

四国西部，中央構造線周辺における人工地震観測報告

—2008年3月低周波微動域における実験—

久保篤規¹⁾・山田 朗²⁾・池田倫治³⁾・川谷和夫¹⁾・出原光暉^{4)*}・井上智史⁴⁾・
小早川麻衣⁴⁾・柴田直秀⁴⁾・菅原久誠⁴⁾・鈴木啓祐⁵⁾・宮本奈実⁵⁾・
松本めぐみ⁵⁾・樋口真広⁶⁾・竹内雅也⁶⁾

(¹⁾高知大学理学部附属高知地震観測所・²⁾愛媛大学地球深部ダイナミクス研究センター・

³⁾株 四国総合研究所土木技術部・⁴⁾愛媛大学理工学研究科・

⁵⁾愛媛大学理学部地球科学科・⁶⁾高知大学理学部自然環境科学科)

*現所属：東京大学地震研究所

Seismic observation for artificial explosions around the Median Tectonic Line in western Shikoku:
an experiment in March, 2008 to investigate the region of
non-volcanic low frequency tremors

Atsuki KUBO¹, Akira YAMADA², Michiharu IKEDA³, Kazuo KAWATANI¹, Koki IDEHARA^{4)*},
Tomofumi INOUE⁴, Mai KOBAYAKAWA⁴, Naohide SHIBATA⁴, Hisanari SUGAWARA⁴, Keisuke SUZUKI⁵,
Nami MIYAMOTO⁵, Megumi MATSUMOTO⁵, Masahiro HIGUCHI⁶, Masaya TAKEUCHI⁶

¹*Kochi earthquake observatory, Kochi University;* ²*Geodynamics Research Center, Ehime University;* ³*Shikoku Research Institute Inc.,* ⁴*Graduate School of Science and Engineering, Ehime University,* ⁵*Department of Earth Sciences, Ehime University,* ⁶*Department of Natural Science, Kochi University*

**present affiliation: Earthquake Research Institute, University of Tokyo*

Abstract: We conducted seismic observation of artificial explosions in the western part of Shikoku. Explosions are planned for the study of a non-volcanic tremor region by NIED. Our observation line is located in the eastern part of Takanawa Peninsula just north of the Median Tectonic Line (MTL). First refracted waves with P wave velocity between 5.9 and 6.4km/s are obtained. These are consistent with the result of previous study. The difference between 6.0 and 6.2km/s for S3 and S6 are newly resolved. Practical images for the difference should be revealed by 3-D seismic velocity tomography using data obtained by this study. Clearly resolved later phases observed for S3 and S5 explosions might be reflected from the mid-crust or shallower. On the other hand observed phase for S1 remains possibility as reflected waves from deep crust or plate boundary. Long duration of scattered waveforms for S4, S5 explosions are caused by lateral heterogeneity related to active faults and/or reflective nature in the lower crust. We prefer former case. Obtained results are useful to modifying seismic velocity structure around MTL and to map reflective boundary within crust.

キーワード：人工地震探査，中央構造線，反射波，屈折波，後続波

Keywords: Explosion seismology, Median Tectonic Line, Wide angle reflection,
Refracted wave, Later phase

はじめに

内陸型大地震の発生予測の為に、地震発生域での断層構造を知る事が基本的に重要である¹⁾。さらに断層のすべり条件を支配する流体に関して、その存在や分布が重要である。これに関連して流体の供給源としての沈み込み帯の深部構造の研究も近年活発に行われるようになってきている。西南日本の例としては ZHAO, *et al.*²⁾ NAKAJIMA and HASEGAWA^{3),4)} などがある。よって断層周辺とその周辺のやや広域な深部地下構造を明らかにしつつ、地震発生の研究を大局的に進める事は重要と考えられる。筆者らは日本を代表する活断層である中央構造線における地震発生に関心をもっており、防災科学技術研究所(防災科研)が実施した四国南西部における人工地震は、中央構造線周辺の断層構造やさらに深部構造の把握のための基礎データとして役立つと考え、人工地震観測を実施した。

観測概要

人工震源となる薬量500kgのTNT火薬による発破が2008年3月4日および5日の未明に図1の●印の位置において、実施された。発破時刻と発破の位置を表1に示す。これらの発破は防災科研が深部プレート境界面で起こる低周波微動発生域⁵⁾をターゲットとした研究のために実施されたものである⁶⁾。すべての発破は中央構造線よりも南に位置する。また防災科研が設定した観測点の測線は発破点をほぼ十字に結ぶもので、こちら全体が中央構造線よりも南で設定された。我々は観測測線を高縄半島東部において中央構造線からその北方にとった(図1: OBS. LINE)。その理由は、1) 中央構造線を越えて伝わる地震波を観測したいこと、2) 発破点の分布よりも外側の遠方で観測することにより近傍とは独立な広角反射のデータが得られる、という2点である。1)に関しては、断層近傍に観測点を配置するので直接的に重要である。2)については、プレート境界等の深部構造をイメージするためには広角反射波が重要な役割を果たすと考えられるが⁷⁾、特にプレート境界など反射面が傾いている場合に近傍から遠方まで広い距離範囲で広角反射波を観測すること

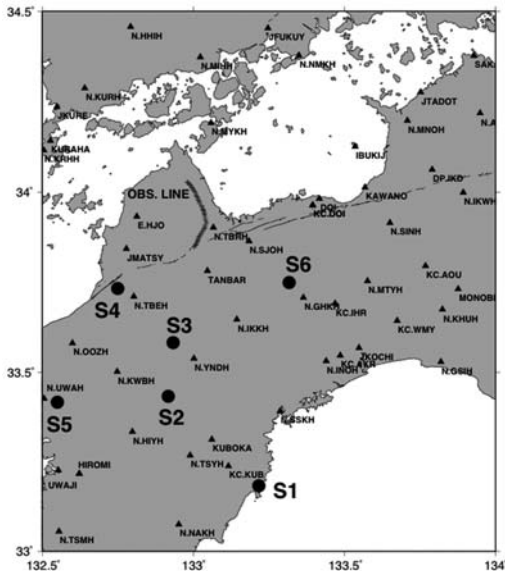


図1a 人工地震(発破)の位置(●印: S1-6)及び今回の観測測線(OBS. LINE), ▲は高感度定常地震観測点。

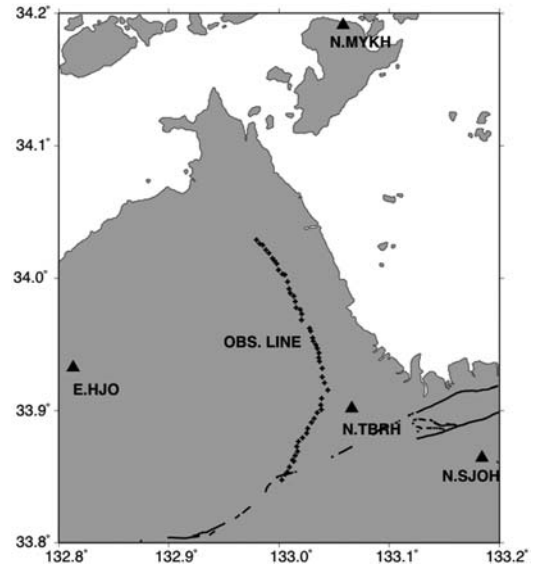


図1b 観測測線領域拡大図(測線; OBS. LINE), ▲は高感度定常地震観測点, 実線は活断層分布。

表1 人工地震の震源情報（実施時刻順）

S. No.	Date	Time	Lat	Long
SP 2	2008/03/04	00:02:10.731	N33°26′	E132°55′
SP 6	2008/03/04	00:32:10.575	N33°45′	E133°19′
SP 5	2008/03/04	01:02:10.586	N33°25′	E132°33′
SP 1	2008/03/05	00:02:10.771	N33°11′	E133°13′
SP 3	2008/03/05	00:42:10.684	N33°35′	E132°56′
SP 4	2008/03/05	01:02:10.606	N33°44′	E132°45′

は大事である．測線は理想的には直線的な配置が望ましいが地形的な制約から図 1 b のように屈曲した形状になっている．観測点間隔およそ300m で52点を設置した．

観測機材として白山工業株式会社製の LS8200SD⁸⁾を京都大学防災研究所より借用して用いた（図 2）．このシステムは収録器機本体とセンサー及び GPS アンテナからなり，電源としては単一乾電池 4 本を利用する．センサーはこのシステム専用のもので上下動 1 成分で固有周期が4.5Hz の速度型タイプのものである．データのサンプリングレートは選択可能だが，ここでは250 sample/s とした．このサンプリングレートで48時間程度観測が可能である．本実験では 2 晩に渡って地動のノイズレベルが低い深夜に発破が行われたが，発破以外の自然地震もとらえられる可能性を考えて発破実施時刻を含む48時間の観測を行った．

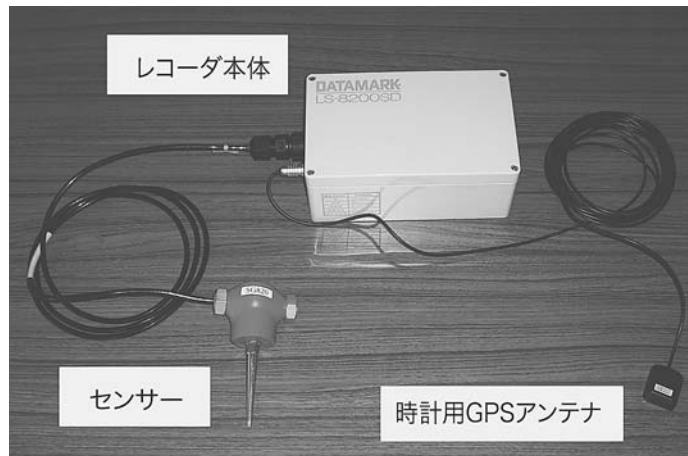


図2 用いた観測機材（白山工業 LS8200SD）.

観測結果

6 発の人工地震（S 1 - S 6）に対して得られた観測記録を図 3 a - 3 f に示す．これらの波形記録に現れる直達波，後続波についてより客観的な分離および見かけ速度の決定を行うためにスラントスタックを行った．一般にスラントスタックは反射波に対しては厳密な解析法とはならない．しかし今回観測を行った距離範囲が比較的狭い為に，屈折波と後続波の走時や見かけ速度の相対的な関係を定量的に見るためには有効と考えた．スタッキングの結果を図 4 a - 4 f に示した．以下に発破ごとに得られた特徴をまとめる．

S 1 は測線の南南東に位置し，測線に対してもっとも遠い人工震源で，78-96km の距離範囲で

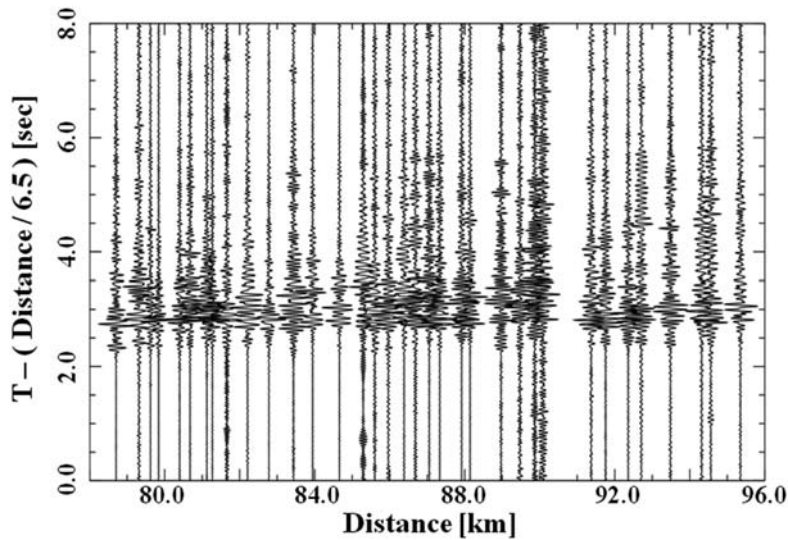


図3a S1観測記録.

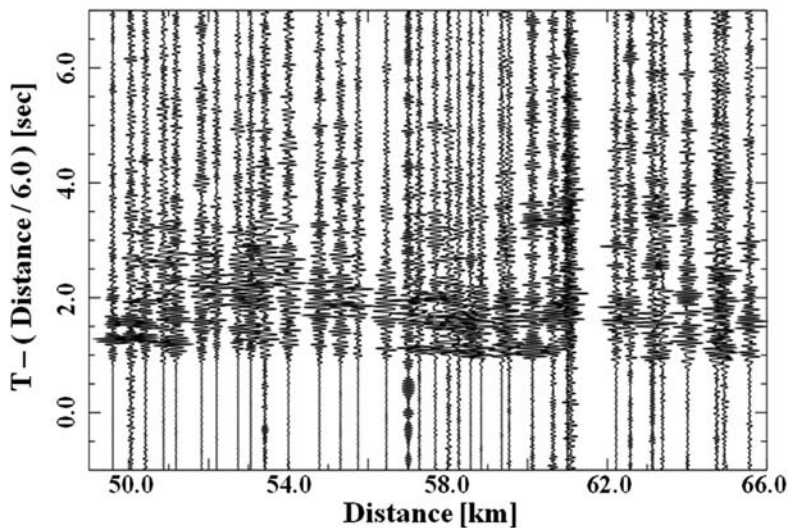


図3b S2観測記録.

あった。弱い初動が継続した後約1秒後に最大振幅をもつ(図3a)。この特徴は距離によって変わっているようには見えないので、振幅の変化はこの相の特徴か、もしくは観測点に共通な影響によるものかのどちらかであると考えられる。見かけ速度として6.5km/sの値が得られた(図4a)。スラントスタッキングではピークは一つしか認められず、初動の地震波相と見かけ速度が異なる相は検出されなかった。

S2(図3b)では距離範囲は50-66km程度である。スラントスタッキングの結果から(図4b)、初動の見かけ速度は6.0km/sである。

波形記録でも認識できるが、この記録ではスタッキング結果に二つのピークが現れており、後続相も存在することが確認できる。この距離範囲で後続相の見かけ速度は7.8km/sであった。

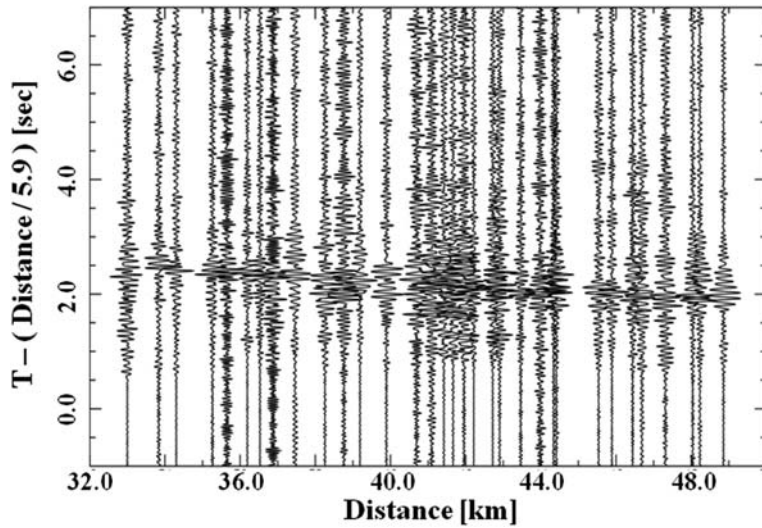


図3c S3観測記録．

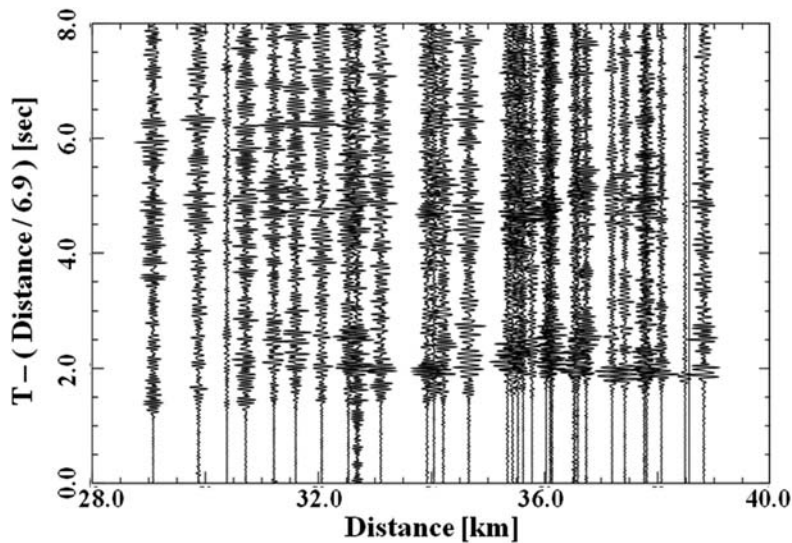


図3d S4観測記録．

S3は大局的には測線の延長方向に位置している．振幅の小さい初動が全域で見られ，その後振幅の強い後続相が確認できる（図3c）．初動と後続相の時間差は1～2秒であり距離が遠くなるにつれて時間差は短くなっている．初動の見かけ速度は5.9km/sである（図4c）．後続相のこの距離範囲での見かけ速度は7.6km/sであった．

S4はほぼ南北の測線に対して西南西方向に位置している．このため fan shooting と呼ばれる配置になっており，不均質の影響を受ける．このため，屈折波等の速度の決定には向かない．実際にスタッキングから得られた結果は6.9km/s，8.2km/sと現実的な値からずれている（図4d）．距離28～35km付近では初動の後ろに見られる後続相との時間差が距離とともに減少していて，35km以遠では見られない（図3d）．この記録ではS1，S2，S3などと比べて地震波の到着後に継

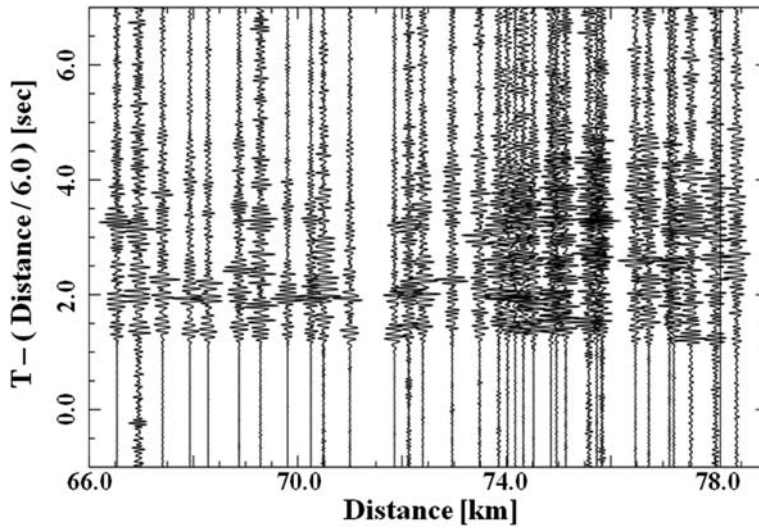


図3e S5観測記録.

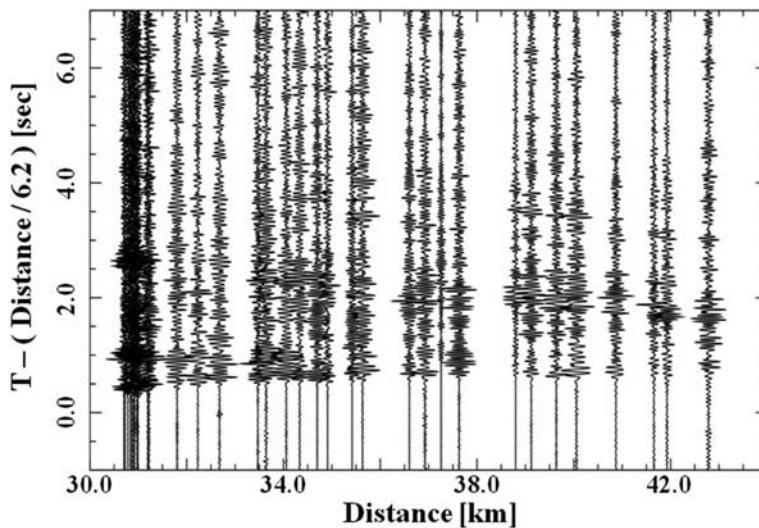


図3f S6観測記録.

続的に揺れている傾向がある．地下の散乱等の不均質影響を受けているのかもしれない．

S5も測線と発破との位置関係は fan shooting の配置になっている．得られた初動の見かけ速度は6.0km/sとなっており典型的な地殻内の地震波速度に近い(図3e, 4e)．S5の記録には明確な後続相は見られない．

S6は測線の南東側に位置する．この発破では初動と後続相が観測記録上で見て取れる(図3f)．初動の見かけ速度は6.2km/sと求められている(図4f)．後続相のこの距離範囲でのみかけ速度は7.9km/sである．

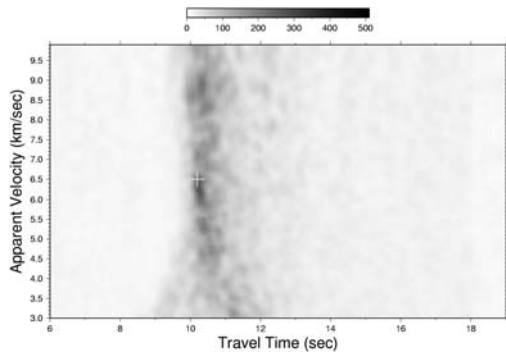


図 4 a S 1 のスタック波形 .

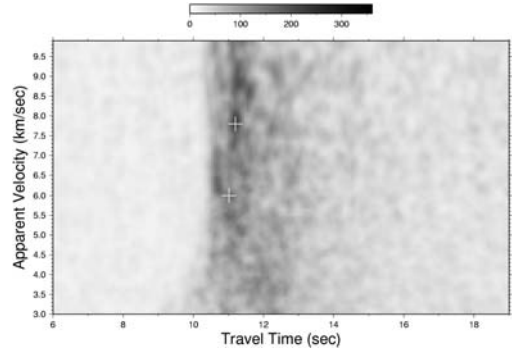


図 4 b S 2 のスタック波形 .

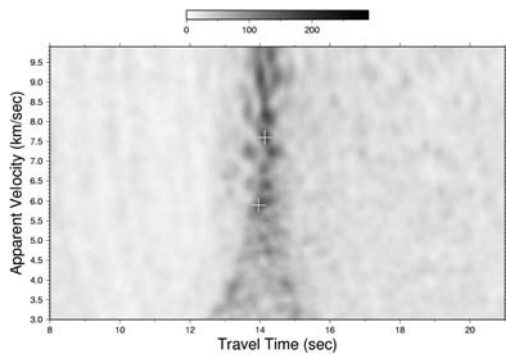


図 4 c S 3 のスタック波形 .

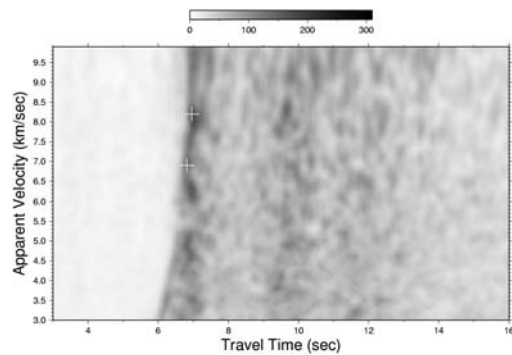


図 4 d S のスタック波形 .

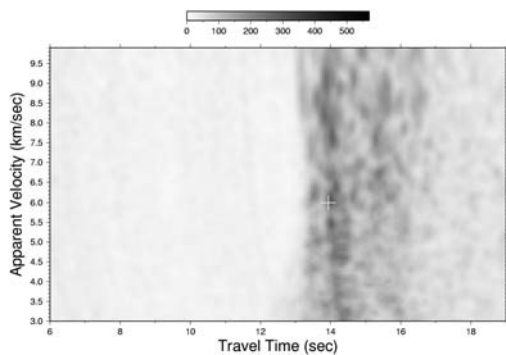


図 4 e S 5 のスタック波形 .

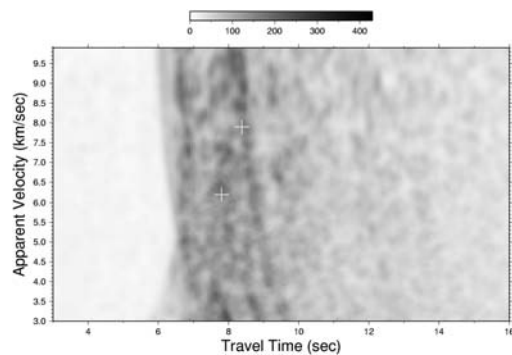


図 4 f S 6 のスタック波形 .

考 察

四国西部における 6 発の人工地震観測を高縄半島東部で行い、地殻内の屈折波および後続波の記録を得た。初動屈折波の見かけ速度は $5.9 \text{ km/s} \sim 6.5 \text{ km/s}$ であった。もっとも大きな値 (6.5 km/s) が得られたのは S 1 である。水平成層の構造の仮定が成り立つとすれば、この地震波速度は深さ 20 km より深部の下部地殻付近に相当する値に対応する⁹⁾。その他のより近い距離で得られた見かけ速度の値は地殻上部から中部の地震波速度に対応している。このことから今回得られた屈折波の見かけ速度はそれほど強い横方向の不均質の影響を受けていないと考えられる。しかし S 3 と S 6 では観測距離範囲がともに同じ程度 ($30 \sim 50 \text{ km}$) であるが、見かけ速度がそれぞれ 6.0 km/s 、 6.2 km/s と若干の違いを示している。詳細な可能性を議論するためには、3 次元の地震波トモグ

ラフィの手法を用いて、本研究のデータなども用いて解析して検討する必要があるだろう。

一方、S 3とS 5では屈折波と明らかに孤立した後続波が見ついているものとして、これらがどのような経路のものかわかれば、その走時を使って地震波速度構造を高精度化することが可能である。また上記のようにこれら二つの発破は測線との距離がほとんど同じであるので、後続波の見かけ速度の比較も意味を持つ。この距離範囲で見かけ速度はともに7.6 km/sである。初動からの時間差は1秒程度までである。このような特徴を四国東部で行われた海陸合同の大規模構造探査の結果⁷⁾と見比べると、S 3、S 6に見られる後続相は地殻の中部(15 km程度)程度よりも浅い場所で反射した波であることが結論づけられる。

一方、S 1では1種類の波しか認定できてないが、これは初動の振幅が小さいため屈折波の初動が認定できておらず、反射波が見えているのかもしれない。S 1に対する距離範囲はS 3、S 6に対するそれよりも遠いので、反射波の走時曲線の曲がりからこの距離範囲における見かけ速度が6.5 km/sであることは、プレート境界面以浅の反射波の可能性を検討する必要があることを示している。

S 4、S 5については他の発破の記録よりも地震波の継続時間が長く、より不均質による散乱を受けている可能性がある。これらの発破は測線の延長方向から外れており、中央構造線等の地質構造線に平行な配置に近いケースである。活断層周辺は地震波の散乱強度が強いと考えられているので¹⁰⁾、これらに対して斜めに地震波が入射する場合に、高縄半島付近では中央構造線に関係した不均質が強いのかもかもしれない。一方で、下部地殻は上部地殻よりも速度変化に富んでいることも知られているので、強い散乱の原因が地殻深部であるという可能性も考える必要があるかもしれない。その場合は低周波微動域が散乱の原因の候補の一つかもしれないが、低周波微動域はここだけにあるのではない。またS 4の見かけ速度推定が大きく乱れていることを上部地殻の不均質と対応づけるならば、原因は上部地殻であるという説を提案できるかもしれない。

まとめ

四国西部の広域で行われた人工地震を高縄半島東部の中央構造線からその北方において観測し、データが得られた。

1. 屈折波の見かけ速度は発破の位置が測線に直交に近いS 4を除けば5.9~6.5 km/s程度であった。これは従来のこの地域の速度構造モデルとしての値とほぼ一致する。今回の実験の特徴から屈折法的な解析手法を用いる事は難しいが、全体として伝播経路はいろいろな領域をいろいろな方向に通ることになり、地震波トモグラフィの入力データとして用いて、中央構造線付近の地下構造の分解能向上に役立てるのが有効な活用方法であろうと考えられる。
2. 反射波と考えられる後続波としては、S 3、S 6のケースが考えられる。走時や見かけ速度から地殻中部程度までの深度に反射面をもつものと考えられる。一方S 1の場合、1種類の地震波相しか認定できないが、これが地殻深部以深からの反射波である可能性が残っている。
3. S 4、S 5の波形に対する不均質の影響が大きくあらわれている。このことの原因として活断層の効果や、下部地殻の不均質の効果と考えられるが、結論するためにはより詳しい検討が必要である。

謝 辞

防災科学技術研究所の小原一成、武田哲也両氏にはあらかじめ実験概要を、また実験後に人工地震の震源データをご教示いただいた。京都大学防災研究所の伊藤潔、片尾浩、西村和浩氏にはLS8200SDの借用の許可および利用の便宜をはかっていただいた。本観測の一部は四国総合研究所

が愛媛大学および高知大学との間で行っている共同研究「燧灘，高縄半島下における中央構造線系の深部構造とその断層活動に関する研究」として実施され，共同研究の研究経費として，四国電力株式会社から（株）四国総合研究所が受託した研究資金を使用させて頂いた．記して感謝の意を表します．

文 献

- 1) 鷺谷 威・西村卓也・畑中雄樹・福山英一・Ellsworth, W. L., 鳥取県西部地震に伴う地殻変動と断層モデル, *地震* 2, 54, 523-534 (2002)
- 2) ZHAO, D. H. TANI and O. P. MISHRA, Crustal heterogeneity in the 2000 western Tottori earthquake region: effect of fluids from slab dehydration, *Phys Earth and Planet. Inter.*, 145, 1-4, 161-177 (2004)
- 3) NAKAJIMA, J. and HASEGAWA, A., Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 254, 1-2, 90-105 (2006)
- 4) NAKAJIMA, J. and HASEGAWA, A., Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwest Japan: Slab geometry and it's relationship to arc magmatism, *J. Geophys. Res.*, 112, B08306, doi: 10.1029/2006JB004770 (2007)
- 5) OBARA, K., Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in Southwest Japan, *Science*, 296, 1679-1681 (2002)
- 6) 武田哲也・小原一成・針生義勝・浅野陽一・前野拓人・上野友岳・松澤孝紀・行竹洋平・松原誠・廣瀬 仁・関根秀太郎, 深部低周波微動発生域の構造解明を目的とした人工地震探査, 日本地球惑星連合, S169-P005 (2008)
- 7) 蔵下英司・徳永雅子・平田 直・岩崎貴哉・小平秀一・金田義行・伊藤 潔・西田良平・木村昌三・井川 猛, 四国東部地域における地殻及び最上部マンツルの地震波速度構造と沈み込むフィリピン海プレートの形状, *地震*, 2, 54, 489-505 (2002)
- 8) 蔵下英司・平田 直・森田裕一・結城 昇, 高機能小型オフラインデータロガーを用いた高密度地震観測システム, *地震*, 2, 59, 107-116 (2006)
- 9) 木村昌三・岡野健之助, 四国地方の下部地殻とモホロヴィチッチ不連続面, 高知大学学術研究報告, 40, 1-12 (1991)
- 10) 西上欽也, コーダ波エンベロープの解析による散乱強度非一様分布の検出, *地震*, 2, 54, 185-191 (2001)