
5 萬分の 1 地質図幅説明書

大 迫

(秋田一第 33 号)

地質調査所

昭和 31 年

550.85 (084) (521.12) [1:50,000] (083)

5 萬 分 の 1 地 質 図 幅 説 明 書

大 迫

(秋田一第 33 号)

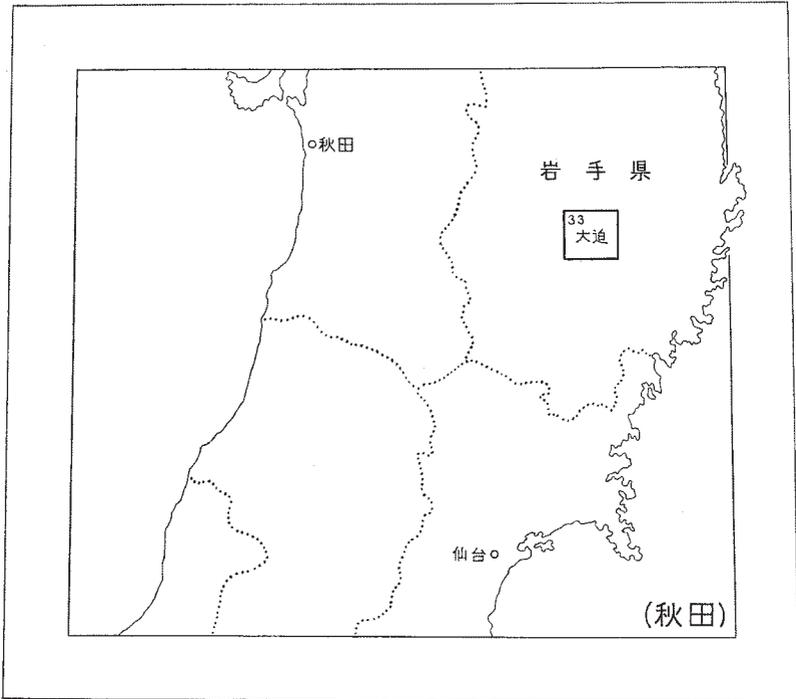
通商産業技官 広 川 治

通商産業技官 吉 田 尚

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 概 説 | 2 |
| II. 2 古生界 | 6 |
| II. 2. 1 鷹巢ノ山層 | 6 |
| II. 2. 2 中 斎 層 | 6 |
| II. 2. 3 大 笹 層 | 7 |
| II. 2. 4 達 曾 部 層 | 7 |
| II. 2. 5 雲ノ上山層 | 9 |
| II. 2. 6 登米粘板岩層 | 11 |
| II. 2. 7 古生層変成相 | 11 |
| II. 3 先新第三紀火成岩 | 15 |
| II. 3. 1 輝緑岩質岩石 | 15 |
| II. 3. 2 片状斑糲岩ないし閃緑岩 | 15 |
| II. 3. 3 超塩基性岩 | 17 |
| II. 3. 4 玢岩質岩石 | 18 |
| II. 3. 5 珪長岩質岩石 | 19 |
| II. 3. 6 塊状斑糲岩ないし閃緑岩 | 19 |
| II. 3. 7 花崗閃緑岩 | 21 |
| II. 3. 8 花崗斑 岩 | 23 |
| II. 4 新第三紀層 | 23 |
| II. 4. 1 玉 里 層 | 23 |
| II. 5 第四紀層 | 23 |
| II. 5. 1 段丘堆積物および崖錐 | 23 |
| II. 5. 2 沖 積 層 | 24 |

| | |
|------------------|----|
| III. 応用地質 | 24 |
| III. 1 鉱床 | 24 |
| III. 1. 1 金 | 24 |
| III. 1. 2 水鉛 | 25 |
| III. 1. 3 含チタン鉄鉱 | 25 |
| III. 1. 4 滑石 | 26 |
| III. 1. 5 珪石 | 27 |
| III. 1. 6 石灰岩 | 28 |
| III. 2 石材 | 28 |
| 文献 | 28 |
| Abstract | 1 |

大 迫

(秋田—第 33 号)

この地域は広川により、昭和 23 年 7 月、超塩基性岩の研究の目的をもって調査が始められたが、昭和 24 年、5 万分の 1 地質図幅「大迫」を作成することになり、昭和 26 年 10 月から 11 月にわたり、水成岩地域は主として吉田により、火成岩地域および火成岩による変成の様子は、主として広川により調査が行われた。広川の調査日数は研究の目的のものを含めて約 55 日、吉田は 45 日であった。

なお、調査にあたり、関陽太郎氏から同氏作成による蛇紋岩地域の地質図の提供を受け、益するところが大きであった。

I. 地 形

図幅地域の東部には、おもに花崗閃緑岩からなる 700 ~ 1,000m の山地があり、猫山 (920.2m)・土倉山 (1,084.3m)・一本掬山 (787.7m)・大麻部山 (1,043.6m)・石上山 (1,038.1m) 等に見られるように、山頂部はなだらかで、隆起した準平原の高原状に起伏した地形を残している。それらの山地の西方、おもに古生層からなる山地の高度はしだいに低くなり、寺山 (640.6m)・八森山 (757.6m)・胴具足山 (615.1m)・八株山 (492m) 等の頂部あるいは尾根つづきも、やはり準平原面を僅かに残している。しかし、西方ないし南西方に流れる河川によって開析をうけ、地形図上にはよく現われていない。

達曽部^{たつそべ}村宿から大迫町にいたる谷間は、1 つの構造谷であろう。また、達曽部川に沿う谷も構造谷である。達曽部川と、早池^{はやちね}峯山に端を発する岳川(下流は稗貫川とよばれる)との流域には、崖錐あるいは段丘が発達し、とくに岳川と中居川との合流点である大迫町附近では、3 段の河岸段丘面が認められる。

石灰岩分布区域には、達曽部村稲荷穴の石灰洞があり、同村湧水には、石灰洞から地表に湧出する水量のかなり豊富な湧水地点がある。また放牧場となっている湧水・失水峠附近の起伏のゆるい山地には、非常に規模の小さいドリーネが処々に認められる。

II. 地 質

II. 1 概 説 (第 1 図参照) ^{1), 3), 24), 28), 42), 47)}

北上山地に現われている超塩基性岩体の分布を概観すると、3つの体列がある。すなわち、1) 外側孤状体列 盛岡を起点として早池峯山を通り東南東に伸び、釜石鉾山北方において南に方向をかえて、五葉山に至るもの、2) 内側孤状体列 日詰と平泉とを結ぶほゞ南北の線を弦として、雁行排列をしながら東方に弧を画くもの、3) 直線状体列 日詰と気仙沼とを結ぶほゞ直線的な構造線^{註1)}に沿って現われるいくつかの小岩体からなるものである。外側と内側との弧状体列にほゞ挟まれた地域に、北上山地南部型^{註2)}の古生層が分布している。この図幅はこの地域の西縁中央部よりやゞ北よりに位置している。この図幅地域には、北上山地南部型の古生層がかなり広く分布し、この東部では遠野花崗閃緑岩^{註3)}がこれを貫ぬいており、西部では宮守超塩基性岩^{註4)}および直線状体列をなす超塩基性岩が、南部型および西部型両古生層^{註5)}を貫ぬいて発達し、また西部型古生層および宮守超塩基性岩を人首花崗閃緑岩^{註6)}が貫ぬいている。

註 1) 従来、盛岡—気仙沼構造線といわれるもので、その北北西への延長は明らかでないが、超塩基性岩の分布状態から、人首図幅におけると同様、かりに日詰—気仙沼構造線と呼ぶことにする。

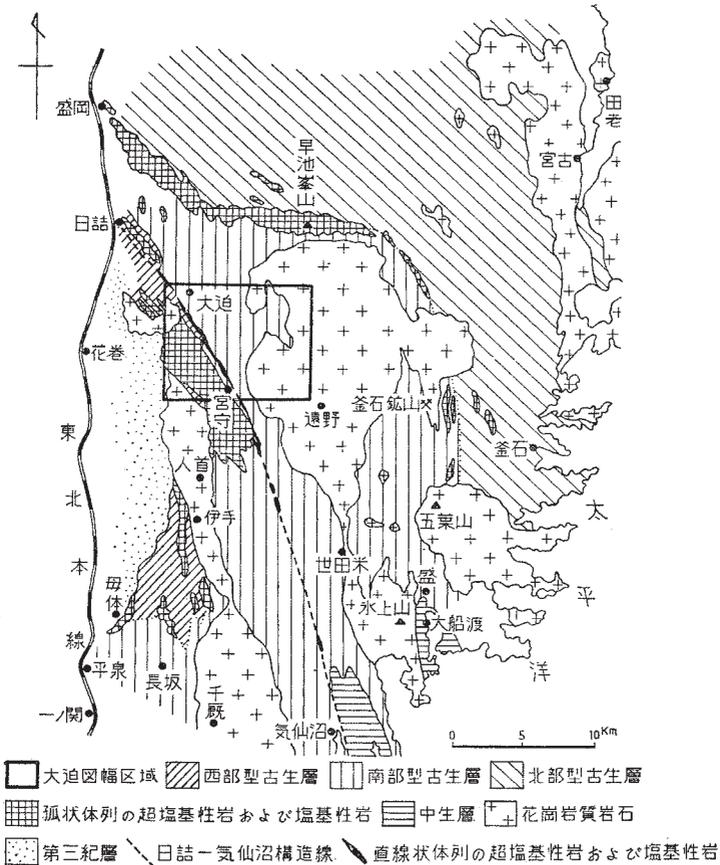
註 2) 1950年「北上山地の地質²⁴⁾」で湊正雄が用いたもので、北部に分布する古生層(北部型)に較べて、多種多様な化石を含む石灰岩および粘板岩を多く含んでいる。また、北部型と異なり、礫岩を多く含んでおり、珪岩がきわめて稀である。ゴットランド紀から二畳紀にわたる地層からなっている。人首図幅説明書の第1図では北部型と南部型との境界を明確にひいてあるが、その後の調査によれば、この境界付近で北部型と南部型両古生層の岩相は移り変わり、両者の岩相上の差異は堆積環境の相違によるものようである。

註 3) 遠野図幅の遠野を中心として発達する塊状の輪郭をもつ岩体で、この図幅の東部の岩体はその一部である。1つの岩体内に異なった種類の岩石があり、時代的にも新旧のものがあるかもしれないが、人首図幅におけると同様に、こゝでも一括してこのように呼ぶことにする。

註 4) 内側孤状体列に属し大迫図幅の宮守村を中心としてNW—SEに伸び、大迫・人首両図幅に亘って発達し、ほゞ鷹巣ノ山—飛竜山の南西側に分布する超塩基性岩体を人首図幅におけると同様に、このように呼ぶことにする。

註 5) 人首図幅では北部型・南部型両古生層に對し、橘行一の母体系³⁴⁾に当るものを西部型古生層と呼んだ。こゝでもその通りに呼ぶことにするが、その後の島津光夫⁴⁷⁾の調査・研究によれば、西部型古生層はデボン紀の鶯ヶ森層の下に整合的に続くものであるらしい。

註 6) 人首図幅の西部に現われる花崗閃緑岩体の延長であつて、本図幅の南西部にあらわれるもの、および図幅北西部にあらわれるものを人首図幅におけると同様このように呼ぶ。



第 1 図 北上山地中南部地質概略図

この図幅地域内に分布する堆積岩は、古生層・新第三紀層・第四紀層からなっている。古生層の大部分は遠野花崗閃緑岩体と、宮守超塩基性岩体との間に挟まれて分布し、石炭紀より二疊紀にいたるものである。そのほか、宮守超塩基性岩体の縁辺部に、珪岩に富む時代未詳の古生層（鷹巣ノ山層）が分布している。時代の明らかな古生層は第 2 図のように、下位より中齋層（下部石炭紀）・大笹層（下部石炭紀上部ヴァイゼー階）・達曾部層（下部二疊紀）・雲ノ上山層（下部二疊紀）および薄衣型礫岩を伴う登米粘板岩層（上部二疊紀）からなる。達曾部層の下位には不整合

| 地質時代 | | 北上山地 ^平 古生層標準 層序区分 | 層名 | 模式柱状図 | 主要岩質 | 主要化石 |
|------|------------------|------------------------------------|---------------------|--------------------|-----------------------|--|
| 新生代 | 第四紀 | | 沖積層 | | 砂、粘土 | |
| | 新第三紀 | | 段丘堆積物、崖錐 | | 砂、粘土 | |
| 古生代 | 上部二疊紀 | 壹米壹系 | 壹米粘板岩層 | | 黑色粘板岩 | |
| | | | 500 ^m + | | 礫岩(薄衣型礫岩) | |
| | 下部二疊紀 | 葉倉沢統 | 雲ノ上山層 | | 黑色粘板岩 砂質粘板岩 砂岩 | Cephalopod Brachiopod |
| | | | 900 ^m + | | 石灰岩 石灰質礫岩 礫岩 | Brachiopod |
| | | 坂本沢統 | 遠巻部層 | | 黑色粘板岩 石灰岩 輝綠凝灰岩 | <i>Parafusulina</i> <i>Pseudofusulina</i> <i>Waagenophyllium</i> <i>Productus</i> |
| | | | 1000 ^m + | | 砂岩 礫岩 | <i>Pseudofusulina</i> <i>Pseudoschwagerina</i> |
| | 下部石炭紀 | 鬼丸統 | 大笹層 | | 粘板岩 石灰岩 | |
| | | | 400 ^m + | | 輝綠凝灰岩 粘板岩 | |
| | | 大平統 有住統 日頃市統 | 中齋層 | | | |
| | 600 ^m | | | | | |
| 時代未詳 | 母体系 | 藤栗ノ山層 | | 粘板岩 珪岩 綠色変成岩 | | |

註 湊正雄 (1954)⁴⁶⁾ によって改訂されたものである。

2 図 大迫図幅内層序表

があるが、これは坂本沢不整合¹²⁾に当るものである。また、葉倉統に属すると考えられる雲ノ上山層の最下部に、基底礫岩の認められる区域があるが、地域北方の本層に当ると思われる地層には、明らかな基底礫岩を認めることができない部分がある。この区域の層序関係については、さらに精密な調査を必要とする。新第三紀層は宮守超塩基性岩類・人首花崗閃緑岩をゆるい傾斜で不整合に覆って、図幅西南端の小区域に分布している。第四紀層は段丘堆積物・崖錐および沖積層からなる。

北上山地に発達する著しく大きな日詰一気仙沼構造線が、この図幅地域を NNW—SSE に切って走るが、この構造線の位置は、構造線の生成と同時、またはそれ以後に、これに沿って貫入した直線状体列をなす超塩基性岩の位置に相当する。そして、これより東方の地域では、塊裂構造が甚だしく発達し、また、褶曲構造も著しく、とくに図幅地域中央部から北方の地区では、小褶曲構造をしばしば認めることができる。断層の方向は N—S ないし NNW—SSE のものと、それにほぼ直交するものものが多く、地層の走向・褶曲軸は NNW—SSE のものが支配的であって、日詰一気仙沼構造線の方向とだいたい平行している。

このような塊裂および褶曲構造のため、区域全体を通じて、一貫した層序を組み立てることはかなり困難である。さらに、遠野花崗閃緑岩のまわりの古生層は著しい変成作用をうけており、この困難を倍加している。層厚の算定も同様の理由によって正確ではない。

この図幅地域に分布している火成岩類は、輝緑岩質岩石・斑岩ないし閃緑岩・超塩基性岩・玢岩質岩石・珪長岩質岩石・花崗閃緑岩および花崗斑岩である。これらの岩石類の相互関係および貫入時期は、明らかでない場合が多い。深成岩類は中生代に貫入したものと推定されているほかは、正確な貫入時期は不明である。宮守超塩基性岩は内側弧状体列をなす岩体であり、その東縁の西部型および南部型両古生層を隔てて、鷹巣ノ山—飛竜山の東側に細長く現われている超塩基性岩体は、直線状体列をなす岩体である。直線状体列をなす超塩基性岩体は、その南東方では、遠野花崗閃緑岩による変成帯を切るように分布し、北西方では、人首花崗閃緑岩体にほとんど附接しているにもかかわらず、宮守超塩基性岩体がその西側で受けるような変成現象が認められないことから、両花崗閃緑岩より新しく、弧状体列をなす超塩基性岩（宮守超塩基性岩）より後に、構造線に沿って貫入した疑いがある。斑岩ないし閃緑岩類には、片状のものと塊状のものとがあり、片状のものは輝緑岩質岩石とともに超塩基性岩に随伴し、塊状のものには、花崗閃緑岩と密接な関係をもっているものと、関係の不明なものがある。玢岩質岩石には花崗閃緑岩より以前に貫入したのものがある。珪長岩質岩石は古生層や宮守超塩基性岩を貫ぬいている。花崗斑岩は遠野花崗閃緑岩を貫ぬいているようにみえる。

II. 2 古 生 界

II. 2. 1 鷹 巣 ノ 山 層

本層は珪岩・緑色変成岩・黒色粘板岩からなる。珪岩は無層理、塊状であって、灰白色ないし帯褐色を呈する。粘板岩は板状の剥理が著しい。図幅地域内の本層は、いずれも分離して、超塩基性岩体の縁辺に分布しているため、一連の層序は不明である。図幅地域北西部の大迫町西方において、幅 250～750 m の細長くのびた超塩基性岩体を隔てて、本層と達曽部層とが接近して分布する所がある。おそらく、両者が断層関係で接すると同時、またはそれ以後、直線状体列をなす超塩基性岩体が貫入し、現在の分布を示すようになったものであろう。

本層と時代の明らかなほかの地層との関係は不明であり、本層からは化石を産していないため、その地質時代もわからない。岩相からいえば、人首図幅における下伊手層に一致し、母体系³⁴⁾に相当するものである。

本層は N10～20° W の方向をとって配列し、宮守超塩基性岩体の貫入方向と一致している。

II. 2. 2 中 齋 層

本層は達曽部川に沿う中齋附近と湧水方面とに分かれて分布している。この2つの区域では、岩相が多少異なっている。すなわち、中齋附近のものは淡緑色輝緑凝灰岩^{註7)}、淡緑色まれに淡紫色の石灰質ないし珪質粘板岩、黒灰色珪質粘板岩からなり、緻密な板状石灰岩の薄層を挟んでいる。地層は N5～15° E の走向を保ち、80°内外の急傾斜で東あるいは西へ傾いている。この区域では、本層は下部二疊紀の達曽部層の基底礫岩によって覆われている。化石は発見されない。

湧水方面のものは、濃緑色ないし黄緑色の輝緑凝灰岩^{註8)}からなり、一見粗粒で角閃石の斑晶の認められるものと、石灰質で緻密なものがあって、これらに黒色粘板岩が挟まれることがある。本層はこの区域で花崗閃緑岩によって著しい変成作用をうけ、黒色粘板岩には変成鉱物を生じている。また石灰質の部分には海百合・

註7) 註8) 主として安山岩質の角礫凝灰岩および凝灰岩からなっている。

蘇虫の化石を残していることがある。この区域の本層は東縁を花崗閃緑岩および斑
 斲岩によって貫ぬかれ、そのほかの周縁は断層で限られているため、ほかの地層と
 の層序関係は不明である。層厚は約 600m である。

以上の 2 つの区域のものは、いずれも輝緑凝灰岩質であって、その岩相と、中斎
 附近で二疊紀の基底礫岩の下位にある事実とから、北上山地古生層の標準区分で、
 下部石炭系日頃市統・有住統・大平統に属するものの一部に相当するものであろう。

II. 2. 3 大 笹 層

図幅地域の南縁中央部と達曾部村^{こがよう}小通附近とに、僅かに分布するだけである。本
 層は藍黑色粘板岩と暗灰色石灰岩とからなる。花崗閃緑岩の貫入の影響によって、
 著しい変質作用をうけていて、石灰岩は結晶質となっている。南隣の人首図幅地内
 における本層の連続部^{註9)}から、*Dibunophyllum* sp. を産し、本層は北上山地古生
 層標準区分の下部石炭紀上部ヴァイゼー階の鬼丸統に相当するものである。本層の厚
 さは約 400m と思われる。

II. 2. 4 達 曹 部 層

本層はこの図幅地域において最も広く分布する古生層であって、層厚は不確定で
 あるが約 1,000m を算し、主として礫岩・暗灰色砂岩・石灰岩・黒色粘板岩からな
 り、とくにほかの古生層に較べて石灰岩の発達著しい。

本層の最下部には基底礫岩があり、達曾部村中斎附近では下部石炭紀の中斎層を、
 同村小通および鱒沢村黒木の東方では下部石炭紀上部ヴァイゼー階の大笹層を、それ
 ぞれ不整合に覆っている。このほか、外川目村^{ひ また}旭ノ又北方の沢にも同様の礫岩の小
 露頭がある。基底礫岩の厚さは最大約 40m、普通 10m 内外である。礫の種類はチ
 ャート・粘板岩であって、まれに石灰岩があり、そのほとんどすべてがよく円磨さ
 れている。その大きさは最大径約 50cm に及ぶものがあるが、普通拳大から鶏卵大
 である。その膠結物質は砂岩からなっている。

この基底礫岩の上位には粘板岩・石灰岩からなる地層が重なり、砂岩と輝緑凝灰
 岩が薄く挟まれることがある。石灰岩は灰白色ないし灰色であって、花崗閃緑岩の

註9) 人首図幅地域では芝層と呼んでいる。

影響によって多くは結晶質となっている。胴具足山附近の石灰岩からは、豊富な紡錘虫化石とまれに珊瑚・腕足類・二枚貝・巻貝の化石とを産出する。粘板岩は一般に黒色、均質であって、板状を呈するが、大迫町西方から南方桜田附近にいたる区域の本層は、数多くの珪長岩質岩脈によって貫ぬかれているためか、粘板岩の一部は淡墨色を呈し、微光沢を帯び、少し珪質となっている。本層中の輝緑凝灰岩は3～5 mの厚さで、その分布はごく限られ、達曽部村大川目および狐岩南西方に見られるのみである。緑色あるいは赤紫色を呈し、粘板岩および石灰岩 (*Productus* sp., *Waagenophyllum* sp. を産する) と互層している。

化石の産出は、石灰岩の多くが花崗閃緑岩の影響によって結晶質となっているために限られているが、胴具足山附近のほか、外川目村旭ノ又・栃沢において少数の紡錘虫化石を産出し、また外川目村硯石において珊瑚化石を産出する。おもな化石は次の通りである。

Schwagerina sp.

Pseudoschwagerina schellwieni HANZAWA

Pseudofusulina vulgaris (SCHELLWIEN)

Pseudofusulina sp.

Parafusulina cfr. *japonica* (GÜMBEL)

Parafusulina cfr. *gigantea* (DEPRAT)

Parafusulina cfr. *kaerimizuensis* (OZAWA)

Parafusulina sp.

Aceruoschwagerina (?) sp.

Waagenophyllum indicum (WAAGEN and WENTZEL)

Productus sp.

Solenomorpha sp.

これらの産出化石によって、本層は北上山地古生層標準区分の下部二畳系坂本沢統に相当する地層であり、この地域では基底礫岩をもって、下部石炭紀の地層を直接覆って、モスコ階・ウラル階の地層を欠いている。この不整合は湊正雄の坂本沢不整合¹²⁾に当るものである。

II. 2. 5 雲ノ上山層

本層は礫岩・暗灰色砂岩・藍黒色砂質粘板岩・黒色粘板岩からなり、まれに石灰岩の薄層を挟んでいる。達曽部層と較べて、本層は一般に粒度が粗く、石灰岩がほとんど発達していないという相違点がある。

達曽部村内^{ないらぎ}楽木峠附近では、本層の基底に礫岩を有する。礫岩中の礫は鶏卵大のものが多く、よく円磨されている。チャート・粘板岩が最も多く、石灰岩礫も含まれるが、火成岩の礫はみあたらない。部分的には小豆大の細礫の集合した礫岩・礫質砂岩が認められる。礫は砂質物により膠結されているが、そのなかに半透明で稜角のある石英粒が含まれ、特徴のある岩質を示すことがある。また、外川目村硯石附近にみられる基底礫岩層も、同様の岩質を示している。

この基底礫岩層の上位には、砂岩・粘板岩・砂質粘板岩があり、内楽木峠・礫峠の間の区域では石灰岩の薄層を挟み、また砂鉄層を挟んでいる。内楽木峠の東方の山上附近と、雲ノ上山東方から南方にいたる区域とに分布する砂鉄層は、おそらく向斜構造をつくる同一層準にあるものであろう。この砂鉄層は雲ノ上山東方の礫峠附近では、1～1.5mの厚さをもっている。その上盤の石灰質粘板岩あるいは砂質粘板岩からは、保存の比較的良好な腕足類化石を産し、石灰質の部分には海百合を含んでいる。八森山附近では、基底礫岩の上位に砂岩・粘板岩・砂質粘板岩が多く、砂岩の一部は凝灰質あるいは石灰質であって、保存不良な頭足類・腕足類化石を産する。本層の厚さは約900m+と考えられる。

図幅地域中央部から北西方にかけて、地質図上に雲ノ上山層として塗色した部分の地層は、主として粘板岩からなり、礫岩・石灰質礫岩・礫質砂岩および砂岩をししばしば挟み、石灰岩をまったく欠いている。

礫岩中の礫はチャート・粘板岩からなる円礫であるが、石灰質礫岩中には1cmほどの小さい角礫状の粘板岩礫があり、その膠結物は石灰質のものに凝灰質物を混えている。礫の大きさは普通2～3cm、最大5cmである。この部分の地層からは化石を産しないし、本層の下底を限定する手がかりとした礫岩（多くは石灰質）はレンズ状であって連続しない。しかし、石灰岩を多く挟む達曽部層の上位にあって砂質岩が比較的多く、石灰岩を欠いているという層位関係、および岩相上の特徴が

ら、この区域の地層も凶幅地域南部の雲ノ上山附近に発達する本層に相当するものと判断される。

また、飛竜山附近には、超塩基性岩に挟まれ、NW—SE 方向に細長く伸びる地層^{45), 48)}がある。この部分は非常に露出が悪く、洗磨されない転石が地表に散在するのが見られるくらいである。達曽部村宿から飛竜山に登る山道において少し剥土すると、軟らかく風化した砂質凝灰質粘板岩が現われる。これは一見第三紀層の凝灰質砂岩ないし頁岩のように思われるが、この砂質粘板岩から腕足類化石・珊瑚化石を採集し、さらに飛竜山神社の近くの風化した凝灰質砂岩岩塊(転石)から珊瑚・腕足類・頭足類化石を採集した。したがって、この区域の地層は著しく風化された原因は不明であるが、古生層であることはまちがいない。また、飛竜山山頂附近には、径最大2～4 mのまったく洗磨をうけていない巨大な薄衣型礫岩の岩塊が散在している。これは関⁴⁸⁾の述べたように、かつて露出していた薄衣型礫岩層の風化残留物と考えられるが、上に述べた砂質粘板岩は、雲ノ上山附近に産する腕足類化石と共通のものを産出することから雲ノ上山層に属し、飛竜山附近の薄衣型礫岩の低位に当るものであろうと考えられる。

礫峠附近から産出する化石は次の通りである。

Schellwienella sp.

Spiriferina sp.

また、飛竜山附近における頭足類化石^{註10)}は、早坂一郎⁴⁰⁾によって

Medlicottia ? sp. と報告された。

なお、この報文^{註11)}中でこの頭足類化石とともに産する次のような腕足類化石が概報されている。すなわち、

Spiriferina sp.

Martinia sp.

これらの化石は、北上山地古生層標準区分の化石帯のいずれに属するものか決めにくい、層位関係から、おそらく下部二疊紀叶倉統に属するものと考えられ、地域南部の基底礫岩は、湊正雄等の述べている叶倉統の基底礫岩⁴⁶⁾に当るものではな

註 10) この標本の鑑定は早坂教授の御好意によるものであって、深く感謝の意を表する。

註 11) この頭足類化石の産地を早坂教授は礫峠と記載されているが、これは飛竜山南方の誤りである。

いかと推定されるが、上に述べたように図幅北部区域の本層には、明らかな基底礫岩は存在しないようである。

II. 2. 6 登米粘板岩層（薄衣礫岩を含む）

この図幅地域における本層の分布は、地域北東部と、飛竜山附近とに限られている。いずれも黒色粘板岩を主とし、下部に薄衣型礫岩を挟む。この礫岩はとくに土倉山南方に広く発達し、飛竜山山頂附近のものは転石・岩塊である。このなかに含まれる礫の大きさは拳大から鶏卵大のものが普通で、人頭大のものもある。よく円磨をうけ、種類は多様であって、花崗岩・閃緑岩・玢岩・珪岩・砂岩・黒色珪質粘板岩・輝綠凝灰岩からなり、まれに石灰岩・斑析岩が見られ、火成岩起源のものがかなり多い。膠結物は砂岩である。土倉山の薄衣型礫岩は、おそらく北上山地中での同礫岩分布の北限であろう。

本層と下位の地層との関係は、地塊化しているためと、露出不良のために不明であるが、飛竜山附近では雲ノ上山層と思われる地層の上位に接するような分布を示している。

本層からは化石は産しない。層厚は正確に判定できないが、土倉山南方では 500 m と考えられる。

II. 2. 7 古生層変成相

古生層は図幅地域東部に分布する遠野花崗閃緑岩体、および地域西部に分布する人首花崗閃緑岩体の周辺で広く変成されている。

遠野花崗閃緑岩体周辺部のもの^{22), 25), 39), 42), 43), 48), 50)}

この変成相は花崗閃緑岩体の境界に沿って 1.5～3 km の幅にわたって帯状をなして発達し、下部石炭紀層および二疊紀層に属する中齋層・大笹層・達曾部層・雲ノ上山層および登米粘板岩層が接触変成作用を受けたものである。

この変成帯は大笹部山西方に火山岩質のもの（中齋層）が狭く分布しているほかは、ほとんど水成岩起源のものからなっている。水成岩起源のものには石灰岩が比較的多く挟まれており、これは細粒ないし粗粒の結晶質のものとなっていることが多いが、石灰質の部分に柘榴石・緑簾石等のスカルン鉱物が生じていることもある

(猫山南西八木巻附近, 達曾部川東側の白石附近, 児子野^{ちご}附近等)。礫土質岩石起源のものについてみると, 一般に軽微な片理をもったホルンフェルスとなっており, 達曾部川沿岸および白石北東部にかけて, 処々点紋片状ホルンフェルスが露出している。珪線石を含むホルンフェルスは, 花崗閃緑岩に最も近い内側の幅数 100 m の帯に, 人首図幅地内からこの図幅地域にわたって見られる。硬緑泥石ホルンフェルスは, 人首図幅からこの図幅にわたる変成帯外側の, 特に幅数 100m の帯のなかで顕著に認められ, 黒木・下栃・中野等^{註 12)} を結ぶ線に発達している。これら 2 帯の中間帯には, 硬緑泥石・紅柱石・堇青石・柘榴石等が 1 種または数種の組み合わせをなして含有されているホルンフェルスが見られ, この図幅地域内では柘榴石・紅柱石および硬緑泥石が珪線石と共存することがある。このほか, 斜方角閃石・緑色尖晶石または紫蘇輝石のいずれか 1 種を含む変成岩も見られる。

硬緑泥石を含むホルンフェルス 内楽木峠東方から下栃にわたって現われるものは, 暗灰色, 片状であって, 鏡下では, 硬緑泥石・紅柱石・絹雲母・緑泥石・石英・長石等からなっている。硬緑泥石の配列方向は片理とは無関係で, 時には筈状に集合しており, かすかな多色性を示し, しばしば篩状構造や双晶がみられる。紅柱石は他形を示す。

桐町東方のホルンフェルスには角礫岩状のものがある。角礫状の部分は帯緑灰白色を呈し, やゝ扁平になっており, 顕微鏡下では珪質のものと礫土質のものとなり, 礫土質のものには紅柱石・硬緑泥石 (いずれも篩状構造を示す)・緑泥石等が生じており, やゝ方向性がある。基質の部分は暗灰色で方向性は不明瞭, 石英・長石・緑泥石・紅柱石 (?)・絹雲母・硬緑泥石およびもやもやして不明瞭な鉱物からなっている。

珪線石を含むホルンフェルス 猫山北東, 白銀山北方, 熊ノ洞附近等に見られ, 白銀山北方 1.5 km のものは灰色, 緻密で, 絹糸光沢を放つ針状の珪線石が肉眼で認められる。鏡下では, 石英・斜長石・珪線石・緑泥石・電気石 (?)・絹雲母, やや変質した硬緑泥石等からなっている。熊ノ洞附近のものは, 石英・珪線石・褐色黒雲母・ピニ石ないし絹雲母等からなり, 珪線石はしばしば比較的大きな黒雲母の

註 12) 関陽太郎 (39), 43), 48), 50) によればさらに北方の有字内峠・漆山北西方にまで現われる。

なかに含まれ、あるいは突入したような様子をしている。

その他のホルンフェルス 紅柱石・堇青石のいずれか一方、または両方を含むホルンフェルス、および両者を含まず黒雲母ないし緑泥石・絹雲母・炭質物等を主要な有色鉱物として含有するホルンフェルスは、遠野花崗閃緑岩体の周辺の変成域の北部から南部にわたり、最も広い範囲にかつ最もしばしば現われる。

図幅地域北東部の失水峠附近のものは、暗灰色でやゝ縞状を呈し、鏡下では、紅柱石・白雲母・石英・長石・黒雲母・炭質物等からなっており、紅柱石および白雲母は篩状構造を示している。

図幅地域南縁黒木附近の転石には、紅柱石・緑泥石・絹雲母等からなるものがあり、紅柱石は放射状に配列している。湧水北方のホルンフェルスには、紅柱石が放射状に集合して球状をなし、断面では径1cm内外の菊花状のものが集合しているものがある。

小通北方や黒木附近のものには、長石・石英・褐色の黒雲母・絹雲母・紅柱石・堇青石等からなっているものがあり、しばしば点紋状を呈する。堇青石は双晶をなすことがあり、紅柱石は篩状構造を示し、あるいは小結晶が集まって斑状変晶となったような様子を示している。

土倉峠附近のホルンフェルスには灰色を呈し、長径5～10mmの卵円形ないしレンズ状の部分が、一定の方向に積み重なったような状態をなしており、その周辺部は暗灰色を呈しているものがある。顕微鏡下では、卵円形ないしレンズ状の部分は堇青石の生じ始めたような様子を示しているが、明瞭でない鉱物からなり、その周囲に褐色の黒雲母片が集まっている。基質の部分は黒雲母・絹雲母・斜長石・石英・緑色角閃石(?)等からなっている。

達曽部村宿南東のホルンフェルスは暗灰色、堅硬、緻密で、柘榴石・黒雲母・堇青石・長石等からなっている。雲ノ上山東方のホルンフェルスは石英・斜長石・紅柱石・柘榴石・黒雲母・絹雲母・緑泥石等からなり、柘榴石および紅柱石は篩状構造を示している。

失水峠附近のホルンフェルスには主として斜長石・石英・黒雲母および鉄質物または炭質物の集合からなり、緑色の尖晶石や堇青石(?)を含むものがある。

白銀山北方には、珪線石を含むホルンフェルスのすぐ近くに、結晶度の高い紫蘇

輝石を含むホルンフェルスが見られる。灰白色を呈し、鏡下では、石英・斜長石・褐色の黒雲母・紫蘇輝石・絹雲母・緑泥石等からなり、紫蘇輝石は篩状構造を示し多色性を欠き、一部緑泥石に変化している。

堇青石および斜方角閃石を含む変成岩 図幅地域南縁中央附近の熊ノ洞南方には、暗黒色、堅硬、緻密で斜方角閃石を含む岩石がある。鏡下では、紅柱石・堇青石・石英・斜長石・緑色の斜方角閃石・柘榴石・黒雲母等からなり、緑色の斜方角閃石は比較的大で、放射状または筈状を呈している。

図幅地域南縁中央黒木附近のホルンフェルス（転石）は、緑色斜方角閃石・堇青石・硬緑泥石・黒雲母・紅柱石等からなり、緑色斜方角閃石および堇青石は脈状を呈している。

火山岩類起源の変成岩⁴²⁾ 達曽部川上流の湧水附近に分布する中斎層が変成作用を受けたものである。人首図幅の米里層の岩相に似ており、暗緑色、緻密で、塩基性の火山岩類の組織や、凝灰岩ないし凝灰角礫岩と考えられる組織が残っている。またあるものは、暗緑色の部分と帯緑灰白色の部分とがまだらになって、一定の方向にやゝ長く伸びている。鏡下では、構成鉱物は主として大小の撓曲したあるいは繊維状になった緑色角閃石・褐色の黒雲母・単斜輝石・斜長石からなり、副次的にチタン石・黝簾石・鉄質物が存在し、部分によっては流理構造を示す場合がある。

人首花崗閃緑岩周辺部のもの⁴²⁾

この大部分は、人首図幅の下伊手層に当る時代未詳の鷹巣ノ山層が、接触変成作用を受けたものであるが、図幅地域南縁の小倉附近の猿ヶ石川の曲り角の北岸には、人首図幅の米里層に似たもの^{註13)}が露出する。

この変成岩は緑色変成岩・黒雲母片岩状岩石および珪岩からなり、それらは互層し相互に移化する。図幅地域南西隅椈山附近等の緑色変成岩には、一般に細い白色の部分片理に沿って見られ、花崗閃緑岩に近い部分では片理が著しく、粒度が大きくなっている。顕微鏡下では、主として粒状の透輝石および緑色角閃石に富む部分と斜長石に富む部分とが縞状をなし、あるいは角閃石は方向性を示して並び、緑色角閃石と単斜輝石との量的割合は変化する。時に緑簾石の脈が認められ、単斜輝

註13) 安山岩質岩石起源のもの、やゝ片状の黒雲母透角閃石ホルンフェルス、およびやゝ片状の黒雲母ホルンフェルスからなっている。

石のうちあるものは淡緑色である。

東晴山東方のものは灰色であるが、やゝ緑色を帯びる部分もあって、黒雲母片岩といってもよいものである。やゝ縞状を呈し、珪質の部分または石英脈が層理に沿って認められ、微褶曲をなしている。顕微鏡下では、主として石英・赤褐色の黒雲母・絹雲母ないしピニ石、および黒雲母を交代した緑泥石からなっている。

図幅地域北西部のあるものは、暗灰色で縞状を呈し、黒雲母片岩といってもよいもので、鷹巣ノ山附近のものは黒色、白色、褐色の部分が縞状をなして小褶曲をなし、部分によっては珪岩となる。顕微鏡下では主として石英・斜長石・黒雲母および磁鉄鉱からなり、黒雲母は時に群集し、淡緑褐色のものや黒色ないし褐黄色のものがある。

II. 3 先新第三紀火成岩

II. 3. 1 輝緑岩質岩石

この岩石は主として超塩基性岩体内の北西部に分布しており、飛竜山の古生層との関係は不明瞭であるが、貫入関係^{註14)}にあるようである。岩石は暗緑色を呈し、一般に堅硬、緻密である。落合南西には、径1.5mほどの花崗岩の縁辺相と考えられる酸性の白色岩の転石があり、これと同質の部分が輝緑岩質岩石中に脈状または蚯蚓状に走っているのが見られる。

顕微鏡下では中粒?で、斜長石脈および石英(?)黝帘石脈が認められる。構成鉱物は主として淡緑色の角閃石ないし陽起石からなり、それに少量の斜長石がみられ、副成分鉱物として小粒のチタン石がところどころに集合している。角閃石ないし陽起石は、ほとんど筈状または海藻のように細く分かれて撓曲しており、部分的に針状となっている。斜長石はまれで、曹長石分に富んだものに変わっているようである。

II. 3. 2 片状斑糲岩ないし閃緑岩^{9), 26), 31), 37), 42)}

註14) 片状斑糲岩ないし閃緑岩や、超塩基性岩とともに上昇し、古生層と接した時はほとんど固体の状態であったのであろう。

この岩石は一般に超塩基性岩体中に現われるが、図幅地域南西部では人首花崗閃緑岩体中に捕獲されている。岩体の形および大きさはいろいろであるが、大きな岩体はNW—SEに長く伸びる傾向がある。この図幅地域ではその現出形態は明らかでないが、人首図幅地内の産状から根なしの岩体と推定される。橄欖岩ないし蛇紋岩と明瞭な境界を示す場合が多いが、境界附近に角閃石岩やコートランド岩が認められる場合があり、特にこの地域では、人首図幅地域に較べて角閃石岩が著しく発達している。

岩石は暗緑色を呈し、粗粒ないし中粒で、一般に片理や流理構造が見られる。岩相は塊状斑岩ないし閃緑岩に比較すると単調で、鏡下では、主要構成鉱物は緑色ないし緑褐色の角閃石およびソーシュライト化した斜長石であって、単斜輝石が僅かに伴われる場合や、副次的に柘榴石が脈状に生じている場合がある。

三郡塚山北西、すなわち桜田西方等では、著しい破碎構造を示しているものがある。これは暗緑色を呈し、顕微鏡下では主として角閃石・単斜輝石および斜長石からなり、角閃石は淡緑色ないし無色で、角閃石と輝石とは連晶をなすことがある。

図幅地域南西部の日向居木山南南東のトンネル附近には酸性の貫入岩があるが、その近くでは片状の斑岩内に、幅数 cm の白色と黒色の脈状の部分が片理を横ぎって走っている。その粒度は微粒ないし粗粒である。白色の部分の内部には黝簾石・方解石および柘榴石が見られ、外部へ向かって単斜輝石が増し、終に、ほとんど淡緑色の角閃石のみからなってくる。黒色の部分はほとんど淡褐色ないし帯緑淡褐色の角閃石のみからなっている。

図幅地域の南西部および北西部には、人首花崗閃緑岩の影響を受けたものや、そのなかに捕獲されたものがあるが、地域東部の遠野花崗閃緑岩体内の塊状斑岩ないし閃緑岩とは岩質が異なっている。すなわち、鷹巣ノ山南方のものは暗灰色、粗粒で、顕微鏡下では破碎構造が認められる。構成鉱物は角閃石・単斜輝石・斜長石・黝簾石および鉄質物の集合したものからなり、角閃石は帯緑褐色を呈し、長さ 5 mm 位の結晶から長さ 1 mm 以下の小さい針状のものまでである。単斜輝石はその縁辺部や割目に沿って角閃石におき換えられている。斜長石は針状の角閃石を包有し、長さ 5 mm 位のものから長さ 1 mm 以下の小さいものまであり、双晶はあるが不明瞭である。地域南西部の柘山西方のものは暗緑色、中粒で、主として淡緑色の角閃石

および斜長石からなっており、角閃石および斜長石は上述のものと同様である。

II. 3. 3 超塩基性岩 9), 19), 26), 31), 37), 42), 43), 45), 49)

超塩基性岩の現出形態は明らかにすることができないが、宮守超塩基性岩体は人首図幅地域からこの図幅地域にわたって現われ、平均幅約 6 km、延長約 30 km で、周辺の古生層の走向とほぼ一致して NNW—SSE の方向に伸び、北部は人首花崗閃緑岩に貫ぬかれて接触変成作用を受けており、地域南西部では同じ花崗閃緑岩に捕獲されているものがある。一般に割目がきわめて多い。鷹巣ノ山—飛竜山東側の超塩基性岩（直線状体列をなすもの）は花巻図幅地域北縁の横寺附近から現われ、この図幅地域の北西から南縁中央部にわたって直線的に分布しており、さらに人首図幅地内に続くものであるが、北部では西部型と南部型両古生層の境界に現われ、南部では遠野花崗閃緑岩による変成域のところで細くなり、点々と断続している。滑峠附近で宮守超塩基性岩と直接するが、その関係は明らかにすることができない。

本岩類は橄欖岩・異剥岩・コートランド岩・角閃石異剥岩ないし角閃石岩からなっている。超塩基性岩全般を通じ、斜方輝石の量は単斜輝石に較べてはるかに少ない。

橄欖岩 これは超塩基性岩の主要部を占め、ほとんど橄欖石のみからなる部分と単斜輝石・斜方輝石・角閃石のなかのいずれか 1 種ないし 3 種と、橄欖石との組み合わせからできている部分とがあり、程度の差はあるが一般に蛇紋岩化している。

岩根橋駅附近から大楯にわたって、ヅン橄欖岩と異剥岩が 10～20cm の厚さで、縞状または互層状をなして現われており、これはさらに人首図幅地内に続いている。長洞東方では角閃石に富んだ部分が脈状に走っており、東晴山と通倉との中間には磁鉄鉱や石綿脈が見られる。

直線状体列をなす超塩基性岩は、青黒色の頑火輝石橄欖岩ないしヅン橄欖岩を主体とし、蛇紋岩化作用を受けた様子は宮守超塩基性岩体のもとは一般に異なっており、一般にクロム鉄鉱が明瞭にしかも多くみられる。

宮守超塩基性岩体の人首花崗閃緑岩体に近い部分や、そのなかに捕獲されたものでは、橄欖石はしばしば粒状化し、無色角閃石・透角閃石・直閃石・滑石・緑色尖晶石等を生じている。緑色尖晶石を生じている部分は特殊な岩相を呈しており、幅

1 m 以下の脈状、レンズ状等を呈し、緻密、堅硬で、灰色ないし暗灰色である。このような部分には、一般に繊維状の無色角閃石が生じており、透輝石や柘榴石が認められる場合がある。これは柘山西方や東晴山附近に認められる。

橄欖岩が珪長岩質岩石に接触する附近では、針状の蛇紋石・炭酸塩鉱物（菱苦土石？および方解石）および滑石を生じており、珪長岩質岩石の小岩脈の周囲または岩脈の尖滅する附近には、しばしば滑石鉱床が賦存している（地域の南部）。

異剝岩 この岩石は岩根橋駅附近から大柵にわたって見られるように、ヅン橄欖岩と縞状または互層状をなす場合と、函幅地域南縁の鉄道沿線に見られるように、レンズ状または帯状をなして橄欖岩に取り囲まれて産する場合とがあり、いずれの場合も、幅 2 m 以上に達することはまれである。

岩石は帯緑灰白色を呈し、一般に粗粒で、異剝石ないし透輝石のみからなっている。岩根橋の異剝岩には、長さ約 20 cm に達する大きな結晶が見られる。

角閃石岩 特に黒日影山の周辺部に発達し、通倉・立沢・大柵・石岡山東方・黒日影山東方・柘山西方等に分布しており、斑斨岩と橄欖岩との境界附近に現われる。一般に不規則、塊状の岩体で、黒色を呈し、粗粒の褐色ないし緑色角閃石からなっているが、通倉附近には、角閃石の集合した部分と単斜輝石の集合した部分とが縞状をなしたのが見られる。

コートランド岩 石岡山北方の三角点（520.3m）附近・飛竜山南南東・滑峠西方等に産する。石岡山北方では附近に片状斑斨岩の露頭はないが、その転石が多く、コートランド岩はこゝでも斑斨岩と関係をもっているものようである。

岩石は暗灰色、粗粒である。鏡下では主晶は褐色ないし淡緑色の角閃石で、客晶は橄欖石（蛇紋石化している場合が多い）・単斜輝石・斜方輝石および角閃石のなかの 1 種から 4 種にわたっている。

II. 3. 4 玢岩質岩石

この岩石は函幅地域内の古生層および超塩基性岩を貫ぬいて、各処に岩脈または岩株状をなして露われているほか、花崗閃緑岩体内にもみられる。遠野花崗閃緑岩体内のものは、花崗閃緑岩との関係は明らかでないが、人首花崗閃緑岩体内の捕獲岩によく似ている。

馬越峠北東および白銀山東方のものは、主として斜長石・角閃石および黒雲母からなり、時に石英を含んでいる。斜長石は斑晶・石基中のものとともに累帯構造が著しい。角閃石は淡緑色で、自形ないし半自形を呈し、しばしばそれらの周りに黒雲母の小片が生じている。黒雲母の大晶は撓曲して波動消光を示し、角閃石の小粒に取り囲まれている。石英は丸みを帯びている。

上栢附近のものは斑晶・石基ともに主として斜長石、および角閃石からなっている。斜長石の断面は肉眼的に輪状をなし、顕微鏡下では輪状に汚濁されている。角閃石は淡緑色を呈し、細片化し、斜長石の割目にも生じている。

飛竜山北方 3 km の桜田北西 500m の転石は、淡緑色の基質に丸い白色の柘榴石を斑晶状に含んでいる。顕微鏡下では、丸い部分には柘榴石の小粒が集合しており、基質の部分は緑泥石(?)化した斜長石と緑泥石化または緑簾石化した角閃石およびソオシュル石とからなっている。

II. 3. 5 珪長岩質岩石^{37), 38), 42)}

超塩基性岩体内の南部および大迫町附近などの古生層内に、これらを買ぬいてしばしば現われ、岩体はNW—SE方向に伸びているものが多いようである。幅数mから数100mに達するものがある。超塩基性岩体内のものと、古生層内のものとの時代関係は明らかでない。

岩石は灰白色を呈し、一般に緻密、均質であるが、大迫町附近のものは千枚岩状を呈している。細粒ないし微粒で、蛇紋岩体内のものは主として斜長石(灰曹長石～中性長石)・絹雲母・石英・黒雲母および緑泥石からなり、電気石を含むことがある。石英や長石の斑晶はまれである。橄欖岩～蛇紋岩に接近した部分はやや緑色を帯び、石英はなくなり、菱苦土石・透角閃石ないし陽起石を生じている。古生層内のものは黒雲母は見られず、絹雲母および炭酸塩鉱物に富み、大きさ2 mm程度の自形を示す黄鉄鉱を含むことがある。八森山南東の有字内峠附近のものは、斜長石の斑晶が多い。

II. 3. 6 塊状斑岩ないし閃緑岩^{28), 42), 43), 47)}

これらの岩石は遠野花崗閃緑岩体の縁辺部すなわち図幅地域北部の猫山の北東お

よび南西，土倉山の西部，大麻部山西方，馬越峠の南，図幅地域南縁部等に分布し，石英閃緑岩を経て花崗閃緑岩に移過する場合がある。片理や流理構造はほとんどなく，同一岩体でも小範囲において岩相の変化が著しい。

岩石は暗黒色ないし灰黒色を呈し，粗粒ないし中粒である。顕微鏡下でみると構成鉱物の種類は多く（有色鉱物はほとんど角閃石もしくは輝石のみからなる場合もある），新鮮な斜長石，褐色・緑色または無色の角閃石，単斜輝石および紫蘇輝石がおもであるが，橄欖石を含むものもある。副次的に黒雲母の小片，石英および緑色尖晶石を含むこともある。角閃石を主晶とし，短柱状の斜長石・単斜輝石・紫蘇輝石等を客晶とする篩状構造がしばしば見られ，また，有色の角閃石中に無色角閃石のパッチが見られることがまれでない。

熊ノ洞東方のあるものは暗灰色，粗粒で，橄欖石・単斜輝石・帯緑淡褐色～無色の角閃石・斜長石を主とし，副次的に緑色尖晶石，淡褐色の黒雲母の小片を含んでいる。橄欖石は新鮮である。角閃石はしばしば橄欖石を客晶とした篩状構造を呈する。単斜輝石と角閃石とは連晶をなすことがある。緑色尖晶石の附近には淡緑色，繊維状の角閃石がみられる。またあるものは黒色，中粒で，帯緑褐色の角閃石・無色の単斜輝石・紫蘇輝石・斜長石・黒雲母等からなっている。角閃石は多くの場合には長柱状であり，しばしば客晶として斜長石・単斜輝石・紫蘇輝石・無色角閃石を包有して篩状構造を示し，時には単斜輝石と虫喰状に連晶をなしている。斜長石には斑晶状のものもある。黒雲母は前述のものと同様な産状である。

石上山南西小峠の西のものは閃緑岩質で，灰色，粗粒ないし中粒である。鏡下では，主要構成鉱物は斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・褐色黒雲母，および帯褐色角閃石で，紫蘇輝石と普通輝石とはほぼ同量で多色性が著しい。黒雲母はやゝ大きく，褐色角閃石は単斜輝石中に虫喰状に連晶をなして存在している。

以上述べたものと一連のものかどうか明らかでないが，遠野花崗閃緑岩体の周辺の変成帯内にある白石・小通・磯峠・雲ノ上山南西等に，小岩脈または小岩株として古生層を貫ぬく閃緑岩質のものがある。このなかには玢岩および輝緑岩に近いものもある。

岩石は緑灰色ないし暗緑色を呈し，中粒，堅硬である。鏡下でみると，主要構成鉱物は斜長石および角閃石であるが，単斜輝石がかなり加わっているものがあり，

黒雲母の小片が生じていることもある。副次的に緑泥石・絹雲母・緑簾石・電気石・チタン石等が見られる。斜長石は自形ないし他形で、累帯構造は著しくない。結晶内部に絹雲母が生じていることもある（白石附近）。角閃石は帯緑褐色ないし淡緑色で、特に周辺部はしばしば無色である。長柱状のことが多く、時には篩状構造を呈し、あるいは撓曲し、周辺部はしばしば繊維状となり、陽起石化または緑泥石化している。白石附近のものには、緑簾石脈が平行に走っているものがある。単斜輝石は角閃石と連晶をなすことがあり（白石附近）、角閃石にとり囲まれていることもある。

II. 3. 7 花崗閃緑岩 ^{28), 42), 43), 47), 49), 50), 51)}

図幅地域に分布する花崗閃緑岩は、東部の遠野花崗閃緑岩と西部の人首花崗閃緑岩との2つに分けられるが、その相互関係は明らかでない。

遠野花崗閃緑岩 図幅地域にあるものの大部分は片理があり、角閃石と黒雲母とはほぼ同量である。一般に脆弱で鉱物の配列に方向性があり、捕獲岩はその方向に長く伸びている。人首花崗閃緑岩に較べて一般に自形の黒雲母が優勢であり、圧砕構造が著しい。地域北東縁の一本掬山の東部からニツ石山東麓および南麓にわたって、有色鉱物が減少するとともに、角閃石に対し黒雲母の量が増し、片理は弱くなる。さらにこの岩相は遠野図幅地域北西部に分布している一層粗粒で、片理がなく、風化し易く、C軸の方向に伸びる黒雲母を含み、半花崗岩に富む黒雲母花崗岩に移化する。

片理のある部分のうちでも岩相が変化し、馬越峠北東部のものは地質図上では同一の色に塗ってあるが、黒雲母角閃石花崗閃緑岩であって、細粒で、方向性がなく板状節理が発達し、転石となり易く、他の部分とはやや異なっている。また山椒峠東方・大麻部山山頂部・馬越峠南・小通南東等の岩体の縁辺部附近では、中粒で有色鉱物の少ない部分がある。また石上山周辺部にはペグマタイトが見られる。

石英閃緑岩を経て閃緑岩ないし斑岩質に移化する部分があり、これは特に岩体の周辺部に多く、石英閃緑岩質の部分にはしばしば輝石類が認められる。

石上山東方のものは粗粒で、片理はあまり著しくない。鏡下では、主として斜長石・石英・角閃石および黒雲母からなり、少量の正長石を伴っている。斜長石は

累帯構造は著しくない。双晶に「ずれ」を生じており、非常に弱い波動消光を示す。角閃石は帯褐緑色で、時に斜長石を包有する。黒雲母は帯緑褐色で著しい波動消光を示し、肉眼的にも劈開面に沿って「ずれ」を生じている。石英は強い波動消光を示す。大麻部山南方のものはこれとよく似ているが、方向性が強い。斜長石は著しい累帯構造を示す。しばしばミルメカイトが認められる。角閃石は濃緑色で自形を呈している。

上宮守附近には微斜長石が少量認められるものがある。また、馬越峠東部のものは鉱物成分は以上に述べたものとは同様であるが、中粒である。斜長石のあるものの核心部は基性である。

人首花崗閃緑岩 遠野花崗閃緑岩と異なり、周辺部においても岩相に変化がなく、輝石類を含むことがほとんどなく、塊状の閃緑岩ないし斑岩に移り変わるような部分は見られない。

図幅地域北西部の岩体の連続部である花巻図幅地内権現堂山南西部には、古期のものと考えられる有色鉱物の少ない花崗岩類や、片状の花崗岩類の捕獲岩を含む花崗斑岩質の部分がある。この部分は片状の人首花崗閃緑岩に移り変わる。

人首花崗閃緑岩は鉱物成分上では、花崗閃緑岩質ないし石英閃緑岩質で、一般にアルカリ長石は少ない。部分によっては、塩基性または安山岩質ないし玢岩質の捕獲岩が多く（拜峠南西・図幅地域南西隅砂^{いさ}子北方）、また方向性が少なく、圧碎構造の著しくない部分が多い。ところによってはかなり著しい片状を呈し、遠野花崗閃緑岩に似ている。

鷹巣ノ山北西のあるものは石英閃緑岩質で、やや片状を呈し、中粒ないし粗粒であるが、等粒ではない。顕微鏡下では主として斜長石・石英・黒雲母および角閃石からなっている。斜長石は累帯構造がやや著しく、微弱な波動消光を示し、大きさは種々である。石英は著しい波動消光を示し、大きさには変化がある。角閃石は帯褐緑色で、あるものは黒雲母と連晶をなしている。黒雲母は褐色で、波動消光を示し、しばしば撓曲している。また、あるものは花崗閃緑岩質で、角閃石は緑色、黒雲母は暗褐色を呈し、ミルメカイトが認められる。

図幅地域南西隅の東晴山附近のあるものは両雲母花崗閃緑岩で、アルカリ長石が多く、少量の微斜長石・ペルト石が認められる。

II. 3. 8 花崗斑岩

石上山附近からその北東部の花崗閃緑岩内に点々として露われ、大寺北東では幅 3 m ほどの岩脈状をなしている。有色鉱物として、c 軸の方向に 1cm ほど伸びた黒雲母と自形の角閃石とを含んでいる。

II. 4 新第三紀層

II. 4. 1 玉里層

島倉己三郎・土田定次郎¹¹⁾による玉里夾亜炭層を、玉里層と呼ぶ。青色頁岩・青色砂質頁岩・砂岩および礫岩からなり、亜炭および炭質頁岩の薄層を挟む。砂岩は石英・長石粒に富み、頁岩中には雲母片を多く含んでいる。本層は花崗閃緑岩あるいは超塩基性岩の上に不整合にのっている。土沢町長洞の谷間で、超塩基性岩の角礫をもつ厚さ 10cm に及ぶ礫岩が超塩基性岩を直接に覆って発達する。この礫岩はこの区域だけで、ほかの所には分布しないので、玉里層に属するのか、それ以前の地層であるのか不明である。このなかの礫は普通拳大、洗磨は不良で、種類は蛇紋岩・粘板岩・変成岩が多い。膠結物は凝灰質砂岩である。

この地域の調査にあたっては、炭質頁岩中に植物破片を認めたにすぎないが、島倉・土田¹¹⁾によれば、花巻・矢沢村方面において上部鮮新統に属する植物化石を多数産出する。

II. 5 第四紀層

この地域の第四紀層は段丘堆積物・崖錐および沖積層からなる。

II. 5. 1 段丘堆積物および崖錐

岳川(稗貫川)と達曽部川との流域には段丘堆積物および崖錐が見られ、とくに崖錐が発達している。岳川と中居川との合流点大迫町附近では、3段の段丘が存在している。下宮守附近には段丘堆積物の露頭があり、この露頭は厚さ 9 m に及んでいる。礫・砂層からなるが、礫層中には一般に円礫が少なく、亜角礫ないし扁平礫であって、ほとんど洗磨をうけない角礫もあり、礫の密度は大きい。礫の大きさ

は2～10cmのものが最も多く、1 mに及ぶものがある。種類は粘板岩・石灰質粘板岩・石灰岩・珪質岩・薄衣型礫岩・閃緑玢岩・花崗岩・蛇紋岩・安山岩および変成岩である。その凝結物質あるいは砂層中には、蛇紋岩の粉碎されて流されたものと思われる淡緑色を呈する部分もある。また、この礫層・砂層の間に浮石層を挟む所がある。また内楽木峠北方では、淡黄色軽石質火山灰を含む砂層が認められる。

下宮守北方の山上から黒木にかけて、地表に洗磨をうけた礫が散在するのが見られる。これは南隣の人首図幅地域北部の赤沢附近に分布するものと同様な状態である。

II. 5. 2 沖積層

沖積層は図幅地域を流れる諸河川の谷間に発達し、砂・礫および粘土からなる。

III. 応用地質

本図幅地域には、古生層・蛇紋岩等を母岩として多数の小鉱床が賦存しているが稼げできるものは少ない。鉱床の種類は、含金石英脈・水鉛鉱脈、古生層内の層状の含チタン鉄鉱床、蛇紋岩内の滑石・ペグマタイトおよび石英脈を構成する珪石等である。石材としては小規模に石灰岩が採掘されたことがある。

III. 1 鉱床

III. 1. 1 金²¹⁾、^{註15)}

図幅地域の北部および西部の古生層中および蛇紋岩中には、点々と含金石英脈鉱床が賦存しているが、いずれも小規模でみるべきものはない。

八木巻鉱山 岩手県稗貫郡内川目村にあり、東北本線石鳥谷駅の東方直距離20 km、猫山の南西麓にある。石鳥谷駅から大迫町を通り、そこから県道3 kmまでバスがあり、それから旭ノ又川に沿って約8 km遡った栃沢部落の南約1.5 kmの地

註15) 主として文献21)による。

点にある。

藤沼喜代治が八木巻の南方の旭坑，八木巻北方の漆山に面した部分を開坑し，昭和13年より生産を開始して，日立鉱山に売鉱したが，終戦後，帝国鉱業開発株式会社所有となり，現在休山中である。

古生層中を上下左右に貫ぬく不規則レンズ状の石英脈で，時に多量の硫砒鉄鉱またはその酸化による褐鉄鉱が縞状をなし，含金平均品位10g/tで，100g/tに達する部分もある。

主要鉱床は雄鷹・八雲・旭の各鉱脈で，走向延長はそれぞれ300m，200m，100m，鍾幅はそれぞれ0.3m，0.8m，0.3mで，高低差は30m，25m，15mである。過去の実績は昭和13年，28t（金品位13g/t）を出鉱した程度である。

III. 1. 2 水 鉛^{21), 註16)}

猫山鉱山 岩手県稗貫郡外川目村猫山の南斜面で，漆山より山道3kmのところにある。昭和20年，波津久剣が鉱業権者となったが，終戦とともに休山となった。

鉱床は花崗閃緑岩塊の中央部にN20°Eに走る顕著な剪裂帯の一部に沿って発達した多くの相接近する平行脈で，東へ60～70°傾く。中石を含んで幅数mの間に分布し，延長10m内外である。これら多数の鉱脈中，幅2～3cmのものは純粋な石英からなることが多く。そのうち，幅10cm内外の数脈は石英のほか，しばしば長石と径1cm近くに達する放射状の輝水鉛鉱および不規則な粒状の黄銅鉱を含み，水鉛で数%から局所的には10%以上の高品位に達する部分がある。時には脈の両盤際のみ長石・雲母等を含んでペグマタイトの性質を帯び，中軸部は石英を主とし，輝水鉛鉱は両方に跨る場合があり，時には脈の中央部が長石に縁どられた晶洞をなし，輝水鉛鉱はその面に附着することもある。鉱石の一部は母岩を鉱染したものである。主要鉱床は雄照坑のみで，平均0.5%として1,500tの鉱量が見込まれる。

III. 1. 3 含チタン鉄鉱^{28), 44)}

本鉱床は岩手県上閉伊郡宮守・達曽部両村にまたがっており，釜石線宮守駅の北方，雲ノ上山周辺にある。鉄鉱として小規模に稼行されたところは，雲ノ上山附近・

註16) 主として文献21)による。

内楽木峠東方・鹿込北方等の数カ所であって、雲ノ上鉱山と呼ばれている。

鉱床は遠野花崗閃緑岩により変成作用を受けた雲ノ上山層中に挟まれる鉱層（砂鉄層）であって、その厚さは平均 0.5m 位であるが、一定でなく、延長は走向に沿って 100m に亘って確かめられる場合があり、礫峠附近においては、砂鉄層は石灰質粘板岩と粘板岩との間に挟まれており、層厚は大体 1 m 以下であるが、1.5m に達する部分もある。

鉱石のうち富鉱は樹脂光沢を示し、緻密、堅硬な重い鉱石で、主として含チタン磁鉄鉱からなるが、貧鉱は外観が砂岩に似ており、磁鉄鉱粒を僅かに含んでいる。鏡下では、磁鉄鉱のほかに赤鉄鉱・陽起石ないし緑泥石・透輝石・方解石・緑簾石・斜長石等を含み、全体として寄木状構造を呈している。加藤⁴⁴⁾によれば、平均鉱の分析結果は下記の通りで、TiO₂含有量は 10～15% である。

| SiO ₂ | Fe ₂ O ₃ FeO | TiO ₂ |
|------------------|------------------------------------|------------------|
| 7.40% | 71.42% | 12.88% |

III. 1. 4 滑 石^{20), 21), 27), 38), 42)}

本鉱床は橄欖岩の蛇紋岩化した部分に、珪長岩質岩石と密接な関係をもって胚胎され、主要な鉱床は特に釜石線岩根橋駅附近から、人首図幅地内に至る NW—SE 方向の地帯に分布している。一般に Fe₂O₃ は 5% 以上で良質とはいえない。

岩根橋鉱山 釜石線岩根橋駅の東北東 700m、達曽部川の橋の東岸（岩手県上閉伊郡宮守村大字下宮守）にあり、現場までトラックが通じる。鉱業権者は国峰鉱化工業株式会社国峰宏保で、昭和 22 年 8 月から採掘され、産額は次の通りである。

| | |
|----------|------------------|
| 昭和 22 年度 | 800t (8 月からの送鉱量) |
| 昭和 23 年度 | 1,100t |
| 昭和 24 年度 | 685t |
| 昭和 26 年度 | 70～80t (11 月頃月産) |

鉱床附近にはスペッサルト岩ないし玢岩および珪長岩質の岩脈があり、鉱体は珪長岩質岩脈と密接な関係をもって生じている。この珪長岩質岩脈が蛇紋岩を貫ぬく場合、その脈は破砕面を切った節理、またはそれから派生した小断層に沿っており、方向は必ずしも一定でないが、垂直に近い傾斜をもっている。この岩脈に接する厚

さ数 cm の部分は滑石に富み、岩脈から遠ざかるにしたがって次第に滑石は減少し、普通の蛇紋岩に移化する。良質の滑石はスペッサルト岩ないし玢岩の附近の蛇紋岩を珪長岩質岩脈が貫ぬく部分に生じている³⁸⁾。

坑道は3段あり、全長200mに達する。脈幅は膨縮するが平均1mで、広い部分では2mに及ぶ。鉍石は選鉍され、D.D.T.等に使用されていた。

宮守鉍山 岩手県上閉伊郡字下宮守にあり、図幅地域南縁宮守駅の南南西2km、猿ヶ石川支流の南岸にある。現場から660mの軌道があり、それから宮守駅まで1.5kmは馬車を通じる。鉍業権者は大久保一佐で、昭和21年から稼行を始めた。産額は次の通りである。

昭和23年度 200t (6月から)

昭和24年度 7月:110t, 8月:230t

鉍床附近には幅0.5mの珪長岩質岩脈が見られ、その両側にも幅数cmの鉍体が見られるが、現在採掘しているところには珪長岩質岩脈はみられず、幅30mの蛇紋岩内に数帯胚胎され、この間にほゞ10m間隔で、3本の鑄入坑道が掘られている。坑道全長は50mで、現在高低差約6mである。

初めの頃出鉍した鉍石は露頭部に近く、多少赤褐色を帯び、また蛇紋岩の一部が混入し不純であったが、内部では褐色のものはなくなり、淡緑色、垂透明の鉍石となった。Fe₂O₃:5.81%で鉄分が多いが、D.D.T.用等の窯業原料以外のものを使用されていた。

III. 1. 5 珪 石

鉍石は花崗閃緑岩体内の小規模なペグマタイトおよび古生層中の石英脈の石英である。調査当時採掘していたところは、石上山西方3.5km、石上山南東3.5kmの道路側および猫山南西の栃沢であった。

石上山西方のものは上閉伊郡上宮守村寺沢山にあり、鉍業権者は菅井トヨノで、月産50tほどであった。ペグマタイトはやゞ膨縮するが平均幅4mで、ほゞ水平に近く、10mほどの間露出している。ペグマタイトは石英・長石がおもで、僅かに電気石を伴っている。

外川目村栃沢のものは、石灰岩を貫ぬく石英脈であって、かつては金鉍を採掘し

た跡であり、幅は 10m 余りに及んでいる。

III. 1. 6 石灰岩

稗貫郡大迫町岩ノ目附近に分布する達曽部層中の石灰岩を、三陸石灰裨貫工場で稼行している。白色ないし灰白色の微粒の石灰岩で、それから生石灰・消石灰を製造、販売している。その生産額は月産約 1,000t である。

III. 2 石材

大理石 採石場は達曽部村大川目にあり、かつて国会議事堂建設の際切り出されたことがあるが、現在休業中である。金竜大理石と呼ばれ非常に緻密で、白色ないし帯黄白色の肌に緑色あるいは藍色の波状の縞が入っている。

文 献

- 1) 菊池 安: 20 万分の 1 地質図幅「一の関」および同説明書, 地質調査所, 1892
- 2) 西和田久学: 陸中箕輪峠及び黒石産蛇紋石略説, 地質学雑誌, Vol. 2, p. 14 ~ 15, 1895
- 3) 山根新次: 20 万分の 1 地質図幅「盛岡」および同説明書, 地質調査所, 1922
- 4) I. HAYASAKA: Some Permian Brachiopods from the Kitakami Mountains, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 1, No. 2, p. 51 ~ 70, 1922
- 5) I. HAYASAKA: Some Permian Fossils from the Kitakami Mountains, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 2, No. 4, p. 107 ~ 116, 1923
- 6) I. HAYASAKA: On Some Brachiopods from Lyttonia Horizon of the Kitakami Mountains, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 4, No. 3 ~ 4, p. 85 ~ 87, 1925
- 7) 早坂一郎: 北上山地産二疊紀腕足類, 地質学雑誌, Vol. 23, No. 392, p. 207 ~ 208, 1926
- 8) 近藤信興: 陸中宮守附近の過塩基性岩, 特に其の輝石族・角閃石族の成因関係に就いて, 地質学雑誌, Vol. 35, p. 395, 1928
- 9) 近藤信興: 陸中宮守附近の過塩基性岩に就いて, 地質学雑誌, Vol. 36, No.

425, 1929

- 10) S. HANZAWA : Stratigraphical Distributions of the Genera *Pseudoschwagerina* and *Paraschwagerina* in Japan, two new species of *Pseudoschwagerina* from the Kitakami Mountainland, Northeastern Japan, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 16, 1939
- 11) 島倉己三郎・土田定次郎: 北上川流域の新生代層, 特に夾重炭層の基底に就いて, 東北帝大, 地質古生物学教室研究邦文報告, No. 32, 1939
- 12) 湊 正雄 : 北上山地における先坂本沢階 (Presakmarian) 不整合とその意義, 地質学雑誌, Vol. 49, p. 48, 1942
- 13) 湊 正雄 : 比較構造論から観たる北上山地古生代構造史, 地質学雑誌, Vol. 49, p. 251, 1942
- 14) 渡辺万次郎: 東北地方における金属鉱床の生成時代とその型式 (1), 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 29, No. 1, 1943
- 15) 湊 正雄 : 南部北上山地二畳系の大区分, 地質学雑誌, Vol. 51, No. 605, p. 76, 1944
- 16) M. MINATO : Die Transgression der Ober Vise-Stufe in Kitakami-Gebirge, Japan, Proc. Imp. Acad. Tokyo, Vol. 20, p. 163, 1944
- 17) M. MINATO : Phasenanalyse der Gebirgsbildungen der Palaeozoischen Area in Kitakami-Gebirge, (Nördostliches Honsyū, Japan), Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 19, Nos. 1 ~ 4, p. 151, 1944
- 18) 湊 正雄・大久保雅弘: 本邦下部石炭系の対比, 地質学雑誌, Vol. 54, p. 167, 1948
- 19) 関陽太郎 : 岩手県宮守地方における超塩基性岩の花崗岩貫入による変成現象, 地質学雑誌, Vol. 55, No. 648 ~ 649, 1949
- 20) 地質調査所: 日本鉱産誌, BIII, 1950
- 21) 岩手県鉱業会: 岩手県鉱山誌, 1950
- 22) 加納 博 : 岩手県田老地方における堇青石岩と層状硫化鉄鉱床との関係 (交代作用の地質学的条件についての一考察), 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 34, No. 5, 1950
- 23) M. MINATO : Zur Orogenese und Zum Vulkanismus in Jungeren Palaeozoikum des Kitakami-Gebirges, Honsyū, Jap. Jour. Fac. Sci. Hokkaidō Univ., Ser. IV, Vol. 8, No. 3, p. 277 ~ 302, 1950
- 24) 湊 正雄 : 北上山地の地質, 民主主義科学者協会地学団体研究部会専報, No. 4, 1950
- 25) 関陽太郎 : 岩手県宮守地方における古生層起源の変成岩類について, 地質学雑

- 誌, Vol. 56, No. 656, p. 264, 1950
- 26) 関陽太郎: 岩手県宮守地方における花崗閃緑岩による超塩基性岩類の変成現象について—透輝岩, 角閃石岩の変成現象—, 地質学雑誌, Vol. 56, No. 659, 1950
 - 27) 坪谷幸六: 岩手県宮守附近及び夏山滑石鉱床概査報告, 地質調査所月報, Vol. 1, No. 3, 1950
 - 28) 渡辺万次郎: 北上山地の火成活動, 民主主義科学者協会地学団体研究部専報, No. 4, 1950
 - 29) 浅井 宏: 北部北上山地早池峰山附近の岩石, 地質学雑誌, Vol. 57, No. 670, 1951
 - 30) M. MINATO: On the Lower Carboniferous Fossils of the Kitakami Massif, Northeast Honshū Japan, Jour. Fac. Sci. Hokkaidō Univ., Ser. IV, Vol. 7, No. 4, p. 355 ~ 372, 1951
 - 31) 関陽太郎: 岩手県宮守地方における花崗閃緑岩貫入に伴なう超塩基性岩類の変成現象について—蛇紋岩起原のものについて—, 地質学雑誌, Vol. 57, No. 665, 1951
 - 32) 関陽太郎: 岩手県宮守地方の超塩基性岩類の研究 (その 3) —蛇紋岩化作用について—, 地質学雑誌, Vol. 57, No. 669, 1951
 - 33) 関陽太郎: 橄欖岩, 斑岩及び玄武岩中の橄欖石の性質の差について, 地質学雑誌, Vol. 57, No. 670, 1951
 - 34) 橘 行一: 北上山地西南縁の珪岩を含む緑色岩類, 地質学雑誌, Vol. 57, No. 670, 1951
 - 35) M. MINATO: A Farther Note on the Lower Carboniferous Fossils of the Kitakami Mountainland, Northeast Japan, Jour. Fac. Sci. Hokkaidō Univ., Vol. 8, No. 2, p. 136 ~ 174, 1952
 - 36) 関陽太郎: 北上山地で発見された花崗閃緑岩礫を含む輝緑凝灰岩質礫岩層, 地質学雑誌, Vol. 58, No. 686, 1952
 - 37) 関陽太郎: 岩手県宮守地方の超塩基性岩類の研究 (その 4), 地質学雑誌, Vol. 58, No. 686, 1952
 - 38) 関陽太郎: 岩手県宮守地方の超塩基性岩類の研究 (その 5), —滑石鉱床について—, 岩石磁物磁床学会誌, Vol. 36, No. 5, 1952
 - 39) 関陽太郎: 北上中軸変成帯におけるクロリトイドホルンフェルス (要旨), 地質学雑誌, Vol. 59, No. 694, 1953
 - 40) I. HAYASAKA: Younger Palaeozoic Cephalopods from the Kitakami Mountains, Jour. Fac. Sci. Hokkaidō Univ., Ser. IV, Vol. 8, No.

4, 1954

- 41) I.HAYASAKA・M.MINATO: A Note on the Carboniferous and Permian Faunas of Japan, Jour. Fac. Sci. Hokkaidō Univ., Ser. IV, Vol. 8, No. 4, 1954
- 42) 広川 治・吉田 尚: 5万分の1地質図幅「人首」および同説明書, 1954
- 43) 加納 博・関陽太郎: 北上中軸帯, 地質見学案内書, 1954
- 44) 加藤謙次郎: 岩手県雲上鉱山の地質鉱床, 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 38, No. 2, 1954
- 45) 加藤謙次郎: 関陽太郎氏に答える, 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 38, No. 6, 1954
- 46) 湊 正雄他9名: 世田米地方の二疊紀層の層序と化石帯, 地質学雑誌, Vol. 60, No. 708, 1954
- 47) 島津光夫: 北上山地西南部田河津村附近の塩基性及び超塩基性岩 (I), 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 38, No. 3, 1954
- 48) 関陽太郎・加納博: 北上中軸帯における変成岩および花崗岩, 地質学雑誌, Vol. 60, No. 706, 1954
- 49) 関陽太郎: 加藤謙次郎氏, 「岩手県雲上鉱山の地質鉱床」によせて, 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 38, No. 6, 1954
- 50) Y. SEKI: On Chloritoid Rocks in the Kitakami Median Metamorphic Zone, North-Eastern Japan, Sci. Rep. Saitama Univ, series B, Vol. 1. No. 3, 1954
- 51) 鈴木淑夫: 北上山地遠野町南方の花崗閃緑岩体について (要旨), 地質学雑誌, Vol. 60, No. 706, 1954
- 52) 鈴木淑夫: 北上山地遠野花崗閃緑岩体南部の構造について, 地質学雑誌, Vol. 60, No. 707, 1954

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

OHAZAMA

Akita, No. 33

By

OSAMU HIROKAWA & TAKASHI YOSHIDA

(Written in 1955)

(Abstract)

GEOLOGY

The area of this sheet map is located in the southwestern part of the Kitakami mountainland in Northeast Japan. In this area Paleozoic rocks, granitic rocks and ultrabasic intrusive rocks of probably Mesozoic age are extensively developed, and the Neogene Tertiary and Quaternary deposits occur in a small extent. Geologic sequence of the rocks is shown in Table 1 and 2.

Paleozoic

The Paleozoic strata suffer so much block-movements, foldings and the regional metamorphism of granodiorites, that their stratigraphical sequence is unreadily established. Such structural behavior is in common on the eastern side of the Hizume-Kesenuma tectonic line as also seen in the Hitokabe geological sheet map. The Paleozoic strata are divided, as shown in Table 1, into the

Nakazai formation (probably lower Carboniferous), Ozasa formation (upper Visean stage of lower Carboniferous), Tatsusobe formation, Kumonou-e-yama formation (these two, lower Permian), and Toyoma clayslate formation (upper Permian). Besides these, the Takasuno-yama formation of unknown Paleozoic age is distributed

Table 1 The Summary of the Stratigraphy

| Geological age | | Standard stratigraphy of the southern Kitakami Paleozoic system | | Formation | Principal lithological characters |
|---------------------|------------------|---|---------------------|---------------------------------------|--|
| Cenozoic | Quaternary | | | Alluvium deposits | gravel, sand, clay |
| | | | | (unconformity) | |
| | | | | Terrace deposits and talus | gravel, sand, clay |
| | | | | (unconformity) | |
| | Neogene Tertiary | | | Tamasato formation | sandstone, shale, conglomerate, lignite |
| | | | | (unconformity) | |
| Paleozoic | Upper Permian | Toyoma subsystem | | Toyoma clayslate formation | black clayslate, conglomerate ("Usuginu" conglomerate) |
| | Lower Permian | Yukisawa subsystem | Kanōkura series | Kumonou-e-yama formation | clayslate, sandstone, limestone, calcareous conglomerate, conglomerate |
| | | | | (?) | |
| | | | Sakamotozawa series | Tatsusobe formation | clayslate, limestone, schalstein, conglomerate |
| | | | | | (unconformity) |
| Lower Carboniferous | | Onimaru series | | Ozasa formation | clayslate, limestone |
| | | Odaira series Arisu series Hikoroichi series | | (not in contact) Nakazai formation | schalstein, clayslate |
| Unknown age | | Motai system | | Takasuno-yama formation | clayslate, quartzite, schalstein |

separately at the margin of the ultrabasic rocks. The unconformity which is assumed to be under the base of the Tatsusobe formation, indicates the pre-Sakmarian (pre-Sakamotozawa) disturbance which was clarified by M. Minato as the evidence of the Uralian-gap. The basal conglomerate developed partly at the basal portion of the Kumonoue-yama formation which belongs to the Kanōkura series, becomes un conspicuous towards the northern area. Accordingly, more precise investigation in this area is required to ascertain the unconformity under the base of the Kanōkura series.

Table 2 The Classification and Successions of the
Igneous Rocks

| Stage | Western part of the area | Eastern part of the area |
|---------------|---|---|
| Earlier-Later | Hitokabe granodiorite* ¹ | Ultrabasic rocks* ³ |
| | Felsitic rocks | Granite porphyry |
| | Porphyrites | Tōno granodiorite* ⁴ complex |
| | Miyamori ultrabasic rocks* ² | Massive diorite-gabbro |
| | Schistose diorite-gabbro | |
| | Diabasic rock | |

○ The relation between Hitokabe granodiorite and felsitic rocks is not clear.

○ The greater part of these rocks may be of Mesozoic age.

*¹ distributed in the western part of the area.

*² distributed on the southwest side of Takasuno-yama—Hiryū-zan line.

*³ distributed on the east side of Takasuno-yama—Hiryū-zan line.

*⁴ distributed in the eastern part of the area.

1. Takasuno-yama formation

This formation is composed of phyllitic clayslate, quartzite and green metamorphic rocks. It does not give any organic remains proving geological age, but is possibly correlated by its lithological facies with the Shimoide formation in the Hitokabe geological sheet map, which belongs to the Motai system.

2. Nakazai formation

This formation consists mainly of schalstein, and partly of

calcareous or siliceous clayslate. It does not include any organic remains, so its geological age is undeterminable. But the lithological characters and stratigraphical relation show that this formation may be the equivalent to the pyroclastic lower Carboniferous series of the standard stratigraphy of the southern Kitakami mountainland.

3. Ozasa formation

This formation consists of limestone and blackish clayslate, which are severely metamorphosed by the intrusion of the granodiorite. This is connected to the Siiba formation containing *Dibunophyllum* in the area of Hitokabe geological sheet map. Consequently this formation belongs to the Onimaru series of the upper Visen stage.

4. Tatsusobe formation

This formation is widely distributed, and composed of conglomerate, limestone and black clayslate, partly with the thin intercalations of schalstein and sandstone. The basal conglomerate overlies unconformably the Nakazai and Ozasa formations of lower Carboniferous age, and the Moscovian and Uralian stages are absent in this area. This formation is characterized by limestone-rich facies bearing abundant fossils such as fusulinids, coral and brachiopods. Fusulinids such as *Pseudoschwagerina*, *Pseudofusulina* and *Parafusulina* are collected especially from Mt. Dōgusoku-yama and its vicinity. The geological age of the formation can be decided to be early age of early Permian.

5. Kumonoue-yama formation

This formation is composed of conglomerate, calcareous conglomerate, clayslate, sandstone and sandy clayslate, sporadically with intercalations of limestone. The basal conglomerate developed in the southern part of the mapped area, becomes inconspicuous towards the northern part, where only the calcareous conglomerate bed partly remains. It overlies the Tatsusobe formation at few localities, but the relation is not accurately known. Fossils as brachiopods and cephalopods were discovered from several localities.

This formation may belong to the Kanōkura series of the upper stage of lower Permian.

6. Toyoma clayslate formation.

This formation being distributed limitedly in small areas, comprises black clayslate and conglomerate. The thick member of conglomerate is the equivalent to the Usuginu conglomerate.

This formation belongs to upper Permian.

7. Metamorphic rocks of the Paleozoic formations

The Paleozoic rocks are metamorphosed into hornfels in the contact aureoles of about 1.5~3 km width around the granodiorite masses. These metamorphic rocks are (1) hornfels developed along the Tōno granodiorite and (2) hornfels along the Hitokabe granodiorite.

The hornfels (1) has been altered from the lower Carboniferous~upper Permian sediments. In some places it is schistose or spotted in appearance. The metamorphic aureoles are divided into the next three zones, concerning the rocks altered from aluminous shale : the innermost sillimanite zone adjacent to the granodiorite, the outer chloritoid zone, and the intermediate andalusite-cordierite-garnet zone. Sillimanite is occasionally associated with andalusite or chloritoid. There occur rocks carrying cordierite and rhombic amphibole in some places of the intermediate zone. Skarn and hornfels containing hypersthene or green spinel are found in some places of the contact aureole. Some metamorphic rocks have been altered from the volcanic products of lower Carboniferous. They are usually greenish in color and porphyritic or pyroclastic in texture, and consist principally of green amphibole, plagioclase and, as accessories, biotite, quartz and others.

The hornfels(2)has been metamorphosed from the undifferentiated Paleozoic sediments. It is composed of dark greenish or gray schistose rocks, and whitish grey quartzite, which gradually pass into each other in some places. The dark greenish schistose rock consists of

diopside, green hornblende, plagioclase and, as accessories, titanite, etc. Biotite is common in quartzose rock and the intermediate rock of the greenish schistose rock and quartzite.

8. Diabasic rock

It may be accompanied by schistose diorite~gabbro and ultra-basic rocks, but the modes of occurrence of the rock is not clear. It is diabasic in nature, though it is so much altered that the original rock is hardly recognizable. It is massive, compact, hard and dark greenish in color. The constituents are hornblende or actinolite, remarkably altered plagioclase and, as accessories, titanite, zoisite and others.

9. Schistose Diorite~Gabbro

The rocks occur either as a few separated bodies or probably enclosed masses in the ultra-basic rock. Their boundaries are usually sharp, except where hornblendite or cortlandite occurs near the boundary with the ultrabasic rocks. They are dark green in color, generally schistose and homogeneous in mineral composition as compared with the massive diorite~gabbro. The constituents are greenish or light brown hornblende, saussurite-plagioclase, a little amount of monoclinic pyroxene and, as accessories, garnet, epidote, and others.

The rocks are intruded or enclosed by the Hitokabe granodiorite.

10. Ultrabasic rocks

The rocks form large intrusive masses in the Paleozoic formations. They comprises peridotite, diallagite, cortlandite and hornblendite. In these rocks monoclinic pyroxene is usually much superior in amount to rhombic pyroxene. Peridotite consists of olivine, monoclinic pyroxene, rhombic pyroxene and hornblende, varying in relative amount, and is serpentized in various grades. The Miyamori ultrabasic rocks are metamorphosed by the intrusion of the Hitokabe granodiorite, and produce in themselves granulated olivine, tremolite, authophyllite, other colorless amphibole, talc and green spinel. In

the contact aureole by the felsitic rock, they produce fibrous antigorite, carbonate and talc. Diallagite occurs in lenticular bodies or in bands along dunite in the peridotite or serpentine masses. Hornblendite generally occurs as small masses of irregular shape along the borders of schistose gabbros close to the peridotite. It is a coarse-grained rock, consisting generally of brownish or greenish hornblende. Cortlandite occurs near the boundary between the schistose gabbro and peridotite. It is coarse-grained, dark grey in color and consists of brownish or light greenish hornblendes as oikocrysts, and one to four species of the following minerals, as chadacrysts, that is, entirely or more or less serpentinized olivine, monoclinic pyroxene, rhombic pyroxene and hornblende.

11. Porphyritic rocks

The rocks occur as dikes or stocks which are intruded into the Paleozoic sediments and peridotite. They range from diorite porphyrite or porphyrite to spessartite both in textures and mineral compositions. Some of them are metamorphosed by the intrusion of granodiorites. Clots of fine-grained garnet are observed as rounded spots in some of them.

12. Felsitic rocks

The rocks are intruded into the ultra-basic rock and the Paleozoic formations. They are whitish gray in color, fine-grained, compact, rarely phyllitic and homogeneous and consist of plagioclase, quartz, sericite, biotite, chlorite and, as an accessory, tourmaline. They are pale green in color where they are close to the contact with the peridotite or serpentine, and carry tremolite or actinolite and magnesite.

13. Massive Diorite ~ Gabbro

The rocks are intruded into the Paleozoic formations and pass through quartz diorite into granodiorite. They are massive, hard, remarkably heterogeneous in mineral compositions and occasionally poikilitic in texture. They consist of plagioclase and one or more

of the following minerals : brown, greenish or colorless amphibole, monoclinic pyroxene, rhombic pyroxene and rarely olivine. Biotite, quartz and green spinel are the accessory ingredients.

14. Granodiorites

The rocks form large intrusive masses in the Paleozoic formation and ultra-basic rocks. They are divided into two types, the Tōno and Hitokabe granodiorites, though they sometimes resemble each other in rock features.

The characteristic features of the Tōno granodiorite are as follows : 1) Somewhat schistose and brittle ; 2) heterogeneous in mineral composition at the margin of the mass; 3) having subhedral or less commonly euhedral hornblende and euhedral biotite, and 5) cataclastic structures.

The Hitokabe granodiorite is remarked by the following features : 1) massive and compact ; 2) homogeneous except the xenolith of volcanic products ; 3) having euhedral or subhedral hornblende and anhedral biotite, and 4) not so cataclastic.

15. Granite porphyry

The rock is intruded into the Tōno granodiorite in small bodies. It is characterized by the presence of biotite elongated parallel to c-axis.

16. Tertiary

Tamasato formation consists of light bluish gray or bluish sandstone, shale and conglomerate interbedding discontinuous lignite. This has been considered to be Pliocene in age.

17. Quaternary

The terrace and talus deposits occur especially along the Dake river and Tatsusobe river. The terrace deposits are composed of gravel, sand and clay. The alluvial deposits consisting of gravel, sand and clay are distributed along the rivers, streams and valleys.

ECONOMIC GEOLOGY

Mineral Deposits

Gold and Molybdenum

Gold-quartz veins of small scales are scattered in the Paleozoic sediments and serpentine, and were once prospected. Molybdenite veins have been found in the Tōno granodiorite at Neko-yama.

Titaniferous Magnetite

Titaniferous magnetite occurs at several places in the vicinity of the Kumonoue-yama, Tatsusobe-mura. The deposits are intercalated in the Kumonoue-yama formation of the upper stage of lower Permian. Near the Haritsuke-tōge, the thickness of these ore beds amounts to 1.0~1.5 m. The ore contains about 70 % Fe_2O_3 and 10~15 % TiO_2 .

Talc deposits

Talc deposits are found in serpentine at the contact with felsitic rock. Ore bodies are of small scale and ores are inferior in quality, containing 5 % or more in Fe_2O_3 .

Quartz

Quartz of pegmatites in the Tōno granodiorite and of a quartz vein in the Paleozoic sediments is worked on a small scale.

Limestone

The limestone quarry is worked for quicklime and slaked lime at Iwanome, Ohazama-machi. The production amounts to 1,000 t per month. This limestone exists in the Tatsusobe formation of lower Permian age.

Building Stone

Marble

Marbly limestone near Okawame, Tatsusobe-mura was quarried for building stone. This is a compact, whitish or yellowish white marble with greenish or bluish waving stripes.

昭和31年2月5日印刷

昭和31年2月10日発行

工業技術院
地質調査所
著作権所有

印刷者 田中春美

印刷所 田中幸和堂印刷所

EXPLANATORY TEXT OF THE GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

OHAZAMA

(Akita-33)

By

OSAMU HIROKAWA & TAKASHI YOSHIDA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1956