

知床半島の構造地質学的諸問題

木村 学

北海道大学理学部地質学鉱物学教室

1. はじめに

知床半島は地質学的には、国後島・エトロフ島などと同様の千島列島の一部とみなされている。そして千島列島は太平洋側から、千島・カムチャッカ海溝、根室半島や歯舞・色丹島に代表される“外弧”、知床半島や国後島の“内弧”、そしてオホーツク海中の千島海盆の“縁海盆”がセットをなす、典型的な島弧・海溝系として知られている。現在、この地域は活発な地殻変動が起こっている地域でもある。

千島列島の“内弧”が雁行状に配列していることは古くから知られていたが、その雁行配列を形成するメカニズムについてこれまで大きく分けて次の3つの考え方が出されている。第1は、徳田(1929)が紙とのかみを使って実験的に雁行配列をつくり出して以来の考え方であり、その後、藤原(1932)、阪口(1959)、貝塚(1972、1976、1980)などにより主張されている考え方である。彼らは雁行配列する知床半島、国後島、エトロフ島などはその島の延長方向に直交する方向(北西南東方向)の水平な圧縮力をうけて形成された隆起山脈と考えた。そしてこれは千島列島の“内弧”と“外弧”の間に時計廻りの偶力(右ずれ)が作用していることによるとしている。第2は、上記の考え方とは正反対の考え方であり、ソ連のStel'tsov(1970)により提出されている。彼は雁行配列は火山の配列に代表されていて、火山の配列はその延長方向に直交する引張力によって形成されるので知床半島や国後島・エトロフ島などは、その島の延長方向に直交して引張られていることになると考えた。そして、それが雁行状に配列しているのは千島列島の“内弧”と“外弧”の間に反時計廻りの偶力(左ずれ)が作用していることによるとして説明した。同様の考えは合地(1978)によっても示されている。以上の両者の考え方を第1図に示した。この両者の考え方は全く正反対ではあるが共に水



図1. 千島列島の雁行配列を説明するモデル。

1: 右廻り偶力によるモデル、2: 左廻り偶力によるモデル。

平運動」により説明する考え方である。それに対し第3は、ソ連のGnibidenko(1971)らにより主張されている考え方であり、雁行配列は千島列島に偶力が作用して形成されたものではなく、地背斜隆起に伴い長軸方向と横断方向の割れ目を生じて地塊化変位が起き、雁行配列が形成されたとするものである。

現在進行している地殻変動はネオテクトニクス

とよばれているが、地震の発震機構（森谷、1976）、測地学的研究（中根、1973）、火山の側火口配列（中村・宇井、1975）、活断層の配列（活断層研究会1980）から、知床半島はその横断方向に現在圧縮されていることが知られている。このことは第1の考え方と非常に調和的である。また第1の考え方は貝塚(1972、1976、1980)によってプレート・テクトニクスによって説明された。すなわち千島弧の“内弧”と“外弧”の間に作用する偶力は太平洋プレートが千島・カムチャッカ海溝で海溝の延長方向と斜交して沈みこむために起こるとしている。

ネオテクトニクスの分野では造構運動の実態はかなり明確にされつつあるが、現在と同質の運動は地質時代でどの位過去までさかのぼるのか、それ以前の造構運動は何がどの様にちがうのかなどはほとんどわかっていない。この点が解明されて、はじめて千島列島の形成史が明らかになるといえる。そこで本文では知床半島地域のうけた造構史を明らかにするために'80年夏に行なった予察的調査の結果についてのべたい。

2. 造構運動と広域応力場

千島弧が過去においてどのような造構運動を受けたかを考える場合、その造構運動を支配した広域応力場を知ることが有効である。

現在の地殻を支配している応力場はよく知られたように、地震の発震機構・地山応力測定・測地学的変形・活断層分布などにより解明されている。知床半島付近は前述の様に半島の延長方向に直交した方向に圧縮され、短縮していることが地震・測地・活断層により明らかとなっている。現在の応力場を解明した上記の方法はどのくらい過去まで適用できるのか？ Kasahara (1971) によれば地形学的方法でせいぜい数10万年前だろうといわれている。それより過去についてはもっぱら地質学的方法によるしかない。地質学的には応力場に支配されて起こった変形を解析すれば知ることが出来る。新しい時代に起こった変形を1つ1つときほぐし、過去の変形を決定すればよいわけである。その変形は褶曲や断層などに代表される。また最近、より簡単に過去の応力場を知る手掛りとして岩脈が注目されている。岩脈の配列がその岩脈形成時の応力場を反映することはKnopf (1936) など

により古くから知られていたが、中村 (1969) はこれをはじめて島弧の形成史の中にとり入れた。これによって島弧の過去の応力場についての知見は大きく前進した。最近、東北日本、西南日本やいくつかの島弧の例については Nakamura and Uyeda (1980) にまとめられている。しかし、知床半島の属する千島弧や島弧会合部の北海道についてはほとんどわかっていない。わずかに藤井・曾我部 (1978) の予察的検討や木村 (1980、1981)、Kimura (1981) の道東地域の検討があるにすぎない。

3. 知床半島の地質構造の特徴と 岩脈群・鉾脈群

知床半島の地質は第四紀の火山、及びその基盤としての新第三紀の火山噴出物・碎屑性堆積物より構成されている。これより古い時代のものは現在のところ知られていない。この新第三紀の火山噴出物は大半が海底火山活動の産物であり、枕状熔岩やハイアロクラスタイトから構成されている。また、この火山噴出物と同時的に活動した岩脈群が多数みられる。以下に知床半島の地質構造の特徴、岩脈群の特徴、およびこれに付随する方解石脈群、そして従来から知られている鉾脈群の特徴

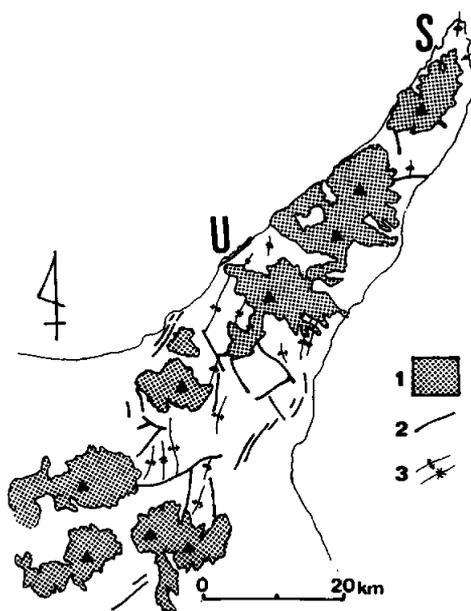


図2. 知床半島の地質構造略図

1: 第四紀火山、2: 断層、3: 褶曲軸
U: 宇登呂、S: 知床岬

について記す。

a. 地質構造の特徴

知床半島は古くから一大背斜構造をなし、その上に第四紀の火山が形成された地質構造をもつことが知られていた。その背斜構造はこれまでの図幅調査等の結果からみると、短軸・短波長の褶曲の複合した複背斜構造であることがわかる(図2)。この短軸・短波長の褶曲群の軸の延長方向は半島の延長と同じ北東・南西方向が卓越するが、一部はやや斜交し南北方向を示す。断層系は半島の延長方向と平行なものと直交するものの二系統が発達する。この両者の断層のセンスについてはこれまで十分な記載はないが、峰浜付近や忠類川付近のものは逆断層の活断層として知られている(活断層研究会、1980)。これらの諸構造は中新世末から鮮新世にかけて形成されたと考えられている(山口ほか、1953)。

b. 知床岬付近にみられる岩脈群

知床岬付近には中新世中期頃に堆積したと考え

られている火山噴出物が分布する。この地層は知床岬層といわれ、ハイアロクラストよりなる。この地層は岬付近を軸とした背斜構造を示す。この地層を多数の岩脈が貫いている(図版1)。この岩脈はハイアロクラスタイトの堆積とほとんど同時に貫入したfider dikeである。互いに交叉した岩脈や複合岩脈など様々な形態のものが認められる(図版1)。岩脈のほとんどのものが急冷周縁相や岩脈の接触面に直交した柱状節理がよく発達している。表1に岩脈の方位、幅、特徴などを示した。これらの方位についてダイヤグラフに示したのが図3である。また幅の頻度について図4に示した。N 20° E付近の岩脈が卓越し、幅では2m位の岩脈が卓越している。調査した範囲で岩脈の幅

表1. 知床岬の岩脈群の測定値

方 向	幅	特 徴
N 10° E	1.2	
N 10° E	1.2	
N 18° E	4.0	
N 10° E	2.0	
N 60° E	1.7	末端部あり
N 18° E	1.2	
N 20° E	5.0	} 枝分れ
N 25° W	4.0	
N 20° W	0.8	
N 10° E	5.0	
N 12° E	4.0	
N S	2.0	
N 20° W	4.0	
N 20° W	4.0	
N 20° E	8.0	composite dike
N 25° E	6.0	
N 18° E	10.0	
N 5° E	6.0	
N 20° W	1.0	上のdikeを切る
N 5° W	2.0	
N S	1.3	
N S	4.0	
N 5° W	3.0	枝分れ
N 25° E	3.0	
N 10° E	1.5	
N 23° E	1.0	
N S	4.0	
N 10° W	6.0	
N 30° E	4.0	
N 40° E	3.0	
N 25° E	3.0	
N S	1.0	
N 5° W	1.0	下のdikeを切る
N 30° E	2.5	
N 15° E	2.0	
N S	2.0	
N S	1.5	

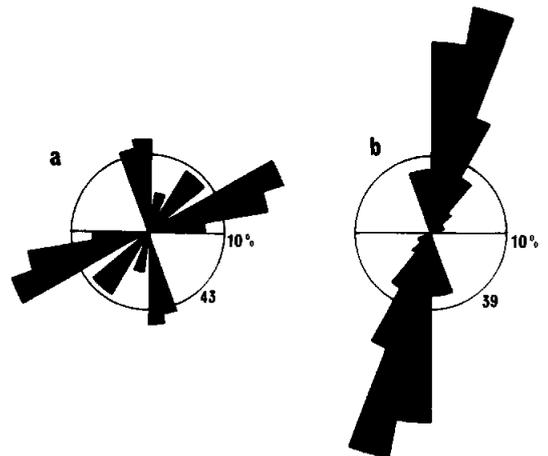


図3. 中期中新世の岩脈群

a. 図幅等の資料より復元、b: 知床岬付近

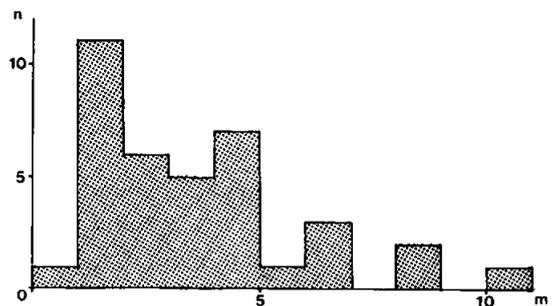


図4. 岩脈の幅頻度分布(知床岬)。

n: 岩脈の数、m: 幅(m)。

を合計すると約120mになる。これは約1割ほど地殻が北西南東方向に広がったことを示している。

C. 宇登呂付近の岩脈群・方解石脈群

宇登呂港の北東約1km付近には海蝕台が広がっているが、この海蝕台は鮮新世に堆積したと考えられている宇登呂層よりなる。宇登呂層はハイアロクラスタイトからなり、この地点では北西側に傾いた単斜構造をなす(図5)。

岩脈群：宇登呂層を貫いてこの海蝕台では7本の岩脈が観察される。これらの岩脈の産状について以下に記す。

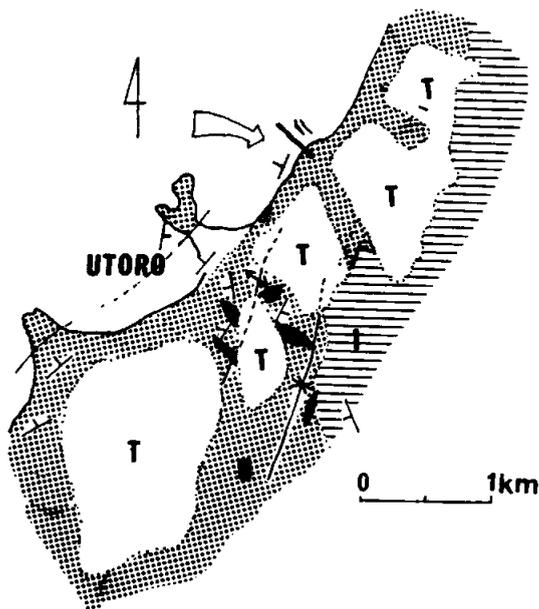


図5. 宇登呂付近の地質略図

I : イワウベツ川層 (頁岩・泥岩)、U : 宇登呂層 (ハイアロクラスタイト)、T : 段丘堆積物、矢印 : 岩脈・方解石脈観察地点。

方向はN 5° W ~ N 40° Wである(図6)。4本の岩脈はいずれもその末端部が観察される。末端部ではいずれの岩脈でも方向はやや北へ振れながらうねり、細くなる(図版2)。岩脈中央部では柱状節理がよく発達するが末端部近くでは柱状節理はなくなり、急冷周縁相と同じガラス質となる。また一部のは枝を出したり母岩にとり込まれたような産状を示す(図版2)。末端部の延長部には既存の割目は存在しない。

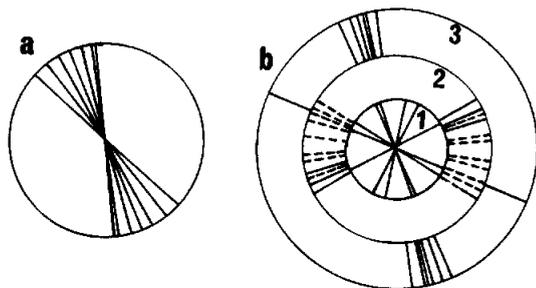


図6. 宇登呂近傍の岩脈と方解石脈

a : 岩脈方位、b : 方解石脈方位、1 : 直線状脈、2 : 雁行状脈、実線「ミ」型 破線「杉」型、3 : 不規則状脈。

方解石脈群：この岩脈が貫いている母岩には無数の方解石脈群が発達している。岩脈の発達している地点付近の脈について約35本、無作為に測定した結果を表2に示した。方解石脈の形態には直線状のもの、不規則でジグザグ状ときに網目状のもの、雁行状のもの3種類が認められる。方向については不規則でジグザグ状のものはその全体

表2. 宇登呂近傍の方解石脈

方 向	形 態	特 徴
N 20° W	irregular	岩脈に隣接する
N 60° W	l. echelon	
N 70° W	straight	
N 70° W	network	
N 25° E	straight	
N 20° W	straight	
N 60° E	straight	
N 15° W	irregular	
N 60° W	straight	
N 10° E	straight	
E W	irregular	
N 20° W	irregular	
N 10° W	network	
N 15° W	network	
N 18° W	network	
E W	l. echelon	共 役
N 25° W	irregular	
N 85° E	l. echelon	
N 70° W	l. echelon	
N 65° W	l. echelon	
N 60° W	straight	
N 20° W	straight	
N 80° E	l. echelon	
N 60° E	r. echelon	
N 70° E	r. echelon	
N 40° W	straight	共 共 役
N 45° W	straight	
N 65° E	r. echelon	
N S	network	
N 40° W	network	
N 65° E	l. echelon	
N 30° E	irregular	
N 50° W	l. echelon	
N 25° W	irregular	

width = 7mm - 10mm
共 役

の方向、雁行状のものは個々の脈の方向ではなく、雁行全体の方向について測定した。方向と形態の関係をわかり易くするために図6にその両者を合わせて示した。この図から次の特徴をみることが出来る。不規則でジグザグ状の形態を示すものは岩脈と同様の方向のものが多い。一方、雁行状のものはN 60° E からN 60° W方向に集中している。より詳細にみるとこの雁行状の脈はいわゆる「杉」型のもので、圧倒的に多く、わずかに「ミ」型のもので認められる(図版3)。「ミ」型のもはN 65° E方向に偏っている。また、この「杉」型と「ミ」型は共役な関係にあることが観察される(図版3)。直線状のものは、岩脈と同方向と雁行状と同方向のもの両者が認められる。

d. その他の知床半島の岩脈

知床岬付近、宇登呂付近の岩脈群の観察した結果については前述したが、知床半島のその他の地域にみられる岩脈について図幅等よりまとめたのが図3aである。これらは特に中期中新世の地層中にみられるもののみについて記したものである。半島とほぼ平行な北東南西方向のものが圧倒的に卓越することがわかる。

e. 知床半島の鉾脈群

知床半島にはかつていくつかの鉾山が存在し、その鉾脈の分布が報告されている(山口ほか、1953など)。その結果をまとめて卓越方向を示したのが図7である。この図からわかるように、半島の延長方向にほぼ直交した北西南東方向のものが卓越している。また知床半島と同様の地質の阿寒周辺の鉾脈群も同様の北西—南東方向を示している。また、戦前、千島列島の資源調査を行なった

根本・渡辺(1936)の報告によるとウрупп島でも全く同方向の鉾脈が発達していることがわかる(図7)。これらの鉾脈群の形成は山口ほか(1956)によると中新世最末期—鮮新世であると考えられている。

4. 知床半島の造構史と広域応力場

以上のべた地質構造の特徴や岩脈・鉾脈などの小構造要素から、知床半島のうけた造構運動とその背景となった広域的応力場について考えてみたい。

知床岬付近にみられる岩脈群は前述のように北東南西の知床半島の延長方向と平行なものが発達している。これらはfider dikeと思われるのでその形成時期は母岩と同じ中期中新世といえる。また知床半島を全体としてみても中期中新世の火山噴出物中の岩脈群は同方向のものが発達している。このことは、この時期の広域応力場は知床半島に直交した北西南東方向に最大引張主応力軸が配列する応力場にあったことを推定させる。火山噴出物は海底火山活動の産物であり、全体的に沈降の場での火成活動を示している。

宇登呂付近の岩脈群は中期中新世のものとなり、知床半島に直交した方向のものが発達する。これは前述の様に鮮新世の時のfider dikeである。岩脈の産状は岩脈の末端部に延長する割目が存在しないことを示している。このことは岩脈が既存の割目に貫入したのではなく、この時期に新たに形成された割れ目に岩脈が貫入したことを示している。岩脈の卓越方向から、応力場の σ_{Hmax} *は知床半島に直交した方向で、 σ_{Hmin} が平行な方向であったことがわかる。また岩脈の貫入している母岩中には多くの方解石脈がみられることは前述したが、この脈の雁行状のものはsimple shearによるtension gashesである。「杉」型と「ミ」型の共役な雁行状脈から方解石脈が形成された時の応力場を決定することが出来る。それによると σ_1 **は水平で北西南東方向となる。この σ_1 方向に不規則でジグザグ型の方解石脈が形成されている。方解石脈の配列が応力場に規制されていることは明

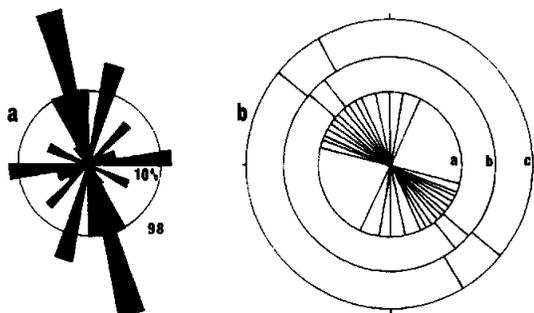


図7. 鉾脈群方向分布図

a : 根室鉾山(山口ほか、1953より)、b : ウрупп島鉾脈(根本・渡辺、1936より)。
a : 鯨湾付近、b : 家間崎、c : 平磯崎。

* σ_{Hmax} : 水平面上の主応力の中で圧縮を正としより大きい方を σ_{Hmax} 、小さい方を σ_{Hmin} という。

** σ_1 : 圧縮を正として $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ 。

瞭である。また σ_1 の方向は岩脈から堆定される σ_{Hmax} の方向と一致している。

以上の宇登呂周辺の岩脈・方解石脈から堆定される応力場は知床半島の延長方向と直交する方向の側方圧縮を暗示するが、これが局所的なものか、より広域的な応力場の反映かについて以下に検討する。中新世末～鮮新世に形成された鉞脈群は前述のように知床半島に直交したものが卓越する。鉞脈は原理的には岩脈と同様、引張性の割目に貫入するものであるから、この鉞脈が形成された時の応力場は北西南東方向に σ_{Hmax} が配列していたことになる。この応力場は宇登呂付近の岩脈・方解石脈から堆定された応力場とよく一致している。また中新世～鮮新世には知床半島が全体として隆起し、褶曲群が形成されるが、褶曲軸の配列は北東南西方向のものが多く、これらの褶曲の形成機構についてはわかっていないが、知床半島に近い網走構造線沿いのやはり同様の北東南西方向の軸をもつ褶曲群は側方から圧縮された座屈褶曲であることがわかっている(木村、1979、1980)。以上のことを総合すると中新世末～鮮新世の知床半島は全域が北西南東の側方圧縮の応力場にあったと考えられそうである。したがって宇登呂周辺の岩脈等から復元した応力場は局所的なものではなく広域応力場を反映したものととらえることが出来る。以上の中新世末～鮮新世の応力場は中新世中頃と大きく転換していることは明らかである。

以上のことをまとめると知床半島の造構史を以下の様にとらえることができる。

- 1) 中期中新世頃、広域応力場は北西南東引張であり、この応力場に支配されて全域での沈降、活発な海底火山活動が起った。
- 2) 中新世末～鮮新世になり広域応力場は大きく転換した。すなわち全域が北西南東方向圧縮の応力場になった。この応力場に支配されて全域で褶曲運動が起り隆起山脈が形成された。この広域応力場はネオテクトニクスから堆定されている応力場と同じである。したがってネオテクトニクスはこの時期に開始されたとみることが出来る(図8)。

5. 知床半島と広域テクトニクス

以上のように応力場という観点から知床半島の造構史について概観したが、これはまだ予察的で

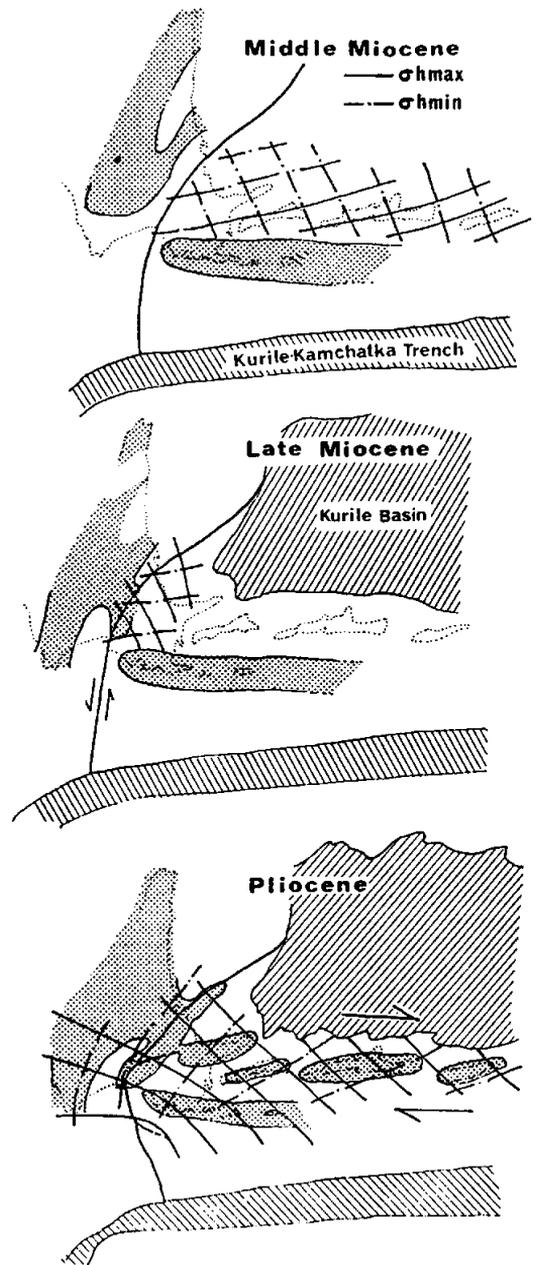


図8. 千島弧南西端付近のテクトニクスと応力場(木村、1981)。

あり、今後、より詳細な地質構造の調査、時代論の正確な決定、火成活動の性格と応力場の変化の関係など残された課題は大きい。それらはいずれも島弧—海溝系の代表例である千島弧の解明にと

って極めて重要な課題である。

さて、中期中新世の引張応力場と中新世末～鮮新世の圧縮応力場が広域テクトニクスとどのように関係するのか、中新世末頃の応力場の転換は何を意味するのかについて考察したい。

中新世末頃の応力場の転換はすでに木村 (1979) Kimura (1981) が知床半島に近い網走構造線沿いの地域で明らかにしており、この転換がかなり広域的に起こったことは確実のように思われる。また中新世末以降の知床半島に直交した圧縮の応力場は、現在の雁行配列する千島列島が貝塚 (1972、1980) のいう機構で形成されたことを示している。そしてその開始が中新世末頃であることが今回明らかになった。ただ中新世中期頃の応力場は Stel'tsov (1970) の考え方で説明される可能性もある。(Minato et al. (1965) もこの時期の火成活動は雁行割目に沿って起こったと考えている。しかし、この時期に雁行状割目に沿って火成活動が起こったかどうかは現在の知床半島と国後島の間の地域では火成活動が起こらなかったことが実証されねばならず、Minato らの見解は現在のところ予測の域を超えない。) 中新世中期頃はいわゆる“グリーンタフ変動”の時期に当たるが、この時期は縁海の千島海盆が活発に形成されていた時期と考えられている。このことと知床半島での引張応力場が関係するかもしれない。Snegovskoy (1971) はエトロフ島の北で千島海盆の南北断面を示している (図 9)。それによると千島海盆は海岸性地殻の上に厚い新第三紀以降の堆積物を堆積しているが、この堆積物は千島列島付近で褶曲をうけ陸上部に連続

しているという。このことは千島海盆は新第三紀に形成、それに引き続いて堆積物が供給され、それが、その後千島列島付近で褶曲をうけて隆起したとみることが出来る。褶曲をうける以前はおそらく千島海盆が形成されている時期であり、全体は相対的な沈降域にあったと思われる。褶曲の開始によって千島列島付近の造構運動は大きく転換したのであろう。これは知床半島で予想された応力場の転換、褶曲・隆起の開始とよく対応している。すなわち中新世中期頃の引張応力場は千島海盆の形成に規制されていたとみるのが合理的であろう。

さて、再び千島列島の雁行配列の問題であるが貝塚 (1972、1976、1980) は前述のようにこの雁行配列は太平洋プレートが千島・カムチャッカ海溝で斜めに沈み込むため、千島弧の外帯が西へ引きづられ、千島弧の内帯と外帯の間に横ずれ断層 (島弧中央部断層) が生じ、それによって内帯に雁行配列が形成されるとしたがこの点について検討する。

Kimura (1981) は知床半島の西部の網走から十勝平野の浦幌を抜けて太平洋下の釧路海底谷に連続し海溝に達する構造線 (網走構造線) の運動像について検討した。その結果、この構造線は千島弧の構造的末端部を形成しており、中新世末以降千島弧の外帯に当る位置を中心に構造線は西に凸に大きくわん曲したことを明らかにしている (図 8)。Kimura (1980) は明瞭な島弧中央部断層の存在は否定しながらも貝塚と同様の運動によってこのわん曲を説明している。では千島弧の外帯の西への“はり出し”はどうして起こったのか？

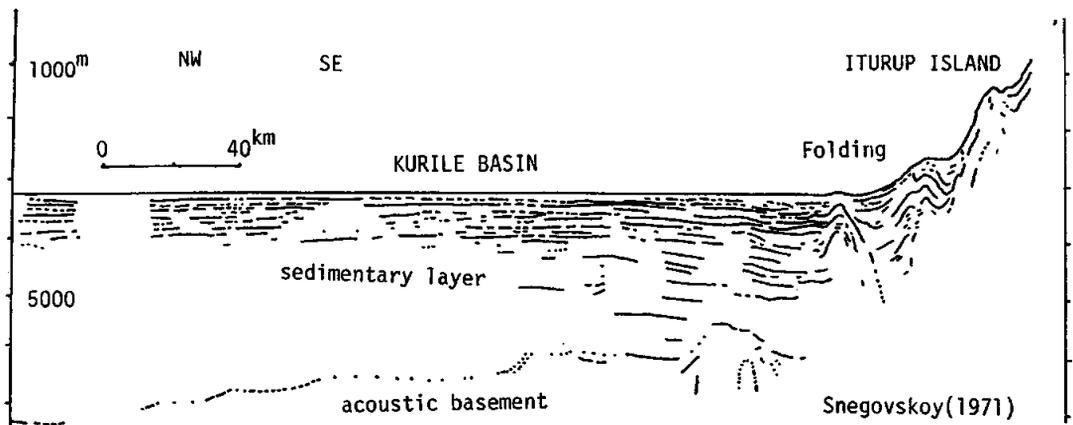


図 9. 千島海盆の震探断面図 (Snegovskoy, 1971)。

北海道の位置はグローバルにみると3つのプレートの会合する所と最近では考えられてる (Dickinson, 1978, Okada, 1978など)。すなわち地震の起こっている地域から堆定して大西洋中央海嶺の延長はシベリアのVerkhoyansk褶曲帯ないし、Cherskiy山脈を通り、Sakhalinそして北海道の日高山脈へつながるといっているのである (Chapman and Solomon, 1976; Dickinson, 1978)。ただ大西洋中央海嶺は開くプレート境界であるのに対し日高山脈などは衝突する境界である。これはプレートの回転運動によって説明される。この境界の東側がアメリカン・プレートであり西側がユーラシア・プレートということになる (ただDen and Hotta (1973) やOkada (1978) がのべたようなオホーツクプレートとして独自に存在するものがあるかもしれない。Dickinson (1978) もオホーツク隆塊はもともと1つのmicro-continentと考えている)。北海道の南には千島・カムチャッカ海溝を境に太平洋プレートが位置している。このような関係で考えると、オホーツク海の部分は南西へ移動する運動

が起こることになる。太平洋プレートは北東方向へ移動しているわけだから、アメリカプレート (オホーツクプレート) と太平洋プレートの境界近くの千島列島では2つのプレートの合力によって運動が起こることになる (図10)。千島弧の外帯の西への移動と雁行山列の形成は太平洋プレートの斜めの沈み込みだけによるのではなく上記のように2つのプレートの運動の結果とみるのがより合理的であろう。

日高山脈・サハリンと2つのプレートの衝突帯が南北に延長しながらも千島弧外帯の延長部に位置する日高山脈がとりわけ強く変形され、西へ凸なわん曲の形態をとる事実は3つのプレートの会合点近くに日高山脈が位置したとして説明される様に思える。日高山脈はかつて“日高造山運動”によって白亜紀に山脈の形成が開始されていたと考えられていた (Minato et al. 1965) が、最近、日高山脈は海洋性地殻と大陸もしくは島弧性地殻の接合部であり (小松ほか, 1979)、その隆起は中新世末に急激に起こった (宮坂・菊池, 1977) と

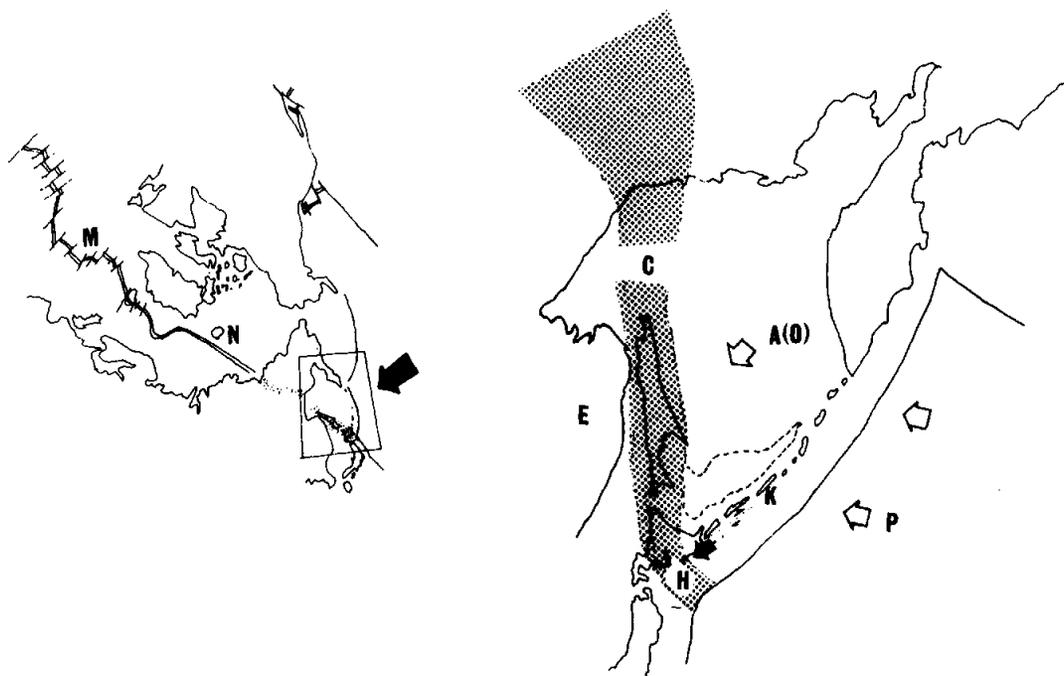


図10. 知床半島と広域テクトニクス

M : 大西洋中央海嶺、N : 北極、E : ユーラシア・プレート、C : 衝突帯、H : 日高帯、A (O) : アメリカンプレート (オホーツク・プレート)、K : 千島列島、P : 太平洋プレート、白矢印 : プレートの運動方向、黒小矢印 : 千島弧外帯のシフト方向。

考えられるようになってきた。これは前述の様に考えると知床半島の造構運動と密接に関係しているといえそうである。

6. おわりに

本文では知床半島の岩脈等の若干のデータとこれまでの図幅等の調査から知床半島の造構史を予察し、グローバル・テクトニクスの中での位置づけについて検討した。しかし、前述のようにこの結果はまだ粗いものであり予察的なものである。ただ、最近、北海道で相次いで報告されている新知見を含めて、新第三紀以降の造構史は統一にとらえられそうである。知床半島の今後のより詳細な調査は島弧の発達史、3つのプレートの会合部としての北海道の解明にとって極めて重要といえよう。最後に本文をかく機会を与えていただいた知床博物館の合地信生氏、日頃御討論いただいている北海道大学松井愈教授・北海道変動帯グループの皆様に厚くお礼申し上げる。

文 献

- Chapman, M. E. and Solomon, S. C., 1976: North American-Eurasian Plate Boundary in Northeast Asia. *Jorn. Geoph. Res.*, vol. 81, 921-930.
- Den, N. and Hotta, H., 1973: Seismic Refraction and Reflection Evidence Supporting Plate Tectonics in Hokkaido. *Papers in Meteor. Geoph.* vol. 24, 31-54.
- Dickinson, W. R., 1978: Plate tectonic evolution of North Pacific Rim. *J. Phys. Earth*, 26, suppl., 1-19.
- 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。
- 藤原咲平, 1932: 地渦・地裂及地震。古今書院。
- Gnibidenko, H. S., 1971: Geology and deep structure of Sakhalin, Kurile Islands and Kamchatka. Asano, S. and Udintsev, G. B. eds. *ISLAND ARC AND MARGINAL SEA*, Tokai Univ. Press, 5-16.
- 合地信生, 1978: 北海道東部雁行構造及び火山の形成について。しれとこ資料館報告、no. 5、9-15。
- 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。
- 、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。
- Kaizuka, S., 1976: 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.
- Kasahara, K., 1971: The role of geodesy in crustal movement studies, *Roy. Soc. N. Z., Bull.*, 9, 1-5.
- 活断層研究会, 1980: 日本の活断層、分布図と資料、東大出版会。
- 木村 学, 1979: 小断層、砂岩岩脈からみたラワン褶曲帯の形成機構。地質雑、85、221-238。
- 、1980: 節理系の解析と褶曲の形成機構—北海道東部二又地域を例として—。地質雑、86、105-118。
- 、1981: 千島弧南西端付近のテクトニクスと造構的応力場。地質雑 (投稿中)。
- 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 (in press)
- Knopf, A., 1936: *Ignious Geology of the Spanish Regions, Colorado*, Geol. Soc. Am. Bull., 47, 1727-1784.
- 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年大会要旨集、289。
- Minato, M., Hunahashi, M., and Gorai, M., 1965: The Geological development of the 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。
- 森谷武男, 1976: 北海道内陸部における浅発地震活動。「シンポジウム」北海道およびその周辺の地下構造とその地学的意味。70-83。
- 中村一明, 1969: 島弧のテクトニクス1仮説。地質学会第76年大会討論会資料「グリーンタフに

関する諸問題」、31—38。

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、No.3、1975、75—82。

Nakamura, K. and Uyeda, S., 1980: Stress gradient in arc-back arc regions and Plate subduction. Jour. Geoph. Res., 85, 6419-6428.

中村勝美、1973：日本における定常的な水平地殻歪、測地学雑、19、190—208。

根本忠寛・渡辺武男、1936：得撫島国図幅説明書。北海道地質調査会。

Okada, H., 1978: Sedimentary pattern in apparent back-arc basins: A case study of the Neogene sequence in northwestern Hokkaido, Japan. J. Phys. Earth, 26. 477-490.

阪口 豊、1959：北海道の新しい地質時代の地殻運動。地理評、32、401—430。

Snegovskoy, S. S., 1971: Sediments of the South Okhotsk deep sea trench. Geoph. Doklady Akad. Nauk. SSSR. 196, 87—90. (in Russian).

Stel'tsov, M. I., 1970: The en echelon arrangement of the structures in the southern part of the Kurile Island Arc. Geoph. Doklady Akad. Nauk, SSSR, 189.

Tokuda, T., 1926: On the echelon structure of the Japanese archipelagoes. Japan Jour. Geol. Geogr., 5, 41—76.

山口四朗・長谷部完三・太田恒亭、1953：知床半島南部における鉾床胚胎の機構について、東部北海道の鉾床の研究(2)。鉾山地質、3、145—155。

図版の説明

図版1：知床岬の岩脈の産状

1：交叉した岩脈 2：柱状節理の発達した岩脈 3：岩脈の末端部(平面)。

図版2：宇登呂近傍海蝕台の岩脈産状

1：岩脈末端部拡大枝分れの産状
2：岩脈末端部でのうねり。

図版3：方解石雁行状脈(宇登呂)

1：「杉」型と「ミ」型の共役な産状
2：「杉」型の雁行状脈



図版 2

