研究報文

岩手縣田老町附近の地質及び岩石

(Geology and petrology of the environment of

Tarô-machi, Iwate Prefecture.)

石 井 清 彦 (Kiyohiko Ishii), 植 田 良 夫 (Yoshio Ueda),
山 岡 一 雄 (Kazuo Yamaoka), 山 江 徳 載 (Noritoshi Yamae)

Abstract: According to the field observations of Tarô district, Iwate Prefecture, it is highly probable that the volcanic complex made of andesitic rocks and their pyroclastic materials in this district have been formed at the age following the sedimentation of the Omoto formation of the basal part of the Cretaceous series, known as Ryôseki and that some of the sediments, known as Palaeozoic, seem to belong to some Mesozoic age, preceding to this formation. The granodiorites of the Miyako and the Tarô types intruded into the Harachi-yama and the Kishi formations and their pebbles are included in the Miyako formation of the upper part of the lower Cretaceous series known as Monobegawa. Therefore, the geologic age of their intrusion is believed to belong to same age between the Ryôseki and pre-Upper Monobegawa series. Also the shear zone, 1 to 2.5 k.m. in width, passing through the Tarô-mine might have been formed in this age before granodioritic intrusion.

1 緒 言

本地域は北上山地の東縁部、太平洋岸に面する個処で、古くより著名鉱山として田老鉱床が存在し、此の鉱床並びに附近の地質に関しては多数の調査報文¹⁾⁻¹⁰⁾が見られる。筆者等は偶々岩手県の地下資源調査に参加し

- 1) 山 根 新 次, 盛岡図幅, 20 万分の 1, 1915.
- 2) 植 村 癸己男, 田老鉱山調査報文, 地質調査所報告, 86 号.
- 3) 中 本 明, 岩手県田老鉱山について, 地質, 38, 1931.
- 4) 今 井 秀 喜, 岩手県田老鉱山の地質及び鉱床, 地質, 47, 1931.
- 5) 加 藤 武 男, 新編鉱床地質学, p. 312, 1940.
- 6) 加 納 博, 北上山地岩泉近傍の“銀家”類似の変成岩類について地質, 53, 626, 1947. 地質, 54, 636, 1948.
- 7) “ ” 北上山地岩泉変成帯に於ける特異なる藍青石岩と角閃石カミソグトン角閃石岩の共出, 地質, 55, 648-669, 1949.
- 8) “ ” 岩手県岩泉地方の石灰石及び大理石鉱床 秋田鉱山専門学校地下資源開発研究所報告, 第 2 号, 1949.
- 9) 湊 正 雄, Zur Orogene und zum Vulkanismus im jüngerem Palaeozoikum des Kitakami-Gebirges, Honshû, Japan. 北大紀要, 4 類, 7 卷, 3 号, 1950.
- 10) 加納博, 武藤昭靖, 田老鉱床における鉱の内変動帯の構造特に線構造と落しの問題に関連して, 地質 57, 672, 1951.

て本地域附近の地質を稍広範囲に調査する機会を得、従来の所見と聊か異なる点を見出したので地質岩石の概略を述べ、それ等に就て言及したいと思う。本報告の大意は既に地質学会第 58 年総会で発表したところである。

本調査は岩手県の依頼によつて行つたもので、調査の機会を与えられた岩手県庁の関係諸氏に厚く謝意を表すると共に、種々の御高配と助言を賜つた渡辺万次郎教授並びに加藤謙次郎講師に深謝の意を表する。

2 地質岩石

本地域を構成する堆積岩類及び火成岩類を類別すれば次の如くなる。

1) 堆 積 岩 類

(i) 古 生 代

古 生 層 (石炭紀一二疊紀)

(ii) 中 世 代

時代未詳中生層

岸層, 原地山層

下部白堊紀層 (領石統)

小本層,

下部白堊紀層 (物部川統)

平井賀層, 茂師層, 宮古層等

上部白堊紀層 (浦川統)

玉川層,

(iii) 新 生 代

第 四 紀 層

洪積層 冲積層

2) 火 成 岩 類

(i) 深 成 岩 類

田老型細粒花崗閃綠岩

宮古型粗粒花崗閃綠岩

橄 欖 斑 糲 岩

(ii) 脈 岩 類

長 石 玢 岩

石 英 閃 綠 玢 岩

閃 綠 玢 岩

花崗閃綠岩質斑岩

石 英 斑 岩

輝 石 玢 岩

(iii) 噴 出 岩 類

流 紋 岩

I 堆 積 岩 類

(1) 古生代 古生層—古生層は地域の西方に発達し、主として粘板岩、チャート、硬砂岩の累層より成り石灰岩、輝緑凝灰岩等を挾有する。田老型、宮古型両花崗閃綠岩の併入により、之に接する個処では劇しく熱変質作用を受け粘板岩は点紋粘板岩或は黒雲母ホルンフェルス、紅柱石ホルンフェルス、空晶石ホルンフェルスとなり、岩泉町附近では長さ 1 裡、巾 3 耗に達する空晶石が見られる。又硬砂岩にも黒雲母を多量に生じて雲母砂

岩、時には片状を呈する黒雲母片岩様岩石に変成している。安家川上流及び刈屋村に於ては小規模ながら貫入片麻岩が存在する。又小本村中里附近には角閃岩を挟有す。石灰岩は何れも再結晶を行つて糖状を呈するが、接触鉱物の産出は稀で、僅かに有芸村肘葛、普代村堀内沢上流、花原市附近で透輝石、柎榴石等のスカルン鉱物の生成を散見するのみである。石灰岩及び輝緑凝灰岩はかなり密接に相伴つて産出し、岩泉町、有芸村方面にその発達が良好である。古生層の一般走向は $N10^{\circ}\sim 30^{\circ}W$ で、西に 40° 乃至 80° の傾斜を示すが、地域の北部に於ては殆ど東西に近い走向を持つ処や、断層附近では局部的に擾乱を蒙つてゐる処が見られる。茂市村、刈屋村地区の古生層は夥しく多数の脉岩類(石英閃緑玢岩、閃緑玢岩)に貫かれている。

(2) 中生代 (イ) 岸層一本層は小本村字岸を標式地として同村日向、卒郡及び田野畑村に発達するもので、粒度を異にする砂岩及び砂質粘板岩の互層を主体として之に黒色頁岩、珪質頁岩の薄層を挟有するものであるが小本川以北の本層は厚層なチャートを挟有する。砂岩は一般に石英質であるが場所により凝灰質砂岩に移過する部分がある。夥しく多数の黒色頁岩の角礫を包有する礫岩質砂岩を混へる個処や、時には赤色或は灰青色チャート層を挟む処がある。厚層な黒色頁岩は稀でレンズ状に挟まれることが多い。本層の岩質は小本層のそれと酷似し、又両者の関係にも不整合は認められず、本層に連続的に小本層が堆積したものであろう。古生層とは比較的傾斜の緩かな逆断層をもつて接するものと考えられ、又後述する原地山層との関係は本層堆積後之に引続いて行われた火山活動の産物として原地山層を堆積せしめたものであろう。本層は一般に西落ちの傾斜を有し、田野畑村明戸以北に於ては北々東の走向を示すが、之より南では北々西に走向を変え更に南方の小本村清水野附近では東西に向きを変えて西方に突出した弧状を画いている。之等は小本村卒郡附近及び田野畑村平波沢附近に於ては宮古型花崗閃緑岩によつて熱変成作用を受けて黝紫色のホルンフェルスに変つてゐる。本層には未だ化石が発見されず、その地質学的時代を明かにすることは出来ないが、前述せる如く下部白堊紀鎮石統に属する小本層との関係より之以前の堆積であることは十分推察し得る所で、赤石山系に於ける赤石層¹⁾ 或は四国外帯に於ける三宝山層群の斗賀野統に對比し得るものであろう。尙岩泉西方にジュラに属する礫岩層の存在が最近発表²⁾ され、本層との関聯性が推察される。

- 1) 石井清彦, 植田良夫, 島津光夫, 赤石山系の地質並びに岩石, 日本地質学会六十年記念東北支部 4, 5 月例会
- 2) 長谷弘十郎, 北部北上山地岩泉附近の古期岩層とその含有化石, 日本地質学会第 60 年総会, 講演, 1953.

(ロ) 小本層 (鎮石統) — 小本層は小本村宇小本及び 中野附近に小範圍に露出し、主として灰白色乃至灰黒色時に緑色の砂岩層及び暗灰色粘板岩、砂質粘板岩の互層より成り凝灰質砂岩、凝灰質頁岩の薄層を挟む。岩相は前述の岸層と非常によく類似し、その区別は困難である。本層は概して $N 30^{\circ} E, 70^{\circ} \sim 80^{\circ} NW$ の傾斜のものが目立ち、時に $N 20^{\circ} \sim 30^{\circ} W$ の方向に走向を変え、東に 70° 位の傾斜を持つ個処がある。本層は花崗閃緑岩による接触変質は著しくないが、花崗閃緑岩質斑岩、輝石玢岩、珪長質玢岩等多数の岩脈によつて貫かれている。本層には植物化石を産し、下部白堊紀鎮石統¹⁾に属する。本層は一部変質を受け点紋粘板岩に変わっている所が見られる。

(ハ) 原地山層 — 本層は田老町原地山 (485.9 米) に標式的に見られ、その他小本村の海岸地域及び田野畑、普代両村境七ツ森東方の海岸地域に分布し、主として安山岩質熔岩及び之に關聯する凝灰岩、集塊岩等の火成碎屑岩より成るものであるが、珪化作用、曹長石化作用、水長石化作用、黄鉄鉱化作用等種々の変成作用を受けて石英角斑岩様岩石²⁾に変成している。之等は灰白色、灰青色、淡緑色、白色等種々の色を呈し、又凝灰質頁岩、砂岩、礫岩等の水成碎屑岩を各部分に挟在する。本層は小本層或は岸層と接し、恐らく鎮石統堆積に引続く火山活動による産物であろう。志井田功³⁾氏は上部侏羅紀後、物部川統時代以前の活動時期に属する火山岩類として宮城県気仙沼大島の大島噴出岩類 (輝石玢岩及びその火成碎屑岩、melaphyre 及びその火成碎屑岩より成る) を記載し、又関武男、今泉力藏両氏⁴⁾は白堊記の侵入に拘わる花崗閃緑岩以前に玢岩の活動が存在することを記載しているが、本層も之等南部の玢岩類の活動と一連の關係を有するものであろう。

小本川以南に於ける本層の一般走向は小本村茂師附近で $N 30^{\circ} E$ 、その南方同町飛沢附近では $N 10^{\circ} W$ と走向を変え、太平洋に凹面を向けた弧状をなす。之の西方に於けるものは、 $N 10^{\circ} \sim 30^{\circ} W, 50^{\circ} \sim 60^{\circ} W$ の傾斜を

1) H. Yabe, Mesozoischen pflanzen von Omoto, Tôhoku Imp. Univ., Sci. Rep. Sec 11, Vol 1.

2) K. Ishii and Y. Ueda, On the Quartz-Keratophyres from Otobe, Shiwa County and the Pacific Coast, Shimohei County, Iwate Prefecture. Tôhoku Univ., Sci. Rep., Ser III, Vol. IV, No. 3, 1953.

3) 志井田功, 宮城県気仙沼近傍の地質に就きて, 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, 第 33 号, 昭 15 年.

4) 関武男, 今泉力藏, 岩手県気仙郡大船渡湾沿岸の白堊紀層, 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, 第 35 号, 昭 16 年.

有するものが普通で、略 $N20^{\circ}E$ の方向を以て巾 2 軒を以上に及ぶ圧碎帯が小本村中里を通り、田老鉾山を経て、宮古市に及んでいる。田老鉾山は此の圧碎帯上に存在し、その鉾床は田老町攝待及び同町海岸附近に見られる黄鉄鉱化作用、珪化作用等の熱水変質作用と恐らく同一時期に生成されたもので、田老型細粒花崗閃緑岩の後火成作用に依るものであらう。本層は宮古型及び田老型花崗閃緑岩及び輝石玢岩に貫かれている。本層中の粘板岩或は凝灰質粘板岩は堇青石、黒雲母ホルンフェルスに變じ、小豆大より大豆大の堇青石が圧碎帯中特に小本村中里附近より田老鉾山北方にかけて産する。(尙堇青石は圧碎帯以外の田野畑村横木沢上流、岸層に属する凝灰質頁岩中にも見られる。)凝灰岩は時に角閃岩に變じている。

(=) 平井賀層、茂師層、宮古層(上部物部川統)一本層は岸層、原地山層、田老型細粒花崗閃緑岩等を基底礫岩を以て不整合に被覆し、太平洋沿岸に小分布をなして点在する。即ち北より辨天崎、羅賀、平井賀、ハイベの沢を挟む両岬、嶋越(以上田野畑村)、小本村茂師、松島、田老町大島、真崎、青砂里、崎山村日出島部落、日出島、宮古市鰯の浜、閉伊川河口鵜ヶ崎等に極めて小区域に現出する。偽層の発達した礫岩、礫岩質砂岩、粗粒乃至細粒砂岩より成り、稀に頁岩を挟有する。基底礫岩中の礫にはチャート、珪岩、粘板岩、硬砂岩、安山岩質岩、花崗閃緑岩等が円礫又は稍稜角ある礫として存在し、その径は 1 米に達するものが少くない。本層には著しく多くの介化石を産し、又嶋越ではレンズ状の炭層を挟有し、稀に琥珀を包有する。

(ホ) 玉川層²⁾(浦川統)一本地域に於ける白堊紀層の最上部を構成し、地域の北縁九戸郡野田玉川附近の海岸に露出。基底礫岩を以て古生層及び宮古型花崗閃緑岩を不整合に被覆している。主として砂岩、砂質頁岩、礫岩、凝灰質砂岩、泥岩等の互層より成り、走向は東西に近く北に 10° 乃至 30° の緩傾斜を示すが、基底に近くなる程傾斜が急になる。

岩質は凝結性に乏しく軟弱で、かつて第三紀層に属するものとされていた。炭質物の破片、黒雲母に富む泥岩を挟み、層理面に平行に並ぶ大小種々の泥灰質団塊を持つ砂岩層を挟有し、団塊の大きさは径 1 米に達するものがある。尙本層にも琥珀を包有し、又数層の介化石(主として *Ostrea*)層を挟む。

1) H. Yabe and Yehara ; The Cretaceous Deposits of Miyako, Tôhoku Imp. Univ. Sci. Rep. Sec. 11, Vol. 1.

2) 佐々保雄, 岩手県久慈地方の地質に就いて, 地質. 39, p. p. 401~430. 昭7

II 火成岩類

(1) 深成岩類 花崗岩類は之を二大別して田老型細粒花崗閃緑岩と宮古型粗粒花崗閃緑岩とする。両者共その侵入時期は領石統堆積以後、上部物部川統堆積前で、其の現出状態は古生層並びに原地山層以前の中生層の構造線と密接な関係を有するものである。本地域に於て両者の関係を明瞭にすることは出来なかつたが、恐らく宮古型花崗閃緑岩は遠野型、千厩型花崗閃緑岩と同じく、侏羅末期より白堊紀初期にかけて行われた同一造山作用に引続いて稍深所に侵入したものであり、田老型花崗閃緑岩は之の造山作用の終了後比較的浅所に侵入したもので、侵入の時期は時代的に大差なきものと考えられる。

(イ) 田老型細粒花崗閃緑岩—本岩は宮古型花崗閃緑岩の東方を占め、田老町を中心とするものに始まりその北N20°W方向の直線上に断続して分布するもので、田老町を中心とするものが最も広範囲に露出し、北部に行くに従つて分布面積は小さくなる。その中胡桃畑、刺柄岳附近のものは夥しい xenolith を有し、その数は 1 平方米中 200 を数えることがある。xenolith としては微閃緑岩質のもの(或は schlieren か)、砂岩質のもの等あり、又岩体の辺縁部には原地山層に属する安山岩質岩を含み、原地山層との接触部附近に於ては混成岩的な岩相を呈する。田老町馬場野に於ては同岩は圧碎花崗岩に變じている。本岩は中粒乃至細粒にして灰色乃至淡肉紅色を帯び、淡紅色及び白色の長石、濃緑色の緑泥石化せる黒雲母、少量の角閃石、無色の石英を主成分とし、流状構造は認められない。顕微鏡下では聚片双晶を示す斜長石(時にカルスバド式或はペリクリン式双晶を成し、屢々累帯構造を示す。灰曹長石～中性長石)、之と略等量のカオリン化せる正長石(屢々累帯構造をなす)、石英、緑泥石化せる黒雲母(緑泥石は略 penninite の他少量の角閃石を主成分鉱物とし、副成分鉱物としては磁鉄鉱、燐灰石、ジルコン、楣石等を含み、又二次的鉱物として緑泥石、緑簾石、黝簾石を多く有し、一般に Quartz-monzonitic な岩石である。

(ロ) 宮古型粗粒花崗閃緑岩—本岩には何れも同一岩漿より誘導せられたものと思われる 4 種の異なる岩相がある。即ち

- a) 標式的宮古型閃雲花崗閃緑岩
- b) 含柘榴石閃雲花崗閃緑岩
- c) 乙茂型黒雲母花崗閃緑岩
- d) 太田名部型閃雲花崗閃緑岩

a) 標式的宮古型閃雲花崗閃緑岩—本岩は宮古市より有芸村に亘つて広

範囲に露出し、又乙茂型黒雲母花崗閃緑岩の周辺相をなすもので、一般に顕著な流状構造を有する。本岩地の東縁田老町末前附近より崎山村箱石に至る殆ど直線状の周縁部に於ては中生層の層理と殆ど一致した流状構造を有する。然し有芸村附近ではその方向は不明瞭となり、宮古市根市附近では明瞭なるも乱雑で一定の方向性を示さない。安家村茂井附近では片麻岩様岩石に移過する。又之の附近では古生層との間に小規模な貫入片麻岩を生成している。本岩は一般に岩体の周辺部を占めるもので、中粒乃至粗粒で稍灰色を呈し、白色の長石、無色の石英、緑黒色の自形角閃石、黒色の半自形乃至他形の黒雲母を主成分とする閃雲花崗閃緑岩で、一般に正長石より斜長石に遙かに富むことが特徴である。副成分鉱物として磁鉄鉱、燐灰石、ジルコン、榍石等を含む。斜長石は聚片双晶よく発達し、時にカールスバド双晶、ペリクリン双晶を示し、屢々果帯構造を有する。その成分は略中性長石乃至酸性の曹灰長石である。正長石は時にカールスバド双晶を示し、田老型花崗閃緑岩に比し著しく新鮮である。又緑色の角閃石、褐色の黒雲母は共に多色性著しく、時に緑泥石若くは緑簾石に変化している。本岩は場所によつて非常に多量の榍石を含む処がある。

b) 含柘榴石閃雲花崗閃緑岩—有芸村高清水東方に東西約2軒、南北3軒の小範囲に岩株状に露出するもので、柘榴石を有する比較的細粒の閃雲花崗閃緑岩である。本岩は恐らく宮古型花崗閃緑岩の一異相にして、附近の石灰岩との熔融同化により柘榴石の生成を見たものであろう。

c) 乙茂型黒雲母花崗閃緑岩—本岩は岩泉町乙茂附近に稍大範囲に露出する極めて粗粒な特徴ある岩相を呈する黒雲母花崗閃緑岩で、肉眼的には径5軒～1軒、c軸方向に長さ5軒～10軒に達する自形の黒雲母が長石及び石英の白色基地中に斑紋状に散布するもので、角閃石は見られず、石英も又大きな結晶をなし、径5軒～10軒に達する。水成岩との周縁部に近づけば次第に細粒となり長柱状自形の角閃石が多量に生じ、且つ黒雲母は輪廊が不規則細粒となつて流状構造を示すようになり、標式的宮古型閃雲花崗閃緑岩に移行する。之は宮古型花崗閃緑岩の一異相で揮発性成分に富んだ岩漿より生じたものであろう、尙本岩には之を貫くベグマタイト岩脈が非常に多いことが特徴の一つで、大きなものは見られないが、数軒から1米位の巾のものが無数に貫いている。之は一般に淡紅色を呈し石英及び正長石よりなり、稀に白雲母、電気石を伴うものがある。

d) 太田名部型閃雲花崗閃緑岩—本岩は普代村太田名部附近から玉川附近の海岸地域に露出し、岩相はむしろ田老型のものに類似している。稍緑色を帯びた灰色を呈し、脂肪光沢を有する中粒乃至細粒の閃雲花崗閃緑岩で、主成分鉱物は石英、正長石、斜長石、黒雲母、角閃石より成り正長石

が斜長石より多い quartz-monzonitic な岩石である。他の型の花崗閃緑岩との関係は明確にし得ないが恐らく宮古型花崗閃緑岩の異相と思われる。

橄欖斑輝岩一本岩は安家村茂井、寅林間の花崗閃緑岩中に小露出をなして存在し、花崗閃緑岩との接触部は見られずとの関係は不明である。新鮮な緑黑色、粗粒、顕晶質岩石で顕微鏡下では斜長石、角閃石、輝石、橄欖石を主成分鉱物とし、燐灰石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱等の副成分鉱物を含有する。斜長石は亜灰長石に近い曹灰長石に属し、新鮮で聚片双晶をなすものが多い。角閃石は有色鉱物中最も多量を占め、薄片では淡緑色から淡緑褐色に変る多色性を持つが著しくはない。輝石は普通輝石に属し角閃石に次いで量が多く、薄片では殆ど無色である。橄欖石は少量であるが概ね新鮮で粒状を呈し、鮮明な紅、藍、緑色等の干渉色を呈する。

(2) 脉岩類

脉岩類は古生層中に岩床状に進入した長石玢岩、同じく古生層中に進入した石英閃緑玢岩、閃緑玢岩等があり、又上部物部川統以前の中生層に進入したものには小本附近に見られる花崗閃緑岩質斑岩、宮古附近に見られる石英斑岩、他輝石玢岩（輝緑玢岩）等がある。

(イ) 長石玢岩一本岩は茂市村腹帯附近の古生層中に幅約 10 米の岩床状をなして露出するもので長さ 1 廻～2 廻に達する特徴ある斜長石の卓状斑晶を有する。斑晶は普通岩脉の両盤に平行に排列し、其の状態が恰も短冊を列べた如く見える為俗に短冊石と呼ばれている。斜長石は塩基性の曹灰長石若くは酸性の亜灰長石に属する。本岩は之より南々東宮古、大槌釜石図幅に亘り数 10 軒に及んで古生層の或る一つの zone 中に岩床状をなして点々と現出している。

(ロ) 石英閃緑玢岩一本岩は茂市村、刈屋村地区に於て古生層及び花崗閃緑岩中を夥しく多数の岩脉状をなして貫くもので、閉伊川筋花原市に於けるものは一部斑岩状を呈し、往々花崗岩及び古生層岩片を包有する。本岩は暗灰色若しくは灰色を帯び斑状を呈し、肉眼的に長石の他若干の角閃石、黒雲母稀に石英の斑晶を有する。顕微鏡下に於て斑晶は斜長石、角閃石の他、少量の正長石、石英、黒雲母を有し、微花崗岩構造若しくは微粒状構造を示し、副成分として磁鉄鉱、燐灰石、ジルコン、榍石等を有する。斑晶斜長石は一般に聚片双晶稀にペリクリン双晶を示し、又屢々累帯構造を有し、その成分は略曹灰長石に属する。正長石は一般に汚染してカオリン等を生成している。角閃石は緑色を呈し、多色性著しく、屢々結晶の周囲は小葉片状の黒雲母様鉱物の皮殻によつて取囲まれ、時に全く緑泥

泥石化している。黒雲母は褐色で多色性著しく、石英は熔蝕を受けて丸味を帯びている。本岩は石英閃緑玢岩に該当するものである。

(ハ) 閃緑玢岩—石英閃緑玢岩と同一地区に岩脈状若くは岩頸をなして現出する暗緑色の岩石で、深成岩類の閃緑岩に相当する脈岩である。石英閃緑玢岩の中性異相と思われる。

(ニ) 花崗閃緑岩質斑岩 (又は granophyre) — 本岩は岸層、小本層を貫いて岩脈状若くは岩頸状に侵入している。肉眼的に長石及び黒雲母様有色鉱物を含む灰褐色岩石で、顕微鏡下では斑晶として斜長石と少量の正長石及び小鱗片状集合体の黒雲母を有し、主として微文理構造をなすが又時に微花崗岩構造、微粒状構造等を示し、副成分鉱物には磷灰石、ジルコン、榍石、磁鉄鉱等が見られる。石英は一般に石基に存在するが、稀に斑晶としても存在し、斑晶の斜長石は曹長石乃至灰曹長石に相当する。黒雲母は褐色で多色性著しく小鱗片状結晶の集集体をなすのが普通である。

(ホ) 石英斑岩—宮古市鮎の浜附近に現出し、原地山層に属する粘板岩 (ホルンフェルス) 中に侵入した石英及び長石の斑晶を有する淡灰褐色の岩石である。

(ヘ) 輝石玢岩 (輝緑玢岩) — 本岩は田老鉱山附近、攝待附近、小本川口附近等に原地山層を貫いて一般に岩脈状、時に小岩頸状をなして現出する暗緑色堅緻な岩石で、小本川口に於けるものは往々角礫岩状を呈し、又稀に杏仁状をなすことがある。斑晶は斜長石及び輝石より成り、石基は主に微細な針状の長石及び輝石より変つた緑泥石並びに緑簾石より成り原岩は輝石安山岩と思われる岩石である。

(3) 噴出岩類; 流紋岩—本岩は宮古市浄土浜に露出し、宮古層とは断層を以て接するが処により宮古層の礫岩中に岩枝を出すものがある。本地域に於ては宮古層堆積後の噴出であることは明かであるが渡辺万次郎教授¹⁾は恐らく第三紀の噴出であることを指摘している。本岩は灰白色を帯び緻密で斑晶に乏しい。斑晶としては少量の石英及び正長石、稀に斜長石、黒雲母を有し、石基は潜晶質若くは玻璃質で往々流理を呈する。

3 地 質 構 造

本地域に於ける構造線として最も顕著なものは田老鉱床を通つて略 N 20°W の方向に走る圧碎帯であつて、地層の走向と殆ど一致して雁行的に断続して走り、北は小本川を越えて亀山に達し、南は宮古市鉾ヶ崎に至るもので、延長約 27 軒、其の中は 1 軒乃至 2.5 軒に達する。之の圧碎

1) 渡辺万次郎, 北上山地の火成活動, 兵科地団研專報, 第 4 号, 1950

帯の生成は恐らく本邦の侏羅末期より白堊紀初期にかけての造山作用に伴うものであろう。之の造山作用に引続き、之等の構造的な弱線に沿つて宮古型花崗閃緑岩の大進入を見、造山作用が一応終止した後に田老型花崗閃緑岩が比較的浅所に進入したものと推定される。之の進入は領石統堆積以後、上部物部川統前である。宮古型花崗閃緑岩体の東側は略 $N20^{\circ}E$ 方向に古生層及び中生層と直線的な境界を示しているが、西側の境界は不規則で古生層を roof-pendant に残す部分が見られる。小本川北方の岸層は半窮隘構造をなして南に湾曲しているが、小本川南方に於いては岸層は $N20^{\circ}\sim 50^{\circ}W$ 方向に、其の東側の原地山層は $N30^{\circ}\sim 40^{\circ}E$ を示し、之等三者の走向は略三角形を形成し、その内部に位置する腰廻り、中の嶋附近には多数の花崗閃緑岩質斑岩が小岩脈をなして貫入している。

4 總 括

以上本地域に就いて其の地質岩石の概要を述べたが、之の調査によつて得られた觀察、推定を総括すると大略次の如くなる。

(1) 従来古生層とされていた一部が、領石統に属する小本層との関係より、之に引続く下部の中生層の疑いが持たれる。

(2) 小本層に引続いて火山作用が行われ、安山岩質岩石及び其の火成碎屑物の出現を見(原地山層)、更に之が恐らく田老型花崗閃緑岩の後火成作用に依つて変質作用を受けたもので、大島噴出岩層(宮城県気仙沼)に対比されるべきものであろう。

(3) 田老鉾山附近を通り略 $N20^{\circ}W$ の方向に走る圧碎帯は、岸層及び原地山層中に生成されており、その生成時期は領石統以後、上部物部川統前で、侏羅末期より白堊紀初期にかけて行われた本邦の造山作用に関係を有するものと見做される。

(4) 宮古型花崗閃緑岩は原地山層に変質を与え、その礫が宮古層、茂師層に包含されている事実より、領石統以後、上部物部川統前に進入したもので、前記造山作用に関係して圧碎帯生成後比較的深所に進入したものであろう。

(5) 田老型花崗閃緑岩は宮古型花崗閃緑岩の東、岸層、原地山層中に小規模な分布を示し、恐らく之の造山作用の終了後、構造的な弱線に沿つて浅所に進入したもので、其の後火成作用は原地山層、岸層等に広範囲な変質作用を与え、鉾床生成に密接な関係を有するものと推定される。

古
生
代

- 粘板岩、砂岩
- 粘板岩 チャート
- チャート
- 石灰岩
- 輝綠凝灰岩

中
生
代

- 砂岩、頁岩
- チャート
- 變質安山岩質岩、砂岩(原地山層)
- 砂岩、頁岩 (小本層)
- 砂岩、礫岩、頁岩 (宮古層、茂郎層)
- 礫岩、砂岩、頁岩 (玉川層)
- 宮古型花崗閃綠岩
- 田老型花崗閃綠岩
- 花崗閃綠岩質斑岩
- 石英斑岩
- 流紋岩

/ 斷層 / 逆斷層 〰 壓碎帶