北海道発足鉱山に於ける母岩の変質作用*

The alteration of the wall rocks along vein deposits
in the Hattari Mine, Hokkaido

阿 部 宏 (Hiroshi Abe)**

1. ま え が き

北海道岩内郡発足鉱山は花崗閃緑岩類中に胚胎する浅熱水性裂隙充填鉱床で、鉱床母岩は鉱脈を中心として絹雲母化作用を主とする熱水変質作用を蒙っている。花崗岩質岩類に於ける母岩の変質作用に関しては例えば、最近では Tooker, E. W.¹⁾ 等の研究があるが、筆者は当鉱床の母岩をなす花崗岩質岩類の主として potassium alteration についてその生成機構を追求する目的で、2, 3 の実験的考察を試みたので報告する。

2. 地 質 及 び 鉱 床

当鉱床は 国富鉱山の西北方約 17 km, 岩内郡発足村字ビシャムナイに位置し、嘗つて渋谷鉱山として採掘採鉱が行われ、その後国富鉱山の支山として銅・鉛・亜鉛鉱を対象に坑内探鉱が試みられたが現在休山中である。

鉱床附近は流紋岩及び斜長流紋岩からなる火山岩類と、閃緑岩、花崗閃緑岩等の完晶質岩類²⁾ が露出し、鉱床西方茅沼炭礦附近には新第 3 紀の所謂緑色凝灰岩が分布している。鉱床は前記花崗閃緑岩及びその角縁相と考えられる閃緑岩中に胚胎する浅熱水性鉱脈型鉱床で、鉱石鉱物は黄鉄鉱、黄銅鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、脈石鉱物は石英、絹雲母、緑泥石及び方解石等の炭酸塩鉱物である。鉱脈は 1 号脈、2 号脈及び 3 号脈よりなり走向 EW 系、N-S に急傾斜し一般に膨縮著しく、時に脈巾 1.5 m に達する部分もある。これらの鉱脈は部分的に黄鉄鉱・黄銅鉱・石英脈、石英・黄鉄鉱脈、方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱脈よりなり、各鉱石鉱物の晶出順序は第 1 図の如くである。鉱脈に沿う鉱床母岩は絹雲母化作用、緑泥石化作用、黄鉄鉱化作用、炭酸塩化作用を蒙るが、鉱脈の巾と変質帯の巾は一定でなく、強度の変質帯は鉱脈を中心として 1 m を越える例は少ない。

3. 母 岩 の 変 質 作 用

(1) 原岩並びに変質岩の顕微鏡的観察

〔原 岩〕 原岩と認められる未変質花崗閃緑岩は肉眼的に帯緑灰色を呈し、長石、石英及び角閃石を伴う。鏡下では完晶質時に斑状構造を呈し、斜長石 (0.2 × 0.07 mm) は累

* 日本地質学会第 66 年会 (東京大学) 講演, 1956.

** 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

1) Tooker, E. W. : Clay & Clay Minerals, NAS-NRC, 456, 1956.

2) 完晶質岩類の進入時期は明らかでないが、鉱化作用が本岩類中にのみ集中する事実は、火成活動との成因的關係に於て興味深い問題であり、且つ、同岩類の産状及び岩相等から新时期進入の可能性も考えられ、この点については別に検討を試みる予定である。

帯構造, アルバイト双晶を示し, 石英 (径 $0.1 \sim 0.2 \text{ mm}$) と共に比較的新鮮であるが, 普通角閃石 ($0.3 \times 0.1 \text{ mm}$) は一部変質し, 二次的な緑泥石を生成している。前記斜長石は $\gamma=1.563$, An_{52} (平均値) を示し, 化学分析値より求めたノルム斜長石は $Ab_{53}An_{47}$ で, 光学的測定結果と近似した値を示している。

〔変質岩〕 鉱脈に沿う変質母岩は第 2, 4 図に示す如く, 絹雲母緑泥石化岩 (弱変質岩帯), 絹雲母化岩 (中変質岩帯) 及び絹雲母黄鉄鉱化岩 (強変質岩帯) の 3 帯に漸移し

第 1 図 産出鉱物の晶出順序

第 2 図

1. 絹雲母緑泥石化岩,
2. 絹雲母変質岩, 3. 絹雲母黄鉄鉱変質岩, Q; 石英 P; 斜長石 C; 緑泥石 S; 絹雲母 ($\times 30$) 4. 原岩,
5. 絹雲母緑泥石化岩,
6. 絹雲母変質岩の斜長石の変質過程 ($\times 65$) A, B, 反射顕微鏡写真, Cp; 黄銅鉱, Py; 黄鉄鉱, Ga; 方鉛鉱 ($\times 120$)

ている。① 絹雲母緑泥石化岩 鏡下で完晶質斑状構造を示し斜長石 ($0.2 \times 0.07\text{mm}$) の結晶縁に沿って絹雲母が斑点状に生成し、石英 (径 $0.1 \sim 0.2\text{mm}$) は半自形〜他形を呈しやや汚染され、角閃石 ($0.2 \times 0.05\text{mm}$) は大部緑泥石化している。基質部は石英及び絹雲母 ($0.01 \sim 0.005\text{mm}$) の集合よりなる。② 絹雲母化岩 原岩の構造をやや失い、斜長石 ($0.2 \times 0.05\text{mm}$) は汚染しその劈開、双晶面、結晶縁に沿い或いは全くこれらとは無関係にその内部に細脈、網状、斑点状絹雲母が著しく発達し、石英 (径最大 0.08mm) もまた融蝕され、その量を減じている。基質部ではその鉱物粒をうづめて細脈状 (巾 $0.01 \sim 0.005\text{mm}$) 絹雲母が多数生成している。③ 絹雲母黄鉄鉱化岩 鏡下で、原岩の構造は全く認め難く、局部的に残存する斜長石は絹雲母によつて完全に交代され仮像を呈し、これと共に絹雲母の網状細脈 (巾 $0.01 \sim 0.005\text{mm}$) が多量に発達している。更にこれとは別に揺焰状消光を示す石英の粒状集合細脈が顕著に認められ、多量の黄鉄鉱が生成している。なお、強度の粘土化作用を蒙つた試料をノーベル式水鏡装置で水鏡後、示差熱分析、X 線解析を行つた結果、この変質岩中に含まれる粘土鉱物は大部分が絹雲母よりなる事が判る (第1表、第3図)。

第1表 絹雲母のX線粉末廻析値

A		B		A		B	
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
10.0	10	10.0	30	2.13	9		
7.10	5	7.15	33	2.00	20	1.999	15
5.01	17	5.01	20	1.983	9		
4.50	9	4.48	20	1.819	14	1.818	12
4.21	9	4.21	21	1.670	6	1.668	8
3.70	5			1.651	7		
3.59	8	3.59	25	1.644	15	1.644	10
3.29	100	3.30	100	1.505	15	1.502	9
2.86	3	2.85	10	1.374	5		
2.561	43	2.561	21	1.349	3	1.351	3
2.462	13	2.462	4	1.299	7	1.296	7
2.35	7	2.351	6	1.239	8	1.241	5
2.287	7	2.290	5				

A; 化学分析試料 e の水鏡粘土, B; 同じく f の水鏡粘土

(X 線廻析計数装置, 対陰極 $\text{CoK}\alpha$)

(2) 変質母岩の化学組成

上述せる如き変質母岩についてその化学成分の移動拡散濃集機構を明らかにする目的で、1号脈を中心として上下盤 $1 \sim 3\text{m}$ 毎に試料を採取し化学分析を行つた結果は次の如くである (第4図、第2表)。

即ち表中 e, f が鉱脈に近接する強変質岩 (絹雲母黄鉄鉱化帯), c, d が中変質岩 (絹雲

第3図 絹雲母の示差熱分析曲線

A; 化学分析試料 (e) の水鏡粘土

B; 同じく (f) の水鏡粘土

第4図 鉱脈図及び試料採集位置図

A; 絹雲母黄鉄鉱変質帯, B; 絹雲母変質帯, C; 絹雲母緑泥石変質帯, D; 黄鉄鉱・黄銅鉱・石英脈, (a~h) 化学分析試料, (1~14) 分光分析試料採集位置

母化帯), a, b, g, h が弱変質岩 (絹雲母緑泥石化帯) を代表するものである。これら変質母岩の各酸化物組成をみるに, 変質度に応じて規則的, 対称的な成分変化は必ずしも認められないが, SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O 及び H_2O の値に於いてかなり特徴的な挙動を示している。即ち 原岩に比較した場合, 絹雲母緑泥石化帯→絹雲母化帯→絹雲母黄鉄鉱化帯と, その変質度に応じて SiO_2 , Na_2O , FeO の値が減少し, Al_2O_3 , K_2O , H_2O の値が, かなり増加している。

これら変質帯に於ける SiO_2 - Al_2O_3 - MgO - H_2O 系についてその成分変化の過程を検討すれば, SiO_2 - Al_2O_3 - MgO 系では 原岩, 変質岩に於いてさしたる変化は示さないが, SiO_2 - Al_2O_3 - H_2O 系では第5図に示される如き変質過程をたどり, その成分変化の傾向は変質帯の中心部に向つて SiO_2 寄りから H_2O 寄りになり, SiO_2 の割合の減少, H_2O の割合の増加が認められる。更に A-K-F, A-C-F 図に於いて検討すれば, A-K-F では母岩の変質度に比例して $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ の割合, K_2O の割合が増加し, $\text{FeO} \cdot \text{MgO} \cdot \text{MnO}$ の割合が著しく減少する。特に絹雲母黄鉄鉱変質帯に於いて著しい。A-C-F に於いても鉱脈の中心に向つて $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ の割合が増加し, $\text{FeO} \cdot \text{MgO} \cdot \text{MnO}$, CaO の割合が減少し, 絹雲母緑泥石変質帯・絹雲母変質帯から強変質帯の絹雲母黄鉄鉱変質帯に至れば急激にその傾向を強める。

一般に変質作用に於ける成分の移動, 拡散或いは濃集機構はイオンの形で営まれるものとするのが妥当であり, 従つて上記変質岩の分析値から Eskola¹⁾ の陽イオン百分率を求め主イオンの変化図を作成し, 変質母岩の成分変化をみても前述の増減比と一致

1) Eskola, P.: *Geologica Geographica*, **38**, 1954.

第 2 表 原岩及び変質母岩の化学分析値 (試料記号は第 4 図に同じ)

試料名 化学成分	原 岩	変 質 母 岩 (上盤)						変 質 母 岩 (下盤)			原 岩 の ノルム鉱物
	o	a	b	c	d	e		f	g	h	
SiO ₂	67.30	63.66	63.46	61.88	63.99	61.74	鉍	63.34	59.64	60.14	Q 27.35 %
Al ₂ O ₃	14.11	14.06	15.56	13.11	16.63	18.44		15.08	13.16	14.00	Fs 3.05
Fe ₂ O ₃	1.09	4.29	2.85	4.79	2.17	3.56		4.11	3.58	3.49	En 5.03
FeO	2.66	2.46	3.31	2.63	2.69	0.86		0.97	1.58	1.86	Wo 0.47
MgO	2.01	2.21	2.81	1.26	1.22	1.13		1.22	2.70	2.41	Mt 1.63
CaO	3.32	2.16	1.08	1.75	1.42	1.36		1.42	3.37	3.31	An 14.54
Na ₂ O	3.60	3.70	2.36	1.45	3.02	0.80		0.12	0.60	0.74	Ab 30.58
K ₂ O	2.66	2.56	3.79	4.65	3.91	5.25		4.38	4.15	4.41	Or 15.66
H ₂ O (+)	1.09	2.76	3.08	4.84	2.75	4.38		5.40	7.42	6.47	Py 0.12
H ₂ O (-)	0.62	0.68	1.01	0.79	0.97	0.99		0.84	1.03	1.08	Ap 0.34
TiO ₂	0.61	0.66	0.71	0.40	0.44	0.81	脈	0.76	0.70	0.76	Il 1.22
P ₂ O ₅	0.14	0.16	0.21	0.10	0.17	0.22		0.19	0.23	0.11	
MnO	0.11	0.05	0.06	0.28	0.05	0.07		0.12	0.13	0.03	Ab ₅₃ An ₄₇
Fe	0.06	0.08	0.11	1.44	0.42	0.51		1.41	1.20	0.61	
S	0.06	0.07	0.14	1.28	0.36	0.44		1.30	1.11	0.55	
Total	99.44	99.56	100.54	100.65	100.21	100.56		100.66	100.60	99.97	

(Q : quartz, Fs : ferrosalite, En : enstatite, Wo : wollastonite, Mt : magnetite, An : anorthite,
Ab : albite, Or : orthoclase, Py : pyrite, Ap : apatite, Il : ilmenite)

第5図 A-C-F-A-K-F-SiO₂-Al₂O₃-H₂O 図

O; 原岩, a, b, g, h; 絹雲母緑泥石変質岩 (弱変質帯), c, d; 絹雲母変質岩 (中変質帯), e, f; 絹雲母黄鉄鉱変質岩 (強変質帯)

し, 原岩より変質岩に向つて Si¹⁾, Fe⁺⁺, Na の減少, Al, K の増加が示される (第6図)。

上に述べた如く, 原岩に比較して鉱脈ぎわの変質帯に於いて Al, K, H 等が濃集して多量の絹雲母を生成している事実は, これらの陽イオンが化学的に安定な環境としてこの変質範囲に固定集中されて絹雲母化帯を新生したものとみるべきであり, Ca⁺⁺, Mg⁺⁺ イオンの変化に比して K⁺, Na⁺ イオンの著しい増減は2価の塩基イオンと1価の塩基イオンの置換力, 浸入能²⁾の相異によるものと考えられる。更にまた SiO₂, Al₂O₃ は PH 条件に対して極めて鋭敏であり, 前者は適度のアルカリ条件下で著しく溶解度を増し³⁾, 特に高温高圧下に於いては H₂O に対してさえも, かなり溶解する事が知られており, 一方 Al₂O₃ は PH 4~8 の条件下ではむしろ安定であり, PH 5 以下或いは 9 以上では著しく溶解度を増す事⁴⁾は周知の事である。かくして地下深所よりの金属元素を含まない不毛の弱アルカリ性反応液によつて溶脱作用と置換作用とが行われて鉱物の再配列, K-変質帯の生成が行われ, この時期に大部分の絹雲

1) 下盤母岩に於いて一部 Si が多量に示されるが, これは顕微鏡観察でも判るように石英細脈の混入によるものである。

2) 須藤 俊男: 粘土鉱物, 1953.

3) Lovering, T. S.: Quart. Colorado, Sch. Min., 45, 1950.

4) Barth, T. F. W., Correns, C. W. Eskola, P.: Die Entstehung der Gestein. 129, 1939.

第 6 図 陽 イ オン 変 化 図

母の変質帯が形成され、反応液の活動は微弱となり、その後、鉍化液の上昇をみ、硫化鉍物の沈澱を行つたものと考えられる。

(3) 変質母岩の微量成分

変質母岩の主化学成分の変化状態を知ると共に、これに含まれる微量成分の挙動をも併せて考究する目的で鉍脈上下盤変質母岩について 1m 毎に試料を採取し分光分析を試みた (第 4 図, 第 3 表)。実験に供した試料は硫化鉍物の混入をさけ珉璃乳鉢で直接圧碎後、-200 メッシュの細粉とし島津製水晶分光写真器 (QF-60) により予備実験を行い、半定量的な分析を試みた。

検出元素は岩石中の主元素を除き Ag, Ba, Be, Bi, Co, Cu, Cr, Mo, Ni, Pb, Sb, Sn, Sr, V および Zn である。これら微量成分の分布状態を検討するに、Ag は原岩に比してやや強く検出され鉍脈ぎわの絹雲母黄鉄鉍変質帯に於いては特に多量に存在している。Cu, Zn, Pb についてもほぼ同様の傾向がうかがえ、鉍脈に接近した絹雲母黄鉄鉍変質帯に於いてその検出濃度が強い。このような変質帯に於ける Ag, Cu, Zn, Pb 等金属元素の濃集は母岩に変質作用をもたらした反応液の影響に基づくものとするよりは、むしろ H. T. Morris, T. S. Lovering¹⁾ の指適する如く鉍化時期に於ける金属元素の移動、拡散現象に起因するものと思われる。Pb-Ba は鉍脈に近い部分に於いて、相伴つて存在するが、これらの成分は恐らく母岩に絹雲母化作用をもたらした K との関連性を多分に有しているものと推察される。また、Ni-Cr, V-Ni・Cr 等については顕著な相関関係は認められない。ここで注意すべき事は、鉍脈に接する如き絹雲母黄鉄鉍変質帯は別として、微量成分の上下盤に於ける一般的な分布状態を通覧すれば、必ずしも規則的、累帯的な消長を示さず、上盤変質帯と下盤変質帯に於いて微量成分の分布の上で、

1) Morris, H. T. and Lovering, T. S.: Econ. Geol., 47, 1953.

第 3 表 原 岩 及 び 変 質 岩 の 微 量 成 分

		Ag	Ba	Be	Bi	Co	Cu	Cr	Mo	Ni	Pb	Sb	Sn	Sr	V	Zn
原 岩	O ₁	××	?	?		×	××	?	×	××	×	××	×		××	××
	O ₂	×	?	×		×	××	×	×	×	×	××	×		×	××
変 質 母 岩 (上盤)	1	×		×		×	××	×	×	×	×	×	××	?	××	×
	2	×		×		×	××	×	×	×		×	××		××	×
	3	×	?	×		×	××	×	×	×	?	×	××	?	××	×
	4	×	?	××		××	××	×	×	××	×	××	××	?	××	××
	5	××		×		×	××	×		××	×	××	××			××
	6	×	?	××		×	××	×	?	××	×		××			××
	7	×	××	××		×	××	×	?	××	××	××	××		××	××
	8	×	×	×		×	××	×	××	××	×	?	××		××	××
	9	××	××	××		××	××	×	×	××	××	××	××	?	×	××
	10	××	××	××		?	××	×		××	××	?	××		××	××
鉍																
変 質 母 岩 (下盤)	11	××	×	×		×	××	?	?	×	×	×	×		××	××
	12	×	?	×	?	×	××	?		×	××	×	×		××	××
	13	×	?	×	×	?	××		?	×	×	×	×			××
	14	×		×		×	××	?	?	×	×	?	×		×	×

××××→×××→××→×→? の順に少量。(試料番号は第4図に同じ)

かなり著しい差異を示している。例えば Ag, Pb, Zn は上盤側よりも下盤側に強く検出され、Ni, Cr, Sn は下盤側よりもむしろ上盤側にやや強く検出されている。若しこれら Ag · Pb · Zn, Ni · Cr · Sn 等の微量成分が、前述の如く 鉱化液より直接もたらされて現位置を占めているものとすれば、かかる成分分布の差異は 鉱化液の性質、即ち濃度、PH、温度、量、反応時間、浸透速度の差によるものか、或いは母岩の原成分、原構造に支配されたものが、或いは全く根源、時期を異にする浸透液の作用によつて上下盤に対し異つた反応を及ぼしたものか何れかであろう。この事は前記した 鉱床母岩の主化学成分についてみてもうかがえる事で、鉱脈に沿う絹雲母黄鉄鉱変質帯は別として、化学成分の一般的傾向を検討すれば、第 5, 6 図に示される如く、上盤、下盤変質帯の成分組成は必ずしも対称的な変化を示さず、下盤側の変質帯は、上盤側のそれに比較して狭い事が判る。何れにせよ母岩の変質作用を導いた反応液は、仮にその母岩の原成分が均一であつたとしても、通路を中心として外方に向い律動的、累帯的な浸透、反応を示すとは限らず、複雑な chemical control を受けて現在の変質帯を形成しているものと推察される。

4. 結 び

1) 発足鉱山は花崗閃緑岩、閃緑玢岩中に 胚胎する所謂浅熱水性鉱脈型鉱床で、鉱床母岩は絹雲母化作用を主とする熱水変質作用を蒙る。

2) 鉱脈に接する強変質帯に於いては Al_2O_3 , K_2O , H_2O の添加、 SiO_2 , Na_2O , FeO の溶脱が行われ、それと共に多量の絹雲母を生成している。

3) 鉱脈に接する変質帯では Ag, Cu, Zn, Pb 等の微量成分が濃集し、且つ、上下盤に於ける成分の分布状態を異にする。このような変質作用の機構について若干の考察を加えるならば、まず 鉱化作用の先駆的な活動として H_2O を主成分とする金属成分を殆ど含まない不毛の反応液が、通路をなす花崗閃緑岩の主要鉱物構成元素中、イオン化して溶解しやすいアルカリ金属、アルカリ土金属等を溶かし、特に斜長石 ($Ab_{53} An_{47}$) 石英等に対しては著しい影響を与え Si, Na の溶脱、Al, K の添加が営まれ、絹雲母を主体とする potassium alteration zone を形成し、この時期に大部分の変質作用が完了したものである。一般にこれら絹雲母の生成条件¹⁾²⁾³⁾⁴⁾⁵⁾に就いては K の濃度が高く、且つ高温の場合を除いては中性〜アルカリ性とされ、この時の圧力が低ければ更に低温でも生成されるものと云われ、合成実験の結果を複雑な自然界に直ちに適用する事は注意を要するとしても、当鉱床の大部分の変質作用は中〜アルカリ性の条件下で、比較的低温で営まれたものと云う事が出来、これに引続いて 鉱化液の上昇をみ、Cu, Fe, Zn, Pb 等の硫化物を沈澱したものと推察される。

撰筆するに当り御指導を賜つた竹内常彦教授に衷心より感謝申し上げる。また X 線撮影、分光分析、文献に関し日々御便宜頂いた南部松夫助教授、植田良夫助教授、島津光夫氏及び実験に協力された折本左千夫氏に対し感謝の意を表する。現地調査に際し御配慮を頂いた住友金属鉱山国富鉱業所安田庄所長、深堀仁、西沢徳雄の諸氏に御礼申し上げます。本研究に要した費用の一部は文部省科学研究費によつた。記して謝意を表する。

- 1) Norton, F.H.: Am. Min., **22**, 1939.
- 2) Leonard, R.T.: Econ. Geol., **22**, 1927.
- 3) Gruner, J.W.: Econ. Geol., **39**, 1944.
- 4) Ross, C.R.: Jour. Am. Ceram. Soc., **28**, 1945.
- 5) Stringham, B.: Econ. Geol., **47**, 1952.