

日高変成帯の“山脈化”における上支湧別構造帯の意義

Tectonic significance of the Kamishiyubetsu Tectonic Zone in the uplift of the Hidaka Metamorphic Belt

木村 学*・宮坂省吾**・紺谷吉弘*
Gaku KIMURA Seigo MIYASAKA Yoshihiro KONTANI
宮下純夫*・保柳康一*・渡辺 寧*
Sumio MIYASHITA Koichi HOYANAGI Yasushi WATANABE

Abstract The NE-SW trending Kamishiyubetsu Tectonic Zone is situated along the boundary between the inner and outer Kurile Arcs in central Hokkaido. The tectonic zone, which is characterized as a right-lateral strike-slip fault zone, was formed during Late Miocene. In the Late Miocene, the N-S trending and westward convex Hidaka Metamorphic Belt, which consists of the western oceanic type crust and the eastern continental type (or island arc type) crust, was rapidly uplifted and the Hidaka Mountains were created.

It seems that the right-lateral strike-slip faulting along the Kamishiyubetsu Tectonic Zone was immediately related to the uplift of the Hidaka Mountains. The structure within the Hidaka Metamorphic Belt is characterized by a westward vergent thrusting pile. This structure and the right-lateral strike-slip faults were simultaneously generated by the westward migration of the outer Kurile Arc. The Hidaka Mountains are found at the western margin of the outer Kurile Arc and the Kamishiyubetsu Tectonic Zone is situated along its northern side.

The westward migration of the outer Kurile Arc also caused the development of other structures, i.e., the bent structure of the Abashiri Tectonic Line and the dextral echelon ridges of the inner Kurile. These movements probably originated from the oblique subduction of the Pacific Plate along the Kurile-Kamchatka Trench.

はじめに

北海道中軸帯は最近、2つのプレートの衝突帯として注目されている(掘越, 1972; DEN and HOTTA, 1973; OKADA, 1980, 岡田, 1979; DICKINSON, 1978; KOMATSU *et al.*, 1981 など)。最近、小松ほか(1979)、宮下(1981, 投稿中)は中軸帯にみられる日高変成帯が変成したオフィオライトからなる西帯と大陸性もしくは島弧性の地殻からなる主帯にわけられ、日高主衝上断層(KOMATSU *et al.*, 1981; 宮下, 1981 投稿中)を境にそれぞれが下部を接する形でめくれ上った地質構成をしていることを明らかにした。

一方、宮坂・菊池(1978)は日高山脈周辺の新第三系の礫岩の研究から、日高山脈の位置は中期中新世には海底下にあったが、後期中新世になって急激に山脈化し、深部が剝奪されるレベルに達したことを明らかにした。

木村(1981)は日高山脈の形成時期が千島弧外帯の西進する時期(KIMURA, 1981)と極めて調和的であることや、深部まで露出した日高変成帯が千島弧の外帯にあたる部分にしか存在しないことから、日高山脈形成の最終過程の原因は千島弧外帯の西進にあると予想した。同時に木村

* 北海道大学理学部地質学鉱物学教室

** 明治コンサルタント札幌支社

(1981) は、この西進に伴って火山フロントの部分に出来る島弧中央断層(貝塚, 1972)が上支湧別構造線*(長谷川ほか, 1961)に相当する可能性を指摘した。

日高変成帯は、エリモ岬付近から狩勝峠まで南北に100数10 kmにわたって連続して分布している。この北への延長は千枚岩の分布する白滝構造線(長谷川ほか, 1961)や花崗岩類の分布域(第

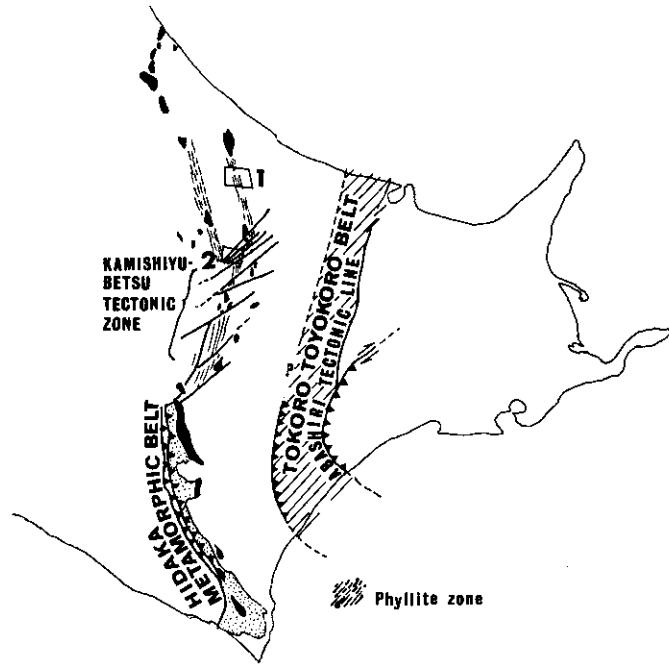


Fig.1 Major structure of eastern Hokkaido.

1 : Kitami-Takinoue region.

2 : Niseicharomappgawa region.

1図)がそれに当たるとされている(橋本, 1978)。しかし、ここには日高変成帯にみられるようなグラニュライト・片麻岩・ミグマタイトなどは露出しない。舟橋・橋本(1951)は北部に日高変成帯に相当する変成帯深部が露出しないのは、造山帯中核部が北では沈んでいるためと考えた。従来の古典的造山論では「日高造山運動」によって形成された日高変成帯はより新しい島弧の形成に伴う断裂帯によって切られているとされ、その断裂帯が上支湧別構造線であると位置づけられていた(長谷川ほか, 1961)。

上支湧別構造線の性格として、長谷川ほか(1961)は、日高累層群がその北と南で大きく異なり、北が南より新しいものである可能性があること、断層を境に「より古期の日高帯の花崗岩類」がくいちがっていないこと、などから北落ちの dip-slip 剪断帯(正断層か逆断層かは不明)を想定した(第2図)。しかし、木村(1981)は上支湧別構造線を橋本(1978)のように、より広い範囲の構造帯ととらえるならば、日高帯の花崗岩の進入帯はこの構造帯を境に全体として最大約50 kmほど、ずれているようにとらえられるとし、この構造帯は右横ずれ剪断帯の可能性があると

* 橋本(1978)は、日高変成帯の北側に発達する北東—南西方向の断層の分布地帯全体を含めて上支湧別構造帯とよんだ。橋本の様にとらえるのが、この断層帯の位置づけを考える上でより適切と思われるので、以下、筆者らも上支湧別構造帯とよぶ。

を指摘した。

この構造がどのような変形によって形成されているのか、日高変成帯の北への延長はどのようにとらえられるのかは北海道の形成史を考える場合に極めて重要である。筆者らはこのような観点から、現在、日高帯北部、上支湧別構造帯などを調査中である。今回は上支湧別構造線(長谷川ほか, 1961)の設定された層雲峡ニセイチャロマップ川流域の調査結果を報告し、北海道形成史の中での意義についてのべたい。

地質概説

調査地域内の地質構成は日高累層群(三疊系~ジュラ系?), 上支湧別層(中新統), および火山岩脈類よりなる(第3図)。以下、概略について記す。

1. 日高累層群

中央部の武華衝上断層を境にその東と西で日高累層群の岩相は全く異なる。その相互の関係は現在のところ不明なので別々に記載する。

衝上断層より西側に分布する日高累層群は全体として泥質岩が卓越する。下部に厚い凝灰岩をはさみ、上部にいくほど、より多く砂岩をはさむようになる。また、一部に礫岩をはさむ。泥質岩は全体に層面壁開が発達し、千枚岩となっている。砂岩は多くの場合、pinch-and-swell structure や boudin を形成している。礫岩はのばされ変形礫岩となっている。層厚はみかけ上約 2,000 m+ である。

衝上断層より東側に分布する日高累層群は上記の西側に分布するものと岩相が全く異なり、全体に砂岩・泥岩の単調な薄互層からなる。一部に層面と斜交した南北方向のスレート壁開が発達するほかは顕著な変形はみられない。層厚は約 1,300 m+ である。

2. 上支湧別層

上支湧別層は武華衝上断層の東側に主に分布する。全体に礫岩の卓越した岩相よりなる。層厚は 700 m におよぶ。岩相的に以下の 2 つに分けられる。

上支湧別層下部層: 下部層は日高累層群を不整合におおう礫岩とその上位の泥岩までとした。不整合はニセイチャロマップ川、ポンカルニナイ沢合流点付近、およびニセイチャロマップ川、タツニナイ川合流点付近で観察された。後者のスケッチを第4図、Loc. 7 に示したが、基盤の日高累層群の角礫化したものが不整合面上に堆積している。下部層の下半部の礫岩は大半は角礫であるが上位に向って円礫が多くなる。岩の沢、ニセイチャロマップ川では厚く 200 m 以上あるが、ポンニカ

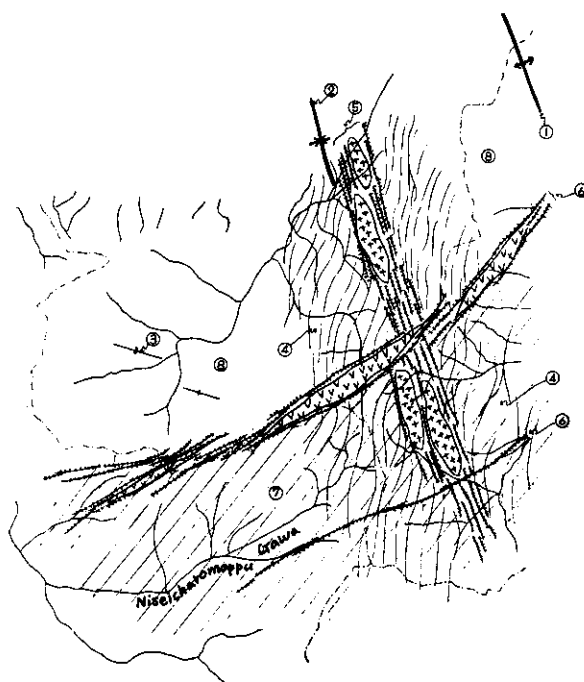


Fig. 2 Geologic structure of the Kamishiyubetsu Tectonic Line suggested by HASEGAWA *et al.* (1961).

1. First-order axial trace of anticline.
2. First-order axial trace of syncline.
3. Second-order axial traces of folds.
4. Phyllite zone.
5. Shirataki Tectonic Line.
6. Kamishiyubetsu Tectonic Line.
7. Lower Hidaka Supergroup.
8. Upper Hidaka Supergroup.

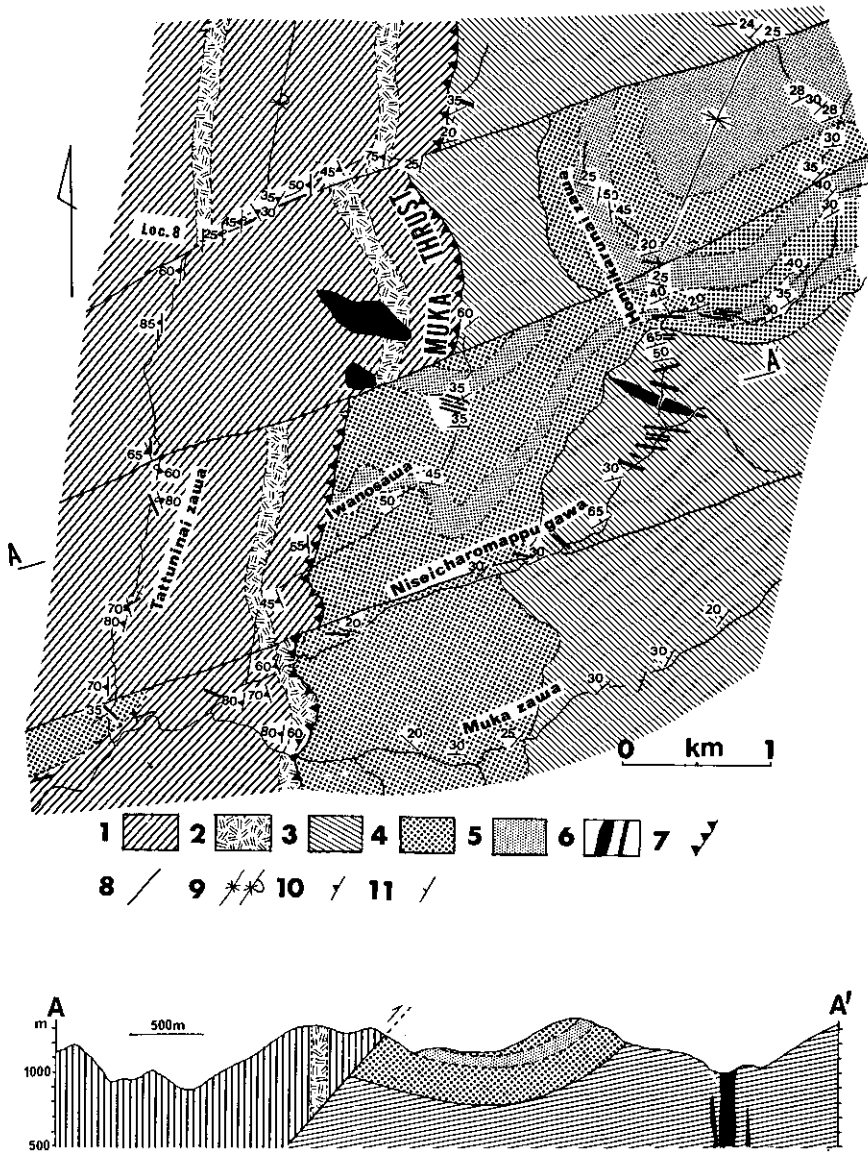


Fig.3 Geologic map and profile of the Niseicharomappu Gawa area.

1. Phyllite of the Hidaka Supergroup.
2. Tuff of the Hidaka Supergroup.
3. Alternating beds of sandstone and siltstone of the Hidaka Supergroup.
4. Conglomerate of the Kamishiyubetsu Formation.
5. Alternating beds of sandstone and mudstone of the Kamishiyubetsu Formation.
6. Dike. 7. Muka Thrust. 8. Fault.
9. Axial trace of syncline.
10. Dip and strike of foliation of phyllite
11. Dip and strike of bed.

ルナイ沢などでは薄く 60 m ほどである。

泥岩が卓越する下部層の上半部は、砂岩と泥岩が互層する場合も多い。層厚は 50 m 程である。長谷川ほか（1961）に報告された *Comptonia naumanni* (NATHORS), *Salix* sp. などはこの層準から発見されたものと思われる。

上支湧別層上部層：下部層に整合に累重する。円礫岩にはじまって砂岩泥岩互層となるサイクルがいくつか認められる。層厚はニセイチャロマップ川で 600 m+ ある。より上位に向って礫岩に対する砂岩泥岩互層の割合が多くなるようである。上部層の礫種構成は下部層のそれと異なり、火山岩の礫などを多く含んでいる。

3. 火山岩岩脈

火山岩・岩脈には安山岩質、花崗質斑岩、および流紋岩質なもの 3 種が認められる。貫入方向には顕著な安定性があり、N 60°W~N 80°W に集中している（第 8 図）。岩質の差による方向性のちがいは認められない。

地質構造の特徴

本地域の地質構造は中央部に南北に延長する武華衝上断層、上支湧別構造帯を特徴づける N 70°E~N 80°E 方向の断層系、N 60°W~N 80°W 方向の岩脈群などによって特徴づけられる。

日高累層群のもつ地質構造としては、武華衝上断層の東側に走向が南北方向で東に倒れた軸面を持つ同斜褶曲がみとめられる。一方衝上断層の東側では、日高累層群は北東—南西方向の走向を持ち北に緩く傾く単斜構造を示す。上支湧別層の地質構造は北に開いた半ベーズン構造を示す。

以下、各構造について、野外での産状を記す。

1. 武華衝上断層

武華衝上断層は第 4 図、Loc. 1、Loc. 2 の地点で観察出来る。Loc. 1 は岩の沢の支沢であり、沢底に連続した露出がみられる。下流に上支湧別層の礫岩がみられ、断層に近づくにつれて剪断が顕著となり、この礫岩の上に日高累層群の千枚岩が衝上してのっている。千枚岩の層面壁開はわん曲し、小褶曲が形成されている。この小褶曲の軸面の走向はほとんど衝上断層に平行であり、かつ軸面は東へ倒れている（第 4 図、Loc. 1）。Loc. 2 では断層面そのものがみられる。断層面の走向・傾斜は N 20°W 50°W であり、日高累層群が上支湧別層の礫岩の上に衝上している。断層上盤の日高累層群にみられる凝灰岩の走向・傾斜は N 10°W 70°W で走向は断層面とはほぼ平行である。また断層下盤の上支湧別層の礫岩は剪断されているが、断層からはなれると N 20°E 走向では鉛直な壁開が多数発達している。さらにはなれると、この壁開はあまり発達しなくなり、変形していない礫岩となる（Fig. 4, Loc. 2）。

2. 千枚岩中にみられる小構造

武華衝上断層より西側の日高累層群は主に千枚岩からなることは前述したが、この部分には層面壁開形成時に形成された砂岩層の boudin や pinch-and-swell、武華衝上断層形成時に形成されたと思われる小褶曲や変位量の少ない小衝上断層が多く発達している。

ニセイチャロマップ川沿いの連続露頭のルート・スケッチを第 5 図に示した。ここにみられるように多数の小衝上断層が発達している。これらの走向・傾斜は武華衝上断層のそれとはほぼ同じである。また、この小衝上断層の形成に伴って、層面壁開がわん曲したり（第 5 図、d）、衝上断層が層面すべりに移化したり（同、a）する現象がみられる。また、Loc. 3（第 4 図）では、千枚岩の層面壁開がわん曲し、chevron 褶曲を形成しており、この軸面の走向・傾斜は武華衝上断層とはほぼ平行である。ニセイチャロマップ川で衝上断層西側の日高累層群の下部の凝灰岩とその上位の千枚岩の間にも衝上断層がみられ、千枚岩と凝灰岩の層理が斜交している（第 4 図、Loc. 6）。また、

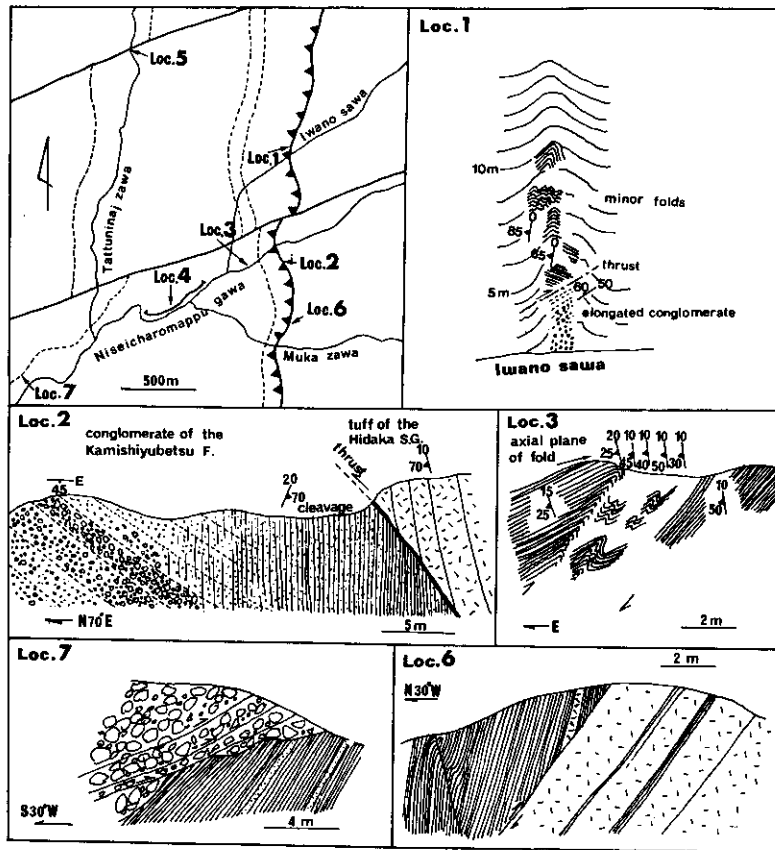


Fig. 4 Occurrence of the Muka Thrust and minor structures.

- Loc. 1 : Minor folds within the hanging-wall block of the Muka Thrust.
- Loc. 2 : Cleavage within the conglomerate of the foot-wall block of the Muka Thrust.
- Loc. 3 : Minor folds within the Hidaka Supergroup.
- Loc. 7 : Unconformity between the overlying Kamishiyubetsu Formation and the underlying Hidaka Supergroup.
- Loc. 6 : Bedding slip between phyllites and tuff of the Hidaka Supergroup.

タツナイ川上流では同斜褶曲がみられるが、この千枚岩中にみられる小褶曲（第6図）の軸面は衝上断層と平行である。ただ軸のプランジの方向は西翼では北なのに対し、東翼では南である。

千枚岩の面構造は全て層面と平行である。砂岩を含む部分では、薄い砂岩層はほとんど boudin となり（第5図, b, C）、比較的厚い砂岩では pinch-and-swell を形成し（同, b, e）石英の vein が層面に直交してほぼ等間隔に入っているのが観察される（同, e）。また礫岩層が認められる（第5図, a地点）が礫は層面に平行に伸ばされている。

3. 上支湧別構造帯に伴う断裂系

本地域では $N 60^{\circ}E \sim N 80^{\circ}E$ 方向にほぼ直線的で平行な3条の断層が、この構造帯を特徴づける。タツナイ沢の3地点で断層破碎帯が観察された（第7図）。

Loc. 8 では、凝灰岩・泥岩の薄互層が、走向 $N 80^{\circ}E$ で鉛直な微小右横ずれ断層によって寸断さ

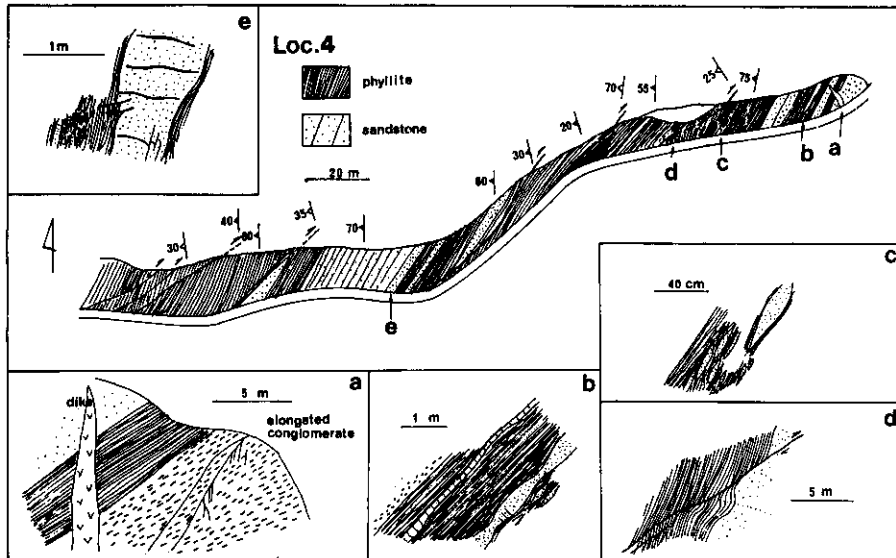


Fig. 5 Route Sketch of phyllites and sandstones of the Hidaka Supergroup (location number is shown in Fig. 4).

- a. Occurrence of minor thrusts.
- b. Boudinage and pinch-and-swell structures.
- c. Boudinage structure.
- d. Minor thrusts and drag of phyllite.

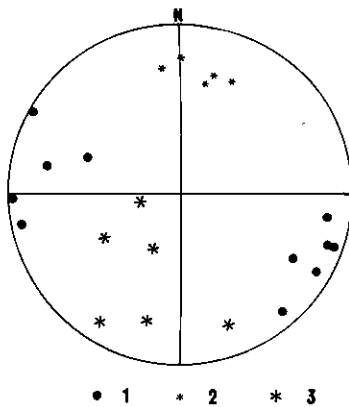


Fig. 6 Equal-area projection showing axial planes of minor folds.
 1. Axial plane of minor fold.
 2. Plunge of minor fold within the eastern limb of major fold.
 3. Plunge of axis of minor fold within the western limb of major fold.
 (Upper hemisphere)

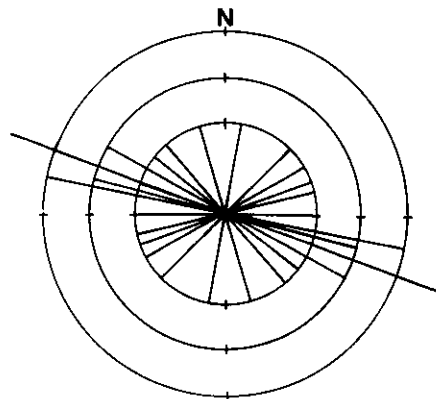


Fig. 8 Direction of volcanic dikes.

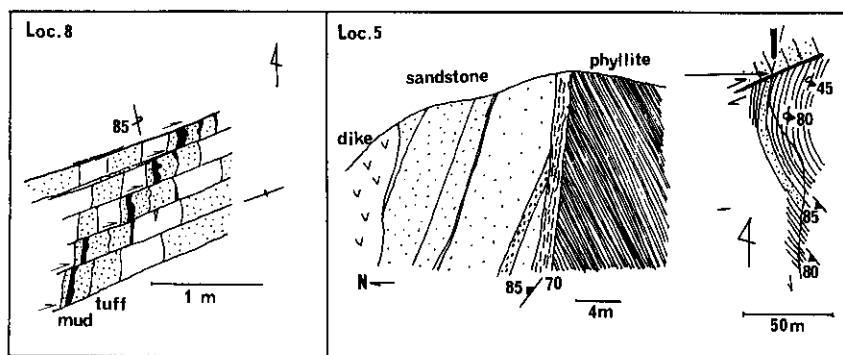


Fig. 7 Occurrences of deformed structures around NE-SW trending faults.
Position of Loc. 5 and Loc. 8 are shown in Fig. 4 and Fig. 3, respectively.

れているのが河床において観察された（第7図）。

Loc. 5 では、厚さ 150 cm の断層破砕帯がみられた（第7図）。断層面の走向・傾斜は $N 70^{\circ}E$ $85^{\circ}N$ である。断層を境に砂岩の卓越した砂岩・泥岩互層（北側）と千枚岩化した泥岩（南側）が接する。南側の千枚岩化した泥岩の壁開は断層付近で $N 30^{\circ}E$ 逆転 $50^{\circ}E$ の走向・傾斜を示すが、断層からはなれると $N 10^{\circ}W$ $70^{\circ}W$ となる。これは断層形成によるひきづりを示すと思われる。

Loc. 3 では $N 70^{\circ}E$ $80^{\circ}S$ の破砕帯がみられたが、断層のセンスを決める手掛りは得られなかった。

4. 岩脈群

前述のように、岩脈は $N 60^{\circ}W \sim N 80^{\circ}W$ 方向のものが卓越する（第8図）。一部 sheet 状のものがあるが大半はほとんど鉛直である。岩質のちがいによる方向性のちがいなどは認められない。岩脈は本地域内の各地に点在してみられるが、ニセイチャロマップ川上流、岩の沢上流に集中して観察される。上支湧別層にも貫入している。

変形史

以上のべた地質構造の特徴から、本地域では以下のような変形史をたどったことがわかる。

- 1) 日高累層群に層面壁開の形成
- 2) 上支湧別堆積盆の形成
- 3) 武華スラストの形成
- 4) 上支湧別構造帯の形成および岩脈群貫入

以下に各構造の形成時代、場などについて検討する。

1. 日高累層群の層面壁開の形成

日高累層群中にみられる層面壁開は層面にほぼ直交した圧縮力により形成されたものであるが、現在のところ、その形成時代、場については必ずしも明確ではない。この層面壁開は前述のように武華衝上断層の上盤側の日高累層群にのみみられるものである。衝上断層の形成に伴う小衝上断層、小褶曲などによって層面壁開が二次的に変形されていることは、この層面壁開が衝上断層の形成に伴うものではなく、それより古いことを示す。この千枚岩の発達する地域は最初にのべたように、南北に広く連続しており（Fig. 1）、より広域的調査により、その形成時代、場などを決める必要がある。

2. 上支湧別層堆積盆の形成

上支湧別層の地質年代については必ずしも明確ではないが、*Comptonia naumani* (NATHORST) が産出することから、中下部中新統と考えられている（長谷川ほか、1961）。また、本地域の上

支湧別層の北への連続である北見滝の上地域の上支湧別層・オシラネップ川層から中期中新世を指示する貝化石・有孔虫が発見されている（宮坂ほか，1980）。上支湧別層およびその相当層の分布は前述した千枚岩分布域とほぼ平行に南北に連続している。このことはこの上支湧別層を堆積した堆積盆が南北に伸びていたことを示し，成因的には千枚岩帯の形成と関係があるのかもしれない。現在の支湧別層の構造は北へ開いた半ベーズン構造であるが，上支湧別層下部層の層厚変化からみると，上位層ほど北へ堆積したものととらえられる。これは堆積時の構造運動を反映したものと見えるかもしれない。北見滝の上地域では上位層ほど北に堆積し，基盤へアバットすることがわかっており（宮坂ほか，投稿中）本地域と同様の現象が起きているとみることが出来る。すなわち，堆積盆の延長方向と平行に沈降域の移動する現象が上支湧別層の堆積盆では起きているのかもしれない。この点に関しては，千枚岩帯と堆積盆形成の関係も含めて今後検討する必要がある。

3. 武華衝上断層の形成

上支湧別層の堆積後，東西性の圧縮によって，日高累層群の千枚岩が上支湧別層の上に衝上し，武華衝上断層が形成された。この衝上断層は，上盤の中の小衝上断層，小褶曲や下盤に形成された壁開から判断すると横ずれ成分はほとんどないと堆定される。

4. 上支湧別構造帯の形成・岩脈の貫入

上支湧別構造帯に伴う断層系は，前述したように，ほとんど鉛直で，直線的に連続した断層であり，断層近傍の千枚岩のひきづり，破碎帯近傍の小断層から判断すると右横ずれ断層と推定される。この断層系より前に形成された武華衝上断層は全てこの断層によって右横ずれの転位を示しており，上記の変形からの堆定と一致している。本地域の3条の断層の総変位量は武華衝上断層を基準にすると，約1,200 mほどである。

岩脈群の貫入時期と上支湧別構造帯の形成時期の関係は直接的には明らかではないが，岩脈の貫入は明らかに上支湧別層堆積後であり，武華衝上断層の形成に伴う変形をうけていないことなどから，上支湧別構造帯の形成とほとんど同時的，もしくはその後であろうと考えられる。

岩脈の卓越方位から求められる σ_{Hmax} はN60°W~N80°Wであり，右横ずれ断層から求められる σ_1 の方向とほとんど一致する。このことは，これらの岩脈は simple shear に伴う引張性割目群に貫入したものであると説明されるかもしれない。

上支湧別構造帯の形成時期，岩脈の貫入時期は，中下部中新統の上支湧別層の堆積後かつ武華衝上断層の形成のあとであることから，おそらく後期中新世以降であろう。

上支湧別構造帯を特徴づける断層系は前述のように右横ずれ断層と推定される。長谷川ほか（1961）は，これらを北落ちの dip-slip fault を考えており，また，この地域の岩脈はほとんどこの断層系の形成と同時に貫入し，岩脈の走向は断層系の走向とほとんど平行と報告していた。このように岩脈と断層系が平行で，しかも同時的に形成されていれば，上支湧別構造線（帯）は力学的に dip-slip がかつ extension fault と考えてもよかったかもしれない。しかし，前述のように，岩脈の多くは断層系と平行ではなく，斜交している。また，地層の分布からみても，武華衝上断層を基準にすると“北落ち”的であり，上支湧別層を基準にすると“南落ち”的と矛盾している。断層付近の変形，off-set などは前述したようにこれらの断層系は右横ずれ断層であることを示している。長谷川ほか（1961）が dip-slip fault と堆定したもう1つの根拠に，断層を境に，“より古期の南北に連続する花崗岩類”がずれていないことをあげている。この指摘された地域は本地域の東に隣接した地域で，筆者らはまだ調査を行っていない。しかし，上支湧別構造帯全体の中でこの地域にみられる3条の断層系に沿う横ずれの総変位量は約1,200 mほどであり，断層1条1条にすれば，より変位量が小さい。花崗岩貫入帯の幅に比し，この変位量が小さいために，ずれが認定しにくかった可能性もある。今後の詳細な調査が必要である。

上支湧別構造帯の日高変成帯の“山脈化”における意義および北部日高帯の構造(予察)

以上のべた、ニセイチャロマップ川流域の地質構造・変形史の意義について考察したい。

木村(1981)は千島弧南西端付近のテクトニクスを論じた際、日高山脈の“山脈化”は後期中新世にはじまる千島弧外帯の西進に起因した前縁での「衝突」によると考えた。そうすれば、小松ほか(1979)の明らかにした日高変成帯の“めくれ上り構造”，宮坂・菊池(1978)の明らかにした日高山脈の隆起時期，千島弧での応力場の転換と網走構造線のわん曲構造の形成(KIMURA, 1981)が統一的に説明されるとのべた。その際、北海道の南半部で、千島弧外帯の延長部のみ限定されている日高変成帯の北縁，すなわち千島弧の内帯と外帯の境界部分の西方延長に、「島弧中央断層」(貝塚, 1972)に相当する右横ずれ断層帯の存在することが想定され，それが上支湧別構造線(帯)に当たるかもしれないとのべた(第9図)。

今回の調査で，上支湧別構造帯が後期中新世以降に形成された右横ずれ断層帯であると，その一部について確認されたことは，形成時期・運動像とも木村(1981)の予想を裏付けたものといえよう。すなわち，上支湧別構造帯の形成は日高変成帯の“山脈化”と同一の運動によって形成されたといえるであろう。また，木村(1981)は上支湧別構造帯の右横ずれ断層群の総変位量は最大50 kmにおよぶかもしれないとのべたが，今回の3条の断層の総変位量とし約1,200 mほどが確認された。今回の調査域は構造帯全体からみるとほんの一部にすぎない。構造帯全体が担った変位量については今後，詳細に決定されなければならない。

さて，今回の調査で上支湧別構造帯の形成に先立って，中下部中新統の上支湧別層堆積後に西から東へつき上げた衝上断層が形成されたことが明らかとなった。また，この衝上断層の形成に伴って上盤の日高累層群には東フェルゲンツの褶曲も同時に形成されている。この東フェルゲンツの構造は北海道中軸帯で従来知られている西フェルゲンツの構造とは正反対の構造である。しかし，この東フェルゲンツの構造は本地域の北約40 kmに位置する北見滝の上地域(第1図，1)においても宮坂ほか(1980)により報告されている。北見滝の上地域にみられるこの構造も本地域と同様，中下部中新統堆積後に形成されたものである。また，本地域および北見滝の上地域の両者とも，北部日高帯の深成岩分布域，千枚岩分布域に含まれ，日高変成帯の“北への延長”と考えられていた地域である。従来，この地域の地質構造の特徴は必ずしも明瞭ではなかったが，全体として東フェルゲンツの構造的特徴をもつのかもしれない。だとすると東フェルゲンツの日高帯北部と西フェルゲンツの pile nappe である日高変成帯(日高帯南部)とは上支湧別構造帯を境に入れかわるものにとらえられるのかもしれない。

この日高帯北部の東フェルゲンツの構造にどのような位置づけを行えばよいのか現在のところ必ずしも明確ではない。しかし，サハリンの地質構造の一般的特徴が東フェルゲンツであることはよく知られており，そことの共通性を示すといえる。日高帯北部を含めた北海道北半部やサハリンは後期中新世以降の千島弧外帯の衝突により構造がさらに複雑になった北海道南半部と異なり，「オ

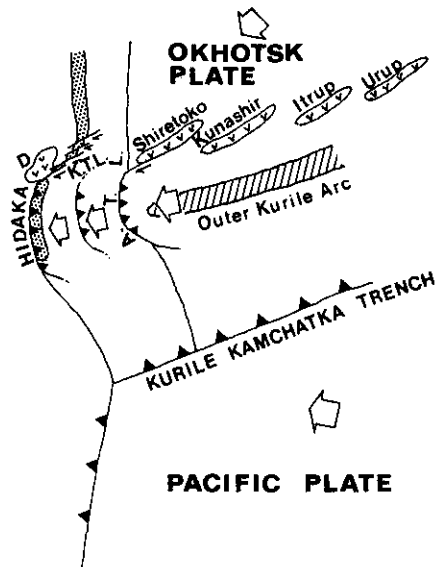


Fig. 9 Tectonic model around the southwestern margin of the Kurile Arc (KIMURA, 1981).

D: Daisetsu volcanos, K.T.L.: Kamishiyubetsu Tectonic Line (Zone), A.T.L.: Abashiri Tectonic Line.

ホーク陸塊とユーラシアプレートの衝突 (DICKINSON, 1978; 岡田, 1979) の運動像をそのまま復元できる重要な地域である。今後の詳細な研究が期待される。

謝 辞

筆者らは日頃、松井愈教授・河内晋平助教授をはじめ北海道大学教養部地学教室の皆様にご指導いただいている。また、新潟大学の小松正幸助教授をはじめ、北海道地質構造研究会の方々には多くの議論をしていただいた。上記の方々に厚く感謝の意を表す。

文 献

- DEN, N. and Hotta, H., 1973: Seismic refraction and reflection evidence supporting plate tectonics in Hokkaido. *Papers in Meteorology and Geophysics*, 24, 31-54.
- DICKINSON, W.R., 1978: Plate tectonic evolution of North Pacific Rim. *Jour. Phys. Earth*, 21, Suppl., s1-s19.
- 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」および同説明書, 44 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, 21, 1-8.
- 掘越毅, 1972: 日本列島の造山帯とプレート. 科学, 43, 665-673.
- 舟橋三男・橋本誠二, 1951: 日高帯の地質. 地団研専報, 6, 1-38.
- 貝塚爽平, 1972: 島弧系の大地形とプレート・テクトニクス. 科学, 42, 573-581.
- 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.
- KIMURA, G., 1981: Abashiri Tectonic Line, with special references to the tectonic significance of the southwestern margin of the Kurile Arc. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido University*, IV, 21, 95-111.
- 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, 地質学会第86年大会要旨, 289.
- KOMATSU, M., KIMURA, G., and MIYASHITA, S., 1981: Oceanic and island arc type crust junctions in Hokkaido. *Abstract in Oji international seminar on accretion tectonics*, 31.
- 宮坂省吾・菊池昂哉, 1978: 新第三紀における日高変成帯の上昇運動. 地団研専報, 21, 139-153.
- 宮坂省吾・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—北見滝の上地域の中新統層序一, 地球科学, 34, 63-72.
- 宮坂省吾・紺谷吉弘・君波和雄・木村学・保柳康一・山口昇一・高橋功二・松井愈, 投稿中: 北部日高帯・北見滝の上地域における造構史. 地球科学.
- 宮下純夫, 投稿中: 変成オフィオライト, 日高変成帯西帯の地質(1)—オフィオライト層序の復元, 地質雑.
- 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., 1980: Sedimentary environments on and around island arcs; an example of the Japan trench area. *Precambrian Research*, 12, 115-139.