

新潟県三島郡中永峠に発達する逆断層を伴う小褶曲構造について*

小玉 喜三郎** 樋口 茂生*** 三 梨 昂**

Minor Folds and Reverse Faults Observed on the Chūei Pass in the Northern Part of the Chūō Oil Fields, Central Niigata

By

Kisaburō KODAMA, Shigeo HIGUCHI & Takashi MITSUNASHI

Abstract

Many minor folds and reverse faults are developed in the Shiiya formation of the Chūei Pass, the northern part of the Chūō oil fields, Central Niigata. They consist of seven reverse faults and associated minor drag type folds, which are observed on the outcrops of 15 m in height, 150 m in width.

There are two interpretations about the mechanisms of their origin. The first explanation is that they are sedimentary structures which formed contemporaneously with sedimentation of the Shiiya formation. The second is that they were formed by the lateral compressive stresses generated in the course of the growth of the Chūō oil fields anticlines.

In this article, authors show the evidences that these folds and faults are cut by the upper sandstone beds, from the precise field sketches. According to this fact, it is certain that they have been formed during the interval of sedimentation of the Shiiya formation. Many other internal structural features also substantiate this interpretation of the mechanism. Therefore, it is concluded that these structures are so-called "deep-seated submarine landsliding".

1. はじめに

新潟県柏崎市の東方に発達するいわゆる中央油帯背斜は、南北に約 30 km 以上にわたって連続するもので、新潟堆積盆地中でも第 1 級の構造と考えられている(1971, 鈴木ほか)。三島郡出雲崎町の東方で、この背斜の軸部を東西に横切中永峠には、第 1 図で示すような、逆断層や小褶曲が多数発達していて、以前から注目されていた。すなわち、これらの一連の小構造がこの地域を構成する第三系の堆積過程の運動を反映していると考えられる点や、あるいは、油田褶曲の発達機構と直接関連した小構造と考えられるなどで、その意義が指摘されてきたからである。しかるに、この構造自体については、これまで十分な解析はなされておらず、その成因についても様々な推定がなされてきたにすぎなかった。

筆者らは、このような意義と問題点をふまえて、この構造の形成機構を明らかにするため、今回、さらに精密

な構造解析を行なった。そしてとくに小構造間の新旧関係について明らかにするため、詳細なスケッチを行なって形成過程の解明を行なった。

ところで、この構造は、発達している位置が、ちょうど中央油帯背斜の軸部にあたるため、その成因について、これまで 2 つの異なる解釈がなされていた。

1 つは、植村(1970)などが述べているように、中央油帯背斜が発達することにより、その内側部に水平圧縮が生じて、これが形成されたとするものである。すなわち、逆断層や小褶曲構造を解析すると、その圧縮力の方向が中央油帯背斜の軸に直交し、また背斜の外側部には、伸長性断裂が存在することで、それを説明している。しかし、その場合には、この逆断層と正断層が同時期に発達したということになり、また逆断層発生と背斜形成も同時であるわけであるが、これらを具体的に示す証拠についてはあまり明確にされなかった。

もう 1 つの見解は、これらの小褶曲や逆断層が、大局的に見れば正常な地層にはさまれて分布することから、これが堆積の過程でできた構造だと結論するものであ

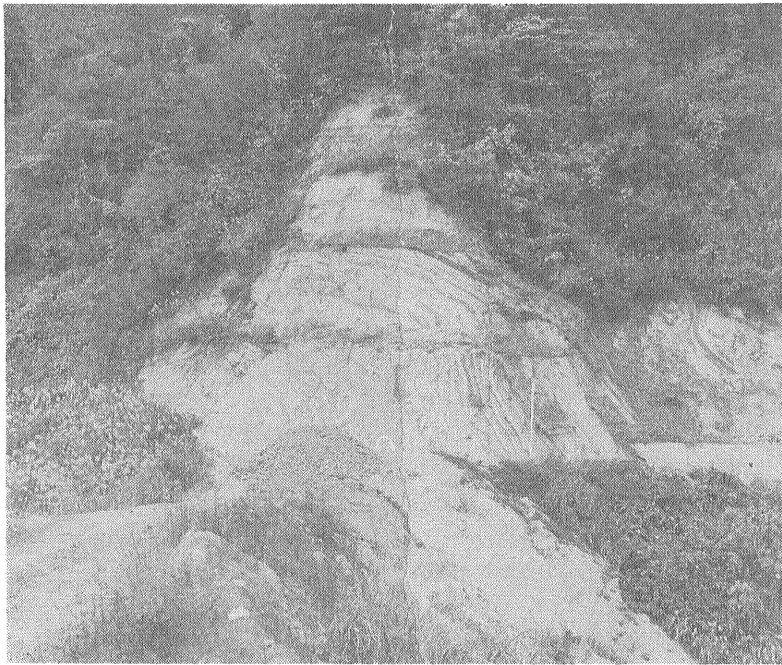
* 1970年10月3日、日本地質学会第77年学術大会にて報告

** 燃料部

*** 千葉県公害研究所



第1図



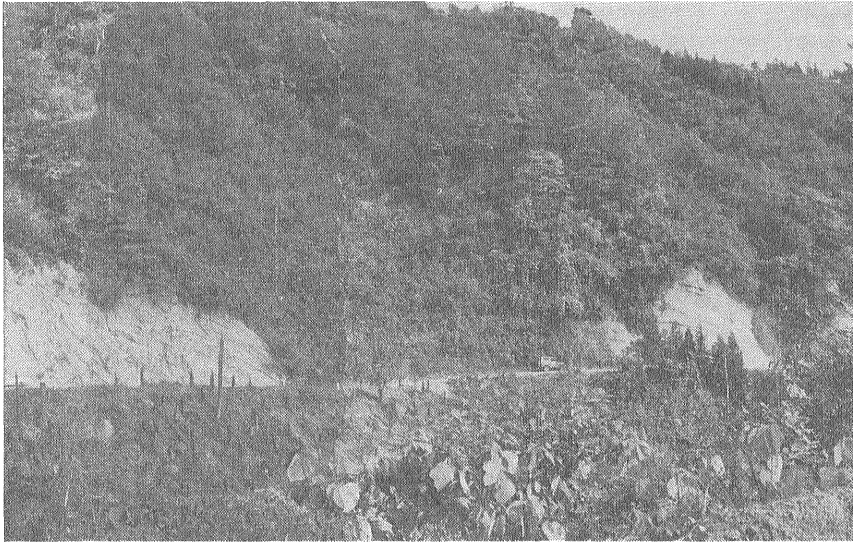
第2図 No.1の褶曲と逆断層

る。しかしこれについても、堆積時の構造であることを示すような、小構造内部についての具体的な記載は示されていない。

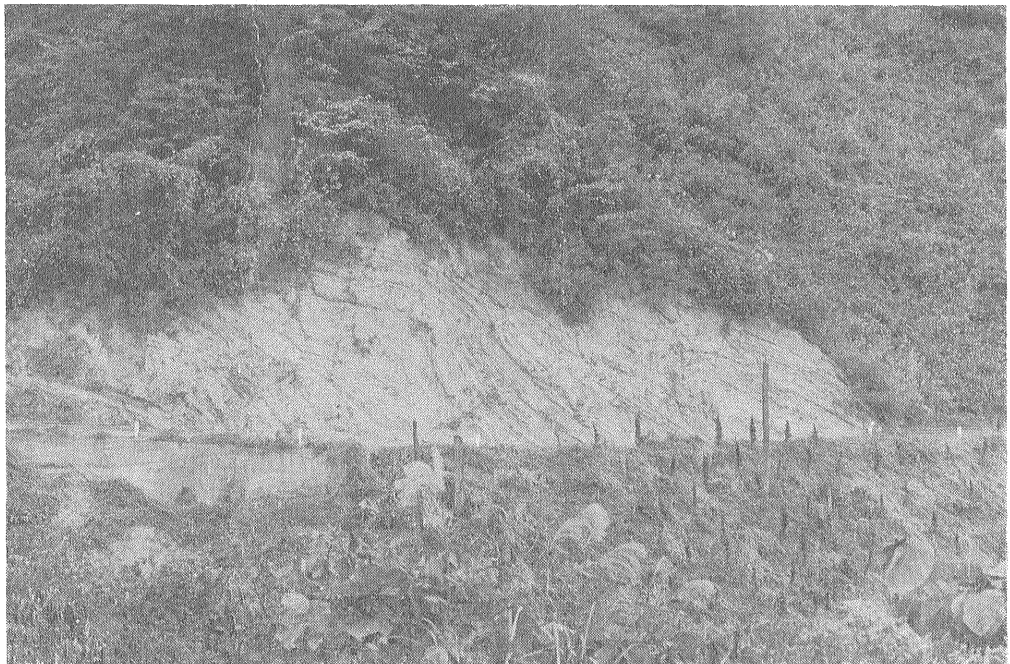
このような問題点を明らかにするため行なった今回の調査の結果では、小褶曲構造と、上位の褶曲していない地層との関係を示すいくつかの重要な事実が観察された。

さらに小褶曲の発生と逆断層の発達との順序関係や、褶曲過程における泥岩層の流動など、形成機構と密接な関係をもつと思われる諸事実も観察することができた。以下にこれらについての記載を報告し、成因を考察することにする。

なおこの調査は第三系堆積盆地の形成機構に関する特



全 景

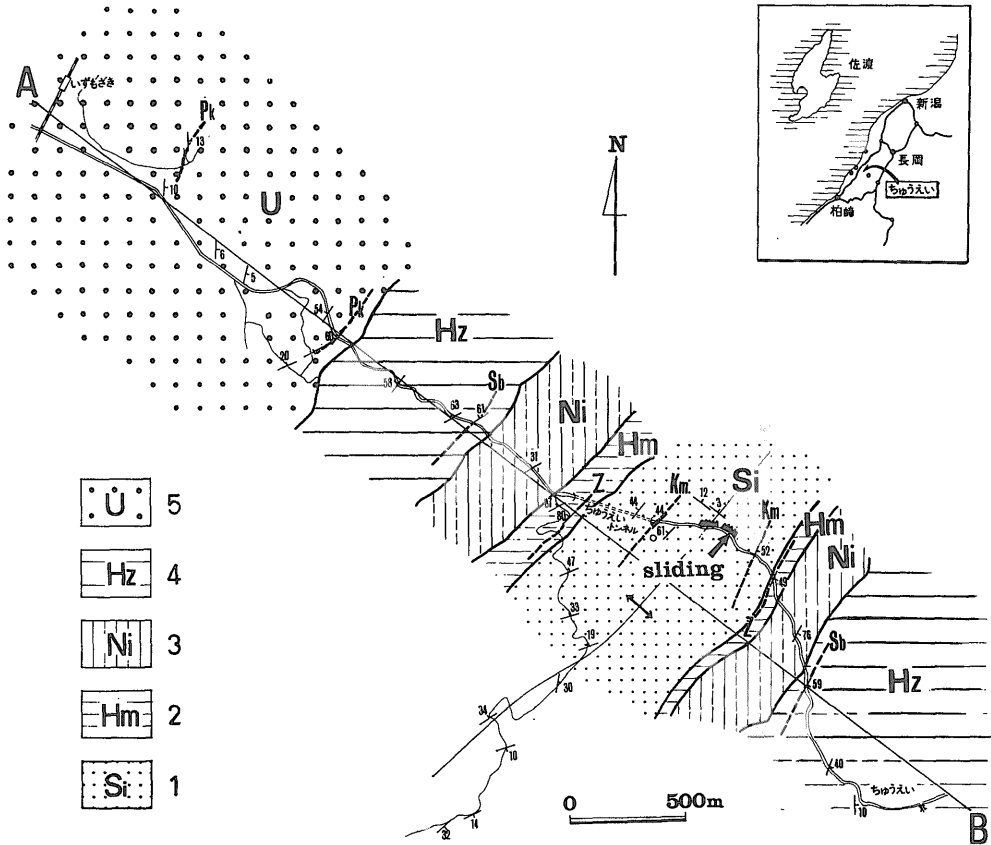


第3図 No. 3, 4, 5の褶曲と逆断層

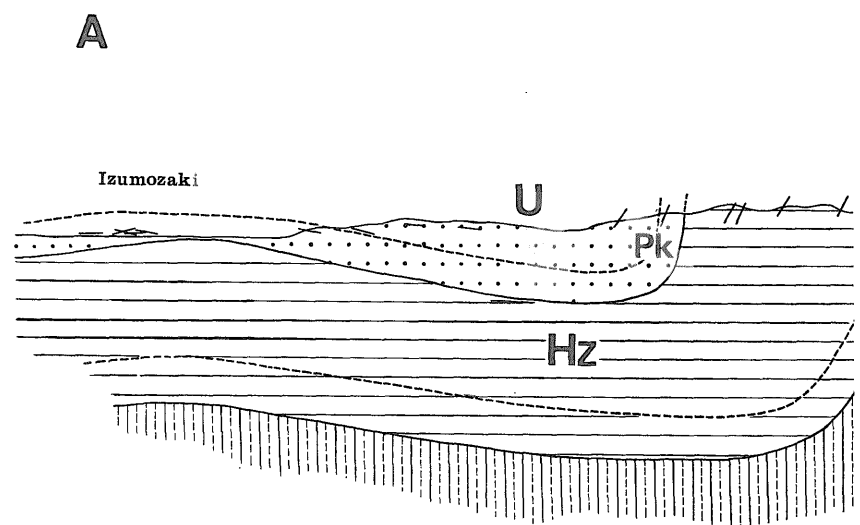
別研究テーマの一つとして行なったもので、グループ員の全面的な協力をいただいた。また新潟大学植村武助教授には現地における検討をしていただき、東京教育大学藤田至則助教授、山内靖喜氏、および地質部垣見俊弘技官には原稿について検討していただいた。以上の方々には謝意を表したい。

2. 中永峠付近の地質構造

この地域は新潟第三系堆積盆地の西部、いわゆる中央油帯北部に位置し、NE-SWに伸びる背斜構造を形成している。出雲崎—中永ルートは、この背斜を横切るルートの中でも露出の良いことでよく知られている。ルート



第 4 図 中永峠付近の地質図
 1: 椎谷層 2: 浜忠層 3: 西山層 4: 灰爪層 5: 魚沼層



第 5 図 出雲崎—中永ルート地質断面図

に沿った地層の分布は第4図に示すとおりで、下位から椎谷層 (Si)、^{はまつだ}浜忠層 (Hm)、西山層 (Ni)、灰爪層 (Hz)、魚沼層 (U)、の5層に分けられる。これらはそれぞれ、砂岩泥岩互層、泥がち砂岩泥岩互層、塊状帯緑色シルト岩層、帯緑灰色砂質シルト岩層、砂がち粗粒砂岩シルト岩互層である。第5図には、多数挟在する凝灰岩鍵層を100分の1柱状図を基礎に対比して得られた構造断面を示した。

地質構造はこの断面図から明らかなように、軸面が西方に傾いた非対称背斜構造をなし、その背斜軸はN40°Eの方向で北東へ約10°傾斜している。またこの背斜を境にして、両翼の地層の厚さをくらべると、いちじるしい変化のあることが注目される。とくに灰爪層以下の地層については、西翼の地層が東翼の地層の1.5~2倍にも厚くなっている(第5, 6図)。

逆断層を伴う小褶曲構造は、中永トンネルの東方約300mの地点にある崖面で観察される。これはちょうど中央油帯背斜の軸部にあたり(第4, 5図)、層序的には椎谷層の中下部に位置する(第6図)。

なお、椎谷層中には、模式地の椎谷や、井鼻、郷本などにおいても、中永峠とほぼ同じ椎谷層の層準に、いわゆる異常堆積構造が知られている(鈴木・吉村, 1966)。これらは中永峠のものと同様で構造形成の上で密接な関連があると思われるが、これについては後で述べる。

3. 構造形態の記載

上にのべた崖面において、100分の1の精度で行なった構造のスケッチを第7図に示す。

これを見ると、ここには少なくとも7つの、いずれも東から西へつき上げた逆断層と小褶曲が観察される。これらを西から順にNo. 1, No. 2, No. 3……No. 7と名づけ、以下にそれぞれの特徴を記載する。

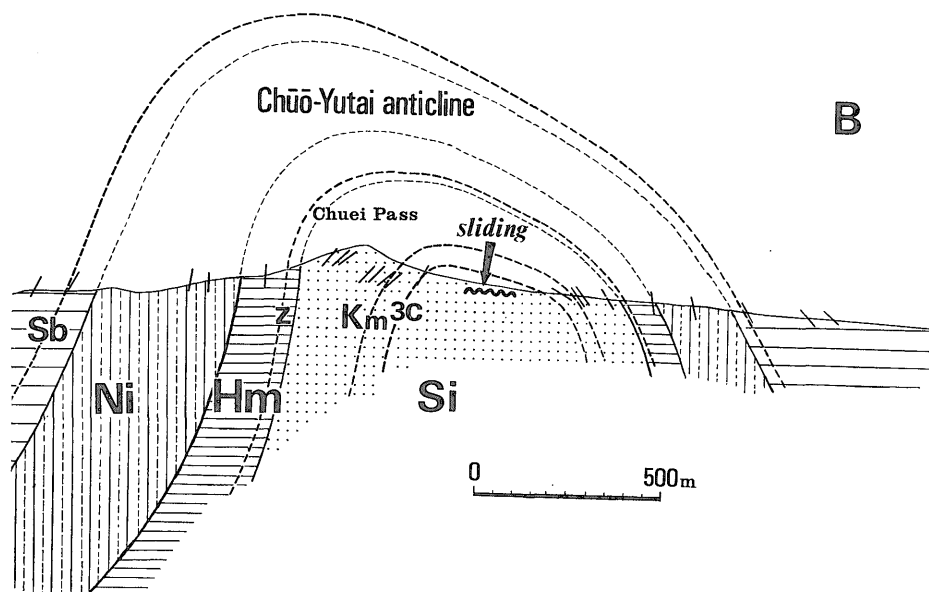
なお、このスケッチを行なった崖面の向きはN80°Wの方向であり、一方ここで見られる小褶曲や逆断層の走向がN10°WないしN20°Eであるから、これらは互いに直交にちかき関係にある。したがって、この崖面で見られる小褶曲や逆断層は真の断面形態にほぼ近い形を示していると考えられる。

3.1 岩相

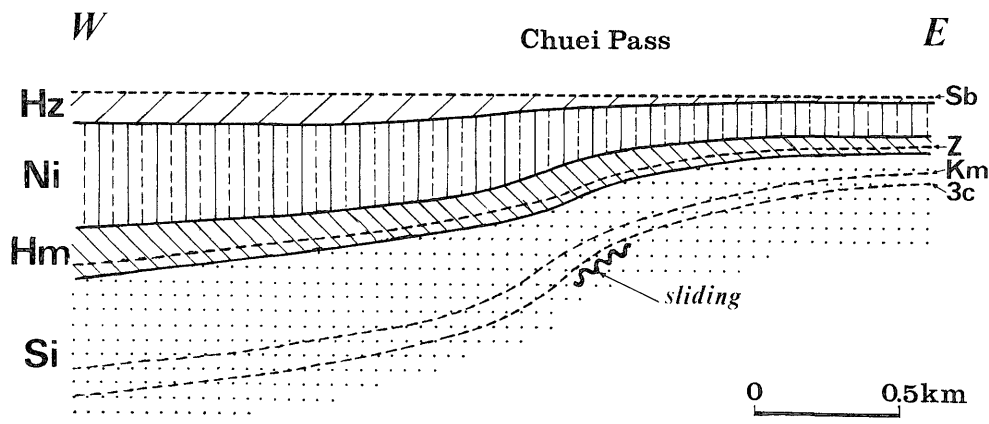
椎谷層の中下部に位置するこの地域の地層の特徴は、No. 1の構造付近でひととおり観察される。第8図はそれを示した柱状図で、有律的な砂岩泥岩互層の中に、一部A, B, C, ……Fと名づけたような、やや凝灰質で厚い(20~50cm)粗粒砂岩層をはさむのが特徴である。

各砂岩層の間にはさまれる泥岩層は、いずれも10~20cm程度の厚さで、砂岩層より薄い。ただA砂岩層のすぐ下位には、厚さ2~3mで間に数枚の薄い砂岩層をはさむ泥岩層があり、劈開が発達して著しく乱れた構造を示しているのが注目される。

第7図に示されるように、No. 2からNo. 5までの構



地質記号は第4図と同じ



第6図 灰爪層の上部を基準にした層序断面図
 Si: 椎谷層 Hm: 浜忠層 Ni: 西山層 Hz: 灰爪層 3c-Km-Z-Sb: 凝灰質鍵層

第1表 第3図に示した構造の各部分の走向・傾斜

1) 75°/12	26) 110°/74	51) 330°/66	a) 86°/59
2) 89°/26	27) 298°/75	52) 78°/24	b) 75°/35
3) 63°/58	28) 283°/74	53) 90°/42	c) 170°/34
4) 86°/66	29) 110°/56	54) 90°/43	d) 111°/48
5) 76°/11	30) 100°/40	55) 10°/10	e) 99°/41
6) 71°/20	31) 106°/38	56) 97°/35	f) 98°/46
7) 73°/30	32) 91°/36	57) 90°/40	g) 310°/46
8) 108°/65	33) 110°/38	58) 62°/14	h) 87°/28
9) 111°/78	34) 117°/58	59) 77°/21	i) 103°/42
10) 95°/53	35) 106°/90	60) 94°/24	j) 117°/32
11) 87°/54	36) 106°/70	61) 286°/81	k) 100°/51
12) 58°/16	37) 102°/75	62) 90°/26	l) 172°/83
13) 70°/20	38) 102°/71	63) 96°/23	m) 302°/77
14) 93°/37	39) 269°/45	64) 86°/30	n) 65°/59
15) 93°/61	40) 70°/35	65) 280°/56	o) 107°/46
16) 85°/53	41) 99°/24	66) 370°/18	p) 330°/37
17) 82°/28	42) 116°/83	67) 67°/15	
18) 79°/46	43) 107°/72	68) 95°/17	
19) 97°/46	44) 76°/29	69) 83°/26	
20) 110°/53	45) 102°/27	70) 79°/31	
21) 100°/61	46) 78°/33	71) 92°/35	
22) 104°/61	47) 74°/28	72) 78°/28	
23) 116°/48	48) 102°/32	73) 90°/20	
24) 88°/32	49) 112°/40		
25) 102°/44	50) 116°/64		

1, 2, 3地層面の走向傾斜, a, b, c,断層面の走向傾斜 (最大傾斜法による)

造では No.1 と同一の地層がくり返し変形してあらわれていることが、砂岩層および凝灰岩層の対比からわかる。

No.6, No.7 付近の小褶曲 (第7図-B) を構成して

いる地層も、同様な砂岩泥岩互層で、やや厚い砂岩層 (G) がある。No.1 から No.5 までの構造を構成する地層の最上部層 F と、No.6 付近の G 層との関係は、中間の露頭が欠除しているため観察できない。

3.2 逆断層の断面形態と面の性質

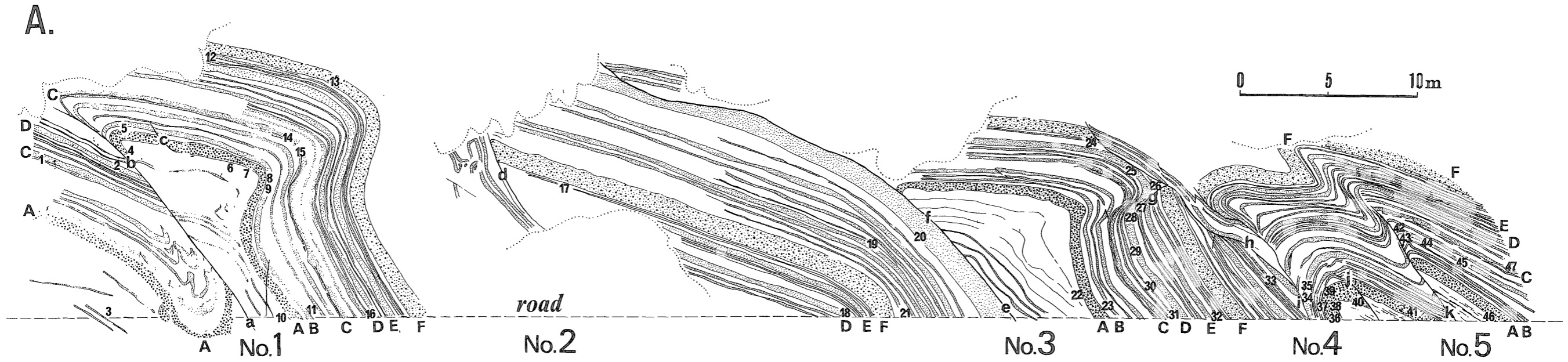
第7図に見られるように、逆断層の断面はほぼ直線的であるが、上部ではやや上向きに凸である。また上方延長部はゆるやかに水平に近づいていく。たとえば、No.1 の逆断層を見ると、下部では約 60° の傾斜をもつが、上部では 30° 近くになる。他の場合も同様で、50° から 30° ちかくに面がゆるくカーブしている。




一方、No.2 や No.4 の逆断層の断面は若干となっている。すなわち No.2 は下に凸の形態を示し、No.4 では中ほどから枝分れした2本のうねった断層面になっている。

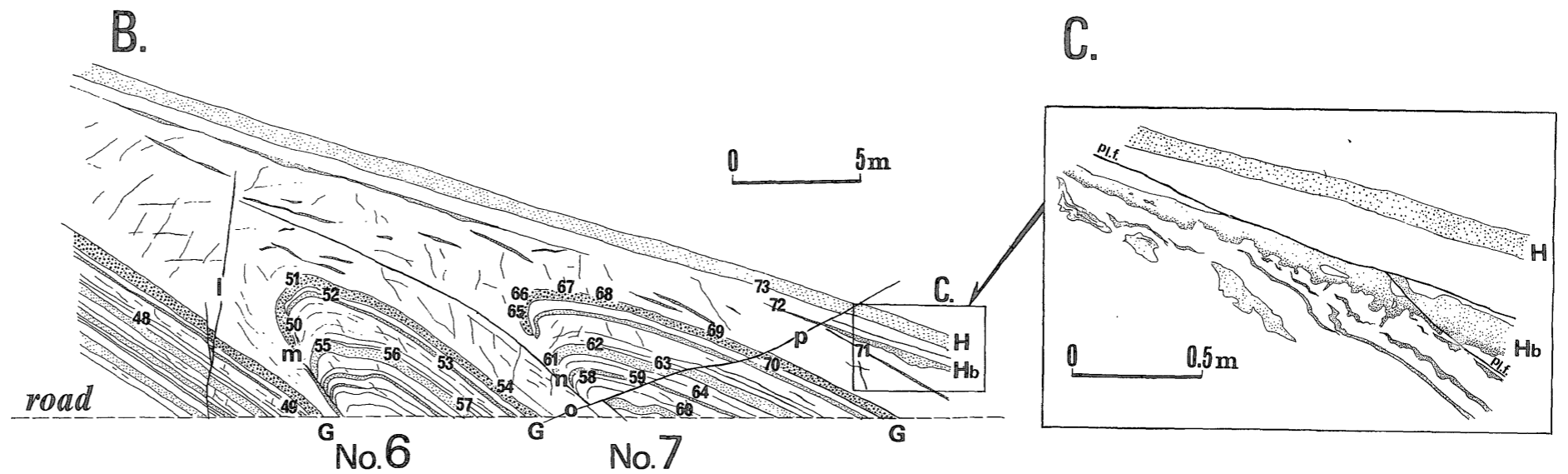
このように一部形態の異なる部分もあるが、一般的には No.1, 3, 5, 6, 7 の構造に見られるように、一本の逆断層面が引きのばされた逆S字の上半部形をなし、ゆるく上向きにわん曲しているのが特徴である。

断層面を見ると、いずれの場合も幅が 1~5 mm の固結した黒すじ状を呈した、いわゆる“面なし断層” (井尻ら, 1955; 藤田・沓沢, 1965) である。これをさらにくわしく観察すると網状に分岐した細い断層の集合帯をなしている。また、ところによってはその中心部に、上下の砂岩層から砂の粒子が引きずられてきて、層状に並んでいるのが見られる。

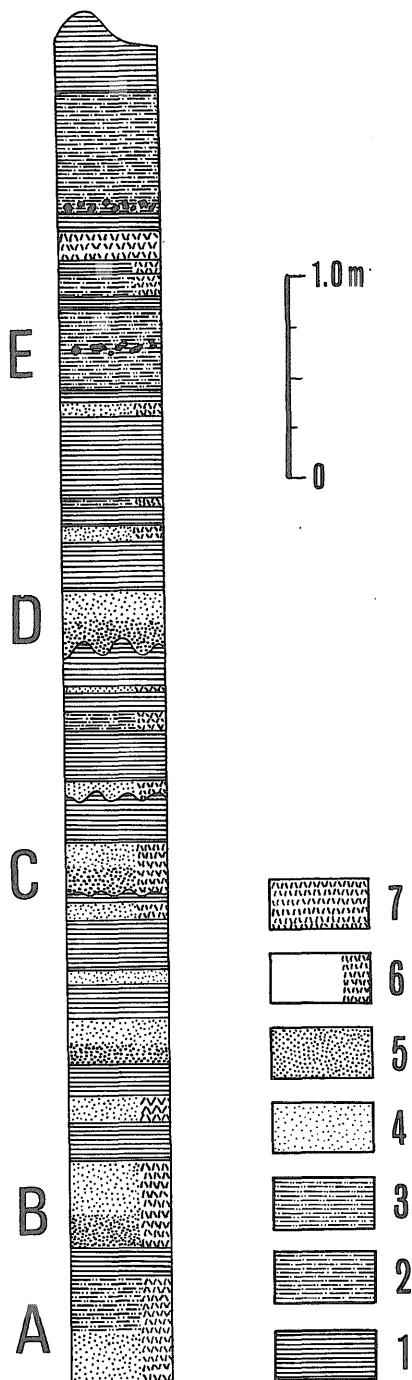
逆断層の上方延長部は No.7 の構造付近で見られる (第7図-B・C)。傾斜は地層の傾斜とほとんど平行になっていくが、上部にある砂まじりのシルト岩の中では黒すじも不鮮明となり消滅する。



-  sand stone
-  silt stone
-  fault plane



第7図 露頭スケッチ
 A~H: 砂岩層 a, b, c, ..., l, 2, ...: 断層および地層の走向傾斜を示す位置 (第1表参照)



第8図 No. 1の構造付近の地質柱状図
 1: シルト岩 2: 砂質シルト岩 3: シルト質砂岩
 4: 細粒砂岩 5: 中～細粒砂岩 6: 凝灰質
 7: 凝灰岩

3.3 逆断層による転移量^{注1)}

さきに述べたように、ここでは逆断層や褶曲によって同一の地層が何度もくり返して現われるため、逆断層の上盤、下盤間で転移量を測定することができる。

No. 1の構造において、逆断層に沿って測定したA層の転移量は約10mである。D層の転移量は約8mである。No. 2の構造では下盤の構造が見えないので測定できないが、No. 1の上盤で見られるF層を、他の地層のわん曲に準じて下方へ延長し、構造を推定すれば(第10図)、No. 2の上盤のF層との間に20m以上の転移量が推定される。

No. 3も下盤のF層の下方延長が見えず不明だが、わん曲状態から推定して40m以上転移している。

No. 4は、F層で推定転移量を求めると20m+である。

No. 5においては、A層で測定できる転移量が下部で5m+、上部では断裂が小褶曲に移行していくので、2~3mになる(第7図)。

No. 6, 7ではいずれもG層が逆断層の上盤・下盤で見られるが、下盤での下方延長が不明であるから同様に推定して求めると、転移量はそれぞれ8m+, 10m+である(第10図)。

このように転移量から見ると、規模の大きな逆断層はNo. 3, 2, 4, 1のものであり、No. 5, 6, 7と徐々に小さくなっていく。

一方、個々の逆断層では、No. 5やNo. 1に見られるように、転移量が下部から上部に向かって減少していく傾向がみられる。とくにNo. 5の上方は転移量の減少にしたがって逆断層が小褶曲に漸移しているのが観察され注目される。同様の移行はNo. 3の右上の共役逆断層でも見られる。

以上の事実は逆断層が、小褶曲の転移量がある限度まで発達した段階から発生し始めたことを示していると考えられる。また、下部の方ほど上部より転移量が大きくなっていくことは、小褶曲や逆断層の発生が序々に下方から上方へ進行していったものと解釈することができるだろう。

3.4 一連の逆断層の配列状態

道路面にそって、ほぼ水平方向に各逆断層の間隔を測定すると、No. 1~No. 2が約20m、No. 2~No. 3が約20m、No. 3~No. 4が約17m、No. 4~No. 5が約8mである。No. 6~No. 7はみかけ上約10mあるが、これについては崖面の方向と逆断層の走向とが斜交している

注1) ここでは、逆断層の傾斜に沿って測った隔離量 (reverse separation)

から補正して求めると約7mになる。

これらを見ると、No.1 から No.4 までの逆断層はほぼ一定の間隔をもって分布しており、その東からは間隔がせまくなっている。

しかしいずれにせよ、No.1 から No.7 に向かって、逆断層の間隔はだんだんと短くなっていく傾向がみられる。さきに述べたように、逆断層面の形態がゆるく上向きにわん曲していて、上限に近い部分では地層面とほぼ平行になり、したがって隣り合う断層面が近接するためと考えられる。No.6, No.7 の構造はこのような上部が露出していると推定され、No.1~4 の構造は、中心部近くの断層間隔がもっとも広い部分が露出していると推定されよう。もしそうならば、その最大間隔がおおよそ20m位ということになる。

3.5 小褶曲の形態と地層の流動

ここで見られる小褶曲は、逆断層の発達と密接に関連した上盤・下盤での引きずり型小褶曲である。いずれの逆断層においても、その近傍で地層が褶曲しているが、上盤と下盤では若干の差異が見られる。

すなわち上盤については、大きさに違いはあってもかならず断層面の近傍で下方へ引きずられた褶曲が発達している。

下盤については、断層面が地層面と全く平行かあるいはほとんど平行に近くなっていて、引きずり型の褶曲の見られない場合がある (No.3, 4, 6, 7, 1)。しかし No.1 の下部や No.5 では上盤と同じように褶曲が見られる。

上盤で見られる褶曲の特異な形態として、No.1, No.3 に見られるように“肩”のはったような褶曲がある。このヒンジ (hinge) が成長していくと、No.3 で見られるように逆断層へと移行していく。

つぎに、このような褶曲をつくる際の泥岩層の流動に注目してみる。No.1 や No.3 の小褶曲の“肩”の部分を見ると、ヒンジの直下で泥岩層の著しい流出が行なわれ、砂岩層どうしがほとんど接している。一方、ヒンジの部分 (No.1 下盤の下部, No.1 上盤の上部, No.1 “肩”の部分, No.3 “肩”の部分, No.4 上盤の上部, No.5 下盤, No.6 上盤, No.7 上盤) では、泥岩層の流入によるふくらみが見られる。

A 砂岩層の下位にくる厚い泥岩層の流動はとくに注目される。すなわち No.1 や No.3 の構造では“肩”の部分でこの地層の厚さが下部の厚さの2.5倍以上にふくらんでいる。内部に挟在する薄い砂岩層は著しく乱され、劈開状の細い節理が無数に発達している。そして、No.1, 3, 5 の構造では、逆断層がいずれもこの厚い泥岩層

中から発生していることがとくに注目される。

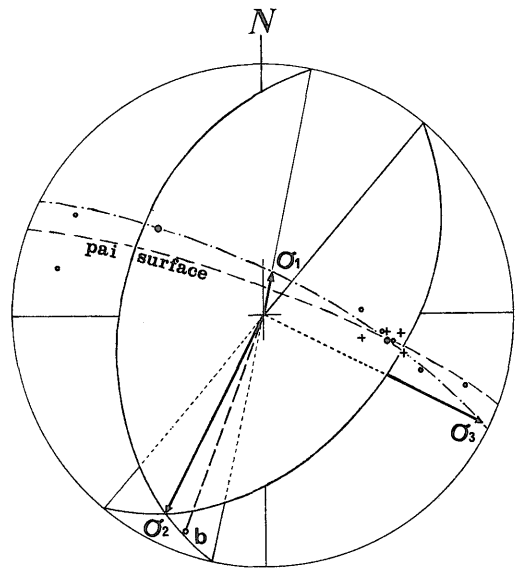
一方、砂岩層の厚さは褶曲のヒンジ部でわずかに増すこともあるが (No.3 の“肩”部)、ほとんど変化をみとめることができない。

以上のようにこれらの褶曲変形においては、砂岩層の厚さに変化がほとんどなく、泥岩層は流動に伴って著しく厚さが変化したことがわかる。これらから、変形に際して泥岩層は incompetent な挙動を、砂岩層は competent な挙動をしたとみなすことができる。とくにA砂岩層下位の厚い泥岩層の流動が著しく、小褶曲の形態がほとんどこの流動によってきめられていることが注目される。

3.6 逆断層と小褶曲形成の応力場

前項で示したように、小褶曲と逆断層の形成は密接に関連しており、発達がもっとも進んだ時期には共役な逆断層のできることが示された (No.3)。

No.3 の構造について、共役な逆断層から求めた圧縮応力の方向と、小褶曲軸の方向を示すと第9図のような関係にある。すなわち、逆断層について求めた圧縮の主応力軸 σ_3 は $296 \angle 2$ でほとんど水平である。一方D砂岩層に沿う地層の傾斜 (第7図, 24~30番) による π ダイヤグラムについて最小二乗法を用いて計算した褶曲軸 (b) の方向 (RAMSAY, J. G., 1967) は $21 \angle 10$ である。逆断層の中間主応力軸 (σ_2) の方向が $27 \angle 13$ だから、これらはほとんど一致するとみなされる。これは水平な地層の褶曲に伴って、その軸に平行な逆断層が発達したことを示している。



第9図 No.3 構造における逆断層の主応力軸と小褶曲軸 (b)
 - - - : $\sigma_1 \sim \sigma_3$ 面 - · - · - : 小褶曲の π 面

No. 3 以外については共役な逆断層が見られない。なおこれらの褶曲軸の方向は、中央油帯背斜の軸の方向とおおむね一致するものである。

3.7 逆断層および小褶曲構造と上位の地層との関係

この崖面では構造の下部や下位の地層との関係は道路面より下になるため見るができない。しかし構造の上部と、その上位の地層との関係はくわしく観察することができる。

第10図にその関係を示した。

逆断層 No. 1~No. 5 までは、さきに述べたようにA層からF層の層準のくり返しであり、この部分ではF層が最上位の地層である。No. 5 の構造と No. 6 の構造との関係は、間の露頭が欠除しているため不明であるが、この間にも1~2個の逆断層が想定されるため、したがって No. 6, 7 付近のG層は、F層より少なくとも5m以上上位にあるとみなされる。

No. 7 の構造の上部で見られるように、H層より上位の地層は上で述べたような褶曲変形をしていない。そしてこの東方延長がNo. 2 の上方にも分布することが、凝灰質の鍵層 I, J, K, L の対比により、明らかにされた。これらのうち最下位の地層はH砂岩層であるが、第10図を見ると、No. 2 の構造ではF層のすぐ上方にH層がくるから、No. 7 の構造から No. 2 の構造にかけて少なくとも5m以上のG層を含む地層が削刺されていることになる。

第7図Cは、第7, 10図の右下に黒ワクで示した部分の拡大図で、H砂岩層と、その下位の褶曲した地層との斜交関係を示したものである。

これを見ると、H砂岩層よりさらに下位のうすいHb砂岩層によって、下位の褶曲した互層が斜交して切られている。Hb砂岩層の下底は著しい凹凸を呈するが、その内部構造を見ると、下部が塊状の中粒砂岩、上部がクロスミナをなした構造をもち、変形してない“正常”な砂岩層である。

一方、これと斜交する下位の地層は、淘汰の悪い砂質シルト岩で、泥の中に流動状の不規則な形態をした砂岩層が混り合っている。しかもその砂岩層内部のラミナは外形にそって不規則に変形しており、もとは一枚の砂岩層がまわりのシルト岩とともに著しく乱された様相を呈している。

Hb層の直上には、地層面とはほとんど平行に一本の面なし性層面断層が走っており、これによってHb層がところによっては切られて欠除している。

この層面断層は①Hb層を切っている、②Hb層を切る別の面なし断層も切っている、③Hb層が下位の小褶

曲構造を切っている、などから、明らかに下位の褶曲構造が形成されたあとで、さらにHb層より上位の地層も堆積したのちに発達したものであることが知れよう。

以上よりHb層以上の地層は、下位の地層が著しく褶曲や断層で変形したのちに堆積したことが示される。

4. 形成機構についての考察

前項までに明らかにされた諸事実にもとづき、この項では逆断層および小褶曲構造の形成機構について考察する。

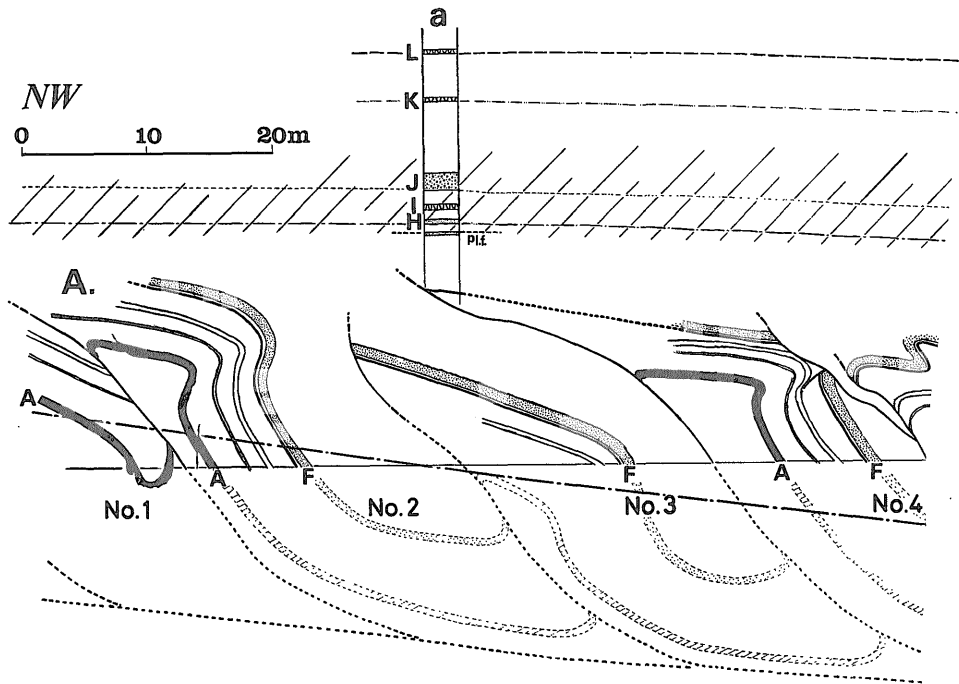
前項のとくに3.7によれば、この構造は椎谷層堆積過程のわずかな間隙につくられたことが推定される。即ち削刺された地層の最上部には、含レキ泥岩の基質を示すような淘汰の悪い砂質シルト岩がみられ、これは、変形時に表層部近くの互層が混濁状となって流動して、不規則に砂がまじって形成されたものと思われる。そしてさらにその上位に、再び新しい地層が下位をわずかに削刺しながら堆積したと説明することができるだろう。

一方すでに指摘したが、これらと類似の構造が、いわゆる異常堆積構造として中永以外の各地(海岸地域の椎谷、井鼻、郷本など)で報告されている(鈴木・吉村, 1966)。これらの構造は層序的にも中永の構造とほぼ同じ位置に対比され、若干の形態の相違はあるが、同一条件下で生じた類似の構造を示すものとして注目される。そしてその分布が中央油帯背斜の周辺に限られるものでないことは、これらが褶曲形成に伴う構造ではなく、堆積時の構造であることを示す条件になるとと思われる。

このように堆積と同時期に、ある程度の厚さの地層全体が滑動してできる乱堆積構造は、三梨・垣見(1964)や山内(1969)が報告した“深層型海底地入り”に対比される。そしてこの構造の表層部に形成されている混濁状の砂質シルト岩層は、これらの構造に特徴的だとされている「シルトの流動帯」や「含レキ泥岩」(三梨・垣見, 1964)に対比されるものと思われる。

山内(1969)は、房総半島の上総層群中に発達する大規模な海底地入りについて報告しているが、これを中永のものと同く比べるといくつかの類似点が認められる。

おもな類似点をあげると、①主要な構造が面なし性逆断層と褶曲の組合わせである。②逆断層の形態は引きのばされたS字状である。③共役な逆断層が認められ、圧縮の主応力軸(σ_3)が地層面とはほぼ平行で、小褶曲軸と直交している。④上位層の堆積前に形成された。⑤椎谷層または上総層の最大層厚部に向かう斜面上で起っている。⑥いずれも地層の厚さが10~20m堆積した段階で発達し始めた。⑦一連の逆断層間の間隔は約20m前後。



第10図 褶曲した下位の構造と正常な上位の構造との関係

一方、中永と房総とで若干異なる点は、①中永峠においては逆断層の上方延長部をくわしく見ることができるが、それによると、これは地層の最上部、つまり堆積当時の海底表面部までは発達していないと思われる。すなわち、最上部の混濁状砂質シルト岩は流動変形をしていて、断裂を生じていない。②中永峠においては、逆断層に伴って上盤・下盤の両方に著しい褶曲が発達している。

このように若干相違する現象もあるが、多くの類似性からもわかるように、これらは本質的には同一の機構で発達した構造であるといえる。相違点のうち②は、椎谷層の著しい有律砂泥互層という岩相の特徴による現象だと思われる。

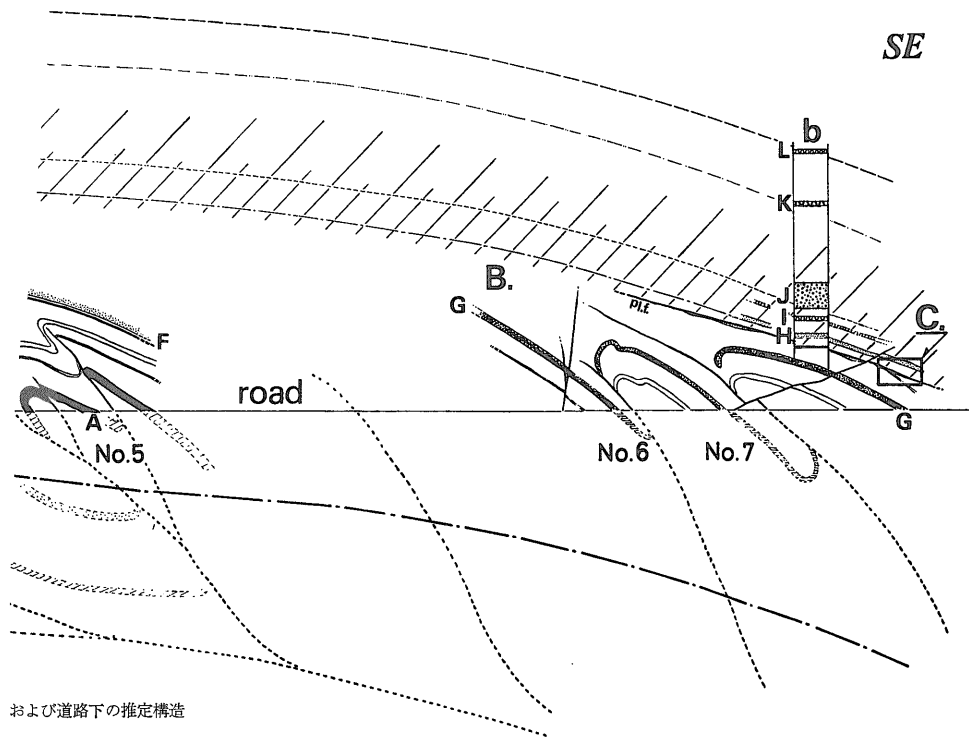
最後に以上のべたことをもとにして、中永峠における「深層型海底地」の形成過程をスペキュレーションを加えて検討してみたい。

すでに指摘したように、7つの逆断層はいずれも東から西へずり上っている。これは、地層が水平方向の圧縮による小褶曲を伴いながら、東から西へ移動したことを示している。このような水平圧縮の原因はこの場所だけからは得られない。しかし、層序断面にも示されている

ように、沈降の中心は西方にあり、この沈降運動が進行していく過程で、西向き海底斜面が形成され、地層が重力によって亡った可能性を考えることができるだろう。

このような水平圧縮があれば、一定の厚さの砂泥互層は buckling fold を行なう。このとき砂岩層は competent layer として、泥岩層は incompetent layer として挙動するだろう。実際それは、泥岩層の厚さが変化することと、砂岩層の厚さが変化しないことに示されていると思われる。とくに、A層の下位にある厚い泥岩層の流動は注目される。このような厚い泥岩層がり面を形成した例が、房総半島の場合や、HUBBERT & RUBEN (1959) などの例にも見られるが、ここでは直接その部分を確認することができない。

ところで、さきに指摘したように、個々の逆断層を見ると、転移量が下方ほど大きくなる傾向がある。また、ここで見られる7つの構造のうちで、もっとも変形の進行しているのが見られるのは No. 3, No. 1, No. 2 であり、No. 5, No. 6, No. 7 の変形はそれに比べて規模が小さい。そして前者の3構造の方が、背斜の軸部に近い部分、つまり、後者より下部の構造に位置するわけだ



および道路下の推定構造

から、これからも、逆断層や小褶曲構造の変形が下方ほど発達しているとみなすことができる。すなわち、構造の発達下方から上方へ進んでいったことを意味するだろう。これはまた、一定の深さに仕り面があることを想定させるものでもあるだろう。

以上のような考慮をもとに、ここでは道路より下になってみるできない下部の構造を補って全体の構造を復元したのが第10図である。逆断層の下半部の形態については、上総層群中で観察されるもの(山内, 1969)などを参考にし、下限の仕り面はA砂岩層の下位にくる厚い泥岩層付近にあることを仮定した。

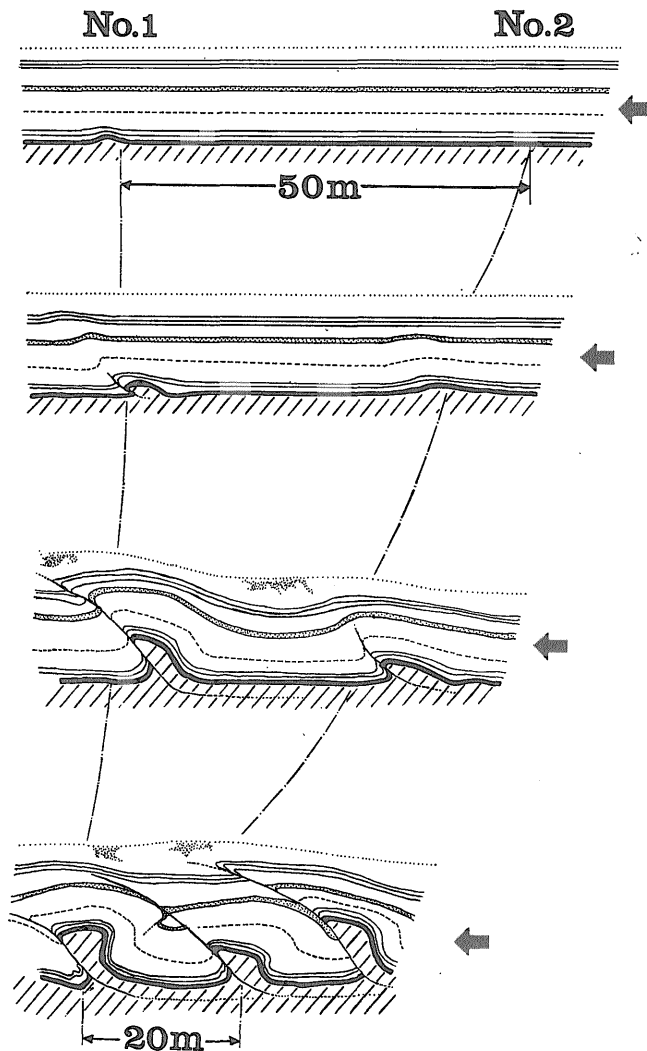
この図によれば、隣り合う逆断層の間隔はいずれも約20mである。また、褶曲している地層の長さを水平に引き伸ばすと、褶曲の間隔がもとは50~70mの距離にあったことを示している。したがって、このような構造が発生するときは、波長が50~70mのわずかな buckling fold であって、それが急激に発達する過程で逆断層が発生して現在の構造に至ったことが推定される。

第11図は、このような形成過程を模式的に示したものである。

5. 結論と今後の課題

中永峠の椎谷層中に発達する著しい逆断層と小褶曲構造について解析した結果、以下の諸点が明らかになった。

1. 一連の面なし性逆断層と小褶曲がいずれも東から西へ移動する形で発達している。
2. 逆断層は逆S字をひきのばしたようにゆるやかなわん曲を呈した面に沿って西へ突き上げている。
3. 断層面は細かな網状をなしたいわゆる面なし性断層である。
4. 褶曲は、逆断層の上盤・下盤に接した所に発達する引きずり型の形態をなすものである。
5. 褶曲している砂岩泥岩互層のうち、砂岩層には厚さの変化が見られないが、泥岩層は著しく厚さが変化し、地層が流動したことを示している。
6. これらの構造の最上位には、断裂が生ぜず混濁状の流動をした構造を示す砂質シルト岩が存在する。これは、いわゆる「流状シルト岩」のような構造はないが、それと類似の機構で生じたことを示すものである。
7. 以上の構造が、さらに上位の正常な地層により削



第11図 構造の発達過程を示す概念図

剥されている。

8. 中永峠以外のいくつかの場所においても、椎谷層のほぼ同層準中に類似の変形構造が知られている。

9. これらから、中永峠の逆断層および小褶曲からなる一連の構造が、上位層の堆積前に形成された大規模な堆積時の構造であることが示され、中央油帯背斜の形成に伴うものではないと結論される。

10. そして、これらの構造は、椎谷層の堆積過程で、沈降の中心へ向かう斜面上を、一定の厚さの互層が重力により滑動することによって生じた、いわゆる「深層型海底地入り」であると考えられる。

このように、中永峠の逆断層および小褶曲構造につい

て、主としてスケッチにもとづく構造解析を行ない、形成機構を論じたが、さらにいくつかの問題点を指摘すれば、

① 椎谷層、あるいは浜忠層中の他の地域や層準にみられる類似の構造についても、同様の形成機構が得られるかどうかを解析し、それらをもたらし堆積場の条件を検討すること。

② 滑動による形成条件をさらに検討する。たとえば、傾斜角の大きさ、変形速度、地層の厚さ、水平圧縮の大きさなどを明らかにして、形成機構を量的に検討する必要がある。

以上の問題点が今後の課題となるだろう。

引用文献

- 井尻正二・藤田至則・陶山国男 (1955) : “面なし断層”, 地球科学, no. 24, p. 12~19
- 植村 武 (1970) : 褶曲の中立面について (演旨), 地質雑, vol. 76, no. 2, p. 104~105
- 鈴木実・吉村尚久 (1966) : 新潟県西山および中央油帯, 新第三紀層の鉱物組成, 地質ニュース, no. 143, p. 13~15
- 鈴木尉元・ほか (1971) : 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について, 地質雑, vol.77, no. 5
- HUBBERT, M. K. & RUBEY, W. W. (1959): Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 70, p. 115—166.
- RUBEY, W. W. & HUBBERT, M. K. (1959): Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, II. Overthrust belt in geosynclinal area of Western Wyoming in light of fluid-pressure hypothesis. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 70, p. 167—206.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*, 568 p. McGraw-Hill,
- 三梨昂・垣見俊弘 (1964) : いわゆる異常堆積について, 地質ニュース, no. 117, p. 8—14
- 山内靖喜 (1969) : 層間異常層の構造解析, 地質雑, vol. 75, no. 6, p. 293—302