

山陰地方の地質展望

— 山陰の基盤花崗岩類 —

杉 山 隆 二

岡山大学温泉研究所 地質学部門

目 次

| | |
|---------------------------------|----|
| 1. 序言 | 85 |
| 2. 基盤花崗岩類についての概説 | 86 |
| 3. 人形峠型花崗岩類と小鴨型花崗岩類との関係 | 87 |
| 4. 基盤花崗岩類の分類と進入時期 | 87 |
| 4-1 花崗岩類の分類 | |
| (a) 奥津花崗閃緑岩類 (古期) | |
| (b) 小鴨花崗岩類 (新期) | |
| (c) 人形峠花崗岩類 (斑状花崗岩) | |
| 4-2 花崗岩類の進入の時期 | |
| 5. 基盤花崗岩類の分布と地質構造 | 90 |
| 5-1 基盤花崗岩類の分布 | |
| (a) 島根県 (石見・出雲地方) | |
| (b) 鳥取県 (伯耆・因幡地方) | |
| (c) 兵庫県 (北但地方) | |
| 5-2 基盤花崗岩類の地質構造 | |
| 6. 基盤花崗岩類の粘土化 | 92 |
| 7. 花崗岩基盤表面の古地形 (花崗岩基盤の準平原化) | 94 |
| 8. 基盤花崗岩中の裂罅系 | 95 |
| 9. 花崗岩類からのウランの溶脱実験と花崗岩類の放射能強度分布 | 96 |
| 10. 結語 | 98 |

1. 序 言

筆者は、昭和34年4月に当岡山大学温泉研究所に来任以来、山陰に在住して既に5ヶ年余りになる。この間、当研究所が所在する鳥取県三朝温泉を中心にして、山陰各地の地質を調査・研究する機会を得た。そして、3つの極めて密接に相関連する“花崗岩-ウラン-温泉”についての諸問題を主にして、原子燃料公社と協力しつつ調査・研究を行って来た。

昭和34 (1959) 年度には、新潟大学今井直哉教授 (現在は早稲田大学教授)・茅原一也助教授・津田禾粒助教授らの応援を得て、人形峠・三朝・東郷一帯のいわゆる人

形峠含ウラン地域の地質調査をなし、主として“含ウラン新第三系であるいわゆる三朝層群の火山層序学的ならびに堆積論的研究”を行った。

昭和35 (1960) 年度には、前年度よりの研究の継続を行うと共に、岡山大学光野春助手・山口大学村上允英助教授らの来援をうけて、主として“基盤花崗岩類の研究およびいわゆる木地山層の研究”を行った。また、ウラン鉱床の鉱石について、およびその母岩の変質などについての研究をも始めた。一方、各地の温泉探査のための地質調査をも随時に行った。

昭和36 (1961) 年度には、前記の諸研究を継続・進展させる一方、特に、新潟大学茅原一也助教授らの援助を得て、大山火山の西半部の地質調査を行い、また、筆者が地下水調査をかねてその東半部の地質調査を行い、“大山火山の地質の概観”を究知し得た。

昭和37 (1962) 年度には、昭和36年度より手をつけ始めていた、島根県大田市三瓶火山西方一帯に分布する、池田・浅原・小林・忍原などの独放射能鉱泉群の調査に伴って、当地方の新第三系中新統中のウラン鉱床探査を行った。その際に、附近一帯の広域地質調査を行い、“石見地方の新第三系の火山層序についての新しい基準”を打ち立てることが出来た。そして、更に、その石見地方の火山層序の知見を東方の出雲地方におし拡げ、新潟大学津田禾粒助教授の援助を得て、西は石見温泉津 (ゆのつ) 温泉附近より東は出雲玉造温泉附近に至る間の広域団体地質調査を行い、“石見・出雲に汎る地方の新第三系の火山層序と地質構造”については勿論のこと、“基盤花崗岩類についての研究”をも行った。

昭和38 (1963) 年度には、奥丹後ウラン鉱床の発見に伴って、それに関連する鳥取県東部より兵庫県北部 (北但馬地方) にかけての原子燃料公社のウラン探査のための広域地質調査に参加し、“因幡・北但馬地方の花崗岩類について、ならびにいわゆる緑色凝灰岩層 (岩美層群・北但層群) である新第三系の火山層序・地質構造についての検討”を行った。

上記の各年度の主な調査・研究による地質資料に加え

て、この間に行った鳥取・島根・兵庫・岡山の諸県下各地の温泉調査・地下水調査などによって得られた地質資料が数多く集積されて来た。従って、昭和39(1964)年度には、従来の研究の継続・進展を行うと共に、今までに集積した調査・研究の資料を一応整理することにした。

当研究所の創立25周年を記念して、極めて概括的ではあるが、その資料の一部をまとめ、山陰の地質についてのいくつかの問題を提起することにした(杉山, 1964a)。ここには、山陰の基盤花崗岩類についてその概要と筆者の所見とを報告する。

この筆者の調査・研究には、前記の今井直哉教授・茅原一也助教授・津田禾粒助教授・光野千春助手・村上允英助教授らの援助をうけたほか、当研究所の地質学部門の佐藤元昭助教授(現在はU. S. G. S. 職員)・渡辺晃二助手および当所受託研究員奥野孝晴氏(原子燃料公社職員)の多大の尽力があったことは言うを俟たないが、化学部門の梅本春次教授・阪上正信助教授(現在は金沢大学教授)らの助言に負うところも多かった。なお、筆者は原子燃料公社と協力調査・研究を行って来たので、その探鉱部の地質関係職員各位からは数多くの重要な資料の提供をうけ、また筆者の所見について多くの訂正・補正の教示をうけた。東京大学渡辺武男教授・同片山信夫教授・岡山大学逸見吉之助助教授・九州大学浅野五郎教授らよりも幾多の貴重な教示・教導をうけた。これら多大の援助・指導を賜った上記の諸氏にここに深甚の謝意を表す。

2. 基盤花崗岩類についての概説

人形峠附近(人形峠・三朝・東郷一帯)の基盤花崗岩類については、柴田秀賢・猿山光男(1959); 村山正郎・大沢禮(1961)および当研究所にいた相馬徳藏(1957, 1961)などの研究がある。

この地域の主要部分を占める花崗岩類は、柴田・猿山によれば、人形峠型花崗岩類(因美花崗岩)と小鴨型花崗岩類(山陰花崗岩)とである。それらは、村山・大沢の中生代進入岩類のうちの第2期進入岩類と第3期進入岩類(小鴨花崗岩)とにそれぞれほぼ対応している。そして、両者とも、それらの進入時期を中生代末、白堊紀後期としているが、その進入の前後関係については、両者の見解が前後逆である。相馬(1961)は、小鴨型花崗岩類に相当するものを北西部花崗岩とし、人形峠型花崗岩類に相当するものを南東部花崗岩とした。そして、その南東部花崗岩の出来たのは、北西部花崗岩が前にあった岩石を変化させたものであると考えた。なお、柴田・猿山は、これらよりもやや旧期の田代型花崗岩類を認め、

変輝緑岩・斑岩と共に複合岩体(関門火成岩)を考えている。村上・大沢も亦、斑岩〜閃緑岩などを含む第1期進入岩類、およびこれより更に古い(時代未詳)余川花崗閃緑岩〜花崗閃緑岩を考えている。

中国地方の花崗岩類について、従来、広島型とか因美型とか関門型とか呼んで区別されているが、筆者はその区分基準を了解し難い。上記の人形峠附近の花崗岩類の岩質区分・その分布などについては、従来の所見を概ね了承し得るが、花崗岩類の区分・その進入関係(進入時期)などについては、筆者はかなり異った見解をもっている。

筆者が従来取り扱って来た西南日本内外帯を分けるいわゆる中央線(median line)に沿ってその内帯側に分布する諸種花崗岩類、東北裏日本とくに新潟県下の諸種花崗岩類などと比較検討して、山陰の花崗岩類がそれらと特に異質のものであるとは、筆者には考えられない。従って、山陰地方の花崗岩類についても、筆者の従来の分類基準の見解に基いて、進入様式・岩質を異にし、進入時代を異にする新旧2期の花崗岩類を区分している。即ち、人形峠附近一帯の花崗岩類を奥津花崗閃緑岩類(古期)と小鴨花崗岩類(新期)とに分別している、そして、従来人形峠型花崗岩類(相馬の南東部花崗岩)と呼ばれていたものの大部分は、新期小鴨花崗岩類の貫入に関連して、古期奥津花崗閃緑岩類中に著しいカリ添加作用(多少の珪酸添加をも伴う)が行われたものであり、微斜長石(microcline)の変斑晶(porphyroblasts)を生じ、その著しいものは斑状花崗岩を作っている。このように、古期の奥津花崗閃緑岩類が、新期の小鴨花崗岩類の進入に伴って、しばしば一種の花崗岩化をうけている。筆者は、これらの混成岩石類を人形峠花崗岩類と呼んでおり、独立の進入岩体とは考えていない。相馬のいう“前にあった岩石”を奥津花崗閃緑岩類とすれば、相馬の見解は筆者の見解に近いものである。村上允英の私信の報告(1961)によると、後述のように、カリ長石の研究の結果、小鴨花崗岩の長石と人形峠花崗岩のそれとは一連のもので、その晶出の時代を異にするものではないことが判った。しかも、後者の長石は、前者のそれに比して、やや急冷条件下のものであるとしている(村上ほか, 1964)。

筆者は、この花崗岩類の分類基準を、石見より出雲・伯耆因幡を経て北但馬に至る山陰地方全般の花崗岩類の分類におし拡げていった。

従来、山陰の基盤花崗岩類とされていたもののなかには、後述するような新第三紀の半深成ないし深成の貫入岩類(湯抱火成岩類や鉛山石英閃緑岩類・居組火成岩類など)が混入されており、その分別に著しい誤解混乱を招いている。

山陰地方の基盤花崗岩類の筆者の分類と、人形峠地域の従来の分類との対比を Table 1 に示す。

3. 人形峠型花崗岩類と小鴨型花崗岩類との関係

人形峠型花崗岩類と小鴨型花崗岩類との関係について、柴田・猿山は前者が後者より後期に進入したものと考え、村山・大沢はその前後関係が逆で、前者に相当するものが後者に相当するものより古期に進入したものと考えている。相馬は、前記したように、全地域の花崗岩を1つの単位と見て、北西部花崗岩(小鴨花崗岩)は南東部花崗岩(人形峠花崗岩)よりも(1)粒度が大きく、(2) perthite が発達し、K-feldspar が多く microcline として結晶し、前者の方が後者よりも冷え方の割合がおそかったためではなからうかと考えている。また、(3) quartz の転移温度は、前者が低く後者が高く、(4) plagioclase の変質も、前者が弱く後者が強いとしている。更に、(5) 捕獲岩は、後者に多く前者に少なく、(6) titanite も後者中のみ認め、南東部花崗岩は前にあった岩石が変化して現在の花崗岩になったものであると考察した。

筆者は、山口大学村上允英助教に、花崗岩中の K-feldspars (ここでは主に microcline) の顕微鏡的・X線的研究を依頼した(1960)。次に、その結果の概略を述べる(私信の報告 1961; 村上ほか, 1964)。

(1) 測定資料

(a) K-feldspars の X 線粉末写真からその三斜度 (trilinearity) を測り、地域による規則性のないことを認めた。(試料数34個)

人形峠型のもの : 0~0.01~0.04

人形峠地域のもの : 0~0.01

神倉地域のもの : 0.01~0.04

小鴨型のもの : 0.01~0.07 (最大 : 0.085)

但し、奥津花崗閃緑岩(当時加谷花崗閃緑岩と呼んでいた)と接するものでは0を示す。

従って、この地域の花崗岩は、総合して、浅いタイプのもので、瀬戸内地域のものなどは、測定値がかなり異っている。

(b) K-feldspars の $2Vx$ を測定した。

人形峠型のもの : 54° ~ 68°

一般には、 63° より小さい部分あるいは結晶が多い。但し、奥津(加谷)花崗閃緑岩に接するものでは 51° である。

小鴨型のもの : 54° ~ 78°

一般には、 60° ~ 69° の部分あるいは結晶が多い。

(c) K-feldspars 中の albite blebs の α^* , γ^* を、振動写真より測定した(試料数9個)。

人形峠型のもの : $\begin{cases} \alpha^* = 86^{\circ}38' \sim 87^{\circ}05' \\ \gamma^* = 90^{\circ}11' \sim 90^{\circ}24' \end{cases}$

小鴨型のもの : $\begin{cases} \alpha^* = 86^{\circ}38' \sim 86^{\circ}58' \\ \gamma^* = 90^{\circ}13' \sim 90^{\circ}23' \end{cases}$

両者ともにほとんど差異がなく、いずれも低温型の albite であり、成分もほぼ同じである。

(2) 考察

上記の測定資料から、次のような考察を行った。

- (a) 人形峠型のもは、小鴨型のものより、幾分急冷条件下において生成された。しかし、恐らく著しい差はなかった。特に、albite blebs の性状に差がないので、少くとも岩漿固結の初期における環境差は極めて小さかった。なお、人形峠型のものでは、神倉地域のものが人形峠地域のものよりもやや緩冷条件下で生成した。奥津(加谷)花崗閃緑岩に接するところに急冷周縁相があるが、その他の地域では、冷却条件にそれほどの差がない。
- (b) 人形峠型花崗岩類が小鴨型花崗岩類より新しければ、その周縁部において、K-feldspar に急冷の証拠が見られる筈であるが、それが見られないから、恐らく人形峠型のものが古く、小鴨型のものが新しい。
- (c) 小鴨型花崗岩は、恐らく人形峠型花崗岩に引続いて貫入し、両者の間には著しい時代の差がない。即ち、神倉地域の両者の接触部において、小鴨型花崗岩に急冷周縁相が認められない。
- (d) 柴田・猿山が、福吉北方において、人形峠型花崗岩の周縁相としているものには、急冷周縁相と考える証拠がない。

(3) 筆者の見解

人形峠型花崗岩類は、筆者の奥津花崗閃緑岩に、小鴨花崗岩に伴うカリ添加 (microcline の添加) が行われたものである。従って、K-feldspar (microcline) については、上記のような村上の考察が生じるのである。また、相馬のいう“前にあった岩石”を筆者の奥津花崗閃緑岩とすれば、このカリ添加(多少の珪酸添加をも伴う)は、“前にあった岩石”(奥津花崗閃緑岩)の変化(即ち、“一種の花崗岩化”)と考えることが出来る。

4. 基盤花崗岩類の分類と進入時期

4-1 花崗岩類の分類

(a) 奥津花崗閃緑岩類(古期)

この岩石類は、古生層を調和的 (concordant) に貫い

Table 1.

| 地質時代 | | 柴田秀賢・猿山正男 (1959) | 村山正郎・大沢 禮 (1961) | 相馬徳蔵 (1961) | 杉山隆二 | 年代 万年 |
|------|-----|--------------------------------|--|----------------|--|-------------------|
| 新第三紀 | 鮮新世 | | | | 三朝層群 [石見・出雲] [因伯・北但] 照来 G. (新第三紀火山活動) | 1,100~ 1,200 |
| | 中新世 | 後期 | | | 鉛山石英閃緑岩類 QD 湖陵 F. 出雲 G. | |
| | | 中期 | | | 大田 F. 石見 G. | |
| | | 前期 | | | 湯抱火成岩類 佐摩 F. 岩美 G. 北但 G. 木地山火成岩類 君谷 F. | 2,000~ 2,500 |
| 古第三紀 | 漸新世 | | | | | |
| | 始新世 | | | | 小鴨花崗岩類-人形嶺花崗岩類 (斑状花崗岩) | 6,000 |
| | 暁新世 | | | | | |
| 白堊紀 | 後期 | 人形嶺型花崗岩類 (因美花崗岩) | 中生代進入岩類 第3期進入岩類 (小鴨花崗岩) 第2期進入岩類 第1期進入岩類 斑岩~閃緑岩を含む 余川花崗閃緑岩~花崗閃緑岩 (時代未詳) | 西北部花崗岩 | (中生代火山活動) | |
| | 中期 | 小鴨型花崗岩類 (山陰花崗岩) | | 南東部花崗岩 | | |
| | | 田代型花崗岩類 變輝緑岩・斑岩と共に複合岩体 (関門火成岩) | | “前にあった岩石” | | |
| 前期 | | | | | | |
| ジュラ紀 | 後期 | | | | | |
| | 中期 | | | | | |
| | 前期 | | | | | |
| 三疊紀 | 後期 | | | | 奥津花崗閃緑岩類 "Dbq" | 18,000~ 20,000 |
| | 中期 | | | | | |
| | 前期 | | | | (夜久野火成岩類) | |

U: ウラン, ♁: 温泉, ♁: 鉱泉. QD: 石英閃緑岩, F: formation (累層), G: group (層群).

ており、しばしばこれに hornfels 化を与えている。その貫入方向は、概ね EW 性で、NWW-SEE ないし NEE-SWW のものが多い。いわゆる Dbq (biotite-quartz-diorite) の大小同源捕獲岩を含有することが特徴的で、やや深所で緩冷固結した深成岩であると考えられる。

この岩石類の主な岩石は hornblende-biotite-granodiorite である。主成分鉱物としての長石類は、plagioclase と K-feldspar とがほぼ等量か、あるいは前者が後者よりも多い。また、K-feldspar は概ね orthoclase である。

岡山県奥津温泉の北方や加茂町に標式的に露出している。

筆者は、この岩石類を古期花崗岩類として、領家片状岩に伴う領家花崗岩類や、新潟県下で命名した実川(さねかわ)花崗閃緑岩類に対比して考えている。

(b) 小鴨花崗岩類(新期)

この岩石類は、概ね NE-SW ないし NEE-SWW あるいは NS の貫入方向をもって、古期の奥津花崗閃緑岩類を貫いている。多くの場合、その周囲部に前記のような microcline の添加を行っており、人形峠花崗岩(しばしば斑状花崗岩)を作り、従って、新旧両期の花崗岩類の境界を漸移・不鮮明にしている。古生層に接する場合、時に熱変質を与えていることもあるが、多くの場合は、周囲の岩石に珪化ないし粘土化(montmorillonite 化)などの熱水変質を与えており、やや浅所の貫入岩体と考えている。この岩石類自身も、しばしば自変質し、粘土化(montmorillonite 化)している。

この岩石類の主な岩石は、leucocratic, pegmatitic biotite-granite である。主成分鉱物としての長石類は、plagioclase に乏しく K-feldspar に富み、その K-feldspar は概ね microcline である。有色鉱物の biotite は少量ないし微量である。なお、quartz の転移温度は、奥津花崗閃緑岩に比して低い。

鳥取県小鴨附近に標式的なものが露出しており、関金温泉・三朝温泉など鳥取県下の温泉の多くは、この花崗岩類を母岩としている。

筆者は、この岩石類を新期花崗岩類として、いわゆる中央線に沿う地帯の鹿塩片麻岩類に関連する優白質の酸性侵入岩類や、新潟県下で命名した小川(こがわ)花崗岩類などに対比している。山梨県の金峯山(きんぷさん)花崗岩類や、甲斐駒ヶ岳花崗岩類・鳳凰山花崗岩類の一部など、その他放射能泉に関連する裏日本の優白・ペグマタイト質花崗岩類は、ほとんどこの岩石類に対比し得るものである。朝鮮の金剛山花崗岩・仏国寺花崗岩や、満州の千山花崗岩なども温泉を伴い、これらもこの岩石類と近い時代の貫入岩体と考えている。

(c) 人形峠花崗岩類(斑状花崗岩)

この岩石類は、前記のような岩石成因のものであり、岩質の変化が著しく、その中には microcline の変斑晶をもつ奥津花崗閃緑岩の大小捕獲岩状食い残しを時に有している。その捕獲岩状食い残しの岩体の周囲には、しばしば microcline に著しく富む部分をもつことがある。このことは、中国地方に見る閃長岩(syenite)の岩石成因と考え合わせて興味深い。

この岩石類の主なる岩石は、hornblende-biotite-granite である。その主成分鉱物としての長石類には、plagioclase のほか、K-feldspar として orthoclase と microcline とが共存しており、後者はしばしば変斑晶(porphyroblasts)を作っている。

この岩石類は、主に小鴨花崗岩類の侵入岩体の周囲に分布し、人形峠附近に標式的に露出しているが、その他の地域にもかなり広く分布している。

相馬は、人形峠型花崗岩類を小鴨型花崗岩類に比して細粒であると記述している。しかし、柿谷附近などのものは細粒であるが、標式的露出地の人形峠附近では粗粒であり、むしろ、原岩である奥津花崗閃緑岩類の粒度がその細粒を支配していることが多い。

4-2 花崗岩類の進入の時期

火成活動と地殻運動との間に密接な関係があり、従って、火成活動の輪廻と地層の堆積作用の輪廻との間にも極めて密接な関係のあることを、従来から筆者はしばしば主張して来た。また、原則として、基性火山活動の時期には、その活動の中心一帯に沈降を生じ、酸性火山活動の時期には、その活動の中心附近に隆起を生ずることを述べて来た(杉山, 1956 など)。しかし、Na の多い酸性火山活動の場合には、熔岩が流動性に富むため、多くの場合、基性火山活動の場合と同様に沈降する。更に、酸性の半深成ないし深成火成岩の大きな侵入岩体を中心としては著しい隆起が行われていることを、その周辺一帯の堆積岩層の状態から認めて来た。従って、いわゆる地向斜(geosyncline)の堆積から、隆起し陸化が行われるような大きな地質間隙(不整合)の時期には、しばしば酸性の深成岩(花崗岩)体の大規模な進入が行われている。

(a) 東北裏日本の新潟県において、実川花崗閃緑岩類の分布が示す隆起地塊(NW-SE 方向の侵入岩塊、即ち、朝日山塊・飯豊山塊・上越山塊などの隆起地塊)の外側(とくに SW 側)に、それに支配され、古期岩石類を顕著な不整合で被って、下部ジュラ系の来馬(くるま)層が分布している。そして、更にその外側(SW 側)に顕著な不整合で、これを overlap するように、上部ジュラ系の手取層が分布している。従って、筆者は、実川花崗閃緑

岩類の進入時期を三疊紀末期ないしジュラ紀初期と考えた。九州大学富田達教授は、新潟県の実川花崗閃緑岩類の進入時期を、ジルコン法によって、同様に三疊紀末ないしジュラ紀初期とされた。

中国地方の中・古生層について、二疊系と下部三疊系との間には著しい不整合を認め難いが、中部ないし上部三疊系(厚保統・美称統や成羽層など)と古期岩石類との間には顕著な不整合が認められる。従って、古期の奥津花崗閃緑岩類の進入時期を、東北真日本の実川花崗閃緑岩類と同様に、中生代初期、即ち三疊紀中期ないし後期と筆者は考えている。三疊紀前期で、三郡変成の末期の進入と考えている夜久野火成岩類(柵原火成岩類を含む)などの進入岩類については、ここには説明を省略する。

(b) ジュラ紀より白堊紀にかけての火成活動についても、別の機会にいわゆる木地山層と関連して述べることにし、ここには説明を省略する。従来、中生代末の火成活動が大きく取りあげられ、諸種の火成活動がこれに一括されている。筆者は、従前より、いわゆる鹿塩片麻岩類に関連する基性から酸性に至る進入岩類が、和泉砂岩層(最上部白堊系)を貫き、これより新しいことを認めている。古第三紀前期の地層(暁新統ないし下部始新統)が欠除しているため、白堊系を貫く花崗岩類をすべて白堊紀末のものとしている。筆者は、新潟県下の第三紀火成活動を研究し、その火成活動の輪廻の様相から、新潟県で命名した草水(くそうづ)・小川花崗岩類を古第三紀の火成活動とし、暁新世ないし始新世に進入したものと考えた。富田教授は、ジルコン法にて、新潟県の草水・小川花崗岩類を始新世末に進入したものとし、奈良県下の鹿塩片麻岩類に関連する中性進入岩類(石英閃緑岩質鹿塩片麻岩)を始新世中期とされた。

筆者は、小鴨花崗岩類の進入時期を、前記のものと同様として、古第三紀前期、即ち暁新世ないし始新世と考えている。なお、中国地方では、宇都夾炭層が始新統上部層である。

(c) 人形峠の標式的露出地の人形峠花崗岩を京都大学早瀬一助教授が年代決定されたが、K-Ar 法によれば 6,000 万年前後、Rb-Sr 法によれば 1 億数千万年前という概略の測定値を示され、その差が余りにも大きく不可解だという話を筆者にされたことがある。人形峠花崗岩が小鴨花崗岩に関連する著しいカリ添加をうけた岩石であり、その原岩が奥津花崗閃緑岩であることと、地質学的に上記のように考察した進入時期とを考慮すれば、早瀬の 2 つの方法による測定値の大きな差を一応理解することが出来る。また、これに極めて重要な意義をもたせざるを得ないと筆者は考える。目下、奥津花崗閃緑岩・

小鴨花崗岩・人形峠花崗岩などの標式的な岩石試料について、Rb-Sr 法による年代決定を、当所化学部門酒井均助教授を経て Dr. L. F. Herzog (Department of Geophysics and Geochemistry, Pennsylvania State Univ.) に依頼してある。その測定結果に、進入時期の年代決定の期待をよせている。

5. 基盤花崗岩類の分布と地質構造

筆者は、山陰の基盤花崗岩類を前記のように分類した。この分類基準に基づいて、山陰一帯の諸種花崗岩類の分布を調べ、それによって、基盤地質構造を究明しようとしている。しかし、まだ未調査の地域が多い。未調査地域を調査するほか、山陽・瀬戸内の花崗岩類の調査をも進め、これらとの関係を究明することが、今後の大きな問題であると考えている。

5-1 基盤花崗岩類の分布

(a) 島根県下の石見温泉津附近より出雲安来附近に至る間の基盤花崗岩類の分布はさきに報告した(杉山, 1964 a, p. 34, Fig. 5; 杉山, 1965, p. 4, Fig. 4)。

島根県下では、従来基盤花崗岩類とされたものの中には、第三系を貫くものがかかなり広域に汎って認められる。君谷累層(従来の君谷層および波多亜層群などで、第三系の最下部層)を明らかに貫き、大田累層(中部中新統)には明らかに不整合に被われている。基性より酸性に至る半深成ないし深成の貫入火成岩類がある。これを筆者は湯抱火成岩類と呼んでいる。これと佐摩累層との関係については、まだ疑問が残っている。

掛谷町波多南方、下刀根・上刀根の北においては、波多層(君谷累層の下部層)の基底の基性火山砕屑岩層が小鴨花崗岩類の基盤の上に不整合に累っており、また、掛谷町多根・中多根においては、波多層(君谷累層の下部層)の基性火山岩溶岩流を挟むその火山砕屑岩層が、時に薄い基底礫岩砂岩層を伴って、基盤の奥津花崗閃緑岩類を不整合に被っている。出雲市南方の清水谷・坊床谷・高瀬山から西谷・仏谷・上ノ山に至る一帯および三刀屋高窪の後谷附近などに、従来“角礫流紋岩”として、第三系の基盤岩であり、花崗岩類より古く、中生代層と考えられていたものが分布している。しかし、これをよく観察すると、君谷累層の下部層が著しく破碎・角礫状化され、珪化されて、それを湯抱火成岩類に属する半花崗岩質花崗岩・花崗斑岩・石英斑岩ないし流紋岩が縦横に貫入しており、破碎された部分では、一見角礫貫入岩(intrusion breccia)の様相を呈するようなものである。従って、破碎されていないところには、しばしば基性火

山岩熔岩流の部分・基性火山砕屑岩層の部分あるいは変質頁岩層の部分など、明らかに君谷累層下部層と認められる部分も残っている。君谷累層を、村山正郎や三浦清(1963)らは、中生代白堊紀の地層としているが、上記のように、これが小鴨花崗岩類を不整合に被うこと、および君谷別府の西南方などで君谷累層中に明らかな緑色凝灰岩層が認められ、白堊紀層と堆積環境が異っていることなどから、筆者はこれを第三系と考えている。

(b) 鳥取県下の、人形峠・三朝・東郷一帯の地域を中心にして、米子附近より鳥取附近に至る間の基盤花崗岩類の分布もさきに報告した(杉山, 1964 a, p. 33, Fig. 4; 杉山, 1965, p. 3, Fig. 3)。

鳥取県中部、人形峠附近には、いわゆる木地山層と呼ばれたものがあり、村山・大沢その他によって、中生代層であり、附近の花崗岩に貫かれ熱変質を蒙った岩石であると考察された。しかし、筆者は、木地山層の凝灰角礫岩の基質部が、鏡下に明らかに火成岩であること、調査の結果堆積岩層が全く見つからないこと、などから考察してこの附近では貫入岩であることを知った。そして、これを木地山火成岩類と呼んだ。これを東方に追跡すると、鳥取市附近でいわゆる岩美層群の下位の地層に連なり、西方島根県下では、前記の君谷累層に対比され、連続するものである。人形峠附近では、この木地山火成岩類を貫いて、中性の半深成ないし深成の貫入岩体(石英閃緑岩ないし石英閃緑斑岩を主体とし、岩質の変化が著しい)が認められ、筆者はこれを鉛山石英閃緑岩類と呼んだ。この岩体の周縁部には、しばしば角礫岩状ないし円礫岩状の部分があり、また、これらの礫岩が木地山火成岩中に脈状に存在する。従って、これらは木地山層

として従来一括されており、あるいは半深成ないし深成岩の組織の明らかなどころは、基盤花崗岩類に一括していた。吉岡温泉附近や岩井温泉附近、兵庫県湯村温泉附近では、粗粒・石英閃緑岩ないし花崗岩が分布し、一見すると、基盤花崗岩と見誤るわけである。この岩石は、時に針状角閃石をもち、その他の岩石特徴の類似から、筆者は新潟県下の谷川岳石英閃緑岩類に対比し、中新世末期の貫入岩であろうと、一応考えた。

(c) 兵庫県北但地方の基盤花崗岩類の分布も亦さきに報告した(杉山, 1964 b, p. 89, Fig. 10)。

北但地方で従来基盤花崗岩類とされていたものの中には、いわゆる緑色凝灰岩層(北但層群・岩美層群)を貫く新第三紀(中新世末期)の花崗岩ないし石英閃緑岩類が、極めて広域に汎って分布している。これは、西方鳥取県下の鉛山石英閃緑岩類に連続するものである。原子燃料公社倉吉出張所では、これを居組火成岩類と呼んでいる。大阪市立大学池辺辰生教授らは、従来は基盤花崗岩類に一括していたが(池辺, 1961; 弘原海ほか, 1958, 1959)、最近ではこれを鮮新世末の貫入岩体と考えているようである。

5-2 基盤花崗岩類の地質構造

島根県・鳥取県・兵庫県北部に汎る(即ち、石見・出雲・伯耆・因幡・北但馬に汎る)基盤花崗岩類の分布概念図を Fig. 1 に示した。

基盤花崗岩類の分布図は、基盤花崗岩が露出していないところをも推定し、補って、その地質構造を考察し得るように作成したものである。断層については出来るだけそれを記入しないようにした。

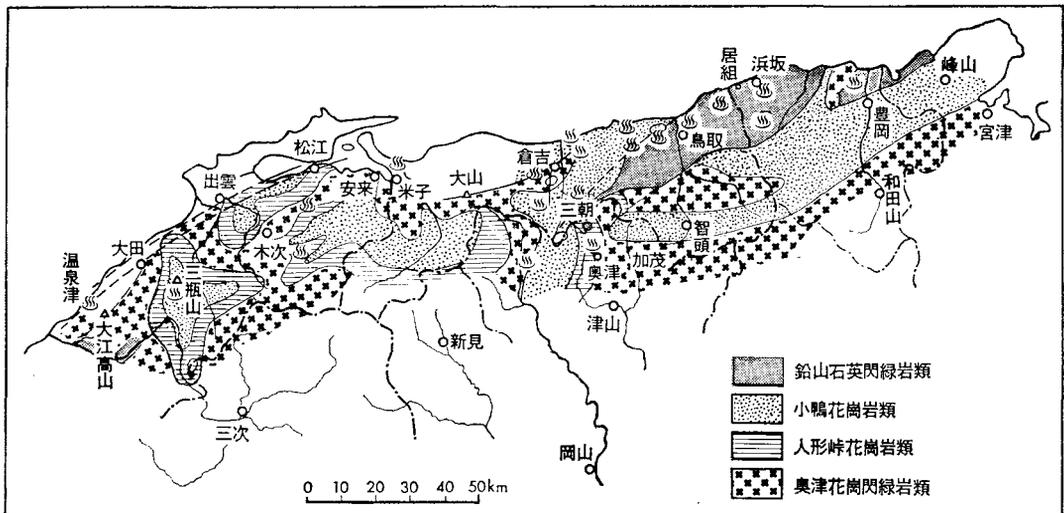


Fig. 1. 山陰中・東部基盤花崗岩類の分布概念図.

図中には古生層がほとんど分布していないので、奥津花崗閃緑岩類が古生層に進入している構造方向は示されていない。しかし、奥津北方の古生層の小捕獲岩体や佐治谷の古生層などを見ると、その構造方向はEWに近く、むしろNW-SE方向の傾向をもっているようである(東北裏日本の夷川花崗岩類の構造方向はNW-SEである)。これに対して、小鴨花崗岩類の構造方向はNE-SWないしNEE-SWW(あるいはNS)の方向性をもっていることを前に述べた。

新しい火山である大山(だいせん)火山および蒜山(ひるせん)火山(杉山, 1964a, pp. 40-43)は、奥津花崗閃緑岩類と小鴨花崗岩類とが概ね直線的に境するほぼ線上にその噴出の中心を有している。その基盤花崗岩類は、山体の下のかかなり高いところにまで露出しており、周囲よりもその基盤が盛り上ったところである。日野川から大山西麓の裾野緩傾斜面を東方に登ると、基盤(花崗岩が大部分)が丸山・宝殿・大阪など標高300mないし500mのところに露出している。南東方蒜山原の南には、人形峠花崗岩類が露出しているが、高いところで標高550mないし600m前後である。蒜山原では、地表下100m余りのところで基盤花崗岩に達し、その標高は概ね300m前後であり、花崗岩表面の侵蝕谷部を示している。蒜山火山・大山火山の噴出中心附近の陥没とその後の北方に開いた谷の侵蝕とを考慮に入れるならば、大山火山・蒜山火山の噴出中心は、確かに基盤花崗岩の盛り上りを推察し得る。しかも、大山火山の中央火口丘群・蒜山火山群を結ぶNW-SEないしNWW-SEE方向の基盤の弱線(構造線)を推定することが可能であり、ほぼその線を境にして、小鴨花崗岩の構造方向が急変して、複雑な地質構造を示している。そして、ここに大山・蒜山の両火山の噴出が行われたと考察している。

大山の中央火口丘群とほぼ同じ噴出時期で同じ岩質である、新しい火山の三瓶(さんべ)火山も亦、奥津花崗閃緑岩を小鴨花崗岩の進入岩体が貫き、そこに噴出して来たものである。この噴出して来たところも、周囲より基盤が盛り上ったところである(杉山, 1964a, p. 34, Fig. 5)。同時期・同岩質の大江高山火山は湯抱火成岩類の複合進入岩体の北西縁を限る直線的構造線(断層)に沿って、その線上に噴出中心をもっており、三瓶火山の寄生的な火山と見做している(杉山, 1964a, p. 36, Fig. 7)。

上記のように、基盤花崗岩が盛り上って高まっており、新期花崗岩がそこに進入して来ているようなところは、後の新しい火山も亦噴出して来やすいところである。即ち、そのような盛り上り高まりの附近に、しばしば構造線(断層)を生じ、地質構造的弱所を作っているからである。

筆者は、東北裏日本の第三紀の諸種の熱水性鉱床(黒鉱鉱床や熱水鉱脈など)を調査したが、これらの鉱床の存在する場所は、やはり基盤岩石類の盛り上りに関連しており、しかも、そこに新しい鐘状・ラコリス状・餅盤状などの貫入岩体(主として流紋岩)が加わって、ドーム状あるいは背斜状などの高まり盛り上りが強調されているところが多い。

また、裏日本の温泉(山陰の温泉をも含めて)も亦、基盤が盛り上り高まっていて、更に新期の小鴨花崗岩類や鉛山石英閃緑岩類などの第三紀の半深成ないし深成の火成岩類(花崗岩ないし石英閃緑岩など)が大きな進入岩体として貫入して来ているところに湧出している。この温泉を規制する地質条件を筆者は最も優位に考えている(杉山, 1963, 1965)。

更に、ウラン鉱床についても、人形峠堆積型鉱床が、この小鴨花崗岩類の分布および地質構造に密接に関連して賦存していることを、筆者は考察している。

このように、基盤花崗岩類が盛り上ったところは、その後噴出岩(火山岩)にしても鉱化熱水液にしても温泉にしても、地下深所からの初生物質の上昇に好都合な場所である。即ち、基盤花崗岩類の高まり盛り上りは、地下深所に通ずる“通路”の役割をなす地質構造である。従って、筆者は、温泉・熱水鉱床・その他諸種の地下深所から供給される物質の探査に当って、これを最有力な地質条件(地質構造規制, structural control)であると考察している。

6. 基盤花崗岩類の粘土化

基盤花崗岩類の風化による粘土化は、その岩質ばかりでなく、れっか(裂罅)系・花崗岩表面地形などに支配されて、かなりの差異がある。奥津花崗閃緑岩類と小鴨花崗岩類とでは、前記のように、前者は地下やや深所で緩冷、後者はやや浅所でやや急冷した岩石類であるから、その冷却固化の条件によって、造岩鉱物の粒度分布・粒間の結合状態・岩石組織などに差異を生じ、従って、風化の難易・風化生成物の相異などを生ずる。一般的には、plagioclaseに比してK-feldspar, quartzは風化・粘土化し難い。従って、概観的に言えば、奥津花崗閃緑岩類は砂状になるが粘土分に富み、砂が概ね鉱物粒である。これに対して、小鴨花崗岩類の粗粒のものは粗い砂状になるが、その砂はしばしば長石・石英の鉱物が結合した岩石の小碎片であり、また粘土分に乏しく、ザラザラしている。その細粒のものは岩石の角張った小碎屑が集まったザラザラした砂になる。人形峠花崗岩類が両者の中間的な性状を示すことは勿論である。

花崗岩の粘土化は、主にカオリン化・モンモリロナイト化・雲母(イライト・絹雲母・含水雲母)化および沸石化であるが、いわゆる風化による粘土化と、花崗岩自身の自変質としての粘土化および後の熱水ないし温泉水による粘土化とを区別しなければならない。

花崗岩の粘土化については、当所地質学部門の渡辺晃二助手が粘土鉱物学的研究をつづけており、別の機会に報告するであろうから、ここには筆者が地質学的立場から気付いた2,3の点を覚え書き式に列記するにとどめる。

(a) 人形峠・三朝・東郷一带のいわゆる含ウラン花崗岩地域を調査して、ウラン鉱床附近や温泉附近の花崗岩は、他の地域の花崗岩に比して、その粘土化が特に顕著である。その地域の花崗岩を貫く岩脈(主に基性岩脈)も亦特に著しい粘土化を蒙っている。そして、その岩脈に接する花崗岩が粘土化し、あるいは粘土細脈によってしばしば網目状に貫かれている。これらの粘土化がモンモリロナイト(montmorillonite)化であることは注目すべきである。一般の風化による粘土化は、多くの場合微弱なカオリン(kaolin)化などであり、他の地域のそれと特に差異が認められない。断層および断層附近の粘土化は概ねモンモリロナイト化である。

(b) 奥津花崗閃緑岩類を基盤とする人形峠鉾山中津河鉾床や東郷鉾山神倉鉾床などに比して、小鴨花崗岩類を基盤とする東郷鉾山方面(かたも)鉾床・麻畑鉾床などでは、鉾床母岩・基盤花崗岩ともに著しくモンモリロナイ

ト化しており、注目される。しかし、ウラン鉾床附近・温泉附近でなくても、小鴨花崗岩類の地域では、多少のカオリン・雲母類なども認められるが、広範囲に亘ってモンモリロナイトの粘土化がしばしば認められる。そのモンモリロナイトの結晶度は、堆積性のものに比して、良好であり高い。これは、小鴨花崗岩の貫入に伴う自変質、あるいは熱水ないし温泉水による後の変質、即ち粘土化(モンモリロナイト化)と考察している。この粘土化作用によって、花崗岩からのウランの分離(溶脱)は考えられるが、この粘土化(モンモリロナイト化)が直接現在見られるウラン鉾床の成因に結びつき、これを直接運鉾しているとは考え難い。そして、東郷鉾山方面・麻畑鉾床などの鉾床母岩の著しいモンモリロナイト化と、上記の小鴨花崗岩基盤の広域に亘るモンモリロナイト化とは、一応異なる時期のものとして考察している。

(c) 花崗岩中とくに奥津花崗閃緑岩中には、一般に風化による微弱なカオリン化が認められる。断層破砕帯(マイロナイト化帯など)および貫入岩脈とその周囲には、僅かにカオリン・絹雲母も認められるが、前記のようなモンモリロナイト化が著しい。

(d) 阪上正信は、三朝温泉恋の谷において、花崗岩を貫く粘土化岩脈についてウランの濃集をしらべ、その岩脈と花崗岩とが接する境界部にウラン含有量が多いことを認めた。また、今井直哉が栢谷附近で採集した(1956)花崗岩を貫く粘土化基性岩脈の試料について、阪上がペ

ーパー・クロマトグラフィーによってウラン含有量の定量を行った。その試料採集地点のスケッチとその含ウラン値を図に示した(Fig. 2)。その結果は、花崗岩中を粘土化岩脈が貫き、その周囲にも粘土化を行っている場合、(i)その粘土化岩脈の周縁部にややウラン含有量の高いところがあること、(ii)粘土中では含ウラン量は低い、粘土化帯に接する部分の花崗岩中に含ウラン量の高いところがあること、また(iii)捕獲岩(いわゆる Dbq)中にウラン含有量のやや高いところがあることなどが判った。

(e) 人形峠鉾山中津河鉾床の基底の奥津花崗閃緑岩中には、沸石(laumontite)の細脈が網目状に貫いている。この沸石化は花崗岩を不整合に被う三朝層群基底の砂岩礫岩層中、およびウラン鉾石中には全く認められず、三朝層群堆積前のものと考察される。中津河鉾床本鉾床中のローモンタイト化を伴う花崗岩を貫いて半花崗岩岩脈があり、この岩脈中にThに富む人形石が認められた。岡山県奥津カオリン鉾床は、奥津花崗閃緑岩中に塊状を呈して産するハロイ

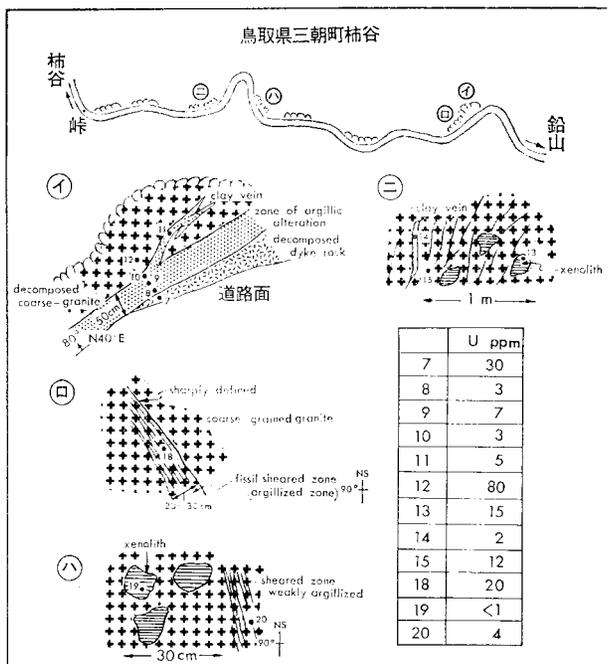


Fig. 2.

サイト鉱床であり、変質帯として珪化帯・沸石 (laumontite) 化帯・緑簾石化帯などを伴う。直接粘土鉱物と鉱床との関係は認めなかったが、緑簾石帯において feldspar を交代した epidote, clinozoisite および他形の quartz の間に limonite と共存して Th の濃集することを認めた (渡辺・奥野, 1964)。中津河鉱床の Th に富む人形石と、奥津カオリン鉱床の Th の濃集との間に何等かの関連はないだろうか。

(f) 中津河鉱床南部鉱体などで見るように、花崗岩を貫く粘土化岩脈が、風化侵蝕に耐えて花崗岩表面より高く突出して残っていることが認められる。このことは、花崗岩を岩脈が貫き、風化侵蝕し、これを不整合に被う三朝層群堆積後に粘土化(モンモリロナイト化)が行われたことを示している。

(g) 人形峠・三朝・東郷一帯の粘土化についての概念図を示した (Fig. 3)。

7. 花崗岩基盤表面の古地形
(花崗岩基盤の準平原化)

地形学的にも、準平原ということは、基盤が陸化して風化侵蝕をうけ、海水面に近い平坦面が形成されることを意味している。中国準平原、即ち中国脊梁山地平坦面・吉備高原平坦面および石見山地平坦面などが従来から称えられており、これが人形峠型ウラン鉱床の形成と密接に関係をもつように考察されている。しかし、準平原化を考える以上、上記のように、かなり長期に亘る陸化・侵蝕の時期を考えなければならない。そしてそれは、その時代の地層堆積の欠除を意味しており、また、地殻運

動としては著しい隆起を示し、火成活動としては大規模な酸性火成活動(花崗岩の進入)をその初期に伴うことを意味している。奥津花崗閃緑岩類の進入から後、山陰地方に中生代層をほとんど欠除していることは、この長期に亘る間、地下深所に進入した奥津花崗閃緑岩類が地表に露呈し、風化・侵蝕をうけ、準平原化をうけたかも判らないということを一応考察させる。しかし、現在の奥津花崗閃緑岩類の表面古地形、即ちこれを被う三朝層群その他新期の堆積層をはいだ表面地形を見ると、人形峠附近の標高 700m 位のところに、僅かにその残骸を残しているように見られるが、原子燃料公社で作成した詳細な地下等高線図(近く発表されることと思う)が示すように、概ね壮年期の地形を呈しており、その谷系(チャンネル channel) はかなり深く、また、尾根筋に顕著な平坦面を残していない。従って、たとえ中生代に準平原化が行われたにしても、その後の著しい隆起(最大は 700m 以上)による著しい風化・侵蝕によって、深い谷が掘られ、現在見る三朝川や竹田川沿いの地貌に近い地形が、花崗岩基盤の表面古地形に認められる。大山火山の裏側(南側)に蒜山高原の平坦面・蒜山原があるが、試錐結果によると、蒜山原中心部(徳山温泉)の直下では基盤花崗岩に深度 100m 前後で達し、露出している花崗岩基盤と結んでその断面を考えると、その底はやや平底ではあるが、谷の両壁はかなり急傾斜で深く、北に開いた馬蹄状を示している。これも人形峠附近一帯の基盤花崗岩古地形と同様に、新しい時代(三朝層群堆積前後)の準平原化を示すものとは考察し難い。

次に、花崗岩基盤を被う堆積物であるが、三朝層群の基底は粗粒のアルコーズ砂岩・礫岩層であり、大陸準平

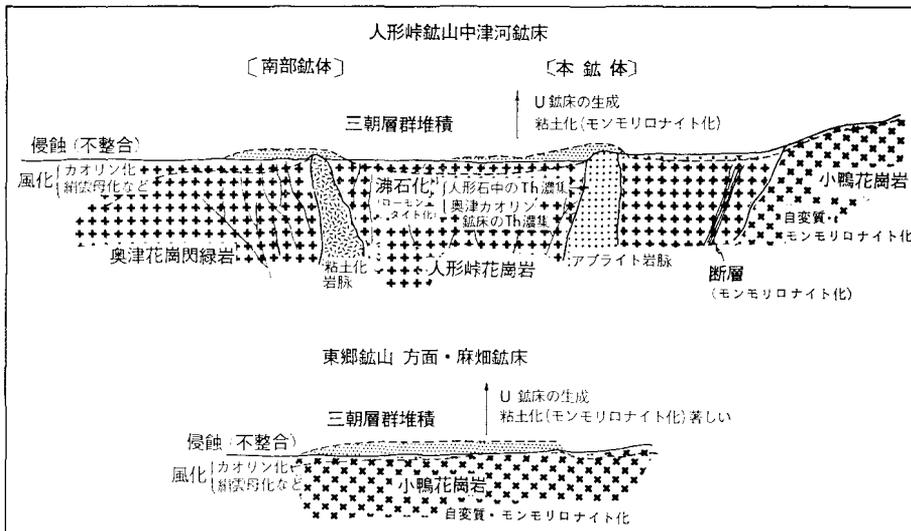


Fig. 3. 人形峠・三朝・東郷地区における粘土化作用。

原上に見るような準平原堆積物とは考え難い。また、蒜山原の堆積物は、明らかに2つの堆積輪廻をもち、しかも堆積物の大部分(80%位)は砂・礫よりなる粗粒砂屑の堆積層である。そして、それらは現存三朝川や竹田川の旧河床や現河床に見る砂礫層堆積物とほとんど変るところがない。筆者は、人形峠・三朝・東郷一帯において準平原堆積物をまだ認めていない。

要するに、試錐や坑道掘進などによって極めて明瞭になった花崗岩基盤表面の古地形は、準平原特有の堆積物を認め難い点とあわせて、三朝層群堆積前後の中国準平原化を認める必要のないことを示している。花崗岩(奥津花崗閃緑岩類)が古生層に調和的に進入して来て、それが隆起・上昇し、陸化し、風化・侵蝕をうけた地形として、その表面古地形を十分に説明し得るものであり、必ずしも海水面に近いところまでの極端な風化・侵蝕による準平原化を考える必要はない。

古第三紀から新第三紀にかけては、火成活動とくに火山活動が著しく、小鴨花崗岩類の進入に引き続いて著しい諸種の火山活動が認められている。小鴨花崗岩類の進入時に隆起が行われたであろうが、その後は全般的には沈降の時期、従って、海進の時期であり、海成の地層の堆積も行われている。そして、中新世末期に著しい隆起が裏日本全般に汎って行われたと考えられる。特に、秋田から新潟にかけての油田を形成する地向斜が隆起し、分化して、一部陸化する地殻運動は顕著である。地向斜堆積物のいわゆる黒色頁岩層(寺泊層)から、粗粒の砂岩礫岩層(椎谷層)に移り、その後灰色頁岩層(西山層、鮮新統下部層)の著しい overlapping が認められる。この(椎谷層の時期)の隆起地殻運動に伴って、新潟県下では谷川岳石英閃緑岩類(中・酸性の半深成ないし深成の火成岩類)の大きな進入岩体の貫入を認めた。鳥取県・兵庫県北部においても、筆者のいう鉛山石英閃緑岩類が広域に汎って分布している。この進入岩体に伴うこの時期の隆起が果して準平原化を行ったかどうか。上記の場合と同様に、この時代にも山陰地方広域に汎っての準平原化を考える必要はないと、筆者は考察している。

中生代中・後期および新第三紀中新世末期には準平原化を行う可能性は考え得るが、前記のように、山陰の地質の現状は、殊更に“海水面近いところまでの広域の準平原化”を考察する必要はない。中国脊梁山地・吉備高原・石見高原などには、火山噴出物および外成堆積物の地層堆積が認められ、しかも、新しい地質時代に地塊運動(block movement)によってそれらの地域が著しい上昇・陸化を急激に行った証拠がある。従って、これらの平坦面を火山噴出物の堆積面や地層の堆積面が、新しい地質時代の急激な上昇によって高い位置に残存している

ものと考察して何等支障がない。一例を挙げると、更新統最下部と考えられる玄武岩熔岩流を伴う砂礫層があり、米子南方越殿山の玄武岩・松田の玄武岩・中国脊梁山地の吾妻山の玄武岩などは、ほぼ同時期・同種の火山活動のものと考えられるが、その現在の標高位置は若しく異なり、更新世以後の地変(地塊運動)の激しさを物語っている。このような地変の跡を、筆者は、秋田県鳥海山附近から新潟県に至る間においても認めている。

ウラン鉱床の生成を“準平原化作用に伴う風化時期に、地下水が風化花崗岩中の微量のウランを溶脱・濃集して、花崗岩表面古地形のチャンネル構造部に沈積した”とする考え方がかなり広く受け容れられているが、上記のような理由で、筆者はこの成因的考察に疑義を抱くものである。

8. 基盤花崗岩中の裂罅系

花崗岩基盤表面の古地形、特にいわゆるチャンネル構造(channel structure)が、人形峠型ウラン鉱床胎地の場所となっていることは、極めて重視されている。そして、このチャンネル構造形成と花崗岩のれっか(裂罅)系との間に密接な関係があることは容易に推察される。しかし、それがどのような関係にあるかは究明されていなかった。

昭和36(1961)年、原子燃料公社倉吉出張所で作成した東郷鉱山方面・麻畑鉱床の坑内スケッチ資料から、その花崗岩れっかの走向・傾斜の計測値を筆者は利用させて貰った。この花崗岩れっかのうちには、花崗岩の冷却節理もあるが、小さな迂り面なども含まれており、目につく平面を計測した資料である。

筆者は、麻畑鉱床については坑内を14区に、方面鉱床については9区に、計23区に坑内を適当に区分し、そのそれぞれの地区について、れっかの計測値をウルフ網にステレオ投影し、筆者がさきに提唱した F. F. A. (Fracture fabric analysis; 杉山, 1955, 1958)の方法を用いて解析し、それらを総合して、方面・麻畑鉱床の基盤花崗岩のれっか系とチャンネル構造との関係を求めた。人形峠鉱山中津川鉱床については、原子燃料公社職員杉之原正暁のれっか系研究の計測値を使用させて貰い、上記と同様の解析を行ってみた。

この花崗岩れっか系の解析については、別に詳細に報告する予定であるが、ここに簡単にその結論のみを説明する。

東郷鉱山方面・麻畑鉱床では、花崗岩れっか系には3つの系統のあることが判った。そして、そのそれぞれが一種の褶曲的構造を示している。即ち、れっか面がステレオ投影で1つの大円に乗る傾向をもっている。れっか

系の解析図は方面鉱床のもののみを例示する (Fig. 4) が、それぞれの地区のれっか系の走向の方向を結び、傾斜の急なところは走向線の間隔を細かくし、傾斜の緩いところはその間隔を大きくして図示した。また、傾斜が 70° より緩いところの走向線を太線で示した。それに花崗岩表面古地形としてのチャンネルを記入した。そして、“チャンネルのところはれっか系の緩傾斜部にほぼ一致し、また、チャンネルの方向は主れっか系の走向方向にほぼ一致する”ことが判った。このことは、河川の底侵蝕はれっか系の緩傾斜部の方が急傾のところよりも大きいことを示しており、チャンネルの両壁がかなり急傾斜でその断面が平底の鍋底状をしている事実をよく説明してくれる。

人形峠鉱山中津河鉱床の基盤花崗岩の表面古地形は、巾の広いチャンネルで盆地状を呈しているが、方面・麻畑鉱床で得たと同様の解析結果はそのチャンネルの形状の形成をよく説明してくれた。

花崗岩れっか系と温泉との関係も極めて密接であり、重要である。さきに、鳥取県閑金温泉の例を挙げて説明したが (杉山, 1963, 1965), 花崗岩れっか系について、前記と同様の方法で解析を行った。その結果、いくつかのれっか系が認められたが、そのうち最も顕著な主要れっか系が背斜構造的な模様 (fabric) を示している (杉山, 1965, Fig. 6 参照)。そして、その背斜的構造の“背斜軸”の方向は $N23^\circ E$ で、 $NE56^\circ$ の傾斜をもっている。この花崗岩れっか系の背斜的構造が花崗岩地域の盛り上り構造を示すものと筆者は考察して、これと温泉との関連を説明した。

筆者は、さきに新潟県葡萄畑鉛鉱床の基盤花崗岩のれっか系を上記と同様の方法で解析した。そして、ここに顕著な背斜的構造を認めた。その“背斜軸”の方向は NS であった。その西翼に、その構造に支配された鉱脈群の生じていることを知り得た (未発表)。

このように、花崗岩中のれっか系は花崗岩表面古地形 (チャンネル構造)・温泉・鉱床などと密接な関係にあることが判明したが、詳細については別に報告する予定である。

9. 花崗岩類からのウランの溶脱実験と花崗岩類の放射能強度分布

(a) 花崗岩類からのウランの溶脱実験は多くの人達によって行われた。しかし

それは各種花崗岩の平均値の提出に過ぎなかった。筆者は、前記の分類に従う、各種花崗岩類別のそれぞれについて、ウランの溶脱実験を当所渡辺見二助手に行って貰った。その実験結果を Fig. 5 に示した。

これによると次のようなことが判る。ウラン鉱床の起源 (成因) に密接な関係をもつと地質学的に考察される小鴨花崗岩類が、奥津花崗閃緑岩類に比して、新鮮な試料では、ウランの溶脱量がやや小さい。しかし、風化したものでは左程の差がない。これは小鴨花崗岩類が既にウラン溶脱の条件下におかれたと考察すると説明に都合がよい。次に、冷水によってはウランの溶脱量は少く、しかも、各種花崗岩類についてはほとんど差異が認め難い。これに対して、温度を上昇させるか、温泉水 (三朝温泉) に近い成分の水を用いるか、あるいは酸性溶液を用うれば、その差異は著しく表われて来る。そして、その溶脱量は風化小鴨花崗岩類が著しく大きい。以上のことは、小鴨花崗岩類にウランの起源があり、しかも冷地下水でなく、温泉水あるいは酸性溶液などによってその溶脱が行われ、ウランが濃集したと考えるとうまく説明がつく。

(b) 花崗岩類の放射能強度はウラン鉱床探査に際し重要であり、原子燃料公社岡田茂などによってまとめられている。しかし、これは花崗岩分類に基いて行われたものでなく、地域別に行われたものの平均である。従って、

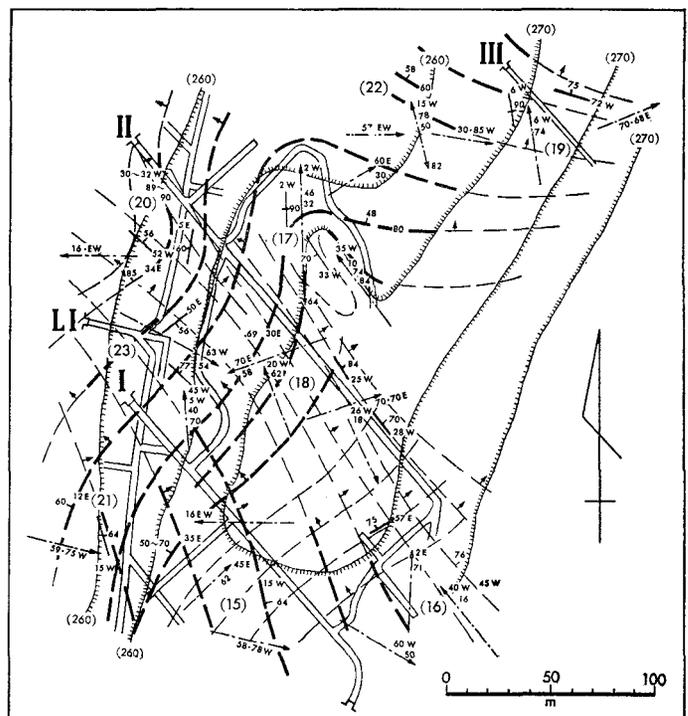


Fig. 4. 方面鉱床における裂罅系の解析.

これらからの考察は、概括的であり、花崗岩類の放射能強度の特性を適確に把握したものとは考え難い。筆者は、当所研究員奥野孝晴(原子燃料公社職員)によって、筆者の分類に基いて野外調査の際に放射能強度を測定して貰った。その結果をまとめて Table 2 に示す。これによると、湯抱火成岩類のうちの酸性のもの(半花崗岩質花崗

岩)が最も強く、池田・小林・浅原・忍原などの鈾泉群が強放射能泉(含ウラン鈾泉)であることと密接な関係が認められる。次に、小鴨花崗岩類が他に比して明らかに強く、さきの溶脱実験結果と合わせて興味深い問題を提起してくれる。即ち、小鴨花崗岩類などは岩片としては含ウラン量が少なくても、岩体としては含ウラン量が大きいのではないか。そして、その溶脱がウランの濃集を惹き起すのではないか。鉛山石英閃緑岩類とウラン鈾床との関係については、これに関連して賦存する温泉に顕著な放射能泉が認められないこと、この大きな侵入岩体を被う三朝層群中にまだ顕著なウラン鈾床を認めていないことなどから、一応これをウラン鈾床の起源として無関係と考えている。しかし、鹿野北西方で微弱ながらこの基盤の上の三朝層群中にウラン徴候を認めていること、鳥取砂丘入口附近の第三系中にウラン徴候を認めこれがこの地層を貫く石英閃緑岩(鉛山)の後火成作用(温泉作用)による変質に伴うものと考えられることなどから、この鉛山火成岩体とウラン鈾床との関係にも可能性は残している。しかし、未だこの岩石類のうちの酸性のものについて、放射能強度測定やウラン溶脱実験を行っていない。

(c) ウラン鈾床下底の花崗岩の放射能強度を試錐の放射能検層の際に測定している。その試錐孔底の花崗岩の放射能強度測定値の整理を行った。検層に用いた計器の種類による誤差を重視して、従来原子燃料公社では無関心に放置されていた資料である。人形峠鈾山中津河鈾床附近のものは原子燃料公社職員高瀬博・杉之原正曉に、東郷鈾山神倉鈾床のものは同鈴木喬に資料の提供を受けた。その整理した資料から、諸種の放射能強度分布図を作成したが、その1例として神倉鈾床の試錐孔底(即ち、概ね堅い花崗岩が出たところ)での放射能強度測定値から作った等放射能強度曲線図を示す(Fig. 6)。

筆者は、このような等放射能強度曲線図を描くことによって、花崗岩類の分別が行い得るかという期待をもっていた。しかし、その結果は予想とは相反し、“鈾床下底の花崗岩類の放射能強度は案外に極めて高いところと極めて低いところに分れ、その差は上記の表に示した花崗岩類別の放射能強度の差よりも遙かに大きい”ことが判った。従って、その花崗岩種の分別は行うことが出来ないわけである。ウラン鈾床下底の花崗岩の放射能強度は、他の地域の一般の花崗岩に比して一般には高く、しかも、高いか低いか異常である。この事実、ウラン鈾床の成因について極めて有力な資料を与えている。一般的に言えば“鈾床周縁あるいは鈾床賦存地域直下の基盤花崗岩は異常に高い放射能強度をもっている。それに対して、鈾床富鈾部の直下附近に異常に低い放射能強度

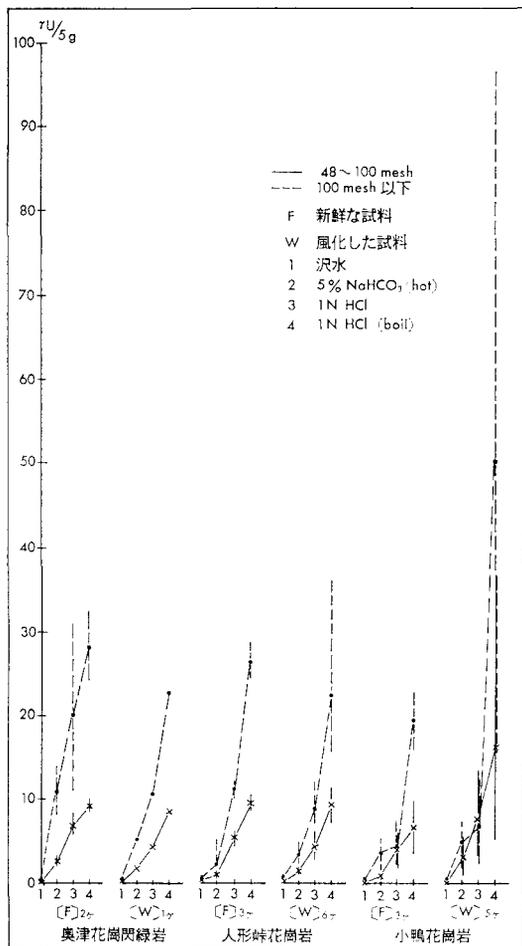


Fig. 5. 花崗岩からのウラン溶脱実験。(実験者：渡辺晃二)

Table 2.

| 岩石類 | 放射能強度(μr/h) | 平均 |
|----------|--------------------------------------|----------|
| 鉛山石英閃緑岩類 | 25 ~ 13 | 19 |
| 湯抱火成岩類 | 酸性のもの 50 ~ 30 基性のもの 25 ~ 12 | 40 18 |
| 小鴨花崗岩類 | | |
| 人形峠花崗岩類 | 40 ~ 20 | 27 |
| 奥津花崗閃緑岩類 | 25 ~ 15 | 20 |

[background 15 μr/h]

の部分がある。” 神倉鉍床において、奥野孝晴が、炭質物中のウラン鉍石に興味あるウラン鉍物の累帯分布のあることを認めた。そのウラン鉍物の累帯分布は中心部より“ウラニナイト (uraninite)→コフィン石 (coffinite)→人形石 (ningyoite)→燐灰ウラン石 (authunite)”である。そのウラニナイト部(中心部)の下底附近の花崗岩は特に異常に放射能強度が低いことが判った。しかも、この附近を花崗岩中の破碎帯(断層)が通っている。このことは、鉍床附近の下底の花崗岩はウランの異常濃集地域であり、特に鉍床周縁の下底花崗岩中では放射能強度が高い。そして、富鉍部直下の放射能強度が異常に低いところは、ウラン鉍化溶液が上昇したところで、却ってウランの溶脱条件下にあったのではなかろうか。

10. 結 語

従来、基盤花崗岩類に加えて考えていた、新第三紀の

花崗岩類(いわゆる“Tertiary granites”)については、後に改めて詳報することにして、ここにはその存在を報告するにとどめた。

花崗岩類の岩石記載などの詳細についてもここには記述しないことにして、基盤花崗岩についての展望を行ったに過ぎない。

花崗岩類とウラン鉍床との関係についての研究は、目下種々の面から探究しており、従来の知見の一部を報じたに過ぎない。

花崗岩類の粘土化の問題は熱水合成実験などをも行いつつあり、次第に諸種の問題が解明されるであろう。

花崗岩類中の微量元素の分配の問題は、当研究所として取扱いつつある問題であるが、殊更にそれについての現在までの所見を提示しなかった。

花崗岩れっか系の問題や、花崗岩基盤中の放射能強度分布の問題などについては、別に詳報する予定である。

筆者は、山陰地方の地質のうち、主として基盤花崗岩

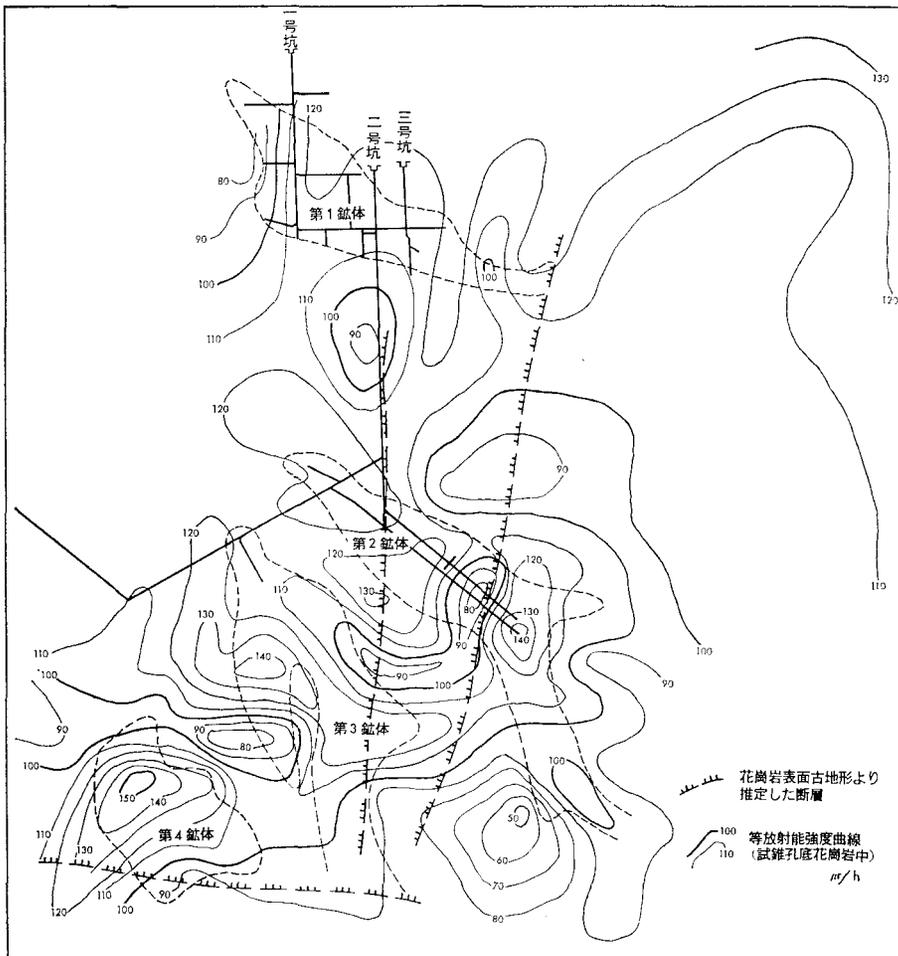


Fig. 6. 神倉鉍床の試錐孔底における放射能強度分布.

類の研究と第三系火山層序の研究(第三紀火成活動の研究)とに重点をおいて行って来ている。後者についての地質展望も近いうちに報告し度いと願っている。

* * *

文 献

- 池辺展生(1961). 兵庫県地質鉱産図説明書, 兵庫県.
- 松本隆・弘原海清(1959). 北但馬地域の新生代構造発達史—近畿西北部新生界の研究(その2). 地質学雑誌, **65** [762], 117-127.
- 三浦 清(1963). 20万分の1 島根県地質図説明書, 島根県水産商工部商工課.
- 村上允英・久保田恵彬・丸山時則(1964). 広島花崗岩中の共存長石及び関連する2, 3の地質学的問題. 地質学雑誌, **70**, [322], 143-153.
- 村山正郎・山田直利・大沢穠(1960). 倉吉・人形峠地域の地質。ウランとその資源鉱物, ウラン・トリウム鉱物研究委員会編集, 400-405.
- , 大沢穠(1961). 5万分の1 青谷・倉吉地質図幅説明書, 地質調査所.
- 奥野孝晴・渡辺晃二(1964). 岡山県奥津カオリン鉱床の放射能異常. 岡大温研報, **34**, 1-10.
- 柴田秀賢・猿山光男(1959). 鳥取県三朝町附近の地質及び岩石. 岡大温研報, **25**, 1-12.
- 相馬徳蔵(1957). 三朝温泉附近の花崗岩に就いて. 岡大温研報, **19**, 4-6.
- (1960). 人形峠鉱床付近に分布する花崗岩。ウランとその資源鉱物, ウラン・トリウム鉱物研究委員会編集, 405-408.
- 杉山隆二(1955). “Kieslager”の母岩の線構造, 並に“L-S Fabric Analysis”について. 新潟大理研報, **II-3** [1], 1-66.
- (1956). 第三紀火成活動と地殻運動との関係. 地学雑誌, **65** [3], 8-14.
- (1958). L-S Fabric Analysis. *Japan. J. Geol. Geography*, **24** [1-3], 75-98.
- (1960). “人形峠鉱床付近に分布する花崗岩”の付記。ウランとその資源鉱物, ウラン・トリウム鉱物研究委員会編集, 408.
- (1962). 関金温泉の地質について. 鳥取県温泉調査報告, (V), 関金温泉(1), 鳥取県厚生部.
- (1963). 山陰の温泉の地質(その1), 温泉工学会誌, **1** [1], 42-47.
- (1964 a). 山陰の温泉の地質(その2), 温泉工学会誌, **2** [1], 32-43.
- (1964 b). 山陰の温泉の地質(その3), 温泉工学会誌, **2** [2], 89-98.
- (1965). 山陰の温泉の地質構造規制について. 岡山大温研報, **35**, 1-7.
- 弘原海清・松本隆(1958). 北但馬地域の新生界の層序—近畿西北部の新生界の研究(その1). 地質学雑誌, **64** [759], 625-637.
- 渡辺晃二(1964). 鳥取県東郷鉱山ウラン鉱床の基盤岩ならびに母岩の変質. 岡大温研報, **34**, 21-40.

主なる文献を挙げるにとどめた。また、原子燃料公社の社内報告などに多くの資料があるが、これは全部省略した。