

日本列島の後期新生代岩脈群と造構応力場

山 元 孝 広*

Yamamoto, T. (1991) Late Cenozoic dike swarms and tectonic stress field in Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 42 (3), p. 131-148, 5 fig., 1 tab.

Abstract: A number of published and unpublished data for mean orientations and radiometric ages of 55 dike swarms has been summarized to infer the temporal changes of late Cenozoic tectonic stress fields in the Japanese Islands.

In the Quaternary (-1.7 Ma), an east-west or northwest-southeast trending compressional stress has prevailed in the islands, except for northern Kyushu where the Beppu-Shimabara Graben has been formed under a north-south trending extensional stress. These stress conditions can be traced back to the Late Miocene (about 7 Ma), when the Northeast Honshu Arc began to uplift and the Beppu-Shimabara Graben appeared.

During the Late to Middle Miocene (7-15 Ma), the Southwest Japan Arc was under a north-south trending compressional stress, and east-west trending folds developed in the back-arc side of this arc. Simultaneously, in the fore-arc side of this arc, intrusions of granitic magma occurred at 13-15 Ma. At this time, central Hokkaido was under an east-west trending compressional stress, and folds and reverse faults were formed after 15 Ma. The Northeast Honshu Arc was under a northeast-southwest trending σ Hmax, but it is inferred from the analysis of metalliferous veins that this arc was not under a strong compressional stress.

During the Early Miocene (15-22 Ma), the stress condition the Japanese Islands was quite different from that after 15 Ma. The Southwest Japan Arc and the Northeast Honshu Arc were under an extensional stress, which caused many along-arc trending dike swarms. At the beginning of this period, the volcanic region of both the arcs expanded toward the fore-arc. On the other hand, the Hidaka magmatism in central Hokkaido, starting at about 43 Ma, continued till about 15 Ma, forming many north-south trending dike swarms. Simultaneously, the Hidaka Main Thrust was active as a right-lateral strike-slip fault with the magmatism.

During the Late Oligocene (22-32 Ma), the volcanic region was restricted in the back-arc side except for central Hokkaido. Data for Late Oligocene dike swarms are scanty, but some available data indicate that the Northeast Honshu Arc was under a northeast-southwest trending σ Hmax in this period. This stress axis is perpendicular to Early Miocene one in the arc.

要 旨

これまでに公表された後期新生代の岩脈群の資料を整理し、日本列島の造構応力場の変遷について考察した。第四紀の日本列島は、九州北部を除き、東西ないし北西-南東方位の短縮応力場にあるが、この傾向は約 7 Ma ま

で溯ることができる。7-15 Ma には西南日本で南北方位の、北海道では東西方位の短縮応力場が卓越していた。15-22 Ma の σ Hmax は 15 Ma 以降のそれと直交するものが多く、東北及び西南日本では、伸長応力場を反映した、島弧にはほぼ平行な岩脈群が多数形成された。22-

Keywords: Cenozoic, dike swarm, tectonic, stress field, Japanese Islands

* 地質部

32 Ma の岩脈群の資料は乏しいが、東北日本の場合、 σ Hmax は北東-南西方位であった。

1. はじめに

成層火山の側火口分布および岩脈の走向は特定方位に集中する傾向があり、この方位は水平最大主応力(σ Hmax)の方位と一致する(中村, 1969; Nakamura, 1977)。この事実に基づいて小林(1979 a, b), Takeuchi(1980), Tsunakawa(1986)は新第三紀の造構応力場の復元を試み、前期-中期中新世の σ Hmaxが島弧方向に配列する現在とは異なった造構応力場の存在を明らかにしている。しかし、彼らの取り扱った岩脈群は、日本列島の中の特定の地域に限定されており、また、年代層序学上の対比が不明確なものも含まれている。何れにせよ、日本列島や日本海の形成のテクトニクスを考える上で当時の造構応力場を復元することは重要であり、さらに精度の良い資料の蓄積が求められている。

地質調査所では、現在100万分の1日本地質図(山田ほか, 1982)の改訂作業を進めており、この過程で最新の年代層序学的資料を用いて日本列島の新生界の全国対比が新たに行われ、広域的な不整合や火成活動の変化などの広範囲で認められる重要な地史的事件を基準とする層序区分が設定された(鹿野ほか, 1991)。これに基づけば日本の鮮新-漸新統はN3(1.7-7 Ma), N2(7-15 Ma), N1(15-22 Ma), PG4(22-32 Ma)に区分される。ただし、N3の上限は鮮新世/更新世境界に、N3/N2境界は日本全域で隆起・海退が生じ多くの地域で後期中新世の不整合が形成された時期に、N2/N1境界は西南日本の全域的な隆起に伴い中期中新世の不整合が形成された時期に、N1/PG4境界は台島型植物群を含む新第三紀堆積物の基底にあたる。また、N1, N2, N3を記述の便宜上、前半後半に区切る場合にはそれぞれ3 Ma, 12 Ma, 18 Maに目安を置いた。

本報では、この新たに設定された全国対比を基に、これまで公表された後期新生代の岩脈群の卓越方位と放射年代値を整理し、造構応力場の変遷について考察してみる。

2. 後期新生代岩脈群とその卓越方位

鹿野ほか(1991)は、日本列島を横断するA-Sの19のtransect zoneを設定し、これに太平洋側から日本海側へ順に番号を付け、計55の新生界模式地域を選定している。以下に記述する55岩脈群(Table 1)の位置を示すD2, J1などは、このtransect zoneの番号に対応している。記述に用いた地層名のほとんどは鹿

野ほか(1991)中の模式地域のものを使用するようにしており、重複する文献の引用は複雑さを避けるため極力控えている。従って、出典についてはそちらを参照されたい。岩脈群の卓越方位については、原典で特に断わりのない限り、貫入後大きく変位していないものとしている。また、卓越方位で正のものは東を、負のものは西を示している。

2.1 N3b(1.7-3 Ma)の岩脈群

岩脈群1: D2(佐賀県北部「呼子」図幅地域)

東松浦玄武岩類(2.5-3 Ma; 松井・柴田, 1976)の供給岩脈群で、その卓越方位は $-20 \sim -60^\circ$ である(小林ほか, 1955)。岩脈は、角閃石かんらん石粗面安山岩及びかんらん石玄武岩が多い。

岩脈群2: J1(静岡県伊豆半島「修善寺」「下田」「稲取」「神子元島」図幅地域)

白浜層群(N3b)中の火山岩(主に須原安山岩類: 2.4-3.5 Ma)の供給岩脈群で、半島南部の58岩脈の卓越方位は $-35 \sim -85^\circ$ 、半島北西部の38岩脈のそれは $5 \sim -25^\circ$ である(通商産業省・資源エネルギー庁, 1987 a, 第34図)。岩脈は、斜方輝石単斜輝石安山岩及び単斜輝石玄武岩が多く、その内の5岩脈から1.1-3.3 Maの全岩 K-Ar 年代値が報告されている(通商産業省・資源エネルギー庁, 1987 a)。伊豆半島からは同時代の鉍脈群も多数報告されており、これらから推定される σ Hmaxも岩脈群の卓越方位と調和的である(通商産業省・資源エネルギー庁, 1987 a)。

岩脈群3: J2(山梨県北部「御岳昇仙峡」図幅地域)

水ヶ森火山岩(2.3 Ma)の供給岩脈群で、その卓越方位はNWである(三村ほか, 1984)。岩脈は単斜輝石斜方輝石安山岩からなり、御岳昇仙峡の登竜岩で見られる最大のものは幅20-30 m、延長1,700 mに達する。

岩脈群4: M2(新潟県中部「柏崎」「柿崎」図幅地域)

安山岩質火砕岩を主体とする米山層(N3b: 西山層相当)中の平行供給岩脈群で、33岩脈の卓越方位は -75° である(Takeuchi, 1980)。岩脈は、かんらん石単斜輝石安山岩・斜方輝石単斜輝石安山岩・角閃石安山岩が多く、2.5-2.8 Maの4つの全岩 K-Ar 年代値が得られている(Tsunakawa *et al.*, 1983 b)。

2.2 N3a(3-7 Ma)の岩脈群

岩脈群5: E2(大分県北部「吉井」図幅地域)

デイサイト及び安山岩質火砕岩・溶岩で構成される北坂本層(5-6 Ma; 豊肥火山地域の北西部)中の平行供給岩脈群で、その卓越方位はEWである(英彦山団研グループ, 1984)。岩脈は、角閃石黒雲母流紋岩及び角閃石ひん岩からなり、 4.60 ± 0.35 Ma と 5.22 ± 0.56 Ma

Table 1 Mean orientations of the late Cenozoic dike swarms in Japan.

No.	Age	Locality	Mean orientation	N	Main rock type	Radiometric age
DS 1	N3b	D2(Saga)	-20°~-60°	—	Mf	
2	N3b	J1(Shizuoka, Izu)				
		Southern part	-35°~-85°	58	Mf, In	1.1~3.3 Ma
		Northwestern part	5°~-25°	38	Mf, In	
3	N3b	J2(Yamanashi)	NW	—	In	
4	N3b	M2(Niigata)	-75°	33	In	2.5~2.8 Ma
5	N3a	E2(Ōita)	EW	—	Fl, In	4.6 Ma, 5.2 Ma
6	N3a	H3(Tottori)	-20°	—	In	
7	N3a	J1(Yamanashi)	-15°	—	Mf, In	
8	N3a	L2(Gunma)	-80°	—	In	6.5 Ma
9	N3a	L3(Nagano)	-20°	51	In	
10	N3a	L3(Nagano)	-60°	20	In	5.1 Ma, 5.6 Ma
11	N2b	D2(Nagasaki)	-50°~-70°	—	Mf	
12	N2b	F3(Yamaguchi)	-10°	44	Mf	
13	N2b	G3(Shimane)	-20°	71	In, Mf	
14	N2b	I4(Ishikawa, Noto)	-30°	—	Mf, In	
15	N2b	M4(Niigata, Sado)	-5°	50	Mf	12 Ma
16	N2b	N2(Miyagi)	60°	22	Mf, In, Fl	8 Ma
17	N2b	R2(Hokkaido, Kamikawa)	60°~70°	—	In, Fl	11.2 Ma
18	N2a	B1(Okinawa)	30°~40°	—	Fl	15 Ma
19	N2a	D2(Nagasaki, Hirado)	NNW	—	In	
20	N2a	D3(Nagasaki, Gotō)	-20°~-30°	—	Fl	
21	N2a	E4(Nagasaki, Tsushima)	-20°~-30°	—	Fl, Mf	14.2 Ma
22	N2a	F1(Kōchi)	NNW	—	Mf, In	
23	N2a	H1(Wakayama)	-10°	—	Fl	
24	N2a	H3(Hyōgo)	-30°	51	In	14.6 Ma, 13.9 Ma
25	N2a	H3(Hyōgo)	-10°	63	In	13~15 Ma
26	N2a	I2(Aichi)	20°	437	Mf, In, Fl	15 Ma
27	N2a	J1(Yamanashi)	0°~20°	—	Fl, In	
28	N2a	M2(Fukushima)	50°	22	In	
29	N2a	M2(Yamagata)	50°	22	In	
30	N2a	M3(Niigata)	80°	30	In	11.5~13.6 Ma
31	N2a	N3(Yamagata)	60°	371	Mf	
32	N2a	O2(Aomori)	-70°~-90°	240	Mf, In	
33	N1b	C1(Kagoshima, Tanegashima)	20°	—	Mf	16 Ma
34	N1b	G2(Ehime)	EW	—	Mf	17.7 Ma
35	N1b	G2(Shimane)	EW	—	Fl	
36	N1b	H3(Kyōto)	EW	—	Fl	
37	N1b	I3(Ishikawa)	70°	134	In, Fl	
38	N1b	I4(Ishikawa, Noto)	80°	12	Mf, In	
39	N1b	M2(Fukushima)	-40°	75	Fl, In, Mf	
40	N1b	M2(Yamagata)	-35°	350	Fl, In	
41	N1b	M3(Niigata)	-30°	90	Fl	
42	N1b	M3(Fukushima)	5°	57	Fl, Mf	16 Ma

Table 1 (continued)

No.	Age	Locality	Mean orientation	N	Main rock type	Radiometric age
DS 43	N1b	M3(Niigata)	-20°	600	Mf, F1	
44	N1b	N2(Miyagi)	0°	70	F1	
45	N1b	P1(Hokkaido, Hidaka)	-65°	—	Mf	17.7 Ma
46	N1b	R1(Hokkaido, Hidaka)	-10° ~ -20°	—	Mf, In	17.7 Ma
47	N1b	R2(Hokkaido, Kamikawa)	10° ~ 20°	—	Mf	
48	N1a	C2(Kagoshima, Koshikijima)	25°	103	F1, In, Mf	
49	N1a	D2(Kumamoto, Amakusa)	NNE	—	F1, In, Mf	19.0 Ma
50	N1a	H3(Hyōgo)	60°	8	In	20.2 Ma, 19.5 Ma
51	N1a	I3(Fukui)	NE	—	In, Mf	21 ~ 22 Ma
52	N1a	N1(Fukushima)	20°	197	Mf, In	21.3 Ma, 22.1 Ma
53	PG4?	M1(Fukushima)	-50°	10	In	22.5 Ma, 23.0 Ma
54	PG4	M4(Niigata, Sado)	NE	—	In, F1	22.6 ~ 29 Ma
55	PG4	N4(Akita, Oga)	ENE	—	F1, In, Mf	

Positive orientation denotes the eastward direction. N=number of measured dikes. N3b=1.7-3 Ma. N3a=3-7 Ma. N2b=7-12 Ma. N2a=12-15 Ma. N1b=15-18 Ma. N1a=18-22 Ma. PG4=22-32 Ma. F1=felsic rocks. In=intermediate rocks. Mf=mafic rocks.

の Ft 年代値が得られている(渡辺ほか, 1986)。また、この英彦山周辺の岩脈群以外の豊肥火山地域の鮮新世岩脈群・鉞脈群も、その卓越方位はEWに集中している(Kamata, 1989)。

岩脈群 6: H3 (鳥取県東部「若桜」図幅地域)

照木層群(N3a)に貫入する平行岩脈群で、その卓越方位はほぼ-20°である(上村ほか, 1979)。岩脈は、単斜輝石角閃石ひん岩及び斜方輝石単斜輝石ひん岩からなり、著しい変質を受けている。この岩脈群は更新世の扇ノ山火山岩類に不整合で覆われており、当地域に分布する前期鮮新世火山岩類に伴うものと考えられている(上村ほか, 1979)。

岩脈群 7: J1 (山梨県南部「富士宮」図幅地域)

佐野川斑れい岩体に伴いこれを貫く平行岩脈群で、岩脈の卓越方位は-15°である(矢島・加藤, 1980)。これらの貫入岩体は富士川層群の下部(N2)を貫いている。岩脈は玄武岩及び安山岩からなり、富士川層群上部(N3a)に発達する火山岩の供給岩脈群である可能性が強い。

岩脈群 8: L2 (群馬県西部「草津」「中之条」図幅地域)

安山岩質溶岩・火砕岩を主体とする秋間層(N3a)中の供給岩脈群で、その卓越方位は-80°である(Tsunakawa, 1986)。岩脈は角閃石安山岩が多く、

6.5±0.2 Ma の全岩 K-Ar 年代値が得られている(Tsunakawa *et al.*, 1983 b)。

岩脈群 9: L3 (長野県東部「坂城」図幅地域)

青木層(N2)及び小川層(N3a)を貫く平行岩脈群で(加藤, 1980)、51岩脈の卓越方位は-20°である(Takeuchi, 1980)。岩脈は安山岩及びひん岩が多い。小川層の放射年代(6-7 Ma)と、これを広く覆う安山岩を主とする前期鮮新世火山岩の存在から(加藤・赤羽, 1986)、岩脈の貫入時期は前期鮮新世と考えられる。

岩脈群 10: L3 (長野県北部「戸隠」図幅地域)

柵層(N3a)荒倉山火砕岩の平行供給岩脈群で、荒倉山火砕岩及び下位層を貫いている(矢野, 1981)。20岩脈の卓越方位は-60°である(Takeuchi, 1980)。岩脈は、かんらん石単斜輝石安山岩及び斜方輝石単斜輝石安山岩からなり、5.1±0.1 Ma と 5.6±0.2 Ma の全岩 K-Ar 年代値が得られている(Tsunakawa *et al.*, 1983 b)。

2.3 N2b (7-12 Ma) の岩脈群

岩脈群 11: D2 (長崎県北部「平戸」「佐世保」「伊万里」図幅地域)

北松浦玄武岩類(7-10 Ma)の平行供給岩脈群で、その卓越方位は-50~-70°である(松井ほか, 1989, 第33図)。岩脈は、かんらん石玄武岩及び単斜輝石かんらん石玄武岩からなり、大きいものでは幅数 m-10数 m

で、延長 7-8 km に達する岩脈もある。

岩脈群 12: F3 (山口県北東部「須佐」図幅地域)

高山斑れい岩体に伴う放射状岩脈群で、44 岩脈の卓越方位は -10° である(小林, 1979 a)。岩脈は玄武岩からなる。高山斑れい岩体の K-Ar 年代値として 11 Ma, 母岩のホルンフェルスの黒雲母 K-Ar 年代値として 12 Ma が得られている(西村ほか, 1982)。

岩脈群 13: G3 (島根県北部「境港」図幅地域)

安山岩及び玄武岩質の溶岩・火砕岩を主体とする高浜山層(12-9 Ma; 松江層相当)中の平行供給岩脈群で、71 岩脈の卓越方位は -20° である(鹿野・吉田, 1985)。岩脈は、斜方輝石単斜輝石安山岩及びかんらん石単斜輝石玄武岩からなる。

岩脈群 14: I4 (石川県能登半島「剣地」図幅地域)

黒崎火山岩類(8.64 \pm 0.63 Ma; 柴田ほか, 1981)中の平行供給岩脈群で、その卓越方位は -30° である(Kobayashi and Nakamura, 1978)。岩脈は、かんらん石玄武岩及び斜方輝石単斜輝石安山岩からなる。

岩脈群 15: M4 (新潟県佐渡「小木」図幅地域)

鶴子層(N2a)を覆う小木玄武岩(主に枕状溶岩からなる)中の平行供給岩脈群で、50 岩脈の卓越方位は -5° である(Takeuchi, 1980)。かんらん石単斜輝石玄武岩脈からは、ほぼ 12 Ma の 4 つの全岩 K-Ar 年代値が得られている(Tsunakawa *et al.*, 1983b)。

岩脈群 16: N2 (宮城県西部「川崎」図幅地域)

日蔭層及び大手門層(N2)に貫入する 100 本以上の平行岩脈群で、22 岩脈の卓越方位は 60° である(Tsunakawa *et al.*, 1985)。岩脈は、玄武岩・安山岩・デイサイトからなり、玄武岩岩脈からはほぼ 8 Ma の 4 つの全岩 K-Ar 年代値が得られている(Tsunakawa *et al.*, 1983 b)。

岩脈群 17: R2 (北海道上川「上支湧別」図幅地域)

日高累層群(白亜紀)及び上支湧別層(N2)を貫く平行岩脈群で、その卓越方位は $60\sim 70^\circ$ である(長谷川ほか, 1961)。岩脈は、石英閃緑岩・石英閃緑斑岩・石英斑岩からなり、石英閃緑岩からは 11.2 \pm 1.0 Ma の Ft 年代値が得られている(興水・金, 1986)。上支湧別層を貫く同方位($60\sim 90^\circ$)の平行岩脈群は、北隣の北見滝ノ上地域にもよく発達している(宮坂ほか, 1980)。

2.4 N2a (12-15 Ma) の岩脈群

岩脈群 18: B1 (沖縄本島「名護」「国頭平良」図幅地域)

白亜系及び古第三系に貫入する平行岩脈群で、その卓越方位は $30\sim 40^\circ$ である(沖縄開発庁, 1979)。岩脈は石英斑岩及びデイサイトからなり、ほぼ 15 Ma の 5 つ

の Ft 年代値が得られている(大四ほか, 1986)。

岩脈群 19: D2 (長崎県平戸島「志乃支」図幅地域)

平戸島火山岩類(13-15 Ma)の平行供給岩脈群で、その卓越方位は NNW である(松井和典, 未公表資料)。岩脈は単斜輝石安山岩及びかんらん石単斜輝石安山岩で、志乃支火山岩を構成する溶岩流と同質である。

岩脈群 20: D3 (長崎県五島列島若松島「漁生浦」図幅地域)

五島層群(N1)を貫く 15 本以上の平行岩脈群で、その卓越方位は $-20\sim -30^\circ$ である(手島・山本, 1972)。岩脈は石英斑岩及び流紋岩からなり、平行性が良く、延長 2 km に達するものもある。岩脈の放射年代は知られていないが、周辺に点在する五島花崗岩類(ほぼ 14 Ma; 宮地, 1988)の貫入に伴うものであろう。

岩脈群 21: E4 (長崎県対馬「厳原」「仁位」「砂須奈」図幅地域)

対馬には対州層群(PG4-N1)を貫く多数の平行岩脈群が存在し、いずれの岩脈群も $-20\sim -30^\circ$ の卓越方位を持っている(沢田・喜多河, 1961; 松本・高橋, 1987)。岩脈は石英斑岩・流紋岩・玄武岩からなり、石英斑岩からは 14.20 \pm 0.74 Ma の Ft 年代値が得られている(高橋・林, 1985)。この値は対州層群を貫く斑状花崗岩の Ft 年代値(14.90 \pm 0.77 Ma)と誤差の範囲で一致している(高橋・林, 1985)。また、対州層群には、岩脈卓越方位にほぼ直行する ENE-WSW 方向に軸を持つ褶曲が多数発達している(沢田・喜多河, 1961; 松本・高橋, 1987)。

岩脈群 22: F1 (高知県足摺岬「土佐清水」図幅地域)

足摺岬深成岩体(12-14 Ma)中の最末期平行岩脈群で、その卓越方位は NNW である(村上ほか, 1989)。岩脈はアルカリドレライト及び石英閃緑斑岩からなり、その脈幅は数 m-10 数 m である。

岩脈群 23: H1 (和歌山県南部「那智」「江住」図幅地域)

熊野酸性岩類(14-15 Ma)に伴う平行岩脈群で、南北に伸びる幅 5 km, 延長 40 km のゾーンに集中して古第三系牟婁層群及び熊野層群(N1)を雁行状に貫いている(水野, 1957; 立石ほか, 1979)。その卓越方位は -10° である。岩脈は主に石英斑岩からなる。

岩脈群 24: H3 (兵庫県北西部「村岡」図幅地域)

北但層群村岡層(N1b: 網野層の同時異相)を貫く平行岩脈群で、51 岩脈の卓越方位は -30° である(Fig. 1; 小林, 1979 a)。岩脈は斜方輝石単斜輝石安山岩が多く、14.6 \pm 0.6 Ma と 13.9 \pm 0.4 Ma の全岩 K-Ar 年代値が得られている(Tsunakawa *et al.*, 1983a)。こ

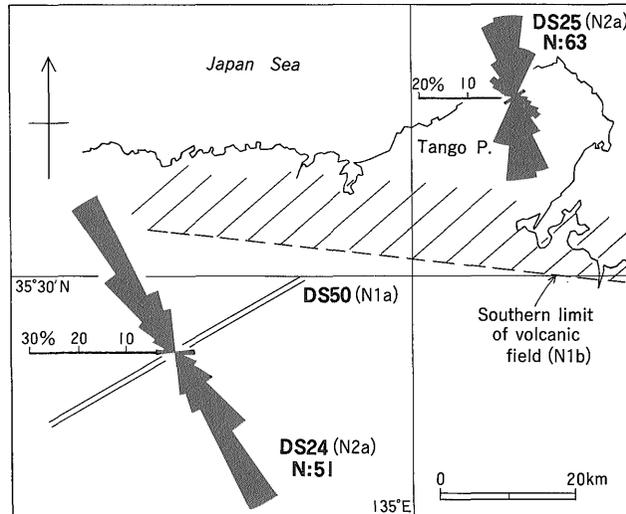


Fig. 1 Rose diagrams showing the orientations of dikes of DS 24 (Kobayashi, 1979 a) and DS 25 (Yamamoto, unpubl.) and the mean orientation of DS 50 (Kobayashi, 1979 a) in the Hokutan area (Hyōgo-Kyōto). DS 24 is the number of dike swarm in Table 1.

の年代値は丹後層のそれ (13-15 Ma) と一致する。

岩脈群 25 : H 3 (京都府丹後半島「網野」「冠島」図幅地域)

丹後層 (13-15 Ma) の安山岩質溶岩・火砕岩の供給岩脈群で、丹後層及び下位の網野層 (N1b) を貫く (小林, 1979 a; 山元・星住, 1988)。63 岩脈の卓越方位は -10° である (Fig. 1; 山元, 未公表資料)。小林 (1979 a) は間人付近において放射状岩脈群を推定している。岩脈は斜方輝石単斜輝石安山岩が多く、11 岩脈から得られた全岩 K-Ar 年代値は 13-15 Ma に集中している (Tsunakawa *et al.*, 1983 a; 山元・星住, 1988)。

岩脈群 26 : I 2 (愛知県東部「田口」「三河大野」図幅地域)

大峠環状複合岩体 (N2a) 中の平行岩脈群で、437 岩脈の卓越方位は 20° である (Takada, 1988)。岩脈は無斑晶質玄武岩・かんらん石単斜輝石安山岩・単斜輝石デイサイトからなり、玄武岩岩脈からはほぼ 15 Ma の 3 つの全岩 K-Ar 年代値が得られている (Tsunakawa *et al.*, 1983 a)。

岩脈群 27 : J 1 (山梨県西部「韭崎」「鍛沢」図幅地域)

桃ノ木層 (N1b) に貫入する平行岩脈群 (巨摩半深成岩類) で、その卓越方位は $0\sim 20^\circ$ である (小坂・角田, 1969)。岩脈は石英斑岩・輝石ひん岩・輝石安山岩からなり、糸魚川-静岡構造線の近くでは熱変成や熱水

変質を受けている。従って、岩脈群の貫入時期は桃ノ木層 (Blow (1969) の N 8-9) の堆積後、甲斐駒ヶ岳花崗岩岩体の貫入 (14-15 Ma) にいたる短期間であったと考えられてる (佐藤ほか, 1989)。

岩脈群 28 : M 2 (福島県西部「若松」図幅地域)

二ノ沢層 (N2a) 中の安山岩質溶岩・火砕岩 (明神ヶ岳安山岩) の平行供給岩脈群で、22 岩脈の卓越方位は 50° である (Fig. 2, Fig. 3; 山元・柳沢, 1989)。岩脈は斜方輝石単斜輝石安山岩が多い。

岩脈群 29 : M 2 (山形県南部「玉庭」「飯豊山」図幅地域)

沼沢層上部 (N2a : 二ノ沢層相当) 中の安山岩質溶岩・火砕岩 (大花山安山岩) の平行供給岩脈群で、22 岩脈の卓越方位は 50° である (Fig. 2, Fig. 3; 山元・柳沢, 1989)。岩脈は斜方輝石単斜輝石安山岩が多い。

岩脈群 30 : M 3 (新潟県中部「弥彦」図幅地域)

安山岩質溶岩・火砕岩を主とする角田層 (N2a : 寺泊層相当) 中の平行供給岩脈群で、30 岩脈の卓越方位は 80° である (Takeuchi, 1980)。岩脈は輝石安山岩が多く、11.5-13.6 Ma の 6 つの全岩 K-Ar 年代値が得られている (Tsunakawa *et al.*, 1983 b)。

岩脈群 31 : N 3 (山形県北部「大沢」図幅地域)

青沢層 (N2a : 砂子淵層相当) を構成する玄武岩質火砕岩・溶岩中の平行供給岩脈群で、371 岩脈の卓越方位は 60° である (土谷, 1989)。岩脈はかんらん石玄武

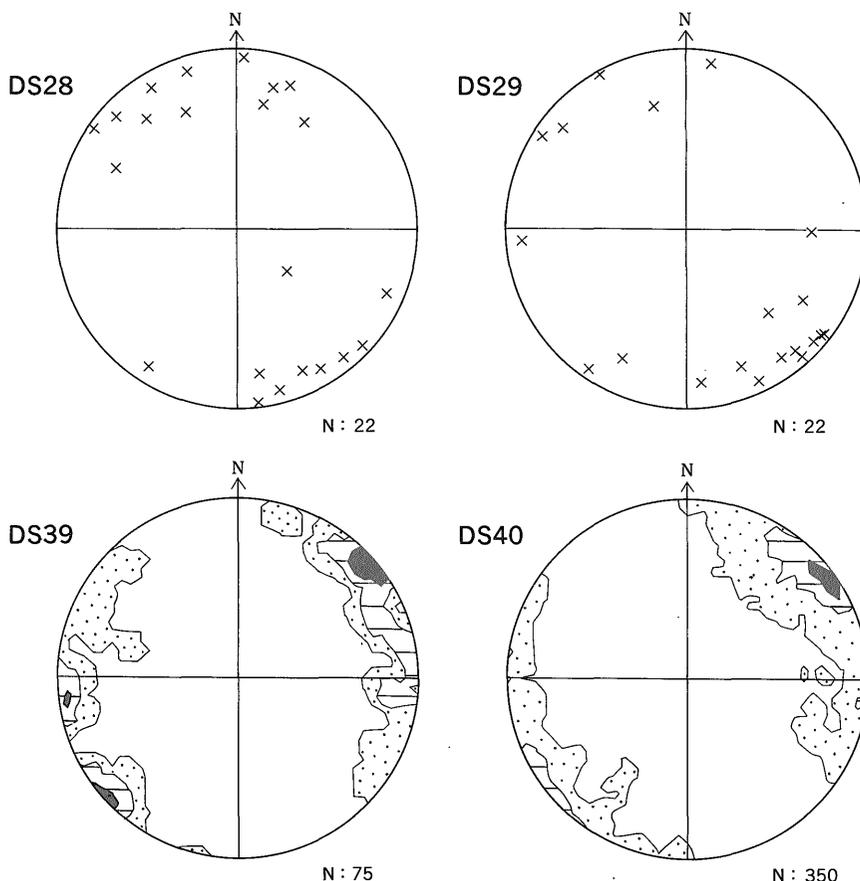


Fig. 2 Lower hemisphere equal-area projections of poles to dikes of DS 28, 29, 39 and 40 contours 1-5-10% per 1% area (Yamamoto and Yanagisawa, unpubl.).

玄武岩及びかんらん石単斜輝石玄武岩からなる。

岩脈群 32 : O2 (青森県下北半島「陸奥横浜」図幅地域)

玄武岩及び安山岩質の溶岩・火砕岩を主とする泊層 (N2a: 小沢層相当) の平行供給岩脈群で, 240 余りの岩脈の卓越方位は $-70 \sim -90^\circ$ である (滝本, 1986). 岩脈はかんらん石玄武岩・かんらん石単斜輝石斜方輝石玄武岩質安山岩・単斜輝石斜方輝石安山岩からなり, 下位の金津山層及び月山層 (N1b: 檜川層相当) を貫く。

2.5 N1b (15-18 Ma) の岩脈群

岩脈群 33 : C1 (鹿児島県種子島「種子島北部」「種子島中部」「種子島南部」図幅地域)

熊毛層群 (古第三紀) を貫く幅約 10 m 延長 20 km のランプロファイヤー岩脈で, その貫入方位は 20° である (種子田・木下, 1972). この岩脈からは 16 ± 2 Ma の全岩 K-Ar 年代値が得られている。

岩脈群 34 : G2 (愛媛県東部「三島」図幅地域)

三波川変成岩を貫くランプロファイヤー岩脈で, その貫入方位はほぼ EW である (鷹村, 1978; Uto *et al.*, 1987). この岩脈からは 17.7 ± 0.5 Ma の K-Ar アイソクロン年代が得られている (Uto *et al.*, 1987).

岩脈群 35 : G3 (島根県北部「境港」図幅地域)

成相寺層 (15-20 Ma) を貫くドーム状あるいは岩脈状の流紋岩体の走向方位には EW に卓越する傾向が認められている (鹿野・吉田, 1985). これらの岩体はいずれも同層の流紋岩の噴出源と考えられており, 同方位の供給岩脈群が伏在している公算が大きい。

岩脈群 36 : H3 (京都府丹後半島「網野」「冠島」図幅地域)

網野層 (N1b) を貫くドーム状あるいは岩脈状の流紋岩体の走向方位には EW に卓越する傾向が認められている (山元・星住, 1988). これらの岩体はいずれも同

層の流紋岩の噴出源と考えられており、同方位の供給岩脈群が伏在している公算が大きい。ドーム状の流紋岩岩体からは 14.9 ± 0.7 Ma の黒雲母 K-Ar 年代値が得られている(山元・星住, 1988)。

岩脈群 37: I3 (石川県南部「鶴来」「白峰」図幅地域) 安山岩質の火砕岩・溶岩を主体とする岩稲層(N1b)を貫く平行岩脈群で、134岩脈の卓越方位は 70° である(小林, 1979b)。岩脈は安山岩及び流紋岩からなり、同層の火山岩の供給岩脈群と考えられている。

岩脈群 38: I4 (石川県能登半島「剣地」図幅地域) 門前町南部海岸付近の東印内層(N1b)を貫く平行岩脈群で、12岩脈の卓越方位は 80° である(小林, 1979b)。岩脈は玄武岩及び安山岩で、同層と指交する火山岩の供給岩脈群である公算が強い。

岩脈群 39: M2 (福島県西部「若松」図幅地域)

ジュラ系及びこれを覆うくらかわ層(N1a)・ひがしおまた東尾岐層(N1b)を貫く平行岩脈群で(Fig. 4), 75岩脈の卓越方位は -40° である(Fig. 2, Fig. 3; 山元・柳沢, 1989)。岩脈は流紋岩が最も多く、単斜輝石安山岩・無斑晶質玄武岩を伴っている。閼川層は輝石安山岩の溶岩・火砕岩を主体とし、東尾岐層中には多数の流紋岩質ドーム群とこれらを給源とする火砕岩が発達している。岩脈群39はこれらの火山岩の供給岩脈群であろう。

岩脈群 40: M2 (山形県南部「飯豊山」「玉庭」「熱塩」図幅地域)

白亜紀花崗岩類及びこれを覆う眼鏡橋層(N1a: 閼川層相当)・明沢橋層及び沼沢層下部(N1b: 東尾岐層相当)を貫く平行岩脈群で、350岩脈の卓越方位は -35° である(Fig. 2, Fig. 3; 山元・柳沢, 1989)。岩脈は流紋岩が最も多く、単斜輝石安山岩を伴っている。眼鏡

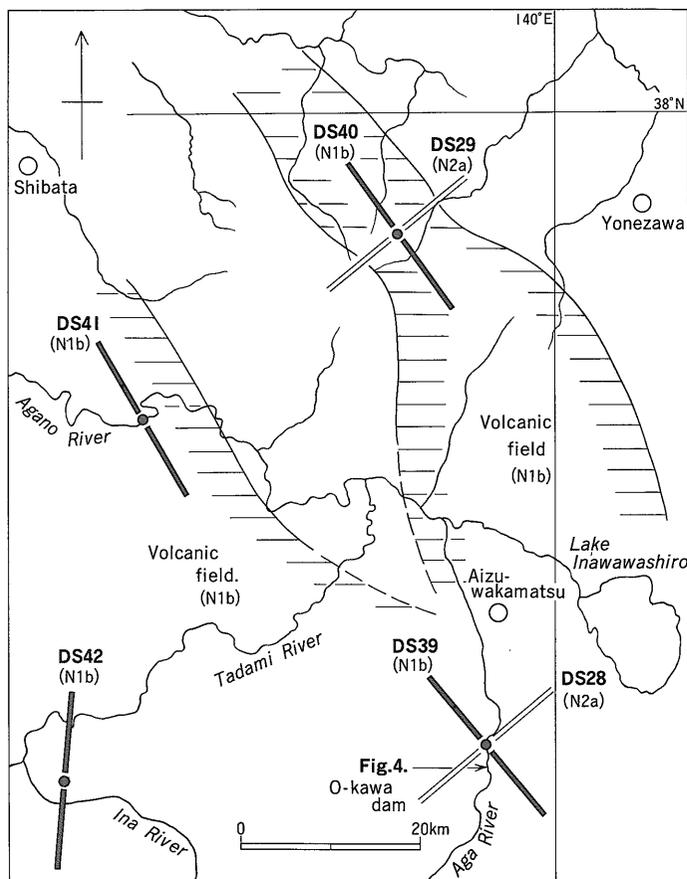


Fig. 3 Mean orientations of dike swarms in the Aizu-Yonezawa area (Fukushima-Yamagata). The trends of DS 39, 41 and 42 appear to comprise a Y-shaped dike set.

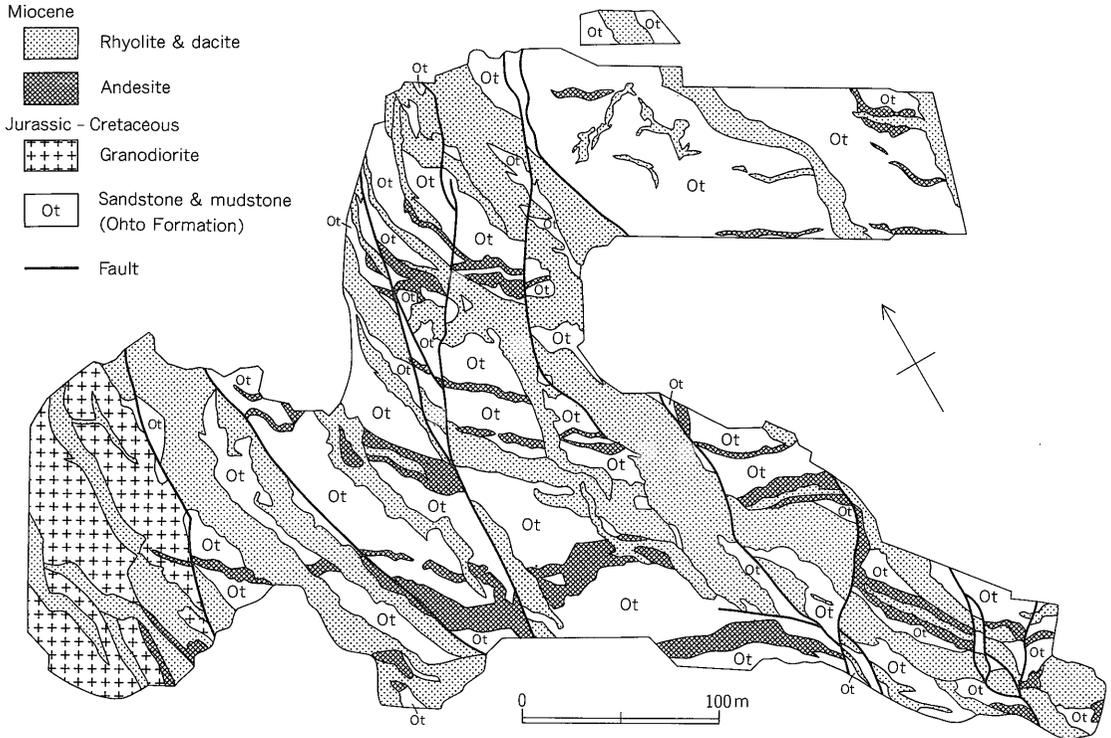


Fig. 4 Dikes of DS39 exposed in the O-kawa damsite 15 km south of Aizuwakamatsu City (simplified from Ministry of Construction, 1988; Fig. 15). These dikes are now covered. The location of the O-kawa dam is shown in Fig. 3.

橋層上部は輝石安山岩の溶岩・火砕岩を主体としており、沼沢層下部中には多数の流紋岩質ドーム群とこれらを給源とする火砕岩が発達している。岩脈群40はこれらの火山岩の供給岩脈群であろう。

岩脈群 41: M3 (新潟県東部「津川」「御神楽岳」図幅地域)

鹿瀬層及び津川層 (N1b) を貫く平行岩脈群で、98 岩脈の卓越方位は -30° である (Fig. 3; 津川グリーンタフ団研グループ, 1988)。岩脈は流紋岩からなり、その多くが津川層の流紋岩質溶岩・火砕岩の供給岩脈と考えられている (津川グリーンタフ団研グループ, 1988)。

岩脈群 42: M3 (福島県西部「只見」「小林」図幅地域)

基盤の田子倉花崗岩 (白亜紀) とこれを覆う滝沢川層・大塩層・小川沢層 (N1: 鹿瀬層・津川層相当) を貫く平行岩脈群で、その卓越方位は $0\sim 10^\circ$ である (Fig. 3; 島田・伊沢, 1969; 島田ほか, 1974)。岩脈は流紋岩と単斜輝石玄武岩からなり、只見川流域の滝ダムから伊南川流域の小川にかけての南北に伸びる幅数 km、延長

25 km のゾーンに集中して貫入している (島田・伊沢, 1969; 島田ほか, 1974)。また、滝ダム周辺の 57 岩脈の卓越方位は 5° である (Takeuchi, 1980)。3本の流紋岩岩脈から 16, 12, 8 Ma の全岩 K-Ar 年代値が得られているが、後 2 者は全体に変質 (セリサイト化) を受けており年代値が若返っている公算が大きい (島田・植田, 1979)。岩脈のほとんどは、その産状と岩質から、大塩層・小川層 (15-16 Ma: 島田・植田, 1979) 中の流紋岩及び玄武岩質火山岩の供給岩脈であると考えられている (島田・伊沢, 1969; 島田ほか, 1974)。

岩脈群 43: M3 (新潟県南東部「越後湯沢」図幅地域)

白亜紀の大源太花崗岩を貫く平行岩脈群で、後期中新世の石英閃緑岩の貫入を受けている (茅原ほか, 1981)。岩脈は単斜輝石玄武岩・ドレライト・流紋岩からなり、600 以上の岩脈の卓越方位は -20° である (茅原ほか, 1981, 第 10, 13, 14 図)。この岩脈群は、大源太花崗岩を不整合に覆う松川層及び城内層 (N1b: 津川層相当) 中の玄武岩及び流紋岩質火山岩の供給岩脈群である公算が強い。

岩脈群 44: N2 (宮城県西部「川崎」「関山峠」図幅地域)

珪長質火砕岩を主体とする荒沢層 (N1b: 大石層相当) を貫く平行岩脈群で、70 岩脈の卓越方位は 0° である (天野・佐藤, 1989). 岩脈は流紋岩及びデイサイトからなる. この岩脈群は上位層を貫かないことと、その岩質から荒沢層中の火山岩の供給岩脈群と考えられている (天野・佐藤, 1989).

岩脈群 45: P1 (北海道日高「西舎」図幅地域)

白亜系を貫く平行岩脈群で、その卓越方位は -65° である (酒井・蟹江, 1986). 岩脈はランプロファイヤーからなり、 17.7 ± 0.5 Ma の黒雲母 K-Ar 年代値が得られている (久保ほか, 1984).

岩脈群 46: R1 (北海道日高「猿留」図幅地域)

ホルンフェルス化した日高累層群 (白亜紀) を貫く平行岩脈群で、その卓越方位は $-10 \sim -20^\circ$ である (猪木・秦, 1956). 岩脈は単斜輝石ドレライト及び単斜輝石角閃石ひん岩からなり、 17.7 ± 1.7 Ma の全岩 K-Ar 年代値が得られている (前田ほか, 1990). この年代値は日高深成岩類で最も多数得られている年代値に一致する.

岩脈群 47: R2 (北海道上川「仁宇布」図幅地域)

ホルンフェルス化した日高累層群 (白亜紀) を貫く平行岩脈群で、その卓越方位は $10 \sim 20^\circ$ である (土居ほか, 1960). 岩脈は変質ドレライトからなる. これは日高深成岩類の乙忠別岩体 (16.5 ± 1.0 Ma; Ishihara and Terashima, 1985) に伴うもので、熱変成を受けている.

2.6 N1a (18-22 Ma) の岩脈群

岩脈群 48: C2 (鹿児島県甌島列島「中甌」図幅地域)

上部白亜系及び古第三系を貫く平行岩脈群で、103 岩脈の卓越方位は 25° である (井上ほか, 1982, 第 72 図). 岩脈は黒雲母角閃石石英斑岩・単斜輝石角閃石ひん岩・文象斑岩からなる. この岩脈群からは直接貫入年代を示す証拠は知られていない. しかし、その岩質と地質の状況からみて、北の天草貫入岩類 (岩脈群 50) と同時代のものである公算が強い.

岩脈群 49: D2 (熊本県天草諸島「本渡」図幅地域)

上部白亜系及び古第三系を貫く平行岩脈群 (天草貫入岩類) で、その卓越方位は NNE である (富樫, 1974). 岩脈は流紋岩・花崗閃緑岩・石英斑岩・ひん岩・安山岩・玄武岩からなる. 流紋岩岩脈を貫くストック状の角閃石黒雲母花崗閃緑岩からは 19.0 ± 0.9 Ma の黒雲母 K-Ar 年代値が得られている (柴田・富樫, 1975). また、セリサイト化した流紋岩岩脈から 13.3 ± 0.6 Ma の全岩 K-Ar 年代値が得られているが、これは熱水変質作

用の時期を示すものである (柴田・富樫, 1975).

岩脈群 50: H3 (兵庫県北部「村岡」図幅地域)

玄武岩及び安山岩質の溶岩・火砕岩を主体とする八鹿層 (N1a) 中の平行供給岩脈群で、8 岩脈の卓越方位は 60° である (Fig. 1; 小林, 1979 b). 岩脈は安山岩からなり、 20.2 ± 0.7 Ma と 19.5 ± 0.6 Ma の全岩 K-Ar 年代値が得られている (Tsunakawa *et al.*, 1983 a).

岩脈群 51: I3 (福井県東部「荒島岳」図幅地域)

手取層群及びジュラ紀-白亜紀深成岩を貫く平行岩脈群で、その卓越方位は NE である (河合ほか, 1957; 富岡ほか, 1987). 岩脈は単斜輝石斜方輝石安山岩及びかんらん石単斜輝石斜方輝石ドレライトからなる (河合ほか, 1957). 岩脈からは 21-22 Ma の K-Ar 年代値が得られており、隣接する荒島岳火山岩類 (20 Ma) 及び勝原深成岩体 (18 Ma) と共に火山-深成複合岩体を形成していたと考えられている (富岡ほか, 1987).

岩脈群 52: N1 (福島県東部「保原」「川俣」図幅地域)

玄武岩及び安山岩質の溶岩・火砕岩を主体とする^{りょうぜん} 霊山層 (N1a: 高館層相当) の平行供給岩脈群で、197 岩脈の卓越方位は 20° である (Takeuchi, 1980). 岩脈は玄武岩及び安山岩からなり、霊山層と基盤の白亜紀花崗岩類を貫いている. また、玄武岩岩脈からは、 22.1 ± 0.8 Ma と 21.3 ± 0.4 Ma の全岩 K-Ar 年代値が得られている (Tsunakawa *et al.*, 1983 b).

2.7 PG4 (22-32 Ma) の岩脈群

岩脈群 53: M1 (福島県南東部「竹貫」図幅地域)

竹貫変成岩を貫く平行岩脈群で、10 岩脈の卓越方位は -50° である (Takeuchi, 1980). 岩脈はオパサイト縁をもつ角閃石の巨晶を含む安山岩からなり、 22.5 ± 0.6 Ma と 23.0 ± 0.6 Ma の全岩 K-Ar 年代値が得られている (Tsunakawa *et al.*, 1983b). しかし、この安山岩は多数の角閃石斑れい岩のゼノリスを包有しており (加納ほか, 1973)、過剰アルゴンによって全岩 K-Ar 年代値が見かけ上古くなっている可能性が指摘できる. 本報ではとりあえずこの岩脈群の貫入年代を PG4? としておく. また、この岩脈群と共に前期中新世とされた同じ「竹貫」図幅地域に分布する Takeuchi (1980) の天王岩脈群 (卓越方位は -70°) からは、白亜紀の K-Ar 年代値が報告されている (Tsunakawa *et al.*, 1983 b).

岩脈群 54: M4 (新潟県佐渡「相川」「両津」「鶯崎」図幅地域)

相川層・真更川層 (PG4b) を貫く平行岩脈群で、その卓越方位は NE である (通産省・資源エネルギー庁、

1987 b, 第 33 図). 岩脈は安山岩・デイサイト・流紋岩からなり, 3本の岩脈から 22.6-29 Ma の Ft 年代値が得られている (通産省・資源エネルギー庁, 1987 b). これらの年代値は相川層・真更川層のそれと大きく矛盾せず, これらの岩脈は両層の安山岩及び流紋岩質火山岩の供給岩脈群であると考えられる.

岩脈群 55: N4 (秋田県男鹿半島「戸賀・船川」図幅地域)

門前層下部 (PG4a) を貫く平行供給岩脈群で, その卓越方位は ENE である (藤岡, 1959). 岩脈は黒雲母石英斑岩・黒雲母流紋岩・角閃石安山岩・単斜輝石かんらん石玄武岩で, いずれも門前層下部の火山岩の岩質と一致している.

3. 造構応力場の変遷と島弧火山活動

各時代における岩脈群の卓越方位の分布を Fig. 5 に示す. また, 岩脈群の空白域を補うため, 大槻 (1989) のまとめた新第三紀東北日本弧の鉾脈資料の内, 放射年代値により形成年代の明らかな鉾脈群から推定される応力場 (σ_1 または σ_{Hmax}) の方位も図示してある. Fig. 5 から明らかなように, 鉾脈法から推定される応力場と岩脈法から推定されるそれとは大きく矛盾しない. 各時代ごとの火山活動と造構応力場の特徴は, 現段階で以下のようにまとめることができる.

(1) 第四紀火山の側火口分布の卓越方位は, 東西ないし北西-南東のものが多く, その分布は日本列島全体の広域応力場をよく反映している (Fig. 5-1; 中村, 1975). 地震・測地測量・能動的応力測定など逆断層・横ずれ断層の存在からも明らかなように, 第四紀の σ_{Hmax} は大部分の地域で σ_1 に一致し, 短縮応力場を示している. ただし, 九州北部の別府-島原地溝帯 (松本, 1979) では正断層や正断層型の地震が卓越しているので, この地域の σ_{Hmax} は σ_2 に一致し σ_1 は鉛直方向にあることになる.

(2) N3 (1.7-7 Ma) は, 後期中新世の広域不整合から鮮新世-更新世境界までの期間である. 火山フロントの位置や火山岩の島弧横断方向での化学組成の変化は第四紀のものと同様で (Uto, 1989; Tamura and Shuto 1989; Shuto and Yashima, 1990), 現在の日本列島に近い tectonic setting が当時既に存在していたらしい (鹿野ほか, 1991). この時期の岩脈群は, フォッサマグナから伊豆半島に集中して見いだされる (Fig. 5-2). その卓越方位の分布パターンは第四紀火山のものと同様である. 東北日本では脊梁地域の隆起が著しく, この様な場所ではカルデラ群が形成され

ていた (伊藤ほか, 1989). 東北日本の N3 の岩脈群はほとんど記載されていないが, 鉾脈から復元される応力場は σ_1 が EW-ENE で現在の応力場に近いものであった (大槻, 1989). 西南日本でも, N3 の岩脈群の資料は乏しい. 別府-島原地溝帯東部の豊肥火山群はこの時期に活動を開始しており (Kamata, 1989), 現在と同じくこの地域の EW 方位の σ_{Hmax} (岩脈群 5) は σ_1 に一致していた.

(3) N2 (7-15 Ma) は, 西南日本の急激な隆起に伴う中期中新世の広域不整合から N3 の下限までの時期である. 西南日本の太平洋岸及び琉球弧では, 14 Ma に集中して酸性岩の貫入及び大規模火砕流の噴出が起きている (例えば柴田, 1978). 同時に, これと並行して西南日本の瀬戸内では 12-14 Ma に高マグネシア安山岩や酸性岩の噴出が起きている (巽, 1983). N2 下限の不整合が存在する東北日本の太平洋岸においても, 13 Ma に高マグネシア安山岩の活動があり, 瀬戸内火山岩類との関係が注目される (久保ほか, 1990). 一方, 東北日本の日本海側では N2 下限の不整合は認められず, 逆に海域の拡大がこの時期の初めに起きている (天野・佐藤, 1989; 鹿野ほか, 1991).

N2 の岩脈群は, 西南日本で島弧に直交する NS-NNW 方位のものが卓越している (Fig. 5-3). 西南日本背弧側の島根半島・対馬列島・五島列島では島弧方向の軸を持つ褶曲運動 (台湾-宍道褶曲帯) がこの時期に始まっており (鹿野・吉田, 1985; 松本・高橋, 1987), 当地域の岩脈群の卓越方位は島弧に直交する短縮応力場の反映であると考えられる. 東北日本や北海道の N2 の岩脈群・鉾脈群から推定される σ_{Hmax} は, N3 のそれと同じく NE-ENE でよく揃っている (Fig. 5-3). 北海道中央部では中期中新世以降, 東西短縮による断層・褶曲運動が活発化しており (宮坂・松井, 1986), 岩脈群 17 の卓越方位はこのような短縮応力場の反映と考えられる. これに対し, 東北地方では強い短縮応力場が当時存在しなかったらしい. 大槻 (1989) の鉾脈の解析によると, 当地域の当時の σ_{Hmax} は σ_1 または σ_2 に一致しており, 地域によって主応力配置が異なっていたことが伺われる. また, σ_1 が水平であっても σ_3 が鉛直になることはなかったらしい.

(4) N1 (15-22 Ma) は, 台島型植物群を含む前期中新世の堆積物の基底から N2 の基底までの時期である. この時期, 東北日本では 22 Ma 前後に火山活動域の海溝側への拡大が起きたとされている (例えば Tatsumi *et al.*, 1989). また, N1-PG4 時の火山岩の同位体比 (Sr, Nd) の島弧横断方向での水平変化は,

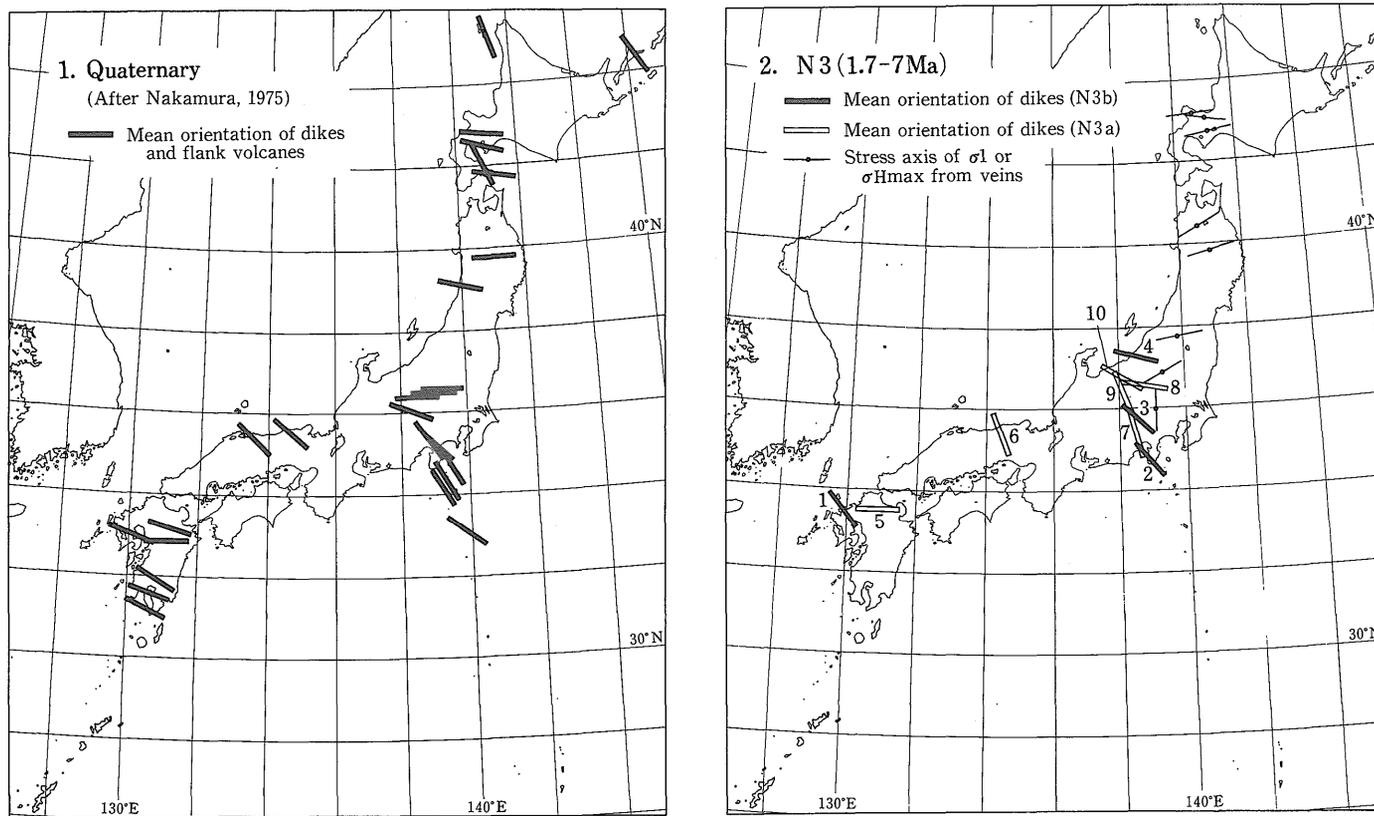


Fig. 5 Distribution of mean orientations of the late Cenozoic dike swarms and stress axes of σ_1 or σ_{Hmax} inferred from metalliferous veins (data from Otsuki, 1989).

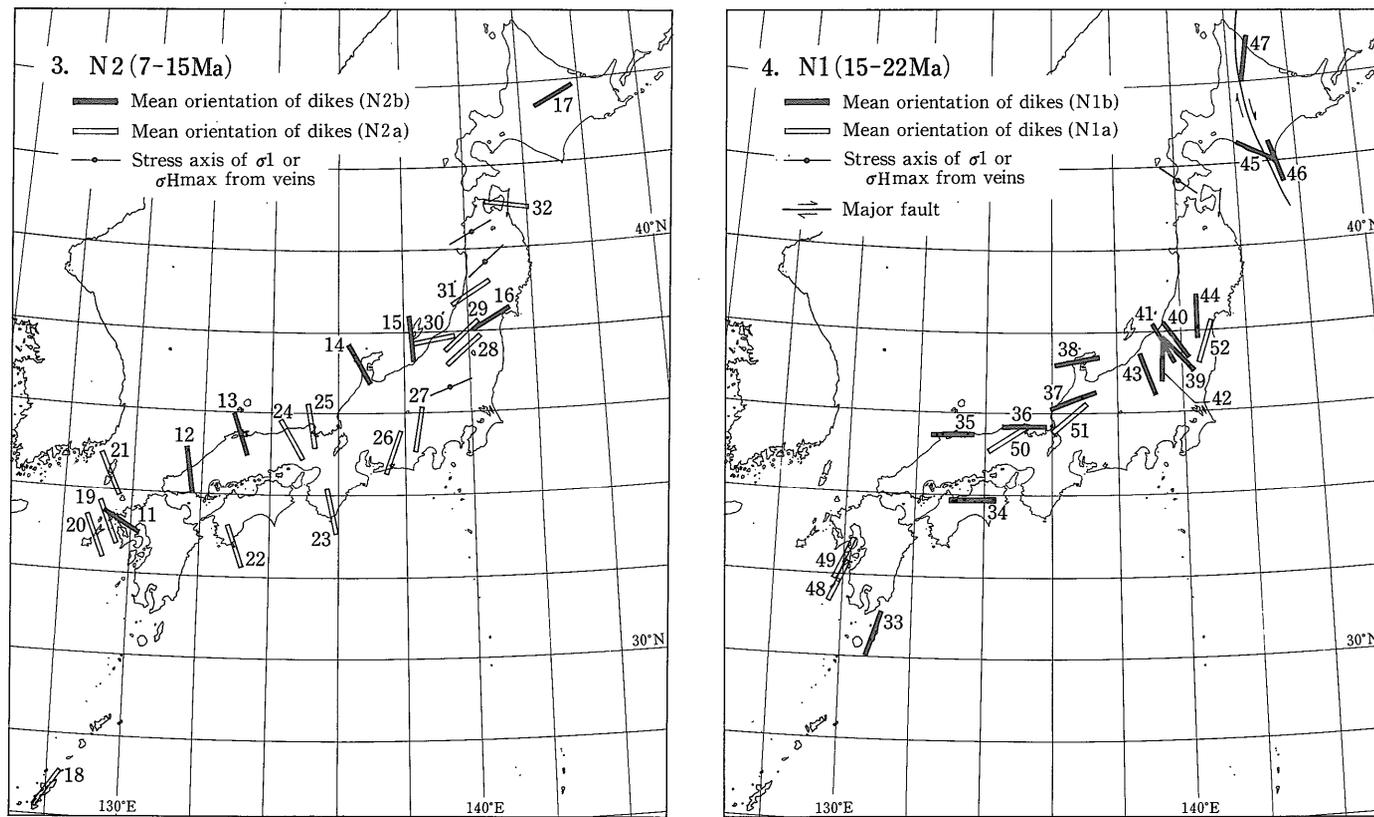


Fig. 5 (continued)

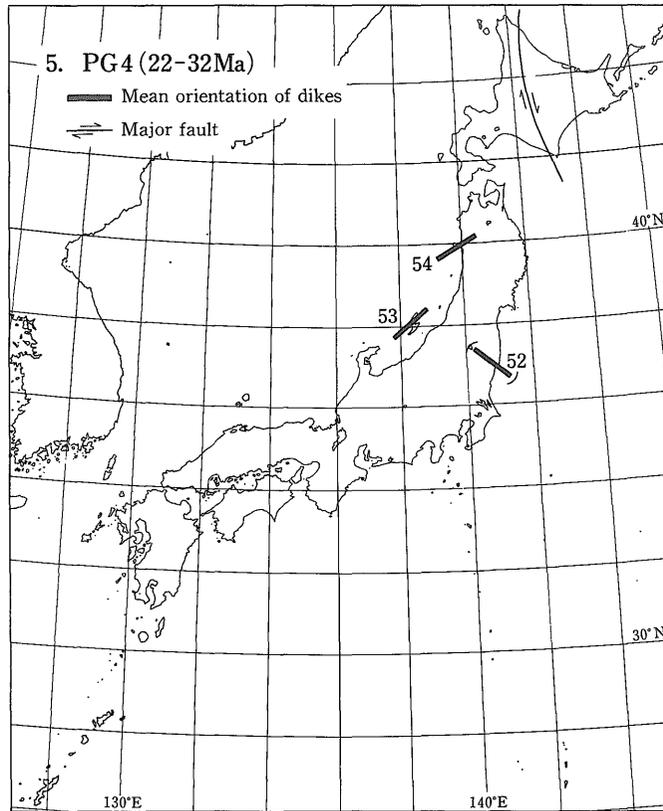


Fig. 5 (continued)

現在のものと逆の変化が認められている (Nohda *et al.*, 1988). 西南日本においても天草や瀬戸内地域に 20 Ma 前後の火山岩がいくつか分布しており (岩脈群 49: 柴田・富樫, 1975; 蜂屋層: 野村, 1986), この時期に火山活動域の海溝側への拡大があったらしい (鹿野ほか, 1991). また, 西南日本の海溝側では 18-16 Ma にアルカリ岩の活動があり (岩脈群 33: 種子田・木下, 1972; 岩脈群 34: Uto *et al.*, 1987), 東北日本同様, 当時の島弧横断方向の化学組成の水平変化は現在のものと逆の変化を示している. 一方, 北海道中央部では 43 Ma 頃から始まった日高火成活動が N1 の頃まで継続していた (岩脈群 46, 47 はその一部; 前田ほか, 1986), また, 日高主衝上断層の右横ずれ運動も, 当時依然として活発であったらしい (在田ほか, 1986),

N1 の岩脈群の卓越方位は, 西南日本・東北日本・北海道中央部のいずれの地域でも N2 のそれとほぼ直交している (Fig. 5-4). 上記のように北海道中央部では当時横ずれ断層が卓越しており, この地域の σ_{Hmax} は σ_1 で, σ_2 が鉛直であったと判断できる. これに

対し東北日本や西南日本では中-大規模の正断層が卓越していたとされており (例えば山路, 1986), この地域の島弧にはほぼ平行な平行岩脈群は伸長応力場を反映しているらしい. ところで, N1 の岩脈群が密集する東北日本南部では, 隣接する岩脈群の卓越方位の分散が著しく (Fig. 5-4), 非常に強い一定方位の水平差応力場が長時間広範囲に作用していたとは考えられない. 特に会津-津川地域では Blow の N8-9 に流紋岩・玄武岩が集中して噴出し, 一連の volcanic field を形成していたとされており (八幡・津川グリーンタフ団研グループ, 1982), Fig. 3 に示されるように火山活動域と岩脈群の配列パターンは Y 字形になっている. このような配列パターンは, 巨大な岩脈状の形態を持つマグマポケット (部分熔融状態のマグマの供給源) の上昇圧による割れ目系 (Koide and Bhattacharji, 1975) と類似しており, この種のマグマポケットの形成により生じたのかも知れない.

(5) PG4 (22-32 Ma) の火成活動は前述の北海道中央部 (日高火成活動) と東北日本及び西南日本の日本

海側で活発であった。特に後者の地域では 22-24 Ma にアルカリ-亜アルカリ流紋岩の大規模火砕流が集中して噴出しており、この時期の火成活動を特徴付けている(雁沢, 1983; 鹿野ほか, 1991)。東北日本では PG 3 (32-42 Ma) の火山岩の分布は知られておらず、PG 4 から N1 にかけて火山活動域が連続的に海溝側に拡大したとされている(今田・植田, 1980; 雁沢, 1987)。一方、西南日本の火成活動は、白亜紀後期以降 PG 4 までほぼ連続していたらしい(例えば松浦, 1989)。確かに PG 4 と言える岩脈群は男鹿半島と佐渡に見いだされる。その卓越方位は NE-E NE で、N1 のそれとはほぼ直交している。

謝辞 本報は地質調査所報告第 274 号「日本の新生界層序と地史」(鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎編, 1991) の成果を基にしたものである。地質部鹿野和彦技官からは有益な御助言を頂いた。三扇コンサルタント(株)の松井和典氏からは未公表資料を提供して頂いた。応用地質(株)の羽田 忍氏からは大川ダム周辺の地質について価値ある御教示を頂いた。また、応用地質(株)の小野晃司氏には資料収集の際便宜をはかって頂いた。以上の方々に感謝致します。

文 献

- 天野一男・佐藤比呂志(1989) 東北本州弧中部地域の新生代テクトニクス。地質学論集, no. 32, p. 81-96.
- 在田一則・豊島剛志・大和田正明・宮下純夫・Jolivet, L. (1986) 日高変成帯の造構運動。地団研専報, no. 31, p. 247-263.
- Blow, W.H. (1969) Late Middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy, In Bronnimann, P. and Renz, H.H. (eds), *Proceedings of the first International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva (1967)*, 1, p. 199-422.
- 茅原一也・小松正幸・島津光夫・久保田喜祐・塩川智(1981) 越後湯沢地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 108 p.
- 大四雅弘・林 正雄・加藤祐三(1986) 琉球列島産新生代酸性貫入岩類のフィッシュン・トラック年代。岩鉱, vol. 81, p. 273-276.
- 土居繁雄・酒匂純俊・金山詰祐・大田昌秀(1960)

- 5万分の1地質図幅「仁宇布」, 同説明書。北海道開発庁, 37 p.
- 藤岡一男(1959) 5万分の1地質図幅「戸賀・船川」, 同説明書。地質調査所, 61 p.
- 雁沢好博(1983) フィッシュン・トラック法によるグリーンタフ変動の年代区分 その2—富山県太美山地域。地質雑, vol. 88, p. 943-956.
- (1987) 東北日本弧内帯の白亜紀-第三紀火山岩のフィッシュン・トラック年代: 奥尻島・男鹿半島・朝日山地。地質雑, vol. 93, p. 387-401.
- 長谷川潔・高橋俊正・松井公平(1961) 5万分の1地質図幅「上支湧別」, 同説明書。北海道開発庁, 44 p.
- 英彦山団体研究グループ(1984) 九州北部, 英彦山地域の後期新生代火山層序及び地質構造。地質学論集, no. 24, p. 59-76.
- 猪木幸男・秦 光男(1956) 5万分の1地質図幅「猿留」, 同説明書。地質調査所, 28 p.
- 井上英二・田中啓策・寺岡易司(1982) 中甌地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 99 p.
- Ishihara, S. and Terashima, S. (1985) Cenozoic granitoids of central Hokkaido, Japan: An example of plutonism along collision belt. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 36, p. 653-680.
- 伊藤谷生・歌田 実・奥山俊一(1989) 東北日本脊梁地域に分布する中新世後期-鮮新世のカルデラ群について。地質学論集, no. 32, p. 409-429.
- Kamata, H. (1989) Volcanic and structural history of the Hohi volcanic zone, central Kyushu, Japan. *Bull. Volcanol.*, vol. 51, p. 315-332.
- 鹿野和彦・吉田史郎(1985) 境港地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 57 p.
- ・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎(編)(1991) 日本の新生界層序と地史。地調報告, no. 274, 114 p.
- 加納 博・黒田吉益・宇留野勝敏・瀧木輝一・蟹沢聡史・丸山孝彦・梅村隼夫・光川 寛・瀬戸延夫・大平芳久・佐藤 茂・一色直記

- (1973) 竹貫地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 109 p.
- 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, 57 p.
- ・赤羽貞幸(1986) 長野地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 120 p.
- 河合正虎・平山 健・山田直利(1957) 5万分の1地質図幅「荒島岳」, 同説明書. 地質調査所, 110 p.
- 建設省北陸地方建設局阿賀野川工事事務所(1988) 阿賀野川水系大川ダム. 1468 p.
- 小林 勇・今井 功・松井和典(1955) 5万分の1地質図幅「呼子」, 同説明書. 地質調査所, 28 p.
- 小林洋二(1979 a) 西南日本内帯における新第三紀後半の岩脈群と広域応力場. 火山 第2集, vol. 24, p. 153-168.
- (1979 b) 西南日本における中新世前・中期の岩脈群と広域応力場. 火山 第2集, vol. 24, p. 203-212.
- Kobayashi, Y. and Nakamura, K.(1978) Restoration of tectonic stress field of Tertiary Southwest Japan by means of dikes. *Abs. Intn. Geodynamics Conf.*, p. 86-87.
- Koide, H. and Bhattacharji, S.(1975) Mechanistic interpretation of rift valley formation. *Science*, vol. 189, p. 791-793.
- 今田 正・植田良夫(1980) 東北地方の第三紀火山岩の K-Ar 年代. 岩鉱特別号, no. 2, p. 343-346.
- 小坂共栄・角田史雄(1969) 山梨県西部, 巨摩山地第三系の地質. 地質雑, vol. 75, p. 127-140.
- 興水達司・金 結祐(1986) 北海道中-東部地域の新生界のフィッシュン・トラック年代(その1)―上支湧別・北見富士地域―. 地質雑, vol. 92, p. 559-568
- 久保和也・柴田 賢・佐藤博之(1984) 北海道浦河地域のランプロファイアーの K-Ar 年代. 地調月報, vol. 35, p. 87-90.
- ・柳沢幸夫・吉岡敏和・山元孝広・滝沢文教(1990) 原町及び大甕地域の地質. 地域地質研究報告, (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 155 p.
- 前田仁一郎・末武晋一・池田保夫・戸村誠司・本吉洋一・岡村康成(1986) 北海道中軸部の第三紀深成岩類―分布・活動年代・主要元素組成・テクトニクス―. 地団研専報, no. 31, p. 223-246.
- ・宮坂省吾・池田保夫・末武晋一・戸村誠司・河内晋平・松井 愈(1990) 北海道中火成活動の時空変遷. 地球科学, vol. 44, p. 231-244.
- 44, p. 231-244.
- 松井和典・柴田 賢(1976) 北西九州玄武岩類の地質年代について(演旨). 火山 第2集, vol. 21, p. 207.
- ・古川俊太郎・沢村孝之助(1989) 佐世保地域の地質. 地域地質研究報告, (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 92 p.
- 松本憲夫(1979) 九州における火山活動と陥没構造に関する諸問題. 地質学論集, no. 16, p. 127-139.
- ・高橋 清(1987) 長崎県対馬の火成活動. 地団研専報, no. 33, p. 1-20.
- 松浦浩久(1989) 山陰地方中部に分布する白亜紀後期-古第三紀火成岩類の区分と放射年代. 地調月報, vol. 40, p. 479-495.
- 三村弘二・加藤祐三・片田正人(1984) 御岳昇仙峡地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 地質調査所, 61 p.
- 宮地六美(1988) 五島列島福江島の花崗岩類・火砕岩類のフィッシュン・トラック年代. 月刊地球, vol. 10, p. 116-118.
- 宮坂省吾・松井 愈(1986) 中央北海道の新生代末期テクトニクス. 地団研専報, no. 31, p. 333-344.
- ・紺谷吉弘・木村 学・君波和雄・山口昇一・松井 愈(1980) 北部日高帯の新第三系―北見滝ノ上地域の中新統層序―. 地球科学, vol. 34, p. 63-72.
- 水野篤行(1957) 5万分の1地質図幅「那智」, 同説明書. 地質調査所, 37 p.
- 村上充英・今岡照喜・魚住誠司(1989) 高知県足摺岬の環状複合岩体とその形成機構. 地団研

- 専報, no. 36 p. 115-142.
- 中村一明(1969) 広域応力場を反映した火山帯の構造—側火山の配列方向. 火山 第2集, vol. 14, p. 8-20.
- (1975) 火山の構造および噴火と地震の関係. 火山 第2集, vol. 20, p. 229-240.
- Nakamura, K.(1977) Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation—Principle and proposal. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 2, p. 1-16.
- 西村祐二郎・鈴木盛久・中村栄三(1982) 須佐-高山地域の接触変成岩類と K-Ar 年代. 日本地質学会西日本支部会報, no. 74, p. 14-15.
- Nohda, S., Tatsumi Y. and Ishizaka, K. (1988) Athenospheric injection and back-arc opening: Isotopic evidence from northeast Japan. *Chem. Geol.*, vol. 68, p. 317-327.
- 野村隆光(1986) 岐阜県南東部, 中新統蜂屋累層の地質(予報)と K-Ar 年代. 地質雑, vol. 92, p. 73-76.
- 沖繩開発庁(1979) 沖繩本島地質図(その1, 2, 3), 1/50,000.
- 大槻憲四郎(1989) 鉾脈による新第三紀東北本州弧の造構応力場復元. 地質学論集, no. 32, p. 281-304.
- 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.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂(1989) 甲斐駒ヶ岳花崗岩質岩体の K-Ar 年代と岩体冷却史—赤石山地の地質構造形成史における意義—. 地質雑, vol. 95, p. 33-44.
- 沢田秀博・喜多河庸二(1961) 5万分の1地質図幅「仁位」, 同説明書. 地質調査所, 37 p.
- 柴田 賢(1978) 西南日本外帯における第三紀花崗岩貫入の同時性. 地調月報, vol. 29, p. 551-554.
- ・富樫幸雄(1975) 熊本県天草下島に分布する酸性火成岩類の K-Ar 年代. 地調月報, vol. 26, p. 187-190.
- ・佐藤博明・中川正己(1981) 能登半島新第三紀火山岩の K-Ar 年代. 岩鉞, vol. 76, p. 248-252.
- 島田昱朗・伊沢寿昭(1969) 福島県地質調査報告書, 只見地域の地質. 福島県, 39 p.
- ・植田良夫(1979) 西会津グリーンタフ地域における酸性岩類の K-Ar 年代. 岩鉞, vol. 74, p. 387-394.
- ・根田武二郎・黒江良太郎・伊沢寿昭(1974) 福島県地質調査報告書, 小林地域の地質. 福島県, 29 p.
- Shuto, K. and Yashima, Y.(1990) Lateral variation of major and trace elements in the Pliocene volcanic rocks of the Northeast Japan arc. *J. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, vol.85, p. 364-389.
- Takada, A.(1988) Subvolcanic structure of the central dike swarm associated with the ring complexes in the Shitara district, central Japan. *Bull. Volcanol.*, vol. 50, p. 106-118.
- 高橋 清・林 正雄(1985) 対馬の火成岩類のフィッシュン・トラック年代(I). 長崎大学教養学部紀要, vol. 25, p. 9-19.
- 鷹村 権(1978) 愛媛県新宮村の玄武岩岩床中にスピネル・レルゾライト捕獲岩の発見. 地質雑, vol. 84, p. 475-479.
- Takeuchi, A.(1980) Tertiary stress field and tectonic development of the southern part of the Northeast Honshu arc, Japan. *J. Geosciences, Osaka Univ.*, vol. 23, p. 1-64.
- 滝本俊明(1986) 下北半島東部の中新世火山岩類—特に未分化ソレライトについて—. 岩鉞, vol. 81, p. 93-104.
- Tamura, S. and Shuto, K.(1989) Lateral variation of major and trace elements in the Late Miocene volcanic rocks from central part of Northeast Japan. *J. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 84, p. 444-459.
- 種子田定勝・木下和世(1972) 種子島の“長大なアルカリ岩脈”. 火山 第2集, vol. 17, p. 88-87.
- 立石雅昭・別所孝範・原田哲朗・久富邦彦・井内美郎・石上知良・公文富士夫・中屋志津男・

- 坂本隆彦・鈴木博之・徳岡隆夫(1979) 江住地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 65 p.
- 巽 好幸(1983) 小豆島の火山地質—瀬戸内火山岩類の噴出環境. 地質雑, vol. 89, p. 693-706.
- Tatsumi, Y., Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohda, S.(1989) Opening of the Sea of Japan back-arc basin by asthenospheric injection. *Tectonophysics*, vol. 166, p. 317-329.
- 手島昌徳・山本博達(1972) 五島列島若松島の地質, 特に酸性火成岩について. 福岡教育大紀要, vol. 22, 第3分冊, p 213-228.
- 富樫幸雄(1974) 熊本県天草陶石鉱床における変質作用. 地調月報, vol. 25, p. 491-508.
- 福岡伸芳・棚瀬充史・清水 智・石渡 明(1987) 福井県荒島岳コールドロンの地質(演旨). 火山 第2集, vol. 32, p. 373.
- 土谷信之(1989) 大沢地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 85 p.
- 津川グリーンタフ団体研究グループ(1988) 新潟県津川地域における鹿瀬層堆積時の造構運動. 地球科学, vol. 42, p. 241-256.
- Tsunakawa, H.(1986) Neogene stress field of the Japanese arcs and its relation to igneous activity. *Tectonophysics*, vol. 124, p. 1-22.
- , Kobayashi, Y. and Takada, A. (1983 a) K-Ar ages of dikes in Southwest Japan. *Geochem. J.*, vol. 17, p. 265-268.
- , Takeuchi, A. and Amano, K.(1983 b) K-Ar ages of dikes in Northeast Japan. *Geochem. J.*, vol. 17, p. 269-275.
- , Ueki, K. and Amano, K.(1985) Paleomagnetism of the Shimokura dike swarm in Northeast Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, vol. 37, p. 979-985.
- 通商産業省・資源エネルギー庁(1987 a) 昭和61年度広域地質構造調査報告書, 伊豆地域, 195 p.
- (1987 b) 昭和 61 年度広域地質構造調査報告書, 佐渡地域, 339 p.
- 上村不二雄・坂本 亨・山田直利(1979) 若桜地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 91 p.
- Uto, K.(1989) Neogene volcanism of Southwest Japan: Its time and space based on K-Ar dating. *Ph. D. Thesis, Univ. of Tokyo*, 184 p.
- , Hirai, H., Goto, K. and Arai, S.(1987) K-Ar ages of carbonate and mantle nodule-bearing lamprophyre dikes from Shingu, central Shikoku, Southwest Japan. *Geochem. J.*, vol. 21, p. 283-290.
- 渡辺公一朗・林 正雄・英彦山団体研究グループ(1986) 九州北部, 英彦山地域に分布する火山岩類のフィッション・ドトラック年代. 地質雑, vol. 92, p. 219-230.
- 八幡正弘・津川グリーンタフ団体研究グループ(1982) 津川-会津区におけるグリーンタフ変動と西黒沢海進に関する諸問題. 地球科学, vol. 36, p. 321-332.
- 矢島敏彦・加藤尚裕(1980) 南部フォッサマグナ地域. 天子山地南西部の南北性岩脈について. 埼玉大学紀要数学自然科学, vol. 29, p 35-49.
- 山田直利・寺岡易司・秦 光男ほか編(1982) 100 万分の1地質図, 日本地質アトラス. 地質調査所, p. 3-19, 22-25.
- 山路 敦(1989) 温海附近の地質と羽越地域における前期中新世のリフティング. 地質学論集, no. 32, p. 305-320.
- 山元孝広・星住英夫(1988) 丹後半島新第三系の層序と中期中新世の火山活動. 地質雑, vol. 94, p. 769-781.
- ・柳沢幸夫(1989) 会津-小国地域の中期中新世火山活動: 珪長質岩脈群とそのテクトニクス. 火山学会 1989 年度秋季大会予稿集, p. 97.
- 矢野孝雄(1981) 長野県北部荒倉山周辺における鮮新世の火山活動. 地質雑, vol. 87, p. 103-120.

(受付: 1991年1月14日; 受理: 1991年2月7日)