



島弧基盤と飛驒大陸

加納博 = 秋田大学鉱山学部教授

日本列島の地殻構造

< 古生代中期以降の地層岩石 >

地球をとりまく地殻は、45億年の昔から海が陸になり、陸が海になるといった造山運動をくり返し、生成発展をつづけてきた(編注)。大陸と太平洋の接点である日本列島でも、決してその例外ではない。古生代中期(シルル紀)日本列島では、本州造山、四万十(日高)造山、およびグリーンタフ造山という、少なくとも三つの著しい造山運動がくり返されて、バツクボーンの主要部分がつくられてきた。現在、この島々をおおい、地表に露出する地層岩石のうち、少なくとも本州の主要部は、堆積岩であれ、火成岩であれ、また変成岩であっても、これら三つの造山運動の産物であると言ってもよい。

ところでこれらの地層岩石の厚さ(地表からの深さ)がどの位あるかということだが、図1を見てみよう。この図は、1960年代に行なわれた国際地球内部開発計画(Upper Mantle Project 通称UMP)の地質構造部門グループの研究成果の一つとして作成されたもので、近畿地方を南北に切った地殻断面図である。図にみるように、堆積岩層は、本州造山運動の舞台となった本州地区では丹波帯が一番厚く、四万十造山運動によって形成された四万十区では牟婁帯が最も厚い。とくに後者では12,000m(12km)の厚さにも達している。

< 島弧基盤 >

いっぽう、1950年(あるいは日本の各地では、爆破地震動の観測が行なわれ、それにより、地殻の構成についてのかなり詳しい情報が得られるよ

うになってきた。地震波の速度は、岩層により異なるので、地殻の厚さや岩層を推定しうるのである。図2はその一つで、日本海から中部地方を横切って太平洋にいたる、日本で最も地殻の厚い部分の地殻断面図である。地殻の厚みは、南極の海に浮かぶ氷山のように、本州の下で厚くなっているが、そのうち地震波速度 $V_p = 5.5 \text{ km/sec}$ 層と 6.0 km/sec 層とが、いわゆる花こう岩層である。その下の 6.6 km/sec 層は玄武岩層、 8.0 km/sec 層が上部マントルのかんらん岩層である。ただし、花こう岩層といっても、実際には花こう岩ばかりで構成されているわけではなく、玄武岩層といっても必ずしも玄武岩ではない。

二つの断面図を比べてわかるように、花こう岩層は一番厚いところで23kmほどあるが、そのほぼ上半分の部分は、花こう岩もあるが主として造山運動によってつくられた岩体である。すなわち上述の三つの造山運動の産物である、古生層・中生層・第三系および第四系である(ただし後の二つは、図2ではほとんど省略してある)。では残りの下半分は何かということになる。図1でいえば、古期基盤岩類(地殻下層)とした部分で、^{ちこうしや}地殻基盤または島弧基盤、あるいは簡単に“基盤(ベースメント)”と呼んでいるところがそれである。ここは、いわば日本列島の土台石にあたるものである。

じつは、つい最近までわが国では、古生代地角斜は海洋性地殻の上に形成されたもので、それ以前の日本列島には、大陸性地殻はなかったというばくぜんとした考えが一般的であった。し

かしいまでは、古生代中期(シルル紀)にはじまる本州造山運動——つまり本州地角斜の基盤が海洋性地殻であると考えられる人は、ほとんどいない。図1に示される地殻下層の少なくとも上半部は、図2と同じく地震波速度では 6.0 km/sec 層の花こう岩層で、この花こう岩層は、一般に海洋性地殻には存在せず、大陸性地殻の厚い岩層を構成する主要部分だからである。だが、かんじんの基盤の具体的な様相やその基盤が形成された過程——本州造山以前の日本列島の長い変動の歴史についての研究は、まだ緒についたばかりなのである。

爆破地震からのアプローチ

< 地表に露出する 6.0 km/sec 層とその本体 >

この基盤岩の実体を地質学的にみるまえに、もう少し、爆破地震によって得られた実験結果をみてみよう。わが国で最初の爆破地震実験は、1950年、南部北上山地で行なわれた。それは、岩手県水沢西方にある石淵ダムと釜石を結ぶ地域であるが、その結果だされた北上山地の地殻断面図は、一見すると解釈に苦しむ奇妙なものであった。それは、図3にみるように、 $6.1 \sim 6.2 \text{ km/sec}$ 層が背斜状——峰状にもりあがって地表付近にまでせまっているという構造のものであった。さらに、その後行なわれた補助測線では、この 6 km/sec 層が、南の日頃市で地表に露頭する断面図がえがかれた。

さきほどの図1や図2でみたように、日本列島を東西によこぎるような大きなスケールでは、地殻下層として地下深くにあった 6 km/sec 層は、局地的に、詳しく調べてみると地表に露出

図1 - 近畿地方の南北地殻断面図

<UMP - B, 1964>

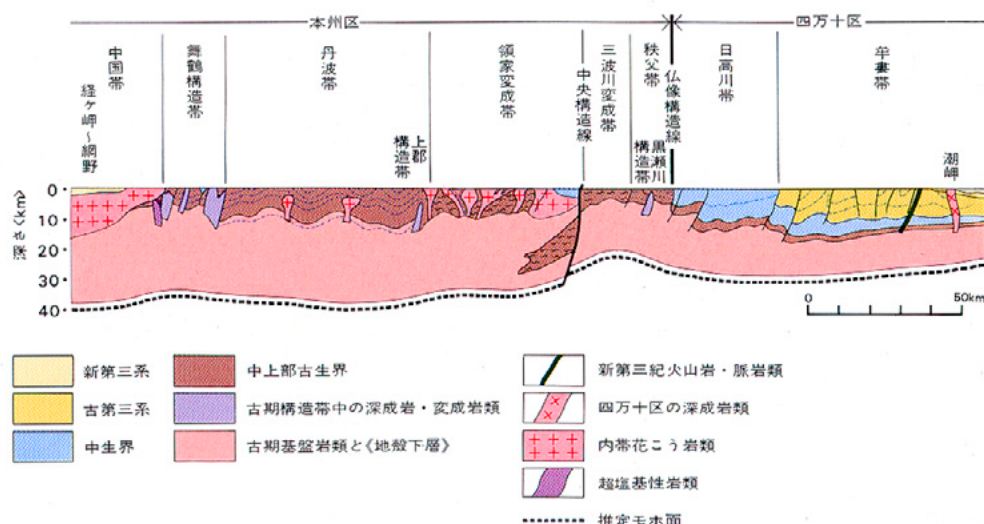


図2 - 中部地方の地震探査南北断面図

<Aoki et al, 1972>

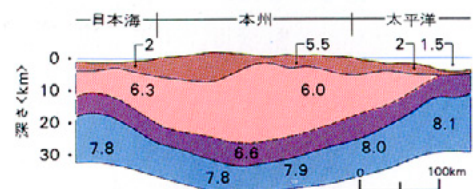
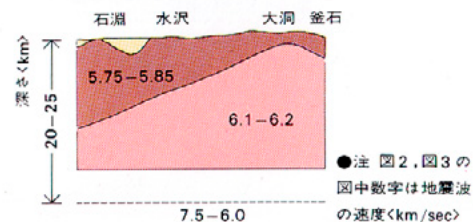


図3 - 岩淵—釜石地震探査断面図

<MATSUZAWA 1959>



してさえいるのである。

ところで地震波による調査は、地下深い岩層の厚さやその構成を知るためには大へんに役立つが、しかし、その岩層の実体を知ることはできない。6 km/sec層は、6 km/sec層として表現できず、その本体の究明には、どうしても地質学的なさまざまな方法が必要なのである。

じつは、さきほどの図3でみた地域は、地表地質学の調査では、基盤の上昇地域にあたっていたところなのである。この地域は、もともと世田米ドームといわれ、わが国で最古の化石を産出したシルル・デボン系の地層が露出し、隆起帯の中核部には、後述する問題の基盤岩

氷上花こう岩が分布する地域である。(7頁図9- 参照)

したがって、もし6 km/sec層の本体がこのような古い基盤岩類であるとすれば、図3に示された断面モデルも簡単に理解できるのである。

<四国大歩危峡の潜在基盤岩>

四国吉野川の名勝大歩危峡は、本州造山運動でできた三波川変成帯にある。三波川とは、群馬県南部を流れる利根川の支流で、この峡谷の岩石が最初に研究されたので、三波川系と名づけられた。図9にみるように、関東地方の一部と西南日本を帯状に走るもので、片状構造の強い結晶片岩がこの変成帯の特徴となっている。土讃線の車窓からこの大歩危峡をみると、三波川結晶片岩系の最下部にあたる砂岩片岩が露出し、それが背斜状の構造をつくっているのがよくわかる。そこで大歩危背斜の軸部にボーリングをおろせば、本州地向斜の基盤に最短距離で

到達するだろうという、UMP深層試錐計画は、わたしたちの昔からの夢であり懸案であった。この夢は、未だ残念ながら実現していないが、1965年その先行調査として背斜を南北に横切る測線で爆破地震探査が行なわれた。

その結果によると(図4)、大歩危背斜の下には5.0 km/secのV₁層が約1.2 kmの厚さで分布し、その下に6.0 km/secのV₂層がもり上って隆起する構造が示された。ここで5.0 km/secのV₁層が、本州造山運動によりつくられた三波川結晶片岩であることはまちがいないとして、その下の6.0 km/secのV₂層はなんであろうか？

小島丈児は、この実験の行なわれる以前に、背斜の下には石炭系下部からデボン・シルル系の弱変成岩がつづき(そこまでが三波川系)、さらにその下に結晶質の基盤岩(黒瀬川構造帯の寺野変成岩に相当する基盤岩・6頁参照)が潜在することを予想していたが、それが正に地震波速度では、6.0 km/secのV₂層としてとらえられたのである。

<構造帯と基盤岩石>

最後にもう一つだけ、地質学と地球物理学(爆破地震学)の断面がわりあい合った(むしろ合いすぎたとも言われた)例として、南部北上山地の黒石構造帯の場合をあげておく。

主として非変成の古生層から成る南部北上山地には、前述した世田米ドームのほかにもう一つ、鷹ヶ森ドームとよばれる隆起帯がある。図5にみるようにその中心には、上部デボン系の鷹ヶ森層と、その下位だが時代未詳の母体弱変成岩

類が蛇紋岩類を伴って分布する。さらにまたその中に、まわりの片岩類とは異質な一段と高い変成作用をうけた黒雲母片岩・角閃岩類からなる変成岩体が多く断層にはさまれて露出している。

蟹沢聡史(1964)は、これを鵜ノ木変成岩と呼んだ。そしてこれらの岩体を含む地帯が、断片的ではあるが、弧状蛇紋岩列の軸方向に平行した背斜部をなすことから、図5にみるように、ここに黒石構造帯を設定した。つまり鵜ノ木変成岩は、蛇紋岩を滑剤として地下深部から上向きの断層運動にまきこまれてしぼりだされた基盤岩という考えである。このことから、黒石構造帯は日本におけるUMP深層試錐の第1順位に選定され、先行調査としての地震探査が行なわれた。その結果は図6に示されるように、地表地質調査からの推定断面図によく一致したのになった。とくに黒石構造帯の真下に、ちょうど大歩危背斜の場合に似て、6.25 km/sec層の上昇がみられたことは収穫であった。この場合構造帯にしぼり出された鵜ノ木変成岩の根源を、この6.25 km/sec層に考えることは、きわめて当然というべきである。

このように石淵以後今日まで、日本列島を縦横に切る数多くの爆破地震探査が行なわれたが、それらの断面図にも6 km/sec層が地表に露頭したり、ごく浅いところまで上昇している例が少なくない。そのような地域は、地質的にはいづれも古期基盤岩が露出し、あるいは構造運動によって地表近くまで上昇した地帯になっているのである。

図6 - UMP—A 水沢中地震探査断面図

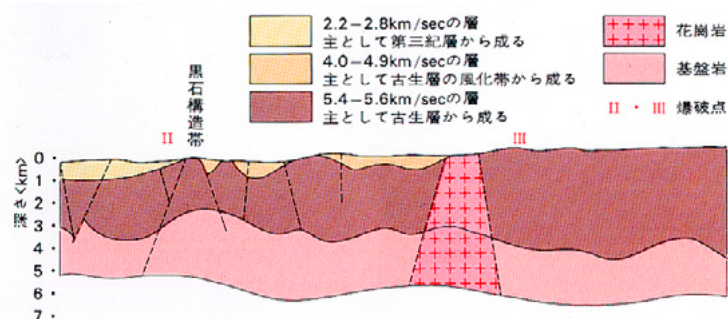


図4 - UMP—C 大歩危地震探査断面図

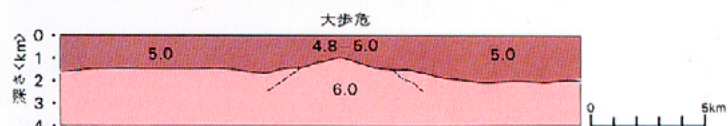
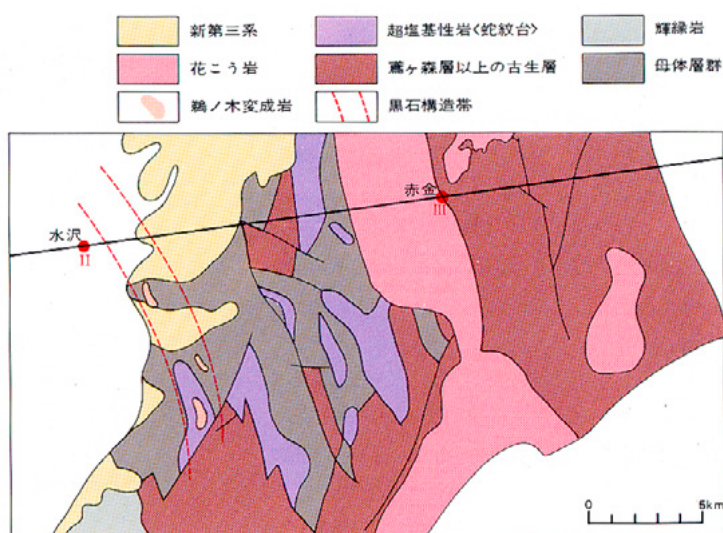


図5 - 水沢付近地震探査周辺の地質図



本州区の基盤岩類とその分布

<黒瀬川構造帯と先カンブリア紀の基盤岩>

北上山地における鵜ノ木変成岩および黒石構造帯の発見は、それに先立つ黒瀬川構造帯の研究があつてはじめて理解できるものであつた。四国中央部の三波川帯の南につづく秩父累帯は、主として非変成～弱変成の古生層と中生層から成り、地質的にはわりあい単調な地帯である。しかしそのほぼ中ほどに、周囲とは全く異質的な古い地層岩石から成る一連のレンズ状体が、古生層・中生層にはさまれていわば忽然と現われる。1956年市川浩一郎ほか新進気鋭の研究グループによって名付けられ、その地史的意義がはじめて解明された黒瀬川構造帯がこれである（図7）。図8は模式的なレンズ状体を示する三滝・寺野地域の地質図である。ここでとくに注目すべきものは、これらのレンズ状体を構成して、

- 1) 非変成のシルル系、
- 2) 主として圧砕花こう岩質の三滝火成岩、
- 3) 雲母片岩と角閃岩を主とする寺野変成岩、
- 4) 輝石ざくろ石角閃石片麻岩を特徴とする「黒瀬川塩基性岩類」（端山，1975新称）

以上の4者が、網の目のように入りこんだ断層で境されながら、相伴って現出することである。このうち3と4は、後に若干の低下変成作用をこおむつてはいるが、もともとは角閃岩相ないしグラニユライト相の高度変成岩である。つまり本州地角斜基盤の地殻下層が、上向きの断層運動にまきこまれて、地下深部からしぼり出されるようにして押しあげられてきたものなのである。——前述した黒石構造帯もそうだが、構造帯というのは、こういう地帯をいう——そして黒瀬川構造帯においては、相伴うシルル系の地層が変成していないので、これらの花こう岩類や変成岩類のつくられた時期、つまり変成作用の行なわれた時期は、シルル紀以前、おそらく先カンブリア紀ではないかと考えられるのである。

四国の黒瀬川構造帯の延長は、東は紀伊半島西岸の名南風鼻から、西は九州の白杵川流域、三國峠、鞍岡山、八代地域に分布する（図9）。これらの地域でも、上記の三滝・寺野・黒瀬川に相当する花こう岩・変成岩類がシルル系を伴って産出する。総延長500 km以上、レンズ状体の露出は断続的だが、高度変成岩を含む結晶質基盤が、西南日本外帯の少なくともこの構造帯

図7 - 高知県中央部の黒瀬川構造帯

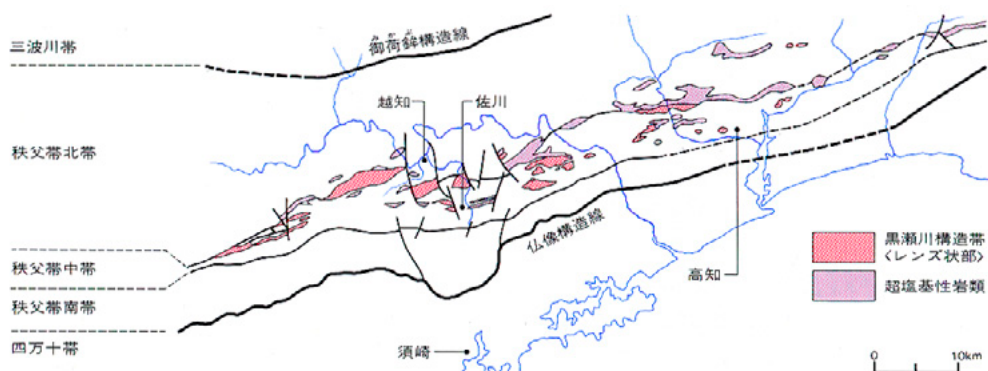


図8 - 三滝山<レンズ状体>内の地質図

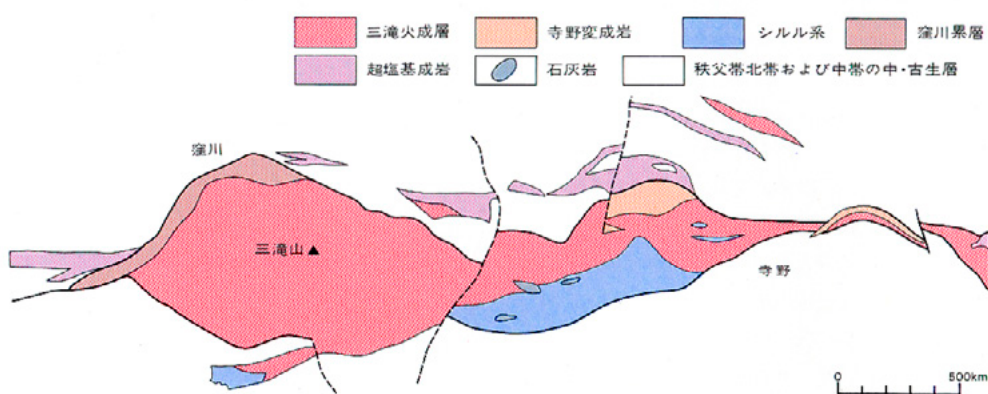


図10 - 日本列島の主な変成岩と基盤岩類の放射年代一覧

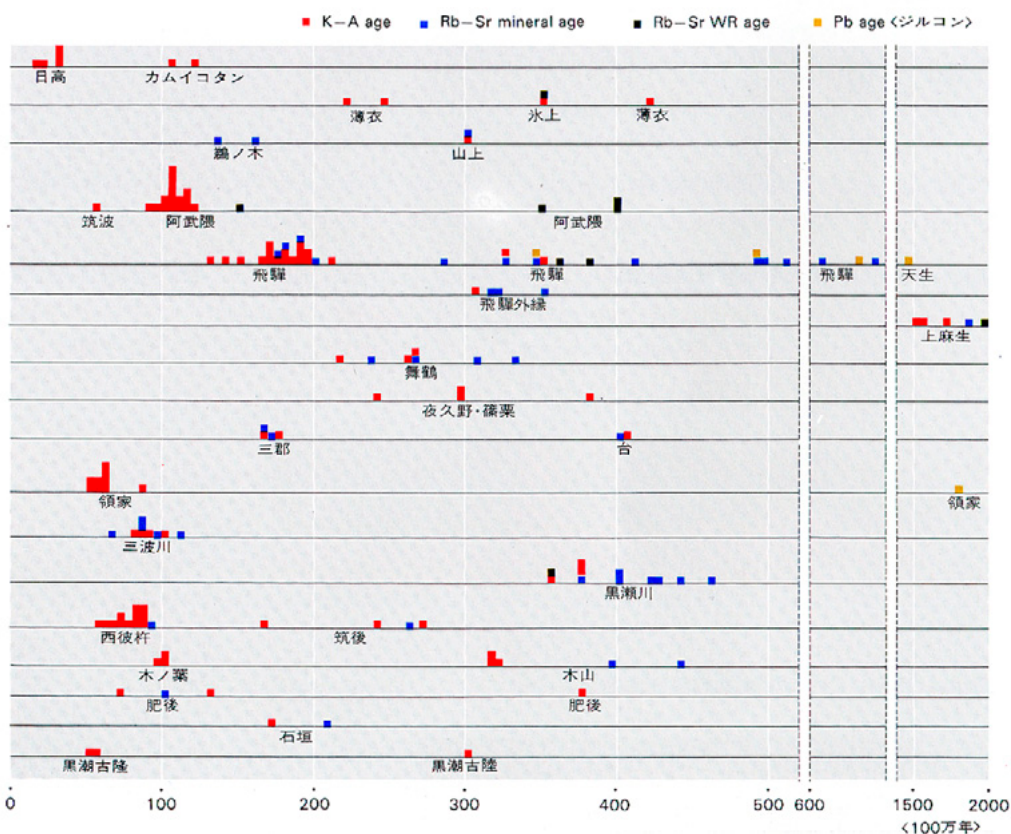
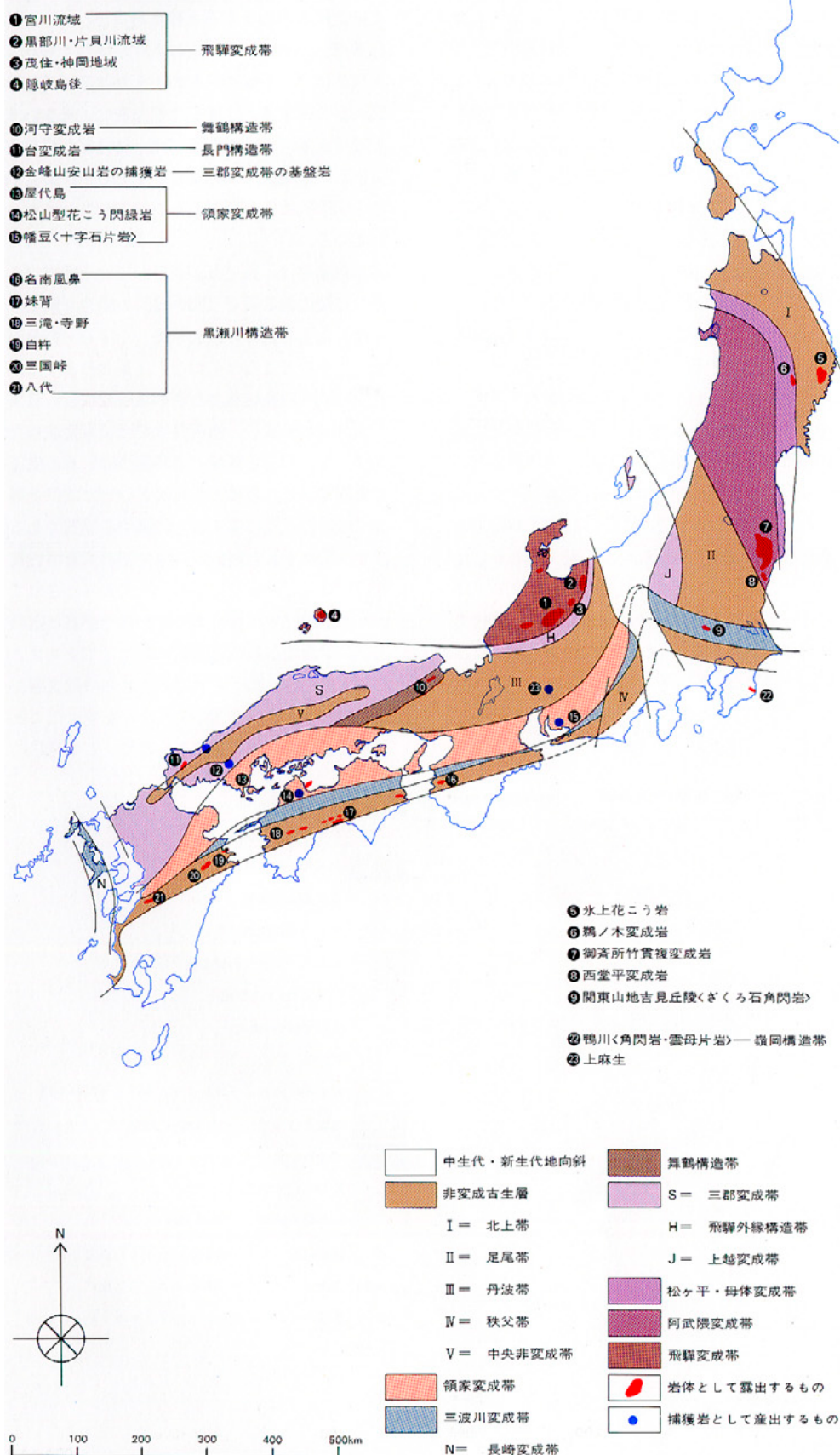


図9 - 島弧基盤岩の分布



氷上花こう岩 = この片状花こう岩は、非変成のシルル系や壱ノ沢片麻岩とよばれる高度変成岩を伴っており、黒瀬川構造帯の三滝火成岩に似た点が少なくない。絶対年代でも、いわゆる4億年岩石に属する。ただ三滝火成岩と異なる重要な点は、村田ら(1974)の主張するシルル系との不整合説である。いまのところこれには異論があり、氷上花こう岩の時代問題は、日本の地質学の当面する重要な課題の一つとなっている。

関東山地吉見丘陵の岩石 = 東京に近い低い丘陵地から、黒瀬川構造帯の変成岩に似たざくろ石角閃岩が見つかった。位置的には三波川帯の延長部にあたるが、構造帯の可能性も十分考えられるという(田中, 1975)。

舞鶴構造帯の河守変成岩 = いわゆる夜久野複合岩類の古期花こう岩にとりこまれた捕獲岩体で、角閃片岩・ボーフィロイド片麻岩・角閃岩などから成る。古期花こう岩の一部には上部トリアス系に不整合でおおわれるものがあり、それ自身通常の貫入岩とは異なり、深部から構造的にまくり上げられた可能性が大きい。その点では黒瀬川の三滝火成岩に類似している。しかしシルル系は知られていない。

長門構造帯の台変成岩 = 山口県西部の構造帯で、両側を若い中生層と断層ではさまれた狭い地帯に、時代未詳の古生層・蛇紋岩・変はんれい岩・角閃岩などとともに圧砕トロニエム質の正片麻岩(オーソナイス)を断片的に産する。そのほか中国地方の三郡変成帯に分布する火山岩(例えば 金峰山安山岩)中には、基盤からとりこまれて地表に運び上げられた捕獲岩として、飛騨または隠岐の岩石に似た片麻岩類の産出があり、中でもグラニユライト質塩基性岩の存在は注目される。

山口県柳井地方の領家変成帯中軸部で、北大島花こう片麻岩と呼ばれる正片麻岩が識別されている。普通の構造帯の岩石とは少し意味が違うが、古い変成変形作用をへた基盤の断片が、その後領家期の構造運動で上昇したものと考えられた(小島・岡村, 1968)。ここで「正片麻岩」というのは、従来わが国ではあまり耳慣れない用語であるが、変成以前の花こう岩、つまり古い花こう岩が後の変成作用を受けて再結晶し、鉱物の定方向配列など結晶片岩としての特徴をそなえた岩石をいう。この場合には、それがさらに領家帯の最古期花こう岩である蒲野花こう閃緑岩に切られている。なおさいきん、松山市東方の領家後期花こう閃緑岩の捕獲岩として見出された高度変成岩(野戸, 1975)も、あるいはこれと関係があるのかもしれない。愛知県幡豆地方の領家変成帯から発見された十字石片岩(浅見, 1971)も先領家基盤の可能性が十分残されている。

房総半島鴨川漁港の変成岩 = こんな所からと一見意外な産出であるが、房総半島から三浦半島につづく嶺岡構造帯の延長にあたる小さな島から見出され、角閃片岩・ざくろ石石英片岩・黒雲母片岩から成る(兼平ほか, 1968)。地質的産状からはこれまで知られている構造帯の変成岩に似ている。もしこれが真に古い基盤岩であるとしたら、地体構造上日本列島の最も外側(海溝に最も近く)に位置することになるので面白い。

の下に広い範囲にわたって潜在することは疑いないところである。

黒瀬川構造帯が有名となり、その意義が広く認められるにしたがって、同じような構造帯の岩石が北海道を除く日本列島各地から見出され、報告が相次いだ。ここでは図9にそれらを一括し、本州区の構造区分とあわせて示し、本文で述べていない基盤岩類について解説した。

< 4 億年問題 >

ところで、このような基盤岩石が、はたしてどのくらい古い時代のものであるかは多くの人の関心事となったが、それはまた、日本列島の地史解明のための重要課題でもあった。そのため1966年以来主として東北大学と京都大学において、黒瀬川構造帯の三滝（八代）火成岩・寺野変成岩をはじめとして各地の岩石について、鉱物または岩石中の放射性同位元素による絶対年代が測られた。その結果は、他の変成帯についての資料とともに6頁の図10に一括して示した。これを一見して明らかなことは、構造帯の岩石は、測定法の如何にかかわらず、多くのものが一致して4億年前後の年代を示すことである。その中には黒瀬川のもののほか、台変成岩も含まれている。黒瀬川とは少し違うが、飛騨外縁構造帯（青海）、舞鶴構造帯（河守）、肥後変成

岩の変成岩、さいきは、北九州篠栗の変はんれい岩から、3億年～3億8000万年という値が出ていることも注目に値する。これまで三波川あるいは三郡と考えられていた熊本県木山の結晶片岩も、黒瀬川構造帯との関連で考えたほうがよいかもしれない。いっぽう東北日本の古期岩類では、阿武隈の古期花こう岩と北上の氷上花こう岩が、いずれもRb・Sr全岩年代^{注1}でそれぞれ4億1200万年と3億3900万年、相馬の山上変成岩が3億年となる。ただし鶴ノ木変成岩は、1億6000万年より古い値は出ていない。いずれにせよ、少なくとも西南日本のほぼ全域にわたって分布する、3億年ないし4億5000万年の岩石年代は、何を意味するのであろうか？地質年代では、これはシルル紀から石炭紀前期の頃にあたる。しかし、黒瀬川レンズ状部内のシルル系が非変成であること、シルル系礫岩における変成岩礫の存在（山下、1958）から、寺野変成岩の変成作用が先シルル紀であるとしたら、この年代は、変成作用の時期を示すのではなく、基盤変成岩が上昇冷却した年代を意味する可能性がつよい。今のところK-Ar法^{注2}とRb・Sr法ではこれより古い年代は出ていないが、ジルコンのPb-α年代^{注3}では6億年となることは注目に値する。

先カンブリア飛騨大陸

< 阿武隈高原の十字石と藍晶石 >

地殻深部の高温かつ高圧の条件下でつくられる変成岩には、一般に、そのような状態で安定な鉱物が晶出する。十字石や藍晶石は、そういう鉱物である。とくに藍晶石は、紅柱石・珪線石と同じ化学組成（ Al_2SiO_5 ）であるが、地質的にも実験的にも、代表的な高圧鉱物として知られている。

日本列島では、高圧だが低温の三波川変成帯と基盤の疑のある幡豆（図9- ）の場合を別とすれば、古生層起源の変成帯で、十字石・藍晶石を産出するところは他にない。東北日本では、北上山地の白亜紀花こう岩の接触変成岩、日立鉱山付近の変成岩、西南日本では領家変成岩などすべて紅柱石と珪線石で特徴づけられる低圧変成岩で、これらはどちらかといえば地殻上層部（地震波速度の第1層）に属する岩石である。図9の に示した阿武隈高原主部の御所竹貫^{ごせいしよたかぬき}変成岩は、これまで領家帯の延長とみなされていたが、1965年以後、この中から十字石と藍晶石が、少量ながら広い範囲にわたってレリツクとして見出された。それは、これらの変成岩が条件の異なる新旧2回の変成作用を受けたこと（複変成作用）を意味するもので、この発見に

図11 - 阿武隈高原における藍晶石と十字石の分布
< 総研阿武隈グループ・1969 >

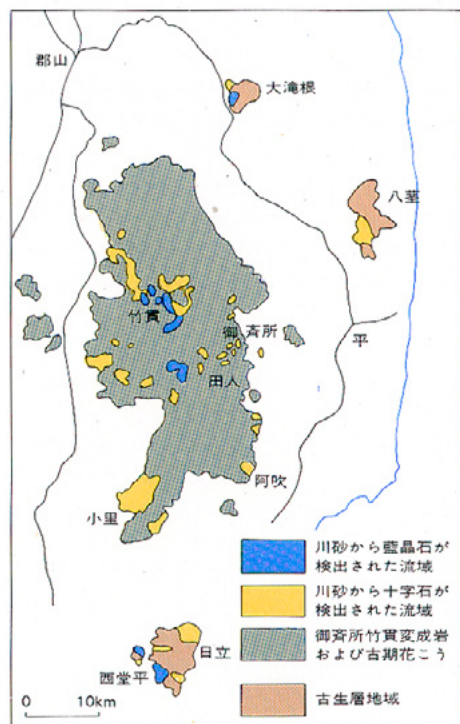
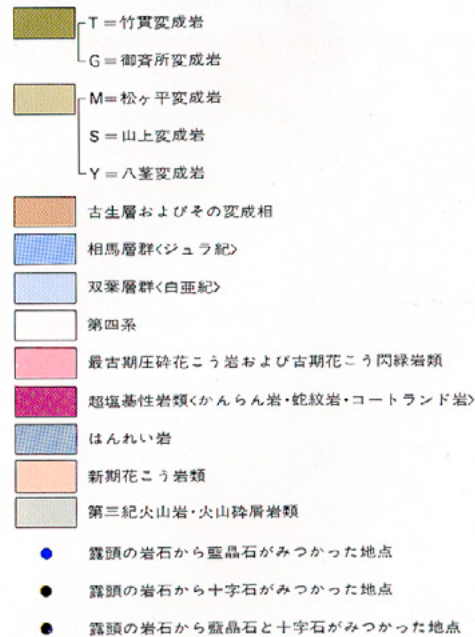
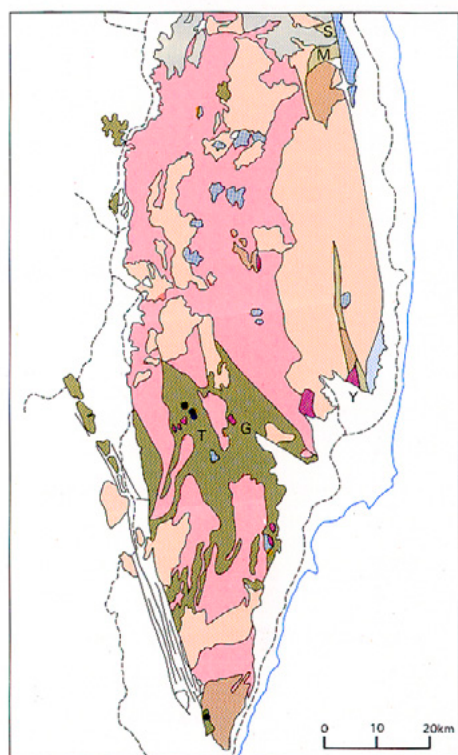


図12 - 阿武隈高原の地質図 < 加納編図, 1969 >



<注1> Rb・Sr 年代 = 岩石中に存在する Rb (ルビジウム) の同位元素のうちで、放射能のある Rb⁸⁷ が一定の時間で崩壊して Sr⁸⁷ (ストロンチウム) になることを用いて測定された岩石または鉱物の絶対年代。

<注2> K・Ar 年代 = 岩石中に存在する放射性カリウム K⁴⁰ が一定時間に崩壊してアルゴン A⁴⁰ になることを用いて測定され

た岩石または鉱物の絶対年代。

<注3> Pb-α 年代 = ジルコンは放射性の高い鉱物でウランやトリウムが崩壊でできた Pb (鉛) を含んでいる。その鉛の量と α (アルファ) 放射能を測って求められた岩石または鉱物の絶対年代。

より、もっと単純に考えていた従来の阿武隈観を、根底から改めさせることになった(図11)。この成功は、阿武隈全域にわたる川砂中の重鉱物の追求という大へん息の長い、しかも目的意識的な宇留野勝敏ほかのグループの努力によってはじめて達せられたことを特記しておく。十字石・藍晶石は、日立西方の西堂平片麻岩から見出された。しかもここでは三つの Al₂SiO₅ 鉱物が同時に共生するという珍しい産出を示した。そのほかいろいろの点から総合して、わたくしたちは、阿武隈の地史を図13のように考えた。御所竹貫変成岩は、おそらく4億年より古い基盤岩であろう。本州地角斜の変成相とする証拠は何もなく、その点でも次に述べる飛驒変成岩と共通している。藍晶石と十字石は、その飛驒変成岩からも産出する。それは、黒部川下流の宇奈月温泉付近の雲母片岩からで、1956年石岡孝吉と諏訪兼位によって発見された。なお最近、舞鶴構造帯の河守超塩基性岩中の角閃岩から見出されている。これもきわめて微細なレリック結晶で、阿武隈と同じ方法ではじめて発見に成功した。

<飛驒変成帯>

飛驒変成帯は本州弧の最も内側に位置し、その規模は、隠岐まで含めれば東西500km、南北の

幅150km以上、北は日本海に没するのでどこまで続くかわからない。中核部の飛驒片麻岩コンプレックスは、角閃片麻岩・石灰質片麻岩・晶質石灰岩を主とし、少量の含ざくろ石黒雲母片麻岩を含む。いっぽう東部の黒部川・片貝川流域からは、十字石藍晶石片岩、引き延ばされた花こう岩礫を含む礫岩片岩など、興味ある岩石を産出する。変成相からは緑れん石角閃岩相が普通であるが、その中に散在的だがもつと変成度の高いグラニユライト相岩石の産出が最近注目されてきた(グラニユライト相岩石は前述の構造帯にも見出されていることを想起されたい)。以前から論ぜられてきているが必ずしも十分とは言えなかった 複変成作用 についても新たな事実(鈴木, 1973) が付け加えられている。放射年代では、最初は1億8000万年が優勢で古生層説を支持するようであったが、その後の資料では3億年~3億5000万年、5億年、6億年、さらには14億9300万年(碎屑性ジルコン)という古い年代も出ており、飛驒の地史がきわめて複雑であり、古生層起源の変成相とはとても考えられないことを示している。最も頻度の高い1億8000万年は船津花こう岩を含む飛驒変成帯の、一般的固結上昇年代を意味することで説明されている。

かくして1940年代以来、少なからぬ地質学岩石学者が夢にまで見た 先カンブリア飛驒大陸説は、なお決定的証明までには至らぬとしても、一歩も二歩も前進したと言える現状である。最近の美濃丹波帯の上麻生礫岩からの20億年変成岩——日本最古の岩石——の発見は、たとえそれが礫であり、直接現在の飛驒変成帯に結び付かないとはいえ、わたくしたち先カンブリア論者にとって、これ以上の贈り物はなかったといっていよい。それだけでなく、日本列島をとりまく先カンブリア基盤の分布は、いまや内・外帯の各地各時代の礫岩から、相次ぐオーソコツアイト礫(正珪岩)の発見によって、フィリピン海あるいは日本海域にも "拡大" しつつある。いまや日本列島の島弧基盤の研究は、日本海やフィリピン海の成因にもつらなるきわめて重要な課題となっているのである。

図13 - 阿武隈高原の地史

<加納編図, 1975>

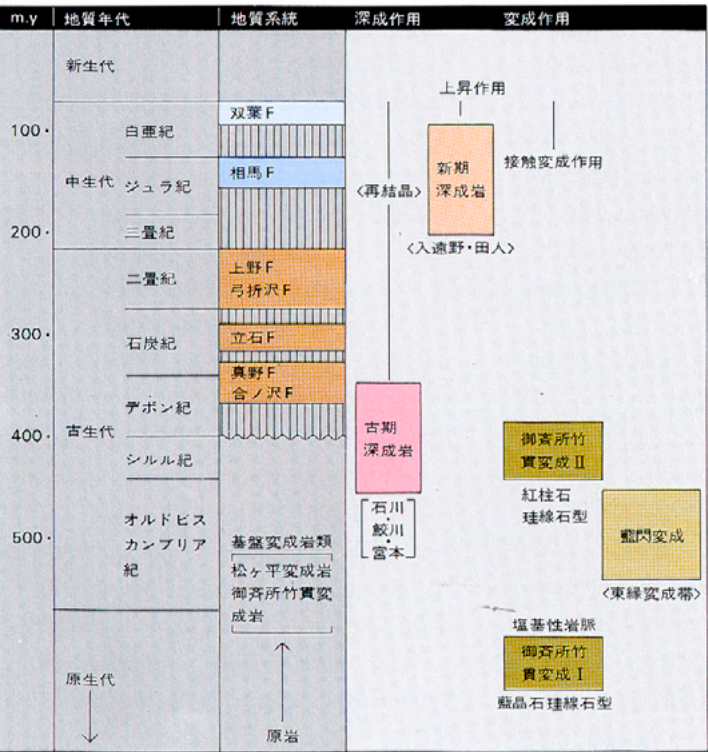


図14 - 飛驒高原の岩石分布図

<50万分の1 金沢図幅>

