

日本列島の生い立ちをさぐる

①

河合正虎

まえがき

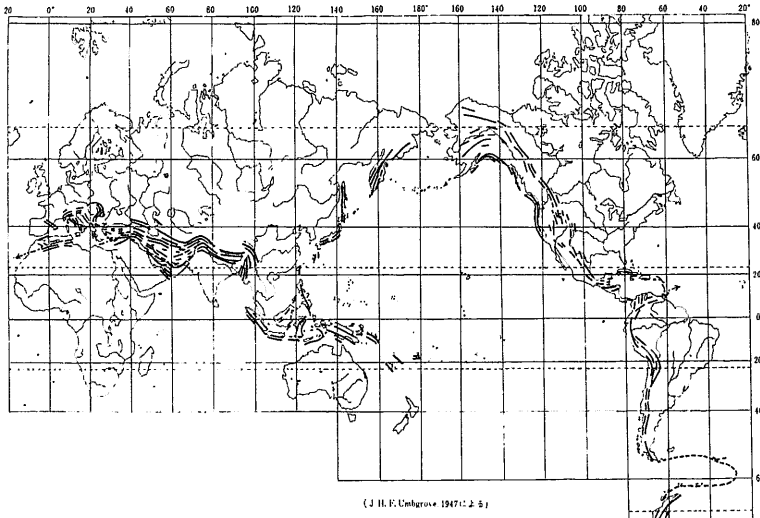
何千万年とか幾億年も前の長い大昔から日本列島が今のようにでき上がるにはいろいろな災害の原因ともいえるべき地質現象があつて それらの総和として風光明媚な日本の山野が現われた。古い地層や岩石のなかに過去の秘密がかくされている。地質の研究はそれらの秘密をさぐることであり また有用鉱物の探査や防災にも連なる。私はここで母なる大地の過去の姿をたどって見ようと思う。

地図の上ではほんの一握りの日本列島でも実際に歩いて調査すると仲々広い。日本列島の生い立ちを語るのもそう簡単ではなく また未知の部分も決して少なくない。そこで筆者は自分の知識の多いところの地質を主とし 今までに発表された文献をとり上げ なるべくわかりやすいように説明するつもりである。

日本列島のでき方についての大綱は 学会のすう勢には大差がないが 細部にわたっては多くの異論がある。戦後急速に多くの研究が発表され 昨日の成果は今日では必ずしも最新のものではない。それらをすべて語りつくすことは不可能なので 筆者の見解を骨枝として未発表の資料も加え すでに発表された論文も引用してまとめるつもりである。じゅうらいの定説とは必ずしも一致しないが ご了解をいただきたい。

I. 日本列島の地質構造の区分

日本列島のなりたちの前に地質の概要をのべる。



第1図 新世代の世界的造山帯

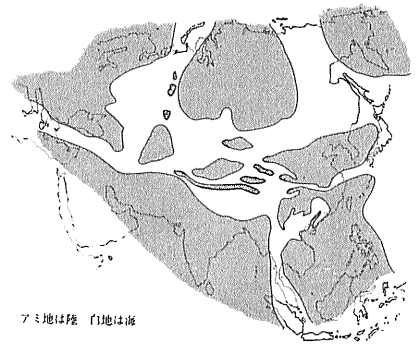
日本列島は太平洋の周囲をめぐる新生代の造山帯の一部に当る。この造山帯はまた地震帯とか火山帯ともほぼ一致している。日本列島は新生代だけでなく中生代や古生代にも激しい火山活動や造山運動に見舞われた。

(第1図に新生代の造山帯を示す 第2図に石炭紀 第3図に二疊紀の古地理を示した)

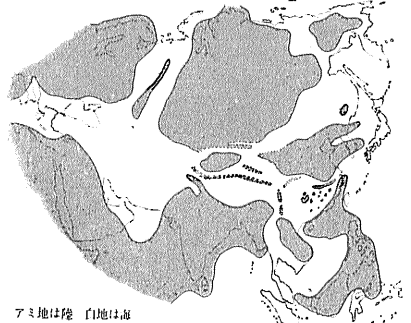
日本列島はこのよう古生代の海に堆積した地層が古生代の終りころから盛り上り 古い日本ができた。中生代では古い日本の両側に地層が堆積し 窪地や陸上には激しい火山活動によって火山の噴出物におおわれた。大規模な造山運動によって地層は激しく波打ち 地下には岩漿が侵入して変成作用を与えて変成岩をつくった。新生代でも火山活動や造山運動もあった。こうして激しく変形をうけたり 変成されたり 断裂されて 地質構造は非常に複雑になった。したがって日本の地質や地質構造は場所によってはなはだしく差異がある。それで大きく区分すると第4図のようになる。

日本列島の大区分は 糸魚川—静岡構造線によって東北日本と西南日本とに2分される。西南日本は中央構造線 (Median dislocation line) によって大陸側と太平洋側とに分け 大陸側を内帯 太平洋側を外帯とよばれる。

第2図 石炭化の古地理 (濑正雄・井尻正二 1961による)



アミ地は陸 白地は海



アミ地は陸 白地は海

第3図 二疊紀の古地理 (濑正雄・井尻正二 1961による)

る。

この3つの地帯の地質の最も大きい特長は 西南日本外帯では主として堆積岩—大部分が古生層と中生層および古生層から変った変成岩がはっきりと帯状に配列するのに対して 内帯では古生層とその変成岩 中生代の火山噴出物および花崗岩類が広く分布して帯状配列は不明りょうであり 東北日本では新生代の地層が広くおっているほか 古い岩石や地層は西南日本の内外両帯の中間的な性質をもっている。

II. 西南日本の帯状構造

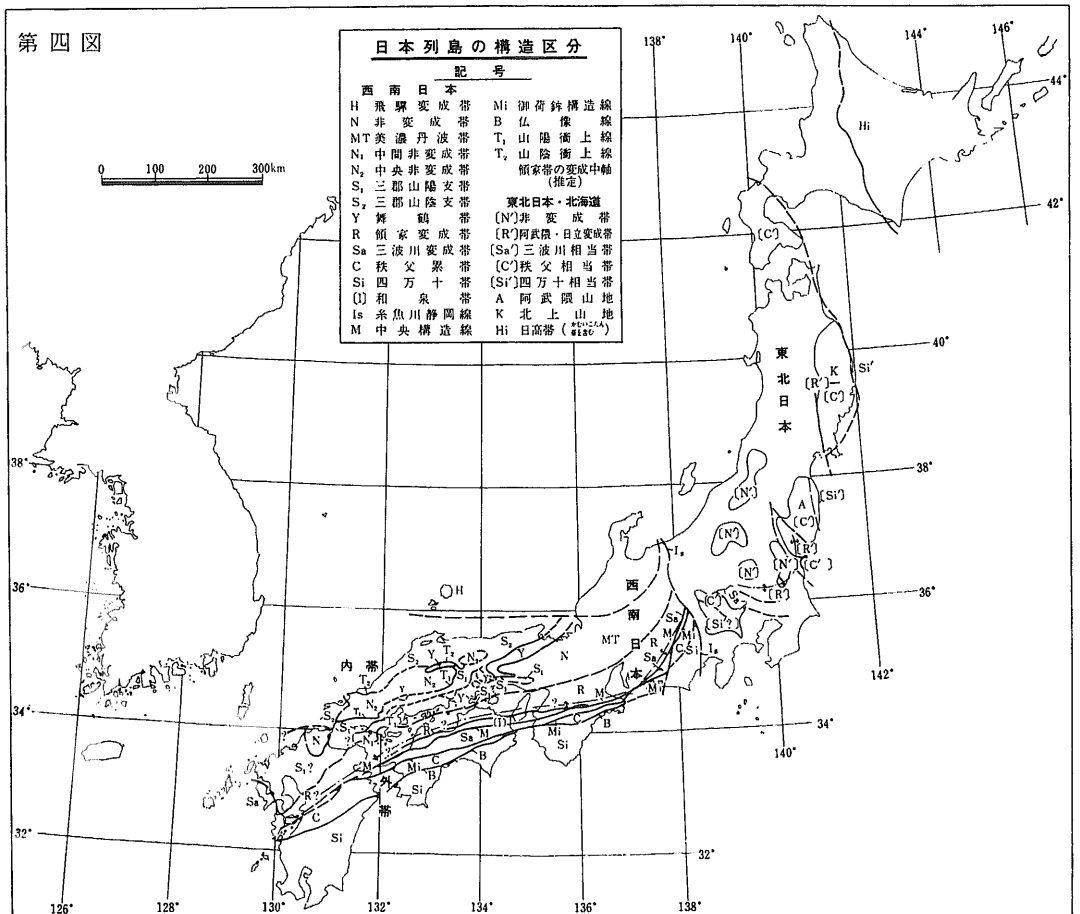
西南日本内帯の代表者として 中国地方の地質配列と四国のものとを比較しよう。

帯状構造は異なった地質系統が 地殻変動の影響を受けて 帯状に配列したものである。西南日本内帯の地質をみると ある時期までのものに限れば かなりはっきりと帯状構造が見られ その構造の方向は四国の帯状構造に調和的である。外帯には第三紀の地層まで帯状構造が見られるが 内帯に属する中国には古生層とその変成相である変成岩類には帯状構造がかなり明りょうでジュラ紀層や三疊紀層も帯状配列に加わっているが(た

だし変成相の方に含めなければならぬことが異質だけれども) それより若い白亜紀層の分布は帯状配列に調和していない。これはジュラ紀頃までは中国 四国両地方の地殻変動には共通するものがあつたが 白亜紀からは互いに異なった影響を受けたことを示す。

中国地方では北から南に向つて飛驒変成帯 三郡変成帯山陰支帯(脈:これを小林名譽教授は三郡変成岩類とよぶ) 中央非変成帯 三郡変成山陽支帯(本山変成岩類とされている) 中間非(ないし弱)変成帯および領家変成帯に分けられる。この南限に和泉帯があるが場合によっては領家帯に含められることもある。これらの帯状構造のほかに ゆるく斜交して東部には舞鶴帯がある。近畿地方から東では三郡帯は見られなくて中間帯と中央帯の2つがあわさり丹波帯から美濃帯(または丹波美濃帯)となる。

四国では中国地方からつづく領家帯 その南の和泉帯中央構造線によって境されて南に向つて三波川帯(長瀬帯ともよぶ。人によっては三波川帯を2分し 北側を三波川帯 南側を御荷鉢帯とすることもある) 秩父累帯および四万十(累)帯の順で配列している。



九州地方では一部の地域で帯状構造が不明りょうで多少問題ではあるが それぞれに対応するものを結んだ。

東北日本にも不明りょうなところがあるが 一応西南日本に対応させようと試みた 三波川帯に対応するものはごく一部しか現われていない。

III. 古生界 古生代の岩石や地層を古生界とよぶ 中生代や新生代のものについても同じ また第三紀層は第三系とよぶ 他のものについても同じである

III 1. 古生界の岩石

これから先に地質時代を頻繁に使うので参考のために地質年代と絶対年数との比較を第1表に示しておく。

日本列島で化石によって示される最古の地層はシルル系で デボン系と共に各地に散点していずれも断片的にしか現われない。北上阿武隈両山地のものを除くとその分布にはかなり著しい規則性をもって 2本の幅の狭い帯状に並んでいる。第5図にそれらの分布を示す。西南日本外帯ではシルルーデボン系に伴って変成岩類それと密接な関係にある深成岩類 結晶片岩類および中生界が これらも断片的に見出される。東京大学の山下昇博士は西南日本外帯のシルルーデボン系の規則的な分布は非常に大きい構造帯(黒瀬川構造帯)によってで

第1表 地質時代と絶対年数との比較表

年代	第四紀		更新世		始まりの年代 (単位百万年) (Kulp, 1961)
	新第四紀	旧第四紀	鮮新世	中新世	
新生代	第三紀	新第三紀	中新世	漸新世	13
		古第三紀	始新世	始新世	25
					36
					45
中生代	白亜紀	新白亜紀	白垩世	白垩世	55
		中白亜紀	白垩世	白垩世	72
					84
					90
	古白亜紀	新世	Cenomanian	Cenomanian	110
		中世	Albian	Albian	120
		古世	Aptian	Neocomian	135
	ジュラ紀	新世			
		中世	Bathonian	Bathonian	166
		古世	Bajocian	Bajocian	181
三畳紀	新世			200	
	中世				
	古世			(230)	
二畳紀	新中世			260	
	古世			280	
石炭紀	ベンシルベニア紀				
		Viséan	Viséan	320	
	ミシシビー紀	Tournaisian	Tournaisian	345	
デボン紀	新世			(365)	
	中世			390	
	古世			405	
シルル紀				(425)	
オルドビス紀	新世	Trenton	Trenton	445	
	中世				
	古世			500	
カンブリア紀	新世			530	
	中世				
	古世				
先カンブリア紀				?	

(野沢保 1964 地質ニュース123号から)

きたと考えた。シルルーデボン系に伴う変成岩類や他の変成帯の原岩には シルル紀よりも古い岩石がないとは断言できないが 今のところ断定する資料はない。

シルルーデボン系の他の帯の上にならぶ産地は飛騨高原であって ここでは飛騨変成岩類からなる飛騨帯の外側に並び 結晶片岩類や石炭系を伴っている。京都大学の亀井節夫博士は飛騨外縁構造帯に属するとした。日本の古生界には大部分が二畳系で これに比べると石炭系はシルルーデボン系ほどではないが かなり産地が限られている。次に帯状構造をつくるものについてべよう。

A 飛騨変成帯

日本の屋根とよばれる飛騨高原の山岳地帯には比較的に多くの石灰岩を含む片麻岩類が知られる。この片麻岩類は南極探検隊が持ち帰った世界最古の先カンブリア紀の岩石に似ていて アジア大陸の基盤をつくる先カンブリア紀の岩石の一部と見なされたこともあり 現在でもシルル系よりも古いものとする学者がある。これに反してシルル系よりも若い古生界が花崗質深成活動による熱変成作用をうけた変成岩とする見方もある。カリウム-アルゴン法による絶対年数の測定の結果は1億7千万年~2億1千万年であった。これは激しい造山運動の時期とほぼ一致するが原岩の年数ではない。前のは岩石中の雲母を利用したものであるが 最近角閃石を用いて測定した結果で (190±15) (210±15) (285±25) (325±25) (345±30) いずれも単位は百万年の5つの値が報告された。これをそのまま信用しても最も古いものがデボン紀の終り頃から石炭紀の中頃ということになって いったい何の時代を示すかよく判断がつかない。

飛騨帯の源岩はシルル系よりも古い地層が変成作用を



第5図 日本のシルル系およびデボン系の化石産地図 (浜田隆二 1964による)

は古生代末から三疊紀にかけて変成されたのに対して領家帯はジュラ紀末頃から白亜紀にわたって変成された。絶対年数の測定では花崗閃緑岩が6千万年位から1億6千5百万年 一部のものに2億1千6百万年が算出されている。したがって一部には三疊紀頃に変成された疑いもある。

領家帯は瀬戸内海の島々とその周辺の沿岸地域に現われ 山口県柳井地方では比較的幅が広いが 他では一般に狭い。領家帯の研究は柳井地方などが最も詳しく行なわれている。

柳井地方の領家帯では南部(中軸に近い部分)に片状花崗閃緑岩 それを取り囲んで北側および南部の山嶺に縞状片麻岩 北部の領家帯の縁辺には雲母片岩が優勢である。地表に近かった(浅かった)ところや外縁部では変成作用が不充分で 中軸部や深部であったところは変成度が高い傾向がみられる。南端部に属する松山付近では山嶺部にわずかながらほとんど変成しない古生層が知られている。新期の花崗閃緑岩は深部でとけた岩漿が移動し 中軸部や周辺部をも貫いたもので片状構造が弱いものや全く認められない均質な岩石になっている。

第3表 石炭系の分帯

系	部	統 階		柱状虫帯	コニジ部	階定法	中国地方 (秋吉台)		北上山地		南九州 (群内山地)	
		統	階				秋吉	北上	南九州			
石炭系	下部	坂本統		<i>Parabuch-egerrina</i>			<i>Triticites simplex</i> subzone	坂本統	<i>Pseudocher-gerina</i> zone	飛矢	<i>P. morikawai</i> subzone	
		水川統		<i>Triticites</i>		欠	欠	欠	<i>Triticites pogma-densis</i> subzone	石山	欠	
	中部	栗本統		<i>Fusulina</i> ["Herdania"]						群内	<i>T. Matsumotoi</i> sz.	
		秋吉統		<i>Fusulinella</i>	<i>Cliziphyl-ium</i>			<i>F. biconica</i> subzone			群内	<i>Fusulina otani</i>
		長		<i>Profusulinella</i>	<i>Stylodiphyllum</i> sp.			<i>F. simplici-fata</i> sz.			群内	<i>Fusulinella gracilis</i> subzone
	下部	長		<i>Profusulinella</i>	<i>Stylodiphyllum</i> sp.			<i>Profusulinella beppensis</i> zone			群内	<i>Fusulina nipponensis</i>
		宝統		<i>Cliziphyl-ium</i>	<i>Stylodiphyllum</i> sp.			<i>Millerella et. morbensis</i>			群内	<i>Wedgeindellina gracifica</i> subzone
		鬼九統		<i>Melicite-Bisulphite</i>	<i>Wakonin-cophyl-ium</i>			<i>Endothyra symmetrica</i> zone			群内	<i>Stylodiphyllum parvum-eroides-Fusulinella</i> sp. subzone
	上部	大平統		<i>Sagmurus</i>	<i>Amplexus</i>						群内	<i>Yonophyllum yaberi</i>
		有住統		<i>Amplexus</i>	<i>Amplexus</i>						群内	<i>Yonophyllum yaberi</i>
日頃市統			<i>Amplexus</i>	<i>Amplexus</i>						群内	<i>Yonophyllum yaberi</i>	
猪川統			<i>Amplexus</i>	<i>Amplexus</i>						群内	<i>Yonophyllum yaberi</i>	
ナボネ系	上部	島ガ森階									島ガ森階	

(小西健二1964による一部修正)

領家帯変成岩の原岩は 珩質岩(チャート)が最も優勢で砂岩や粘板岩も比較的多く まれに石灰岩も含まれる。

領家帯は北に向って漸次に変成度が弱まり 中間非(ないし弱)変成帯に漸移し 原岩は中間帯の岩石と似ているので 広島大学の児島丈見教授(1953)は領家の原岩は中間帯のものと同じものであるとのべた。

瀬戸内海から東に向って上陸した領家帯は近畿地方をへて中部地方に達している。領家帯に似た変成岩は阿武隈山地やその南の筑波山の付近にもある。東京大学の都城秋徳博士は東北日本のこれらの変成岩の大部分を阿武隈主部変成帯とよんで領家の延長と見なした。そして変成度の最も高い中心軸は分布の中軸より南にずれて瀬戸内海にのびるであろうと推定した。第4図にはその推定された中心軸を推定して示してある。

D 中間非変成(ないし弱変成)帯

領家帯の北縁の雲母片岩は中間帯に入ると千枚岩質からほとんど変成しない古生界に移ってゆく。柳井北方の本帯は場所によっては激しく剪断(shear)されることがあるのを特長とし 小島教授によって玖珂層群とよ

ばれた。玖珂層群は砂岩・粘板岩の互層およびチャートを主体として石灰岩を挟む。石灰岩の一部には紡錘虫の *Neoschwagerina* sp. があるので中部二疊系を含むことは間違いない。筆者は中央非変成帯で秋吉累層群と大田層群とを岩質によって区別したが 玖珂層群はこの2系統が互いに移り代るかまたは混在するものと考えている。玖珂層群から数年前に上部三疊系の化石が得られた。この化石を含む地層はかなり千枚岩化されていて 古生界との境は判っていない。剪断された地層中に上部三疊系がもみ込まれたのか 玖珂層群中に三疊系が含まれているのか不明である。もし後の場合ならば領家帯の原岩には三疊系が含まれるかも知れないということになる。

E 中央非変成帯

中国の背梁に当る山岳地帯には変成しない古生界が広く分布している。これには2つの系統がある。1つは石灰岩 輝緑凝灰岩およびチャートのいずれかまたは共に優勢な地層で 各地域毎にそれぞれ異なる名前でよばれているが 筆者は秋吉累層群としてまとめた。おもなる分布地域は山口県では秋吉台一於福台 阿武川流域(半田蔵目喜 嘉年付近) 広島県帝釈台 岡山県大賀台(川上郡) 阿哲台およびその北方等の石灰岩地帯とそれらの周辺のチャートまたは輝緑凝灰岩の

だろう。秋吉累層群中には大小の不整合がよく知られているにかかわらず大田層群には未だ不整合が発見されていない。研究が不じゅうぶんではあるが地軸斜の中軸に近いところの堆積なので大きな不整合は元来なかったのではなからうか。あるいはまだ発見していないのかも知れない。二疊系の上部になると連続性はないが花崗岩類などの礫を含む礫岩（岡山県津山の南方の百々礫岩や成羽の西方の正寺層に礫岩がある）もあるのでこれは地軸斜性堆積物の末期に地盤がそろそろ動揺をはじめたものと考えられる。美濃層群の上半部や大田層群の一部には粘板岩の角礫を含む砂岩（偽礫岩）が含まれることもこの種の地盤の動きを表明している。

大田層群の地質構造は場所によってははなはだ複雑でありしばしば横臥褶曲が行なわれている。岡山県の阿哲台で秋吉累層群の上に整合での上の寺内層とよばれる *Yabeina* 帯に相当する地層は成羽の北方や広島県の帝釈台では石灰岩の下位にある。秋吉累層群および大田層群は大規模に逆転が行なわれている可能性が高い。柵原鉱山の鉱床の上盤に当たる粘板岩にも地層がひっくり返ったところがある。部分的なものかまたは大規模なものかについて今後とくに注意されねばならない。

F 舞鶴帯

以上にのべた各帯の配列にゆるく斜交して舞鶴帯がある。舞鶴帯は変質した斑れい岩ないし閃緑岩を主とし変質した輝緑岩および酸性火成岩を伴ういわゆる夜久野塩基性岩類とよばれる特色のある一種の変成岩類とそれらに伴って上部二疊系の舞鶴層群と三疊系によって特長づけられる。夜久野岩類は若狭湾の南岸から西南西にのびて岡山県津山付近に達しここで交差して1つはそのまま広島の北方に向い他は西北西～東南東に向う。西北西のものは広島県西城 東南東のものは兵庫県竜野付近まで知られている。京都府および兵庫県では夜久野岩類の帯状配列はかなり明りょうでそれに伴って地質系統もよく研究されている。これに反して中国地方では帯状配列が明りょうでなくて夜久野塩基性岩類の分布は一般に断片的である。

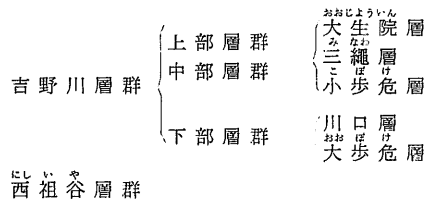
夜久野岩類の帯状配列は他の帯状構造に斜交するように見えるが本当は密接な関係にあって夜久野岩類の帯状配列の明りょうなところでは他の帯状構造は乱されている。夜久野岩類の存在するところは三郡変成帯と非変成帯との境界付近であって多くの場合に三疊系や下部白亜系の硯石層群が一方または双方で現われる。また舞鶴層群は大田層群中の上部二疊系と同じものである可能性が高い。岡山県和気北方では夜久野に伴って

舞鶴層群相当層 三疊系および硯石層群があり 岡山の北方でも夜久野に接近して舞鶴層群相当層と三疊系が発見された。広島県府中の近くでも夜久野岩類の近くで三郡帯と硯石層群が非変成帯中に知られているがここでは舞鶴層群と三疊系は未発見である。

夜久野岩類の最近の研究者の見解はその侵入の順序を変輝緑岩→変斑れい岩→変閃緑岩→変珪長岩→変花崗岩とし一部に混成岩状を示すものもあって 侵入の時期は三郡変成の頃すなわち古生代末ないし中生代初期と見做している。また三疊系の堆積後にそれが衝上したと見る者もある。岩石は何れも圧碎構造が認められ激しい地殻変動をうけている。筆者は津山東部で上部三疊系の上ののっていることから古生界に貫入し 衝上断層の関係で三疊系と接するものとする。

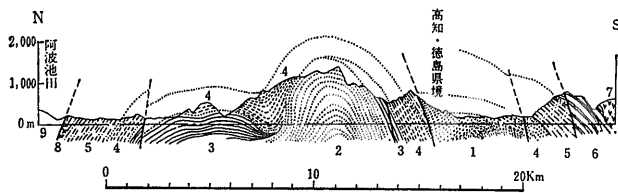
G 三波川変成帯

中央構造線の南側にある結晶片岩系はかつて三波川および御荷鉾変成岩とよばれた。北側の変成度の高いものが三波川変成岩で 南側の低いものが御荷鉾変成岩である。変成度の違いは昔には原岩の地質時代が違っていたと考えられたこともある。現在は単に変成度の違いにすぎないことから両者を一括して三波川（または長瀬）変成岩類とされる。三波川帯は関東山地から九州の東部まで分布は明りょうであるが九州西部では人によって見方に多少の違いがある。本帯中には別子鉱山をはじめとするキースラーゲまたは別子式鉱床とよばれる銅の鉱山がある。四国地方は三波川帯主部が最もよく研究された地域であって小島丈児教授らによって見かけの上から下に次のように区分されている。全層厚は5,320～11,460mである。



西祖谷層群：黒色片岩を主とし 緑色片岩や石英片岩の薄層を挟む。厚さ800m。

大歩危層：ほとんど砂質片岩からなって黒色片岩や石英片岩を挟み 上限近くに礫質片岩がある。礫の大きさは直径が30cm位のものまであり 花崗斑岩→石英斑岩のほかに花崗岩 安山岩 珪岩 砂岩 粘板岩および塩基性火成岩等の礫がある。厚さ約1500m。



第6図 三波川帯の地質断面図

川口層：黒色片岩中に数枚の厚さ数10m以下の緑色片岩を伴い この緑色片岩中には厚さ数cm～数mのスティルブノメレイン石英片岩がある。厚さ500～1500m.

小歩危層：川口層と整合であるが西祖谷層群と不整合（衝上かも知れないがすべりによる断層がない）にのる。砂質片岩について黒色片岩がある。数枚の緑色片岩中にスティルブノメレイン石英片岩を伴う。厚さ400m.

三縄層：3層に分けられる。下部は黒色片岩に数枚の砂質片岩 緑色片岩 石英片岩を挟む。主部には厚い緑色片岩 石英片岩があり一部に黒色片岩を伴う。上部は黒色片岩 緑色片岩 石英片岩中に砂質片岩を挟む。川口層からはじまった地向斜性海底火山活動が中部で最も盛んになる。これは塩基性火山の噴出物が変成に緑色片岩によって示されている。白滝および別子付近で大規模な横臥背斜(背斜構造が横たおしになったもの)をつくる。厚さは変化がはげしく1,420～5,900m.

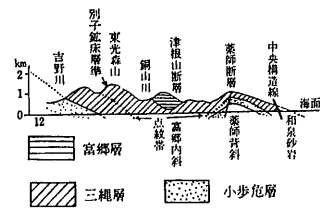
大生院層：黒色片岩が主で 緑色片岩や石英片岩を伴う。点紋帯が著しい。厚さは600～1,100m.

四国地方の三波川帯は西から脇川 中七番 大歩危の大背斜地帯があり 中七番背斜と大歩危背斜との間には津根山(富郷)向斜が存在する。これらの大背斜軸は三波川帯の分布方向とは多少斜交し 雁行状をなしている。この大構造は古くから大S字状構造として注目されたものである。第6図に大歩危背斜付近 第7図に中七番背斜および富郷向斜付近を通る地質断面図を示す。変成度の高い部分は北で 南に向かって変成度が低下した曹長石の斑状変晶の発達する点紋帯は地層とはほぼ整合的で 層序的には中上部を占めている。第6図ならびに第7図に見られるように地層は北が若いとされる。北部の変成が高いところが地層が古いと見なされたこともあり 故小沢儀明東京大学教授は大規模な地層の押しかぶせ構造によって説明を試みたこともある。

小島教授は見かけの上位が上部で 変成度は局部的に超塩基性岩の貫入によって生じた現象として説明している。

四国中央部で御荷鉾線の一部とされた上八川～池川構

1. 西谷層
2. 大祖層
3. 川口層
4. 三小歩危層
5. 秩父層
6. 御荷鉾構造線
7. 中央構造線
8. 和泉砂岩
9. 高野層



第7図 別子連一別子付近地質構造断面図

造緑は背斜部で 北側の変成岩は南側の非変成相と漸移しているといわれる。東京大学小林貞一名誉教授は変成度の程度と共に南側に非変成の秩父累帯 さらに四十帯と分布することに注目し 三波川帯を地背斜の核心とのべている。これが三波川帯の変成がジュラ紀末ないし白亜紀初期頃と断定した根拠と思われる。その後徳島県下で大阪市立大学市川浩一郎博士らが二疊系中部統と三疊系下部統との間に著しい不整合を発見し 坂州不整合とよんだ。二疊系には剪断を受けた事実があるので二疊紀末から三疊紀の初めにかけて著しい造山運動を認めねばならなくなり 三波川変成岩類の生成はその時期と考えられた。絶対年数測定の結果は再び中生代に移りしかも白亜紀の新期を示す。ただし 一部では2億6千万年位の値もある。これらを合理的に説明する事実が見出されねばならない。

H 秩父累帯

三波川帯の南限は御荷鉾構造線で境されて南側に分布する非変成の古生界を主体とし 一部に中生界を断片的に伴う地帯が秩父帯または秩父累帯とよばれる。本帯の南限は仏像線(または仏像一糸川構造線)で限られる。岩質と地質時代等を加味して さらに北帯 中帯 南帯と細分されることもある。

北帯 二疊系の地層が東西性の構造線で切断され 比較的幅の広い分布が見られる。背斜軸部に石炭系の小分布 構造線にそって二疊系上部や三疊系が小さく挟み込まれる。南部には黒瀬川構造帯の主部をなす岩石や地層があり その南側に盆地状の白亜系が比較的幅広く分布する。

中帯 中帯の幅は比較的变化するが狭い。北半は黒瀬川帯のレンズ状岩体 准片岩化した二疊系 非変成の二疊系中上部 三疊系 ジュラ系 白亜系が帯状に分布し いずれも連続性が少ない。それら相互の間には蛇紋岩体がある。南半の各地質系統は北半に比較して幅広く連続性がある。中帯は地層のくり返しが著しい。

南帯 分布が比較的単調で二疊系中部の間にジュ

ラ系 上部三畳系の小地塊がはさま込まれて その南限は仏像線（または糸川—仏像線）で限られる。

黒瀬川構造帯の岩石 秩父累帯の北帯の南部と中帯の北半とにシルル系の横倉山層に伴って寺野変成岩および三滝火成岩類とよばれるいずれも小岩体があり蛇紋岩が諸所に貫入している。寺野変成岩類には角閃岩や雲母片岩があり 三滝火成岩類は不均質で圧砕された花崗閃緑岩 優白質花崗岩 斑れい岩等からなっている。シルル系を除けば恐らく二疊紀末ないし三疊紀初期 またはそれ以前の花崗岩質深成作用によって変成されたものであろう。

I 四万十帯と和泉帯

両帯については中生界でのべるのが至当であるが 帯状構造の主要な要素なので簡単にのべておく。

四万十帯はジュラ系の鳥巢層群相当層から古第三系まで一連の整合関係にある累層群からなる地向斜性堆積物である。和泉帯は白亜系最上部の和泉層群が領家帯を不整合におおって向斜構造をつくり 中央構造線で断たれて南側の三波川帯と接している。和歌山県の西部では三波川帯をはさんで南側に外和泉層群があって対象的な分布もしている。和泉層群は一種の地向斜性堆積物であるが 南側に三波川帯の分布があるにかかわらず内海性堆積物でなく 公海性であることは興味深い。

IV. 古生代の地史の概要と古生代末頃の大変動（飛驒変動）

第2図にみられるように古い大陸の東側では4億数千万年位の昔から海であった。西側の古い大陸（アンガラ大陸）をつくる岩石は先カンブリア紀 カンブリア紀の地層やその変成岩からなっていた。日本列島から化石によって決定できる最古の地層はシルル紀のものなのでそれより以前は陸地だった可能性が大きい。そうするとシベリア 中国 朝鮮等と一つづきのアンガラ大陸の一部だったと思われる。第2表に見られるように最近の絶対年数の測定から飛驒高原の古川町の近くの上広瀬礫岩層の花崗岩礫は 5億9千6百万年と3億9千5百万年という値がえられている。いずれも誤差が5～6千万年もあるが それにしても古いものは先カンブリア紀ないしカンブリア紀中頃で あとのものでもオールドビス紀の後半からデボン紀のものといえる。古い礫はアンガラ大陸の一部に相違ない。新しいものもそうであろう。そして日本列島の古生代末頃や中生代末期の深成活動から考えると古生代で世界的な大地殻変動のカレドニヤ造山運動（Caledonian orogenesis）の一部

が日本列島の近くで起こっていたことが判る。これは3億9千万年位前の花崗岩の礫で定められる事実である。

アンガラ大陸の東側には今のところシルル紀頃から海がではじめたという外はない。4億2・3千万年の昔から海溝がではじめた。それから徐々に海溝は沈下していった。

海溝には海底火山も噴出した。地向斜の発展に伴い塩基性火山活動が起こったが 時代の変せんにつれて火山の中心は移動している。陸地から供給された物質は礫 砂および粘土として積もって行った。その沈下時には早くあるいはゆっくりであった。陸地からの物質は 海溝の沈下を埋めて積もり 海溝自体は深く地殻の中に食い込んで行ったが 表面はあまり変らなかったであろう。こうして今から2億2・3千万年昔には何時の間にか海溝の中軸部の地層の厚さは2万～3万m位になっていた。これが秩父（または本州）地向斜とよばれるものである。秩父地向斜のできている途中には世界的に有名なパリスカン（Variscan）造山運動の種々の段階の変動によって 間渴的に地盤が上昇したこともあって 地層の堆積が中絶し 陸化したところは雨水に洗われて 一部の地層は崩壊して流された。この不整合と 他方では急激な物質の移動と堆積とを示す顕著な礫岩（ことによると粗粒な砂岩）等が地殻での変異を物語る。

最も古いと信ぜられている顕著な礫岩は飛驒高原の清見村にある一ツ梨含礫片岩である。岩石はすでに結晶片岩化しているがシルル系またはデボン系の林ノ平層と一つづきと思われる。礫岩の中の礫には圧砕された石英斑岩や花崗岩を含み 礫の大きいものは直径が1mに達するものもある。一ツ梨含礫片岩に接近する麦島片麻岩（ないし花崗閃緑岩）の原岩は 秩父地向斜の基盤で 飛驒変成岩類はこのようなものをも含むのではないかと考え 東京教育大学の藤本治義名誉教授は 飛驒変成岩類の原岩は先シルル紀であろうと見なされている。

北上山地ではシルル系中に礫質岩が知られるが礫岩ではないと考える学者もいる。ところがデボン系の基底部には薄いけれども夏山礫岩とよばれるものが存在し 珪質岩および塩基性岩の礫が含まれる。北上山地の石炭系の前には 先日頃市統の大きい不整合が知られている。下限に厚さ10m位の礫岩があって石炭系の日頃市統が傾斜不整合の関係で基盤をおおうものである。

石炭系のうちには北上山地で鬼丸統の下底に傾斜不整合があり これを先鬼丸統の不整合とよばれる。ほぼ同じ時期に飛驒高原にはさきへのべた上広瀬礫岩がある。この礫岩は花崗岩 玢岩—輝緑岩 輝緑凝灰岩 石灰岩

珪質岩 粘板岩等の礫を含み 上広瀬礫岩層はその堆積の場の近くの山地から運ばれたことには間違いないが 原の位置が飛騨高原であったかどうか問題がある。礫の大きさは直径が1mをこえるものもあって 花崗岩礫には片状構造をもつものと もたないものがある。

いずれにしても絶対年数の測定が真実ならば上広瀬礫岩の礫は カンブリア紀のはじめからデボン紀末頃までに2回の深成活動が日本列島の近くであったことを示す。ただしこの礫には2億5千万年のものがあり 地層自体が2億8千万年以前の石炭系なので これが大問題である。地層の擾乱に際して新しい地層の礫がもみ込まれているとでも考えるほかはない。

北上山地の石炭系長岩統の下底の不整合は大きいもので 先長岩統の不整合とよばれる。中国山地などの秋吉石灰岩には不整合が知られていない。ところが石炭紀の末から二疊紀の初めの変動は全国的なものであった。北上山地で北海道大学の湊正雄教授の先坂本沢統の不整合は第3および第4表に見られるように石炭系の *Fusulinella Fusulina* および *Triticites* の3化石帯が削剝されつくしている。秋吉台では *Fusulina* および *Triticites* 両帯を 部分的にはさらに他の化石帯まで欠除される。ところが化石帯がよく判っているのは石灰岩が豊富などころに限られ 大田層群のような地層は研究が不じゅうぶんである。この不じゅうぶんなところは不整合が必ずしもはっきりしていない。不じゅうぶんだからにはっきりしないのかも判らないが 石灰岩地帯は秩父地帯の縁辺部である可能性があり 石灰岩の少ないところは中軸部と思われるので 石灰岩地帯だけでなく中軸部の不整合の存否もはっきりとさせる必要がある。すなわち石灰岩地帯に見られる地殻変動が中軸部をどのようにゆり動かしたか 明りようにされねばならない。このように石灰岩の顕著な地層は 陸地の近くで堆積され 厚さが一般に薄いので 地帯の中軸部ではなく周辺部だったのであろう。

地帯の中軸部に当たるところは砂岩や粘板岩 ことによると厚い輝緑岩や輝緑凝灰岩を含んで薄い石灰岩を伴う厚い地層群が堆積した。中国地方の大田層群のようなものである。

二疊紀の石灰岩中には諸所に不整合が知られている。秋吉台には *Yabeina shiraiwaensis* 亜帯の下にあるし釈台では *Neoschwagerina craticulifera* および *Yabeina shirawensis* 両亜帯の下に知られている。北上山地では叶倉層の下に不整合がある。

飛騨高原には大谷礫岩 尾添谷礫岩 村上礫岩および

沢波礫岩が知られている。そのうちの大谷および村上礫岩はかつてシルル系かまたはそれより古いと考えられたこともある。大谷および尾添谷礫岩は *Parafusulina* 帯の始まりを示すもので いずれも不整合かまたは背後の陸地に地殻変動が起こったことを意味するであろう。村上礫岩は凝灰角礫岩の一部であって礫岩ではない。

秩父地帯の中軸部の厚さは不明であるが 非常に厚かった。飛騨高原で美濃層群はたぶん二疊系でその厚さは5,500mをこえ 丹波帯の古生界は8,000mをこえると算出されることは前にも述べた。また小島教授が算出された三波川帯の地層の最大の厚さは約11,500mである。秩父地帯に堆積し地層の厚さの正確な値は判らないが 大きく見積もっても2~3万mと推測して大差はあるまい。地帯の周辺や地帯内にできた海底火山の近くの浅海には輝緑凝灰岩 チャートおよび石灰岩が堆積した。石灰岩の堆積したところにはサンゴ 紡錘虫 腕足貝などが多数に棲息していた。

藤本名誉教授らの研究によると北陸の青梅では *Parafusulina* および *Neoschwagerina* 両帯の厚さはただの50~200m 美濃の赤坂では100~150mにすぎない。美濃の舟伏山の近くには石灰岩の中に石炭が含まれているが 関東山地の秩父盆地にも炭層がある。炭層は深海でできるはずがなく 両地域のものは共に浅い海に陸地から植物が流れ込んだものである。

二疊系では石灰岩地帯でないところの地質も一部の地域ではかなりよく研究されている。地帯の縁辺の石灰岩中の不整合に対応して非石灰岩相の二疊系にも地帯末期の冬眠からの目覚めに似たざわめきが目立ってくるが 大田相当層には未だ不整合は発見されていない。坂口重雄博士によると丹波南部には *Pseudoschwagerina* 帯から上部二疊系までの一連の地層が分布し その間に間隙は認められていない。

二疊紀の中期頃から北上山地では薄衣礫岩とよばれる花崗岩礫を含む厚い礫岩の堆積が見られる。2億4・5千万年位前からのことである。西南日本の外帯や内帯にも二疊紀後半には諸所に休場式礫岩とよばれる花崗岩を含む連続性に乏しい堆積物が現われる。地層中には不整合はないのにこのような特殊な礫岩の堆積は背後の山地に隆起を伴った異変が起こったことを現わすものである。中国地方でも大田層群中や大田相当層にも諸所に見出される。岡山県成羽の西方の正寺層中の礫岩には花崗岩や石灰岩の礫が含まれ 津山の南方の百々礫岩には石灰岩の礫が著しい。

秋田大学の加納博博士は各地の古生代および中生代の

地層中の礫岩の火成岩や変成岩の礫を研究し これらの礫は北方または西方から供給されることを明らかとし北上では水上型花崗岩 飛驒高原では飛驒帯からと見なした。しかし二疊系の *Parafusulina* 帯より古い地層に含まれる花崗岩礫は出所を明らかにできなかった。加納博士は舞鶴帯の上部二疊系中の礫岩を京都大学の中沢圭二教授らと研究した結果 変成岩の礫は夜久野塩基性岩類およびこれに伴う河守変成岩に相当するものと結論し 北方に夜久野および河守に相当する岩類が露出していたと推定した。花崗岩の礫は北方からもたらされたと考えたが その原岩は断定をさせている。

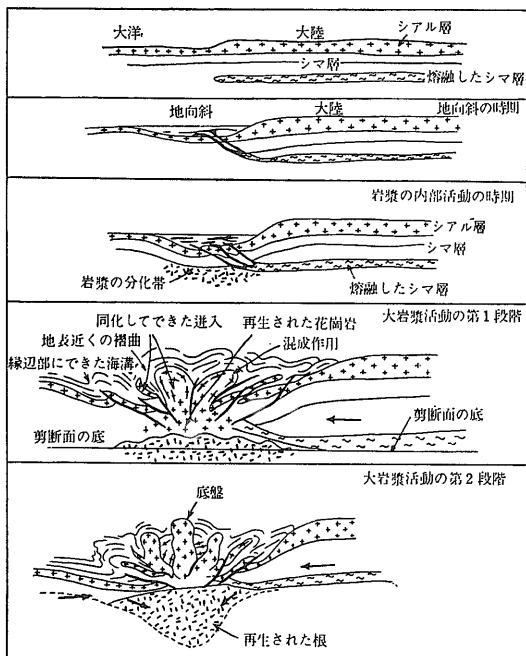
中沢教授らは長い間舞鶴帯の中古生界の研究を精力的につづけた。彼とその協力者達の成果は大きい。それによると上部二疊系の舞鶴層群の礫岩の含まれる石灰岩礫には二疊紀中期の *Neoschwagerina* 帯の化石やそれ以前の紡錘虫が認められる。舞鶴層群の一部である公庄層はかつて三疊系と考えられたが 三疊紀型の介化石 *Myophoria Kobayashii* KAMBE 等と共に古生代型の *Schellwienella cf. ruber* (FRECH) その他の化石が混在し 二枚介化石で特長づけられる地層である。二疊系から三疊系に漸移する地層かも知れない。また公庄層中には同時侵蝕を示す不整合(?)も知られている。

中沢教授らは秩父地帯は二疊紀から解体分化されはじめ 二疊紀後期には舞鶴付近では内海化し 岩相の解析から二疊紀および三疊紀の中古期を通じて北方に隆起した陸地の存在を推定し 三疊紀初期から中期に湾入した海洋性の堆積が行なわれたとのべた。三疊系の下限の不整合で示される地殻変動が主要なもので 諸所で見られる三疊系中での不整合は単に後造山性の運動にすぎ

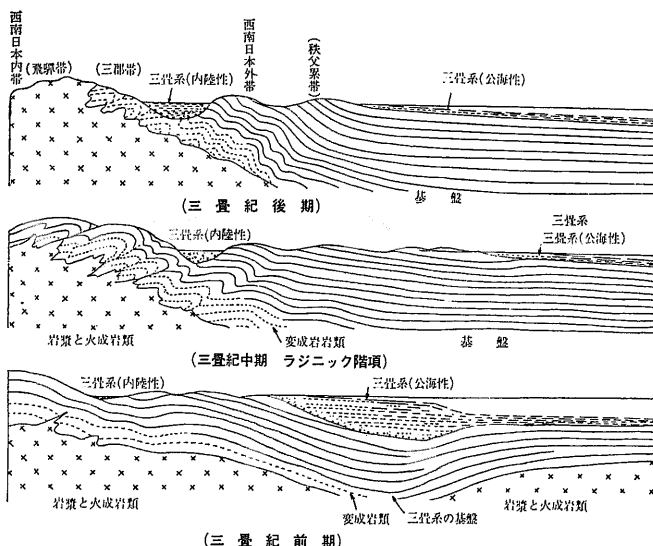
ないことを強調している。

薄衣ないし休場式礫岩を堆積させた環境は 地殻の深部に徐々に岩漿が侵入し さらにその中軸部は隆起をはじめていた表現であろう。De Sitter は地帯斜から岩漿の侵入をへて造山運動が行なわれる順序を第8図のとおりに説明した。

岩漿の侵入は徐々に始まり急速にクライマックスに達した。この中軸部が地帯斜である。地帯斜の深部では高温のために地層はとけて流動性を帯びるに至った。それが地表に押し上げられたところが今の飛驒帯であろう。とけて流動したものが船津花崗閃緑岩 まだ移動しなかったか 余り動かなかつたものが下本花崗閃緑岩^{しものもと}じゅうぶんにとけ切れなかつた部分が片麻岩類である。飛驒帯が地表に露出したのは 古生代末ないし三疊紀初期頃と考えられるが 加納博士の礫の研究によれば 部分的には中上部二疊系の堆積中である可能性もある。飛驒変成帯の南側には三郡帯の広域変成岩が中国地方に広く現われ 飛驒高原では 一部を除き丹波地方にも現われない。中国では地表に押し上げられたが 他では深部にかくされているのであろう。結晶片岩類は巨大な圧力をうけてでき上つたもので 都城博士によると三波川帯は地下30km も深いところに押し込まれたらうとのべた。三郡帯もこの様にして飛驒帯の圧力で地下の深部にまくれ込まれて変成し 後に再び地表まで押し上げられたに違いない。そして押し上げと同時に地表では削剝が進んで変成しない部分がこわされ洗い流されて深部にあったものが露出し 中国地方では三疊紀の中頃の長門の三疊系によっておおわれた。舞鶴帯では上部二疊系を下部三疊系が直接に不整合におおっているので この付近では三郡帯の露出はなかつたであろう。



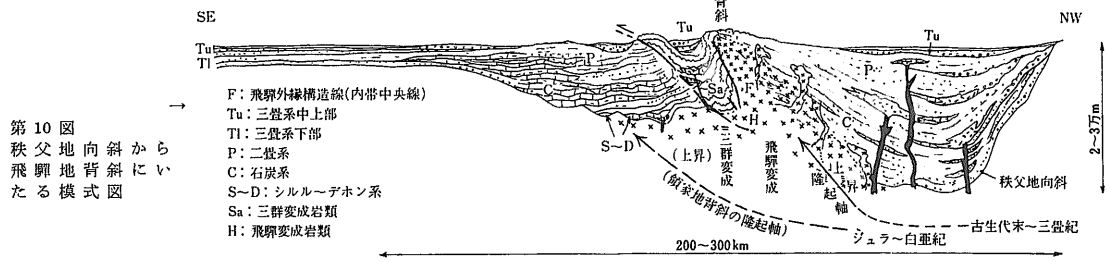
第8図 おもな造山運動における進行の経過 (De Sitterによる)



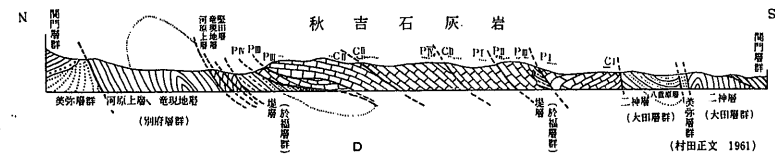
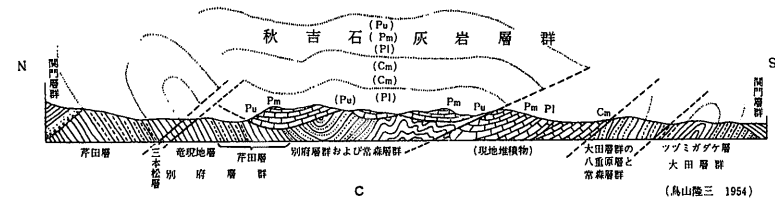
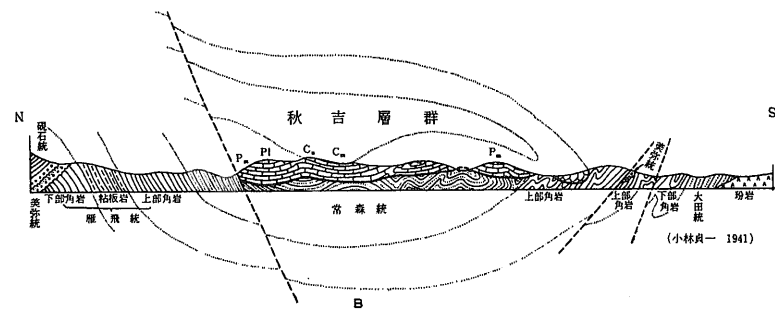
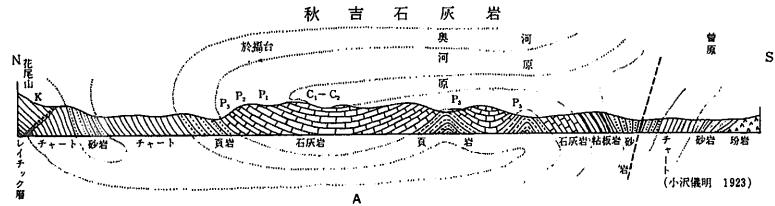
第9図 小林名と教授による三疊紀における日本の構造発達を示す模式図

小林名誉教授は秋吉造山運動（古生代末ないし中生代初期）の経過を第9図をもって説明された。最近の資料を加えて自身の秋吉造山運動を修正されたがそれによると二疊紀—デボン紀中に褶曲運動 秋吉地背斜 内帯中央線のめばえを認め 二疊紀中葉に飛驒帯への天生花崗岩と下ノ本花崗岩とによって示される進入と それに並行して山陰および北陸の両地背斜の分裂を生じ 二

疊—三疊紀に船津花崗岩の貫入に伴って内帯中央線が生成したとのべている。小林名誉教授は飛驒片麻岩類の原岩は秩父地向斜の基盤岩類ではなく 先秋吉の古生界であり 飛驒および三郡両変成帯は先秋吉褶曲山脈の中軸帯で 東部では三郡帯が狭いが 中国西部では広くなり 九州では飛驒帯に当るものは肥後片麻岩類と見なした。古生代末ないし三疊紀初期または三疊系の下底



第10図 秩父地向斜から飛驒地背斜にいたる模式図



第11図 4 研究者による秋吉台の地質断面図

- A. 小沢明の解釈 秋吉石灰岩は周囲の非石灰質の古生層と共に横臥褶曲し 南から北に向かって押し被せた C₁₋₃ 石炭系の下・中および上部 P₁₋₃ 二疊系の下中および上部
- B. 小林真一の解釈 秋吉石灰岩は原地性の堆積物の上に北から移動してきたクリップである Cm・Cu 石炭系の中・上部 P₁・P_m は二疊系の下および中部
- C. 鳥山隆三の解釈 秋吉石灰岩の南半分は原地性の堆積物で正位 北半分は南から北に向かって横臥褶曲した下翼が再び南に向かって衝上した
A Bは古生代末—三疊紀初期の変動のみとしたのに反し Cではさらに中生代の変動をも併せて考えた Cm 石炭系中部 P₁・P_m・P_u 二疊系下・中および上部
- D. 村田正文の解釈 南から北に向った衝上で鱗片構造がつくられる 秋吉石灰岩も非石灰質古生層もほぼ同じ構造をする古生層は後に美禰層群にも衝上する古生層の堆積後から褶曲し 最も大きく動いたのは白亜紀ゴリアーク世以後 珩岩・石英斑岩等火成岩類の貫入前である C₁…P₁₁ 化石帯の連続を示す

の不整合によって示されるといわれる地殻変動は地質学的には短期間に行なわれると説明される。それはこれらの諸現象は整合な地層のうちに挟み込まれる余地がないため、不整合という堆積の間にさし込むことによって合理的な説明が可能となる。しかし注意しなければならぬことはでき上りは一瞬でも長い準備期間とある種の道程をたどっている。不整合はその不整合のある場所とか接近した位置においてこそ地殻変動の最盛期を示すけれども、広い範囲にわたった造山運動全体の反映ではないはずである。

筆者は以上のべたことを含めて第10図に日本列島の初期の姿を模式化した。距離の割に高さや深さが強調されている。また秩父地相からの発達を示すために飛驒背斜を少し南東にずらせたが、本当のものはもっと北西に片寄ったものだろう。飛驒地背斜の隆起でできた南限は恐らく余り急傾斜でない逆断層であり、現在の広い意味での飛驒外縁構造帯であり、小林名誉教授の内帯中央線 (Mediam line of Inner Zone) に相当するものと考えられる。

有名な小沢儀明先生によって秋吉台の押し被せ構造が発見され、これは古生代末から三疊紀初めにかけて作られたと考えられた。小林名誉教授は転移の方向を北からとして解釈し、この変動を秋吉造山運動とよんだ。九州大学の鳥山隆三教授は紡錘虫化石の再検討から地質断面図を作って2回の大造山運動の存在を指摘された。その後東北大学の村田正文博士は石灰岩の中にも多数の小さい衝上を認め、変動は大きいものは白亜紀の硯石層群より後であるが、地質構造は古生代末から引つづいて段階的にでき上ったとのべた。第11図に各研究者の地質断面図を比較する。これらの諸断面図はでき上りは非常に違うけれども、だんだんに新事実が読み取られていることに気付く。ここに表現された地殻変動は実は小林名誉教授が佐川造山とよばれた白亜紀中頃の大造山運動でできたものである。古生代末から三疊紀初めにかけての大変動は規模は中生代のものよりもさらに大きかったであろうが、その後の大きな変動によって地表近くの現象はほとんど消し去られてしまったけれども、地殻深部でできた飛驒変成帯と三郡変成帯とは古い時代の大変動を歴然と示している。東北大学の半沢正四郎名誉教授は「造山帯では褶曲によって広い範囲に堆積した地層が、一カ所に集まるのである。たとえばアルプス山脈の幅は約150 kmであるが、石炭紀におけるアルプス地相の幅は650 kmだったという人がある。一般には200~1000 kmの範囲で褶曲が行なわれたといわれる」とのべた。したがって日本でも、今あるがまま

の位置で変動を考えては真実はつかめないだろう。

秋吉造山運動の名は適当ではないので、ここでは飛驒変動とよぶことにする。東京大学の山中昇博士の本州造山に相当する。日本列島のでき上りは白亜紀中頃の領家造山運動と飛驒から領家に至る経過をのべなくては、真の目的は達せられない。

(筆者は地質部)

おもなる文献

(注) 文献がきわめて多数なので、とくに重要なものだけに、また化石の記載を主としたものは原則として除いた

- DE SITTER, L. U. (1956): Structural geology. McGraw-Hill book Comp., London.
- 土井正民・内田欽介・秀敬 (1962): 別子鉱床と付近の結晶片岩 地質見学案内書3 日本地質学会 第69年年会準備会
- 藤本治義 ほか11名 (1957): 日本列島の基盤 地球科学 (特集号) 32号
- 藤本治義 (1959): 最近における日本古生界の研究 (演旨) 地質学雑誌 65巻 766号
- 藤本治義 ほか多数 (1962): 飛驒山地の地質研究 飛驒山地の地質研究会
- HANZAWA, S. (1941): The stratigraphical relation between the Carboniferous and Permian formations in Manchuria, Korea, and Japan proper. Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 18, No. 3.
- 半沢正四郎 (1954): 日本地方地質誌 東北地方 朝倉書店
- 広川治 ほか6名 (1962): 10万分の1愛媛県地質図および同説明書 愛媛県
- 猪木幸男 (1959): 舞鶴付近のいわゆる夜久野塩基性岩について (演旨) 地質学雑誌 65巻 766号
- 池辺展生 ほか多数 (1961): 17万分の1兵庫県地質図および同説明書 兵庫県
- 加納博 (1956): 本邦中生代礫岩中の花崗岩礫について (演旨) 地質学雑誌 62巻 730号
- 加納博 (1961a): Maturity からみた大谷礫岩と沢渡礫岩 地質学雑誌 67巻 789号
- 加納博・中沢圭二・志岐常正 (1961b): 礫岩からみた舞鶴地帯の二疊紀後背地の展望 地質学雑誌 67巻 791号
- 加納博 (1962): 上広瀬礫岩とくに飛驒大陸基盤論に関連して 地質学雑誌 68巻 805号
- 甲藤次郎 ほか3名 (1960-1961): 20万分の1高知県地質鉱産図および同説明書 内外地図株式会社
- 片田正人 ほか4名 (1959): 中央アルプスとその西域の地質 その1 地球科学 41号
- KAWAI, M. (1961): Late Mesozoic crustal movements in the Hida Plateau, Central Honshu, Japan. Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D. Geology, Vol. XI, No. 3.
- 沢合正虎 (1964a): 中国地方のテクトニックに関する一考察 (演旨) 地質調査所月報 15巻 4号
- 河合正虎 (1964b): 5万分の1地質図幅根尾および同説明書 地質調査所
- 小林英夫 (1957): 飛驒変成帯における花崗岩化作用の一型

- 式 地球科学 35号
- KOBAYASHI, T. (1941): The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Imp. Univ. Tokyo*, Ser. 2, Vol. 5, Part 7.
- 小林 貞一 (1951): 日本地方地質誌総論 朝倉書店
- 小林 貞一 ほか5名 (1952): 地史上巻 朝倉書店
- 小林 貞一 (1959): 古期中生代の秋吉褶曲山脈 地質雑誌 68巻 713号
- KOJIMA, J. (1951): Nber des Feld der metamorphose der Sanbagawa kristalline schiefer—besonder in bezugurf bildung des kristallinen schiefergebietes in Zentral Sikoku. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, Ser. C (Geology), Vol. 1, No. 1.
- KOJIMA, J. (1953): Contributions to the knowledge of mutual relation between three metamorphic zones of Chugoku and shikoku, Southwestern Japan, with special reference to the metamorphic and structural features of each metamorphic zone. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, Ser. C (Geol.), Vol. 1, No. 3.
- 小島 丈児 ほか4名 (1954): 20万分の1山口県地質図および同説明書 山口県
- 小島 丈児 (1958): 三波川帯 鈴木醇教授還歴記念論文集
- 小島 丈児 ほか多数 (1964): 20万分の1広島県地質図および同説明書 広島県
- 小出 博 (1949): 段戸花崗閃緑岩類および段戸変成岩類地学団体研究会専報 3号 地学団体研究会
- 松本 達郎 (1951): 北九州・西中国の基盤地質構造概説九州大学理学部研究報告 地質之部 3巻 2号
- MINATO, M. (1950): Zur orogense und zun volcanismus in Jüngerem Palaeozoikum des Kitami—Gebirges, N. Honshu, Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. 4, Vol. 7, No. 3.
- 湊 正雄・井尻 正二 (1961): 図説地球の歴史 高陽書院
- 光野 千春 (1959): 中国地方東部の三郡変成帯概報 地質学雑誌 65巻 761号
- 光野 千春 (1961): 中国地方東部のいわゆる夜久野侵入岩体について (演旨) 同上 67巻 790号
- 光野 千春・大森 尙泰 (1963): 20万分の1岡山県地質図および同説明書 岡山県
- 都城 秋穂 (1959): 阿武隈・領家および三波川変成帯 地質学雑誌 65巻 769号
- 西 山 省三・三 浦 静 (1963): 20万分の1鳥根県地質図および同説明書 鳥根県水産商工部商工課
- 野田 光雄 (1961): 西南日本外帯の先古生界(?)について 地質学雑誌 67巻 789号
- NOGAMI, Y. (1959): Fusulinids from the Maizuru zone, southwest Japan. Part. 2. Derived Fusulinids. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto*, Ser. B. Vol. 26, No. 2.
- 野 沢 保・磯 見 博 (1957): 5万分の1地質図幅船津および同説明書 地質調査所
- NUREKI, T. (1960): Structural investigation of the Ryoike metamorphic rocks of the area between Iwakuni and Yanai, southwestern Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, Ser. C. Vol. 3, No. 1.
- OKAMURA, Y. (1960): Structure and petrological studies on the Ryoike gneiss and grandirite complex of the Yanai district, southwest Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, Ser. C. Vol. 3, No. 2.
- 大 本 洋 (1964): K-A 法による飛騨変成岩の角閃石の年令決定 (短報) 地質学雑誌 70巻 824号
- OZAWA, Y. (1925): The Post-Palaeozoic and late Mesozoic earth movements in the inner zone of Japan. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, Sec. 2, Vol. 1,
- OZAWA, Y. (1928): Geologic history of Southwest Japan. *Paoc. 3rd Pan-Pacific Sci. Congr. Tokyo* (1928). Vol. 1, p. 542-565.
- 佐田 公好 (1960): 岡山県阿哲石灰岩台地の上部二疊系紡錘虫化石動物群について 地質学雑誌 66巻 777号
- 坂口 重雄 (1956): 丹波地帯南部の二疊系とその化石帯 (演旨) 同上 62巻 730号
- 坂口 重雄 (1961): 丹波地帯南部に発達する古生層“丹波層群”について (演旨) 同上 67巻 790号
- 清水大吉郎 ほか3名 (1962b): 舞鶴層群の層序 地質学雑誌 68巻 800号
- 清水大吉郎 ほか3名 (1962d): 舞鶴層群の堆積と二疊紀構造運動 地質学雑誌 68巻 801号
- 鈴木 堯士 (1964): 高知県吾川郡地域における三波川帯と秩父帯との関係 地質学雑誌 70巻 825号
- TAKAI, F., MATSUMOTO, T. & TORIYAMA, R. (1964): *Geology of Japan*. Univ. Tokyo Press.
- 寺岡 易司 (1958): 岡山県成羽町南域に分布する三郡変成岩類の源岩の時代 (短報) 地質学雑誌 64巻 758号
- TORIYAMA, R. (1954a): *Geology of Akiyoshi, Part I., Study of the Akiyoshi limestone group*. *Mem. Fac. Kyushu Univ.*, Ser. D, Geol., Vol. IV, No. 1.
- TORIYAMA, R. (1954b): 同上 Part II., *Stratigraphy of the non-cal-careous groups developed around the Akiyoshi limestone group*. 同上 Vol. V, No. 1.
- 鳥山 隆三・村田 正文 (1962): 秋吉台の古生界 地質巡検旅行案内書 6 日本地質学会 第69年年会準備会
- UMBROVE, J. H. F. (1947): *The Pulse of the Earth*. Martinus Nijhoff, Hague.
- 山下 昇 (1957): 中生代 (上) 地学双書 (地団研部会)
- 矢部 長克 (1959): 秋吉台地質構造についての若干の問題 有孔虫 9号
- 横山 鶴雄 (1960): 帝釈峽の古生層 庄原勝光山帝釈峽現地見学案内書 2 広島大学
- 吉村 典久 (1961): 中国地方中部大賀台の古生層の層序と構造 広島大学地学研究報告 10号

訂 正

No.119 34頁の左下第9図は
右側が上になるべき記録です
印刷の誤りにつき訂正します

57頁からつづく

南に支社を新設し 調査局からも資源班という部署に調査員が派遣されることになった。班長は水成鉱床班のOさん 探鉱班のN君 測量班のS君 それに私も主任などというオヤツみたいなものを戴いて支社転勤を命ぜられたのである。それは6月初めであった。Oさんは発令後 間もなく兵隊にとられて出征されたが彼は予備少尉だったので 普通の兵隊さんよりはまだまだよかった。私は前にも書いたように 六河溝炭田の調査以後半年近くもなるのに眼病が全快という域まで達しておらず 辞令は受けたが 出発はしばらく猶予してもらった。班長のOさんが居られなければ 地下資源関係の責任は私が負わなければならないのでH審査役に 仕事の内容などについておたずねした。Hさんは“軍の意向として済南の恵山に大規模の坑道を掘って空爆に備えるというのだ” 続けて“君は済南をよく知っているから適任と思って”と付け加えられた。私は済南支社転勤を歓迎しなかったし 坑道を掘るのだったら探鉱のN君が先に行っていることだし 私がそう急いで行く必要もない。ほとんど全快に近い眼病を徹底的に治してから赴任することにした。

Hさんがいわれるように私は済南については局内の誰よりもくわしいだろう。この街は私が内地から初めて大陸にわたり 津浦線沿線の華宝炭鉱の接収管理員として在職していた3年間の憩の地であり 内地に残して来た妻を呼び寄せ 2カ月に1週間で10日の僅かな日数ではあったが 新妻と共に楽しく暮し また遊び回った街であり 長男が出生して初めて人の子の父となった土地でもあった。大陸の街で済南は北京より一増思い出の深い街であった 独り身の頃は 山から出て一番にかつつけたのが街の支那風呂であり この異国的な情緒にひたるのは 若い山男には言い難い楽しみと安楽な息があった。妻が来てからは城内の湖沼に船遊びに行くのが楽しみであった。済南の街は城内と城外に別れ 城内は純然たる支那町で ちょっと無気味な感じがせぬでもなかったが 支那伝来の書画骨董とうをさるには もってこいの街で 珍しいものが多かった。城外は近代的な街で 日本人の商社は総て城外にあった。

城内の湖沼には1・2ヶ所に島があって 島の上にお寺とも 商店とも見別けのつかないものがあり書画骨董の類を売っていた。大陸生活の長い接収員仲間の先輩から 偽物ばかりだからそのつもりで買うようにと注意されたが 私などに真偽の程がわかるう筈もなく 船の中でビールを飲んでは 手洗を借りに島に上り 挨拶がわりに気に入ったのを買求めて帰ったりした

このように私にとっては思い出深い街であるので 私は家族と一緒に赴任しようと思っていたのであるが 隣のN君は“もう戦争もどうなるかわからない。北京に居たら11万人の日本人もおり 北支派遣軍のお蔭元だから 命ぐらいは助かる 僕等は単身であれば また何とかなるかも知れない”と言う。私も同感なのがあり 家族は北京に残すことにした。幸なことに N君と私は同一の院子(中庭を囲んで家が城壁のように廻って建てられた一族の保護をねらった支那の建築用式)の社宅に居たので 家族のものもなにかと心丈夫であらうと思った。

私が重い腰を上げて済南に向けて出発したのは8月の7・8日頃であった。この旅こそ わらべ唄にある“行きはよいよい 帰りがこわい”であった。北京を朝8時頃たつと 済南には夕方6時頃着いたので 約10時間の行程であるのに 帰りには5日間を要したことからも 帰りの汽車が如何に遅延として進行しなかったかがわかるであろう。赴任した済南の街は旧知の街であり 当時の友人もまだ2・3名は居た。しかし転居にともなう領事館関係の手続きに3日程も費やし“やれやれ”これで落ちついて仕事でも始めようかと思っているうちに8月15日はきた。

昼近くなると“日本は負けたい”という噂が社内に広がり いよいよ天皇のラジオ放送を迎えたのであるが 雑音が多くて何と言っているのか全然わからなかった。しかし 日本が負けたことだけは判断された。支社長は本社の交通部の審査役だった人と記憶するが 子供の様にぼろぼろ涙を流し 生きて日本の土は踏まないという意味のことを言っていた。また 資源班の諸資料は焼却し 北京に家族を残している者は至急に北京に帰れという命令も出した。

済南の街はやや騒然となった。領事館の使用人である中国人が 警官を侮辱したとかで其警官が帶剣を抜いて即座にきり殺したなどのこともあり 今までは通りを歩いていると洋車(人力車)の車夫が寄り沿ってきてはうるさく乗車をせがんでいたのが こちらから頼んでも乗せてくれずどこへ行くにも歩くほかはなかった。

S君は内地に家族を帰していたので 北京に帰る必要はなかったのであるが 私とN君が北京に帰るのをみて友人の多い北京に帰りたいたいというので3人は済南の津浦駅に行った(済南の駅は不便にも津浦線の駅と膠濟線の駅が別々に離れていた)。駅は済南の部隊に召集されていた現地召集の兵隊が解除になり 丸腰で軍服を着た地方人がいっぱい詰めかけ雑然としていた。汽車の中は満員を通り越し 屋根の上にも

三々五々登っている。危険だなあ! と思いつつも 私共3人も屋根の上に登った。汽車の屋根の上に登ったのはこれが初めてのことであるが 案外安定しており 第一涼しさが違う。それでも屋根は直射日光でかなり熱かったが 夜になると涼流列車みたいだった。

汽車は1時間ばかり走ったかと思うと 1時間も2時間も止って動かない。次の駅との間のレールがこわされているのでその補修を待つ。また1時間も走ったかと思うとレールの補修といった具合で遅延として進まない。ある夜は どうとう列車に向かって発砲してくる始末で 列車の中には軍服を着た兵隊らしい姿の連中は1000人にも達する大勢がいたが ゴボ剣さえたぬ丸腰の兵隊では なんと手の出しようもない。華北交通の警備員の方々の努力で無事に列車は進発したが 一時はどうなることかと心配した。

召集解除の兵隊達は久方ぶりに家族に逢えるうれしさで途中での食料などを考える余裕もなく汽車に乗込んだものとみえ 物売が居たりすると買っていったが ある駅に汽車が立往生していた時などは 野犬狩をして 1頭を得て帰り列車がいつ出発するかかわからないので駅のホームに 板ぎれや枕木の古いものなどを集めて犬を焼き“うまいぞ”などといったは食べていた。

徳県と滄県の間が 以前から治安の悪いところであった。この度もこの間の鉄道破壊が著しく 列車とある小駅で立往生してしまつた。半日程待ってやっと滄県から応援の装甲車が来てくれたが 列車はまだ通れないと言うし 装甲車は滄県に引き返すという。装甲車の隊長が20名ぐらいいはこの車に乗れると言うので“それ!”というわけで装甲車に乗り換えた。汽車の旅でこれ程難儀な思いをしたのは初めてであり終わりであった。

北京に着いてみると出発の時と少しも変わらぬ平静さであり 日本人にも中国人にも済南のような変わりようは見られなかった。さすがに北京の人々は数々の動乱の洗礼を受けて ある時は財を失い またある時は親族知友の死を目のあたりに見て幾世紀をも過ごして来た血を受けついでいるためだろうか 日本軍が負けたからといってそれがどうした 其次にはまたどこかの支配者共が我等の頭上に覆いかぶさってくるであろう。私は知らず 我は自己のみを頼りまた信じて生きて行くのだ とも思っているであろう。平然と扇を手を悠悠せまらぬ姿で歩いていく。北京は大都会であり 北京人は大人の風格もっている。私はしみじみとそう思った。

(おわり)