

## フィッション・トラック法からみた日高山脈の隆起時期

小野 昌子\*

日高山脈館

## Uplift History of the Hidaka Mountains: Fission-track Analyses

Masako Ono\*

Hidaka Mountains Center

### Abstract

The Hidaka Mountains are located in the southern central Hokkaido. The area is underlain mainly by Tertiary metamorphic and plutonic rocks, and is called the Hidaka metamorphic belt. Systematic zircon and apatite fission-track analyses across the southern part of the mountains unraveled the uplift history of the Hidaka Mountains.

In the main part of the mountains, zircon FT ages show rapid cooling, while apatite FT ages show slower cooling. These results may indicate early rapid uplift slower later uplift of the Hidaka Mountains. The early rapid cooling (12-17 Ma) of the main part of the mountains leads to the conclusion of an earlier uplift than formerly assumed (e.g. Miyasaka, 1987). On the other hand, FT ages, almost 40 Ma, in the eastern part of the mountains are consistent with the occurrence of Oligocene sediments in the Hidaka coastal range, which shows the possibility of old mountains existing before 30 Ma.

**Key words:** Hidaka Mountains, Uplift history, Thermochronology, zircon, apatite

### 1. はじめに

中央北海道南部には南北 150 km にわたって日高山脈が分布する。日高変成帯の分布域でもあるこの山脈の隆起がいつどのようにして起こったかについて、これまで長年研究が行われてきた (たとえば Minato *et al.*, 1965)。宮坂 (1987) は、山脈の東西両側に分布する日高山脈起源の粗粒堆積物を使い、中新世に日高山脈が浅部から深部へと順次削剥されていった様子を描き出した。一方で、主に K-Ar 放射年代測定の研究から、日高変成帯が 200°C/Ma に達するような急激な冷却を経たことが明らかにされている (たとえば Arita *et al.*, 1993)。冷却がそのまま岩体上昇を反映しているとすると、山脈の形成も急激に起こった可能性が高い。

山脈の上昇過程を放射年代学的に検討するためには、系の閉鎖温度がより低い放射年代測定法を使う必要があ

る。しかし、これまで、300°C より低温の閉鎖温度を示す年代学的データはほとんど報告されていなかった。そこで、低温領域を補うデータとして日高山脈南部で系統的に行われたジルコンおよびアパタイトのフィッション・トラック法測定結果を報告する。あわせて関連する従来の研究結果を総合して、日高変成帯の削剥開始時期、つまり日高山脈の形成時期についての検討を行う。

### 2. 日高山脈の上昇に関するこれまでの研究

#### 2-1. 日高山脈山麓の堆積物

##### 2-1-1. 西側の堆積物

宮坂 (1987) は日高地方海岸部に分布する元神部層および厚賀層 (中新統) の礫種組成を検討し、山脈化が中期中新世 (13 Ma 頃) に始まったこと、はじめに東側の浅部層が露出し徐々に西側に向かって深部層を露出させ

\* e-mail: hidaka3@ruby.ocn.ne.jp (〒079-2301 北海道沙流郡日高町)

ていったこと、最深部のグラニュライト層が削剝レベルに達したのが5 Ma 頃であることを導き出した。一方、川上ほか(1999)は宮坂(1987)より下位の川端層(中新統)の堆積システムを検討し、東部ほど粗い堆積物で構成されることなどの証拠から従来の北方起源ではなく東方にも供給源が存在した可能性を指摘した。加えて、砂岩中に含まれる岩片の種類(ザクロ石含有変成岩(片麻岩?)片・結晶片岩・千枚岩・微細な剪断面が発達する泥岩・蛇紋岩など)と、含まれるザクロ石の中に高度変成岩起源と見られるものがあることを考えあわせ、神居古潭帯や日高変成帯が既に露出して、供給源となっていた可能性も指摘している。この論文では川端層の時代をおよそ14~11.5 Ma と想定しており、少なくとも川端層上部層の堆積時(12 Ma 前後?)には、日高山脈が穂別の東方で削剝レベルにあったと結論付けている。しかし以上の2論文では、絶対年代からいうとあいまいさが残る。

芳賀ほか(1999)では、上述の地域より南の浦河~襟裳地方に分布する上杵臼層(中新統)を検討し、基底部に16.9~16.7 Ma (前期中新世末期)の珪藻年代を含むことを明らかにした。上杵臼層群は様々な先第三系を不整合で覆っており、また基底礫岩には神威層群(イドンナップ帯)由来の角礫状岩塊(緑色岩・砂泥互層・チャート・石灰岩など)を含むことがある(酒井・蟹江, 1986)。よって、基底礫岩の堆積した前期中新世末期(16.9~16.7 Ma)より以前に、神威層群(イドンナップ帯)や日高累層群などの先第三系のうち少なくとも一部は上昇・削剝を受け、おそらく地表に露出していたであろうことが予想されている。芳賀ほか(1999)のこの研究からは、当時日高山脈が陸化していたかどうかはわからない。しかし、17 Ma といえば、山脈が急速に冷却上昇していた(K-Ar)時代と一致する。酒井・蟹江(1986)では3地点の上杵臼層基底礫岩に変成岩、深成岩などの日高変成帯由来の礫が含まれていないことを報告しているが、砂岩中の岩片などより詳細な検討はまだされていない。よって、変成岩は露出していないとしても、押し上げられた非変成部分が既に地表で隆起を始めていた、つまり山脈の形成が始まっていたことは十分考えられる。さらに、嵯峨山ほか(1992)では15 Ma~4 Ma にかけての日高海岸部における堆積環境の変遷が議論され、15 Ma に堆積盆が急激にできたとした。従って、対応する隆起部分が15 Ma には存在していた可能性がある。

#### 2-1-2. 東側の堆積物

山脈の東側では、日高山脈由来と見られる礫を多く含む堆積層が存在する。在田ほか(2001)は、これらの礫

の年代測定を行い、中期中新世後期~後期中新世中期(宮坂, 1987)に堆積した豊似川層(生花苗層)に含まれる花こう岩質礫の黒雲母 K-Ar 年代が46~33 Ma であることを示した。

#### 2-2. K-Ar 放射年代

構造地質学的研究(豊島ほか, 1997 など)では、日高山脈(日高変成帯)はまず南方へのほぼ水平なすべりを経て、西方へナップを作りながら張り出していったことが明らかにされている。

日高山脈主部の冷却年代を Arita *et al.* (1993) および佐伯ほか(1995) からまとめると、以下のようになる。K-Ar 法による角閃石の年代は、山脈中央部のカムイエクウチカウシ山と南部の楽古岳地域がともに約18 Ma (Arita *et al.*, 1993)、南に張り出したナップ部分にあたる山脈南端部は25~26 Ma (佐伯ほか, 1995)である。したがって、南端部のナップの張り出しが先に起こり、続いて南部~中央部の冷却が起きている。一方黒雲母の K-Ar 年代は、カムイエクウチカウシ山で16~17 Ma (Arita *et al.*, 1993)、楽古岳付近で16~19 Ma、(Arita *et al.*, 1993)、南端部で17~19 Ma (佐伯ほか, 1995)とほぼ近い値を示すが、北部のほうが1~2 Ma 程度若い傾向がある。K-Ar 法の角閃石年代の閉止温度を510°C、黒雲母年代の閉止温度を300°C とすると(Dodson and McClelland-Brown, 1985)、510°C の等温線を切ったのは南端部が先で25 Ma 頃、南部から中央部では18 Ma 頃、300°C の等温線を切ったのは全域でほぼ同時期で16~19 Ma である。南端部を除く地域は非常に急冷されたことになり、上昇速度に換算して、約6-8 mm/yr が報告されている(Arita *et al.*, 1993)。また、いずれの研究でも、特に K-Ar 黒雲母年代は東西・岩相による差は認められていない。そのため、300°C 付近では、既に現在の東へ急傾斜した構造を獲得していたことが予想されている。

一方、日高山脈の東側には大きな年代のギャップがあることが指摘されている。在田ら(2001)は、南端部ニカンベツ川最上流部および猿留川上流部において、同じトナライト岩体のなかで断層を挟んで19 Ma より新しい岩石(西)と30 Ma を超える古い岩石(東)が存在することを報告した。また佐伯ほか(1995)では、山脈東側で主部より明らかに古い年代(角閃石で41 Ma および36 Ma、黒雲母で35~29 Ma)を報告するとともに、日高変成帯の最南端を境する幌泉剪断帯の南側にあるホルンフェルス中の黒雲母で32.5 Ma を測定している。山脈東側は、角閃石と黒雲母の年代値の間に10 Ma 近く差があり、山脈主部ほど急冷されていない。

3. フィッシュン・トラック年代

3-1. サンプル地域地質概略

測定に用いたのは、日高変成帯のトーナライト・片麻岩・ホルンフェルスおよび中の川層群の砂岩中に含まれるジルコンとアパタイトである (Fig. 1 中の square 2). 日高山脈南部の楽古岳地域を東西に横断するルート (東西 18 km, メナシュンベツ川および札楽古川流域) から計 24 個 (各数 kg~20 kg 程度) の岩石を採集し, ジルコン 14 サンプルおよびアパタイト 19 サンプルを分離した (Fig. 2). 当地域は西縁の日高主衝上断層から東へ, 順にグラニュライトユニット, 褐色普通角閃石角閃岩ユニット, 中部トーナライトユニット, 黒雲母-白雲母片麻岩 (片岩) ユニット, ホルンフェルスユニットが分布する (小山内, 1985). 各ユニット中には大小の断層が複数存在している. 日高主衝上断層の西側には, ポロシリオフィオライトを挟んで, 白亜紀~古第三紀の付加体からなるイドンナップ帯が分布する. また日高変成帯ホルンフェルスユニットより東側は, 古第三紀の付加体である中の川層群に遷移している (小山内, 1985). 今回, ホルンフェルスユニット中の断層 (ここでは H 断層とする) が年代値に大きく関係していることが観察された. 断層の両側はともにホルンフェルスだが, 西側のサンプルの方が黒雲母の形成が進んでいて変成度が高い可能性があり, かつ若い年代値を示す.

3-2. フィッシュン・トラック法年代およびトラック長測定

年代測定は ED1 法 (Gleadow, 1981) を用い, ジルコ

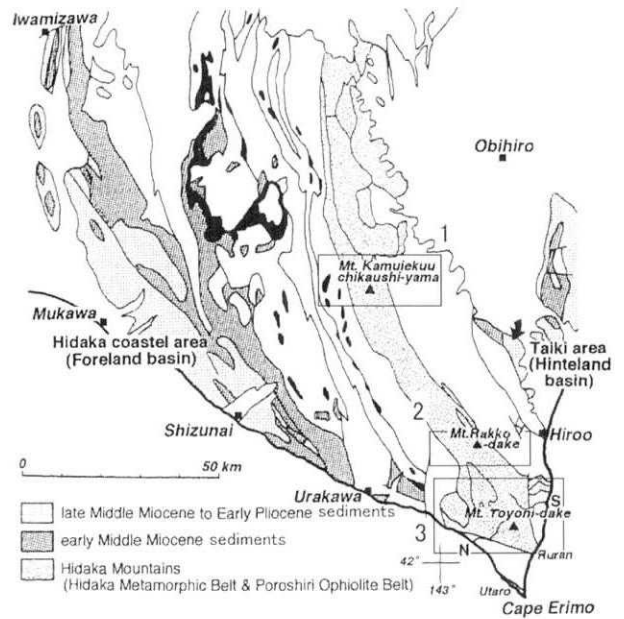


Fig. 1. The Hidaka Mountains range. Modified after Arita *et al.* (2001). Squares 1 and 2 show K-Ar dating areas in Arita *et al.* (1993); square 3 shows K-Ar dating area in Saeki *et al.* (1995); and, square 2 also shows the sampling area of the present study.

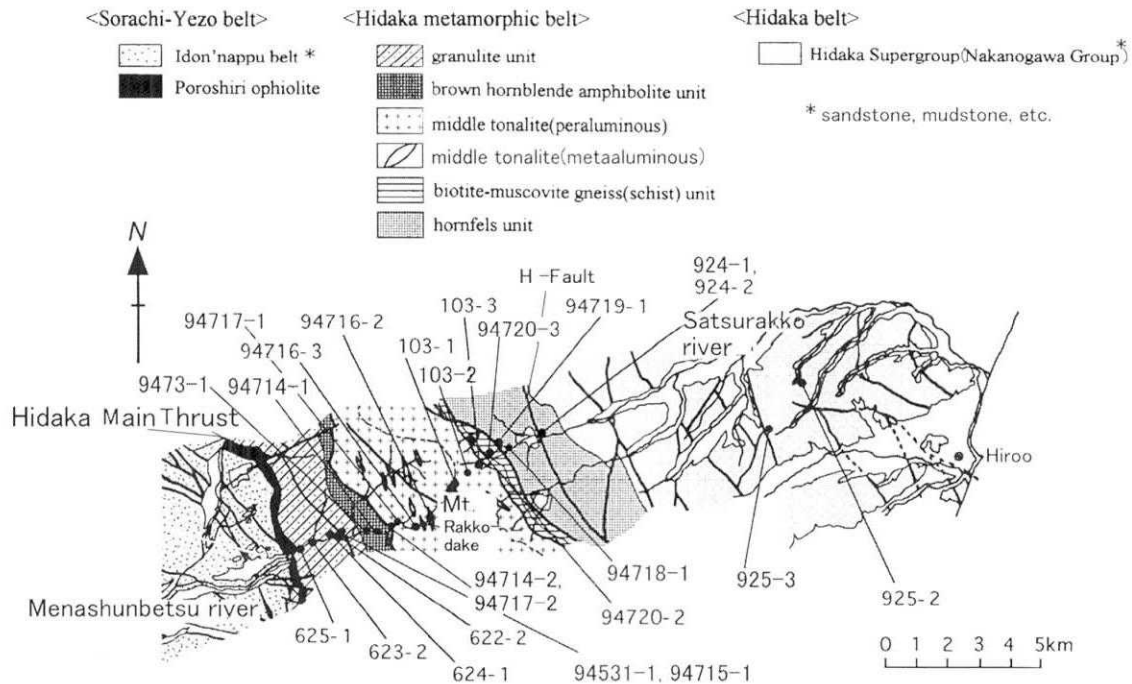


Fig. 2. Geological map of Mt. Rakko-dake area and sample localities. Modified after Arita *et al.* (1993), Sakai and Kanie (1986), Suzuki *et al.* (1959), and Hashimoto and Takeda (1960).

Table 1. Zeta values using this study. Zircons irradiated at the reactor of Rikkyo University, and apatites at the reactor of Kyoto University.  $\rho_s$  ( $\rho_i$ ): density of spontaneous (induced) tracks.  $N_s$  ( $N_i$ ): number of spontaneous (induced) tracks counted.  $\rho_d$ : density of induced tracks in NBS-SMR612 dosimeter glass. N: number of grains counted.

Sample (zircon)	$\zeta \pm 1\sigma$	N	$\rho_s$ ( $N_s$ ) ( $\times 10^6/\text{cm}^2$ )	$\rho_i$ ( $N_i$ ) ( $\times 10^6/\text{cm}^2$ )	pd ( $\times 10^4/\text{cm}^2$ )
92.12R	383.6 $\pm$ 90.7	2	6.88(73)	2.26(24)	4.77
94.03R	385.9 $\pm$ 46.0	6	7.96(352)	2.08(92)	3.77
94.08R	379.5 $\pm$ 27.9	10	4.56(964)	1.23(259)	3.94
<b>Weighted mean (Zr)</b>	<b>383.0<math>\pm</math>54.8</b>				
Sample (apatite)	$\zeta \pm 1\sigma$	N	$\rho_s$ ( $N_s$ ) ( $\times 10^5/\text{cm}^2$ )	$\rho_i$ ( $N_i$ ) ( $\times 10^5/\text{cm}^2$ )	pd ( $\times 10^5/\text{cm}^2$ )
FCT9806(Ma-130)	268.3 $\pm$ 27.5	10	2.17(120)	9.02(498)	8.61
FCT9511(Ma-98)	260.3 $\pm$ 30.4	9	3.88(96)	13.13(325)	7.24
FCT92AWP-4(Ma-89)	256.7 $\pm$ 33.6	10	2.09(75)	7.64(274)	7.92
weighted mean	262.7 $\pm$ 17.4				
Durango-17(Ma-48)	275.9 $\pm$ 19.4	5	2.27(269)	8.11(962)	8.16
Durango-18(Ma-49)	311.7 $\pm$ 29.3	5	2.11(145)	8.28(570)	7.94
Durango-14(Ma-49)	244.0 $\pm$ 19.8	5	2.04(207)	6.26(673)	7.94
weighted mean	274.2 $\pm$ 12.9				
<b>weighted mean (Ap)</b>	<b>270.4<math>\pm</math>10.4</b>				

ンは立教大学原子炉, アパタイトは京都大学原子炉にて照射を行った。またトラック長測定は京都大学および姫路工業大学のシステムを使用した。なお年代値はまだ誤差が大きいので、この論文では傾向を見るためのみに用いることをお断りしておく。測定結果をまとめたものを、Tables 1, 2, 3 と Fig. 3 に示す。

フィッシュン・トラック年代測定において、ジルコンの閉鎖温度は 260°C (Tagami *et al.*, 1995), アパタイトの閉鎖温度は 105 $\pm$ 10°C (Gleadow *et al.*, 1983) である。トラックは熱を受けると短縮するため、トラック長の分布状態は熱史を推察する手段として用いられる。急冷されたサンプルの場合、トラック長分布は一つのピークに集中し、その平均長はジルコンで 10.6~10.7 $\mu\text{m}$ , アパタイトで 14.0~15.6 $\mu\text{m}$ , 標準偏差はいずれも 0.8~1.0 $\mu\text{m}$  となる (Hasebe *et al.*, 1993 ほか)。

ジルコンの年代値は、ホルンフェルスユニット中の H 断層を挟んで西側と東側とで大きく異なる。以下では西側の山脈主部と東側の山脈東端部に分けて記述する。

### 3-2-1. 山脈主部

19 地点からジルコンとアパタイトの年代およびトラック長分布が求められた。ジルコンの年代はおおむね

15~20 Ma を示す。測定精度を考慮すると、山脈主部内での地域差は認められない。トラック長はいずれのサンプルも 10-11 $\mu\text{m}$  に明瞭なピークを持つ。この長さは前述の急冷サンプルとほぼ同じであり、おおむね急冷しその後熱的な攪乱が起こらなかった様子がうかがえる。

アパタイトは 8~15 Ma の冷却年代を示す。トラック長測定の結果では短いトラックの割合がジルコンより高く、よりゆっくりとした冷却になったことが想定される。冷却様式がそのまま上昇速度に反映させられるとすると、ゆっくりした上昇に変わったことになる。山脈化が激しかったのはおそらく急速な冷却をしていた 20-15 Ma 頃で、その後は速度を落としつつ上昇を続けたのだろう。この変換は何らかの構造運動の変化が起きたことをうかがわせる。

### 3-2-2. 山脈東端部

H 断層の東側では、2 サンプルから約 40 Ma という古いジルコンフィッシュン・トラック年代が得られた。西部(山脈主部)の若い年代値(15-20 Ma)とは大きなギャップがある。さらにトラック長の測定結果をみると、H 断層の西部に比べて短いトラックの割合が多く、西部に比べてゆっくりした冷却が想定できる。このこと

Table 2. Zircon fission-track analytical results. H: Sample altitude above sea level. D: Distance from the Hidaka Main Thrust. T: Fission-track age and error of  $1\sigma$ .  $P(\chi^2)$ : probably of  $\chi^2$  for N degrees of freedom ( $N=n-1$ ) (Galbraith, 1981). N: number of grains counted.  $\rho_s$  ( $\rho_i$ ): density of spontaneous (induced) tracks.  $\rho_d$ : density of induced tracks in NBS-SMR612 dosimeter glass.  $N_s$  ( $N_i$ ): number of spontaneous (induced) track counted. HCT: number of measured horizontal confined tracks ML: mean track length. Stdev: Standard deviation ( $1\sigma$ ) of track lengths.

sample	H (m)	D (km)	Rock type	T $\pm 1\sigma$ (Ma)	P( $\chi^2$ ) (%)	N	$\rho_s$ ( $N_s$ ) ( $\times 10^5/cm^2$ )	$\rho_i$ ( $N_i$ ) ( $\times 10^6/cm^2$ )	$\rho_d$ ( $\times 10^5/cm^2$ )	HCT	ML ( $\mu m$ )	Stdev
625-1	270	0.1	gneiss	14.9 $\pm$ 2.5	5	10	2.93 (445)	1.44 (219)	3.83	92	10.2	1.7
624-1	360	1.2	tonalite	16.5 $\pm$ 2.6	3	13	2.74 (782)	1.21 (346)	3.81	30	10.5	1.6
94716-3	535	4.0	tonalite							36	10.3	1.7
94716-2	660	4.5	tonalite	20.9 $\pm$ 3.5	88	4	3.95 (535)	1.51 (205)	4.19	100	10.7	1.5
103-1	1420	5.5	tonalite	16.6 $\pm$ 3.1	83	8	3.17 (233)	1.43 (105)	3.9	30	10.2	1.4
103-2	1000	5.9	tonalite	19.2 $\pm$ 3.7	65	5	4.38 (217)	1.72 (85)	3.93			
103-3	850	6.1	tonalite	19.4 $\pm$ 3.3	<0.1	14	3.43 (479)	1.34 (187)	3.96	32	10.4	2.1
94720-2	550	7.0	gneiss	15.2 $\pm$ 3.4	98	3	4.30 (95)	2.26 (50)	4.18	22	9.7	2.1
94719-1	460	7.5	hornfels	19.8 $\pm$ 4.1	45	6	3.78 (167)	1.45 (64)	3.97	19	10.2	1.2
94718-1	400	8.0	hornfels	20.1 $\pm$ 5.3	37	2	3.88 (72)	1.56 (29)	4.23			
924-1	300	9.3	hornfels	40.1 $\pm$ 7.3	71	10	3.78 (513)	0.70 (95)	3.89			
924-2	250	10.0	hornfels	38.8 $\pm$ 8.6	24	5	5.88 (208)	1.22 (43)	4.2	68	8.8	1.9
925-3	250	13.5	sandstone	58.6 $\pm$ 14.1	94	4	8.24 (226)	1.13 (31)	4.22			
925-2	150	15.5	sandstone	67.1 $\pm$ 12.1	9	10	7.04 (865)	0.77 (95)	3.87	34	9.3	2.4

は K-Ar 法の放射年代測定結果 (佐伯ほか, 1995; 在田ほか, 2001) と調和的である。

#### 4. 議 論

日高山脈主部の岩石において、ジルコンのフィッション・トラック年代 (15-20 Ma) は誤差の範囲内で同地域の K-Ar 放射年代 (Arita *et al.*, 1993) と一致する。トラック長の分布形態とも考え合わせ、急速な冷却を経たことがわかる。佐伯ほか (1995) の結果も考慮し、現在見られる日高変成帯の岩石が急速に冷却したのは、およそ 17 Ma 前後と考えられる。アパタイトの閉鎖温度付近では、トラック長分布から冷却速度が落ちたことが推定される。また断層から数十メートルの位置から分離したアパタイトの 4 サンプル (624-1, 622-2, 9473-1, 94717-

2) は 6.7~7.4 Ma の若い年代値を示した。このうち 624-1 は短いトラックが 94716-2 や 103-1 より少なく、94717-2 は本数が少ないながら長いトラックの割合が非常に高い。これらは岩体全体と違った冷却史、たとえば高温流体や剪断熱などの断層の影響を受けた可能性が考えられ、さらにデータを補完して確かめる必要がある。

また、堆積物から実際に山脈の削剝が想定されているのは、川端層堆積以降の 12 Ma 以降である (川上ほか, 1999)。17 Ma 頃日高累層群などが陸化したり (芳賀ほか, 1999)、15 Ma に堆積盆が急激に形成されたり (嵯峨山ほか, 1992) と、山脈と隣接する地域での動きが認められている。これらは日高山脈の形成が始まっていた直接の証拠ではないが、宮坂 (1987) などによって考えられている時期より早い 17 Ma 頃から日高山脈が山脈化

Table 3. Apatite fission-track analytical results. Abbreviated terms are the same as those in Table 2.

sample	H (m)	D (km)	Rock type	T±1σ (Ma)	P( $\chi^2$ ) (%)	N	ρs (Ns) (× 10 <sup>5</sup> /cm <sup>2</sup> )	ρi (Ni) (× 10 <sup>6</sup> /cm <sup>2</sup> )	ρd (× 10 <sup>5</sup> /cm <sup>2</sup> )	HCT	ML	Stdev (μm)
625-1	270	0.1	gneiss							4	10.6	5.7
623-2	290	0.6	gneiss	12.7±2.0	17.8	7	3.98 (48)	2.54 (307)	6.03	15	13.5	4.2
624-1	360	1.2	tonalite	6.7±0.8	13.9	10	4.27 (87)	7.33 (1495)	8.57	31	13.4	2.3
622-2	370	1.3	tonalite	6.7±1.0	46.9	10	2.60 (50)	4.55 (876)	8.66	19	12.8	3.1
94531-1	380	1.7	tonalite	13.8±2.0	71.7	15	1.67 (59)	1.39 (489)	8.48	5	13.3	3.7
94715-1	330	1.7	pegmatite	12.8±2.0	97.7	4	6.69 (48)	5.91 (424)	8.39			
9473-1	370	2.3	tonalite	7.4±0.8	67.3	16	2.53 (105)	3.73 (1546)	8.02	0		
94714-1	380	2.7	gneiss	10.1±1.2	58.2	11	2.93 (96)	3.31 (1084)	8.46			
94714-2	420	3.0	tonalite	12.0±3.1	68.8	4	2.97 (17)	2.81 (161)	8.40	6	12.3	4.9
94717-2	430	3.7	tonalite	7.4±1.1	48.9	8	2.96 (48)	4.45 (722)	8.21	18	12.5	3.6
94717-1	450	3.8	tonalite	8.7±1.4	62.1	10	2.59 (42)	3.35 (544)	8.35			
94716-3	535	4.0	tonalite	12.1±1.3	27.8	11	4.03 (108)	3.74 (1004)	8.30			
94716-2	660	4.5	tonalite	11.4±1.5	31.7	10	2.31 (69)	2.29 (684)	8.39	38	11.9	4.4
103-1	1420	5.5	tonalite							67	13.0	3.4
103-2	1000	5.9	tonalite	10.4±1.6	35.0	7	4.76 (48)	5.23 (528)	8.51	16	11.2	3.7
103-3	850	6.1	tonalite	9.4±1.3	37.5	10	4.36 (58)	5.48 (729)	8.75	4	10.4	4.6
94720-3	700	6.5	gneiss	9.9±1.2	96.5	8	5.12 (81)	5.67 (896)	8.11	11	10.9	2.1
94720-2	550	7.0	gneiss	9.8±1.3	62.2	11	2.58 (65)	2.93 (737)	8.25	21	12.8	3.4
94718-1	400	8.0	hornfels	8.6±2.7	28.4	3	3.31 (11)	4.33 (144)	8.30			

を始めていたと考えてよい。在田ほか (2001) では、東西の年代値ギャップの間にある断層を前期中新世後期～中期中新世頃に形成された正断層と位置付け、正断層の西側 (つまり変成帯西部の若い部分) が東西圧縮を受けて急激に上昇したとする。

川上ほか (2002) によると、漸新統の紅葉山層酸性凝灰岩中に日高変成帯起源と見られる変成岩片などが存在する。また、襟裳層の歌露礫岩 (後期漸新世, 栗田・楠, 1997) では、黒雲母 K-Ar 年代で 30-33 Ma を示す花崗岩

礫が含まれることが明らかにされている (楠, 1998; 栗田・楠, 1997)。これらを考え合わせると、30 Ma 以前に、既に日高山脈の一部が露出していた可能性が出てくる。今回測定した山脈東端部のフィッシュ・トラックジルコン年代 (39~40 Ma) や、佐伯ほか (1995)、在田ら (2001) の K-Ar 年代 (29 Ma 以前) はこの考えに調和的である。つまり、山脈主部の上昇 (20 Ma 以降を中心とする) に先立つ、何らかの形の広域的構造運動があったことが予想される。これがはたして古日高山脈と言え

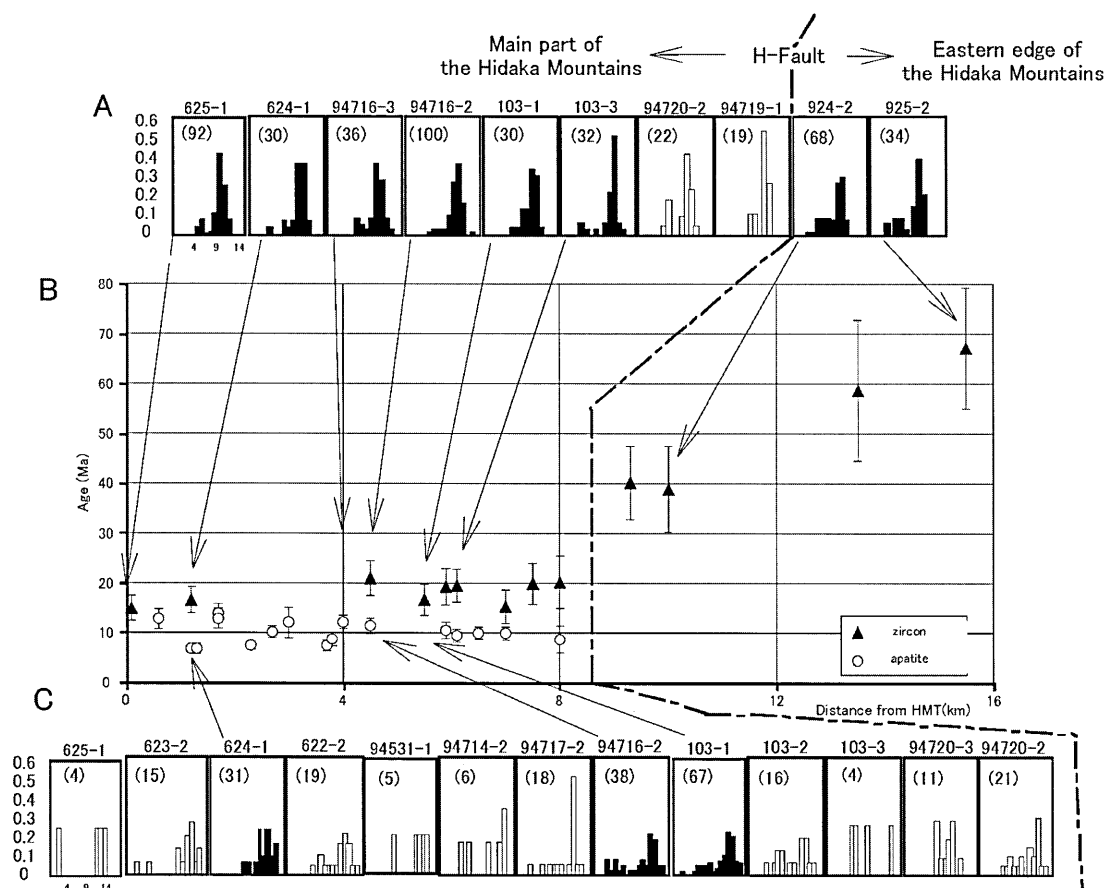


Fig. 3. Zircon and apatite fission-track ages and track lengths in the Mt. Rakko-dake area. A is the result of zircon fission-track length measurements; C is the result of apatite fission-track length measurements: X axis=track length ( $\mu\text{m}$ ), y axis=relative frequency, parenthesis=numbers of measurement tracks. In the black bar graph, the author counted more than 30 tracks per one sample. B is the fission-track ages: X axis=distance from the Hidaka main thrust (HMT) (km), y axis=age (Ma).

るほどの高さや広がりを持っていたかどうかは検討を要する。

今後の課題として、山脈東端部の古い年代値を説明できる構造運動の推定、30-40 Maの構造運動の様子と15-20 Maの構造運動の様子との比較、元神部層および厚賀層の礫岩組成では変成帯浅部相から深部相へと露出した結果となっているのに対して変成帯西部の放射年代値(K-Ar法、フィッション・トラック法)が目立った差異を見せないことに対する説明、などを検討することが挙げられる。

#### 謝 辞

本論文の内容は北海道大学理学研究科在学中の研究をベースにしました。直接指導いただいている在田一則博士や、鷹澤好博博士・田上高広博士・長谷部徳子博士をはじめとするフィッション・トラック研究会のみならず、数多くの有益なコメントをくださった査読者のお二人にこの場を借りてお礼申し上げます。特に、急逝され

た渡辺暉夫博士ならびに松田高明博士に感謝するとともに、御冥福をお祈りします。

#### 文 献

- Arita, K., H. Shingu, and T. Itaya, 1993, K-Ar geochronological constraints on tectonics and exhumation of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, northern Japan, *Jour. Min. Pet. Econ. Geol.*, **88**, 101-113.
- 在田一則・鷹澤好博・板谷徹丸, 2001, 日高山脈のテクトニクスと上昇過程-熱放射年代学からの検討, *地震研究所彙報*, **76**, 93-104.
- Dodson, M. H. and E. McClelland-Brown, 1985, Isotopic and palaeomagnetic evidence for rates of cooling, uplift and erosion, *Geol. Soc. Mem.*, **10**, 315-325.
- Galbraith, R. F., 1981, On statistical models for fission track counts, *Math. Geol.*, **13**, 471-488.
- Gleadow, A. J. W., 1981, Fission track dating methods: what are the real alternatives? *Nucl. Tracks*, **5**, 3-14.
- Gleadow, A. J. W., I. R. Duddy and J. F. Lovering, 1983, Fission track analysis: A new tool for the elevation of thermal histories and hydrocarbon potential, *Aust. Pet-*

- rol. Explor. Assoc. J.*, **23**, 93-102.
- 芳賀正和・黒田智子・浅野裕史・金川久一・伊藤谷生, 1999, 北海道中央部, 中新統上杵臼層の珪藻化石年代(前期中新世末期)とその意義, *地質雑*, **105**, 589-592.
- Hasebe, N., T. Tagami and S. Nishimura, 1993, Towards zircon fission-track thermochronology: Reference framework for confined track length measurements, *Chem. Geol.*, **110**, 1-10.
- 橋本誠二・武田裕幸, 1960, 5万分の1地質図幅「広尾」および説明書, 北海道立地下資源調査所, 40 p.
- Tagami, T., N. Hasebe and C. Shimada, 1995, Episodic exhumation of accretionary complexes: fission-track thermochronologic evidence from the Shimanto Belt and its vicinities, southwest Japan, *Island Arc*, **4**, 209-230.
- 川上源太郎・吉田孝紀・臼杵直, 1999, 北海道中央部穂別地域の中中新統川端層一堆积システムと供給源に関する予察的検討一, *地質雑*, **105**, 673-686.
- 川上源太郎・川村信人・在田一則, 2002, 漸新統紅葉山層の流紋岩質凝灰岩中に見いだされた変成岩片とその意義: 北海道中央部の古第三紀テクトニクスに関連して, *地質雑*, **108**, 235-248.
- 栗田裕司・楠香織, 1997, 北海道中央部, 襟裳層の渦鞭毛藻化石年代(後期漸新世)とその意義, *地質雑*, **103**, 1179-1182.
- 楠香織, 1998, 島弧会合部における衝突過程—北海道中軸帯南部を例として, 北海道大学大学院理学研究科1997年度修士論文, 69 pp.
- Minato, M., M. Gorai and M. Hunahashi, 1965, The Geologic developments of the Japanese Islands, *Tsukiji Shoten, Tokyo*, 442 p.
- 宮坂省吾, 1987, 衝突帯における山地形成—日高山脈の上昇史一, 松井愈教授記念論文集, 195-202.
- 小山内康人, 1985, 静内川上流地域における日高変成帯主帯変成岩類の地質と変成分帯, *地質雑*, **91**, 259-278.
- 嵯峨山積・保柳康一・宮坂省吾, 1992, 中央北海道日高海岸地域の第三系珪藻生層序と粗粒堆積物の形成期, *地質雑*, **98**, 309-321.
- 佐伯圭右・柴正敏・板谷徹丸・大貫仁, 1995, 北海道, 日高帯南部における変成岩および深成岩のK-Ar年代とその意味, *岩鉱*, **90**, 297-309.
- 酒井彰・蟹江康光, 1986, 西舎地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 92 p.
- 鈴木守・橋本誠二・浅井宏・松下勝秀, 1959, 5万分の1地質図幅「楽古岳」および説明書, 北海道立地下資源調査所, 70 p.
- 豊島剛志・小松正幸・志村俊昭, 1997, 日高変成帯の形成テクトニクス, *地質学論集*, **47**, 259-277.

(Received March 15, 2002)  
(Accepted July 8, 2002)