神奈川県西部における人工地震による地殻構造調査

吉 井 敏 尅*

Seismic Survey Experiments in the Western Kanagawa Prefecture

Toshikatsu YOSHII*

I. はじめに

地震の震源には、その規模に応じた大きさの入力が必要である。 $M8$ 級の地震の震源断層は、おおそ100km 四方ほどの広がりを持つから、それが納まる場所はおのずから決まってくる。日本列島付近で言えば、太平洋プレートあるいはフィリピン海プレートの沈み込みあたりしか考えられない。

広域的ではないにしても、これまでわが国では $M7$ 級の地震によってたびたび大きな被害を被ってきた。 $M8$ 級の地震に比べて震源断層の面積が10分の1しかない $M7$ 級の地震には、さまざまな納まり場所と断層の様式が考えられる。どこで起こってもおかしくないと言ええる $M7$ 級地震のある種中途半端な大きさこそ、その研究と予知を難しくしている根本的な理由である。地震発生の周期性などから $M7$ 級の地震が切迫していると心配されている神奈川県西部（たとえば、石橋, 1988 a, b）のような地域をテストフィールドに選り、さまざまな観測や研究を集中して行なうことは、この規模の地震に対する作戦として有効であろう。

神奈川県西部地域およびその周辺では、人工震源を使ったさまざまな地下構造調査が行なわれてきた。地震予知の基礎研究としての地下構造調査には、いくつかの側面がある。地殻を地震発生の場合として詳しく調べようとする立場もあるし、国府津・松田断層やまだその実体が明らかになっていない“西相模湾断裂”など震源断層に直接迫る

うという立場もある。ここでは、こうしたさまざまな地下構造調査について概観し、それらが明らかにしたことと問題点について、神奈川県西部地震との関連で考えてみたい。

なお、ここでは主として陸上における調査を考えることとし、海上の調査については本特集の別論文に譲りたい。

II. 人工地震調査による地殻構造の全体像

この地域の陸上における人工地震による地下構造調査は、決して多くはない。1960年代には、新潟県紫雲寺から伊豆半島南端までの東経139度線に沿った大規模な調査が、爆破地震動研究グループによって行なわれている（堀田ほか, 1964）。この観測では、爆破点が200km 近く離れているうえに臨時観測点の間隔も20km 程度と大きく、地殻内部の詳細な構造を出すのは難しい状況だった。推定されたモデルの神奈川県西部付近では、6.0 km/s の速度を持つ上部地殻の厚さは15~20km 程度、その下の下部地殻の速度は6.8km/s 程度となっており、モホロビッチ不連続面は十分な精度では求められていない。

1980年代になって、海上の爆破も含めた調査が、やはり伊豆半島をとる測線で行なわれた（Asano *et al.*, 1985）。地殻内部のおおまかな構造は堀田ほかのものと同様であり、モホロビッチ不連続面までの深さ、すなわち地殻の厚さは神奈川県西部地域で30~40km とされている。

これらの調査の結果は、神奈川県西部地域の地殻の全体像、すなわち上部地殻と下部地殻の厚さ

* 東京大学地震研究所

* Earthquake Research Institute, University of Tokyo

図 1 夢の島から小田原にかけての地下構造
屈折法調査の 7 カ所の爆破点付近の構造をならべて
示した。瀬尾 (1985) による。

や地震波速度を示している点で重要である。しかしモデルに示された細かい部分、たとえば Asano *et al.* のモデルの地殻内の断層状の構造などについてはいささか疑問があり、あまり重要にとらえない方がよいであろう。

III. 地殻浅部構造の屈折法調査

1975年に始まったいわゆる夢の島爆破による地下構造調査は1988年まで続けられたが、東京都のみならず周辺の自治体の協力もあって調査範囲を次第に広げ、首都圏全体の基盤構造について重要な情報をもたらす画期的なものであった（たとえば、首都圏基盤構造研究グループ, 1989）。1982年から1984年にかけては川崎市や神奈川県による爆破が、1983年には小田原の北西約22kmの山北で爆破地震動研究グループによる爆破も行なわれ、神奈川県内の基盤構造についての情報も多くなった（瀬尾, 1985；山中ほか, 1988）。

小田原・平塚間および小田原・山北間の走時解析（たとえば、瀬尾, 1985）によれば、小田原付近の地震波速度構造は、厚さ300m程度の低速度の表層の下に2.7km/s程度の層が厚さ約1kmで存在し、その下の層の速度は4.8km/s程度となっている（図1）。これより東の地域には深さ数km付近に5.5km/s程度の基盤が認められるが、小田原付近でははっきりしない。

神奈川県西部に隣接する地域としては、1979年と1980年に爆破地震動研究グループによる地下構造調査が伊豆半島で行なわれた（Asano *et al.*, 1982；Yoshii *et al.*, 1985, 1986）。図2に示すように、伊豆半島の地震波速度構造の基本的な特徴は、薄い低速度の表層の下に厚さ1～2kmの4.2km/s程度の層があり、その下が5.5km/s程度の基盤となっていることである。4.2km/s程度の層は、いわゆる湯ヶ島層群に対応すると考えられている。

5.5km/sという基盤の速度は、いわゆる花こう岩質層の一般的な速度より小さいが、1978年の伊豆大島近海地震の際には、この層内の浅いところで余震が発生したことがわかっている。1989年の手石海丘の噴火に先立ち多くの地震が発生したが、とくに大きかったM5.2およびM5.5の地震とも震源の深さは2～3kmで、やはりこの基盤層の最上部で発生したものと考えられる。

1988年には、国府津・松田断層を跨いで、地質調査所による人工地震調査が行なわれた（長谷川ほか, 1991）。地震波速度は表層から2.0, 2.7および4.2km/sとなっており、伊豆半島の構造とよく対応する。足柄平野で表層が厚くなっており、国府津・松田断層付近で4.2km/s層に西落ちの断差が見られる。

足柄平野は表層地質が地震動に及ぼす影響の国際研究のワーキンググループ（Japanese National Working Group on Effects of Surface Geology on Seismic Motion）のテストフィールドになっており、近年、このグループなどによってさまざまな地下構造調査が集中的に行なわれている。

1989年に足柄平野で行なわれた調査から推定されたモデル（Higashi, 1989）によると、地震波速度は表層から2.2, 3.0, 4.0および5.5km/sとなっており、酒匂川をはさんで全体として東落ちの構造となっている（図3）。とくに、2.2km/sと3.0km/sの境は300mほどの東落ちの断差となっている。測線西側の構造が、層の厚さ、速度とも前述の伊豆半島の構造ときわめてよく似ているのは興味深い。

反射法による調査としては、長谷川ほか（1991）

図 2 屈折法調査により推定された伊豆半島の地下構造
上：1979年の三島・下田測線 (Asano *et al.*, 1982)
下：1980年の伊東・松崎測線 (Yoshii *et al.*, 1985)

図 3 足柄平野における屈折法調査 (Higashi, 1989)
測線は爆破点 SP2 付近で酒匂川を横切る。
上：タイムタームの解析結果
下：推定された地下構造

による小規模なものがあるが、起震車を用いたより大規模な調査が足柄平野北西部で行なわれている (笠原・山水, 1992; 笠原ほか, 1991)。図 4 に示すように、測線長は約 12 km であり、東に向かって深くなる伊豆の基盤 (約 4 km/s) の上に足柄平野の堆積物 (2 ~ 3 km/s) と大磯丘陵の延長

部 (約 4 km/s) がのった解釈が示されている。国府津・松田断層は逆断層的に表現されている。これとよく似た構造が相模湾での反射法調査でも得られており (海上保安庁水路部, 1991), 大久保ほか (1992) はこうした構造調査をまとめて、国府津・松田断層付近の興味深い重力異常の解析を行

図 4 足柄平野における反射法調査 (笠原・山水, 1991)
KMF は国府津・松田断層の位置である。一番下の図に反射断面とその解釈を示す。

なった。

足柄平野の南東部でも、Japanese National Working Group on Effects of Surface Geology on Seismic Motion (1991) による反射法調査が3本の測線で行なわれた。この調査で得られた重要な結論は、屈折法調査 (Higashi, 1989) で見られた酒匂川付近での3 km/s 層の断差が、反射法の断面には認められないことである。屈折法のデータの解析や結果の表現に、やや不適当な点があったのではないかと考えられる。

IV. 考 察

以上、神奈川県西部および周辺における地下構造調査のいくつかについて概要を述べてきた。現状をどう評価するかは難しいところだが、基礎的なデータが集積しつつあり、それらをもとにどこ

をどう狙えばよいか、今後の調査の戦術を考える段階にあると言えよう。当然、相模湾内の調査との総合化はきわめて重要である。

反射法の調査により、国府津・松田断層の詳細な地下構造が見えてきたことは興味深い。この種のそれなりの規模の反射法の調査が、地下数 km までの深さを調べるのにきわめて有効であることを示しており、今後の調査のひとつの柱になると考えられる。難点は、人口密集地では非爆薬震源であっても強力な震源を使うのが困難なことであり、おのずから調査可能な深さに制限がでてくることである。なにを狙うのかにより、適切な計画を練ることが重要である。

屈折法、反射法どちらの調査でも、いまのところ“西相模湾断裂”の存在を示す直接的な証拠はとらえられていない。石橋のモデルによれば、こ

の断裂の $M7$ 級地震を起こす部分は、深さ10kmを超すかなりの深部ということになっている。こうした深部の断裂が構造調査によってどのように見えるのかは、実際のところよくわからない。

屈折法の調査で深さ10kmを超す地殻内の詳細な構造を推定することは、まず不可能である。測線長は100kmを超し、ある程度より深いところについては大なたをふるような調査になってしまう。震源そのものよりは基礎的資料としての地下構造を狙った中規模の調査を、反射法の調査とうまく結び付けて行なうのが適当であろう。

本当に西相模湾断裂のような対象を狙うとしたら、やはり反射法の調査に頼らざるを得ない。しかし、反射法でも深部を狙うのに限界があることは前述のとおりである。人工的な雑音の多いわが国の調査では、パイプロサイスのような強力な震源を利用しても、調査できる深度は限られているし、そのパイプロサイスでも人口密集地で稼動するのは難しい。紀伊半島の調査(吉井ほか, 1990)で沈み込むフィリピン海プレートがはっきりととらえられたように、強力な爆破震源を利用すれば相当の深さまで調査できる可能性があるが、その実現はパイプロサイスなどよりはるかにさらに困難である。このあたりの問題をどう解釈するかが、今後の調査の計画にあたっての鍵になろう。

$M7$ 級の地震の研究の特徴は、それが大きなテクトニクスの枠組みの中の現象として考えることは可能としても、 $M8$ 級の地震のような単純なモデル化が難しい点にある。構造調査の点から見ても、 $M7$ 級の地震の震源の大きさと深さは、きわめて手ごわい対象である。震源を直接狙うことにとらわれず、さまざまな規模のさまざまな手法による調査を積み重ねることが重要と思われる。

文 献

- Asano, S., Yoshii, T., Kubota, S., Sasaki, Y., Okada, H., Suzuki, S., Moriya, T., Murakami, H., Nishide, N. and Inatani, H. (1982): Crustal structure in Izu Peninsula, Central Japan, as derived from explosion seismic observations. 1. Mishima-Shimoda profile. *J. Phys. Earth*, **30**, 367-387.
- Asano, S., Wada, K., Yoshii, T., Hayakawa, M., Misawa, Y., Moriya, T., Kanazawa, T., Murakami, H., Suzuki, F., Kubota, R., and Suyehiro, K. (1985): Crustal structure in the northern part of the Philippine Sea plate as derived from seismic observations of Hatoyama-off Izu Peninsula explosions. *J. Phys. Earth*, **33**, 173-189.
- 長谷川 功・伊藤公介・佐藤隆司・渡辺史朗・駒沢正夫・二宮芳樹・伊藤久男・当舍利行・杉原光彦(1991): 屈折法および反射法による足柄平野の地下構造. 地震学会講演予稿集, No. 2, p. 214.
- Higashi, S. (1989): Underground structure beneath the Ashigara Valley, Japan. *Proc. National Symposium on Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Tokyo, 199-206.
- 堀田 宏・村内必典・宇佐美龍夫・嶋 悦三・本谷義信・浅沼俊夫(1964): 爆破地震動観測による本州中央部を南北に横断する測線上の地殻構造, 第2部, 地殻構造. 地震2, **17**, 201-209.
- 石橋克彦(1988a): “神奈川県西部地震”と地震予知 I. 科学, **58**, 537-547.
- 石橋克彦(1988b): “神奈川県西部地震”と地震予知 II. 科学, **58**, 771-780.
- Japanese National Working Group on Effects of Surface Geology on Seismic Motion (1991): Deep seismic reflection survey. *Ashigara Valley Blind Prediction Test*, II, 87-125.
- 海上保安庁水路部(1991): 相模湾におけるマルチチャンネル反射法音波探査(1). 地震予知連絡会会報, **45**, 168-171.
- 笠原敬司・山水史生(1992): 足柄平野～国府津・松田断層を横切る地震波反射断面. 地震予知連絡会会報, **47**, 173-177.
- 笠原敬司・山水史生・井川 猛・清水祥二郎(1991): 足柄平野～国府津・松田断層を横切る地震波反射断面. 地震学会講演予稿集, No. 2, p. 324.
- 大久保修平・長沢 工・平賀士郎・田島広一・萩原幸男(1992): 南関東活断層の重力調査(I)——国府津・松田断層——. 東京大学地震研究所彙報, **67**, 325-359.
- 瀬尾和大(1985): 東京から小田原に至る地域の地下構造について. 月刊地球, **7**, 452-456.
- 首都圏基盤構造研究グループ(1989): 夢の島人工地震実験資料集. 277 p.
- 山中浩明・瀬尾 和大・佐間野 隆憲・翠川 三郎・嶋 悦三・柳沢馬住(1988): 人工地震による首都圏南西部の地下構造探査(3)——1983, 1984年に実施された人工地震のデータの総合的解析——. 地震2, **41**, 527-539.
- Yoshii, T., Asano, S., Kubota, S., Sasaki, Y., Okada, H., Masuda, T., Moriya, T. and Murakami, H. (1985): Crustal structure in Izu Peninsula, Central Japan, as derived from explosion seismic observations. 2. Ito-Matsuzaki Profile. *J. Phys. Earth*, **33**, 435-451.
- Yoshii, T., Asano, S., Kubota, S., Sasaki, Y., Okada, H., Masuda, T., Murakami, H., Suzuki, S.,

Moriya, T., Nishide, N. and Inatani, H. (1986): Detailed crustal structure in the Izu Peninsula as revealed by explosion seismic experiments. *J. Phys. Earth*, **34**, Suppl., S 241-S 248.

吉井敏尅・中村正夫・伊藤 潔・山本正人(1990): 爆破地震動の観測による紀伊半島の地下構造(河内長野・紀和測線). 地震学会講演予稿集, No. 2, p. 89.
(1993年3月10日受付, 1993年4月22日受理)