

断裂系探査のためのVSP実験

—秋田県田沢湖町現場報告—

楽原保人¹⁾・木口 努¹⁾・伊藤久男²⁾

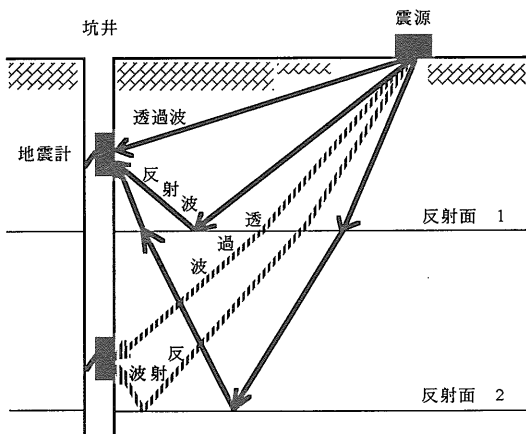
1. はじめに

1989年10月, 秋田県仙北郡田沢湖町において VSP と呼ばれる坑井を利用した地震探査を行なった. 実験の目的は, 断裂の集合である地熱貯留層(ここではこれを断裂系と呼ぶ)の形態を把握するために VSP 探査法がいかに適用できるかを探ることにある. ここでは, 実験の背景と具体的な目標, 現場での実験作業ならびにその予備的な結果について述べ, 地質調査所で行なっている地震探査現場の1例を紹介したい.

2. VSP 法とその断裂探査への適用性

VSP とは英語の Vertical Seismic Profiling の略語である. 反射法地震探査が地表にそって(すなわち水平に)受震器を展開して地震記録を得るのに対して, VSP では坑井を利用し, 地表に対して垂直に受震器(あるいは発震器)を展開して地震記録を取る(第1図). 本探査法は, 反射法地震探査と坑井の検層データを結び付けるものとしてすでに実用化の域に達しており, 探査の報告例も非常に多い(例えば, Hardage, 1985; 大友・太田, 1985; 和知・他, 1985). VSP 法の特徴は, その記録中に, 地中を下方に向かって進行する透過波と地層の境界面から上方に向かって伝播する反射波が存在することである(第1図参照). 通常の VSP 法では記録中の反射波のみを強調するような処理を行なう. これにより VSP 記録を反射法で得られるのと同様な反射波断面記録に変換することができる. その際, 反射法に比べて, 反射面により近い位置で反射波を捕えることが可能であるためより高分解能な断面記録が得られる.

VSP 法には震源を坑井のそばに置くゼロオフセット VSP と坑井から離して置くオフセット VSP がある. ゼロオフセット VSP では坑井軸上の反射面が求められる



第1図 VSP 法の概念. 観測される透過波(下方伝播波)と反射波(上方伝播波)の波線経路が示してある.

のに対して, オフセット VSP では坑井近傍のある範囲での反射面の位置と形状を精度良く決めることができる. また VSP 法では受震器と発震器の配置法として, 1. 地表発震坑井内受震, あるいはその逆の, 2. 地表受震坑井内発震が考えられる. しかし現段階では適当な坑井内発震装置がないために1の配置法が多くの場合採用されている.

VSP では反射法探査の補助技術的な適用の他に, 独自の解析法を用いることによって, 反射法では得ることがむずかしい岩相の情報を得ることができる. すなわち, 媒質中での地震波の減衰定数や異方性の情報(例えば, Leary et al., 1987)を得ることができる. また他に, チューブウェーブという坑井内の水と岩石の間の境界波を観測することにより, 坑井近傍の割れ目内の透水性などの推定を行なうことも可能である(Beydoun et al., 1985). これら VSP 特有の解析から得られる量は, 実は岩石内の亀裂の状態に強く依存する量であると考えられ

1) 地質調査所 地殻物理部
2) 地質調査所 地殻熱部

キーワード: VSP, チューブウェーブ, 断裂系, 異方性, 減衰定数

第1表 測定内容一覧

項目	ハイドロフォン VSP	P波VSP	S波VSP
目的	チューブウェーブ による亀裂解析	P波速度構造解析	S波速度構造解析
震源	ダイナマイト	ダイナマイト	板たたき法
震源位置	ゼロオフセット (40m)	オフセット(SP1, 745m; SP3, 521m), ゼロオフセット (SP2, 40m)	ゼロオフセット (40m)
震源能力	薬量50g	薬量: SP1,200g; SP2,50g; SP3,100g	重錘 270kgを 高さ2mから落下
受震器	ハイドロフォン (マークプロダク ト社, P-27-12C)	3軸坑内地震計 (EG&G M. S. 社, VLP-N186)	3軸坑内地震計 (EG&G M. S. 社, VLP-N186)
受震器周波数	3~1000Hz	固有周波数10Hz	固有周波数10Hz
測定区間	0~660m	250~780m	260~780m
測定間隔	2.5m	約10m (一部20m)	約20m(一部40m)
記録計	12bit A/D変換	12bit A/D変換	IFP-アンプ (Texas Instruments 社, DFS-V)
A/D変換速度	250μsec	250μsec	500μsec

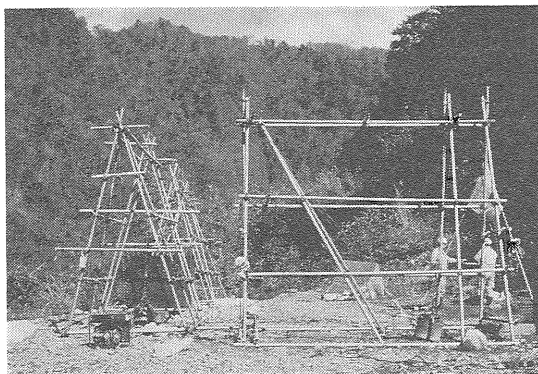


写真1 板たたきS波震源装置。パイプやぐらは板をたく重りを支えるためのもの。S波の振動方向が互いに直交するように2つの装置をセットしてある。

ている。したがって、VSPで得られる観測量と地下の亀裂を結び付ける適正なモデルによって、断裂系のある種の形態把握が可能になるはずである。今回の実験はこれらのことを念頭において行なった。

3. 田沢湖でのVSP実験

実験内容を第1表に示す。今回はVSP法の可能性を探ることが目的であるので、できるかぎり多種類の測定を試みた。行なった測定は、1.ゼロオフセット発破震源-ハイドロフォン受震、2.ゼロオフセット、オフセット発破震源-3成分坑内地震計受震、3.ゼロオフセット板たたきS波震源-3成分坑内地震計受震である。1のハイドロフォンは坑井内の水の圧力変化を感じるセンサーで

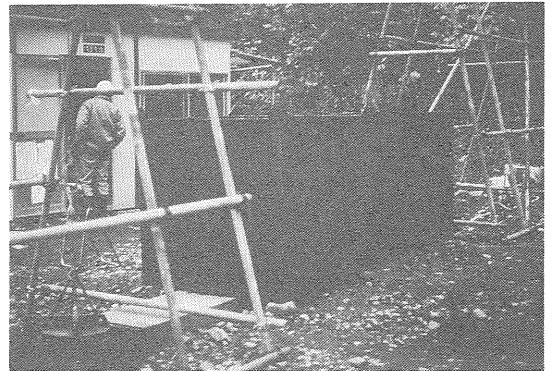
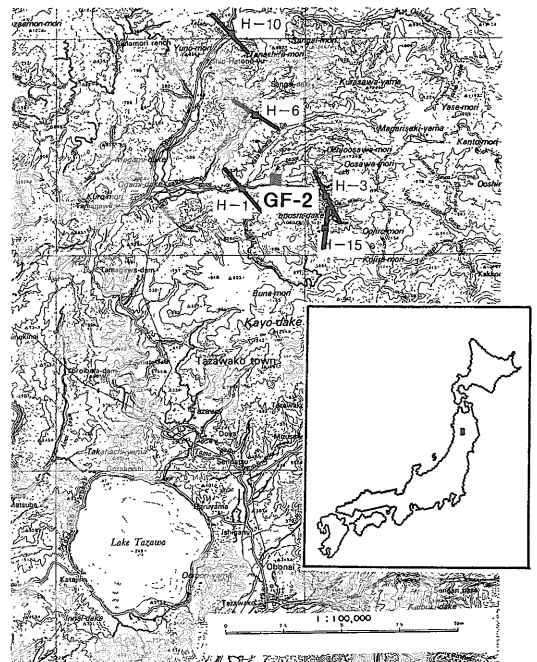
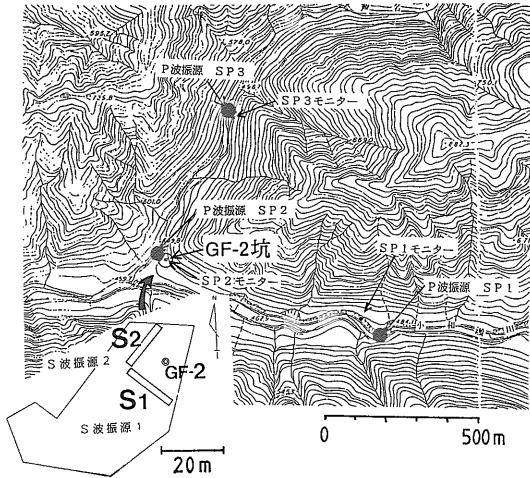


写真2 S波震源装置を別の角度から見た。地面と板のカップリングをよくするために板の上には重さ4.1トンの水槽を置いてある。



第2図 実験を行なった場所。伊藤・菊地(1987)の求めた最大圧縮応力の方向が太線で示されている(伊藤・菊地, 1987の第1図に加筆)。

あり、これによりチューブウェーブを観測し、チューブウェーブを用いた亀裂の解析を目的にした。2の発破震源-地震計の組み合わせによる測定はVSP法におけるもっとも一般的な観測法である。これにより特に地下のP波速度構造と減衰構造の解析を行なうことを目的とした。3の板たたき法によるS波震源(写真1, 2)-3成分地震計の組み合わせはS波速度構造、減衰構造及び異方性の解析が目的である。第2図に実験を行なった場所



第3図 坑井 (GF-2) に対する P 波震源の位置と板たたき S 波震源の配置。

(坑井名, GF-2) を, 第3図に発破震源の位置, 板たたき S 波震源の板の方向 (S1, S2) などを示す. S 波異方性の測定では, 振動方向の異なる 2 種類の S 波を発生, 観測した. その際の S 波の振動方向は, 第2図に示される実験地域周辺で推定された応力場 (伊藤・菊地, 1987) の最大圧縮方向に対して平行な方向と直角な方向の 2 方向とした. また 1 つの板について相対する 2 つの向きから板をたたくことで, 振動極性が反転する S 波を発生させ S 波の認定に役立てた. 坑井内での地震計の向き決定には, オフセット発破点 SP3 で発破をし, その P 波初動の振動方向から地震計の方位を決定するという方法を用いた. P 波震源として発破を選んだのは, 既存の人工震源の中で 1 回の起震で発生するエネルギーが比較的大きいことと, 発生する波動の周波数が比較的高いことによる.

測定に関してはデータ収録系の操作等, すべてが我々にとって初めての経験であった. そのためか, 数々の予測できなかったトラブルに見舞われた. 例えば, ちょっとしたコネクタの接続ミスから計測器内部の電気部品を破損するという事もあった. しかし最終的には何とか目的のデータをすべて得ることができた.

4. 収録データ

4.1 発破震源-ハイドロフォンによる測定

第4図に得られた記録を示す. 横軸に時間軸を取り, 縦軸に記録を得た深度を取った. 図中で P と示された線上に並ぶ信号が P 波初動である. 振幅は各トレースごとにその最大値で規格化してあるため, トレース間の相対

的な振幅変化には意味がない. 深さ 320m 付近で P 波速度が約 4 km/s から 5.2km/s に変化していることがわかる. 図の中で速度約 1.5km/s で上方または下方に伝播する多数の相 (矢印) が見られるが, これらがチューブウェーブである. 同図右のキャリバー検層の結果と比較してみると, チューブウェーブが発生した位置と坑井を横切る比較的大きな亀裂とが対応していることがわかる. この P 波によって励起されるチューブウェーブを利用することによって, これに関係する亀裂の透水係数が推定できる (Beydoun et al., 1985). 実際の解析は今後行っていく予定である.

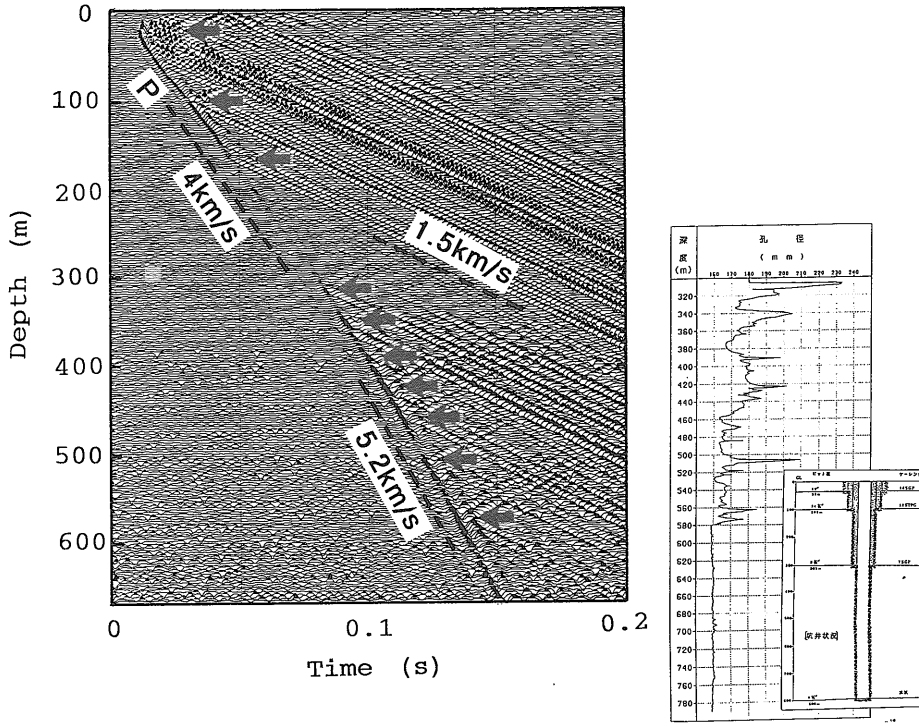
4.2 発破震源-坑内地震計測定

発破点がオフセット点 SP3 のときの上下動地震記録を第5図に示す. 第4図と異なり, 各トレース毎に振幅の規格化は行わず, トレース間の振幅差が比較できるように表示してある. 図に P 波, S 波の初動と思われる相をそれぞれ矢印で示してある. 深度の浅い場所での記録では P 波振幅に比べて S 波振幅が大きく, 深くなるとその逆の傾向が見られる. これは, この記録が上下動成分であることで定性的には説明がつき, 図で示した相が S 波であることの一つの証拠となる. チューブウェーブはほとんど見えていない.

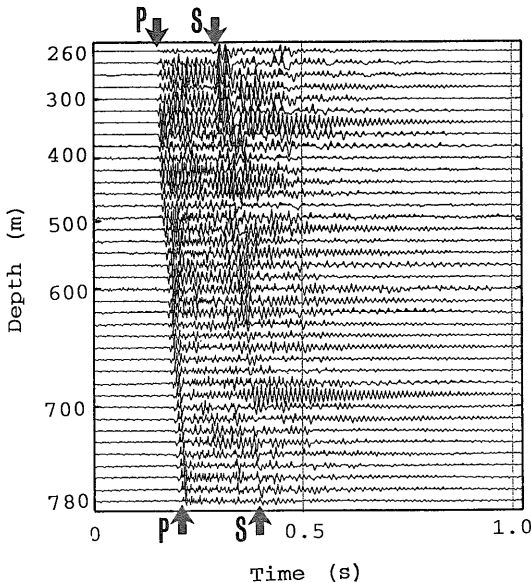
第6図に P 波初動付近の時間軸を拡大した記録を示す. 深さ 300m 付近より浅いところでは初動付近の波の見かけの伝播速度が極めて大きい. これは, この深さでの波の伝播方向が井戸に対して垂直であれば説明できる. しかし, 300m という深さがちょうど井戸のケーシング尻に対応していることから, 他の可能性も検討する必要がある.

4.3 板たたき S 波震源-坑内地震計測定

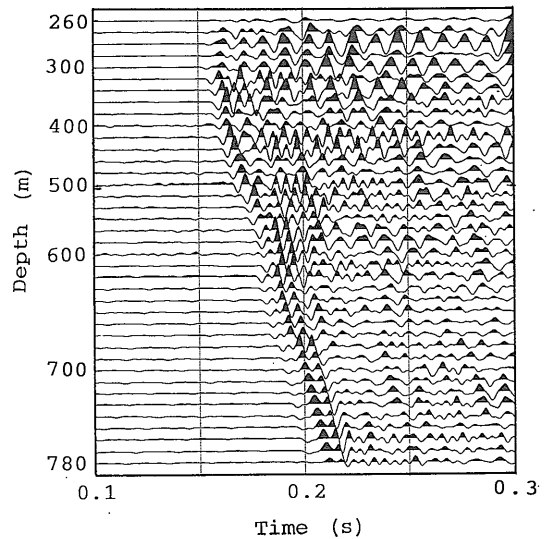
第7図に板たたき S 波震源に対して得られた記録を示す. 第7図は第3図中の S2 の板をたたいたときの原記録である. チューブウェーブ (伝播速度約 1.5km/s の相) が非常に顕著であり, 目的の S 波はそれに比べて目立たない. 第8図は周波数 5~30Hz のバンドパスフィルターを通したときの水平動 2 成分の記録である. S 波と思われる相 (伝播速度約 2.9km/s の相) が顕著に見える. 深度 420m 付近で振動の山谷に食い違いが見られるが, これは, この記録がまだ地震計の向きをそろえた記録ではないためであろう. 予備的な解析では実験で発生させた 2 つの振動方向の S 波は共に速度約 2.9km/s であり, S 波速度の異方性はあまり大きくないようである. いずれにしても各トレースで相関の良い S 波が捕えられており, 今後, 地震計の方位の補正等を行なうことにより精度の高い結果が得られるものと期待している.



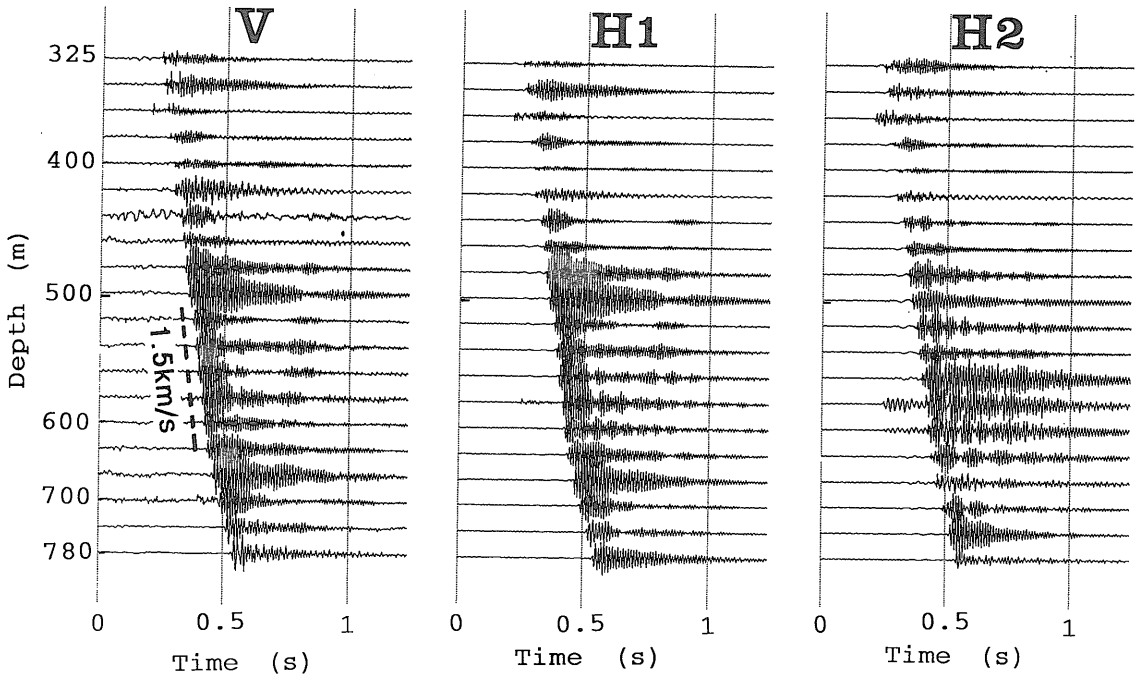
第4図 P波震源-ハイドロフォン受震による記録。P波（伝播速度、約4 km/s、5.2km/s）とチューブウェーブ（伝播速度、約1.5 km/s）が示されている。右はキャリパー検層による孔径-深度の図。本坑井は図に示すように300mまでケーシングされており、それ以下は裸坑である。P波に励起されたチューブウェーブの発生位置（左図の矢印）とキャリパーによって捕えられた亀裂の位置が対応していることがわかる。



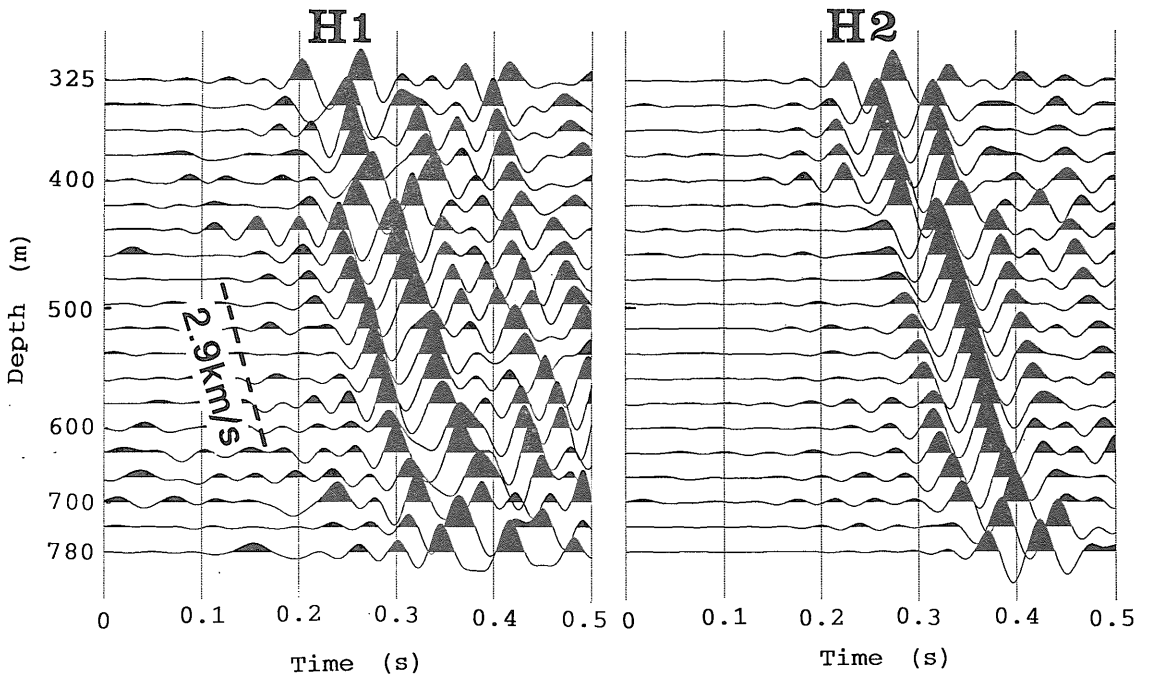
第5図 P波震源-坑内地震計による上下動記録。P波とS波が明瞭に捕えられている。



第6図 第5図のP波初動付近の拡大図。深さ300m付近よりも浅いところでは波の見かけ伝播速度が極めて大きい。



第7図 板たつきS波震源(第3図のS2)-坑内地震計による3成分記録. 伝播速度約1.5km/sのチューブウェーブが全成分で卓越している.



第8図 第7図に5~30Hzのバンドパスフィルターを通した後の水平動2成分の記録. 伝播速度約2.9km/sのS波が明瞭に観察できる.

5. おわりに

今回の実験は我々にとってすべてが始めての経験であり、データを取ることにのみが目的であったとも言える。その意味ではとにかく解析にたえるデータが取れたことで成功と言えれば成功である。しかし、実験現場での作業の観点から言うと、今回我々が用いた坑内地震計のように1回の起震で1深度のデータしか得られないのはなんとも非能率的であり不経済でもある。今回の実験は総期間1カ月に及んだ。これは我々にとっては長すぎるのである。また震源波形が変化するような場合には1起震1深度の観測しかできないことは致命的な欠点となる。この点を考慮して、現在我々は多連結式の坑内地震計を開発中である。今後はこれを利用して精度の高いデータが迅速に取れるようになるであろう。

最後に、本実験の目的である地殻中の亀裂の存在状態を明らかにすることは、地熱開発に限らず、地下資源開発、地震災害や高レベル放射性廃棄物処理の問題など人間が地殻の環境に関わっていかうとするとき根本的に重要である。現在それぞれの分野でこの問題を解明するための様々な試みがなされている。その中でVSPなどの地震波を用いる方法は、地震波の波長をコントロールすることによって数m～数kmの長さの亀裂を解析するのに適した方法であるといえるだろう。我々は、今後より広い分野で、坑井を利用した地震探査が発展していくことを願っている。

謝辞：地質調査所、津宏治、金原啓司、川村政和、宮崎光旗各技官は本プロジェクトの運営で何かと労をとってくださった。今回の観測は、応用地質株式会社、寺田幸次、東宏幸、遠山信彦各氏の協力によるところが大きい。また、観測の一部に参加してくださった南カリフォルニア大学、P. C. Leary 博士には多くの貴重な助言を頂いた。以上、記して感謝いたします。

引用文献

- Beydoun, W. B., C. H. Cheng, and M. N. Toksöz (1985) Detection of open fracture with vertical seismic profiling. *J. Geophys. Res.*, **90**, 4557-4566.
- Hardage, B. A. (1985) Vertical seismic profiling, Part A; Principles, Geophysical Press, London.
- 伊藤久男・菊地恒夫 (1987) 仙岩地域圧力試験. 地質調査所報告, 第266号, 563-596.
- Leary P. C., Y. G. Li, and K. Aki (1987) Observation and modeling of fault-zone fracture seismic anisotropy- I. P, SV and SH travel times. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **91**, 461-484.
- 大友秀夫・太田賢治 (1985) SH 波反射法および VSP を用いた土質地盤での地下構造探査について. *物理探査*, **38**, 210-224.
- 和知 登・浅倉夏雄・太田陽一・井川 猛・岩城弓雄 (1985) 物理検層, VSP 法及び地震探査法を組み合わせた地質構造の総合的解釈. *Report of the Technology Research Center, J. N. O. C.*, no. 21, 1-26.
-
- KUWAHARA Yasuto, KIGUCHI Tsutomu and ITO Hisao: VSP field experiment for detection of fracture system.

<受付：1990年1月16日>