

# 日本列島の大構造についての一考察

## とくに中部本州における新生代地殻変動について

河合正虎 (元所員)  
Masatora KAWAI

### I はじめに

最近において海洋底に対する地球物理学の研究の進展は著しく *Wagner* の大陸移動説は海洋の拡大から *New Global* 説またはプレートテクトニクス説に達した (竹内 上田 1964: 上田 1971). 竹内 上田 (1964) は“しかも今の段階では大陸移動説が正しいと信じているわけではない”と断っており これでは当時の新しい説に対する我国の地学界における風潮をうかがうことができる 1970 になると松田 上田 (1970) ほかによって日本の地学会にも新しい見解が増加してきた. 松田 (1975) ほかに新しい造山観を提唱した.

- (1) 地球表面を構成するプレートの消滅に伴い 付近に弧状列島の形成や島弧にまつわる諸現象が起る.
- (2) 島弧や諸現象と造山帯や造山作用とは本質的に同じだ.
- (3) したがって造山帯は島弧の構造がそうであるように大洋側から大陸側に一方的に変わる. すなわち造山帯の構造は非対称である. 造山帯の海溝側に低温, 高压変成帯が生じ内陸側に高温変成帯や花崗岩帯ができる.
- (4) プレートの消える場所に生じた島弧や造山帯の位置は海嶺や相手側プレートに対して相対的に移動することがある.

古い大陸塊にはさまれた大陸中の古い造山帯は 2 大陸の衝突の結果として理解される (衝突型造山帯および大陸不消滅の概念).

- (5) 大陸から離れた大洋中에서도プレートが消えて島弧の形成があるから造山帯はプレートの都合で決定される. したがって造山作用は必ずしも地向斜を母胎としない (地向斜不用論).

このような造山運動を一観に加えてプレート概念の他の要請は水平移動観 (Mobilism) である (以上 松田 1975 p. 213).

プレートテクトニクスの日本上陸につれて日本列島の地質構造をこれによって説明する試みが次第に増加した. それらのうちにはこれまで Mobilism を否定した人もあるようだ.

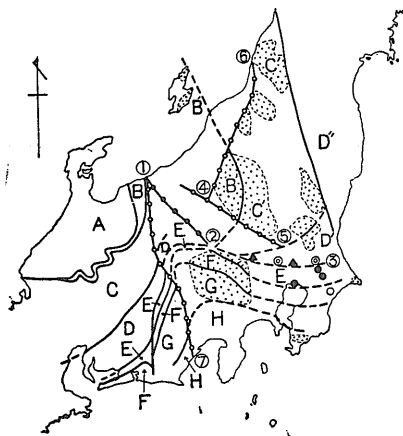
筆者は西南日本における後期中生代の地殻変動を地塊の水平転位の現象からこれを解析した (河合 1970 ほか). しかし中新世からの新しい地殻変動について詳述することができなかった. その後文献の収集につとめて これらを検討し ようやく合理的と思われる見解に到達することができた. この研究に公表された文献の検討からなるため 多くの疑点が残されている. 今後の研究に期待し そのためにも公表することにした.

### II 秩父帯と四万十帯

第 1 図に南部フォッサ マグナとその周辺部の地質図を示す.

西南日本外帯内側の秩父帯は仏像構造線によって外側の四万十帯と接する.

秩父帯には一部に片麻岩や古い花崗岩と共にシルルーデボン系 (黒瀬川構造帯) 石炭系を伴うが主体は二畳系で 断片的ながら中生界も含む. 古生界などに多数の衝上断層があり 中生界とはほとんどの場合に衝上関係



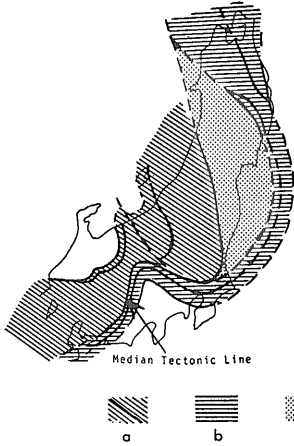
- “中央構造線の岩石(?)
- ▲ 領家帯の岩石
- 三波川帯の岩石
- 秩父帯の岩石(?)

第 1 図

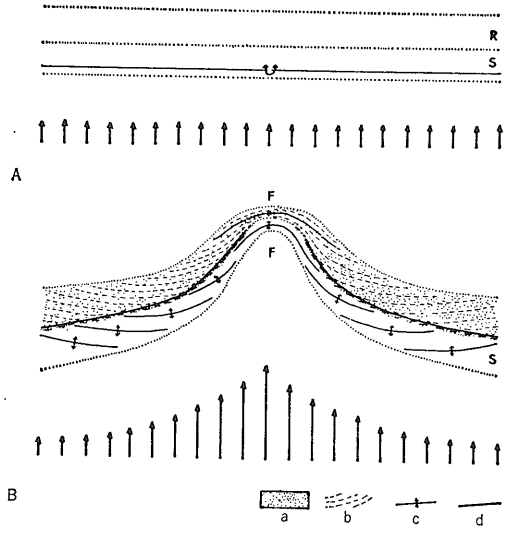
フォッサ・マグナ両側における基盤岩類の帯状構造の配置 (儀見・河田 1968)

A: 飛騨帯 B: 飛騨外縁帯 C: 美濃帯 D: 領家帯 E: 三波川帯 F: 秩父帯 G: 四万十帯 (北帯) H: 四万十帯 (南帯) B': 上越帯 C': 足尾帯 D': 筑波帯 D'': 阿武隈帯  
①—⑦: フォッサ・マグナ西縁構造線 ④—⑥: 利根川構造線 (山下・端山による) ②—⑤: 関東平野下に潜在する中央構造線延長部 ①—③—③: 予想される“関東構造線” ④—⑥: 新発田一小出線 (山下・端山による)

第2図  
日本列島古生代—中生代前期における主要地質区分 (吉田, 1977)  
a: 内帯  
b: 外帯  
c: 阿武隈帯および南部北上帯



第3図  
模式的に示された領家帯—三波川帯の造構史 (原 秀 1974)  
A: 長浜—大洲時相の造構運動  
B: 脇川時相の造構運動 (中央構造線の発生)  
R: 深成変成作用前の領家帯  
S: 三波川帯  
F: フォッサ・マグナ  
a: 領家深成変成作用  
b: 領家花崗岩類の片理 S<sub>1</sub>  
c: 背斜軸  
d: 剪断帯 (最初の中央構造線)  
矢印: 圧縮応力の作用方向と強さ



にある。中生界は三畳系ないし白亜系で陸成ないし浅海成層である。最南縁に四国において三宝山帯とよばれる部分があるが紡錘虫 *Neoschwagerina* のほかに二畳系を細分する化石はなく これに伴われる中生界は上部三畳紀の浅海棲貝化石しか見出されていない。

河合 (1970 1976) は古い領家帯の地背斜による隆起で 南に崩れた部分は鱗片となって 全体として横臥複背斜を形成して中生界の上に推し被せた。その南縁が仏像線で 三宝山帯の上部三畳系は複背斜の頂部のものと考える。

これに対して四万十帯は仏像線より以南にあって 主部は白亜—古第三系で 北縁に僅かに部分的に三畳系やジュラ系 南域に中新統下部まで一連の地層—四万十累層群—があり 多くの場合に中上部中新統に不整合で覆われる。本累層群には化石が乏しいが公海性堆積物が主体で 浅海成層は少ない。秩父帯の中生界と接近して現れるところもあるが 両帯の中生界はかなり離れたところに堆積したであろう。四万十帯の特徴は一般に北傾斜の衝上断層によって隣片構造が形成され 特別の場合を除いて 北の隣片の地層が南側の隣片より古く 傾斜は一般に秩父帯の方に傾斜し 逆転するものは局部的現象である。このような事実は紀伊山地で志井田 (1962) 九州で今井 木野ほか (1972) 四国中部で河合 (1976) によって確認された。四国中部には秩父帯南部に時代末詳の斗賀野層があり その南の四万十帯には先宮古階の春野累層があって両層の系質は類似し少くとも一部に同層準のものがあるらしく またこの付近では四万十帯中に秩父帯からのクリップが見出される (以上 河合 1976)。

四万十帯の隣片構造は北側からの推し被せによる圧迫

とともに南側からの圧迫を受けて衝入運動を起したものである。井上 石橋ほか (1977) によると四国沖から南方の南海舟状海盆までの地層は北から下部中新統上部鮮新統 鮮新統および現世統 鮮新統 現世統の順で分布し 相互の間に北斜する衝上断層がある。これは現在まで衝入活動がつついていることを示す。

最近コノドント化石の研究から古生界とされたチャートや石灰岩の一部が三畳系 しかも多くのものは上部三畳系であることが判明してきた。筆者はこれらの研究を疑うものではないが チャートや石灰岩は含貝化石層の中生界に推し被せ構造をもっている転位地塊の一部で明に被衝上地塊とは堆積の場を異にする。それらの議論は別の機会にゆづり ここでは取扱わない。

### III 赤石 関東両山地の先中新統

日本列島主部は糸魚川—静岡構造線 (以下糸静線とよぶ) によって横断され この南西側を西南日本 北東側を東北日本とよばれた。磯見 河田 (1968) は赤石 関東両山地の帯状構造は本質的な差異がないことを第2図のように示した。したがって糸静線をもって西南 東北両日本を分離する根拠は崩れた。吉田 尚 (1977) は西南日本を縦断する中央構造線の延長を棚倉破砕帯に求め中生界以前の基盤区分を第3図のように再編成した。

#### III-1 赤石 山地 周辺

##### A 中央構造線

中央構造線は諏訪湖付近から四国西部まで西南日本を内外両帯に分断し 延長 600km に達し 関東平野に伏在する部分と九州中部を横断すると推定される部分を併せると延長 1,000km をこえる。原 秀 (1974) はこの

ような大構造線は数 100km にもおよぶ領域に発達した応力場を反映して形成されただろうとした。プレートテクトニクスによると北米大陸西岸の San Andreas 断層は太平洋 北米大陸両プレートの衝突によって生じた右ずれ断層といわれる (Klein 1972 fig.7・2; 関上田 1971ほか)。中央線もこれと同様にして生成された横ずれ断層と見られるにいたった (Miyashiro 1972ほか)。岡田 (1973) は中央線の第四紀変動を論じ その変位の垂直量は小さく顕著な右ずれ断層とし 四国各地の変位量を算定している。磯貝 (1973) ほかは赤石山地では左ずれとみた。原 秀 (1974) 原 秀ほか (1977) は三波川帯の構造解折から第 4 図のようにして生成されたとのべた。この説は Fossa Magna の成因に伴って彎曲されたことを意味する。

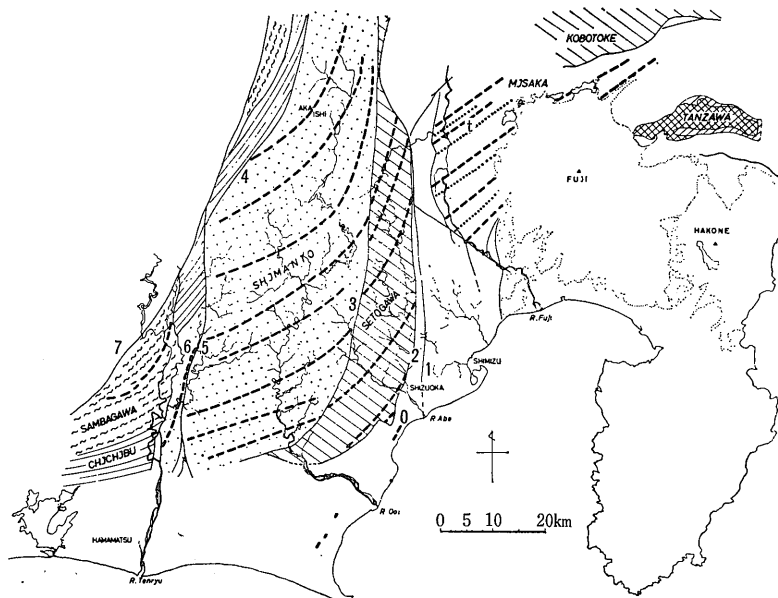
横ずれ運動で中央線が形成されたならばこれを復原すれば元の地層の配列が判るはずだが 現状では元の状態がはっきりしないから単に横ずれでできたと考えのは無理だろう。筆者は領家帯が地背斜によって隆起し南側の三波川帯はその下にもぐり込んで結晶片岩化 (高圧をうけて) し 領家帯の隆起が進行するにつれて三波川帯がそれに引づられて隆起に転じ 両帯間に大規模なすべりによる衝上断層ができたのが中央構造線と考える (河合 1970ほか)。

浜松の北方では中央線がわずかながら南東に張り出す部分がある。この付近の中央線の北側には領家帯の破碎層である鹿塩ミローナイトが顕著に現れる。張り出した南側の三波川帯中の低変成部を齊藤正次 (1955) は

河内層 その南西方で秩父帯に接近した御荷鉾緑色岩に取囲まれた小地塊を伊平層とよんだ。林 稲毛 (1975) は河内層を西方紀伊半島の中央線北側にそっている和泉層群上部層とし 林 岩間ほか (1978) は伊平層から古白亜紀アンモナイトや介化石を発見し 御荷鉾岩類と伊平層は衝上関係にあることを明にした。

河合 (1975 1976) は領家地背斜が大規模な横臥復背斜をつくって 南に向って推し被せ構造を形成し 背斜の核心部が御荷鉾緑色岩類の一部 いわゆる黒瀬川構造帯にみられる片麻岩や古期花崗岩で 鱗片状に分断されながら 三波川 秩父両帯の岩石に衝上地塊となつてのつていと解釈した。河内層は領家帯に重なっていたが三波川帯の上に河内層 領家帯の順で逆転して推し被せ領家の下に位置した河内層が弱いながらも変成作用を受けたものと解釈する。この衝上断層が他の部分より低角度になるところで南東に張り出したのであろう。関東山地には下仁田構造帯とか寄居構造帯とよばれる擾乱帯があつて ここには三波川帯中に領家帯に属するとみられる平滑花崗岩や木持花崗岩などが白亜系と共に見出される。また西南日本の秩父帯中の黒瀬川構造帯の岩石に似た川井山石英閃緑岩 金勝山石英閃緑岩などのほか 東松山には断片的に片麻岩も知られる。

赤石山地の西方で上にのべた河内層に接した部分の中央構造線が南東側へ張り出したのに対して 関東山地では南に向った張り出しが一層大きくなって デッケン構造のつけ根の部分削剝されて 領家帯の岩石はKlippe (根なし地塊) として残つたとみられる。小勝 小林ほ



第 4 図  
静岡地域の地質構造図 (徳山 1978 より転載) 破線は各褶曲帯の主な背斜軸を示し 点線は主な向斜軸を示す。

- : 大崩玄武岩
- t : 高萩玄武岩
- 1 : 糸魚川——静岡線
- 2 : 十枚山構造線
- 3 : 笹山構造線
- 4 : 仏像構造線
- 5 : 光明東断層
- 6 : 赤石裂線 (光明西断層)
- 7 : 中央構造線。

か (1970) は Klippe とみられる岩石と三波川帯との関係を単なる断層 または貫入関係としているが 小坂和夫 (1978) は金勝山石英閃緑岩はデッケンとして三波川帯の上に移動したとみている (小坂 1978 p.127). 筆者はこの見解を支持すると共に鹿塩ミローナイトには古い領家の岩石が含まれる可能性があると考え.

御荷鉾岩類は一般に三波川帯の構成員なのに伊平層の周辺では三波川 秩父両帯中であって他の地域には見られぬほど分布が広い. 御荷鉾岩類が變成作用を受けた後に下部白亜系がここに堆積したとみるのは變成の時期が白亜紀中頃なので不合理である. しかし 下部白亜系の上に三波川一秩父帯の古生界が衝上し さらに御荷鉾岩類が衝上したならば 削鉾された地窓から下位の伊平層が顔をのぞかせたとみると不合理はない.

**B 赤石山地の先中新統**

前にのべた赤石山地の西で 中央構造線が NE-SW にのびる付近の南側には 北から南に三波川帯と秩父帯とが分布し 双方の間に御荷鉾緑色岩がある. 緑色岩の南限は不規則だが 前にのべたように衝上断層で 伊平層は地窓の露出とみられる. 三波川と秩父両帯の延長方向は中央線と並走する. その東側には南が尖った楔状地域に三波川帯がある (斎藤 磯見 1954). 楔状地域は正確には梯形で 北西縁は中央線 南西端の推定断層は鹿島一六本松線と仮称する. 東端は赤石裂線が顕著で 南東縁に南北性の断層があつて この断層と赤石裂線との間に少地域に古生界がはさまれる. 南北性断層を大谷一山中断層とよぶ. 大谷一山中断層は三波川および秩父両帯の境界断層で この断層の東側の古生界の分布はごく狭い.

鹿島一六本松線の西側の三波川 秩父両帯は御荷鉾緑色岩を伴うが 鳴島一六本松線の西側は地塊が回転して

南の秩父帯が南東部にずれる. そして緑色岩類を欠く (あるいは不顕著になったかも知れぬ). 大谷一山中断層は西側地塊の御荷鉾線に対応する.

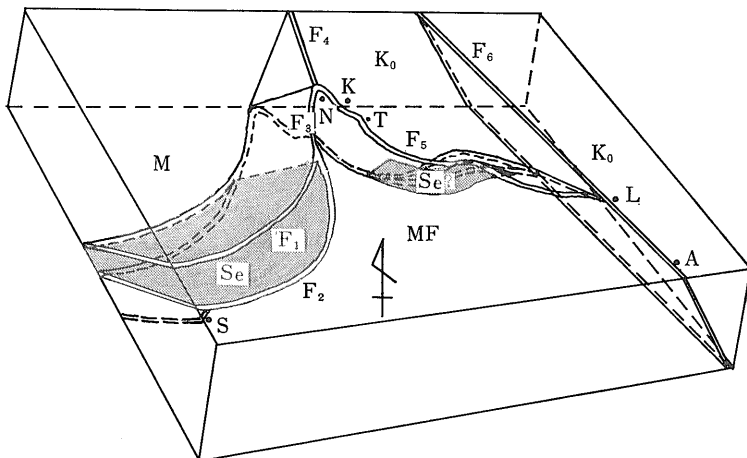
赤石裂線は天竜川の東側をほぼ南北に走る. この東側地域が赤石山地で 少し東で赤石裂線に並走する南北性断層が光明断層である. 人によって前者を水窪赤石線または光明西断層 後者を遠山赤石線または光明東断層とよばれる.

赤石裂線の西側に三波川 秩父両帯が分布するのに対し 東側では三波川 秩父両帯は北方にずれて分布は極端に狭くなり 代って南部に四万十帯が広く現れる.

西側の部分が単に北にずれただけとはいえない産状となる. 三波川 秩父両帯ののびの方向は中央線の方向 NNE-SSWに調和的だが 四万十帯の中生界の走向は南部で N-S で 北にすすむにつれて 秩父 三波川両帯の走向に調和的になる. すなわち 赤石裂線のすぐ東側の四万十帯は北西に向って張り出した円弧の一部分を構成する. その東側には赤石裂線に並走する光明断層によって 三波川 秩父および四万十の3帯は切断される.

光明断層の東側の三波川 秩父 四万十の3帯はさらに北にずれる. 赤石裂線の北端が中央線に達する部分および光明断層が中央線と出合う一部分では白亜系の水窪層や古第三系和田層が不規則に小分布しており あるところでは中央線に 他では光明断層またはそれらに伴って派生した断層にもみ込まれたような分布をする.

正確なことは不明だが水窪層や和田層は秩父帯に属する地層と思われる. 天竜川の北力上村では三波川帯の幅が狭くなって一部では欠除され 中央線と秩父帯とが接する. またこの付近の秩父帯の幅も非常に狭くなっている (松島 坂本 1976および富沢 1976参照).



第5図  
南部フォッサ・マグナを取りまく断層群の模式図  
K: 甲府  
S: 静岡  
N: 韮崎  
T: 藤野木  
L: 相模人造湖  
I: 愛川  
M: 四万十帯中部  
K0: 小仏層群  
Se: 瀬戸川層群  
MF: 御坂一富士川 (西桂) 層群  
F1: 笹山構造線  
F2: 十枚山構造線  
F3: 韮崎一静岡構造線  
F4: 糸魚川一韮崎構造線  
F5: 扇山衝上  
F6: 鶴川断層  
T-I: 藤野木一愛川線  
F0: 大井川層群と御坂層群との間の推定断層 扇山衝上にそって南側に瀬戸川層群が伏在すると思われる.

光明断層とさらに東方の笹山構造線との間の四万十帯の主部の分布は広い。その北側の三波川および秩父帯は NNE-SSW から N-S に彎曲する中央線に調和した方向にのびるが 共に分布は狭い。この走向に対して四万十帯主部の走向は 南部で ENE-WSW だが北に進むにつれて NE-SW から NNE-SSW と変化し また東側の笹山線に近づくにつれて 笹山線に引きづられるように NE-SW NNE-SSW ないし N-S の方向に変化する。すなわち 赤石裂線と光明断層の間の四万十帯の走向は北西に張り出す弧状を画くのに対し 光明断層と笹山線にはさまれた四万十帯主部は南東に張り出した弧の一部を形成する。第 5 図は徳山 (1972) によるもので 徳山 半田 (1978) より引用した。笹山線の東側の十枚山構造線にはさまれた古第三系瀬戸川層群は四万十帯の上部層だが 第 5 図で見られる様に褶曲軸がのびる。すなわち走向は南部で NE-SW 北に進むにつれて NNE-SSW に変化し 主部と同様に南東に張り出す円弧の一部を構成するが この主部と瀬戸川層群とでは円弧の中心が移動している。

赤石裂線は南北両側で東に急斜し 中央部では緩く東斜する (Kimura 1961: 赤石裂線追跡グループ 1976)。Kimura (1961) はこの変化は赤石山地の隆起に伴った後生的なものとした。

赤石裂線および光明断層は 左横ずれ断層 (Kimura 1959 1961) で 松島 (1973) および松島 坂本 (1976) は 赤石裂線と光明断層とによるずれは見かけ上 それぞれ 13—24km および 40—45km で 赤石山地は左回り (反時計) 回転による“ねち曲り”構造で規制されたとのべた。

徳山 半田 (1978) は第 5 図に示される各断層は何れも横ずれで 各断層による左ずれの総計は 100km をこえ引けり幅を含めるとフォッサ マグナは幅が 100km におよび広い断層帯であるとした。

これらは何れも断層が横ずれに重点がおかれているが 赤石裂線は東斜する衝上性断層 光明断層も南端が東に彎曲するので 恐らく東斜する衝上ないしは逆断層とみられる。笹山線は南端部で西に大きく彎曲して中新統大井川層群に衝上し一断層の北側の四万十帯には北に傾く一南に倒れた褶曲軸の横臥褶曲が認められる (木村敏雄 1967)。その東側の十枚山構造線も南端部は西に大きく彎曲し 南側の大井川層群に衝上する。第 5 図では十枚山線の東側の高草山一竜瓜アルカリ岩類の東限をふち取る断層を糸静線とよんでいるが 高草山一竜瓜岩類を南部フォッサ マグナのグリーン タフに含めると十枚山線が糸静線に当る。ただし 大井川層群は陸成源

の碎屑岩からなるのに対して南部フォッサ マグナは火山碎屑岩類を主体とするので 両者の間に断層があると思われる。したがって糸静線は十枚山線からこの断層を結んだ複合断層でなくてはならない。

### III-2 関東山地の先中新統

関東山地北部には浅間火山その他の火山や若い地層で覆われて領家帯は見られないが筑波山の片状花崗岩はその一部ともいわれる。三波川帯に当る部分には さきへのべた平滑 木越両花崗岩 川井山および金勝山両石英閃緑岩 東松山の片麻岩などが領家からもたらされたものと思われ 若い地層の下に領家帯があることは確実視される。その南端に三波川帯があるので中央線の延長は両者の境に連る。しかし これら領家帯の岩石はしばしば白亜系や古生界を伴うことがあり それらの点は特異である (小勝 小林ほか 1970: 新井 端山ほか 1966)。

三波川帯の南側には北から御荷鉾帯 秩父帯 四万十帯の順で配列する。御荷鉾帯は三波川帯に含められるのがふつうであるが 四国中部では集塊岩質緑色片岩を含む大豊層群と角閃岩 斑瀾岩一閃緑岩 輝緑岩からなり 超塩基性岩を伴う御荷鉾緑色岩類とが区別されて共に三波川帯から除かれた (河合 1975)。河合 (1975) は緑色岩類は超塩基性岩とともに領家地背斜の核心部が南方に推し被せ構造をつくったもので 三波川一秩父帯は転位 (Allochthonous) 地塊となって緑色岩類とともに原生 (Autochthonous) の大豊層群に衝上したことをのべた。

関東山地にも集塊岩質緑色片岩は存在し 緑色岩類もあるので四国中部と同様に 2 系統のものがあると推定される。関東山地の三波川 秩父両帯の関係は常に断層で Huzimoto (Fujimoto) (1937) 藤本治義 渡部ほか (1953) によると大霧山衝上は秩父帯の古生界に三波川結晶片岩と御荷鉾型結晶片岩とが衝上しており<sup>どうだいら</sup>堂平衝上は結晶片岩の上に秩父帯の古生界のつたもので 安戸窓などは結晶片岩の地窓から古生界が現れている。さらに白亜系の跡倉層などは古生界や結晶片岩の上に衝上関係であるが これが神山クリッペなどである (以上 藤本 渡部ほか 1953)。

下仁田構造帯では下から古生界 白亜系叶屋層一中ノ萱層 古生界一石英閃緑岩 跡倉層 ホルンフェルス一石英閃緑岩一跡倉層 ホルンフェルス一石英閃緑岩の順で数回の衝上断層で互に接する。これは鱗片構造ができたもので 白亜系が衝上地塊に加わったことは衝上運動は白亜紀以後である (以上 河合 1970 p.185—192 323—327)。

関東山地の秩父帯中央部には山中部溝帯とよばれるところがあり白亜系などがある。周囲は断層で中生界と接する。地溝帯は正断層で中生界が陥込むという解釈なのだが、筆者は四国中部の秩父帯のように白亜系の上に中生界が衝上した地窓という疑いをもっている。秩父帯の南縁部には三畳系が散在し、五日市一川上線（仏像線に相当）をへだてて四万十帯になるとされる。四万十帯の北部には鳥巢石灰岩を含む上部ジュラ系がありさらに南には白亜系小仏層群がある。この四万十帯は一般に北傾斜であるが地層には大規模の逆転はないようだ。そうすると四国の例でも判る様に上部ジュラ系と白亜系との境は多分衝上断層で、上部ジュラ系や白亜系にも衝上断層による鱗片構造があると推定される。小仏層群の南限はいわゆる藤野木一愛川構造線で、南側のグリーンタフとの境をなしている。

### III-3 南部フォッサ マグナの基盤に対する考察

今井 (1976) は南部フォッサ マグナの南西側と北東側のグリーンタフの基盤の帯状配列が大きく喰違っていないことから糸静線の南半は藤野木一愛川線に対応し、北半は別系統の断層で、赤石裂線をその延長部とみた。

徳山 半田 (1978) はグリーンタフ中の断層を糸静線とし、グリーンタフは西限の十枚山線で瀬戸川層群と接するとした。前説はグリーンタフの基盤とグリーンタフとの間を重視するに対し、後説は静岡を通る南北性断層に注目している。

前にものべたが、静岡付近の中新統はグリーンタフで西方の中新統は非グリーンタフである。静岡の西で岩質が異なる同時期の堆積物が東西に分れて分布する。単に同時異相の地層が漸移するには余にも変化が大きい。両者の間には未だ存在が確認されないが断層である可能性がある。十枚山線は南端部で西に向うものと、他方で南に向かって分岐するであろう。これが藤野木一愛川線に対応する糸静線南半でなくてはならぬ。

北部フォッサ マグナのグリーンタフは糸静線北部に近づくると走向は南北性で、東に向かって離れるにつれて NE-SW 方向に漸次に変化する。すなわち北西に張り出す弧状を呈する。南部フォッサ マグナのグリーンタフも糸静線に近い富士川流域では、走向は南北性が卓越している。南北両フォッサ マグナのグリーンタフが接近して分布する富士川流域には、八ツガ岳火山や第四系などがあって双方の関係を不明にしている。グリーンタフの走向に共通性があり、その付近で接近していることから南北両フォッサ マグナは連続するとみられた。

藤田 角田ほか (1968 p. 55) は四万十帯変動はそれと

不連続に発生したグリーンタフ変動帯、すなわちフォッサ マグナ帯によって完全に切り離されたとのべた。

ところが北部フォッサ マグナの基盤は主として西南日本内帯の中古生界なのに対し、南部フォッサ マグナは海岸よりはるかに離れた海域で古第三紀の海から引きつづいた地層であって、北西ないし西側では瀬戸川層群に、北ないし北東側では小仏層群ともに衝上断層で接する以外の資料は見出されない。もし仮に南北両フォッサ マグナが一つづきであったなら三波川、秩父および四万十帯の各上に南部フォッサ マグナのグリーンタフが不整合関係でついているはずである。そのような事実のないことは双方のグリーンタフは異なった堆積盆によることを示す。

### III-4 糸魚川一静岡構造線

糸静線南半は藤野木一愛川線に連ることはすでにのべた。そうすると北半部はどうなるだろうか。

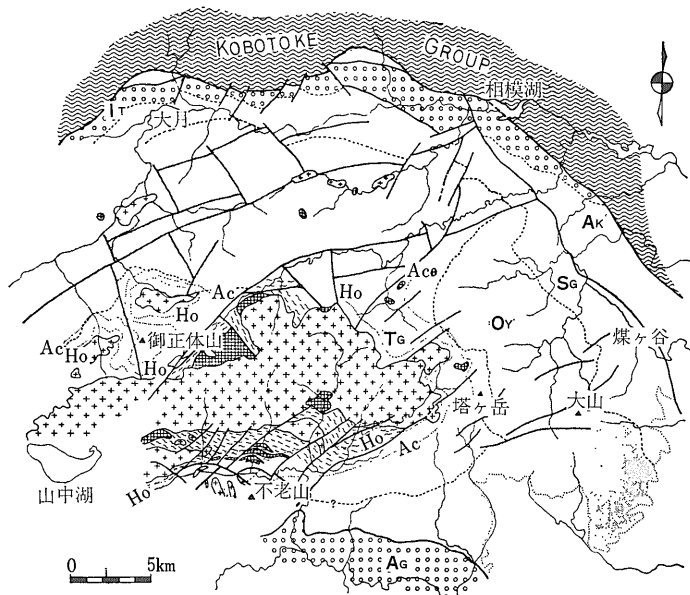
北半部の西側は北アルプスの急峻な山岳で、中古生界や変成岩および花崗岩などで構成され、東側は羽越地向斜または信州地向斜とよばれる中新統とその後の地層があり、いわゆる北部フォッサ マグナである。

北部グリーンタフは北東のはるかに遠い北海道から奥羽地方の脊梁部を南下し、諏訪湖付近に達する。その西限は糸静線北半部で断れる。西側グリーンタフの南限は糸魚川北方に転位し、水没した部分は糸魚川西方に上陸して、さらに富山積成盆地の南縁を迂回し、西方にのびて中国地方の北縁部から九州の西方まで連る。糸静線にそって東側は南方に大きくずれ、その転位は100kmをこえる。したがって糸静線北半は明に右ずれなので、北半と南半とが連続するとは考え難い。糸静線北半は関東山地の五日市一川上線、鶴川断層などが収斂したものであろう。

北部フォッサ マグナの地質構造は糸静線北半に近い部分では南北性であるが、北東に進むにつれて NE-SW 方向に転じて海岸線に並走する(富沢 1973参照)。この褶曲構造の彎曲は北部フォッサ マグナ地帯が激しく南東側に押し曲げられたことを示す。糸静線北半の右ずれとこの押し曲げは一見矛盾するようにみえる。

筆者はこの現象は北アルプスを通る大背斜の東側に東北性の大向斜(信州地向斜)があって、大向斜の西翼で衝上断層を生じ、東側の向斜部をねじ曲げたと考えられる。すなわち糸静線北半は西側地塊の隆起、および回転を伴って生じ、信州地向斜の沈降は南部フォッサ マグナの成因と無関係ではない。

糸静線南半の断層も衝上断層である。Kimura (1966) は富士川支流の早川沿岸の新倉<sup>あらうら</sup>で、走向 N15°E 45°W



第6図  
丹沢山地全域地質概略図(丹沢団研 1975)

Ta: 塔ヶ岳亜層群およびその相当層  
 Oy: 大山亜層群およびその相当層  
 Sa: 煤ヶ谷亜層群およびその相当層  
 Ak: 愛川層群  
 It: 岩殿山礫岩層  
 A: 足柄層群  
 点線は普通角閃石アイソグラッド (Ho) と アクチノ角閃石アイソグラッド (Ac) を示す。

の断層を認め 構造解折などによって顕著な衝上断層と考へ 南部フォッサ マグナは南北性の構造をもつ七島マリアナ弧の北端部とした。

韮崎の近くの鳳凰山の東麓には糸静線南半が通り 古くから逆断層の存在が知られた。赤石団研グループ (1968) および藤本丑雄 一木ほか (1965) は甲斐駒ヶ岳および鳳凰山体の花崗岩はグリーン タフに衝上し 傾斜は  $15^{\circ}$ — $60^{\circ}$  W で厚さ1~数mの断層粘土やミローナイトを伴い 少し南の焼地蔵花崗岩の東限の断層も  $30^{\circ}$ — $55^{\circ}$  W で斜き幅20—100mのミローナイトが出来ていることを報じた。

筆者は南部フォッサ マグナを取りまく断層群の模式図を第6図に示す。

これらの断層群に囲まれた地塊はそれぞれ大規模な鱗片構造となり 各鱗片は転位に伴い上昇—隆起 沈降 回転および横ずれなど不規則に組合わさった動きをしたものである。

これまで糸静線は東北日本と西南日本を両断したと考えられたが その活動は中新世よりも古くから起ったと考へ糸魚川—駿東線による活動と見做されていた。この構造線はグリーン タフの下に伏在するとされる。糸静線南半が藤野木—愛川線に連り 北半と南半は別のものとする糸魚川—駿東線の存在も疑わしくなる。立岩 (1976) は日本海の富山舟状海盆から糸魚川 韮崎 富士山 さらに南海舟状海盆を結んで糸魚川・田子ノ浦線を設け この断層は左横ずれで西ないし北西からの圧迫による衝上断層とした (立岩 1976 p. 555—557)。た

しかに糸静線北半の性格を適確に示している。しかしその南半は地震活動や火山活動による方向性と一致するが これは伊豆—七島—マリアナ海嶺の方向性とを複合したものではあるまいか。

### III—5 藤野木—愛川構造線 扇山衝上および鶴川断層

甲府東部の藤野木から東方の相模人造湖畔をへて南東に迂回し 相模川西岸の愛川にいたる 藤野木—愛川線 (篠木 見上 1952ほか) は南部フォッサ マグナの北—東を限る断層で 北ないし東側の白亜系小仏層群とを境する。金子 (1955) は国鉄中央線にそって走る本構造線を大月から上野原にかけて衝上断層と認め 扇山衝上とよんだ。本衝上は相模湖畔で北西から南東にのびる鶴川断層で切られる (佐藤 松田ほか 1973)。この断層は逆断層で北東に傾き 日野断層ともよばれる (三土 1932)。本断層は幅20—数100mの破碎帯を伴うから佐藤 松田ほか (1973) は鶴川破碎帯とよんだ。

鶴川断層の北西延長は山梨県丹波山まで延長50kmが追跡される (吉田鎮男 木村 1976)。断層は右ずれで扇山衝上の東の延長は断層に切られて南方にずれるはずだが 20km 南方まで見出すことができず さらに南では若い地層に覆われるので不明である。したがって相模湖南東の部分は扇山衝上と鶴川断層とが複合したようになる。しかし横ずれは20kmをこえるにも拘らず 判明した限りでは50kmしかのびない。したがって丹波山で消滅したとは考えられず 恐らく右ずれの糸静線北半の糸魚川—韮崎 (塩尻) 線に収斂するのであろう。