トラフの高熱流量

四国海盆のリソスフェアが沈み込む場所である南海トラフには、大量のタービライトの堆積によって 1 km 前後の厚い堆積層が存在し (NEMOTO *et al.*, 1995)，熱水循環が完全に封じ込められているものと考えられる。従って、南海トラフにおける熱流量は、四国海盆の温度構造を知るために重要な手がかりとなる。

四国から紀伊半島の沖にかけてのトラフ西部では、トラフ底の熱流量はほぼ $100 \sim 150 \text{ mWm}^{-2}$ であり、沈み込む四国海盆の年齢から期待される値 ($100 \sim 130 \text{ mWm}^{-2}$) と同程度である。しかし、南海トラフのように堆積速度の速いところでは、深部からの熱流量の一部が堆積物を暖めることに消費されるため、観測される熱流量が低くなるという効果を考慮に入れる必要がある。HUTCHISON (1985) の方法を用い、室戸沖の ODP (国際深海掘削計画) Site 808 における堆積史 (SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY, 1991) に基づいて計算すると、この効果は約 20% となり、補正をした観測値 ($120 \sim 180 \text{ mWm}^{-2}$) は海底の年齢に比

べて高すぎることがわかる (YAMANO *et al.*, 1992).

これを、四国海盆リソスフェア自体が年齢に比べて高い熱流量を放出している、と解釈することも可能であるが、トラフ底の堆積物が陸側に付加する過程で間隙水が擠り出され、それが深部から熱を運ぶことにより熱流量異常をもたらしているという可能性も考えられる。しかし、沈み込み速度を $4\sim 5 \text{ cm yr}^{-1}$ とすると (SENO *et al.*, 1993), 付加体に持ち込まれる間隙水の量はたかだか $30 \text{ m}^2 \text{ yr}^{-1}$ 程度であり (LE PICHON *et al.*, 1991), これがすべてトラフ底に集中して排出されるという非現実的な仮定をしても、トラフ底で幅 10 km にわたり 20 mW m^{-2} の熱流量異常を生ずるには、 1m^3 の間隙水が $2\times 10^8 \text{ J}$ もの熱を運んで表層の堆積物に受け渡すことが必要になる。従って、擠り出される間隙水のみで熱流量異常を説明することは困難であり、間隙水の流れが異常の原因であるとすれば、水の供給源を他に求めなければならない (KINOSHITA and YAMANO, 1985; LE PICHON *et al.*, 1991).

このように、高熱流量が四国海盆自体の温度構造によるのか、間隙水流動等の表層の現象に起因するのかは未解決の問題であるが、これを解明するには、トラフ底から付加体にかけて堆積物中における温度・熱流量の深さ方向への変化を知ることが有用である。2000 年には、ODP により四国沖の南海トラフ底及び付加体前縁部での掘削調査が予定されており、掘削孔内における温度・熱流量、間隙水の化学成分の分布、等のデータが得られることが期待される。これに加えて、掘削孔周辺で海底面における熱流量分布を詳しく調べれば、間隙水と熱の流れの 2 次元あるいは 3 次元的なパターンを推測することができ、高熱流量異常の原因に迫ることも可能であろう。

一方、東海沖の南海トラフ東部では、観測される熱流量は $60\sim 100 \text{ mW m}^{-2}$ と、堆積効果を考えるとほぼ四国海盆の年齢と整合的な値となっている (KINOSHITA and YAMANO, 1995)。トラフ西部における高熱流量域との境界は東経 136°~137° 付近にあると思われ、この地域で詳しい熱流量測定を行い、境界の位置や遷移のしかたを明らかにすれば、西部の高熱流量異常の原因解明にも役立つものと考えられる。

3. 四国海盆北東部における熱流量測定

前節で述べたように、四国海盆で観測される熱流量の平均値は年齢からの推定値よりも低く、その原因としては熱水循環の存在が考えられる。一方、南海トラフ西部では高熱流量異常が観測されているが、これには、堆積物の付加に伴う間隙水の流れが影響している可能性がある。これらの影響を避けて四国海盆の温度構造を明らかにするには、南海トラフに達する手前で十分厚い堆積物に覆われた場所を選び、値の一様性が検証できるような密度で測定を行うことが必要である。著者らが四国海盆北東部の 2 海域において行った熱流量測定は、この条件をほぼ満たしていると思われる所以、本節ではその結果について述べる。

3.1 熱流量測定

測定を実施した一つの海域は、北緯 32 度 15 分付近の四国海盆東縁部である (海域 A, Fig. 3)。伊豆一小笠原弧北部における総合的な構造探査 (SUYEHIRO *et al.*, 1996) の一環として、1992 年に東京大学海洋研究所・淡青丸の KT-92-8 航海において、島弧を東西に横断する地震探査測線に沿って熱流量測定を実施した。もう一つの海域は、東経 137 度付近の四国海盆北縁部であり (海域 B, Fig. 3), 同じく 1992 年に東海大学海洋学部・東海大学

四国海盆と西南日本沈み込み帯の温度構造について

丸2世のTK-92-7航海において、南海トラフの底から四国海盆にかけての熱流量の変化を調べる目的で、測定を行ったものである。

熱流量の値が得られた地点と測定結果はTable 1及びFig. 3に示した通りである。温度勾配の測定には、いずれも長さ約3mのプローブを使用したが、KT 92-8 HF-4のみはピストンコアラーに温度センサーを取り付けて測定を行った。熱伝導率は、KT 92-8 HF-4では採取したコアについてニードルプローブ法(VON HERZEN and MAXWELL, 1959)で、TK 92-7 HF-4及びHF-6では熱パルス法(LISTER, 1979)によりその場(*in situ*)で測定した。その他の点については、近くの点における既存の値を使用した。

温度勾配の誤差は、個々の測定については5~10%程度である。同じ測定点番号でアルファベットにより識別したデータ(例えばKT 92-8 HF-1Aと1C)は、ほぼ同じ地点における繰り返し測定の結果であり、これらの値がよく一致している測定点では、温度勾配値の信頼性は高いと言える。熱伝導率については、実測値の誤差は5~10%である。他の地点での測定から推定した値の誤差の評価は難しいが、それぞれの海域内ではほぼ一様な値となっているので、10%を大きく超えることはないと考えられる。これらから熱流量の値の誤差は15%程度と見積もられるが、繰り返し測定で一致する値が得られた測定点では、誤差はより小さいと推定される。

海域Aでは、火山弧(七島—硫黄島海嶺)西側の6地点で熱流量データを得ることができた。このうち、最も東のKT 92-8 HF-7を除く5点は四国海盆上に位置しており、平均

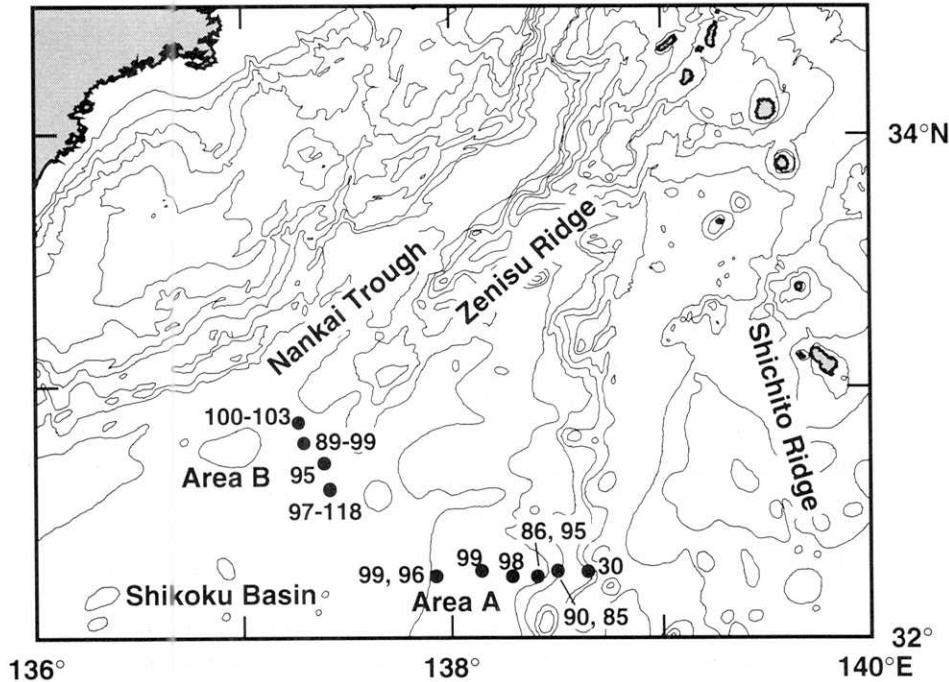


Fig. 3. Heat flow data (listed in Table 1) obtained during two research cruises in 1992 at the northeastern end of the Shikoku Basin (mW m^{-2}).

して1kmを超える厚い堆積物に覆われている。5点のうち3点においては繰り返し測定によるデータが得られており、その差が小さいことから、局所的な熱流量の変動は小さいものと推定される。また、5点全体を通して見ても、測定値は $86\sim99\text{mWm}^{-2}$ の範囲に収まっており、四国海盆におけるデータとしては極めて一様である。堆積物の厚い場所で測定を行うことによって、熱水循環の影響を避けることができたものと考えられる。

海域Bでは、南海トラフの南側の4地点で熱流量を求めることができた。周辺で得られている反射法地震探査の記録(KATO, 1987等)から、これらの点も1kmを超える堆積物に覆われていると思われる。TK92-7 HF-6では値のばらつきがやや大きくなっているが、HF-3, HF-4では繰り返し測定ではほぼ等しい値が得られている。HF-3~HF-5における熱流量は、 $89\sim103\text{mWm}^{-2}$ と海域Aと同様に一様であり、ここでも熱水循環の影響を受けていないデータを得ることができたと言える。

Table 1. Results of heat flow measurements.

Station	Latitude N	Longitude E	WD m	Pen m	N	Grad mKm^{-1}	TC $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$	HF mWm^{-2}
KT92-8								
HF-1A	32° 15.3'	137° 54.8'	4035	1.5	3	111	(0.89)	99
HF-1C	32° 15.2'	137° 55.2'	4025	1.5	3	108	(0.89)	96
HF-3D	32° 15.8'	138° 08.6'	3750	1.5	4	111	(0.89)	99
HF-4	32° 14.9'	138° 16.8'	3810	3.5	7	110	0.89	98
HF-5A	32° 15.5'	138° 24.5'	3670	1.5	4	100	(0.86)	86
HF-5D	32° 15.6'	138° 24.7'	3660	1.5	4	110	(0.86)	95
HF-6A	32° 16.2'	138° 30.8'	3420	1.5	4	105	(0.86)	90
HF-6B	32° 16.3'	138° 30.9'		1.5	3	99	(0.86)	85
HF-7	32° 16.0'	138° 38.5'	2770	3	8	35	(0.86)	30
TK92-7								
HF-3A	32° 52.0'	137° 15.6'	4180	1.2	4	102	(0.98)	100
HF-3B	32° 52.0'	137° 15.6'	4180	0.8	3	104	(0.98)	102
HF-3C	32° 52.0'	137° 15.6'	4180	0.8	3	105	(0.98)	103
HF-4A	32° 47.5'	137° 18.1'	4135	1.5	5	94	0.95	89
HF-4B	32° 47.3'	137° 18.1'	4135	1	4	103	0.95	98
HF-4D	32° 47.1'	137° 17.9'	4135	1	4	104	0.95	99
HF-5A	32° 42.7'	137° 23.2'	4085	0.8	3	101	(0.94)	95
HF-6A	32° 36.4'	137° 24.5'	4030	0.8	3	103	0.94	97
HF-6D	32° 36.4'	137° 24.3'	4030	0.8	3	121	0.94	114
HF-6E	32° 36.4'	137° 24.3'	4030	0.8	3	125	0.94	118

WD: uncorrected water depth, Pen: approximate penetration depth of the lowermost temperature sensor, N: number of temperature sensors in mud, Grad: temperature gradient, TC: thermal conductivity (values in parentheses are estimated from the data at nearby stations), HF: heat flow

四国海盆と西南日本沈み込み帯の温度構造について

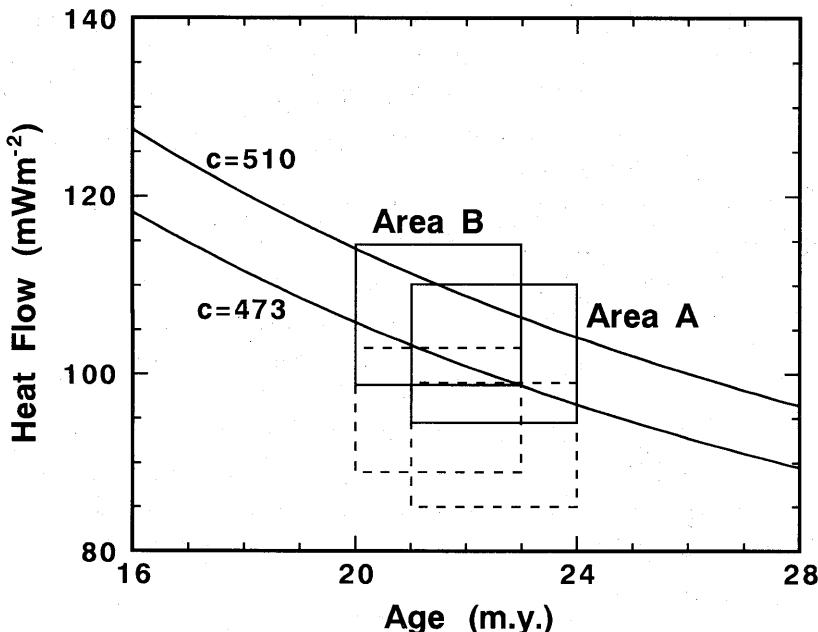


Fig. 4. Heat flow data obtained in the areas A and B at the northeastern end of the Shikoku Basin (Fig. 3) plotted versus the estimated crustal age range. Broken line boxes are raw data and solid line boxes are values corrected for the sedimentation effect (10%). Curves represent the standard heat flow versus age relations ($c=473$ and $510 \text{ mW m}^{-2}(\text{m.y.})^{1/2}$).

3.2 海底年齢と熱流量の関係

2つの海域で、地下深部からの熱流量を表す値が得られたので、これを海底年齢と比べてみる。四国海盆の北東部では地磁気縞模様の同定が確立されておらず、年齢を特定することはできないが、CHAMOT-ROOKE *et al.* (1987) 及び OKINO *et al.* (1994) による拡大史に基づくと、海域 A, B の年齢はそれぞれ 21~24, 20~23 m.y. の範囲にあると考えられる。一方、熱流量データに関しては、これらの海域は厚い堆積物に覆われているので、観測される熱流量を減少させる堆積効果の補正をする必要がある。詳しい堆積史の情報がないので、堆積速度には大きな変化がなかったものと仮定し、20~25 m.y. の期間に 1 km 強の堆積層が形成されたとすると、熱流量への影響は 10% 程度と見積もられる。

これらの年齢と熱流量データを海洋プレートにおける標準的な関係式と比較すると、Fig. 4 のようになる。熱伝導率の誤差によって熱流量の値が系統的にずれる可能性はあるが、海域 A, B のいずれにおいても、堆積効果を補正した熱流量の値は、誤差の範囲で年齢-熱流量の標準曲線と一致していると言える。

この結果は、四国海盆リソスフェアの温度構造が、少なくとも海盆北東部においては、標準的な海洋リソスフェアのものと変わらないことを示唆している。しかし、これらの海域は四国海盆の縁辺部に位置しており、構造的にも海盆全体を代表するものではない。海域 A は伊豆-小笠原弧の島弧地殻との遷移域に近く、地殻構造探査の結果によると下部

地殻の P 波速度は $7.0 \sim 7.4 \text{ km s}^{-1}$ であり (TAKAHASHI *et al.*, 1998), 通常の海洋地殻、あるいは四国海盆の中央部におけるもの (MURAUCHI *et al.*, 1968) よりも有意に速い値となっている。この速い P 波速度は、伊豆一小笠原弧の島弧火山活動に伴う火成活動の影響を示している可能性があり (TAKAHASHI *et al.*, 1998), その場合にはリソスフェアの温度構造も影響を受けているものと考えられる。

海域 B は、銭洲海嶺の西方延長、及びその南縁付近に位置している (Fig. 3)。銭洲海嶺は、南海トラフ東部の南側に沿った地形的高まりで、反射法・屈折法地震探査の結果から、四国海盆の海洋地殻が隆起したものであり、海嶺の南側では新たな沈み込みが始まりつつあると考えられている (LALLEMAND *et al.*, 1989; 仲西ほか, 1994)。海域 B においても、同様な変動が進行している可能性があり、温度構造・熱流量にも影響を及ぼしているかもしれない。

従って、上記の結果のみから直ちに四国海盆全体の温度構造を論じることは困難である。一方、十分な堆積物のあるところでは、深部からの熱流量を精度よく測定できることが確認されたので、今後は、より海盆の中央部に近いところで同様な測定を行い、海盆拡大終了後の火成活動の影響も含めて、海底年齢と熱流量の関係をさらに検討する必要がある。

4. 西南日本沈み込み帯の温度構造

現在、東海沖から四国沖において西南日本の下に沈み込みつつある四国海盆の年齢は、ほぼ $15 \sim 25 \text{ m.y.}$ である (OKINO *et al.*, 1994 等)。すなわち、 15 Ma には拡大を終了した直後の極めて若いプレートが沈み込んでいたことになる。この高温のプレートの沈み込みは、当時の西南日本弧の温度構造に大きな影響を与えたと思われる。実際、高い古地温勾配を示すデータが四万十帯に見られるほか、海溝軸に近い特異な火成活動があったこともこの高温沈み込みによるものと解釈されている (UNDERWOOD *et al.*, 1993a 等)。

その後、現在に至るまで沈み込むプレートの年齢が増加してきたのであるから、それに伴って西南日本弧の温度構造も変化してきたものと考えられる。また、南海トラフ陸側の付加体も成長を続けているので、プレートが沈み込む海溝の位置も移動したはずである。WANG *et al.* (1995) は、これらの時間変動の影響を取り入れた非定常の 2 次元モデル計算を行い、西南日本沈み込み帯の温度構造を求める試みを行った。

4.1 2 次元非定常モデルによる温度構造

WANG *et al.* (1995) のモデルにおける基本的な仮定は以下の通りである。 15 Ma 以前の沈み込みの状況については議論がわかっているので (HIBBARD and KARIG, 1990 等)、 15 Ma を計算の開始点とし、温度構造の初期条件を変えて現在に至るまでの時間変化を計算した。この間、沈み込みの速度や角度は一定であったとした。WANG *et al.* (1995) は、沈み込み角度が緩やかな四国を横切る断面 (Fig. 5 の S) を計算の対象としたが、HYNDMAN *et al.* (1995) は同じモデルを用い、沈み込み角度がより急な紀伊半島を横切る断面 (Fig. 5 の K) についても計算を行っている。

沈み込むプレートの年齢の時間変化は、四国海盆のかつての拡大軸が過去においてどの場所に沈み込んでいたかに依存するが、 15 Ma 頃に拡大軸の沈み込みが起こった場所は、現在とそれほど変わらず、紀伊半島から室戸半島の付近であった可能性が高い (HIBBARD

四国海盆と西南日本沈み込み帯の温度構造について

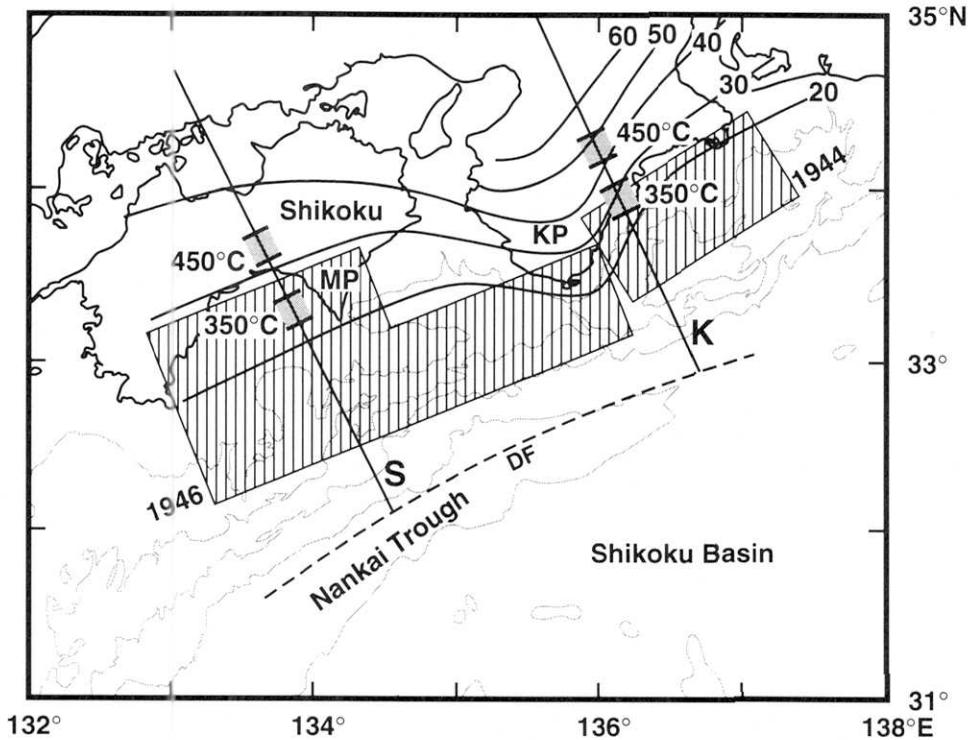


Fig. 5. Locations of two profiles along which the thermal structure was calculated with a time-dependent subduction model by WANG *et al.* (1995) and HYNDMAN *et al.* (1995). S and K denote the Shikoku profile and the Kii Peninsula profile respectively. Shaded boxes on the profiles represent estimated positions of the critical temperatures on the plate interface, 350 and 450°C. Solid curves are depth contours of subcrustal microearthquakes. Hatched rectangles are rupture areas of the 1944 Tonankai and 1946 Nankai earthquakes (ANDO, 1975). DF : deformation front, KP : Kii Peninsula, MP : Muroto Peninsula.

and KARIG, 1990; UNDERWOOD *et al.*, 1993 b). そこで、これらの計算では、S, K いずれの断面についても、沈み込むプレートの年齢は 15 Ma には 0 であり、その後現在の 15 m.y. まで直線的に増加したものと仮定し、その年齢に対応する標準的海洋プレートの温度構造を与えている（他の縁海と同様に、四国海盆の温度構造は一般の海洋プレートと変わらないと仮定）。付加体の成長については、15 Ma には海溝軸が現在よりも 100 km 陸側にあり、それより海側の温度構造は四国海盆のもの（年齢が 0 の海洋プレート）であったとして計算に取り入れている。

この非定常モデルによる計算結果の例として、四国を通る断面 Sにおいて、海溝軸（変形フロント、Fig. 5 の DF）からの距離に対する表面熱流量と沈み込むスラブ上面の温度の分布が、時間とともにどう変化するかを、Fig. 6 に示す。横軸は陸側プレートに固定したものであり、原点は現在の海溝軸の位置である。計算開始 (15 Ma) から 5 m.y. ごとの結果を示しており、15 m.y. の曲線が現在の状態に対応している。20 m.y. の曲線は、現在から

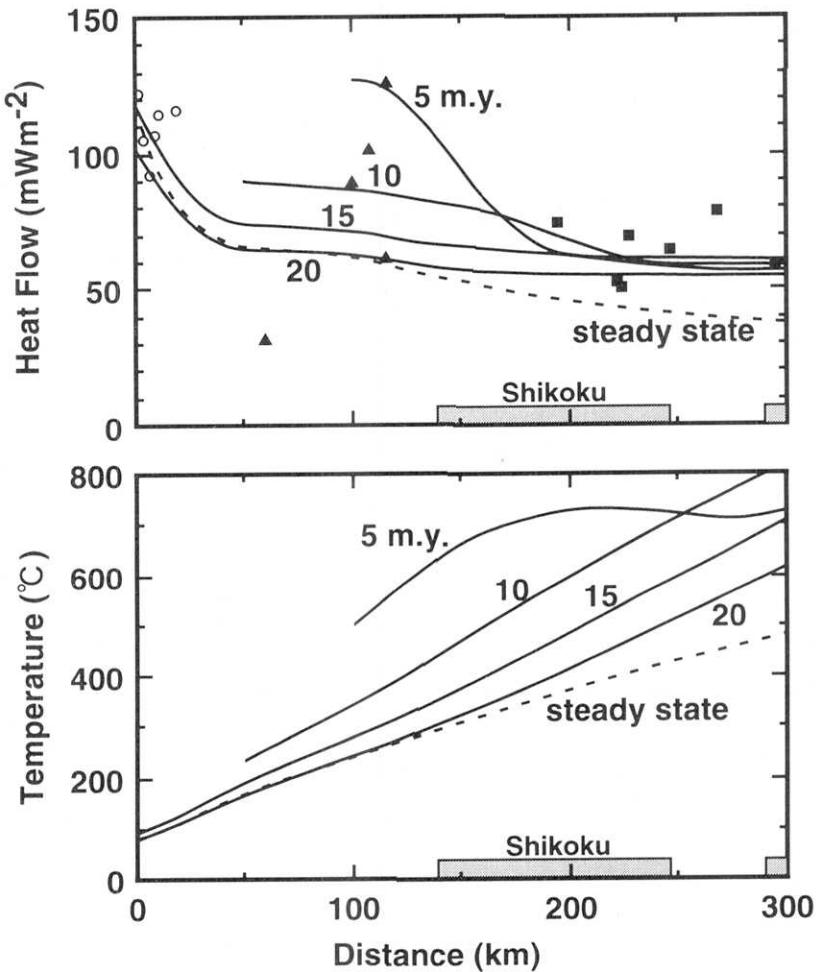


Fig. 6. (top) Surface heat flow plotted versus distance from the present deformation front (DF in Fig. 5) along the Shikoku profile (S in Fig. 5) at 5, 10, 15, and 20 m.y. after 15 Ma calculated with the preferred model by WANG *et al.* (1995). Heat flow data (compiled by YAMANO *et al.*, 1997) are projected to the profile (circles: marine probe measurements, triangles: less reliable probe data in shallow sea areas, squares: land borehole measurements). (bottom) Temperatures along the plate interface at the same time steps. In both plots, the dashed lines are the values for the steady-state subduction of a 15-m.y.-old slab and the shaded rectangles represent approximate locations of land areas in the vicinity of the profile.

5 m.y. 後の状態にあたるが、現在年齢が 20 m.y. のプレートが沈み込んでいる場所の温度構造はこれに近いものと考えられる。付加体の成長の効果を上記のような方法で近似的に表しており、5 m.y. や 10 m.y. における現在の海溝軸近傍の計算結果はあまり現実的な意味を持たないので、Fig. 6 には示していない。

モデル計算のパラメタになるものとしては、15 Ma における初期条件、沈み込み速度の

四国海盆と西南日本沈み込み帯の温度構造について

他、熱伝導率・放射性発熱量の分布、プレート間の摩擦による発熱等がある。これらの影響の評価については WANG *et al.* (1995) に議論されているので、ここでは初期条件の影響についてのみ紹介する。Fig. 6 に示した例では、初期条件として、陸側プレート（現在の海溝軸より陸側に 100 km 以上離れた部分）の 15 Ma における温度構造は、年齢 80 m.y. の海洋プレートのものと同じであったとしている（表面熱流量は約 60 mWm^{-2} ）。WANG *et al.* (1995) は、年齢 1 m.y. や 80 m.y. の海洋プレートの沈み込みが継続して定常状態になっていた場合等、いろいろな初期条件に対しても計算を行った。その結果、海溝軸から 200 km 程度までの範囲では、現在の温度構造は初期条件にほとんど依存しないが、250 km 以上離れると有意な差（熱流量で 15 mWm^{-2} 以上、スラブ上面の温度で 50 K 以上）が生じ得ることが判明した。

4.2 非定常モデルの意義と今後の課題

この非定常モデルによって求められた温度構造は、定常状態を仮定して得られる結果との程度の差があるのだろうか。Fig. 6 の破線は、海溝軸における沈み込むプレートの年齢が常に 15 m.y. であった場合に到達する定常状態を示している。当然のことながら、定常モデルでは非定常モデルに比べて、熱流量、スラブ上面の温度がいずれも低くなっているが、その差が顕著になるのは陸域（海溝軸から 150 km 以上）においてである。西南日本のように、沈み込むプレートの温度構造が短期間で大きく変化する場合には、島弧下の温度構造を論ずる際に非定常モデルを用いる必要があることがわかる。

過去の温度構造について見ると、10 Ma の時点 (Fig. 6 の 5 m.y.) では四国の南岸付近において高い熱流量が期待される。これは、室戸半島や紀伊半島の南岸部において、15 Ma 以降の中新生中期に高い古地温勾配（約 70 K km^{-1} 以上）が存在したこと (HIBBARD *et al.*, 1993; UNDERWOOD *et al.*, 1993 b 等) と整合的な結果である。一方、仮に海溝軸の位置が現在と変わらなかったとすると、10 Ma の時点では高温プレートの沈み込みの影響が四国南岸までは及ばないため、熱流量は高くならず (WANG *et al.*, 1995)，モデル計算において付加体の成長を考慮する必要があることを示している。

初期条件の影響については既に述べたが、海溝軸から 250 km 以上離れた地域（瀬戸内以北）で影響が大きいということは、この地域の現在の温度構造は 15 Ma 以前の温度構造や沈み込みの状態を反映していることを意味している。従って、観測される熱流量と数値モデル、フィッショントラック法等による古地温に関するデータを組み合わせることにより、15 Ma の頃、及びそれ以前の西南日本の温度構造やテクトニクスについて新たな情報が得られる可能性がある。しかし、Fig. 6 にも見られるように、西南日本陸域の熱流量データは数が少なく、モデル計算との比較をするにはデータの量・質を増す努力が必要である。

初期条件の影響をほとんど受けない四国から紀伊半島にかけては、測定点数は少ないものの $60\text{--}80 \text{ mWm}^{-2}$ と前弧域としては高い熱流量が報告されており、最近 FURUKAWA *et al.* (1998) が近畿地方で新たに得たデータもこれを裏付けている。モデル計算によって得られた熱流量は、四国から瀬戸内で約 60 mWm^{-2} と観測データに近い値になっているが (Fig. 6)，これは、南海トラフ付加体の掘削試料についてのデータに基づき、深さ 10 km までの放射性発熱量として $1.9 \mu\text{Wm}^{-3}$ という高い値を用いたことによるものである。実際、四国の四万十帯から採取された岩石試料についても、平均 $1.52 \pm 0.35 \mu\text{Wm}^{-3}$ という高

い発熱量が報告されている（山口・長尾, 1997）。これは、カスケード地域の前弧における測定値が $0.6 \mu\text{W m}^{-3}$ 程度 (LEWIS *et al.*, 1988) であるのに比べて非常に高い値であり、地殻内の放射性発熱量が高いことが西南日本前弧域の温度構造の特徴の一つである、と言えよう。さらに、FURUKAWA *et al.* (1998) は、この地域で過去の付加体が 1 mm yr^{-1} 程度の速度で上昇することにより、地表での熱流量が約 20 mW m^{-2} 増加するという可能性を指摘している。

しかし、前弧域の温度構造についてさらに議論を進めるためには、特に四国における熱流量データが決定的に少なく、新たな測定を行うことが必要である。また、紀伊半島・四国周辺の海域には、水深が 1000~2000 m の場所で測定された熱流量データがあり、その多くが 80 mW m^{-2} 以上の高い値を示しているが（例えば Fig. 6 の ▲），この水深では海底水温の時間変動によって堆積物表層の温度分布が乱されている可能性があり、熱流量値の信頼性は低いと考えられる。著者らは、この問題を解決するために、海底水温と堆積物中の温度の長期測定を行い、水温変動の影響を取り除いて熱流量を求めるを目指して、自己浮上式の長期計測装置の開発を進めている（山野・村上, 1998）。

4.3 海溝型巨大地震の震源域と温度構造

上記の非定常モデルによって求められた温度構造は、南海トラフ沿いの海溝型巨大地震の震源域の広がりの問題にも適用することができる。プレート沈み込み境界面において逆断層地震が起きる最大深度は、主に境界面の温度分布や陸側プレートのモホ面の位置によって規定されるものと考えられる (RUFF and TICELAAR, 1996; HYNDMAN *et al.*, 1997 等)。このうち温度条件に関し、HYNDMAN and WANG (1993) は、岩石実験の結果や大陸地殻中で起こる地震の深さ等に基づいて、地震発生の限界となる温度は約 350°C 、その破壊が到達することができる限界温度は約 450°C であると推定した。

HYNDMAN *et al.* (1995) は、この条件を西南日本に当てはめて、海溝型巨大地震の震源域の広がりを見積もった。四国を通る断面 (S) において、スラブ上面の温度が 350°C に達するのは海溝軸から約 135 km のところである (Fig. 6 の 15 m.y. の曲線)。これは、現在の年齢が 15 m.y. の海底（四国海盆のかつての拡大軸）が常にこの位置に沈み込んでいた場合の値であるから、拡大軸の位置の不確実さを考慮して海底年齢が 15~17 m.y. の範囲であるとすると、 350°C に達するのは海溝軸から 135~150 km 付近であり (Fig. 7), 450°C については海溝軸から 185~200 km 付近となる。紀伊半島を通る断面 (K) についても同様な計算を行うと (HYNDMAN *et al.*, 1995)，沈み込みの角度が急であることを反映してスラブ上面の温度は高くなり、海溝軸から 115~125 km 及び 150~165 km 程度で 350°C , 450°C に達する (Fig. 7)。Fig. 5 には、これらの位置を 20 km の幅を持たせて示した。

地震が起きる限界の温度を 350°C とする仮定は、BLANPIED *et al.* (1995) 等による花崗岩についての実験結果に基づくものである。四国、紀伊半島の断面においてスラブ上面の温度が 350°C に達する深度は 20~25 km であり (Fig. 5 参照；地殻下の微小地震はプレート境界面上ではなく、境界面下数 km で発生している)，下部地殻の領域となるから、それを構成する岩石によっては、 350°C よりもやや高い温度が地震発生の限界となる可能性がある。その場合でも、限界温度に達する場所が、四国では紀伊半島よりも陸側となることは変わりがない。また、Ito (1990) や北島ほか (1997) は、西南日本及び関東地域において、熱流量から推定した温度構造と地殻内地震が発生する下限深度の関係を調べ、下限深度の

四国海盆と西南日本沈み込み帯の温度構造について

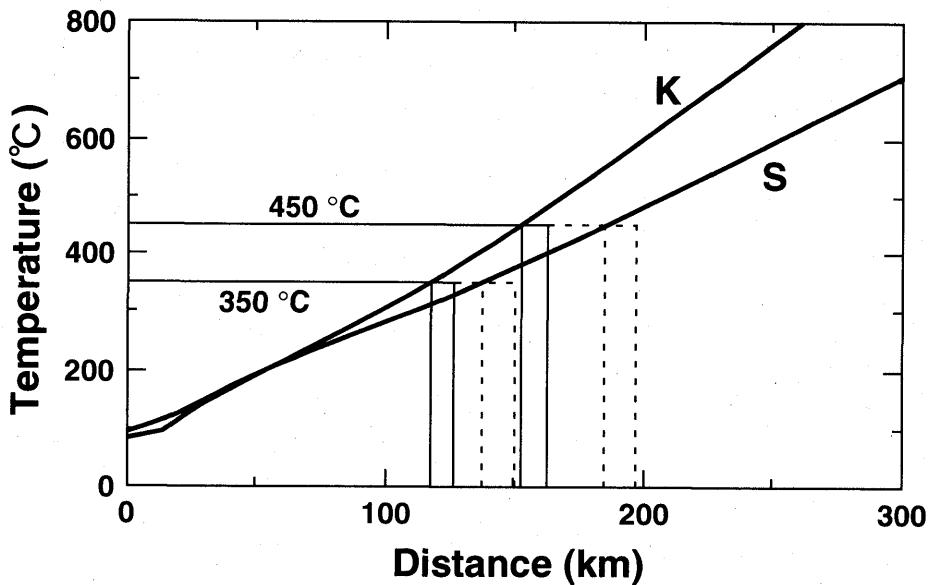


Fig. 7. Comparison of the plate interface temperatures along the Shikoku and Kii Peninsula profiles calculated for the present age of the subducting lithosphere of 15 m.y. (HYNDMAN *et al.*, 1995) with estimation of the positions of the critical temperatures (350 and 450°C), which may constrain the landward extent of the seismogenic zone, for 15 to 17 m.y. old present subducting plate.

温度は300~400°Cであるとしている。この中には地震の下限深度が20~30 kmに達する地域も含まれており、下部地殻においても地震が起らなくなる温度は350°C程度であることを示唆している。

一方、Fig. 7に示した温度分布には、いろいろな要素による誤差が含まれている。例えば、プレート境界面における摩擦発熱に関しては、カスケード沈み込み帯の例 (HYNDMAN and WANG, 1993) に従って発熱はないものとしている。仮に境界面に40 MPa程度の剪断応力による発熱を与えると、350°Cに達する場所は50 kmも海溝寄りに移動することになる (WANG *et al.*, 1995)。その場合、熱流量にも大きな異常が現れるべきであるが、その場所は海岸から水深2000 m程度までの海域に相当し、信頼できる熱流量の測定値が存在しない (Fig. 6)。従って、摩擦発熱の量に制約を加え、プレート境界面の温度分布をより正確に見積もるためにも、4.2に述べたような浅海域（海底水温変動の影響が大きい海域）での熱流量測定を実現することが必要である。その他、計算に用いた熱的物性の値等により、350°Cの位置には±20 km程度の誤差があると考えられるが、摩擦発熱の影響を含めて、これらは四国、紀伊半島の両断面について共通に作用するものであり、両者の温度分布の差にはほとんど影響しない。

これらの点を考慮した上で、スラブ上面の温度分布 (Fig. 7) を、地殻変動データに基づく1944年東南海地震と1946年南海地震の破壊領域 (ANDO, 1975) と比較すると (Fig. 5)，四国では震源域の幅が紀伊半島付近よりも広く、温度構造との対応がよいことがわかる。S, Kいずれの断面についても、震源域の陸側の端におけるスラブ上面の温度は350~

400°C となっており、350~450°C を震源域の限界とする HYNDMAN and WANG (1993) のモデルと整合的である。この2つの地震については、地殻変動データのインバージョン (YABUKI and MATSU'URA, 1992) や地殻変動と津波データを組み合わせたインバージョン (SATAKE, 1993) によって、断層面上の滑り量の分布も求められている。それによると、大きな滑りが起こった地域は四国において紀伊半島よりも陸側に広がっており、これも温度構造の違いを反映するものであろう。

このように、西南日本沈み込み帯においては、海溝型巨大地震の震源域の下限は主に温度構造で規定されていると考えられるが、地震発生の限界となる温度の値を特定することは、現状では困難である。今後、熱流量測定や岩石実験を含む幅広い分野において、震源域と温度構造の関係について総合的な研究を進めることが必要である。

5. まとめ

西南日本弧の下には、南海トラフにおいて四国海盆が沈み込んでいる。従って、四国海盆リソスフェアの温度構造は、西南日本の地下温度構造に対する境界条件として重要である。これまで四国海盆で測定してきた熱流量は、海洋プレートの熱モデルによって海底の年齢から求められる値に比べ、平均的に低く、かつばらつきが大きい。一方、四国海盆が沈み込む南海トラフの西部においては、異常に高い熱流量が観測されている。これらの異常の原因としては、熱水循環や堆積物が付加する過程での間隙水の流れによる熱輸送が考えられるが、四国海盆の温度構造自体が標準的な海洋プレートと異なっているという可能性も否定できない。

四国海盆北東部において、厚い堆積物に覆われた2つの海域で熱流量測定を実施したところ、複数の地点で一様な値が観測され、堆積物の効果を補正すると年齢から推定される熱流量とほぼ一致する値が得られた。この結果は、堆積物が十分に厚く熱水循環が封じられている場所では、標準的な海底年齢と熱流量の関係が満たされており、四国海盆の温度構造は通常の海洋プレートのものと変わらないことを示唆している。しかし、これらの海域は海盆の北東端に位置しており、構造的にも四国海盆を代表するものではない。より海盆の中央に近いところにおける同様の観測が望まれる。

西南日本沈み込み帯の温度構造は、沈み込む四国海盆の年齢の変化に対応して時間的に大きく変化してきたものと考えられる。四国海盆の温度構造は標準的な海洋プレートのものであるとし、過去15 m.y. の間にについて非定常モデル計算を行うと、陸域において定常モデルとはかなり異なる結果が得られる。特に、瀬戸内海以北の温度構造は15 Ma以前の状態に依存しており、現在の熱流量分布は過去の温度構造に関する情報を含んでいると言える。一方、前弧域で観測される比較的高い熱流量は、高い放射性発熱量や付加体の隆起運動の結果であると思われるが、さらに議論を進めるには陸域及び浅海域において信頼できる熱流量データを得ることが必要である。

南海トラフ沿いの巨大地震の震源域の広がりは、モデル計算で得られる沈み込むスラブ上面の温度分布とよい対応を示す。四国地域では、紀伊半島地域に比べて沈み込み角度が緩やかであるため、スラブ上面の温度が相対的に低く、その結果として震源域がより陸側に及んでいるものと考えられる。海溝型巨大地震の震源域は、固体地球科学の諸分野で大いに注目を集めている場所であり (MARGINS STEERING COMMITTEE, 1998), その温度構造

四国海盆と西南日本沈み込み帯の温度構造について

は、地震の発生とそれに至る力学的過程のみならず、脱水反応、物質の移動等の過程とも密接に関係している。これらの分野の研究のためにも、今後、浅海域での熱流量測定や数値モデルの改良を進め、震源域の温度構造をより精度よく求めることが必要であろう。

謝 辞

東京大学海洋研究所淡青丸の KT-92-8 航海、東海大学海洋学部東海大学丸 2 世の TK-92-7 航海において地殻熱流量測定を実施するにあたり、乗組員及び乗船研究者の方々に大変お世話になりました。古川善紹氏、及び匿名の査読者の方々には、本稿の改善に有益な助言をいただきました。ここに深く感謝致します。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-W2-09）「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」において発表し、議論された成果を中心としてとりまとめたものです。発表の機会を与えていただいた中西一郎氏他の関係者の方々にお礼申し上げます。

文 献

- ANDERSON, R.N. and J.N. SKILBECK, 1981, Oceanic heat flow, in "The Sea (Vol. 7)", edited by C. Emiliani, Wiley-Interscience, 489-523.
- ANDERSON, R.N., M.G. LANGSETH, D.E. HAYES, T. WATANABE, and M. YASUI, 1978, Heat flow, thermal conductivity, thermal gradient, in "Geophysical Atlas of the East and Southeast Asian Seas", edited by D.E. Hayes, Geol. Soc. Am., Map and Chart Ser. vol. MC-25.
- ANDO, M., 1975, Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan, *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
- BLANPIED, M.L., D.A. LOCKNER and J.D. BYELEE, 1995, Frictional slip of granite at hydrothermal conditions, *J. Geophys. Res.*, **100**, 13,045-13,064.
- CHAMOT-ROOKE, N., V. RENARD and X. LE PICHON, 1987, Magnetic anomalies in the Shikoku Basin : a new interpretation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **83**, 214-228.
- DAVIES, G.F., 1980, Review of oceanic and global heat flow estimates, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **18**, 718-722.
- DAVIS, E.E., 1989, Thermal aging of oceanic lithosphere, in "CRC Handbook of Seafloor Heat Flow", edited by J.A. Wright and K.E. Louden, CRC Press, 145-167.
- DAVIS, E.E. and C.R.B. LISTER, 1974, Fundamentals of ridge crest topography, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **21**, 405-413.
- 藤原法之, 1984, 日本列島および周辺域におけるモホ面温度分布, 日本地熱学会誌, **6**, 183-202.
- FURUKAWA, Y., 1995, Temperature structure in the crust of the Japan arc and the thermal effect of subduction, in "Terrestrial Heat Flow and Geothermal Energy in Asia", edited by M.L. Gupta and M. Yamano, Oxford and IBH, 203-219.
- FURUKAWA, Y. and S. UYEDA, 1989, Thermal state under the Tohoku Arc with consideration of crustal heat generation, *Tectonophysics*, **164**, 175-187.
- FURUKAWA, Y., H. SHINJOE and S. NISHIMURA, 1998, Heat flow in the southwest Japan arc and its implication for thermal processes under arcs, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1087-1090.
- HASEBE, K., N. FUJII, and S. UYEDA, 1970, Thermal processes under island arcs, *Tectonophysics*, **10**, 335-355.
- HIBBARD J.P. and D.E. KARIG, 1990, An alternative plate model for the early Miocene evolution of the SW Japan margin, *Geology*, **18**, 170-174.
- HIBBARD J.P., M.M. LAUGHLAND, S.M. KANG and D.E. KARIG, 1993, The thermal imprint of spreading ridge subduction on the upper structural levels of an accretionary prism, southwest Japan, in "Thermal Evolution of the Tertiary Shimanto Belt, Southwest Japan : An Example of Ridge-

山野 誠・木下 正高

- Trench Interaction*", edited by M.B. Underwood, Geol. Soc. Am. Special Paper **273**, 83–101.
- HONDA, S., 1985, Thermal structure beneath Tohoku, northeast Japan—a case study for understanding the detailed thermal structure of the subduction zone, *Tectonophysics*, **112**, 69–102.
- HUTCHISON, I., 1985, The effects of sedimentation and compaction on oceanic heat flow, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **82**, 439–459.
- HYNDMAN, R.D. and K. WANG, 1993, Thermal constraints on the zone of major thrust earthquake failure : the Cascadia subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **98**, 2039–2060.
- HYNDMAN, R.D., K. WANG and M. YAMANO, 1995, Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust, *J. Geophys. Res.*, **100**, 15,373–15,392.
- HYNDMAN, R.D., M. YAMANO, and D.A. OLESKEVICH, 1997, The seismogenic zone of subduction thrust faults, *Island Arc*, **6**, 244–260.
- ITO, K., 1990, Regional variations of the cutoff depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland-earthquakes, *J. Phys. Earth*, **38**, 223–250.
- KATO, S., 1987, Multi-channel seismic reflection survey in the Nankai, Suruga, and Sagami troughs, *Marine Geodesy*, **11**, 251–268.
- KINOSHITA, H. and M. YAMANO, 1985, The heat flow anomaly in the Nankai Trough area, *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **87**, 737–743.
- KINOSHITA, M. and M. YAMANO, 1995, Heat flow distribution in the Nankai Trough region, in "Geology and Geophysics of the Philippine Sea Floor", edited by S.A. Shcheka and H. Tokuyama, Terrapub, 77–86.
- 北島 拓・小林洋二・鈴木宏芳・池田隆司・小村健太郎・笠原敬司・岡田義光, 1997, 関東地方の熱的構造と地殻内地震, 地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会予稿集, 247.
- KLEIN, G. DE V. and K. KOBAYASHI, 1980, Geological summary of the north Philippine Sea, based on Deep Sea Drilling Project Leg 58 results, *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **58**, 951–961.
- KOBAYASHI, K. and M. NAKADA, 1978, Magnetic anomalies and tectonic evolution of the Shikoku Inter-arc Basin, *J. Phys. Earth*, **26 Suppl.**, S 391–S 402.
- LALLEMAND, S., N. CHAMOT-ROOKE, X. LE PICHON and C. RANGIN, 1989, Zenisu Ridge : a deep intraoceanic thrust related to subduction, off Southwest Japan, *Tectonophysics*, **160**, 151–174.
- LE PICHON, X., P. HENRY and THE KAIKO-NANKAI SCIENTIFIC CREW, 1991, Water budgets in accretionary wedges : a comparison, *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A*, **335**, 315–330.
- LEWIS, T.J., W.H. BENTKOWSKI, E.E. DAVIS, R.D. HYNDMAN, J.G. SOUTHER and J.A. WRIGHT, 1988, Subduction of the Juan de Fuca plate : Thermal consequences, *J. Geophys. Res.*, **93**, 15,207–15,225.
- LISTER, C.R.B., 1972, On the thermal balance of a mid-ocean ridge, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **26**, 515–535.
- LISTER, C.R.B., 1979, The pulse-probe method of conductivity measurement, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **57**, 451–461.
- MARGINS STEERING COMMITTEE, 1998, Program focuses attention on continental margins, *Eos, Trans., Am. Geophys. Union*, **79**, 142–143.
- MURAUCHI, S., N. DEN, S. ASANO, H. HOTTA, T. YOSHII, T. ASANUMA, K. HAGIWARA, K. ICHIKAWA, T. SATO, W.J. LUDWIG, J.I. EWING, N.T. EDGAR and R.E. HOUTZ, 1968, Crustal structure of the Philippine Sea, *J. Geophys. Res.*, **73**, 3143–3171.
- 仲西理子・塩原 肇・日野亮太・小平秀一・金澤敏彦・島村英紀, 1994, 東海沖でのフィリピン海プレートの詳細な沈み込み形態の解明—エアガント海底地震計探査による銭洲海嶺, 南海トラフ東部の地殻構造—, 地震, **47**, 311–331.
- NEMOTO, K., R. ISHII, R. DAIGO and T. ASANUMA, 1995, Sediment distribution of the Philippine Sea, in "Geology and Geophysics of the Philippine Sea Floor", edited by S.A. Shcheka and H. Tokuyama, Terrapub, 235–240.
- OKINO, K., Y. SHIMAKAWA and S. NAGAOKA, 1994, Evolution of the Shikoku Basin, *J. Geomag. Geoelectr.*, **46**, 463–479.

四国海盆と西南日本沈み込み帯の温度構造について

- PARK, C.-H., K. TAMAKI and K. KOBAYASHI, 1990, Age-depth correlation of the Philippine Sea back-arc basins and other marginal basins in the world, *Tectonophysics*, **181**, 351-371.
- PARSONS B. and J.G. SCLATER, 1977, An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age, *J. Geophys. Res.*, **82**, 803-827.
- RUFF, L.J. and B.W. TICHELAAR, 1996, What controls the seismogenic plate interface in subduction zones?, in "Subduction : Top to Bottom", edited by G.E. Bebout, D.W. Scholl, S.H. Kirby and J.P. Platt, *Geophys. Monogr.*, Am. Geophys. Union **96**, 105-111.
- 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.
- SENO, T., S. STEIN and A.E. GRIPP, 1993, A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data, *J. Geophys. Res.*, **98**, 17,941-17,948.
- SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY, 1991, Site 808, *Proc. ODP, Init. Repts.*, **131**, 71-269.
- SUYEHIRO, K., N. TAKAHASHI, Y. ARIE, Y. YOKOI, R. HINO, M. SHINOHARA, T. KANAZAWA, N. HIRATA, H. TOKUYAMA and A. TAIRA, 1996, Continental crust, crustal underplating, and low-Q upper mantle beneath an oceanic island arc, *Science*, **272**, 390-392.
- TAKAHASHI, N., K. SUYEHIRO and M. SHINOHARA, 1998, Implications from the seismic crustal structure of the northern Izu-Bonin arc, *Island Arc*, **7**, 383-394.
- UNDERWOOD, M.B., J.P. HIBBARD and L. DiTULLIO, 1993 a, Geologic summary and conceptual framework for the study of thermal maturity within the Eocene-Miocene Shimanto Belt, Shikoku, Japan, in "Thermal Evolution of the Tertiary Shimanto Belt, Southwest Japan : An Example of Ridge-Trench Interaction", edited by M.B. Underwood, Geol. Soc. Am. Special Paper **273**, 1-24.
- UNDERWOOD, M.B., T. BYRNE, J.P. HIBBARD, L. DiTULLIO and M.W. LAUGHLAND, 1993 b, The effects of ridge subduction on the thermal structure of accretionary prisms : a Tertiary example from the Shimanto Belt of Japan, in "Thermal Evolution of the Tertiary Shimanto Belt, Southwest Japan : An Example of Ridge-Trench Interaction", edited by M.B. Underwood, Geol. Soc. Am. Special Paper **273**, 151-168.
- VON HERZEN, R. and A.E. MAXWELL, 1959, The measurement of thermal conductivity of deep-sea sediments by a needle-probe method, *J. Geophys. Res.*, **64**, 1557-1563.
- WANG, K., R.D. HYNDMAN and M. YAMANO, 1995, Thermal regime of the Southwest Japan subduction zone : effects of age history of the subducting plate, *Tectonophysics*, **248**, 53-69.
- 渡部暉彦, 1972, 海洋底の熱流量, 「海洋科学基礎講座9 海底物理」, 星野通平編, 東海大学出版会, 1-107.
- YABUKI, T. and M. MATSU'URA, 1992, Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.*, **109**, 363-375.
- 山口 透・長尾年恭, 1997, 西南日本弧における放射性発熱量構造, 地球惑星科学関連学会1997年合同大会予稿集, 236.
- YAMANO, M. and M. KINOSHITA, 1995, Heat flow in the Philippine Sea, in "Geology and Geophysics of the Philippine Sea Floor", edited by S.A. Shcheka and H. Tokuyama, Terrapub, 59-75.
- 山野 誠・村上英幸, 1998, 長期海底熱流量測定システムの開発, 地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集, 357.
- YAMANO, M., J.-P. FOUCHER, M. KINOSHITA, A. FISHER, R.D. HYNDMAN and ODP LEG 131 SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY, 1992, Heat flow and fluid flow regime in the western Nankai accretionary prism, *Earth Plan. Sci. Lett.*, **109**, 451-462.
- 山野 誠・木下正高・山形尚司, 1997, 日本列島周辺海域の地殻熱流量分布, 地質ニュース, No.517, 12-19.

(Received August 31, 1998)

(Accepted December 24, 1998)