

## 南部北上雄勝・牡鹿地方中生界の褶曲構造 —とくにスレート劈開との関連—

滝沢文教\*

Fuminori TAKIZAWA

### 1. はじめに

南部北上帯（阿武隈山地北東縁の相馬地方を含む）の中古生界の褶曲は、スレート劈開のよく発達した剪断褶曲としてよく知られる。天然スレートと硯石の産出や、サンゴ類・アンモナイト等化石の変形が著しいことに特徴づけられる。この帯の変形構造は、TOKUYAMA (1965), IWA-MATSU (1969, 1975)らによって研究され、深部から浅部に向って、流れ（先上部デボン系）—剪断（古生界—三畳系）—曲げ\*\*（上部ジュラ系または白亜系）の各褶曲型を示す構造階層をもつことが知られ、剪断褶曲は中深度（約3,000 m～5,000 mの深さ）の変形構造として位置づけられた。

筆者は曲げり（flexural-slip）の要素が強いながらもスレート剪開もよく発達する牡鹿半島ジュラ系の褶曲層の観察から、剪断褶曲タイプの変形構造に関心をもち、雄勝地方での三畳系について、若干の検討を行った。本稿では剪断褶曲と曲げ褶曲（flexure folds）との関係、スレート劈開と褶曲との関係等の観点から、標記地域の褶曲について述べる。

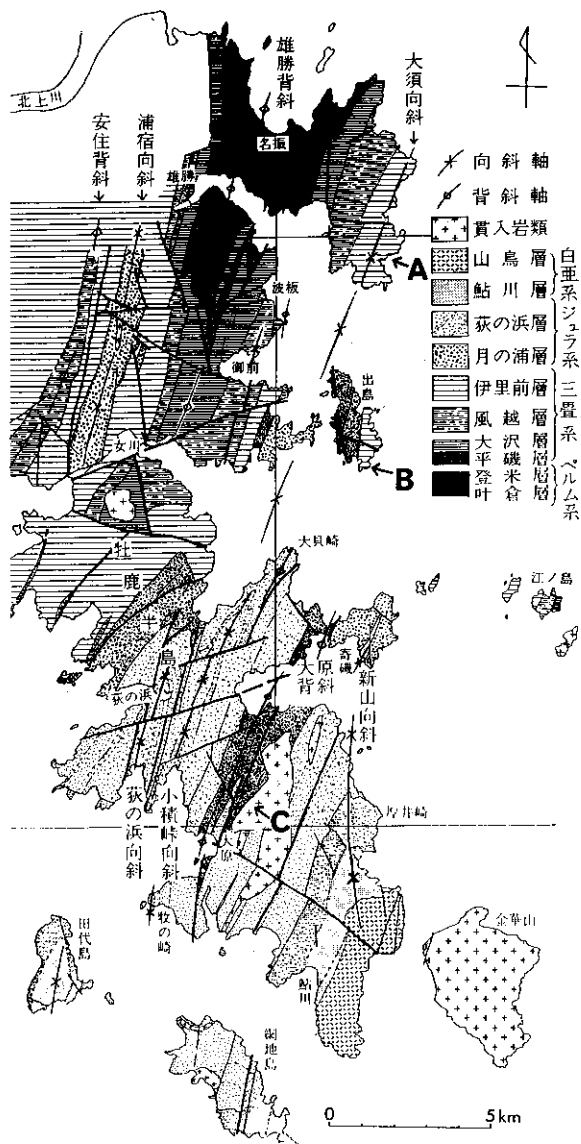
### 2. ジュラ系の褶曲構造

牡鹿半島のジュラ系は、南部北上帯のジュラ系の中で最も顕著に褶曲しており、波長1 m以下の小規模なものから数 kmの大規模なものまで、少なくとも4つのオーダーの褶曲構造が識別される。このジュラ系と白亜系（牡鹿層群）とは、西側より荻の浜・小積・新山の3つの向斜からなる複向斜構造をもって分布し（第1図）、層厚がそれぞれ150—650 mの砂岩・礫岩層、砂岩頁岩互層、頁岩層が交互に累重しており、10部層、3累層に区分される（滝沢ほか, 1974）。全層厚は約4,200 mと見積られるが、同層群の上位には、下部白亜紀火山岩類（厚さ1,600 m）が不整合で重なる。褶曲軸の方向はN—SないしNNE—SSWで、10°前後南に沈下する。頁岩には白亜系を含めてスレート劈開が一般的に発達し、アンモナイト等化石の変形もかなり著しい。

露頭でよく観察される波長5～30 m位の小褶曲は、フレッシュ型有律互層や砂岩薄層をはさむ頁岩層（Kt, Kz, Fkの各部層が代表的）など成層の良好な地層によく発達する。第2図は小積峠向斜の3つのルートについての断面図であるが、褶曲軸が南にプランジしているので、南側のルート程より上位の構造レベルを示していることになる。ここに現れる地層は全て上部ジュラ系荻の浜累層であり、岩相と褶曲の卓越波長との関係を如実に示している。すなわち、極厚層理砂岩が優勢で、コンピテンシーの高いと考えられるMk部層には半波長500 m位の中規模オーダーの褶曲がみられ、小褶曲はほとんど発達しないのに対し、その上下位のフレッシュ型互層からなるKtやFk部層では半波長5～30 m位の小褶曲がよく発達している。Mk部層内の他の地層との境界部には、小褶曲の発達することもある。小褶曲のうちでも中～大規模褶曲の翼部に発達するものは大概背斜と向斜とが隣合わせに対をなして存在し、drag的な効果をうかが

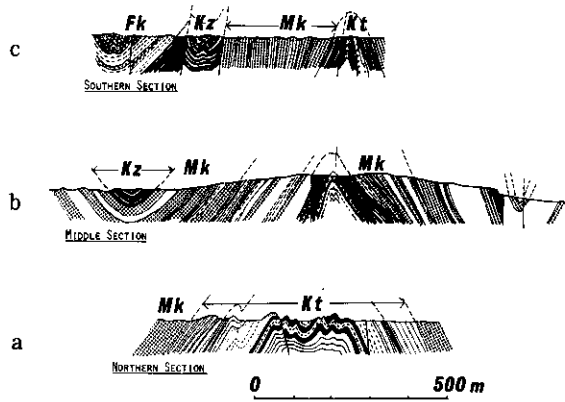
\*地質調査所

\*\*本稿では、慣習により flexural-slip の様式を「曲げ」と呼ぶことにする。



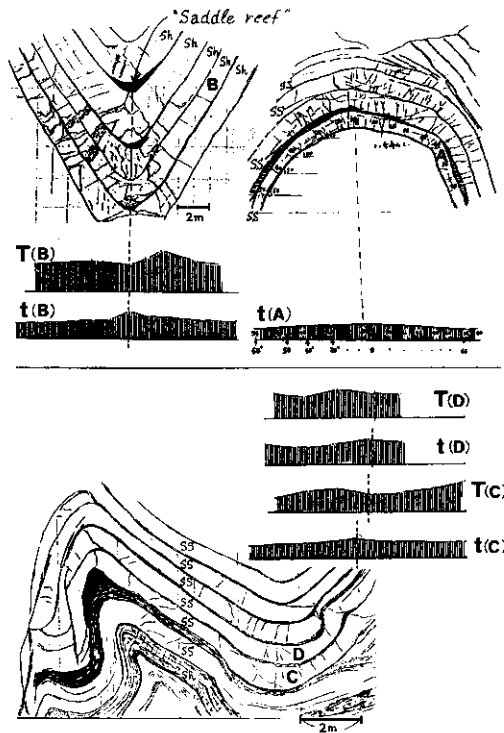
第1図 雄勝・牡鹿地方の地質図

A. B. Cは、第9図のセクションの位置を示す。



第2図 杜鹿半島ジュラ系の小横峠向斜における地質断面

ジュラ系荻の浜累層は、下位より Kt, Mk, Kz, および Fk の4部層より構成される。断面は、北側より a, b, c の順に配列。



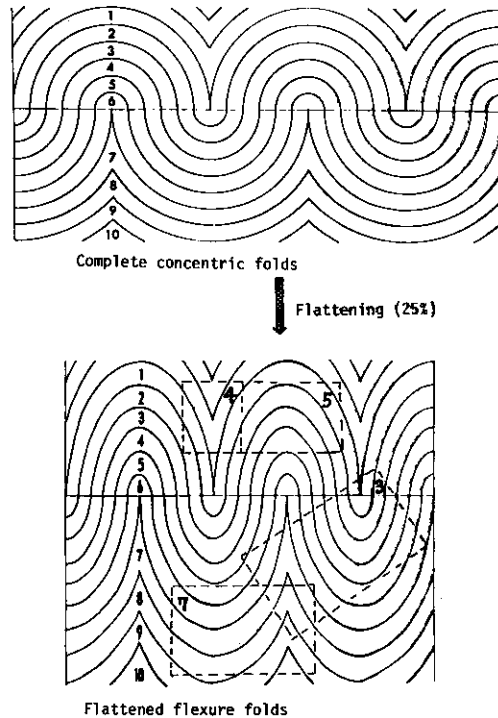
第3図 ジュラ系荻の浜累層の小褶曲の例

軸部で層厚が厚くなっており、頁岩にはスレート劈開が発達。しばしば "Saddle reef" のレンズが存在。t: 層厚, T: 軸厚

わせる。

さて、小褶曲の形態であるが、詳しい記載は本稿では省略する。第3図に例を示す\*。 bedding slip の痕跡は頻繁に認められ、とくに Fk の小褶曲では bed by bed の単位で存在する。頂部は円いものが圧倒的に多く、基本的には flexural slip folds (コンセントリック褶曲) であるが、例外なく軸部で層厚が厚くなっている。層厚 (t) — 軸厚 (T) ダイアグラムの検討結果によれば、相似褶曲と平行褶曲の中間型を示す。砂岩層の褶曲において翼部の最小層厚/軸部の最大層厚の比は 0.65 - 0.75 位のもので大部分である。一方 T の値は一定ではないがその変化幅は t に比べるとかなり小さくしかも最大は軸部でなく、翼部にある。頁岩層の場合は翼部の薄化がより大きいようである。

de SITTER (1958 ほか) は、このようなタイプの褶曲が、完全コンセントリック褶曲の側方からの押しつぶしによるものと考えた。RAMSAY (1962, 1967) は、これをさらに発展させ、“modified (または flattened) flexure folds” と呼び、押しつぶし量を算出するためのグラフを作成した。押しつぶしは、種々の条件によって、岩石のダクティリティが増加し、層理面に斜交する方向に粒子が回転・流動 (層流の様式で) することによって変形を生む。筆者は牡鹿半島のジュラ系の褶曲変形について、RAMSAY らの考えを受け入れ、Fk 部層などにみられる小褶曲について押しつぶし量 (x) を算出してみた。ただしここでの押しつぶし量はあくまで理想的な



第4図 模式化したジュラ系の小褶曲の形態 (flattened flexure folds)。

押しつぶし量は 25%、層厚の thickening を伴う。

\*牡鹿層群等本地域にみられる小褶曲の図例は滝沢・正井 (1978) および滝沢・神戸 (1979) に紹介してある。

コンセントリック褶曲が形成されて以降の量であって、地層に加わった全変形量からみれば一部である。荻の浜層の場合  $12 < x < 27$  で  $x = 20 \sim 25$  位が多い。そこで、この値を用いて荻の浜層レベルでの“押しつぶし曲げ褶曲”を模式化すると、第4図の如くなる。荻の浜層上半部に頻繁に発達する様々の形態をもつ小褶曲群を、この図にあてはめてみたのを点線枠で示したが、非常にうまく説明がつく。なお第3図にも例示したように、このタイプの褶曲の頂部には“Saddle reef”状のレンズ層がしばしば観察される。

一方、荻の浜層下部 (Kt) の褶曲では翼部がかなりまっすぐで頂部の角ばったシェブロン型褶曲がときどき発達する (第5図)。ここでも“Saddle reef”がよく発達する。

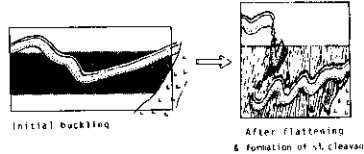
同じ Kt 部層やその下位の月の浦層 (Tk および Sm) でも、大原背斜に露出する部分は、とくに変形量 (押しつぶし量) が大きいと見られ、スレート劈開も顕著で  $x > 30\%$  に及ぶものもある。また、flattening により形成されたであろう剪断型の微小褶曲 — cleavage folds または passive-slip folds (DONATH, 1963) — や cleavage mullion などが観察されるが、本稿では省略する。同じ微小褶曲のうち Sm や Kt 下部には de SITTER (1958) の parasitic folds とみなされるものが、ときに boudin を伴って認められる (第6図)。これについて彼の計算式 \*



第5図 荻の浜層下部 (Kt) にみられる chevron type folds.

$$* \quad x = \frac{c}{\sqrt{1/2 \sin 2\alpha}}$$

(c は変形前の長方形の面積,  $\alpha$  は変形層と圧縮主応力の方向とのなす角)



第6図 ジュラ系Kt部層にみられる Parasitic folds とその形成過程。  
強いスレート劈開の中でブーディンと褶曲が共存する。

によって、押しつぶし量（de STTERは shortening と呼んでいる）を算出すると、 $x = 18\% + x'$  ( $x' < 25\%$ ) となる。 $x'$  は boudin 形成による変形量の見積りが困難なので算出が難しいが20%位になり、 $x = 40\%$ 位になる可能性がある。

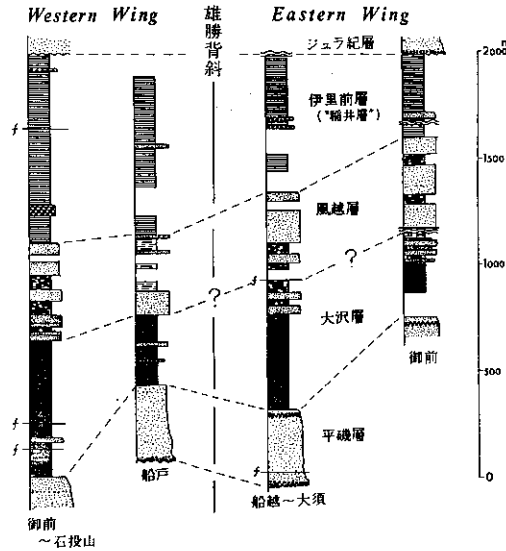
### 3. 雄勝背斜の断面形態と三疊系の褶曲

雄勝背斜は、南部北上帯内では第1級の南北性の背斜構造でその北方延長は岩井崎付近に連なる。中生界における志津川-橋浦亜帯と唐桑-牡鹿亜帯の境にもなっている。雄勝背斜の軸はほぼN-Sの方向に伸び一般に南側へ5°位プランジするが牡鹿半島のつけ根付近ではプランジが20°位になると同時に open folds となり、曲率が大きくなって不鮮明になる。

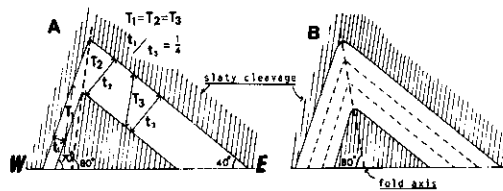
雄勝背斜の北端部にはペルム系葉倉層相当層が露出し、その上位に登米層の粘板岩、さらに三疊系稲井層群の諸層が重なる。

登米層の粘板岩は天然スレートとしてよく知られる。稲井層群は第7図の如く下位より①基底礫岩・砂岩②頁岩ないし粘板岩③砂岩④砂質頁岩の4層からなる。すなわちコンピテントな砂質岩が2層、スレート劈開のよく発達するインコンピテントな泥質岩が2層で、異なる岩相が200～400mの単位で交互している。

ところで雄勝背斜を構成するペルム-三疊系の地層は典型的な剪断褶曲を示すとみされている(TOKUYAMA, 1965; 木村ら1966)。スレート劈開を軸面劈開として剪断褶曲の考え方をう呑みにすれば、雄勝背斜の模式断面はスレート劈開面が、西側へ急斜(平均80°位)することから第8図Aの如く表現される(TOKUYAMA, 1965)。この背斜は確かに、西翼が東翼に対して急傾斜になっている非対称褶曲である。ところが実際に両翼の地層の層厚を比較するためコンピテント層の三疊系平磯層について調べてみると、背斜の両側で厚さの極端に大きな差異は見い出せない(第7図)。第8図Aに示されるような4倍の差異はとてもない。もう1つのコンピテント層である風越層の砂岩は本来層厚の側方変化が非常に著しい地層なので、比較に適さない。船戸西方では確かに薄い、同じ背斜西翼の御前浜北西方の山中(船戸の4～5km南方)では、東翼と殆んど同じ位の厚さをもっている。このようにこの背斜の両翼の層厚差は非常に小さく、第8図Aの如き断面を描くことは困難である。こうして、スレート劈開面の傾斜とは別に雄勝背斜軸面の



第7図 雄勝背斜両翼における稲井層群の柱状図



第8図 雄勝背斜に関する模式断面

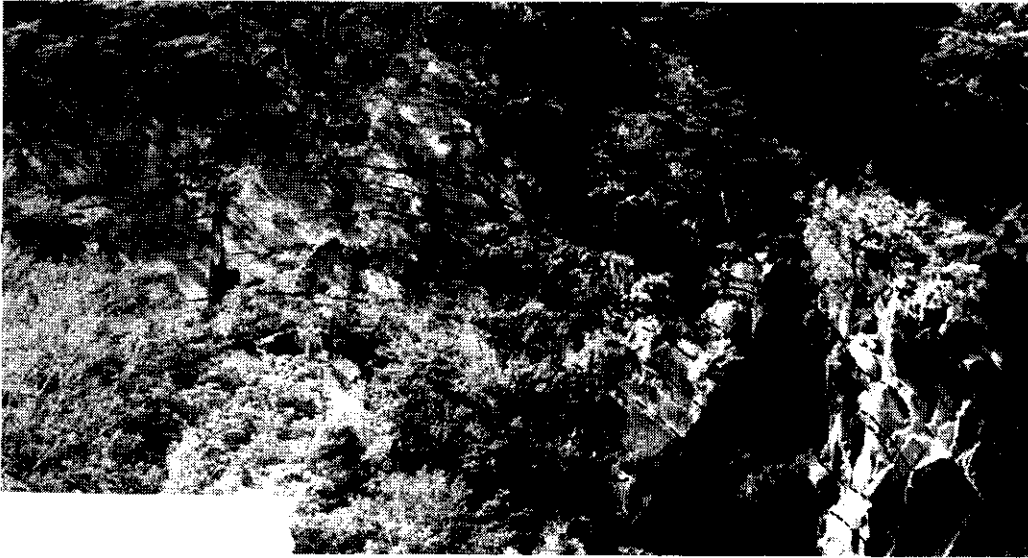
A, Bで両翼の層厚に大きな相異がある。

様態を地質図作成の面から推察すると実際には、この背斜の褶曲軸面は、東側に80°前後傾斜していなければならない。従って同背斜の模式断面は、第8図Bのようになる。すなわちスレート劈開は、軸面と逆傾斜であって、軸面劈開とはならないことになる。雄勝背斜を含む実際の地質断面を第9図に示す。登米層分布の南限部(第1図)を見てもわかるように、雄勝町南側では、この背斜は3背斜2向斜からなる“複背斜構造”を示す。

次に稲井層群の褶曲構造について簡単にふれよう。基底の平磯層(塊状砂岩)は、半波長200—300 mの中規模オーダーでよく褶曲しているが、小褶曲規模のものは、上位の大沢層との境界部に近い上部層準で若干のうねりをみせるだけで稀である。平磯層の礫岩の礫は、石灰岩や頁岩礫などを除き、一般に押しつぶしによる変形はないか僅少で、回転の要素が強い。褶曲の頂部での平磯層は翼部より確かに厚くなっているが、だいたい1.5倍位であろう。頂部は半径の大きい円弧を描き、翼部で急に傾斜を増す。すなわち、頂部の開いた congruent folds (similar fol-

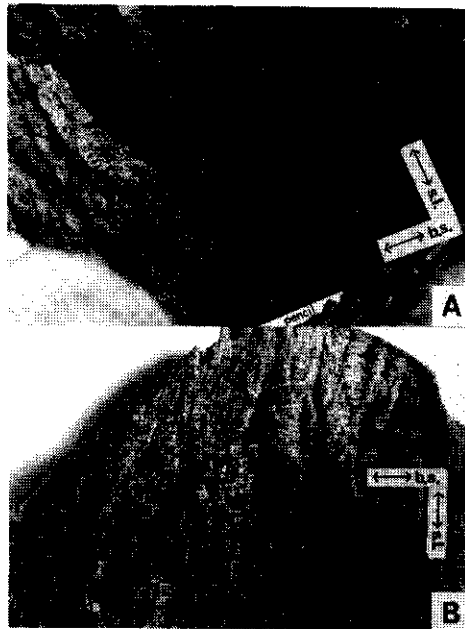






第11図 大沢層の小褶曲の例（雄勝町浪板スレート採掘場）

形態としてはもっとも一般的なもので、円い頂部と bedding slip をもつ。写真の右側部分は、手前に突出している。



第12図 Bedding slip (b. s.) とスレート劈開 (s. l.) との関係

A：ペルム系登米層，B：ジュラ系月の浦層． b. s. は s. l. に切られているか， s. l. の方向を軸としてちりめんじわ型に微少うねりしている。

形は、頂部と翼部との層厚差が非常に大（1.5～2.5倍）であることに象徴されるようにジュラ系のそれよりはるかに大きく、あるまとまった地層群の total をみた場合、振幅は比較的小さいがジュラ系に比べてより強い相似型を示す。

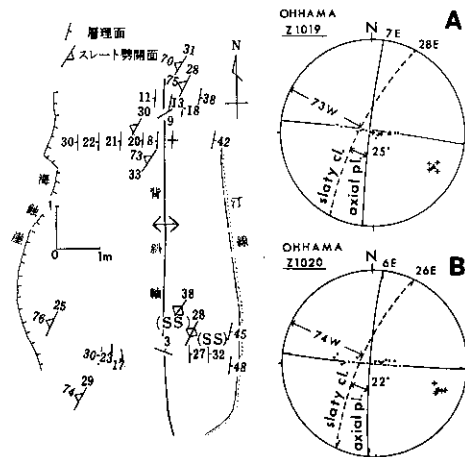
稲井層群では砂岩層はもちろん大沢層など、葉理頁岩層にあっても、注意深く観察すると随所で bedding slip の痕跡が見い出される。その多くのは flexure folding に伴って形成されたものであることが、前述した褶曲形態の特徴および次の事実によって容易に推察される。

第12図は bedding slip の条線が、これに直交もしくは大きく斜交するスレート劈開と調和する方向に微少うねりしたり、微小断層によって切られてずれていることを示す。すなわちこの bedding slip はスレート劈開に先行して形成されたものである。このような bedding slip 面は、ジュラ系のようにそう頻繁にあるわけではないが、登米層と大沢層のスレート採掘場などでときどき見出される。

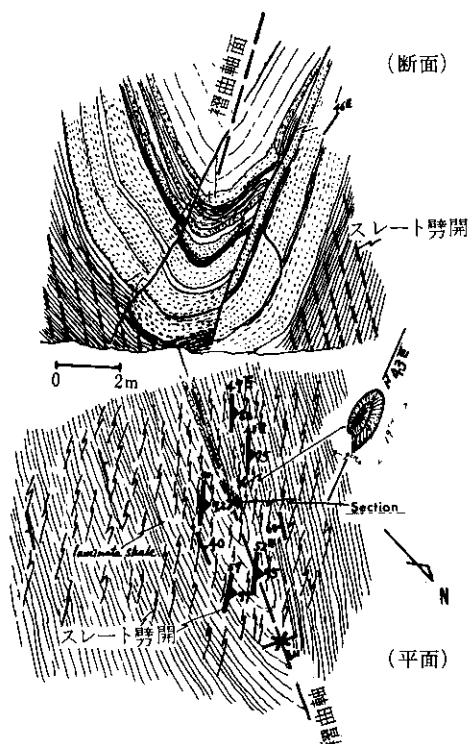
#### 4. スレート劈開と褶曲軸との関係

次にスレート劈開と褶曲軸の関係を、まず露頭規模の小褶曲について調べてみる。第13図は、雄勝背斜東方約2.5 km の大浜付近の大沢層にみられる小背斜のスケッチである。

岩相は葉理および層理のよく発達した灰色粘板岩で砂岩層をはさむ背斜軸が30 m以上にわたって追跡されその方向は丁度N-SまたはN2°Eで南側ではN5°Wに少し彎曲している。スレート劈開の走向はN30°E前後であり、傾斜は西へ75°前後を示す。したがって褶曲軸とは約30度位斜交していることになる。褶曲軸に平行なスレート劈開は認めがたい。第14図もスレート劈開と褶曲軸の斜交する例である。この向斜構造の露頭は海食崖の断面と海食台上の平面とが両方観察でき、スレート劈開と向斜軸面とは走向において20°以上斜交し、傾斜も逆である。この図の範囲内で発見された3つのアンモナイトは、いずれもその変形楕円の長軸がスレート劈開の方向と一致する。なお、この褶曲は第2図のa断面の一部であり、付近にある幾つかの小褶曲の



第13図 大沢層の小褶曲における褶曲軸とスレート劈開の関係  
ステレオ投影図はAが左図、Bは付近にある別の向斜を示す

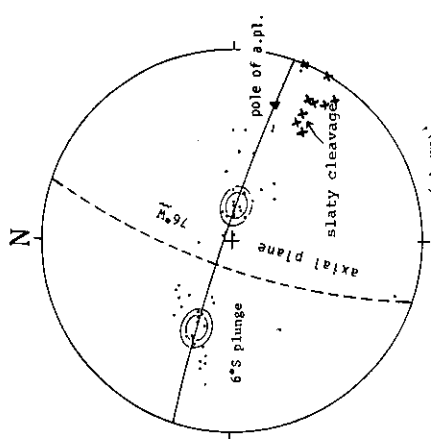


第14図 ジュラ系荻の浜層の小褶曲における褶曲軸とスレート劈開の関係

外観は褶曲軸面に対し、斜め方向から押しつぶされたような歪んだ形を呈している。

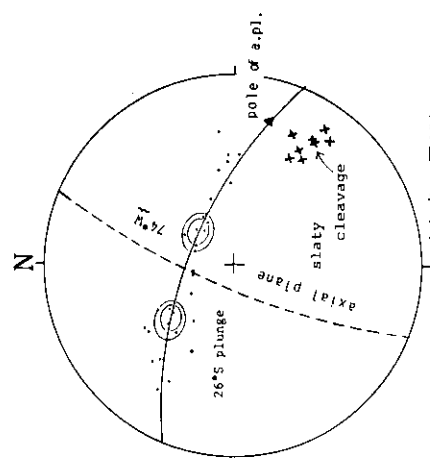
以上の2例におけるスレート劈開と褶曲軸の斜交関係は本地域では決して局部的・特殊なものではなく、雄勝背斜の断面形態の記述でも述べたように、中～大規模オーダーの褶曲でも認められる。もちろん両者がほぼ一致している部分もあるが、斜交関係は雄勝背斜の東側および牡鹿半島東部で著しい。斜交例を示せばきりが無いが第15図に大須向斜の場合、第16図に新山向斜の例を示す。後者のFt部層は下部白亜系であるにも拘らず、スレート劈開が明瞭に発達する。産出するアンモナイトや斧足類の変形もかなり著しく、アンモナイトの変形楕円体の長径と短径の比は1対0.65 - 0.70を示す。

南部北上で下部白亜系までスレート劈開の発達するのは牡鹿地方だけである。志津川地方や橋浦地方ではジュラ系・三疊系ともスレート劈開は発達しないか、ごく微弱だから、その発達にはかなり水平的差異のあることになる。筆者の予見によれば、日結一気仙沼線と追波川断層（橋浦ジュラ系南限部）の間の地帯で千まや花崗岩体の東側の部分においてスレート劈開が非常に弱いとか欠如している。

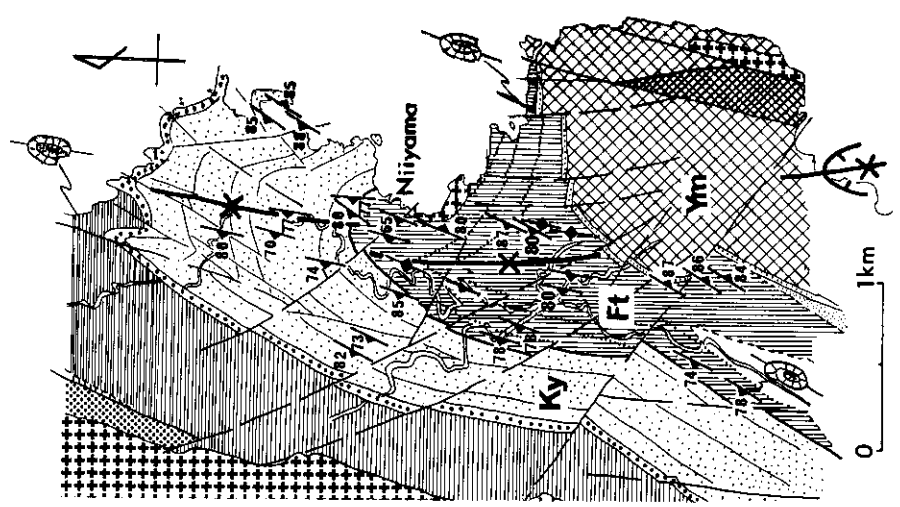


(大須)

向斜



(出島一尾浦)



第15図 大須向斜における(第9図B断面)スレート劈開と褶曲軸の関係

第16図 社鹿半島新山向斜におけるスレート劈開の様態

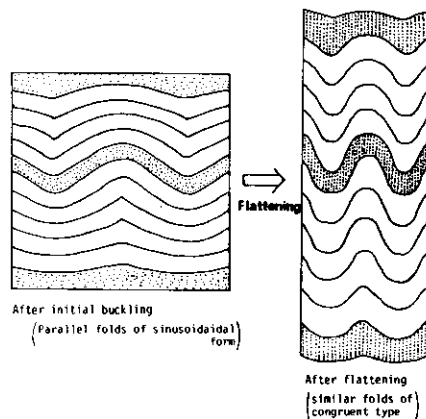
### 5. 剪断褶曲における座屈要素（まとめに代えて）

雄勝・牡鹿地方におけるペルム系から下部白亜系までの豊富な褶曲に照らして、データがまだ不十分なままの記述であったが、指摘した点を要約すれば次の如くである。

- ① ペルム系から下部白亜系までのほぼ一連の地層群の全てにスレート劈開がよく発達するが、それらはしばしば褶曲軸に斜交して存在する。
- ② ジュラ系・下部白亜系はもちろん、典型的な剪断褶曲を示すとみなされてきたペルム系や三畳系にも bedding slip が認められ、少なくともその一部は、flexural slip の痕跡と考えられる。
- ③ bedding slip はスレート劈開に先行して形成されたものがある。
- ④ 波長数 10 m 以下の小褶曲は、ジュラ系・三畳系ともフリッシュ型互層や葉理頁岩などコンピテンシーの小さく、成層性の良い地層に頻繁に発達するが、厚い砂岩層（200 m 以上）には稀である。
- ⑤ 小褶曲の形態は、ジュラ系では基本的に flattened flexure folds である。三畳系や登米層では形成機構としては上とほぼ同様でありながらより強い相似型を示す。押しつぶし量はとくに三畳系では砂岩層より頁岩層でより大きい。

スレート劈開の成因には触れなかったが、ジュラ系における小褶曲の形成過程や parasitic folds の存在を考えると、押しつぶし作用（flattening）と密接に関係するであろう。そして、化石や石灰質団塊などの変形楕円体の長軸がスレート劈開の方向に一致していることは、劈開が最大圧縮主応力の方向に直角に形成されたことを示すであろう。

以上に指摘した諸点を総合すると、剪断褶曲の典型とみなされてきた登米層や稲井層群の褶曲は押しつぶし（＝スレート劈開の形成）作用と座屈作用とが複合して形成されたもので、座屈は押しつぶしに先行して作用したと結論される。座屈段階で形成された三畳系以下の flexure folds は、ジュラ系のそれとは形態が若干異っていたであろうと考えられる。すなわち、三畳系の褶曲は押しつぶしの際ジュラ系のそれのような完全コンセントリック褶曲を出発点とせず、第17図のようにやや振幅の小さい sinusoidal folds を出発点として flattening を受け、congruent form の相似型褶曲に至ったと推論される。この相違には封圧が大きく関係していたと推察される。また flexural slip の間隔は三畳系以下の褶曲では、ジュラ系に比べてかなり“疎”であり、この



第17図 稲井層群における小褶曲の発達過程を示す模式図。  
押しつぶし量は未算出、この図では仮に41%と仮定。

ことも座屈段階の褶曲形態の決定に関連したであろう。ジュラ系の褶曲における“Saddle reef”様のレンズの頻繁な存在は、コンセントリック褶曲が、過度なほど完全な形で形成されたことを示している。この“Saddle reef”様のレンズ層がスレート劈開によって切られ変形を受けていることは、両者の形成に時間的差異のあったことの証拠でもある。

剪断褶曲といわれるものに buckling または flexure folding の要素が先行して存在したという考えは、KNILL (1960) および BEUTNER (1978) などによって既に指摘されており、de SITTER (1958) や RAMSAY (1967) の flattened flexure folding 等の考えもこれを支持または示唆するものである。垣見 (1978) も「天然の褶曲においては押しつぶしの作用だけからなる褶曲は考えずらい。その層自体に座屈の要素をもつか、少なくとも初期には座屈が起った……」と示唆している。

本稿で扱った規模の褶曲では、純粹に shear folding のみで形成されたものはないが、頁岩または粘板岩卓越層にときどきみられる微小褶曲には、純粹の shear folds が存在することを加味して、筆者は simple shear の要素をも含む shear folding の機構を否定するものではない。

なお、本地域の褶曲において、スレート劈開と褶曲軸がしばしば斜交する現象（とくに東側部分で著しい）の説明は今後に残された課題である。座屈と押しつぶしとは大島変動時に引き続いて起ったであろうが、両作用の間で圧縮主応力方向の回転があったのであろうか。もしそうであるなら南部北上においてスレート劈開の発達度合の水平的差違を説明するのに好都合である。一方、層短縮は別として、座屈による側方短縮量や各層準別に押しつぶし量を算定することも今後に残された課題である。先にジュラ系最上部 (Fk) の褶曲について 25% の押しつぶし量を見積った。この値は世界の他のフィールドの値に比較して小さ過ぎるが、屋根スレートを産出する地層とは層厚差 2,000 - 3,000 m も離れた浅部の構造層準を見ていることに留意する必要がある。CLOOS (1947) はスレート劈開の存在すること自体、約 30% 以上の圧縮歪を示すと指摘した。一方、岩松 (1979) は屋根スレートを産出可能な泥質岩は世界的にそろって 70% の短縮量を示すと述べている。今後、歪量解析の素材の検討と共に南部北上の中部古生界から下部白亜系までの層準毎（水平的差違にも留意して）の変形像を、座屈・押しつぶしの両面から量的に解析するために、詳しい変形論的考察が期待される。

## 文 献

- BEUTNER, E. D. 1978: Slaty cleavage and related strain in Martinsburg slate, Delaware Water Gap, New Jersey. *Am. J. Sci.*, **278**, 1-165.
- CLOOS, E. 1947: Oolite deformation in South Mountain fold Maryland. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **58**, 843-917.
- De SITTER, L. Y., 1958: Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. *Geol. en Mijnbouw*, **20**, 277-286.
- IWAMATSU, A. 1969: Structural analysis of the Tsunakizaka syncline, in southern Kitakami mountainous land, Northeast Japan, *Earth Sci.* (Chikyu Kagaku), **23**, 227-235.
- 1975: Folding-styles and their tectonic levels in the Kitakami and Abukuma mountainous lands, Northeast Japan, *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, **19**, 95-131.
- 岩松 暉 1979 : 岩石の劈開. 岩波講座・地球科学 9 (地質構造の形成), 161 - 185.
- 垣見俊弘 1978 : 地質構造の解析. 地学双書 22, 地学団体研究会.
- 木村敏雄 1980 : 日本列島〔Ⅱ下〕日本列島の骨組の形成. 古今書院, 577 - 916.
- ・佐藤 正・徳山 明 1966 : 小地質構造. 鉱山地質, **16**, 192 - 203.

- KNILL, J. L., 1960: A classification of cleavages, with special references to the Craignish district of Scottish highlands, 21st Int. Geol. Cong. Report, 317-325.
- RAMSAY, J. G. 1962: The geometry and mechanics of formation of "similar" type folds, *J. Geol.*, **70**, 309-327.
- 1967: *Folding and Fracturing of Rocks*, 568p., McGraw-Hill, New York.
- 滝沢文教・一色直記・片田正人 1974 : 金華山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所. 62 p.
- ・正井義郎 1978 : 牡鹿・雄勝地方の褶曲 (その1) ジュラ紀層の褶曲形態. 地質ニュース, **291**, 49-61.
- ・神戸信和 1979 : 牡鹿・雄勝地方の褶曲 (その2) 三疊紀層とペルム紀層の褶曲を巡って. 地質ニュース, **300**, 28-45.
- TOKUYAMA, A. 1965: Faltungsstockwerke in der Ojika-Halbinsel Nordostjapans, *Sci. Papers Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo*, **15**, 217-236.