

# 日本列島の生い立ちをさぐる

## ⑤-2

河合正虎

### VI-6 西南日本外帯の地質構造

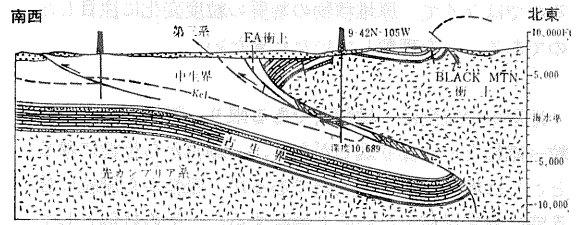
#### A 三波川帯の地質構造に対する一解釈

上述の説が正しければ 第138図でお判りのように構造線にそった地帯の南側の地層は逆転していることになる。その部分が後に上昇して地表に現われれば かつての深部において 圧迫をはげしく受けた北側に近い部分が 変成度が高いことの説明が容易につく。大構造線(中央構造線の初期的なもの 以下特別の場合を除いて 中央構造線とよぶ)が衝上断層であるとすると 三波川帯は衝上に伴って その下にまくれ込む(衝入)ことは可能であろう。第140図は北アメリカのワイオミングで 石油井戸によってたしかめられた地質構造の1例である。これは変成しない地質構造の例であるが 領家帯 中央構造線 三波川帯相互の間には これより一層大きい規模の地質構造が考えられる。立命館大学教授の故江原真伍先生は 長い間四国の地質の解明に努力され 圧迫の方向と地質構造との関係を 大陸 大洋両側からの偏圧(日本海 太平洋両運動)によって生じたとし 第141図を示した。そして基本的な構造的断面を第142図のように掲げた。これは江原先生の長年の研究の結実で 種々の点で 多くの意味がある。都城先生(1959)は 三波川変成作用が 地殻の下方への曲り込み(down bucking) やそれに伴う 北方への衝入(underthrust) によって その地帯が非常な深部にもち込まれ その深さは 35,000mと推定した(都城先生1961)。

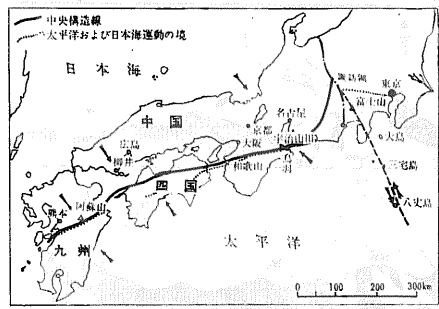
仮に筆者が掲げた第138図の断面のような基本構造が作られたならば 三波川帯の構造はどうなるのだろうか。四国三波川帯の地質は主要部については非常にくわしく調査されている。第143図は別子式鉄床に関連して明

瞭にされた地域であり 第144図は四国東部地域の三波川帯の地質断面図で 地質ニュース 126号 第6図は四国中部大歩危付近の地質断面図である。いずれも今の段階では見かけの層序がそのまま正常な姿とみなされているが 果たしてそうであろうか。単に第6図や第144図をみる限りでは三波川帯の地層は波状に褶曲して地層全体が逆転しているとは思えない。

秀敬博士ら(1956)によると別子付近には 第145図のような地質構造が解明されて 地層が激しく逆転している部分もある。最近地質調査所河内洋佑技官(1966)は今まで正常とみられた部分の北部の地域を主とした三波川帯が逆転していることをのべた。これとは別個に筆者(1966)は小島教授(1951 1965) や土井教授(1965)が 土讃線ぞいの吉野川流域で詳細な研究から層序を確立されたところの大歩危砂岩層が逆転していることを発見した。この吉野川層群の最下部層とされた大歩危層だけが局部的に逆転するとみることが不可能だから 両先生の層序全体が引っくり返っているものとする。第146図は大歩危砂岩層のなかの粒度変化等を示したもので この変化で地層が逆転したことが判る実例である。

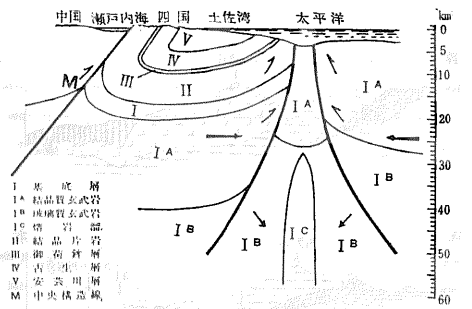


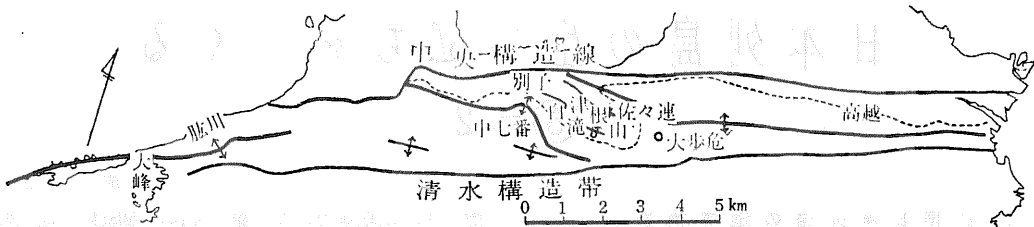
第140図 北米ワイオミング州のワヤシヤキー(Washakie)山脈の南西山腹を通る地質断面図 [R. R. Berg 1962 (P. C. Badgley 1965 より転載)]



第141図 江原先生の太平洋および日本海両運動による圧迫(江原真伍1940)

第142図 四国の地傾斜とその深部構造(江原真伍1945)





第143図 四国三波川帯プロパーにおける大褶曲軸の分布 破線は点紋帯と無点紋帯との境界線 この図はおもに小島・秀・吉野(1956)に基づいている。なお佐々連鉱山を中心とした地区については土井ら(1959)岩原地区の清水構造帯については小島らの資料により一部修正あるいは追加した(秀敬1961) 三波川帯プロパーは中央構造線以南から清水構造帯間の地帯で さらに南側にある御荷鉾線までが三波川帯とされる。

このうちAおよびBは礫岩層中の礫の大きさの変化からCとDとは乱堆積を示す粘板岩礫(偽礫岩)の大きさの変化から逆転の事実を認めたものである。何れも見かけはゆるやかな層理面(片理面と一致する)をもって南に傾斜しており 大歩危背斜の南翼を占める部分である。大歩危背斜の南北両翼は共に傾斜が比較的ゆるく 急斜する部分でも  $50^\circ$  をこえないのが常である。そうして傾斜が部分的に急変するところもない。岩質もかなりの厚さの砂岩層からなっており一般に均質である。このような地層が層理面の見かけの上位から下位に向かって地層の堆積が進行したことを示すので 吉野川層群の大歩危砂岩層は局部的に逆転しているのではなく 全体が逆転していると解釈するほかはない。小島 土井両先生の詳細な地質構造の解明のうちで 大歩危層だけを逆転しているとして取扱かうことはとうていできないので 吉野川層群全体が逆転していると見るほかはあるまい。筆者は結晶片岩の地層の結晶粒の粒度変化を議論しているのではなく 原堆積物の物質の粒度変化に注目したのであることを理解していただきたい。

地層中の粒度は 堆積岩である限り 粗粒→細粒 粗粒→細粒という繰り返しがある。細粒から粗粒に移るところは境が比較的明瞭であるが 粗粒から細粒に移る時は異常堆積でない限り漸移する。その好例として東京大学名誉教授上床国夫博士(1926)が石狩炭田地域で 粒度変化から地層の逆転を認めたものを第147図に

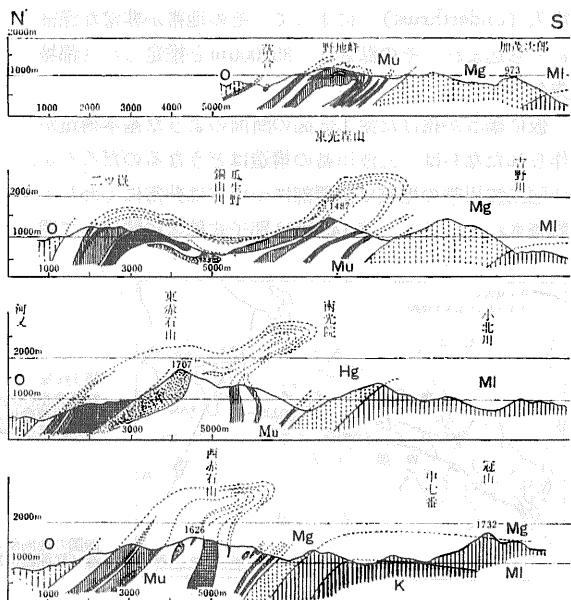
示す。

三波川帯が全体として逆転しているとすると変成度が最も高い北部の点紋片岩帯は吉野川層群の上層部に現われるものでなく 下部層に現われるということになる。

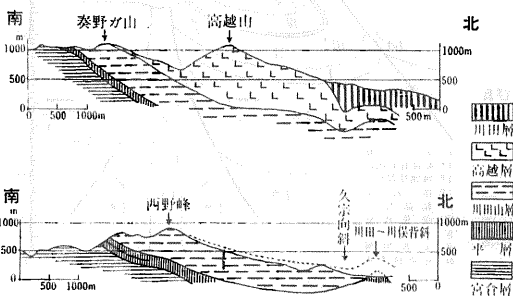
### B 御荷鉾緑色岩類の地質構造

三波川帯の南限と秩父累帯との間には御荷鉾緑色岩類とよばれるものがある。第148図の例に見られる様に三波川帯の南限を画するとされ いわゆる御荷鉾構造線にそって断続しながら細長く分布する。かつて構造線にそった貫入岩とする見方がなされていた。

土讃線にそった吉野川流域で 高知大学鈴木堯士博士(1964)は御荷鉾緑色岩類を斑礫岩質 輝緑岩質 千枚岩質 集塊岩質の4種の緑色岩に区分して 地質構造を解明した。これを第149図に示す。鈴木先生(1967)は四国各地の緑色岩類について 幾つかの新事実を見出した。高知県池川付近では ゆるやかな背斜部に緑色岩類が見出され 北側は三波川帯と南側では秩父累帯と

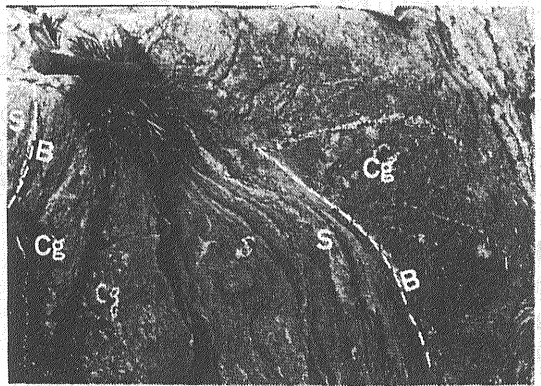
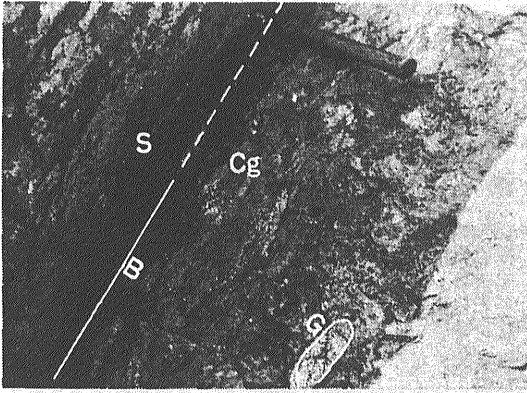


第145図 四国別子付近の点紋片岩帯の地質断面の例  
O: 大生院層 Mu: 三纏層上部 Mg: 三纏層主部(緑色片岩) MI: 三纏層下部 K: 小歩危層(秀敬ら1956)



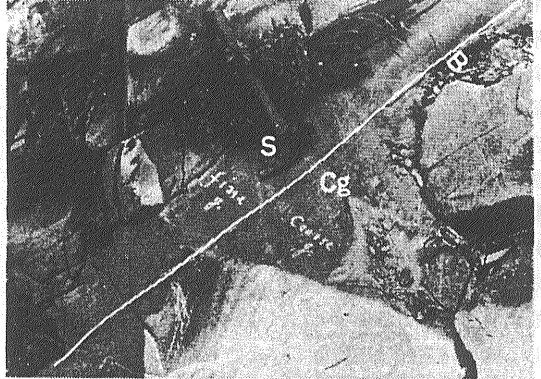
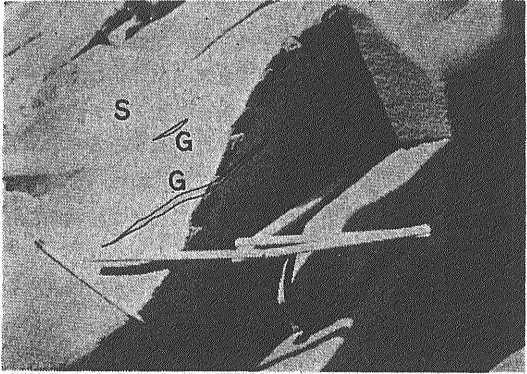
第144図 四国東部高越鉱山付近の地質断面図(大島恒彦ら1963)

第146図 大歩危砂岩層中の粒度変化(級別淘汰)  
Cg: 礫質部 S: 砂質部 G: 礫または偽礫 B: 明瞭な境



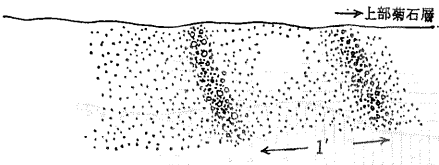
A: 大歩危砂岩層中の礫質片岩。礫種は石英斑岩 花崗岩および粘板岩が多い。大きいものは径数10cmで圧迫されてレンズ状にのびる。礫質片岩中には砂質片岩が含まれる。図では左方(南)に片理面(層理面)が傾斜する。ハンマーのある割れ目の左側の砂質片岩から右方の礫質片岩へは岩質が急変し 礫質片岩から右方になるにつれて漸次に礫の大きさを減じて砂質片岩に漸移する。

B: 砂質片岩と礫質片岩とが互層する部分で 礫の大きさはクルミ大である。左傾斜の地層で砂質部からはっきりした境で礫質部になり 右方(北)に向かって礫径を減じて砂質部に漸移し さらに右方に向かうと はっきりした境で礫質部になるというくり返しが見られる。



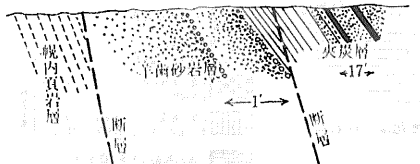
C: 砂質片岩に含まれる粘板岩礫の薄くのはされたものが見える(黒色の縞状部)。砂岩層は一種の Turbidite であって 礫は偽礫とよぶべきものである。長いものほど一般に厚い。中央部のものは長さ約25cm 厚さ2cm位である。

D: 砂質片岩中に偽礫を含む部分があり この偽礫岩が偽礫の少ない部分と互層している。偽礫の大きさは上部で大きく 下に向かって小さくなって 偽礫の少ない部分に漸移する。fine g. とした部分には偽礫はごく小さい(長さ1~2mm以下)が 明瞭な境をもって 粗粒な Coarse g. に換する(礫の大きさは長さ数cm)。この境を離れるに従って偽礫は小さくなり細粒部に漸移する。地層は左方に傾く。 ABD図から 右側が左側の部分より地層が若く 逆転したことが分かる。

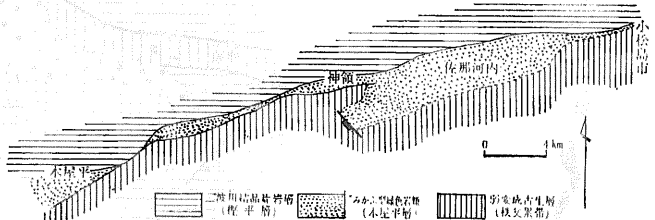


第147図 石狩炭田における地層の逆転を示す例(上床国夫1926)(左図2枚)

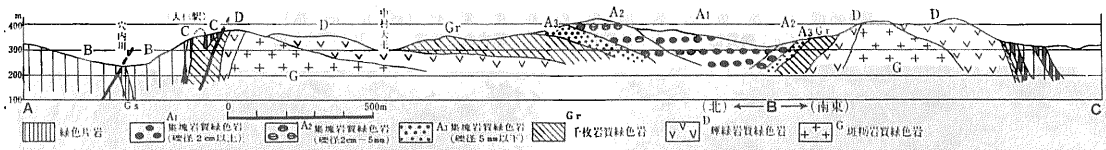
A 大夕張における白垩系函漕砂岩層の逆転を示す岩層の推移変化(上床国夫1926)



B 新夕張鉄前踏切付近の古第三紀の羊歯砂岩層の逆転を示す岩相の推移変化(上床国夫1926)



第148図 四国東部における“みかぶ型緑色岩類”の分布(剣山研究グループ1966)



第149図 土讃線大杉駅付近の御荷鉢緑色岩の地質断面図(鈴木堯士1964)

この地質構造は断面図に現われるように ゆるい向斜と背斜をつくり 他地域のもの(第150図参照)に似ている。ここに注意すべきことはこの断面の層序は正常と思われるが 集塊岩質緑色岩は上位が粗粒で下位のものが細粒である。この粒度変化が1つの輪廻を示すならば逆転している可能性があるが Cyclothem が正常であれば逆転していないことになる。鈴木博士は逆転していないとみなされているようだ。

整合し 緑色岩類のうちには一部で石灰質片岩が互層しているという。愛媛県河川沿いの御三戸には 南北2.5kmの範囲に御荷鉢岩類が分布する。ここではほとんど変質作用をうけていない集塊岩質岩が500mの範囲にあり 礫は径10cm以下で 集塊岩質岩には粒度変化による分級作用(grading)が認められ 何回もの堆積輪廻が存在する。時には乱堆積の存在も知られ 細粒部は凝灰岩に漸移し凝灰岩には斜交層理(Cross bedding)もある。全体として小褶曲をくり返ししながら複向斜を形成する。第150図にこの付近の地質略図を示す。

同県上浮穴郡小田町では 下位に石灰質片岩 珪質片岩 緑色片岩 砂質片岩の薄層をはさむ泥質片岩があり 整合に緑色岩がのり その緑色岩は下から凝灰岩 一部に斑柵岩を含む輝緑岩 凝灰岩へ玄武岩質熔岩 最上部に集塊岩質岩ないし凝灰岩があつて珪質片岩および石灰質片岩と互層する。北から背斜 向斜 背斜がつくれる。鈴木先生は粒度変化などに注意しながら地質構造を解明されているので これらの層序は正常な堆積を示し 御荷鉢岩類は逆転していないものと思われる。

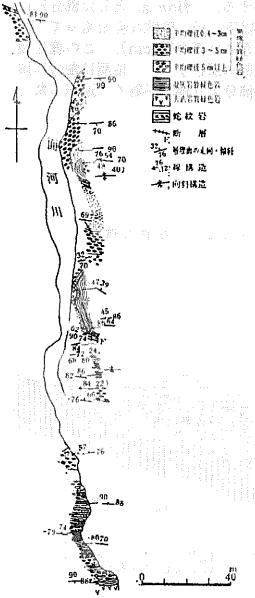
の緑色岩類は 北側の三波川帯とは一般に断層で 南側の古生界とは一般に整合関係とみられる。鈴木先生がのべられた三波川帯との整合関係は その部分をはづれて断層関係が存在するのかも知れない。先生(1967)は蛇紋岩は御荷鉢岩類の北側のみ見出されるとされている。蛇紋岩の貫入にこのような事実が存在するならば その付近に断層または破さい帯が存在する可能性があるように思われる。

筆者(1966)は岩崎先生らの案内で徳島県の緑色岩類を見学した際に集塊岩質岩には一部の地域で明らかに第152図に見られるような水磨され不完全ながら淘汰を受けた粒度変化が認められた。第147図と同じ様に地層の上下の判定が可能である。すなわち ゆるく傾斜した層理のある砂混り礫質岩には 下から粗粒→細粒に変化があつて 異常堆積でなければ正常なままの状態にあつて地層は逆転していない。

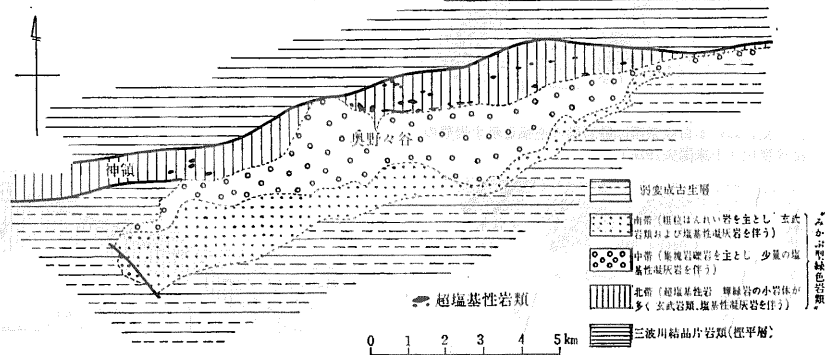
御荷鉢岩類のうちの斑柵岩などは 明らかに貫入岩類だが 緑色千枚岩質部は凝灰岩の変成相だし 集塊岩質岩は 海底などに噴出して堆積したものを含み 全体としては逆転されずに褶曲したに相違ない。そうすると三波川帯はさきへのべた様に 全体として逆転したものであるうし 御荷鉢岩類が逆転していないならば 双方の間には不連続 すなわち断層関係にあるのは当然といえよう。

筆者は三波川帯の主部は南にたおれた横臥背斜の南翼

徳島大学岩崎正夫助教ら(1966)は徳島県下の御荷鉢岩類を研究され 鈴木博士と同様な岩石を示して分帯された。第151図にこれを示した。この地方



第150図 愛媛県御三戸地域の集塊岩質岩付付近のルートマップ(鈴木堯士1968)



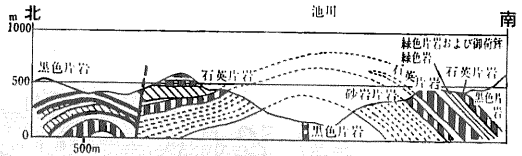
第151図 徳島県佐那河内地区における“みかぶ型緑色岩類”の分布(岩崎正夫ら1966)

部で 御荷鉾岩類とそれに整合な秩父累帯の古生界は北翼部ということになると思う。ただし 緑色岩類と整合する三波川帯の一部には北翼部に含まれるものがあるのかも知れない。これらに関して今後十分な研究がすすめられることを期待する。

C 秩父累帯および四万十帯の地質構造

C-1 秩父累帯と三波川帯 秩父累帯と御荷鉾岩類との関係

北側の三波川帯と秩父累帯との境は御荷鉾構造線によって分たれるというのが従来の説であった。場所によっては明らかに断層であるが 最近になって漸移関係のところもあることが判った。鈴木博士(1964 1965)は御荷鉾構造線の一部を上八川—池川線とよんでいる。高知県高岩—恩地地域では上八川—池川線の部分に石英斑岩の貫入があり その南北両側には背斜構造によって原岩として見ると地層のくり返しがある。その西方池川付近でも御荷鉾線があるとされた部分には背斜構造があつて それより北方を断層が走っている。第153図に示されるように池川付近では 背斜軸が 地形上の谷にそつて東西方向に走り 北側は三波川帯の結晶片岩 南側は准片岩から非変成に漸移し 秩父累帯の古生界になる。背斜軸の両側では 変成度に余り差異がないばかりか 原岩として見ると双方に同じものがある。じゅうらい変成岩と非変成古生界とを切り離すために 地形上の断層谷(実は背斜軸に生じた谷)をもつて構造線を推定したものであろう。筆者(1966)も 断層谷とみなされた付近を調査した。鈴木博士の説の通り 北側の地層は黒色片岩と砂質片岩 南側には黒色千枚岩質粘板岩と千枚岩質砂岩とからなる地層がある。変成度は谷をへだてて急変するのではなく 漸次に変つていて この谷には大きな断層は認められない。谷の南側の古



第153図 高知県池川地域の地質断面図(鈴木堯士1965)

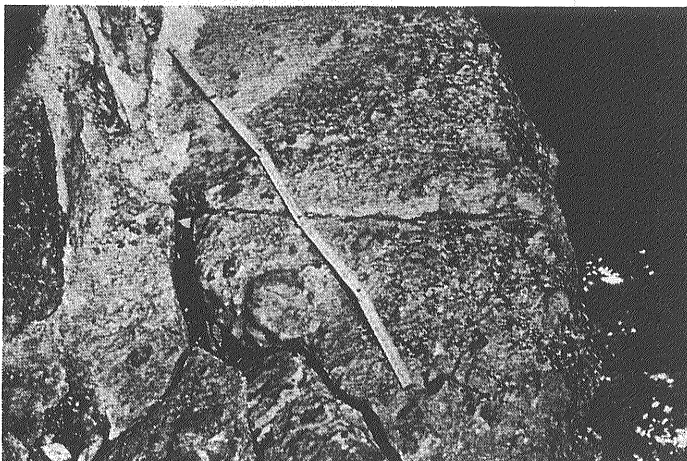
生界は南に向つて急激に変成度を低下するので 精度が低かつた昔の研究では この谷を境として変成帯と非変成帯とを区別するために断層を推定されたものであろう。

筆者は古生界のチャート 輝緑凝灰岩および石灰岩を主とする地層を秋吉相 おもに粘板岩と砂岩とからなる地層は大田相として区別する。多くの場合に両相の地層は衝上断層によって接する。三波川帯の黒色片岩と非変成帯の大田相とが漸移関係 御荷鉾岩類の輝緑岩ないし集塊岩質部と秋吉相の古生界とが整合関係にあるならば 三波川帯と秩父累帯の間にはある時は断層(御荷鉾線)他の場合には漸移関係にあるだろう。三波川帯の緑色片岩部は准片岩相の輝緑凝灰岩またはチャートの秋吉相と移化するだろう。

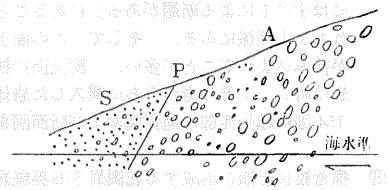
C-2 秩父累帯の諸岩類 中生界ならびに四万十帯の地質構造

上にのべた池川から南に仁淀川にそつて下ると 背斜構造の南翼に当る大田相の粘板岩と砂岩(偽礫岩を含む)とが千枚岩質から漸次に変成度を低下してくる。山峯部に見られる秋吉相のチャートは場所によって輝緑凝灰岩にとつて代られ 河川の流域に広く分布してくる。大田相は次第に露出する部分が少なくなり 所々に地窓から現われるにすぎなくなつてしまう。そして越知や佐川の盆地に入ると諸岩層の関係はきわめて複雑化する。未公刊だが筆者(1968)の研究によると 佐川盆地とその周辺の地質は次のようになっている。

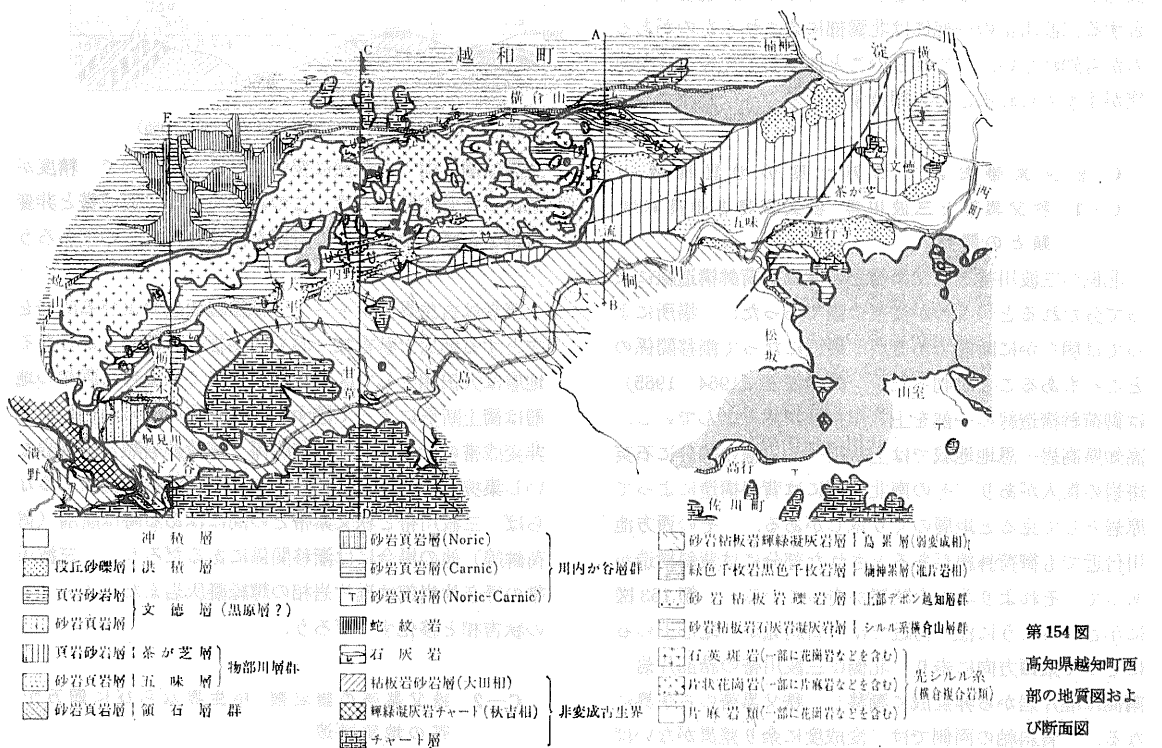
- ① 本地域の古生界は 片麻岩類 片状-塊状花崗岩質岩類 石英斑岩等からなる先シルル系横倉複合岩類 シルル系横倉山層群 上部デボン系越知層群 緑色准片岩を主体とする楠神累層 千枚岩質化した部分を含む弱変成相の島累層 粘板岩砂岩を主体とする



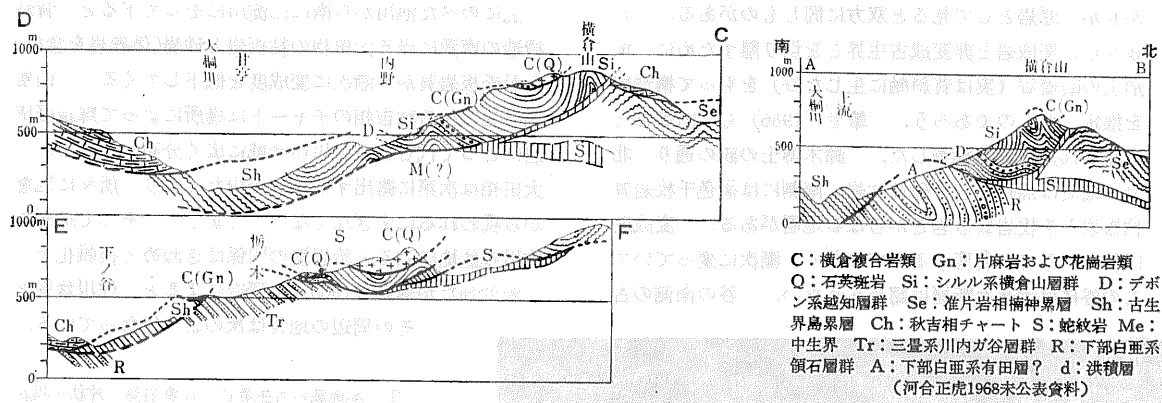
第152図 御荷鉾緑色岩類の集塊岩にみられる分級作用の例



A: 粗粒部 S: 細粒部  
P: 走向および傾斜N65°E・65°~75°N (徳島県名東郡佐那河内村上巖岫南方)



第154図 高知県越知町西部の地質図および断面図



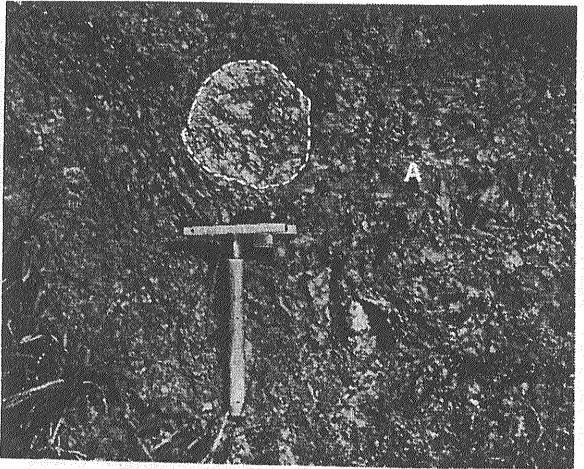
大田相 輝綠凝灰岩やチャートからなる秋吉相がある。

② これらはいずれも衝上地塊を構成するもので 各種の地質系統相互の間はシルル系とデボン系とが不整合関係（一部にはすべりによる断層がある）にあることを除くと いずれも衝上関係にある。そして この衝上面には 蛇紋岩が挟み込まれることが多い。衝上面に挟み込まれた蛇紋岩は時として准片岩のうちに貫入した岩体に連なる。第154図に越知西部の地質図および断面図を示す。

③ 横倉複合岩類を構成する花崗岩や石英斑岩は貫入岩なので 周辺の地質系統との接触関係がいつも問題になる。それ

は古生界と接する場合や中生界と接することがあるが 研究者によっては 周辺の地質に貫入したと考える。筆者の観察によると常に断層と見られる。その根拠は周辺の岩石に接触変質を与えていないことで裏付けられ かつ第155図に示すように近くの中生界のうちに 円礫がもみ込まれたものがある。これらのことは花崗岩と中生界との接触関係が断層であることを意味するであろう。第156図に横倉山南山腹で見られるシルル系の礫岩と複合岩類との断層関係を示す。シルル系の礫岩には石英斑岩の礫を多く含み 元来は石英斑岩の上にシルル系が不整合にのりそれが攪乱をうけて逆転するに際して 不整合面によってすべったものであって。そのすべったものが衝上断層と考

える。これらの関係は1967年9月高知県の平田茂留先生と筆者とが横倉山で共同研究を実施中に見出したものである。横倉山ではシルル系の礫岩に石英斑岩礫しか見出されない。シルル系は流紋岩質岩石を多く含むので不整合関係を断定しえないという不利がある。しかし山下昇先生(1958)はこの東方の化石産地として有名な妹背のシルル系の北西方井ノ峯北部で横倉複合岩類に衝上されているシルル系の礫岩に片麻岩質岩石の礫を発見されている。これらの事実や地質構造全体の判断からすると横倉複合岩類は先シルル系とみなすことが正しいであろう。



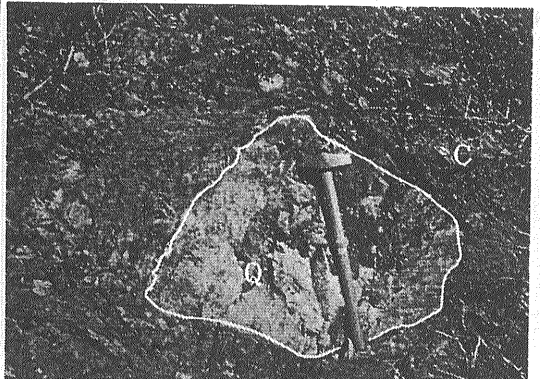
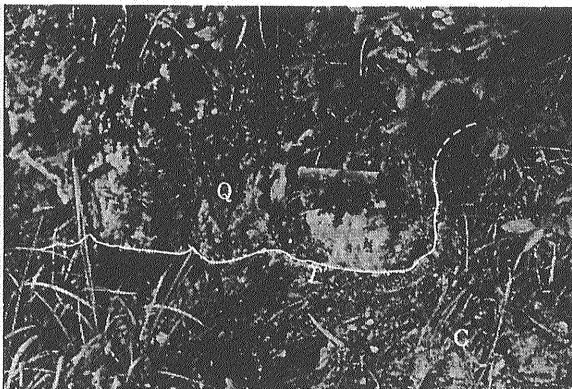
第155図 鳥巢層群中にもみ込まれた横倉複合岩類 円礫は片状花崗岩 横倉複合岩類の南限の衝上断層の南側 鳥巢層群の頁岩砂岩層にもみ込まれたもの 頁岩砂岩は擾乱されている この地点は衝上断層面から150m位離れている(高知県高岡郡日高村鹿児部落)

- ④ 押し被せ構造をつくる衝上地塊は 横倉複合岩類の下位にシルル系 デボン系 准片岩相または弱変成相 秋吉相 大田相の順で構造的に重なる。一部では順序がくるっていることもある。
- ⑤ これらの古生界の上位には 明らかにチャートを主体とした秋吉相の露出がある。(3)(4)の各地質系統は一般に多く的小鱗片として露出するものが多く 相互の関係は一つ一つの組み合わせとして認められていて 場合によると順序がくるって 複合岩体下位の秋吉相が准片岩や大田相の上のものもある。本域外においては 複合岩類の上側にシルル系など(?) 准片岩相 大田相 秋吉相の順のところと思われる順序の重なりも存在すると考えている。
- ⑥ 全体として 衝上地塊群は 核芯に片麻岩類や花崗岩類 その上に不整合(?)でシルル系 さらに不整合で上部デボン系 つづいて石炭系ないし二疊系からなる秋吉一大田両相が重なり 横臥した複背斜をつくって 大きな押し被せ構造をつくり 秩父果帯では核芯より下の南翼部が一般に見出されるであろう。その構造形成の初期頃(?)に貫入した蛇紋岩を形成後期において衝上面にそってもみ込んだと見ることができる。このように中生界と接する蛇紋岩は構造形成の初期に深部の斑岩帯から一次的にもたらされ 現在の位置には二次的再動によって貫入したであろう。
- ⑦ これらの横臥した複背斜を形成する古生界は 中部三疊系から古第三系にわたる地層の上位にデッケン構造をつくって北から南に向かって のし上げられている。
- ⑧ そうして横臥した複背斜の軸部 すなわち 南に倒れた背斜の頂部に当る部分は 最も南に偏する部分で じゅうら

い三宝山層群とよばれる地帯(三宝山帯)で ここに古生界より新しい地層である三疊系を伴っている。三宝山層群は古生界と三疊系とが一連の地層として見出されるといわれるが 両者の関係は衝上断層の疑いがある。

⑨ 衝上地塊の下盤となっている中生界は 化石によって地質時代が判明する限りでは 中部三疊系のラヂニック階に属する蔵法院層群である。筆者の調査によると蔵法院層群は 佐川町付近を東西にのびて分布し 全体としては北に傾斜する。そしてその上に 上部三疊系の川内谷層群と上部ジュラ系鳥巢層群が覆っている。川内谷層群は不整合関係に覆ったと推定されるが 未だ正確な関係は把握されていない。衝上地塊の転位による激しい変動のために かく乱されて 両者の関係が明瞭にされがたい。蔵法院や川内谷両層群と鳥巢層群との関係は おもに不整合関係であるが 一部ではやはり断層関係のようである。

⑩ 蔵法院層群と鳥巢層群をはさむその南側には ジュラ系を主体とする斗賀野層群がある。斗賀野層群はかつて古生界からジュラ系まで一連のものともみなされたが 筆者は古生界は除外されるべきで 斗賀野層群の地質時代は 最上



第156図 高知県横倉山南山腹に見られる横倉複合岩類とシルル系横倉山層群

- A 両者の衝上関係
- Q: 石英斑岩(横倉複合岩類)
- C: 基底(?) 礫岩(横倉山層群)
- T: 衝上断層(下面是南に10~20°の緩傾斜 右側は70~80°で西に急斜)

- B 中大平北部のシルル系基底(?) 礫岩
- Q: 石英斑岩の巨礫(直径70cm)
- C: 石英斑岩礫を含む礫岩
- (A図の露頭より約4m東側 平田茂留撮影)

部の七良谷層が鳥巢層群に平行不整合に覆われることと化石に大きな差がないことから 中部ジュラ系を含むと推定される。その南側の地層は詳細が不明だが断層によって南側に白亜系を含むかも知れない。

- ⑪ 斗賀野層は北側で 鳥巢層群に不整合に覆われ 南側には白亜系を主体とする四万十帯の四万十累層がある。斗賀野と四万十帯層群との関係は三宝山帯の古生界が広く覆っているのだから 今のところ正確には分からないが ことによると整合であろう。
- ⑫ 鳥巢層群は白亜系の領石 有田および物部川の諸層群で不整合に覆われる。白亜系の諸層群はいずれも不整合関係と推定される。
- ⑬ 四万十累層群は北から南に向かって地層が若くなり 四国の須崎付近の四万十帯の北部では宮古階の化石によって地質時代が限られる他には正確な時代は判らないところが多い。全体として地層が逆転したものであろう。地層は正常であっても 衝上断層でくり返されて 全体として逆転したような効果になるのかも知れない。地質調査所今井博士(1968)によると 宮崎県耳川流域の四万十累層群は 北西にゆるく傾く衝上断層を境として 北側の白亜系(?)諸塚層群と南側の古第三系(?)南郷層群とに分かれ いずれも北西側ほど上部の地層が現われる。この諸塚層群の最下部はかなり変成作用をうけて千枚岩化し 横峯鉱山付近の四万十帯の変成岩として知られる。このような関係によって 全体としては 南方が北方のものより地層が若くなる可能性もある。
- ⑭ 中生界の地質構造にはきわめて複雑な褶曲があって 佐川および斗賀野付近を通る2つの大きい背斜構造が形成され いずれも北にむかって傾く逆転複背斜と推定される。斗賀野の北部の鳥巢層群の東西にのびる部分に逆転した向斜 さらに越知北方に東西にのびる向斜があって 南側のものは逆転しており 両向斜共複雑な小褶曲の組合わさった複向斜である。
- ⑮ 仏像構造線と称されるものは ここでは衝上地塊の南縁部を結んだ仮想の断層で 筆者は衝上断層と考える。そして秋吉相の古生界の地窓から 斗賀野 鳥巢層群 白亜系などが露出しているところが秩父累帯に当る。
- ⑯ 高知市の北方の黒滝には 古生界の分布する地域内に下部三疊系黒滝層の存在が知られている。黒滝部落の一部はダムの建設によって水没した。その付近には輝緑凝灰岩の変成相が川筋に露出している。水没したものと部落の北側の谷には 谷の下流部に粘板岩砂岩層が分布し かつてその中に採まれた石灰岩から 京都大学松下進名誉教授(1926)によって 多くの種類の化石が報告された。谷の上流から山嶺部にかけてはチャートが広く分布している。三疊系は地窓から現れるもので その上位に准片岩相とチャートからなる秋吉相の古生界が衝上したと考えられる。三疊系は大田相の古生界と岩相が似ているので 化石の産出がなければ古生界か三疊系か識別が困難である。逆に古生界とみなされる粘板岩砂岩層は 三疊系ではないと判断することも困難なのである。

## D 西南日本外帯の大構造ならびに地殻変動の総括

前にのべたように領家帯は三波川帯に衝上したと 小林先生(1941 1950)はのべられた。

矢部名誉教授(1963)は 西南日本地体構造と地史の解明について 3つの困難な事実として

- (1) 領家変成岩とこれに伴う深成岩類の地域の大構造が著しく対称を欠くこと
- (2) これら領家型岩類の礫が四国外帯の中生界の礫岩にはあまねく見出されるが 三波川(長瀬)変成岩の礫は第三紀初期にはじめて出現し 中生界には含まれない
- (3) 和泉層群には領家や非変成古生界の礫は豊富だが 三波川型結晶片岩は欠けている

ことを指摘した。これについて推論され 中央構造線をへだてて 領家帯が三波川(長瀬)帯に接するところは 現在の三波川帯のはるか上位に 中間の弱変成または非変成古生界をへだてて 領家変成帯の南翼部に当るものがあつたと仮定することによって さきの3つの事実を容易に解明することができると結論された。

寺岡易司博士(1967 1968)は臼杵盆地の大野川層の研究を行なって 多くの事実を発見した。本層群は異常な堆積相を示し 四国西部からつづく三波川帯が大野川層群の北限で 見かけは南に傾斜した低角度の正断層(佐志生断層)で接する。そして大野川層群には三波川帯からもたらされたと考えられる結晶片岩の巨大な漂礫を含む。四国では和泉層群には結晶片岩礫が含まれていないので さきののべたように矢部先生は和泉堆積後に三波川帯の浮き上がりがあつたとみなされるのに対して 九州の北東部では 大野川堆積中から三波川の浮かび上がりがあつたと思われる。寺岡技官は鹿塩時階の中央構造線を大野川層群が覆っていると考え 市ノ川時階の中央線は 佐賀関三波川変成岩と大野川層群との間の佐志生断層とした。大野川層群の堆積した準地向斜の軸は北東にのびるもので 複向斜の軸とほぼ一致し 堆積当時の中軸部の古い斜面は南西に傾き 古い流れは南西に流れた。複向斜軸は北東に向かって時代の進むにつれて沈降した。そして堆積盆はせばまり 市ノ川時階よりもおくれた中央構造線は臼杵-八代線と一致するようになり その頃に三波川変成岩類が上昇することによって 大野川層群全体の堆積を規制したが 上半部ではとくに著しかったとのべた。三波川帯の浮かび上りは大野川層群の基底の不整合面にそってすべり これが佐志生断層となったものとみたい。

三波川帯における小島先生(1965)や 土井正民先生



(1964)の精細な地質図(5万分の1 地質図幅 川口および三島)とそれらの断面図とを検討し かつ大歩危砂岩層が逆転している事実等を考えると 三波川プロパーは全体が大きく逆転する可能性が考えられる。これに反して 御荷鉾緑色岩類は逆転していない。このことは 古い領家(瀬戸内)地背斜の軸が南に倒れていてその北翼部が御荷鉾岩類 南翼部が三波川プロパーと見られることも可能であろう。

秩父累帯の古生界は 断片的な小地塊片に分断されているが大きく見ると 先シルル系(先カンブリア系?)の横倉複合岩類を核芯として 大規模な横臥複背斜をつくって 中生界に押し被せ構造をつくる。この南翼部の結晶片岩相および大田相の古生界が 三波川プロパーに 北翼部の准片岩相および秋吉相の古生界が 御荷鉾緑色岩類とそれに一連の秋吉相とに対応すると見ると 領家帯の背斜構造の突端部が横倉複合岩類ということになり それらに付随するシルル-デボン系は かつて地背斜によっておし上げられた最下部またはそれに近い基盤の一部であろうと推定される。地背斜の横臥部の頂部付近で衝上断層の部分に入り込んでいる蛇紋岩は 背斜の生成に際して 深部の斑斕岩層(シマ層)からもたらされたと考えるのは 思いすぎであろうか。筆者は横倉複合岩類に伴って 秩父累帯に広く断続してのびる蛇紋岩を重視して 高知蛇紋岩帯とよぶ。

黒滝層 蔵法院層群 川内谷層群 斗賀野層群は巨視的にみれば 地背斜の生成(発生のごく初期から)に際してできた北側の陸地の南側に生じた一連の地向斜性堆積物で 四万十地向斜の先駆をした。そして地向斜の中軸が地背斜の生成に伴って南に移り その途中で 鳥巢層群を堆積させた浅海性または白亜紀初期の頻海-浅海の部分が生じたとみなすことができよう。そして 古生界の押し被せによって 四万十累層群 黒滝層 蔵法院層群 川内谷層群および斗賀野層群にも 転倒したものを含む非対称性の褶曲や衝上断層がつくられ いずれも激しく攪乱される。全体として 中生界は領家帯の下に三波川帯がまくれ込んだと同様に 秩父累帯の北部地域やことによると三波川帯の下にまで まくれ込んでいるだろう。このために四万十累層群は 北に傾く大向斜構造の北翼部を占めるので 北傾斜にもかかわらず南に向かって地層は若くなると説明すると合理的に思われる。

筆者は黒瀬川帯は瀬戸内地背斜の複背斜の核芯に当たる部分と考える。仏像線は四万十帯と秩父累帯との境を作るものとされるが 筆者の考えによると 横臥複背斜

の南限ということになる。

鳥巢層群が三畳系一中下部ジュラ系に不整合にのり しかも基底礫岩に花崗質岩や変成岩の礫(時には巨礫)が含まれること 秩父累帯の白亜系にもこの様な礫が多く また時にはアーコズ質砂岩の存在すること さらにその南方の四万十層群は宮古世またはそれ以前の地層から新第三系初期まで一連の地層であって しかも大きな転倒(横臥したと推定される)した背斜構造があり 中村地溝帯とよばれる地域の不思議な地質構造などからみて 大きい背斜の南方に多分 中村地溝帯とよばれるところに大きい横臥向斜構造がある可能性が考えられる。

- (1) この種の地殻変動は北から南に進行し
- (2) 鳥巢層群堆積前(ことによると上部三畳紀頃)から始まり
- (3) 鳥巢堆積中には横倉複合岩類が露出のごく近くまで移動してきて
- (4) それらが白亜系にも礫をもたらせ
- (5) 四万十累層群をも大きく褶曲させ
- (6) 古第三系一中新統下部にも影響を与えた

地殻変動はこの様に長い期間にわたって 間歇的に進行した。中生界の不整合-整合 褶曲 岩質変化 海進や海退による地殻の動揺等の諸現象は地背斜形成に際して 進行過程の緩急(間歇性)を示すものである。地背斜の進行に伴って 三波川帯は地下深部にまくれ込まれ さらにそれが上昇に転化し まくれ込みは次第に南に移って 四万十帯にまで達した。

三波川帯の上昇の時期は詳らかにできないが 少なく共一部では大野川層群の堆積中で この頃領家帯は一時的に沈降したであろう。他では和泉層群をその時期に堆積させた。第157図に四国の各地域毎の断面を連ねた外帯の模式面図を示す。

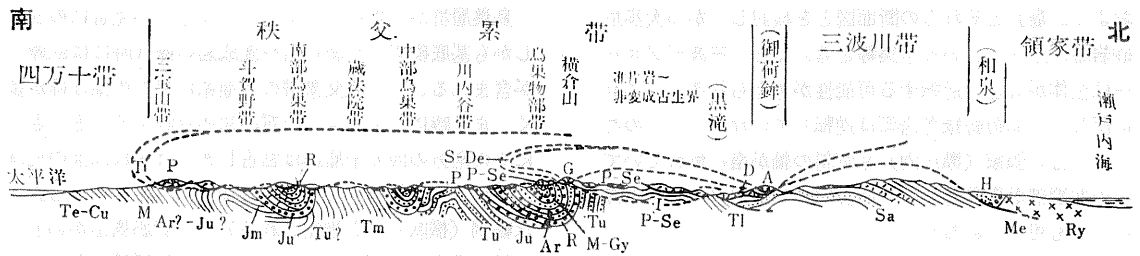
## VI-7 西南日本内帯の地質構造

### A 飛騨高原の地質構造

第37図(地質ニュース 129号 17頁)に示される様に飛騨高原には多くの断層があるが このうちには2つの系統の衝上断層群がある。この衝上系の概要は 第38および第39両図(同誌 18頁)の地質断面図に示される。

#### A-1 表日本衝上系

第38図の衝上断層は衝上地塊が南から北に向かうもので この系統のものは表日本衝上系に属し 中生界の上に秋吉相や結晶片岩相の古生界がのし上げている。大田相からなる古生界の美濃層群 中部ジュラ(?) 一下部白亜系手取累層群 上部白亜系足羽層群および面谷流



第157図 四国の地層相互の関係を示す模式断面図

G: 横倉複合岩類 S-De: シルル系-デボン系 D: 斑礫岩-閃緑岩 (時に石英斑岩) Sa: 三波川変成岩類 Ry: 領家複合岩類 A: 御荷鉾集地岩質緑色岩 Se: 准片岩類 P: 非變成古生界 T: 三疊系 Tl: 黒滝層 Tm: 蔵法院層群 Tu: 川内谷層群 Jm: 七良谷層 Jn: 鳥巢層群 R: 領石層群 Ar: 有田層 M: 宮古層 Gy: ギリヤーク層 H: ヘトナイ層 Cu: 上部白亜系 Te: 古第三系

紋岩類の上に デボン系上六馬層群 結晶片岩相の伊勢変成岩類 石炭系芦谷層群 二疊系越前層群およびそれらの相当層のほかに白亜系(?)本戸累層が衝上地塊となつてのっている。これらの衝上群には場所によつて異なる名前が与えられている。大納 伊勢 徳山等の各衝上がこれである。衝上地塊の古生界はごく一部は大田相を含むが 主要部は秋吉相である。

A-2 裏日本衝上系

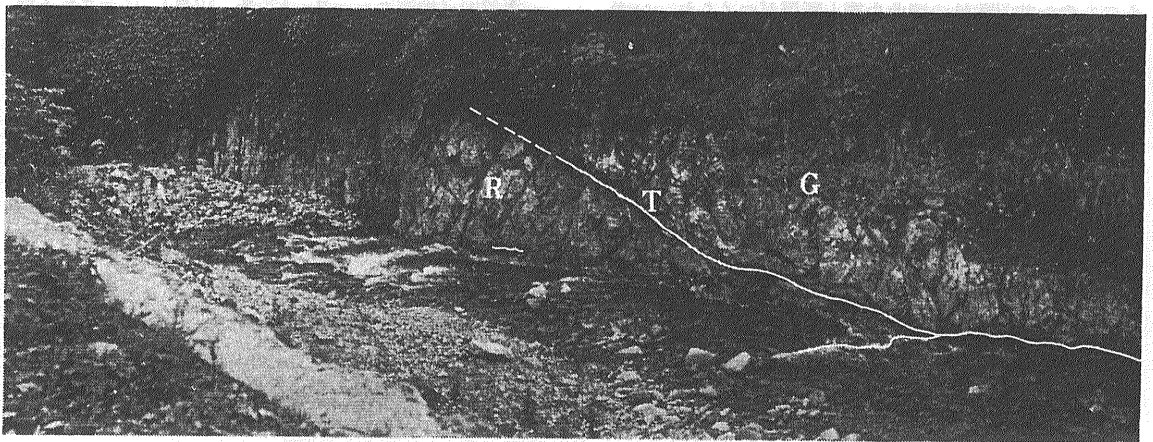
第38図の下の断面で 衝上断層が北から南に向かうとされたものは間違で 南から北に向かうものである。

第39図のように中生界の上に飛驒片麻岩類と それに近縁的な古期の花崗質岩などとの複合体が衝上したものは 裏日本衝上系である。

衝上された地層は おもに手取累層群と面谷流紋岩類とである。衝上群のうちのおもなるものは 手取川流域の尾添 大嵐谷 庄川流域の尾上郷 三谷東方の諸衝上で飛驒複合岩 (または飛驒変成岩類) の主要な部分の周囲をふちどる。庄川の東側山腹 (天生峠の西側) から南に向かい 栗谷をへて 古川町の東から 高原川の上流の福地付近を通過して 北方に向かう。第158図は

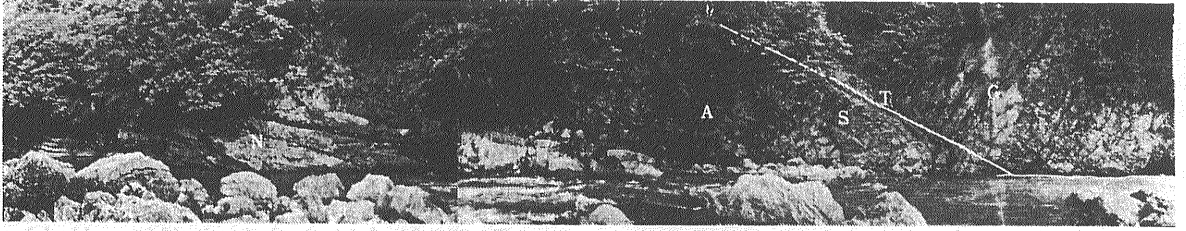
庄川流域に見られる裏日本衝上系のクリップである。

九頭竜川流域では 手取川流域の一部と共に 手取累層群の基底部から現われる小区域のものを除くと 大部分の飛驒複合岩は 本系の衝上地塊を構成する。衝上地塊の南西端は福井県大野南方の真名川上流 巢原付近まで認められる。本衝上地塊の上に さらに手取累層群がのることもある。富山市の南方 岐阜との県境付近の横山-有峰や手取川上流にも手取累層群がのっている。天生峠付近には複合岩の上にわずかながら面谷流紋岩類がのっている。飛驒複合岩類を不整合に覆う面谷流紋岩類では これが今までに判っている唯一のものである。富山の南方の手取累層群の南限は南東部の俣川最上流で 飛驒複合岩の上に手取累層群が不整合にのる。その境は西にのび 神岡鉱山の支山下ノ本坑付近では見かけ上の正断層となり (走向ほぼ東西 北に急斜) 間もなく衝上断層に移り また新しい断層で切断され 神岡鉱山 茂住坑付近 横山をへて 北西にのびて 桐谷付近に達し 新第三系に覆われる。この断層は横山の千貫橋の下でよい露頭があり 古くから横山衝上として有名である。千貫橋の衝上断層は北にのびて猪ノ



第158図 庄川中流西赤尾に見られる裏日本衝上系のクリップ

西赤尾部落北端を西に約20mさかのぼると2股の合流点がある。付近一帯に面谷流紋岩類が分布する。東ノ谷川と西ノ谷川との間に飛驒片麻岩類のクリップが見られる。西ノ谷川にそつて約25m衝上断層が見られる。断層粘土はない。スカルン帯には幾つかの旧坑がある。右方が下流。G: スカルン化した石灰岩と片麻岩(飛驒片麻岩類) R: 面谷流紋岩類(かなり圧砕される) T: 衝上断層(N20~40°W・10~20°E) (河合正虎1961)



第159図 横山衝上と転倒した石徹白層群猪谷互層

G: 飛驒複合岩類      S: 転倒した猪谷互層の向斜の南翼部 (走向N45°W 傾斜25~30°S)      A: 転倒した猪谷互層の向斜軸部  
 N: 猪谷互層の向斜の北翼部 (走向N45°W 傾斜10~20°S)      T: 横山衝上の衝上面 (走向N45°W 傾斜25~30°S) (河合正虎1959)

谷付近では転倒した向斜構造をつくる石徹白層群の上に飛驒複合岩類を衝上させている。第159図にこれを示す。この横山衝上は裏日本系に属するが、南西から北東に向かって転位し、裏日本衝上系が一般に北東から南西に向かって衝上するのに対して、例外的に逆に向かっている。飛驒複合岩体が北東から南西に向かって転位する際に生じた反作用により局部的に反対に向かうものが生じたのであろう。複合岩類中を稼行している神岡鉱山茂住坑の250m坑またはそれより深い坑内の一部に見られる砂質岩や礫質岩は、飛驒複合岩類に衝上された石徹白層群の一部と考えられる。

伊勢変成岩類(結晶片岩相 石炭系?) 上穴馬層群 大谷礫岩層とそれにもみ込まれた芦谷相当層の石灰岩 野尻累層 中軸部の木戸累層の順に重なる。さらに衝上面の一部と伊勢変成岩類には蛇紋岩が伴っている。これら各系統の地層相互の間にはすべりから生じた衝上断層が存在し、衝上にそって一部の地層を欠き、または他の地質系統が現われたりするので、全体の大構造を把握することは仲々容易でない。なお、伊勢衝上の南の徳山衝上は伊勢衝上の延長部に当るであろう。

註 これらの岩石を堆積岩でなく礫岩様または砂岩様の火成岩とみる者もある。

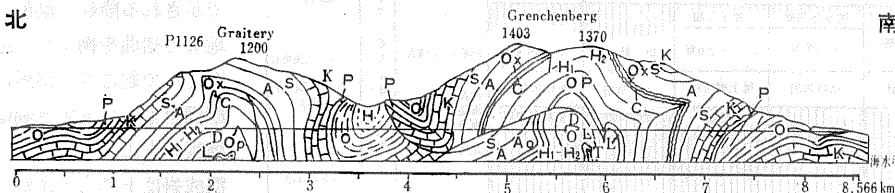
この地域の手取累層群の北限には北から南に向かう祐延衝上がある。常願寺川上流には藤橋衝上があつて手取累層群に複合岩が衝上する。

野尻累層のように比較的に大きい地塊は、地質構造が解析されやすいが、小さい地塊の構造は分かりがたい。しかし、一般に周囲の地層に調和的となる傾向がある。衝上断層は断層粘土や断層角礫を伴わないことが多く、しばしば断層の上下盤の地層が整合的ないしはゆるく斜交する。また断層面は走向や傾斜が一様ではなくて、激しく変化することもあるので、断層の両側の地層が岩質を異にする場合を除くと、衝上の存在を確認することは容易でない。第160図はアルプス地方ジュラ山脈の断面に見られる衝上断層の例で、上下に波打って彎曲しているものである。筆者の考える衝上面は波打っていると考え、必ずしも突飛な考えでないことが了解できよう。

A-3 衝上地塊をなす古生界の地質構造 褶曲が極限に達すると推し被せ構造をつくって、衝上断層が生ずる。力を受ける方向は一定でも衝上を伴った転位に際して二次的な力が働くので、衝上地塊を構成する地層の地質構造は複雑化する。

九頭竜川上流の古生界は衝上地塊自体のうちに鱗片構造が形成される。北限の大納衝上にそって、下から此木谷礫岩層(白亜系? 本戸累層相当層) 石炭系芦谷累層(准片岩を伴う) デボン系上穴馬層群 大谷礫岩層(本戸相当層) 二疊系野尻累層、そして中軸部に本戸累層の順に重なる。南側の伊勢衝上側からみると

美濃における衝上地塊を構成する徳山層は一般にNW-S E方向の小褶曲が優勢である。能郷白山北麓から舟伏山を通る大きな断層(第三紀末? 頃から動いて濃美地震でもかなり影響を受けたと推定される)にそった地域で北に傾いた向斜構造が顕著なことを除くと、大きな褶曲は認められない。ただし、これらの地層は正常な順序で褶曲するのか、全体として逆転しているのか



第160図 Jura山脈 Grenchenberg トンネルを通る地質断面図  
 T: 三疊系 L-Op: 下部ジュラ系 D-H<sub>2</sub>: 中部ジュラ系 C-P: 上部ジュラ系 E: 始新統 O: 漸新統 M: 中新統 (Burtorf による Arkell 1956より引用)

今のところはよく分かっていない。

A-4 衝上された地層の地質構造

二畳系美濃層群の地質構造 美濃地域の古生界美濃層群は時代が未詳だが長野県下の青木湖の近くで同様の岩質をもつ古生界から *Neoschwagerina* が産出するので美濃層群も二畳系を主体としたことは疑いない。美濃層群はNW—SE方向の短軸性褶曲をくり返す。褶曲軸自体が水平および垂直方向に対して波打って起伏するためである。全体としては大規模な逆転は見られないが水平的なすべりと局部的な逆転構造が見られ一部の地層は衝上性の断層によって転位されて行方が分からなくなったところもある。たとえば九頭竜川支流蠅帽子川上流ではすべりによる断層で上半部の左門岳累層下部の厚さ2,000mの部分は局部的に欠除されてしまっており欠除した地層の下の根尾層が左門岳累層上部の下に地窓から現われている。

手取累層群の地質構造 手取累層群の地質構造は一般に古生界の地質構造と比較すると単調である。しかし局部的には横山衝上に接近した地域で地層がまくれ上って逆転した向斜構造が形成されることなどがある(第159図参照)。九頭竜川流域の手取累層群はかなり大規模に錯雑されたものである。谷戸口片麻岩が核芯になって北から南に向かって下から突上げているので九頭竜層群は中程度の規模をもち南にたおれた背斜構造がつくられ谷戸口片麻岩は逆断層から衝上断層に移る直前の状態にある。背斜構造の南側には横臥した向斜構造がつくられる。第38図にこの構造が示される。この向斜構造は一部のまくれ込みないし衝入であって三波川帯または四万十帯のまくれ込みを推定する手がかりに役立つであろう。横臥向斜の南には背斜構造があってそれから南と谷戸口片麻岩を核芯とした背斜構

造の北側とはゆるい褶曲が見られるほかはなほだしい擾乱は少ない。石徹白層群の擾乱は九頭竜川流域の擾乱地帯をはずれていたせいもあるが一般に九頭竜層群よりも激しくない。しかし大納衝上に接近したところでは九頭竜層群を覆う不整合面にそった部分ですべりによる衝上性の断層を生じている。この擾乱によって黒色頁岩中に含まれる *Corbicula (Mesocorbicula) tetoriensis* KOBAYASHI & SUZUKI や *Ostrea sp.* などは激しく変形されて石灰質細脈のようになって長くのび彎曲して原の化石の形を止めぬ程変形することがある。

足羽層群および面谷流紋岩類の地質構造 両者の地質構造は足羽層群の方が僅かに変形が大きいが手取累層群と比較すると甚しく単調である。両者は何れもゆるく波打つ褶曲が形成されるにすぎず多くの場合に東西性の褶曲が行なわれる。地層の傾斜は一般に30°以下であるが時としては60~70°で急斜することもある。今のところ逆転したところは見出されていない。

A-5 地殻変動の発展の段階とその時期

中生界を主体として地殻変動の発展を見ると古生界と中生界との間中生界のうちでも古い地層と新しい地層というように古い地層ほど判然と地質構造は複雑である傾向が認められる。これは手取累層群のような同一の地質系統のうちでも認められる。従って不整合非整合の存在だけでなく堆積の輪廻が変化することも地殻変動の進行を示すものと判断される。

飛騨高原の中生界の堆積輪廻その他を考慮して変動の段階は第20表のように解析される。

ジュラ紀中頃から手取堆積盆地の形成がはじまりその周辺には激しい変動が起こり白亜紀中頃を最盛期とし白亜紀の後期の激しい火山活動についで衝上運動が終り白亜紀の末期から古第三紀初期にわたつた深成活動をもって地殻変動は終息した。中世代の堆積不整合で示される隆起と削剝地層の褶曲や衝上等は地表近くに起こり深所に原因をもった火山活動は地表に火山岩を噴出し深成岩は上昇してきた。これらの諸現象は同一の

第20表 飛騨高原地域の中生界の対比表 (河合正虎 1961)

地質時代	福井県		石川県		岐阜県		富山県	地殻変動	時階	火成活動
	九頭竜川 大野市-和泉村	勝山市	手取川 白川村-尾口村	庄川 白川村-庄川村	岐草川 河合村-古川町	神岡町				
第三紀	安山岩類	安山岩類 (牛か谷層)	楡原層	安山岩			岩脈 深成作用	11	岩脈 深成作用	
	西谷流紋岩		西谷流紋岩				10	白川花崗岩類 および石英岩類	9	流紋岩 安山岩 (流紋岩)
新白亜紀	面谷流紋岩類						石英英岩	8c		
	大山層	足羽層群(宇奈岳累層、大道谷層など)	同左の相当層	?			8b	擾乱 激しい擾乱	8a	
古白亜紀	下在所層群 手取累層群	美濃層群	明か谷層群	鏡子谷層			6	間歇的な擾乱	5	見長岩-石英英石
	後野層	赤岩累層	赤岩累層	大シュード谷層	福越層	跡津川累層?	4		3	擾乱 海進 海進
新中生代	尾口累層	(尾口累層)	尾口累層	尾上郷川層	吉川累層	長根川累層	2		1b	沈降
	下穴馬累層 飛鳥谷累層			庄川層		東坂森累層	1a			(石英英岩)
ジュラ紀	飛騨複合岩類 (および美濃層群)		飛騨複合岩類	飛騨複合岩類 および丸尾累層		飛騨複合岩類				

地質現象に起因したもので 幾つかに派生したにすぎない。 筆者は1956年頃から これを主張しつづけてきた。

衝上運動は地表近くの浅所の出来事であり 深成活動は地殻深部の現象なので 両者を比較することは 正確を期し難い。 しかし 花崗岩や花崗閃緑岩から導かれた石英斑岩や閃緑玢岩が衝上面に貫入することが多いので 衝上の生成が深成岩の貫入に先行したであろう。 また同時に衝上の完成は深成岩の貫入によって 地殻が可塑性を失ったために止まったと推定される。

第161図は飛騨高原における地殻変動の推移を示す模式図である。

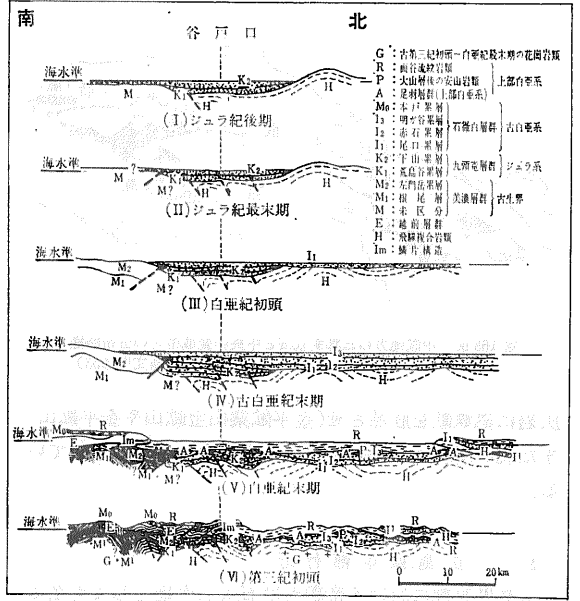
B 中国地方における地殻変動

B-1 岡山県西部

成羽町付近には三郡変成岩類と その非変成相の黒紋層または吉井層群からなる三郡山陽支帯を基盤として 上部三疊系成羽層群が不整合に覆って堆積した。 現在見られる両者の関係は多くの場合にすべりによる断層で (地質ニュース 128号 第21図参照) これは後期中生代の地殻変動に際して形成された。 三郡と成羽との2系統の地質系統の上には 大田相の二疊系宇治層と秋吉相の石炭-二疊系中村石灰岩などが順次に衝上する。 石灰岩を主体とし 輝緑凝灰岩とチャートとを伴う秋吉相の古生界と成羽層群とを覆って 硯石層群 玢岩 流紋岩の順で重なりこれらを買って花崗岩類があり さらに中新統の備北層群相当層の高瀬層とこれを買って溢流した玄武岩などがある。 成羽層群は南限が三郡帯 北限は大賀衝上線で 非変成古生界と接する。 ごく一部では大賀線にそった部分に硯石層群が薄く挟まれる。

成羽層群の地質構造は 全体として複向斜が形成されるが 多くの小鱗片に分かれて 多くの小衝上がある。 大規模な地層の逆転は見られないが 大賀ゲッケンで有名な川上町大賀にある旧仁賀炭鉱では 南東に向かって倒れた横臥褶曲が見られる (地質ニュース 128号 第18図および第19図参照)。

鱗片構造は成羽層群中のみでなく 大賀付近では 成



第161図 中生代末ないし第三紀初頭の飛騨高原の構造発達を示す模式的断面図 (河合正徳 1961)

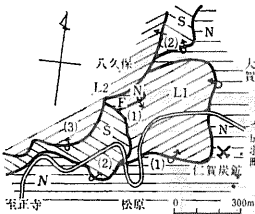
羽層群の上に石炭系の石灰岩および輝緑凝灰岩 (酸性岩起原) 時代未詳 (大田相の古生界?) の砂岩粘板岩層の正寺層 二疊系の石灰岩と輝緑凝灰岩の順で重なり明らかに3回の衝上断層の組合わさった部分がある。 第162図にこの部分の地質略図を示す。

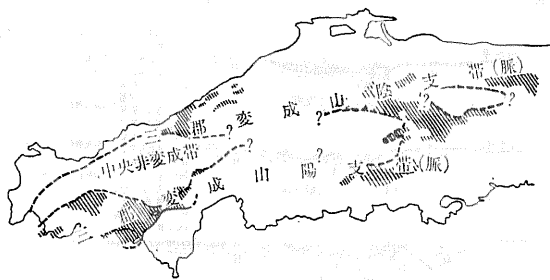
硯石層群で述べた通り 成羽層群に衝上した石灰岩塊は硯石堆積中に転位したと判断される。 飛騨高原では衝上運動は面谷流紋岩類堆積後に終息したが 中国地方では硯石堆積後で 面谷に相当すると考えられる高田流紋岩および玢岩噴出前に終息している。

大賀衝上で示される非変成古生界の転位は 成羽層群の北限を画するので じゅうらいは北から南に向かって衝上地塊が動かされたとみなされたが 筆者は南から北に向かって転位したと考える。 衝上断層は第160図または第161図に見られるように絶えず起伏して 衝上面の波打つ底部に当る衝上地塊の部分が削剝から残されたものである。

中国地方全体としてみる時は 中央非変成帯は南から北に向かった衝上地塊が削剝から残された部分と考えられる。 第163図に小島先生 (1953) の三郡変成山陽支脈と三郡山陰支脈との間の中央非変成帯を示す。 成羽付近には大賀と同時期の大成衝上もある。 衝上面に貫入した花崗斑岩-石英斑岩は ミローナイト化する部分もあり この岩株は流紋岩よりも早い時期の産物とみられる。 成羽層群を貫く黒雲母花崗岩は硯石層群にも接触変質を与え それに起因する鉍化作用は 古生界の石

第162図 岡山県川上郡川上町大賀にみられる大賀衝上線地塊縁辺部の鱗片構造 (平面図) L1: 石炭系の石灰岩および輝緑凝灰岩 L2: 二疊系の石灰岩および輝緑凝灰岩 S: 時代未詳 (大田相の古生界?) 正寺層 N: 上部三疊系成羽層群 F: 地窓 非変成古生界が成羽層群に衝上するものをもって大賀衝上線とよぶがここでは成羽層群(1)の衝上をもって 石炭系がさらにそれらに(2)の衝上をもって正寺層がついて(3)によって二疊系が衝上しており 鱗片構造がつけられる。(河合正徳 1957)





第 163 図 中国地方の三郡変成帯と中央非変成帯との分帯略図 (小島文児1953)

灰岩に磁鉄鉱を胚胎させ(金平鉱業山宝鉱山や金平鉱山) また硯石層群中に銅鉱床(旧小泉鉱山)を生成させている。

**B-2 広島県東部付近**

広島県東部における帝釈台は石灰岩台地として有名である。第 164 図に帝釈台北東部の地質断面図を示す。

この地域には石炭系帝釈川層群 二疊系宇山層群および川西層 下部白亜系硯石層群 上部白亜系両備礫岩類および高田流紋岩類 白亜紀末ないし古第三紀初期の花崗岩類 中新統備北層群 第四紀(?)玄武岩がある。上部三疊系成羽相当層の化石が転石として報告されているが 未だ産地は不明である。

帝釈川 宇山両層群は秋吉相 川西層は大田相である。硯石層群の上に川西層 さらに秋吉相の古生界が何れも衝上地塊としてのっている。硯石層群と川西層との直接の関係は不明だが 地窓や半窓があって 幾つかの地域で硯石層群がわずかに現われる。この関係は衝上断層と推定され その断層を哲西衝上とよぶ。

硯石層群とこれに衝上した川西層に衝上する秋吉相の古生界は鱗片構造が形成され 帝釈 有頭 禅仏寺-猪谷山 金原-三坂 一杯水 為重-河内の諸衝上によって鱗片構造がつけられている。そして一部では地層が横臥褶曲によって激しく擾乱される。この諸衝上はさきへのべた大賀衝上や哲西衝上と共に山陽衝上系として一括される。

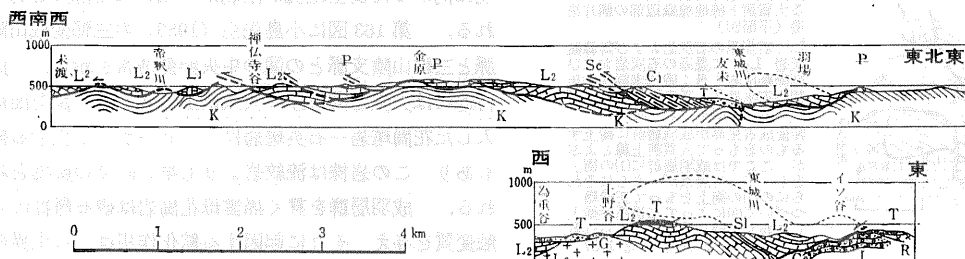
諸衝上の生成後両備礫岩類や高田流紋岩類が噴出しさらに花崗質岩類によって貫入された。

川西層は Yabeina 帯の化石を産し 石炭系-二疊系の秋吉相によって衝上されているにもかかわらず 域外東方の阿哲台では秋吉相の二疊石炭系の上位に川西相当層の寺内層がのっていて 阿哲台東部では秋吉相と上の寺内層とは整合関係といわれる。阿哲台西部では筆者は石炭系の石灰岩の上に寺内層が井倉衝上で重なることを知った。第 165 図に井倉衝上を示す。阿哲台-帝釈台の間の地質構造は 大田相(川西層)と秋吉相(帝釈川 宇山両層群)との間に大規模な逆転が存在することを示す。

成羽付近では秋吉相の古生界の上に硯石層群の主部がのっているが この硯石主部は本地域の硯石に連るとみなされる。これは阿哲台でも同様である。このことは南方の成羽では硯石層群堆積初期に大賀衝上が形成され 硯石層群中に秋吉相の石灰岩を取り込み 成羽より北方の帝釈台や阿哲台では 成羽の秋吉相の石灰岩を覆った硯石主部のつづきの上に 衝上地塊を再びのせてことになる。これは成羽では硯石層群堆積初期に衝上運動があったが 北方になると硯石層群の堆積末期または堆積後に衝上運動があったことで 換言すれば衝上地塊は南から北に向かって転位して その根源は南方にあることを意味する。この地域には見られないが 北東部の岡山県との境の付近には 蛇紋岩の地塊が山陽衝上地塊の上ののっているが 足立石灰石鉱山付近で 両者の関係は衝上断層なので 蛇紋岩は山陰衝上地塊の一部で 北から南に向かって衝上したものと推定される。第 166 図に足立衝上を示す。

**B-3 山口県**

秋吉台とその西の於福台は秋吉累層群の標式地である。この地域の石灰岩は故小沢先生によって南からの推し被せ構造が考えられ つづいて小林先生は北からの運動と解釈された。そして秋吉造山運動の標式地とみなされた。鳥山先生は最初は南から 後に北からの 2 回の運



第 164 図 帝釈台北東部地域の地質断面図

- T: 中新統備北層群
- G: 中生代末-第三紀初期花崗閃緑岩
- R: 上部白亜系高田流紋岩類
- R: 上部白亜系両備礫岩類
- I: 白亜系硯石層群
- K: 二疊系川西層 (Yabeina 帯)
- L2: 二疊系宇山層群の石灰岩
- Sl: 二疊系宇山層群の粘板岩
- C2: 二疊系宇山層群のチャート
- L1: 石炭系帝釈川層群の石灰岩
- C1: 石炭系帝釈川層群のチャート
- Sc: 石炭系帝釈川層群の輝緑凝灰岩

(河合正虎 1967)

動とした(地質ニュース 126号 20頁 第11図参照)。その後東北大学村田博士や新潟大学長谷川美行博士の地質構造の新解釈も公表された。また秋吉台科学博物館の太田正道先生によって研究がつづけられている。筆者(1963)は秋吉台の周辺部の地質学的研究から上の諸論文とは異なる見解を発表した。その地質断面図を第167図に示す。

山口県西部には南側に三郡変成山陽支帯 北西側に三郡山陰支帯があり 両者の間に中央非変成帯がある。

三疊系長門層群は美禰層群などによばれたもので三郡山陽支帯を不整合に覆って堆積し 東側では三郡山陽支帯と断層で接し 北西側では山陰支帯とこれを不整合に覆うジュラ系豊浦層群 ジュラ-下部白亜系豊西層群 下部白亜系関門(硯石)層群と長門構造帯で接し 北東側では非変成古生界と断層関係にある。関門層群は長門層群だけでなく 豊浦および豊西層群をも不整合で覆う。関門層群の後には上部白亜紀の玢岩-安山岩質岩の碎屑岩とそれについて流紋岩類の噴出 さらに白亜紀末-古第三紀初の花崗岩類の貫入 古第三系宇部層群 新生代の火山岩類および第四系が知られる。

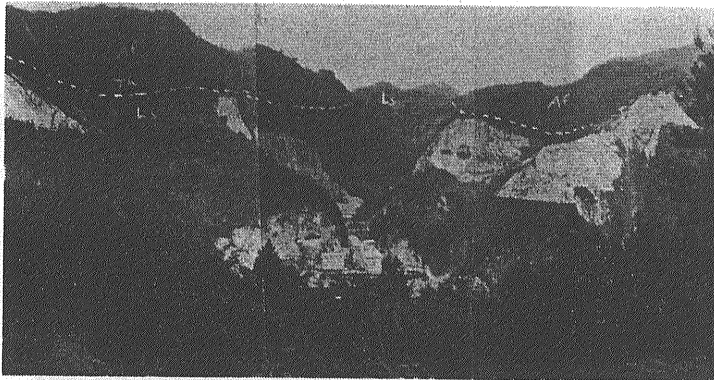
非変成古生界には石灰岩 チャートおよび輝緑凝灰岩からなる二疊石炭系の秋吉累層群と 砂岩および粘板岩からなる二疊系(?)大田層群との2系統の地層がある。常森層とよばれた地層は筆者は大田層群の一部とみなす。

大田層群は三郡山陽支帯 長門層群および関門層群に上傾または祖父ヶ瀬衝上によってのり これらの上には秋吉累層群が 秋吉 雁飛 山露らの衝上群によってのり上げている。第168図に雁飛衝上の露頭を示す。

これらの衝上地塊は玢岩-安山岩および流紋岩類によって不整合に覆われる。

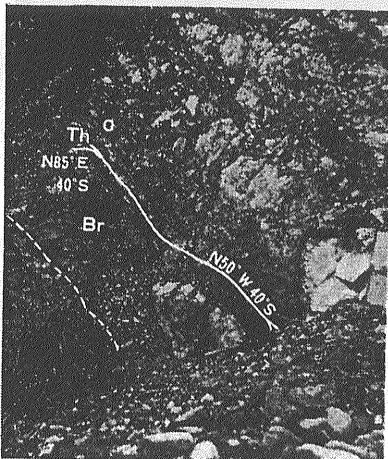
秋吉累層群の周囲を分かち秋吉衝上は大田層群との間が注目され 長門 関門両層群との間は余り重きをおかれなかったので 秋吉累層群の地質構造や秋吉衝上の形成は古生代末ないし三疊紀初頭とみなされていた。

非変成古生界は関門層群にも衝上すると推定される。この衝上地塊はそれ自身にも鱗片構造を形成する衝上群がある。そして長門層群の東側に広く分布するだけでなく 北西側にも小地塊片が断片的に見出される。東側と北西側の非変成古生界は元来一つづきのもので 衝上面の起伏した頂部に当たるところが削割され 半窓がで

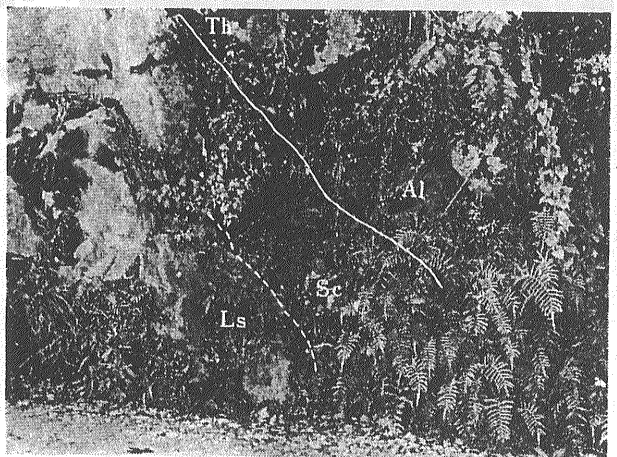


第165図 井倉衝上

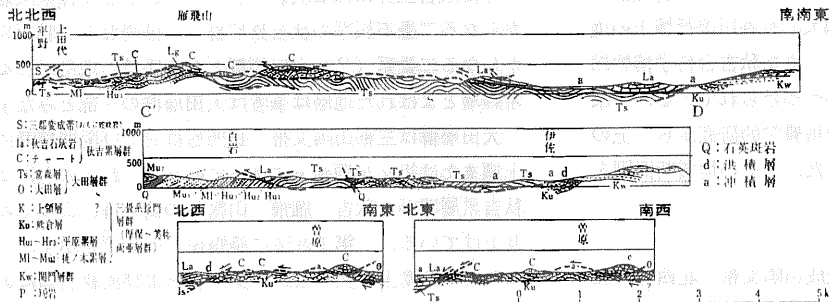
- ←
- I 井倉山における衝上断層 伯備線井倉駅南方の山陽大理石工場より北方の日鉄井倉採鉱所を望む。  
Ls: 石灰岩 Al: 砂岩・粘板岩(大田層群) Th: 井倉衝上(注 表土剥ぎは石灰岩地帯のみ すぐ上位は大田層群がある)
- II 新見市幸田南部の露頭  
Ls: 石灰岩 } 秋吉石灰岩  
Sc: 輝緑凝灰岩(境界N65°W・85°N) } 大田層群  
Al: 砂岩・粘板岩(N5°W・30°W)  
Th: 井倉衝上(N65°~75°E 45°N)  
断層粘土 0~35cm  
(道路の西側 上の写真の西に連なる)



第166図  
足立衝上(岡山県新見市足立駅北方300mの地点曲り角)  
O: 蛇紋岩 Br: 破碎帯厚さ約50cm 点線の左側: 綠色岩類(片状輝緑凝灰岩) Th: 足立衝上(N85°E・40°S~N50°W 40°S)



第167図



第167図 山口県美禰市付近の地質構造を示す断面図 (河合正虎 1963)

き ここに長門層群が広く露出する。この種の衝上群を山陽系とよぶ。山陽衝上地塊の上には平野衝上によって山陰衝上地塊がのっている。山陰系の地塊を構成するものは前にのべた三郡山陰支帯(脈)とそれに不整合関係でのる豊浦層群 さらに不整合でのる豊西 これらを不整合に覆う関門層群からなっている。

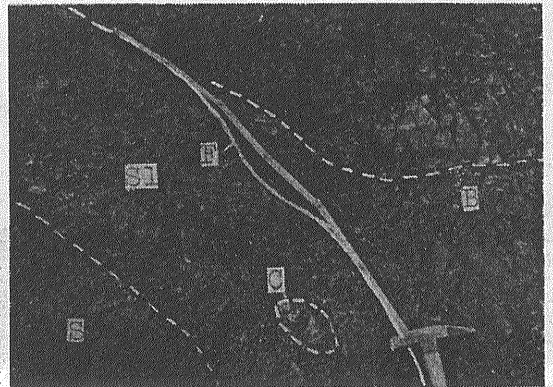
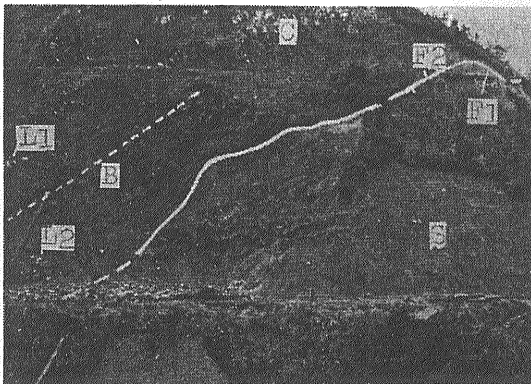
長門層群の北西側には 一部に関門層群が不整合に覆うほか その上に山陽衝上系による地塊の古生界がのり これらの上に山陰衝上地塊がのる。長門層群の北西側で両衝上系が交錯しているところにおいては 各衝上面

の間に蛇紋岩が挟み込まれ その後の断層によって地層が切断され さらにこれらの断層部に玢岩や石英斑岩が岩脈や岩床となって貫入した。また断層もある。このために比較的 狭い幅でNE-SW方向に細長く 変成岩 非変成古生界 関門(硯石)層群 蛇紋岩

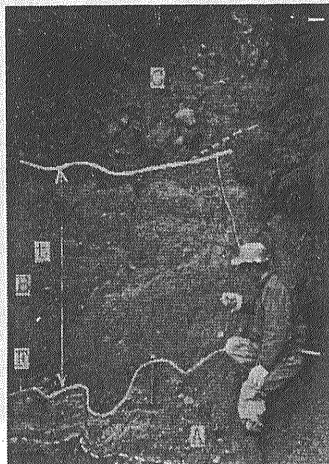
脈岩類が入り混って複雑な分布をしている。これが長門構造帯 または長門構造線とよばれるものである。岩床状に貫入した石英斑岩は 長門構造帯に貫入したのから 長門層群の北縁部に近い山嶺の頂部を占めて 南に開いた馬蹄型になって連続している。また一部では岩脈となる。岩脈となったものは 秋吉台の北側で秋吉衝上にも貫入する。

B-4 山陽衝上系とその衝上地塊の根源

山口県南東部には故小沢博士(1929)によってその存在が推定され 小島先生ら(1947 1950)によって確認



I II



第168図 雁 飛 衝 上

I 於福珪石鉞山北西部の雁飛衝上  
 C: チャート(破碎さ  
 れている)  
 Ls: 断続した石灰岩 } 雁飛層  
 L1: 石灰岩(化石を産  
 出)  
 S: 粘板岩・砂岩層 }  
 B: 白点線はチャートの } 常森層  
 層理  
 F1: 断層(走向N45°E 傾斜  
 30°S)(図IIの位置)  
 F2: 断層(走向N55°W 傾斜  
 40°S)  
 説明 F1F2の間よりシュート  
 によって両採掘所の鉞石を  
 道路におろす。(西に  
 向かって写す)

II 於福珪石鉞山北西部の雁飛衝上(南に向って写す)  
 B: チャートの層理(走向はN  
 55~60°W傾斜30~42°S)  
 雁飛層  
 S1: 粘板岩(厚さ約30cm 粘土  
 化(チャートの礫がもみ込  
 まれる)常森層  
 S: 細粒砂岩  
 F: 断層(走向N45°E 傾斜  
 30°S)  
 C: チャートの礫(径12cm)

III 於福珪石鉞山の西に見られる  
 衝上断層(南東に向って写す)  
 C: チャート 雁飛層  
 B: 断層角礫(厚さ 1.8m)  
 A: 砂岩頁岩の互層 } 長門層群  
 (炭質頁岩を挟 } (美禰班  
 む)白点線は層 } 層群  
 理面)  
 F: 断層面(走向N25°E 傾斜  
 20°E)



された北山衝上がある。第169図にその露頭を示す。北山衝上は中央非変成帯の南限をふち取り西にのびて山口大学吉野言生博士(1954)のオケ峠衝上に連る。北山 オガ峠の間では山口大学河野通弘教授ら(1961)によって確認されている。オガ峠で北東-南西の断層で断たれまた若い地層で覆われた衝上線は秋吉-雁飛-山露 上領-祖父瀬の2つの衝上に分岐している。非変成古生界の南限-西限を画して北に方向を転じ北東に向かってのびるものと一部は古生界中で秋吉相と大田相とを分かち鱗片構造を形成するものがある。これらは大賀衝上の西方延長部とみなされる。島根県境に近い蔵目喜 半田地方にも大田相 秋吉相の古生界と硯石層群等がある。ここには桜郷鉱山(現在休止)があって銅を稼行した。

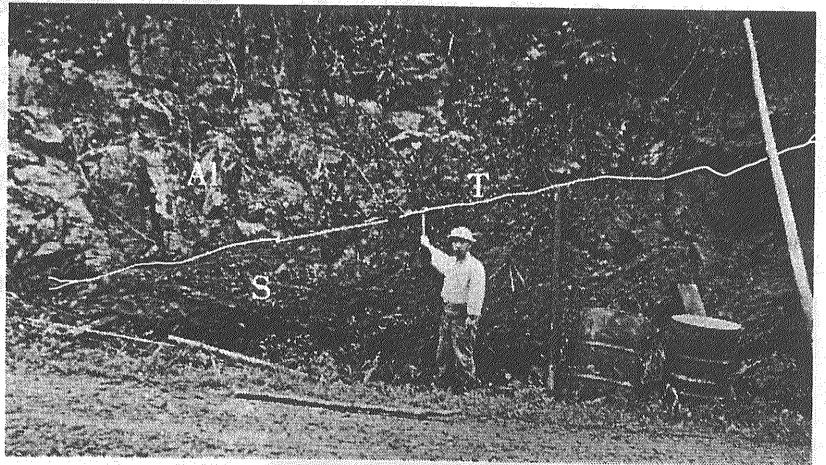
この主要鉱床は大賀衝上に相当する桜郷衝上面に開坑し石灰岩に生じた接触交代鉱床を主要鉱床としたものである。第170図は同鉱山のおもなる坑口である。この衝上は北東方に向かうが阿武流紋岩類の相当層によって覆われる。

北山衝上の東方の延長部は河山鉱山付近を通過して北東方に向かう。河山鉱山は衝上の下盤側に胚胎した層状含銅硫化鉄鉱を稼行している。

三郡山陽支帯(脈)の南側には小島教授(1953)の中間非変成帯(北縁は三郡前縁剪断帯)白亜紀花崗岩および領家帯がある。広島大学濡木輝一博士(1966)は中間非変成帯までを領家帯に含めた。第171図に小島先生の地質略図を示す。

小島 濡木両先生は共に 中間帯に三郡帯 三郡帯に中央非変成帯が 北から南に向かって衝上したとみなしている。

筆者(1964)は末武川構造線の北部の前縁剪断帯の北限を南傾斜の断層とみて須金衝上とよんだ。領家帯の上昇によって 南側の地層が北に向かって転位し 中間および中央非変成帯が一つづきとなって 三郡帯の上をすべった。その後起伏した衝上面の頂部の衝上地塊の部分が削剝されて 下から三郡帯が地表に現われると共に一部では削剝されなかった部分が 三郡帯中に不規則な形でクリップとして残された。したがって北山衝上は北傾斜 須金衝上は南傾斜の部分で もとは一連であった。末武川構造線は 南西に向かって三郡帯と中間非変成帯との境をする須金衝上の延長部の断層とみるべきである。この剪断帯中に上部三畳系を挟み込むことは三畳系の項でのべたが 須金衝上-末武川線や剪断帯の生成が上部三畳系より新しいことを意味する。



↑第169図 北 上 衝 上  
 S: 三郡変成岩類(黒色片岩~黒色千枚岩 N85°E・20°N)  
 A1: 砂岩粘板岩互層(礫層・偽礫岩を伴うN75°W・20°N)大田層群  
 T: 北山衝上(W75°W・20°N 断層角礫を認めず)  
 (山口県濃郡須金町金峯谷 金峰峠の南方2kmの地点)



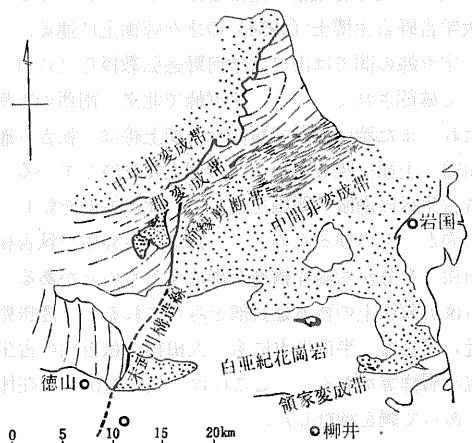
↑第170図 桜郷衝上と桜郷鉱山着谷坑  
 L: 結晶質石灰岩(秋吉相の蔵目喜石灰岩)  
 S: 粘板岩(坑口の横で走向N75°E 傾斜60°N)(大田相)  
 F: 衝上面(N25°E・50°E、破碎帯2m内外を伴う)坑道は断層面にそってN25~35°Eの方向にのびている。(1963年9月阿武郡阿東町蔵目喜西部北に向かって撮す)

**B-5 山陰衝上系**

平野衝上または長門構造線で代表されるところの北西から南東に向かう山陰系の衝上は 長門構造線の延長方向にのびるが 関門（硯石）層群中に入ると 正確な位置は分からなくなる。しかし秋吉台北方の萩の近くの三隅町には関門層群中に三郡山陰支帯（脈）の変成岩とこれに伴って豊浦層群相当層が知られる。それ故に平野衝上に相当する衝上線は 三郡支帯と豊浦相当層の南東側を通過して 東に向かうであろう。今村外治広島大学名誉教授ら（1966）によって山口県北東部県境近くにジュラ系が発見された。あるいは この付近を衝上線が通過するかも知れない。

島根県益田には中央非変成帯の北側に三郡山陰支帯がある。その境は横田で衝上関係が確認され 横田衝上とよばれる。第172図にこの衝上を示す。

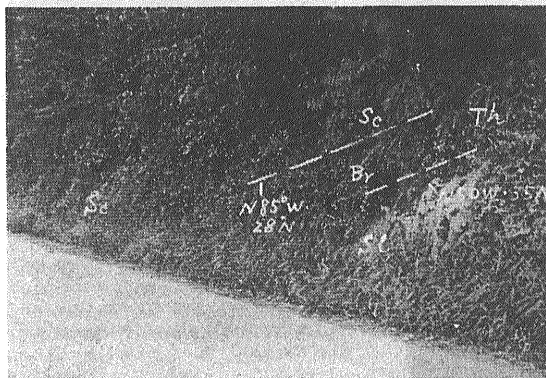
島根 広島両県境付近から岡山県北西部にかけて中国山脈の脊梁部に広く蛇紋岩が分布する。個々の岩体は必ずしも広くないが 多くの場合に山嶺部を占め その分布範囲はかなりの広がりをもつ。岡山県の高瀬鉱山では クロム鉄鉱の鉱床が ほぼ水平に近い 緩く褶曲した層状鉱床をつくっている。クロム鉄鉱々床は蛇紋岩が冷却した際に沈澱した一次的成因によるとみなされている。蛇紋岩は山嶺部を占め その下限は全体としてほとんど水平に近いような分布をするので 水平的な貫入様式で今のようになったと思われる。また高瀬鉱



第171図 徳山—柳井—岩国—河山地方の三郡および領家帯の関係を示す地質略図（小島丈児 1593）

山の南方には一部で峡谷に関門層群が現われ かつ付近の山嶺部には蛇紋岩が広く露出する。両者の関係は未確認だが 蛇紋岩自体が山陰衝上地塊または衝上面に伴ったものと推定している。前にのべた様に岡山県北部の足立石灰石鉱山は 三郡山陰支帯中の石灰石を採掘するものであるが 三郡帯の南側の中央変成帯との境には蛇紋岩があつて その南限は断層が見られ これを足立衝上とよんだ。蛇紋岩自体はすべりやすいので周囲は断層ができやすいが 三郡帯と中央帯との関係を考察する時 衝上面に蛇紋岩を挟み込んだか あるいは三郡側に当る蛇紋岩の南限に断層が存在するかのいずれかであろう。

（筆者は地質2課長）



第172図 横田 衝上  
山口線沿線では断層の南700mにおいて結晶片岩のみみ込み(?)を認む  
Sc:結晶片岩 Se:千板岩質粘板岩 B1:断層角礫~粘土(厚さ2~2.5m)  
F:Thに伴う低角度断層(厚さ70cm断層破碎帯を伴うN75~85°E・30~35°N) Th:横田衝上 F・Th間の厚さおよそ5m  
四見川東岸(益田市横田山口線鉄橋より800m上流西岸よりほぼ東に向う)

