

清津峡ひん岩体の進入形態とその意義*

—第三紀花崗岩類の活動様式の検討—

久保田 喜 裕**

The morphological analysis of the Kiyotsukyo porphyritic intrusive body and its geological setting in the Yuzawa district, Niigata Prefecture
—The geological setting of Tertiary granitic rocks in the Green Tuff region—*

Yoshihiro KUBOTA**

Abstract In the Green Tuff region, holocrystalline-hypabyssal rocks which have been called “Tertiary granitoids” occur often. Many of these bodies are volcano-plutonic complex composed of plutonic, hypabyssal, and volcanic rocks with felsic to intermediate composition. The porphyritic intrusive bodies in the Yuzawa district and quartz-dioritic bodies in the Tanigawa district are one of the best examples of this kind, and thus they were studied.

The Kiyotsukyo intrusive body in the Yuzawa district is concordant to the surrounding strata, thus forming a laccolith. This body is well jointed. The jointing system is interpreted as the cooling-columnar joint. Analysis of the system was useful for reconstructing the shape of the intrusive body (cf. Fig. 13).

The Kiyotsukyo intrusive body and the other porphyritic and andesitic bodies in the Yuzawa district intruded concordantly to the fine-grained, marginal facies of sedimentary basin at the maximum subsidence stage of the Green-tuff disturbance. On the other hand, the large quartz-diorite body in the Tanigawa district is discordantly intrusive into the uplift area where the initial volcanism of the Green Tuff activity took place at the end of the Green-tuff disturbance.

はじめに

グリーンタフ地域には、「第三紀花崗岩類」とよばれる酸～中性の半深成岩や深成岩がしばしば認められる。これらの深成岩、半深成岩は火山岩類を含んだ複合岩体を構成しており、生田・折本(1966)はこれを「第三紀火山深成複合岩類」(Tertiary volcano-plutonic complex)と呼んだ。一方、藤田(1973)はグリーンタフ変動を規定するなかで、これらの酸性深成岩の活動を、その発展過程における「第二次酸性火成活動」としてとらえた。

上信越国境付近の“越後湯沢—谷川岳—水上地域周辺”

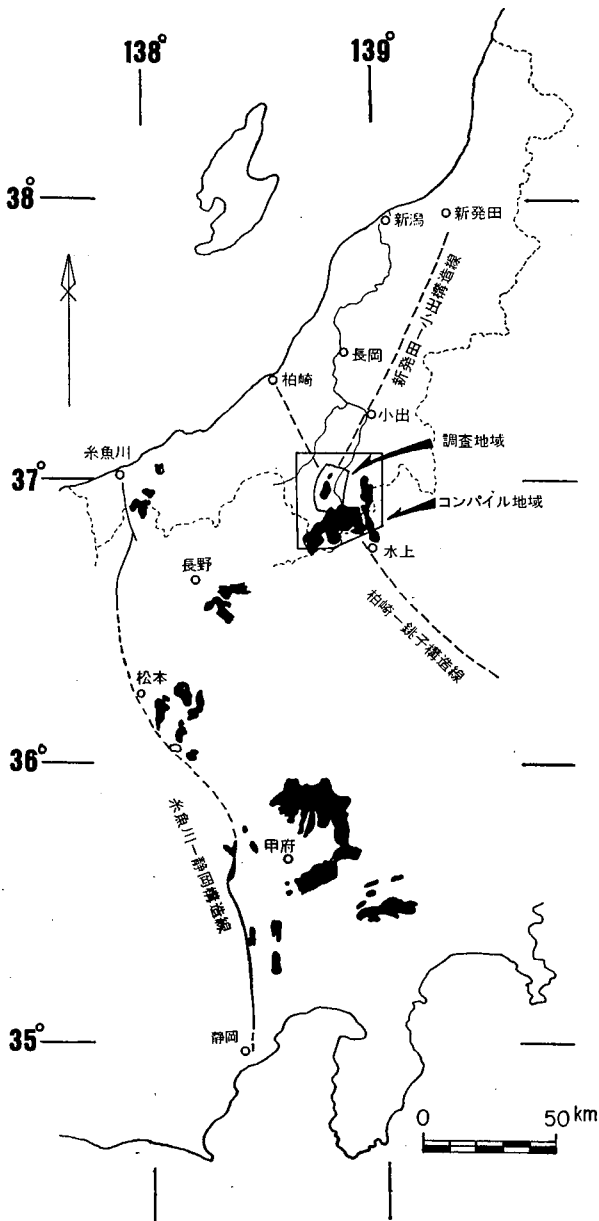
(以下、“上越グリーンタフ地域”という)には、大規模な第三紀花崗岩類が分布している。この地域の第三紀花崗岩類の分布を、北部フォッサ・マグナ全域から概観すると、長野県内村地域から北東方向へ弧状にのびる中央隆起帯に沿って“石英閃緑岩帯”が分布し、その北西側には対になって“ひん岩帯”が分布する(茅原・杉山, 1954)。越後湯沢地域のひん岩類は、上越地域の第三紀花崗岩類の一部を構成する岩体であり、上記の“ひん岩帯”の北東端にあたっている(茅原・西田, 1973; 第1図)。

越後湯沢地域のひん岩類の研究は、米山(1964)、茅原・西田(1973)が岩体の一部について、また、堀川(1965)が岩体周辺の地質について報告しているのみである。ひん岩類の進入形態については、「層状の貫入岩体」(茅原・西田, 1973)と推定されているにすぎない。かつ

1987年10月2日受付。1988年5月9日受理。

* 構造地質研究会誌(1981)に一部掲載。

** 金属鉱業事業団。Metal Mining Agency of Japan, Tokiwa Bldg., 1-24-14, Toranomon, Minato-ku, Tokyo, Japan.



第1図. 調査地域およびコンパイル地域位置図。
 黒色部は“第三紀花崗岩類”の分布を示す。

て、ペロウソフ(1958)が「層状進入型の進入現象は、火成現象のうちでも特殊な位置にある」と指摘したように、火成進入岩体の形態を明らかにすることは、岩体進入の機構や意義を探るうえで重要であると考えられる。筆者は本論で、越後湯沢地域に分布するひん岩体に着目し、その進入形態を復元した。さらに谷川岳地域の石英閃緑岩類も含め、あわせてグリーンタフ変動の火成活動史における第三紀花崗岩類の活動様式を明らかにし、その地質学的意義を考察することを目的とした。深成岩体の形態を復元する地質学的手法としては、従来から葉理構造(foliation)や縞状構造(schlieren)などの流理構

造を利用する場合が多い(土屋, 1967; 加納・秋田大花崗岩研究グループ, 1978)が、筆者は越後湯沢地域のひん岩体の進入形態を主に節理系の解析から復元した。謝辞 本研究を進めるにあたって、新潟大学積雪地域災害研究センターの藤田至則教授には終始適切な御指導・御援助をいただき、また原稿を査読していただいた。同理学部の茅原一也名誉教授、植村 武教授、同センターの青木 滋教授、高浜信行助教授、北海道教育大学の雁沢好博博士からは、日頃から多くの有益な御助言をいただいている。

魚化石については日本歯科大学の高橋正志助教授、植物化石については興和地下建設株式会社の鴨井幸彦氏に鑑定していただいた。野外調査にあたって、新潟県南魚沼郡湯沢町・南雲館の南雲タマ氏、同湯沢町・ばんざえん旅館の阿部忠彦氏、中魚沼郡中里村・ユースホテル清津峡の樋口剛久氏をはじめ、同氏の御家族の方々から親身も及ばないお世話をいただいた。以上の方々に厚く御礼申上げる。

地 質 概 説

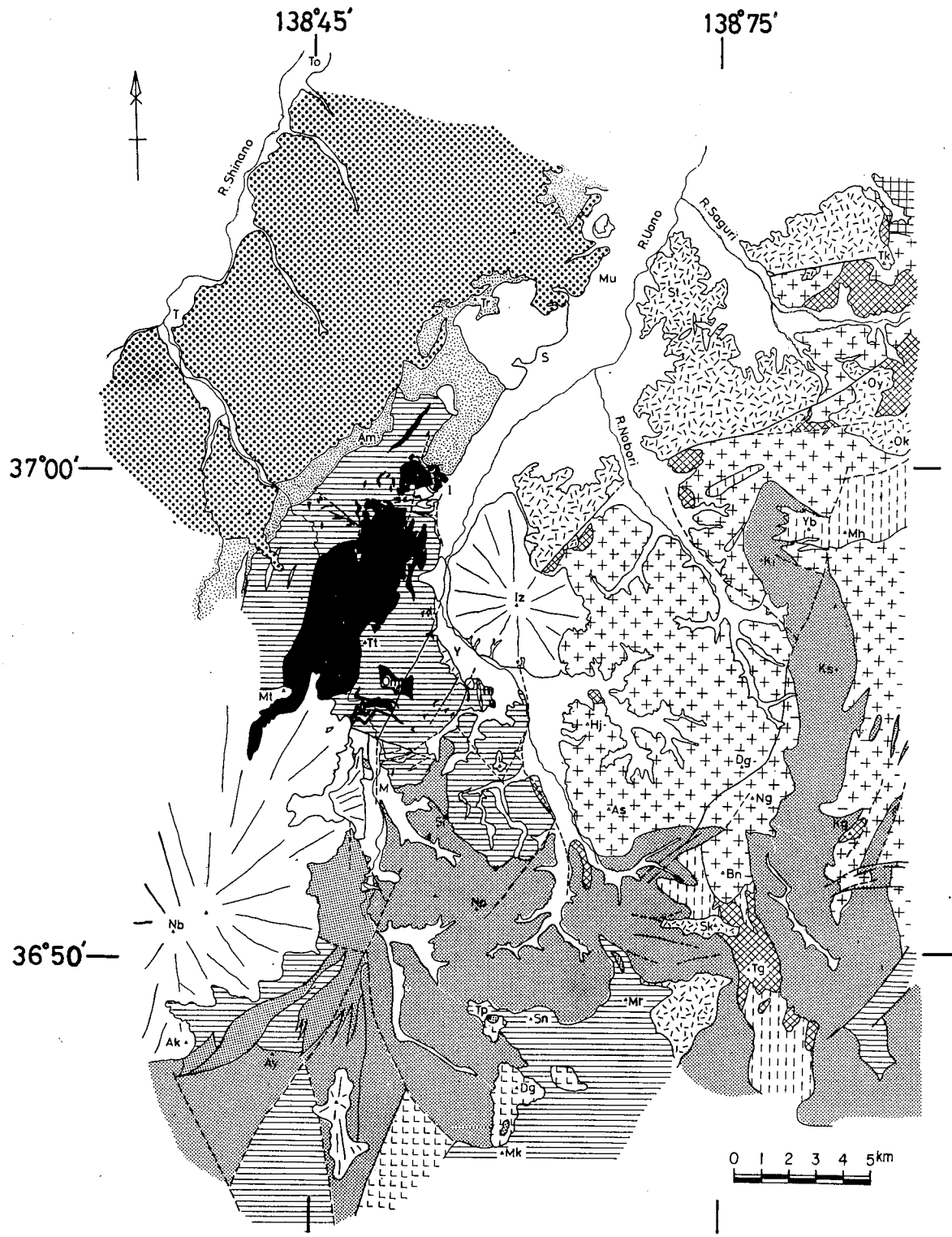
調査地域は、構造地質学的に山下(1970)の「新発田—小出構造線」と「柏崎—銚子構造線」の交会部として位置づけられる(第1図)。

越後湯沢地域の地質については、筆者を含む茅原ほか(1981)がすでに記載しているので、本稿では概略のみを示す。

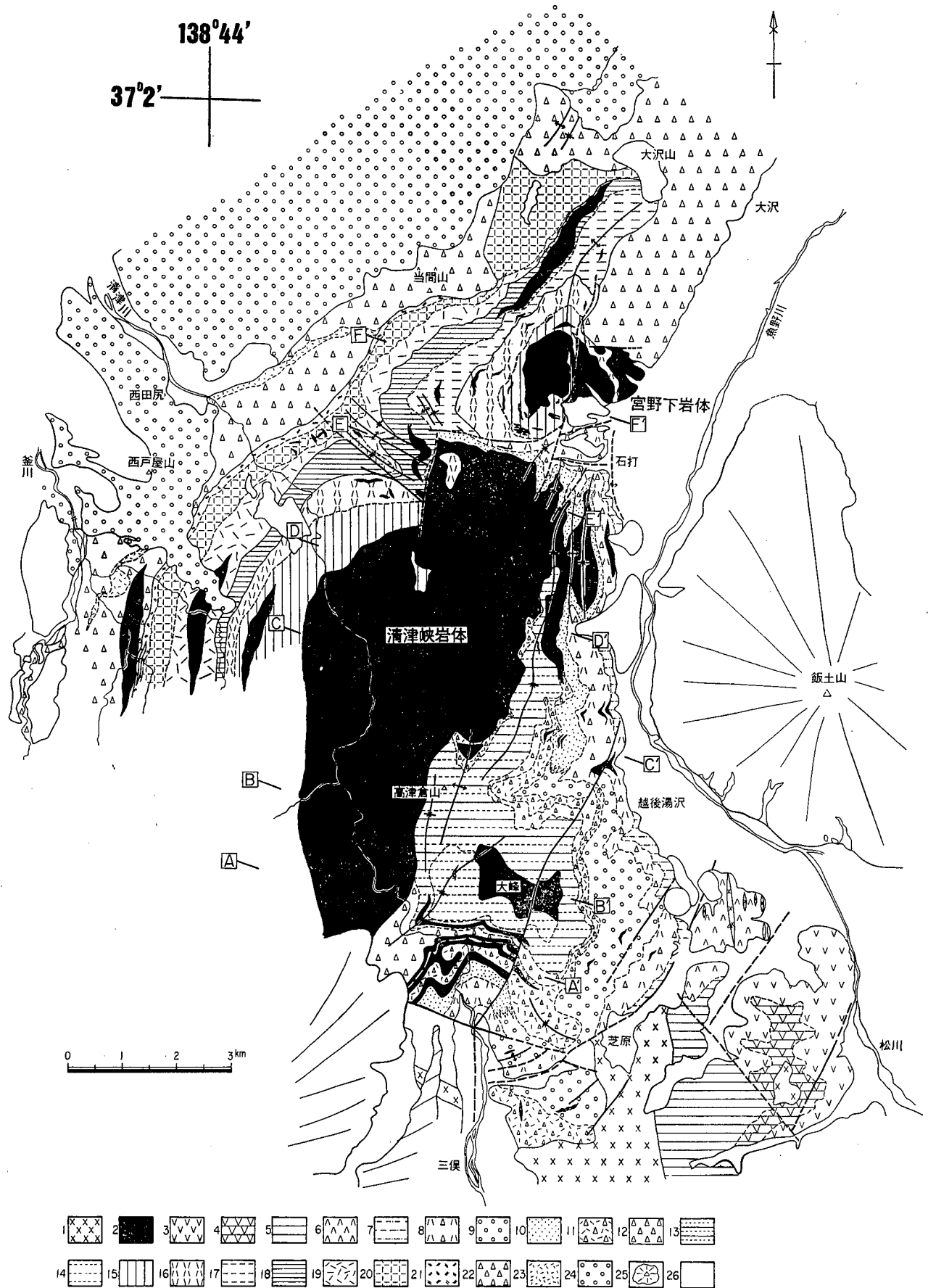
越後湯沢地域周辺の地質は、魚野川を境として、その東西両地域で地質系統および地質構造にきわめて顕著な差異がある。すなわち、魚野川以東の地域には下位より古生層、中生層(上部三疊系、奥利根層)、および、これら

第2図. 越後湯沢—谷川岳地域地質コンパイルマップ。

- 1: 完新統, 2: 第四紀火山, 3: 当間層, 4: 西田尻層, 5: ひん岩類, 6: 石英閃緑岩類, 7: 流紋岩類, 8: 松川層～葎沢層, 9: 城内層, 10: 先新第三系花崗岩類, 11: 塩基性～超塩基性岩類, 12: 中生層, 13: “古生層”, 14: 断層, 15: 山名, (Am: 当間山, Ak: 赤倉山, As: 足拍子山, Ay: 赤湯山, Bn: 武能岳, Dg: 大源太山, Hj: 方丈山, Kg: 笠ヶ岳, Ki: 黒岩峰, Ks: 柄沢山, Mh: 巻機山, Mk: 三国山, Mr: 万太郎山, Mt: 三多古山, Nb: 苗場山, Ng: セツ小屋山, Np: 日白山, Ok: 大兜山, Oy: 大割山, Om: 大峰山, Sk: 茂倉岳, Sn: 仙ノ倉山, St: 白板山, Tg: 谷川岳, Tk: 高倉山, Tp: 平標山, Tr: 樽山, Tt: 高津倉山, Yb: 割引岳)
- 地名: I: 石打, M: 三俣, Mu: 六日町, S: 塩沢町, T: 越後田沢, To: 十日町, Y: 越後湯沢



- 1 [White box]
- 2 [Box with diagonal lines /]
- 3 [Box with grid pattern]
- 4 [Box with stippled pattern]
- 5 [Box with horizontal lines]
- 6 [Box with wavy pattern]
- 7 [Solid black box]
- 8 [Box with vertical lines]
- 9 [Box with L L L L]
- 10 [Box with + + + +]
- 11 [Box with cross-hatch pattern]
- 12 [Box with vertical lines]
- 13 [Box with grid pattern]
- 14 [Box with diagonal lines /]
- 15 [Box with triangle symbol]



を貫くはんれい岩、花崗岩類などの先新第三系基盤岩類が広く分布し、新第三系は下部中新統の城内層が分布している。これに対して、魚野川以西には新第三系、第四系および第四紀火山が広く分布している。また、両地域にまたがるように、新第三紀の石英閃緑岩類～ひん岩類が進入している(第2図)。

調査地域の地質図と地質層序を、それぞれ第3図および第4図に示す。調査地域には新第三系が広く分布しており、下位より、松川層^{まつかわ}、清津層^{きよつ}、上野層^{うの}、大沢層^{おおさわ}、葎沢層^{むくらさわ}、西田尻層^{にしだじり}の6つの層準に区分できる(久保田, 1981)。松川層は、玄武岩溶岩と黒色硬質頁岩を主体とし、層厚は1050m+である。清津層は、下部は酸性緑色軽石凝灰岩を主体とし、上部に凝灰質砂岩頁岩互層などの堆積岩が多くなる。層厚は950~1360m+である。上野層は、下部は硬質頁岩、上部は酸性軽石凝灰岩からなり、層厚は410m~960m+である。大沢層は、砂岩頁岩互層を主とし、層厚は100~700mである。葎沢層は、砂岩・頁岩・凝灰岩の互層および酸性凝灰岩を主とし、層厚は360~610mである。西田尻層は、安山岩質凝灰角礫岩を主とし、層厚は0~790mである。各地層は松川層～葎沢層までは整合関係であるが、西田尻層は下位層を不整合に覆う。第四系は下位層を不整合に覆う礫岩層主体の当間層^{あてま}(魚沼層群相当層^{うぬま})からなる。

新第三系の層序対比は、化石の産出に乏しいため、従

* 「松川層」は茅原ほか(1981)による「松川層」・「白板層」をひとつにまとめ、新たに「松川層」と再定義した。

第3図. 調査地域地質図.

第三紀花崗岩類(1: 石英閃緑岩～石英斑岩類, 2: ひん岩～安山岩類), 松川層(3: 変質玄武岩および頁岩, 4: 流紋岩質凝灰岩および玄武岩, 5: 黒色硬質頁岩, 6: 変質玄武岩および頁岩), 清津層(芝原凝灰岩部層 7: 黒色硬質頁岩 8: 石英安山岩質凝灰岩; 湯沢砂岩礫岩互層 9: 凝灰質砂岩頁岩互層 10: 頁岩～砂岩頁岩互層; 八木沢凝灰岩互層 11: 流紋岩凝灰岩 12: 安山岩質凝灰岩; 大峰砂岩頁岩部層 13: 砂岩頁岩互層 14: 凝灰質砂岩), 上野層(大野川硬質頁岩部層 15: 硬質頁岩; 十二峠緑色凝灰岩部層 16: 石英安山岩質軽石凝灰岩), 大沢層(大沢山頁岩凝灰岩部層 17: 頁岩凝灰岩互層; 倉下砂岩頁岩互層 18: 砂岩頁岩互層), 葎沢層(小出砂岩頁岩互層 19: 砂岩・頁岩・礫岩; 土倉凝灰岩部層 20: 石英安山岩質凝灰岩; 角間砂岩泥岩部層 21: 砂岩・泥岩・凝灰岩), 西田尻層(22: 安山岩質凝灰岩 23: 石英安山岩質凝灰岩), 当間層(24: 礫岩), 第四紀火山(25: 安山岩・石英安山岩溶岩～火砕岩), 26: 完新統。
A-A'～F-F' はブロックダイアグラム(第7図)の断面線を示す。

来はおもに岩相から考察し、松川層～上野層を中新世中期、大沢層・葎沢層を中新世後期に、西田尻層を鮮新世に対比していた(茅原ほか, 1981; 久保田, 1981)。しかし、葎沢層最上部層の凝灰岩、および西田尻層最上部層の凝灰岩のフィッシュン・トラック年代が測定され、それぞれ 13.6 ± 0.3 Ma(中新世中期), および 9.6 ± 0.5 Ma(中新世中期末～後期)の結果が得られている(雁沢好博, 未公表資料)。また、西田尻層最下部層の泥岩から産出した有孔虫化石によると中新世中期(七谷期)を示しており(秋元和実, 未公表資料)、上記のフィッシュン・トラック年代と調和的な結果が得られている。したがって、本論では松川層～西田尻層までを一括して、中新世中期に対比した。

清津峡岩体と宮野下岩体およびその火成岩の特徴

調査地域には、いわゆる第三紀花崗岩類のひとつであるひん岩質火成岩が分布している。このうち、規模の大きい岩体は、「清津峡石英閃緑ひん岩体」(新称: 以下、清津峡岩体と略称)と、「宮野下石英ひん岩体」(新称; 以下、宮野下岩体と略称)である。これらは従来、一続きの岩体とされていた(新瀉県, 1977)が、今回の調査により、2つの独立した岩体であることが確認された。また、両岩体の周辺にはきわめて多数の火成岩が分布している(第3図)。

清津峡岩体は、NNE-SSW 方向に長軸をもち、約 7×3 km の楕円をなして分布する。この岩体は、肉眼的には暗緑色～灰緑色を呈す石英閃緑ひん岩質で、中心から周辺に向かって岩相変化が認められる。すなわち、中心部は優白色、粗粒な岩相であり、周縁部は優黒色でやや細粒な岩相を呈する。また、後述するように、岩体全域には顕著な柱状節理が発達している。本岩体と周囲の地層との関係は、走向線図(第5図)に示されるように、全体的に調和的(concordant)であり、斜交するのは岩体東縁の一部のみである。また、清津峡岩体東縁部では、本体に連続する岩枝(apophysis, tongue)状の岩体が数多くみられる。本岩体南縁部の清津川付近には、同質の岩質で厚さ約 30 m の岩床が5層準にわたって認められるが、これらも清津峡岩体の岩枝と考えられる。岩枝の構造は周囲の地層と調和的で、一部は褶曲している(第3・5図)。

一方、宮野下岩体は、NNE-SSW 方向に長軸をもち、約 1×0.5 km の楕円をなして分布する。この岩体は、上野層中の地層の層理面に対し調和的である。また、本岩体東縁部からは岩枝がのびているが、これも周囲の地層と調和的である。このような特徴は、清津峡岩体とま

地 層 名		層 厚 m	岩 相	火 山 活 動 塩基性 — 酸性	備 考
当 間 層		580+	礫		材化石
西 田 尻 層		0~790+	同質凝灰角礫岩, 砂岩, 泥岩 安山岩質凝灰角礫岩		9.6±0.5 Ma* 材化石
菰 沢 層	角間砂岩泥岩部層	360~ 610	砂岩, 泥岩 砂岩凝灰岩泥岩互層		13.6±0.3 Ma*
	土倉凝灰岩部層		石英安山岩質凝灰岩		
	小出砂岩頁岩互層		砂岩頁岩互層 礫岩, 砂岩, 泥岩		
大 沢 層	倉下砂岩頁岩互層	100~ 700	砂岩頁岩互層		魚類・魚鱗化石 植物化石 Cfr. <i>Paliurus</i> ** <i>protonipponicus</i> SUZUKI
	大沢山頁岩凝灰岩互層		頁岩凝灰岩互層		
上 野 層	十二峠緑色凝灰岩部層	410~ 960+	石英安山岩質軽石凝灰岩		
	大野川硬質頁岩部層		硬質頁岩		
清 津 層	大峰砂岩頁岩部層	950~ 1360+	凝灰質砂岩		魚類化石 ニシン科 (Clupeidae)***
	八木沢凝灰岩部層		砂岩頁岩互層		
			安山岩質凝灰岩		
	湯沢砂岩礫岩部層		流紋岩質凝灰岩		
			砂岩頁岩互層 凝灰質砂岩礫岩互層 硬質頁岩		
	芝原凝灰岩部層		石英安山岩質凝灰岩		
松 川 層	1050+	玄武岩溶岩			
		黒色硬質頁岩			
		玄武岩溶岩			

第4図. 越後湯沢地域の地質層序.

* 雁沢好博氏によるフィッシュオン・トラック年代.

** 鑑定は鴨井幸彦氏による.

*** 鑑定は高橋正志氏による.

ったく同様である.

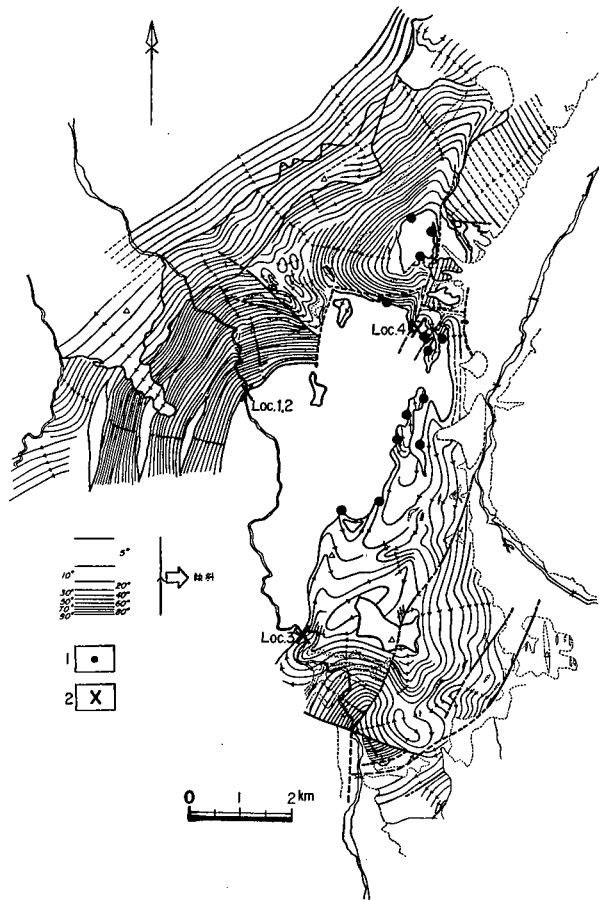
清津峡岩体および宮野下岩体と周囲の堆積岩層との接触面は、多くの露頭で確認できる(第5図). 露頭の観察から、両岩体は周囲の堆積岩層の層理面に対して、concordant に接している. また、ひん岩体の接触部には層理面に直交して節理が生じていることから、この節理は岩体進入後の冷却節理(cooling joint)と考えられる. その代表的な露頭のスケッチを第6図に示す.

両岩体の周囲には、小規模な進入岩が多数発達し、それらは主として石英ひん岩~安山岩、一部は石英安山岩・玄武岩・粗粒玄武岩からなる. それらは、ほとんどが岩床状であるが、わずかに岩脈状のものもみられる.

これらの進入岩の厚さは、10~40m ほどであるが、宮野下岩体北方の大沢層中に分布する安山岩質岩床は、厚さ最大約 100m、長さ約 2700m で最も規模が大きい. 宮野下岩体の周囲に分布する層状岩体の岩質は、宮野下岩体に近接するものは同岩体と同質の石英ひん岩質であるが、より離れるにつれ安山岩質に変化している. これらの層状火成岩は、例外なく、層理面の発達した頁岩、あるいは砂岩頁岩の細互層など、細粒堆積物の層理面に concordant に接触している.

清津峡岩体および宮野下岩体周辺の地質構造

調査地域の主要な構造方向は、断層の走向・褶曲軸の



第5図. 調査地域走向線図および岩体の進入面の露頭位置.

1: 岩体の進入面が確認される露頭位置, 2: 進入面スケッチ(第6図)の露頭位置.

方向・地層の走向およびひん岩体の伸長方向・岩体の並びの方向などから, 主に NNE-SSW・NE-SW 系と NW-SE・WNW-ESE 系の2系統からなると判断される. なかでも, NNE-SSW 方向が卓越している(第3図).

清津峡岩体と宮野下岩体のいずれも, その北西側では地層の傾斜が $40^{\circ}\sim 70^{\circ}$ 前後の急傾斜を示す半ドーム構造を呈しているのに対して, 南東側では $10^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 前後の緩傾斜を示す半バイズン構造を呈し, とくに岩体南東縁の接触部付近では変化が著しく, 褶曲構造がみられる(第5図).

半ドーム構造は, 宮野下岩体の北西側でとくに顕著である. ここでは, 上野層や大沢層下部層が $40^{\circ}\sim 50^{\circ}$ NW に傾斜している. 宮野下岩体と清津峡岩体とに挟まれている部分では, $70^{\circ}\sim 85^{\circ}$ S という著しい急傾斜を呈し, 一部では逆転構造もみられる. 清津峡岩体の北西側でも, 地層の傾斜は $50^{\circ}\sim 80^{\circ}$ NW と急傾斜で半ドーム

構造をなす. 以上のドーム構造は岩体周縁から 1~1.5 km の範囲では顕著であるが, それ以上離れると, $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ の緩傾斜となり, 単斜構造へ移化する. 2つの半ドーム構造は, NW-SE 走向の断層で接しており, 断層付近は地層が擾乱している. また, そのような箇所には, NW-SE 方向の長軸を示す小規模のドーム・バイズン構造(0.5×0.2 km 以下)や褶曲構造が生じている.

一方, 半バイズン構造は清津峡岩体の南東側で顕著である. そこでは地層の走向は NNE-SSW~N-S で, 南部に向かって次第に NW-SE へ湾曲し, 地層の傾斜はドーム部に比べ著しく緩く, $10^{\circ}\sim 30^{\circ}$ である. ただし, 清津峡岩体の南側の断層付近の地層は $50^{\circ}\sim 80^{\circ}$ の急傾斜を示す.

なお, 清津峡岩体北部には, その頂部に緩傾斜の上野層が局所的に分布している(第3・5図).

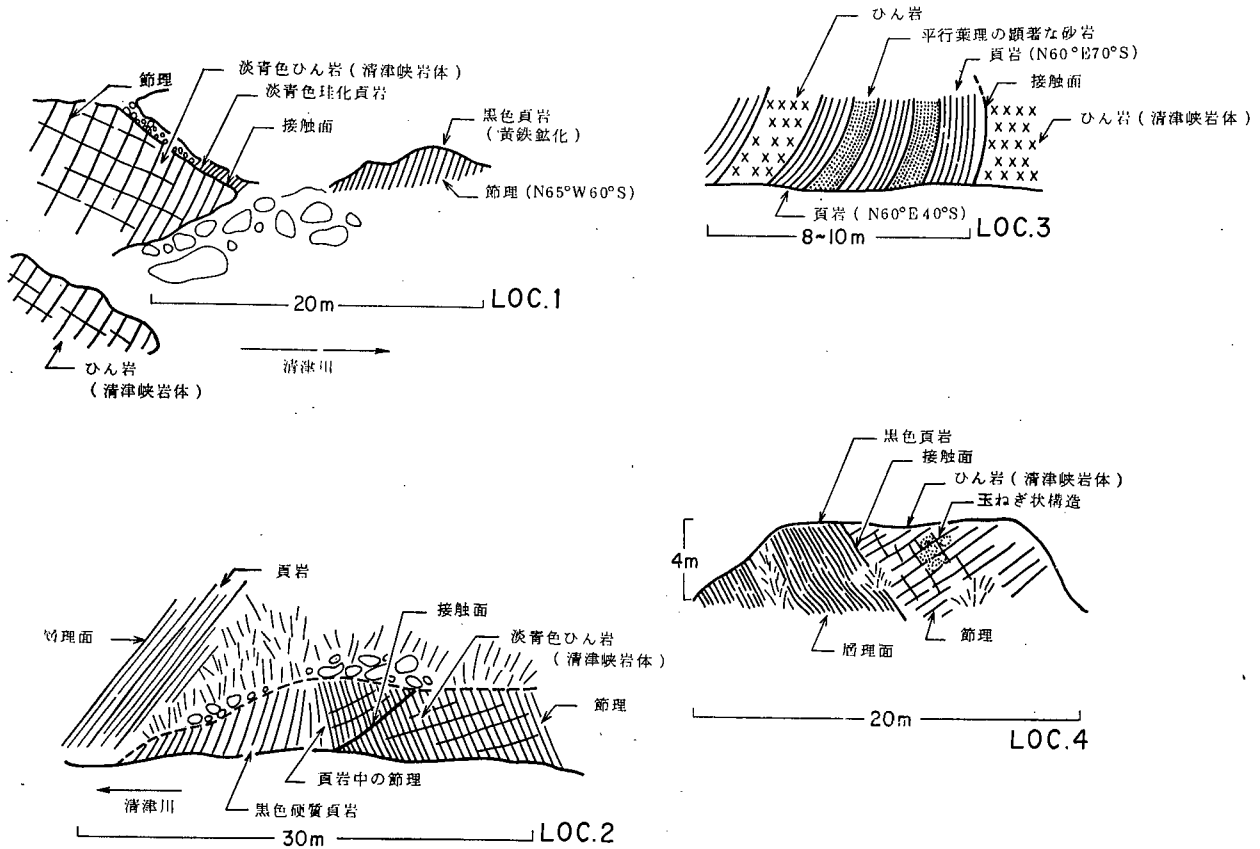
清津峡岩体の進入形態の復元

ここでは, 清津峡岩体周辺の地質構造の特徴と, 岩体全体に発達する節理系の解析の両者から岩体の進入形態の復元を試みる.

1. 清津峡岩体周辺の地質構造から復元される断面形態

清津峡岩体と周辺の地層との接触部にみられる進入現象は, 以下のようにまとめられる. ①露頭で確認された清津峡岩体の進入面は, 周囲の地層に対して concordant である(第6図). また, 岩体の外形と層理面との関係も, 走向線図(第5図)に明らかなように, 岩体東縁でやや斜交するだけで, 全体的には concordant な関係にあることがわかる. ②清津峡岩体の周囲の地層は, 岩体を挟んで西側も東側もともに西傾斜である. しかし, 傾斜角度には顕著な差があり, 岩体の西側では $50^{\circ}\sim 70^{\circ}$ の急傾斜であるのに対し, 東側では $10^{\circ}\sim 30^{\circ}$ の緩傾斜である(第5図). また, 清津峡岩体の東縁では本体から派生した岩床状の岩枝がみられるのに対し, 西縁ではみられない(第3・5図). ③岩体の頂部に緩傾斜の上野層が分布しているのが岩体北部の2か所でみられる(第3・5図). すなわち, 清津峡岩体の上限が確認できたことになる.

以上のことから, 清津峡岩体は周辺の地層に対し, 頂部を押し上げつつ層状に進入したものであり, 現在は西方に傾斜した状態にあると考えられる. 言い換えれば, 清津峡岩体は周囲の地層の層理面に対し, 調和的(concordant)に進入した餅盤(laccolith)状の岩体であると推定できる. また, 宮野下岩体についても, 周辺の地層との接触部にみられる進入現象は, 上記の①~②と同様



第6図. 清津峡岩体の進入面スケッチ. スケッチの位置は第5図に示した.

- Loc. 1: 清津峡温泉付近の清津川左岸にみられる露頭. 清津峡岩体が層理の発達した大野川硬質頁岩部層に接する. 接触面付近では, 清津峡岩体は急冷相が生じており, 頁岩層は著しく硬化している.
- Loc. 2: Loc. 1 の対岸にあたる露頭. 清津峡岩体が大野川硬質頁岩部層の層理面に concordant に接触している. 清津峡岩体と頁岩層の接触部には, 明瞭な節理が約 3cm の間隔で規則的に発達している. その節理面は頁岩層の走向傾斜に対してほぼ直交している.
- Loc. 3: 鹿飛橋付近の清津川上流のダム用坑内で観察される清津峡岩体南端の露頭. 清津峡岩体は大峰砂岩頁岩部層の層理面にほぼ concordant に接している.
- Loc. 4: 石打西方の小黑川の河口付近の露頭. 清津峡岩体は清津層の黒色頁岩層中に concordant に接触している. ひん岩体中の節理面は, 進入面に対しほぼ直交している.

であり, 清津峡岩体とまったく同じ進入形態が推定できる. 清津峡岩体と宮野下岩体および周辺の地質断面のブロックダイアグラムを第7図に示した. さらに, 清津峡岩体の推定される断面形態モデルを第8図に示した.

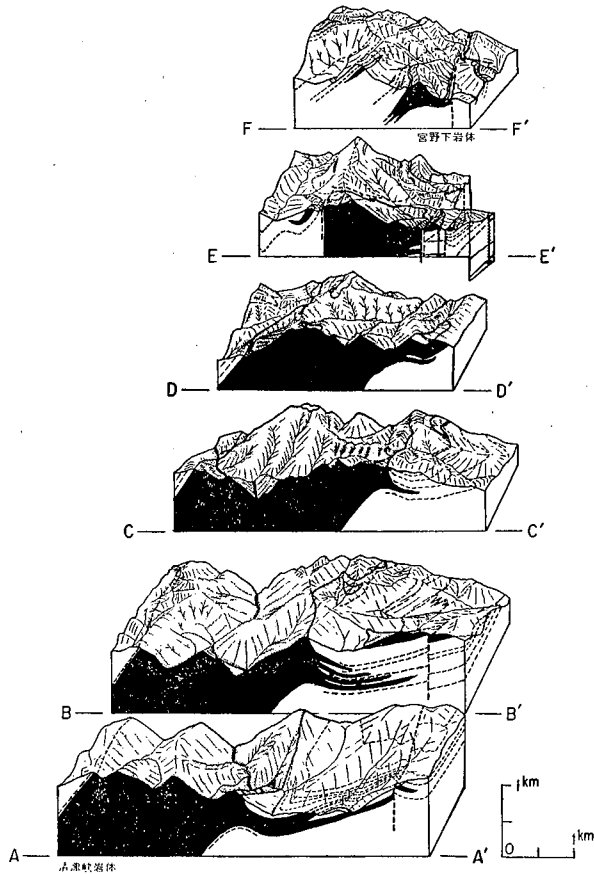
2. 節理系による清津峡岩体の進入形態の復元

ここでは, 清津峡岩体内部の節理系の性格を明らかにし, 次にこれにもとづいて前項で検討した断面形態を吟味する.

清津峡岩体内部の節理面の走向・傾斜の測定は, ほぼ 50m 間隔に 212 ケ所で行った. 測定した節理面数は総計 913 面である. 清津峡岩体には, ほぼ岩体全域にわたって, 切断面が四〜六角形の形態をなす柱状節理 (columnar joint) が発達している. 各々の柱状節理の大きさは 0.5~1 m/本であり, 分布密度は岩体全域では

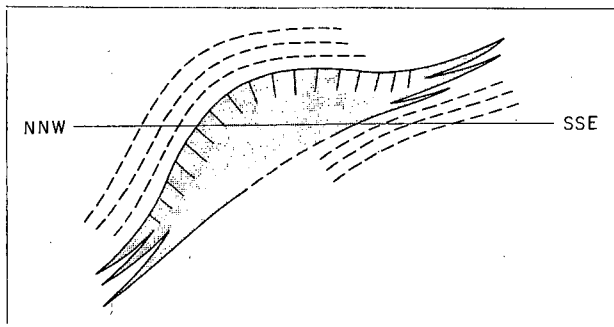
ほぼ一定である. また, 各々の節理面は伸長方向にきわめて連続が良く, 場所によって 150m 以上も連続して観察される. 節理面は伸長方向のほかそれに直交する面が発達するが, その他の斜交する面では連続は悪い. このように, 清津峡岩体に発達する節理系は, ほぼ岩体全域 (7×6×0.6 km) にわたって一様の性格をもつ.

清津峡岩体は前述のように餅盤状の断面形態を持つと推定されるから, 岩体内に発達する柱状節理が冷却によるものであれば, その傾きは第8図に示すように変化すると考えられる. すなわち, 岩体を横断する方向に柱状節理の傾きの変化をみるのが重要である. したがって, 岩体内の節理面の走向傾斜は, 第9図に示すような A₀・B₀~B₄・C₀~C₄・D₀~D₂ の 13 の領域にまとめられた.



第7図. 清津峡岩体および宮野下岩体周辺の地質ブロックダイアグラム.

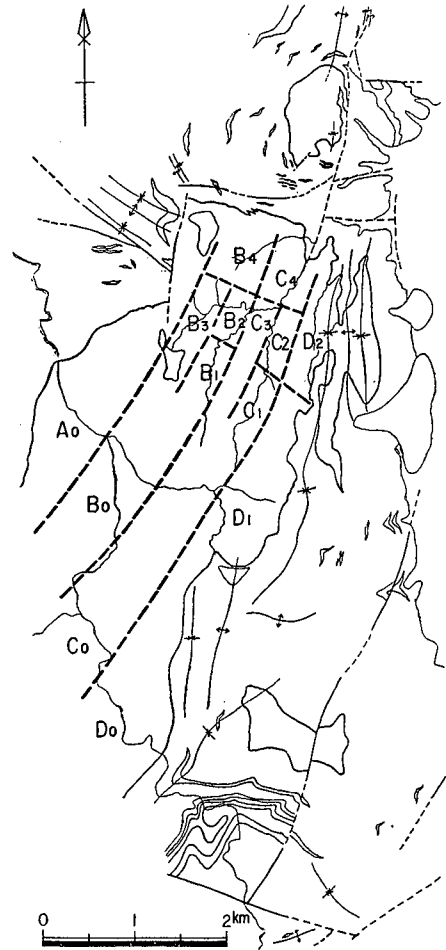
アミ部は両岩体の地表分布域, 破線は周囲の地層の境界線. 断面線 A—A'~F—F' の位置は, 第3図に示した. A—A' および B—B' 断面の清津峡岩体西縁の境界線は推定.



第8図. 清津峡岩体の侵入形態模式断面図.

岩体中の実線は推定される冷却節理の傾き, 破線は周囲の地層の境界線.

各領域ごとの節理面の測定結果を第10図に示した. 第10図は, 節理面の走向・傾斜の極(pole)の位置をシュミット網の上半球に投影し, 等密度線間隔を1—3—5—7—9% としたコンターダイアグラムである.



第9図. 清津峡岩体における節理面解析の領域区分図.

コンターダイアグラム(第10図)から, 節理面の方位が1つの大円上に集中するものが多いことがわかる. その典型的な例が A₀ 領域である. ここでは, 節理面の方位がほぼ N60°E, 50°N の大円上に集中している. すなわち, この大円は, A₀ 領域における各々の柱状節理の傾斜角度がほぼ一定であることを意味している. 同様に他の領域において, 節理面の方位が集中する部分が示す大円をとりだすと第11図のようになる.

岩体付近の地層の構造がわかっている A₀・C₁・C₄・D₀・D₁ の各領域においては, 大円の極(=柱状節理に直交する面)の方位と, 付近の地層の層理面(=岩体の侵入面)の方位とは互いによく一致している(第11図). また, B₀・B₁・B₂・C₁ の各領域についても, 大円の極の方位と推定される層理面の方位とは調和的とみることができる. このことは, 岩体に発達する柱状節理の傾斜は岩体の侵入面に直交していることを意味している. したがって, 清津峡岩体に発達している節理系は, 侵入後の冷却により, 侵入面に対して直交して生じた“冷却柱

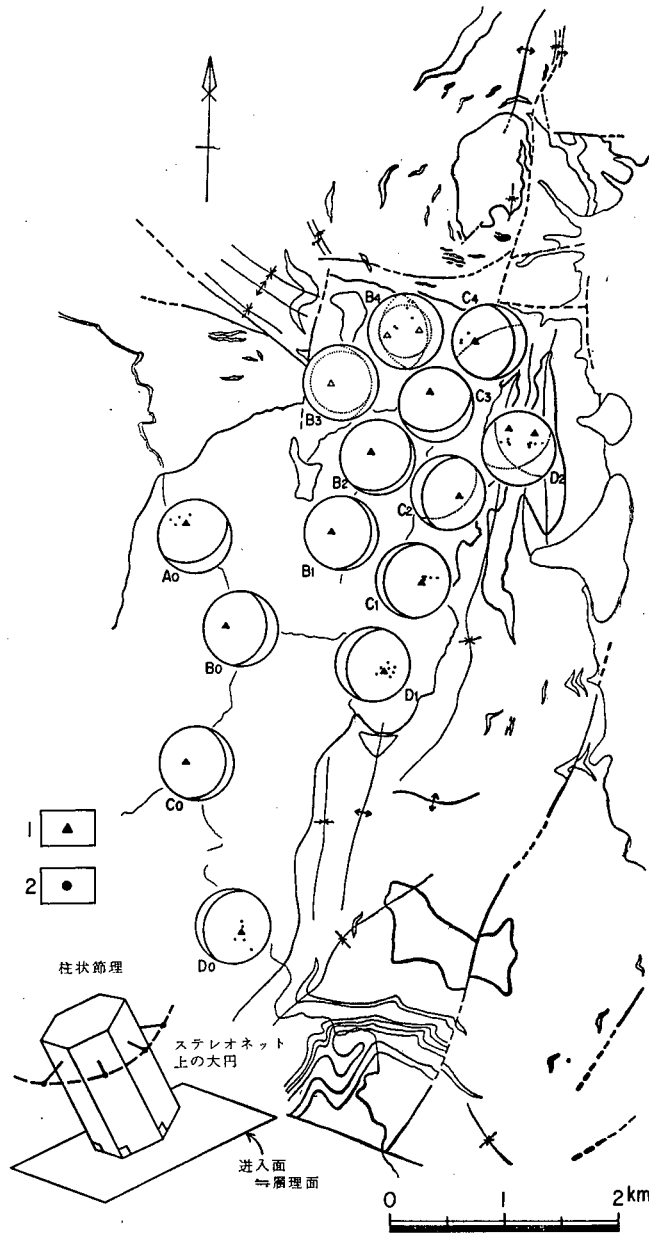


第 10 図. 清津峡岩体における節理面方位のコンターダイアグラム.
各領域内の節理面方位の極をシュミットネット上の上半球に投影. 等密度線間隔は 1—3—5—7—9%.

状節理”であると結論できる。

次に、節理面のなす大円(第 11 図)をもとに、各領域における節理の方位を模式的に示すと(第 12 図)、岩体の西部(領域 A₀・B₀・C₀)では、節理は E~SSE 方向に

60° 前後でプランジし、新第三系が覆う岩体中央部付近(領域 B₁・B₂)では、E 方向に 75° 以上の急傾斜でプランジしている。また、岩体東部(領域 C₁・C₂・D₀・D₁)では W~WNW 方向に 60°~70° 前後でプランジして

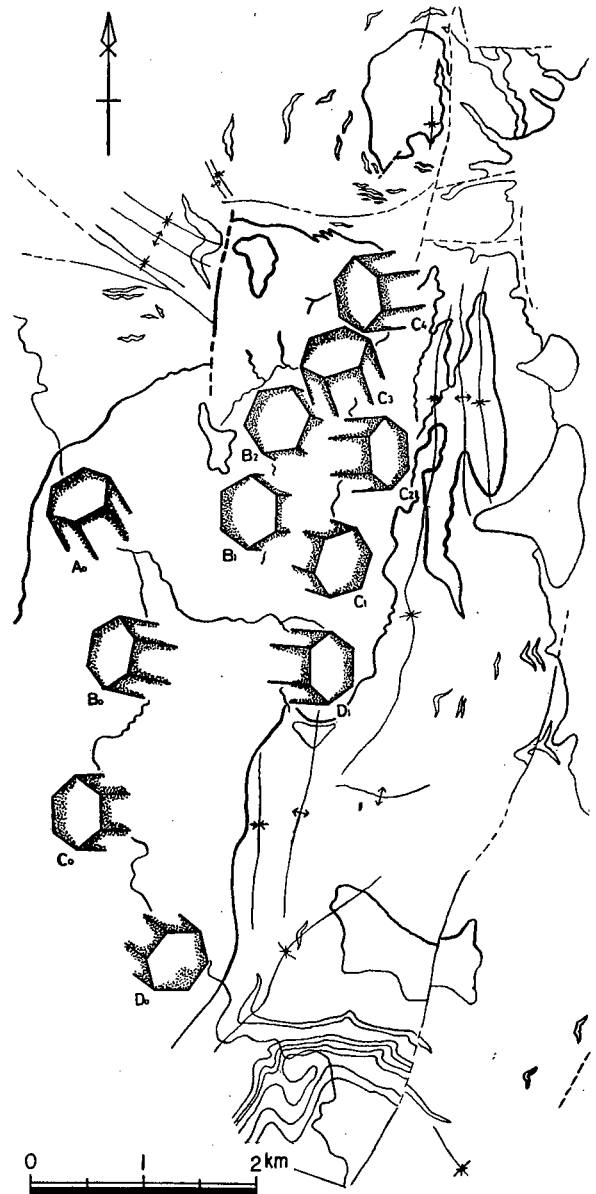


第 11 図. 清津峡岩体における大円上に集中する節理面方位.

- 1: 柱状節理に直交する面の方位 (= 進入面の方位),
- 2: 進入面付近の層理面の方位

いる。このことは、清津峡岩体は一様に分布する冷却節理が進入面に対して直交して発達し、かつ、岩体が傾いていると推定した断面形態モデル(第 8 図)を支持するものである。

以上のことから、清津峡岩体は周囲の地層に対して concordant で、かつ頂部を押し上げた餅盤(laccolith)状の岩体であることがわかる。現在は、岩体全体が西方に傾いているため、東半分だけが露出しているわけであ



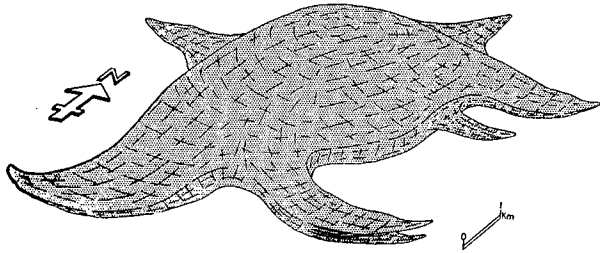
第 12 図. 清津峡岩体の各領域における柱状節理の傾き.

柱状節理は便宜上六角形とした。図中の柱状節理の長さは傾斜が急なほど短く表現した ($B_1 \cdot B_2$ では $75^\circ \sim 80^\circ$, その他では $60^\circ \sim 70^\circ$) .

る。清津峡岩体の進入形態を立体的に復元すると、第 13 図のようになる。

グリーンタフ変動における越後湯沢地域の層状進入岩体の地質学的意義

ここでは以上の結果をふまえ、越後湯沢地域の層状進入岩体と谷川岳地域に分布する石英閃緑岩体との進入形態・進入時期・進入の地質学的な位置などについて比較



第 13 図. 清津峡岩体の進入形態を示す立体復元図.

検討し、かつ、それらのグリーンタフ変動の火成活動史上の位置について述べる。

1. 越後湯沢地域のひん岩類の活動様式

清津峡岩体と宮野下岩体は、両者とも周囲の地層の構造に concordant なラコリス状の進入岩体である。また、両岩体の周囲に分布する小規模なひん岩ないしは安山岩も、そのほとんどが岩床状の層状進入岩である。

両岩体は、それぞれ上野層下部層中に進入しており、それらの周辺に分布する多くのひん岩ないし安山岩は、上野層～大沢層に集中しているほか、安山岩と一部玄武岩が葎沢層や西田尻層中にもみられる。一方、大沢層を整合に覆う葎沢層と、さらにその上位を不整合に覆う西田尻層の酸性凝灰岩からフィッシュントラック年代値を測定した結果、それぞれ 13.6 ± 0.3 Ma, 9.6 ± 0.3 Ma という値が得られている(雁沢好博, 未公表資料; 第 4 図)。したがって、越後湯沢地域に分布する層状進入岩の主要な活動時期は、中新世中期と考えられる。

このような進入岩は、越後湯沢地域の堆積盆地の沈降が著しい時期に活動している。そして、それらは例外なく剝離性の強い頁岩層や層理面の発達した細互層などの細粒岩層中にみられ、塊状無層理の地層にはまったくないことから、前者に選択的に進入したものと考えられる。さらに、それらの進入している場所は、調査地域東方に分布する先新第三系基盤岩と、その西方に広がる新第三系の堆積盆地との境界部、すなわち堆積盆地の縁辺部に相当している。

2. 谷川岳地域の石英閃緑岩類の活動様式

石英閃緑岩類を含む谷川岳地域の地質については、豊田(1931a, b), 相馬・吉田(1964), 河内・猪木(1965), 久保・木崎(1966), 赤松ほか(1967), 茅原・西田(1973, 1975, 1977), 茅原ほか(1981)などの報告がある。

谷川岳地域に広く分布する石英閃緑岩類は、周囲の地層の構造に対して非調和的(discordant)で、ボス状ないしは岩脈状の大規模な進入岩体である(茅原ほか, 1981: 第 2 図)。

進入の時代については、これまでの研究では、中新世

末期の活動(杉山, 1956), 中新世中期以降(赤松ほか, 1967), 約 8 Ma 前の中新世後期(中島ほか, 1984)と推定されており、K-Ar 年代では 20 Ma, 24 Ma および 5.9 Ma (河野・植田, 1966)といった中新世前期と中新世後期を示す値が得られている。筆者は次の理由により、谷川岳地域の石英閃緑岩体の進入は中新世末期が最も妥当であると考え。すなわち、筆者らがフィッシュントラック年代を測定した結果、石英閃緑岩体の縁辺部の試料で約 4.9 Ma という中新世～鮮新世の境界付近を示す値を得た(雁沢・久保田, 1987)ことや、上信越国境南部の猿ヶ京地域に点在する小規模な石英閃緑岩～ひん岩が中新世後期の溶結凝灰岩類を貫いている(上越南部グリーンタフ団研, 1976, 1981)ことからである。

これらの石英閃緑岩が活動した地域は、上越グリーンタフ地域の中でもグリーンタフ変動発生の火成活動(初期火成活動)が活発に生じた地域であり、その後半深海性の環境を経て中期中新世以後に隆起に転じたと推定されている(新井・木崎, 1958; 赤松ほか, 1967; 上越南部グリーンタフ団研, 1976)。

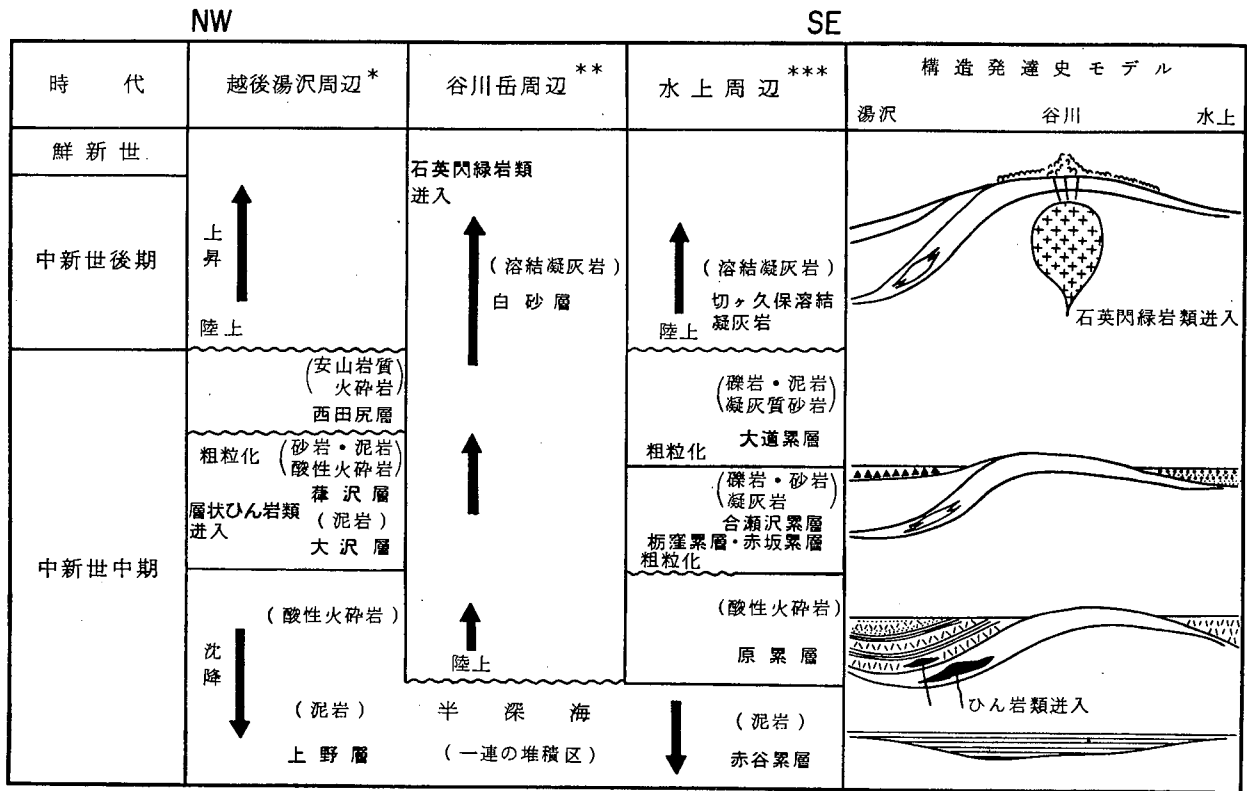
3. 上越グリーンタフ地域における第三紀花崗岩類の活動様式

これまでの越後湯沢地域と谷川岳地域の考察を踏まえ、水上地域も含めて上越グリーンタフ地域における構造発達史を検討すると、第 14 図のように推定される。この点に関して、矢野(1982)は北部フォッサ・マグナ地域の構造発達史断面の中で、石英閃緑岩は中新世中期後半に活動し、その後ひん岩類が中新世後期に活動したとしている。

上越グリーンタフ地域では、越後湯沢地域、谷川岳地域、水上地域とは、それぞれ堆積盆地の発展過程と第三紀花崗岩類の活動様式との関係のあいだに次のような差異がある。

越後湯沢地域に分布するひん岩類は、上越グリーンタフ地域におけるグリーンタフ変動の発展期、すなわち、越後湯沢地域での沈降と谷川岳地域の隆起とが顕在化した段階に、越後湯沢側の堆積盆地縁辺部の細粒岩層中に concordant に進入したものと見える。その時期は中新世中期と考えられる。この点は、ベロウソフ(1958)の「層状進入岩は地殻の沈降の過程でおこる」との指摘や、グリーンタフ変動の最大沈降期にみられる塩基性層状岩体が堆積盆地の縁辺部に進入している現象(今田, 1954, 1965; 藤田, 1973)に類似している。

一方、谷川岳地域に広く分布する石英閃緑岩類は、上越地域におけるグリーンタフ変動の終末期、すなわち、上越地域のグリーンタフ堆積盆地が消滅し広域的に隆起



第 14 図. 越後湯沢—谷川岳—水上周辺の構造発達史.

- * 本報告.
- ** 層序は赤松ほか(1967), 中島ほか(1984)による. 石英閃緑岩類の進入年代は雁沢・久保田(1987)による.
- *** 上越南部グリーンタフ団研(1976, 1981)による.

した段階に, 最も隆起傾向の強い部位に大規模な岩体として, discordant に進入したものと見える. その時期は中新世末期と考えられる.

このように, 越後湯沢地域のひん岩類と谷川岳地域の石英閃緑岩類の活動様式は, 構造地質学的にきわめて対照的な位置にある. 両者はそれぞれ, 上越グリーンタフ地域におけるグリーンタフ変動の発展期と終末期の火成活動といえ, 前者がこの地域の中新世中期の最大沈降期に堆積盆地縁辺部の細粒岩層に concordant に進入したのに対し, 後者はこの地域が一般的に隆起した中新世末期に, 隆起傾向の最も強い部位に大規模な岩体として discordant に進入したものと見える.

グリーンタフ変動における堆積盆地の発達過程と
第三紀花崗岩類の活動様式との関係

ここでは, 上越地域にみられる第三紀花崗岩類の活動様式を他地域と比較検討し, グリーンタフ変動における第三紀花崗岩類の意義について検討する.

(1) 越後湯沢地域におけるひん岩類が, 中新世中期の最大沈降期の堆積盆地に形成された細粒岩層の層理面ぞいに concordant に進入したという性格は, 岩質という

点を除けば, その進入の形態, 進入の地質学的位置, 進入の時期という点に関して, 次に示すようになまったく類似した現象が他の地域で知られている.

その代表的なものは, 東北日本のグリーンタフ地域における“広域玄武岩”(茅原, 1954; 今田, 1954)と呼ばれるもので, 中新世中期の沈降盆地の細粒堆積岩層中に, 岩床や餅盤状に進入した多数の玄武岩や粗粒玄武岩のことである. このような火成活動は東北日本だけでなく, とくに, 丹沢山地には, はんれい岩も含む大規模な層状の塩基性岩体があり, 酸性深成岩体の活動以前に進入している(丹沢団研グループ, 1973, 1975). 藤田(1973)は, このような塩基性岩の活動をグリーンタフ変動発生期の「第一次火成活動」に対し, 「第二次塩基性火成活動」と規定した.

これらの塩基性岩と, 越後湯沢地域のひん岩～安山岩の進入岩体とを比べると, 岩質は異なるものの, 進入の形態, 進入の位置, 進入の時期などは両者でよく一致している. このことは, 両者はグリーンタフ変動の火成活動史において同じ意義をもつもので, 北部フォッサ・マグナ地方にだけ塩基性岩の代わりに, ひん岩～安山岩が活動したということの意味するものかも知れない. その

意味で、越後湯沢地域の concordant なひん岩～安山岩は、第二次酸性火成活動と第二次塩基性火成活動の二面的性格を有しており、グリーンタフ変動の火成活動史における両者の意義をさぐるうえで重要と考えられる。

(2) 北部フォッサ・マグナの中央隆起帯の松本地域周辺では、中新世中期の別所層・青木層とよばれる頁岩層や砂岩泥岩互層などの細粒岩層が広く発達しており、こうした沈降帯の細粒岩層内には、ひん岩類の岩床や餅盤が数多く進入している(内村団研グループ, 1953; 加藤, 1980)。一方、これらの後背地にあたる南東側の内村地域などグリーンタフ変動の初期火成活動の場には、大規模な石英閃緑岩体が分布している(内村団研グループ, 1953; 歌田, 1973)。こうした対照的配列は、まさに越後湯沢地域のひん岩類の concordant な分布、および、その後背地の谷川岳地域の石英閃緑岩類の discordant な分布という対照的配列と類似している。

藤田(1973)は、かつて、グリーンタフ変動の中新世後期の花崗岩類は、地向斜の造山運動期の変動時火成活動に対比できるとした。それによると、地向斜における花崗岩時相は、高造山期(Hochorogen)と晩造山期(Spätrogen)に二分され、前者は褶曲した地層と調和的であり、後者はそれらを切って分布するという。このことから、筆者の指摘した越後湯沢や松本地域における concordant な進入岩が高造山期のそれに、谷川岳や内村地域などの discordant な進入岩が晩造山期のものに相当する可能性もある。

しかしながら、中央隆起帯南西部にあたる坂城地域ではひん岩類の産状や岩質は多様で、その活動時期は中新世中期の別所層堆積後とされており(加藤, 1980)、また諏訪湖周辺ではシート状ひん岩の活動は中新世中期(青木層堆積時)、岩脈状のひん岩の活動は中新世末期(小川層堆積時)とされている(吉野, 1982)。また、石英閃緑岩体の活動時期も中新世中期説(本間, 1931; 内村団研グループ, 1953; 長野県地学会, 1957; 歌代ほか, 1958; 吉野, 1982; 奥水・山岸, 1987)、中新世後期説(河野・植田, 1966; 杉山ほか, 1973; 柴田ほか, 1976)があり、意見の一致をみていないなど、中央隆起帯南西部の第三紀花崗岩類の地質学的位置付けは課題として残されている。

今後は、中央隆起帯北東部である上越地域と同南西部と層序対比を行い、第三紀花崗岩類の活動様式の比較検討を行うことが重要である。

ま と め

(1) 清津峡ひん岩体は、周囲の地層の層理面に対し

て調和的(concordant)な“餅盤(laccolith)”状の進入形態を示す。この岩体に発達する節理系は、岩体進入後の冷却によって生成した柱状節理であると判断される。進入形態の検証には、従来行われていなかった、冷却節理の性質を応用した解析が有効であった。

(2) 清津峡ひん岩体や越後湯沢周辺のひん岩～安山岩質の層状火成岩は、この地域の最大沈降期(グリーンタフ変動発展期)に、堆積盆地縁辺部の細粒岩層(頁岩・細互層)の層理面に対し、調和的(concordant)に進入したものである。一方、谷川岳周辺の大規模な石英閃緑岩類は、全般的隆起期(グリーンタフ変動終末期)になると、隆起傾向の最も強い部位に大規模な岩体として、非調和的(discordant)に貫入したものである。

(3) 越後湯沢地域のひん岩体と類似の性格をもつ岩体は、北部フォッサ・マグナの中央隆起帯にも認められるが、藤田(1973)の「第二次酸性火成活動」と「第二次塩基性火成活動」の二面的性格を有しており、グリーンタフ変動の火成活動史における両者の意義をさぐるうえで重要と考えられる。

文 献

- 赤松 陽・河内洋佑・村松敏雄・島津光夫・田村 貢, 1967: 谷川連峰周辺の地質(概報). 地球科学, **21**, 1-6.
- 新井房夫・木崎喜雄, 1958: 上越地方谷川岳南部のグリーンタフ第三系について(その1)一水上層群・猿ヶ京層群の層序記載一. 藤本治義教授還暦記念論文集, 213-219.
- ベロウソフ V. V.(湊 正雄・井尻正二監修), 1958: 構造地質学, no. 3, 339p., 築地書館, 東京.
- 茅原一也, 1954: いわゆるグリーンタフ地域におけるスピライト質玄武岩について. 東教大理学部地鉱教室研究報告. **3**, 215-225.
- ・小松正幸・島津光夫・久保田喜裕・塩川 智, 1981: 越後湯沢地域の地質. 地域地質研究報告 no. (5 万分の1 地質図幅), 地質調査所, 108p.
- ・杉山隆二, 1954: グリーンタフ地域における中酸性深成岩ないし半深成岩. 地質雑, **60**, 315.
- ・西田彰一, 1973: 清津川流域の地質調査報告. 清津川ダム計画に関する学術調査報告, 7-28.
- , 1975: 奥清津ダム周辺および清津川上流の地質. 奥清津川ダム計画に関する学術調査報告, 9-26.
- ・島津光夫, 1977: 新潟県南魚沼地域の地形および地質. 新潟県文化財調査年報, no. 15, 南魚沼, 137p.
- 藤田至則, 1973: 日本列島の成立—グリーンタフ造山—. 257p., 築地書館, 東京.
- 雁沢好博・久保田喜裕, 1987: 谷川石英閃緑岩体の形成とその冷却史. 日本地質学会第 94 年学術大会講演要旨, 194.

- 本間不二男, 1931: 信濃中部地質誌. 209p., 古今書院, 東京.
- 堀川秀夫, 1965: 湯沢町西方地域に産出する魚化石について. 新潟県地学教育研究会誌, **3**, 48-55.
- 上越南部グリーンタフ団研グループ, 1976: 群馬県猿ヶ京南西部のグリーンタフ新第三系について. 地質学論集, no. 13, 251-260.
- , 1981: 群馬県北部に分布する新第三系について. 地球科学, **35**, 219-230.
- 加納 博・秋田大花崗岩研究グループ, 1978: 花崗岩ブルトンの構造岩石学 (I) —北上山地のしづく形ブルトン—. 岩鉱, **73**, 97-120.
- 加藤 碩一, 1980: 坂城地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 67p.
- 河野義礼・植田良夫, 1966: 本邦火成岩の K-Ar dating (IV) 東北日本の花崗岩類. 岩鉱, **56**, 41-55.
- 奥水達司・山岸猪久馬, 1987: 北部フォッサ・マグナ新第三紀貫入岩類のフィッシュン・トラック年代. 地質雑, **93**, 773-776.
- 河内洋佑・猪木幸男, 1965: 麗の山谷川岳をたずねて. 地質ニュース, no. 131, 18-25.
- 今田 正, 1954: 山形県白向川流域の新生代火山岩について. 岩鉱, **40**, 104-115.
- , 1965: 東北地方産粗粒玄武岩の地質学的考察. 地質雑, **71**, 1-4.
- 久保誠二・木崎喜雄, 1966: 上越線新清水隧道内の地質 I. 群馬大学教育紀要, **15**, 23-34.
- 久保田喜裕, 1981: 節理系の解析による清津峡ひん岩体の進入形態の検証. 構造研究会誌, no. 26, 97-106.
- 長野県地学会, 1957: 長野県地質図 20 万分の 1 および同説明書.
- 中島啓治・中村庄八・矢島祐介・川澄順一・中村正芳, 1984: 未知の上信越国境・三国山脈. 山と溪谷, no. 84-6, 183-188.
- 新潟県, 1977: 新潟県 20 万分の 1 地質図および説明書. 493p.
- 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, 127-137.
- 柴田 賢・青木正博・河内晋平・山崎哲良・小林哲夫, 1976: 長野県和田村第三紀石英閃緑岩中のペグマタイトと K-Ar 年代. 地調月報, **27**, 509-516.
- 相馬恒雄・吉田 勝, 1964: 谷川岳附近の深成岩類. 岩鉱, **51**, 39-52.
- 杉山隆二, 1956: 第三紀火成活動と地殻変動との関係—新潟県下の第三紀火成活動の調査・研究—. 地質雑, **65**, 8-14.
- ・渡辺晃二・矢口良一・小野和行, 1973: 長野県鹿教湯温泉周辺の新第三系と変質作用. 地質学論集, no. 9, 203-213.
- 丹沢団研グループ, 1973: 丹沢山地のグリーンタフに関する研究(その1)—北部地域の層序と構造—. 地質学論集, no. 9, 55-68.
- , 1975: 丹沢山地のグリーンタフに関する研究(その2)—南部結晶片岩地域の層序と構造—. 地球科学, **29**, 130-147.
- 豊田英義, 1931 a: 上越線清水隧道附近の地学観察概報その1. 地質雑, **43**, 522-534.
- , 1931 b: 同上その2. 同上, **43**, 563-572.
- 土屋 篁, 1967: 木曾駒花崗閃緑岩類の構造. 地質雑, **73**, 453-462.
- 歌田 実, 1973: 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. 地質学論集, no. 9, 215-226.
- 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内村地域の堆積作用と構造運動. 新生代の研究, **26**, 579-586.
- 内村団体研究グループ, 1953: 内村地域の団体研究. 地球科学, **14**, 3-8.
- 山下 昇, 1970: 柏崎—銚子線の提唱. 島弧と海洋, 179-191, 東海大学出版会.
- 矢野孝雄, 1982: 日本列島における後期新生代堆積盆地の発達様式. 地団研専報, no. 24, 33-65.
- 米山正次, 1964: 清津川流域の岩石類について. 新潟県地学教育会誌, **2**, 40-47.
- 吉野博厚, 1982: 長野県諏訪湖周辺の新第三系. 地球科学, **36**, 128-149.

(要 旨)

久保田喜裕, 1988: 清津峡ひん岩体の進入形態とその意義—第三紀花崗岩類の活動様式の検討—. 地質雑, 94, 567-582. (KUBOTA, Y., 1988: The morphological analysis of the Kiyotsukyo porphyritic intrusive body and its geological setting in the Yuzawa district, Niigata Prefecture—The geological setting of Tertiary granitic rocks in the Green Tuff region—. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 94, 567-582.)

本論では, 越後湯沢地域に分布する「清津峡石英閃緑ひん岩体」の進入形態の復元を行い, さらに谷川岳地域の石英閃緑岩体も含め, グリーンタフ変動における第三紀花崗岩類の活動様式について検討した. その大要は, 以下のようにまとめられる.

(1) 清津峡岩体は, 餅盤状の調和的(concordant)な岩体である. 進入形態の復元には, この岩体全域に発達している冷却柱状節理の性質を応用した.

(2) 清津峡岩体をはじめとする越後湯沢地域の層状火成岩は, 中新世中期の最大沈降期に堆積盆地の縁辺部の細粒岩層(頁岩・細互層)中に, 調和的(concordant)に進入したものである. 一方, 谷川岳地域の大規模な石英閃緑岩類は, 中新世末期にこの地域の初期火成活動の場が著しい隆起に転じた部位に, 非調和的(discordant)に貫入したものである.