

平成10年度～12年度科学研究費補助金（基盤研究(C)(2)）

研究成果報告書

低周波微小地震の発生機構の研究
-中帯域地震計による連続記録の解析-

（課題番号：10640398）

平成13年3月

研究代表者 小菅 正裕

（弘前大学理工学部 助教授）

目次

1. 本研究の概要	5
1-1. 研究組織と研究経費	5
(1) 研究組織	5
(2) 研究経費	5
1-2. 研究の背景	5
1-3. 本研究の目的	7
1-4. 本研究の実施経過	7
(1) 下北半島地域	7
(2) 岩手山地域	8
1-5. 本研究の成果の概要	8
(1) 下北半島地域	8
(2) 岩手山地域	8
1-6. 成果の公表	9
1-7. 本報告書の構成	10
文献	10
2. 低周波微小地震の研究（レビュー）	11
2-1. 研究の歴史	11
2-2. 低周波微小地震の発生場所	12
2-3. 低周波微小地震の波形の特徴	14
2-4. 低周波微小地震の発生機構	16
2-5. 震源の移動，地震・火山活動との関連	19
文献	19
3. 下北半島及び岩木山で発生した低周波微小地（レビュー）	21
3-1. 大畑付近の低周波微小地震	21
(1) 波形の特徴	21
(2) 震源位置の検討	23
(3) 震源メカニズム	24
3-2. 下北半島南西部の地殻中部低周波微小地震	26
3-4. 岩木山の低周波微小地震	28
文献	30
4. 恐山・恵山周辺で発生した低周波微小地震の波形の特徴と発生メカニズム	31
4-1. 臨時観測とデータ	31
4-2. 震源決定	32
4-3. 波形の特徴	35
(1) スペクトル解析	35
(2) ランニングスペクトル	38
4-4. 後続波の particle motion	39

4-5. 発震機構の推定	41
(1) モーメントテンソルインバージョン	41
(2) 高周波成分の重畳	44
(3) S/P 比からの推定	45
4-6. 議論	47
(1) 低周波微小地震の発生メカニズム	47
(2) 今後の課題	48
4-7. 結論	49
文献	50
第5章 岩手県内陸北部地震に伴って発生した地殻内低周波地震	53
5-1. はじめに	53
5-2. 観測	53
5-3. 低周波後続波を伴う余震の波形の特徴と震源分布	54
(1) 波形の特徴	54
(2) センブランス解析	55
(3) 振動様式と後続波のスペクトル	58
(4) 実体波のスペクトルの特徴	59
(5) 震源分布	62
5-4. 観測事実のまとめと低周波後続波の生成機構	62
5-5. 低周波余震の地震学的意義	64
5-6. 低周波地震の震源メカニズム	65
5-7. 岩手山周辺の地殻活動	66
5-8. 低周波地震発生の時系列	68
5-9. 地殻内流体の役割	70
5-10. まとめ	70
文献	71

1. 本研究の概要

1-1. 研究組織と研究経費

(1) 研究組織

研究代表者 小菅 正裕 (弘前大学工学部 助教授)

(2) 研究経費

平成10年度	2,000千円
平成11年度	700千円
平成12年度	500千円
計	3,200千円

1-2. 研究の背景

近年の微小地震観測網の充実により、日本列島下の地震活動や地下構造について詳細な知見が得られてきた。図1-1は東北地方北部の微小地震の震源分布図である。図の下段に

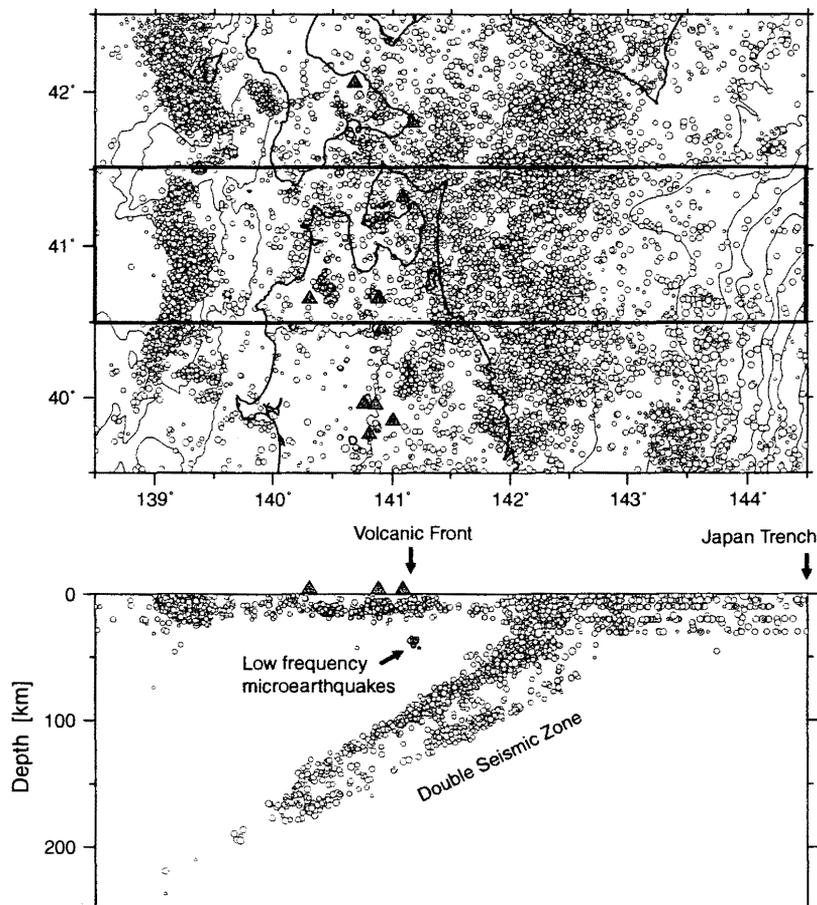


図1-1. 東北地方北部で発生した微小地震震源分布。弘前大学微小地震観測網のデータによる。平面図の太枠内の東西断面図を下に示す。

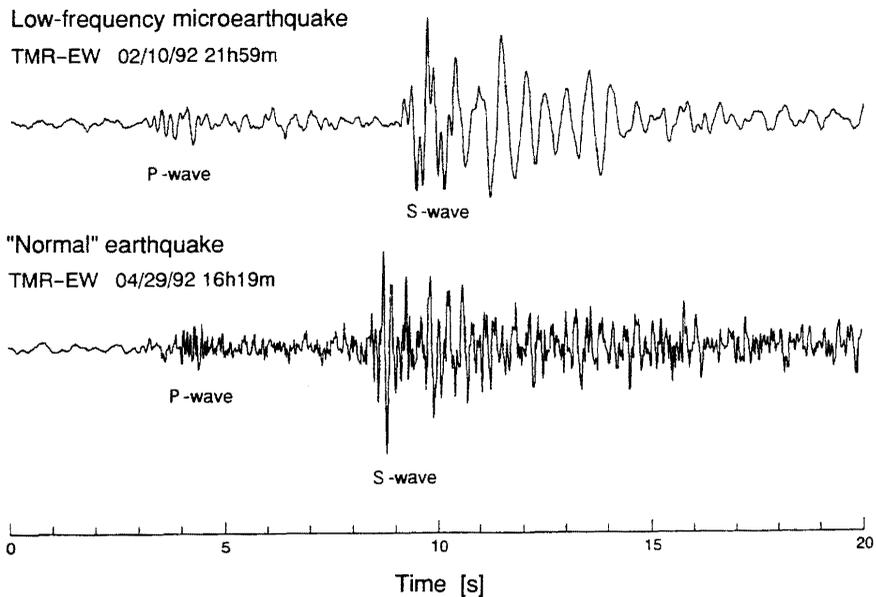


図1-2. 下北半島大畑沖で発生した低周波微小地震（上）と、通常の高周波の地震（下）の波形の比較。

示した東西断面図を見ると、地震は限られた領域（沈み込む太平洋プレートに沿う二重深発地震面と内陸地殻浅部）で発生していることがわかる。内陸地震の深さの下限は約20 kmで、その深さは地殻を構成する岩石の脆性破壊—流動変形の境界を表すと解釈されている。しかし例外的に、その下限を越える深さにおいて発生する地震があることもわかってきた。図1に矢印をつけて表した地震群がそれである。このような地震群は低周波振動が卓越することが特徴で、そのため、低周波微小地震と呼ばれる。その波形の例を図1-2に示す。

低周波微小地震は、北海道・東北地方・関東地方・中部地方・南九州地方で発生の報告があり、主に火山フロントに沿って分布する。低周波微小地震の発生する深さは上記の脆性—流動境界よりも深いので、通常の浅発地震とは異なるメカニズムで発生していると考えられる。低周波微小地震の発生域が火山近傍や地震波低速度域周縁に限られることから、その発生にはマグマ活動が関係すると考えられている（図1-3）。しかし、低周波微小地

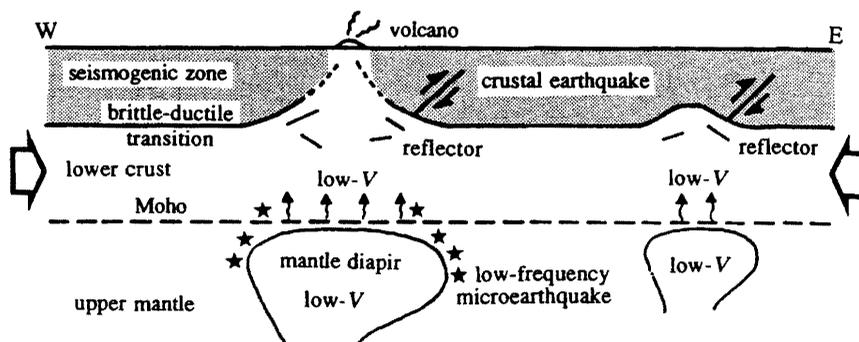


図1-3. 東北地方地殻および最上部マントル構造の模式図。低周波微小地震（★）はマントルダイアピルの周辺で発生 [HASEGAWA et al. (1993)]。

震の規模が小さく発生頻度が低いことから、発生機構を詳細に議論した例は少ない。最近では波形インバージョンから震源メカニズムを推定した例がいくつかある。しかし、低周波微小地震では顕著な後続波が現れるので、波形全体を説明するには至っていない。

一方、通常の浅発地震が発生する深さ範囲で発生する低周波微小地震があることもわかってきた。これについての観測例はさらに少なく、発生機構はほとんど解明されていない。

1-3. 本研究の目的

低周波微小地震の発生機構の解明には、観測例を増やすことが基本的に重要である。これまでの研究の欠点は、帯域の狭い地震計を使い、トリガー記録を基に解析がなされてきたことにある。そこで本研究では、帯域の広い地震計を用いた連続記録から低周波微小地震の波形データを得て、それを詳細に解析することを目的とする。その目的の観測のためには、ある程度以上の数の観測点が必要となる。そこで、高価な広帯域地震計ではなく、比較的安価な中帯域地震計（周期数十秒までをカバーする地震計）を数多く用いることとする。これは本研究の経費によって購入した。低周波微小地震の波形の特徴として、直達波後に顕著な後続波が見られることが挙げられる。しかし、過去になされた低周波微小地震の発生機構の研究では、主に初動部分のみが解析に用いられてきた。そこで本研究では、波形インバージョンによる解析に加え、後続波の波形の特徴からも低周波微小地震の発生機構を検討する。

本研究開始直前から岩手山での地震活動が活発になり、それに伴ってモホ面近傍の低周波微小地震活動も活発になったことがわかった。そこでそれを狙ったアレイ観測を実施したが、偶然にも観測地域のそばで岩手県内陸北部地震 ($M=6.1$) が発生し、多数の余震記録を得ることができた。その中には低周波な余震も相当数含まれていた。前述のように地殻浅部での低周波微小地震の観測例は少ない。本研究ではそれを中帯域地震計を含んだアレイ観測網で記録するという、希有なチャンスに恵まれた。そこで、この低周波余震についてもアレイ観測記録を基に詳細に解析し、その発生機構を論ずる。

このように、本研究では低周波微小地震の発生機構の解明が目的であるが、データとしては下北半島地域での地殻深部～モホ面近傍の低周波微小地震と、岩手山南西での地殻浅部低周波微小地震を用いる。いずれも中帯域地震計による連続記録を使用したことが、データにおける共通した特徴である。

1-4. 本研究の実施経過

(1) 下北半島地域

平成10年5月～11月、および平成11年6月～11月の期間に、下北半島において臨時地震観測を実施した。観測点数は期間によって若干変更したが、11点～15点である。地震

計は中帯域地震計を主体に、記録はDATテープを用いたレコーダに連続収録した。連続記録から下北半島大畑沖および渡島半島戸井沖の地殻深部で発生した低周波微小地震の波形記録を切り出して解析に用いた。解析の内容は震源決定、スペクトル解析、particle motionからの後続波の解析、波形インバージョン、およびS波とP波の振幅比からの力源タイプの推定である。なお、このデータは他の目的（S波スプリッティングからの不均質構造の解明）にも有効に用いられた。

(2) 岩手山地域

平成10年9月～11月の期間に、岩手県雫石町でアレイ観測を実施した。この観測でも下北半島での観測と同様に、中帯域地震計と短周期地震計の記録をDATレコーダに連続収録した。観測開始直後に発生した岩手県内陸北部地震の余震に顕著な低周波の余震が含まれていた。その波形記録を基に、センブランス解析、particle motion解析、スペクトル解析、波形インバージョン、地震波散乱体の位置の推定を行い、低周波地震の発生機構について議論した。

1-5. 本研究の成果の概要

(1) 下北半島地域

臨時観測データを用いて下北半島大畑沖と渡島半島戸井沖で発生した低周波微小地震の震源決定を行い、下部地殻からモホ面にかけての領域で発生していることを確認した。それに加えて、震源が深さ方向に細長く伸びた分布をしていることが有意であることを明らかにした。観測に中帯域地震計を用いたことから、1 Hzよりも低周波数の波がノイズレベルを超えるようなレベルでは含まれていないことが、本研究によって初めて明らかになった。particle motionの解析では、後続波群に実体波的な振動をする部分が含まれていることがわかり、これは、震源から実体波が繰り返し放射される可能性を示唆する。波形インバージョンでは継続時間の長い後続波を再現することができず、多重震源を考慮する必要があると考えられる。しかし一方では、後続波の生成に震源近傍の構造の不均質性が影響する可能性も示された。低周波微小地震の直達波部では高周波成分が重畳する場合があるので、2つの帯域（低周波側は1～5 Hz、高周波側は5 Hz以上）について、S波とP波の振幅比を求めた。平均値は低周波側では5.38、高周波側では3.42と系統的な違いがあった。この値と調和的な力源モデルは、低周波側ではsingle force型、高周波側では開口クラック型であった。具体的な発生メカニズムとして、マグマだまり間をつなぐ管が開くことによって開口クラック型の振動が生じ、開いた管内をマグマ流が間欠的に流れることによってsingle force型の力が働くというモデルを考えた。

(2) 岩手山地域

低周波後続波は2秒程度の卓越周期、S波よりも大きな振幅、20秒以上の長い継続時間

で特徴づけられる。センブランス解析やparticle motion解析の結果、この後続波は盆地生成表面波と考えられることがわかった。ただしそのためには、入射波が低周波成分に富むことが必要である。実際、低周波余震の実体波スペクトルは、高周波余震のスペクトルに比べて高周波成分が欠落していることがわかった。従って、低周波後続波を伴う余震は地殻浅部低周波地震であることになる。低周波地震発生の時系列を調べると、低周波地震は本震発生直後には比較的多く発生していたが、時間とともに発生頻度が低下したように見える。このことは、低周波地震の発生が過渡的な現象であったことを示唆する。また、アレイで記録した余震のPコーダ波には、コヒーレントな位相が多数含まれていた。P-P散乱を仮定し、簡単なペナルティ関数を用いて散乱体の位置を推定したところ、低周波余震の震源域よりも南西の地殻中部に求められた。本震発生前に生じた岩手山周辺での地震活動・地殻変動・超長周期地震の震源過程の研究から、岩手山の山体下にはマグマの貫入があったものと考えられている。まだ定性的な段階ではあるが、マグマから派生した地殻内流体の関与を考えると、低周波地震の発生が過渡的な現象であったことや、多くの散乱源が存在することを説明することができる。

1-6. 成果の公表

(1) 学会誌等

小菅正裕・置田貴代美, 2000, S波スプリッティングから見た下北半島下のリソスフェアの不均質構造, 地震研究所彙報, (印刷中).

佐鯉央教・小菅正裕, 2001, 恐山・恵山周辺で発生した低周波微小地震の波形の特徴と発生メカニズム, 地震2, (準備中).

Masahiro Kosuga, Yoshimichi Senda, Kazutoshi Watanabe, and Hisayuki Sakoi, 2001, Low-frequency aftershocks of a moderate-size earthquake near the Iwate volcano, northeast Japan, and its implication to volcanic and tectonic interaction, *Geophysical Journal International*, (in preparation).

(2) シンポジウム報告書等

小菅正裕・千田良道, 2000, 岩手県内陸北部地震震源域近傍の低周波地震と地殻内流体, 京都大学防災研究所研究集会「地震発生に至る地殻活動解明に関するシンポジウム」報告書.

(3) 口頭発表

小菅正裕・渡邊和俊・佐藤勝人・佐鯉央教・斉藤知美・阿部信太郎, 1998, 岩手山南西地震のアレイ観測, 日本地震学会1998年度秋季大会, 福井市.

小菅正裕・千田良道, 1999, 岩手県内陸北部地震の長周期余震の特徴と起源-広帯域アレイ解析による検討-, 地球惑星科学関連学会1999年合同大会, 東京.

Masahiro Kosuga, Kazutoshi Watanabe, Yoshimichi Senda, and Hisayuki Sakoi, 1999, Long-period aftershocks of a moderate-size earthquake near the Iwate Volcano, northern Japan, observed by a broadband seismic array, *General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics*,

Birmingham, UK.

小菅 正裕・千田 良道, 1999, 堆積盆地で強調された地殻浅部低周波地震, 日本地震学会 1999 年度秋季大会, 仙台市.

Masahiro Kosuga and Yoshimichi Senda, 1999, Long-period aftershocks of a moderate-size earthquake near the Iwate volcano, northern Japan, and its implication to volcanic and tectonic interaction, Fall Meeting of the American Geophysical Union, San Francisco, USA.

小菅正裕・置田貴代美, 2000, S波スプリッティングから見た東北地方北部のリソスフェアの不均質構造, 地震研究所シンポジウム「大陸形成と地球のダイナミクス-鳥弧地殻の形成・変形過程-」, 東京.

Masahiro Kosuga and Kiyomi Okita, 2000, Shear-wave anisotropy in the lithosphere beneath Shimokita Peninsula, northeast Japan, Western Pacific Geophysics Meeting, Tokyo.

小菅正裕・千田良道, 2000, 岩手県内陸北部地震震源域近傍の低周波地震と地殻内流体, 京都大学防災研究所研究集会「地震発生に至る地殻活動解明に関するシンポジウム」, 宇治市.

小菅正裕・千田良道, 2000, 零石盆地で発生した浅部低周波地震の時系列の特徴と震源メカニズム, 日本地震学会 2000 年度秋季大会, つくば市.

1-7. 本報告書の構成

報告は 1-5 で述べた内容が中心になるが, 本報告書が低周波微小地震研究の包括的な報告となるように, 2 では低周波微小地震研究についての簡単なレビューを行い, 3 では研究代表者が今回の研究経費の交付以前に行ってきた研究を紹介する. 4, 5 が本報告書の中心をなし, 4 では下北半島地域, 5 では岩手山地域での低周波微小地震についての解析結果を紹介する.

文献

HASEGAWA, A., A. YAMAMOTO, D. ZHAO, S. HORI and S. HORIUCHI, 1993, Deep structure of arc volcanoes as inferred from seismic observations, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **342**, 167-178.

2. 低周波微小地震の研究 (レビュー)

2-1 研究の歴史

微小地震観測網の充実とともに各地の地震活動の特徴が明らかになってきたが、低周波微小地震について最初に述べたのは、おそらく高木・長谷川 (1976) である。彼らは岩手山近傍で発生した低周波微小地震の波形例を示し、低応力降下量の地震であろうと述べている。この地域の地震は清水・他 (1981a, 1981b) によってさらに解析が進められ、震源の再決定 (図2-1) と、ダブルカップルを仮定してではあるが、メカニズム解の推定が行われた。しかしその後しばらくは、低周波微小地震に関する研究は行われなかった。1986年11月に伊豆大島で、卓越周波数1 Hzの波が約1分間継続するという特異な地震が発生した。その波形を図2-2に示す。UKAWA and OHTAKE (1987)はこの地震を「単色地震」と呼んで、震源決定、スペクトルと振動様式の特徴を調べた。震源位置は伊豆大島の直下、約30 kmであった (図2-3)。鶴川・大竹 (1984) は富士山直下の深さ30 km程度までの領域で、卓越周期が0.5~1秒の低周波地震が発生していることを報告した。

低周波微小地震が注目を集めるようになったきっかけは、1989年

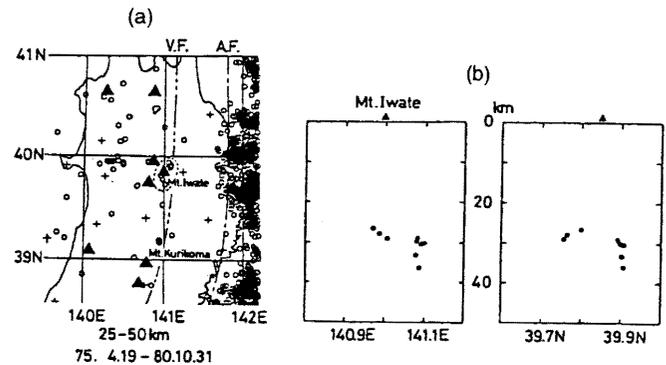


図2-1. 岩手山近傍で発生した低周波微小地震の震源分布 [清水・他 (1981b)].

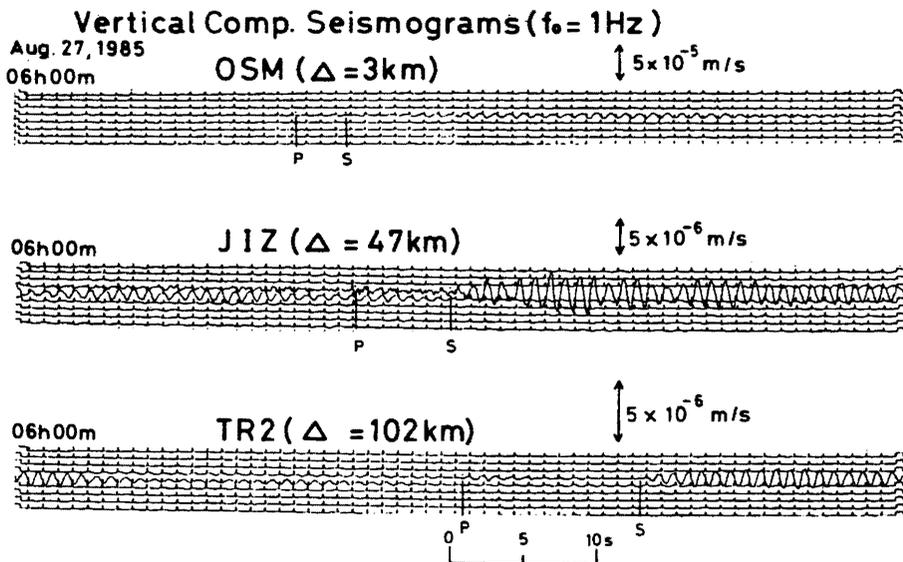


図2-2. 1986年11月に伊豆大島で発生した単色地震の波形 [UKAWA and OHTAKE (1987)]

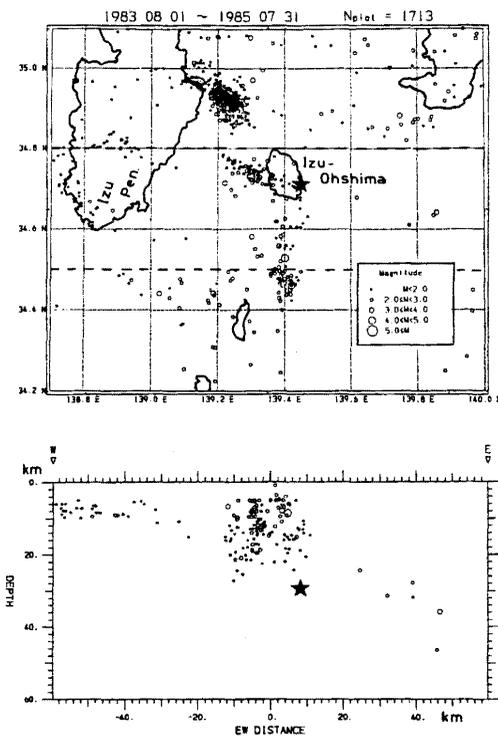


図2-3. 1986年11月に伊豆大島で発生した単色地震の震源位置(★) [UKAWA and OHTAKE (1987)]

に下北半島で発生した群発的な活動である。その震源位置は図1-1に、波形の例は図1-2に示してある。その後東北地方の低周波微小地震についての系統的な抽出作業が行われ、その性質が調べられた。結果は HASEGAWA and YAMAMOTO (1994), 長谷川・他 (1991), HASEGAWA *et al.* (1991, 1993)などにまとめられている。卓越周波数に関しては1~5 Hzであること、地震の規模は最大でもM 2.5程度であることがわかった。この時期は ZHAO *et al.* (1992) などによるトモグラフィーの結果が出始めた時期にも当たり、低周波微小地震の震源と地震波速度構造との関係も議論されるようになった。東北地方に続いて北海道でも低周波微小地震が見つかり [鈴木 (1992)], 日本各地での調査と発見へと続いた。これまで、関東地方 [鶴川・小原 (1993)], 中部地方 [根岸・他 (1995)], 南九州地方 [八木原・後藤 (1999)] で発生の報告がある。

深部低周波地震の発生する深さは下部地殻からモホ面付近である。この深さは地震発生層の下限、すなわち、岩石の脆性-流動境界よりも深いので、一般には地震は発生しないと考えられている [嶋本 (1989)]。従って、深部低周波地震は通常の浅発地震とは異なるメカニズムで発生しているはずである。発生機構を論じた最初の例は清水・他 (1981b) である。UKAWA and OHTAKE (1987)は伊豆大島の単色地震に対して、S波の偏向角やP波との振幅比より、この地震の力源を single force 型と推定した。低周波微小地震に波形インバージョン法を最初に適用したのは小菅・長谷川 (1992) で、その後、西富・武尾 (1996) や岡田・長谷川 (2000) などによっても行われている。しかし、波形全体を説明できるような解は得られていない。藤田・鶴川 (2000) は三宅島で発生した低周波微小地震に対して、P波とS波の振幅比から力源について論じた。

以下では各論についてやや詳しく述べる。

2-2 低周波微小地震の発生場所

東北地方の浅発地震活動を詳細に調べた HASEGAWA and YAMAMOTO (1994)は、内陸の浅

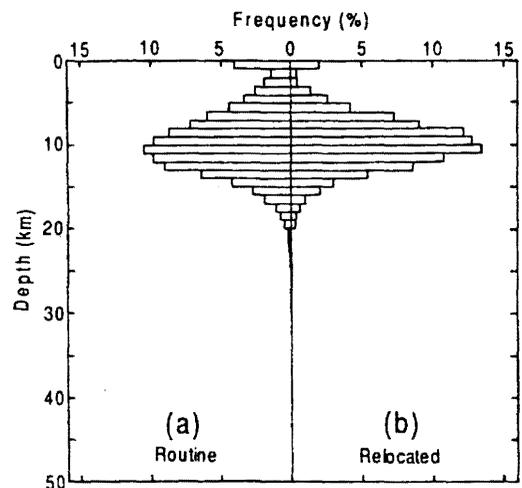


図2-4. 東北地方内陸で発生する地震の深さ分布 [HASEGAWA and YAMAMOTO (1994)].

発地震のほとんどが深さ 20 km 以浅で発生していることを明らかにした (図 2-4). それ以深の地震は低周波微小地震であった. 彼らはそれらの位置を再決定して図に示している (図 2-5). 東北地方では最近, 東北脊梁山地合同観測によって高密度な観測網が展開され, 震源も精密に決定された. 岡田・長谷川 (2000) には脊梁山地に沿う断面図が示されている

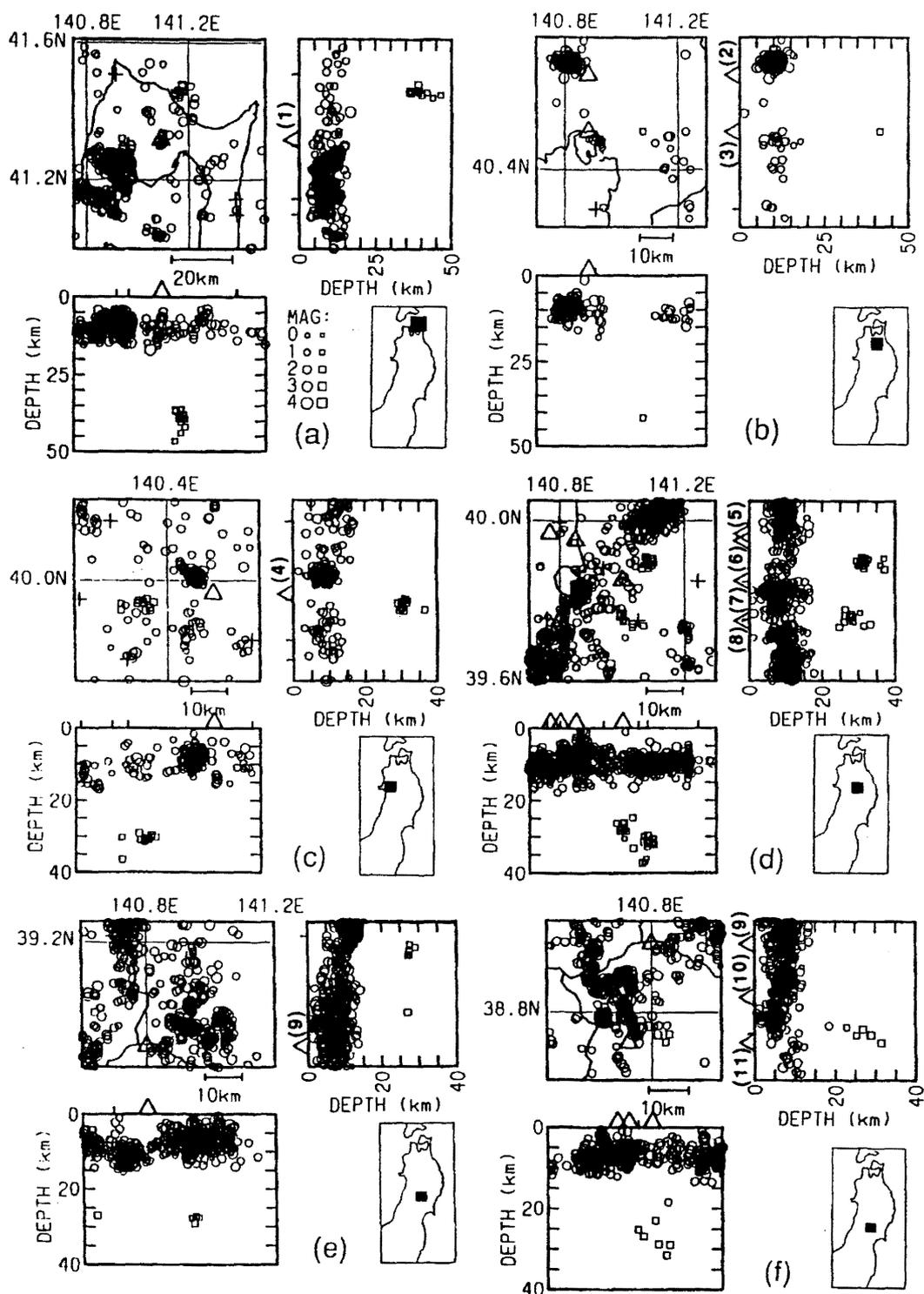


図 2 - 5. 東北地方の浅発地震と低周波微小地震の震源分布 [HASEGAWA and YAMAMOTO (1994)]

(図2-6). この図を見ると, 低周波微小地震が浅発地震発生層の下限よりも深部で発生していることがよくわかるが, 下限と低周波微小地震の震源までの距離には地域性がある. 下北半島と岩木山においては, 深さ15 km~25 kmとやや浅い位置で発生した低周波微小地震があることが, 小菅(1992, 1994)によって報告された. 関東地方について求められた低周波微小地震の震源分布を図2-7~図2-9に示す.

低周波微小地震の震源は主に火山フロントに沿って分布する. 東北地方におけるトモグラフィーの研究からより詳しく見ると, P波の低速度域[図2-10, HASEGAWA and YAMAMOTO(1994), 長谷川・松本(1997)]や低Q域[図2-11, 細田・小菅(1997)]の周縁部で発生していることも明らかになった.

2-3 低周波微小地震の波形の特徴

低周波微小地震の卓越周波数は1~5Hz程度であり, 地殻浅部で発生する同程度の規模の地震の卓越周波数(10~20Hz)と比べると明らかに低周波である. 図2-12は低周波微小

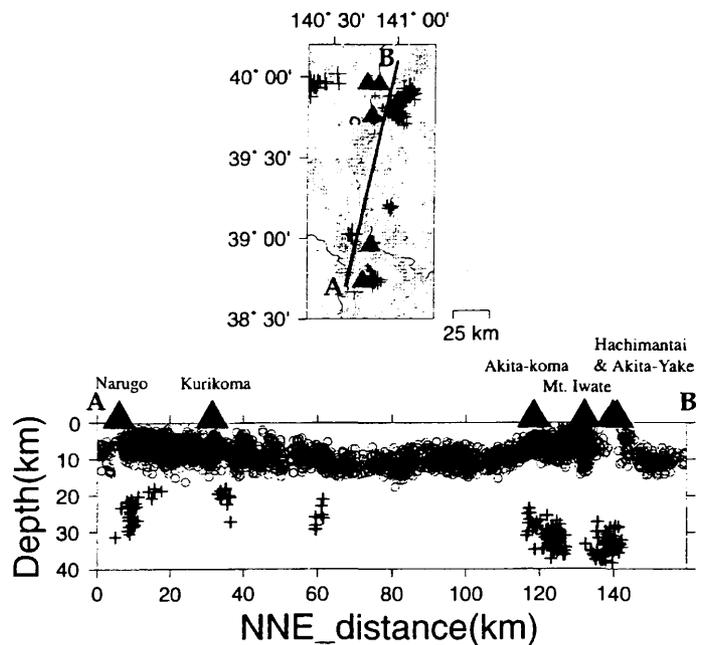


図2-6. 東北地方の脊梁山地に沿う断面にプロットした地震の深さ分布 [岡田・長谷川(2000)].

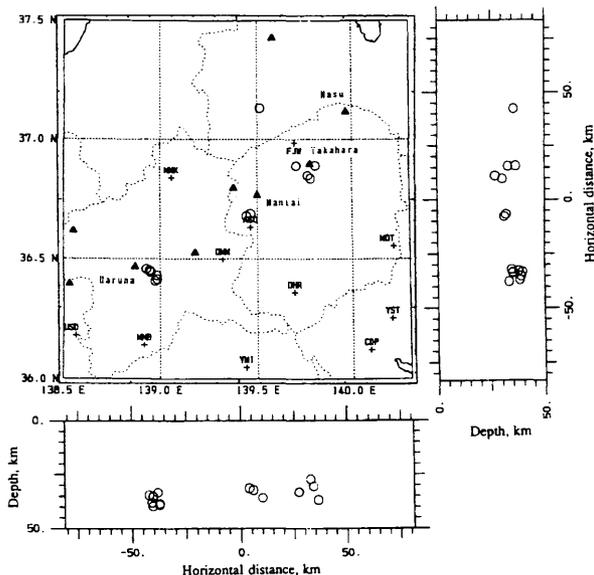


図2-7. 関東地方で発生した低周波微小地震の震源分布 [鶴川・小原(1993)].

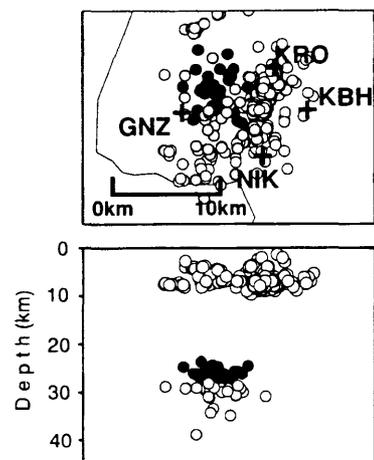


図2-8. 日光地域で発生した浅発地震と低周波微小地震の震源分布 [西富・武尾(1996)].

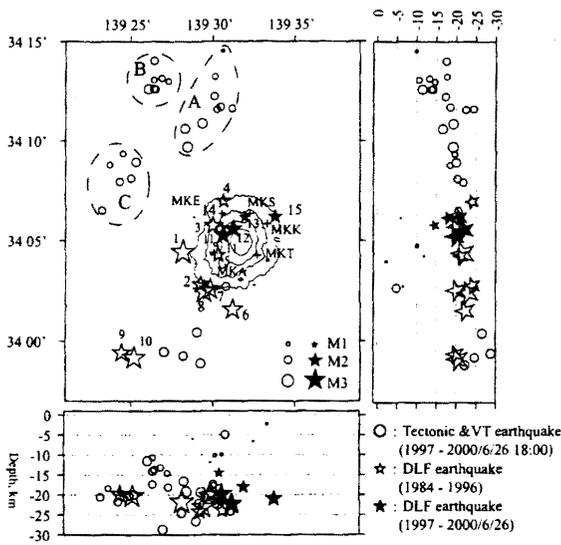


図2-9. 三宅島で発生した低周波微小地震の震源分布 [藤田・鶴川 (2000)].

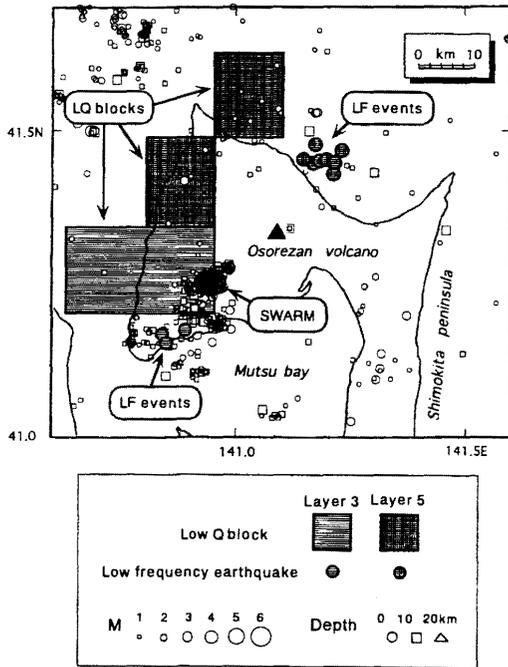


図2-11. 下北半島地域の低Q領域と低周波微小地震の震源分布 [細田・小菅 (1997)].

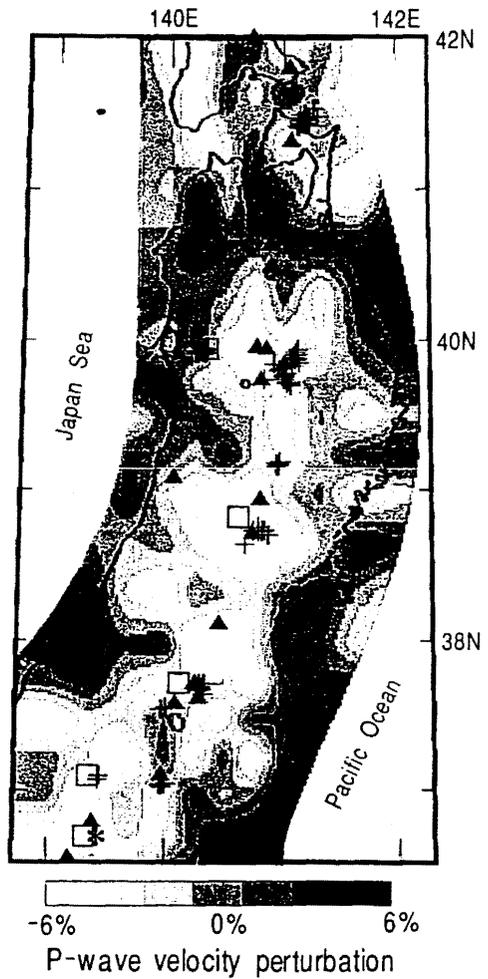


図2-10. 東北地方の深さ40 kmにおけるP波速度パータベーションの分布(濃淡)と低周波微小地震の震源分布(+)[HASEGAWA and YAMAMOTO (1994)].

小地震と浅発地震の波形を比較したものである。これらについてスペクトルをとったものが図2-13で、低周波微小地震では卓越周波数範囲のスペクトル値が特に大きく、それよりも高周波での振幅が極端に小さいことがわかる。HASEGAWA and YAMAMOTO (1994)は卓越周波数とマグニチュードの関係調べたが、依存性はほとんどない(図2-14)。

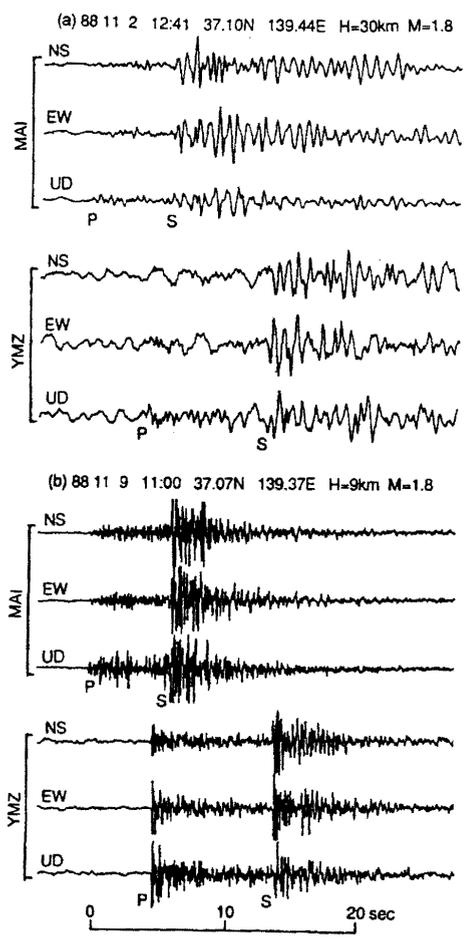


図2-12. 磐梯山周辺で発生した低周波微小地震（上）と、それとほぼ同じ震央位置で発生した浅発地震（下）の波形 [HASEGAWA and YAMAMOTO (1994)]

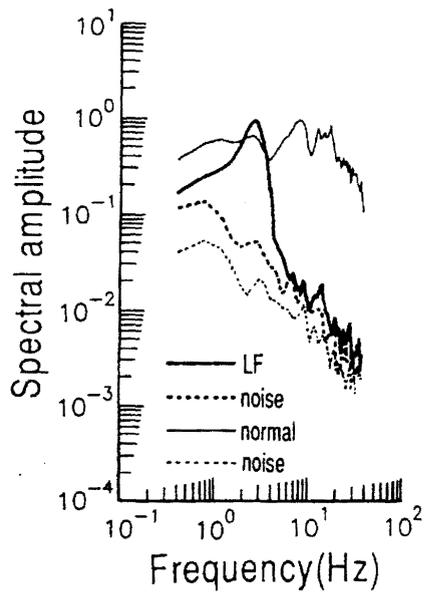


図2-13. 図2-12に示した地震のP波の速度スペクトルの比較 [HASEGAWA and YAMAMOTO (1994)]

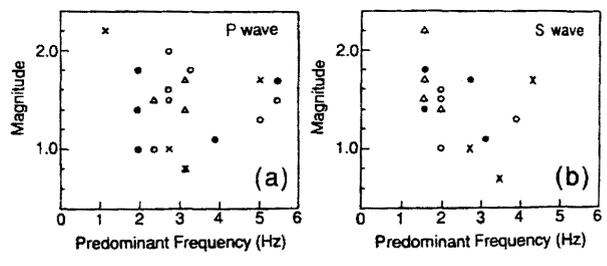


図2-14. 低周波微小地震の卓越周波数とマグニチュードの関係 [HASEGAWA and YAMAMOTO (1994)]

2-4 低周波微小地震の発生機構

低周波微小地震の発生域が火山近傍や地震波低速度域周縁に限られることは、低周波地震の発生メカニズムがマグマ活動と関係することを示唆する。しかし、低周波微小地震の規模が小さいことや発生頻度が低いことから、発生機構について詳細に議論した例は少ない。発生機構を論じた最初の例は清水・他 (1981b) である。彼らは岩手山付近で発生した低周波微小地震について、ダブルカップル型の仮定のもとではあるが、P波初動極性とS波の偏向角からメカニズム解を推定し、横ずれ型の解を得た (図2-15), UKAWA and OHTAKE (1987)は伊豆大島の単色地震に対して、S

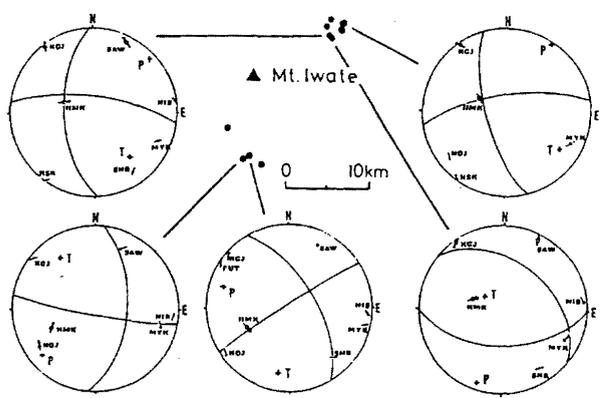


図2-15. 岩手山付近で発生した低周波微小地震のメカニズム解 [清水・他 (1981b)].

規模が小さいことや発生頻度が低いことから、発生機構について詳細に議論した例は少ない。発生機構を論じた最初の例は清水・他 (1981b) である。彼らは岩手山付近で発生した低周波微小地震について、ダブルカップル型の仮定のもとではあるが、P波初動極性とS波の偏向角からメカニズム解を推定し、横ずれ型の解を得た (図2-15), UKAWA and OHTAKE (1987)は伊豆大島の単色地震に対して、S

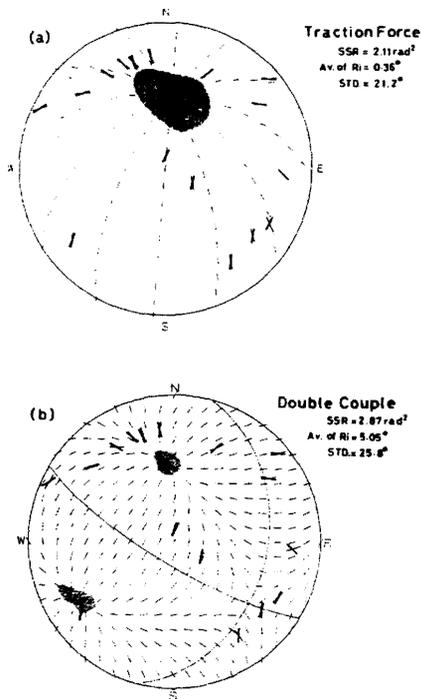


図2-16. 伊豆大島の単色地震に対するS波の偏向角 [UKAWA and OHTAKE (1987)]

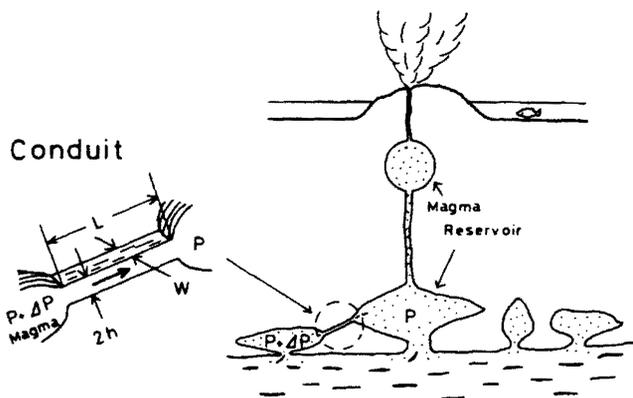


図2-17. 伊豆大島の単色地震の発生モデル [UKAWA and OHTAKE (1987)]

波の偏向角やP波との振幅比より、この地震の力源がsingle force型であると推定した(図2-16)。彼らが描いた具体的なイメージは図2-17に示されており、マグマだまりをつなぐ火道中をマグマが移動する際に、火道壁にsingle forceが働くというものである。

低周波微小地震の発生にマグマが関与しているのであれば、震源メカニズムは体積変化成分を含むかもしれない。

そのような観点から、波形インバージョン法による震源メカニズムの推定を最初に行ったのは、小菅・長谷川(1992)である。彼らは非ダブルカップル成分を含む可能性を指摘したが、理論波形は観測波形をあまりよく説明できていない(図2-18)。西富・武尾(1996)

Low freq. 04/18/89 08h15m

t1=0.10s, t2=0.20s

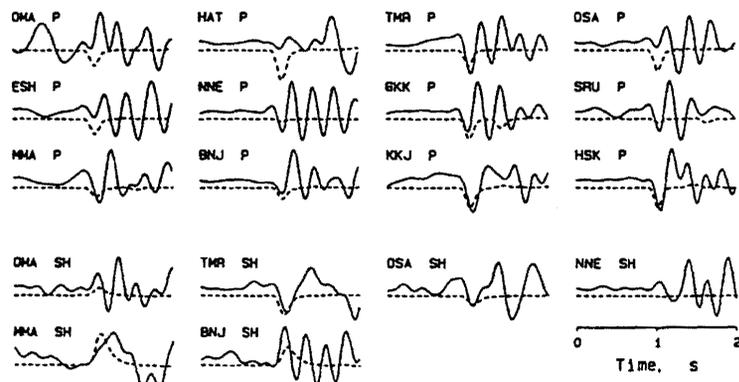
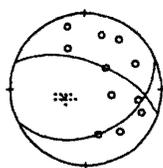
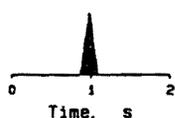


図2-18. 下北半島で発生した低周波微小地震に対する波形インバージョンの結果 [小菅・長谷川(1992)]. 実線が観測波形で破線が理論波形。

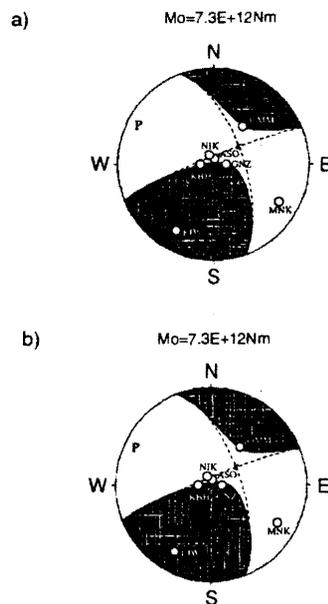


図2-19. 日光地域で発生した低周波微小地震のモーメントテンソル解 [西富・武尾(1996)].

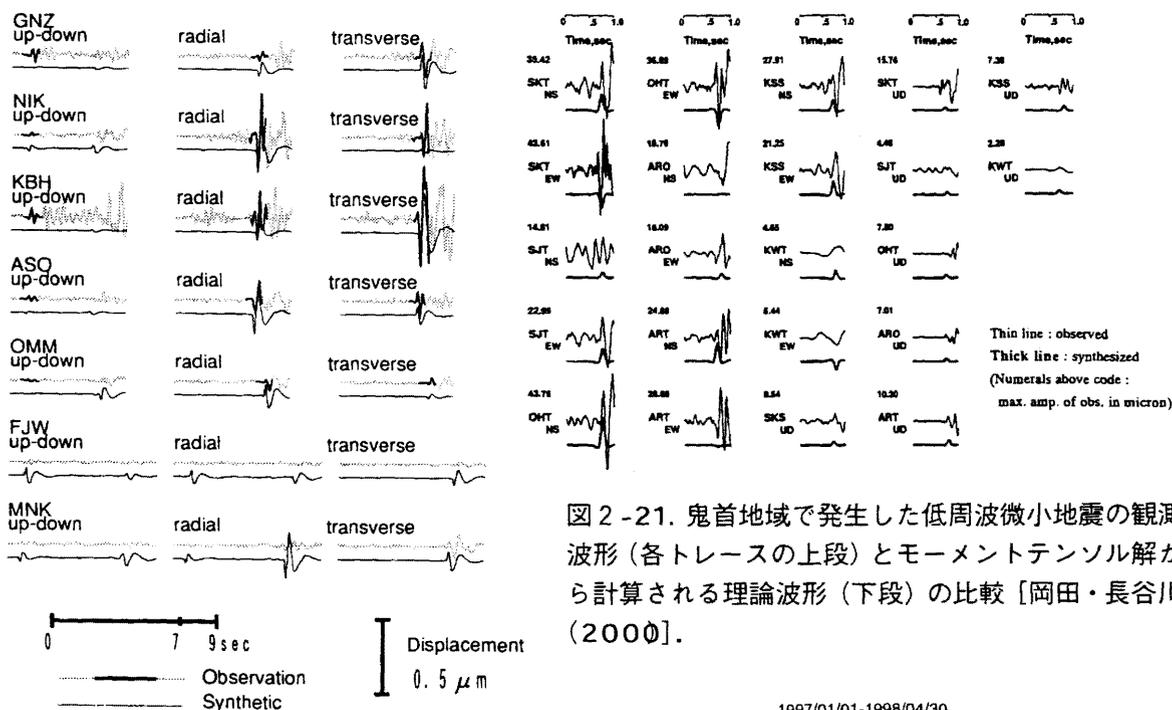


図2-20. 日光地域で発生した低周波微小地震のモーメントテンソル解析に用いた波形(太線部分)と理論波形(細線)の比較 [西富・武尾 (1996)].

は栃木県西部の日光地域で発生した低周波微小地震のモーメントテンソル解析を行った。彼らが得た解は図2-19に示される横ずれ型に近い解である。彼らはモーメントテンソルの他に, single force, 爆発震源, 開口クラック, CLVD

についても検討し, 図2-19のモーメントテンソル解が最適とした。なお, 彼らがインバージョンに用いたのは, 図2-20に太線で示されるような初動部分である。岡田・長谷川(2000)も, 宮城県鬼首地域で発生した低周波微小地震に対して, 同様に初動部分だけを用いた波形インバージョンを行っており(図2-21), 図2-22に示すような解を得た。1つは横ずれ型に近いが, 他の2つは非ダブルカップル成分が大きい。彼らはこの非ダブルカップル成分は有意なものとしている。

これに対して, 藤田・鶴川(2000)は三宅島で発生した低周波微小地震に対して, P波とS波の振幅比から力源モデルの推定を行った。彼らは高周波成分と低周波成分に分けて解析を行い, 高周波成分を励起する力源は開口クラック型, 低周波成分を励起する力源はsingle force型と解釈した。

このように, 低周波微小地震の発生メカニズムの研究は種々行われてきたが, 方法や場所によって結果が異なることもあり, まだ統一的な結論は得られていない。また, 波形全体

図2-21. 鬼首地域で発生した低周波微小地震の観測波形(各トレースの上段)とモーメントテンソル解から計算される理論波形(下段)の比較 [岡田・長谷川(2000)].

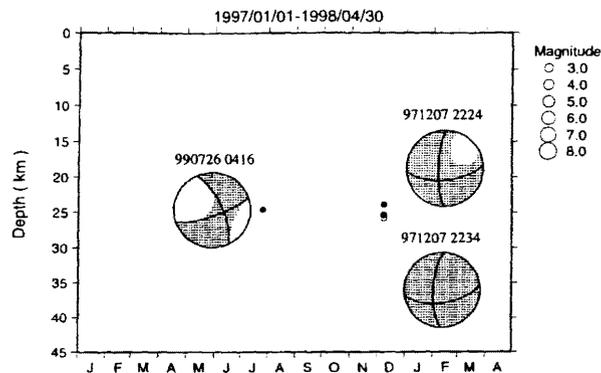


図2-22. 鬼首地域で発生した低周波微小地震のモーメントテンソル解の深さ-時間プロット [岡田・長谷川(2000)].

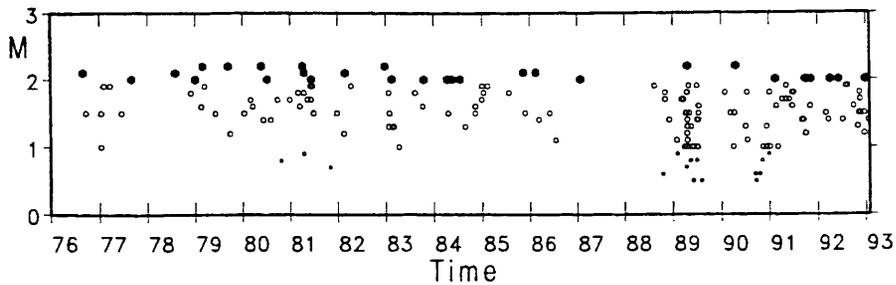


図2-23. 東北地方で発生した低周波微小地震のマグニチュード一時間プロット。M 2.0以上の地震を黒丸で示す [HASEGAWA and YAMAMOTO (1994)]

を理論的に再現するまでには至っていない。

2-5 震源の移動、地震・火山活動との関連

HASEGAWA and YAMAMOTO (1994)は東北地方で発生した低周波微小地震の時系列を調べ(図2-23), ある程度以上の規模の地震は定常的に発生しているが, 広域的な地震活動度の変化の影響も受けていることを指摘した。西富・武尾(1996)は日光地域の地震について高精度震源決定を行い, 震源が1年間で約3km浅い方へ移動したことを示した。また, 岡田・長谷川(2000)は鬼首地域の地震について震源が時間と共に浅くなる傾向を示し, その原因として流体の関与を指摘した。

文献

藤田英輔・鶴川元雄, 2000, 三宅島で発生した深部低周波地震, 火山, **45**, 295-299.

長谷川昭・松本 聡, 1997, 地震波から推定した日光白根火山群の深部構造, 火山, 42 (「マグマ」特別号), S147-S155.

HASEGAWA, A. and A. YAMAMOTO, 1994, Deep, low-frequency microearthquakes in or around seismic low-velocity zones beneath active volcanoes in northeastern Japan, *Tectonophysics*, **233**, 233-252.

長谷川 昭・趙 大鵬・山本 明・堀内茂木, 1991, 地震波からみた東北日本の火山の深部構造と内陸地震の発生機構, 火山, **36**, 197-210.

HASEGAWA, A., A. YAMAMOTO, D. ZHAO, S. HORI and S. HORIUCHI, 1993, Deep structure of arc volcanoes as inferred from seismic observations, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **342**, 167-178.

HASEGAWA, A., D. ZHAO, S. HORI, A. YAMAMOTO and S. HORIUCHI, 1991a, Deep structure of the northeastern Japan arc and its relationship to seismic and volcanic activity, *Nature*, **352**, 683-689.

細田貴子・小菅正裕, 1997, 東北地方北部及び北海道南部の3次元P波減衰構造, 地震2, 50, 259-276.

小菅正裕, 1992, 中部地殻で発生した低周波微小地震, 地震学会講演予稿集, No. 2, A82.

小菅正裕, 1994, 東北地方北部で観測された低周波微小地震の特徴, 地震学会講演予稿集, No. 2, E04.

- 小菅正裕・長谷川 昭, 1992, 火山下に分布する低周波微小地震の発生機構, シンポジウム内陸地震—発生の場と物理—, 22-27.
- 根岸弘明・安藤雅孝・和田博夫, 1995, 中部地域で発生する低周波微小地震, 地球惑星科学関連学会予稿集, E12-09.
- 西富一平・武尾 実, 1996, 栃木県西部地域モホ面付近に発生する低周波地震の活動とその発震機構, 火山, 41, 43-59.
- 岡田知巳・長谷川 昭, 2000, 東北地方地殻深部に発生する低周波微小地震の活動とモーメントテンソル解, 火山, 45, 47-63.
- 嶋本利彦, 1989, 岩石のレオロジーとプレートテクトニクス, 科学, 59, 170-181.
- 清水 洋・佐藤隆司・植木貞人・堀内茂木・高木章夫, 1981a, 東北地方内陸の地殻深部に発生する地震, 地震学会講演予稿集, No. 1, A31.
- 清水 洋・植木貞人・高木章夫, 1981b, 東北地方内陸地殻深部に発生する微小地震のメカニズム, 地震学会講演予稿集, No. 2, A55.
- 鈴木貞臣, 1992, 十勝岳直下のモホ面付近で発生した低周波微小地震 — 震源とスペクトル —, 火山, 37, 9-20.
- 高木章雄・長谷川 昭, 1976, 東北日本弧系における地震活動の特性と予知研究, 地震予知シンポジウム, 15-22.
- 鶴川元雄・大竹政和, 1984, 富士山直下の特異な微小地震活動について, 地震2, 37, 129-133.
- UKAWA, M. and M. OHTAKE, 1987, A monochromatic earthquake suggesting deep-seated magmatic activity beneath Izu-Ooshima volcano, Japan, J. Geophys. Res., 92, 12649-12663.
- 鶴川元雄・小原一成, 1993, 関東地方の火山フロント下のモホ面付近に発生する低周波地震, 火山, 38, 187-197.
- 八木原寛・後藤和彦, 1999, 桜島火山における1998年の深部低周波地震活動, 地球惑星科学関連学会予稿集, Vb-P014.
- ZHAO, D., A. H. ASEGAWA and S. H. ORIUCHI, 1992, Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, J. Geophys. Res., 97, 19909-19928.

3. 下北半島及び岩木山で発生した低周波微小地震 (レビュー)

過去に行われた研究から、下北半島周辺は東北地方でも活発な低周波微小地震の活動域であることがわかっている。また、岩木山でも低周波微小地震が発生したことが知られている。本章ではそれらについて簡単にまとめることにする。ここで取り上げる低周波微小地震の震央を図3-1に示す。

3-1 大畑付近の低周波微小地震

(1) 波形の特徴

下北半島地域の低周波微小地震活動は、1989年4月に大畑沖で群発的な活動があったことによって注目されるようになった。図3-2に下北半島地域の浅発地震

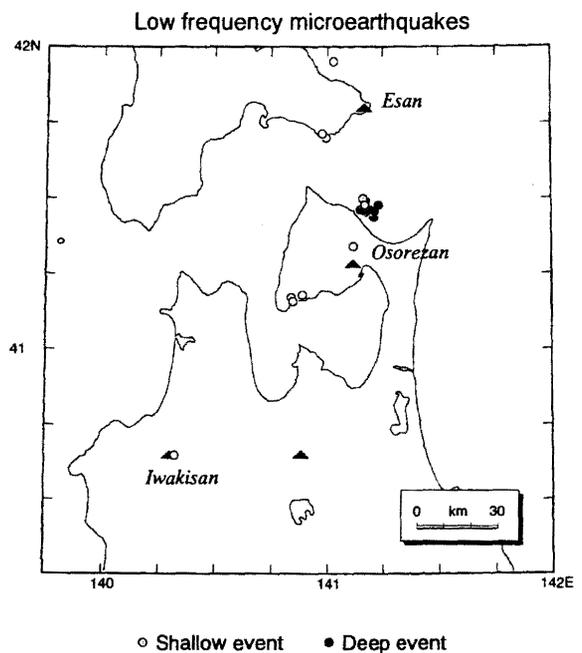


図3-1. 下北半島周辺と岩木山で発生した低周波微小地震の震央分布。モホよりも深い地震と地殻中部の地震でシンボルの濃淡を変えてある。

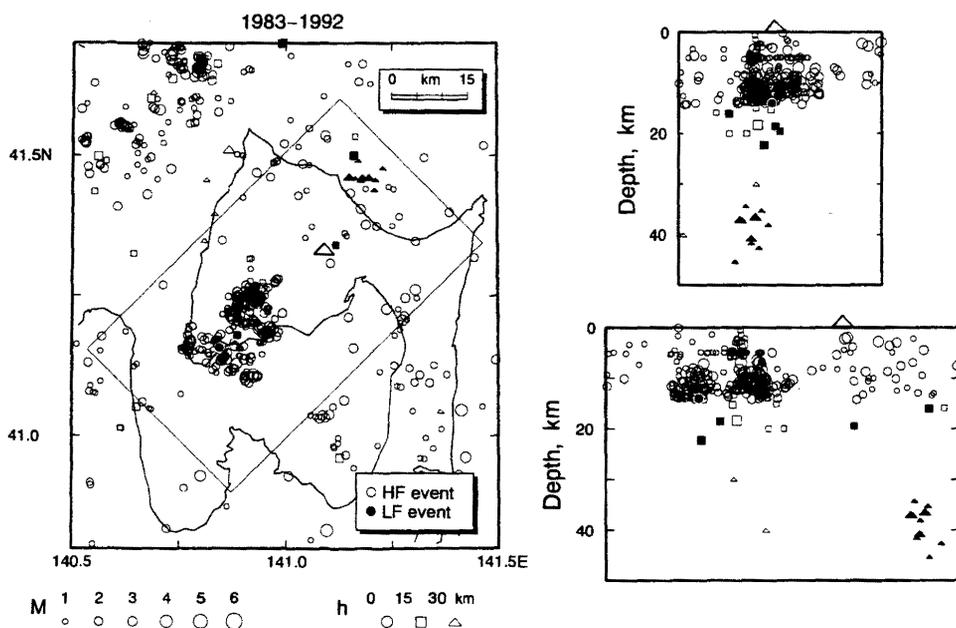


図3-2. 下北半島地域の浅発地震と低周波微小地震の震源分布。右側の断面図は震央分布図の細い線で囲まれた範囲についてのもの。上が北東から見た断面で、下は南東から見た断面。

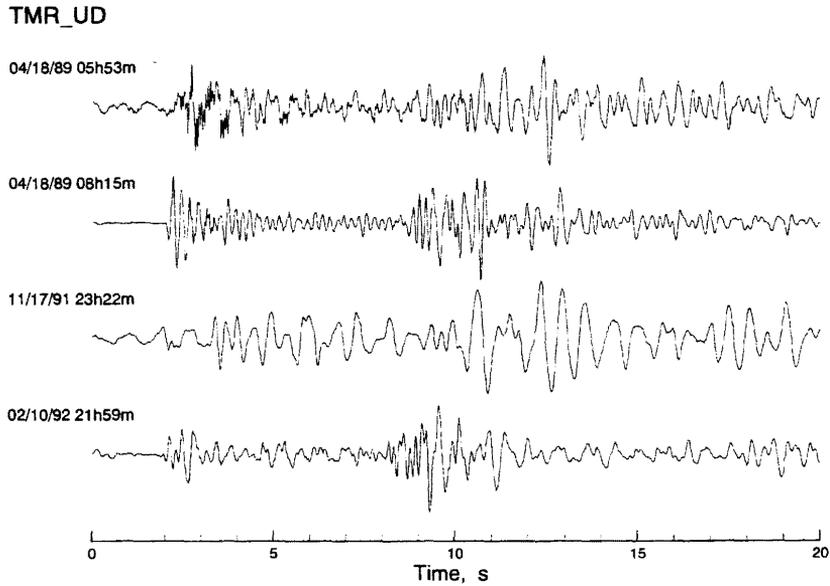


図 3-3. 大畑付近で発生した 4 個の低周波微小地震の波形例。観測点 TMR の位置は図 3-7 を参照。

04/18/89 08h15m

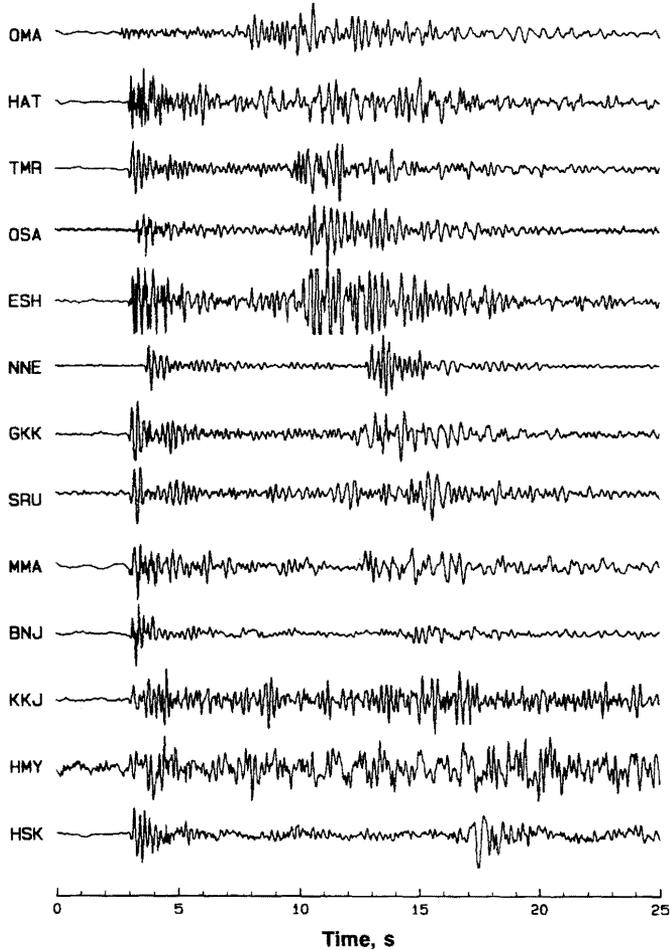


図 3-4. 1989 年 4 月 18 日 8 時 15 分の低周波微小地震の波形。記録は震央距離の小さい順に並べ、各観測点の最大振幅で規格化して示す。

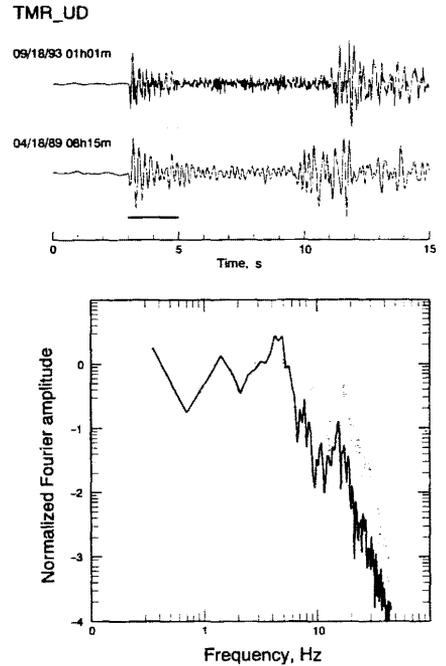


図 3-5. 低周波微小地震と通常の地震の P 波部分の変位振幅スペクトルの比較。スペクトルをとったウィンドウは波形の下に横棒で示してある。

震と低周波微小地震の震源分布を示す。特に地震数が多いのは上記の大畑沖である。図3-3は大畑沖で発生した4個の地震を六ヶ所村のTMR観測点で記録した波形である。観測点の位置は図3-7を参照。これを見ると、同じ地域でも地震ごとに特徴が異なることがわかる。特徴は上から順に、P波初動部に高周波成分が重なる、ほぼ一定周期で振動する、卓越周波数が約2 Hzで最も低周波、P波およびS波初動部分の後に比べてやや高周波ということになる。図3-3の2番目の地震について、多点での記録を並べたものが図3-4である。TMRにおけるこの地震の波形は単一周波数が卓越していたが、観測点が異なると波形の特徴も異なる。NNE, GKK, SRU, HSKのP波部分はTMRと似た特徴を示すが、HAT, ESH, MMAでは高周波成分が重なっている。また、P波とS波の振幅比も観測点ごとに異なる。図3-3と図3-4から、低周波微小地震の波は地震ごとおよび観測点ごとに異なることがわかる。地震ごとに異なる理由としては、地震の発生機構がそれぞれ異なることや、震源近傍の不均質性が強く震源位置の影響が波形に表れることなどが考えられる。また、観測点によって異なる理由は、観測点のサイト特性の影響や、震源からの波の放射に指向性があることなどが考えられる。

図3-5は低周波微小地震と通常の地震のP波部分の変位振幅スペクトルを比較したものである。低周波地震の方がより低周波側から振幅が落ち始めているが、10 Hzよりも高周波側の曲線の傾きはあまり変わらないから、内部減衰 (Q) の影響によって低周波となっているのではないことがわかる。低周波微小地震のスペクトルをもう少し細かく見ると、10 ~ 20 Hzでスペクトル振幅が一旦大きくなる。これはPコーダ波部分の3 ~ 6波目についての高周波の波の影響である。

(2) 震源位置の検討

震源決定では残差2乗和が最小になる震源位置とorigin timeを決定するが、問題が非線形であるので、収束した点がglobalな最小値になっているとは限らない。低周波微小地震の場合は特に震源の深さの決定精度が問題になるので、恐山北方で発生した8個の低周波微小地震についてそれを検討したのが図3-6である。この図は、深さを5 km刻みで固定しながら震源を決定し、各深さでのrms走時残差をプロットしたものである。このプロットで谷になったところが最適の深さを与えるが、谷の幅が深さの決定精度の目安となる。図3-6の場合は8個の地震ともほとんど同じ曲線を描き、およそ40 kmが最適の深さになる。また、曲線の谷の幅も広くはな

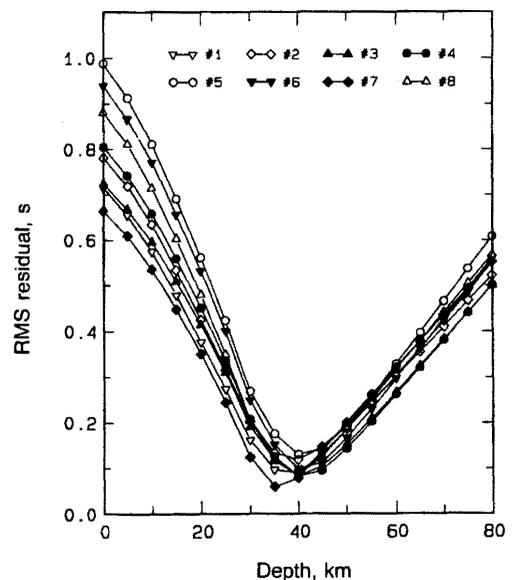


図3-6. 震源の深さに対するrms走時残差の分布。8個の地震に対する結果を重ねて示す。

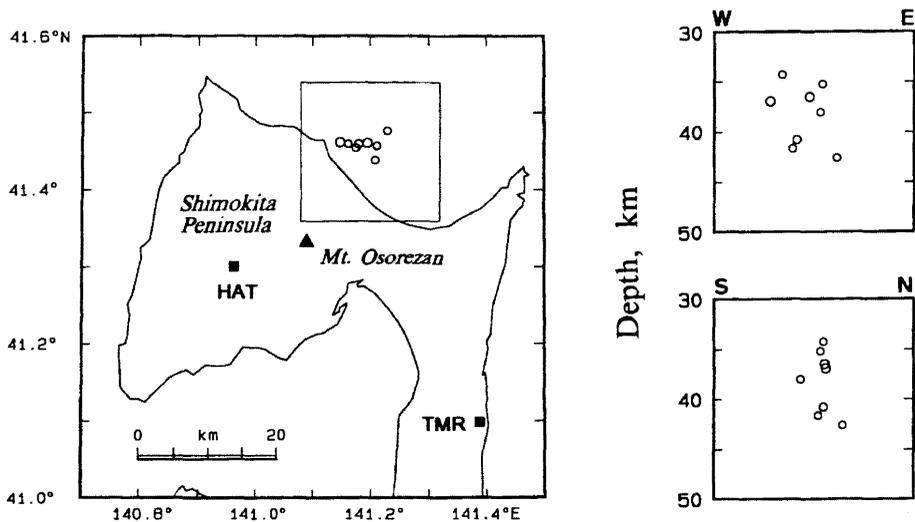


図3-7. 観測点の組み合わせを固定して決定した、大畑付近の低周波微小地震の震源分布。

く、深さは比較的精度よく決められていることがわかる。

震源決定に使用する観測点の組み合わせが変わると、それによって震源の相対的な位置が変わることがある。それを避けるために、図3-7は観測点の組み合わせを固定して震源を決め直した結果である。震源は南北に狭く東西には10 km弱の広がりを持つ。深さ方向にも10 km程度の幅がある。深さの中心は40 km付近で、モホ面近傍というよりは最上部マントル内の地震である。

(3) 震源メカニズム

低周波微小地震は一般に規模が小さいので、多くの観測点でP波初動極性を精度よく読むことができる例は少ない。図3-8に示した地震では、比較的多くの観測点で読み取り値を得ることができた。図3-8は初動部分を拡大して示したものであるが、白丸をつけた観測点の極性はすべて下向き(引き)である。これを震源球の下半球にプロットしたのが図3-9の中央である。初動がすべて引きであるのでメカニズム解を決めることはできないが、通常の4象限型の解では説明できない部分が出てきそうである。図3-9には他の2個の地震についての極性分布も示す。図の右側の地震での読み取り値は多くないが、今度はすべての観測点で押しである。(1)において波形の特徴が地震ごとに異なることを述べたが、P波初動極性も同様に地震ごとに異なる分布をして

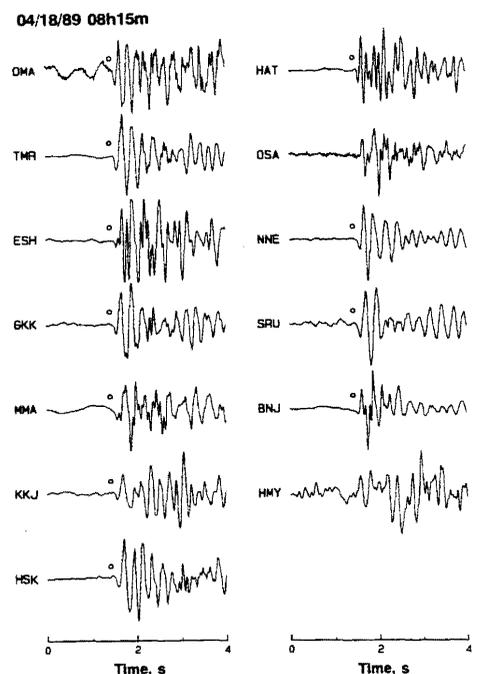


図3-8. 1989年4月18日8時15分の低周波微小地震のP波初動部分の拡大図。○は初動極性が引きの観測点を示す。

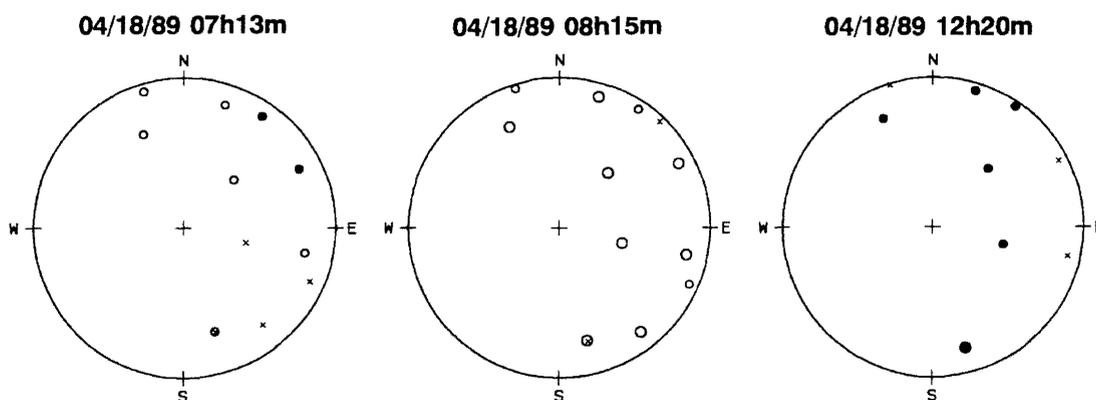


図3-9. 大畑付近で発生した3個の低周波微小地震のP波初動極性分布. 下半球投影で, ●が押しで○が引きを表す.

いる.

震源メカニズムをモーメントテンソルインバージョンから求める試みは小菅・長谷川(1992)によって行われた. 地震波速度構造としては図3-10に示された成層構造を仮定してグリーン関数の計算を行った. インバージョンの結果の例は図2-18に示してあるが, 初動1波がある程度説明できているに過ぎない. これは, 図3-10のような速度構造のもとで単純な震源時間関数を仮定したのでは, 図3-11に示すような単純な波形しか再現できないからである. 実際の波形は初動後に顕著な後続波群があるので, 図3-11のような理論波形

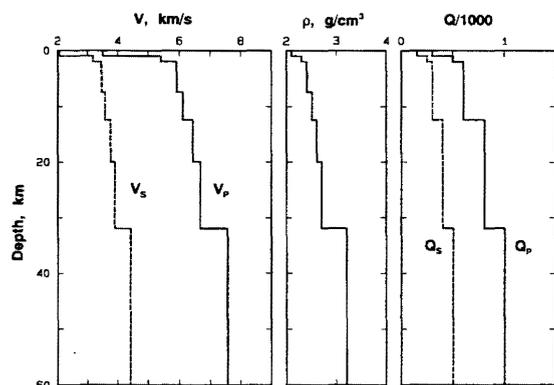


図3-10. 波形インバージョンに使用した地震波速度(左), 密度(中央), Q (右)構造.

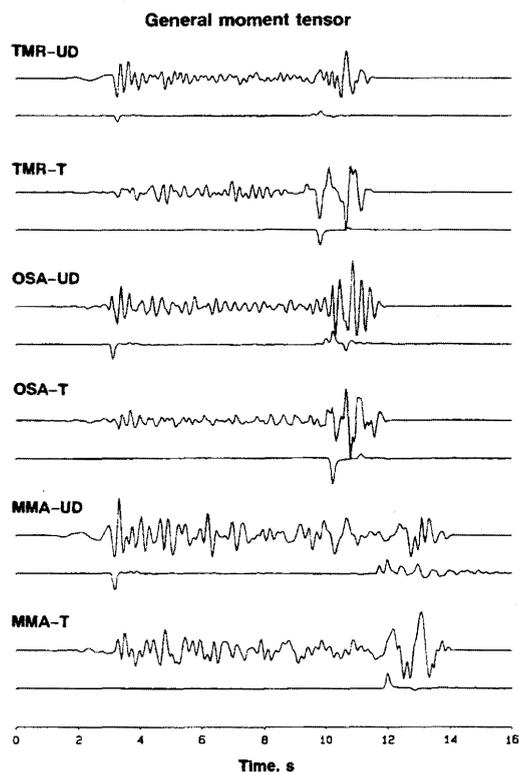


図3-11. 震源時間関数として単発のパルスを仮定して行った波形インバージョンで得られた理論波形(各観測点の下段の波形)と観測波形の比較.

では、観測波形を説明できていることにはならない。そこで、震源時間関数として複数のパルスを仮定した解析を行ってみたのが図3-12である。震源時間関数は図の右下に示されている。このような震源時間関数を用いると、図2-18に比べるとより後続の部分まで説明できるようになるが、解の唯一性をどのように評価するか、最適なパルス数をどのように決めるかなど、検討すべき課題は多い。

3-2. 下北半島南西部の地殻中部低周波微小地震

大畑付近の低周波微小地震は深さ40 km程度のマントル内地震であった。東北地方の他地域で見つかった低周波微小地震もその多くはモホ面近傍の深さ30 km付近のものが多く [HASEGAWA and YAMAMOTO (1994)]。しかし下北半島南西部においてはそれよりも浅い、深さ20 km付近での低周波微小地震も見ついている。その震源は図3-2に示してある。大畑付近の低周波微小地震はその上方の浅発地震とは明らかに異なる深さで発生しているが、下北半島南西部の低周波微小地震は通常地震発生領域の下限付近で発生したものもある。

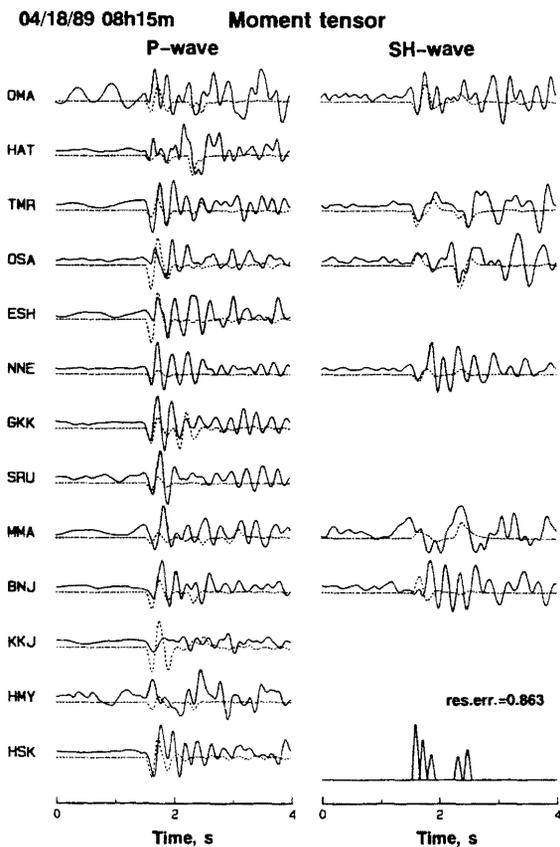


図3-12. 震源時間関数として複数のパルスを仮定して行った波形インバージョンで得られた理論波形(破線)と観測波形(実線)の比較。インバージョンはP波部分とSH波部分を切り出して行った。

図3-13に示した3個の地震の波形を図3-14に示す。3-14の上2つが低周波微小地震で、一番下は比較のために示した浅発地震である。この図を見ると卓越周波数の違いは歴然としている。ここに示した2個の低周波微小地震に

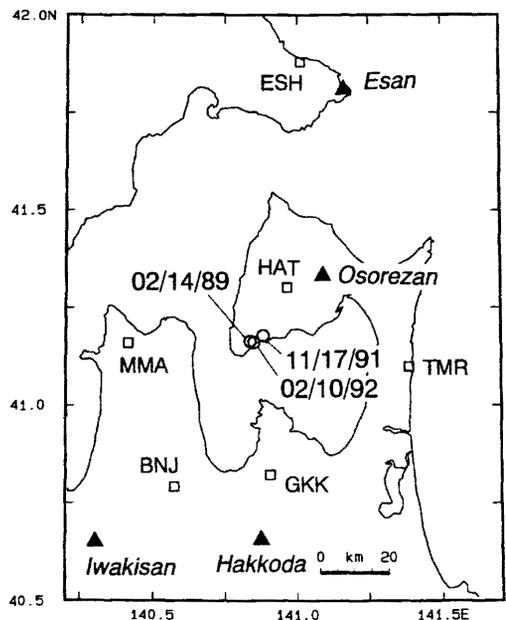


図3-13. 下北半島南西部で発生した3個の地震の震央と観測点の位置。これらの地震からの波形を図3-11に示す。

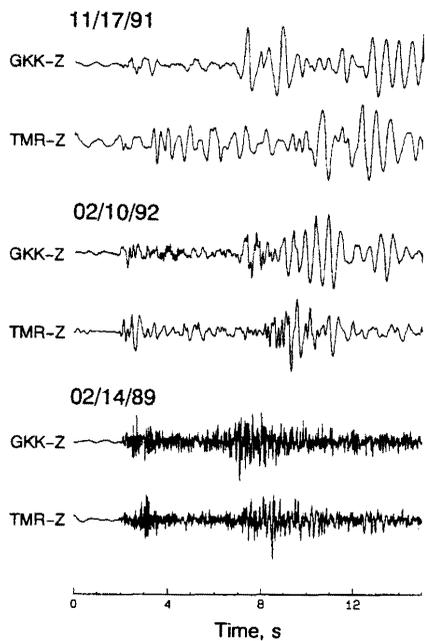


図 3-14. 図 3-10 に示した 3 個の地震について、GKK と TMR での観測波形。最下段の地震は浅発地震。

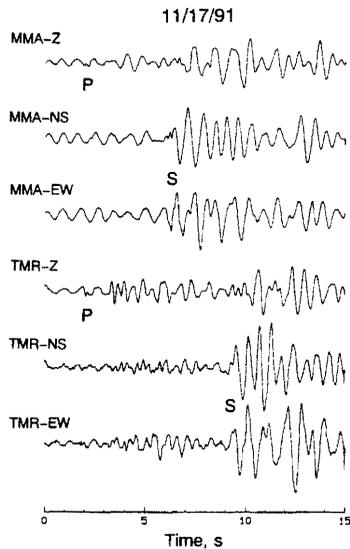


図 3-15. 199 年 11 月 17 日に発生した低周波微小地震について、MMA と TMR での 3 成分観測波形。

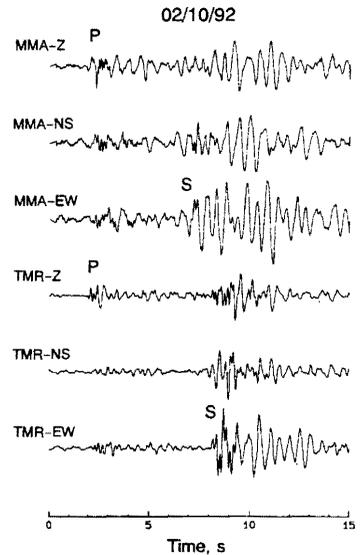


図 3-16. 199 年 2 月 10 日に発生した低周波微小地震について、MMA と TMR での 3 成分観測波形。

ついて、震源からの距離がほぼ同じ MMA と TMR について波形を比較したのが図 3-15 と図 3-16 である。観測点の位置は図 3-13 に示されている。波形を見ると、図 3-15 の地震の方が低周波成分に富んでいる。図 3-16 の地震では P 波と S 波の初動付近に高周波の波が重なっている。これを TMR の EW 成分についてスペクトルで示したのが図 3-17 である。2 つの地震の卓

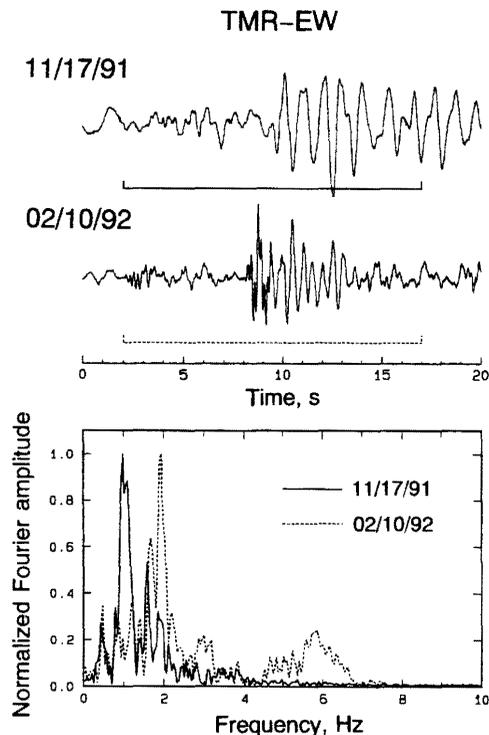


図 3-17. 199 年 11 月 17 日と 199 年 2 月 10 日に発生した低周波微小地震について、TMR の EW 成分での速度振幅スペクトルの比較。

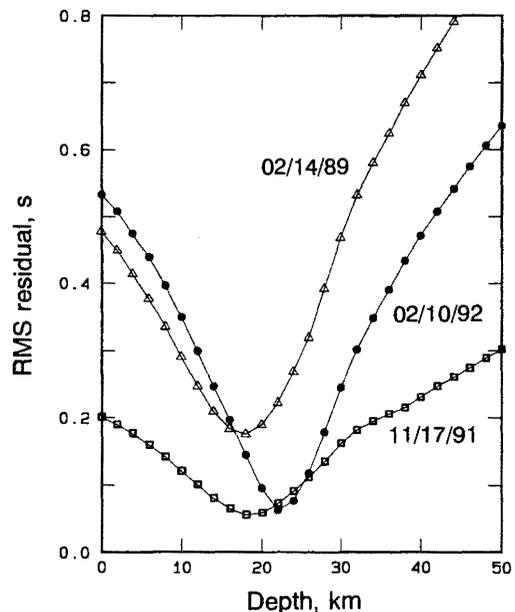


図 3-18. 図 3-10 に示した 3 個の地震について、震源の深さに対する rms 走時残差の分布。

越周波数は約1 Hzと2 Hzであるが、後者の地震(破線)では、6 Hz付近にも小さなピークをもっている。図3-15と図3-16に示した波形のもう一つの特徴は、いずれの地震もS波の振幅が非常に大きいことである。これはS波の励起がよい震源過程であったことを示唆する。

図3-18は図3-6と同様にして深さをチェックしたものである。1991年11月17日の地震の深さの決定精度はあまりよくないが、波形に高周波成分がのっている1992年2月10日の地震の深さの決定精度はよい。この図から、地殻中部においても低周波微小地震が発生しているのは確かだと考えられる。

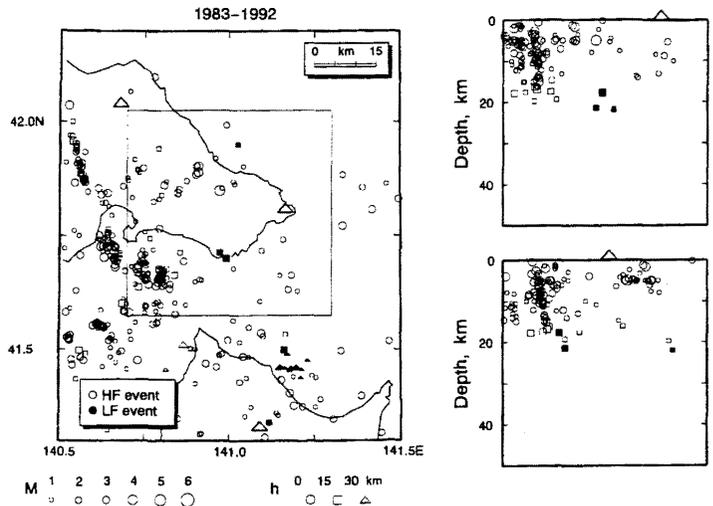


図3-19. 恵山付近で発生した低周波微小地震と浅発地震の震源分布。右の東西(上)、南北(下)断面は震央分布図の四角の領域についてのもの。

3-3. 下北半島周辺のその他の低周波微小地震

図3-2に示したその他の低周波地震としては、恐山のほぼ直下と大畑付近の深さ20 km前後に震源決定されたものがある。しかしいずれもS/N比が余り良くなく、十分な数の観測点で記録されてはいないので、これまで述べてきた地震に比べて震源決定精度は良くない。大畑付近の地震は次章でも取り上げるが、その震源の深さは図3-2の浅い低周波地震と深い低周波地震の間である。

図3-19は恵山の南西の汐首岬付近に震源決定された低周波微小地震である。これも北海道側での観測点密度が低くて震源決定精度が良くないが、ここでも低周波微小地震が発生していることは、次章に示す臨時観測においても明らかになった。この震源の深さも20 km前後で、浅発地震の深さの下限付近である。

3-4 岩木山の低周波微小地震

岩木山付近での地震活動は山頂よりも北東に10 km以上離れた領域を震源としているが(図3-20)、山体直下の深さ14 km付近に震源決定された低周波微小地震が1個だけ存在する。その震源は山体北東側の地震群からは孤立した位置にある。図3-21はその波形を示したものである。aが低周波微小地震、bが山体北東の浅発地震、cは弘前市南方での採石発破である。低周波微小地震の卓越周波数は観測点によって若干異なるが、2 Hz～5 Hz程度である。採石発破の波形を示したのは、震源が浅い場合には表面波から成る低周波の

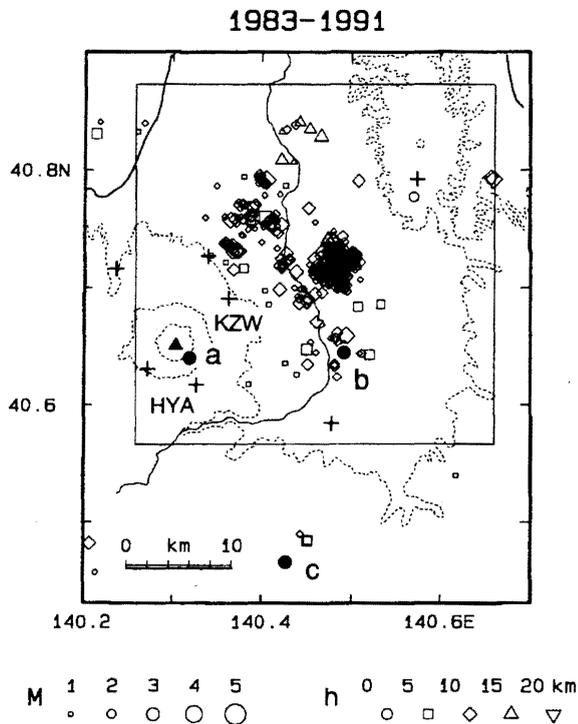


図 3-20. 岩木山付近で発生した低周波微小地震と浅発地震の震源分布. 右の東西(上), 南北(下)断面は震央分布図の四角の領域についてのもの. a~cは図3-18及び図3-19と共通で, aが低周波微小地震. ▲は山頂の位置を表す.

後続波が現れる場合があるので, それとの比較のためである. 採石発破の場合はP波初動は高周波であり, ある程度時間が経過してから低周波の表面波へと移行する. これに対して, aの低周波微小地震の場合はP波初動から低周波であり, 採石発破の波形とは明らかに異なる. この低周波微小地震の場合はP波とS波の振幅が同程度であるが, P波初動, S波初動とも比較的明瞭である. このことは図3-22での深さの検討結果にも表れていて, 3例中では低周波微小地震の深さの決定精度が最も良い. 震源の深さは14 kmよりはもう少し深い可能性はあるが, それよりも浅い可能性は小さい.

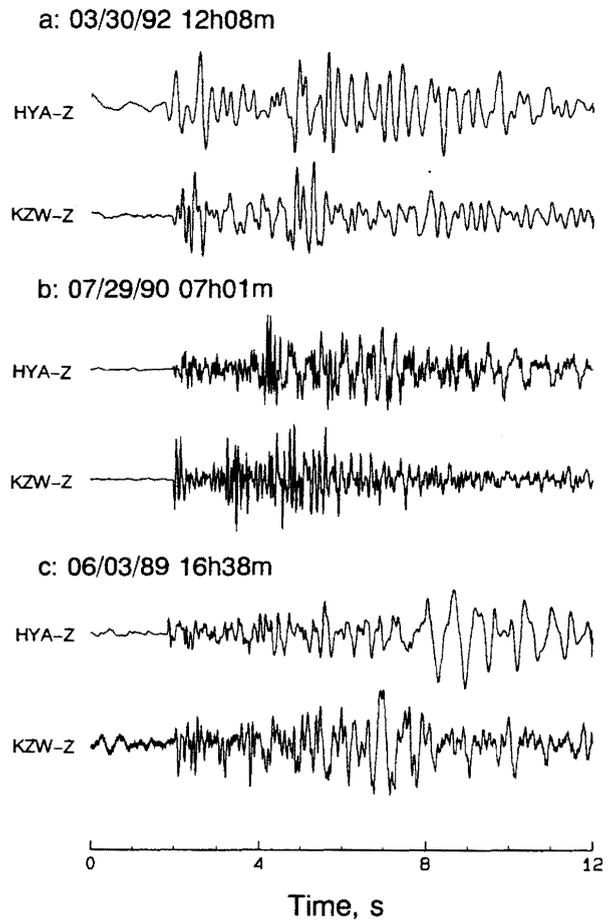
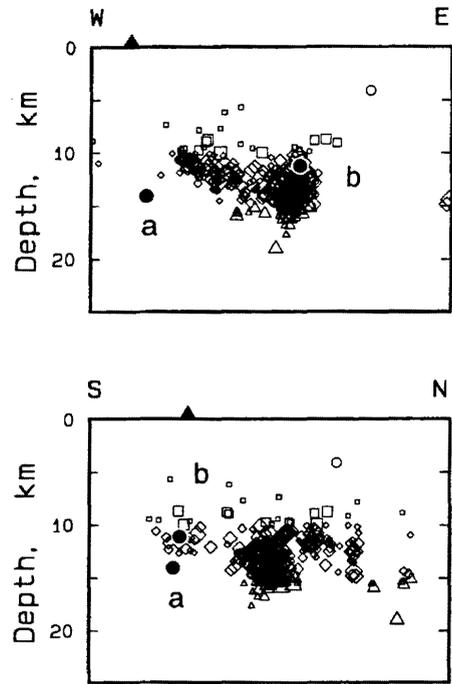


図 3-21. 岩木山付近で発生した低周波微小地震 (a), 浅発地震 (b), 採石発破 (c) の波形の比較. 振幅は各トレースの最大値で規格化してある.

この深さは本章で紹介した低周波微小地震中では最も浅い。それには山体直下の地震であることが影響しているのかもしれない。

文献

HASEGAWA, A. and A. YAMAMOTO, 1994, Deep, low-frequency microearthquakes in or around seismic low-velocity zones beneath active volcanoes in northeastern Japan, *Tectonophysics*, 233, 233-252.

小菅正裕・長谷川昭, 1992, 火山下に分布する低周波微小地震の発生機構, シンポジウム内陸地震—発生 の場と物理—, 22-27.

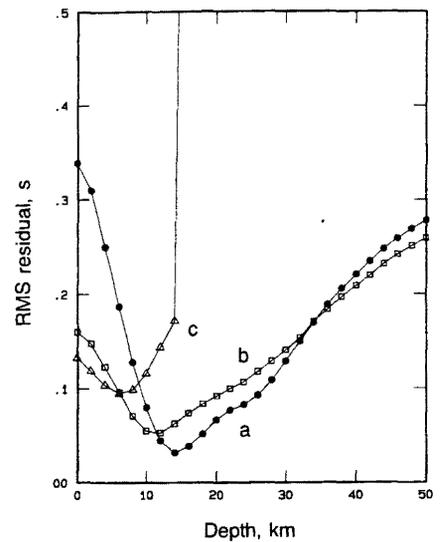


図 3-22. 岩木山付近で発生した低周波微小地震 (a), 浅発地震 (b), 採石発破 (c) について, 震源の深さに対する rms 走時残差の分布.

4. 恐山・恵山周辺で発生した低周波微小地震の 波形の特徴と発生メカニズム

4-1. 臨時観測とデータ

3. で述べたように、下北半島地域は低周波微小地震の発生領域の1つとなっている。ここで発生する低周波微小地震の広帯域波形記録を得て、地震発生メカニズムを検討するため、高密度臨時地震観測を行った。観測期間は1998年5月～11月および1999年6月～11月である。観測点の配置を図4-1に示す。観測点数は時期により多少の変動はあるが、最大で15点を展開した。地震計はすべての観測点において速度型3成分計を用い、できるだけ岩盤の露出した場所を選んで設置した。図4-1において地盤条件の良くない観測点は、むつ市付近のNGKとMKNである。これらの点は陸奥湾から津軽海峡にかけて南北に広がる低地に位置している。波形記録はDATテープを用いたデータロガー [篠原・他 (1997)] に連続収録した。A/D変換の分解能は16bit、サンプリング周波数は100 Hzである。刻時はGPSの時計信号により較正されている。

この臨時観測においては、上記目的のために、広帯域（～60秒）・中帯域（～5秒）地震計を多数展開したことが特徴である。図4-1に示した広帯域地震計はPMD社のWB2023またはWB2123、中帯域地震計はLennartz社のLE-3D 5s、短周期地震計はLennartz社のLE-3DとMark Products社のL-4Cを用いた。過去に行われてきた低周波微小地震の解析では、短周期地震計（主に固有周期1秒）による記録が用いられてきた。これまでの研究から、低周波微小地震の卓越周波数は1～5 Hzとされている [Hasegawa and Yamamoto (1994)] が、1 Hz以下の成分が有意に含まれているかどうかを短周期地震計記録を基に議論することは困難である。そこで本研究ではその点の解明も目的に、帯域の広い地震計を用いた。また、高密度に展開した観測点での連続記録から、定常観測網では検出できない小規模地震の検出や震源決定が可能となることを期待した。なお、PMD社の地震計は、コイルと磁石を用いる伝統的なタイプの地震計ではなく、電磁流体を用いる新しいタイプの地震計

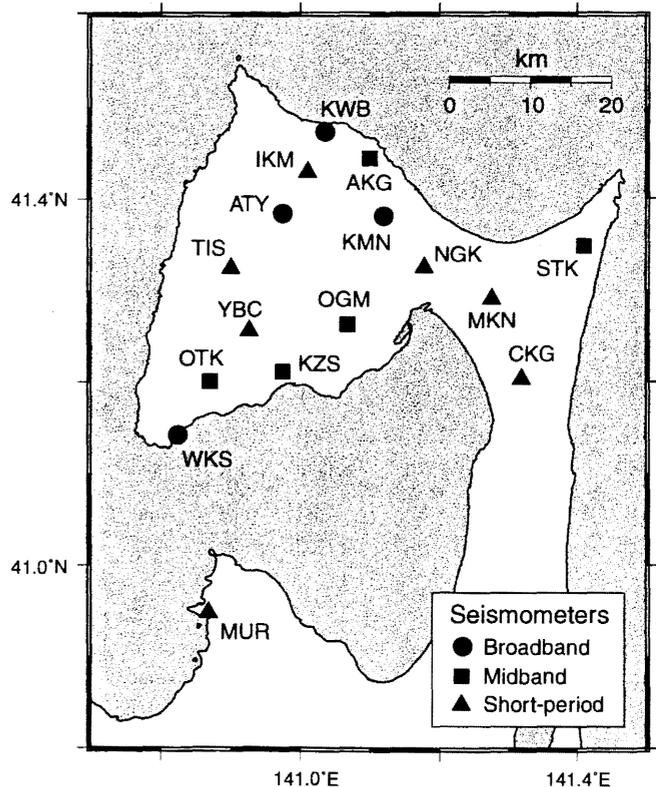


図4-1. 下北半島において実施した臨時地震観測における観測点配置。シンボルは地震計の種類を表す。

である。

以下の解析では、1998年5月20日～1999年8月31日の期間に発生した地震について述べる。この期間の連続波形記録から、下北半島周辺域（北緯40.8°～41.8°，東経140.5°～141.7°）で発生した低周波微小地震としては、恐山北北東の6個，恵山南西の8個が見つかった（図4-2）。この中には、定常観測網の自動処理では震源決定されないような小規模地震が含まれている。本研究ではこれらの中で、S/N比の良い12個の地震（恐山付近の地震6個，恵山付近の地震6個）の解析を行う。

4-2. 震源決定

まず、臨時観測データを用いて、低周波微小地震の震源決定を行った。P波及びS波初動時刻の読み取りに使用したのは図4-1に示す観測点である。震源決定に使用

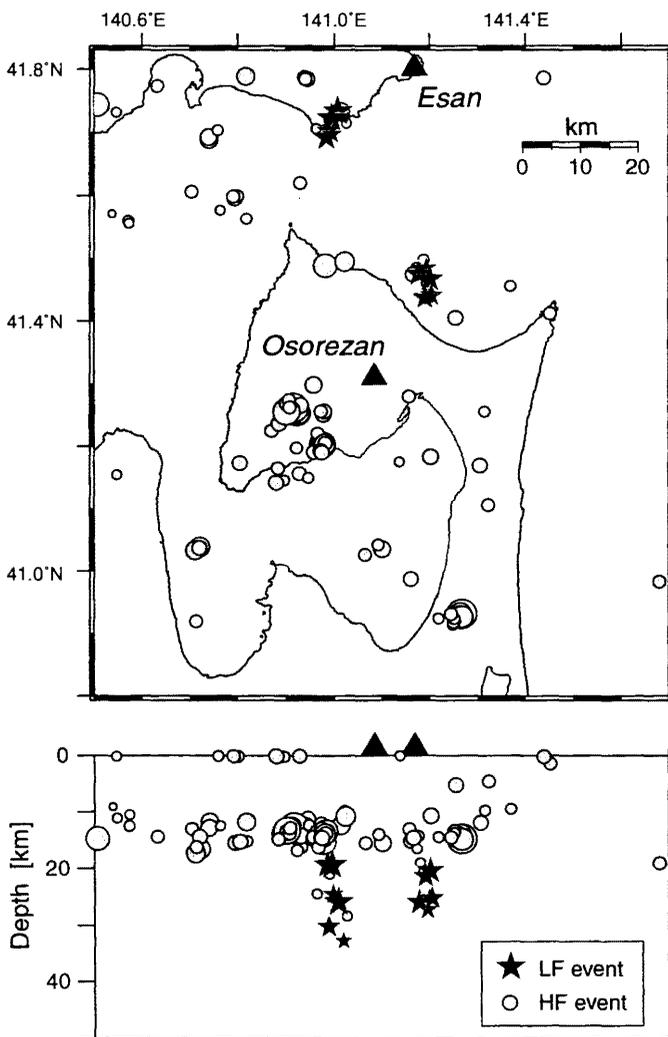


図4-2. 下北半島とその周辺で発生した低周波微小地震（★）と通常地震（○）の震源分布。低周波微小地震の震源は臨時観測データによって決めたもので、その他の地震の震源要素は気象庁のカタログによる。

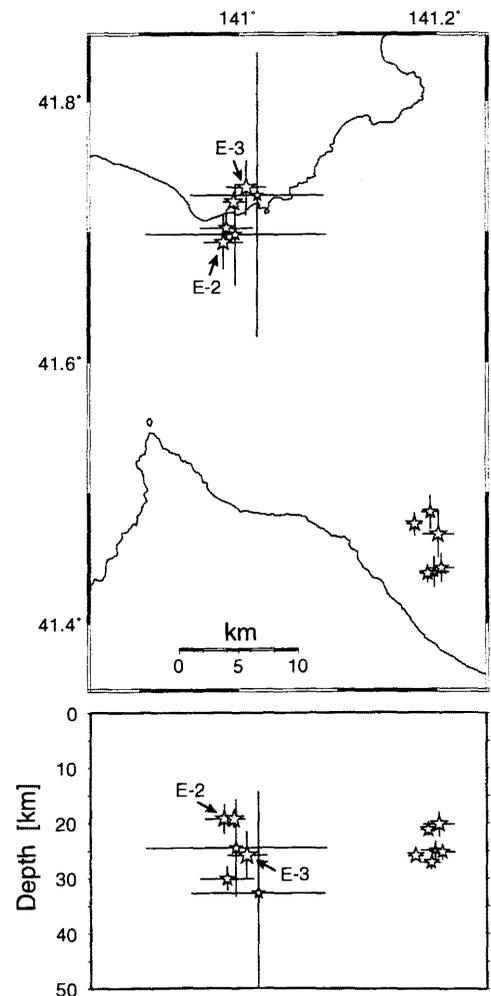


図4-3. 本研究で決定した低周波微小地震の震源分布と、それぞれの震源の計算誤差。

した地震波速度構造は、弘前大学及び東北大学におけるルーチン処理の震源決定に用いられているものである。決定した震源要素を表4-1に、震源分布を図4-2に示す。渡辺(1971)の経験式を用いて決定したマグニチュードは1.3～2.4の範囲にあり、すべて微小地震である。以後の記述において、地震は表4-1の番号を用いて識別する。

低周波微小地震は恐山の北北東約20kmおよび恵山の西南西15kmで発生しており、震央分布は直径10km未満の密集したクラスターを形成している。これに対して、深さの範囲は19.3～32.7kmに分布し、深さ方向の広がりの方が大きい。この地域でのモホの深さをZHAO *et al.* (1990)の推定結果を延長して考えると30 km程度であるので、低周波微小地震は下部地殻からモホにかけての領域、一部は最上部マントルで発生していることになる。一方、ほとんどの浅発地震の震源分布は18km以浅に限られ、低周波微小地震が特異な深さで発生していることがわかる。

観測された低周波微小地震の波形記録では、S波の励起が良いためにS波到達時刻の読みとり精度は高く、従って、震源決定における深さ方向の拘束は良いと考えられる。しかし、図4-2において震源は深さ方向に細長い分布となっている。これが正しいかどうかは地震の発生機構の解釈にも影響する。そこで、深さについての検討を行う。各震源の決定誤差を示したのが図4-3である。これを見ると、誤差は恵山南西の地震群の方が系統的に大きい。これは震源決定に使用した観測点の配置と震源の位置関係による。特に誤差の大きい2個の地震を除くと、深さの誤差は±2～3 kmである。恵山西方の地震の中でも震源が特に浅いものと深いものは、この誤差を越えた範囲に分布している。

次に、恵山南西の地震のうち、深さの異なる地震E-2(深さ19.3km)と地震E-3(深さ25.9km)のP波・S波の見かけ速度について検討する。図4-4には、上下動成分によるP波のレコードセクションと、Transverse成分によるS波のレコードセクションを示す。図

表4-1 本研究において決定した低周波微小地震の震源要素

Number	Date	Time	Latitude	Longitude	Depth	M
E-1	1998 5 28 8 2	54.83	41.703	140.988	30.2	1.8
E-2	1998 6 15 22 40	40.34	41.692	140.985	19.3	2.1
E-3	1998 7 21 16 47	59.54	41.734	141.008	25.9	2.4
O-1	1998 8 13 8 4	5.59	41.485	141.194	27.2	1.8
O-2	1998 9 12 20 53	51.01	41.476	141.178	25.9	2.0
E-4	1998 9 20 8 3	1.52	41.728	141.019	32.7	1.4
O-3	1999 6 13 12 55	36.32	41.439	141.198	24.9	1.3
O-4	1999 6 13 12 55	49.99	41.442	141.205	25.2	1.8
O-5	1999 7 15 2 19	51.74	41.438	141.191	21.3	1.9
E-5	1999 8 2 19 15	14.81	41.723	140.995	19.3	2.3
E-6	1999 8 11 3 8	49.99	41.698	140.997	24.5	1.6
O-6	1999 8 15 22 28	48.90	41.468	141.202	20.3	2.1

の上段が地震E-2, 下段が地震E-3に対応する. 横軸はP波については6.0 km/s, S波については4.0 km/sでreduceした時間である. 読みとった初動の位置を逆三角印で示している. 図ではS/N比が良くないように見えるが, 読み取りにおいては波形をより拡大して読んでいるので, 0.1秒以内程度の読み取り精度は確保されている. 読み取り値を基に最小2乗法で決定した見かけ速度を灰色の実線で書き込んである. 震源が浅く決まったE-2のP波・S波の見かけ速度(図においては灰色の実線の傾き)は, それぞれ5.67 km/sおよび3.99 km/sであるのに対して, より深く決まったE-3のそれは7.26 km/sおよび4.31 km/sと速い. 上記のように各位相の読み取り精度は比較的良いので, この見かけ速度の明らかな差から, E-2よりもE-3の方が深いことは確かである. このことから, 図4-2および図4-3に見られる深さ方向のばらつきは有意であると判断した. 深さ方向のばらつきの範囲は恐山北北東の低周波微小地震では10 km程度, 恵山南西の低周波微小地震では15 km程度と少し差があるが, いずれにしても, 低周波微小地震の震源モデルを考える場合には, 深さ方向に10 km程度の範囲に分布する特徴も考慮する必要がある.

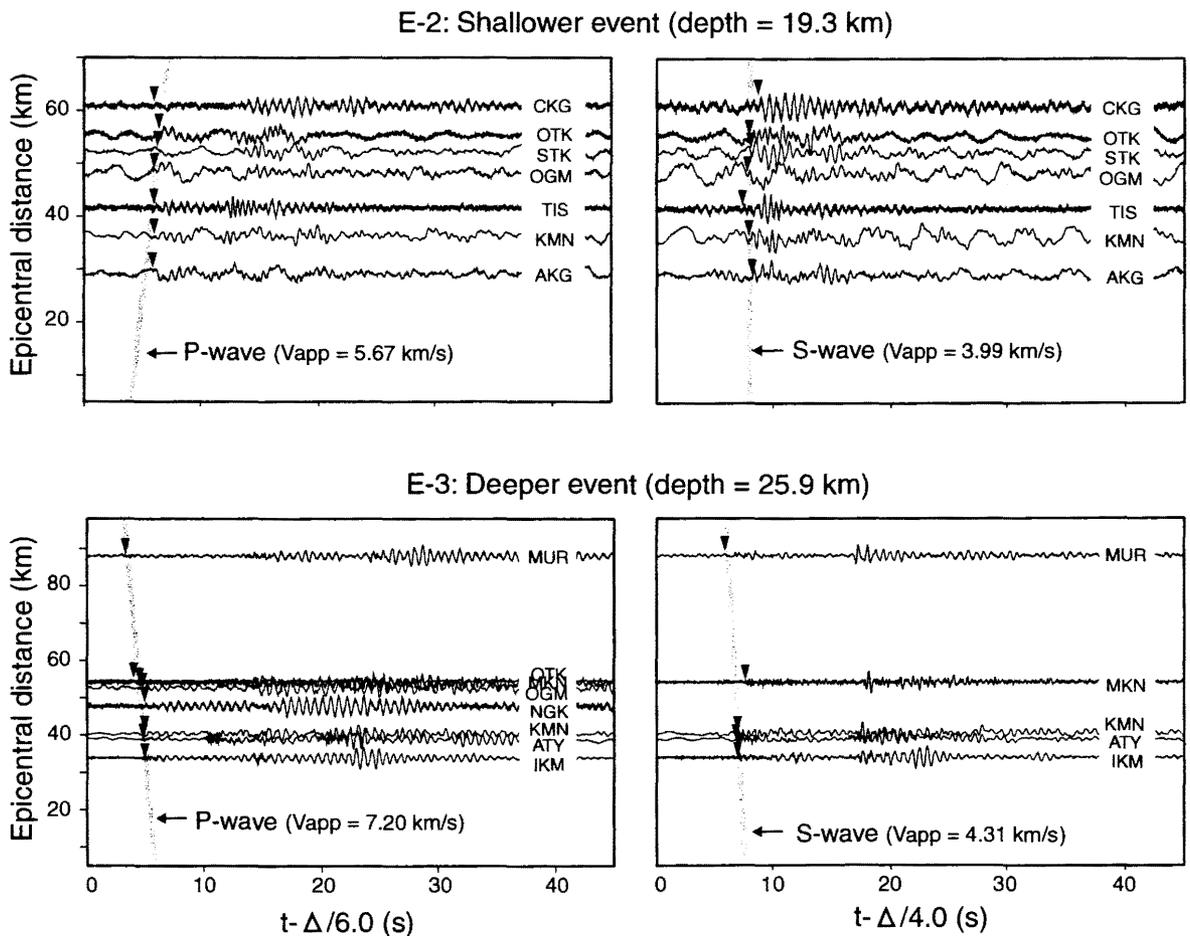


図4-4. 恵山西方の低周波微小地震の記録セクション. 上段は地震E-2について, 下段はE-3についてのも. 図の左側はP波部分, 右側はS波部分で, それぞれ6.0 km/sおよび4.0 km/sでreduceして示す. ▼印は読み取った初動到達時刻で, それに合わせた直線が灰色で示してある.

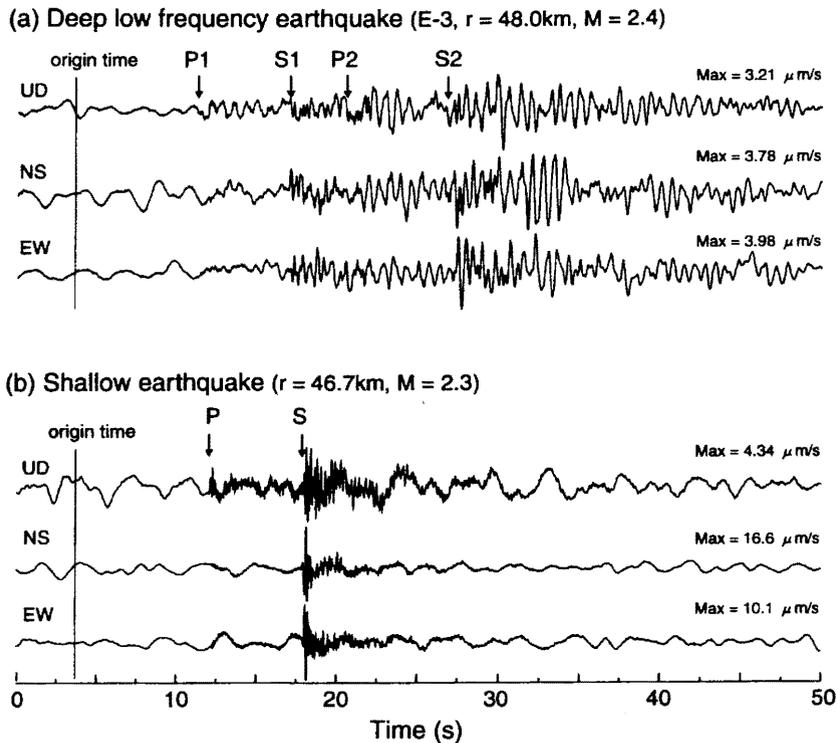


図4-5. 観測点KMNで記録した低周波微小地震 (a) と浅発地震 (b) の波形の比較. 低周波微小地震は2つの地震の連発で, P1, P2は最初の地震と2番目の地震のP波であることを表す. S波についても同様にS1, S2で表す.

4-3. 波形の特徴

(1) スペクトル解析

観測点KMNの広帯域地震計で観測された低周波微小地震 (E-3) と通常の浅発地震の3

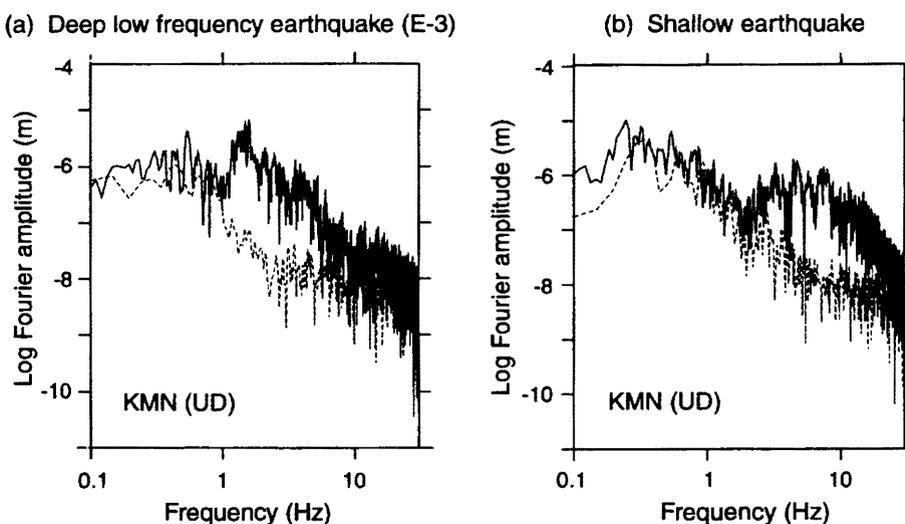


図4-6. 図4-5に示した地震の速度振幅スペクトル. (a) が低周波微小地震で (b) が浅発地震. ウィンドウ長はP波到達から50秒間. 破線はP波到達前50秒間のノイズのスペクトル.

成分波形を図4-5に示す。この2つの地震は、マグニチュードと震源距離がほぼ等しい例として選び出した。浅発地震ではSコード波の振幅が単調に減衰するのに対して、低周波微小地震では直達波以降にも長周期で振幅の大きい後続波群が続いており、地震動の継続時間が長い。また、後続波の卓越周波数はほぼ一定である。これらは低周波微小地震の一般的な特徴と言え、本研究で解析した低周波微小地震の地震動継続時間は30秒から1分程度であった。

図4-5のそれぞれの地震の上下動成分のスペクトルを示したのが図4-6である。スペクトルをとった時間ウィンドウはP波到達から50秒間で、全波形のスペクトルを表している。図の点線は、P波到達前50秒間のノイズのスペクトル振幅である。低周波微小地震のスペクトルでは、1~8 Hzのスペクトル振幅がノイズに比べて有意に大きく、1.6 Hzにピークが見られることが特徴である。一方、浅発地震では低周波微小地震よりもより高周波側にシフトしたスペクトルとなっており、2~20 Hzにおけるスペクトル振幅が大きい。1.6 Hz付近ではノイズレベルと同程度となっているので、低周波微小地震のスペクトル振幅に見られたこの周波数でのピークは、観測点の地盤特性によるものではない。

ここで示した低周波微小地震 (E-3) について、7観測点での上下動記録のスペクトル振幅を比較したのが図4-7である。スペクトルを計算した時間ウィンドウの長さは図4-6の場合と同じである。これを見ると、すべての観測点において1~5 Hzの振幅が顕著に大

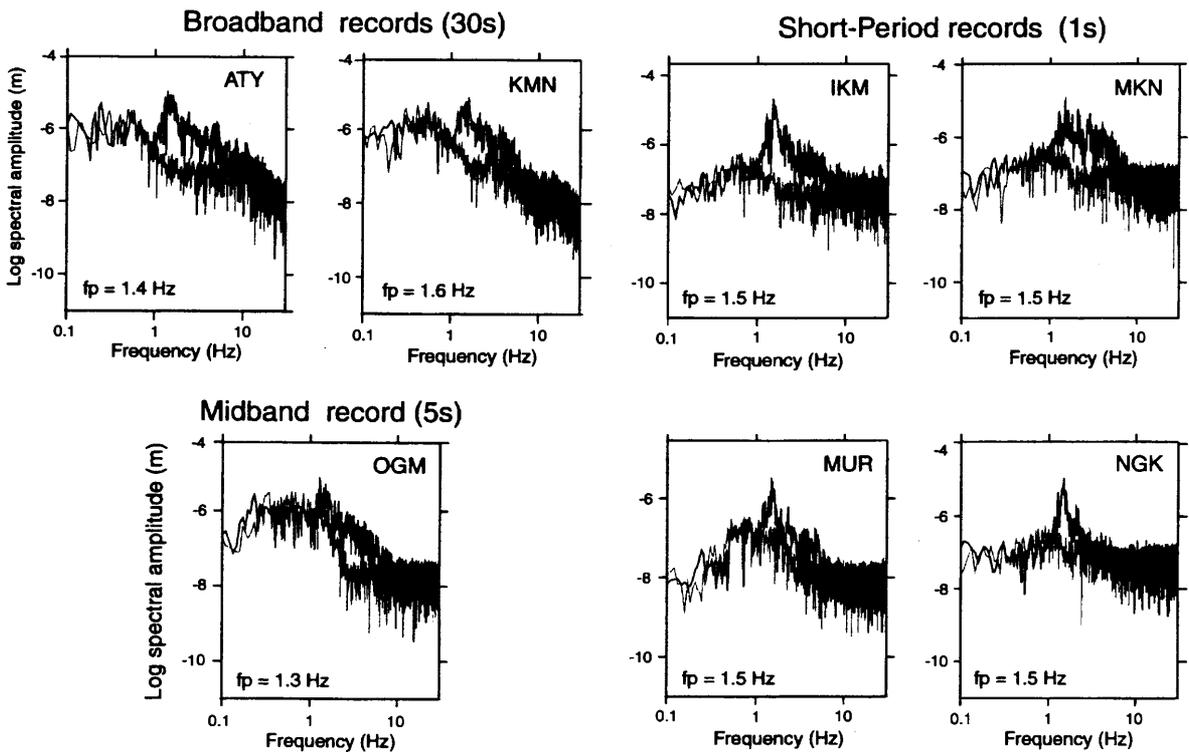


図4-7. 図4-5に示した低周波微小地震の速度振幅スペクトルを7観測点について示したものの。ウィンドウ長はP波到達から50秒間。灰色の線はP波到達前50秒間のノイズのスペクトル。fpは卓越周波数を表す。

きく、1.5 Hz付近の鋭いピークも共通して見られる。観測点ごとに地盤条件が異なるであろうにもかかわらず、卓越周波数のピーク的位置がほぼ等しいことは、ピークに代表される低周波振動が観測点近傍の構造に起因するものではないことを意味する。また、低周波微小地震の震源から観測点までの経路を通るようなやや深発地震の波形を見ると、低周波微小地震よりも高周波成分が卓越することから、伝播経路における強い減衰によって低周波成分が卓越するわけでもない。従って、図4-7に見られる低周波振動の卓越は、震源に起因すると考えるのが妥当である。

過去の低周波微小地震の研究は短周期地震計の記録を基に解析されてきたために、1 Hzよりも低周波側の波の特徴については十分に解明できなかった。それに対して、本研究で展開した臨時観測では60秒、30秒、及び5秒までフラットな速度応答を持つ地震計を多数配置したので(図4-1)、低周波側のスペクトル特性を明らかにすることができる。図4-7のスペクトルを見ると、振幅は1.5 Hz付近のピークから1 Hzにかけて急激に減少している。スペクトル振幅自体は1 Hz以下の周波数では再び増加する場合があるが、それでもノ

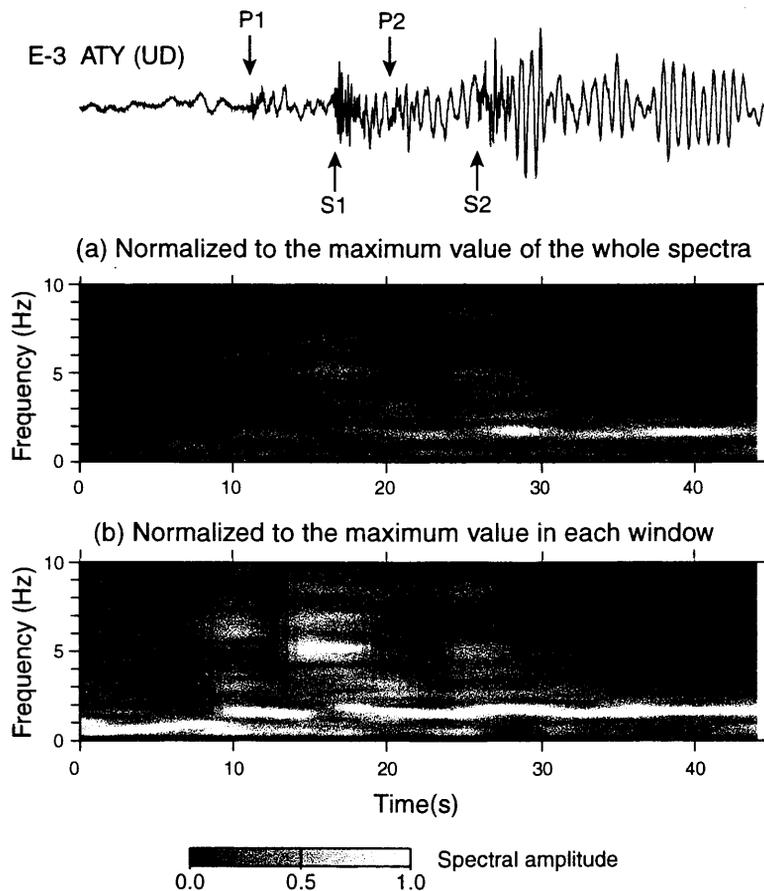


図4-8. 観測点ATYで記録した低周波微小地震E-3のランニングスペクトル。地震は図4-7に示したものと同一地震。3秒間のウィンドウを1.5秒ずつずらしながらスペクトル振幅を求めた。(a)はスペクトル振幅全体の最大値で規格化したもので、(b)は各ウィンドウごとの最大値で規格化したもの。この記録は2つの地震の連発で、P1、P2は最初の地震と2番目の地震のP波であることを表す。

イズレベルと同程度であるので、この振幅の増加は脈動の影響と考えられる。他の低周波微小地震についても同様に、1 Hz以下の周波数帯域でノイズレベルを有意に越えるような信号は確認できなかった。従って、本研究で扱った低周波微小地震のスペクトル振幅には、1 Hz以下の周波数の波はノイズレベル以上の振幅では含まれていないことが明らかになった。これは広帯域地震計を用いることによって初めてわかったことである。

なお、図4-7において、1 Hz以下でのスペクトル振幅が観測点によって異なる原因についても触れておこう。周波数が1 Hzよりも低くなるにつれて振幅が単調に減衰する観測点は図の右側の4点、フラットになるのが左下のOGM、0.2 Hz～0.5 Hzにおいてピークを持つのが左上のATYとKMNである。これはそれぞれの観測点での地震計の特性の違いを反映している。すなわち、0.1 Hz以下までフラットな速度応答を持つATYとKMNで観測

されたようなスペクトルが真のスペクトルの特徴を表し、地震計の帯域が狭くなるにつれて、低周波側のスペクトルの落ち込みが顕著になる。

(2) ランニングスペクトル

観測点ATYで記録された低周波微小地震(E-3)の上下動記録のランニングスペクトルを図4-8に示す。この地震は2つの地震の連発であり、それぞれのP波とS波をP1, P2およびS1, S2としてその出現位置を矢印で示してある。ウィンドウ幅は3秒間とし、それを1.5秒ずつずらしながらスペクトル振幅を求めた。ランニングスペクトルの上段(a)はスペクトル振幅全体の最大値で規格化したもので、下段(b)は各ウィンドウごとの最大値で規格化した図である。(b)において、P波到達前のノイズ部分の卓越周波数は1 Hz以下であるが、P波到達(図で約11秒)以降では、ほとんどのウィンドウにお

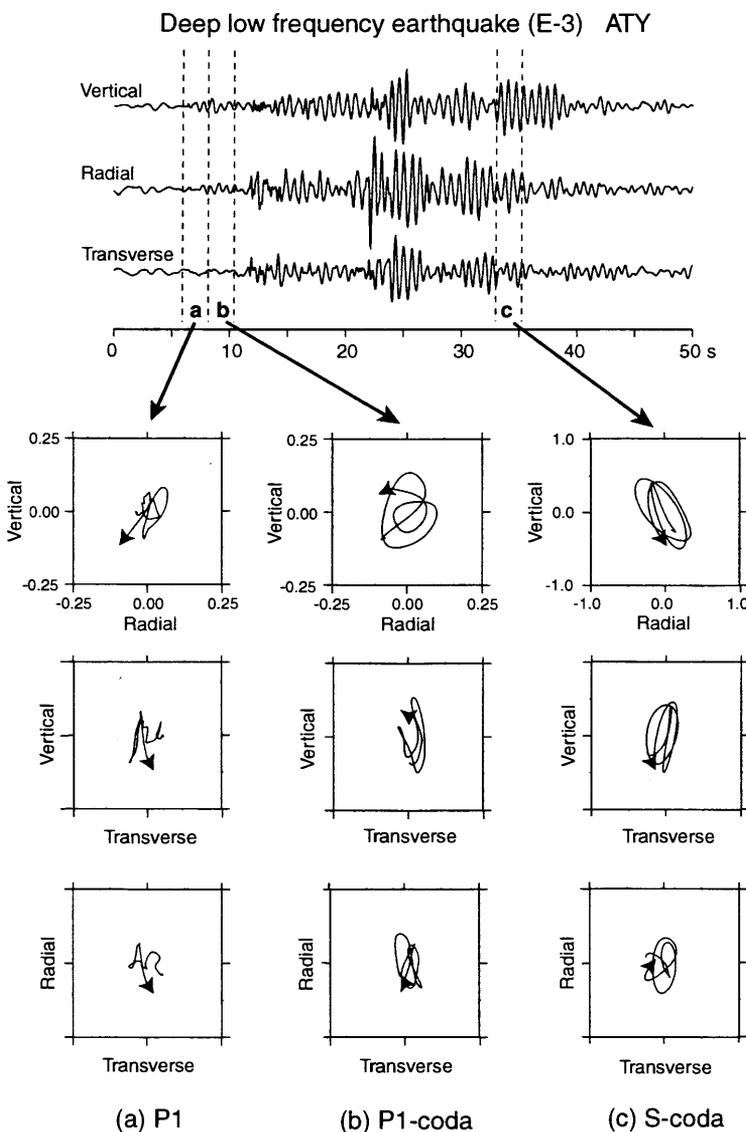


図4-9. 観測点ATYで記録した低周波微小地震E-3のparticle motion a～cのウィンドウについて、上下-radial平面, 上下-transverse平面, radial-transverse平面(水平面内)での振動を示す。

いて1.5 Hz前後におけるスペクトル振幅が最大である。この卓越周波数は時間的に変化していないことも図からわかる。さらに注目すべき性質として、直達波部では高周波成分が重畳していることが挙げられる。この点も、低周波微小地震の発生機構を考える上では重要である。

4-4. 後続波の particle motion

低周波微小地震の波形の特徴として、直達波以後の低周波後続波の継続時間が長いことがあげられる。この後続波の波形の特徴を検討するために particle motion を調べた。通常の地震の場合、直達波後に到達するコーダ波は主に散乱波から構成され [たとえば AKI and CHOUET (1975)], その振動様式は直達波よりも複雑である。特にSコーダ波がさまざまな方向から到来するS波によって構成されることは、地震計アレイ記録の解析からも明らかにされている [KUWAHARA *et al.* (1997)]. 低周波微小地震のコーダ波部分の振動様式も一般には同様に複雑でその特徴を論ずるのは難しいが、中には非常に特徴的な振動様式を持つ部分があることもわかった。低周波微小地震 E-3 を ATY において観測した波形について、P波、Pコーダ波、およびSコーダ波の一部を含む時間ウィンドウでの particle motion を図4-9に示す。ウィンドウ幅は2秒間である。この地震は2つの地震が連発したものであり、(a) は最初の地震の直達P波 (P1), (b) はP1後の低周波後続波、(c) は後続波の一部に対応するウィンドウとなっている。上段の波形は1~5 Hzのバンドパスフィルターをかけた変位波形であり、水平2成分は

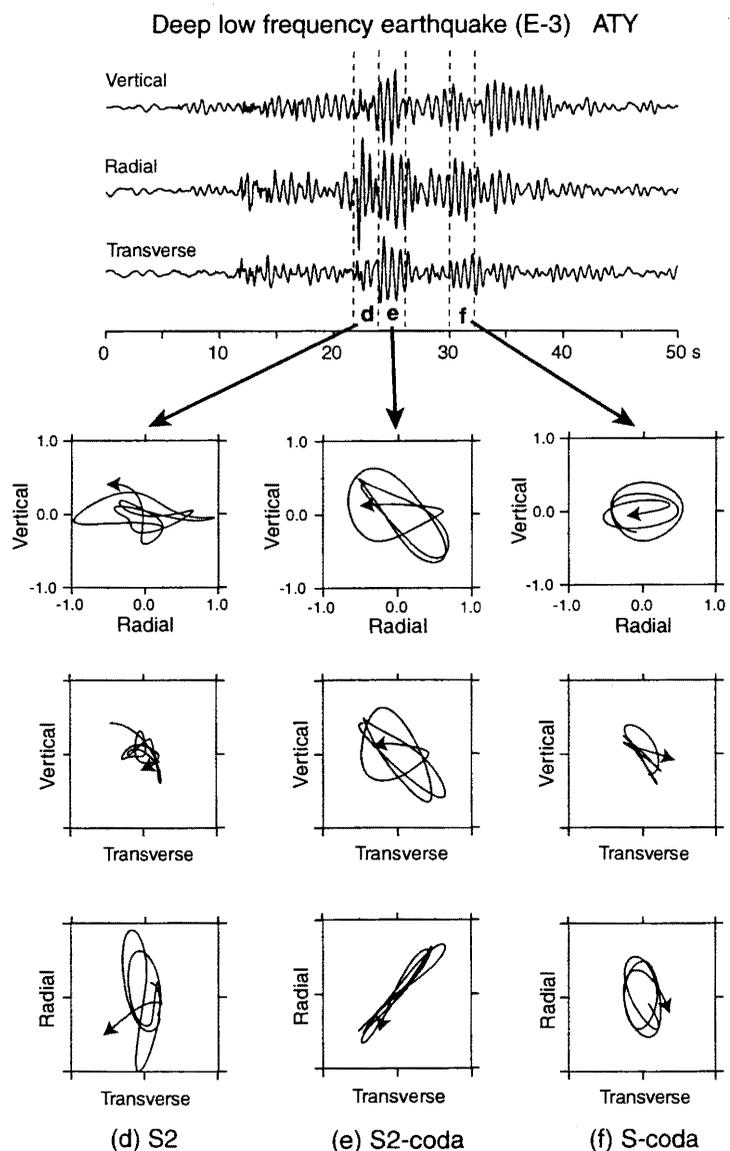


図4-10. 観測点ATYで記録した低周波微小地震E-3の particle motion d~fのウィンドウについて、上下一radial平面, 上下一transverse平面, radial-transverse平面(水平面内)での振動を示す。

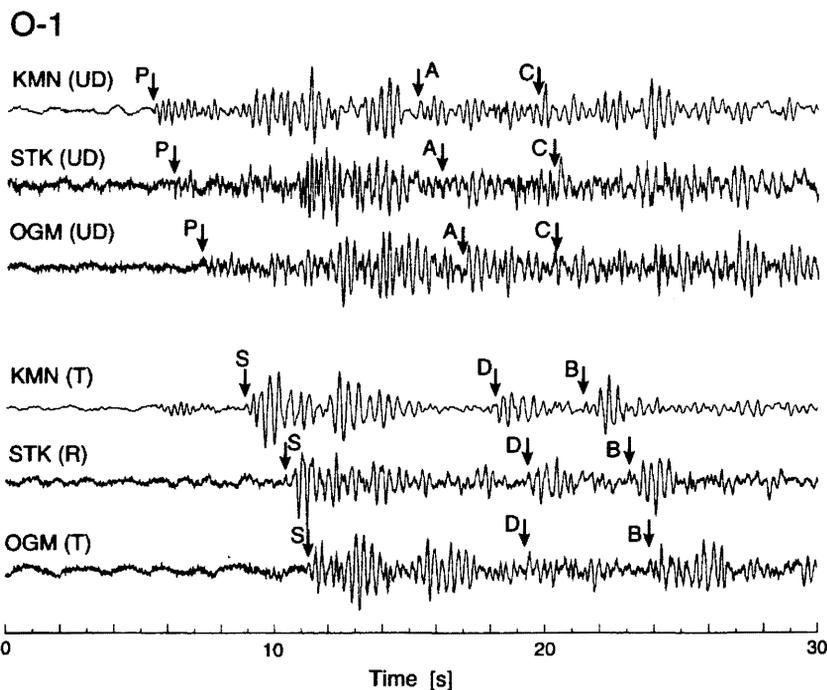


図4-11. 観測点KMN, STK, OGMで記録した低周波微小地震O-1の記録のペーストアップ。上段はP波部分、下段はS波部分。A～Dの矢印は記録上で追うことができる位相。

radial, transverse 成分に座標回転させている。下段が particle motion であり、上から下へ、上下-radial 平面, 上下-transverse 平面, radial-transverse 平面 (水平面内) での振動を示す。図の矢印の先端が振動の終点を示している。

P1 では transverse 成分の振幅が小さく、主に上下-radial 平面内で振動している。これは、理論的に期待される直達P波の振動と調和的である。P1 後の後続波も、それと同様に主に上下-radial 平面内で振動している。このような振動は、P1 到達から最初の地震の直達S波 (S1) 到達までの約4.5秒間継続している。上下-radial 平面での振動は円を描くようでありレイリー波的であるが、震源の深さから考えて表面波の可能性は低い。このように、Pコーダ波が直達波的な性質をもつことはアレイ解析からも明らかにされている特徴で、Pコーダ波はほぼ水平な速度境界でSP散乱された波であるとの解釈がある [KUWAHARA *et al.* (1997)]。 (c) の振動様式も同様に直達P波的であるが、その他の後続波においては直達P波的な振動をする部分はない。

図4-10の particle motion も同じ地震についてのものであるが、(d) は2番目の地震の直達S波 (S2), (e) はその後の後続波, (f) は(c)とは別の後続波についてのものである。震源が深く震央距離が短いため、観測点への波の入射はほぼ真下からになる。そのため、S波は水平面内で振動することが期待されるが、実際に観測されたS2の第1波の大振動はこれに調和的である。このことは、この位相がS波であると確認できた大きな要因となっている。radial-transverse 平面で見ると radial 成分の振幅が大きいことから、振動はSV波的であるといえる。(f) の振動様式もSV波的であるとみることができる。このように、

後続波群の中には、P波的、またはS波的な振動様式を持つものが存在することがわかった。

一方、それとは異なる特徴的な振動も存在する。(e)はradial-transverse平面内で一定方向にのみ振動する特徴を持っており、これは水平2成分に位相が揃った波が到達していることを意味する。このような位相の揃った波が長時間継続することは通常の地震では希である。

図4-11の波形の後続波では、3観測点間で比較的にコヒーレントな波形が見られる場合もある。ここに示したA~Dについて見かけ速度を求めてみると、AとBについてはP波およびS波から求めた値に近いのに対し、CとDではそれよりも大きい。従って、後続波の中には震源からの放射を指示する場合と、震源を出たあとでの散乱や反射を示唆する場合もある。

4-5. 発震機構の推定

(1) モーメントテンソルインバージョン

震源メカニズム解は震源の節面の向きと震源に加わる主応力方向を与えるので、地震発生メカニズムを理解するためには基本的な情報である。第2章および第3章で述べたように、これまでもP波初動極性を用いる方法や地震波形を使ったモーメントテンソルインバージョン法から、震源メカニズム解を推定する試みがなされてきた。ここでもまず、モーメントテンソルインバージョンによるモーメントテンソル解の推定を試みる。方法は

O-1

41.485N, 141.194E, 27.2km, M=1.8
M0= 0.668E+06Nm (Mw=-3.5)
t1=0.05s, t2=0.10s, start=1.25s
strike=189.3, dip=47.3, rake=-119.0
error= 0.958
filter: 3.0 - 5.0Hz, sampling=20.0Hz

Source time function

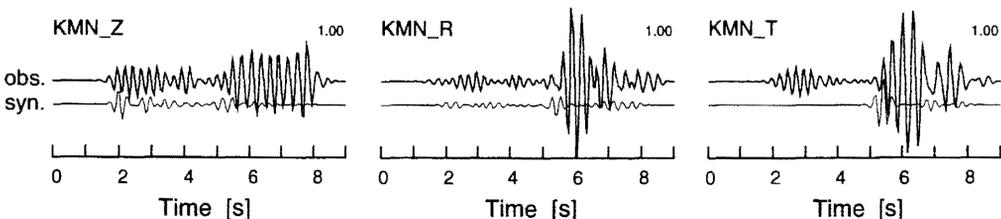
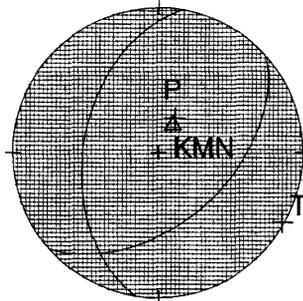
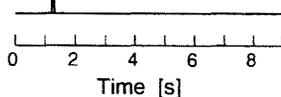


図4-12. 低周波微小地震O-1に対する波形インバージョンの結果の例。観測点KMNの3成分記録を用いた。図の上段は震源時間関数とモーメントテンソル解（下半球投影）を、下段は観測波形と理論波形の比較を示す。

KOSUGA (1996)と同様である。グリーン関数は成層構造を仮定して計算した。

インバージョンは、今回観測した低周波微小地震の中でもS/N比が特に良い地震(O-1)に対して行った。観測点としてはKMNを用いた。1観測点だけとしたのは、その方が多点の波形を用いるよりも波形合わせが容易なはずだからである。この地震の卓越周波数が3.8 Hzであることを考慮し、脈動の影響を取り除くために3.0～5.0 Hzのバンドパスフィルターをかけた。震源時間関数としては単発の三角形パルスを仮定し、P波・S波を同時に解析した。インバージョンの結果を図4-12に示す。図に示した波形の上段が観測波形、下段が理論波形を示している。この結果を見ると、上下動成分でのP波初動極性は一致するものの、振幅はあまり再現できていない。モーメントテンソル解は全方向に押しとなるような体積膨張型の解なので、振幅の大きいS波とその後続波はほとんど説明ができない。グリーン関数を計算する際の地震波速度構造を変えたり、震源時間関数の継続時間を変化させたりしてインバージョンを行ってみたが、得られる結果が大きく改善されることはなかった。このことから、低周波微小地震のモーメントテンソルインバージョンにおいては、単発地震を仮定したのでは後続波を説明することは非常に困難であることがわかった。従って、低周波微小地震の波形を後続波まで含めて説明するには、多重震源を考える必要があろう。

ただし、これらの試行の中で、興味深い結果が得られた点があるので紹介しておこう。図4-13は図4-12と同じ地震のP波部分に対してインバージョンを実行した結果である。1観測点でのP波部分3成分のデータしかないのに、モーメントテンソル解の信頼性は低い

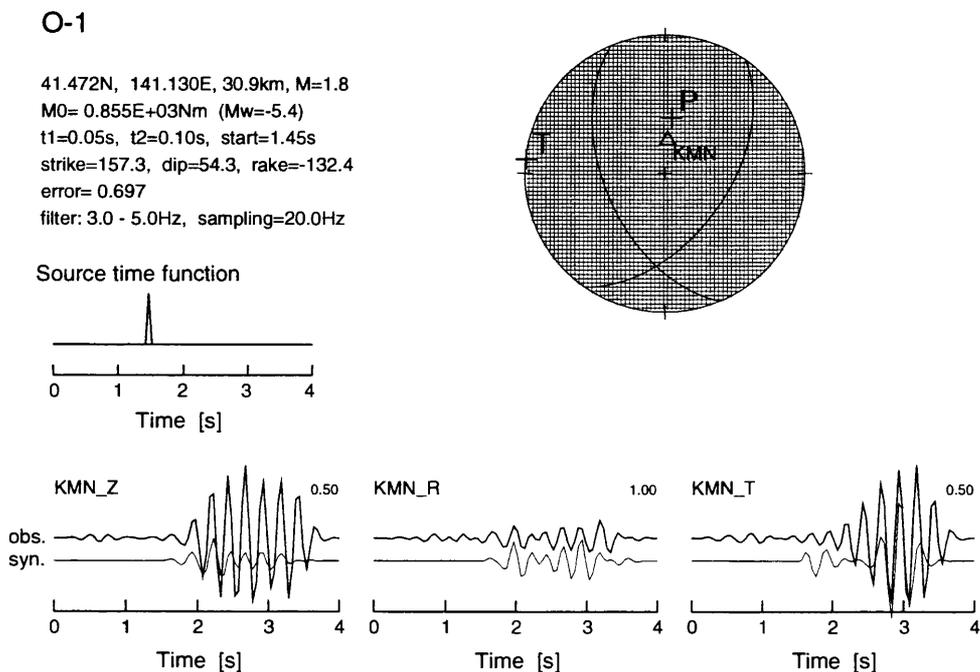


図4-13. 低周波微小地震O-1に対する波形インバージョンの結果の例。観測点KMNの3成分記録のP波部分のみを用いた。図の上段は震源時間関数とモーメントテンソル解(下半球投影)を、下段は観測波形と理論波形の比較を示す。

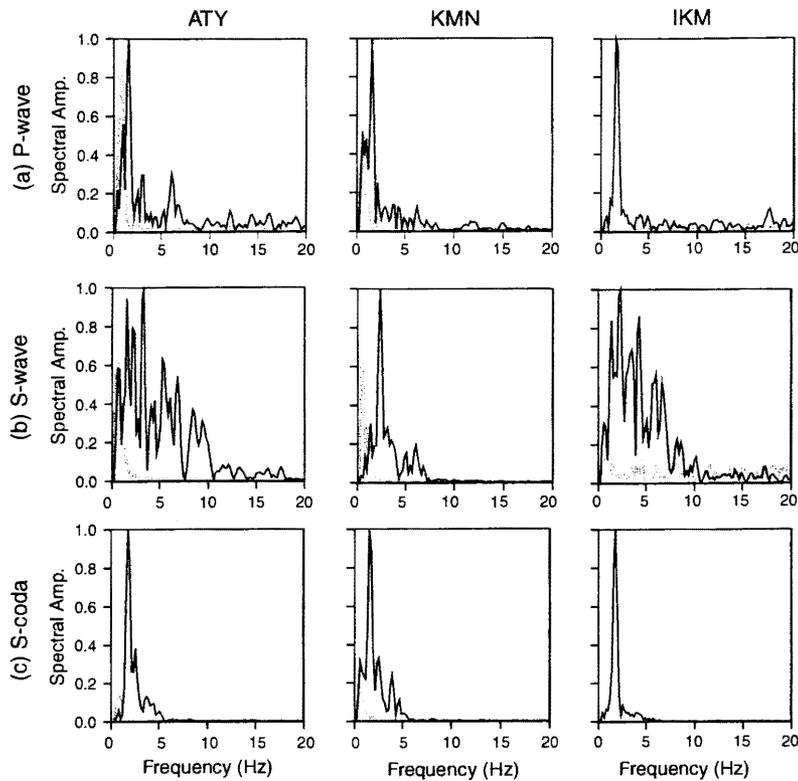


図4-14. 地震E-3のP波, S波, 後続波のスペクトル振幅. ウィンドウ幅は3秒間で, 灰色の線はP波到達前のノイズのスペクトル. 縦軸は各スペクトル振幅の最大値で規格化して示してある.

と考えられるが, 注目すべきは理論波形である. この場合には, 後続波をある程度再現する波形が得られた. このような波が計算された原因は, おそらく, 地震波速度構造の速度

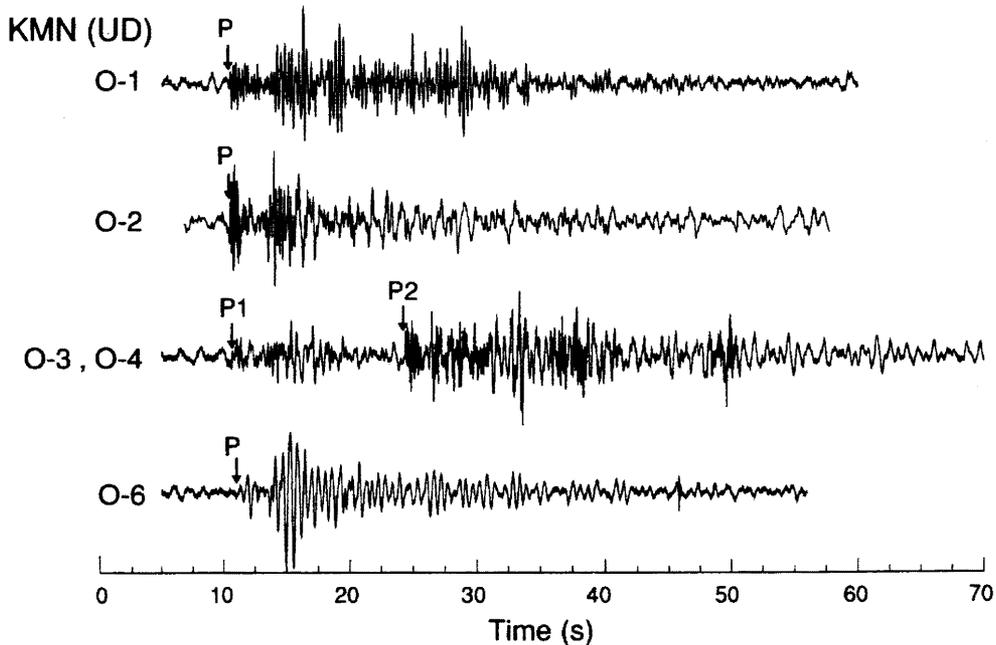


図4-15. 観測点KMNで記録された恐山付近の低周波微小地震5個の上下動成分の記録. 矢印はP波初動の位置を示し, P1, P2はそれぞれ地震O-3およびO-4のP波を表す.

30.9 kmとしている。これはグリーン関数を計算する際に仮定したモホの深さに近い。従って、図4-13の後続波はモホでの反射波が強い振幅で生じたために生成されたものと考えられる。このことは、低周波微小地震に共通して見られる後続波の起源として、震源近傍の構造の不均質を考える必要性を示唆する。しかし、それだけでは大振幅のS波を説明することができないことは既に述べた通りである。

(2) 高周波成分の重畳

低周波微小地震の直達波部では、低周波成分に高周波成分が重畳している特徴があった。これは藤田・鶴川(2000)などでも指摘されている特徴である。これを見るために、地震E-3のP波、S波、後続波のスペクトル振幅を示したのが図4-14である。縦軸は各スペクトル振幅の最大値で規格化して示してある。スペクトルを推定したウィンドウ幅は3秒間であり、点線はP波到達前のノイズを示す。各観測点ともにP波では1.6 Hzが卓越周波数となっている。ATYにおいてはその他に3 Hzおよび6 Hzにも小さなピークが見られる。これらの周波数は最大ピークである1.6 Hzの約2倍および4倍である。この特徴は、マグマだまりの共振による倍振動の可能性を示すようにも見えるが、共振ではS波の効果的な励起は説明できない。他の観測点KMNとIKMでは卓越周波数以外に目立ったピークはない。一方、S波の卓越周波数はATYで3.2 Hz、KMNとIKMでは2.5 HzとP波よりも高い。ATYとIKMではやや広いスペクトル形状を持つのに対して、KMNでは卓越周波数以外のスペクトル振幅は小さいという違いもある。このように、P波スペクトルに比較して、S波スペクトルの方が形状が複雑で、卓越周波数が観測点によって多少異なる。その原因としては、震源メカニズムの影響、Sコーダ波に混入するPコーダ波の影響、S波の方が伝播経路の不均質構造の影響を受けやすいことなどが考えられる。このように、直達波部分の卓越周波数には観測点間で大きな違いがないが、それに重畳する5 Hz以上の高周波成分の割合は観測点によって異なることがわかった。観測点KMNで記録された恐山付近の低周波微小地震の上下動成分の記録を図4-15に示す。この図では脈動の影響を除くために、カットオフ周波数1 Hzのハイパスフィルターをかけてある。地震O-2とO-4では高周波成分が多く含まれるのに対し、O-1、O-6では重畳率が低い。このように、同じ地域で発生した地震でも、高周波

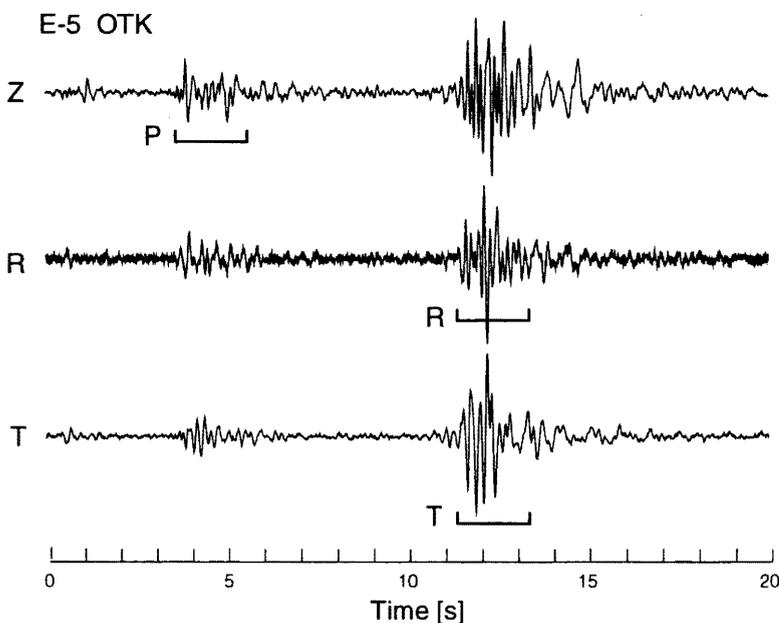


図4-16. S/P比を計算する際のウィンドウの取り方。

成分の割合は地震ごとに異なっている。これは、高周波振動の励起効率が地震ごとに異なることを示唆する。一方、低周波の後続波は、いくつかのパケットとなって到来するように見える。低周波で継続時間が長い後続波の出現は、観測点固有の地盤特性によって説明できる可能性もあるが、後続波の振幅が増大する時間は地震ごとに異なることがわかった。従って、パケット状の振幅変化の原因も観測点近傍の構造によるものではない。

これまで見てきたように、ある地震について見た場合、低周波成分のスペクトルの形状や卓越周波数は観測点によって変化しない(図4-17)が、高周波成分の重畳の割合は観測点によって異なる(図4-14)。このことは、地震波を励起する力源モデルとして、低周波成分を励起する力源と高周波成分を励起する力源の2つを考える必要があることを示唆する。

(3) S/P比からの推定

力源モデルを考える上で、P波とS波の振幅比(S/P比)は重要な情報となる。そこでここでは、藤田・鶴川(2000)と同様な方法を用いて、S/P比から低周波・高周波のそれぞれを励起する力源モデルの推定を行う。まず、各地震に対して、低周波成分と高周波成分それぞれについてS/P比を求めた。この際に、低周波の波形は1~5 Hzのバンドパスフィルターをかけたもの、高周波の波形は5 Hz以上のハイパスフィルターをかけたものを用いた。振幅を読み取るウィンドウはP波およびS波到達から2秒間とし、P波は上下動成分から、S波は水平動成分から、速度振幅の最大値を読み取った(図4-16)。水平動成分のS波振幅は、radial, transverse成分の振幅を A_R および A_T として、 $\sqrt{A_R^2 + A_T^2}$ から計算した。

通常の浅発地震の力源モデルとしての断層すべりでは、S/P比は周波数によらず6.4という値を取る [AKI and RICHARDS (1980), p. 120]。これを確かめるために、下北半島内で発生したM>3の3個の浅発地震に対しても、同様の方法でS/P比を求めた。その結果、平

表 4-2 低周波数・高周波数域に対して測定した S/P比

Number	Low frequency range (1-5 Hz)			High frequency range (>5 Hz)		
	Number of data	Range of S/P	Mean S/P	Number of data	Range of S/P	Mean S/P
E-1	3	3.37 5.36	4.24	3	1.96 6.28	3.60
E-2	7	2.26 7.17	3.48	7	1.65 5.01	2.56
E-3	8	1.50 6.87	3.20	8	1.56 5.14	2.94
E-4	6	1.21 8.20	5.65	6	1.28 5.43	2.94
E-5	5	1.15 9.22	7.52	5	1.15 7.86	5.39
E-6	5	5.79 9.06	7.38	5	2.13 5.84	3.89
O-1	7	2.30 8.79	5.91	7	1.46 6.89	3.42
O-2	8	2.98 9.10	5.23	8	0.85 5.06	3.42
O-3	0			6	0.99 5.84	2.59
O-4	0			5	1.01 9.30	4.50
O-5	5	2.15 7.69	4.53	5	1.26 4.22	2.46
O-6	5	4.23 7.23	6.29	5	3.29 6.36	4.43
Average			5.30			3.40

TMR_UD

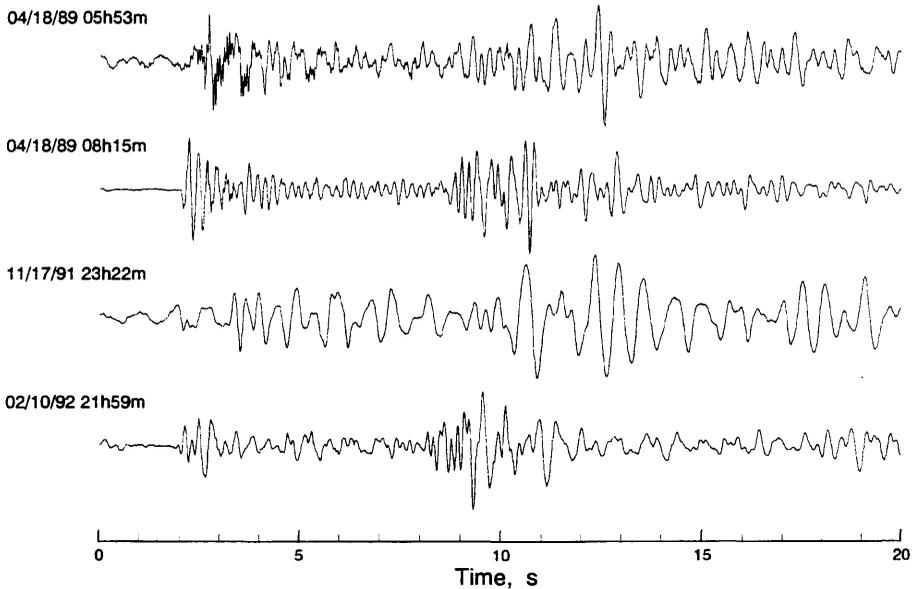


図 4-17. 1989 年に恐山付近で発生した低周波微小地震の波形。TMR 観測点の上下動成分の記録。

均した S/P 比は低周波，高周波でそれぞれ， 6.70 ± 0.15 ， 6.42 ± 0.40 となり，ともに断層すべり型の力源から期待される値と調和的で，かつ，周波数依存性は見られない。従って，S/P 比から震源の力源を推定することは妥当である。低周波微小地震についての S/P 比を表 4-2 に示す。地震ごとの S/P 比は各観測点で得られた値の平均であり，低周波成分で 4.24 ~ 7.38，高周波成分で 2.56 ~ 5.39 となった。すべての地震についての平均は，低周波成分と高周波成分についてそれぞれ 5.38 ± 0.43 ， 3.42 ± 0.25 となった。先に示した浅発地震の場合との比較から，低周波微小地震の S/P 比が低周波側と高周波側で異なることは有意であると考えられる。これは，低周波成分と高周波成分が異なるメカニズムで励起されたことを強く支持する。

理論的には，震源球上で平均した S/P 比の値は，開口クラック型で 2.1，single force 型で 4.9，断層すべり型で 6.4 となる [AKI and RICHARDS (1980)]。観測された S/P 比の値から，低周波を励起する力源モデルは single force 型と推定される。一方，高周波の S/P 比は single force 型と開口クラック型のほぼ中間の値を取る。しかし，表 4-2 において，地震ごとの高周波 S/P 比の半数が 3.00 以下の値をもつことより，高周波を励起する力源モデルは開口クラック型と推定した。藤田・鶴川 (2000) は，三宅島で発生した低周波微小地震に対して，本研究と同様の方法で力源モデルの推定を行った。彼らは高周波成分，低周波成分を励起する力源モデルを，それぞれ開口クラック型および single force 型と解釈した。これは本研究での推定と一致する。

4-6. 議論

(1) 低周波微小地震の発生メカニズム

低周波微小地震の特徴として、地震の継続時間が長く（多くの場合30～60秒程度）、地震が連発することがあげられる [鈴木 (1992), 藤田・鶴川 (2000)]. また、東北地方全域で発生した低周波微小地震の特徴をまとめた HASEGAWA and YAMAMOTO (1994) や、関東地方についてまとめた鶴川・小原 (1993) は、低周波後続波の振幅が繰り返して増大する観測事実を、複数地震の連発として解釈した。これらの特徴は、本研究の地震 E-3, O-3, O-4 にも当てはまる。

本研究で対象とした恐山・恵山付近での低周波微小地震では、直達波部分に高周波成分が重畳する特徴が見られた。このような高周波成分の重畳は、他地域の低周波微小地震にも見られる。関東地方では高周波成分の重畳率は地域によって異なることが鶴川・小原 (1993) によって報告されている。1989年に恐山付近で発生した低周波微小地震の波形にも高周波成分の重畳が見られた。それを図4-17に示す。図4-15や図4-17を見ると、重畳の割合が地震ごとに異なることがわかる。従って、高周波成分の重畳率は、地域的な特徴というよりは地震ごとの特徴と言える。

以下では、本研究での解析結果を基に、低周波微小地震の発生メカニズムを考える。S/P比の値から、高周波成分・低周波成分を励起する力源モデルはそれぞれ、開口クラック型およびsingle force型と推定される。高周波成分は直達波部分のみで観測され、その後はいくつかの PACKET 状の低周波後続波群が見られる。従って、震源では初めに開口クラック型の力源が働き、その後single force型の力源が働くと考えられる。低周波後続波群の particle motion の解析から、直達波が繰り返し到達したり、水平面内で直線的に振動するような波が到達する可能性が示された。このことから、低周波後続波群はsingle force型力源が

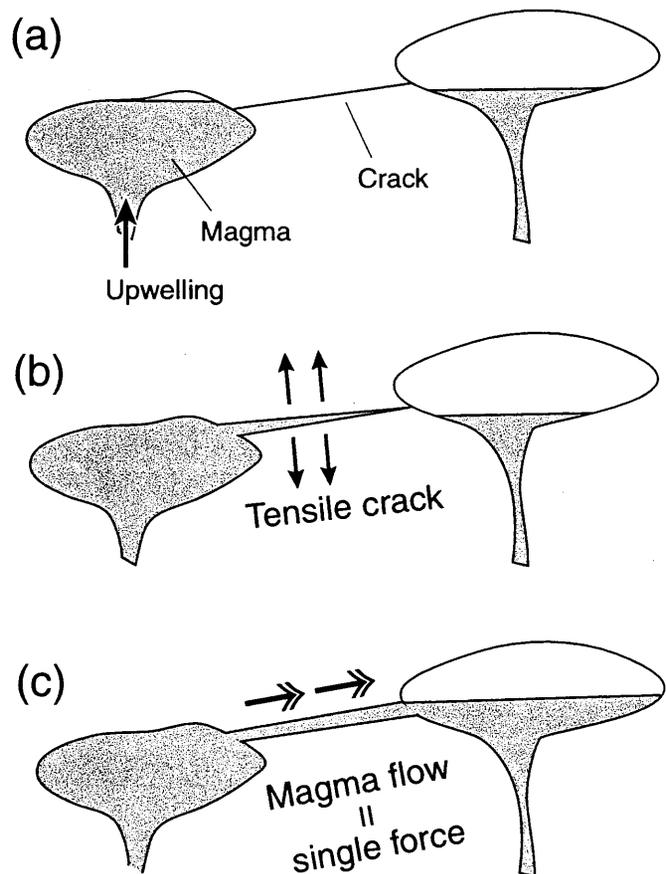


図4-18. 低周波微小地震の発生機構の概念的モデル。マグマが上昇・移動しようとする際に周囲の岩石に圧力を加え (a)、それによって亀裂が広がり (b)、亀裂が別のマグマだまりにつながると、マグマ流により周囲の岩石にsingle forceが働く (c)。

繰り返して働くことによって形成されると考えられる。

低周波微小地震が火山近傍で発生することから、その発生はマグマと関連すると考えられてきた [たとえば, HASEGAWA and YAMAMOTO (1994), 長谷川・他 (1991)]. 今回観測した低周波微小地震も, 恐山および恵山の活火山との水平距離は 15 km ~ 20 km であるので, マグマの関与を考えるのは不自然ではない. ここでは, 伊豆大島で発生した単色地震について UKAWA and OHTAKE (1987) が提唱したモデルを参考に, 図4-18に示すような発生メカニズムを考えた. まず, マグマが上昇・移動しようとする際に, 周囲の岩石に圧力を加える (図4-18 (a)). マグマの周囲の岩石に既存の亀裂が存在すると, 圧力によってこの亀裂が広がる. これが開口クラック型力源となり, 高周波成分を励起する (図4-18 (b)). この岩石亀裂が別のマグマだまりにつながるような場合, マグマは亀裂内に浸入して移動する. この移動の時にマグマ流が周囲の岩石に single force を及ぼし, 低周波成分が励起される (図4-18 (c)). マグマ流の継続時間や流量はマグマだまり内の圧力変化や亀裂の幅等に依存する. マグマ流により一方のマグマだまりの圧力超過が生じるとマグマの逆流が生じ, 間欠的にかつ流向の異なるマグマ流となり, パケット状の低周波後続波群が形成される. このモデルは, 岩手山西部で発生した卓越周期約10秒の超低周波地震の発生メカニズムについて NISHIMURA *et al.* (2000)が提案したモデルとも共通点を持つ. 彼らは超低周波振動を説明するためにマグマだまりの間隔を 4 km 程度としたが, ここで解析した低周波微小地震の卓越周波数は約 1.5 Hz とより高周波であり, パケットの間隔も短い. 従って, マグマだまりの間隔もずっと小さいはずである.

ある地震について見た場合, 高周波成分の重畳する割合が観測点によって異なる特徴は, 岩石亀裂の方向と観測点の位置関係によって定性的には説明可能である. つまり, 岩石亀裂の走向に垂直な方向にある観測点から見るとP波の励起が良いのに対して, 亀裂の延長にあるような観測点から見るとP波の励起は良くない. 地震によって開く亀裂が異なると考えると, 観測点と亀裂の走向の関係が地震ごとに異なり, P波の振幅値, すなわち高周波成分の重畳の割合が地震ごとに異なることも説明ができる.

(2) 今後の課題

波形やスペクトルの特徴から考えた上記の発生メカニズムは, P波とS波の振幅比については定量的に, 高周波成分の重畳やパケット状の後続波の到達を定性的に説明している. 今後は波形をより定量的に説明することが課題としてあげられる. 直達波部に関しては, 開口クラックと single force を組み合わせたインバージョンを行い, 得られたメカニズム解で波形の位相や振幅を定量的に説明しうるかどうかを調べる必要がある. また, 得られたクラックの走向と高周波成分の重畳率の関係を検討しなければならない. 一方, 後続波からは, single force が繰り返して働くことが示唆される. このことの検討として, 震源時間関数を推定し, 観測点間に共通する時間履歴があるかを調べる必要がある. また, 波形インバージョンにおいては, 震源近傍の構造の複雑さが継続時間の長いコーダ波

を励起する要因となる可能性が示された。後続波部はコーダ波の影響でその振る舞いが複雑になるため、より詳細な議論をするためには散乱波や反射波などに基づいたアプローチも必要であろう。

低周波微小地震の震源の移動に関しては、これまでに以下のような研究がある。西富・武尾（1996）は日光地域の地震の高精度震源決定を行い、1年間で震源が約3 km 浅い方へ移動したことを示した。また、岡田・長谷川（2000）は鬼首地域の地震の震源が時間とともに浅くなる傾向を示し、その原因として流体の関与を指摘した。本章で対象とした恐山付近の地震の震源の深さの平均は25 km であるが、1989年の活動の深さの平均は37 km で [KOSUGA and HASEGAWA (1990)], 両者には明らかな違いがある。これらは発生時期が異なるので、二通りの解釈が可能である。一つは、低周波微小地震にはいくつかの活動域があって、時期的に異なる活動域での活動が活発になっているということである。もう一つは、活動域の移動があると考えられることである。後者のように考えると、恐山近傍地域では約10年間に震源が10 km ほど上昇したということになる。平均的な移動速度は年間1 km 程度で、西富・武尾（1996）が示した値とオーダー的には一致する。ただし、この点については、同じ観測点の組み合わせを使って震源決定をするなどして、深さの決定精度を充分考慮して結論を出す必要がある。震源の移動の有無も、低周波微小地震の発生メカニズムを考える上で重要な情報の一つになるであろう。

4-7. 結論

本研究では、低周波微小地震の発生機構を解明することを目的とし、下北半島において広帯域地震計も用いた高密度臨時地震観測を行った。その結果、恐山の北北東20 km と恵山の西南西15 km の2地域で発生した低周波微小地震の記録を得ることができた。それを基に震源決定、スペクトル解析、低周波後続波の振動様式の解析、P波とS波の振幅比の解析等を行い、以下のような結果を得た。

- (1) 臨時観測データを用いて震源決定を行い、低周波微小地震が下部地殻からモホ面にかけての領域（深さ19～33 km）で発生していることを明らかにした。震源は深さ方向に細長く伸びた分布をしているが、浅い地震と深い地震からのP波とS波の見かけ速度が有意に異なるので、深さの違いは確かであると考えられる。従って、震源が深さ方向に細長く伸びた分布をすることが、低周波微小地震の特徴の一つである。
- (2) 観測において広・中帯域地震計を用いたことより、従来よりも広い周波数帯域にわたってスペクトルの特徴を明らかにすることができた。特に、1 Hz よりも低周波数の波がノイズレベルを超えるようなレベルでは含まれていないことは、本研究によって初めて明らかになった。スペクトルのピークは1.5～3.0 Hzであった。
- (3) particle motionの解析から、後続波群に実体波的な振動をする部分が含まれることがわかった。これは、震源から実体波が繰り返し放射される可能性を示している。

- (4) 単発地震を仮定してモーメントテンソルインバージョンを行った結果、波形全体を再現しうる解を得ることはできなかった。特に継続時間の長い後続波は全く再現することができなかった。このことは、後続波を説明するには多重震源を考慮する必要があることを示していると考えられる。しかし、震源をモホの近傍に置いた場合には、P波部分だけではあるが、後続波の生成をある程度説明できた。このことは、継続時間の長い後続波の生成には、震源近傍の構造の不均質性も考慮する必要性があることを示唆する。
- (5) 低周波微小地震の直達波部では高周波成分が重畳する場合があるので、2つの帯域（低周波側は1～5 Hz、高周波側は5 Hz以上）について、S波とP波の振幅比を求めた。平均値は低周波側では5.38であり、高周波側では3.42と系統的な違いがあった。この値と調和的な力源モデルは、低周波側ではsingle force型、高周波側では開口クラック型であった。具体的な発生メカニズムとして、マグマだまり間をつなぐ閉じた管を考え、まずその管が開く運動によって開口クラック型の振動が始まり、開いた管内をマグマ流が間欠的に流れることによってsingle force型の力が働き、S波を効果的に励起するモデルを考えた。

謝辞

観測には東京大学地震研究所所有の地震計およびレコーダを使用した。これらの機材の使用にあたり、平田 直氏に便宜を図っていただいた。観測・データ処理および解析にあたっては、渡辺和俊・佐藤勝人の両氏（弘前大学）の他、佐鯉央教氏を始めとする弘前大学の学生（当時）諸氏の協力を得た。また、むつ・大畑・大間・川内・脇野沢・青森の各営林署（当時）にも観測の便宜を図っていただいた。上記の方々に記して謝意を表する。

文献

- AKI, K. and B. CHOUET, 1975, Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects, *J. Geophys. Res.*, 80, 3322-3342.
- AKI, K. and P. RICHARDS, 1980, *Quantitative Seismology*, W. H. Freeman, San Francisco, 932p.
- 藤田英輔・鶴川元雄, 2000, 三宅島で発生した深部低周波地震, *火山*, 45, 295-299.
- HASEGAWA, A. and A. YAMAMOTO, 1994, Deep, low-frequency microearthquakes in or around seismic low-velocity zones beneath active volcanoes in northeastern Japan, *Tectonophysics*, 233, 233-252.
- 長谷川 昭・趙 大鵬・山本 明・堀内茂木, 1991, 地震波からみた東北日本の火山の深部構造と内陸地震の発生機構, *火山*, 36, 197-210.
- KOSUGA, M., 1996, Near-field moment tensor inversion and stress field in northeastern Japan, Ph. D. thesis, Tohoku University, Sendai, 233 p.
- KOSUGA, M. and A. HASEGAWA, 1990, Anomalously deep earthquakes beneath the volcanic front of northern Tohoku, Japan, *EOS.*, 71, 895.

- KUWAHARA, Y., H. ITO, H. KAWAKATSU, T. OHMINATO and T. KIGUCHI, 1997, Crustal heterogeneity as inferred from seismic coda wave decomposition by small-aperture array observation, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 104, 247-256.
- 西富一平・武尾 実, 1996, 栃木県西部地域モホ面付近に発生する低周波地震の活動とその発震機構, *火山*, 41, 43-59.
- NISHIMURA, T., H. NAKAMICHI, S. TANAKA, M. SATO, T. KOBAYASHI, S. UEKI, H. HAMAGUCHI, M. OHTAKE and H. SATO, 2000, Source process of very long period seismic events associated with the 1998 activity of Iwate Volcano, northeastern Japan, *J. Geophys. Res.*, 105, 19135-19147.
- 岡田知巳・長谷川 昭, 2000, 東北地方地殻深部に発生する低周波微小地震の活動とモーメントテンソル解, *火山*, 45, 47-63.
- 篠原雅尚・平田 直・松田慈夫, 1997, GPS 時計付き地震観測用大容量デジタルレコーダ, *地震* 2, 42, 419-437.
- 鈴木貞臣, 1992, 十勝岳直下のモホ面付近で発生した低周波微小地震 - 震源とスペクトル -, *火山*, 37, 9-20.
- 鵜川元雄・小原一成, 1993, 関東地方の火山フロント下のモホ面付近に発生する低周波地震, *火山*, 38, 187-197.
- UKAWA, M. and M. OHTAKE, 1987, A monochromatic earthquake suggesting deep-seated magmatic activity beneath the Izu-Ooshima volcano, Japan, *J. Geophys. Res.*, 92, 589-599.
- 渡辺 晃, 1971, 近地地震のマグニチュード, *地震* 2, 24, 189-200.
- ZHAO, D., S. HORIUCHI and A. HASEGAWA, 1990, 3-D seismic velocity structure of the crust and the uppermost mantle in the northeastern Japan arc, *Tectonophysics*, 181, 135-149.

第5章 岩手県内陸北部地震に伴って発生した地殻内低周波地震

5-1. はじめに

1998年9月3日に岩手山の南西の雫石町で発生した岩手県内陸北部地震（M=6.1, 図5-1）に伴って、顕著な低周波後続波を伴う余震（以下では、低周波余震と称する）が発生した。この長周期波の励起機構を解明することは、余震域に隣接する岩手山付近で発生している低周波イベント（微動や低周波地震）及びM6.1の地震そのものの発生機構を明らかにする上でも重要である。本震発生直前から、我々は本震の震源域の南端から約15km南の同町鶯宿でアレイ観測を開始していた。震源とアレイの位置関係を図5-1に示す。ここではそのアレイ（雫石アレイ）による記録を基に低周波余震の特徴をまとめ、その発生機構について考察する。

5-2. 観測

1998年2月から活発になった岩手山付近の地震、特に浅部での低周波地震と火山性微動及び深部での低周波地震を観測するため、弘前大学では岩手県雫石町鶯宿にアレイ観測網を展開した。設置作業がほぼ終了した9月3日、岩手山南西でM=6.1の地震が発生した。この地震の本震の記録は振り切れてしまったが、直後からの余震をアレイによって連続記録することができた。

アレイは11観測点から成るL字型のアレイと、それを取り囲む5点の単独点から構成した（図5-2）。L字型アレイの観測点間隔は100～200mで、地震計の成分は3成分が5点、上下動が6点である。間隔を広げて設置した単独点はすべて3成分の観測点である。ほとんどの地震計は岩盤の露出した地点に設置した。この

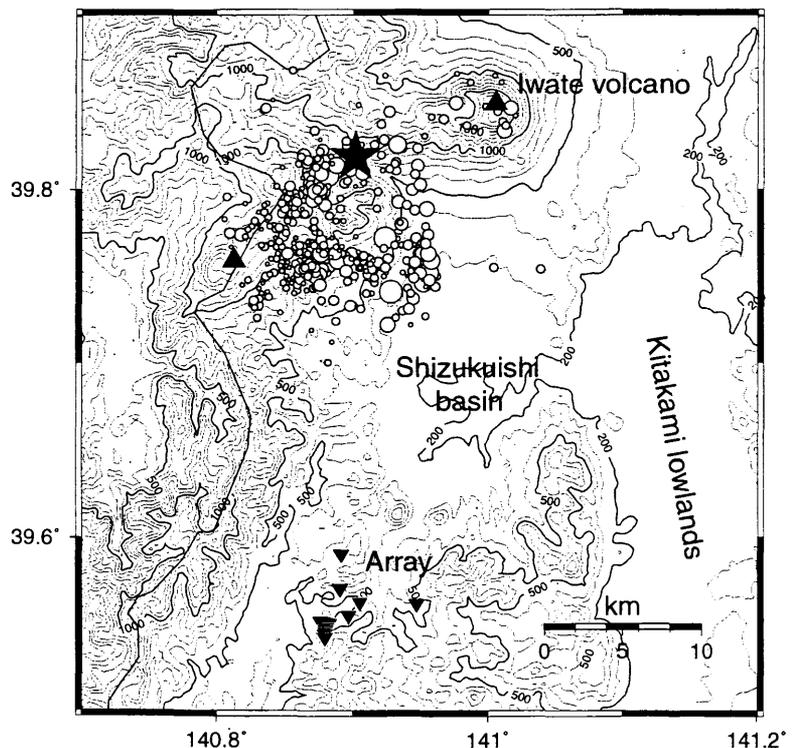


図5-1. 1998年岩手県内陸北部地震の本震（★）と余震（○）の震央分布と、雫石アレイの観測点（▼）配置。

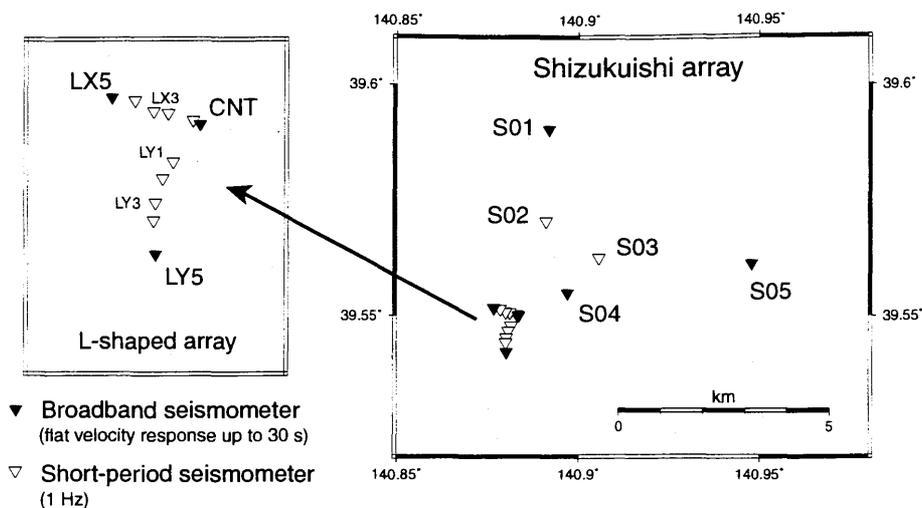


図5-2. 栗石アレイの観測点配置. 観測点のシンボルは使用した地震計の種類を表す. 左側の図は右側の図のL字型アレイの拡大図.

アレイの最大の特徴は、3か所に30秒計、2か所に20秒計、他の場所には1秒計を使用することにより、低周波側の帯域を広げたことである. 信号は分解能16ビット、サンプリング周波数100 HzでA/D変換され、DATレコーダに連続収録された.

5-3. 低周波後続波を伴う余震の波形の特徴と震源分布

(1) 波形の特徴

余震の中には顕著な低周波後続波を伴うものがあった. 以後、そのような余震を低周波

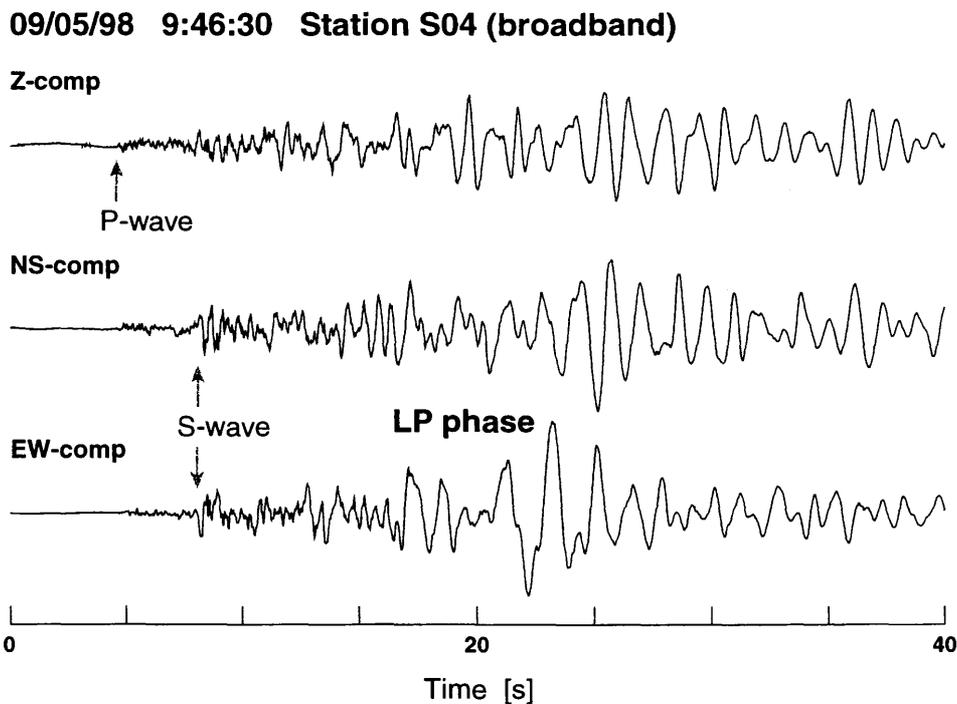
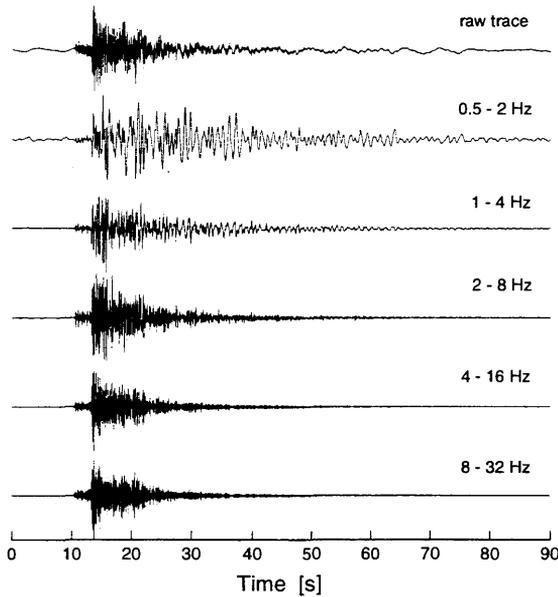


図5-3. 栗石アレイの観測点S04で観測された、低周波後続波を伴う余震の波形例. 地震計は広帯域地震計 (CMG-40T).

SP aftershock

09/04/98 04:42 S04 EW-comp.



LP aftershock

09/05/98 0:46 S04 EW-comp

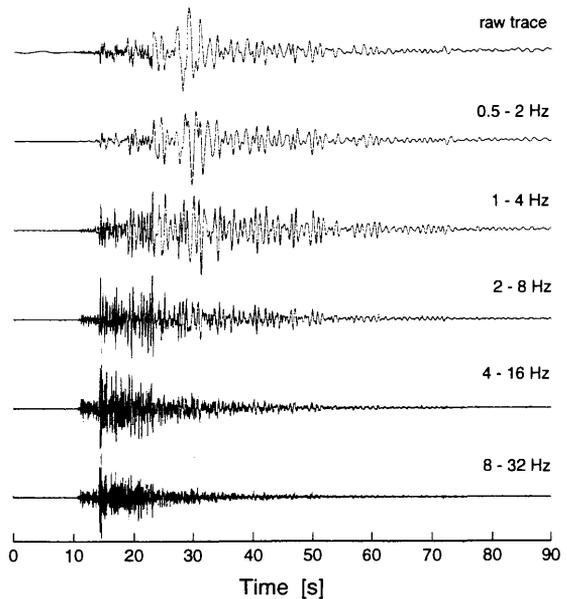


図5-4. 雫石アレイの観測点S04で観測された高周波余震(左)と低周波余震(右)の波形の比較。一番上が生波形で、その下はバンド・パス・フィルターを通した波形。フィルターの通過帯域は波形の右側に示してある。

余震、それに比べて高周波成分が卓越する通常の余震を高周波余震と呼ぶ。低周波余震の波形例を図5-3に示す。これは観測点S04(図5-2)に設置したCMG-40T地震計(30秒計)で記録した波形である。この記象の17秒付近から顕著な低周波後続波が現れている。P波初動の立ち上がりは比較的明瞭で、震源距離から期待されるS波の到達時刻は図に示した位置になる。従って、低周波後続波の出現時刻はS波初動時刻よりはずっと遅い。低周波後続波の卓越周期は1~2秒で、振幅は直達S波の4倍以上にもなる。また、継続時間も非常に長く、図5-3に示した地震の場合は20秒以上である。低周波後続波は30秒計・20秒計の記録により明瞭に現れ、広帯域地震計を設置していたことはこの余震の観測には好都合であった。図5-3のような低周波後続波はすべての余震において見られたわけではない(図5-4)。このことは、後続波が観測点のサイト特性によって生じた波ではないことを示している。

低周波後続波を含む地震でも、P波・S波部分には高周波の波を含んでいる。図5-4のバンド・パス・フィルターを通した波形でこのことを示す。フィルターを通した2つの地震の波形の相違は周波数帯域が上がるにつれて小さくなり、8~32Hz帯ではほとんど見分けがつかない。

(2) センブランス解析

低周波後続波の性質を議論するため、アレイ記録を用いてセンブランス解析[NEIDELL and TANER (1971)]を行い、波の到来方向とスローネスを推定した。図5-5は高周波の余震、図5-6は低周波後続波を伴う余震についての解析結果である。解析はL字型アレイの

データを用いて行い、図に示したのは1～4 Hz帯での結果である。図では上から順に、バンド・パス・フィルターを通した波形、スローネス、到来方向、および最大センブランス値の時間変化を表す。スローネス、到来方向の図に示した濃淡はセンブランス値を表し、各時間ウィンドウで最大のセンブランス値をとるスローネスと到来方向が○で示してある。

高周波の余震（図5-5）では、Pコーダ波は0.2 [s/km] 程度のスローネスで震央方向

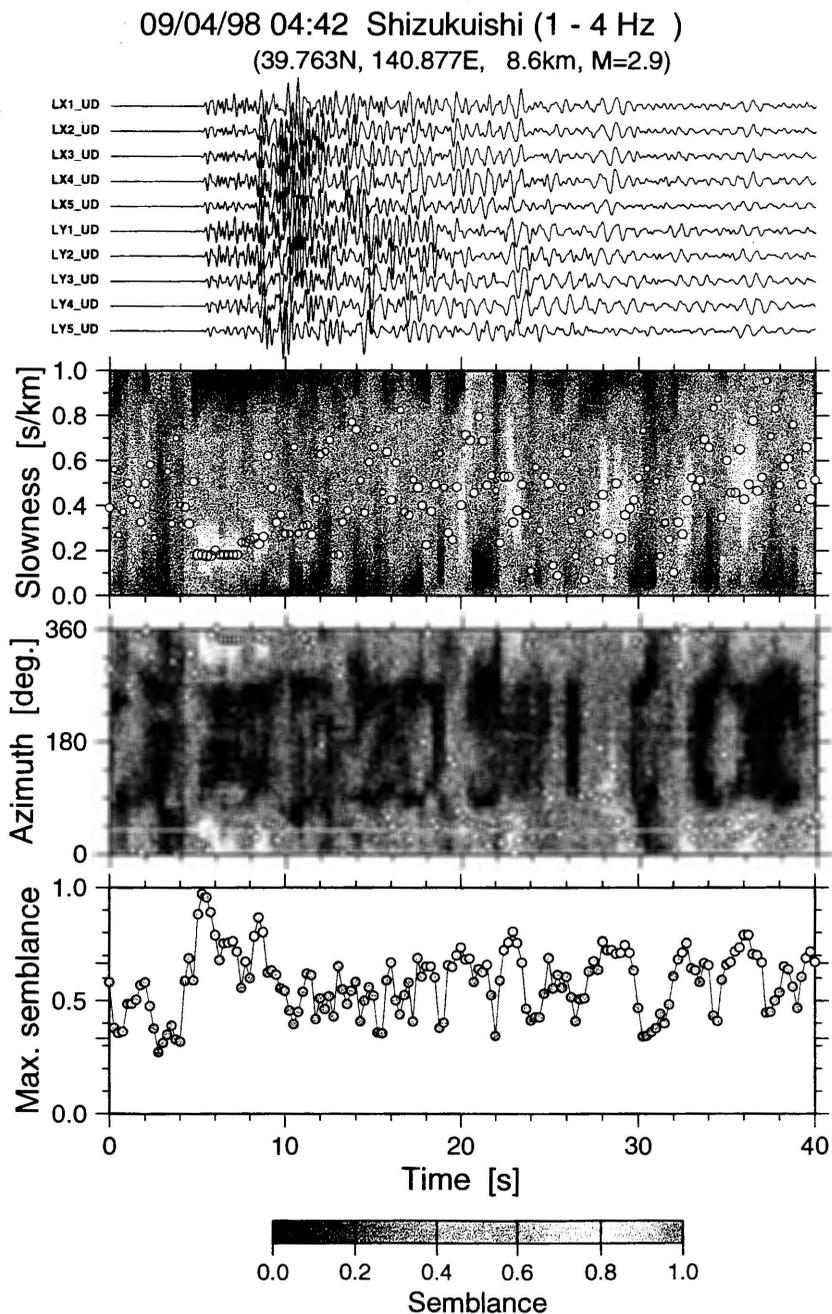


図5-5. 高周波余震に対するセンブランス解析の結果. 上からフィルターをかけた波形、スローネス・波の到来方向・最大センブランス値を表す。スローネスと到来方向のプロットでの濃淡はセンブランス値を表し、○は最大センブランス値に対応するスローネスと到来方向を示す。

から到来しており、センブランス値も高い。S波が到達するとスローネスが増加してセンブランス値が低下するという、これまでのアレイ解析でよく知られている現象[KUWAHARA *et al.* (1997)] が見られる。ただし、Sコーダ波の到来方向も比較的震央方向を向き、あまりばらつかない。センブランス値はSコーダ波部分ではS波到達直後よりは増加する。これは、上段に示した波形において、低周波で観測点間で比較的高コヒーレントな後続波が見ら

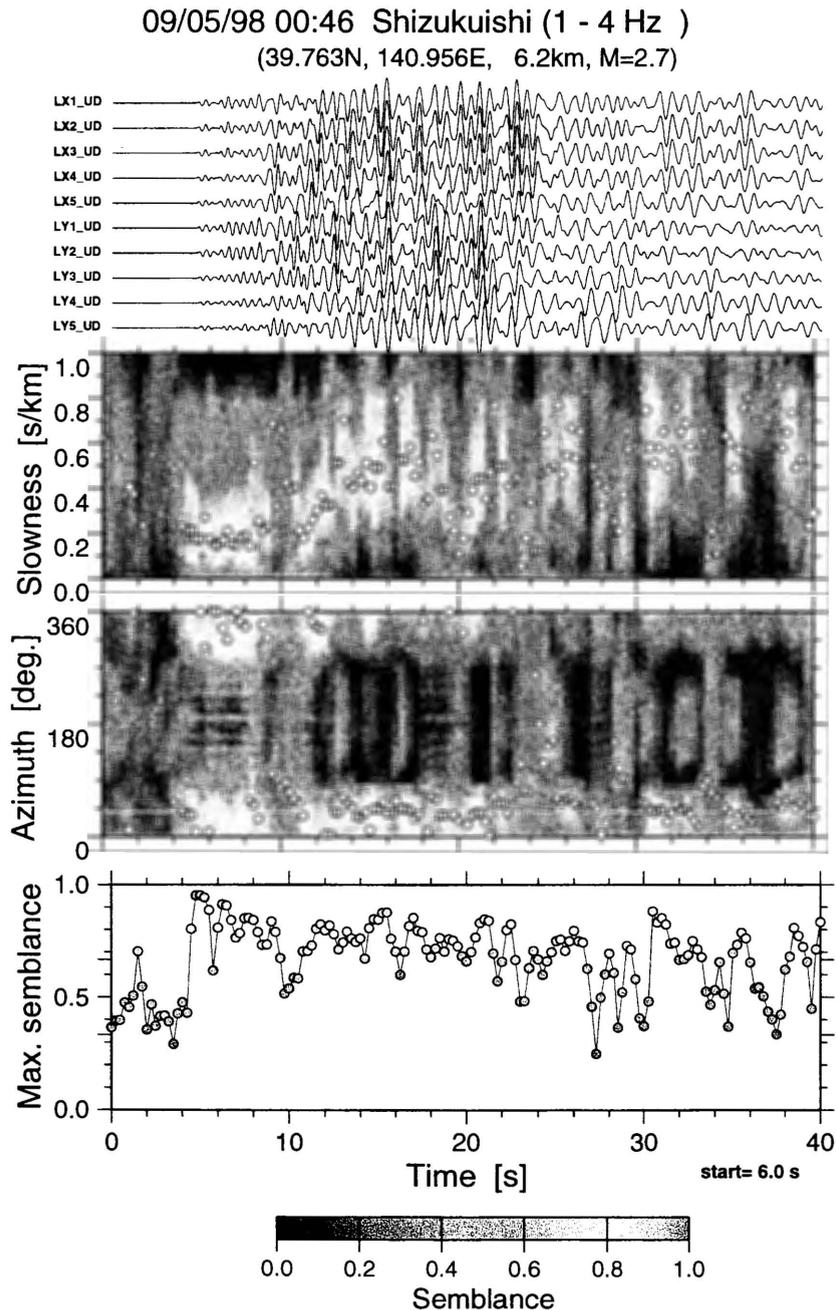


図5-6. 低周波余震に対するセンブランス解析の結果。上からフィルターをかけた波形、スローネス・波の到来方向・最大センブランス値を表す。スローネスと到来方向のプロットでの濃淡はセンブランス値を表し、○は最大センブランス値に対応するスローネスと到来方向を示す。

れることと対応する。

これに対して低周波の余震（図5-6）の場合は，上記の全般的な傾向は共通しているが，低周波後続波の部分（図の10秒～22秒付近）での振る舞いが異なる．ここでのセンブランス値は高い値を取るなので，センブランス値の時間変化曲線を見ると，S波到達時の一時的な低下が目立つ．低周波後続波部分の波の到来方向は震央方向で，ばらつき具合は高周波の余震の場合よりも小さい．低周波後続波のスローネスは0.4 [s/km] 程度でP波やS波のそれよりも大きい．また，スローネスのばらつきも，低周波後続波が卓越する時間ウィンドウについて見ると，高周波地震の場合に比べて小さいことが特徴である．以上のことから，低周波後続波は震央方向から到来する波で，スローネスが大きいことがわかった．

(3) 振動様式と後続波のスペクトル

次に particle motion を調べた．図5-7には3成分の変位波形から求めたP波，S波，および低周波後続波部分の particle motion の例を示す．P波は震央方向の斜め下から入射したような振動，S波は震央方向にほぼ直交するような振動で，理論的に期待される振動に調和的である．低周波後続波部分で特徴的なのは図で矢印を付けた部分で，震源と観測点を含む鉛直面内で retrograde な振動を示している．これは Rayleigh 波的な振動である．

図5-8は高周波の余震と低周波の余震についてのランニングスペクトルを示したもので

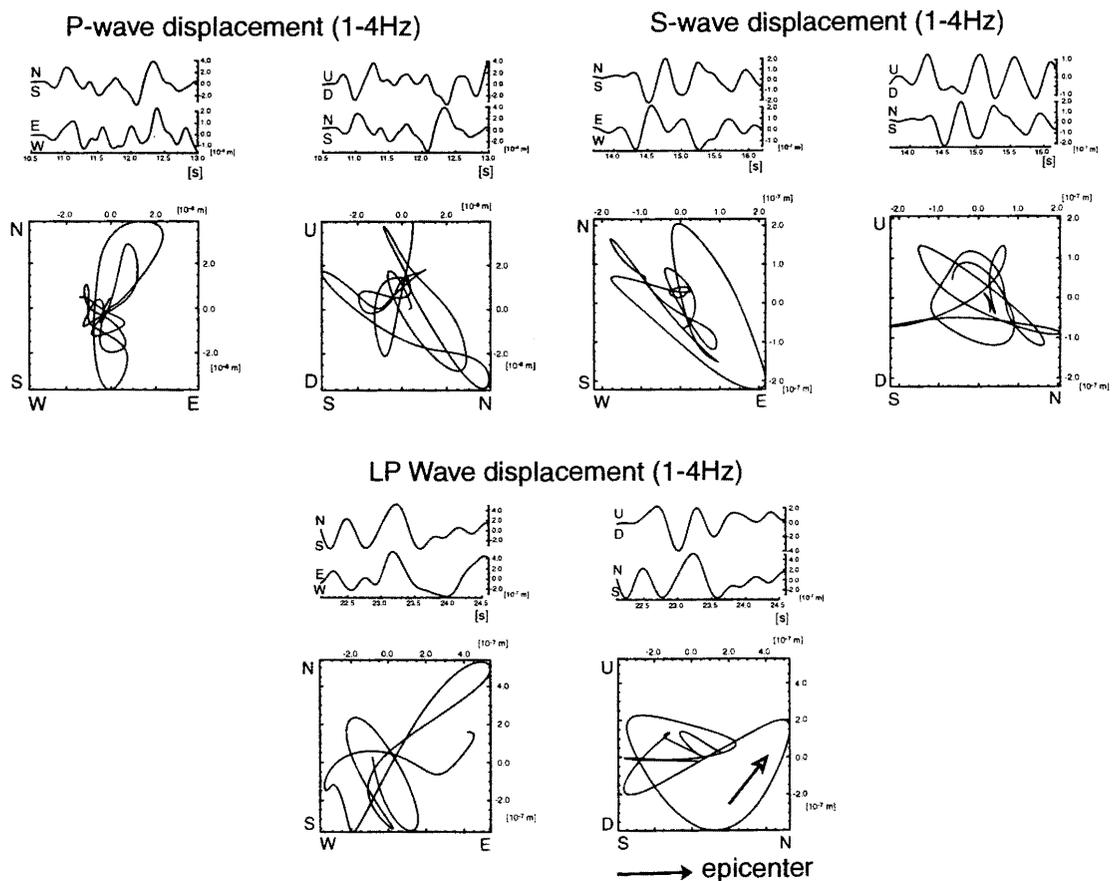


図5-7. 低周波余震のP波（左上），S波（右上），後続波（下）に対する particle motion 波形はフィルターを通した変位記録。

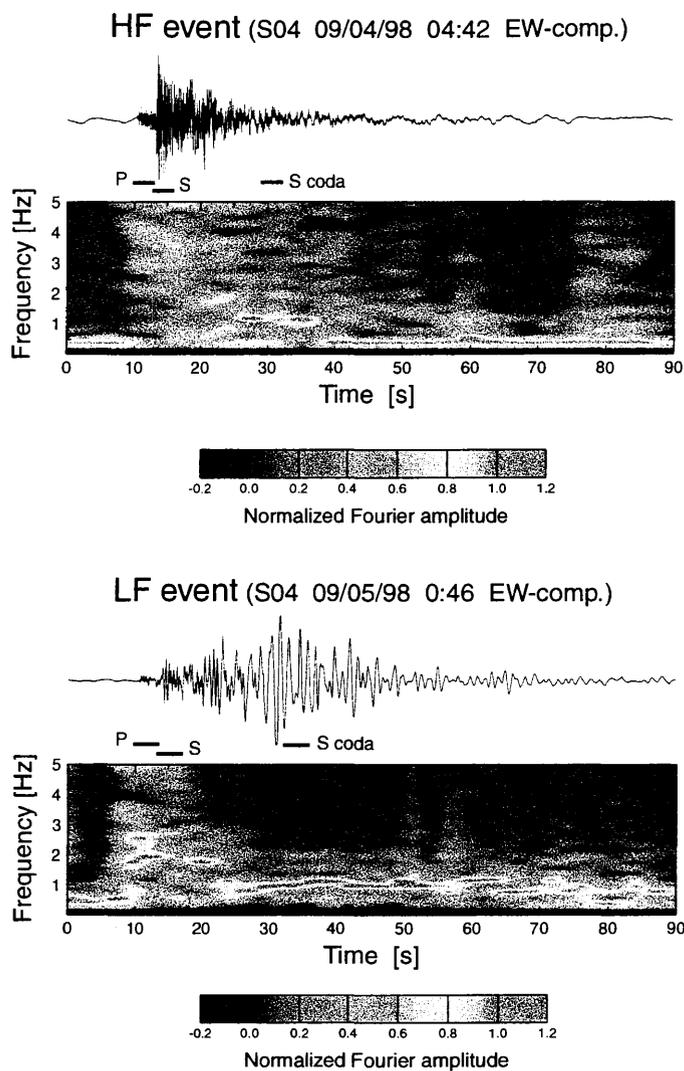


図5-8. 高周波余震（上）と低周波余震（下）に対するランニング・スペクトル。濃淡は規格化されたスペクトル振幅を表す。規格化は各時間ウィンドウごとに行った。波形の下の横棒は図5-9と図5-10でスペクトルを求めた時間ウィンドウを表す。

ある。スペクトル振幅値を濃淡で表し、各時間ウィンドウ内の最大値で規格化して示してある。どちらの地震でも直達波部分では高周波成分が卓越するが、低周波余震の方が上昇の程度は小さい。低周波後続波部分について見ると、1 Hz程度の波が卓越しており、時間的な変化は見られない。従って、低周波後続波部分で顕著な分散は見られないことがわかる。(2) および (3) で示した特徴からは、低周波後続波が非分散性の表面波（Rayleigh波）であることが考えられる。

(4) 実体波のスペクトルの特徴

図5-8において、実体波部分での卓越周波数が高周波余震と低周波余震では異なることを述べたが、ここではそれについてももう少し詳しく検討する。図5-9および図5-10は、それぞれ高周波余震と低周波余震について、P波、S波、Sコーダ波部分の速度振幅スペクトルを示したものである。各時間ウィンドウは波形の下に示してある。両地震のスペクトル

S04 09/04/98 04:42 EW-comp.

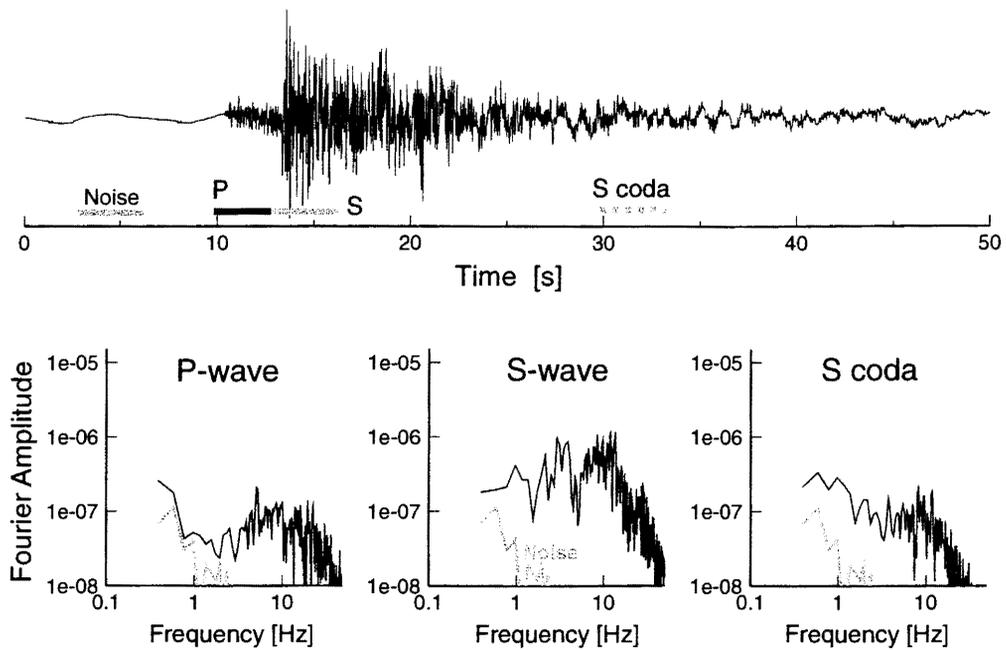


図5-9. 高周波余震の波形と、そのP波、S波、Sコーダ波の速度スペクトル振幅。灰色で表されたスペクトルはP波到達前のノイズのスペクトル。波形の下の横棒はスペクトルを求めた時間ウィンドウを表す。

S04 09/05/98 0:46 EW-comp.

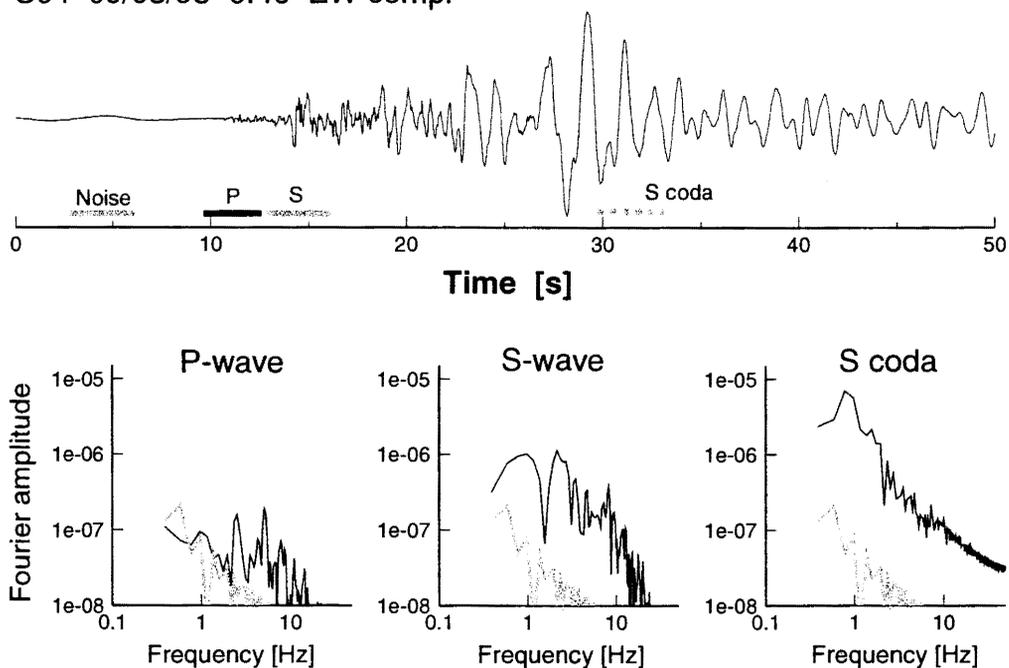


図5-10. 低周波余震の波形と、そのP波、S波、Sコーダ波の速度スペクトル振幅。灰色で表されたスペクトルはP波到達前のノイズのスペクトル。波形の下の横棒はスペクトルを求めた時間ウィンドウを表す。

Comparison of velocity spectra for LP and SP events

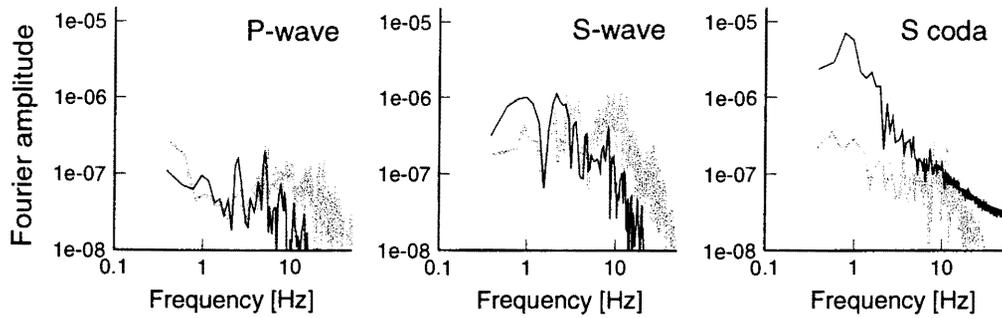


図5-11. 低周波余震（黒）と高周波余震（灰色）の速度スペクトルの比較. 左からP波, S波, Sコーダ波のスペクトルを表す. スペクトルを求めたウィンドウは図5-9と図5-10に示してある. 2つの地震のマグニチュード, 震央距離, 方位角はほぼ等しい.

振幅を直接比較した図5-11を見ると, 低周波余震（黒い線）ではSコーダ波において1 Hz付近でのスペクトル振幅が非常に大きいのが特徴であるが, 実体波部分で比べても, 低周波余震のスペクトルがより低周波側から低下し始めることがわかる. この2つの地震から観測点までの震源距離や経路に大きな差はないので, 実体波部分のスペクトル形状の違いを距離減衰や内部減衰の違いで説明することは困難である.

次に, P波・S波・Sコーダ波部分の卓越周波数に着目し, 目視とスペクトル比の2通りの方法で地震を分類してその空間分布を調べた. 地震は低周波 (LF), 高周波 (HF) およびそれらの中間 (IF) に分類した. その結果 (図5-12) を見ると, 実体波部分が低周波の地震の空間分布は低周波後続波をもつ余震の分布とほとんど一致している. このことから, 低周波後続波をもつ余震は実体波も低周波であることを多くの地震について確認でき

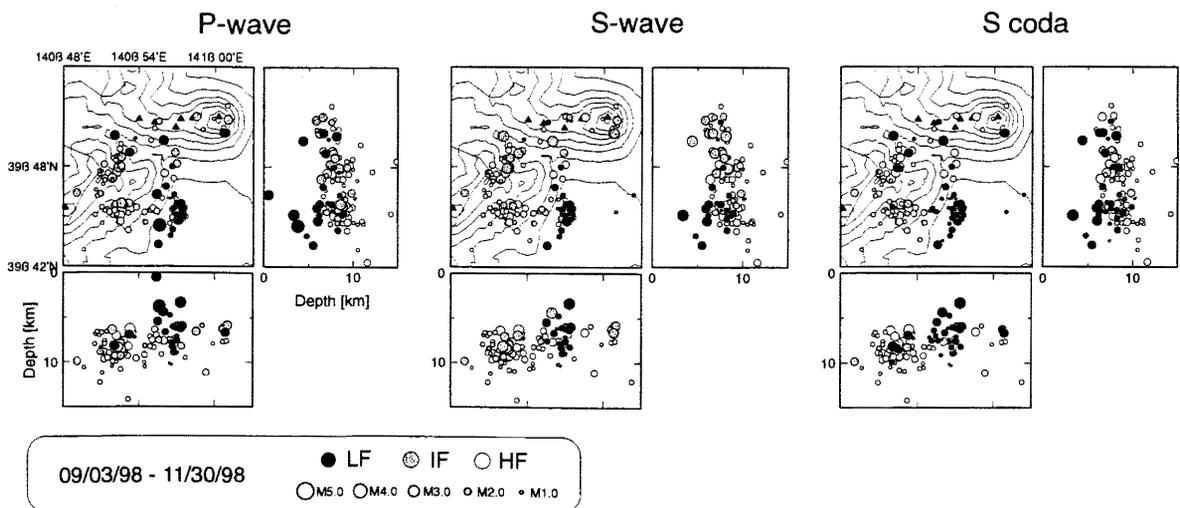


図5-12. 岩手県内陸北部地震の余震の震源分布. 卓越周波数に基づき, 余震を低周波 (黒丸), 高周波 (白丸), それらの中間 (灰色の丸) と区別して示す. 左からP波, S波, Sコーダ波に基づく分類.

た。

(5) 震源分布

図5-12において、低周波余震は余震域の東端に偏在することがわかる。図5-13は海野・他(1998)が精密に再決定した震源分布である。これを見ると、低周波余震の震源分布域(図5-13の灰色の楕円形の領域)は地震断層から離れた位置にある。震源の深さは3~7 kmで、高周波余震の震源と比べて系統的に浅いというわけではない。従って、(3)で述べたように低周波後続波が表面波であるとしても、単に震源が浅いため表面波である可能性は低い。地形との対応を見ると、低周波地震の震源は雫石盆地の西端に位置している(図5-1)。このことは、低周波後続波が盆地生成表面波である可能性を示唆する。しかし、低周波余震の震源よりも少し西側で発生した地震からは低周波後続波が励起されないことから、盆地構造の存在のみで後続波の励起を説明することはできない。

5-4. 観測事実のまとめと低周波後続波の生成機構

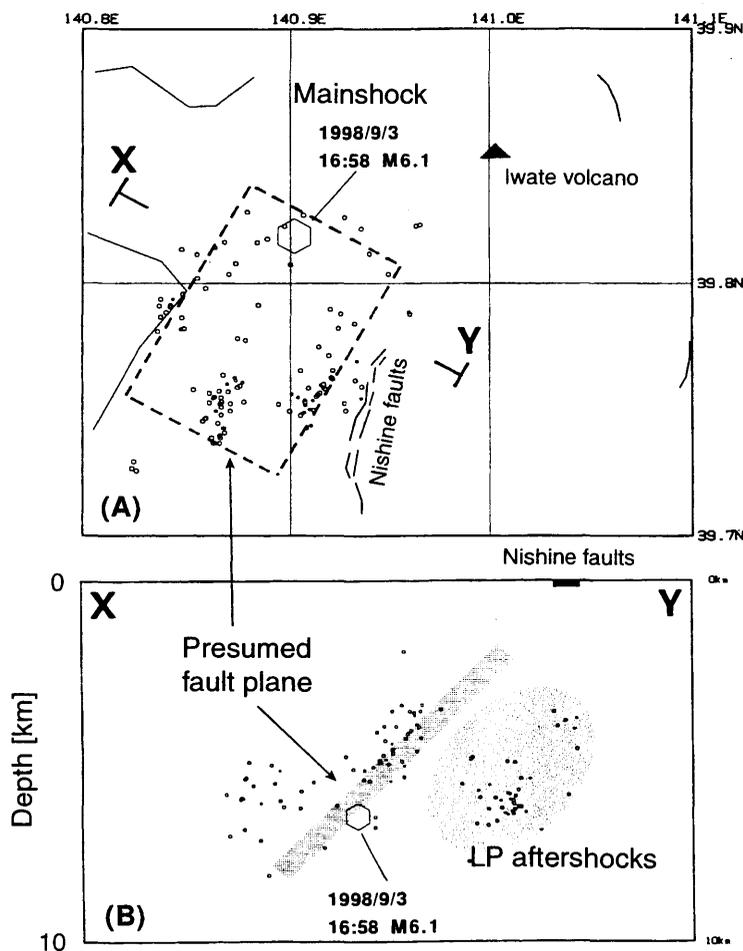


図5-13. 岩手県内陸北部地震の余震の震源分布。海野・他(1998)によって再決定されたもの。低周波余震は断面図で灰色の楕円で示した領域で発生した。

以上をまとめると、低周波後続波は2秒程度の卓越周期、S波よりも大きな振幅、20秒以上の長い継続時間で特徴づけられる。低周波後続波の主要動部分について解析をした結果、(1)見かけスローネスがS波よりも大きく、震央方向から到来すること、(2) particle motionがRayleigh波的であることは、低周波後続波が表面波であることを示唆する。一方、(3)非分散性であること、(4)低周波後続波を含む地震の震源が他の余震に比べて特に浅くはないことは、表面波との解釈には都合が悪い。これらとは別の特徴的な観測事実として、(5)低周波後続波を伴う余震は実体波部分も相対的に低周波であること、(6)低周波後続波を含む地震の震源は余震域の東端に南北に細長く並ん

でいることがあげられる。

(1) (2) と (3) (4) のように一見矛盾するかのような観測事実は、震源が堆積盆地（雫石盆地）に隣接していること（図5-1）に注目し、低周波後続波を盆地生成表面波と考えると説明可能である。余震の震源から放射された実体波が盆地に入射して盆地生成表面波（Rayleigh波）が生じる。卓越周期は主として盆地の構造で決まり、大振幅で継続時間が長い波となる。生成されるのが盆地内であるので、雫石アレイには震源とはあまり変わらない方向から、大きなスローネスをもって到来する。また、このような2次的な波であるから、震源が浅くなくてもよい。盆地外から入射し

た地震波によって盆地生成表面波が効率よく生成されるためには、入射波が低周波成分に富むことが必要である。実際、低周波後続波を伴う地震の実体波スペクトルは、高周波余震のスペクトルに比べて明らかに高周波成分が欠落していることを上記(5)が示している。従って、余震域の東端に並んだ震源から放射された低周波地震動が堆積盆地に入射して2次的な表面波を効率的に生成し、それが盆地外にリークして来たのを観測していたということになる。

一方、震源から放射された実体波が高周波であった場合、おそらく盆地境界での構造とのカップリングの関係から、表面波は効率的には生成されない。このことによって、低周波余震とはほぼ同じ場所で発生していても、必ずしも低周波後続波を伴わない場合があることも説明できる。

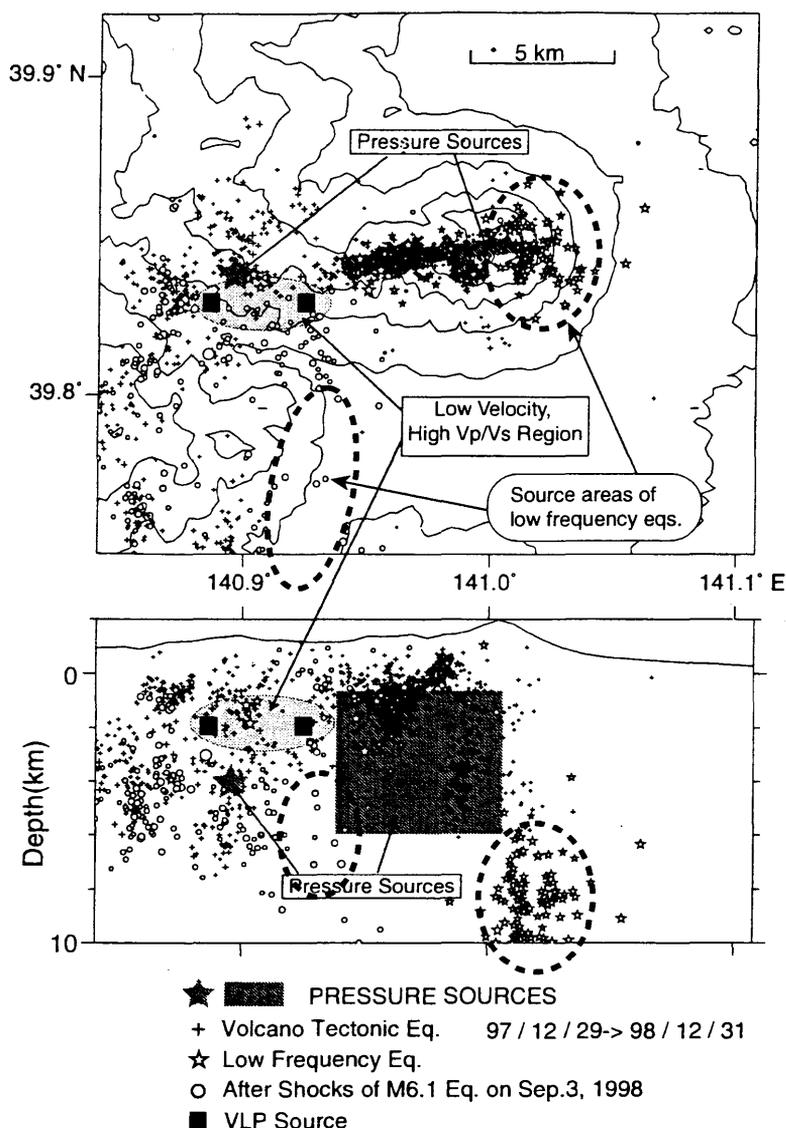


図5-14. 岩手山周辺において推定された圧力源の位置と、低周波および超低周波地震の震源分布（NISHIMURA et al., 2000. 雫石の低周波地震は左側の破線の楕円内で発生。

なお、一般に、盆地生成表面波は盆地外では観測されにくいですが、雫石盆地はその南南西方向へ抜ける低地が細いチャンネルを形成するような構造になっており、雫石アレイはそのチャンネルに近い位置にある(図5-1)。従って、盆地外の雫石アレイにおいても表面波が観測されるが、盆地外の経路では顕著な層構造は存在しないので、分散した波としては観測されなかったものと考えられる。

5-5. 低周波余震の地震学的意義

以上の解釈が正しいとすると、この地震から次の二つのことを知ることができる。一つは、低周波後続波の成因として2次的励起が重要な役割を果たすことがあるということである。これは低周波地震の発生機構を考える上で重要である。地殻深部低周波地震の場合には堆積盆地が2次的励起源にはなり得ないが、マグマだまりの振動などの2次的現象が地震の主要動になりうることを示唆する。従って、観測された地震動の解釈にあたっては、震源からの放射の他に、2次的励起の可能性も考える必要がある。もう一つは、2次的表面波を効率的に

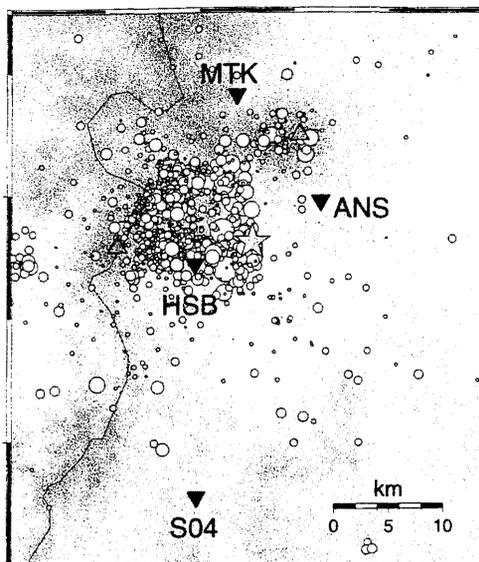


図5-15. 波形インバージョンに用いた観測点の配置と余震の震央分布。

09/04/98 04:42

39.763N, 140.877E, 8.6km
 $M_0 = 0.213E+14Nm$ ($M_w = 2.9$)
 $t_1 = 0.10s$, $t_2 = 0.20s$, $start = 0.75s$
 $strike = 103.0$, $dip = 48.9$, $rake = 1.5$
 $error = 0.923$ [Inversion]
 $filter: 0.1 - 3.0Hz$, $sampling = 20.0Hz$

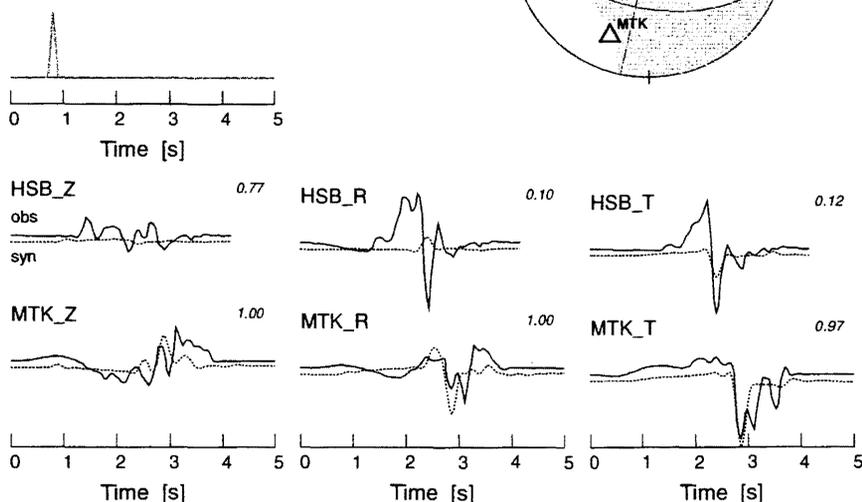
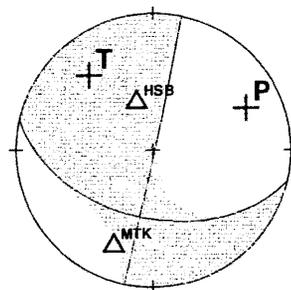


図5-16. 高周波余震に対する波形インバージョンの結果の例。図の上は震源時間関数とモーメントテンソル解(下半球投影)を、下は観測波形と理論波形の比較を示す。

生成した地震そのものが、低周波地震であったということである。これまで知られている地殻内低周波地震は、モホ面近傍の地震か火山の火口付近などで発生したものが大部分であるので、深さ6 km前後での低周波地震が、2次的表面波の助けを借りてではあるが、確認されたことの意義は大きい。図5-14は岩手山とその周辺で発生した地震の震源分布と、地殻変動の圧力源、超長周期地震の震源を示したものである [NISHIMURA *et al.* (2000)]. 岩手山山頂の東側の深さ8 km付近では低周波地震の発生が知られているが、低周波余震はそれに近い深さで、別なクラスターを形成する地殻浅部低周波地震群であることがわかった。

5-6. 低周波地震の震源メカニズム

東北大学が岩手山周辺に展開していた広帯域地震計の記録を用いて、波形インバージョンからモーメントテンソル解の推定を試みた。観測点の位置を図5-15に示す。インバージョンの方法はKOSUGA (1996)によった。地震波速度構造は成層構造を仮定し、グリーン関数は波数積分法 [武尾 (1985)] によって計算した。波形全体で最大振幅となる盆地生成表面波は再現が困難なので、実体波部分のみを解析に用いた。波形にはフィルターをかけ、

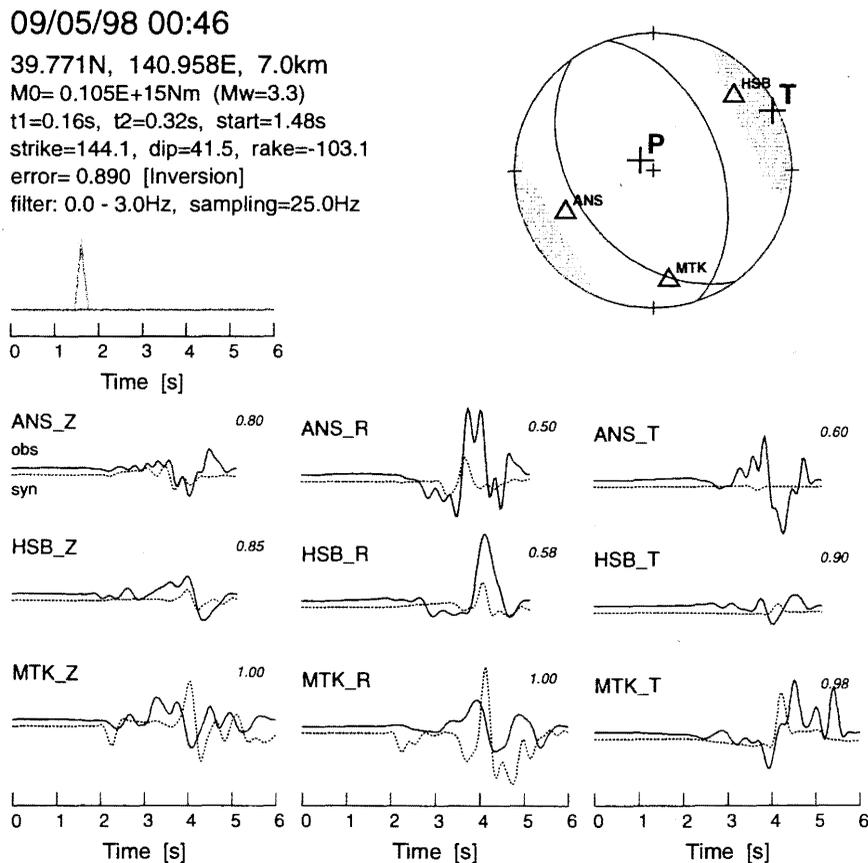


図5-17. 低周波余震に対する波形インバージョンの結果の例。図の上は震源時間関数とモーメントテンソル解（下半球投影）を、下は観測波形と理論波形の比較を示す。

上限は3 Hzに設定した。震源時間関数は単発の三角形パルスを与えた。2個の地震についての解析結果を図5-16と図5-17に示す。高周波地震に対する解（図5-16）は横ずれ型、低周波地震に対する解（図5-17）は非ダブルカップル成分が多い正断層型である。観測波形と理論波形を比較すると、図5-16のMTK、図5-17のHSBなどは比較的よく一致しているが、両地震ともANSのtransverse成分の一致が悪く、解析結果はまだ予備的なものと見たほうがよい。図5-17の解は非ダブルカップル成分または体積変化成分が大きいが、体積変化がないことを拘束条件にして求めたモーメントテンソル解が図5-18である。この場合はほぼ純粋な正断層型となる。図5-17と図5-18の理論波形を比較すると、非ダブルカップル成分は波形にあまり大きな影響は与えていないことがわかる。従って、図5-17の大きな非ダブルカップル成分は有意なものとは考えていない。

解の精度には若干問題があるが、低周波余震について横ずれ型や正断層型の解が得られたことは、P波初動からの結果（海野・他，1998）と調和的である。ただし、解析例が決定的に不足しているので、結果を一般化することはできない。

5-7. 岩手山周辺の地殻活動

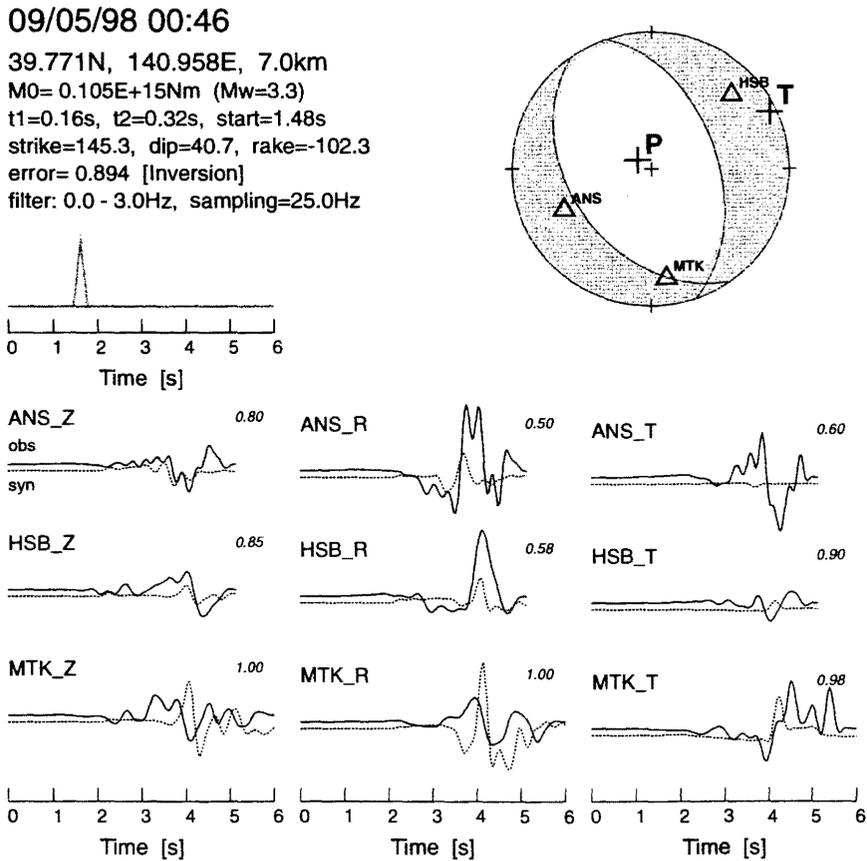


図5-18. 図5-17と同じ地震に対して、体積変化がない拘束条件付の波形インバージョンの結果の例。図の上は震源時間関数とモーメントテンソル解（下半球投影）を、下は観測波形と理論波形の比較を示す。

5-5で述べたように、低周波余震は地殻内低周波地震であったと考えられるが、では、低周波地震そのものはどのようにして発生したのであろうか？低周波地震には種々のものが知られているが、主なものは、モホ面近傍の深部低周波微小地震か、火山の火口近傍の浅発地震である。今回観測した低周波地震の震源の深さは6 km 前後であり、上記のものとは深さが異なる。

岩手山周辺では1998年から、特に岩手山西部を震源とした火山性地震活動が活発になったが、それに先行する1995年に、岩手山山頂から数 km 東側の深さ8km 前後での低周波地震活動が活発になったことが知られている [東北大学理学部地震予知・噴火予知観測センター (1995), 東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター (1998)]。この深さは、今回観測された低周波地震の震源の深さに近い。一方、GPSを用いた地殻変動観測によって、岩手山西部での山体の膨張が観測され、それと同時期に活発化した火山性地震活動も、マグマの上昇に起因すると考えられている [MIURA *et al.* (2000)]。さらに、岩手山西部では卓越周期10秒程度の超低周波振動が観測され、マグマまたは熱水の移動によると考えられている [NISHIMURA *et al.* (2000)]。このように、岩手県内陸北部地震の発生前に、岩手山周辺部ではマグマまたは熱水に起因すると考えられる種々の現象が発生していた。今回観測した低周波余震の震源は、MIURA *et al.* (2000)が推定した圧力源、及び NISHIMURA *et al.* (2000)が推定した超低周波振動の震源からは、わずか5 km 程度南に離れ

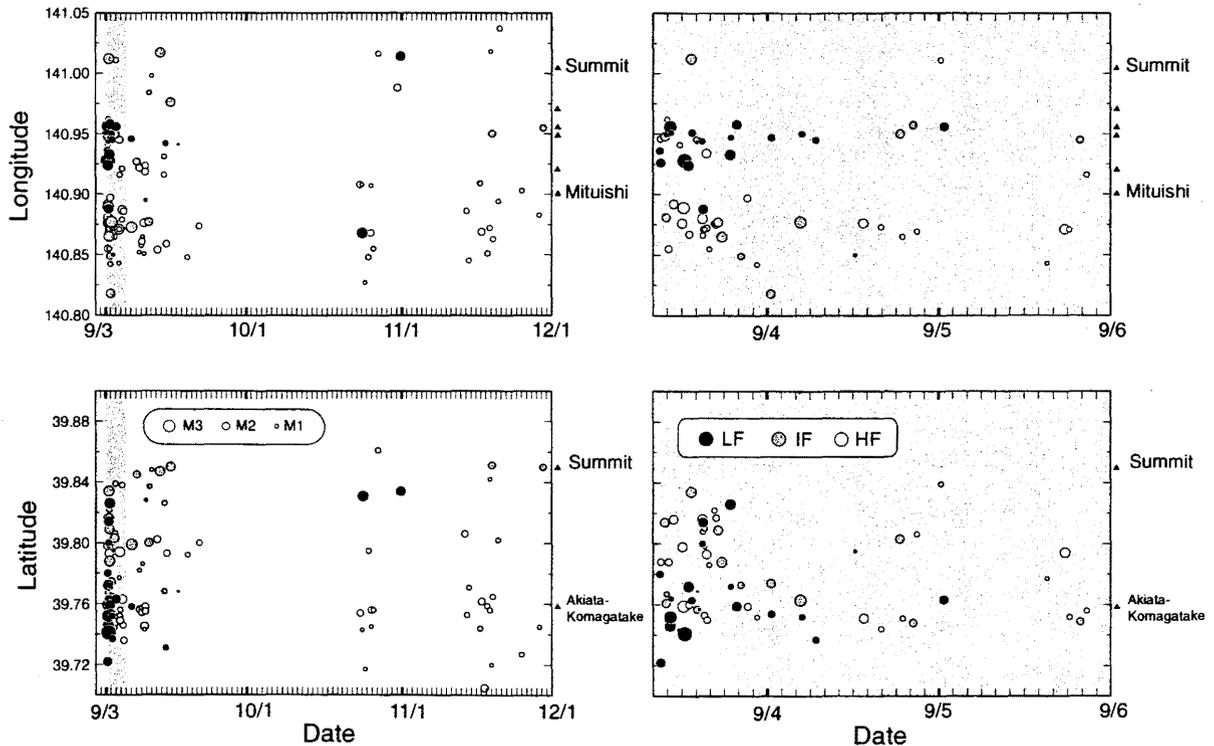


図5-19. 岩手県内陸北部地震の余震の時空間分布。横軸が日付で縦軸は経度（上）及び緯度（下）。図の左側は9月から12月までのプロットで、右側は左の図の最初の部分（背景が灰色で示される期間）を拡大して示したもの。卓越周波数に基づき、余震を低周波（黒丸）、高周波（白丸）、それらの中間（灰色の丸）と区別して示す。左側の図で地震が存在しないところはデータが不十分な期間。

ているだけである。従って、低周波余震の発生にも、マグマの上昇が何らかの影響を及ぼしていると考えられる。地殻変動の観測から、マグマは岩手山の西部山体下に上昇してきたと考えられるから、低周波余震の発生にはマグマそのものではなく、マグマから派生した流体が関与したという方が考えやすい。

5-8. 低周波地震発生の時系列

我々のアレイ観測は本震発生直前から行われたので、低周波地震発生の時間的経過を、本震発生直後から調べることができた。図5-19は図5-12で低周波・高周波・それらの中間に分類した余震の時空間分布をプロットしたものである。データをすべて調べ尽くしては

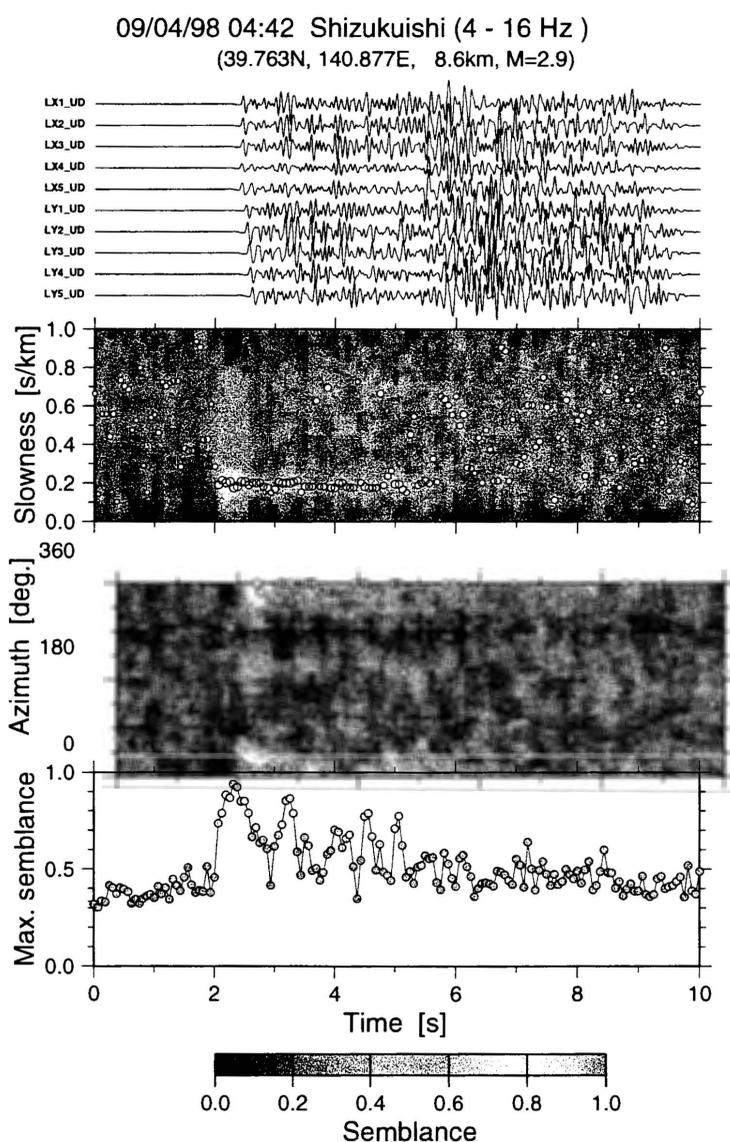


図5-20. 高周波余震のP波部分に対するセンブランス解析の結果。上からフィルターをかけた波形、スローネス・波の到来方向・最大センブランス値を表す。Pコーダ部分で3～4回のセンブランス値の上昇が見られる。

いない期間（図でデータが全くプロットされていない期間）があるので断定的には言えないが、低周波地震は本震発生直後には比較的規模の大きなものも発生していたが、数日経過すると規模が小さくなるとともに、低周波地震の割合も減少したように見える。このことは、低周波地震の発生が過渡的な現象であったことを示唆する。岩手県内陸北部地震の震源域では本震発生前後に2回の人工地震実験が行われ、MATSUMOTO *et al.* (2000) は花巻アレイの解析から、本震発生前後で流体の移動があった可能性を指摘した。その領域は低周波地震の震源域に近い。

また、雫石アレイで記録した余震のPコーダ波部分には、コヒーレントな位相が多数含まれている（図5-20）。このことは、反射波を生じる構造が地殻浅部に複数あることを示唆する。そこでアレイ解析から得られたスローネスと到来方向、及びP波初動との時間差を用いた簡単なペナルティ関数を定義し、コヒーレントな位相を生じる散乱源の位置を推定した。散乱はP-P散乱を仮定した。散乱源のある位置に仮定したときに、その場所でのペナルティ値は、その位置から計算される到来方向・スローネス・走時と観測されたそれらのずれの絶対値に、それぞれ係数を掛けて足しあわせたもので定義した。従って、観測された到来方向・スローネス・走時を満たさない散乱点は、ペナルティ値が大きくなる。図5-21はペナルティ値が小さな領域、すなわち、散乱源である可能性の高い領域を示したも

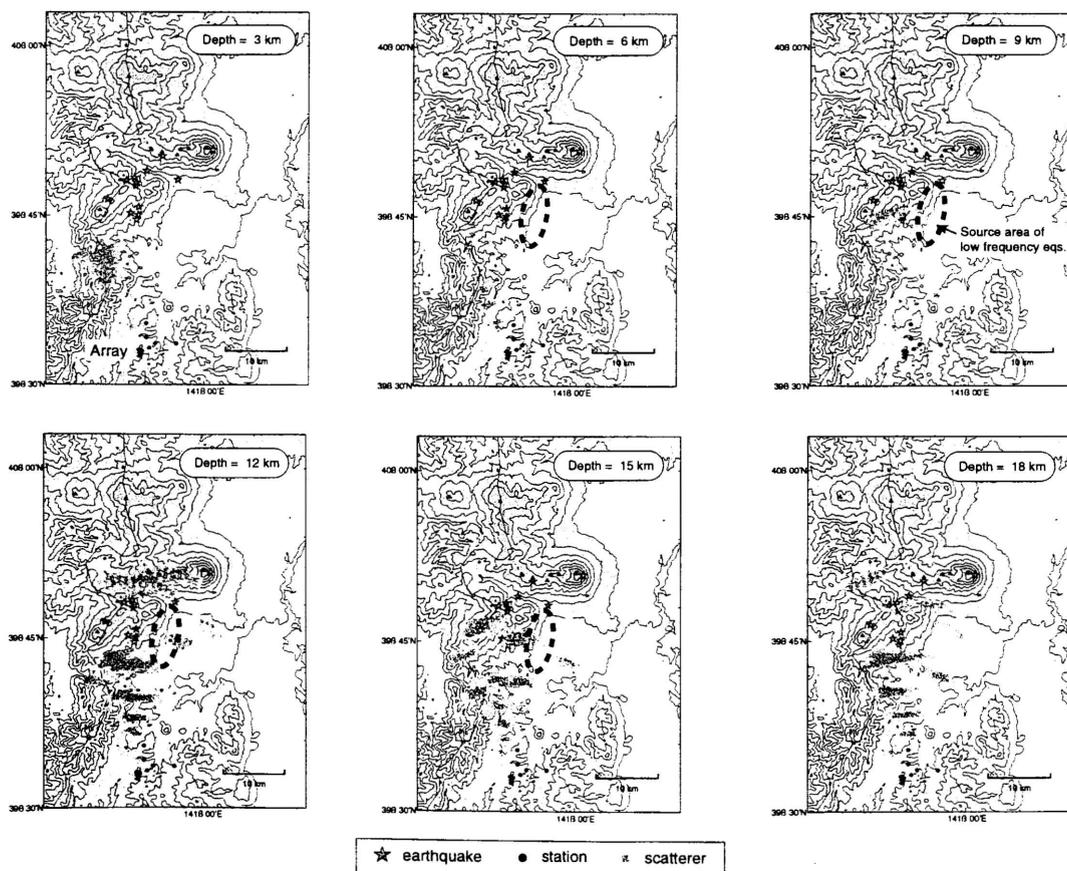


図5-21. 雫石アレイで観測した岩手県内陸北部地震の余震記録から推定した地震波散乱体の分布。6通りの深さについて、ペナルティ関数のペナルティ値の小さい位置を示す。

のである。ペナルティ値を計算する際の係数の取り方に任意性があるので、細かいところまでは議論できないが、散乱体はいくつかの場所に分れて存在しているようである。それらは、注目している低周波地震震源域よりも南西側のやや深部にも存在している。

5-9. 地殻内流体の役割

このような状況証拠から、我々は流体の存在・移動が低周波地震の発生に関わっていた可能性が高いと考えている。本震の発生は岩手山周辺の地震活動に大きな変化をもたらしたが、1998年始めからの地震活動の活発化がマグマの上昇に伴うものであった可能性が高いので、本震後の変化も単に応力の変化だけではなく、物質の移動を伴ったと考えるのが自然であろう。可能なシナリオは以下の通りである。まず、マグマの上昇によって山体膨張と浅部地震活動の活発化が生じた。マグマの上昇はまた、地殻内へ流体を供給し、これが岩手県内陸北部地震をトリガーする役目を果たした。本震による応力の再配分によって低周波地震の発生が顕在化した。流体が拡散にすることによりその地震活動は終息した。

ただし、これは可能性の一つに過ぎず、まだ解明すべき課題は多い。たとえば、低周波地震の震源メカニズムは体積変化成分を含むのか？低周波地震の震源域に地震波反射面は存在するのか？流体はどのぐらいの速度で移動しうるか？といったようなことである。中でも、流体が本震の発生をどのようにトリガーしたかは、地震発生のメカニズムに直接関係する重要課題である。その解明のためにも、上記の小課題を一つずつ解明していくことが必要である。

5-10. まとめ

この章では、1998年9月3日に発生した岩手県内陸北部地震（ $M=6.1$ ）に伴って発生した顕著な低周波後続波を伴う余震について、震源域の南約15 kmでのアレイ観測データを基に波形の特徴をまとめ、後続波の生成機構を議論した。この後続波を生じさせる地震は低周波地震であることがわかったので、低周波地震の発生機構についても検討した。それらの結果は以下のようにまとめられる。

- (1) 低周波後続波は2秒程度の卓越周期、S波よりも大きな振幅、20秒以上の長い継続時間で特徴づけられる。アレイ解析の結果、低周波後続波の見かけスローネスはS波よりも大きく、震央方向から到来することがわかった。また、particle motionはRayleigh波的であった。これらのことは低周波後続波が表面波であることを示唆する。一方、低周波後続波を含む地震の震源が他の余震に比べて特に浅くはないことから、震源が浅いためだけの理由による表面波とは考えられない。
- (2) (1)の観測事実は、低周波後続波を盆地生成表面波と考えると統一的に説明可能であることがわかった。すなわち、余震の震源から放射された実体波が盆地に入射して盆地生成表面波が生じ、雫石アレイには震源とはあまり変わらない方向から、大きなスローネ

- スをもって到来する。2 次的な波であるので、震源は必ずしも浅くなくてもよい。
- (3) 盆地生成表面波が効率よく生成されるためには、入射波が低周波成分に富むことが必要である。実際、低周波余震の実体波スペクトルは、高周波余震のスペクトルに比べて高周波成分が欠落している。従って、低周波後続波を伴う余震は地殻浅部低周波地震であった。
 - (4) 波形インバージョンにより低周波余震の震源メカニズム解の推定を行った。観測波形と理論波形の一致の程度に問題があるが、低周波余震では正断層型の解が得られた。これは P 波初動解から得られた結果と調和的である。
 - (5) 低周波地震発生の時系列を調べると、低周波地震は本震発生直後には比較的多く発生していたが、時間とともに発生頻度が低下したように見える。このことは、低周波地震の発生が過渡的な現象であったことを示唆する。
 - (6) アレイで記録した余震の P コーダ波には、コヒーレントな位相が多数含まれていた。P-P 散乱を仮定して簡単なペナルティ関数を用いて、観測された到来方向やスローネスを満たす散乱源の位置を推定したところ、低周波余震の震源域よりも南西の地殻中部に求められた。
 - (7) 本震発生前に生じた岩手山周辺での地震活動・地殻変動・超長周期地震の震源過程の研究から、岩手山の山体下にはマグマの貫入があったものと考えられている。これらのことと低周波地震の発生に直接の因果関係は見いだせないが、マグマから派生した地殻内流体の関与を考えると、低周波地震の発生が過渡的な現象であったことや、多くの散乱源が存在することを説明することができる。しかし、詳細はさらに定量的な解析が必要である。

謝辞

観測には北海道大学地震火山研究観測センター及び名古屋大学地震火山観測地域センター所有の地震計、東北大学地震・噴火予知研究観測センター及び電力中央研究所所有のレコーダを使用した。これらの機材の使用にあたり、勝俣啓（北海道大学）・山岡耕春（名古屋大学）・海野徳仁（東北大）・阿部信太郎（電力中央研究所）の各氏に便宜を図っていただいた。観測・データ処理および解析にあたっては、渡辺和俊・佐藤勝人の両氏（弘前大学）の他、佐鯉央教・千田良道氏を始めとする弘前大学の学生（当時）諸氏の協力を得た。また、栗石営林署（当時）にも観測の便宜を図っていただいた。波形インバージョンに用いた観測データは東北大学大学院理学研究科から提供していただいた。西村太志氏（東北大学）には波形データの使用にあたってお世話いただいた。上記の方々に記して謝意を表する。

文献

KOSUGA, M., 1996, Near-field moment tensor inversion and stress field in northeastern Japan, Ph. D. thesis,

Tohoku University, Sendai, 233 p.

- KUWAHARA, Y., H. ITO, H. KAWAKATSU, T. OHMINATO and T. KIGUCHI, 1997, Crustal heterogeneity as inferred from seismic coda wave decomposition by small-aperture array observation, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **104**, 247-256.
- MATSUMOTO, S., K. OBARA, K. YOSHIMOTO, T. SAITO, A. ITO and A. HASEGAWA, 2000, Temporal change in P wave scatterer distribution associated with M6.1 earthquake near Iwate volcano, NE Japan, *Geophys. J. Int.*, **144**, 1-10.
- MIURA, S., S. UEKI, T. SATO, K. TACHIBANA and H. HAMAGUCHI, 2000, Crustal deformation associated with the 1998 seismo-volcanic crisis of Iwate Volcano, Northeastern Japan, as observed by a dense GPS network, *Earth Planets Space*, **52**, 1003-1008.
- NEIDELL, N. S. and M. T. TANER, 1971, Semblance and other coherency measures for multichannel data, *Geophysics*, **36**, 482-497.
- NISHIMURA, T., H. NAKAMICHI, S. TANAKA, M. SATO, T. KOBAYASHI, S. UEKI, H. HAMAGUCHI, M. OHTAKE and H. SATO, 2000, Source process of very long period seismic events associated with the 1998 activity of Iwate Volcano, northeastern Japan, *J. Geophys. Res.*, **105**, 19135-19147.
- 武尾 実, 1985, 非弾性減衰を考慮した震源近傍での地震波合成 - 堆積層での非弾性減衰の効果について -, 記象研究所研究報告, **36**, 245-257.
- 東北大学理学部地震予知・噴火予知観測センター, 1995, 1995年9月と10月に岩手火山で発生した火山性微動, 火山噴火予知連絡会会報, **63**, 1-6.
- 東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター, 1998, 岩手火山の地震・地殻活動(1998年2月~1998年5月), 火山噴火予知連絡会会報, **71**, 3-15.
- 海野徳仁・岡田知己・中村綾子・中島淳一・佐藤俊也・堀修一郎・河野俊夫・仁田交市・植木真人・松澤暢・長谷川昭・浜口博之, 1998, 1998年9月3日岩手雫石町に発生した地震(M6.1)の余震分布, 活断層研究, **17**, 1-8.