

地震のメカニズムからみた南極プレート内の応力場

久保 篤規*

Stress Fields in the Antarctic Plate Inferred
from Focal Mechanisms of Intraplate Earthquakes

Atsuki KUBO*

Abstract: Typical directional features of intraplate stresses are extracted from focal mechanism solutions of earthquakes in the Antarctic plate. Typical directions of stresses are obtained in the following regions, 1) Bellingshausen Sea, 2) south of Juan-Fernandez microplate, 3) Balleny Island region and 4) Kerguelen region. *P* axes in regions 1) and 2) have been interpreted by ridge push force. However these interpretations are based on one focal mechanism for each event and on crude physical concept of ridge push. It is difficult to explain intraplate stress fields in these regions only by the local ridge push force. The stress direction in region 3) can be interpreted by both deformation near triple junction and deformation due to deglaciation. Earthquakes near region 4) appear to be normal fault event. Because normal fault events appear only in the younger ocean floor, the stress field may be affected by thermal features such as hot spots. Quantitative modeling and superposition of various stress factors are required to discriminate among stress origins. It is difficult to discuss stress directions in and around Antarctic continent, because number of the earthquakes is not enough.

要旨: 地震のメカニズム解を用いて南極プレート内の特徴的な応力場を抽出した。その結果、1) Bellingshausen 海、2) Juan-Fernandez マイクロプレート南方沖、3) Balleny 島近傍、4) Kerguelen 島地域、で特徴的な結果が得られた。近傍のリッジ押しのみによって4地域の観測事実を説明するのは困難である。このうち1)、2)での応力場はこれまでリッジ押しで説明されてきたが、データ量の増加とリッジ押しのイメージが明確になったことから、少なくとも近傍のリッジ押しのみでは応力場は説明できない。3)での地震の起震応力場は、トリプルジャンクション近傍の変形や後氷期地殻変動が震央域を押してやることによって説明可能である。4)では正断層の地震が起こり、ホットスポットなどによる熱応力が重要になる。応力源の特定には定量的モデル化が必要である。大陸内、大陸縁における応力場は地震が少なく明確な議論は現状では困難である。

1. はじめに

プレート内の応力場はプレートの運動や内部変形の原因について調べる上で重要である。プレート内地震のメカニズムを使った応力場の推定は応力場の研究に最も多く利用されている (ZOBACK, 1992)。南極プレートに話を限ると、プレート内地震の発生頻度は少ないので

* 東京大学地震研究所。 Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 1-1, Yayoi 1-chome, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032.

(TANI and KAWASAKI, 1984; JOHNSTON, 1987; KAMINUMA and, KUBO, 1998) データ数は他の地域と比べて少なくなってしまう。しかし南極プレートにおいては他の応力推定方法(水圧破碎法, コアリング, 活断層運動など)を適用することは困難である。地震の場合には, 南極プレートから離れた観測システムでも結果が出せるので, 徐々にではあるがデータを蓄積していくことが可能である。他の方法の場合には測定自体の困難さ(低温, 露岩面積が少ないこと)や活断層がないなどの理由でデータが増やせそうにない。海洋下の地殻の応力測定は Deep Sea Drilling Project や Ocean Drilling Project の掘削が行われた地点でしか得られていないし, 手法も間接的なものとなってしまう(GOLDBERG, 1997)。これらの理由からプレート内地震のメカニズムによる応力場は, 南極プレートにかかる力を調べるためには欠かせない情報となると考えられる。

World Stress Map Project (ZOBACK, 1992) の成果によると, プレートの境界にごく近いものを除けば, 南極プレート内の応力主軸方位のデータは6個程度であり, 大陸内には1個しかない。それらはすべて地震のメカニズムによるものである。世界中の応力場を扱う最近の研究では, 再現性に関する統計的なテストを行っているため, 南極プレートのようなデータ数の少ないところは議論の対象外となることも多い(COBLENTZ and RICHARDSON, 1995; BIRD and LI, 1996)。しかし南極プレートそのものに興味がある場合には, もう少し積極的にこれらの少ないデータを眺めて行く必要がある。これまでに FORSYTH (1973) や OKAL (1980, 1981) によって南極プレート内地震のメカニズムが求められ, 得られた結果から応力場をリッジ押しで解釈するという議論がなされている。本稿ではこれらの再考を含めてデータを総合的に見直して, 定量的なモデル化に値する観測事実を挙げる。環南極プレート境界には沈み込み帯はほぼ存在しないので, 南極プレートにかかる力としてスラブプルは無視してもよい。南極プレートの応力場はその他の応力源の重ねあわせとしてみることができる。

2. データ

データとしては1977年から1998年4月までの Harvard Centroid Moment Tensor (HCMT) カタログ(DZIEWONSKI *et al.*, 1981) の best double couple 解を用いた。メカニズムと P 軸, T 軸の水平方位分布をそれぞれ図1, 2, 3に示す。HCMT 以外にいくつか南極プレート内の地震のメカニズムを求めた論文がある。FORSYTH (1973), OKAL (1980, 1981), NEGISHI *et al.* (1998) によって南極プレート内地震のメカニズムが報告された。これらの研究によるメカニズム解を表1に示す。

3. 主なプレート内応力場の特徴

表2に各地域で得られる応力場の特徴を示す。また図4a-dに各地域のメカニズム解を描いている。大陸内部では地震が少ないため特徴が得られていない。

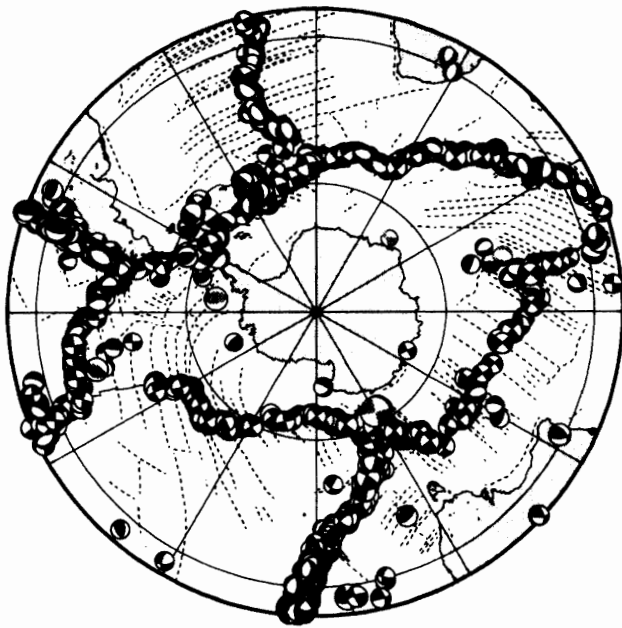


図1 南極プレート周辺で起こった地震のHCMTカタログによるベストダブルカップル解の分布(1977年-1998年3月まで); 地震の深さは50 km 以浅(PDE). 引き領域が灰色のメカニズム表示は表1に挙げているメカニズム解であることを示す.

Fig. 1. Distributions of best double couple solutions from HCMT catalog (1977-March 1998) in the Antarctic plate and its surrounding regions; Only the events depths shallower than 50 km (PDE) are considered. Shaded mechanisms are obtained from studies listed in Table 1.

図2 P軸の方位の分布; データセットは図1に同じ.
Fig. 2. P axis directions; same data set as in Fig. 1.

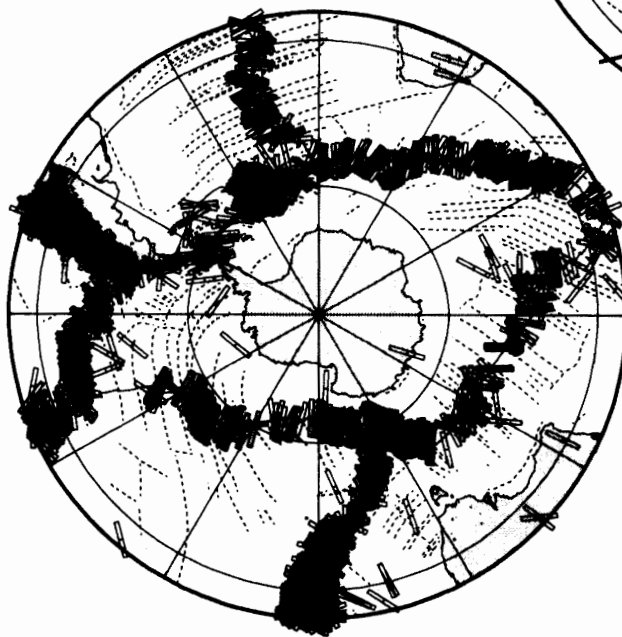
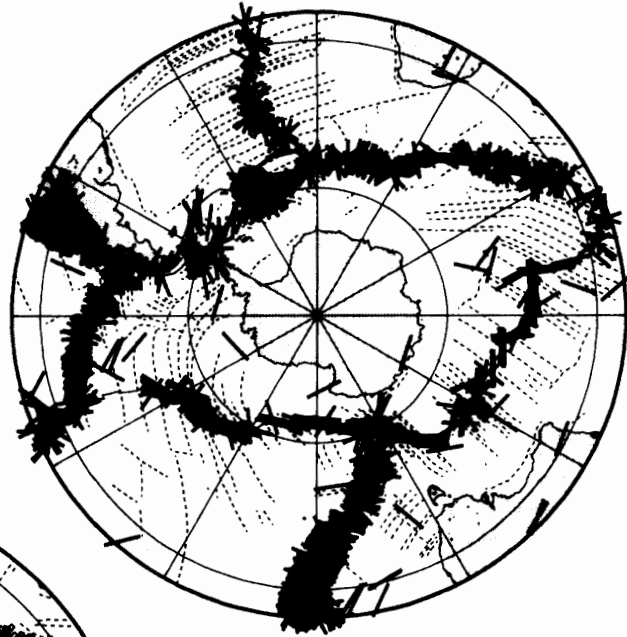


図3 T軸の方位の分布; データセットは図2に同じ.
Fig. 3. T axis directions; same data set as in Fig. 2.

表1 HCMT 以外に報告された南極プレート内の地震のメカニズム

Table 1. Focal mechanisms reported by other studies.

Date	Lat. (°)	Lon. (°)	M	Strike (°)	Dip. (°)	Rake (°)	Reference
May 09 1971	-39.78	-104.80	6.2	196	60	90	FORSYTH (1973)
Feb. 05 1977	-66.50	-82.40	6.2	195	33	103	OKAL (1980)
May 03 1973	-46.14	73.20	5.5	206	36	269	OKAL (1981)
Sep. 14 1997	-65.68	44.46	4.6	129	60	166	NEGISHI <i>et al.</i> (1998)

- (a) Bellingshausen 海 (図 4a: 図中下側枠): この地域の海洋底では、ほぼ東西から東北東—西南西にそろった P 軸が得られている。地震のメカニズムは逆断層型である。フラクチャーゾーンの走行は太平洋側の海嶺付近では西北西—東南東の方向だが、南極大陸側に年代をさかのぼると大きくその走行を変え、Bellingshausen Sea では北西—南東方向になる。年代に依存したプレートの形状では応力場は説明できそうにない。
- (b) Juan-Fernandez マイクロプレート南方沖 (図 4a 図中上側枠): ここでは、バラツキはあるものの北西—南東の P 軸、北東—南西の T 軸が卓越していると考えられる。単純な拡大方向からずれた応力軸方向を示しており、リッジ押しでは説明できない。FORSYTH (1973) が初めて求めた P 軸の方位はこの地震群の北端のものであり、その方向はほぼ東西に近く、その後求まっている他のデータからはずれている。
- (c) Balleny 島地域 (図 4b): この地域の地震は 1998 年 3 月 25 日に $M_w = 8.1$ の巨大地震とその余震が主である。それらの地震の示す応力場はほぼ同じで、北東—南西方向の P 軸を持っている。この大地震の前、1981 年にこの地震の震源域の東方において正断層の地震が起こっている。
- (d) Kerguelen 地域 (図 4c): この地域では東西の T 軸が卓越している。データベース (ZOBACK, 1992) では水平最大圧縮軸方位のみ示されているので、南北の P 軸と扱われるが、むしろ T 軸が水平方向にそろっており、 P 軸は鉛直方向に近い。それら以外にこの地域には鉛直か

表2 南極プレート内地震に見られる応力場の地域的な特徴

Table 2. Regional features of principal stress.

Region	N	Feature	Fault type	Max mag.
a) Bellingshausen Sea	3 ^{*1}	E-W or ENE-WSW comp.	RF	6.2
b) S of Juan-Fernandez	3 + 1 ^{*2}	NW-SE comp.	Mixed	6.2
c) Balleny Is. region	6	NE-SW comp.	SS	8.1 (M_w)
d) Kerguelen	3 + 1 ^{*3}	E-W tension	NF	5.5
e1) Continental margin	1	N-S tension	SS	4.9
e2) Continental margin	1	N-S tension	NF	5.1
f) Area off Enderby Land	1 ^{*4}	E-W tension	NF	4.6

*1: derived from OKAL (1980) but duplicated with HCMT; *2: derived from FORSYTH (1973); *3: derived from OKAL (1981); *4: derived from NEGISHI *et al.* (1998).

SS; strike slip; RF; reverse fault; NF; normal fault.

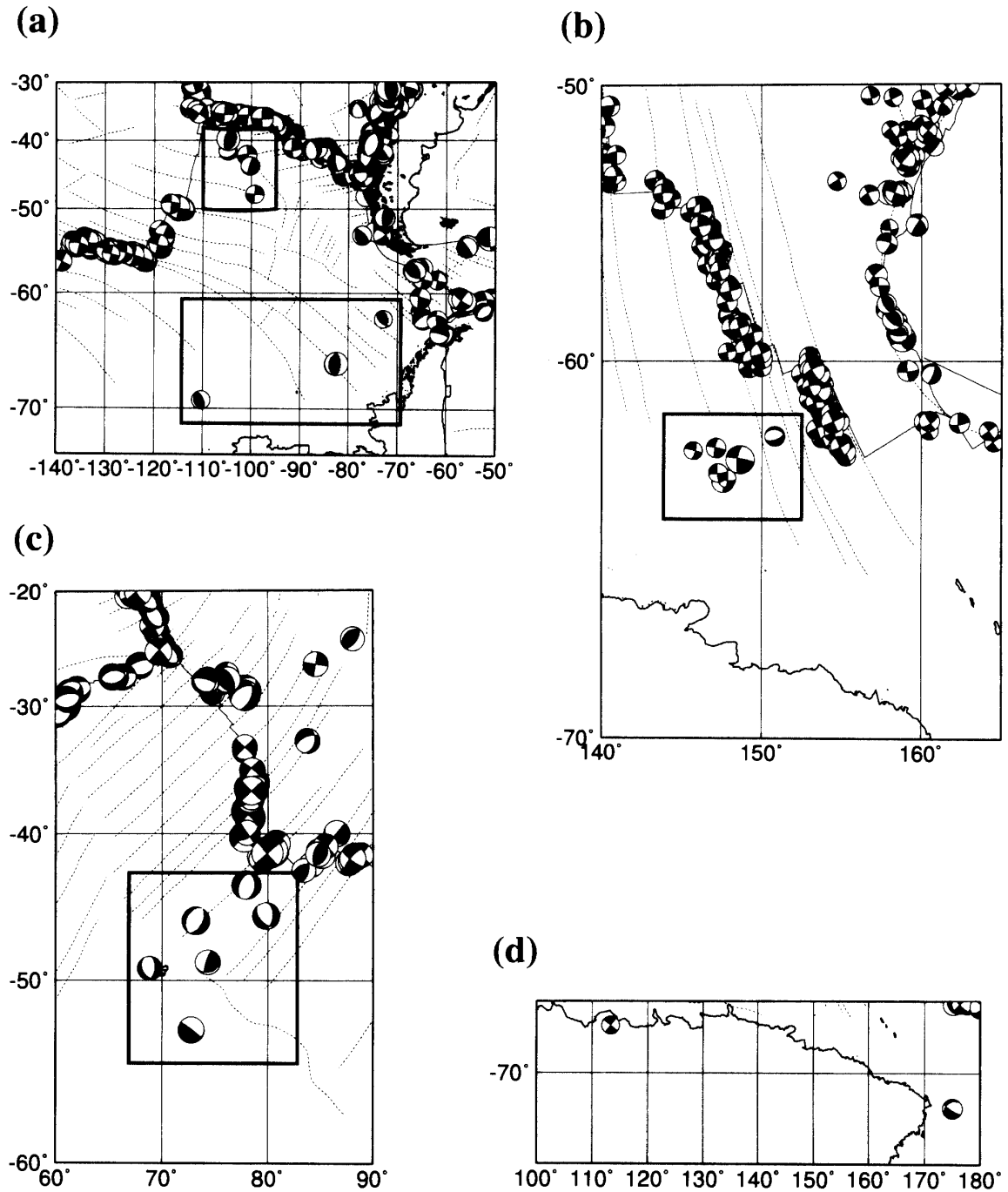


図4 特徴的な応力場が見られる地域のメカニズムの分布

引き領域が灰色のものは表1のデータを示す。

(a) Bellingshausen 海 (下枠), と Juan-Fernandez マイクロプレート南方沖 (上枠) (Bellingshausen Sea (lower box) & area South of Juan-Fernandez microplate (upper box))

(b) Balleny 島地域 (Balleny Is. region)

(c) Kerguelen 島近傍 (Kerguelen Is. region)

(d) Wilkes Land, Ross 海地域 (Wilkes Land, Ross Sea region)

Fig. 4. Focal mechanisms observed in the region where characterized stress fields are detected. Shaded mechanisms are obtained from studies listed in Table 1.

水平面内の断層による地震が2つみられる。この二つの地震については上記のものと独立な応力軸を示す。

(e) 大陸、大陸棚地域 (図 4d): メカニズム解が求まっているのは二つの地震のみ。一つは Wilks Land の海岸付近である。この地震は大陸縁の引っ張り応力を受けているということで説明可能である。もう一つは Ross 海沖の大陸棚に位置する。南極横断山脈や大局的な海洋—大陸の境界の走向にほぼ直交する P 軸を考えても観測される引っ張り軸の方向が説明できない。西南極側では水床変動量が東南極側に比べてかなり大きい可能性があるのでその評価も必要であるかもしれない。

(f) このほか東南極 Enderby Land 沖の大陸棚よりもやや海側で起こった地震のメカニズム解析が報告されている。正断層成分をもつ横ずれ断層のメカニズム解が得られている (図 1) (NEGISHI *et al.*, 1998)。応力軸としてはほぼ東西の引っ張り、南北の圧縮軸をもつ。

リッジ—トランスフォーム断層系のごく近くではこの他にもプレート内地震が起こっているが、ここではプレート内の応力場を見るためにこれらの記述を割愛した。

4. 考えられる応力源

差応力の起源としては次のようなものがあると考えられる。

4.1. 地殻—マントルの密度境界の形状に関係した応力

このような力は ARTYUSHUKOV (1973) によって定量的に評価されはじめた。大陸—海洋地殻の境界域で 10 MPa 以内と推定されている (STEIN *et al.*, 1989)。上層の地殻が低密度であり大陸—海洋境界の大陸側では境界に直交する方位に伸長応力場を作る。

4.2. リッジ押し

4.1 章と同様に密度差とその境界の傾斜面があることにより生じる。上層のプレートが下層のアセノスフェアよりも密度が大きいためこの場合は圧縮力が生じる。例えば積算した応力として太平洋プレートの日本列島に対するリッジ押し力は 50 MPa、同様の力は年代の若いフィリピン海プレートでは 22 MPa と推定されている (SENO, 1999)。

4.3. 若い海洋底での速くて非均質な冷却による熱弾性応力

温度変化の空間的な勾配があると熱弾性応力が働き、非均質な熱膨張による変形を解放しようとする。WESSEL (1992) は浅いところで圧縮、深い部分で伸長という海洋プレート内地震の分布のパターン (WIENS and STEIN, 1985) を熱弾性応力で説明しており、若い海洋底プレートでは特に重要である可能性がある。

4.4. スケールに依存したリッジ押しの3次元性

4.2章で述べたリッジ押しは今まで主に2次元的なモデルで考えられてきたが、3次元的な効果が重要になる場合がありうる。さらに3次元的な要因としてローカルなものと同スケールのものにわけることができるだろう。ローカルな要因としては同じセンスの横ずれ断層が連続しているような場合がある。このような場合、平均的に見た等年代のコンターはプレートの拡大方向からずれたものとなる。リッジ押しの力の方向もこのずれた平均的な傾斜面に沿うことになる。厳密には2次元モデルにおけるリッジ押しの計算に加えて、トランスフォーム断層の断層崖とアセノスフェアが面している部分にかかる流体圧も評価するという必要があるということである。流体圧をトランスフォーム断層崖で受ける力は、そのまま水平応力としてはたらくので、ローカルな応力起源として重要であると考えられるが、これまであまり評価されていない。これとは別にマクロなプレート境界の配置も問題になる。南極プレートはほぼひし形の形状をしており、それぞれの辺はリッジトランスフォーム断層系のプレート境界である。それぞれの拡大境界からプレート内部に向かってリッジ押しが積算されていくと考えれば、プレート内部のある場所での応力場は、最終的には別々のセグメントのリッジ押しの合力になるので単純に近傍の拡大系での相対運動方向と比較できなくなる。

4.5. プレート底面に働くマントルドラッグ

南米や九州などでは隣接するプレートとの相互作用だけでは比較的大きな応力場の勾配が説明できないことから、アセノスフェア中のマントルの流れがプレート底面を引きずることで応力場の勾配を作っていると考えられるようになった(南米における研究例: MEIJER and WORTEL, 1992; RUSSO and SILVER, 1996; 九州における研究: SENO, 1999)。

4.6. 大陸内の氷床荷重やその消失による影響

南極大陸内の氷床の荷重は鉛直方向の応力レベルを高めるが、加えてポアソン比の性質を通して水平応力のレベルも高くするように働く。この結果、氷床域の応力場はクーロンの破壊条件から遠ざかり、地震が発生しにくいように働く。これが南極大陸やグリーンランドの内陸で地震活動が低い理由として指摘されている (JOHNSTON, 1987)。

5. 議 論

5.1. Bellingshausen 海, Juan-Fernandez マイクロプレート南方沖の応力場とリッジ押し

これまでの研究で南極プレート内の応力軸は、主にリッジ押しに関連して議論された。OKAL (1980) は Bellingshausen 海の応力場をほぼ東西のリッジ押しで説明可能であるとした。観測される P 軸方位が震央における南極—太平洋プレート間の相対運動ベクトルにあうとい

う考え方である。しかし、最近の研究におけるリッジ押しの定量的評価はそれほど単純ではない。リッジ付近で物質は浮力から標高を獲得し、年代とともにプレートは冷却し、それにつれて拡大、成長する。リッジ押しとはこのプレート自身が形成する傾斜面にかかるアセノスフェアからの流体圧の水平成分を空間的に積算したものであると考えられる。Bellingshausen 海の海底年代や海底のフローラインデータから、現在の拡大方向は昔の拡大方向である北西—南東方向から最近のより東西に近い方向に変化したと思われる (例えば MULLER *et al.*, 1997)。よって近傍のリッジ押しが応力源であれば、 P 軸方位は東西よりも北西—南東方向に傾くと予想される。しかし、今回のデータセットによると Bellingshausen 海全体では、東北東—西南西方向の圧縮軸がみられる。データ自体が近傍のリッジ押しではより説明が困難な方向にずれてしまうことになり、OKAL が考えたような単純なリッジ押しが現実的とは思えない。

FORSYTH (1973) は Juan-Fernandez マイクロプレート南方沖に起こった地震の P 軸方位を求め、これを近傍の二つのリッジ (太平洋—南極、南極—ナスカ境界) のリッジ押しで説明できるとした。ここでは南極—太平洋プレート、ナスカ—南極プレート間のリッジの拡大方向はほぼ平行であり、この議論には問題がない。しかし、FORSYTH の研究以後に起こった地震に対する HCMT のメカニズム解の分布は、彼が用いた地震のすぐ南方に位置し、 P 軸方位は約 30° ほどずれている。これらのデータは FORSYTH が考えたように地震の近傍のほぼ平行な二つのリッジ押し力が釣り合うという考えでは説明することができない。近傍のリッジ押し以外の力が働いているか、リッジ押し自体がリッジ—トランスフォーム断層系の幾何学のために 3 次元的になっている可能性、等を考える必要がある。ナスカ—南極プレート間のリッジトランスフォーム断層系は連続的に右横ずれのトランスフォーム断層を含んでおり、4.4 章に述べたローカルな 3 次元性が問題になる可能性がある。しかしこの効果は観測結果をうまく説明する方向には働かない。もっと別の効果を考える必要がある。

従来の研究でリッジ押しと考えられた応力場も見直しの必要があることがわかった。次の段階としてはプレートの形状などを定量的に評価していく必要がある。

5.2. Balleny 島地域の応力場の起源について

Balleny 島付近の応力場も単純なリッジ押しでは説明できない。北東—南西方向に押しやる必要があるが近傍のトランスフォーム断層の走行から大きくずれている。これを可能にするためには、1) South Tasman 海に面した南極—オーストラリアプレート境界側から南極プレートを押し (久保・野木, 1998)、または 2) 大陸側から押しやる (坪井ら, 1998) などの場合が考えられる。

1) の場合、トリプルジャンクション近傍の変形に関係した動きが問題である。DEMETTS *et al.* (1988) や KUBO *et al.* (1998) によって示された様に、マコリートリプルジャンクション近傍のオーストラリア—南極プレート間のスリップベクトルはプレート運動モデルから反時計回りにず

れている。この相対運動の偏りをになう数 mm/y のプレート内部変形が南極プレートのものではないとすると、オーストラリアプレート側の South Tasman 海が西南西に 6 mm/y 程度で運動している必要がある。この運動は南極側プレートを北東—南西方向に押しうる (久保・野木, 1998)。同時に太平洋—オーストラリア間の相対運動の偏りも同時に説明することができ (FROHLICH *et al.*, 1997)、速度 3 角形からの要請をすべて満足する。

もし南極—オーストラリア間の相対運動のずれの起源が南極プレート側にあるとすれば、Balleny 島の地震の震央からプレート境界の間の領域は、南極プレートに対して北西方向へ動く必要がある。この場合、南極プレート内に北東—南西方向の伸長が必要であり、同時に 1998 年 3 月 25 日の大地震のメカニズムは東西の断層を考えた場合、右横ずれになるべきであり観測結果と合わない (KUBO *et al.*, 1998)。応力場からみても北東—南西方向の伸長にも関わらず観測される *P* 軸方位を作るためには、マンツルのドラッグなどを置く必要がある。もしこのような流れがあれば重力異常などにも現れる可能性があるが、そのような重力異常は確認できない。南極側ではなくむしろ South Tasman 海の内部に、重力異常が縞状になっていることが指摘されている (VALENZUELA and WYSESSION, 1993)。このような理由によりプレート境界での相対運動のずれを直接になうようなマイクロプレートの運動を南極側に考えることは現実的ではない (KUBO *et al.*, 1998; CONDER and FORSYTH, 1998)。

2) のケースが提唱されたのは、JAMES and IVINS (1998) の後氷期地殻変動のモデル化による現在の速度場が、ちょうどこの方向に 1 mm/y で運動している可能性があるという理由からである (坪井ら, 1998)。ただし南極氷床の最終氷期における氷床の拡大域については、現在再検討されているところであり (森脇ら, 1998; BERKMAN *et al.*, 1998)、その結果、南極、特に東南極での氷床変動は従来考えられていたよりも規模が小さいことが示されはじめている。このような新しい南極の氷床変動を用いた後氷期地殻変動は小さくなり、Balleny 島地震の震央付近での水平方向の速度は、約 10 分の 1 程度になってしまう (木村ら, 1998)。トータル変位と応力の立場から後氷期地殻変動がこの地震を起こすのに十分であるかどうか検討する必要があるだろう。またこの地震が氷床変動によるものであると考える場合には、氷床変動量が相対的に大きな北半球の氷床域や、西南極に大きな地震が起きていないのになぜ東南極の沖合いに大地震を起こし得たのかということをも合理的に説明する必要があるだろう。

5.3. Kerguelen 島近傍の応力場

Kerguelen 島からプレート境界に至るまで正断層の地震が卓越する (図 4c)。これまでの海洋プレート内地震の研究から、35 Ma 程度までは正断層が存在するがそれよりも海底年代が古くなると正断層の地震は起こらなくなることが指摘されている (WIENS and STEIN, 1985)。Kerguelen 島近傍のデータもこれに矛盾しない。このような若い海洋底のプレート内地震の原因には熱応力が効いているという意見がある (HAXBY and PARMENTIER, 1988)。Kerguelen 島付近の

地下にはプリュームが存在してもおかしくないので、温度場が乱れていて熱応力が大きくなっている可能性はある。

5.4. 南極大陸、大陸縁の地震

南極大陸の内陸域にはまだメカニズムが求まった地震がない。南極大陸縁や Enderby Land 沖の地震についても、それぞれ1または2個しかデータが得られていないから、ここではメカニズムを示すだけにとどめておきたい。南極大陸に地震が少ないこと自体も応力場の理解のためには重要である。大陸プレートは海洋プレートよりも厚いので断面積の増大が応力をより緩和している可能性がある。それとは別に南極大陸に特徴的な影響としては氷床に関するものがある。氷床荷重が大陸に定常的にかかっている影響は地震の発生を抑えるように働く (JOHNSTON, 1987)。逆に氷床の消失などの変動成分はその縁辺部に破壊条件へと相対的に近づくような差応力場を作る (WU and HASEGAWA, 1996a, b)。前者は南極大陸の観測事実によくあう、後者の効果は定性的には逆センスである。しかし南極大陸における氷床変動は北半球でのフェノスカンジアやローレントイド氷床の消失に比べれば規模は小さい。また最近の南極大陸沿岸部における第四紀研究から、南極氷床の変動自体がこれまで考えられてきたモデルよりも規模が小さかったと考えられている (森脇ら, 1998; BERKMAN *et al.*, 1998)。これらから予想される南極の後氷期地殻変動量も小さくなるであろう。そう考えれば、南極では低い地震活動度が予想され、これは観測事実とあっている (KAMINUMA and KUBO, 1998)。この付近の応力場を知るためにはより長い期間のデータの蓄積が必要になる。

6. ま と め

南極プレート内の地震のメカニズム解から海洋プレート部の4つの地域で特徴的な応力場を得た(図5)。

- 1) Bellingshausen 海における西南西—東北東の P 軸方位
- 2) Juan-Fernandez マイクロプレート南方沖における北東—南西方向の P 軸方位
- 3) Balleny 島地域の北東—南西方向の P 軸方位
- 4) Kerguelen 地域における東西方向の T 軸方位

南極プレートには沈み込み帯がなく、スラブプルの影響はほぼ無視できる。プレートスケールで働く力として、リッジ押しの影響がそれだけ強くなっているはずである。しかし、少なくとも近傍のリッジ押しのみで観測事実が説明可能な地域はほとんど存在しない。リッジ押しの3次元的な重ねあわせや他の応力源も考慮した定量的な評価が望まれる。これらの応力場についてまずリッジ押しでどこまで説明可能か定量的に評価した上で、その他の応力源の可能性を特定していくことが重要であろう。

データ数の少なさから、大陸や大陸縁での地震のメカニズムによる応力場の議論は困難で

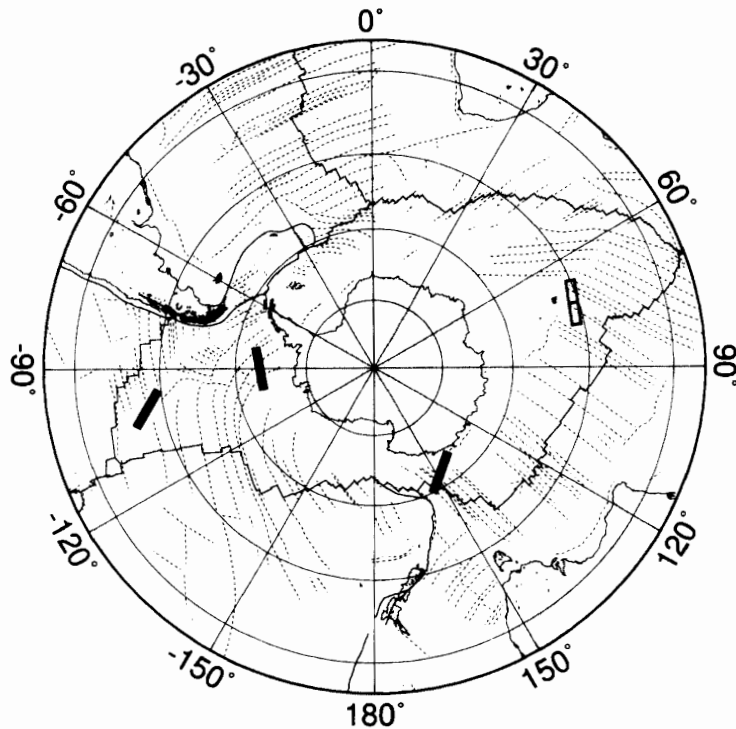


図5 南極プレート内に特徴的に認められる応力場、矢印(黒塗)、矢印(中抜)はそれぞれP軸、T軸を示す。

Fig. 5. Typical directions of stresses recognized in the Antarctic plate. Solid and open arrows show P and T axes, respectively.

ある。地震の少なさは1) 安定大陸であるということ、2) 氷床荷重の影響、3) 氷床の消失の規模がそれほど大きくなかったこと、と矛盾がない。これらは応力場のある種の特徴を反映していると言えなくはないが、実際に応力軸の方位を議論するためにはデータの蓄積を待たねばならない。

謝 辞

国立極地研究所の神沼克伊教授、野木義史助教授には原稿に目を通して頂きました。地震研究所の瀬野教授とのやりとりが参考になった個所が多くあります。記して感謝申し上げます。

文 献

- ARTYUSHKOV, E. V. (1973): Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities. *J. Geophys. Res.*, **78**, 7675–7708.
- BERKMAN, P., ANDREWS, J. T., BJÖRCK, S., COLHOUN, E. A., EMSLIE, S. D., GOODWIN, I., HALL, B. L., HART, C., HIRAKAWA, K., HJORT, C., IGARASHI, A., INGÓLFSSON, O., LÓPEZ, MARTINEZ, J., LYNOS, W. B., MABIN, M., QUILTY, P., TARIANI, M. and YOSHIDA, Y. (1998): Circum-Antarctic coastal environmental shifts during the late quaternary reflected by emerged marine deposits. *Antarct. Sci.*, **10**, 345–362.
- BIRD, P. and LI, Y. (1996): Interpolation of principal stress directions by nonparametric statistics: Global maps with confidence limits. *J. Geophys. Res.*, **101**, 5435–5443.

- COBLENTZ, D. D. and RICHARDSON, R. M. (1995): Statistical trends in the intraplate stress field. *J. Geophys. Res.*, **100**, 20245–20255.
- CONDAR, J. A. and FORSYTH, D. (1998): Do the 1998 Balleny event and its aftershocks delineate a plate boundary? AGU Fall Meeting, 1998, S42C-10.
- DEMETTS, C., GORDON, R. G. and ARGUS, D. (1988): Intraplate deformation and closure of the Australia—Antarctica—Africa plate circuit. *J. Geophys. Res.*, **93**, 11877–11897.
- DZIEWONSKI, A., CHOU, T.-A. and WOODHOUSE, J. H. (1981): Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J. Geophys. Res.*, **86**, 2825–2852.
- FORSYTH, D. (1973): Compressive stress between two mid-ocean ridges. *Nature*, **243**, 78–79.
- FROHLICH, C., COFFIN, M. F., MASSELL, C., MANN, P., SCHUUR, C. L., DAVIS, S. D., JONES, T. and KARNER, G. (1997): Constraints on Macquarie Ridge tectonics provided by Harvard focal mechanisms and teleseismic earthquake locations. *J. Geophys. Res.*, **102**, 5029–5042.
- GOLDBERG, D. (1997): The role of downhole measurements in marine geology and geophysics. *Rev. Geophys.*, **35**, 315–342.
- HAXBY, W. F. and PARMENTIER, E. M. (1988): Thermal contraction and the state of stress in the oceanic lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **93**, 6419–6429.
- JAMES, T. J. and IVINS, E. R. (1998): Predictions of Antarctic crustal motions driven by present-day ice sheet evolution and by isostatic memory of the Last Glacial Maximum. *J. Geophys. Res.*, **103**, 4993–5017.
- JOHNSTON, A. C. (1987): Suppression of earthquakes by large continental ice sheets. *Nature*, **330**, 467–469.
- KAMINUMA, K. and KUBO, A. (1998): Seismicity in the stable Antarctica. submitted to Proceedings of Chapman Conference, AGU.
- 木村隆介・中田正夫・奥野淳一・三浦秀樹・森脇喜一・前杢英明 (1998): 南極周辺域の海面変動から推定される過去2万年間の南極氷床の融解史. 第18回南極地学シンポジウムプログラム・講演要旨. 東京, 国立極地研究所, 67–69.
- KUBO, A., NOGI, Y. and KAMINUMA, K. (1998): Systematic deviations of earthquake slip vectors from NUVEL1 at the Australia—Antarctica and Pacific Antarctica plate boundaries. *Polar Geosci.*, **11**, 63–77.
- 久保篤規・野木義史 (1998): マコリートリプルジャンクション近傍のブロック運動とプレート内部変形. 日本地震学会秋季大会 C33.
- MEIJER, P. T. and WORTEL, M. J. R. (1992): The dynamics of motion of the South American plate. *J. Geophys. Res.*, **97**, 11915–11931.
- 森脇喜一・平川一臣・中田正夫 (1998): 第四紀後期における東南極氷床の変動と海水準変動. 第四紀研究, **37**, 165–175.
- MULLER, R. D., ROEST, W. R., ROYER, J.-Y., GAHAGAN, L. M. and SCLATER, J. G. (1997): Digital isochrons of the world's ocean floor. *J. Geophys. Res.*, **102**, 3211–3214.
- NEGISHI, H., NOGI, Y. and KAMINUMA, K. (1998): An intraplate earthquake occurred near Syowa Station, East Antarctica. *Polar Geosci.*, **11**, 32–41.
- OKAL, E. A. (1980): The Bellingshausen Sea Earthquake of February 5, 1977: evidence for ridge-generated compression in the Antarctic plate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **46**, 306–310.
- OKAL, E. A. (1981): Intraplate seismicity of Antarctica and tectonic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **52**, 397–409.
- RUSSO, R. M. and SILVER, P. G. (1996): Cordillera formation, mantle dynamics, and the Wilson cycle. *Geology*, **24**, 511–514.
- SENO, T. (1999): Synthesis of the regional stress fields of the Japanese Islands. *The Island Arc* (in press).
- STEIN, S., CLOETINGH, N., SLEEP, N. H. and WORTEL, R. (1989): Passive margin earthquakes, stresses and rheology. *Earthquakes at North Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Post Glacial Rebound*, ed. by S. GREGERSEN, and P. BASHM. Boston, Kluwer Academic Press, 231–259 NATO ASI Ser. C.
- TANI, M. and KAWASAKI, I. (1984): Why is seismic activity low in Antarctica? *Nankyoku Shiryo* (Antarctic Rec), **83**, 29–36.
- 坪井誠司・菊地正幸・山中佳子・金尾政紀 (1998): 1998年3月25日南極地震のメカニズム—退氷によるリバウンドで起きた地震の可能性. 地震学会秋季大会 B37.
- VALENZUELA, R. W. and WYSESSION, M. E. (1993): Intraplate earthquakes in the southwest Pacific ocean basin and the seismotectonics of the southern Tasman Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 2467–2470.
- WESSEL, P. (1992): Thermal stresses and the bimodal distribution of elastic thickness estimates of the oceanic

- lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **97**, 14177–14193.
- WIENS, D. A. and STEIN, S. (1985): Implications of oceanic intraplate seismicity for plate stresses, driving forces and rheology. *Tectonophysics*, **116**, 143–162.
- WU, P. and HASEGAWA, H. S. (1996a): Induced stresses and fault potential in eastern Canada due to disc load: a preliminary analysis. *Geophys. J. Int.*, **125**, 415–430.
- WU, P. and HASEGAWA, H. S. (1996b): Induced stresses and fault potential in eastern Canada due to a realistic load: a preliminary analysis. *Geophys. J. Int.*, **127**, 215–229.
- ZOBACK, M. L. (1992): First- and second order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *J. Geophys. Res.*, **97**, 11703–11728.

(1998年12月11日受付; 1999年2月5日改訂稿受理)