

中国地方の花崗岩をめぐる最近の話題

石原 舜三

中国地方には 広島を中心として花崗岩類が広く分布している。花崗岩は別名 兵庫県の御影で代表させて「御影石」とも呼ばれるが「広島石」あるいは「中国石」と呼ばれて不思議でないほどに これらの地域に多い(図1)。この花崗岩類を社会的に著名にしたのは 山砂鉄と石材である。中国地方の豊かな風化土壌から流し出された砂鉄は 古代の古墳文化を造り 明治中期に洋式高炉が導入されるまでの日本の鉄器文明を支えたのである。また石材は今なお瀬戸内地方を中心に盛んに稼行されている。

中国地方の花崗岩類の岩石学的研究は 恐らく対象が余りに大きく 掘みどころがないために進んでいたとは言えないが 近年研究者が増加し興味深い事実が判明し 従来と異なる考え方が提案されている。ここでは筆者らの研究結果を中心に 西南日本内帯花崗岩類の広域的な性格を概観し 最近の話題を紹介してみたい。

花崗岩類の時代論

中国地方の花崗岩類は一般に小豆島—山口県柳井付近を通る線で 南側の領家花崗岩類と北側の中国帯の花崗岩類とに2分されている。いずれも白亜紀—第三紀の活動によるものであるが 領家花崗岩類が古く(少くとも和泉砂岩層堆積以前)後者がやや若いと考えられていた。ところが近年の同位体年代測定によると 有意の差はむしろ山陽帯と山陰帯とで明瞭であって 山陽帯と領家帯との間に存在しない。岩石学的に山陰帯は山陽帯と異なる点 あるいは鉱床から得られた情報などを考慮し 領家帯・山陽帯・山陰帯に大きく3分することが最も妥当であると筆者は考えている。

領家帯の花崗岩類(露出面積比で領家帯の多くを占めるもの。中部地方から近畿地方東部にかけての中央構造線よりの岩石(たとえば山田 1971 の先濃飛の領家花崗岩類)や正片麻岩(小島 1966)などを除く)は平均して花崗閃緑岩質で 3帯のうちもっとも塩基性であり 斑岩など塩基性岩石の占める割合も高い。片状構造が認められる岩石があり領家変成岩類と何らかの関係を有することを暗示する。山陽帯・山陰帯の岩石は共に塊状で 領家帯より酸性である。これには山陽帯の広島花崗岩 山陰帯の鳥取

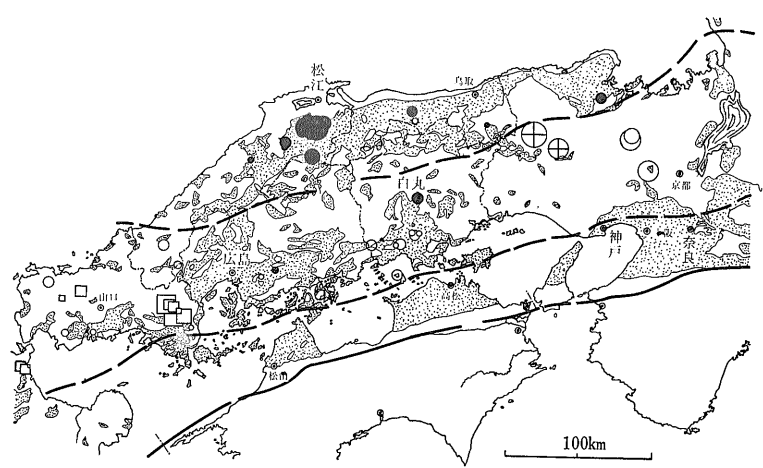


図1 花崗岩類の分布と関係 Mo・W・Sn 鉱床 円は鉱脈型 四角はスカルン型 星形は鉱染型鉱床(石原・佐々木 1973) 黒円はMo 白円はW 白円に十字は生野 明延鉱床 網目は花崗岩類 太い実線・破線は主に鉱床の情報は基づく 南から領家帯 山陽帯 山陰帯の区分を示す。

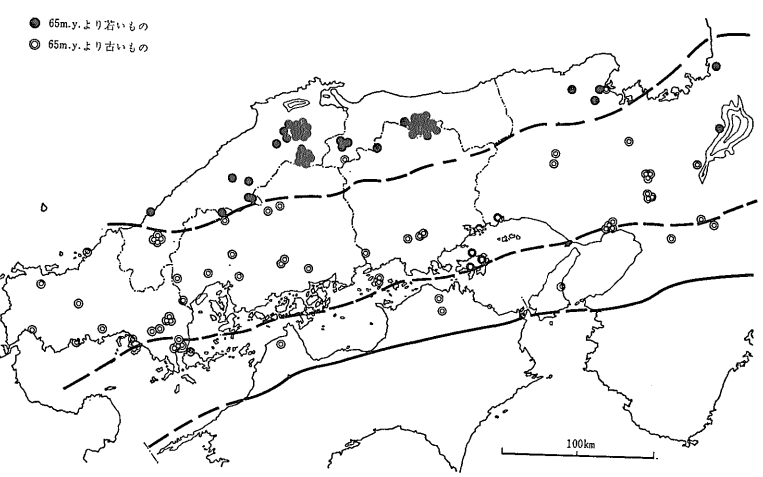


図2 K-Ar 鉱物年代の分布。主に黒雲母 少量の白雲母。野沢(1970)の総括に服部ら(1974) 柴田・神谷(1974) 柴田・石原(1974 a b)などを追加。

花崗岩などのアダメロ岩質岩石の存在が大きく寄与している。3帯とも同源と思われる火山岩類を伴うが領家帯ではその露出が非常に限られその原因は礫種(寺岡 1970)や構造運動論から推定されているように領家帯が他の2帯よりも形成後急速に隆起したためであろう。

鉾床は高縄半島の小規模ペグマタイトを除き領家帯には皆無に等しく山陽帯は大きなペグマタイト タングステン リシウム 螢石などの鉾床で特徴づけられる。山陽帯の花崗岩類は微量成分としての Li F などに富み鉾床の種類との関連性がみられる。山陰帯はモリブデン鉾床が特徴的である(図1)。ベースメタルに関しては銅鉾床が山陽帯のタングステン鉾床のやや北側に位置し鉛亜鉛鉾床は山陰帯よりに多く分布する傾向がある。

K-Ar 鉾物年令を図2 3に示す。中国地方領家帯の測定数は少ないがこれからわかるように有意の差は山陰帯と山陽帯との間にあって山陽帯と領家帯との間には認められない。K-Ar 年代資料が西南日本内帯火成活動の東方移動説(加藤 1932; 野沢 1970; 濡木 1971)に代り北方移動説(石原 1973 a; 村上 1974)が提案された根拠の1つであるが K-Ar 年代はマグマ固結時の年令を示さないとする意見があってこの点の検討が必要である。

一般に同一岩石中の黒雲母と白雲母とでは白雲母が同一鉾物について K-Ar 法と Rb-Sr 法とでは Rb-Sr 年令がそれぞれ若干古い年令を示すと言われているが最近の研究ではむしろ誤差の範囲で一致する年令を示すものが多い。一方 K-Ar 鉾物 Rb-Sr 鉾物 Rb-Sr 全岩年代の3者が良い一致を示す例も最近報告された

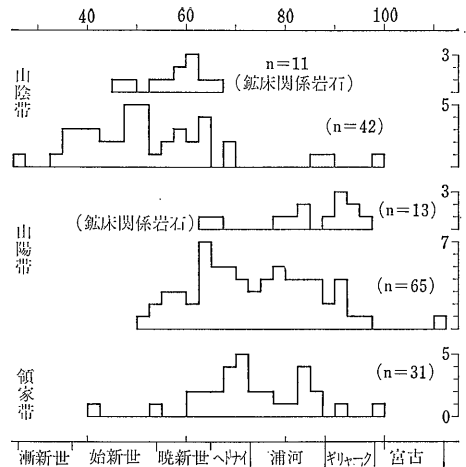


図3 西南日本内帯のK-Ar 年代のヒストグラム。出所は図2と同じ

(服部ら 1979)。K-Ar 鉾物年令はマグマが200°Cに達した時の Rb-Sr 全岩年令はマグマ固結時(アダメロ岩質で650°C+)の年令を示すと一般に考えられている。同一産地 同一ラボによる上記2年令が測定された結果は筆者らの未公表資料を含めて領家帯2カ所山陽帯3カ所にすぎない。これらに関する限り Rb-Sr 全岩年代が若干古いそれは K-Ar 鉾物年令の10%を超えずここで扱った大局的な時代論には無視できる範囲である。したがって K-Ar 鉾物年令による山陰帯・山陽帯の区分は有意義と考えられる。

以上の資料をもとに中国地方の花崗岩活動史を概括すると領家帯と山陽帯の花崗岩類は恐らくもっとも初期のもので Rb-Sr 全岩年代から推察する限り95—75m.y.頃活動固結した。領家帯の花崗岩類は和泉砂岩層(65



写真1 道後山(1,269m)の全景。写真右側で山砂鉄が採掘された。中国山地は道後山で代表される上位 中位 瀬戸内面と呼ばれる下位の3平坦面に分けることができる(赤木 1959)。一般に山砂鉄の多くは中位平坦面が背斜面にかかる所で採掘された。ここは花崗岩類の風化が著しくかつ水洗比重選鉱にも適している。



写真2 島根県阿武隈村近の新田跡。写真のすぐ左では昭和22年頃まで鉄穴流しがおこなわれた。山砂鉄採掘は採掘終了後新田を生み 農地の造成に役立った。写真中央部の小塚は未風化花崗岩と思われるが このように一見不自然な地形は青稜山地山麓に数多くみうけられ 山砂鉄採掘が盛んであったことを示している。

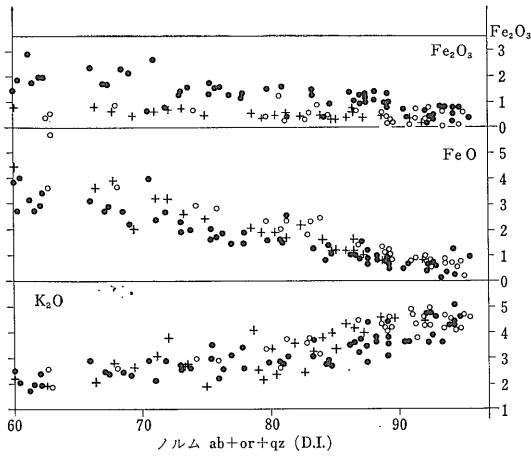


図4 3帯別の Fe_2O_3 , FeO , K_2O の変化 黒円：山陰帯 白円：山陽帯 十字：領家帯 石原 (1971) に加筆

—75m.y.) に覆われるから 固結後急速に隆起したのであろう。 ついで火成活動の場は北方へ移動し 65—45 m.y. 頃山陰帯花崗岩類の活動と固結をもたらした。 最後は山陰帯北縁のグリンタフ火成活動以後で 大山・三瓶山で代表されるように現在まで続いている。

各地帯内の諸岩体は詳細には更に何回かの貫入固結によって生じた。 たとえば山陽帯の茨木—大谷岩株では 95m.y. に 80m.y. の花崗岩類が (石坂 1971; 柴田・石原 1974b) また益田西方では 85—95m.y. の山陽帯中に古第三紀の田万川カルデラ (村上 1960) に伴う花崗岩類が貫入した。 山陰帯では一般にバソリス状岩体の周辺により若い岩石が産出する。 山陽帯—山陰帯の境界は連続露出が得られる広島県大朝付近では K-Ar 年

令上シャープと考えられるが 一般には諸種の年令の岩石が錯綜してあらわれながら 大局的には北方へ若くなるものと考えられる。

花崗岩類の鉄—チタン酸化鉱物

領家帯・山陽帯・山陰帯の花崗岩類は Fe^{2+}/Fe^{3+} 比において著しい変化を示す。 図4に花崗閃緑岩 (D. I. =60—80) とアダメロ岩 (D. I. >80) の値を示すが 図から明らかなように山陰帯で Fe^{3+} に富み 山陽・領家帯で Fe^{2+} に富む。 Fe_2O_3 を FeO に換算して鉄総量で比較した場合には両地帯で有意の差が表われない。 これらの岩石では Fe は角閃石・黒雲母・磁鉄鉱 ($FeO \cdot Fe_2O_3$) チタン鉄鉱 ($FeTiO_3$) 赤鉄鉱 (Fe_2O_3) に含まれる。 ところで TiO_2 について 図4と同じ扱いをしても有意の差は認められない。 したがって Fe^{3+} に富む岩石は磁鉄鉱か赤鉄鉱に富んでいるはずであり その影響は角閃石や黒雲母の $Ti Mg/Fe$ 比に表われているはずである。

分析技術上 鉄の2価・3価の分析は必ずしも高精度とは言えず それが上記の比較的明瞭な地帯別性質差が最近まで看破されなかった一因と考えられるが この問題を処置する簡単な方法 帯磁率の測定がある。 花崗岩類の磁気的性質は一般には磁鉄鉱に支配されていると考えてよいから 帯磁率の強さは磁鉄鉱の量を示しているであろう。 帯磁率の測定によると強磁性の花崗岩類は山陰地方に多く分布し 大局的には南方へ領家帯へ向けて漸減する (金谷・石原 1973)。

酸化鉱物の性質は反射顕微鏡や EPMA などによって観察すると 山陰帯の岩石では磁鉄鉱が多く少量のチタ

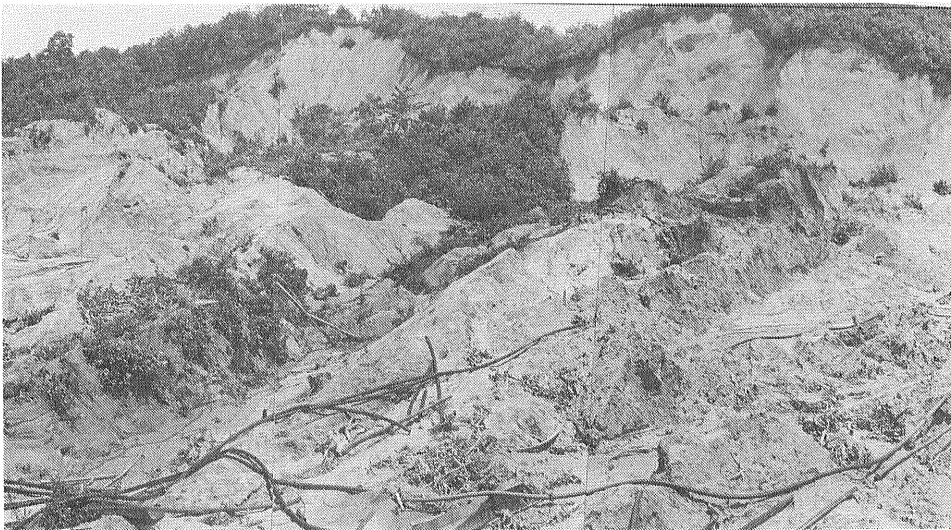


写真3 羽内谷鉱床の切羽風景 (1974年6月写)。 阿毘孫のすぐ西方 園引きの船通山 (1, 143m) の北麓にあって 主として放水により風化土壌を崩壊させ そのまま磁選機にかける。 水洗比重選鉱は昨年3月で中止された。 かつての鉄穴流しは多量の土砂の流出を伴い 上流に山砂鉄掘場が多い斐伊川や高梁川では下流の農民から訴状が出て鉄山前と農民との間に操短がとり決められたことがある。 公害の近世版である。 他方河口付近には流出土砂により多くの水田が開けた。

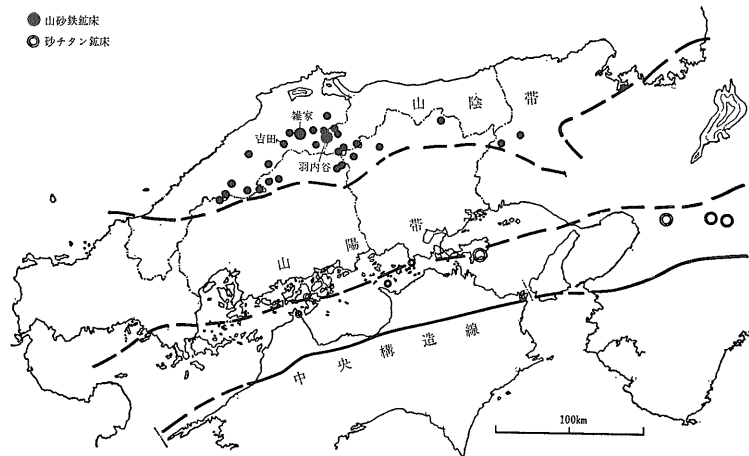


図5 山砂鉄鉱床と砂チタン鉄床の分布。太破線は帯磁率測定(金谷・石原 1973)に基づく分帯線。兵庫県西部で夜久野上郡支脈と平行に南東にのびる点に注意。この部分は明らかに磁鉄鉱系花崗岩類であるが、同位体年代は山陽帯の値を示す。

ン鉄鉱—磁鉄鉱連晶 赤鉄鉱—チタン鉄鉱連晶(写真7)を伴う(津末・石原 1974)。山陰帯の酸性最末期固結岩相には初成の赤鉄鉱があらわれたり 磁鉄鉱が赤鉄鉱化することがある。山陽帯ではチタン鉄鉱を主とするが とくにその北縁部では磁鉄鉱も共存する。領家帯はチタン鉄鉱からなる。以上から 中国地方の花崗岩類は Fe-Ti の造岩鉱物への分配において 著しく変化することが明らかであり 巨視的には北側の花崗岩類ほどより酸化状態で固結したことを示している。

山砂鉄とたたら製鉄

中国山地には多くの「たたら」跡があって 明治時代中期まで日本の製鉄産業の中心であった。これは若干の鉄酸化物の濃集を伴った風化花崗岩から 素朴な反覆水洗比重選鉱(鉄穴流し)により磁鉄鉱(+赤鉄鉱)を集め 箱型簡易溶鉱炉(たたら炉)による低温還元木炭製鉄法により鉄を採取したものである。

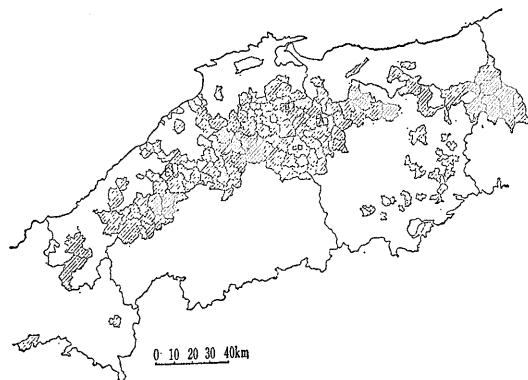


図6 たたら遺跡のある町村。赤木(1959)による。山口県のは地名と地形的判断のみ 地質と併せて信頼性に乏しい。

わが国の鉄の生産は弥生後期の1~3世紀頃に始まると言われ 鉄の農機具や武器としての普及が生産性の向上と小国家の統一をもたらした。古墳文化(A. D. 300—600)を作ったものと考えられる。この頃鉄・鉄を出した所として美作・備中・備後・伯耆・筑前などが記録されており 奈良—平安時代(700—1200)には出雲・播磨・近江・常陸が加っている。このように中国地方はわが国の製鉄産業の初期から重要な役割りを果たし 農機具用の原材料や日本刀の素材として良質の和鋼を供給し 明治の官営広島製鉄で近代的技術改良

を試みたのち 主役をおりるのである。そして大正10年でたたら製鉄はほぼ全面的に中止された。これらについては広島大学の「たたら研究会」を中心に多くの文献があり またNHK市民大学講座でも放映されているのでここでは詳述しない。

ところで山砂鉄は現地残留鉄床の一種であるから 山砂鉄鉱床の分布は既述の酸化鉄物の種類を反映しているに違いない。図5には江戸末期から昭和にかけての分布を示すが 帯磁率や鏡下観察で得られた結果ときわめてよい一致を示す。山砂鉄は山陰帯に限られ チタン鉄床は領家帯に限られる。山陽帯に山砂鉄鉱床がなかったわけではない。図6にたたら遺跡の分布を示すが 近世以前に砂鉄を長距離運搬してたたら製鉄がおこなわれていないから 図から明らかのように山砂鉄はかなり瀬戸内海よりでも採掘されたものと考えられる。

山砂鉄産地主力の背稜山地への移動は江戸時代中期頃完了したらしい。その原因は労働力・燃料・農業との

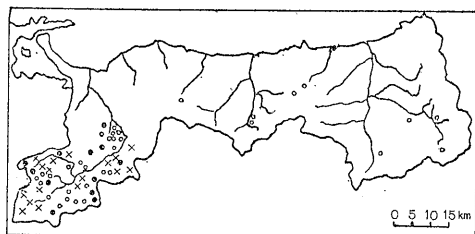


図7 鳥取県のたたら集落。赤木(1959)による。白円：江戸時代 黒円：江戸～明治前期 ×明治前期

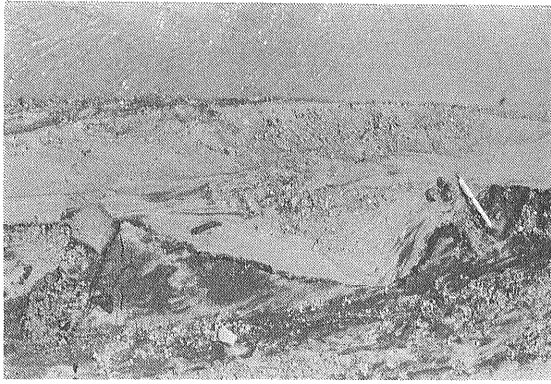


写真4 放水流出による土砂から濃集した砂鉄(下方の黒い部分)。土砂はパイプで磁選室に運ばれる。

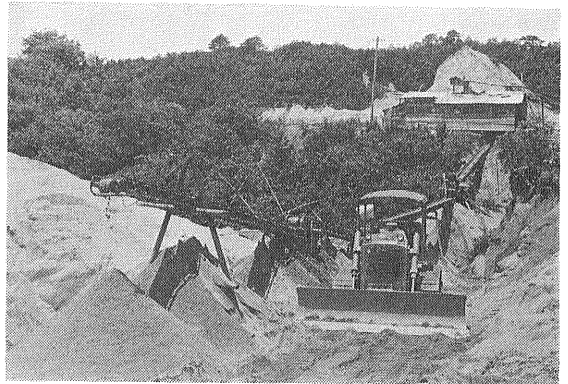


写真5 磁選室(遠方)と運び出される砂。濁水は沈殿池に送られる。

競合その他多面的に解析されているが(赤木 1959) 岩石学的な立場からの原因はかなり明瞭であり この地域の山砂鉄にはチタン鉄鉱が多く チタン鉄鉱はたたら炉のような低温還元炉では溶解しにくく したがって製品の歩止りと品質を低下させたものと推察され より良い所を求めて採掘場は移動したのであろう。造岩鉱物の種類が山砂鉄鉱業を通じて経験的に推定されていた例は他にもあって たとえば鳥取県東部では山陰帯であっても磁鉄鉱が少なく螢石を伴うなど山陽帯的性格を有する花崗岩類が分布するのであるが その地域ではたたら集落の分布が少なくかつ時代と共に消滅した(図7)。

山砂鉄精鉱は指ですり合せて赤くなるものが赤目 黒色のままのものが真砂と呼ばれている。赤目が一般にTiが多く 真砂は少なく良質と言われた。しかし文献からFe-Ti比を求めると必ずしも完全にはそのようでない。たとえば 図8で真砂とラベルされたものも TiO_2 10—20%内範囲におちるものもある。一方 赤目と真砂とは山陽帯と山陰帯との比較において 山陽帯の赤色をおびた精鉱(斑岩系原岩の)に対して赤目と呼んだ形跡もある。この場合には岩石学的性質と一致するから精鉱上も Ti量で明瞭な差が生じたであろう。

赤目砂鉄は一般に斑岩系 真砂砂鉄は花崗閃緑岩あるいはアダメロ岩の風化生成物に由来するが 斑岩系は一般に捕獲岩状であるから 精鉱には貫入する花崗閃緑岩やアダメロ岩からの鉄酸化鉱物も若干は混入しているであろう。ところで鉄酸化鉱物量は原岩石の苦鉄質度と比例的であるから 斑岩系が鉱床にとって最も好ましい原岩であるが 既述のようにチタン鉄鉱の溶解温度と斑岩系の露出頻度との関係から 明治時代以前は花崗閃緑岩・アダメロ岩の方が広く採掘された。

山砂鉄精鉱は多少とも赤鉄鉱化している(写真7)。その一部は“初成的”であるかも知れないが 多くは風化過程のものと考えられる。川砂鉄では赤鉄鉱化が著しく進んでいる。赤鉄鉱化の程度がさまざまであることは 図8でも明白である。もっとも最近まで大規模に稼行された鉱床は赤目系では雑家鉱床 真砂系では羽内谷鉱床(現在でも稼行され 和鋼の精神を引継いでいる)であるが この図で雑家は赤目系のうちもっともTiが少なく赤鉄鉱化も進み 羽内谷も真砂系のうちもっとも好ましい品質を備えており それぞれ理由があったことがうかがえる。たたら製鉄は3日3晩 砂鉄と木炭とを交互に炉に入れるが 木炭製鉄であるために温度

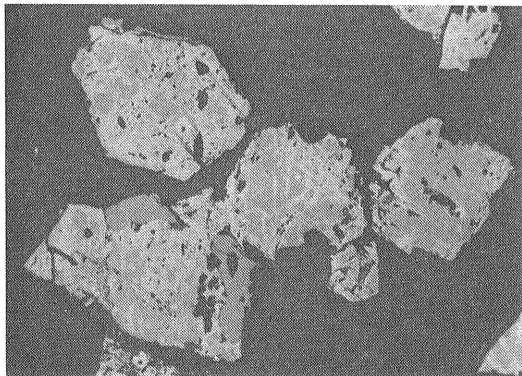


写真6 羽内谷精鉱の反射顕微鏡写真。磁鉄鉱粒中に輪隔劈開などに沿って著しい赤鉄鉱化が認められる(左右 0.6mm) 津末・石原 (1974)原図

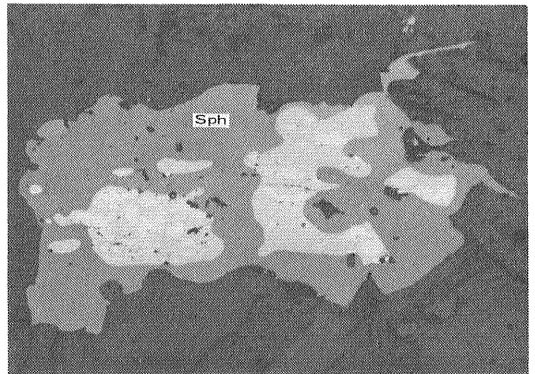


写真7 赤目系原岩(斑岩)中にみられる礫石に交代された赤鉄鉱(白色)一チタン鉄鉱連晶(左右 0.5mm 反射光)津末・石原 (1974)原図

をうることが重要な条件であり 最初に溶け易い籠小鉄を入れ火勢を強める。これは細粒で赤鉄鉱化が進んだ砂鉄と思われ 赤鉄鉱化の程度は一つの重要な要素であったものと思われる。

山砂鉄—たたら製鉄業は(1)に原岩 (2)風化と地形 (3)水 (4)木山(木炭) (5)元窯の土(たたら炉は一回毎に炉をこわす不便さがあった) (6)飯米・労働力 (7)経営者(鉄山師) (8)鉄山役人の善悪 (9)製品運搬(船付場)など多くの要因で成立しており (2) (3) (5)にも地質学が関係するのであるが 余りに主題を離れるので後日にゆずりたい。

ところで中国地方を旅行された人は小豆島の北岸から西方へ広島(香川県)北木島(岡山県)など石切場が多いことに気付かれるであろう。岡山市北西方の「万成石」から国会議事堂の石材を供給した広島湾(倉橋島)など 石材産出地は瀬戸内海沿岸部に多い。ところが山陰地方には花崗岩の石切場は非常に少なく ややまとまった産地は丹後の由良地方のみである。桃色カリ長石のために美しい「万成石」や磨いて味い深い色調を出す屋島西麓の「庵治石」などを除き 一般の目的のためには 捕獲岩が少なく「キズモノ」が出にくく かつ片理構造がなく3方向に加工し易いことが必要である。これらの性質は山陽地方と山陰地方で差がなく 私は山陰帯の岩石は磁鉄鉱・赤鉄鉱が多いために錆が出る欠点を有し そのことが経験的に知られていたのではなかと考えている。瀬戸内海島嶼部にとくに多いのは輸送採掘条件などのためであろう。

プレート説と花崗岩類

プレートテクトニクスは近年の画期的な提案であり小説「日本沈没」を生み その内容についてはいまさら説明を要しないであろう。地質学的データに基づく貢献として1960年頃に発表された 新生代玄武岩発生のモデル(久野 1959)とペア変成帯の概念(都城 1959 1961)はプレートテクトニクスの考えに非常に近いものであった。当時アメリカと1/2程度にでも大洋底の研究がわが国で進んでいたならば この仮説は日本の研究者から提案されたのではなかと私は思っている。

このような背景からこの仮説を支持する証拠が豊富な東日本弧についての考察(松田ら 1967)とそれを沈み込み帯の化石であるペア変成帯に結びつけ発展させる試みが1960年代に熱心に試みられた(竹内・上田 1965; 松田・上田 1971)。大きな骨組みの議論と同時に付随する個々の現象についての検討も必要であるが まだ充分にはおこなわれていない。地質時代のプレートの活動の解析を試みる場合に火成活動が一つの有力な手懸り

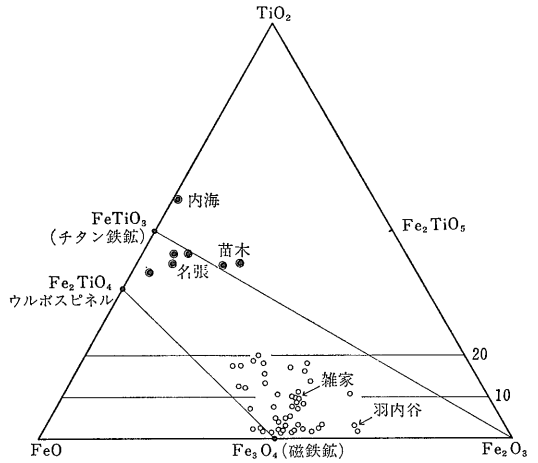


図8 山砂鉄 砂チタン精鉱の鉄—チタンモル比。原分析値は長谷川(1936)ほか多数による。分析者はおもに八幡製鉄所

であるが この章ではその側面からの後期中生代プレート説の正当性について考察してみたい。

東日本弧との比較：東日本弧の新生代後期火山岩類の最大の特徴は噴出量が火山前線より多いことであり玄武岩について大陸側へ K₂O が増加することである。他の島弧では Rb も K₂O と同様の傾向を示すことも明らかにされている(JACKS・WHITE, 1971)。全体的な岩質は火山前線よりで火山岩類では酸性であり 中新世花崗岩では塩基性のようである。

西南日本内帯の花崗岩類については まづ量の判定はつかない。全体的な岩質は領家帯で火山岩類がほとんど残存しないために火山岩については不明であるが 花崗岩類は領家帯で他の2帯より塩基性で東日本弧と一致する。

K₂Oの南北変化については主構成岩石である花崗閃緑岩とアダメロ岩について既に図4に示した如く3帯で明瞭な差が認められない。強いて言えば山陰帯でK₂Oに乏しく Na₂Oに富み 山陽帯と領家帯との間では識別困難である。少なくとも大陸側に増加する傾向は示さない。Rbを相関する K₂O との比によって考察すると(図9) まづ山陽帯でRbがもっとも多いことが明瞭である。領家帯と山陰帯とではいくらか領家帯がRbに乏しい。ここでも若い典型的な島弧に知られている経験則に適合しない。

岩系の判定は一般に未分化の岩石(火山岩における玄武岩)が望ましいから SiO₂ 52% 以下の岩石について K₂Oの存在量の変化を求めると(図10) 領家帯でもっとも K₂O に乏しく 大陸側に増加しているようにみえる。ここでは東日本弧の傾向と一致する。斑岩系の

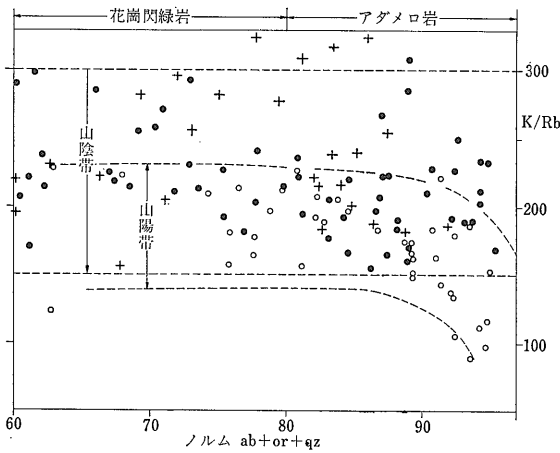


図9 花崗岩類の K/Rb 比 Rb は蛍光 X 線分析 K は原子吸光法 蛍光分析法による。

カリ長石が大陸側に増加することは北上山地で指摘され当時の沈み込み帯は大陸側に傾斜していたものと考えられた(片田 1974)。一方金属鉱床についてはたとえば銅鉛亜鉛について 東日本弧ではその90%が 火山前線から 50km 以内に分布し(石原 1974) 西南日本内帯でその部分に当る領家帯は不毛である。

南北変化の基本的要素と問題点: 西南日本内帯の花崗岩類の化学的变化はこれまでに判明している限りにおいて Fe^{+3}/Fe^{+2} , F(Cl), Li および伴われる金属鉱床において著しい。 Fe^{+3}/Fe^{+2} 比は酸素分圧の程度に規制され 酸素分圧は水の解離に原因し したがって巨視的にはマグマに含まれる水の量と比例的であると考えられる。 金属鉱床も一般には揮発性成分の量と組成に著しく左右されるであろう。 すなわち上記の性質は基本的には“移動成分”によってもたらされたものと言える。

この様な性質を生ずる原因は一般には固結の場の要因で説明されている。 チタン鉄鉱系花崗岩類は固結の場で周囲の堆積岩・変成岩類中の C に規制された結果かも知れない。 水の解離定数は圧力に規制され 浅成の環境では酸素分圧が高まるのであろう。 領家帯に鉱床が存在しない理由は これまでそれが深所固結相に当るためとみなされ(渡辺 1957) 同様に固結の場の深さで現象を説明する考えは最近でもみられる(島崎 1973)。

しかし若干の問題がないわけではなく(石原 1973) 私は3帯のうち山陰帯がもっとも浅成であろうことには賛成であり(石原 1971 a) そのことが山陰帯で酸素分圧が高まった一因と考えるが 花崗岩マグマの発生場の違い マグマ上昇過程の揮発性成分の挙動などを含めたより基本的な違いが3帯に存在したものと考えている。

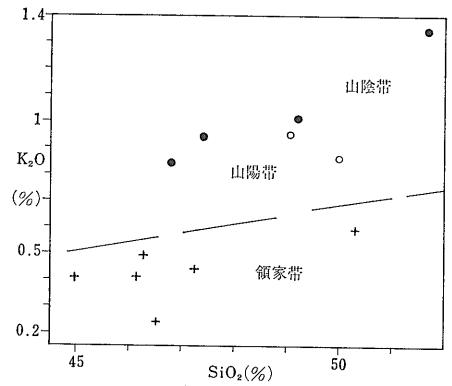


図10 斑 縞 岩 の K_2O の 変 化

マグマの起源を論ずる場合に同位体研究が有効であるが 十分な測定がなされていない。 Sr初生比は山陰帯で(服部ら 1974) 他の2帯より低そうであるが 測定数が少なく今後の研究に期待する所が大きい。 マグマの上昇過程における成分の挙動の問題は花崗岩質マグマに H_2O , F, Cl, CO_2 , P, Li などを加えた高压下の実験が必要であり 今後の大きな課題である。

一方西南日本内帯で花崗岩類と関連時期の斑縞岩は数パーセントと非常に少ないが 同一分析者による手持の分析値から作図すると既述のように大陸側に K_2O が増加し この方が花崗岩類の性質よりも基本的な問題を表わしているのかも知れない。 もしそうであればペア変成帯論から推定されたように 後期中生代の沈み込み帯は 大陸側に傾斜していたと推定してもよいであろう。

少量の塩基性マグマから非常に多量の酸性マグマを分化作用で説明することは困難であって 一般に斑縞岩質マグマと花崗岩質マグマとの少なくとも2つ以上の異なる起源物質を想定することが花崗岩地帯では必要である。 斑縞岩と花崗岩類の密接な関係や一般に斑縞岩が花崗岩類より早期であることを考えると 斑縞岩質マグマは沈み込むプレートのために深所で先ず発生し その発生と上昇に関連して花崗岩質マグマが生じた可能性が考えられる。 花崗岩類の性質が揮発性物質で規制されていることから更に推測すれば 花崗岩質マグマは沈み込むプレートの脱水によって生じた“水”の上昇によってかなり上部 エコロジヤイト層(牛来ら 1972) かさらに上部の地殻に関係して発生したと考えることも可能である。

私達の所でこれまでに明らかにしたことは結論的に言って 主に揮発性成分に基づく花崗岩類の南北非対称変化である。 その説明は花崗岩質マグマの上昇機構をどのように考えるかにもよるが 大陸側に傾斜する地殻深部断裂帯を想定すること(市川ら 1972; 石原 1973 a)



写真8 島上木炭銃工場(1974年6月写) 島根県横田町大呂にある。近年の山砂鉄製鉄の中心であった。現在では山砂鉄精鉱100 t/年(十旧低品位鉱200—300 t) 川砂鉄200 t/年(斐伊川) 海岸砂鉄2,000 t/年の生産を約20名でおこない安来の日立金属(株)に送り 特殊鋼の原料としている。写真真煙突の右側には靖国たたらがあった。これは昭和8年に軍用日本刀作成のため復元されたもので 20年まで用いられた。現在では建屋と記念碑があるにすぎない。

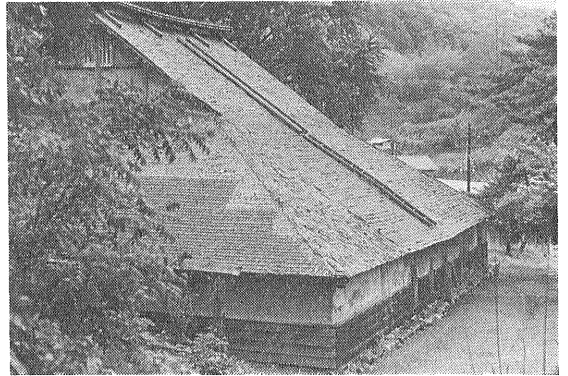


写真9 菅谷たたら高殿(1974年6月写) 島根県飯石郡吉田村菅谷にあって 高令の操業経験者が存命のうちにと44年11月に復元されたものである。10間の角打たたらが中におさめられこれは嘉永3年(1850)のものである。吉田村一帯も山砂鉄製鉄の中心地の一つであり 後の島根県知事の田部家の経営によって元和元年(1651)~大正10年(1921)にたたら製鉄は積極的におこなわれた。

で容易である。このような断裂帯は変成帯と密接に結びついていたと思われるが 東アジアにおける全体的なスキームとからんでむずかしい問題である。

後期中生代プレート説の難点として東アジア全体の広域的な酸性火成活動の説明とペア変成帯のアークトレンチギャップの問題が指摘されていた。最近前者は海嶺のもぐり込みで(上田・都城 1973) 後者中央構造線の400kmに及ぶ左横ずれ走向 断層(都城 1972)で説明されたが これらには異論も多い。そして最近ではペア変成帯そのものが否定されている(諏訪 1973; 原・秀 1974)。このような立場からは高温型の領家帯は偶然的な花崗岩類の進入に その原因を求められるのであろうが その場合に領家帯に分布する 花崗岩類は非変成帯や三郡変成帯に分布する 白亜紀花崗岩類と異った個有の性質を有すること そして何よりも説得力のある全体的なモデルが提案されなければならない。

終わりに山砂鉄に関する文献を教えて下さった広島大学潮見浩氏 東城高校難波宗晴氏にお礼申し上げます。また共同研究者の津末昭生 柴田賢 金谷弘 寺島滋 服部仁各氏の未発表資料も念頭にこの小文をまとめたことを謝意を含めておことわりしておきます。

(筆者は 鉱床部)

文 献

赤木祥彦(1959): 史学研究 75 47—65
 GORAI, M., KAGAMI, H., IZUMI, S. (1972): 地質雑 78 549—559
 長谷川熊彦(1936): 砂鉄 日本工学全書 317p
 原郁夫・秀敬(1974): 基盤岩類 5 11—16
 HATTORI, H., SHIBATA, K., OHMORI, E. (1974): 地調月報 25 157—173

市川浩一郎・松本隆・岩崎正夫(1972): 科学 42 181—191
 石原舜三(1971 a): 地調報告 239 178p
 ISHIHARA, S. (1971 b): 地質雑 77 441—452
 ISHIHARA, S. (1973 a): BMR, Bull., 141, 173—189
 石原舜三(1973 b): 鉱山地質 23 13—32
 ISHIHARA, S. (1974): 鉱山地質特別号 6 235—249
 ISHIHARA, S., SASAKI, A. (1973): 地調1/200万図 15
 石坂恭一(1971): 地質雑 77 1—10
 JAKES, P., WHITE, A. J. R. (1970): Geochim Cosmochim. Acta, 34, 849—856
 金谷弘・石原舜三(1973): 岩鉱 68 211—224
 片田正人(1974): 地調報告 251 121—133
 加藤武夫(1942): 火山 1 2 1—8
 小島丈児(1966): 松下進教授記念論文集 161—166
 KUNO, H. (1959): Bull. Volcanol., Ser. 2, 20, 37—76
 MATSUDA, T., NAKAMURA, K., SUGIMURA, A. (1967): Tectonophy., 4, 349—366
 MATSUDA, T., UYEDA, S. (1971): Tectonophy., 11, 5—27
 都城秋穂(1959): 地質雑 65 624—637
 MIYASHIRO, A. (1961): J. Petrol., 2, 277—311
 MIYASHIRO, A. (1972): Amer. J. Sci., 272, 629—656
 村上允英(1960): 山口大理報 11 21—126
 村上允英(1974): 地団研専報 18 9—31
 野沢保(1970): 地質雑 76 493—518
 濡木輝一(1971): Magma, 26, 7—9
 柴田賢・神谷雅晴(1974): 地調月報 25 323—330
 柴田賢・石原舜三(1974 a): 地質雑 80 331—333
 SHIBATA, K., ISHIHARA, S. (1974 b): Econ. Geol. (印刷中)
 島崎英彦(1974): 鉱山地質 24 69
 諏訪兼位(1973): 中央構造線 221—238
 TAKEUCHI, H., UYEDA, S. (1965): Tectonophy., 2, 59—68
 寺岡易司(1970): 地調報告 237 84p
 津末昭生・石原舜三(1974): 鉱山地質 24 13—30
 上田誠也・都城秋穂(1973): 中央構造線 289—334
 山田哲雄(1971): 地球科学 25 97—104
 渡辺武男(1957): 岡山大温研報告 19 52—56