

北上山地地質区と火成岩の概観

吉田 尚 (地質部) 片田 正人 (元所員 岩手大学教育学部)

1 はじめに

北上山地には 古生代・中生代の地層がひろく分布している。とくに北上山地南部に分布する地層から シルル紀にはじまる各地質時代の化石が豊富に産出し 細かい層序が組みたてられ 発達史も明らかになっている。

日本最古のシルル紀(以前はゴットランド紀といった)化石が 小貫(1937)によって日本ではじめて発見されたのは 現在の岩手県大船渡市日頃市町上板用の樋口沢である(写真1)。その後 南部北上山地の層序や化石の研究がさかんに行われ 花崗岩・変成岩の研究も数多く発表されている。

日本列島のおもな骨格を作っているのは本州(秩父)地向斜堆積層で その地質時代は古生代中期から中生代前期にわたっている。この地層の多くは チャートをはさみ層序の組み立てが難しく 化石の産出も稀であって細かい時代区分はほとんどできていないといつてよい。林(1969)が チャートからコノドント化石を抽出する方法を開発してから 各地の本州地向斜堆積層からコノドントが発見されるようになってはいるが 全国的にその層序・時代が明らかにされるには程遠い状態にある。しかし そのような中で 南部北上山地の古生層はひじ

ように異質であって 秋吉・青海石灰岩などとともに層序の細分 化石の産出層準および地史などが ひじょうによく研究されている。しかし 北部北上山地の古・中生層は 他の地域の本州地向斜堆積層そのもので 一口にいえばチャート相の地向斜堆積物からなり その実体がわかりはじめたのは 第二次大戦終了後である。探求のきっかけをつくったのは 地団研専報 no. 4(渡辺(万) 1950) 同 no. 5(湊 1950)であり 北上山地南部型 北部型古生層の岩相対立 チャート帯の存在 帯状配列構造など 北上山地全体の研究に指針を与え また北上の地質の本質をとらえたものであった。さらに 岩手県地質図(10万分の1)とその説明書(1956)の刊行があった。これは北部北上山地に足を踏みいれた地質調査として最初の成果といつてよい。

南部北上山地の古生層については 湊ほかの多くの詳細な層序と化石の研究があり 中生層については志井田 稲井 市川(浩) 滝沢 杉本などの研究があつて 日本の古・中生層の層序 生層序の標準となっている。それらの研究はおびただしい数にのぼり また多面的なものであつて それを紹介することはかんたんではない。



写真1 樋口沢 シルル紀(旧称ゴットランド紀)石灰岩—天然記念物立札

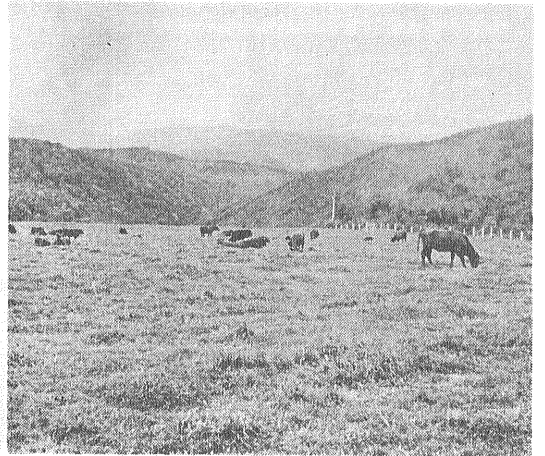


写真2 早坂高原(盛岡—岩泉間 早坂峠付近 北上山地内陸部と沿岸部との分水界をつくる)

北上山地の地質の全貌なり 概観を知るためには MINATO et al.(1965) 小貫(1969) 市川ほか(1970) 湊(1974) などの著書や論文を参考にしていただきたい。層序・化石の研究のほかに戦後の北上山地の研究で特色あるものを挙げれば 柴田(賢) 河野・植田によりやりとげられた花崗岩類の放射年代の測定がある。また 花崗岩類の研究も加納 片田 石原 金谷 蟹沢などによって行われ 北上山地花崗岩の全体像がとらえられている。また 早池峯山・宮守などの超苦鉄質岩体については大貫などの研究がある。ここでは北上山地の地質にそれぞれ異なった生いたちをもつ区域分けができるのでそれに焦点をあてることにしたい。

2 北上山地古・中生層の南部型・北部型岩相対立

盛岡から北上山地を横断して 陸中海岸にむかう交通機関として 盛岡一宮古一釜石をつなぐ国鉄山田線や盛岡一岩泉 盛岡一久慈間を走る国鉄バスがある。それらの路線ぞいに露出する岩石が ほとんど北上山地北部型古・中生層である。粘板岩・チャート・砂岩がほとんどであり 葛巻とか岩泉 久慈溪谷などでは 火山岩類や石灰岩が多くなり 岩泉石灰岩の延長は約60kmに達する。盛岡一宮古間の列車で 車窓から展望すればほとんど粘板岩・砂岩・チャートの露出を眺めることになる。これが北上山地北部型の岩相の典型である。そして 車窓からはほとんど眺めることができないが山田線平津戸駅付近の南側に早池峯山の連峯がありこれを南へ越えると 南部型古生層の領域に入ることになる。早池峯山南方の大迫付近では チャートが消えうせ 石灰岩が目につくようになる。早池峯山はカンラン岩や蛇紋岩などの超苦鉄質貫入岩からできているがこれが北部型と南部型の岩相の境目となっていること

がわかる。宮古市南西方の北部型古生層は はさまれる石灰岩レンズから 紡錘虫化石が発見され その時代は二疊紀前・中期であるが 南部型古生層の同時代の地層は坂本沢統・叶倉統であって これらは石灰岩・砂岩・粘板岩といった組み合わせからなり そのほか礫岩があり ところにより砂鉄層・石墨化した炭層をはさむといった岩相をもち チャートはまったく見られず 北部型との違いはひじょうにきわだったものである。

このような岩相の対立は 湊(1950) によつてはじめて明らかにされたものである。それによると 北部北上山地には 南部にはほとんど見られない多量のチャートの存在が認められる。そして このようにおびただしい量のチャートをもつ岩相が関東山地や西南日本外帯にもひろく発達することが述べられている。そのうえ南部型と北部型の岩相の境界地域には 超苦鉄質貫入岩などが発達することが言及されている。

北上山地南部型古生層は シルル紀から二疊紀にわたり 多種多様な化石を豊富に含む石灰岩・砂岩・粘板岩や礫岩・火山岩類などから構成されている(第1表)。薄衣礫岩という花崗岩巨礫をもつ特徴的な礫岩をはじめいくつかの層準に礫岩層の発達があり しばしばその下位には堆積間隙や地層の削剝を示す不整合が認められる。デボン紀層下部中部および石炭紀層下部には 火山岩類の発達がみられるが 北部型岩相にあるチャートはほとんどない。南部型古生層の全体の厚さは 積算しておよそ10,000mにおよぶ。南部北上山地の中生層も 浅

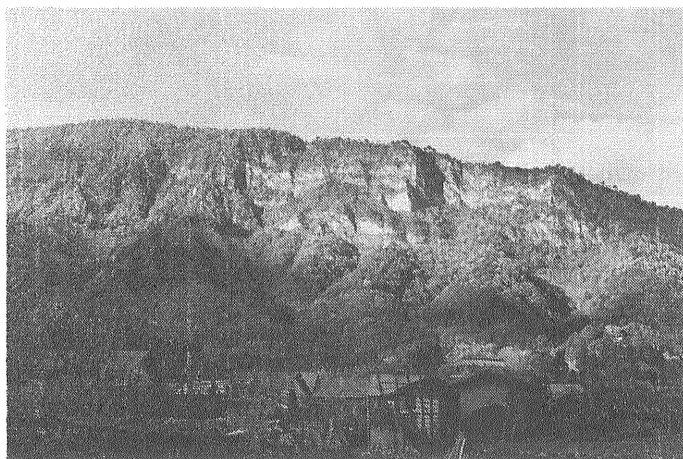


写真3 岩泉 町宇 霊羅山 岩泉石灰岩の一部からなる 有名な石灰洞 龍泉洞は 写真右尾根後方の山裾にある

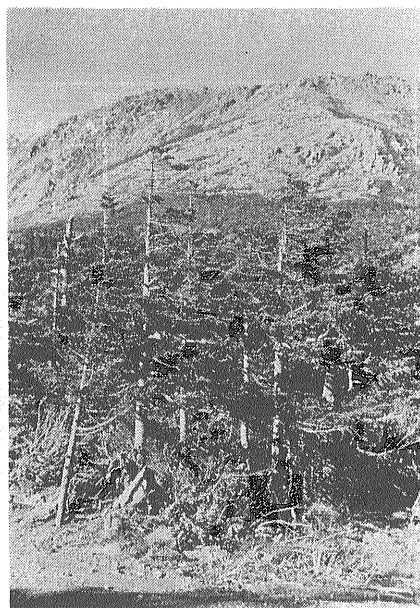


写真4 早池峯山

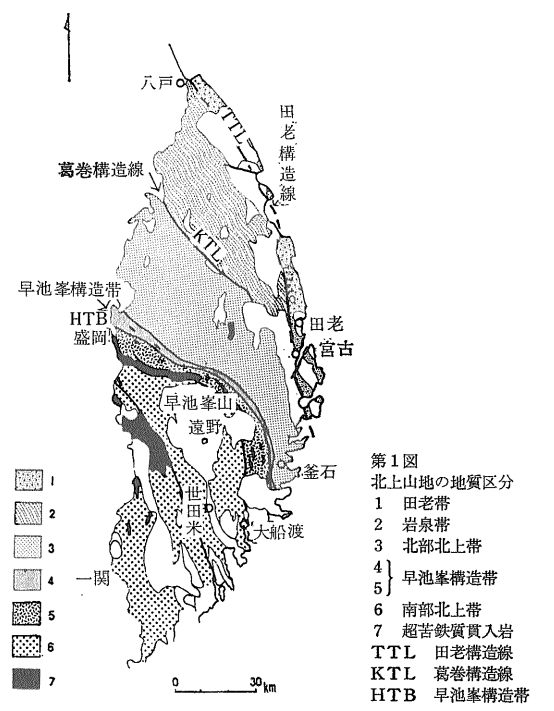
第1表 南部北上山地古生層の層序

K-Ar 年輪	標準地質系統 ×) 北上山地	模式地の主岩層	帯分	標準化石	南部北上山地		
260	上 部 石 炭 系 (Slesian)	登米統	黒色粘板岩 砂岩 礫岩 300 m	1			
		×) 叶倉統	石灰岩 粘板岩 側方に花崗礫岩に移過する 500 m	2	<i>Yohania</i> <i>Lampulina</i>	●●●●●	
		×) 合地沢階	砂岩 粘板岩 600 m	3		●●●●●	
		×) 樺山階	石灰岩 上部は砂岩粘板岩 600 m	4		●●●●●	
		×) 坂本沢統	礫岩 砂岩 頁岩および石灰岩(下より)。下半部の岩相変化著しい 600 m	5	<i>Pseudoschizaria</i> <i>Mimella</i> <i>Mioschizaria</i>	●●●●●	
		×) 川口階	同上	6		●●●●●	
	(A) (B) (C) Namurian	水川統	石灰岩 基性凝灰岩をほさむ 矢山岳 100 m	7	<i>Favosites</i> <i>Trilobites</i>	●●●●●	
		×) 秋吉統	同上	8		●●●●●	
		×) 帯沢階	石灰岩 100 m	9		●●●●●	
		×) 長畑階	石灰岩 下底に中性凝灰岩 400 m	10	<i>Favosites</i> <i>Profundicella</i>	●●●●●	
		×) 素合階	石灰岩 下底に礫岩 200 m (+)	11	<i>Favosites</i> <i>Profundicella</i>	●●●●●	
		×) 大久保統	石灰岩 下底に近く基性凝灰岩 秋吉台 120 m?	12	<i>Favosites</i>	●●●●●	
320	下 部 石 炭 系 (Dinantian)	×) 鬼丸統	火石階 黒色粘板岩および石灰岩の互層 300-400 m	13	<i>Aulina</i> <i>Actinocyathus</i> <i>Hexaphyllia</i> <i>Dibunophyllum</i> <i>Kueichophyllum</i>	●●●●●	
		×) 仏取階	同上	14		●●●●●	
	Tournaian	×) 小坪階	下部は粘板岩、基性凝灰岩互層、上部は砂岩粘板岩 550 m	15	<i>Sugiyamaella</i>	●●●●●	
		×) 舞出階	下部は粘板岩 上部は基性凝灰岩 550 m	16	<i>Brachythyrina</i> <i>nagaoi</i>	●●●●●	
		×) 十文字階	粘板岩 下部に基性凝灰岩 350 m	17	<i>Syringothyris</i>	●●●●●	
		×) 火ノ土階	凝灰岩および粘板岩 350 m	18	<i>Actinoconchus</i> <i>lamellosa</i>	●●●●●	
		×) 大股階	粘板岩および凝灰岩 300 m	19	<i>Derbya</i> <i>transversa</i>	●●●●●	
		×) 猪川階	粘板岩 下部に粘板岩と凝灰岩の互層 450 m	20	<i>Kitakamihyris</i> <i>lyonensis</i>	●●●●●	
	345	上 部 石 炭 系 (Upper Devonian)	×) 苅ヶ森階	黒色粘板岩 薄い凝灰岩と礫岩をほさむ 1500 m	21	<i>Cyrtospirifer</i> <i>Sinospirifer</i>	●●●●●
			×) 神楽階	日立鉱山 神楽山を模式地とする レプタイト 800 m (+)	22		●●●●●
×) 中里階			粘板岩 上下に基性凝灰岩およびケラトフィア凝灰岩 700 m	22	<i>Calceola</i> , <i>Scutellum</i> <i>Elytha</i> , <i>Dechnella</i>	●●●●●	
370	下 部 石 炭 系 (Lower Devonian)	×) 大野階	ケラトフィア・ラタイト凝灰岩 石灰岩レンズ 400 m	23	<i>Thamnopora</i>	●●●●●	
		×) 高稲荷階	放射虫チャート 60 m	24		●●●●●	
395	Silurian	×) 川内階	石灰岩・粘板岩互層 300 m	24	<i>Schedokalyptes</i> <i>Nipponophyllum</i>	●●●●●	
		×) 飛騨岩類				片礫の炭岩類	

海成 一部河川成の地層で おもに砂岩・礫岩・泥岩からなり 不整合がいくつもの層準に認められる。

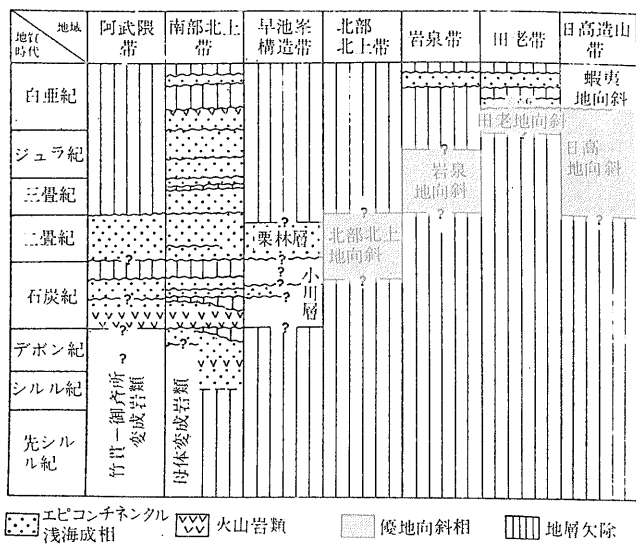
これにたいして 北上山地北部型古・中生層は葛巻構造線と田老構造線によって 北部北上帯（主として二疊紀層からなる） 岩泉帯（主として三疊紀-ジュラ紀層からなる） 田老帯（主として後期ジュラ紀-初期白亜紀層からなる）に分けられる（第1・2図）。これらの各帯の地層は チャート・粘板岩・砂岩を主とし 火山岩・石灰岩をとところどころにはさむ厚い一連の地向斜堆積層である。石灰岩レンズから まれに紡錘虫などの化石が発見されるが 北上山地北部型古・中生層からの化石はひじょうに少なく コノドントもいまのところ産地は限られている。

このように 南部型古・中生層は浅海成相を主とし 中生層には一部河川成相があり 大陸縁辺（エピコンチネンタル）相であり 正確にはプノフの易動陸棚相にあたる应该说よい。これにたいし 北部型古・中生層は火山岩類の発達する優地向斜相である。さきに例をあげた宮古市西方の北部型二疊紀前・中期の地層は 10,000mを超える厚さをもつにたいし 南部型の同時代の坂本沢統・叶倉統の厚さは平均して 約2,000mである。



第1図 北上山地の地質区分
1 田老帯
2 岩泉帯
3 北部北上帯
4 早池峯構造帯
5 南部北上帯
6 超苦鉄質貫入岩
7 一関
TTL 田老構造線
KTL 葛巻構造線
HTB 早池峯構造帯

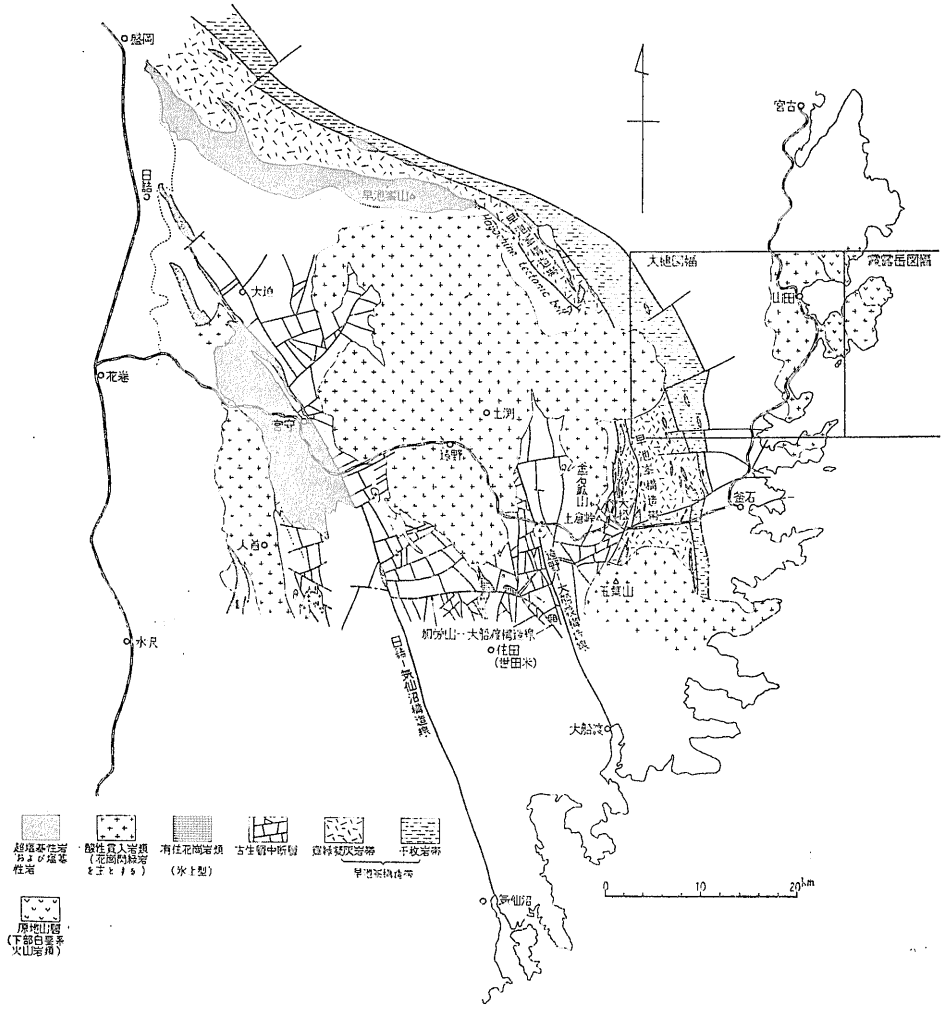
〔湊 (1974) 「地層学」 第2版付表の一部を掲載〕



第2図 北上山地の地向斜区分(吉田 1975)

3 北上山地南部型・北部型岩相区境界—早池峯構造帯と白亜紀初期火山岩

以上のような北上山地の南部型・北部型岩相のいちじるしい対立差異はどのようにしてもたらされたか また 両者の岩相の境界はどこに求められるかというのが 北上山地中央部の地質の課題であった。 まえに述べたように 湊(1950)が両者の境界は超苦鉄質貫入岩体という見通しをたてていたが その後 広川・吉田・大和がおこなった5万分の1の地質図の野外調査でそれが正しいことが確かめられた。 すなわち 北上山地の超苦鉄質(超塩基性)貫入岩体のうち 外側弧状体列(早池峯山—五葉山を結ぶ)によって 南部型と北部型の岩相がまえに述べたような関係で分かれることが判明し



第3図 北上山地中部地質構造図(吉田・片田 1964)

第2表 5万分の1大越地質図幅地質総括表

地質時代	早池峯構造帯				北上山地北部型古生層
	礫層 炭灰岩帯		千枚岩帯		
後期二疊紀					
中期二疊紀					石灰岩 微・砂岩 (厚縁凝灰岩層)
前期二疊紀			栗林層 主 砂岩 (一部凝灰質) 粘板岩	石炭層 主 粘板岩 チャート	
前期石炭紀	小川層 主 粘板岩 砂岩 凝灰岩 凝灰質				
特徴	凝灰質岩相 超塩基性~極酸性岩の貫入帯となっている				チャート相

(吉田・片田 1964)

た(広川・吉田 1954)。のちにこの外側弧状地列の超苦鉄質貫入岩は特徴ある地層に限って貫入することがわかり早池峯構造帯とよぶことになった(吉田・片田 1964)。

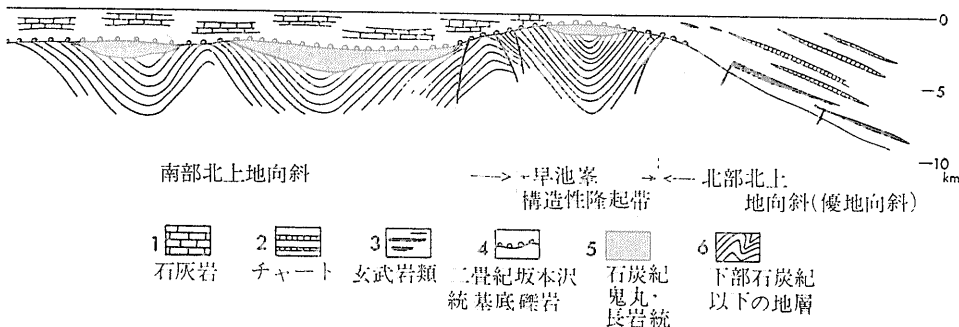
早池峯構造帯は小川層・栗林層からなっている(第3図および第2表)。前者はひじょうに厚い(5,000m+)玄武岩溶岩・火砕岩を主とする地層と石灰岩とからなり石灰岩からは石炭紀前期後半の鬼丸世のさんご化石を産出する。火山岩類を主とする地層からは化石を産しないが岩相からみて南部型古生層の鬼丸統下位の下部石炭紀層に対比されると考えられる。一方栗林層は砂岩・粘板岩を主とし珪長質凝灰質岩をともしない石灰岩礫岩と数m以下のチャート小岩体をはさんでいる。石灰岩礫岩からは石炭紀のさんご化石を産出し礫間を充填する石灰質泥質部から二疊紀前期の紡錘虫 *Pseudoschwagerina Pseudofusulina* の化石を産する。この紡錘虫化石によって栗林層は二疊紀前期の地層である

ことが明らかになった。つまり南部北上山地の坂本沢統に対比される。栗林層の石灰岩礫岩の礫中から発見された石炭紀化石は石炭紀前期の小川層あるいはその上位にあったと推定される石炭紀後期の地層から剝削されて二次的に栗林層のなかに運びこまれたものと判断される。この剝削期は南部北上山地の二疊紀前期坂本沢統の基底にある不整合で示される世田米褶曲とよばれる地殻変動の時期と一致する。このことによつて南部北上山地において二疊紀に先だつておこつた地殻変動が早池峯構造帯に及んでいたことが明らかである。

早池峯構造帯が超苦鉄質貫入岩と密接に関係することはまえに述べたとおりであり貫入岩の分布は早池峯構造帯の小川層・栗林層に限られる。超苦鉄質貫入岩はこのほか日詰一気仙沼構造線にそつ宮守岩体や一ノ関・水沢東方の主母体変成岩にともしうものがある。これらは早池峯岩体とともにカンラン岩を主体としおそらく深部マントルから貫入してきたものである。早池峯構造帯は深部裂か帯とみられる。

早池峯構造帯の外縁断層の以北および以東には北部北上帯のチャートを多量にふくむ優地向斜相が分布する。さきに述べたとおりこのなかに二疊紀前期の化石が発見される。南部北上山地一早池峯構造帯一北部北上山地にかけて二疊紀中頃における地質断面を模式的に復元したのが第4図である。二疊紀層下位の地層の褶曲構造がやや誇張されているがこれは先二疊紀の世田米褶曲を示すものである。早池峯構造帯の前身ともいえる当時の隆起帯(内地背斜)によつて南部型(石灰岩を特徴とする)と北部型(チャート相)とに岩相が分化したことを現わしている。Marshall Kay (1951)の有名なアパラチア地向斜の復元断面図があるが第4図に示される断面はそれに比べ規模がひじょうに小さいけれども類似の地向斜模型といつてよからう。

早池峯構造帯は古生代だけでなく白亜紀初期まで南部型・北部型の岩相を分ける働きをしていた。ただし



第4図 二疊紀中頃の早池峯構造帯を中心とする模式地質断面図(吉田 1975)

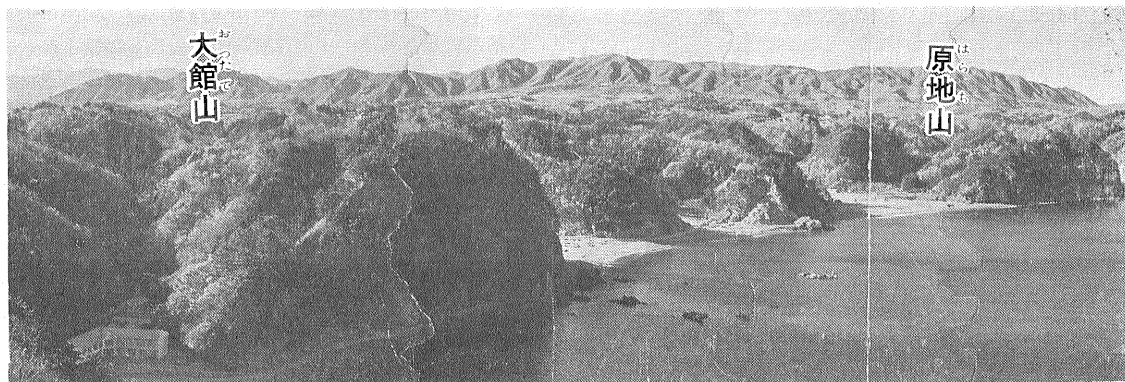


写真5 陸中海岸——田老町真崎からの展望 絶壁を作るのはおもに陸中層群で とくに最上部原地山層（デイサイト 安山岩類および堆積岩）が

白亜紀初期の火山活動は 南部・北部北上山地に共通しておこっている。北上山地南端の金華山対岸山鳥から北端八戸市蕪島まで 太平洋沿岸に断続的にその露出がある。北山崎や小本付近の陸中海岸国立公園の景観をつくる絶壁は この時期の火山岩類とそれをはさむ砂岩・頁岩・チャートから作られている。この地層は陸中層群とよばれる地向斜堆積層であるが 火山岩はデイサイトが主で安山岩がそれにともなっている。南部北上山地の牡鹿半島山鳥や気仙沼市大島（にいづき）新月に分布する白亜紀初期の火山岩は安山岩・玄武岩からなっている。火山岩類の大半は海中での火山作用の産物であるが 最上部には陸上で生じた火砕岩や溶岩がわずかながら認められる。

一般的にみて 火山岩は薄く地表をおおうだけであるから 長い地質時代には削剝されて地表から姿を消してしまうことが多い。それをみれば 北上山地の火山岩も 太平洋沿岸地帯だけでなく 本来はもっと広く内陸部にも分布していたかもしれない。現に 遠野市東方ノ 関東方のものはこの時期の火山岩類とされている。この火山岩類をふくむ地層 陸中層群は白亜紀初期高知世ごろの時代とされ 白亜紀アプト世後期の宮古層群に不整合におおわれる。この火山岩の放射年代測定について SHIBATA et al.(1978) の報告がある。それによると 三陸海岸に分布する白亜紀初期の安山岩・デイサイトの年代は 113~119 m. y. を示し 層序の時代とほぼ一致し 多少それより若いのは花崗岩による熱変成の影響であろうということである。

4 大島造山運動

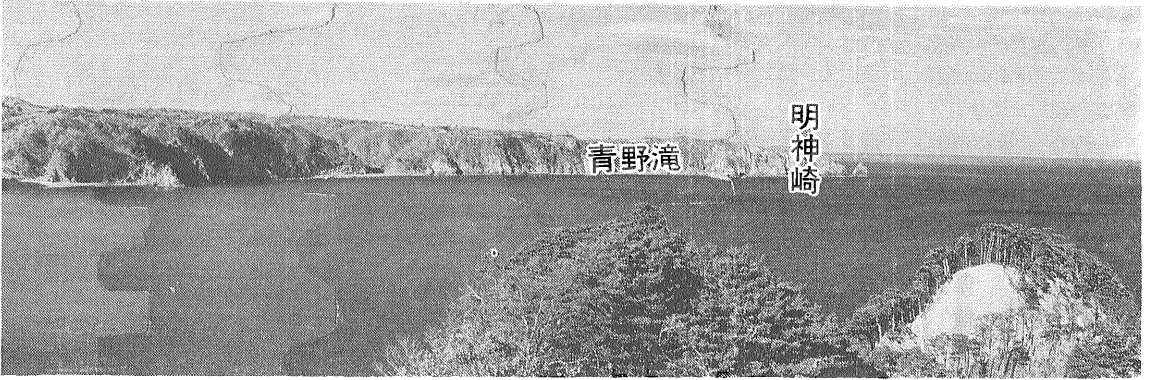
北部北上山地陸中海岸では ところどころに前期白亜紀後半の宮古層群が分布している。この地層は うえに述べたようにジュラ紀後期—白亜紀初期の陸中層群を

傾斜不整合におおっている。そして 陸中層群以下の地層を貫入し いちじるしい接触変成作用を与えている北上山地の花崗岩類をも不整合でおおっている。

この不整合は 北海道日高造山帯中の蝦夷地向斜堆積層基底の不整合と時期的に一致する。大島造山運動の時期に日高造山帯にも同期の地殻変動があったことは確かである。しかしながら 北上山地では大島造山は白亜紀宮古層群堆積前に 褶曲変形 断層運動 超苦鉄質貫入岩の侵入 花崗岩貫入および接触変成作用をとまないながら運動をおこしたが 宮古層群堆積後は安定化したといっさし支えない。それにたいし 日高造山帯では 蝦夷地向斜堆積後 さらに古第三紀層堆積後も大規模な押し被せ構造をとまなう褶曲運動があり 日高・神居古潭変成岩の形成 新第三紀の花崗岩貫入というように ひじょうに息の長い造山運動を示している。このように両地域の相違はひじょうに大きなものである。とくに北上山地側では 日高・神居古潭変成帯の形成のような著しい変成帯の形成は見られないのが特徴的で 大島造山は未成熟な造山過程で終わったといっさよかろう。

ただし 北上山地の古・中生層には 登米スレートでとくに有名なスレート劈開がみられる。これは大島造山運動にとまなう一つの事件である。スレートは北上山地が造山圧をうけた際 古・中生層に劈開が発達して生じたものである。劈開の発達程度は場所により 強弱があり強いところでは千枚岩質になっている。南部北上山地の登米町・雄勝町・陸前高田市雪沢などに分布する登米層は ほとんど泥岩からなるために 平行状のみごとな劈開の発達が認められる。そのため この地域のスレートは採掘され タイルなどに用いられている。

北部北上山地では 千枚岩質の部分に アルカリ角閃石やスチルプノメレーンの存在が知られている。この鉱物は比較的高圧下で晶出した可能性がある。しか



多い。海岸段丘面の発達のみごとであるが この地域の南の官古市から山田町にかけては発達がわるくなる 段丘面は南に傾斜するとみられる (信州大学 山下昇教授 撮影)

し この地質学的意義はまだよくわかっていない。

5 北上山地の変成岩と基盤岩問題—氷上花崗岩

母体変成岩・鶉の木変成岩・壺の沢変成岩

母体変成岩は 前沢東方に分布する変成古生層である。主に凝灰岩起源・泥質岩起源の千枚岩・片岩で溶岩起源のものもあり 緑色片岩相に近いラン閃変成作用をうけている。すなわちかなり高压下で生じたものである。源岩としては 非変成の上部デボン紀層に移化するとい

う説と デボン紀層より下位の地層ではないかとする説がある。したがって変成作用の時代は デボン紀後期より以前かも知れないし それ以後かも知れない。ただし新しくなっても やはり古生代であろうと信じられている。

鶉の木変成岩も母体変成岩の付近に露出し 母体変成岩よりは変成度の高い片岩類である。他の地層との関係がわからないため 源岩・変成作用の時期とも不明である。しかし 産状や他地方の変成岩との岩相上の比較から 母体変成岩と同じく古い時期の変成岩と考える意見が多い。

壺の沢変成岩は 次に述べる氷上花崗岩中に 捕獲岩として存在する片麻岩である。源岩・変成作用の時期は もちろん氷上花崗岩直前ないしそれ以前である。



写真6 母体変成岩 水沢市鶉ノ木新田



写真7 鶉ノ木変成岩 水沢市鶉ノ木新田

氷上花崗岩——先シルル紀基盤岩問題

この花崗岩ほど論争の種になっている花崗岩はないであろう。大船渡北西に分布していて 現在でも多くの地質学者をなやませている。

一般に 比較的粗粒で片理をもっている。場所によっては片理が強く片麻岩様で 鏡下では貫入時の圧砕作用の証拠が認められる。とくに壁岩との接触部では強く圧砕されて細粒化している。岩体に加った擾乱(破碎)作用は 貫入後まで引き続き そのため広範囲にわたって変質鉱物を生じている。

壁岩との接触部は ほとんどの部分が様々の規模の断層になっている。しかし大野部落西方には デボン紀層の中に明瞭に貫入している例がある。ところがその接触地点でも 壁岩に対する接触変成作用の証拠がはっきりしない。少なくとも壁岩中に黒雲母は生じていない。

上記のような 貫入機構や貫入時の物理的条件の特異性だけではなく 氷上問題を非常に複雑にしているのは貫入時期に関してである。というのは シルル紀—デボン紀の地層中に 氷上花崗岩に極めてよく似た花崗岩礫や 花崗岩起源の砂岩が認められるからである。このデータだけからすると 氷上花崗岩はシルル紀以前には貫入していたと考えたくなる。しかしこれは上にのべた貫入関係の事実と矛盾する。

なお同位体年代は 約3億5千万年前 デボン期末である。

6 北上山地火成岩概観

北上山地 とくに南部北上山地は 分布する古・中生

層に化石を多産するため 日本の古・中生層研究の発祥の地となった。一方 この地方の火成岩もまたいくつかの特異性を持っているため やはり古くから研究対象にされてきた。たとえば貫入岩では 鳥越のケンタレン岩・宮守の蛇紋岩などという名称は 1910—20年代から有名であった。

そこでこれから 各地質時代の火成岩を整理して ごく大ざっぱにそれぞれの特徴をあげてみよう。

超苦鉄質岩

超苦鉄質岩は 構造線や構造帯に沿って おそらく深部のマントルから貫入してきたものである。早池峯構造帯に沿う早池峯岩体や 日詰—気仙沼構造線に沿う宮守岩体がよく知られている。両岩体とも カンラン岩を主体とする。

北上山地深成岩

北上山地の深成岩群は 単純に北上花崗岩と呼ばれることが多いけれども 産状や岩質は多岐にわたっている。これら深成岩は 北上山地全体の約1/4の面積を占める。

多くの岩体は はなればなれの孤立した岩体として貫入している(第5図)。したがって 一つ一つの岩体の貫入機構の研究を進めやすい。南部北上山地の比較的大型の岩体 たとえば遠野岩体などは 巨大な傘状をなして浮上して来たと言われている。

南部北上山地北北部や北部北上山地東部には 遠野岩体・千厩岩体・宮古岩体・田野畑岩体などが 小型パソリスの規模で露出している。しかしその他にも もっと小規模の多くの岩体が 北上山地全体に散在している。

これらの岩体は 斑レイ岩・閃緑岩など苦鉄質岩と花崗質岩の複合岩体であることが少なくない。このような岩体では マグマから早期に晶出した岩石と 末期に晶出した岩石を同時に観察することができる。

また広い視野から眺めると 北上山地の深成岩体は 化学成分が地域によって異なっている。とくに北北部北上山地の場合に顕著であって たとえば苦鉄質岩をみると 東側の岩体群から西側の岩体群にいくにつれて K_2O が増加する。鉱物でいうと カリウム長石が増加していく。そして北上山地西縁の たとえば かつて鳥越ケンタレン岩といわれた一戸岩体では とくにカリウ



写真8 壺ノ沢変成岩 陸前高田市米上山(地質部 野沢保氏撮影)

△長石に富み 日本ではめずらしいモンゾニ岩を産する。

接触変成岩

深成岩体の周辺には 大小規模の接触変成帯が取りまいている。そして場所によっては 教科書的な変成分帯が可能である。たとえば 遠野花崗岩南部の接触部では 変成度の低い方から高い方へ向って クロリトイド—黒雲母—紅柱石・堇青石—珪線石で特徴づけられるホルンフェルスが分布する。

また 宮守超苦鉄質岩と人首花崗岩との接触部では 宮守岩体中に MgO に富む角閃石・輝石・カンラン石が晶出している。

参考文献

林 信悟 (1969) : HF 法によるコノドントの抽出。化石研究会誌 no. 2 1—9.

広川 治・吉田 尚 (1954) : 5 万分の 1 地質図幅「人首」および同説明書。地質調査所 31 p.

市川浩一郎・藤田至則・島津光夫 (編) (1970) : 日本列島地質構造発達史 築地書館 232 p.

片田正人 (1974) : 北上山地の花崗岩類—I 序論 1—7。地質調査所報告 no. 251.

——— (1974) : 北上山地の白亜紀花崗岩類—VI 南部北上山地の花崗岩類および全北上山地花崗岩類の分帯区分 121—133 地質調査所報告 no. 251.

KAY, M. (1951) : *North American Geosynclines*. Geol. Soc. Amer. Mem. 48, 143 p.

湊 正雄 (1950) : 北上山地の地質。地団研専報 no. 5

MINATO, M., GORAI, M. and HUNAHASHI, M. (1965) : The geologic development of the Japanese Islands Tsukiji-shokan. 442 p.

湊 正雄 (1973) : 地層学 (第 2 版) 岩波書店 396 p.

小貫義男 (1937) : 北上山地岩手県気仙郡地方におけるゴランド紀層の新発見並に古生層の層序について 地質雑 vol. 44 600—604.

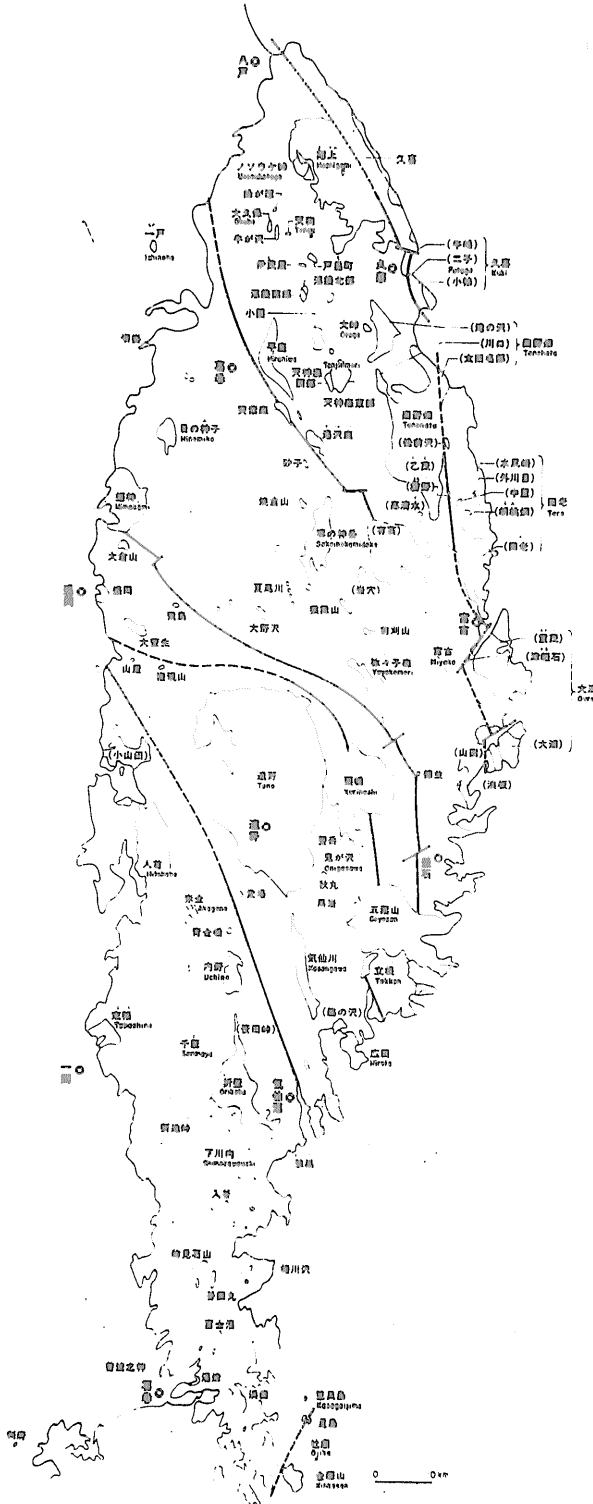
——— (1969) : 北上山地地質誌。東北大地質古生物研報 報 no. 69 1—239.

SHIBATA, K., MATSUMOTO, T., YANAGI, T. and HAMAMOTO, R. (1978) : Isotopic ages and stratigraphic control of Mesozoic igneous rocks in Japan, in COHBE, G. V. and GLAESSNER M. F. (eds.), *contributions to the geologic time scale*. AAPG Studies in Geology, no. 6.

渡辺万次郎 (1950) : 北上山地の火成活動。地団研専報 no. 4.

吉田 尚 (1975) : 東北日本古・中生代地向斜の分化と発展。地団研専報 no. 19, p 103—114.

———・片田正人 (1964) : 5 万分の 1 地質図幅「大槌および霞露岳」および同説明書。地質調査所 36 p.



第 5 図 北上山地白亜紀花崗岩類の分帯区分 (片田 1974)