

550.85(084.32)(521.73) [1 : 50,000] (083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

近江長浜

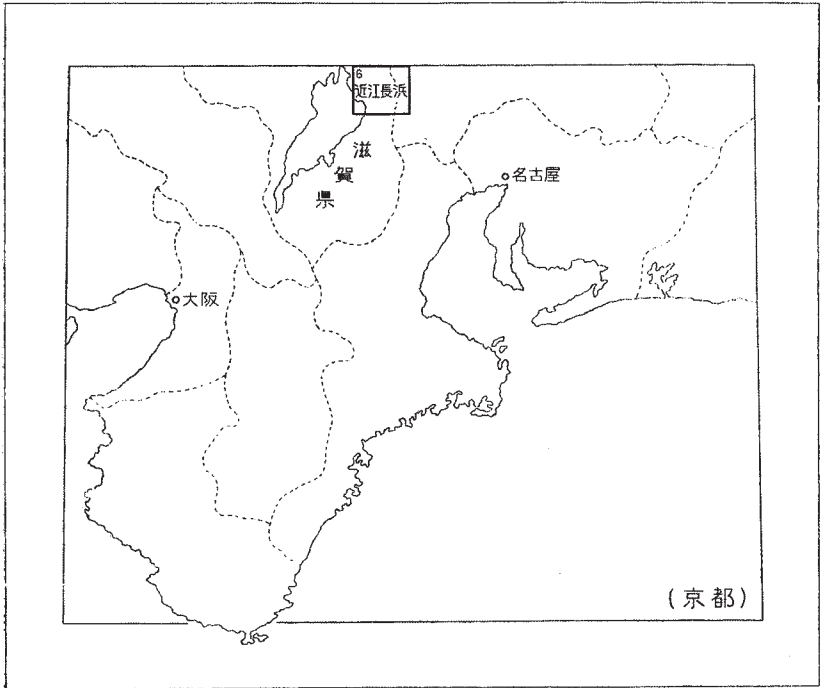
(京都一第 6 号)

通商産業技官 磯見 博

地質調査所

昭和 31 年

位置図



() は 1 : 500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 非石灰岩相の古生層	2
II. 2 石灰岩相の古生層	4
II. 3 中生層・花崗岩および新生界	5
II. 4 地質構造	5
II. 5 石炭系	6
大滝層	6
II. 6 二畳系	9
II. 6. 1 大石層	9
II. 6. 2 粕川層上部	9
II. 6. 3 春日層群	10
II. 6. 4 板並層群	13
II. 6. 5 足俣川層群	14
II. 6. 6 姉川層	15
II. 6. 7 草野川層群	15
II. 6. 8 松尾山層	26
II. 6. 9 清滝層	29
II. 6. 10 醒ヶ井層	30
II. 6. 11 大野木層	35
II. 6. 12 石田層	37
II. 6. 13 伊吹山石灰岩層	38
II. 7 石灰岩相累層と非石灰岩相累層との関係—伊吹山衝上について	42
II. 8 中生界	47
II. 8. 1 妙ヶ谷層	47
II. 8. 2 花崗岩類	48
II. 9 第四系	49
II. 9. 1 牧田層	49
II. 9. 2 扇状地堆積物	49
II. 9. 3 石灰岩崖錐堆積物	49
II. 9. 4 沖積層	50

III. 応用地質	50
文 献	51
Abstract	1

近江長浜

(京都一第 6 号)

本図幅の野外調査は昭和 26 年度および 27 年度に行われた。図幅地域内の伊吹山附近の地質構造については、古くから種々論ぜられており、特に関武夫氏は図幅地域の中・東部を広く調査されており、本図幅も同氏の研究⁵⁾に負うところが大きい。

I. 地 形

本図幅地域の北部は山岳地帯で、南部は丘陵地帯である。北部山岳地帯のほとんども中央を N-S に走る伊吹山脈は、西方の琵琶湖盆地と東方の濃美平野とを分ける分水嶺をなし、低地帯を隔てて図幅地域外南方の鈴鹿山脈に続く。

北部山地は断層によって切られ、多くの地塊に分かれている。一般に N-S 方向の断層が最もよく地形に現われており、その著しい例としては伊吹山脈以東の粕川支流の長谷や野原谷の流路と一致する断層（これらはそれぞれ関武夫⁵⁾によって粕川断層および下ヶ流断層と呼ばれている）、伊吹山脈以西の姉川上流に沿った断層、および七尾山西端の断層崖がある。NNW 方向の断層もかなり良く地形に現われ、伊吹山脈以西の草野川や姉川はこの方向の断層帯を流れるもので、これらの断層帯は小藤文次郎¹⁾によってそれぞれに草野川断層および姉川断層と呼ばれたものにほぼ相等する。伊吹山脈以東ではこの方向の断層地形はあまり著しくない。また東部の谷部落を通る谷や、西部の野瀬西方の小さな谷は、WNW 方向の断層による地形の好例といえよう。このように断層が河川等の比較的大規模な地形を左右しているのに対し、地層の走向は各地塊内の小さな技谷等の微地形に影響を与えている。

南部の丘陵地帯および北部山地西部の南端は明瞭な沈降地形を示し、沖積平地は谷の奥深くまで入り込み、丘陵の輪廓は複雑である。

北部山地の南限は伊吹山と七尾山との南西端においては、南方の低地帯に対し断層崖をもって明瞭な一直線を劃している。地形的にきわめて顕著なこの断層は、小藤文

次郎¹⁾によって浅井断層と呼ばれたものであり、その断層崖の麓には扇状地が著しく発達している。

伊吹山の頂上には石灰岩が広く分布しているが、石灰岩地域に特有なカルスト地形はあまり発達していない。

II. 地 質

本地域の山岳および丘陵地帯に広く分布する古生層は、石灰岩に乏しい累層と石灰岩に富む累層とに大きく2分され、石灰岩相の累層はその東側の非石灰岩相の累層に衝上している。

II. 1 非石灰岩相の古生層

図幅地域の東縁に近い谷山—下ヶ流—野原谷を走る下ヶ流断層以東の小区域は、東隣の大垣図幅地域の池田山地塊に属し、同区域には中部二畳系の粕川層の上部およびそれを整合に覆う春日層相当層とが主として分布する。これらはNNEの一般走向をもち、西へ傾斜する。同区域南部には粕川層とE-W方向の断層で境されて、中部石炭系の大滝層、および下部二畳系の大石層に相当する地層が分布し、両層は粕川層同様NNEの一般走向をもつが、傾斜は大垣図幅地域を含めて全体としてみれば逆で西傾斜である。

北	{	春日層相当層 (チャート)	
		部	粕川層上部 (砂岩・粘板岩)
			————— [断層]
		南	{
			大石層
		部	大滝層
			————— [断層]

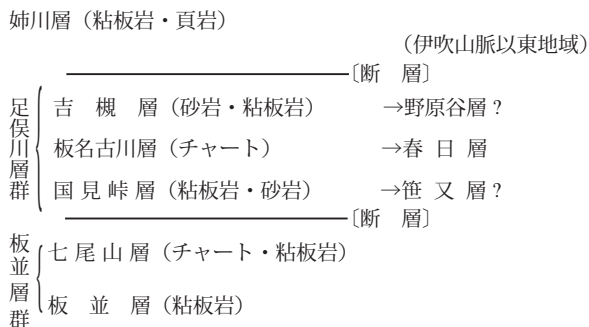
伊吹山脈以東、下ヶ流断層以西の地域の古生層はNNEの一般走向をもち、一般に東へ傾斜している。この地域の大部分を占めて分布している地層を一括して春日層群と呼び、岩相によって上位から次のように分ける。

(下ヶ流断層以東区域)

春日層群	{	野原谷層 (砂岩)	
		春日層 (チャート)	→春日層相当層
		笹又層 (砂岩・粘板岩)	→粕川層上部

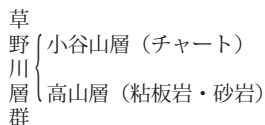
春日層群は広く分布するにもかかわらず、化石が全く認められないが、下部の笹又層は東隣区域の二疊紀中期の紡錘虫を含む粕川層上部に相当すると思われるので、春日層群は全体として中・上部二疊系と思われる。

伊吹山脈以西、姉川流域以東の地域の古生層は NNW の一般走向を示す。岩相によって上位から次のように分けられる。



これらの地層は全く化石を産しないが、伊吹山脈以東地域の地層と岩相の類似するものが多い。すなわち足俣川層群中部の、チャートで特徴づけられる板名古川層は春日層と全く同様な岩相を示し、ほゞ確実に春日層に対比され、足俣川層群は全体として春日層群に対比しうる。また板並層群は粘板岩が優勢な点で大垣図幅地域の粕川層下部に類似し、これに対比しうと思われるので、足俣川層群や春日層群よりも下位の地層と思われる。姉川層は他の古生層に較べて擾乱の程度が弱いので、おそらく本図幅地域の古生層の最上部であろう。

図幅地域北西部の草野川流域に分布する草野川層群は、WNW, N-E, N-S 等種々の走向を示し、多くの断層によって切られてモザイク状の小地塊をなしている。草野川層群は上位から次のように分けられる。



高山層の下部と最上部には紡錘虫石灰岩が含まれる。すなわち下部の石灰岩レンズには *Pseudofusulina vulgaris* その他の二疊紀古期の化石を含み、上部の石灰岩は *Pseudofusulina* のほかに *Neoschwagerina simplex* をも含み、中部二疊系の下部に属

する。したがって草野川層群は中・下部二畳系に属する。

図幅地域南部の丘陵地帯の東部の、松尾山その他の丘陵に分布する松尾層は、南へ凸面を向ける緩い弧状の走向をもって分布することが多い。本層は主として塊状砂岩からなり、図幅地域内では化石を産しないが、地域外の南方では *Pseudofusulina japonica* を産出することが報告³⁾ されているので、松尾山層の大部分は中部二畳系であろう。

II. 2 石灰岩相の古生層

図幅地域南西部の丘陵と伊吹山脈の山稜とに分布する石灰岩相の古生層は、上位から次のように分けられる。

西 部	東 部	伊吹山脈
石田層 { 上 部(チャート) 下 部(粘板岩)	大野木層 (粘板岩・石灰岩を含む)	伊 吹 山 石 灰 岩 層
醒ヶ井層 (輝緑凝灰岩・石灰岩が多い)		
清滝層 (チャート)		

醒ヶ井層の石灰岩は *Pseudoschwagerina*, *Paraschwagerina*, *Pseudofusulina* 等の下部二畳系 *Pseudoschwagerina* 帯の化石を含む。

大野木層の石灰岩は醒ヶ井層と共通種の *Pseudofusulina* のほかに、*Pseudofusulina japonica* や *Neoschwagerina simplex* をも含み、中部二畳系下部の *Parafusulina* 帯に属する。石田層は丘陵地帯の西端に分布し、全く石灰岩を含まないが、醒ヶ井層の上に整合に重なるので、大野木層と同時異相の関係にある。

伊吹山石灰岩層は伊吹山に広く分布するほかに、南方の岩倉山や大清水東方の丘陵にも分布し、*Parafusulina* 帯から *Neoschwagerina* 帯にわたる層準の化石を含み、中部二畳系に属する。

石灰岩相の古生層は、西部ではNE、東部ではE-Wの一般走向を示し、30°以下の低角度で北へ傾斜することが多い。

II. 3 中生層・花崗岩および新生界

地域東部の妙ヶ谷層がきわめて狭い区域に分布し、周囲の古生層とは断層で接する。本層は *Entomonotis ochotica* 等を含み、上部三畳系に属する。

花崗岩は地域北部にかなり広く分布し、古生層を貫ぬいている。

鮮新—洪積世の牧田層は地域南西部の藤古川流域に分布する。また山岳地帯南縁に沿っては扇状地堆積物が発達している。

II. 4 地質構造

石灰岩相の古生層と非石灰岩相の古生層との間の衝上断層は、北部では伊吹山脈の東側山腹を NNE 方向へ走る。南部では衝上運動以後の断層による衝上面の変位がかなり著しく、衝上断層線の延長は伊吹山以南では東方にずれて岩倉山の南麓に認められ、さらにその南の続きは粕原の東にあり、図幅地域外南方の霊仙山東方の衝上線に連なる。衝上線は SSE へ凸面を向けた小弧状をなすことが多いので、衝上運動は少なくとも本図幅地域に関する限り、北または北北西からの側圧によるものと推察される。

さらに北部山地の中・東部の非石灰岩相の古生層の走向は、全体としてみれば南に尖った V 字形に近い形をなしており、また東部の著しいチャート層（春日層）は衝上線と平行に走るのが特に注目される。また東部の松尾山層は衝上線にほぼ平行な、南へ凸面を向けた弧状をなして走る。このように非石灰岩相の古生層の構造が、衝上線の東および南側で衝上線とよく調和することも、北北西からの衝上運動を暗示するものといえよう。

古生層の基本的構造を切る多くの後生断層は、N-S, NE, NW 等種々の方向を示すが、N-S と NW との方向をもつものが顕著である。図幅地域東部ではこれらの断層による地層の変位はあまり著しくないが、西部では非常に顕著で、西部の古生層（草野川層群）について地塊運動以前の基本的構造を復元推定することは困難である。このことは西部地域が敦賀湾—琵琶湖—大阪湾を結ぶ大構造帯に属することを示している。

北部山地帯の南限を劃する WNW 方向の“浅井断層”は、おそらく牧田層堆積前に活動して北部山地帯と南部低地帯とを対立させ、牧田層堆積の場を形成したものである。しかし関ヶ原町北方の牧田層を切る WNW 方向の小断層は、浅井断層が牧田層堆積後にもなお活動したことを物語るものといえよう。

II. 5 石 炭 系

大 滝 層

本層は図幅地域東部の谷部落北方に分布し、東隣の大垣図幅地域内の大滝附近の模式地^{5) 8)}に連続する。大滝層は主として粘板岩からなり、谷部落の北西方では模式地と同様に輝緑凝灰岩を含む。この輝緑凝灰岩はレンズ状をなし、水平的にあまり連続せず、そのなかに厚さ数 m 以下の薄い“石灰岩礫岩”様岩石を挟む。この礫岩様岩石は、径数 cm 以下の礫状の石灰岩と輝緑凝灰岩とが混り合ったもので、そのいずれが基質なのかかわからないような産状を呈するが、石灰岩“礫”の方がはるかに優勢である。この岩石の一部は基質状の石灰岩中に、不規則に小葉片状の輝緑凝灰岩を含み、複雑に波打った流理のような構造をもっており、これはどうい普通の礫岩とは思えない。しかし他の一部は礫状の石灰岩および輝緑凝灰岩のみからなり、普通の礫岩に近い外観を示す。そしてこれら両者は同一岩塊内で移化する。またこの礫岩様岩石中に、石灰岩相の地層にはまれな砂岩等の岩石が全く含まれないことも注目に値する。

この礫岩様岩石 (loc. 1) の石灰岩は

Fusulinella cfr. *biconica* (HAYASAKA)

Fusulinella sp.

等の石炭紀中期の紡錘虫をかなり多く含むものが大部分を占めるが、*Keriotheca* をもった紡錘虫を含むものがきわめてまれに認められる。この化石は一応広義の *Schwagerina* の原始的なものと考えられ、もしそうだとすれば二疊紀古期を示すことになる。

この化石は Wall の構造を無視すれば *Fusulina* に属せしめるべきものであって、*Triticites* とは異なる。この化石を二疊紀の *Schwagerina* に同定してよいか否かには疑問の余地がある。例えば飛驒山地の高山市東方(丹生川村)の中畑の *Fusulinella* 石

灰岩中にも *Keriotheca* をもった *Schwagerina* (?) 型の紡錘虫がまれに含まれる。中畑の石灰岩は礫岩状をなさず、また破碎されてもいないので、exotic な化石を2次的に含むとはとうてい考えられない。これと同様に谷の石灰岩の *Schwagerina* (?) 型紡錘虫も元来 *Fusulinella* と共存していたとも考えられないことはない。しかし従来の研究によれば、*Fusulinella* と *Keriotheca* をもった *Schwagerina* 型紡錘虫とが共存する例は、上記の中畑を除いては全く知られていないので、さしあたり *Schwagerina* 様化石を二疊紀の *Schwagerina* と考え、かつそれを exotic なもの、2次的に入り込んだものと考えておく。

この礫岩様岩石について作成した薄片10枚のうちで、*Schwagerina* (?) 石灰岩を含むものはたゞ1枚にすぎず、かつその薄片中でも *Fusulinella* 石灰岩と *Schwagerina* (?) 石灰岩とがどちらも含まれている。要するに本岩は *Fusulinella* 石灰岩・輝緑凝灰岩およびきわめて少量の *Schwagerina* (?) 石灰岩の3者が乱雑に混り合った岩石である。

この石灰岩礫岩様岩石を含む谷西方の地層は、大垣図幅地域内の模式的な大滝層に岩相がきわめてよく一致し、確実に大滝層に同定しうる。谷西方の石灰岩礫岩様岩石中に *Schwagerina* 石灰岩の“礫”が含まれることは、大滝層の地質時代に関し重要な意義をもつので、模式の大滝層について少し触れておく。大滝附近の模式地の化石産地（大垣図幅の loc. 1）では、*Fusulinella biconica* や *Nagatophyllum*, *Clisaxopyllum* 等を沢山含む石灰岩は輝緑凝灰岩と密接に相伴ない、また石灰岩体の内部にも不規則な小葉片状の輝緑凝灰岩が含まれるが、石灰岩自体は礫状でなく均質であって、径1 m 以上の大塊をなすことも少なくない。それゆえこの *Fusulinella* 石灰岩は石灰岩礫とはとうてい思えない。しかしこの化石産地の小谷の入口には、礫状の輝緑凝灰岩が密集し、小礫状の石灰岩をまれに含む礫岩状岩石が露出している。また大滝附近の loc. 1 の *Fusulinella* 石灰岩レンズの南西端と思える箇所には、輝緑凝灰岩の小葉片を含まない均質な蘚虫類石灰岩が露出する。その北西方約1 kmの尾根（loc. 4）には小礫状の *Fusulinella* 石灰岩と輝緑凝灰岩とからなる石灰岩礫岩様^{註1)} 岩石が露出し、これは本図幅地域の谷西方のものと全く同じ岩質を示している。このように大塊をなす *Fusulinella* 石灰岩と石灰岩礫岩様岩石とは、分布状況からみて漸移するよ

註1 この岩石の薄片15枚のうちには *Fusulinella biconica*, *Fusulinella* sp., 珊瑚等の大石層（石炭紀中期）の化石は多いが、*Schwagerina* 状紡錘虫は認められない。

うに思える。

大垣図幅の loc. 1 の *Fusulinella* 石灰岩のすぐ東に接して、loc. 5 の *Schwagerina* ^{註2)} 石灰岩が露出する。この *Schwagerina* 石灰岩は輝緑凝灰岩を含まず均質で、層厚 20～30 m 以上の層をなしている。同様に大垣図幅地域で発見された *Fusulinella* 石灰岩の産地のいずれにおいても、それに近接して *Schwagerina* 石灰岩が露出し、かつ *Schwagerina* 石灰岩だけ離れて露出することはない。

以上の事実から簡単に考えると、大垣図幅地域内の *Fusulinella* 石灰岩の大塊は、“石灰岩礫岩様岩石”中の礫とともに外来礫ではないかという疑いももたれる。もしそうだとすると、大滝層は“in situ”の *Fusulinella* 石灰岩を含む石炭紀中期の地層ではなく、*Fusulinella* 石灰岩の外来礫の多い石灰岩礫岩を含んだ石炭紀後期以後の、おそらくは二畳紀古期の地層と考えられる。そして大滝層と大石層とを区別する最大の根拠は、前者が *Fusulinella* を、後者が二畳紀古期の *Schwagerina* を含むという含有化石の差異にあるのであるから、この差異が認められないとすれば、両層はいずれも下部二畳系に属し、かつ同一層となるわけである。しかし著しく石灰岩礫岩状をなすものの一部は別としても、大垣図幅の loc. 1 のおびただしい量の *Fusulinella* 石灰岩の大部分は、その産状からみて外来礫とはどうてい考えられず、“in situ”のものと判断される。したがってさしあたり大滝層を次のように考えておく。すなわち大滝層は *Fusulinella* 石灰岩をもち、中部石炭系である。そして大滝層中の石灰岩礫岩状岩石は、非礫岩状の石灰岩に移化することから考えて、普通の場合のように地表での侵蝕、堆積作用による礫岩ではなく、地下における圧砕の作用によって生じた岩石ではあるまいか。すなわち大滝層の輝緑凝灰岩・石灰岩は、二畳紀中期以後の、おそらくは中生代のある変動期に地下深所で圧砕作用を受けて、礫岩状を帯びると同時に、元来それと密接して存在していた *Schwagerina* (?) 石灰岩をとり込む場合も生じたのであろう。大滝層全体が著しい構造帯に沿って、二畳系分布地域中に押し上げられたものであろうことは、大滝層が全体として擾乱が甚だしく、かつ圧砕作用を受けていることが多いことから容易に推察される。

分布区域北部の野原谷源流東部では、千枚岩質粘板岩中に厚さ 20～30 m 以下の石灰岩の小レンズが含まれる。この石灰岩は輝緑凝灰岩を全く伴わず、チャートの

註2) 下部二畳系の大石層のメンバーである。

薄層を伴っている。その含有化石は蘚虫類のみで、紡錘虫は全く認めら承ないので、野原谷の石灰岩それ自体ではその地質時代はわからない。けれども大垣図編の loc. 1 (大石層) の *Fusulinella* 石灰岩は本石灰岩と全く同様な化石を含み、野原谷源流部の地層は大滝層に属するものと考えられる。

谷西方の石灰岩礫岩様岩石を挟み、粘板岩を主として大滝層は、その西方の塊状砂岩を主とする野原谷層とは明瞭に区別され、また東方の粘板岩・砂岩を主とする地層(大石層)とも区別される。大滝層とこれら東西両側の地層との間には擾乱帯があり、断層が推定される。谷北方の大滝層はその北方の粕川層下部とは E-W の断層で接し、西方の野原谷層や三疊紀層とは下ヶ流断層によって境される。本図幅地域の大滝層の一般走向はどの地域においても NNE であるが、かなり強く擾乱を受けているため、傾斜は一定でない。

II. 6 二 疊 系

II. 6. 1 大 石 層

大石層は大垣図幅地域内に模式的⁸⁾に発達する粘板岩を主とし砂岩を伴う地層であって、大滝層の東側に密接して平行に分布する。模式地では下部に二疊紀古期の *Schwagerina* 石灰岩を含む。

本図幅地域の東端部谷附近には粘板岩を主とし、砂岩をかなり多く含む地層が小範囲に分布する。この地層は化石を含まないので、その地質時代は不明である。しかし、その一般走向は NNE または NE で、模式地の大石層の走向と一致し、その大滝層に対する関係も、その岩相もともに模式地の大石層に等しい。ゆえにこの地層を一応大石層に同定しておく。

II. 6. 2 粕 川 層 上 部

粕川層は下ヶ流断層以東に広く分布する粘板岩・砂岩を主とする中部二疊系に属する地層で、模式的分布地は東隣大垣図幅地域内^{5) 8)}にある。下部は粘板岩が優勢で、上部は砂岩が優勢である。図幅地域東端の下ヶ流附近から野原谷の東部にかけて、粕川層上部の一部が露出し、その一般走向は模式地と同様 NNE で、傾斜は 60° W 内外である。図幅地域内では化石は発見されないが、大垣図幅地域内では *Neoschwagerina*

や *Pseudofusulina japonica* 等の二畳紀中期の紡錘虫が含まれる。本層は著しくチャートに富んだ地層によって整合に覆われる。このチャートに富んだ地層は下ヶ流断層以西の、春日層群中部の春日層には、確実に對比される。

II. 6. 3 春日層群

春日層群は北部山地の東部、すなわち伊吹山脈以東、下ヶ流断層までの地域に広く分布する。春日層群は下部の笹又層、中部の春日層、および上部の野原谷層に分けられる。

笹又層

本層は粕川の一支流の伊吹山脈の東を北流する長谷の流域に広く分布し、主として粘板岩と砂岩とからなる。粘板岩と砂岩とはそれぞれ厚さ数 cm 以下で、細かく互層する場合もあるが、それぞれ単独で数 m 以上の厚層をなすことがむしろ多い。下部はチャートに乏しいが、上部ではチャートが厚さ 10 m 以下のレンズ、または 1 m 内外の夾みとなっていることがまれでない。本層の下部では、図幅地域北東隅の谷山附近にみられるように、粘板岩がやゝ優勢であるが、上部では砂岩が優勢である。このように上部に次第に砂岩が優勢になる傾向は、東隣地域の粕川層にもみられる現象で、両層を對比しうることを支持するものである。

笹又層はその岩相からも、またチャートに富んだ地層（春日層）の下位に整合に位置することからも判断されるように、下ヶ流断層以東の *Neoschwagerina* を含む中部二畳系の粕川層に対比され、特に粕川層上部に相当するものと考えられる。したがって本層はむしろ粕川層と呼ぶべきものであるが、笹又層は非常に広く分布するにもかゝらず、全く化石を産せず、その構造も複雑なので、笹又層と同定した地層のなかに、中部二畳系以外の層準の地層が含まれる危惧も少なくない。それゆえに当地域の砂岩・粘板岩層に対して、地質時代の確定した粕川層という名称を避けて、便宜上笹又層という別の名称を与えたものである。要するに笹又層は粕川層と傾斜の方向を異にし、別の地塊に属するとはいえ、その大部分は粕川層と同様に、中部二畳系上半部に属するものと思われる。

春日層

本層は長谷の東側から下ヶ流の西方にわたる地域に分布し、チャートを主とし、粘

板岩・砂岩を伴なう。本層は関武夫⁵⁾によって命名されたもので、模式地は古屋から南東方の谷部落に到る街道とされている。本層のチャートは赤色を呈することはきわめてまれで、しばしば粘板岩・砂岩の夾みをほとんど含まずに、単独で数10 m以上の厚層をなし、また厚さ10 m以下の層をなして粘板岩・砂岩と互層することも多い。チャートは一般に数cm以下の間隔で細かい層理を示し、分布地南部では複雑な小褶曲を繰り返している。一般にチャートの著しい地層は粘板岩を伴うのが普通で、砂岩の厚層を伴うことはまれであるが、本層中には粘板岩や黒色塊状の砂質頁岩のほか、厚さ数m位の塊状中粒の砂岩もまれでない。春日層の見掛けの厚さは1,000 m以上に達し、実際の厚さもそれに近いものと思われる。

なお、春日層と全く同じ岩相の地層が下ヶ流断層以東の地域に分布し、粕川層を整合に覆っている。

野原谷層

本層は春日層の東側に分布し、分布地北部の野原谷に模式的に露出する。本層の大部分は塊状砂岩層で、上部を代表すると思われる地層は、粘板岩・砂岩層である。

塊状砂岩層 本層は下ヶ流断層の西側に広く分布する。下部はほとんど塊状の砂岩のみからなり、非常に粘板岩に乏しく、上部は粘板岩をかなり多く含むが、全体としてみればやはり粘板岩は砂岩に較べてはるかに劣勢である。本層の砂岩は無層理で、新鮮な時は青灰色のことが多い。砂岩の一部は粘板岩のパッチを含み、これは下部に比較的多い。また分布地南部の谷から古屋に到る峠附近には、チャートや粘板岩等の径10 cm以下、普通は小豆粒大の小礫を含んだ礫岩状砂岩もあるが、直ちに砂岩に移り変わり、その分布もきわめて局部的である。砂岩が粘板岩と細互層をなすことはほとんどない。本層は非常にチャートに乏しく、僅かに厚さ数m以下の小レンズをまれに含むのみである。野原谷の奥では本層上部にレンズ状の輝緑凝灰岩が挟まれ、最も厚い所では厚さ100 mに近いが、延長は僅か数100 mにすぎない。東部の最も厚い部分では緑色塊状または赤紫色、や>片状の輝緑凝灰岩のみからなるが、西方へ向かって厚さを急減するとともに、赤色その他のチャートを互層するようになる。

本砂岩層は分布地北部では春日層や笹又層とともに南傾斜の単斜構造をなし、春日層の上に整合に重なる。しかし分布地南部では本層の傾斜は一定でなく、小褶曲がみられるので、この地域だけについていえば、野原谷層と春日層との上下関係は定め難

く、むしろ野原谷層としたものは笹又層と同一層であって、向斜構造の両翼をなすものではないかとの疑いももたれる。しかし春日層と笹又層との間の岩相変化は漸移的であるが、春日層と野原谷層との間で岩相が急変するので、野原谷層と笹又層とを同一層とは考えにくい。

上部の粘板岩・砂岩層 本層は野原谷の源流より西部のみに分布する。主として砂岩・粘板岩からなり、チャートの薄い夾みもまれでない。本層は一般に強く擾乱されており、擾乱のため千枚岩状となった部分には、しばしば不規則な形をした砂岩等が挟み込まれており、時には挟み込まれた砂岩等は径 3 cm 以下の小円礫状をなしている。このように本層は擾乱の著しい点でも、粘板岩に富み、かつチャートの夾みの多い点でも、野原谷層の主体をなす塊状砂岩層とは著しく異なった産状を呈する。したがって本層は野原谷層（春日層群上部）よりも古期の地層で、春日層群とは断層で接した別の地層ではないかとの疑いもたれ、しいていえば、東方に分布する擾乱の著しい大滝層に相当するものではないかとも疑われる。しかし大滝層の特徴をなす輝緑凝灰岩や石灰岩は、本層中には全くみられないので、本層を大滝層に対比することはできない。そして本層の走向、傾斜は下位の野原谷層の塊状砂岩層と全く同じであり、かつ両層の岩相は漸移するものと考えられる。ゆえにさしあたり本層を野原谷層上部の粘板岩に富んだ地層としておく。

春日層群の地質構造

春日層群は断層によって切られ、かなり複雑な構造を示すが、チャートを主とする特徴的な春日層を大きな鍵層としてみると、ほぼ地質構造の大意が知られる。すなわち春日層群は大きくみれば NNE の一般走向をもち、北部では 50° S 内外の高角度で南東へ傾いた単斜構造をなし、南部では小褶曲が多いが、大局的にはやはり SE へ傾斜した構造をなすものと考えられる。

春日層群のこのような基本構造を切る断層のなかには、NW-SE 性のものと、N-S 方向のものが認められるが、いずれの場合にも断層の東側が相対的に NW ~ N へ移動しているのが特徴として挙げられる。

東部の谷山一下ヶ流一野原谷を結ぶ下ヶ流断層と、その南方延長と思われる谷西方の大滝層と野原谷層とを境する断層とは、前者の両側で地層の傾斜の方向が逆である点でも、これら断層以东のみに石炭紀の大滝層が分布する点でも、最も重要な意義を

もつ大断層である。

II. 6. 4 板 並 層 群

本層群は姉川流域山地の南部に分布し、下部の板並層と上部の七尾山層とに分けられる。

板 並 層

本層は板並附近に分布し、粘板岩を主とする。砂岩はきわめて少なく、僅かに厚さ 10 cm 内外の夾みとして、まれに認められるにすぎない。またチャートも少なく、厚さ 2～3 m の小レンズをなして、まれに含まれるにすぎない。

本層の一般走向は NW-NNW で、傾斜は 50° W のことが多いが、西部の七尾山西部では傾斜は一定でない。

七 尾 山 層

本層は七尾山に分布し、チャートと粘板岩とからなり、チャートによって特色づけられる。チャートは厚さ数 m 以下で、粘板岩と互層することも多いが、ほとんど粘板岩を挟まずにチャートのみで、厚さ 100 m 以上の厚層をなすこともある。チャートには赤色を帯びたものはほとんどなく、また赤色頁岩等の凝灰質岩石の夾みもない。

本層は七尾山の山陵部に露出し、その一般走向は N-W であり、東部では西傾斜のことが多く、西部では東傾斜のことが多い。七尾山東斜面の粘板岩層は明らかに板並層に属し、西斜面の地層は模式的な板並層よりも若干砂岩に富むが、粘板岩が優勢なことから、やはり板並層に同定しうる。したがって七尾山地では板並層群は、大局的には向斜構造をなすものと考えられ、七尾山層はその軸部に露出する上部の地層であろう。

板並層群の対比

本層群の上部（七尾山層）はチャートに富む点において、伊吹山脈以東の春日層群の中部（春日層）に類似するが、板並層群は春日層群と異なり非常に砂岩に乏しい。そして伊吹山脈以西では春日層群に相当するのは足俣川層群と思われる。したがって板並層群は無化石で時代は不明であるが、春日層群とは別の地層であることは確実である。一方、下ヶ流断層以東、図幅地域外東方に広く分布する中部二畳系の粕川層の下部は、粘板岩に富む点で本層群に岩相が類似するので、おそらく板並層群は粕川層下

部に相当する中部二畳系中・下部の地層と思われる。

II. 6. 5 足俣川層群

本層群は姉川流域山地の東部、すなわち足俣川および板名古川流域に分布し、東部に露出する国見峠層、中部の板名古川層および西部の吉槻層に分けられる。

国見峠層

本層は足俣川の上流、国見峠附近に小範囲に分布し、主として砂岩・粘板岩からなる。砂岩と粘板岩とはそれぞれ厚さ 10 cm 以下で細互層をなすこともあるが、それぞれ厚さ数 m 以下で粗い互層をなすことが多い。本層は粘板岩と砂岩とをほぼ等量に含み、おそらく笹又層に相当するものと思われる。

板名古川層

本層は足俣川と板名古川との流域中部に分布し、主としてチャートからなり、粘板岩・砂岩を伴う。チャートは赤色を呈することはほとんどなく、輝緑凝灰岩や凝灰質岩石を全く挟まない。粘板岩はかなり多いが、砂岩は少なく、特に厚層をなす砂岩はほとんど見られない。本層はチャートで特色づけられ、おそらく春日層に相当するものと思われる。しかし本層は春日層にみられるような塊状砂岩の夾みをほとんど含まず、この点ではやや岩相を異にするといえよう。

吉槻層

本層は足俣川下流部にかなり広く分布し、主として砂岩・粘板岩からなる。一般に砂岩が優勢である。砂岩はしばしば数 m 内外の厚層をなし、その一部には粘板岩のパッチを含んでいる。この粘板岩のパッチを含む砂岩に注目すれば、本層は春日層群上部の野原谷層に対比される可能性が強い。本層はチャートに乏しいが、まれには厚さ数 m 内外のチャートのレンズを含む。

足俣川層群と春日層群との関係

足俣川層群の一般走向は NNW ~ NW である。板名古川層のチャートにみられるように小褶曲が多くて、傾斜は必ずしも一定でないが、上部と思われる吉槻層は 60° W の傾斜をなすことが多い。分布地の東部から西部へ、国見峠層・板名古川層・吉槻層が順次露出し、それらが岩相によりそれぞれ春日層群の下部（笹又層）・中部（春日層）・上部（野原谷層）に対比される可能性が強いので、足俣川層群は大きくみると西へ傾斜

した単斜構造をなすものと考えられる。

上述の考えが正しいならば、足俣川層群と春日層群とは同一層群に属し、大局的にみれば前者は一つの背斜構造の西翼部を、後者は東翼部を構成し、そしてその背斜軸はN-S方向をもち、南に沈んだものといえよう。しかし、足俣川層群については野外の資料が不十分であり、この層群を春日層群に同定するにはまだ早すぎるので、便宜上別の地層名を与えておく。

II. 6. 6 姉川層

本層は姉川の上流部に分布し、ほとんど黒色泥岩ないしは黒色頁岩のみからなる。これらは10 cm以下の間隔で細かく成層することもあるが、数10 cm位の間隔で成層し、塊状をなすことも少なくない。本層は非常に砂岩に乏しく、またチャートにも乏しい。姉川層は他の古生層と異なり、非常に擾乱が弱いので、本図幅地域における古生層のうち、最上位の地層と思われる。特に曲谷部落北方の地層は砂岩やチャートを全く含まず、少なくともその一部は三畳紀の妙ヶ谷層の岩石と区別し難い。

本層の一般走向は板並層群や足俣川層群と同じくNWで、傾斜は50°EまたはWで、褶曲している。

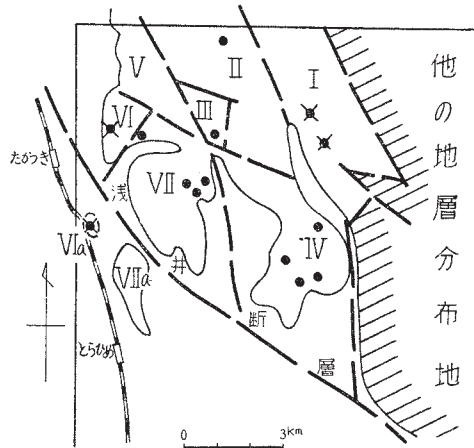
II. 6. 7 草野川層群

草野川流域以西の、図幅地域北西部の山地および丘陵に分布する古生層を草野川層群と呼ぶ。草野川層群は中・下部の粘板岩・砂岩を主とする高山層と、上部のチャートを主とする小谷山層とに分けられる。高山層は非常に分布が広いが、小谷山層は分布が狭い。

草野川層群は複雑な断層網によって切られて、多くの小地塊をなし、各地塊ごとにその構造を異にする。その一部の地域の構造については、断片的な野外の観察しか得られず、いわば全く推定の域を出ないような不明の部分もあり、層序についても不明の点が少なくない。

高山層

本層は主として粘板岩・砂岩からなり、非常に分布が広くて厚層をなし、例えば本層中の石灰岩レンズに伴なう輝緑凝灰岩の発達程度が、地域ごとに著しく異なることから判断されるように、岩相の水平的変化が著しい。したがって岩相のみに基づ



第1図 草野川層群分布図

I：高山東地塊 II：高山西地塊 III：谷口地塊 IV：田根地塊
 V：高時地塊 VI：馬上地塊 VIa：丁野の丘陵 VII：小谷山地塊 VIIa：虎姫山 *Neoschwagerina* ~ *Parafusulina* 帯化石産地
Pseudofusulina vulgaris その他の産地

いて本層を細分し、それらの対比を行うことは困難である。

高山層中の石灰岩レンズは、個々の地塊についてみれば、ほぼ一定の層準を占めるので、各地塊の構造を示す有力な鍵となる。しかしこれら多くの石灰岩レンズは、その含有紡錘虫化石によって2層準に分けられる。すなわち高山東地塊（第1図参照）の石灰岩は、*Pseudofusulina vulgaris* を多産するので、下部二畳系に属することは明らかであり、馬上地塊とその南方の丁野の丘陵とに露出する石灰岩は、ほぼそれに近い層準に属する。一方、小谷山地塊・田根地塊・谷口地塊、および高山北西方のサブ谷の各石灰岩は、いずれも *Pseudofusulina japonica* と *Neoschwagerina* 属の原始的な種を含み、中部二畳系下部に属する。このように高山層は化石のうえからは2分されるべきであるが、上下の岩相上の差異は著しくなく、殊に化石を産しない地塊の地層は、いずれの層準に属するかを決められない。ゆえに地質図では粘板岩・砂岩層を草野川層群下部の高山層として一括しておき、チャートを主とする上部の小谷山層と区別するとどめてある。しかし便宜上本説明書では二畳紀古期の石灰岩レンズの存在する地塊の地層を高山層下部とし、二畳紀中期の石灰岩レンズの存在する地塊の地層

を、高山層上部として2分し、それらを各地塊に分けて記載する。

1) 高山層下部

高山東地塊 高山層の下部は高山東地塊に模式的に分布する。主として粘板岩・砂岩からなるが、一般に粘板岩が優勢である。本層の一部には多くの石灰岩レンズが含まれる。この含石灰岩帯の上下で岩相がやゝ異なる。すなわち上部には砂岩がかなり多く含まれるが、含石灰岩帯の下位には砂岩が少なく、特に含石灰岩帯はほとんど砂岩は含まない。チャートはしばしば石灰岩と密接に相伴なう厚さ数 m 以下の薄層を除いては、比較的まれであるが、姉川流域の甲賀西方には層厚 10 m 以上のチャート層がある。チャートはいずれの場合にも赤色を呈することはない。

石灰岩は比較的大きなレンズをなし、厚さ数 10 m 以上に達するものもある。これら石灰岩は輝緑凝灰岩を伴わない。石灰岩は例えば高山北方の採石場でみられるように、やゝ珪質で非常に堅硬なことが多く、このような場合には常にチャートを伴っている。珪質の石灰岩は化石に乏しいが、高山東方や野瀬北方に露出する珪質でない石灰岩は、次のような紡錘虫化石を含む。

loc. 2——高山東方

Pseudofusulina vulgaris (SCHELLWIEN)

Pseudofusulina cfr. *fusiformis* (SCHELLWIEN & DYHRENFURTH)

Pseudofusulina cfr. *ambigua* (DEPRAT)

Schwagerina sp. A (n. sp. ?)

Triticites sp.

loc. 3——野瀬北方

Pseudofusulina sp.

Schwagerina sp.

loc. 2 (高山東方) の石灰岩中では *Pseudofusulina vulgaris* の個体数が圧倒的に多いので、この化石群は明らかに下部二畳系の *Pseudofusulina vulgaris* 亜帯 (*Pseudoschwagerina* 帯の上部) に属する。

本層の各石灰岩は相互に常に近接して露出し、いわば一連の石灰岩層が断続して露出していると思えるような分布を示すので、各石灰岩はほぼ同じ層位を占めるものと思われる。その分布状態は谷の形に順応して不規則であって、直線的でないので、高山の地塊の古生層は、大局的にみれば低角度で西へ傾斜するのではないかと思われる。

る。しかし地層はかなり強く擾乱を受けていて、その走向、傾斜は測り難いので、地質構造については速断できない。例えば本層は他の地塊におけると同様に、50～60°位の高角度で傾斜しているものが、多くの断層によって区切られて転位したため、含石灰岩帯は非直線状に分布するに至ったとも考えられないことはない。

馬上地塊 高山層下部は分布地の西端部の馬上地塊では、高山東地塊と同様に、主として粘板岩・砂岩からなる。上部では砂岩が特に優勢となり、堅硬な塊状砂岩はしばしば20～30 m以上の厚層をなす。下部は含石灰岩帯で、本地塊北部では粘板岩を主とし、厚さ数 m 内外のチャートのレンズを2～3層含むが、南部では砂岩をかなり多く含み、チャートに乏しい。

石灰岩はいずれもレンズ状をなし、北馬上部落の南側のものは最も大きくて、厚さ40～50 mに達するが、他のものは10～20 m、またはそれ以下の小レンズである。北馬上部落附近では石灰岩の上盤または下盤として、少量の輝緑凝灰岩が認められる。南部の馬上部落附近には石灰岩はないが、含石灰岩帯に相当する地層は著しく風化して、黄褐色の軟い岩石となっており、その一部は輝緑凝灰岩の風化したものと思われる。

本層の石灰岩レンズは次のような紡錘虫化石を含む。

loc. 4——北馬上部落南側

Pseudofusulina krafftii (SCHELLWIEN)

Pseudofusulina cfr. *ambigua* (DEPRAT)

Paraschwagerina sp.

本石灰岩の紡錘虫化石の個体数はあまり多くないが、化石を含む薄片約20枚のうちには、*Pseudofusulina japonica* や *Neoschwagerina* のような二畳紀中期の化石は全く認められない。したがって本石灰岩高山東地塊の石灰岩にほぼ層準が等しく、下部二畳系の上部に属するものと断定される。

本層の一般走向はN-Sであり、東へ高角度で傾斜することが多い。本地塊の大部分を占める粘板岩・砂岩層は砂岩に富み、かつ含石灰岩帯の上に重なるので、高山東地塊の含石灰岩帯の上位の粘板岩・砂岩層によく類似するものといえよう。

馬上地塊南方の平野中に孤立する丁野南西方の小丘陵に露出する粘板岩・砂岩層は一般にN-Sの走向を有し、その構造も岩相も馬上地塊に類似する。本層中にも厚さ

10 m 内外の石灰岩の小レンズが挟まれ、チャートや少量の輝緑凝灰岩を伴っている。本石灰岩は次のような化石を含む。

loc. 5——丁野南西方

Pseudofusulina sp. A (aff. *japonica* (GÜMBEL))

Pseudofusulina krafftii (SCHELLWIEN)

Pseudofusulina cfr. *fusiformis* (SCHELLWIEN & DYHRENFURTH)

Schwagerina sp.

Triticites sp.

本石灰岩は結晶質で、化石の個体数も多くなく、かつ保存も良くないが、約 30 枚の薄片中に二畳紀中期の化石は全くみられない。したがって本石灰岩は北馬上の石灰岩と同じ層準に属し、下部二畳系の最上部を示すものと思われる。要するに丁野南西方の丘陵は、馬上地塊の南の延長部に相当するものである。

2) 高山層上部

小谷山地塊 高山層上部に属する地層は、小谷山地塊の北東部に模式的に分布する。本層は小谷山地塊のみについてみれば、さらに下部の粘板岩・砂岩層と、上部の粘板岩・輝緑凝灰岩層とに 2 分される。

下部の粘板岩・砂岩層：砂岩と粘板岩とはそれぞれ 10 cm 以下の厚さで、細互層をなすことが多いが、それぞれ単独で厚さ数 m 以上の厚層をなすこともある。厚層をなす砂岩は層理に乏しく、非常に堅硬である。粘板岩の優勢な部分には厚さ数 m 以下のチャートのレンズが挟まれる。小谷山地塊の粘板岩・砂岩層は砂岩に富む点において、馬上地塊の高山層下部、くわしくいえば含石灰岩帯の上位の粘板岩・砂岩層に類似している。

上部の粘板岩・輝緑凝灰岩層：本層は主として粘板岩からなり、かなり多くの輝緑凝灰岩を含む。輝緑凝灰岩の著しい部分には石灰岩レンズや、チャートの小レンズが含まれる。チャートは石灰岩と密接に相伴なうのが普通であるが、まれに石灰岩を伴わない厚さ数 m 以下の小レンズもある。

本層は高山層の“上部含化石帯”として把握されるべき地層であり、“上部含化石帯”は、他の地塊では輝緑凝灰岩に乏しいが、または輝緑凝灰岩を欠くのに反して、小谷山地塊では著しく輝緑凝灰岩に富むとともに、その厚さも 400 ~ 500 m に達する。本層は上位のチャートを主とする小谷山層に移化するとともに、本層を横に追

跡すると、本地塊南東端の池の奥附近では、輝緑凝灰岩はなくなり、チャートを主とした岩層に移化する。すなわち輝緑凝灰岩相は垂直的にも、水平的にもチャート相に移化する。

本層の石灰岩はいずれも厚さ 10 ~ 20 m またはそれ以下の小レンズをなす。最上部に含まれる各石灰岩と、それより約 150 ~ 200 m 下位に含まれる各石灰岩とでは含有化石を若干異にする。

下部の石灰岩は次のような紡錘虫化石を含む。

loc. 6——北野北西

Nagatoella sp. C (N. sp. ?)

Parafusulina cfr. *pusilla* (SCHELLWIEN)

Pseudofusulina sp.

loc. 7——北野北西

Nagatoella sp.

Pseudofusulina sp.

Schwagerina sp.

Paraschwagerina? sp.

化石の個体数は少ないけれども、上記の化石群は *Nagatoella* や模式的な *Parafusulina* を含むことから、中部二畳系下部の *Parafusulina* 帯に属すると考えられる。

上部の石灰岩は次のような化石を産する。

loc. 8——池の奥の北西

Neoschwagerina craticulifera (SCHWAGER)

Pseudofusulina cfr. *japonica* (GÜMBEL)

Parafusulina sp.

Schwagerina sp.

loc. 9——池の奥の北西

Neoschwagerina cfr. *craticulifera* (SCHWAGER)

Pseudofusulina cfr. *japonica* (GÜMBEL)

loc. 10——池の奥の北方

Nagatoella sp. C

Pseudofusulina sp.

Schwagerina sp.

Cancellina? sp.

上記の各石灰岩は一般に結晶質で、その含有化石の個体数は多くはないが、その化石群は *Neoschwagerina* を含むので、中部二畳系の *Neoschwagerina* 帯の下部ないしはその下位の *Parafusulina* 帯の最上位に属することは明らかである。

本地塊の高山層の一般走向は NW であるが、北東部ではやや西に偏して西北西となる。傾斜の方向は一定でないが、大局的にみれば南へ傾斜した単斜構造をなすものと考えられる。

小谷山地塊北方の上山田の北に露出する“上部含石灰岩帯”は、小谷山地塊の同帯の西北西の延長よりもやや東にずれており、またその一般走向は NNW であり、小谷山地塊とやや異なる。したがって上山田の谷には EW の小断層の存在が推定されるが、大局的には両地域の地層は連続するものとみなしうる。上山田北方の各石灰岩は厚さ 30～40 m 以下のレンズをなし、少量の輝緑凝灰岩を伴う。これらの石灰岩は結晶質で化石は多くないが、次のような化石が認められる。

loc. 11——上山田

Pseudofusulina cfr. *japonica* (GÜMBEL)

Pseudofusulina cfr. *vulgaris* (SCHELLWIEN)

Pseudofusulina sp.

Schwagerina sp.

本石灰岩の約 20 枚の薄片中には、*Neoschwagerina* は全く認められず、二畳紀古期の有力な指準化石である *Pseudofusulina unlgaris* はきわめてまれであり、二畳紀中期に属する *Pseudofusulina japonica* と思われる化石がかなり多い。したがってこの化石群は小谷山地塊の下部の石灰岩と同じく、*Parafusulina* 帯に属するものと思われる。

田根地塊 本地塊の高山層上部においては粘板岩が優勢である。砂岩は粘板岩とそれぞれ厚さ 10 cm 以下で細互層をなすことが少なくないが、塊状で厚層をなす砂岩はほとんどない。このように岩相は小谷山地塊とやや異なる。本層は一般にチャートに乏しく、厚さ 1～2 m 内外の小レンズをまれに含むのみである。木尾附近にみられるように、まれに本層の上部には凝灰質と思われる白色や赤色の頁岩が挟まれることがある。また本地塊北部の小室北方には輝緑岩質岩石が粘板岩中に挟まれているが、その形は不規則であり粘板岩を切る部分もあるので、岩脈と思われる。

木尾の東方に露出する厚さ 10 ~ 20 m 内外の、石灰岩の小レンズは次のような紡錘虫化石を含む。

loc. 12——木尾の東方

Cancellina nipponica OZAWA

Neoschwagerina simplex OZAWA

Pseudofusulina cfr. *japonica* (GÜMBEL)

Pseudofusulina sp.

Parafusulina sp.

この化石群は確実に小谷山地塊の上位の石灰岩のものと層準を同じくするもので、中部二畳系の *Parafusulina* 帯の上部ないしは *Neoschwagerina* 帯の最下部に属する。

本地塊の高山層上部は、チャートを主とする小谷山層相当層に移化する。一般走向は地塊全体を通じて ENE である。傾斜は本地塊の南部では 60° N で、見掛け上は高山層が上位にあり、小谷山層が下位の位置を占める。したがって田根地塊の、少なくともその南部の草野川層群は、逆転しているものと判断される。本地塊の北部では傾斜は一定せず、高山層は褶曲を繰り返しているものと思われる。

谷口地塊 本地塊の高山層上部は非常に粘板岩に富み、砂岩に乏しく、きわめてまれに粘板岩・砂岩の細互層を含むのみである。まれに厚さ数 m 以下のチャートの小レンズが含まれる。本層中には石灰岩レンズが含まれるが、いずれも小さく厚さ 20 ~ 30 m 以下であり、輝緑凝灰岩を伴わない。谷口の北北西方向の谷に沿って石灰岩が点々と並ぶので、本層の一般走向は NNW かのような印象を与える。しかし地層の走向は NE のことが多いので、同一の含石灰岩帯が小規模な断層によって切られて階段状にずれて、谷口の谷に沿って分布するにいたったものであろう。石灰岩は次のような化石を含む。

loc. 13——谷口

Neoschwagerina craticulifera (SCHWAGER)

Cancellina sp.

Pseudofusulina cfr. *japonica* (GÜMBEL)

Schwagerina sp.

Parafusulina sp.

loc. 14——谷口の神社の北方

Neoschwagerina cfr. *craticulifera* (SCHWAGER)

Schwagerina sp.

Parafusulina sp.

これらの化石群は *Neoschwagerina* 帯の下部ないしは *Parafusulina* 帯の最上部に属する。

高山北西のサブ谷 高山北西のサブ谷の含石灰岩層は粘板岩を主とし、かなりチャートに富み、上位のほとんどチャートのみからなる小谷山層相当層に移化する。石灰岩は厚さ 30～40 m のレンズ状をなし、輝緑凝灰岩を伴わない。石灰岩は次のような化石を含む。

loc. 15——サブ谷

Pseudofusulina japonica (GÜMBEL)

Pseudofusulina cfr. *krafftii* (SCHELLWIEN)

Schwagerina sp.

Miselina cfr. *aliciae* DEPRAT

Neoschwagerina cfr. *simplex* OZAWA

この化石群は *Parafusulina* 帯の最上部、ないしは *Neoschwagerina* 帯の下部に属する。

含石灰岩層の走向は一般に NE で、傾斜は 70～80° N のことが多い。

3) 高山西地塊の高山層

高山西地塊や西村西方の小地塊に分布する高山層は、石灰岩レンズや輝緑凝灰岩を含まず、全く無化石なので、下部二畳系に属するものか、または中部二畳系に属するものかは定められない。

南部すなわち西村西方附近の高山層には、粘板岩がきわめて優勢であり、砂岩はまれで粘板岩とそれぞれ厚さ 10 cm 以下で細互層をなすことがあるにすぎない。またチャートに乏しく、まれに厚さ 2～3 m の小レンズが挟まれるのみである。しかし北部では次第に砂岩が多くなるが、チャートは多くない。

走向は ENE または E-W で、傾斜は 50° N のことが多い。

小谷山層

本層は小谷山地塊に模式的に発達し、チャートを主とする。本層に相当する地層は

田根地塊その他に小範囲に分布するが、その岩相は模式地のものと若干異なる。

小谷山地塊 小谷山附近に露出する模式的な小谷山層は、非常にチャートに富み、粘板岩・砂岩の夾みは少ない。山頂にはいたる所にチャートの太露岩が突出している。しかし山腹では粘板岩や珪質粘板岩がかなり多く含まれることがある。小谷山附近では赤色のチャートはほとんどみられない。

本層は高山層の上に整合に重なり、その一般走向はNWであるが、チャートは一般走向と無関係に小褶曲をくり返している。

小谷山の南西の山麓では本層は一般にNEの走向を示し、山頂部とは一般走向を異にするので、両区域の間に断層が推定される。また南西の山麓部では、山頂に較べて粘板岩・砂岩の夾みがかかなり多く、それらは著しく風化していて、例えば伊部の小丘陵にみられるように、その一部は白色を呈する。

小谷山地塊の南方の平野中に孤立する虎姫山の小谷山層も、中・東部では小谷山の南西麓と同様に、チャートを主とするが、西部では粘板岩が優勢であり、チャートは少ない。虎姫山ではチャートの一部は赤色を呈し、それに伴っておそらく凝灰質と思われる赤色の頁岩が挟まれる。走向は小谷山の南西麓と同じく、一般にN-Sで、向斜構造が認められる。

田根地塊^{註3)} 本層はチャートを主とし、粘板岩を伴う地層で、その岩相は模式地（小田山地塊）に等しい。下部に石灰岩レンズを含む。石灰岩には珪質の部分が多く石灰岩とチャートとが複雑に混り合った部分もある。石灰岩レンズはチャートを密接に伴っているが、一部では下盤として輝緑凝灰岩^{訂4)}を伴う。石灰岩はいずれも厚さ10～20mの小レンズで、次のような紡錘虫化石を含む。

loc. 16——乗倉

Neoschwagerina cfr. *simplex* OZAWA

Pseudofusulina sp. (cfr. *japonica* ?)

Pseudofusulina cfr. *ozawai* YABE & HANZAWA

loc. 17——大門

註3) すでに高山層上部（田根地塊）の項で述べたように、本地塊南部の各地層は逆転していると考えられる。本項に用いている「上・下」という語は、見掛けの上下関係を意味するものではなく、地層本来の上下関係を意味する。

註4) このほか、乗倉南西の粘板岩中に介在する輝緑岩質岩石は、不規則な形をなし粘板岩層と斜交する部分もある。この岩石は本層の一部をなす輝緑岩ではなく、岩脈と思われる。

Pseudofusulina sp.

Schwagerina sp.

Miselina sp.

loc. 18——大門

Schwagerina sp.

loc. 19——鍛冶屋の西方

Schwagerina sp.

Pseudofusulina sp.

これら各石灰岩の含有化石の個体数は少ないので、loc. 17の石灰岩以外は下部二畳系に属するのか、中部二畳系に属するのか定められない。しかしloc. 17(乗倉)の石灰岩は*Neoschwagerina*と*Pseudodoliolina*とを含むので、中部二畳系に属することは明白であり、おそらく*Neoschwagerina*帯の下部に属するものであろう。なおこのloc. 17の石灰岩はloc. 18およびloc. 19の石灰岩と同層位を占める。そしてこれらの石灰岩と、その下位約400mの高山層上部の木尾の石灰岩(loc. 12)とは、地質時代的にはあまり異ならない。

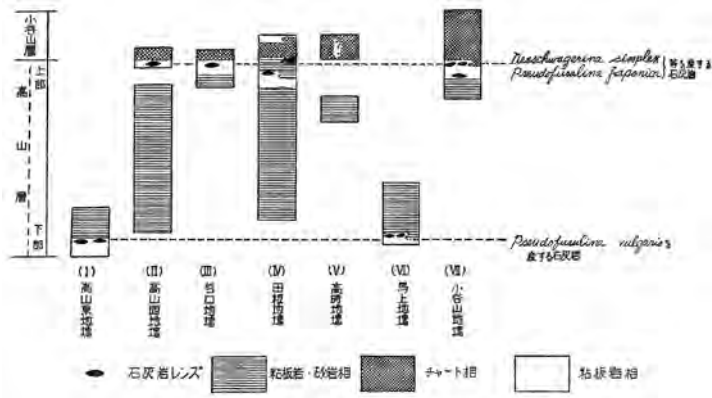
田根地塊南部ではチャートの著しい、模式的な小谷山層の岩相を示す地層は、厚さ300～400mにすぎず、なおその上に粘板岩を主とし、チャートの小レンズをかなり多く含む地層が続く。後者を小谷山層の一部と考えれば、田根地塊でも小谷山層はかなり厚層をなすものといえる。

本層の走向はENEまたはE-Wに近く、傾斜は40～50°Nで、逆転した単斜構造をなしている。

その他の小谷山層相当層 図幅地域北西隅の高時地塊のチャートを主とし、粘板岩・砂岩を混えた地層は小谷山層に岩相がかなりよく類似し、おそらく同一層であろう。この地層の一部には、高野附近にみられるように、赤色頁岩を挟むことがある。比較的強く擾乱を受けていて、走向、傾斜も一定でないが、一般走向はNWのようである。

高山東地塊の北に分布するほとんどチャートのみからなり、粘板岩の夾みのきわめて少ない地層と、その西方のサブ谷の北側に分布する同様な地層とは、おそらく小谷山層に相当するものであろう。これら両地域のチャートの一般走向はENEである。

草野川層群の対比



第2図 草野川層群対比図

各地塊ごとに記載した草野川層群を要約して対比すれば、第2図のようになる。

高山層下部の化石帯から上部の化石帯に及ぶ一連の露頭がみられる所はないので、高山層の層厚はわからないが、おそらく3,000 m以上に達するものであろう。小谷山層の層厚も1,000 m以上に達するものと思われる。

II. 6. 8 松尾山層

南部低地帯の松尾山層

松尾山層は図幅地域南東部の松尾山附近に模式的に分布し、主として粘板岩・砂岩からなるが、一般に砂岩を優勢に含む。分布地中部の山中附近にみられるように、砂岩は粘板岩とともにそれぞれ10 cm以下の厚さで、細互層をなすこともあるが、全般についてみれば砂岩は単独で厚層をなすことが多く、時には松尾山南山腹におけるように、砂岩のみで数10 m以上の厚層をなすこともある。厚層をなす砂岩はほとんど層理を示さず、割れ目に沿って大きく不規則に割れる。松尾山層は全体としてみればむしろチャートに乏しいが、分布地北部の玉村西方から岩倉山の南麓にわたる地域、中部の東海道線に沿った地域、および南部の今須川流域の各地では、チャートがかなり著しい。北部のチャート層は最も著しく、ほとんどチャートのみで層厚200 mにも達する。その一部には厚さ2～3 mの珪質、結晶質の石灰岩を含む。

この北部のチャートを主とする地層は、明らかに松尾山層に属する他のチャートに

較べて、著しく厚層をなすとともに、横への連続性に富む点が注目され、あるいは石灰岩相古生層の下部のチャートを主とする清滝層、ないしは中部のかなりチャートに富む大野木層に属するものではないかとの疑いがもたれる。また本チャート層の分布や状態や構造は、この疑いを一層強めるものといえる。すなわちチャートは著しい小褶曲をなしているので、岩相自体の構造は簡単とはいえないが、大局的にみると、本岩相は伊吹山石灰岩層下部に属する岩倉山の石灰岩の南側に沿って、南へ凸出した緩い弧状をなして分布する。チャートと北側の石灰岩との関係は断層で、おそらく北からの衝上断層と思われる。一方チャートとその南側の明らかに松尾山層に属する塊状砂岩との関係は、東部の玉村附近では断層であるが、西部では不明である。しかしチャートと塊状砂岩との間の岩相変化は急激なので、両者は全般的に断層で接する可能性が強い。もし断層とすれば、それは石灰岩相の累層を非石灰岩相の累層の上に衝上させた運動に、関連したものであろう。チャートがいずれの累層に属するにせよ、石灰岩相累層と類似した構造をなすことは注目に値する。

また本チャート層中の小石灰岩が化石を産しないことが、チャート層の帰属を明らかにし得ない一因であるが、石灰岩の存在自体が意義ある事実といえる。すなわち本図幅地域の松尾山層は全く石灰岩を含まない。一方、かなりチャートに富む大野木層は、相当石灰岩に富み、またチャートを主とする清滝層は本図幅地域内では石灰岩を含まないが、図幅地域外南方では清滝層の下部（ないしはその下位）のチャート・粘板岩中に石灰岩レンズを含むことが、滝本清³⁾によって報告されている。したがって本チャート層が石灰岩を挟むことは、清滝層ないしは大野木層に関係が深いことを暗示するものではあるまいか。

しかし以上の事実は、本チャート層を石灰岩相累層に属せしめる決定的な根拠とはいえないので、さしあたり松尾山層の一員としておく。

松尾山分布地の中部および南部のチャートは粘板岩と相伴ない、かつ相互に移化し、層厚の変化に富む。特に中部のチャート帯は、チャートのレンズが近接して露出するという方が妥当なような産状を呈する。チャートは赤色を呈することはほとんどないが、中部のチャートは妙応寺附近にみられるように、赤色凝灰質粘板岩および珪質粘板岩を伴なう。

松尾山層の一般走向はENE、ないしはそれに近いことが多く、南部では褶曲のため傾斜は一定でないが、北部では40～50°Nのことが多い。

松尾山層は、南方の「彦根東部」図幅地域の滝本清が「東部秩父系」²⁾と呼んだ地層に続く。滝本は「東部秩父系」中に*Pseudofusulina* cfr. *japonica* の産出することを報告し³⁾、同層が中部二畳系に属することを述べている。広大な地域を占める同層全部の

地質時代を、局部的に産出するにすぎない少数の化石で定めることはできないが、同層のおそらく大部分が二畳系に属することはほぼ確実にある。したがって松尾山層も中部二畳系に属するものと考えられる。

姉川断層以北（関ヶ原町北方）の松尾山層相当層

関ヶ原町北方にかなり広く分布する砂岩を主とする地層は、松尾山層に相当するものと考えられる。本層は次のような岩相を示す。

最下部 砂岩・粘板岩のおおのこの厚さ 10 cm 以下の細互層を主とする。なお大高部落北方の鉄道の切割には厚さ数 10 cm の緑色の輝緑凝灰岩が挟まれている。

下部 チャートがかなり多い。分布地西部の小関北方では厚さ数 10 m またはそれ以下のチャートが数層含まれており、春日層に類似した岩相を示す。しかしチャートは東方に次第に衰え、中央部の大高の北方では僅かに厚さ 2～3 m のチャートが、粘板岩・砂岩中にレンズ状に挟まれるにすぎず、チャートを横に追跡すると厚さ数 cm のチャートと、20～30 cm の粘板岩との互層に移化し、さらにその延長で粘板岩に移化する。東部ではふたたびチャートが優勢になり、菩提附近では厚さ 1～2 m の小レンズのほかに、厚さ 100 m 内外の厚いチャート層がある。

上部 塊状の砂岩を主とし、粘板岩を伴う。チャートに乏しい。大高北方では小豆粒大の砂岩等の小円礫を含んだ礫質砂岩の転石がみだされた。

本層とその北西方に分布する春日層群との関係は不明である。岩相だけについていえば、本層の下部は笹又層に、中部はチャートに富む点において春日層に、上部は塊状の砂岩の著しい点において野原谷層に、それぞれ類似している。しかし本層中部はかなりチャートに富むとはいえ、きわめてチャートの優勢な春日層に比すべくもなく、また春日層のチャートが図幅地域北東隅から南西方向へ約 13 km の距離にわたって、延々として衰えることなく連続するのに対し、本層のチャートは横に急激に粘板岩に移化するので、チャート層の岩相変化の状態や厚さ等を考慮に入れると、本層中部は春日層に類似するよりもむしろ松尾山層のチャートと性質を同じくするものといえよう。また春日層の一般走向は NNE であるが、本層は南へ凸面を向けた緩い弧状をなして走るので、本層の構造は春日層群とは関係が薄く、松尾山層と同一の傾向を示す。以上の理由によって、本層を春日層群から切り離して松尾山層に含めておく。

伊吹山麓の彌高附近の伊吹山石灰岩層に押しつぶせられた地層は、ほとんど塊状砂

岩のみからなる。本層の層位は不明であるが、岩相の類似性に基づいて、便宜上松尾山層に含めておく。

II. 6. 9 清 滝 層

本層は図幅地域最南部の清滝山附近に、模式的に分布し、主としてチャート・粘板岩からなる地層で、関武夫⁴⁾の命名によるものである。本層全体についていえば、チャートが粘板岩よりも遙かに優勢である。しかし粘板岩は下部に比較的多く、清滝部落の南西方で見られるように、ほとんどチャートを挟まないで、厚さ 300 m に近い厚層をなすこともあるが、上部ではこのように著しい厚層をなすことはない。チャートは赤色を呈することもまれでない。チャートと粘板岩とは垂直方向にも水平方向にも相互に移化し、その漸移部は粘板岩・チャートの細互層のこともあり、割れ目に富んだ珪質泥岩のこともある。

本層は無化石でその地質時代はわからないが、下部二畳系上部に層する醒ヶ井層に整合に覆われるので、おそらく下部二畳系の下部に相当するものであろう。

本層のチャートは複雑な小褶曲を繰り返しているので、個々の露頭の示す走向、傾斜だけからでは、本層の構造はわからない。また多くの小規模な断層が認められるので、構造はかなり複雑なものと思われる。しかし清滝地塊^{註5)}では走向は一般に E-W で、傾斜は 60° N のことが多く、大局的にみれば高角度で、北へ傾斜した単斜構造をなすものといえる。鳥羽上地塊^{註6)}の北東部では本層は NNE-NE の一般走向を示し、30°内外のかなり低角度で西へ傾斜している。長岡北方の平野中に突出する多くの小丘陵に露出するチャートは本層に属するもので、そのうちの西部の鳥羽上地塊に近い小丘陵では NNE の一般走向を示し、鳥羽上地塊と同一の構造単元に属している。一方清滝地塊に近い東部の小丘陵では一般走向は清滝地塊と同様に NNW ~ E-W であり、傾斜は清滝地塊とは反対に 50° S であるので、大局的にいえばこれら丘陵のチャートは、模式地の清滝層とともに大きな向斜構造をなすものといえよう。清滝地塊東方のノセ山の、松尾山層の上に衝上するチャート層は、模式地の清滝層の東の延

註 5) 清滝山附近およびその西隣の丘陵は、地質構造的には連続するものであるから、便宜上一括して清滝地塊と呼ぶ。

註 6) 長浜市と坂田郡大原村・東墨田村とを分け、南北に走る大きな丘陵を、記載の都合上假りに鳥羽上地塊と呼ぶ。

長にあたる。なおその北東の岩倉山の南側に分布するチャート層は、松尾山層の項に註記した通り、一応松尾山層に属させておいたが、清滝層に属する可能性もある。

II. 6. 10 醒ヶ井層

本層は図幅地域南部の清滝地塊北部や、鳥羽上地塊に分布し、輝緑凝灰岩を主とし石灰岩レンズを含む。本層は関武夫⁴⁾の命名によるもので、その模式地は図幅地域外南方の醒ヶ井附近（鳥羽上地塊の南端部）とされている。

本層の主体をなす輝緑凝灰岩は非常に風化し易く、露頭でほとんど常に黄褐色～赤褐色の軟い岩石となっており、粘板岩が風化したものとの区別が困難な場合もあるが、新鮮な時は暗緑色、塊状である。鳥羽上地塊の北端部の村居田附近では、輝緑凝灰岩の一部は枕状熔岩の産状を呈する。したがって本層の輝緑凝灰岩の大部分は凝灰岩であろうが、一部は明らかに熔岩である。清滝地塊北部およびその近傍、ならびに鳥羽上地塊南部では、醒ヶ井層の大部分はほとんど粘板岩を挟まず、輝緑凝灰岩のみからなり、石灰岩レンズを多く含む。一方、鳥羽上地塊の北部では醒ヶ井層は粘板岩をかなり多く挟み、石灰岩レンズは比較的少ない。醒ヶ井層は下位の清滝層との漸移部を除いては一般にチャートに乏しく、特に石灰岩を多く含む輝緑凝灰岩層はほとんどチャートを挟まないが、石灰岩に乏しい部分には厚さ数 m 以下のチャートの小レンズを挟む。本層と清滝層との漸移部は輝緑凝灰岩とチャートないしは珉質泥岩との互層、粘板岩・チャートの互層、輝緑凝灰岩・粘板岩の互層等からなる。この漸移部のチャートは風化し易い岩石（輝緑凝灰岩および粘板岩）と細互層をなすために、露頭では細かく崩壊しているのが常で、清滝層の著しいチャートと区別できる。醒ヶ井層中の大きい石灰岩レンズ、例えば長岡西方や万願寺の、厚さ 200 m にも達する石灰岩や、本郷附近の厚さ 100 m 以上の石灰岩は、いずれも粘板岩を伴わない南部の輝緑凝灰岩中に含まれる。これに反し粘板岩を伴う輝緑凝灰岩中の石灰岩レンズは小さく、例えば鳥羽上地塊北部の各石灰岩は、いずれも厚さ 10 m 以下である。

石灰岩は多くの紡錘虫化石を含み、そのおもなものは次の通りである。

- (1) *Pseudofusulina krafftii* (SCHELLWIEN) および *Pseudofusulina fusiformis* (SCHELLWIEN & DYHRENFURTH)

これらの模式的なものよりも、むしろ中間の性質を示すものが多い。各地か

ら産し、最も個体数が多い。

- (2) *Paraschwagerina oblonga* (OZAWA)
各地から産する。
- (3) *Pseudofusulina vulgaris* (SCHELLWIEN) およびその亜種
一般に個体数は多くないが、各地から産する。特に本郷の石灰岩に多い。
- (4) *Miselina aliciae* (DEPRAT) およびそれに近縁な、最も原始的な “*Dolionina*”
各地から産する。なおこの化石は *Pseudoschwagerina* と共存する。
- (5) *Pseudofusulina* sp. B (いわゆる *Pf. japonica* に近いもの)
かなり多く、比較的上部に近い。
- (6) *Schwagerina* sp. A (N. sp.?)
上部に含まれる。
- (7) *Pseudoschwagerina schellwieni* (HANZAWA)
個体数はあまり多くない。
- (8) *Schwagerina tchernyschewi* (SCHELLWIEN) およびその近縁種
- (9) *Triticites simplex* (SCHELLWIEN) またはそれに近い種
非常に個体数が少ない。
- (10) *Pseudofusulina ambigua* (DEPRAT)
- (11) *Acervoschwagerina?* sp. (*Pseudofusulina kagemoriensis* HUZIMOTO に近い種)
上部にまれに産する。
- (12) *Minojaponella* sp.
非常にまれである。

本層の化石群は二疊紀古期の *Pseudoschwagerina* 帯に属する。そして非常に *Triticites* に乏しいので、おそらくその中・上部に相当するものであろう。

次に筆者が採集した石灰岩標本中に認められた化石を産地別に記しておく。

鳥羽上地塊北部

loc. 20——垣籠

Pseudofusulina sp.

Schwagerina sp.

loc. 21——村居田

Schwagerina sp.

Triticites sp.

Paraschwagerina sp.

loc. 22——板戸

Schwagerina sp.

Paraschwagerina oblonga (OZAWA)

loc. 23——堀部

Pseudofusulina cfr. *fusiformis* (SCHELLW. & DYHR.)

Pseudofusulina cfr. *ambigua* (DEPRAT)

Pseudofusulina sp. B (aff. *japonica*)

Schwagerina sp.

鳥羽上地塊中部

loc. 24——鳥羽上の北方

Paraschwagerina sp.

loc. 25——鳥羽上の北方

Paraschwagerina sp.

loc. 26——鳥羽上の東方

Paraschwagerina sp.

loc. 27——南鳥羽上の南方(同一石灰岩の他の産地を含む)

Pseudofusulina fusiformis (SCHELLW. & DYHR.)

Pseudofusulina krafftii (SCHELLW.)

Pseudofusulina vulgaris (SCHELLW.)

Schwagerina sp. A

Schwagerina sp.

Paraschwagerina oblonga (OZAWA)

Acervoschwagerina? sp.

Minojaponella sp.

loc. 28——南鳥羽上の南方

Paraschwagerina oblonga (OZAWA)

Schwagerina sp.

loc. 29——南鳥羽上の南方

- Pseudofusulina krafftii* (SCHELLW.)
Pseudofusulina fusiformis (SCHELLW. & DYHR.)
Pseudofusulina sp. B
Pseudofusulina cfr. *ambigua* (DEPRAT)

loc. 30——南鳥羽上の南方

- Pseudofusulina krafftii* (SCHELLW.)
Pseudofusulina cfr. *fusiformis* (SCHELLW. & DYHR.)
Schwagerina sp. A
Schwagerina sp.

鳥羽上地塊南東部

loc. 31——本郷西方の採石場 (同一石灰岩の他の産地を含む)

- Pseudofusulina vulgaris* (SCHELLW.)
Pseudofusulina vulgaris var. *fusiformis* (SCHELLW.)
Pseudofusulina cfr. *ambigua* (DEPRAT)
Schwagerina cfr. *tschernyschewi* (SCHELLW.)
Schwagerina sp.
Pseudoschwagerina cfr. *schellwieni* HANZAWA
Paraschwagerina oblonga (OZAWA)

loc. 32——本郷南西方

- Pseudofusulina* cfr. *krafftii* (SCHELLW.)

loc. 33——本郷西方

- Pseudofusulina* sp.
Schwagerina sp.

清滝地塊北部およびその附近

loc. 34——長岡西方の採石場 (同一石灰岩の他の産地を含む)

- Pseudofusulina krafftii* (SCHELLW.)
Pseudofusulina fusiformis (SCHELLW. & DYHR.)
Pseudofusulina vulgaris var. *globasa* (SCHELLWIEN)
Schwagerina sp.
Triticites sp.
Parafusulina sp. (?)
Misulina sp.

loc. 35——長岡西方

Pseudofusulina fusiformis (SCHELLW. & DYHR.)*Pseudofusulina krafftii* (SCHELLWIEN)*Pseudofusulina* cfr. *ambigua* (DEPRAT)*Schwagerina* sp.*Parafusulina* sp.*Miselina* sp.

loc. 36——万願寺採石場

Pseudofusulina krafftii (SCHELLWIEN)*Pseudofusulina* cfr. *fusiformis* (SCHELLW. & DYHR.)*Pseudofusulina* sp.*Miselina* sp.なお藤本治義⁶⁾は本石灰岩から次の化石を記載している。*Pseudoschwagerina schellwieni* HANZAWA

loc. 37——万願寺の北方

Pseudofusulina krafftii (SCHELLWIEN)*Pseudofusulina fusiformis* (SCHELLW. & DYHR.)*Pseudofusulina vulgaris* (SCHELLWIEN)*Pseudofusulina ambigua* (DEPRAT)*Schwagerina* sp.*Parafusulina* sp.*Miselina aliciae* (DEPRAT)*Paraschwagerina* sp.

loc. 38——村木の南方

Pseudoschwagerina sp.*Schwagerina* sp.*Miselina* sp.

loc. 39——村木

Pseudofusulina krafftii (SCHELLWIEN)*Pseudofusulina vulgaris* var. *globosa* (SCHELLWIEN)*Schwagerina tschernyschewi* (SCHELLWIEN)*Paraschwagerina* sp.*Miselina aliciae* DEPRAT

loc. 40——須川 (同一石灰岩の他の産地を含む)

Pseudofusulina krafftii (SCHELLWIEN)

Pseudofusulina fusiformis (SCHELLW. & DYHR.)

Pseudofusulina sp.

Schwagerina sp.

Acervoschwagerina sp.

Miselina sp.

醒ヶ井層の地質構造は地域ごとにかなり異なる。鳥羽上地塊北部では一般走向はENEで、傾斜は 30° Nまたはそれ以下の低角度である。同地塊中部では走向は一般にNNEで、傾斜は一般に 50° Wで、かなり高角度を示す。要するに山室を通るNNE方向の断層（山室断層と呼ばれている）以西の、鳥羽上地塊中北部の醒ヶ井層は多くの断層によって切られてはいるが、大局的にみればNEの一般走向をもち、西へ傾斜した単斜構造をなす。

山室断層以东の鳥羽上地塊南東部では、傾斜はきわめて低角度で、石灰岩その他の分布状態からみて $10 \sim 20^{\circ}$ Sと思われる。本郷西方の水平に近い厚い石灰岩は、その西限をN-Sの断層で切られており、その西方延長は図幅地域外南方の醒ヶ井附近の著しい石灰岩（その北端部は本図幅地域内にみられる）に求められるので、この断層による水平方向のずれは約1 kmに近い。

清滝地塊北部では一般走向はE-Wないしはそれに近い方向を示し、傾斜は例えば万願寺北方の石灰岩の示すように、 70° N内外の高角度をなし、醒ヶ井層は下位の清滝層とともに北へ高角度で傾斜している。しかし長岡西方の石灰岩の北には、粘板岩を主とする清滝層最上部が分布し、南傾斜を示し、その北方の丘陵に分布する清滝層のチャートも南傾斜を示すことから、大局的にみれば醒ヶ井層は清滝層とともに向斜構造をなし、その軸部をなすものといえよう。なお東方の須川の石灰岩は、上位を占める大野木層とともに水平に近い低角度の傾斜を示す。

以上述べた通り、醒ヶ井層は低角度の傾斜を示すことが多いのは注目に値する。

II. 6. 11 大野木層

本層は大野木東方の丘陵に分布し、粘板岩を主とし、石灰岩を挟む。大野木層は関武夫⁵⁾の命名によるもので、関は本層を醒ヶ井層上部の一異相、すなわち粘板岩相と考えている。

粘板岩はきわめて優勢であるが、砂岩は非常にまれである。チャートはかなり多く、

普通は粘板岩中に厚さ数 m 以下の小レンズ、または厚さ 1 m 以下の夾みとして含まれ、また石灰岩と密接に相伴なう。特に大野木東方丘陵の北部ではチャートが著しい。輝緑凝灰岩は少ないが、石灰岩の上・下盤または夾みをなすことがある。本層上部に含まれる石灰岩は、輝緑凝灰岩または粘板岩・チャートの夾みをも含めて、40～50 m の層厚をもつものと思われる。石灰岩は丘陵の上部に断続して露出して、おのおのが小レンズをなすかとも思われるが、各露頭は非常に近接しており、その分布状態から、石灰岩は一連の層をなすものと判断される。石灰岩はいたる所から次のような紡錘虫化石を産する。

loc. 41——大野木東方の大きい石灰岩（同一石灰岩の他の産地を含む）

Pseudofusulina japonica (GÜMBEL)

最も多い。

Pseudofusulina ambigua (DEPRAT)

かなり多い。

Pseudofusulina fusiformis (SCHELLW. & DYHR.)

少ない。

Pseudofusulina krafftii (SCHELLWIEN)

少ない。

Pseudofusulina cfr. *vulgaris* var. *globosa* (SCHELLWIEN)

非常にまれ。

Schwagerina cfr. *tschernyschewi* (SCHELLWIEN)

Fusulinella compressa OZAWA

Schwagerina sp. A

Parafusulina sp.

Neoschwagerina simplex OZAWA

なお丘陵東側山麓には厚さ数 m 内外の石灰岩の小レンズがあり、次のような化石を含む。

loc. 42——大野木・岩倉山の間

Schwagerina sp.

Concellina (?) sp.

大野木層の化石群中には醒ヶ井と共通種の二畳紀古期型の *Pseudofusulina* が含まれるが、それらの個体数は少ない。一方、二畳紀中期の *Pseudofusulina japonica* の個体数は非常に多く、また中部二畳系下部の有力な示準化石である *Neoschwagerina*

simplex が含まれるので、大野木層は中部二畳系下部の *Parafusulina* 帯に属することは明瞭である。なお本丘陵上部の厚い石灰岩 (loc. 41) の約 100 m 下位の、須川の石灰岩 (loc. 40) は、二畳紀中期の化石を全く含まないので醒ヶ井層の一員と断定されるが、その構造・分布は大野木層に全く調和しているので、大野木層が醒ヶ井層の上に整合に重なることは明瞭である。

大野木層は非常に分布が狭く、その層厚はみられる限りでは 200 m 以下にすぎない。また醒ヶ井層に較べて輝緑凝灰岩に乏しいが、石灰岩に富む点では類似しているといえる。したがって大野木層をしいて独立した地層とするよりも、むしろ醒ヶ井の上部として扱う方が妥当とも思われるが、醒ヶ井層に全くみられない *Parafusulina* 帯の石灰岩が本層に含まれる事実に注目すると、産出化石による区分と、岩相による区分とが一致するので、大野木層を独立した地層となすべきと思われる。なお本層はほとんど石灰岩のみからなる伊吹山石灰岩層下部と、西方の鳥羽上地塊の粘板岩を主とし、石灰岩を全く含まない石田層下部との中間の岩相を示し、これら 3 層は同時異相の関係にある。

本層は衝上断層ならびに他の断層によって切られているために、かなり擾乱が著しく、個々の露頭の示す走向傾斜は一定でない。しかし、石灰岩の分布状態から判断されるように、全体としては 20°内外の低角度で、西へ傾斜するものと思われる。

II. 6. 12 石 田 層

本層は鳥羽上地塊の西部に分布し、次のような岩相を示す。

下部 主として粘板岩からなる。チャートもまれでなく、また細粒砂岩もきわめて少量含まれるが、これらは薄い夾みをなすにすぎない。

上部 主としてチャートからなり、粘板岩を挟む。地塊南部の顔戸附近ではチャートがきわめて優勢であるが、北方へ次第に砂岩の量が増え、地塊中部の越附近ではチャートと粘板岩とはほぼ等量になる。しかしさらに北方の常喜附近ではふたたびチャートが優勢となる。本層のチャートの一部は赤色を呈する。石田層上部はチャートに富む点において清滝層に類似し、地塊西方の平野中に孤立する小丘陵に露出するチャート層のように、他の層との関係がわからない場合は、岩相だけでは石田層上部が清滝層かを決められない。なお上部 (チャート) 層と下部 (粘板岩) 層とは漸移する。

輝緑凝灰岩と粘板岩とは風化が甚だしい時には区別しにくいので、輝緑凝灰岩で特色づけられる醒ヶ井層と、粘板岩で特色づけられる石田層下部との境界を、野外で厳密に指定することはできないが、両層は粘板岩・輝緑凝灰岩の互層を経て漸移するようである。また両層は走向、傾斜を同じくし、両層の間には断層を暗示するような擾乱部も認められないので、石田層は醒ヶ井層の上に整合に重なるものと判断される。したがって石田層は石灰岩を含まず、化石を産しないけれども、石灰岩に富む大野木層や、伊吹山石灰岩層下部に対比されることは明らかである。すなわち衝上体を構成する“石灰岩相”累層の中部二疊系下部は、北部では模式的石灰岩相（伊吹山石灰岩層）で代表され、西部では粘板岩相（石田層）で代表され、両地域の間中に位置する大野木層は、両相の漸移相を示すものといえよう。

本層は南隣の彦根東部図幅の地域内にも引続き分布し、同図幅地域では滝本清によって“西部秩父系”²⁾と呼ばれている。この地の層は霊仙山西方に広く分布し、主として粘板岩・チャートからなり、非常に砂岩に乏しいようである。“西部秩父系”は、本図幅地域における構造的関係とは異なり、霊仙山附近の衝上体をなす石灰岩に富んだ“霊仙層”（本図幅の清滝層・醒ヶ井層等に相当する）とは著しい正断層で接するとされている。すなわちこの地域だけについてみれば“西部秩父系”は衝上体に属するか否かわからないけれども、衝上の下盤をなす“東部秩父系”（本図幅の松尾山層に相当する）に対して、砂岩に乏しい点において著しい対照を示すことは、衝上体との近縁関係を暗示するものといえよう。

石田層は鳥羽上地塊南部では、NNEの一般走向をもち、 56° W内外の傾斜を示し、東方の醒ヶ井層・清滝層とは山室断層で接する。地塊中部でも同様な走向、傾斜を示すが、下位の醒ヶ井層と連続し、両層は西傾斜の単斜構造をなす。地塊北部では走向はNEで、傾斜は 30° Nであり、醒ヶ井層とともに緩傾斜の単斜構造をなしている。

II. 6. 13 伊吹山石灰岩層

本層は主として石灰岩からなり、伊吹山脈の山稜に沿って模式的に分布し、また南方の小丘陵にも露出する。

伊吹山脈

伊吹山附近では石灰岩がきわめて優勢で、少量のチャートおよび粘板岩を挟むにす

ぎない。しかし北部では次第にチャート・粘板岩および輝緑凝灰岩が多くなり、中山の南西方ではチャートや緑色の輝緑凝灰岩は、それぞれ厚さ 20～30 m に達し、粘板岩が非常に多くなる。特に本層分布地の最北部の川合附近では、粘板岩・輝緑凝灰岩・チャート・石灰岩がそれぞれの厚さ 30～40 m で互層し、チャートと粘板岩とが優勢であり、1,000 m に近い厚層中に、厚さ 50 m 以下の石灰岩が 5～6 層挟まれるにすぎない。このように伊吹山石灰岩層は、北部では次第に粘板岩相の性質を帯び、大野木層の岩層に類似する。石灰岩は北部の川合や中山附近では、花崗岩の影響によってドロマイト化していることが多い。

本層の石灰岩は塊状のため、走向、傾斜は一般に不明であるが、伊吹山南斜面および山頂附近では、チャート・粘板岩の夾みの分布から判断して、一般走向は E-W、傾斜は 30° N 内外の低角度を示すことが多いようである。東斜面では石灰岩は約 1 m おきに層理を示すことがあり、その走向は N-S、傾斜は 30° E である。北部の中山附近では走向は E-W で、一般に高角度で南へ傾斜するようである。最北端の川合附近では NNE、傾斜はほとんど垂直に近い高角度 (70～80° E) である。

本層は北部でみられるように N-S、NE 等種々の方向の、多くの断層によって切られており、中部では地形が険わしく、踏査困難なために断層構造は不明であるが、南部の伊吹山附近でも同様に、本層は多くの断層によって切られている。

要するに伊吹山石灰岩層は 30° 内外の低角度の傾斜をなすことが多く、これが構造上の 1 つの特色といえよう。

本石灰岩層が含有する紡錘虫化石は関武夫・藤本治義その他によって、すでに研究されているので、筆者は化石を採集しなかった。関武夫は次のような化石の産出^{4) 5)}を報告している。

伊吹山上部

Yabeina sp.

Neoschwagerina craticulifera (SCHWAGER)

Neoschwagerina margaritae DEPRAT

Neoschwagerina cfr. *Colamine* OZAWA

Verbeekina verbeeki (GEINITZ)

Pseudodoliolina ozawai YABE & HANZAWA

Pseudofusulina japonica (GÜMBEL)

Pseudofusulina ambigur (DEPRAT)
Schwagerina subobsoleta var. *okuboensis* (OZAWA)
Schubertella simplex (LANGE)
Fusulinella sp.
Codonofusiella paradoxica DUNBAR & SKINNER

伊吹山下部

Concellina nipponica (OZAWA)
Neoschwagerina craticulifera (SCHWAGER)
Miselina aliciae (DEPRAT)
Miselina cfr. *ovalis* (DEPRAT)
Pseudofusulina krafftii (SCHELLEIEN)
Pseudofusulina multiseptata (SCHELLWIEN)
Schwagerina tschernyschewi (SCHELLWIEN)
Parafusulina granum-aveuae (ROEMER)
Schubertella giraudi (DEPRAT)
Schubertella simplex (LANGE)
Schubertella sp.

本層の下部は中部二畳系の下部，すなわち *Parafusulina* 帯ないしは *Neoschwagerina* 帯下部に相当し，上部は *Neoschwagerina* 帯に相当する。藤本その他の人々も同様な結論を得ている。

南方の丘陵

伊吹山南方・大清水東方の小丘陵（岩佐山）にも伊吹山石灰岩層下部が露出する。本石灰岩は中部に挟まれるチャートによって上下に2分される。石灰岩は角礫状を呈することが少なくないが，特に下部の石灰岩は結晶質で，多くの方解石脈によって貫ぬかれ，化石は少ない。次のような化石を含む。

loc. 43——岩佐山南部（同一石灰岩の他の産地を含む）

Pseudofusulina japonica (GÜMBEL)
Pseudofusulina cfr. *ambigua* (DEPRAT)
Pseudofusulina cfr. *krafftii* (SCHELLWIEN)
Parafusulina cfr. *erucaria* (SCHWAGER)
Schwagerina sp.
Neoschwagerina cfr. *simplex* OZAWA
Miselina aliciae DEPRAT²⁾

loc. 44——岩佐山北部（同一石灰岩の他の産地を含む）

Cancellina sp.

Cancellina nipponica OZAWA

Neoschwagerina simplex OZAWA

Neoschwagerina craticulifera (SCHWAGER)

Pseudofusulina japonica (GÜMBEL)

Pseudofusulina cfr. *ambigur* DEPRAT

Parafusulina granum-avenae (ROEMER)

Pseudofusulina krafftii (SCHELLWIEN)

Pseudofusulina cfr. *fusiformis* (SCHELLW. & DYHR.)

Pseudofusulina cfr. *multiseptata* (SCHELLWIEN)

Pseudofusulina cfr. *complicata* (SCHELLWIEN)

Schwagerina subobsoleta var. *okuboensis* (OZAWA)

これらの石灰岩に含まれる *Neoschwagerina* は小型の原始的な種であり、かつそれらは下部に少なく、上部にかなり多い。したがって本石灰岩の下部は *Parafusulina* 帯の上部を、上部 *Neoschwagerina* 帯最下部を代表するものであろう。本石灰岩層の一般走向は N70° E で、中部に挟まれるチャート層の示す傾斜は 45° N、上部石灰岩の縞状をなす部分の傾斜は、60° N であるが、地層の分布状態から考えて、全体としての傾斜は 30 ~ 40° N で、かなり低角度と思われる。本石灰岩層は逆転していない。

岩佐山の東方岩倉山にも伊吹山石灰岩層下部が分布する。本石灰岩層は、赤色のチャートや輝緑凝灰岩の薄い夾みを除いては、全体がほとんど石灰岩のみからなり、その層厚 150 m 以上と推定される。本石灰岩層は次のような化石を含む。

loc. 45——岩倉山（同一石灰岩層の他の産地を含む）

Neoschwagerina craticulifera (SCHWAGER)

Neoschwagerina simplex OZAWA

Pseudofusulina cfr. *japonica* (GÜMBEL)

Pseudofusulina cfr. *krafftii* (SCHELLWIEN)

Pseudofusulina cfr. *multiseptata* (SCHELLWIEN)

Parafusulina sp.

Schwagerina sp.

“*Doliolina*” sp. (cfr. *aliciae* DEPRAT?)

この石灰岩も *Parafusulina* 帯ないしは *Neoschwagerina* 帯最下部に属する。本石灰岩層の走向、傾斜は不明であるが、分布状態からみて低角度で北へ傾斜するものと推定される。

要するに、伊吹山以南の各丘陵に分布する石灰岩は、いずれも中部二疊系下部の層準を示し、大野木層と地質時代を同じくする。岩倉山の西部では石灰岩が衰え、粘板岩がかなり多くなることは、伊吹山石灰岩層が大野木層へ移行することを示すものといえよう。

II. 7 石灰岩相累層と非石灰岩相累層との 関係——伊吹山衝上について

伊吹山の石灰岩層が東側の石灰岩を含まない地層の上に衝上していることは、古くから知られており、なかんずく関武夫はその概要を報告⁵⁾している。本衝上は西南日本内帯の地質構造上重要な意義をもつものであるから、次に衝上に関する資料を要約しておく。

非石灰岩相の累層（春日層群・足俣川層群・板並層群・松尾山層）は全く化石を産しないので、厳密に言えばそれらの地質時代は不明であるが、二疊紀中・後期と推定される。したがって、これらの地層は伊吹山石灰岩層とほぼ地質時代を同じくするものといえる。衝上体をなす石灰岩相累層と、衝上の下盤をなす *autochthone* の非石灰岩相累層とは、岩相が著しく不連続であって、きわめて大規模な転位によって、両者が接触するにいたったものと考えざるを得ず、また前者が *exotic* な衝上体であると考えられる。

伊吹山石灰岩層と見掛け上はその下位にある砂岩層、または砂岩・粘板岩層（松尾山および春日層群下部の笹又層等）との境界部には、ほとんど常に角礫状石灰岩が認められる。伊吹山脈を刻む谷を埋めている未凝固の石灰岩角礫は第四紀の崖錐堆積物であるが、凝結した角礫状石灰岩は衝上運動に伴なう角礫化作用によって形成されたものと従来考えられている。しかし角礫状石灰岩が最も模式的に発達する姉川沿岸の大平寺や小泉附近では、角礫状石灰岩はかなり平坦な台地状をなして分布しているので、その大部分はやはり衝上運動以後に形成された古期の崖錐ないしは扇状地堆積物

と考えられる。しかし伊吹山南方の低地帯の岩倉山や、岩佐山の丘陵の石灰岩の一部に認められる角礫伏石灰岩は、丘陵と平地との高度差が小であるから、崖錐堆積物とは考えられず、あるいは衝上運動に伴なう角礫化作用によって形成されたものではないかと疑われる。しかしこの角礫状石灰岩が衝上面に沿い、破碎、角礫化作用によって形成されたものとするれば、少なくともその一部には当然石灰岩角礫のほか、砂岩等の下盤をなす岩石の角礫が含まれるべきものと考えられるが、実際にはそのような外来物の角礫は全く含まれない。また本石灰岩には片状を呈する部分はなく、その含有化石も変形せず化石の保存状態もよいので、この石灰岩が角礫状を呈することは、層内圧砕面を示すものとも考えられない。したがってこの角礫状石灰岩は、珊瑚礁の末端が角礫伏を呈すると同様に、石灰岩堆積当時の末端部の碎屑相に相当するものではあるまいか。要するに伊吹山石灰岩層に伴なう角礫状石灰岩は、衝上運動を直接証拠づけるものとはいえない。

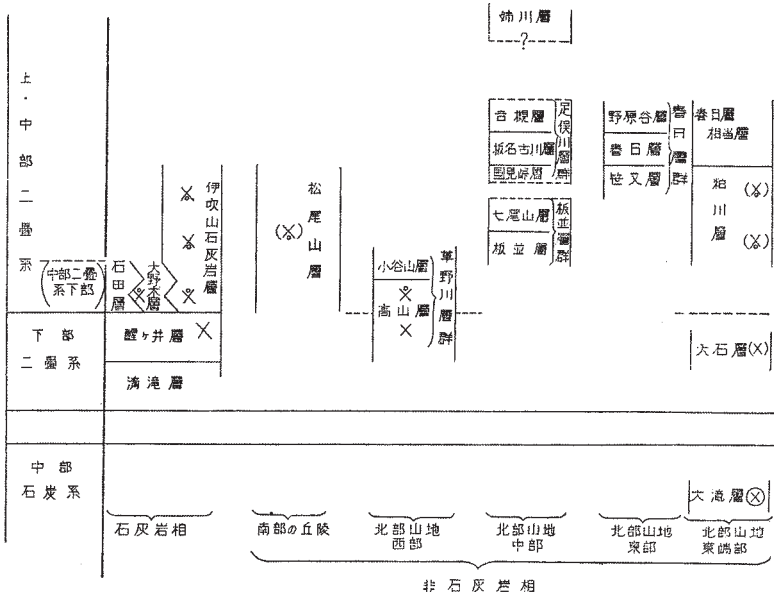
次に衝上体をなす石灰岩累層と、下盤の非石灰岩相累層との関係を、地域別に述べる。

1) 伊吹山南麓の彌高附近では、石灰岩層の下方に露出する砂岩層は無層理で、その構造は不明であるが、伊吹山石灰岩層の下位に整合に続く南方に分布する地層とは、全く岩相を異にするので、上記の石灰岩層と砂岩層とは整合でないことは明白であり、またその間に不整合も考えられない。したがって両層の関係は断層と断定され、両層の境界を追跡すると、低角度の面をなしていることがわかるので、低角度の衝上断層と考えざるを得ない。

2) 伊吹山麓の上野から山頂に至る登山道に沿った中腹には、粘板岩・チャート層が露出し、その一般走向は山頂の石灰岩層と同様に、西部ではNEで、東部ではE-Wであるが、おそらく清滝層上部ないしは大野木層に相当するものであろう。山頂の石灰岩層と中腹の清滝層相当層(?)との境界はやゝ彎曲した線をなし、衝上面を示すものと思われるが、これは衝上運動に伴なう衝上体内部の副次的な衝上であろう。一方この清滝層相当層と、山麓の石灰岩層とは、NW方向の正断層で接しており、断層のSW側が相対的に沈下したために、上方に位置していた地層、すなわち伊吹山石灰岩層がふたたび山麓に露出するにいたったものである。

3) 伊吹山の北斜面、板名古川流域南部では、伊吹山石灰岩層の下底は石灰岩崖錐

第1表 古生層対比表



- ⊗ Neoschwagerina 帯
 - ⊗ Parafusulina 帯
 - × Pseudoschwagerina 帯
 - ⊗ Fusulinella 帯
- () は図幅外地域において化石を産するもの

によって覆われるために、その正確な位置は谷間では確かめられない。しかし板名古川に沿って分布する板並層と石灰岩層との間には、粘板岩を主とし、輝緑凝灰岩やチャートの小レンズをかなり多く含む地層が分布する。この山腹の地層と輝緑凝灰岩を全く含まず、チャートに乏しい板並層とは、岩層上明瞭に区別できる。伊吹山周辺の非石灰岩累層は輝緑凝灰岩を含まないので、この山腹の地層はむしろ衝上体の一部と考えられ、おそらく大野木層に相当する地層であろう。この大野木層相当層は非常に強く擾乱を受けて千枚岩状を呈し、その片理の方向は一般にチャートの夾みの延長方向と同様にE-Wに近く、傾斜は高角度のことが多い。そしてこの地層と板並層との境界と思われる箇所、またはその近くにはE-W方向の高角度の小断層がかなり多くみられる。したがって伊吹山北斜面では衝上体と autochthone の板並層との関係は、E-W方向の断層と推定される。この断層の性質は明らかでないが、おそらく正断層で、

その南側すなわち伊吹山の地塊が、相対的に沈下したものであろう。

4) 伊吹山脈の東斜面では、衝上関係はかなり、具体的に認められる。古屋と中山との中間の戸谷では、石灰岩の下部はチャートに移化する（関はこのチャートを衝上の下盤に属するものと考えているようであるが、筆者の観察によれば、チャートは石灰岩に移化し、かつ互層している——引用文献 4), p.530, 第 3 図参照)。石灰岩は 45° 内外のかなり低角度で南東へ傾斜するが、チャートは複雑な小褶曲を示し、 $70 \sim 90^{\circ}$ の高角度の傾斜を示す。その露出の東方約 $1 \sim 2$ m の間において露出する笹又層の粘板岩は、著しく千枚岩状を呈する。衝上はチャートと千枚岩状粘板岩との間に推定され、谷底だけについてみればかなり高角度を示すと思われるが、北側の山腹では両者の境界はかなり低角度の面をなしている。

5) 伊吹山脈北部の中山の南西では、石灰岩は 30° E の低角度の傾斜を示す。東方の笹又層の粘板岩・砂岩との境界付近では石灰岩自体はほとんど擾乱を受けていないが、石灰岩に伴う輝緑凝灰岩は著しく破碎されている。石灰岩層と笹又層との境界を追跡すると、かなり高角度の面を示すので、この付近では衝上面はかなり高角度をなすものと思われる。

6) 伊吹山脈北端部の川合附近では、石灰岩層は東方または南東方の笹又層と同様に 70° S または 90° に近い高角度を示す。両層の境界部は擾乱を受けており、中山附近では笹又層の粘板岩中に、両層の境界に平行な NE 方向の断層鏡面が認められる。また川合附近では境界部に玢岩質岩脈が貫入している。伊吹山脈北端部の伊吹山石灰岩層は著しく粘板岩・チャートに富み、模式的岩相とはかなり異なり、いわば石灰岩相と粘板岩・チャート相との中間の岩相を示している。しかし石灰岩層は厚い塊状砂岩を含まず、一方笹又層は塊状砂岩で特色づけられ、石灰岩を全く含まないので、両層は明確に区別し得る。特に川合の北東の山腹では、チャート・石灰岩層（伊吹山石灰岩層）と、塊状砂岩層（笹又層）とは NW 方向の明確な一線を画して相接し、両層が漸移するものとは全く考えられないので、この境界が断層であることは確実である。この断層は川合附近では非常に高角度を示すので、正断層か逆断層かを決め難いが、大きくその分布をみると、南東へ突出した弧を描いて走るので、やはり衝上断層と考えられる。

7) 前述したように、南部地帯の清水東方の岩佐山では、石灰岩層の基底は露出

しないが、これは伊吹山の石灰岩層の南東延長部に相当する。さらにその東方の岩倉山も同様に石灰岩（伊吹山石灰岩層下部）からなる。本石灰岩の南側に沿って厚いチャートが分布し、両者の間に露出する粘板岩はかなり擾乱を受けている。石灰岩と粘板岩との境界は南東へ凸出した弧状をなしているため、北西からの衝上と考えられる。この南側のチャートは一応松尾山層の一員としておいたが、まだ衝上体の下部層である清滝層に属する可能性もある。さらにこのチャートとその南側の、確実に松尾山層に同定される塊状砂岩を主とする地層とは、東方の玉村付近ではかなり著しい擾乱部を伴った断層で接するが、西方では断層は確認されなかった。上述のチャート層と砂岩層とが全域にわたって断層で接するものとすれば、チャート層は衝上体の一部に属し、衝上はチャート層と砂岩層との間に求められる可能性がある。いずれにしてもチャート層が岩倉山石灰岩と完全に調和した分布をなすことも、衝上運動に関係があることは明白である。

8) さらに南方のノセ山附近のチャートからなる清滝層と、塊状砂岩からなる松尾山層とは、南東へ突出した弧状の線を画して相接し、境界附近では擾乱のため両層の走向、傾斜は一定でない。この境界も北西からの高角度の衝上と考えられる。

以上を要約すると、伊吹山脈の東山麓ないし東山腹に沿って、北部の川合附近から南部の彌高附近に至る 12～13 km の長い距離にわたり追跡し得る。衝上面は N-S NW 方向等の多くの断層で切られて転位しているが、大局的にみれば NNE の方向に走る。浅井断層以南の南部低地帯では岩倉山の南、ノセ山の東方等に衝上認められ、衝上面は WNW、N-S 方向等の断層で切られて変位しているが、大局的にみればやはり NNE～NE の方向に走るものといえよう。そして伊吹山衝上の南の延長は、図幅地域南方の霊仙岳東部の著しい衝上（滝本清³⁾）の“霊仙衝上”に求められる。

次に、断層で細断された伊吹山衝上体の個々の小地塊についてみると、衝上は SE～SSE へ凸面を向けた弧を描くことが共通した特色であり、衝上が NW～NNW からの圧力によって生じたことを示すといえよう。また衝上体のうち、チャートに富む部分は高角度の衝上をなし、石灰岩の著しい部分は一般に低角度の衝上をなすことが注目される。

衝上体の東側および南東側の非石灰岩相累層が、衝上と調和した構造をなすことも、間接に衝上運動を証拠づけるものとして注目すべきである。例えば伊吹山脈東方

の春日層群は、春日層の著しいチャートの分布状態から容易に把握されるように、局部的には南東へ凸面を向けつゝ衝上に平行に走っている。また南部低地帯の松尾山層中のチャートが、岩倉山石灰岩に平行に走るのも、同様に衝上運動を反映するものである。

伊吹山衝上は、西南日本内帯の中国地方にみられる白堊紀初期の大賀衝上に相当するものといわれているが、本地域では衝上運動の時期については中生代であること以外にはわからない。

本衝上について特に興味ある事実は、衝上体をなす累層の一部に、石灰岩の少ない部分や全く石灰岩を挟まない地層が含まれることである。すなわち伊吹山脈の北部では、伊吹山石灰岩層は石灰岩に乏しくなり、また南部丘陵地帯の大野木層は、比較的石灰岩に乏しい同時層であり、さらに西方の鳥羽地塊の石田層も、伊吹山石灰岩層と同時層であるのに全く石灰岩を含まない。このように衝上体の一部、特に西部が石灰岩を欠く点において、衝上の下盤をなす非石灰岩相累層に類似する事実は、衝上体の“根”のありかを考察するうえで重要な暗示を与えるものといえよう。すなわち石灰岩累層は、衝上運動によって移動する以前には、非石灰岩相累層と漸移関係にあったものと想像される。

II. 8 中 生 界

II. 8. 1 妙ヶ谷層

本層は古屋東方の妙ヶ谷に狭く分布し、主として黒色頁岩・泥岩からなる。これらの岩石は古生層の粘板岩類よりも一般に軟かく、岩質のみからでも区別しうるが多い。また本層には灰色の砂岩の夾みもまれでないが、これも古生層の砂岩ほどには緻密でない。黒色頁岩中には貝化石の密集した化石床状の部分があり (loc. 46)、その厚さは1 m内外で、新鮮な時は非常に堅硬であるが、風化すると茶褐色の軟かい岩石となる。そのなかから次のような三畳紀後期の化石が産出することが報告されている。

loc. 46——妙ヶ谷

Entmonotis ochotica (KEYSERL.) var. *eurachis* (TELL.)

Entmonotis pachypleura (TELL.)

Entmonotis zabaikalica (KIP)

この化石産地の南方約 200～300 m の所には古生層の赤色チャートが露出している。また妙ヶ谷層分布地内の、延長 300～400 m 内外の南北方向の小谷の上流には、チャートその他の古生層の岩石の転石が多いので、その上流部に古生層の分布することは確実である。また、本層と西方の古生層とが接する部分では、泥岩・頁岩は著しく擾乱を受けており、そのなかに径数 cm 以下の、円礫伏の砂岩が挟まれる。これは頁岩・泥岩と砂岩との細互層が断層運動によって破碎されたものであろう。このように本層の分布は、従来考えられていたよりもはるかに狭く、周囲の古生層中に断層帯に沿って挟み込まれたものであろう。なお北方の野原谷の奥の地層も擾乱が著しく、その粘板岩類の一部は本層の泥岩と区別し難いが、しばしばチャートの小レンズを挟むので、野原谷の奥の地層の大部分は古生層であることは確実である。

II. 8. 2 花 崗 岩 類

図幅地域北部にはかなり広く花崗岩類が分布している。本岩類は古生層を貫ぬき、かつそれに接触変質を与えて古生層をホルンフェルス化しているが、そのホルンフェルス帯の幅は非常に狭い。なお伊吹山脈北部の石灰岩がドロマイト化しているのも、本花崗岩類の影響によるものである。貫入時期は伊吹山衝上後であり、中生代末と思われる。

本岩分布地の東部の白川附近および西部の足俣川上流において、筆者が採集した標本は、本所地質部員野沢保の顕微鏡観察によれば、次のような性質を示す。

岩質 本岩は優白色、粗粒、やゝ斑状構造をもった閃緑岩質岩石で、おもに黒雲母および斜長石、ならびに斑晶状の微斜長石とからなっている。微斜長石は大きさ 15 mm に達する半自形で、ペルト構造をもち、双晶し、斜長石・黒雲母片を包有する。微斜長石斑晶の量は部分によって変化する。黒雲母は半自形で 3 mm に達し、多色性が強く、X = たまご色、Y = とび色、Z = とび色である。また黒雲母はジルコン・斜長石などの小さな包有物に富み、ジルコンは著しい多色性量を伴う。部分的に変質し、緑簾石および緑泥石となっている。斜長石は自形で、大きさ 8 mm に達し、双晶および累帯構造が著しい。累帯構造の中心部では中性長石、外縁部では曹灰長石である。黒雲母および斜長石の間隙を少量の石英が填めている。副成分として燐灰石およびジルコンなどを含むが、これらは黒雲母の周辺に集まる傾向をもっている。

II. 9 第四系

II. 9. 1 牧田層

本層は図幅地域の南東隅、牧田村門前附近に分布し、淤泥・粘土および砂礫からなる地層で、関武夫⁵⁾の命名によるものである。淤泥は青灰色を帯び、風化すると灰白色を呈することが多い。淤泥・粘土と砂礫とは規則正しく互層することもあるが、不規則に混り合うこともある。淤泥中にはしばしば漂木の破片を含み、また黒色の炭質物が挟まれることがある。門前の北方ではかつて垂炭を採掘したことがあるといわれるが、採掘場の跡には露頭もみられず、ズリもほとんどみられない。おそらく垂炭は局部的にポケット状に挟まれていたものであろう。牧田層は更新世新期の礫層（扇状地堆積物）によって覆われるが、両層の礫は区別し難いので不整合面は不明なことが多い。しかし新期の礫層中には牧田層にみられるような顕著な淤泥は認められない。

牧田層の地質時代はおそらく鮮新世末期ないしは更新世古期であろう。門前南方では走向はNEで、傾斜25°NまたはSである。東海道線以北の大高附近にも本層がきわめて小範囲に露出し、NWN方向の小断層によって北方の古生層と接している。

II. 9. 2 扇状地堆積物

扇状地堆積物は主として浅井断層の南側に発達し、古生層岩石の礫を主とし、粘土を挟む。関ヶ原町の南方におけるように、本堆積物からなる平坦面は、沖積層の面より数m高い段をなすこともあるが、沖積層面に移り変わる所もある。本堆積物はおそらく洪積世新期のものと思われるが、地質図において本堆積物に含めたものの一部には、沖積層とほとんど時代を同じくする崖錐堆積物もある可能性がある。

II. 9. 3 石灰岩崖錐堆積物

本堆積物は伊吹山の山腹および山麓に分布する。凝結していない新期の堆積物と、凝結した古期の堆積物との2種類が含まれる。前者は断崖を刻む谷、山腹の小さい平地、および断崖の脚部に堆積しているもので、第四紀の堆積物である。後者は姉川沿岸の小泉や大平寺附近に模式的に分布し、かなり平坦な台地をなすもののほかに、伊吹山東方の笹又附近その他にも小範囲に分布し、その地質時代は不明であるが、おそらく第三紀末ないしは更新世古期であろう。

II. 9. 4 沖 積 層

砂礫・粘土からなる沖積層は、図幅地域西部では琵琶湖沿岸の広い平野を構成するが、地域東部では各河川に沿った小平地をなすにすぎない。

III. 應 用 地 質

石 灰 岩

古生層の石灰岩はかなり多いが、そのなかで比較的大きな岩体をなすものや、運搬の便に恵まれたもののみが採掘されている。

1) 姉川流域の小泉東方では、大阪窯業セメント株式会社が伊吹山石灰岩層の崖錐堆積物を採掘し、上野附近の工場でセメントを製造している。採掘された石灰岩は索道によって工場に運ばれ、工場と東海道線近江長岡駅との間には専用の鉄道が通じている。伊吹山石灰岩層は非常に広く分布しているが、地形と交通の便とに恵まれないので開発が進んでいない。

2) 醒ヶ井層の石灰岩のうち、東海道線近江長岡駅西方の石灰岩、同駅東方の万願寺の石灰岩、およびこれらの南西方の本郷の石灰岩は、比較的大きな岩体をなし、かつ交通の便に恵まれており、石灰製造用としてかなり大規模に採掘されている。

3) その他の石灰岩はいずれも小さく、運搬の便も悪いので、開発が進んでいない。東海道線柏原駅北方の須川の石灰岩（醒ヶ井層）、草野川流域の高山の石灰岩（高山層）および姉川流域の小泉南方の石灰岩（伊吹山石灰岩層の崖錐堆積物）は、きわめて小規模に石灰製造用に採掘されている。

ドロマイト

伊吹山石灰岩層は北部の春日村川合附近、および中山附近では部分的にドロマイト化している。このドロマイトは近年岐阜県赤坂町の清水工業株式会社その他の業者によって採掘され始めた。鉱石はトラックによって赤坂町に運ばれている。この地域のドロマイトは鉄分が少なく、窯業用・ガラス工業用・製紙用等に適している。昭和25年度における月産額は500～800t（MgO17～19%）である。

マ ン ガ ン

古生層のチャート中にはマンガン鉱床が含まれるが、いずれもきわめて小さな鉱体をなし、採掘に堪えるものは少ない。筆者の調査期間中では、姉川流域の甲賀の西方できわめて小規模にマンガンが採掘されていた。

引 用 文 献

- 1) 小藤文次郎：地質学上の見地による江濃地震，震災予防調査会報告，No. 69，1910
- 2) 竹山信雄：伊吹山及び醒ヶ井附近の古生層，地球，Vol. 20，No. 5，1933
- 3) 滝本 清：滋賀県犬上郡霊仙山附近の地質構造，地球，Vol. 26，No. 1，1936
- 4) 関 武夫：伊吹山及びその附近の紡錘虫石灰岩の化石に就て（予報），地質学雑誌，Vol. 45，No. 53，1938
- 5) 関 武夫：伊吹山附近秋父系の層序及び構造に就て，矢部教授還暦記念論文集，1939
- 6) 藤本治義：赤坂・醒ヶ井地方産 *Pseudoschwagerina* 並に *Pseudoschwagerina* 帯の地質時代の考察，地質学雑誌，Vol. 48，No. 569，1941
- 7) 関 武夫：岐阜県揖斐郡春日附近の二疊紀層，日本三疊系の地質—地質調査所報告特別号，1951
- 8) 磯見 博：5 万分の 1 地質図幅「大垣」，同説明書，地質調査所，1955

参 考 文 献

- 1) 三浦宗次郎：20 万分の 1 地質図幅「名古屋」，同説明書，地質調査所，1890
- 2) 中村新太郎：江濃地震調査報告，地学雑誌，Vol. 22，No. 253，1910
- 3) 脇水鉄五郎：美濃のシュードモノチス層，地質学雑誌，Vol. 27，No. 316，1920
- 4) T. Kobayashi： Einige Neue Triadische Bivalven aue der Inneuzone Südwest-Japans Jap. Jour. Geol. Geogr.，Vol. 12，No. 1-2，1935
- 5) 山田利仁・藤本治義：滋賀県伊吹山の紡錘虫石灰岩の研究（講演要旨），地質学雑誌，Vol. 56，No. 656，1951
- 6) 村岡誠・山田正春・種村光郎：滋賀県伊吹山石灰岩第 1 次調査報告，地質調査所月報，Vol. 3，No. 11，1952
- 7) 塚脇祐次・尾崎次男：伊吹山石灰岩鉱床北部地区調査報告，地質調査所月報，Vol. 4，No. 3，1953
- 8) 大塚寅雄：岐阜県揖斐郡地方ドロマイト鉱床概査報告，地質調査所月報，Vol. 5，No. 6，1954

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

OMINAGAHAMA

Kyōto, No. 6

By

HIROSHI ISOMI

(Written in 1955)

(Abstract)

The major part of the mapped area is occupied by the mountainland dividing the areas of the Lake Biwa in the west and Nōbi Plain in the east. The southern extension of the mountainland exhibits the drowned land islands.

PALEOZOIC STRATA

Paleozoic rocks are distributed extensively in the mountainland and hills, and are divided into the two major complexes, namely the calcareous and the non-calcareous.

1. The non-calcareous complex

This complex, generally unfossiliferous, is folded and so complicatedly faulted that the correlation is very difficult.

On the lithological character and structural feature, the complex is divided as follows.

Otaki and Oishi formations These strata, typically developed in the easterly adjacent area, occupy the narrow area in the eastern terminal of this sheet. The Otaki formation is chiefly composed of phyllitic slate, the characteristic intercalation of "schalstein", and the Middle Carboniferous *fusulinella*-limestone, representing the oldest stratum in this area. The Oishi formation is composed of slate and sandstone. The formation contains the lower Permian *Schwagerina*-limestone in the type locality, which is located in the outside of this map, although it is unfossiliferous in the area mapped. The Oishi formation is in fault contact with Otaki formation distributed in the western part of this region.

Kasuga group and Kasukawa formation The Kasuga group is distributed extensively in the eastern part of the mountainland with general trend of NNW and inclination to the east, and is in fault contact with Kasukawa and Otaki formations distributed in the eastern part. This group is divided into three formations in conformity, namely the lower Sasamata formation of slate and sandstone in alternation, the middle Kasuga formation characterized by abundant chert, and upper Noharadani formation mainly of massive sandstone.

The lower division of this unfossiliferous group is presumed to be equivalent to the upper part of the Middle Permian Kasukawa formation, so the Kasuga group may represent the Upper and Middle Permian. The Kasukawa formation distributed extensively in the easterly adjacent area is composed of the alternating sandstone and slate intercalated with a few Middle Permian

Neoschwagerina-limestone which occupies a narrow area at the northeastern corner of the area mapped. This formation runs in parallel with the Kasuga group, but inclines to the reverse direction, and is in fault contact with the Kasuga group.

Itanami group, Ashimatagawa group and Anegawa formation

These strata are distributed with general trend of NNW in the middle part of the mountainland, constituting many blocks divided by faults. The Itanami group is divided into the Itanami formation of slate and its overlying Nanayama formation of chert in predominant. This unfossiliferous group is presumably equivalent to the lower part of the Middle Permian Kasukawa formation, and inclines monoclinally to the westwards in the eastern fault block, while it constitutes a syncline in the western fault block. The Ashimatagawa group is divided lithologically into three parts, namely the Kunimitōge formation of slate and sandstone in alternation, the Itanakogawa formation characterized by abundant chert, and Yoshitsuki formation composed of predominant sandstone interstratifying slate. This group might be considered as the westerly extension of the Kasuga group, the second division of the former group being equivalent to the middle division of the latter group, and the first and third divisions being presumably equivalent to the lower and upper divisions of the latter group, respectively. The Anegawa formation is composed of the slate and shale, and nearly barren of chert. Though rather intensely folded, this formation is not so disturbed as others, so that it may be the youngest of the Permian rocks in the area mapped.

Kusanogawa group This group, distributed in the western part of the mountainland, forms so complicated blockwise structure, that the trend and inclination of strata are variable, in some fault blocks the trend being NW, while in others being either ENE or N-S. The group is divided into two formations. The Takayama formation is mainly composed of slate and sandstone in alternation, intercalating some small limestone lenses in two

horizons. The lower limestones contain *Pseudofusulina vulgaris* and some other Lower Permian fusulinids. The upper limestones yield characteristically *Pseudofusulina japonica* and the primitive Neoschwagerinids, indicating the Parafusulina zone of the lower Middle Permian. The upper Otaniyama formation is mainly composed of predominant chert interstratifying slate.

Matsuoyama formation This formation, developed in the southeastern hills, is composed of massive sandstone in predominant, slate and a few intercalations of chert. No fossils are found in this formation in the area mapped, while Middle Permian fusulinid has been known in its southerly extension. General trend of the strata changes with its the convexity towards south.

2. The calcareous complex

This complex is thrust upon the non-calcareous complex from NNW to SSE. This thrust, later Mesozoic in age, is recognized typically at the eastern and southern slopes of Mt. Ibuki, and the southerly extension appears in the hills located in the southwards of Mt. Ibuki.

The lowest division of the calcareous complex is the Kiyotaki formation, composed of predominant chert interstratifying slate. The lower division is the Samegai formation, composed mainly of schalstein bearing many lenticules or beds of limestone, containing *Pseudoschwagerina shellwieni*, *Paraschwagerina oblonga*, *Pseudofusulina krafftii*, and some other Lower Permian fusulinids.

The Ōnogi formation, the Ishida formation, and the Lower part of the Ibukiyama limestone formation constitute the Middle division of the complex, representing the different facies of the contemporaneous stratum with each other. The **Ōnogi** formation is composed of predominant slate, intercalating chert and limestone. The limestone contains Middle Permian fusulinids such as

Pseudofusulina japonica and the primitive form of Neoschwagerinids, and some Pseudofusulinids of Lower Permian type as well. Consequently this formation is of lower Middle Permian. The Ishida formation is barren of limestone, its lower part being composed mainly of slate, and its upper part being mainly of chert.

The Ibukiyama limestone formation shows the most typical limestone facies. The lower part of this formation is equivalent with the Ōnogi formation and contains the same fusulinid fauna as that of the latter, while the upper part represents the upper division of the whole complex bearing the fusulinid fauna characterized by the advanced form of Neoschwagerinids and other typical Middle Permian species.

The calcareous complex is frequently inclined at less than 30°, that is the outstanding structural feature hardly recognized in the non-calcareous complex.

MESOZOIC AND CENOZOIC ROCKS

1. Mesozoic rocks

The Upper Triassic Myōgatami formation occupies a small area along the fault zone in the terrain of Paleozoic strata. It is composed of shale and mudstone, and contains *Entmonotis ochotica* var. *eurachia* and other allied species.

Granite is intruded into the Paleozoic deposits at the northern part of this sheet map. The age of the granite is later than the thrusting movement, and presumably latest Mesozoic.

2. Cenozoic deposits

The Makita formation developed at the foot of the southeastern hill is composed of silt, clay and gravel. The age of the formation is presumably Plio-Pleistocene.

The younger Pleistocene gravel bed, overlying unconformably the Makita formation, constitutes the alluvial fans along the fault cliff, by which the northern mountainland and the southern low land are divided.

The limestone breccia deposit, typically developed at the western foot of Mt. Ibuki, comprises solidified and unsolidified ones. The latter is post-Pleistocene talus deposit, while the former may be older than younger Pleistocene.

Alluvial deposit composed of sand, gravel and clay constitutes the wide alluvial plain in the west, while it forms some minor plains along the drainage in the east.

ECONOMIC GEOLOGY

1. Limestone

The talus of the Ibukiyama limestone is quarried on large scale for the cement industry. Some of other lenticular limestones are quarried for lime powder due to convenience of transportation.

2. Dolomite

The intensely dolomitized limestone occurs in the northern part of the Ibukiyama limestone. This dolomite is quarried and used for ceramic and glass industries. The monthly production in 1953 is 500 ~ 800 tons.

3. Manganese deposits

Manganese deposits are not rare in the Paleozoic chert, but the majority of them are too small to be mined.

昭和 31 年 12 月 5 日印刷

昭和 31 年 12 月 10 日発行

工業技術院
地質調査所

著作権所有者

印刷者 向 喜 久 雄

印刷所 一ツ橋印刷株式会社
