

野島断層平林 NIED 井破碎帶部の物理検層からみた特徴

小村健太朗^{*1}・池田隆司^{*1}・飯尾能久^{*2}・新井崇史^{*3}
小林健太^{*4}・島田耕史^{*5}・田中秀実^{*6}・富田倫明^{*7}
平野 聰^{*8}・松田達生^{*1}

Characteristics of Logging Data for Fracture Zones in Hirabayashi NIED Borehole Drilling through Nojima Fault

By

Kentaro OMURA^{*1}, Ryuji IKEDA^{*1}, Yoshihisa IIO^{*2}, Takashi ARAI^{*3}
Kenta KOBAYASHI^{*4}, Koji SHIMADA^{*5}, Hidemi TANAKA^{*6}, Tomoaki TOMITA^{*7}
Satoshi HIRANO^{*8}, and Tatsuo MATSUDA^{*1}

^{*1}National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan
omura@bosai.go.jp, ikeda@bosai.go.jp, mtatsuo@bosai.go.jp

^{*2}National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan
Current affiliation : Univ. Tokyo, iio@eri.u-tokyo.ac.jp

^{*3}Shinshu University, sa96401@gipac.shinshu-u.ac.jp

^{*4}Niigata University, kenkoba@gs.niigata-u.ac.jp

^{*5}Waseda University, 698g5040@mn.waseda.ac.jp

^{*6}Ehime University, tanaka@sci.ehime-u.ac.jp

^{*7}University of Tsukuba, tomita@luna.riko.tsukuba.ac.jp

^{*8}Japan Marine Science and Technology Center, hiranos@jamstec.go.jp

Abstract

The Hyogo-ken Nanbu earthquake (1995. 1, M_{JMA}=7.2) activated the Nojima fault in the northern part of Awaji Island, southwest Japan and a surface rupture appeared more than 10km long. After the earthquake, the Hirabayashi NIED borehole was drilled penetrating through the fault zone to a depth of 1,838m from a point about 302m SE from the surface trace of the Nojima fault. In the borehole, physical well logging was done from 251m depth down to the bottom. At the same time, cores were collected from 1,001m depth with an almost 100% recovery rate and remarkable fractured zones containing cataclastic rocks were confirmed at three depths, around 1,140m, 1,300m and 1,800m.

Gamma ray logging survey indicates that the intensity of natural gamma ray changes abruptly within the interval of intrusive rocks. Matching values of depths at the boundaries between intrusive rocks and host rocks, the calibration equation was obtained between "core depth" and "logging depth"; "core depth" is measured by adding up lengths of drilling pipes and "logging depth" is measured by the total length of the cable taken down a logging tool.

^{*1}防災科学技術研究所

^{*2}防災科学技術研究所（現在；東京大学）

^{*3}信州大学

^{*4}新潟大学

^{*5}早稲田大学

^{*6}愛媛大学

^{*7}筑波大学

^{*8}海洋科学技術センター

Results of well logging show that, in the depth interval of host rocks, normal resistivity is from several hundreds to several thousands ohm·m, micro resistivity is several tens ohm·m, P wave velocity is 5–6km/sec, density is about 2.6g/cm³ and neutron porosity is several %, On the other hand, in the depth interval of the fracture zone, those properties decrease down to several tens ohm·m, several ohm·m, 2~4km/sec, 1.5~2.0g/cm³ and increase up to several tens %, respectively.

Investigating correlations between physical properties measured by well logging in the Hirabayashi NIED borehole, three fracture zones are characterized. In fracture zones, neutron porosity is beyond 10%, P wave velocity is less than 5km/sec. The decreasing rate of density is higher and the logarithm of normal resistivity increases more gently with the increase of neutron porosity than in the depth interval of host rocks. The correlation between neutron porosity and P wave velocity is not clear and normal resistivity does not obey the Archie's relation in the fracture zones. The fracture zone at a depth of 1,800m indicates some different characters from other two fracture zones; P wave velocity, density and neutron porosity appear to change gently contrasting to a remarkable decrease of normal resistivity.

Key words: 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, Well logging, Nojima fault, Fracture zone, Cataclastic rocks.

1. はじめに

1995年1月17日に発生した兵庫県南部地震に伴って、淡路島北西岸沿いの野島断層に沿って延長10km以上にわたる地表地震断層が出現した(林他1995; 粟田他1996; 林・宇田, 1995; Lin and Uda, 1996; 中田他1995)。防災科学技術研究所では、地震発生直後の断層近傍の応力状態、透水性、熱流量などを定量的に知るとともに、断層構成岩石の物性、断層構造を把握することを目的として断層線の南東(上盤)側約320mの地点(兵庫県津名郡北淡町平林地区)より、途中でわずかに掘削方向を傾けながら断層を貫くように約1,838mのボーリングを行った(池田他1998; Ikeda, 1999)。図1、図2に平林NIED井の位置と周辺の地質図を示す。この平林NIED井では251m以深で孔内検層が実施されたほか、水圧破碎法による地殻応力測定(池田他1998; Ikeda, 1999)、透水試験(小村他1998)、熱流量測定(北島他1998; Ikeda, 1999)などが実施された。また、深度1,001~1,838m間ではほぼ100%の回収率で岩石コアが採取された。そのなかには断層運動に伴った激しい破碎や変形、変質作用を被った断層破碎帯が3か所で確認され、研磨片作成後の肉眼観察、顕微鏡観察、X線分析による詳細な解析が進められてきた(小林他1998, 2001; Tanaka *et al.*, 2001; 小村他2001; 松田他2001)。

本論では、孔内検層結果を報告し、特にコア観察で破碎帶と認められた領域における検層結果を詳細に検討して、検層データからみた破碎帶部の特性を見いだすことを試みた。

2. 孔内検層の概要

平林NIED井はケーシングプログラムに従って深度251mまでケーシングが挿入された後、1,003mまで孔径149.2mmで掘削され、ついで1,001mまでケーシングが挿入された後、さらに1,839mまで孔径97.5mmで掘削された。そのため、検層も251m~1,003mまでと

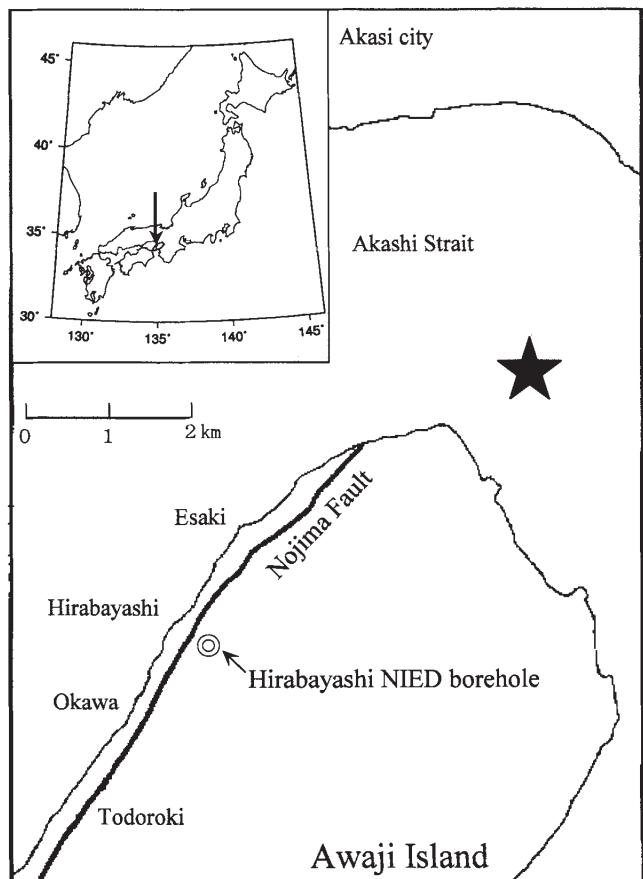


図1 平林NIED井の位置図。星印は1995年兵庫県南部地震の震央をしめす。

Fig. 1 The site of Hirabayashi NIED borehole. The star indicates the epicenter of 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake.

ケーシング挿入後の 1,000 m~1,838 m までの 2 回に分けて実施された。

2.1 検層種目

本孔井では一般検層として以下の種目を実施した。これ以外に、BHTV（ボアホールレビュー）検層を実施しているが、本論では触れない。

(1) 自然電位検層

検層ツール内の電極と地上の電極との間の電位差、つまり自然電位 (SP) を測定する。非浸透性の地層と浸透性の地層の境界面などで、地層水の流動や孔内泥水とのイオン濃度の差によって生じる電気化学的電位が主となる。

(2) ノルマル検層

検層ツール内に電流電極と電位電極を一定距離で配置し、電流電極と地上電極の間に流れる一定電流に対する電位電極と地上電極との間の電位差から地層見掛け比抵抗を測定する。本検層では電流電極一電位電極間隔が 25 cm と 100 cm の 2 通りあり、前者を特にショートノルマル検層 (SN)，後者をロングノルマル検層 (LN) と呼ぶ。電極間隔の長い方が孔壁から地層中深くの情報を得られる。

(3) マイクロ検層

短い電極間隔 (1 インチと 2 インチ) で電極を埋め込んだゴム製のパッドをスプリングアームで孔壁に圧着し、ノルマル検層と同様に孔壁付近の見掛け比抵抗を測定する。

(4) 音波検層

検層ツールに超音波発信器 1 台と受信器 2 台が配置され、発信器から発射されたパルス状の超音波が孔内泥水、孔壁を伝わって受信器で受信される。2 台の受信器の P 波初動の時間偏差が、孔壁を伝わってきた超音波の区間走時となり、地層の P 波速度が求められる。2 台の受信器間の距離は 2 feet になっている。

(5) 密度 (γ - γ) 検層

検層ツールに γ 線源と γ 線検出器を配置し、 γ 線源から放射された γ 線が地層を構成する原子の軌道電子と衝突してエネルギーの減衰と進路の変更を受け、検出器で検出される。検出された γ 線強度は地層物質の電子密度に比例し、電子密度は物質の密度に関係しているので、検出された γ 線強度から較正曲線を用いて地層密度を求めることができる。

(6) 中性子 (間隙率) 検層

検層ツールに中性子源と検出器を配置し、中性子源から放射された高速中性子は、地層物質中の原子核との衝突によりエネルギーを失いながら拡散し、熱中性子となって検出器で検出される。高速中性子の減衰はほとんど水素原子核密度によって決まり、熱中性子の量は、地層単位体積あたりの水素原子の量で規定される。水素原子はほとんど地層の間隙を満たす自由水の形で存在すると考え、熱中性子量から較正曲線を用いて間隙率を求めることができる。これを以下では中性子間隙率と呼び、実際の間隙率とは区別する。

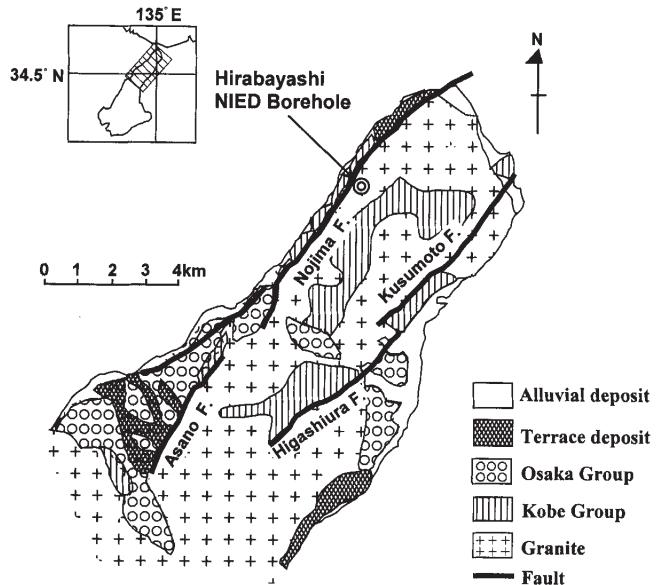


図 2 平林 NIED 井周辺の地質図

Fig. 2 Geological map in the vicinity of Hirabayashi NIED borehole.

(7) 自然ガンマ線検層

地層中の放射性物質から放射される自然 γ 線量を検出器で測定する。単位は基準値により標準化した API という単位が用いられる。

(8) 孔径 (キャリパー) 検層

検層ツールにとりつけた 4 方向の測定用アームで孔壁をなぞり、アームの開きから直交する X, Y の孔径を測定する。

(9) 温度検層

サーミスタ温度計を用いて、孔内温度を連続的に測定する。サーミスタの感熱応答は約 0.5 秒である。

2.2 検層結果の概略

図 3 に各検層種目の結果を、掘削直後カッティングスおよびコアの観察から決められた地質柱状図とともに示す。岩質はトーナル岩 (有色鉱物で黒雲母<角閃石) と花崗閃緑岩 (黒雲母>角閃石) に 2 大別できる。また、1,140 m, 1,300 m, 1,800 m 付近では、断層運動による激しい破碎・変形と変質を被ったカタクラスチックな岩石 (破碎帶) が見いだされた。

各検層種目の結果の概略を以下に述べる。

(1) 自然電位検層

ノルマル検層結果の示微との対応がよい。1,200 m 以浅では $\pm 10\sim 20$ mV 程度の鋸歯状の変化をしている。1,200 m 以深においては電位の変化幅が大きくなり、40~60 mV の変化が目立つ。

(2) ノルマル検層

深度約 900 m 以浅では見掛け比抵抗値は高く部分的に低比抵抗層を挟みながら、ロングノルマルでは 1,000~4,500 ohm·m となる。900 m~1,000 m にかけては 100 ohm·m にまで低下している。1,000 m 以深では、1,030~1,150 m, 1,280~1,380 m, 1,780~1,830 m の区

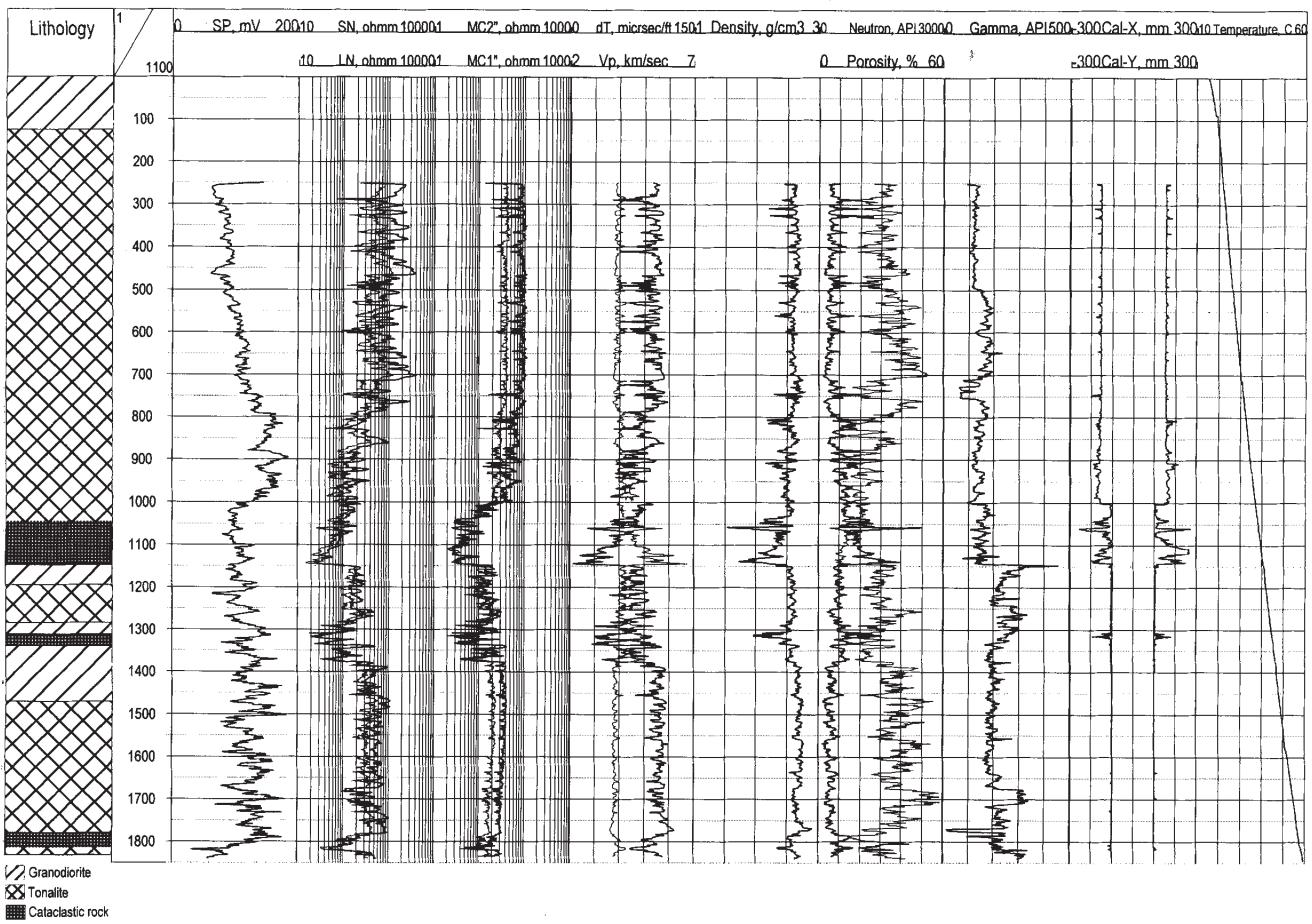


図3 平林 NIED 井における物理検層結果。掘削時のコアとカッティングスの観察から決められた地質柱状図を合わせて示した。SP：自然電位検層 (mV)。SN, LN：ショートおよびロングノルマル検層 (ohm・m)。MC2'', MC1''：2 インチおよび1 インチマイクロ検層 (ohm・m)。dT, Vp：音波検層(microsec/feet および km/sec)。dT は 2 台の受信器の P 波初動の時間偏差。Density：密度 ($\gamma-\gamma$) 検層 (g/cm³)。Neutron, Porosity：中性子検層 (API 単位および%)。Neutron は測定値、Porosity は測定値から較正曲線により換算された中性子間隙率。Gamma：自然 γ 線検層(API 単位)。Cal-X, Cal-Y：キャリバー検層(mm)。直交する 2 方向の孔径。Temperature：温度検層 (°C)。各検層項目の詳細は本文を参照

Fig. 3 Results of geophysical well logging in Hirabayashi NIED borehole. The geological column is also shown based on observation of collected cores and cuttings. SP: spontaneous potential logging (mV). SN and LN: short and long normal logging (ohm・m). MC2'' and MC1'': 2 and 1 inch micro logging (ohm・m). dT and Vp: sonic logging (microsec/feet and km/sec, respectively). dT is a difference between arrival times of P waves at two detectors. Density: density ($\gamma-\gamma$) logging (g/cm³). Neutron and Porosity: neutron logging (API unit and %, respectively). Neutron indicates raw data and Porosity indicates neutron porosities calibrated from Neutron data. Gamma: gamma ray logging (API unit). Cal-X, Cal-Y: caliper logging (mm). Borehole radii on two directions crossing at right angles. Temperature: temperature logging (degrees Centigrade). Details of each logging items are described in the text.

間でその上下部分に比べて比抵抗が顕著に低下していく低比抵抗帯になっている。その区間では比抵抗の低下とともにロングノルマルとショートノルマルとの偏差はほとんどなくなっている。

(3) マイクロ検層

深度 1,000 m までは、孔壁の影響も含み連続した鋸歯状の変化を示し、亀裂の多さを反映していると考えられ

る。1 インチスペーシングでは平均約 70 ohm・m となっている。1,000 m 以深になるとノルマル検層と同様に同じ深度区間で低比抵抗帯が見られ、1 インチスペーシングと 2 インチスペーシングの偏差がなくなっている。

(4) 音波検層

P 波速度値は変化に富んでいるが、比較的安定している区間では 5~6 km/sec、亀裂等を含むと考えられる区

間では 3.5~5 km/sec となり、そのなかで特にカタクラスチックな岩石に対応する区間では、2~3.5 km/sec にまで低下している。

(5) 密度検層

密度値は全体的に 2.6~2.7 g/cm³ となるが、カタクラスチックな岩石区間では 2 g/cm³ を下回る部分もある。

(6) 中性子（間隙率）検層

中性子検層より求められた間隙率は、概ね 10% 以下であった。特に高い孔隙率の区間は、深度 1,040~1,150 m 間・1,305~1,313 m 間で 20~47% の範囲である。

(7) 自然ガンマ線検層

γ 線は貫入する岩盤に対応して顕著に変化している。また深度 1,140 m 付近の断層破碎帯を境に大きく変化を示し、それ以浅では 120~170 API、それ以深は 170~240 API と若干高めとなる。1,670~1,710 m 間は特に高い値を示しており、反対に深度 1,770 m 付近では大きく低下し、20~30 API を示し、各々貫入する岩盤の岩質の違いを反映している。約 1,145 m における高い値は破碎帶中の断層ガウジ部（小林ほか 1998）に対応するものと考えられる。

(8) 孔径（キャリパー）検層

掘削に用いたビットの径は 1,000 m 以浅で 149.2 mm、それ以深では 79.5 mm である。全体的にみると、深度 1,000 m までは特に大きな孔径拡大はみられず、ビット径を示すが、その中の拡大箇所では深度 810 m 付近と 910 m 付近で、最大 220 mm 程度の拡大を示す。深度 990 m より孔径は大きく乱れ、深度 1,040~1,140 m 間は偏芯もみられ、最大で 310 mm の拡大を示す。それ以深は概ねビット径のままである。

(9) 温度検層

深度 88 m 付近が地下水位面と考えられ、水面温度は約 19.1°C である。特に目立った温度アノマリーは見られず、深度とともに増温している。温度勾配は約 0.023°C/m、孔底温度は 59°C だった。

本検層は、掘削直後に実施されたため、孔内循環水の影響などで、地層温度に比べて、低い温度になっていると考えられる。掘削後、約 10 か月たって同じ孔内で温度検層を行った結果（北島他 1998）では、孔壁崩落のため、深度 1,120 m までしか測定できなかったものの、1,120 m で 1.5°C の温度回復が見られた。

2.3 検層深度の補正

掘削にともない岩石コアを採取する際、地上でつなぎ合わせていくドリルパイプの総延長をもって、コアの採取深度（今後、コア深度と呼ぶ）としている。この深度と検層結果に示される深度、つまり地上で測った検層ケーブルの総延長（今後、検層深度と呼ぶ）とは必ずしも一致していない。ドリルパイプをつないでいくにつれ、また検層ケーブルを降ろしていくにつれ自重によりおのの引き伸ばされていくが、その伸びかたが両者で異なるためである。採取コアと検層結果を比較しようとしても、コアの深度をそのまま検層深度にあてはめてみることはできない。本孔井では自然 γ 線検層の結果を利用して、コア深度と検層深度のずれの補正を試みた。ちなみに正確には「深度」ではなく「掘削長」あるいは「ケーブル長」と呼ぶべきだが、平林 NIED 井の傾斜は鉛直に近いため、「深度」といってさしつかえない。

本孔井は大部分が花崗岩質（花崗閃緑岩ないしトナール岩）であり、数か所で貫入岩が見られる。貫入岩に対しては自然 γ 線強度が周りの花崗岩質層に比べて上昇ないし下降している。そこで、岩層境界の γ 線強度の急変部に対するコア深度と検層深度を表 1 のように対応づけた。

コア深度と検層深度を変数として最小二乗法で線形回帰分析した結果、検層深度をそれに対応するコア深度に換算する以下の関係式を得た。ただし、コアが連続して採取され、検層結果と対比できる 1,000 m 以深とそれより浅い区間に分けた。

表 1 3か所の貫入岩境界におけるコア深度と検層深度の対応。コア深度は掘削するドリルパイプの長さの総計で測った深度、検層深度は検層ツールを降下するケーブルの総延長から測った深度

Table 1 Values of core depths and logging depths at the same point of boundary between the intrusive rocks and host rocks. Core depth is measured by adding up the lengths of drilling pipes. Cable depth is measured by the total length of cable taken down a logging tool.

Lithology of intrusive rocks	Core depth at a boundary between an intrusive rock and a host rock, m	Logging depth at a boundary between an intrusive rock and a host rock, m (Natural Gamma ray logging)
Dark gray porphyry	1373.95	1376.50
	1376.80	1379.50
Dark gray porphyry	1672.50	1675.50
	1707.80	1710.90
Dark gray andesite	1765.94	1769.20
	1772.70	1776.10

$$(コア深度, m) = 0.998330 \times (\検層深度, m) - 0.306 \\ 検層深度 > 1000 \text{ m} \quad (1)$$

$$(コア深度, m) = 0.998025 \times (\検層深度, m) \\ 1000 > 検層深度 > 0 \text{ m} \quad (2)$$

式(1), (2)に対応して、逆に、コア深度から検層深度に換算する式は以下のようになる。

$$(\検層深度, m) = 1.001672 \times (\コア深度, m) + 0.306 \quad (3)$$

$$\コア深度 > 998.025 \text{ m}$$

$$(\検層深度, m) = 1.001979 \times (\コアdepth, m) \\ 998.025 > \コアdepth > 0 \text{ m} \quad (4)$$

この換算式によると検層深度の1,000 mで約2 m, 1,800 mで約3.3 mの差が生じる。実際のコア観察では2 m違うと全く別のコアを見ることになってしまい無視できない。式(1)～(4)を用いて、同一深度でコア観察と検層データを直接比較できることが期待される。

3. 破碎帯部の検層結果の特徴

本平林 NIED 井では1,000 m以深の連続コアの観察から、コア深度で1,140 m, 1,300 m, 1,800 m付近の3か所で図4～6に示したようなカタクラスマチックな岩石からなる破碎帯が見いだされた（池田他1998；Ikeda, 1999）。各破碎帯は顕著な破碎・変形と変質作用を被っており、それらを構成する断層岩類の分布が連続的に観察できた（小林他1998；小林他2001；Tanaka *et al.*, 2001；小村他2001）。検層データにも先に述べたように、破碎帯部の深度において急激な変化が見られる。本論では、破碎帯に対応する深度区分における検層結果の相互関係を検討し、検層データからみた破碎帯部の特性を調べた。1,000 m以浅の検層結果にみられる小規模な破碎帯に対しては、池田他（1997）によって評価が試みられているが、本論では、それらは1,000 m以深の大規模で顕著な破碎帯に比べては母岩とみなされるものと判断した。破碎帯内部の詳細な断層岩分布との比較等、コア観察との細部にわたる対比は今後の課題である。

3.1 破碎帯部の区分分け

連続コアの採取された約1,000 m以深の検層データの深度分布をみて破碎の影響の強いと考えられる区間とそれ以外の区間の計7区間に区分し、それぞれの区間ごとに検層データを比較対照した。その際、破碎の影響の強いと考えられる区間の定性的基準として以下の4項目を適用した。

- (ア) ノルマル検層、マイクロ検層による見掛け比抵抗が深度とともに凹状に低下し、著しいところでは約1桁低下する。
 - (イ) 音波検層によるP波速度が深度とともに凹状に低下し、著しいところでは4 km/sec以下にまで低下する。
 - (ウ) 密度が2.5 g/cm³より小さくなる。
 - (エ) 中性子間隙率が10%を越えて増加している。
- である。この基準により区分された破碎帯部は

1,030～1,150 m, 1,275～1,380 m, 1,780～1,830 mとなり、コア肉眼観察によりカタクラスマチックな岩石と認識された領域（コア深度1,040.2～1,147.5 m, 1,306.8～1,335.5 m, 1,784.0～1,814.6 m）を含んでいる。各破碎帯部が地表地震断層の食い違い面とつながっていると考え、上記深度区間を断層面に垂直な破碎帯の厚さに換算すると、それぞれ約33 m, 23 m, 7 mになる。

各区間における主要な検層種目の結果を表2にまとめた。破碎帯部以外の区間（母岩部と呼ぶ）は破碎帯部と違って、各検層結果には凹凸状の変化はなく深度区間全体で平均値の周りに正規分布に従う形で値が散らばって分布している。

3.2 各破碎帯部における検層結果の詳細

前節で区分けした深度区間ごとに主要な検層項目間の相関をみた。図7～図10にそれぞれ中性子間隙率－密度、中性子間隙率－P波速度、中性子間隙率－ノルマル比抵抗、P波速度－ノルマル比抵抗の相関図を示す。

(ア) 中性子間隙率－密度

どの深度区間でも中性子間隙率と密度は比例関係になっている。ただし、最小二乗法で直線にフィットしたときの傾きは各深度区間で異なっている。中性子間隙率が10%を越える領域では傾きが大きくなっている、1,030～1,150 m, 1,275～1,380 mの破碎帯部と1,000～1,030 m区間では約-0.028となっている。逆に中性子間隙率が10%に満たない1,780～1,830 m破碎帯部と母岩部の深度区間では-0.014～-0.021の低い値になっている。

(イ) 中性子間隙率－P波速度

母岩部ではP波速度と中性子間隙率は、明瞭ではないものの、比例関係になっているように見える。一方、破碎帯部では比例関係が成り立つとは言えず、データが分散している。Kobayashi *et al.* (1999)は、採取コアの深度とともに検層結果を追っていき、変形－変質を強く受けたものほど比例関係からのずれが大きいことを示唆した。

砂岩などの岩質ではP波速度と間隙率、あるいはP波速度の逆数と間隙率が比例することが経験的に示されているが、本孔井ではそのような簡単な関係にはなっていない。特に破碎帯部では両者の関係は複雑である。

(ウ) 中性子間隙率－ノルマル比抵抗

堆積岩では岩石の比抵抗（ ρ とする）が間隙率（ ϕ とする）のべき乗に比例するという Archie の関係式、 $\rho = \rho_0 \phi^{-m}$ (ρ_0 mはパラメータ定数)，が成り立っていることが経験的に知られている。本孔井の母岩部のような花崗岩質の硬岩でも全体的に Archie の関係式に沿った分布をしているが、1,030～1,150 m, 1,780～1,830 mの破碎帯ではそれが成り立っていない。1,275～1,380 mの破碎帯でも Archie の式からずれているデータが見られる。

(エ) P波速度－ノルマル比抵抗

P波速度、ノルマル比抵抗の対数ともに、中性子間隙率との相関は明瞭ではなかったが、P波速度とノルマル比抵抗の対数の相関をみると、破碎帯部か母岩部に関わらず

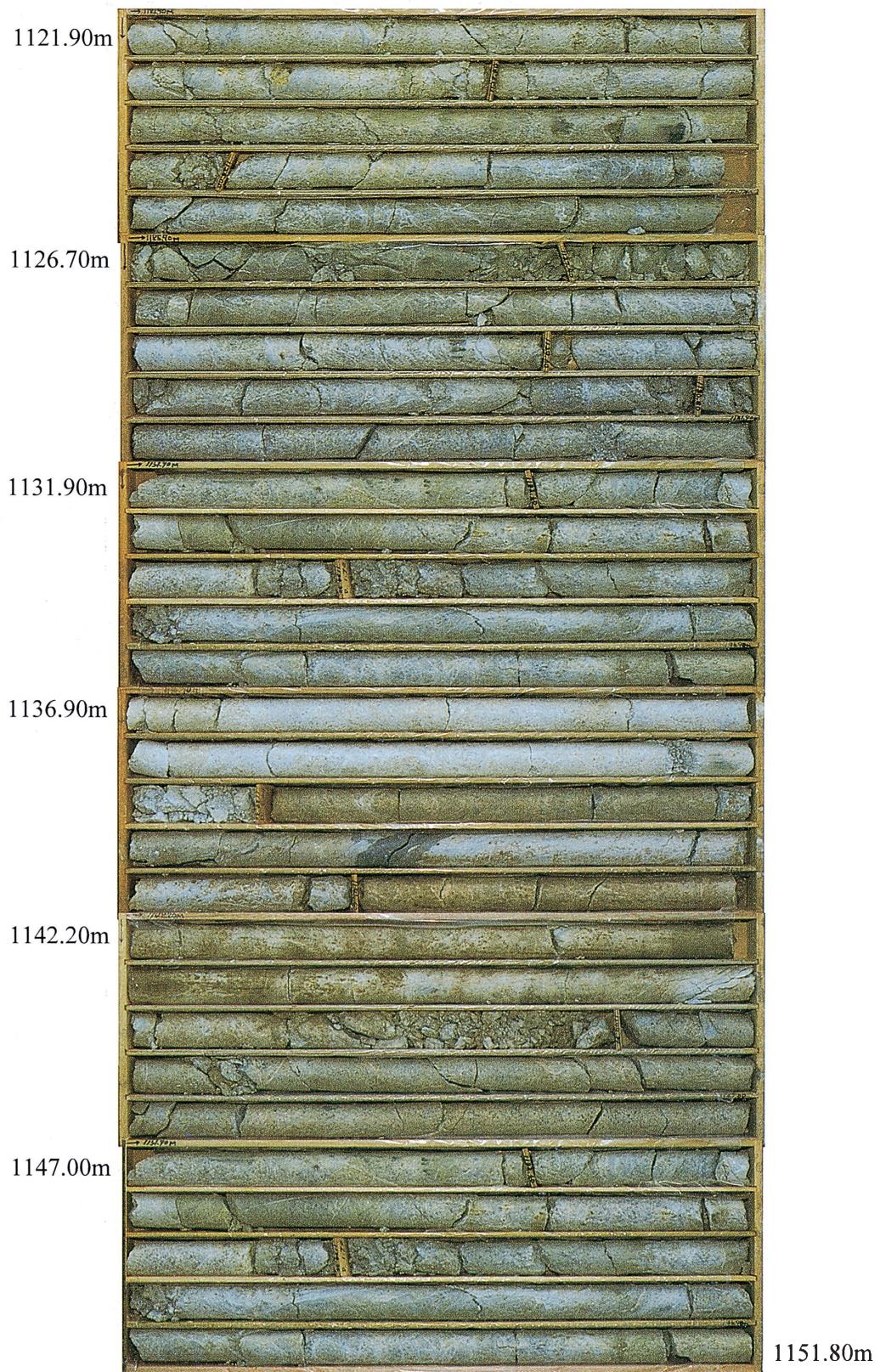


図4 1,140m 破碎帶部におけるコア写真(1,121.9~1,151.8m)。図中の深度は掘削ドリルパイプの長さを足し合わせて算出した“コア深度”である。

Fig. 4 Photographs of collected cores from the region of cataclastic rocks at near 1,140m depth (1,121.9–1,151.8m). This “depth” means the “core depth” which is measured by adding up the length of drilling pipes.



図5 1,300m破碎帯部におけるコア写真(1,306.6~1,336.7m)。図中の深度は掘削ドリルパイプの長さを足し合わせて算出した“コア深度”である。

Fig. 5 Photographs of collected cores from the region of cataclastic rocks at near 1,300m depth (1,306.6–1,336.7m). This “depth” means the “core depth” which is measured by adding up the length of drilling pipes.

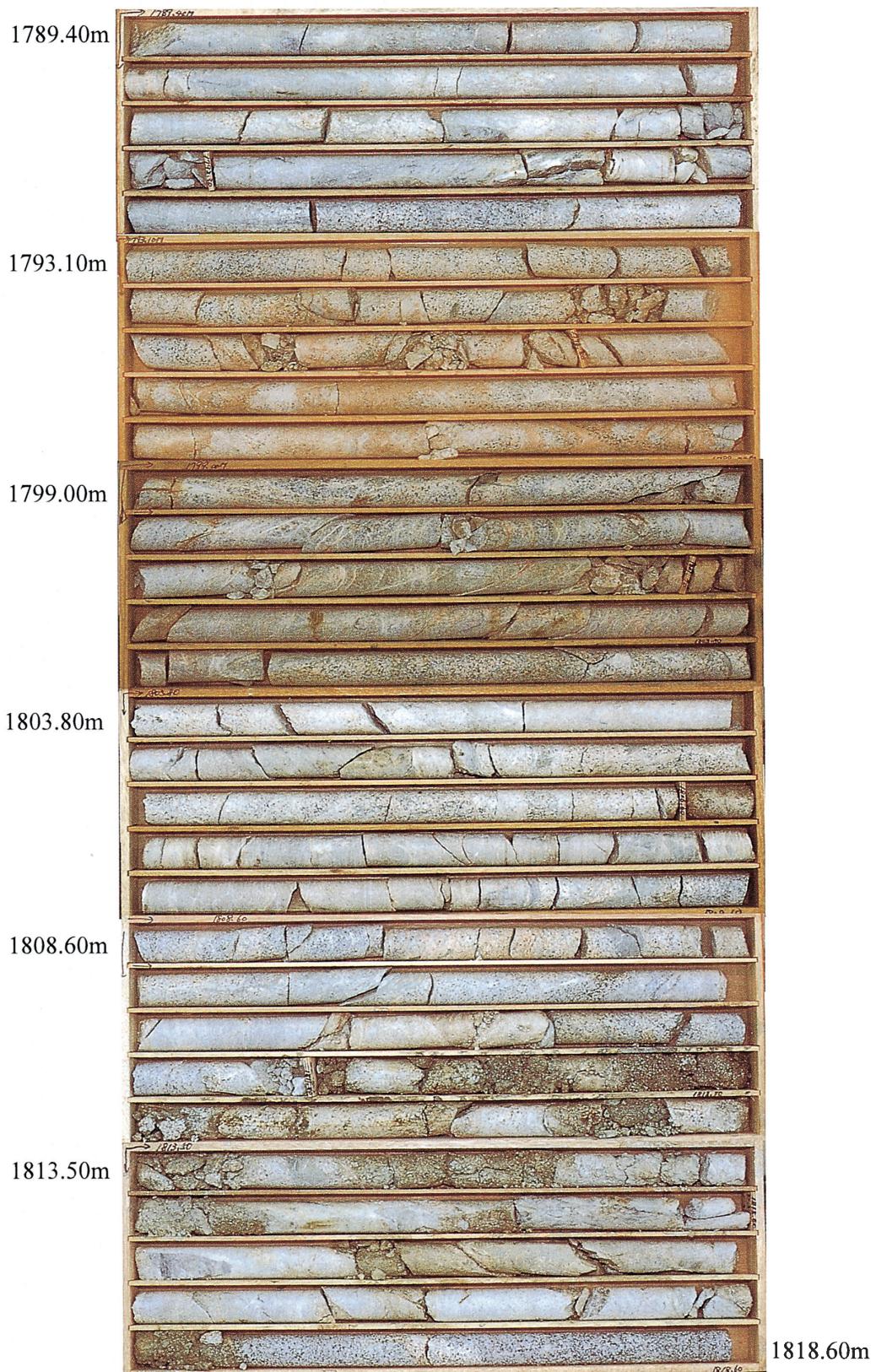


図 6 1,800m 破碎帯部におけるコア写真(1,789.4~1,818.6m)。図中の深度は掘削ドリルパイプの長さを足し合わせて算出した“コア深度”である。

Fig. 6 Photographs of collected cores from the region of cataclastic rocks at near 1,800m depth (1,789.4-1,818.6m). This “depth” means the “core depth” which is measured by adding up the length of drilling pipes.

表2 平林 NIED 井における主要な物理検層結果のまとめ。破碎帯部と母岩部に対応すると考えられる区間に分けて記載した。

Table 2 Explanation of major results of geophysical well logging in Hirabayashi NIED borehole. The depth interval is divided into eight regions consisting of host rocks or the fracture zone.

Depth	Logging items					
	Long normal resistivity ohm·m	2" micro resistivity ohm·m	P wave velocity km/sec	Density g/cm ³	Neutron porosity %	Borehole radius mm
251 ~ 1000m	100 - 1000 ohm·m 2 - 3 times higher than short normal resistivity	20 - 40 ohm·m about 1/3 lower than 1" micro resistivity	5.5 - 6km/sec decreasing down to 4 - 5 km/sec in the interval from 251m to 900m depth	about 2.6g/cm ³ in the interval from 251m to 900m depth about 2.5g/cm ³ in the interval deeper than 900m	4 - 10% in the interval from 251m to 900m depth 9 - 15% in the interval deeper than 900m	almost the same radius as a drilling bit radius enlarging a little in the interval deeper than 900m depth
1000 ~ 1030m	100 - 200 ohm·m about 1.5 times higher than short normal resistivity	10 - 20 ohm·m almost the same as the 1" micro resistivity	about 5km/sec	about 2.55g/cm ³	about 12%	almost the same radius as a drilling bit radius
1030 ~ 1150m (fracture zone)	Decreasing down to 10 - 100 ohm·m almost the same as short normal resistivity	decreasing down to 3 - 50hm·m almost the same as the 1" micro resistivity	decreasing down to 2.5 - 4.0km/sec	decreasing down to 1.5 - 2.5g/cm ³	increasing up to 10 - 30% max. 40 - 60%	enlarging remarkably from a drilling bit radius
1150 ~ 1275m	100 - 500 ohm·m about 2 times higher than short normal resistivity	10 - 20 ohm·m almost the same as the 1" micro resistivity	4 - 5km/sec	about 2.6g/cm ³	9 - 11%	enlarging slightly from a drilling bit radius
1275 ~ 1380m (fracture zone)	Decreasing down to 20 - 200 ohm·m almost the same as short normal resistivity	decreasing down to 3 - 10 ohm·m almost the same as the 1" micro resistivity	decreasing down to 3 - 5km/sec	2.3 - 2.6g/cm ³	increasing up to 8~16% max. 20 - 35%	enlarging in some portions from a drilling bit radius
1380 ~ 1780m	200 - 1000 ohm·m about 2 times higher than short normal resistivity	about 20 ohm·m about 1/2 lower than 1" micro resistivity	5.5 - 6km/sec	about 2.7g/cm ³	4 - 8%	almost the same radius as a drilling bit radius
1780 ~ 1830m (fracture zone)	Decreasing down to 30 - 200 ohm·m almost the same as short normal resistivity	decreasing down to about 10 ohm·m about 1/2 lower than 1" micro resistivity	decreasing down to 4.5 - 5.5km/sec	2.3 - 2.7g/cm ³	increasing up to 7 - 16%	almost the same radius as a drilling bit radius enlarging a little in some portions from a drilling bit radius
1830 ~ 1842m	about 500 ohm·m almost the same as short normal resistivity	about 20 ohm·m about 1/2 lower than 1" micro resistivity	about 5.5km/sec	about 2.7g/cm ³	6 - 8%	

ず、おおよそ比例関係にある。そして、比例直線の傾きは1,000 m 以浅と1,380 m 以深では他の区間に比べて大きくなっている。1,000 m 以浅と1,380 m 以深では中性子間隙率が平均で10%を下回っており、他の区間が10%からそれを越えるのに比べて違いがあり、この、中性子間隙率の違いが比例直線の傾きの違いに関係していることが想像される。

4. 考察

検層結果全体をみて、見掛け比抵抗、P波速度、密度、中性子間隙率が低下ないし増加することで検層からみた破碎帯部を区分したが、検層による破碎帯部はコア観察にみられるカタクラスチックな岩石を含むだけでなく、周囲の広い範囲を含んでいる。コア観察によるとカタクラスチックな岩石の周辺でもコアの破碎断片化、有色鉱物の減少といった破碎、変質の影響を受けている。破碎、変質の影響を受け、肉眼観察だけではわかりにくい岩石中の微少亀裂あるいは変質鉱物の影響を受けたことにより、密度や比抵抗の低下などの変化が検層結果の広い領域に現れたものと考えられる。

検層結果から決めた破碎帯部と母岩部とでは検層データの相関図において違いが見られる。中性子間隙率-P波速度においては、母岩部では直線上にかたまった分布をしているが、破碎帯部では直線状分布からおおきくずれる分布をしている。特に中性子間隙率が10%を越えるところで顕著である。コアの肉眼観察から破碎帯部には

激しく破碎され、ガウジ状態になっている部分が含まれており、そこでは間隙率の低い母岩部とはP波速度分布のメカニズムが異なっているのかもしれない。

同じようなことが中性子間隙率-密度相関図にもみられる。破碎帯部は中性子間隙率が高く、中性子間隙率-密度相関図の直線状分布の傾きが母岩部よりおおきくなっている。中性子間隙率がそのまま亀裂などの間隙を満たしている間隙水の体積分率を表していると仮定し、間隙水(密度 1 g/cm³)の増加によって岩石密度が低下すると考えると、間隙率0%での岩石密度が2.7 g/cm³の場合、中性子間隙率-密度相関図は傾き-0.017の直線となるはずである。中性子間隙率が10%に以下の深度区間ではこの値に近いといえる。しかし、中性子間隙率が10%を越える破碎帯部では直線上の分布の傾きは優位に大きくなっていて、中性子間隙率の増加に伴う密度の低下が著しい。岩石密度は単純に間隙中の水の量に依存した変化を示していないようにみえる。そもそも測定原理からすると、中性子間隙率は、岩石内の水素原子核密度に対応したもので、真の間隙率とは必ずしも同一のものではない。間隙水のかわりに含水鉱物が増加しても中性子間隙率は増加するものである。間隙が水のかわりに、含水鉱物で満たされている場合を想定すると、含水鉱物の単位体積あたりの水素原子数は水に比べて小さいので、同じ間隙率でも中性子検層で計測される中性子線強度は水の場合より低くなる。中性子線強度から中性子間隙率への較正は、間隙が水で満たされていることを前提

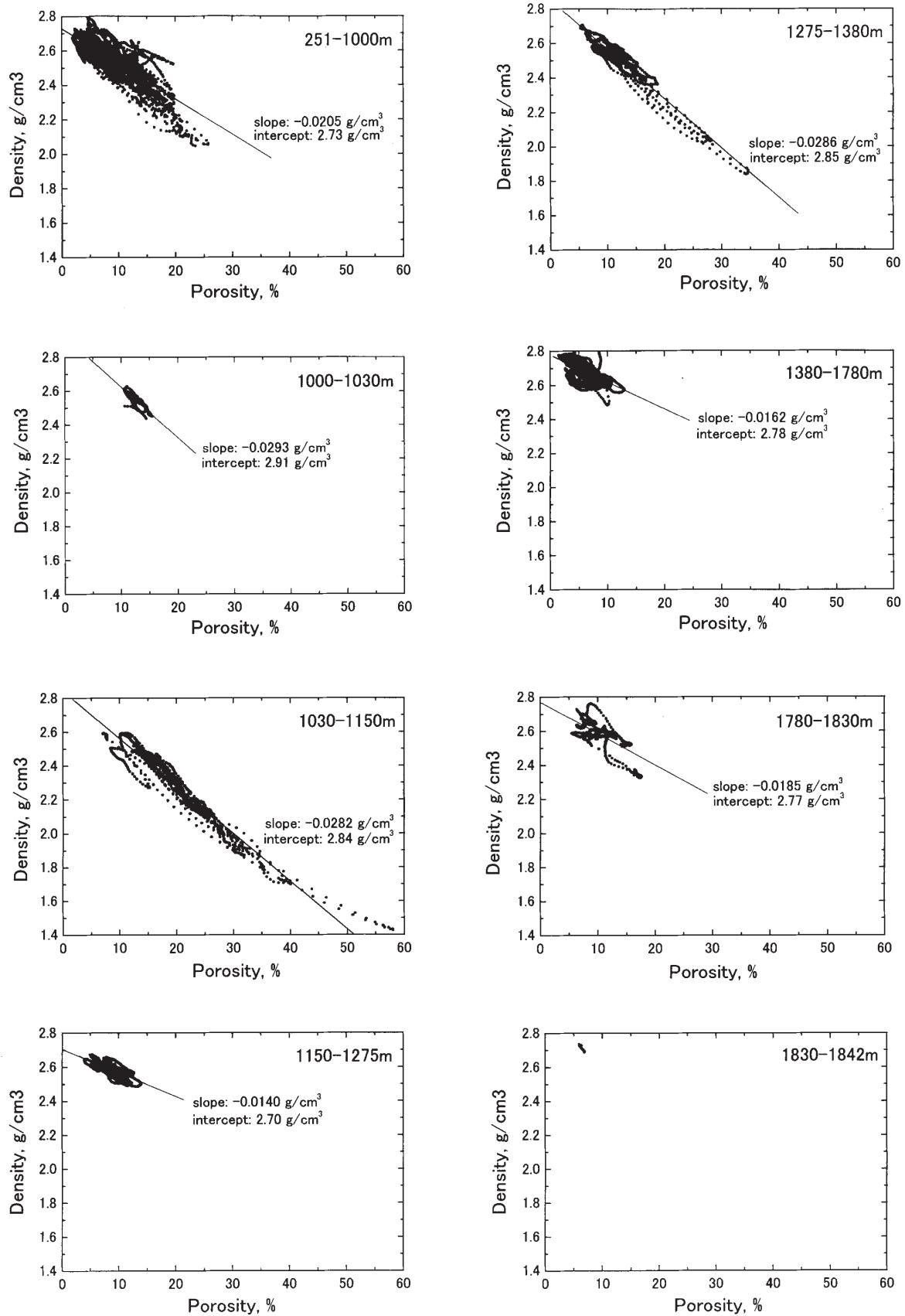


図 7 平林 NIED 井の 8 深度区間における中性子間隙率—密度相関図

Fig. 7 The relation between neutron porosity and density determined by neutron and density logging, respectively, in eight depth intervals of Hirabayashi NIED borehole.

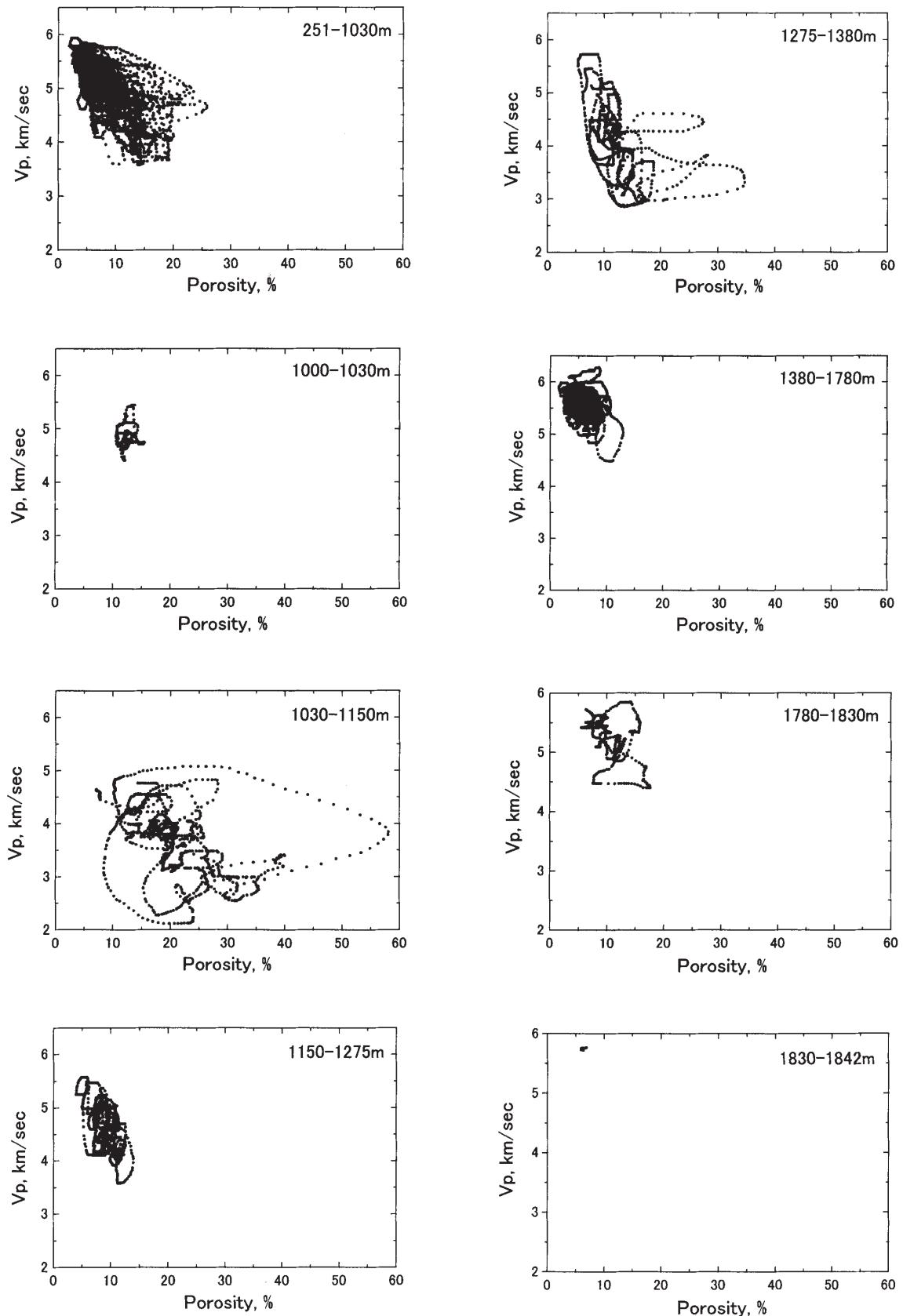


図8 平林 NIED 井の8深度区間における中性子間隙率-P波速度相関図

Fig. 8 The relation between neutron porosity and P wave velocity determined by neutron and sonic logging, respectively, in eight depth intervals of Hirabayashi NIED borehole.

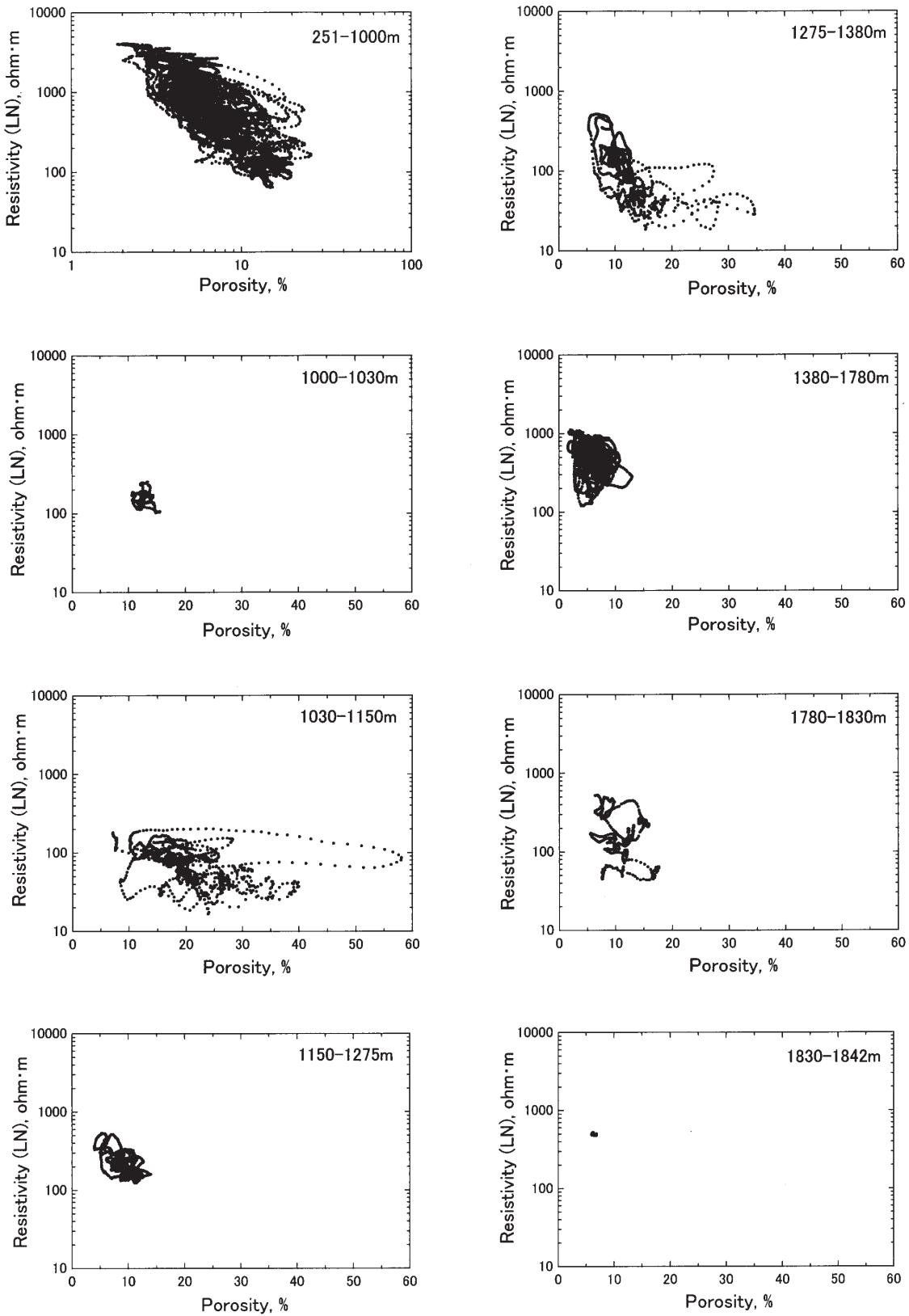


図 9 平林 NIED 井の 8 深度区間における中性子間隙率－比抵抗（ロングノルマル）相関図

Fig. 9 The relation between neutron porosity and specific resistivity determined by neutron and long normal (LN) logging, respectively, in eight depth intervals of Hirabayashi NIED borehole.

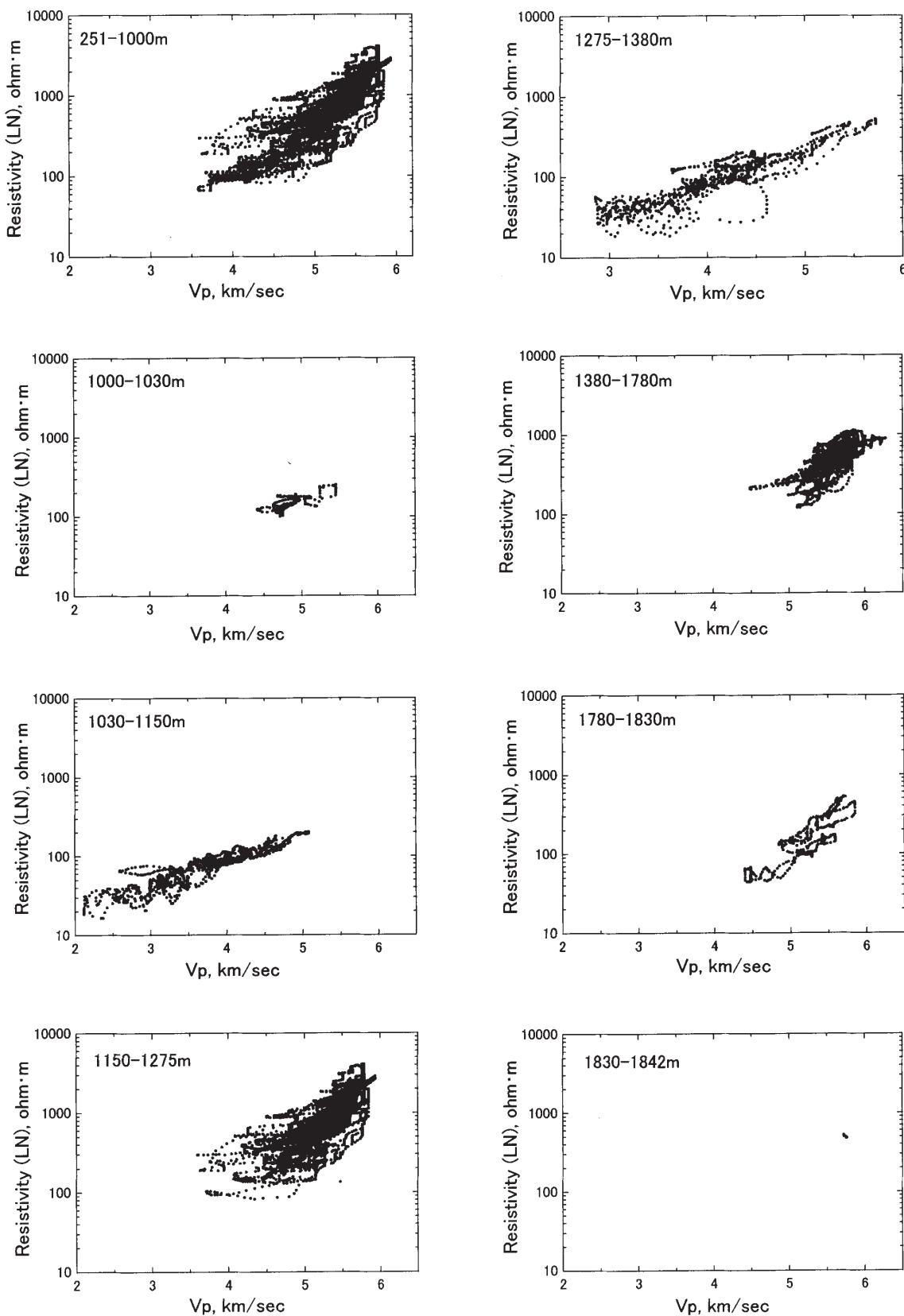


図10 平林 NIED 井の8深度区間におけるP波速度—比抵抗（ロングノルマル）相関図

Fig. 10 The relation between P wave velocity and specific resistivity determined by sonic and long normal (LN) logging, respectively, in eight depth intervals of Hirabayashi NIED borehole.

にしているため、もともとの間隙率が同じでも含水鉱物の場合は水の場合より、中性子間隙率は小さい値に算出される。もし含水鉱物と水の密度差が小さい場合は、中性子間隙率一密度相関図における比例直線の傾きは含水鉱物のほうが大きくなる。破碎帶部において中性子間隙率一密度相関図の直線状分布の傾きが大きくなっていることは、含水変質鉱物のように密度が小さく、単位体積あたりの水素原子数の少ない鉱物が増加していることを示唆している。

同じく P 波速度—ノルマル検層の対数相関図においても破碎帶部と母岩部とで分布の傾きに違いがみられた。P 波速度がおよそ 5.0 km/sec を越える母岩部のほうが傾きが大きくなっている。251~1,000 m 区間のデータでもおよそ 5.0 km/sec を境に分布に折れ曲がりがあるよう見える。中性子間隙率—P 波速度相関図をみると、5.0 km/sec は約 10% の中性子間隙率に対応している。中性子間隙率—密度と同様、中性子間隙率 10% が境になっている。P 波速度とノルマル検層による見掛け比抵抗の対数が比例関係になる物理的な必然性は明確ではないが、本孔井における破碎帶の特徴といえる。

1,000 m 以深のコア観察から、3 カ所のカタクレサイト化した破碎帶が見いだされ、それらに対応して検層結果も 3 カ所の破碎帶部を抽出した。検層結果から破碎帶部同士を見比べると、いくつかの特徴が見いだされる。

3 カ所の破碎帶部に共通することはノルマル検層、マイクロ検層で電極間隔が長いものと短いもので得られる見掛け比抵抗の値に差が無くなることである。電極間隔の短い方が電極のあいだを流れる電流の経路が、孔壁から近いところにある（別の表現でいうと探査深度が浅い）。母岩部では、岩盤より比抵抗の低い孔内泥水や孔壁に付着したゲル化した泥水（いわゆるマッドケーキ）の影響で、電極間隔の短いほうが見掛け比抵抗が低くなっている。破碎帶部では孔壁からの距離に関係なく岩盤の比抵抗は低くなっていて、孔内泥水やマッドケーキの影響が小さく、電極間隔が長いものと短いもので同じ比抵抗を示していると考えられる。

中性子間隙率—密度相関図、P 波速度—ノルマル検層の対数相関図では 1,030~1,150 m 部と 1,275~1,380 m 部は同等の傾きで直線状に分布しているのに比べ、1,780~1,830 m 部では同じ直線状分布でも傾きが異なっている。どちらかというと母岩部の分布に近い形である。1,780~1,830 m 部は 1,030~1,150 m 部と 1,275~1,380 m 部に匹敵するほど比抵抗が低下しているのにひきかえ、密度、P 波速度、中性子間隙率は母岩部に対して 1,030~1,150 m 部と 1,275~1,380 m 部ほどには低下ないし増加していない。コア観察では 1,780~1,830 m 部は破碎、変質を被ってはいるものの、1,030~1,150 m 部と 1,275~1,380 m 部にくらべて再固結度が高く、検層結果と調和的と考えられる。検層結果からみると 1,780~1,830 m 部は 1,030~1,150 m 部及び 1,275~1,380 m 部とは破碎・変形、変質の履歴などの性格が異なっている可能性が指摘される。

5. まとめ

検層からみた平林 NIED 井における破碎帶は、見掛け比抵抗が 100 ohm·m 以下に低下すること、見掛け比抵抗に電極間隔の違いによる差がないこと、P 波速度が 4 km/sec 以下に低下すること、密度が 2.5 g/cm³ を下回ること、中性子間隙率が 10% を上回って増加すること、で特徴づけられる。定性的にはどの活断層でも同じ特徴が見いだされると予想されるが、それぞれの数値は、各活断層の母岩の地質状況によって変わってくるものと考えられる。

各検層結果間の相関をみるとことによって、破碎帶部と母岩部との違いが明瞭になった。破碎帶部では母岩部と同じく中性子間隙率の増加に比例して密度が減少するが、減少の割合が著しい。また、P 波速度と見掛け比抵抗の対数との比例直線の傾きが母岩部に比べて小さくなっている。さらに、破碎帶部では P 波速度と中性子間隙率との比例関係からのずれが大きいこと、見掛け比抵抗の Archie の関係式からのずれが大きいこと、が特徴として挙げられる。

検層結果間の相関には、破碎帶部と母岩部でデータ分布に違いがみられるだけでなく、破碎帶ごとの違いもみられる。もっとも深い位置にある 1,780~1,830 m 破碎帶部は他の破碎帶部に比べて、見掛け比抵抗の低下が大きい割には P 波速度、密度、中性子間隙率の変化が小さくなっている。

コア観察からは、破碎帶部においては間隙率が増加するだけでなく、変質を被っていることがわかる。変質とともに含水変質鉱物の増加が、検層結果に反映されていると考えられるが、詳細は今後の検討課題である。

今回の平林 NIED 井の孔内検層からは、破碎帶部と母岩部との違い、複数の破碎帶部の相互の違いについて定性的な評価が有効であった。コア観察でも破碎の影響を受けた部分と、破碎の影響のほとんどない、新鮮な母岩との見分けが明瞭であったことが検層結果による評価を明確なものにしている。本論では母岩に対して破碎帶部を一連のものとして扱ってきたが、破碎帶部のなかでも検層データは複雑な分布をしており、今後、破碎帶内の微細な断層岩プロファイルとの詳細な対比が望まれる。

謝辞

平林 NIED 掘削においては、多くの方々から便宜、協力、尽力、議論をいただきました。特に、北淡町、北淡町土地開発組合、京都大学安藤雅孝教授（現、名古屋大学教授）をはじめとする大学グループの方々、伊藤久男、藤本光一郎博士をはじめとする地質調査所の方々、小林洋二筑波大学助教授、住鉱コンサルタント㈱、㈱物理計測コンサルタントには深く感謝いたします。また、コアの処理、観察においては、筑波大学佐野広征氏、早稲田大学澤口隆氏、同山崎暁子氏、愛媛大学富田直人氏に多大なご協力をいただきました。あわせて厚く御礼申し上げます。

参考文献

- 1) 粟田泰夫・水野清秀・杉山雄一・井村隆介・下村浩一・奥村晃史・佃栄吉・木村克巳(1996)：兵庫県南部地震に伴つて淡路島北西岸に出現した地震断層。地震, **49**, 113-124.
- 2) 池田隆司・山本俊也・小村健太朗(1997)：抗井物理検層による断層破碎帯の評価。物理探査学会第97回学術講演会講演論文集, 341-346.
- 3) 池田隆司・飯尾能久・小村健太朗(1998)：活断層の応力測定について。月刊地球号外, No. **21**, 91-96.
- 4) Ikeda, R. (1999), Outline of the Nojima Fault Scientific Drilling by NIED. in Proceedings of the International Workshop on the Nojima Fault Core and Borehole Data Analysis. GSJ Interim Report No. EQ/00/1 and USGS Open-file Report 00-129, edited by H. Ito, K. Fujimoto, H. Tanaka, and D. Lockner, 65-70.
- 5) 北島拓・小林洋二・池田隆司・飯尾能久・小村健太朗(1998)：淡路島野島平林における地殻熱流量の測定。月刊地球号外, No. **21**, 108-113.
- 6) 小林健太・松田達生・新井崇史・池田隆司・小村健太朗・佐野広征・澤口 隆・田中秀実・富田倫明・富田直人・平野 聰・山崎暁子(1998)：野島断層深部における断層岩・鉱物・元素の分布様式－防災科学技術研究所掘削コア・1140 m 破碎帯の解析－。月刊地球号外, No. **21**, 154-159.
- 7) Kobayashi, K., Arai, T., Ikeda, R., Omura, T., Sawaguchi, T., Shimada, K., Tanaka, H., Tomita, T., Tomida, N., Hirano, S., Matsuda, T., and Yamazaki, A. (1999) : Characters of the fracture zones of the Nojima fault at depths of 1,140, 1,300 and 1,800m viewed from NIED core analyses and well logging. in Proceedings of the International Workshop on the Nojima Fault Core and Borehole Data Analysis. GSJ Interim Report No. EQ/00/1 and USGS Open-file Report 00-129, edited by H. Ito, K. Fujimoto, H. Tanaka, and D. Lockner, 119-125.
- 8) 小林健太・新井崇史・池田隆司・小村健太朗・島田耕史・田中秀実・富田倫明・平野 聰・松田達生(2001)：野島断層1,300 m 深度の破碎帯における断層岩類の組織：平
- 林 NIED コアの解析。防災科学技術研究所研究報告, No. **61**, 223-229.
- 9) 林 愛明・井宮 裕・宇田進一・飯沼 清・三沢隆治・吉田智治・松保 貴・和田卓也・川合功一(1995)：兵庫県南部地震により淡路島に生じた野島地震断層の調査。地学雑誌, **104**, 113-122.
- 10) 林 愛明・宇田進一(1995)：野島地震断層のセグメントーションと断層破壊プロセス。地震, **48**, 375-386.
- 11) Lin, A. and Uda, S. (1996) : Morphological characteristics of the earthquake surface ruptures on Awaji Island, associated with the 1995 southern Hyogo Prefecture earthquake. Island Arc, **5**, 1-15.
- 12) 松田達生・新井崇史・池田隆司・小村健太朗・小林健太・島田耕史・田中秀実・富田倫明・平野 聰(2001)：野島断層平林 NIED コア破碎帯部(1,140 m, 1,300 m, 1,800 m)の物質解析。防災科学技術研究所研究報告, No. **61**, 183-193.
- 13) 中田 高・蓬田 清・尾高潤一郎・坂本晃章・朝日克彦・千田昇(1995)：1995年兵庫県南部地震の地震断層。地学雑誌, **104**, 127-142.
- 14) 小村健太朗・池田隆司・飯尾能久(1998)：断層破碎帯における現場透水試験－根谷断層、野島断層における水位回復試験の予備的解析－。地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集, 333.
- 15) 小村健太朗・池田隆司・新井崇史・小林健太・島田耕史・田中秀実・富田倫明・平野 聰・松田達生(2001)：野島断層平林 NIED コア 1,800 m 破碎帯部の断層岩分布。防災科学技術研究所研究報告, No. **61**, 173-182.
- 16) Tanaka, H., Matsuda, T., Omura, K., Ikeda, R., Kobayashi, K., Shimada, K., Arai, T., Tomita, T., and Hirano, S. (2001) : Complete fault rock distribution analysis along the NIED core penetrating the Nojima fault at 1,140m depth, Awaji Island, Southwest Japan. Report of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, No. **61**, this issue.

(原稿受理：2000年12月6日)

要 旨

兵庫県南部地震(1995.1, $M_{JMA} = 7.2$)に伴い淡路島北部に位置する野島断層が活動し、地表に地震断層が現れた。防災科学技術研究所では、地震直後の断層の物理、化学、地質学的な状態を把握するために、地表断層面から南東約 302 m の位置から断層面を貫くように掘削長 1,838 m のボーリングと孔内物理検層が実施された。また、1,001 m 以深では連続コアが採取され、大部分が花崗岩質(一部で貫入岩を含む)であったなかで、1,140 m, 1,300 m, 1,800 m 付近には頗著な破碎・変形と変質をともなう破碎帶が見いだされた。

貫入岩の γ 線検層の結果は、自然 γ 線強度が周囲の花崗岩部とは系統的に異なっていることを示していた。これをを利用して、採取コアに見られる貫入岩境界の深度と検層に見られる境界の深度を比較し、コア深度と検層深度との間の較正を行った。

他の孔内検層結果をみると、破碎されていない花崗岩部ではおおよそノルマル比抵抗が数百から数千 Ωm 、マイクロ比抵抗が数十 Ωm 、P 波速度が 5~6 km/sec、密度が 2.6 g/cm³、中性子間隙率が数%であるが、破碎帶部ではそれぞれ、数十 Ωm 、数 Ωm 、2~4 km/sec、1.5~2.0 g/cm³、数十%に極端に減少、ないし増加している。

検層による物性値のあいだの相関をとり、3か所の破碎帶部の特徴を調べた。破碎帶部では中性子間隙率が 10% を越え、P 波速度が 5 km/sec を下回り、母岩部と比べて、中性子間隙率の増加に比例した密度の減少の割合が大きく、P 波速度と見掛け比抵抗の対数との比例直線の傾きが小さくなっている。さらに、P 波速度と中性子間隙率との比例関係からのずれが大きいこと、見掛け比抵抗の Archie の関係式からのずれが大きいこと、が特徴づけられた。3か所の破碎帶部を比べてみると、もっとも深い位置にある破碎帶部 1,780~1,830 m は他の破碎帶部に比べて、見掛け比抵抗の低下が大きい割には P 波速度、密度、中性子間隙率の変化が小さくなってしまっており、破碎履歴などの性格が他の深度の破碎帶とは異なる可能性がある。

キーワード：1995 年兵庫県南部地震、ボアホール、孔内検層、野島断層、破碎帶、カタクラスチックな岩石