

5萬分の1地質図幅説明書

塩尻

(金沢一第54号)

地質調査所

昭和39年

550.85(084.32)(521.52)[1:50,000](083)

5萬分の1地質図幅説明書

塩尻

(金沢一第54号)

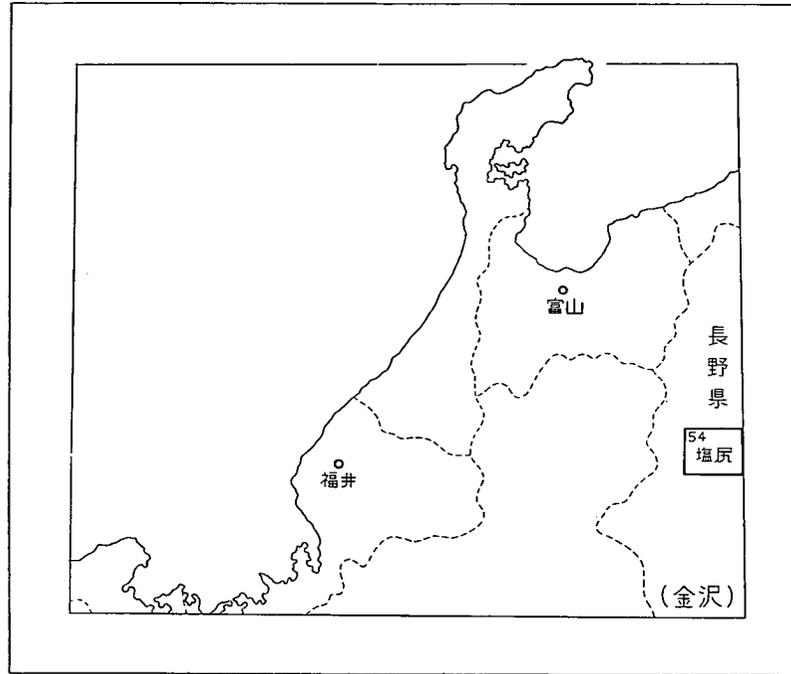
通商産業技官 片田正人
通商産業技官 儀見博

地質調査所

昭和39年

目 次

位 置 図



() は 1 : 500,000 図幅名

I. 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 概 説	2
II. 2 古生層	4
II. 2. 1 古生層の区分のしかた	4
II. 2. 2 古生層全般の岩相	6
II. 2. 3 北部地帯の古生層ならびに稲核層	7
II. 2. 4 中部地帯の古生層	17
II. 2. 5 南部地帯の古生層	19
II. 2. 6 各層の岩相の対比および古生層の対比試案	26
II. 2. 7 古生層の地質構造の骨組み	29
II. 2. 8 広域変成帯	34
II. 2. 9 古生層の化学成分	37
II. 3 岩脈類 (I)	37
II. 3. 1 玢岩類	37
II. 3. 2 石英斑岩	38
II. 4 奈川花崗岩類および接触変成岩類	38
II. 5 岩脈 (II)	39
II. 5. 1 輝緑岩	39
II. 6 安山岩 (I)	40
II. 7 安山岩 (II)	40
II. 8 第四紀層 (扇状地および段丘堆積層・沖積層)	41
II. 8. 1 信州ローム	41
II. 8. 2 第四紀層の表わす地形面	43
II. 8. 3 更新世の河川堆積物	46
II. 8. 4 崖錐性堆積層	49
II. 8. 5 完新世の河川堆積物 (沖積層)	49

Ⅲ. 応用地質	50
文 献	50
Abstract	1

1 : 50,000 地質図幅
説 明 書

(昭和 38 年稿)

塩 尻

(金沢一第 54 号)

この地質図幅の野外作業は、1959 年から 1961 年にかけての期間内に行ない、説明書は、1963 年 3 月脱稿した。説明書のうち、古生層および第四紀層は磯見がその他は主として片田が記述した。

なお、味噌川上流部の調査研究に際しては、藪原営林署の、梓川支流黒川流域の調査研究に際しては、松本市島田林業株式会社の便宜を得ることができた。また、信州大学小林国夫教授・亀井節夫助教授および山田哲雄氏からは、多くの教示を得ることができた。そして、第四紀層の記述は、主として小林教授の研究結果によるものである。

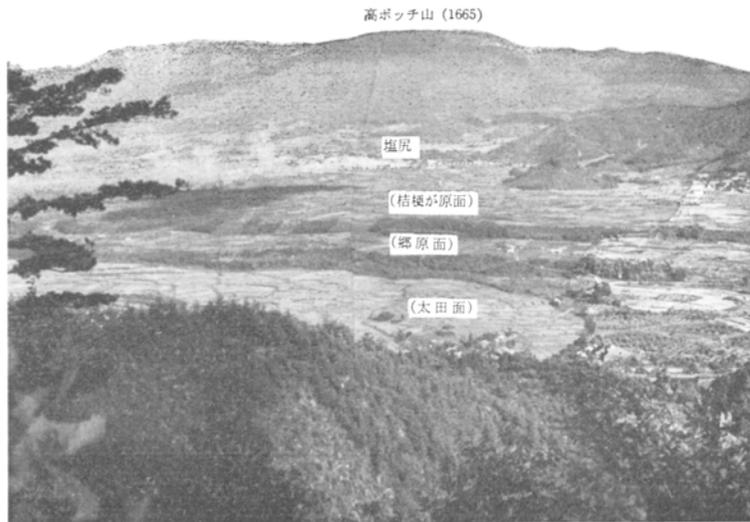
I. 地 形

この地域の山地は、中央アルプス（木曾山脈）と北アルプス（飛驒山脈）とを橋わたししている山地で、北東部の平地は、松本盆地の南端部である。

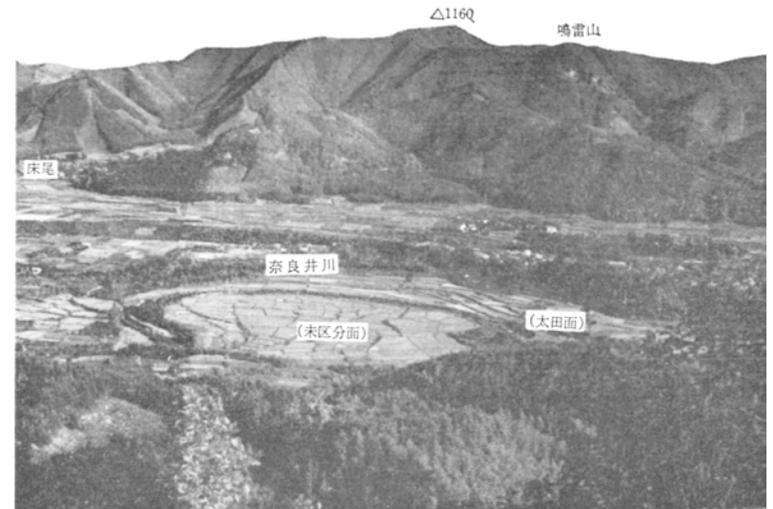
山地は、太平洋・日本海の分水嶺の一部であって、諸河川のうち、南東部の小野川・横川は天竜川と、南西部の味噌川は木曾川と合し、ともに太平洋にそそいでいる。他の河川は奈良井川と合し、さらに図幅地域北西隅を北東に流れる梓川と合して、信濃川となって日本海にそそいでいる。

山地は、大略西部ほど高度を増し、急傾斜の谷にきざまれる。しかし山頂部は必ずしも急峻ではなく、例えば図幅地域内最高峯の鉢盛山（2,446.4m）およびそれから北東方へ分岐する尾根は鈍頂地形をつくっている。

諸河川の流域および松本盆地には、比較的急傾斜の崖錐性の堆積層と緩傾斜の扇状



図版1 洗馬村長興寺山



南方の山頂から東方を望む

地堆積層が分布しており、それらは河川にうがたれて、2段から5段の段丘を形成している。

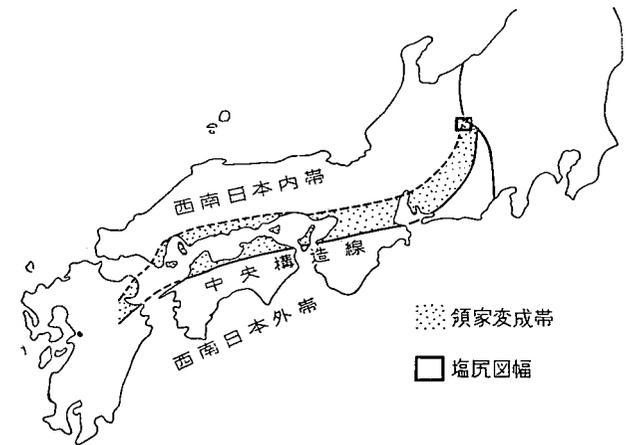
II. 地 質

II. 1 概 説

この図幅地域は、主として古生層と、第三紀末またはそれ以後の比較的新期の火山岩および堆積層からなる。

地質区の上からみると、領家帯とフォッサ・マグナ西縁（糸魚川・静岡線）とが、ぶつかる地域の西半部にあたる（第1図）。

すなわち、図幅地域北東部の新期の堆積層の下位には糸魚川・静岡線が走っており、この図幅地域から北東方には古生層はほとんどみられず、第三系が広く広がっている。そして図幅地域内の古生層の大半は、微弱ながら領家変成作用の影響を受けて



第 1 図

変成岩となっており、ほぼ鎖川流域で非変成古生層に移化し、これから北西方には広域変成岩は分布していない。

古生層は、変成作用を受けているものと、いないものとの間に、地質構造上からみても岩相上からみても本質的な差異はみいだし難い。しかも両方の分布地域の間に、断層その他の不連続線は存在していない。

また、変成岩類にみられる再結晶作用はきわめて弱く、少なくとも肉眼的には非変成古生層と変わらない。それ故、この図幅地域の非変成古生層と変成岩類とは、一連の地層として観察することができる。

古生層（および変成古生層）の岩質は、おもに粘板岩・砂岩・チャートなどの単調な繰り返しである。しかし特徴的な岩相を手がかりとして、9岩相帯に区分される。すなわち、北西から南東にかけて、稲核層・黒川層・波多層・野俣層・針尾層・味噌川層・藪原層・奈良井層・および横川層^{註1)}である。

古生層から新期の岩類としては、2種の安山岩類（IおよびII）、ならびに平地部を埋める扇状地および段丘堆積層や沖積層などがある。図幅地域東端部の安山岩（II）は、いわゆる塩嶺累層と称されている鮮新世の火山岩類の一部である。また、扇状地および段丘堆積層の大半は、いわゆる信州ローム層と呼ばれる火山灰層に覆われている。

II. 2 古 生 層

古生層は、この図幅地域内の山地のほぼ全域に分布している。その大半は弱い広域変成作用を蒙っているが、構造的にも、岩相的にも、また標本としての外観も、いわゆる非変成古生層と変わるところがない。こゝでは、全体を古生層として記述する。

古生層は9層に分帯される。それらは、次に述べるように3地帯にまとめられる。

II. 2. 1 古生層の区分のしかた

古生層は、NE-SWの一般走向をもって強く褶曲し、帯状分布をなしている。さらに、古生層地帯には、古生層の一般走向にほぼ平行な、いくつかの著しい断層破砕

註1) 稲核層から針尾層までの5地層はこの地質図幅で始めて用いた地層名である。他は伊那地質図幅で用いたものを踏襲した。

帯が発達し、それらは、地質構造の上で、重要な意義をもっている。

南東部に発達するものは、南隣の伊那図幅地域において、奈良井断層帯とよばれたものの延長であり、当図幅地域でも引き続き、奈良井川に沿って発達する。中央部の、ほぼ鎖川に沿うものは、鎖川断層破砕帯とよび、北西部のほぼ黒川に沿うものを、黒川断層破砕帯とよぶ。

これら断層帯によって、古生層地域は、いくつかの地帯に分けられる。便宜上、黒川断層破砕帯以南・鎖川断層破砕帯以北の地帯を北部地帯、鎖川断層破砕帯以南・奈良井断層帯以北の地帯を中部地帯、奈良井断層帯以南の地域を南部地帯と、それぞれ仮称する。これら各地帯ごとに、そのなかの、古生層の褶曲構造が異なるばかりでなく、それを構成する古生層の岩相も、いく分異なっている。

大きくみて、当図幅地域の古生層は、砂岩・粘板岩・チャートの繰り返しを主とする、非常に厚い堆積物で、単調な岩相を示し、側方への岩相変化も著しい。そのため、個々の露頭における各岩種の、累積順序の機械的な総合から、たゞちに全般的な層序を設定したり、地層を区分したりすることは、非常に困難である。ところで、一般に砂岩とか、粘板岩とかよばれる碎屑岩類のうちにも、それぞれ、かなり性質を異にするものが、区別される。各岩種の碎屑岩類は、岩質の差異と、それら相互の重なり合い方の差異とに基づいて、粗粒砂岩相・細粒碎屑岩相およびリズミカル互層相に分けられる。さらに、チャートを主とする岩相—チャート相—も、碎屑岩の各岩相型と同様に、古生層において、大きな位置をしめる。

これら各岩相型は、古生層全体に、一様に発達するものではない。各岩相型の発達程度之差、または有無の別、あるいはそれらの組み合わせによって、古生層を区分することが可能である。このような方法によって得られる古生層の区分は、ほぼ、構造上からの帯状配列に順応する。それ故、当図幅地域内の古生層を、次のように区分することが可能である。

北部地帯の古生層は、南東側から北西側へと、針尾層・野俣層・波多層および黒川層の4層に区分される。中部地帯の古生層は、一括して味噌川層とよぶ。南部地帯の古生層は、北西側から南東側へと、藪原層・奈良井層および横川層に分けられる。

北部地帯のさらに北側、つまり黒川断層破砕帯以北の地帯は、当図幅地域の北西隅の小地域をしめるにすぎず、その詳細は、この図幅地域をはずれた北および西側の地域

の調査研究にまたねばならない。こゝではその地帯の古生層を、仮りに稲核層とよぶ。

II. 2. 2 古生層全般の岩相

1) **粗粒砂岩相**：粗粒の砂岩が、多くの場合厚さ2~3 mの層をなしている。肉眼的には、層内での粒度変化に乏しく、普通は、gradingの現象も不明瞭である。一般に、内部構造は認められない。しかし、砂岩層の内部に礫質の岩片が、数cm以下の厚さで密集し、上下の砂質部に移行する場合も、まれにあり、このような場合には、礫質部は成層面に平行な構造を示している。砂岩層には、しばしば粘板岩の大きな岩片が含まれ、普通これらは、成層面に平行な姿勢をとっている。

砂岩は、肉眼的には均質にみえるものの、鏡下でみると、粗い砂からシルト・泥、にいたる各種サイズの粒子からなっている。粗い粒子は、角ばっている。粗い砂粒が優勢であるにもかかわらず、泥質の基質が相当に多く、決して、良く淘汰された砂岩とはいえない。

この種の岩相型が連続的に、厚く発達する場合、個々の砂岩層は、薄い（一般に厚さ数cm以内）泥質岩の夾みをへて、上位の砂岩層に覆われる（図版4）。この泥質岩は、シルトのラミナのはいった黒色泥岩で、しばしば、植物化石破片または炭質物の密集したラミナを、伴なうことがある（巻末の図版I）。

2) **細粒碎屑岩相**：泥岩・シルト岩および細粒砂岩が、種々の厚さ（たいていの場合、数cm以下）で、ひんばんに、不規則に交互する。泥岩は、純粹の泥岩よりも、むしろシルト質（肉眼的には泥岩にみえるが、顕微的にはシルトのまじるもの）のものが多く。シルト岩も、泥岩と同様に、黒っぽいものが多く、ときには白雲母片の密集したもの、あるいは白雲母片の密集したラミナをもつものもある。また、シルト岩の一部に植物破片、または炭質物密集部をもつものも、まれにはある。細粒砂岩には、泥質の基質が多いが、風化すると、砂の粒子だけが目立って、白っぽくなる。ときには、白雲母および黒雲母を沢山含んだ細粒砂岩もある。

ラミナは一般に、規則正しく平行である。しかし、斜交葉理状に、砂岩脈(sandstone dyke)状に、あるいは複雑に波うったりして、小規模にラミナの乱れる場合も、まれではない。

本相の、ラミナの発達した泥質岩には、生痕化石 *Helminthoidea* がしばしば認められる。

なお、黒色泥岩のみでm単位、あるいはそれ以上の厚層をなし、しかも、ラミナその他の内部構造を示さないことも、局部的にはあるが、比較的まれである。

3) **リズムカル互層相**：厚さ約10cmの砂岩と、その半分以下の泥質岩とが、規則正しく、交互に重なり合う。砂岩は細粒（ときに中粒）である。砂質部も泥質部も、それぞれの岩質は、細粒碎屑岩相のそれと大差はない。砂質部からシルトをへて泥岩へと、graded beddingが認められる（図版2）。

この種の岩相型は、局部的には、各地で認められるが、連続的に、厚層をなして発達することは、古生層ではまれである。

泥質部には、しばしば、生痕化石 *Helminthoidea* がみいだされる。

4) **チャート相**：成層面の発達したチャートが、主体である。しかし、チャートの代わりに、珪質泥岩が優勢なこともあり、珪質泥岩の優勢な部分から、チャートの優勢な部分へと、水平方向に漸移する。また、チャート相は、チャート・泥岩の細互層、または珪質泥岩・泥岩の細互層へと、垂直的にも、水平的にも移行する。珪質泥岩には、他の岩石と細互層する場合以外には、それ自体の内部に、ラミナなど内部構造は、ほとんどみられない。

ある層準のチャート相は、しばしば、輝緑凝灰岩（玄武岩）や石灰岩を伴なう。しかし、これらを伴なうチャート相と、そうでないチャート相との間には、本質的な差異は認められない。

また、石灰岩には局部的に、ドロマイト質の部分が含まれる。なお、チャート相中に、しばしば認められる輝緑凝灰岩は、玄武岩の、火山碎屑岩類および熔岩である。

II.2. 3 北部地帯の古生層、ならびに稲核層

針尾層

北部地帯南東縁の、幅1 km内外の地帯に分布する。もともと典型的な露出は、針尾北西方の、曾倉沢の北西方への支流や、針尾南方の沢に見られる。

針尾層は、チャート相によって特徴づけられる。このチャート相は、他層のものとなり様相が異なる。すなわち、主体をなすチャート・珪質粘板岩には、たいていの場

合 2 cm 以下、普通は数 mm 程度の間隔で、こまかく層理ないし葉理が発達している。層理または葉理は、しばしば、チリメンじわ状に、不規則に、こまかく波うっていて、岩石は千枚岩様の外観を呈する。チャート対珪質粘板岩の量比は、処によって変化し、かつ側方にも変化する。たとえば曾倉沢に見られるような、珪質粘板岩の圧倒的に多い互層を、走向方向に追跡すると、普通の bedded chert に移化する。

このようなチャート・珪質粘板岩のほか、非チャート質の普通の泥質岩も、針尾層の重要な構成メンバーである。すなわち、泥質岩はチャート相中の、薄い夾みをなすばかりでなく、しばしば泥質岩だけでかなりの厚層をなして発達する。そして、チャート・珪質粘板岩の優勢な部分と、非チャート質粘板岩の優勢な部分とが、おのの厚さ数 m 程度の単位で交互することが多い。

砂質碎屑岩は、非常にまれである。針尾層の上に乗る野俣層との漸移部に、わずかに細粒砂岩の薄層が、ときおり介在するにすぎない。

針尾層には、輝緑凝灰岩も少なくない。針尾部落の南方で見られるように、これらは、少なくとも 2 層準に含まれている。このうち、下位の層準のものは、比較的連続性に富む。また、下位の輝緑凝灰岩層に伴って、その下盤側に、礫岩の発達するのが注目される。この礫岩は、砂質のマトリックス中に、径 2 cm 以下の主としてチャートと、少量の泥質岩の、垂円礫を含むものである。

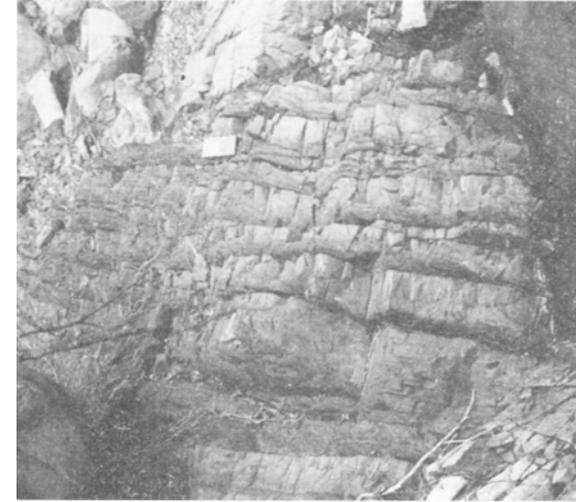
本層は、輝緑凝灰岩に富むにもかかわらず、観察される限りでは、石灰岩を伴わない。

要するに、針尾層の岩相が、石灰岩を含まない点を除けば、そのほかの点では、後述の南部地帯の、藪原層に著しく類似することは、注目に値する。

鎖川の北西側の主要分布地では、針尾層は、北西に傾むいた単斜状構造をなすが、針尾南方の地塊では、背斜構造をなす。前者の地域においては、主として針尾層上部（つまり上位輝緑凝灰岩層準以上の部分）が、後者の地域においては中部（両輝緑凝灰岩層準の間の部分）および下部（下位輝緑凝灰岩層準以下の部分）が、それぞれ分布する。針尾層の下限は見られない。全体の層厚は、1,000m を下らない。

針尾層は、北部地帯の最下部層であり、野俣層に整合に覆われる。南東側の中部地帯の古生層（味噌川層）とは、断層で接する。

野俣層



図版 2 野俣層の細粒砂岩ないしシルト岩と泥岩との互層 (a) 野俣沢河床、白っぽい部分が細粒砂岩ないしシルト岩である。Grading が明瞭であり、図版の場合は右方が下位 (b)



図版 3 味噌川上流の野俣層
層理に平行の割れ目と割れ目との間がシルト岩→泥岩の grading
したユニット、ただし大半が細粒砂岩ないしシルト岩である

針尾層に平行に、その北東側の、幅約 1.5 km の帯状の地域に分布する。とくに野俣沢の北側山腹の林道に、模式的な連続露頭が見られる。

野俣層は、砂岩・泥質岩のリズミカルな互層（リズミカル互層相）により特徴づけられる。厚さ 5～10 数 cm の細～中粒の砂岩と、その半分以下の厚さの泥質岩（泥岩およびシルト岩）との互層が、繰り返して、厚い地層をなす。この互層には、明瞭な graded bedding が発達する（図版 2 および 3）。

リズミカルな互層が局部的に発達することは、古生層においても、決してまれではないが、本層におけるように連続的に発達することは、非常に珍しく、当図幅地域内でも、他の古生層には見られない。野俣層の互層は、いうなれば、“フリッシュ型”互層であって、たとえば西南日本外帯の、時代未詳中生層を思わせるものがある。しかし、野俣層の場合、同じ露頭においても、互層する各砂岩の厚さは、3～10 数 cm の範囲内で、絶えず変化する。ほぼ同じ厚さの互層単位の積み重なりではない。

一方、中～粗粒の、厚い（層厚 2 m 内外）塊状砂岩層は、まれである。つまり、野

俣層は、粗粒砂岩相に乏しい。そして、この種の砂岩は、礫岩部や粘板岩のパッチを、まったく含まない。

細粒碎屑岩相も、量的にみて、リズミカル互層相に近い位の重要性をしめる。すなわち、泥質岩を主とする部分だけで相当の厚さをなすことが、野俣層の多くの層準に認められる。泥質岩のなかでは、純粋な泥岩よりも、シルト岩というべき部分が多い。そして、シルト岩と泥岩とのこまかな互層、またはラミナの集合であることが多い。この互層に、しばしば非常に細粒な砂岩が加わるが、砂岩は、泥質岩より量的に少なく、普通は細粒砂岩は厚さ 2～3 cm 以下で、多くはラミナ状をなして泥質岩に挟まれるにすぎない。ラミナは一般に平坦で、それに平行な platy joint の発達が著しい。しかし、砂質のラミナが、不規則に波うっている現象は少なくない。

比較的にまれではあるが、野俣層の砂岩の一部には、非常に雲母片の多い、細粒～中粒の砂岩がある。この砂岩中では、2～数 mm おきに、とくに著しく雲母片の密集したラミナが発達する。この場合、砂岩の厚さは数 10 cm であり、厚さ 2～5 mm の黒色泥岩と互層する。いわば、この種の砂岩は、粗粒砂岩相と細粒碎屑岩相との、あるいは粗粒砂岩相とリズミカル互層相との、中間型を表わすものといえる。

なお、リズミカル互層のなかの泥質部には、しばしば、生痕化石 *Helminthoidea* が見られる。

野俣層には、まったくチャート相を欠く、このことは、野俣層のもっとも著しい特色である。

野俣層は、北西に傾斜した単斜構造をなし、針尾層の上に整合に乗る。野俣沢林道で見える限り、その graded bedding は、normal order を示す。したがって、野俣層が、針尾層の上に、整合に重なる上位層であることは確実である。

野俣層は、下位の針尾層とは、岩相上、容易に区別される。したがって、厚いチャート・珪質粘板岩の出現する上限を境として、それから上を野俣層とする。層厚は 1,000 m 内外である。

波多層

野俣層に平行に、その北西側の地域（黒川上流部から唐沢川流域にわたる地域）に広く分布し、北部古生層地帯の主体を構成する。

波多層は、主として泥質岩・砂岩、および少量のチャートからなる、単調な地層で

あるが、強いていえば、粗粒砂岩相に富むことが、著しい特徴である。すなわち、粗粒塊状の厚い砂岩が、波多層の各層準を通じて、ひんぱんに挟まれる（図版4）。この種の砂岩は、しばしば粘板岩パッチを多数含み、パッチは層面上に、平行な姿勢をとることが多い。粘板岩パッチの多い砂岩は、とくに粗粒で、3~4 mmの角ばった岩片（おもにチャート）を含んでいる。



図版 4 波多層の粗粒砂岩と粘板岩
島々駅付近の梓川河床（北隣松本図幅地内）．粘板岩
（矢印）は粗粒砂岩の間に薄層として挟まれる

粗粒砂岩相に属する砂岩層と、その上位の砂岩層との中間に介在する、ラミナの発達した泥質岩の夾みには、植物化石片の密集したシルト岩が、含まれることがある（巻末の図版I）。

比較的まれではあるが、粗粒砂岩相の砂岩が、かなり大きな礫を含むことがある。礫径は2~3 cm以下の亜角礫ないし亜円礫で、礫種は大部分がチャートである。まれには、径3~4 cmの細粒砂岩の礫もあるが、それは形がきわめて不規則で、凸凹

に富む。また、礫の末端がくずれて、基質状部と区別できないこともある。そのほか、緑色（凝灰質？）の、頁岩の礫も見られる。もちろん、このような礫岩にも、粘板岩のパッチはたくさん入っているが、パッチの大きさは、礫岩を伴わない砂岩中のものに較べて、逆に小さく、1 cm以下である。

なお、局部的には波多層にも、野俣層に見られるような、細粒砂岩→シルト岩→泥岩の、graded beddingの発達した細互層が認められることもあるが、リズムカル互層部の厚さは、1~2 m以下にすぎず、野俣層におけるほどに、連続的に発達することはない。

波多層全体として見れば、細粒碎屑岩相は、粗粒砂岩相に劣らず顕著である。むしろ、量的には、細粒碎屑岩相の方が優勢である。細粒碎屑岩相は、野俣層におけるものとはほぼ同じであって、泥質岩のうちではシルト岩が多く、泥岩は少ない。泥質岩は、薄くはげやすく、しばしば、生痕化石 *Helminthoidea* が認められる。

波多層は、チャート相に乏しい。まれにチャート・珪質粘板岩の非常に薄い層、またはレンズが、他の岩相型のなかの、単なる偶然的な夾みとして存在するが、それらは、連続性に非常に乏しい。チャート相に乏しい点は、波多層の一特色ではあるが、逆に、わずかながらチャートを挟むことは、チャートをまったく含まない野俣層に対する、重要な差異点ともいえる。

波多層は、岩相上からみて、野俣層に対して漸移的である。したがって、野俣層に対する厳密な境界は引きにくい。便宜上、粘板岩パッチの多い塊状砂岩の出現の下限をもって境とする。この下限は、チャートの出現の下限とほぼ一致する。また、この下限線から上では、野俣層の特色をなすリズムカル互層相が、急激に衰え、野俣層にほとんど見られなかった粗粒砂岩相が、急激に発達するようになる。したがって、上記の下限線を波多層の下限とすることは合理的であり、5万分の1程度の縮尺での野外調査では、その下限線によって波多層を野俣層から区別するのは容易である。

大部分の地域では、波多層は野俣層の上に整合に重なって、北西に傾むいた単斜状構造をなしている。しかし、分布地の北部では、向斜構造が認められる。波多層の全層厚は、2,000m内外と推定される。

分布地域の北西部では、地層はかなり強く擾乱を受けており、砂岩層の間に介在する泥質岩は、破碎され、塊状砂岩層と泥質岩との境界は、すべり面と化しているこ

とが多い。しかし、南西半部の地域では、そのような、全面的な擾乱現象は認められない。この擾乱現象は、黒川断層破砕帯の影響によるのであろう。

波多層は、中部地帯の味噌川層に、岩相上の共通性が著しい。すなわち、両層は次の諸点において、よく似ている—①塊状砂岩相の多いこと、しかも、その塊状砂岩に粘板岩パッチを多数含むものが多いこと；②泥質岩に生痕化石 *Helminthoidea* が多いこと；③植物化石破片の密集したシルト岩が認められること；④チャート相に乏しい。

黒川層

北部地帯の北西端、黒川に沿った幅 2 km 以下の帯状の地域から、北隣松本図幅地域の島々部落付近にかけて分布する。

黒川層では、細粒碎屑岩相とチャート相とが優勢である。黒川層分布地の北東部にあたる黒川下流部においてはチャート相が優勢であるが、南西部にあたる黒川中・上流部では細粒碎屑岩相の方が優勢になる。この関係は、チャート相が、走向方向に細粒碎屑岩相に移り代わること、同岩相と *interfinger* の関係にあることを、示すものであろう。とくに、黒川下流部には、*bedded chert* の厚層が、繰り返えし現われ、黒川層の大部分をしめている。黒川層のチャートには、マンガン鉱床が多い。

細粒碎屑岩相全体としてみれば、砂岩よりも泥質岩の方が量的に多いが、細粒砂岩の薄層（たいていは数 cm 以下）が、泥質岩中に挟まれる頻度は、波多層におけるよりも大きい。このほか、この種の互層には、チャートも加わっている。このチャートは、チャート相のものに較べてずっと薄く、たいていの場合、厚さ数 cm 以下の単なる夾みにすぎない。このようなチャートの夾みを伴う互層は、黒川層の全層準を通じて均一に分布するのではない。すなわち、チャートの夾みを伴う碎屑岩相は厚さ約 10m の単位をなし、チャートの夾みのほとんどない部分と、交互する。

粗粒砂岩相は少ない。チャートのとくによく発達する黒川下流部では、両側をチャート層に挟まれた塊状砂岩層が何枚も観察されるが、チャートに比較的乏しい黒川中・上流部では、逆に、塊状砂岩相は非常に少ないのが注目される。いずれにせよ、黒川層の塊状砂岩には、典型的な粗粒砂岩相のそのような、礫を含むものや、粘板岩のパッチの多いものはない。

黒川層のもっとも著しい特色は、次のように、地層全体が非常に強く擾乱されてい

ることである。

1) 黒川層を構成する岩石のうち、硬い岩石（チャート・塊状砂岩）の厚層は、常にすべり面（小断層面）を境として、他の岩石に接している。また、塊状砂岩やチャートの層の内部には、割れ目が多く発達する。

2) 泥質岩中に、細粒砂岩やチャートの薄層を挟む細互層（細粒碎屑岩相）は、全体が強く破砕され、礫岩状を呈している。すなわち、チャートや細粒砂岩は、引きちぎられ、礫状体と化している（図版 5）。礫状体の長径は、たいていは 2 ~ 3 cm 以下であるが、チャート起源のものには、もっと大きいものがある。細粒砂岩の礫状体の形は、まったく不規則で、凹凸に富み、イモ状を呈している。チャートの礫状体は、一方向に長くのび、先端は尖がっている。小さな礫状体には、丸味をおびたものもあるが、しばしば、平面状の割れ目により、2 分されている。大きなものは完全に角礫状であり、円磨された形跡はない。基質状部は泥岩で、著しく千枚岩状になっている。これら礫状岩は固化しているから、それを作った破砕



図版 5 黒川層の礫状岩（黒川上流）
泥岩質の基質中に細粒砂岩質の不規則形の礫が散在する。
この露頭は層理にほぼ平行な面が露われている。

作用は、古い地質時代にさかのぼるものと思われる。

黒川層と、その南東側に接する波多層とを比較すると、次のようである。

1) 岩相を比較すると、波多層において優勢であった粗粒砂岩相が衰え、その代わりに、チャート相が優勢になったもの、そして、細粒碎屑岩相中における細粒砂岩のしめる割合が、比較的大きくなったもの、それが、黒川層の岩相であるといえる。つまり、岩相上からみれば、黒川層は、波多層に対して漸移的であるといつてよい。

2) 黒川層全体が、強い破碎作用を受けているとはいえ、地層の傾斜の向きは、一般に北西で、大きく単斜状構造をなしている。また、黒川層の一般走向は、波多層に平行である。つまり、黒川層は、波多層と同一の褶曲単元に属している。

3) 黒川層に作用している破碎作用は、南東側に接する波多層の南西半部にも及んでいる。そして、破碎作用の強さは、北西から南東へと、次第に弱まっている。すなわち、黒川層は破碎作用の面からみて、波多層に漸移的である。

黒川層と波多層との、本来の層序関係は、強い擾乱作用のため、もちろん、見られないが、上記の3点から判断して、黒川・波多の両層は、がんらい整合関係にあったもので、黒川層は波多層の上に整合に重なる地層と考えられる。いい代えると、黒川層は北部地帯の最上部の地層といえる。

黒川層の波多層に対する境界は、便宜上、厚いチャート層の出現する下限とする。波多層に特徴的な粗粒砂岩相は、この下限線から下では、優勢であるが、下限線から上では、急激に衰える。

黒川層の岩相は、断層破碎作用を非常に強く受けている点を除けば、南部地帯の黒川層との共通性が著しい。

稲 核 層

黒川と梓川とに挟まれた山地、および梓川の北側山地に分布する古生層を、稲核層と仮称する。

稲核層は、当図幅地内においては、北西隅の狭い地域をしめるにすぎないため、その全ぼうは不明であるが、限られた地域での観察に関する限り、梓川以南では、その岩相は、波多層にかなり近い。すなわち、主として、粗粒砂岩相および細粒碎屑岩相からなる。しかし、稲核層の粗粒砂岩相においては、波多層におけるような、粘板岩パッチの多い塊状砂岩も、礫岩を伴う塊状砂岩も見られない。

梓川以北では、主として細粒碎屑岩相からなるが、なかでも、層理の不明瞭な細粒砂岩厚層が、特徴的である。

梓川沿岸では、厚さ数 m 程度のチャート・珪質粘板岩層が、2~3 枚発達しており、地層の走向に平行な、梓川沿いのルートでの観察だけでは、稲核層には、かなりチャート相が多いように思える。しかし、梓川の両側の山腹には、チャート相は発達しない。したがって、稲核層は、決してチャート相に富む地層とはいえない。

稲核層もかなり広域にわたり破碎されており、黒川層の礫状岩を作ったのと同じ古期破碎作用が作用したものとみられる。このほか、梓川の河岸においては、破碎作用が著しく、断層が数多く見られ、一部では断層粘土を伴うが、この梓川沿いの断層破碎作用は、黒川層の礫状岩を作った古期破碎作用よりは、後期のもの、現在の梓川の直線状の流路を規定した新しい地質時代の断層活動によるもの、と考えられる。

稲核層は、梓川流域を除いて一般に露出が悪いため、その走向・傾斜の測定できる処はきわめて少ない。観察した限りでは、北西に傾斜する処が多いが、南東に傾斜することもある。

稲核層とその南西に接する黒川層とは、断層（黒川断層破碎帯の一部）で境される。したがって、両層の本来の層序関係は不明である。

II. 2. 4 中部地帯の古生層

味噌川層

中部地帯に広く分布し、とくに、味噌川流域にその模式的な露出が見られる。

岩相としては、粗粒砂岩相と細粒碎屑岩相とが優勢である。南隣の伊那図幅地域における味噌川層の岩相も、当図幅地域における岩相と、なんら異ならない。

粗粒砂岩相の砂岩としては、とくに粗粒で、しかも粘板岩パッチの多い塊状砂岩が、至る処に見られるのが注目される。しかし、cm 単位の礫を含む著しい礫岩は、認められない。細粒碎屑岩相のなかに、碎屑源の白雲母片に富むシルト岩または細粒砂岩が、しばしば含まれる。なお、味噌川層の泥質岩には、炭化した植物破片が密集したシルト岩が、各処に認められる。また、生痕化石 *Helminthoidea* は、当図幅地域内の他の古生層におけるよりも、味噌川層の泥質岩にとくに多い。

味噌川層はチャート相に乏しい。処々にチャートの露頭が見られるけれども、一般に非常に薄層で、走向方向への連続性に乏しい。例外としては、分布地の南端、橋戸沢

西方のチャート層があげられる。このチャート層は、南隣の伊那図幅地域内の分を含めて、約 6 km にわたり、確実に追跡され、また、他種岩石の夾みをも含めて、その層厚は、最大 200m 以上にも及ぶ。また、図幅地域南西隅の、味噌川下流部のチャート層や、北方の中俣沢西方の、赤色チャートを伴うチャート層は、他岩石の夾みも含めて、最大層厚 100m 以上に達するが、走向方向に急激に衰え、消滅する。大きくみて、味噌川層分布地域のなかでも、北西端に近い（鎖川断層破砕帯沿いの）部分にチャート相が比較的多いが、中央部にはまったく発達せず、南西帯に近い（奈良井断層帯沿いの）部分には、わずかにチャートの、小レンズ状の薄層を、まれに挟むにすぎない。しかし、ある地域におけるチャートの発達の程度と、他の岩相型（粗粒砂岩相および細粒碎屑岩相）の様相との間には、相関関係は認められない。つまり、粗粒砂岩相と細粒碎屑岩相とは、チャート相の発達の程度とは無関係に、味噌川層分布地域の全域を通じて、ほぼ一様に分布し、かつ同様な様相を維持している。

味噌川層のチャート相は、一般に、輝緑凝灰岩を伴わない。例外としては、橋戸沢西方に厚いチャート層があり、これは、図幅地域外の南方延長部において、輝緑凝灰岩を伴う。また、このチャート層の東方には、輝緑凝灰岩の小レンズがあり、これが、当図幅地域内の味噌川層中に観察される、唯一の輝緑凝灰岩の露頭である。石灰岩も少なく、本図幅地域内では、味噌川層分布地の北部で、チャートの小レンズに石灰岩を伴うのが、唯一の例である。

味噌川層の一般走向は NE-SW であるが、南西部においては N-S に近い走向に変わる。傾斜の向きは一定せず、背斜と向斜とを繰り返している。また、分布地域南部では露出は良いが、北部では非常に露出が少ない。そのうえ、鍵層として有効な、連続性に富んだ特色ある岩層も少ない。このため、鍵層を追跡して、地質構造の詳細を解明することはできないが、北部地帯に較べて、地質構造が複雑であること、褶曲の波長が小さいことは、確かである。

このように、地質構造が複雑なため、走向に直交する各ルートでの、個々の断面をつなぎ合わせて、それからたゞちに、味噌川層全体の岩相層序を組み立てることはできない。北部地帯や南部地帯と同程度に、岩層による地層区分ができるとすれば、味噌川層は、おそらく、他の両地帯の 2 つ、または 3 つの地層にまたがる複合体であろう。少なくとも、橋戸沢のチャート層については、味噌川層中に挟みこまれた下位

層（南部地帯の藪原層）の、一断片である疑いがある。

味噌川層は、北西側に接する針尾・野俣層（北部地帯）とも、南東側に接する藪原層（南部地帯）とも、著しい断層によって分けられる。このため、本図幅地域内の観察だけでは、他の地層との、本来の層序関係は決められない。しかし、南隣の伊那図幅地域における構造関係からみて、味噌川層は、藪原層の上に整合に乗る地層と考えられる。

味噌川層の一部は、かつて、中生層と考えられたこともある。しかし、植物破片の密集したシルト岩の存在、白雲母片に富む堆積物の存在、粘板岩パッチを含む礫岩状の砂岩の多いこと、生痕化石 *Helminthoidea* の産出など、中生層説の根拠とみられる堆積相は、すべて、当図幅地域の古生層に共通するのみでなく、広く内帯各地の古生層にも見られる。また、チャートを含む地層（古生層）と整合であるし、褶曲の様子も古生層と異ならない。したがって、当図幅地域で味噌川層と同定した地層中に、中生層が含まれていないことは明白である。

なお、味噌川層北半部では、砂岩中に石英脈が多く発達している。とくに、小曾部川流域およびその西方山地では顕著である。規模は、厚さ数 10 cm 以内が普通で、ときに密集している。

II. 2. 5 南部地帯の古生層

藪原層

南部地帯の北西縁および北縁に沿った、幅約 3 km 内外の帯状の地域に分布し、南東に延びて、南隣の伊那図幅地域の藪原層に引き続く。

藪原層は、チャート相の著しい発達によって、特徴づけられる。すなわち、チャート・珪質粘板岩を主とし、泥岩を挟む岩相が、連続的に厚く堆積し、藪原層の大部分を構成する。塩尻付近の低い山地では、藪原層は非常に露出状態が悪く、山腹や山頂に突出する断片的な露頭の大部分は、純粋なチャートであり、一見、この地域の藪原層も、模式地におけると同様に、チャートの圧倒的に多い地層のように思える。しかし、沢沿いの各ルートでの観察によってわかるように、当図幅地域においては、bedded chert よりも、珪質粘板岩のほうが量的に遙かに優勢である。

珪質粘板岩は、多くの場合、絹糸光沢を示し、千枚岩状で、薄くはげ易い。色は淡緑色、または青味がちのミルク色のことが多い。また、珪質粘板岩のなかには、凝灰

質泥岩の、千枚岩化したものと、区別しにくいものも少なくない。珪質粘板岩は、水平方向にも、垂直方向にも、チャートに移化する。

チャート・珪質粘板岩中に挟まれる黒色泥質岩も、千枚岩質で、剝離性に富む。シルト質のものは少ない。

チャート中には、マンガン鉱床が多いが、大きい鉱体は見られない。

藪原層は輝緑凝灰岩に富む。とくに、分布地域の南西半の部分においては、層厚も厚く、連続性に富み、南西方向の模式地におけると同様である。しかし、北東半の部分においては、輝緑凝灰岩は著しく衰え、石灰岩中の夾みとしてまれにみいだされるにすぎない。

石灰岩はかなり多い。たいていの場合、石灰岩と輝緑凝灰岩層とは、伴っている。当図幅地域内の、藪原層分布地域南西半から、その南西方の図幅地域外（模式地）にかけては、石灰岩はレンズ状で、連続性に乏しい。しかし、北東半の地域では、石灰岩の厚さは増大し、とくに北東縁部、善知鳥山から大芝山にかけての尾根では、顕著に発達し、チャート・珪質粘板岩などの夾みをも含めて、層厚 300~400m 内外にも達し、約 4 km にわたり確実に連続追跡できる。このほか、塩尻南方の山麓にも、厚い石灰岩層が露出する。こゝでは、第四紀層に覆われて、断片的な露出しか見られないが、本来は、大芝山の石灰岩層に近い層厚と延長とをもつものと、推定される。このように、藪原層分布地域全体を通観すると、北東進するにつれて、石灰岩の発達が次第に良くなる傾向が認められる。この傾向が、輝緑凝灰岩の発達程度とまったく逆であることは、興味深い（第 1 表）。

第 1 表 藪原層の岩相変化

南	西	北	東
伊那図幅および塩尻図幅南西部地域		塩尻図幅北東部地域	
○純粋のチャートが多い		○珪質粘板岩が多い	
○輝緑凝灰岩は厚層で、連続性がある		○輝緑凝灰岩が少ない	
○石灰岩はレンズ状をなす		○石灰岩は厚層で、連続性がある	
○砂岩が非常に少ない		○砂岩が比較的多い	

石灰岩は一般に、かなり強く再結晶していて、本来の様相はほとんど失なわれている。しかし、局部的に見られる再結晶の弱い石灰岩から判断される限り、原岩は黒色の、かなり腐泥質のものが多い。また石灰岩角礫の集合といえるくらいに、石灰岩角礫をたくさん含む石灰岩が多い。このような角礫状石灰岩は、非角礫状の、白黒の平行な縞模様のある石灰岩と互層し、漸移する。石灰岩は、しばしば、チャートの薄層または縞と、こまかく互層している。このような細互層が、強く再結晶作用を受けると、石灰岩のみならず、チャートも再結晶して、チャートは石英脈状となり、不規則な *ptygmatic vein* の形をとることがある。再結晶が強いにもかかわらず、クリノイド化石だけは、残存している。とくに、黒色の角礫状石灰岩には、クリノイド化石が多い。

細粒碎屑岩相も、チャート相に較べて少量ではあるが含まれる。その砂岩は、細粒で、厚さ 10~20cm で、泥質岩と互層するのが普通である。砂岩は、分布地南西半には少ないが、北東半部には比較的多い。とくに、分布地域の東端、大芝山石灰層の南西側では、砂岩の発達が著しく、砂岩・泥質岩が、幅 600~700 m の地帯を構成する。このように、砂岩の異常に発達する所はもちろんのこと、そのほかの、細粒碎屑岩相発達地にも、粗粒砂岩相が共存することが少なくない。日出塩北方の本山付近や大芝山南東では、粗粒砂岩相の塊状砂岩のなかに、径 2~3 cm 以下のチャート礫を、含むものもある。粗粒砂岩相は、本山付近を南西限として、その南西には非常に少ない。地質図上では、細粒碎屑岩相と粗粒砂岩相とを区別せずに、“砂岩および粘板岩”として示してある。

南西方の模式地における藪原層に較べ、当図幅地域の藪原層は、砂岩に富んでいる。しかも、当図幅地域だけについてみても、砂岩が北西方に多くなり、南東方に少ない傾向がある。このような砂岩の発達程度の、地域的な変化は、次のように、チャート対珪質粘板岩の割合、輝緑凝灰岩の発達程度、および石灰岩の発達状態と関連性をもっている。

藪原層は、当地域の全古生層を通じて、化石により地質時代のわかる唯一の地層である。すなわち、善知鳥山の石灰岩採石場から、亀井節夫・その他 (1962)¹⁾ によって、さんご化石 *Waagenophyllum indicum* および腕足貝化石が発見されている。これら化石は、中部二畳系最上部ないし上部二畳系下部の、いわゆる *Yabeina* 帯を指示する。なお、藪原層の南西への 10 数 km 延長地点である、上松図幅地域内の、野尻の石灰岩

からは、紡錘虫化石 *Yabeina* が産出する。そのほか、当図幅地域内では、かつて日出塩付近で、輝緑凝灰岩中にアンモナイトを含む転石が発見されたことがあり、その出所は、藪原層の輝緑凝灰岩層に由来するものと考えられている。

藪原層は、一般に南東に傾斜し、模式地の藪原層と同様、大きく見て、南東に傾いた単斜構造をなす。しかし、局部的には北西に傾斜する部分もあり、小規模な向斜構造を示すこともあって、構造は、かなり複雑である。

北西側の、チャートに乏しい味噌川層と、藪原層を区別するのは、容易である。当図幅地域内では、味噌川層に対して、常に著しい断層（奈良井断層帯）により境され、本来の層序関係はみられない。しかし、南隣の伊那図幅地域では、味噌川層に整合に覆われる下位層とみられる。一方、藪原層と、その南東側に平行に分布する奈良井層との関係をみると、当地域内では、両層は断層で境されるが、伊那図幅地域においては、藪原層は、奈良井層に整合に覆われる。すなわち、藪原層は、中・南部地帯の最下部層である。

藪原層の下限はみられない。上限は、厚いチャートの出現するところを上限とする。層厚は 1,500m を下らないものと考えられる。

奈良井層

藪原層の南側に沿った、幅 5～6 km の地帯に分布し、南東にのびて、南隣の伊那図幅地域内の、奈良井層の模式地につながる。

奈良井層のもっとも注目すべき特徴は、細粒碎屑岩相が、著しく発達することである。細粒碎屑岩相のなかでは、泥質岩が、圧倒的に優勢である。泥質岩といっても、純粋な泥岩よりも、泥岩中にシルトのラミナを含んだものの方が多い。泥質岩は、層理に平行な剝離性に富み、藪原層の泥質岩の、不規則に割れる性質と対照的である。この差異は、両層の泥質岩の本質的な岩質のちがい（藪原層のチャート相中のものはラミナに乏しい）だけでなく、藪原層が奈良井断層帯の影響で、広く破碎されているという構造運動上の差異にも、対応するものであろう。泥質岩に伴う砂岩は、泥質岩に較べて量的に劣るばかりでなく、その粒度も砂岩としては細粒のものが多く、せいぜい中粒砂岩どまりであって、粘板岩パッチを含むような粗粒砂岩は、普通は、この岩相型に加わっていない。

特殊な場合として、小野の西方の、押野南方においては、層理・葉理のよく発達し

た泥岩・シルト岩を主とし、そのなかに厚さ数 cm の細粒砂岩が、ひんぱんに挟まれた互層がある。これは、砂岩→シルト岩→泥岩と、こまかく、規則正しく互層し、一見、フリッシュ型の互層を思わせる。しかし、野俣層にみられるリズミカル互層相のものに較べて、泥質部対砂質部の比が大きく、単位互層のなかにおいても、砂岩よりも泥質岩の方が厚い。この露頭のほぼ走向方向、WSW 数 100m の処には、粗粒塊状の砂岩層があり、しかも礫岩を伴ない、典型的な粗粒砂岩相をあらわしている。両者の層準が近いことは確かであるが、野外で、両者の直接的な連続関係が確認されたわけではない。したがって、上記の互層を、粗粒砂岩相の特殊な周辺相だと即断することはできないが、少なくとも、砂岩に富む細粒碎屑岩相と、典型的な塊状砂岩相とが、共存することだけは確実である。

粗粒砂岩相は少ない。図幅地域内でも、とくに西半部では、2～3 の局所的な例外を除いて、塊状砂岩層はみられない。しかし、東半部の一部地域では、粗粒砂岩層がかなり連続的に発達することもある。たとえば、霧訪山では、粗粒砂岩相が連続して 300～400m もの厚層をなしている。このような著しい粗粒砂岩相の一部に、チャート礫を含む礫質部を伴うこともあるが、その礫径は数 mm にすぎない。なお、霧訪山の塊状砂岩層の、上・下に伴うシルト岩の夾みの中に、植物破片の密集するものがある。

いずれにせよ、砂岩に乏しいことが、奈良井層の一特色であることは否めないが、南西方の模式地におけるのと比較して、当地域においては、砂岩がより多い。そして模式地をも含めて、大きく奈良井層全体の岩相の、横への変化をみると、砂岩が、南西方に非常に少なくなり、北東方に次第に増加する傾向が認められる。

奈良井層は、模式地におけると同様に、非常にチャート相に乏しい。すなわち、地域全体を通じて、チャートの露出は、非常に少なく、しかも、たいていは珪質粘板岩の 2～3 m またはそれ以下の薄層であって、いわば泥質岩中の例外的な単なる夾みにすぎず、その横への連続性も非常に乏しい。霧訪山の北部のものは例外で、チャートが顕著であるが、層厚は薄く、側方に急激に衰える。

奈良井層は、① チャート相に極端に乏しいこと；② 層理または葉理が発達し、かつ、それに平行な剝離性に富んだ泥質岩が非常に多いこと；により、北西側の藪原層および南東側の横川層から、容易に区別される。

当図幅地域内のたいていの地域では、藪原層と断層で接するが、霧訪山の北方では、

南西方の模式地におけると同様、藪原層の上に整合に重なる。一方、横川層に対しては、断層関係の処が多いが、小野付近においては、横川層に整合に覆われる。

奈良井層は、斜走断層により大きく2分され、北の地域においては、向斜構造が認められる。南の地域においては、大局的には、背斜構造をなすようである。このように、当図幅地域での奈良井層の構造は、伊那図幅地域で、南東に傾いた単純な単斜状構造をなすのと、著しく異なる。しかし、当図幅地内の北部の向斜の、北翼側に藪原層が、南部の背斜の南翼側に横川層が、それぞれ位置するという大局的な地層配列、つまり、北西側に下位層が位置し、南東側に上位層が位置するという点では、模式地における構造関係と同様である。

模式地では、層厚は2,500m前後と推定されるが、当地域においては、複雑な構造のため、奈良井層の層厚は不明である。しかし、1,000mを下らないと考えられる。

横川層

南隣の伊那図幅地域（模式地）では、幅約6kmの広い地帯に分布するが、本図幅地域では、南東隅の、比較的狭い地域に分布するにすぎない。

横川層は、チャート相の著しい発達により、特徴づけられる。すなわち、地層全体を通じて、各処にチャートが出現し、しかも、チャート相のみで、しばしば200~300m、またはそれ以上の厚層をなす。チャート相のなかでは、正常な *bedded chert* が大部分であって、珪質粘板岩は非常に少ない。チャートに伴なって、あるいはチャート層中に、小レンズ状の石灰岩がまれに産する。いずれも、藪原層中のものに較べて、遙かに小さく、連続性はまったく乏しい。横川層のチャート相は藪原層と異なり、少なくとも本図幅地域に関する限り、輝緑凝灰岩を伴わない。チャート中に、比較的大きいマンガン鉱床がしばしば発達するのも、横川層の一特色である。

横川層の、もう一つの主要な岩相型は、細粒碎屑岩相であって、それは奈良井層のものと同質的に変わらない。細粒碎屑岩相のなかでは、泥質岩が優勢であり、砂岩は比較的少ない。泥岩中にシルトのラミナや、細粒砂岩の厚さ1cm以下のすじが入った、縞状の岩石が多い。横川層にも、植物破片がラミナ状に密集したシルト岩が、まれにみいだされる。

特殊なものとして、層理のみえない黒色泥岩がある。この塊状泥岩層の内部には、肉眼では認めることのできない程度の、非常に細粒な石英・長石の粒子が、まばらに散在

するほかには、シルトの明瞭なラミナなどは、まったく発達しない。しかも、このような塊状泥岩だけで、数10m以上の厚層をなしている。この岩石は、硯の原石として採掘されている（巻末の図版II A）。なお、このタイプの岩石は、横川層だけでなく、奈良井層の上部（奈良井層の横川層への漸移部）にも含まれる。

粗粒砂岩相は、奈良井層におけると同様に、チャート相や細粒碎屑岩相に較べて少ないが、当図幅地域の東半部では、かなり多い。粘板岩パッチの多い塊状砂岩層も、処々にみられる。

小野の南方（雨沢の西方）には、礫状岩がみいだされる。礫状体はチャートで、一方にのびたものが多く、長径は1~2cm以下、角はやゝ丸味をおびてはいるが、それほど円磨作用を受けてはいない。これら礫状体は、粗粒砂岩層のなかの、ある部分だけに集中している。この礫状岩は、いわば、角礫岩と礫岩との中間型であり、遠くから運搬された礫を含む礫岩ではない。おそらく、堆積時の地向斜底の断層活動により、あるいはそれに関連して生じた地向斜底での *submarine sliding* または *slumping* により生じたチャート角礫の群れが、砂質物質を移動させつつあった地向斜底の、流れのなかにまきこまれ、あまり遠くない処に、砂などと一緒に、堆積したものであろう。つまり、その成因は、南隣の伊那図幅地域の桑沢層の礫岩と同様と考えられる。

横川層はチャートによって特徴づけられるとはいっても、この性質が当図幅の全域にあてはまるとは限らない。当図幅地域の西半部では、南西方の模式地におけると同様に、チャート相が優勢であるが、当図幅東端部に近づくと、チャート相は急激に衰え、その代わりに、砂岩・泥質岩が多くなる。つまり、小野の東方山地では、むしろ奈良井層を思わせる岩相を呈し、チャートは、局所的な小レンズをなすにすぎない。しかし、この奈良井層的な岩相も、西方では典型的な横川層的な岩相に漸移すること、マンガン鉱床を伴う石灰岩レンズが含まれること、および図幅地域東端部ではふたたびチャート相が優勢になること、の諸点からみて、小野東方山地のこの地層が横川層に属することがわかる。

横川層は、著しくチャート相に富むのを除けば、その他の性質では、岩相はほぼ奈良井層に等しい。一方、チャート相は、下位（奈良井層）から上位（横川層）へと次第に増加するのではなく、ほぼ一定の層準から上において、飛躍的に著しく発達する。したがって、チャート相だけに注目して、横川層は奈良井層から容易に区別できる。す

なわち、横川層の下限は、厚いチャート層の出現する下限とする。

南西方の伊那図幅地域では、横川層は NE-SW の一般走向と、SE に傾いた傾斜とをもって、比較的単純な構造をなすのに対し、当図幅地域では、構造は非常に複雑である。すなわち、南西方の模式地から北東進するにつれ、走向は NE-SW から次第に北にふれて NNE-SSW となり、当図幅東端部の地域では、ふたたび E-W に変わる、というように走向が一定でないばかりでなく、傾斜の向きや角度も処により変化し、地層は複雑に褶曲を繰り返している。たゞし、分布地域の北東半部、奈良井層に近接する地域では、断層により局部的に擾乱を受けている処を除いて、地層の傾斜は南東落ちであり、模式地におけると同様に、横川層が奈良井層の上に、整合に乗る上位層であることを示している。

II. 2. 6 各層の岩相の対比および古生層の対比試案

上記の各層の岩相を要約して表記すれば、第2表のようになる。

これら古生層のうち、藪原層以外は示準化石を欠くため、各層相互間は、岩相によって対比せざるを得ない。しかし、古生層の構造は非常に複雑なので、とうてい、その

第2表 古生層各層のおもな岩相

	粗粒砂岩相	細粒砂岩相	リズミカル互層相	チャート相	その他の特色
稲拔層	◎	○			
黒川層		◎		◎	
波多層	◎	◎			植物破片がある
野俣層			◎		
針尾層				◎	輝緑凝灰岩がかなり多い
味噌川層	◎	◎			植物破片がかなり多い
藪原層				◎	輝緑凝灰岩が多い
奈良井層		◎			植物破片がある
横川層		○		◎	

◎: 多い ○: 普通

詳細はきわめつくすことはできない。それ故、主要な岩相の特色に基づいて一つの“層”と同定したものが、実は、たまたま共通な岩相型をもった“地帯”にすぎない可能性も、当然ありうる。したがって、岩相の類似性をおもな根拠とする対比は、甚だ危険である。しかし、あえて対比するとすれば、一応、次のように考えられる。

1) 北部地帯の古生層と中・南部地帯の古生層との、本来の層位関係を示す直接的資料は、まったく得られない。唯一の手がかりとなるのは、北部地帯の針尾層と南部地帯の藪原層との間の、岩相の類似性である。すなわち両層は、① チャート相に著しく富むこと；② 輝緑凝灰岩がかなり多いこと；③ 碎屑物も少なくないこと；の3点において共通である。ところで、顕著なチャート相は、古生層の各層準に出現し、単にチャートの著しい発達ということだけでは、その地層の地質時代の推定にも、対比にも、役立つものではない。しかし、②および③の性質を兼ね備えている事実は、特徴的である。したがって、針尾層が藪原層に対比される可能性は大きく、その地質時代は藪原層と同じ（*Yabeina* 帯）と考えてよい。

2) 一方、北部地帯の針尾層より上位の古生層と、南部地帯の藪原層より上位の古生層とを比較すると、北部地帯の黒川層と南部地帯の横川層とは、岩相が類似し、とくに、チャートの著しい発達という点が共通する。したがって、黒川層と横川層とは、大体同じ層準に属する可能性がある。

3) もし、このような対比が許されるとしたら、当然、北部地帯の野俣層と波多層とを合わせたものが、南部地帯の奈良井層に相当することになる。ところが、野俣・波多両層の層厚は、全体で3,500m内外と推定されるに対し、模式地（伊那図幅地域）の奈良井層の層厚は、2,500m前後と推定され、奈良井層の方がかなり薄い。しかし、波多層には、奈良井層に較べて、粗粒砂岩相が多いのであるから、上記の層厚の差は、ほぼ同じ期間においても、北部地帯（野俣・波多層）では南部地帯（奈良井層）におけるよりも、堆積速度が大であった、として説明される。また、そのように対比する場合、チャート相に乏しいという共通性は別としても、北部地帯（下部の野俣層にはリズミカル互層が優勢、上部の波多層には粗粒砂岩相が優勢）と南部地帯（奈良井層の上・下部を通じて泥質岩が優勢）との間に、岩相の差異があり、それは同時異相と解釈するほかない。

4) 中部地帯と南部地帯との古生層の対比については、伊那図幅地域において、中

部地帯の古生層(味噌川層)が、厳密に言えば、味噌川層のなかの、少なくとも南東端の部分が、奈良井層に相当することがわかっている。両層はそれぞれ、藪原層の複背斜の両翼に、整合にかさなるからである。こゝで問題になるのは、味噌川層の上限である。つまり、南部地帯の古生層のどの地層にあたる部分までが味噌川層に含まれるか、という問題である。味噌川層には著しいチャート相は発達しないから、少なくとも味噌川層の大部分は奈良井層に相当する、と考えるのが妥当である。ただし、奈良井層の上位のチャート優勢層(横川層)に相当するものが、断層・褶曲により、味噌川層中に局部的に挟みこまれた断片が、味噌川層地域の一部のレンズ状チャートである、という可能性もないわけではない。

5) 北部地帯の波多層は、中部地帯の味噌川層に、非常に岩相が類似する。両層は対比される可能性は大きい。その場合、味噌川層は、波多層だけでなく、その下位の野俣層をも合わせたものに相当する、ということになる。なぜなら、北部地帯の下位チャート卓越層(針尾層)は、野俣層に直接整合に覆われ、南部地帯の下位チャート卓越層(藪原層)は、味噌川層下部に直接整合に覆われるからである。ところで、野俣層は、リズムカル互層により特徴づけられるし、味噌川層は粗粒砂岩に富むから、両層の岩相はかなり異なる。けれども、味噌川層の一部にも、リズムカル互層が部分的に発達するから、両層の岩相が横に移り代わると考えても、決して不自然ではない。要するに、味噌川層は、野俣層と波多層とを合わせたものに相当する、と考えられる。

以上に述べてきた、岩相による地層対比の試みを要約すれば、第3表のようになる。当図幅地域の古生層のうち、化石により地質時代のわかるのは、藪原層だけである。

第3表 古生層の地層対比試案

黒川層		桑沢層*
波多層		横川層
野俣層	味噌川層	奈良井層
針尾層	藪原層	藪原層
(北部地帯)	(中部地帯)	(南部地帯)

* 南隣伊那図幅域内に分布

すなわち、すでに述べたように、藪原層の南西延長とみられる地層中の石灰岩レンズ(上松図幅地域の野尻石灰岩)から、*Yabeina katoi* が産出している。したがって、藪原層は、上部二畳系最下部である。最近、当図幅地域でも、善知鳥山の石灰岩から、*Waagenophyllum indicum* が発見された。これは *Yabeina* 帯に普通に見られるさんご化石であるから、この産出も、藪原層が *Yabeina* 帯に属することを、裏書きしている。

藪原層は中・南部地帯の最下位層であるから、これら両地帯の古生層は、すべて上部二畳系に属することになる。

北部地帯の古生層については、地質時代を定めるべき直接的資料は得られないけれども、第3表の岩相による対比試案によれば、北部地帯の古生層も、すべて上部二畳系に属することになる。

稲核層については、その地質時代を推定する手がかりは、まったくない。たゞ、梓川北方の古生界は、従来、梓川層群とよばれ、少なくともその一部は、中部二畳系下部(*Parafusulina* 帯)に属することが知られている。おそらく、稲核層も、梓川層群の一部で、中部二畳系ないしはそれに近い層準に属するものと、予想される。

II. 2. 7 古生層の地質構造の骨組み

走向変化のあらまし

大きくみて、古生層の一般走向は NE-SW であるが、図幅南西部地域では、走向は南北性に近くなり、NNE-SSW となる。この部分において走向が変化することは、図幅地域範囲外の南南西方(伊那図幅地域)に発達する NNW-SSE 方向の、水平移動を主とする flexure 性の神谷断層帯の、影響範囲内に入ることに、ほかならない。

また、図幅南東端の地域でも、とくに横川層において、走向の著しい乱れが見られる。すなわち、NE-SW の一般走向は、北東進するにつれて、しだいに NNE-SSW となり、次いで E-W に変わり、遂には反転して WNW-ESE となる。つまり、大きく見て走向線は、北に突出したアークを描く。この地域がフォッサ・マグナの周辺地帯であることからみて、その走向の異常性とフォッサ・マグナの運動との相関関係が推定される。おそらく、前者は、後者の先駆運動を表わすものであろう。

断層系

古生層には、走向に平行に、あるいは斜交して、数多くの断層が発達する。このなかで、古生層の地質構造に重大な意義をもつものに、奈良井断層帯・鎖川断層破碎帯、および黒川断層破碎帯の3走向断層帯がある。

1) **奈良井断層帯**：南隣の伊那郡幅地域において、藪原層の北西縁、またはその複背斜の軸部に沿って発達する、著しい断層帯である。その北東延長が、当図幅地域内において、ほぼ奈良井川の流路に沿って、NE方向にのびる。この断層帯のため、北西側の味噌川層と南東側の藪原層とが断層で接するばかりでなく、境界線の両側で、両層の内部に、数多くの小断層が生じている。

味噌川・藪原の両層の実際の境界をなす断層線は、現在の奈良井川の、直線状の流路とは厳密には一致せず、むしろ、地形上はあまり明瞭でない。地形にははっきり表われているのは、むしろ、奈良井断層帯の副次的な分枝である、桑崎—牛首峠—小野を結んだENE-WSW方向の断層である。この分枝断層は、新しい地質時代に活動し、古生層山地の地塊化をもたらしている。

藪原層の incompetent な岩石（珪質粘板岩や泥質岩）の千枚岩状化は、奈良井断層帯の活動に関係したものと、みられる。したがって、当断層帯の主要活動は、古生層前にの主要褶曲構造完成時期に、つまり、おそくとも白堊紀古期、またはそれ以後に生じたとみられる。なお、桑崎—牛首峠—小野を結ぶ断層線に代表されるような、新しい断層活動には、図幅地域東端部における第四系と古生層との分布状態からわかるように、第四紀になってからの再活動が含まれる。

2) **鎖川断層破碎帯**：ほぼ鎖川—野俣沢に沿って発達し、南東側の味噌川層と北西側の針尾・野俣層とを、断層で境させるばかりでなく、両側の地層内にも、各処に断層を生じさせている。これら断層の多くは、その擾乱による生成物が未凝固で、崩壊をもたらしており、かなり新しい時代に断層活動のあったことを物語っている。しかし針尾層の incompetent な岩石（珪質粘板岩や泥質岩）が、全面的に千枚岩状を呈することは、当断層帯の原型が、かなり古い地質時代に生じたことを表わしている。

針尾層が分布地域中部では、北西に傾いた単斜状構造をなすが、針尾の南方の小地塊では、明瞭な背斜構造をなすことなどからみて、本質的には、鎖川断層破碎帯は、針尾層の形成する背斜軸に沿って生じた断層帯と、考えられる。おそらく当断層帯も、

古生層の主要褶曲完成時に、発生したものであろう。

鎖川断層破碎帯の南西延長は、味噌川上流部の断層に求められるが、さらにその南方への延長は不明である。

3) **黒川断層破碎帯**：ほぼ黒川沿いの、NE-SW方向の断層破碎帯である。前記の2断層帯に比較して、地形的にあまり明瞭でない。

当断層帯の南東側の、黒川層（および波多層の一部）が全面的に強く破碎され、著しい礫状岩が生じていること、しかも礫状岩が完全に固化しており、このような現象の一部は北西側の稲核層の一部にも及んでいること、などからみて、黒川断層破碎帯が、古い地質時代に激しく活動したことは、明白である。ただし、当断層帯には、未固化の断層成物を伴った小断層や崩壊が、現在も認められ、新しい地質時代にも再活動のあったことを、示している。

いずれにせよ、黒川断層破碎帯は、先に述べた2断層帯に較べて、地質構造の上からいえば、むしろ、より大きな意義をもっている。というのは、中部二畳系の梓川層群の一部とみられる北西側の稲核層と、南東側の上部二畳系とみられる北部地帯古生層とを分ける大断層であるからである。

4) **その他のおもな断層——梓川破碎帯**：上記のほかの、顕著な走向断層としては、梓川破碎帯があげられる。すなわち、梓川の両岸には、到る処に小断層が発達し、稲核層は破碎され、こまかい割れ目が発達し、しばしば崩壊をおこしている。この梓川破碎帯は、明らかに、新しい地質時代に活動した走向断層帯であり、その弱線をうがって、梓川は北東流している。

5) **斜交断層と地塊化運動**：地層間の境界の横ずれ、または鍵層の大規模な横ずれによって確認される顕著な斜交断層も、少なくない。斜交断層のなかでも、地層のそれによる横ずれの量の大きいものほど、つまり、基盤地質構造上の意義の大きいものほど、逆に、地形への表われ方が少ない。しかも、各地塊ごとに、地層の褶曲構造や構成岩石が、いくぶん異なる。これらの事実から、斜交断層による地塊化運動の発生が、少なくとも一部は、古い地質時代（おそらく古生層の主要褶曲形成の末期）にさかのぼることがわかる。

地塊化構造は、南部地帯の東部など、古生層山地の、フォッサ・マグナ低地帯に面する周辺部において、とくに顕著である。また、斜交断層の大部分は、南北性～北西-



図版6 フォッサ・マグナの擾乱の影響で崩壊しやすくなった山地（山形村）
図版では白色になっているが山肌は実際には黄褐色を呈する

南東方向であり、フォッサ・マグナ低地帯の伸びの方向に、ほぼ平行である。したがって、古生層山地周辺部の強い地塊化運動が、フォッサ・マグナの運動と関連性をもつこと、あるいは、その先駆をなすことがうかがわれる。おそらく、第三紀のフォッサ・マグナは、このような基盤の弱線に沿って生じたのであろう。

なお、古生層山地と平野部との接する付近、とくに山形村上大池付近の野俣層や洗馬村下小曾部付近の味噌川層は、著しく擾乱をうけている（図版6）。これは、おそらく、フォッサ・マグナ西縁の破碎帯を表わしているのであろう。

褶曲構造

褶曲様式は、南部、中部および北部の各地帯で異なる。

1) **南部地帯**：南隣の地域（伊那図幅地域）では、藪原層の複背斜構造の南東翼に、奈良井層→横川層→と順次南東側に、より上位の地層が分布し、これらが南東に傾斜した単純な構造を示している。それに引きかえ、当図幅地域では各層とも、小褶曲を繰り返す、褶曲構造は複雑である。しかし、北西側から南東側へと、藪原層→奈良井層→横川層とならぶ地層の、大局的配列は同じである。また、各層の傾斜の向きは一定でないとはいえ、下位層が上位層に接する付近では、傾斜は南東落ちで

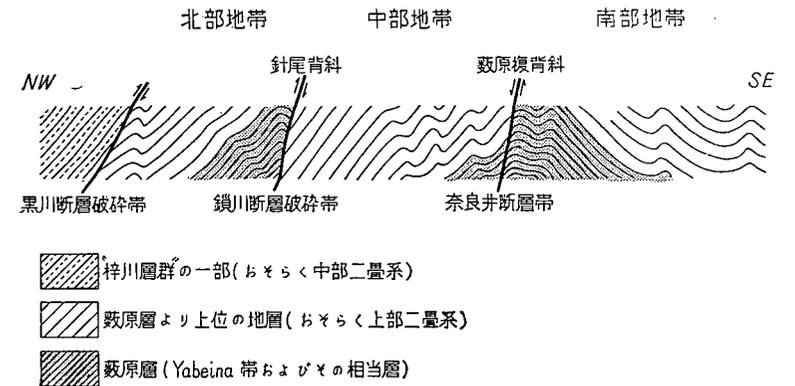
ある。また、南部地帯全体を通観して、南東傾斜が優勢なことも否めない。すなわち、南部地帯の基本的構造は、藪原層を複背斜軸部にもつ一大複背斜—藪原複背斜—の、南翼として、把握される。

傾斜は一般に急で、60°内外のことが大部分であるが、横川川南岸の横川層においては、20~30°の低角度をなす部分も、処々に見られる。

2) **中部地帯**：この地帯の古生層（味噌川層）は、小規模な褶曲を繰り返している。とくに南東半の地域では、この傾向が著しい。しかし、北西半の地域では、構造は単調で、傾斜は一般に北西である。当図幅地域全体を通じて、中部地帯は、奈良井断層によって、南部地帯から画然と分けられているけれども、伊那図幅地域の西端部では、中部・南部の両地帯の分化は明瞭でなく、奈良井層（その南東部の岩層）は、藪原複背斜の北西翼を形成している。これらの事実を考え合わせると、中部地帯の褶曲構造の本質は、藪原複背斜の北西翼として把握できる。

傾斜は一般に高角で、60°以上のことが多い。

3) **北部地帯**：北部地帯の大部分の地域では、古生層の褶曲構造は、比較的単調で、南東側から北西へと、針尾層→野俣層→波多層→黒川層と、順次、上位層が配列し、傾斜は北西方向である。このように、北部地帯の主地域では、単斜状構造が認められるが、南東縁の針尾南方の小地塊では、明瞭な背斜構造が発達する。したがって、北部地帯の褶曲構造は、全体として、針尾層を背斜部にもつ一大背斜構造—針尾背斜—



第2図 古生層の模式断面図

の、北西部を代表するものとして、把握される。なお、当図幅地域の北辺の一部では、波多層は、小向斜構造をなしている。

傾斜は一般に 60° 以上の高角度であるが、図幅北部の野俣層や波多層下部においては、20° 内外の低角度の傾斜が目立っている。

以上に述べてきた地質構造を総合し、解釈し、それを模式的に概念的に表わすと、第 2 図のようになる。

II. 2. 8 広域変成帯

図幅地域北西地区をのぞき、古生層および次項の岩脈 (I) には、領家変成作用によって再結晶鉱物を生じている。ただし、領家帯としてはもっとも変成度の弱い部分であって、再結晶作用は不完全であり、この変成作用に際して生じた片状岩もまれにしか存在しない。それ故、肉眼的には非変成層と区別することはほとんどできない。

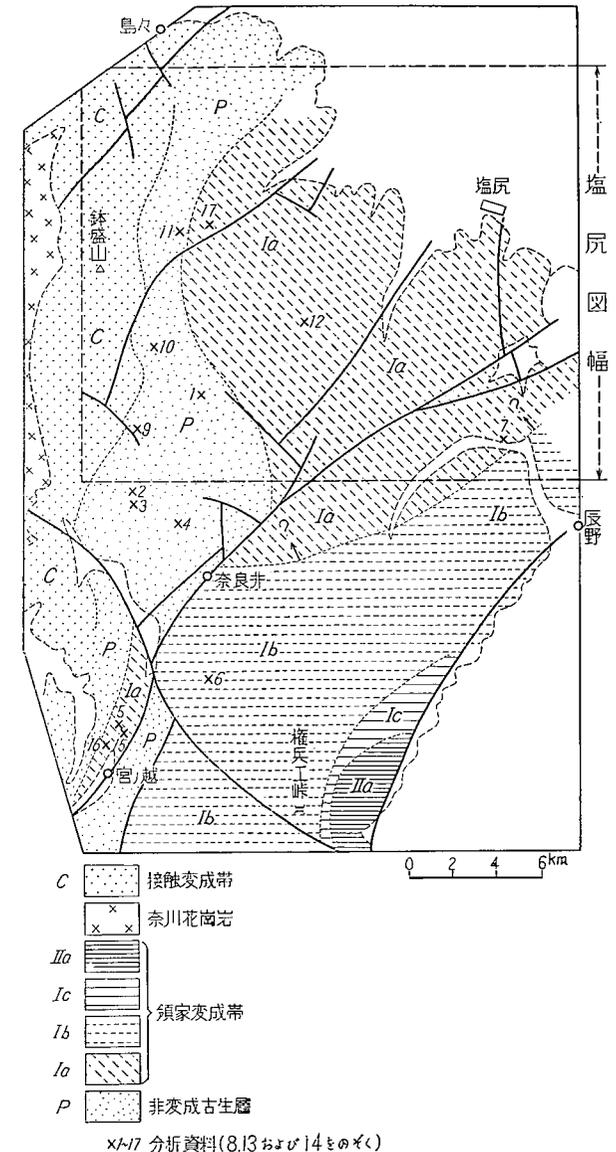
すでにこの地方から中央アルプスにかけての領家変成岩類は、大きく 3 分帯されている。すなわち、I 帯=黒雲母粘板岩帯、II 帯=片状ホルンフェルス帯および III 帯=縞状片麻岩帯である。そしてこの図幅地域には、I 帯=黒雲母粘板岩帯の低変成度の部分が分布している。以下に、この図幅および南隣伊那図幅地域に広がる I 帯について、粘板岩および輝緑凝灰岩源の変成岩類の構成鉱物の概略をのべる。

まずこの帯は、さらに 3 亜帯に分帯することが可能である。いまこれを Ia, Ib および Ic 亜帯とする^{註2)}。この分帯は、主として輝緑凝灰岩中に再結晶した鉱物を標準にしたものである。しかしこの岩石は全体から見ると少量の分布岩であるため、その境界線はくわしくはわからない。しかし大略は第 3 図のようである。

輝緑凝灰岩 (橄欖石玄武岩または橄欖石輝石玄武岩)

A もっとも低変成度の地帯中の、ほとんど非変成の熔岩流についてみると (伊那図幅地域、宮の越北方など)、橄欖石玄武岩と橄欖石輝石玄武岩とがあり、前者は橄欖石と斜長石 (オリゴクレーヌ~アンデシン) を主とし、後者は普通輝石またはチタン輝石・橄欖石および斜長石を主とする。いずれも分析値および鏡下の性質からみて、やゝアルカリ岩質であると考えられる。また両者とも

註2) Ia 亜帯は伊那地質図幅説明書で S₁ 亜帯とした部分に、Ib および Ic 亜帯が S₂ 亜帯とした部分に相当する。



第 3 図 塩尻地質図幅およびその近傍の領家帯の変成分帯

(領家変成作用以前の) 変質作用をうけており、変質鉱物としてはチタン石・白チタン石・炭酸塩鉱物・緑泥石・ウラル石・粘土鉱物などを生じている。

B Ia 亜帯

粘土鉱物は消失し、黒雲母が生じ始める。この岩石に黒雲母の生じ始める処(線)は、粘板岩における線とほぼ一致する。その他、緑泥石・白雲母・緑簾石および曹長石が生じており、緑泥石は光学性は負である。

C Ib 亜帯

ほぼ完全に再結晶する。緑泥石に伴って緑閃石が晶出する。緑泥石はすべて光学性正である。

D Ic 亜帯

緑閃石に伴って青緑色の普通角閃石が晶出を始める。白チタン石は存在しなくなり、白雲母・緑泥石も減少する。

粘板岩(泥質岩およびシルト岩)

A 非変成粘板岩

一般に、石英・斜長石・微斜長石・炭質物・白雲母および少量の黒雲母・鉄鉱・緑泥石を主とする。白雲母には砕屑鉱物と同時に、2 次的なイライトと称されるものが多い。緑泥石も 2 次的なものが多い。

B 漸移的な岩相

この岩相は非変成帯と変成帯との境界に、1～2 km にわたる地帯の処々に発達するし、図の Ia 亜帯とした部分でもときどきみいだされる。黒雲母はみいだし難いが白雲母が増し、白雲母とも黒雲母とも区別し難い淡黄褐色の雲母が生じている。

C Ia 亜帯

淡褐色の黒雲母が少量点散して晶出する。細かい白雲母が多くなる。

D Ib 亜帯

黒雲母の量を増し、ときにクロット状に集合している(伊那図幅地内桑沢山東方など)。少量の青緑色の電気石がみられることがあり、高変成度の部分ではまれに海綿状の堇青石の結晶が生じ始めている(伊那図幅地内横川川王滝沢)。

E Ic 亜帯

再結晶が進み、弱い片理が生じ始める。伊那市北沢のチャート質粘板岩中には、柘榴石および堇青石の斑状結晶を生じている(伊那地質図幅説明書、図版 8 および分析値 5, 参照)。

なお、石灰質岩石中では、石英と共存するドロマイトが I 帯中では安定である。

II. 2. 9 古生層の化学成分

この図幅地域から、伊那図幅および木曾福島図幅両地域にかけての、非変成古生層および弱変成古生層〔泥岩・シルト岩・細粒砂岩・粗粒砂岩および輝緑凝灰岩(玄武岩)〕の分析値を第 4 表にあげる。

この地方の古生層の化学分析値に関しては、すでに原村寛(1961)¹⁸⁾と大木靖衛(1961)¹⁹⁾によるものがあり、伊那地質図幅説明書²⁰⁾にも示されている。以上の諸分析から知られる、古生層の化学成分上の特徴をごく簡単に記述すると²³⁾²⁴⁾,

① 泥岩・シルト岩および細粒砂岩は、比較的 CaO 成分に乏しい。また Na₂O / K₂O 比が大きい。

② 粗粒砂岩の化学成分は、これまで一般に考えられたアルコース砂岩の化学成分とグレイワッケの成分との中間を示す。

③ 輝緑凝灰岩は、玄武岩としては、CaO が少なく、Na₂O と H₂O の多いが目立つ。また、TiO₂ や Fe₂O₃ + FeO が比較的多い。全体としてみると、いわゆるスピライトに類似した成分を持っている。

II. 3 岩脈類(I)

II. 3. 1 玢岩類

玢岩類は幅数 m 内外の岩脈としてみられ、岩質から大きく 2 者にわけることができる。

その第 1 は角閃石玢岩である。新鮮な面では緑色～淡緑色を、風化面では灰色を呈する。一般に細粒であるが、岩体により、部分により幾分粒度を異にする。その代表的なものは、針尾西方の曾倉沢に転石としてみられるものである。露頭としては、曾

第4表 古生層およびその変成相の化学成分

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	9K47	1S53	1S55	1S30	7K28	6K146	6K165	6K503	9K9	9K36	8K17B	7K233A	11K83A-1	11K83A-2	7K27	7K25	10K134A
SiO ₂	59.50	59.22	58.06	62.60	64.34	69.70	56.24	74.59	70.54	70.82	74.40	69.60	78.24	74.73	44.40	45.31	45.10
TiO ₂	0.78	0.83	0.71	0.73	0.75	0.62	0.98	0.49	0.55	0.57	0.26	0.31	0.30	0.28	4.00	3.45	2.20
Al ₂ O ₃	18.49	18.45	18.81	15.89	17.29	14.59	19.75	10.84	12.14	12.62	9.75	11.31	10.82	10.91	16.34	14.61	14.98
Fe ₂ O ₃	3.62	3.46	4.12	3.85	1.64	2.40	3.21	1.19	2.07	2.32	0.78	0.76	0.48	0.35	2.47	4.68	1.95
FeO	2.35	2.01	2.12	2.29	3.50	1.69	3.84	3.46	3.19	0.99	1.17	1.11	1.84	1.87	10.23	8.07	9.39
MnO	0.02	0.01	0.03	0.01	0.04	0.01	0.01	0.02	0.05	0.01	0.01	0.04	0.07	0.19	0.14	0.17	0.16
MgO	2.18	2.20	2.25	2.22	2.30	1.51	2.61	2.00	1.86	1.59	1.13	1.22	0.80	0.74	4.70	5.99	9.41
CaO	0.26	0.34	0.26	0.16	0.47	0.21	0.10	0.35	1.08	0.15	2.56	4.23	2.13	8.51	5.34	8.12	5.67
Na ₂ O	1.69	1.62	1.16	1.16	1.70	3.16	2.55	1.94	2.18	1.82	2.63	2.96	2.12	0.27	4.53	4.07	3.84
K ₂ O	4.31	4.42	4.54	3.51	4.76	2.60	3.96	1.75	2.31	3.61	3.01	2.66	2.37	0.12	0.46	0.42	0.33
P ₂ O ₅	0.24	0.18	0.19	0.23	0.15	0.16	0.16	0.19	0.19	0.13	0.10	0.13	0.09	0.14	0.572	0.48	0.25
H ₂ O(+)	4.10	4.05	4.46	3.77	2.30	2.11	4.31	2.77	2.59	2.94	1.02	1.39	0.64	0.75	4.48	3.91	5.21
H ₂ O(-)	0.82	0.93	1.30	0.93	0.32	0.32	0.46	0.08	0.08	0.53	0.20	0.18	0.08	0.02	0.44	0.27	0.34
							C=1.75		CO ₂ =0.93			CO ₂ =3.97			CO ₂ =2.01	CO ₂ =0.05	CO ₂ =0.88
Total	98.36	97.72	98.01	97.35	99.56	99.08	99.93	99.67	99.76	98.10	97.02	99.87	99.98	98.88	100.26	99.60	99.71

分析者： 大森えい技官・山田貞子技官

- 1：泥岩；長野県西筑摩郡木祖村味噌川池の沢
- 2：泥岩；岩手県同村味噌川上流
- 3：泥岩；同 上
- 4：泥岩；同郡同村塩沢
- 5：泥岩，やゝ珪質；同郡同村吉田
- 6：シルト岩ないし細粒砂岩；同郡奈良川村奥塩水
- 7：泥岩，細粒質；上伊那郡辰野町渡戸
- 8：細粒砂岩；西筑摩郡福島町行人橋近傍（木曾福島図幅地内）
- 9：細粒砂岩；同郡木祖村味噌川上流

- 10：細粒砂岩；同郡同村同川上流
- 11：粗粒砂岩（グレイワック）；東筑摩郡朝日村鎖川野俣沢
- 12：粗粒砂岩（グレイワック）；同郡洗馬村小首部川上流
- 13：粗粒砂岩（グレイワック）からの片麻岩，黒雲母によりチョコレート色を呈する部分；上伊那郡西春近村オツ越東方（伊那図幅地内）
- 14：同上，輝石により緑色を呈する部分
- 15：輝緑凝灰岩，橄欖石玄武岩；西筑摩郡日鏡村山吹山北方
- 16：輝緑凝灰岩，橄欖石輝石玄武岩；同郡同村山吹山南方
- 17：輝緑凝灰岩，輝石（ウラル石化）玄武岩；東筑摩郡朝日村御馬越

倉沢最上流部、その南方、鎖川中俣沢上流などに認められる。

第2の玢岩はより細粒、より淡色の岩体で、鏡下でみると、第1のものより珪長質であり、変質作用を強く受けていることが特徴である。炭酸塩鉱物などの形成のため、岩質のくわしいことは不明であるが、一般に斜長石・石英・黒雲母などからなり、それらの量比や組織には、岩体による差異が大きい。上記の露頭以外の大半のものがこれに属する。

II. 3. 2 石英斑岩

この岩石は、幅10m内外の細粒質の岩脈であって、味噌川上流および鎖川野俣沢上流に露出し、新鮮な面では灰白色であり、風化面では黄褐色を呈する。

鏡下でみると、珪長質の石基中に、石英・斜長石および雲母の斑晶が点在している。

なお、この岩脈類（I）は、伊那図幅地内の資料によると、領家変成作用を受けているのであるが、この図幅地内では、低変成部に分布しているため、変成作用の影響はほとんど認められない。

II. 4 奈川花崗岩類および接触変成岩類

花崗岩類は、図幅地域北西隅付近に、小岩体として数岩体みいだされる。これらの岩体は、図幅地域を西にはづれた奈川・大白川流域に南北に細長く露出する花崗岩（奈川花崗岩）から分枝したものである。

この地域では全般的に周辺の岩相であって、ペグマタイト質・半深成岩質などで、岩質に変化が多く、ほとんど常に白雲母を伴っている。

G_1 とした岩体はもともと花崗岩質なものであり、やゝペグマタイト質の中粒白雲母黒雲母花崗岩である。

G_2 としたものは岩脈状岩であり、微文象組織を有する花崗斑岩である。

なお、 G_1 の岩体の周辺部には多数のペグマタイト脈が発達している。

奈川花崗岩類貫入の影響で生じた接触変成帯の分布範囲は第3図に示した。

一般に粘板岩および砂岩は黒雲母の再結晶によってチョコレート色を呈する。また



図版 7 黒川上流の奈川花崗岩の露頭
ほぼ垂直の粗い節理が発達している

砂岩の一部には、角閃石などの生じた淡緑色の変成岩も生じ、それがしばしばチョコレート色の部分に脈状に侵入した状態を示している。なお、粘板岩には董青石の径2～3mmの結晶が晶出していることもあり、野田勢次郎（1921）²⁾ および小林国夫（1955）⁸⁾ によれば、隣接地区には紅柱石も報告されている。

II. 5 岩脈（II）

II. 5. 1 輝緑岩

輝緑岩は、塩尻市南方山中などにみいだされた。幅数mほどの緑色の岩脈で、岩質

はやゝもろく、広域変成作用を受けていない。

鏡下で観察すると、主として斜長石と単斜輝石および鉄鉱からなり、その他緑泥石・粘土鉱物などの2次的鉱物が多い。

II. 6 安山岩 (I)

この安山岩は、朝日村針尾南方の尾根を覆って露出する小岩体で、黄褐色で比較的もろく、岩質は石英安山岩質の安山岩 (V=久野久の分類, 以下同様) である。産状はよくわからないが、岩脈ではないらしい。

鏡下で観察すると、斑晶は斜長石・紫蘇輝石・鉄鉱および少量の普通輝石からなり、紫蘇輝石には普通角閃石や黒雲母などの小型結晶を包有しているものがみられる。石基は微細な珪長質鉱物を主とする、鱗珪石を生じた孔隙が発達し、また粘板岩などの異質の包有物も散在している。

なお、鎖川野俣沢上流 (三角点 1,993.9 の南方) には、玄武岩 (IVb) の転石がみいだされた。この岩石は、斑晶は橄欖石 (ピコタイトを含むことがある)・斜長石 (少量) および普通輝石 (極少量) からなり、石基は斜長石・普通輝石・橄欖石・鉄鉱・アルカリ長石および黒雲母からなる。

II. 7 安山岩 (II)

この安山岩は小野東方の、ゆるく開析された山体を構成する。露出の状態は良くないが、全般的にみて、地形的に比較的低所の山麓部には、凝灰角礫岩を主とする火山碎屑岩類 (およびその崖錐性の堆積層?) が、比較的高処には熔岩が分布するらしい。3ヵ所の露頭に関する岩石学的事実の概要は以下のようなものである。善知鳥峠付近の熔岩 (?) は、普通輝石紫蘇輝石安山岩 (Vd) に属する。斑晶は斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および鉄鉱からなり、2種の輝石は平行連晶している。石基は斜長石・紫蘇輝石・鉄鉱および少量の普通輝石からなり、その間を微粒の珪長質鉱物 (一部ガラス?) が満たしている。また鱗珪石の発達した孔隙が生じている。

勝弦西方の山腹の石切場の熔岩は、角閃石オパサイト含有紫蘇輝石普通輝石安山岩

(VI d) である。斑晶は斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱および微量の角閃石オパサイトからなる。斜長石には微細な包有物が多く、2種の輝石は平行連晶していることがある。石基は斜長石・普通輝石・鉄鉱・紫蘇輝石およびアルカリ長石からなり、孔隙には鱗珪石が生じている。また2種の輝石は平行連晶していることがある。

小野東方 (図幅地域東端尾根) の熔岩 (?) は、橄欖石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vd?) である。斑晶は、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石および鉄鉱である。2種の輝石は平行連晶することがあり、橄欖石は普通輝石の細粒結晶に取りまかれている。石基は斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱およびガラスからなり、2種の輝石はしばしば平行連晶している。

この安山岩は、西隣図幅地域の諏訪湖周辺に、模式的に発達する塩嶺累層に対比される。Momose ら (1959)¹⁴⁾ によれば、これは鮮新世末ごろの、主として火山岩類からなる層である。

II. 8 第四紀層

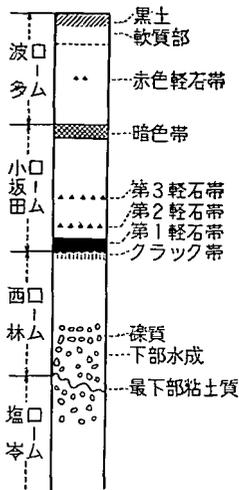
(扇状地および段丘堆積層・沖積層)

図幅地域北東部の低地 (松本盆地南部)、および各河川の流域の扇状地と段丘には、主として礫層からなる第四紀の河川堆積物と、火山灰層 (いわゆる信州ローム) とが分布している。これらの第四紀層は、かなり厚く、松本盆地中心部では、100m 以上の層厚をもつが、盆地周辺部、たとえば塩尻市大門では、深度約 75m で基盤の古生層に達する²⁵⁾。これらの堆積物については、古くから研究が行なわれているが³⁾⁶⁾⁹⁾、最近になって、小林国夫は、主として鎖川流域および塩尻東方の堆積層および信州ロームの研究、ならびに第四紀層の示す地形面の識別に基づいて、第四紀層を区分した⁴⁾⁵⁾¹³⁾¹⁵⁾¹⁷⁾。そのほか、この図幅地域には、高ポッチ山塊の西斜面 (図幅地域北東部) の、崖錐性堆積物がある。

なお、本項の記述はおもに、小林国夫 (1960,1961)¹⁵⁾¹⁷⁾ の研究によるものである。

II. 8. 1 信州ローム

松本盆地南部から、伊那谷北部にかけての地域の信州ロームは、どの地域でもかな



第4図 小坂田型信州ロームの標準層序
(小林国夫(1961)による)

り共通した層序を示している。このため、これらは、小坂田型信州ロームと呼ばれる。模式地である塩尻東方の、小坂田公園における標準層序は、第4図のようである。

1) 波多ローム：最上位のローム層。波多面（地形面に関しては次項参照）上での層厚は、普通2m内外であるが、より低位の森口面上では、1mまたはそれ以下である。色は鮮明な褐色で、上部30~40cmは軟質で、色はとくに鮮明である。下部の硬質部は、乾くと柱状に割れる。まれに、1~2帯の暗色帯がみられる。中部には、まれに、ごくわずかの

赤色の軽石片が含まれている。下部にはわずかのスコリアが混在しているが、軽石片は、普通にはみられない。このローム層の起原は、乗鞍火山である。

2) 小坂田ローム：小坂田公園付近における高位の“段丘”面（=小坂田面）上では、風成である。層厚は、変化しやすいが、小坂田付近で厚さ3mに達する。波多ロームに較べて、褐色の程度が劣り、粘土化が進んでいる。一般に軽石質で、下部ほど軽石片が多い傾向がある。

3層の著しい降下軽石帯を含み、最下位の第1軽石帯は、本ローム層の最下部を構成し、層状で厚く（厚さ30cmまたはそれ以上）、白色を呈する。第2軽石帯は、黄色、第3軽石帯は黄色または赤色である。小坂田付近や、図幅地域北東部の赤木山などの低い地域では、狭義の扇状地礫層（柿沢礫層・小野沢礫層上部層；礫層に関してはII. 8. 3項参照）のなかに、小坂田ロームの降下軽石と同じ軽石層が含まれている。このことは、低地では、小坂田ローム層が水成相であることを示している。なお、特異な岩相として、赤木山の南部では、本ローム層の上部に礫（第三紀の安山岩・砂岩・石英閃緑岩など）が多数含まれるが、これは水成相ではない。

小坂田ロームの最上部、つまり波多ロームとの間には、暗色帯（風化帯）が発達す

る。一方、最下部（第1軽石帯）は、下位の西林ローム層最上部の風化帯上に、非常にはっきりした境界をもって重なる。小坂田ロームの起原は御岳火山である。

3) 西林ローム：最下位のローム層・模式的な西林ロームは礫を含まず、均質、細粒、無層理で風成である。色は、全体としてチョコレート色で、著しく風化が進んでいる。粘土分が多いため、粘着性が強い。風成相は、図幅地域東端部（高ボッチ山麓）に分布し、小坂田公園付近では模式的な露出がみられる。

小坂田付近では、層厚1m内外である。下位に向かって、次第に角礫が入るようになり、水成のローム質砂礫層に移化する。この河川堆積層は、小坂田礫層と呼ばれる。

西林ロームの最上部、つまり、上位の小坂田ロームに接する部分には、厚さ20cm内外の、顕著な暗色のクラック帯（風化帯）が発達する。西林ローム層の起原も、御岳火山と思われるが、詳細は不明である。なお、本ローム層に覆われる段丘面は、みられない。

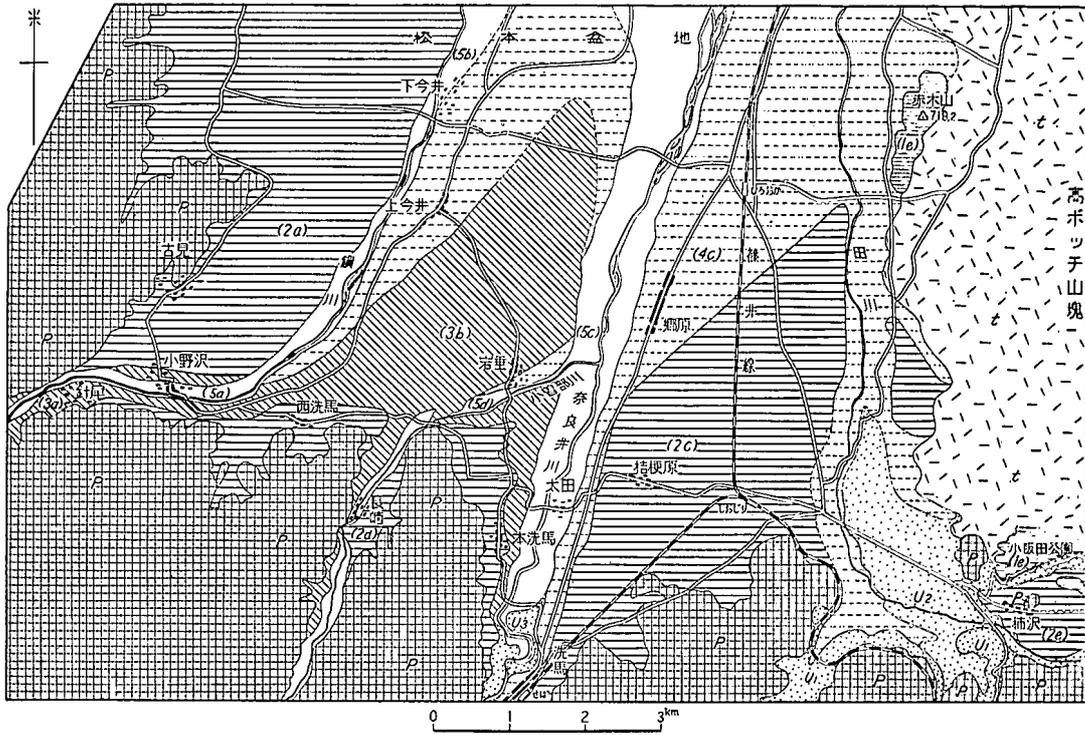
II. 8. 2 第四紀層の表わす地形面

松本盆地南部の、開析扇状地面・河岸段丘面では、5段の地形面が識別され、標準区分としては高位の面から、小坂田面・波多面・森口面・上海波面および押出面と、それぞれ名付けられている。この図幅地域では、第5図に示すような地形面が識別され、その対比は第5表に示される。

1) 小坂田面：図幅地域東部の小坂田公園付近、および赤木山の丘陵で示される、開析された地形面である。上位から、波多ローム・小坂田ローム・西林ローム（風成の部分）をのせる。この面は、西林ローム下部の、水成・礫質部（小坂田礫層）の堆積面である。この面は、西方に向かって、高度が次第に低下する。

図幅地域西部の鎖川流域にみられる礫層下部層（小野沢礫層下部層）の上面は、現在、小野沢礫層上部層との間に不整合面を作っているが、侵蝕を受ける以前、小野沢礫層下部層の堆積面は、小坂田面（小坂田層の堆積面）に続いていたものと、思われる。

2) 波多面：いわゆる“高位段丘”面で、鎖川西岸の古見台地、および塩尻付近の桔梗原台地の面が、これにあたる。このほか、小曾部川沿いの長崎面など、山麓の高位段丘面も、これに相当する。これらの面には、波多ロームがのり、処によってはさらに小坂田ロームの上部が、わずかにのっている。



t : 未区分段丘面 { u₁: (1)~(2) に相当 (1a)~(5b): 段丘面, 番号は第5表と同様 T: 崖礫性堆積層 P: 古生層
 u₂: (2)~(4) に相当
 u₃: (4)~(5) に相当

第5図 段丘面区分図(主として小林国夫(1961)による)

第5表 段丘面群の分類(小林国夫(1961)による)

地形面	標準区分*	川					
		鎖		奈良井川	小曾部川	塩尻東部	
		上流部	下流部	(c)	(b)	(e)	
		(a)	(d)				
A II	(5)	— 押出面 — (はんらん原面)	— 小野沢面 — (5 a)	— 今井面 — (5 b)	— 太田面 — (5 c)	— 岩垂面 — (5 d)	
A I	(4)	— 上海渡面 —			— 郷原面 — (4 c)		
Du II b	(3)	— 森口面 —	— 針尾面 — (3 a)	— 今井原面 — (3 b)			
Du II a	(2)	— 波多面 —	— 古見面 — (2 a)		— 桔梗ガ原面 — (2 c)	— 長崎面 — (2 d)	— 柿沢面 — (2 e)
O	(1)						— 小坂田面 — (i e)

* (1) は塩尻東部, (2)~(5) は梓川流域における区分

波多面は、狭義の扇状地礫層（小野沢礫層上部）の堆積面である。なお、塩尻東方の柿沢面（やゝ開析された扇状地面）は、波多ロームに覆われることからみて、波多面に相当することは明白であり、柿沢礫層（扇状地堆積物）の堆積面とみられる。

3) 森口面：波多面より一段低い中位段丘である。鎖川流域の、小野沢・針尾付近では幅が非常に狭いけれども（こゝでは針尾面と呼ばれる）、それより下流部の、今井東方では幅の広い面（ここでは今井原面と呼ばれる）を示す。森口面を覆うロームは、波多ロームだけである。

このロームの下位には、整合に河成礫層（針尾礫層）がみられるが、その厚さは1 m内外で、この種の礫層の発達しない場合も少なくない。この礫層の下位は、明らかな不整合である。したがって、森口面は、波多面を切る侵蝕段丘面である。

4) 上海渡面：低位段丘面で、侵蝕段丘面である。図幅地域内では、奈良井川流域下流部はかなり広く発達し、郷原面と呼ばれる。これらの面上には、信州ロームは堆積していない。たゞし、上位の面との間の段丘崖下に、砂質ロームなどが認められることがある。しかし、それはもともと上位面を覆っていた波多ロームが、2次的に堆積したものである。

5) 押出面：現河川のはんらん原である。図幅地域では、鎖川上流の小野沢面、同下流の今井面、奈良井川流域の太田面、小曾部川流域の岩垂面などが、押出面に相当する。

II. 8. 3 更新世の河川堆積物

更新世の河川堆積物のおもなものは、東部では小坂田礫層および柿沢礫層と呼ばれ、西部では小野沢礫層と呼ばれる。このほか、針尾礫層などと呼ばれる段丘礫層がある。

1) 小坂田礫層：模式地は、塩尻市小坂田公園東方の丘陵である。河成の礫質層で、マトリックスは褐色、ローム質である。礫は亜円礫または亜角礫で、礫種は第三紀層の堆積岩・石英閃緑岩および安山岩である。この水成の礫質層は、上方に向かって、礫が次第に少なくなり、遂には礫を含まない風成の西林ローム層に漸移する。処によっては、流木片を含んだ粘土層や砂層が挟まれる。

小坂田礫層は、西林ローム層をもたらした降灰期の前半に堆積した、水成のローム

礫層である。この堆積のため、堆積地が埋めたてられ、次第に千あがり、降灰期後期には、風成の西林ロームが堆積した。このため、小坂田層は、西林ローム層下部（水成相）とも呼ばれた（小林, 1961¹⁷）。

小坂田礫層の示す堆積面（小坂田面）は、著しく開析を受け、断片的にしか残っていないが、東方から西方の盆地の低地側に向かって、次第に高度を減じている。堆積物の性質と、堆積面の様相から判断して、小坂田礫層は扇状地堆積物とみられる。その堆積面は、小坂田付近にかなりよく保存されている扇状地面（柿沢面）よりも、一段高い。したがって、小坂田礫層は、西林ローム降灰期に生じた古期扇状地堆積物の、一部である。小坂田公園付近の試錐の結果では、小坂田礫層の層厚は、10m以上に達する。

なお、赤木山付近にも小坂田礫層が露出し、模式地とほぼ同様な岩相・産状を示す。赤木山の南端部では、模式地と同様な水成ローム層の下位に、さらに粘土と礫との互層が、続いて露出する。この粘土質部は、腐泥臭を放ち、しばしば泥炭質で、有機物起原の黄鉄鉱が生じており、多数の流木が含まれている。この粘土に富む下部層は、小坂田礫層下部の一異相とみられるが、とくに、赤木山灰色粘土・礫層として、区別されている。

2) 柿沢礫層：塩尻東方、柿沢付近に分布する。礫・粗砂および軽石質砂など、粗粒物質からなる水成堆積物である。この層に含まれる軽石質物質は、小坂田ローム層に相当するものである。

柿沢礫層は、波多ロームに覆われる。下限は不明であるが、露頭でみられる限りにおいて、層厚は数 m 以上である。本層の堆積面（柿沢面）は、東の山地側から西の低地側へと、次第に高度を減じ、かなり開析されてはいるが、明らかに扇状地面である。すなわち、更新世に、田川がもたらした小規模な扇状地面である。この開析扇状地は、四沢扇状地と呼ばれる。いいかえると、柿沢礫層は、小坂田礫層よりも後期の、河川堆積物であり、狭義の扇状地堆積物である。

3) 小野沢礫層：模式地は鎖川沿岸、朝日村小野沢付近の崖である。こゝでは上位から、黒土；波多ローム層（上半部だけ）；針尾礫層（高位“段丘”を侵蝕して中位段丘を作った河川のもたらした段丘礫層。厚さ1 m内外）が順次、現われる。針尾礫層下面の、明瞭な不整合の下には、厚い礫層が現われる。これが小野沢礫層である。小

野沢礫層は、軽石質の上部層と、軽石を欠く下部層とに、分けられる。

i) **上部層**：主として砂・礫の互層。粘土質部もあるが、比較的少ない。砂層は概して暗褐色、礫層は黄褐色である。砂質部や粘土質部は、一般に軽石片に富む。上部層の最下部は、下部層に対して明白な境界（不整合）を示す軽石層である。この軽石層は、小坂田ローム層の最下部の層第1軽石帯にあたる。大きくみて、上部層の著しい特色は、水成の軽石質層を含むことである。これらは、鉱物組成からみて、小坂田ローム層の降下軽石と同じである。したがって、小野沢礫層上部層は、小坂田ローム層に対応する堆積層である。上部層を構成する礫は、古生層の砂岩が多く、そのほか、チャート・粘板岩・玢岩・安山岩・ホルンフェルス・石灰岩などもある。上部層は、扇状地中心部で20～30mの層厚を示し、おもに、桔梗ガ原面・古見面・波多面など広い台地を構成する。

ii) **下部層**：岩相は変化に富むが、全体として礫質であり、砂質粘土や泥の層をかなり多く含んでいる。ローム質砂層部分もある。下部層を構成する礫の種類は、古生層のチャート・砂岩・粘板岩・花崗岩などである。下部層の岩相を上部層に較べると、軽石質砂を欠き、粘土質部がかなり多い、といった特色はあるが、色および礫種は、大差ない。下部層の層厚は、物理探査や試錐の結果からみて、100m以上である。

小野沢礫層上部層と柿沢礫層とは、ともに、波多ロームに覆われることなどからみて、同時代の堆積層であることは、確実である。また、ともに、狭義の扇状地礫層である。そして、ともに、小坂田ローム層の水成相を現わす。なお、従来、安筑層（八木、1928）³⁾ または梓川扇状地（小林、1951）⁴⁾ と呼ばれたものは、大部分、小野沢礫層上部層にあたる。

一方、小野沢礫層下部層は、小坂田ローム層に覆われることからみて、小坂田礫層（西林ローム層の水成相）に対比できる。小野沢礫層下部層は、上部に較べて、厚さが非常に大きい。そして、上部層が単純な扇状地堆積層であるのに対して、下部層は、フォッサ・マグナの構造運動に関連して生じた、著しい沈降盆を埋めた厚い堆積物である。なお、小野沢礫層下部層およびその相当層は、上部層に較べて、粘土質層に富んでいる。このため、桔梗ガ原一帯の表層水は、上部層と下部層との境界部が、または、下部層のうちの、比較的下位の粘土質物質にとくに富む部分の、上面に存在する。

4) **針尾礫層**：鎖川上流、針尾付近に、わずかに発達する中位段丘面（針尾面＝森

口面）の上に乗る薄い礫層で、厚さは1m内外にすぎない。この礫層は、下位にある小野沢礫層上部層に対して、著しい不整合関係にある。一方、上位は、薄いローム層（波多ローム層上部）により、整合に覆われる。この種の礫層は、同じ中位段丘面上でも、まったく発達しない処もある。本礫層は、“高位段丘面”（実際は小野沢礫層上部層の堆積頂面）を河川が侵蝕してできた、中位の侵蝕段丘面上に、同じ河川が運搬し堆積させたもので、狭義の段丘礫層である。

5) **更新統の地質時代**：当地域の南東方、中央アルプスの駒ガ岳の水河堆積物は、波多ローム（上部）に覆われる。この水河の時代は、更新世の第4番目の氷期（ウルム氷期）である。波多ロームと水河堆積物との時間的間隙は、あまり大きくないとみられる。したがって、波多ローム層や、それに覆われる小坂田ローム層と扇状地礫層（小野沢礫層上部層・柿沢礫層）は、更新世後期（ウルム氷期）の堆積物である。一方、西林ロームやその水成相（小坂田礫層）は、時代を確定する直接的資料に乏しいが、おそらく更新世中期ごろと考えられ、西林ローム層に対応する、河川堆積物である小野沢礫層下部層も、大体この頃とみられる。しかし、下限がどこまで下るかは、不明である。

なお、信州地方の無土器文化層は、すべて、波多ロームである。

II. 8. 4 崖錐性堆積層

図幅地域北東端の、高ボッチ山塊の斜面に分布する。構成物は、山体を形成する鮮新世と第三紀の火山岩類の累層などが、崩壊して生じたものである。そして、その上位には、波多ロームが覆っている。

II. 8. 5 完新世の河川堆積物（沖積層）

完新世の堆積物には、低位侵蝕段丘面（郷原面＝上海渡面）上の堆積物と、各河川のはらん原（鎖川上流の小野沢面、同中・下流の今井面、奈良井川の太田面、小曾部川の岩垂面）の堆積物がある。いずれも、砂礫層である。信州ロームに覆われない点で、洪積層から区別される。ただし、鎖川中・下流部では、低位段丘面（今井面）は、現はらん原に対して境界をはっきりしているが、更新世の中位段丘面とは、区別困難である。このため、地質図幅では、便宜上、低位段丘面をも更新統分布地域に含

め、現はらん原だけを、沖積層分布地域としてある。

Ⅲ. 応用地質

この地域の鉱産物としては、マンガン・銅などの金属鉱物、石灰および硯用の原石がみられる。しかし、稼行中のものは多くない。

マンガン産地は、10ヵ処以上みられ、そのうち1ヵ処は、石灰岩に伴なう鉱体であり、他は全部チャートに伴なうものである。石灰岩に伴なうものは、辰野町小野南部の、雨沢部落の北東方の鉱体である。また、マンガン鉱床のうち、稼行中（調査当時）のものは、辰野町唐木沢部落（図幅地域南東隅付近）東方のもの1ヵ処である。

銅などの金属鉱床は、図幅地域北西隅の、梓川北西岸にみられる。いずれも試掘程度の規模のものである。なお、塩尻市北方の扇状地堆積層中には、褐鉄鉱に富む地層が挟まれているといわれている。

石灰は、塩尻南方山地の、藪原層中の石灰岩から、約10ヵ処で採掘し、現在、4ヵ処が稼行中である。すなわち、床尾部落南方、善知鳥山（2ヵ処）、および大芝山南方である。

硯石用石材は、辰野町渡戸対岸の、横川層中の泥質岩中から採掘している。

また鉱泉は、小野駅付近、および鎖川流域の御道開渡部落の2ヵ処で、浴用として利用されている。

文 献

- 1) 野田勢次郎：木曾御料林地質調査概報，地質調査所報告，No. 23，pp. 1～28，1910
- 2) 野田勢次郎・佐藤伝蔵：20万分の1地質図幅「高山」，および同説明書，地質調査所，1921
- 3) 八木貞助：信州に於ける洪積層の分布とその時代に就て，地質雑，Vol. 35，pp.

370～373，1928

- 4) 小林国夫：フォッサ・マグナ西部付近における第四紀編年，信州大紀要，No. 1，pp. 9～25，1951
- 5) 小林国夫：フォッサ・マグナ西部における洪積世侵蝕面群，地理評，Vol. 26，pp. 291～307，1953
- 6) 鈴木好一・佐々木実・柳下秀晴・野沢和久：長野県松本平南部の地質，資源研彙報，No. 36，pp. 73～84，1954
- 7) 亀井節夫：長野県北部木曾・伊那山地の地質，その一（塩尻図幅），長野県地質調査報告，pp. 195～201，1955
- 8) 小林国夫：日本アルプスの自然，築地書館，東京，1955
- 9) 東筑摩郡・松本市郷土資料編纂会編：東筑摩郡・松本市誌，Vol. 1，自然，1957
- 10) 長野県地学会編：20万分の1長野県地質図及び説明書，1957
- 11) 柴田秀賢：木曾谷北部の地質，長野林友，長野営林局，No. 4，pp. 27～29，1958
- 12) 礮見 博・片田正人：木曾山地の非変成古生層ならびに領家変成岩原岩の堆積相についての考察，地調月報，Vol. 10，pp. 1037～1052，1959
- 13) 小林国夫：信州ロームをさぐる，伊那路，Vol. 3，pp. 291～298，1959
- 14) Momose, K., Kobayashi K. and Yamada T.: Paleomagnetic and geologic researches for the volcanic rocks around Lake Suwa. —Paleomagnetic researches for the Pliocene volcanic rocks in Central Japan (2)一, Earthq. Research Inst. Bull., Vol. 37, pp. 433～481, 1959
- 15) Kobayashi, K: Bearing of “Shinshu Loam” on the Pleistocene geology of Matsumoto basin in Central Japan, Shinshu Univ. Fac. Liberal Arts, Sci. Jour., No. 10, Part II, pp. 21～67, 1960
- 16) 片田正人・礮見 博・山田直利・村山正郎・河田清雄：中央アルプスとその西域の地質，その3；領家帯の地質構造，地球科学，No. 57，pp. 12～23，1961
- 17) 小林国夫：いわゆる“信州ローム”（信州ロームの研究，その1），地質雑，Vol. 67，pp. 32～47，1961
- 18) 原村 寛：古生層の粘板岩の化学組成，II，長野県辰野・塩尻地方，地質雑，

Vol. 67, pp. 671~675, 1961

- 19) Ōki, Y. : Metamorphism in the northern Kiso range, Nagano Prefecture, Japan, *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, Vol. 32, pp. 479~496, 1961
- 20) 片田正人・磯見 博 : 5 万分の 1 地質図幅「伊那」, および同説明書, 地質調査所, 1962
- 21) 亀井節夫・他 6 名 : 長野県塩尻市善知鳥山石灰岩から二畳系化石の発見, 地球科学, No. 58, pp. 32~34, 1962
- 22) 小林国夫 : 第四紀 (上), 地学双書 17, 地学団体研究会 (1962)
- 23) Katada, M., Isomi, H. Omori and E. Yamada T. : Chemical composition of paleozoic rocks from northern Kiso district and of Toyoma clayslates in Kitakami mountainland, I. Chemical composition of pelitic rocks, *Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol. Jour.*, Vol. 49, pp. 85~100, 1963
- 24) Katada, M., Isomi, H. Omori, E. and Yamada, T. : Idem, II. Chemical composition of psammitic rocks and basalts, *Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Jour.*, Vol. 49, pp. 151~162, 1963
- 25) 岸 和男・尾崎次男・菅野敏夫 : 松本市およびその南郊に広がる扇状地の地下水——とくに表流水と地下水との関連について——, *地調月報*, Vol. 14, pp. 193~218, 1963
- 26) 柴田秀賢 : 木曾谷地質図および同説明書, 長野営林局, 1963

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

SHIOJIRI

Kanazawa No. 54

By

MASATO KATADA, HIROSHI ISOMI

(Written in 1963)

(Abstract)

GEOLOGY

Geological situation of the area

the position as the inner margin of the Ryōke metamorphic zone and the effect of the metamorphism of the Paleozoics

The Ryōke metamorphic zone forms one of the most fundamental

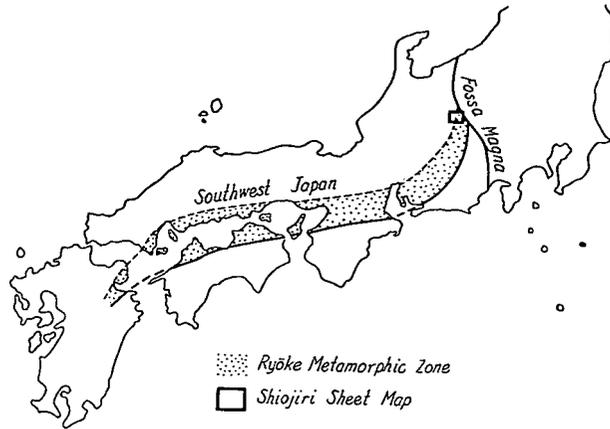


Fig. 1

geotectonic units of Southwest Japan, and comprises the granites and the metamorphosed rocks derived from the geosynclinal sediments of late Paleozoic age. The metamorphosed rocks grade northwards (towards the inner side) into the non-metamorphosed rocks without any major tectonic line intervening between. The Ryōke metamorphism shows, in spite of its regional extension, a character of thermal or plutonic metamorphism. Exact date of the metamorphism is not determinable by a direct stratigraphic evidence, but the granite concordant with the structure of the metamorphics in the southwesterly adjacent area is recently known to have the absolute age of approximately 70 m.y. by K-A dating. Accordingly, it is evident that the rocks were intensely affected by the plutonic and metamorphic activity in the later half of Mesozoic Era.

The map area belongs to the intermediate region between the metamorphic and the non-metamorphic zones. This geological situation of the present area is well manifested by the facts that the Paleozoic rocks in the northwestern part within the mapped area are not metamorphosed while in the central and southeastern parts faintly metamorphosed, and that both parts are completely continuous to

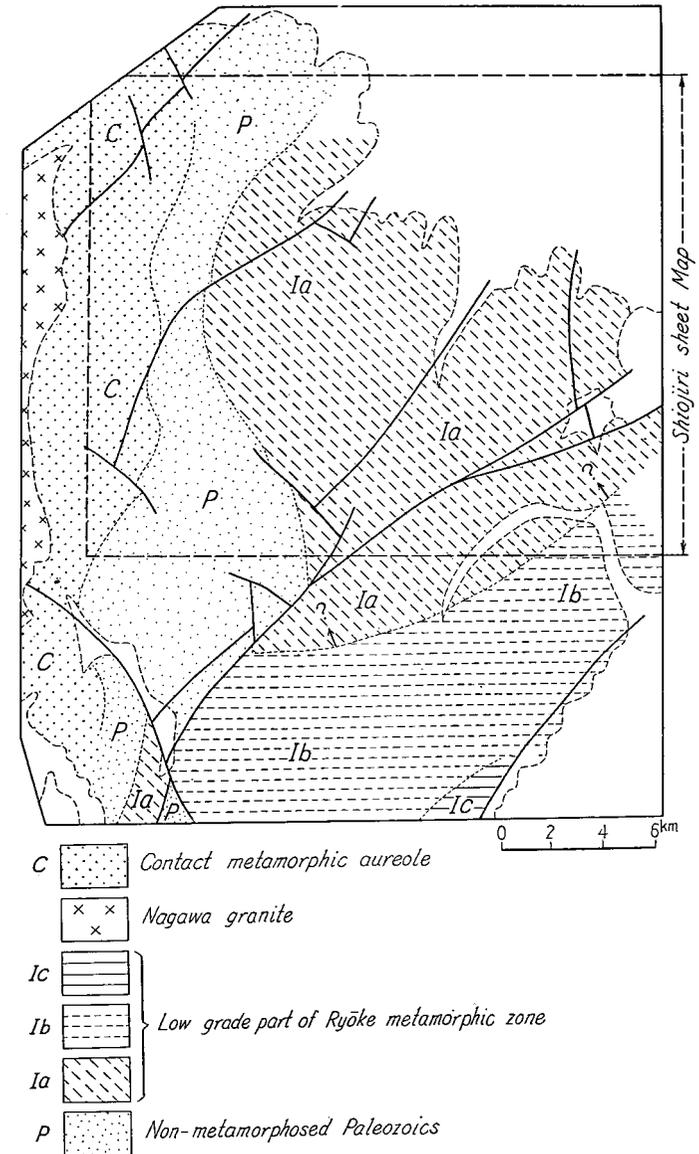


Fig. 2 Zonal napping of Ryōke metamorphic rocks in the Shiojiri sheet map area and its vicinity

each other. The metamorphics under consideration represent the lowest grade of the Ryōke metamorphism, and constitute the margin of the metamorphic zone. The recrystallization is so slight that discrimination of the metamorphosed rocks from the non-metamorphosed with the naked eye is in most cases impossible. It is specially noteworthy that recrystallization of biotite already commences in the present metamorphic rocks in spite of their lowest metamorphic grade. The transitional rocks between the metamorphosed and non-metamorphosed rocks are divided, according to the grade of progressive metamorphism, into three subzones as follows:

Zones	Minerals		
	Pelitic r.	Basaltic r.	Calcareous r.
1 a	biotite muscovite	chlorite (negative sign) epidote albite	calcite dolomite
1 b		actinolite chlorite (positive sign)	
1 c	rarely cordierite	hornblende oligoclase or andesine	

the position as the western periphery of "Fossa Magna"

The northeastern part of the map area belongs to the western peripheral region of "Fossa Magna", i.e. the important folding zone of the Neogene deposits running obliquely to the general trend of Southwest Japan. The Quaternary fluvial sediments are accumulated thickly in this part, and the topography is characterized by compound fans. Therefore, this part stands in marked contrast with the other westerly adjacent areas where the consolidated Paleozoic rocks form mountains.

The Paleozoics near the mountain foot facing the "Fossa Magna" zone are more complicatedly faulted than ones in other parts, and intensely crushed and sheared by the younger crustal movements of "Fossa Magna".

Paleozoic rocks

The Paleozoics belong to the thick pile of deposits laid down in the late Paleozoic (essentially Permian) geosyncline. The main constituents are sandstone (graywacke), clayslate, chert and their alternation. The lithological feature is generally monotonous and the same lithofacies repeatedly occurs on many different horizons of stratigraphic column. Furthermore, the well-defined key bed to be traced through long distance is absent. The over-all sedimentary feature, however, is not persistent all over the whole Paleozoic terrain but varies in some extent according to stratigraphic height. On this difference, the Paleozoic terrain can be divided into nine zones running parallel to each other with the NE-SW trend in common. It is more convenient and sufficiently reasonable to treat them as stratigraphic formations. Hence, the formation names which will be mentioned subsequently are given to them.

From the viewpoint of geologic structure, the Paleozoic terrain is divided into three, i.e. the northern, the central and the southern terrains, all separated from each other by major fault zones.

The northern Paleozoic terrain

The sedimentary rocks of the area of narrow extent at the northwestern corner of the sheet-map are separated by the major fault zone from the strata of the northern terrain. Strictly speaking, they are to be excluded from the northern terrain. These sediments are tentatively named the **Inekoki formation**. The formation consists of sandstone, clayslate and chert. It is not unlikely that the Inekoki formation belongs to the Azusagawa group. The latter is the Middle Permian strata which develop typically and extensively in the northwesterly adjacent mountainland.

The northern Paleozoic terrain s. str. comprises the following four formations, all conformable to each other.

The Kurokawa formation occupies the most northwestern part of the terrain. It is composed mainly of clayslate and chert, and characteristically poor in massive sandstone. It stands in fault relation

with the Inekoki formation on the northwestern side.

The Hata formation is located on the southeastern side of the Kurokawa formation. The main constituents are clayslate and massive sandstone as well as their irregular alternations. The formation is readily distinguished from the Kurokawa formation by the poverty of chert and by the abundance of massive sandstone.

The Nomata formation occupies more southwestern part of the terrain. The most striking characteristic of lithofacies is the remarkable development of rhythmical alternation of fine-grained sandstone and clayslate. It is devoid of chert.

The Hario formation forms the southwestern margin of the terrain. It is characterized by the abundance of cherty shale or bedded chert. Another characteristic is the presence of basaltic rocks ("schalstein") intercalated in the middle part of the formation. The formation forms the axial part of the anticline and other three formations constitute the northwestern wing. The southeastern wing is lost by the major fault zone.

The central Paleozoic terrain

Though the central terrain extends over a very wide area, the Paleozoic rocks can not be divided into formations on their lithological characteristics. Moreover, the geologic structure is very complicated and the direction of inclination is variable from place to place throughout the whole area. Hence, the Paleozoics are collectively named the Misogawa formation. Its chief constituents are massive sandstone and clayslate as well as their alternation. Poverty in chert can be recognized as characteristics for most of the distribution area.

The southern Paleozoic terrain

The southern terrain is less extensive in the present map area than others, and lies near the southern periphery of the sheet-map. It comprises the Yabuhara, the Narai and the Yokokawa formations, all conformable to each other.

The Yabuhara formation is characterized by the remarkable development of cherty slate and chert. Schalstein (basalt and its pyro-

clastics) is also an important constituent. Large or small lenses of limestone are contained. Clastic rocks are rather subordinate. Therefore, the formation is readily distinguishable by the lithology from other formations. It is of great importance as a "key formation" to clarify the general geologic structure of the extensive Paleozoic district including the present area.

East of the above-mentioned formation, the Narai formation develops, and southerly beyond it follows the Yokokawa formation successively. Their lithofacies are essentially the same as in the southerly adjacent sheet area where both develop typically and extensively. The first formation consists mainly of clayslate and is very poor in chert. The second formation rests on the first and abundantly contains chert.

Geologic structure and correlation

The nine formations above-mentioned are all folded with the common trend of NE-SW and with high inclination angle. The direction of inclination is, however, variable from place to place. A lot of faults are actually observed or supposed, but estimation of the displacement amount is impossible. Among the faults, three fault zones parallel with the general trend of the Paleozoics, i.e. the one separating the southern and the central terrains, the one dividing the central and the northern terrains, and the one bounding the northwestern limit of the northern terrain, are of great importance.

Thus, the geologic structure of the Paleozoics is very complicated in the present area, hence determination of the mutual relation of the formations is considerably difficult. Taking a wide view on the general geologic structure of the mountains surrounding the area, an important anticlinorium is traced through long distance from the southwesterly adjacent area into the present area. The axial part of the anticlinorium is occupied by the Yabuhara formation: that is, the most important "key formation". The southeastern wing refers to the main part of the southern terrain consisting of the Narai and the Yokokawa formations. Though the axial part is actually separated from the central terrain composed of the Misogawa formation by the major

fault zone within the limit of the sheet-map, the axial formation (the Yabuhara formation) is conformable to the strata of the central terrain (the Misogawa formation) in the southerly adjacent area. Therefore, the central terrain is concluded to correspond with the northwestern wing of the anticlinorium. Moreover, it is reasonable to conclude that the main part, if not all, of the Misogawa formation is synchronous with the Narai formation of the southern terrain. The considerable difference in lithofacies between both formations is interpreted to be due to difference of geographical position.

The Paleozoics of the northern terrain form an anticline, axis of which is located near the southeastern of the terrain. In the sense that one wing is lost by major fault zone dividing two terrains, the geologic structure of the northern terrain is similar to the southern terrain, but in the sense that the contrary wing of each anticline is preserved, the northern terrain is reverse of the southern terrain. After all, on the lithological similarity, the formations of the northern terrain are possibly correlated with the strata of other terrains as follows. i) The Hario formation of the northern terrain is correlated with the Yabuhara formation (abundance in chert, intercalation of basaltic rock). ii) The Nomata and the Hata formations may be equivalent to the Misogawa formation of the central terrain and to the Narai formation in the southern terrain (poverty of chert, etc.). iii) The Kurokawa formation may correspond to the Yokokawa formation of the southern terrain (development of chert, etc.).

The above-mentioned correlation of the strata of the three terrains is summarized as follows:

Kurokawa f.		Yokokawa f.
Hata f.	Misogawa f.	Narai f.
Nomata f.		
Hario f.		Yabuhara f.
Northern terrain	Central terrain	Southern terrain

Geological age and general sedimentary characteristics

Among the nine formations above-mentioned it is only the Yabuhara formation that yields fossil with chronological meaning. That is to say, *Waagenophyllum indicum* was recently reported from the limestone contained in the formation. This is an important coral fossil which appears for the first time in later half of medial Permian and flourishes in earlier half of late Permian. Besides, fusulinid *Yabeina katoi*, an index fossil of lower upper Permian, was found also in the southwesterly prolongation of the formation. Accordingly, it is evident that the Yabuhara formation represents the lower part of upper Permian. Other formations, except for the Inekoki formation of possibly medial Permian, are concluded to belong to upper Permian. After all, it is noteworthy that the total thickness of the upper Paleozoics exceeds several thousand meters.

Helminthoidea, a representative of the "flysch-type" of fossil trails, is abundantly found at a number of places throughout nearly all formations. This fact is important and interesting, because it proves together with other sedimentary features (graywacke sedimentation, etc.), the "flysch-like" nature of the Paleozoics under consideration. In conclusion, it is also worth remarking that the Paleozoic sediments show both eugeosynclinal lithology (basic submarine volcanism, chert sedimentation, etc.) and "flysch-like" lithology.

Post-Paleozoic rocks

Dyke rocks

Dyke rocks, which are intruded as very small dykes into the Paleozoics, are divided into two groups according to the age of intrusion. One is anterior to and the other is posterior to the Ryōke metamorphism. The former comprises quartz porphyry and porphyrites. The latter is diabase.

Nagawa granite

The Nagawa granite crops out in small masses in the northern

part of the mapped area, and is intruded into the Paleozoics. Though the exposures are sporadic and limited in extension, the contact effect on the Paleozoic is observed in a belt running in a N-S direction at the western periphery of the sheet-map area. The age of intrusion is presumably late Cretaceous.

Andesites

Andesites occur as small mass in the central part and as mass of considerable extension in the eastern part of the mapped area, both covering unconformably the Paleozoic sediments. The one in the latter part is a westerly prolongation of the Pliocene volcanic formation (= Enrei formation).

Quaternary sediments

The Quaternary distributed in the northeastern part of the sheet-map area comprises the sediments of fan and terrace, the talus deposits and the alluvial deposits. The first is the most important and the most extensive. The second develops on the slope of the mountainland which is composed of the Pliocene volcanics. The volcanic ash (= "Shinshu loam") is intercalated in the first and second deposits or covers them. The total thickness of the Quaternary exceeds by far 100 m.

ECONOMIC GEOLOGY

Manganese deposits are not rare in the Paleozoic chert. The ore body, however, is very small in most cases.

Copper and other metallic ores are very rare and, if present, too small to be mined.

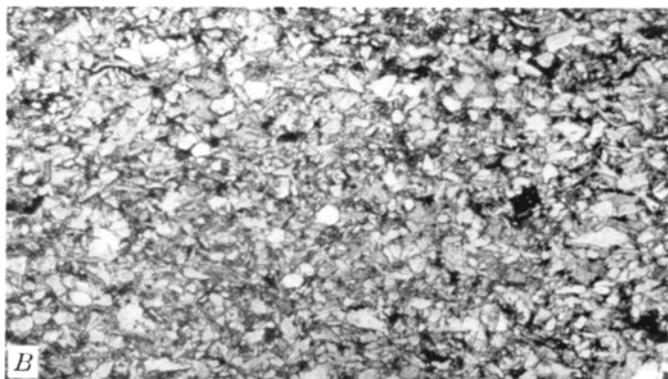
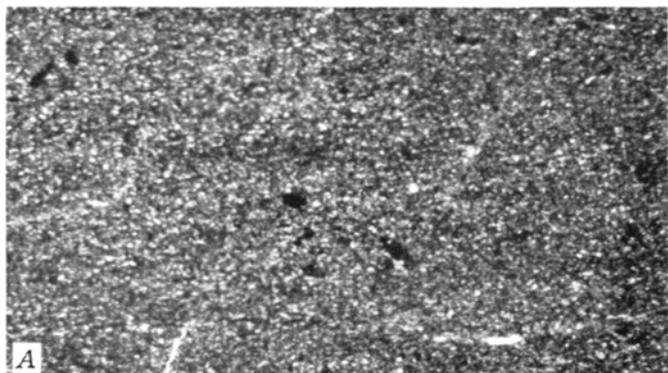
Limestone in the Yabuhara formation is quarried for lime powder and partly for chemical industry at four places.

Clayslate with platy parting of the Yokokawa formation is exploited for raw material of inkstone.

Mineral springs are found at two places along the faults, and utilized by native people.



図版 I 波多層（黒川上流）の粘板岩中の植物破片
厚い粗粒砂岩に挟まれた粘板岩薄層中にみいだされたもの



図版 II 古生層の細粒泥岩と細粒砂岩の顕微鏡写真

- A もっとも細粒の泥岩、硯石用に採掘しているもの（分析値7）。白い細点は石英と長石、暗色部は炭質物・緑泥石・イライトなど
- B 白く角ばったものは石英と長石、白く細長いものが白雲母の碎屑粒
マトリックスは細粒石英・イライト・緑泥石・炭質物など
- いわゆる古生層粘板岩は一般にはAとBとの中間の性質を示している

昭和39年9月25日 印刷

昭和39年10月1日 発行

工業技術院

地質調査所

印刷者 田中春美

印刷所 田中幸和堂印刷株式会社

© 1964 Geological Survey of Japan

EXPLANATORY TEXT OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Masatsugu Saitō, Director

SHIOJIRI

(Kanazawa-54)

By

MASATO KATADA & HIROSHI ISOMI

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1964