

大陸リソスフェアのレオロジー：80年代以降の ジオダイナミクス学の進展

Rheology in the continental lithosphere: Progress in the field of geodynamics since 1980's

竹下 徹*
Toru Takeshita*

Abstract: The age of plate tectonics has now been over, and the age of post-plate tectonics has started since 1980's. While plate tectonics is basically the tectonics of oceanic plate, post-plate tectonics focuses on continental tectonics. Continental plate is not regarded as rigid plate based on the rheology of constituting minerals. In fact, numerous observations suggest that ductile deformation has prevailed in the continental lithosphere, particularly in the area of high geothermal gradient. Evidences of the weak continental lithosphere include (1) the block rotation of continental crust, (2) elastic bending of continental lithosphere, (3) elevation of high-pressure metamorphic rocks by continental extension and many others. In this paper, the items, (1), (2) and (3) will be briefly reviewed.

はじめに

最近の地球科学は著しく速い速度で進展している。1960年代末に登場したプレートテクトニクス説は、周知の様に地球表層部で生じている構造運動を統一的に説明できる画期的な学説であった。地球科学の近代化がプレートテクトニクスによって果たされたといえる。プレートテクトニクスに影響されて、地質学者達はプレートの沈み込み帯(subduction zone)や衝突帯(collision zone)のプレート収束帯で生じる現象の解明に向かっていった。この流れは日本では“放散虫革命”と呼ばれる、付加体の時代論と構造形成の研究に引き継がれていった(例えば

Ichikawa et al., 1990)。

しかし、1980年代に入って、固体地球科学はpost-プレートテクトニクスの時代を迎えた。プレートテクトニクスとは、いってみれば海洋プレートテクトニクスであったが、80年代以降は大陸地殻テクトニクスが研究の主体になってきた。意外にも大陸地殻テクトニクスはそれまで十分研究されてこなかったのである。

大陸地殻テクトニクス研究の発端はアメリカにおけるコルディレラ変成コアコンプレックスの研究(Crittenden et al., 1980)にあった様に思える。変成コアコンプレックスの研究を機に拡大テクトニクスの研究が一気に開花した。一方、造山帯(変成帯)の研究ではP(Pressure)-T

1993年10月4日受付。1994年1月21日受理。

*広島大学理学部地球惑星システム学科

Department of Earth and Planetary Systems Science, Hiroshima University, Higashi-Hiroshima, 724 Japan

(Temperature)-D(Deformation)-t(time)履歴という視点が導入され、大陸内部変成帯の形成・上昇プロセスが厳密に議論され始めた(例えば England & Thompson, 1984). さらに、大陸地殻の構造形成プロセスの研究は、大陸地殻を横断する規模での地震探査と結びつき、より具体的になってきている(例えば Mereu et al., 1989).

この様な大陸地殻テクトニクスの研究からは、大陸プレートが地質時代を通じて剛体的に振舞ってきたとはほど遠いイメージが得られてきた。すなわち、大陸プレートは圧縮および引張りテクトニクスに呼応して容易に厚化および薄化しており、極めて流動的であるという事実である。

小論では、第II節で実際の岩石変形実験に基づく大陸プレートの強度断面を示し、地温勾配の関数として大陸プレートの厚さを議論する。第III節では、大陸プレートが流動的であると考えられるに至った様々な地質学および地球物理学的証拠が列挙され、それらの一部が簡潔に解説される。最後に第IV節で、まとめと今後の大陸リソスフェア研究の展望が述べられる。

大陸プレートの降伏強度断面

海洋および大陸プレートに関わらず、プレートとは地質学的時間スケール(例えば1Ma)の間に殆ど塑性変形をせず剛体的に振舞う岩板と定義できる。海洋リソスフェア(プレート)は比較的薄い玄武岩質地殻(平均7km)と最上部マントルよりなる。従って、海洋リソスフェアの厚さを考える場合は、マントルの主要構成鉱物であるカンラン石のレオロジーのみを考えれば良い。海洋リソスフェアとアセノスフェアの境界はカンラン岩のソリダス温度(例えば15kbで1300°C)で定義されてきたが、実際には岩石は融解以前に十分流動的になる。変形実験に基づけば、地質学的歪速度でカンラン岩が流動的になる温度は800~900°Cである(例えば Kirby & Kronenberg, 1987のカンラン石の変形実験についてのレビュー参照)。従って、海洋リソスフェ

アとアセノスフェアの境界は800~900°C程度の等温面で定義されよう。

大陸プレートはその上部に厚い大陸地殻をもっているため、その厚さを求めるのがやや複雑になる。ここでは、大陸プレートの強度断面を求める方法を説明し、その後大陸プレートの強度断面の特徴を解説する。

岩石は高温では流動的であるが、低温では流動応力が非常に高いので破壊する(断層が形成される)。岩石の破壊機構は摩擦すべりであり、以下の式で近似される(Turcotte & Schubert, 1982)。

$$\sigma_B = \mu \rho g z (1 - \lambda) \quad (1)$$

ここで、 σ_B は岩石の破壊強度、 ρ は岩石密度、 g は重力加速度、 z は深さ、および λ は間隙水圧の岩石荷重圧に対する比である。 μ は岩石の摩擦係数から計算される定数であるが、正断層と衝上断層では異なる値をとる。ここでは、岩石が正断層で破壊するとし、0.8という値を用いた。破壊強度は式(1)に示される様に、温度にも歪速度にも依存せず、深さに比例して増加する。

一方岩石の流動応力、 σ_D (降伏強度、以下単に強度と呼ぶ)は温度に強く依存しており、以下の式で表せられる(例えばTurcotte & Schubert, 1982)。

$$\sigma_D = (\dot{\epsilon}/A_0)^{1/n} \exp(E/nRT) \quad (2)$$

ここで $\dot{\epsilon}$ は歪速度である。 A_0 、 E および n は岩石変形実験によって決定される定数である。 R および T は気体定数および絶対温度である。

岩石は脆性変形と塑性流動のうち強度の低い変形機構で変形する。従って、一般に岩石は地下浅部の低温・低圧力下では脆性変形し、地下深部の高温・高圧下では塑性変形する。

大陸プレートのレオロジーを考える時は、普通大陸プレートが花崗岩質の上部地殻、玄武岩質の下部地殻およびカンラン岩よりなる最上部マントルの三層から構成されると単純化され、各層の流動はそれぞれ石英、長石およびカンラン石の流動で律速されると仮定される。モデル

大陸プレートでは、上部地殻と下部地殻の境界およびモホ面は、それぞれ15および35kmの深さにあると仮定された。本レオロジーモデルで用いられた各鉱物のレオロジーパラメーターは第1表に示される。

大陸プレートを構成する岩石の強度は式(2)に示される様に温度に最も強く依存しているのので、ここでは大陸プレートを構成する岩石強度の温度依存性のみを議論する。従って、本計算では歪速度を $10^{-15}/s$ に固定し、大陸プレート中の平衡地温勾配が15, 20, 25および30°C/kmである4つの場合についてそれぞれ大陸プレートの強度断面が計算された。結果が第1図に示される。第1図の説明図には降伏強度を深さ方向に積分した値、積分応力($F = \int_0^h \sigma dz$, 第5図; Kuznir & Park, 1987)も示される。

第1図から大陸プレートの強度断面が温度に強く依存していることがわかる。すなわち、大陸プレート中の平衡地温勾配が15°Cから30°C/kmまで増加した時、大陸プレートの強度断面は極めて急激に変化している。地温勾配(G)が15°C/kmの時は、最上部マントルでの強度が極めて高く(10kb)、とても最上部マントルが流動できるとは考えられない。天然で流動変形した岩石中では、古応力計による差応力は数百barsから数kbarの値を示す(例えば Weathers et al., 1979)。従ってここでは差応力が1kbar以下では岩石は流動しており、1kbar以上では剛

体として振舞っていると仮定される。差応力が1kbar以上の部分をプレートと考えると、 $G = 15^\circ C/km$ の場合、プレートの厚さは50kmとなり比較的厚い。ただし、下部地殻で低い強度を示す部分はその上下が剛体として振舞うために、流動出来ないと考えプレートに含める。しかし、最下部地殻の強度が極めて小さいため、地殻と最上部マントルがデカップルする可能性はある。

地温勾配が20°C/kmになると、最上部マントルの高い強度を示す部分がなくなっていき、 $G = 25^\circ C/km$ に至ってマントルリソスフェアは完全に消失する。下部地殻の大部分は $G = 20^\circ C/km$ と $G = 25^\circ C/km$ の場合いずれも強度をもっておらず、下部地殻アセノスフェアとなる。 $G = 25^\circ C/km$ の場合プレートの厚さは10kmほどになってしまう。

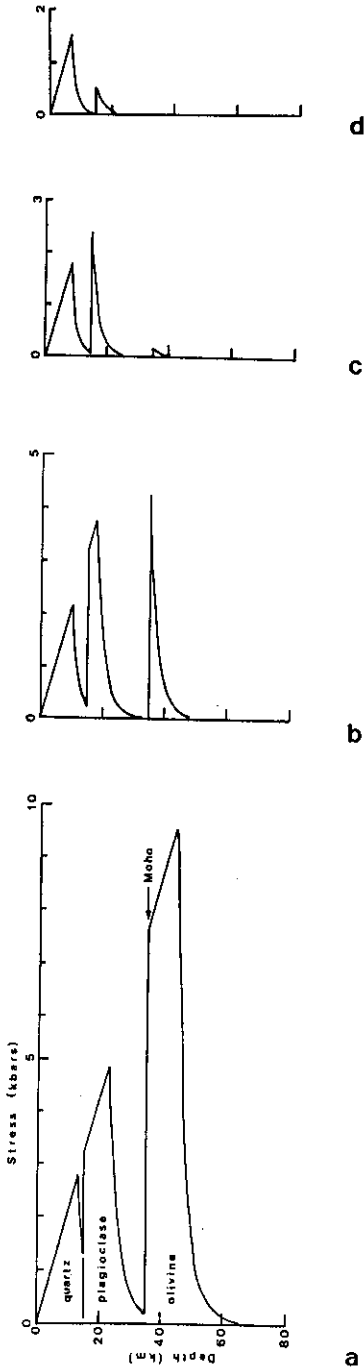
地温勾配が30°C/kmになると、下部地殻で高い強度を示す部分は全くなくなってしまい、大陸プレート中の応力は上部地殻のみによって支えられる。さらに、上部地殻の最上部および最下部は脆性および塑性変形によって低応力で変形するので、プレートの厚さは5km以下になってしまう。まさに、薄皮1枚で支えられているプレートと言えよう(嶋本, 1989)。

積分応力の観点からみると、積分応力が 10^{12} [N/m]のオーダーに下がってきた時点で、大陸プレートの厚さが著しく薄くなってくる

第1表 モデル大陸リソスフェア構成鉱物のレオロジーパラメーター

| | Wet Quartz * | Plagioclase ** | Olivine *** |
|-------|--------------|-------------------|----------------------|
| A_0 | 0.84 | 8.2×10^2 | 1.0×10^{10} |
| n | 2.6 | 3.2 | 3.0 |
| E | 145 | 238 | 502 |

A_0 および E の単位はそれぞれ $[kb^{-n} s^{-1}]$ および $[kJ/mol]$ である。各鉱物のレオロジーパラメーターはそれぞれ* Koch et al. (1989)、** Shelton & Tullis (1981)および*** Kirby & Kronenberg (1987)による。



第1図 大陸プレートの降伏強度断面図. a. G (地温勾配) $=15^{\circ}\text{C}/\text{km}$, F (積分応力) $=1.8 \times 10^{13}[\text{N}/\text{m}]$. b. $G=20^{\circ}\text{C}/\text{km}$, $F=4.6 \times 10^{12}[\text{N}/\text{m}]$. c. $G=25^{\circ}\text{C}/\text{km}$, $F=1.7 \times 10^{12}[\text{N}/\text{m}]$. d. $G=30^{\circ}\text{C}/\text{km}$, $F=9.2 \times 10^{11}[\text{N}/\text{m}]$.

(Kusznir & Park, 1987, 第1図の a から b への変化). 即ち大陸プレートの軟化が起こると言えよう.

変形する大陸プレートの地質学的および地球物理学的証拠

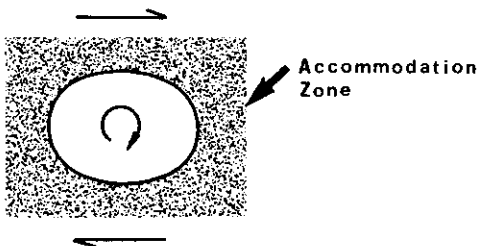
本節では1980年代に入って大陸プレートが流動的であると考えられるに至った様々な地質学・地球物理学的事実が紹介される. それらは, (1)古地磁気の偏角の時代変化から推定される地殻のブロックの回転, (2)薄い弾性的大陸プレート, (3)地殻伸長による高压変成岩の上昇, (4)西アメリカ, Cordillera metamorphic core complex において認められる地殻伸長によって形成されたドーム-低角傾斜構造をもつマイロナイト帯(Crittenden et al., 1980), (5)ヒマラヤ山脈・チベット高原における地殻の短縮・厚化(England & McKenzie, 1982), (6)地震反射波探査によって認められた大陸地殻中下部の良反射面の起源(例えば Mereu et al., 1989), (7) VLBI などによって測地的に証明された大陸伸長・短縮(例えば Heki et al., 1990)および(8)地震震源の伝播速度から推定される大陸(鳥弧)リソスフェアの低粘性率(例えば Rydelek & Sachs, 1990)などである. ここでは, (1), (2)および(3)についてごく簡単に解説する. (4)および(6)については竹下(1991)が簡単な紹介を行った.

(1)古地磁気の偏角の時代変化から推定される地殻のブロック回転

大陸地域で測定された比較的若い時代の古地磁気の偏角が現在の偏角とは大きく異なる場合, その古地磁気ベクトルは地殻のブロック回転を被ったと考えられる. 日本ではすでに多数の古地磁気学研究者が日本海拡大に伴う日本列島の古地磁気の回転を精力的に測定しており(例えば Otofujii et al., 1985), 地殻のブロック回転の研究は良く知られている. ここでは地殻のブロック回転機構および地殻のブロック回転が大陸リソスフェアのレオロジーにとってもつ

意味について議論したい。

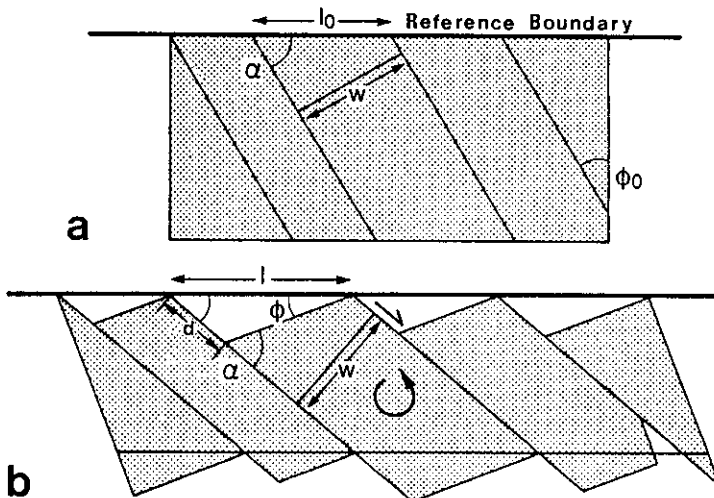
地殻のブロック回転は一般に横ずれ断層に沿う変位に伴って生じると考えられているが、地殻のブロック回転機構には2つの異なる説が存在する。最初の説は McKenzie & Jackson (1983) によって提案されたもので、地殻ブロックは周囲の動きに対して受動的に回転するという考え方である(第2図)。この説では地殻のブロック回転によって生じる可能性のある地殻の重複や地殻間のすきまは、地殻ブロックを囲む延性的なマトリックスの変形によって調節されると考えられる。受動的回転説では、地殻ブロックを取り囲む断層に右(左)横ずれ変位が生じると、



第2図 McKenzie & Jackson (1983)によるブロック回転モデル。

地殻ブロックは時計(反時計)廻りに回転することになる。

一方、スタンフォード大学の A. Nur を中心としたグループは、サンアンドレアス断層沿いなどの横ずれ変形帯では、地殻の変形は多数の平行の横ずれ断層が活動することによってまかなわれると考えた。多数の平行な横ずれ断層に沿って同じセンスの変位が連続して生じると、reference boundary(第3図)に沿うすき間を地殻中に生じてしまう。この様なすき間を閉じるように地殻ブロックは回転するというのが彼らの説である。この説に基づくと、右横ずれ断層によって囲まれるたざく状の地殻ブロックは反時計廻りに回転し、一方、左横ずれ断層によって囲まれる地殻ブロックは時計廻りに回転する結果になる(例えば Garfunkel & Ron, 1985; Nur et al., 1989)。つまり、McKenzie & Jackson 説とは全く逆の地殻ブロックの回転センスが導かれる。実は Nur らの説は結晶内の転位すべりに伴う結晶格子回転の機構と全く同じであることは興味深い(例えば Wenk et al., 1986の Fig. 1を見よ)。結論的に Nur らのグループによる南カリフォルニアや死海地域における精力的な古地磁気測定によって、彼らの唱える地殻ブ



第3図 Garfunkel & Ron (1985)および Nur et al. (1989)によるブロック回転モデル。正弦定理より d/w (短冊状地殻ブロックに平行な方向の剪断歪) $= \sin \phi / (\sin \alpha \times \sin(\alpha - \phi))$ 。この関係式より地殻のブロック回転角 ϕ が求まる。

ロック回転機構のほうが正しいことがほぼ証明された。

大陸プレートの厚さはほぼ脆性-塑性転移の深さで定義される。また、脆性-塑性転移点の直下では差応力の減少が著しいので(第1図)、大陸プレートは下位の塑性的岩体からデカップルする可能性がある。地殻ブロックが回転できるためには、おそらくデタッチメント面(脆性-塑性転移点)が高温のため持ち上がり、大陸プレートの根(厚さ)が浅く(薄く)になっている必要がある。実際、地殻ブロックが速い速度で回転している地域は、南カリフォルニアや死海地域など非常に地温勾配の高い(30°C/km程度)地域に限られており、上記の結論を支持している。これらの地域の地温勾配からは、前節の計算に基づく脆性-塑性転移点は10km以浅にあると見積られる。

(2) 薄い弾性的プレート

弾性板の2次元曲げの問題は古くから良く研究されており、様々な教科書で詳しく説明されている(例えばTurcotte & Schubert, 1982)。それらによると、プレート曲げ(plate bending)の問題は次の4階の線形微分方程式を解くことに帰する。

$$Dd^4w/dx^4 = q(x) - Pd^2w/dx^2 \quad (3)$$

ここで、 x は板に平行な方向の位置、 w は板に垂直な方向の変位、 $q(x)$ は x の関数としての垂直応力、 P は水平力および D は曲げ剛性率(flexural rigidity)である。

曲げ剛性率 D は次の様に書かれる。

$$D = Eh^3/12(1-\nu^2) \quad (4)$$

ここで、 E はヤング率、 ν はポアソン比および h は弾性プレートの厚さである。従って、プレートの曲がりやすさは弾性プレートの厚さに強く依存していることがわかる。

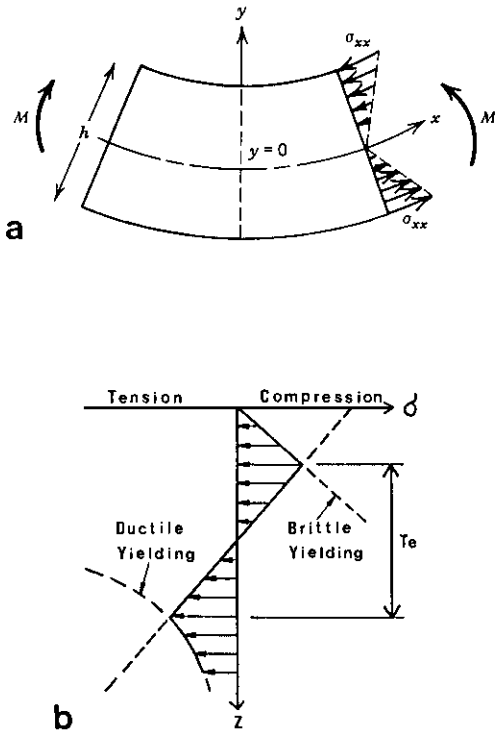
弾性プレートの厚さはどの様に決まるのだろうか。第4図aに示される様に、プレート曲げの場合、曲げられた弧の内側では圧縮力が働き、外側では引張力が働く。両者は、水平応力(σ_{xx})

の働かない中立面で境される。 σ_{xx} の大きさは、水平方向の変位(歪)に比例して増加する。従って、弧の最も内側と外側では、それぞれ最大の圧縮応力と引張応力が作用していることになる。

プレートの曲げによって発生した水平応力は瞬間的には保たれる。しかし、長期間経過した場合、もし水平応力がプレート内の一部で降伏強度を越えているならば、その部分の岩石は降伏して流動し、もはや弾性岩板としては機能しなくなる(第4図b)。先に述べた様に曲げられたプレートの最も外(or内)側で差応力が最大となるため、プレートの曲げの進行とともにプレートの最上部は脆性破壊によって、最下部は塑性流動によって降伏する可能性がある。この降伏した部分を除いたプレートの厚さが、長期間弾性的なプレートの厚さ(T_e)である。

この様に、プレートの曲がりやすさを決定している弾性的プレートの厚さは、岩石のレオロジーに支配されている。従って、岩石のレオロジーが温度に強く依存していることを考えれば、プレート内部の地温勾配がほぼプレートの曲がりやすさを決めていくといえる。

プレートの曲がりやすさはどのような地質学的現象としてモニターされるだろうか。我々に最もなじみのある例は、前弧海盆であろう。前弧海盆は沈み込み帯において、陸側のプレートの曲げによって形成されたくぼみであると考えられている。実際、Tharp(1985)などのプレート曲げのモデル数値実験では、outer ridgeなどの前弧海盆に特有な地形が再現されている。大規模な前弧海盆が形成される条件としては、弧に垂直に強い力が作用することばかりでなく、陸側のプレートが薄くて曲がりやすくなっていることが必要である。従って、前弧域の地温勾配が高くプレートが薄くなっている時に、大規模な前弧海盆が出来やすい。古西南日本弧では、白亜紀以降大規模な前弧海盆ができた時期は、白亜紀(中生界盆地)と前期中新世末~中期中新世初頭(田辺・熊野層群など)の二回ある。これらの時期はいずれも前弧域に大規模な花崗岩活動のあった時期であり、前弧域の地温勾配が極



第4図 a. プレートの曲げによって発生するプレートに平行な方向の垂直応力, σ_{xx} (Turcotte & Schubert, 1982). b. 実質的な弾性プレートの厚さ (Te) の説明図.

めて高くなっていた可能性がある。すなわち、上記の結論が良くあてはまっている様に思える。

(3)大陸伸長による高压変成岩の上昇

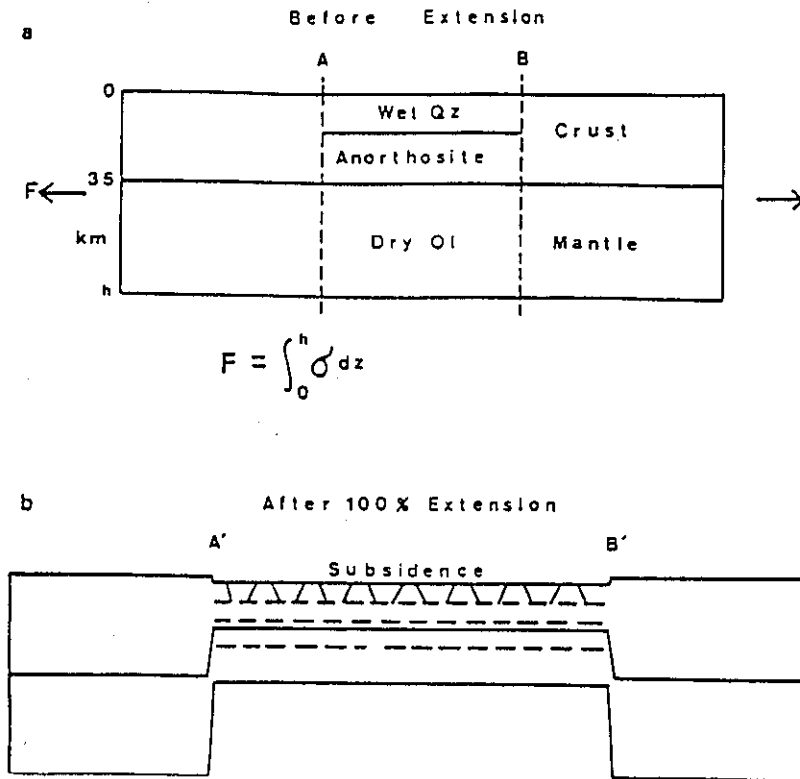
高压変成岩類の上昇機構はこれまで多数提案されてきたが、変成コアコンプレックスタイプの上昇機構はもっともらしい案の一つである (例えば Lister & Davis, 1989)。それによると、高压変成岩の上昇は伸長による大陸プレートの薄化に呼応して、地下深部の高密度のものがアイソスタティックに上昇するというものである。ただし、大陸伸長が地殻を横断する規模の低角正断層の活動(単純剪断)によって達成されるのか(例えば Wernicke & Burchfiel, 1982; Lis-

ter & Davis, 1989)、純剪断の伸長(第5図)によるのかは、まだ十分明かにされていない。実際にアイソスタシーを計算してみると、リソスフェア(例えば厚さ100km)の薄化による沈降量はごく僅か(100%の伸長で5 kmほど)であり、アイソスタシーのつりあいは殆ど地下深部の高密度のものが上昇することによって賄われる(第5図)。従って、100%の伸長で例えば30km(10kb)の深さにあったものは20km(7 kb)の深さに上昇してくることになる。三波川変成帯の様な高压変成帯では上昇時の変形量が非常に大きく、見積ることが難しい。しかし、上昇時の伸長量が100%以上であることは十分予想される。従って、コアコンプレックスモデルによる高压変成帯の上昇はさして難しいことではないのである。

最近、大陸内部の衝突帯では石英の超高压相であるコーサイトやダイヤモンドなどが発見されつつある。これらの鉱物は30kbar(100km)以上の圧力で安定であるので、大陸地殻(あるいは堆積物)の一部は少なくとも100km以上沈みこんだことになる。さらに、そのような地下深部に沈み込んだものが、また地表に帰ってきていることは驚くべきことである。超高压変成岩の形成・上昇機構は今後の重要研究課題であるが、大陸プレート同士の衝突帯でそのような著しい昇降運動が生じていることは、剛体プレート論では極めて説明しがたい。

まとめと今後の課題

小論では触れなかったが、大陸同士の衝突帯(例えばヒマラヤ・チベット高原)では地殻は厚化しているが、この様な地殻の厚化は大陸プレートが大陸プレートの下に沈み込んだためではなく、大陸プレート自体の短縮によると考えている研究者もいる(例えば England & McKenzie, 1982)。この様なことも正しいとすると、大陸プレートは短縮・伸長テクトニクスに呼応していても簡単に厚化・薄化していることになり、まさに剛体大陸プレート論は完全に棄却される。



第5図 大陸リソスフェア伸長の模式図(Takeshita & Yamaji, 1990). a. 伸長前. b は大陸プレートが流動的になる深さで, 800~900℃程度の等温面で決めてよい. b. 100%伸長後. 沈降量(subsidence)はアイソスタシーから求められた沈降量に合わせて描かれている.

これまで述べてきた様に, 実際の岩石の流動則に基づくと, 大陸プレートは地温勾配の高い地域で著しく流動的である. 大陸プレートが著しく流動的になり始めるのは, 地温勾配が20℃/kmを越えたあたりである (Kusznir & Park, 1987). この臨界地温勾配は, 10^{12} [N/m]オーダーの大陸プレート積分強度に相当する. その様な高地温勾配の条件を満たしているのは, 環太平洋や地中海沿いなどのいわゆる変動帯と呼ばれる地域で, リフティング, 地殻のブロック回転および前弧海盆の形成など, 大陸プレートが軟らかいために生じる地質現象が進行している.

日本列島は, 地温勾配が30℃/kmに達し, まさに変形する大陸プレートテクトニクスを研究

する宝庫であるが, 残念ながら組織的な研究は十分進んでいない. 特にリフトや前弧海盆の層序や古水深の研究(例えばYamaji, 1990)は, 層序学と大陸プレートの長期変形という従来無関係と思われていた両者が結び付く点で興味深い. いずれにしろ固体地球科学は剛体プレートテクトニクスという呪縛を放棄し, 大陸プレートで生じている構造運動を実際の岩石のレオロジーに基づいて議論する時代を迎えたといえる.

文献

Crittenden, M. D., Jr., Coney, P. J. and Davis, G. H. eds., 1980, Cordillera metamorphic

- core complexes. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **153**, 490p.
- England, P. and McKenzie, D., 1982, A thin viscous sheet model for continental deformation. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **70**, 295-321.
- England, P. C. and Thompson, A. B., 1984, Pressure-Temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.*, **25**, 894-928.
- Garfunkel, Z. and Ron, H., 1985, Block rotation and deformation by strike-slip faults, 2, the properties of a type of macroscopic discontinuous deformation. *J. Geophys. Res.*, **90**, 8589-8602.
- Heki, K., Takahashi, Y. and Kondo, T., 1990, Contraction of northeastern Japan: evidence from horizontal displacement of a Japanese station in global very long baseline interferometry networks. *Tectonophysics*, **181**, 113-122.
- Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. (Editors), 1990, *Pre-Cretaceous terranes of Japan*. Nippon Insatsu Shuppan, Osaka, 413p.
- Kusznr, N. J. and Park, R. G., 1987, The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **28**, 35-52.
- Kirby, S. and Kronenberg, A. K., 1987, Rheology of the lithosphere: selected topics. *Rev. Geophys.*, **25**, 1219-1244.
- Koch, P. S., Christie, J. M., Ord, A. and George, Jr., R. P., 1989, Effect of water on the rheology of experimental deformed quartzites. *J. Geophys. Res.*, **94**, 13975-13996.
- Lister, G. S. and Davis, G., 1989, The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA. *J. Struct. Geol.*, **11**, 65-94.
- McKenzie, D. and Jackson, J., 1983, The relationship between strain rate, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **65**, 182-202.
- Mereu, R. F., Mueller, S. and Fountain, D. M. (Editors), 1989, *Properties and processes of earth's lower crust*. *Geophys. Monogr.* Am. Geophys. Union, **51**, 338p.
- Nur, A., Ron, H. and Scotti, O., 1989, Kinematics and mechanics of tectonic block rotations. In: C. Cohen and P. Vanicek (Editors), *Slow Deformation and Transmission of Stress in the Earth*. *Geophys. Monogr.* Am. Geophys. Union, **49**, 31-46.
- Otofuji, Y., Matsuda, T. and Nohda, S., 1985, Opening mode of the Japan Sea inferred from paleomagnetism of the Japan arc. *Nature*, **317**, 603-604.
- Rydelek, P. A. and Sacks, I. S., 1990, Asthenospheric viscosity and stress diffusion: a mechanism to explain correlated earthquakes and surface deformations in NE Japan. *Geophys. J. Int.*, **100**, 39-58.
- Shelton, G. and Tullis, J., 1981, Experimental flow laws for crustal rocks. *EOS*, Amer. Geophys. Union, **62**, 396.
- 嶋本利彦, 1989, 岩石のレオロジーとプレートテクトニクス—剛体プレートから変形するプレートへ. *科学*, **59**, 170-181.
- 竹下徹, 1991, 日本海拡大変動と大陸リソスフェアの流動. *地球科学*, **45**, 319-332.
- Takeshita, T. and Yamaji, A., 1990, Acceleration of continental rifting due to a thermo-mechanical instability. *Tectonophysics*.

- 181**, 307-320.
- Tharp, T. M., 1985, Numerical models of subduction and forearc deformation. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **80**, 419-437.
- Turcotte, D. L. and Schubert, G., 1982, *Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems*. John Wiley and Sons, New York, N. Y., 450p.
- Weathers, M. S., Cooper, R. F., Kohlstedt, D. L., and Bird, J. M., 1979, Differential stress determined from deformation-induced microstructures of the Moine Thrust Zone. *J. Geophys. Res.*, **84**, 7495-7509.
- Wenk, H. R., Takeshita, T., Van Houtte, P. and Wagner, F., 1986, Plastic anisotropy and texture development in calcite polycrystals. *J. Geophys. Res.*, **91**, 3861-3869.
- Wernicke, B. and Burchfiel, C., 1982, Modes of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, **4**, 105-115.
- Yamaji, A., 1990, Rapid intra-arc rifting in Miocene northeast Japan. *Tectonics*, **9**, 365-378.