

島弧会合部のテクトニクス

— 北海道の場合 —

Tectonics of the arc-arc Junction with special reference to Hokkaido

木村 学*

Gaku KIMURA

I. 北海道のテクトニクスをめぐる最近の議論

北海道は現在、千島弧と東北日本弧との会合部に位置し、海溝・火山列・深発地震面等深線などからみると両島弧は西南北海道付近で会合していることはよく知られている。しかし、地質構成として北海道をみた場合、その形態はより複雑である。すなわち、北海道は一般に、西南北海道・中央北海道・東北海道の3つの地質区に分けられている。西南北海道は東北日本弧の延長であり、東北海道は千島弧に属し、そして中央北海道はサハリンへつながる suture zone（ユーラシア・プレートと北米あるいはオホーツク・プレートとの境界）を形成している。島弧会合部としての北海道の形成過程の解明のためには、これらのそれぞれがどのような造構史を経て形成され、現在の形態をとるに至ったかが明らかにされなければならない。

かつて、北海道の形成過程は日本の中で典型的な“地相斜造山運動”の復元されるどころ（舟橋・橋本，1951；MINATO et al., 1965）として注目されたが、近年、その造構史は大きく見直されつつある。

プレート・テクトニクスの登場によって、北海道は2つの相異なる陸塊の衝突によって形成されたたとえられるようになってきた（掘越，1972；DEN and HOTTA, 1973；MIYASHIRO, 1977；DICKINSON, 1978；岡田，1979；OKADA, 1980；ISHIZUKA et al., 1981；KOMATSU et al., 1981, 1982；KIMINAMI and KONTANI, 1982など）。当初、この衝突以前の中生代の subduction はカムイコタン帯と日高帯の“対”の変成帯の存在を根拠に、東へ傾いていたと考えられた（掘越，1972；DEN and HOTTA, 1973）。しかし、“対”をなす両者の形成時代が異なることから、中生代には大陸側すなわち西方への subduction があったと考えられるようになり、北海道の東半部は“オホーツク陸塊”沿いの passive margin のものと考えられるようになった（DICKINSON, 1978；岡田，1979；OKADA, 1980）。その後、この西側への subduction は、一部で obduction を伴うこと（石塚，1980）、subduction complex の存在すること（WATANABE, 1982）等、より詳細にされ、カムイコタン帯における高圧変成岩類の地表への露出は oblique subduction による可能性のあることや、沈み込んだ物質の再循環過程が考えられる（ISHIZUKA, et al., 1981；石塚，今泉，1982；前川，1982）などその運動像がさらに正確にされつつある。

一方、北海道の東半部の位置づけについて KIMINAMI and KONTANI (1982) は主に堆積物や岩相の検討から“オホーツク陸塊”の縁辺は passive margin ではなく、西側と同様の active margin であり、東側への subduction が存在した可能性を指摘している。これらの運動様式やその時代については最近、急速に解明されつつある日高累層群の年代や異地性岩塊の認識などによってより正

* 北海道大学理学部地質学鉱物学教室，現所属：香川大学教育学部地学教室

確にされなければならない。また、最近、オホーツク海より北方のシベリヤやアラスカは、より南方にあった地質体が次々と accrete して形成されたと考えられるようになってきており (FUJITA, 1978; CHURKIN et al., 1980 a, b, 1982; MCELHINNY et al., 1981; BEN AVRAHAM et al., 1981; NUR and BEN AVRAHAM, 1982; STONE et al., 1982 など), その関係で、より南側に位置するオホーツク陸塊やその縁辺部の位置づけも検討されなければならない。

古第三紀ないし新第三紀に起った日高帯の火成活動・変成作用の位置づけについては、これまで北海道西部の東に向っての subduction に伴う島弧 (MIYASHIRO, 1977; HORIKOSHI, 1981), あるいは太平洋プレートの西への subduction に伴う古千島弧としての島弧 (岡田, 1979; OKADA, 1980; ISHIZUKA et al., 1981) との考え方が出されている。しかし、主に第三紀以降のテクトニクスについて検討した KIMURA et al., (1982) は日高帯の火成活動に伴うものと同様の火成岩類は北海道からサハリン中北部まで点々と連続するが、これを島弧の活動と考える時に必要な第三紀の subduction 帯が西あるいは東側に存在したと考えるのは極めて困難であることを指摘した。そして中央北海道からサハリンにいたる地域は古第三紀以降、ユーラシア・プレートと北米 (もしくはオホーツク) プレートの衝突が起こっているが、この衝突に伴う火成活動・変成作用と考えてはどうかとの提案を行なった。日高帯の火成活動の性格づけ (石原・寺島, 1980; MAEDA et al., 1982) や変成作用 (小松ほか, 1982; OSANAI et al., 1982) の実態が急速に解明されつつあるが、それらをもとにより正確に位置づけられなければならない。

現在の島弧が形成される過程の新第三紀から第四紀にかけての北海道のテクトニクスについても最近、相次いでそのモデルが出されている (貝塚, 1972, 1980; KAIZUKA, 1975; 藤井・曾我部, 1978; KIMURA, 1981; 木村, 1981; KIMURA et al., 1982)。それらはいずれも千島弧が西進し、その南西末端付近で東北日本弧あるいは中央北海道と衝突していることを示している。KIMURA (1981), 木村 (1981) はこの衝突が後期中新世に開始され、2つの異なる地殻の“めくれ上り”, 接合による日高変成帯 (小松ほか, 1979, 1982, KOMATSU et al., 1982) の山脈化の原因であることを指摘した。また、木村 (1981), KIMURA et al., (1982) はこの千島弧の西進と衝突は直接的には太平洋プレートの千島・カムチャッカ海溝での oblique subduction と千島弧南半部の火山フロント付近での decoupling にその原因があるとし、前述したユーラシア・プレートと北米プレートとの衝突とは区別されることを指摘した。また同時に、この“2つの衝突”は中央北海道南部で後期中新世以降重複していることも述べている。

以上の今日までの北海道のテクトニクスをめぐる議論によって、詳細については解明すべき問題が数多く残されているが、北海道の形成は中生代を通じての subduction, accretion 過程、そのうちの白亜紀末～古第三紀における2つの陸塊の衝突、そして後期中新世以降、この衝突に千島弧と東北日本弧の衝突が重複したとしてとらえられそうである。

本論文では、第三紀以降のこの2つの衝突の運動像と北海道における島弧会合の様式について検討する。

II. 右横ずれ構造帯としての中央北海道・サハリン

中央北海道からサハリンにかけては白亜系から第三系にいたる厚い堆積物が分布しているが、これらの変形様式から第三紀以降に起こったテクトニクスを知ることができる。サハリンおよび中央北海道における第三紀以降に形成された構造的特徴について概観する。

サハリン：サハリンには南北方向の2条の主要な断層系、すなわちサハリン中央部を走る“中央サハリン断層系” (ZANYUKOV, 1971) と東海岸沿いから東サハリン山脈に至る“東サハリン断層系” (仮称) を認めることができる (Fig. 1)。

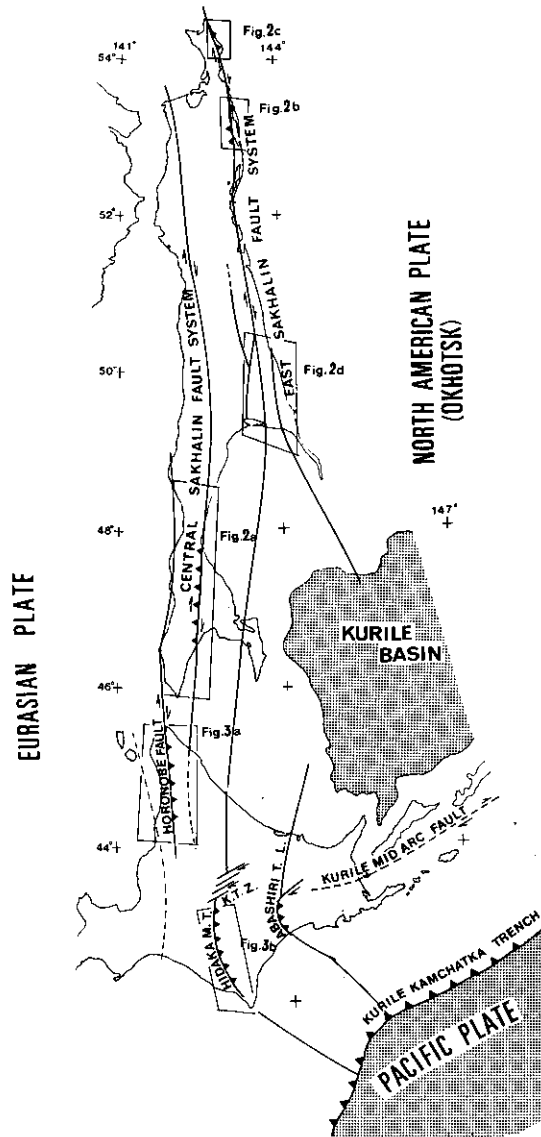


Fig. 1 Fault systems in Hokkaido and Sakhalin.

K. T. Z.: Kamishiyubetsu Tectonic Zone, Hidaka M. T.: Hidaka Main thrust, Abashiri T. L.: Abashiri Tectonic Line. This map also shows the areas described in Figs. 2 and 3.

中央サハリン断層系 (ZANYUKOV, 1971) ; この断層系は南部サハリンでは Tym' Poronay 断層とよばれているが, Tym' Poronay 断層は古第三紀末以降の上昇帯である断層より西側の白亜系~第三系の地塊と東側の低地帯の境界となっている。多くの研究者がこの断層系について研究している (TOKUDA, 1926 ; MELNIKOV, 1970 ; ZANYUKOV, 1971 ; ROZHDESTUENSKIY, 1975 ; 1976 ; MELANKHORINA, 1976 ; MELANKHORINA and MOLCHANOVA 1977 ; KHARAKHINOV et al., 1979 など) が, 多くはこの断層系を東フェルゲンツの逆断層もしくは衝上断層と考えている。しかし, TOKUDA

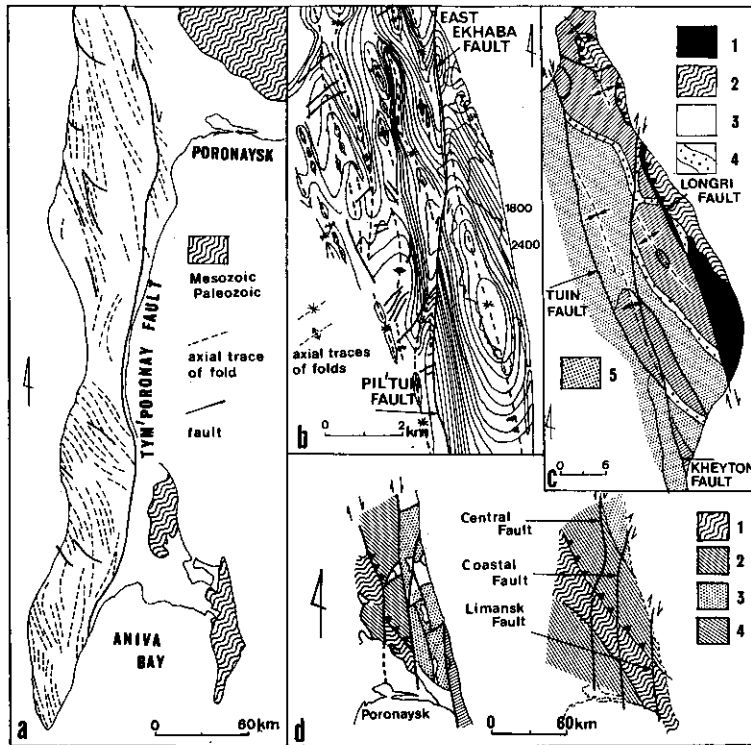


Fig. 2 Structural map of Sakhalin. a: structural map of southern Sakhalin (modified after MELNIKOV, 1970), b: Strike line map near the Pil'Tun Bay in the northeast coast of Sakhalin (ROZHDESTVENSKIY, 1975), c: Geologic outline of the Schmidt Peninsula in northern Sakhalin (ROZHDESTVENSKIY, 1972), 1: serpentinized peridotite, 2: tectonic breccia and Jurassic to Lower Cretaceous sediments, 3: Upper Cretaceous sediments, 4: Neogene basal sediments, 5: Neogene sediments, d: Geologic outline of the East Sakhalin Mountains and reconstructed structure, 1: Paleozoic strata, 2: Mesozoic sediments, 3: Mesozoic siliceous sediments, 4: Upper Cretaceous sediments (modified after ROZHDESTVENSKIY, 1975).

(1926), ROZHDESTVENSKIY (1975; 1976)はこの断層系はむしろ右横ずれ成分の卓越した断層系であることを指摘している。

このことは以下の事実から推定されている。①断層近傍と断層の西側の地塊の白亜系や第三系は明瞭に雁行配列する褶曲を形成しており、褶曲の軸はNW-SE方向にのびている (Fig. 2 a)。さらに二次的なNW-SE方向の逆断層や衝上断層も多く発達している。②また、主断層に沿って中期中新世に貫入した火山岩脈が多く観察されているが、その岩脈の方向はNE-SW方向であり、南北性の主断層の方向と斜交している。さらに、主断層に沿って、現在の泥火山が多数観察されているが、それらの方向はNE-SW方向である。③主断層の方向は場所によって若干変化しているが、そのセンスをみると主断層のNNW走向の部分は逆断層の性格が強く、NNE走向の部分はほとんど鉛直の傾斜をもっている。以上のことは、この“中央サハリン断層系”が右横ずれ成分の卓越した断層と考えると全てが説明される。

MELNIKOV (1970), ZANYUKOV (1971), MELANKHOLINA and MOLCHANOVA (1977)によれば、断

層系より西側の白亜系～第三系の地塊が上昇し、褶曲が形成され、“中央サハリン断層系”が明瞭に運動を開始したのは古第三紀末～初期中新世であり、最も強いアクメは後期中新世から鮮新世であると考えられている。

東サハリン断層系：サハリンの東海岸沿いから東サハリン山脈にかけて多くの南北方向の断層が発達している。これらは1つの断層系を構成していると考えられるので筆者らはこれを仮に東サハリン断層系と呼んだ (Fig. 1) (KIMURA et al., 1982)。これらはシュミット半島の Tuin, Kheyton そして Longri Fault (Fig. 2c), サハリン北部海岸の East Ekhaba, Pil'tun Fault (Fig. 2b), そして東サハリン山脈の Central, Coastal そして Limnask Fault (Fig. 2d) などである。それらの運動像は ROZHDESTVENSKIY (1972, 1975), ROZHDESTVENSKIY and RECHKIN (1975) によって述べられている。以下、それらに基づいて簡単にその運動像について記す。

シュミット半島では主に超塩基性岩、はんれい岩、ジュラ系へ下部白亜系の緑色岩からなる Vostochy Range の西側に南北性の3条の断層, Tuin, Kheyton, Longri の各断層が走っている。Vostochy Range の岩石は西側の上部白亜系の上に衝上しているが、より南では鉛直な Longri Fault で両者は接している (Fig. 2c)。この断層面上には数多くの水平な条線が観察されている。ROZHDESTVENSKIY (1972) はこの断層による水平変位は、第三系の off-set を根拠に右に約 7 km ずれているとのべている。また、Kheyton Fault と Tuin Fault は中新統、鮮新統をも切っている。上部白亜系と中新統の地層は激しく褶曲しているが、その褶曲軸の走向は Tuin Fault や Kheyton Fault の走向とは斜交して北西-南東である。これらの褶曲は断層沿いの右横ずれ転位に伴って形成されたものと考えられており、そうすると、この3つの断層の総変位量は約 20 km になる。ROZHDESTVENSKIY (1972) は、この運動が最も激しかったのは後期中新世から鮮新世にかけてであろうとのべている。

シュミット半島における Longri Fault はサハリン北東海岸ピルトウン湾近くの East Ekhaba Fault と Pil'tun Fault へ連続している。East Ekhaba Fault は東へ傾斜しているが Pil'tun Fault は逆に西へ傾斜している、しかしこの両者は連続している。これらの断層周辺の新第三系は褶曲しているが、その形態はシュミット半島と全く同様で、雁行状に配列する特徴をもつ (Fig. 2c)。以上のことはシュミット半島と同様に南北にのびる East Ekhaba, Pil'tun の両断層とも右横ずれ成分の卓越した断層であることを示している。さらにこの地域には二次的な北西-南東方向の逆断層や衝上断層、北東-南西方向の正断層も多数発達しており、これらは南北性の走向移動成分の卓越した主断層に伴って形成されたとすると合理的に説明できる。

東サハリン山脈 (Fig. 2d) は主に中生層の緑色岩・チャートや砕屑岩からなり、それらがメランジを構成している (ROZHDESTVENSKIY and RECHKIN, 1975)。これらは南北性の新しい断層によって転位されている。ROZHDESTVENSKIY (1975), ROZHDESTVENSKIY and RECHKIN (1975) は山脈の造構史を以下の様にのべている。東サハリン山脈側が西サハリンに対し underthrusting する運動が後期白亜紀に行なわれたが、その運動は白亜紀～古第三紀にかけて終了した。その後山脈は隆起し、衝上覆瓦構造をもつ山脈は南北性の右横ずれ断層によって寸断されて現在の複雑な地質構造をとるに至ったと考えられる (Fig. 2d)。

以上のようにサハリンにみられる特に第三紀以降に作られた地質構造は、南北方向の右横ずれ成分の卓越した断層系とそれに伴う二次的な構造要素によって特徴づけられるといえそうである。

中央北海道：中央北海道は南北方向の4つの地質帯に区分することができる。すなわち、西から東へ石狩-天塩帯 (仮称)・カムイコタン帯・日高帯・常呂帯である (Fig. 3c)。中央北海道の第三紀以降の造構史はこれらの中で、石狩-天塩帯と日高帯の地質構造の特徴から復元することが出来る。

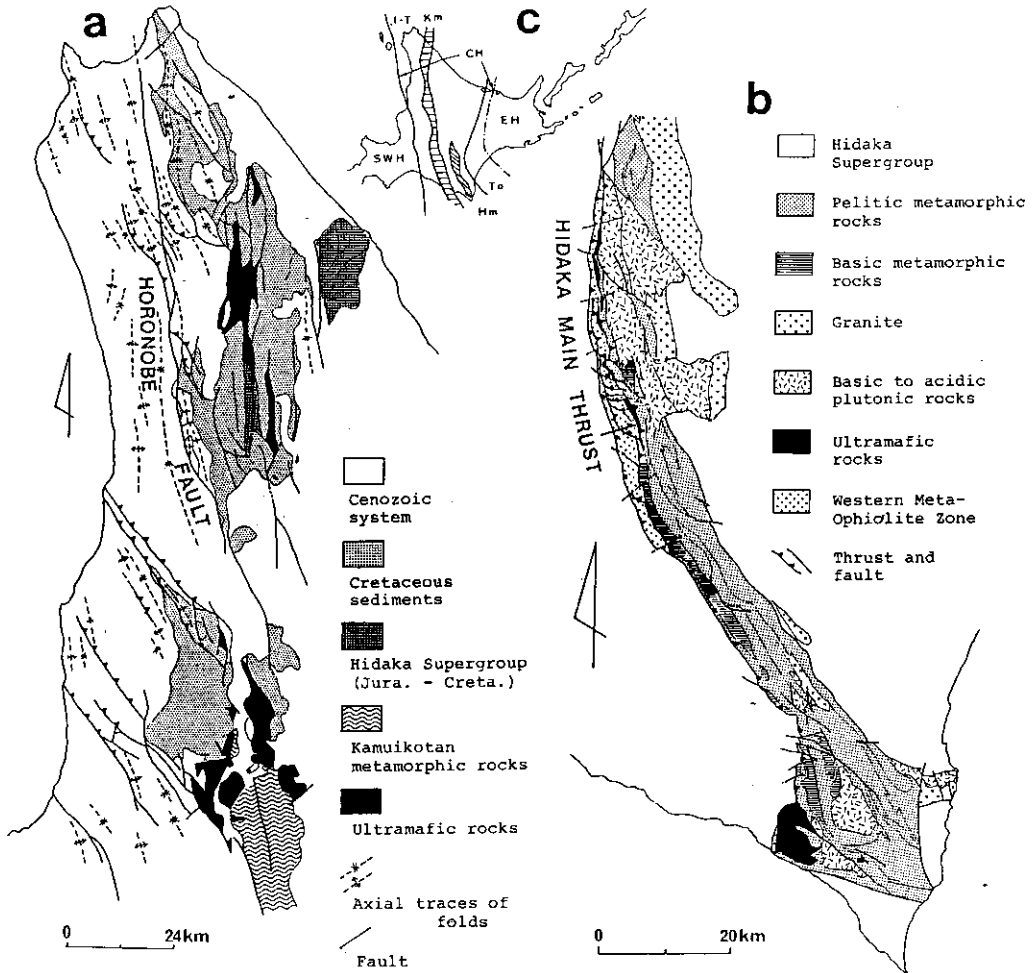


Fig. 3 (after KIMURA et al., 1982)

a : Structural map of the northern Ishikari-Teshio Belt, b : Geologic outline and structure of the Hidaka Metamorphic Belt, c : Geologic division of Hokkaido, SWH: Southwestern Hokkaido, CH: central Hokkaido. I-T: Ishikari-Teshio Belt, Km: Kamuikotan Belt, Hm: Hidaka Metamorphic Belt, Hi: Hidaka Belt, To: Tokoro Belt.

石狩-天塩帯には白亜系・古第三系・新第三系が厚く堆積している。これらの地層は褶曲しているが、褶曲度はこの地帯の北部と南部で大きく異なる。すなわち、北部の褶曲の褶曲度は大部分は gentle から open であるのに対し、南部の褶曲は強く変形し、tight から isoclinal となっている (Fig. 4)。また、この地帯の褶曲や衝上断層はサハリンのそれとは対照的に西フェルゲンツである。前述した中央サハリン断層系は北海道へは石狩-天塩帯とカムイコタン帯の境界付近へ連続するものと思われる。北海道北部の石狩-天塩帯の中にみられる幌延断層はサハリンの西海岸へ連続するものと思われる (Figs. 1, 3 a) (KHARAKHINOV et al., 1979)。また、石狩-天塩帯北部の地質構造は以下の特徴がある。褶曲軸や二次的な衝上断層や逆断層の個々のものは北西-南東方向の走向をもちながら全体として南北に雁行状に配列しており、前記の幌延断層付近ではそれが明瞭である

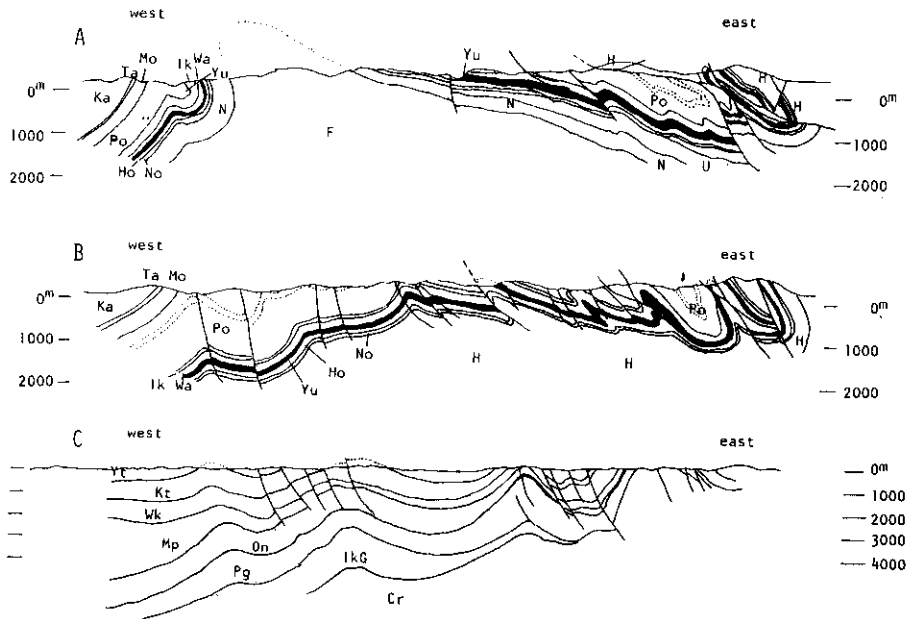


Fig. 4 Geologic profiles in the Ishikari-Teshio Belt.

A and B: East-west geologic profiles of the Ishikari coal field in the southern Ishikari-Teshio Belt (after SHIMOGAWARA, 1963). Ka: Kawabata Formation, Ta: Takinoue Formation, Mo: Momijiyama Formation, Po: Poronai Formation, Hi: Hiragishi Formation, Ik: Ikushyunbetsu Formation, Wa: Wakanabe Formation, Yu: Yubari Formation, No: Noborikawa Formation, N: Nakagawa Formation, H: Hakobuchi Formation, U: Urakawa Formation, F: Furano Formation. C: East-west geologic profile south to Wakkanai in the northern Ishikari-Teshio Belt (after Mining committee of natural gas, 1979). Yt: Yuchi Formation, Kt: Koitoi Formation, Wk: Wakkanai Formation, Mp: Magaripuchi Formation, On: Onishibetsu Formation, Pg: Paleogene strata, IKG: Ishikari Group, Cr: Cretaceous strata.

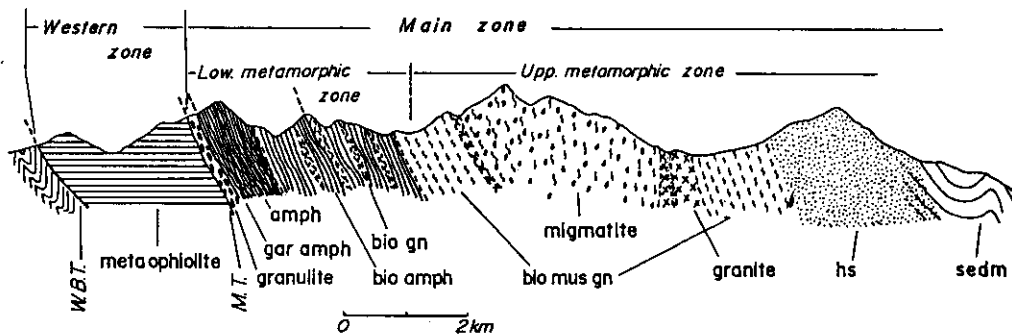


Fig. 5 Geologic section of the Hidaka Metamorphic Belt from west to east at the Koiboku-Shibichari gawa and Satsunai gawa areas (after OSANAI et al., 1982). W. B. T.: Western boundary Thrust, M. T.: Hidaka Main Thrust.

(Fig. 3a)。このことは幌延断層が右横ずれ成分を持つことを示している。サハリンと北海道では前述した様に褶曲や断層のフェルゲンツは逆になっているが、共に右横ずれ成分をもつという点では大変類似し、共通した特徴であるといえる。北海道のこれらの構造も主に中～後期中新世から鮮新世に形成されている点も共通しているといえる。

日高帯の南半部を占めて日高変成帯が分布している。最近、この日高変成帯についての新見解が次々と公表されている(小松ほか, 1979, 1982; KOMATSU et al., 1982; MIYASHITA, 1982; OSANAI et al., 1982; MAEDA et al., 1982 など)。それらによると日高変成帯は以下のようにとらえることが出来る。日高変成帯は2つの互いに相異なる地質单元, すなわち変成したオフィオライトからなる西帯と, グラニュライト・片麻岩・ミグマタイト・花崗岩などの大陸性もしくは島弧の地殻とみなせる主帯から構成され, それらはそれぞれの下部を接する形でめくれ上っている。そして, その境界部は厚いマイロナイト帯(日高主衝上断層)となっている(Figs. 3b, 5) 変成作用・火成活動は約40 Ma から17Ma すなわち古第三紀から中新世であり(橋本, 1976; 柴田・石原, 1981), 主帯の変成作用は複変成作用をいまのところ考える必要はない(小松ほか, 1982)。

また, 日高変成帯にみられる構造的な特徴とくに日高主衝上断層の運動像について, 宮下(1982), MIYASHITA(1982), 木村(1981), KIMURA et al., (1982) は KIZAKI(1972) によってなされた主帯の構造的な特徴や西帯の構造的な特徴から, 右横ずれ成分をもった衝上断層であることを明らかにした。同様の結果は, 日高主衝上断層のマイロナイト帯の調査を行なった OSANAI et al. (1982) によって得られている。すなわち, 主帯のミグマタイトや花崗岩は大半が北から南へ進入しており(KIZAKI, 1972), 日高主衝上断層の西側の西帯は北西-南東方向の二次的な衝上断層群によって寸断されている(MIYASHITA, 1982; 宮下, 1982), そして西帯のこの変形は変成作用と同時的に起こっている(MIYASHITA, 1982)。またマイロナイト帯の中の小変形構造から求めた最大圧縮主応力の方向はマイロナイト帯の foliation の方向と斜交している(OSANAI et al., 1982)。以上のことは日高主衝上断層の運動が変成作用時(古第三紀～中期中新世)から右横ずれ成分をもって進行したことを示しており, その後, 中新世末に至って一挙に山脈化し(宮坂・菊池, 1978), 現在の“めくれ上った”構造をつくるに至ったといえる。

中央北海道-サハリンの第三紀以降の運動像: 以上, サハリンから中央北海道へ至る地域の主に第三紀以降に形成された地質構造について, その特徴を概観した。サハリンの褶曲や断層系のフェルゲンツの多くは北海道のそれと異なる。しかし, 共に右横ずれ成分をもつこと, その最も強い運動の時期が中後期中新世から鮮新世頃であることなどは明らかに共通している。サハリンから中央北海道にかけての第三紀以降の構造運動は, 単純な東西方向の短縮ではなく, 右横ずれ成分も同時にもつ transpression tectonics (READING, 1980) が起こった地帯ととらえられる。この地帯は最初のべたように, 現在はユーラシア, 北米両プレートの衝突境界であるから, 以上のことは, この衝突の様式が“斜め衝突”であったことを意味している(Fig. 7)。

では何故に“斜め”であり, また, その最も強い運動時期が中後期中新世ないし鮮新世にかけて起こったのか? このことを大西洋中央海嶺の両側の fracture zone や磁気異常縞模様から, ユーラシア, 北米両プレートの相対運動について検討した PITMAN and TALWANN(1972) に基づいて考えてみる。北米を基準にすると 38 Ma ~ 9 Ma B. P. の両プレートの回転の極は 63.5°N 131.6°E, でこの間の角速度は 1.76×10^{-7} dg/yr, 9 Ma B. P. 以降は極が 68.0°N 137.0°E 角速度が 2.78×10^{-7} dg/yr である。この 38 Ma ~ 9 Ma B. P. の極で両プレートが回転すると, サハリンから北海道にかけてのプレート境界がつくる大円上にこの極が位置しないので, このプレート境界では斜めに衝突することになる。また, 9 Ma 以降は回転の極がより北へずれているので, サハリン・北海道はそれ以前より回転の極から遠くに位置することになり, すでに衝突しているわけであるから, よ

り両者の短縮する速度は大きくなる。加えて角速度がそれ以前より大きいわけであるから、より強く衝突が進行することになる。すなわち、現象的に強い構造運動が中後期中新世から鮮新世に起こっていることと調和的であるといえそうである。ただ後述するように、日高変成帯の山脈化には千島弧外弧の衝突というもう一つの要素が加わっている。

このユーラシア・北米の両プレートの衝突は白亜紀末～古第三紀に開始されたと考えられている(岡田, 1979; OKADA, 1980; DICKINSON 1978; KIMINAMI and KONTANI, 1982; KOMATSU et al., 1982)。前述した日高帯の火成活動・変成作用などはこの衝突が開始されたあとに起こっていることになる。東サハリン山脈やシュミット半島の深成岩類の活動, 中央サハリン断層系に沿う中新世の火成活動, そして日高帯のもの, である。現在までのところ, この南北に延長した地帯に起こった第三紀の火成活動の位置づけについては, 東から西への subduction に伴うもの, すなわち古千島弧的な位置づけとしてのモデル(岡田, 1970; OKADA, 1980)と, 逆に西から東への subduction に伴う島弧(堀越, 1972; HIRIKOSHI, 1981; MIYASHIRO, 1977)の両者のモデルが出されている。しかし, 筆者ら(KIMURA et al., 1982)はその第三紀の subduction 帯を中央北海道からサハリンに至る地帯の西側あるいは東側に想定することは極めて困難であることを指摘し, むしろ別の造構的背景によるもの, たとえば“衝突帯の火成活動”として考えられないかどうかを提起した。この点で石原・寺島(1980)や MAEDA et al., (1982)による岩石学的観点からの問題提起は興味深い。

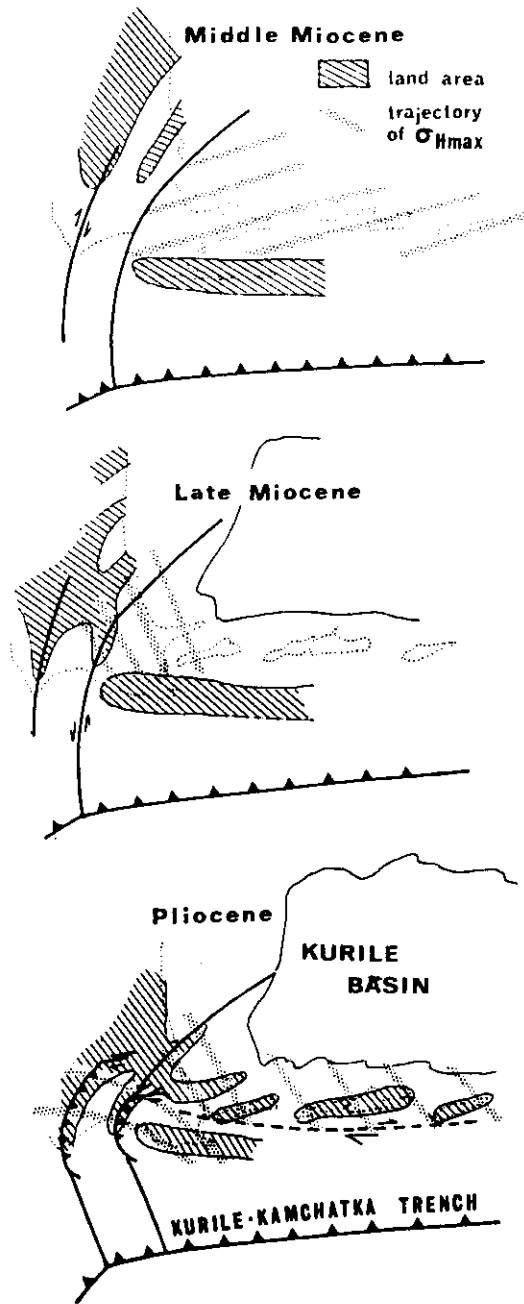


Fig. 6 Tectonic history near the southwestern margin of the Kurile Arc (after KIMURA, 1981).

Ⅲ. 千島弧南西端における千島弧外弧の衝突と内弧の造構応力場

千島弧南西端付近における新第三紀以降の造構史について, 筆者は以前にその総括を試みた(木村, 1981)。それは概括すると以下のようなものである (Fig. 6)。

中期中新世頃, 千島弧の内帯では伸張テクトニクスが進行し, 全体が沈降域であった。この時,

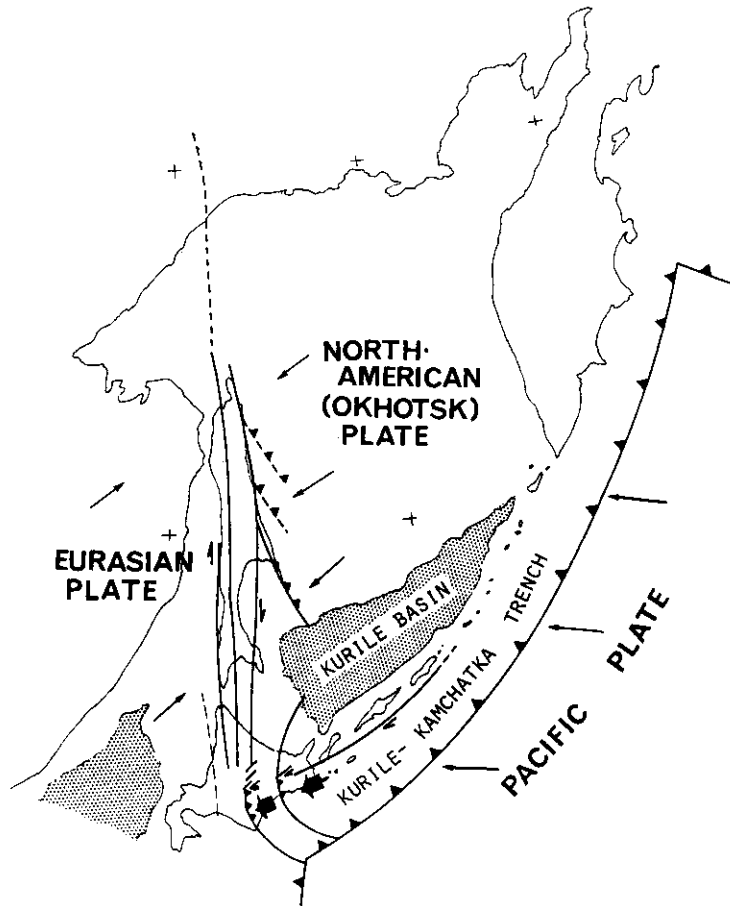


Fig. 7 Tectonic framework near Hokkaido and Sakhalin.

The oblique collision of the Eurasian Plate and the North-American (or Okhotsk) Plate took place along central Hokkaido and Sakhalin after Paleogene or Early Miocene. At the southwestern end of the Kurile Arc, the frontal Kurile Arc also collided with the Tohoku Arc after Latest Miocene, caused by the oblique subduction of the Pacific Plate along the Kurile-Kamchatka Trench.

外帯は弱い圧縮の応力場であっただろう。後期中新世に入り様相は一変し、内弧では隆起がはじまり、圧縮のテクトニクスが開始された。そしてこの初期に、東北海道と中央北海道を分ける網走構造線に沿って、若干の右横ずれ変位が起こった。圧縮応力場はその後継続し、中新世末頃になると、歪の集積は火山フロント付近での decoupling を引き起こし、千島弧中央断層沿いに右横ずれの運動を起こし、千島の火山弧の雁行配列を形成した。さらに、千島外弧の南西端部では、千島弧中央断層沿いの右横ずれによる外弧の南西進によって衝突が起こり、網走構造線南部の衝上、わん曲や西に凸な日高山脈の急激な上昇、そして前述した石狩-天塩帯の北部に比べ著しく変形の強い南部の褶曲や衝上断層群など強い変形が引き起こされた。先に日高山脈のところでのべた中新世末の山脈の急激な上昇や、めくれ上り構造はユーラシア、北米両プレートの衝突にこの千島弧外弧の衝突が加わって形成されたものである (Fig. 7)。木村 (1981) は火山フロント沿いの右横ずれ変位の起こったのは網走構造線南部と北部の境界付近 (KIMURA, 1981) と上支湧別構造帯であろう

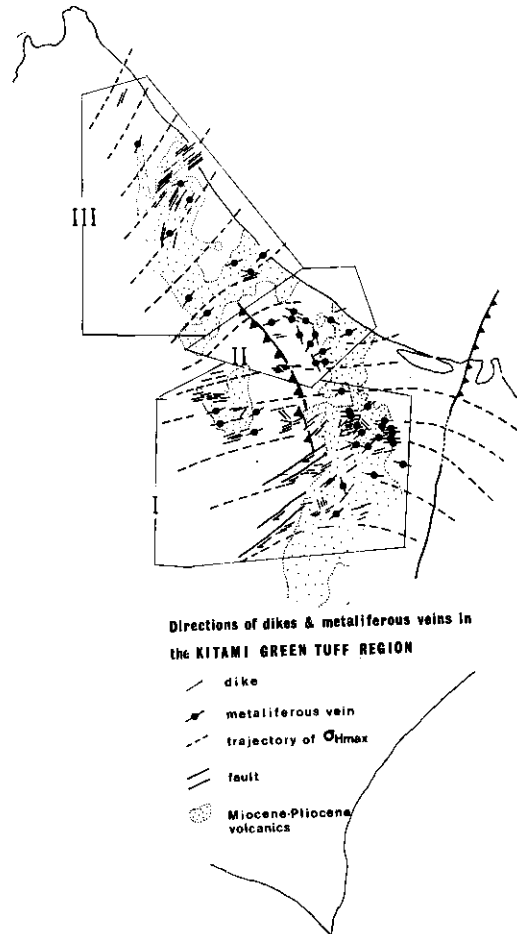


Fig. 8 Trajectory of σ_{HMAX} deduced from directions of volcanic dikes and metaliferous veins from Late Miocene to Pliocene in the Kitami "Green-Tuff" Region.

とのべたが、その後の調査によって上支湧別構造帯の運動像や形成時期がこのモデルと極めて調和的であることが明らかとなった（木村ほか，1982）。

千島弧内弧に属する知床半島地域については以前にその構造的特徴や岩脈の卓越方位などから、その造構史や応力場変遷史についてのべた（木村，1981）ので、今回は内弧の中でも、前述の中央北海道の日高帯に属する、いわゆる“北見グリーン・タフ地域”の特徴について若干検討する。

北見グリーン・タフ地域の火成活動は、最近の年代測定を参考にすると中後期中新世に開始されたととらえることが出来（柴田ほか，1981）、このことは層序学的にも支持される（宮坂ほか，1980，1982）。また、鮮新世には流紋岩と玄武岩の両者が噴出しており、bimodalな火成活動が起こっている。知床半島では中期中新世には既に活発な火山活動が起こっており、北見グリーン・タフ地域では明らかにこれより遅れて火成活動が開始されている。また、知床半島地域は第三紀を通じてほとんど安山岩の卓越した火成活動なのに対し、北見地域は明らかにそれと異なっている。これらの知床地域と北見地域の違いに対し、これまでその造構的背景については必ずしも明確な説明は与えら

れてはいない。

北見グリーン・タフ地域にはかつて稼行されていたものを含めて数多くの鉾脈型鉾床が胚胎している。それらの資料から、いわゆる champion vein とよばれるものを中心に卓越方向を検討した*。また、これまで筆者らの行なった岩脈方位（宮坂ほか，1980，1982；木村ほか，1982など）と図幅調査による岩脈方位*をまとめて示したのがFig. 8である。この図から以下の特徴を見ることが出来る。①北見グリーン・タフ地域の南部ではほとんど東西の鉾脈と岩脈が卓越している（Fig. 8, I）。②北見グリーン・タフ地域の北部（Fig. 8, III）では南部と異なり、北東-南西方向の鉾脈・岩脈が卓越している。③その間の地域（Fig. 8, II）では岩脈は東西のものが多いが、鉾脈の方向は乱れ、比較的南北方向のものが多いようにもみえるが明瞭ではない。層序学的にいえば、これらの岩脈や鉾脈の多くは後期中新世～鮮新世のものと考えられ、厳密な検討は今後の課題だが、少なくとも南部と北部（Fig. 8, I, III）は卓越方向が一定なので σ_{Hmax} は一定であり、 σ_{Hmax} と σ_{Hmin} が入れ変わるような造構応力場の転換はなかったといえる。

南部地域（Fig. 8, I）は木村ほか（1982）の示した上支湧別構造帯の地域と一致しているが、この地域の岩脈・鉾脈は前述のようにほぼ東西であり、従って σ_{Hmax} は東西である。この地域は木村ほか（1982）でのべたように後期中新世以降、ほぼ北東-南西方向の右横ずれ断層群の発達したところであるので、この関連で考えると、 σ_{Hmax} は σ_1 に一致し、応力場は「横ずれ断層型」であると考えられる。また、この地域では山岸・松波（1975）によれば、中新世末以降に多くの陥没による湖盆が作られたことがのべられている。このことが従来、藤田（1973）のいうグリーン・タフ地域での現象と共通することを考えられていた（たとえば藤田・吉谷（1979））。しかし、この湖盆の分布が、上支湧別構造帯と一致していることは、これらの湖盆が、上支湧別構造帯の右横ずれ断層運動に伴って生じた局所的引張による pull-apart basin (BURCHFIELD and STEWART, 1966; CROWELL, 1974; RODGERS, 1980) と考えると全体が統一的に説明されるように思える。このことは陥没盆地自身やその周辺の詳細な構造解析によって今後実証されなければならない。

北部と南部の中間のII地域（Fig. 8）は鉾脈は前述のように複雑な様相を呈している。ただ、岩脈はほとんど東西であり、宮坂ほか（1980）によれば、ほぼ南北方向の逆断層群が後期中新世頃に形成されている。岩脈の貫入はこの逆断層の形成時期とほとんど一致していると思われる（宮坂ほか，1980）ので、この時の応力場は岩脈から求められる σ_{Hmax} が σ_1 と一致する「逆断層型」のものであったと思われる。鉾脈の方向の不調和なことについては地域的乱れなのか、時期の違うものを一括しているのか、今後、明確にしなければならない。

北見グリーン・タフ地域の北部（Fig. 8, III）は岩脈・鉾脈の卓越方位からすると後期中新世～鮮新世の σ_{Hmax} は北東-南西であったことになる。ただ、これが σ_1 か σ_2 かは他の資料がなく、今後の問題である。

岩脈や鉾脈などから、北見グリーン・タフ地域の造構応力場について予察的に概観したがそれらは以下のようにまとめられる。①時代的には後期中新世～鮮新世の応力場を示しており、II地域を除いて、この時代範囲では今のところ造構応力場に大きな転換はなかったと思われる。②南部地域（III）では造構応力場は東西 σ_{Hmax} であり、これは「横ずれ断層型」の応力場の可能性がある。③II地域では少なくとも後期中新世～鮮新世の中の1時期は σ_{Hmax} が東西で「逆断層型」の応力場であったと思われる。④北部地域では北東-南西方向 σ_{Hmax} の応力場である。

以上の応力場を千島弧の内弧という観点でみると、火山フロントに一番近いI地域で「横ずれ断層型」の応力場、より北へ「逆断層型」の応力場となる。これらは両者とも σ_{Hmax} が東西であり、

* 資料文献については省略する。

その方向は千島弧の火山弧の延長とは大きく斜交している。さらに北へ行くと σ_{Hmax} は北東-南西方向となり、千島弧の火山弧とはむしろ平行になる。このような応力場の配置は隣接するやはり同じく千島弧内弧に属する知床半島地域の後期中新世以降の応力場（木村，1981）と異なっており、特殊な様相を呈している。海溝-島弧系には一般に海溝から背弧域へ向って水平方向に応力勾配があるといわれ（NAKAMURA and UYEDA, 1980），東北日本弧でその存在が強調されている（竹内，1981；桑原，1982）。これに対し、応力勾配の存在について最近疑問も出されている（佐藤ほか，1982；大槻，1982）。千島弧の場合、知床半島地域を含めた東北北海道については応力勾配の存在は必ずしも明瞭ではないが、木村（1981）でのべた様に中期中新世の頃には応力勾配の存在を暗示するもののようにも思える。しかし、この北見グリーン・タフ地域では明らかに異なっており、むしろ勾配が逆になっている様にさえみえ、しかも σ_{Hmax} は火山弧の延長とは大きく斜交している。

では、北見グリーン・タフ地域の中新世後期～鮮新世の応力場についてどのように考えたらよいか？。北見グリーン・タフ地域は前述したように、千島弧内帯のグリーン・タフ地域でも知床半島地域と異なり、中央北海道の日高帯の上に形成されたグリーン・タフ地域である。日高帯は先に述べたように、ユーラシア・プレートと北米プレートの“衝突帯”を構成している地質帯である。そしてこの衝突は前述のように“斜め衝突”であり、中後期中新世～鮮新世には特に強まったと思われる。北見グリーン・タフ地域はこのように進行していた2つのプレートの衝突帯としてこの場に、後期中新世以降、千島弧内弧としての位置づけが加わったとみることができる。従って造構応力場もこの両者が重ね合わさったものになるはずである。2つの大陸プレートの衝突は南北の地帯に斜めに起こっているから単純に言えば σ_1 はほぼ北東-南西方向になるはずである。千島弧内弧は知床半島地域にみられる様に後期中新世以降は圧縮の応力場であり、 σ_1 はほぼ北西-南東方向である。北見グリーン・タフ地域の火山フロントに近いところはこの両者が重ね合わさり、ほぼ東西の σ_1 の応力場となったと考えられるのではないか？しかも、火山フロント沿いでは少なくとも南千島（知床・国後・エトロフ・ウルップ）位の範囲で decoupling が起こり、外弧が南西進するように右横ずれ断層運動が起こった。北見グリーン・タフ地域の南部はこの横ずれ断層帯（千島弧中央断層）の南西端に位置し、上支湧別構造帯として知られるように横ずれ断層の密集帯となっている。したがって応力場も「横ずれ型」となることになる。この横ずれ断層帯から離れると、両者が重ね合わさった応力場、東西 σ_1 で「逆断層型」となる。より北へ、火山フロントから遠ざかると千島弧の応力勾配により、衝突帯の応力場が支配する場、すなわち北東-南西方向 σ_1 の場となる。北見グリーン・タフ地域北部（Ⅲ地域）の応力場の σ_{Hmax} は現在のところ σ_1 か σ_2 かは不明である。しかし西に隣接する石狩・天塩帯北部では前に述べたように北西-南東方向の褶曲や逆断層群が発達しており、北東-南西 σ_1 の造構応力場となっており、これが北見グリーン・タフ地域北部の σ_{Hmax} へ連続していくものといえるかもしれない。

以上、北見グリーン・タフ地域の後期中新世から鮮新世にかけての造構応力場の特徴についてみたが、それらは2つの応力場の重なりとして説明されそうであり、一般的内弧とは区別されるようである。

この後期中新世～鮮新世の応力場を北海道の他の地域を含めて現在の推定されている応力場（Fig 9）と比較すると、北海道南半部や北海道東部ではほとんど同じである。ただ、北海道北半部では現在の応力場と異なるようにみえる（すなわち後期中新世～鮮新世は北東-南西 σ_{Hmax} なのに対し、現在は東西～北西-南東の σ_{Hmax} ）。今後の詳細な検討が必要である。ところで、島弧会合部での異常な応力場について SHIMAZAKI et al. (1978) は海洋プレートと大陸プレート（島弧）の収束様式のみから、北海道も含めて説明したが、北海道の北半部やサハリンを含めて考えた場合、北海道は SHIMAZAKI et al. (1978) の言う効果、すなわち太平洋プレートの oblique subduction

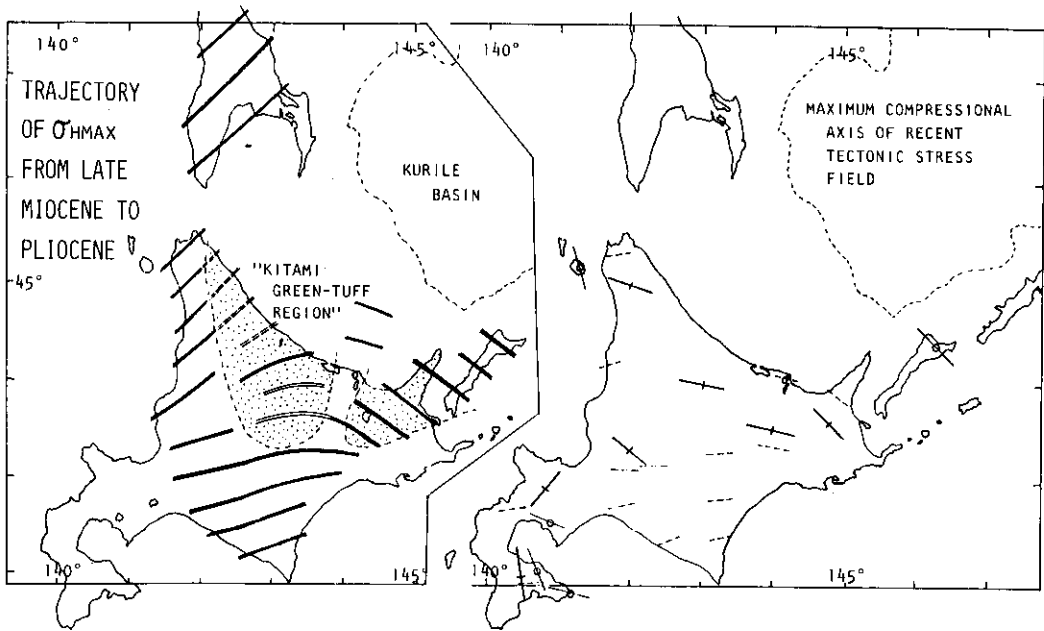


Fig. 9 Tectonic stress field in Hokkaido from Late Miocene to Pliocene (left figure) and recent (right figure). left: solid line: trajectory of σ_1 of "reverse fault type" stress field, double line: Trajectory of σ_1 of "strike-slip fault type" stress field, dotted double line: Trajectory of σ_{HMAX} which is σ_1 or σ_2 . right: solid lines indicate strikes of the local axes of maximum contraction obtained by NAKANE (1973), on the basis of repeated triangulation surveys. The broken lines show the trend of maximum compression axes estimated from active faults (Research Group for Active Faults of Japan, 1980). The bars on circles indicate trends of axes of maximum compression obtained by NAKAMURA and UI (1975) mainly on the basis of the distribution of monogenetic craters and fissures of fissure eruption volcanoes.

の効果に、2つの大陸プレートの衝突の効果を加えて考えるべきことは明らかであろう。

北見グリーン・タフ地域の火成活動は前述したように、他の千島弧の内弧よりも遅れて、主に後期中新世以降起っている。このことは詳細については現在のところよくわからないが、衝突帯のテクトニクスが強まりと、千島弧でのテクトニクスの転換の時期に対応しており、そのことと関連して開始したのであろう。また火成活動の特徴が他と異なることについては、北見グリーン・タフ地域の岩石学的検討がほとんどなされていない現在、岩石学的な実態と上記の造構的背景がどのように関わるかを含めて、今後の問題として残されている。

IV. まとめ

本文では北海道とくに中央北海道の第三紀以降の造構運動について検討したが、それらは以下のようにまとめることができる。

① 中央北海道はユーラシア・プレートと北米（もしくはオホーツク）プレートの境界部として位置づけられ、白亜紀末～古第三紀以降、衝突テクトニクスが進行した。その衝突は斜め衝突の形態をとっている。

② この衝突テクトニクスは中新世中後期～鮮新世に強まっている。

③ この衝突テクトニクスが進行すると同時に、衝突帯では変成作用・火成活動も起こった。

④ 衝突の様式や、中新世中後期以降の衝突の強まりは、ユーラシア・北米両プレートの相対運動の結果と調和的である。

⑤ 後期中新世以降、この2つの大陸プレートの衝突に、千島弧南西端の運動が加わり、中央北海道の北半部と南半部での顕著な構造的差異が出来た。

⑥ 千島弧では後期中新世以降、太平洋プレートの千島・カムチャッカ海溝での oblique subduction の効果が顕著にあらわれ、火山フロント沿いでの decoupling が起こり、千島弧中央断層沿いに右横ずれ運動が起こった。この運動が千島弧南西端に位置する中央北海道に影響を与え、外弧の南西端付近では衝突が起こり、地殻のめくれ上りによる日高山脈の急激な上昇、その前縁での激しい褶曲と大きな変形を与えた。

⑦ 一方、千島弧内弧の南西端に当たる北見グリーン・タフ地域では、造構応力場は千島弧内弧の応力場と衝突帯のものとは重なって特異な応力場となり、火成活動の性格など、他の千島弧内弧のものとは異なったものとなっている。

以上のように、北海道の島弧会合部は、第三紀以降、2つの衝突がかかわったことによって形成されたとみることが出来るようである。ただ、ここでは数少ないデータや予察によっていわば第一近似的に論じたにすぎない。時代に対する精度の向上や、より詳細な構造解析によって解明すべき点も多く残されている。また第三紀の火成岩のデータはこれまでほとんどなく、火成活動と構造運動との関係については十分に論ぜられる段階にない。また、今回は東北日本弧の北端に当る西南北海道と島弧会合部との関係については全くふれなかった。しかし、西南北海道については最近、山岸(1982)によって造構応力場などに関する新知見がもたらされはじめている。島弧会合部のより詳細な実態にせまるには今後の研究に負うところが大きい。

謝辞：筆者は日頃、新潟大学小松正幸助教授はじめ、北海道地質構造研究会の皆様によくの議論をしていただいている。ここに記して感謝申し上げる。

文 献

- BEN - AVRAHAM, Z., A. NUR, D. JONES and A. COX, 1981: Continental accretion and orogeny: From oceanic plateaus to allochthonous terranes, *Science*, **213**, 47-54.
- BURCHFIELD, B. C. and J. H. STEWART, 1966: 'Pull-apart' origin of the central segment of Death Valley, California, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **77**, 439-442.
- CHURKIN, M. Jr., and J. H. TREXLER, Jr., 1980: Circum-Arctic plate accretion - Isolating part of a Pacific plate to form the nucleus of the Arctic basin, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **48**, 356-362.
- , C. CARTER, and J. H. TREXLER, Jr., 1980: Collision-deformed Paleozoic continental margin of Alaska - Foundation for microplate accretion, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **91**, 648-654.
- , H. L. FOSTER, and R. M. CHAPMAN, 1982: Terranes and suture zones in east central Alaska, *Jour. Geo. Res.*, **87**, B5, 3718-3730.
- CROWELL, J. C., 1974: Origin of late Cenozoic basins in southern California. In: *Tectonics and Sedimentation* (Ed. by W. R. Dickinson). *Sec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner. Tulsa*, **22**, 190-204.
- DEN, N., and S. HOTTA, 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. Phy. Earth*, **21**, suppl., s1-s9.
- 藤井敬三・曾我部正敏, 1978: 北海道における後期中新世から鮮新世にみられる構造運動・地調月報, **29**, 631-644.
- FUJITA, K., 1978: Pre-Cenozoic tectonic evolution of northeast Siberia, *Jour. Geol.*, **86**, 159-172.

- 藤田至則, 1973: 日本列島の成立. 築地書館.
- . 古谷昭彦, 1979: 新世界にみられる陥没現象についての資料・地質学論集, **16**, 221-229.
- 橋本誠二, 1976: 日高変成帯西帯の意義, 新潟大地鉱教室研究報告, **4**, 40, 409-414.
- 北海道鉱業振興委員会, 1979: 北海道の石油・天然ガス資源—その探査と開発(昭和43年~51年)—, 天然ガス鉱業界, 205.
- 掘越 毅, 1972: 日本列島の造山帯とプレート, 科学, **43**, 665-673.
- HORIKOSHI, E., 1981: Evolving plate tectonic margins in Hokkaido, *Abstract in oji international seminar on accretion tectonics*, **33**.
- 舟橋三男・橋本誠二, 1951: 日高帯の地質, 地団研専報, **6**, 1-38.
- 石原舜三・寺島 滋, 1980: 北海道中軸帯の花崗岩類, 三鉱学会講演要旨集, **6**.
- 石塚英男, 1980: 北海道, 神居古潭構造帯に分布する幌加内オフィオライトの地質, 地質雑, **86**, 119-134.
- ISHIZUKA, H., M. IMAIZUMI, and N. GOUCHI, 1981: The Kamuikotan tectonic belt in Hokkaido, Japan, was probably formed as a strike-slip mobile zone associated with oblique subduction and obduction process during Mesozoic time, *Abstract in oji international seminar on accretion tectonics*, **29**.
- 石塚英男・今泉真之, 1982: 神居古潭帯・幌加内地域に分布する tectonic block の成因, 地質学会第89年学術大会討論会「メランジェ帯の構成とテクトニクス」資料, 16.
- 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.
- KAIZUKA, S., 1975: Tectonic model for the morphology of arc-trench systems, especially for the echelon ridges and mid-arc fault, *Japan Jour. Geol. Geogr.*, **45**, 9-28.
- 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.
- 活断層研究会, 1980: 日本の活断層, 東大出版会.
- KHARAKHINOV, V. V., KONONOV, V. E., AL'PEROVICH, I. M., NIKIFOROV, V. M., SLUDNEV, Yu. G., and TERESHCHKOV, A. A., 1979: Deep-seated structure of Sakhalin, *Sovetskaya Geology*, **4**, 50-61 (in Russian).
- KIMINAMI, K. and Y. KONTANI, 1982: Mesozoic arc trench system in Hokkaido, Japan, *Accretion Tectonics, Oji Book* (in press).
- KIMURA, G., 1981: Abashiri Tectonic Line — with special reference to the tectonic significance of the southwestern margin of the Kurile Arc, *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV*, **20**, 95-111.
- 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.
- . 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, 構造地質研究会会誌, **27**, 167-177.
- KIMURA, G., S. MIYASHITA, and S. MIYASAKA, 1982: Collision tectonics in Hokkaido and Sakhalin, *Accretion Tectonics, Oji Book* (in press).
- KIZAKI, K., 1972: Configuration of migmatite dome comparative tectonics of migmatite in the Hidaka Metamorphic Belt, *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV*, **15**, 157-172.
- 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年大会演旨, 289.
- KOMATSU, M., G. KIMURA, and S. MIYASHITA, 1981: Oceanic crust and island arc crust junctions in Hokkaido, *Abstract in Oji international seminar on accretion tectonics*, **31**.
- , ———, and K. KIMINAMI, 1982: Tectonics of Hokkaido, with special reference to the Hidaka Belt, In: *Tectonics of paired metamorphic belts* (Ed. by I. Hara), *Tanishi Print Kikaku, Hiroshima*, 55-59.
- 小松正幸・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性地殻—上部マントル衝上体の岩石学的構成, 岩鉱学会誌, 特別号, **3**, 229-238.
- 桑原 徹, 1982: 東北日本弧南部外側地域の東西性~北西-南東性水平圧縮場を示す中新世横ずれ断層系—東北日本弧の中新世断層系とテクトニック応力場—, 構造地質研究会会誌, **27**, 33-54.

- 前川寛和, 1982 : 神居古潭帯中部・美瑛地域の地質-堆積性メランジェの立場から, 地質学会 89 年 大会討論会「メランジェ帯の構成とテクトニクス」資料, 7-11.
- MAEDA, J., Y. MOTOYOSHI, and T. TAKAHASHI, 1982 : Magmatism in the Main Zone of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, In: *Tectonics of paired metamorphic belts* (Ed. by I. Hara), *Tanishi Print Kikaku, Hiroshima*, 19-24.
- MCELHINNY, M. W., B. J. J. EMBLETON, X. H. MA, and Z. K. ZHANG, 1981 : Fragmentation of Asia in the Permian, *Nature*, **293**, 212-216.
- MELANKHOLINA, Ye. N., 1975 : Formation complexes in structures of Sakhalin and Hokkaido, *Geotectonics*, **9**, 88-104 (in Russian).
- , and T. V. MOLCHANOVA, 1977 : Tectonic system of the Late Mesozoic continental margin, eastern asia, *Geotectonics*, **11**, 310-322 (in Russian).
- MELNIKOV, O. A., 1970 : Geologic development of southern Sakhalin from Paleogene to Neogene, *Nauk, Moskow*.
- MINATO, M., M. GORAI, and M. HUNAHASHI, 1965 : The geologic developments of Japanese islands, *Tsukiji-shokan*.
- 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.
- ・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, 1982 : 北部日高帯・北見滝の上地域における造構史, 地球科学 (投稿中).
- MIYASHITA, S., 1982 : Ophiolite succession and metamorphism of the Western zone of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, In: *Tectonics of paired metamorphic belts* (Ed. by I. Hara), *Tanishi Print Kikaku, Hiroshima*, 25-30.
- 宮下純夫, 1982 : 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 (投稿中).
- MIYASHIRO, A., 1977 : Subduction zone ophiolites and island arc ophiolite: In *energetics of geologic processes* (Ed. by S. K. Saxena and Bhattacharji), *Springer-Verlag, New York*, 188-213.
- 中村一明・宇井忠英, 1975 : 岩脈群などによるテクトニック応力場復元の問題, GDP 連絡紙, II-1-(1) 構造地質, **3**, 75-82.
- NAKAMURA, K. and S. UYEDA, 1980 : Stress gradient in arc-back arc regions and plate subduction, *Jour. Geophys. Res.* **85**, 6419-6428.
- 中根勝美, 1973 : 日本における定常的な水平地殻歪, 測地学雑, **19**, 190-208.
- NUR, A. and Z. BEN-AVRAHAM, 1982 : Oceanic plateaus, the fragmentation of continents, and mountain building, *Jour. Geophys. Res.*, **87**, 3644-3661.
- 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.
- OSANAI, Y., T. TOYOSHIMA, and M. KOMATSU, 1982 : Constitution of the Hidaka metamorphic belt, its metamorphism and structure, In *Tectonics of paired metamorphic belts* (Ed. by I. Hara), *Tanishi Print Kikaku, Hiroshima*, 11-17.
- 大槻憲四郎, 1982 : 収れん型境界におけるテクトニクスの“複合モデル”, 構造地質研究会会誌, **27**, 127-142.
- PITMAN, W. C. III, and M. TALWANI, 1972 : Sea-floor spreading in the north Atlantic, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, 619-646.
- READING, H. G., 1980 : Characteristics and recognition of strike-slip fault system, In *Sedimentation in Oblique slip mobile zones* (Ed. by P. F. Ballance and H. G. Reading), *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, **4**, 7-26.
- RODGERS, D. A., 1980 : Analysis of pull-apart basin development produced by an echelon strike-slip fault, In *Sedimentation in Oblique-slip mobile zones* (Ed. by P. F. Ballance and H. G. Reading), *Spec. Publ. int. Ass.*

- Sediment.*, **4**, 27-41.
- ROZHDESTVENSKIY, V. S., 1972 : Strike slip faults in the Vostochnny range of Schmidt Peninsula of Sakhalin, *SSSR Geol. Geophys.*, **10**, 131-134 (in Russian).
- , 1975 : Tectonics in northeastern Sakhalin, *Geotectonics*, **9**, 85-97 (in Russian).
- , 1976 : Displacement along the Tym'Poronay fault on Sakhalin island, *Doklady Akad. Nauk, SSSR*, **230**, 678-680 (in Russian)
- , and A. N. RECHKIN, 1975 : Serpentinite melange and some aspects of tectonic evolution of Sakhalin island, *Doklady Akad. Nauk, SSSR*, **221**, 1156-1159 (in Russian).
- 佐藤比呂志・大槻憲四郎・天野一男, 1982 : 東北日本弧における新生代応力場変遷, 構造地質研究会会誌, **27**, 55-79.
- 柴田 賢・石原舜三, 1981 : 北海道日高帯の花崗岩類のK-Ar年代, 地質学会88年大会演旨, 342.
- ・山口昇一・石田正夫・根本隆文, 1981 : 北海道歌登町産 *Desmostylus* 包含層の地質年代, 地調月報, **32**, 545-549.
- SHIMAZAKI, K., T. KATO, and K. YAMASHITA, 1978 : Basic types of internal deformation of the continental plate at arc-arc junctions, *Jour. Phys. Earth*, **26**, suppl., s69-s83.
- 下河原寿男, 1963 : 夕張炭田の形成とその地質構造の発展, 石炭地質研究, **5**, 1-243.
- STONE, D. B., B. C. PANUSKA, and D. R. PACKER, 1982 : Paleolatitudes versus time for southern Alaska, *Jour. Geophys. Res.*, **87**, 3697-3707.
- 竹内 章, 1981 : 広域応力場の変遷と堆積盆のテクトニクス, 地質雑, **87**, 737-751.
- TOKUDA, T., 1926 : On the echelon structure of Japanese archipelagoes, *Japan Jour. Geol. Geogr.*, **5**, 41-76.
- WATANABE, T., 1982 : Idonnappu Formation in the Kamuikotan Belt as constituent of a Mesozoic subduction wedge, In: *Tectonics of paired metamorphic belts* (Ed. by I. Hara) *Tanishi Print Kikaku, Hiroshima*, 37-41.
- 山岸宏光・松波武雄, 1975 : 北海道東北部グリーンタフ地域の陥没構造, その1, 地質学会82年大会演旨集, 290.
- , 1982 : 西南北海道北部の地質とテクトニクス, 地質学会89年大会演旨集, 512.
- ZANYKOV, V. N., 1971 : The Central Sakhalin Fault and its role in the tectonic evolution of the island, *Doklady Akad. Nauk, SSSR*, **196**, 913-916 (in Russian).

(受理：1982年7月1日)