

震源域に到達するボーリング調査 - 2000 m

塚原弘昭¹⁾・池田隆司¹⁾

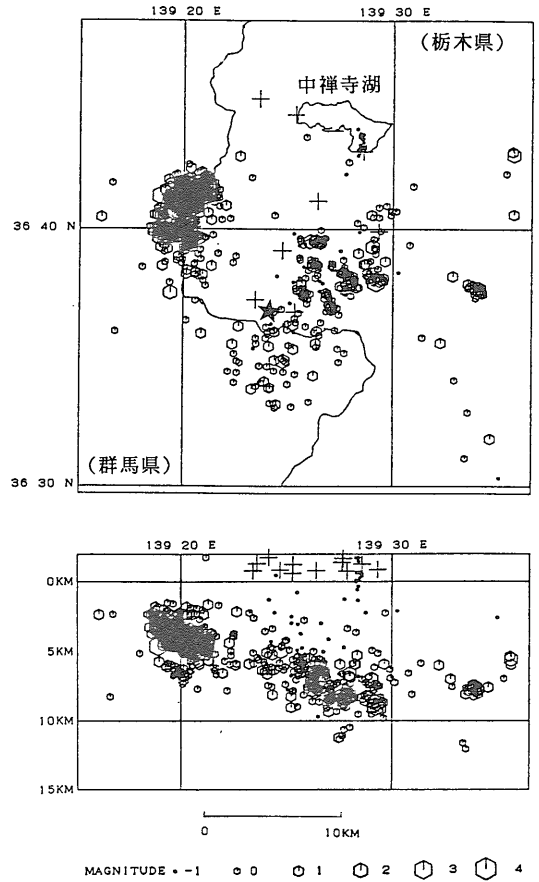
微小地震の群発域で震源深度までボーリングし、地殻応力・亀裂中の水圧・亀裂の形状などを調べ、そこで何が起きているか調査する研究が防災科学技術研究所で始まっている。場所は栃木県足尾町。ここは非常に浅い震源の微小地震が活発に起きていることで良く知られた地域である。震源域に作用している地殻応力はどの程度の大きさなのか、その地域に様にかかっているのか場所によって違うのか、亀裂中の水圧はどうか、亀裂の形状や分布はどんなものか、などが調査項目である。この研究は1988年度に開始された。1年に500mづつ掘削しながら調査をし、4年目(1991年度)で最終深度2000mに達する。

計画の概要と今までに得られた結果の一端を紹介したい。

1. 浅発地震が活発な足尾地域

渡良瀬川上流の栃木県足尾町を中心とした群馬-栃木県境周辺は、微小地震の観測の開始された1960年代後半以来大変浅い微小地震の活動が継続して観測されている。ここ5年ほどは特に活発である。しかし、大きな規模の地震は発生しておらず、1988年10月20日のマグニチュード4.3の地震がこの間で最大のものである。頻度は、有感地震が1年に数個といったところである。

関東およびその周辺で浅い群発地震発生地として知られている地域は足尾のほか、伊豆半島から伊豆大島にかけての地域や、山梨県東部地域などがあるが、それらの中でも足尾地域は浅いものが多いのが特徴である。第1図の伊東ほか(1990)による足尾付近の断面図を見ると、ほとんどの地震が2~10kmの深度で発生していることがわかる。浅いものが特に多い西部は、皇海山(すかいさん)の直下である。第四紀の火山ではあるが、現在はまったく活動していない。火山フロントに含まれる火山の一つである。伊東ほか(1990)は、震源深度が東方から皇海山に向かって浅くなるのは地下温度が火山に近づくにつれ高くなっているためと解釈している。足尾の地

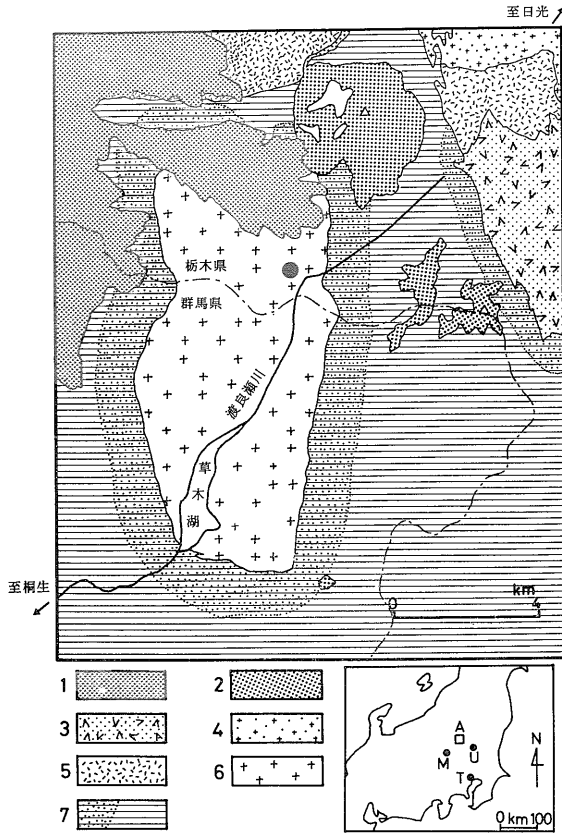


第1図 足尾地域の地震活動。上は震央分布、下はその東西断面。ボーリング地点は星印で示す(震央分布図の中心より少し南にある)。+印は地震観測点。曲線は栃木・群馬の県境。期間1989.8-1989.11。(伊東ほか, 1990による)

震は火山活動と何らかの関係があると推定されるが、現在火山が活動していないこともあって、明らかな関連を示す観測データは得られていない。

1) 防災科学技術研究所: 〒305 茨城県つくば市天王台3-1
1990年12月号

キーワード: ボーリング, 地震, 地殻応力



第2図 足尾地域の地表地質図。黒丸印はボーリング地点。
 1: 第四紀火山岩および堆積物, 2: 足尾流紋岩, 3: 古峰ヶ原(こぶがはら)花崗閃緑岩, 4: 深沢花崗閃緑斑岩, 5: いろは坂溶結凝灰岩, 6: 沢入(そうり)花崗閃緑岩, 7: 足尾層群およびホルンフェルス, 2は新第三紀, 3・4・5は60~70Ma, 6は80~90Ma, 7は三畳系。右下の位置図; A: 足尾地域, M: 前橋, U: 宇都宮, T: 東京。(矢内, 1972の地質図の部分図)

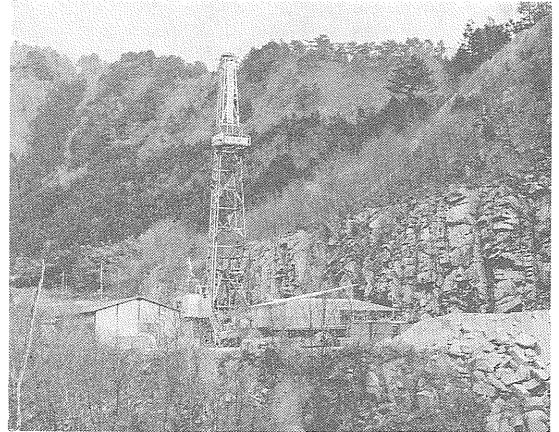


写真1 ボーリング現場(旧石切場)。選択的亀裂方位(N45°E)を持つ花崗閃緑岩が見える。

2. 花崗岩体へのボーリング

できるだけ浅いボーリングで目的を達成するには、浅い地震の多い皇海山付近でボーリングした方が良いのは明らかだが、地形が急峻でボーリング工事ができない。そのため、第1図に星印で示す渡良瀬川に近い地域にボーリングすることになった。断面図を見るとこの地域は深度5~7kmに発生する地震が大部分ではあるが、深度2kmに満たない地震もいくつか見える。たしかに、防災科学技術研究所の地震観測データを調べると、小さすぎて震源の位置まで決められないが、観測点から1km以内のところで発生したと推定されるp-s時間が非常に短い地震が時どき記録されている。ここなら2kmボーリングすれば、なんとか地震発生域まで届くであろう。

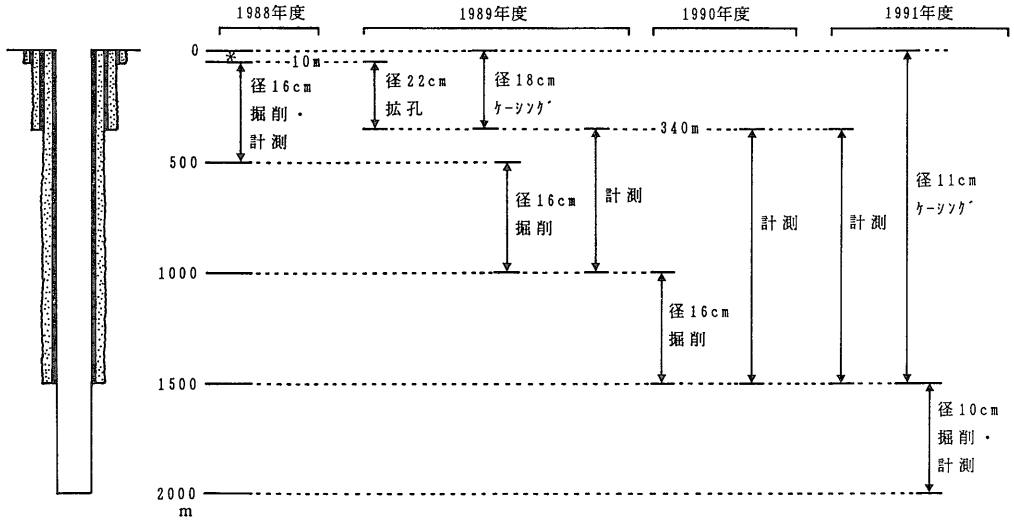
足尾地域の地表地質図を第2図に示す(矢内, 1972による)。この地域には、三畳・ジュラ系の足尾層群が分布しているが、一部に花崗岩類が貫入している(古第三紀~白亜紀)。足尾層群は粘板岩・砂岩・チャート・石灰岩などで構成されており不均質でボーリングによる調査には不向きである。ボーリングそのものが困難を伴うことが予想されるばかりでなく、得られたデータの解釈にあたっ

ても、地質の変化による影響を常に考慮に入れなければならない不都合である。地質の変化のない花崗岩体にボーリングすることにした。第1図と第2図とを比べてみると、地震発生域と地表地質とは関係がないようで、花崗岩類の分布とも関係がないように見える。

写真1にボーリング現場を示す。旧石切場で、地表に花崗閃緑岩が露出している。写真からもわかるように鉛直の亀裂がかなり多く、しかも選択的配向をしていて、N45°E±20°である。ボーリング地点は花崗岩体の縁から1km弱のところである(第2図参照)が、岩体の境界面はほぼ鉛直なので、2kmの深さのボーリングによって花崗岩体の底を掘り抜いてしまうおそれはないだろう。

3. 4年間で2000mを掘削

2000mを4年もかけて掘るのはなぜか。1年間で500m掘削し、種々の測定を行いながら先に進む。前の年の測定を参考にしながら掘削・実験計画を作り、測定装置も改良を加えたい。そのため、掘削および測定を4年に分けて行うことにした。また、これは予算編成上も、1年に必要な金額が平均化され無理がない。



第3図 ボーリング・計測の年度別計画。*：径35cm 掘削・30cm ケーシング（3m），径25cm 掘削・18cm 仮ケーシング（10m）。

4年間の掘削・測定計画を第3図に示す。研究は1988年度に始まった。6 $\frac{1}{4}$ インチ（約16cm）のトリコンビットで500mまで掘削された測定孔で各種の測定が実施された。コアは100m毎に3mほどを採取した。写真2に415m付近で採取したコアを示す。1989年度は、浅い部分に亀裂が多く崩壊のおそれがあったので340mまで拡孔し、ケーシング管を設置して保護した後、500—1000m間を6 $\frac{1}{4}$ インチのトリコンビットで掘削した。340—1000m間で各種の測定を実施した。340—500m間は、前年度測定時からほぼ1年経過しているため、測定の再現性や、経時変化を見るために再測も行った。

1990年度は、6 $\frac{1}{4}$ インチのトリコンビットで1000—1500m間を掘削する。さらに、1991年度には、裸孔部分が長くなりすぎるので、1500mまでケーシング管を入れて保護した上で、1500m—2000m間を掘削する。この間はワイヤライン工法でH級（10cm）のダイヤモンドビットによりオールコア掘削をする予定である。オールコアにすると、孔内の超音波テレビュア（後述）の影像と比較することによりコアの方位づけが可能になる。すでに甲府花崗岩体での200mのオールコアボーリングの際には、このような方法でコアの方位づけに成功している（池田・塚原，1990）。また西ドイツのKTB（大陸深部掘削計画）の4000mの調査孔でも、同様の方法でコアの方位づけを行っている。コアの方位がわかれば、コア中の微小亀裂と地殻応力方位との関連などの調査が可能となり、大変魅力的である。

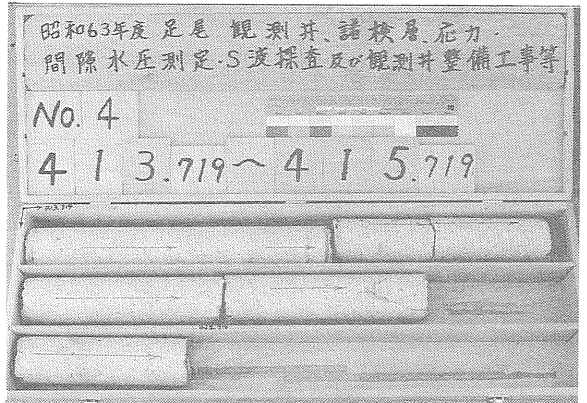
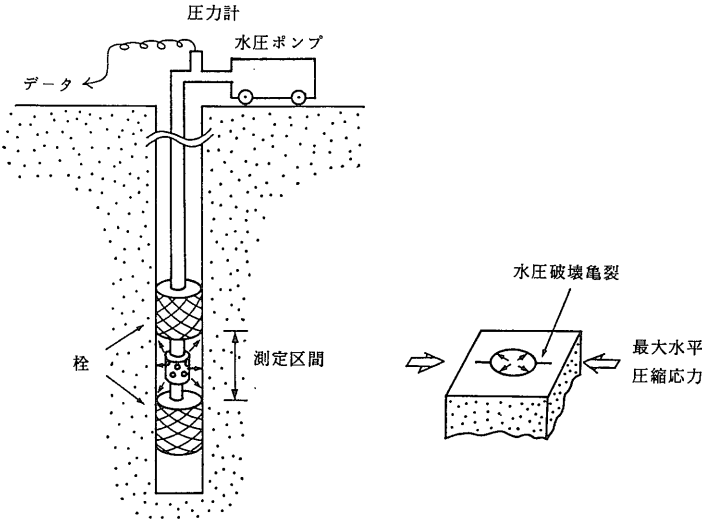


写真2 コア（花崗閃緑岩）。コアに引かれた直線は相対的方位で、絶対方位は不明。箱の長さは1m。

4. 地殻応力と亀裂中の水圧の測定

われわれが最も力を入れて測定しようとしているのは地殻応力と亀裂中の水圧である。この2つの量は、地震の発生とは非常に密接な関係がある。岩盤の破壊（地震）は、そこに作用しているせん断応力が岩盤のせん断強度を越えたとき発生する。地殻応力の測定は現在のせん断応力値を知ることになる。また、亀裂中の水圧は岩盤のせん断強度を左右する最大の因子である。水圧の上昇とともに岩盤のせん断強度は急激に減少する。

地殻応力は水圧破壊法によって測定する。測定手順は、第4図に示すようにまず測定深度の上下を密封するための栓（膨張パッカー、写真3参照）をドリルパイプの先につけて測定深度まで降ろす。ドリルパイプを通して



第4図 水圧破壊法による地殻応力測定概念図。亀裂は孔芯軸と最大水平圧縮応力軸とがなす面上に、孔壁の両側にできる。

ときの水圧の値、水圧が下がって亀裂が閉じるときの水圧の値を測定して、これらの値から最大・最小水平圧縮応力の値を算出する。算出式・測定法などについては塚原ほか (1978), Zoback et al. (1985), 塚原 (1990) に詳しい。ただし、鉛直の応力 (ボアホールに平行な応力成分) は、この方法では測定できない。これは、急傾斜の山岳地などを除けば、ほぼ静岩圧に等しいので岩石密度を深度分だけ積算することによって近似値は推定できる。

亀裂中の水圧は、地殻応力測定に用いた栓を使って測定区間を区切ることによって測定する。長時間放置したあと、測定区間の亀裂中の水圧とドリルパイプ中の水圧が等しくなったところで、ドリルパイプ中の水圧を測定し亀裂中の水圧とする。

する。

1000mまでの測定結果の概要を以下に紹介する。

(1) 最大水平圧縮応力方位は N45° W で発震機構解と一致

亀裂は超音波テレビュアと型取りパッカーの2種類の 방법으로検出した。超音波テレビュアは、超音波 (1.2MHz) を孔内で発射させ孔壁面からの反射強度分布から亀裂の影像を得る装置である。型取りパッカーは、膨張パッカーの周囲に可塑性ゴムを貼りつけたもので、これを孔壁に押しつけて孔壁の亀裂の型をとる装置である。写真4は超音波テレビュアを測定孔内へ降ろそうとしているところである。写真5は測定孔から地表に回収された型取りパッカーで、深度365mで水圧破壊によって生じた鉛直の亀裂の型がとれている。

深度の異なる6箇所得水圧破壊によって作られた亀裂を検出し、方位を測定した。平均方位はN45°Wである。±20°の範囲で変動があるが、深度による系統的变化は見えない。

この地域の地下2~15 kmに発生している地震の発震機構解から推定される圧縮軸方位はN45°Wの付近のものが多く、これも±30°の範囲でばらついている。測定値と発震機構解とは一致していると見ても良いだろう。つまりこの地域では、地震の発生している地下深部と、ボーリング孔を利用して測定している数100mの部分とが同一の応力場にあることになる。

(2) 深度300mと600m付近に高応力帯

1000mの測定孔でさまざまな深度で地殻応力値を測定した。

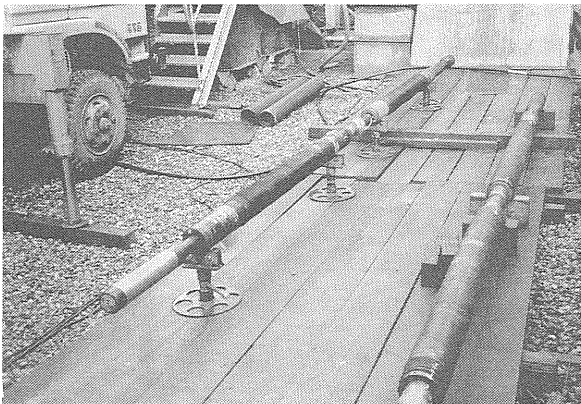


写真3 栓 (左手) と2連式型取りパッカー (右手)。

黒い部分が膨張する。2連式型取りパッカーは深度の異なる任意の2カ所の型を取るために2つの型取りパッカーで構成されている。

水を圧入し栓を膨張させ孔壁に密着させる。膨張した後は、栓の中にある流路切換弁をドリルパイプを数cm下げることによって作動させ、水が栓と栓の間の加圧区間 (測定区間) へ流れ込むように切り換える。栓と栓の間の測定区間はボーリング孔の直径の数倍~10倍程度必要である。孔壁に亀裂ができるまで測定区間に水圧をかける。栓と栓の間隔は伸びないように鉄パイプで接続してあるので、岩盤の強度が等方的ならこの亀裂は、第4図に示すように鉛直に発生する (ボーリング孔は鉛直とする)。主応力軸の一つが鉛直のときは、この亀裂は水平面内の最大圧縮応力方位と平行になる。亀裂の方位を測定して最大水平圧縮応力方位が得られる。また、亀裂を開ける

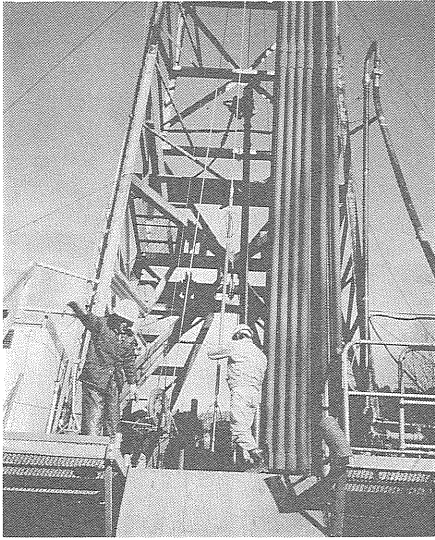


写真4 超音波テレビュア検層器。孔内に降ろそうとして
いるところ。

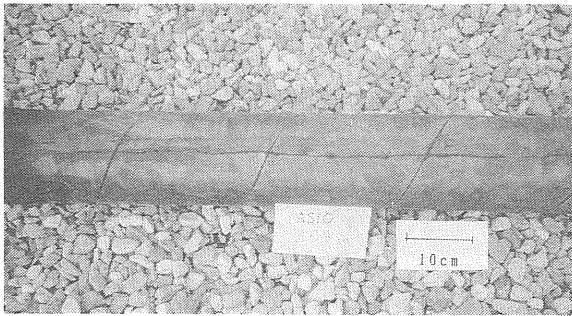


写真5 水圧破壊による亀裂の型を表面につけて回収された型取り
バッカー。斜交する平行な何本かの溝は亀裂の型では
なく、可塑性ゴムの継ぎ目である。

その結果、ある深さに高応力帯が存在することが見出された。この測定孔では破砕帯が2カ所（深度30—250m間と500—540m間）で観察されている。高応力帯はこれら2つの破砕帯直下にそれぞれ位置する。高応力帯の厚さは深度方向に50—100mくらいである。最大水平圧縮応力は周囲より約10 MPa (=100bar)ほど高い。このような破砕帯と高応力帯との関係は他の花崗岩体でも観測されたことがある（池田・塚原, 1990）。破砕帯が応力を維持できないので、その分を直下の岩盤が担っているのではなかろうか。このような高応力帯の原因が破砕帯にあるとしたら、高応力帯の分布が水平構造をしているとは限らない。三次元的にモザイク状に破砕帯に伴って高応力部が存在することになるだろう。高応力（帯）部がモザイク状に存在する現象は、地震発生域だけに見られる特徴とは考えられないが、このような不均質な状態は地震

のような突発的な現象を起こすためには都合の良い条件であろう。

800m以深では最大水平圧縮応力値を得ることができなかった。水圧破壊によって生じた亀裂を再開するのに、水圧ポンプの吐出能力が小さく（最大で16l/min）不十分であったためである。今年度（1990年度）は大型のポンプを用意して、新しい区間1000—1500mを測定すると同時に、残された800—1000m間の再開口圧データも得る予定である。

1988年度に測定した340—500m間の3箇所では1989年度に再測定した。同じ深度での測定値はほぼ同じ値になっている。測定誤差の範囲内なので、1年間の応力変化がどれだけあるのかは小さすぎてわからない。

(3) 水柱圧より低い亀裂中の水圧

1個の栓を使って測定孔内を区切り、栓と孔底との間にある亀裂中の水圧とドリルパイプ中の水圧とが平衡になるまで待ち、ドリルパイプ中の水圧を測定した。測定は次の区間5箇所で行ったが、いずれも水柱圧以下の値であった、288—500m, 445—500m, 495—500m, 715—1000m, 852—1000m。これが震源域に近づいてどう変化するのか興味あるところである。

5. 孔内検層による調査

測定器を信号ケーブルの先端につけて孔内に降ろし、地層の状況を調査する（検層と言う）。これによって地震の発生と関連の深い亀裂の形状・亀裂の分布・亀裂中の水の化学組成などに関する情報を得る。

石油や金属鉱床の調査のために開発され使用されている検層種目を可能なかぎり多く、地表から孔底まで連続的に実施した。以下の種目である。(a)電気検層：地層の比抵抗の測定。電極間隔は1m, 25cm, 5cmの3種類。地表との電位差も測定する。(b)音波検層：地層中を伝わるP波・S波速度、それらの振巾、受信波形の測定。発受信子間隔は3フィート（約90cm）。(c)温度検層：孔内温度測定。(d)密度検層：地層の密度の測定。ガンマ線を地層に照射させ返ってくるガンマ線強度を測定することにより算出する（コンプトン散乱を利用）。(e)孔隙検層（中性子検層）：水素原子の濃度に敏感な高速中性子を地層に照射させ、地層中の水素濃度を測定する。これを水の量に換算し、孔隙率とする。(f)ガンマ線スペクトル検層：孔壁から放射されている自然ガンマ線をスペクトルに分解し、K, U, Thの含有量を推定する。(g)超音波テレビュア検層：前節参照。(h)孔内レーダ検層：電磁波（750 MHz, 60 MHz）を放射し、地層中の亀裂で反射される電磁波を受信して亀裂の形状を知る。

深さによる地質の変化はないので、検層データの深さによる変動の要因は主として亀裂の存在と、その中の水の化学組成の違いにある。検層結果によるとP波の平均速度は深度とともに直線的に増加し、地表付近で3.5km/sのところから1000mでは5km/s弱程度になっている。岩圧が高くなるために微小亀裂が閉じて高速になったものと思われる。500—540m間の破碎帯の直下には高速帯がある。これは前述の高応力帯に当たっており興味深い。この付近のガンマ線スペクトル検層は異常を示しておらず、高速帯の原因は岩質の変化ではない。250m以浅では亀裂が多く、これは平均的比抵抗値によく現れており、亀裂中の水の影響で比抵抗は小さくなっている。温度は直線的に増加し1000mで51℃あった。この温度勾配が続けば、2000mでは90℃程度になるだろう。すべての測定器は100℃以上の耐熱性能を持つので、2000mでも十分に測定は継続できる。亀裂の形状は超音波テレビュアと孔内レーダーによって調査した。超音波テレビュアによる孔壁記録から、傾斜80°以上の高角の亀裂で大きなものだけを取り出すと、走向はN60°±30°Eの範囲にあった(地表の亀裂の走向、N45°W、とは多少のずれがある)。これは、最大水平圧縮応力方位(N45°W)とはほぼ直角に近い角度である。孔内レーダーは、孔内からは見えない地層中(750MHzの場合孔壁から数m、60MHzの場合数10mの範囲)の亀裂を観測する唯一の手段ではあるが、現在はまだ開発の段階で経験が浅く、蓄積されたデータが少ないために信頼性についての評価がむずかしい。今後データを集積しつつ信頼性の吟味をしながら、活用できるものとしていかなければならない。

6. S波鉛直探査による異方性の検出

地表でS波を発生させ(写真6参照)孔内の様ざまな深さで3成分地震計によりこれを受信し、水平動の軌跡の解析からS波の経路中のS波伝搬異方性を検出する。これによって岩盤中の亀裂の配列に関する情報を得ようとするものである。10Hz、15Hzの水平動定常波を地表で発生させ実験をした。今までのところ、はっきりした異方性はまだ観測されていない。

7. あとがき

以上のような測定によって、地震発生域の状態をなんとか知りたいと努力しているが、1000mまでではきわだって異常と思える結果は検知されていない。平均的な応力は、他地点と比べて高めであり、不均質性も大きい。これらは震源域だけにある現象ではないだろう。む

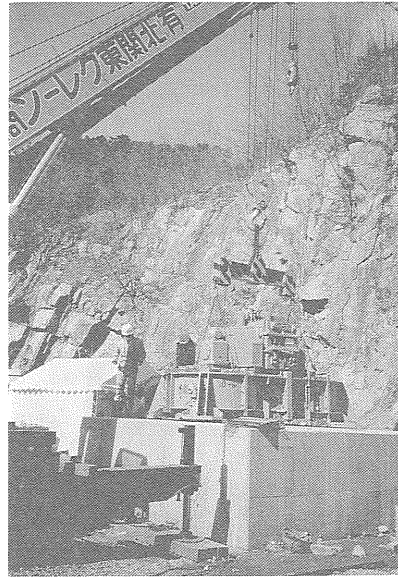


写真6

S波の加振機(バイブレーター)。コンクリートの台はたて・よこ4.4m×4.4mで、高さ1.4mである。最大加振力10トンの加振機はクレーンで加振方向を90°回転させ再固定することができる。

しろ、1000mまでの結果は、地震の発生していない岩盤の状態はどうであるか、を示していると考えた方がよい。今後2000mで震源域に達し、どのようなデータが得られるか楽しみである。

住鉱コンサルタント(株)の川西繁氏には、鉛直な測定孔の掘削・良好な孔壁状態の維持のために種々の工夫を重ね多大な努力をしていただいている。検層・応力測定には(株)物理計測コンサルタントの山本俊也氏の努力に負うところが大きい。川崎地質(株)の野口静雄氏にはS波のVSPでお世話になった。図の作製等では伊藤孝子さんにお世話になった。以上の方々には謝意を表したい。また、地質ニュースで紹介する機会を与えて下さった佐藤興平氏に深く感謝する。

参考文献

- 池田隆司・塚原弘昭(1990): 花崗岩帯中での水圧破壊地殻応力測定。第8回岩の力学国内シンポジウム講演論文集, 309-314。
- 伊東明彦ほか5名(1990): 栃木県日光・足尾地域における地震活動。地震学会予稿集, No. 1, 99。
- 塚原弘昭ほか4名(1978): 静岡県岡部町における水圧破壊法による地殻応力の測定。地震, 2, 31, 415-433。
- 塚原弘昭(1990): 深層ボーリングによる地殻応力測定—測定限界深度について—。月刊地球, 12, 624-628。
- 矢内桂三(1972): 足尾山地北部の後期中生代酸性火成岩類, その1, 地質。岩鉱学会誌, 67, 193-202。
- ZOBACK, M. D., MOOS, D., MASTIN, L. and ANDERSON, R. N. (1985): Well bore breakouts and in situ stress. J. Geophys. Res., 90, 5523-5530。

TSUKAHARA Hiroaki and IKEDA Ryuji (1990): Drilling into earthquake foci: A 2000m deep borehole.

<受付: 1990年10月23日>

地質ニュース 436号