北海道中～東部地域の新生界のフィッション・トラック年代(その 1)

——上支湧別・北見富土地域——

興 水 達 司*・金 喆 佑*

Fission-track dating of the Cenozoic formations in Central-Eastern Hokkaido, Japan (part 1)

—Kamishiyubetsu and Kitamifuji district—

Satoshi KOSHIMIZU* and Cheoul Woo KIM*

Abstract The geological structure and the geochronology of the Neogene pyroclastic rocks, distributed in Central to Eastern Hokkaido, particularly in Kamishiyubetsu—Kitamifuji area have been studied, and various kinds of typical Neogene pyroclastics and their geological structure were clarified. The Shirataki Tectonic Belt and the Kamishiyubetsu Tectonic Belt are developed in N—S and NE—SW directions respectively. The Shirataki Tectonic Belt is composed of Hidaka Super Group, Shirataki type granite(33.0 ± 2.5 , 32.0 ± 2.3 Ma), Kamishiyubetsu conglomerate Formation(> 14.2 Ma), “Kitamifuji Formation”(I)($14.2—13.7$ Ma) and Ikutawara rhyolite (12.3 ± 1.0 Ma). The Kamishiyubetsu Tectonic Belt is composed of Kamishiyubetsu quartz diorite (11.2 ± 1.0 Ma), “Kitamifuji Formation”(II)($7.2—6.8$ Ma) and other welded tuffs($5.7—1.9$ Ma). The direction of the Shirataki Tectonic Belt is at right angles to the Kurile Arc and is parallel with the Hidaka Mountains. On the other hand, the Kamishiyubetsu Tectonic Belt runs parallel to the Kurile Arc as a whole. A turning point of these tectonic movements is inferred to be about $12.3—11.2$ Ma based on the radiometric ages.

ま え が き

北海道は東北日本弧と千島弧の会合部に位置し、本邦の新生代地史の解明にあたって重要な地域である。

本州地域に先がけて北海道では 5 万分の 1 地質図幅調査がほぼ完了し、さらに近年の資源開発調査および地熱調査などの進展によって、北海道の新生界の分布状態と層序の概要がほぼ明らかにされた。その反面、化石の資料の不十分なことと、放射年代値の不足のため、各地層間の対比は岩相の類似にもとづく場合が多く、かなりの混乱と誤りが生じているものとみられる。例えば、比較的研究の進んだ西南北海道において立てられた岩相層序を基準として、中央部北海道・東部北海道を含めた北海

道全体の層序の編成が試みられた(高橋編, 1980)が、各地層間の対比に多くの不明確な点が残されている。その後、微化石による新生界の層序の確立を試みた研究が北海道の各地で行われた(棚井編, 1981a, b, 1982; TSUCHI ed., 1981)が、化石の産出は限られており、対比にはなお多くの問題が残されている。このような状況のもとで、近年、プレート・テクトニクス の立場から相次いで地質構造運動のモデルが展開されている(例えば、堀越, 1972; 小松ほか, 1979; 岡田, 1979; 貝塚, 1980; 木村, 1981, 1982; 小松ほか, 1982)。

本研究は、従来の北海道地質区の中央部の東側と東部地域に分布する新生代火砕岩類を中心に、フィッション・トラック年代の測定を行ったもので、さらに、これら火砕岩類の顕微鏡観察も試みた。その結果、西南北海道地域の層序との相違、岩相對比における誤り、構造運動の規則性が見出された。

1985 年 10 月 24 日受付。1986 年 5 月 19 日受理。

* 北海道大学理学部地質学鉱物学教室。

Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science,
Hokkaido University, Sapporo, 060 Japan.

第1図 調査地域および北海道地質構造区分図。

KK: 上支湧別・北見富士地域, IM: 生田原・丸瀬布地域, O: 渡島帯, I: 石狩帯, K: カムイコタン帯, H: 日高帯, h: 日高西縁構造帯, T: 常呂帯, N: 根室帯, a: 網走構造線, OKADA(1983)より引用。

本報告では5万分の1^{かみしゅうべつ}上支湧別図幅の東半部と北見富士図幅の西半部にわたる地域について述べる(第1図)。本地域には中～東部北海道各地の新生代の諸岩層およびそれらの示す地質構造の変化が、典型的に集約して現われている。長谷川ほか(1961)は本地域の基盤岩類の構造中に、白滝構造線^{しらたき}、上支湧別構造線を設定した。その後、これら構造線の形成に対して多くの解釈がなされている(例えば、橋本, 1978; 木村ほか, 1982)が、やはり年代的な問題が残されていた。

そこで、筆者らは上支湧別図幅(長谷川ほか, 1961)、および北見富士図幅(酒匂ほか, 1964)をもとに、同地域の再調査を行い、各種火砕岩類の試料を採集し、これらの年代測定を実施し、あわせて岩質・分布等を検討した。その結果、新たな知見が得られたので、ここに報告する。なお、本文には調査地域の火砕岩類のみならず、花崗岩類と本地域東方に南北方向に点在する生田原流紋岩類^{いくたわら}も加えて検討した。

地 質 概 説

本地域の基盤岩層は日高累層群である。これを貫いて白滝花崗岩が中央部に分布する。この白滝型花崗岩付近では幅約12kmにわたり、ほぼ南北方向に圧砕・破碎・千枚岩化が発達する。著しい圧砕は白滝型花崗岩の周辺約4km幅に形成され、いわゆる白滝構造線を形成する。筆者らは、その周辺の破碎・裂開された部分も含めて白滝構造帯と称する。さらに、本地域中央部に上支湧別石英閃緑岩が北東—南西方向に進入し、その周辺の日高累層群は接触変成を受けホルンヘルス化し、さらに北東—南西方向の断層・破碎帯が発達している。この北

東—南西方向の断層・破碎帯は上支湧別構造線と呼ばれている(長谷川ほか, 1961)が、筆者らは新第三紀の“グリーン・タフ”に沿う断層・破碎帯も含め上支湧別構造帯と称する。以下に本地域の地層・岩石について記す(第2図)。

日高累層群(HG)

この地層は長谷川ほか(1961)により命名され、本地域の基盤岩層である。主に粘板岩、硬砂岩から構成され、これに幅5～10mのシート状輝緑岩、輝緑凝灰岩を挟む。この地域は擾乱が著しいが、一般にN10°W, 50～80°SWの走向傾斜を示す。本地域での層厚は擾乱が著しく明らかではない。

白滝型花崗岩(Sg)

この地域の花崗岩は、従来長谷川ほか(1961)により記載されていたが、日高累層群中に進入する他地域の花崗岩と異なり、著しい圧砕・破碎を受け、時に花崗岩組織が失われ、砂岩状を呈する。このため、筆者らは他地域のものとは区別し、特に白滝型花崗岩と称する。この岩石は白滝構造帯沿いにはほぼ南北方向に進入し、北東—南西方向に発達する上支湧別構造帯の断層に切られている。さらに一部上支湧別層の礫岩層に覆われている。このため進入の時代は、上支湧別層堆積以前と考えられる。

上支湧別層(Kc)

この地層は長谷川・松井(1961)により命名され、日高累層群起源の粘板岩、砂岩、その他少量の輝緑凝灰岩、花崗岩およびホルンヘルス等の礫からなる礫岩層である。これらは日高累層群を不整合に覆い、上位の“グリーン・タフ”類に不整合に覆われ、一部断層で接する。また上支湧別構造帯の断層と破碎帯に切られている。本層の時代については、植物化石の発見により中新世とされた(長谷川・松井, 1961)。最近、放散虫化石の研究により中期中新世とされている(WATANABE & IWATA, 1985)。層厚は480m以上である。

北見富士層(I)(KH I)

この地層は上支湧別図幅において^{ひがしこうち}東高地層(長谷川ほか, 1961)、北見富士図幅において北見富士層(酒匂ほか, 1964)とされており、従来、西南北海道地域の訓縫層に対比された典型的な“グリーン・タフ”岩層である。今回北見富士層をIとIIに新たに区分した。北見富士層(I)は主に無加川沿いに分布し、角礫質“グリーン・タフ”・プロビライトを主とし、凝灰質砂岩・泥岩の薄層を挟み、岩質は主として安山岩質である。このような岩質の地層は本地域一帯では、基盤岩層に挟まれ、太平洋岸より北方の鴻の舞付近まではほぼ南北に点在

第2図 上支湧別・北見富士地域の地質図および各種火砕岩類・花崗岩類の採取地点。

淡緑色を帯びる。本地域の北側丸瀬布地域(野地ほか, 1967)では, “グリーン・タフ” 岩層の浦島内川層は2分され, このうち上部層が北見富士層(II)に対比され, さらに上支湧別地域および石狩岳地域(斉藤ほか, 1960)の東高地層も同様に北見富士層(II)に対比される。本地域における層厚は 250 m 以上である。

トムイルベシベ層(Tw)

この地層は当地域(酒匂ほか, 1964)の東部に広く分布し, 下位の日高累層群・北見富士層(I)を不整合に覆うが, 北見富士層(II)との関係は不明である。ほぼ北東―南西方向に分布し, 北東側の丸瀬布図幅に連続する。これらは上位の武利溶結凝灰岩, その他の溶岩類に不整合に覆われる。この地層中には石英安山岩質ないし石英流紋岩質の角礫凝灰岩が卓越するが, 上部と考えられる部分に溶結凝灰岩を挟んでいる。北見富士層と接する付近では, 弱い緑泥石化作用を受けた部分も認められ, 北見富士層(II)の“グリーン・タフ”と区別が困難なものもある。角礫の石英安山岩は一般に新鮮であり, 溶結凝灰岩は石英流紋岩である。酒匂ほか(1964)は, この溶結凝灰岩が常元図幅(長谷川・渡辺, 1964)のビリベツ溶結凝灰岩, ムカナン溶結凝灰岩に対比されるとし, 本層の時代を中新世とした。この地層の厚さは 200 m 以上である。

石北峠溶結凝灰岩(Sw)

この岩層の時代は鮮新世とされ(長谷川ほか, 1964), 当地域の南西端より南西側の石狩岳地域にかけて, 標高 1000 m 以上の山陵に幅広く分布する。下位層の北見富士層(II)と東高地層を不整合に覆い, 第四紀火山岩類に覆われる。岩質は石英斑晶の顕著なネバダイト質溶結凝灰岩で, 石基のガラス流理が著しい。一般に, 小角礫として基盤の砂岩, 粘板岩, その他プロピライト, “グリーン・タフ”, まれに花崗岩を含む。層厚は 150 m 以上である。

武利溶結凝灰岩(Bw)

この岩層の時代は鮮新世末〜更新世初期とされ(酒匂ほか, 1964), 当地域北西から丸瀬布地域にかけて北東―南西方向に広く分布する。標高 600 m 以上の山地に発達し, 下位層の日高累層群・北見富士層(I, II)・トムイルベシベ層を不整合に覆い, 上位の本流溶結凝灰岩に不整合に覆われる。岩質は上部が石英流紋岩質で, 石基ガラスの流理が著しい。これらは時に球かの集合した部分も認められる。下部は緻密ガラス質の石英安山岩質で基盤の粘板岩, 砂岩, プロピライト, 浮石の小角礫を含む。この溶結凝灰岩は上下に2分されるものと考えられる

が, その関係は不明である。層厚は 160 m 以上である。

本流溶結凝灰岩(Hw)

本岩層の時代は第四紀とされ(酒匂ほか, 1964), 武利川上流から北方の丸瀬布地域にかけて分布する。この溶結凝灰岩は, 武利溶結凝灰岩を不整合に覆い, 標高 800 m 以上の山地に発達する。武利溶結凝灰岩にくらべ, 溶結の程度は低い。岩質は緑色角閃石が顕著な石英安山岩質である。この岩層には他の溶結凝灰岩と同様に, 下位岩層の粘板岩・砂岩・“グリーン・タフ”・プロピライト等の小角礫が含まれる。この岩層は丸瀬布図幅の第2溶結凝灰岩に対比される(野地ほか, 1967)。本地域における層厚は 120 m 以上である。

白滝溶結凝灰岩(Swt)

この岩層の時代は初め鮮新世末〜更新世初期とされ(長谷川ほか, 1961), 後に更新世初期とされた(国府谷ほか, 1964)。この岩層は当地域の北西端, 支湧別川沿いの上支湧別から白滝地域にかけて河岸沿いに北東―南西方向に小規模に分布する。この岩石と指交関係にある白滝砂礫層は日高累層群・上支湧別層を不整合に覆い, 第四紀火山噴出物に覆われている。岩質は緻密な石英安山岩質溶結凝灰岩で, 斑晶の角閃石, 輝石が顕著に認められる。石基の一部に時にガラス流理を現わすが, 浮石状となる部分も認められる。層厚を明らかにすることは困難である。

無加溶結凝灰岩(Mw)

この岩層の時代は更新世とされ(長谷川ほか, 1961; 酒匂ほか, 1964), 当地域南東端にわずかに分布するが, 南方の常元地域にかけて南西方向に広く発達する。日高累層群・北見富士層(I)を直接不整合に覆い, 標高 600 m 以上の山地に分布する。岩質は灰白色緻密な石英流紋岩質溶結凝灰岩である。斑晶は石英・斜長石・黒雲母からなり, 球かをなす部分も認められる。石基は著しいガラス流理を示す。層厚は 170 m 以上である。

第四紀火山岩類(Vr)

火山岩類は本文の目的から細分せず, 地質図には一括して表した。これら火山岩類は, おおむね第四紀に形成され, 岩質は玄武岩質より普通輝石・紫蘇輝石等を含む安山岩質溶岩である。

試 料

今回年代測定を行ったのは 15 サンプルであり, その採取地点, 岩石名, 構成鉱物等について述べる。

白滝型花崗岩(Sg 1)

採取地点: 支湧別川上流の上支湧別部落より南東向き支流の上流域。

第1表 上支湧別・北見富土地域の各種火砕岩類・花崗岩類のフィッシュン・トラック年代測定結果.

試料記号	地 層 名 (記 号)	岩 石 名	測定粒子 数	自発フィッシュン トラック数 (tracks)	自発フィッシュン トラック密度 (tracks cm ⁻²)	誘発フィッシュン トラック数 (tracks)	誘発フィッシュン トラック密度 (tracks cm ⁻²)	熱中性子量 線(neutro ns cm ⁻²)	年 (Ma) 代
Mw	無加溶結凝灰岩 (Mw)	石英安山岩 質溶結凝灰岩	20	295	1.81×10^5	6980	4.28×10^6	7.48×10^{14}	1.9 ± 0.2
Sw t	白滝溶結凝灰岩 (Sw t)	浮石・石英 安山岩質溶 結凝灰岩	13	239	2.25×10^5	5460	5.14×10^6	8.31×10^{14}	2.2 ± 0.2
Hw	本流溶結凝灰岩 (Hw)	石英安山岩 質溶結凝灰岩	10	378	1.30×10^6	2331	8.01×10^6	2.39×10^{14}	2.3 ± 0.2
Bw	武利溶結凝灰岩 (Bw)	石英流紋岩 質溶結凝灰岩	8	395	1.05×10^6	2712	7.21×10^6	3.05×10^{14}	2.7 ± 0.2
Sw	石北峠溶結凝灰岩 (Sw)	ネバダイト 質溶結凝灰岩	14	315	2.95×10^5	2441	2.29×10^6	7.17×10^{14}	5.6 ± 0.5
Tw	トムイルベン層 (Tw)	石英流紋岩 質溶結凝灰岩	12	402	4.31×10^5	3620	3.88×10^6	8.54×10^{14}	5.7 ± 0.5
EC4	北見富士層 II (KH II)	角閃石安山 岩質角礫 色凝灰岩	9	389	7.19×10^5	2126	3.93×10^6	6.17×10^{14}	6.8 ± 0.6
EC4'	北見富士層 II (KH II)	石英流紋岩 質角礫色 凝灰岩	15	518	2.36×10^5	3380	1.54×10^6	7.84×10^{14}	7.2 ± 0.6
EC7	東 高 地 層 (KH II)	石英流紋岩 質角礫色 凝灰岩	12	1593	1.43×10^6	4056	3.64×10^6	3.05×10^{14}	7.2 ± 0.4
Kd	上支湧別石英閃 岩 (Kd)	斑状・等粒 状石英閃 岩	8	413	1.12×10^6	1838	4.98×10^6	8.27×10^{14}	11.2 ± 1.0
EW20	生田原流紋岩 (EW)	石英流紋岩 質溶結凝灰岩	12	585	4.92×10^5	2402	2.02×10^6	8.42×10^{14}	12.3 ± 1.0
EC5	北見富士層 I (KH I)	安山岩質角 礫色凝灰岩	16	741	7.16×10^5	4202	4.06×10^6	1.29×10^{15}	13.7 ± 1.0
EC5'	北見富士層 I (KH I)	角閃石安山 岩質角礫 色凝灰岩	11	693	8.46×10^5	2714	3.31×10^6	9.22×10^{14}	14.2 ± 1.1
Sg2	白滝型花崗岩 (Sg)	破碎・圧砕 性黒雲母 花崗岩	10	1107	1.58×10^6	1476	2.11×10^6	7.10×10^{14}	32.0 ± 2.3
Sg1	白滝型花崗岩 (Sg)	破碎・圧砕 性黒雲母 花崗岩	9	1032	1.79×10^6	1228	2.13×10^6	6.53×10^{14}	33.0 ± 2.5

岩石名：黒雲母花崗岩。

主要構成鉱物：斜長石，石英，カリ長石，黒雲母。

組織：半自形ないし他形等粒状。

その他：黒雲母のほとんどは緑泥石化している。

白滝型花崗岩(Sg 2)

採取地点：武利川上流の北西向き支流の上流域。

岩石名，構成鉱物，組織：Sg 1 に同様。

その他：黒雲母は緑泥石化し，斜長石，石英は割目に沿い粒状化している。

北見富士層(I) (EC 5')

採取地点：無加川上流の北西向き支流の上流域(パオマナイ沢合流点付近)。

岩石名：角閃石安山岩質角礫緑色凝灰岩。

主要構成鉱物：斜長石，角閃石。

その他：斜長石は絹雲母，モンモリロナイト，方解石

に，角閃石は緑泥石に変質している。

北見富士層(I) (EC 5)

採取地点：無加川上流の北西向き支流ケショマップ川の下流域。

岩石名：安山岩質角礫緑色凝灰岩。

主要構成鉱物：斜長石，角閃石，輝石。

その他：斜長石は絹雲母，モンモリロナイト，方解石に，角閃石，輝石は緑泥石に変質している。

生田原流紋岩(EW 20)

採取地点：生田原川中流の清里付近西岸。

岩石名：石英流紋岩質溶結凝灰岩。

主要構成物質：斜長石，石英，黒雲母，ガラス。

その他：ユータクシティック組織を示す。ガラスの一部がスフェルライト化している。

上支湧別石英閃緑岩 (Kd)

採取地点：石狩川支流のニセチャロマップ川の北向き
支流九滝の沢最上流域。

岩石名：石英閃緑岩。

主要構成鉱物：斜長石，石英，緑色角閃石，黒雲母。

その他：完晶質中粒半自形ないし他形斑状。

東高地層 (EC 7)

採取地点：無加川上流の北向き支流イトムカ川中流域。

岩石名：石英流紋岩質角礫緑色凝灰岩。

主要構成鉱物：石英，斜長石，黒雲母，ガラス。

その他：斜長石は絹雲母，方解石に，黒雲母は緑泥石
に，ガラスは緑泥石，モンモリロナイト，絹
雲母に変質している。

北見富士層 (II) (EC 4')

採取地点：武利川上流の本流付近右岸。

岩石名：石英流紋岩質角礫緑色凝灰岩。

主要構成鉱物：石英，斜長石，黒雲母，角閃石，ガラス。

その他：斜長石は絹雲母，方解石に，黒雲母，角閃石
は緑泥石に，ガラスはモンモリロナイト，方
解石に変質している。

北見富士層 (II) (EC 4)

採取地点：武利川中流の分岐付近の河岸。

岩石名：角閃石安山岩質角礫緑色凝灰岩。

主要構成鉱物：石英，斜長石，角閃石，ガラス。

その他：斜長石は絹雲母，方解石に，角閃石は緑泥石
に，ガラスは緑泥石，絹雲母に変質してい
る。石英の融食が時に認められる。

トムイルベシベ層 (Tw)

採取地点：武利川南向き支流7の沢中流域。

岩石名：石英流紋岩質溶結凝灰岩。

主要構成鉱物：石英，斜長石，黒雲母，角閃石，ガラ
ス。

その他：ユータクシティック組織を示す。

石北峠溶結凝灰岩 (Sw)

採取地点：無加川上流の北向き支流イトムカ川最上流
域。

岩石名：ネバダイト質溶結凝灰岩。

主要構成鉱物：石英，斜長石，角閃石，黒雲母，輝石，
ガラス。

その他：ユータクシティック組織を示す。

武利溶結凝灰岩 (Bw)

採取地点：武利川中流の支流7の沢下流域。

岩石名：石英流紋岩質溶結凝灰岩。

主要構成鉱物：石英，斜長石，角閃石，黒雲母，ガラ
ス。

その他：ユータクシティック組織を示す。

本流溶結凝灰岩 (Hw)

採取地点：武利川中流の分岐付近北西向き支流の下流
域。

岩石名：石英安山岩質溶結凝灰岩。

主要構成鉱物：石英，斜長石，角閃石，黒雲母，ガラ
ス。

その他：ユータクシティック組織を示す。

白滝溶結凝灰岩 (Sw)

採取地点：支湧別川上流の上支湧別付近の河岸。

岩石名：浮石石英安山岩質溶結凝灰岩。

主要構成鉱物：石英，斜長石，角閃石，輝石，ガラ
ス。

その他：ユータクシティック組織を示す。

無加溶結凝灰岩 (Mw)

採取地点：無加川の北向き支流パオマナイ沢下流域。

岩石名：石英安山岩質溶結凝灰岩。

主要構成鉱物：石英，斜長石，黒雲母，輝石，ガラ
ス。

その他：ユータクシティック組織を示す。

年 代 測 定

今回のフィッシュン・トラック法による年代測定で
は，ジルコンの外面 (自然面) を用いた re-etch を用い
た (KOSHIMIZU, 1981)。以下にその実験手法について記
載する。

1. 測定用試料の準備

試料岩石 5~15 kg を粉碎したのち，水洗して泥質部
分を洗い流す。その後乾燥し，80~200 メッシュ間の粒
度のものを集める。これをブロムホルムによって重液分
離を行い，重鉱物を集め，電磁石，アイソダイナミッ
ク・セパレーターによって磁性鉱物を除く。さらに，も
う一度重液分離を行ってジルコン粒を集める。

2. エッチング

個々のジルコン粒を FEP テフロン板に埋込んで固定
した後に，テフロンビーカー中で KOH : NaOH 共融
液 (GLEADOW *et al.*, 1976) を用い，240°C の条件でエッ
チングを行う。エッチング中随時取り出し検鏡し，適正
エッチングになったとき中止する。今回の試料では 10
~25 時間のエッチングで良好なトラックが検出された。

3. 熱中性子照射

ジルコン粒の埋込まれたテフロン板試料を熱中性子線

量用の標準ガラス(NBS-SRM 612)とともに原子炉で熱中性子照射を行う。本実験では立教大学原子力研究所 TRIGA Mark II 回転試料棚($\phi = 5 \times 10^{11} \text{ n} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$)を用いて照射した。熱中性子線量の測定は、上述の標準ガラスにディテクターとして密着した白雲母を 48%HF, 23°C で 30 分エッチングし、誘発フィッシュン・トラック密度を計数することにより求めた。

4. トラックの計数

まず、自発フィッシュン・トラックをエッチングした後、粒子ごとにトラック数の観察をする。熱中性子照射後、再エッチングを行い、再び同一粒子の同一面で誘発フィッシュン・トラックの観察をする。

5. 年代値の算出

今回の年代算出式としては、

$$A = 6.01 \times 10^{-8} \frac{\rho_s}{\rho_i} \phi$$

を用いた。ただし、 A はフィッシュン・トラック年代、 ρ_s は自発フィッシュン・トラック密度、 ρ_i は誘発フィッシュン・トラック密度、 ϕ は熱中性子線量である。また壊変定数については $\lambda_f = 7.03 \times 10^{-17} \text{ yr}^{-1}$ を用い、年代値の誤差については、計数誤差として、

$$\epsilon = \{(\sqrt{N_s}/N_s)^2 + (\sqrt{N_i}/N_i)^2 + (\sqrt{N\phi}/N\phi)^2\}^{1/2}$$

を用い、誤差範囲は 1σ とした。ここで、 N_s および N_i は年代算出に用いた粒子群の自発および誘発フィッシュン・トラック数であり、 $N\phi$ は熱中性子線量測定用の標準ガラスの外部ディテクター中のフィッシュン・トラック数である。

以上の手順で今回明らかにされた年代値を第 1 表に示す。

考 察

当地域は長谷川ほか(1961)・酒匂ほか(1964)により初めて全貌が明らかにされて以来、中～東部北海道の新生代地質構造発達史における上支湧別構造線の役割について、橋本(1978)、舟橋(1980)、木村ほか(1982)等により種々論議されてきた重要な地域である。しかしながら、これらはいずれも地質構造の形態や日高帯・上支湧別層等に論議が集中し、この地域の基本的な層序が検討されることはなかった。特に新第三紀層については上支湧別層の礫岩層のみがとりあげられ、他はほとんどかえりみられることがなく論議が進行した。一方、日高帯の深成岩類が K-Ar 法で 43~16 Ma(柴田・石原, 1981)とされて以来、これらの年代値その他により、中～東部北海道の構造発達史が具体性をおびてきた。筆者らは以上の

ような構造運動の原因に対する論議に立ち入る前に、この地域の地史を次のように編むことができた(第 4 図)。

隆起する基盤の日高累層群には構造運動の結果、南北方向に延びる圧砕性白堊型花崗岩(33.0~32.0 Ma)が進入し、これと共にほぼ同方向に圧砕・破碎・裂開を示す白堊構造帯が形成された。

さらに白堊型花崗岩の進入以降この地域は沈下に転じ、周辺の基盤岩層より砂・礫の供給を受け上支湧別層の礫岩層が堆積した。上支湧別層の時代については、植物化石の発見により中新世とされた(長谷川・松井, 1961)。最近、放散虫化石の研究により中期中新世であるとされている(WATANABE & IWATA, 1985)。今回、上支湧別層の年代値を明らかにすることはできなかったが、これを直接覆う北見富士層(I)の年代値より 14.2 Ma 以前とした。

この地域は引き続き構造運動の結果、地域東側に南北方向の断裂を生じ、海底火山活動として北見富士層(I)の安山岩質角礫“グリーン・タフ”(14.2~13.7 Ma)・プロピライト類を形成した。従来、中～東部北海道のグリーン・タフ層準については同一層準として扱われ、西南北海道の訓縫層に対比されてきた。今回筆者らにより、岩質・産状の面より再検討され、さらにはフィッシュン・トラック法による年代測定により 2 分された。これらは新たに、“早期グリーン・タフ”と“後期グリーン・タフ”とされた。このうち本地域の早期グリーン・タフは北見富士層(I)に含まれる。

その後この地域は上昇に転じて陸上火山活動の場となり、オホーツク海岸付近、鴻の舞地域まで南北に連なる生田原流紋岩・溶結凝灰岩(12.3 Ma)が形成され、北海道の主要金銀鉱床をもたらした。以上述べた花崗岩・上支湧別層・北見富士層(I)・流紋岩類の分布・配列はいずれも南北方向に並び、堆積盆も同方向に延びたものと考えられる。

その後、この地域における構造運動の現われる方向は南北から北東-南西方向に転換した。そして、千島弧方向である阿寒-知床方向に雁行する破碎・弱線帯を生じ、上支湧別石英閃緑岩(11.2 Ma)が進入した。

引き続き構造運動の結果、この地域は基盤岩層の南東沿いに断裂が生じて再び海底火山活動が起り、北見富士層(II)・東高地層の石英安山岩質から流紋岩質にわたる“グリーン・タフ”岩層(7.2~6.8 Ma)が堆積した。これが筆者らの設定した後期グリーン・タフである。

この後期グリーン・タフ岩層の堆積後この地域は上昇に転じ、陸上火山活動の場となり、トムイルベシベ層の

時代	地層	岩質	火成活動	F-T年代
第四紀	現河床堆積物	砂, 礫	火山活動	
	火山噴出物	玄武岩, 安山岩		
新第三紀	鮮新世	無加溶結凝灰岩 (Mw)	火 山 活 動	無加溶結凝灰岩 (1.9 Ma)
		白滝溶結凝灰岩 (Sw t)		白滝溶結凝灰岩 (2.2 Ma)
		本流溶結凝灰岩 (Hw)		本流溶結凝灰岩 (2.3 Ma)
		武利溶結凝灰岩 (Bw)		武利溶結凝灰岩 (2.7 Ma)
	中新世	石北峠溶結凝灰岩 (Sw)	火 山 活 動	石北峠溶結凝灰岩 (5.6 Ma)
		トムイルベシベ層 (Tw)		トムイルベシベ溶結凝灰岩 (5.7 Ma)
		北見富士層 II 東高地層 (KH II)		海底火山活動 (7.2 - 6.8 Ma)
		北見富士層 I (KH I)		上支湧別石英閃緑岩進入 (Kd) (11.2 Ma) (生田原流紋岩, EW) (12.3 Ma) 海底火山活動 (14.2 - 13.7 Ma)
	新世	上支湧別層 (Kc)	白滝型花崗岩進入 (Sg) 輝緑岩進入	上支湧別層 (Kc) (3.0 - 3.2 Ma)
		日高果層群 (HG)		日高果層群 (HG)

第4図 上支湧別・北見富土地域の総合柱状図。

溶結凝灰岩 (5.7 Ma) を挟む石英安山岩質角礫凝灰岩を初めとする各種溶結凝灰岩層 (5.7~1.9 Ma) を堆積した。さらに、この陸上火山活動は第四紀の火山活動に引き続いた。しかしながら、この陸上火山活動は石北峠溶結凝灰岩 (5.6 Ma) から武利溶結凝灰岩 (2.7 Ma) の間に大きな時間間隙が認められる。これは他地域にも見られる現象で、後期グリーン・タフ以降の陸上火山活動と第四紀まで引き続く火山活動との間に休止期があり、この休止期により火山活動が2分される。この問題については稿を改めて論議する。以上述べた上支湧別石英閃緑岩以降の火山活動は、上支湧別構造帯に沿う北東一南西方向に分布配列し、同方向の断裂帯の火山活動と見ることができる。

ま と め

上支湧別・北見富土地域には中～東部北海道における新生代の構造運動が集約して現われている。この地域の新第三紀中新世グリーン・タフ活動は、南北方向に分布配列する早期グリーン・タフ活動と、北東一南西方向に分布配列する後期グリーン・タフ活動とに区別された。これら早期・後期グリーン・タフ岩層を形成させる断裂

は、いずれも花崗岩質類の進入する基盤岩層周辺に生じ、基盤の日高果層群をブロック化する。この基盤の日高果層群を、初め南北方向に、次に北東一南西方向に断裂させる構造運動は、中～東部北海道地域における新生代の構造運動の基本型となっている。

早期グリーン・タフは主として安山岩質の岩質を示し、後期グリーン・タフは安山岩質から流紋岩質を示し、しばしば源岩の溶結凝灰岩の組織が残されている。

この地域の白滝構造帯・白滝花崗岩で代表され南北方向をあらわす主要な構造運動は、海底火山活動の早期グリーン・タフを形成させ、その後上昇に転じ陸上火山活動の生田原流紋岩類の形成をもって終った。

上支湧別石英閃緑岩、後期グリーン・タフを形成させる北東一南西方向を示す構造運動は、石英閃緑岩進入をもって開始され、海底火山活動を経て各種火砕岩類形成の陸上火山活動となる。さらに、これらは第四紀火山活動に引き継がれている。この南北方向から北東一南西方向への構造運動の転換期は 12.3~11.2 Ma である。

千島弧側に属する中～東部北海道地域の“グリーン・タフ”活動については、西南北海道の一部と共に続報で更に述べるが、構造運動の開始期、構造運動方向の展開

等において、東北日本弧側のものとは明らかな違いが生じており、周辺地域の海溝、さらには島弧背後の海盆の成立史と関連して今後の重要検討課題となる。

文 献

- GLEADOW, A. J. W., HURFORD, A. J. and QUARF, R., 1976: Fission track dating of zircon: Improved etching techniques. *Earth Planet. Sci. Letters*, **33**, 273-276.
- 長谷川潔・松井公平, 1961: 北海道中央部に分布する礫岩層(上支湧別層)について. 新生代の研究, no. 32, 1-4.
- ・高橋俊正・松井公平, 1961: 5万分の1地質図幅「上支湧別」および同説明書. 44 p., 北海道開発庁.
- ・渡辺 順, 1964: 5万分の1地質図幅「常元」および同説明書. 28 p., 北海道開発庁.
- 橋本誠二, 1978: 北海道中軸帯の地質概観(とくに日高変成帯に関連して). 地団研専報, no. 21, 1-8.
- 堀越 毅, 1972: 日本列島の造山帯とプレート. 科学, **43**, 665-673.
- 舟橋三男, 1980: 造山史的にみた北海道. 高橋功二編, 北海道の地質, 北海道立地下資源調査所, 85-113.
- 貝塚爽平, 1980: 伊豆バーと千島外弧バーの第四紀変動図. 月刊地球, **2**, 155-156.
- 木村 学, 1981: 千島弧南西端付近のテクトニクスと造構応力場. 地質雑, **87**, 757-768.
- , 1982: 島弧会合部のテクトニクス—北海道の場合—. 構造地質研究会誌, no. 28, 5-22.
- ・宮坂省吾・紺谷吉弘・宮下純夫・保柳康一・渡辺 寧, 1982: 日高変成帯の“山脈化”における上支湧別構造帯の意義. 同上, no. 27, 167-177.
- 小松正幸・在田一則・宮下純夫・前田仁一郎・本吉洋一, 1979: 日高変成帯西帯と主帯の境界. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨, 289.
- ・宮下純夫・前田仁一郎・小山内康人・豊島剛志・本吉洋一・在田一則, 1982: 日高変成帯における大陸地殻—上部マントル衝上体の岩石学的構成. 岩鉱学会誌特別号, no. 3, 229-238.
- 国府谷盛明・長谷川潔・松井公平, 1964: 5万分の1地質図幅「白滝」および同説明書. 35 p., 北海道開発庁.
- KOSHIMIZU, S., 1981: Fission track ages of pyroclastic flows in the Pliocene Ashoro Formation and the Plio-Pleistocene Ikeda Formation developed in eastern Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, [IV], **19**, 505-518.
- 野地正保・渡辺 順・魚住 悟・鈴木 守, 1967: 5万分の1地質図幅「丸瀬布」および同説明書. 28 p., 北海道開発庁.
- 岡田博有, 1979: 北海道の地質とプレート・テクトニクス. 月刊地球, **1**, 869-877.
- OKADA, H., 1983: Collision Orogenesis and Sedimentation in Hokkaido, Japan. In HASHIMOTO, M. and UYEDA, S. eds., *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, 91-105, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo.
- 斉藤昌之・土居繁雄・長谷川潔, 1960: 5万分の1地質図幅「石狩岳」および同説明書. 43 p., 北海道開発庁.
- 酒匂純俊・浅井 宏・金 詰佑, 1964: 5万分の1地質図幅「北見富士」および同説明書. 31 p., 北海道開発庁.
- 紫田 賢・石原舜三, 1981: 北海道日高帯の K-Ar 年代. 日本地質学会第88年学術大会講演要旨, 342.
- 高橋功二編, 1980: 北海道の地質. 113 p., 北海道立地下資源調査所.
- 棚井敏雅編, 1981a: 北海道の新第三系の生層序. 研究連絡紙, no. 1, 65 p.
- , 1981b: 北海道の新第三系の生層序. 同上, no. 2, 60 p.
- , 1982: 北海道の新第三系の諸問題. 90 p., 北海道大学.
- TSUCHI, R., ed., 1981: *Neogene of Japan—Its biostratigraphy and chronology*, IGCP-114 National Working Group of Japan, 140 p.
- WATANABE, Y. and IWATA, K., 1985: The age of the Miocene Kamishiyubetsu Formation in northern Hokkaido and the basins formed by tectonic movement. *Jour. Geol. Soc. Japan.*, **91**, 427-430.
- 山田敬一・寺岡易司・石田正夫, 1963: 5万分の1地質図幅「生田原」および同説明書. 35 p., 北海道開発庁.

(要 旨)

與水達司・金 詰佑, 1986: 北海道中～東部地域の新生界のフィッション・トラック年代(その1)—上支湧別・北見富士地域—. 地質雑, 92, 477-487. (KOSHIMIZU, S. and KIM, C. W., 1986: Fission-track dating of the Cenozoic formations in Central-Eastern Hokkaido, Japan (part 1)—Kamishiyubetsu and Kitamifuji district—. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 92, 477-487.)

北海道上支湧別・北見富士地域には, 千島弧側に属する中～東部北海道の新生代地質構造の変化が典型的に集約し現われている。従来その層準が一括されてきた“グリーン・タフ”活動は, 産状・岩質・分布・放射年代等により, 南北方向に分布配列する早期グリーン・タフと北東—南西方向に分布配列する後期グリーン・タフとに区別された。これら南北方向・北東—南西方向は, 本地域に発達する白滝構造帯・上支湧別構造帯の方向に対応する。早期・後期グリーン・タフ岩層を形成させる断裂は, いずれも花崗岩質類の侵入する基盤岩層周辺に生じ, 基盤の日高累層群を初め南北方向に, 次に北東—南西方向に断裂させる。これらの構造運動は, 中～東部北海道地域における新生代の構造運動の基本型となっており, 南北方向から北東—南西方向への転換の時期は放射年代測定により中新世中期末とされた。