

ソビエト・中国 鉍床探査関係論文集 (その1)*

岸 本 文 男** 訳

550.84:553.494:553.641

燐灰石-チタン磁鉄鉍鉍体の岩石化学的探査***

N. A. GLADKOV, V. M. IVANOV and Ye. K. GERASIMOV***

ジュグジュル (Dzhugdzhur) 斜長岩深成岩体¹⁾内には、燐灰石-チタン鉄鉍-チタン磁鉄鉍鉍床が賦存する。しかし、この種の鉍床の信頼できる探査法がないために、ジュグジュル地域やバーム鉄道沿線地域における類似岩体の燐灰石鉍床賦存の展望を見積る作業は、いちじるしく阻害されている。例えば、磁気分布図を適用しても、鉍石の磁性の幅が非常に広く、実際上非磁性のものから強磁性のものまで存在するため、探査の目的がきわめて不十分にしか達成できない。それ故、二次分散ハローに基づく岩石化学測定図が一定の関心をよんでいるわけである。

筆者らは、ガユーム (Gayum) 鉍床において、この探査法を実施した。この鉍床区域は、交代変質作用を受けた斜長岩複合岩体、すなわち斜長岩とはんれい岩質斜長岩、及び厚さ・延長ともさまざまな鉍体で構成され、燐灰石・チタン鉄鉍・チタン磁鉄鉍が鉍染した、角閃石化作用を受けたはんれい岩・紫蘇輝石はんれい岩・輝岩のシュリーレン状岩体を少量伴っている。

鉍床は、南北性大規模断層に規制され、その矢羽根状曳裂裂かに胚胎されている。鉍床区域には、西・中央・東の3鉍体帯があって、延長は最小490m、最大のもの

で1,800mに達する。これらの鉍体帯はいずれも複雑な構造を示し、脈状とレンズ状の急傾斜した鉍体からなるが、分岐鉍体部分を伴っていて、その分岐鉍体によって鉍化帯 (鉍体帯) の構造は複雑化している。ときには、雁行状に配列する鉍体も認められる。母岩の斜長岩と鉍体との接触面は鮮明か、あるいは漸移する。

鉍石は、鉍のう状及び細脈-鉍染状の主として燐灰石-チタン鉄鉍-チタン磁鉄鉍鉍石と燐灰石-チタン磁鉄鉍鉍石からなり、まれにはネルソナイト型のものもみられる。鉍石のタイプに規制されて、各探査坑道別の平均 P_2O_5 品位は異なり、3.1%から30.2%まで変動するが、ネルソナイト中の場合には燐灰石含有率が60%に達している。

鉍化帯 (鉍体帯) 内のルーズな地層の厚さは、数10cmから数mの範囲である。鉍床区域には、永久凍結岩が広く発達する。したがって、夏の数カ月の間に表層の氷が融けるため、地表水が多くなり、いちじるしく沼沢化し、特に森林後背地と北斜面でそれが激しい。

研究の第一段階では、筆者らは燐灰石鉍体の指示元素 (path-finder, indicator) を把握するために、鉍石、鉍体、鉍体被覆層中の元素配分を調べた。すべての採取試料が47元素の半定量分光分析に供され、一部の試料は主要造鉍元素、すなわち、P・Fe・Tiの化学分析に供された。

その分光分析と化学分析の結果は、燐灰石中に存在する随伴元素が一般に鉍石や鉍体帯の場合よりも少量ながら、ルーズな被覆層中にも含まれていることを示している。原岩とルーズな被覆層中の元素の平均含有率を比較すると、検出されたすべての元素は3群に区分することができる。

* Articles on the ore prospecting of USSR and China (I) ソビエト・中国の学術雑誌に掲載の鉍床探査・評価関連の小論文を集め、翻訳し、標記題名のもとに年1-2回ペースで掲載することにした。

** 鉍床部

*** Н. А. Гладков, В. М. Иванов, Е. К. Герасимов (1980): Литохимические поиски апатит-титаномагнетитовых руд: «Разведка и Охрана Недр», No. 9, стр. 22-24 (N.A. Gladkov, V. M. Ivanov, Ye. K. Gerasimov (1980): Lithochemical prospects of apatite-titanomagnetite ore bodies: «Razvedka i Okhrana Nedr», No. 9, p. 22-24, (in russian)

1) 詳しくは V. V. Gavrilov (1975): «Geologiya Rudnykh Mes-torozhdenii», Vol. 17, No. 2, p. 74-77にある。

第1表 元素別含有率分布表

P ₂ O ₅	Tl	Fe ₂ O ₃	Sr	Mn	Mo	V	Yb	Y	Zr	Co	Ni	La
P ₂ O ₅	0.72*	0.74	-0.002	0.73	0.54	0.43	-0.07	0.61	0.08	0.79	0.29	0.68
	0.73	0.81	0.19	0.78	0.60	0.49	0.36	0.67	0.09	0.82	0.30	0.78
	Ti	0.70	0.00	0.71	0.54	0.54	0.14	0.63	0.18	0.72	0.28	0.59
		0.81	0.25	0.77	0.58	0.60	0.38	0.66	0.20	0.78	0.32	0.65
	Fe ₂ O ₃	0.01	0.83	0.64	0.61	-0.15	0.59	0.12	0.75	0.30	0.64	
		0.23	0.84	0.64	0.70	0.55	0.60	0.18	0.78	0.43	0.68	
		Sr	0.09	0.00	-0.01	0.07	0.09	-0.02	-0.02	0.02	0.02	
			0.26	0.12	0.28	0.23	0.28	0.09	0.20	0.24	0.15	
		Mn	0.57	0.54	-0.08	0.59	0.11	0.74	0.36	0.64		
			0.64	0.67	0.53	0.60	0.23	0.79	0.48	0.74		
		Mo	0.51	-0.11	0.50	0.11	0.66	0.21	0.59			
			0.61	0.46	0.62	0.16	0.83	0.27	0.76			
		V	0.16	0.32	0.04	0.59	0.48	0.36				
			0.43	0.37	0.17	0.64	0.58	0.43				
		Yb	0.04	0.13	-0.08	0.12	-0.11					
			0.69	0.27	0.78	0.37	0.74					
		Y	0.22	0.59	0.12	0.73						
			0.33	0.68	0.17	0.80						
		Zr	0.09	-0.04	0.26							
			0.07	0.07	0.18							
		Co	0.42	0.63								
			0.53	0.74								
		Ni	0.06									
			0.28									
		La										

* 分子一相関係数, 分母一相関比
相関係数の統計値 ≥ 0.5

第1元素群に属するのは、燐灰石そのものと鉱体上のルーズな被覆層中に集っている元素、すなわち、P, Fe, Ti, Mn, La, Ce, Y, Co, Mo, Vである。これらの元素の濃集程度は、P, Fe, Tiを除くと、いずれも高くない。第2元素群はルーズな被覆層と燐灰石の中に同じような含有率で含まれている元素、すなわち、Ba, Sr, Ta, Cr, Ni, Bi, Nb, Sn, Cu, Zn, Yb, Zr, Sc, W, Ga, Ir, B, Geである。第3元素群は、試料採取点に関係なく、燐灰石に富む岩石や鉱石よりもルーズな被覆層中で含有率が高い元素、すなわち、Pb, Ti, Alである。

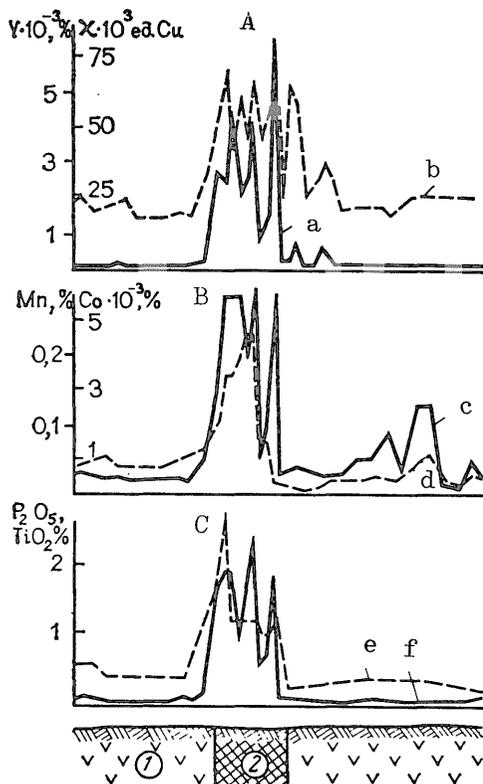
第1元素群の元素は P₂O₅と正の相関関係を有し(第1表)、燐灰石鉱床の指示元素と考えることができる。この群の諸元素は、2次分散ハローによる、斜長岩岩体中の燐灰石鉱床の岩石化学的探査に適用することができる。含有率がクラーク数に近いセリウムの場合、Pと正の相関関係が認められない。

ガユーム鉱床において、岩石化学的要素分布図の作製が鉱体帯では試料採取間隔 10-20m、母岩部分では40m

間隔でもって行われた。その各試料はいずれも地表下 30-40 cm のところで採取され、残積-斜積生成体の砂-粘土分離物を選びとられた。その試料はそれぞれ調整されたのち、半定量分光分析に供された。その分析値を調査範囲に投影・作図した結果、燐灰石鉱床と成因的に関係ある主要造鉱元素と随伴元素の二次分散ハローが把握できた(第1図)。

明らかに、ガユーム鉱床の燐灰石-チタン鉄鉱-チタン磁鉄鉱鉱体はPの明瞭な二次分散ハローと一致し、そのハロー濃度は後背値よりも桁違いに高い。測線断面に現れた最大 P₂O₅含有値は、4.2%に達している。FeとTiの二次分散ハローは、一般に、Pの二次分散ハローを伴うが、その濃度はそれほど高くなく、平均して後背値の3倍を超える程度である。岩石化学試料のxメトリー資料によれば、FeとTiの二次分散ハローはxの異常値にはっきり現れている。したがって、燐灰石の探査にルーズな被覆層のxメトリーを適用するよう提起してよいわけである。

二次分散ハロー中の微量元素の指示元素は、含有率が



第1図 ガウジウ鉄床における岩石化学的図化・xメトリの結果

- A—ルーズ被覆層中の Y と x 値
- B—ルーズ被覆層中の Co と Mn
- C—ルーズ被覆層中の P₂O₅ と TiO₂
- 1—斜長岩 2—鉱化帯
- a—xメトリ曲線
- b—Y含有率曲線
- c—Co含有率曲線
- d—Mn含有率曲線
- e—TiO₂含有率曲線
- f—P₂O₅含有率曲線

その後背値の数倍を超えている。その最大含有率の分布域は、P₂O₅の二次分散ハローの場合と一致する。岩石化学試料の分析結果を解析すると、含有率が高くない元素の二次分散ハローによっても、斜長岩系と成因的に結びついた燐灰石-チタン鉄鉱-チタン磁鉄鉱鉱床の探査が可能である。それと同時に、図化の結果を解釈するに当っては、地球化学的バリアー部分に元素が二次的に集中し、鉱床区域に熱水鉱化作用が広く現れて、さまざまなタイプの地球化学異常をつくり出しているために、いくらか難しいことがあるかもしれない。

燐灰石鉱床の二次分散ハローの全般的な規模と強さは、鉱体(鉱化帯)の厚さ、その走向・傾斜条件、地形・地球化学的環境に左右される。そのハローの位置と鉱体の位置とは必ずしも一致しない。最大濃度の岩石化学異常部分と鉱体とのずれは50-100mに達することがあるが、それは地形に従って下方に分散ハローが移動するためであり、その移動量は主として斜面の傾斜角に左右される。

ガウジウ鉄床での岩石化学的研究の結果は、指示元素の二次分散ハローによる岩石化学図の組み立てが中程度の縮尺の有望地区予測段階から探査試錐にいたる、各段階の探査で、地球物理的方法と組み合わせた、燐灰石-チタン鉄鉱-チタン磁鉄鉱の探査にうまく適用できることを示している。

553.3/.4

黄鉄鉱-金-硫化物鉱床賦存の示徴*

L. P. VIKULOVA, A. N. NOVIKOVA and V. P. KOTEL'NIKOV*

古期の堆積-被変成黒色頁岩層中にいくつか鉱床があつて、原生代後期のカダリカン亜系に胚胎されている。その亜系の特徴は、変砂岩、変シルト岩、千枚岩のフリッシュ質の互層及び分散炭質物含有率が高いことにある。

互層の各岩石は弱い広域変成作用しか受けていない(緑色片岩相の絹雲母-緑泥石亜相まで)、局部的熱水変質作用しか受けていない。局部的熱水変質現象は、強い片状化帯、擾乱帯、裂か帯にみられる。当該地域では、2種のタイプの金鉱床が区分できる。第1型に属するのは、細脈-鉱染硫化物帯と石英脈(金-硫化物鉱石フォーメーション)、第2型に属するのは、石英脈と細脈-網状鉱体(金-石英鉱石フォーメーション)である。両タイプとも、金鉱分布の主要な法則性は同じである。

* Л. П. Видулова, А. Н. Новикова, В. П. Котельников (1980): Пирит-индикатор золотого-сульфидного оруденения: «Разведка и Охрана Недр», No. 9, стр. 58-60 (L. P. Vikulova, A. N. Novikova, V. P. Kotel'nikov (1980): Pyrite—a indicator of the gold-sulphide ore deposit: «Razvedka i Okhrana Nedr», No. 9, p. 58-60, in russian)

これら金-硫化物鉱の成因には、いくつかの観点がある。ある研究者たちは、その成因を後マグマ成、すなわち、熱水成とし、別の研究者たちは熱水-変成源、更に別の研究者たちは多成因成と考えている。

細脈-鉱染金-硫化物鉱は長い発達史を有し、多段階鉱化作用とそれに続く後鉱化期変質作用の結果、生じたものである。したがって、鉱石中には、鉱物集合と自然金の分布との構造・組織上の相関性に複雑な性質がみとめられ、主要鉱石鉱物のさまざまな段階の鉱物共生関係とジェネレーションがみられる。

鉱体周辺変質岩を背景として、炭酸塩鉱物-石英-緑泥石-硫化物の層間レンズ状、横断レンズ状、レンズ様-細脈状、細脈状の各分離体が発達する。金属鉱物鉱化段階は、3種の鉱物共生関係、すなわち、テルル化金鉱物を伴った前期の菱鉄鉱-石英-閃亜鉛鉱-黄銅鉱-磁硫鉄鉱-黄鉄鉱共生、自然金を伴った主要鉱化期である菱鉄鉱-アンケライト-緑泥石-石英-磁硫鉄鉱-閃亜鉛鉱-黄銅鉱-方鉛鉱-硫砒鉄鉱-黄鉄鉱共生、分散自然金を伴った後期のアンケライト-黄鉄鉱共生にそれぞれ対応した3期の亜段階に区分できる。

それぞれの鉱物共生関係は特定の構造-組織によって識別でき、鉱石構成鉱物は当該共生関係に特有の、はっきりとした形状を備えている。特に、各鉱物共生関係に対応した、タイポモルフィックな特徴を備えた、各種の黄鉄鉱の存在が確認できる。

筆者らは、1鉱床の金-硫化物鉱石の黄鉄鉱を総合的に研究した。その研究目的にそって、熱起電力、微硬度、可視スペクトル域の単色光による反射率、単位格子パラメータ、X線密度、物理密度、硫黄同位体比、均一化温度、デクレピテーション温度が測定された。メスバウアースペクトル法による異性核シフト値と四極分裂値にもとづいて、黄鉄鉱の格子欠陥の程度と組成化学量の程度が確かめられた。化学組成と微量成分は、マイクロケミカル法、位相差分光光度法、原子吸光法、定量分光分析法、“LMA-10”型分光器によるマイクロスペクトル法、EPMAによるマイクロX線スペクトル法を用いて分析された。黄鉄鉱の微細形態の特徴と相の不均一性は、電子顕微鏡を用いて調べられた。黄鉄鉱と密接に共生する石英中の包有物が研究され、それをつくる鉱化流動体のガス組成と塩組成が明らかにされた。

第1世代の黄鉄鉱は第1鉱物共生の主要金属鉱物で、第1世代の石英・菱鉄鉱と密接な関係を有し、細脈-レンズ状生成体中心部に胚胎された他形粒状、末広がり状分離体として観察することができる。この第1世代の黄鉄鉱の特徴は、磁硫鉄鉱と黄銅鉱の包有物、特に造岩成

分の包有物に著しく富んでいることである。第1世代の黄鉄鉱の晶相は主として正六面体であるが、ときには八面体が認められることもある。線状及び梯状の条線も一つの特徴である。第1世代の黄鉄鉱では、S:Feの比が1.98であり、Co, Ni, Cu, Zn, Teの含有率が高く、Ni:Coの比が1よりも大きい。この黄鉄鉱を生成した最適温度範囲は、275-450°Cである。この黄鉄鉱の硫黄同位体存在比は+値の範囲で、その変化範囲は狭い。単位格子のパラメータとメスバウアースペクトル分析の結果は、この黄鉄鉱の構造欠陥と組成の化学量のわずかな乱れの存在を証明している。この第1世代の黄鉄鉱は、高いマイナス値の、安定した熱起電力、大きな物理的比重・X線密度・微硬度、可視スペクトル域単色光での大きな反射率を備えている。電子顕微鏡による研究の結果、第1世代の黄鉄鉱中にニッケルの単砒化物—紅砒ニッケル鉱 NiAs, 硫鉄ニッケル鉱 (Fe, Ni)₉S₈, 紫ニッケル鉱 FeNi₂S₄, コバルトとニッケルの硫砒化物同形系列—輝コバルト鉱 CoAsS から硫砒ニッケル鉱 NiAsS まで、金のテルル化物—カラベライト AuTe, クレネライト Au₄AgTe₁₀* の微晶相が存在することが明らかにされた。

第2世代の黄鉄鉱は、自然金-硫化物鉱石中に広く分布している。この黄鉄鉱は、一緒に晶出した準顕微鏡的自然金の主な随伴体であり、それに重複する、それよりあとの自然金の随伴体でもある。

また、第2世代の黄鉄鉱は、整合状及び交叉状のレンズ状-細脈状炭酸塩鉱物-石英分離体中に認められる。その炭酸塩鉱物-石英分離体は、さまざまな岩相の、コントラストの強い2種の岩体・岩層の接触部に胚胎され、その中で第2世代の黄鉄鉱は鉱のう状鉱染体を形づくる場合が比較的多い。この黄鉄鉱は第2鉱物共生関係の共生鉱物の主要鉱石鉱物で、第2世代の石英・菱鉄鉱及び第1世代のアンケライトと共生し、黄鉄鉱そのものの結晶形態は多様であるが、正六面体と八面体と五角十二面体の組合せが卓越している。羽状及び多角形の条線が一つの特徴でもある。腐食試験の結果によると、第1鉱物共生のあらゆる造鉱成分(第1世代の黄鉄鉱も含む)の多数の包有物を含んだ、鉱粒の帯状配列が認められる。その包有黄鉄鉱粒の形は、熱起電力の測定によって確定できる。ときには、第1世代の黄鉄鉱が第2世代の黄鉄鉱にきられている現象もみられる。

第2世代の黄鉄鉱では、S:Fe比がほぼ2に等しい。第1世代のものに比較すると、As, Se, Pb, Biの含有率が急増し、Cu, Zn, Te, Ni, Coが少なくなる。そし

* 一般には AuTe₂ と表される。

て、Ni/Co は1よりも小さい。この第2世代の黄鉄鉱の最適生成温度範囲は150-265°Cである。S同位体存在比は ^{34}S 同位体の同一モード分布を証明し、その値の散布幅は非常に狭い。

単位格子のパラメータ及びメスバウアースペクトル分析の結果は、第2世代の黄鉄鉱の結晶構造の完全度が高く、組成の化学量度が大きいことを示している。更に、第1世代の黄鉄鉱に比較して、熱起電力の変化が著しく、反射率、微硬度、X線の密度、物理的密度の低下傾向が大きい。

電子顕微鏡による研究では、第2世代の黄鉄鉱中に主鉱化期亜期の標式的微量鉱物共生、すなわち、金・銀のテルル化物—テルル金銀鉱 Ag_3AuTe_2 とヘッサイト Ag_2Te が生じていることが明らかになった。そのほか、第2世代の黄鉄鉱中には、銅のセレン化物、すなわち、ウマンジャイト Cu_3Se^* とセレン銅鉱 Cu_2Se 、銅の硫砒化物、すなわち、硫砒銅鉱 Cu_3AsS_4 、ニッケルとコバルトの四砒化物、すなわち、方コバルト鉱 (Co, Ni) As_3 からサフロライト CoAs_2 にいたる一連のもの、ニッケルの硫アンチモン砒化物、すなわち、コリナイト $\text{Ni}(\text{Sb}, \text{As})\text{S}$ の微小相も存在する。この微小共生及び陰イオン格子中でのセレンによるテルルの同価置換、陽イオン格子中での銀による金の同価置換は、第2世代の黄鉄鉱の晶出が第1世代の黄鉄鉱の晶出よりもあとであること、更に、鉱液の温度が下がったことを証明している。本鉱床の金・硫化物鉱石中に、鉱化段階の異なる鉱物共生に属した、多成分錯化合物の形の金・銀のテルル化物が存在することは、鉱床生成過程での当該鉱物の段階的沈殿を示唆している。

第3世代の黄鉄鉱は、石英-炭酸塩細脈の縁部に斑状変晶の形で存在し、第3世代の石英及び第2世代のアンケライトと共生している。晶相は正六面体で、荒い、きれぎれの線状条線が一つの特徴である。この黄鉄鉱の沈殿は最終鉱化段階に行われている。

この黄鉄鉱中の包有物の均一化温度は100-215°Cを超えない。この黄鉄鉱の微量成分は、少ないものとして Co, Ni, Cu, Zn, Pb, 多いものとして As と Bi があ

* “地学事典” (平凡社) によれば、 Cu_3Se_2 である。

る。Ni/Co は1よりも小さい。単位格子のパラメータ値が非常に高い ($\text{S}/\text{Fe} > 2$) ことは、構造欠陥があり、化学量組成に乱れがあることを示している。この第3世代の黄鉄鉱の硫黄同位体組成では、 $\delta^{34}\text{S}$ がすべてプラス値である。熱起電力の性質もプラスで、低マイナス値を有する周縁帯が常に存在している。

第3世代の黄鉄鉱のそのほかの特徴としては、Fe含有率が小さいことに原因した、微硬度と反射率の低さがあげられる。Fe含有率が小さいのは、鉱液中の硫黄の分圧が高かったためと解される。この黄鉄鉱の電子顕微鏡観察によると、ビスマスの硫塩、すなわちガレノビスマタイト PbBi_2S_4 、鉛のテルル化物、すなわちテルル鉛鉱 PbTe 、銀の含アンチモン鉱物、すなわちジスコロサイト Ag_3Sb 、そして円柱錫鉱型の錯化合物 $6\text{PbS} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3 \cdot 6\text{SnS}_2$ の微小相が含まれている。

定量分析法と精密分析法を合理的に組み合わせて、自然金-硫化物鉱床の黄鉄鉱のタイポモーフ特性が研究された。顕微鏡的には、黄鉄鉱のすべての変種を識別することは難しいが、本鉱床の3種の鉱物共生のそれぞれの黄鉄鉱をタイポモーフ特性によって識別することは比較的容易である。それと同時に、数値情報はそれらの変種がそれぞれ一つの生成タイプ群に属し、加えて、第1世代の黄鉄鉱が第2世代の黄鉄鉱に、第2世代の黄鉄鉱が第3世代の黄鉄鉱に漸移し、それらが成因的に共通性をもっていることを証明している。

もっとも自然金に富んでいるのは、鉱物共生IIの、第2世代の細脈-鉱染状黄鉄鉱である。そのタイポモーフ特性を知ること、含金帯と不毛帯の選別に役立つ。また、黄鉄鉱のタイポモーフ特性の研究に基づけば、鉱体の断面に一連の帯状構造、すなわち、鉱物分布の帯状構造、地球化学的な帯状構造、温度の帯状構造、鉱液の化学的性質の帯状構造が形づくられていることが確認できる。帯状構造の存在は、鉱化作用の段階性に由来するものである。早期の高温黄鉄鉱は鉱体下部に多く存在し、後期の低温黄鉄鉱は鉱体上部に多く存在する。このことは鉱液の複上昇性によるもので、強い構造運動を背景にした、鉱液温度の緩低下にともなって、その鉱液が逐次的に分化していったという根拠ともなる。

炭酸塩-磁鉄鉱型鉄鉱床*

L. S. GALETSKII, A. Ya. KANEVSKII, I. N. SOLONINA and V. F. BOGATYREV*

最近、ウクライナ盾状地内で鉄鉱石フォーメーションの新しい分布地区群が調査された。その一つが、盾状地西部の多数の高磁気異常(10,000-60,000 γ)を有するベロツェルコフ-オデッサ鉄床生成帯である。この鉄床生成帯は始生代-原生代の大型地塊、すなわち、ファストフ地塊、ガイシン地塊、コドイマ地塊、ゴロバネフスク地塊に分かれ、特にそのうちのゴロバネフスク地塊が関心の高いところである。ブーク河中流地域のこの地塊部分で、1968年 A. Ya. カネフスキーがモルドフ異常磁域を調査中に炭酸塩-磁鉄鉱鉄床を発見した。この鉄床は、ウクライナ共和国だけでなく、世界でも初めての有望な新タイプの鉄鉱床である [1-3]。

このブーク河中流地域の先カンブリア界結晶岩基盤を構成する岩石としては、原生界下部のブーク系スプラクラスタル岩層が広く分布する。当該岩層は次の3累層(下位から上位に)に区分される。

- (a) コシャル-アレクサンドロフスク累層—白色長石-珪岩、藍青石-珪線石-黒雲母片麻岩、黒雲母-輝石片岩、厚さ800m。
- (b) ハシチェバト-ザバリエフ累層—黒雲母片麻岩、ざくろ石-黒雲母片麻岩、石墨-黒雲母片麻岩、不毛スカレン様岩、磁鉄鉱-スカレン様岩、カルシファイアー、厚さ800m。
- (c) シニツォフ累層—黒雲母片麻岩、角閃石-黒雲母片麻岩、ざくろ石-黒雲母片麻岩、厚さ2,000m以上。

ブーク系の岩石は、角閃岩相と白粒岩相まで変成されている。ハシチェバト-ザバリエフ累層の断面では、含鉄珪岩が母岩と整合した、厚さ10-150mの層状体を形づくり、延長は3,000-12,000mに達する。そして、炭酸塩-磁鉄鉱鉄床の存在が一つの特徴といえる。本地域の含鉄珪岩は、厚さ30-110mの沖積層に蔽われている。

含鉄珪岩層は、含鉄珪質岩-堆積岩-火山源岩累層に一括でき、含鉄炭酸塩岩-珪質岩累層と含鉄珪質岩-変塩

基性岩累層に分けることができる。両累層の岩石は、向斜構造部分、前者の場合はスリュサレフ向斜、モルドフ向斜、グルシュコフ向斜、バクシン向斜、ビリシヤン向斜に、後者の場合はシャムラエフ向斜、エミロフカ向斜、タルナバト向斜、ノボショールカ向斜に賦存する。

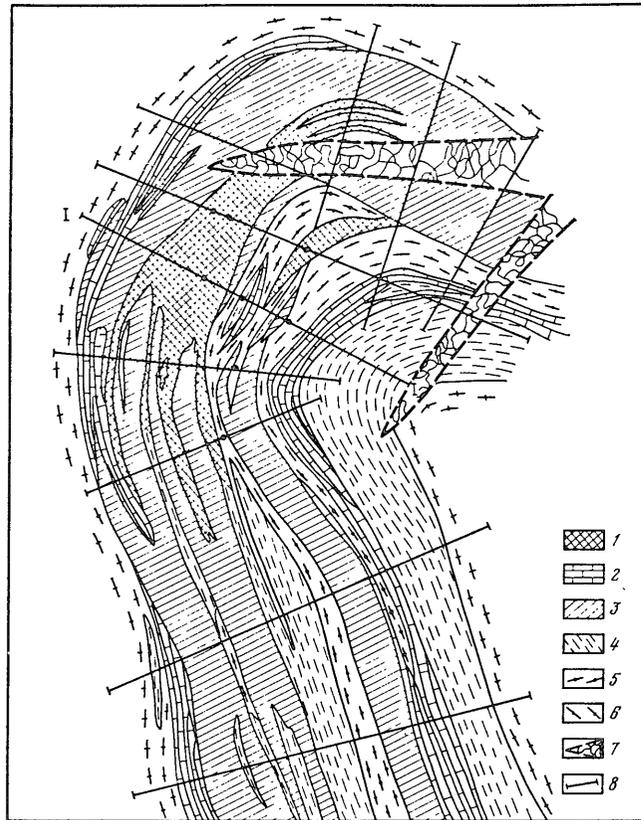
含鉄炭酸塩岩-珪質岩累層の区域には、含鉄珪質岩-変塩基性岩累層の地質断面ではほとんどみることのない、不毛及び鉱化カルシファイアーが広く発達する。ブーク河中流地域の炭酸塩岩の岩石学的な特徴といえるのは、石灰岩が欠除することである。その炭酸塩岩は、一般に、苦灰岩である。当該累層の地質断面には、2-7層の不毛カルシファイアーが存在する。このカルシファイアー中の炭酸カルシウムと炭酸マグネシウムは、堆積起源のものである。このことを証明しているのは、V.N. ザグニトコ (1979) の炭素 ($\delta^{13}\text{C}$ が -2.0 — $+0.4\%$)、酸素 ($\delta^{18}\text{O}$ が $+14.8$ — $+17.9\%$)、ストロンチウム ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.728$) の同位体組成に関するデータである。

鉱化カルシファイアーはモルドフ異常磁域内、特にその北部に広く発達し、試錐によって、この岩層内において、磁鉄鉱の形でFeをそれぞれ27.2%及び32.8%含有した、著しく厚い(71mと90m)、2体の鉄体が把握された。この鉱化カルシファイアーを伴った累層の地質断面の特異性となっているのは、二次不毛珪岩と脈状アブライト-ベグマタイト様優白質花崗岩の存在で、含鉄珪質岩-変塩基性岩累層の地質断面にはみられない(第2図)。鉱化カルシファイアーと不毛カルシファイアーの平均比率は1:3.5、同じく含鉄珪岩との平均比率は1:3.9である。なお、含鉄珪岩中の磁鉄鉱の形のFe品位は9.46—23.4%、平均18.07%である。

含鉄炭酸塩岩-珪質岩累層の岩層の最大層厚はスリュサレフ異常磁域が140m、モルドフ異常磁域が480mである。

含鉄珪質岩-変塩基性岩累層には、ほとんど完全にカルシファイアー、不毛二次珪岩、含黒鉛岩、岩脈状優白質花崗岩が欠除している。鉄鉱の主要な随伴体となっているのは含鉄珪岩で、厚さは1-93mである。その含鉄珪岩層の数がもっとも多い(12-24層)のは、サブ

* Л. С. Галецкий, А. Я. Каневский, И. Н. Солонина, В. Ф. Богатырев (1980): Карбонатно-магнетитовый тип железных руд: «Разведка и Охрана Недр», No. 11, стр. 13-17 (L. S. Galetskii, A. Ya. Kanevskii, I. N. Solonina, V. F. Bogatyrev (1980): Carbonate-magnetite type of iron ores: «Razvedka i Okhrana Nedr», No. 11, p. 13-17, in russian)



第1図 モルドフ鉄床区域地質図

- | | |
|------------|--------------|
| 1—炭酸塩-磁鉄鉱体 | 2—不毛カルシファイアー |
| 3—含鉄珪岩 | 4—不毛珪岩 |
| 5—輝石片岩 | 6—ミグマタイト |
| 7—断層帯 | 8—探査測線 |

スイ異常磁域である。その含鉄珪岩中には、磁鉄鉱の形でFeが最高32.4%、平均19.3%含有されている。このサブラヌイ異常磁域の当該亜累層の地質断面には、いちじるしく厚い(125m)変塩基性岩が存在する。もっとも代表的な地質柱状断面であるエミロフ地区の柱状断面には、さらに厚い輝石片岩(172m)が現れ、その中のいたるところに磁硫鉄鉱と黄鉄鉱がみられる。この輝石片岩の黒雲母-長石片麻岩直下の部分では、磁鉄鉱の形でFeが最高11.5%含有されている。これら含鉄珪質岩-変塩基性岩亜累層の厚さは、シャムラエフ異常磁域の65mからサブラヌイ異常磁域の445mまでさまざまである。

すでに述べたように、ブーク河中流地域には、珪酸塩-磁鉄鉱体(含鉄珪岩)と炭酸塩-磁鉄鉱体(鉱化カルシファイアー)の2タイプの鉄鉱体が把握されている。

炭酸塩-磁鉄鉱体は厚さ2-90mのレンズ状及び層状の整合鉱体として含鉄珪岩中に賦存し、モルドフ異常磁域では試錐によって地表下500mまで追跡・確認済みである。この種の鉱体は、スリュサレフ異常磁域とビリシャン異常磁域では、独立した、比較的小規模な鉱体をつくっている。両異常磁域では、不毛なカルシファイアーないし薄層として少量の磁鉄鉱を胚胎したカルシファイアーがスプラクラスタルな層のさまざまな岩層中に分布し、鉱化カルシファイアーが主として含鉄珪岩中に分布することが一つの特徴となっている。

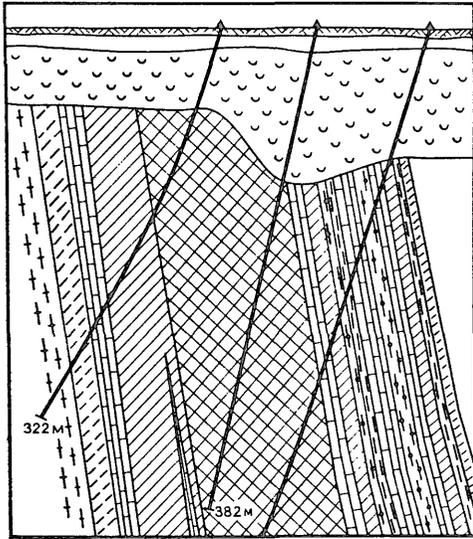
鉱化カルシファイアーには、磁鉄鉱カルシファイアー、かんらん石-磁鉄鉱カルシファイアー、クリノヒューマイト-かんらん石-磁鉄鉱カルシファイアーがある。交代変質カルシファイアー中では、しばしば、鉱物の配列による帯状構造、特にカルシファイアーをきる優白質花崗岩との接触部にはっきり追跡することができる帯状

構造が認められる。すなわち、スカルンを取りまく、厚さ数 cm の輝石-斜長石質岩が外接触帯の側に向って厚さ数 10 cm のかんらん石-輝石質スカルンに変わり、次い

で主としてクリノヒューマイト-かんらん石組成の含鉄鉱スカルンに変っている。接触部から更に離れた所では、輝石質含鉄鉱スカルンがみられる。鉱化カルシファイアーの構造は一般に塊状であるが、2・3の部分では、多数の長く伸びたシュリーレン様の細脈状磁鉄鉱分離体と縞状磁鉄鉱濃集体によって粗縞状構造を呈する。

鉱化カルシファイアーの主要造岩鉱物は、磁鉄鉱 30-47%、苦灰石 30-50%、クリノヒューマイト ≤ 10%、かんらん石 ≤ 15%、透輝石 ≤ 40%、紫蘇輝石 ≤ 5%、透角閃石、尖晶石、硫化物 ≤ 10%、金雲母である。磁鉄鉱には、数世代のものがある。クリノヒューマイトは、モルドフ鉄鉱床の鉱化カルシファイアー中に分布し、ブーク河中流域では始めて認められた鉱物でもある。化学分析データによると、そのクリノヒューマイトは F を最高 3.05% 含有する。鉱化カルシファイアーの平均化学組成は、第 1 表に掲げた通りである。分光分析データによると、鉱化カルシファイアーは不毛カルシファイアーに比較して Sc, Ga, Pb, Cu, Ni, Zr, Nb の含有率が高い。

鉱化カルシファイアーは、選鉱しやすく、製錬しやすい。鉱物資源研究所(IMR)でのモルドフ鉄鉱床の鉱化カルシファイアー試料の選鉱・製錬試験結果と鉱業設計院“セフウクルゲオロギヤ”中央研究所での鉱石の研究結



第 2 図 モルドフ鉄床 I-I 測線断面図
(凡例は第 1 図と同じ)

第 1 表 鉱化カルシファイアーの平均化学組成

成分	含有率 (%)						モルドフ鉄床の鉄石スカルン
	不毛カルシファイアー			鉱化カルシファイアー			
	モルドフ鉄床	スリュサレフ鉄床	平均	モルドフ鉄床	スリュサレフ鉄床	平均	
SiO ₂	15.17	11.55	13.62	6.14	8.91	7.25	22.22
TiO ₂	0.06	0.04	0.05	0.23	0.03	0.16	0.22
Al ₂ O ₃	2.01	1.04	1.59	1.69	0.88	1.37	4.61
Fe ₂ O ₃	4.82	7.14	5.81	32.77	25.58	30.29	31.05
FeO	6.42	5.42	5.99	21.06	15.55	18.86	23.52
MnO	1.08	0.66	0.90	0.32	0.99	0.59	0.46
MgO	14.30	16.16	15.10	8.99	13.97	10.98	9.57
CaO	26.42	24.72	25.69	9.66	11.27	10.38	4.07
Na ₂ O	0.25	0.19	0.22	0.10	0.13	0.11	0.23
K ₂ O	0.12	0.13	0.12	0.06	0.06	0.06	0.08
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.03	0.06	0.02	0.04	0.06
SO ₃	0.05	0.14	0.09	0.07	0.12	0.09	未決定
灼熱減量	28.91	32.70	30.53	18.91	21.19	19.82	3.53
総計	99.64	99.63	99.74	100.27	99.70	100.00	99.62
H ₂ O ⁻	0.16	0.25	0.23	0.05	0.20	0.11	0.20
MgO/CaO	0.75	0.91	0.82	1.30	1.73	1.48	3.26
Fe 総	0.25	0.23	0.24	0.69	0.52	0.62	0.69

第2表 選鉱・製錬試験結果表

機 関	精 鉱 実 収 率 (%)	精 鉱 の Fe 品 位 (%)	精 鉱 から Fe 実 収 率 (%)
鉱業設計院“セフウクルゲオロギヤ”	43.5	66.7	85.03
鉱物資源研究所	40.5	68.9	90.30

果(第2表)から、尾鉱の酸性成分の自熔能力が高いので、とくに無選鉱で、熔剤として製鉄に供しうることが分った。鉱化カルシファイアーはクリボイログの含鉄珪岩から得た磁鉄鉱精鉱と混合し、焼結すると、好結果が得られ、粒度組成、焼結性、ガス透過性がよくなる。

鉱化カルシファイアー中には、しばしば、厚さ0.1-10 mの含鉄スカルンが分離している。そのスカルンは、鉱物組成によって、サーラ輝石-磁鉄鉱スカルン、両輝石-磁鉄鉱スカルン(しばしばざくろ石を伴う)、輝石-クリノヒューマイト-磁鉄鉱スカルン、角閃石-サーラ輝石-磁鉄鉱スカルンに分けられる。このスカルンは帯緑灰色、ほとんど黒に近い岩石で、雑粒質、多くが細粒質、塊状であり、大型(1.5 cm前後)の磁鉄鉱連晶を伴う。これらスカルン中の磁鉄鉱含有率は30-75%である。モルドフ鉱床の含鉄スカルンの平均化学組成は、第1表に掲げた通りである。

諸データを解析した結果は、炭酸塩-磁鉄鉱鉱石が交代生成物であることを示している。交代作用は、おそらく、岩脈状優白質花崗岩と関係があるに違いない。そのことは、鉄鉱を胚胎する地質柱状断面において、脈状優白質花崗岩が欠除するところには鉱化カルシファイアーが存在しないという事実によって示唆されている。Feの起源と考えられるのは、含鉄珪岩である。含鉄珪岩中に含鉄珪酸交代作用が働いたことは、その含鉄珪岩中に後期世代の磁鉄鉱と共生する、第2世代の石英が存在する事実にあらわれている。二次鉱物としては、黒雲母、陽起石、透角閃石、カミングトン角閃石が存在し、金雲母、蛇紋石、イデイングス石、ブルーサイトも発達する。

第1表で明らかなように、鉄を含んだ炭酸塩岩中では、MgO/CaO比と総Fe含有率との間に相関関係が認められ、そのことは交代作用を物語っている。Fe飽和溶液が強塩基(この場合は、交代される岩石から溶脱されたCa)の活性を高めたのである。

モルドフ区域では、不毛カルシファイアー(MgO=14.3%)に比較して、炭酸塩-磁鉄鉱鉱体中のMgO含有率が8.99%と低いので、Mgも活性状態に移行することが多かった。スリュサレフ区では、MgOの溶脱がそれほどはっきりあらわれていない(それぞれ13.97%と16.16%)。Feの添加と濃集は、主として、カルシファ

イアーの交代変質後期段階に行われ、部分的添加・濃集はスカルン中にも及んでいる。そのスカルン中の磁鉄鉱の濃集は、サーラ輝石、クリノヒューマイト、普通角閃石、ざくろ石といった鉱物の晶出後に行われている。被膜状の磁鉄鉱が弱変質カルシファイアー中に存在し、その中に炭酸塩鉱物・かんらん石・尖晶石が包有されている。

調査・研究の結果に基づけば、ブーク河中流地域の鉄鉱床に次のような炭酸塩-磁鉄鉱鉱床の探査規準を適用するよう提起できる。

(1) 層序指標: 層状及びレンズ状鉱体がスプラクスタル岩のブーク系ハシチエパト-ザバリエフ累層含鉄珪岩層中に分布する。

(2) 層相指標: 鉱体を胚胎する含鉄珪質岩と含鉄炭酸塩岩は交代作用を受けて、強く変質している。

(3) 地球物理指標: 鉱体は10,000-64,000 γ の磁気異常を生じ、母岩よりも比重が大きい。

これらのデータは、ウクライナ盾状地の南西部に有望なブーク河流域鉄鉱床生成域を設定する根拠となる。

文 献

- 1) A. Ya. KANEVSKII et al. (1972): Finding of new iron-ore variety on the Ukraina shield of Middle Bug river area: «Geologicheskii Zhurnal», vol. 32, issue 5, p. 140-141 (in Russian)
- 2) V. F. BOGATYREV et al. (1977): To the problem of carbonate-magmatic ores in south-western part of Ukraina shield in relating with development of tectonic-magmatic activation zones: «Geologicheskii Zhurnal», vol. 37, issue 6, p. 18-27 (in Russian).
- 3) V. M. KRAVCHENKO et al. (1976): Conditions and methods of prospecting to the iron ore deposits of new formational types in the Ukraina shield: «Geologicheskii Zhurnal», vol. 36, issue 4, p. 3-12 (in Russian).

重要な希有金属鉱床のタイプ—斑岩型希有金属鉱床*

袁忠信 白鶴 楊岳清*

近年来, 地質研究が絶えることなく深まっていくにつれ, 斑岩型の鉱床(例えば, 斑岩銅鉱床, 斑岩タングステン鉱床, 斑岩モリブデン鉱床, 斑岩錫鉱床)が相ついで発見されてきた。それらに共通する特徴は, 次の通りである。

(1) 鉱体は浅成ないし浅成酸性貫入岩体中において, その貫入岩体の多くは岩株, 岩瘤, 岩筒, 岩脈, ろうと状岩の形態を有する。

(2) 鉱石は細脈-鉱染状及び鉱染状を呈する。鉱石の有用金属の品位はやや低いが, 鉱量は巨大である。

(3) 交代変質作用が激しく, 鉱化作用と変質作用との関係が密接で, 上記岩体の中心から外方あるいは下部から上部に向って, それぞれ側岩まで達する, はっきりとした変質帯及び鉱化帯の累帯配列が形づくられている。

斑岩型鉱床の物質の来源に関する問題について, 比較的よく研究されてきたのは斑岩銅鉱床で, 非常に多くの学者が斑岩銅鉱石のSとCuは上部マントルからもたらされたものと考えている。斑岩タングステン鉱床や斑岩モリブデン鉱床の鉱石鉱物の来源については, 研究が少なく, 調査・研究の発展が待たれている。

希有金属鉱床には, 先輩たちが“花崗岩型”[3]とよんだ一つの重要なタイプのものがある。そのタイプの希有金属鉱床の成因については, ある専門家たちはマグマ分化作用によるものと解釈し, 別の専門家たちは花崗岩化作用によるものと説明し, そのため, 多くの関係者, 特に経験の浅い学徒たちはこのタイプの希有金属鉱床の全貌を正確には理解し難くなっている。

2・3の花崗岩型希有金属鉱床は, 例えば“801”ベリリウム・ニオブ・希土類鉱床, HLL タンタル鉱床, “525”鉱床などのように, 實際上, 斑岩銅鉱床ないし斑岩タングステン鉱床によく似ており, 筆者らはこの“801”鉱床などを“斑岩型希有金属鉱床”とよんでいる。この種の鉱床は, 鉱石がNaとKに富んだ浅成酸性小岩体ないし岩脈中に賦存し, 希有金属元素, アルカリ元素, 揮発成分に富んだ特殊なマグマが地表近くに貫入し, 交代変質

作用を生じ, 形成されたものである。そのほか, 斑岩銅鉱床や斑岩モリブデン鉱床などの場合と同じように, 斑岩希有金属鉱床も, 鉱石鉱物は当該岩体内に分布するだけでなく, 外接触帯中にも賦存し, 岩体内と外接触帯の鉱化作用も変質作用も密接な成因的関連を有する。岩体の中心をとりまいて, 外側に向って, はっきりとした鉱化帯と変質帯の累帯配列が形づくられている。

斑岩希有金属鉱床は, アルカリ花崗岩に関係ある鉱床とカルク-アルカリ系列の花崗岩に関係ある鉱床の2亜タイプに分類できる。両者の鉱石のタイプ, 鉱石鉱物の来源は少し異なる。中国では後者の亜タイプの研究が比較的多く, 前者に対する研究は比較的少ない。

現在知られている, カルク-アルカリ系列の花崗岩と関係ある斑岩希有金属鉱床は, 更に, 斑岩ニオブ鉱床(曹長石化-プロトリアナイト化-コロンバイト花崗斑岩鉱床), 斑岩タンタル鉱床(曹長石化-リシア雲母化-マンガンタンタライト-細晶石*花崗斑岩鉱床), 斑岩ベリリウム鉱床(曹長石化-グライゼン化-緑柱石花崗斑岩鉱床), 斑岩タングステン・ベリリウム鉱床(グライゼン化-鉄マンガン重石-緑柱石花崗斑岩鉱床)に細分できる。

以下, 簡単に斑岩型希有金属鉱床の主な特徴を紹介し, その“斑岩性”について検討する。

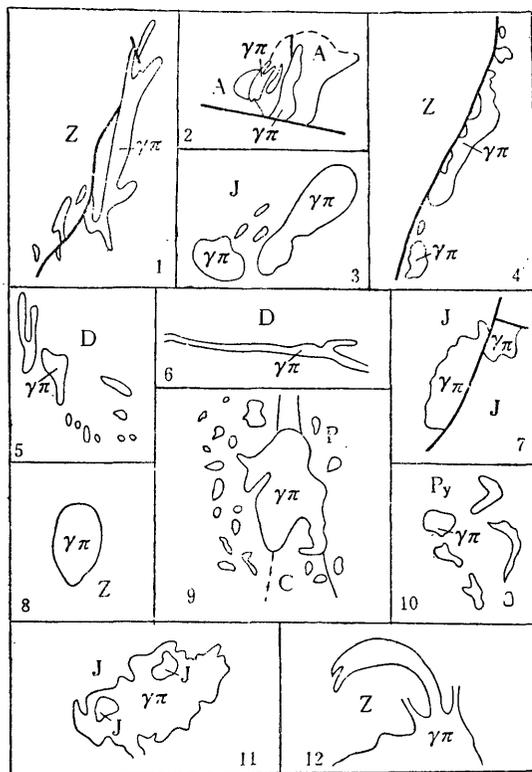
1. 斑岩希有金属鉱床は含鉱マグマの地表に近い浅成ないし浅成生成物である

中国の斑岩希有金属鉱床の岩体は, 形態と産状が多様多様で, 非常に複雑である。岩体は岩株, 岩瘤, 岩枝, 岩筒, 岩床, ろうと状岩などの形を備えている(第1図)。その地表部の面積は, すべて0.5 km²以下である。ある鉱床では, 実際に, 面積がいずれも0.1 km²に満たない小岩体群で構成され, 岩体の地表面積が小さいほど, 鉱体の品位が高いという傾向がある。

含鉱岩体は細粒・中細粒・斑状・雑斑状の構造を備え, ペグマタイト状構造のものもある。この含鉱岩体の形成深度が浅いため, 一般に当該岩体内には特殊な晶洞構造や気孔構造が広く発達し, 球顆組織や微文象組織を有する。

* Nb・Ta 鉱物, 日本名不詳

* 袁忠信, 白鶴, 楊岳清(1981): 一種重要的希有金属鉱床類型—斑岩型希有金属鉱床, 《地質論評》, 第26巻, 第3期, 269-272頁(Yuan Zhongxin, Bai Ge, Yang Yueqing (1981): Porphyry-type rare-metallic deposits—an important type of rare-metallic deposit: 《Di Zhi Lun Ping》, Vol. 26, No. 3, p. 269-272, in Chinese)

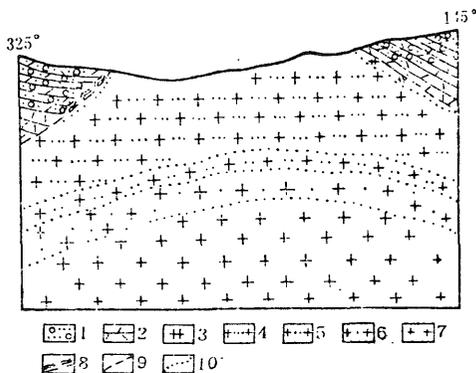


第1図 斑岩型希有金属鉍床含鉍岩体の平面形態の概要

- | | |
|------------|------------|
| Z—震旦系 | D—デボン系 |
| C—石炭系 | P—二疊系 |
| J—中生代火山岩系 | Py—斜長花崗片麻岩 |
| γπ—含鉍岩体 | A—角礫岩 |
| 1—“6862”鉍床 | 2—HLL 鉍床 |
| 3—“801”鉍床 | 4—JKL 鉍床 |
| 5—“525”鉍床 | 6—“431”鉍床 |
| 7—HL 鉍床 | 8—LHT 鉍床 |
| 9—SP 鉍床 | 10—“523”鉍床 |
| 11—THS 鉍床 | 12—“101”鉍床 |

含鉍岩体中には、両錐体の高温石英が発達し、その顆粒は明らかに長石よりも大きく、長石と雲母の粒間に豆状を呈して突き出している。この種の高温石英は、当該岩石が風化したのちには地上に豆を散らしたように散在し、俗に“羊糞蛋”とよばれ、その存在は斑岩希有金属鉍床の一つの有効な探査指標となっている。そのほか、2・3の含鉍岩体内では、石英が破碎現象を示し、アルカリ長石がバベノ双晶をつくっている。

気液均一化法による生成温度の測定結果によると、福建省の晶洞を伴った鉍化岩体は、石英の生成温度が980-1140℃、“801”含晶洞アルカリ花崗岩の富鉍体の同じく石英生成温度が286-440℃で、生成温度の高い試料は偏在する。江西省の2体の鉍化岩体は、気液包有物の均一化法による温度測定の結果は、それぞれ455-640℃と



第2図 “801” 鉍床含鉍岩体垂直断面図

- | | |
|--------------|------------|
| 1—原地残留堆積層 | 2—結晶凝灰岩 |
| 3—ペグマタイト状花崗岩 | 4—強曹長石化花崗岩 |
| 5—中度曹長石化花崗岩 | 6—弱曹長石化花崗岩 |
| 7—アルカリ花崗斑岩 | 8—混成岩帯 |
| 9—地質境界線 | 10—変質帯境界線 |

495-530℃であった。

含鉍岩体は揮発成分を多く含有する。鉍床中のF含有率は一般に0.1%以上で、通常の花崗岩よりもはるかに高く、花崗岩ペグマタイトの場合よりも著しく高い。特にFとLiは外接帯も含めて幅広い初成分散ハローを形成する。揮発成分を含む鉍物が発達し、造岩鉍物内に大量の気液包有物が存在する(ときにはNa塩ないしK塩の固体包有物も認められる)。

多くの鉍床は、火山岩及び地表近くの爆発角礫岩と密接な随伴関係を有する。例えば、“801”含Be-Nb-稀土類-アルカリ花崗斑岩鉍床は、含鉍岩体が岩瘤状、岩脈状を呈して、結晶凝灰岩中に分布する(第2図)。その花崗斑岩と結晶凝灰岩は化学成分が類似し、 $K_2O + Na_2O$ が9%前後、 $(K_2O + Na_2O) / Al_2O_3$ が1ないしそれより少し大きい(1.00-1.18)。両者の鉍物成分もかなりよく似ていて、いずれも大量の微斜長石と曹長石を含有し、また、アルカリ角閃石を伴う。そのほか、この含鉍花崗斑岩中のジルコンの同位体年代は103 maであり、結晶凝灰岩もその対比によれば、ジュラ系上部統ないし白亜系下部統である。したがって、このアルカリ花崗斑岩と結晶凝灰岩は空間的に共存するだけでなく、性質も似ている。この含鉍アルカリ花崗斑岩は、一種の副成火山岩又は潜火山岩である。

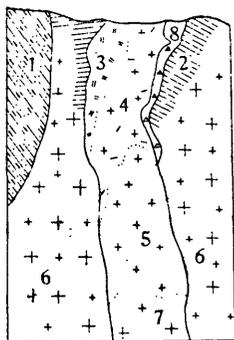
Be・W・Biを含んだTHS*花崗斑岩は同じ時代の流紋岩ないし石英斑岩中であって(第1図11)、両者の化学組成は似ている。HL*含稀土類花崗斑岩は同時代の流紋岩質タフラパー中であって(第1図7)、両者とも同

* THSとは地名の英国式翻字の頭文字と思われる。HLも同様(訳者注)。



第3図 HLL 高タンタル斑岩型鉍床垂直断面概要図

- | | |
|------------|--------------|
| 1—爆発角礫岩 | 2—前期細粒似斑状花崗岩 |
| 3—グライゼン | 4—鉍体 |
| 5—震旦紀弱変成砂岩 | |



第4図 “525” 高タンタル斑岩型鉍床垂直断面概要図

- | | |
|------------|----------------|
| 1—砂岩-泥岩 | 2—錳石細脈-鉍染帯 |
| 3—グライゼン | 4—曹長石化-グライゼン化帯 |
| 5—曹長石化花崗斑岩 | 6—花崗斑岩 |
| 7—斑状細粒花崗岩 | 8—花崗岩質角礫岩 |

じ種類の希土類元素, Ce 族元素を含有し, その岩石の風化によって Ce 族元素のイオンを吸着した風化殻型希土類鉍床が形づくられている。したがって, これらの含鉍岩体は明らかに火山作用生成体のカテゴリーに入る。2・3の斑岩希有金属鉍床では, 鉍体が火山岩と直接接触することもあるが, 一般的には鉍床区域全体に化学組成が含鉍岩体と類似する火山岩が存在する。江西省の2・3の鉍床区域では, そのような現象がみられる。

Ta に富んだ HLL 鉍床の鉍体は爆発角礫岩中に分布し, 脈状及びびんズ状を呈する(第3図)。その角礫は早期の細粒・偽斑状花崗岩と震旦紀の弱変成岩からなり, 膠結物と鉍体を構成する岩石の化学組成は基本的には類似するが, Li, Ta, Nb, Rb の含有率と変質現象には違いがある。その鉍石は中-細粒質斑状構造を備え, 斑晶はいずれも六方複錐高温石英からなる。黄玉, リシア雲母など揮発成分に富んだ鉍物が発達している。Ta に富んだ“525”岩体では, 角礫構造が発達している(第4

図)。

以上の資料は, 斑岩希有金属鉍床がすべて浅成・高温条件下で生成したことを示している。

現在のところ, ある学者は斑岩銅鉍床と斑岩タングステン鉍床を中酸性火山活動の産物と考え, 一種の鉍化火山岩ないし鉍化潜頭火山岩とみなし, 一方, 希有金属花崗岩型の鉍床をすべて貫入成因のものに入れている。上述の資料が明らかにしているように, 2・3の希有金属花崗岩型の鉍床, すなわち斑岩希有金属鉍床は, その地質と成因が斑岩銅鉍床ないし斑岩タングステン鉍床と非常によく似ており, これらをはっきりタイプの異なる鉍床に分けるのは妥当でないように思われる。地表に近い, 浅成あるいは超浅成環境は“斑岩型”鉍床の重要な生成条件で, そのことが“斑岩型”鉍床を火山作用生成体のカテゴリーに入れる根拠の一つとなっており, 貫入作用生成体に入れることは全く妥当でない。地表に近い超浅成岩体は, ときには, 比較的深い貫入岩に伴って産出することがあり, 火山岩を伴って産出することもあるが, 中国内で観察した限りでは, 貫入岩から火山岩に至る間, 次第に漸移する状態がみられる。その浅成岩ないし超浅成岩は, 一連の貫入-火山作用生成体の一部分である。

2. 斑岩希有金属鉍床の鉍石は鉍染状ないし細脈-鉍染状を呈し, 品位は高くはないが, 鉍量は大きい

希有金属鉍物は鉍染状ないし細脈-鉍染状を呈して分布し, 鉍石中での現象はきわめて普遍的で, 一般的には含鉍岩体の下部は主として鉍染状鉍石, 上部は鉍染状と細脈-鉍染状の鉍石からなる。ペグマタイト型希有金属鉍床と気成-熱水脈型希有金属鉍床に比較すると, このタイプの希有金属鉍床は希有金属元素の品位がやや低く, 希有金属鉍物の粒度が小さいが, 鉍量が巨大で, 探査しやすい。そのため, 国民経済の発展, 選鉍・冶金技術の進歩に伴って, このタイプの希有金属鉍床の将来性は限りなく大きくなっていくであろう。

3. 交代変質作用と鉍床の成因との関係

このタイプの希有金属鉍床中には, すべて, 激しい交代変質現象が認められる。例えば, 鉄リシア雲母化, 含 Li 白雲母化, 曹長石化, グライゼン化, 珪化, 更に黄玉化, 螢石化などがそうで, 外接触帯(exo-contact)では, グライゼン化, 珪化, スカルン化, あるいは条紋岩化*などがみられる。交代変質作用が強ければ強いほど, 鉍況はよくなる。

* 訳者注: 正確な日本語化ができないので, 原文のまま記した。

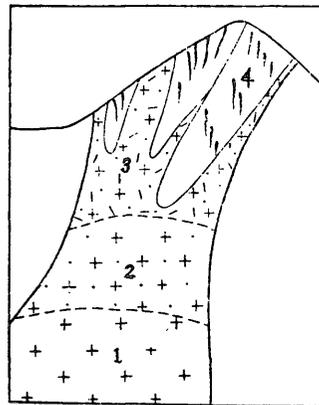
希有金属鉱化現象と交代変質現象は密接な関係を有し、一般に含鉱岩体の中心をとりまいて、変質帯累帯配列と鉱化帯累帯配列が形づくられている。

例えば、湖南省のある鉱床区域では、内接触帯から外接触帯に向って、Ta・Nb 鉱化帯→Be 鉱化帯→W 鉱化帯→Bi・Mo 鉱化帯という累帯配列が認められる。垂直方向には、希有金属鉱化帯が下部から上部に整然とした累帯配列をする例は、第5図と第6図に示してあるように、決して少なくない。

上述の各希有金属鉱化帯は空間的に整然とした分布を示すが、実際にはその累帯配列は何らかの時間的形成順序の反映であり、成因的な連関性の反映である。その各鉱化帯は、含希有金属花崗斑岩の岩石生成過程と鉱床生成過程のさまざまな進化段階の産物である。含希有金属花崗斑岩のマグマが浅所でマグマ分化後期の段階からマグマ分化期後の段階に転化するときに、交代変質鉱物の形成順序が反映して、Na 化(曹長石化)、Li 化(リシア雲母化、リシア白雲母化)、更に F・Si 化(珪化、グライゼン化、黄玉化、螢石化)などの自交代作用とマグマ分化期後の交代作用が次々に行われる。炭酸塩質側岩ではスカルン化現象ないし条紋岩化現象が現れ、アルミノ珪酸塩質側岩では珪化現象とグライゼン化現象が現れる。割れ目ができてくるにしたがって、更に石英-長石脈、螢石脈、石英-黄玉脈、硫化物脈、炭酸塩脈などの脈状充填物が形づくられる。一般に Na 化の自交代作用は Nb, Be, Ta などの鉱化作用を伴い、Li 化作用と F 化作用は Ta, Nb, Be, Hf などの鉱化作用を伴い、F-Si 化作用などのマグマ分化期後の交代作用は Be, Sn, W, Bi, Mo などの鉱化作用を伴う。

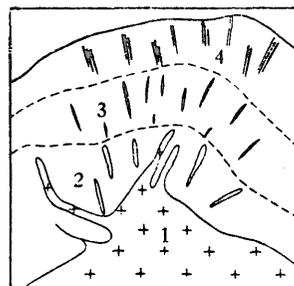
上述の資料で明らかのように、それぞれの希有金属鉱化作用と交代変質作用は成因的にはすべて含鉱花崗斑岩の岩石生成作用及び鉱床生成作用と関係があり、三者の間には内因的成因関係が存在し、その成因関係に基づいて斑岩希有金属鉱床の鉱床形成モデルを組み立てれば、それが当該鉱床の探査・評価・研究・開発に重要な実質的な意味をもつことになるだろう。

上に述べた主要な特徴のほか、斑岩希有金属鉱床は次のような特徴も備えている。すなわち、鉱床生成期は中生代末で、含鉱岩体の頂部には一般にペグマタイト様岩が存在し、構造は単純で、一つの“帽岩”的岩層を有し、その帽岩の存在が内接触帯の鉱体の形成に必要な構造条件となっている。また、構造脆弱帯の存在は、外接触帯の鉱体の形成に必要な構造条件となっている。各種の割れ目、そして更に破碎帯の発達、鉱液の移動と貯留に適し、交代作用と充填作用の進行に適する。



第5図 SSG 鉱床希有元素鉱体の垂直帯状構造概要図

- 1—稀土類鉱化花崗斑岩
- 2—弱曹長石化・Nb-稀土類鉱化花崗斑岩
- 3—強曹長石化・Ta-稀土類鉱化花崗斑岩
- 4—W-Sn-Be-石英脈



第6図 SXM 鉱床希有元素鉱体垂直断面概要図

- 1—Nb-Ta 鉱化花崗斑岩
- 2—Nb-Ta 鉱化花崗斑岩脈
- 3—W-Sn 鉱化長石-石英脈
- 4—リシア雲母-螢石細脈帯

以上の列挙した主要な特徴からみれば、斑岩希有金属鉱床と斑岩銅鉱床、斑岩タングステン鉱床、斑岩モリブデン鉱床などは、地質学的な特徴がよく似ており、なかでも含希有金属アルカリ花崗斑岩鉱床と斑岩銅鉱床とはよく似ている。

斑岩希有金属鉱床の構成鉱物の起源に関して、我々は、このタイプの鉱床の中でもアルカリ系列の鉱床の場合にはその起源がかなり深いところ(上部マントル?)にあるらしいと認識している。中国のいくつかの既知含鉱アルカリ花崗斑岩型鉱床は、例外なく、すべて深部断裂帯にそって分布し、吉林省、黒竜江省西部、四川省西部、福建省南部などの場合のように、つねに火山岩を伴うこともある。この事実からすると、深部断裂は含希有金属鉱石物質の通路になったと考えられる。そのほか、

含鈳岩体は K, Na, Nb の含有率が非常に高く、つねに希土類, Th, Zr などを含み、個々の岩体によっては Cu 含有率が比較的高い。これらはすべて、地下深所からもたらされた可能性が大きい。一般に、Ta と Li に富んだカルク-アルカリ系列の含鈳岩体では、その鈳石構成物質の起源は地殻の Si-Al 層の物質が熔融分化する際に分離・濃集した物質である可能性が大きい。当面する物質の起源問題については深くほり下げた研究がきわめて不十分で、そのため、上述のような推論しか行えず、多くの疑問が今後の研究の発展を待っている。

熱力学的な観点からすると、温度・圧力・化学組成の3要素は鈳床生成体系の性質に対して決定的な作用を与える。斑岩銅鈳床と斑岩希有金属鈳床は、岩石構成・鈳物組成・有用鈳物含有率に違いはあるが、温度と圧力の条件が非常によく似ており、いずれも高温・低圧環境下で生成している。

以上をまとめると、花崗岩型希有金属鈳床の中には“斑岩希有金属鈳床”とよぶべき浅成ないし超浅成の鈳床があり、その名称はこのタイプの鈳床の生成条件と成

因を正確に理解するのに適しており、このタイプの鈳床の研究にも適している。しかし、その研究が多くもなく、深くもないので、本文は初歩的な見解にすぎず、不完全さは免がれ難く、あるいは間違った概念があるかも知れない。諸兄姉の援助と指摘をせつに期待する次第である。

参 考 文 献

- 1) 北京大学地質系(1978): 斑岩銅鈳及其探鈳: 冶金工業出版社
- 2) 譚運金(1979): 斑岩鈳床: 《地質地球化学》, 第12期
- 3) A. I. GINZBURG (1972): Rare metal-bearing granites: in 《Rare-metal granites and problems of magmatic differentiation》, “Nedra” Press, Moskwa, (in Russian).
- 4) 袁忠信ほか(1980): 一個碱性花崗斑岩希有元素的地球化学和鈳物形成作用: “国際交流地質学術論文集” 2, 地質出版社