

地質学論集 第47号 295-305ページ, 1997年1月
Mem. Geol. Soc. Japan, No. 47, p.295-305, January 1997

日高造山運動と島弧会合部のテクトニクス

The Hidaka Orogeny and tectonics of arc-arc junction

木村 学*
 楠 香織**

*Gaku Kimura**
*Kaori Kusunoki***

1996年1月17日受付.
 1996年6月12日受理.

* 大阪府立大学総合科学部地学教室.
 Department of Earth Sciences, CIAS,
 Osaka Prefecture University, Sakai, Osaka
 593, Japan

** 北海道大学大学院理学研究科地球惑星物質科学教室.
 Department of Earth and Planetary Sci-
 ences, Graduate School of Science, Hok-
 kaido University, Sapporo 060, Japan

Abstract

Hokkaido island of Japan is located at a juncture area between the Kuril and Northeast Japan Arcs. The island has been formed by the Hidaka Orogeny since the Cretaceous time. Subduction related accretion occurred along an ancient trench parallel to the northeastern Asian continental margin from the early Cretaceous to the Eocene times.

Ancient Kuril Arc situated along the southern margin of the Okhotsk Plate collided with the continental margin in the Oligocene and subduction in Sakhalin and northern Hokkaido ceased. Since then, Sakhalin and Hokkaido area changed to dextral strike-slip fault zone (the Hidaka shear zone). Eastern half of Hokkaido drifted southward along the dextral fault zone, which accompanied the Middle Miocene pull-apart basins. The dextral faulting occurred simultaneously with the opening of the Japan and Kuril Basins, and metamorphism and magmatism of the Hidaka metamorphic belt. These events appear to have been intimately related to each other. Asthenospheric upwelling in the Japan and Kuril basins seems to have spread out beneath the dextrally convergent Hidaka shear zone, therefore magmatism and metamorphism took place concurrently with dextral deformation. Through these events, a thick continental crust grew up in Hokkaido. Since the late Miocene, the Kuril forearc sliver migrated southwestward as a result of oblique subduction of the Pacific Plate along the Kuril trench. Collision of the forearc sliver at arc-arc junction in Hokkaido results in the uplift and exhumation of the Hidaka metamorphic rocks, which is a lower crust formed through above mentioned tectonic process. This continental making process in Hokkaido is a newly defined "Hidaka Orogeny".

As well as the Japanese islands, the collision at arc-arc junction is going on at the most arc-arc junctions in the circum-Pacific orogenic belts and an important process to rapidly build up a new continental crust in subduction zone.

Key words : arc-arc junction, collision, Hidaka Orogeny, Kuril-arc, back-arc spreading.

はじめに

北海道の日高山脈(日高変成帯)に露出する変成岩, 深成岩類が大陸性地殻の中下部から上部を構成する岩石と認識され(Komatsu et al., 1983), それらが衝突によって地表に露出したとみなされる(木村, 1981)ようになってから, 10数年たった。1970年代までの地角斜造山運動論に基づく日高造山運動論(舟橋・橋本, 1951)は, プレートテクトニクスに基づく造山運動論へと転換したわけである。

この10数年の間に日高変成帯そのものに関する岩石学的, 構造地質学的研究は飛躍的に前進したが, 同時に地球上の各地で, 大陸そのものに関する理解が大きく進んだ。前者につ

いて総括することが, 本論集の大きなねらいであるが, 筆者らは, 日高変成帯の形成・上昇のテクトニクス, すなわち日高造山運動のもつ一般性, 特に島弧会合部の関わりや, 大陸性地殻形成の一般性との関わりを検討することによって, 日高造山運動研究の地球科学的意義を明確にしたい。

大陸性地殻と造山運動論

大陸性地殻は, 太陽系の惑星の中で地球においてのみみられる独特のものであることが, ますます明確となってきている。現在地球上でみられる大陸は, 地球に海が誕生するとともに進行するようになったプレートテクトニクスによって作られたとみるのが一般的である。プレート沈み込み帯におけ

る付加作用、変成作用そして何よりも火成活動によって成長した島弧が合体し、集積して大陸となった (Windley, 1977)。それは、太古代大陸塊の研究によってリアルに捉えられるようになってきた (丸山ほか, 1994)。

現在の地球上でも、環太平洋地帯のようなプレートの沈み込み帯では新しい大陸の形成・成長が引き続き起きている。このような地帯で進行する造山運動は、プレートテクトニクス理論の登場とともにコルディレラ型造山運動 (Dewey and Bird, 1970) あるいは太平洋型造山運動 (Matsuda and Uyeda, 1971) と定義され、ヒマラヤ山脈やアルプス山脈などで進行する衝突型造山運動と区別された (Dewey and Bird, 1970)。

しかし、1980年代には、このDeweyらの造山運動論は二元論だとし、地球上で進行する造山運動は全て衝突型造山運動であると主張する「テレーン」学派が登場し、造山運動論に混乱がもたらされた。今日的にみれば、コルディレラ型あるいは太平洋型造山運動は新しい大陸地殻をこの地球上に作り出すことを本質とするプロセスであり、衝突型造山運動は一度形成された大陸を大規模に改変することを本質とするプロセスである。この両者は同じ「造山運動」の名でくくられるが、やはり区別して定義する方がより正確であろう。

このように地球上の造山運動を整理したとき、「日高造山運動」はどのように位置づけられるのであろうか？これは、コルディレラ型造山運動の中でこれまで明確に位置づけられてこなかった島弧会合部の問題と密接にかかわるのであるが、それは後に詳述する。

プレートの沈み込み帯における島弧形成を通じての新大陸の形成、その合体による大陸の成長、そして超大陸の形成とその分裂が繰り返された結果、現在の大陸が作り出された。従って、大陸は地域によって大変異なる個性をもっているが、それは各地域が経た異なる造山運動の歴史を反映している。

地域によって異なる個性をもちつつも、大陸は多くの共通性を有している。地球物理学的パラメータでみる大陸は比較的単純であり、P波の伝わる速さで約7.6km/秒よりも遅いか、S波では約4.4km/秒よりも遅い地球の岩石圏の一番外側の殻で、密度では約3.1g/cm³以下とされる。大陸地殻は、かつて地震波の速度構造の研究から上部を花崗岩層、下部は玄武岩層と二分されたことがある。しかし、この区分は構成岩石の違いと取り違えてしまうのでよくない。1980年代にパイロサイスを駆使して、大陸地殻の構造を見る研究がヨーロッパや北米大陸で一挙に進んだ。その結果、大陸は多くの場合、共通して上部は反射面が少なく、下部は水平かつ明瞭な反射面が発達することが明らかとなった (Klemperer, 1989)。また、大陸地殻の下底面を特徴づけるモホ面は大きな物質境界と考えられるが、それは一様ではなく、1) ただ1つの反射面であったり、2) ダブルの反射面をもっていたり、3) よく発達した下部地殻の反射面の下底面であったり、と実に多様であることも明らかとなった。

上記のような地球物理学的観測によって捉えられる大陸地殻やモホ面が、どのようなものであるのかは実際に穴を掘ってみない限り分からないので、様々な議論を呼ぶこととなる。

下部地殻の反射面に関しては、1) 延性流動した岩石の面構造とする説 (Reston, 1987)、2) 全ての大陸は分裂を経験しているの、その分裂のときに地殻の下部に岩床状に貫入した塩基性火成岩とする説 (Meissner, 1973; McKenzie, 1984)、3) 大陸変形時に流体の通った跡とする説 (Matthews, 1986)、などがある。またモホ面の多様性に関してもデタッチメント説やマグマ説など様々な説がある。これらの大陸下部地殻を実際に手にとって検討できるのは、衝突帯で露出するに至ったもののみであり、日高造山帯はそのような数少ない例の1つであることは衆目の一致するところである。

日高造山運動

日高変成帯を構成する岩石の特徴は、本論集の他の論文で多く触れられるので、ここではそのテクトニクスを概括する。

1. プレートの沈み込み帯から横ずれ変動帯へ

日高変成帯は白亜紀から古第三紀の付加体が、変成作用、さらに火成岩の貫入を受けて大陸地殻化したものであることは既に指摘されている (Komatsu et al., 1983) が、その付加体はより厳密にどのようなセッティングで形成されたものであろうか？1980年代を通じて、白亜紀から古第三紀に至る北海道の造構場について様々な議論がなされた (たとえば新井田・紀藤, 1986) が、ここではKimura (1994) による総括を紹介する (第1図)。

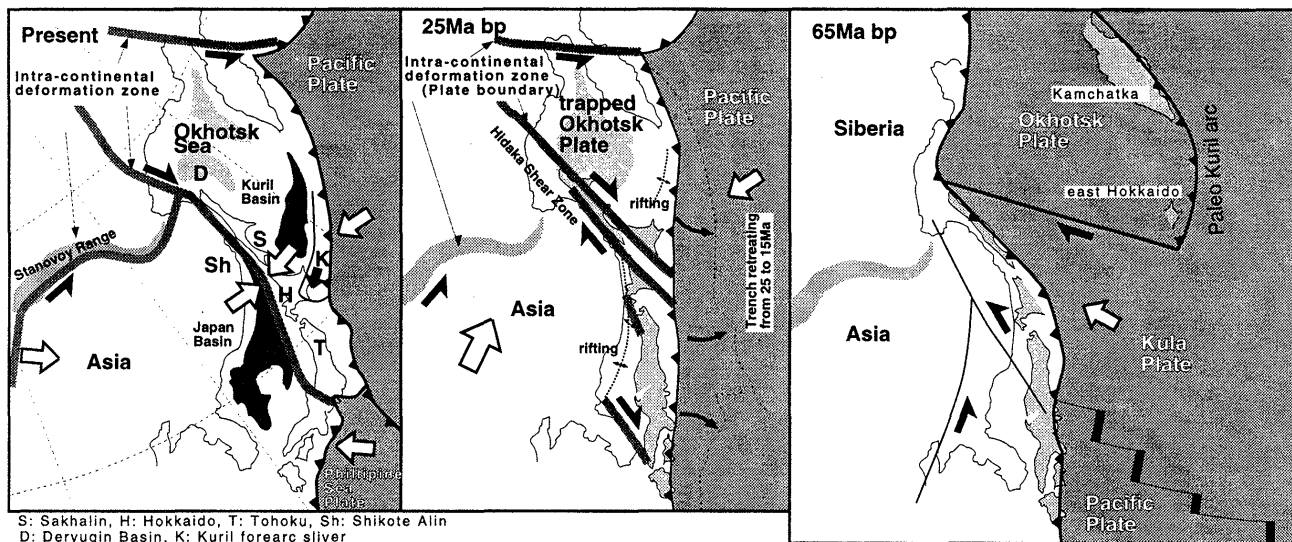
1) 日高変成帯より西側の地質帯は、北海道の北に位置するサハリン島へ連続する。それらは主に白亜紀初期から古第三紀始新世にかけて、アジア大陸東縁に沿う海洋プレートの沈み込みに伴って形成された付加体とそれを覆った前弧海盆の堆積物である。この前弧の地質帯に対応する火山弧は北海道西南部からシホテーアリンへと連続する。

2) 日高変成帯の起源となった付加体はこれらのアジア大陸東縁に発達した付加体の一部であるが、その形成された場合は、現在の位置より相対的により北に位置していた (第2図)。

3) この北アジア大陸下への海洋プレートの沈み込みは始新世末には終了した。それはサハリン中部で千島弧がこの沈み込み帯と衝突し、その北のオホーツクプレート (海洋性プレートもしくは海台) がトラップされたことによる (第1図)。

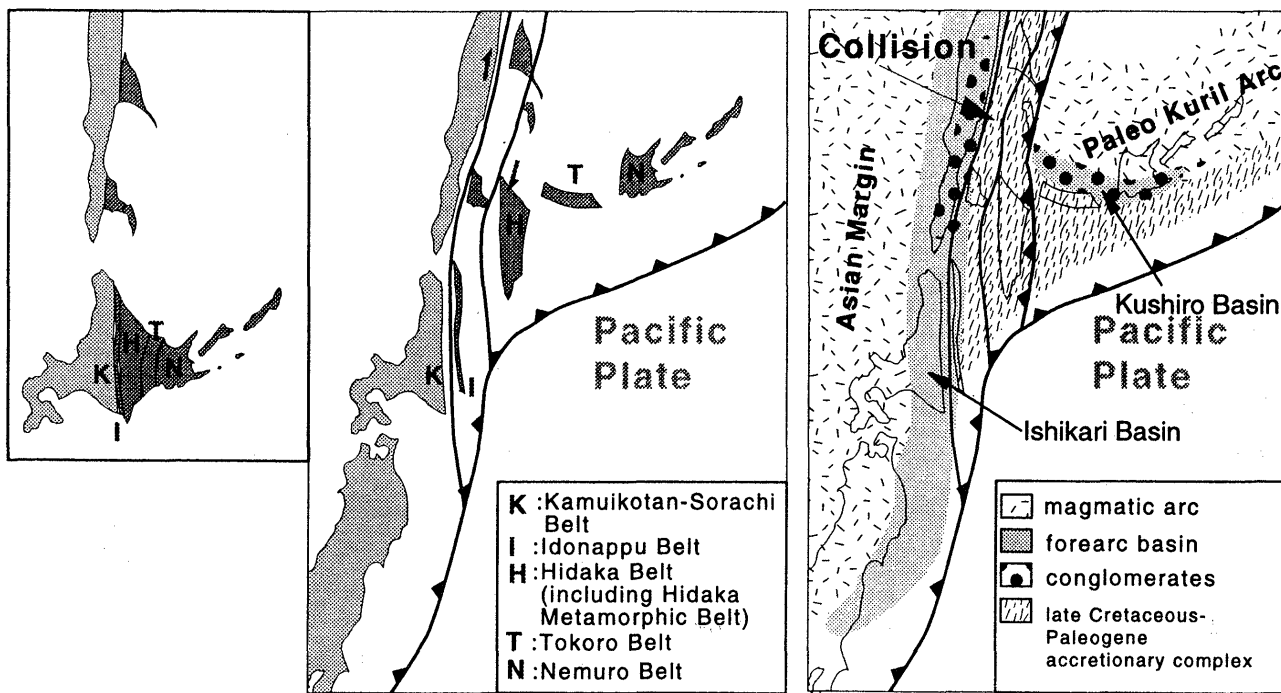
4) この千島弧とアジア東縁の衝突はサハリン中南部と北海道東部の漸新世の大量の礫岩に記録された付加体の急激な隆起と、アジア東縁の火成活動終了から推定できる (第2図)。

5) この沈み込み帯は漸新世末ないし中新世中期に右横ずれプレート境界へと変化する。これはトラップされたオホーツクプレートが北米・ユーラシアプレート間にはさまれたマイクロプレートとして挙動するようになり、その結果オホーツクプレートが太平洋側へ絞り出される運動が起こったことによると推定される (第1図)。



第1図. 北海道周辺の造構史 (Kimura, 1994).

古千島弧が始新世にアジア大陸と衝突し、オホーツクプレートがトラップされる。漸新世末ないし中新世に北海道からサハリンはプレート沈み込み帯から右横ずれ帯へと変わる。



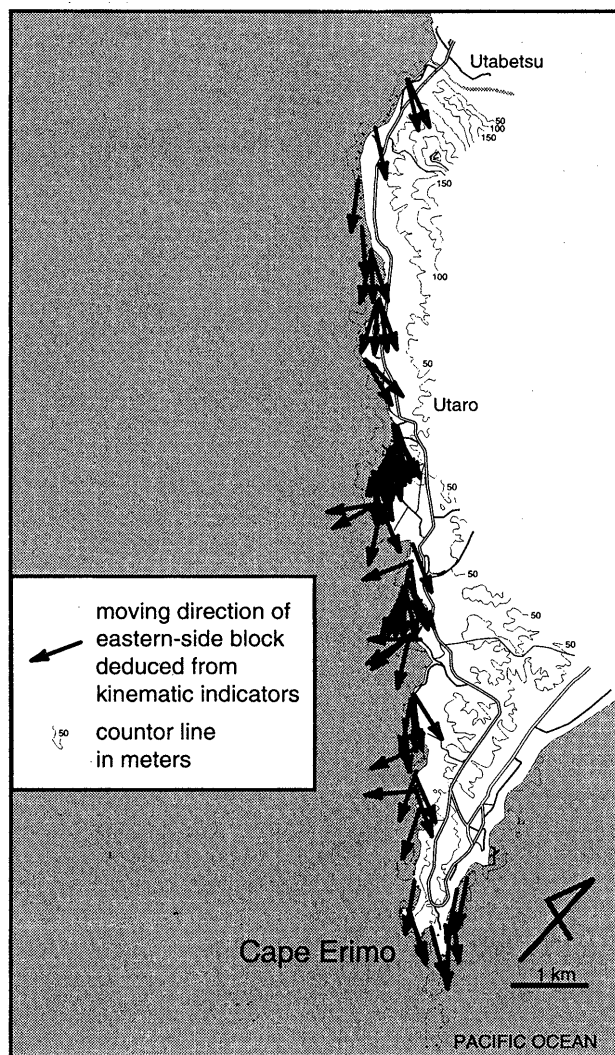
第2図. 北海道周辺の地質帯 (左) と右横ずれ運動以前 (始新世) の配置 (中央). 漸新世の古千島弧とアジア大陸東縁沈み込み帯の衝突時の古地理図 (右).

2. 背弧海盆の形成と横ずれ帯

漸新世末ないし中期中新世に北海道中央部からサハリンにかけて発達した白亜紀から古第三紀の付加体を切って右横ずれ断層帯が形成される。中期中新世に北海道北部で右横ずれ断層に伴う引き離し堆積盆地が形成されたことが明らかにされていた (宮坂ほか, 1985; 木村, 熊ノ郷, 1987) が, 楠ほか (1995) によって日高山脈最南端, 襟裳岬にみられる中期中新統の歌露礫岩の堆積から変形に至る過程も, この右横ず

れ運動によることが明らかにされた (第3図). Uda (1976) は歌露礫岩の変形は日高山脈の方向に直交する圧縮によって引き起こされたとして述べていたが, 楠ほかは主要な変形は全て右横ずれ運動によっていることを明らかにした。現在, 変形の時期について検討中であるが, 日高山脈の上昇に伴う圧縮は横ずれ運動よりあとの事件である (楠ほか, 1995).

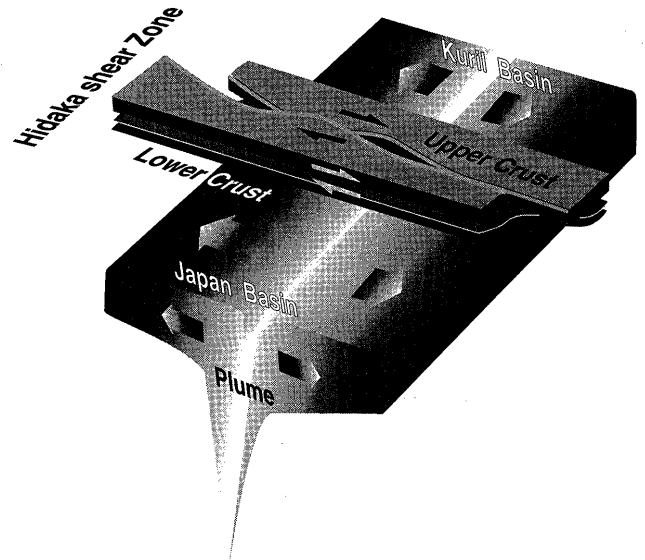
この横ずれ運動がいつ始まったのかについては, 現在のところ漸新世から前期中新世のいつかという程度しかいえない



第3図. 襟裳岬中期中新統に記録された右横ずれ運動(楠, 準備中)矢印は, 東側のブロックの相対的運動方向を示す. 位置は第5図参照.

が, 中期中新世には確実に進行していた. この中期中新世の時代は日本海が形成されていた時代であり, おそらく千島海盆も形成された時代と考えられる(Tamaki, 1988). この両背弧海盆の形成と北海道中央部の横ずれ運動, そして同時期に起こった日高変成帯における火成活動については様々な議論があり, 海嶺の沈み込みによって説明する考えも提案されている(たとえば Maeda and Kagami, 1996)が, 木村(1990), Kimura(1996)は, 以下のように説明した.

- 1) 日本海の形成は, 東北日本弧の回転を伴った東への移動を引き起こした(東北日本弧はマイクロプレート化した).
- 2) オホーツクプレートに属していた千島列島も千島海盆の形成に伴いマイクロプレート化し, 回転しながら南へ移動した.
- 3) 以上の両島弧の移動の結果, 東北日本弧と千島列島の間の相対運動は右斜め衝突運動となった.
- 4) 日本海や千島海盆では拡大に伴うアセノスフェアの上



第4図. 中期中新世の日高帯の右横ずれ運動, 引き離し堆積盆地の形成と日本海, 千島海盆の形成を説明する「日高陸橋モデル」.

右横ずれ衝突を起こしている「日高陸橋」の下でも日本海, 千島海盆を形成したアセノスフェアの上昇を受けており, 日高帯の火成活動を引き起こした.

昇を被り, 海洋地殻が形成されたが, 北海道中央部だけは, 東北日本弧と千島弧の斜め衝突によって地殻が厚化し, あたかも陸橋のように取り残された.

5) 日本海, 千島海盆で背弧海盆の形成を引き起こしたアセノスフェアの上昇は, 狭い「陸橋」であった北海道中央部でも起こった可能性がある(第4図).

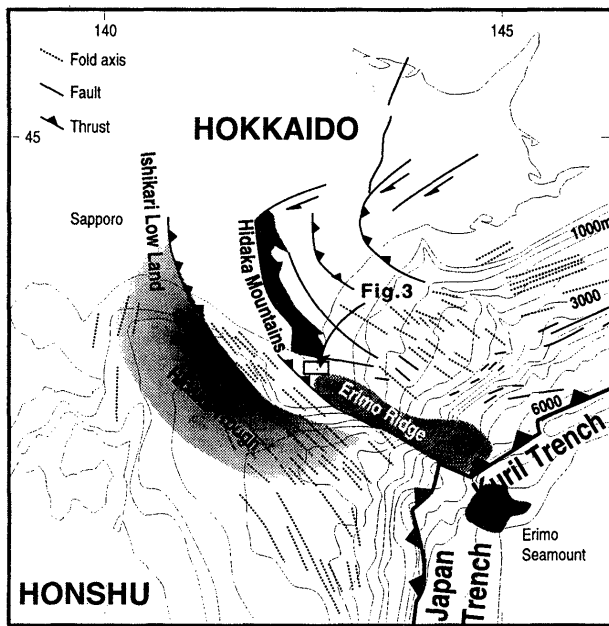
6) そこでは表層で衝突が進行しているため, 新しく海洋地殻を形成することはなく, 下からマグマが underplating して地殻を厚化・改変した.

7) 変形作用と同時に進行した変成作用の熱源もこのアセノスフェアの上昇に求められる可能性がある.

この仮説は日高変成帯の大陸地殻形成には背弧海盆形成という事件が深く関与したというものであり, 今後, 年代学的・岩石学的に検証される必要がある.

3. 日高変成帯の上昇とスリパー移動速度

日高変成帯より東の地質帯は右横ずれ断層によって, 変成帯より西側の地質帯に対し相対的に南下し, 現在の配列になった(第1, 2図). その後, 太平洋プレートの斜め沈み込みによって千島前弧スリパーが南西に引きずられ, その結果, 島弧会合部の北海道でこのスリパーは衝突して地殻中下部の日高変成帯が地表に露出するに至った(木村, 1981; Kimura, 1986: 第5図). 日高変成帯の深部はかつて約25kmの地殻中下部に位置していた(小山内ほか, 1986)ことと, 上支湧別構造帯(木村ほか, 1982)に沿って50kmほどの前弧の水平移動が想定されていることを合わせて考えると, このスリパーは移動を開始して以来, 地表に顔を出すまでに少なくとも $(50^2 + 25^2)^{1/2}$ すなわち56km以上移動したことにな



第5図. 千島前弧スリバーが北海道で衝突することによって形成された地質構造図(Kimura, 1986より作成). 西に凸な形をした上昇する日高山脈-襟裳海脚と沈降する石狩低地帯-日高舟状海盆のペアが、日本海溝-千島海溝の会合部へ取れんする。

る。

宮坂(1987)による日高山脈周辺の礫岩解析によれば、日高変成帯が上昇を開始して地表に顔を出すまでの時間は、5 Myほどである。移動距離を時間で割ると、1.1cm/年でスリバーは移動したことになる。太平洋プレートは1年に約10cm移動し、千島海溝で沈み込んでいるが、千島海溝では約50度で右斜めに沈み込んでいるので、その千島海溝に沿う横ずれ成分は $10 \times \sin 50^\circ$ で約6.4cm/年となる。

このことより、太平洋プレートによつての斜め沈み込みの約6分の1の速度でスリバーは引きずられていることになる。この見積もりは日高変成帯の上昇のみから見たものであるが、実際には網走構造線から石狩低地帯に至るまで大きく短縮している(第5図)ので、移動速度は更に大きくなるであろう。この前弧スリバーの衝突は中新世最末期に始まったが、オホーツクとユーラシア(アムール)プレート間の主要な境界は、約1200万年前に日本海東縁に移ったとみられる(Jolivet et al., 1994)。

4. 前弧スリバーの移動に伴う島弧会合部での衝突の深部プロセス

北海道で観察される前弧スリバーの島弧会合部での衝突から予想される深部プロセスについて考えてみる(第6図)。

1) 太平洋プレートは千島海溝、日本海溝の会合部で折れ曲がって沈み込むが、それは沈み込んだ後に「余り」を形成することになる。それは上に凸になったり、切れて重なったりするであろう。

2) 沈み込まれる側の前弧スリバーは地殻部分とマントル

部分とで別の挙動をするであろう。地殻下部は地殻上部やマントルより延性的であるので、そこで地殻とマントルは分離するであろう。地殻上部は衝突による褶曲や衝上断層によって厚化し、山脈を形成する(第6図下)。マントル部分も同時に衝突するが、沈み込む太平洋プレート側が上に凸になり、浅いスラブとなっているとそこで重なり合うことができない。おそらく前弧のマントルはより柔らかい火山弧側のアセノスフェアへめり込むであろう(第6図下)。

そこでは、このめり込んだ前弧スリバー・マントルは低温であるので火山活動を抑制するかもしれない。現在、北海道において十勝岳から樽前山の間で火山活動が欠如した部分があるのはこのことによるのかもしれない。このように前弧スリバーの島弧会合部での衝突は、特殊なテクトニクスと火山活動を引き起こす可能性が大きい。

島弧会合部のテクトニクスと太平洋型造山運動

ここでは、日高山運動の最終ステージ、すなわち上昇のテクトニクスが地球上の島弧会合部のもっとも劇的な例であることを示し、また、それは将来、島弧の合体・改変へと引き継がれていくであろうことを全ての島弧会合部の例から議論する。

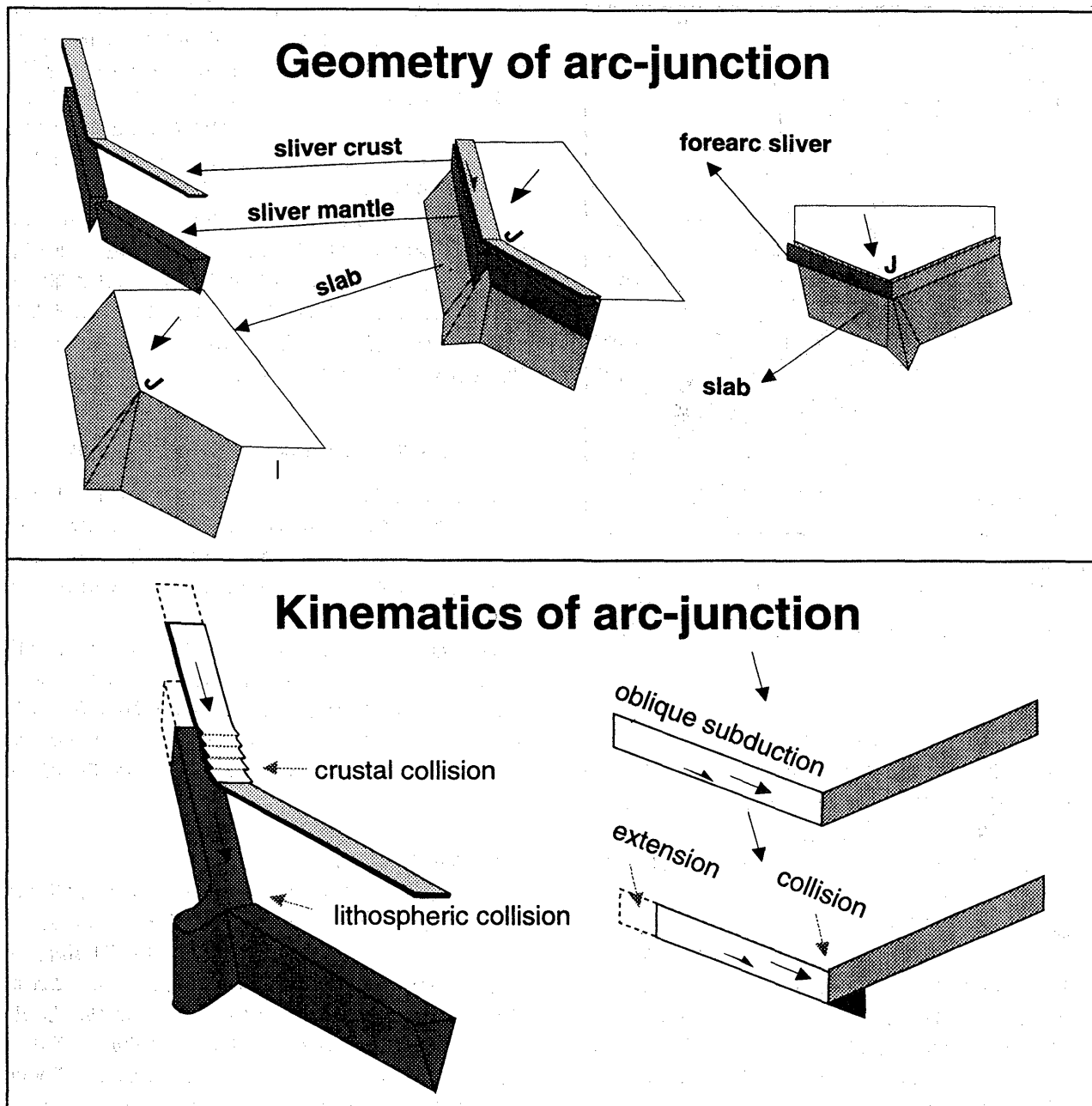
この地球上には環太平洋地帯を中心に17ヶ所の島弧会合部が存在する(第7図)。島弧会合部とは、沈み込む海洋プレート側へ凸に張り出した島弧もしくは大陸縁辺弧が、隣り合うもう一つ別の島弧などの境でカスプを形成する場所である。以下に、それぞれの会合部のテクトニクスについての最近の研究をレビューする。

1. ボリビア会合部

チリ縁辺とペルー縁辺の会合部である。アンデス山脈中でももっとも高いアルチ・プラノがこの会合部に位置する。背弧側すなわち南米大陸側にのし上げるセンスの衝上断層群が発達し、いわば「衝突」型造山運動が進行している。これより北のペルー海溝に沿って、ナスカプレートは左斜め沈み込みをしている。大陸縁はスリバー状に南米大陸から分離され、南南東へ移動していると考えられる。そのことは、大陸縁辺に発達する左横ずれ断層群から推定される。一方チリ海溝に沿っては、ナスカプレートは反対に右斜め沈み込みをしている。そのため大陸縁スリバーはやはり南米大陸から分離、北上しているとみられる。この正反対の動きをするスリバーはBoliviaの会合部で衝突を起こすとみられ、それがスリバー同士の重なり合いという形ではなく背弧側へのし上げる形となったと解釈できる(Beck et al., 1994)。

2. パナマ会合部

パナマ・グアテマラ地域の中米陸橋は、カリブプレートを構成する海台起源の地塊がトラップされた後に、太平洋側からの海洋プレートの沈み込みが始まり、そのことによって形成された島弧である。この島弧の南東端がチリ陸弧との間で会合部を形成している。太平洋側から沈み込むプレートはコ



第6図. 島弧会合部の幾何学的モデルと運動モデル.

幾何学モデル；島弧会合部は沈むスラブ，前弧スリバーのマンテル，前弧スリバーの地殻の3つの部分に分けて考える。

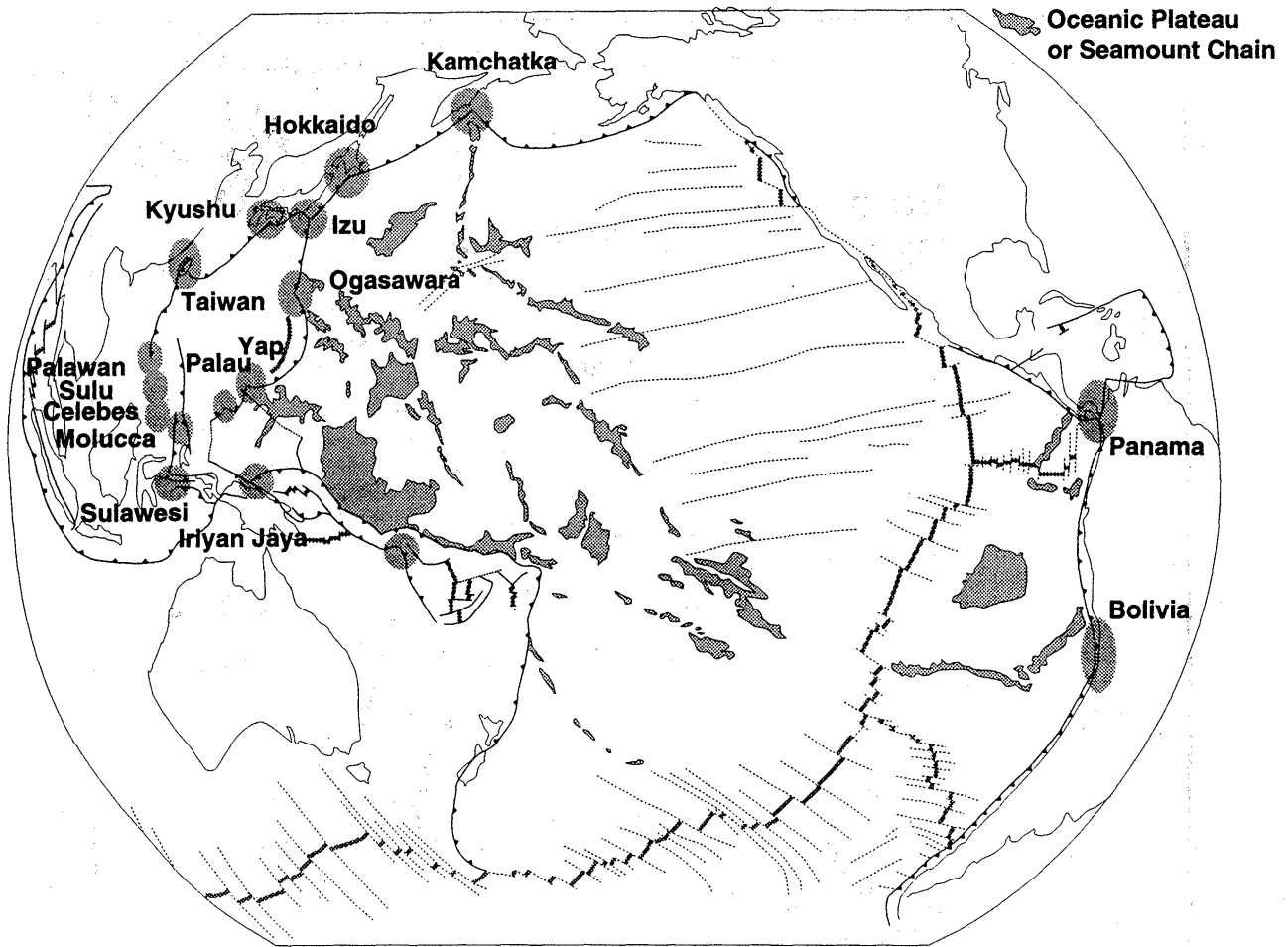
運動モデル；会合部での衝突は地殻の衝突とマンテルの衝突は別の挙動をする。前弧スリバーのマンテルはスラブの幾何学から見て上下に重なることはできず，より内側へのめり込むことになる。

コスプレートで，グアテマラ沖海溝において，左斜め沈み込みをしている。この斜め沈み込みのために，パナマの島弧全体が南東へ引きずられ，南米大陸と衝突している。この衝突のために陸橋を構成する島弧自身も屈曲し，カリブ海側へ凸にわん曲して背弧衝上断層帯が発達することになる (Silver et al., 1990)。

3. アリューシャン・カムチャッカ会合部

アリューシャン列島と千島列島は，カムチャッカ半島の東カムチャッカ岬付近で会合部を形成している。

この地域では浅発地震が活発に起こり，また東カムチャッカ岬付近の陸上には東フェルゲンツの逆断層群が発達している (Geist and Scholl, 1994)。アリューシャン列島の西半分地域は太平洋プレートが右斜めに沈み込み，そのために列島



第7図. 環太平洋地域における17の島弧会合部.

全体が細かくブロック化し、回転して太平洋プレートに引きずられて西進しているところである (Scholl et al., 1989). 最近のアリューシャン・カムチャッカ会合部での活発な地震や逆断層群の発達には、アリューシャン列島がカムチャッカと衝突しているためと考えられている。東カムチャッカ岬自身も衝突によってカムチャッカに付加した、もともとはアリューシャン列島の構成物と考えられるようになった (Geist and Scholl, 1994).

4. 北海道会合部

前章で詳述したように、千島列島の前弧スリバーが東北日本と衝突し、日高山脈に下部地殻を露出させた。以下、日本列島周辺部の会合部について記す (第8図)。

5. 伊豆・三重会合部

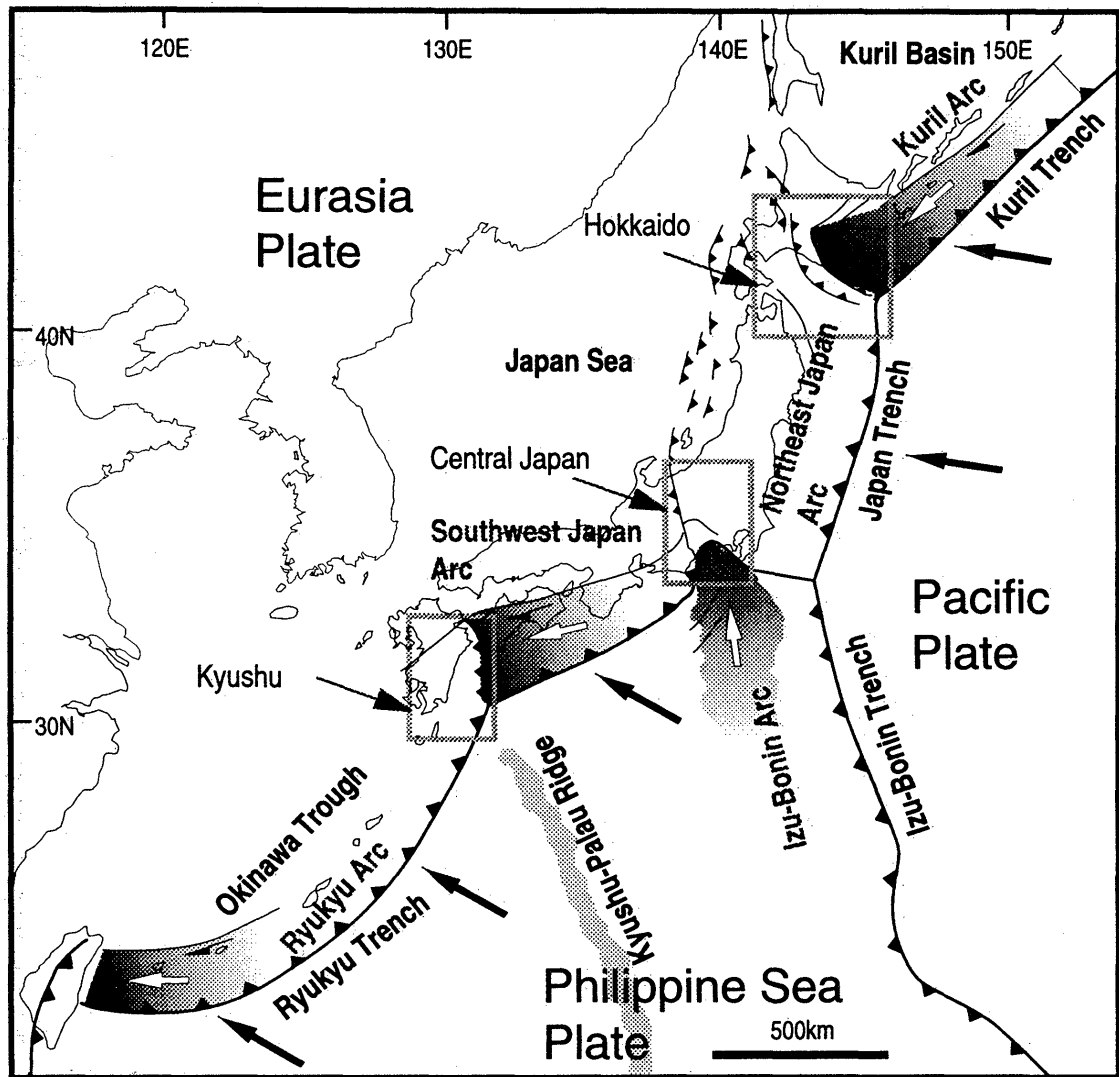
フィリピン海プレート上の島弧である伊豆半島が本州弧と衝突し、その太平洋側に海溝三重会合点を形成していることはよく知られている。オホーツクプレート上の千島弧が始新世末から漸新世にサハリン付近でアジア東縁の沈み込み帯と衝突したときは、この伊豆半島の衝突と同じ状況であったろう (第2図)。

伊豆半島側の地殻が本州側にめり込む (Matsuda, 1978) と同時に、伊豆半島側の地殻がフレックとして次々と付加したと考えられている (天野, 1989)。丹沢山地では伊豆側の地殻深部がめくれ上がって露出している。

6. 九州会合部

西方へ移動しているフィリピン海プレートは、南海トラフで右斜めに沈み込んでいる。西南日本の前弧はスリバーとなり、その背弧側との間には中央構造線が形成され、右横ずれの運動をしている。南海トラフは九州沖で琉球海溝へと方向を変えるが、その内側でスリバーの西方移動に伴う衝突が始まっている (Kobayashi, 1985; Kagami, 1989)。

地質構造としては陸上部の北薩屈曲などとして見られる。また、豊後水道沖の大陸斜面を構成する付加体および前弧海盆堆積物は、激しい褶曲・断層によって変形している (Kimura, 1996)。この断層・褶曲軸の方向は、四国の足摺岬沖より東では南海トラフの海溝軸に平行であるが、その西側で大きく方向を変え、ほぼ南北となる。かつ、ほとんどの褶曲と断層は東フェルゲンツである (岡田ほか, 1990)。このことは、西南日本の前弧スリバーが九州に対しもぐり込むセンス、九州側が衝上するセンスの衝突が進行していることを示



第8図. 日本列島周辺の島弧会合部と前弧スリバーなどの移動方向.

している。Kagami (1989) の示した、浅発微小地震の分布もこのことを推定させる。この会合部では地殻深部を露出させるほど衝突はまだ進行していない。

7. 台湾会合部

台湾はこれまでに述べた島弧会合部のように海側に海溝を伴う島弧の会合ではないので同様には議論できないが、琉球弧のスリバーがフィリピン海プレートの斜め沈み込みにより引きずられて移動し、台湾に衝突している (Kuramoto and Konishi, 1989) 点で似たテクトニック・セッティングにある。

8. パラワン、スル、セレベス会合部

フィリピンの島弧に、南シナ海を含む東南アジア側が沈み込むと同時に、南シナ海は南のパラワン島弧へ、スル海、セレベス海はそれぞれ南のスル島弧、セレベス島弧下へ沈み込んでおり、それらとフィリピン側への沈み込みの間で3ヶ所

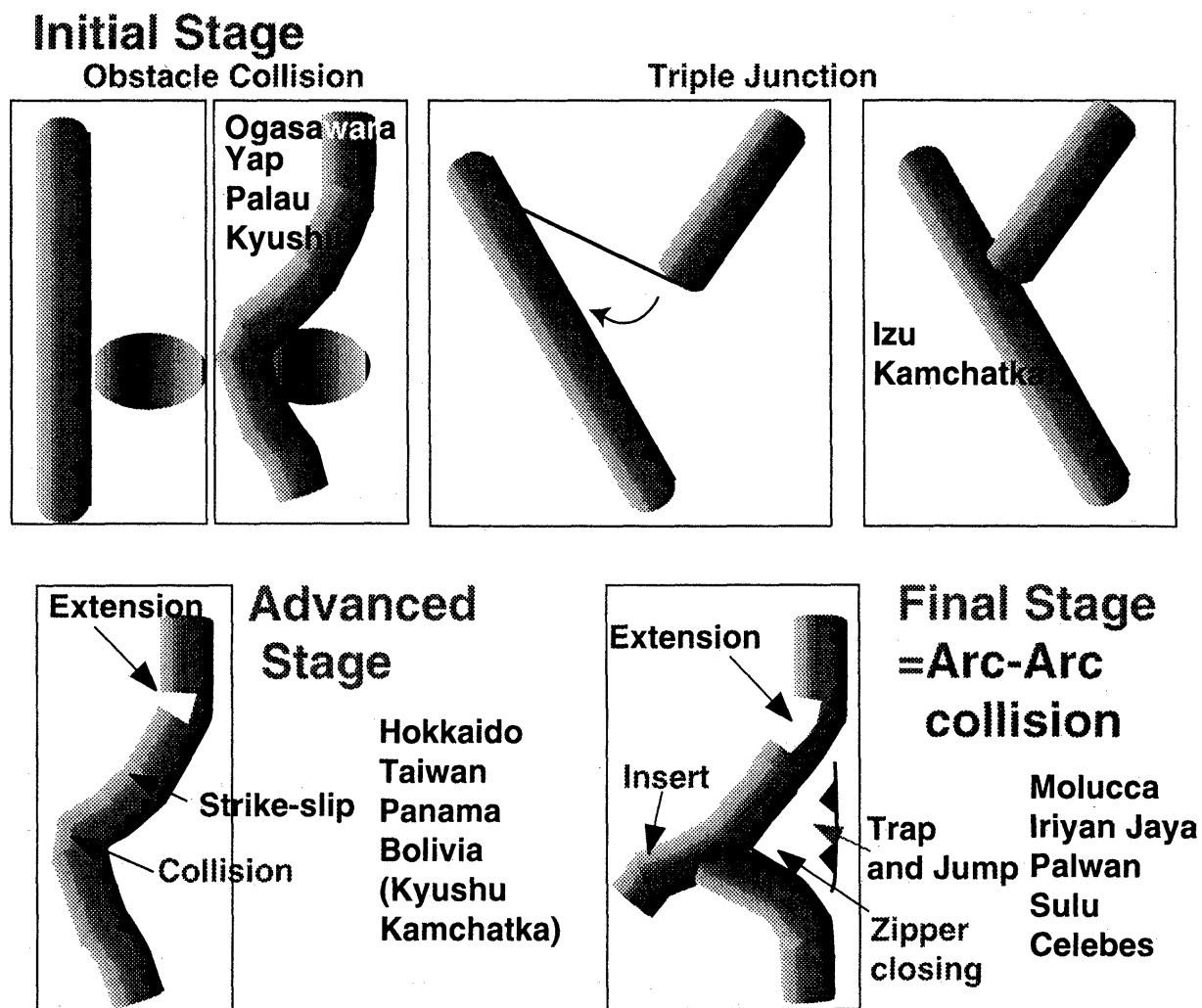
の島弧会合部を形成している(第7図)。パラワン、スル、セレベスの島弧はそれぞれがフィリピン島弧と衝突している。

9. モルッカ海会合部

モルッカ海プレートは東への沈み込みと西側への沈み込みの両方のスラブをもち、ほとんど消滅しかかっているプレートであり、やがて東西の両島弧は衝突することになる。モルッカ海の北側のフィリピンはかつて、モルッカ海のような状況にあったものが既に衝突したものと考えられている。すなわち、モルッカ海は北側から順次「ジッパーを閉じるような」衝突が進行しており、そのような鋭角の会合部を北側に持っている。

10. スラウェシ会合部

イリヤン・ジャヤのいわゆる「オウムのくちばし半島」は、オーストラリアプレート上に位置する島弧であるが、そこはフィリピン海プレートの左斜め沈み込みを受け、スリバーと



第9図. 島弧会合部の発展段階を示すモデル. 説明は本文参照.

なって西方へ移動している.

このスリパーはバンド弧を大きく屈曲させて突入し、スラウェシ島で衝突している。千島弧や伊豆半島が本州弧を大きく屈曲させて、さらに日本海に突入してしまったような形態をしているわけである。

11. イリヤン・ジャヤ会合部

太平洋プレートとオーストラリアプレートの南太平洋の境界は全体として左斜め収束境界であるが、その西端はニューギニアである。ここではビスマルク海北側の島弧がスリパーとなって西方へ移動し、イリヤン・ジャヤと衝突している。

12. 小笠原・ヤップ・パラオ会合部

ここでは伊豆・マリアナ弧が3つのカスプを形成して会合部を作っている。ここは Vogt et al. (1976) によって指摘されたように、太平洋側の海台が背弧海盆（パレス・ベラ、四国海盆、マリアナトラフ）の拡大を妨げて、カスプを形成したものとみられる。

この中でヤップ島より東側のマリアナ弧南西端がスリパー

となって西方へ移動、ヤップと衝突しているとみられる。

島弧会合部の一生と大陸の成長

以上、環太平洋地帯の島弧会合部を概括すると、その発展段階をまとめることができる。

1. 島弧会合部のはじまり

Vogt et al. (1976) は、島弧会合部は沈み込む海洋プレート側に海台や海山群などの浮揚性のある突起物があり、それが背弧海盆の拡大で島弧が後退するのを妨げて会合部が形成されるとした。たしかに、マリアナ島弧-海溝系の会合部は小笠原海台やキャロライン海台などが衝突し、パレス・ベラ海盆やマリアナトラフの拡大を妨げ、会合部となったようである。また、九州の会合部も九州・パラオ海嶺が衝突し、沖縄トラフおよびその九州への上陸部の拡大による琉球列島の海側への後退を妨げ、会合部を形成したように見える。

しかし、北海道などは別個の島弧が合体することによってできた海溝-海溝-海溝型の三重会合点が出発点となり、その後一つの海溝が活動を停止したことにより形成された会合

部である。北海道、伊豆、カムチャッカはそのような会合部である。また、フィリピン周辺のほとんどの会合部は、この後者の起源を持つ。パナマ会合部もそうであろう。ただ、ボリビア会合部は背後に拡大した形跡がないので、約四億年前に沈み込みが始まったときにそのような湾曲した形態を持っていた可能性がある。

2. 島弧会合部の発展

一度、島弧の会合部が形成されるとそれは、起源が異なるとしても共通した発展段階をたどる。会合部で接するどちらか一方の島弧、あるいは両方の島弧とも海洋プレートの斜め沈み込みを受ける。すると千島のように前弧部分がスリバーとなり(Fitch, 1972), 海溝と平行に移動する。スリバーの移動が始まるころでは島弧の延長に平行な方向に引っぱられ、伸長性の堆積盆地が形成される(第9図)。そして会合部では衝突が起こる。その衝突は進行段階で様相を異にするであろうが、会合部が形成されてあまり時間を経っていない小笠原など以外はほとんど全ての会合部で起こっている。北海道の日高山脈でみられるように、劇的に地殻下部までめくれ上がることもあるであろう。

3. 会合部での衝突から島弧の合体へ

島弧会合部での衝突が進行すると、徐々に会合部の形態は変化していくであろう。たとえば千島前弧スリバーの衝突が続けば、それはやがて西南北海道にめり込み、日本海側へ突き抜けていくであろう。伊豆半島も同様である。このことが実際に起こっているのがスラウエシ島である。また会合部が発展し、鋭角になるとモルッカ海のようになるであろう。それはやがて鋭角な海を閉じさせ、ジッパーを閉じるように島弧の合体が進行するであろう。また、パラワン、スル、セレベスの例は、鋭角になった会合部を解消させるために海をトラップして新たな海溝を形成する例としてもみることが出来る(第9図)。

このように、島弧が衝突する島弧会合部は大陸地殻を大きく集合させていく上で重要な場であるといえる。いわば、新しい大陸を形成する太平洋型造山運動のハイライトなのである。

おわりに

日高山脈形成のテクトニクスを概観し、そこにみられる大陸地殻形成のテクトニックな背景を考察した。付加体を起源物質とし、それが主に magmatic underplating によって大陸地殻として完成することをみた。その火成活動には背弧海盆を形成したアセノスフェアの上昇が関与しているという仮説を提示した。

また日高変成帯が上昇し露出するプロセスは、地球上の島弧会合部のほとんどで起こっている衝突プロセスの最も劇的で典型的な例としてみることが出来る。それはさらに発展すると、島弧の合体・大陸の肥大化へと続く過程の一部とみなせる。

地球上の大陸はプレートの沈み込みにより形成された島弧の合体により成長し、大陸分裂・合体を繰り返して今日に至っている。日高変成帯は大陸形成のもっとも初期の過程が記録された、地球上でほとんど唯一の例であり、今後のさらなる詳細な研究の進展が期待される。

謝 辞

本論文の作成にあたり、北海道大学旧教養部地学教室の方々に大変お世話になったことに感謝します。

文 献

- 天野一男, 1989, 多重衝突帯としてのフォッサマグナ. 月刊地球, **8**, 581-584.
- Beck, M. E. Jr., Burmester, R. R., Drake, R.E. and Riley, P.D., 1994, A tale of two continents: Some tectonic contrasts between the central Andes and the North American cordillera, as illustrated by their paleomagnetic signatures. *Tectonics*, **13**, 215-224.
- Dewey, J. F. and Bird, J. M. 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *Jour. Geophys. Res.*, **75**, 2625-2647.
- Fitch, T. J., 1972, Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific. *Jour. Geophys. Res.*, **77**, 4432-4460.
- Geist, E. L. and Scholl, D. W., 1994, Large-scale deformation related to the collision of the Aleutian Arc with Kamchatka. *Tectonics*, **13**, 538-560.
- 舟橋三男・橋本誠二, 1951, 日高帯の地質. 地団研専報, no.12, 138-146.
- Jolivet, L., Tamaki, K. and Fournier, M., 1994, Japan Sea opening history and mechanism: A Synthesis. *Jour. Geophys. Res.*, **99**, B11, 22,237-22,253.
- Kagami, H., 1989, Origin of Nankai forearc sliver and uplifting of coastal mountains in southwestern Japan. *Rep. Inst. Kuroshio Sphere, Kochi Univ.*, **4**, 21-35.
- 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., 1986, Oblique Subduction and Collision: Forearc Tectonics of the Kuril Arc. *Geology*, **14**, 404-407.
- 木村 学, 1990, 日高変成帯の地殻流動はどのような場で進行したか? 月刊地球, **12**, 445-453.
- Kimura, G., 1994, Rapid growth of latest Cretaceous accretionary complex and exhumation of high pressure type metamorphic rocks in the NW Pacific region. *Jour. Geophys. Res.*, **99**, 22,147-22,164.
- Kimura, G., 1996, Collision orogeny at arc-arc junctions in the Japanese Islands. *The Island Arc*, **5**, 262-275.
- 木村 学・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, **27**, 267-277.
- 木村 学・熊ノ郷豊, 1987, 断層帯に巻き込まれた花崗岩の変形, 白滝花崗岩の例. 松井愈教授記念論文集, 175-184.
- Klemperer, S.L., 1989, Deep seismic reflection profiling and the growth of the continental crust. *Tectonophysics*, **161**, 233-244.
- Kobayashi, Y., 1985, A hypothesis on formation of the Beppu-Shimabara Graben. *Abstract of Seismol. Society of Japan*, **1985-2**, 38.
- Komatsu, M., Miyashita, S., Maeda, J., Osanai, Y. and Toyoshima, T., 1983, Disclosing of a deepest section of continental type crust upthrust as the final event of collision of arcs in Hokkaido. In Hashimoto, M. and Uyeda, S., eds., *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions*. TERRAPUB, Tokyo, 149-165.

- Kuramoto, S. and Konishi, K., 1989, The southwest Ryukyu Arc is a migrating microplate (forearc sliver). *Tectonophysics*, **163**, 75-91.
- 楠 香織・木村 学・在田一則, 1995, 日高衝突帯前縁モラッセの变形. 構造地質研究会講演要旨, 13.
- Maeda, J. and Kagami, H., 1996, Interaction of a spreading ridge and an accretionary prism: Implications from MORB magmatism in the Hidaka magmatic zone, Hokkaido, Japan. *Geology*, **24**, 31-34.
- Matsuda, T. and Uyeda, S., 1971, On the Pacific-type orogeny and its model-extension of the paired belt concept and possible origin of marginal seas. *Tectonophysics*, **11**, 5-27.
- Matsuda, T., 1978, Collision of the Izu-Bonin arc with central Honshu: Cenozoic tectonics of the Fossa Magna, Japan. *Jour. Phys. Earth*, **26**, supplement, s409-s421.
- Matthews, D.H., 1986, Seismic reflections from the lower crust around Britain. In J.B. Dawson, D.A. Carswell, J. Hall and K.H. Wedepohl, eds., *The Nature of the Lower continental crust*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, no. 24, 11-22.
- 丸山茂徳・熊澤峰夫・磯崎行雄・瀬野徹三, 1994, 新地球史概説—新しい地球史を提案する—. 月刊地球号外, no. 10, 14-19.
- Mckenzie, D.P., 1984, A possible mechanism for epeirogenic uplift. *Nature*, **307**, 616-618.
- Meissner, R., 1973, The Moho as a transition zone. *Geophys. Surv.*, **1**, 195-216.
- 宮坂省吾・紺谷吉弘・君波和雄・木村 学・保柳康一・高橋功二・山口昇一・松井愈, 1984, 北部日高帯北見滝上地域における中新世造構史. 地球科学, **38**, 119-131.
- 宮坂省吾, 1987, 衝突帯における山地形成—日高山脈の上昇史—. 松井愈教授記念論文集, 195-202.
- 新井田清信・紀藤典夫, 1986, 北海道における白亜紀島弧—海溝系, その地質構成と造構史, 地団専報, no. 31, 379-402.
- 岡田篤正他編集, 1990, 九州の活構造, 東大出版会, 550p.
- 小山内康人・宮下純夫・在田一則・番場光隆, 1986, 大陸地殻—海洋地殻接合衝上体における変成作用と温度・圧力構造—日高変成帯主帯・西帯の例—. 地団研専報, no. 31, 205-222.
- Reston, T.J., 1987, Spatial interference, reflection character and the structure of the lower crust under extension. Results from 2-D seismic modelling. *Ann. Geophys.*, **5B**, 339-348.
- Sholl, D.W., Stevenson, A.J., Vallier, T.L., Ryan, H.F. and Geist, E.L., 1989, The Aleutian arc-trench system—A perspective of ocean margin evolution controlled by regional changes in plate-boundary conditions. *Proc. 28th Inter. Geol. Congr.*, **3**, 52-53.
- Silver, E. I., Reed, D. L., Tagudin, J.E. and Heil, D.J., 1990, Implications of the north and south Panama thrust belts for the origin of the Panama orocline. *Tectonics*, **9**, 261-281.
- Tamaki, K., 1988, Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **39**, 269-365.
- Uda, T., 1976, Polyphase deformation of the Cape Erimo area caused by change of tectonic stress-field. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **82**, 1-18.
- Vogt, P. R., Lowrie, A., Bracey, D.R. and Hey, R.H., 1976, Subduction of aseismic ridge: Effects on shape, seismicity, and other characteristics of consuming plate boundaries. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, no.172, 59p.
- Windley, B.F., 1977, *The evolving continents*. 2nd ed. John Wiley & Sons, Chichester, 476pp.

(要 旨)

木村 学・楠 香織, 1997, 日高造山運動と島弧会合部のテクトニクス. 地質学論集, no. 47, 295-305.

(Kimura, G. and Kusunoki, K., The Hidaka Orogeny and tectonics of arc-arc junction, *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 47, 295-305.)

Mem. Geol. Soc. Japan, no. 47, 295-305)

北海道は千島弧と東北日本弧の会合部にあり, 白亜紀以降の日高造山運動によって形成されてきた。白亜紀ははじめから始新世にかけてアジア大陸の北東縁に平行な古海溝に沿って, 沈み込みに伴う付加が起こった。オホーツクプレートの南縁に位置した古千島弧が暁新世にアジア大陸縁と衝突し, サハリンや北海道北部における沈み込みが終了した。その後, サハリンと北海道地域は右横ずれ断層帯(日高剪断帯)へと変化した。北海道の東半分はその右横ずれ断層帯に沿って南へ動き, 断層帯に沿っては中期中新世のプリアパートペーズンが形成された。その右ずれ断層は日本海盆と千島海盆の拡大と, そして日高変成帯の変成・火成作用と同時に起こった。これらの事件はお互い密接に関連していたようである。日本海盆と千島海盆におけるアセノスフェアの上昇は, 右ずれ収束している日高剪断帯の下におよび, それによって同時に火成・変成作用が右ずれ変形とともに起こった。こうした出来事を通して, 北海道では厚い大陸地殻が成長した。中新世後期から太平洋プレートが千島海溝に沿って斜めに沈み込み, 千島前弧スリバーを南西へ移動させた。北海道の島弧会合部で前弧スリバーが衝突し, その結果日高変成岩が上昇・露出したが, これは上述した造構過程を通して形成された下部地殻である。北海道におけるこの大陸形成過程が新しく定義される「日高造山運動」である。

日本列島同様, 島弧会合部における衝突は環太平洋造山帯のほとんどの島弧会合部で進行しており, それは沈み込み帯において新しい大陸地殻を急速に造るための重要なプロセスである。