

島弧下の熱過程

藤井直之

(東京大学理学部)

§1. はじめに

日本列島がその最も典型的な地域の一つとなっているいわゆる島弧—海溝系は、地球内部のエネルギーが集中的に発散している極めて活動的な場所である。海洋底拡大説で代表される“Global Tectonics”の立場から島弧—海溝系でのさまざまな地球物理的、地質学的現象を説明する試みが最近急速に進展している。

一方杉村、上田(1968)によって特に日本弧について非常に広範囲の情報がまとめられ、島弧—海溝系のもつ特徴が浮き彫りにされた。第1図は東北日本の横断面についての多くのdataをまとめたものである。その主な特徴は(1)海溝での低熱流量、ArcからMarginal seaでの高熱流量というパターン。(2)深発地震面とその主応力の方向。(3)火山活動および玄武岩の起源。(4)重力異常の分布や地殻の構造……などがあげられる。中でも熱過程を考える上での重要な情報は上部マントルの“動き”を反映すると思われる(深い)地震のSlip Vectorや地震の際に解放されるエネルギー、それに内部から放出される熱流量や火山活動での噴出量などである。上に述べた情報が詳細にしかも広範囲にわたって研究されている所は日本以外にはない。それでも上部マントル内での熱過程を多少とも定量的に議論しようとする、まだまだ情報不足でとても迫力のある、誰にでも納得されるような結論は出てこない。したがってここでは著者の偏見を大いにまじえて、最近著者ら(Hasebe, Fujii & Uyeda, 1969, 以後HFU論文と略称, Heat Flow UnitのHFUと混同なき様)が検討したモデル計算を基にして、島弧下の熱過程について考察してみよう。

§2. 高熱流量—高温の困難

島弧—海溝系の下の上部マントルの熱的構造で最も特徴的なことは熱流量に表われている。第2図は千島・東北日本・沖縄地域の熱流量の分布をやや模式的にまとめたものであるが、海溝部(2重線)の低熱流量に比して、島弧から大陸側にある地殻構造としては立派に海洋性の地殻を持つMarginal seaは大変高い熱流量を示している。第3図に東北日本の

横断面の地殻構造と熱流量を示したが、とくに、Marginal Sea である日本海の Basin では $\geq 2.5 \text{ HFU}$ ($1 \text{ HFU} = 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \text{ sec} = 42 \text{ ergs./cm}^2 \text{ sec}$) の高熱量の地域が広く分布している。この値は 5~10 Km の厚さの海洋性地殻内の放射性物質による発熱量で説明することは常識的には絶対不可能なことである。また島弧における火山活動とか、島弧の少し内側(大陸側)を通る表面波の分散からも、この地域の上部マントルはふつうの海洋下のそれに比して“熱い”ことが推定される。なお、後者は Kanamori and Abe (1968) の研究であるが、彼らは伊豆・マリアナ弧の少し内側の上部マントルは部分的に熔融していなければならないことを強調した。もし上部マントル内に何らかの流れがあって海溝部で沈みこんでいるというような“動き”を考えるならば、そのすぐ内側が上に述べたような“熱い”構造をしているという推論は、一般的な上部マントルでは起きていないようなある種の発熱がなければ矛盾した推論になってしまう。また都城(1965)のいう低温高压型広域変成作用と高温低压型のそれが対となっているという特徴を持つ変成作用が島弧-海溝系で現在進行中でマントル内の熱的な構造を反映している (Takeuchi & Uyeda, 1965; 上田・松田, 1970) ならば、これも上と同様な結論を導びくであろう。

§3 種々のモデル

Marginal sea をも含めた島弧-海溝系の地域の上部マントル内の dynamical and thermal structure を考えた人々のモデルをまとめてみると便宜的に次の4つに分けられるように思える。

- ① Convection model (第4図)
- ② "Tectonofer" model (第5図)
- ③ "Plate motion" model (第6図)
- ④ "Advection" model (Present model) (第7図)

もちろんこれらのいづれにも入らないようなモデルとか二つ以上のモデルを含めて考える人々も数多いことであろうが、著者の独断であえて分類したのである。さて①のモデルは、A・Holmes (1964) が主として考えていたもので、マントル内の熱対流が Original source となっている。大陸と海洋の下の主対流がそれらの境界である島弧-海溝系で沈みこみ、副次的な Cell によって火山活動などの Orogeny を説明しようとするものである。下降流のところで "Emanation" と名付けられる、一義的にはその実体がかめな

い物質の上昇があって、さまざまな地質現象を解釈しようとするものである。このモデルでは副次的Cellも何かきれいな構造をしていて、§2で強調したMarginal sea 全体に高熱流量をもたらすようには思えない。②のモデルは、USSRのSheinmann(1968)によって考えられているものでロシア学派特有の水平方向の流れは全く考えず、400～600kmもの深いところでの温度面のゆがみが発展的に成長して、島弧附近でのOrogenyを引き起こす原因となっているとする。ここで“Tectonofor”とはtectonicにactiveな比較的せまい領域で、まわりより温度が高く、magmaの上方への通り道であり、かつ地震の活発な“energy guide zone”であると考えられている。彼によれば§2で考えた高熱流量の困難も海溝での低熱流量も副次的なものとして考えていないようである。③のモデルは、最近強ちに広まった“Plate tectonics”そのものであって第6図はIsacks et al., (1968)から引用した。Plate motionの原動力は沈みこんでいくLithosphere(地震学的にはHigh Q, High velocityの層～70 km位の厚さ)が冷たいがためにMid-oceanic ridge にいたるまでの巨大なLithosphereを引っ張り込んでいる(Elsasser, 1967, 1969)かまたはridgeのところでは湧き出てくる熔融物質のCompressive force(Lliboutry, 1969)であると考えられている。したがってAsthenosphere(地震学的には一般に低速度層にあたる)内にはCounter currentがLithosphereの運動と逆方向にあると思われる。そして沈みこんでいくLithosphereとAsthenosphereとの相対運動による、Shear stress heating, 相転移などの発熱を考えて、島弧下の熱的構造を研究している(Turcotte & Oxburgh, 1968, Minear & Toksöz, 1969)。一方④のモデルは杉村・上田(1968)によって提唱されたもので③のモデルに近いが海洋側のLithosphere - Asthenosphere境界の相対速度はあまりなく(その意味では①に近い)大陸側での境界に大きな相対速度がありちょうど深発地震面に沿ってShear stress heatingがあつてしかも、一部分熔けた物質による上方へのAdvectionが有効に効いて§2で述べた高熱流量をも説明しようとするものである。これらのモデルの妥当性を調べる事は大変重要な問題である。ところが正面からマントル内の運動を考え、熱過程の問題を扱う事は理論的にも実験的にもはなはだしく困難なことで、多くの議論は全く定性的な仮説の域を脱し得ない。従つて著しく大胆な仮定または、簡単化を行なつて議論をしなければならぬのが現状である。

§ 4 Heat source と Heat sink

§ 3 でまとめられたモデルで②の Tectonofor model を除けば、全て島弧-海溝系で最も大きな上部マントル内の動きは、下降運動である。これらの動きに付随して考えられる熱源の大きさについて考えてみよう。考えられる熱源としては①断熱圧縮による温度上昇、②化学反応による反応熱、③相対運動による Shear stress heating ④ Advection による熱の出入りなどがある。

①断熱圧縮による温度上昇。断熱温度勾配は $d T / d Z = \alpha \cdot g \cdot T / C_p$
 (T : 温度, Z ; 深さ, α ; 体積熱膨張率 ($2 \sim 3 \times 10^{-5} / \text{deg}$) g ; 重力加速度 ($10^8 \text{ cm} / \text{sec}^2$) C_p ; 定圧比熱 (0.3 cal/g)) で表わされるから、沈みこむ深さが Z_1 から Z_2 までならば $T(Z_2) = T(Z_1) \exp(\alpha \cdot g(Z_2 - Z_1) / C_p)$ と表わされる。
 $T(Z_1) \sim 500^\circ\text{C}$, $Z_2 - Z_1 \sim 300 \text{ Km}$ とすると $\Delta T = T(Z_2) - T(Z_1) \sim 50^\circ\text{C}$ となる。これはあまり大きな熱源にはならない。

②反応熱。沈み込む物質が何であるかによってそれぞれ違った推定がなされるだろうが、地殻内で起こるような反応は考えないとすれば (イ) Serpentine などの脱水反応, (ロ) Basalt-Eclogite の相転移, (ハ) Olivine-Spinel 転移, (ニ) Spinel - Post Spinel 転移などの相転移が主なものとして考えられる。反応熱に関する data は非常に少なく実験からも精度よく決定できていないが, (イ) と (ニ) は吸熱, (ロ) と (ハ) は発熱反応である。また (ニ) に関しては今問題にしている領域より深いところで起こると推定されているので考えないことにする。転移の際の反応熱は (イ) $\Delta H = 1.80 \text{ cal/gm}$ (HFU論文) (ロ) -1.0 cal/gm (Minear & Toksoz, 1969), (ハ) -4.0 cal/gm (HFU論文) と見積られている。

③ Stress heating. McKenzie & Sclater (1968) は熱源の重要な要素の1つに Stress heating を考えた。体積当りの発熱量は $\sigma_{ij} \partial v_j / \partial x_j$ (σ_{ij} ; Stress tensor, v_j ; 流速) で表わされる。沈みこむ面に垂直な方向の速度勾配が一定ならば、その面の単位面積当りの発熱量は面に垂直方向に積分して $H_s = \sigma \cdot v$ となる。 $\sigma \sim 10^2 \text{ bar}$, $v \sim 5 \text{ cm/yr}$ ならばこの発熱 H_s は $\sim 0.5 \text{ HFU}$, となる。Turcotte & Oxburgh は $\sim 1.4 \text{ HFU}$ と推定している。彼らはこの heating がちょうど高熱流量の異常の order なので、うまく § 2 の困難が説明できると考えた。しかしこれだけでは全く不足であることが HFU 論文で指摘された。

④ Advection. 考えている領域で物質の出入りがあるとき領域内の発熱量は $Q = \Delta T \cdot$

・ $C \cdot V$ で表わされる。ただし $\Delta T = T(\text{in}) - T(\text{out})$, C ; 単位体積当りの比熱, V ; 単位時間当りの流入 (又は流出) 量である。この量は, マントル内の下降流を考えるとときには大変重要な Heat sink になる。たとえば後に述べる HFU 論文で議論したモデルでは発熱量の半分以上がこの下降流をあたためるために費やされている。

§ 5 熱流畳・温度分布のモデル計算

さてマントル内の動きを考慮して島弧-海溝系での熱流量を定量的に説明しようという試みは Langseth et al. (1966) にはじまる。第 8 図に彼らの結果を示したが、今まで何度も述べたように何の発熱も考えず、また magma の上方移動などで代表される有効な heat transfer をも考えないと、表面での熱流量は海溝付近で非常に小さくなるだけである。§ 2 で述べたような高熱流量を説明するために、最も重要な発熱の機構として § 4-③ にあげた stress heating が考えられる。McKenzie (1969) は第 9 図のような流れを仮定して、対流内の stress 分布を計算した。第 10 図はその結果で沈みこむ Lithosphere の上面と海溝より大陸側の動かない Lithosphere (Marginal sea の下) の下面のところに生ずる stress が数 100 bars 程になり、熱流量の説明ができると考えた。彼のモデルは Lithosphere の考えを取り入れた Convection モデル (§ 3-①) であるが日本海のような Marginal sea では浅い地震が全くないことなどを考えると、多少不自然のように思える。数 100 bars もの shear stress があれば地震活動が十分期待されるからである。それならば深発地震面に沿ってこの発熱があるとしてどの程度の量があれば熱流量を説明することができるであろうか?。MIT の Minar & Toksöz らと HFU 論文ではほぼ同時期にこの問題と取り組んだ。第 11 図に示すようなモデルを考えて熱輸送の方程式を数値計算によって解いたのである。モデルにとって重要な parameter としては沈みこむ Lithosphere に沿っての発熱量 H_E (水平面を通して流出する熱流量の単位に換算), effective な熱伝導率 K_M (固体内の伝導によるもの他に magma の上昇などの advection の項を近似的に代表するもの), それに発熱のはじまる深さ D_H などである。第 12 図に Minar & Toksöz (1969) の結果の 1 例を示す。他の定数 (沈みこむ層の厚さや速度, 初期温度分布など) に多少の違いはあるけれども, HFU モデルとの主なる違いは $D_H = 0$, $K_M = 0$ とした点である。また、発熱としては § 4 の ①, ③ 及び ② の (a) と (c) を考えている。 H_E は 4 HFU 程度であるが K_M を 0 としたために熱的な時定数が非常に長くなる (ふつうの熱伝導率, 0.01

cal/cm sec deg , では100 Kmの深さに対して数億年である)。そのため図のように1億年たっても内部の温度が上昇するだけで表面にまで熱が伝わってきていない。また $D_H = 0$ としたために、海溝部での発熱がそのまま地表に出て、異常に高い熱流量を示してしまふ。第13図はHFU論文で提唱された東北日本の断面を最もよく説明するモデルの温度分布と熱流量の図である。このときのパラメーターは $H_E = 6 \text{ HFU}$, $K_M = 0.10 \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot \text{deg}$, $D_H = 60 \text{ Km}$ である。図の点々をほどこした部分は熱伝導率がeffectively増して $K = K_0 + K_M$ (K_0 はふつうの造岩鉱物の伝導率)となっている部分である。実際の熱流量の観測値と比較したのが第14図である。これは第2図のA-A'線に沿って見た断面で○印は巾100 Km以内の観測値を投影したものである。パラメーターを変えた多くのモデルについて熱流量を検討した結果、 H_E は5~6 HFU, (つまり、発熱量の $\frac{1}{4}$ は主に Lithosphere を温ためるために費やされているのである); K_M は0.08~0.10 $\text{cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot \text{deg}$ (これは通常の熱伝導率 K_0 の約10倍である), $D_H \sim 60 \text{ Km}$ 以外の値ではうまく説明できないことがわかった。これらのパラメーターの意味について考える前に第13図をもう一度みてみよう。これは発熱及び沈みこみが始まってから1億年後の断面図であるが、その温度分布は大変複雑で沈みこんでいくLithosphere はまわりより100~300度も温度が低くここに大きな温度の逆転が起っている。そのためこの層の密度は約0.01 g/cm^3 程大きく、また、たて波速度 V_p も約0.01 Km/sec 程大きいことが期待される。また表面への熱流量が2 HFUを超える領域が起きはじめる時、地上でみられるような地殻内の変成作用が起きると仮定するなら(この仮定はあまり根拠がない)それは第15図から約5千万年後からと言える。第15図は第13図と同じモデルについて2千万年毎の熱量を示したものでLithosphereの沈みこみと、それに沿った発熱によって熱流量を説明するモデルの熱機関としての効率の特性を表わすものといえよう。さらにこの1億年という時点で突然発熱も沈みこみも止んだとすると、第16図に示すようにわずか2千万年足らずで表面の熱流量はふつうの地域のそれ(~1.5 HFU)と同じになってしまふ。また島弧からMarginal seaの地域の上部マントルの温度は、Kushiro et al., (1968)による水を含んだ Peridotite nodule の固相線を超えている部分が広く存在する。(13図の点々の領域)もしこれが地震波の低速度層であるとすると深発地震の面に至るまでが全て低速度層となる。さてHFU論文で得られたパラメーターについて考えてみよう。Stress heating H_E が5~6 HFUというのはLithosphereの沈みこみ速度($v = 3 \text{ cm/yr}$)を考えると§4-③から $\sigma \sim 2 \text{ kb}$ となる。

ふつう地震の断層模型から推定される stress drop はせいぜい 1000~3000 bars であるから約 1 桁大きい stress が働いていることになる。もっとも地震から推定された stress drop がまわりに働いている stress の全てを表わすとも限らないから数 kb という stress が Lithosphere に沿って実際に働いていてもよいかも知れない。またもし粘性流体であるとして、速度勾配が 10 Km 程度に集中しているとする粘性係数は $\sim 10^{22}$ poise となる。これも上方への Heat transfer が効果的であるような部分的に熔けているような物質を考えるとやや大きすぎるような値であるが粘性率に関する情報が不足しているので何とも言えない。その他に重要な要素として相転移による発熱が考えられる。相転移は全体的に起こるのではなくむしろ局所的なので第 1 表の最後の列に示したように全体にならしてしまおうとあまり大きな値にはならないが、たとえば O1-Sp 転移は 300~400 Km の深さでは重要となってくるだろう。HFU 論文では発熱が一様であると仮定しているが実際には比較的浅い 60~250 Km 附近は stress heating が、それより深いところでは O1-Sp 転移と stress heating がその主な発熱源となっているのかも知れない。次に K_M であるが、これは計算の都合上、熱伝導方程式の伝導率を effective に K_M だけ増したのであって、ここでは全体として Lithosphere 以外には動かない媒質について問題を扱っている。上のことに注意して上方への Heat transfer を物質が移動したことによるものとするとその量は平均として $0.3 \text{ cm}^3/\text{cm}^2 \cdot \text{yr}$ 程になる。これは Lithosphere の動きに対しては無視できるほどであるが § 3 の advection model で想像されたように上部マントルの途中に蓄積され続けるとすればたいへん大きな量になる。仮りに 5 千万年も続くとすれば 150 Km もの厚さになってしまう。これは Lithosphere の上側、つまり日本海の下の上部マントルの体積にも匹敵する量となる。このことは日本海が、海洋中央海嶺のようにはっきりとした湧き出し口を持たない、Penetrative な magma の上昇によって出来上がったのかも知れないという Marginal sea の Origin に関する説 (HFU 論文; 上田, 松田 1970) の一つの傍証となる解釈と言えよう。また Sugimura et al. (1963) は東北日本に噴出した第 4 紀の火山物質の体積を見積っているが、その値は $0.002 \text{ cm}^3/\text{cm}^2 \cdot \text{yr}$ であり上で推定された値の約 1% 程である。言いかえれば地表に出てきたのは 1% で残りは顔を出していないといえよう。

さて、東北日本以外の島弧ではどうであろうか。第 2 図で B-B', C-C' の線で示されている沖縄、千島ではさきほどのパラメータ H_e , K_M , D_H はそれぞれ (10~11 HF

U, 0.10 cal/cm·sec·deg, 60~80 Km), (7~9 HFU, 0.10 cal/cm·sec·deg, 60~80 Km)と結論される。第17図に太平洋をとりまく島弧-海溝系を示した。実線の○印は上のモデルでかなりよく説明できたところであり、伊豆・マリアナをはじめとする残りの島弧は情報不足かあまり顕著な関連がないようにみえるところである。

§ 6 結 び

最近島弧下の上部マントルについて問題となっている熱過程について、簡単にふりかえてみたが、以上のような“勝手な想像”が許されるほど情報は少ないのである。たとえば島弧下に沈みこんでいると考えられているLithosphereを動かす原動力は何で、どの程度のものなのか?とか、深発地震の原因は何でそこに働くstressのupper limitはどれだけだろうか?などはまだ何一つ答えられていない。熱流量についても同じことで、何故海と陸での地殻熱流量がほぼ同じ値を示すのか、という重大問題は未だに解決されていない。また上部マントル、特にMarginal seaの地域の粘性的な流動特性に関する実験や観測は全く不十分である。島弧下の熱過程を論ずるとき上のような情報は不可欠のもので、今後大いに研究されなければならない。

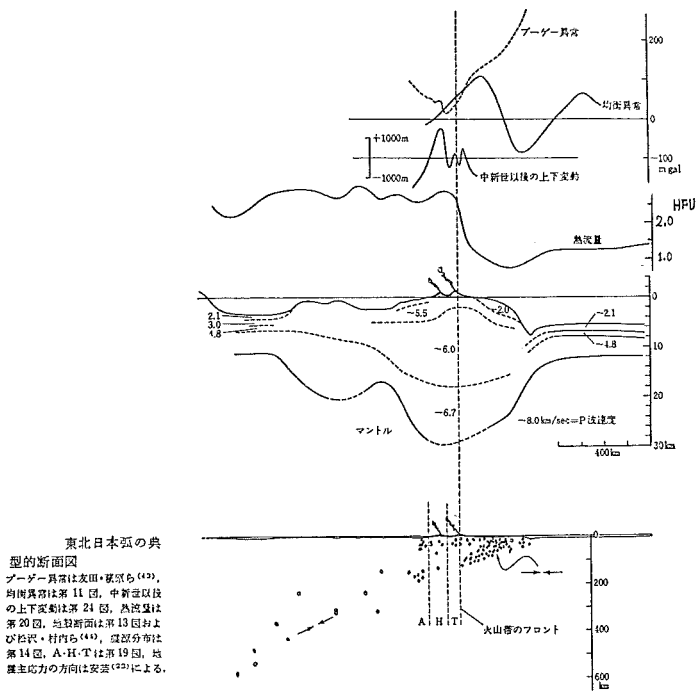
§ 7 謝 辞

以上の議論は長谷部紀元氏(東大理)の精力的なモデル計算の研究と上田誠也氏(東大震研)の適切かつ洞察豊かな援助・指導なしには成立しなかった。また竹内均氏(東大理)をはじめとする地球及び或星内部物理学研究室の諸氏との貴重な議論、金森博雄氏・渡部暉彦氏など多くの方々の批判的議論に負うところが大変大きい。ここにあらためて感謝致します。

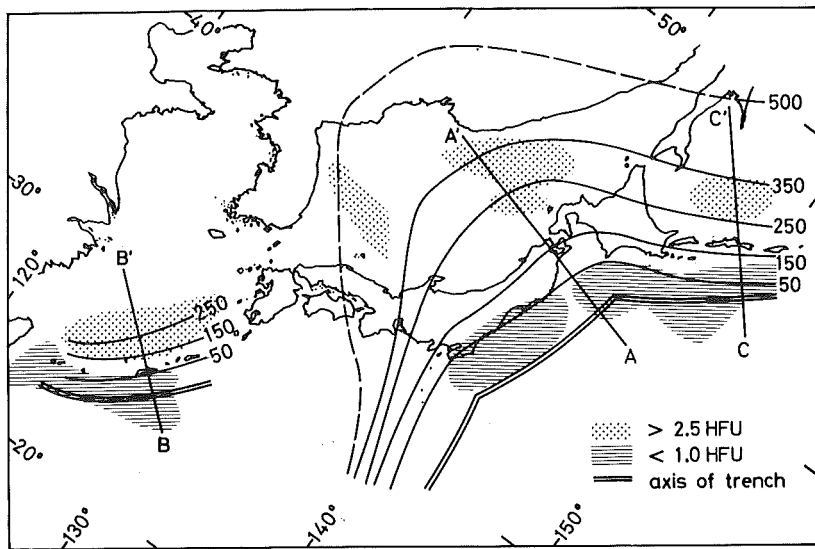
文 献

- Elsasser, W., 'Convection and stress propagation in the upper mantle', (1967), (Preprint); in *The Application of Modern Physics to the Earth and Planetary Interiors*, S.K. Runcorn ed., Wiley-Interscience, (1969)
- Hasebe, K., N. Fujii, and S. Uyeda. 'Thermal processes under island arcs', *Tectonophysics*, (1970) in press.
- Holmes, A. 'Principles of Physical Geology' 2nd ed. Thomas Nelson and Sons Ltd., London. (1964)
- Isacks, B., J. Oliver and L. R. Sykes, 'Seismology and the new global tectonics'. *J.G.R.* 73, 5855-5899, (1968)
- Kanamori, H., and K. Abe., Deep structure of island arcs as revealed by surface waves, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.* 46, 1001-1025, (1968)
- Kushiro, I., Y. Syono, and S. Akimoto, 'Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures.,' *J.G.R.* 73, 6023-6029, (1968)
- Langseth, M.G. Jr., X. Le Pichon, and M. Ewing, 'Crustal structure of the mid-ocean ridges; 5. Heat flow through the Atlantic ocean floor and convection currents.,' *J.G.R.* 71, 5321-5355, (1966)
- Lliboutry, L., 'Sea-floor spreading, continental drift and lithosphere sinking with an asthenosphere at melting point.' *J.G.R.* 74, 6525-6540, (1969)
- McKenzie, D.P. 'Speculations on the consequences and causes of plate motions,' *Geophys. J.* (1969)
- McKenzie, D.P. and J.G. Sclater, 'Heat flow inside the island arcs of the northwestern Pacific.' *J.G.R.* 73, 3137-3179, (1968)
- Minear, J.W., and M.N. Toksoz, 'Thermal regime of a downgoing slab and new global tectonics, (1969) preprint. (Tectonophys.. (1970) in press)
- Miyashiro, A., 変成岩と変成帯, (1965)

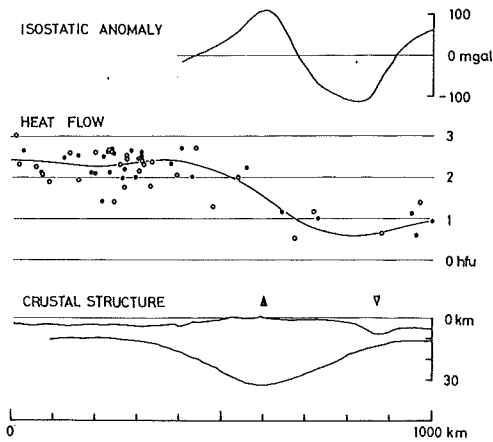
- Sheinmann Y. M., 'Tectonics of the upper parts of the mantle under geosynclines and island arcs' Geophys. Monograph 12, 466-472, (1968)
- Sugimura, A., T. Matsuda, T. Chinzei, and K. Nakamura, 'Quantitative distribution of late Cenozoic volcanic materials in Japan.' Bull. Volcanologique. 26, 125-140, (1963)
- Sugimura, A., and S. Uyeda. 弧状列島. 科学 I-VII, (1968)
- Takeuchi, H., and S. Uyeda, "A possibility of present-day regional metamorphism." Tectonophysics. 2, 59-68, (1965)
- Turcotte, D.L. and E.R. Oxburgh, "A fluid theory for the deep structure of dip-slip fault zones" Phys. Earth Planet. Int. 1, 381-386 (1968)
- 上田誠也・松田時彦, (1970), 本号



第1図、東北日本弧の典型的断面図(杉村・上田1968より)



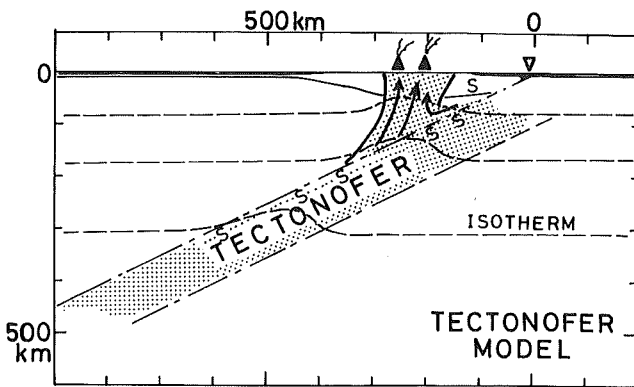
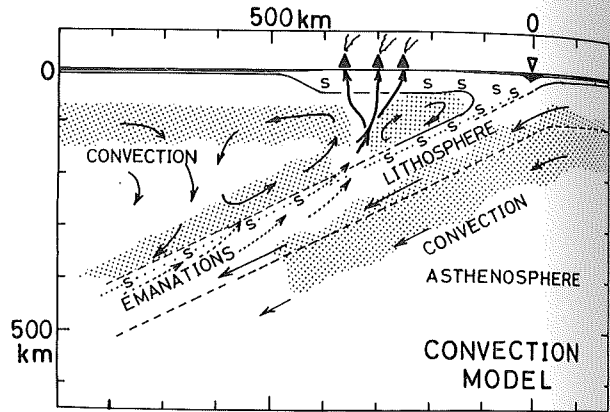
第2図、千島・東北日本・沖縄地域の熱流量の分布と
 深発地震面の等深線。



第3図 東北日本(2図A-A')の地殻構造、熱流量と重力異常(HFU論文より)

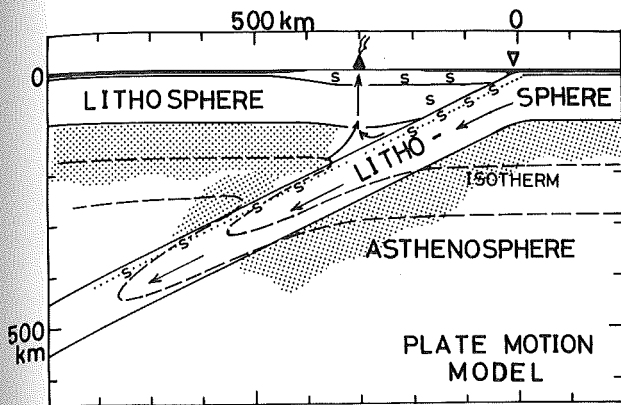
第4図

Convection model, ▲印は島弧(または火山), ▽印は海溝, S印は地震活動のある領域, [点線]は比較的流動しやすい領域を示す。--->は流れまたは動きの方向を示す。長い破線---は等温線を模式的に表わしたもの。(以下7図まで同様)。Hollister(1964)より arrange.



第5図

Tectonofor model, 深いマントルでの等温面のゆがみから発達して島弧系を作ったenergy guideとしてのTectonofor, Sheinman, 1968, より arrange.

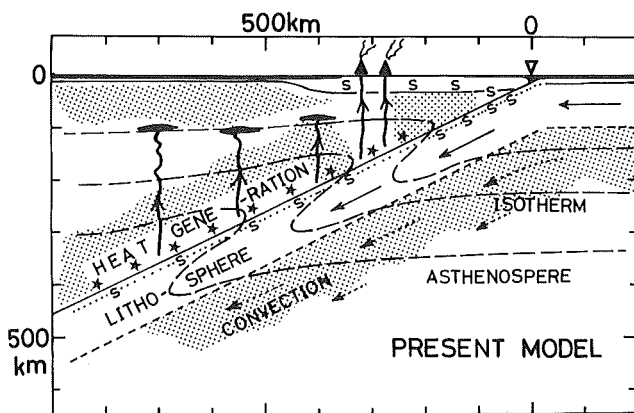


第6図

'Plate motion model', 等温面(破線---)は著者加筆, Isacks et al.1968, より arrange.

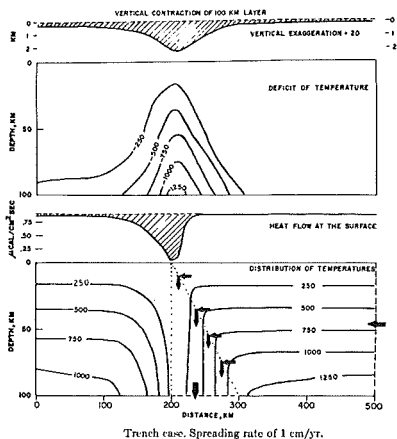
第7図

'Advection model' は途中で固化して地表には出てこない'マグマ'の象徴, 杉村・上田(1968), より arrange.

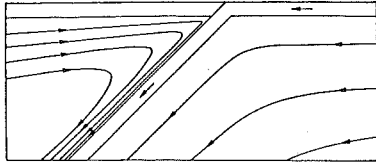


第8図

海溝附近の地形・温度分布・熱流量(流れは1cm/yr) Langseth et al. (1966)より

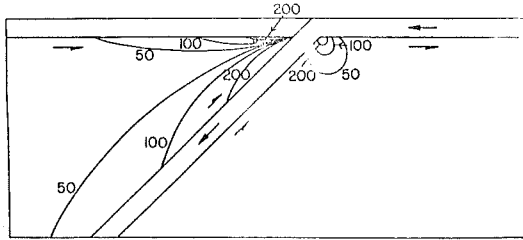


Trench case. Spreading rate of 1 cm/yr.



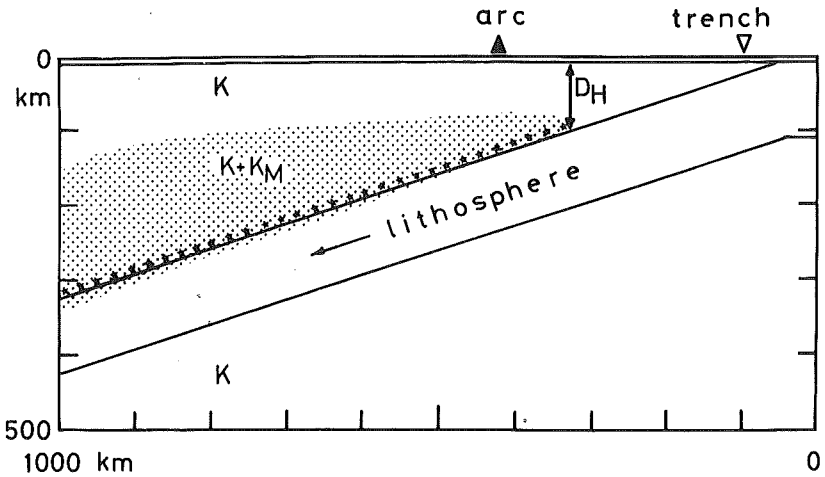
Stream lines for flow within the mantle. Motion is with respect to the plate behind the island arc, and is driven by the motion of the other plate and of the sinking slab. Thermal convection outside the slab is neglected, and the lithosphere is 50 km thick.

第9図 Lithosphere の沈みこみとマントル内の対流。(矢印は流線)
Mc Kenzie(1969)より

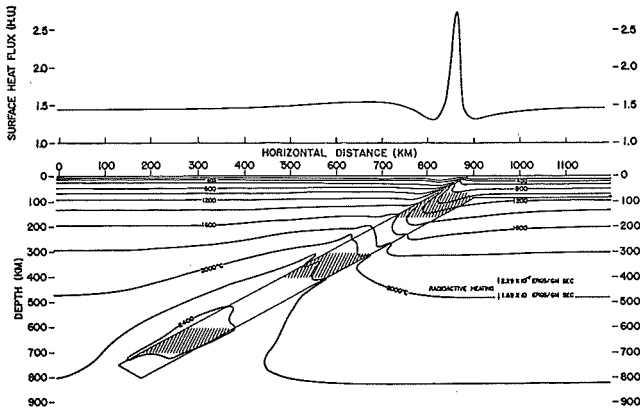


Shear stresses in bars caused by the flow in Fig. 6. The half arrows show the direction of the forces exerted by the fluid on the plates and slab. The stresses on the plate behind the island arc exceed those on the plate in front. The lithosphere is 50 km thick.

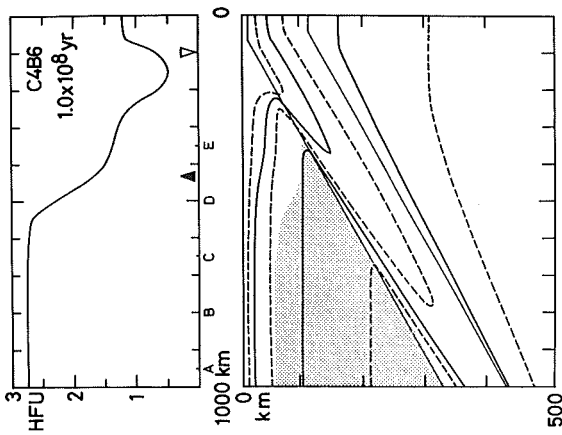
第10図 9図に対応する流体内の Stress 分布, 単位は bars である。
Mc Kenzie(1969)より



第11図 計算に用いたマントルのモデル, 記号は本文参照
HFU論文より。

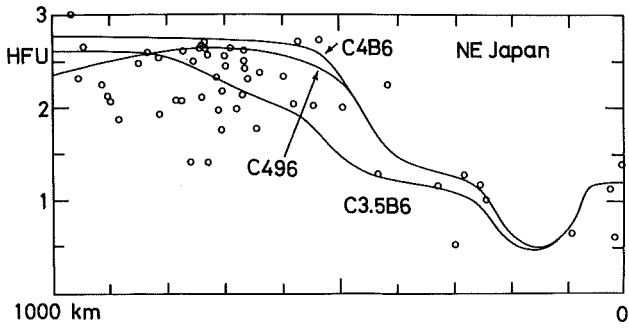


第12図 沈みこむ速さ $1\text{cm}/\text{yr}$ のときの1億年後の温度分布と熱流量。Miner & Toksoz (1970)

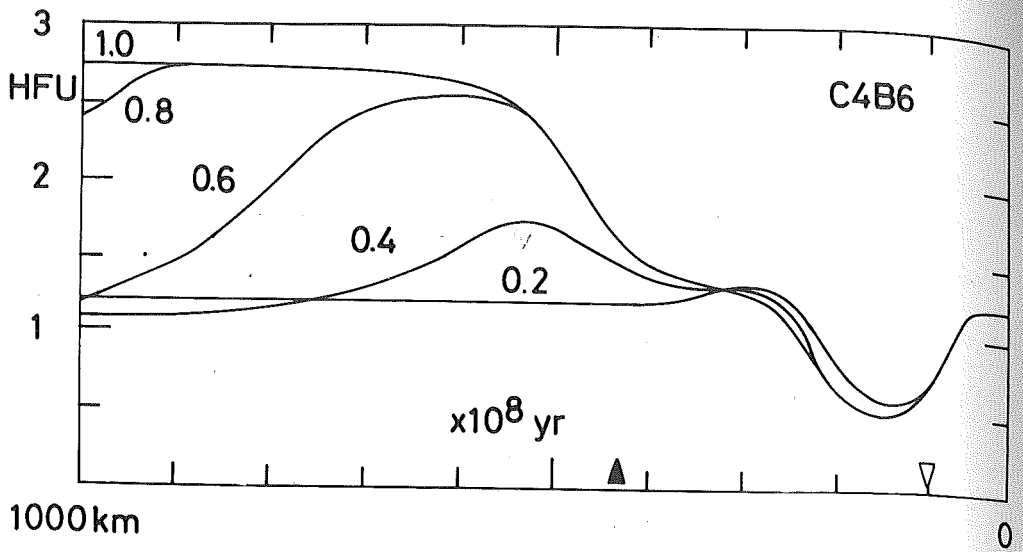


第13図

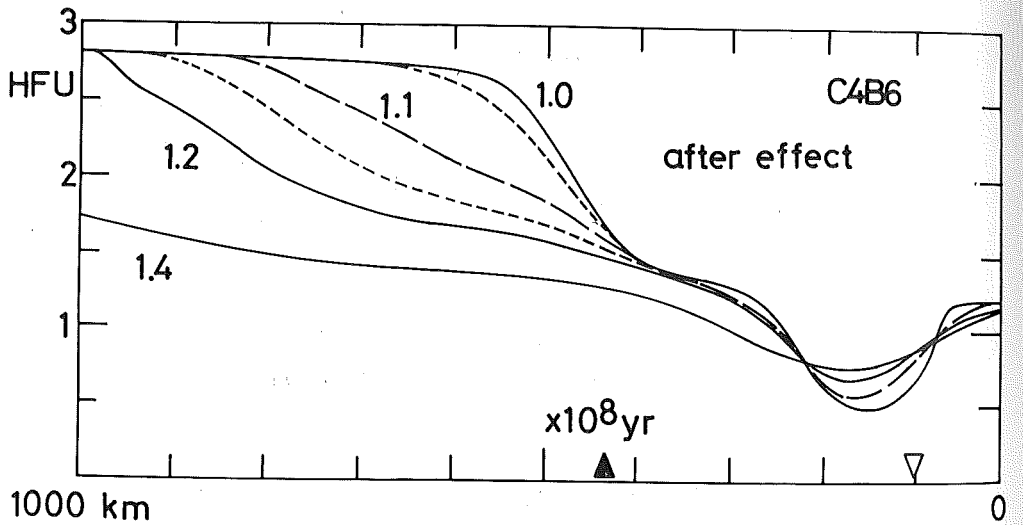
C4B6の場合(パラメータは本文参照)の温度分布と熱流量。---は 250° 毎、—は 500° 毎の等温線, HFU 論文より。



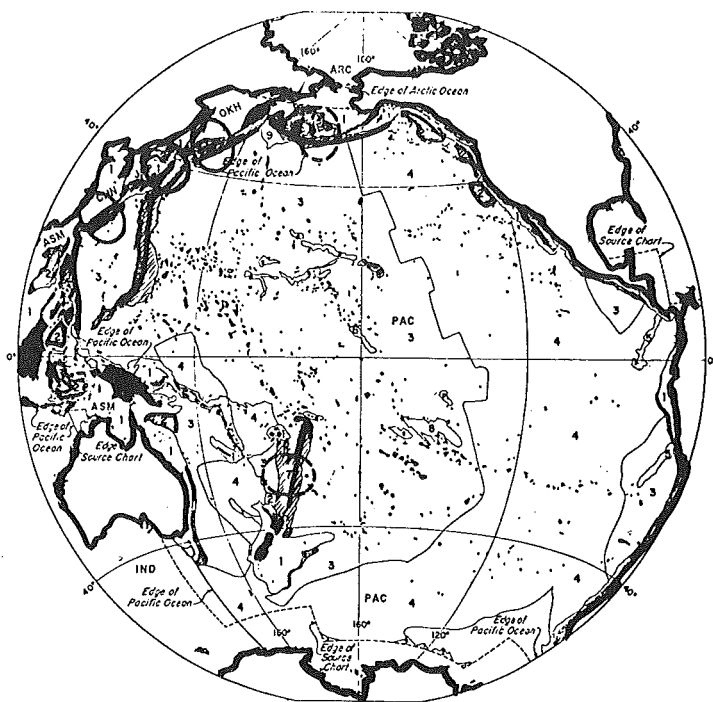
第14図 熱流量の観測値(○印, 2図A--A'線の両側100kmの投影)と合格したCase,



第15図 C4B6の場合の表面熱流量の時間的变化(13~16図の横軸は全て11図と同じ) HFU論文より



第16図 C4B6の場合の1億年後に発熱と流れが止まってからの熱流量の変化。



第17図 島弧—海溝系で熱流量と深発地震活動が詳しく調査されている領域、○はとくに熱流量がHFU論文により説明できる場所

PHASE TRANSFORMATION

	ΔH (cal/gm)	FRACTION	EQUIV. H.F.
(1) DEHYDRATION (Serpentine)	~ -180 ($\sim 800^\circ K$)	$1/20$	~ -0.2 (HFU)
(2) BASALT- ECLOGITE	~ 10 ($\sim 1000^\circ K$)	$1/5$	~ 0.1
(3) OLIVINE- SPINEL	~ 40 ($\sim 1500^\circ K$)	$4/5$	~ 1.5

第1表 相転移による熱収支。 ΔH のdataは(1), (3)はHFU論文, (2)はMinear & Toksoz(1969)による。

第3列のFractionはLithosphere内の体積比, 第4列のEquiv.H.F.は転移熱が厚さ100Km, で3cm/yrで沈みこむLithosphere内で発生したとき長さ900Kmにわたって平均的に発熱したときの発熱量を示す。(マイナスは吸熱である)

※ 14, 16図はK, Hasebeの好意による。