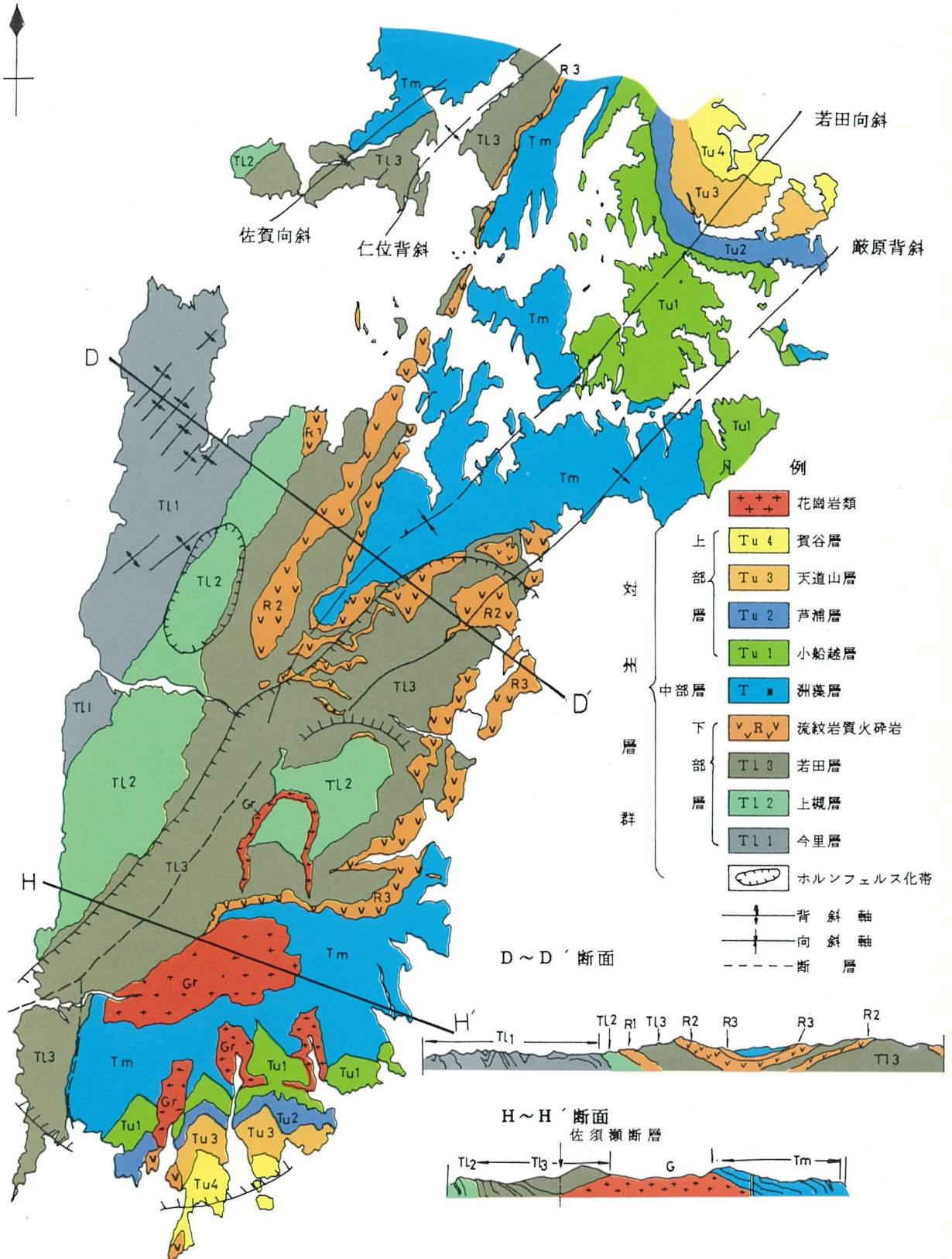
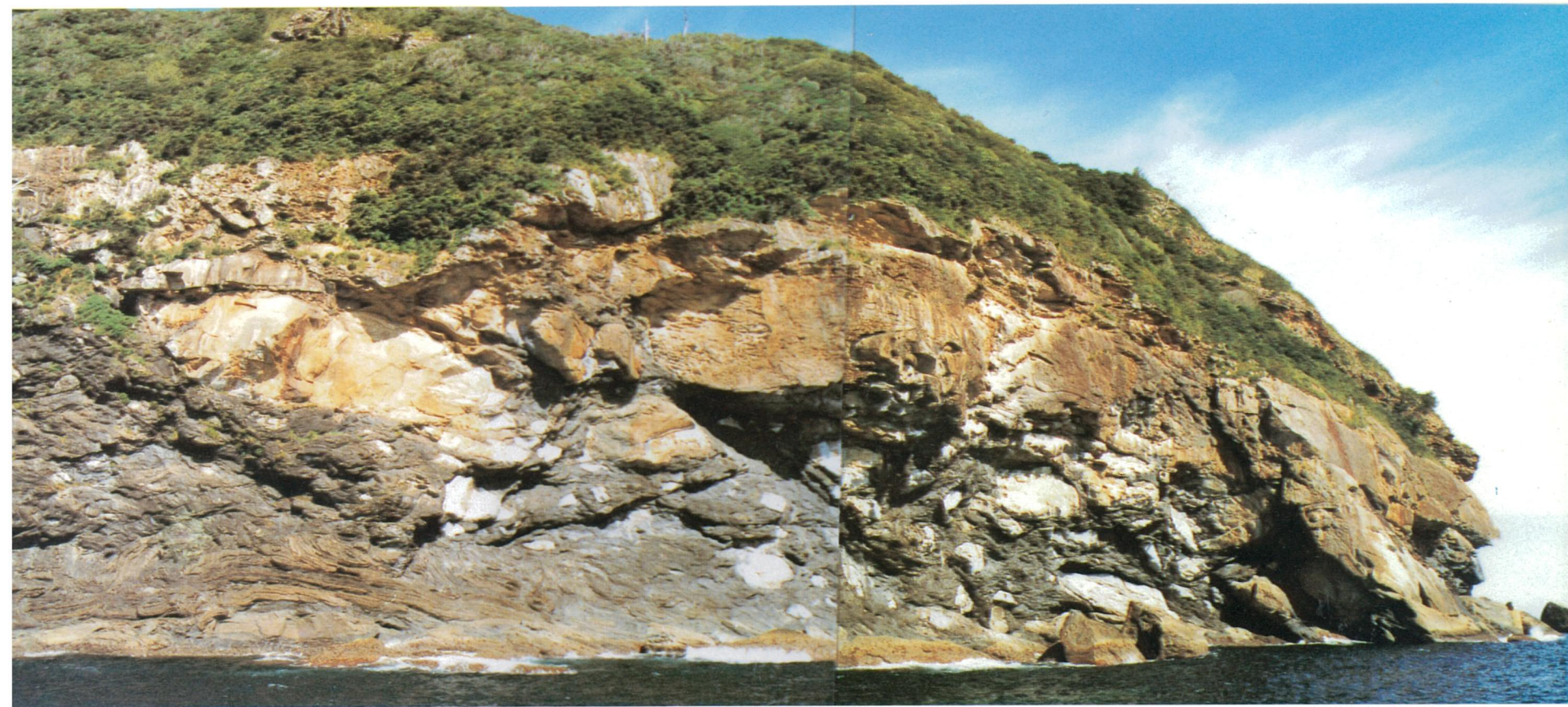


4-2 对馬(下島~上島南部)地質図

縮尺 1/150,000





下島最南端に分布する対州層群の最上層(Tu4)の泥岩中に砂岩のスランブ礫の混入状況

対馬(下県区域)の地質 (1)

元サンコーコンサルタント株式会社技術長 千葉 正美

目 次

- 1 緒言—調査経過
- 2 既往の研究調査
- 3 調査概要
- 4 地形・地質
 - 4-1 地形概説
 - 4-1-1 浅茅湾周辺
 - 4-1-2 山地
 - 4-1-3 海岸部
 - 4-2 地質概説
 - 4-3 地質構造の概要
 - 4-4 地質詳説
 - 4-4-1 地質層序
 - 4-4-1-1 対州層群下部層
 - 4-4-1-2 対州層群中部層
 - 4-4-1-3 対州層群上部層
 - 4-4-1-4 火成岩
 - 4-4-1-5 段丘堆積物・沖積層
 - 4-4-2 地質構造
 - 4-4-2-1 褶曲構造
 - 4-4-2-2 断層
 - 4-4-2-3 堆積構造
 - 4-4-3 リニアメント
- 5 岩石試験
 - 5-1 試料の採取及び整形
 - 5-2 岩石試験方法 (省略)
 - 5-3 岩石試験結果
 - 5-3-1 一軸圧縮強度
 - 5-3-2 超音波伝播速度
 - 5-3-3 見掛比重
 - 5-3-4 吸水、膨脹試験
 - 5-4 岩石顕微鏡鑑定
 - 5-5 X線分析
- 6 水文調査結果
 - 6-1 水文気象調査
 - 6-2 流量調査
 - 6-3 水利用実態調査
 - 6-3-1 飲料水

- 6-4 トンネル掘削に伴う湧水域の推定
 - 6-4-1 トンネル恒常湧水量の推定
 - 6-4-2 水文環境への影響
- 7 地質工学的考察
 - 7-1 対馬地域に於ける岩盤状態の問題点
 - 7-2 A、Bルートと比較
- 8 まとめ

1 緒言—調査経過

1982年2月9日、日韓トンネル地形・地質小委員会発足以来鋭意日韓トンネル関係の地形・地質の資料収集が始まり、1982年6月20日、既存地形・地質資料収集業務が発注され、1982年6月30日には陸上部第1次地質調査が糸島半島地区、東松浦半島地区、杵岐島地区、対島地区の4地区で同時に開始された。

この報告は対馬地区の陸上部の地質調査結果の報告である。

2 既往の研究調査

対馬陸域における既往の研究調査を下表に一括する。

表-2・1 既往の研究調査

No.	発行年	著者等	雑誌記要等	題 名
105	1944	今野 円盛 松本 達郎	MS	対馬地質調査中間報告
107	1981	井上 英二	地 質 ニュース	対馬海峡をめぐる白亜系・第三系の地質学的問題 —その1—陸域部の地質比較
108	1982	井上 英二	地 質 ニュース	対馬海峡をめぐる白亜系・第三系の地質学的問題 —その2—海城の地質及び総括
122	1951	石島 涉	地質学雑誌	対馬北端海老島の石灰岩
124	1962	石井 泰義	対馬総合 学術報告書	対馬の地形調査
125	1965	磯見 博 他1名	地質学雑誌	対馬北端、海老島にみられる鮮新統と対州層群の不整合関係 —対州層群の時代論に関する資料—
127	1971	磯見 博 長浜 春夫	九大シンポ ジュウム 資 料	対馬・五島海域の地質
128	1949	岩生 剛一	第 3 集	長崎県対州層群の白土及び礫石の産業原料
181	1969	北井 恒雄	岩 誌	五島列島、対馬に分布する礫基性および中性深成岩類について
204	1963	鎌田 幸彦	長崎県理科 教育資料	対馬地質概説

No	発行年	著者等	雑誌記事等	題名
212	1970	MASUDA, K	国立科博 専 報	Molluscan fauna from the Taishu Group Thushima Island Nagasaki pref. Japan
214	1970	松橋 秀郎 桐生 清他	国立科博 専 報	対馬下島・対州鉾山付近の地質について
227	1969	松本 達郎	国立科博 専 報	対馬の地質とその問題点
228	1970	松尾 秀邦	国立科博 専 報	対馬の古第三紀植物化石について(概報)
275	1965	長浜 春夫 他1名	地質学雑誌	対州層群の古流系(演習)
277	1967	長浜 春夫	佐々保雄 教授 還暦記念	対州層群の古流系
280	1971	長浜 春夫	地調月報	長崎県対馬佐須奈地域の対州層群に見られる褶曲構造
281	1972	長浜 春夫	日本地質学 会 第79年 学術大会	対州層群の砂岩、泥岩互層中にみられる香状連痕の古流向(演習)
282	1978	長浜 春夫	地調研究 発表 会	対馬、対州層群中の赤石礫岩の供給源(韓国白亜系との関係)
306	1969	岡田 博有	国立科博 専 報	対馬北部地質断面の予想的研究
307	1970	岡田 博有 藤山 家徳	国立科博 専 報	対馬中部、塩浜付近の対州層群中のサイクルと堆積
308	1970	岡田 博有	鹿大理科 報 告	対馬南部、小茂田付近における対州層群下部の堆積型式
309	1971	岡田 博有	九大シンポ ジウム 資 料	対州層群(対馬)の堆積環境に関するノート
310	1971	岡田 博有 柴田 秀道	鹿大理科 報 告	対馬北部の地質
335	1971	坂本 政雄	志岐・対馬 自治会 学術報告書	志岐・対馬の地質
340	1958	笹倉 正夫 他1名	鉾山地質	対州鉾山の地質および鉾床(演習)
341	1913	佐藤 伝蔵	地質学雑誌	対馬の地勢及び地質
342	1914	佐藤 伝蔵	地質学雑誌	対馬の地勢及び地質
346	1961	沢田 秀徳 喜田河 原二		5万分の1地質図幅「仁僧」および解説明書
371	1970	須崎 裕吉 他2名	地質調査所	蔵原町北部地域の白土ならびに陶石鉾床
374	1958	TAKAHASHI Kiyoshi	国立科博 専 報	Sabalites aus den Wakata Schichten von Tsushima Nordkyushu.
375	1969	高橋 清	Trans.Proc Palent.soc. Japan.N.S	対州層群の研究
376	1970	高橋 清 松橋 秀郎	長崎大教育 部紀要	対州鉾山付近の対州層群にみられる流痕について
377	1974	高橋 清 他1名	長崎大教育 部紀要	対馬上島地域の対州層群下部の軟体動物化石について
391	1952	立岩 巖	長崎大教育 部紀要	朝鮮方向の構造について
393	1976	立岩 巖	地 質	朝鮮-日本列島地帯地質構造論考
395	1954	田山 利三郎	東大出版会	対馬の海岸並びに海岸地形概観
400	1975	高田 幸臣 山下 明夫 他8名	地質学雑誌 九学協会 対馬 地質調査会	対馬西方海域の海底地質
414	1972	通商産業省	九大理研報 (地質)	昭和46年度 広域調査報告書対馬上島地域

No	発行年	著者等	雑誌記事等	題名
415	1973	通 産		昭和47年度 広域調査報告書対馬上島地域
416	1974	通商産業省 資源エネルギー庁		昭和48年度 広域調査報告書対馬上島地域
T-1	1976	寺島 進世 吉沢 正夫	鉾山地質	対馬の磁気構造の解析について
419	1959	上原 幸雄	日 誌	対州鉾山の新鉾床探査
421	1959	上原 幸雄	鉾山地質	対州鉾山の地質鉾床とその探鉱について
423	1961	上原 幸雄 他1名	鉾山地質	対州鉾山の地質構造と富鉾部の関係について
424	1964	上原 幸雄 他1名	鉾山地質	対州鉾山における鉾脈の上下変化と探査
427	1970	上野 輝弥	国立科博 専 報	対馬・対州層群産出の魚類化石について
429	1971	氏 家 宏	九大シンポ ジウム資料	対馬海峡における浮遊性有孔虫殻の堆積状況
437	1947	和田 利雄	地質学雑誌	長崎県下県都蔵原町陶石鉾床予備調査
439	1973	渡辺 博光	長崎県 地学会誌	対馬旧蔵原町付近の地質
440	1975	渡辺 博光	長崎県 地学会誌	対馬・峰村吉田一貫佐間の露頭観察
441	1970	渡辺 忠重 他1名	国立科博 専 報	対馬舟状海盆より得られた具化石の年代とその地質学的意義
449	1970	矢島 蓮華 他2名	学術研究 生物学・ 地 学 編	長崎県下県都蔵原町地域の白土ならびに陶石鉾床

3 調査概要

対馬地区に於ける調査の概要は以下の通りである。

- 1、調査件名：日韓トンネル陸上部第1次地質調査(対馬地区)
- 2、調査目的：対馬上島最南部及び下島と周辺の小島を含む地区に於て、リニアメント調査、地表地質調査及び水文調査を行い、この地区の地質層序、地質構造並びに水文学的状况を把握し、日韓トンネル計画における陸上部の基礎資料を得ることを目的とする。
- 3、調査場所：対馬地区(長崎県下県都のトフ崎と猫崎とを結ぶ線より南部地区で、上島の南部と浅茅湾の^{あそつ}小島を含み、下島及び周辺の小島を含む)。

4、調査期間：昭和57年7月1日～昭和57年11月30日

5、調査内容

1) リニアメント調査

1/20,000の空中写真を用いて、断層の可能性をもつリニアメントを抽出し、抽出したリニアメントについては、文献調査との対比を行い、地質調査により確認を行う。

2) 地表地質調査(概査)

国土地理院発行の地形図(1/25,000)を延図して作成した1/10,000地形図に基づいて、地質踏査を実施し、ルートマップを作成し、「地質平面図(1/25,000)」及び「地質断面図(1/25,000)」を作成する。

3) 岩石試験

地質踏査に際し、露頭からブロックサンプルを採取し、これを整形し岩石試験を実施する。

- i. 一軸圧縮強度試験 …………… 40試料
- ii. 超音波伝播速度測定 …………… 40試料
- iii. 比重測定 …………… 40試料
- iv. 吸水膨脹試験 …………… 12試料
- v. X線分析 …………… 12試料
- vi. 岩石顕微鏡鑑定 …………… 16試料

4) 水文調査

水文調査は、日韓トンネルと水文事項との関連性の概略を知るために以下の調査を実施する。

- i. 主要河川の流量調査
- ii. 各集落の水利用の実態調査
 - (i) 簡易水道・井戸(本数、深度)
 - (ii) 農業用水利用状況
- iii. トンネルの湧水量及びその湧水の結果生じる湧水域の予測調査
- iv. 気象庁等による過去10年間の降水量、気温等の気象状況調査

4 地形・地質概説

4-1 地形概説

対馬は韓半島と九州のほぼ中間に位置する日本海南西端の島嶼である。対馬は長軸方向を約70km、短軸方向を約10～15kmとし、北北東-南南西方向に伸長し、その西側には対馬舟状海盆が対馬の伸びに平行して分布している。

対馬は、溺れ谷である浅茅湾^{あさやう}をはさんで、その北側の上島と南側の下島とに分かれている。両島を通じ西海岸は直線的な海岸線及び海蝕崖が発達する。この直線的な崖は氏家・満岡(1969)などによって波浪と掃流で後退した断層線崖と推定されているが、島内の地質構造から直接これを立証するデータは得られていない(図-4・1参照)。

島内の地形の特徴としては、島の伸びにやや斜交する方向の北東-南西方向の山稜と下島南部の東-西方向の山陵及び小河川で代表される地質構造の影響による差別侵蝕地形があげられる。

以下、浅茅湾周辺、山地及び海岸部に3区分して地形を概説する。

4-1-1 浅茅湾周辺

浅茅湾周辺は標高100m以下の多数の小島と複雑に入りくんだ海岸線が特徴的に発達する溺れ谷地形を呈する。複雑に入りくんだ湾は、その大部分が地質構造を反映した北東-南西方向の伸長を示す。これらの湾奥には、狭小な沖積地が発達する。

浅茅湾全体をみると西側に開いた形をしており、東側は大船越^{おおふなこし}の水道及び女護島の開削による水道によってのみ外洋に通じている。

小島及び入りくんだ湾の頻度は西側に比べ東側(湾奥部)に顕著な発達がみられる。尚溺れ谷地形は浅茅湾に最も顕著であるが、対馬全体の海岸沿いにも認められる。

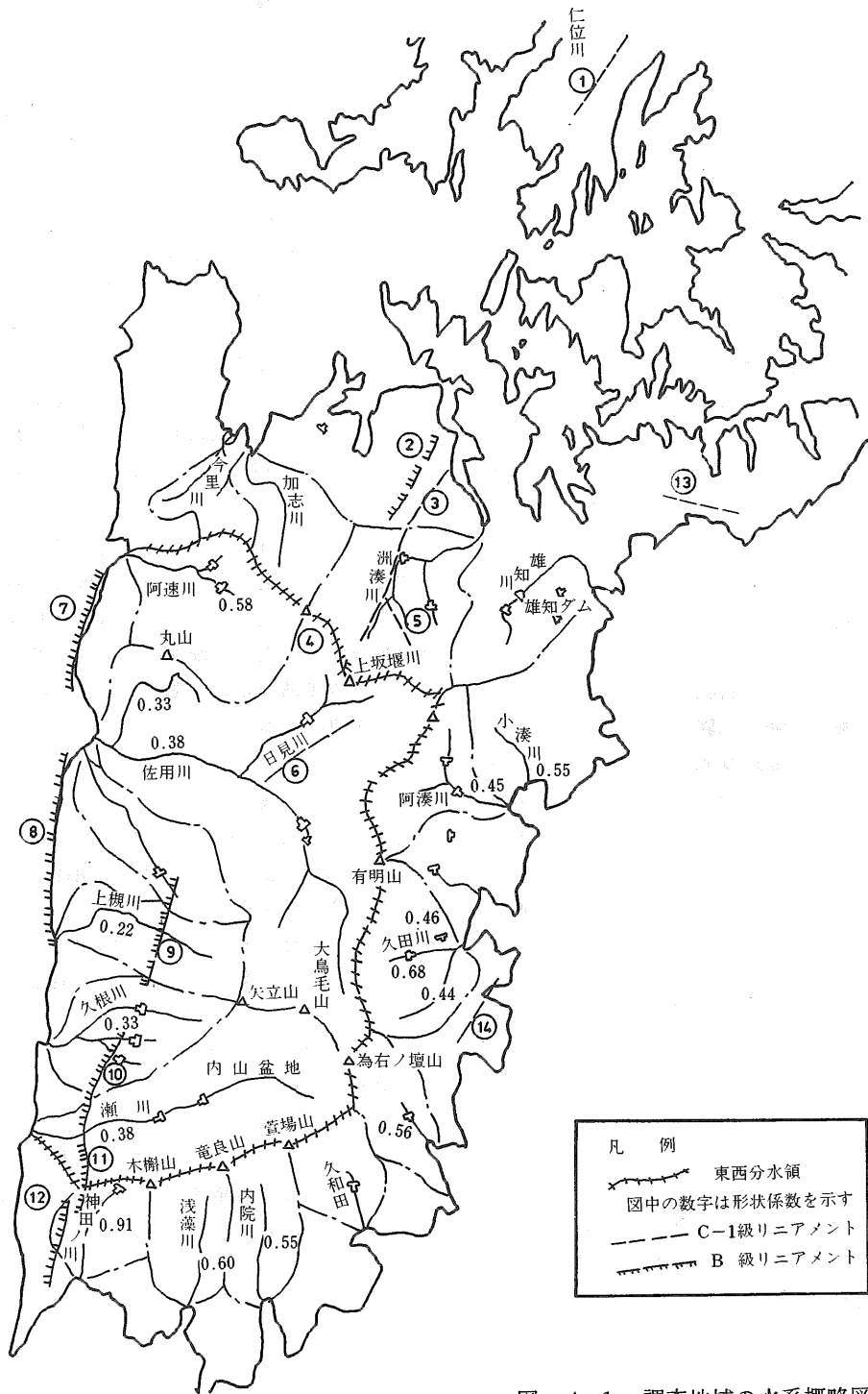


図-4・1 調査地域の水系概略図
(及びリニアメント図)

4-1-2 山地

対馬下島の陸上部の地形は白嶽（標高519m）、黒土山（同499m）を含む北東-南西方向に平行する稜線と対馬の最高峰である矢立山（同648.5m）を含み、大鳥毛山（同555m）、舞石の壇山（同536.4m）、萱場山（同512m）、竜良山（同558.5m）、木榎山（同515.4m）と連続する東-西方向の稜線が特徴的である。

前者は、向斜構造に沿って分布する流紋岩の残丘であり、後者は花崗岩の侵入により生じたホルンフェルス帯が周辺の堆積岩類に比べ硬質なため残丘として形成された高地である。また内山盆地は内山付近に分布し、ホルンフェルスの長円形の山地の中心に花崗岩からなる侵蝕盆地が形成されたものであり、東-西4km、南-北0.6kmの細長い盆地をなしている。

この他に、主として下島の西半部は、堆積岩からなる地質構造を反映する。標高250~300mの山頂を有し北東-南西方向に平行する山稜が認められる。このような堆積岩類の地質構造を反映した地形は、この他に上島南部の大漁湾から芦浦にかけての地域では、この地域に分布する緩い向斜構造を反映した東側に開く弓状の稜線及び海岸線が特徴的である。

下島の東半部は、主としてホルンフェルス帯と流紋岩とからなり袖振山（標高312m）、成相山（同416m）、有明山（同558.2m）、竜本山、断伐山などからなる比較的高い山頂を有する山陵が北東-南西方向に連なる。この東半部の山稜は、西半部の山稜が約1km上の間隔で平行しているのに対し、2km以上の間隔で分布するのが特徴である。

河川としては比較的大きな河川である佐須川（全長約10.0km）、瀬川（同約6.5km）とその他に全長4km以下の小河川が多数発達する。佐須川、瀬川は西流して海にそそぐが、佐須川の中上流部はこの地域の地質構造を反映して北東、南西方向の多数の枝沢に分岐している。これに比べて瀬川は顕著な支沢の発達は認められない。

白嶽を含む北東-南西方向の稜線やその他の堆積岩類からなる同方向の稜線には所々ケスタ地形が残存している。このようなケスタ地形は、下島の西半部に認められ、西側斜面が急で、東側斜面が緩かな地形を示し、浅茅湾の島々及び上島に連

続して追跡出来る。

4-1-3 海岸部

溺れ谷を示す浅茅湾以外に、海岸部の特徴的な地形としては、下島西海岸の北北東-南南西方向に20km以上連続する直線な崖（高さ20~30m）、東海岸の海側に傾斜するケスタ地形と溺れ谷地形、それに南海岸及び南東海岸の海流の掃流及び波浪によってつくられ、地質構造に支配された海岸線である。

西海岸の直線崖の方向は地層の走向方向と斜交する方向であることから波浪や掃流等の海蝕による必然性が認められない。この直線崖の沖合には、これに平行する対馬舟状海盆の連続及びその東側斜面沿いに断層の存在が報告されている（海上保安庁水路部、1975; INOUE, ed, 1975; 井上, 1982; 富田, 山下）ことからこの断層に沿うて海蝕が進み後退した断層線崖（氏家、満岡1969）である可能性が大きい。

東海岸の鶏知浦、阿須浦、厳原には東-北東方向に20~30°程度で傾斜する流紋岩及び堆積岩類からなるケスタ地形を残し、これと溺れ谷地形とが組み合った海岸線がみられる。

海岸部に分布する沖積低地は、佐須川、瀬川、上島の仁位川などの下流部で川に沿って小規模に分布すると、その他の小河川の河口付近に小規模に分布する程度であり、広範囲な扇状地平野は認められない。

4-2 地質概説

対馬の地質に関する調査研究は、対馬に分布する地質に対して立岩（1934）が、対州層群、の名称を与えて以来数多くなされている。

これらの研究結果から新生代第三紀漸新世~中新世の泥岩及び砂岩からなる対州層群と中新世（ 12×10^6 年）を示す花崗岩（河野、植田、1966）を含む火成岩類が主体をなし、対馬北端の海老島には小規模に鮮新世後期の海老島層（磯見、長浜、1965）が分布する。これら覆って新生代第四紀の段丘堆積物層及び沖積層が谷部、海岸部に小規模に分布するとされている。

対州層群の地質は、通産省（1972、1973、1974）の調査に基づき総括的に論じた富田、山下（1975）

によると、全体に無層理の泥岩と砂岩、泥岩互層を主体とし、砂岩、礫質砂岩ないし礫岩を伴い、10数枚の大小規模の火山碎屑岩（層灰岩）を挟むとした。またこれらの地層は岩質や構造から下部層、中部層、上部層の3部層に大別され、下部層と中部層は火山碎屑岩を鍵層として区別され、上部層は砂岩が優勢となる部分で中部層と区別されるとしている。

対州層群の時代論に関する研究史の概要は

立岩（1934）は、植物化石、*Myrica?* sp., *Quercus* sp., *Ulmus?* *Nasai* TATEIWA, *Leguminosites* *Satoi* TAT., *L.?* *Tsushimaensis* TAT., *L. cf. Cassiaambigua* UNG., *Citro phyl- lum* sp., *Celastrophyllum japonicum* TAT., *Ara- lia* sp., *Slerculia taishuensis* TAT., *Phyllites* sp. など報告して、その時代を最上部白亜紀のダニアンとし、韓国の仏国寺統に対比した。

石島（1951）は対馬北端海老島で石灰岩中から有孔虫 *Elphidium fax barbarense*, 石灰藻 *Lithothamnium*, *Mesophyllum*, *Amphirosa*, *Carallina* など検出して、初めて新第三系の存在を確認した。

KOBAYASHI（1953）は、韓国南部の地質を述べた際、対州層群についてふれ、時代は漸新世の可能性があり、おそらく対馬の *Ostrea* は漸新世の芦屋海の侵入の北限を示す可能性があるとした。

KANNO（1955）は、対馬鉦山から採集された貝化石を検討し、それらは芦屋層群のものに似るが、*Patinopecten Kimurai* (YOKOYAMA) や *Dosinia* は中新世初期のものであるとし、対州層群を漸新世～中新世とした。

高橋（1969）は、著者による下部層の若田層から棕櫚の葉 *Sabalites taishuensis* TAKAHASHI を報告し、高橋（1958）の多数の貝化石や植物化石の報告と KANNO（1955）の報告を考慮して、対州層群の下部層を漸新世とし、北九州の遠賀層に、上部層を中新世初期として北九州の芦屋層にそれぞれ対比した。

地質調査所、沢田・喜多河 ed.（1961）は5万分の1「仁位」図幅及び説明書で岩相区分による地質図を示し、多くの挿図と写真により対州層群の地質構造・堆積機構を説明した。しかし新たに

地質時代を決定するような化石は得られなかった。

磯見、長浜（1965）は、海老島層が対州層群と不整合関係にあることを示し、石島（1951）の提起した問題に対して解答を与える形で、海老島層が鮮新世後期であることを明らかにした。

MASUDA（1970）は、対州層群の中・上部層から貝化石 *Bathyamussium amakusaensis*, *Portlandia* (*Portlandella*) *tsushimaensis* MASUDA, n. sp., *Yoldia cf. Landabilis* 等を検出し古第三系であるとし、下部層はこれよりも古いものであるとした。これらの文献層序対比表を表-4・1「対馬の地質層序対比表」に示す。

以上のように、対州層群の地質時代については、第三紀という点では、最近の多くの見解は一致しているが、詳細な時代対比については未解決な点が多い。今回の調査でも、地質時代を決定するような化石は発見されなかったために、KANNO（1955）、高橋（1958、1969）などの古生物学的研究を重要視して、対州層群の地質時代を漸新世～中新世中期として取扱った。

対州層群の火成岩としては、斜長斑岩、石英斑岩ないし流紋岩、粗粒玄武岩、花崗岩類があり、これらと対州層群の関係は貫入関係とされている。これらの火成岩類のうち、対州層群を貫いて分布する花崗岩について、河野、植田（1966）は、西南日本に分布する花崗岩類のK-Ar年代測定結果を報告した際に、長崎県下県郡（対馬）対州鉦山の「細粒黒雲母アダメロ岩」のK-Ar年代を 12×10^6 年として報告している。

花崗岩以外の火成岩類として、対州層群の中・下部層に地質構造に調和的な分布をする流紋岩の活動時期については、多くの研究者は、その産状が侵入岩床として地層にはほぼ平行しているとし、地層に斜交してこれを擾乱したり、岩脈を呈するものもあること、堆積岩を硬化させている部分のあることなどから、褶曲運動以前に貫入したものとしている（高橋、1969；松橋、1968；通産省、1973、1974；富田、山下、1975など）。

今回の調査地内に分布する地質は、対州層群、火成岩類、沖積層である。

調査地内の地質は、既存資料にほぼ準じて対州層群を上部、中部、下部に分け、更に各部層内に岩質並びに地質構成から細分した（表-4・2）。

表-4・1 対馬の地質層序対比一覧

出典 地質時代	立岩 (1934)	高橋 (1958)	北村 (1962)	河野 長浜 (1965)	河野 植田 (1966)	高橋 (1969)	松本 (1969)	通達等 (1972) (1973) (1974)	岡田 由由地 (1971)	富田,山下 (1975)				
第四紀		第四系				第四系	第四系	沖積層 段丘礫層	沖積層	沖積層				
鮮新地				海陸相				海老島石灰岩層	海老島層	海老島層				
古 新 世	漸 新 世	対州層群	洲藻層500	対州層群	対州層群	粗粒玄武岩 斑れい岩 ひん岩 石英斑岩 花崗閃綠岩 半花崗岩 黒雲母花崗岩	輝綠岩 斑れい岩 ひん岩 石英斑岩 花崗岩 ?	粗粒玄武岩 斜長斑岩 石英斑岩 アフライト 斑状花崗岩 花崗岩	粗粒玄武岩 斜長斑岩 (石英斑岩) (花崗岩)	粗粒玄武岩 斜長斑岩 石英斑岩 流紋岩 花崗岩				
											塩浜層 950	上部層 480-1370	上部層 800	上部層 (1370)
											若田層 1000	中部層 1000	中部層 1000	中部層 (550-1620)
											下田層 700	下部層 2350	下部層 700	下部層 (2400)
白亜紀	対州層群													

対州層群下部層は調査地域の最下部層で泥岩優勢互層を主とし、褶曲構造がよく発達し、スランプ堆積物の多い今里層 (T₁) (地層は仮称以下同じ)、砂岩、泥岩互層を主とする上槻層 (T₂)、流紋岩を挟在する泥岩層主体の若田層 (T₃) で、これらは下島の西部から南東にかけて広く分布し内山盆地から巖原周辺では花崗岩類によりホルンフェルス化を受けている。なお本層中にみられる流紋岩質岩は溶岩流と思われる産状を示し、一部

に流理構造が認められ、浅茅湾に面した面天余付近は流紋岩の上位に凝灰質な部分があり、周辺の泥岩が凝灰質となっていること、流紋岩の層厚が10mから数mに急変しても堆積岩に構造的変化を殆んど与えていないことなどから流紋岩は対州層群の堆積時の溶岩あるいは岩床として活動したものと扱った。

中部層 (洲藻層T_m)は無層理な塊状泥岩一板状泥岩を主とし、一部に砂岩を挟在する。本層に

表-4・2

地質時代		対馬地域		今回の調査結果による層序			
		岩層名		岩層名			
新 生 代	第四紀	完新世	沖積層		沖積層		
			中 新 世	花崗岩	火成岩類	黒雲母花崗岩	
				ひん岩		粗粒玄武岩	
	漸 新 世	対州層群	上部層	対州層群	上部層	賀谷層※	
			中部層			天道山層	
		下部層	下部層	下部層	洲藻層		
			下部層	下部層	若田層※		
					上槻層		
					今里層		

※下部層の若田層及び上部層の賀谷層には、流紋岩溶岩及び岩床を含む。

もスランプ堆積層が各所に発達する。

上部層は岩質が全般に砂質な層で、砂岩、泥岩の等量互層を主とする小船越層 (Tu₁)、泥岩優勢互層を主とする芦浦層 (Tu₂)、砂岩優勢互層を主とする天道山層 (Tu₃)、塊状～層状砂岩を主とする賀谷層 (Tu₄) の4層準に分帯される。

上部層は調査地の北東部及び最南端豆酏付近に分布し、最上部には流紋岩を整合に載せている。

花崗岩類は調査地南部内山盆地周辺にドーム状～フェンスター状に分布し、対州層群に対し熱変成 (ホルンフェルス化) を与えている。其他の火成岩類としては粗粒玄武岩、斜長斑岩が小規模に岩脈状に分布している。

段丘礫層は、雞知川周辺や久根田舎付近の川沿いに小規模に分布し、谷部には砂、泥を主とした沖積層が分布している。

4-3 地質構造の概要

調査地 (下島、上島最南部) の地質構造の主要なものは図-4・2に示す通りであり、北東-南西方向を示す2向斜、2背斜構造と、西部地域の過褶曲～大規模な海底地入りによるスランプ堆積構造、及び下島南部地域の背斜軸部に貫入した花崗岩体のドーム構造がある。

主な向斜構造は敵原町若田から美津島町洲藻を経て豊玉町賀谷に達する若田向斜 (仮称)、豊玉町唐洲から同町卯麦に至る佐賀向斜 (仮称) があり、背斜構造は、矢立山から美津島町根緒を経て同町久須保まで達する敵原背斜 (仮称) と、小茂田から豊玉町仁位を経て同町位ノ端に達する仁位背斜 (仮称) がある。

断層としては、下島の南端敵原町豆酏を通る南-北方向の断層と、同町佐須瀬を通る北々東～南々西方向の断層が推定されるが何れも推定断層である。

なを、小茂田から檜根には亜鉛鉱床 (石英斑岩中に発達することが多い“斑岩鉱体”および砂岩中の層面断層に胚胎した“層面系鉱床”) があり、古くから採掘されていたが、近年鉱害問題等から廃鉱となっているが、坑道の一部は-340m付近まで掘削されているという報告がある。

4-4 地質詳説

4-4-1 地質層序

4-4-1-1 対州層群下部層

下部層は、その岩質・地質構造から今里層 (T₁)、上槻層 (T₂)、若田層 (T₃) の三層に区分出来る。

(1) 今里層 (T₁)

今里層は主に暗灰色～黒色を呈する塊状～薄板状の泥岩及び数cm～20cmの厚さの砂岩層を挟む泥岩優勢互層からなる。

本層の中下部の地質は西海岸部で見られ、上部に比較してやや砂質で、厚さ20～100cmの砂岩・泥岩等量互層や、一部で厚さ数mの砂岩が挟まれている。本層の泥岩は一般に平行ラミナが発達し、よく成層しており風化すると小岩片状に割れやすい。また、長崎や阿連付近の泥岩中には径数cm～20cm程度の黄鉄鉱を含むノジュールが発達する。

本層の走向は全般にN30～45°Eを示すが、傾斜はE又はWと変化が激しい。この傾斜の逆転のくり返し中で、露頭単位内で墨流し状の産状でスランプ褶曲層と判断出来る例もあるが、露頭が不連続で堆積時によるものか、堆積後の褶曲運動によるものか判断出来なかった。ただし傾斜は50～80°を示し、褶曲軸付近を示す低角度な傾斜は認められない。

本層より下位の地層は海中に没すため不明であるが1500m+と考えられる。

(2) 上槻層 (T₂)

[分布]

上槻層は、美津島町田の浜から敵原町小茂田に至る地域を西縁とし巾約1～2kmで帯状に北北東-南南西方向に分布する。又本層の東縁は、美津島町吹崎から加志峠・床谷を経て久根田舎・久根に至る。本層の上限は流紋岩 (R₁) の最初の活動との境界までとした。

[岩質及び層位関係]

下位層と異なり比較的単調な走向傾斜が連続し、同斜構造を示す地域を上槻層として区分した。本層の岩質は主に暗灰色～黒色泥岩を主とし、薄板状に細砂～シルトを挟み、ラミナが発達し、シルト岩～細粒砂岩となるところが各所でみられる。本層中に砂質となり、砂岩泥岩等量互層や数mの厚さの砂岩を挟む所は、上槻から久根浜、佐須瀬付近が顕著である。

本層の一般走向はN20～45°Eで、傾斜は30～

50°Eの同斜構造である。ただし北端部の犬ヶ首付近のようにスランプ褶曲帯をなす層を帯状に挟むところがある。

本層の層厚は北方で460m、南方で1380mである。

(3) 若田層 (T₁₃)

若田層は調査地北西端から下島一帯にかけて広く分布し、泥岩、泥岩優勢互層及び流紋岩質岩からなる。本層の下限及び上限は流紋岩質岩の主要な活動の開始と終了によって設けた。若田層の流紋岩の活動は大きくわけて3回認められ、その大部分は中～上部期である。

1) 泥岩・泥岩優勢互層 (T₁₃)

泥岩・泥岩優勢互層部は、中～下部に発達する。主要な分布地域は、北西端の水崎から仁位浅茅湾周辺、下島では箕形周辺から南々西方向に若田・佐須瀬・豆酸崎に至る地域と、若田から雑知・根緒・厳原及び大鳥毛山周辺に分布する。

[岩質及び層位関係]

本層は暗灰～黒色の塊状～薄板状泥岩を主体とし、一部砂岩優勢互層を挟む。

本地域の泥岩中には各所で異常堆積や乱堆積様のスランプ褶曲が見られるが、乱堆積泥岩層をほぼ水平に切って上記砂岩優勢互層が分布する産状も認められる。若田付近では、薄板状～成層した泥岩を主体とし、細砂～シルトの薄層を挟み、縞状泥岩～シルト岩様を呈している。なお、若田以南の本層は、花崗岩類の熱変成を受けホルンフェルス化により硬質である。

本層の走向・傾斜は、水崎周辺では小背傾・向斜状の構造が各所で見られるが、大局的には唐洲～卯麦方向に想定される佐賀向斜を軸としてN40°E、50°EからN50°E、50°Wを示し、また、仁位～深理方向に想定される仁位背斜を軸としてN50°E、50°WからN40°E、20～40°Eへと変化する。一方、箕形から南部の豆酸方面へ延長する本層は、若田向斜とその軸部延長に推定される佐須瀬断層・豆酸断層の西側の構造と、これらの向斜・断層東側の構造は大きく異なる。向斜・断層西側の走向・傾斜は、N30°E、30～60°Eのほぼ同斜構造を示すのに対し、東側の走向・傾斜は、若田付近から雑知・厳原・久田・大鳥毛山西方へとS字を描くような走向方向の変化を呈し、傾斜

はそれに伴って20°N、20～40°W、20°E、30～50°Sと変化する。

ii) 流紋岩類 (R₁、R₂、R₃)

a) 流紋岩質岩類 (R₁)

[分布]

R₁は、若田層最下部に位置し、箕形付近から北方及び南方へ層厚を減じながら芋崎、馬肥島まで分布する。

[岩質及び層位関係]

R₁流紋岩質岩は、淡黄褐色～帯緑灰白色を呈し、斜長石、石英を主な造岩鉱物とする斑状流紋岩である。本岩は一般に流理構造が発達し、層厚数～20cm程度の板状～層状を呈す。この流理構造の方向は、周辺の堆積岩と調和的なN30°E、30°Eの走向・傾斜を有する。この為、箕形から芋崎にかけては山や島の東側に片屋根状に分布してケスタ地形を作っている。

本層の層厚は0～80m程度である。

b) 流紋岩類 (R₂)

[分布]

R₂流紋岩類は、仁位浅茅湾東方の佐志賀から南々西方向に、飯盛山・城山・白嶽・穴ノ壇山などの山稜を形成して直線状に連続し、若田付近で分布方向を東方に転じ、権現山・根緒の山稜を通り、東海岸の小浦付近から再び南南東方向に厳原町西部・掘田と連続して分布する。本層はみかけ上幅約0.5km程度で、多少の増減をくり返しながら大きく波曲した分布を示す。なお、本層の層厚は、その分布の北方及び南西方に行くに従い薄層化し、尖滅する。

[岩質及び層位関係]

R₂は黄褐灰色、灰白色等を示す斑状流紋岩や細～中粒流紋岩質凝灰岩からなり、上位・下位の地層と調和的な分布を示している。

R₂の分布の北端部にあたる佐志賀付近では、斑状を有する流紋岩で層厚3m程度で上位・下位の地層と調和的に層状に分布する。

飯盛山から鶴ノ岳・城山にかけての本岩は、みかけ上幅0.5km程度を示す塊状～岩体状の産状を呈す淡黄灰色斑状流紋岩を主体とする。

また、下位の若田層泥岩との接触部付近では凝灰角礫岩層となり、下位の泥質岩の取り込みが観察される。

城山から白嶽・穴ノ壇山に分布する本岩は、斑状流紋岩の塊状岩体を主体とし、硬質で亀裂が少ない。本岩と下位層、上位層との関係は、境界付近の露頭が少なく、詳細が不明であるが、日見川付近では、上位の成層した泥岩層と調和的に斑状流紋岩が接している露頭が観察される。

根緒付近に広く分布する本岩類は、斜長石と石英の斑晶を有する斑状流紋岩の岩体を主とするが、浪人坂付近などでは石英の斑晶が目立たないものもある。また、本地域以南では、全般に熱水変質を受け白色化している。

本岩は、全般に塊状硬質の岩体で、沢床に分布するものは一枚岩状を呈し、流理方向に数cm～30cm幅で層状に亀裂が入る以外は亀裂も少ない。本岩と上位の泥岩とが接する付近では、流紋岩の礫・ブロックが泥岩層中に取り込まれる状況が観察される（西高浜南西方）。

小浦から敵原西方の東側斜面に分布する本岩類は、流理構造の発達した灰白色斑状流紋岩を主体とし、小浦北方及び小浦付近で灰白色～暗灰色細粒凝灰岩（層灰岩）が層状に分布する。主体をなす斑状流紋岩は、塊状硬質で、全般に熱水変質を受け珪質化している。主な亀裂の方向は流理方向（N25°E、30°E）の他にN40°W、90°が顕著で、1m当り1～3本程度発達する。凝灰岩はこの塊状を示す流紋岩の上位に調和的に分布し、中～細粒と粒度の変化により層灰岩様の産状を呈している。また、阿須付近では変質流紋岩を採取して陶石として利用している。本地域で上位泥岩層との関係は、小浦小学校付近で観察され、泥岩層の層理と流紋岩は調和的に接している。

久田から西方へ連続するR₂は、敵原西方斜面に分布する斑状流紋岩と同様な岩体が分布する。本地域では全般に亀裂が少なく、硬質で、石英・斜長石の斑晶を有する塊状岩で、沢部では沢床をなめるようにして分布する。また、本岩は全般に珪質で、細粒岩化する所がある。

本層の層厚は0～400mに達し、溶岩及び岩床として若田層中に調和的に分布している。

c) 流紋岩類 (R₃)

[分布] 図10-10参照

R₃とした流紋岩類は、若田層最上部に位置し、糸瀬から南南西方向へ嵯峨、鳥取浦、面天余、黒

瀬西方、大坂壇山とほぼ直線状に分布し、大坂壇山から北東方向へ分布方向を変えて焼松、雞知と連続し、雞知から南方へほぼ海岸沿いに敵原町東海岸、久田へ、さらに久田から西方へ断伐山、大鳥毛山付近まで分布する。

[岩質及び層位関係]

北部の糸瀬付近のR₃は、淡緑黄灰色を呈する塊状～層状の流紋岩質凝灰岩で、斑晶は石英・斜長石を認め、所により径1cm程度の軽石を混入する。また、各所において白色化（変質）を認める。本岩の層厚は数m～10数m程度である。

鳥取浦付近では、N20°E、30°Eに分布し、ケスタ地形が顕著である。本地域の岩質は灰白色～黄灰色流紋岩、流紋岩質凝灰岩からなり、流理構造や層理が発達している。本岩と下位の泥岩との関係は、満潮崎西方海岸で、下位の泥岩優勢互層中の上部に凝灰岩を2枚挟在し、その上部で凝灰角礫岩状となって、流理の発達する流紋岩に移行する整合関係が観察される。

面天余付近では、本岩の最上部層と周辺の堆積岩が調和的な岩相変化をしている状況が見られる。つまり本岩が流紋岩質溶岩から凝灰角礫岩ないし火山角礫岩に変化する火山碎屑岩が分布し、さらに上方では、流紋岩の上位に凝灰質泥岩をマトリックスとし、流紋岩質碎屑物及び砂岩の角礫を含むスランプ堆積物が認められる。

本岩体（R₃）は、さらに南方へ大坂壇山付近まで周囲の若田層と調和的に分布が連続する。本体部は塊状硬質な斑状流紋岩を呈し、亀裂も少ないが、洲藻層以南では流紋岩層中に泥岩層を挟み、見掛上本岩体は2層に分化する。

大坂壇山・ニカガン山付近の本岩類は、主に灰白色～黄灰色を呈する塊状硬質岩で、沢床では石畳状の産状を示す。本岩の主体は石英斑晶の目立つ斑状流紋岩である。

雞知西方焼松付近の本岩類は、雞知ダム付近で連続的にその岩質変化が観察できる。本岩の岩質は下部から上部へ、石英及び斜長石の斑晶を含む流理のある灰白色流紋岩から、斜長石の斑晶が卓越し、黄鉄鉱の微粒集合体を含む流紋岩となり（特に多孔質となる）、上部では層状を呈する白色細粒～中粒凝灰岩に移行する。この凝灰岩層はその下部では流紋岩と互層し、最上部付近では泥岩と

互層状に分布している。さらに、この上位には泥岩に整合的に載る泥岩・流紋岩等の礫を含む流紋岩質火山角礫岩が分布し、上方に向かって礫を減じながら白色の成層をなす細粒凝灰岩に変化する。

雞知から南方へ厳原付近の海岸沿いに広く分布する本岩類は、主に灰白色斑状流紋岩からなり、流理構造が顕著な塊状岩である。大奈崎や赤崎では直径2～60cm、主に数cm程度の流紋岩類の角礫を混入する流紋岩の自破碎溶岩が見られる。また、本岩類中には一部に砂岩層や泥岩層を挟み、流錫馬浦^{やぶら}では泥岩層中に砂岩・泥岩・流紋岩礫を混入するスランプ堆積物が認められる。本流紋岩類は、厳原港付近に分布する上位層（洲藻層）に近接するに従って泥岩層や砂岩層の挟在率が増加し、本層上部付近では逆に砂岩層中に流紋岩のレンズを挟む状況となって上位層に移化している。

厳原港南方久田から大鳥毛山に至る付近では、灰白色を呈する流理構造の発達した石英・斜長石の斑晶からなる斑状流紋岩の岩体を主とし、沢部では石畳状を呈する。

4-4-1-2 対州層群中部層

洲藻層 (Tm)

[分布]

洲藻層は、浅茅湾中～東部湾岸周辺と南部安神浦から豆殿付近に分布する。北部の洲藻層は、豊玉村和坂浦西岸から南南西方向に貝鮒・洲藻周辺、洲藻から東方へ対馬空港・大船越周辺に分布し、浅茅湾中～東部に広く分布する。南部の本層は、尾浦・安神から西方へ豆殿まで分布し、舞石壇山・萱場山・竜良山・本榭山の標高500m以上の山稜を形成している。

[岩質及び層位関係]

洲藻層は、暗灰色無層理塊状の泥岩及び、薄板状を示し薄くシルト～細砂を挟む泥岩優勢互層を主とする。

浅茅湾周辺に分布する本層は、下部の塊状～薄片状の泥岩主体部と、中～上部のやや砂岩を挟み泥岩優勢互層や一部砂岩優勢互層の産状を呈する部分とがある。本層中～上部層で砂岩を顕著に挟む所は、貝鮒～島山島～大船越付近である。

万関から大船越周辺では泥岩がやや粗くなり、シルト岩～細粒砂岩の岩質を呈する。本層内で各

所に認められる墨流し状の背斜・向斜のくり返しは、海底地入り時に地層がまだ十分に固結していなかった為に層状に亘らず、混濁流状となった為にこのような産状を示すものと考えられる。

走向・傾斜は、本層の分布西端部和坂浦から貝鮒・面天余・洲藻西方ではNS～N30°E、20～40°Eを示すが、島山島・竹敷・洲藻・樽ヶ浜などの分布の中心部に向ってはN30°W～N60°W～EWと徐々に走向を転じ、傾斜も20°Eから10°Nと緩くなる。さらに大船越付近では再びN10°W～N40°EとNE走向に転じ、傾斜も10～20°Eを示す。

南部に分布する洲藻層は、北部地域に分布する本層より全般にやや砂質で、下位の花崗岩により熱変成を受けホルンフェルス化されている。本層のうち特に砂質となるのは、東海岸から久田隧道・舞石ノ壇山付近に分布するもので、無層理塊状や層状の細～中粒砂岩から細粒～泥質シルト岩様の岩質を呈している。この下部に発達する砂岩優勢層には、厳原港虎崎に見られるように、砂岩層中にレンズ状に流紋岩が取り込まれ、その割合を減じながら上方の砂岩層に移化する状況が観察される。本地域の洲藻層中～上部層は、暗灰色硬質泥岩を主とし、シルトの薄層や葉層を頻繁に挟んで、細互層や縞状を呈している。また、本層の大部分は花崗岩と直接接触あるいは近接して分布する為、熱変成を受け、ホルンフェルス化し非常に硬質である。

本層の層理は、厳原港南方から安神・久和・豆殿へとN10°EからN50°E、N80°E、傾斜は30°SEから20°SE程度に変化し、内山盆地に分布する花崗岩を中心にドーム状構造を呈している。ただし、本層中にも北部洲藻層と同様各所にスランプ堆積層と考えられる乱堆積様の産状が観察され、その露頭では走向・傾斜が乱れている。

本層と下位層の関係は、若田層とは整合、花崗岩類とは不整合（貫入関係）で接する。ただし、豆殿以西に分布する若田層とは、リニアメント、地層の走向・傾斜の乱れ等により断層関係で接すると推定した。

本層の層厚は850～1,020mである。

4-4-1-3 対州層群上部層

上部層は岩質、地質構成層から小船越層 (Tu₁)、芦浦層 (Tu₂)、天道山層 (Tu₃)、加谷層 (Tu₄) の4層に区分出来る。

(1) 小船越層 (Tu₁)

〔分布〕

小船越層は、北部では濃部から濃部浅茅湾周辺、小船越・玉調・黒島西部及び緒方周辺に分布する。また、南部に分布する本層は、久和から西方へ豆酸内院北方、浅藻西方に分布する。

〔岩質及び層位関係〕

小船越層は、全般に砂岩・泥岩のはぼ等量な互層を主体とする。

北部の濃部から緒方周辺に分布する本層は、暗灰色～黒色板状泥岩と灰～黄灰色細粒砂岩の層厚数cm程度の互層を主とし、まれに10～20cmの層状砂岩層、泥岩優勢互層を挟むことがある。また、本層中部層の泥岩優勢互層中の一部にスランプ堆積物がみられ、地層の分布が途切れたり、砂岩層や互層がレンズ状に分布する。

本層の走向・傾斜は、濃部から大山・玉調・緒方へとN10°EからNS～N20°W～N60°W～NSへと緩くS字を描くように変化し、傾斜は30°E～20°E～10°Eと南方ほど緩傾斜を示している。本地域には大山～小船越方向に若田向斜軸、女護島～黒島西部方向に敵原背斜軸が想定される。

南部に分布する小船越層は、砂岩・泥岩等量互層及び砂岩優勢互層を主とする。砂岩泥岩互層は、暗灰色～黒色泥岩及び暗灰色～黄灰色細粒砂岩の層厚数～10cmの互層で構成され、砂岩優勢互層は、層厚数～10cm単位で層厚数cm以内の細砂やシルトを挟む縞状の砂岩を主とし、これらの層間には不規則な褶曲層をくり返す墨流し状のスランプ堆積物層を挟む。スランプ堆積物層の産状は、安神浦南方の竜ノ崎・ワゴ浦付近で顕著である。

本層の一般走向は、下位の洲藻層と調和的に、ワゴ浦から久和・内院・浅藻へとN35°EからN80°Eへと徐々に変化し、傾斜は30～20°SEを示している。

なお、本層は久和・内院・洲藻付近で花崗岩類と貫入関係で接し、全般に熱変成を受け、ホルンフェルス化し硬質化している。本層と花崗岩の接

触部は、久和隧道周辺の道路沿いで観察され、大局的にはゆるやかに南方へ傾くような接触面を有すると考えられる。砂岩層と花崗岩の接触部は、大きな破碎部は見られない。

本層の層厚は360～950mで、南部がやや薄層化している。

(2) 芦浦層 (Tu₂)

〔分布〕

芦浦層は、北部の濃部から南南西方向へ芦浦へ見掛幅約0.5kmで帯状に分布し、芦浦からは東方へ住吉付近まで分布する。本層の延長は住吉南方の黒島中部に連続すると考えられる。また、南部では、久和浦南方のエビノ瀬付近から西方へ、内院北方から浅藻にかけて幅約0.5kmで帯状に分布する。

〔岩質及び層位関係〕

北部に分布する芦浦層は、主として暗灰色泥岩～泥岩優勢互層からなる。濃部付近の本層は、層厚20～50cmの泥岩と数cm程度の細砂岩～シルトの互層や塊状～板状泥岩からなる。芦浦付近の本層は、暗灰～黒色、塊状～板状泥岩を主とし、各所に玉ねぎ状風化構造が認められる。芦浦から東南方住吉・黒島付近では泥岩優勢互層を主体とし、その互層単位は泥岩層数～20cm、細粒砂岩層～シルト層は数cm以下である。

本層の走向・傾斜は、濃部北方から芦浦へNSからN80°W、40～10°NEへと北へ開いた向斜構造を示し、住吉から黒島へは走向EWからN40°W～NS、傾斜10°NEから20°Eへと転じる背斜構造を示している。

南部の芦浦層は、北部に分布する地層よりやや砂質で、泥岩優勢互層～砂岩優勢互層からなり、全般に花崗岩類から熱変成を受け、ホルンフェルス化し、硬質化している。また、本層は東方から西方へ行くに従って泥質部が多くなり、浅藻付近では縞状泥岩様にシルトの薄層を挟む程度の泥岩優勢層となる。

本層の走向は東西方向を主とし、傾斜は20°S程度を示す。

本層の層厚は350m程度である。

(3) 天道山層 (Tu₃)

〔分布〕

天道山層は、調査地北部及び南部に分布する。

北部に分布する本層は、賀谷西方から南東方向へ天道山・沖島付近に、見掛幅約1kmでL字状に分布し、南部の本層は、久和浦南方の下崎山付近から内院・浅藻に分布する。

〔岩質及び層位関係〕

北部の天道山層は、砂岩優勢互層を主とし、沖島の泥岩優勢互層を含む。砂岩は、細粒砂岩を主とし、層厚は20～50cm、泥岩層は数cm以下であることが多い。砂岩は賀谷付近で発達し無層理塊状や層状を呈するが、南東方へ行くに従い泥岩層が挟まれる割合が増加し、沖島東方では泥岩層厚20cmに対し、砂岩層厚数cm程度となる。

本層の走向・傾斜は、北方から南東方へNS、25°EからEW15°N程度へ緩やかに変化し、若田向斜の延長部が本地域に連続すると考えられる。

南部に分布する天道山層は、北部に分布するものより砂岩が優勢で、全般に塊状の細～中粒砂岩を主とし、細砂～シルトの薄層を挟むため縞状を示す。本層中には、北部の層とは異なり、生成した層に挟まれて層内褶曲状や異常堆積からなるスランプ堆積物層が、下崎山南方で観察される。尚本層の西方には浅藻湾を挟んで塊状の岩体をなす流紋岩～凝灰岩の分布が認められる。

本層の一般走向・傾斜はEW、40°S程度である。

(4) 賀谷層 (Tu₄)

〔分布〕

賀谷層は、対州層群中最上位層で、調査地最北部及び最南部に分布する。北部の本層は、賀谷から南東方へ赤島にかけて分布し、最南部では内院島から松無山付近に分布する。なお、両地域共に最上部に流紋岩質凝灰岩(R₄)が被覆している。

〔岩質及び層位関係〕

北部の賀谷層は、主に層厚数cm～1m程度の中～細粒砂岩からなり、塊状～厚板状を呈して分布する。砂岩層は対州層群中最もよく発達し、最大9m程度の単層もみられる。本層の上限は鼠島以北が海中に没する為不明であるが、猫崎北方茂崎、赤島北方祖父祖母崎では層厚数cm～20cmの砂岩等量互層が挟まれる。最北端の鼠島には層状に流理の発達する流紋岩質凝灰岩が分布し、砂岩層の上位にたわむ様に接している。

本層の走向はN70°W、傾斜は10～15°Nとほぼ

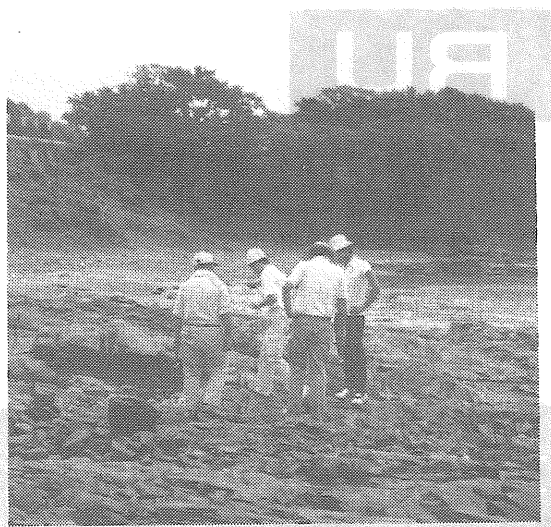
一定を示す。下位の天道山層とは整合関係で接する。

南部の本層も北部と同様南端が海に没する為上限は不明である。本層の下部・中部には層厚1m以上の厚い中～細粒砂岩や塊状無層理砂岩が発達する。中部から上部にかけては、徐々に泥質となり砂岩優勢互層から等量互層に変化し、上位の流紋岩質凝灰岩に覆われる。また、中～上部層にはスランプ褶曲が発達し、特に神山では見掛上1kmにわたって連続して観察される。神山南端部では、スランプ褶曲層の上位に中～粗粒砂岩のスランプ礫を混入した泥岩～シルト岩層が分布し、下位から上位にかけて礫径を数十cm～数mに増してその上位を流紋岩質凝灰岩に覆われる。

本層の走向は、ほぼEWで、傾斜は20～30°Sを示す。下位の天道山層とは整合関係で接し、上位の流紋岩質凝灰岩層とも整合関係で接する。

本層の層厚は450m程度である。

(次号につづく)



1982年7月1日～11月30日
地表踏査