大槻憲四郎*: 高压変成岩は中央海嶺の沈み込みによって上昇しうるか?
—簡単な流体力学モデルによる検討—

Kenshiro Otsuki*: Is it possible for high-P metamorphic rocks to be uplifted by subduction of mid-oceanic ridge?—An investigation by a simple hydrodynamic model—

Key words : hydrodynamic model, subduction of mid-oceanic ridge, uplift of high-P metamorphic rocks

はじめに

1990年の日本地質学会(於富山大学)シンポジウム「飛騨山地の形成とプレート造山論」において、丸山ほか(1990)は中央海嶺の沈み込みによって高压変成岩が上昇するとのモデルを提唱した。高压変成岩の上昇は常に起こっているのではなく、プレート沈み込み帯で何か特別の条件が満たされた時にのみ実現するらしい。その条件として中央海嶺の沈み込みが想定されたわけである。中央海嶺付近のリソスフェアは密度が小さいため、それが沈み込めば浮力が生じ、変成された海溝付加物質が絞り出されるというのである。このモデルとその時の討論が定性的であったため、妥当性は不明なままであった。本小論文の目的は三波川変成帯を念頭に置き、このモデルを簡単な流体力学によって検討し、議論を一步前進させることにある。

最近、高压変成帯の上昇機構がやや大きな問題として話題になっているが、Platt & Wallis(1991)のレビューを読む限り、決定的なモデルは提示されていない。なお、筆者の論文(1992)では、高压変成帯の上昇とせん断変形を準3次元lubricantモデルによって説明しているもので、参照されたい。

モデルの定式化

本論文の目的は中央海嶺の沈み込みによって高压変成岩が上昇し得るか否かを判定するだけなので、第1図に示すように、大槻(1992)のモデルより単純にする。沈み込むプレートと上盤プレートは剛体とし、それらの間に粘性係数 μ の付加物質の層が挟まっている。付加

第1図. 中央海嶺の沈み込みによって高压変成岩が上昇するという仮説(丸山ほか, 1990)(上の図)とその流体力学モデルおよび座標系(下の図)。

物質層の厚さ h は一様で、奥行きは $2k$ であるとする。座標の原点を沈み込むプレートの上面で、付加物質層の奥行きの中点に置く。海溝側を x 軸の正の向き、上方を y 軸の正の向きとする。プレートの沈み込む速度は U である。中央海嶺で生産されたばかりのプレートは密度が小さいため、それが沈み込むと浮力が生じる。付加物質はこの浮力で上方に押し縮められるが、その速度を V とし、 x に関して一定であると仮定する。

この問題は圧力勾配が存在している場合のクエットの流れと同等で、流体力学の教科書(例えば、西山, 1971)の基本問題である。ナビエ・ストークスの運動方程式は

1991年11月29日受付。1992年4月17日受理。

* 東北大学理学部地質学古生物学教室。Institute of Geology and Paleontology, Faculty of Science, Tohoku University, Aobayama, Sendai 980, Japan.

第2図. 流体力学モデルにおいて, $k=150$ km, $h=5$ km, $U=5$ cm/y, $V=3$ mm/y とした時の速度 u の分布.

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \mu \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \quad (1)$$

である. ここでは u は x 方向の速度である. p は圧力で, $h \ll k$ であることから y には依存しないものとみなしてよい. 式(1)を $y=0$ で $u=-U$, $y=h$ で $u=0$ の境界条件の下で解くと

$$u = \frac{1}{2\mu} \frac{\partial p}{\partial x} (y-h)y + \left(\frac{y}{h} - 1 \right) U \quad (2)$$

となる. この式が意味するのは, プレートが沈み込むことによる効果(右辺第2項)と圧力勾配による効果(右辺第1項)の和として速度 u が決定されるということである.

このモデルの場合の圧力とは, 沈み込んだ若い低密度のプレートの浮力によって付加物質層が上方に押し付けられることに起因するものである. 実際に, $y=0$, h で $u=0$ の境界条件の下で式(1)を解くと,

$$u = \frac{1}{2\mu} \frac{\partial p}{\partial x} (y-h)y \quad (3)$$

を得る. 浮力によって押し付けられた付加物質は x 方向に絞り出される. 任意の x 地点で絞り出される付加物質の流量 Q_x は, 式(3)から

$$Q_x = \int_0^h u dy = -\frac{h^3}{12\mu} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (4)$$

である. 他方, V が x に依存しないと仮定したので, $Q_x = V \cdot x$ の関係が成り立つ. これらのことから,

$$\frac{\partial p}{\partial x} = -\frac{12\mu V}{h^3} x \quad (5)$$

を得る. このようにして求められた圧力勾配を式(2)に代入すると

$$u = \frac{(h-y)}{h} \left\{ \frac{6V}{h^2} xy - U \right\} \quad (6)$$

を得て, モデルの速度分布が完全に求められたわけである. u は y に関して放物線である. 第2図には1例として, $h=5$ km, $k=150$ km, $U=5$ cm/y, $V=3$ mm/y の時の速度分布を示した. この図から, プレートの沈み

込みと中央海嶺の沈み込みによる浮力の効果が理解されよう.

本論文で問題にするのは高圧変成岩の上昇, すなわち x が正で, より原点に近い位置で u が正になることである. ここで $x_1/k=m$ として補助変数 m を定義すると, 地点 x_1 においては u は

$$y_1 = \frac{h}{2} \left(\frac{Uh}{6Vkm} + 1 \right) \quad (7)$$

で最大値をとるが, x_1 地点の付加物質が絞り出されるためには, $y_1 < h$ すなわち

$$U/V < 6 \text{ mk/h} \quad (8)$$

を満足しなければならない. なお, u の最大値 $u_{\max}$ は

$$u_{\max} = \frac{(hU - 6Vkm)^2}{24 hkmV} \quad (9)$$

となる. 式(9)から V を求めると,

$$V = \frac{h}{6km} [U + 2u_{\max} \pm 2\{u_{\max}(u_{\max} + U)\}^{1/2}] \quad (10)$$

となる. ここで式(8)の条件を充すのは+符号の場合だけである.

次に, 付加物質層内の圧力を求めよう. p はリソスタティックな圧力からのずれを表すので, $x=k$ で $p=0$ である. この境界条件の下で式(5)を解くと,

$$p = 6\mu V(k^2 - x^2)/h^3 \quad (11)$$

となり, 平均圧力 p_{mean} は

$$p_{\text{mean}} = \left\{ \int_{-k}^k p(x) dx \right\} / 2k = \frac{4\mu k^2}{h^3} V \quad (12)$$

となる. 式(10)を式(12)に代入し,

$$p_{\text{mean}} = \frac{2\mu k}{3h^2 m} [U + 2u_{\max} + 2\{u_{\max}(u_{\max} + U)\}^{1/2}] \quad (13)$$

を得る. 先に述べた丸山ほか(1990)の説の妥当性は, この平均圧力が中央海嶺の浮力とつりあっているか否かによって検証され得るのである.

第3図. Wet quartzite がせん断歪速度 $\dot{\gamma} = 10^{-13}/s$, $5 \times 10^{-13}/s$, $10^{-12}/s$ で流動する時の温度とせん断応力 τ との関係. 三波川変成帯について, $\dot{\gamma} = 5 \times 10^{-13}/s$ の場合, 粘性係数 μ が $10^{17} \sim 10^{23} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ である地下深度も合せて示してある.

討 論 と 結 論

以下に中央海嶺の沈み込みによって生じる浮力が, 実際に高圧変成岩を絞り出し得るか否かを検討してみよう.

中央海嶺と深海平坦面との比高 d は, せいぜい 3000 m である. この比高は冷却とともにリソスフェアの密度が増加するためである. このような比高を生じさせる浮力 F は, 海水の密度を ρ_w , アセノスフェアの密度を ρ_m , 重力加速度を g としたとき,

$$F = (\rho_m - \rho_w)gd$$

である. $\rho_m = 3300 \text{ kg/m}^2$, $\rho_w = 1000 \text{ kg/m}^2$, $d = 3000 \text{ m}$ としたとき, F は約 68 MPa となる.

粘性係数 μ の値が最も不確実なので, $p_{\text{mean}} = F$ として μ を求め, その値が妥当か否かを検討することしよう. ここではもっともらしい値として $k = 150 \text{ km}$, $h = 5 \text{ km}$, $m = 1/3$ (すなわち, $x_1 = 50 \text{ km}$ で, 海溝から

の距離が 100 km), $U = 5 \text{ cm/y}$ と仮定する. 三波川変成帯では u_{max} は既知である. すなわち, Isozaki & Itaya (1990) によれば, 変成岩の上昇速度は約 0.5 mm/y である. これは変成岩の温度・圧力図と同位体年齢測定の対象となる各種鉱物の閉鎖温度から圧力履歴を求め, これを上昇履歴に換算したもので, u_{max} そのものではない. これを u_{max} に換算するには, 上昇速度をプレート沈み込み帯の傾斜角の正弦で割らなければならない. 傾斜角を 10 度とすると, u_{max} は約 3 mm/y, 15 度とすると約 2 mm/y となる. $F = p_{\text{mean}} = 68 \text{ MPa}$ で $u_{\text{max}} = 2 \text{ mm/y}$ の場合には, 式(13)から $\mu = 2.4 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ となる.

問題は上で求めた粘性係数が妥当か否かである. そこでまず, Ord & Hobbs (1989) と同様に, 流動則

$$\dot{\gamma} = \{ \dot{\gamma} / (3^{(n+1)/2} AG^{-n}) \}^{1/n} \exp(Q/RTn) \dots \dots \dots (14)$$

を用い, wet quartzite について $n = 1.8$, $Q = 151 \text{ kJ/mol}$, $AG^{-n} = 3.27 \times 10^{-4} \text{ MPa}^{-1}/s$ として, せん断

応力 τ と温度 T との関係を求め、Fig. 3 に示した。せん断歪速度 $\dot{\gamma}$ については、 $du/dy=U/h$ からほぼ $3.2 \times 10^{-13}/s$ であるので、 $\dot{\gamma}=10^{-13}/s$, $5 \times 10^{-13}/s$, $10^{-12}/s$ の 3 つの場合について図示してある。式(14)の τ と $\dot{\gamma}$ との関係から μ を見積もることができるが、 $\dot{\gamma}=5 \times 10^{-13}/s$ の場合について、 $\mu=10^{17} \sim 10^{23} \text{Pa} \cdot s$ に対応する温度を求めた。そして、Banno & Sakai (1989)による三波川変成帯の温度・圧力履歴からこれらの温度に対応する地下深度を求めて図の右側に示した。

先に求めた $2.4 \times 10^{18} \text{Pa} \cdot s$ という粘性係数に対応する温度は約 500°C で、地下深度 40 km 弱にあたり、ざくろ石帯に相当する。すなわち、深度 40 km 以深の付加物質は、中央海嶺の沈み込みによる浮力によって絞り出され得る程度に低粘性である。しかし、40 km 以浅の粘性係数は数桁大きいので、ほとんど絞り出されることはなく、深部物質の絞り出しをしっかりと阻止していることになる。

次に、 U が小さいほど高圧変成岩の絞り出しが容易なので、 $U=0$ すなわち中央海嶺が沈み込んだ直後に沈み込みが停止した場合を想定してみよう。この場合であっても、絞り出され得るのは、 $\mu=2.2 \times 10^{19} \text{Pa} \cdot s$ 以下、すなわち約 30 km 以深の物質ということになり、

状況はあまり改善されない。

言うまでもなく、中央海嶺の沈み込みによる浮力は高圧変成岩の上昇を促進するファクターではある。しかし、上に述べたモデルによって検討した限り、その寄与度は大変小さいものと結論せざるを得ない。

文 献

- Banno, S. and Sakai, C., 1989, Geology and metamorphic evolution of the Sanbagawa metamorphic belt, Japan. In Daly, J. S., Cliff, R. A. and Yardley, B. W. D., eds., *Evolution of Metamorphic Belts*, Geol. Soc. Spec. Pub., no. 47, 519-532.
- Isozaki, Y. and Itaya, T., 1990, Chronology of Sanbagawa metamorphism. *Jour. Metamorphic Geol.*, 8, 401-411.
- 丸山茂徳・磯崎行雄・相馬恒雄, 1990, 新版日本列島地体構造論と新しい造山運動論. 日本地質学会第 97 年学術大会演旨, 34-35.
- 西山哲男, 1971, 流体力学Ⅱ. 日刊工業新聞社, 193p.
- Ord, A. and Hobbs, B. E., 1989, The strength of the continental crust, detachment zones and the development of plastic instabilities. *Tectonophysics*, 158, 269-289.
- 大槻憲四郎, 1992, プレーートの斜め沈み込みによる高圧変成帯の上昇とせん断変形—準 3 次元 lubricant モデルによる検討—. 地質雑, 98, 435-444.
- Platt, J. P. and Wallis, S. R., 1991, 高圧変成岩はどうやって上昇したのか. 科学, 61, 535-543.