

オリビンの変形機構図に基づく後氷期地殻変動に 対するアセノスフェアの変形則の推定

久保 篤規*

Estimation of Asthenospheric Deformation Law for Post Glacial
Rebound Based on the Deformation Mechanism Map of Olivine

Atsuki KUBO*

Abstract: Linear deformation laws have been applied to post glacial rebound, while many speculations based on real rock samples support non-linear rheology in the upper mantle. Essential information is required to support the assumed constitutive relation. Based on a comparison between present plate motion and formation of seismic anisotropy in the asthenosphere, the critical strain rate between linear and nonlinear deformation laws has a value of about $1\sim 10\times 10^{-15}$ s^{-1} . This critical strain rate for formation of anisotropy due to plate motion has a larger value than typical strain rate of post glacial rebound ($1\sim 10\times 10^{-17}$ s^{-1}). Thus, the effective deformation mechanism in the asthenosphere for the post glacial rebound is linear rheology.

要旨: 後氷期地殻変動のモデリングには主に線形レオロジー則が用いられる。しかし、実際の上部マントル起源の岩石の変形では非線形レオロジー則が卓越してみられ、どちらの変形機構を用いるかについて物理的な意味付けが求められている。本稿では上部マントルでの地震波速度の異方性形成に関する最近の進歩に基づき、アセノスフェアに限り、後氷期地殻変動に対するアセノスフェアのレオロジー則を観測情報から与えてやる可能性について考える。地震波速度異方性の形成とプレート運動との関係から、アセノスフェアの異方性形成にはひずみ速度の臨界値 ($1\sim 10\times 10^{-15}$ s^{-1}) がある可能性がでてきた。これはひずみ速度が増加しある値を超えることによって変形機構が線形レオロジーから非線形レオロジーへ移り変わるためと考えられる。後氷期地殻変動で予想されるひずみ速度 ($1\sim 10\times 10^{-17}$ s^{-1}) は、オリビンの変形機構が移り変わる臨界ひずみ速度よりも小さな値をもつ。よって少なくともアセノスフェアについては、後氷期地殻変動に対する変形を線形レオロジーでモデル化するのが妥当である。

1. はじめに

上部マントルでの変形機構は大別して線形なレオロジー (micro な研究では拡散クリープ)

* 国立極地研究所, National Institute of Polar Research, 9-10, Kaga 1-chome, Itabashi-ku, Tokyo 173-8515.

と非線形のレオロジー (micro な研究では転位クリープ) に分けられる。後氷期地殻変動のモデリングに関する研究の多くはアプリアリな仮定として線形粘弾性という変形則を用いている (例えば WU and PELTIER, 1982)。いくつかの研究によって非線形レオロジーの可能性が議論されているが (POST and GRIGGS, 1973; YOKOKURA and SAITO, 1978; NAKADA, 1983; GASPERINI *et al.*, 1992; KARATO and WU, 1993; WU, 1995) その数は少ない。現状の考え方としては、例えば中田・LAMBECK (1989) では次のように表現されている、“現状では線形マクスウェルモデルであるとして話しを進め、系統的に不合理が生じた場合にはじめてレオロジカルモデルを複雑にするのが合理的である”。どのような変形機構を仮定するかという問題に関して確立された方法はない。このような状況は使うべきレオロジーを直接指定できる観測事実がないということを示している。他の独立な観測データからどのようなレオロジー則が妥当か議論できることが望ましい。

上部マントル起源の岩石中に観察される微細な変形では転位クリープが卓越する (例えば PASSCHIER and TRUNOW, 1996)。転位クリープによる変形は、ひずみ速度と応力の関係が非線形であることが広く知られている。また転位クリープは格子回転により結晶の定向配列を形成するため、地震波速度異方性の形成を促進する (唐戸, 1997)。拡散クリープ (線形レオロジー) では地震波速度の異方性は形成されない (唐戸, 1997)。またすでに存在する異方性も消失される可能性がある (KARATO *et al.*, 1993)。このような理由から地震波速度の異方性領域を限定するためには、転位クリープと拡散クリープの間の変形機構の移り変わりがどこでどのように起こるかが重要である (例えば KARATO, 1992; KARATO and WU, 1993; GAHERTY and JORDAN, 1995; KUBO and HIRAMATSU, 1998)。現在のプレート運動と、それによって形成されている地震波速度の異方性の関係を使えば、プレート運動速度に応じた変形機構の変化を知ることができる。

KUBO and HIRAMATSU (1998) は、世界中の大陸下の地震波速度の異方性と現在のプレート運動速度の関係から、アセノスフェアでの変形機構はプレート運動速度の増加につれて拡散クリープから転位クリープへ変化する可能性を示した。プレート運動速度依存性はひずみ速度依存性に対応すると考えられる。よって本稿では変形機構の境界となるひずみ速度の推定値を後氷期地殻変動で考えられるひずみ速度と比較し、後氷期地殻変動に対するアセノスフェアの変形機構を推定した。

2. オリビンの変形機構図と地震波速度異方性形成の臨界ひずみ速度

物理的状态や外部からの差応力が違うときに、物質は異なる変形機構で変形する。このような事象をわかり易く表現するために変形機構図 (例えば FROST and ASHBY, 1984) が用いられる。この図はそれぞれの鉱物に対して描かれ、400 km 以浅の浅部上部マントルではオリビンの変形機構が重要になる (図 1a, b)。変形機構図は温度、差応力、粒径やその他活性化エネ

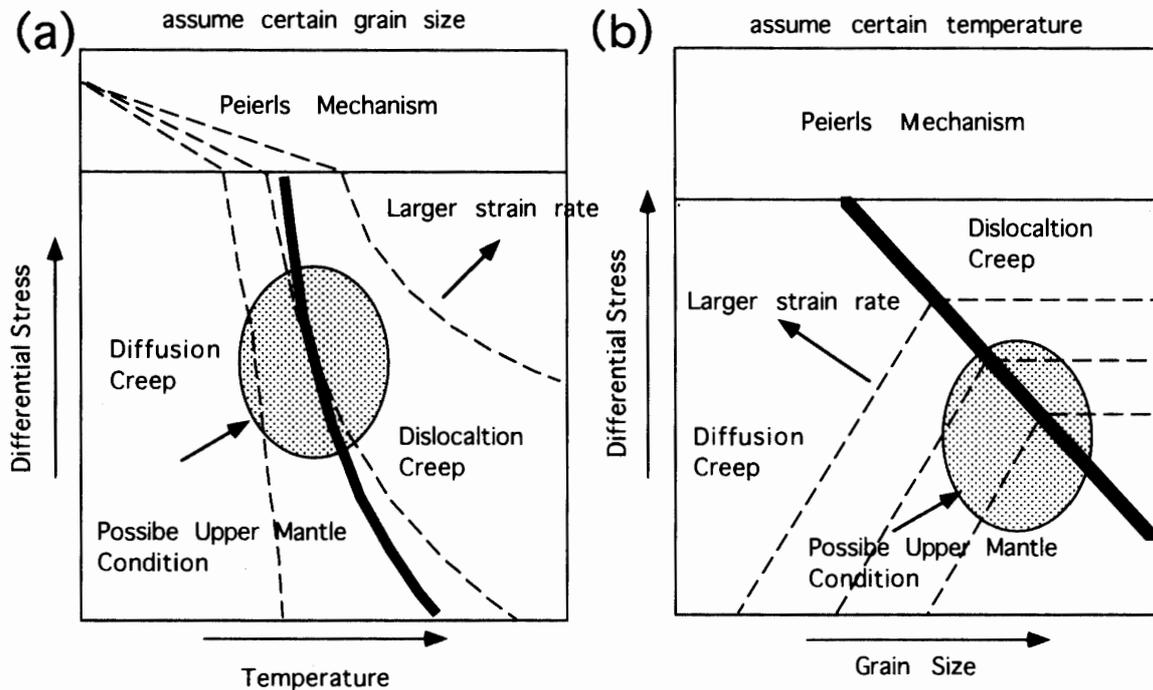


図1 模式的なオリビンの変形機構図。(a) 温度と差応力空間での表現。実線は変形機構の境界、特に本稿で注目する転位クリープと拡散クリープの境界は太線で示した。破線は等ひずみ速度曲線。影をつけた領域付近が上部マントルでの条件に近い。(b) 粒径と差応力空間での表現。実線、破線、影の意味は(a)と同じ。

Fig. 1. Schematic figures of the deformation mechanism map of olivine. (a) Description on temperature and differential stress space. Solid lines show boundaries of deformation mechanisms. The especially thick line shows the boundary between dislocation and diffusion creep regimes. Broken lines show equal strain rates. The shaded region has possible upper mantle conditions. (b) Description on grain size and differential stress space. Meanings of solid lines, broken lines, and shaded regions are the same as in (a).

ルギーなどオリビンのいくつかのパラメータを用いて描かれる。変形機構図はある状態でそれぞれの変形機構のうちどちらがより大きなひずみ速度を実現するかという情報から描かれるから、卓越する変形機構でどの程度のひずみ速度が達成されるかも予想できる。

世界中の大陸下のアセノスフェアの変形を一つの変形機構図で議論するときには、オリビンに関するパラメータや温度が場所によらず一定であると仮定する必要がある。厳密にはプレート運動速度の違いによる摩擦発熱量の差を考えなければならないがその効果を除けば、温度も一定と仮定できる。これらの量に大陸下のアセノスフェアの現実的な値を仮定したとすると、残りの差応力かひずみ速度のどちらかを求めてやれば、変形機構図上での点(図1a)は決めることができる。差応力の絶対値の推定は難しいので、ひずみ速度を通して変形機構の変化を調べる方が現実的である。プレート運動速度は近年よくわかってきているから、プレート運動とそれに対する剪断流動を図2のように仮定すると、プレート運動速度の違いからアセノスフェアでのひずみ速度を評価することができる。

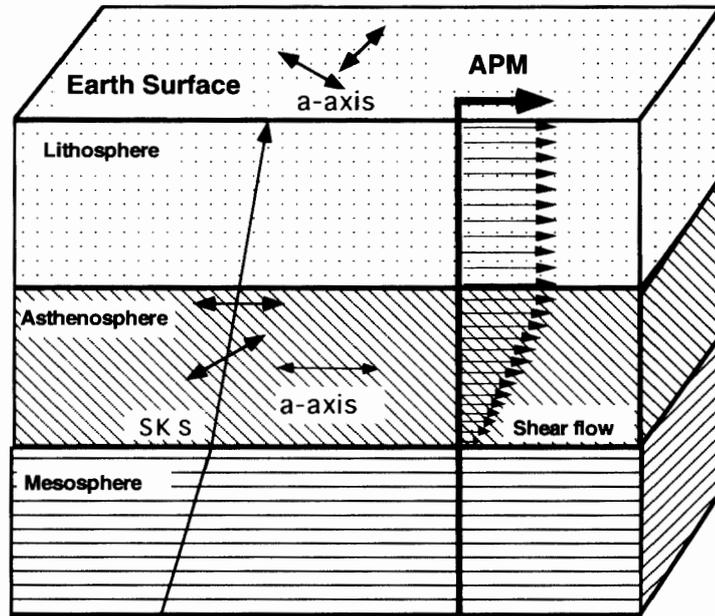


図2 リソスフェア―アセノスフェア中での地震波速度の異方性形成とプレート運動との関係: KUBO and HIRAMATSU (1998) を修正.

Fig. 2. Seismic anisotropy formation and its relation to absolute plate motion; modified from KUBO and HIRAMATSU (1998).

アセノスフェアに関する地震波速度異方性の分布がどのようにひずみ速度に依存しているのか, KUBO and HIRAMATSU (1998) に従ってその可能性について述べる. 図3には世界中のSKS スプリティングによる異方性の分布を示した. 図4にはそれぞれの観測点でのプレート運動の絶対運動速度を示してある. これらの間の相関を吟味する. オリビンに富んでいる上部マントル浅部では, 剪断流動によって流動方向に速い地震波速度を示すような異方性が形成される (ZHANG and KARATO, 1995). 現在のプレート運動で異方性が形成されているとすると, 地震波速度の速い方向はプレート運動の速度ベクトルの方向を向くと考えられる. 逆に現在のプレート運動とは相関のない昔の変形によって形成された異方性の場合, 地震波速度の速い方向は現在のプレート運動からランダムにずれた分布を示すであろう. 現在のプレート運動に相関のある地震波速度異方性と相関のない異方性を分類するために, 図5に地震波速度異方性データの速い方位とプレート運動方向の差が $\pm 30^\circ$ 以内のものの分布を相関あり(ひし形), それ以上ずれているものを相関なし(十字)として表示した. プレート絶対運動速度が 1.4 cm/y 以下ではプレート運動と異方性形成の相関がないことがわかる. プレート運動速度の違いがアセノスフェアのひずみ速度の違いであると考えれば, この異方性形成に関する 1.4 cm/y というプレート運動速度は, 変形機構が転移するひずみ速度に対応すると考えられる. 以後このプレート運動速度を臨界プレート運動速度, 対応するひずみ速度を臨界ひずみ速度と呼ぶ. 臨界プレート運動速度より遅いプレート下のアセノスフェアでは変形は異方性を作らない拡散クリープで進行し, 速いプレート下のアセノスフェアの変形は転位クリー

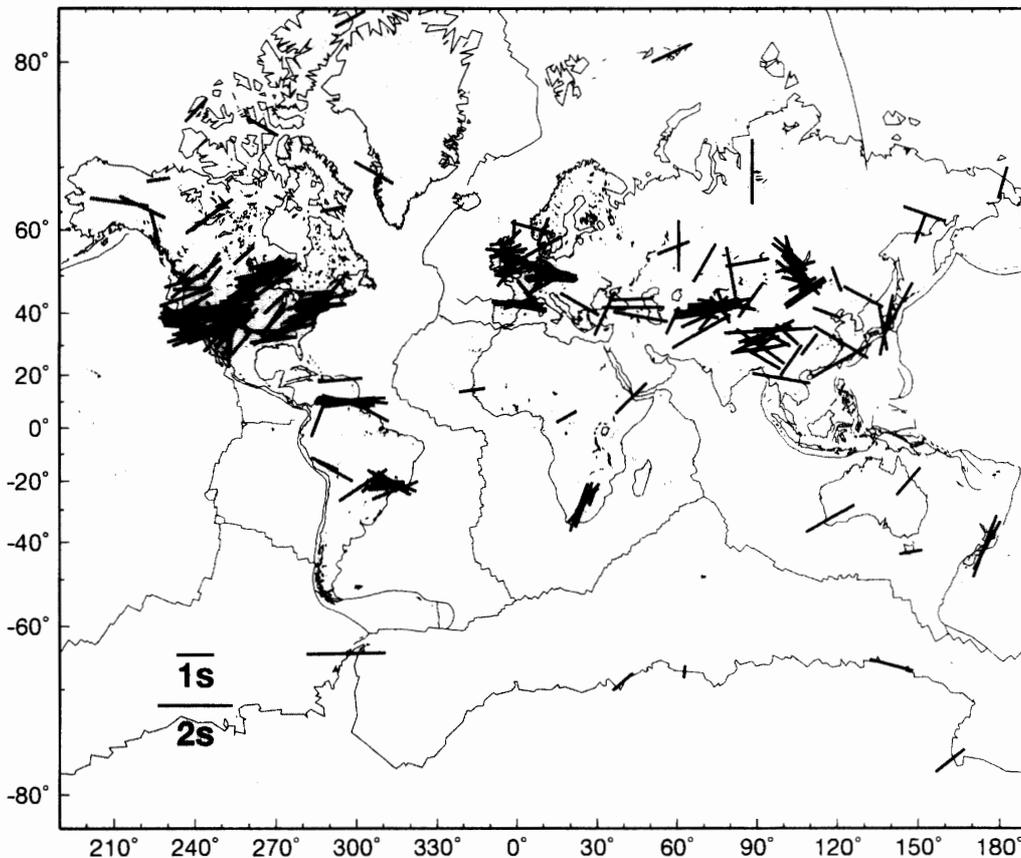


図3 SKS スプリティングによる異方性の分布図, KUBO and HIRAMATSU (1998) を修正.

Fig. 3. Compiled map of seismic anisotropy due to SKS wave splitting: modified from KUBO and HIRAMATSU (1998).

プとして進行すると解釈できる. この場合, 変形機構の境界を決める臨界ひずみ速度は, アセノスフェアの厚さを 50 から 300 km とすると $8.8 \times 10^{-15} \text{ s}^{-1}$ から $1.4 \times 10^{-15} \text{ s}^{-1}$ となり, おおよそ $1 \sim 10 \times 10^{-15}$ である.

3. 後氷期地殻変動のひずみ速度

後氷期地殻変動の変形則を知るために, 先に示した地震波速度異方性の形成に関する臨界ひずみ速度と, 後氷期地殻変動に対する変形のひずみ速度の相対的な関係が重要である. もし後氷期地殻変動に対するアセノスフェアの変形のひずみ速度が臨界ひずみ速度以上の値を持てば, 後氷期地殻変動においても非線形な変形が起こりうることを意味する.

JAMES and BENT (1994) は後氷期地殻変動のひずみ速度に注目した解析を行った. この計算には線形レオロジーのみが使われているが, 大まかなひずみ速度の推定は変形則によらないだろうと仮定した. 彼らの結果からローレンタイド氷床における地表面でみた現在のひずみ速度は $1 \sim 10 \times 10^{-17} \text{ s}^{-1}$ であることが報告された. この値はプレート運動のひずみ速度に比べ

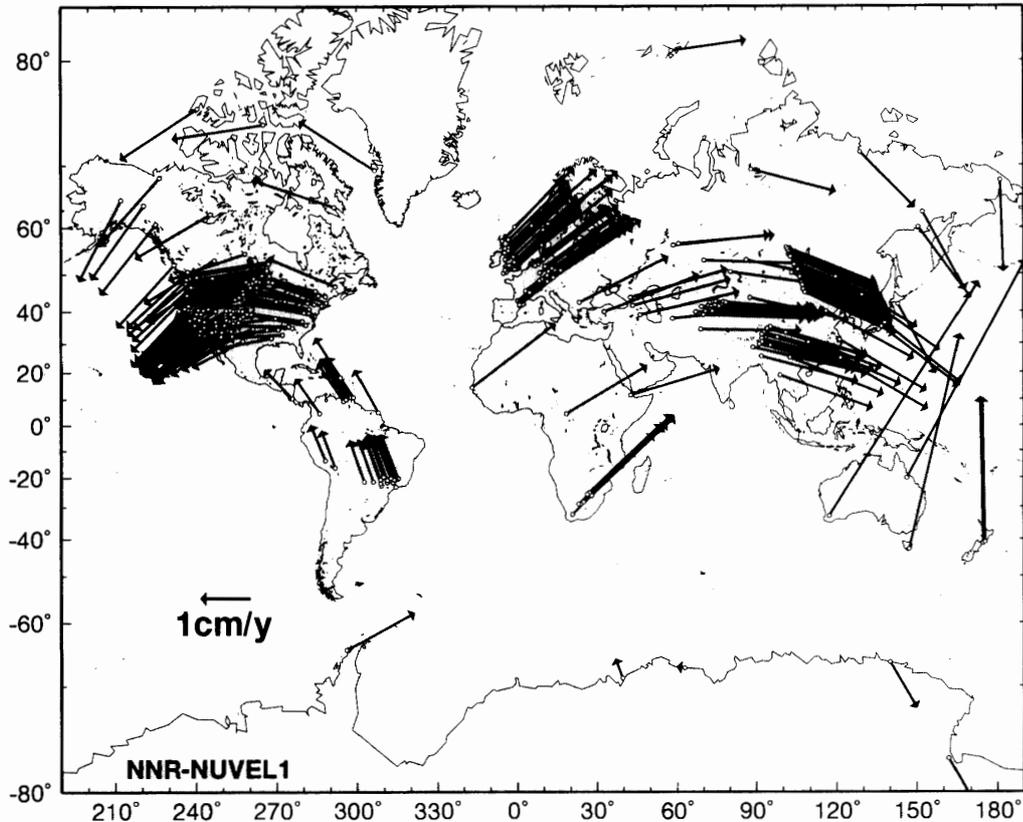


図4 No net rotation 系上でみた各地震観測点での NUVEL1 のプレート運動速度 (ARGUS *et al.*, 1990). KUBO and HIRAMATSU (1998) を修正.

Fig. 4. Plate velocities for seismic stations based on NNR-NUVEL1 model (ARGUS *et al.*, 1991) modified from KUBO and HIRAMATSU (1998).

てかなり小さく、また先にのべた臨界ひずみ速度よりも小さい。ここで比較したいのはアセノスフェアのひずみ速度であり、それは表面でのひずみ速度よりも緩和されているはずである。よってアセノスフェアでのひずみ速度は表面での推定値より小さくなる可能性はあるが、大きくなる可能性は小さい。よって後氷期地殻変動に対するアセノスフェアの変形のひずみ速度は、明らかに臨界ひずみ速度よりも小さいと考えてよい。

4. 議 論

後氷期地殻変動に対するアセノスフェアの有効なひずみ速度は、KUBO and HIRAMATSU (1998) による地震波速度の異方性形成に関係した臨界ひずみ速度よりも有意に小さい。両者の変形でアセノスフェアの温度やオリビンに関するいくつかのパラメータが共通であると考えれば、ひずみ速度のみで変形の強さを表現できる。後氷期地殻変動に対するアセノスフェアの変形のように小さいひずみ速度の変形は拡散クリープ (線形レオロジー) で起こることが予想される。よって後氷期地殻変動を線形レオロジーでモデル化することは、少なくとも

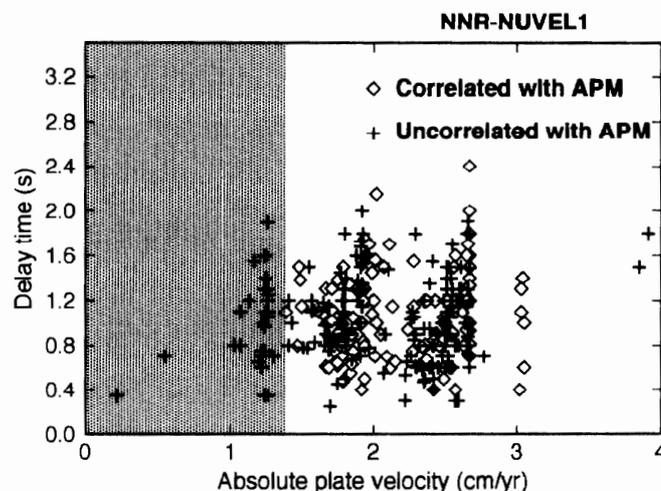


図5 プレート運動速度と、異方性の大きさを表すS波スプリティングの時間差の関係、ひし形は異方性での速い方位とプレート運動速度ベクトルの差が $\pm 30^\circ$ 内のもの。十字は 30° 上: KUBO and HIRAMATSU (1998) を修正。

Fig. 5. Relation between absolute plate velocities and delay times of SKS splitting: diamonds correspond to correlated data of FPD with APM within $\pm 30^\circ$; other data are plotted as crosses. Modified from KUBO and HIRAMATSU (1998).

アセノスフェアについては妥当であると考えられる。簡便という理由で線形レオロジーを仮定するのではなく、実際の観測データからアセノスフェアの変形機構が線形レオロジーで良いと推定することで、仮定に対して物理的な意味付けができたと考える。

KARATO and WU (1993) (Fig. 7), WU (1995) (Fig. 6) は非線形レオロジーの層を含む場合などいくつかのモデルに対して後氷期地殻変動を計算して観測と比較している。その結果、すべての層で線形なレオロジーを仮定した場合、または薄い (100 km 以下) 非線形レオロジー層のアセノスフェアを与えた場合に、最も観測データとモデル計算がよくあっている。厚い非線形レオロジー層を導入した場合は細部があわないケースが多い。しかしこの分野の大局的な研究の流れが、実際の岩石にみられる非線形レオロジーの可能性をマントル対流や後氷期地殻変動などにも導入しようという方向であるため、これらの論文では結論への流れは明快とは言えない。計算技術上の発展に関する流れを切り離せば、本稿で議論したように実現しているひずみ速度の違いに応じた変形機構の違いを考えれば、線形のレオロジーがなぜほぼ完全に近く観測に一致した結果を与えるのか単純に理解可能である。

KUBO and HIRAMATSU (1998) による地震波速度異方性の形成のプレート運動速度依存性の認識は、プレート絶対運動を記述する reference frame として no net rotation 系を選択した時には明瞭であるが、ホットスポット系を用いた場合はその傾向が見えない。どちらの系が正しいかは上部マントルに return flow が存在するか否か、ホットスポットが流されているかどうかという問題に依存する (KUBO and HIRAMATSU, 1997)。議論に曖昧さが残るが後氷期地殻

変動でのモデリングが線形レオロジーを使った方がモデリングとしてうまくいくということと、プレート運動速度に依存した異方性形成を併せて相補的にみると、ひずみ速度に依存して変形機構が変化するという新しい見方も現実味が増してきている。

本研究ではアセノスフェアのみをプレート運動と後氷期地殻変動で共通の流動層と想定してその変形則を決定する問題を考えている。これら二つの現象を比較してアセノスフェアでの変形機構を予測する場合に考慮すべき点が二つある。

一つは現象のタイムスケールが、プレート運動では十分 ($\sim my$) 長いですが、後氷期地殻変動では入力にあたる氷床変動が $10^3\text{--}4 y$ 程度でかなり異なることである。よってプレート運動の場合は定常クリープに近い現象を見ている可能性が高く、後氷期地殻変動では遷移クリープの状態をみている可能性が高い。変形機構図を用いた議論をするためには、両者とも定常クリープ状態で比較する必要があるが、フェノスカンジアやローレンタイトでは残留隆起量も 200 m 程度残っていると考えられているから、まだクリープ曲線の全体像が明らかになったとも言い難い。3節の議論でひずみ速度の推定として現在の値を用いたが、これは出来る限り定常クリープに近い部分の推定値を用いるべきであるという理由による。後氷期地殻変動の上昇量は 12000 年前から 8000 年前までの間、それ以後よりも大きい傾向がみられるので (KAUFMANN *et al.*, 1997)、現在の変形が遷移クリープ領域であると考えられる場合でもひずみの時間関数が逆遷移型 (及川, 1986) である可能性は小さい。逆遷移型を考えなければ後氷期地殻変動の定常クリープ領域でのひずみ速度は現在のひずみ速度よりも小さくなるであろうから、本稿の結論には影響しない。

もう一つの問題点は、プレートが臨界速度以上で運動している場合、アセノスフェアでは転位クリープで変形が進んでおり、すでにファブリックが形成されているという点である。そのような状態にさらに後氷期地殻変動の変形作用が加わる場合には、あらかじめ存在する非等方な岩石の構造と新たに加わる変形のための相互作用が問題になる。すでに水平方向のプレート運動により異方性形成が進んでいるアセノスフェアの真上で、新たに氷床が解けて上下運動を始めると想定をすると、たとえプレート運動と同じ差応力が上下方向に直接アセノスフェアにかかったとしても、プレート運動と同じレオロジー則やひずみ速度で変形が進行しない可能性がある。

この問題はすでに本質的には粘性率の異方性という、より複雑な問題を含んでいる。水平方向に運動するプレート運動によって異方性を作りながら変形が進行した場合、粘性率にも異方性が形成されている可能性がある。その場合には同じ方向には運動を続けるのが容易になる可能性がある (斎藤・阿部, 1978)。このような考えは、実際のマントル対流のセルが等方的なレイリー数から予想される対流セルよりも横長であるということをうまく説明する (斎藤・阿部, 1978)。よって流動によって形成されるファブリックはその方向の流動を続けやすいように働くと考えられる。逆に考えれば異方性が形成された変形と異なる方向をもつ新

たな変形作用を加えた場合は、よく似た結晶の滑り系が存在しない限り変形しにくい可能性が強い。その結果アセノスフェアでのひずみ速度は上下運動のひずみ速度が3節の推定よりも大きくなることは考えにくいので結論は変わらない。

ここではアセノスフェアの問題に絞って考えたが、堆積盆の形成にともなう変形では、 $10^{-17} \text{ s}^{-1} \sim 10^{-15} \text{ s}^{-1}$ の程度のひずみ速度の変形でも、主にリソスフェア内の変形則として非線形のレオロジー則が得られている (NEWMAN and WHITE, 1997)。粒径が大きい場合にはより小さいひずみ速度の変形でも非線形レオロジーが活躍するようになる (図 1b)。地震波速度異方性の分解能が増し、さらに温度構造などによる粒径の発達の様子を考慮した粒径依存性を持つレオロジー (KAMEYAMA *et al.*, 1997) を導入すれば、リソスフェアも含めた変形機構の議論が可能になるであろう。本稿ではアセノスフェアの温度を一定として解釈を進めたが実際にはプレート運動速度の違いに応じた摩擦発熱量の違いなども考慮すべきであろう。

5. ま と め

本質的な情報がないまま後氷期地殻変動での変形機構が仮定されるという現状から脱却するために、地震波速度異方性の形成のひずみ速度依存性から考えられる変形機構の転移を、後氷期地殻変動に対するアセノスフェアの変形機構の推定に応用した。後氷期地殻変動に対するアセノスフェアの変形では、そのひずみ速度が変形機構の転移を示す臨界ひずみ速度よりも十分小さいので、変形は線形レオロジーで起こっているであろうと予測される。

今後、1) 地震波速度異方性の分布と 2) プレート運動、後氷期地殻変動、堆積盆での変形と 3) 温度構造などを総合的に用い、変形機構図を通して議論することにより、リソスフェア、アセノスフェアの両者の変形機構が観測情報をもとに与えられるのではないかと考えている。

謝 辞

有益なコメントを頂いた査読者に感謝します。九州大学の中田正夫教授には重要な論文を紹介して頂きました。国立極地研究所の神沼克伊教授に原稿を読んで頂きました。国立極地研究所の三浦英樹氏にはいくつかのコメントを頂きました。記してお礼申し上げます。

文 献

- ARGUS, D.E. and GORDON, R.G. (1991): No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1. *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 2039-2042.
- FROST, H.J. and ASHBY, M.F. (1982): *Deformation Mechanism Maps*. Pergamon Press, 168 p.
- GAHERTY, J.B. and JORDAN, T.H. (1995): Lehmann discontinuity as the base of an anisotropic layer beneath continents. *Science*, **268**, 1468-1471.
- GASPERINI, P., YUEN, D.A. and SABADINI, R. (1992): Postglacial rebound with a non-Newtonian upper mantle and a Newtonian lower mantle rheology. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 1711-1714.

- JAMES, T.J. and BENT, A.L. (1994): A comparison of eastern North American seismic strain-rates to glacial rebound strain-rates. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2127-2130.
- KAMEYAMA, M., YUEN, D. and FUJIMOTO, H. (1997): The interaction of viscous heating with grain-size dependent rheology in the formation of localized slip zones. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2523-2526.
- KARATO, S. (1992): On the Lehmann discontinuity. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 2255-2258.
- KARATO, S. and WU, P. (1993): Rheology of the upper mantle: a synthesis. *Science*, **261**, 771-777.
- KARATO, S., RUBIE, D.C. and YAN, H. (1993): Dislocation recovery in olivine under deep upper mantle conditions: Implications for creep and diffusion. *J. Geophys. Res.*, **98**, 9761-9768.
- 唐戸俊一郎 (1997): 岩石の粘性流動. 地球連続体力学, 住 明正ら編. 東京, 岩波書店, 239-291 (岩波講座 地球惑星科学第6巻).
- KAUFMANN, G., WU, P. and WOLF, D. (1997): Some effects of lateral heterogeneities in the upper mantle on postglacial land uplift close to continental margins. *Geophys. J. Int.*, **128**, 175-187.
- KUBO, A. and HIRAMATSU, Y. (1997): Selection of the reference frame for prediction of shear deformation beneath continent. American Geophysical Union Chapman Conference on History and Dynamics of Global Plate Motions, June 17-22, 1997, California. 23.
- KUBO, A. and HIRAMATSU, Y. (1998): On presence of seismic anisotropy in the asthenosphere beneath continents and its dependence on plate velocity —significance of reference frame selection—. *Pure Appl. Geophys.* (in press).
- NAKADA, M. (1983): Rheological structure of the Earth's mantle derived from the glacial rebound in Laurentide. *J. Phys. Earth*, **31**, 349-386.
- 中田正夫・LAMBECK, K. (1988): 後氷期海面変化とマントルレオロジー—南極の融解の歴史—. 地震, 第2輯, **41**, 443-455.
- NEWMAN, R. and WHITE, N. (1997): Rheology of the continental lithosphere inferred from sedimentary basins. *Nature*, **385**, 621-624.
- 及川 洪 (1986): 長時間クリープ曲線の推定. 固体と地球のレオロジー, 唐戸俊一郎, 鳥海光弘編. 東京, 東海大学出版会, 53-62.
- PASSCHIER, C.W. and TRUNOW, R.A. (1996): *Micro-tectonics*. Berlin, Springer, 289 p.
- POST, R.L. and GRIGGS, D.T. (1973): The Earth's mantle: evidence of non-Newtonian flow. *Science*, **181**, 1242-1244.
- 斉藤正徳・阿部 豊 (1984): 粘性率に異方性があるとうなるか. 地震, 第2輯, **37**, 237-245.
- YOKOKURA, T. and SAITO, M. (1978): Viscosity of the upper mantle as non-Newtonian fluid. *J. Phys. Earth*, **26**, 147-166.
- WU, P. (1995): Can observations of postglacial rebound tell whether the rheology of the mantle is linear or nonlinear? *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1645-1648.
- WU, P. and PELTIER, W.P. (1982): Viscous gravitational relaxation. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **70**, 435-485.
- ZHANG, S. and KARATO, S. (1995): Lattice preferred orientation of olivine aggregates deformed in simple shear. *Nature*, **375**, 774-777.

(1997年12月12日受付; 1998年1月8日改訂稿受理)