

地下水等総合観測点周辺の地下構造調査

山口 和雄¹⁾・加野 直巳¹⁾・小泉 尚嗣²⁾

1. はじめに

東南海・南海地震予測のための地下水等総合観測点整備事業の中で、地下構造調査はコア採取・分析、検層、揚水試験、応力測定等とともに各種調査の一項目として実施されました。本報告では地下構造調査の手法・仕様・調査地周辺の地質・調査結果について概要を紹介します。

2. 地下構造調査の手法

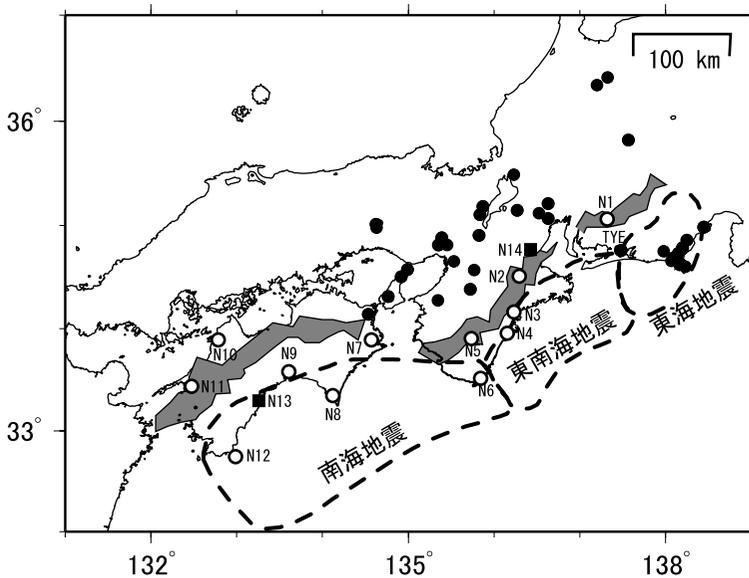
地下構造調査は、成層構造が予想され何らかの構造イメージを得られそうな地区では反射法地震探査(以下では反射法)を実施し、反射面が期待できない地区ではハイドロフォンVSPを実施しました。

反射法は地表付近で人工的に発生させた地震波

が地下の地層境界等で反射して戻ってくる現象を利用する物理探査手法です。調査機器は震源、受振器、記録装置等からなります。結果として調査測線に沿う地下の反射断面(2次元探査)あるいは調査エリア内の地下の任意方向の反射断面(3次元探査)が得られます。反射法の最大の特長は、あたかも地下断面を見るかのように地層の連続性や変形状態などを可視化することです。

ハイドロフォンVSPは地表で発生させた地震波を坑井内の水中に吊るしたハイドロフォンで受振し岩盤内亀裂の構造やその透水性を推定する手法です。本事業では坑井のスクリーン深度の決定に有用でした。

これまでに整備が完了した12箇所のうちで反射法を実施した地区は西予、松山、高知、室戸、阿南、串本、本宮、熊野、飯高、紀北の10箇所、VSPを実施した地区は土佐清水、豊田の2箇所です(第1図、



第1図
産総研の地下水等観測網(小泉ほか, 2009)。反射法地震探査はN2~N11の10箇所、ハイドロフォンVSPはN1とN12で実施しました。

1) 産総研 地質情報研究部門
2) 産総研 活断層・地震研究センター

キーワード: 地下構造調査, 反射法地震探査, 反射断面, 反射面

第1表 各地区の構造調査の内容.

地点	地区	県名	手法	測線方向	測線長km		震源
					調査	CMP	
N1	豊田	愛知	VSP				
N2	飯高	三重	反射	南北	3.4	2.9	油圧インパクト
N3	紀北	三重	反射	南北	5.1	4.4	油圧インパクト
N4	熊野	和歌山	反射	東西	2	1.7	油圧インパクト
N5	本宮	和歌山	反射	北西-南東	3.3	3.2	油圧インパクト
N6	串本	和歌山	反射	南北	2	1.6	油圧インパクト
			反射	南北	2	1.6	ミニバイブ
N7	阿南	徳島	反射	南北	4.2	3.5	油圧インパクト
N8	室戸	高知	反射	東西	2.5	2.2	ミニバイブ
N9	高知	高知	反射	南北	5	4.2	ミニバイブ
N10	松山	愛媛	反射	東西	1.6	1.5	油圧インパクト
			反射	南北	1.6	1.3	油圧インパクト
N11	西予	愛媛	反射	南北	3.2	2.7	油圧インパクト
N12	土佐清水	高知	VSP				
				計	35.9	30.8	



第2図 反射法地震探査で使用した震源装置. 左:ミニバイブ (Mini-Vib T15000, IVI社製), 右:油圧インパクト (Impactor JMI-200, 地球科学総合研究所製).

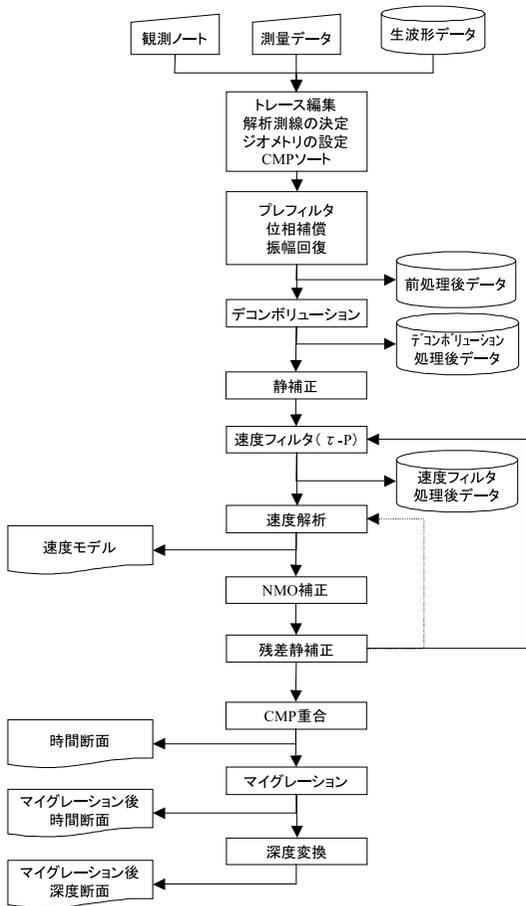
第1表). 以下では, 筆者 (山口・加野) が担当した8地区の反射法について報告します.

3. 反射法の調査仕様

本事業における地下構造調査は, 観測点の場所選定を目的としておらず, 観測点で得られる地下水や地震等のデータの高度な解析に資することを目的としています. そのため反射法の実施時期は観測点の場所が決まった後であり, 大半は坑井掘削期間中でした. 調査測線はできるだけ観測点近傍を通り周辺地質構

造の走向に直交する方向に配置しました (2次元探査). 室戸, 阿南, 串本では測線と観測点は数100mから1km離れ, 室戸の測線は地質構造と低角で斜交します. 著名な地質構造線として高知地区・阿南地区に仏像構造線, 飯高地区に中央構造線が存在し, 高知・飯高の測線はそれぞれの構造線を横切ります.

測線長は地区の状況に応じて1.6kmから5km程度としました. 基本的な調査仕様は, 受振点間隔10m, 発震点間隔をその半分の5mとし, 震源から最も遠い受振点までの距離は600m以上です. これらは地下構造調査の探査深度を観測坑井の掘削深度に対応す

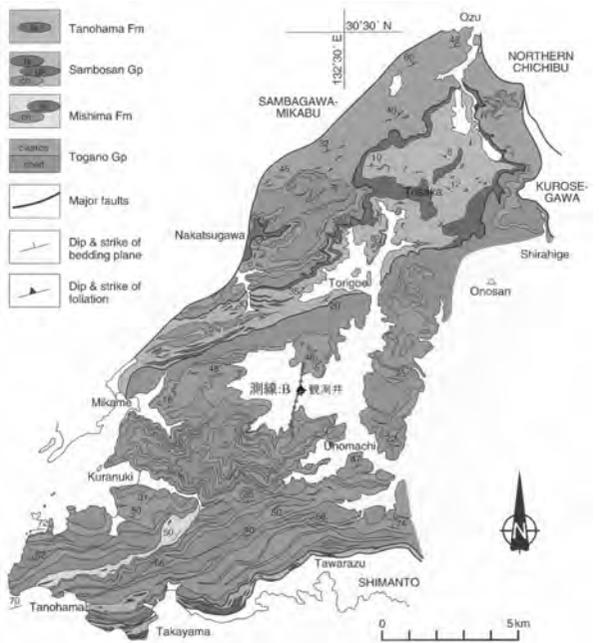


第3図 反射法データ解析フロー。標準的なCMP重合法を採用しました。

る30mから600mと想定し、それに適した測点間隔や距離を採用したものです。震源装置は、深度600m以上の探査能力を条件とし、油圧インパクト(重錘を加速して地表面のプレートに打撃するもの)、あるいは、ミニバイブレータ(地表面に圧着したプレートを数Hzから数十Hzの周波数で振動させるもの)を使用しました(第2図)。

得られた調査データはCMP重合法で解析し最終的に深度断面を得ました(第3図)。CMP重合法とは、発震点と受振点の midpoint (CMP: Common Mid Point) がほぼ一致するデータを重ね合わせることで反射波を強調する解析手法です。深度断面は縦横比=1:1で表示しています。

反射断面の地質解釈では、既存の地質データと坑



第4図 西予地区(N11)周辺の地質と測線(松岡(1998)の一部に加筆)。

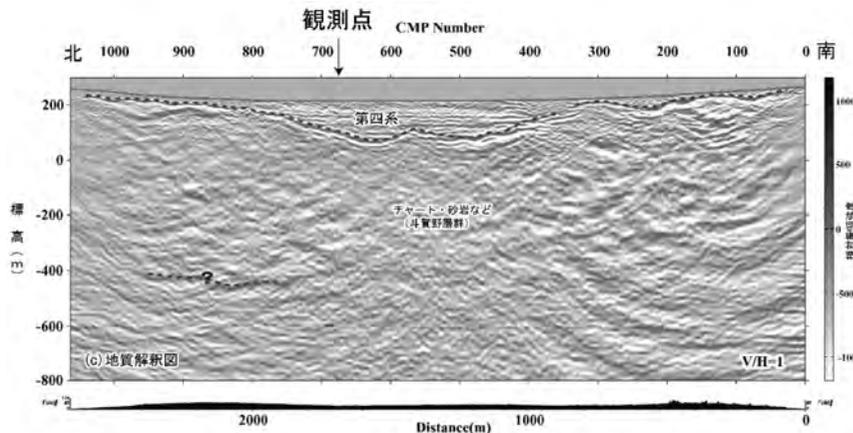
井掘削で新規に得られた地質データや検層データを参照するとともに、データ取得時のノイズやデータ解析で生じたノイズにも留意しました。深度断面の横軸はCMP番号(間隔2.5m)、縦軸は深度を表します。深度断面の中で顕著な反射面を破線でマークしています。

4. 調査結果

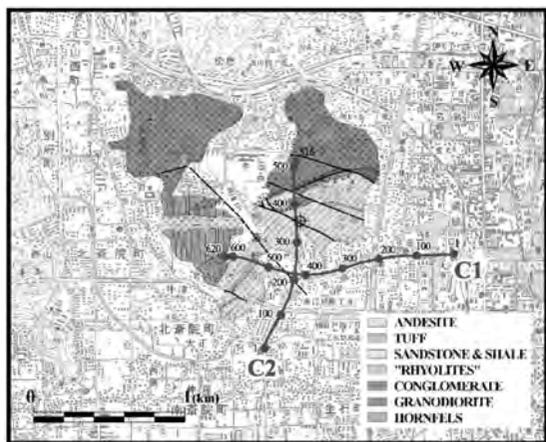
反射法を実施した8地区それぞれについて地質と結果の概要を述べます。

4.1 西予(表紙のN11)

西予地区(N11:宇和観測点周辺)は標高200mほどの山間盆地です。周辺の地質は秩父累帯に属し斗賀野層群のチャートおよび砂岩を主体とし、松岡(1998)によれば宇佐シンフォームと呼ばれる構造軸が測線の中央付近を通ります(第4図)。第5図に地質解釈を示します。ほぼ水平成層の第四系堆積盆地と基盤岩の斗賀野層群の上面が解釈できます。断面の北側標高-400m付近の水平反射面は明浜スラスト



第5図 西予地区の反射深度断面と地質解釈。矢印が観測点の位置。

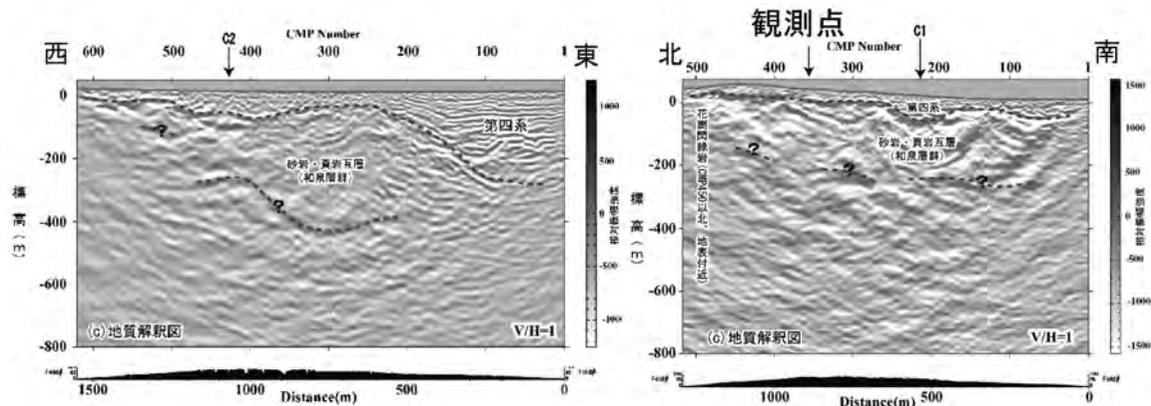


第6図 松山地区 (N10) 周辺の地質と測線 (Kashima *et al.* (1988)を引用, 国土地理院発行2万5千分の1地形図「三津浜」を使用)。

(断層面が水平に近い断層)に対応する可能性があります。本地区では掘削開始前に地下構造調査により基盤岩上面の概略深度が判明しており、それら情報は掘削の際に有用でした。

4.2 松山 (N10)

松山地区 (N10: 松山観測点周辺) はJR松山駅西方の丘陵およびその南東の市街地を調査対象とし東西と南北の直交2測線を設定しました (第6図)。この地域は領家帯花崗岩類と白亜紀の和泉層群の砂岩頁岩互層との接触部に相当し、両者は断層あるいは不整合で接します (Kashima *et al.*, 1988)。第7図に2測線の地質解釈を示します。東西測線 (C1) では、松山駅付近を最深部とする第四系の堆積盆地の形状が捉えられ、盆地内の第四系が傾斜する盆地縁辺を



第7図 松山地区の反射深度断面と地質解釈。



第8図 高知地区 (N9) 周辺の地質と測線 (四国地方土木地質図編纂委員会 (1998) の一部に加筆)。

埋めるように堆積している様子が分かります。東西断面のCMP200～480、標高-300m～400mの明瞭な連続する反射面は、南北測線 (C2) では明瞭ではなく、その地質の意味は不明です。南北測線はCMP450付近で花崗閃緑岩と和泉層群が接しますが、反射断面ではその境界は明瞭ではありません。

4.3 高知 (N9)

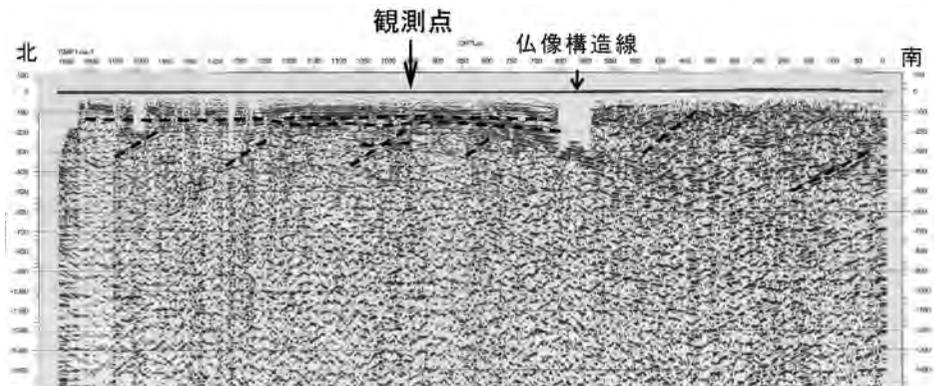
高知地区 (N9：高知市観測点周辺) は高知市街地の南東方に位置します。測線北中部の低地帯の下には秩父累帯が分布すると考えられ、南端の山地部には四万十帯が分布し、仏像構造線は山地の北側稜線

付近で出現すると考えられます (第8図)。第9図に地質解釈を示します。CMP660～1220付近の極浅部に規則的な水平層構造が認められます。これは観測点位置で第四紀の堆積層が地表付近から深度130mまで続き、それ以深は砂岩が出現することに対応します。CMP620より北側では標高-200m以深で北傾斜30度程度の反射面が認められ、南側では地表付近から北傾斜25度～45度の反射面が現れており、これらは基盤の先第三系の構造と考えられます。浅部の第四系は水平、それ以深は30度～40度との情報がボーリングコアから得られており、反射面の傾斜はそれと整合します。

既存地質データから、仏像構造線はCMP600～700付近に推定されます。モデルシミュレーションによれば、仏像構造線を60度程度の北傾斜と仮定すると、調査で得られた元データやデータ解析途中の各種断面に現れた回折波が説明できます。

4.4 室戸 (N8)

室戸地区 (N8：室戸観測点周辺) の測線は室戸市街地南東方の山地の稜線部で、地質は四万十帯南帯の古第三紀の堆積岩です (第10図)。測線東部で断層に斜交します。第11図に地質解釈を示します。既往の地表地質や掘削情報から、調査地付近の地層傾斜は断層の東西両側でいずれも南東傾斜70度であることが分かっており、これは斜交する測線の反射断面上では50度の見かけ上の傾斜となります。反射断面では明瞭な反射面はほとんど認められません。このことは、坑井掘削でほぼ均質なコアが連続していること、P波検層結果も4km/s台前半で変化が小さいこと、地層傾斜は高角度という地質情報と整合し



第9図 高知地区の反射深度断面と地質解釈。

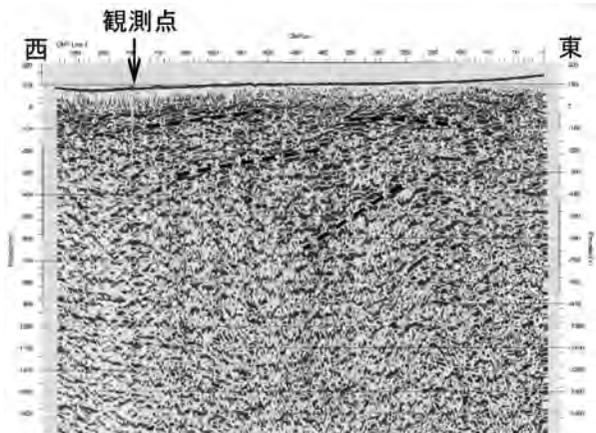


第10図 室戸地区 (N8) 周辺の地質と測線 (甲藤・平 (1982)の一部に加筆).

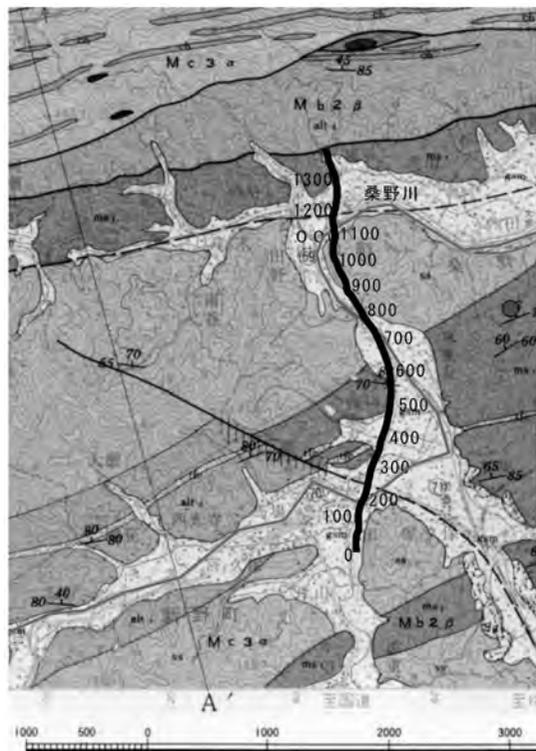
ます. CMP410~680の標高-200m~-300m付近, CMP530~730の標高0m~-100m付近に振幅が小さくやや不明瞭で西傾斜10度の反射面が認められます. 前者を観測点の投影位置まで延長すると, 標高-340m付近に位置し, 掘削情報ではコアが多亀裂もしくは破碎された区間に対応します. 反射面は地層中の破碎部に対応していると考えられます.

4.5 阿南 (N7)

阿南地区 (N7: 阿南桑野観測点周辺) は桑野川中流域の山間低地部で, 地質は秩父帯~四万十帯北帯の先第三系堆積岩です (第12図). 測線は坑井から西方に約1km離れた位置にあります. 第13図に地質解釈を示します. 標高-400m付近まで連続する北傾斜30度~40度の明瞭な反射面が多数認められます. これら反射面は先第三系堆積層の互層構造に対応すると考えられますが, 地表地質から予想される50度~90度という地層傾斜より緩やかな傾斜を示します. 桑野川より北側のCMP1140~1310標高-400m

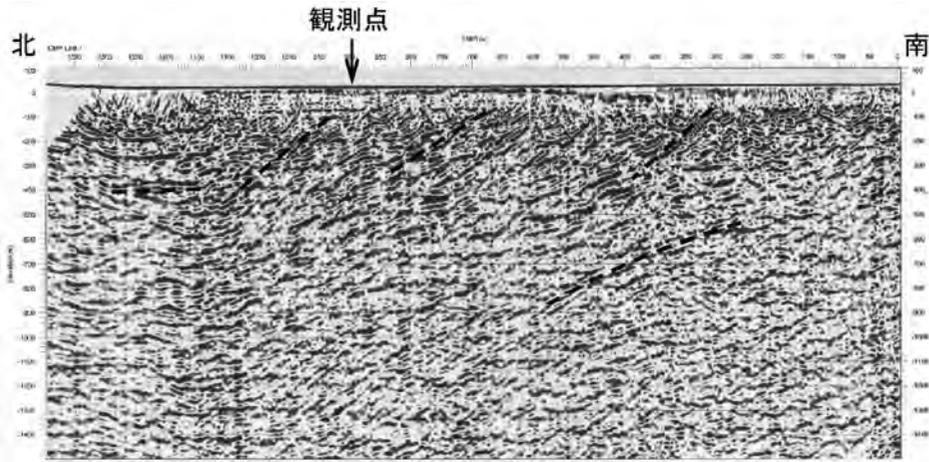


第11図 室戸地区の反射深度断面と地質解釈.



第12図 阿南地区 (N7) 周辺の地質と測線 (徳島県 (1979)の一部に加筆).

付近に水平反射面が認められます. 周辺地質情報によればこのような水平反射面に対応する構造が存在せず, 反射面の起因は不明です.



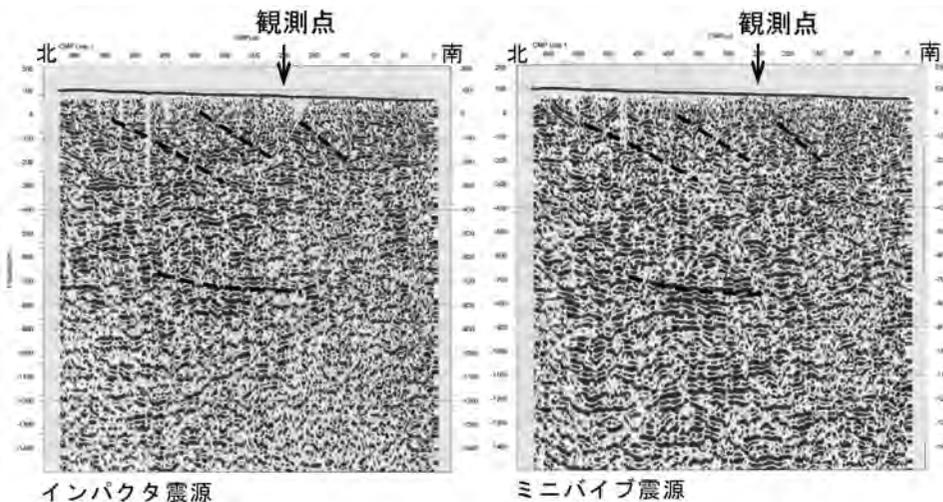
第13図
阿南地区の反射
深度断面と地質解
釈。



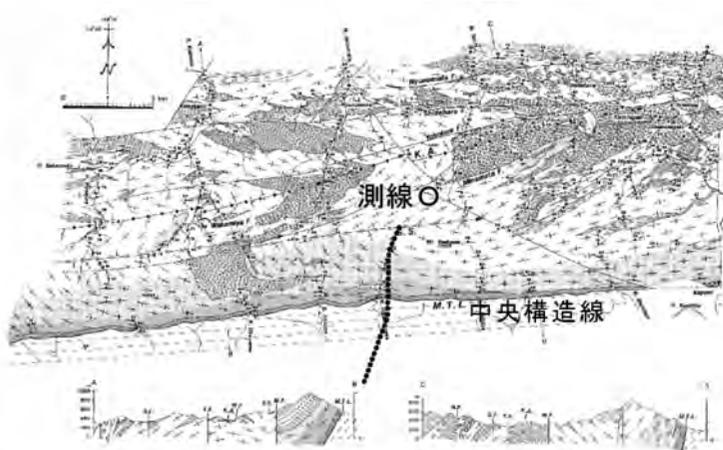
第14図 串本地区 (N5) 周辺の地質と測線 (水野 (1957) の一部に加筆)。

4.6 串本 (N6)

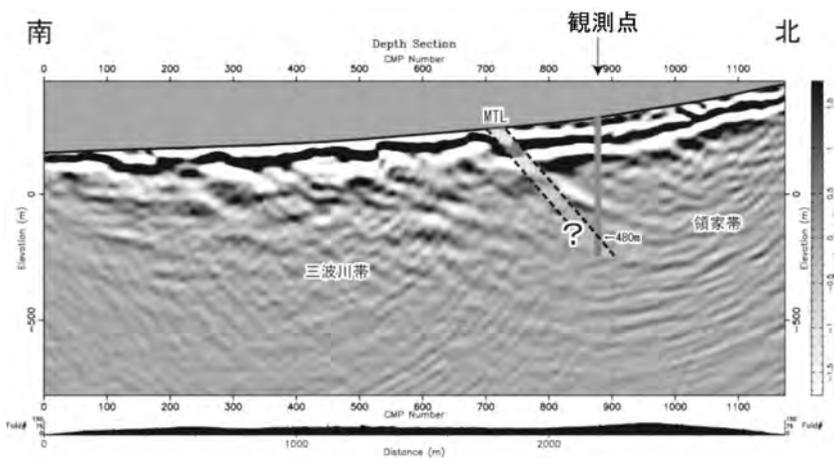
串本地区 (N6: 串本津荷観測点周辺) は古座の北東方の標高100m前後の山地部です。地質は前期中新世の熊野層群が分布します (第14図)。第15図に地質解釈を示します。振幅が小さくやや不明瞭ですがCMP150~220, CMP270~390, CMP360~530の標高-200m~-300m付近に南傾斜30度~40度の反射面が認められます。これら反射面は地表地質踏査で確認された南傾斜30度~50度の地層に相当し、新第三紀堆積層の構造を捉えていると考えられます。測線中央部の標高-800m付近に南傾斜15度の低角度のイベントが認められますが、どのような地質構造に対応するか不明です。



第15図
串本地区の反射
深度断面と地質解
釈。同一測線
で2種類の震源
(インパクト、ミ
ニバイブ) を使
用しました。



第16図
飯高地区 (N2) 周辺の地質と測線 (島田ほか (1998) の一部に加筆)。



第17図
飯高地区の反射深度断面と地質解釈. MTLの地表位置とコアにおける出現深度を破線で結びました。

串本地区では、震源タイプによる違いを比較するために、油圧インパクトとミニバイブのそれぞれで発震を行い、同一のデータ処理パラメータで反射断面を作成しました。結果は、浅部は油圧インパクト、深部はミニバイブのイメージングが良好で、全体としてはほぼ同等のショット記録や反射断面が得られました (伊東ほか, 2008)。

4.7 飯高 (N2)

飯高地区 (N2: 飯高赤穂観測点周辺) は伊勢市西方40kmの山間部の谷筋で、三波川帯と領家帯の地質境界断層である中央構造線が通ります (第16図)。第17図に地質解釈を示します。中央構造線の地表位置は地表地質からCMP700付近と推定され、坑井掘削では深度473.9mで領家帯と三波川帯の境界が確

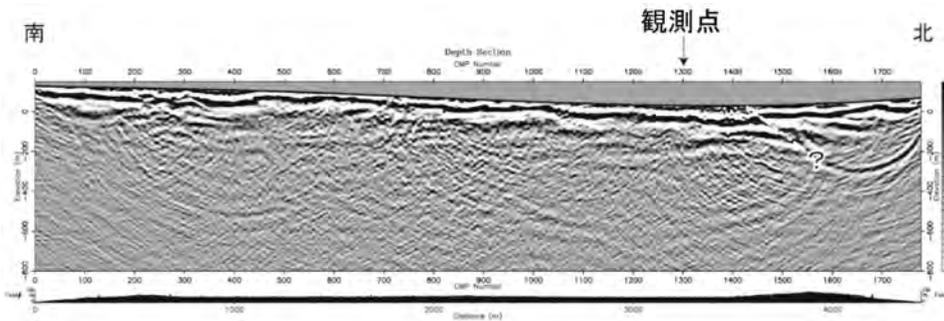
認されました。反射断面では、CMP700から北に傾斜する反射面が認められ、これが中央構造線に対応すると考えられます。ただし、坑井位置でのこの反射面の深度は掘削で確認された境界深度よりやや浅くなっています。

4.8 紀北 (N3)

紀北地区 (N3: 海山観測点周辺) は尾鷲市北西方数kmの山間部の谷筋で、砂岩・泥岩を主体とする日高川層群 (四万十累層) と、それに貫入した花崗岩類 (熊野酸性岩類) が分布します (第18図)。第19図に地質解釈を示します。測線の道路沿いの各所において堅岩が露出し、地表付近より硬質岩盤が分布しており、反射断面でも極表層を除いて反射面がほとんど認められません。地表地質からは、尾鷲市街地に



第18図
紀北地区(N3)周辺の地質と測線(川上・星(2007)の一部に加筆).



第19図
紀北地区の反射深度断面と地質解釈.

推定される東北東-西南西方向の背斜構造の北翼部に当たり北傾斜の構造が想定されますが、反射断面にはそのような傾向が認められません。CMP1420付近の北傾斜30度のイベントの詳細は不明です。

5. おわりに

東南海・南海地震予測のための地下水等総合観測点整備事業の一環として実施された地下構造調査の手法・仕様・8地区の周辺地質と調査結果について概要を報告しました。観測点周辺の地下構造に関する知見は、今後の観測データの高度な解析に役立つものと期待します。本事業で得られた反射データは産総研のオープンファイルに登録する予定です。

謝辞: 調査測線の設定、調査の実施、反射断面の地質解釈に際して、産総研の各観測点担当者にご協力いただきました。現地調査では地元関係自治体等のご協力をいただきました。反射法地震探査の一連の作業は、阪神コンサルタンツ(西予, 松山, 飯高, 紀北)およびサンコーコンサルタンツ(高知, 室戸, 阿南, 串本)に委託しました。以上の皆様へ感謝します。

文 献

- 伊東俊一郎・相澤隆生・木村俊則・山口和雄・加野直巳(2008): インパクト震源とミニバイブレータ震源の対比, 物理探査学会第119回学術講演会講演論文集, P16.
- Kashima Naruhiko *et al.* (1988): Ryolites in the Upper Cretaceous Izumi Group at the Ominegadai Hill area, northeastern Shikoku, Japan, 佐藤信次教授退官記念論文集, 17-25.
- 川上 裕・星 博幸(2007): 火山-深成複合岩体にみられる環状岩脈とシート状貫入岩体, 地質学雑誌, 113, 296-309.
- 甲藤次郎・平 朝彦(1982): 表層地質図 奈半利・室戸岬, 高知県.
- 小泉尚嗣ほか(2009): 本特集号.
- 松岡 篤(1998): 四国西端部秩父累帯の地体構造区分, 地質学雑誌, 104, 565-576.
- 水野篤行(1957): 5万分の1地質図幅「那智」及び説明書, 地質調査総合センター.
- 四国地方土木地質図編纂委員会(1998): 四国地方土木地質図, 国土技術研究センター.
- 島田耕史・高木秀雄・大澤英昭(1998): 横ずれ圧縮場における地質構造発達様式: 紀伊半島東部, 領家帯南縁部のマイロナイト化と褶曲形成の時空関係, 地質学雑誌, 104, 825-844.
- 徳島県(1979): 表層地質図 阿波富岡, 徳島県.

YAMAGUCHI Kazuo, KANO Naomi and KOIZUMI Naoji (2009): Surveys of the subsurface structure around the integrated groundwater observation stations.

<受付: 2009年8月10日>