

地殻構造調査にはボーリングが最も有効な方法であるが、現在のところ調査深度は数 km 以内にとどまる。首都圏直下の震源が位置する数 km 以深の構造調査の手段としては、人工地震波の伝ぱん、重力異常や地磁気異常の分布による方法がある。

人工地震による構造調査法は 1930 年代から 40 年へかけて、東京大学・京都大学において研究開発され、のちに地質調査所に受けつがれ今日に至っている。今日、首都圏地震予知関連では、地殻構造調査の目的の他に、地震に先行する地震波速度変化の検出もかねて、地質調査所が伊豆大島発破を年 1 回の割合いで、また東京大学地震研究所を中心とするグループが東京湾夢の島発破を年 2 回の割合いで実施している。

重力測定の歴史は古く、わが国では明治 11 年（1878 年）より実施されてきたが、詳細な地殻構造を把握できるようになったのは戦後になってのことであり、東京大学地震研究所や国土地理院による全国測量の一環として、首都圏の重力異常図が完成された。さらに、首都圏の厚い堆積層下に潜在する断層を調査する目的で、国土地理院や防災科学技術センターの手によって、昭和 50 年（1975 年）から 3 年にわたり、首都圏および周辺部の重力精査が実施された。

地殻構造調査を目的とした詳細な地磁気異常図の完成は昭和 37 年～39 年における航空磁気測量による。また地磁気連続観測による電気伝導度異常から首都圏とその周辺の地下構造をとらえる試みも行われている（第 5 章参照）。

地殻構造調査は地震予知の直接的手段ではないが、地震観測結果の解析や観測計画など地震予知のための基礎的資料という意味で重要である。とくに首都圏のように厚い堆積層におおわれた地域では、以上述べたような方法による詳細な調査が望まれる。

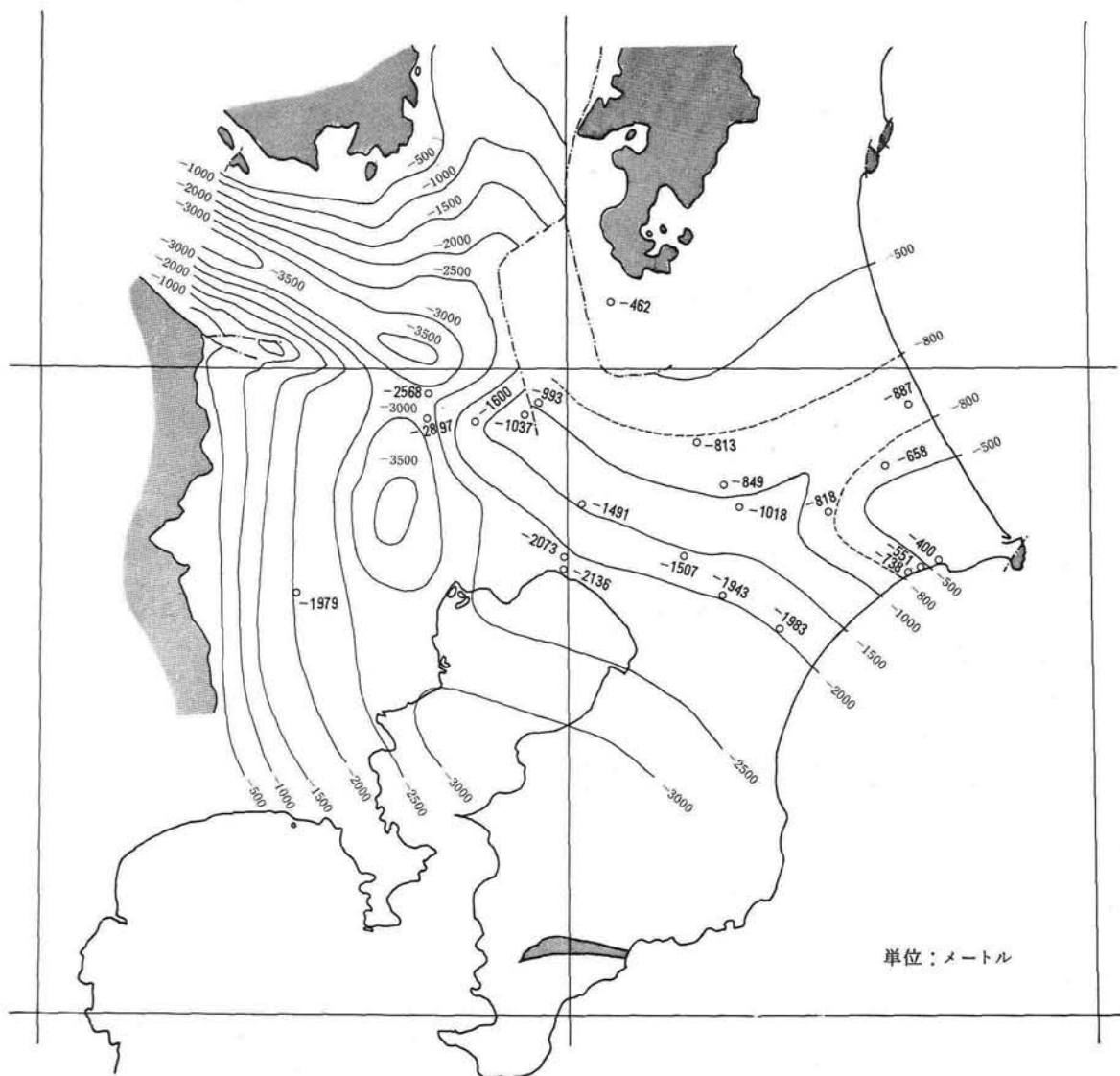


図 4-1 関東地方の平野部における先新第三系基盤の深度分布図。○印は平野部で基盤に達した試錐井の位置，そのそばの数値は基盤深度，一点鎖線は基盤深度を急変させている断層。

試錐井付近以外は，弾性波探査資料による大まかな推定である。従来は東京以西及び以南については深さを推定する資料がほとんどなかったが，最近府中地殻活動観測井やいくつかの弾性波探査資料によりかなり解明され，部分的にはより細部にわたる等深線分布や，基盤を数100 m変位させている断層の位置も推定されている。
(衣笠善博による)

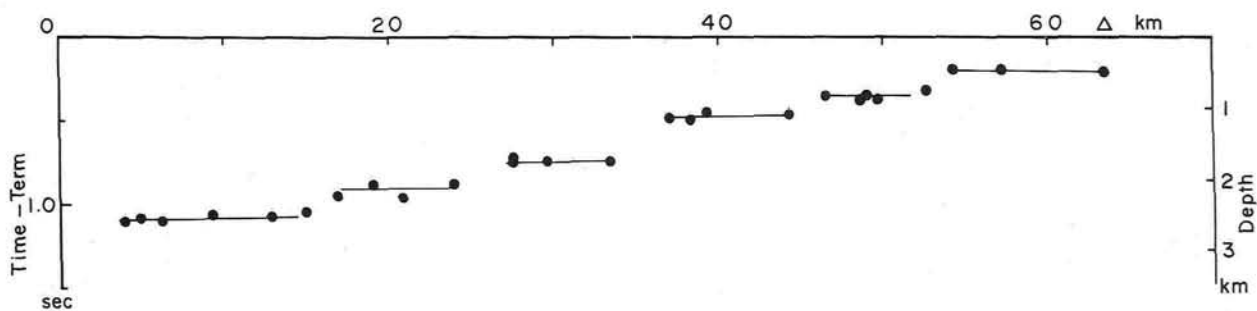


図 4-2 人工地震実験から推定された基盤構造¹⁾。東京湾夢の島から北北東にかけての基盤面の深さ。基盤にみられる段差は断層と考えられる。

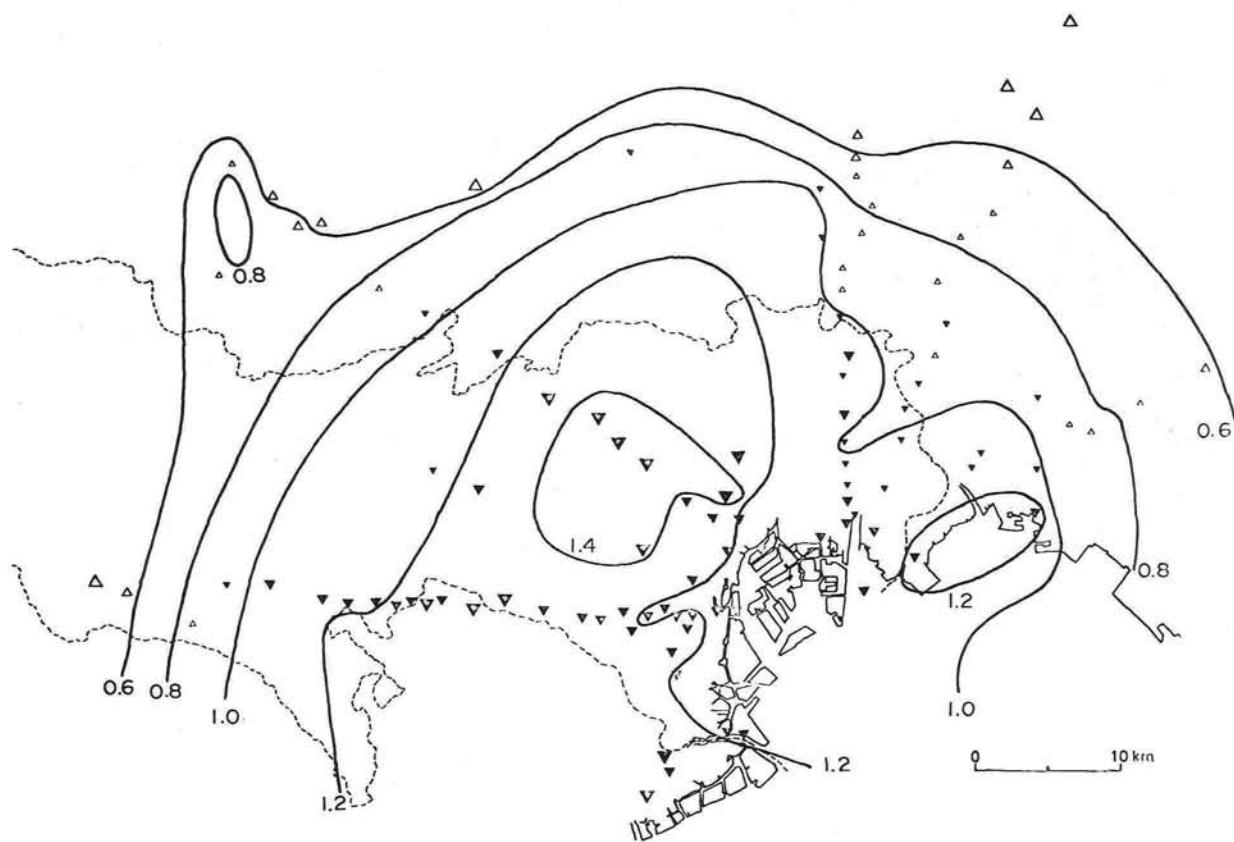


図 4-3 タイムターム分布図¹⁾ (単位: 秒)。図中の数値に 2.4 を掛けると基盤深度 (単位: km) となる。

▼ 1.3 以上	▼ 1.1 ~ 1.3	▼ 0.9 ~ 1.1
△ 0.7 ~ 0.9	△ 0.5 ~ 0.7	△ 0.5 以下

1) 嶋 悦三: 東京の基盤構造, 首都圏基盤構造研究グループ報告

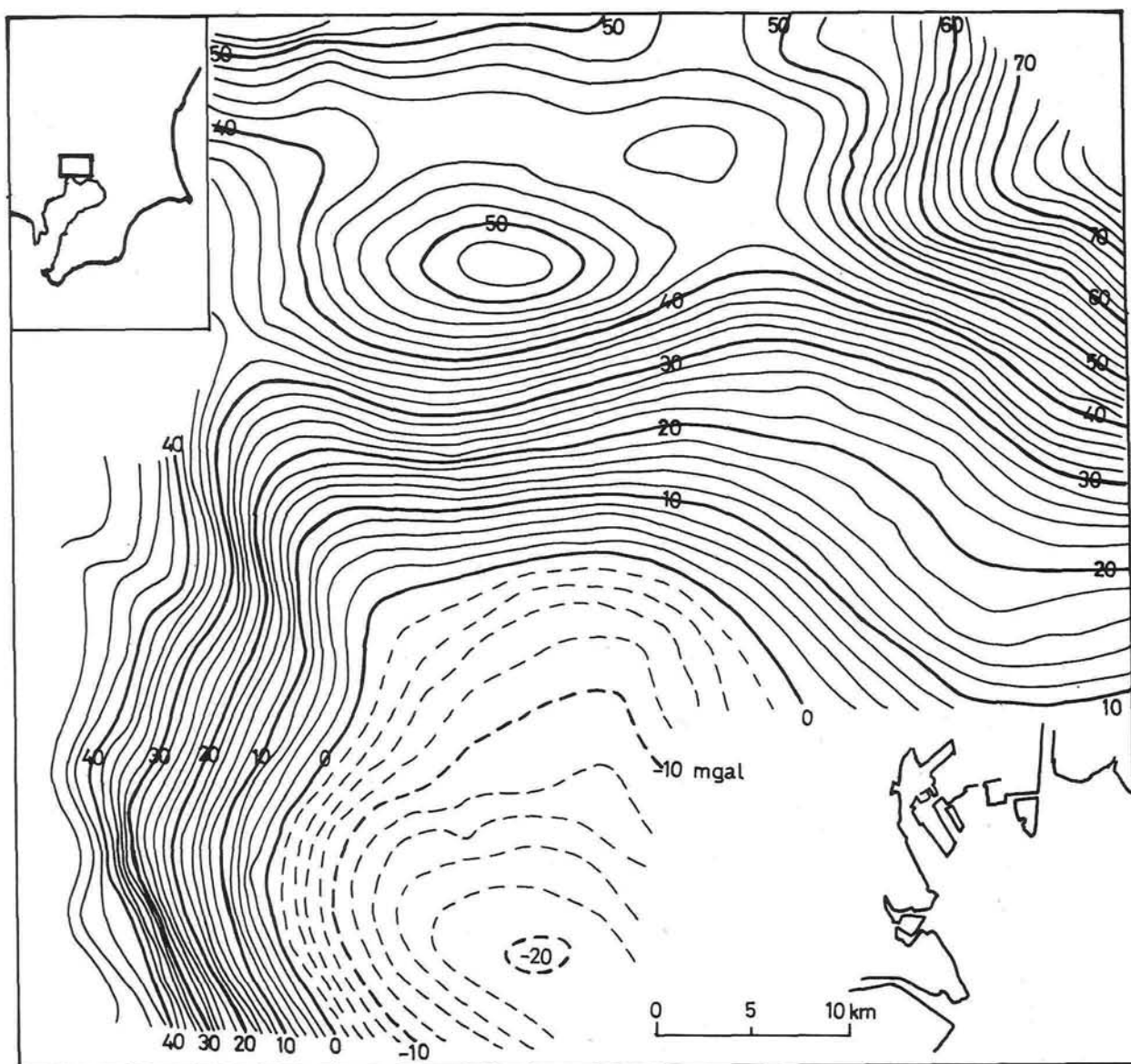


図 4-4 ¹⁾ ブーゲー重力異常図 (単位 m gal)。おもに基盤構造を反映している。ブーゲー異常が正の部分 (実線) は基盤深度が浅く、負の部分 (点線) は深い。左端中央部、実線コンターの乱れは立川断層の落差による。

1) 建設省国土地理院：首都圏ブーゲー重力異常図，(1979)。

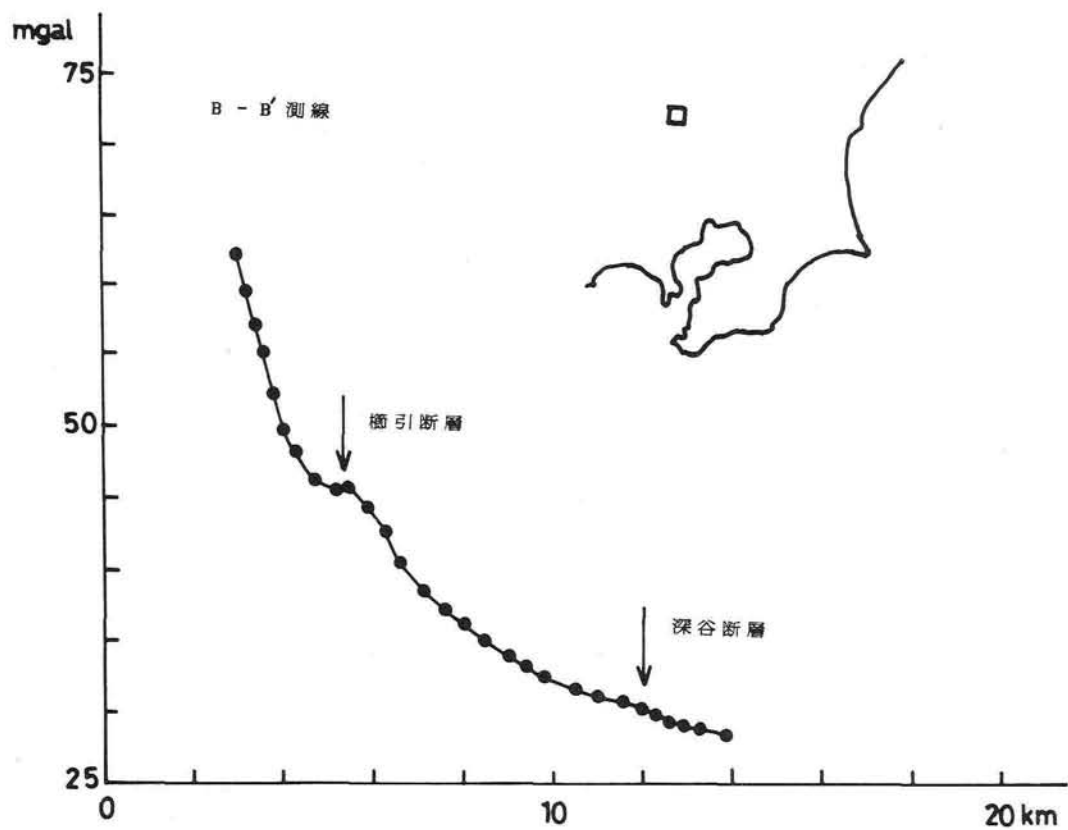
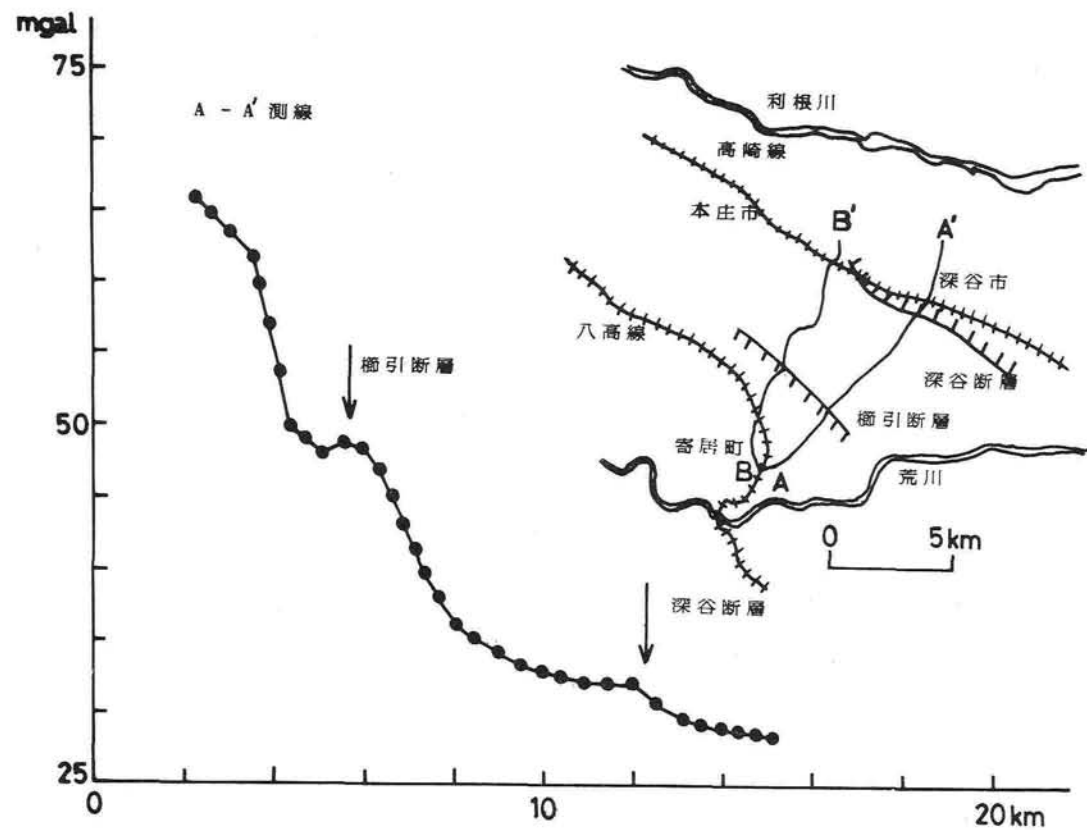


図 4-5 埼玉県西部の深谷断層および櫛挽断層における重力調査。

測線 AA'および BB' に沿う ブーゲー重力異常 (国土地理院による)。櫛挽断層では A, B 側が落ち、深谷断層では A', B' 側が落ちている。異常値の差違から落差を推定することができる。