HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	北海道で発生した深部低周波地震
Author(s)	高橋, 浩晃; TAKAHASHI, Hiroaki; 宮村, 淳一 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 62, 25-41
Issue Date	1999-03-25
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.62.25
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14277
Type	departmental bulletin paper
File Information	62_p25-41.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北海道大学地球物理学研究報告
Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan
No. 62, March 1999, pp. 25−41

北海道で発生した深部低周波地震

高橋　浩晃
北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測センター
宮村　淳一・郷家　幸治
札幌管区気象台

（1998年12月24日受理）

Deep Low Frequency Microearthquakes Occurring in Hokkaido

Hiroaki TAKAHASHI
Institute of Seismology and Volcanology,
Graduate School of Science, Hokkaido University
Jun'ichi MIYAMURA and Kouji GOUKE
Sapporo District Meteorological Observatory

(Received December 24, 1998)

To investigate the seismicity and characteristics of deep low frequency earthquakes occurring in Hokkaido, we analyzed the combined seismic waveform data from observations operated by Sapporo District Meteorological Observatory (SMO) and Hokkaido University. A total of 25 deep earthquakes of low frequency contents in seismograms were found during a period from October 1, 1997 to June 30, 1998, and hypocenters were determined by SMO. Most of these earthquakes are located just beneath the quaternary volcanoes in the depth range from 25 to 40km, near the Moho discontinuity, where rheological properties of rocks are presumed to be in the ductile regime. The magnitudes of these events are small ($M<2.2$) and seismograms are dominated by clear P and S phases. Predominant frequencies are 1 to 3 Hz, significantly lower than those of typical shallow microearthquakes. These characteristics of deep low frequency earthquakes occurring in Hokkaido are similar with those which recognized in other regions.

I. はじめに

近年の地震観測網の整備に伴い，日本列島の大陸性地殻内で発生する地震は，日高山脈のような特殊な事例（森谷ほか，1997）を除いて，15 km 以浅の限定された深さでのみ発生することが

明らかにされてきた．しかし，震源分布を詳細に観察してみると，15 km 以浅に発生する地震とは明らかに波形が違った地震が，火山フロント直下の深さ 25-40 km のモホロビチッチ不連続面（モホ面）付近において発生していることが明らかになってきた．通常の地殻内微小地震は 10-20 Hz 程度の卓越周波数を持つが，モホ面付近に発生する地震の卓越周波数は 1-4 Hz 程度であることから深部低周波地震と呼ばれている．深部低周波地震は，東北地方（Hasegawa and Yamamoto, 1994；小菅，1994），関東地方（鵜川・小原，1993；西富・武尾，1996），中部地方（根岸ほか，1994），九州地方（後藤ほか，1992）など各地で発生していることが報告されている．北海道では，鈴木（1992）によって十勝岳直下において 1988-1989 年噴火終了後の 1989 年 8 月 7 日 14 時 58 分から 15 時 01 分までの 3 分間に 5 つ発生したことが報告されているが，北海道全域での深部低周波地震の発生状況は知られていなかった．

深部低周波地震は，上記に述べたように 1-4 Hz 程度の卓越周波数を持ち，発生する深さが 25-40 km であるといった特徴のほか，S 波の励起が大きい，連発性がある，マグニチュードは最大でも 2.5 程度で地震の規模が小さいなどの特徴が指摘されている（鵜川・小原，1993；西富・武尾，1996）．これらの特徴は，深部低周波地震の発生が報告されたいずれの場所においても共通している．深部低周波地震が発生する深さ 25-40 km は，大陸性島弧の下部地殻あるいは上部マントルにあたり，レオロジー的には脆性破壊よりも塑性流動が卓越し，せん断破壊による通常の地震が発生しない領域と考えられる場所にあたることから（嶋本，1989），深さ 15 km 以浅で発生する通常の地殻内微小地震とは異なる性質のものであると考えられている．また，深部低周波地震は特に第 4 紀火山近傍に集中して発生していることから，上部マントルから下部地殻にかけてのマグマの移動に関連した現象であると考えられている（鈴木，1992；佐藤・長谷川，1996）が，その発生の物理的なメカニズムについては未解明な部分が多い．

北海道では札幌管区気象台が 1910 年から大森式地動計を用いた本格的な 24 時間連続の地震観測を開始し，順次道内に地震観測網を整備してきた．北海道大学では，1966 年に理学部附属浦河地震観測所が設置され，その後も国の地震予知計画に沿って地震観測網が順次整備されてきた．札幌管区気象台と北海道大学理学部では，従来それぞれ独自の地震観測網から得られるデータを用いて北海道に発生する地震の震源をルーチン的に求めてきた．北海道における地震検知能力は，いずれの機関の地震観測網においても全国的に比較して高いものではなかったが，これまで 2 機関のデータがルーチン的に併合処理されることはなかった．

そこで，北海道に設置されている札幌管区気象台と北海道大学の所有する地震観測網から得られるデータを有効に活用し，北海道における地震検知能力の向上をはかることを目的として，1997 年 10 月に専用回線を用いた札幌管区気象台と北海道大学の地震波形データのリアルタイム相互交換による地震観測データの一元化（以下，一元化）が開始された．これにより，地震観測点の数が相補的に増強され地震検知能力が大幅に向上した．

札幌管区気象台では，この一元化データを用いて北海道で発生した地震の震源決定を行う作業をルーチン的に行っているが，地震検知能力の向上にともなって，いままで知られていなかった

全道的な深部低周波地震の発生状況がはじめて明らかにされつつある．本稿では，一元化開始から1998年6月までの9ヶ月間に検出された深部低周波地震について報告する．

II．低周波地震の検出

札幌管区気象台では，1997年10月に北海道大学との一元化が行われる以前は88型地震計4点と1993年から稼動を開始した津波早期検知網観測点27点の合計31観測点を北海道に展開し震源決定作業をルーチン的に行ってきた．地震波形データの一元化作業で北海道大学との間に高速ディジタル回線が敷設され，北海道大学からは東北大学，弘前大学を含む44観測点のデータが札幌管区気象台にリアルタイムで送られ，同時に札幌管区気象台からは31観測点分の波形データが北海道大学に対して送られている．

この一元化により，Fig. 1のように札幌管区気象台が波形処理を行う観測点数は一元化以前の

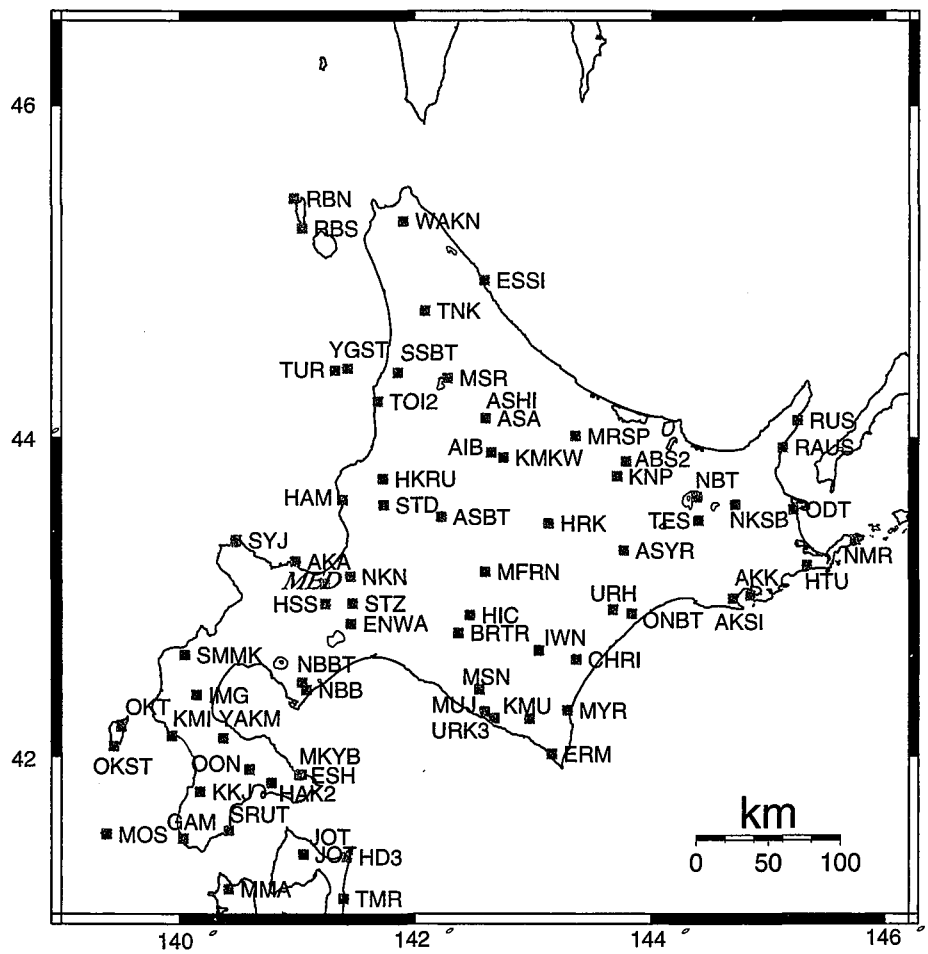


Fig. 1. Seismic station distribution in Hokkaido operated by Sapporo District Meteorological Observatory and Hokkaido University.

2倍以上である合計75観測点となった．また，必要に応じて仙台管区気象台が波形処理を行っている青森県以南の気象台，大学の観測点のデータも追加されることもある．これらの作業により，特に北海道内陸部における地震検知能力が従来のマグニチュード2.3程度から2.0程度まで向上し，地震活動の状況がよく分かるようになってきた（札幌管区気象台，1997；北海道大学大学院理学研究科，1998）．深部低周波地震のマグニチュードは最大でも2.5程度である（鵜川・小原，1993；西富・武尾，1996）ことから，この検知能力の向上は深部低周波地震の検知にとって非常に効果的であることがわかる．

札幌管区気象台では，この一元化観測網から得られたデータにトリガーをかけて地震の検出を行っている．イベント・トリガーされた地震は，人手を介した会話検測作業を行い，北海道の内陸地震については83A速度構造モデル（濱田，1984）を用いて最終的な震源決定を行っている．その際に，波形を目視によって観察し，低周波成分に富んでいてなおかつ震源の深さが通常の地震よりも深いものを深部低周波地震と判定し，Deep-Low-Frequency (DL) 型地震としてリストアップしている．本稿では，一元化処理が開始された1997年10月から1998年6月20日までの約9ヶ月間にDL型と分類された地震について議論を行う．

III. 深部低周波地震の特徴

1．震源分布と地震活動

はじめに，深部低周波地震の震源分布について考察を行う．1997年10月1日から1998年6月20日までの約9ヶ月間に，札幌管区気象台が行った一元化データを用いた震源決定作業においてDL型地震と判定された地震のリストをTable 1に示す．この期間に検知された深部低周波地震は25個である．

DL型地震の震源分布をFig. 2に示す．DL型地震は，東から海別岳，屈斜路カルデラ，雌阿寒岳，丸山，大雪山系旭岳，トムラウシ山，十勝岳，羊蹄山，駒ヶ岳周辺，戸井そして松前付近で発生している．DL型の地震の震源分布は，松前付近を除いて第4紀火山の分布（中川ほか，1995）と非常に良い相関を示し，第4紀火山地域以外では発生していない．

1998年3月12日に十勝支庁北部の深さ15 kmで発生した地震以外は，すべて20 kmから45 kmにかけての通常は地震が発生しない深さに発生している．また，Table 1の中で6-7-8番（十勝岳付近）の地震群，13-14番（旭岳付近）の地震群，18-19-20番（雌阿寒岳付近）の地震群そして21-22番（松前付近）の地震群ように，1-2分の間に連発して発生する傾向が見られた．また，DL型地震のマグニチュードは最大でも2.2であり，連発型地震の場合には振幅が重複して地震が分離できずマグニチュードが決定できないものもあった．

一方，この期間においては，有珠山，樽前山，倶多楽といった活動的な火山地帯でのDL型地震の発生を検知することができなかった．その原因としては，これらの地域でこの期間中にDL型地震が地域で発生していなかったことも考えられるが，この地域は他の火山地域に比べて地震観測点が少なく地震検知能力が低いため，発生していたDL型地震を検知できなかった可能性もある．

Table 1. List of deep low frequency earthquakes occurring in Hokkaido during the period from October 1, 1997 to June 20, 1998.

No.	Year/Month/Day	Time (JST)	Latitude (N)	Longitude (E)	Depth (km)	MJMA	Region
1	1997/10/20	21:58:43	43.5285	144.5355	28.94	1.5	Northern Kushiro
2	1997/10/20	22:47:25	43.5425	144.5542	24.40	1.2	Central Kushiro
3	1997/10/21	00:56:01	43.5233	144.5125	29.20	1.3	Northern Kushiro
4	1997/11/ 5	13:25:33	41.9395	140.9885	26.34	1.4	Off Tomakomai
5	1997/11/20	21:19:32	43.4078	144.0587	45.65	1.0	Central Kushiro
6	1998/ 1/11	20:47:26	43.4175	142.6263	28.00	1.3	Southern Kamikawa
7	1998/ 1/11	20:49:58	43.4227	142.6673	27.24	1.8	Northern Tokachi
8	1998/ 1/11	20:51:32	43.4080	142.6773	25.00	1.4	Northern Tokachi
9	1998/ 1/23	06:47:14	43.4143	142.7313	20.15	1.7	Northern Tokachi
10	1998/ 1/26	18:35:55	43.8097	144.7507	31.23	1.5	Abashiri
11	1998/ 1/26	19:18:11	43.8647	144.7878	24.36	1.8	Abashiri
12	1998/ 3/ 3	11:50:26	42.8140	140.8592	34.33	2.2	Eastern Shiribeshi
13	1998/ 3/10	07:53:12	43.6508	142.9343	27.61	1.7	Central Kamikawa
14	1998/ 3/10	07:53:50	43.6727	142.9375	28.00	1.2	Central Kamikawa
15	1998/ 3/12	02:56:01	43.5287	142.8515	15.36	1.2	Northern Tokachi
16	1998/ 3/24	12:28:54	42.1003	140.8143	30.43	2.2	Off Tomakomai
17	1998/ 4/23	05:52:51	43.3592	143.0332	25.06	1.4	Northern Tokachi
18	1998/ 5/ 4	06:29:41	43.3690	144.0605	24.54		Central Kushiro
19	1998/ 5/ 4	06:29:47	43.3837	144.0552	23.30		Central Kushiro
20	1998/ 5/ 4	06:29:55	43.3768	144.0460	22.91	1.6	Northern Tokachi
21	1998/ 5/ 6	00:01:46	41.4552	140.0572	24.66	1.6	Western Oshima
22	1998/ 5/ 6	00:02:18	41.4450	140.0190	26.28		Off southeastern Hokkaido
23	1998/ 5/28	17:02:54	41.7253	141.0357	28.17		Tsugaru Strait
24	1998/ 6/16	07:31:39	41.7295	141.0162	20.52	2.1	Tsugaru Strait
25	1998/ 6/20	20:50:44	43.4007	144.0307	25.02	1.7	Northern Tokachi

2．地震波形

DL 型地震の地震波形の特徴について考察する．観測期間中に発生した DL 型の地震の中から，比較的振幅が大きい記録が取れている 1998 年 3 月 10 日に大雪山系旭岳付近で発生した地震（Table 1 の 13 番），1998 年 3 月 24 日に駒ヶ岳付近で発生した地震(16 番)，1998 年 5 月 6 日に松前付近で発生した地震（21 番）について波形の特徴を整理する．

はじめに，13 番地震の愛別観測点（AIB，震央距離 37 km）と訓子府観測点（KNP，震央距離 65 km)での発震時刻の前後 10 分間，合計 20 分間にわたる上下動成分の波形連続記録を Fig. 3 に示す．また，Fig. 4 には各観測点で得られたこの地震の上下動記録を示した．Figure 4 の振幅は，各観測点での最大振幅で規格化されている．これらの波形記録を見てみると，目視でも長周期成分が卓越していることが明らかである．また，P 相 S 相とも立ち上がりが明瞭であり，特に S 相の励起が顕著であることが分かる．Figure 4 の記録を用いて見かけ速度を推定した結果，P 波は 7.8 km/s, S 波は 4.4 km/s の値を得た．得られた見かけ速度の値は，インバージョン法によって求められた北海道中央部のモホ面付近の地震波速度（Miyamachi et al., 1994）とほぼ同じ値である．

同じく，16 番と 21 番地震の波形連続記録を Fig. 5 に示した．13 番地震と同じように低周波成

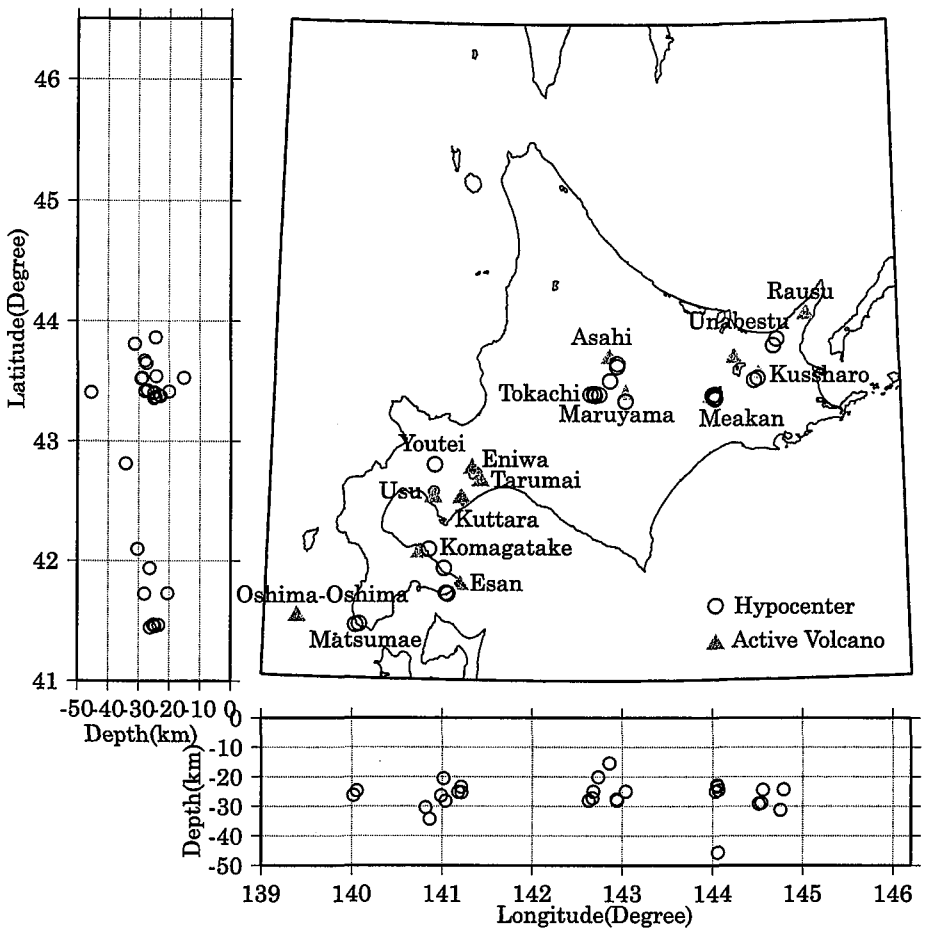


Fig. 2. Hypocenter distribution of deep low frequency earthquakes identified in this study. Circles represent the hypocenters of deep low frequency earthquakes occurring from October 1, 1997 to June 30, 1998. Triangles represent active volcanoes in Hokkaido defined by Japan Meteorological Agency (1996).

分が卓越し，P相S相が明瞭に現れていることがわかる．

より定量的な卓越周波数を議論するために，上記3つの地震波形のP波とS波部分のスペクトルを求めた．スペクトルは，上下動速度記録のP相とS相の開始時刻から256サンプリング(2.56秒間)について計算を行った．Figure 6に求められたスペクトルを示す．3つの地震とも1-3 Hz付近にP波とS波のスペクトルのピークが存在し，マグニチュード2程度の通常の微小地震での卓越周波数(数10 Hz)よりも明らかに低周波である．また，ここで求められたDL型地震の卓越周波数は，北海道以外の地域で発生している深部低周波地震のものともほぼ一致する．

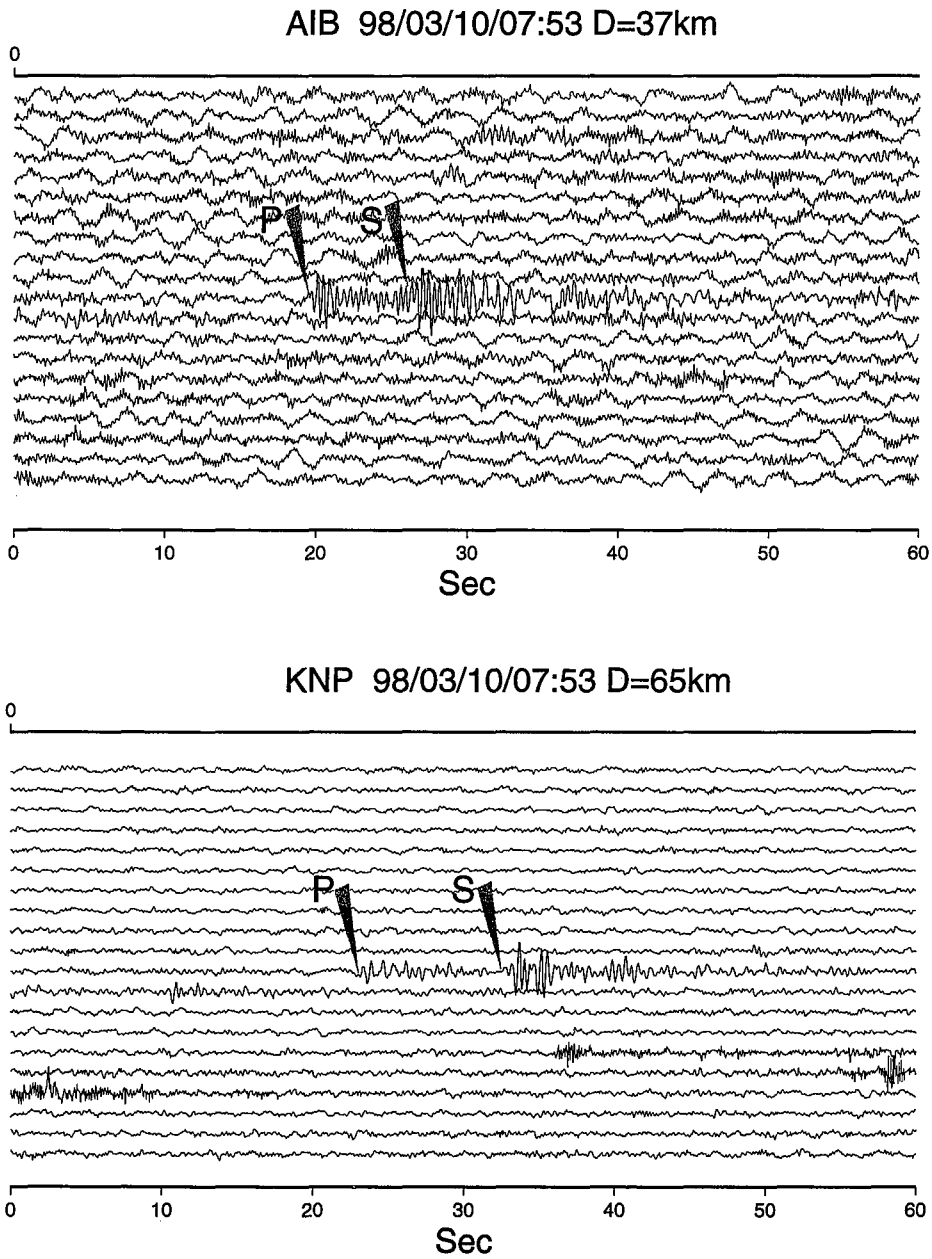


Fig. 3. Vertical component seismograms on monitoring chart of event 13 occurring in central Kamikawa district at AIB and KNP stations. Arrows indicate P and S phase arrivals.

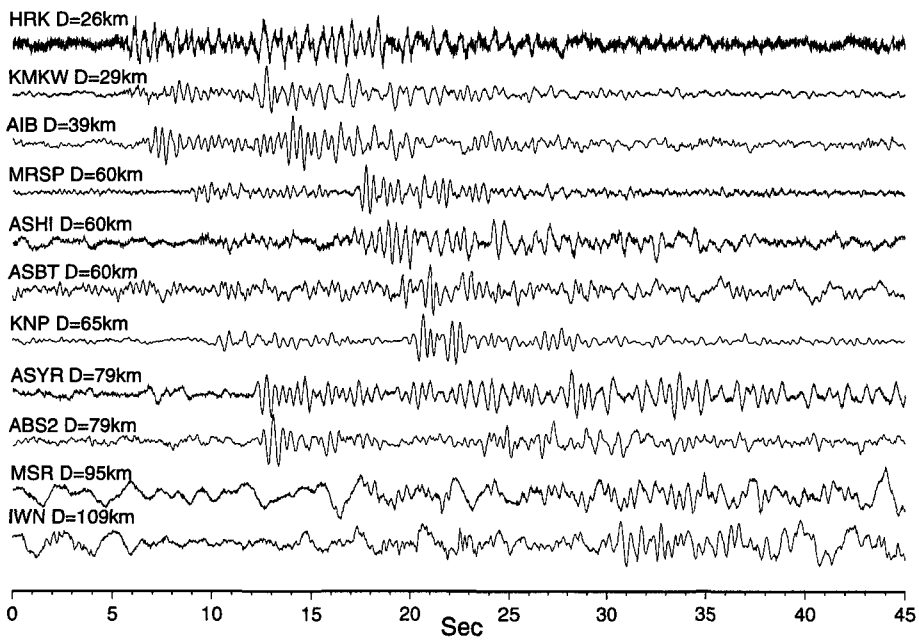


Fig. 4. Simultaneous display of vertical component seismogram of event 13 at 11 stations. Epicentral distance are shown in parentheses.

IV. 議　　論

1．1995 年松前群発地震と深部低周波地震

松前は，第 4 紀火山が存在しないにもかかわらず深部低周波地震が発生している唯一の場所である．深部低周波地震の特徴として第 4 紀火山地域でのみ発生することが挙げられているが，松前での深部低周波地震の発生はこの特徴に反している．本章では，松前地域での地殻活動や地球物理学的データを検討し，松前地域で深部低周波地震が発生した要因について考察を行う．

1995 年 10 月 1 日から松前沖約 10 km 付近の津軽海峡を中心として群発地震活動が始まり約 2 年間にわたって継続した（たとえば，本谷・笠原，1997）．一連の群発地震活動のうち，最大地震は 1995 年 11 月 23 日に発生したマグニチュード 4.6 の地震である．Figure 7 に 1995 年 10 月 1 日から 11 月 30 日までに北海道大学によって震源が決定された地震の震央分布を示す．これらの地震は，深さ 15 km より浅い通常の地震が起こる部分での活動であった．

ところで，この群発地震の震源域から約 10 km 北側に離れた松前町営牧場に国土地理院が運営する連続 GPS 観測網（GEONET）の観測点が設置されており，1994 年 10 月から連続観測を行っていた．高橋ら（1996）は，松前を始めとして函館・乙部・青森に設置されている GEONET の観測点と，弘前大学が三厩に設置している GPS 観測点のデータを解析し（Fig. 8），この群発地震に伴う地殻変動を検出した．Figure 9 に GEONET の青森観測点を固定した場合の各観測点での

Fig. 5(a)

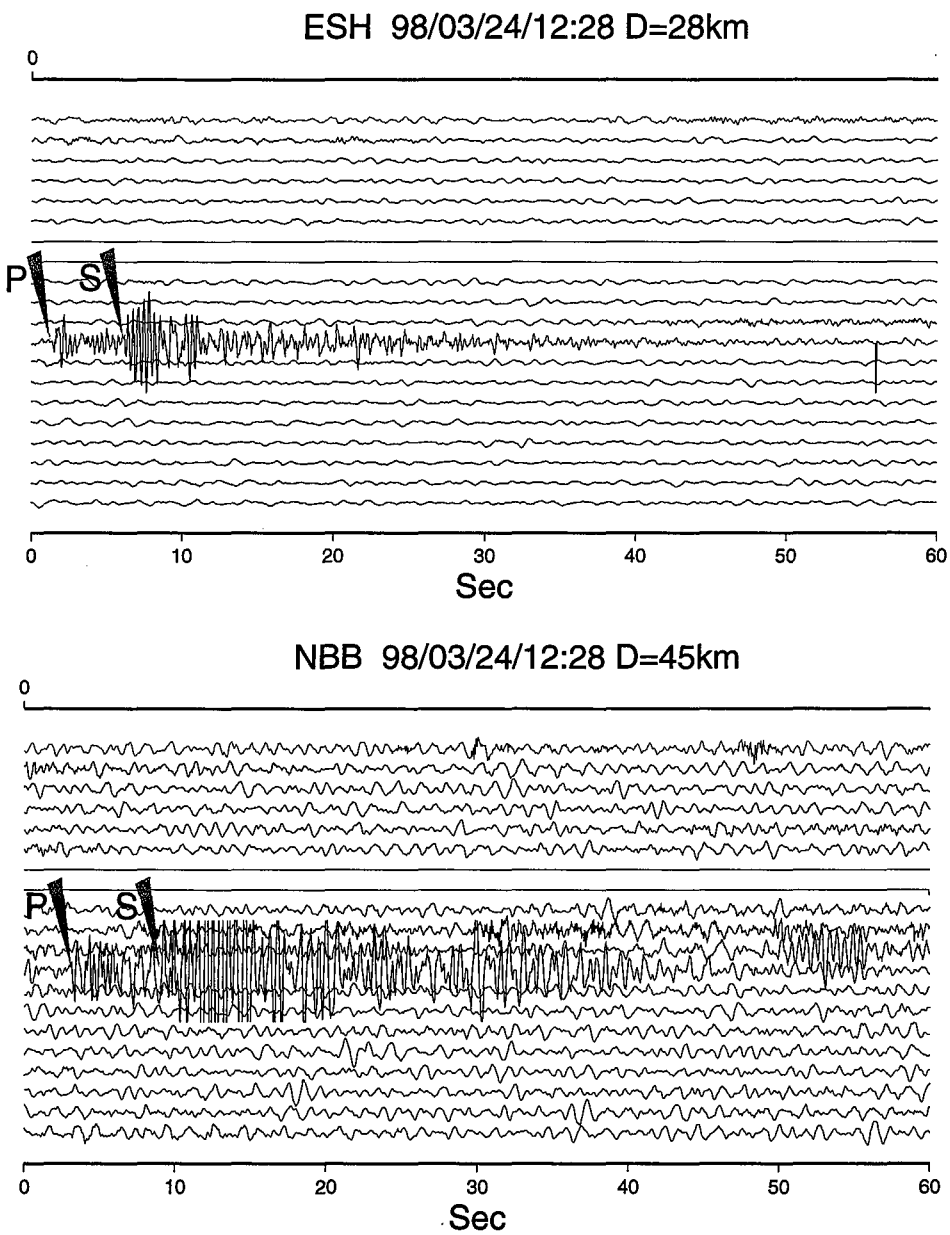
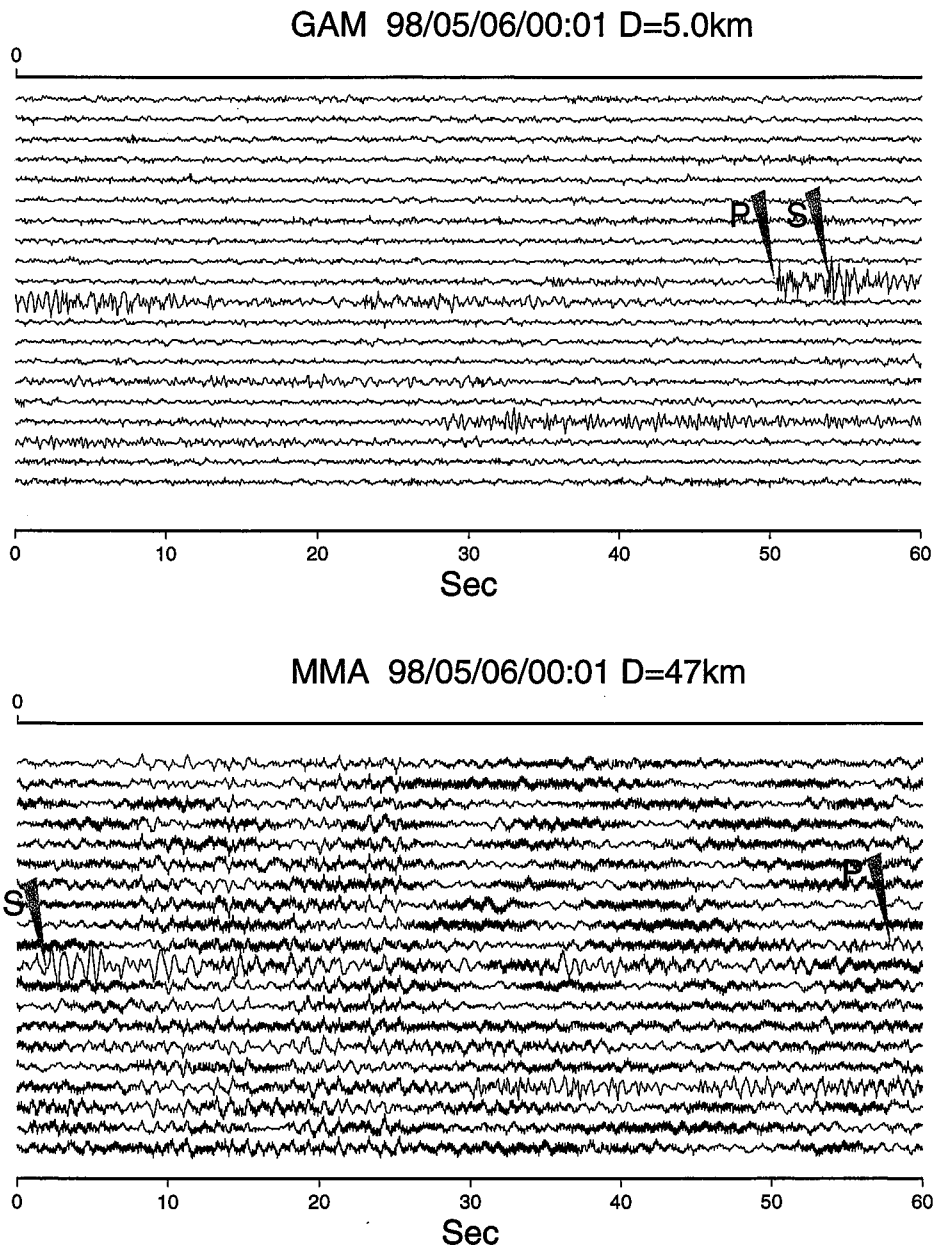


Fig. 5. Vertical component seismograms on monitoring chart of (a) event 16 at ESH and NBB stations, (b) event 21 at GAM and MMA stations.

Fig. 5(b)


GAM 98/05/06/00:01 D=5.0km
0
P
S
0
10
20
30
40
50
60
Sec
MMA 98/05/06/00:01 D=47km
0
S
P
0
10
20
30
40
50
60
Sec

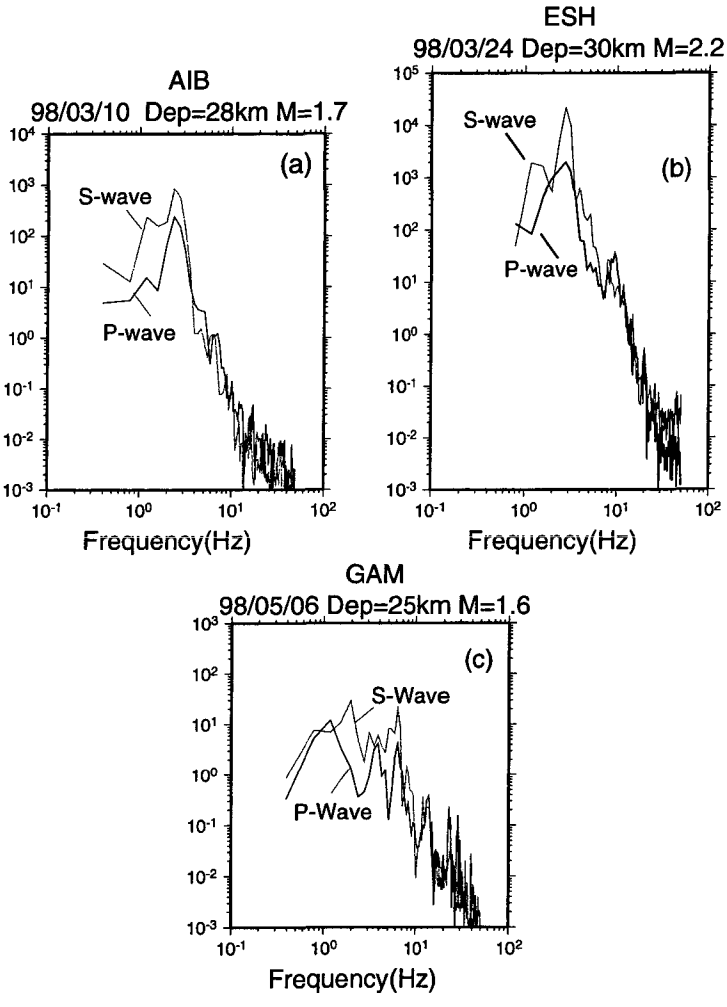


Fig. 6. Velocity spectra of P and S wave (a) at station AIB for event 13 (b) at station ESH for event 16 (c) at station GAM for event 21. The velocity spectra are those calculated for the initial 2.56 s of P and S waves.

日毎座標値にランニング・メディアン処理 (McNeil, 1977) を施したものを示す．これによると，群発地震が始まった 10 月 1 日に松前観測点でのみ北向きに約 5 mm のステップ状の地殻変動が起こっていることが分かる．他の観測点では松前観測点で見られるような顕著な地殻変動は認められず，この地殻変動が松前観測点固有のものであることが分かる．その後も松前観測点での地殻変動は継続し，解析を行った 11 月 30 日までで北向きの変動は約 1 cm に達した．

この地殻変動を群発地震震源域での断層運動から説明するために，1995 年 11 月 30 日までに発生した地震の震源分布と 1995 年 11 月 23 日に発生した最大地震 (M＝4.6) のメカニズム解を参考にして Fig. 10 のような断層モデルを仮定した．この断層モデルにおいて，松前 GPS 観測点の

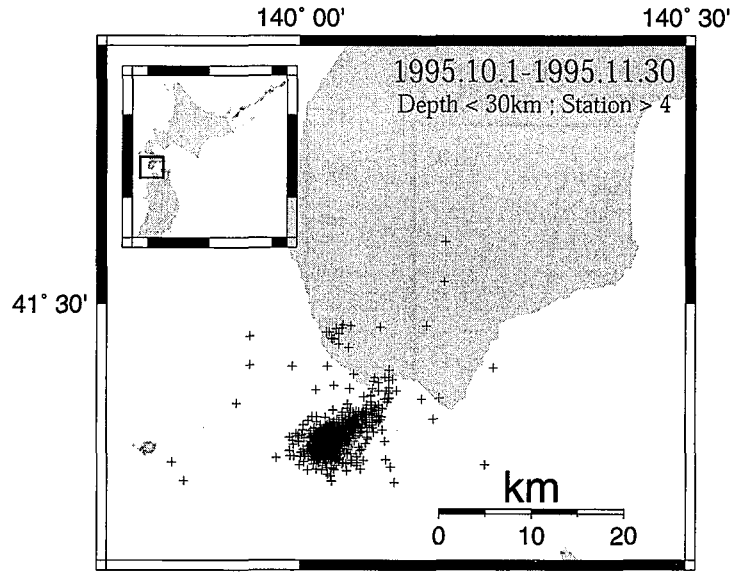


Fig. 7. Epicenter distribution of 1995 Matsumae earthquake swarm determined by Hokkaido University during a period from October 1, 1995 to November 30, 1995.

北向き 1 cm の変動を説明できるような，断層面でのせん断すべり量およびダイク貫入を想定したオープンクラックの開口量を Okada(1985)の方法で推定した結果，すべり量は 28 cm，開口量は 35 cm となった．松前 GPS 観測点の北向き 1 cm の変位は 2ヶ月の積算値であり，なおかつ最大地震のマグニチュードは 4.6 であることから，28 cm のすべり量は地震活動に比べて大きすぎる（松田，1975）．これらの結果から，高橋ら（1996）は，1995 年松前群発地震活動は 35 cm の開口量をもつようなダイクの貫入によって発生した可能性が高いと結論づけた．

また，細田・小菅（1997）は，P 波の振幅スペクトルを用いて東北地方北部及び北海道南部の 3 次元 Q_P 構造を推定し，松前付近のマントル最上部に低 Q_P 領域が存在することを指摘した．彼らは，低 Q 領域の存在，1995 年松前群発地震の震源移動（川上ほか，1997），磁気異常（牧野ほか，1992）や GPS 観測の結果などから，この群発地震が低粘性の流体の上方への移動によって発生した可能性を指摘している．

上記のような地球物理学的データと，本地域で深部低周波地震が発生したことを総合した結果，以下のようなモデルを提案する．

松前地域には第 4 紀火山が存在しないものの，上部マントルから下部地殻にかけての深さにはマグマが存在する．1995 年松前群発地震活動は，マグマが地殻が脆性破壊を起こす深さまで貫入し，地震を起こしながら徐々にオープンクラックの幅を広げ，最終的には 35 cm の開口量をもった貫入マグマとなったが，海底に噴出するには至らなかった．

実際に松前沖の海底で噴火が起こり，マグマ物質の放出がなければ，松前地域でのマグマの存

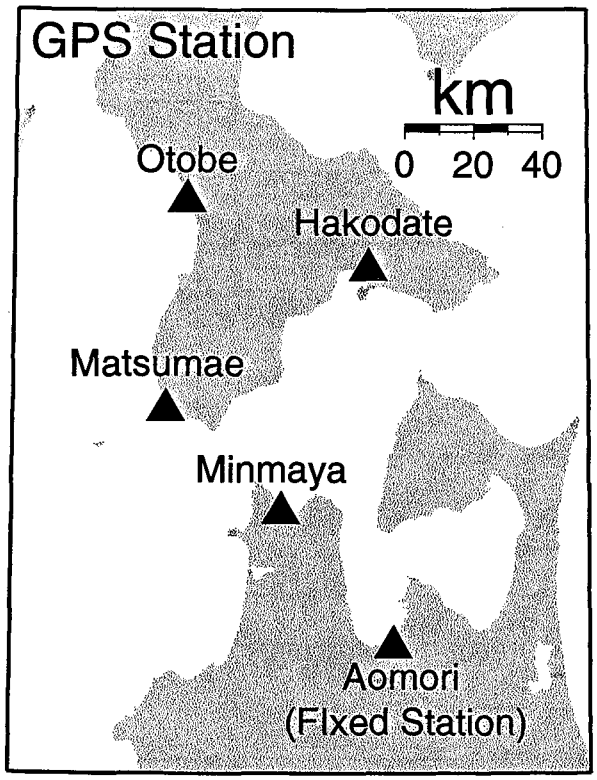


Fig. 8. GPS station distribution operated by Geographical Survey Institute (Matsumae, Aomori, Hakodate and Otobe) and Hirosaki University (Minmaya). Matsumae station is located about 10km north from the epicenter region of 1995 Matsumae earthquake swarm.

在を直接検証することはできない．しかし，地下でのマグマ活動が1995年松前群発地震の原因である可能性が高いことが種々の地球物理学的データから示唆されており，今後，同じような群発地震活動が松前沖で発生した場合には，噴火が発生する可能性がないとはいえない．松前では1919年，1931年，1952年にも群発地震活動があり（鈴木，1978；札幌管区気象台，1985），今後とも群発地震活動が起こる可能性は充分ある．その場合には，活動の規模にもよるが，噴火に至る可能性も考慮した観測体制をとる必要がある．

2．火山活動との関連

深部低周波地震は，特に活動的な火山の周辺域に限って発生しているため，火山活動との関連性が指摘されてきた．現在のところ，深部低周波地震の発生メカニズムがあまりよく分かっていないため，深部低周波地震の活動と噴火現象のような浅部での火山活動との直接の関連性を物理的なモデルによって定量的に説明することはできない．しかし，いくつかの火山については噴火活動や地殻浅部での活発な火山活動が起こる前に深部低周波地震が発生している事例が報告され

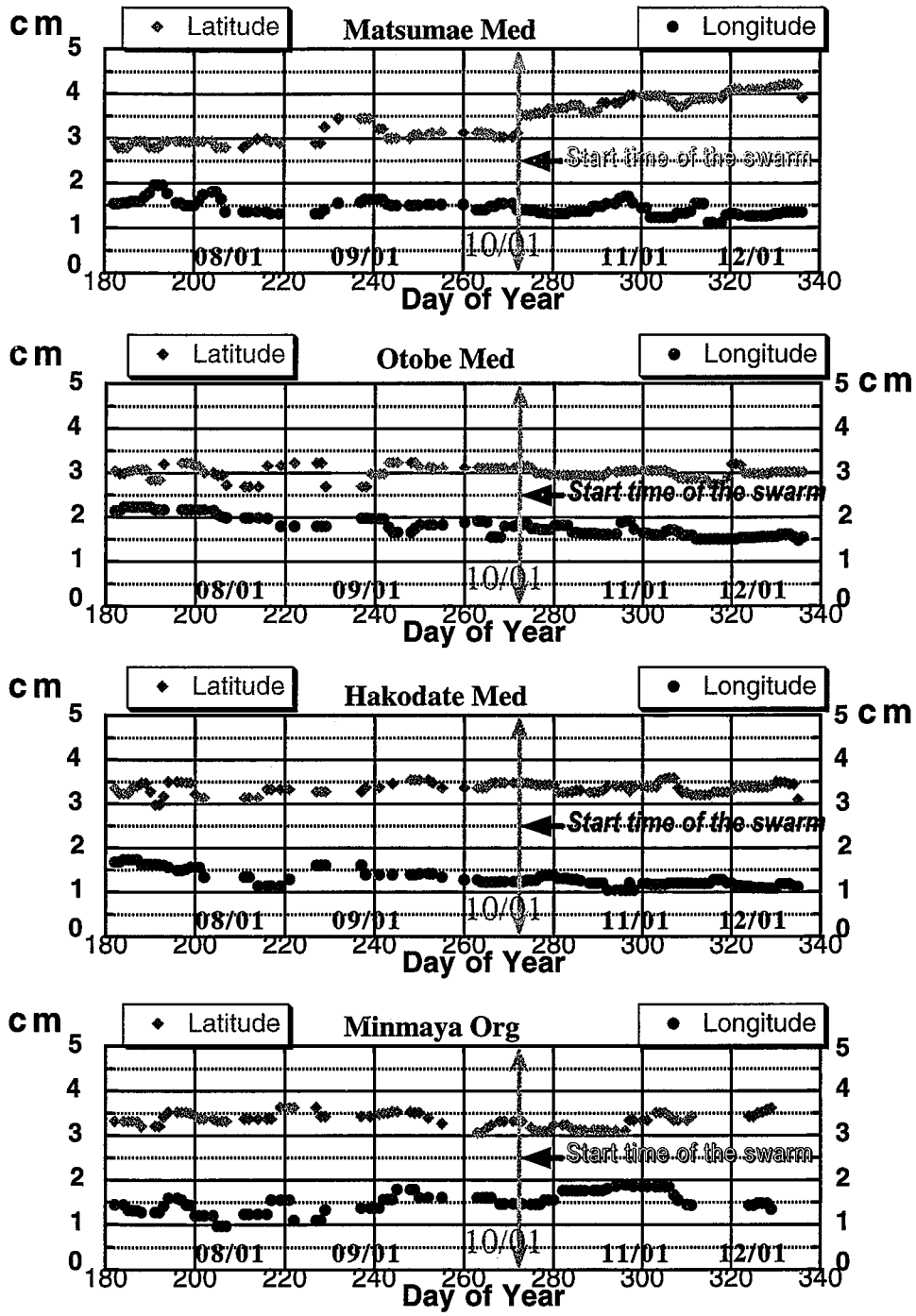


Fig. 9. Time series of horizontal coordinate at 4 GPS stations collocated from Aomori GPS station, during a period from September 1, 1995 to November 30, 1995 (After Takahashi et al., 1996).

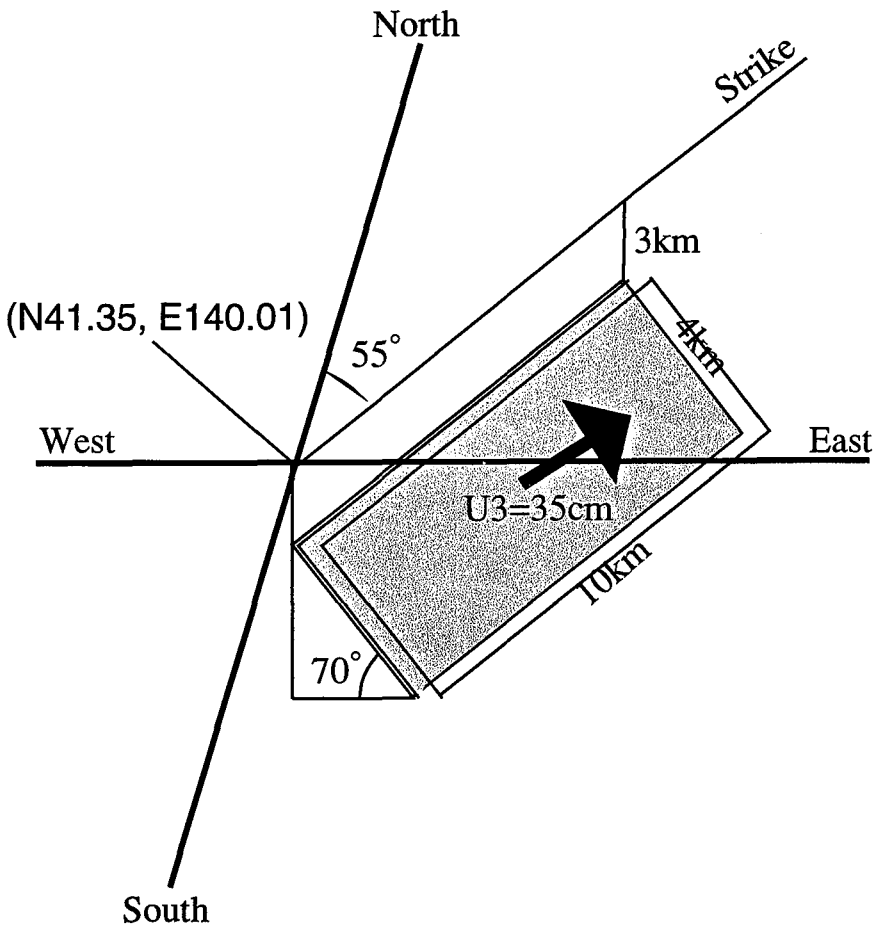


Fig. 10. A fault model for the 1995 Matsumae earthquake swarm. U3 represent the tensile component of dislocation (After Takahashi et al., 1996).

ている.

中道ほか (1998) によると，岩手山では 1981 年から 1996 年までの 15 年間の観測から，深部低周波地震が年間平均 3.3 個発生していることが分かっている．1997 年になると，深部低周波地震の年間発生個数が 13 個に増加し，98 年の 1 月から 7 月までの約半年間だけで 55 個も観測されている．これに対応するように，岩手山浅部での地震活動が 98 年 2 月から活発化し，岩手山周辺に設置されている傾斜計や体積歪計もいっせいに変化を示した．4 月 29 日からは浅部の地震活動がさらに活発化したが，約 1 週間前の 4 月 24 日から深部低周波地震の活動も活発化している．このように，岩手山においては深部低周波地震の活動と浅部での火山活動が良い相関を持っている．

北海道で発生した深部低周波地震を見てみると，観測期間は短いものの雌阿寒岳や十勝岳直下での発生頻度が高いように見える．雌阿寒岳は，1998 年 11 月 9 日に小規模な水蒸気噴火を起こし

た（釧路地方気象台，1998）．十勝岳では，旭川地方気象台が1998年9月28-29日に実施した定期現地観測で62-2火口底において熱泥水噴出を確認し，それに続いて噴煙の噴出現象が起こった（1998年10月12日）．高感度カメラによる夜間の火口観測からは火口付近が明るくなる現象が観測されており，赤外放射温度計による噴気温度の測定では460度という高温（1998年10月13日）を観測した（旭川地方気象台，1998 a；旭川地方気象台，1998 b）．これらの火山における活動の活発化は，深部低周波地震の活動度と関連があるように見えるが，1998年10月25日に噴火した駒ヶ岳（札幌管区気象台，1998）では深部低周波地震は1つしか発生しておらず，表面現象と深部低周波地震の活動を単純に結び付けることはできない．

現在のところ，深部低周波地震の活動を直接的に表面現象に結びつけられるようなモデルがないために，たとえば羊蹄山直下に発生した深部低周波地震について，今後の火山活動と絡めた評価を行うことは困難である．観測事例を増やすとともに深部低周波地震の発生とマグマの動きを関連付けるようなモデルを確立してゆく必要がある．

V．結　　論

1997年10月から始まった札幌管区気象台と北海道大学間の地震波形データリアルタイム交換によって地震検知能力が大幅に向上した結果，北海道全域における深部低周波地震の発生状況が初めて明らかにされた．1998年6月までの約9ヶ月間に25個の深部低周波地震が検知され，それらの震央は第4紀火山地域に集中し，深さ25-40 kmのモホ面付近に震源が求まった．これらの地震は，1-3 Hzの卓越周波数を持つほか，連発性が認められ，マグニチュードは最大でも2.2であった．これらの特徴は，他の地域で報告されている深部低周波地震の特徴と一致する．

松前は，深部低周波地震が発生しているなかで唯一，第4紀火山が存在しない地域であったが，1995年の群発地震における地殻変動やQ値などの地球物理学的データを総合した結果，地下では何らかのマグマの活動が行われている可能性が高いことが示された．

深部低周波地震と火山活動を関連付けて定量的に議論するためには，上部マントルから地殻浅部へのマグマの輸送や深部低周波地震の震源過程についてのモデル構築が不可欠であり，そのためにも深部低周波地震の発生を常時モニターして観測事例を増やしてゆく必要がある．

謝辞　DL型地震のリストは札幌管区気象台地震火山課のルーチン波形処理によるものである．弘前大学・東北大学には北海道大学と相互波形交換を行っている観測点のデータを使用させて頂いた．地震火山センターの本谷義信氏，一柳昌義氏には原稿を改善する上で有益なご意見を頂いた．笠原稔教授には終始激励して頂いた．記して感謝の意を表わします．

文　　献

旭川地方気象台，1998 a．火山観測情報第1号，十勝岳．

旭川地方気象台，1998 b，火山観測情報第 2 号，十勝岳．

後藤主夫・晴山　智・神定健二，1992．九州の火山付近で検知された低周波地震．地球惑星科学関連学会予稿集，243．

釧路地方気象台，1998．臨時火山情報第 2 号，雌阿寒岳．

濱田信生，1984．近地地震用走時表の再検討．*Pap. Met. Geophys.*, **35**, 109－167．

Hasegawa, A. and A. Yamamoto, 1994. Deep, low-frequency microearthquake in or around seismic low-velocity zones beneath active volcanoes in northeastern Japan. Tectonophys., **233**, 233－252.

北海道大学大学院理学研究科，1998．1976 年以降の北海道の浅発地震活動と大学と気象庁との地震データ交換の効果．地震予知連絡会会報，**60**，19－24．

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

川上恒明・鎌田賢一・小菅正裕，1996．松前群発地震の震源分布と地震活動．地球惑星科学関連学会予稿集，210．

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. 2，324．

牧野雅彦・伊勢崎修弘・山崎俊嗣・石原丈実・大久保泰邦・中塚　正，1992．日本及び隣接地域磁気異常図，地質調査所編日本地質アトラス（第 2 版）．朝倉書店．

McNail, D. R., 1977. Interactive data analysis. Wiley-Interscience, 186 pp.

Miyamachi, H., M. Kasahara, S. Suzuki, K. Tanaka and A. Hasegawa, 1994. Seismic Velocity Structure in the Crust and Upper Mantle beneath Northern Japan. *Jour. Phys. Earth.*, **42**, 269－301.

森谷武男・宮町宏樹・オウズオゼル・ヌルジャンオゼル・岩崎貴哉・笠原　稔，1997．日高山脈の地下構造と地震テクトニクス．構造地質，**42**，15－30．

本谷義信・笠原　稔，1997．1995－1996 年松前群発地震と広域地殻活動．北海道大学地球物理学研究報告，**60**，97－110．

中川光弘・丸山祐則・船山　淳，1995．北海道第四紀火山の分布と主成分化学組成の広域変化．火山，**40**，13－31．

中道治久・浜口博之・田中　聡，1998．岩手山における最近のモホ面付近の低周波地震活動．日本火山学会講演予稿集，No. 2，3．

根岸弘明・安藤雅孝・和田博夫，1995．中部山岳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，292．

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．

Okada Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space. Bull. Seism. Soc. Am., **75**, 1135－1154.

佐藤博樹・長谷川昭，1996．東北日本上部マントルの部分溶融域のマッピング．火山，**41**，115－125．

札幌管区気象台，1985．北海道の地震活動．292 pp.

札幌管区気象台，1997．北海道地震・火山年報．104 pp.

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．

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．火山，**37**，9－20．

鈴木雄次，1978．北海道内陸部の地震－主として局地的な地震について－．202 pp.

高橋浩晃・笠原　稔・小菅正裕・田中和夫，1996．GPS 観測による松前群発地震にともなう地殻変動．地球惑星科学関連学会予稿集，158．

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．