

根尾谷断層の地質

～破碎帯の形成過程と基盤構造の変形～

遠藤 淑彦*

Geology of the Neodani Fault

～Movement mechanism of fracture zones and Deformation of basement structures～

Yoshihiko ENDO

1. はじめに

1891年(明治24年)10月28日早朝, 岐阜県北西部の根尾谷を中心として古今未曾有の大地震が発生し, 死者7273人という大被害をもたらした。この地震が内陸型地震では最大級の濃尾地震(M=8.0)であり, これによって地表に出現した明瞭な地震断層(根尾谷断層)が小藤(1892)によって調査・報告された。それ以前は, 断層は地層の中の不連続面として認識されていたが, 地震活動との関係がこの根尾谷断層によって明らかにされ, 世界的に有名になった。

美濃・越前の山地には多くの活断層が分布し濃尾活断層系を構成している。根尾谷断層は, 北西は福井県野尻から, 南東の美濃加茂市付近まで, 総延長80kmにもおよび, そのうち根尾谷断層本体(以下主断層と呼ぶ)は能郷白山から本巣町川内までの35kmの区間で, 断層基準の変位量は左横ずれ最大8 m, 垂直ずれ南西側隆起最大4 m, 地変線の走向はN10°W~N40°W, 断層面の傾斜角は70°E~90°の横ずれ断層である。

今日まで, 多数の研究者がこの生きた地学現象の解明に努力し, 根尾谷断層は「地震と活断層」研究の原点となってきた。さらに近年, 断層形成のメカニズムが力学的, 地質学的な観点からとらえられるようになり, その中から, 活断層に関する知見として, 広域的造構応力場(松田, 1974)や地震の発生機構(三雲・安藤, 1975)が解明されるようになってきた。

近年, 活断層や広域応力場の研究の進歩と共に, 根尾谷地域でも, 南部の断層露頭の記載やトレンチ発掘調査(金折ほか, 1985)が行われるようになったが, 断層運動と基盤構造の関連や破碎帯の性状については, まだ十分に解明されていない。

そこで本研究では, 破碎帯や基盤岩に見られる小断層群の解析を行い, 破碎帯の形成過程や基盤構造の変形様式の考察を通して, 根尾谷断層の運動メカニズムの解明を試みた。

その結果, 主断層による地質構造のずれと主断層付近にある後生変形を受けた基盤構造との関連から, 根尾谷断層の運動についての知見を得たのでここに報告する。

2. 根尾谷断層による変位量と活動時期

約100年前の濃尾地震による主断層の左横ずれの地形の跡は, 数m オーダーの地形的ずれとして現在も至るところに見られる。さらに, 空中写真の立体視や地形図のリニアメントからの読み取りを行うと, 金原地区の金原谷と鍋原谷の約2 kmの左横ずれや岐阜市高富地区での谷地形の左横ずれ約2 kmの変位が認められる。

地質的なずれについては主断層北部の温見断層が花崗岩類を左横ずれに約3 km変位させているほ

* 大垣市立北中学校教諭

を行い、破碎の仕方や岩盤の変形様式について考察した。

野外での断層露頭を記載する際、地表近くで形成されたと考えられる新しい破碎帯と地下深部で形成されたと考えられる古い破碎帯の区別に留意した。また、破碎帯や小断層の良く観察される露頭では数十mの測線を張り、10cmオーダーのスケッチと記載をし、破碎帯や小断層の正確な分布や岩盤の変形様式の把握に努めた。

さらに、破碎の程度を定性的、定量的にあらわすために、断層露頭にける破碎度の区分を行い記載を行った。(第1表)

破碎帯の分布と主要断層露頭の位置について第2図に示し、破碎帯の性状については、第2表の断層破碎帯リストに示す。このリストには第2図中のA～Pの断層破碎帯の性状を記載した。

第2図中の、落合地点(OCH)、大井谷地点(OOI)、溝田地点(MIZ)、日当地点(HIN)についてそれぞれ、破碎帯や小断層のスケッチを行い、性状や変形様式を調査した。

一例として、日当地点(HIN)の断層露頭における破碎帯や小断層の記載とスケッチについて以下に述べる。

本巢町日当付近では根尾川は大きく曲流している。ループ状をなす河川の中央部は低位の段丘面となり、その上の茶畑には茶株列がどれも同様に3

～4m横ずれしている所がある。さらに、この地変線の北側にある根尾川河床には、何本もの断層破碎帯が見られる。(第2図の日当地点参照)その中でも、上記の茶株列のずれの延長線に当たる主断層破碎帯e(N15W, 80S)は破碎幅が0.5～1mあり、長さは約20mに達する。この破碎帯は東側の頁岩と西側のチャートを明確に分けている。

断層露頭のスケッチ図を第3図に示し、露頭の全体写真を図版1に示す。図版1中の2つの矢印をつないだ線が根尾谷断層本体の位置である。

主断層の西側では100m以上に渡って層状チャートが分布し東側では70m以上にわたって頁岩が分布する。破碎の程度は東側の頁岩に著しく西側のチャートはそれほどではない。

西側のチャートは数mオーダーの小褶曲をなしている。褶曲軸の方向はN40～50Wである。東側の頁岩はスレート劈開が発達し、その一般走行はN-S～N30Wである。

主断層西側のチャートは川に水没していることが多いので、東側に分布する頁岩について、次のような破碎度の区分を行った。

① 破碎度 IV (破碎幅は主断層から約0.5mの範囲) →この帯の中にチャートと頁岩の岩相境界面としての主断層がある。頁岩起源の細粒物質は、粒度が主に粘土サイズからなるが、手触りではざらざらしてべとつかないことから細粒粘土化物質と考えられる。破碎帯中にチャート起源と考えられる1cm以下の角礫を含む。

② 破碎度 III (破碎幅は主断層から約2mの範囲) →不規則な無数の割れ目が発達し、スレート劈開の構造が乱され、それが数cm以下の角礫として細粒化され、粘土状物質も含む。破碎帯と頁岩の境界線に沿って石英脈の存在を認め得るが、石英脈が数cm以下に破壊され、不規則に断層方向に

第1表 断層露頭における破碎度の区分

破碎度 I	岩石全体としてはひと続きの硬岩であるが、細かい割れ目やそれに沿う滑りが生じている。細粒物質はなく、割れ目が概して10cm以上の間隔で生じている。 《割れ目帯》
破碎度 II	小断層や節理などの割れ目が概して10cm以下の間隔で生じている。割れ目に沿う断層粘土化帯が形成されていることが多い。 《割れ目密集帯》
破碎度 III	無数の割れ目に沿って岩石が細粒化し、角礫や断層粘土を伴う。 《角れき混じり粉碎帯》
破碎度 IV	ほとんどが細粒物質や断層粘土から成り、わずかに角礫が混在する。 《細粒粘土化帯》

対して転位している。

③ 破碎度 II (破碎幅は主断層から約20mの範囲) →小断層や節理などの割れ目が密集して発達し、小断層に沿うスレート劈開の引きずり跡や断層滑り面及び小角礫の流理構造などが認められる。小断層中には断層粘土が見られ、その中に石英脈が充填されていたり、ちぎれて転位しているものがある。

④ 破碎度 I (破碎幅は主断層から約20m以遠の範囲) →割れ目に沿っての細粒物質や断層粘土はほとんど認められない。小断層や節理などの割れ目が約10cm以上の間隔で発達している。スレート劈開の構造もよく保存され、頁岩中に砂岩礫をふくむスランピング構造が見られる。小断層のずれの方向は、地層の引きずり跡のほか、断層によって切られた礫の移動方向などに基づいて判定した。図版2は右横ずれ断層によって変位した頁岩中の砂岩礫である。この右横ずれ断層の変位量は約50cm、断層面の走向はN20E、傾斜は70Sである。

4. 破碎帯の変形様式と分布

(1) 破碎帯の変形様式

破碎の仕方や周辺の基盤岩の変形構造から破碎帯が形成されたときの生成深度(封圧)や生成時代を推定し、次に述べる新时期と古期の破碎帯(断層群)に区別した。

① 封圧の低い地下浅部で形成された新しい破碎帯は、脆性的な破壊様式を示すことが特徴で、以下の様な断層(新时期断層)を伴う。

- a 断層面が開口し、しばしば空隙を生じている。
- b 断層面が平滑でなく不規則である。
- c しばしば雁行する断層の集合体からなる。
- d 破碎帯の幅の変化が大きく、不揃いな断層角礫がルーズに充填している。

例えば、落合地点の断層露頭 OCH・3 には、頁岩中の断層粘土が細粒化し、不揃いな断層角礫が入った新しい破碎帯が認められる。(図版3)

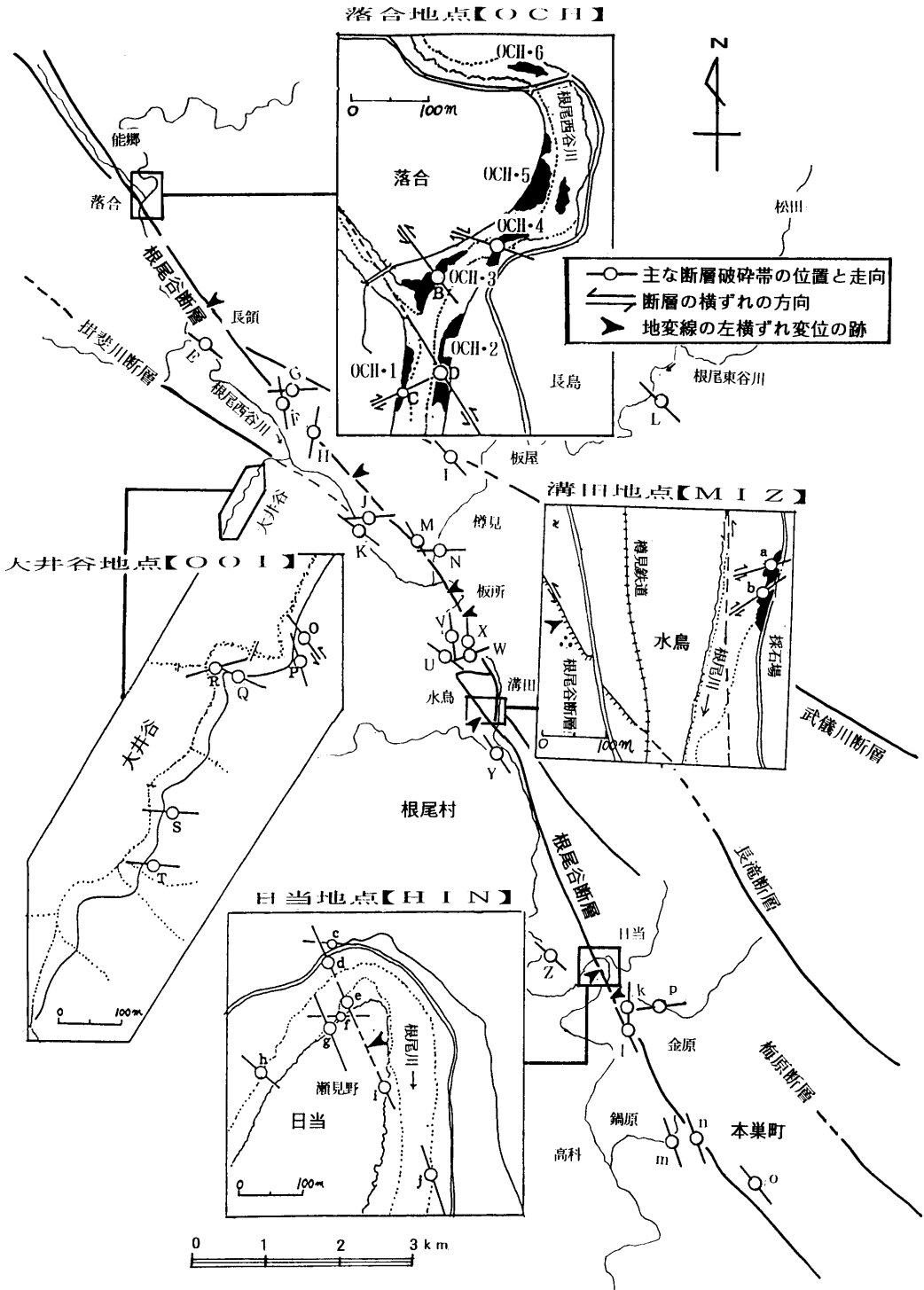
② 封圧の高い地下深部で形成された古い破碎帯は、延性的な破壊様式を示すことが特徴で、以下の様な断層(古期断層)を伴う。

- a 破碎帯がレンズ状に膨縮する。
- b 断層に沿って、幅の広い岩石粒子の流動帯が認められる。
- c 断層面が閉じ、時には完全に癒着している。
- d 角礫岩の角が丸みを帯びて、断層粘土や石英脈によって密に充填されている。
- e 両側の岩盤に顕著な引きずり跡が認められる。引きずり跡が認められた場合も断層内にずれた角礫や石英脈を含むものは、新时期断層として再活動したことを示す。

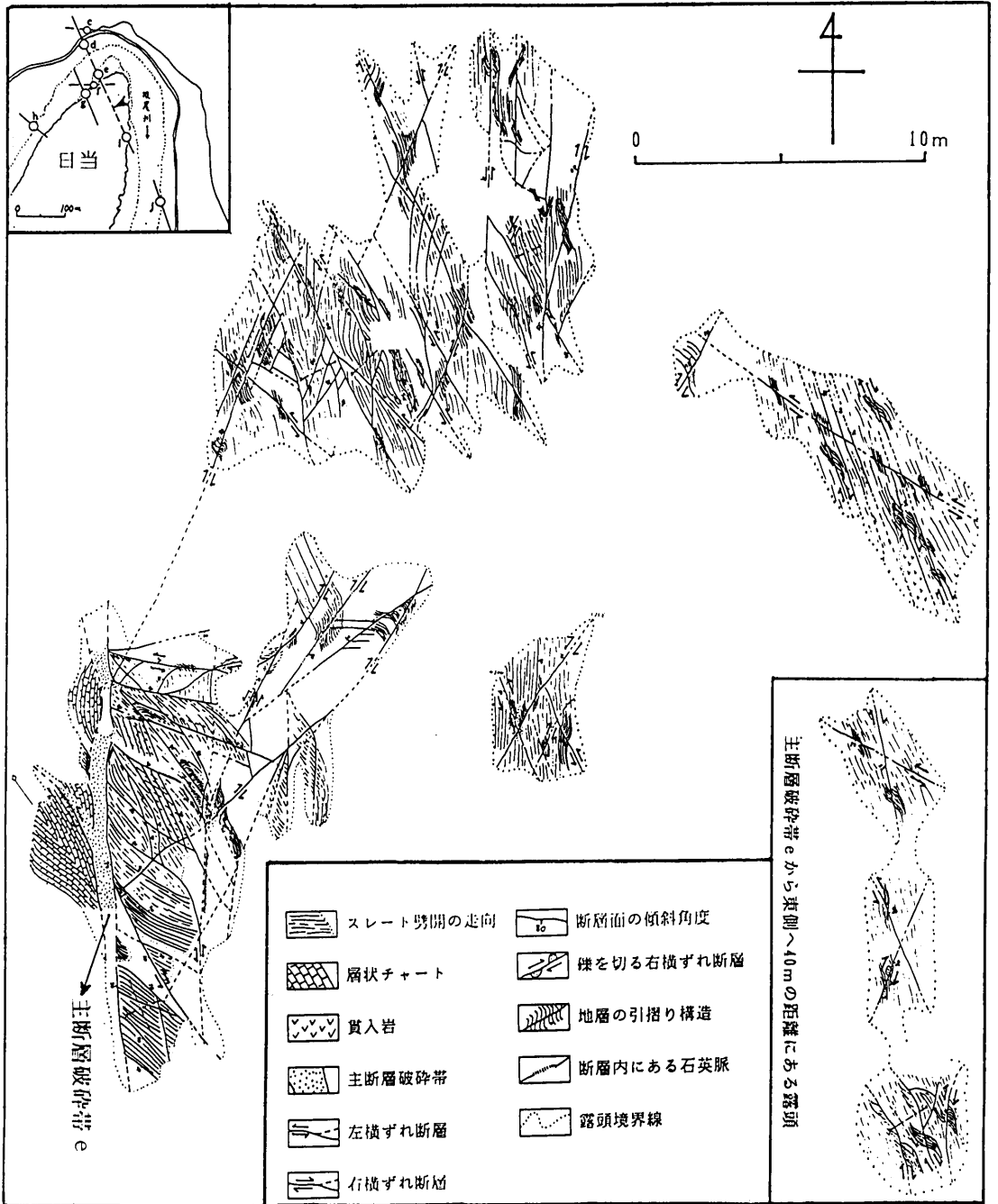
例えば、日当地点の断層露頭には、小断層の両側に顕著な引きずり跡が残り、断層内には石英脈が転位して入っている古い破碎帯が認められる。(図版4)

第2表 断層破碎帯リスト (第2図中のA~P)

図	場所	断層面の傾斜・方位	断層の長さ(m)	断層の深さ(m)	断層の傾斜	岩質	備考
A	落合OCH・4	N60E・90	0.2	III	右	頁岩	本文中の記載に示す
B	・ 3	N35E・90	1	IV	左	・	・
C	・ 1	N60E・90	0.1	III	右	・	・
D	・ 2	N35E・90	20	IV	左	・	・
E	長瀬小北	N60W・70N	1	IV	・	f-ト	西側のf-トと東側の頁岩の境界
F	門脇	N10W・50S	1	III	・	頁岩	断層角礫が多い
G	門脇	E・W・50N	2	IV	・	頁岩	頁岩の変質帯、頁岩とf-トの境界
H	越卒	N20E・70S	0.1	・	・	頁岩	・
I	西板屋	N60W・70S	0.5	III	・	頁岩	・
J	根尾中東	E・W・70N	0.5	III	・	頁岩	スレート劈開が発達し
K	根尾中西	N40W・60S	1	III	・	頁岩	断層鏡肌あり
L	東小鹿谷	N40W・40N	0.3	III	・	頁岩	スランピング堆積物
M	神所神社	N20W・70E	0.5	III	・	頁岩	・
N	樽見市場	N70E・60S	0.5	III	・	f-ト	f-トが細粒化している
O	大井谷	N30W・60S	0.5	III	左	f-ト	断層鏡肌あり
P	・	N10W・70S	0.1	III	・	f-ト	・
Q	・	N60E・80W	0.1	III	・	f-ト	・
R	・	N80E・70S	0.2	III	右	・	断層鏡肌あり
S	・	E・W・90	0.1	II	・	頁岩	・
T	・	N80W・80N	0.1	II	・	頁岩	・
U	水島コル北	N40W・60S	1	IV	・	頁岩	・
V	・	N・S・60W	0.5	III	・	頁岩	・
W	開運橋西	N70E・70S	0.2	III	右	f-ト	断層鏡肌あり
X	・	N10E・60W	1	III	・	頁岩	・
Y	水島谷入口	N30W・60S	3	・	左	f-ト	断層内は空隙、断層鏡肌あり
Z	坊主落と下	N40W・90	2	・	・	f-ト	造構節理が多い
a	溝田	N80E・90	1	IV	右	頁岩	本文中の記載に示す
b	・	N60E・90	1	IV	右	頁岩	・
c	日当	N70W・70N	2	III	・	頁岩	・
d	・	N15W・80S	10	IV	・	頁岩	道路工事で露出した
e	・	N15W・80S	1	IV	左	頁岩	本文中の記載に示す
f	・	E・W・60N	0.5	III	・	f-ト	・
g	・	N20W・70E	1	III	・	f-ト	・
h	・	N50W・90	2	II	・	f-ト	・
i	・	N15W・80E	3	III	左	f-ト	東側の頁岩と西側のf-トの境界
j	・	N10W・90	10	III	・	頁岩	電力中研(1988)の資料による
k	ダンド坂上	N・S・45E	2	III	・	頁岩	・
l	金原トレンチ	N20W・80N	12	IV	左	f-ト	電力中研(1988)の資料による
m	編原	N10W・90	10	・	・	・	・
n	・	N10W・45N	15	III	・	・	・
o	金坂峠	N42W・70S	15	・	・	f-ト	・
p	乙坂滝	E・W・90	2	III	・	f-ト	・



第2図 主な破砕帯の分布と主要断層露頭の位置



第3図 日当地点における主断層際から東側にかけての露頭スケッチ図

調査の結果、地下深部で形成された古い破碎帯が現在、地表へ上がってきて、新しく形成された破碎帯といっしょに分布していることが明らかになった。つまり、破碎帯中には現在の断層の動きによってできたもののみではなく、もっと古い時期の変形が残っていると見える。したがって、古い時期から根尾谷断層が活動していたことが分かる。

(2) 破碎帯や小断層の分布

地表での断層の動きによってできた新しい破碎帯は、主断層際に集中して分布している。また、これらの断層は新期断層の性質を有し、横ずれのセンスを示すものが多く、主断層に平行な小断層が多く認められる。一方、主断層からの距離に関係なく、古い破碎帯は広く認められる。特に、主断層際には古い破碎帯中の古期断層が再活動を示すものが見られる。

小断層の分布範囲をみると、主断層から離れるに従って小断層の本数が減る。明瞭なずれのセンスを示さなくなり、造構節理や断層粘土をもつものとして認められる。破碎度は主断層際が大きく、特に主断層の北東側の方が南西側より破碎度が大きい。

5. 破碎帯の形成過程と基盤構造の変形

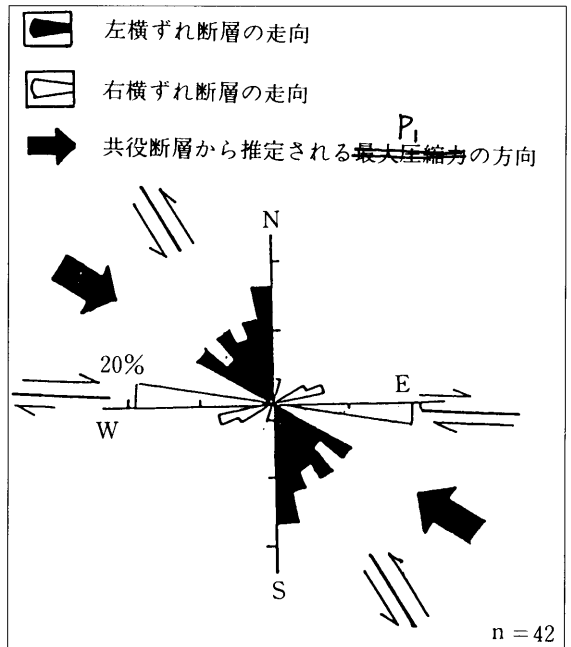
(1) 共役断層と最大圧縮主応力軸 (P_1) の方向

地下の岩盤が一定方向の応力で生じる歪みに耐えられなくなり破壊し、ずれや割れ目を生じるのが断層である。その時に岩石中には、ほぼ直交する2方向にずれの向きが逆の剪断面が形成されることがある。このような互いに対をなす1組の断層を共役断層または共役セットと呼ぶ。共役断層であることが確かめられたら、その場所における断層形成時の最大圧縮主応力軸 (P_1) の方向を求めることができる。ここでは共役断層や横ずれ断層の走向に基づいて P_1 の方向を求め、破碎帯における小断層群の形成過程や基盤構造の変形様式を解明した。

共役断層については断層面の性状や破碎の仕方が同じものをセットとし、個別に解析して各々の断層群について P_1 の方向を求めた。断層面の横ずれのセンスは、切りつ切られつの関係、地層の引きずり跡、断層の滑り面、地層のずれ方、キंक帯などから求めた。なお、ずれのセンスの判定が困難なものについては、両方の断層の性質や剪断面角を考慮し、断層粘土を有するもの同志、造構節理を有するもの同志を共役セットとみなした。

まずはじめに、現在もこの地域に働き続けている地殻応力場の方向を知るために、第2図に示したA～Pの破碎帯について断層解析を行い P_1 の方向を求めた。(第4図)

その結果、主断層周辺では主断層と同じ走向の左横ずれ断層とこれと共役関係にあるE-W走向の右横ずれ断層が卓越する。両者はこの地域の地殻応力によって生じた共役断層であると考えられるので、 P_1 の方向がほぼNW-SEの地殻応力場が推定できる。この応力場は太平洋プレートによる圧縮力の方向とよく一致している。



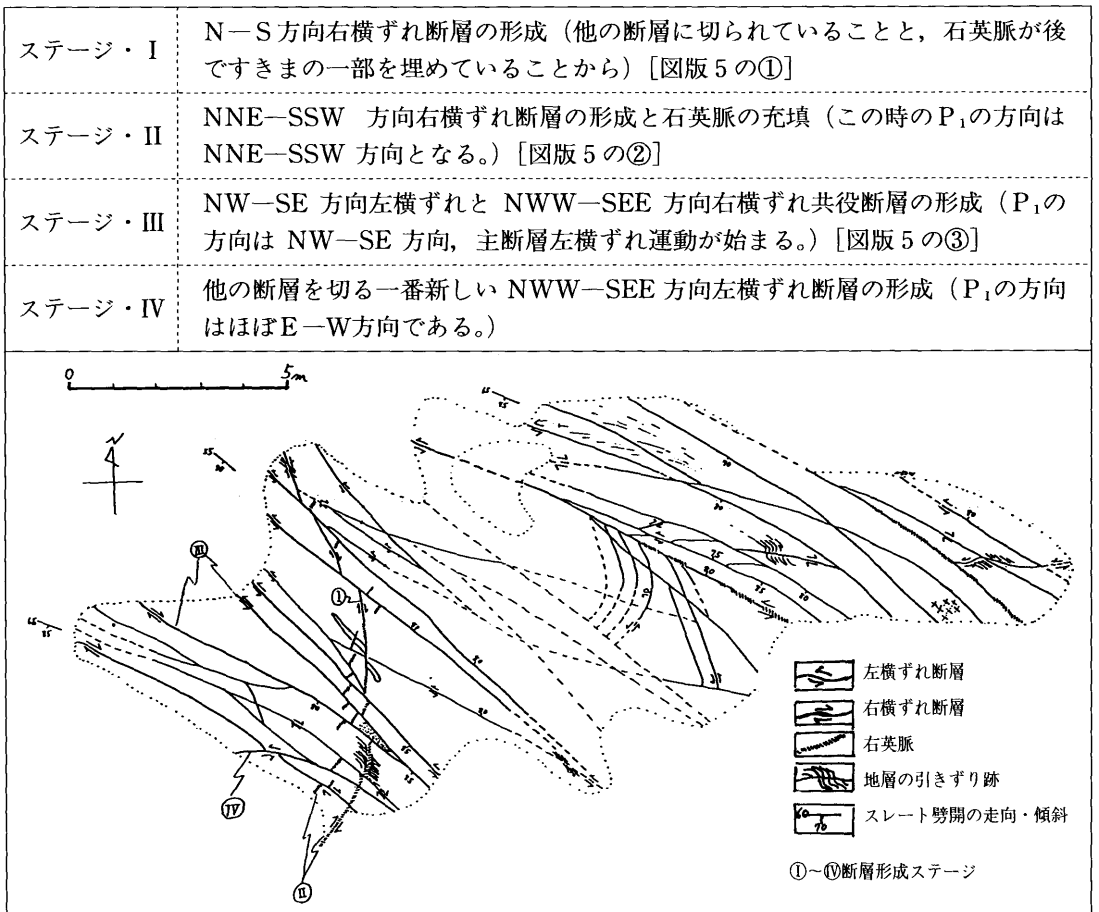
第4図 共役関係にあるいくつかの横ずれ断層から推定される P_1 の方向

(2) 落合地点における破碎帯の形成過程

落合地点の露頭 OCH・1～6 における小断層群は主断層、左横ずれ小断層、右横ずれ小断層に分類できる。剪断割れ目も発達し、石英脈に充填されているものが多い。石英脈方向は主に N-S～NNE-SSW であり、石英脈の雁行状配列等から考えると右横ずれ断層であると考えられる。石英脈は他の調査地域にも多く見られ、その方向はほぼ一定である。この石英脈は西南日本内帯のこの地域が、ほぼ N-S 方向から圧縮されていた時の岩盤の伸長割れ目に石英が侵入、沈澱して形成されたものであり、その形成時期は中生代白亜紀であると考えられている。(水谷・金折1976)

石英脈の入り方にも規則性があり、①すきまの一部分を充填しているもの。②割れ目のすきまを完全に充填しているもの。③割れ目の所処にちぎれて入っているもの。に分けることができ、割れ目や小断層の形成順序を知る尺度になる。つまり、①は割れ目形成後の断層運動によるすきまに石英脈が充填した事、②は割れ目の形成後すぐに石英脈が充填した事、③は石英脈充填後に断層運動があった事を示している。

以上のような調査結果から、露頭 OCH・5 に発達する小断層群 (図版 5) について、周辺の小断層群の性質も考慮してその形成過程を考察した。その結果、小断層群は一回の地殻応力によって形成されたものではなく、地質時代の地殻応力場の変遷によって段階的に形成されものであると推定でき、次のような断層形成ステージを考えることができる。(第 5 図)



第 5 図 落合地点の断層露頭 OCH・5 に見られる小断層群のスケッチと形成過程

(3) P_1 の方向と基盤岩構造の変形

溝田地点の断層解析からも、落合地点と同様の断層形成ステージを推定することができた。したがって、これらの破碎帯の形成過程から分かった P_1 の方向は二つに分けることができる。ひとつはステージ I, IIにおけるN-S~NNE-SSW 方向、もうひとつはステージIII, IVにおけるNW-SE~E-W方向である。前者はこの地域の中生代の地質構造が形成されたときの地殻応力場を示しているの、根尾谷断層の運動には直接関係しない。しかし、後者は現在もこの地域に働いている地殻応力場の方向を示すものであり、このステージにおいて形成された破碎帯や小断層群は根尾谷断層左横ずれ運動の時期のものであると考えられる。したがって、ステージIII, IVと同じ破碎様式を有する断層について、 P_1 の方向をさらに調査地域全体に渡って詳しく測定した。

主断層付近の新しい破碎帯はおおよそNW-SE方向の地殻応力によって形成されたことがわかったが、主要断層露頭において古い破碎帯も含めて、横ずれ断層や共役断層の方向に基づく P_1 の方向を、いくつかの断層からさらに詳しく求めてみた。すると、日当地点や溝田地点のような主断層のすぐ際には、 P_1 の方向はほぼE-W方向を示すが、大井谷地点のような主断層から約1000mほど離れた場所では、 P_1 の方向はNW-SE方向に近づく傾向を示した。

そこで、さらにその傾向をはっきりさせるため、主断層からの距離に応じて連続的に基盤岩が分布している落合地点において、露頭OCH・1~6に見られる、いくつかの横ずれ断層や共役断層の方向に基づいた P_1 の方向を求め、主断層からの距離との関係を調べた。(第6図)

その結果、左横ずれ断層、右横ずれ断層、 P_1 の方向のすべてが、主断層に近づくにつれて、30°反時計回りに回転し、さらに近づくとき時計回りに20°回転していることが分かった。共役断層の剪断面角も約30°となり距離によりほとんど変化しない。さらに、主断層の際約100m以内では、主断層と平行な左横ずれ断層が発達し、右横ずれ断層の走向のばらつきが大きくなる。

このような主断層からの距離に応じた共役断層面の走向や P_1 の方向の系統的な回転や変化は、次のように考えられる。

小断層の発達している地層が主断層際で反時計回りに約30°回転しているということは、主断層の左横ずれ運動によって、小断層の発達している地層が引きずり運動を受けた可能性がある。もしそうならば、根尾谷断層が左横ずれ運動をおこす前に、その周辺にはすでに小断層が形成されていたことになる。つまり、小断層形成後に主断層の断層運動があって、主断層の左横ずれ運動によって周辺の基盤岩が後生変形を受けた可能性があると考えられる。

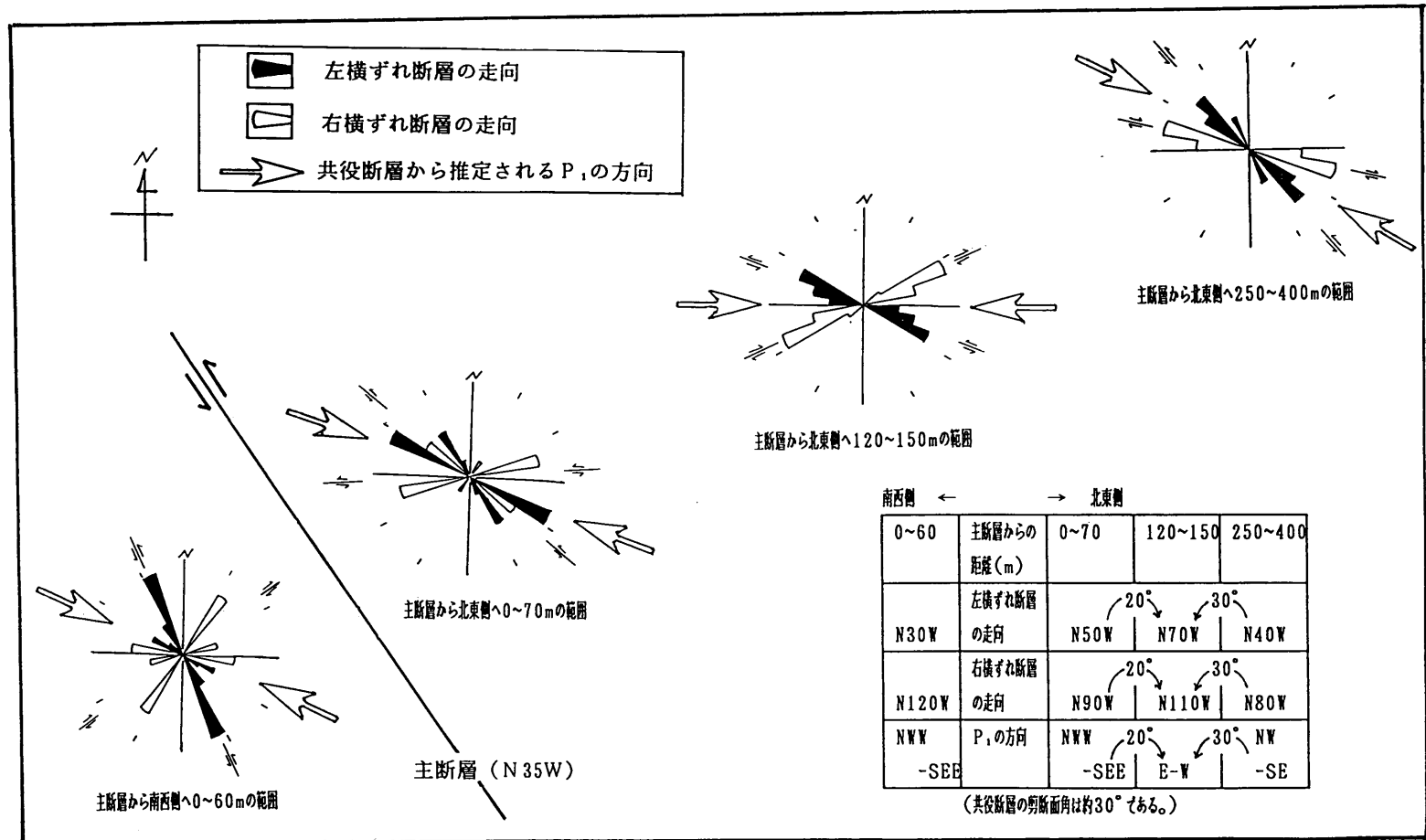
6. 根尾谷断層の形成過程

現在、この地域に働いている地殻応力場はNW-SE方向であり、共役断層から求められる P_1 の方向はもともと主断層の両側で平行であったはずである。しかし、主断層に近付くに連れて、横ずれ断層や共役断層に基づく P_1 の方向が、NW-SE方向からE-W方向へと転位している。さらに、この現象は主断層から500m以内の落合地点において顕著であり、共役断層面の走向や P_1 の方向が共に、主断層から150m付近で、反時計回りに30°回転していることが分かる。(第7図)。

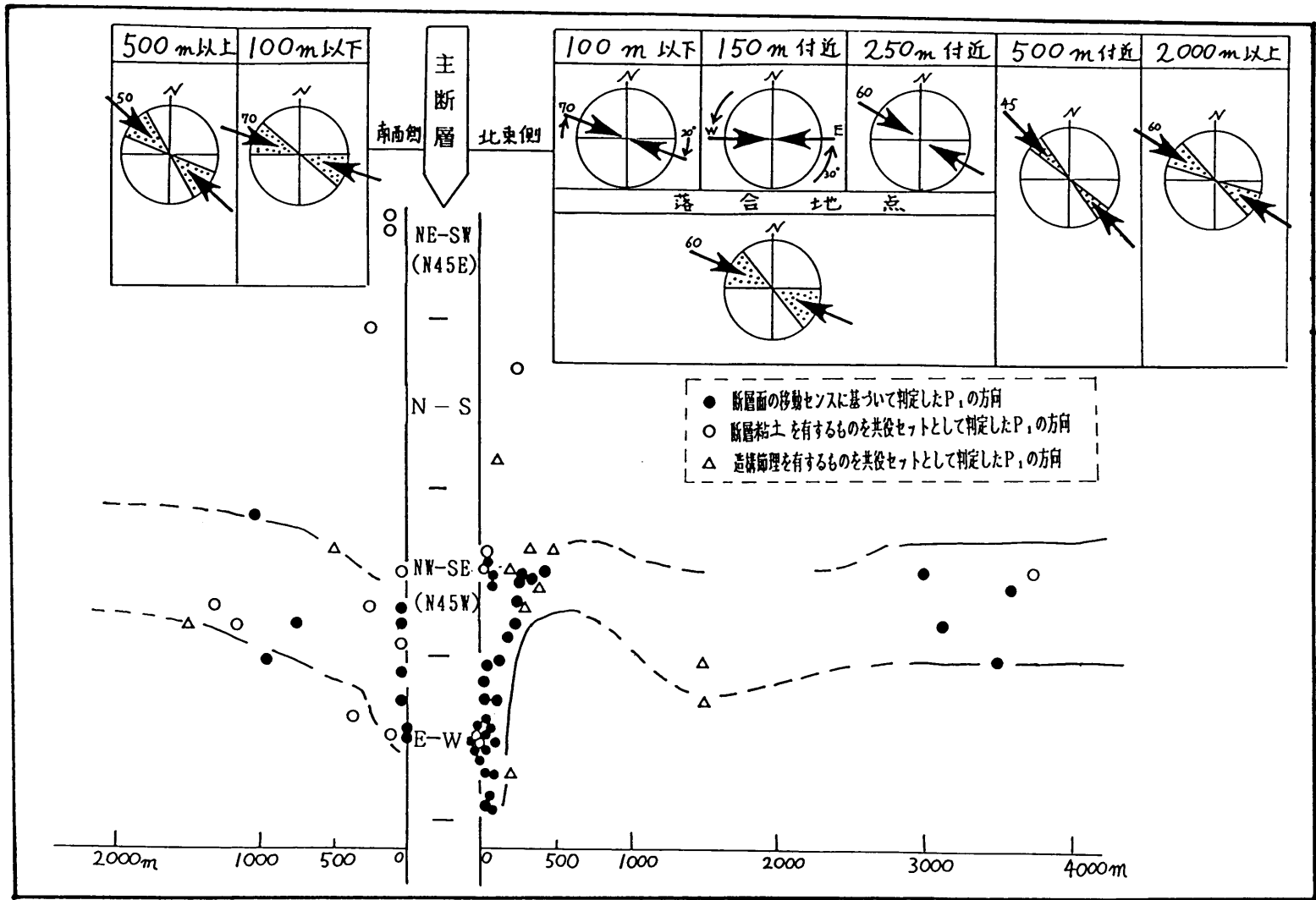
一方、 P_1 の方向がNW-SE方向からE-W方向へ回転する所にあたる落合地点での露頭OCH・4には、キンク帯や剪断割れ目の密集帯が認められ、地層面の走向(スレート劈開の走向)が主断層に近付くに連れて、N70WからN70Eへ約40°反時計回りに回転していることが分かった。

周辺の地質構造の方向はNW-SE方向であることを考えると、落合地点付近には地層の部分的な湾曲構造が存在すると考えられる。

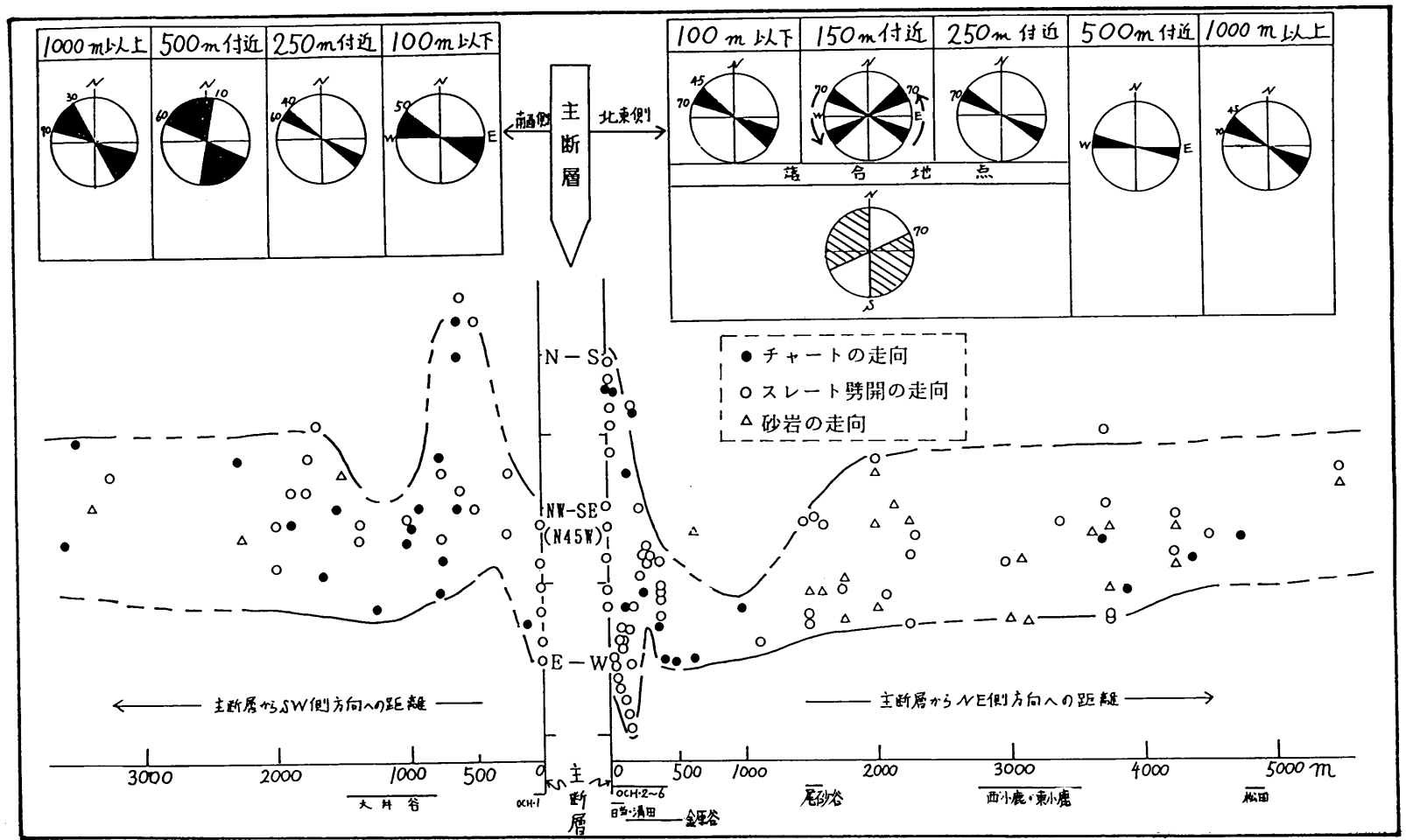
さらに、この地層の湾曲が、地質構造形成時の褶曲によるものか、それともその後の後生変形によるものかについて区別するため、調査地域で測定されたすべての地層やスレート劈開の走向と主



第6図 主断層からの距離による共役断層面の走向とP₁の方向の変化(落合地点)



第7図 主断層からの距離による最大圧縮主応力軸 (P_1) の方向変化



第8図 主断層からの距離による地層面やスレート劈開の走向変化

断層からの距離の関係を調べた。(第8図)

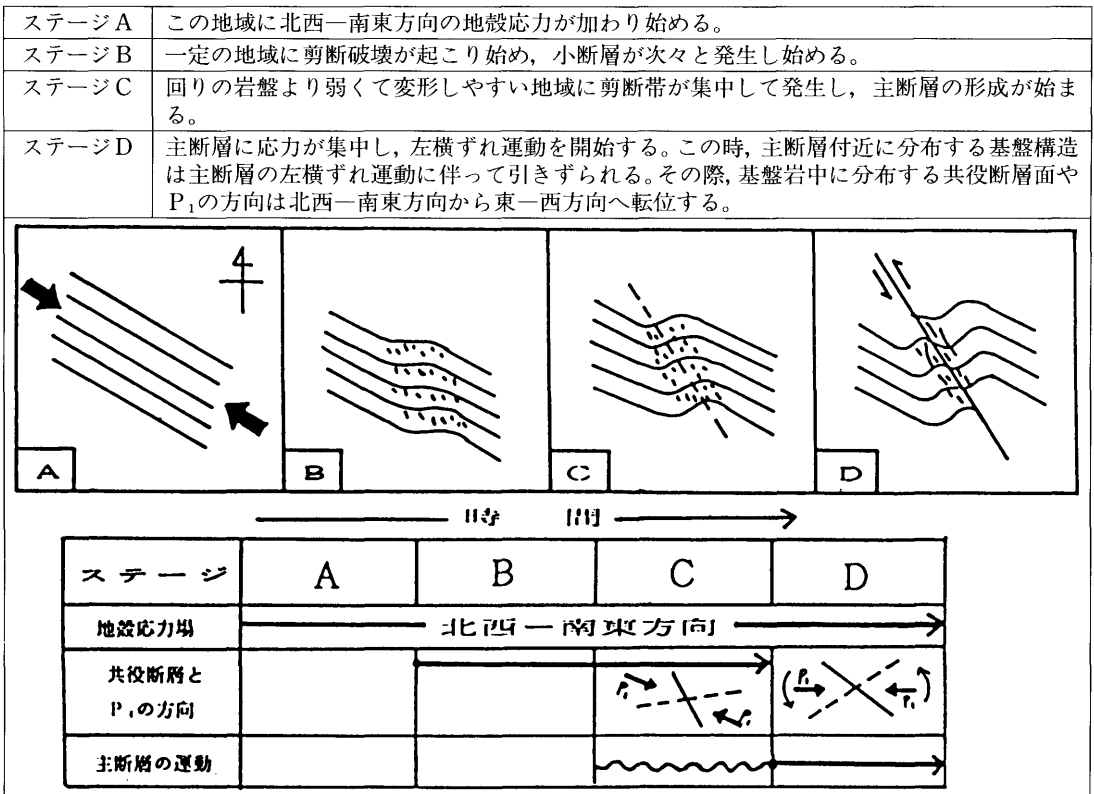
この地域の地質構造は中生代にできているので、広域的な地層の構造方向はNW-SE方向で、主断層を挟んだ両側の基盤の構造方向もほぼ平行になっていなければならない。(前述の第1図参照)

しかし、第8図を見ると、主断層からの距離約200m以内においての地層面やスレート劈開の走向変化のばらつきが多いことが分かる。その中でも、NW-SE方向からE-W方向へ走向が変化するものが多く認められる。このことは地層の部分的な湾曲構造が地質構造完成後の主断層の動きと関係したものであることを示している。

つまり、この湾曲構造は主断層付近の基盤構造が主断層の動きに伴って後生変形を受けて、東西方向へ曲がった結果できたものだと考えられる。なお、走向が南北方向へ変化するものについては、主断層から派生した羽毛状断層によってずらされた地層のはね返りだと推測できる。

以上の調査結果より、主断層付近の基盤岩に分布する共役断層面の走向や P_1 の方向、及びこの共役断層が分布している地層面の走向そのものが、NW-SE方向からE-W方向へと転位していること。さらに、主断層も周辺の小断層もNW-SE方向の現在も働き続けている地殻応力場によって発生したことも考え合わせると、主断層付近の基盤構造は主断層の左横ずれ運動に伴って後生変形を受けた引きずられた帯であると考えられる。この時、基盤岩中にすでに形成されていた共役断層から求められる P_1 の方向は反時計回りに回転することになる。この場合、周辺の小断層形成後に主断層の左横ずれ運動があったと考えられる。なお、引ずり帯の幅は主断層を挟んで数百mの狭い範囲に認められる。

従って、根尾谷断層の形成過程を模式図であらわすと次のようになると考えられる。(第9図)



第9図 根尾谷断層の形成過程模式図

7. 根尾谷断層の運動メカニズム

活断層の動き方には2種類ある。一つは、根尾谷断層のように、間欠的に起こる急激な断層変位で、大きな地震を発生させる地震性断層運動である。もう一つは、断層面に沿って両側の地盤が絶えずズルズルと滑って食い違っていくもので、クリープ性断層運動である。前述したように、根尾谷断層は断層運動による変位を約1000回も繰り返していると考えられる。

ところで、地震を起こすエネルギーの大小は、エネルギーの蓄えられる体積の大小に置き換えて考えることができる。これを地震体積という言葉で表現している(坪井, 1967)。地震体積は断層や割れ目の生ずる範囲である震源域を表している。震源域の大きさ(半径 r cm)は地震のエネルギーの大きさ(マグニチュード M)によって決まり、次のような対数的な関係式で示される。

$$\log r = 0.51M + 2.73$$

この場合、 M が8の濃尾地震では、半径65km、 M が7では約20kmの範囲に断層や割れ目などが生じ、地殻の変形が起こるはずである。

もし、広い範囲に変形が及んだ場合にはその地域の基盤岩は餅網状の塑性的な変形をし、地域的に広く小断層が広がり、小地塊のずれによって歪みが解消され、地域的には歪んだ形になる。(徳山, 1975)。しかしながら、根尾谷断層付近の基盤構造には広い範囲の変形は認められず、主断層際の狭い範囲の基盤岩中に引きずり帯の後生変形が認められた。

すなわち、根尾谷断層は濃尾地震のような地震が約1000回も繰り返しているにもかかわらず、引きずり帯の幅が断層形成の基盤岩(地震体積)に比べてきわめて小さいと言える。

このことは、根尾谷断層のような大きな一本の活断層によって基盤が変形した場合、断層による変位は大きい可他へ歪みが及ばず、断層を挟む両側の地塊が弾性的に動かなければならないことを示している。(第10図)

したがって、この地域は弾性反発的な左横ずれ運動を繰り返していて、そのたびに大地震を起こしてきたと考えられる。

要約

本研究は根尾谷断層の破碎帯の形成過程を解明し、現在の地殻運動との関連について考察した。

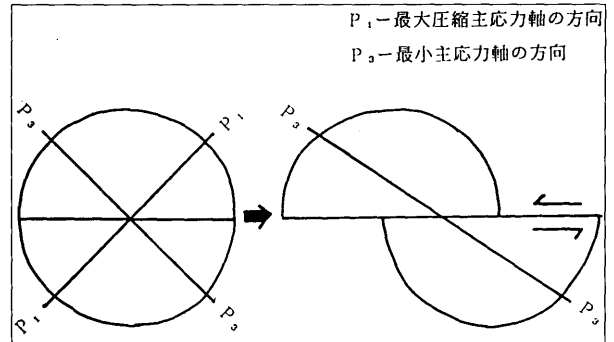
その結果次のような結論を得た。

- ・この地域に働いている地殻応力場は北西—南東方向であるが、主断層付近の基盤岩に分布する共役断層面の走向や最大圧縮主応力軸(P_1)の方向が主断層に近づくにつれて、北西—南東方向から東—西方向へと変化していることから、周辺の地層は主断層の左横ずれ運動によって引ずられた帯であると考えられる。

- ・根尾谷断層は左横ずれによる累積変位量が数kmに及ぶと推定されている。一方、一回の地震時のずれの量は濃尾地震時には数mしか動いてないので、この断層はこのような地震が約千回ほど繰り返していなければならない。それにもかかわらず、引きずり帯の幅が断層形成の基盤岩(地震体積)に比べてきわめて小さい。従って、この地域は弾性反発的な左横ずれ運動を繰り返してきたと考えられる。

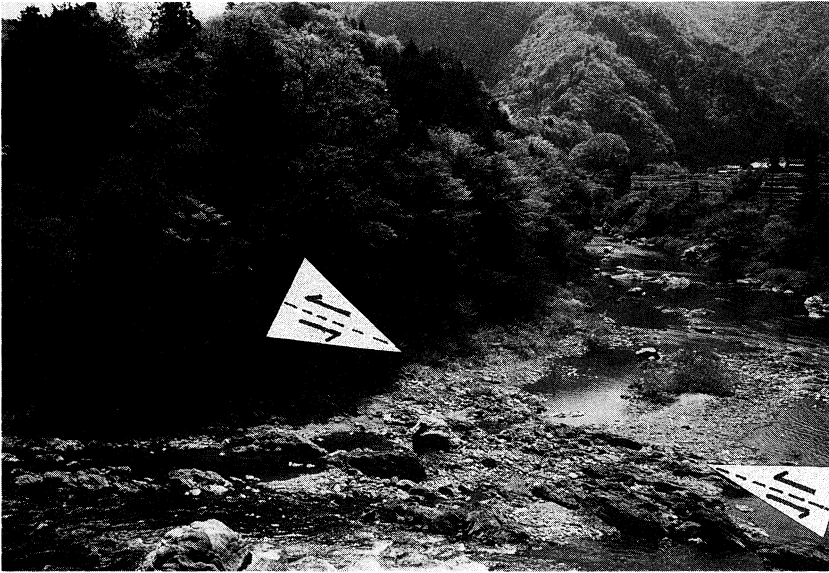
文献

別所文吉 1967. 山嶽の静動および環根尾谷断層地質構造図. 金沢大学教育学部地学教室地質彙報, 1, 364p.



第10図 一本の活断層によって岩盤が変形したときの地殻運動模式図(徳山, 1975)

- 遠藤淑彦 1989 MS. 根尾谷断層の地質, 兵庫教育大学大学院修士論文 60p.
- 岐阜県 1970. 岐阜県地質産図. 岐阜県.
- 金折裕司・猪原芳樹・宮腰勝義・角田隆彦・佐竹義典・日比野敏 1985. 上金原地区における根尾谷断層の性状(その1) 予察トレンチ調査およびボーリング調査結果, 電力中央研究所立地部, 2, 25p.
- 小坂和夫 1987. 美濃帯中・古生層の大規模な折れ曲がり帯とそれを変位させる“濃尾活断層系”. 地質雑, 93, 369—372.
- 小藤文次郎 1892. 濃尾大地震ノ震源, 東洋学芸雑誌, 9, 147—158.
- 松田時彦 1974. 1891年濃尾地震の地震断層, 地震研究所速報, 13, 85—126.
- 三雲 健・安藤雅孝 1975. 濃尾地震の解析的再現, 科学, 45, 51—58.
- 水谷伸治郎・金折裕司 1976. 断層の形成過程, 科学, 46, 536—544.
- 大井田 徹・山田功夫・多田 堯・伊藤 潔・杉山公造・佐々木嘉三 1971. 中部地方の微小地震活動(1) 根尾谷断層周辺の微小地震活動, 地震, 2, 24, 240—247.
- 岡田篤正 1987. [巡検資料] 濃尾地震断層系根尾谷断層, 活断層研究, 4, 71—90.
- 徳山 明 1975. 1974年伊豆半島沖地震に伴う地殻変形, 静岡大学地球科学研究報告, 1, 31—34.
- 坪井忠二 1967. 地球物理学, 205—211.
- 脇田浩二 1985. 美濃帯中・古生層における研究史と最近の研究動向, 地球科学, 39, 18—30.
- 山本博文 1985. 根尾南部地域および伊吹山地域の美濃帯中・古生層, 地質雑, 91, 353—369.



図版1 ^{ひな}日当地点の断層露頭の全景

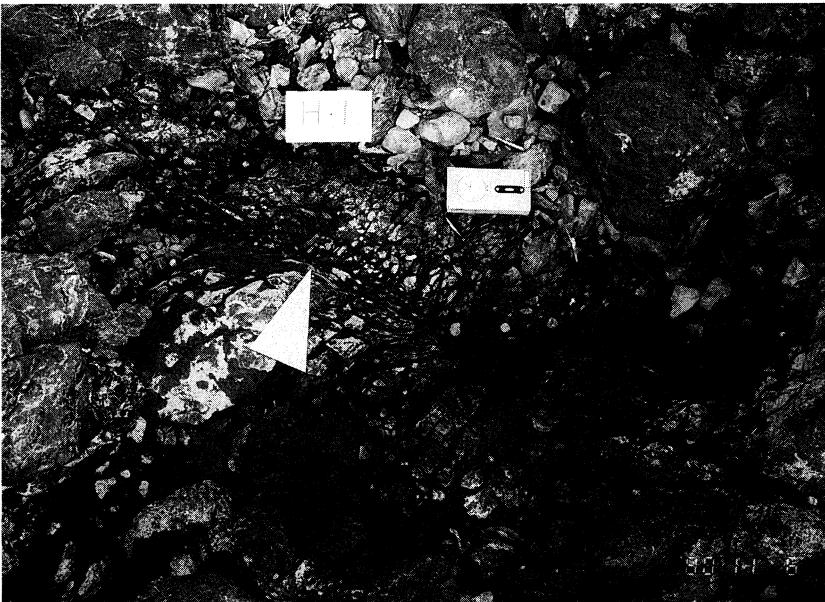
写真中の2つの矢印をつないだ線が根尾谷断層（主断層）の位置（南西方向を望む）



図版2 右横ずれ断層によって変位した頁岩中の砂岩礫（日当地点）
断層による変位量は約50cm，断層面の走向はN20E，傾斜は70Sである



図版3 封圧の小さい地下浅部で形成された新しい破砕帯（落合地点）
脆性的な破壊様式を示し、破砕帯の幅の変化が大きく、不揃いな断層角礫がルーズに充填している



図版4 封圧の大きい地下深部で形成された古い破砕帯（日当地点）
延性的な破壊様式を示し、両側の岩盤に顕著な引きずり跡が見られる



図版5 落合地点の断層露頭 OCH・5 に発達する小断層群とその形成順序

- ① N-S 方向右横ずれ断層の形成
- ② NNE-SSW 方向の石英脈の充填
- ③ 共役関係にある NW-SE 方向左横ずれ断層と NWW-SEE 方向右横ずれ断層の形成