

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
鹿児島(15)第100号
NH-52-8-5,6

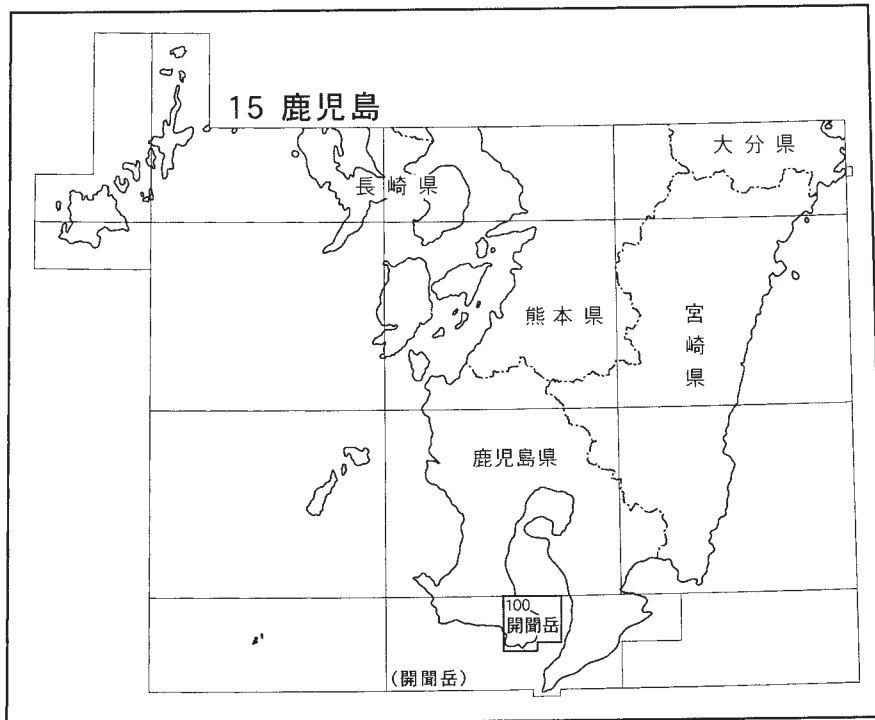
開聞岳地域の地質

川辺禎久・阪口圭一

平成17年

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



() は 1:200,000 図幅名

5 万分の 1 地質図幅索引図
Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

| | | | |
|-------------------------------|--|---|---|
| 加世田 Kaseda 1:75,000 (1933) | 15-93 加世田 Kaseda NH-52-7-12 (未刊行, unpublished) | 15-94 垂水 Tarumizu NH-52-7-8 (1963) | 15-95 鹿屋 Kanoya NH-52-7-4 (1965) |
| | 15-99 枕崎 Makurazaki NH-52-8-9 (未刊行, unpublished) | 15-100 開聞岳 Kaimon Dake NH-52-8-5, 6 (2005) | 15-101 大根占 Onejime NH-52-8-1 (未刊行, unpublished) |
| | X | 15-103 佐多岬 Sata Misaki NH-52-8-6・7 (未刊行, unpublished) | 15-104 辺塚 Hetsuka NH-52-8-2 (未刊行, unpublished) |

開聞岳地域の地質

川口禎久*・阪口圭一**

地質調査総合センターは、その前身である地質調査所の1882年創設以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査・研究を行い、さまざまな縮尺の地質図を作成・出版してきた。そのうち5万分の1地質図幅は、自らの地質調査に基づくもっとも詳細な地質図であり、基礎的な地質情報を網羅している。

5万分の1地質図幅「開聞岳」地域の調査研究は、1997年から2001年（平成9年度から平成13年度）に行われた。調査・執筆に当たって、川辺が白亜紀堆積岩から第三紀、第四紀火山岩全般を、阪口が第四紀火砕流堆積物及び地熱・温泉を担当した。報告書全体の取りまとめは川辺が行った。岩石薄片は、野神貴嗣・大和田 朗・福田和幸の各氏（産業技術総合研究所）が作成した。

本研究にあたり多くの方々のご協力を得た。特に鹿児島大学小林哲夫教授、福岡大学奥野 充博士、鹿児島県立武岡台高校成尾英仁氏には、未公表資料の提供などの便宜を図っていただいた。指宿市役所商工観光課には、同市の温泉利用状況に関する資料を提供いただいた。石油資源開発（株）岡田浩明氏には、伏目地区の地下地質構造についてご教示いただいた。地質情報研究部門中澤 努主任研究員には、テフラ中の斜方輝石屈折率測定をお願いした。これらの方々に深く御礼申し上げる。

（平成15年度稿）

所 属

* 地質情報研究部門

** 地圏資源環境研究部門

Keywords: regional geology, geological map, 1:50,000, Kaimon Dake, Ibusuki, Kiire, Yamagawa, Kaimon, Ei, Ikeda ko, Unagi ike, active volcano, caldera, stratovolcano, lava dome, pyroclastic flow, maar, crater lake, surge deposit, sandspit, welded tuff, tephra, Ata Pyroclastic Flow, Imaizumi Pyroclastic Flow, Ito Pyroclastic Flow, Akahoya Ash, Koya Pyroclastic Flow, Ikeda Pyroclastic Flow, Kora, Ata caldera, Chiran Formation, Nansatsu Formation, Nansatsu Volcanic Rocks, Ibusuki Volcano Group, Ibusuki Volcano, Ikeda Volcano, Kaimondake Volcano, Nabeshimadake Lava Dome, Kagamiike Maar, gold ore, geothermal energy, hot spring, geothermal power plant

目 次

| | |
|--------------------|----|
| 第1章 地 形 | 1 |
| 1.1 鬼門平断層崖以西の地形 | 2 |
| 1.2 鬼門平断層崖以東の地形 | 2 |
| 1.3 海底地形 | 4 |
| 第2章 地質概説 | 7 |
| 2.1 白亜系 | 8 |
| 2.2 第三系 | 8 |
| 2.3 第四系 | 9 |
| 第3章 白亜系 | 11 |
| 3.1 川辺層群知覧層 | 11 |
| 第4章 第三系 | 13 |
| 4.1 研究史及び概要 | 13 |
| 4.2 薩摩半島酸性岩体 | 13 |
| 4.3 南薩火山岩類 | 13 |
| 4.3.1 古期南薩火山岩類 | 13 |
| 4.3.2 中期南薩火山岩類 | 15 |
| 4.3.3 新期南薩火山岩類 | 15 |
| 第5章 第四紀更新統 | 17 |
| 5.1 研究史及び概要 | 17 |
| 5.2 古期指宿火山群 | 19 |
| 5.2.1 高江山溶岩 | 19 |
| 5.2.2 鬼口溶岩 | 19 |
| 5.2.3 矢筈岳火山 | 20 |
| 5.2.4 入野溶岩 | 20 |
| 5.2.5 狩集溶岩 | 20 |
| 5.2.6 小浜溶岩 | 21 |
| 5.2.7 山川層 | 21 |
| 5.3 中期指宿火山群 | 22 |
| 5.3.1 魚見岳火山 | 22 |
| 5.3.2 長崎鼻溶岩 | 23 |
| 5.3.3 赤水岳火山 | 23 |
| 5.3.4 仮屋溶岩 | 24 |
| 5.3.5 大野岳火山 | 24 |
| 5.4 阿多火山 | 25 |
| 5.4.1 阿多火砕流堆積物 | 25 |
| 5.4.2 今和泉火砕流堆積物 | 27 |
| 5.5 更新世堆積岩 | 27 |
| 5.5.1 大野岳扇状地堆積物 | 28 |
| 5.5.2 湊川層 | 28 |
| 5.6 新期指宿火山群(指宿火山) | 29 |
| 5.6.1 山川湾溶岩 | 29 |
| 5.6.2 福元火砕岩類 | 29 |
| 5.6.3 権現山成層火山体 | 31 |
| 5.6.4 竹山溶岩 | 32 |
| 5.6.5 辻之岳・久世岳溶岩ドーム | 34 |
| 5.6.6 指宿層 | 34 |

| | | |
|----------|-------------------|----|
| 5.6.7 | 唐山スコリア丘 | 34 |
| 5.6.8 | 清見岳溶岩ドーム | 35 |
| 5.6.9 | 池底溶岩 | 35 |
| 5.6.10 | 鷲尾岳溶岩ドーム | 36 |
| 5.6.11 | 上野溶岩 | 36 |
| 5.6.12 | 降下テフラ | 36 |
| 5.7 | 始良カルデラ噴出物 | 40 |
| 5.7.1 | 入戸火砕流堆積物 | 40 |
| 第6章 | 第四紀完新統 | 41 |
| 6.1 | 研究史及び概要 | 41 |
| 6.2 | 鬼界カルデラ噴出物 | 41 |
| 6.2.1 | 幸屋火砕流堆積物 | 41 |
| 6.3 | 新期指宿火山群(池田火山) | 42 |
| 6.3.1 | 仙田溶岩 | 43 |
| 6.3.2 | 池田湖テフラ | 43 |
| 6.3.2.1 | 池田火砕流堆積物 | 43 |
| 6.3.2.2 | 池底・鰻池マール噴出物 | 46 |
| 6.3.2.3 | 山川火砕サージ堆積物 | 48 |
| 6.3.2.4 | 池田湖火山灰 | 48 |
| 6.3.3 | 鏡池マール群 | 49 |
| 6.3.4 | 鍋島岳溶岩ドーム | 49 |
| 6.3.5 | 池田湖湖底溶岩ドーム | 51 |
| 6.4 | 開聞岳火山 | 52 |
| 6.4.1 | 開聞岳テフラ | 52 |
| 6.4.2 | 川尻凝灰角礫岩 | 56 |
| 6.4.3 | 松原田溶岩 | 57 |
| 6.4.4 | 花瀬溶岩 | 57 |
| 6.4.5 | 開聞岳南溶岩 | 58 |
| 6.4.6 | 十町溶岩 | 58 |
| 6.4.7 | 横瀬火砕丘噴出物 | 58 |
| 6.4.8 | 横瀬溶岩 | 58 |
| 6.4.9 | 開聞岳主山体 | 59 |
| 6.4.10 | 874年火砕流・土石流堆積物 | 60 |
| 6.4.11 | 885年噴火噴出物 | 60 |
| 6.4.11.1 | 田ノ崎溶岩 | 61 |
| 6.4.11.2 | 885年火砕流堆積物 | 61 |
| 6.4.11.3 | 885年スコリア丘 | 61 |
| 6.4.11.4 | 885年溶岩流・885年溶岩ドーム | 62 |
| 6.5 | 沖積層 | 62 |
| 6.6 | 砂丘堆積物 | 62 |
| 6.7 | 海浜堆積物及び砂州堆積物 | 62 |
| 第7章 | 活断層・地震 | 63 |
| 第8章 | 自然災害 | 65 |
| 第9章 | 応用地質 | 66 |
| 9.1 | 地熱・温泉 | 66 |
| 9.1.1 | 地熱資源と地熱構造の概要 | 66 |
| 9.1.2 | 温泉 | 66 |
| 9.1.3 | 深部の地熱資源開発 | 69 |
| 9.2 | 鉱床 | 70 |

| | |
|------------|----|
| 9.2.1 金銀鉱床 | 70 |
| 9.2.2 砂鉄鉱床 | 73 |
| 9.2.3 粘土鉱床 | 73 |
| 9.2.4 石 材 | 73 |
| 第10章 水文地質 | 74 |
| 文 献 | 76 |
| Abstract | 80 |

図・表目次

| | |
|---|----|
| 第1.1 図 5万分の1「開聞岳」図幅地域の範囲とその周辺の地形陰影図 | 1 |
| 第1.2 図 指宿市幸屋付近から見た鬼門平断層崖 | 2 |
| 第1.3 図 5万分の1「開聞岳」図幅地域の鳥瞰地形図 | 2 |
| 第1.4 図 Matumoto (1943) の“阿多カルデラ” | 3 |
| 第1.5 図 開聞岳山頂から見た池田湖 | 4 |
| 第1.6 図 鹿児島湾海底地形図 | 5 |
| 第1.7 図 鹿児島湾南部周辺の海底地形図 | 6 |
| 第2.1 図 5万分の1「開聞岳」図幅地域の地質概略図 | 7 |
| 第2.2 図 5万分の1「開聞岳」図幅地域の地質総括表 | 8 |
| 第3.1 図 川辺層群知覧層の砂泥互層 | 11 |
| 第3.2 図 川辺層群知覧層の泥岩層 | 11 |
| 第4.1 図 古期南薩火山岩類の凝灰角礫岩の転石 | 14 |
| 第4.2 図 古期南薩火山岩類の凝灰角礫岩層 | 14 |
| 第4.3 図 古期南薩火山岩類の変質した安山岩溶岩 | 15 |
| 第4.4 図 新期南薩火山岩類の玉葱状風化した安山岩溶岩 | 16 |
| 第5.1 図 九州南部の阿多火砕流堆積物の分布 | 17 |
| 第5.2 図 “阿多カルデラ”及び鬼界カルデラの位置と各カルデラを起源とする降下軽石層の等層厚線図 | 18 |
| 第5.3 図 古期指宿火山群鬼口溶岩 | 20 |
| 第5.4 図 開聞町入野から遠望した古期指宿火山群矢筈岳火山を構成する凝灰角礫岩層 | 21 |
| 第5.5 図 中期指宿火山群小浜溶岩 | 21 |
| 第5.6 図 指宿市東海上より見た中期指宿火山群魚見岳 | 22 |
| 第5.7 図 中期指宿火山群魚見岳火山の溶結した火砕岩層 | 22 |
| 第5.8 図 中期指宿火山群長崎鼻溶岩とそれを覆う赤水岳火山噴出物 | 23 |
| 第5.9 図 海食崖に露出する中期指宿火山群赤水岳火山の内部構造 | 23 |
| 第5.10 図 赤水岳火山の降下溶結凝灰岩 | 24 |
| 第5.11 図 中期指宿火山群仮屋溶岩を覆う層理の発達した湖成層 | 24 |
| 第5.12 図 南東から見た中期指宿火山群大野岳火山 | 24 |
| 第5.13 図 阿多火砕流堆積物がつくる崖 | 26 |
| 第5.14 図 新期南薩火山岩類にアバットする阿多火砕流堆積物 | 26 |
| 第5.15 図 今和泉火砕流堆積物とそれを覆う新期指宿火山群テフラ、入戸火砕流堆積物 | 27 |
| 第5.16 図 今和泉火砕流堆積物と今和泉火砕流中の黒曜岩岩片 | 28 |
| 第5.17 図 変形した清見テフラ層 | 28 |
| 第5.18 図 湊川の河岸に露出する湊川層 | 29 |
| 第5.19 図 池田湖西岸から見た新期指宿火山群指宿火山 | 29 |
| 第5.20 図 指宿火山の層序関係 | 30 |
| 第5.21 図 福元火砕岩類の凝灰角礫岩 | 30 |
| 第5.22 図 福元火砕岩類の火山礫凝灰岩とシルト質偽礫 | 31 |
| 第5.23 図 権現山成層火山体、円弧状尾根 | 32 |
| 第5.24 図 権現山成層火山体、湯峰権現神社の噴気帯 | 32 |

| | | |
|----------|---|----|
| 第 5.25 図 | 指宿市白山における指宿火山権現山成層火山体を覆うテフラ群 | 33 |
| 第 5.26 図 | 指宿火山竹山溶岩からなる竹山 | 33 |
| 第 5.27 図 | 竹山溶岩と福元火砕岩の接触部 | 33 |
| 第 5.28 図 | 放射状柱状節理が発達した竹山溶岩 | 33 |
| 第 5.29 図 | 農道工事現場に出現した唐山スコリア丘の断面 | 34 |
| 第 5.30 図 | 指宿火山池底溶岩 | 35 |
| 第 5.31 図 | 指宿火山鷲尾岳溶岩ドーム | 36 |
| 第 5.32 図 | 指宿市白山におけるテフラ柱状図 | 37 |
| 第 5.33 図 | 指宿市 ^{ひがしかた} 東方における清見テフラ | 38 |
| 第 5.34 図 | 清見テフラ (Ky) の等層厚線図 | 38 |
| 第 5.35 図 | 清見テフラ Ky-2 から派生した碎屑岩脈 | 38 |
| 第 5.36 図 | 清見テフラ Ky-5 を覆うテフラ群 | 39 |
| 第 5.37 図 | 入戸火砕流堆積物が作る火砕流台地 | 40 |
| 第 5.38 図 | 入戸火砕流堆積物中のガス抜けパイプと上面の高温酸化 | 40 |
| 第 6.1 図 | 新期南薩火山岩類を覆うテフラ群 | 42 |
| 第 6.2 図 | 北縁から見た鰻池マール | 42 |
| 第 6.3 図 | 池田湖テフラ露頭及び柱状図 | 44 |
| 第 6.4 図 | 池田湖テフラの分布 | 45 |
| 第 6.5 図 | 池田火砕流堆積物のラグプレッチャ堆積物 | 46 |
| 第 6.6 図 | 池田火砕流堆積物の下部フローユニット | 47 |
| 第 6.7 図 | 池田火砕流堆積物を切るスパイラルクの断面 | 47 |
| 第 6.8 図 | 池底・鰻池火砕丘を構成する堆積物 | 47 |
| 第 6.9 図 | 山川火砕サージ堆積物 | 48 |
| 第 6.10 図 | 山川火砕サージ堆積物の堆積構造から推定される流動方向 | 49 |
| 第 6.11 図 | 上野溶岩及び池田火砕流堆積物を覆う池田湖火山灰層 | 49 |
| 第 6.12 図 | 池田湖火山灰層中に発達する碎屑岩脈 | 50 |
| 第 6.13 図 | 鏡池マール群及び鍋島岳溶岩ドームに伴うマール群 | 50 |
| 第 6.14 図 | 鍋島岳溶岩ドーム | 51 |
| 第 6.15 図 | 鍋島岳テフラ露頭及び柱状図 | 51 |
| 第 6.16 図 | 鍋島岳溶岩ドームを構成するデイサイト溶岩 | 52 |
| 第 6.17 図 | 東から見た開聞岳火山 | 52 |
| 第 6.18 図 | 開聞岳テフラ Km5-Km8 の露頭写真 | 53 |
| 第 6.19 図 | 開聞岳テフラの模式柱状図 | 54 |
| 第 6.20 図 | 開聞岳テフラ Km12 の等層厚線図 | 57 |
| 第 6.21 図 | 開聞岳火山川尻凝灰角礫岩 | 57 |
| 第 6.22 図 | 開聞岳火山開聞岳南溶岩 | 58 |
| 第 6.23 図 | 開聞岳火山横瀬火砕丘噴出物 | 59 |
| 第 6.24 図 | 開聞岳火山横瀬火砕丘を覆う横瀬溶岩流 | 59 |
| 第 6.25 図 | 開聞岳火山 874 年火砕流・土石流堆積物 | 60 |
| 第 6.26 図 | 開聞岳火山山頂部の空中写真 | 61 |
| 第 6.27 図 | 知林ヶ島と陸繋砂嘴 | 62 |
| 第 7.1 図 | 薩南地域のブーゲー重力図 | 63 |
| 第 7.2 図 | 新期指宿火山群地域のリニアメントと顕著な火口・変質帯配列 | 64 |
| 第 9.1 図 | 5 万分の 1 「開聞岳」 図幅地域の温泉分布 | 66 |
| 第 9.2 図 | 指宿-山川地区の海拔-150 m 準と海拔-1,500 m 準における地下温度分布 | 68 |
| 第 9.3 図 | 指宿市の源泉分布 | 68 |
| 第 9.4 図 | 山川町及び開聞町の源泉分布 | 69 |
| 第 9.5 図 | 山川町伏目地区の地質構造平面図及び南北断面図 | 71 |
| 第 9.6 図 | 5 万分の 1 「開聞岳」 図幅地域の金銀鉱山分布図 | 72 |

| | | |
|----------|--|----|
| 第 9.7 図 | 新期指宿火山群指宿火山の変質帯と粘土鉱床の分布 | 73 |
| 第 10.1 図 | 5 万分の 1「開聞岳」図幅地域の陸水の酸素同位体比-水素同位体比プロット | 74 |
| 第 10.2 図 | 5 万分の 1「開聞岳」図幅地域の陸水の流量と各端成分の寄与率 | 75 |
| 第 2.1 表 | 5 万分の 1「開聞岳」図幅地域の第三紀-第四紀火山岩の主成分化学組成 | 10 |
| 第 2.2 表 | 新たに得られた放射性炭素年代値及びフィッシュトラック年代値 | 10 |
| 第 9.1 表 | 5 万分の 1「開聞岳」図幅地域の代表的な温泉水の分析値 | 67 |
| 第 9.2 表 | 5 万分の 1「開聞岳」図幅地域の噴気ガスの分析値 | 67 |
| 第 9.3 表 | 山川地熱発電所の生産流体の分析値 | 70 |
| 第 9.4 表 | 5 万分の 1「開聞岳」図幅地域に分布する金銀鉱床 | 72 |
| Fig. 1 | Summary of the geology of the Kaimon Dake district | 81 |
| Fig. 2 | Stratigraphic summary of the Kaimon Dake district | 82 |

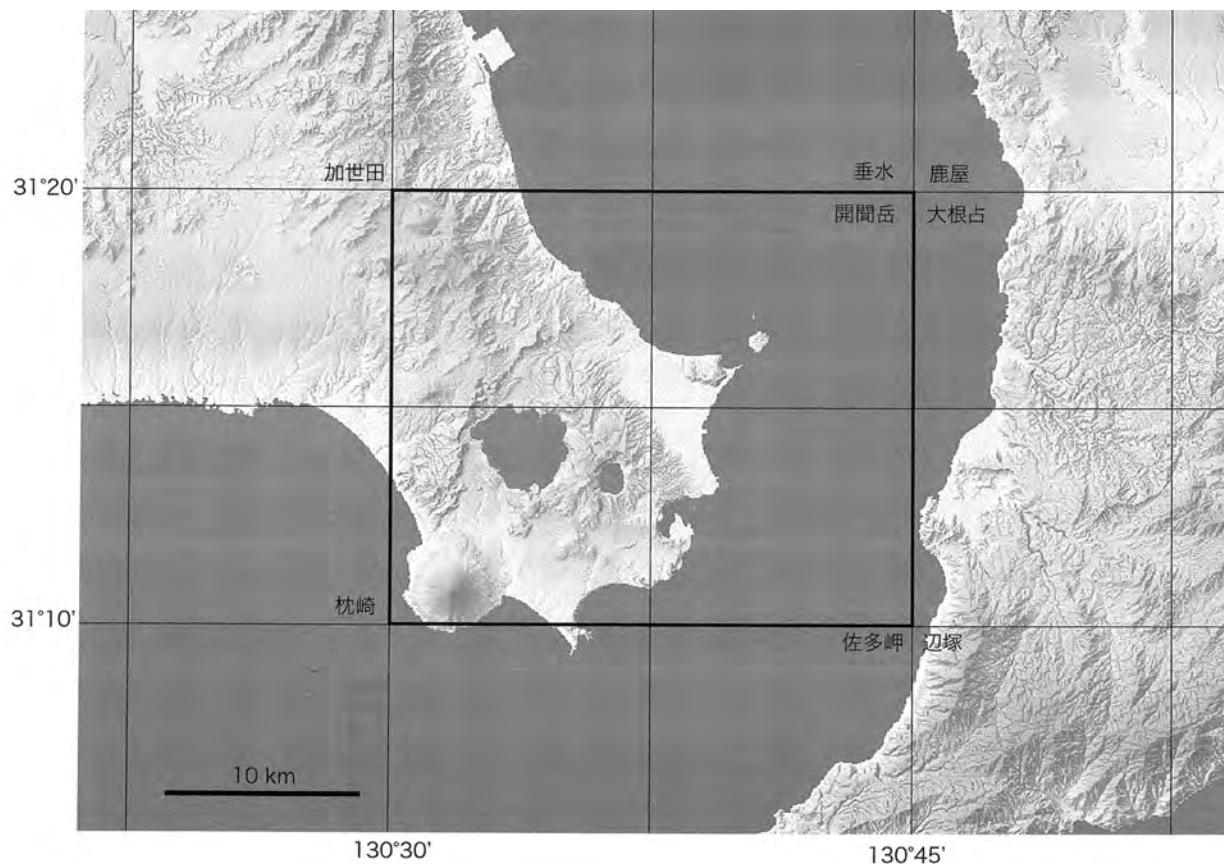
第1章 地 形

(川辺禎久)

「開聞岳」地域は北緯 31 度 10 分-20 分，東経 130 度 30 分-45 分（日本測地系；世界測地系では北緯 31 度 10 分 13 秒-20 分 13 秒，東経 130 度 29 分 52 秒-44 分 52 秒）の東西約 23.5km，南北約 18.5km の範囲に含まれる（第 1.1 図）。ただし地質図には，南隣の「佐多岬」地域北部の開聞岳南端部及び長崎鼻付近も連続して表示してある。本図幅地域は九州薩摩半島南東部であり，東半分を海域が占める。行政上は鹿児島県指宿市，喜入町，山川町，開聞町，額姪町に属する。なお喜入町は平成 16 年（2004 年）11 月 1 日に鹿児島市と合併することが決定しており，ほかの 1 市 3 町も周辺自治体との合併協議が行われており，近い将来町名等の変更がありうるが，本報告では調査期間中の各自治体名称を使用する。

本図幅地域でもっとも顕著で，地質上も重要な地形は，陸域のほぼ中央部を北東-南西方向に走る鬼門平断層崖（Matumoto, 1943）である（第 1.2 図，第 1.3 図）。鬼

門平断層崖は，開聞町入野から指宿市幸屋付近に至る比高最大約 300 m の断崖で，阿多火砕流堆積物が断崖に露出する。また鬼門平断層崖は，重力異常の急傾斜帯に当たり，北西側では比較的变化の少ない高重力帯を形成しているのに対し，南東側では鹿児島湾に向かって重力基盤が急激に沈み込み低重力異常帯になっている（瀬谷，1966；吉村ほか，1985）。Matumoto（1943）は，薩摩半島及び大隅半島南部に分布する阿多火砕流の噴出により形成された阿多カルデラを想定し，鬼門平断層崖を阿多カルデラ西縁と考えた（第 1.4 図）。しかし，鬼門平断層崖の形成時期，阿多火砕流の噴出源などを考えると，Matumoto（1943）が当初想定したような阿多カルデラは存在しないという考えが有力になっている（荒牧・宇井，1966）。そのため，本報告では，以後 Matumoto（1943）の想定した阿多カルデラを，“阿多カルデラ”と記述する。



第 1.1 図 5 万分の 1「開聞岳」図幅地域の範囲とその周辺の地形陰影図

中央の太線で囲われた範囲が開聞岳図幅地域。

国土地理院発行数値地図 50 m メッシュ使用。緯度・経度は日本測地系。

1.1 鬼門平断層崖以西の地形

鬼門平断層崖より北西側では、白亜系堆積岩、第三紀火山岩からなる山地がつくる尾根があり、その間を阿多火砕流堆積物が埋めている。この地域の基盤を形成する白亜系の川辺層群は、図幅北西端にわずかに露出する。隣の加世田及び枕崎図幅地域に伸びる川辺層群の尾根は、鬼門平断層崖と同じ方向の北東-南西方向に伸びている。また新第三紀火山岩からなる尾根も、同様の方向に伸びており、北東-南西方向の構造線が存在することを示唆している。

種子尾山 (497.4m)、尾巡山 (577.1m)、吉見山



第 1.2 図 指宿市幸屋付近から見た鬼門平断層崖急崖の比高は約 200m.

(524.0m)、三巢山 (416.7m) などが構成する尾根が北北西-南南東方向に連なり、薩摩半島南部の分水嶺を構成している。尾根の東側は鹿児島湾に比較的急激に落ち込んでいるのに対し、西側は比較的緩やかな斜面を形成し、非対称な地形を作っている。これは鹿児島湾の形成に伴い、東側が沈降したためと考えられている (Matumoto, 1943)。これらを覆う阿多火砕流堆積物が作る堆積面は、緩やかに鹿児島湾側に傾くのしあがり構造を示す (鈴木・宇井, 1981)。

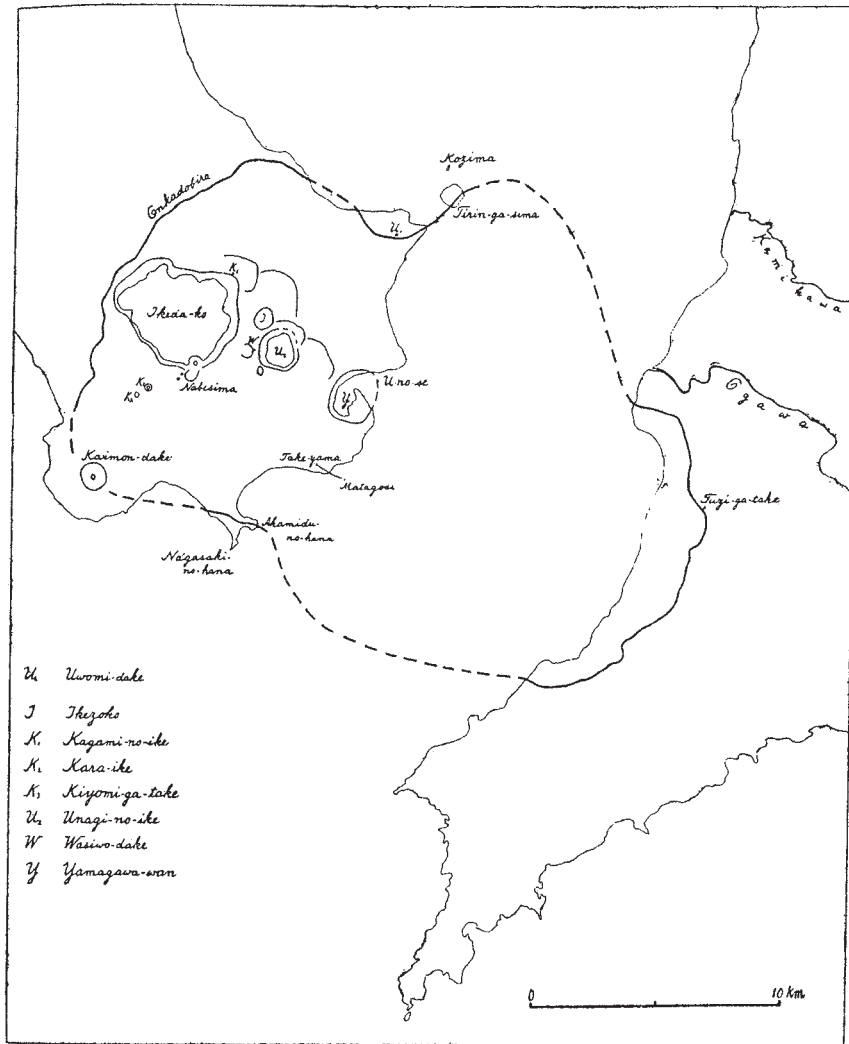
鬼門平断層崖周辺には、第四紀更新世の火山岩からなる矢筈岳 (358.3m)、大野岳 (485.9m)、高江山 (232.6 m) などの火山体がある。このうち大野岳は比較的良好な火山地形を残し、南西側には扇状地地形が広がっている。喜入町から指宿市今和泉にかけての鹿児島湾沿岸部には、上面高度が海拔 60 m 前後によく揃った入戸火砕流が作る火砕流台地が分布する。

1.2 鬼門平断層崖以東の地形

指宿市市街地北東の魚見岳及び本図幅地域南端部の長崎鼻周辺には、火山の現地形面を残した小規模な火山体が存在する。魚見岳は、南側に西北西-東南東に伸びる崖、東側に北北東-南南西方向に伸びる崖を持つ地壘状の地形を示し、上面は緩く北に傾斜する。このほか指宿市狩集付近にも北北東-南南西に延びた崖があり、安山岩溶岩が露出する。Matumoto (1943) は、魚見岳から高江山間に伸びる地壘状地形の南縁を結ぶ線を“阿多カル



第 1.3 図 5 万分の 1「開聞岳」図幅地域周辺の鳥瞰地形図
東から見る。国土地理院発行数値地図 50 mメッシュ使用。



第1.4図 Matumoto (1943) の“阿多カルデラ”
実線及び破線で囲まれた領域。

デラ”北縁の一部とした。赤水岳は海食が進んでいるが、東側斜面に火山体の現地形をわずかに残している。赤水岳もその北側が“阿多カルデラ”南縁とされた。これらの岩体は、西北西-東南東走向及び北北東-南南西走向の構造線で境された地塁-地溝構造と解釈できる。

知林ヶ島^{ちりんがしま}は魚見岳東北東約2 kmに位置する台地状の島で、干潮時には砂嘴で本土とつながる陸繋島として知られている。指宿市西部から山川町、開聞町にかけて、緩やかでやや浸食の進んだ火山体があり、比較的平坦な権現山成層火山体、池田カルデラ、鰻池、鏡池などのマール地形、竹山の火山岩頸など、さまざまな火山地形が認められる。これらは阿多火砕流に覆われておらず、阿多火砕流より新しい火山体である。この火山体は、地形から新旧2つに大きく区分できる。

山川港北部から指宿市^{ひがしかた}東方を経て指宿市池田に至る、権現山成層火山体の標高200 m付近には、火口もしくはカルデラ縁と考えられる円弧状の尾根が残されており、

その内側をより新しい厚い溶岩流・溶岩ドームが埋め、指宿火山最高点の鷲尾岳(471.0m)や清見岳(401.9m)などのいくつかのピークを形成している。池底付近から噴出したと考えられる池底溶岩は比較的良好な溶岩流のロープ地形を残しており、特に北西方向の池田湖側に流れたロープは、清見岳南側の池田湖に面した崖沿いに流れており、この崖が池底溶岩より前に形成されていたことを示している。

池田湖は東西約4.5 km、南北約3.5 km、水面標高66 m、深さ233 mのカルデラ湖である(第1.5図)。東岸尾下^{おさがり}集落の西沖約1 kmに、水深42 mの浅い部分があり、湖底に比高150 mほどの溶岩ドームと思われる地形がある。池田湖の東側には、現在の池田カルデラを形成した噴火と同時期に形成された松ヶ窪、池底、鰻池、成川、山川のマール群が北西-南東方向に並ぶ。また山川町南部の竹山から辻之岳、開聞町久世岳と直線上に並ぶ火山岩頸・溶岩ドームの配列や、噴気帯や変質帯の並びなど



第 1.5 図 開聞岳山頂から見た池田湖
集落や農耕地が広がるのは池田火砕流堆積物を作る火砕流台地。

から推定される弱線、裂か系の走向も同様の北西-南東走向を示すことが多く（新エネルギー総合開発機構，1986），この地域に北西-南東方向の構造線が発達することが推定される。

池田湖の南部及び北東部湊川沿いには，池田火砕流堆積物を作る火砕流台地が広がっている。池田湖からの自然流出河川はなく，湖水は周辺に湧水として流出している。

本図幅地域の南西部には，ほとんど浸食を受けていない美しい円錐形の成層火山開聞岳がある。北側山腹標高 650 m 付近には，山頂部を構成する中央火口丘によって南半分が埋め立てられた鉢窪火口の北側火口縁が残っている。開聞岳の海岸線は一部を除き最大比高 40～50 m ほどの海食崖が発達する。また北西-北東山麓には新鮮な溶岩流地形が見られる。

本図幅地域の河川の発達が悪い。やや大きな河川は，前述の湊川，新川，及び指宿市市街地北を東に流れる二反田川，大野岳東麓を源流とし南西に流れる集川だが，いずれも河川長，流量とも大きくはない。沖積平野の発達も顕著ではなく，その中でもっとも広い平野は，指宿

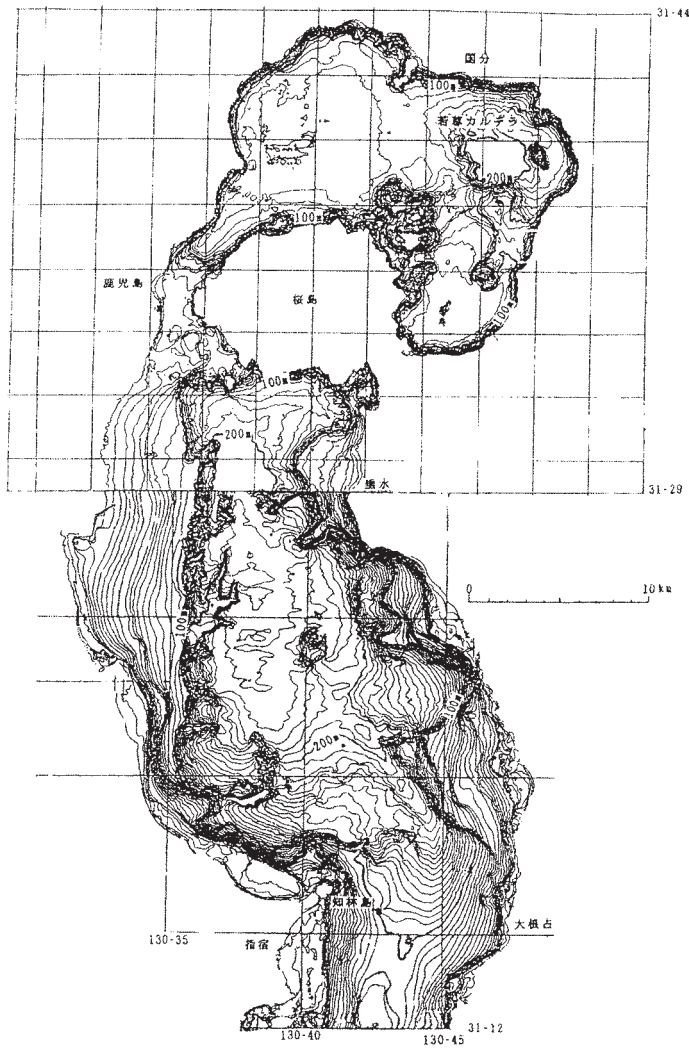
市市街地北部の二反田川北方の平野である。この平野は，江戸時代末期まで浅い海が広がっており，その後の干拓，埋め立てによる農地開発，二反田川からの土砂流入で陸地化した。

1.3 海底地形

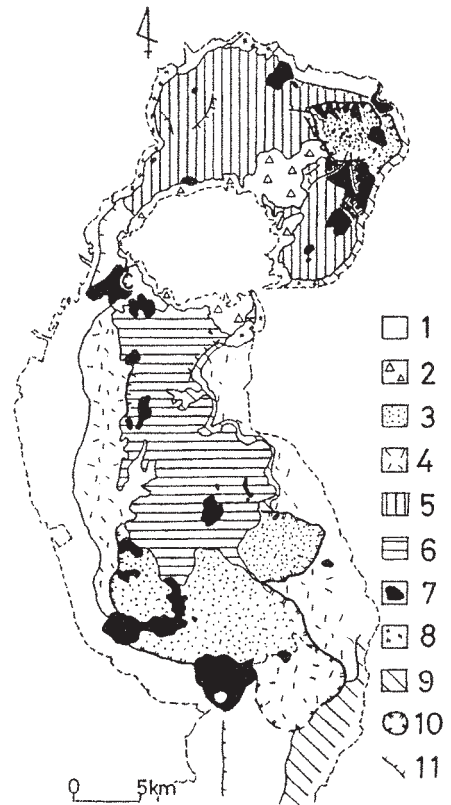
本図幅地域の海底地形は，早坂（1987），海上保安庁水路部（1990），海上保安庁（1980a, b, c, 1981a, b, c, 1993a, b）などで明らかにされている（第 1.6 図，第 1.7 図）。知林ヶ島東沖から長崎鼻東沖にかけての鹿児島湾湾口部では，指宿市市街地東方沖，水深約 30 m 付近に南北に伸びた直線状の東落ちの崖がある。そこからやや急激に深くなり，最深部で水深 110 m 程度の南北に伸びた舟状の地溝を形成している。魚見岳東方には，水深 90m ほどの高まりが東西に伸び，その北方へは更に深くなり。北方の垂水図幅内喜入町沖合で水深 220 m ほどの平坦な海底面に達する。知林ヶ島北方の海底には，平坦面を構成する水平層を变形させて多数の貫入岩が認められ，火山活動が活発な地域であったことを示す（海上保安庁水路部，1990）。南方へは鹿児島湾の海岸線に平行な地溝状地形が伸びており，長崎鼻南東沖の佐多岬図幅内には，再び水深 85 m ほどの尾根があり，大曾根，神瀬などの凸地形及び火口と考えられる凹地形（第 1.7 図 A）が認められる。

開聞岳南-南東海底は，水深 150～200 m 付近まで開聞岳斜面の延長部がある。更に南東側には，比高最大 150 m 近い海底崖（開聞海底崖；海上保安庁，1980c）があり，そこから南西に水深 240～280 m の小さな起伏に富んだ地形面が広がっている（第 1.7 図 B）。この起伏を伴う地形面を，中村（1967, 1971, 1984）は，開聞岳の山体崩壊によるものとし，開聞岳火山の鉢窪火口の成因と結びつけて考えた。しかし開聞岳火山の斜面延長が開聞海底崖を覆うように見えること，規模が大きすぎることから，開聞岳火山山体の崩壊堆積物というより，より古い海底地滑りによる堆積物と考えたほうがよいと思われる。

A

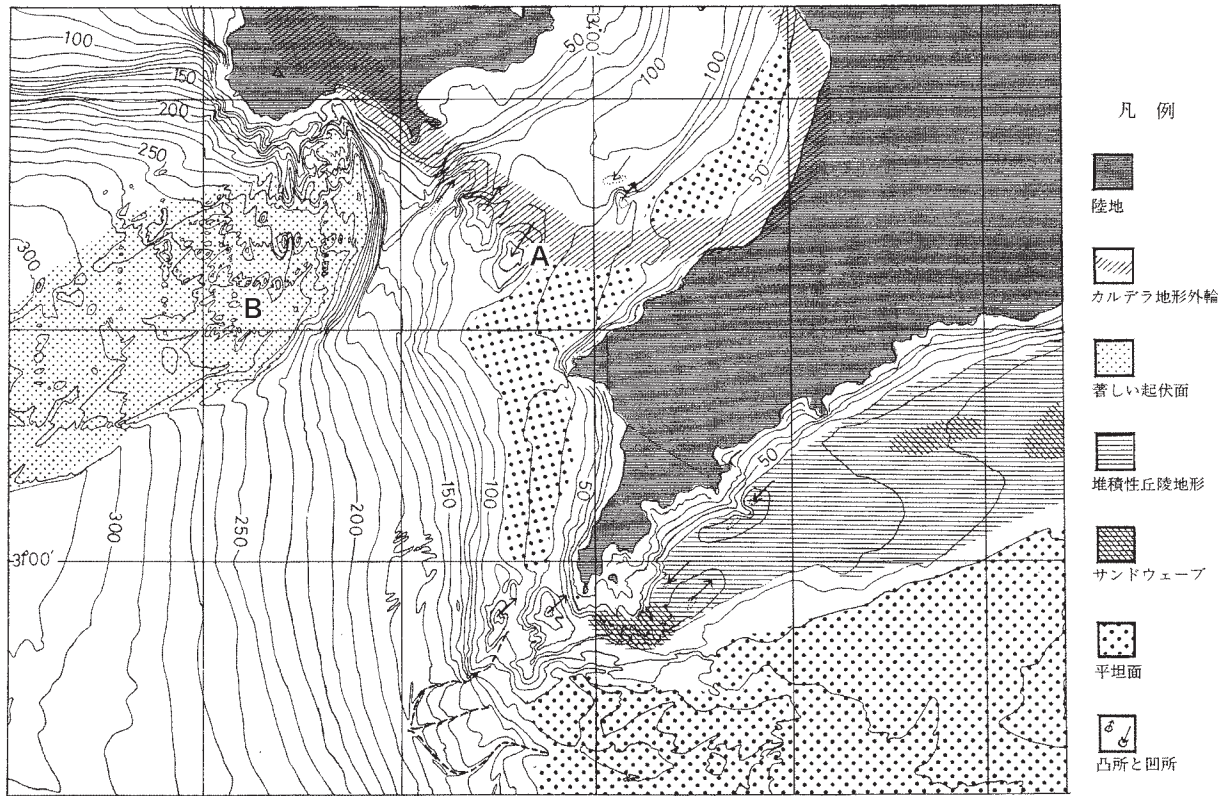


B



第 1.6 図 鹿兒島湾周辺海底地形図 (海上保安庁水路部, 1990)

- A: 鹿兒島湾奥部から指宿市東部の鹿兒島湾口部. 等深線間隔は北緯 $31^{\circ} 29'$ 以南が 5 m 間隔, 以北が 10 m 間隔.
- B: 鹿兒島湾の音響的地質図. 1: 三角州・海浜堆積物, 2: 桜島火山起源の溶岩流・扇状地堆積物, 3: 潜在する貫入岩体群, 4: 海底段丘を構成する透明な無層理堆積物, 5: 始良カルデラの透明で弱い層理を持つ堆積物, 6: 地溝底の成層堆積物, 7: 溶岩流・溶岩ドーム, 8: 古い火砕流・溶岩流 (基盤), 9: 四万十層群, 10: カルデラ, 11: 断層.



第 1.7 図 鹿児島湾南部周辺の海底地形図（海上保安庁，1980c）
 A：長崎鼻南東沖の凹地形． B：小起伏に富んだ地形．

第2章 地質概説

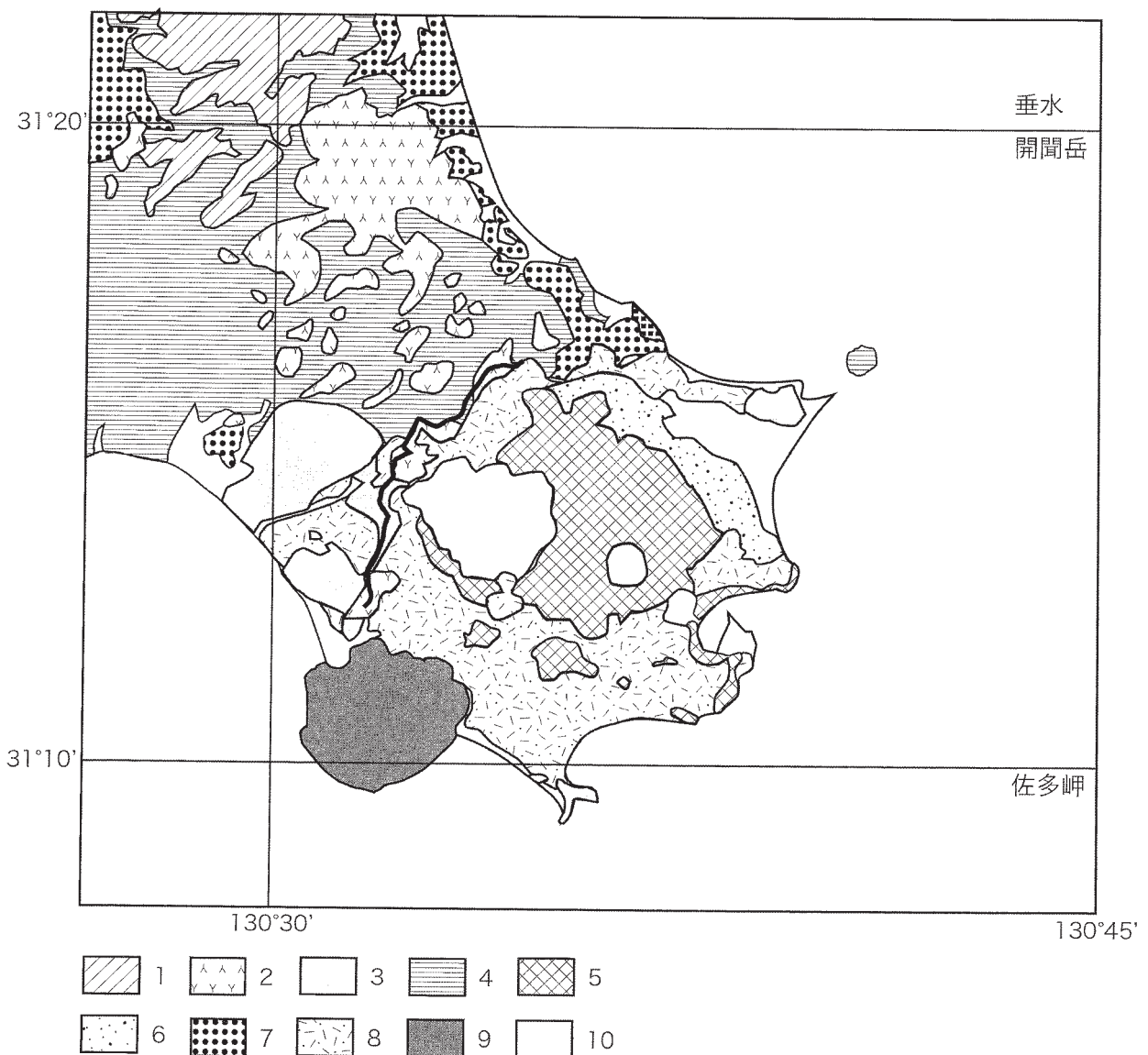
(川辺禎久)

5万分の1地質図幅「開聞岳」地域は、地帯構造区分上は西南日本外帯に位置する。「開聞岳」地域の地質概略図を第2.1図に、地質総括図を第2.2図に示す。

本図幅地域は、北西端にわずかに分布する白亜紀の堆積岩を基盤とし、それを覆う新第三紀後期中新世から第四紀完新世に至る火山噴出物が、図幅内のほぼ全域にわたって分布する（鹿児島県地質図編集委員会、1990；川

辺ほか、2004）。本図幅陸域のほぼ中央をNE-SW方向に走る鬼門平断層崖より北西側では、第四紀後期更新世に噴出した阿多火砕流堆積物が広く地表を覆う。南東側では、阿多火砕流堆積物より新しい第四紀更新世末期から完新世の火山活動による噴出物が主に分布する。

本図幅地域では多数の鉱床探査、地熱探査ボーリングが行われており、地表には分布しない新第三紀の珪長質



第2.1図 5万分の1「開聞岳」図幅地域の地質概略図

緯度・経度は日本測地系。1：白亜紀川辺層群，2：第三紀火山岩類，3：古期・中期指宿火山群噴出物，4：阿多火砕流堆積物，5：新期指宿火山群指宿火山噴出物，6：更新世堆積物，7：入戸火砕流堆積物，8：新期指宿火山群池田火山噴出物，9：開聞岳火山噴出物，10：沖積層。

貫入岩，火山岩，堆積岩が地下に存在することが知られている。

2.1 白亜系

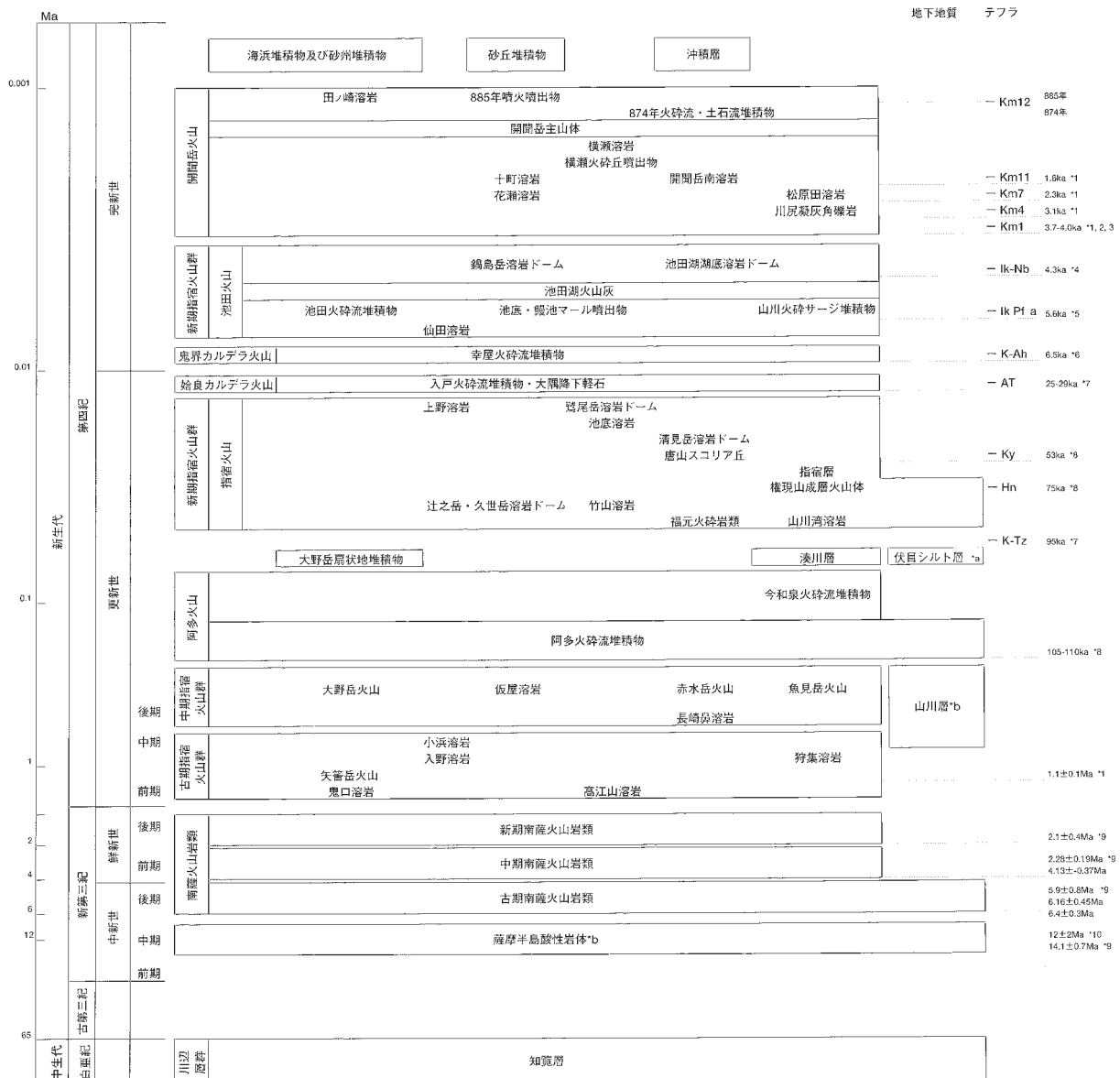
薩摩半島の白亜紀四万十帯に属する堆積岩は、川辺層群と呼ばれ、本図幅地域内では主に泥岩層及び砂岩泥岩互層からなる川辺層群知覧層が北西部にわずかに分布する。本図幅地域内での露出は悪く、全体の構造などはよくわからないが、おおよそNE-SW 走向で東側に 10～30° 程度傾斜する。北西側の加世田図幅内に分布する知

覧層から後期白亜紀の大型化石を産するほか、コニアシアン-サントニアンを示す放射虫化石を産する（通商産業省資源エネルギー庁，1985）。

2.2 第三系

新第三紀中新世に入ると、薩摩半島南部で火成活動が活発化し、珪長質深成岩の貫入及び安山岩質火山活動が始まった。

薩摩半島南部には、知覧層及び知覧層に貫入した新第三紀中新世の貫入岩体である薩摩半島酸性岩体を不整合



第2.2図 5万分の1「開聞岳」図幅地域の地質総括表

ka: 1000年前, Ma: 100万年前, *1 新測定値, *2 石川ほか(1979), *3 古川・中村(1969), *4 奥野ほか(1993), *5 奥野ほか(1996), *6 奥野(2002), *7 町田・新井(2003), *8 奥野ほか(1995), *9 通商産業省資源エネルギー庁(1985), *10 Shibata and Nozawa(1968), *a 地質図には示していない, *b 地表には分布しない。

に覆って、新第三紀後期中新世から後期鮮新世にかけて噴出した南薩火山岩類が広く分布する（通商産業省資源エネルギー庁、1985）。本図幅地域では薩摩半島酸性岩体は地表には分布しないが、捕獲岩として産するほか、本図幅地域の地下に広く分布することがボーリング調査で知られている。後期中新世に活動した古期南薩火山岩類は、本図幅地域内では鬼門平断層崖沿いに主に分布する。岩相変化は複雑で、完全な層序分類は困難であるが、これらを角閃石を含む安山岩及びデイサイト溶岩流を主体とする岩相と、凝灰角礫岩を主体とする岩相に区分した。これらは一般に強く熱水変質作用を受けている。

新第三紀鮮新世の火山岩類は、角閃石安山岩質の中期南薩火山岩類と、それを覆う輝石安山岩質の新时期南薩火山岩類からなる（通商産業省資源エネルギー庁、1985）。中期南薩火山岩類は、額姪町粟ヶ窪から喜入町との境の三巢山北方にかけて、阿多火砕流堆積物に囲まれた小丘として点在する。やや変質した角閃石安山岩溶岩、同質火砕岩、火山礫凝灰岩からなる。新时期南薩火山岩類は、中期南薩火山岩類を覆って、本図幅地域陸域の北西部、喜入町生見から鈴付近、西は額姪町雪丸北東までの範囲に広く分布する。陸上に噴出した厚い輝石安山岩溶岩を主体とし、わずかに同質の火砕岩を伴う。

2.3 第四系

第四紀の火山岩類は、大規模火砕流堆積物を除き、額姪町東部の大野岳より東側に分布が限られる（太田、1966；宇井、1967）。本報告では、本図幅地域内に噴出源を持つ第四紀火山を、複数の噴出中心を持ち、主に安山岩からデイサイトマグマの活動による指宿火山群と、最新の火山活動で玄武岩マグマの活動による開聞岳火山に区分した。このうち指宿火山群は、110 kaに鹿児島湾南部、本図幅地域の北東海域から噴出した阿多火砕流堆積物で大きく2分される。このうち阿多火砕流より古い指宿火山群の火山を、年代値と地形の開析度や変質の程度から古期指宿火山群と中期指宿火山群に区分し、更に阿多火砕流より新しい指宿火山群の火山を新时期指宿火山群とした。また鬼門平断層崖以東の地下には、前期-中期更新世の海成層を挟む火砕岩を主体とする山川層が分布することがボーリング調査で判明している。このほか鹿児島湾内から阿多火砕流などを噴出した火山を阿多火山とした。

古期指宿火山群は、鬼門平断層周辺に点在する、火山地形の原面を残していない火山岩類で、やや変質が進んでいる。角閃石安山岩からなる高江山溶岩、角閃石安山岩溶岩。同質火砕岩類からなる鬼口溶岩、矢筈岳火山岩類、輝石安山岩溶岩からなる狩集溶岩、小浜溶岩、及び入野溶岩に区分される。それぞれが孤立して分布するため相互の関係は不明であることが多い。いずれも変質の

程度は南薩火山岩類よりも一般に小さく、斑品鉱物がほぼ完全に残っている。第四紀前期-中期更新世に活動したと考えられる。

中期指宿火山群は、阿多火砕流よりも古い第四紀火山岩類のうち、火山体の原面を比較的よく残し、変質もほとんど認められない火山岩類で、輝石安山岩質溶岩及び火砕岩からなる魚見岳火山、赤水岳火山、及び小型の玄武岩火山の大野岳火山からなる。大野岳火山の南西側には、砂礫及び火砕物からなるやや開析の進んだ大野岳扇状地があり、その一部は阿多火砕流堆積物の上面を覆っている。

阿多火砕流堆積物は、単斜輝石斜方輝石デイサイト質の大規模火砕流堆積物で、薩摩・大隅両半島南部に広く分布する（Matumoto, 1943；荒牧・宇井、1966）。本図幅地域内では、主に暗紫-暗灰色の溶結凝灰岩として鬼門平断層崖西側に分布する。阿多火砕流の噴出年代は110 kaとされている（町田・新井、2003）。また今和泉火砕流堆積物が、鹿児島湾沿岸に分布する（宇井、1967）。阿多火砕流及び今和泉火砕流とも本図幅地域北東の鹿児島湾内の阿多火山から噴出したと考えられる。新时期指宿火山群は鹿児島湾奥から噴出した入戸火砕流・大隅降下軽石より古い指宿火山と完新世の池田火山に分けられる。

指宿火山は主に溶岩流を主体とする成層火山体及び溶岩ドーム群からなる。指宿市の湊川に沿う地域には、砂礫からなる湊川層が分布し、指宿火山は湊川層を覆うように分布する。指宿火山は、山川湾周辺に分布する輝石安山岩質の山川湾溶岩、山川町福元付近に分布する、凝灰角礫岩からなる福元火砕岩類、やや開析の進んだ主に安山岩からなる成層火山体である権現山成層火山体、福元火砕岩類に貫入した火山岩頸地形を示す竹山溶岩及び山川町竹山からWNW-ESE方向に並ぶ辻之岳・久世岳溶岩ドームである。権現山成層火山体を覆って、主に粘土・砂からなる指宿層が堆積し、指宿市街地西方の丘陵を構成する。

その後清見岳付近で激しい噴火活動が始まり、唐山スコリア丘を形成するとともに、大量の降下スコリア、火山豆石（清見岳テフラ）が降下した。その後清見岳-池底-鷲尾山付近を噴出中心とする火山活動が続き、輝石安山岩-デイサイト質の池底溶岩、鷲尾岳溶岩ドーム、清見岳溶岩ドーム及び上野溶岩などが噴出した。

入戸火砕流堆積物は、25-29 kaに鹿児島湾奥から噴出した、輝石流紋岩質の火砕流堆積物で、本図幅地域では鹿児島湾の海岸線に沿って海拔60 mほどの火砕流台地を形成し、指宿市幸屋付近まで達している。入戸火砕流に先行して噴出した大隅降下軽石は、新时期指宿火山群を覆う。

南方海上の鬼界カルデラで6.5 kaに発生した幸屋降下軽石、幸屋火砕流堆積物の堆積後、5.6 kaに新时期指宿火

第3章 白 垂 系

(川辺禎久)

井上(1910)は加世田図幅及び同説明書で、薩摩半島及び大隅半島南部の地質記載を行い、本図幅地域に白垂紀堆積岩類が分布することを明らかにした。通商産業省資源エネルギー庁(1985)は、薩摩半島南部に分布する白垂系堆積岩類を川辺層群と命名、定義し、構造的下位で砂岩、礫岩、泥岩、砂岩泥岩互層のほかにチャート、玄武岩、玄武岩火砕岩、石灰岩を含む高崎山累層と、構造的上位で砂岩、泥岩、砂岩泥岩互層からなる知覧累層に区分した(以下、高崎山層と知覧層)。高崎山層は、チャート、玄武岩などの海洋プレート起源と考えられる岩石を含むのに対し、それより構造的上位の知覧層は海洋プレート起源の岩石を含まず、岩相が大きく異なる。更に知覧層は後期白垂紀の大型化石(松本ほか、1973)を含み、コニアシアン-サントニアンを示す放散虫化石を産する(通商産業省資源エネルギー庁、1985)。一方、高崎山累層は大型化石に乏しく、アルビアン後期-セノマニアンを示す放散虫化石を産する(通商産業省資源エネルギー庁、1985)。川辺ほか(2004)は、これらのことから薩摩半島の四万十帯は、海洋プレート上の岩石を含む堆積岩コンプレックスからなる付加体本体からなる高崎山層と、付加体形成後にそれら覆った正常層である知覧層に区分した。本図幅地域には、このうち知覧層が図幅北西端にわずかに分布する。このほか池田火砕流堆積物、開聞岳噴出物中の異質礫として、川辺層群相当層と考えられる砂岩・泥岩岩片が認められ、本図幅地域の地下に川辺層群相当層が分布していることを示唆している。

3.1 川辺層群知覧層 (Ca, Cm)

命名 川辺ほか(2004)。通商産業省資源エネルギー庁(1985)を再定義

模式地 穎娃町種子尾西方の尾根

層序関係 本図幅地域では最下位の地層であり、下限は不明である。薩摩半島全体では構造的に川辺層群高崎山層の上位である。本図幅地域内では後期南薩火山岩類及び阿多火砕流堆積物に不整合に覆われる。

分布・層厚 穎娃町種子尾から北隣垂水図幅内の喜入町一倉に至る林道沿いに点々と露出するが、露頭状況はよくない。西隣の枕崎図幅地域、北西隣の加世田図幅地域内にはよい露出がある。本図幅地域内での層厚は約200 m、薩摩半島全体では約2,000 mとされる(通商産業省資源エネルギー庁、1985)。

岩相 本図幅地域内の知覧層は、砂泥互層及び泥岩層からなり、分布域の東側に砂泥互層、西側に泥岩層が分布する。砂泥互層は、5～10 cm 程度の間隔で、赤灰色の泥質砂岩と青灰色泥岩の互層を繰り返している(第3.1図)。走向はおおむねNE-SWで、東に10～30°程度傾斜する。泥岩は本図幅地域内には露頭がほとんど存在せず、わずかに転石が認められるのみである。垂水図幅及び加世田図幅地域内の露頭では、比較的マッシブな暗灰色の泥岩層で、風化が進み細かく剥離していることが多い(第3.2図)。



第3.1図 川辺層群知覧層の砂泥互層

東(向かって右)に30°程度傾斜する。ハンマーの長さ約32 cm。垂水図幅内喜入町一倉南西約1.5 kmの林道沿い。



第3.2図 川辺層群知覧層の泥岩層

細かい割れ目が発達し、中央をほぼ垂直、走向N40°Wの小断層が切る。喜入町小田代南南西約700 m、加世田図幅内喜入町穎娃町境界付近。

地質年代 加世田図幅地域内，川辺町野間における川辺層群知覧層に属する泥岩から，後期白亜紀を示す *Scalarites* sp. などのアンモナイト類，イノセラムス類な

どの大型化石が発見されている（松本ほか，1973）．またコニアシアン-サントニアンを示す放散虫化石を産する（通商産業省資源エネルギー庁，1985）．

第4章 第三系

(川辺禎久)

4.1 研究史及び概要

井上(1910)は、20万分の1地質図「加世田」図幅で、薩摩半島南部の地質を記載し、白亜系堆積岩類に貫入する酸性貫入岩と、それらを不整合に覆う火山岩類を記載し、それらを第三紀層とした。このうち本図幅地域の地表には酸性貫入岩類の分布はない。

その後、Matumoto(1943)、太田(1966)、宇井(1967)などが鬼門平断層崖沿いの第三紀火山岩類の記載を行った。このうち宇井(1967)は鬼門平断層崖沿いに分布する熱水変質を受けた火山岩及び堆積岩を笠口層かさぐちと一括して命名した。

通商産業省(1969)は、野間半島から穎娃町に至る範囲において、基盤岩を覆い、緑色凝灰岩を主体とする堆積岩で、その上層位に泥岩が挟在している地層に対して、南薩層群と命名した。通商産業省資源エネルギー庁(1985)は、川辺層群及び酸性貫入岩類からなる基盤岩を不整合に覆い、水成堆積層を伴う一連の火山岩類を南薩層群と再定義し、下部層と上部層に区分して、年代を新第三紀後期中新世とした。通商産業省資源エネルギー庁(1985)によれば本図幅地域内にはこのうち南薩層群上部層が分布する。更に、南薩層群を不整合に覆い、枕崎市-知覧町-穎娃町の南薩台地北縁を取り巻くように分布する、新第三紀鮮新世の角閃石安山岩を主体とする火山岩類を南薩中期火山岩類、穎娃町から喜入町にかけて分布する、南薩中期火山岩類を覆う鮮新世末期から第四紀前期更新世にかけての火山岩類を南薩新期火山岩類と命名した。宇都ほか(1997)は、これらの火山岩類を南薩火山岩類と呼び、後期中新世のものを南薩火山岩類(古期)、それ以降のものを南薩火山岩類(新・中期)とした。

本図幅地域の第三系火山岩類には、熱水鉱脈型の金銀鉱床が発達しており(宮久, 1966; 通商産業省資源エネルギー庁, 1985)、昭和30年代まで金銀鉱山が稼行していたほか、近年まで金属鉱業事業団などにより広域、精密調査が行われていた(通商産業省資源エネルギー庁, 1985; 金属鉱業事業団, 1990, 1991, 1992)。

4.2 薩摩半島酸性岩体(Sar)

薩摩半島の西部、金峰町きんぼう付近や野間半島には、新第三紀中新世に貫入した薩摩半島酸性岩体が分布する(山本ほか, 1970; 宇都ほか, 1997)。

命名 山本ほか(1970)。

層序関係 川辺層群に貫入し、南薩火山岩類に不整合に覆われる。

分布 本図幅地域内での地表分布はない。ボーリング調査により本図幅西部に位置する穎娃町飯山付近から、鬼門平断層崖以東の“阿多カルデラ”内の広い範囲で存在が確認されている。このうち、池田湖北岸で行われたボーリング(N58-ID-2)では、坑井深度453.8mで古期南薩火山岩類と断層で接する薩摩半島酸性岩体が確認されている(通商産業省資源エネルギー庁, 1985; 新エネルギー総合開発機構, 1986)。

岩相 薩摩半島酸性岩体に対比される黒雲母花崗岩・花崗閃緑岩が、火山岩中の捕獲岩として産する。

年代 薩摩半島南部に分布する薩摩半島酸性岩体の年代値は、野間半島岩体が 12 ± 2 Ma (K-Ar 全岩)(Shibata and Nozawa, 1968)、加世田岩体が 14.1 ± 0.7 Ma (K-Ar 全岩)(通商産業省資源エネルギー庁, 1985)と報告されており、中新世中期に貫入したものと考えられる。

4.3 南薩火山岩類

本報告では、薩摩半島南部に分布する第三紀火山岩類を、宇都ほか(1997)と同様に南薩火山岩類と呼ぶ。本図幅内に分布する南薩火山岩類を、岩相、鉱物組合せ、年代から3つに区分する(川辺ほか, 2004)。すなわち鬼門平断層崖沿いに分布する新第三紀後期中新世から前期鮮新世の鉱化・変質が進んだ角閃石を含む輝石安山岩溶岩、凝灰角礫岩などの火砕岩類からなる古期南薩火山岩類、三巢山北方から穎娃町粟ヶ窪にかけて点在する新第三紀前期鮮新世の主に角閃石安山岩溶岩及び同質火砕岩からなる中期南薩火山岩類、本図幅北部の喜入町から穎娃町にかけて分布する後期鮮新世の輝石安山岩からなる後期南薩火山岩類である。南薩火山岩類のいくつかの試料についての主成分化学組成を第2.1表に示す。

古期南薩火山岩類及び中期南薩火山岩類は、Matumoto(1943)が指摘しているように、それぞれNE-SW方向に延びた尾根に分布する傾向がある。この尾根の方向は、鬼門平断層崖の伸びの方向とほぼ平行であり、鬼門平断層崖をつくった断層と平行な断層の存在を示唆するものと思われる。

4.3.1 古期南薩火山岩類(Nop, Nol)

命名 川辺ほか(2004)。宇都ほか(1997)の南薩火

山岩類（古期）、宇井（1967）の笠口層、通商産業省資源エネルギー庁（1985）の南薩層群下部層及び上部層にほぼ一致する。

模式地 指宿市大迫西方の鬼門平断層崖。鳥越隧道に向かう県道沿い。

層序関係 本図幅地域外の薩摩半島南西部の野間半島周辺では、川辺層群、薩摩半島酸性岩体を不整合に覆う。本図幅地域では下限は露出しない。ボーリングデータによると、本図幅地域でも川辺層群及び薩摩半島酸性岩体を不整合に覆う。中期南薩火山岩類以降の堆積物に覆われる。

分布・層厚 開聞町十町から指宿市鬼門平に至る鬼門平断層崖に露出するほか、額姪町飯山と喜入町田貫を結ぶ線より南東側の丘陵に露出する。鬼門平断層崖以東の地下にも広く分布することがボーリング調査から明らかにされている。層厚は400 m以上である。

岩相 岩相変化が激しく、また熱水変質を強く受けており、完全な層序分類は困難であるが、おおまかに安山岩・デイサイト溶岩流を主体とする岩相（NoI）、凝灰角礫岩などの火砕岩・堆積岩を主体とする岩相（Nop）に区分できる。本図幅地域の古期南薩火山岩類の堆積環境は、連続性はよくないが貝化石を含む凝灰質砂岩層を挟むことから、少なくとも一部は浅海域であったらしい。ただし溶岩流には急冷構造などは認められず、大部分は陸域で堆積したと考えられる。古期南薩火山岩類には、熱水変質に伴う多数の含金石英脈が認められ、池田湖西方地域では、昭和30年代頃まで多数の金鉱山が稼行していた。

鬼門平断層崖沿いの古期南薩火山岩類は、鬼門平断層崖に沿って南から、（1）開聞町十町-笠口、（2）烏帽子岳-堀切園西、（3）鬼門平の大きく3つの分布地域に区分される。

開聞町十町から笠口にかけての古期南薩火山岩類は、鉱化変質したデイサイト溶岩、凝灰質砂岩・凝灰角礫岩からなる。デイサイト溶岩（NoI）は、石英以外の斑晶鉱物、石基がほぼ完全に変質した灰緑色-白色の岩石で、崖の最下部を占める。デイサイト溶岩の上位には、凝灰角礫岩主体とする岩相（Nop）が分布する。凝灰角礫岩は灰褐色-黄褐色の基質の中に、直径5～10 cmほどの火山岩角礫、軽石片などを含む。一部成層し、級化層理が見られる凝灰質砂岩を挟むことがある（第4.1図）。またほぼ東西またはSW-NE走向の幅15 cmほどの石英脈が入野から荷辛地峠に至る林道沿いに見られる。太田（1966）は、この凝灰角礫岩層に属すると考えられる十町西方の溜池北に分布するデイサイト溶岩を覆う灰褐色細粒の凝灰質砂岩層から、貝化石（*Lima (Ancesta) amaxensis* Yokoyama）の産出を報告している。また笠口から荷辛地峠に向かう旧道登り口付近の火砕岩層から、*Nemocardium samarange* Makiyama, *Cardita nodulosa*

Lamarckなどの化石を報告している。

烏帽子岳から指宿市堀切園西方にかけての鬼門平断層崖には、古期南薩火山岩類の凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩（Nop）が分布する（第4.2図）。基質支持の凝灰角礫岩の礫種は、角閃石をまれに含む輝石安山岩片を主とし、このほかに花崗岩片が認められる。礫の直径は一般的には数-20 cm程度で分級は悪い。礫径は最大数m程度に達することがある。ところによっては礫径が小さくなり、火山礫凝灰岩・凝灰岩となる。これらの凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩も、強い熱水変質を受けており、稼行対象となった含金石英脈が発達している。

指宿市鬼門平付近には、角閃石安山岩の岩体（NoI）が分布する。強く熱水変質を受けており、パッチ状に変色した部分が目立ち、一見凝灰角礫岩のような見かけを呈することがある（第4.3図）。斑晶鉱物は、比較の変質の程度が弱いところでも斜長石が残っている程度で、苦鉄質鉱物はすべて変質して、緑泥石化しており、単斜輝石及び角閃石を斑晶として含んでいたことが外形からろうじてわかる。この岩体にも石英脈が認められ、金



第4.1図 古期南薩火山岩類の凝灰角礫岩転石
スケールは50 cm。荷辛地峠南約1 km。



第4.2図 古期南薩火山岩類の凝灰角礫岩層
指宿市中浜西約400 m、鬼門平断層崖。



第 4.3 図 古期南薩火山岩類の変質した安山岩溶岩
画面右から左上部にかけて石英脈が走っている。
ハンマーの長さは約 32 cm. 指宿市鬼門平山頂部

鉦山が稼行していた。指宿市下門北北西約 800 m の鬼門平断層崖には、角閃石安山岩の下位に厚さ 5 cm ほどの、層理が発達し緩く東に傾斜した白色凝灰質泥岩がわずかに露出する。指宿市下門西方の鬼門平断層崖に露出する角閃石安山岩の組成を第 2.1 表の 1 に示す。

鬼門平断層崖の西の阿多火砕流堆積物に取り囲まれた丘陵にも古期南薩火山岩類に区分される角閃石を含む安山岩が分布する。露出が悪く、またわずかな露頭も強く熱水変質を受けていることが多いため、構造などは不明である。

地質年代 開聞町十町-笠口付近の古期南薩火山岩類の凝灰質砂岩層から採取された化石からは、新第三紀鮮新世から第四紀更新世の時代範囲としか言えない(太田, 1966)。本図幅地域の古期南薩火山岩類に相当する、薩摩半島西部に分布する南薩層群上部層からは、 6.4 ± 0.3 Ma, 5.9 ± 0.8 Ma の K-Ar 年代値、及び 6.16 ± 0.45 Ma のフィッシュントラック年代値が得られている(通商産業省資源エネルギー庁, 1985)。これらのことから、本図幅地域の古期南薩火山岩類の年代は、後期中新世から前期鮮新世としておく。

4.3.2 中期南薩火山岩類 (Nvm)

命名 川辺ほか(2004)。宇都ほか(1997)の鮮新世に噴出した南薩火山岩類(中・新时期)のうち、下位のやや粗粒な角閃石斑晶を特徴的に含む火山岩類。通商産業省資源エネルギー庁(1985)の南薩中期火山岩類とほぼ一致する。

模式地 顛娃町粟ヶ窪^{あわがくぼ}北方の NE-SW にやや伸びた尾根。

層序関係 本図幅地域の地表では下限は不明である。薩摩半島南西部では、古期南薩火山岩類を不整合に覆う。粟ヶ窪における構造試錐 57MANU-1 号では、新时期南薩火山岩類の下位に、深度 53.5 m から 231.05 m まで中期

南薩火山岩類に対比されるやや変質した角閃石安山岩が認められる(通商産業省資源エネルギー庁, 1985)。地表では多くの地点で阿多火砕流堆積物に覆われることが観察される。

分布・層厚 顛娃町粟ヶ窪から指宿市三巢山の北西、黒仁田鉦山付近にかけての海拔 200 ~ 300 m ほどの丘陵に、阿多火砕流堆積物に取り囲まれ分布する。本図幅地域での層厚は約 180 m である。

岩相 角閃石斑晶が目立つ安山岩溶岩を主体とする。粟ヶ窪北から三巢山北にかけて海拔 200 ~ 300 m ほどの丘に分布する。角閃石安山岩溶岩は、灰白-灰色を呈するやや変質した岩石で、最大 5 mm 程度の粗粒な角閃石斑晶を特徴的に含み、苦鉄質斑晶はほかに斜方輝石・単斜輝石を含む。角閃石斑晶などの苦鉄質鉱物は多くの場合変質し、不透明鉱物に変わっている。三巢山北方の指宿スカイライン沿い、黒仁田鉦山付近では、熱水変質を激しく受けた一部流理構造が残った火山岩体が認められる。風化核としてやや原岩の構造が残った部分を見ると、粟ヶ窪付近の岩石と同じく角閃石斑晶が目立つ安山岩もしくはデイサイトで、通商産業省資源エネルギー庁(1985)がこの周辺で記載した南薩中期火山岩類としたものと考えられる。このほかに通商産業省資源エネルギー庁(1985)は、南薩中期火山岩類に属する火山礫凝灰岩・凝灰岩・凝灰質シルト岩を記載しているが、本調査では確認できなかった。

地質年代 通商産業省資源エネルギー庁(1985)は、中期南薩火山岩類に相当する南薩中期火山岩類の岩石についてフィッシュントラック年代測定を行い、顛娃町粟ヶ窪での構造試錐 57MANU-1 号深度 209.2 ~ 210.4 m から採取された試料から 4.13 ± 0.37 Ma、三巢山北方の流紋岩試料から 2.28 ± 0.19 Ma の値を報告している。このほか同報告には、枕崎市、知覧町に分布する南薩中期火山岩類の角閃石安山岩について、 4.56 ± 0.38 Ma, 3.38 ± 0.40 Ma の K-Ar 年代値が報告されている。また、岩石残留磁気の磁化方位は、南薩火山岩類のうち本岩類だけが逆転した極性を示す。これらのことから中期南薩火山岩類は、後期鮮新世のギルバート逆磁極期に噴出したと考えられる。

4.3.3 新时期南薩火山岩類 (Nvy)

命名 川辺ほか(2004)。宇都ほか(1997)の鮮新世に噴出した南薩火山岩類(新・中期)のうち、上位の輝石安山岩溶岩を主体とする火山岩類。通商産業省資源エネルギー庁(1985)の南薩新时期火山岩類とほぼ一致する。

模式地 本図幅北西部、種子尾山^{たねお}から尾巡山^{おめぐり}を経て吉見岳に至る指宿スカイライン沿い。

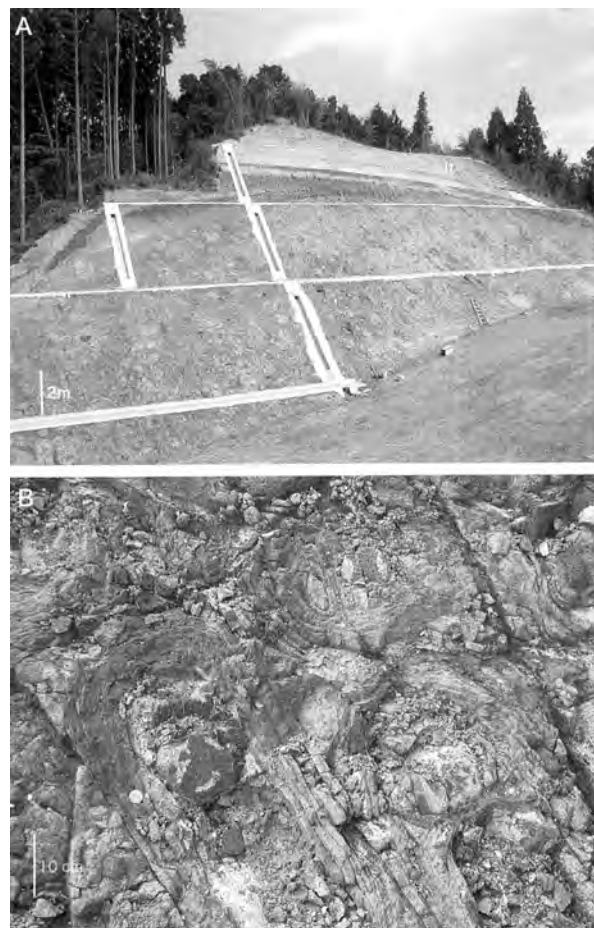
層序関係 川辺層群及び中期南薩火山岩類を不整合に覆う。阿多火砕流堆積物以降の堆積物に覆われる。西隣の枕崎図幅内の顛娃町粟ヶ窪で行われた構造試錐

57MANU-1号では、中期南薩火山岩類の上位を本岩類が覆っている（通商産業省資源エネルギー庁，1985）。

分布・層厚 喜入町鈴から^{はたくぼ}畠久保，^{ゆきまる}嶺娃町雪丸，^{たねお}種子尾を結ぶ範囲内。種子尾山から尾巡山，吉見岳にかけての薩摩半島分水嶺を構成する。層厚は指宿スカイライン沿いで少なくとも150 m以上，喜入町前之浜^{まきのはま}西部で300 m以上である。

岩相 本図幅地域内に分布する新期南薩火山岩類を構成する岩石は、暗灰色-黒色，板状節理が発達した，まれにかんらん石を含む斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩を主体とし，わずかに同質火砕岩を伴う。代表的な全岩主成分化学組成を第2.1表の2（尾巡山）及び3（喜入町鈴西方）に示す。水中に噴出した証拠はなく，陸上に噴出した火山岩類である。新鮮な岩石では，0.2～5 mm程度の大きさの斜長石，0.2～1.0 mm程度の斜方輝石，0.2～0.5 mm程度の単斜輝石を斑晶鉱物として含む。喜入町鈴付近の安山岩溶岩には，径0.1 mm程度のかんらん石斑晶が認められる。厚い安山岩溶岩流が節理沿いに風化変質した玉葱状風化がよく認められる（第4.4図）。新期南薩火山岩類が作る斜面の沢には，玉葱状風化から洗い出された風化核からなる巨礫が堆積し，人工露頭以外の露頭に乏しい。そのため全体の構造などは不明な点が多い。

地質年代 本岩類からは化石の産出は報告されていない。通商産業省資源エネルギー庁（1985）は，尾巡山付近で採取された安山岩溶岩から $2.1 \pm 0.4\text{Ma}$ のK-Ar年代値を報告している。また同報告では，本岩類の岩石残留磁気の磁化方位は正帯磁と報告されている。これらのことから，新期南薩火山岩類は，後期鮮新世から更新世最初期にかけて噴出したと考えられる。



第4.4図 新期南薩火山岩類の玉葱状風化した安山岩溶岩
A: 風化した新期南薩火山岩類入戸火砕流堆積物（It）に覆われる。
B: 玉葱状風化。いずれも喜入町鈴西約1.5 km.

(川辺禎久)

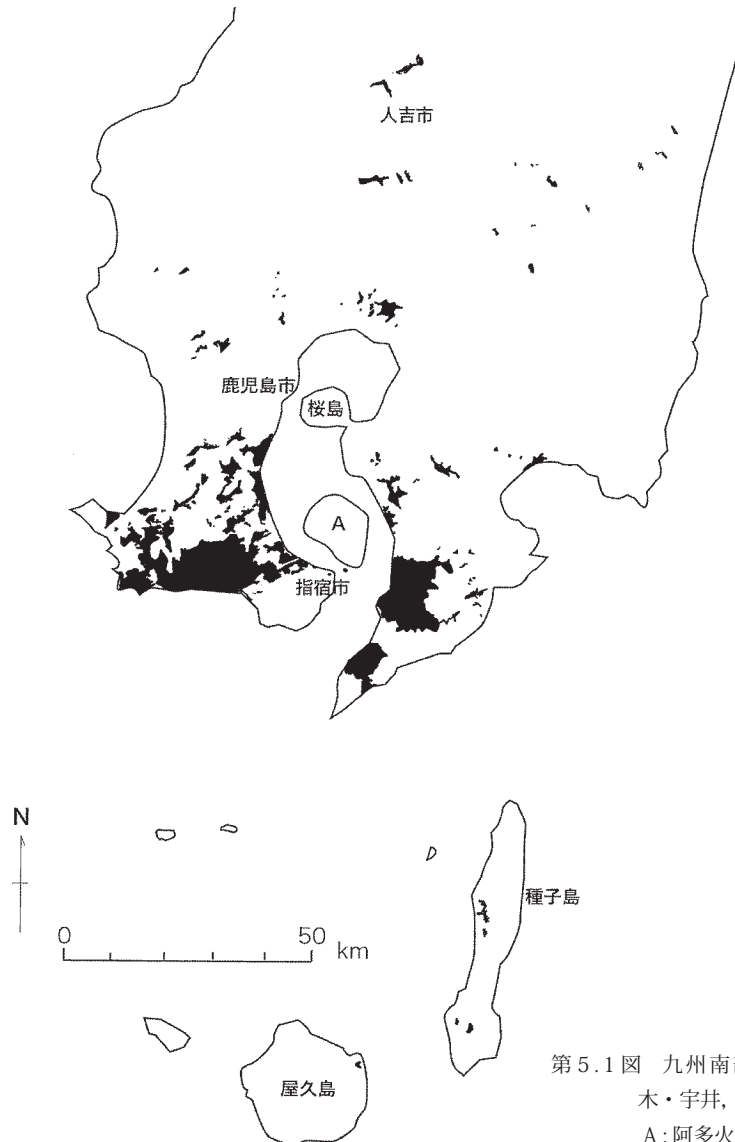
5.1 研究史及び概要

本図幅地域の地質の研究は19世紀後半から始まった。井上(1910)は20万分の1「加世田」図幅で、本図幅地域を含む薩摩半島南部の地質の概要を初めてまとめて示した。その中で、本図幅地域の第四系は、そのほとんどが火山噴出物からなることが示された。

松本(1938)は、本図幅地域の池田湖周辺の火山を揖宿^{いぶすき}火山と命名し、層序や岩石の記載を行った。更にMatumoto(1943)は、九州に分布する4つのカルデラ地形の存在を明らかにした。そのうち鬼門平断層崖を西縁

とする“阿多カルデラ”を想定し、主に薩摩半島南部及び大隅半島南部に分布する阿多泥溶岩(阿多火砕流堆積物)を“阿多カルデラ”を形成した噴出物と考えた(第5.1図)。Matumoto(1943)によると、“阿多カルデラ”は薩摩、大隅両半島の南端部にまたがり、やや東西に延び中央がくびれた輪郭のカルデラで、西側の指宿カルデラと東側の肝属カルデラが繋がったものとした(第1.3図参照)。Matumoto(1943)は、阿多火砕流前後の火山岩の分布も明らかにし、更にMatumoto(1963)でより詳細な火砕流の分布を示している。

荒牧(1964)は、詳細な観察を基に赤水岳付近に分布



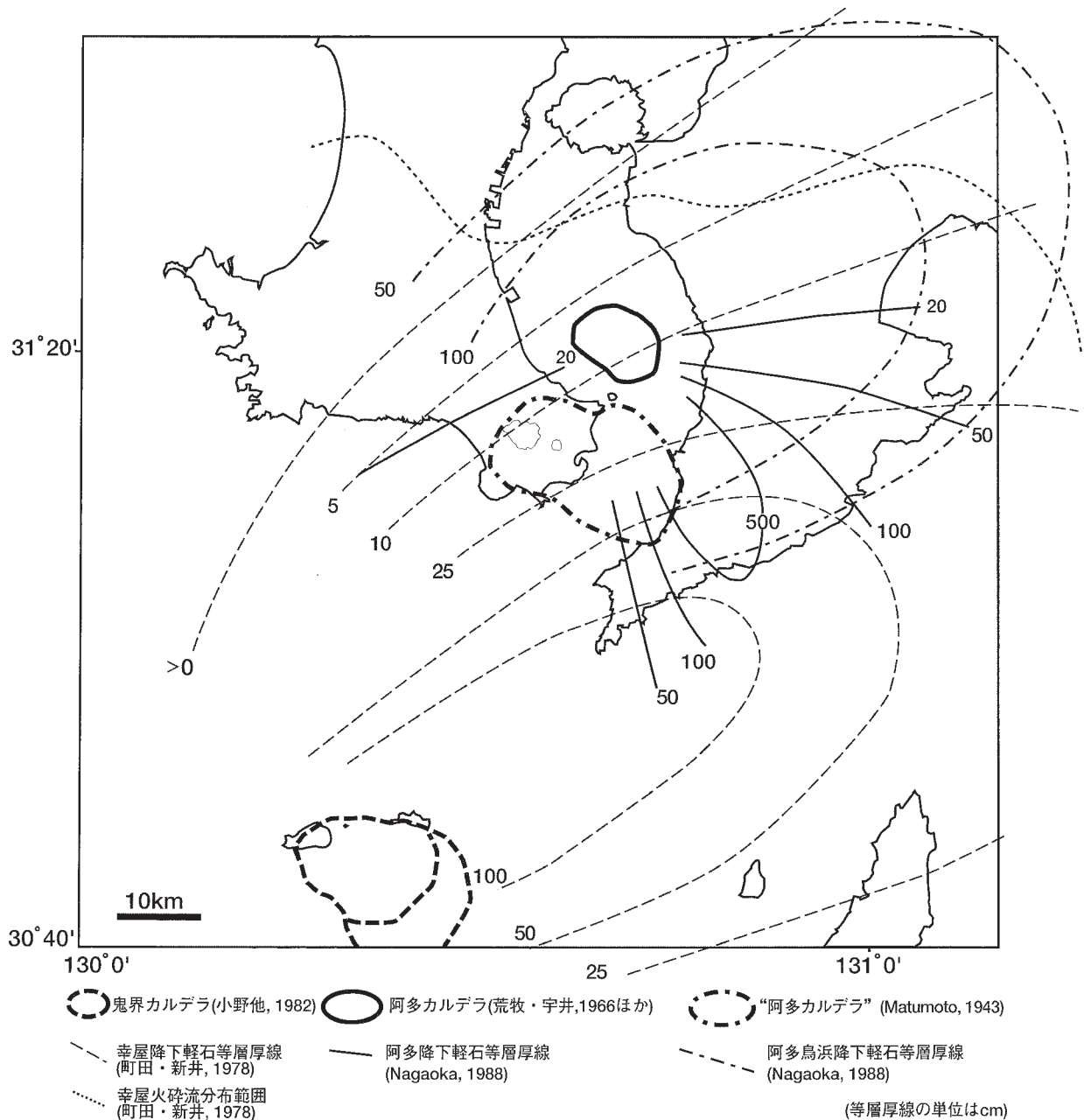
第5.1図 九州南部の阿多火砕流堆積物の分布(鈴木・宇井, 1981)

A: 阿多火砕流を噴出したと考えられる凹地形。

する火砕岩が、Matumoto (1943) が想定した阿多火砕流堆積物ではなく、赤水岳付近を起源とする降下火砕物が溶結した局所的な堆積物であると述べた。本図幅地域の詳細な地質記載を行った太田 (1966) は、“阿多カルデラ” 周辺に分布する阿多火砕流堆積物に覆われる火山岩類を先阿多火山岩類と呼び、すべて第三紀に噴出したとした。一方、宇井 (1967) は、阿多火砕流に覆われる火山岩類のうち、熱水変質を受けていない比較的新鮮な火山岩類を第四紀火山岩類と想定した。通商産業省資源エネルギー庁 (1985) はいくつかの岩体について年代測定を行い、前期一中期更新世の火山岩類の存在を明らかにし、宇井 (1967) と同様の結論を得ている。

更に荒牧・宇井 (1966) は、阿多火砕流堆積物の詳細

な記載を行い、阿多火砕流が“阿多カルデラ” 内から噴出したものではなく、その北方の鹿児島湾内が噴出源と考えた。この考えは、鉱物片の伸長方向を使った流動方向の解析 (鈴木・宇井, 1981), 阿多火砕流堆積物のり上げ構造から推定される給源方向 (Suzuki and Ui, 1982), 降下軽石の層厚・粒径分布 (阪口・宇井, 1979; Nagaoka, 1988), 鹿児島湾底の地質構造など (早坂, 1987; 海上保安庁水路部, 1991, 海上保安庁, 1993a,b) からも支持され、阿多火砕流の噴出源は“阿多カルデラ” 内にはなく、より北側の鹿児島湾内 (第 5.2 図) と推定されるようになった (宇井ほか, 1983)。また、Nagaoka (1988) は阿多火砕流をもたらした噴火の推移について研究を行った。



第 5.2 図 “阿多カルデラ” 及び鬼界カルデラの位置と各カルデラを起源とする降下軽石層の等層厚線図

本図幅地域の阿多火砕流噴出後の火山活動は、鬼門平断層崖より東の“阿多カルデラ”内に限られる。これまで阿多火砕流噴出後に活動した“阿多カルデラ”内に分布する火山群は、多くの名称で呼ばれてきた（阿多火山中央円頂丘：太田，1966；阿多中央火口丘群：桑代，1965；中央円頂丘群：中村，1980；唐山中央火山群：吉村ほか，1985；指宿火山群：第四紀火山カタログ委員会，1999）。本報告では新期指宿火山群と呼称する。

新期指宿火山群に相当する火山体の記載は、井上（1910）、Matumoto（1943）の先駆的な研究がある。太田（1966）は、阿多火砕流噴出後の火山岩類の詳細な記載を行った。宇井（1967）は、阿多火砕流以降の火山岩類の記載を行い、より詳しく区分した。鈴木ほか（1985）は、本図幅地域を含む鹿児島県内の火砕流の分布図を作成した。Nagaoka（1988）は、本図幅地域に分布するテフラ、特に大隅降下軽石以前のテフラの詳細な記載を行った。また地熱探査・開発のための地質・地球物理・地化学調査が盛んに行われ、新エネルギー総合開発機構（1986）などの報告が行われた。

これまで本図幅地域の第四紀火山名称は、“阿多カルデラ”の形成と関連づけて区分されてきた。しかし、阿多火砕流は、本図幅地域北側の鹿児島湾内から噴出した可能性が高く（荒牧・宇井，1966）、本図幅地域の火山活動からみると、いわば外来の火山噴出物と見ることができ、本図幅地域の第四紀火山活動を区分するイベントとして必ずしも適当ではない。したがって、本報告では本図幅地域の第四紀更新世から完新世までの安山岩-デイサイトマグマを主体とする火山を、指宿火山群として一括した名称で呼ぶこととする。

本図幅では、阿多火砕流堆積物に覆われる指宿火山群を構成する火山岩類を、第四紀の年代値が得られているいくつかの岩体を基準とし、岩石記載上の相違、変質程度、地形の浸食程度から、(1) 1～0.2Maの年代値を示し、火山体原面を残しておらず、やや変質の程度が高い、安山岩・デイサイトからなる古期指宿火山群と、(2) 火山体原面を残しており、阿多火砕流堆積物との間に大きな時間間隙が認められず、変質の程度が低い輝石安山岩・デイサイトからなる中期指宿火山群に区分した。阿多火砕流より新しい指宿火山群は、新期指宿火山群とした。完新世に入ってからデイサイトマグマによる池田火山の活動も新期指宿火山群に含めた。玄武岩マグマを噴出する開聞岳火山は、独立した火山として記載する。本図幅地域の第四紀火山の代表的な岩石試料の主成分化学組成を第2.1表に示す。

5.2 古期指宿火山群

Matumoto（1943）が想定した“阿多カルデラ”縁外側に、古期指宿火山群が分布する。いずれも阿多火砕流に

覆われると考えられるが、それぞれが孤立して存在しており、露頭に乏しいこともあって、相互及び南薩火山岩類との層序関係は不明なものが多い。

古期指宿火山群は、角閃石安山岩の高江山溶岩^{たかえやま}、鬼口溶岩^{おにくち}、矢筈岳火山岩類、輝石安山岩^{からすまい}の狩集溶岩、入野溶岩^{おぼま}、小浜溶岩から構成される。

5.2.1 高江山溶岩 (Ity)

命名 宇井（1967）。

模式地 指宿市高江山山頂部。

層序関係 阿多火砕流堆積物に覆われる。阿多火砕流堆積物以外の地質ユニットとの関係は不明である。高江山南側は比較的急な崖であり、地形的にも南側が断ち切られたような地形を示す。このことからMatumoto（1943）は、“阿多カルデラ”北縁を高江山に想定した。しかし高江山南側の指宿市幸屋^{こうや}付近に阿多火砕流堆積物が分布することから、少なくとも高江山南縁では阿多火砕流堆積後、指宿市堀切園西方付近の鬼門平断層崖のように変位量が数100mに達するような大規模な断層活動は起きていないと考えられる。

分布・層厚 指宿市北部、高江山を中心に分布するが、露出は極めて悪く、高江山山頂付近及び北麓にわずかに露頭があるだけで構造の詳細は不明である。層厚はその比高から少なくとも200mはあるものと考えられる。

岩相 やや変質し脆くなった灰色の角閃石斜方輝石デイサイトで、斑晶鉱物は斜長石、普通角閃石、斜方輝石がほとんどだが、単斜輝石もわずかに含む。石基、苦鉄質斑晶は一部変質している。

地質年代 年代測定は行われていない。変質の程度は南薩火山岩類に比べると軽微であり、1.1Maの年代値が得られている矢筈岳火山と同様に角閃石安山岩を主体とすることから、同時期の第四紀火山岩と考える。

5.2.2 鬼口溶岩 (Ion)

命名 新称。宇井（1967）。通商産業省資源エネルギー庁（1985）の鬼口安山岩類とほぼ一致する。

模式地 颯娃町鬼口周辺の海岸線

層序関係 下限は不明。確認できる層序関係は池田火砕流堆積物に覆われることだけであるが、地形的に矢筈岳火山を構成する噴出物より古いと考えられる。

分布・層厚 颯娃町鬼口の海岸線付近から、干迫南方にかけて比高200mほどのやや浸食が進んだ険しい山体を構成する。海岸線以外では露頭に乏しい。層厚は200m以上。

岩相 角閃石斜方輝石単斜輝石デイサイト溶岩及び同質の火砕物からなる。全岩主成分組成を第2.1表の4に示す。鬼口付近の海岸線に、やや発泡した角閃石斜方輝石単斜輝石デイサイト溶岩とそれを覆うように分布する凝灰角礫岩層が分布する。鬼口の国道下の海岸線では、

角閃石安山岩溶岩が自破碎して、急冷縁を持つ角礫に移行する様子が観察でき（第5.3図）、少なくともこの付近では水中に溶岩流が流れたことが推定される。

地質年代 年代を示すデータは得られていない。1.1 Maの年代値を持つ矢筈岳火山を構成する岩石とよく似たやや新鮮な角閃石を含むデイサイト溶岩からなること、地形的に矢筈岳火山に覆われると判断されることから、矢筈岳火山よりやや古い第四紀火山としておく。

5.2.3 矢筈岳火山 (lyz)

命名 新称、宇井（1967）の矢筈岳溶岩、通商産業省資源エネルギー庁（1985）の矢筈岳安山岩とほぼ一致する。

模式地 顕娃町内、矢筈岳北中腹の林道

分布・層厚 顕娃町矢筈岳を中心に、鬼門平断層崖南部の荷辛地峠から南に伸びる直線上の谷より西側に分布する。矢筈岳付近を噴出中心とする小型の成層火山体を形成していたと考えられるが、火山体原面はほぼ失われている。層厚は360 m以上である。

層序関係 荷辛地峠から南に伸びる直線上の谷の東側の古期南薩火山岩類とは断層で接する。小浜溶岩、阿多火砕流堆積物及び池田火砕流堆積物に覆われる。

岩相 角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩・デイサイト溶岩及び同質の凝灰角礫岩からなる。代表的な全岩主成分組成を第2.1表の5に示す。鬼口溶岩とよく似ているが、角閃石斑晶がやや小さく、量も少ない。荷辛地峠から矢筈岳付近では、一部風化変質した角閃石安山岩溶岩を主体とする。矢筈岳東のピークの急崖には、角礫岩層が遠望できる（第5.4図）。

地質年代 矢筈岳西側で採取されたやや変質した角閃石安山岩溶岩について、 1.1 ± 0.1 Maのフィッシュントラ

ック年代が得られた（第2.2表の5；川辺・阪口，2003）。

5.2.4 入野溶岩 (lir)

命名 宇井（1967）。

模式地 図幅南西部、開聞町内指宿枕崎線入野駅北方の台地。

分布・層厚 鬼門平断層崖と連続する台地東側の崖に露出する。比高30 mほどの台地状の地形を示す。

層序関係 古期南薩火山岩類の凝灰角礫岩がつくる東西に伸びた急崖と北側で接する。宇井（1967）はこの崖を、東西に延びる南落ち正断層と考え、活断層研究会（1991）にもそのように記載されているが、確証はない。上位に阿多火砕流堆積物は確認できないが、分布東側の崖を鬼門平断層崖の延長と考え、ほとんど変質を受けていないことから指宿火山群に属する溶岩とした。

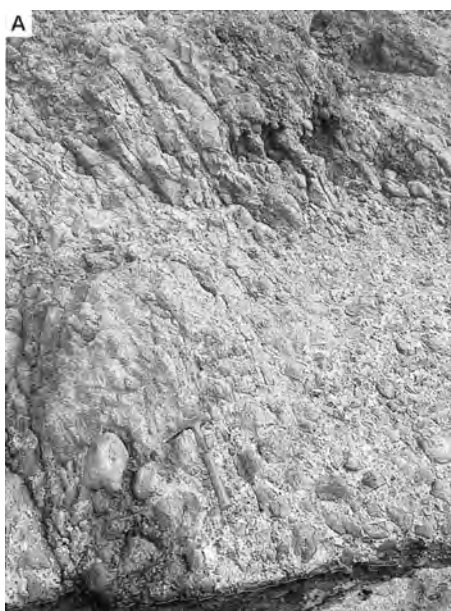
岩相 露出する限りでは、1フローユニットからなる、ほとんど変質していないガラス質の石基を持つ黒色の斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩で、溶岩流の原地形は失われている。1～2 mm程度の斜長石斑晶が目立ち、0.2 mm前後の単斜輝石、斜方輝石斑晶を含む。

地質年代 直接の年代を示すデータはない。岩相及び変質程度から第四紀火山岩とし、分布東側の崖を鬼門平断層崖の延長と考えて古期指宿火山群に属すると考えておく。

5.2.5 狩集溶岩 (lks)

命名 宇井（1967）。

模式地 指宿市狩集北東80.7 m三角点がある丘の南側、比高40 mほどのNE-SW方向に伸びた直線状の急崖を登る道路（地形図には示されていない）沿い。



第5.3図 古期指宿火山群鬼口溶岩

A: 角閃石安山岩溶岩が節理沿いに割れて角礫化している。
B: 流理の発達した角礫化が進んでいない鬼口溶岩。顕娃町鬼口南南東500 m。瀬平海岸。



第 5.4 図 開聞町入野から遠望した古期指宿火山群矢筈岳火山を構成する凝灰角礫岩層
凝灰角礫岩が露出する崖の高さは約 20 m.

分布・層厚 指宿市狩集北東 80.7 m 三角点がある丘に入戸火砕流堆積物と池田火砕流堆積物に取り囲まれた孤立した岩体として露出する。同質の輝石安山岩が北東延長の指宿市外城市の海岸に露出していた(宇井, 1967)が、現在は護岸施設のため確認できない。下限は不明であり、層厚は 40 m 以上である。

層序関係 直接の層序関係が見える露頭はない。NE-SW 方向に延びる崖の北東延長の海岸線における阿多火砕流堆積物及び今和泉火砕流堆積物の分布高度から、この崖の東側に NE-SW 走向、東落ちの正断層を想定した。西-南側は湊川が流れる低地となっており、魚見岳南縁とを結ぶ WNW-ESE 走向の南落ち正断層が想定される。

岩相 緻密な灰色-暗灰色の斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩で、露出が限られており構造などは不明である。3～5 mm 程度の斜長石斑晶が目立ち、0.2～0.5 mm 程度の斜方輝石、単斜輝石斑晶を伴う。石基に弱い変質が認められる程度で、変質程度は弱い。全岩主成分組成を第 2.1 表の 6 に示す。

地質年代 直接の年代を示すデータはない。岩相及び変質程度から第四紀火山岩とし、“阿多カルデラ”の外側に位置し、火山地形を残していないことから、古期指宿火山群に属すると考えておく。

5.2.6 小浜溶岩 (lob)

命名 宇井 (1967)。

模式地 指宿市小浜西方の鬼門平断層崖。

分布・層厚 指宿市小浜から開聞町笠口にかけての鬼門平断層崖に、厚さ 100 m 以上の 1 枚の溶岩流の断面が露出する(第 5.5 図)。鬼門平断層崖西側から集川左岸に流下しているが、溶岩流の原面はほぼ失われている。

層序関係 古期南薩火山岩類矢筈岳火山岩類を不整合で覆う。阿多火砕流堆積物との関係を示す露頭はない

が、鬼門平断層崖に切られていることから、古期指宿火山群に属すると考えておく。

岩相 ほとんど変質していない灰色の斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩流で、不明瞭な柱状節理と板状節理が見られる。斑晶として 2～3 mm 程度の斜長石、0.2～0.5 mm 程度の単斜輝石・斜方輝石を含む。全岩主成分組成を第 2.1 表の 7 に示す。

地質年代 通商産業省資源エネルギー庁 (1985) は、小浜溶岩の K-Ar 年代を 0.8 ± 0.6 Ma と報告した。岩石残留磁気の磁化方位は正帯磁と報告されている。通商産業省資源エネルギー庁 (1991) では、 0.21 ± 0.02 , 0.18 ± 0.02 Ma の年代値が報告されている。

5.2.7 山川層 (Yf)

命名 民間企業の地熱調査により命名(新エネルギー総合開発機構, 1986)。

模式地 地表での分布はない。ボーリング調査により、山川町伏目付近を中心とした堆積盆に分布していることが明らかになっている。

分布・層厚 ボーリング調査で、“阿多カルデラ”内に広く分布することが確かめられている。確認されているもっとも西側のボーリングは池田湖北西部の N58-ID-2 である。山川町伏目付近の SA-1, 52 E-FM-2 など堆積盆中央部では層厚 1,300～1,400 m に達する。

層序関係 鬼門平断層崖以東の地下に、薩摩半島酸性岩体を覆って古期南薩火山岩類が分布し、更にその上位に存在する。阿多火砕流堆積物に対比される凝灰岩層に覆われる。

岩相 黒色ガラス質の溶結凝灰岩、安山岩質凝灰岩、



第 5.5 図 中期指宿火山群小浜溶岩
不明瞭な板状節理が発達する。指宿市小浜。

凝灰角礫岩，安山岩溶岩を主体とし，有孔虫化石を含む凝灰質泥岩を伴う（新エネルギー総合開発機構，1986）。

地質年代 山川層中の凝灰質泥岩層から N22-N21 帯に相当する浮遊性有孔虫が産し，山川層の堆積は前期更新世には始まっていたと考えられている（新エネルギー総合開発機構，1986）。すなわち，鬼門平断層崖直下には，少なくとも前期更新世にはすでに海が進入していたことを示し，鬼門平断層崖が 110 ka の阿多火砕流噴出時に初めて形成されたものではないことを示している。

5.3 中期指宿火山群

中期指宿火山群は，阿多火砕流堆積物に覆われる火山岩類のうち，おおよそ火山体の原面を残している火山岩類で，魚見岳火山，長崎鼻溶岩，赤水岳火山，仮屋溶岩，大野岳火山からなる。年代を示すデータはないが，多くの場合地形が残っていること，阿多火砕流堆積物との間に，大きな浸食間隙がないことから，後期更新世に活動したものと考えられる。

5.3.1 魚見岳火山 (Iul, Iup)

命名 新称。宇井（1967）の魚見岳噴出物を再定義。

模式地 指宿市魚見岳南崖 (Iul)，及び魚見港西の崖 (Iup)。

分布・層厚 魚見岳火山は，指宿市北東部にある，南と東を最大比高 200m の急崖で取り囲まれ，上面が北に傾斜したメサ状の岩体で（第 5.6 図），厚さ約 100 m のデイサイト溶岩からなる魚見岳溶岩 (Iul) と，それを覆う溶結凝灰岩，降下スコリア層からなる厚さ約 100 m の魚見岳火砕岩 (Iup) から構成される。

層序関係 現在の山頂付近で阿多火砕流堆積物に覆われていることが認められる。孤立した岩体のため，ほかの地質ユニットとの関係は不明である。

岩相 魚見岳火山の南側の崖下部は，1 枚の斜方輝石



第 5.6 図 指宿市東海上より見た中期指宿火山群魚見岳

単斜輝石デイサイト溶岩からなる魚見岳溶岩からなり，その上位に緩く北に傾斜する魚見岳火砕岩が載る。全岩主成分組成を第 2.1 表の 8（魚見岳溶岩）と 9（魚見岳火砕岩）に示す。魚見岳溶岩は，不明瞭な柱状節理が認められる灰色の新鮮なデイサイト溶岩で，1～4 mm ほどの斜長石と 0.2～0.5 mm 程度の単斜輝石，斜方輝石を斑晶として含む。火砕岩層は東崖中央部で崖のほぼ全体を占め，強溶結しユータキシティック構造が発達する（第 5.7 図）。北側の海岸線付近では，非溶結の最大径 10 cm ほどの粗粒な降下スコリア層が露出する。この火砕岩層に含まれるスコリアは安山岩質で（第 2.1 表），デイサイト質の阿多火砕流堆積物本質岩片とは組成が異なる。荒牧（1964）は，この溶結凝灰岩の産状から，この強溶結した火砕岩層は，Matumoto（1943）が考えたようなデイサイト質の阿多火砕流堆積物ではないとした。

地質年代 神谷ほか（1978）は，30 ka のフィッシュントラック年代値を報告しているが，層序から見て新しすぎる値である。非溶結の降下スコリア層がつくる火山体の原面がまだ保存されており，それを大きな浸食間隙なしで阿多火砕流堆積物が覆うことから，110 ka の阿多火砕流噴出からそう古くはない時期に活動したものと考えておく。



第 5.7 図 中期指宿火山群魚見岳火山の溶結した火砕岩層
指宿市魚見岳東側の崖。

5.3.2 ^{ながさきばな}長崎鼻溶岩 (Ing)

命名 宇井 (1967). 荒牧 (1964) の長崎鼻石英安山岩.

模式地 山川町長崎鼻.

分布・層厚 山川町長崎鼻を中心とする地域に分布する黒色-灰色の輝石デイサイト溶岩. もっとも広い分布は, 長崎鼻付近にある. 西方の村石付近, 赤水鼻付近にも同質の輝石デイサイト溶岩の露出があり, 長崎鼻溶岩に含めた. 赤水港へ下る道が海岸線に達する付近には, 長崎鼻溶岩と同質のデイサイト溶岩角礫からなる凝灰角礫岩層が分布するが, これも長崎鼻溶岩に含めておく.

層序関係 下限は不明. 厚さは約 20 m 以上である. 赤水岳火山を構成する火砕岩に大きな浸食間隙なしに覆われる (第 5.8 図) 以外は, ほかの地質ユニットとの関係は不明である.

岩相 長崎鼻, 赤水鼻に分布する長崎鼻溶岩は, 流理の発達した黒色のガラス質斜方輝石単斜輝石デイサイト溶岩で, 球顆が発達する部分や角礫化した部分が多い. 角礫化した部分の一部は, 基質が酸化して赤褐色を示す. 長崎鼻の北, 赤水岳火山噴出物に整合的に覆われる長崎鼻溶岩は, ほぼ水平の流理を持つ結晶度が高い溶岩流でガラス質溶岩とは NW-SE 走向の小断層で接する.

村石に分布する長崎鼻溶岩は, 長崎鼻周辺と同様の流理の見られる斜方輝石単斜輝石デイサイト溶岩だが, やや結晶度が高い. 赤水港付近の凝灰角礫岩層は, 最大直径 50cm ほどの長崎鼻溶岩と同質の斜方輝石単斜輝石デイサイト角礫だけからなる. 成層構造は認められない.

いずれも 1 ~ 3 mm 程度の斜長石, 0.2 ~ 0.4 mm 程度の単斜輝石, 斜方輝石を斑晶として 10 ~ 15% 程含む斜方輝石単斜輝石デイサイトで, 変質は認められない.

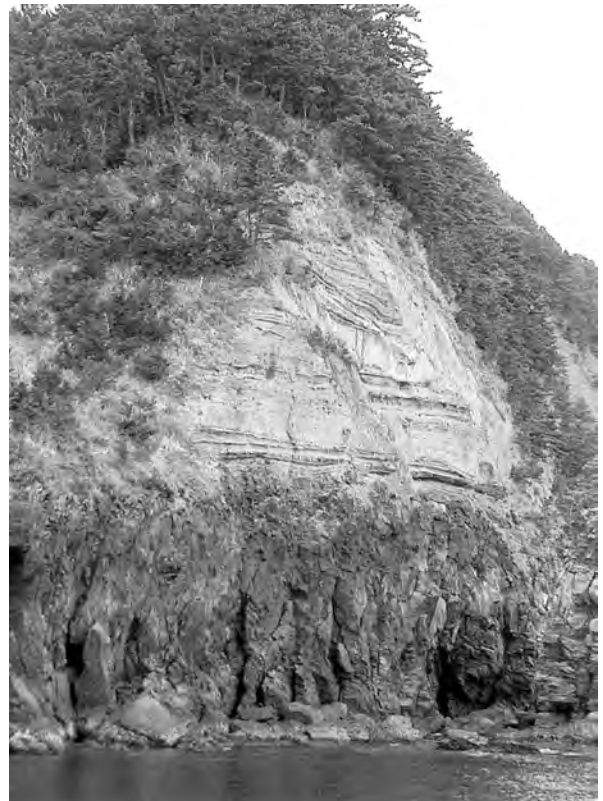
地質年代 年代を示すデータはない. 火山体原面を残し阿多火砕流堆積物に覆われる赤水岳火山の火砕物に, 整合的に覆われることから, 後期更新世に活動したものと考える.

5.3.3 ^{あかみずだけ}赤水岳火山 (Iak)

命名 荒牧 (1964).

模式地 長崎鼻北方, 赤水岳南の海食崖

分布・層厚 赤水岳を中心に分布する主に火砕岩からなる火山体である. 東斜面には火山体原面が残っている. 南側の海食崖に, 溶結部を伴う降下火砕物からなる赤水岳火山の内部構造がよく露出する (第 5.9 図). 南側の海食崖及び北麓の赤水港付近で, 溶結した火砕岩が観察できる (第 5.10 図). 層厚は 140 m 以上である.



第 5.8 図 中期指宿火山群長崎鼻溶岩とそれを覆う赤水岳火山噴出物
長崎鼻溶岩流の厚さは約 7 m. 山川町長崎鼻.



第 5.9 図 海食崖に露出する中期指宿火山群赤水岳火山の内部構造
東に傾斜した降下軽石層からなる. 崖の比高は最大約 130 m. 山川町長崎鼻より.



第 5.10 図 赤水岳火山の降下溶結凝灰岩
山川町赤水。

層序関係 長崎鼻溶岩を整合的に覆う。阿多火砕流堆積物に覆われる。

岩相 赤水岳火山噴出物は、主に降下火砕物からなる。露頭全体として 10～30°程度の傾斜で東に傾いている。火砕物は粗粒でよく発泡した軽石・スコリア・縞状軽石からなり、長崎鼻溶岩起源と思われるガラス質溶岩片や溶結凝灰岩などの岩片が含まれる。スコリア及び縞状軽石は、より下位の層準に多く認められる。岩質は長崎鼻溶岩と似た斜方輝石単斜輝石デイサイトで、斜長石、単斜輝石、斜方輝石斑晶を 10%ほど含む。

この降下火砕物には、厚さ約 1 m から最大 10 m 程の複数の溶結凝灰岩層が挟まっている。溶結凝灰岩層にはユータキシティック構造が発達し、粒度の違いによる成層構造が認められる。溶結凝灰岩層は、厚さが傾斜方向にほとんど変化せず。溶結層の上下は、溶結していない通常の降下火砕岩層に移化し、構成物質に大きな違いは認められない。これらのことから、溶結凝灰岩層の大部分は降下火砕物起源のアグルチネートと考えられる。

地質年代 年代を示すデータはない。赤水鼻付近で阿多火砕流堆積物が覆うこと、火山体の原地形を残していることから、後期更新世に活動したものとしておく。

5.3.4 仮屋溶岩 (Iky)

命名 新称。

模式地 指宿市仮屋西方、指宿スカイラインへの上り口付近の鬼門平断層崖。

分布・層厚 指宿スカイライン沿いにしか露出しないため、全体の広がりとは不明である。層厚は約 20 m である。

層序関係 古期南薩火山岩類を不整合で覆う。上位は 1～2 cm ほどの層理が発達した、砂・シルトからなる厚さ数 m ほどの湖成層と思われる地層（第 5.11 図）を間

に挟んで阿多火砕流堆積物に覆われる。

岩相 1 フローユニットの新鮮な灰色の斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩流で、斑晶として 2 mm ほどの斜長石、0.2～0.3 mm 程度の単斜輝石・斜方輝石を 10%ほど含む。全岩主成分組成を第 2.1 表の 10 に示す。

地質年代 年代を示すデータはない。これまで古期南薩火山岩類とされてきたが、周辺の古期南薩火山岩類と異なり非常に新鮮で、熱水変質は全く受けていないことから、本報告では第四紀火山岩と考える。

5.3.5 大野岳火山 (Onv)

命名 Matumoto (1943)。

模式地 頼娃町東部、大野岳山頂部。

分布・層厚 頼娃町東部に位置する、主に玄武岩からなるやや北東-南西に延びた円錐形の小型（底径約 1.5 km）の火山体で、山頂の標高は 465.9 m である（第 5.12 図）。山頂部で大野岳火山を構成する溶岩及び降下火



第 5.11 図 中期指宿火山群仮屋溶岩を覆う層理の発達した湖成層
ねじり鎌の長さ約 33 cm。仮屋西、指宿スカイライン沿い。



第 5.12 図 南東から見た中期指宿火山群大野岳火山
頼娃町干迫

碎物が観察できる。

層序関係 大野岳火山山頂付近の降下スコリアより上位には、大隅降下軽石以降のテフラしか確認できない。これまで大野岳火山の層位について、多くの報告が地形の新鮮さから阿多火砕流より新しいとしているが(Matumoto, 1943, 宇井, 1967, 通商産業省資源エネルギー庁, 1985), 阿多火砕流堆積物と大野岳火山噴出物の直接の関係を示す露頭は見つかっていない。また、大野岳周辺の阿多火砕流堆積物の上位には、大野岳火山起源と考えられる降下火砕物、本質物は全く見つかっておらず、大野岳火山が阿多火砕流噴出より新しいとする積極的な根拠はない。一方、鬼門平断層崖に露出する阿多火砕流堆積物の下に玄武岩降下スコリアがある(小林哲夫氏, 私信)とされ、このことから大野岳火山は阿多火砕流より古いと考える報告もある(小林, 1982; 藤野・小林, 1999; 第四紀火山カタログ委員会, 1999)。

岩相 大野岳火山を構成する岩石は、かんらん石単斜輝石玄武岩溶岩流が主体である。代表的な岩石の全岩主成分組成を第2.1表の11に示す。降下火砕物は山体にはほとんど残っておらず、山頂の比較的平坦な部分に、火山弾を含む火口近傍相の降下スコリア層がわずかに分布する。玄武岩溶岩に含まれる斜長石斑晶は0.2~1 mm程度と比較的小型のものが多い。かんらん石は径0.5 mm程度、単斜輝石は0.2 mm程度である。斑晶量は10%ほどだが、小型のものが多いため、あまり目立たない。かんらん石はわずかにイデイングサイト化している。

地質年代 年代を示すデータはない。阿多火砕流との前後関係にはまだ問題があるが、後期更新世に噴出したことは確実である。本報告では、阿多火砕流堆積物上に大野岳起源のテフラが見つからないことを重視して、大野岳火山は阿多火砕流より古い火山としておく。

5.4 阿多火山

第四系の研究史で述べたように、荒牧・宇井(1966)は、阿多火砕流堆積物の詳細な記載を行い、阿多火砕流がMatumoto(1943)が想定した“阿多カルデラ”内から噴出したものではなく、その北方の鹿児島湾内が噴出源と考えた。すなわち、阿多火砕流堆積物中に含まれる異質岩片の種類が火山岩、堆積岩が主体で、“阿多カルデラ”内の火山岩に多く認められる花崗岩岩片が極めて少ないこと、重力の負の異常が“阿多カルデラ”の輪郭と無関係で、より北方にあるように見えることなどからである。その後、鉦物片の伸長方向を使った流動方向の解析(鈴木・宇井, 1981), 阿多火砕流堆積物ののり上げ構造から推定される給源方向(Suzuki and Ui, 1982), 降下軽石の層厚・粒径分布(阪口・宇井, 1979; Nagaoka, 1988), 鹿児島湾底の地質構造(早坂, 1987; 海上保安庁水路部, 1991, 海上保安庁, 1993a,b)などか

ら、阿多火砕流の噴出源は“阿多カルデラ”内にはなく、より北側の鹿児島湾内(第5.2図)との考えが支持されるようになってきた。本報告では阿多火砕流を噴出した火山を阿多火山と呼称する。

“阿多カルデラ”内では、地熱探査ボーリングが多く行われており、N58-ID-2やSA-3などのいくつかの地点で、阿多火砕流堆積物に対比されると考えられる堆積物が地下に認められる(新エネルギー総合開発機構, 1986)。一方、“阿多カルデラ”内には、更新世初期を示す浮遊性有孔虫群集を含む凝灰質泥岩を挟む山川層が、池田湖西方まで広がっていたことが明らかとなっており(吉村ほか, 1985), 少なくとも更新世初めには、鬼門平断層崖に平行な正断層(池田断層; 新エネルギー総合開発機構, 1986)の活動が始まって海が侵入していたと考えられる。鬼門平断層崖の北東延長の指宿市今和泉から池田湖に向かう県道が走る谷を境に、阿多火砕流堆積物の上面高度が北側では標高20 m以上に達するのに対し、南側では海水準より低くなる。このことは、この谷に沿う東側が相対的に沈降した正断層の存在を示唆し、おそらく池田断層の北東延長が、今和泉付近を通ると考えられる。これらのことから、いわゆる“阿多カルデラ”は、鹿児島湾の形成と関連したNE-SW走向及びWNW-ESE走向の正断層で境された地塁-地溝構造が発達して形成された、火山構造的陥没地(荒牧, 1983)である可能性が高い。

ただし、鬼門平断層崖に阿多火砕流堆積物の断面が露出すること、池田断層の北東延長で阿多火砕流堆積物の分布高度が異なること、池田湖西方のボーリングコア(N58-ID-2)の深度292.4~360.4 mに阿多火砕流堆積物に対比される凝灰岩層が報告されていること(新エネルギー総合開発機構, 1986)から、阿多火砕流噴出後に鬼門平断層崖を形成した池田断層が活動したことも確かである。また本図幅地域内には分布しないが、240 kaに噴出した鳥浜火砕流、鳥浜降下軽石(鳥浜テフラ)は、その等厚線図から“阿多カルデラ”内から噴出した可能性が高く(Nagaoka, 1988), 古いカルデラ構造が存在する可能性は否定できない。そのため、町田・森脇(2001)は、阿多火砕流を噴出したカルデラを阿多北部カルデラ、Matumoto(1943)の“阿多カルデラ”に相当するカルデラを阿多南部カルデラと呼んでいる。

阿多火砕流堆積物の浸食面を覆って、今和泉火砕流堆積物が分布する。今和泉火砕流堆積物は、分布域東方の鹿児島湾から噴出したと考えられる非溶結の火砕流堆積物で、本報告では、阿多火砕流とほぼ同じ位置から噴出した火砕流と見なして、本章で記載する。

5.4.1 阿多火砕流堆積物 (At)

阿多火砕流堆積物は南九州に広く分布し、北は宮崎県野北部、人吉盆地、南は屋久島、種子島まで認められる。

阿多火砕流堆積物の見かけ総体積は 200 km² 以上と見積もられる (町田・新井, 2003). また阿多火砕流に伴う cognimbrite ash である阿多火山灰は, 関東以西から沖縄周辺海域までの範囲で見つかった広域テフラである (町田・新井, 2003).

命名 荒牧・宇井 (1966).

模式地 指宿市今和泉から観音崎に至る海食崖.

分布・層厚 本図幅地域の鬼門平断層崖以西に広く分布する. このほか, 高江山南麓, 魚見岳山頂部, 知林ヶ島 (井村・大木, 2001), 赤水鼻付近 (荒牧・宇井, 1966) に分布がある. 本図幅地域での層厚は最大約 60 m である.

層序関係 川辺層群, 南薩火山岩類, 古期及び中期指宿火山群を覆う. 鬼門平断層崖の指宿スカイライン沿いでは, 中期指宿火山群仮屋溶岩を覆う厚さ 5 m ほどの湖成層を覆う. 今和泉火砕流堆積物, 入戸火砕流堆積物などに覆われる.

岩相 本図幅地域の阿多火砕流堆積物は, 斜方輝石単斜輝石デイサイト質の 2 枚以上のフローユニットを持つ大規模火砕流堆積物で, 非常に薄いところでも強溶結した, ユータキシティック構造が発達した暗紫-暗灰色の溶結凝灰岩として分布する. 最大径 20 cm に達する本質レンズ中の斑晶鉱物として斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石のほか, わずかに角閃石が認められることがある. 斜方輝石の屈折率は, $\gamma = 1.704 \sim 1.708$ (平均 1.706) の範囲である (町田・新井, 2003). 阿多火砕流堆積物中の本質レンズの主成分組成を第 2.1 表の 12 に示す.

本図幅地域の喜入町生見付近から指宿市今和泉付近にかけての鹿兒島湾側では, 入戸火砕流堆積物の下位, 海水準近くに高さ 5 ~ 20 m ほどの急崖を作って露出する (第 5.13 図). 鬼門平断層崖を登る指宿スカイライン沿いでは, 仮屋溶岩を覆う湖成層の上位に約 60 m の厚さ

で分布する. 標高 500 m 以上の尾巡山山頂近くまで, 広い高度範囲の山地の谷にへばりつくように分布し, 給源方向に面した斜面にのし上げるような分布を示す (荒牧・宇井, 1966; Suzuki and Ui, 1982). 指宿スカイライン沿いでは, 阿多火砕流堆積物が, 新期南薩火山岩類の安山岩溶岩の急斜面に乗り上げて溶結している断面が多数確認できる (第 5.14 図). 熊ヶ谷付近では, 溶結度の低い部分を挟んで厚さ 2 ~ 3 m ほどの 2 枚のフローユニットが観察できる.

阿多火砕流堆積物の主体は溶結凝灰岩であるが, 大隅半島ではその下位に, 降下軽石層, 火山豆石を含む火山灰・降下軽石層, 多数の薄い非溶結火砕流堆積物などが存在し, 噴火初期には (海) 水の関与があったものと考えられる (Nagaoka, 1988). 本図幅地域では大隅半島側



第 5.13 図 阿多火砕流堆積物がつくる崖
崖の高さ約 8 m. 指宿市観音崎付近の海岸.



第 5.14 図 新期南薩火山岩類にアバットする阿多火砕流堆積物
Nvy: 新期南薩火山岩類, At: 阿多火砕流堆積物. 吉見山南の指宿スカイライン沿い. パイロンの高さ約 70 cm.

の阿多火砕流堆積物と異なり、噴出源の西側であることから、下位に阿多降下軽石をほとんど伴わない。また非溶結の火砕流堆積物もほとんど認められない。

地質年代 深海底堆積物中の酸素同位体ステージ 5c と 5d の間の層位に阿多火山灰が見つかっており、103～107 ka の間とされた（大場，1991）。またジルコンのフィッシュトラック年代は 100 ± 27 ka（壇原，1995）、火砕流堆積物の K-Ar 年代は 108 ± 3 ka（松本・宇井，1997）と報告されている。このことから、阿多火砕流の噴出は、105～110 ka に起こったと考えられる。

5.4.2 今和泉火砕流堆積物 (Im)

命名 宇井（1967）。

模式地 指宿市外^{とじょういち}城市から浜西付近の海食崖。

分布・層厚 指宿市外城市から浜西付近を通り観音崎までの海食崖、海水準付近から高度 20 m 付近までの高度範囲で、阿多火砕流堆積物を覆って分布する。層厚は約 20 m である。

層序関係 阿多火砕流堆積物を覆う。95 ka の鬼界カルデラ起源の鬼界-^{とづらほら}葛原テフラ以降の外来及び指宿火山群テフラに覆われる（第 5.15 図）。

岩相 まれに石英を含む斜方輝石単斜輝石デイサイト質のよく発泡した白色軽石と火山灰からなる非溶結の火砕流堆積物で、現在確認できる露頭では 1 フローユニットである。白色軽石は、浜西付近では直径 5～20 cm のものが多いが、時に 60～80 cm の大型のものも含まれる。特徴的に黒曜岩岩片（最大径 50 cm）を含む（第 5.16 図）。黒曜岩岩片は、今和泉火砕流堆積物の下部により多く認められる。斑晶組み合わせなど岩石学的な特徴は白色軽石と同一であり、急冷縁や冷却節理を持ち、遅延発泡したのもあることから、本質物と考えられる。この本質

黒曜岩の主成分組成を第 2.1 表の 13 に示す。

阿多火砕流堆積物の浸食面と今和泉火砕流堆積物本体の間に、基質をほとんど欠き、径約 10～30 cm ほどの火山岩・深成岩・黒曜岩などの角礫・円礫の混合した厚さ 1～2 m の岩片堆積層が認められ、特に指宿市浜西付近でよく発達する。岩相からこの岩片堆積層は今和泉火砕流のラグプレッチャと考えられ、宇井（1967）は、この岩片堆積層の存在と、今和泉火砕流堆積物の軽石の粒度変化から、指宿市浜西付近が噴出口にもっとも近いと考えた。

大隅半島南部には、黒曜岩岩片を含む斜方輝石単斜輝石デイサイト質、非溶結の田代火砕流堆積物が分布する（阪口・宇井，1979，1983）。田代火砕流堆積物も阿多火砕流堆積物を不整合に覆い、鬼界-^{とづらほら}葛原テフラに覆われるなど、層準は今和泉火砕流堆積物と同一であり、田代及び今和泉火砕流は、ほぼ同一時期に鹿児島湾南部から噴出した火砕流と考えられる。ただし今和泉火砕流堆積物の本質物には、まれに石英が含まれるなどの違いもあり、完全に同一の火砕流とは断定できない。

地質年代 直接の年代を示すデータはない。110 ka の阿多火砕流堆積物の浸食面を覆い、95 ka の鬼界-葛原テフラに覆われる（Nagaoka，1988）ことから、およそ 100 ka ごろに噴出したものと考えられる。

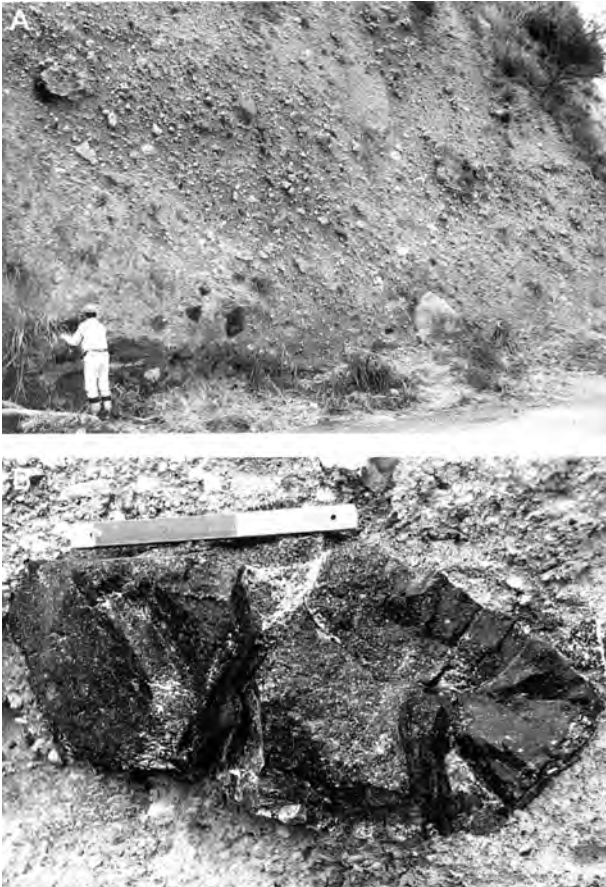
5.5 更新世堆積岩

阿多火砕流噴出以降に堆積した正常堆積物からなる地質ユニットがいくつかの地域に分布する。本報告では、大野岳西麓に扇状地様地形を作る大野岳扇状地堆積物及び指宿市北部、湊川流域に分布する湊川層について記載する。このほか本図幅地域南部、山川町伏目周辺で行わ



第 5.15 図 今和泉火砕流堆積物とそれを覆う新期指宿火山群テフラ、入戸火砕流堆積物

Im：今和泉火砕流堆積物，A-Os：大隅降下軽石，It：入戸火砕流堆積物。指宿市外城市。



第 5.16 図 今和泉火砕流堆積物と今和泉火砕流中の黒曜岩岩片
 A: 今和泉火砕流堆積物。人物付近が岩片堆積層。
 B: 今和泉火砕流中の本質黒曜岩角礫。指宿市外城市。

れた SA-1 などのボーリング調査で、伏目シルト層と呼ばれる凝灰質シルト層が存在することが知られている(吉村ほか, 1985; 新エネルギー総合開発機構, 1986)。伏目シルト層は、山川層を覆い池田火砕流堆積物に覆われ、後期更新世 11 万～3 万年前の年代を示す海棲有孔虫化石を含む。しかし、厚さが 10 m 以下と薄く、地表にも露出しないため、地質図には示していない。

5.5.1 大野岳扇状地堆積物 (Onf)

命名 新称。

模式地 大野岳西麓，穎娃町水之元。

分布・層厚 大野岳西麓の幅の広い浸食谷が発達した扇状地様の斜面を構成する。層厚約 80 m 以上。

層序関係 少なくとも最上部は阿多火砕流堆積物を覆う。清見テフラ，大隅降下軽石などに覆われる。

岩相 確認できる範囲では，南薩火山岩類起源と思われる変質した安山岩礫，大野岳火山起源の新鮮な玄武岩亜角礫・亜円礫からなる未固結の礫層や，軽石・スコリアが散在する細かい層理が認められる砂層及びシルト層からなる。ここでは主に大野岳から供給された砂礫によ

る火山麓扇状地と考えておくが，露頭に乏しいため詳しい構成物や構造は不明である。

大野岳南麓の大野岳扇状地堆積物表層には，変形した清見テフラスコリア層を幸屋火砕流堆積物が覆う露頭がある。大野岳を覆ったテフラが表層地滑りを起こした堆積物と考えられる(第 5.17 図)。

地質年代 大野岳火山の玄武岩溶岩を覆うことが確認できる。少なくとも清見テフラ以降の堆積物に覆われる。また上部の礫岩層は阿多火砕流堆積物を覆うことから，阿多火砕流堆積以降まで堆積していたらしい。

5.5.2 湊川層 (Mgf)

命名 新称。

模式地 指宿市永吉付近の湊川河床。

分布・層厚 指宿市永嶺付近の標高 50 m 付近から宮の前付近標高 10 m 付近までの湊川沿い河岸及び河床に水平な砂礫層として分布する。指宿市永吉付近の湊川流域では，ほぼ垂直の急な河岸を構成し露出する。層厚は約 40 m である。

層序関係 下限は露出しない。阿多火砕流堆積物の溶結凝灰岩起源の礫を含むことから，阿多火砕流堆積物より新しい。新期指宿火山群起源のテフラに覆われる。

岩相 本層は，ほぼ水平に堆積した，やや固結した砂礫層からなる(第 5.18 図)。暗灰色砂層が卓越し，明褐色の凝灰質シルト，最大径 20 cm ほどの凝結凝灰岩礫，安山岩礫からなる礫支持，砂質基質の礫層が露出の最下部に認められる。砂層は厚さが 10～20 cm ほどの無層理の単層のほか，厚さ 2～5 cm 程の明褐色シルトを挟む数 cm の層理が発達する部分，砂層内に斜交層理が認められる部分がある。砂層は径 0.5 cm 程度の細礫を含むことが多く，淘汰はあまりよくない。

地質年代 化石など年代を示すデータはない。新期指宿火山群テフラのうち，75 ka と考えられている花之木テフラ(奥野ほか, 1995)に覆われる。



第 5.17 図 変形した清見テフラ層

Ky: 変形した清見テフラ，K-Ah: 鬼界アカホヤテフラ。スケールは 1 m。穎娃町大野岳南麓，大野岳山頂南約 300 m。



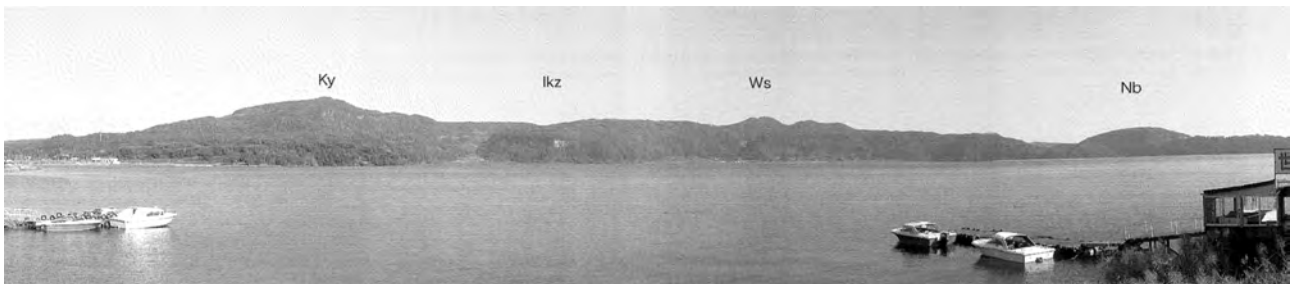
第 5.18 図 湊川の河岸に露出する湊川層
スケールは 70 cm. 指宿市永吉.

5.6 新期指宿火山群（指宿火山）

本報告では，“阿多カルデラ”内の阿多火砕流噴出以降に活動した安山岩，デイサイトマグマを主体とする火山群を，新期指宿火山群と呼称する。新期指宿火山群は，地形，層序，岩質，活動年代などから，後期更新世に活動した指宿火山と完新世に活動した池田火山に更に区分される。

指宿火山は，山川町福元^{ふくもと}付近に分布する福元火砕岩類，福元火砕岩類に貫入した火山岩頸地形を示す竹山溶岩，及び竹山から WNW-ESE 方向に並ぶ辻之岳^{つじのだけ}・久世岳^{くぜだけ}溶岩ドーム，山川湾周辺に分布する輝石安山岩質の山川湾溶岩，及びやや開析の進んだ主に安山岩からなる小型の成層火山体である権現山成層火山体が形成され，更にその後，唐山^{からやま}スコリア丘，清見岳^{きよみだけ}溶岩ドーム，池底^{いけぞこ}溶岩，鷲尾岳溶岩ドームの順に形成された（第 5.19 図，第 5.20 図）。このほか池田湖南岸を構成する上野溶岩がある。

指宿火山は，小型の成層火山体，溶岩流，溶岩ドームの集合からなり，多くの散在した火口から噴出したと考えられる。入戸火砕流に先行する大隅降下軽石に覆われることから，29～25 ka までには活動がほぼ終了していたらしい。



第 5.19 図 池田湖西岸から見た新期指宿火山群指宿火山
Ky：清見岳，Ikz：池底，Ws：鷲尾岳，Nb：鍋島岳。

5.6.1 山川湾溶岩 (lyg)

命名 新称. 太田 (1966) の山川安山岩，宇井 (1967) の山川溶岩流と同義だが，これまで本図幅地域で使われてきた地質ユニット名称のうち，“山川”を冠した時代，岩相が異なる地質ユニットが，地下のみに分布するものも含め 4 つもあるため，名称変更した。

模式地 山川湾に面した JR 指宿枕崎線沿いの崖。

分布・層厚 山川湾を取り囲む比高最大 130 m の崖に露出し，東に次第に上面高度を下げながら指宿市大山崎まで分布する。下限は地表には露出しない。ボーリングデータからは山川層を覆い，層厚は 300 m 以上になる（新エネルギー総合開発機構，1986）。

層序関係 山川湾マール，成川マールの形成により原地形は破壊されている。分布から福元火砕岩，権現山成層火山体噴出物の下位と考えられ，地表に露出する指宿火山群を構成する地質ユニットの中で最下位に位置する。

岩相 山川湾溶岩は，暗灰色で緻密な長さ 1 mm 程度の斜長石斑晶がやや目立つ斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩で，山川湾を取り囲む崖では，板状節理が発達し，一部には流理が認められる。大部分は新鮮であるが，山川町成川マール東壁の旧石切り場の崖ではプロピライト化している。山川駅周辺の海岸では，本溶岩の割れ目から温泉が自噴している。全岩主成分組成を第 2.1 表の 14 に示す。

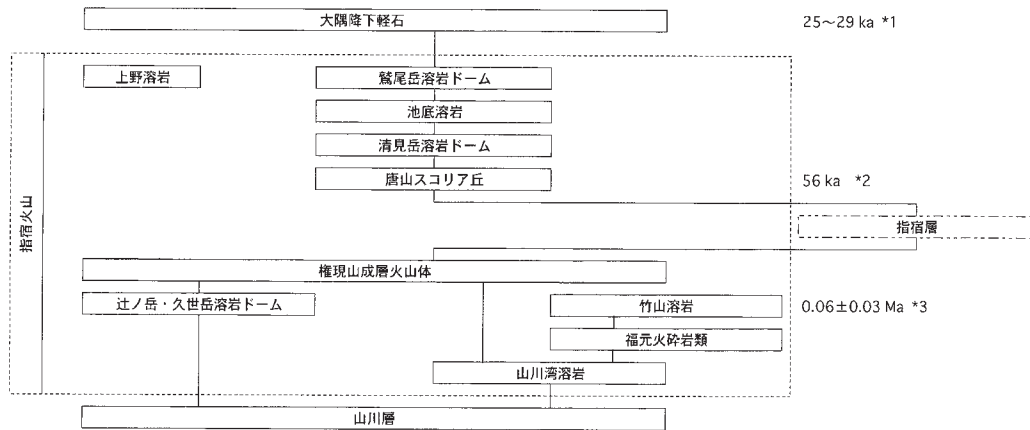
地質年代 ボーリング (SKG-2) データによると，前期-中期更新世の山川層を覆うことから，後期更新世に噴出したことは確実である。神谷ほか (1978) は 2.7 ka のフィッシュトラック年代値を報告しているが，層序からは若すぎる値を示している。

5.6.2 福元火砕岩類 (Ifk)

命名 新称. 宇井 (1967) の山川火砕流と同義であるが，山川湾溶岩と同様の理由で改称した。

模式地 山川町福元から俣川洲対岸の海岸線

分布・層厚 山川町南東部の孤立した山塊を構成し，山塊南端の海岸線によく露出する。伏目^{ふしめ}付近の JR 指宿枕崎線北側の東西に延びた丘にも同様の岩石が分布する。



第 5.20 図 指宿火山の層序関係

*1 町田・新井 (2003), *2 奥野ほか (1995), *3 新測定値.

竹山溶岩と断層で接し、断層運動により変形している。下限は地表に露出していない。層厚は少なくとも 140 m 以上である。

層序関係 下限は露出しない。福元から山川付近にかけての福元火砕岩類の分布からは、山川湾溶岩の上位の可能性が高い。池田火砕流堆積物、山川火砕サージ堆積

物に覆われる。

岩相 福元火砕岩類は、やや固結したほぼ無層理の凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩及び不明瞭な層理のある凝灰質砂岩からなる。福元火砕岩類内部には、南北走向及び北西-南東走向の小断層が認められる。

俣川洲対岸では、急冷縁を持つ本質岩片を含む基質支



第 5.21 図 福元火砕岩類の凝灰角礫岩

スケールは 1 m. 山川町福元南約 1 km.

持の灰色凝灰角礫岩が露出する（第 5.21 図）。本質岩片は、急冷縁の内部がガラス質で発泡の悪い角礫状あるいは不定形の外形を示し、大きさは 5 cm ほどから最大 50 cm ほどに達する。斑晶鉱物は斜方輝石・単斜輝石で、角閃石は含まない。このほかに直径数 cm から最大 20 cm ほどの類質火山岩礫、まれに花崗岩などの深成岩岩片を含む。この凝灰角礫岩相の厚さは 120 m 以上で、標高が高い見掛け上位の部分では、比重の大きな礫の占める割合が小さく、礫径も小さくなる。福元周辺では黄土色のシルト質基質のなかに、直径 2～5 cm 程度の軽石片が散在するようになる。

俣川洲対岸の露頭では、凝灰角礫岩の西側に、断層で接して厚さ約 20m の灰白色の火山礫凝灰岩、凝灰質砂岩及び凝灰質シルト岩が分布する。ほぼ無層理だが、ところにより不明瞭な斜交層理、シルト質の径 30～50 cm の偽礫（第 5.22 図）が認められることがある。この凝灰質砂岩は、竹山溶岩と断層で接しており、竹山溶岩の上昇に伴って変形している。

無発泡で急冷縁を持つガラス質本質物を含むこと、上位に比重の大きな礫が少ないこと、偽礫や斜交層理が認められることなどから、福元火砕岩類は水中に堆積した火砕岩と思われる。

地質年代 福元火砕岩類の地質年代を示すデータはない。宇井（1967）は阿多火砕流に覆われないことから阿多火砕流噴出後の堆積物と考え、成尾・小林（1983）は岩相の類似から第三紀の南薩層群上部層、すなわち古期南薩火山岩類の一部と考えた。本報告では、古期南薩火山岩類に認められる角閃石を含む岩石が認められず、苦



第 5.22 図 福元火砕岩類の火山礫凝灰岩とシルト質偽礫
スケールは 1 m。山川町福元南約 1 km。

鉄質鉱物は新期指宿火山群と同様に輝石だけであること、本火砕岩類が変質をほとんど受けていないことから、宇井（1967）と同様に、阿多火砕流以降に噴出した新期指宿火山群に属するものとする。

5.6.3 権現山成層火山体 (Igy)

命名 新称。新エネルギー総合開発機構（1986）の権現山火砕岩類とほぼ同義であるが、溶岩流と火砕岩の互層からなり、成層火山体の地形を残しているため改称した。

模式地 山川町鰻池北壁。指宿市東方からカオリン山への県道沿い。

分布・層厚 指宿市街西方に位置する浸食谷が目立つ比高 300 m、底径 5～6 km の成層火山体で、ボーリングデータによると、池田湖北西岸から鍋島岳南までの地下に広く分布し、層厚は最大 850 m に達する（新エネルギー総合開発機構、1986）。

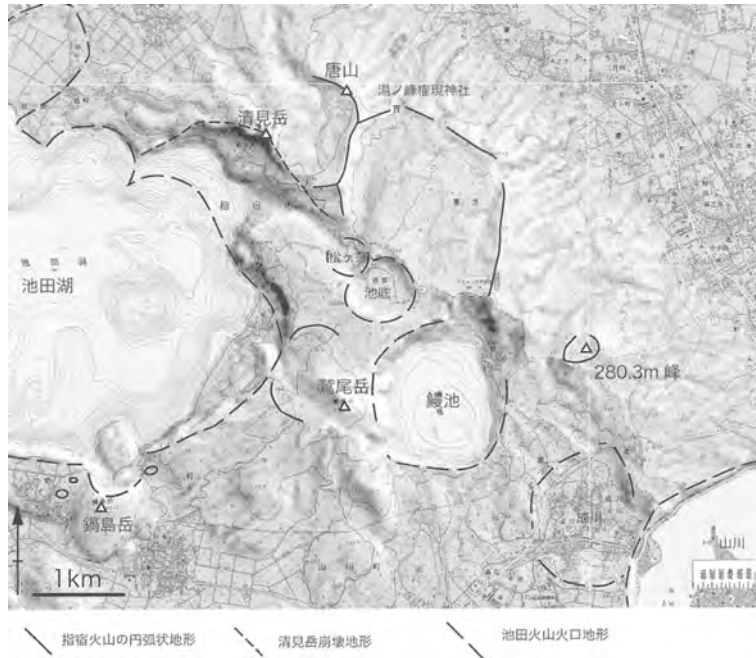
層序関係 ボーリングデータによると山川層及び阿多火砕流堆積物を不整合に覆う。指宿層及び指宿火山群テフラの清見テフラに覆われる。

岩相 厚い指宿火山群テフラに覆われて、ほとんど露出がないうえに、全体に変質が進んでおり、詳しい岩相・構造は不明な点が多い。旧グリーンピア指宿から 254.2 m 三角点を経て湯峰権現神社に至る円弧状の直径 1.5 km ほどの火口らしい地形が認められる（第 5.23 図）。このほかにも指宿市小田西約 1.4 km の 280.3 m 標高点、清見岳東方に火口らしい地形が認められ、複数の噴出中心を持つ、小型の成層火山の集合体と思われる。

山川町鰻池北方では、複数枚の安山岩溶岩が鰻池マールの火口壁に露出している。指宿市東方からカオリン山への自動車道沿いには、変質して粘土化した輝石安山岩が点々と露出する。東方から山川町利永を結ぶ線より東側の権現山成層火山体は、温泉作用により強く変質して粘土化していることが多く、いくつかの地点で、粘土鉱床として採掘が行われた（神谷ほか、1978）。現在でも変質・噴気地帯が点在し、温泉が自噴している（第 5.24 図）。

湯峰権現神社以西の水迫、永嶺、石嶺にかけて、あまり変質を受けていない斜方輝石単斜輝石安山岩及びデイサイト溶岩が、後述する鬼界-葛原テフラや花之木テフラの下に分布する（第 5.25 図）。白山に露出する安山岩溶岩の全岩主成分組成を第 2.1 表の 15 に示す。清見岳南麓の新永吉集落が載る山体も、権現山成層火山体の溶岩流からなり、集落南の急崖を池田湖に降りる道沿いに、斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩とそれに挟在する降下スコリア層及び火山灰層が認められる。

池田湖東岸の山川町尾下北方には、池底溶岩がアバットする輝石安山岩質のスコリア、火山弾からなる凝灰角礫岩層が分布する。礫径は 5～20 cm 程度の角礫・亜角



第 5.23 図 権現山成層火山体の円弧状尾根

国土地理院発行数値地図 50 m メッシュ及び 2.5 万分の 1 地図画像使用。

礫で、冷却割れ目が入ったものもある。岩質は斜方輝石単斜輝石安山岩である。

地質年代 権現山成層火山体の年代値を示す公表データはない。ボーリングデータからは、阿多火砕流堆積物に対比される凝灰岩層を覆っており（新エネルギー総合開発機構，1986），阿多火砕流より新しい。水迫周辺で

は鬼界-葛原テフラ（95 ka）や花之木テフラ（73 ka）に覆われ、東方周辺では指宿層や清見テフラ（53 ka）に覆われる。おそらく阿多火砕流噴出直後に噴火活動を開始し、70～50 ka には活動を終了していたと考えられる。

5.6.4 竹山溶岩 (Itk)

命名 宇井（1967）。

模式地 山川町竹山東中腹の竹山神社及び竹山南麓の海岸線沿い。

分布・層厚 竹山溶岩は、山川町竹山から俣川洲にかけて東西に延びる急峻な山塊を構成する（第 5.26 図）。分布の西側には、高さ 200 m 以上に達する特徴的な筈状の地形を示す竹山火山岩頸があり、竹山の東側には同質安山岩からなる西北西-東南東方向に延びた山塊が伸びる。東の沖合には同質安山岩からなる俣川洲と呼ばれる岩礁がある。

層序関係 福元火砕岩と断層で接する（第 5.27 図）。池田火砕流堆積物に覆われる。

岩相 いずれも柱状節理が発達した斜方輝石単斜輝石デイサイト溶岩である。なかには放射状節理が認められるものもある（第 5.28 図）。節理沿いにやや風化しているほか、石基、苦鉄質鉱物に緑泥石がわずかに生成している。1～2 mm 程度の斜長石斑晶、0.2～0.8 mm の単斜輝石斑晶とわずかな 0.2mm 程度の斜方輝石斑晶を含む。竹山溶岩の全岩主成分組成を第 2.1 表の 16 に示す。

地質年代 神谷ほか（1978）は竹山溶岩から 26 ka というフィッシュントラック年代値を報告したが、これは

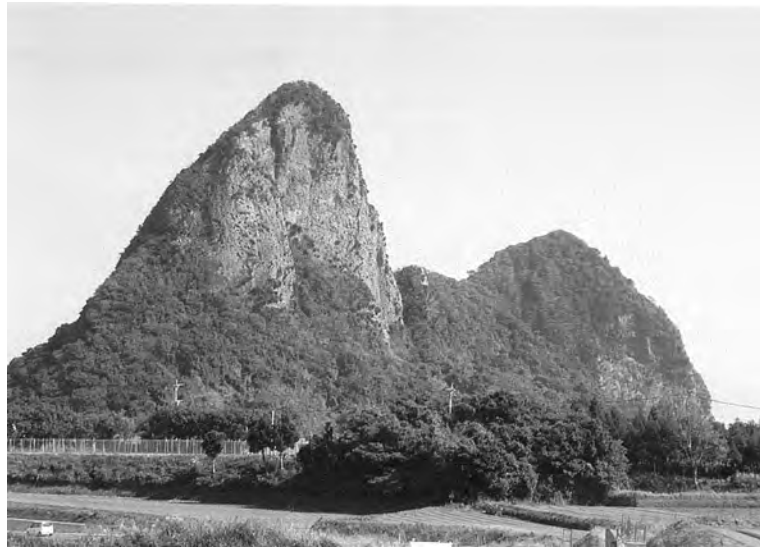


第 5.24 図 権現山成層火山体
湯峰権現神社の噴気帯。



第 5.25 図 指宿市白山における指宿火山権現山成層火山体を覆うテフラ群

権現山成層火山体に属する溶岩が右下の露頭最下部に見える。Hn：花之木テフラ，Us：白山テフラ，Ky-1，Ky-2，Ky-3，Ky-4，Ky-5：清見テフラ，Mz：水迫テフラ，A-Os：大隅降下軽石，K-Ky：幸屋テフラ，Ik：池田湖テフラ，Km：開聞岳テフラ。



第 5.26 図 指宿火山竹山溶岩からなる竹山
竹山の西約 800 m より。



第 5.27 図 竹山溶岩と福元火砕岩の接触部
Itk：竹山溶岩，Ifk：福元火砕岩．山川町福元南約 1 km より。



第 5.28 図 放射状節理が発達した竹山溶岩
中央のスケールは 1 m．竹山南麓。

若すぎる値である。川辺・阪口(2003)は、竹山を構成する安山岩溶岩についてフィッシュトラック年代測定を行い、 60 ± 30 ka という値を報告した(第2.2表の6)。誤差が大きい、ここではおよそ60 kaに活動したとしておく。

5.6.5 辻之岳・久世岳溶岩ドーム (ltd)

命名 新称。竹山からWNW方向の延長線上に並ぶデイサイト・流紋岩溶岩ドーム群を一括して命名した。竹山溶岩を含めて大山溶岩円頂丘群(新エネルギー総合開発機構, 1986)と呼ばれていたが、竹山溶岩と化学組成が異なるため分離した。

模式地 開聞町の久世岳西の碎石場跡露頭。

分布・層厚 竹山からWNW方向の線上に並ぶデイサイト・流紋岩溶岩ドーム群。竹山溶岩と近い時期の溶岩ドームと思われる。池田火砕流堆積物などのテフラに厚く覆われており、特に辻之岳は露頭に乏しい。JR指宿枕崎線大山駅南東約420 mに、93.2 m三角点がある池田火山噴出物に覆われた高まりがあり、辻之岳・久世岳と同様の溶岩ドームが埋没している可能性がある。構造試錐N58-ID-4の柱状図によると、久世岳を構成する溶岩ドームの比高は約700 mである。

層序関係 辻之岳は厚くテフラに覆われており露出は極めて悪い。久世岳と鍋島岳の間で行われた構造試錐N58-ID-4によると、山川層及び権現山成層火山体を覆う(川上ほか, 2002)。池田火砕流堆積物に覆われる。

岩相 辻之岳を構成する岩石は、変質した斜方輝石単斜輝石デイサイトである。久世岳を構成する岩石も、辻之岳と同様の比較的新鮮な斜方輝石単斜輝石流紋岩からなる。斑晶量は10%程度、1~2 mm程度の斜長石斑晶と、0.2~0.5 mm程度の斜方輝石、単斜輝石斑晶を含む。久世岳溶岩ドームを構成する流紋岩溶岩の全岩主成分組成を第2.1表の17に示す。

地質年代 年代を示す公表データはない。N58-ID-4のデータから、権現山成層火山体噴出物を覆うことから、阿多火砕流噴出後に噴出したことは確実である。

5.6.6 指宿層 (lbf)

命名 太田(1966)。

模式地 指宿市市街西方、^{ひがしかた}東方付近。

分布・層厚 指宿市東方から指宿市永峰にかけての標高40~60 m程度の山麓部に台地、または扇状地地形を構成する。層厚は約20 m

層序関係 権現山成層火山体を覆い、清見テフラに覆われる。

岩相 不明瞭な層理が認められる茶褐色ないし暗緑灰色の粘土層を主体とし、軽石を含む粗粒砂層、変質した安山岩礫及び軽石、火山灰などの降下テフラ層を挟む。主に権現山成層火山体の変質した安山岩起源の粘土が

くる火山麓堆積物と考えられる。

地質年代 新期指宿火山群権現山成層火山体の変質した安山岩溶岩を覆う。53 kaの清見テフラ(奥野ほか, 1995)に覆われる。

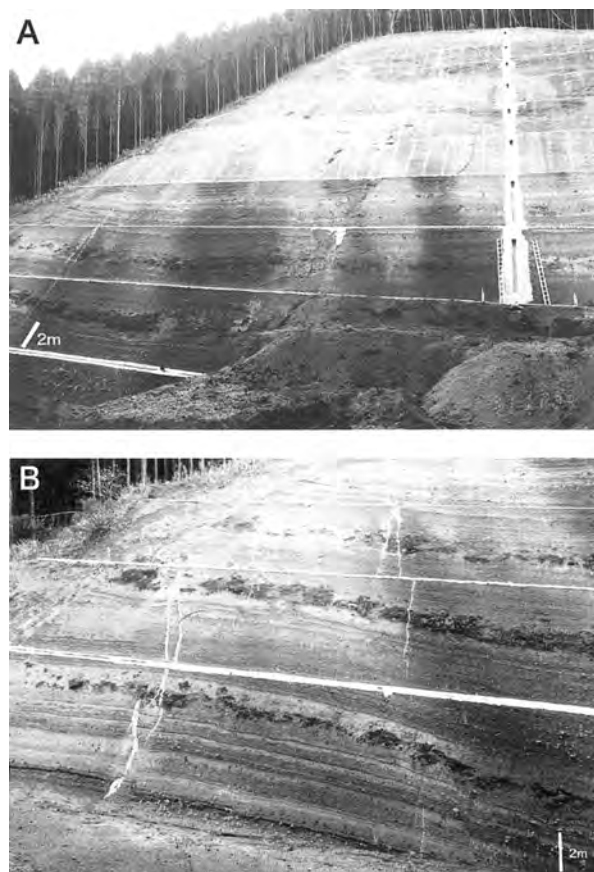
5.6.7 唐山スコリア丘 (lkr)

命名 新称。

模式地 指宿市湯峰権現神社西の農道切り割り。

分布・層厚 指宿市水迫南方に海拔300 mほどの南半が失われた円弧状の火口地形を持つスコリア丘がある。この付近には、厚いスコリア層があることが以前より知られており、唐山火山岩類(神谷ほか, 1978)などと呼ばれていた。農道工事に伴い、唐山スコリア丘の大露頭が出現し、後述する清見テフラ(奥野ほか, 1995)のKy-3噴出時に形成されたスコリア丘であることが判明した(第5.29図)。唐山スコリア丘の比高は約160 mである。

層序関係 権現山成層火山体及び後述する^{はなのき}花之木テフ



第5.29図 農道工事現場に出現した唐山スコリア丘の断面

A: 成層し一部溶結した降下スコリア。露頭全体の高さは約45 m。

B: スコリア層を貫く碎屑岩脈。いずれも権現神社北西約350 m。

ラを覆う。唐山スコリア丘は南側が失われ、そこに清見岳溶岩ドームが成長している。清見岳溶岩ドーム噴出前、唐山スコリア丘形成後のそう時間が経っていない時期に南半分が崩壊し、失われたものと考えられる。大隅降下軽石などのテフラに覆われる。

岩相 唐山スコリア丘は、北半分しか残っていないが、おおそ底径約 1.5 km、比高約 160 m のスコリア丘で、湯峰権現神社西の農道工事現場では、高さ約 50 m にわたって成層した黒色スコリア・火山弾と、間に挟まるアングルチネートが露出していた。最上部には、清見テフラの Ky-5 に対比される最大径数 m の牛糞状火山弾からなる層が約 10 m の厚さで覆い、下位の火山豆石を含む厚い火山灰層である Ky-2 から発生した碎屑岩脈に切られている。Ky-3 及び Ky-5 のスコリア及び火山弾は、いずれもかんらん石含有斜方輝石単斜輝石玄武岩質安山岩 ($\text{SiO}_2=55.8\%$ ；第 2.1 表の 18) で、径 1～3 mm 程度の斜長石、0.2～0.8 mm 程度の単斜輝石及び 0.2～0.5 mm 程度の斜方輝石斑晶を持ち、まれに 0.2 mm 程度のかんらん石斑晶が認められる。スコリアの発泡はあまりよくない。スコリアは変質して、黄褐色に変色し軽石のような見かけになっているものが多く、唐山スコリア丘の断面では未変質の黒色スコリアとまだら模様を示す(第 5.29 図 A)。

地質年代 唐山スコリア丘の主部は、清見テフラ Ky-3 噴出時に形成された。清見テフラの噴出時期は、上下のテフラ層との関係から 53 ka と推定されている(奥野ほか, 1995)。

5.6.8 清見岳溶岩ドーム (lkm)

命名 新称。宇井(1967)の清見岳溶岩とほぼ同義。

模式地 指宿市新永吉北側の池田湖に面した急崖に断面がよく露出する。

分布・層厚 新永吉北から、唐山スコリア丘の南側に分布する。層厚は最大約 200 m である。

層序関係 指宿市新永吉集落が載る権現山成層火山体

の溶岩流を覆う。

岩相 清見岳溶岩ドームは、唐山スコリア丘と権現山成層火山体がつくる西側に開いた火口地形の中に成長している厚さ 200 m ほどの溶岩ドームである。岩石は灰色の斜方輝石単斜輝石デイサイト溶岩 ($\text{SiO}_2=67.6\%$ ；第 2.1 表の 19) で、細かい気孔に富む。

地質年代 清見岳溶岩ドームは、53 ka に噴出した清見テフラに覆われておらず、地形からも唐山スコリア丘崩壊後に形成されたと考えられる。また清見岳溶岩ドームは、池田湖に面する急崖で切られている。この急崖は、これまで 5.6 ka の池田火山の噴火で形成されたと考えられてきた。しかし、新永吉集落の載る地形面を池田降下軽石が覆うこと、急崖沿いに池底溶岩が流下していることなどから、この崖は、清見岳溶岩ドーム形成後池底溶岩噴出前に形成されたと考えられる。

5.6.9 池底溶岩 (liz)

命名 宇井(1967)。

模式地 指宿市新永吉と山川町尾下の間の池田湖に面した急崖。

分布・層厚 指宿火山のうちでもっとも大規模な溶岩流で、池底・鷲尾岳付近を噴出中心として、権現山成層火山体の火口状地形内を埋め、現在の池田湖方向に流下した。層厚は 300 m に達する。

層序関係 池田火山噴火に伴う松ヶ窪・池底火口や鰻池マールで切られているが、比較的よく溶岩流のロープ地形を残している。尾下と新永吉の間には、厚さが 100 m を越え、柱状節理が発達した池底溶岩の断面が見られる(第 5.30 図)。

池底から池田湖へ向かう谷は、右岸は降下スコリア層と溶岩流の互層からなる権現山成層火山体の噴出物とその上位の清見岳溶岩ドームから構成されるが、左岸は池底溶岩の厚い 1 枚の溶岩流からなる。地形から見ても、池底溶岩が権現山成層火山体の急崖に沿って西方へ流下したと考えられる。また清見テフラに覆われない。この



第 5.30 図 指宿火山池底溶岩
指宿市新永吉より。

ことから池底溶岩は清見岳溶岩ドーム形成後に急崖が形成した後に噴出し、流下したと考えられる。

岩相 権現山成層火山体の円弧状地形内に溶岩流表面の構造は失われているものの、溶岩ロープ地形はまだ残存している。池底から池田湖に流下する池底溶岩は、厚さ 100 m 以上の 1 枚の溶岩流であり、柱状節理が見られる。岩石は、斜長石斑晶がやや目立つ単斜輝石斜方輝石流紋岩 ($\text{SiO}_2=70.8\%$; 第 2.1 表の 20) で、流理構造が顕著である。0.8~1.5 mm 程度の斜長石斑晶及び 0.2~0.6 mm 程度の斜方輝石、単斜輝石斑晶を 15% 程度含む。鰻池西方、松ヶ窪周辺では、温泉変質して粘土化している。

地質年代 清見テフラに覆われず、大隅降下軽石に覆われることから、50~30 ka の間に噴出したと考えられる。

5.6.10 鷲尾岳溶岩ドーム (lwd)

命名 宇井 (1967)。

模式地 鷲尾岳東麓の林道沿い。

分布・層厚 鰻池西方、池底溶岩上の直径 1 km ほどの不明瞭な凹地形の中に、やや北西-南東に伸びた、指宿火山最高点 (411 m) の鷲尾岳溶岩ドームがある (第 5.31 図)。層厚は 130 m 以上である。

層序関係 地形から池底溶岩より新しいと判断される。大隅降下軽石に覆われる。

岩相 鷲尾岳周辺の林道沿いに点々と露出する。新鮮な部分ではほとんど発泡していない暗灰色のマッシュなデイサイト溶岩で、苦鉄質包有物を特徴的に含む。斑晶組合せは池底溶岩とほぼ同じであるが、池底溶岩よりやや苦鉄質の斜方輝石単斜輝石デイサイト溶岩である。

地質年代 清見テフラに覆われず、池底溶岩より新しい。大隅降下軽石に覆われる。池底溶岩噴出後から大隅降下軽石降下前、50~30 ka の間に噴出したと考えられる。



第 5.31 図 指宿火山鷲尾岳溶岩ドーム
背後は開聞岳。鷲尾岳北より。

5.6.11 上野溶岩 (lun)

命名 宇井 (1967)。

模式地 開聞町仙田から上野へ上る道路沿い。

分布・層厚 山川町利永から開聞町上野、仙田へ続く池田湖南岸の台地状地形をつくる溶岩流である。層厚は 70 m 以上、西に向かって溶岩上面高度は低下する。

層序関係 ほかの指宿火山の地質ユニットとの直接の関係を示す露頭はない。池田火砕流堆積物に覆われる。

岩相 仙田東方では、1 フローユニットの黒色-赤褐色のガラス質の石基を持つ斜方輝石単斜輝石デイサイト溶岩で、表面は一部変質して玉葱状風化を示す。斑晶組合せなどは池底溶岩と似ているが、やや苦鉄質である。

地質年代 池田火砕流堆積物に覆われることしか露頭では確認できない。やや苦鉄質だが、池底溶岩と岩石学的な特徴が似ており、ほぼ同時期の噴出物と考えておく。

5.6.12 降下テフラ

本図幅地域では阿多火砕流噴出以前の降下テフラの保存状況は一部を除いて極めて悪い。降下軽石の等層厚線図から“阿多カルデラ”領域内起源と考えられている阿多火砕流より古い鳥浜テフラ (Nagaoka, 1988) は本図幅地域内では確認できない。

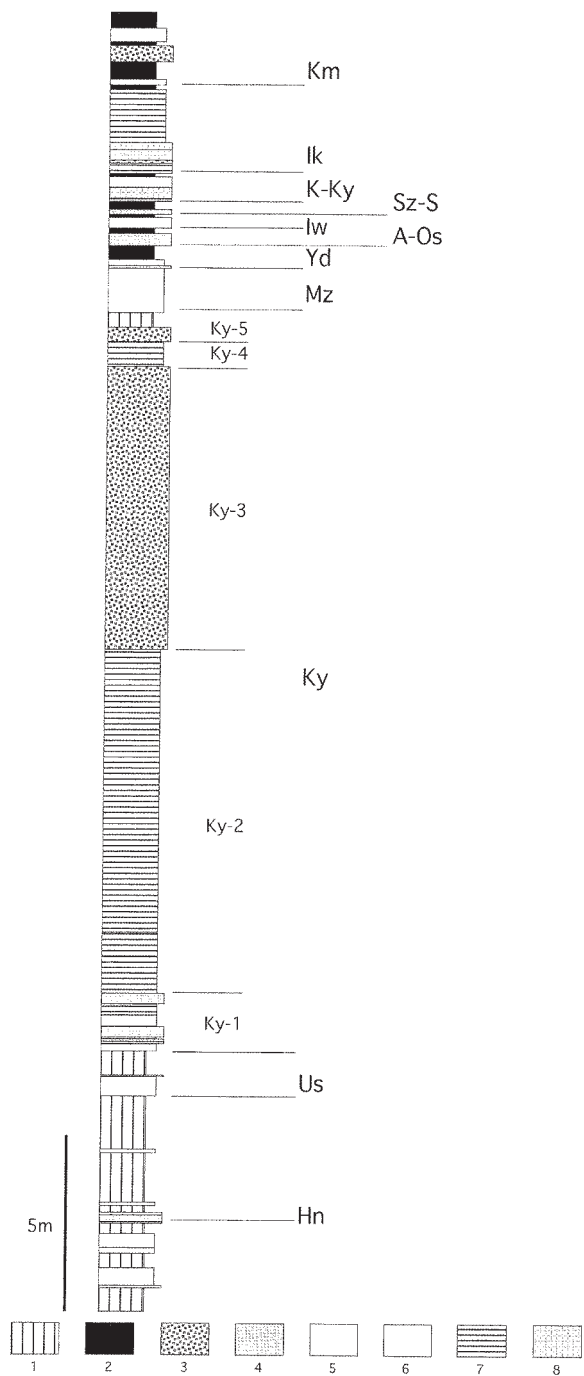
一方、阿多火砕流噴出以降の降下テフラは、露頭は少ないが比較的良好に保存されている (Nagaoka, 1988; 奥野ほか, 1995)。第 5.25 図に鬼界-葛原テフラを除くすべての降下テフラが観察できる指宿市白山におけるテフラ露頭を、第 5.32 図に同露頭のテフラ柱状図を示す。

後期更新世、新期指宿火山群指宿火山起源の降下テフラは、細粒火山灰を主体とするテフラが多く、軽石層・スコリア層の割合は比較的少ない。また腐食土層の発達も悪い。ローム層には、火山砂・火山礫が多く含まれ色調が異なる層が認められるが、複数の露頭間での対比は現時点では困難である。本章では、顕著な特徴を有し、複数の地点で対比できるテフラについて、始良カルデラや桜島など外来のものも含め記載する。いくつかのテフラについては、斜方輝石の屈折率測定も行った。

鬼界-葛原テフラ (K-Tz)

鬼界-葛原テフラは、南方約 100 km 海中の鬼界カルデラから噴出した長瀬火砕流 (小野ほか, 1982) に伴う火砕サージと co-igmmbrite ash fall からなる、関東地方まで分布する広域テフラである。鹿児島県南部では一般に成層した火山灰と斜長石・石英・斜方輝石・単斜輝石斑晶鉱物片からなる下半部と、ガラス質火山灰からなる無層理の上半部からなる (長岡, 1988; 町田・新井, 2003)。

指宿市外城市の海食崖露頭では、今和泉火砕流の上位に、火山豆石を含み成層構造が発達した黄色火山灰層として鬼界-葛原テフラ (K-Tz) がある (Nagaoka, 1988; 長岡, 1988)。層厚は指宿市今和泉付近で 30 cm



第 5.32 図 指宿市白山におけるテフラ柱状図

Hn: 花之木テフラ, Us: 白山テフラ, Ky-1, Ky-2, Ky-3, Ky-4, Ky-5: 清見テフラ, Mz: 水迫テフラ, Yd: 宿利原テフラ, A-Os: 大隅降下軽石, Iw: 岩本テフラ, Sz-S: 薩摩火山灰, K-Ky: 幸屋テフラ, Ik: 池田湖テフラ, Km: 開聞岳テフラ. 1. ローム, 2. 腐食土壌 (クロボク), 3. スコリア, 4. 軽石, 5. 粗粒火山灰・火山礫, 6. 細粒火山灰, 7. 成層火山灰 (火山豆石を含む), 8: 火砕流堆積物

ほど, 第 5.25 図に示した露頭のすぐ西の農道切り割りで 60 cm ほどである. 権現山成層火山体を構成するデイサイト溶岩をローム層を挟んで覆う.

花之木テフラ (Hn)

花之木テフラ (Hn; 奥野ほか, 1995) は, 下位に厚さ 2 ~ 5 cm の薄赤-橙色細粒火山灰層 (Hn-a) を伴う黄白色軽石層 (Hn-p) からなる降下テフラである.

指宿市白山での層厚は, 全体で 20 ~ 25 cm ほどで, Hn-p 軽石の最大平均粒径は 45 mm である. 斑晶鉱物として単斜輝石・斜方輝石を含み, 斜方輝石の屈折率は 1.7073 (1.7035-1.7093) である.

花之木テフラは, 大隅半島まで分布する (奥野ほか, 1995). Nagaoka (1988) によると, 今和泉付近での層厚が 1 m を越えることから, おそらくその近傍から噴出したものと考えられる. 奥野ほか (1995) は上下のテフラとの関係から, 75 ka に噴出したと推定した.

白山テフラ (Us)

白山テフラ (新称) は, 暗灰色火山灰と黄色降下軽石からなる降下テフラで, 花之木テフラの上位に約 3 m の厚い黄褐色ローム層を挟んで位置する. 降下軽石層の層厚は白山で約 4 cm, 軽石の最大平均粒径は 20 mm である. 苦鉄質斑晶鉱物として斜方輝石, 単斜輝石を含む. 斜方輝石の屈折率は 1.7064 (1.6971-1.7082) である. 白山周辺の指宿火山の北方数箇所では確認できないため, 給源は不明である.

清見テフラ (Ky)

清見テフラ (Ky; 奥野ほか, 1995) は, 新期指宿火山群起源のテフラ中, 最大規模のテフラである. 白山ではその全層厚は 18m 以上に達し, 給源から東に約 3 km 離れた指宿市東方付近でも 8 m 以上の厚さがある (第 5.33 図). 清見テフラは鹿児島湾を挟んだ大隅半島側にも分布し, 等層厚線図 (第 5.34 図; 奥野ほか, 1995) 及び岩相から現在の唐山, 清見岳付近が噴出中心だったと考えられる. 指宿市水迫南方の 312 m 三角点がある山体 (唐山スコリア丘) は, Ky-3 と同時期に大部分が形成されたスコリア丘 (唐山スコリア丘) である. 噴出量は約 7.4 立方 km, 噴出年代は上下のテフラ年代とローム層の厚さから 53 ka と推定されている (奥野ほか, 1995).

奥野ほか (1995) は, 清見テフラを Ky-1, Ky-m, Ky-u の 3 層に区分したが, 本報告では岩相により新たに下位より Ky-1, Ky-2, Ky-3, Ky-4, Ky-5 の各メンバーに区分した.

Ky-1 は岩片を含む灰色軽石層と火山砂層の互層からなる降下テフラで, 白山露頭での全体の厚さは 140 cm である. 軽石には苦鉄質斑晶として単斜輝石・斜方輝石を含み, 斜方輝石の屈折率は 1.7069 (1.7055-1.7097) で



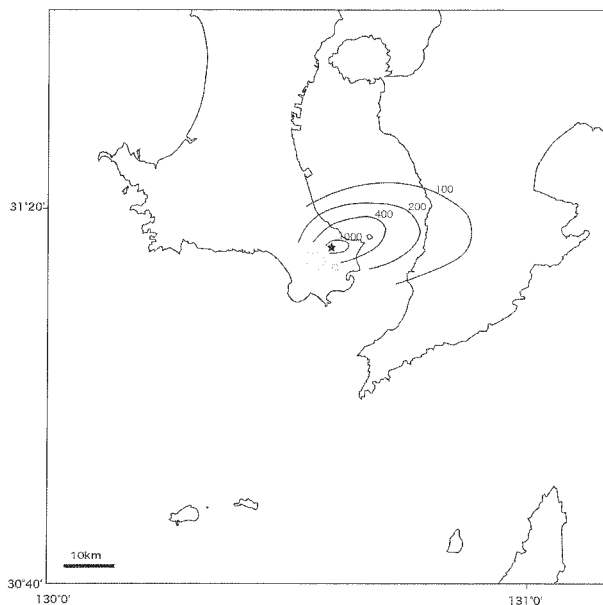
第 5.33 図 指宿市^{ひがしかた}東方における清見テフラ
Ky-2 と Ky-3 の間には浸食面が発達する。Ik Pfa : 池田降下軽石。

ある。斜交層理が認められる層理の発達した火山砂、火山灰でコーティングされた軽石などを含み、水が関与した噴火であったことが推測される。

Ky-1 を整合的に覆って Ky-2 が堆積した。Ky-2 は、火山豆石を大量に含み層理が発達した灰色-暗灰色の降下火山灰層で、厚さは残っているだけで 10 m 以上に達する。奥野ほか (1995) の Ky-1 の大部分は Ky-2 に対比されると考えられる。不整合面が層内に発達していることが多く、上位の Ky-3 との間にも不整合面が発達する。またスランプ構造や、液状化して流動した痕跡、Ky-2 から発生した Ky-3, Ky-4 を貫く碎屑岩脈が認められる (第 5.35 図, 第 5.29 図 B)。碎屑岩脈は幸屋降下

軽石、幸屋火砕流堆積物を貫き、池田降下軽石層まで達していることがあり、鬼界アカホヤ噴火や池田噴火後の地震活動に伴う噴砂現象によるものと推定される (成尾・小林, 1995)。清見テフラはその厚さの割には、ほとんど残っていない露頭も多いが、これは水を大量に含む Ky-2 が地震などで崩壊しやすく、失われやすかったためかもしれない。このように水を大量に含むこと、層理が発達した細粒火山灰層で、火山豆石を大量に含むことは、池田火山の池田湖火山灰と酷似しており、Ky-2 は池田湖火山灰同様、大量の水が関与した噴火であったことは間違いなく、現在の清見岳付近には、水域が広がっていたと考えられる。

Ky-3 は層理が発達した降下スコリア層で、奥野ほか (1995) の Ky-m にほぼ相当すると考えられる。Ky-2 と



第 5.34 図 清見テフラ (Ky) の等層厚線図
奥野ほか (1995) を新データで改変。



第 5.35 図 清見テフラ Ky-2 から発生した碎屑岩脈
液状化により乱れた Ky-2 から発生した碎屑岩脈 (cd) が、Ky-3 を切り、池田降下軽石 (Ik Pfa) に達している。権現神社西約 250 m。

の間には浸食面が発達するが土壌はいっさい挟まない。白山における層厚は5 m以上、^{ひがしかた}東方でも4 m以上である。白山におけるスコリアの最大平均粒径は4.5 cmで、発泡の程度はあまりよくない。変質して橙-黄白色を呈することが多く、一見軽石の様に見えることがある。単斜輝石・斜方輝石を含むが、まれにかんらん石が認められる。

Ky-4は、Ky-3を覆う火山豆石を含む成層した火山灰層で、Ky-2とよく似ている。Ky-4は白山で80 cmほどの厚さがある。白山の南西約2 kmの^{いしみね}石嶺では厚さ2 m近くに達し、人頭大の岩塊を含む。

Ky-5は、Ky-4を覆う、Ky-3より発泡が悪い粗粒スコリア、火山弾層である。粗粒スコリア・火山弾層の厚さは白山で約40～50 cmである。火山弾は牛糞状、カリフラワー状で、大きさは最大40 cm、唐山スコリア丘近傍では、より粗粒で厚く(2 m以上)なる。鉱物組み合わせはKy-3と同じである。

^{みずさこ}水迫テフラ (Mz)

清見テフラの上位には、厚さ最大50 cmほどの茶褐色のローム層を挟んで暗灰色で不明瞭な層理がある厚さ3 m以上に達する降下火山灰層がある。本報告では、この降下火山灰層を水迫テフラと命名する。

水迫テフラは、2～4 mm程度の細礫を含む細粒砂～シルトサイズの暗灰色火山灰からなる。露頭分布が指宿市石嶺から白山、水迫^{ひがしかた}にかけてのみで偏っているため、全体の等層厚線図は描けないが、この範囲では、層厚は大きく変化しない。おそらく清見岳溶岩ドーム、池底溶岩などの噴出に関連した火山灰層と推定される。苦鉄質鉱物として斜方輝石・単斜輝石を含む。

多くの露頭で、下位の茶褐色のローム層と火山灰層の境界が波打ち、中にはパッチ状に火山灰層に入り込んでいることが認められる(第5.36図)。同様の構造は、幸屋降下軽石の下面でも認められることがある。このような構造は、関東ローム層でもしばしば認められており(上本, 1989)、地震によるローム層の液状化に伴う変形・移動現象と考えられている(成尾, 2001)。

^{やどひばい}宿利原テフラ (Yd)

宿利原テフラ(Yd; 奥野ほか, 1995)は、黄褐色の降下軽石層で、指宿市石嶺付近で約20 cmの厚さがある。軽石の平均最大粒径は14 mm、上位はやや細粒化し、火山灰の割合が多くなる。苦鉄質鉱物として斜方輝石、単斜輝石を含む。

本図幅地域内での露出は少ないが、奥野ほか(1995)は、大隅半島に分布するYdの層厚が、南ほど厚い傾向があることから、鹿児島湾湾口部海底の凹所(第1.7図A)から噴出した可能性を指摘した。上下のテフラとの関係から、37 kaごろに噴出したと推定されている(奥野ほか, 1995)。

大隅降下軽石 (A-Os)

宿利原テフラの上位に茶褐色のローム層をはさんで、鹿児島湾奥部に位置する始良カルデラ起源の大隅降下軽石が多くの場所で認められ、新期指宿火山群指宿火山を覆っている(Kobayashi *et al.*, 1983)。

同一の噴火で噴出した入戸火砕流堆積物に覆われて保存状態がよい大隅降下軽石は、灰白色で変質しておらず、厚さも1 m近くあるのに対し、入戸火砕流堆積物に覆われていない大隅降下軽石は、やや変質して鮮やかな橙色を示し、全体につぶれて厚さも薄くなっている。軽石はよく発泡し、最大平均粒径は3 cm程度である。岩片は少なく、大きさ最大径5 mm程度である。苦鉄質鉱物として斜方輝石・単斜輝石を含み、このほかに石英斑晶を含む。

大隅降下軽石の上位には黒茶色のローム層が発達する。噴出年代は、25～29 ka(町田・新井, 2003)である。

岩本火山灰 (Iw)

大隅降下軽石層上位の黒茶色ローム層内に、角閃石を



第5.36図 清見テフラ Ky-5を覆うテフラ群

A : Mz : 水迫テフラ, A-Os : 大隅降下軽石, Ik Pfa : 池田降下軽石。

B : Ky-5を覆う茶褐色ロームが暗灰色の水迫テフラ中に入り込んでいる。指宿市水迫南東約500 m。

含む黄白色デイサイト質軽石と黒曜岩岩片を含む黄白色火山灰が挟まる。成尾（1992a）はこの火山灰層を岩本火山灰と命名し、鹿児島県本土南部に広く分布することを明らかにした。本図幅地域内では、露頭によっては、明瞭な火山灰層を形成するが、多くの場合ローム中に散在する軽石を含む不明瞭な火山灰層である（成尾，2001）。この火山灰層には苦鉄質鉱物として単斜輝石・斜方輝石のほかに角閃石が含まれており、池田火山に先行する角閃石デイサイトマグマ活動の噴出物の可能性がある。

指宿市水迫付近では、下位の厚さ2 cm程度の細粒火山灰層と、上位の厚さ5～8 cm程度で軽石や風化岩片、黒曜石片を含む細粒火山灰層に区分される（成尾2001）。上位の火山灰層に入る軽石は最大径約5 cmで、火山灰層中に点在する。年代値は得られていない。

薩摩火山灰（Sz-S）

岩本テフラの上位の腐植土中に、風化した橙色軽石が散在する。指宿市水迫周辺では、軽石径は最大3～5 cm、大半は1 cm以下で、苦鉄質斑晶として斜方輝石・単斜輝石を含む。岩相、層位、鉱物組み合わせから桜島火山起源の薩摩火山灰（Sz-S：町田・新井，2003）に対比される。噴出年代は11 ka（奥野，2002）である。

5.7 始良カルデラ噴出物

5.7.1 入戸火砕流堆積物（It）

鹿児島湾奥の始良カルデラから噴出した入戸火砕流堆積物（荒牧，1969）が、垂水図幅内の喜入町中名付近から指宿市外城市、幸屋にかけての鹿児島湾沿岸部に分布する。直下に同一の噴火で先行して噴出した大隅降下軽石を伴う。

入戸火砕流堆積物は、25～29 kaに始良カルデラの噴火により放出された大規模火砕流堆積物で、鹿児島県本土を広く覆い、見かけの体積は250km²以上と見積もられている（町田・新井，2003）。

命名 荒牧（1969）。

模式地 喜入町鈴から生見にかけての鹿児島湾海岸沿いの海食崖。

分布・層厚 喜入町市街地（垂水図幅内）から指宿市外城市付近にかけて、鹿児島湾沿いに上面の標高が60



第5.37図 入戸火砕流堆積物を作る火砕流台地
喜入町鈴西約1.7 km.

m前後のほぼ垂直な崖で囲まれた火砕流台地をつくっている（第5.37図）。指宿市幸屋付近の湊川沿いにも分布がある。鹿児島湾奥部での層厚は200 m近くに達するが、本図幅地域での層厚は60 m前後である。

層序関係 喜入町生見付近では、新期南薩火山岩類及び阿多火砕流堆積物を、指宿市観音崎から外城市にかけての海岸線近くでは今和泉火砕流や指宿火山の溶岩及びテフラを覆う。いくつかの露頭で、大隅降下軽石を火砕流堆積物の直下に伴うことが観察される。岩本火山灰、薩摩火山灰及び幸屋テフラに覆われる。

岩相 本図幅地域の入戸火砕流堆積物は、細粒物に乏しい砂質のガラス質白色火山灰の基質と、よく発泡し角が取れた基質支持の白色軽石からなる、非溶結、無層理の火砕流堆積物である。岩片は量、大きさともに小さく、岩片濃集部などは認められない。指宿市小牧周辺では、上位の火山灰層までよく保存され、火砕流堆積物上面が酸化して赤化している様子が認められるほか、ガス抜けパイプもよく保存されている（第5.38図）。

入戸火砕流堆積物に含まれる本質物は、非常に発泡のよい角が取れた石英単斜輝石斜方輝石流紋岩軽石からなり、喜入町鈴付近での最大平均粒径は12 cm程度、軽石の大きさは南方ほど小さくなり、基質の量も分布域の南ほど多くなる傾向がある。斑晶鉱物として1 mm程度の石英及び斜長石斑晶、0.2～0.5 mm程度の斜方輝石及び単斜輝石斑晶を含む。

地質年代 入戸火砕流の噴出年代は、25–29 ka（奥野，2002；町田・新井，2003）とされている。



第5.38図 入戸火砕流堆積物中のガス抜けパイプと上面の高温酸化
スケールは1 m. 指宿市小牧.

第6章 第四紀完新統

(川辺禎久)

6.1 研究史及び概要

更新世最末期から完新世初期に新期指宿火山群の活動が再開し、岩本火山灰に見られるような角閃石を含むデイサイトマグマの噴出が始まった(成尾, 2001)。ここでは、本図幅地域の完新世火山の研究史を概観する。

太田(1966)は、本図幅地域の地質調査を行い、池田降下軽石と池田軽石流(池田火砕流堆積物)の関係を初めて記載した。宇井(1967)は、本図幅地域に分布する第四紀の火砕流堆積物の詳細を明らかにし、層序を確立するとともに入戸火砕流堆積物以降の火砕流堆積物として幸屋火砕流堆積物を初めて記載した。また池田カルデラ形成に関する噴出物の詳細な記載から、噴火機構・推移を明らかにした。更にUi(1971)は、本図幅地域を含む火砕流堆積物及び溶岩の化学組成分析を行い、指宿地域火山のマグマ溜りの進化について論じた。更に宇井(1973)では、幸屋火砕流が本図幅地域南約100 kmの海底カルデラである鬼界カルデラ起源の、極めて薄く広がり堆積した火砕流であることを明らかにした。小林・成尾(1980, 1982, 1983)は、池田カルデラ形成に関する噴出物の研究を行い、山川湾からも火砕サージが発生したことを明らかにした。奥野・小林(1991)は、鍋島岳溶岩ドームの噴出物分布を明らかにするとともに噴火推移を論じた。更に奥野ほか(1993)では鍋島岳テフラの放射性炭素年代を報告した。奥野ほか(1995)は、大隅降下軽石以前の主に大隅半島に分布する新期指宿火山群起源のテフラの記載を行い、噴出年代の推定を行った。これらの成果を受け、奥野(2001)は、本図幅地域を含む南九州に分布するテフラの年代をまとめた。成尾・小林(1995)は、池田湖火山灰内に発達する碎屑岩脈の記載を行い、噴火と地震の関連について述べた。成尾(2001)は、指宿市水迫の旧石器遺跡に分布するテフラについて記載を行った。岩倉ほか(2001)は、池田火砕流堆積物の地質調査から池田火砕流が2つのフローユニットからなることを明らかにし、更に粒度分析を行い噴出・堆積機構を論じた。また本図幅地域には、温泉が多数湧出し、地熱資源開発の有望な候補地とされ、地熱資源調査が盛んに行われ、完新世火山類についても報告されている(新エネルギー総合開発機構, 1986など)。

開聞岳火山の地質の研究は、井上(1910)が最も古いものの一つである。Matumoto(1943)も開聞岳火山の記載を行っている。桑代(1966)は、本図幅地域に分布する開聞岳火山起源の降下テフラの記載を行い、24のテ

フラ層を識別し、更に88のフォールユニットに細分して詳細な記述を行った。更に桑代(1967)で遺跡と降下テフラとの関係から、噴火時代の推定を行い、桑代(1968)では開聞岳火山の形成過程を論じた。中村(1967)も開聞岳火山のテフラを土壌帯により18のテフラ層に区分し、噴火による熱エネルギー放出量を論じ、更に中村(1971)で開聞岳火山の岩石学的記載を行い、開聞岳火山の成長史、岩石の化学組成変化からマグマ溜りの進化を論じた。成尾は一連の論文(成尾, 1984, 1986, 1988, 1992a, b; 成尾ほか, 1997)で開聞岳火山の活動を主要な4回に区分し、開聞岳テフラと遺跡の関係について研究して当時の噴火災害の実態を明らかにした。藤野・小林(1997)は、開聞岳火山起源のテフラ層序の新たな区分を行った。すなわち、噴火休止期を示す腐植質ローム層を基準として、開聞岳起源のテフラ層を12のテフラ層に区分し、下位からKm 1~Km 12と命名した。更にそれに基づいて、テフラと溶岩流の層序関係を明らかにした。

6.2 鬼界カルデラ噴出物

上下を黒色腐植土層に挟まれて、全体の厚さ50 cmから1 mほどの、下位から降下軽石層、火砕流堆積物、降下火山灰層からなるテフラ層が本図幅地域内のほぼ全域に広く分布する(第6.1図)。これらは南方海上の鬼界カルデラ起源の、幸屋降下軽石、幸屋火砕流堆積物、鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)からなる幸屋テフラである(宇井, 1973; 町田・新井, 1978; 小野ほか, 1982)。このうち鬼界アカホヤ火山灰は、幸屋火砕流のco-ignimbrite ashで、九州から関東地方までの広い範囲を覆う広域テフラである。

なお幸屋火砕流堆積物は、本図幅地域のほとんどすべての地域を覆うが、層厚が薄いことから、地質図には示していない。幸屋降下軽石の等層厚線及び幸屋火砕流堆積物の分布限界は、第5.2図に示す。

6.2.1 幸屋火砕流堆積物(幸屋テフラ: K-Ky)

(地質図では省略)

命名 宇井(1967)。

模式地 指宿スカイラン沿い尾巡山山頂駐車場付近及び喜入町帖地付近県道沿い。

分布・層厚 本図幅地域のほぼ全域に分布する。層厚は幸屋火砕流堆積物だけで通常30~80 cm。幸屋テフラ



第 6.1 図 新期南薩火山岩類を覆うテフラ群

Ky Pfa: 幸屋降下軽石, Ky Pfl: 幸屋火砕流, K-Ah: 鬼界アカホヤ火山灰, Ika: 池田湖火山灰.
種子尾山東約 500 m, 指宿スカイライン沿い.

全体では 0.5～3 m である。

層序関係 第三系, 入戸火砕流堆積物などを黒色腐植土を挟んで覆う。池田火山噴出物に覆われる。

岩相 幸屋テフラは, 下位から幸屋降下軽石, 幸屋火砕流堆積物, 鬼界アカホヤ火山灰からなり, 色調は, 指宿火山周辺では灰白色, 大野岳や指宿スカイライン周辺では鮮やかな橙色を示すことが多い。軽石中の斑晶鉱物は単斜輝石, 斜方輝石及び斜長石である。

幸屋降下軽石は, 直径数 mm から最大 1 cm 程度のよく発泡した軽石からなる。淘汰は非常によく, 岩片はほとんど含まれない。顕娃町飯山付近では 50 cm ほど, 指宿市水迫では 10 cm ほどの厚さである。幸屋火砕流堆積物は, ガラス質火山灰の基質中に, 径数 cm ほどの軽石が点在する火砕流堆積物で, 炭化木片を大量に含むことがある。軽石は非常に発泡がよく, 繊維状の発泡形態を示すものが多い。幸屋火砕流堆積物は, 非常に薄い(最大でも 2 m 程度)が, 極めて広い範囲に分布し, 分布高度も海水面直上から, 標高 500 m を越える尾巡山山頂部

までの広い範囲に及ぶ。鬼界アカホヤ火山灰は, ガラス質の粗粒火山灰層で, 最下部に厚さ 5 cm ほどの降下軽石層を伴うことがあるほか, 火山豆石が認められることもある。厚さは 20 cm 程度のところが多いが, 喜入町帖地付近など保存状態がよいところでは 1 m 近いことがある。岩質はいずれも単斜輝石斜方輝石デイサイトである。

地質年代 噴出年代は 6.5 ka と推定されている(奥野, 2002)。

6.3 新期指宿火山群(池田火山)

大隅降下軽石堆積前には顕著な噴火活動がおさまっていた新期指宿火山群だったが, 11 ka の薩摩火山灰の堆積前に, 普通角閃石を含むデイサイトマグマの活動(岩本火山灰の噴出)が再開し, 完新世に入ると大規模な噴火活動を経て池田カルデラ及び多数のマールを形成した(成尾 2001)。本報告ではこの一連の噴火をもたらしたデイサイトマグマの火山を新期指宿火山群池田火山と呼称する。

岩本火山灰の放出以降, 地層中にテフラを残すような火山活動は本図幅地域では起きていなかったが, 5.6 ka に現在の池田湖西部で大規模な噴火活動が始まった(宇井, 1967; 小林ほか, 1983; 小林・成尾 1983; 成尾・小林, 1980, 1984; 奥野ほか, 1996)。この噴火は, 現在の池田湖西部付近での水蒸気爆発で始まり, その後池田湖から東南東方向に延びる線上でつぎつぎと噴火が発生し, 現在の池田カルデラの地形を形成するとともに, 松ヶ窪, 池底, 鰻池, 成川, 山川の爆裂火口, マール群が形成された(第 6.2 図)。池田カルデラにはカルデラ湖である池田湖が形成された。

このときの一連の噴火活動で放出されたテフラを池田湖テフラと総称する(町田・新井, 2003)。地質図には, 池田火砕流堆積物, 池底火口, 鰻池マール周辺の池底・鰻池マール噴出物, 山川マールから噴出した山川火砕サージ堆積物を図示した。このほか池田火山に属する可能



第 6.2 図 北縁から見た鰻池マール

性がある地質ユニットとして、開聞町仙田付近にわずかに露出する仙田溶岩（宇井，1967）も示した。

4.3 ka には池田カルデラ南岸で鍋島岳溶岩ドームが噴出し、それに前後して池田湖の南部に鏡池などのマール群が形成された（奥野・小林，1991）。また池田湖の東側の湖底には、山頂部に凹地がある底径約 900 m、比高約 140 m の溶岩ドーム地形がある。この溶岩ドームも池田火山に属する溶岩ドームと思われるが、岩質、噴出年代など詳細は不明である。

完新世の火山活動であるため、鍋島岳を含め、池田・山川の名称で 2003 年に気象庁によって活火山に認定されている（宇井ほか，2003）。

6.3.1 仙田溶岩 (Isd)

命名 宇井（1967）。

模式地 開聞町仙田北方約 1 km の池田湖南西岸沿いの農道沿い。

分布・層厚 仙田溶岩は、開聞町仙田付近に分布する角閃石斑晶を含むデイサイト溶岩流である。池田湖テフラに直接厚く覆われており、露出が断片的で全体の広がりや構造は詳しくはわからないが、西側に緩く傾斜する上野溶岩の上面と不調和に南西側に張り出した開聞町上仙田付近の台地を構成すると考えられる。層厚は 30 m 以上と推定される。

層序関係 指宿火山との関係を示す露頭はない。池田火砕流堆積物に覆われる。

岩相 石英斑晶を含む斜方輝石角閃石デイサイト溶岩流であり、斑晶鉱物は 1 mm 程度の斜長石、0.2 mm 程度の斜方輝石及び 0.2 mm 程度の普通角閃石からなり、石英斑晶もまれに含む。

地質年代 年代値を示すデータはない。池田湖テフラに直接覆われること、岩本火山灰や池田湖テフラと同じく、指宿火山には認められない普通角閃石斑晶を含むことから、池田火山の初期の活動による溶岩流としておく。

6.3.2 池田湖テフラ (Ik)

5.6 ka の大規模な噴火活動で放出された池田湖テフラは、池崎火山灰、尾下スコリア、池田降下軽石、池田火砕流、山川火砕サージ、池田湖火山灰からなる（第 6.3 図，第 6.4 図）。それぞれのテフラは、大きな浸食間隙なく整合的に堆積しており、短期間に起こった一連の噴火による噴出物と考えられる。

以下に地質図に示していない池田湖テフラについて記載する。

池崎火山灰 (Ik-Ik)

池崎火山灰（小林・成尾，1983）は、池田湖テフラ最初期の黄褐色粗粒火山灰層で、幸屋テフラの上位に発達した厚さ 10 cm ほどの黒色腐植土層を覆う、池田湖北方

から東方の指宿市東方付近にかけてよく観察できる。指宿市水迫では、厚さ最大 10 cm ほどの黄褐色の礫混じりの粗粒火山灰層で、層厚変化が激しい。数 cm から数 mm の層理が認められる。軽石片などは含まず、溶岩片・斜長石・黒雲母などの鉱物片がほとんどを占める。礫は径 5 mm 程度の安山岩片が主で、まれに花崗岩片を含む。成尾・小林（1984）は、池田湖北岸に近い池崎付近で、池崎火山灰に斜交層理が発達し、直径 40～50 cm に達する安山岩片、花崗岩片が堆積していることを報告した。これらの事実及び等層厚線から、成尾・小林（1984）は、今崎火山灰は水蒸気爆発によるサージ堆積物であり、今崎集落付近が噴出口と考えた。

尾下スコリア (Ik-Os)

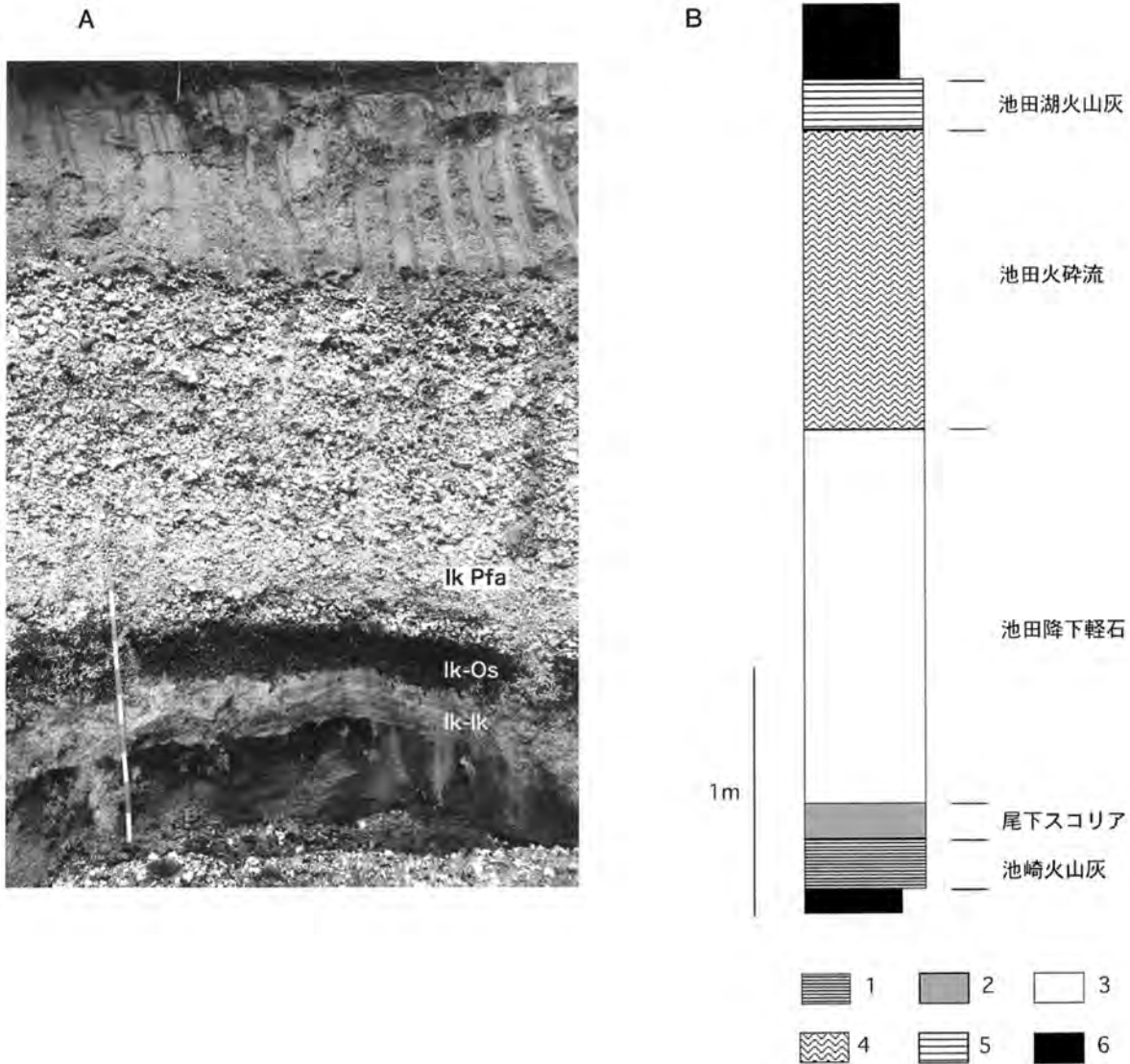
宇井（1967）は池田降下軽石に先行する降下スコリア層を認め、尾下スコリアと命名した。尾下スコリアは、池崎火山灰を浸食間隙なしで覆う。池田湖から東方の広い範囲で認められるが、池田湖西方では池田降下軽石の下に尾下スコリアは認められない。これは噴出口が池田湖中心部より東側にあったためと考えられている（宇井，1967；成尾・小林，1984）。尾下スコリアは、カリフラワー状または破断面で囲まれた、発泡の悪い黒色安山岩スコリアからなる。発泡が悪いこと及びカリフラワー状の外形から、尾下スコリアをもたらした噴火は水が関与した噴火である可能性が高い。指宿市水迫周辺での尾下スコリア層の厚さは 5 cm ほど、平均最大粒径は 30 mm で、下位の池崎火山灰にめり込んで bomb sag 構造を示すことがある。魚見岳でも直径 2 cm ほどの尾下スコリアが見られる。斑晶鉱物は、かんらん石・単斜輝石・斜方輝石・斜長石が認められる。

池田降下軽石 (Ik-Pfa)

尾下スコリアの噴出に引き続き、プリニー式噴火が池田湖付近で発生し、池田降下軽石（宇井，1967）が、指宿地域から東方の大隅半島南部までの広い範囲に降下・堆積した。厚さは指宿市石嶺付近で 3 m、東方付近で 2 m 以上に達し、大隅半島側でも根占町花之木で 1.5 m ほどある。指宿市石嶺付近での軽石の平均最大粒径は 10 cm を越える。軽石粒径の変化による不明瞭な層理が認められ、噴火の強度が変化したことがわかる。大半は発泡のよい白色流紋岩軽石だが、暗灰色の安山岩組成の縞が入った縞状軽石もよく認められる。このほか溶岩片が含まれるほか、堆積岩片、花崗岩片もわずかに含まれる。岩質は角閃石流紋岩で、斑晶鉱物として斜長石・石英・普通角閃石・単斜輝石・斜方輝石を含む。縞状軽石の暗色部には、かんらん石も認められる。

6.3.2.1 池田火砕流堆積物 (Ikp)

池田降下軽石の噴出に引き続き、池田湖西部付近から



第 6.3 図 池田湖テフラ露頭及び柱状図

A: 指宿市カオリン山付近における池田湖テフラ。Ik-Ik: 池崎火山灰, Ik-Os: 尾下スコリア。Ik-Pfa: 池田降下軽石。

B: 同地点における池田湖テフラ柱状図。1. 粗粒火山灰 2. 降下スコリア, 3. 降下軽石 4. 火砕流・サージ堆積物, 5. 成層した細粒火山灰, 6. 腐食土壌 (クロボク)。Ik: 池崎火山灰, Ik-Os: 降下スコリア, Ik-Pfa: 池田降下軽石。

火砕流が発生し、鬼門平断層崖以東の低地を埋めて広い範囲を覆った。また一部は鬼門平断層崖を越えて、大野岳東麓を流下、堆積した。この火砕流堆積物を池田火砕流堆積物と呼ぶ (宇井, 1967)。

命名 宇井 (1967)。

模式地 池田湖西部, 指宿市中浜及び大迫付近。

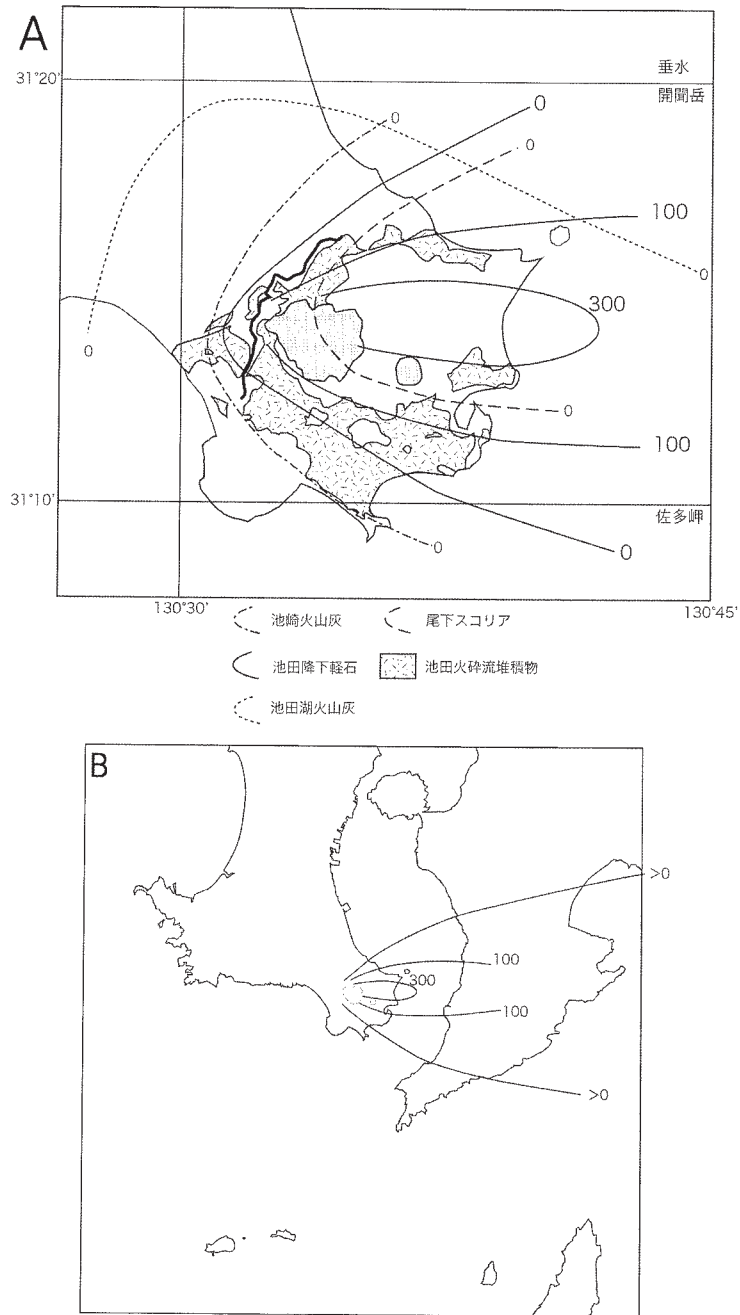
分布・層厚 池田湖を中心に、北側の湊川沿い、南部開聞町仙田付近から山川町竹山、福元付近まで、高さ 20～30 m ほどのほぼ垂直な崖を作る火砕流台地を形成する。鬼門平断層崖を越えて顛娃町^{かこいやま}楸山^{にがらじ}周辺及び荷辛地峠^{ほしごこ}付近から^{あつまりがわ}集川左岸河口付近にも分布する。

池田火砕流堆積物の層厚は、山川町^{ふしめ}伏目付近でのボーリングデータからは約 90～100 m 程度 (新エネルギー総

合開発機構, 1986)、北側の湊川沿いでは約 30 m と推定される。鬼門平断層崖を越えた鳥越トンネル顛娃町側出口付近の岩片濃集層は 20～30 m、顛娃町楸山、干迫付近の池田火砕流堆積物下部フローユニットは約 10 m である。

層序関係 池田降下軽石をほぼ時間間隙なしに覆い、池田湖火山灰に覆われる。

岩相 池田火砕流堆積物は、単斜輝石斜方輝石含有角閃石石英流紋岩軽石と同質の火山灰基質からなり、安山岩溶岩片、堆積岩片及び花崗岩片などをわずかに含む。池田降下軽石と異なり、縞状軽石はほとんど含まれない。池田火砕流堆積物に含まれる軽石の全岩主成分組成を第 2.1 表の 21 に示す。大部分は非溶結だが、池田湖西岸の指宿市小浜付近では弱溶結しているところもある。池



第 6.4 図 池田湖テフラの分布図

A: 5 万分の 1 地質図幅「開聞岳」地域を中心とした分布。

B: 池田降下軽石の広域分布。宇井 (1967), 小林ほか (1983) を元に新データで改変。

田湖北岸では、弱溶結した池田火砕流堆積物が、ブロック状に池田湖側に落ち込んでいる。

池田火砕流堆積物は、(1) 最下部の異質類質岩片濃集層、(2) 成層構造が発達した池田火砕流堆積物下部フローユニット、及び (3) 細粒火山灰基質が多い池田火砕流上部フローユニット、の 3 つの岩相に分けられる (宇井, 1967; 岩倉ほか, 2001)。

池田湖西部、指宿市小浜付近から鬼門平断層崖の烏帽

子岳から鳥越隧道付近にかけて、最大粒径が 1 m を越える花崗岩片、安山岩溶岩片、堆積岩片及び軽石からなり、礫支持で細粒基質に非常に乏しい、厚さ 20 m 以上の岩片濃集層が認められる (第 6.5 図)。この堆積物は、池田火砕流堆積物の最下位を占め、池田火砕流を噴出した火口の近傍で堆積した、ラグプレッチャと考えられる (岩倉ほか, 2001)。

池田火砕流堆積物下部フローユニットは、薄桃色-灰

白色の粗粒火山灰中に、径1～5 cmほどの軽石を含む、成層構造が発達した池田火砕流堆積物である（岩倉ほか、2001）。岩倉ほか（2001）によると、下部フローユニットの粒度組成は、粗粒な $-5\phi\sim-4\phi$ と中粒の $0\phi\sim2\phi$ にピークがあるバイモーダルな粒径分布を示し、 2ϕ 以上の細粒物に乏しい。指宿市大迫西の鬼門平断層崖直下近くの露頭では、径1～5 cmの白色軽石が同質の粗粒火山灰の中に並び、細かい層理が発達した厚さ10 m以上の火砕流堆積物が認められる。全体に基質が占める割合が小さく、細粒物に乏しい。軽石の大きさは、5 cm以



第6.5図 池田火砕流堆積物のラグブレッチャ堆積物
鳥越隧道西出口付近。

下のものが多いが、時に20 cmほどの軽石が濃集して、層理をなすことがある。露頭下部には最大径20 cmほどの安山岩片が認められ、時にbomb sag構造をつくっている。径10 cmほどの樹幹など炭化木片も含まれる。同様の堆積物は、鬼門平断層を越えて分布し、顕娃町梶山のゴルフ練習場の崖などに10 mほどの厚さで露出する（第6.6図）。荷辛地峠から顕娃町市街地にかけても同様の岩相を示す池田火砕流堆積物が分布する。よく似た岩相の池田火砕流堆積物は、池田湖東方にも指宿火山を薄く覆い、指宿市水迫では、淡桃色の粗粒火山灰のなかに径1～3 cmの軽石が層状に並んで不明瞭な成層構造をつくっており、全体の厚さは80～150 cmほどである。岩倉ほか（1998）は、池田火砕流下部ユニットは、粗粒な岩片・軽石に富むこと、 2ϕ 以下の細粒物の分離が促進されていることから、火口拡大を伴う爆発的な噴火による比較的高い噴煙柱で形成されたと考えた。

指宿市大迫西の露頭で、この下部フローユニットを、細粒火山灰基質が多い上部フローユニットが覆うことが確認できる。この上部フローユニットは、池田湖の北側、湊川沿い及び南側の開聞町から山川町の広い範囲に火砕流台地上部を形成している。岩倉ほか（2001）によれば、上部フローユニットの粒度組成は、 2ϕ 以上にピークがあるユニモーダルな粒度分布を示し、細粒物に富んでいる。指宿市幸屋では、厚さ15 mほどの上部フローユニットが露出している。細粒の基質のなかに径5 cmほどの軽石が散在しているが、軽石が水平方向に並んで不明瞭な層理をなすこともある。山川町竹山から赤水岳北方にかけての海食崖には、上部フローユニットに属する池田火砕流堆積物が高さ10～20 mほどの崖をつくって露出する。ここでの池田火砕流堆積物は、無層理の細粒物に富む火砕流堆積物が複数のフローユニットをつくっている。それぞれの単層中では、軽石の上方粗粒化が認められることがある。山川町伏目の池田火砕流台の作る台地から海岸線に降りる地点付近には、二次爆発によるスパイラルの断面が認められ、じょうご形に上位の堆積物が落ち込んでいる（第6.7図）。同様の二次爆発によると見られる火砕丘が、開聞町十町の指宿枕崎線開聞駅の南に存在する。

地質年代 奥野ほか（1996）は、池田火砕流堆積物中の炭化木片2試料、池田湖テフラ直下の腐食土壌4試料の放射性炭素年代値を報告し、信頼性の高い年代値の平均値として、 $5640 \pm 30yBP$ を報告している。

6.3.2.2 池底・鰻池マール噴出物（Imc）

池田湖付近で始まった池田火山の噴火活動は、池田火砕流噴出とほぼ同時に東側に伸び、松ヶ窪、池底、鰻池、成川、山川の各火口、マールで噴火が発生した（小林・成尾、1983）。これらの火口の周辺には、これらの火口から放出された噴出物が分布する。



第 6.6 図 池田火砕流堆積物の下部フローユニット
 穎娃町梶山.

命名 池底・鰻池マールから噴出したと考えられる、主に類質岩片を主体とする噴出物を池底・鰻池マール噴出物と命名する。

模式地 指宿市松ヶ窪北方、湯峰権現神社へ向かう農道入り口付近。

分布・層厚 池底火口周辺に、火口を取り巻く比高 50 m ほどの小規模な火砕丘地形が認められる。露頭で確認できる層厚は約 10 m であるが、地形から全体の層厚は最大約 50 m と考えられる。鰻池周辺では顕著な地形は示さないが、鰻池東岸で 10 m 以上の厚さがある。

層序関係 池田降下軽石を覆う。鰻池東方では山川火砕サージ堆積物に、池底周辺では池田湖火山灰に覆われる。

岩相 火砕丘地形の北西末端に位置する模式地露頭では、池田降下軽石を覆って、厚さ 3 m ほどの角礫層があり、更にその上に細かい層理が発達し、bomb sag 構造を伴う厚さ 2.5m ほどの火山灰層が堆積している（第 6.8 図）。下位の角礫層（第 6.8 図の L）は、最大径 50 cm に達する淘汰の悪い変質した安山岩片からなり、基質は

少なく礫支持で、不明瞭な層理が認められる。おそらく池底火口の開口に伴い、既存の岩石が粉碎・放出された堆積物と考えられる。上位の層理の発達した火山灰層（第 6.8 図の M）は、火山豆石を含む細粒火山灰が大半を占め、dune 構造を示すサージ堆積物である。径 2～3 cm ほどの安山岩岩片をわずかに含み、稀に軽石も認められるが、ごくわずかであり、池田火砕流や山川火砕サージと異なり、本質物の噴出量は極めて少ない。更にその上位には、最大径 15 cm ほどの安山岩礫を含む厚さ 30～40 cm ほどの凝灰角礫岩層と厚さ 20 cm ほどの黄褐色粗粒火山灰層の互層（第 6.8 図の U）がある。この凝灰角礫岩層にも bomb sag 構造が認められる。安山岩片による bomb sag 構造の貫入方向、dune 構造から、この火山灰層は池底火口の方向から放出、流下したものと考えられる。

鰻池周辺では、山川町鰻へ向かう道路が峠を越えて鰻



第 6.7 図 池田火砕流堆積物を切るスパイラルクルの断面
 山川町^{はまぢよがみず}浜兒ヶ水東約 1.3 km



第 6.8 図 池底・鰻池火砕丘を構成する堆積物
 向かって左側方向が松ヶ窪、池底火口。L:下部角礫層、M:中部サージ堆積物、U:上部凝灰角礫岩・粗粒火山灰互層。指宿市松ヶ窪。

池湖面まで降りた地点に、模式地露頭での下位の角礫層と同様の岩相を示す厚さ 10 m ほどの角礫層がある。角礫層は鰻池から離れるとすぐに薄くなり、鰻池東方約 500 m では、池田降下軽石を覆う鰻池から放出されたと思われる直径最大 1 m ほどの安山岩角礫だけが認められる。本報告ではこの角礫層も池底・鰻池火砕丘に含める。

地質年代 池田降下軽石を覆うことから、池田降下軽石噴出後、池田火砕流噴出とほぼ同時に開口した松ヶ窪、池底、鰻池から放出された堆積物と考えられる。

6.3.2.3 山川火砕サージ堆積物 (Yps)

池田湖から東南東方向に延びた火口は山川湾まで達し、成川マール、山川湾マールを形成した。山川湾マールでは、激しいマグマ水蒸気爆発が発生し、山川湾周辺にサージ堆積物を放出した。このサージ堆積物を小林・成尾 (1983) は山川ベースサージ堆積物と呼んだ。

命名 小林・成尾 (1983) の山川ベースサージ堆積物を改称。

模式地 山川町^{なるかわ}成川北東の成川トンネル周辺、指宿市小田の墓地公園周辺。

分布・層厚 山川湾周辺、特に北側の権現山成層火山体斜面に広く分布する。層厚はゴミ焼却場付近で約 15 m。

層序関係 池田降下軽石を覆う。池田湖火山灰に覆われる。

岩相 成川トンネル上のゴミ焼却場南の露頭では、下位に厚さ 2.5 m 以上の角礫層を伴い、径 1 ~ 3 cm の軽石が散在し、火山豆石を含む斜交層理の発達したサージ堆積物が厚さ 10 m 以上露出している。角礫層を構成する角礫は、主に周辺に分布する山川湾溶岩が粉碎されたもので、ゴミ焼却場南では最大径が 2 m 近くに達する。池田降下軽石が角礫層の下位にあり、池田降下軽石に角礫がめり込んだ bomb sag 構造が認められる。ゴミ焼却場^{ひがしかた}から指宿市東方へ抜ける林道沿い、指宿市小田の墓地公園付近にも、同様の軽石を含むサージ堆積物が厚く堆積することが観察できる (第 6.9 図)。角礫層は分布北側で、厚さ・粒径が急激に減少する。斜交層理の dune 構造、bomb sag 構造の貫入方向の解析から、この堆積物は山川湾マールから噴出したことが明らかとなっている (第 6.10 図; 小林ほか, 1983)。軽石は単斜輝石斜方輝石含有角閃石石英流紋岩軽石で、池田火砕流堆積物の軽石と同じである。

地質年代 池底・鰻池マール噴出物同様、池田降下軽石噴出後、池田火砕流とほぼ同時期に噴出したと考えられる。

6.3.2.4 池田湖火山灰 (Ika)

池田火砕流堆積物及び山川火砕サージ堆積物の上には、成層構造が発達した明褐色の火山灰層が厚く堆積し

ている。この火山灰層を池田湖火山灰と呼ぶ (成尾・小林, 1984)。

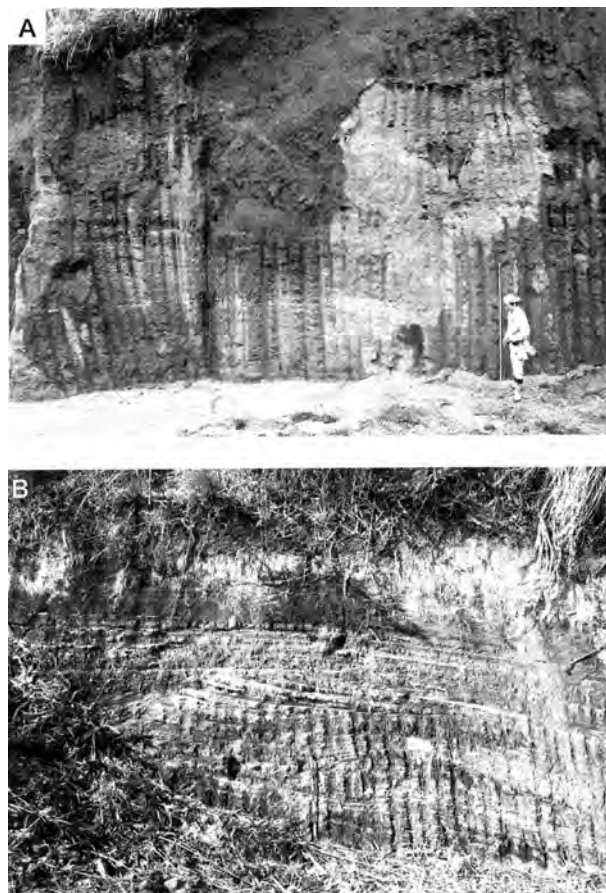
命名 成尾・小林 (1984)。

模式地 指宿市池崎、開聞町仙田など池田湖西部付近。

分布・層厚 池田湖を中心にはほぼ同心円上の等層厚線を描いて分布する (成尾・小林, 1995)。池田湖湖岸近傍では厚さが 10 m 以上に達し、池田湖南岸の上野溶岩上面には、火砕丘様の地形をつくっている。指宿スカイライン沿いの吉見山周辺では、幸屋テフラ上位の黒色腐植土中に厚さ数 cm の明灰色火山灰層として認められる。

層序関係 池田火砕流堆積物を直接覆う。腐植土層を挟んで鍋島岳溶岩ドーム及び鍋島岳テフラ・開聞岳テフラに覆われる。

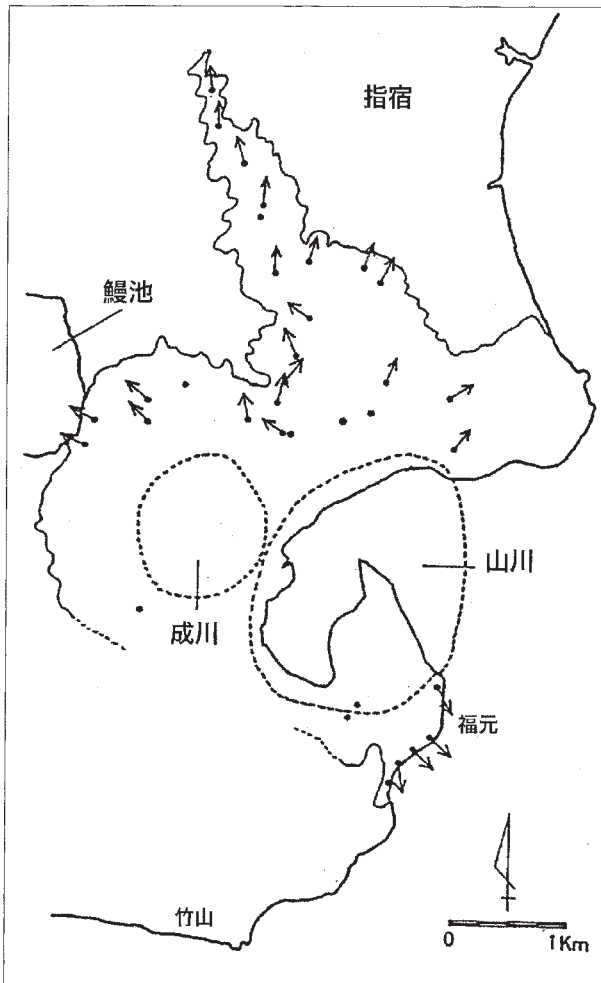
岩相 主に細粒の火山灰層で、火山豆石を大量に含み軽石などの本質物は最下部を除き含まれない。池田湖近傍指宿市池崎や開聞町上野、山川町利永では、最下部に岩塊の bomb sag 構造や、斜交層理が見られるサージ堆積物の特徴を示すユニットが池田湖近傍の露頭で認められるが、大部分は厚さ 1 ~ 2 cm 以下の細かく水平に成層した降下火山灰層である (第 6.11 図)。



第 6.9 図 山川火砕サージ堆積物

A: 山川町成川北約 1 km. 向かって右側方向が山川湾

B: 指宿市小田. 向かって左側方向が山川湾。



第6.10図 山川火砕サージ堆積物の堆積構造から推定される
流動方向
小林ほか（1983）を改変.

池田湖火山灰層は、水を多く含んでいたらしく、碎屑岩脈や層内スランプ構造、ガリー浸食跡を見ることができる。池田湖南岸の上野溶岩、池底溶岩上面に堆積した池田湖火山灰層では、厚さが数 cm から 20 cm ほどの碎屑岩脈が多数認められる（第 6.12 図）。碎屑岩脈は、池田湖火山灰層内部から発生し、碎屑岩脈の構成物も周辺の池田湖火山灰層同様の細粒火山灰や火山豆石からなる。碎屑岩脈は池田湖火山灰層の上面近くまで達しているが、更に上位に重なる鍋島岳テフラや、開聞岳テフラを切らない。成尾・小林（1995）は、池田湖火山灰層堆積中に発生した地震による液状化で、碎屑岩脈が形成されたと考えた。

地質年代 5.6 ka の池田火砕流堆積物を直接覆い、4.3 ka の鍋島岳溶岩ドームに腐植土層を挟んで覆われることから、池田火砕流噴出直後に噴出したと考えられる。

6.3.3 鏡池マール群（地質図には火口のみ表示）

池田湖南部には、水無池、鏡池からなる鏡池マール群がある（第 6.13 図；奥野・小林，1991）。このうち鏡池マールは直径約 230 m、水深約 14 m、水無池は直径約 120 m である。明瞭な火砕丘地形は作らないが、火口周辺の狭い範囲に薄く火山灰層、放出岩塊が分布する。

奥野・小林（1991）によると、鏡池東方 1 km で、鏡池または水無池起源と考えられる灰白色火山灰層が 5.6 ka の池田湖火山灰層と 4.3 ka の鍋島岳テフラ層の間にある。本質物と考えられる噴出物は確認されていない。

6.3.4 鍋島岳溶岩ドーム（Nbd）

池田湖火山灰層堆積後、池田湖南岸に角閃石デイサイトの溶岩ドームがテフラの放出を伴って形成された。こ



第 6.11 図 上野溶岩及び池田火砕流堆積物を覆う池田湖火山灰層
Iun：上野溶岩、Ikp：池田火砕流堆積物、Ika：池田湖火山灰、Nb：鍋島岳テフラ、Km：開聞岳テフラ。スケールは 1 m。山川町利永。



第6.12図 池田湖火山灰層中に発達する碎屑岩脈
A: 開聞町仙田
B: 山川町利永. ハンマーの長さは約32 cm.

の溶岩ドームを鍋島岳溶岩ドームと呼び、先行して放出されたテフラを鍋島岳テフラ層（地質図には省略）と呼ぶ（宇井, 1967; 奥野・小林, 1991）。

鍋島岳溶岩ドームは、地形的に西側山麓に分布する鍋島岳溶岩I、溶岩ドームの主部をなす鍋島岳溶岩II、鍋島岳溶岩IIが池田湖に崩落した後に、崩落崖下に成長した鍋島岳溶岩IIIの3つの岩体に区分される（奥野・小林, 1991）。噴出質量は約 $138 \times 10^9 \text{ kg}$ である（奥野・小林, 1991）。

鍋島岳の西麓及び東麓には、^{おおそこつき}大底月、^{こそことつき}小底月、水源地マールなどの爆裂火口がある（第6.13図）。西麓の大底月が東西約140 m、南北約110 m、小底月が直径約50 m、東麓の水源地マールが直径約90 mである。いずれも鍋島岳溶岩ドームを破壊しており、放出岩塊は直接鍋島岳噴出物を覆うことから、鍋島岳噴出直後に形成された火口と判断され、鍋島岳溶岩ドームの活動に含めておく。

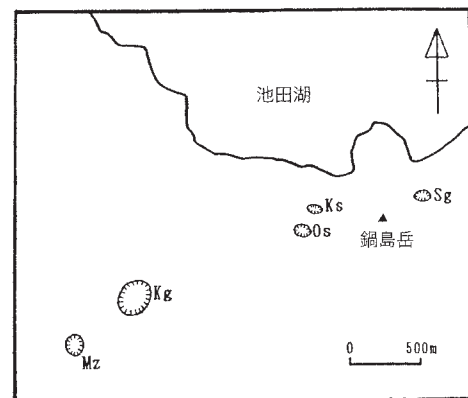
命名 宇井（1967）、太田（1966）の鍋島岳溶岩。

模式地 鍋島岳南及び北中腹の農道切り割り。

分布・層厚 池田湖南岸に位置する、鍋島岳溶岩ドームは、東西約500 m、南北約1,200 m、比高190 m、北側約3分の1が池田湖側に崩落している（第6.14図）。

層序関係 池田湖火山灰を腐植土層を挟んで覆う。鍋島岳溶岩ドームに先行して鍋島岳テフラ（Nb）が周辺に堆積した。鍋島岳溶岩ドームを鍋島岳テフラ層は覆っておらず、テフラ噴出後に溶岩ドームの形成があったと考えられる。開聞岳テフラに腐植土層を挟んで覆われる。鍋島岳西麓の大底月・小底月、東麓の水源地マールは、鍋島岳テフラの堆積面及び鍋島岳溶岩ドームの一部を破壊している。

岩相 鍋島岳テフラ層は、鍋島岳の周辺2 kmほどの範囲に確認できる、スコリア、軽石、岩片及び火山灰からなる降下テフラである（第6.15図）。奥野・小林（1991）は鍋島岳テフラ層を下位から黄褐色火山灰層（Nb-1）、軽石及び類質岩片を含むスコリア層（Nb-2）、



第6.13図 鏡池マール群及び鍋島岳溶岩ドームに伴うマール群
奥野・小林（1991）。Mz: 水無池, Kg: 鏡池,
Os: 大底月, Ks: 小底月, Sg: 水源地。

細粒スコリアを含む火山灰層 (Nb-3)、スコリア層 (Nb-4) に区分した。鍋島岳東約 500 m の地点では、Nb-1 は厚さ約 9 cm の火山灰層で、火山豆石を含む。Nb-2 は、厚さ約 1 m、径 30 cm ほどのスコリアとそれより大きな 40 cm ほどの軽石を含むもっとも規模が大きな鍋島岳テフラで、下部ほど類質岩片が多い。Nb-3 は厚さ 12 cm ほどで、いくつかのユニットが識別できる細粒のスコリア・類質岩片・火山灰からなり、火山豆石を含む。Nb-4 は厚さ約 50 cm、主にスコリアからなり、スコリアの最大平均粒径は 12 cm ほどである。いずれのユニットの本質物にも急冷構造が認められ、噴火に水の関与があったと見られる。奥野・小林 (1991) によると鍋島岳テフラ層の噴出質量は、約 $62 \times 10^6 \text{kg}$ と推定されている。

鍋島岳溶岩ドーム本体は、暗灰色の苦鉄質包有物が多く認められる灰白色-暗灰色の単斜輝石斜方輝石角閃石デイサイト溶岩で、スコリア、軽石も同一の岩質である。鍋島岳溶岩ドームを構成するデイサイト溶岩の全岩主成分組成を第 2.1 表の 22 に示す。鍋島岳南東山腹では、発泡度の違いによる流理構造が発達する (第 6.16 図)。普通角閃石・斜方輝石・単斜輝石・斜長石が主な斑晶鉱物だが、まれに石英及びびかんらん石も認められる。

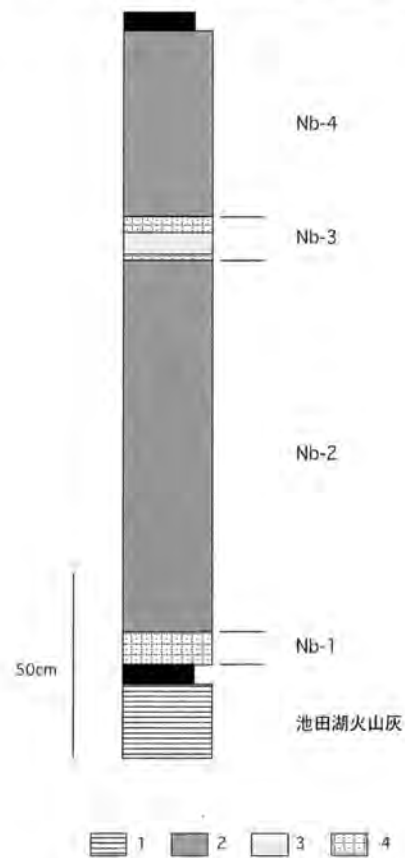
地質年代 奥野ほか (1993) は、鍋島岳テフラ層に含まれる炭化木片の放射性炭素年代値から、鍋島岳の噴火年代を 4.3 ka と報告している。

6.3.5 池田湖湖底溶岩ドーム (Ibd)

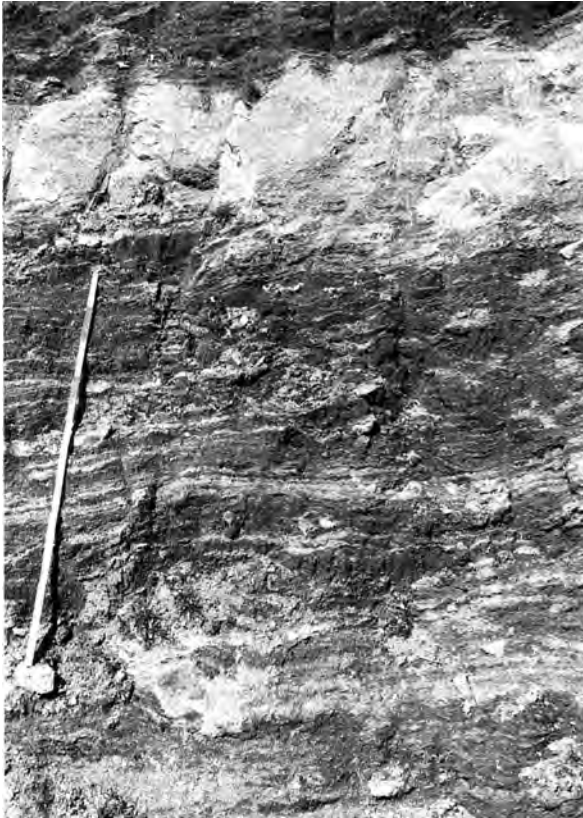
池田湖東岸尾下集落^{おさがり}の西、約 1 km の池田湖湖底に、底径約 1 km、頂部水深 42 m、周辺の湖底平坦部からの比高 150 m ほどの溶岩ドームと思われる地形がある。本報告ではこの溶岩ドームと思われる地形を、池田湖湖底溶岩ドームと呼ぶ。現時点では地形以外のデータは得られておらず、噴出時期などは不明であるが、池田カルデラ形成後に噴出したことは確実であることから、新期指



第 6.14 図 鍋島岳溶岩ドーム
北半分が池田湖側に崩落している。背後は開聞岳。



第 6.15 図 鍋島岳テフラ露頭及び柱状図
A: 山川町利永。スケールは 1 m。
1. 成層した細粒火山灰, 2. 粗粒スコリア,
3. 細粒スコリア, 4. 火山豆石を含む火山灰



第 6.16 図 鍋島岳溶岩ドームを構成するデイサイト溶岩
径 2 ~ 10 cm の苦鉄質包有物を含む。スケールは
1 m。開聞町上野。

宿火山池田火山の活動による溶岩ドームとしておく。岩質も現時点では不明だが、粘性の高い溶岩ドームの形態を示すことから鍋島岳溶岩ドームと同様にデイサイト溶岩からなる可能性が高い。

6.4 かいもんだけ 開聞岳火山

開聞岳火山は、本図幅地域南西部に位置する、基底直径約 4.5 km、標高 922 m の美しい円錐形の山体を持つ小型の玄武岩質成層火山である (第 6.17 図)。開聞岳火山は本図幅地域でもっとも新しい火山であり、西暦 874 年と 885 年の 2 回の歴史噴火記録がある活火山でもある。

開聞岳火山には、浸食谷がほとんど発達しない。一方、海岸線は一部を除いて比高 40 ~ 50 m ほどの海食崖で取り囲まれている。北西から北東山麓には明瞭な溶岩地形が多く見られるが、山体の大部分はテフラに厚く覆われ、内部構造を観察することは困難である。開聞岳北側山腹、海拔 650 m 付近に火口地形 (鉢窪火口; 桑代, 1966) が残っている。鉢窪火口南半部は、山頂部を構成する最新の 885 年噴火で形成された中央火口丘により埋め立てられている。本報告では開聞岳火山を、鉢窪火口を山頂火口とする開聞岳主山体 (Kme) と、山麓の火砕岩層及び

溶岩流、874 年・885 年噴火噴出物に区分した。

6.4.1 開聞岳テフラ (Km : 地質図では省略)

開聞岳火山起源の降下火砕物を主体とするテフラは、開聞岳近傍だけでなく、薩摩半島南部から大隅半島南部にかけての広い範囲に分布している (中村, 1967; 成尾, 1992a)。開聞岳テフラは、地元では“コラ”と呼ばれ、農耕上の障害物として知られている。

本報告では、藤野・小林 (1997) による 12 のテフラ層区分に基づき、各テフラ層及び溶岩流の記載を行う。各テフラ層内にも、岩相、色調、粒径変化などで識別できるユニットがあり、藤野・小林 (1997) はそれをテフラメンバーと呼び、それらを例えば Km₁₁、Km₁₂ のように記述した。現在、農地改良などにより開聞岳テフラ層の露頭は少なくなっているが、開聞町川尻 (かわじり) の東約 500 m の山川町内に (以下川尻東露頭) ほとんどすべてのテフラ層が連続して見られる露頭がある (第 6.18 図)。川尻東露頭における柱状図を第 6.19 図に示す。本報告では主にそこでの観察に基づいて記述する。

Km1

開聞岳火山の最初期に噴出したテフラである。川尻東露頭では、池田火砕流堆積物、鍋島岳テフラの上に腐植土層を挟んで堆積している。最下位には不明瞭な層理がある厚さ 11 cm の灰色火山灰があり、その上に発泡が悪く、平面で囲まれた最大平均粒径 1.7 cm の黒色スコリアからなる Km₁₂ が 32 cm の厚さで重なる。Km₁₃ は黄褐色の細粒火山灰層で、厚さ 60 cm、固く成層し径 1 cm 弱ほどの火山豆石を大量に含むユニットで、成尾 (1984) の“黄ゴラ”に相当する。Km₁₄ は、厚さ 90 cm、最大平均粒径 4.0 cm の急冷縁を持つカリフラワー状スコリアからなる降下スコリア層で、安山岩、花崗岩、変質した火山岩などの異質・類質礫を含む。火山灰でコーティングさ



第 6.17 図 東から見た開聞岳火山
北側山腹の肩の部分が鉢窪火口縁。山川町長崎鼻。

れた細粒スコリア層が挟まれる。

急冷された特徴を示すスコリアや、火山豆石、異質・類質礫を含むことから、開聞岳火山初期の激しいマグマ水蒸気爆発で形成されたテフラ層と考えられる。テフラ噴出量は、 $2.7 \times 10^8 \text{m}^3$ (マグマ換算:以下DRE)である(藤野・小林, 1997)。

Km1の噴火年代については、石川ほか(1979)がKm1中の炭化木片から $4040 \pm 120 \text{yBP}$ を得ている。古川・中村(1969)はKm1に対比される最下位の火山灰層上の腐植から $3620 \pm 140 \text{yBP}$ の年代値を得ている。今回の調査でkm1直下の腐植土壌の放射性炭素年代測定を行い、 $3740 \pm 50 \text{yBP}$ (Beta-130333)の値を得た(第2.2表の4)。このことからKm1の噴火年代は、3.7～4.0kaと考えられる。

Km2

Km1との間に腐植土壌を挟んで堆積する。川尻東露頭では、厚さ5cm。平均粒径2cmほどの発泡のよい降下スコリア層で、黄褐色の変質した類質岩片を含む。噴出量は、 $2.0 \times 10^6 \text{m}^3$ (DRE)である(藤野・小林, 1997)。

Km3

褐色の粘土質細粒火山灰からなる。藤野・小林(1997)によると、鏡池近くの露頭で8cmの厚さがあり、開聞岳近傍でしか確認できない。川尻東露頭では、Km2との間にほとんど腐植土層を挟まず堆積し、類質岩片を含み、厚さ10cmほどである。噴出量は $2.0 \times 10^6 \text{m}^3$ (DRE)である(藤野・小林, 1997)。

Km4

開聞岳火山の北西方向に分布主軸を持つ降下テフラで、古くから“コラ”(灰ゴラ;成尾1984)と呼ばれ、耕作障害物として知られてきた。川尻東露頭では、下位から厚さ14cmの発泡のよい最大平均粒径2cm弱の黒色スコリア(Km4₁)、厚さ5cmの火山豆石を含む粗粒紫色火山灰(Km4₂)、厚さ20cmの火山灰混じりの最大平均粒径3cmほどの黒色スコリア(Km4₃)と重なり、最上位に全体の厚さ30cm、シルトサイズの黄褐色火山灰からなるKm4₄がある。Km4₄の下半部は火山灰層が卓越し、直径3～5mmの火山豆石を大量に含み、斜交層理も認められる。植物印象も多く残っている。更に上部は厚さ8cmの橙色細粒火山灰層を挟んで全体の厚さが40cmの細粒スコリア・火山砂層がある。本報告ではこれをKm4₅と呼ぶ。藤野・小林(1997)は、Km4₄に池田火砕流起源の角閃石・石英を認め、Km4₄をもたらした噴火は、開聞岳山麓部で発生したと考えた。噴出量は $1.3 \times 10^8 \text{m}^3$ (DRE)である(藤野・小林, 1997)。

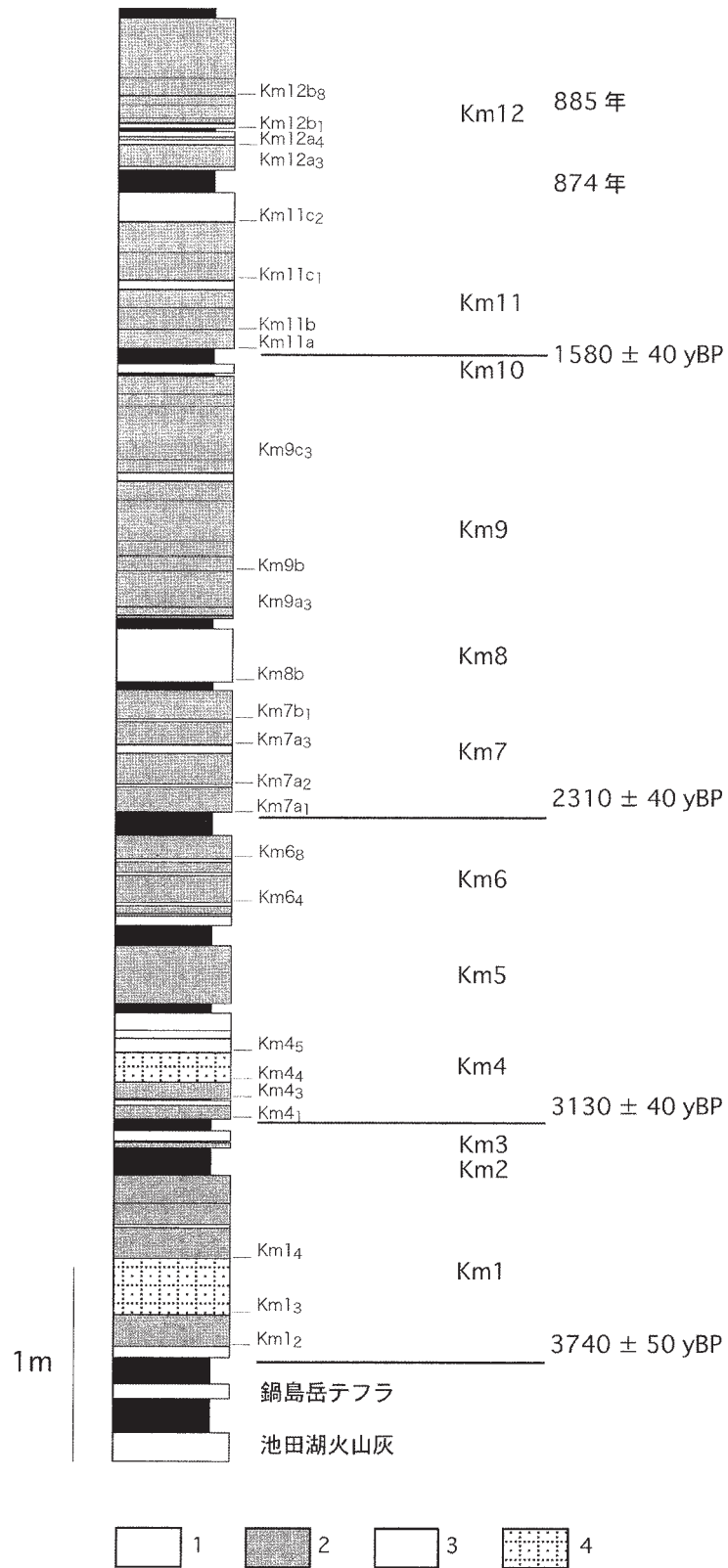
古川・中村(1969)はKm4に対比できるコラ層下の腐植から、 $3590 \pm 100 \text{yBP}$ の放射性炭素年代値を得ている。今回、新たにKm4直下の腐植土壌の放射性炭素年代測定を行い、 $3130 \pm 40 \text{yBP}$ (Beta-175237)の年代値を得た(第2.2表の3)。このことからKm4噴火は、3.1kaに発生したと考えられる。

Km5

急冷されてカリフラワー状の外形を示すスコリアからなる降下テフラで、川尻東露頭における全体の厚さは60cm、スコリアの最大平均粒径約3cm、変質した最大平均粒径1.5cmほどの類質岩片を含む。スコリアが火山灰



第6.18図 開聞岳テフラ Km5-Km8の露頭写真
開聞町川尻東露頭。



第 6.19 図 開間岳テフラの模式柱状図

1. 細粒火山灰, 2: 粗粒スコリア,
3. 細粒スコリア・火山砂, 4. 火山豆石を含む火山灰.

サイズまで細粒化するサイクルが2回認められ、全体がほぼ3等分される。スコリアは最初のサイクルのもっとも発泡が悪く、類質岩片も最初のサイクルが礫径がやや大きく（最大約3 cm）、量も多い。噴出量は、 $4.0 \times 10^6 \text{m}^3$ (DRE) である（藤野・小林, 1997）。

Km6

多くのテフラメンバーから構成されるテフラで、藤野・小林（1997）は8つのテフラメンバーに分けている。下位のメンバーほど細粒な径0.3~3cmほどのスコリアからなる厚さ8~20 cmの青黒色-黒色スコリア層（Km6_{1,3,5,7}）と厚さ2~3 cmほどの赤紫色-褐色火山灰層（Km6_{2,4,6}）の互層があり最上位に発泡のよいスコリア（最大平均粒径3.9 cm）からなる厚さ25 cmのKm6₈が堆積する。川尻東露頭では全体の厚さは90 cmを越える。最上位のKm6₈を除きスコリアの発泡は悪く、急冷構造が認められる。火山灰層には、径数mmの空洞や植物印象が残っており、急冷スコリアの存在も考えると、Km6は最上部のKm6₈を除いて水の関与が大きい噴火による噴出物と考えられる。

藤野・小林（1997）は、川尻漁港付近及び開聞崎西方にKm6に属するスコリアに覆われる溶岩流がわずかに露出することを見だし、川尻溶岩流と命名した。本図幅では露出がわずかなため図示していない。噴出量は、 $0.39 \times 10^8 \text{m}^3$ (DRE) である（藤野・小林, 1997）。

Km7

藤野・小林（1997）によると、ローム質堆積物により、火口から南東方向に分布軸が伸びる下位のKm7aと、北北西方向に分布軸が伸びるKm7bに分けられる。

最下位のKm7a₁は発泡の悪い黄褐色降下軽石層からなり、川尻東露頭での厚さは26 cm、最大平均粒径は3.2 cm、橙色の類質岩片（最大平均粒径2.3 cm）を含む。薄い火山灰層を挟んで褐色降下軽石からなるKm7a₂が堆積する。川尻東露頭での厚さは33 cm、軽石はKm7a₁よりよく発泡し、最大平均粒径も大きく5.0 cmに達する。変質した類質岩片を含む。Km7a₁とKm7a₂は大隅半島まで分布する。川尻東露頭では、その上に火山灰層（厚さ8 cm）が重なり、カリフラワー状表面を持ち発泡の悪い最大径6 cmに達する青灰色降下スコリア、及び平均最大粒径が3 cmほどの類質、異質岩片からなるKm7a₃（厚さ8 cm）がある。

Km7bは、分布主軸は北北西であり、瀬戸町側により厚く分布する。下位に発泡のよい黒色降下スコリア層（Km7b₁）が、その上に褐色降下火山灰からなり、最大1.5cmの火山豆石を含むKm7b₂がある。Km7a及びKm7bを合わせた噴出量は、 $1.0 \times 10^8 \text{m}^3$ (DRE) である（藤野・小林, 1997）。

Km7a直下の腐植土壌の放射性炭素年代測定を今回行

い、 $2310 \pm 40 \text{yBP}$ (Beta-175238) の値を得た（第2.2表の2）。このことから、Km7噴火は、2.3 kaに発生したと考えられる。

Km8

藤野・小林（1997）によるとローム質堆積物により下位のKm8aと上位のKm8bに区別される。このうちKm8aは、藤野・小林（1997）によるとやや発泡のよい細粒黒色降下スコリアで、分布軸がおそらく南に伸びており、確認できる露頭は少なく、川尻東露頭でも確認できなかった。Km8bはほぼ無層理の青灰色粗粒火山灰層で、川尻東露頭では厚さ57 cmある。藤野・小林（1997）によると、Km8bは開聞岳周辺にやや南東に伸びた同心円状の分布を示す。噴出量は、Km8a, Km8b合わせて $1.0 \times 10^8 \text{m}^3$ (DRE) とされる（藤野・小林, 1997）。

Km9

Km9は、開聞岳テフラ中で最大規模のテフラである。藤野・小林（1997）によると薄いローム層でKm9a, Km9b, Km9cの3層に区別され、東-東南東方向に分布主軸がある。

Km9aは最下位がやや発泡のよい細粒黒色降下スコリアからなり、上位を発泡の悪い青灰色降下スコリアと類質岩片からなる複数のテフラメンバーが覆う。川尻東露頭では、Km9a全体の厚さは70 cmほどで、最も粗粒なKm9a₃のスコリアの平均最大粒径は約5 cm、類質岩片も5 cm近い平均最大粒径を示す。

Km9bは発泡の悪い暗灰色降下スコリアと類質岩片から構成される。スコリアの最大粒径は5 cm以上に達するが、粒径の級化構造による成層構造が認められる。川尻東露頭では全体の厚さが92 cmである。

Km9bの上に褐色ローム質の火山灰層を挟んでKm9cが堆積している。開聞岳に近い露頭での褐色ローム質火山灰層中には、火山灰でコーティングされた類質岩片または発泡の悪いスコリアが認められる。Km9cは、開聞岳近傍では、発泡の悪い黒色-暗紫色降下スコリアからなるユニットで、藤野・小林（1997）は5つのメンバーを区分した。川尻東露頭では全体の層厚が100 cmに達する。このうち最も規模が大きいのはKm9c₃で、最大平均粒径4.0 cmの発泡の悪い暗紫色降下スコリアからなり、類質岩片をほとんど含まない。粒径の変化によるサブユニットが認められ、火口から離れるにしたがって、細粒火山灰が増加し、固く締まったいわゆる“コラ”（暗紫ゴラ；成尾, 1984）の状態になる。Km9c₃は大隅半島でも3 cmの厚さがある。Km9の噴出量は、合わせて $3.7 \times 10^8 \text{m}^3$ (DRE) に達する（藤野・小林, 1997）。

Km10

藤野・小林（1997）によると、開聞岳火口から3 km

以内で認識され、ほぼ同心円状に分布する。火山豆石を含む粘土質細粒火山灰層で、細粒降下スコリアを伴う複数の火山灰層からなる。川尻東露頭では、5 cm ほどの褐色火山灰層として認められる。分布が狭いため地質図には示していないが、開聞崎西の海食崖にわずかに露出する犬飼溶岩（桑代、1966）は、Km10に覆われる（藤野・小林、1997）。噴出量は、 $20 \times 10^6 \text{m}^3$ （DRE）である（藤野・小林、1997）。

Km11

Km11は、Km11a, b, cの3つに区分される。Km11a, bはどちらも発泡のややよい黒色降下スコリアからなり、間に薄い褐色火山灰を挟む。スコリアの粒径は最大5.5 cmに達するが、粒径の変化でいくつかのユニットに分けられる。また火山灰でコーティングされたスコリアが認められ、開聞岳近傍では火山灰層中にスコリアが点在するようになる。

薄い褐色火山灰層を挟んで、発泡の悪い最大平均粒径3.0 cmの黒色降下スコリアからなるKm11c₁が堆積する。川尻東露頭では粒径変化により3層に区分され、上位ユニットほど細粒（< 5 mm）になる。スコリア表面は急冷されカリフラワー状のものが多く、Km11c₂は、固く締まった青灰色細粒火山灰層で、成尾（1984）の“青コラ”に相当する。水平な層理が発達し、火山豆石を多量に含む。また火山灰層中に気泡も認められる。上面は削剥され、波打っていることがある。藤野・小林（1997）は、Km11c₂の等層厚線図から、Km11c₂の火口は開聞岳南方海上にあり、開聞崎西方約1 kmの海食崖に露出する凝灰角礫岩層が、そのときに形成されたタフリングであるとした。本報告でも同様に考え、この凝灰角礫岩層（横瀬火砕丘）をKm11c₂の給源と考える。Km11の噴出量は、 $1.0 \times 10^8 \text{m}^3$ （DRE）である（藤野・小林、1997）。

今回の調査で、Km11直下の腐植土壌の放射性炭素年代測定を行い、 $1580 \pm 40 \text{yBP}$ （Beta-175239）の値を得た（第2.2表の1）。このことから、Km11噴火は、1.6 kaに発生したと考えられる。

Km12

歴史時代の2回の噴火に対応するテフラであり、Km12aとKm12bからなる。Km12aが874（貞観16）年噴火の噴出物、Km12bが885（仁和元）年噴火の噴出物である。開聞岳主山体表面を覆い、開聞岳東側に分布主軸を持つ（第6.20図）。

Km12aは、最下位に開聞岳の西方に分布する灰色スコリア、次いで紫色-灰色の粘土質火山灰層があり、ついで東側に分布する平均最大粒径2.5 cmの黒褐色降下スコリア層（Km12a₃）、径1 cm程度の緻密なスコリアを含み固く締まった紫色粗粒火山灰（Km12a₄；紫ゴラ：成尾、1984）と重なる。Km12a₄は、場所によりルーズな降下

スコリア層の場合もあり、層相の変化が激しい。Km12a₄のコラ状部分では、著しくバイモーダルな粒度組成を示し、藤野・小林（1992）は、テフラが降雨中に堆積したものと推定した。実際に874年噴火記録である「日本三代実録」によると、噴火開始後「比及昏暮、沙變成雨」とあり、噴火後夕方に雨が降り始めたことが記述されており、地質的な証拠と整合的である。

Km12bは、主に降下スコリア層からなり、藤野・小林（1997）は10のメンバーに細分している。そのうち最下位のKm12b₁は厚さ数cmの特徴的な灰白色細粒火山灰層で、Km12bの始まりを示すよい指標になる。Km12b₂からKm12b₇までは、細粒スコリアとやや粗粒なスコリアの互層からなり、川尻東露頭では全体の厚さは28 cmである。いずれも発泡が悪い青黒色降下スコリアを主体とし、最大平均粒径は3.0 cmに達する。径2.5 cmほどの類質、異質岩片を伴う。Km12b₈はKm12bで最も規模が大きな降下スコリア層で、川尻東露頭では厚さ80 cm以上である。下部20 cmほどは最大平均粒径5.0 cmほどの類質、及び凝灰岩などの異質岩片が多く、平均最大粒径7.0 cmほどのスコリアも風化して特徴ある黄色を呈する。スコリアにはカリフラワー状の外形を示すものも認められる。また開聞岳の東-東南東山腹-山麓にかけて、Km12b₈と同時期の、細粒物を欠き、淘汰の悪い、角が取れた発泡の悪い暗灰色スコリアからなり、上面が酸化して赤みを帯びた火砕流堆積物（885年火砕流堆積物）が分布する。Km12b₈は開聞岳から西方に分布する最大平均粒径3 cmほどの青黒色スコリアである。最後の噴出物であるKm12b₁₀は径2~4 cmほどの溶岩の破片からなり、山頂の885年溶岩ドームの上に認められる。Km12の噴出量は、Km11a, b合わせて $2.4 \times 10^8 \text{m}^3$ である（藤野・小林、1997）。

6.4.2 川尻凝灰角礫岩（Ksb）

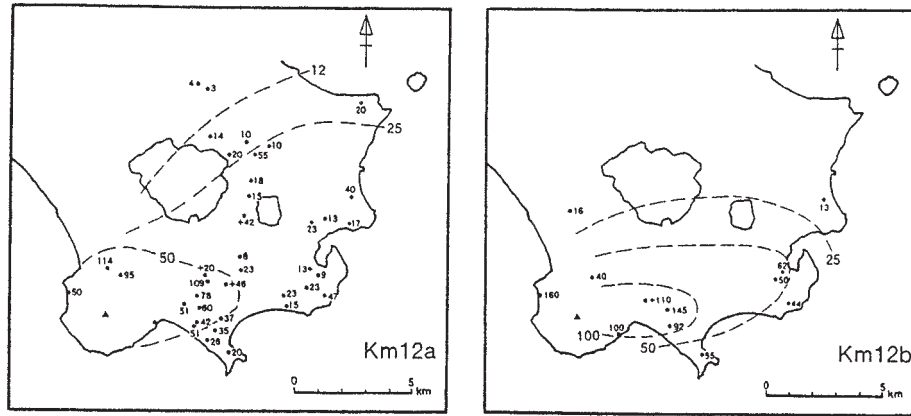
命名 新称。

模式地 開聞町川尻北方の新川河床

分布・層厚 川尻北方の新川河床から右岸にかけて比高2~3 mの低い崖に多数のbomb sag構造を伴い成層した凝灰角礫岩、火山凝灰岩層が露出する（第6.21図）。露出が限られており、層厚は不明だが、地形から少なくとも5 m以上はあるものと推定される。

層序関係 ほかのテフラ、溶岩流との層序関係は不明である。周辺の地形から判断する限り、池田火砕流堆積物より新しく、Km7に属する松原田溶岩（藤野・小林、1997）より古いと考えられる。

岩相 川尻凝灰角礫岩は、暗灰色の粗粒火山灰からなる基質中に、直径2 cmから最大50 cmの玄武岩溶岩岩片の礫を含む凝灰角礫岩・火山凝灰岩層で、一部には急冷縁を持った本質岩片も認められる。bomb sag構造をつくる礫の飛来方向は開聞岳方向に収束する。



第 6.20 図 開聞岳テフラ Km12 の等層厚線図
藤野・小林 (1997).

地質年代 Km7 に属する松原田溶岩より下位と考えられることから、マグマ水蒸気爆発由来の堆積物を含む開聞岳テフラ (Km1, Km4, Km6) のどれかに対比できると考えられる。川尻凝灰角礫岩の分布域が角閃石斑晶を含む池田火砕流堆積物の分布域に近いことから、池田火砕流堆積物起源の角閃石結晶片を含む Km4 に対比できる可能性が高い。

6.4.3 松原田溶岩 (Mbl)

命名 藤野・小林 (1997)。

模式地 開聞町指宿枕崎線東開聞駅南東約 200 m。

分布・層厚 松原田溶岩は、開聞岳の北西麓に分布する玄武岩溶岩流で、新川右岸に比高 20 m ほどの明瞭な溶岩流末端崖地形を残している。

層序関係 直上を Km7a₃ が覆う。下限は露出しないが Km7a₃ に覆われることから、Km7 期に噴出した溶岩



第 6.21 図 開聞岳火山川尻凝灰角礫岩
ハンマーの長さ約 32 cm。開聞町川尻北約 1.1 km、
新川河床。

流と考えられる。

岩相 東開聞駅東の石切り場跡に露出する松原田溶岩は、上部にクリンカーが発達した斜長石斑晶を 10 vol.% ほど含む暗灰色のかんらん石斜方輝石単斜輝石玄武岩溶岩流で、斑晶は 1~2 mm 程度の斜長石、0.2 mm ほどのかんらん石、単斜輝石及び斜方輝石からなる。全岩主成分組成を第 2.1 表の 23 に示す。

地質年代 Km7 テフラの年代値から、2.3 ka 前後の噴火によるものと考えられる。

6.4.4 花瀬溶岩 (Hsl)

命名 桑代 (1966)。

模式地 開聞町塩屋、花瀬崎。

分布・層厚 開聞岳の西北西山麓颯娃町塩屋の西から花瀬崎にかけて分布する。溶岩流のローブ地形、溶岩じわがよく残った厚さ 8 m 以上の玄武岩溶岩流。

層序関係 下限は露出していない。藤野・小林 (1997) によると、Km8b 以降の開聞岳テフラが花瀬溶岩の上に堆積している。

岩相 花瀬溶岩は、アアクリンカーを上面に伴う、暗灰色のかんらん石単斜輝石玄武岩溶岩流で、下限は露出しない。1~3 mm 程度の斜長石斑晶に富み、0.2~0.5 mm ほどのかんらん石及び単斜輝石を含む。かんらん石には単斜輝石反応縁を伴う。

波食された面には、溶岩じわが明瞭に残っており、「縄状溶岩」として鹿児島県指定の天然記念物に指定されている。

地質年代 藤野・小林 (1997) は、花瀬溶岩上位の開聞岳テフラの被覆関係から花瀬溶岩が km8a 噴出直後に流出したと考えた。直接の年代値は得られていないが、上下のテフラの腐植土層の厚さから、2.1 ka 前後の噴出時期であろう。

6.4.5 開聞岳南溶岩 (Ksl)

命名 新称. 開聞岳南方の海食崖に広く露出する Km11a の降下スコリアに覆われる溶岩流 (藤野・小林, 1997) を開聞岳南溶岩と命名する.

模式地 開聞岳南海岸, 黒瀬の東方海食崖.

分布・層厚 開聞岳南の海食崖にほぼ連続して露出する. 層厚は 20 m 以上.

層序関係 川尻溶岩流及び犬帰溶岩流 (いずれも地質図では省略) を Km10 以前の開聞岳テフラを挟んで覆う. Km11a の降下スコリアに覆われる.

岩相 開聞岳南溶岩は, 複数のフローユニットからなる灰色のかんらん石斜方輝石単斜輝石玄武岩溶岩流で, フローユニット境界にはクリンカーしか挟まない, 同一の噴火で噴出したと考えられる溶岩流である. 開聞岳南西海岸, 黒瀬東方では, 厚さが 1~4 m の玄武岩溶岩フローユニットが 7 枚認められる (第 6.22 図). いずれも径 2~4 mm 程度の斜長石斑晶に富む (30 vol.% 前後) かんらん石斜方輝石単斜輝石玄武岩溶岩流で, 径 5 cm に達する斜長石巨晶, 20 cm ほどの花崗岩捕獲岩を含む. 開聞崎から川尻西方までの溶岩流も同様に複数のフローユニットからなる Km11a, b の降下スコリアに覆われる溶岩流であり, 同一時期の溶岩流と判断される (藤野・小林, 1997). 黒瀬東方の開聞岳南溶岩の全岩主成分組成を第 2.1 表の 24 に示す.

地質年代 Km11 に直接覆われることから, Km11 噴火時に形成されたと考えられる. 噴出年代は, 1.5 ka 前後と推定される (藤野・小林, 1997).

6.4.6 十町溶岩 (Jcl)

命名 藤野・小林 (1997). 桑代 (1966) の十町溶岩流から松原田溶岩を除いた部分.

模式地 開聞町十町交差点の南約 900 m 道路沿い.

分布・層厚 開聞岳北麓の開聞町松原田の西から入野の東にかけて明瞭な溶岩流地形を示す. 溶岩流の層厚は



第 6.22 図 開聞岳火山開聞岳南溶岩
開聞岳南海岸, 黒崎東

20 m 以上である.

層序関係 開聞岳南溶岩と同じく, Km11a, b の黒色スコリアが土壌を挟まずに直接覆う. Km11 と同時期に噴出した溶岩流と判断される (藤野・小林, 1997).

岩相 十町溶岩は, 複数の溶岩流ロープ地形が顕著な玄武岩溶岩流で, 比高 20 m 前後の溶岩流末端崖が発達する. 十町溶岩は, 開聞岳南溶岩とよく似た 30 vol.% 以上の斜長石斑晶に富む, かんらん石斜方輝石単斜輝石玄武岩溶岩流である. 径 1 cm ほどの斜長石巨晶を含む. かんらん石は単斜輝石の反応縁を持つ.

地質年代 開聞岳南溶岩と同様, Km11 に直接覆われることから, Km11 噴火時に形成されたと考えられる. 噴出年代は, 1.5 ka 前後と推定される (藤野・小林, 1997).

6.4.7 横瀬火砕丘噴出物 (Ykp)

命名 新称. 藤野・小林 (1997) の記載した開聞崎西方, 小平ばえ, 大平ばえ付近のタフリングと同義.

模式地 開聞岳南海岸, 小平ばえ, 大平ばえ付近の海食崖.

分布・層厚 開聞崎西方約 1 km, 小平ばえ, 大平ばえと呼ばれる海岸地域の海食崖に露出する. 層厚は最大約 40 m.

層序関係 藤野・小林 (1997) は, 等層厚線図から Km11c₂ の火口位置を開聞岳南方海上に推定し, 推定火口近傍の海食崖に露出する横瀬火砕丘を Km11c₂ の噴火による堆積物であるとした. 横瀬溶岩に覆われる.

岩相 横瀬火砕丘噴出物を構成する凝灰角礫岩層は, 開聞岳南溶岩を覆い, 比高 40 m, 海食崖に沿って 300 m にわたって露出する (第 6.23 図). 最大径 2 m に達する角礫を含む粗粒層と, 火山豆石を含む細粒層がほぼ水平に互層しており, 斜交層理や bomb sag 構造が多数認められる. 角礫の大部分は類質岩片だが, まれに異質礫として花崗岩礫を含む. 本質物には, カリフラワー状表面の急冷縁が発達する. 本質物は, 開聞岳南溶岩とよく似た斜長石斑晶に富むかんらん石単斜輝石斜方輝石玄武岩である.

地質年代 Km11c₂ に対比されることから, 1.5 ka 頃の Km11 噴火後半に形成されたと考えられる.

6.4.8 横瀬溶岩 (Ykl)

命名 桑代 (1966).

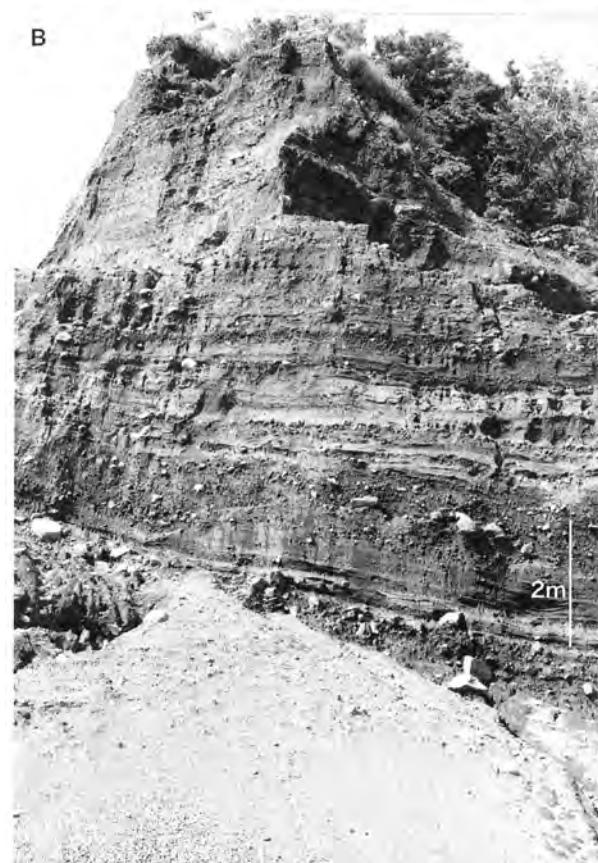
模式地 開聞岳南, 開聞崎西, 横瀬付近の海食崖.

分布・層厚 大平ばえ東方, 開聞崎西の横瀬付近で, 横瀬火砕丘の浸食面を覆って流下している. 黒瀬には, 横瀬溶岩と同時期の溶岩流と, それに伴う比高 10 m 程度の小規模なスコリア丘が露出する. 横瀬付近の横瀬溶岩の層厚は 20 m 以上. 黒瀬付近の溶岩流の層厚は 3 m 以上である.

層序関係 横瀬火砕丘の浸食谷に沿って流下する。黒瀬でも Km11c₂ を覆う。Km12 に覆われる。

岩相 横瀬火砕丘を覆う横瀬溶岩は、上下にクリンカーを伴う2つ以上のフローユニットからなる溶岩流で、大平ばえ東方では横瀬火砕丘の浸食谷に沿って厚さ20 mほどの溶岩流として流れ下っている(第6.24図)。

横瀬火砕丘から北西約1 kmの黒瀬と呼ばれる岬には、溶岩流を伴った小さなスコリア丘の断面が見られる。こ



第6.23図 開聞岳火山横瀬火砕丘噴出物

A: 開聞岳南溶岩を覆う横瀬火砕丘堆積物。崖の高さは約50 m。

B: 横瀬火砕丘を構成する凝灰角礫層。開聞岳南海岸、横瀬

のスコリア丘は横瀬火砕丘に対比される Km11c₂ 火山灰層の直上に乗る。大平ばえ付近の横瀬溶岩と同時期のスコリア丘、溶岩流であると判断される(藤野・小林, 1997)。スコリア丘は、類質岩片を多数含む、赤く酸化した溶結スコリア、スパッターからなり、比高は10 m程度である。溶岩流は厚さ3 mほどの1フローユニットの溶岩流で、スコリア丘中央部分から海側に流れ下り、黒瀬を構成している。更に溶岩流はスコリア丘から両脇に溢流しており、溶岩流はじょうご型の断面を呈する。溶岩流の上位は、不明瞭な層理がある土石流堆積物に覆われる。

岩質は、径3~5 mm程度の斜長石斑晶に富むかんらん石含有単斜輝石斜方輝石玄武岩である。全岩主成分組成を第2.1表の25に示す。

地質年代 Km11c₂ に対比される横瀬火砕丘の浸食面を覆うが、境界には腐食土壌などの発達は認められず、大きな時間間隙はないと判断される。1.5 kaのKm11噴火最後期の側噴火による溶岩流、スコリア丘と考えておく。

6.4.9 開聞岳主山体 (Kme)

命名 新称。開聞岳の山体にはほとんど浸食谷が発達しておらず、また山体表面を厚く開聞岳テフラに覆われている。海食崖に露出する溶岩及び火砕岩も、比較的新しい時代のものしか露出しておらず、内部構造を知ることにはほとんどできない。本報告では、標高650 m付近に北縁が残っている鉢窪火口(はちくぼ)を山頂火口とする未区分の火山体を、開聞岳主山体と呼ぶ。

模式地 開聞岳北-東斜面登山道。

分布・層厚 開聞岳の鉢窪火口に至る比高650 mの円錐形山体の大部分を構成する。南側斜面は、874年及び885年噴火噴出物に表層を覆われる。

層序関係 874年及び885年噴火噴出物に表層を覆われる。

岩相 海食崖にわずかに露出するのみであり、内部の



第6.24図 開聞岳火山横瀬火砕丘を覆う横瀬溶岩流
開聞岳南海岸、横瀬の東。

構成物、構造はほとんど不明である。開聞岳テフラの等層厚線図、溶岩流の層序・分布などから見て、主として現在の鉢窪火口付近から発生した、スコリアの噴出と玄武岩溶岩の流出を繰り返して成長した成層火山体であると思われる。

鉢窪火口は、北半しか火口縁が残っていないが、直径800 m程度と推定され、伊豆大島の三原山火口とほぼ同程度の大きさの火口と推定される。後述するKm12a₄に対比される874年火砕流・土石流堆積物の分布範囲が山体南側に偏っていることから見て、Km12a₄噴出時には、現在不明瞭になっている火口南半分はすでに低くなっていたらしい(藤野・小林, 1997)。

鉢窪火口の形成に関しては、火口径が山体に比べてやや大きめであるとされその成因についていくつかの議論があった。中村(1967, 1971, 1984)は山体崩壊による馬蹄形火口と考え、開聞岳南東の海底の馬蹄形崩壊地形内の流れ山地形(第1.7図)を作る堆積物と横瀬火砕丘を構成する凝灰角礫岩層が崩壊堆積物であるとした。しかし、海底の馬蹄形崩壊地形(開聞海底崖)の比高は150 m近く、流れ山地形は、幅約5 km、長さ15 km以上にわたる範囲に分布し、鉢窪火口起源とするには大きすぎ、またおそらく溶岩流地形と考えられる開聞岳南斜面の延長部が、開聞海底崖の西部を覆うような海底地形を示す。また鉢窪火口は、玄武岩マグマのドレーンバックとそれに伴う山頂部での地下水が関与した爆発的な噴火で形成される伊豆大島三原山(火口径約800 m; 一色, 1984; 川辺, 1998)や三宅島雄山(火口径約700 m; 津久井ほか, 印刷中)などの玄武岩火山の山頂火口径と比べても、特別に大きいわけではない。開聞岳は伊豆大島などと同様の玄武岩火山であり、開聞岳テフラが水の関与が大きなテフラが多く含まれることを考えると、鉢窪火口も伊豆大島三原山などと同様のメカニズムで十分形成されうると考えられる。

地質年代 Km12に対比される874年噴火噴出物に覆われることから、874年噴火までに形成された火山体と考えられる。

6.4.10 874年火砕流・土石流堆積物(874p)

命名 新称。

模式地 開聞岳西麓花瀬南東から田ノ崎^{たのさき}にかけての海食崖。

分布・層厚 開聞岳主山体南半部のほとんどを覆う。田ノ崎西部の海食崖での層厚は約30 mである(第6.25図)。

層序関係 Km12a₃を覆う。藤野・小林(1997)はこの火砕流・土石流堆積物をKm12a₄に対比した。

岩相 開聞岳西麓、花瀬南東から田ノ崎^{たのさき}にかけての海食崖に、緻密で急冷縁を持つ本質物を含む、火砕流及び土石流堆積物が分布する(第6.25図)。ここでは厚さ

30 mほどの複数のフローユニットからなる堆積物である。1フローユニットの層厚は数mから最大10 m程度である。本質物が多く火砕流の特徴を持つ堆積物は、全体の下部3分の1ほどを占め、高温酸化して全体がやや赤みを帯びている。藤野・小林(1997)はガス抜けパイプ構造の存在を報告している。急冷縁を持ち本質物と思われる岩片は、最大約30 cm、通常15 cmほどの大きさで、発泡が悪い斜方輝石単斜輝石安山岩スコリアである。上位のフローユニットは、全体として暗褐色-褐色の基質中に類質岩片の占める割合が多くなる。類質岩片の大きさは最大80 cmを越える。粗粒砂やシルトのラミナの発達が認められ、土石流堆積物の特徴を示すようになる。

地質年代 Km12aに対比されることから、874年噴火時の噴出物と考えられる。

6.4.11 885年噴火噴出物

885(仁和元)年噴火では、山頂火口からスコリアの放出、溶岩の噴出があったほか、南西山麓で側噴火が発生し、田ノ崎溶岩が流下した。

885年噴火で山頂火口に形成された火口丘(第6.26図)は、下部が885年スコリア丘(885s)からなり、スコリア丘と同時期に、山頂から東山麓へ885年火砕流堆積物(885p)が流下している。その上を885年溶岩流(885l)、885年溶岩ドーム(885d)が覆う。火口丘全体の比高は約250 m、底径約900 mで、鉢窪火口南縁を埋め立てている。



第6.25図 開聞岳火山874年火砕流・土石流堆積物
開聞岳西海岸、田ノ崎北。

6.4.11.1 田ノ崎溶岩 (Tsl)

命名 桑代 (1966).

模式地 開聞岳西麓田ノ崎.

分布・層厚 田ノ崎から東へ標高 200 m 付近まで追跡できる。田ノ崎では、それぞれの厚さが 2～3 m ほどの 2 フローユニットからなる溶岩流で、開聞岳南溶岩を直接覆う。

層序関係 上位を Km12b₈ 以降の開聞岳テフラがわずかに覆う。

岩相 田ノ崎溶岩は、新鮮な溶岩流地形が明瞭な開聞岳最新の側噴火による溶岩流で、空中写真で見ると、田ノ崎から標高 200 m 付近まで明瞭な溶岩堤防を持つ溶岩流地形が追跡できる。岩質は 2～5 mm 程度の斜長石斑晶がやや目立つ、かんらん石含有斜方輝石単斜輝石玄武岩である。

地質年代 西暦 885 年の Km12b 噴火初期に噴出した溶岩流と考えられる。

6.4.11.2 885 年火砕流堆積物 (885p)

命名 新称. 藤野・小林 (1997) の Km12b 火砕流堆積物と同義。

模式地 南東山麓一周道路の川尻へのトンネル西入り口付近。

分布・層厚 開聞岳南東鉢窪火口東縁を覆って、山腹から山麓まで分布する。層厚は 4 m 以上である。

層序関係 開聞岳主山体及び 874 年火砕流・土石流堆積物を覆う。

岩相 885 年火砕流堆積物は、開聞岳山麓を一周する自動車道沿いに点々と露出する、亜角礫-亜円礫の発泡が悪い黒色スコリアからなる火砕流堆積物である。スコリアは礫支持で淘汰が悪く、平均径 2～3 cm、最大径 15 cm 程度の粒径で、粗粒砂程度の粒径の暗灰色火山灰か

らなる基質は比較的少ない。本調査では 1 フローユニットからなる露頭しか確認していないが、藤野・小林 (1997) は間に降下スコリアを挟む 2 フローユニットを記述している。高温酸化による赤色化が堆積物上部に認められる。

地質年代 西暦 885 年の Km12b 噴火時に山頂から流下した火砕流堆積物と考えられる。

6.4.11.3 885 年スコリア丘 (885s)

命名 新称. 藤野・小林 (1997) の中央火口丘を構成するスコリア丘と同義。

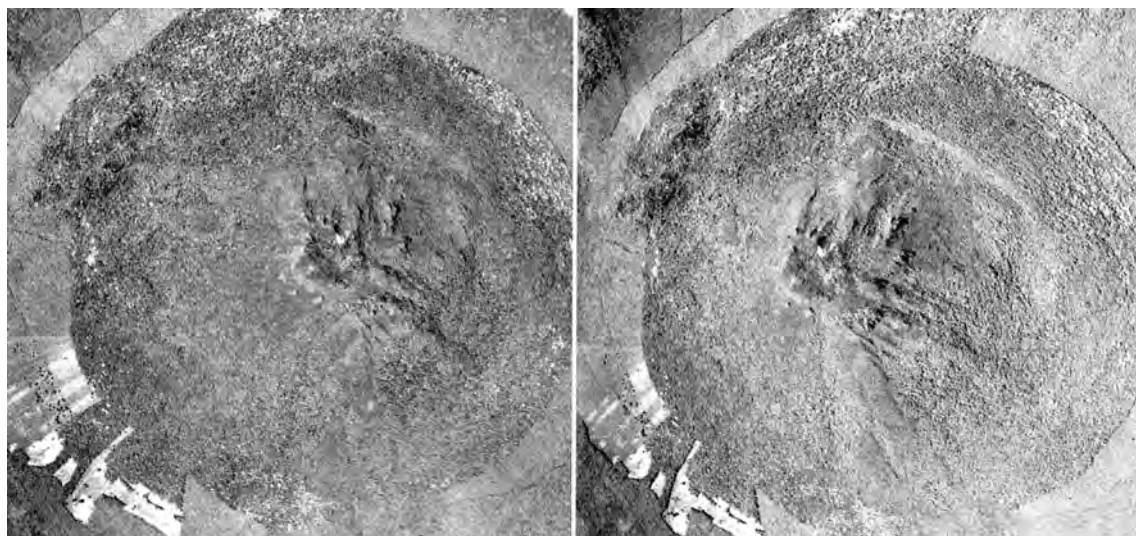
模式地 開聞岳登山道、標高 500 m 付近。

分布・層厚 鉢窪火口内を埋め立てた 885 年噴出物のうち、下部の約 150 m 程度を占める。

層序関係 鉢窪火口南縁を埋め立て、885 年溶岩流、885 年溶岩ドームに覆われる。

岩相 開聞岳山頂東の、鉢窪火口縁が不明瞭になる地点直下の海拔 500 m 付近を過ぎると、山麓の 885 年火砕流堆積物に対比されると考えられるスコリア層が出現する。このスコリア層は、傾斜約 30° 程度で安息角に近く、主に径 3～8 cm 程度の淘汰があまりよくない亜角礫スコリアからなり、逆級化構造が認められる。これらのことから降下スコリアが斜面を転動した堆積物と考えられる。藤野・小林 (1997) は、これらの観察から、鉢窪火口を埋めているのは、これまで考えられていたように溶岩ドームだけではなく、スコリアを主体とする火砕丘がその下部を占めると考え、山麓の火砕流の層準、Km12b₈ 噴出時前後に、スコリア丘がまず成長したと考えた。本報告でも同様に考え、このスコリア丘を 885 年スコリア丘と呼称する。

地質年代 西暦 885 年の Km12b 噴火時に山頂から噴出したスコリア丘と考えられる。



第 6.26 図 開聞岳火山山頂部の空中写真 (KU-72-6X C6-3 及び C6-4、部分)

6.4.11.4 885年溶岩流・885年溶岩ドーム (885I, 885d)

命名 新称. 藤野・小林 (1997) の中央火口丘溶岩流溶岩ドーム.

模式地 開聞岳山頂. 922 m 標高点付近.

分布・層厚 885年溶岩流は885年スコリア丘斜面を鉢窪火口縁や西側へ流下しており、小岳も885年溶岩流で構成されている。層厚は小岳付近で約50 mである。885年溶岩ドームは標高900 m付近以上に、比高20 mほどのプラグ状の高まりを作る。

層序関係 885年スコリア丘を覆うように分布する。885年溶岩ドームはKm12b₁₀の溶岩破片からなるテフラにわずかに覆われる。

岩相 山頂南、海拔約600 m付近の登山道付近では、多面体ブロックに覆われた安山岩溶岩流を横切る。空中写真を見ると、885年スコリア丘の斜面を、複数の比較的粘性の低い溶岩流(885年溶岩流)が流下しているのがわかる。山頂西方、海拔500 m付近に開聞岳山体斜面からこぶのように突出した小岳溶岩(桑代, 1967)も、この885年溶岩流に属する溶岩流の末端部である。更に山頂部標高900 m付近に傾斜変換点があり、それより上が、粘性の大きな溶岩がプラグ状に隆起した溶岩ドーム(885年溶岩ドーム)と判断される。

885年溶岩流、885年溶岩ドームの岩石は、径1~4 mm程度の斜長石斑晶を大量(30 vol.%以上)に含み、斜方輝石・単斜輝石斑晶を数%含む、開聞岳火山のなかで最もSiO₂が多い斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩(SiO₂=57.02wt%;第2.1表の26)である。

地質年代 西暦885年のKm12b噴火後期に噴出した溶岩流及び溶岩ドームと考えられる。

6.5 沖積層

本図幅地域は山地が海岸線近くまで迫り、更に入戸火砕流や池田火砕流のつくる火砕流台地が低地を埋めて広がっていることなどから、沖積層の発達が悪く、本図幅地域東部、指宿市市街地北部の瀧山から二月田にかけての沖積平野以外は、短い河川沿いに現世の河床堆積物が見られる程度である。最も広い沖積平野である指宿市市街地北部の瀧山から二月田にかけての一带は、明治時代初期までは浅い海であり、その後埋め立てや土砂の流入で陸化した(指宿市役所総務課市史編纂室, 1985)。露頭に乏しいが、これらの沖積層堆積物は、後背地の地質を反映し、火山岩・軽石などの岩片、石英・斜長石・輝石・砂鉄などの結晶片及び細粒の粘土鉱物からなる粗-中粒砂、礫及びシルトから構成される。

6.6 砂丘堆積物

指宿市瀧口北方、山川町村石から開聞町川尻、開聞町

入野付近に小規模な砂丘が形成されている。いずれも比高10~20 m弱、海岸線に沿って1.5 kmほど続いている。構成物は隣接する海浜堆積物と同様の粗粒砂である。

桑代(1968)は、開聞町入野付近の砂丘について、開聞岳テフラとの関係から発達過程を論じた。桑代(1968)によると、入野付近の砂丘は4列の砂丘列からなる。最も内陸側の第1砂丘の開聞岳テフラの被覆関係から、桑代(1968)は第1砂丘の形成は古くても5~6世紀ごろと考えた。標高20 mほどのところにある第2砂丘の直下には、粒径が異なる海浜砂があり、第2砂丘形成後20 mほどの隆起があったとした。このことから、桑代(1968)は入野付近の“阿多カルデラ”縁より西の山地が、隆起傾向にある傾動地塊である可能性を示した。

6.7 海浜堆積物及び砂州堆積物

額娃町から開聞町入野、開聞町川尻から山川町長崎鼻西、山川町岡児ヶ水から竹山、指宿市市街地海岸、喜入町生見周辺には小規模な砂浜が形成されている。砂浜の構成物は、後背地の地質を反映した火山岩・斜長石・石英・輝石・軽石などからなる粗粒-中粒砂を主体とし、主に火山岩からなる細礫を含む。特に開聞町川尻から長崎鼻にかけての砂浜は、開聞岳の噴出物から供給されたかんらん石砂が大量に含まれることで知られている。また品質のよい砂鉄を含んでおり、鉄・チタン資源として採掘されていた(鹿児島県, 1965)。

鹿児島湾口付近の沿岸には、山川町市街地が乗るものなど、砂嘴がいくつか見られる。指宿市市街地北東海上に浮かぶ知林ヶ島(第6.27図)は、陸繋島として知られており、干潮時には長さ900 mほどの砂嘴で本土と繋がりが、島まで歩いて渡れることで有名である。山川湾西部には、成川マールから流出する鳴川がつくる、砂及び礫からなる小規模な扇状地がある。



第6.27図 知林ヶ島と陸繋砂嘴
魚見岳山頂より撮影。

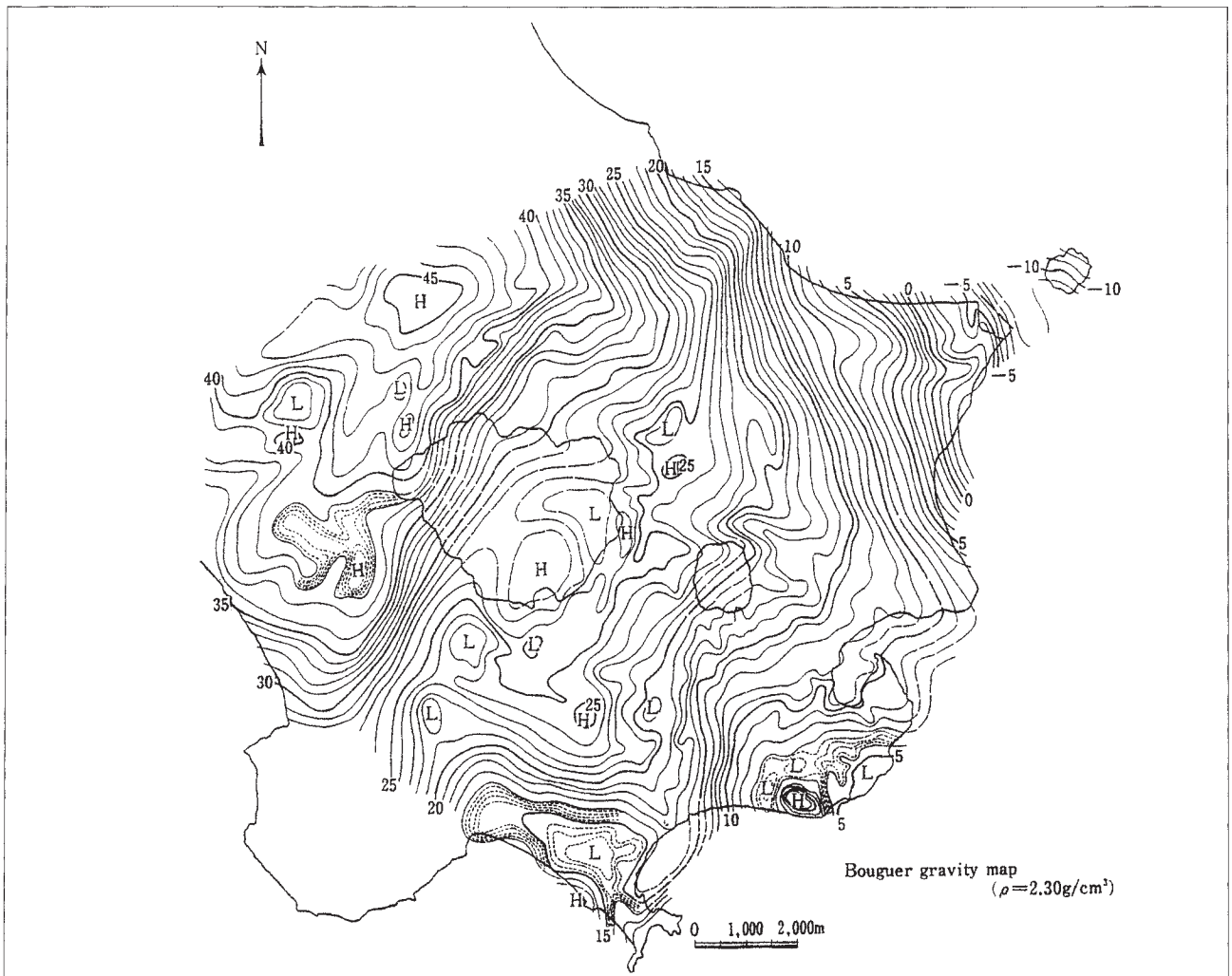
(川辺禎久)

本図幅地域には、鬼門平断層崖に沿ったNE-SW 走向の断層や、NW-SE 走向の“阿多カルデラ”縁を構成すると考えられる正断層群の存在が推定される。このうち鬼門平断層崖に沿ったNE-SW 走向の断層は、ボーリング調査 (N 58-ID-2) で一部存在が確認されており、池田断層と命名されている (新エネルギー総合開発機構, 1986)。池田断層は、更新世の山川層・阿多火砕流堆積物を変位させている。重力異常を見ても (第7.1図), 鬼門平断層崖が重力急変地帯で、更に東側に低重力異常が広がっており、池田断層などの正断層活動で、基盤が東側の鹿児島湾に向かって深くなっているものと考えられる。

池田断層は池田火砕流堆積面を変位させておらず、少

なくともここ 5,600 年ほどは活動していないと思われる。その一方、桑代 (1968) は、開聞町入野付近の砂丘の発達と被覆する開聞岳テフラとの関係から、現在標高 20 m ほどのところにある第 2 砂丘の直下の海浜砂の存在を認め、第 2 砂丘形成後 20 m ほどの隆起があったとした。このことから、桑代 (1968) は入野付近の“阿多カルデラ”縁より西の山地が、隆起傾向にある傾動地塊である可能性を示している。

このほか、露頭がある第四紀断層として、竹山溶岩と福元火砕岩境界の断層、福元火砕岩中に見られる断層がある。鰐池西縁に沿って相対的に東側が低くなった、南北に伸びた直線状の崖があり、この崖に沿って微小地震活動が観測されたことがあり (吉村ほか, 1985)、活断



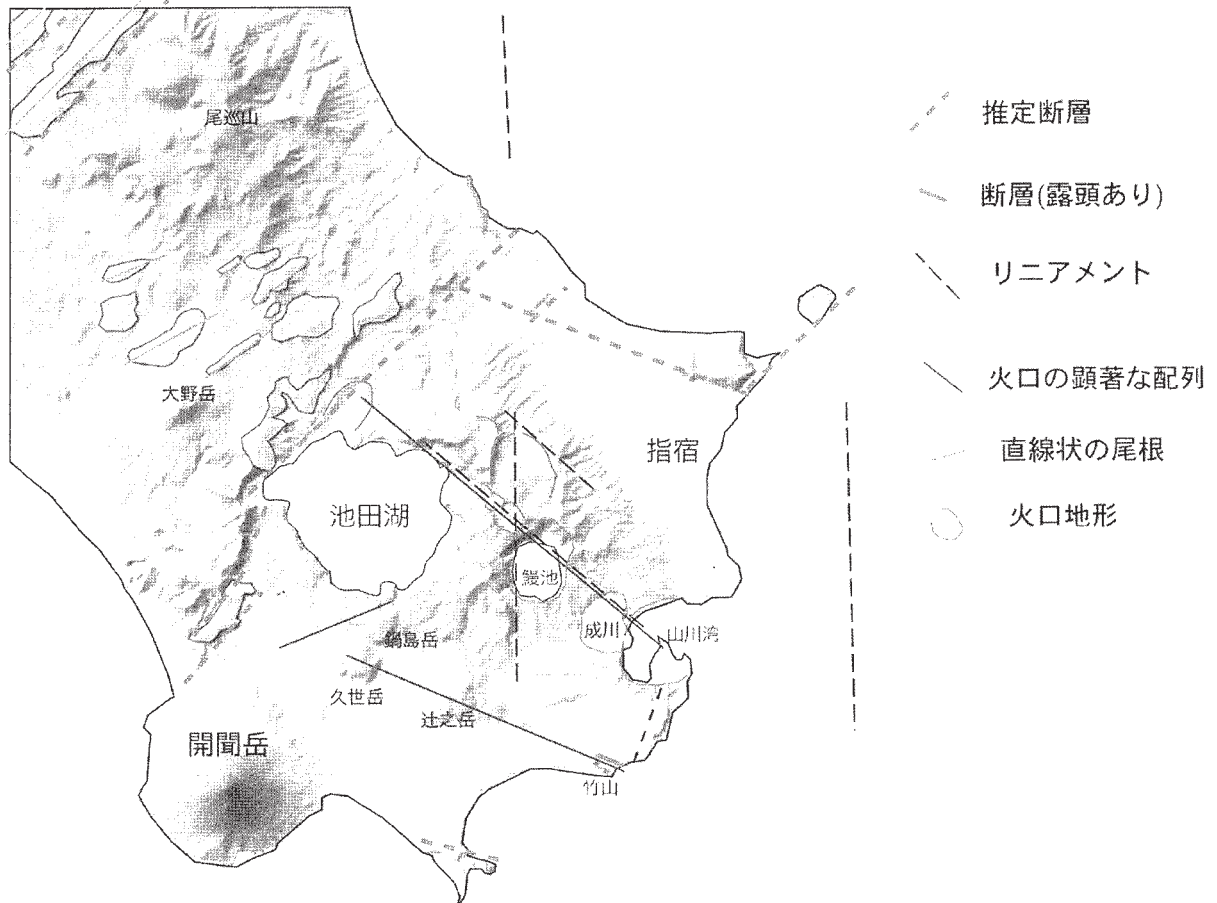
第7.1図 薩南地域の重力異常図 (ブーゲー異常)
吉村ほか (1985) を改変。

層の可能性がある。同様の南北走向のリニアメントとして、指宿市東方沖、知林ヶ島付近から南北に延びた直線状の海底崖（第 1.6 図）があり（海上保安庁水路部，1990；海上保安庁，1993a），これも活断層の可能性がある。

活断層研究会（1991），九州活構造研究会（1989）にはこのほかにも活断層の記載があるが，いずれも確実度は低い。このほか，WNW-ESE 方向の火口の配列，噴気帯変質帯の配列（第 7.2 図）やリニアメントの存在は，

同走向の裂か系を反映している可能性が高い（吉村ほか，1985；通商産業省資源エネルギー庁，1986）。

これらの活断層及びリニアメントが存在するにも関わらず，本図幅地域内を震源とする歴史被害地震の発生記録はない。地震の地質記録として，池田湖火山灰，清見テフラから発生した砕屑岩脈がある（成尾・小林，1995；川辺・阪口，2003）。いずれも池田湖テフラまで砕屑岩脈が達しており，池田湖テフラ噴出中または直後の地震により形成されたと考えられる。



第 7.2 図 新期指宿火山群地域のリニアメントと顕著な火口・変質帯配列

第8章 自然災害

(川辺禎久)

鹿児島県は降雨による土砂災害や洪水災害が多い地域ではあるが、本図幅地域では、近年における顕著な災害記録は幸いほとんど記録されていない。

開聞岳火山の歴史噴火及びそれに伴う災害記録は、874年(貞観16年)と885年(仁和元年)の2回の記録がある。成尾(1992b)、成尾ほか(1997)は、指宿市橋牟礼川遺跡におけるこれらのテフラと遺物の被覆関係を詳細に論じ、過去の火山災害の様相を明らかにした。以下に、成尾ほか(1997)の記載に従って、当時の被災状況を述べる。橋牟礼川遺跡では、7世紀後半の須恵器が“青コラ”(Km11c₂)降下中に横倒しになった状態で発見されている。更に“貞観16年テフラ”(Km12a)は、当時の生活面を覆い、農地、道路の埋没、植生の破壊をもたらした。橋牟礼川遺跡では、火山灰の重みで倒壊した家屋跡も発見されている。噴火記録及び堆積物、倒壊家

屋の状況から、次のような家屋被災の経過が読み取れる。すなわち、当初の噴出物は主にスコリアで、家屋は立っており降下したスコリアは屋根から落ちて、家屋周辺に堆積し、家屋内には進入しなかった。その後噴火後半に雨が降り始め、泥水が家屋内に浸入した。屋根に積もった堆積物は降雨のために重くなり、ついにはその重みで家屋は東側に倒壊し、埋没した。

本図幅地域は最近約1,100年間、噴火は発生しておらず、火山災害は起きていない。しかし、現在でも湯峰権現付近、山川町鰻、伏目などで活発な噴気活動がある。また開聞岳火山では、1967年に群発地震が発生したこともあり(気象庁, 1996)、完全に噴火の可能性がなくなったわけではない。宇井ほか(2003)は、本図幅地域内で、完新世に噴火した池田・山川(池田火山)及び開聞岳の2つの火山を活火山に認定している。

(阪口圭一・川辺禎久)

9.1 地熱・温泉

9.1.1 地熱資源と地熱構造の概要

指宿 - 山川^{いぶすき やまがわ}地域は、高温の温泉や噴気が多く存在する地熱活動の活発な地域である。古くより温泉地として知られ、浴用以外にも、浅層の温泉水を利用した園芸農業や製塩が行われてきた。深部の高温地熱資源の利用としては、1995年から山川町^{ふしめ}伏目地区で山川地熱発電所（設備容量30 MW）が稼働している。なお、「地熱（資源）」と「温泉（資源）」とは並立する用語として用いられることもあるが、本来、地熱資源は温泉を含むさまざまな形態の地下の熱エネルギー資源の総称として用いられるべきものであり、ここでもそのように扱う。

本図幅地域の地熱・温泉資源については、これまで多くの研究がなされている。それらの総括的な文献としては、開発・利用の沿革を含めた本図幅地域の温泉の詳細な情報をまとめた波多江ほか（1969, 1971）、鹿児島県保健環境部生活衛生課（1992）、広域の地熱構造モデル構築を目的として既存データを総括した新エネルギー総合開発機構（1986）、新エネルギー・産業技術総合開発機構（2001）などがある。

本図幅地域の温泉の分布を第9.1図に示す。最近のボーリングによって得られた牧神岳^{まきがみだけ}付近の温泉を除く全ての温泉は、鬼門平断層崖^{まきがみだけ}以東の陥没構造内の東部から南部にかけて分布する。権現山、鰻池、伏目海岸（竹山西端）には噴気が存在する。本図幅地域に隣接する地域

においては高温の自然湧出泉は存在せず、北方の喜入町と西方の穎娃町ではボーリングによって30～50℃程度の温泉が開発されている。本図幅地域内の代表的な温泉水の分析値を第9.1表に、噴気ガスの分析値を第9.2表に示す。

本図幅地域の温泉水は一般的に、中性から弱アルカリ性で溶存成分量が多い。海水や地下の高温下で海水が岩石と反応して生成された地熱流体がその起源であり、上昇や流動の過程で天水や池田湖起源の地下水と混合したものと考えられている（鹿児島県保健環境部生活衛生課, 1992; Kawanabe *et al.*, 1999; 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2001）。

本図幅地域で掘削された地熱調査井等の温度データに基づく地下温度分布（新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2001）を第9.2図に示す。鰻池北東部とその北東側、及び竹山周辺に地下の高温部があり、流体化学のデータからもそれらの地域で深部からの高温地熱流体が上昇していることが支持されている（新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2001）。いずれも新期指宿火山群をもたらした火山活動を熱源としていと考えられる。指宿市内の温泉は、鰻池や権現山付近で上昇してきた地熱流体が東方へ流動したものと考えられる（鹿児島県保健環境部生活衛生課, 1992; 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2001）。

そのほか、山川港地区と長崎鼻半島の基部に、周囲よりやや高温の温泉が分布し、それぞれの地区の地下に個別の熱源が存在する可能性が指摘されている（新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2001）。長崎鼻地区の高温域の成因として、同地域に推定されている断層に沿って深部までの流体循環が起こっている可能性も考えられる。

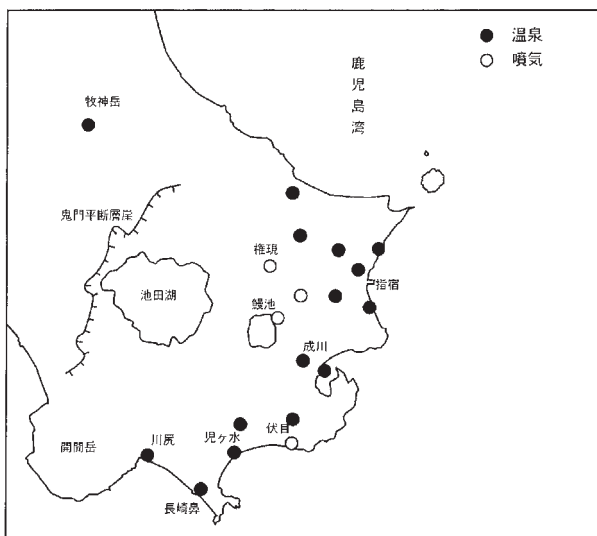
鰻池、権現、伏目海岸の噴気ガスは、マグマから直接に由来するものではなく、高温熱水起源であることがその化学組成から推定されている（新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2001）。

9.1.2 温泉

主に鹿児島県保健環境部生活衛生課（1992）に基づき、各温泉（地）の概要を記す。第9.3図に指宿市の、第9.4図に山川町と開間町の源泉分布（鹿児島県保健環境部生活衛生課, 1992）を示す。

指宿温泉

指宿地域には800を超える源泉があり（平成14年度



第9.1図 5万分の1「開間岳」図幅地域の温泉分布

第9.1表 5万分の1「開聞岳」図幅地域の代表的な温泉水の分析値

| 温泉地名 | 試料名 (源泉名) | 産状 | 坑井深度 m | 湧出量 L/min | 採水年月日 | 温度 ℃ | pH | TSM mg/L | Na mg/L | K mg/L | Ca mg/L | Mg mg/L | Cl mg/L | SO ₄ mg/L | HCO ₃ mg/L | SiO ₂ mg/L | 文献 |
|---------|------------------|----|-----------|--------------|------------|---------|------|-------------|------------|-----------|------------|------------|------------|-------------------------|--------------------------|--------------------------|----|
| 指宿 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 宮ヶ浜・柴立 | 宮ヶ浜-1 | 動力 | 75 | | 1991.08.26 | 34.0 | 6.88 | | 372 | 39.4 | 74.0 | 8.4 | 390 | 89 | 72.9 | 50.9 | 1 |
| 権現北東 | 鉄道以西の北-35 | 動力 | 280 | | 1991.08.26 | 60.0 | 3.11 | | 2170 | 304 | 434 | 13.9 | 3770 | 389 | 0.0 | 82.2 | 1 |
| 二月田 | ID-2 | 自噴 | 54.5 | 120 | 1983.09.12 | 54 | 6.52 | 4067 | 1073 | 99 | 279 | 19.6 | 2050 | 300 | 45 | 94 | 4 |
| 湯山 | 湯山-10 | 動力 | 80 | | 1991.08.26 | 52.0 | 6.60 | | 6630 | 380 | 530 | 486 | 11370 | 1150 | 138 | 56.5 | 1 |
| 湯の里 | 湯の里-1 | 自噴 | 85 | | 1991.08.26 | 71.5 | 6.74 | | 1830 | 248 | 234 | 21.4 | 3010 | 118 | 96.8 | 86.9 | 1 |
| 湯の浜 | HW-16 (砂むし会館) | 動力 | 75 | | 1998.01.14 | 79.0 | 6.5 | 14500 | 3840 | 228 | 632 | 183 | 7730 | 511 | 113 | 160 | 3 |
| 鉄道西側南 | 鉄道以西の南-29 | 動力 | 101 | | 1991.08.26 | 64.9 | 7.64 | | 2110 | 210 | 319 | 30.4 | 3380 | 163 | 108 | 40.2 | 1 |
| 鉄道西側南 | HW-15 (千寿園) | 動力 | | | 1998.01.10 | 81.3 | 8.1 | 8180 | 2240 | 240 | 417 | 16.8 | 4540 | 109 | 58 | 94 | 3 |
| 鰻 | うなぎ湖畔 | 動力 | 20 | 13 | | 85 | 9.2 | | 13.2 | 13.1 | 30.1 | 11.4 | 5 | 129 | n.d. | 56.2 | 2 |
| 成川 | HW-11 (旅館かめや) | 動力 | 10 | 55 | 1998.01.08 | 60.2 | 7.3 | 7530 | 2090 | 111 | 351 | 74.8 | 4170 | 229 | 113 | 95.0 | 3 |
| 伏目(海岸) | HW- (山川砂むし風呂) | 自噴 | 150 | | 1998.01.10 | 101.4 | 8.1 | 14400 | 4040 | 309 | 661 | 15.1 | 8030 | 67.6 | 40 | 237 | 3 |
| 伏目(内陸) | HW-9 (内箇茂男) | 自噴 | 200 | | 1998.01.09 | 101.0 | 7.6 | 33700 | 10100 | 972 | 1850 | 0.67 | 19900 | 47.0 | 38 | 354 | 3 |
| 児ヶ水(海岸) | HW-4 (岡児ヶ水) | 動力 | 80 | | 1998.01.07 | 62.2 | 7.2 | 3760 | 971 | 88.5 | 191 | 36.3 | 1720 | 262 | 414 | 54 | 3 |
| 児ヶ水(内陸) | HW-5 (今村常雄) | 動力 | 150 | 110 | 1998.01.07 | 61.1 | 7.4 | 3500 | 914 | 82.1 | 182 | 35.2 | 1590 | 252 | 373 | 27 | 3 |
| 長崎鼻 | ID-10 (小塚浜) | 動力 | 15 | 110 | 1983.09.11 | 47.2 | 6.38 | 5352 | 1385 | 20 | 1.1 | 214 | 3000 | 210 | 48 | 83 | 4 |
| 川尻 | HW-1 (恵美寿温泉) | 動力 | 600 | | 1998.01.09 | 46.0 | 6.4 | 34800 | 10800 | 381 | 496 | 1140 | 9200 | 2350 | 280 | 97.0 | 3 |

文献

1: 鹿児島県保健環境部生活衛生課(1992), 2: 阪口ほか(2000), 3: 新エネルギー・産業技術総合開発機構(2001), 4: 新エネルギー総合開発機構(1986)

第9.2表 5万分の1「開聞岳」図幅地域の噴気ガスの分析値

| 噴気地名 | 試料名 (噴気名) | 試料採取年月日 | 温度 ℃ | 非凝縮性 ガス濃度 vol % | ガス化学組成 | | | | Rガス化学組成 | | | | | | |
|---------|--------------------|------------|---------|-----------------------|--------------------------|---------------------------|--------------|--------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|--------------------------|-------------|---------------|---------------|
| | | | | | CO ₂ vol % | H ₂ S vol % | HCl vol % | Rガス vol % | H ₂ vol % | O ₂ vol % | N ₂ vol % | CH ₄ vol % | Ar vol % | He vol.ppr | Ne vol.ppm |
| 権現 | G-6 (湯之峯神社裏) | 1998.01.08 | 96.1 | 0.16 | 79.7 | 0.8 | n.d. | 19.6 | 0.18 | - | 83.36 | 14.81 | 1.62 | 196 | 14.8 |
| 指宿市街地西方 | G-5 (グリーンピア坑井横) | 1998.01.08 | 100.0 | 0.56 | 83.8 | 2.0 | n.d. | 14.1 | 0.25 | - | 78.03 | 20.26 | 1.45 | 160 | 15.4 |
| 鰻池 | G-3 (鰻-2) | 1998.01.13 | 102.2 | 0.13 | 76.6 | 5.5 | n.d. | 17.8 | 16.81 | - | 48.79 | 33.47 | 0.92 | 79.3 | 8.0 |
| 伏目海岸 | G-1(*1) (伏目海岸) | 1998.01.07 | 100.9 | 0.49 | 92.4 | 1.5 | n.d. | 6.2 | 8.99 | 18.62 | 64.79 | 6.33 | 1.27 | 44.4 | 12.0 |

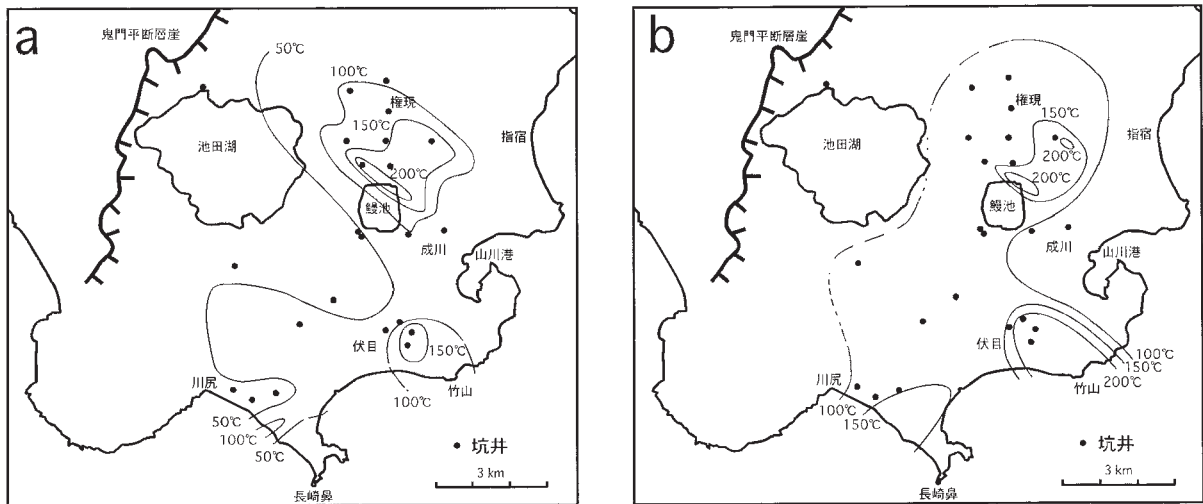
*1: この試料のみ大気補正無し.

文献: 新エネルギー・産業技術総合開発機構(2001)

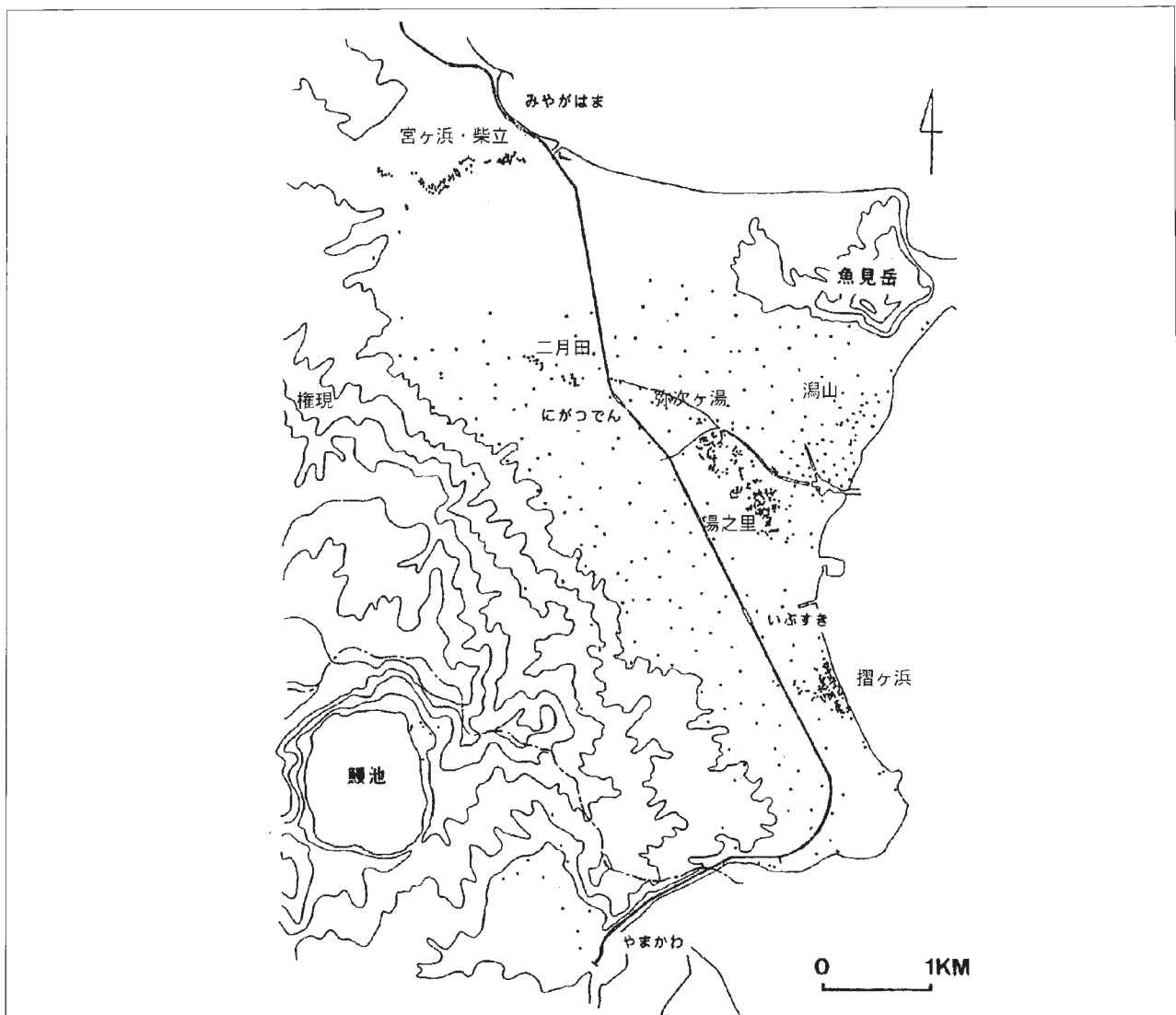
指宿市資料), 指宿市中部の宮ヶ浜地区から南端部にかけての広い範囲に分布している(第9.3図).

かつては二月田-弥次ヶ湯-湯の里地区, 摺ヶ浜地区などで高温の自噴泉が広範囲に分布していた. 主に大正時代後期以降, 製塩や施設園芸, 養殖などの産業用に利用されるようになり, 多数の掘削, 多量の温泉水採取が行われると, 高温泉分布範囲の縮小, 温泉水位の低下が

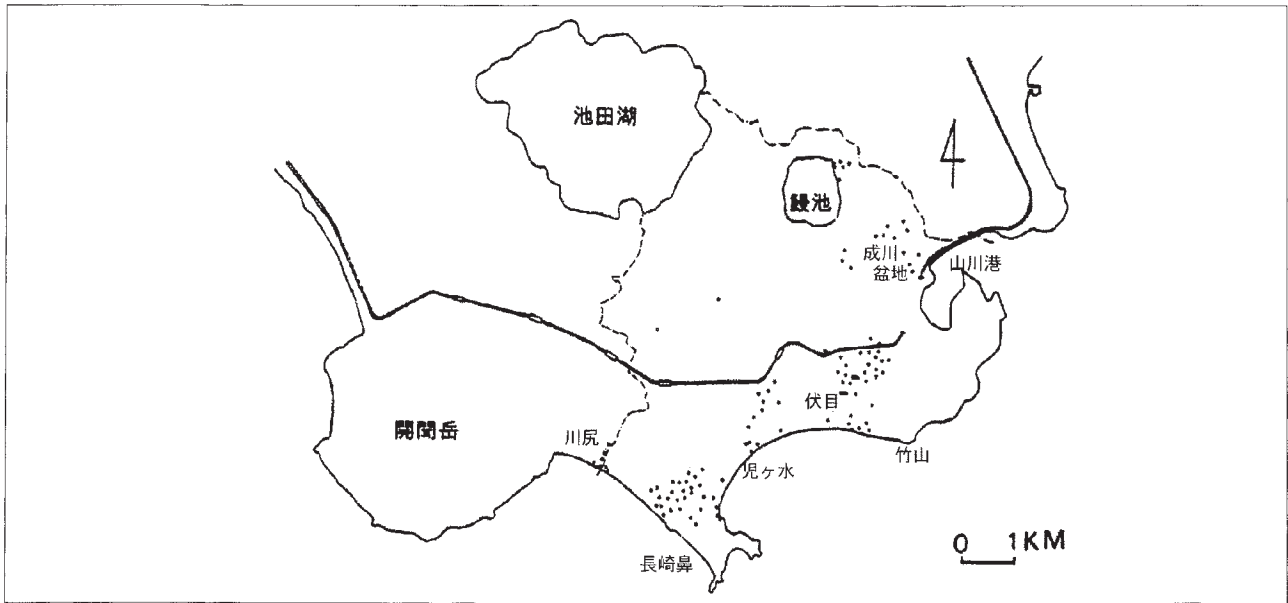
起きた. 1964年に製塩事業が中止となり, 温度上昇, 水位上昇などが認められた地区もあるが, 代わって観光, 施設園芸, 配湯などが盛んになったため, 泉温低下, 水位低下が起きた地区もある. 昭和40年代以降, 鉄道の西側など, 既開発地区の周辺地域での開発が活発になり, また200~500mの深部掘削が行われるようになった. 新規開発地区では一般に水位が低く, 西方の山麓部では



第9.2図 指宿-山川地区の海拔-150 m 準 (a) と海拔-1,500 m 準 (b) における地下温度分布
等温線は新エネルギー・産業技術総合開発機構 (2001) による。



第9.3図 指宿市の源泉分布
鹿児島県保健環境部生活衛生課 (1992) による。



第9.4図 山川町及び開聞町の源泉分布
鹿兒島県保健環境部生活衛生課（1992）による。

一般により高温である。

北部の柴立・宮ヶ浜地区の温泉は、低温で溶存成分量が少ない単純泉で、指宿地区のほかの温泉とは明らかに性質が異なっている。また噴気の存在する権現の北東方では局所的に pH が 3～4 の温泉が得られている。

成川温泉

もともと利用されていたのは山川湾奥の自噴泉であった。その後、山川駅北-北東側でも浅い坑井で温泉が開発され、一時は工業用としても利用されたが、現在では使用されていない。成川盆地内では昭和 40 年代後半以降にボーリングで温泉が開発された。

鱒温泉

噴気及び変質帯が発達する活発な温泉地で、古くから知られている。浴用に利用されているほか、噴気を利用した湯の華採取などが行われている。

伏目児ヶ水温泉

竹山から浜児ヶ水までの海岸及び内陸部に分布する温泉の総称として用いられている。浜児ヶ水、伏目、赤伏目は古来の自然湧出泉で、1960 年代以降に、温泉、施設園芸、養魚用等にボーリングによる開発が進んだ。伏目など東部の地域ではいずれも高温が得られたが、スケール障害が多い。竹山付近の海岸沖合では海中に温泉が湧出していると言われている。

長崎鼻温泉

長崎鼻周辺の温泉の総称として用いられている。長崎鼻基部の東岸、西岸には自噴泉が存在していた。1960 年代以降に観光、施設園芸用の開発が進んでいる。

川尻温泉

海岸部に低温の自噴泉が存在していたが、温泉として

開発されたのは昭和 30 年代以降で、浴用のみに使用されている。国民宿舎において 800 m の掘削が実施されたほか掘削深度は浅く、温度も高くない。

9.1.3 深部の地熱資源開発

本図幅地域で発電を目的とした深部の高温地熱資源の最初の探査は 1962～63 年に電源開発（株）によって実施された。また、同じ昭和 1963 年には地質調査所が地質調査と重力探査を実施した。1973 年以降は国による調査が本格化し、1973 年には全国地熱基礎調査「薩南地域」（地質調査所、1974）、1974～75 年に地熱開発精密調査「薩南地域」（日本地熱調査会、1976）、1978 年に発電用地熱開発環境調査「伏目地区」（日本地熱資源開発促進センター、1979）が実施された。また、より広域の地熱資源賦存状況を確認する調査として、地熱開発促進調査「池田湖周辺地域」（1983～84 年度）（新エネルギー総合開発機構、1986）、同「辻之岳地域」（2001～03 年度）（新エネルギー・産業技術総合開発機構、2001）が実施されている。

一方、伏目地区では、シーアイエネルギー（株）と石油資源開発（株）が 1977 年から共同で探査を開始した。1978 年以降は、石油資源開発（株）が単独で探査・開発を進め、資源量評価を経て、1988 年に地熱発電についての基本協定が九州電力（株）との間で締結され、1995 年より認可出力 30 MW の山川地熱発電所が稼働している。なお、1988 年以降は、九州地熱（株）が従来石油資源開発（株）が実施してきた地熱資源の探査・開発の成果を継承し、山川地熱発電所の蒸気供給部門を担当してきたが、2005 年 2 月より九州電力（株）に引き継がれた。発

電部門は九州電力（株）が担当している。

以下には、吉村・伊藤（1994）と Okada *et al.*（2000）に基づいて、山川地熱発電所地区の地熱資源賦存状況を記す。また、第9.3表に山川地熱発電所の熱水とガス成分を示す。

伏目地区は第9.5図に示されたように、台形状に陥没している。その中央には地下1,600 m以深にデイサイトの貫入岩体があり、貫入岩の周囲の破碎部が主要な地熱貯留層となっている。地表から深度800 m程度までが浅部高温域、深度800～1,200 mが透水性のよい中間低温域、それ以深が深部高温域となっており、地層温度の最高温度は370℃を超える。坑井掘削データによって、断層帯に伴って高透水性ゾーンがあることが確認されている。このうちの1つは、いくつかの坑井で捉えられているNW-SE方向の安山岩岩脈群に明らかに関連している。

伏目地区の地熱系は、350℃を超える高い貯留層温度と高塩濃度の生産流体が特徴である。貯留層の塩化物イオン濃度、Br/Cl比、安定同位体データから、伏目地熱系の地熱流体は海水を起源とし、上昇中に地下水による希釈を受けていると考えられる。一部の生産流体は酸性（pH約4）であり、地下では中性であった地熱流体が、生産中に熱水から方鉛鉱（PbS）や閃亜鉛鉱（ZnS）などが沈殿することによってこのような酸性熱水が生じると考えられている。

9.2 鉱床

9.2.1 金銀鉱床

本図幅地域には、古期南薩火山岩類及び中期南薩火山岩類を母岩とする浅熱水性鉱脈鉱床が多数存在した（第9.4表、第9.6図；宮久，1966；通商産業省資源エネルギー庁，1985）。いずれの鉱床も小規模で、現在稼働している鉱山はない。鉱脈に伴う氷長石、珪化岩のK-

第9.3表 山川地熱発電所の生産流体の成分

日本地熱調査会（2000）による。

| 熱水 | | 蒸気 | | |
|-----------------------|-------------|-------------------|------------------|----------|
| 採取・分析年月 | 1998.10～11 | 採取・分析年月 | 1998.10～11 | |
| pH | 3.9～7.6 | 蒸気 | 99.50～99.94 | |
| 化学組成 (mg/L) | | 非凝縮性ガス (vol %) | 0.06～0.50 | |
| H ₂ S | — | ガス成分 | | |
| Total CO ₂ | ～1.9 | CO ₂ | 77.4～95.1 | |
| Cl | 17600～36000 | (vol %) | H ₂ S | 1.5～15.5 |
| SO ₄ | 23.5～69.4 | | その他 | 2.2～17.4 |
| Na | 9090～14700 | | | |
| K | 1270～4320 | | | |
| Ca | 1230～2060 | | | |
| Mg | 1.71～4.44 | | | |
| Fe | ～45.0 | | | |
| Al | < 0.01 | | | |
| SiO ₂ | 581～1110 | | | |
| B | 33.3～100 | | | |
| As | 2.28～8.74 | | | |

Ar年代は、1.3～1.0 Ma前後の値が得られている（浦島・池田，1987；金属鉱業事業団，1991）。通商産業省資源エネルギー庁（1985，1999），金属鉱業事業団（1990，1991，1992）などの広域、精密調査報告がある。以下に宮久（1966），通商産業省資源エネルギー庁（1985）を元にいくつかの代表的な鉱床について記載する。

弁財天鉱山（第9.4表の9）

開聞町おろくち近隣の鬼門平断層崖に位置する、古期南薩火山岩類のデイサイト溶岩中に胚胎する複数の熱水性鉱脈鉱床である。鉱脈はおおよそ北東-南西走向でほぼ垂直に近い傾斜を有し、幅は30 cmから1.2 mほどであった。石英質と粘土質の部分があり、粘土質の部分は銀富鉱部を形成し、黒色の二酸化マンガンに富んでいた。含金量は15g/tに達した鉱脈があったほか、平均でも5g/tであった。

弁財天鉱山は、明治28年（1895年）に発見、採掘が始まり、明治33年（1900年）に正式に採掘が許可された。昭和18年（1943年）の金鉱業整備令で休山するまでに採掘鉱量2.7万トン、金139 kg、銀22.1tを産出した。昭和27年（1952年）から採掘再開が試みられたが、出水により採掘困難となり昭和31年（1956年）に閉山した。

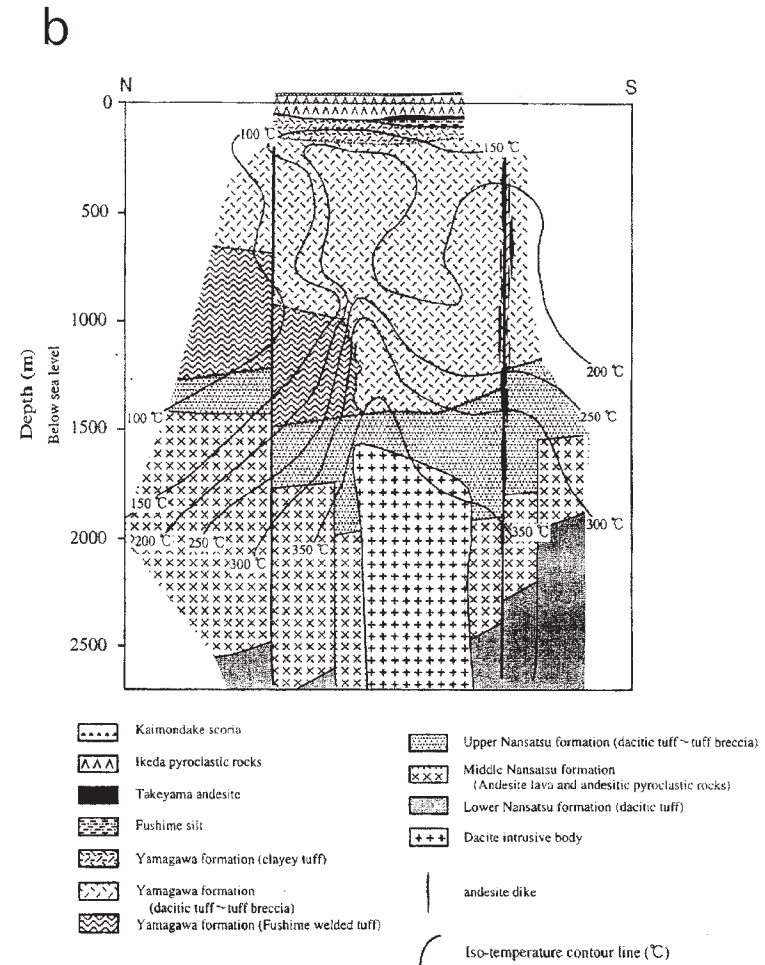
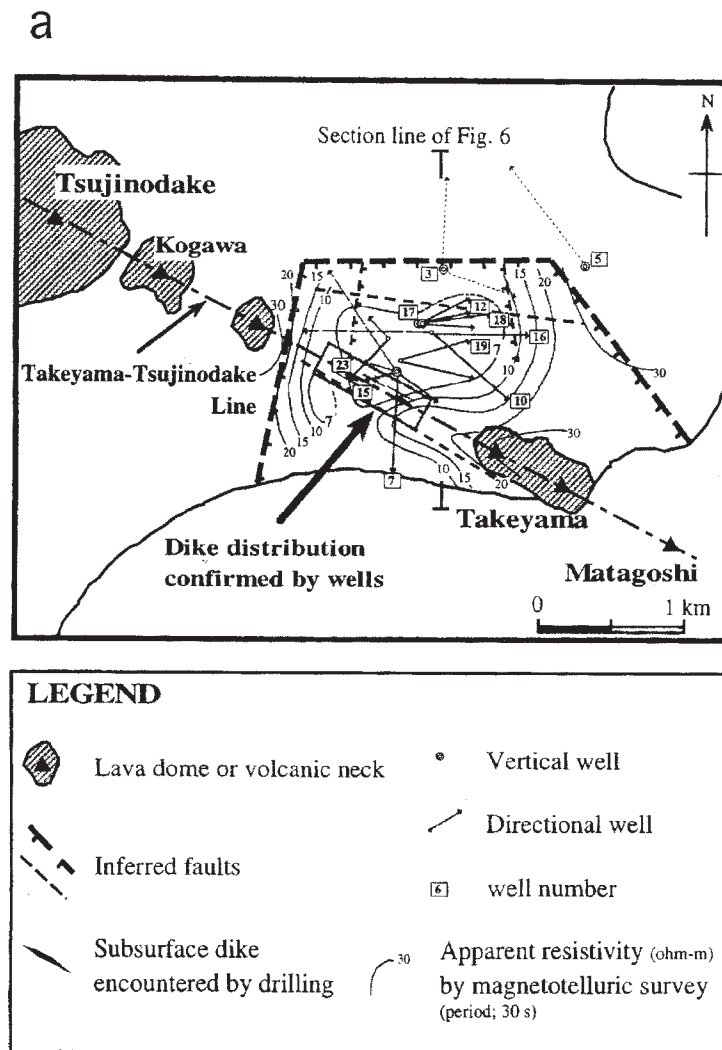
大谷鉱山（第9.4表の6）

指宿市大迫の西方、鬼門平断層崖に位置し、古期南薩火山岩類のプロピライト化した凝灰角礫岩を母岩とする、熱水性鉱脈鉱床である。鉱脈は10本以上あり、N30°WからN45°Eの南北に近い走向で、55°から垂直に近い傾斜を持つ。幅は10 cmから最大1.5 mほどで、含金量は5～6g/tであった。上部では金銀を含む石英脈で、硫化物に乏しく粘土化した部分にも金を含有するが、下部は金銀のほかに閃亜鉛鉱、黄鉄鉱、方鉛鉱、黄銅鉱、藍銅鉱などの銅、鉛、亜鉛などの硫化物を含む。大谷鉱山鉱脈の南西延長には、立神鉱山及び烏帽子鉱山があった（第9.4表の7と8）。

大谷鉱山の発見は、江戸時代末期の弘化元（1844）年で、同時に採掘が始まったが、採掘方法が未熟で弘化4（1847）年にはいったん休山した。明治に入って再び採掘が始まり、明治27年ごろ最盛期を迎え、大正13年に再び休山した。昭和9年に再開されたが、出水が激しく、採掘困難となり、昭和18年（1943年）の金鉱業整備令で休山した。採掘量は約3万トンであった。

花籠鉱山（第9.4表の4）

花籠はなかご鉱山は、指宿市堀切園西方の台地上に位置する、古期南薩火山岩類の安山岩溶岩及び凝灰角礫岩を母岩とする熱水性脈状鉱床である。いくつかの鉱区に分けられるが、いずれもほぼ南北走向の石英脈で、幅は平均約30 cmほどだった。鉱脈は石英、方解石及び氷長石と粘土



第9.5図 Okada *et al.* (2000) による、山川町伏目地区の地質構造平面図 (a) 及び南北断面図 (b)

第9.4表 5万分の1「開聞岳」図幅地域に分布する金銀鉱床

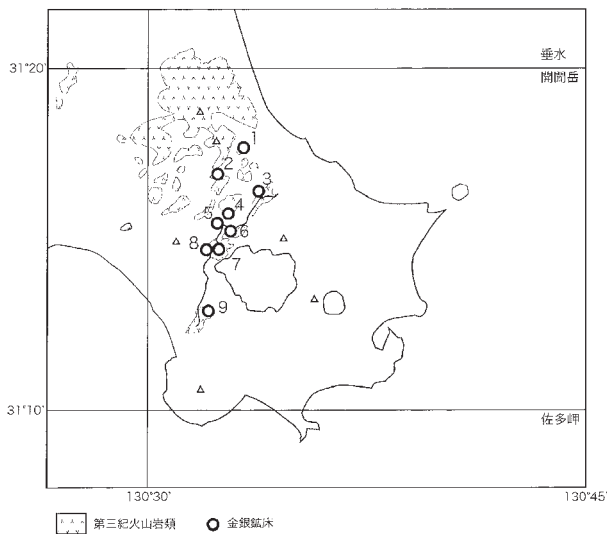
| 番号 | 鉱山名 | 鉱種 | 母岩 | 鉱床鉱脈規模 | | | | 品位 | 産出量 |
|----|-------|---------------------|--------------------------|--|---|--|--|---|-----|
| | | | | 走向 | 傾斜 | 走向長 | 幅 | | |
| 1 | 生見鉱山 | Ag | 古期南薩火山岩類角閃石安山岩 | N30° E N12° W N50° W | 56° W 垂直 63° E | | 0.2-2.5m | 銀平均品位2337.9g/t 明治27年～明治38年 銀 13963kg | |
| 2 | 黒仁田鉱山 | Au,Ag | 中期南薩火山岩類凝灰角礫岩, 凝灰角礫岩 | N60° E N30° W | S 垂直 | 200m | | 昭和41年～昭和43年 出鉱量1136t | |
| 3 | 新岩平鉱山 | Au,Ag | 古期南薩火山岩類角閃石安山岩, 凝灰角礫岩 | N18° E NNW | | | 0.4-2m | 金0.8 - 56.0g/t 銀3.0 - 108g/t 明治38年～明治41年 金154kg、銀407kg 昭和16年～昭和18年 金29kg | |
| 4 | 花籠鉱山 | Au,Ag | 古期南薩火山岩類凝灰角礫岩, 角閃石安山岩 | N10-20° E N10° W N20° E | 60° E 垂直 西傾斜 | 50m | 20-30cm 10-30cm | 金4-50g/t 銀16-268g/t 昭和10年代計 金50kg、銀500kg (花籠鉱区) | |
| 5 | 郡ガ野鉱山 | Au,Ag | 古期南薩火山岩類凝灰角礫岩 | N25° W N15-25° W | 55° E 50-85° E | 200m 300m | 15-20cm 最大70cm | 金5.2-35.2g/t, 銀31-18g/t 昭和25年～昭和39年 金16.6kg、銀108.3kg | |
| 6 | 大谷鉱山 | Au,Ag (Zn,Pb,Cu) | 古期南薩火山岩類凝灰角礫岩 | N10° W N13-30° W N15° W N20° W N20° E-NS N20-30° E N5° E N10° E N20-40° E N20-45° E | 85° W 55-60° E 80° E 垂直 垂直 70° E 70° W 120m 100m 75° W | 300m 600m 180m 300m 150m 250m 120m 120m 100m 200m | 0.1-0.15m 0.1-1.5m 0.3-0.6m 0.1-0.3m 0.1-1.0m 0.1-0.3m 0.15m 0.3m 0.1-0.3m 0.3-1.0m | 金4.6g/t 銀7g/t (昭和31年～昭和32年) 明治30年～明治37年 金1-5kg/年、銀1-6kg/年 明治39年～大正13年 金20-60kg/年、銀20-100kg/年 昭和9年～昭和18年 金10-30kg/年 昭和31年～昭和32年 金2.4kg、銀3.6kg | |
| 7 | 立神鉱山 | Au,Ag | 古期南薩火山岩類凝灰角礫岩 | N20-30° E | 70° E | 170m | 0.4m | 金34-712g/t 銀12-472g/t 明治31年から数年間 金15kg/月 | |
| 8 | 烏帽子鉱山 | Au,Ag | 古期南薩火山岩類角閃石安山岩 | NS-N15° E | 垂直 | 300m | 1m | 金3-8g/t 銀20-100g/t | |
| 9 | 弁財天鉱山 | Au,Ag | 古期南薩火山岩類角閃石安山岩, 凝灰角礫岩 | N45-60° E N30-50° E N30-40° E N70° E NS | 75° N-80° S 70-90° S 80° S 75° S 垂直 | 210m 170m 70m 120m 60m | 0.3-0.9m 0.6-0.9m 0.3m 0.6-1.2m 0.4m | 金8-12g/t 銀600-1500g/t 明治33年～明治40年 金122.1kg, 銀19655.6kg 昭和10年～昭和14年 金4.3kg, 銀460.7kg | |

鉱物で構成され、黄鉄鉱、輝鉄鉱を含む。

花籠鉱山のうち、池田鉱区は明治30年代に発見され、明治39年ごろには100～150t/年の鉱石から6～18kg/年の金を得ていた。花籠鉱区は同じく明治年間に発見され、昭和9年以降最盛期を迎えた。昭和13年から17年までに採掘鉱量2,320トン、金37.7kg、銀319.3kgを産出した。

郡ガ野鉱山 (第9.4表の5)

花籠鉱山の西隣に位置する。古期南薩火山岩類の凝灰角礫岩に胚胎する熱水性脈状鉱床である。鉱脈は石英質で、走向はN25°W程度でほぼ垂直から東に傾斜するも



第9.6図 5万分の1「開聞岳」図幅地域の金銀鉱床分布
通商産業省資源エネルギー庁(1985)による。番号は第9.4表の鉱床番号と同じ。

のが多い。

明治27～28年頃に発見され、その後昭和14年以降機械化操業を行い、昭和18年までに合計50kg程度の産金実績があったらしい。昭和24年に採掘が再開され、昭和39年までに金17kg、銀108kgを産出した。

新岩平鉱山 (第9.4表の3)

鬼門平周辺の3鉱山(仁田平、根来、岩平)を統合したものである。古期南薩火山岩類の凝灰角礫岩及び角閃石安山岩を母岩とする石英脈及び粘土脈からなる。鉱脈の厚さは比較的厚く、数10cmから2m以上になるものもあった。走向はNNWからN18°Eである。

明治30年代に操業開始した。鬼門平北東の仁田平鉱区では優勢な鉱脈を採掘して活況を呈した。明治38年から明治41年までの4年間で金154kg、銀407kgを産出した。

黒仁田鉱山 (第9.4表の2)

指宿スカイライン沿い、三巢山の北西に位置する。中期南薩火山岩類の角閃石安山岩、凝灰岩を母岩とする。主要鉱脈は下位の角閃石安山岩と上位の凝灰岩との境に沿う走向N60°-70°E、傾斜20°-30°Eの鉱脈で、そこから上盤側の凝灰岩中に分岐したNS-N30°W走向急傾斜の細脈からなる。いずれも銀品位の高い含金・銀石英脈である。

黒仁田鉱床の発見の経緯は不明である。昭和39年より採掘が始まり、昭和41年9月から昭和43年1月の間に、出鉱量1,136トン、銀294g/tが処理された。

生見鉾山 (第 9.4 表の 1)

生見鉾山は、喜入町帖地南の殿ヶ峰北東山麓に位置する。母岩は古期南薩火山岩類の変質した安山岩溶岩で、鉾脈は、走向 N50° W から N30° E の幅 20 cm から最大 2.5 m の石英脈である。

生見鉾床は明治 26 ～ 27 年に開発開始され、明治 38 年までに 6,000 トンの鉾石から 14 トンの銀を得ている。

9.2.2 砂鉄鉾床

本図幅地域の海岸線一帯には、良質な砂鉄を胚胎する砂浜があり、鉄及びチタン資源として採掘が行われた(鹿児島県, 1965)。砂鉄利用の起源は古く、いつから行われていたかははっきりしない。第二次大戦後の復興にともなう需要増から、昭和 20 年代後期から 30 年代にかけて、喜入町前之浜、指宿市今和泉、十二町、山川町竹山、岡児ヶ水、長崎鼻、開聞町川尻、額娃町前浜、馬渡などで砂鉄採掘が行われた。資源の減少等に伴い、現在では採掘は行われていない。

9.2.3 粘土鉾床

新期指宿火山群指宿火山では、地表の広い範囲で変質帯が形成されている(逆瀬川, 1969; 神谷ほか, 1978; 加川ほか, 1989; 保利ほか, 1995)。第 9.7 図に指宿地域の変質帯分布と鉾床位置を示す(神谷ほか, 1978; 金原・阪口, 1989)。変質帯は神谷ほか(1978)によると 9 箇所あり、総面積は 6.12 km² に達する。いずれも酸性熱水による粘土化作用を受けており、それによって形成されたカオリンなどの粘土鉾物を採掘していた。主な採掘地点は、

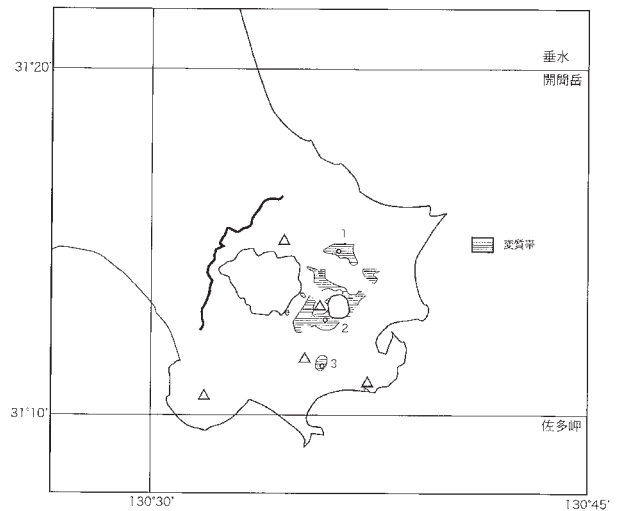
- (1) 指宿粘土変質帯: 指宿市東方から池底に至る道の標高 180 ～ 200 m 付近(上部切羽; 通称カオリン山), 及び 70 ～ 90 m 付近(下部切羽)
- (2) 山川粘土変質帯: 山川町成川, 鰻池の南西, 標高 200 ～ 220 m 付近

- (3) 大山粘土変質帯: 山川町成川, 指宿枕崎線大山駅の西側山麓である。

9.2.4 石材

福元火砕岩類のうち、淡黄色の凝灰岩・軽石凝灰岩の部分が「山川石」の名称で採掘され、墓石材・石壁材として利用されたが、現在は大規模な採掘は行われていない。同様に指宿市大迫の古期南薩火山岩類の凝灰岩も石材として「池田石」の名称で採掘されていたことがある(指宿市役所総務課市誌編纂室, 1985; 鹿児島県地下資源開発促進協会, 1998)。

このほか、久世岳, 開聞町十町, 指宿市新永吉, 鬼門平などで、砕石として安山岩溶岩, デイサイト溶岩が採掘されていたが、現在は行われていない。



第 9.7 図 新期指宿火山群指宿火山の変質帯と粘土鉾床の分布

第10章 水 文 地 質

(川辺禎久)

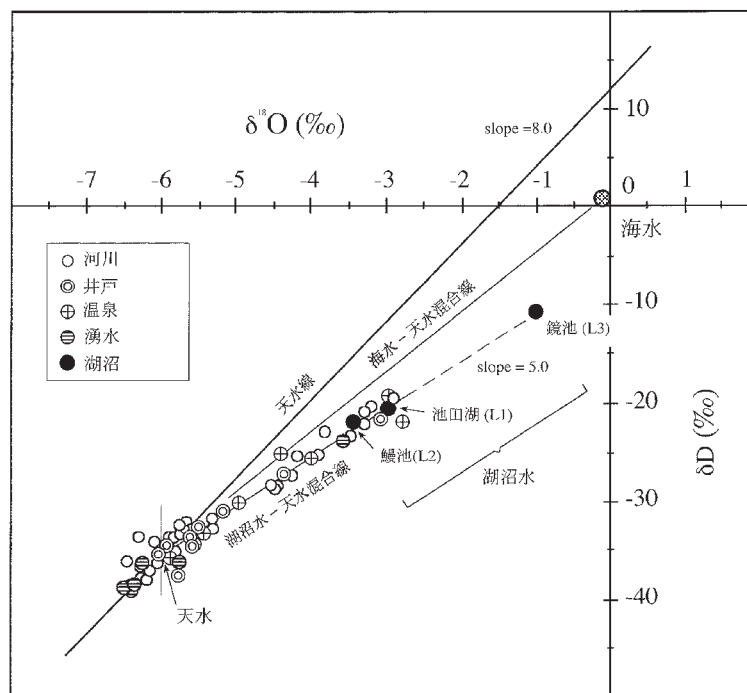
指宿市の年平均気温は、17.8℃、年平均降水量は2,295 mmである。降水量は多いが、本図幅地域の河川の発達が悪く、比較的規模の大きな河川は、前述の湊川、新川、及び指宿市市街地北を東に流れる二反田川、大野岳東麓を源流とし南西に流れる集川であるが、いずれも河川長、流域面積、流量とも大きくはない。

九州最大の湖である池田湖は、東西約4.5 km、南北約3.5 km、水面標高66 m、湖面面積は約11.3 km³、深さ233 mのカルデラ湖である。自然流入河川は、池田湖西部大迫付近と東部新永吉下に短い河川があるだけである。また流出河川はなく、湖水は大部分天水でもたらされ、周辺に地下水として湧出している。開聞町の唐船峡では、湧出量0.2 m³/sに達する豊富な水量を生かして、そうめん流しなどの観光資源として、また湊川流域では鰻などの淡水魚養殖に利用されている。このほか、鰻池、鏡池などの湖沼がある。

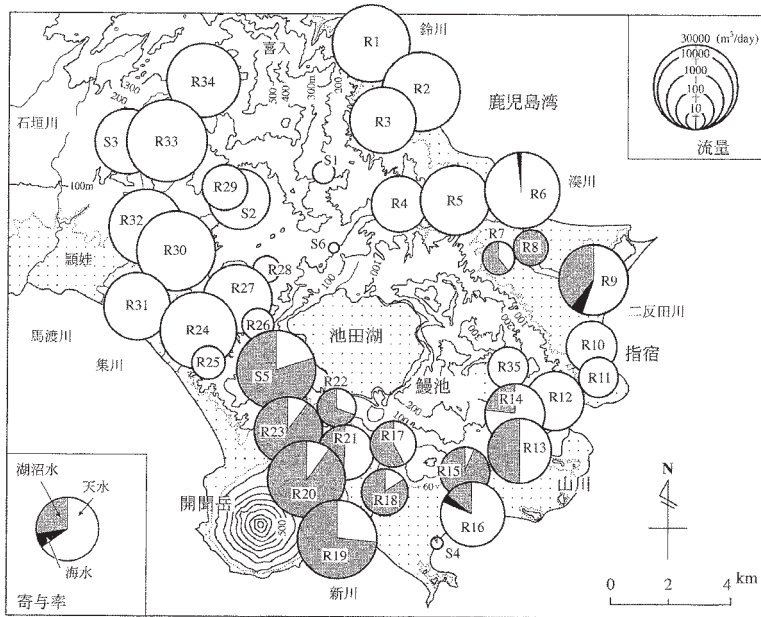
Kawanabe *et al.* (1999) は、指宿地域の河川水、湧水及び温泉水の、酸素及び水素同位体比を調べ、池田湖周辺の湧水・温泉水が、天水・池田湖湖水・海水を端成分とする混合物であることを明らかにした(第10.1図、第10.2図)。池田湖湖水は、特に池田湖の東部及び南部の湧水・河川水への混合率が高く、北東側の湊川河川水

への寄与は少ない。このことは、池田湖からの漏水経路が、地下地質や裂か系の分布に支配されていることを示唆する。

本図幅地域は前述のように降水量は多い。しかし季節ごとの降雨分布が不均一で、更に阿多火砕流堆積物、池田火砕流堆積物などの透水率の高い火砕流台地が広がり、利用できる水資源に乏しかったため、農地の生産性は非常に低かった。昭和44年(1969年)に、本図幅地域周辺の二市四町が共同して南薩畑地灌漑事業事務所が開設され、昭和48年(1973年)から工事が始まり、平成2年(1990年)に完工した。水源として池田湖と周辺の河川群が利用され、^{まわたり たかとり} 顛娃町集川及び加世田図幅内の馬渡川、高取川などから取水し、池田湖に導入して調整池として利用している。池田湖から揚水された水は、南薩地域の各畑に自然流下または加圧して暗渠配水している。現在の畑灌漑面積は、約5,900ヘクタールである(中馬, 1994)。



第10.1図 5万分の1「開聞岳」図幅地域の陸水の酸素同位体比-水素同位体比プロット



第10.2図 5万分の1「開聞岳」図幅地域の陸水の流量と各端成分の寄与率
 R：河川水，S：湧水

文 献

- 荒牧重雄 (1964) 鹿児島県赤水岳の地質と溶結凝灰岩. 地質学雑誌, vol. 70, p. 554-564.
- 荒牧重雄 (1969) 鹿児島国分地域の地質と火砕流堆積物. 地質学雑誌, vol. 75, p. 425-442.
- 荒牧重雄 (1983) 概説: カルデラ, 月刊地球, no. 44, p. 64-72
- 荒牧重雄・宇井忠英 (1966) 阿多火砕流と阿多カルデラ. 地質学雑誌, vol. 72, p. 337-349.
- 地質調査所 (1974) 昭和 48 年度全国地熱基礎調査報告書. No. 5 薩南. 203 p.
- 中馬克己 (1994) 鹿児島の水. かごしま文庫 16, 春苑堂出版, 228 p.
- 第四紀火山カタログ委員会 (1999) 日本の第四紀火山カタログ. CD-ROM, 日本火山学会.
- 壇原 徹 (1995) 第四紀テフラの高精度フィッシュントラック (FT) 年代測定—ジルコンとガラスを用いた測定法の確立に向けて—. 第四紀研究, vol. 34, p. 221-237.
- 藤野直樹・小林哲夫 (1992) 開聞岳起源のコラ層の噴火堆積様式. 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), no. 25, p. 69-83.
- 藤野直樹・小林哲夫 (1997) 開聞岳火山の噴火史. 火山, vol. 42, p. 195-211.
- 藤野直樹・小林哲夫 (1999) 池田カルデラ・開聞火山. 高橋正樹・小林哲夫編フィールドガイド日本の火山 5, 築地書館, p. 122-139.
- 古川博恭・中村真人 (1969) 開聞岳噴火の火山灰層の ^{14}C 年代. 地球科学, 23, p. 259-260.
- 波多江信広・鎌田政明・露木利貞・黒川達爾雄 (1969) 鹿児島県の温泉 指宿地区の温泉 (その 1). 鹿児島県, 71 p.
- 波多江信広・鎌田政明・露木利貞・黒川達爾雄 (1971) 鹿児島県の温泉 指宿地区の温泉 (その 2). 鹿児島県, 43 p.
- 早坂祥三 (1987) 鹿児島湾の地質構造. 地団研専報, no. 33, p. 225-233.
- 保利珠美・富田克利・白木康一・河野元治 (1995) 鹿児島県指宿地域中部に分布する変質鉱物. 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), no. 28, p. 7-28.
- 指宿市役所総務課市誌編纂室 (1985) 指宿市誌. 指宿市役所, 1344 p.
- 井村隆介・大木公彦 (2001) 薩摩半島南部, 知林ヶ島の地形と地質. 鹿児島大学理学部紀要, no. 34, p. 17-23.
- 井上喜之助 (1910) 20 万分の 1 地質図幅「加世田」及び同説明書. 地質調査所, 168 p.
- 石川秀雄・有村兼誠・大木公彦・丸野勝敏 (1979) 阿多火砕流及び開聞岳火山灰層の ^{14}C 年代. 地質学雑誌, vol. 85, p. 695-697.
- 一色直記 (1984) 大島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 120 p.
- 岩倉雅治・鎌田桂子・小林哲夫 (2001) 粒度分布と構成物量比からみた池田火砕流の堆積機構. 火山, vol. 46, p. 117-120.
- 加川博敏・富田克利・大庭 昇・山本温彦 (1989) 鹿児島県山川町鰻池周辺の地質と変質鉱物. 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), no. 22, p. 137-164.
- 鹿児島県 (1965) 鹿児島県砂鉄資源のあらまし. 鹿児島県, 27 p.
- 鹿児島県地下資源開発促進協会 (1998) 鹿児島県地下資源開発年鑑 (平成 10 年度). 57 p.
- 鹿児島県地質図編集委員会 (1990) 鹿児島県地質図 10 万分の 1・鹿児島県の地質. 鹿児島県企画部企画調整課, 117 p.
- 鹿児島県保健環境部生活衛生課 (編) (1992) 鹿児島県の温泉 指宿地域の温泉. 鹿児島県環境技術協会, 125 p.
- 海上保安庁 (1980a) 沿岸の海の基本図 佐多岬 (海底地形図). 6354-5, 海上保安庁.
- 海上保安庁 (1980b) 沿岸の海の基本図 佐多岬 (海底地質構造図). 6354-5-S, 海上保安庁.
- 海上保安庁 (1980c) 沿岸の海の基本図 佐多岬 (調査報告). 海上保安庁, 35 p.
- 海上保安庁 (1981a) 沿岸の海の基本図 枕崎 (海底地形図). 6351-3, 海上保安庁.
- 海上保安庁 (1981b) 沿岸の海の基本図 枕崎 (海底地質構造図). 6351-3-S, 海上保安庁.
- 海上保安庁 (1981c) 沿岸の海の基本図 枕崎 (調査報告). 海上保安庁, 22 p.
- 海上保安庁 (1993a) 鹿児島湾南部 (海底地形図). 沿岸の海の基本図, 6351-2, 海上保安庁.
- 海上保安庁 (1993b) 鹿児島湾南部 (海底地質構造図). 沿岸の海の基本図, 6351-2-S, 海上保安庁.
- 海上保安庁水路部 (1990) 鹿児島湾の海底地形と地質. 火山噴火予知連会報, no. 46, p. 76-78.
- 神谷雅晴・中川 進・西村 進・角 清愛 (1978) 鹿児島県指宿市・揖宿郡指宿地熱地域の熱水変質帯. 地調報告, no. 259, p. 53-580.
- 活断層研究会 (1991) [新編] 日本の活断層-分布図と資料. 東京大学出版会, 437 p.

- 川辺禎久 (1998) 伊豆大島火山地質図. 火山地質図, no.10, 地質調査所.
- 川辺禎久・阪口圭一 (2003) 開聞岳図幅地域の地質 特に指宿火山群の活動について. 日本火山学会講演予稿集 2003 年度秋季大会, p. 128.
- Kawanabe, Y., Yasuhara, M., Marui, A., Kohno, T. and Satoh, Y. (1999) An isotopic study of the groundwater regime of a seepage caldera lake district, southern Japan. *Integrated Methods in Catchment Hydrology* □ *Tracer, remote sensing and New Hydrometric Techniques*, no. 258, IAHS, p. 183-192.
- 川辺禎久・阪口圭一・斎藤 眞・駒澤正夫・山崎俊嗣 (2004) 20 万分の 1 地質図幅「開聞岳及び黒島の一部」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 金原啓司・阪口圭一 (1989) 日本の主要地熱地域の地質と温泉・変質帯分布. 地質調査所報告, no. 270, 482 p.
- 金属鉱業事業団 (1990) 平成元年度 精密調査報告書 南薩地域. 87 p.
- 金属鉱業事業団 (1991) 平成 2 年度 精密調査報告書 南薩地域. 76 p.
- 金属鉱業事業団 (1992) 平成 3 年度 精密調査報告書 南薩地域. 64 p.
- 気象庁 (1996) 日本活火山総覧 (第 2 版). 大蔵省印刷局, 500 p.
- 小林哲夫 (1982) 鹿児島地溝帯と火山性堆積物 (特に指宿地域). 九州の基盤と陥没構造研究報告, 文部省科学研究費総合研究 (A), no. 1, p. 73-75.
- 小林哲夫・成尾英仁 (1980) 池田カルデラの火山活動史. 火山, vol. 25, p. 306.
- 小林哲夫・成尾英仁 (1982) 鹿児島県指宿地域の火山活動とカルデラ地形. 火山, vol. 27, p. 345.
- 小林哲夫・成尾英仁 (1983) 池田カルデラの火山活動と地盤変動. 九州の基盤と陥没構造研究報告, 文部省科学研究費総合研究 (A), 2, p. 84-87.
- 小林哲夫・山本英司・成尾英仁 (1983) 南薩地域 (坊之津・指宿) の地質. 日本地質学会第 90 年学術大会巡検案内書, 日本地質学会, p. 81-93.
- Kobayashi T., Hayakawa Y. and Aramaki S. (1983) Thickness and grain-size distribution of the Osumi Pumice Fall Deposit from the Aira Caldera. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, vol. 28, no. 2, p. 129-139.
- 桑代 勲 (1965) 薩摩半島中南部の地形と地質のあらまし—薩摩半島中南部の火山噴出物 (1) —. 知覧文化, no. 2, p. 81-97.
- 桑代 勲 (1966) 新时期ロームのうち (A) 開聞火山噴出物について—薩摩半島中南部の火山噴出物 (2) —. 知覧文化, no. 3, p. 85-106.
- 桑代 勲 (1967) 新时期ロームのうち (A) 開聞火山噴出物について (その 2) —薩摩半島中南部の火山噴出物 (2) —. 知覧文化, no. 4, p. 73-94.
- 桑代 勲 (1968) 開聞岳火山の形成過程について. 鹿児島県地理紀要. no. 16, p. 21-28.
- 九州活構造研究会編 (1989) 九州の活構造. 東京大学出版会, 553 p.
- 町田 洋・新井房夫 (1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰—. 第四紀研究, vol. 17, p. 143-163.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス 日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336 p.
- 町田 洋・森脇 広 (2001) 鹿児島地溝の火山群. 町田 洋・太田陽子・河名俊男・森脇 広・長岡信治編 日本の地形 7 九州・南西諸島, 東京大学出版会, p. 148-176.
- 松本哲一・宇井忠英 (1997) 阿多火砕流堆積物の K-Ar 年代. 火山, vol. 42, p. 223-225.
- 松本唯一 (1938) 指宿火山概説. 地質学雑誌, vol. 45, no. 537, p. 499-500.
- Matumoto, T. (1943) The four gigantic caldera volcanoes of Kyusyu. *Japan. Jour. Geol. Geograph.*, vol. 19, Special number, 59 p.
- Matumoto, T. (1963) Caldera volcanoes and pyroclastic flows in Kyushu. *Bull. Volcanol.*, vol. 26, p. 401-413.
- 松本達郎・大塚裕之・大木公彦 (1973) 鹿児島県下の四万十帯から産した白亜紀化石. 地質学雑誌, vol. 79, p. 703-704.
- Nagaoka, S. (1988) The Late Quaternary Tephra Layers from the Caldera Volcanoes in and around Kagoshima Bay, Southern Kyushu, Japan. *Geograph. Rep. Tokyo Metr. Univ.*, vol. 23, p. 49-122.
- 長岡信治 (1988) 最終間氷期に起きた鬼界カルデラの珪長質火砕流噴火と火砕サージの形成. 地学雑誌, vol. 97, p. 156-169.
- 宮久三千年 (1966) 鹿児島県池田湖西部地区金銀鉱床調査報告. 鹿児島県, 29 p.
- 中村真人 (1967) 開聞岳の火山噴出物と火山活動史—特に噴出物の量と時代関係について—. 火山, vol. 12, p. 129-131.
- 中村真人 (1971) 開聞岳火山の岩石学的研究. 地質学雑誌, vol. 77, p. 359-364.
- 中村真人 (1980) 指宿火山地域における新しい火山活動の可能性. 火山, vol. 25, p. 195-205.
- 中村真人 (1984) 開聞岳山頂部の溶岩円頂丘. 空中写真による日本の火山地形, 東京大学出版会, p. 38-39.
- 成尾英仁 (1984) 開聞岳噴出物と遺跡の関係—特に初期噴出物の関係について—. 鹿児島考古, no. 18, p. 193-215.
- 成尾英仁 (1986) 開聞岳と遺跡. 隼人文化, no. 18, p.

- 47-60.
- 成尾英仁 (1988) 南九州における弥生-平安時代の活動史. 鹿児島県地学会誌, no. 61, p. 8-16.
- 成尾英仁 (1992a) 大隅半島南部における遺跡の火山噴出物—特に開聞岳噴出物について—. 鹿児島県地学会誌, no. 66, p. 3-19.
- 成尾英仁 (1992b) 指宿市橋牟礼川遺跡における開聞岳噴出物と災害の様相. 鹿児島県地学会誌, no. 67, p. 1-15.
- 成尾英仁 (2001) 鹿児島県指宿市水迫遺跡のテフラとそれに関連したイベント. 鹿児島県立博物館研究報告, no. 20, p. 1-13.
- 成尾英仁・小林哲夫 (1980) 池田カルデラの火山活動史. 火山, vol. 25, p. 306.
- 成尾英仁・小林哲夫 (1983) 鹿児島県指宿地域の火山活動史—阿多火砕流以降について—. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 309.
- 成尾英仁・小林哲夫 (1984) 池田カルデラ形成時の降下堆積物. 火山, vol. 29, p. 148.
- 成尾英仁・小林哲夫 (1995) 噴火によって生じたクラスティックダイク. 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), no. 41, p. 287-299.
- 成尾英仁・永山修一・下山 覚 (1997) 開聞岳の古墳時代噴火と平安時代噴火による災害—遺跡発掘と史料からの検討—. 月刊地球, no. 214, p. 215-222.
- 日本地熱調査会 (1976) 昭和50年度地熱開発精密調査報告書 No.12 薩南. 132 p.
- 日本地熱調査会 (2000) 新版 わが国の地熱発電所設備要覧. 254 p.
- 日本地熱資源開発促進センター (1979) 昭和52年度発電用地熱開発環境調査報告書 No.6 伏目地区. 283p.
- Okada, H., Yasuda, Y., Yagi, M. and Kai, K. (2000) Geology and fluid chemistry of the Fushime geothermal field, Kyushu, Japan. *Geothermics*, vol. 29, p. 279-311.
- 奥野 充 (2002) 南九州に分布する最近約3万年間のテフラの年代学的研究. 第四紀研究, vol. 41, p. 225-236.
- 奥野 充・小林哲夫 (1991) 鍋島岳火山の地質. 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), no. 24, p. 23-35.
- 奥野 充・小林哲夫・中村俊夫 (1993) 南九州, 鍋島岳テフラ層中の炭化木片の加速器 ^{14}C 年代. 火山, vol. 38, p. 91-94.
- 奥野 充・成尾英仁・新井房夫・小林哲夫 (1995) 大隅半島南部に分布する後期更新世テフラ. 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), vol. 28, p. 101-110.
- 奥野 充・成尾英仁・中村俊夫・小林哲夫 (1996) 南九州, 池田湖テフラ層に関連する試料の加速器 ^{14}C 年代. 名古屋大学古川総合研究資料館報告, no. 12, p. 49-55.
- 大場忠道 (1991) 酸素同位体比層序から見た阿蘇4テフラ及び阿多テフラ. 月刊地球, no. 142, p. 224-227.
- 小野晃司・曾屋龍典・細野武男 (1982) 薩摩硫黄島地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 80 p.
- 太田良平 (1966) 鹿児島県指宿地方地質調査報告. 地調月報, vol. 17, p. 129-139.
- 阪口圭一・宇井忠英 (1979) 鹿児島県根占地域の火砕堆積物の再検討. 火山, 第2集, vol. 24, p. 187.
- 阪口圭一・宇井忠英 (1983) 火砕流流走中の異質岩片の取り込み—田代火砕流堆積物における検証—. 火山, vol. 28, p. 317-320.
- 阪口圭一・野田徹郎・高橋正明・駒澤正夫 (2000) 九州地熱資源図, 1:500,000. 特殊地質図, 31-3, 地質調査所, 88 p.
- 逆瀬川敏夫 (1969) 鹿児島県指宿付近の粘土鉱床. 九州大学理学部研究報告 (地質学之部), 吉村豊文教授記念号, vol. 9, p. 53-58.
- 瀬谷 清 (1966) 鹿児島県指宿地熱地帯の重力分布ならびにその地下構造について. 地調月報, vol. 17, p. 140-152.
- Shibata, K. and Nozawa, T. (1968) K-Ar ages of acid rocks of Noma-misaki and Hioki mountains, Kyushu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 19, p. 233-236.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (2001) 地熱開発促進調査報告書 No. B-6 辻之岳地域. 878p.
- 新エネルギー総合開発機構 (1986) 地熱開発促進調査報告書 11, 池田湖周辺地域. 685 p.
- 鈴木桂子・宇井忠英 (1981) 阿多火砕流の流動方向. 火山, vol. 26, p. 57-68.
- Suzuki, K. and Ui, T. (1982) Grain orientation and depositional ramps as flow direction indicators of a large-scale pyroclastic flow deposit in Japan. *Geology*, vol. 10, p. 429-432.
- 鈴木達郎・山本温彦・大木公彦・小林哲夫・根建心具 (1985) 鹿児島県火砕流分布図. 鹿児島大学特定研究「南九州における火砕流堆積物の時空分布に関する研究」, 鹿児島大学理学部.
- 津久井雅史・川辺禎久・新堀賢志 (印刷中) 三宅火山地質図. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 通商産業省 (1969) 昭和43年度金鉱山の基礎的地質鉱床調査報告書「南薩地域」. 5 p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1985) 昭和59年度広域調査報告書「南薩地域」. 180 p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1999) 平成10年度広域地質構造調査報告書「南薩地域」. 131 p.
- 上本進二 (1989) 南関東のテフラ層における波状帯の形成—地震によるテフラの液化化と波状帯の形成及び遺物の移動—. 考古学と自然科学, no. 21, p. 73-84.

- 宇井忠英 (1967) 鹿児島県指宿地方の地質. 地質学雑誌, vol. 73, p. 477-490.
- Ui, T. (1971) Genesis of magma and structure of magma chamber of several pyroclastic flows in Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Ser. II*, vol. 18, p. 53-172.
- 宇井忠英 (1973) 幸屋火砕流—極めて薄く広がり堆積した火砕流の発見. 火山, vol. 18, p. 153-168.
- 宇井忠英・鈴木桂子・阪口圭一・徳永桂子・駒澤正夫 (1983) 中・南部鹿児島湾周辺のカルデラと火砕流. 月刊地球, no. 44, p. 110-115.
- 宇井忠英・井田喜明・林信太郎・鎌田浩毅・川辺禎久・加藤幸弘・千葉達朗・藤田浩司・塩谷みき・林 豊・宇平幸一 (2003) 活火山の再定義とランク分け. 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集 (CD-ROM), 2003, V055-P031.
- 浦島幸世・池田富男 (1987) 布計, 大口, 黒仁田, 花籠各鉱床の氷長石の K-Ar 年代. 鉱山地質, vol. 37, p. 205-213.
- 宇都浩三・阪口圭一・寺岡易司・奥村公男・駒澤正夫 (1997) 20 万分の 1 地質図幅「鹿児島」. 地質調査所.
- 山本英司・山本温彦・大庭 昇 (1970) 鹿児島県薩摩半島花崗岩質岩類について. 岩鉱, vol. 64, p. 95-103.
- 吉村雄三郎・伊藤寿恒 (1994) 鹿児島県山川町伏目地区における地熱探査とその開発. 資源地質, vol. 44, p. 315-330.
- 吉村雄三郎・柳本 裕・中込 理 (1985) 鹿児島県伏目地区の地熱構造について. 地熱, 22, no. 3, p. 1-28.

Geology of the Kaimon Dake District

By

Yoshihisa KAWANABE* and Keiichi SAKAGUCHI* *

(Written in 2003)

(ABSTRACT)

OUTLINE

The Kaimon Dake district is located in the southern part of the Kyusyu Island, and includes the southeastmost part of the Satsuma Peninsula. It occupies an area between longitude 130 30'E and 130 45'E, and between latitude 31 10'N and 31 20'N in the Japanese Geodetic Datum. The rocks of this area is mainly composed of Neogene to Quaternary volcanic rocks except the northwestern tip of the area where Cretaceous sedimentary rocks distribute. The Kaimon Dake district is a very active volcanic field from Late Miocene to Holocene. The simplified geological map is shown in Figure 1, and the stratigraphic summary is shown in Figure 2.

In the middle of the area, there is the Onkadobira Fault Scarp, which reflects NE - SW oriented normal fault. The older Cretaceous to Neocene geological units distributed in the northwestern area of the scarp and Pleistocene Ata Pyroclastic Flow Deposit covers them. In the southeastern side of the scarp, Pleistocene to Holocene volcanic rocks younger than Ata Pyroclastic Flow Deposit distribute on the surface.

Matumoto (1943) thought the Ata "caldera" is located at the mouth of the Kagoshima Bay and the Ata pyroclastic flow eruption (110ka) has made "Ata caldera" and the Onkadobira Fault Scarp is the western rim of the "Ata caldera". But the vent of the Ata pyroclastic flow is not located in the "Ata caldera" because of its depositional structure, xenolith's composition and gravity anomaly. The "Ata caldera" is a horst and graven structure since Pliocene.

Mesozoic

The Cretaceous sedimentary rocks of the Shimanto Terrane are exposed in the northwestern tip of this area. The Chiran Formation, which is the normal sediments of the Shimanto Terrane, is composed of sandstone, mudstone and alternation of these rocks. The sedimentary rock fragments of the Shimanto Terrane also found as xenoliths in Cenozoic volcanic rocks, thus the rocks of the Shimanto Terrane distribute beneath the Cenozoic volcanic rocks.

Cenozoic

After the Middle Miocene intrusion of the Satsuma Peninsula Acidic Rocks, which is found only as xenolith and in drilling cores in the Kaimon Dake district, the Nansatsu Volcanic Rocks covered almost all area of southern Satsuma Peninsula. The Nansatsu Volcanic Rocks composed of andesite and dacite lavas and volcanic breccia associated with tuff and siltstone. In the Kaimon Dake

* Institute of Geology and Geoinformation

* * Institute for Geo-Resources and Environment

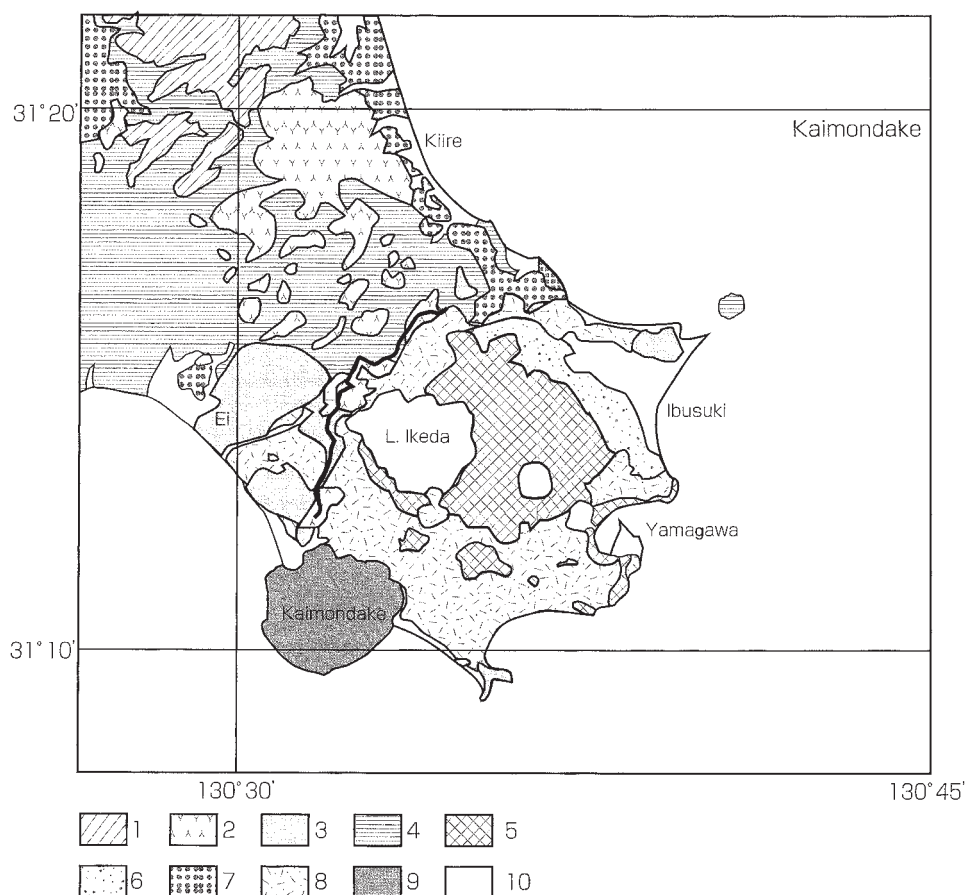


Fig. 1 Summary of the geology of the Kaimon Dake district

district, the Nansatsu Volcanic Rocks distributes in the northwestern area of the Onkadobira Fault Scarp and also found in the drilling cores from the southeastern part of the district. The age of the Nansatsu Volcanic Rocks are Late Miocene to Late Pliocene.

The volcanic activity continued even in Quaternary. The Ibusuki Volcano Group consists of many isolated volcanic bodies. The Ibusuki Volcano Group older than the Ata Pyroclastic Flow are divided into the Older and Middle Ibusuki Volcano Group. The Older Ibusuki Volcano Group is composed of eroded volcanic bodies of rather altered andesite to dacite lavas and pyroclastics. The age of the Older Ibusuki Volcano Group is about 1.2 Ma to 0.2 Ma. The Middle Ibusuki Volcano Group keeps original volcanic surface and covered by the Ata Pyroclastic Flow Deposits without significant unconformity. The rock types of the Middle Ibusuki Volcano Group are andesite to dacite except basaltic Onodake volcano.

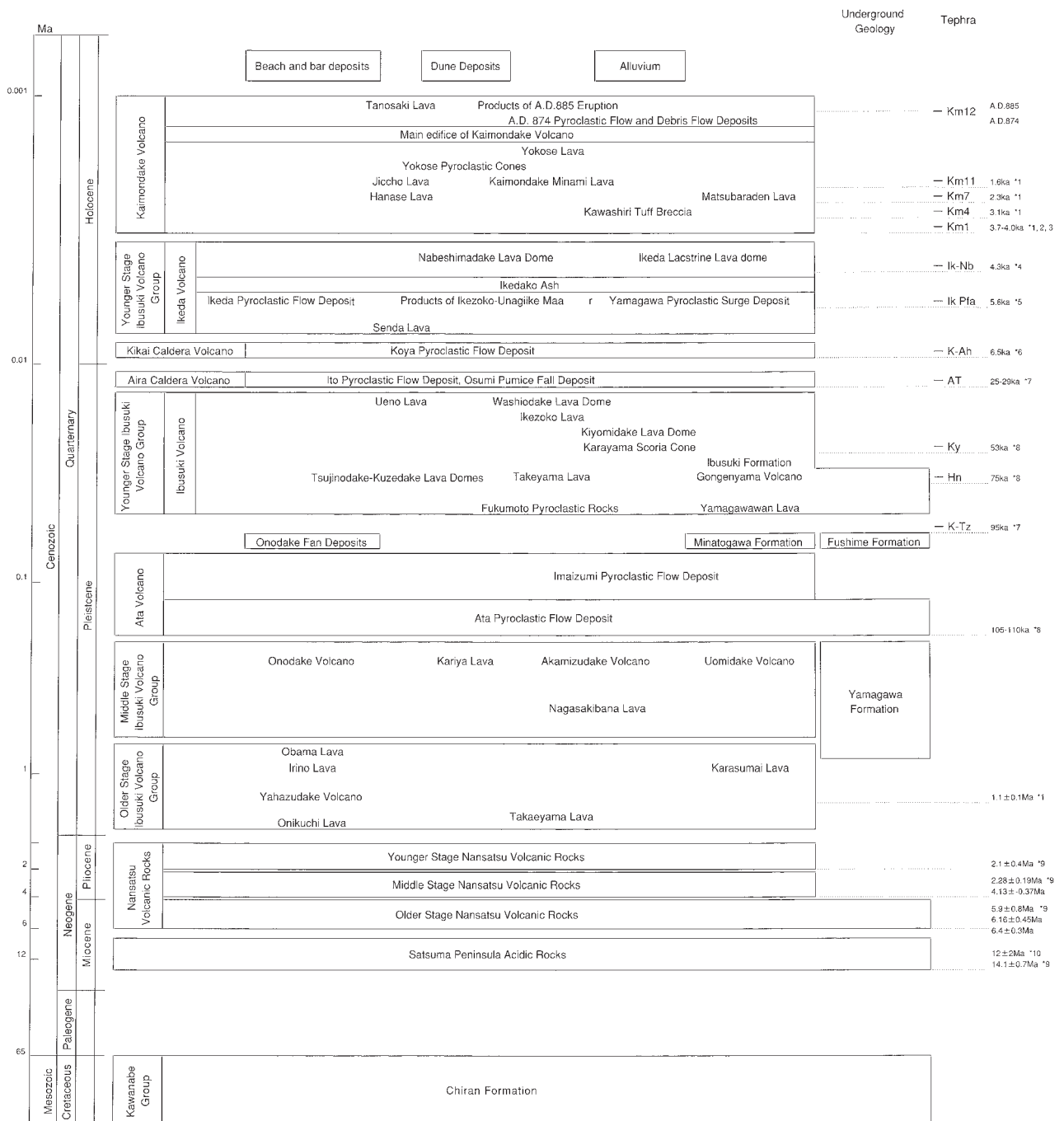
After the Ata Pyroclastic Flow erupted at 110 ka, The Younger Ibusuki Volcano Group began its activity and formed the Ibusuki Volcano that is a cluster of small stratovolcanoes, lava domes and lava flows. The rock types of the Ibusuki Volcano are pyroxene andesite to dacite. After the activity of the Ibusuki Volcano, the 29 to 25 ka Ito Pyroclastic Flow/Osumi Pumice Fall Deposit erupted from the Aira caldera and the 6.3 ka Koya tephra erupted from the Kikai caldera covered the Kaimon Dake district.

The Younger Ibusuki Volcano Group resumed its activity and the Ikeda Volcano erupted at 5.6 ka. The Ikeda caldera and several craters and maars were made along with WNW-ESE line. The Nabeshimadake Volcano was made at the southern rim of the Ikeda caldera at 4.3ka. The rock type of the Younger Ibusuki Volcano Group is mainly hornblende dacite.

A basaltic stratovolcano, Kaimondake Volcano, began its activity at 4ka. There are historic records of eruptions, AD874 and AD885.

Many hot springs are utilized as spa resort for long time in Ibusuki region. A geothermal power plant is working at Yamagawa town.

There are many gold/silver ores in this district but non of them are working.



¹ New Data, ² Ishikawa et al., 1979, ³ Furukawa and Nakamura, 1969, ⁴ Okuno et al., 1993, ⁵ Okuno et al., 1996, ⁶ Okuno, 2002, Machida and Arai, 2003, ⁸ Okuno et al., 1995, ⁹ Agency for Natural Resources and Energy, MITI, 1985, ¹⁰ Shibata and Nozawa, 1968

Fig. 2 Stratigraphic summary of the Kaimon Dake district

執筆分担

| | |
|----------------|-----------|
| 第1章 地形 | 川辺禎久 |
| 第2章 地質概説 | 川辺禎久 |
| 第3章 白亜系 | 川辺禎久 |
| 第4章 第三系 | 川辺禎久 |
| 第5章 第四系 | 川辺禎久 |
| 第6章 第四紀完新世火山岩類 | 川辺禎久 |
| 第7章 活断層・地震 | 川辺禎久 |
| 第8章 自然災害 | 川辺禎久 |
| 第9章 応用地質 | 阪口圭一・川辺禎久 |
| 第10章 水文地質 | 川辺禎久 |

文献引用例

川辺禎久・阪口圭一（2005）開聞岳地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）．
産総研地質調査総合センター，82 p.

章単位での引用例

川辺禎久（2005）開聞岳地域の地質，第1章 地形，地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）．
産総研地質調査総合センター，p.1-6.

Bibliographic reference

Kawanabe, Y. and Sakagachi, K. (2005) Geology of the Kaimon Dake district. Quadrangle Series, 1:50,000,
Geological Survey of Japan, AIST, 82 p. (in Japanese with English abstract 3 p.) .

Bibliographic reference of each chapter

Kawanabe, Y. (2005) Geology of the Kaimon Dake district, Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000,
Geological Survey of Japan, AIST, p.1-6 . (in Japanese) .

地域地質研究報告（5万分の1地質図幅） 開聞岳地域の地質

平成17年2月28日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-1 中央第7

TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 岩見印刷株式会社
