

図1 試験井および測定坑井位置図

Fig. 1. Locations of test wells and surveyed wells.

- 14) 充填 252.3 mまで 3" GP
 260.8 m ~ 351.8 m セメント
 充填
 250.0 m ~ 260.8 m 砂利充填

1.2 坑井地質

1) 岩相層序(上位から)

i) 表土(0 ~ 0.8 m)

ii) ローム(0.8 ~ 1.2 m)

赤黄色の火山灰で、この地方のもっとも新しい火山噴出物である。

iii) シラス(1.2 ~ 22.5 m)

主として白色の火山砂からなり、その地方のいわゆるシラスの中でもっとも新しいものである。最上部の2.6 mほどは黄白色を呈する。

iv) 溶岩流(22.5 ~ 105.1 m)

飯盛山の噴出物で、主として多孔質の黒色溶岩からなるが、何枚かの flow unit を含み、各溶岩の間に火山砂をはさむ。

v) シラス(105.1 ~ 210.0 m)

主として白色の火山砂からなるが、灰色の凝灰岩や微細~細粒砂をきょう有する。火山砂には多数の小浮石粒が含まれている。

vi) 火山砂れき(210.0 ~ 257.0 m)

主として茶かっ色ないし黒かっ色の火山砂れきからなる。

vii) 粘土質火山砂(257.0 ~ 351.8 m)

主として灰色の粘土質火山砂からなり、灰色の凝灰質シルト岩をきょう有する。

2) 重鉱物

上記の坑井地質区分の番号に従って重鉱物分析の結果について述べる(表1参照)。

iii) シラス

深度22 mのコアについて分析した結果によれば、しそ輝石64%、普通輝石27%で、普通角せん石を含む。この組成に似たものは、地表の下涌層の中に見られる。

表1 1号井コアの重鉱物組成

Table 1. Heavy mineral components of cores of the test well No. 1

深度 (m)	重 鉱 物 (%)	試 料 磁 鉄 鉱 物 (%)	普 通 角 閃 石	し そ 輝 石	普 通 輝 石
22.0	35.8	26.3	9.3	63.8	26.8
57.8	36.6	24.6	0.5	48.3	51.2
135.0	10.8	10.0		32.0	68.0
165.0	2.0	23.8		37.1	62.9
204.0	19.1	19.9		33.8	66.2
257.0	31.8	16.4		40.4	59.6
292.5	22.2	11.8		31.8	68.2

IV) 溶岩流

深度 57.8 m の溶岩流には含まれる火山砂のコアについて分析した結果によれば、しそ輝石 48.3%、普通輝石が 51.2% で、両輝

石がほぼ等量に含まれている。このような重鉱物組成は地表の加久藤層群には見られない。

V) シラス

深度 135 m, 165 m および 204 m のコアについて分析した結果によれば、重鉱物組成はいずれもよく似ており、しそ輝石 32.0 ~ 37.1%、普通輝石 62.9 ~ 68.0% で、両輝石の割合が III) のシラスに比べて逆転している。このような重鉱物組成も地表の加久藤層群には見られない。

VII) 粘土質火山砂

深度 257 m および 292.5 m のコアについて分析した結果によれば、重鉱物組成は V) のシラスによく似ており、しそ輝石 31.8 ~ 40.4%、普通輝石 59.6 ~ 68.2% である。

3) 花粉

上記の坑井地質区分の番号に従って花粉分析の結果について述べる(表 2 参照)。

表 2 加久藤層群および国分層群相当層の花粉・孢子分析表

Table 2. Pollen analysis of Kakuto and Kokubu Groups, and their equivalents.

	溝 園 層	池 牟 礼 層	ポ ー リ ン グ コ ア					
			1 号 井		京 町 観 光 ホ テ ル			
			125m	345m	61~ 70m	140~ 155m	200~ 225m	
Triplanosporites		C	R					
Polypodiaceae	A	A	R	R	R		R	
P.	B	R	O	R	R		R	R
P.	C	A						
Gleicheniaceae	R						R	
Abies	A	A		A	A		O	A
Pices	R	O		R	A		R	R
Pinus	A	A	A	C	R		A	A
Tsuga	C	A	R	A	R		C	
Sciadopitys	R	C		R			R	
Inaperturopollenites	A	A	C	R	R		R	R
Salix	R		R					R
Pterocarya			C					
Alnus		C	C	R	C			A
Betulaceae		R	C	C	A		A	A
Fagus					A		A	C
Quercus	R		O	R				C
Tilia							R	
Ilex								R
Aquifoliaceae			A		R			A
Aralia			C					
Compositae			R					

凡 例 A: 10ヶ以上
O: 5~9ヶ
R: 1~4ヶ

V) シラス

深度 125 m のコアについて分析した結果によれば、*Aquifoliaceae* (モチノキ科) が 24% で一番多く、次いで *Pinus* (まつ属) 17%、*Betulaceae* (カバノキ科) 15%、*Quercus* (カン属) 7%、*Aralia* (タラノキ属) 7%、*Pterocarya* (サワグルミ属) 6%、および *Polypodiaceae* (ウラボシ科) の順になっており、広葉樹類が全体の 60% 以上を占め、地表の加久藤層群に多い *Abies* (モミ属) がまったく含まれていない。

VI) 粘土質火山砂

最下位の深度 345 m のコア (凝灰質シルト岩) について分析した結果によれば、*Abies* が約 40% で一番多く、*Tsuga* (ツガ属)、*Pinus* および *Picea* (トウヒ属) 等の針葉樹類が全体のおよそ 68% を占めている。その他では、*Polypodiaceae* 6% および *Betulaceae* 13% 等となっている。地表の加久藤層群のもの比べると、池牟礼層のものに似ている。

4) 電気検層 (図 2 参照)

i) 自然電位

大きい変化は認められないが、地層の変化と対応した変化を示しているようである。

ii) 比抵抗

絶対値を正確にはあくしているとはいえないが、全般的に高比抵抗で、とくに IV) の溶岩流の中部に当る深度 60~85 m の区間で高比抵抗を示すほか、V) のシラスの下部から VI) の火山砂れきにかけて、変化の多いところがある。

5) 温度検層 (図 3 参照)

深度 250 m 付近までは 20~23°C で目立った変化を示さないが、250~350 m の間で 24°C から 42°C まで上昇している。

6) 放射能検層 (図 2 参照)

計数率に目立った変化はないが、III) のシラスの上・中部、IV) の溶岩流の高比抵抗の部分、VI) の火山砂れきおよび VII) の粘土質火山砂の下部に相当するところで、相対的に計数率が低くなっている。

7) 対 比

II) のロームおよび III) のシラスが、荒牧(1968)が楠辺一岡元地域の段丘たい積物(主として火山

灰)としたものそのものであり、IV) の溶岩流が飯盛山の溶岩流そのものであることについては、疑問の余地がない。問題は V) のシラスから VII) の粘土質火山砂までの地層であるが、先に述べたように、VII) の最下部の花粉の組成が池牟礼層のそれに似ていること、および地表地質との関係から、V) のシラスおよび VI) の火山砂れきは下浦層に、VII) の粘土質火山砂は溝園層、昌明寺層および池牟礼層に対比されると考えざるを得ない。その場合、これら 1 号井に見られる諸層と地表の加久藤層群の重鉱物組成の相違を説明することが困難になるが、重鉱物組成は一連の地層からなる同一の露頭内においてもかなり変化する場合があり、この場合には、対比は上記のようになるとして、重鉱物組成の相違を如何に説明すべきかについて、別途に研究すべきではなからうか。

なお、先に述べたように、坑井内の温度は深度 250~350 m の間で 24°C から 42°C まで急に上昇しており (温度勾配は 22°C/100 m)、掘止深度 (351.8 m) で深のほど速くないところに、基盤の変朽安山岩類があることを示している。

2. 2号試験井 (2号井と略称)

2.1 2号井諸元

1) 位 置	宮崎県西諸県郡えびの町真幸区 真幸小学校校庭 (図 1)
2) 標 高	217.25 m
3) 深 度	550.75 m
4) 開 坑	昭和 44 年 2 月 11 日
5) 掘 止	昭和 44 年 3 月 8 日
6) 掘さく機	利根式 TW-1 型
7) ポ ン プ	利根式 NDH-100 型
8) 孔芯測定器	1 号井に同じ
9) 電気検層機	1 号井に同じ
10) 放射能検層機	1 号井に同じ
11) 温度検層機	1 号井に同じ
12) 孔 径	14.30 m まで 180 m/m 112.54 m まで 120 m/m 391.70 m まで 101 m/m 501.50 m まで 78 m/m 550.75 m まで 65 m/m
13) ケーシング	14.30 m まで 5" GP

測定器の種類と型式
測定方法 井筒
測定深度 350m
地温速度 6mm
測定器の相対誤差 管内温度計(誤差)
力の感度係数 2.5
測定日時 5.4.12.2
測定者 宇部電気株式会社 片野邦之 森野行正 飯田勝彦

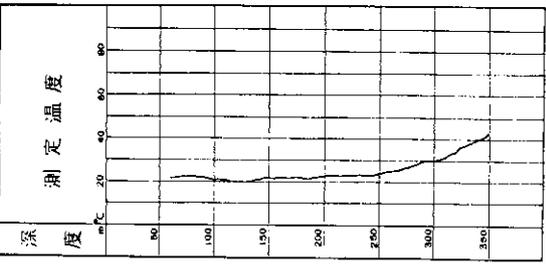


図4 1号試験井の温度検層図
Fig. 4. Temperature log of the test well No. 1.

測定器の種類と型式
測定方法 井筒
測定深度 350m
地温速度 6mm
測定器の相対誤差 管内温度計(誤差)
力の感度係数 2.5
測定日時 5.4.12.2
測定者 宇部電気株式会社 片野邦之 森野行正 飯田勝彦

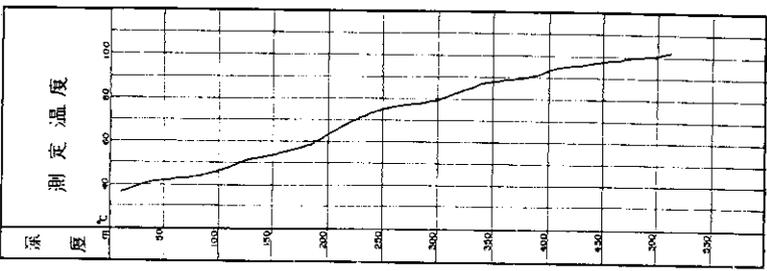


図5 2号試験井の温度検層図
Fig. 5. Temperature log of the test well No. 2.

測定器の種類と型式
測定方法 井筒
測定深度 350m
地温速度 6mm
測定器の相対誤差 管内温度計(誤差)
力の感度係数 2.5
測定日時 5.4.12.2
測定者 宇部電気株式会社 片野邦之 森野行正 飯田勝彦

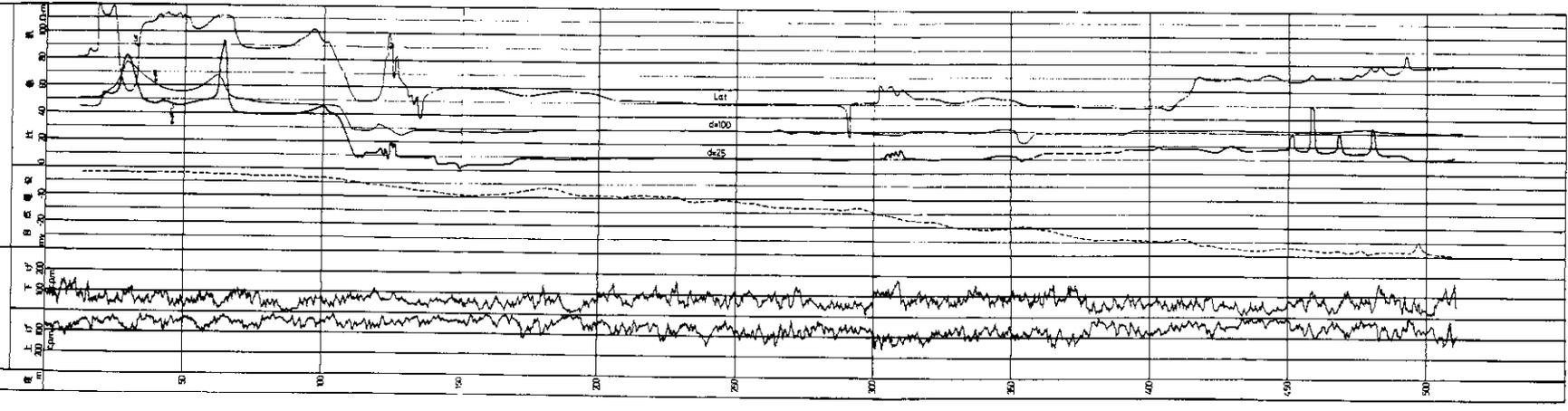


図3 2号試験井の放射能・電気検層図
Fig. 3. Radioactive and electric logs of the test well No. 2.

測定器の種類と型式
測定方法 井筒
測定深度 350m
地温速度 6mm
測定器の相対誤差 管内温度計(誤差)
力の感度係数 2.5
測定日時 5.4.12.2
測定者 宇部電気株式会社 片野邦之 森野行正 飯田勝彦

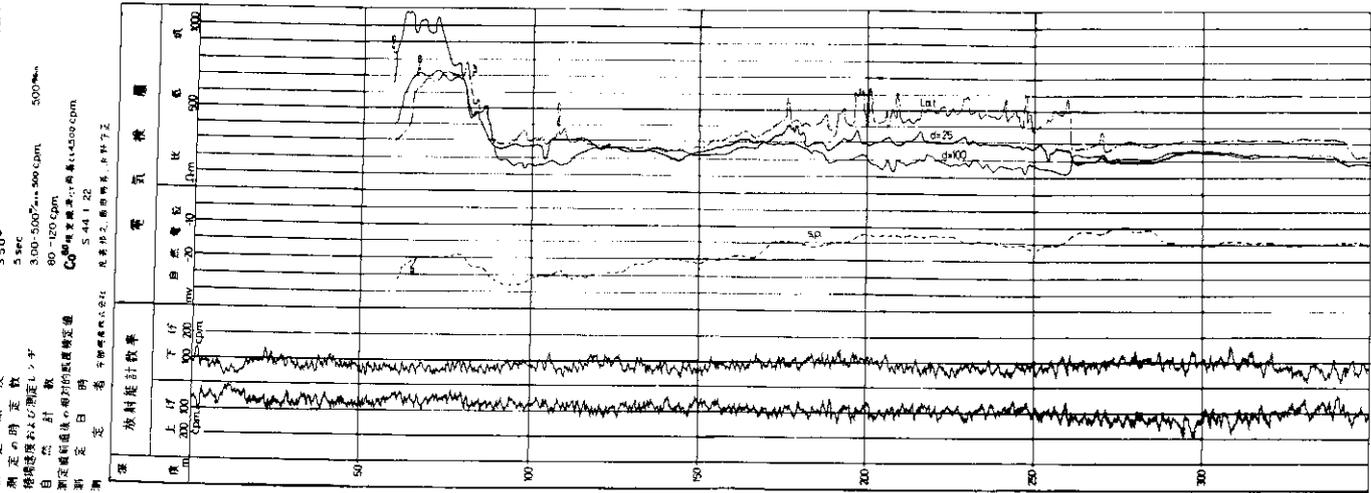


図2 1号試験井の放射能・電気検層図
Fig. 2. Radioactive and electric logs of the test well No. 1.

107.20 m まで 4" GP

387.40 m まで 3" GP

2.2 坑井地質

1) 岩相層序(上位から)

i) 表土(0~1.5 m)

ii) 沖積層(1.5~20.7 m)

1) 細れき(1.5~2.3 m)

チャート, 安山岩および浮石の細れきからなり, 黄かっ色を呈する。

ロ) 砂(2.3~14.3 m)

細~中~粗粒にわたるとうたの悪い砂で,

砂粒の多くは火山砂起原である。本来灰白色であるが, 深度11.65mまでは淡赤かっ色を帯びている。また, 11.65m以深には浮石粒も少くない。

ハ) 細れき(14.3~20.7 m)

粗砂~細れきにわたるとうたの悪い積物で, 構成粒子の多くは火山砂および浮石起原であるが, 安山岩起原のものも見られる。

iii) 火山砂・れき(20.7~76.5 m)

灰白色の細~中~粗粒の火山砂と浮石交り

表3 2号井コアの重鉱物組成

Table 3. Heavy mineral components of cores of the test well No. 2.

深 度 (m)	重 鉱 物 試 料 (%)	磁 鉄 鉱 重 鉱 物 (%)	普 通 角 閃 石	赤 普 通 角 閃 石 色	し そ 輝 石	普 通 輝 石	ジ ル コ ン	炭 酸 塩 鉱 物	磷 灰 石	黄 鉄 鉱
14.4	14.4	20.6	5.3		76.6	18.1				
40.0	28.7	17.9	1.8	0.5	43.7	38.8		15.3		
61.0	25.3	15.4	3.5		49.8	43.8		3.0		
107.0	24.2	6.3	1.5		26.5	19.5		52.5		
153.0	18.5	6.1	3.7		28.5	22.6		45.2		+
197.7	12.6	10.1	(4.8)		(29.5)	(21.9)	(1.0)	(42.8)		●
238.5	15.2	15.1			○	○	+	○	+	●
277.4	16.5	16.8			○	○		○	+	●
311.9	12.3	11.5			+	+		+		●
364.5	11.0	13.3			+	+		+	+	●
372.0	11.7	14.5			○	+	+	+	+	●
522.9	10.9	9.0			+	+	+		+	●

凡例 (): 量が少ない ● : 多量にある ○ : 普通にある + : 僅かにある

の火山砂・れきの互層からなるが, 最上部の1.0 m ほどは粘土質である。上位の沖積層および下位層との関係は, いずれも不整合である。

IV) 凝灰質砂(76.5~367.5 m)

主として灰色の凝灰質砂からなり, 凝灰岩・凝灰質泥岩・れき岩等をきょう有する。下位の変朽安山岩類との関係は不整合である。

V) 変朽安山岩類(367.5~550.5 m)

いわゆる変朽安山岩類からなり, けい化した安山岩を主とするが, けい化した凝灰岩・泥岩・凝灰角れき岩や, 熱水変質を受けた凝灰岩等も見られる。また, 粘土化した部分も

ある。

2) 重鉱物

上記の坑井地質区分の番号に従って重鉱物分析の結果について述べる(表3参照)。

ii) 沖積層

深度14.4 mのコアについて分析した結果によれば, しそ輝石77%, 普通輝石18%で, 地表の加久藤層群のものによく似た組成を示している。

iii) 火山砂・れき

深度40 mおよび61 mのコアについて分析した結果によれば, 普通角閃石はそれぞれ1.8%および3.5%, しそ輝石はそれぞれ

43.7 および 49.8 ㉯、普通輝石は 38.8 ㉯ および 43.8 ㉯、また炭酸塩鉱物はそれぞれ 15.3 ㉯ および 3.0 ㉯で、そのほか深度 40 m のコアからは 0.5 ㉯の赤かっ色普通角せん石が検出された。これ等のうち、炭酸塩鉱物は温泉作用によってできたと考えられるので、これを除いて輝石類の量比を求めると、深度 40 m および 61 m のコアについて、しそ輝石はそれぞれ 51.5 ㉯ および 51 ㉯、また普通輝石は 46 ㉯ および 45 ㉯となる。

IV) 凝灰質砂

この凝灰質砂は、重鉱物組成の上から、上部と中・下部の2つに分けられる。

1) 上部

深度 107 m および 153 m のコアについて分析した結果によれば、普通輝石はそれぞれ 1.5 ㉯ および 3.7 ㉯、しそ輝石はそれぞれ 26.5 ㉯ および 28.5 ㉯、普通輝石はそれぞれ 19.5 ㉯ および 22.6 ㉯、また炭酸塩鉱物はそれぞれ 52.5 ㉯ および 45.2 ㉯であるが、温泉作用によってできたと考えられる炭酸塩鉱物を除くと、しそ輝石はそれぞれ 52 ㉯ および 51 ㉯、また普通輝石はそれぞれ 41 ㉯ および 38 ㉯となる。

ロ) 中・下部

深度 197.7 m, 238.5 m, 277.4 m, 311.9 m および 364.5 m のコアがこれに属し、黄鉄鉱が多量に存在するのが特徴である。なお、最上位の深度 197.7 m のコアに少量含まれている黄鉄鉱以外の重鉱物の組成は、上記のものによく似ている。

V) 変朽安山岩類

分析したのは深度 372 m および 522.9 m のコアで、いずれも多量の黄鉄鉱の存在によって特徴づけられている。

3) 花粉

花粉がわずかに検出されたのは深度 160.20 m のコアだけであるが、このように 2 号井のコアに花粉をほとんど検出できなかったのは、温泉の作用によって分解・消失してしまったためと考えられる。幸い、京町観光ホテルの深井戸のコアのうち、2 号井の IV) の凝灰質砂に相当する部分から、次に述べるような地表の加久藤層群には見られないような組成の花粉が検出された(表 2 参照)。

1) 深度 61 ~ 70 m のコア

Fagus (ブナ属) が 35 ㉯を占め、次いで *Abies* (モミ属) が 14 ㉯、*Picea* (トウヒ属) が 8 ㉯、*Alnus* (ハンノキ属) が 7 ㉯の順になっている。

ii) 深度 140 ~ 155 m のコア

Fagus が 29 ㉯で一番多いが、*Pinus* (マツ属)、*Tsuga* (ツガ属) および *Abies* (モミ属) 等の針葉樹類が全体のおよそ 42 ㉯を占めている。

iii) 深度 200 ~ 225 m のコア

Alnus (ハンノキ属) 24 ㉯を含む *Betulaceae* (カバノキ科) が 42 ㉯を占めるが、*Abies*, *Pinus*, *Apufoliaceae* (モチノキ科) および *Fagus* 等も多い。

4) 電気検層(図 4 参照)

i) 自然電位

全般的に下方に向かって電位が下がっているが、岩相に対応する変化は明りょうでない。

ii) 比抵抗

全般的に低比抵抗で、地層のくわしい判別は困難であるが、iii) の火山砂・れきの最上部の粘土質の部分の下の方に対応するところで、ノルマルとラテラルが反対の変化を示していること、最下部のれき質の部分の上の方に対応するところで、比抵抗曲線がいずれも高くなっていること、および IV) の凝灰質砂の部分の深度およそ 105 ~ 112 m の間で比抵抗が低くなっていること等が一応注目される。

5) 温度検層(図 5 参照)

温度検層の記録から機械的に読みとると、最低温度は深度 10 m の 37°C、最高温度は深度 510 m の 102°C で、平均温度勾配は 13.0°C/100 m となっている。また、温度勾配のもっとも大きいところは深度 185 ~ 230 m の間で、31.1°C/100 m となっている。この深度区間は、この付近における揚水量の多いところにおよそ一致している。また、この深度区間の上下の深度区間の温度勾配は、それぞれ 12.0°C および 9.2°C である。さらに、深度 367.5 m 以深の変朽安山岩類の部分の温度勾配を算出して見ると、7.1°C となる。

6) 放射能検層(図 4 参照)

計数率の変化にはかなり著しいものがあるが、とくに注目されるのは、iii) の火山砂・れきの下の 30 m 弱の間の計数率が低くなっていること、IV) の凝灰質砂の部分の深度 160 m および 190 m 前後

のところで計数率が低くなっていることである。また、V)の変朽安山岩類の部分で計数率が低いのは、岩質のち密な部分に当るようである。

7) 対比

2号井の坑井地質で対比が問題になるのは、iii)の火山砂・れき以下の諸層である。地表地質との関係から見ると、iii)の火山砂・れきは池牟礼層の下に続く地層であるとするのが、もっとも考え易い。この部分のしそ輝石と普通輝石の割合は、前者が少し後者を上まわる程度で、しそ輝石が多い地表の加久藤層群の一般的な組成とはかなり異なるが、地表においてもこれに近い組成のものがないわけではない。以上に述べたことから総合的に判断して、本稿においては、iii)の火山砂・れきを加久藤層群に含め、その基底の不整合を以って、地表では見られない加久藤層群の基底の不整合としたい。温泉作用によってできたと考えられる炭酸塩鉱物の含有量が、深度61mと107mの間で大きく不連続的に変わっていることも、この不整合の存在を裏づけるものである。

iv)の凝灰質砂を主とする地層の対比は容易である。先に述べたように、京町観光ホテルの深井戸のこの層位のコアには *Fagus* (ブナ属)の花粉が検出されているが、*Fagus*は鹿児島市北方に分布する国分層群(沢村, 1956)から知られているばかりでなく、化石としては、茂木植物化石層に多産するほか、最近溝園層から次の化石が報告された例を除くと、国分層群相当層より若い地層からは知られていないからである。iv)の凝灰質砂を主とする地層についても、とくに新しい名称を与えることなく、国分層群の一部として扱ってもよいと思われる。

v)の変朽安山岩類が加久藤安山岩類に属することについては、改めて述べるまでもないであろう。

川内川沿いの低地に分布する京町・吉松の温泉井のうち、放射能検層を実施したものの坑井地質の対比は、その記録に基づいて、iii)の火山砂・れきの基底の不整合を追跡し、かつiv)の凝灰質砂の部分の深度160mおよび190m前後のところにある低計数率帯に対応する低計数率帯を順次求めることによって、初めて可能になったといえることができる。

なお1号井のv)のシラス、vi)の火山砂れきおよびvii)の粘土質火山砂からなる一連の地層は、現在のところ、加久藤層群と国分層群の間にはさ

まれる別個の地層群と考えることも可能である。

3. 地下地質と温泉

今次調査のもっとも大きな成果の1つは、別項で報告されている重力探査の結果、この地方の基盤(変朽安山岩類)の表面の凹所が、飯野—加久藤—京町—吉松の低地とはかなり南にずれているところに位置していることが明らかになったことである。すなわち、重力分布から推定される基盤の表面の凹所の中心は、加久藤南方およそ3kmの池迫付近にあり、凹所の輪郭はほぼ東西方向の長軸をもつかなり複雑な形をなしている。この凹所を埋めてたい積したのが2号井に見られる国分層群相当層である。この凹所、すなわち加久藤カルデラが形成されたのが、そのたい積前であることは明らかである。国分層群の地質時代については、西欧の模式地における鮮新—更新両統の境をどうとるかということにも関連し、にわか決定できないが、加久藤カルデラを埋めている地層(荒牧, 1968の加久藤層群)が国分層群に対比されることが明らかになった結果、加久藤カルデラがこれまでに九州地方で知られたもっとも古いカルデラであることが決定的になった。これは、今次の調査のもっとも大きな地質学的成果である。

この国分層群相当層は、この地方の主要な温泉層として、経済的にも重要である。この温泉層は、浅い深度で高い温度が得られる吉松—京町地域おもに開発されているが、自然発生的につくられた多数の温泉井によって無計画に揚湯されているため、合理的に利用されているとはいえない。吉松—京町地域の一部では、特別な熱の供給も行なわれているが、大局的に見れば、この地方の変朽安山岩類を母層とするものを除いた温泉は地下水型である。

4. 地熱構造

昭和43年2月21日の主震を中心としたえびの・吉松地区地震のもっとも大きな特徴は、前震・主震の震源分布がまとまっており、かつ、それが、昭和36年から4月にわたる飯盛山地震群の震源分布とほとんど一致しており、さらに、大正2年5月から11月にわたる当時の真幸町を中心とする地震群のそれとも、ほとんど同じであるとされていることであろう。この事実には、これら地震群の震源域が同一の地質学的特異性のあるところに

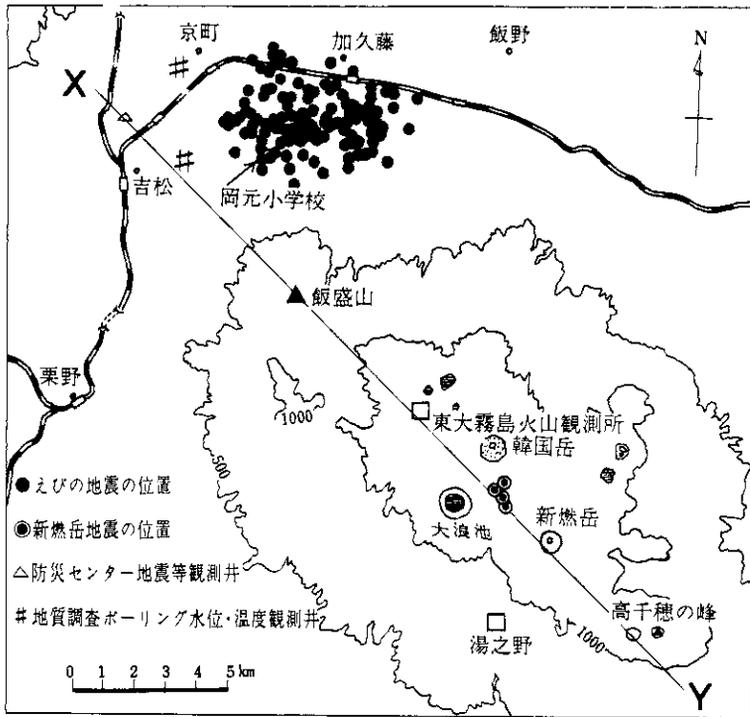


図6 えびの・吉松地区地震の震央の分布

Fig. 6. Distribution of epicenters of the Ebino-Yoshimatsu earthquakes.

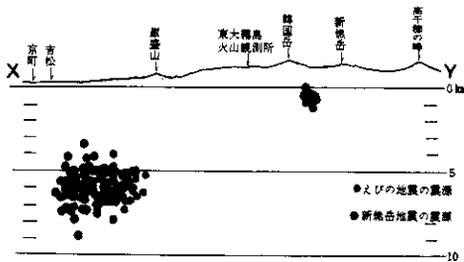


図7 えびの・吉松地区地震の震源の深度分布

Fig. 7. Depth distribution of foci of the Ebino-Yoshimatsu earthquakes.

位置していることを示すものであろう。そして、この地質学的特異性は、地震以外の地質現象にも反映しているに相違ない。

えびの・吉松地区地震の震源分布(水上, 1968)によれば、この一連の地震群の震央分布および震源の深度分布は、それぞれ図6および図7に示す

とおりで、震源域は、飯盛山の北およそ5.5kmを中心とし、東西方向の長径を約3.5km、また南北方向の短径を約2.5kmとするだ円のなか、大体おさまる。また、震源の深度分布は、海面下およそ6kmのところを中心とし、半径を約3.5kmとする円のなか、大体おさまる。その後、京大桜島火山観測所から発表されたこの地震群の震央分布は、図6に示したものより南西側にひろがっており、地質構造および地熱分布の方向性から見て、より考えやすい形になっている。

先に述べたように、この地方の温泉は、国分層相当層のなかにはい胎するものと、その下に不整合に横たわる変朽安山岩類にはい胎するものとに大別される。温泉の性質のなかでもっとも調べやすいのは泉温であるが、それにしても、サンプルをできるだけ散らばらせ、かつなるべく均一の母集団とする必要がある。そこで、まず、深度25~30mで泉温60~63°Cを示す般若寺温泉、および深度19~43mで泉温36~48°Cを示す吉田温

泉については、特殊なメカニズムによる熱の供給を考えない限り、泉温の説明が不可能なので、サンプルから除くことにした。

この地方の温泉の泉温は、ごく少数のゆう出量の増加に伴って泉温が上昇したものを除いて、地震の前後でほとんど変化していない。また、泉温から少しでも地熱構造に近づこうとする以上、泉温としては、これまでに測定されたもっとも高いものをとるべきであろう。坑底温度が測定できれば、このような考察に際しては、それを使うのが一番よいが、その測定を行ない得る温泉井はごく少数なので、これだけで全般的な比較考察を行なうことはできない。さらに、泉温あるいは坑底温度そのものでは、相互の比較ができないので、これらと坑井深度から、便宜上の原点である地表の温度を 18°C とし、深度100 m当りの見かけの地温勾配ともいえるものを算出し、南西～北東の垂直面——霧島火山の若い火口列に直交する面——に投影したものが図8である。ここに、地表の温度を 18°C としたのは、宮崎市における恒温層の上限深度および温度が、それぞれ11.1 mおよび 17.8°C とされている(木内, 1950)からである。さいわい、この地方の温泉の多くは、国分層群相当層の基底直上の帯水層から湧き出ているので、このような方法で、ある程度の比較考察を

進めることができると考えられる。図8から明らかのように、見かけの地温勾配は、吉松町の山下と麓とを結ぶ地帯の南西側で急変しており、この地帯から、鹿児島・宮崎両県の境界、つまり吉松・えびの両町の境界付近までの間で、とくに大きな値を示し、これより北東側では、それが次第に小さくなって、加久藤の東側でこの付近としての普通の値となっているのに対して、先に述べた急変線の南西側では、きわめて短距離の間で普通の値に戻っている。

この見かけの地温勾配がとくに高い地帯は、霧島火山の若い火口列の延長方向に当たっている。また、この地帯の南西側では、それが急に小さくなっている。さらに、調査当時(昭和43年3月29日～4月4日)半定量的に発表されていた震源域は、この見かけの地温勾配の急変帯の南西側に張り出していなかった。以上の3点から、えびの・吉松地区地震総合技術調査団地質班(福田・木野・中条・黒田, 1968)は、この地震の震源域がさらにひろがることであっても、この急変帯の南西側へひろがることはあるまいと考えた。このことは、去る昭和43年4月3日、正式に公表された。その後公表された東大および京大の観測による震央分布図を見ても、この見解は一応裏づけられたといつてよからう。

さて、このような見掛けの地温勾配の意味を掘り下げて考えるには、実際の地温の水平・垂直分布を知らなければならない。しかし、それには、掘さく後長期間たった坑井で、自噴しない未使用のもの、すなわち坑井内の水温が周囲の地温と平衡している坑井について、精密な坑井内の温度分布を知らなければならない。このような坑井はきわめてまれなのが普通で、この地方でも、京町観光ホテルの深井戸が1本あるだけである。

この深井戸は、昭和42年に506 mまで掘さくされ、450 mまで3"の鉄管が入っているが、自噴せず、かつ揚水された温泉の泉質がよくないため、現在まで放置されていたものである。この深井戸の静水位は地表下8.2 mである。図9は昭和44年1月30日(気温 12.5°C)に行なったサーミスターをゾンデとする温度検層の記録である。

図9において、深度70～200 mの直線的な部分を上方へ延長すると、0 mの線、すなわち地表と 20°C という年平均気温に近いところで交わるので、深度70 m以深のこの深井戸付近の地下の

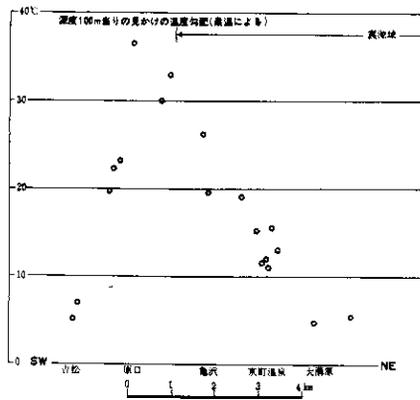


図8 吉松・京町温泉地帯の見掛けの地温勾配の分布とえびの・吉松地区地震の震央分布

Fig. 8. Distribution of apparent geothermal gradients in the Yoshimatsu-Kyomachi hot-spring area and distribution of epicenters of the Ebino-Yoshimatsu earthquakes.

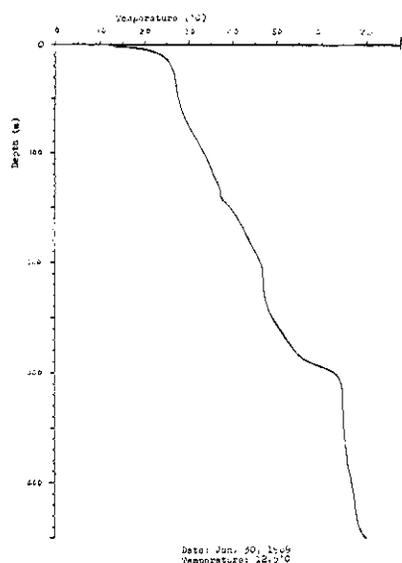


図9 京町観光ホテル深井戸の温度
検層記録

Fig. 9. Temperature log of the deep
well of Kyomachi-Kanko Hotel.

温度分布は、およそ図9のようになっているものと考えてよからう。

図9について注目されるのが2つある。その1つは、深度250~300 m、とくに280~300 mの間で、地温勾配がきわめて大きくなっていることである。これは、現在この付近で使われている温泉の大部分が、この層位から揚湯されていることを示すものである。先に述べた見かけの地温勾配は、大部分この層位から揚水された温泉の泉温から求めたものである。もう1つは、深度300~440 m、とくに320~350 mの間で、地温勾配が小さくなっていることである。しかし、地温勾配に乗じて地かく熱流量を算出する上に必要な熱伝導度の測定に適した地下の岩石の試料は、このとくに地温勾配が小さい部分からは採取されていないので、それ以深の地温勾配が一定な部分、すなわち深度370~440 mの部分が必要になってくる。この間の地温勾配は $4.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ である。これに対して、上位の地温勾配の一定な部分、すなわち深度70~200 mの間についてその値を算出してみると、 $13.1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ となる。

先に述べたように、この地方の多くの温泉のあ

り方が同じであり、かつ、国分層群相当層の基底の深度も、およそ150~350 mの間——250~300 m前後のところが多い——なので、以上に述べたところを総合すると、見かけの地温勾配の大きいところは、国分層群相当層の基底の地温が、深度の割合に高いところにほかならないということになる。国分層群相当層の基盤をなす岩層——大部分は変朽安山岩類と推定される——の熱伝導度に、場所による大きな差があるとは考え難いので、これは、見かけの地温勾配の大きいところでは、地下の浅いところまで熱いマグマだまりのようなものがきているのか、各種の割れ目を通して、高温水や蒸気によって熱が供給されているのか、あるいはこの両者が複合したものかのいずれかの場合を想定しなければ、計算が合わなくなってくる。えびの・吉松地区地震の震源分布が、先に述べたように、水平的にも、垂直的にも限定されていることは、上に述べた最後のケースを暗示しているが、これは、震源分布そのものがマグマだまりを示していることにもなる。このように見ると、発震機構の問題、および表現の適・不適は別として、えびの・吉松地区地震は火山現象としての一面をもっていると見ることもできるのではなかろうか。

現在の霧島火山の若い火口列が、北西—南東に走る古い安山岩類を切る弱帯——おそらく断層帯——に支配されて形成されたことは明らかである。また、この方向の断層には、地表の加久藤層群を切るかなり大きなものもあることが、今次の地表地質調査によっても明らかになっている。えびの・吉松地区地震の震源域は、上に述べた若い火口列そのものの延長上にあるというより、少し北東側にずれているが、やはりこの系列につながるものと見るのが自然であろう。

5. 参考資料

5.1 加久藤層群の重鉱物組成

地表の加久藤層群に見られる重鉱物は、昌明寺層~溝園層~下浦層を通じて、普通角せん石、しそ輝石(もっとも多い)および普通輝石が主要なもので、そのほかに、ごく少量の赤かっ色角せん石、緑れん石およびジルコンが含まれることもある。

組成差が著しい試料を一応除いて作成した組成変化図が図10である。それによれば、各層の特

徴は次のとおりである。

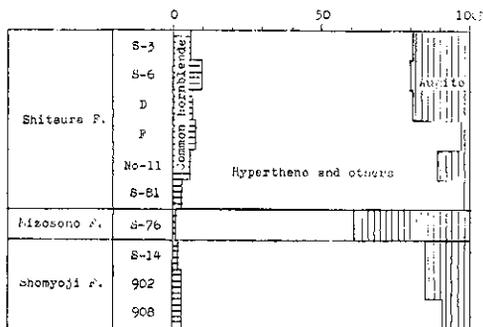


図10 加久藤層群の重鉱物組成

Fig. 10. Heavy mineral components of the Kakuto group.

下 浦 層：普通輝石が東部（S-3, S-6, D）では20%弱であるのに対して、西部（F, 11, 81）では10~2%である。

溝 園 層：1試料のみであるが、普通輝石が約40%で、普通角せん石はほとんど見られない。

昌明寺層：普通輝石が15~10%で、普通角せん石が2.5~1%である。

この組成から見ると、昌明寺層は、普通角せん石がやや少ないこと、西部の下浦層に比べて普通輝石がやや多いことから、下浦層とは多少の相違があるように見える。しかし、この差は誤差の範囲内に入るものもあり、また、ほとんど同じ層準の試料であっても、場所によって非常に組成の変化が激しいこともあり、重鉱物組成の上からは、下浦層と昌明寺層のシラスを区別することは必ずしも容易でない。重鉱物組成に確実な区別がつけ難いことは、当時の火山活動が一連のものであったことを示している。量比の変化が激しいのは、たい積条件の差（陸上、水中、噴出源との位置関係、運搬のされ方、とうた作用の程度）が複雑に影響し合った結果であろう。

5.2 加久藤層群の花粉・孢子分析結果

地表の加久藤層群について行なった花粉・孢子分析の結果を、先に述べた1号井および京町観光ホテルの深井戸のコアについて分析した結果とともに示したのが図11である。それによれば、地表の加久藤層群に属する各層の特徴は、それぞれ次に述べるとおりである（上位より）。

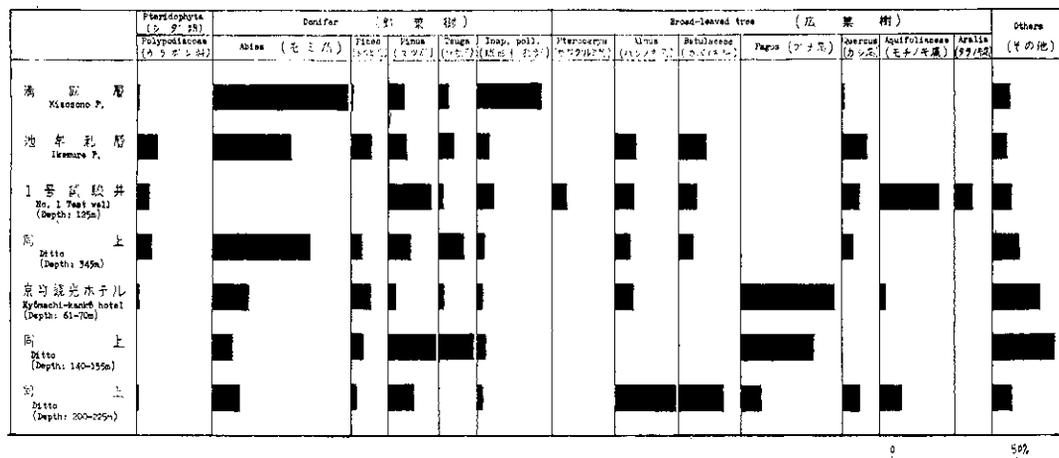


図11 加久藤層群および国分層群相当層の花粉ひん度図

Fig. 11. Pollen diagram of the Kakuto and Kokubu groups and their underground equivalents.

- 1) 下浦層 ない。
- 算出個体数が非常に少なく、研究対象にはなら
- 2) 溝園層

Abies (モミ属)が全体の54%近くを占めるほか、*Pinus* (マツ属)、*Tsuga* (ツガ属)および *Taxodiaceae* (スギ科)等の針葉樹類で90%を占め、そのほかわずかにシダ類と *Quercus* (カシ属)を含む針葉樹型である。

3) 昌明寺層

花粉・孢子ともにまったく検出できなかった。

4) 池牟礼層

Abies (モミ属)が40%と多いが、針葉樹類全体としてはおよそ60%で、ほかに26%の *Polypodiaceae* (ウラボシ科)や *Betulaceae* (カバノキ科)を含むモミ・シダ型で、薄層層のものとは区別できる。

参 考 文 献 (抄)

荒牧重雄(1968):加久藤盆地の地質—えびの吉松地域の地震に関連して—。地震研究所彙報,第46巻,1325-1343頁。
 福田 理(1968):えびの地震予察調査速報(その1)。地質ニュース,第165号。

福田 理ほか3名(1968):えびの地震予察調査速報(その2)。地質ニュース,第169号,1~19頁。

福田 理(1969):地熱構造から見たえびの・吉松地区地震。防災科学技術, No. 8, 3~5頁。

伊田一善ほか2名(1956):宮崎県小林市付近天然ガス調査報告。地質調査所報告,第168号,46頁。

水上 武(1968):えびの地震に関する調査研究概要。宮崎県,12頁。

沢村孝之助(1956):5万分の1地質図幅および説明書「国分」。地質調査所。

沢村孝之助ほか1名(1957):5万分の1地質図幅および説明書「霧島山」。地質調査所。

露木利貞ほか3名(1966):鹿児島県の温泉,霧島火山地域の温泉(その3)。鹿児島県,66頁。

露木利貞ほか2名(1967):宮崎県の温泉。宮崎県,78頁。