

広島大学学術情報リポジトリ
Hiroshima University Institutional Repository

Title	西中国・北九州の後期中生界の層序と構造
Author(s)	長谷, 晃
Citation	広島大学地学研究報告 , 6 : 1 - 50
Issue Date	1958-03-30
DOI	
Self DOI	10.15027/52512
URL	https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052512
Right	
Relation	



西中国・北九州の後期中生界の層序と構造

長 谷 晃

目 次

I まえがき	IV 総括と結論
II 層序の要約	1. 分布・層序関係
III 各地の地質	2. 岩相・堆積輪廻・層厚
A 脇野地区	3. 火山活動
B 百合野地区	4. 化石
C 小倉一八幡地区	5. 近接する他地域との対比
D 彦島一下関西南部	6. 地質構造
E 豊西一内日地区	7. 地史
F 西市一滝部一俵山地区	8. あとがき
G 萩一三隅地区	参考文献
H 厚狭北西部	

I ま え が き

山口県の西部から福岡県の北部にかけての地方には、一部半鹹成・おもに陸成の地層と、諸種の火成岩からなる後期中生代の地質系統がよく発達する。これらは、西南日本の地史解明の上に、また東亜大陸側の非海成層と日本側の海成層との関連づけの上に、重要な意義をもつものとして注目されるが、それにもかかわらず、層序・化石・地質構造というような基礎的な面の研究は、この地方がながいあいだ要塞地帯に属していたことと、素材自身のもつ取り扱いにくさから、充分でなく、たとえば地質図も精度の高いものは数少く、日本の中生界のうちでは、もっとも具体的知識に欠けたものの一つになっていた。それゆえにわたくしは、九州大学・福岡学芸大学・広島大学 関係の諸氏と協力して、この後期中生界をとりあげ、とくに基礎的な層序と化石の研究を進めてきた。

多量の火山噴出物を伴うこと、厚さや相の変化が多いこと、化石の産出が限られること、しばしばホルンフェルス化していること、ひんぱんな褶曲や断層をもって地質構造も簡単でないこと、基盤岩類の露出・火成岩の貫入・新期地層の被覆などのために分布も連続的でないこと、こうしたことが障害になって、層序の取扱いをかなりの程度むつかしくしている。わたくしのこの研究にも、まだいくつかの問題、とくに化石の資料を増すことや、火山層序学的研究を進展させることなどが残されているが、従来にくらべればかなり諸種の知識を進めることができたので、これまでの仕事に一段階をくぎり、以下地質図・柱状図・断面図などをそえて、各地区ごとに層序と構造を記載し*、全体の整理と総括を行って対比論や地質発

* 化石の記載は別に準備する。

達史にも若干の考察を加えたいわけである。* **

研究史 初期の研究としては、井上禧之助(1896)の論文や、鈴木敏(1893, 1906)・巨智部忠承(1903)の20万分の1地質図幅並びに説明書がある。硯石統(層)の名称は、巨智部によって提唱されたと井上の論文にみられるが、はじめは、いろいろな時代の地層をふくむ漠然としたものであった。小藤文次郎(1906)は南朝鮮の慶尚層群と硯石統との共通性を指摘して、両者の分布地域を対馬盆地とよんだ。硯石統を矢部長克(1920)は、ジュラ系豊浦統をのぞいたその上部の累層に限るべきことを提案したが、小倉勉(1922)は7万5千分の1山口・小串地質図幅並びに説明書の中で、後述する吉母の貝化石から、これを三疊系とし、大嶺のレーチック階の上においた。小沢儀明(1925, 28)は、硯石統が豊浦統およびそれ以前の地層を顕著な不整合におおうことから、後期中生代の造山運動を認め、その時期をジュラ紀末とした。こうして硯石統は白堊系だけに限定されるようになり、矢部は“Cretaceous Stratigraphy of the Japanese Islands (1927)”中にそのころまでの知識をまとめた。

下関の北方・吉母浜の貝化石については、横山又次郎(1902)が *Schizodus* または *Myophoria* に似るものの存在をのべ、巨智部は角島図幅説明書のなかで、同様の貝層が東方・熊本峠にもあって、そこではジュラ紀菊石および植物化石層よりも、層序的には新しいもののようにあるという疑問を提示しながらも、横山の記事から吉母貝層の時代を三疊紀とした。下って小林貞一は吉母のちかくに *Onychiopsis* cfr. *elongata* を発見し、さらに(1931)吉母貝化石群が外帯の領石貝化石群の要素をもつことをのべ、この貝層を豊浦統の最上部にいれた。これにたいし大石三郎(1933)は、長尾巧の鑑定により、手取と領石のどちらにも共通性はすくないが、むしろ手取統の *Cyrena* 化石群に対比されそうであるとして、この吉母貝層をすぐ下位の清末植物化石層とあわせ、豊浦層群とは別に清末層群をもうけた。鳥山隆三(1938)は小林の考えをつぎ、小林も鈴木好一とともに(1939)、ふたたびこの半鹹性化石が領石貝化石群ことに八代地方のそれに酷似することを、くわしい記載とともに論述した。

福岡県直方市の西南方・脇野付近の中生層から貝化石のすることは、長尾巧(1929)によって報告されたが、小林は太田勇(1936)や昭和13年度東大中期生(1940)とともにこの地層を調べて脇野層とよび、鈴木とともに(1936)特長的な淡水性化石を記載して、南朝鮮の洛東貝化石群に対比されることを示した。

このようにして、後期中生界下半部についての知識、とくに古生物学的なそれは、大陸側の非海成中生界の研究の進展(立岩巖1925, 29, 小林・鈴木1936, 鈴木1940, 43, 49, 小林・木戸祐邦1947, 小林・鈴木・高井冬二1942)とあいまって、かなり明確になったが、上半部すなわち硯石統プロパーについては、それほどの進展をみせず、竹原平一(1936, 37)の門司および厚狭付近の調査がある程度である。また中生代後期の火成活動については、加藤武夫(1920, 32)・鈴木醇(1932)らの研究がある。小林はいろいろな機会にこれらの中生界の層序論・古地理論・構造発達史について論じ、とくに“The Sakawa Orogenic Cycle and its Bearing on the Origin of the Japanese Islands (1941)”に、それまでの知識を集大成して、西南日本内帯におけるいわゆる大賀造山運動は、吉母・脇野間に激動時階にたつたと

* 地形図：20万分の1山口・小串・小倉；5万分の1萩・山口・仙崎・西市・船木・阿川・小串・安岡・小倉・行橋・直方参照。(ほかに2万5千分の1もある)

** 本論文における行政区画は1953年3月当時による。

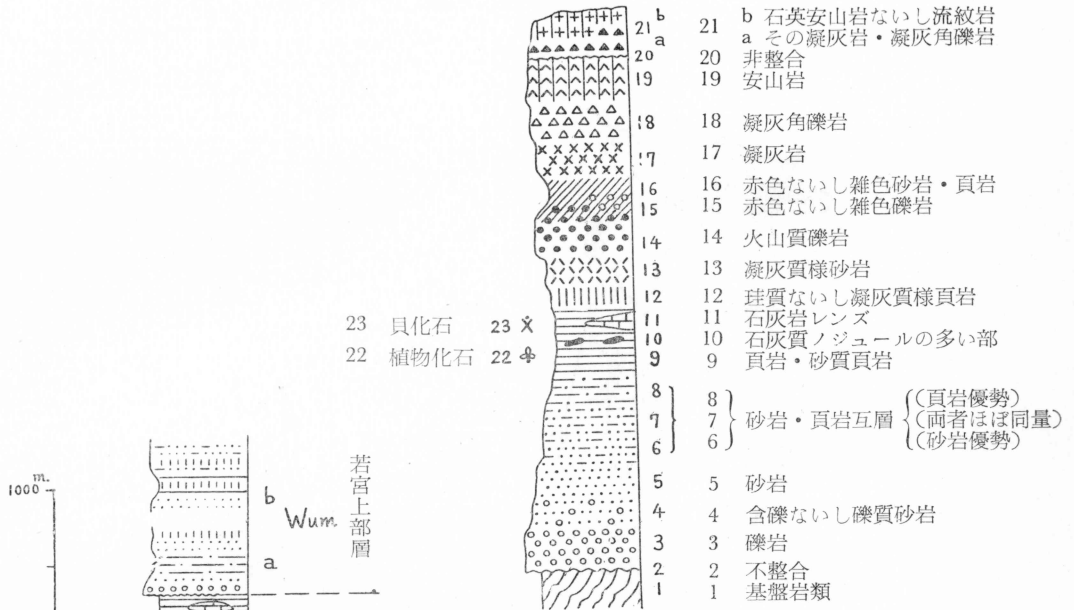
結論した。

第2次大戦後、松本達郎(1949)は、大石の清末層群にほぼ相当するものを豊西層群と名づけて、豊浦層群から画然と識別し、その上のいわゆる硯石層群は上下2亜層群に分けられることを暗示し、地殻変動史については、ジュラ末期から白堊中期ころまでのながい期間が全体として変動時代であり、その間に構造的変形が逐次進行していったという新知見を発表した。つづいて(1951)北九州・西中国の新・中・古生界の地質構造についても論ずるところがあった。高橋英太郎(1950, 57)は山口県の硯石統の予察と豊西産植物化石の研究をはじめ、太田喜久(1953, 55)は模式地とその付近の脇野層群を再検討して層序と構造の知識をあらたにし、遠藤尚は清末付近の地質と植物化石をしらべ、植田芳郎・小原浄之助ら(1951, 57)は硯石層群の模式地・下関付近を調査し、応地善雄(1952)は凝灰質岩の化学分析をおこない、今村外治・楠見久(1951)は広島・岡山県境にちかい稲倉村のいわゆる硯石層群から *Estherites* と貝化石の産出を報じた。こうして後期中生界の再吟味ないし新規の研究が、とくに野外調査を重視しながら、いく人かの分担協力によって続けられるようになり、わたくしも(1948, 49, 50, 51, 52)その一員として全般的な層序と化石の研究をはじめた。松本(1951)は地層命名の観点から、広義のいわゆる硯石統にたいし関門層群の名をあて、その中を下部の脇野と上部の下関(すなわち狭義の硯石プロパー)の2亜層群に分けることを提案し、“The Cretaceous System in the Japanese Islands (1954)”の中の一章で、総括的記述と論議を行った。しかしこの総合的著作には扱われていない各地の地質についての具体的資料がたくさんあり、その後の新事実もあらわれているので、ここに本稿をまとめる。

謝辞 この研究を行うあいだ、野外・室内を通じて激励と助言をあたえられ、九州大学関係の資料をかしてくださった松本達郎教授、フィールド各地の調査や貴重な資料の交換など協力をおしまれなかった福岡学芸大学太田喜久氏にまずふかく感謝する。九州大学卒業ないし進級論文として本地域の一部を調査された遠藤尚・滑石直幸・井上正昭・近藤善敬・植田芳郎・小原浄之助・嘉村豊その他の諸氏、広島大学卒業ないし進級論文としておなじく調査にあられた梶野寛喜・済川要・故一ノ瀬英二・岡本和夫・胤森礼儀・濡木輝一・東元定雄・小野孝・佐々木清和・佐竹光春・重岡幸子・玉井康夫・長岡幸雄・永富精・横山鶴雄の諸氏にもおおうところが多い。東京大学小林貞一教授・広島大学楠見久氏・千葉大学前田四郎氏は要地を検討のうえ、激励と有益な意見をよせられた。広島大学の迎三千寿・秀敬両氏には野外調査ととくに岩石鑑定に、中野光雄氏には調査に助力をねがい、そのほか教室研究員各位からも諸種の批判と援助をいただいた。貝化石の研究には松本達郎教授と京都大学黒田徳米博士から勧告と暗示をいただき、植物化石は山口大学高橋英太郎教授に、魚化石は東京大学高井冬二教授に鑑定をねがった。

野外調査にさいしては、関係市庁・町村役場・小学校・貝島炭鉱大之浦鉱業所・明治鉱業九州支社その他多くの現地のかたがたの個人的好意と便宜にあずかった。また本研究には文部省科学研究費および山口県庁による同県20万分の1地質図作成のための調査費の一部が使用された。

おわりに、広島大学今村外治教授にはかずかずの激励・助言とともに本稿の校閲をねがい、濡木輝一・横山鶴雄・加藤節馬の3氏には図表の製図を手伝っていただいたことを銘記し、以上すべてのかたがたに心から感謝する。



第2図 柱状図凡例

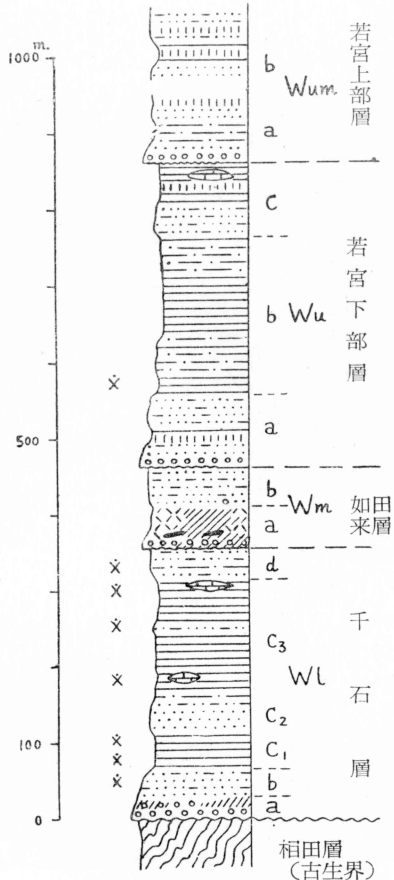
III 各地の地質

A 脇野地区

直方市の西南方約10km, 脇野(宮田町)・笠置山の一带に発達する中生界の層序と構造については、太田喜久(1953)のくわしい記述があり、T. MATSUMOTO (Editor 1954) の“The Cretaceous System in the Japanese Islands”にも概要がのせられているが、この層序は脇野亜層群の基準になるものだから、ここにも上の論文から要点を抄録しておく方がよいとおもう*。

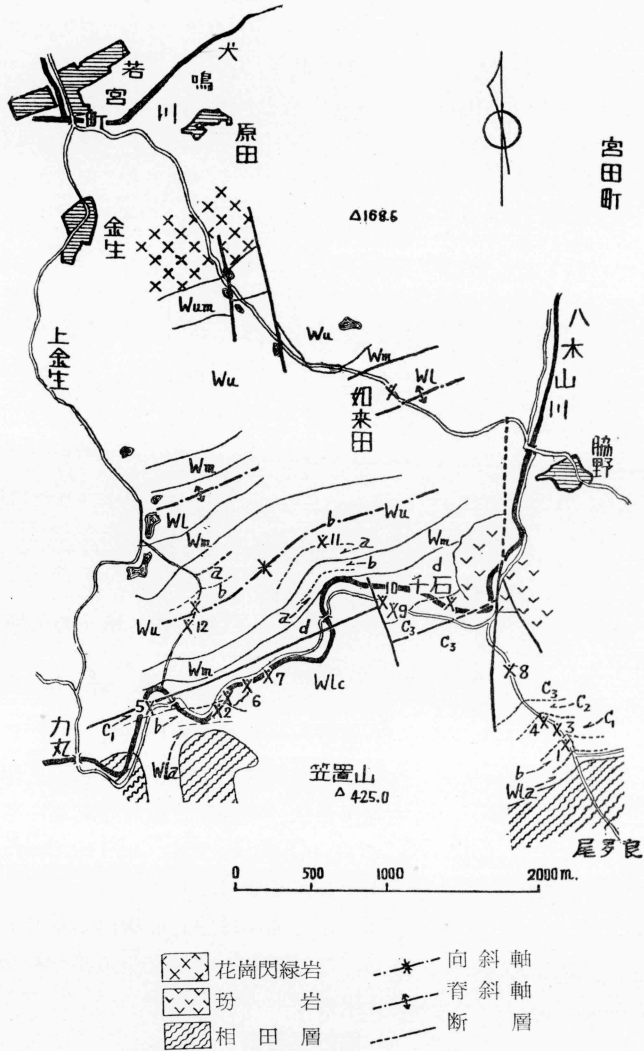
脇野亜層群

古生界の相田層を顕著な傾斜不整合をもっておおう厚さ約1000mの累層、おもに砂岩と頁岩(黒色頁岩が多い)からなり、局部的非整合と薄い礫岩をもってはじまる堆積の輪廻および凝灰質様岩ないし珪質岩の量によって、次の4層(formation)に分けられている。(第3図)



第3図 脇野地区の脇野亜層群柱状図 (太田・松本による)

* おもなルートは、わたくしも実地に検討した。



X1 化石産地および産地番号
 Wla その他の記号は本文の層序記号に対応

第4図 脇野地区の化石産地 (地質図は太田喜久によりわずかに加筆)

Wl 千石層 350m

- a 力丸基底礫岩：チャート・砂岩・石灰岩などの細・中礫からなり、基質は緑色ときに赤紫色凝灰質様。同色の砂岩をはさむ場合もある、3~30m。
- b 青灰色砂岩が主でうすく黒色頁岩をはさむ、40m。
- c 黒色頁岩を主とする千石層の主部。頁岩には層面に斜交するスレート状の割れ目がよく発達し、層面に平行な lamination の著しいものもある。c₁ 頁岩、50m、c₂ 青灰色細粒砂岩が主で少量の頁岩をはさむ、40m、c₃ 頁岩が主で少量の砂岩と不純石灰岩レンズを伴う、180m と重なる。
- d 細粒砂岩と頁岩の互層。頁岩には lamination がよく発達する、40m。

Wm 如来田層 100m

- a 基底に礫岩があって千石層と局部的に軽微な非整合、礫岩は多量の石灰岩礫をふくみ、基質は緑色ないし赤紫色凝灰質様で、厚さ約5m。つづいて同色の凝灰質砂岩に漸移し、全体の厚さ50m。
- b 緑灰ないし青灰色細粒砂岩と頁岩の互層、50m。

Wu 若宮下部層 400m

- a 基底に約2~10mの礫岩があって如来田層と軽微な非整合。つづいて細粒青灰色砂岩を主とし、黒色頁岩をとめない、珪質頁岩の薄層をわずかにはさむものがくる。全体の厚さ100m。
- b 黒色頁岩を主とし、薄い砂岩をはさむ、200m。
- c 暗色砂岩と黒色頁岩からなり、石灰岩レンズ・珪質頁岩の薄層をわずかにはさむ、100m。

Wum 若宮上部層 200m

- a 基底に1~5mの礫岩があって下位層と軽微な非整合。つづいて砂岩と頁岩。
- b 砂岩と頁岩の互層で珪質頁岩の薄層をよくはさむ。

化石については、T. KOBAYASHI・K. SUZUKI (1936) の研究があり、5種が千石層から記載されたが、これに追加すべきものが若干ある*。(第4図)

千石層の化石は第1表の通り。

若宮下部層でも、産地11 千石北西の山腹(宮田町)・12 力丸北東から上金生方面へでる山間の小道(若宮町)——いずれもWubの下部——に

Brotiopsis wakinoensis ryohoriensis SUZUKI

が豊富であり、このほか太田喜久はほぼ同層準から *Trigonioides* と *Plicatounio naktongensis* KOBAYASHI and SUZUKI を報じている。

脇野と南朝鮮の洛東(K. SUZUKI 1943)の両貝化石群の酷似性はより明確になったが、個々の種の層序的産出についていえば、両地間で、見かけ上の現象としては必ずしも調和的でない**。時間的分布についての総括的なことは最後の章に述べる。下位から上位までのいろいろ

* わたくし自身の採集品のほかに、太田喜久氏および相羽淑・久綱正典両氏の採集品をみた。

** 千石層と若宮下部層の両方から多産する *B. wakinoensis ryohoriensis* は、南朝鮮では今のところ洛東下部に知られるだけだし、洛東では上部にしか知られない *P. naktongensis multiplicatus* は、千石層からすでに現われる。しかしこのような不調和は採集の偶然性による疑が多い。

第1表 協野地区の千石層産化石

層準 産地	Wlb		c ₁			c		c ₃	d		unk.*
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
	千石—尾多良間の県道・峠の南(幸袋町)	力丸—千石間の河畔(宮田町)	千石—尾多良間の県道・峠	千石—尾多良間の県道・峠の北	力丸北東路傍の崖	力丸—千石間の河畔	力丸—千石間の河畔	千石—尾多良間の県道	千石西はずれの路傍	千石西はずれの路傍	
	()	()	()	()	()	()	()	()	()	()	
<i>Brotiopsis wakinoensis ryohoriensis</i> SUZUKI	C	A	A	A	VA	VA	A	A	C	VA	VA
<i>B. aff. wakinoensis ryohoriensis</i> SUZUKI	—	—	—	—	VR	—	—	—	—	—	—
<i>B. cfr. kobayashii</i> SUZUKI**	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	R
<i>Trigonioides kodairai</i> KOBAYASHI and SUZUKI.....	—	—	—	—	R	—	—	—	—	—	C
<i>Plicatounio naktongensis</i> KOBAYASHI and SUZUKI	—	—	—	—	C	—	VR	—	—	—	C
<i>P. naktongensis multiplicatus</i> SUZUKI	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	R
<i>P. triangularis</i> KOBAYASHI and SUZUKI.....	—	—	—	—	?VR	—	—	—	—	—	X
<i>P. sp. nov. ?</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	VR
<i>Paranodonta otai</i> KOBAYASHI and SUZUKI.....	—	—	—	—	?VR	—	—	—	—	—	VR
Cfr. <i>Nakamuranaia chingshanensis</i> (GRABAU)	—	—	—	—	?VR	VR	—	—	—	—	R VR
<i>Limnoperna sengokuensis</i> HASE MS***	—	—	—	—	—	—	—	—	—	C	—
<i>Pelecypoda gen. et sp. indet. nov. ?</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	R
<i>Euestheria sp. (kyōngsangensis group)</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	R

VA : very abundant A : abundant C : common R : rare VR : very rare

X : T. KOBAYASHI • K. SUZUKI (1936) による。

* 千石層からにはちがいないが、正確な産地の不明なもの。

** みかけ上は *kobayashii* の小さなものと変らない多数の未成年殻が、よく *ryohoriensis* の成年殻と一っしょに産出する。*ryohoriensis* はその個体発生の初期に *kobayashii* 的な形態をとるものであるから、これらの未成年殻も共産関係から *ryohoriensis* のそれとみるべきであろう。それとは別に、本当の *kobayashii* に比較されそうなものがごく少数ある。

*** T. MATSUMOTO (Editor 1954) の Table 31 に *VolSELLA* sp. とあるもの。

いろの場所から圧倒的に多数の個体がえられる *B. wakinoensis ryohoriensis* の形態の変異については、かなりくわしく調べてみたが、特定の層準が特定の型で代表されるような、層準による変異の明瞭な差は見出しにくい。ただ産地9 (Wld) の *ryohoriensis* がすべて *B. kobayashii*

との中間的な型*であったこと、産地12 (Wub) でも中間型が比較的多かったことを書きとどめておく**。

B 百合野地区

脇野の北東・直方市のすぐ西に、北西側を花崗閃緑岩に貫入され、ほかの三方を古第三系にとりまかれて、百合野(宮田町)・六ヶ岳を中心とする中生界がある。松本達郎・長谷晃・太田喜久*** (1949, 50)の研究によると、その層序と構造はつぎのようである。(第2・3図版)

1. 層序

脇野亜層群

W1 千石(相当)層 地区の南端・御徳には、砂岩・チャート・変輝緑岩などからなる相田層相当の古生界がせまくあらわれるが、それとの関係は古第三系の被覆のため観察されない。千石相当層は厚さ約350m、おもに青色ないし淡緑色(一般によく風化して黄灰色や桃色になる)の細粒砂岩と黒色ないし暗青色(風化すると黄灰色)の頁岩・砂質頁岩からなり、石灰岩レンズをふくみ、ごくまれに礫岩と細粒珪質岩をはさむことがある。標式地の千石層と、全層厚において、また石灰岩レンズをともない珪質ないし凝灰質様岩はとるにたらない程度しかない点において似ているが、標式地では黒色頁岩を主体とするのにたいし、本地区では頁岩よりも細粒砂岩のほうが優勢である。店屋一尾勝一兵舟では、つぎのような層序が、下から上へたてられる。

——基底不明——

- b 黒色ないし暗青色頁岩と青色細粒砂岩, 80m。
- c 細粒砂岩と頁岩に、一部は白色結晶質・一部は不純ないくつかの石灰岩レンズがふくまれる。b・cとも頁岩には層面に斜交するスレート状のわれ目がよく発達する, 40m。

——断層?—沖積層の被覆——

- d 細粒砂岩と頁岩の互層。塊状のものもあるが、ひんばんな細互層が多く、まれに礫質砂岩の薄層をはさむ、厚さ40m。植物破片と不良貝化石をごくまれに産する。
 - e 塊状ないし成層の細粒砂岩が主で、頁岩をすこしはさむ, 50m。
 - f 細粒砂岩と頁岩の互層。下位に珪質の層灰岩様薄層がある, 35~70m。
 - g 主部はむしろ塊状の細粒(ときに粗粒)砂岩が主、最上部に貝化石を産出する砂岩・頁岩互層がくる, 70~100m。d—gを通じ剝離性にとむ縞状の頁岩がときどき発達する。
- 鶴田から竜徳・庄谷(犬鳴川以西)の方面では、gないしf—gの部層があらわれているらしく、砂岩と頁岩からなり、ごく薄く礫岩と細粒珪質岩がはさまれる。

Wm 如来田(相当)層 標式地の如来田層と同様、黒色頁岩の多い脇野亜層群中では特長的な累層で、標式地におけるような赤紫色岩はないが、かわって珪質頁岩がよく発達す

* 普通の型にくらべると、*kobayashii* 的な縦の肋が顕著になるが、その上に疣が弱いながらもあることで *ryohoriensis* にふくめられる。

** 脇野の北西・旧山口村地区の千石相当層(太田喜久・古川和代 1953: 日本地質学会西日本・関西両支部合同例会講演)から太田の採集した化石をみせてもらったが、すべて *B. wakinoensis ryohoriensis* SUZUKI であった。

*** 化石は全部わたくしが調べた。

る。これは暗灰・青灰・淡緑・乳白などの色調を示し、10cm~1m程度によく成層し、一部には葉習理がいちじるしく、一見凝灰質様*の外観をする。なかに石灰質なものも多く、連続性のよくない小礫礫岩も薄くはさまれる。普通の砂岩・黒色頁岩もあり、貝化石とごくまれに植物破片を産出する。全体の厚さ200~350m。千石相当層との関係は整合的であり、場所によって基底に小礫礫岩をもったり、基底面直上ではなくても、それに近い位置に礫岩を伴ったりすることは多いが、非整合を示す事実は観察されなかった。

犬鳴川以東の丘陵地帯では次のように上下に2分され、それは標式地における区分によく似る。

- a 珪質岩の発達の顕著な層：岩相はかなり変化し、川東ではほとんど珪質岩だけからなっていて厚さ約120m、百合野の南では普通の砂岩・頁岩の方が優勢で珪質頁岩や濃緑色凝灰質様砂岩を薄層としてはさみ、推定の厚さ150m、尾崎では珪質岩を主とする層(a₁, a₃, a₅, a₇)と普通の砂岩・頁岩を主とする層(a₂, a₄, a₆)が、おのおの20~数10mの厚さをもって交互する。川東の礫岩には石灰岩礫が含まれ、百合野の南には石灰岩の小レンズがある。
- b 珪質岩を含まない層：典型的な如来田相当層から若宮相当層への移過的な岩相。百合野では、偽層や水中の滑動による堆積異常構造の発達する頁岩・砂岩・礫質砂岩の細互層約20mを中部にして、その下と上にそれぞれ30mと50m位の厚さの、塊状ないし厚く成層し、よく風化して黄灰~赤褐色をしめす細粒砂岩がある。

犬鳴川以西の六ヶ岳山塊では、露出が断片的すぎることと、地質構造が単純でないことのために、層序・層厚とも明確さをかく。珪質な層灰岩様岩石をいろいろの層準にかなりひんばんにはさむが、全体としては、普通の砂岩・頁岩の方が量的に優勢な交互層からなり、基底部~下部に小礫礫岩を伴い、石灰質ノジュールをふくむことも多い。

Wu 若宮下部(相当)層 標式地の若宮下部層と同様、頁岩と砂岩のいろいろのオーダーの互層からなり、砂岩より黒色頁岩(剝離性の著しいものもよくある)の方が量的に多く、下部に細粒珪質岩の薄層をはさむことまで標式地に似る。上部は褶曲をくりかえすため、層厚は明確さをかくが、おおよそ600mと算定される。如来田相当層との関係は、まれに2m内外の小礫礫岩が基底にあるほかふつうは礫岩をみず、漸移整合的である。

百合野の北と手向山一上新入の道ではつぎのような層序がみられる。

- a 砂岩(ときに礫質)と頁岩の互層、基底部にちかく貝化石層がある。厚さは北西断層の東で30m、西で80~120m。
- b 塊状砂岩、厚さは20~30mにすぎないが、連続性がある。
- c 一般によく成層した頁岩層ないし頁岩・砂岩のひんばんな互層で、ときどき塊状の砂岩をはさみ、貝化石層がある、250~300m。

——向斜——古第三系被覆——

六ヶ岳山塊北斜面から剣岳一帯にも、頁岩勝ちの砂岩・頁岩互層が分布し、如来田相当層に近い部分に細粒珪質岩の薄層・葉層をはさむことがある。

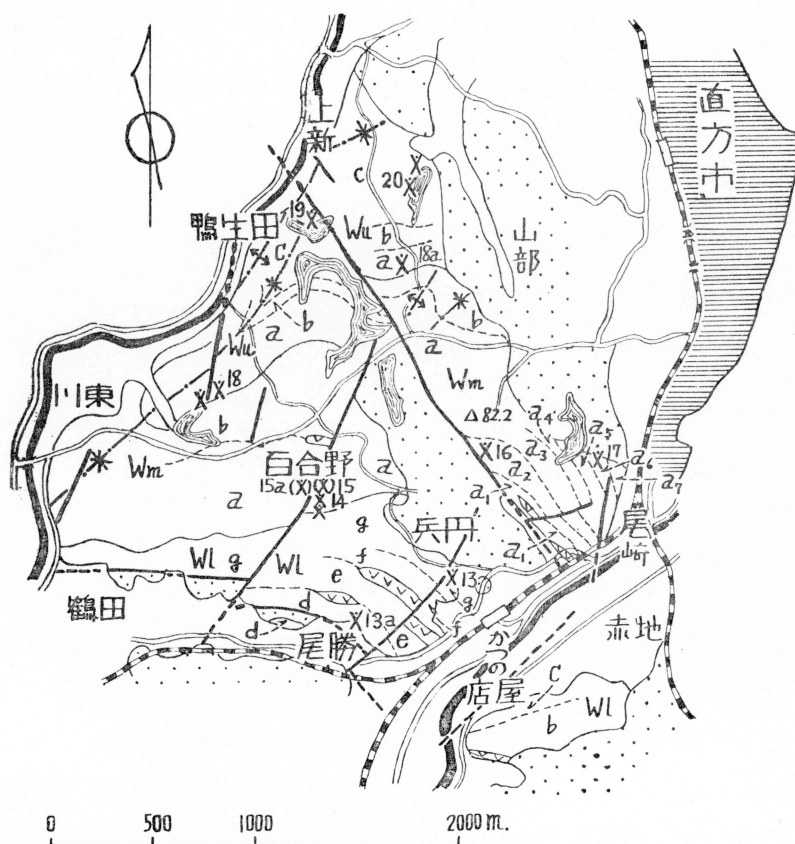
以上、本地区の脇野垂層群は、珪質頁岩の発達で特長づけられるものの中にして3層に分

* 検したもののなかに、斜長石と正長石が多く、石英も少量あり、変成岩類の岩片をかなり含むものがある。基質は凝灰質様にみえる部分もあるが、明らかにそうとは確認できない。

けられ、おのおのは基底に礫岩をもつこともあるが整合的に重なり、岩相と層序関係から脇野地区の千石・如来田・若宮下部の各層に対比されることをのべた。若宮上部層に相当するものは、露出の範囲ではみられない。

2. 化石

いくつかの化石産地があたらしく見つかり、第2表のような属種が明らかにされたが、個体数は特定の産地ではきわめて多いのにたいし、種数は少ない。脇野地区に特長的だった *Brotopsopsis wakinoensis ryohoriensis* が、本地区では現在のところまだ発見されない*。かわって



×13: 化石産地および産地番号

(×): 転石

Wlaその他の記号は本文中の層序記号に対応(点は古第三系 ∨は珩岩)

第5図 百合野地区の化石産地

Viviparus onogoensis と *Nakamurania chingshanensis* がおおく、前者は南朝鮮では洛東下部

* 小倉地区の千石相当層からは多産するから、今後見出される可能性がある。

第2表 百合野地区の脇野亜層群産化石

層準 産地	千石層 (相当) Wl		如来田(相当)層 Wm					若宮下部(相当)層 Wu				
	d	g	a		a ₂	a ₆	a		c			
	13a	13	14	(15)*	(15a)*	16	17	18	18a	19	20	
	尾勝の小道	兵丹の小道	百合野南方の小巷	"	"	尾崎北西・手向山南東の山中(直方市)	尾崎北方の路傍		百合野の学校の北西山中	百合野北東から上新入への西	鳴生田の池の北岸	上新入南東の池の西岸
	(宮田町)	(小竹町)	(宮田町)	()	()	()	()	(宮田町)	(直方市)	()	()	
<i>Viviparus (Sinotaia?) onogoensis</i> KOBAYASHI and SUZUKI**.....	?VR	—	R	VR	—	R	—	—	—	C	VA	
Cfr. <i>Bulimus rakutoensis</i> SUZUKI	—	VR	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Brotiopsis kobayashii</i> SUZUKI	—	C	—	—	—	—	R	—	—	—	—	
<i>B. kobayashii sinsyuensis</i> SUZUKI	—	—	—	—	—	—	—	VA	—	—	—	
<i>B. sp.</i>	—	—	—	VR	VR	—	—	—	VR	—	—	
<i>Nakamuranaia chingshanensis</i> (GRABAU)	—	VR	—	—	—	VR	—	R	—	A	VA	
<i>Cladophlebis sp.</i>	VR	—	—	VR	—	—	—	—	—	—	—	

VA・A・C・R・VRは第1表の場合とおなじ。 *転石。

** = *Viviparus (Sinotaia?) keisyoensis* SUZUKI 百合野地区だけにかぎらず、脇野亜層群産の *Viviparus* には、手取層群から記載された *V. (S.?) onogoensis* KOBAYASHI and SUZUKI (1937) に同定されるものと、洛東統から記載された *V. (S.?) keisyoensis* SUZUKI (1943) に同定されるものの2つの型があるが、両型は、中間的なものをおとしてまったく連形的であり、ほとんどつねに同一産地から共産し、同一種にふくめられる。

に普通な種であるが、ここでは脇野上部に多産し、後者は南朝鮮の場合と同じような分布をしめす。*Brotiopsis kobayashii sinsyuensis* が若宮相当層にかぎって多産することにとくに注意しておきたい*。(第5図)

3. 地質構造

中生界の一般走向は北東東から東西にちかく、ときに北西に走り、傾斜はおおむね30°、地

* 百合野地区だけについていえば、*B. kobayashii* が *kobayashii sinsyuensis* よりも下位に分布し、それは南朝鮮における産出順序と符合するようにみえるが、小倉地区などでは両者はおなじく若宮相当層から産出するから、*kobayashii* の層序的分布は脇野全体にわたることになる。ただ *kobayashii sinsyuensis* の方は、西日本と南朝鮮を通じ、現在のところ脇野—洛東の上半部からしか知られていない。この亜種は、*kobayashii* と生長の初期の段階では違わないが、後期に縦の肋がほとんど完全に消失することを特長とし、この形態上の性質は層序的産出に調和するようにおもわれる。

区の南端・店屋付近に最下部層があって、はじめは北に向かい順次上部の層が重なるが、まもなく犬鳴川にちかづいて向斜をつくり、それから緩傾斜ないし中程度のつよさの非対称的褶曲を数回くりかえして、地区の北端・剣岳に達する。基盤を遠ざかった神崎・剣岳方面では局部的に60°前後の急傾斜をしめすこともある。褶曲軸は北東東方向に走り、東にかたむく。これらの主褶曲にともない、より小規模な副褶曲もところどころに観察される。

褶曲構造をきって断層があるが、もっとも表現のいちじるしいのは、北西系断層で、これを境にして北東側の中生界と南西側の古第三系が接する。この断層は、中生界と古第三系の変位量からみて、古第三系堆積前にすでに中生界に存在していたものが、のちにふたたび動いたものであると松本達郎(1951)によって指摘された。このほかに地層の変位は大きくないが、北東～北北東系のものがほぼ同じオーダーの間隔をおいて週期的にあらわれ、尾崎では東西にちかい断層もみられる。

脇野亜層群をつらぬく貫入岩類としては、玢岩(quartz-bearing hornblende porphyrite・quartz-bearing augite hornblende porphyrite—いづれも alteration をうける)が岩脈・岩床その他いろいろの形と大きさをもって諸所にあらわれ、とくに六ヶ岳山塊に多い。本地区の北西部には花崗閃緑岩が、周辺部に細粒優白質の小岩脈をともなって、中生界の構造に discordant に貫入し、ひろく六ヶ岳一円の中生界と玢岩に熱変成をあたえており、地区の南端には相田層をつらぬき、それに熱変成をあたえる黒雲母花崗岩がある。このほか法花寺・山持・六ヶ岳東部の谷などには、輝緑岩ないし粗粒玄武岩の小岩体のみられ、法花寺のものは北東性断層によって破碎される。

C 小倉—八幡地区

小倉・戸畑・八幡三市の南方山地にはかなりひろく中生界が分布し、小林貞一(1936)は小倉市道原付近から *Brotia wakinoensis* KOB. and SUZ. の産出を報じたことがあるが、この中生界の地質について詳しいことはほとんど知られていなかった。第2次大戦ののち、九州大学の進級論文フィールドとしてこの地が選ばれ、新しい化石産地がいくつか発見された。これらの化石層の層序的位置と化石内容を、全体の層序と構造の解明のなかにとらえることを目的として、わたくしはこの地区の東半部を調査した(太田喜久・長谷晃・松本達郎1949, 太田・長谷・井上正昭1951)。地区の中部には合馬・田代を中心に、玢岩を主体とする火成岩類が東西の方向にいくらかのびて分布し、それによって南と北の2地域が区別される(以下それぞれ南域・北域とよぶ)。南域の道原付近については太田喜久(1955)の論文があり、いずれ本地区全体にわたるくわしい地質の記載も行われるであろうから、ここには化石* について新しくとりあげ、あわせて西中国・北九州全域の層序と構造の総括に必要な範囲で地質の概要を、前記の共同調査からのべておきたい。(第4・5図版)

1. 層序

脇野亜層群

W1 千石(相当)層 チャート・砂岩・粘板岩・凝灰岩などからなる古生界の相田層

* 化石は、おもにわたくし自身の採集品に九州大学進論(滑石直幸・井上正昭・嘉村豊の諸氏)の採集品を加えて、わたくしが調べた。

を顕著な傾斜不整合をもっておおう*。

基底部には礫岩がいちじるしく、その礫は古生界のチャート・砂岩・粘板岩などで構成され、なかにほとんど石灰岩礫（徳力ではフズリナ化石を含む）だけからなるようなところもある。礫岩の基質はときに赤紫～緑色凝灰質様で、同色の砂岩・頁岩もはさまれる。徳力の基底面のすぐ上には石英安山岩起源の淡緑色凝灰岩**があった。

主部は砂岩・頁岩の互層（砂岩優勢、石灰質砂岩・縞状頁岩がある）からなり、基底部にちかく化石層が追跡される。

全体の厚さは新月で150m一、櫛ヶ峠・道原で250m±、北域にはあらわれない。

以上を標式地の脇野地区に比較すると、基底部の礫岩は力丸礫岩によくいるが、全体としては脇野地区のように黒色頁岩が優勢でなく、全層厚もいくらか薄い。

Wm 如来田（相当）層 新月の南方と春吉では、薄い礫岩を基底にもって、千石相当層上に重なるが、非整合的なものは観察していない。石灰質あるいは珪質***、かつ凝灰質様のみかけをした細粒砂岩・頁岩が特長的で、ふつうの砂岩・頁岩と互層あるいは移化しあい、ときに石灰質ノジュールにとみ、非連続的なうすい礫岩や赤紫～緑色層****をはさむことがある。珪質～石灰質岩は、青灰・淡緑・乳白・暗色などの色が層状にかさなりあったり、不規則にいりまじったりし、一般によく成層して葉層理をしめすこともおおく、その岩質と成層状態はとくに百合野地区の如来田相当層に酷似する。厚さは南域で約200m、北域では変形のため明確さを欠くが、250～300mと推定される。北域の比較的上部からむしろまれに貝化石がでた。

Wu 若宮下部（相当）層 太田によれば、紫川河床に基底の礫岩と侵蝕面が観察されるといわれ、中川原北方の県道（化石産地29）でも、厚さ2～3m程度の2枚の礫岩（チャート・石灰岩の礫がおおい）を基底にもつが、そこでは直下の含赤色岩層とのあいだに侵蝕面らしいものはない。山本南部（化石産地26）では、おなじく如来田相当層最上位の含赤色岩層上に含貝化石頁岩層がくるが、あいだになんら礫岩をみない。

砂岩と頁岩のいろいろの程度の互層からなり、比較的塊状のものからこまかく成層するものまである。砂岩は青灰～淡緑色、細粒から粗粒のものまであるが、細粒砂岩がおおい。頁岩には暗青～黒色のもの・縞状のものがよくみられ、往々にしてスレート状のわれ目が発達する。石灰質ノジュールにとむところがあり、凝灰質様岩はほとんどなく、全体としては砂岩よりも頁岩の方が優勢で、脇野地区の若宮下部層ににる。

厚さは北域で200～300m±、南域では下関亜層群に直接おおわれるために、100m位じかない。前記中川原の礫岩中にはさまれる縞状頁岩から、魚と貝蝦化石を産し、その他諸所に貝化石を多産する。

Wum 若宮上部（相当）層 下部に礫岩層をもって北域の若宮下部相当層上にかさ

* 南北性断層で北へ転位されてあらわれる徳力付近の基盤岩類は相田層ではなく、常森層群類似のものらしく予察される。

** 斑晶・基質ともにplagioclase・quartz・biotiteがあり、chloritization・sericitizationをうける。

*** 南域の新月・春吉付近では石灰質のものがおおく、北域の中川原・蒲生一帯では珪質のものがおおい。

**** 化石産地24の、赤紫色と互層する緑色の、外観は凝灰質様の岩石を検鏡すると、石灰質頁岩であって凝灰質ではまったくない。

なり、平原東の路傍の崖では基底に軽微な凹凸面が観察された。礫岩層の厚さは場所によっていちじるしく異なり、山路—山田間から河内池南東へかけての背斜の南翼および萩崎方面では一般にうすく、5mたらずの礫岩1~2枚で代表されるにすぎないところもあるが、前記背斜の北翼(猪倉南・河内池北部の東岸)では、いく枚もの礫岩が砂岩・頁岩と互層して、全体の厚さ150m±におよぶ。これらの礫岩は、おもにチャート・砂岩・粘板岩の pebble 大の円~亜角礫からなる淘汰のあまりよくない普通の礫岩だが、ただ萩崎の南のものは基質が赤紫~緑色で、同色の砂岩・頁岩と互層する。

下部の礫岩層をのぞいた主部は、若宮下部相当層にいた砂岩・頁岩の互層だが、砂岩の方が優勢であることと、凝灰質様の外観をする砂岩*がかなり発達すること(とくに上部にしたがい、緑色の凝灰質様砂岩を増す)とで、若宮下部相当層から区別される。局部的には黒色頁岩の顕著な部、石灰質でノジュールに富む部などがあり、薄い非連続的な礫岩もはさまれる。

全体の厚さは200~400m、下から上までのいろいろの層準に貝化石がおおく、ごくまれに植物破片も産出する。

以上、本地区の脇野亜層群は、整合ないし局部的には軽微な侵蝕面をもって重なる一連の累層であり、珪質岩あるいは“凝灰質様岩”の有無ないし多少・黒色頁岩の発達程度・各基底におおくの場合みられる礫岩の存在などを基準にして、4層に分けられ、そのおのおのは岩相層序的に標式地の4層に対比される。

下関亜層群

S1 塩浜(相当)層 塊状のものからよく成層して葉層理をしめすものまである砂岩・頁岩と礫岩からなり、しばしば凝灰質**、あるいは珪質ないし石灰質で、ノジュールにとむこともあり、赤紫・緑・暗灰・青灰・黄灰・灰白などの色が互層したりいりまじったりする。脇野亜層群とちがって黒色頁岩はきわめてとぼしい。礫岩には、白色・緑色・赤色のチャートと砂岩の cobble~pebble 大の円~亜角礫がおおく、局部的には石灰岩礫にとみ、三岳北方から河内池南東へかけての一带では、水磨された安山岩礫が相当量まじり、ときに赤紫色砂岩の礫をもって同時侵蝕のみとめられるところもある。礫岩と赤紫色岩の発達程度は場所によってことなり、山田付近では両者ともに著しいが、三岳—猪倉間の背斜の北翼・猪倉北西では、暗色~灰色のやや珪質な(いくぶんホルンフェルス化する)細粒~礫質凝灰岩で代表される。

脇野亜層群との層序関係は興味ふかい。北域の塩浜相当層はすべて若宮上部相当層をおおすが、両者の境には礫岩もなく、侵蝕面も観察されず——若宮上部相当層最上部の緑色砂岩上に塩浜相当層の赤紫色砂岩ないし頁岩が直接重なり、しかもあざやかな色のものがすぐにくるのでなく、いくぶんか赤紫の色合をおびる程度の岩層をもって漸移し——すくなくも見か

* 山路の南・化石産地47付近には凝灰質様の岩層が多く、はじめ下関亜層群と考えたが、この付近には黒色頁岩もかなり発達するし、黒灰色基質中に数mmくらいの白色角片を散在させる産地47の“凝灰質様”岩も、検鏡してみると、基盤の砂岩・頁岩の破片を含む石灰質頁岩だしするので、若宮上部相当層に含める。

** 検鏡したかぎりでは(三岳北西の緑色砂岩~頁岩・猪倉北西の lapilli tuff 様岩など)、hornblende andesite 起源であり、安山岩・砂岩・準片岩などの岩片をもつ。

けはまったく整合的なところがおおい。平原—山田間の道・山田—山路間の小道・猪倉—三岳間の峠の北などでこの関係はよく理解される。これらの基底そのものには礫岩をもたない漸移整合的な場合においても、基底に近い位置には多かれ少かれ礫岩がそう入されるのが普通であり、河内池東南の谷と猪倉北東のように、境界面そのものの性質はあきらかでないが、一応礫岩をもって脇野・下関両亜層群が分けられるところもある。南域では若宮上部を欠如して、若宮下部相当層上に直接重なることが、脇野亜層群の岩相層序の解明から知られる。この場合、太田によれば紫川畔の塩浜相当層基底に15mの礫岩があるといわれるが、春吉から水上山への山道では、上述のような層序間隙が考えられるにもかかわらず、その間になら礫岩をみない。要するに局所的な現象面はともあれ、くわしい地質図を作成してみると、塩浜相当層が脇野亜層群の異なる層をおおうことが確認される。本層は標式地(下関市)の塩浜層にくらべられ、その厚さは、露出のかぎりではどこでも100~150mくらいしかないが、八幡層に直接接していたりなどして、上限が不明である。高津尾の北の小丘の基底に近い層準からまれに貝化石がでた。

Sm 北彦島(相当)層 顕著な火山性の岩層である。南域では水上山に、赤紫~緑~雑色を呈する安山岩ないしその火山砕屑岩が、塩浜相当層上に累重する。

北域では萩崎・清水から山路にかけてひろく分布し、詳細はつきとめられていないが、少くとも一部は貫入、一部は断層関係をもって、塩浜層相当の赤紫色層を介在せず、直接南側の脇野亜層群に接する。ふつう塊状で、新鮮なものは緑~青灰~暗色だが、よく風化して黄灰~赤褐色になる、凝灰質砂岩ないし凝灰岩と“角礫状安山岩”とが主体をなし、後者は角ばったあるいは引きちぎられたような紡錘形をした、拳大をこえる角礫ないし捕獲岩を不規則に含む凝灰角礫岩ないし集塊岩で、火口に近い噴出物を代表するものとみられ、鏡下では(萩崎・山路の若干の標本) hornblende andesite 質で quartz-bearing のこともあり、角礫としては安山岩ないし玢岩・閃緑玢岩・砂岩などを含む。このほか一部には均質細粒の安山岩熔岩もあり、ごくまれには砂岩・黒色頁岩の互層とうすい円礫岩もはさまれる。

この北部一帯、すなわち戸畑・若松の山地には下関亜層群の広い分布が知られ、松下久道・高橋良平・小原浄之助・岩橋徹・井上英二(1957)によって、下から a・b・c・d・e・f・g の7層に細分されている。aは上記萩崎—山路のものにあたるわけだが、b・c(aと岩相的には共通性多く、3者合せて厚さ1200m)は緑~灰色凝灰質砂岩を主とし、礫岩・凝灰角礫岩をとめない、一部に赤紫~暗色頁岩と安山岩をはさむもの、d・e・f(合せて1400m)の各層は安山岩を主体とし、その凝灰角礫岩・凝灰岩をとめない、若干の凝灰質砂岩・頁岩をはさむもので、d・eの安山岩は pyroxene andesite, fのは pyroxene hornblende andesite, eのなかにはやや酸性の安山岩もある、g(300m+)は顕著な礫岩と砂岩からなり、礫には安山岩のほか酸性火成岩をも含むといわれる。

松下らによる以上の記載からすれば、a—b—cは標式地(彦島・下関西南部)の**北彦島層**下部、d—e—fは同層中上部、gは**筋ヶ浜層**に間違いなく対比されるものと、わたくしはおもう。

Y 八幡層

関門層群から不整合をもって画されることと、酸性火山岩源の岩層であることから、別個

の独立した単元として取り扱われる。

不整合の性格は、三岳の北方・猪倉と河内池へ通ずる峠の南部では下関亜層群（塩浜相当層）の上に重なるが、猪倉の東南・223m三角点の北では下関亜層群を欠いて——一部にその凝灰岩がのこされる——脇野亜層群最上部の砂岩頁岩互層上に直接のるといったものである。流紋岩質凝灰岩および火山礫凝灰岩を主体とし、ふつう青灰色、堅硬、塊状、ときに葉層理や偽層をしめし、角礫としては流紋岩自身の礫のほか、安山岩の礫や砂岩・粘板岩・チャート・石灰岩・準片岩など古生層の礫をもち、豆粒大くらいのものが多いが、卵～拳大をこえるものもある。全体の厚さは走向・傾斜が明瞭でないので算定できないが、露出の範囲で100m程度とみられる。

猪倉の北と山路の南では、本層は脇野・下関両亜層群にたいし貫入関係にあり、hornblende dacite からなり、角礫質の場合がおおく、角礫として安山岩や砂岩をふくむ。

2. 地質構造

南域の構造は太田（1955）の記載にくわしい。

基盤の古生界の露出地をはなれた北域では、一般走向は南域と同様 NEE--SWW だが、南域の単斜的構造とことなり、NEE 方向に軸をもつ弱いし中程度の強さの褶曲をくりかえし、傾斜も普通20~30°程度だが、場所によって60°以上の急傾斜をしめすことがある。中央部の三岳—猪倉—帯をタイプにして説明すると、主褶曲として、山田の北から三岳の北へつづく複向斜があり、そこに塩浜相当層と八幡層がひろく分布し、この北に、山田—山路間から三岳—猪倉間を通り河内池東南へつづく背斜があって、そこに若宮下部相当層があらわれる。この北では猪倉の南東にやや規模の劣る向斜と背斜があって、向斜部に八幡層がのる。このような構造がさらに小規模の連続性もよくない褶曲と、三岳—猪倉間の峠をとおるNEE 性断層によって装飾される。紫川の西・中島—蒲生—恵里—萩崎の—帯では、南から北へ如来田相当層から若宮上部相当層までが順に重なり、その間にゆるやかな波曲がくりかえされるが、三岳—猪倉間にみるような大きい向斜・背斜はない。北彦島相当層はこれらの北側に一部貫入一部断層関係をもって接し、それ自身のなかに褶曲をみせてひろがるが、火山源岩石を主とするために、その構造は明確でない。

脇野・下関の両亜層群は、層序の項にのべたような部分的非整合の関係にあるが、同一の褶曲構造に参与し、八幡層はこれにいくぶん斜交するが、それ自身ゆるやかな向斜を形成する。これらの褶曲構造はNE および南北にちかいNNW 性の後成断層（とくに後者がめだち、ある程度週期的にあらわれる）によって変位変形をうけている。

関門層群をつらぬく火成岩（八幡層をのぞく）には、比較的大きな岩体として長行—合馬—田代の玢岩と、その中にさらに貫入する細粒閃緑岩および花崗岩（地質図の範囲にはあらわれていない）があり、小岩脈・岩床としては玢岩・石英斑岩・輝緑岩ないし玄武岩（augite basalt）がある。玄武岩にはNE 性断層にそうものがあり、田代の玢岩体のなかにも小岩脈としてあらわれる。

3. 化石

関門層群からの化石種属と産地は第3表に示される。

千石相当層では基底にちかくかなり連続的に化石層が追跡されるが、採集不十分のためま

だ知識が貧弱である。標式地と同様 *Brotiopsis wakinoensis ryohoriensis* が多産する。珪質岩の発達する如来田相当層では産出がすくない。若宮相当層では、連続性はかならずしもよくないが、下から上までのいろいろの層準に化石層があり、*Brotiopsis* については *wakinoensis ryohoriensis* にかわって、より小型の種すなわち *kobayashii* と *kobayashii sinsyuensis* が特長的であり、そのほかに *Viviparus onogoensis* と *Nakamuranaia chingshanensis* を多産し、とくに後者は分布ももっとも普遍的、個体数ももっとも多い。南朝鮮 (K. SUZUKI 1943) におけるこれまでの知識では、*kobayashii* は錦舞層すなわち洛東下部を、*kobayashii sinsyuensis* は晋州層すなわち洛東上部を代表するということになっているが、本地域に関しては脇野上部から両者ともに多産する(百合野地区ⅢB2参照)。*Plicatourio nakdongensis* と *P. nakdongensis multiplicatus* も、前者は錦舞・晋州両層に、後者は晋州層だけに知られるのだが、本地域では両者とも脇野の上下両方に分布する。

注目したいのは *Trigonioides kodairai intermedius* で、これは洛東一脇野動物群の特長種 *T. kodairai* と新羅動物群の特長種 *T. paucisulcatus* との中間的性質*をもつものであり、層序的にも中間的位置にあたる若宮相当層からまれにではあるが産出する**。

下関亜層群では、わずかにその下部の1産地から脇野貝化石群の要素2種が見出されたにすぎない。

D 彦島一下関西南部

関門海峡をはさんで中生界の発達がみられ、門司側については太田喜久(1952)の、彦島・下関側については植田芳郎・小原浄之助・応地善雄・松本達郎(1951)の調査があり、T. MATSUMOTO (Editor 1954) の論文にも層序の要約がのせられ、植田(1957)のくわしい記載も公にされた。彦島と下関南西部海岸における層序は下関亜層群の一標準となるから、上記研究にもとづいて概要を摘記しておきたい***。

彦島の最南端には、古生層らしい(?)片岩状砂岩と輝緑凝灰岩がせまく露出し、関門層群はこれと断層をもって接し、一般走向 NWW—SEE、中部で中程度の規模の褶曲をするほかは、北へ20~30°の傾斜をもって単斜的に重なる。(第6図版)

脇野亜層群****

Wu 若宮下部(相当)層 砂岩と黒色頁岩の互層だが細粒砂岩が優勢、一部に乳白色細粒珪質岩と不純石灰岩レンズを含む。産地50 田首西方500mの県道のそば(下関市)の黒色頁岩から

Viviparus (Sinotaia ?) onogoensis KOBAYASHI and SUZUKI
Nakamuranaia chingshanensis (GRABAU)

* *kodairai* では殻の表面のほとんど全部を *radial ribs* がおおうのにたいし、*paucisulcatus* ではそれが殻の後部と殻頂付近に限られ、ほかはただ生長線があるにすぎないとされる。ここに *kodairai intermedius* としたものでは、殻の前半で *radial ribs* がたいへん弱くはなるが、完全には消失しきらず、部分的に痕跡が残っている。

** 南朝鮮でも錦舞層産の *kodairai* は普通の型であるのにたいし、晋州層のものは *paucisulcatus* との中間型であると記述されているから、これは *kodairai intermedius* とすべきであろう。

*** 標準層序のとれるルートを松本達郎教授と植田芳郎氏に案内していただいた。化石は滑石直幸氏の採集品をゆずりうけて調べた。

**** 下関半島部では下限不明だが如来田相当層以上の脇野亜層群 Wm—Wu—Wum がそろって発達し(植田)、門司側では千石相当層を欠き、如来田相当層が直接秩父累層群をおおう(太田)といわれる。

第3表 小倉一八幡地区の関門層群産化石

層 準 産 地	千石(相当)層 W1部			如来田(相当)層 Wm部		若宮下部(相当)層 Wu部										若宮上部(相当)層 Wum部										塩 浜 (相当) 層SI				
	(21)	下 部		24	25	26	27	28	29	30	下 部			上 部			36	37	38	39	40	下 部		上 部		47	48	49		
		22	23								31	32	32'	33	34	35						41	42	43	44				45	46
	榎峠—向方中間から南東への谷	新月から西への谷の小道	徳力部落南端の路傍	蒲生神社から北西への谷の採石場	鷲峰山北東山腹の道	山本部落南端の崖	高津尾部落のすぐ南西の路傍	長行小学校のすぐ南西の丘の道	中川原北・萩崎への県道のそば	虹山北・小熊野への県道のそば	河内池中部の南東岸	"	"	"	恵里北・宮尾への道のそば	中尾—猪倉間・猪倉よりの路傍	音滝観音南・貝島山の家前	平原北東の山腹の新道	平原部落南端の路傍	山田—山路間峠の北の小道	山田—山路間峠のすぐ南の谷	平原北東の山腹の新道	平原南西・山田への道のそば	山田—山路間峠の南の川畔	猪倉北東の採石場	山路南方の南の小道	山路南方の路傍	金剛山北西の谷・畑南方	高津尾北の丘の西側	
	(小倉市)	"	"	"	"	"	"	"	"	"	(八幡市)	"	"	"	(小倉市)	(八幡市)	(香月町)	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	(香月町)	(小倉市)
<i>Viviparus (Sinotaia ?) onogoensis</i> KOBAYASHI and SUZUKI****	—	—	—	C	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	R
<i>Brotiopsis wakinoensis ryohoriensis</i> SUZUKI	VA	R	VA	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>B. aff. wakinoensis ryohoriensis</i> SUZUKI****	—	VR	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>B. kobayashii</i> SUZUKI	—	—	—	—	R	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>B. kobayashii sinsyuensis</i> SUZUKI	—	—	—	—	—	—	—	—	—	R	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>B. sp.</i>	—	—	—	—	VR	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Trigonioides kodairai</i> KOBAYASHI and SUZUKI	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>T. kodairai intermedius</i> HASE MS	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Plicatounio naktongensis</i> KOBAYASHI and SUZUKI	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. naktongensis multiplicatus</i> SUZUKI	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Nakamuraia chingshanensis</i> (GRABAU)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Pelecypoda gen. et sp. indet. nov. ?</i> *****	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Euestheria sp. (kyōngsangensis group)</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cfr. <i>Manchurichthys sp.</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Cladophlebis sp.</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

VA・A・C・R・VRは第1表の場合とおなじ。下部・上部とあるのは各層をおおよそ2分した場合の下部と上部。 *転石。 **千石相当層からにはちがいないが、正確な産地の不明なもの。 ***aとbはたがいにごく接近したところ。 ****厳密には不明だが、32とほとんど同じか近いところ。 *****第2表参照。 *****脇野地区(千石層)からでるものとおなじ。

が豊富。

Wum 若宮上部(相当)層(田首層) 基底部に薄い含石灰岩礫岩があるが、下位岩層との関係は玢岩の貫入のため不明。(下関半島部では、顕著な礫岩の存在と下位岩層の部分的削除によって認識される非整合があるといわれる。)暗青～緑灰色、塊状の凝灰質様砂岩からなる単調な層で、岩相上は脇野から典型的な下関亜層群への漸移層のような性格をしめす。厚さ約250m。

下関亜層群

SI 塩浜層 基底部から顕著な礫岩があり、Wum とのあいだに非整合が予想されるが、詳細不明。火山質礫岩と凝灰質砂岩・頁岩ないし凝灰岩との互層(上部に凝灰角礫岩)からなり、赤紫～緑色をしめすことが多く、鏡下でも明確に安山岩質である。礫岩はチャート・砂岩・片岩・石灰岩・安山岩・石英安山岩などの cobble 大までの円～垂角礫を含み、淘汰不良。全体の厚さ300～350m。

Sm 北彦島層 700m

a 下部 hornblende andesite 150～200m, 塩浜層上に整合に重なる熔岩, 帯緑ないし一部赤紫色でひどく変質し, 上部の50m には凝灰角礫岩状の部がある。

b 中部 pyroxene andesite 150～200m(a 上に整合的, 緑色, しばしば角礫状)・augite hornblende andesite 70m± (pyroxene andesite のなかに岩脈および岩床状)・pigeonitic augite porphyrite (a のなかに岩頸または岩脈状)・quartz-bearing hornblende andesite (pyroxene andesite を貫く)の諸岩石から構成され, すべて変質をうける。

c 上部 小門層 c₁ 100m, 基底部に安山岩・石英安山岩の岩片からなる火山角礫岩ないし集塊岩, その上に暗色塊状の凝灰岩(石英安山岩質のものあり); c₂ 70m, augite andesite, 暗緑色いくらか変質; c₃ 50m, 緑色塊状の安山岩質凝灰岩。

Su 筋ヶ浜層 厚さ数mの礫岩をもってはじまるが, その基底には侵蝕面がみられ, 礫には北彦島層の凝灰岩と安山岩の角礫を含み, 下位岩層と非整合。全体としては火山質礫岩(淘汰不良だがある程度水磨された cobble 大までの火山岩礫からなり, 堆積源の礫をほとんど含まない)と凝灰質砂岩・頁岩ないし凝灰岩とのひんばんな互層で, 厚さ800m以上。

下部 a は凝灰岩ないし凝灰質砂岩・頁岩が優勢。

上部 b は火山質礫岩が優勢, 上位につれて碎屑物質を増し, 偽層が発達。

これらの火山性堆積物は, SI と異なり, 赤紫色をうすくおびるものが一部にある程度で, おもには暗色ないし緑色をしめし, 角閃石安山岩質のものもあるが, 石英安山岩ないしアレン岩の礫を多量にもち, 基質も同源のものが相当多い。

以上, この地域の下関亜層群は全体の厚さ1800m, いちじるしく火山性堆積物にとみ, 相当量の礫岩をもち, 黒色頁岩は無視しうる程度にしかなく, 安山岩を主体とするものを中部において3つの層*に分けられている。

E 豊西一内日地区

山口県の西部では, 豊西・内日両村から下関市北郊にかけて後期中生界がよく発達し, 標式

* 豊西地区(後述)ではこの上にもう一度安山岩層がくるが, 本地区では新生界に被覆されあらわれていない。

地の一つになる。吉母海岸の貝化石群については、はやくから注目されて詳しい研究もあり（横山又次郎1902, 小林貞一1931, 大石三郎1933, 小林・鈴木好一1939), 層序と構造についても, 戦後松本達郎(1949)の予察的調査にもとづく豊西層群の設定や, 遠藤尚(1947九州大学卒業論文)の未公開であることが惜まれる清末一帯の調査によって, 空白と混乱のままになっていたところに新知識がもたらされた。これらのあとを引き継いで, わたくしはまずもっともよく地層の揃っている豊西一吉見*の区域を精査し(長谷・梶野寛喜1951), 遠藤の手記をもとにして内日東部を検討し, ついで内日西部・勝山・福江の区域を調査した。重要な点については概要が T. MATSUMOTO (Editor 1954) に引用されているが, 全域にわたっての詳細はまだ公にされていないのでここに記載する。(第7・8・9図版)

1. 層 序・化 石

豊西層群

豊浦層群の上に, 構造的には平行だが, 顕著な基底相をもって非整合にかさなり, 白色石英質砂岩で特長づけられる一連の累層にたいし命名されたもので, 下部の含植物化石層と上部の含半鹹性貝化石層に2大別でき, それぞれは従来からの呼称により, ただ厳密な定義を加えて清末層および吉母層とよべばよい。清末層は, 基底部の礫岩・砂岩層から主部の頁岩の多い礫岩・砂岩・頁岩互層へうつり, 吉母層では主部の砂岩優勢な頁岩との互層の上に最上部の礫岩・砂岩層がくることがあり, その点では豊西層群も, 豊浦層群におけるような正規の輪廻ではないにしても, やはり1輪廻の堆積物を代表するものとみられる。

T1 清末層

a 高地峠基底礫岩砂岩層 内日東部区に, 鳴瀬から行政にわたって連続的に分布し**, 高地峠の南および西の谷・小野北東の道・上七見・防迫南西の谷などにそのよい露出がみられる。この区域の豊浦層群歌野層には粗粒岩がよくはさまれ, 不良炭層もあり, 植物化石も多く, かって大石が今日の歌野層と清末層のものを合せて清末植物化石層としたほどに, 両層は類似するが, つぎののべるような厚い基底層の追跡によってその境界を求めることができる。

この基底層は砂岩を主体とし, そのなかに礫を散在させたり, 消長のはげしい礫岩をともなったりするもので, 植物破片をふくむ砂質頁岩をごくまれにはさむ。砂岩は細粒のものまでであるが粗粒の場合が多く, 石英粒にとんで灰白~黄白色をしめし, 一般に塊状, とくに偽層がみられる。礫岩の礫は pebble 大以下で, 淘汰はあまり良好でないが, 比較的よく円磨され, 暗色ないし乳色のチャートがもっとも多く, 砂岩と珪長岩様岩石の礫, とくに豊浦層群の砂岩・頁岩の礫などをふくむ。全体の厚さは200m~250m+。

b 主部 内日東部区では T1a 上に整合に重なり, 防迫から六万坊山への谷・上七見の西および北西の谷・小野の北東・大畑から砥石山(410m山地)への大谷の北側の支谷などによく露出する。T1a のものとはほぼ同性質の白~淡色石英質細~粗粒砂岩と黒~暗青色頁岩~砂質頁岩(一部に炭質のものもある)の互層に, チャート礫の多い含礫砂岩・細礫礫岩がはさまれ, 全体の厚さ250~300m, 一般には頁岩の方が優勢だが, ところどころ砂岩・礫岩

* 以下, 田部川一下関水源池一深坂池の NNE 断層以東の地の北半を内日東部区(清末・岡枝の一部も含め), 南半を勝山区, 一之瀬一宗房一吉見東の NNE 断層以西を豊西・吉見区, この2断層にはさまれた地の北半を内日西部区, 南半を福江区と, 便宜的によぶことがある。

** 田部盆地をこえて上岡枝(植松一上諏訪の道の間)にも顕著な礫岩がある。

の優勢になる層準もある。頁岩はしばしば植物化石ないし破片にとみ、つぎのものが遠藤尚 (T. MATSUMOTO, Editor 1954 に表示) と高橋英太郎 (1957) によって報告され、上七見 (産地51・52) 小野 (53) 大畑南東の谷などにその主な産地がある。

Marchantites Yabei KRYSHTOFOVICH

Onychiopsis elongata (GEYLER)

Adiantites Sewardi YABE

Sphenopteris Goeperti DUNKER

Cladophlebis denticulata (BRONGNIART)

C. deltifolia OISHI

C. (Klukia ?) koraiensis YABE

C. toyoraensis OISHI

C. sp.

Nilssonia orientalis HEER

N. schauburgensis (DUNKER)

var. *parvula* YABE

Dictyozamites falcatus (MORRIS)

D. Kawasaki TATEIWA

Otozamites Beani (LINDLEY & HUTTON)

O. Klipsteinii (DUNKER)

Pterophyllum propinquum GOEPPERT

P. sp.

Zamites toyoraensis OISHI

Sagenopteris petiolata OISHI

Ginkgoites digitata (BRONGNIART)

Phoenicopsis sp.

Brachyphyllum sp.

Elatocladus constricta (FEISTMANTEL)

Podozamites sp.

内日西部区でも、東部と同様の互層が上原・出之口・寺岡の一带に分布し、ここでは下限まで露出せず、褶曲と断層もあって厚さは明確でないが、400mくらいと推定される。

豊西区では、ドーム構造の中心をしめて吉母の低山地に露出し、砂岩・頁岩に礫岩をとめない、植物破片が多く、ときに薄い炭質頁岩をはさむことは内日区と同様である。下からつぎのような層序がえられる。

b₁ (下限未詳) 250m, 礫岩が何度もはさまれるが、一般に礫は小さく granule~medium pebble 程度。

b₂ 300m, 礫質岩はきわめて少く、植物破片も多くない。

b₃ 150m, 礫岩が下部よりは量的にも礫の大きさからも顕著で、large~very large pebble 大のチャート・砂岩などの円礫からなるものもある。

b₃ の産地54吉母浦一大河原の中間の海岸 (豊西村) からわたくしと梶野の採集した植物化石は、高橋英太郎の鑑定によると、つぎのようである。(高橋1957)

Onychiopsis elongata (GEYLER)

Cladophlebis denticulata (BRONGNIART)

C. toyoraensis OISHI

C. sp.

Nilssonia orientalis HEER

Dictyozamites sp.

Otozamites Klipsteinii (DUNKER)

Pterophyllum propinquum GOEPPERT

P. sp.

Cfr. *Zamites Hoheneggri* (SCHENK)

Z. toyoraensis OISHI

清末層からは動物化石の発見が要望されるが、b₁かb₃か (おそらくb₁) 断層のため不明の産地55印内の池の南200mの家の裏山道 (豊西村) から、植物破片とともに

Cfr. *Corbicula (Mesocorbicula) tetoriensis* KOBAYASHI and SUZUKI
がきわめてまれに得られただけである。

Tu 吉母層

a 主部 清末層を整合におおって豊西区と内日東部区に分布するが、内日区では脇野 亜層群堆積前の削剝によって欠如することが多い。豊西村では吉母一大河原間の海岸に、内日

村では大畑南東の大谷の南側支谷に標式的に露出する。白～淡色砂岩と黒～暗色頁岩からなり、数cm～数10cmくらいの単位でよく成層する。一般には砂岩の方が優勢で、それは普通細～中粒、粗粒のものもあるが礫岩は無視しうる程度にしかない。まれに青灰～乳白色で縞状をしめす層灰岩様薄層があるが、ごく細粒のために検鏡しても凝灰質なる確証はみとめられない(普通の碎屑岩状構造も示さない)、全体の厚さは 150 ± 50 m。吉母・室津海岸や大畑山地における貝化石の産状をみると、*Ostrea*～*Exogyra* が(ときに *Bakevellia* や *Polymesoda* を伴い)砂岩中に密集して化石床～堆をなす部分と、化石にとぼしい部分が10cm～1m程度の厚さをもってひんぱんに互層し、*Ostrea*～*Exogyra* 以外の貝はおもに頁岩中に散在的あるいはある程度集合して産出する。

b 最上部 豊西区では Tua 上に礫岩・砂岩の互層(砂岩勝ち)50～100m—が重なる。礫岩はチャートと砂岩の very large pebble 程度までの陶汰不良の円～垂角礫からなり、ときに下位層の頁岩礫をもふくみ、基底には軽微な侵蝕面が吉母一帯で観察される。Tuaにも石灰質のものがあるが、とくに Tub には石灰質ノジュールが多く、礫岩の顕著さと相まって、脇野垂層群基底相との識別に困難を感じるほど、豊西・脇野の漸移相的性格をしめすことがある。頁岩もはさまれ、化石層もときにある。

吉母層の貝化石*についてわたくしの調べた結果は第4表に示され、T. KOBAYASHI・K. SUZUKI(1939)の研究につけ加えるべき事項はつぎのように要約される。

1. 既知の吉母海岸のほか、内日地区にも同一化石群集の存在が確認された**。
2. *Brotiopsis kobayashii*・*B. kobayashii yoshimoensis*・*Corbula* n. sp. (aff. *striatuloides* FORBES)・*Laternula endoi* があらたに加わった。
3. 領石貝化石群とくに熊本県八代地方のそれに密接な関係をもつことは、すでに指摘されたところだが、八代の川口層中に、表示するような同種ないし近似種のあることから、この親縁性はさらに明確に立証できた。
4. 吉母貝化石群中に、洛東一脇野化石群の特長種の一つである *B. kobayashii*、およびそれと亜種程度のわずかな差しかない *B. kobayashii yoshimoensis* が、前者はまれに、後者は場所により豊富に混入することはとくに注目に値する。すでに松本達郎は川口層から *Brotiopsis kobayashii elegans* を報じ、脇野垂層群下部と領石層群一吉母層の同時性を暗示したが、次項に記述するように、豊西層群上に直接重なる本地区の脇野垂層群が、最下部すなわち千石層を欠いて、如来田ないし若宮下部相当層から始まる層序の事実と、上記のような明白な脇野化石群の要素の産出によって、わたくしも、吉母層の少くも一部が千石層と同時異相の関係にあるものとし、両者を高知統に含める。この重要問題については、今後さらに古生物学的資料を増す必要がある。
5. 清末層には *Corbicula tetoriensis* に、吉母層には *C. antiqua* に比較されそうなものがまれにあり、手取貝化石群とのきわめてわずかな類縁性も予想されるが、いずれも不完全標本によるため明確でない。

脇野亜層群

層序関係と岩相、とくに後述する化石の発見によって、それまで豊西層群の分布とは別に北

* おもにわたくしと梶野寛喜氏の採集による。

** 化石産地の最初の発見は遠藤尚氏による。

第4表 豊西一内日地区の吉母層産貝化石

層 準 産 地	Tua														Tub	その他各地の領石層群 八代地域の川口層*****					
	(56)*	(57)*	(58)*	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	(70)*		71	72	73	74	75
高地南から350m山地へ入る谷	(内日村)	"	"	"	"	"	"	"	(豊西村)	"	"	"	"	"	(下関市)	"	"	"	"	"	"
大畑北から350m山地へ入る谷	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
大畑南から砥石山へ入る大谷	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
同大谷中流の南側山麓	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
同大谷上流の南側支谷	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
同大谷下流の南側支谷	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
室津浦一班石間の海岸	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
観音崎南方海岸	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
吉母浦北方海岸	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
吉母浦北方海岸	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
吉母浦一班石間の海岸	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
吉母浦一眼鏡間の海岸	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
石王田西・吉母浦への道	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
石王田北から178m山地への谷	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
金嶺東方山腹の新道	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
印内東方山腹の新道	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
金嶺一大河原間山道・金嶺より	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
同山道・大河原より	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
大河原南方海岸	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"

	(56)*	(57)*	(58)*	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	(70)*	71	72	73	74	75	aff.	aff.	
Gastropoda																							
<i>Brotiopsis kobayashii</i> SUZUKI**	-	-	-	?	-	-	-	-	-	-	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	aff.	aff.
<i>B. kobayashii yoshimoensis</i> HASE MS**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	x	x	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-	-
<i>Glauconia(?) neumayri</i> NAGAO forma <i>angusta</i> KOBAYASHI and SUZUKI	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-	-	-	-	○	○	
Pelecypoda																							
<i>Bakevella shinanoensis</i> (YABE and NAGAO)	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-	x	x	-	-	-	-	-	-	?	-	○	○	
<i>Anomia pseudotruncata</i> YABE and NAGAO***	-	-	-	x	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	aff.	○	
<i>Ostrea (Crassostrea) yoshimoensis</i> KOBAYASHI and SUZUKI	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	-	-	-	?	-	-	-	-	-	-	○	
<i>Exogyra ryosekiensis</i> (KOBAYASHI and SUZUKI)****	-	-	-	-	x	-	x	-	-	-	x	x	x	-	?	-	-	-	x	x	aff.	○	
<i>E. (?)</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	x	x	-	-	-	-	x	-	-	-	-	x	-	-	-	
<i>Astarte (?) sakawana</i> KOBAYASHI and SUZUKI	x	-	x	x	-	x	-	-	-	x	x	x	-	-	-	-	-	-	?	-	-	○	○
<i>Polymesoda (Isodomella) naumanni</i> (NEUMAYR) forma <i>shiroiensis</i> (YABE and NAGAO)	-	-	-	x	x	x	-	-	-	x	x	x	-	-	-	-	x	-	-	-	-	○	○
<i>P. (Paracorbicula) sanchuensis</i> (YABE and NAGAO)	-	-	-	-	-	?	-	-	-	x	x	x	-	x	-	-	-	-	-	-	-	-	○
Cfr. <i>Corbicula (Tetoria) antiqua</i> (KOBAYASHI and SUZUKI)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Corbula</i> sp. nov. (aff. <i>striatuloides</i> FORBES)	-	-	-	x	-	-	-	-	-	?	x	x	-	-	-	x	x	?	-	-	-	○	-
<i>Laternula endoi</i> HASE MS	-	?	-	x	-	x	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-	?	-	-	-	-	-	-

このほかに *Nakamuraia chingshanensis* (GRABAU)様のものがときどき産出するが、まったく明確でない。

* 転石。

** T. KOBAYASHI・K. SUZUKI (1939) の *Semisulcospira* (?) sp. は、図版がないので明らかでないが、その記載からみると、本種～亜種ではあるまいか？

*** T. KOBAYASHI・K. SUZUKI (1939) によれば、吉母浦からも本種が産出する。

**** *Ostrea* (?) とされていたものだが、左殻の殻頂はつよく突出して後方へ曲り、右殻頂とともに多少とも巻いているので、本表のようにしたい。

***** 松本達郎・勘米良亀齡(1952), T. MATSUMOTO (Editor 1954) による。○は同種, aff.は近似種。

九州にしか知られていなかった脇野垂層群の一部が、本地区にも発達することが明らかになった。基底部にはおおくの場合顕著な礫岩をもち、豊西区では普通吉母層の最上部 Tub 上に重なるが、観音崎海岸と内日区南部では b 層を欠き、それは b の礫岩の堆積がはじめから局地的だったとかりにしても、内日区北部ではさらに吉母層全部を削り去って清末層を直接おおうので、豊西層群にたいし疑なく非整合の関係にある。

連続的層序のえられる好露出は班石から網代鼻までの豊西・吉見海岸にあり、ここでは褶曲による繰り返しと断層によるブロック化がみられるが、各翼ないしブロックにおける層序は、厚さと岩相の若干の変化にもかかわらずよく調和し、つぎのようにまとめられる。

Wx 中上部層* 200~400m

a 礫岩を主とするもの150~200m, チャートととくに砂岩の pebble および cobble 大の円~垂角礫がおおく、陶汰は不良、戸屋鼻では上位にゆくにしたがい砂岩・頁岩と互層し、暗色頁岩中に pisolite を含む。黒島の基底礫岩は薄いのが、下位岩層の砂岩ないし頁岩の角ばった岩片だけからなる特長的なもので、この上に若干の緑~赤紫色岩層が発達する。

b 砂岩を主とし、若干の黒色頁岩と無視しう程度の小礫礫岩をとめない、あつく成層するもの50m+~200m, 上位に乳白色珪質岩ないし赤紫色岩の薄層がはさまれ、その近くに第5表のような化石がえられる。a・bを通じ、ところどころに泥灰岩のノジュールや小レンズが含まれるが、とくにbの上部にいちじるしい。

Wy 最上部層 350m±

a 礫岩, Wxa におけると同性質の礫岩を主体とし、戸屋鼻一御崎間の向斜両翼にもっともいちじるしく50m以上、基底には侵蝕面が認められる。網代鼻北方では砂岩・頁岩の方を主体とし、礫岩は数m以下のものが3~4枚あるにすぎないが、基底にフズリナを含む石灰岩の cobble をもち、下位層の砂岩から急変する。

b 暗~黒色頁岩と砂岩の互層100m-~200m, 比較的塊状のものもあるが、ひんばんな細互層が特長的、まれに小礫礫岩を伴うが、一般には頁岩が優勢、とくに観音崎南方に厚い。

c 赤紫~緑~灰色などの砂岩・頁岩に同色の小礫礫岩を少量ともなうもの200m, 赤紫色は網代鼻北方ではきわめてあざやかだが、北につれて不顕著になり、観音崎では淡緑~青灰~乳白色の珪質岩でおきかえられる。下部に近く、とくに石灰質な岩層——多数のノジュールや小レンズとして、あるいは塊状の層として石灰質砂岩・泥灰岩・ときに石灰岩が発達し、観音崎にもっとも顕著、六万坊山の類似相もこの層準ではなかるうか?——があってよく連続し、網代鼻北方・産地79の石灰岩中には pisolite と貝化石が見出された。

脇野垂層群は上記海岸部のほか豊西・内日の山地にひろく分布し、ここでは暗~緑~青灰色でときに凝灰質様**のみかけをする細粒砂岩ないし砂質頁岩を主とし、石灰質ノジュールをよく含み、若干の黒色頁岩と礫岩をとまなうが、一般に露出不良かつしばしばホルンフェルス化されて、精確な層序がえられない。したがって Wx と Wy の識別もむづかしいが、比

* 標式地にくらべるとき、全脇野垂層群の中上部くらいに対比されそうではあるが緻密さを欠くので、Wx とし中上部層と仮称する。以下最上部層の場合もおなじ。

** 肉眼ではそのようにみえる岩石も——赤紫~緑色のものを含め——検鏡するとおおくはその証拠がないが、ときに石英粒のほかに plagioclase・hornblende あるいは augite の角ばった結晶をおおくふくみ、凝灰質といえるものがある。(印内・妙音寺・一之瀬)

較的顯著な基底の礫岩と Wy 中における若干の赤紫色岩の存在によって境界の設定が可能である。(Wy の基底には礫岩のあるのが普通だが、大河原北東の谷・永田郷・音無などでは Wx から Wy の含赤紫色層へ画然とした境なく漸移する。)

Wy は典型的な脇野と下関両層群の漸移層である点において、岩相の相異にもかかわらず、彦島の田首層に対比される——彦島では岩質・色調ともに単調な砂岩層で代表されるのたいし、本地区では垂直的变化がより複雑。——長谷と梶野はかってこれを下関層群の最下部においたが、つぎの理由すなわち、黒色頁岩が相当量あり礫岩の礫はほとんど非火山源であること、場所によっては顕著に発達する赤紫色岩も必ずしも凝灰質でないこと*、小倉地区や山口県北西部における下関層群下部(塩浜相当層)は基底から安山岩の礫を含む 1 輪廻の堆積物でしか代表されないこと、などからあらためて脇野層群の方に含める。

第 5 表に示す化石がわたくしと梶野によって発見され、かって松本(1949)がこの地の視石

第 5 表 豊西地区の脇野層群産化石

層 準 産 地	Wxb				Wyc 79
	76a	b	77	78	
	戸屋鼻北東海岸 (豊西村)	同・aのすこし上位 (“)	眼崎北東海岸 (“)	網代鼻北方海岸 (下関市)	“ “ (“)
<i>Viviparus (Sinotaia?) onogoensis</i> KOBAYASHI and SUZUKI*	—	—	—	—	R
<i>Brotiopsis kobayashii</i> SUZUKI	—	—	C	—	—
<i>B. (?)</i> sp.	—	R	—	R	—
<i>Trigonioides kodairai</i> KOBAYASHI and SUZUKI	C	—	—	—	—
Cfr. <i>Nakamuranaia chingshanensis</i> (GRABAU)	—	—	R	—	—
Cfr. <i>Limnoperna sengokuensis</i> HASE MS	—	—	VR	—	—

C・R・VRは第 1 表の場合と同じ。 * *keisyoensis* 型。

層群は中間の非整合によって 2 分されるとのべた、その下部のものが脇野層群であることが明らかになったが、標式地のどのあたりに対比されるか、厳密な点には問題がある。産出する *Brotiopsis* のすべてが小型の種 *kobayashii* である事実は千石層の欠如を物語り**、そう

* 網代鼻北方海岸の標本は、鏡下では quartz の陶汰のよい粒を赤色土壌がうずめているにすぎない。

** 間接的な資料でしかないが、山口県の他の地区—滝部—の類似層からは、脇野上半部を指示する *Trigonioides kodairai intermedius* が産出する。(次章参照)

とすれば、全体の厚さ $700 \pm 100\text{m}$ の累層が、局部的非整合によって境される2回の堆積輪廻で代表され、下部の輪廻は普通の礫岩・砂岩・頁岩からなるのたいし、上部の輪廻では赤紫色岩を増すことは、 W_x =若宮下部層、 W_y =若宮上部層の対比を可能にする。ただ W_x の基底部にときに若干の赤紫～緑色岩層があるのは、堆積の開始が如来田層の時代中にあることを示すものかもしれない。

下関亞層群

好露出は吉見一福江の海岸部にえられ、彦島一下関南西部とともに標式地の一つになる。

Sl 塩浜(相当)層 $500\text{m} \pm$ 、ふつう赤紫～緑～雑色を主とした火山質礫岩・砂岩・頁岩の互層からなるが、 W_y の場合とおなじく本地区の中部を東西に走る主背斜軸の北部では、赤紫色岩の発達がきわめて悪く、凝灰質様のもも少なく、暗～灰色の比較的単調な岩相をしめす。したがってここでも W_y との識別に困難を感ずることが多いが、普通あいだに礫岩層がある。網代鼻北海岸では基底の侵蝕面と下位層の赤紫色頁岩礫の混入によって、少くも局部的な非整合が暗示される。網代鼻と吉見北山麓(里・野添)における標準的層序はつぎのようで、1輪廻の堆積物であることをしめす。

a $100\text{m} \sim 200\text{m}$ 、礫岩がとくに優勢、雑色のチャート・砂岩のほかに安山岩の中礫をも含み、これと互層する砂岩にも明瞭に安山岩質のものがある。ついで、

b 300m 、赤紫色頁岩・砂岩の優勢な部分に漸移し、

c $100\text{m} \pm$ 、ふたたび小礫礫岩がやや多くなる。

Sm 北彦島(相当)層 安山岩とその凝灰岩・凝灰質砂岩・頁岩(まれに礫岩)などからなる累層、安山岩はすべてhornblende andesite ないし quartz-bearing hornblende andesite*で、普通ひどく変質をうけ、緑色一部赤紫色、その岩質および塩浜層上に整合的にひろく分布する産状から、熔岩流を主体にするものとみられる。串山岬西海岸では、厚さ $30\text{m} \pm$ の2枚の上記のような熔岩が、赤紫～緑色凝灰質岩のあいだにはさまれ、最上部に例外的にやや塩基性の安山岩(変質はげしく有色鉱物は不明、hornblende と pyroxene があるか?)がわずかに露出する。

本層全体の厚さは 200m 前後、場所によって砕屑岩を伴ったり(とくに上部)伴わなかったりして、相に変化はあるが、“volcanic formation”としては全域によく連続し、鍵層の役割りを果たす。標式地の北彦島層の下部にくらべられるものであり、北彦島層中上部を占める pyroxene andesite 系岩石は、少くも彦島に匹敵するほど明確かつ顕著なものの発達をみない。

Su 筋ヶ浜(相当)層 赤紫～緑～雑色あるいは暗～灰色の礫岩・砂岩・頁岩からなり、厚さ約 1000m 。

標準層序のえられる吉見一福江間の海岸では、あざやかな赤紫～雑色岩層がよく発達し、つぎのように2分される。

a 約 600m は、赤紫色砂岩ないし頁岩が優勢で、中程にやや顕著な火山質礫岩があり、(下半分は海岸にあらわれないのですこし不明確)

* 石基は隠微晶質、hornblende にはしばしば opacite margin がみられ、ときに relict mineral として biotite があり(?)、また有色鉱物のきわめて少い場合もある。albite・epidote・chlorite・calcite などがよくできている。

b 450mは、雑色火山質礫岩と赤紫色砂岩・頁岩との、おのおのが1~2mから数m程度の互層をリズムカルにくりかえしながら、だんだん礫岩を増し、上部の150m+はほとんど礫岩で代表される。中部には石灰質ノジュールにとむ灰色砂岩と黒色頁岩の互層が少量あり、微少植物破片の密集した葉層をはさむ。礫岩の発達著しく、pebble および cobble 大の礫からなって陶汰はきわめて不良、大・中礫はよく円磨されるが小礫は角ばる。礫種には赤~緑~乳色などのチャートと安山岩類が多く(礫岩の基質も検鏡したところでは安山岩質)、古生層の砂岩・準片岩・まれに石灰岩をも含み、場合によって石英安山岩ないし流紋岩の礫がみられ、また赤紫色頁岩礫が他を圧して多量にふくまれることもよくあって同時侵蝕が暗示される。

以上を下関南西部の筋ヶ浜層にくらべると、色調は一方の暗~緑色にたいし、ここでは赤紫色、礫岩の礫は一方がほとんど火山岩礫のみからなるのにたいし、ここでは非火山源の礫も多く、このことは北彦島安山岩層の性格とともに、本地区の方が彦島区より火山活動の中心に遠かったことを物語るのであろう。それにもかかわらず、火山質礫岩の発達とくにそれが上半部に増加する傾向は、両者の対比を可能にする。

本層は福江と勝山(一部内日西南部)の山地にひろく分布する。赤紫色は福江区ではいちじるしいが、背斜の北翼にあたる鬼城山地域にはほとんどみられず、勝山区でもあまりあざやかでない。検鏡したかぎりでは、砂岩・頁岩は(赤紫色を帯びるものでも)それ程凝灰質でないが、礫岩中には安山岩の cobble 大までの礫がよく含まれる。普通北彦島相当層上に

a' 1 礫岩の顕著な層100~300mがあり、ついで

a' 2 砂岩を主とする層300m以上が続き、後山・山奥では若干の石英安山岩~流紋岩質凝灰岩をはさみ、老僧・上井田の北では比較的単調な帯緑色砂岩がよく発達する。

Sum 福江層 福江の海岸致丘下にせまく露出する火山岩層で、その露頭では北側の筋ヶ浜相当層と小断層(N70°E, 20°S—筋ヶ浜相当層の走向傾斜に近い)をもって接しているが、分布と岩相から、筋ヶ浜相当層の上にくるものとする。下部50mには人頭大をこえる安山岩塊からなる火山角礫岩がいちじるしく、主部150m以上は安山岩熔岩*でこのなかにもうすく火山角礫岩と赤紫色凝灰岩をはさむ。すべて風化がはげしく、赤紫・暗灰・黄褐などの色にかわる。

以上、2000mにおよぶ本地区の下関亜層群は、しばしば火山質、かつ赤紫~雑色を呈する礫岩・砂岩・頁岩層を主体とし、中部と最上部におのおの200m程度の安山岩層をおき、かかる層序と岩相の基本的性格は、細部の点における変化にもかかわらず、彦島・下関南西部のものに似る。

2. 地質構造

豊西・脇野・下関の各(亜)層群は非整合をもって相接するが、構造的には平行であり、同一系統の褶曲に参与する。その様式は北九州の後期中生界におけるとおなじく、東西方向に近い軸をもった緩傾斜ないし中程度の強さの褶曲であるが、内日東部の大畑一砥石山山地では、急傾斜の同斜褶曲が吉母層の追跡によって証明されている。全後期中生界の一般走向

* T. MATSUMOTO (Editor 1954) には pyroxene andesite とあるが、その後検討を加えた結果、この pyroxene (hypersthene augite) andesite は福江層を貫くもので、福江層自身の安山岩は変質風化ともにはげしく、その性質は不明である。

も、基盤の豊浦層群に近い部分をのぞけば、東西方向が卓越する。

豊浦層群は内日東縁部に分布し、その上に平行に重なる豊西層群は、北ではNW南ではNEの走向と西へ30~60°の傾斜をもって、六万坊山の南に下位および上位地層群とともにゆるい半盆状構造をつくり、さらに南ではE-Wに近い走向にかわって急傾斜の背斜を構成し、その一部は前記のように同斜的でさえある。この背斜軸は高地峠一大畑、NNE断層で変位されて赤田代一吉見上、ふたたび同系統の断層で変位されて一之瀬一妙音寺一印内一大河原南へのび、本地区のほぼ中部を東西に走る主背斜を形成する。褶曲軸は内日区では西方へ、豊西・吉見区の東部では東方へ、豊西の海岸部ではふたたび西方へ傾き、したがって吉母では豊西層群がドーム構造をとってあらわれる。この主背斜軸の北には、前記六万坊山南・鬼城山・大河原北の一大向斜があって筋ヶ浜相当層までがあらわれ、(豊西区ではこの北にさらに丸瀬の背斜がある)主背斜軸の南にも、勝山・福江区に一複向斜があって、北彦島相当層は本地区の南端に再現される。

このような基本的構造はさらに小規模な連続性のよくない褶曲と後成断層によって修飾・変形される。

断層系統としてはNW性のものとNNE性のものが目立つ。内日村中部を走るNNE断層と吉見を通る同系統の断層は、その連続性・地層と褶曲軸の変位量・地形上への表現の点でもっともいちじるしく、その間にはさまれる鬼城・竜王山地塊は、岩石の分布からみて、相対的に陥落しているものようである。観音崎の南では、ときに垂直にさえるほどに急傾斜する脇野垂層群の上に吉母層があって高角度のスラストが推定され、それにそって玢岩が小さく貫入する。

後期中生界をつらぬく火成岩類：玢岩系岩石として、一つは福江の北東竜王山の南斜面に hypersthene augite porphyrite (あるいはときに hypersthene augite hornblende porphyrite, interstitialに quartz のはいるものがあり、hypersthene はふつう bastite にかわる) が、筋ヶ浜相当層をつらぬいて岩脈あるいは岩頸状にあらわれ、同様の岩石は福江層をも切るらしい。これとは別に、諸所に玢岩ないし石英玢岩の岩脈や岩床があり、豊西の北部・丸瀬一観音崎間と南部・眼崎一網代鼻間には、それぞれ石英閃緑玢岩と石英閃緑岩の露出がみられる(玢岩との関係は未詳)。

本地区の北および南東に分布する黒雲母花崗岩は、それぞれ小串および長府花崗岩の一部であり、後期中生界をかなり広範囲にホルンフェルス化し、その構造にたいして discordant の関係にある。豊西北部では周辺に半花崗岩を伴い、豊西・関門両層群をつらぬく状態は海岸部によく観察される。

このほかに石英斑岩の小岩体がときにみられ、下関水源池上池の南端には olivine augite basalt が小さく露出する。

F 西市—滝部—俵山地区

関門層群は山口県の北西部にもっともひろく連続的に分布するが、公表された研究としては、20万分の1山口・角島地図区幅のほか、小倉勉(1918)の調査報文と高橋英太郎(1950)の予察があるにすぎない。わたくしは広島大学学生の助力をえてこの地を調査し、つぎのことを知った。すなわち、いわゆる硯石層群の下部には脇野垂層群の一部が発達すること、下関層群の中上部には安山岩質の火山岩や火山砕屑岩(従来はしばしば玢岩として一括され

た)が著しいが、石英安山岩ないし流紋岩質のものもすでに下部からあること、脇野・下関両亜層群は局部的非整合の関係をもって接するが、あいともなつて緩漫なあるいはときに中程度の褶曲構造を形成すること、この上に八幡層類似のものが不整合に分布するが、それ自身にもゆるやかな褶曲がみられること、などである。以下、本章では西市・豊田中・殿居・田耕・滝部・神玉・粟野・俵山諸町村一円の地質を記載し、萩一三隅地区については次章にのべる。(第10・11図版)

1. 層 序

脇野亜層群

基盤岩類との関係: 石町(豊田下村)の西では一般走向 NNE ないし NE, 北西へ 30° ±の傾斜をもって豊浦層群歌野層があり、その上に走向はほぼ平行的だが、傾斜北西へ $10\sim 15^{\circ}$ くらいで脇野亜層群が不整合にのる。西市一麻生間の県道では豊浦層群東長野層類似の砂岩・頁岩互層が小褶曲をくりかえし、これと脇野亜層群の関係は石英斑岩の貫入と木屋川にそう沖積層の被覆のため不明。郷原一台(西市町)間には、薄い炭層をはさむ礫岩・砂岩・頁岩の互層で、岩相とくに礫岩の性質は美禰層群桃木層に似るが、台の豊ヶ岳変成岩類の西に分布する構造的な位置からすれば豊浦層群にしたい時代未詳層が、かなりの急傾斜をもって褶曲しており、この分布といくらか斜交し、かつ断層関係(おおくの場合石英斑岩が貫入)をもって脇野亜層群の西市方面におけるよりも上位のものが接する。

本地区の脇野亜層群は、北九州諸地域にくらべると、黒色頁岩が少くて礫岩の発達が著しく、堆積の輪廻にもとづいて、たがいに整合的な上下2層に分けられる。豊西地区において論じたとはほぼ同様の理由から、上の層(Wy)を脇野最上部すなわち**若宮上部層**に、下(Wx)を中上部すなわち**若宮下部層**—如来田層の一部を含むかもしれない?—に、現在の段階では対比しておく。

Wx 中上部層

- a 礫岩の顕著な層100m±から
- b 砂岩優勢で頁岩と小礫礫岩を少量伴う層200m±へうつる。

石町西方の谷の基底礫岩は石灰岩の pebble~cobble 大の礫をおびただしく含み、西市東方の県道にも同様のものの小露出がある。阿座上・神上寺(豊田下村)では若干の赤紫色層をはさむ。b層は上記aの上と神玉村までの背斜の軸部(断層により変位断続)とに分布し、一般に成層状態よく、ところにより石灰質でノジュールにとみ、ごくまれに赤紫色岩と珪質岩をはさむ。bの上位・産地80畑浴部落のすぐそばの道(田耕村)の砂質頁岩から

Nakamuraia chingshanensis (GRABAU)

が豊富にえられる。

Wy 最上部層 西市町から神玉村へいたる一帯にひろく分布し、Wxと同様

- a 礫岩の顕著な層
- b 砂岩の優勢な層

と重なる1輪廻の累層である。a層は、厚さの変化にとむが平均して200~300m、上下両方に漸移して厳密な境界をもとめがたい場合が多いが、礫岩の砂岩・頁岩にたいする量比からも、礫の大きさ(ときに数cmにおよぶ)からもWxb中の礫岩よりはるかに著しい。礫はチャート・砂岩・粘板岩・白色細粒の珪長岩様岩石の円礫を主とする。b層はもっとも厚いところで300mだが、まったく削除されることもある。岩相はWxbに似て層序関係の不明な

ときは、神田・神玉村境のもののように、いずれか決定しえないほどである。

b の下部・産地81神田岬海岸(神玉村)の、黒灰・淡緑・青灰・乳白などの色のいりまじる、ややホルンフェルス化した頁岩から、

Anisus (Gyraulus?) sp. rare

Trigonioides kodairai intermedius HASE MS. common

Nakamuranaia chingshanensis (GRABAU) very abundant

を産出する。*T. kodairai intermedius* の意義については小倉地区(ⅢC3)でのべたが、下関亜層群の下に普通の碎屑岩を主体とする累層が、一部整合一部非整合に重なる岩相層序関係と、この化石種の産出によって、脇野亜層群上半部の本地区における存在が認定されるわけである。*A. (G.?)* sp. は K. SUZUKI (1943) による錦舞層産の同名の巻貝に同定される。

西市—神玉—帯の Wy 中には赤紫色岩は無視しうる程度にしかないが、大河内・郷原の300m+の厚さの本層にはあざやかな赤紫色層がよく発達し、岩相としては脇野らしくない。しかし、この層の上にふたたび顕著な礫岩から始まる別の輪廻の1累層があることと、南西からの地層の追跡によって、豊西地区における網代鼻北方の赤紫色層と同様、これは正規な Wy の局部的異相と考えたい。この北東鱧山(俵山村)ではふたたび正規な相をしめすが、以上の岩相の水平的変化についてはなお検討の余地がある。

神玉・滝部・田耕の地域には、bのとくに上部に緑色の凝灰質様砂岩があり、1~2の標本については鏡下に安山岩片をみとめたし、aの礫岩中にもときに安山岩ないし玢岩礫がみられる。

下関亜層群

脇野亜層群との関係：小倉地区における関係によく似る。八道(豊田中村)・柰路子北東(殿居村)・滝部などでは、チャート・砂岩・粘板岩・安山岩・石英安山岩ないし珪長岩様岩石などの pebble・cobble・まれに boulder——場合によってはほとんど火山岩礫だけ——からなる雑色礫岩があり、これをもって下関亜層群の基底とする。一方、田耕村(畑浴南・下太田・市庭南)宇賀村(二見・下峠西)の区域では、脇野の砂岩・頁岩層から下関の赤紫色層へなんら基底礫岩なく移りゆき、つねにはないが脇野最上部に漸移層的性格をおびる緑色凝灰質様砂岩の発達をみる。郷原南・地吉北(西市町)・黒川(俵山村)には著るしい礫岩層があるが、直下の脇野最上部層へ礫の大きさや量を減じながら漸移する。これをひろく地質図と柱状図によってみると、一概には言えないけれども、基盤に近い東部では Wy 全体としての厚さも比較的小さく、その b 層の一部ないし全部が往々にして削除されるが、盆地の中心によった西部ではつねに b 層を伴って Wy がより厚くあり、前者の場合基底相としての礫岩の発達をみ、後者の場合現象面としても漸移的である、ということが原則的には言う。要するに脇野・下関両亜層群は局部的非整合の関係にある。

Sx 下部層 層厚・岩相ともかなり変化するが、2つの型が認められる。一つは標式的な硯石相を示すもので、八道・鷹子(豊田中村)・柰路子では赤紫~緑色の火山質礫岩と砂岩・頁岩がよく発達し、上部には凝灰岩・凝灰角礫岩を伴って中上部層へ漸移し、厚さ100m~150m+。いま一つは田耕村市庭から滝部村北部一帯に分布するもので、青灰・灰白など比較的淡色の砂岩・砂質頁岩を主体とし、若干の礫岩(チャートや珪長岩様岩石の礫が多い)を伴って一般によく成層し、赤紫色岩はところどころに薄くはさまれる程度で、標式的な硯石相でない。注目すべきは酸性の火山岩または火山碎屑岩を伴うことで、場所により最下部

からすでにあるが、とくに上半部に顕著だから、全層厚600m±のこの型の Sx は、おのおのの厚さ300mの a・b 2部層に分けられる。この酸性岩は淡青～淡緑～白色、おおくは塊状礫質、肉眼的には緑色の蠟石様小角片を含むのを特長とし、斑晶には斜長石が多く石英は普通少く（なかに corrode されたものがある）、流紋石英安山岩と言えよものである*。

二見・上畑（宇賀村）方面では、下部300～400mに赤紫色礫岩・砂岩・頁岩の発達著しいが、上部にはやはり流紋石英安山岩類がある。八道・野中（豊田中村）・地吉方面の下部層中にも、基底ちかくからすでに薄く流紋石英安山岩類のはさまれることがある。朝生南のものは一見脇野垂層群と識別困難な岩相をしめすが、少量の赤紫色岩と安山岩質角礫岩の存在によって下関垂層群に入れられる。

郷原・地吉・黒川では小礫礫岩と砂岩・砂質頁岩のひんばんな互層 300m+からなり、礫岩が多く赤紫色岩はあまり著しくない。下部に近い産地82郷原の南・ダム北西の谷（西市町）の暗色石灰質頁岩から、

Cfr. *Nakamuraia chingshanensis* (GRABAU)

が植物破片とともにごくまれにえられた。

Sy 中上部層 諸種の火山岩・火山砕屑岩を主体とする厚さ最高2000m近い累層。構造の複雑さも加わって層序の解析は容易でなく、知識不十分な点が多いが、今後より詳しい野外調査と岩石学的研究が進展すれば、各地の類似累層の一標準になりうるであろう。

下部 a 安山岩とその火山砕屑岩の互層、下部層 Sx と漸移整合の関係にあり、おもに豊田中村を中心とする地域に盆状構造をとってひろがる。緑色ないし一部赤紫色、しばしば風化して赤褐～黄灰色を呈する。指頭大・拳大・人頭大～ときに数10cm をこえる安山岩礫からなる集塊岩や角礫岩、ないしは若干の淘汰と水磨をうけた火山円礫岩が、熔岩と垂直的にも水平的にも複雑に移化しあい、赤紫色その他の凝灰岩・まれには砂岩をはさむこともある。岩質的には比較的酸性の安山岩類（ひどく変質をうけ、もとの有色鉱物は不明、石英はみない）が主体のようで、一部に両輝石安山岩もあったが、これは本層の一員か後の貫入岩か不明。全体の厚さは北半部で100～200m、南半部で約400m。

a' 上記のように、豊田中村北部～俵山村南部では a の層厚がうすく、この上に雑色礫岩・砂岩・頁岩互層200m+がくる。宇内の北では安山岩の cobble を含む火山円礫岩や礫質凝灰岩をよくはさみ、宇内以南の a の上部（中・大礫からなる火山砕屑岩が主体）と側方に移化しあうように予察される。層序関係をのぞいた岩相だけからは Sx と区別困難であり、稲見北東では一部に流紋石英安山岩類もあるが、産状は不明。

上に述べた中上部層下部 Sya の安山岩類は、典型的な硯石相をしめす厚さ 200m にたりない下部層 Sx 上におよび発達し、俵山村と田耕・滝部村の地域では、Sx の厚さが300～600m におよんで、その上に Sya に相当する安山岩類をみない。中上部層主部の塩基性安山岩～玢岩（次項 Syb）は、前者の場合 Sya-a' を、後者の場合直接 Sx を被覆・貫入する。それゆえ Sya の酸

* 火山砕屑岩ないし熔岩か貫入岩床か緻密には明確でないが、ある特定の層にかぎってあらわれ、砂岩・頁岩と互層し、若干の粒度の差がみられる。包含される岩片には安山岩があるが、下関垂層群の基底礫岩にもすでに安山岩礫が含まれるのだから、それをもって北斐島層相当の安山岩後ないしは八幡層の貫入岩床とするわけにはゆかない。

性安山岩層は、田耕・滝部地域の流紋石英安山岩類の顕著な層 Sxb と同時異相的な関係をもって、中上部層の下部に tongue 状によこたわるものとみられる。これを下部層のなかに含めず、中上部層の一員としたのは、安山岩の始まるところで塩浜層と北彦島層が分けられる彦島の標準層序との比較、および上の境が認識しにくいのにたいし、下部層との境は追跡しやすい野外の事実によったのである。

主部 豊田中・殿居両村北部と俵山村に標式的でつぎのものからなる。

b 安山岩および玢岩、豊田中村北部では Sya-a' につづいて輝石玢岩* と両輝石安山岩**があり、俵山でも塩基性の玢岩と安山岩（元の有色鉱物は変質はげしく一おおくは epidote にかわり一不明）が、この場合は Sx の見かけ上上位にくる。玢岩・安山岩とも肉眼では緑色一部赤紫色、塊状、ときに板状節理が発達し、同様の外観をしめすので、分布と相互関係は未詳。まれに豆粒～拳大の角礫を含むものがあり、一俣西（殿居村）の安山岩は基底に火山礫凝灰岩をもつ。厚さは測れないが全体で300～400mはあろう。局部的にはやや酸性の安山岩類もみられるが、本層の一員かどうか不明。

c 俵山湯町では、b 上に安山岩類の礫からなる火山円礫岩があり、ついでよく成層した暗～緑色砂岩頁岩互層・赤紫色砂岩頁岩と火山質礫岩の互層（とくに上部）・安山岩～石英安山岩とその火山砕屑岩などからなる累層がくる。殿居北部にも同種のものがあり、いずれも全体の厚さ300～400m。

d 流紋石英安山岩層、Sx 中のもとの肉眼的にも顕微鏡的にも同性質だが、より厚く顕著に発達する。石基は一般に脱璃作用をうけ、斑晶には斜長石が多く、例外はあるが石英は少い。普通淡色、ときに赤紫～暗色、細粒緻密なものと、同質および異質の小岩片を含んで角礫状のものとなり、また流理構造を示すものと、いくらか火山砕屑岩的なものがある。淡色～雑色砂岩・頁岩の薄層一中部ではやや厚く50m程度一をときどきはさむ。全体の厚さは200～300m。

e 殿居北部では d 上に、酸性安山岩（変質はげしく有色鉱物は不明、ふつう石英を含む）がくる。厚さは明らかでないが500m前後。

e' 俵山砂利峠では d 上に、緑～灰色一部赤紫色の凝灰質様砂岩・頁岩（まれに小礫礫岩）互層がくる。よく成層し、厚さは150m（ただし上限不明）。

粟野川中流と狗窟孫山の地域でも、以上の標式的層序と大差はない。

粟野川中流では、下部層 Sxb 上に両輝石安山岩層(Syb に相当)があり、厚さは東で400～500mのものが北西ではきわめて薄くなるらしい。この上に安山岩と火山礫凝灰岩を主とし、若干の雑色砂岩・頁岩をとまう200m前後の岩層（cに相当、安山岩類は酸性、ときに石英安山岩質）が重なり、さらに上部に淡色砂岩・頁岩をとまう流紋石英安山岩層（dに相当）がくる。

狗窟孫山北斜面でも、おそらく Sxb の流紋岩質岩石上に、両輝石安山岩300m以上、砂岩・

* 石基は結晶質でいくらか ophitic texture にた組織をもち、interstitial に quartz を含み、斑晶には plagioclase と augite のほかに少量の pigeonite がある。

** plagioclase の斑晶が多く、若干の augite と hypersthene (bastite にかわる) があり、石基は前者ほど結晶質でなく、ときに流理組織をみせる。玢岩・安山岩ともときに magnetite が多く、また変質をうける。

頁岩をとまなう流紋石英安山岩層100m以上と累重し、山頂にふたたび安山岩（有色鉱物は大部分 calcite, 一部 bastite にかわる）がのる。この西方には宇賀村湯玉にかけて、輝石玢岩とされたものがひろがり、そのほかにも脇野・下関両垂層群の一部をつらぬいて、各地に岩脈・岩床・岩頸状に、石英玢岩（一位岳・花瀬峠など）と輝石玢岩が露出する。これらのなかには岩質上、中上部層の一員とされるものがかかなりあるにちがいない。

標式地の下関垂層群との対比：対比については有効な化石がなく、岩層の連続もたち切られているので、おもに火山活動の比較によった。1) 雑色岩を主体とする下部層 Sxは、層序的位置からしてほぼ塩浜層にくらべられる。ただし、その中の流紋石英安山岩類に相当するものは、標式地付近に知られず、既述のように、Sx の上部は Sya と同時異相的關係にある可能性が強い（萩—三隅地区の資料からも）。2) 中上部層 Sy の下部 a の酸性安山岩類は、彦島・小倉地区・豊西地区にひろく分布する北彦島層下部の hornblende andesite にくらべられ、3) 主部 b の塩基性～両輝石安山岩・輝石玢岩類は、北彦島層中上部の pyroxene andesite・pigeonitic augite porphyrite のグループ（豊西区ではこれに相当するものがない）にくらべられる。4) 問題は Syd の流紋石英安山岩層で、標式地ではこれに匹敵するほどの酸性岩はみられないが、北彦島層中部に quartz-bearing hornblende andesite ないし dacite が小さく露出し、筋ヶ浜層にデレン岩質とされた凝灰岩や火山円礫岩が発達する。豊西地区の筋ヶ浜相当層にも一部に同様の凝灰岩がある。岩質と顕著さからすれば、北彦島層中の含石英安山岩よりも、筋ヶ浜層のデレン岩質火山砕屑岩を Syd に対応させる方がより妥当であろう。（そうすると、むこうで特長的だった筋ヶ浜層の礫岩が、こちらでは発達しないという非調和が生ずるが、この場合火山活動の方を重視したい。）

以上の点から対比を試みれば、Sx=塩浜層（場所により+北彦島層下部）、Sy=北彦島層（場所により-下部）+筋ヶ浜層ということになる——第1図版の層序表参照。このように、標式地と岩相発達や火山活動の点でかなり平行的ではあるが、層序区分は厳密には一致しない。Sx・Sy の記号と下部層・中上部層の仮称を用いたのもこのためである。

Y 八幡層

豊浦・大津郡境山塊から粟野川下流と阿川村方面にかけて、八幡層に対比される酸性岩がひろく分布する。主体をなす岩石は流紋石英安山岩で、下関垂層群のそれと岩質的には区別しがたい。すなわち、白色～淡色、細粒の場合もあるが、豆粒～指頭大の同質・異質の破片（蠟石様鉱物・安山岩片など）を含んで角礫状のことが多く、往々にして流理構造が顕著に発達し、これに平行な板状節理がみられる。斑晶に斜長石が多く、一般には石英の少いことも下関垂層群のものと同様であり、石基は玻璃質だが多くは脱璃され、ときに microspherulite が観察される。変質をうけ chlorite・calcite・epidote・sericite などができる。

粟野川下流にそう層序では、とくに上部に灰色砂岩・頁岩・凝灰岩互層がよくあり、少量の黒色頁岩と剝離性縞状頁岩を伴い、微小植物破片の密集した葉層をはさみ、全体の厚さは露出の範囲で500mくらい（上限不明）である*。

* この砂岩・頁岩をよく伴う粟野川下流域のものは、豊浦大津郡境山塊のもののように、下位層群との不整合関係が明瞭でないので、岩相だけからは下関垂層群の流紋石英安山岩層 Syd たる疑いも、ないわけではない。

地質図の上で分布をたどると、殿居北部では下関中上部層のかなり上位をおおうが、田耕・粟野では同層のより下位に接し、俵山北部—菱海南部では、化石がないので明確さを欠くが、岩相と層序からすれば下関下部層と脇野亜層群らしい両方の岩層上に直接重なる。それゆえこの酸性火山岩層は、別の累層として関門層群から切り離される。

このほかに、肉眼的にも石英の斑晶が多く、斜長石と正長石を含み、基質も一般により粗粒な普通の流紋岩ないし石英斑岩が、神田村と菱海村の地域にひろく分布する。少くとも局部の現象としては、縞状細粒な周辺相をもって八幡層の流紋石英安山岩類をつらぬくところがあるが、分布はたがいに密接である。

2. 地質構造

本質的な点はこれまで各地区でのべたところとかわらない。

基盤に近い地域では、関門層群は NE-SW に近い一般走向と北西へ $20 \pm 10^\circ$ の傾斜をもって単斜的に重なり、華山では豊浦層群と $15^\circ \pm$ の傾斜の差がある。中心部の地質構造はこのように単純でなく、大小いろいろの規模の緩傾斜・ときに中程度の強さの褶曲をみせる。殿居南部—田耕南部—神玉中部に、E-W から NW へかわり、ふたたび E-W に近づく主背斜軸（断層で変位されたり、場所によって表現が不顕著になったりする）が走り、脇野亜層群が NEE から NW の走向と $20 \sim 30^\circ$ ($\pm 20^\circ$) の傾斜をもってひろく露出する。脇野と構造的には平行な下関亜層群は、この両翼に分布するわけだが、北東翼では、粟野川中流で一般走向が NE から NW へかわり、殿居で E-W、豊田中・俵山で NE ないし N-S、菱海南部では NW になり、郡境山塊をとりまいて盆状構造をつくる（副次的褶曲と後成断層によって元の形はかなり変形される）。この構造的盆地の上に八幡層がのるが、場所によって関門層群の異なる層準と相接することは既述のとおりである。下関亜層群にたいしては大きな変位量をもたらすある種の断層が、八幡層中にはいると、まったく不明瞭になるか、少くもたいした変位を与えないということが地質図から読みとれ、両者とも火山岩層であるため、予察の範囲にとどまって確認困難だが、下関・八幡間にある種の変動が考えられる。一方、八幡層自身も、郡境山地における分布は向斜状であり、田耕北部では流理構造とそれに平行な板状節理によって東へ $15 \sim 30^\circ$ の傾斜が測られ、粟野川川口付近では $20 \sim 30^\circ$ の傾斜をもって小規模なドームや盆状構造を形成することが、この場合は砂岩・頁岩層の夾在によって知られる。

後期中生界を貫く火成岩類：関門層群中には諸所に輝石玢岩と石英玢岩があらわれるが、このなかには岩質上、下関中上部層の一員としてよいものが多いことはすでに述べた。これとは別に、八幡層をつらぬくらしい両輝石玢岩が、新しい玄武岩におおわれて阿川村にひろく露出し、鏡下でも比較的新鮮で下関亜層群のものほど変質をうけていない。同様のものは俵山北部の石英玢岩中にも小岩脈としてある。このような玢岩のくわしい種別はまだ充分でないので、地質図には一括される。

石英斑岩ないし流紋岩は、八幡層と密接に伴うもののほか、関門層群中にも小岩体としてあらわれ、岩質的には粗粒のものトリソイダイト様のものがある。

閃緑岩類——華山北部の岩体は、東で石英斑岩、西で石英閃緑岩ないし閃緑玢岩を主体とする。狗畠孫山には下関亜層群の安山岩を貫く閃緑岩～閃緑玢岩がある。矢玉の南にも石英閃緑岩が露出するが、一部は熱変成をうけ、この南にはモンゾニ岩的なものが小さくある。滝部・神玉の地域では、花崗閃緑岩と花崗岩が関門層群をホルンフェルス化する。阿川・粟

野の南部には NEE 方向に長くのびて、黒雲母角閃石石英閃緑岩・花崗閃緑岩(一部斑岩状)・黒雲母花崗岩などからなる岩体があり、中生界の地質構造からもこの方向に断層が推定される。このほか豊田中・殿居の北部にもところどころに花崗閃緑岩と閃緑岩～閃緑玢岩の小露頭がある。

G 萩—三 隅 地 区

山口県の萩市南部から三見・三隅・共和・仙崎・深川・於福の諸町村にわたる関門層群は、前章にのべた西市—滝部—俵山地区のもの延長であって、それと地質の状態もよく類似するので、ここでは簡単な記述を与えるにとどめる。(第12・13図版)

基盤岩類およびそれと関門層群との関係：基盤岩類は、地区の中央部に断層によって一部あらわれるほか、おもには南部に分布し、つぎのような各種のものからなる。

豊ヶ岳変成岩類、三隅町辻並付近にあり、破碎され風化面はよく偽礫状を呈する砂岩・頁岩・石灰質岩、淡緑色で凝灰質様のみかけをする塊状砂岩、チャート、変輝緑岩ないし変玄武岩などからなる。ところどころに蛇紋岩が貫き、辻並南方の谷には破碎花崗岩の小露頭がある。

別府層群その他の非石灰質古生層、前記の南、すなわち共和村柏木付近と焼河内—河原上一帯には、塊状均質な砂岩を主とし、頁岩・チャートをともない、まれに石灰岩レンズを含む岩層が、かなりの急傾斜をもって発達する。明木村にも同種のものがある。

秋吉石灰岩層群、共和村南部に基盤を構成する。

美禰層群、於福村北部では、礫岩を主とし砂岩・頁岩・石炭をともなう桃木層が、普通 NE~NEE の走向と北西へ30~40°の傾斜をもって分布する。

豊浦層群？、三隅町正楽寺には、黒色頁岩をともない、ときに葉層理の発達する細粒砂岩層が、NE~NEE の走向と北西へ40~50°の傾斜をもってせまく露出する。化石は発見されないが、岩相と豊ヶ岳変成岩類の西にあらわれる構造的な位置から、豊浦層群と推定される。

下関亜層群が、以上のような基盤岩類を直接おおい、一般走向 NEE~NE, 20±10°の傾斜をもって北へ重なるわけだが、基盤を離れた地区の中心部では、下関の下位に脇野亜層群の一部が発達してくる。

脇野亜層群

Wy **最上部層** 下限まであらわれるところはないが、三隅町津雲・飯井の海岸に標準層序がえられ、

a 礫岩の顕著な層, 100m±

b 一般によく成層する暗~青灰色細粒砂岩・砂質頁岩を主とし、淡緑~乳白色珪質岩の薄層やまれに小礫礫岩をはさむ層, 200±50m

と重なる。(厚さは断層のため厳密さを欠く。) b に相当するものは萩市南部と三隅町の各地にも発達する。西市・俵山方面からの直接の連続は不明だが、層序関係から一応脇野最上部層とする。

下関亜層群

北部では脇野亜層群上に重なるが、南部では既述のように基盤岩類を覆蔽する。

Sx **下部層** 連続的な露出は三隅町室生・野波瀬の海岸にみられる。ここでは、チャー

ト・砂岩・安山岩ないし玢岩・珪長岩様岩石などの礫とともに、石灰岩の cobble やときに boulder をおびただしく含む礫岩が、下部約100m 間に数層発達する。雑色は最下部からすでにあらわれる（石灰岩礫岩の基質もときに雑色かつ凝灰質）が、とくに上半部にいちじるしく、赤紫色砂岩・頁岩と火山質礫岩（ときに凝灰角礫岩）がひんぱんに互層してくる。全体の厚さは500m。石灰岩礫岩は海岸部のほか三隅町とその南方一帯に連続し、下関亜層群が脇野上に重なる場合だけでなく、豊ヶ岳変成岩類や非石灰質の別府層群を直接おおう場合にもよく発達し、その顕著さによって下関亜層群の基底相とされ、同時に鍵層として構造の解明にも役立つ。

阿武川・明木川の流域では、下部層の厚さは100m位しかなく、礫岩を主とするが、赤紫色はあまり著しくない。

共和村と赤郷村の秋吉石灰岩層群上に、石灰岩礫岩を基底にしたり、あるいは直接赤紫色砂岩・頁岩を基底にしたりして重なる下部層は、

- a. (下半部) 200m±に、雑色の礫岩・砂岩・頁岩互層があり、
- b. (上半部) 150m±は、流紋岩ないし流紋石英安山岩の凝灰岩・火山礫凝灰岩、あるいは角礫質熔岩（石英安山岩くらいで流理組織のみられるものがある）からおもに構成され、雑色の砂岩・頁岩をはさみ、滝部・田耕地区に発達する Sxb 層によく似る。同様の酸性火山岩～火山砕屑岩層は、三隅町日尾・滝坂・萩市南郊・北木間などにもある。

Sy 中部層

a. 石英安山岩層、石英安山岩を中心とし、一方に酸性安山岩、他方に流紋石英安山岩まである火山岩層で、Sx の雑色岩層上に重なる。萩市南部では露出のかぎり厚さ200m±、暗～緑色でときに角礫状構造を呈し、あるいは流理構造を示すこともある。三隅町天井山から波木・仙崎方面にひろがるものは、しばしばひどく珪酸化作用をうけ、塊状で青灰～淡緑色、風化すると灰白色などを呈し、一部には凝灰岩～角礫岩様のもの、一部には玢岩様のものもあり、ときに灰色～赤紫色砂岩・頁岩・石灰岩礫岩などをはさみ、不明確だが厚いところで500m程度と推定される。

この Sya 層とさきの Sxb 層とは、ともに同系統の火山岩類で特長づけられ、西市・滝部地区におけると同様、ほぼ同時的な関係にあるものとみられるが、おもに野外調査における便宜さと、標式地における層序区分との比較から、どちらかといえば流紋岩の方により、小角礫岩状を呈し、砂岩・頁岩とよく互層し、下位の地層との境もあまり明瞭でない Sxb は下部層に、より安山岩の方により、塊状の火山岩を主体とする Sya は中部層に含めたわけである。

b. 両輝石安山岩層、a の石英安山岩類よりもおくれて、紫蘇輝石普通輝石安山岩～普通輝石安山岩類を主体とする岩層がくる。桂木山・八久保一帯では、暗緑色ときに赤紫色、細粒緻密な熔岩流を主体とし（ごく一部では角礫状）、厚さは露出の範囲で約400m。野波瀬北西の半島では、拳大・人頭大・まれには1m近い火山岩塊を含み、局部的には赤紫色頁岩と不規則にいりまざる角礫岩が、塊状均質な安山岩とくりかえし交互し、全体の厚さ500～600m（上限不明）、なかに両輝石玢岩もある。萩市南部にひろがるものにも、熔岩流状のものと赤紫色頁岩の薄層をはさんで火山砕屑岩状のものがあがり、鏡下では、斑晶の縁に opacite を生じ、もとの有色鉱物は変質してまったく不明なものが多いが、なかに比較的新鮮な普通輝石ないし両輝石安山岩もある。

c 青海島の柴津浦沿岸には、よく成層した赤紫～緑色砂岩・頁岩を主とし、安山岩質凝灰角礫岩～火山質礫岩と、一部に流紋石英安山岩（凝灰岩？）をはさむ層がある。厚さ100 m+, 孤立的に露出するので、層序的位置は確かでないが、分布から野波瀬の半島・通浦・大島の Syb 層の上位にくるものとする。

玢岩：脇野・下関両亜層群のいずれをも貫いて玢岩がある。いちいちの岩体についての種別は未詳なので、地質図には一括されるが、一つは石英を含む角閃石玢岩で代表され、萩市奥玉江から三見村南部に広がる大きな岩体と、飯井・大滝などの諸所に小岩体があり、一つは両輝石玢岩で代表され、日尾・樺木東南などに露出する。これらの玢岩の多くは、既述の安山岩類と分布が密接であり、岩質上からも下関両亜層群の一員とされよう。——野外での両者の識別は容易でなく、厳密な境界はあまり求められていない——

標式地との対比は、前章で論じたところを適用すればよい。すなわち、下部層 Sx は、西市・俵山地区のそれと同様、塩浜層（場所によっては北彦島層下部を加えたもの）に、中部層 Sya と Syb（c も？）は、これも西市・俵山地区の同記号の岩層と同様、それぞれ北彦島層下部と北彦島層中上部に対比される。

Y 八幡層

おもに青海島に、下関両亜層群をおおって広がる。赤紫・桃色・灰色などを呈し、流理構造が著しく、それにそって多量の小岩片を含む流紋石英安山岩（豊浦・大津郡境山地のものに類似）で特長づけられる。大泊一箕越の海岸では、火山礫凝灰岩状のものと淡色砂岩・頁岩を伴う互層*（粟野川下流域のものに類似）が発達し、その走向傾斜は NNE—SSW, 西へ20～30°で、下に重なる Syc 層と大差ない。

このほかに普通の流紋岩ないし石英斑岩があり、一部では流紋石英安山岩層をつらぬき、萩市南方では、下関両亜層群上に、火山礫凝灰岩を基底にして、分布からみると水平に近くひろがり、その端は桂木山頂にも残存する。

地質構造

関門層群の一般走向は NEE—SWW, 同方向に軸をもった緩傾斜の褶曲（軸はふつう西へ傾く）をくりかえし、NW および NE 性の後成断層によってひんぱんに変位される。

明木村と共和村南部一帯の古生層上に重なる下関下部および中部層は、萩東南一桂木山に向斜を形成し、この北・落畑に背斜をつくる。古生層の露出は、共和村嘉万から萩市玉江へつづく顕著な NE 断層によって、焼河内一坂水一帯と柏木に再現され、この北・辻並には変成岩類が断層にかこまれて孤立的にあり、さらに西・正楽寺には NNE 断層に境されて豊浦層群? があらわれ、この付近の地質構造は相当に複雑である。これらをおおう関門層群も、南東におけると同様、権現山・天井山・花尾山にごく緩やかな向斜を形成する。岩層の分布状態から、三隅川にそう NWW 断層が推定され、その北部の地塊では、三見浦から三隅中へいたる背斜があつて、軸部に脇野両層群が露出し、南は宗頭まで、北は青海島までの下関下部および中部層がその両翼を構成し、地区の北西端にいたって八幡層があらわれる。

NW・NE 断層とも、ある程度等間隔をおいて周期的にあらわれることが多く、また連続性よく、顕著な破碎帯をもち、地形上にも明瞭に表現されるものが、とくに NE 性断層に多い。

* この互層は、下関両層群中の流紋石英安山岩層たるおそれもなしとしない。

後期中生界を貫く火成岩類：玢岩と石英斑岩についてはすでに述べた。閃緑岩類は、萩市南部の山麓では角閃石黒雲母花崗閃緑岩で代表され、中山・三見市・床並では黒雲母角閃石石英閃緑岩ないし閃緑玢岩が主体で、一部に花崗閃緑岩があり、下関亜層群の一員とみられる玢岩をもつらぬいて熱変成を与えるが、分布はその玢岩と密接である。同系統の岩類の小露頭はこの他にも諸所にみられる。

萩市西方海岸と三隅市南部には黒雲母花崗岩があらわれ、三見村の嶺坂その他には半花崗岩の小露頭がある。

H 厚 狭 北 西 部

松本達郎は山口県厚狭町北方を調査して、いわゆる硯石層群からは初めての貝化石を発見した。その後わたくしも、化石の新たな採集と層序の樹立を目的として、この地を訪れた。地質の状態は、前章までに詳述した山口県の他の場所とよく類似するので、松本の未発表資料とわたくしの調査にもとづき、大要を摘記するにとどめる。(第14図版)

脇野亜層群

上部三疊系を不整合におおい、山川・別府・福正寺の一带に分布。礫岩・砂岩・頁岩からなり、若干の赤紫色岩をともなう。礫岩の顕著な部分に着目すれば、山口県の他の地区におけると同様、Wx中上部層・Wy最上部層の2堆積輪廻が認識できそうである。それぞれの厚さは150m+と350m。第6表のような化石があり、脇野亜層群上半部に対比が可能である。

第6表 厚狭北西部の脇野亜層群産貝化石

	Wx		Wy	
	83	84	85	86
産地				
山川部			山川	
落北端	"		瀬戸間	"
の路傍	"		の路傍	"
(厚狭町)	(((
	"		"	"
)))
<i>Brotiopsis kobayashii</i> SUZUKI.....	C	R	—	—
B. <i>kobayashii sinsyuensis</i> SUZUKI	—	—	A	—
<i>Nakamuraia chingshanensis</i> (GRABAU)	—	—	C	VR

A・C・R・VR は第1表の場合と同じ

下関亜層群

山川・瀬戸間の道では、脇野最上部のよく成層した青灰色砂質頁岩ないし砂岩・頁岩細互層の上に、軽微な侵蝕面を境として、小・中礫からなる礫岩があり、これをもって基底とする。瀬戸・柏原・平原に分布するものは礫岩・砂岩・頁岩からなり、赤紫色岩をとくに中部

に多量にともない、普通の灰色砂質頁岩は下部に多く、礫岩は上記基底部のほか中部にも顕著なものがある。全体の厚さは約500m。層序関係と岩相から、標式地のSI塩浜層に相当するものとされ、走向傾斜は脇野亜層群と平行的（傾斜 $30 \pm 20^\circ$ ）で、あいともに瀬戸付近において、東西方向に軸をもった向斜を形成する。

松岳山から松瀬一帯には、安山岩とその凝灰岩・凝灰角礫岩などからなるSm北彦島層相当の火山岩層が分布する。

IV 総括と結論

前章までに、かつては一連のものだったにちがいないが、現在は連続を断ち切られてあらわれている、西中国・北九州の後期中生界の層序と構造を、各地区ごとに記載してきた。これらの資料を総合することにより、第1図版に示すような層序の整理と対比が得られた。以下、層序関係・岩相・火山活動・化石・地質構造・地史・関係する他地域との対比などについて、全般的考察を試み結論とする。（第1図版参照）

1. 分布・層序関係

豊西層群は山口県の西部・豊西内日地区にのみ発達し、豊浦層群の歌野層上に非整合に重なる。

脇野亜層群は北九州に全層揃って発達し、三郡変成岩類と相田層その他の非変成古生界を顕著な不整合をもっておおうが、北九州の先端・門司山地から西中国に入ると（中部中国でも）、下部すなわち千石層*を欠いて、中上部の地層が直接基盤岩類に接する。豊西内日地区では豊西層群を脇野上半部の累層がおおうが、盆地縁辺部において吉母層の一部ないし全部を削り去って非整合の関係にある。豊浦・豊西・脇野・下関と順次重なる層群～亜層群の、おのおの隣り同志のあいだでは構造的に平行だが、西市地区のように豊浦層群上に直接脇野上半部が重なるときには、最少 $10 \sim 15^\circ$ の傾斜の差があり、厚狭地区では美禰層群の複向斜上に分布するが、構造的差違は前の場合より大きいらしい。

下関・脇野両亜層群は、合せて関門層群とされるほど、分布・層序関係ともに密接である。まったく漸移整合的な場合もあるが、盆地縁辺部に近く、ときに脇野最上部～上部層の一部が削り去られ（小倉地区・西市地区など）、あるいは現象面として下関基底に軽微な凹凸面が観察され（豊西地区・厚狭地区）、非整合の場合も多い。さらに萩一三隅地区の縁辺部では、下関亜層群が、豊浦(?)・美禰・秋吉石灰岩・別府諸層群、豊ヶ岳変成岩など諸種の基盤岩類を、古期岩層にたいする程顕著な不整合をもって、直接おおう。

八幡層は、八幡小倉南部と山口県北西部に、下関のみならず脇野亜層群をも直接おおって重なり、一部では両者に貫入する。火山岩層であるため、地質構造の解析が困難だが、下位層群と局部的には平行、全般的にみると軽い斜交関係にあり、より弱い褶曲度をしめすように予察される。

2. 岩相・堆積輪廻・層厚

礫岩：礫岩はいろいろの層準に含まれるが、とくにつぎに述べるところに著しい。

豊西層群では清末層と吉母層最上部に発達する。清末層基底部の礫岩は、関門層群のもの

*以下の論述では、すべて標式地の地層名で他の地区の相当層をも代表させる。

にくらべると比較的淘汰よく、pebble 大でよく円磨され、礫種には砂岩・珩長岩様岩石・豊浦層群の頁岩などもあるが、チャートないし珩岩が圧倒的に多い。吉母層最上部にくる礫岩は、その基底に軽微な侵蝕面をもち、清末層のものにくらべると、淘汰と円磨度に劣り、礫の平均の大きさも大きく、礫種にはチャートないし珩岩と砂岩が多く、これらの点でむしろ脇野垂層群のものに近い。

岩相発達的面からみると、豊西層群は、基底の礫岩・砂岩層から、頁岩の多い礫岩・砂岩・頁岩互層、砂岩優勢な頁岩との互層をへて、最上部の礫岩・砂岩層へいたり、正規なものではないが、1 堆積輪廻をしめす。一方、標式地の脇野垂層群では、そのような大きな輪廻でなく、薄い礫岩を基底にして始まる中程度の規模の輪廻が 4 回認められ、おのおのは軽微な侵蝕面によって境される。この非整合はつねに認められるわけではないが、相応する礫岩は、標式地以外でもたいていの所にある。山口県では、既述のように下部の輪廻が欠けて、上の 2 輪廻しかない（1 輪廻しかみられないところもあるが、そこでは下限不明）。

脇野垂層群における礫岩の発達程度は、北九州では、小倉地区の最上部の輪廻に局部的に著しいものがあるほか、一般にはたいへん悪いが、西中国側では厚く顕著である。普通、清末層のものにくらべると、礫種が多く、淘汰は不良でcobble大までのものがあり、中・大礫はある程度円磨されるが、間隙をうずめる小・細礫は角ばる。礫種としては珩岩・チャート・砂岩・粘板岩が多く、ときに片岩・玢岩ないし安山岩・珩長岩様岩石などがみられ、各 formation の基底の礫岩には局部的に多量の石灰岩礫を含むこともある。

下関・脇野両垂層群の関係は、一部整合・一部非整合だが、いずれの場合にしる、下関基底部ないしそれに近い層準に、原則として礫岩の発達が著しい。下関市一帯では、筋ヶ浜層にふたたび顕著な礫岩が厚く堆積し、その基底には非整合が認められる。これらの下関垂層群の礫岩は、礫の大きさ・淘汰度・円磨度など、脇野のものと類似するが、礫種には、珩岩・チャート・砂岩・粘板岩・片岩などのほか、安山岩・石英安山岩、局部的にはデレン岩ないし流紋岩など多量の火山岩礫を含む——ときにはほとんど火山岩礫のみからなり、その淘汰はきわめて悪く、boulder 大に及ぶものがある——のを特長とし、基底礫岩には局部的に石灰岩の cobble~boulder がおびただしい。なお、関門層群中には赤紫色頁岩などの同時侵蝕礫を含むものがしばしばある。

砂岩・頁岩：豊西層群は白色～淡色の石英質砂岩で特長づけられ、基底部では粗粒、また含礫質のことも多く、塊状でときどき偽層をしめし、よく連続する。主部と上部では黒色～暗青色頁岩とくりかえし互層する。

脇野垂層群の砂岩はおもに細粒で、太田喜久(1955)の記載からすると、subgraywacke 程度のものが多いことが予察される。黒色～暗灰色頁岩は脇野垂層群には普通にみられ、とくに標式地とその近辺の千石層と若宮下部層に厚く発達するが、下関垂層群ではきわめてまれになる。粒度あるいは色調の差による葉層理を呈する頁岩が関門層群中にはよくみられる。

石灰質岩・珩質岩：関門層群の砂岩・頁岩には石灰質なものがよくある。また、暗色泥灰質なノジュールが多数並んで含まれたり、場合によっては石灰岩がレンズ状のやや大きい岩体としてあらわれたりする。これらの中には、密集的あるいは散在的に、*Viviparus*・*Brotiopsis* などの淡水性巻貝や pisolite が含まれることがある。豊西地区におけるように、レンズやノジュールにとむある厚さの層としては連続性があっても、個々の石灰岩は連続的でない。石

灰質岩の普通なことと、古生層から由来した石灰岩の cobble や boulder が、基盤岩類の露出する場所を離れて相当遠くまで、多量に運ばれていることとは、堆積環境の上で関連がありそうにおもえる。(石灰岩礫岩の発達は急速な侵蝕と埋没をしめす変動期堆積物のゆえでもあろうが。) 吉母層最上部にも石灰質小ノジュールに富むところがあり、礫岩の性質とともに脇野垂層群に類似してくる。

成層し、ときに葉層理をしめし、乳白・淡緑・青灰ないし暗灰色を呈する珪質頁岩は脇野中部・如来田層によく発達し、若宮上部および下部層、ごくまれには千石層と吉母層にも薄層としてはさまれる。如来田層では石灰質岩と共存したり、局部的に赤紫～緑色の岩層を伴ったりする。珪質岩の生成には火山灰の関与することがあると言われ、これもそのようなものかも知れないが、明確でない。

赤色岩: “硯石統” の名の起源になったもので、赤紫色を主とし、緑色・淡褐色・黄灰色などを伴い、成層状態は良好、赤紫色を示すものは砂岩・礫岩にもあるが頁岩に多い。豊西層群にはまったくないが、脇野垂層群では如来田層と若宮上部層に、局部的だがやや顕著にあらわれ、千石層基底にも薄くはさまれることがある。下関垂層群になるとより厚く普遍的に発達し、塩浜層・北彦島層中の砕屑岩層・筋ヶ浜層のいずれにも著しい。いつの場合にも暗～灰色の普通の岩相と側方に移化しあうが、大まかに把握し、他の層序資料をも補えば、地層の区分と狭域的な対比には十分利用される。

従来よく “red tuff” と呼ばれ、火山活動に直接結びつけられる傾向にあったこの赤色岩は、なかに明確に火山質なものもあるが、検鏡した範囲の多くは火山砕屑片を含まず、陶汰良好な石英を主とする粒子を赤鉄鉱ないし褐鉄鉱が埋めるもので、植田芳郎 (1957) も指摘した通り、火山質なる証拠をなにも示さない。それゆえ、鉄分供給の源としては火山活動が関与するかもしれないが、赤色生成の直接の要因は、植物化石と炭層の欠如・石灰質岩の発達からも推察されるように、堆積時の気候にあるにちがいない。一般に赤色岩層は季節的な高温多雨と乾燥の交代する気候を指示するといわれ、小林貞一らによる東亜の中生代貝蝦類の研究もこれを暗示するようである。

層厚: 豊西・脇野・下関各 (垂) 層群の厚さは、標式地でそれぞれ数 100m・1000m・2000m 程度である。formation 単位でみると、豊西層群は、堆積輪廻の立場からは海進相的な基底部・主部・海退相的な上部に 3 分され、おのおのは標準層序で 200~300m、脇野垂層群の各層と下関最下部の塩浜層——おのおの 1 輪廻を代表する——の厚さも、100~600m、平均 300m 程度である。一般に盆地周辺部よりも中心部に厚い傾向がある。火山岩層を主体とする下関中部以上の厚さは当然ひどく変化する。

以上のべた礫岩—砂岩の性質・非整合のそう入と堆積輪廻の有様・層厚などからすると、豊西層群におけるよりも関門層群において、より不安定な沈降量の大きい盆地での堆積をしめし、中生代後期の変動の開始は豊浦・豊西間にあったであろうけれども、豊西末期から脇野・下関へかけて、より変動期堆積物の性格をおびてゆくことが予察される。この問題については堆積岩石学的研究の進展を待ちたい。

岩相発達を大きく把握してみると、豊西層群下部は豊浦層群の七見相 (歌野層に対応する南方の三角州相) に、最上部は脇野垂層群に類似し、脇野最上部層は典型的な脇野と下関両相の漸移相を示し、下関垂層群ではすでに八幡層類似の酸性火山岩類が一部にあらわれ、八

幡層自身はつぎの流紋岩・石英斑岩類の活動へ進行する途中の過程を示す、という累進的な発達認められる。

3. 火山活動

脇野亜層群では、層灰岩様のみかけをする細粒珪質岩が、雑色岩を伴って、とくに如来田層によく発達し、その他の層にも若干量あることはすでに述べた。これらの岩石がどの程度火山活動に関係するものであるかは、今後の検討にまたなければならないが、火山砕屑片を含み凝灰質（少くも一部は石英安山岩質）なものが、すでに千石層の基底から少量はある。

豊西層群には火山活動をしめす明確な証拠はないが、吉母層中に縞状細粒珪質岩の薄層があり、吉母層と千石層が一部同時異相であることからすれば、これは千石層基底における微弱な活動の一表現かもしれない。

下関亜層群になると、最下部（塩浜層）から安山岩類の礫を多数含み、凝灰岩・凝灰角礫岩を伴い、旺盛な火山活動の展開を物語るが、それは中期（北彦島層）におよんでもっとも激しく、広大な範囲に多量の熔岩と火山砕屑岩の噴出をみせる。初期から中期の初めにかけての活動は hornblende andesite~quartz-bearing hornblende andesite で代表され、とくに関門地区とその周辺に著しく、西市地区にも同種のものがある。これとほぼ同時期に、山口県北西部には dacite~rhyodacite を主体とする活動がかなり著しい。つづいて pyroxene andesite~hypersthene augite andesite・pyroxene hornblende andesite の系統の活動が、西中国・北九州の一円に広がり（ただし豊西内日地区では明確なものを欠如）、一部には quartz-bearing hornblende andesite~dacite を伴う。後期（筋ヶ浜層）になると、山口県北西部に rhyodacite の噴出があり、それは陸源砕屑物の量を増す標式地・下関付近においても、凝灰岩ないし火山円礫岩中の多量の礫として表現される。末期（福江層）にふたたび andesite（酸性~中性?）の盛んな噴出がある。

以上の順序は少くも北九州から西中国までの間では、どこでもかなり調和的である（中国地方中部における資料がない）が、南朝鮮の新羅統では（立岩巖1929）、鶴峯・採葉山・朱砂山の3火山岩層とも pyroxene andesite が主体をなし、pyroxene hornblende andesiteを始める2層の各最上部に伴う程度で、日本側と若干様相を異にする。

のちの変動と侵蝕のため適確ではないが、下関亜層群の安山岩類をもたらした活動の中心が、噴出物の厚さと性状から、ある程度推定される。1つは小倉・戸畑・若松の市街地付近に求められ、そこでは凝灰~火山角礫岩・集塊岩が何層かの熔岩とともに厚く堆積する。2500mの厚さをもつこの北彦島層は、彦島地区では700mに減じ、豊西内日地区にいたるとわずかに200m程度、しかも豊西内日地区では pyroxene andesite のグループを欠き、筋ヶ浜層についても彦島方面より陸源砕屑物の混入を増し、活動の中心を遠ざかりゆくことが示される。山口県の西市北西部にも1中心があり、巨大岩塊をもつ集塊岩や火山角礫岩と互層し移化しあう安山岩が、玢岩をも伴って厚く発達し、これを離れた俵山・滝部・狗留孫山の方面では一部のメンバーは尖滅し、角礫岩の発達もわるい。萩市と三隅町の間にも活動の中心があったにちがいない。熔岩・集塊岩~角礫岩が雑然として厚く集積し、これと密接に大きな玢岩の貫入がある。厚狭北方にも同様の様相から1中心が考えられる。

八幡層は流紋石英安山岩類で特長づけられ、砂岩・頁岩は少量しか伴わず、つづいて流紋

岩・石英斑岩の広範囲な活動がある。

4. 化 石

吉母層産貝化石は第4表(III E 1)にあげてある。この中に洛東一脇野貝化石群の特長種 *Brotiopsis kobayashii* とそれに近縁の *B. kobayashii yoshimoensis* が産出すること、および吉母層上に直接非整合に重なるものが千石層でなく、脇野亜層群上半部の累層であり、千石層はどこでも古生界を直接おおうことから、T. MATSUMOTO (Editor 1954)もその可能性を指摘したように、吉母層(=領石層群)と千石層は同時異相の関係にあるものとする。豊西層群と脇野亜層群の関係はこの地方の後期中生界の層序的課題のうち、もっとも重要なものの一つであるから、今後も裏づけとなる化石資料を増していく必要がある。

各地区ごとにあげてきた脇野亜層群産動物化石は第7表にまとめられる。代表種は *Viviparus onogoensis*・*Brotiopsis wakinoensis ryohoriensis*・*B. kobayashii* とその亜種・*Trigonioides kodairai* とその亜種・*Plicatounio naktongensis* とその亜種・*Nakamuraia chingshanensis* であり、洛東貝化石群との共通種がいちじるしく増加した。個々の種の垂直的産出範囲は洛東におけると必ずしも調和的でなく、範囲の広がるものが多いことも第7表に示されるが、これはおもに採集精度の差によるのであろう。

脇野亜層群下部(千石層)と上部(若宮層)の間における化石群集の差は、洛東の資料と補いあわせ、見かけ上のものを除去すると大きくないが、次にのべる程度の差は見出される。

1) *Brotiopsis kobayashii* の産出が脇野全層にわたる(洛東では下部のみ)のにたいし、それから由来したことが個体発生的にも明白な亜種 *sinsyuensis* は、洛東・脇野とも上半部に限られる。

2) *Trigonioides kodairai* から新羅統の *T. paucisulcatus* へすすむ中間的亜種 *kodairai intermedius* が、脇野(おそらく洛東も)上半部を特長づける。

3) *Brotiopsis wakinoensis ryohoriensis* は標式地の脇野亜層群で上下両層から産出するし、*B. kobayashii* も脇野全層にわたるが、原則として、脇野でも洛東でも、下部に *Brotiopsis* の比較的大型の種——*wakinoensis*・*wakinoensis ryohoriensis*、吉母層産 *kobayashii yoshimoensis*・領石層群産 *kobayashii elegans* も大型——が圧倒的に多く、上半部に小型の種——*kobayashii kobayashii sinsyuensis*——が普遍的かつ豊富である。

4) *Plicatounio* についていへば、*naktongensis* は洛東・脇野ともにその上下両方から産出し、とくに下部に普通だが、*naktongensis multiplicatus* は下部にはむしろ稀である(洛東では未知)。

山口県側の脇野亜層群は、以上のような点と堆積輪廻の比較からほぼ若宮層に対比されるわけである。

下関亜層群では、現在のところ、洛東一脇野貝化石群の一部要素が最下部につづいて産出するだけで、資料の増加が急務である。新羅統では *Trigonioides paucisulcatus*・*Thiara (Siragimelania) tateiwai*・*T. (S.) tateiwai acuticostata* が、中上部すなわち大邱層最上位と乾川里層下部から記載されるが、全羅北道鎮安地方の新羅統・山水洞層と達吉層からは、下関亜層群の場合と同様、洛東一脇野の一部要素が知られる。

環境因子が極値をとるとともに生物群集は種数を減じ個体数を増すという法則(THIENEMANNの法則)は、脇野貝化石群にもあてはまる。化石群全体としてみても種数は限定さ

第7表 中国・北九州の関門層群産動物化石表

	脇野亜層群				下関層群	稲倉層の山地頁岩	洛東統*				新羅統*
	千石(相当)層	如来田(相当)層	若宮下部(相当)層	若宮上部(相当)層	塩浜(相当)層		錦舞層	霞山洞層	晋州層	漆谷層	山水洞層・達吉層
Gastropoda											
<i>Viviparus (Sinotaia ?) onogoensis</i> KOBAYASHI and SUZUKI	?R	NR	C	C	R	C	C	—	—	—	○
Cfr. <i>Bulimus rakutoensis</i> SUZUKI.....	R	—	—	—	—	—	R	R	—	—	—
<i>Brotiopsis wakinoensis ryohoriensis</i> SUZUKI	C	—	NR	—	—	—	NR	—	—	—	—
<i>B. aff. wakinoensis ryohoriensis</i> SUZUKI	R	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>B. kobayashii</i> SUZUKI	NR	R	C	NR	—	—	R	—	—	—	—
<i>B. kobayashii sinsyuensis</i> SUZUKI	—	—	NR	C	—	—	—	—	C	—	—
<i>Anisus (Gyraulus ?) sp.</i>	—	—	—	R	—	—	R	—	—	—	—
Pelecypoda											
<i>Trigonioides kodairai</i> KOBAYASHI and SUZUKI.....	NR	—	NR	R	—	—	NR	—	?	—	—
<i>T. kodairai intermedius</i> HASE MS.....	—	—	R	NR	—	—	—	—	C	—	—
<i>Plicatounio naktongensis</i> KOBAYASHI and SUZUKI... ..	NR	—	?	R	—	—	NR	—	R	—	—
<i>P. naktongensis multiplicatus</i> SUZUKI.....	R	—	R	—	—	—	—	—	NR	—	—
<i>P. triangularis</i> KOBAYASHI and SUZUKI... ..	R	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. sp. nov. ?</i>	R	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Paranodonta otai</i> KOBAYASHI and SUZUKI.....	R	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Nakamuranaia chingshanensis</i> (GRABAU)	R	R	C	C	R	C	C	NR	C	—	○
<i>Limnoperna sengokuensis</i> HASE MS	R	—	R	—	—	—	—	—	—	—	—
Pelecypoda gen. et sp. indet. nov. ?.....	R	—	R	—	—	—	—	—	—	—	—
Crustacea											
<i>Euestheria sp. (kyöngsangensis group)</i>	R	—	NR	—	—	C	—	—	—	C	—
Pisces											
Cfr. <i>Manchurichthys sp.</i>	—	—	R	—	—	—	—	—	—	—	—

C : common NR: not rare R : rare *K. SUZUKI (1944・1949) による。

れ、特定の種の個体数はきわめて多いし、個々の産地ごとにみても *Viviparus*・*Nakamuranaia*・*Brotiopsis* の各種は、他種を排斥して一種のみの純群叢、あるいはわずかに他種を混在させる程度の群集をつくる場合が多い。*Brotiopsis* にみられる脇野下部より上部への矮少化の現象も、淡水域の継続という環境の一その特殊化によって説明されよう。

5. 近接する他地域との対比

広島・岡山県境地帯に分散するいわゆる硯石層群は、楠見久によって研究されており、ま

だ一般的な地質の詳細はないが、笠岡北方・稻倉地域の層序が標式になるらしい。この“稻倉硯石層群”は、今村外治・楠見久(1951)によれば、粘板岩と変輝緑岩からなる古生層上にごく緩い盆状構造をとって発達し、中間の非整合によって上下2層に分けられる。下部層は若干の赤紫色岩を伴う基底礫岩層(西ノ谷礫岩)から、少量の砂岩ををさむ黒色頁岩層(山地頁岩)へうつる1輪廻の累層で、厚さ最高150m、普通数10m以下、上部層(石槌山凝灰岩)は薄い非連続的な礫岩をもって山地頁岩の異なる層準をおおい、赤紫～緑色“凝灰岩”を主体として典型的硯石相をしめし、厚さ約60m。以上を西中国のものにくらべると層厚ははるかに薄く、褶曲度も弱い、層序の状態はかなりよく調和する。

山地頁岩から今村外治教授と楠見久氏の採集した化石をわたくしが調べたところ、貝類では(ここでも種数少く個体数はきわめて多い)

Viviparus (Sinotaia ?) onogoensis KOBAYASHI and SUZUKI
Nakamuraia chingshanensis (GRABAU)

の2種が認められる。貝蝦類については、種々の型を識別して、その中に慶尚貝蝦化石群の要素が存在することを指摘したことがある(長谷1948)が、その後、南滿洲通化地区庫倉溝産の貝蝦化石群(T. KOBAYASHI・H. KUSUMI 1953)が報告されるにおよび、これにもっともよく類似することを知った。すなわち、わたくしの予察的に検討した結果では、山地頁岩産貝蝦類にはつぎのものがみられ、

1. *Euestheria nenkiangensis kutsangkouensis* (KOBAYASHI and KUSUMI)
2. *E. asanoi* (KOBAYASHI and KUSUMI) subsp. nov. ?
3. *E. kyöngsangensis* (KOBAYASHI and KIDO) subsp. nov. ?
4. *E. (?) lata* (KOBAYASHI and KUSUMI)
5. Cfr. *Estherites naktongensis* KOBAYASHI and KIDO
6. *Cyclestherioides proamurensis* (KOBAYASHI and KUSUMI)
7. *C. sp. nov. ?*

このうち1・2・4・6は、庫倉溝産のものにはほぼ同定されるかあるいは近縁であり、5は産出が稀で標本も不良だが、慶尚層群産のものに比較され、3は庫倉溝と慶尚の両方に近似種をもつ。庫倉溝化石群は、一方では松花江化石群に、一方では羅子溝ないし慶尚化石群に若干の関連をもつとされるが、ともかく特異な貝蝦化石群である。詳しい研究は楠見によって続けられており、その成果を期待したいが、上にあげた巻貝・二枚貝および貝蝦化石からは、それが慶尚化石群に比較されるであろうという以上に細かい対比は現在の段階では困難である。しかし層序関係と岩相をもあわせ考察すると、稻倉層下部層は脇野亜層群上半部に、上部層は下関亜層群塩浜層に対比するのがもっとも妥当であろう。

脇野・下関両亜層群間の非整合は稻倉層中に表現されるばかりでなく、中部中国の各地に存在するらしい。中国地方には塩浜層相当の堆積岩層のほかにいわれる玢岩が諸所に分布する。西中国でそうであったように、このなかには北彦島層相当の安山岩・火山碎屑岩が多いにちがいない。稻倉層上に不整合に広がる流紋岩は、岩質と層序関係の記載からすれば八幡層類似であり、同種のものの分布はさらに広いらしい(仙酔層など)。

慶尚層群の層序は、立岩巖(1929)によって確立されたものがその後の諸論文に引用される。脇野亜層群の千石・如来田・若宮下部・若宮上部の4層が、岩相上洛東統の4層、すなわち、暗色頁岩・砂岩を主とし礫岩を伴う錦舞(洛東)層、赤紫色頁岩・砂岩と礫岩からなり、しばしば石灰質かつジュールにとむ霞山洞層、暗色頁岩・砂岩互層からなる晋州層、

赤紫色頁岩から砂岩へうつる漆谷層の4層にそれぞれ比較されることを、太田喜久(1953)は論述した。その後の日本側における調査の拡大と、とくに化石資料の増加はこの論の妥当性を強める。化石については前節にのべた通り、下半部と上半部に2分した程度の対比が確実さをもって可能である。

下関亜層群以上は化石資料の不足のため、層序関係と岩相・とくに非整合と火山岩層の位置——さいわいにして両地域でかなり調和的である——を目やすにして、一応の比較が試みられるにすぎない。基底の局部的非整合と顕著な礫岩の発達で特長づけられる塩浜層を、同様の性格をしめす八達(新羅)礫岩層にくらべ、主要火山岩層・北彦島層を、鶴峯"玢岩"層—採葉山"玢岩"層(朝鮮ではこの間に赤紫～暗灰色頁岩を主とする厚い大邱層がはいる)に対比させ、北彦島・筋ヶ浜両層間の局部的非整合を採葉山・乾川里両層間のそれにくらべ、最上部の福江火山岩層を朱砂岩"玢岩"層に対比させておく。3節にのべたように火山岩の性質は日本側と朝鮮側でいくらか異り、各累層の厚さは朝鮮側に厚い。

北陸・飛騨地方の手取層群との対比については問題が多い。一方では *Plicatounio* ないし *Nippononaia* (領石層群から既知)、および *Nakamuraia* 様頁化石が石徹白亜層群から発見されており、他方では保存不良かつごく少数の個体で明確さを欠くが、Cfr. *Corbicula tetoriensis* ・ Cfr. *C. antiqua* (いずれも手取非海棲貝化石群の特長種)とされるものが豊西層群にあり、また脇野亜層群産 *Viviparus* も手取産 *V. onogoensis* と同種であろうから、石徹白亜層群と脇野亜層群の少くも一部が対比される可能性はきわめて強い。厳密な対比を行うには資料不十分だが、私見では石徹白亜層群の上半部くらいを千石層=吉母層に一応対比させておきたい。

洛東—脇野貝化石群の一部要素が、熊本県八代地域(松本達郎・勘米良亀齡1952, T. MATSUMOTO, Editor 1954)の高知統・川口層上部——*Brotiopsis kobayashii elegans*——と、下部宮古統・日奈久層底部——*B. cfr. kobayashii*・*Nakamuraia chingshanensis*, 新羅統の特長種に近縁の *Thiara* (*Siragimelania*) aff. *japonica* を共産——から報告されていることは、西南日本外帯の海成層との対比上重要である。

6. 地質構造

地質構造の特性はつぎのように要約される。豊西・脇野・下関の各(亜)層群は互に平行の関係にあって構造様式に本質的の差はなく、NEE—SWW ないし E—W 方向に軸をもつ弱～中程度の圧縮度の褶曲をくりかえす。八幡層は関門層群の向斜部に近く位置し、それ自身も緩い褶曲を形成する。豊浦層群を基盤とし豊西・脇野・下関とジュラ・白堊紀の諸層群が次次に累重するところ——豊西内日地区——では、褶曲度はおおむね中庸、局部的には直立ないし急傾斜の逆転構造を示すこともあるが、豊西層群を欠き関門層群が直接前期中生界とくに古生界上にのるときは、褶曲度は弱い。しかしその場合でも、小倉地区・西市瀧部地区におけるように、基盤に近い周縁部では緩傾斜をもって重なるが(周辺構造は除外)、基盤をはるかに遠ざかると中庸の強さの褶曲をみせる、というのが通則である。

一義的主褶曲軸として南から北へつぎのものが認められる。

a) 下関市街地北部より厚狭川川口にいたる向斜——北九州の関門層群は一般走向 NEE—SWW (西端・旧山口村地区では NW—SE に変る)、南側に露出する基盤との境界近くでは、スラストを主とする周辺構造(松本達郎1951・太田喜久1955)が発達し、基盤を離れると、中規模の褶曲による地層の反復がかなりひんぱんにあるが、大観すれば南に脇野亜層群

が広がり、北すなわち若松・戸畑・彦島に下関亜層群が分布する。向斜北翼では豊西内日地区南半部に、豊西・脇野・下関の各層群が副次的褶曲をみせながらも北から南へ順次重なる。

b) 吉母より高地峠へいたる背斜——豊西内日地区の中部をE-Wに走り、吉母ではドーム構造をとって豊西層群が、高地峠方面では急傾斜の逆転構造をとって豊浦層群までがあらわれる。厚狭町では三疊系の広い露出が軸部にあたり、その両側・厚狭盆地北部と厚狭川川口付近に関門層群がある。

b・cの背斜間には、規模のやや劣る褶曲があるらしい——六万坊山の向斜・六部山の背斜・華山狗留孫山の向斜——が、花崗岩・玢岩の広い貫入のため詳細不明。

c) 神玉—滝部南—殿居南の背斜——NWに近い走向をとり、軸部に脇野亜層群がひろく分布する。

d) 豊浦・大津郡境山地の向斜——関門層群の盆状構造の上に八幡層が広がる。この向斜は断層で変位しつつ、NEE方向に俵山北部から花尾山・天井山・桂木山・萩市南方へつづき、この南側にはひろく基盤が露出する。

e) 三隅・三見海岸部の背斜——軸部に脇野亜層群があらわれる。

大きな背斜の両翼で岩相がかなり異なることがある。小倉南部の背斜では、南翼に顕著な塩浜層の赤紫色岩層が北翼で発達せず、南翼には薄い若宮上部層の礫岩が北翼で厚い。上記b)・c)の主背斜についても、おのおの南翼では赤紫色岩層が顕著なのにたいし、北翼では灰～暗色砂岩・頁岩層がこれにかわる。このような現象は偶然的なものでなく、堆積の続行中に徐々に褶曲が形成されつつあったことを暗示するのではあるまいか。

後成断層としてはNE性のものとNW性のものがいちじるしく、ある程度等間隔をおいて周期的にあらわれることが多い。関門層群にたいしては大きな変位を与える断層の延長で、八幡層はほとんど変位していない場合があるのは、なお精査を要するが注目すべきであろう。

7. 地 史

地史について T. MATSUMOTO (1949) は、ジュラ末期から白堊中期頃にいたる長い期間が、全体として、構造的変形と岩漿活動を伴う変動紀であり、構造的変形は短期に完成されずして、この期間中に逐次進行したとのべ、その進行中、とくに表現の著しい階梯として、1) 豊浦後・豊西前、2) 豊西堆積中、3) 豊西後・硯石前、4) 硯石堆積中すなわちその上下両亜層群の間・玢岩前、5) 硯石および玢岩後・酸性岩前、の5をあげた。

第1図版に示すような層序の整理と対比の成立によって、この地質発達の階梯は、その時期と表現をより明確にされた。すなわち次の通りである。

1) 豊浦後・豊西前；下位層群の一部の削剝と顕著な基底相の発達をともなう豊浦・豊西間の非整合により認識される。堆積輪廻は更新され、堆積物は礫岩のひんばんなそう入で特長づけられる。

2) 豊西堆積中；北九州では古生界をおおう千石層の発達によって示される脇野盆地の新生がこの階梯にあたる。西中国における吉母湾は存続して堆積を続行させるが、吉母層上部には軽微な侵蝕面と礫岩のそう入がある。微弱な火山活動の開始もあるらしい。

3) 豊西後・脇野中期；北九州の脇野亜層群中では、局部的非整合と薄い礫岩の存在としてしか表現がないが、西中国では豊西層群と脇野上半部の累層との間の非整合——顕著な基底礫岩の発達と豊西上部の削剝——、さらにこの脇野上半部の累層の基盤岩類上への覆蔽に

よって強く表現される。すなわちこれは吉母湾の消失と脇野盆地の東方への拡大である。この少くも中部中国にまで及ぶ大拡張が、一時期に行われたのか、脇野中・後期に間に継行的に行われたのかについては問題がある。

4) 脇野後・下関前; 脇野亜層群の一部の削剝, 下関亜層群基底底部における普遍的かつ顕著な礫岩の発達, 後者の基底岩類上への覆蔽。いいかえれば脇野盆地から硯石盆地への若干の拡大であり, 火山活動の旺盛な展開と後背山地の地形の急峻化をともなう堆積輪廻の更新である。

5) 下関中期; 北彦島・筋ヶ浜両層間の局部的非整合と筋ヶ浜層における顕著な礫岩の発達として表現される。

6) 下関後・八幡前; 下関・脇野両亜層群の相当量の削剝, 火山活動の輪廻の更新。ある種の褶曲および断層運動もあるらしい。

7) 八幡後; 八幡層の褶曲で示される。

以上の諸階梯のうち, どれがもっとも変動量の大きいものであるか, 言いかえればどの階梯が激動期にあたるかということの論断は容易でない。第2と第3の階梯は, 小林貞一の大賀時階にはほぼ相当し, 松本も古地理的性格からいえば, 堆積盆地の新生と拡大をもって見かけ上顕著であることを述べている。しかし吉母層と千石層が対比される今日では, 第2の階梯は西中国における豊西層群堆積中, 第3の階梯は北九州における脇野亜層群堆積中におかれることになり, そのような一方で堆積の続行されている盆地内では, 両階梯とも運動の表現は決して大きくない。

第4の階梯も, その時期の非整合が中部中国と南朝鮮の各地に存在することからすれば, かなり広域的であるにもかかわらず, 脇野と下関・洛東と新羅はそれぞれ互に密接な関係をもち, 漸移整合的な場合さえある。第5の階梯は表現が弱そうだが, 筋ヶ浜層と乾川里層が対比されるものとすれば, 同時期の非整合は南朝鮮にも存在することになる。

第6ないし7の階梯は, 下関亜層群が脇野を伴って中程度の褶曲を示すことと八幡層自身の褶曲からみれば, 構造的に重要である。

8. あとがき

以上, 層序と構造を総括し, 地史に言及してきた。この論文で取扱った主体は, 各地の層序と構造の記載であるが, 全体を総括してみると, これらの基礎に立って, 今後研究を進展さすべき重要な興味ある問題の生じてくることに気づく。第一に化石層序学の進展, とくに上半部における資料の増加に努力すべきであり, 火山活動の性格の究明, 堆積岩石学と層序学の結びつきにも課題がある。

〔付言〕

関門層群と下関亜層群の名称は松本達郎(1951)によって提案されたが, ふるくから親しまれている“硯石”層群を地層名として生かすべきだという反対意見もある。硯石層群というわたくしたちは赤紫色岩層を想起する。そして脇野亜層群として一括されるべきものなかにも雑色岩が発達し, 従来硯石層群とされていたもの一部にも脇野亜層群があることが分った今日, 硯石層群という名称は, 下関亜層群のみを指すのか脇野亜層群をも含めたものを指すのかという点で, 混乱をまねきやすい。再定義して使うとしても, 下関亜層群に限れば局部的に顕著な脇野亜層群中の雑色岩を無視することになり, 関門層群にたいして使えば千石黒色頁岩層をも含めざるをえず, 脇野=洛東・硯石=新羅という従来の慣習に混乱を与え, 好ましくない。硯石の名は, そのもとの意味からして, 赤紫色岩を主体とする特殊な相の名として, あるいは堆積盆地の名として生かした方がよいとおもう。

参 考 文 献

- 長谷 晃(1948): 岡山県西部の所謂礫石層群産貝蝦石について(演旨)。地質雑, 54—638, 155—157。
 ——(1952): 山口県北西部の後期中生界(演旨)。地質雑, 58—682, 289。
 ——・松本達郎・太田喜久(1951): 中国・北九州後期中生界の層序と構造—山口県及び福岡県の後期中生界—(演旨)。地質雑, 57—670, 309。
 今村外治・梶見 久(1951): 岡山県小田郡稻倉村地方の所謂礫石層群について。広島大学地学研究報告, 1, 1—14。
 井上禧之助(1896): 長門南部の中生層に就て。地質雑, 3—35, 341—364。
 梶尾寛喜・長谷 晃(1951): 中国・北九州後期中生界の層序と構造—山口県豊浦郡豊西村附近の中生界—(演旨)。地質雑, 57—670, 309。
 KATO, T. (1920): A Contribution to the Knowledge of the Mesozoic Igneous Rocks Developed around the Tsushima Basin, Japan. Jour. Geol. Soc. Tokyo, 27—316, 1—22: 317, 23—38。
 加藤武夫(1932): 南朝鮮及び西南日本に於ける中生代末期の火山活動。火山, 1—2, 1—8。
 KOBAYASHI, T. (1926): Note on the Mesozoic Formations in Prov. Nagato, Chugoku, Japan. Jour. Geol. Soc. Tokyo, 33—398, 1—9。
 小林貞一(1931): 西南日本内帯に発達する礫石フォーナ。地質雑, 38—454, 409—410。
 ——(1931): 層序論より見たる西南日本中生代の地殻変動。地質雑, 38—458, 565—583。
 ——(1935-36): 西南日本地体構造と中生代古地理に関する一考証(その2・その4)。地質雑, 42—503, 511—527: 43—514, 531—541。
 KOBAYASHI, T. (1941): The Sakawa Orogenic Cycle and its Bearing on the Origin of the Japanese Islands. Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, Sec. 2, 5—7, 219—578。
 ——(1954): Fossil Estherians and Allied Fossils. Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. 2, 9—1, 1—192。
 —— and Y. KIDO (1947): Cretaceous *Estherites* from the Kyōngsang Group in the Tsushima Basin. Jap. Jour. Geol. Geogr., 20—2—4, 83—90。
 —— and H. KUSUMI (1953): Younger Mesozoic Estherians from Tunghua Region in South Manchuria. Jap. Jour. Geol. Geogr., 23, 25—35。
 小林貞一・太田勇(1936): 北九州の脇野層に就て。地学雑, 48—569, 298—302。
 ——・昭和13年度東大中期生一同(1940): 長門・筑前の地質に就て。地学雑, 52—616, 242—249。
 KOBAYASHI, T. and K. SUZUKI (1936): Non-Marine Shells of the Naktong-Wakino Series. Jap. Jour. Geol. Geogr., 13—3—4, 243—257。
 ——・——(1939): The Brackish Wealden Fauna of the Yoshimo Beds in Prov. Nagato, Japan. Jap. Jour. Geol. Geogr., 16—3—4, 213—224。
 ——・—— and F. TAKAI (1942): A Preliminary Report on the Four Distinct Suites of Mesozoic Faunas in the Korea-Manchurian Land. Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, Sec. 2, 6—4, 63—74。
 巨智部忠承(1903): 20万分の1角島図幅及び同地質説明書。1—49。
 KOTO, B. (1909): Journeys through Korea. Jour. Coll. Sci., Imp. Univ. Tokyo, 26—2, 1—207。
 MATSUMOTO, T. (1949): The Late Mesozoic Geological History in the Nagato Province, Southwest Japan. Jap. Jour. Geol. Geogr., 21—1—4, 235—243。
 松本達郎(1951): 北九州西中国の基盤地質構造概説。九州大学理学部研究報告, 地質学之部, 3—2, 37—48。
 ——(1951): 蝦夷層群と関門層群。地質雑, 57—666, 95—98。
 MATSUMOTO, T. (Editor, 1954): The Cretaceous System in the Japanese Islands. The Japanese Society for the Promotion of Scientific Research, Ueno, Tokyo. 1—242。
 松本達郎・長谷 晃・太田喜久(1950): 福岡県直方市西方百合野・六岳地域の中生界(演旨)。地質雑, 56—656, 288。
 ——・勘米良亀鮎(1952): 球摩川下流域。地質巡検旅行案内書, 九州大学理学部地質学教室, 1—71。
 松下久道・高橋良平・小原浄之助・岩橋徹・井上英二(1957): 洞海湾周辺地質調査報告。1—28。
 長尾 巧(1929): 筑豊炭田地質図説明書。1—40。
 小倉 勉(1918): 山口県大津郡地質調査報文。地質調査所報告, 66, 1—48。

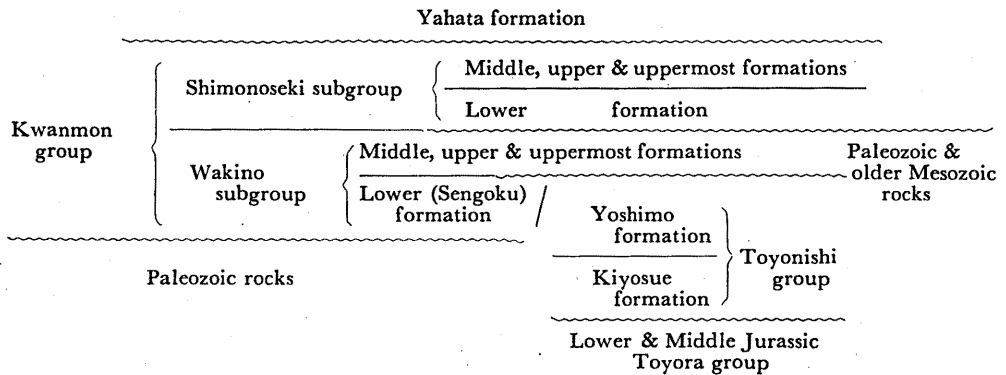
- 小倉 勉(1922): 7万5千分の1山口図幅及び同地質説明書。1~67。
——(1922): 7万5千分の1小串図幅及び同地質説明書。1~17。
大石三郎(1933): 手取統, 特にその化石帯に就いて(2)。地質雑, 40—482, 669~699。
応地善雄(1952): 関門地域の中生代凝灰岩質岩石に就いて(第1~2報)。岩鉱, 36—1, 7~18: 36—2, 59~64。
太田喜久(1952): 『企救半島の地質—特に後期中生界について—(演旨)』。日本地質学会西日本支部会報, 10, 9。
——(1953): 福岡県鞍手郡笠置山附近(いわゆる脇野地方)の中生界について。福岡学芸大学紀要, 2, 206~213。
——(1955): 小倉市道原一帯の中生界の層序と構造(北九州における後期中生界の地質学的研究其の2)。福岡学芸大学紀要, 5, 29~39。
——・長谷 晃・松本達郎(1949): 小倉市南方中生界の層序と構造(予報)(演旨)。地質雑, 55—648~649, 118
——・——・井上正昭(1951): 中国・北九州の後期中生界の層序と構造—小倉市及び八幡市の中生界につて—(演旨)。地質雑, 57—670, 309。
OZAWA, Y. (1925): The Post-Paleozoic and Late-Mesozoic Earth-Movements in the Inner Zone of Japan. Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, Sec. 2, 1—pt. 2, 91~104。
——(1928): Geologic History of Southwestern Japan during Mesozoic Time. Proc. 3rd Pan-Pacific Sci. Cong., Tokyo, 1926, 1, 542~565。
鈴木 敏(1893): 20万分の1福岡図幅及び同地質説明書。
——(1909): 20万分の1山口図幅及び同地質説明書。
鈴木 醇(1932): 本邦中生代の凝灰質岩石に就いて。地質雑, 39—471, 727~747。
SUZUKI, K. (1940): Non-Marine Molluscan Faunule of the Siragi Series in South Tyōsen. Jap. Jour. Geol. Geogr., 17—3~4, 215~231。
——(1943): Restudy on the Non-Marine Molluscan Fauna of the Rakutō Series in Keisyō-dō, Tyōsen. Jour. Shigenkagaku Kenkyusho, 1—2, 189~220。
——(1949): Development of the Fossil Non-Marine Molluscan Faunas in Eastern Asia. Jap. Jour. Geol. Geogr., 21—1~4, 91~133。
高橋英太郎(1950): 山口県西北部の硯石統に就いて(予報)。地学, 2, 36~38。
——(1957): 豊浦・豊西両層群産化石植物群。山口理学会誌, 8, 79~82。
竹原平一(1936): 門司市及山口県厚狭町附近の硯石統。地球, 26—1, 23~26。
——(1937): 九州北部企救半島の地質。地質雑, 44—531, 1199~1217。
立岩 巖(1925): 洛東植物化石群の地質時代。地質雑, 32—386, 449~461: 387, 493~513。
——(1929): 朝鮮地質図, 第10輯, 慶州・永川・大邱及倭館図幅。1~9。
鳥山隆三(1938): 山口県豊浦郡の豊浦統の地質。地質雑, 45—533, 247~258。
植田芳郎(1957): 下関市の地質—特に関門層群の層序と構造について—。地質雑, 63—736, 26~34。
——・小原浄之助・応地善雄・松本達郎(1951): 中国・北九州後期中生界の層序と構造—関門地区の中生界—(演旨)。地質雑, 57—670, 308。
矢部長克(1920): 豊前企救半島の所謂中生層に就て。地質雑, 32—384, 513~520。
YABE, H. (1927): Cretaceous Stratigraphy of the Japanese Islands. Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 2nd Ser., 11—1, 27~100。
横山又次郎(1902): 長門の介化石。地質雑, 9—109, 382~383。

The Stratigraphy and Geologic Structure of the Late Mesozoic
Formations in Western Chûgoku and Northern Kyûshû

Akira HASE

(Abstract)

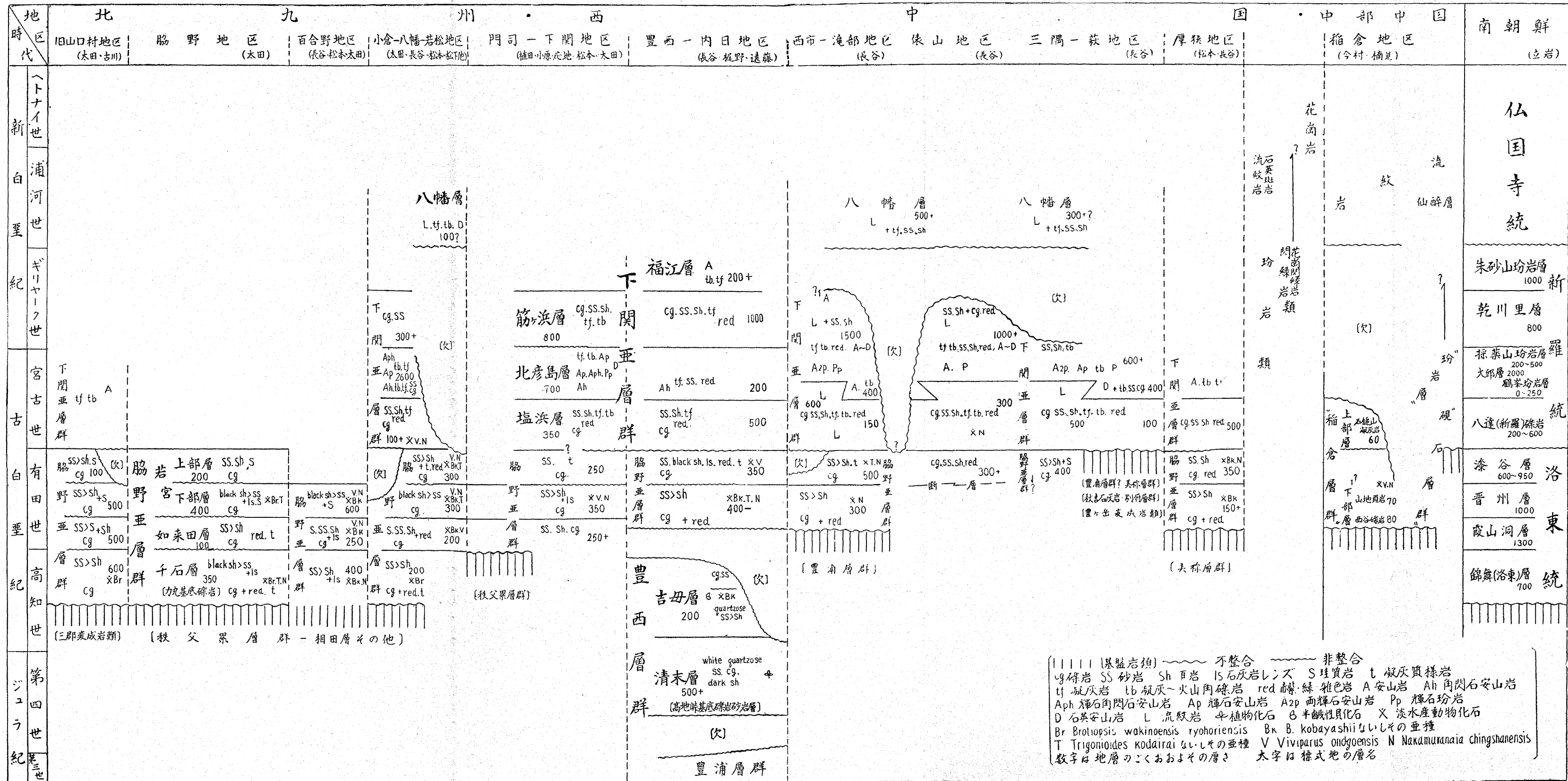
The late Mesozoic formations developed in the western Chûgoku and northern Kyûshû districts are, in descending order, classified as follows.



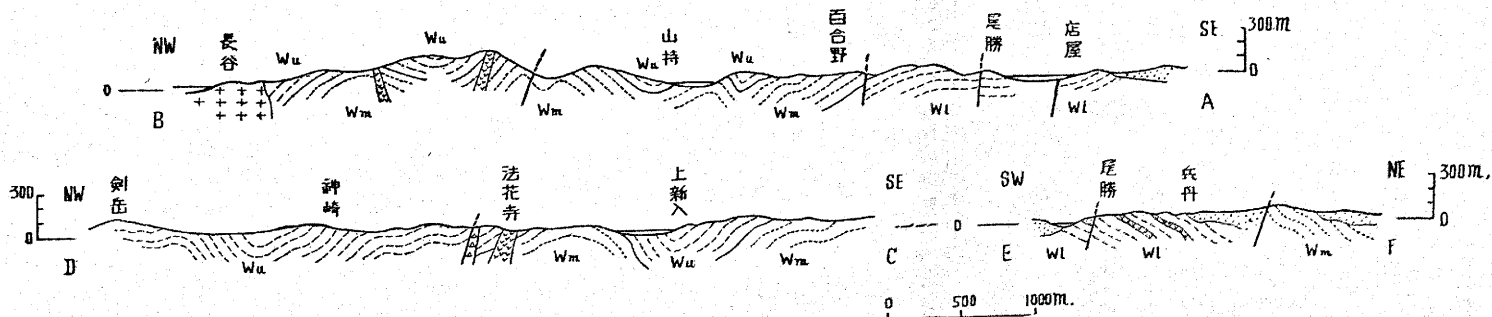
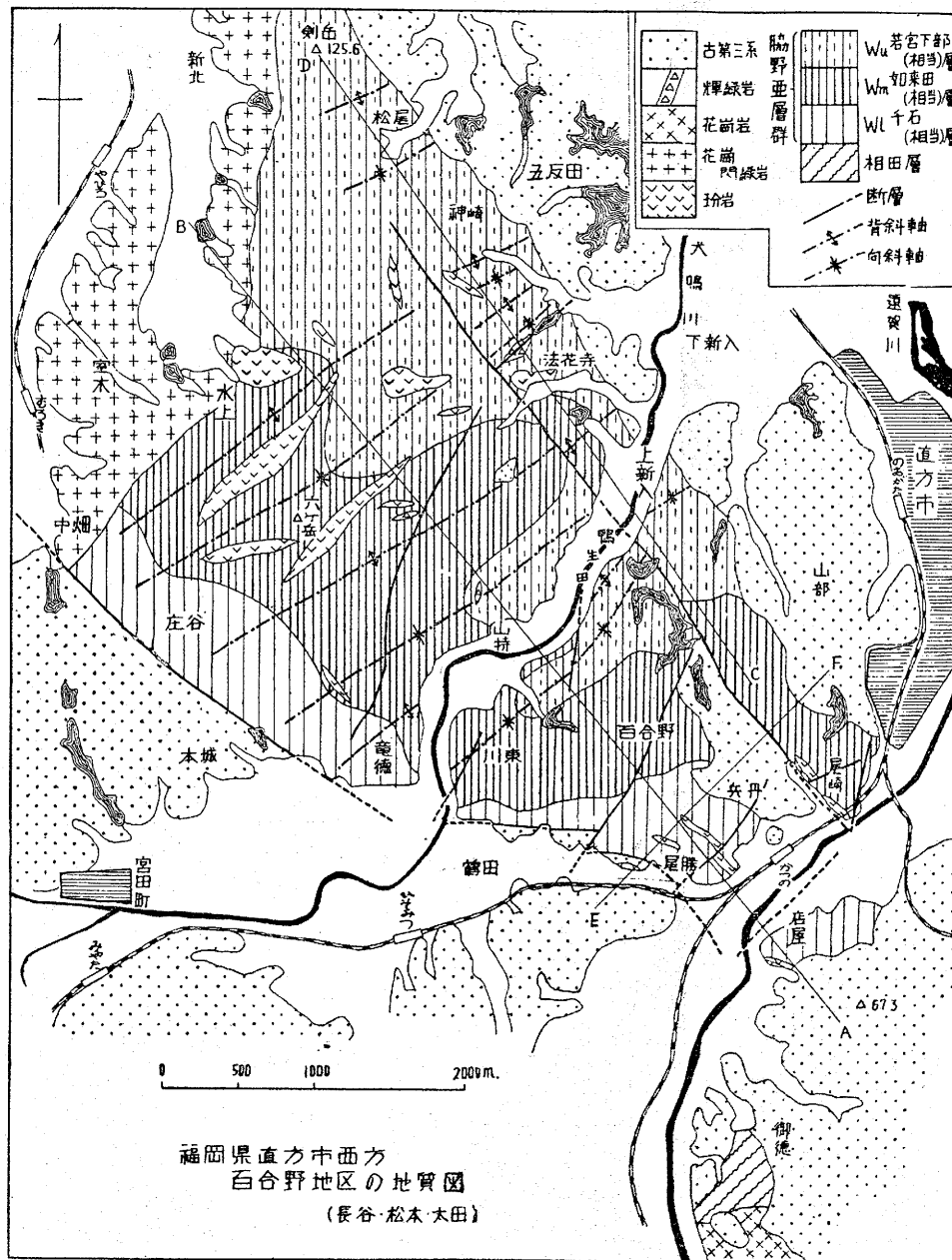
Annexing geological maps, profiles, columnar sections and lists of fossils, the writer describes the stratigraphy and structure in each of the several areas where the late Mesozoic formations are well exposed, and thereby summarizes the correlation and geologic evolution of them.

付 図

- 第1 図版 西中国・北九州の後期中生界層序表
- 第2 図版 福岡県直方市西方百合野地区の地質図および地質断面図
- 第3 図版 百合野地区の脇野亜層群柱状図
- 第4 図版 福岡県小倉・八幡南方地区の地質図および地質断面図
- 第5 図版 小倉・八幡地区の後期中生界柱状図
- 第6 図版 山口県彦島・下関西南部の地質略図
同じく関門層群柱状図
- 第7 図版 山口県豊西・内日地区の地質図および地質断面図
- 第8 図版 豊西・内日地区の豊西層群柱状図
- 第9 図版 豊西・内日地区の関門層群柱状図
- 第10 図版 山口県西市・滝部・俵山地区の地質図および地質断面図
- 第11 図版 西市・滝部・俵山地区の関門層群と八幡層の柱状図
- 第12 図版 山口県萩・三隅地区の地質図および地質断面図
- 第13 図版 萩・三隅地区の関門層群と八幡層?の柱状図
- 第14 図版 山口県厚狭北西部の地質図
同じく関門層群の柱状図



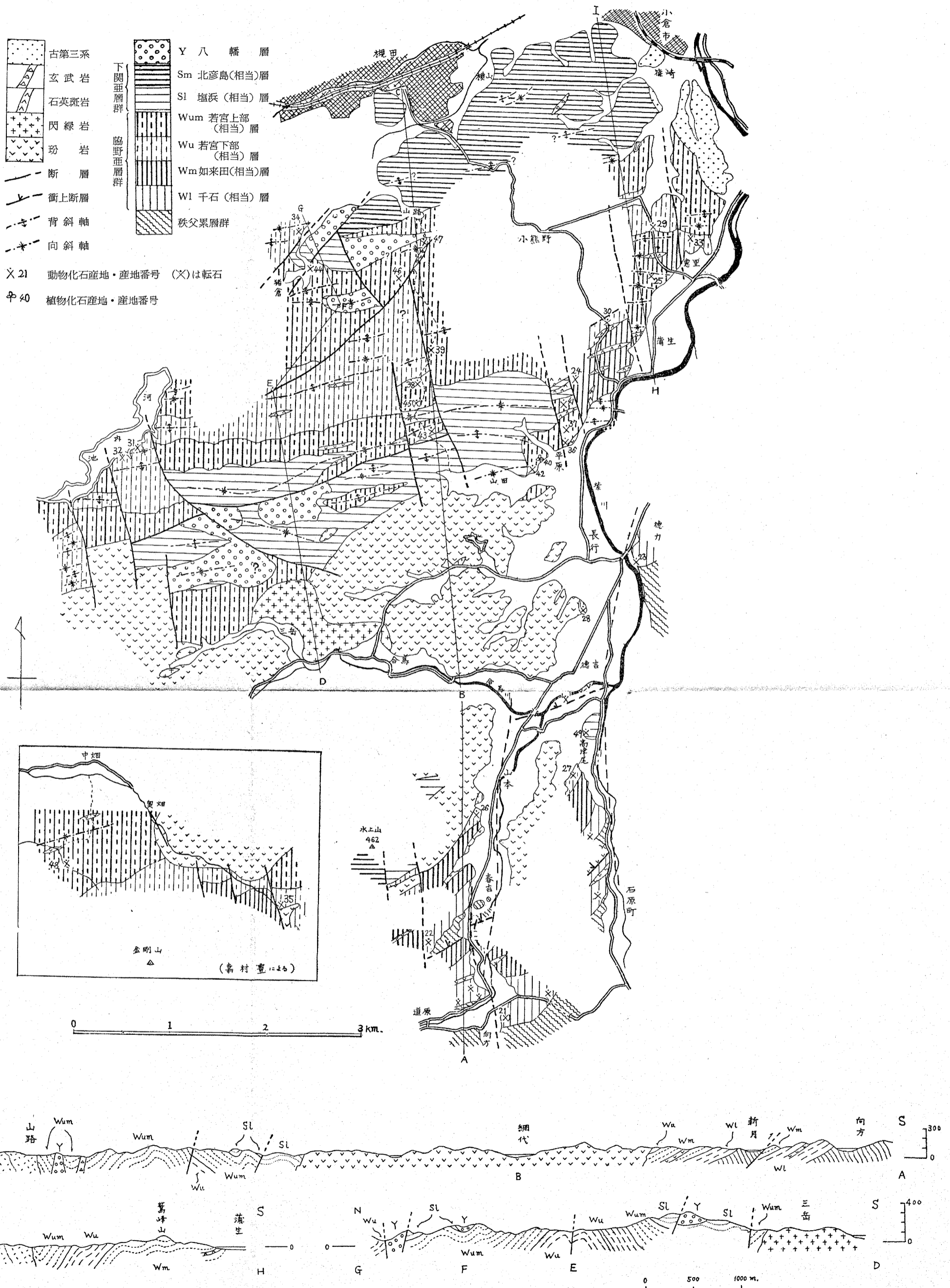
第1図版 西中国・北九州の後期中生界層序表



第2図版 福岡県直方市西方百合野地区の地質図および地質断面図(長谷・松本・太田)

福岡県小倉・八幡南方地区地質図

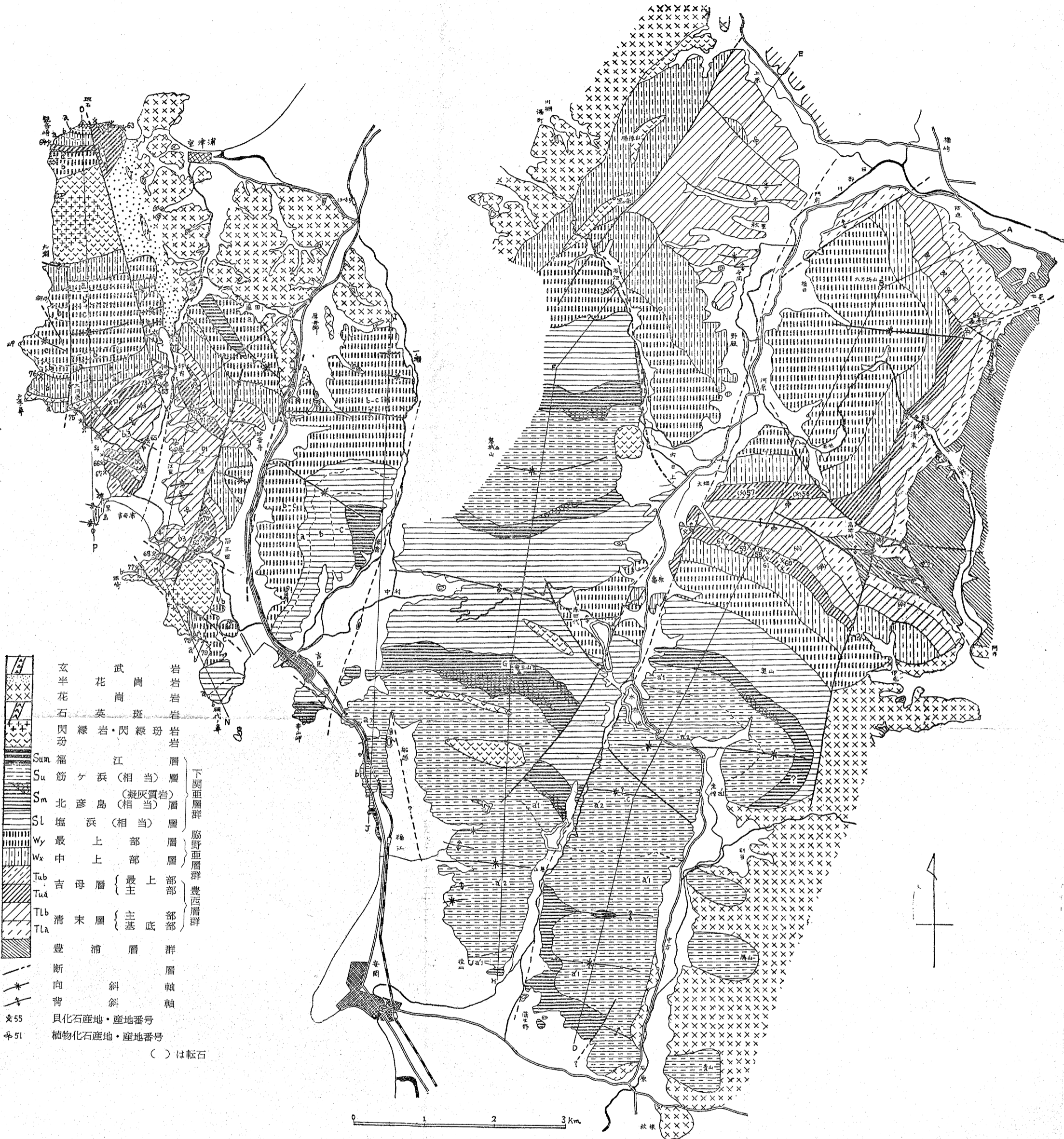
(長谷・太田・松本・井上)



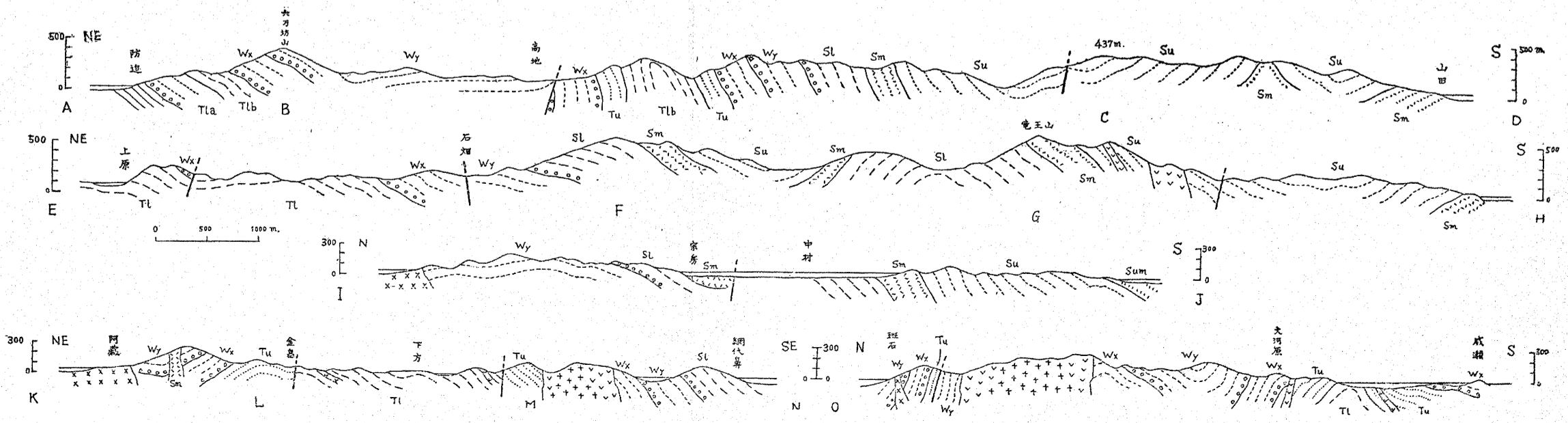
第4図版 福岡県小倉・八幡南方地区の地質図および地質断面図 (長谷・太田・松本・井上)

山口県豊西・内日地区地質図

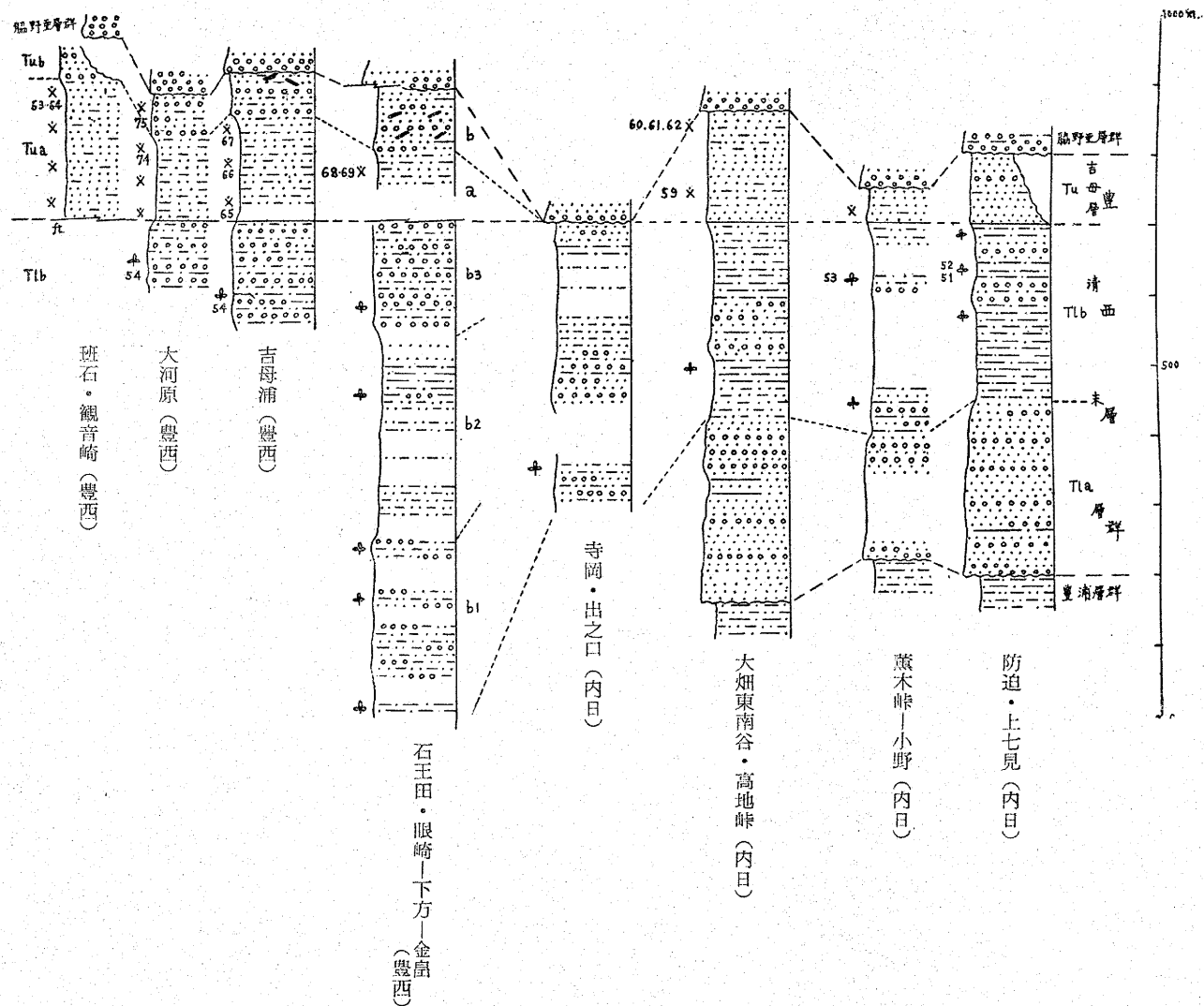
(長谷・遠藤・梶野・松本)



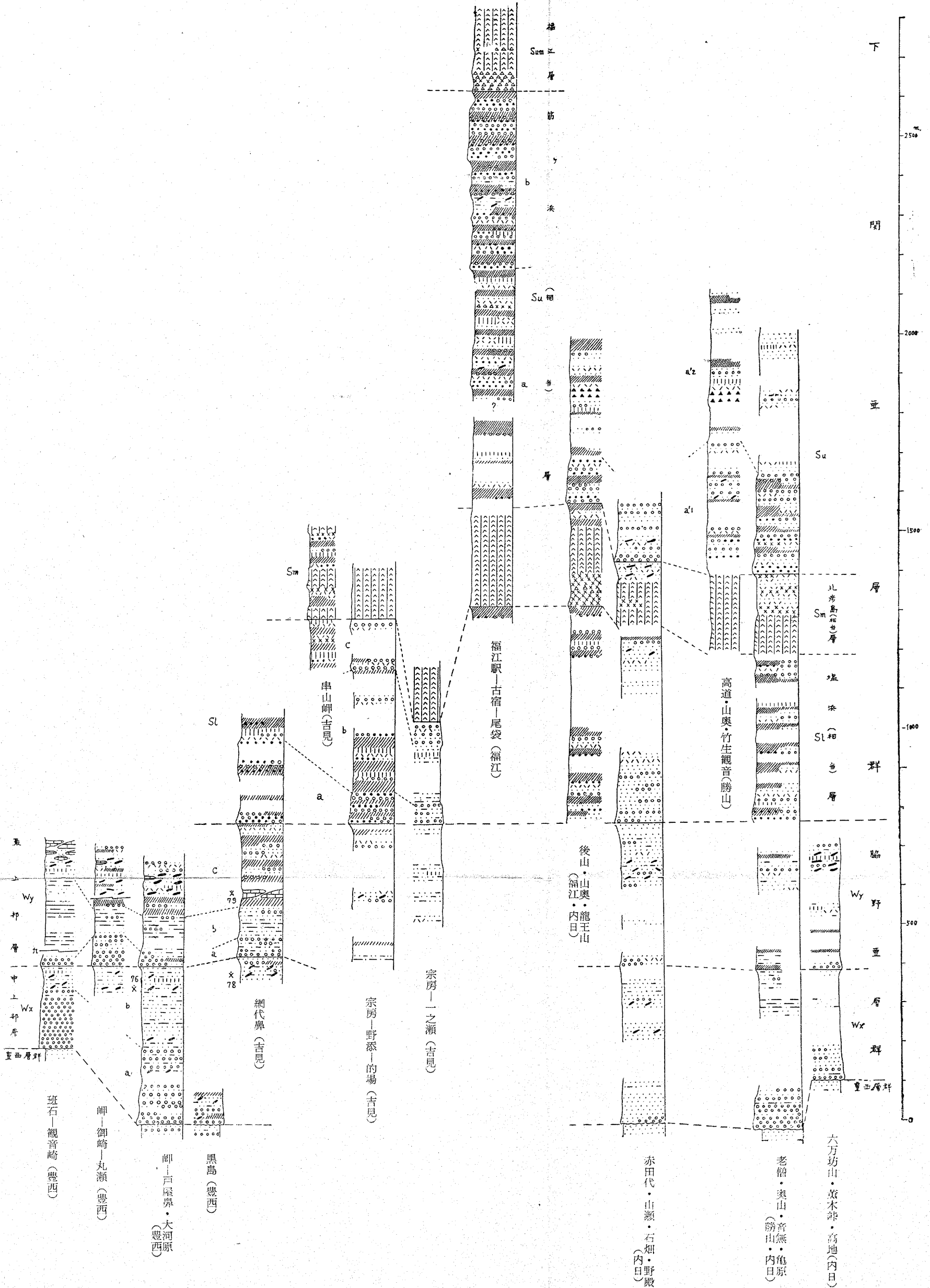
	玄半花崗岩	武花崗岩	岩岩	
	石英閃斑岩	斑岩	斑岩	
	閃斑岩	閃斑岩	斑岩	
	福江層	福江層	福江層	下関亜層群
	Su筋ヶ浜(相当)	(凝灰質岩)	層	脇野亜層群
	Sm北彦島(相当)	層		豊西層群
	Sl塩浜(相当)	層		
	Wy最上部	層		
	Wx中上部	層		
	Tub吉母層	{最上部}		
	Tua清末層	{主底部}		
	Tla豊浦層	群		
	断向斜	層軸		
	背斜	層軸		
	☆55	貝化石産地・産地番号		
	◇51	植物化石産地・産地番号		
	()	は転石		



第7図版 山口県豊西・内日地区の地質図および地質断面図(長谷・松本・遠藤・梶野)

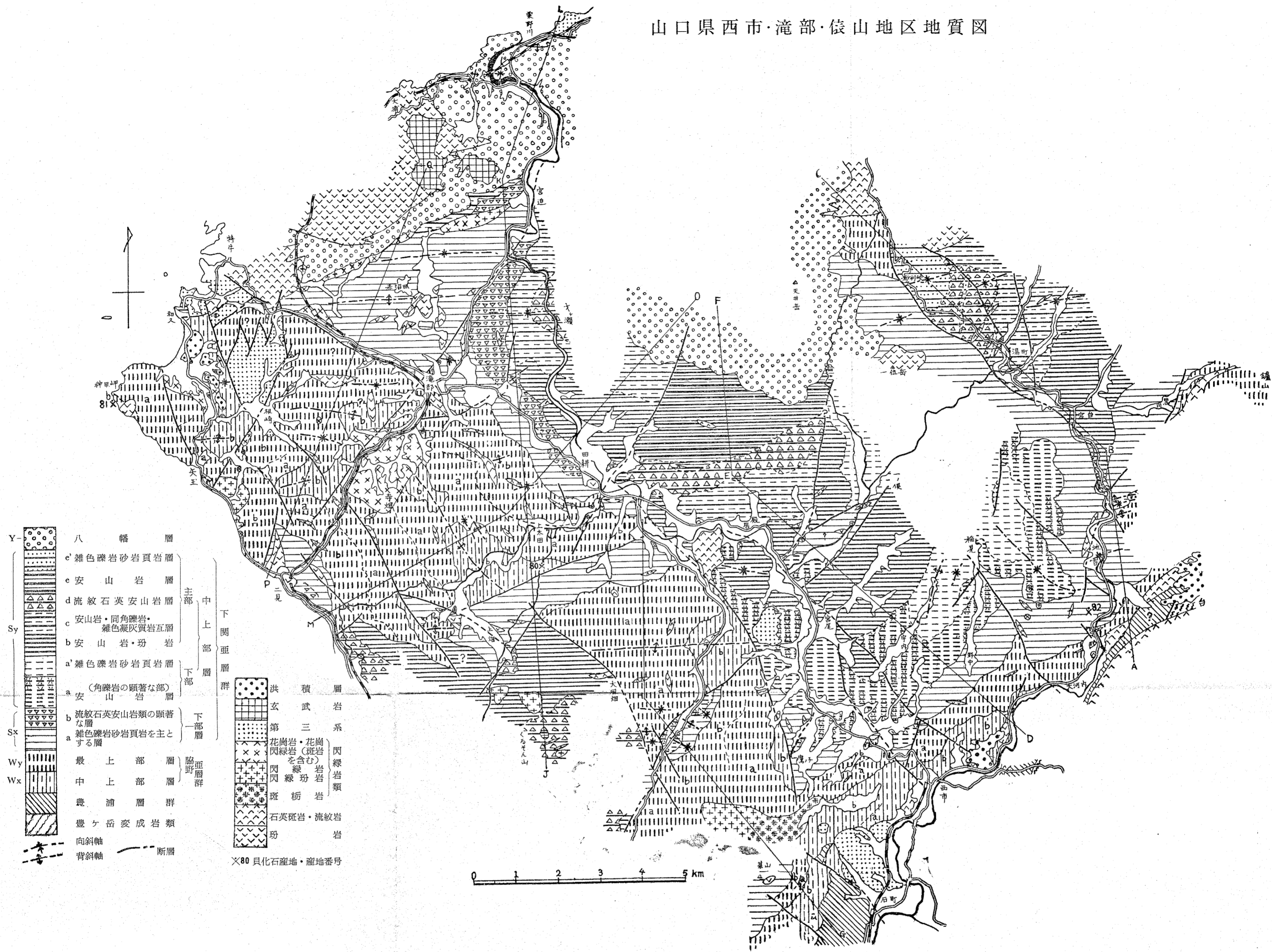


第8図版 豊西・内日地区の豊西層群柱状図



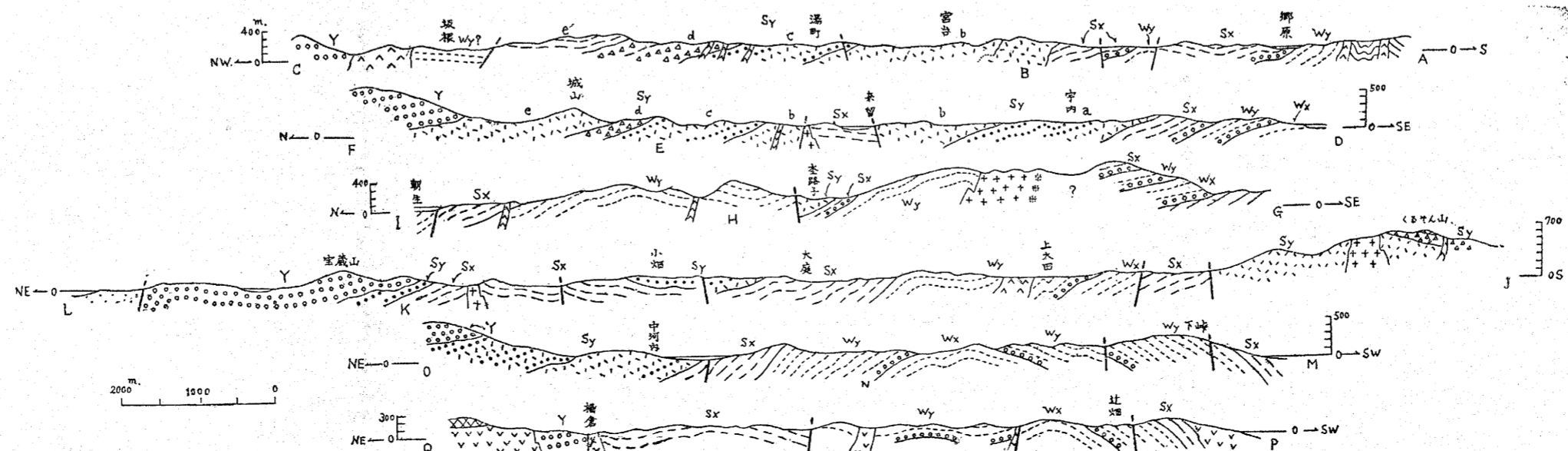
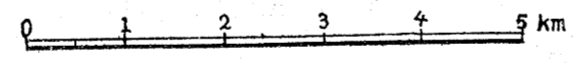
第9図版 豊西・内日地区の関門群柱状図

山口県西市・滝部・俵山地区地質図

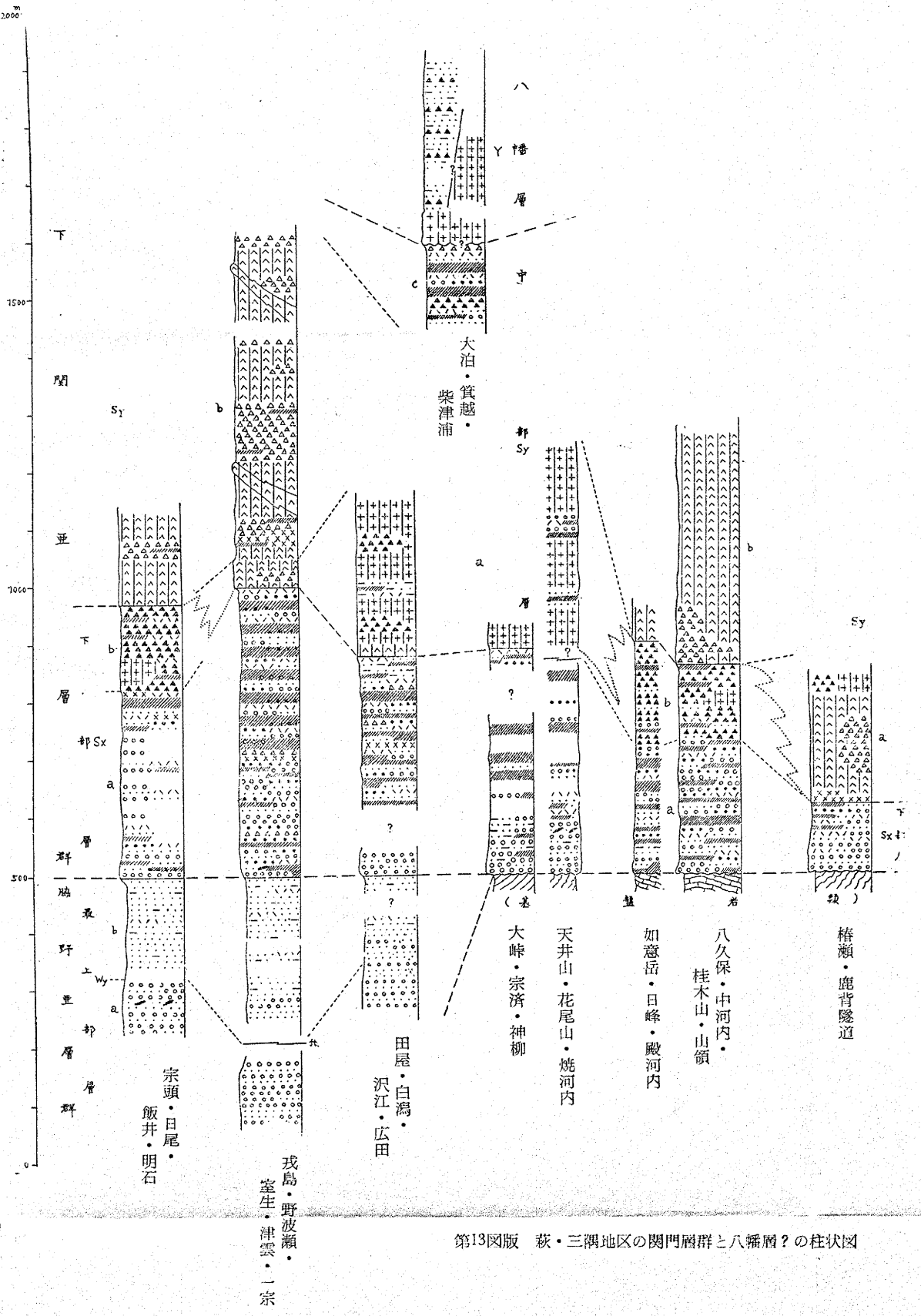


- | | | |
|----|-------------------|------|
| Y | 八幡層 | |
| c' | 雑色礫岩砂岩頁岩層 | 主部 |
| e | 安山岩層 | |
| d | 流紋石英安山岩層 | |
| c | 安山岩・同角礫岩・雑色凝灰質岩互層 | |
| b | 安山岩・玢岩 | |
| a' | 雑色礫岩砂岩頁岩層 | 下部 |
| a | (角礫岩の顕著な部) 安山岩層 | 下部層 |
| b | 流紋石英安山岩類の顕著な層 | |
| a | 雑色礫岩砂岩頁岩を主とする層 | |
| Sy | 最上部層 | 脇部層群 |
| Sx | 中上部層 | |
| Wy | 豊浦層群 | |
| Wx | 豊ヶ岳変成岩類 | |

- | | |
|---|------------------|
| ● | 洪積層 |
| ■ | 玄武岩 |
| □ | 第三系 |
| × | 花崗岩・花崗閃緑岩(斑岩を含む) |
| + | 閃緑岩類 |
| △ | 斑岩 |
| ○ | 石英斑岩・流紋岩 |
| ◇ | 玢岩 |
- ×80 貝化石産地・産地番号



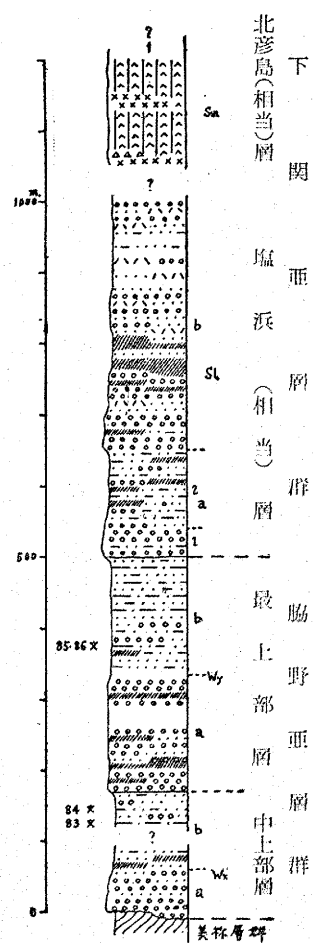
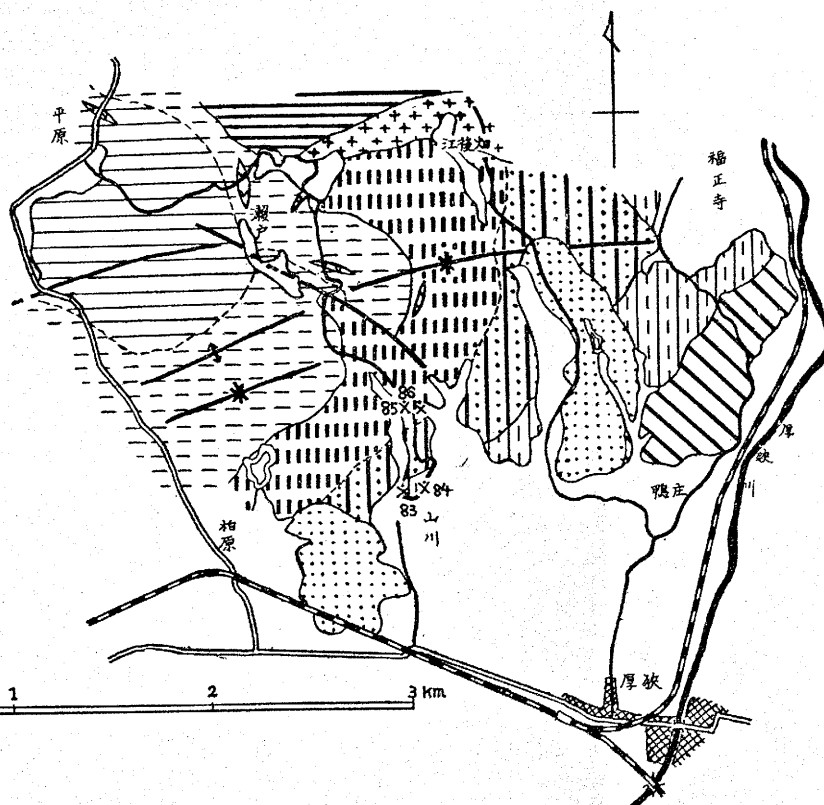
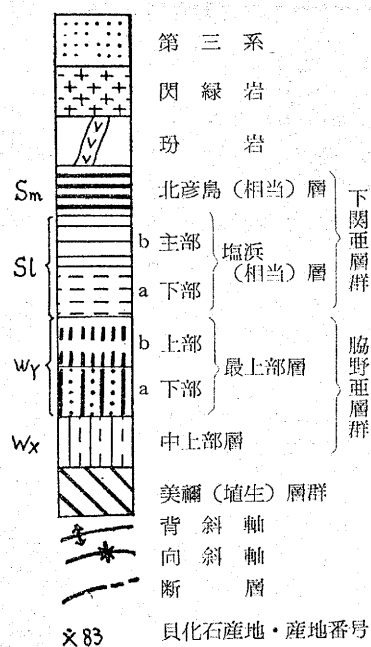
第10図版 山口県西市・滝部・俵山地区の地質図および地質断面図



第13図版 萩・三隅地区の関門層群と八幡層?の柱状図

山口県厚狭北西部地質図

(松本・長谷)



第14図版 (左) 山口県厚狭北西部の地質図 (右) 同じく関門層群の柱状図(松本・長谷)