

北部フォッサマグナ地域、とくに中央隆起帯にみられる変質作用

歌 田 実*

I はじめに

わが国の新第三系について変質作用の研究がはじめられたのは約25年前のことである。この間にはかなり広い地域にわたって変質図が作られ、変質鉱物の研究も近代的方法で進められている。

近年ではこれらの成果にもとづいて、変質作用を成因により分類することが試みられ（舟橋・吉村，1966；IJINA and UTADA, 1972），地質構造との関係が具体的に論じられている（例えば，藤岡・吉川，1969；UTADA, 1971）。

地質構造という見地からみるとフォッサマグナ地域は新第三系の分布する地域の中では最も興味深いところの一つであり、変質作用に関しても詳しい研究が望まれていることは言うまでもない。南部フォッサマグナ地域に関してはすでに松田・栗谷川（1965）により概括的な展望が発表された。また、丹沢山塊における石英閃緑岩の周囲にみられる変成岩類および沸石類を特徴鉱物とする変質岩は SEKI *et al.* (1968), 島津他（1971）らにより詳細に研究されている。巨摩山地から丹沢山地北西部にかけても杉山（1971）らにより精力的に研究されている。さらに伊豆半島の宇久須鉱山周辺は IWAO (1963), 飯島・岩生（1970）の研究があり、熱水変質の一典型として鉱物学的、地球化学的見地から明らかにされている。

これに対し、北部フォッサマグナ地域は稲葉（1959）、山岸（1965, 1967）による内村地域、山岸（1964）による上田市北方地域の研究などがあるにすぎない。ろう石鉱床に関しては沢山の報告があり、最近、藤井・井上（1971）が優れた総括を発表している。これらはいずれも谷川—須坂—美ヶ原—諏訪を結ぶ中央隆起帯に属する地域につき研究したものである。中央隆起帯は石英閃緑岩類による接触変成作用とろう石鉱床を胚胎するような熱水作用とが重なったユニークな変質帯で、とくに熱水変質帯は“ムラサメ帯”と呼ばれている（歌代他，1958）。

本論でも、この中央隆起帯に属するいくつかの地域につき変質岩の岩石学的記載を行なうとともに、それらをもたらし変質作用の地質学的意義を論じたい。

II 地質の概略

本地域に分布する地層は、

1. 新第三紀層および貫入岩類
2. 鮮新世～更新世火山岩類
3. 第四紀火山岩類

に大別される。本地域内には基盤岩はほとんど露出していない。諏訪湖南方において例外的に糸魚川—静岡線を越えて分布する守屋層と基盤の古生層とは不整合関係である。

新第三系の層序、地質構造、対比などについては本間（1930）による研究以来、沢山の研究があり飯島（1962, 1963）により総括されている。しかし、本地域の岩石は種々の変質をこうむって原岩が著るしくわかりにくいこともあって、まだいくらかの問題点が残されている。とくに地層区分が主として岩相にもとづいて行われているため同一時間面を設定することがかなり困難である。本

第1表 中央隆起帯における第三紀層の対比表

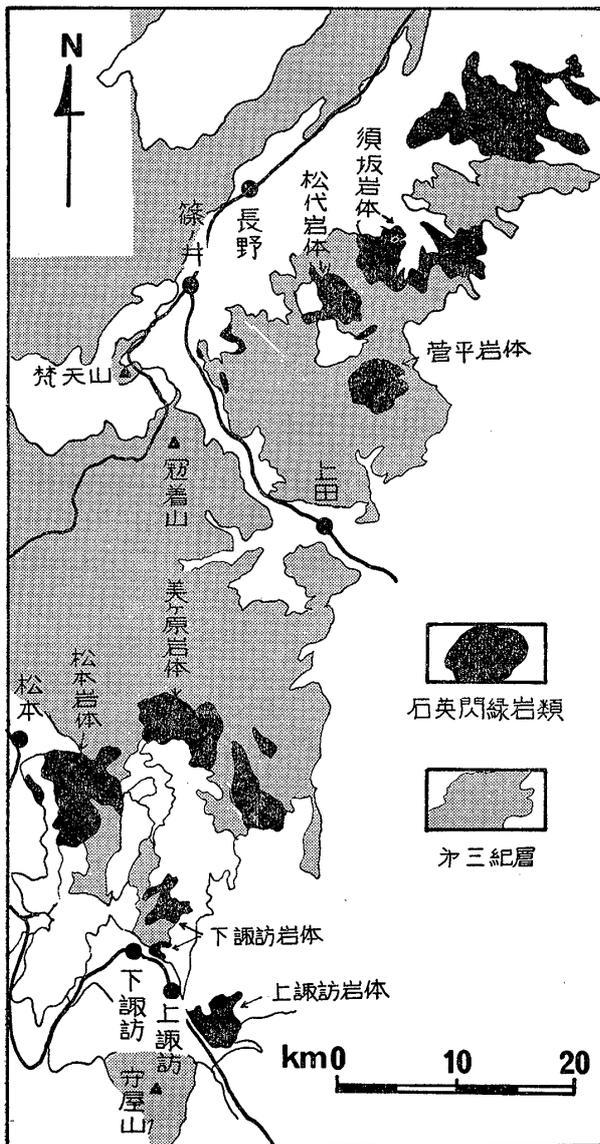
	須坂周辺 太田・片田(1955)	菅平～上田周辺 山岸(1964)	美ヶ原-上田周辺 山岸(1965)	下諏訪-守屋山 周辺 田中他(1962)
後期新世			小川累層	
中期新世			青木層	
		伊勢山層	別所層	
		横尾層、峯山層	富士山層	
		大日向層		
初期新世		太郎山層	虚空蔵層	
	保科玄武岩類	大峯山層	本郷層、 武石層	
中新世				守屋層
基盤				古生層

* 東京大学教養学部宇宙地球科学教室

論文ではこのような点を考慮して大略の地層区分と対比は第1表に示した研究者の研究結果に従がい、各地域について具体的に記載することにする。

新第三紀貫入岩類(石英閃緑岩類)は本地域にとくに広く分布し、種々の変質作用をもたらしている。第1図に示したように、岩体はいくつかの地域にわかれて分布するが、いづれも生田・折本(1966)、折本(1965)らにより示された第三紀花崗岩類の特徴をもっている。すなわち、大岩体は石英閃緑岩または花崗岩を中心相にもち、玢岩、安山岩、流紋岩、ときに玄武岩、粗粒玄武岩を周縁相とする“Volcano-Plutonic”複合岩体である。その他局所的に玢岩類の小岩体が貫入している。

鮮新世～更新世火山岩類は新第三紀層および貫入岩類



第1図 中央隆起帯における石英閃緑岩岩体と第三紀層の分布を示す図

を不整合に覆い、地域外東方までかなり広い範囲に分布する。菅平東方と美ヶ原南西部では基底に崖錐性堆積物と湖成層を伴っている。塩基性安山岩溶岩が主で、降下軽石層を伴うこともある。

本地域は第四紀火山の分布地域と一部重複している。とくに北方では四阿火山、白根火山などの堆積物が広く覆っている。

III いくつかの地域における変質岩の記載

(1) 変質鉱物の同定と種類

変質鉱物は主としてX線粉末分析と顕微鏡下の観察にもとづいて同定した。X線粉末分析の際の試料の作製方法・測定条件などはUTADA(1970)の方法によっている。

この結果、本地域の変質岩から下記のような変質鉱物を同定することが出来た。

石英、蛋白石、斜長石、カリ長石、濁沸石、方沸石、モルデン沸石、スコレル沸石、斜プチロル沸石、菱沸石、緑泥石、モンモリロン石、サポーナイト、カオリナイト、絹雲母、パイロフィライト、混合層粘土鉱物、普通角閃石、アクチノ閃石、黒雲母、パンペリー石、ぶどう石、緑れん石、明ばん石、ダイアスポア、白チタン石、黄鉄鉱、ゲータイト、方解石。

これらの変質鉱物のいくつかについては、鉱物学的性質を別に報告する予定である。

(2) 変質鉱物の組合せ

本地域の変質岩は野外および顕微鏡下の産状から(I)接触変成作用および(または)続成作用による変質岩、(II)熱水変質による変質岩、とに大別される。それぞれは変質鉱物の組合せによりさらにいくつかの帯に分けられる(ゴチックはその帯の特徴鉱物)。

(I) 接触変成作用および(または)続成作用による変質岩の主要鉱物組合せ。

- 第1帯 ○ 普通角閃石—斜長石。
○ 普通角閃石—(黒雲母)—緑泥石—斜長石。
- 第2帯 ○ アクチノ閃石—緑泥石—斜長石。
○ アクチノ閃石—ぶどう石—緑泥石—斜長石。
- 第3帯 ○ ぶどう石—(パンペリー石)—緑泥石—緑れん石—斜長石。
○ ぶどう石—緑泥石—緑れん石—斜長石—石英。
- 第4帯 ○ 緑泥石—緑れん石—斜長石—石英。
○ 緑泥石—斜長石—石英。
- 第5帯 ○ 濁沸石—緑泥石—(緑れん石)—斜長石—

石英.

- 濁沸石—緑泥石—モンモリロン石—斜長石—石英.

- 第6帯 ○方沸石—緑泥石—モンモリロン石—石英.
○方沸石—モンモリロン石—蛋白石.

- 第7帯 ○モルデン沸石—モンモリロン石—(石英)—蛋白石.
○斜ブチロル沸石—モルデン沸石—モンモリロン石—蛋白石.

(II) 熱水変質作用による変質岩の主要鉱物組合せ.

- A帯 石英(残留シリカ).
B帯 ダイアスポア(パイロフィライト)—石英.
C帯 カオリナイト—(絹雲母)—石英.
D帯 パイロフィライト—(絹雲母)—石英.
E帯 絹雲母—石英.
F帯 絹雲母—緑泥石—(緑れん石)—斜長石—石英.

(G帯) 緑泥石—(緑れん石)—斜長石—石英.

(3) 須坂石英閃緑岩体周辺の変質岩

須坂石英閃緑岩体は須崎市南方に分布する大複合岩体で、中心相は白色中粒の石英閃緑岩、周縁相は斑状花崗岩、ときに流紋岩である。この石英閃緑岩体は内村階の塩基性安山岩および同質凝灰角礫岩に貫入し熱変成を与えている。現在は石英閃緑岩自身も角閃石の緑泥石化、斜長石の曹長石化および緑れん石化を受けている。岩体南西部の塩基性安山岩(保科玄武岩類:太田・片田, 1955)は本岩体と後述の松代石英閃緑岩体とはさまれてルーペンダント状をなしている。原岩はかなり均質な普通輝石しそ輝石安山岩であるが、石英閃緑岩の小岩体や岩脈が貫入しているため複雑な変質岩の分布を示している。ここでは接触変成作用による第1帯~第4帯が典型的にみられ、熱水変質作用による変質岩は比較的少ない。

第1帯では針状普通角閃石が岩石全体に生成していて原岩の組織はほとんど残されていない。斜長石は普通角閃石の集合体をうめるようにモザイク状集合として生成している。局地的には黒雲母が生成しているが現在は緑泥石に変化している。第2帯は普通角閃石にかわってアクチノ閃石とぶどう石が出現している。アクチノ閃石の産状は普通角閃石と同様である。ぶどう石はアクチノ閃石のように岩石全体に散在することもあるし、斜長石斑晶の劈開に沿って生成していることもある。石英と緑れん石は主として脈の中、脈にごく近いところに散点していて、明らかにアクチノ閃石やぶどう石より後期に生

成している。

第3帯は角閃石類が消えることとぶどう石が存在することにより特徴づけられる。この帯では原組織がかなり保存されていて、輝石斑晶も一部残っている。ぶどう石は石基を交代するか、または斜長石斑晶の劈開に沿って生成している。斜長石は曹長石化を受け、細粒の緑れん石により交代されていることが多い。輝石斑晶もときに緑れん石の集合により交代されることがある。また劈開に沿って方解石が生成していることもある。第4帯はぶどう石が生成していない点を除けば変質岩の組織や変質鉱物の産状は第3帯と似ている。斜長石が曹長石化を受け緑れん石と共に石英が生成している。石基も緑泥石と石英の集合に変化しているが絹雲母はみとめられない。緑れん石の量は場所によっても、同一試料内でも不均一である。

本地域の南東部は強い熱水変質により特徴づけられている。とくに石英閃緑岩体に近くなると全体が白色化し、原岩はもちろん接触変成作用による鉱物変化は不明である。熱水変質の中心は仁礼鉱山と米子鉱山を含むほぼN60°E線上にあり、中心部では網状、はなれるとN40°W~N60°Wの方向を持つ複合脈の形態をもつ。東部の米子ろう石鉱床は玢岩と堆積岩の接触部に胚胎し、パイロフィライト、カオリンのほかダイアスポア、ズニ石、コランダム、電気石などの高温鉱物が報告されている(太田・片田, 1955)。西部の仁礼鉱山からはダイアスポアを除く高温鉱物はまだ報告されていない。鉱床をはなれ広域的にみられる熱水変質岩はD帯、E帯、F帯に属していて、G帯を欠き、南方の非熱水変質岩、普通角閃石—緑泥石—斜長石岩(第1帯)に移化している。鏡下の観察からも野外における観察からも熱水変質の時期は接触変成作用よりも後期と考えられる。

(4) 松代石英閃緑岩体周辺の変質岩

松代町東方から保科温泉にかけて分布する石英閃緑岩体も典型的な複合岩体である。中心から周縁へ、粗粒石英閃緑岩または花崗岩、細粒石英閃緑岩または玢岩、捕獲岩を多く含む粗粒石英閃緑岩と粗粒玄武岩の不規則混合体、の順に配列し、最外縁では斑状流紋岩に移化する。野外観察ではそれぞれの岩相が漸移しているようみえるが、中心部の粗粒石英閃緑岩または花崗岩は周囲の岩石に熱変成を与えている。

この岩体の南方には菅平石英閃緑岩体があり、新第三系はわずかに分布しているにすぎない。そこでは白色の熱水変質が広く分布し緑色岩に移化している。緑色岩は緑泥石—斜長石—石英の組合せに絹雲母を伴うのが普通で、第4帯というよりも熱水作用の影響の下に形成さ

れたF帯と考えられる。綠色岩を貫いている石英閃緑岩の大岩脈に接して2~5mが第1帯になっている。しかし、第2帯、第3帯などが存在するかどうかは判然としない。

本地域の特徴的な変質はむしろ石英閃緑岩複合岩体内にあらわれている。すなわち岩体最外縁を形成する斑状流紋岩は強い熱水変質をうけ、広範囲にわたり白色化している。この熱水変質帯は大略N60°E~N70°Eの方向性を持ち、その延長は須坂岩体南東部の熱水変質帯につながる。熱水変質帯はN20°WからN35°Wの方向性を持つ熱水脈の集合で、密集している部分では網状になり、それぞれの脈の方向性ははっきりしない。典型的な脈では中心から外側に向ってA帯、B帯、C帯、D帯、E帯、F帯、の順に配列している。しかし、多くはA~C帯を欠いてD帯、E帯、F帯がくり返して配列しG帯に移化する。黄鉄鉱は主としてE~G帯に、緑れん石はE帯とF帯に伴われている。肉眼的にはほぼD帯とE帯の境が白色岩から綠色岩にかわる境界としてみとめることができる。中心相の粗粒石英閃緑岩および花崗岩を除く全体が熱水変質を受けたらしく、広域的にF帯またはG帯にあたる変質をうけている。石英-絹雲母-緑泥石-緑れん石、または絹雲母-石英の細脈も稀ではない。

(5) 菅平石英閃緑岩体周辺の変質岩

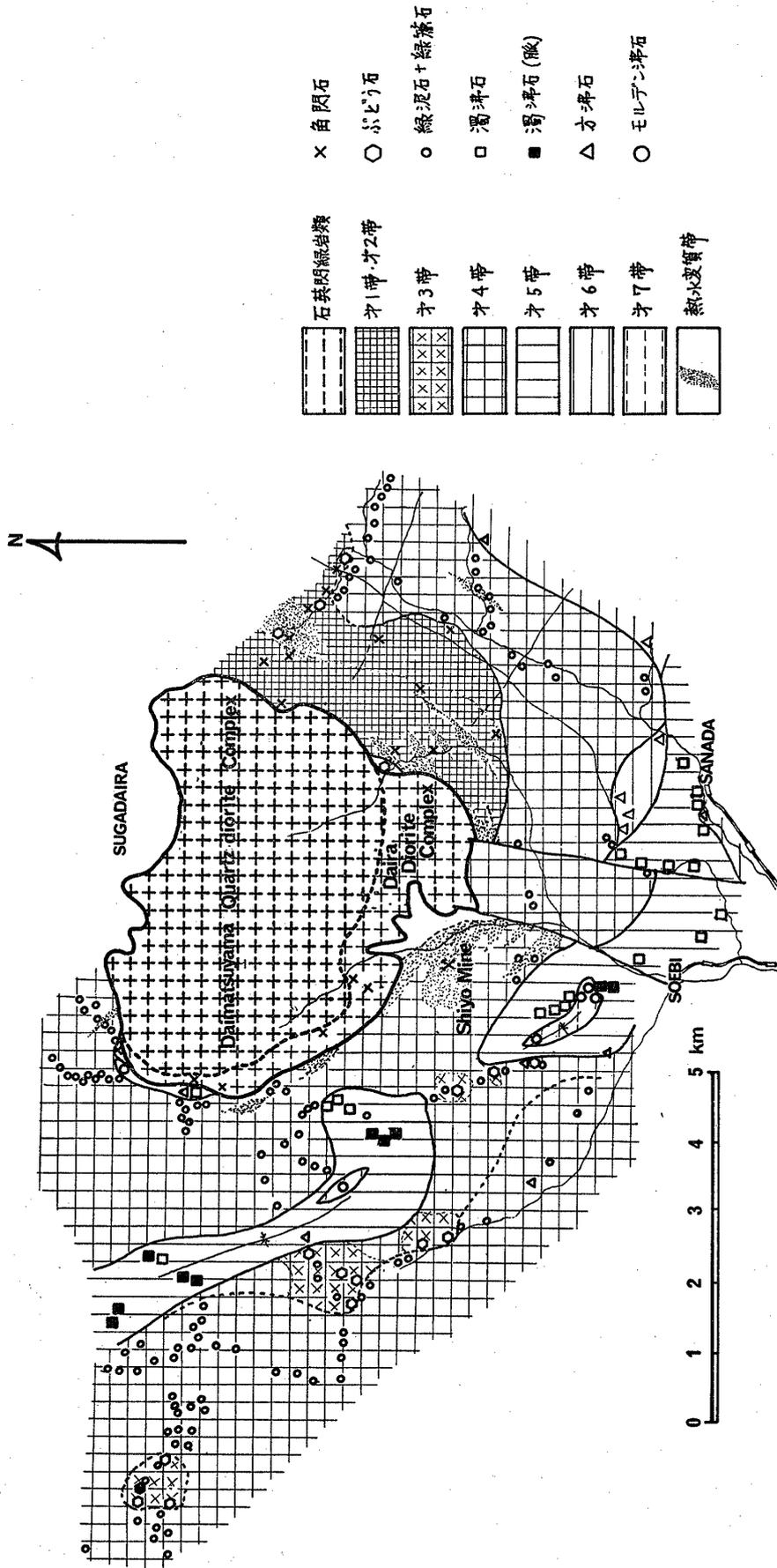
菅平を中心に分布する石英閃緑岩岩体は北部の大松山型と南部の大良型に分けられ、後者が前者に貫入されている(山岸, 1964)。大松山型の中心相は粗粒・灰白色の黒雲母普通角閃石石英閃緑岩で周縁では細粒になり捕獲岩が多くて不均質な感じを与える。大良型は角閃石普通輝石石英閃緑岩でかなり変質をうけ曹長石、緑泥石、緑れん石を生じている。大松山型を貫いて玢岩、無斑晶質流紋岩があり、全体として複合岩体を形成している。この岩体の周囲に分布する新第三紀層は横尾層とその同時異相である大日向層、峯山層で岩体の東南方では伊勢山層、西方では別所層に整合的に移化する。また南西方向では向斜軸をはさんで、横尾層の下位に太郎山層、大峯山層が分布する。それらの岩相を層序の下位から上位へ述べると、大峯山層は黑色頁岩と塩基性安山岩類、太郎山層は綠色凝灰岩および凝灰角礫岩、横尾層は綠色凝灰岩と黑色頁岩に玄武岩溶岩をはさむ互層、伊勢山層または別所層は黑色頁岩、である。大日向層は横尾層下部の玄武岩溶岩の厚い部分で粗粒玄武岩や玢岩の岩床を伴う。峯山層は横尾層上部の玄武岩溶岩と頁岩の互層につけた名称である。

石英閃緑岩体の貫入している層準は場所により多少異なっている。北部~北西部では横尾層中部に貫入し、地層

に対し比較的調和的である。本地域の変質図を第2図に示した。岩体の接触部20~50mと小岩脈の接触部は熱変成を受けてホルンフェルス化している。第2帯に似たアクチノ閃石-斜長石-石英またはアクチノ閃石-緑泥石-斜長石-石英の組合せであるが石英を伴っている。岩体との接触部を除けば、いろいろの原岩のものが第4帯の組合せに変わっている。塩基性安山岩では鉄苦土鉱物斑晶は緑泥石化を、斜長石は曹長石化を受けているが初生組織は比較的よく保存されている。緑泥石は脈状に生成したものが多く、凝灰岩類も同様な鉱物組合せであるが、ガラスから変化した石英と緑泥石の量が多い。黒色頁岩も原組織をよく残しており、粒度のよくそろった石英および長石粒(平均0.03mm)をうめて緑泥石、イライトなどの粘土鉱物が生成している。ときにはその構造を切って石英のモザイク状集合がレンズ状に生成している。この地域では熱水変質は量的にも質的にも弱く、その中心でも石英にわずかに絹雲母を伴い、斜長石斑晶は曹長石化をうけた程度でとどまっている。

石英閃緑岩体の西部から南部にかけては岩体に接して熱水変質作用が強くなり、接触変成作用または続成作用がどの程度およんだか不明である。南部の大良附近はかなり広範囲に熱水変質をうけている。信陽鉱山はその最も強いところに胚胎したろう石鉱床で、北部フォッサマグナ地域としては最大の規模のものである。信陽鉱山附近の変質鉱物の累帯分布については藤井・井上(1971)の詳しい記載があるが、これによると、鉱床の形成と玢岩との関連があること、変質岩はろう石化帯、珪質ろう石化帯、弱変質帯、褐色粘土化帯に区分され複雑な分布をすること、原岩の種類と変質の程度との間に弱い対応関係があることなどが明らかにされている。変質の中心にあるろう石化帯は主としてパイロフィライトにより構成されているが、一部にダイアスポアを伴っている。しかし鉱床を含めて広域的にみるとやや不規則ではあるが、A帯~F帯までのすべてがみられる典型的熱水変質帯といえる。

石英閃緑岩体からやや離れた西方~南西部の別所層、峯山層、横尾層にはさまれる玄武岩類、塩基性安山岩類は二つの帯に分れる。すなわち層序的に下位の横尾層と峯山層下部のものは広く第4帯になっているが、局所的にぶどう石またはパンペリー石がみられる。それより上位のものは第5帯に属し、一部にモンモリロン石を伴う。鏡下での観察によるとどちらの帯に属する岩石も原組織を比較的よく残している。斜長石斑晶は溶解するか、曹長石化しているものが多いが、普通輝石および紫蘇輝石斑晶はほとんど変質をうけずに残っている。



第2図 菅平周辺の変質分帯図

従って変質鉱物の大部分は石基から変ったものである。酸性凝灰岩はわずかにはさまれているだけで詳しい分帯はできないが、第4帯、第5帯、第7帯に区分され、大ざっぱには塩基性岩における分帯と調和的であるらしい。向斜軸の軸部に貫入している玢岩も変質をうけている。ごく一部は第4帯、大部分は第5帯に属する。玢岩の斜長石斑晶は曹長石化を受けているとともに緑れん石の小粒が全体に散在している。輝石斑晶は一部残っているが、大部分は緑れん石の集合により交代されている。石基には全体に濁沸石が生じているため白色～薄桃色の外観を与える。石基に生じた5 mm～1 cm大の空洞を濁沸石がうめたものや、濁沸石脈も稀ではない。

石英閃緑岩体の南部から南東部では岩体に接して大日向層の玄武岩類と粗粒玄武岩床が広く分布する。それらのうち玄武岩類は広域的に第1・2帯の鉱物組合せになっていて、その巾は岩体から2.5 kmに及ぶ。これに対し、粗粒玄武岩は変質の程度が弱く輝石斑晶は変質をまぬがれているものが多い。この地域は熱水変質の強い地域と重複している。熱水脈は他地域ととくに変わったところはない。白色化の強いところはE帯、やや緑色の強いところがF帯に属し、D帯を中心にもつ脈も稀にみられる。南部では第1帯と第6帯とが断層で接している。第2帯～第5帯が存在するかどうかは不明である。第6帯は横尾層の酸性凝灰岩を交代して方沸石—モンモリロン石—蛋白石（石英）の組合せになったもので、変質鉱物の産状は続成作用による方沸石岩中のそれと全く区別できない。石英閃緑岩体からさらに離れた位置に第5帯が生成している。この帯は玢岩体の分布とほぼ一致して上に述べた累帯分布を切っている。

本地域の南部地域における変質作用は山岸（1964）により研究され、横尾層以下の地層が石英—曹長石—緑泥石—絹雲母、白チタン石、氷長石、ぶどう石）または曹長石—緑泥石—（石英、絹雲母、白チタン石、緑れん石）の組合せであると報告されている。これはほぼ第3帯、第4帯にあたる組合せである。

(6) 梵天山鉾山附近の変質岩

屋代町稲荷山温泉西南方に位置する梵天山鉾山はろう石鉾床としては最も浅成型とされている（藤井・井上、1971）。鉾床を胚胎する地層は上部中新世の小川累層下部およびそれを不整合におおっている塩基性安山岩で、鉾床の近くに第三紀石英閃緑岩類は知られていない。鉾床は中心に残留珪化帯があり、明ばん石、ダイアスポアを含むパイロフィライト帯から弱変質帯に移化する（藤井・井上、1971）。弱変質帯は他地域とは鉱物組成が異なっていて、ハロイサイト、明ばん石、モンモリロナイト

が生成している。この梵天山鉾床附近は東西3 km、南北3 km以上にわたって広域の変質地域であり、N45°E～N50°E方向の安山岩岩脈の附近ではとくに強い熱水変質をうけている。変質の強いところでは絹雲母+混合層粘土鉱物であるが弱いところでは緑泥石+絹雲母の組合せになり、周辺部ではモンモリロン石+蛋白石であって続成作用によるものと大差ない組合せである。小川累層下部には広く追跡出来る凝灰岩（裾花川凝灰岩）が挟在し、長野市附近では続成作用をうけて第7帯の組合せに変っている。しかし、篠ノ井市以南では沸石類を生じていない未変質ガラス帯になっている。本地域の熱水作用は続成作用からみると明らかに未変質ガラス帯に属する岩石にもたらされた点が他地域と異なり、変質鉱物の違いとなってあらわれているのであろう。

(7) 冠着山附近の変質岩

梵天山鉾山の東南約5 kmの冠着山附近もまた顕著な熱水変質地域である。地質も梵天山附近に酷似していて、小川累層下部の礫岩、砂岩、泥岩とそれらに貫入した安山岩岩脈が安山岩溶岩によりおおわれている。岩脈はN45°E～N60°E方向のものが多い。梵天山地域と異なる点は八頭山附近に石英閃緑岩の小岩体が存在する点である。地域全体が強い熱水作用を受けているが、それぞれの熱水脈の方向は岩脈の方向とほぼ一致している。粗粒岩中ではA帯、D帯、E帯のくり返しが見られB帯も局所的にみられる。岩脈も熱水作用をうけているが粗粒岩とは著しく異なり、F帯またはG帯の組合せで絹雲母化は弱い。黒色頁岩は比較的変質をうけずに残されていて、石英—長石—緑泥石—絹雲母の組合せが普遍的である。石英閃緑岩体との接触部附近ではあづき大～大豆大の炭酸塩コンクリションが生じている。本地域内であって稼行された冠着鉾山からはパイロフィライト、絹雲母のほかダイアスポア、カオリナイト、紅柱石、明ばん石、黄鉄鉱、モンモリロナイト、白チタン石などが報告されている（井上、1968）。

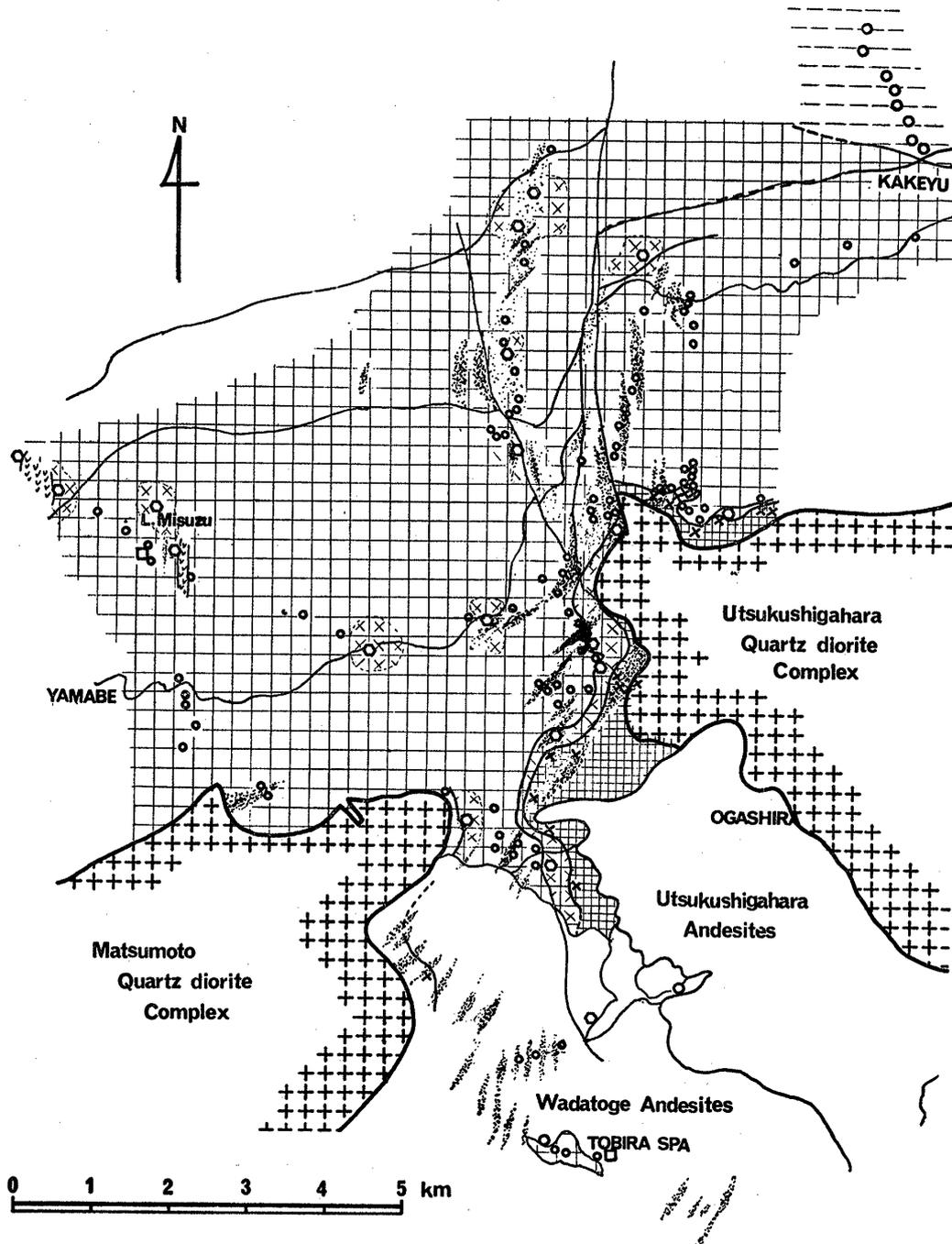
(8) 美ヶ原石英閃緑岩体周辺の変質岩

松本市東方には松本岩体、美ヶ原岩体などの石英閃緑岩複合岩体が分布している。これらの中心相は粗粒角閃石石英閃緑岩で、周縁相は細粒閃緑岩または玢岩である。斑れい岩岩脈や玄武岩岩脈を伴う。美ヶ原石英閃緑岩岩体の周囲には武石層、一の瀬層、本郷層などが分布している。これらは同時異相とされ（内村団研、1953）、武石層は安山岩熔岩と粗粒玄武岩岩脈などの火成岩類、一の瀬層は緑色凝灰岩類に砂泥岩と安山岩溶岩をはさむもの、本郷層は砂岩、泥岩、礫岩の互層、と定義されている。これらの地層の上位には枕状玄武岩熔岩が特徴的

な虚空蔵層、両輝石安山岩溶岩と緑色凝灰岩からなる富士山層、均質な黒色頁岩からなる別所層、泥岩、砂岩および礫岩の互層からなる青木層が順次整合的に重なる。そしてそれらはほぼ南から北へ順に分布している。岩体の南部では武石層を不整合におおって鮮新世～更新世の和田峠火山岩類が、さらにこれを不整合におおって第四紀安山岩類が分布している。

美ヶ原石英閃緑岩体の東方は調査未了であるが、北西～南西地域の変質図を第3図に示す。本地域にみられる変質作用は比較的弱い接触熱変成と第四紀にまで及ぶ一

連の熱水変質により特徴づけられている。第1帯または第2帯は石英閃緑岩岩体から北部では数m～数10m、南部では数100mの範囲に生成し、塩基性火山岩類は普通角閃石-斜長石、凝灰岩類は普通角閃石-緑泥石-斜長石-石英または、アクチノ閃石-緑泥石-斜長石-石英の組合わせになっている。これを除くとほぼ全域が第4帯に属し、第3帯は岩体に比較的近いところに局所的にみられるだけである。本地域の第4帯は緑泥石・モンモリロン石混合層鉱物と石膏を伴うことがある。砂岩および頁岩中には二次鉱物として石英、緑泥石、方解石が生



第3図 美ヶ原西方の変質分帯図。凡例は第2図と同じ。

成している。

熱水変質は保福寺峠—三才山峠—武石峰—出峰を結ぶ南北方向に顕著で、熱水脈が東西 3 km 位の帯の中に密集している。それぞれの脈は中心から E 帯、F 帯、G 帯の順に配列し、全体としては G 帯が広域的にみられ、比較的弱い変質といえる。D 帯は稀にみとめられるだけである。これらの熱水変質帯では黄鉄鉱は普遍的にみられる二次鉱物であるが、しばしば数 cm 大の団塊状集合体として濃集しているものがある。また、これが溶解し周囲に白色変質帯をつくっているものもある。その一例は白色部、褐色部、緑色部が同じ円状に配列し未変質岩に移化している。中心の白色部は絹雲母—石英—黄鉄鉱、褐色部は絹雲母—緑泥石—混合層粘土鉱物—鉄鉱物、緑色部は主として緑泥石により構成されている。

和田峠火山岩類も上述とほぼ同質の変質をうけて E～G 帯が生成しているが、全体としては松本岩体に近い程変質が強くなっている。

入山辺から三城牧場に至る道路脇の露頭では、2～8 m の崖錐性堆積物と軽石凝灰岩が武石層を不整合におおひ、和田峠火山岩類により整合的におおわれている。武石層の玄武岩類は強い熱水作用を受けて一部絹雲母化または珪化している。崖錐性堆積物の礫は変質岩が多量に含まれ、第 3 帯にあたる緑色岩もある。軽石凝灰岩にはモルデン沸石が生成し、第 7 帯と同じ鉱物組合せに変っている。ここでは和田峠火山岩類は熱水変質をうけていない。これらの事実はこの地域の熱水活動の時期が少なくとも 2 回あることを示している。

(9) 下諏訪町北方の変質岩

西餅屋から下諏訪に至る中仙道沿いに、最下部新第三紀層（守屋層）とそれに貫入した石英閃緑岩類および玢岩が分布している。石英閃緑岩類は北部の細粒石英閃緑岩を中心にする岩体と南部の花崗閃緑岩を中心にする岩体に分かれている。どちらも玢岩類および粗粒玄武岩、玄武岩を伴う複合岩体である。北部の細粒石英閃緑岩は火山岩様な見かけで岩質的に周囲の輝石玢岩に移化しているように見える。しかし、前者が後者に熱変質を与えており、前者の方が後期の貫入岩である。南部の花崗閃緑岩の中心相は優白色花崗閃緑岩で、周縁部では角閃石の量比が増して暗黒色になる。岩体の最外側は粗粒玄武岩によりとり囲まれているが、この岩体でも花崗閃緑岩が粗粒玄武岩に熱変成を与えている（沢村・大和、1953）。

守屋層は両岩体にはさまれてループペンダント状に分布し、ホルンフェルス、角閃片岩、粘板岩などにかかわっている。沢村・大和（1953）はこれらの岩石を記載し、

とくに片理構造のみられる点から丹沢南部の中川流域における変成岩類に対比されるべきものであることを指摘している。塩基性火山岩類は第 1 帯、砂岩および泥岩は主として第 2 帯の組合せに変っているが詳しい分布は不明である。片理構造は局所的で岩体との距離とは無関係のようである。片理はふつう緑色の火山岩類にみられるが、砂岩でも鉱物の並びかえがおこっている。

本地域も熱水変質の激しい地域の一つで、貫入岩と非貫入岩の区別がなく変質している。さらに変質は鮮新世～更新世の火山岩類、霧ヶ峯火山第 II 期溶岩に属する虫倉溶岩にまで及んでいる。熱水変質域は神ノ湯—淡ノ湯を結ぶ谷と砥川の谷が最も強く、はっきりした南北の方向性がみられる。この延長は前述の美ヶ原岩体西方の変質帯に連続している。個々の熱水脈は網状で方向のわかりにくいものが多いが、N60°W～N80°W 方向が卓越する。白色化は著しいが、変質鉱物からみると特に強い変質ではなく E～G 帯に属し A～D 帯は全くみられない。細粒石英閃緑岩における熱水変質を例にとると、白色化した中心部では全体に絹雲母が生成して網目構造を作っている。原岩の組織には全く関係なく石英中にも網目構造はみられる。劈開に規制されることもほとんどない。鉄苦土鉱物は初生のものも次生のものも全く存在しない。F 帯では斜長石が細粒の絹雲母により交代されている。しかし、石英は絹雲母化をうけていない。結晶度のよい緑泥石と緑れん石の集合が散在する。部分的には大粒の黄鉄鉱が散在する。G 帯では斜長石は汚染し褐色化している。石英と斜長石の縁は極細粒の緑泥石と黄鉄鉱の微粒により囲まれている。角閃石は大部分緑泥石に変っているが、外形をまだ残している。本地域には全く新鮮な岩石は存在しない。

(10) 守屋山附近の変質岩

諏訪湖の南方、守屋山附近には新第三系最下部の守屋層が分布する。古生層に不整合にのる基底礫岩からはじまり、下部は主として砂岩と頁岩の互層、上部は緑色の塩基性安山岩類で凝灰岩を伴っている。本地域内には石英閃緑岩類は露出していないが、沖積地をはさんで約 2～3 km 東北には大岩体が分布している。

本地域の岩石は前述の下諏訪北方のものと同様層準であるにもかかわらず、著しく異なる変質を受けている。下部の砂岩、頁岩は二次鉱物として、石英、方解石、緑泥石、絹雲母を生じているが、片理は全くみとめられない。上部の塩基性安山岩類も第 4 帯に属し、方解石を伴っている。第 1～3 帯や片理を示す岩石はまだ知られていない。

熱水変質も弱く、白色脈がわずかにみとめられる程度

である。その方向は北部では $N60^{\circ}W$ 、守屋山附近では $N25^{\circ}W \sim N40^{\circ}W$ である。

IV 考 察

1. 接触変成作用および続成作用

前節で述べたように接触変成作用および（または）続成作用によると考えられる変質岩は7帯に分けることが出来る。第1帯および第2帯は変質図にも示したとおり石英閃緑岩岩体の周囲だけにみられるもので確実に接触変成作用により生成したと考えられる。本地域の第1帯および第2帯は丹沢南部 (SEKI *et al.*, (1969) に比べるとはるかに分布がせまい。これらの帯は岩体の大きさに関わりなく数m~数10mの中をもち、岩体と岩体にはさまれたループペンダント状の地域と菅平東南部だけが例外的に広い。下諏訪北方と岡谷市北方横川上流の二ヶ所では、この帯の岩石に片理が生じているが、ごく局所的で、他の地域の守屋層には全く片理が生じていない。沢村・大和 (1953) が指摘したとおり、守屋層が接触変成作用を受けた後に何らかの変動を受けて生成したものである。

第3帯~第5帯は接触変成と続成変質の両方の性格または中間的な性質をもつ帯である。本地域の第3帯は第4帯中に局所的に生成しており、丹沢南部よりはむしろ本宿(本宿団研変質グループ, 1970)などに似た産状である。第4帯は本地域に最も広く分布しているが、変質の性格はよくわからない。明らかに熱水作用による変質にも類似の鉱物組合せ (F帯, G帯) があるし、筆者は主として続成作用によるものと考えている新第三系下部に広域的にみられる曹長石帯 (UTADA, 1970) もほぼ同様な鉱物組合せである。本地域の第4帯は絹雲母を欠くことと、原組織や鉄苦土鉱物斑晶をかなり残している特徴がある。これは3者とも生成温度は似ているとしても溶液との反応の仕方または反応した溶液の性質がやや異なることを暗示している。

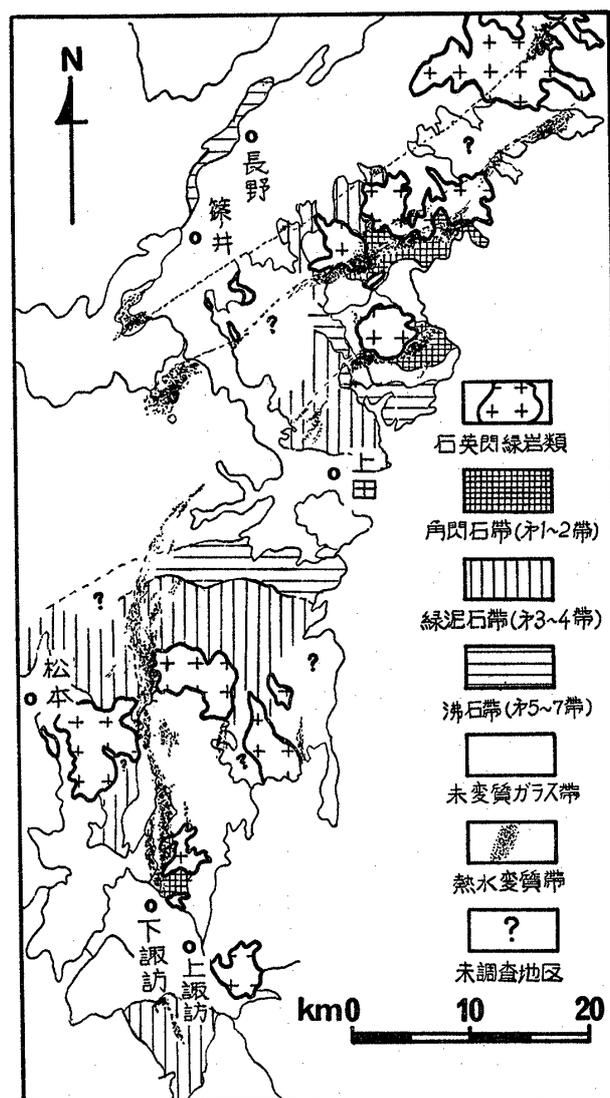
第5帯の岩石は著しく原組織が変化している。斜長石は溶解、曹長石化、緑れん石化、絹雲母化などを受け、輝石は緑泥石+緑れん石などになっている。このような鉱物の産状は変質に何らかの溶液が関与したことを暗示し、熱水変質または続成変質の印象をうける。菅平の南西部では層序と調和的に第7帯、第5帯、第4帯が重なるのに対し、南東部では第5帯の分布は玢岩の分布にほぼ一致し、第4帯、第6帯の分布と斜交している。ここでは続成作用的環境に貫入岩の熱作用が加わっていると考えられる。

第6帯と第7帯は従来の研究 (たとえば UTADA,

1971) にてらし、続成作用によるものと考えて不都合な点はない。これらの帯は本地域では分布がせまく詳しい考察を加えることが困難である。しかし、千曲川以西には続成作用がおよんだと考えられる上部中新世~鮮新世の地層が広く分布する。そこでは未変質ガラス帯と斜ブチロル沸石・モルデン沸石帯 (第7帯) との境界が長野附近では裾花川凝灰岩中にあり、この凝灰岩は篠ノ井以南では未変質ガラス帯に属することはすでに述べたとおりである。

2. 熱水変質作用

本地域で最も特徴的な変質はろう石鉱床を含む強い熱水変質である。第4図に示したように熱水変質域は特定の場所に生じており、石英閃緑岩体、および地質構造との成因的關係が暗示されよう。東北地方や北陸一山陰な



第4図 北部フォッサマグナ、中央隆起帯における変質岩分布の概略を示す図。

どの他のグリーンタフ地域と比較すると、これらの地域においても熱水作用は特定のところ、例えば東北地方では脊梁山脈、に集中している。そこでは新第三紀花崗岩類と密接に関係するものもあるが、火山岩類と関係あるものが圧倒的に多い。変質鉱物からみても絹雲母とカオリナイトが多く、パイロフィライトは稀である。本地域ではダイアスポア、ズニ石、電気石、コランダムなどの高温鉱物を産することからみて他地域とは物理化学的条件がかなり異なっているとみられる。

しかし、すでに述べたように高温鉱物を伴っている鉱床といえども、地下深所で形成された証拠を欠いている。この点に関しては典型的ろう石鉱床とされている三石地区(片山, 1969)と比較してみると産状が明らかに異なっている。特に本地域にみられる珪化帯(A帯)は残留珪化帯が主で、シリカ濃集による珪化帯はほとんどみられない。これはシリカなどの溶脱がきわめて容易に行われうる条件であったことを示す。鏡下の観察によってもA帯およびB帯は原組織が比較的良好に残っている。これはこれらの帯では主として溶脱が行われたことを示し、C帯以下が交代作用により原組織を著しく破壊されているのと対照的である。また変質は直線状の割れ目や岩脈に支配されていることが多く、常に上方に開放されていたことは明らかで、比較的層状とされている信陽鉱山も例外ではない。

藤井・井上(1971)は本地域のろう石鉱床を分類して高温・深所熱水型と低温・噴気熱水型とし、前者を片山(1969)の高温型(五島)に、後者を典型的ろう石鉱床(三石・吉永)と浅成型(梵天山)に対比している。しかし、筆者は上に述べたような理由から本地域のろう石鉱床は典型的ろう石鉱床に比べるといづれも浅成型であって、生成温度については金倉・米子のように貫入岩体内または近傍に生成したものは比較的高温、岩体から離れた梵天山などは比較的低温と考えている。もちろん広域的な熱水活動という点からみると、ろう石鉱床は例外的に高温鉱物を生成しているところであるが、全体として他地域と比べた場合、高温で浅成型である事実を重要視しなければならない。これは浅所に貫入した石英閃緑岩複合岩体に関連づければ容易に理解できるし、熱水活動の位置・時期と石英閃緑岩体のそれとからみて充分にあり得ることである。

同じように貫入岩体と関連しかつ高温型とされているろう石鉱床に五島の例がある。しかし、ここでは地表からろう石鉱床の下底までは600m以下に及ぶものと推定されている(岩生, 1952)。本地域のろう石鉱床が浅成型であることは繰返し述べているが、それは関連する

火成活動の点からも云える。すなわち五島の場合には均質な花崗斑岩で火山岩的要素は少ないのに対し、本地域では松代岩体南部に典型的にみられるように周縁相の斑状流紋岩と関連し火山岩的要素が強いものに伴って熱水変質がもたらされている。

すでに記載した変質岩の産状から明らかなようにろう石を伴うような強い熱水変質の時期は石英閃緑岩体の貫入後で鮮新世～更新世の火山岩類が堆積する前の比較的限られた時期である。

その後の熱水変質作用によりろう石が形成された証拠はなく、下諏訪附近には石膏鉱床が形成されている(沢村・大和, 1953)。これは熱水溶液の性質に変化のあったことを意味するかも知れない。しかし、熱水活動の場所は変わらず、同じ熱水変質帯の中にある点は実に注目し値する。

3. 地質構造との関連

以上述べたとおり、本地域にみられる主要な変質は接触変成作用および熱水変質作用とも石英閃緑岩複合岩体の貫入と密接な関連を持つものである。そして、両者とも米子山一堀切山、三才山峠一武石峠一下諏訪を結ぶ線に沿って強くなっている。これは飯島(1962)により諏訪一十日町構造線と称されその両側の地質構造が異なることが指摘されているものにあつたらう。

石英閃緑岩体はこの構造線をはさんで分布しているが、その周囲の変成作用はそれぞれの岩体の南東側が強い傾向がある。熱水作用もほぼ同じ傾向がみられ熱水変質帯はほぼ平行に3列みられる。

石英閃緑岩体により貫入を受けている地層の時代は守屋層から小川層下部までにわたり一定ではない。また一つの岩体の内部で数回貫入があったことは記載したとおりである。したがって、石英閃緑岩体の貫入の時期および接触変成の時期を一義的に定めることはむずかしい。菅平岩体についてみれば中心相の貫入時期は別所層堆積後であると考えられる。これは別所層内で接触変成から続成変質への漸移的移行がみられるからである。これはまたこの地域が完全に隆起した前に岩体が貫入したことも示している。冠着附近の小岩体は小川層堆積後に貫入しているが、この時期に地域全体に貫入が起こった証拠はない。鮮新世～更新世の火山岩類で接触変成を受けたものは知られていない。熱水作用で石英閃緑岩体の貫入に先行するものも知られていないが、松代岩体の観察からわかるように岩体の貫入末期かそれに引きつづいて活動しているようである。これらのことから、この地域の深所に貫入活動があったかどうか、もしあったとしてもそれが何時であるかはわからない。しかし、岩体が

比較的浅所に貫入し、地層が急激に隆起、熱水活動が起こったというような一連の事件は別所層堆積後で鮮新世～更新世火山岩類の堆積前の比較的短い時間であろうと推測される。

熱水作用はその後にもひきつがれ第2の活動期を迎えるが、この時期もほぼ前述の熱水変質帯に限って活動している。

このように顕著な熱水変質作用で特徴づけられる構造線も諏訪湖南縁を通る糸魚川-静岡線ではほぼ止まっており、その延長がどこに続くかは不明である。

謝 辞

この研究を進めるにあたり、常に御指導と有益な御助言を頂いた九州大学、片山信夫教授、東京大学、岩生周一教授、湊秀雄教授および飯島東助教授に深く感謝する。文部省科学研究助成費をこの研究に使用した、当局に謝意を表す。

文 献

- 井上秀雄 (1968), 冠着鉱山のろう石および陶石鉱床について, 耐火物誌, vol.20, p. 239-246.
- 藤井紀之・井上秀雄 (1971), 北信地方のろう石鉱床の特徴と分類, 鉱山地質, vol. 21, p.407-417.
- 藤岡一男・吉川輝四 (1969), 秋田油田における凝灰岩の沸石化について, 石油技誌, vol. 34, p. 1-10.
- 舟橋三男・吉村尙久 (1966), グリーンタフ地域にあらわれる変質現象, 地団研専報, no. 12, p. 147-164.
- 本間不二男 (1930), 信濃中部地質誌, 古今書院, 東京.
- 飯島東・岩生周一 (1971), 伊豆宇久須珪石鉱床周辺の地質, 地質雑, vol. 76, p. 591-604.
- IJIMA, A. and UTADA M. (1972), A critical review on the occurrence of zeolites in sedimentary rocks in Japan, Jap. Jour. Geol. Geogr., vol. 52, p. 61-84.
- 飯島南海夫 (1962), フォッサ・マグナ北東部の火山層序学的並びに岩石学的研究 (その1), 信大教育紀要, vol. 12, p. 86-133.
- 飯島南海夫 (1963), フォッサ・マグナ北東部の火山層序学的並びに岩石学的研究 (その2), 信大教育紀要, vol. 14, p. 91-122.
- 飯島南海夫 (1963), 上田小県誌, vol. 4 (自然篇), p. 61-252.
- 飯島南海夫・宮島征子 (1968), フォッサ・マグナ北部における温泉の地質学的・地化学的研究 (その1), 温泉工学誌, vol. 6, p. 61-84.
- 稲葉 明 (1959), 長野県内村地域の火山岩類の変質について, 地球科学, vol. 43, p. 11-22.
- 岩生周一 (1952), 日本の熱水性粘土鉱床に関する2・3の地質学的問題, 鉱山地質, vol. 2, p. 120-130.
- IWAO S. (1963), Further consideration on the rock alteration in Ugusu, an extinct geothermal area, Jap. Jour. Geol. Geogr., vol. 34, p. 81-91
- 片山信夫 (1969), ロウ石鉱床の生成機構と探鉱方針, 鉱山地質, vol. 19, p. 31-42.
- 松田時彦・栗谷川幸子 (1965), 赤石山地東部の変成作用, 震研イ報, vol. 43, p. 209-235.
- 本宿団研変質作用研究グループ (1970), 本宿火山岩類の変質の研究, 地団研専報, no. 16, p. 65-79.
- 生出慶司・折本左千夫 (1966), Volcano-Plutonic Complex としての Tertiary Granitoids, 地団研専報, no. 12, p. 127-137.
- 折本左千夫 (1965), 東北地方“第三紀花崗岩”岩体の2・3の特徴について, 岩鉱, vol.53, p.55-66.
- 太田良平・片田正人 (1955), 5万分の1地質図幅説明書「須坂」, 地質調査所.
- 沢村孝之助・大和栄次郎 (1953), 5万分の1地質図幅説明書「諏訪」, 地質調査所.
- SEKI, Y., OKI, Y., MATSUDA, T., MIKAMI, K., and OKUMURA, K. (1969), Metamorphism in the Tanzawa mountains, central Japan, 岩鉱, vol. 61, p. 1-24, 50-75.
- 島津光夫・田淵章敬・楠田隆 (1971), 丹沢山地東北部の変成作用—丹沢山地の地質学的岩石学的研究, その2, 地質雑, vol. 77, p. 701-722.
- 杉山 明 (1971), 山梨県西部巨摩山地の新第三系の変質, 地質雑, vol. 77, p. 497-505.
- 田中邦雄・両角昭二・小池春夫・波多腰忠行 (1962), 守屋山附近の第三系 (第1報), 地質雑, vol. 68, p. 618-628.
- UTADA, M. (1970), Occurrence and distribution of authigenic zeolites in the Neogene pyroclastic rocks in Japan, Sci. Paper, Coll. Gen. Educ., Univ. Tokyo, vol. 20, p. 191-262.
- UTADA, M. (1971), Zeolitic zoning of the Neogene pyroclastic rocks in Japan, Sci. Paper, Coll. Gen. Educ., Univ. Tokyo, vol. 21, p. 189-221.
- 歌代勤・稲葉明・林等・山岸いくま (1958), フォッサ・マグナ帯における堆積作用と造構運動, 新生代の研究, vol. 26, p. 16-23.
- 内村団体研究グループ (1953), 内村地域の団体研究, 地球科学, vol. 14 p. 3-8.
- 山岸いくま (1964), 長野県上田市北方の地質—とくに緑色凝灰岩類について—, 地質雑, vol. 70, p. 315-338.
- 山岸いくま (1965), 長野県内村地域における緑色凝灰岩類の変質鉱物について (その1), 地質雑, vol. 71, p. 215-227.
- 山岸いくま (1967), 北部フォッサマグナとくに内村地域のグリーンタフの変質, 日本地質学会第76年学術大会総合討論資料, p. 217-223.

**The various alterations of the Neogene sediments in the central
uplifting area of the northern Fossa Magna Region**

Minoru UTADA

(Abstract)

In the central uplifting area of the northern Fossa Magna Region, central Japan, the Neogene sediments are subjected to a unique alteration that the diagenesis is *combined* with the contact metamorphism without a clear boundary. According to the assemblage of authigenic minerals, they can be divided into seven zones from the contact metamorphism to the diagenesis in character, as follows:

- Zone 1.....Hornblende—(biotite)—(chlorite)—
plagioclase.
- Zone 2.....Actinolite—(prehnite)—chlorite—
plagioclase.
- Zone 3.....Prehnite—(pumpellyite)—chlorite—
epidote—plagioclase—(quartz).
- Zone 4.....Chlorite—(epidote)—plagioclase—quartz.
- Zone 5.....Laumontite—chlorite—(montmorillonite)
—(epidote)—plagioclase—quartz.
- Zone 6.....Analcime—(chlorite)—montmorillonite—
quartz—opal.
- Zone 7.....Clinoptilolite—mordenite—montmoril-
lonite —(quartz)—opal.

In some areas, the Neogene sediments are superimposed by hydrothermal alterations comprising Rosaki which is mainly composed of pyrophyllite and sericite. The zonal arrangement of authigenic minerals is often recognized in these altered rocks from the central part to the marginal part, as follows:

- Zone A.....Quartz (residual silica).
- Zone B.....Diaspore—(pyrophyllite)—quartz.
- Zone C.....Kaolinite—(sericite)—quartz.
- Zone D.....Pyrophyllite—(sericite)—quartz.
- Zone E.....Sericite—quartz.
- Zone F.....Sericite—chlorite—(epidote)—
plagioclase—quartz.
- Zone G.....Chlorite—(epidote)—plagioclase—
quartz.

Based on the distribution of the altered rocks, the writer concludes that the alterations of both types may have had a genetical relation with the activities of quartz diorite complexes which had intruded along a conspicuous tectonic line..... the Muikamachi-Suwa line.