

B. a. XX.

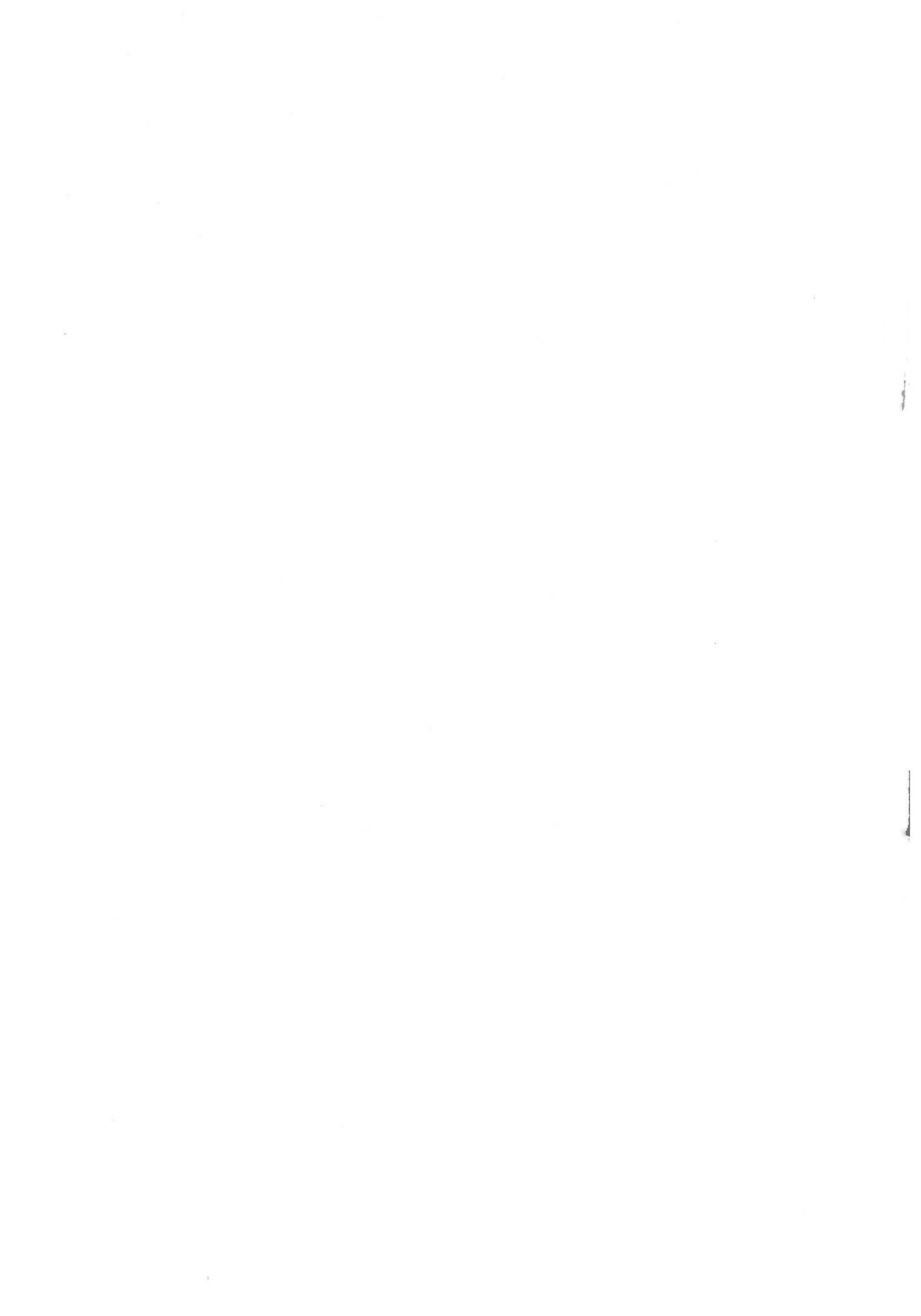
地質調査所報告第234号

西部北海道長万部岳
西方地域の鉍化作用

地質調査所

昭和44年8月





553.2 : 550.4 : 553.32+553.41/.44 (524.11/.12)

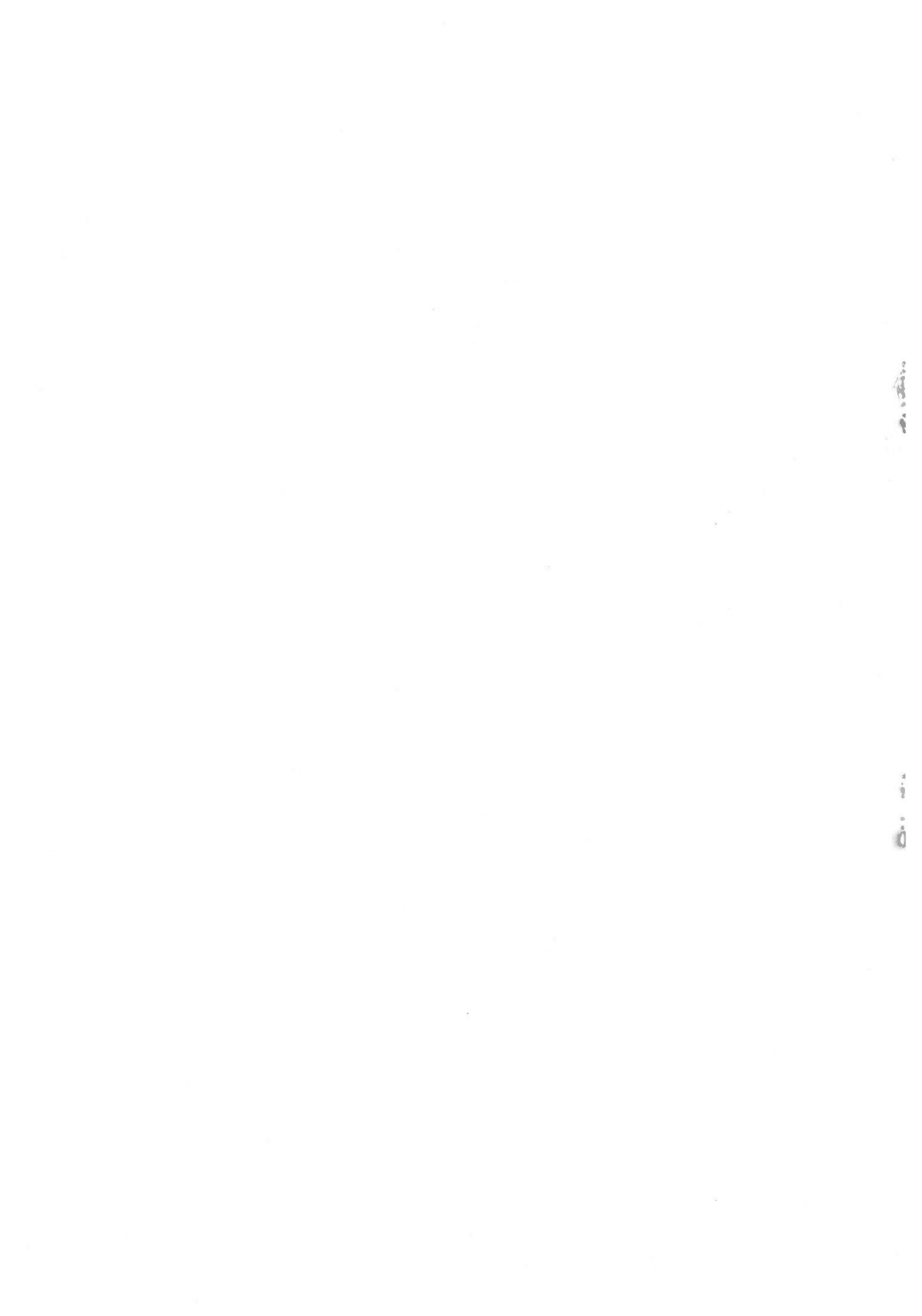
地質調査所報告

所長 佐藤光之助

西部北海道長万部岳
西方地域の鉱化作用

通商産業技官 成田英吉

通商産業技官 五十嵐昭明



目 次

I. 緒 言	1
II. 位置・交通	1
III. 地 形	2
IV. 地 質	2
IV. 1 基盤岩類	2
IV. 2 新第三系	4
V. 地質構造	6
VI. 鉍 床	8
VI. 1 概 説	8
VI. 2 鉍化作用に関する構造, 火成活動の特性	8
VI. 3 先第三紀の鉍床	9
VI. 3. 1 高温交代鉍床	10
VI. 3. 2 脈型鉍床	12
VI. 3. 3 層状鉍床	12
VI. 4 新第三紀の鉍床	12
VI. 4. 1 含マンガン・鉛・亜鉛鉍脈	14
VI. 4. 2 含金・銀・石英脈	16
VI. 4. 3 層状マンガン鉍床	17
VI. 5 第四紀の鉍床	18
VI. 5. 1 火山堆積性マンガン鉍床	18
VI. 5. 2 漂砂マンガン鉍床	18
VI. 5. 3 砂金鉍床	18
VI. 5. 4 露天化残留型マンガン鉍床	18
VI. 6 鉍床母岩の変質	18
VI. 6. 1 高温交代鉍床に伴われる変質	18
VI. 6. 2 新第三紀鉍化作用に伴われる変質	19
VII. 鉍化作用と微量元素の挙動	22
VII. 1 鉍石鉍物中の微量元素	24
VII. 2 新第三紀火成岩中にみられる微量元素	28
VII. 3 変成, 熱水変質を受けた新第三紀火成岩中の微量元素	29

VII. 4	基盤岩の微量元素	30
VII. 5	微量元素のまとめ	32
VIII.	鉍化作用の総括	33
VIII. 1	鉍床と地質構造	33
VIII. 2	新第三紀の鉍床帯状配列と鉍石成分の理論化学的考察	34
VIII. 3	鉍液の性質	36
VIII. 4	鉍液の性質と地熱溶液	37
VIII. 5	日本の温泉および沈殿物と鉍石の微量元素の比較	38
VIII. 6	希薄化作用	38
VIII. 7	鉍石沈殿にみられる理論化学的特徴	41
VIII. 8	鉍化過程の考察	42
VIII. 9	新第三紀鉍床のまとめ	43
	文 献	44
	Abstract	

西部北海道長万部岳西方地域の鉛化作用

通商産業技官 成田 英吉*

通商産業技官 五十嵐 昭明**

I. 緒言

本地域は、西部北海道のほぼ中央に位置し、古くから金・銀・銅・鉛・亜鉛・マンガンの産地として知られ、おもな鉛床に次のようなものがある。すなわち美利河鉛山のマンガン鉛床（土居，1958，1961；土居他，1961；Dor，1961；吉村，1952），種川金山（秋葉，1954a，1955a），忠志別金山，カニカン岳周辺地域の金銀鉛床（矢島・陸川，1936）や長万部鉛山（松村，1961，1962），今金鉛山（高島，1949；秋葉，1955b；成田，1964，1965）および三恵鉛山（五十嵐，1962，1966）の金・銀・鉛・亜鉛・マンガン・硫化鉄鉛床がある。

この地区には、上記鉛床の他に、緑色凝灰岩層中に胚胎する層状マンガン鉛床（五十嵐，1957；五十嵐他，1962；成田他，1965，1967；山田他，1964）や先新第三系中の銅・鉛・亜鉛・マンガン鉛床（松村，1957；山田，1962），層状珪酸マンガン鉛床（五十嵐，1965，山田，1962）など多様な鉛床が認められ、経済的にも鉛床学的にも興味深い地域である。にもかかわらず、地形が急峻であるうえに最近まで交通不便の僻地であつたため、長万部図幅（矢島，1939）以後やや久しく地質鉛床調査は行なわれず、最近急速に調査の進展をみたところである。

本調査は1960年から1962年にわたつて行なわれた。その主たる目的は、上にのべたように本地区には、白堊紀末の深成作用に関係する鉛床、新第三紀の亜火山作用に関係する鉛床、第四紀の火山作用に関係する鉛床があり、これらの系統的な鉛化作用を明らかにすることにあつた。そのため本地区の地質構造、火成活動、鉛床を胚胎する構造規制、母岩および鉛石鉛物の鉛床学的、地球化学的性格などを中心として調査研究を行なつた。ここでは、現在までの調査研究結果の総括的な報告をする。

本鉛山地域は面積が広大であることと、すでに採行を終つて、現在では調査不可能な鉛山が多く、この報告をまとめるにあつては、すでに公表されている報告、あるいは周辺地区の資料を引用、あるいは参照させていただいた。とくに北海道開発庁による最近の地下資源調査の結果におうところが多い。野外調査では、山田敬一、番場猛夫、松村明各氏から協力をうけ、化学分析は伊藤聰、狛武、横田節哉各氏から協力をうけた。また山屋政美、村瀬正、池田国明各氏からは地形測量、航空写真による地質構造解析の協力を得た。

調査に際しては、今金営林署、今金町役場、島牧村役場、住友金属鉛山株式会社、杉林黒鉛鉛業株式会社美利河鉛山、三恵鉛山株式会社の方々に御援助をいただいた。これらの方々に深く感謝の意を表す。

本文中に用いた数式については北大理学部化学教室下地光雄教授の御検討をいただいた。ここに深謝する次第である。

II. 位置・交通

本地域は国鉄函館本線長万部駅の西方約20kmに位置し、後志国島牧郡島牧村、瀬棚郡今金町および東瀬棚町にまたがる南北約40km、東西約20kmの範囲である。

本地区北部の島牧地域までの交通は国鉄函館本線黒松内駅から寿都鉄道の便があり、終点寿都駅から日本海岸沿いに千走に至る国道があり、途中25kmの泊からは泊川に沿う約18kmの林道が発達する。千走から

* 大阪出張所

** 北海道支所

は千走川沿いに約 9km の林道がある。地域南部の今金地域には長万部町から国鉄瀬棚線があり、途中美利河駅から利別川沿いに約 12km、忠志別川沿いに約 3km の林道が通じている。又種川からは下ハカイマツプ川沿いに約 10km の林道とメツプ川 (約 9km)、中の沢 (約 6.5km)、左股沢 (約 6km) の林道が発達している。目名川地域には今金駅から約 15km の林道が通じていて、最近の交通は林道の発達にともない比較的便利になってきている。しかし、メツ岳から北北東の背稜地域までは、地形が急峻で各河川沿いに徒歩によらざるをえない。

III. 地 形

本地域は西部北海道の基盤山塊地区の一つできわめて急峻な地形をしめす。山系は全体として壮年期の山容を呈し、メツ岳、長万部岳を結ぶ北東方向の山系と太平山、カニカン岳を結ぶ南北の山系がある。後者は基盤岩類からなり、渡島半島の背稜山脈を作っている。それらの山系には海拔 1,200m 以上に達する山が多い。一方南西部の瀬棚地域では第四紀の地層からなる平坦地形を作っている。

河川の多くは、ほぼ南北の基盤山系と平行するものが多く島牧地域の泊川、千走川、利別川上流、利別川支流の忠志別川、上ハカイマツプ川、下ハカイマツプ川、種川 (メツ川)、左股川、目名川などがある。これらの河川はいずれも流程 16km 以上で、基盤岩類を削って急峻な河谷を作っている。これらの河川はすべて、メツ岳から長万部岳を結ぶ山稜地域を水源地とし、前 2 者は直接日本海に、後者は利別川本流をへて日本海にそれぞれ注いでいる。

IV. 地 質

本地域の広域地質についてはすでに矢島・陸川 (1939)、松井他 (1955)、成田・五十嵐他 (1965) の研究があり、また鉱山地域の局所的地質については秋葉 (1954 a, b)、Dor (1961)、土居 (1961)、五十嵐・松村 (1961, 1962)、成田 (1964)、成田・五十嵐 (1966)、高島 (1949)、山田 (1962) などの報告がある。

本地域は西部北海道の背稜をしめる地域で基盤岩類と、それを覆う新第三紀中新世の火山砕層岩類および堆積岩類から構成される (第 1 図)。

IV. 1 基盤岩類

本地域の基盤は先第三系と考えられ、堆積岩類には古生代石炭紀のものと中生代ジュラ紀のもののあることがみとめられている。花崗岩は白堊紀末に貫入したものと考えられている。堆積岩類の主要なものは粘板岩であるが、しばしば砂岩、珪岩、石灰岩、輝緑凝灰岩などを挟在する。

粘板岩は、本地域基盤岩分布地帯の大半を占め、一般に暗黒色泥質で、北部では新第三紀の熱水性変質作用を受け珪質粘板岩となっている。東南部、南部では基盤花崗岩による熱変成作用を受けて、ホルンフェルスに変っている。珪岩の分布は粘板岩に次いで多く、泊川下流地域、泊川鉱山付近、同川上流岩田島牧鉱山付近に幅 300~2,000m、延長 4,000m にわたる膨大なものや、ベタノ沢上流地域、忠志別川上流地域、上ハカイマツプ川中流地域などに小規模な分布をしめすものがあり、東部地域の基盤岩には珪岩がむしろ卓越する。

珪岩中北部地域の膨大なものは、新第三紀の熱水性変質作用によるものが多い。小規模なものは堆積源の珪岩が多い。石灰岩は珪岩の分布と同様に東部地域に多くみられる。珪岩に較べて規模も小さく分布の範囲も少ない。石灰岩中規模の大きなものは、北東部の基盤岩類中にみられ、泊川鉱山西側のものは幅 300~400m、延長約 1km、岩田島牧鉱山南側のものは幅 400m、延長約 2km に達する。北部の石灰岩は一般に灰色糖粒状で忠志別川や種川 (加藤鉱山) などの南部のものは、熱変成作用を受け脱色されて、白色の大理石質となり、一部にはスカル鉱物の形成がみられる。珪質石灰岩は忠志別川上流やベタノ沢にみられ、これらは熱変成作用で、石灰質ホルンフェルスに変わっている。砂岩は、種川中流、中の沢、左股沢など西部地域の

泥岩中にわずかにみとめられるにすぎない。これも熱変成作用を受け変砂岩化していることが多い。輝緑凝岩は東部地域の一部に発達し、スカルン化をうけ、角閃岩化しているものが多い。

堆積岩の走向、傾斜は北北東方向を示し、東西系断層から北部では60~70°北落しの単斜構造を示す。上記断層から南部のものは、一般に傾斜が逆で花崗岩体周辺部では複雑な褶曲構造をしめしている。

先第三紀火成岩類には次のようなものがある。

- 1) 粗粒型閃緑岩~花崗閃緑岩
- 2) 中粒型閃緑岩~花崗閃緑岩
- 3) 斑状花崗岩
- 4) 巨晶花崗岩
- 5) 半花崗岩
- 6) 輝緑岩

先第三紀の深成岩類は、おもに南部地域で基盤岩露出地域の大半を占めている。深成岩類の主体を占める閃緑岩~花崗閃緑岩には、粗粒型と中粒型との2つの型のものが認められる。

中粒型閃緑岩~花崗閃緑岩は本地域の中央部に東西約10km、南北約4kmの地域を占め、緑色角閃石石英閃緑岩を主とするが、忠志別川付近では黒雲母角閃石花崗閃緑岩となり、岩体の東部は比較的酸性で茶屋川付近では半花崗岩質岩となつている。忠志別川上流では、半花崗岩岩脈がみとめられ柘榴石・電気石を伴うことがある。この岩体は流理構造があまり明らかでない。

粗粒型閃緑岩~花崗閃緑岩は、本地域の東側の広大な地域をしめ、また南部地域にも分布する。東部の岩体は南北約10km、東西約4kmで前述中粒型花崗閃緑岩体に見切られたような形を示す。しかし両岩体の接しよく部では粗粒型岩石が中粒型岩石を混入している状態を示しているので粗粒型のものが後期に逆入したものと思われる。

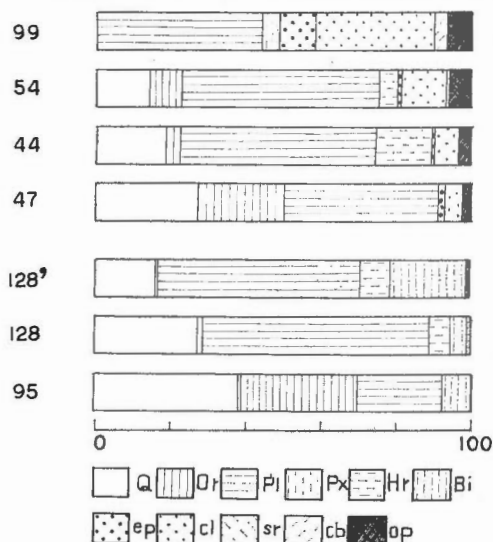
本岩体は前述したように、粗粒の角閃石石英閃緑岩、黒雲母角閃石花崗閃緑岩を主とするが、左股川中流付近やその他の岩体中には局所的に黒雲母花崗岩質の部分に伴っている(第2図)。この部分は流理構造が比較的良く認められ、一般的に東部岩体の延長方向と同様NSを示すが岩体の内部では複雑な構造を示す。斑状花崗岩は岩体の北東端に分布し茶屋川、ベタノ沢、利別川上流にみとめられる。この岩石は1~2cmの巨大な桃色正長石の斑晶をもつ特徴的な岩相を示すが、粗粒型花崗岩と漸移して移り変わり、粗粒型岩石の一岩相と思われる。

巨晶花崗岩は、両深成岩体中に岩脈状にしばしば認められるが、とくに粗粒型花崗岩の周辺部によくみられ、種川や忠志別川地域では石灰岩の一部を交代し、スカルン型の鉱床を作っている。一般に粗粒石英、正長石の文象状集合を示す。ときに4~5cmにおよぶ放射状に集合した粗粒の電気石を伴うことが多い。

半花崗岩は、比較的少ない。本岩は幅数cmあるいは10数cmの岩脈で、細粒の石英、正長石、斜長石の集合からなり、忠志別川上流では電気石半花崗岩、柘榴石電気石半花崗岩がある。

輝緑岩は、忠志別川上流のホルンフェルス中に、またベタノ沢の花崗岩体中に岩脈としてみられる。これらの岩脈はいずれも熱変成作用を受けて、角閃岩化している。

本地域の変成岩類には、ホルンフェルス類、角閃岩、スカルン、結晶質石灰岩などがあり、その主体はホ



第2図 花崗岩質岩における成分鉱物の容量比 (成田, 1964)

Q: 石英, Or: 正長石, Pl: 斜長石, Px: 輝石, Hr: 角閃石, Bi: 黒雲母, ep: 緑簾石, cl: 緑泥石, sr: 絹雲母, cb: 炭酸塩鉱物, op: 不透明鉱物

99. 粗粒玄武岩質岩石, 54. 新第三紀閃緑岩質岩石, 44. 新第三紀閃緑岩質岩石, 47. 新第三紀花崗斑岩質岩石, 128. 先第三紀閃緑岩の塩基性同源捕獲岩, 128. 先第三紀閃緑岩, 95. 先第三紀黒雲母花崗岩

ホルンフェルスで占められる。

ホルンフェルスは先第三紀花崗閃緑岩の外側約 5 km 近くの範囲にみられ、これらは外側から花崗閃緑岩側まで黒雲母ホルンフェルス、黒雲母-堇青石ホルンフェルス、紅柱石-堇青石-黒雲母ホルンフェルス、電気石-紅柱石-堇青石-黒雲母ホルンフェルスなどが認められ、ほぼ帯状の分布をなしている。

電気石-紅柱石-堇青石-黒雲母ホルンフェルスは種川加藤鉾山、種川鉾山付近の花崗岩近くにみられるもので、泥岩源のものが多く、忠志別川、ベタノ沢などこの帯の北部では石灰質泥岩を原岩とする透輝石-緑色角閃石-石英ホルンフェルスや輝緑岩源の角閃岩などがみられる。

紅柱石-堇青石-黒雲母ホルンフェルスは前者の外側にみられ、種川中の沢から、下ハカイマツブ川にかけてほぼ NNE 方向の延長を示している。この岩石は泥岩質の岩石がおもで、しばしば多量の白雲母を伴っている。中の沢のものは、紅柱石と共にヘルシナイト質の尖晶石を共生している。

堇青石-黒雲母ホルンフェルスはさらにその西方外側に位置し、中の沢中流、種川中流、ベタノ沢上流などの地域に前二者と同方向に分布する。種川中の沢のものは、優白質な岩石に変えられ多量の白雲母と斑状の堇青石を伴っている。堇青石は空晶石化しているものが多い。

黒雲母ホルンフェルスは、さらにその外側にみられ、左股川、泊川中流地域に分布し、変質は比較的弱い。その西側の大豊沢、今金鉾山道路、泊川下流地域には不変成の泥質岩が分布する。

変安山岩は新第三紀花崗閃緑岩による熱変成作用を受けたもので、目名川上流地域の花崗閃緑岩の周辺地域にみられるものと大豊沢にみられる剪断帯に伴って形成されたものがある。前者は訓縫期の変朽安山岩を原岩とするもので、安山岩の斑状構造を良く残し、黒雲母-角閃石-石英の組合せを示す。変成作用は比較的弱く、石基は全体に細粒の黒雲母-角閃石-石英で交代されるが、部分的に細脈状、溜状の構造を作っている。変成鉱物は全体に他形、不規則で粒状を示すが、角閃石は時に針状、束状あるいは斑晶輝石の仮晶を示すような形を作り、 $c\wedge Z=20^\circ$ 、 $Z'=clear\ green$ 、 $X'=pale\ yellowish\ green$ の多色性を示し陽起石質の性質を示す。

後者は大豊沢を通る大豊断層にそつてみられ、破碎作用を強く受けた変朽安山岩源の変成岩で、ときに片状の構造を示し、緑簾石-緑泥石-斜長石-石英の変成鉱物組合せを示す。緑簾石-緑泥石-斜長石-石英化岩の作る組織は、前者とは異なつてモザイク状の構造で片理にそつたレンズ状の集合体を作っている。緑簾石は片状方向の石英細脈の淡黄色のものと、石基中にみられる淡褐色のものがある。斜長石にはときにアルバイト式双晶が認められる。

また新第三紀花崗閃緑岩中には圧砕岩様の珪質岩がある。これは著しい変質作用を受け、原岩の構造を失うほど改変されていて原岩は明らかでない。これは縫合状石英の集合体よりなるが、ある場合には比較的細粒長柱状石英の集合体よりなることがある。ときに少量の緑泥石、絹雲母、微量の電気石を伴っている場合がある。

IV. 2 新第三系

新第三系は福山層、訓縫層、八雲層、黒松内層などの中新世の火山性堆積岩層で構成される。

福山層

本層はカモイ川上流地域から泊川上流地域にかけて分布し、これは大きく上下両層に二分される。下部は石英安山岩質熔結凝灰岩層で構成され、泊川上流地域のみに窓状に分布する。上部は泥岩、砂岩を挟在する安山岩質凝灰角礫岩で占められ、上記地域に南北の延長をし、約 7km の範囲に分布する。

訓縫層

本層は下部から基底礫岩・泥岩・砂岩層、凝灰角礫岩層、変朽安山岩、変朽安山岩質集塊岩層の 4 層に区分される。基底礫岩・泥岩・砂岩層は種川中流地域や下ハカイマツブ川上流、泊川上流地域あるいは太平山、長万部鉾山付近の基盤山塊地域に特徴的な分布を示し、その他今金鉾山道路付近に小規模に露出する。本層の岩質は地域的に変化し、今金鉾山道路、種川中流地域のものは基底礫岩、泥岩、砂岩からなっている。種川、下ハカイマツブ川上流、泊川上流のものは泥岩、砂岩の互層を作っていて、忠志別川上流、下流地域のものは薄い凝灰質砂岩となつている。また種川上流、太平山地域のものには時折炭層を伴って太平山付近の

ものは、かつて太平炭硯株式会社によつて稼行されたことがある。

凝灰角礫岩層は種川上流地域、長万部鉦山付近、北部の今井島牧鉦山付近から西島牧鉦山付近をこえて北部地域に下部の泥岩、砂岩層を被覆して分布する。本層はおもに角礫質な緑色凝灰岩で特徴づけられるが、種川上流のものは安山岩～石英安山岩の巨礫を伴つて集塊岩質な岩相を作っている。本角礫岩層には同質の熔岩を挟み、これは厚い変朽安山岩熔岩に覆われる。

変朽安山岩は今金地域に、また島牧地域に広大な範囲を占めて分布する。この変朽安山岩は熔岩のみならず岩脈、岩株状の産状を示す。岩質は石英安山岩質から安山岩質で、角礫質なものから緻密なものまでみられる。この岩石は変質岩の項で記載するが、緑泥石-曹長石の組合せをもつ典型的な変朽安山岩の性格を示している。

変朽安山岩質集塊岩層は訓縫層の最上部を占め、変朽安山岩を覆つて旧今金鉦山付近から左股川上流地域に局所的な分布をしめす。目名川流域では凝灰質な砂岩を挟在している。これは変朽安山岩と同質の熱水変質を受けた岩石で、スピライト質玄武岩の熔岩や変朽安山岩の熔岩を挟在している。

本層は全体として、中央地域に厚く、北部・南部で急激に薄くなり、南部では訓縫層を欠いて基盤は八雲層に直接覆われる。本層の走向、傾斜は西南部の種川上流～今金地域では、北北東の走行を示し同方向の軸をもつ褶曲構造を作っている。東部の長万部地区のものは全体に南北の方向の走向で、東傾斜を示すが、ゆるい同方向の褶曲構造を作っている。北部の島牧地域では、全体として北東方向、北落しの走向の傾斜を示すが、これも同方向のゆるい褶曲構造を作っている。

八雲層

本層はおもに泥岩で構成される。しかし目名川から種川左股川間の地域には泥岩はみられず、この地域のものはおもに集塊岩で構成される。これは北部訓縫層上部の緑色集塊岩地域の南側に分布し緑色集塊岩層から漸移して移り変わる。本集塊岩層はおもに塩基性の安山岩質な岩石からなり、ときに目名川流域では玄武岩質なものが認められる。本集塊岩層中には凝灰質な砂岩を挟有し、古期岩の直上部では基盤花崗岩礫をもつ基底礫岩層がある。走向・傾斜は、西側地域でNE、W落し、東側地域でNW、E落しを示す。

泥岩層は、基盤山塊の南縁部、北縁部地域に分布する。南縁部の下ハカイマツブ川、種川地域では基盤岩を直接に覆つて、下部に基盤岩の礫をもつ基底礫岩層、含海緑石砂岩層を伴い砂岩、凝灰岩を挟在する比較的厚い地層を作っている。南部の種川中流、下ハカイマツブ川、利別川中流（美利河北部）や北部の島牧地域などでは訓縫層の薄い緑色凝灰角礫岩を伴っている。本層は先にのべたように本地域の南縁部と北縁部の地域に分布しているが、その走向、傾斜は北北西の軸をもつ複褶曲構造を作っている。

黒松内層

本層はおもに安山岩質集塊層で占められる。泥岩層は利別川から忠志別川下流の美利河付近にみられるのみである。この泥岩層も美利河鉦山新山鉦床付近の上部層では安山岩質集塊岩を挟在している。安山岩質集塊岩は南部では目名川、種川中の沢、種川本流、下ハカイマツブ川流域にわたつて比較的広い分布を示し、北部では島牧、泊地域で八雲層の北側に分布している。

新第三紀火成岩類

- 1) 粗粒玄武岩～花崗閃緑岩
- 2) 流紋岩
- 3) 変朽安山岩
- 4) 輝石安山岩
- 5) 玄武岩

などがある。

新第三紀粗粒玄武岩～花崗閃緑岩は、本地域の西部目名川上流～種川上流地域にわたつて分布する。この岩石は全体に不均質で粗粒玄武岩、閃緑岩、石英閃緑岩、花崗閃緑岩、半花崗岩などの岩相がみられる。

これらの不均質な岩相の鉱物組成、量比およびそれらの変化は、先新第三紀の深成岩類とともに第2図に示した。この岩石は、訓縫期の変朽安山岩に熱変成作用をあたえ、岩体自体もまた熱水変質作用を受けているものが多い。

流紋岩には、3時期のものがみられる。その一つは先訓縫期のもので、下ハカイマツツ上流、利別川上流、長万部鉾山南部地域に分布する。これはホルンフェルス、中粒型花崗閃緑岩中に岩脈をなす。また訓縫層の基底礫岩中に礫として含有される。一般に多斑晶ネバダイト質で粗粒の石英斑晶を有し、先第三紀花崗閃緑岩体の北縁部付近に分布するものが多い。第2のものは、福山層を貫き、島牧地域の山稜に広く分布するもので、東西3km、南北4kmに広がる熔岩流を作っている。これは一般にリソダイト質のもので、変朽安山岩岩脈に切られる。第3のものは、新第三紀花崗岩の延長する泊川上流地域のものである。これは、ネバダイト質あるいは石英斑岩質の岩石で、新第三紀花崗岩と同一系統のものと思われる。この流紋岩は強い珪化、カオリン化・絹雲母化し、斑晶石英を除いて原岩の組織を残しているものは少ない。

変朽安山岩は、西部の目名川中流、左股川上流、種川上流、泊川上流、千走川上流などの限られた地域にのみ分布する。これは東西約10km、南北約20kmでほぼ南北方向をもつて分布する。岩体の周縁地域とみられる目名川中流、および左股川上流の南側、種川上流地域では凝灰角礫岩を挟在して熔岩状の産状を示す。また種川上流、泊川上流地域には小規模の岩脈を作つて訓縫層の緑色凝灰角礫岩層、福山層を貫いている。

この岩石は全体として輝石安山岩質のものが多いが産状は多様で、上にのべた岩株状、岩脈状、熔岩状のものがあり、また岩質の上では玄武岩質から石英安山岩質に至るものが認められる。

この岩石は変質作用が著しく、変質の程度には原岩石の組成鉱物を多く残留する弱変質のものから、組成鉱物が完全に交代され、脱色して変朽安山岩の特徴的な外観を呈するものがある。これらは変質鉱物組合せの上から変朽安山岩Ⅰ（緑簾石-絹雲母-炭酸塩鉱物-緑泥石）、変朽安山岩Ⅱ（炭酸塩鉱物-絹雲母-曹長石-緑泥石）、変朽安山岩Ⅲ（石英-緑泥石-曹長石）の3つの相のものに分けられる。

変朽安山岩Ⅰは変質の弱いもので、岩体の上部、あるいは中央部にみられ、変朽安山岩Ⅲは変質のもつとも進み脱色され灰緑色を示すもので、岩体の外側部あるいは、下部のものに多い。変朽安山岩Ⅱは上記2岩相の中間程度の変質を示すもので両岩体の中間の位置を占める場合が多い。

輝石安山岩はいわゆる黒松内集塊岩層中に熔岩流としてみられるものが多く中の沢、種川間背稜部、下ハカイマツツ川、忠志別川間の背稜部に分布する。まれに岩脈を作るものがみられ種川下流のホルンフェルスを貫いて分布する。全体に新鮮な両輝石安山岩で、ときに緑泥石化、炭酸塩化、赤鉄鉱化作用を受けているものがある。しかし変朽安山岩に認められるような曹長石化は認められない。

玄武岩は目名川中流、泊川上流、長万部鉾山地域に小規模な岩脈としてみられる。一般に新鮮な橄欖石玄武岩であるが、目名川や泊川上流地域のもの一部には両輝石玄武岩が認められ、若干の緑泥石化や比較的多量の炭酸塩鉱物を伴うが、その他の特徴的な熱水変質は認められない。

V. 地質構造

本地域の地質構造は、地質的には3区分されるが、記述に当たり、便宜的に次の6地域における（第3図）。

- 1) 北部地域 訓縫層、八雲層、黒松内層
- 2) 南部地域 訓縫層、八雲層、黒松内層
- 3) 西部地域(1) 福山層、訓縫層、変朽安山岩、花崗閃緑岩
- 4) 西部地域(2) 基盤堆積岩、深成岩
- 5) 東部地域(1) 基盤堆積岩
- 6) 東部地域(2) 基盤堆積岩、深成岩

1) **北部地域** この地域は、ほぼ東西に延長し、全体として北落しの構造をもち、訓縫層、八雲層、黒松内層が分布し、基盤山塊の北翼を占めている。本地域のこれらの新第三紀層は、北北東、北落しの軸をもつ複褶曲構造を作っている。

2) **南部地域** 上述北部地域と同様に東西に延長する。しかしその傾斜は逆で全体として南傾斜の構造をつくり、訓縫層、八雲層、黒松内層は基盤山塊の南翼を占めて分布している。この地域の訓縫層は、い

じるしく薄く、また欠除する場合があります、南部では八雲層、黒松内層が基盤に直接アバツトすることがある。本地域はおもに八雲層で占められるが、これは北部地域と同様北北東の軸をもつ複褶曲構造を作っている。

3) 西部地域(1) この地域は、本地区の中央部の北西側に当たり、他の4)、5)地域と泊川断層、今金断層で境し、地域の大半は福山層、訓縫層で占められる。北部の千走川下流地域、下ハカイマツブ川中流、種川中流、中の沢、左股川中流地域には基盤堆積岩、深成岩の一部が露出する。福山層は本地区北東部に分布し、ほぼ北北東の軸をもち南部では南傾斜し、北部では北傾斜の複褶曲構造を作っている。訓縫層は南部、北部、西部の各地域に福山層を覆って分布する。本地区の西側は訓縫期の変朽安山岩の噴出地域で、そこには新第三紀花崗閃緑岩の逆入を伴っている。この地域の基盤岩の構造は一般に北北東、東傾斜を示めず。

4) 西部地域(2) この地域は本地区の中央部西南側に当たり、北側は今金断層で境される。5)の南側の地域と同様に、この地域は基盤岩層とそれを覆う八雲層、黒松内層からなる。基盤堆積岩は深成岩付近で複雑な褶曲構造を作っているが、深成岩から離れると北北東の一般走向を示すようになる。

5) 東部地域(1) この地域は、本地域中央部北東側に位置し、他の地区と泊川断層、忠志別断層で境される。本地区はおもに基盤堆積岩類で占められ、太平山山稜には薄く訓縫層が分布する。基盤堆積岩は、走向北北東、東傾斜を示す。

6) 東部地域(2) この地域は、本地区中央部の南東側を占め、おもに基盤深成岩類で構成される。基盤深成岩は西部のものとは異ってほぼ南北方向に延長する。深成岩内部の流理構造は、岩体の北側では北東系、西側では南北を示し、中央部から東側ではドーム状をなし複雑な構造を作っている。

以上のように各地域の基盤堆積岩類は2、3の地域にブロック化して分布する。基盤堆積岩類は全体としてほぼ北北東の走向を示し、今金断層から北側のものは東傾斜で、南側のものは西傾斜を示し、比較的単純な構造を示すが、深成岩付近で構造はみだされ、複雑な構造を作っている。

新第三紀堆積岩層は、基盤の山塊をバリエーとして、その北部、西部地域と南部地域に比較的厚い地層を伴う堆積盆を作っている。西部地域は、ほとんど福山層、訓縫層のみで占められ、北部地域には小規模に八雲層、黒松内層が分布する。北西側は火山岩および火山碎屑岩にとむが東側は泥岩、砂岩を主とする正規の堆積相を作っている。南部地域は北部地域と異なつて、訓縫層は欠除、あるいは非常にうすく、八雲層を主とする堆積地域で、訓縫期と八雲期の堆積盆の違いを明らかに示している。

新第三紀の火成岩中訓縫期までのものは、とくに本地域の西部に限られる。新第三紀花崗閃緑岩類は一応断層で分布を規制されているが、その分布方向はマンガン・銅・鉛・亜鉛鉱化帯の方向と一致し北東方向を示している。先訓縫期の流紋岩は基盤花崗閃緑岩体の北縁部に限られて分布し、南北あるいは北北東系の岩脈を作る場合が多い。

黒松内期に入ると火成活動は拡がり、本地区各所に比較的広い分布を示すに至る。

断層には、本地区の中央をブロック化した比較的大きなものが多い。目名川付近から上ハカイマツブ川付近にわたつて約12kmにのびる東西系今金断層、および大豊沢にそつてのびる同方向の大豊断層、長万部鉱山西部から上ハカイマツブ川付近にわたつて約12kmの延長を示す北東系の忠志別断層、忠志別川上流から神威川にかけてのびる約16kmの泊川断層、メツブ岳南部から泊川上流地域を通り利別川上流にのびる北東系剪断帯がある。上記の諸断層はいずれも八雲期から黒松内期にかけて基盤山塊の上昇に關係して形成されたものである。すなわち今金断層は西部地域の基盤花崗閃緑岩類の進入方向であり、その時期の不調和部にそつて惹起されたものと考えられる。また忠志別断層は基盤岩類の上昇運動に關係する crestal fault として、また北東系の剪断帯は基盤岩の北東バリエーの上昇運動に關係し、相対的に沈降地域を作つていった北西部訓縫期堆積ベースンの crestal fault として形成されたものとみることができる。

目名川から、長万部鉱山付近の北東系剪断帯は、その周辺に南北、東西、北東……などの小規模な裂け群を作り、幅7km、延長20kmにわたる新第三紀浅熱水性鉱脈型の金・銀・銅・鉛・亜鉛・マンガン鉱化帯を作っている。

VI. 鉱 床

VI. 1 概 説

この地域の鉱床種には、金・銀・銅・鉛・亜鉛・硫化鉄・マンガン・ウラン・珪石・石灰石などの諸鉱床があり、鉱床の産状には、脈状、層状、塊状のもののほか、漂砂および露天化残留型のものが知られている。これら諸鉱床の生成期は先第三紀、新第三紀、現世など形成時期を異にするものもあり、きわめて多様な鉱床が認められる。

金・銀鉱床（種川金山、忠志別金山、茶屋川金山、長万部鉱山）、含マンガン鉛・亜鉛脈脈鉱床（今金鉱山）、層状マンガン鉱床（山宝鉱山、西島牧鉱山、永豊鉱山、今井島牧鉱山）、砂金鉱床（泊川、種川、砂金沢、茶屋川）、漂砂マンガン鉱床（美利加鉱山、上ハカイマツプ鉱床）などの鉱床は古くから稼行されていたが、2～3の鉱山を除いてその規模はいずれも小さい。調査当時探鉱中の鉱山は、今金鉱山、三恵鉱山、中種川鉱山および下ハカイマツプ川流域のマンガン鉱床などである。

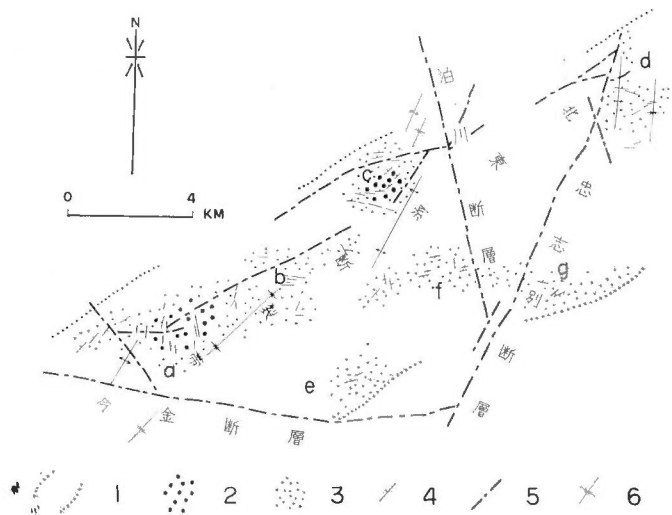
VI. 2 鉱化作用に関する構造、火成活動の特性

前述のように本地域の鉱床には、先第三紀の鉱化作用によるものと、新第三紀の鉱化作用によるものがあるが、いずれも比較的規則正しい構造規制を受けている。

先第三紀の高温型鉱床は、すべて先第三紀の深成作用とくにその末期と考えられる巨晶花崗岩質岩石や、斑状花崗岩質岩石の西縁部に形成されていて、その多くは基盤岩中の石灰質岩石を交代している。石灰質岩石や輝緑岩質岩石は本地域基盤岩地域の東側にみられ、その走向方向は先第三紀深成岩類西縁の延長方向とほぼ一致し北北東方向を示している。石灰質岩石、輝緑岩質岩石の発達局所的で、これらを交代して生じたスカルン帯も局所的である。そのため鉱化帯を規制する構造は、メツプ川中流、忠志別川中流、ベタノ沢中流にのびる深成岩体西縁の延長方向と石灰質岩石、輝緑岩質岩石の分布（堆積岩の走向延長北北東の構造）に規制され、そこに点在する鉱化帯を作っている。

一方鉱体を規制する構造は、前記構造と斜交している。この構造はおもに東西系で、巨晶花崗岩の貫入方向に一致する。南部の加藤鉱床はほぼ東西に屈曲して貫入する巨晶花崗岩岩脈に関連するもので、スカルン帯は川岸の鉱床露頭から西側に約100mにわたって形成されている。この構造は、中種川鉱山の場合も同様に上盤は断層でホルンフェルスと接しているが下盤は東西にのびる巨晶花崗岩質岩石に接している。

鉱体が形成されると考えられる部分は、東西に延長するスカルン帯が南北に振れる場合のようで、中種川



第4図 新第三紀脈型鉱床の鉱化帯と変質

- 1: 新第三紀脈型鉱化帯
 - 2: 鉱床ぎわに水長石-石英の変質を伴う地域
 - 3: 鉱脈ぎわに絹雲母-石英の変質を伴う地域
 - 4: 金・銀・銅・鉛・亜鉛マンガン硫化鉄脈
 - 5: 断層
 - 6: 新第三紀層の褶曲構造
- a: 今金鉱化帯 e: 種川鉱化帯
 b: 奥種川鉱化帯 f: 鬼志別鉱化帯
 c: 三穂鉱化帯 g: カニカン岳鉱化帯
 d: 長万部鉱化帯

鉱山，加藤鉱山の両鉱床ともほぼ南北方向の走向を示している。

新第三紀の鉱床には脈型鉱床と層状鉱床とが認められるが，それらはそれぞれ特有の地質構造に支配されている。

脈型鉱床は，北東系の断裂帯中に形成されている。この北東系の断裂帯は新第三紀中新世初期から中期にかけて沈降した西部地域(1)と基盤岩の北東バリエーの上昇運動と関係して形成された幅 7 km，延長 20 km の *crestal fault* 地帯に位置し，その範囲外には脈型鉱床は認められない。

この北東系断裂帯は，大きく 2 列の帯を作り，北側の帯はマンガン・銅・鉛・亜鉛，南側の帯は金・銀を主とする鉱化帯を作っている。上記 2 帯は，それぞれ 3 つの裂カ群を擁し，北側のものには今金一奥種川鉱脈群，三恵鉱脈群，長万部北部鉱脈群が，南側のものには種川鉱脈群，忠志別一茶屋川鉱脈群，長万部南部鉱脈群が発達する。

この 2 帯は西南側では，たがいに 4 km 程度の距離をへだてているが北東部では密集する 7 つの鉱脈群に取れんされている。

旧今金鉱山の裂カ群は，16km² の範囲にみられ，西部のものはほぼ北東系，中央部のものは南北系の方向を示し，奥種川の鉱脈群では西部のものは南北系，東部のものは東西系方向の裂カから構成され，両鉱化帯の裂カ群は，メツ岳周辺の第三紀花崗岩地域に取れんする。三恵鉱山地域のものは西側では東西系，東側では北東系の裂カ群を作り，西方の変朽安山岩地域に取れんする。長万部地域の鉱脈群は北部では南北，北西系方向の鉱脈群を作り，中央部から南部にかけては東西系方向の裂カが多い。とくに東西系を示す本鉱，前鍾群の裂カは比較的規模が大きく，延長 700 m におよび長万部鉱山地域の背斜軸に直交する *cross crack* に規制されている。

また南側の鉱脈群は，種川鉱山では東西ないし北西系で，忠志別鉱山の西側のものはほぼ南北性の裂カを作り東側では東西系のものが多く，茶屋川地域では北西系で，上ハカイマツプ川上流地域に取れんする。

このように本地域の鉱脈群は，上昇地帯に取れんするような地域的構造規制を受けているが，広域的にみるならば基盤岩の北東バリエーの上昇運動に関係し，相対的に沈降地域を作っていた北西部訓縫期堆積ベーズンの *crestal fault zone* として形成されたものである。

この構造帯の方向とほぼ一致する火成活動には，この断裂帯の西縁部から第三紀花崗岩，流紋岩の活動がみられる。変朽安山岩は，この断裂帯の西縁部付近にみとめられる。新第三紀の脈型鉱床は第三紀花崗岩の活動よりおくれ形成されている。

脈型鉱床は，その主要鉱石鉱物からマンガン・鉛・亜鉛脈型のものと同様に金・銀・石英脈型のものに分けられる。前者はこの断裂帯中，福山，訓縫堆積ベーズン中に，ほぼ北東系の帯に，後者は基盤岩地域との境界付近から基盤岩地域にかけて同方向の帯中にみられる。

一方層状マンガン鉱床は，本地域の特徴ある構造区に形成されている。主要な鉱床は，北部地域と南部地域の八雲層，黒松内層の発達する堆積盆の周辺にみられ，多くは八雲層を上盤とし，訓縫層あるいは基盤岩層を下盤として形成されている。これらは山宝鉱山のマンガン鉱床をのぞいていずれも，脈型鉱床の外縁地域に脈型鉱床を規制する断裂構造と異なつた北北東，あるいは北東系の盆状構造に規制された層状の鉱床を作っている。

山宝鉱山のマンガン鉱床は，脈型鉱床を胚胎する鉱化地域の中にあつて，訓縫層を母岩とする層状鉱床を作っている。その組成鉱石鉱物は紅簾石・ブラウン鉱で占められ，北部・南部地域側の層状マンガン鉱床とは異なつた性格を示している。

第四紀の鉱床は，おもに新第三紀の鉱床からの二次的な漂砂鉱床，露天化残留鉱床で，新第三紀鉱床の胚胎する地域にみとめられる。

VI. 3 先第三紀の鉱床

この時期の鉱床は，先新第三紀の深成岩類に関係して形成されたもので，深成岩付近の基盤岩中の石灰岩を交代するスカルン型のものが多い。この型の鉱床の他に層状珪酸マンガン，脈型の鉱床がある。それらは次のように細分される。

1. 高温交代鉱床

- 1) 電気石・透輝石・柘榴石・磁硫鉄鉱・黄銅鉱型
- 2) 珪灰石・陽起石・絹雲母・磁硫鉄鉱・黄銅鉱型
- 3) 柘榴石・ベスブ石・透輝石・磁硫鉄鉱・黄銅鉱型
(柘榴石・透輝石・緑簾石・磁鉄鉱型)

2. 脈型鉱床

鉛・亜鉛鉱脈型

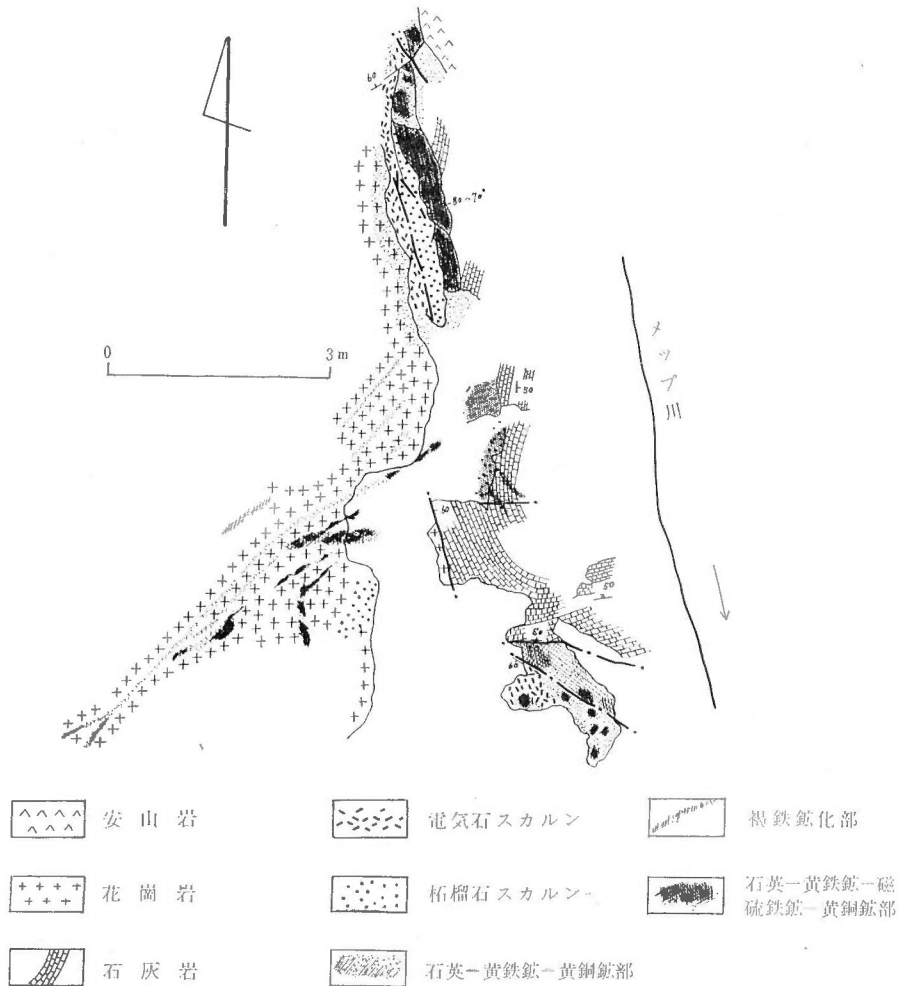
3. 層状鉱床

マンガン柘榴石・バラ輝石・菱マンガン鉱型

これらの鉱床の多くは先第三紀深成岩の西縁にそつて、ほぼNNE方向に点在して分布する。

VI. 3. 1 高温交代鉱床

1) 電気石・透輝石・柘榴石・磁硫鉄鉱・黄銅鉱型鉱床 種川中流付近の加藤鉱山(山田, 1962)の鉱床で、これは電気石巨晶花崗岩質岩と石灰岩の接触部に発達する電気石-透輝石-柘榴石スカルン中に胚胎する。鉱体の一般走向は南北で、延長約10m、鉱体の幅は0.4~1mに達する。鉱体の上下盤には、数条の細脈を伴っている。この鉱体は、花崗岩側から比較的明瞭なスカルン鉱物組合せをもつ帯を作つていて、それら



第5図 加藤鉱山鉱床露頭図(山田, 1962)

第1表 高温交代鉱床 (先第三紀)*

	変質相	鉱石相	細脈	母岩
加藤鉱山	(1)電気石・透輝石・柘榴石 (2)透輝石・柘榴石	(3)透輝石・角閃石・緑泥石 ・石英 <u>Cp・Pb・Zn・Po</u> (4)緑泥石・絹雲母・石英 <u>Cp・Pb・Zn・Po</u>	(5)緑泥石・絹雲母 ・石英 <u>Cp・Pb・Zn・Po</u>	花崗岩, 石灰岩
中種川鉱山		(3)珪灰石・陽起石・絹雲母・ 緑泥石・石英 Cp (4)緑泥石・絹雲母・石英 <u>Cp・Pb・Zn・Po</u>	(5)緑泥石・絹雲母 ・石英 <u>Cp・Pb・Zn・Po</u>	花崗岩, 石灰岩, 粘板岩
オープンセ サミ鉱山	(3)透輝石・柘榴石・ベスブ石 Cp・Po	(4)緑泥石・絹雲母・ 石英 Cp・Pb・Zn・Po	(5)緑泥石・絹雲母 ・石英 <u>Cp・Pb・Zn・Po</u>	花崗岩, 珪岩, 輝緑岩, 石灰岩
忠志別川	(2)透輝石・柘榴石	(3)角閃石・緑簾石・緑泥石 ・石英		粘板岩, 輝緑岩
今 金	(3)透輝石・柘榴石・緑簾石 ・石英 <u>Mt</u>			石灰岩
種川林道	(2)透輝石・柘榴石			花崗岩, 石灰岩
ベタノ沢	(2)透輝石・柘榴石	(3)角閃石・緑簾石・緑泥石 ・石英		花崗岩, 粘板岩 輝緑岩
層状珪酸マンガン鉱床				
加藤鉱山	(2)透輝石・バスタム石 ・柘榴石	(3)バラ輝石・マンガン柘榴 石・菱マンガン鉱・石英	(5)菱マンガン鉱・ バラ輝石	粘板岩, 石灰岩
神威鉱山		(3)バラ輝石・マンガン柘榴 石 (4)陽起石・絹雲母・石英		珪岩
鉛・亜鉛鉱脈鉱床				
オープンセ サミ鉱山	珪化・炭酸塩化	石英・白雲石 <u>Cp・Pb・Zn・Py</u>		珪岩, 輝緑岩, 石灰岩

には(1)電気石・透輝石・柘榴石, (2)透輝石・柘榴石, (3)透輝石・角閃石・緑泥石, (4)緑泥石・絹雲母・石英の帯を作り, 鉱石鉱物は(3), (4)の帯と(5)の細脈に伴われる(第5図, 第1表)。鉱石鉱物は黄銅鉱・磁硫鉄鉱で, 少量の方鉛鉱・閃亜鉛鉱を伴っている。また鉱体の上盤の細脈には黄鉄鉱・黄銅鉱の他に2次的な褐鉄鉱・白鉄鉱・藍銅鉱・斑銅鉱・銅砒ウラン鉱などが伴われている。

2) 珪灰石・陽起石・絹雲母・磁硫鉄鉱・黄銅型鉱床 中種川地域にみられる鉱床である。これは上盤下盤ともにホルンフェルスと接し, 北部は東西系の断層で接する。鉱床は延長約6m, 幅約2mの不規則塊状で南北に伸長する。この鉱床は加藤鉱山の場合のようなスカルン鉱物の带状配列を欠き, (3)(珪灰石)・陽起石・絹雲母・緑泥石・石英, (4)緑泥石・絹雲母・石英相の鉱物組合せは重なり合つて, さらに(5)の細脈を伴つて複雑な鉱石相を作っている(第6図, 第1表)。

* Cp: 黄銅鉱, Pb: 方鉛鉱, Zn: 閃亜鉛鉱, Po: 磁硫鉄鉱, Mt: 磁鉄鉱

鉱石鉱物は黄銅鉱・磁硫鉄鉱・黄鉄鉱からなり上記スカルン帯中に斑状あるいは塊状をなして産する。また二次鉱物には磁硫鉄鉱から変わった白鉄鉱がみられる。

3) 柘榴石・ベスブ石・透輝石・磁硫鉄鉱・黄銅鉱型鉱床 オープンセサミ鉱山地域にみられるものである。これは珪岩、石灰岩を母岩としている。

鉱床露頭は東西約1km、南北800mの範囲に数カ所にみとめられ、ほぼホルンフェルスの走向NNE方向に延長して点在する。鉱石鉱物に富むものは第3露頭である。このスカルン鉱体は緑色柘榴石・透輝石・ベスブ石・緑泥石を脈石として閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄銅鉱などの鉱石鉱物を伴っている。

このほか転石として柘榴石・透輝石・緑簾石・磁鉄鉱型鉱石がある。大豊沢の訓縫期緑色凝灰角礫岩中に礫として存する。これは塊状高品位の磁鉄鉱鉱石で、脈石には少量の柘榴石・透輝石・緑簾石・石英を伴っている。

またスカルンは種川中流林道、忠志別川、ベタノ沢、泊川中流その他にしばしばみられる。

VI. 3. 2 脈型鉱床

白雲石・鉛・亜鉛鉱脈型 この種の鉱脈は島牧村泊川中流のオープンセサミ鉱山にみられる。鉱床は珪岩および輝緑凝灰岩中の裂カ充填脈脈鉱床で走向延長は東西に約60m、傾斜延長約50mが確認されている。本鉱床は竜導坑、開玉坑、上部開玉坑、大吉坑の4坑道によつて探鉱されている。鉱脈は全体として低温型の鉱物組成を示し、白雲石・方鉛鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱で構成され、ときに角礫状のスカルンを伴い、一般に金・銀含有量が大きい。この他、本地域には随所に東西性の延長を示す石英脈が認められる。これらの大半は不毛石英脈である。これらの鉱脈はスカルン鉱床形成末期の熱水鉱脈である。

VI. 3. 3 層状鉱床

マンガン柘榴石・バラ輝石・菱マンガン鉱型 この鉱床は島牧村泊の神威鉱山や、種川中流加藤鉱山の高温交代性銅鉱床の露頭下流約300mの西河岸に露出し、いわゆる加藤型（吉村，1952）と呼ばれる高温型の層状珪酸マンガン鉱床である。

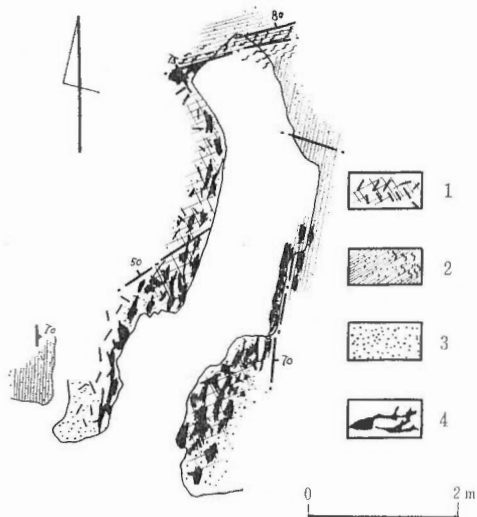
加藤鉱山では上盤がホルンフェルス、下盤が珪灰石・透輝石・柘榴石を伴う結晶質石灰岩でその間に鉱体を作っている。鉱体は延長約12m、厚さ0.4mの層状鉱体を作っている。下盤側にはバラ輝石・菱マンガン鉱の細脈が発達する。

神威鉱山の鉱体は古生層の珪岩中に胚胎する層状鉱床で、露頭は数カ所にみられる。これらのうち規模の大きいものは第2露頭である。これは圧砕された珪岩中に、N80°E、70°NEの走向、傾斜を示す層状の鉱体で、鉱体には紅色、褐色、白色の縞が良く発達する。鉱石鉱物は、前記加藤鉱山の場合と同じくおもにマンガン柘榴石・バラ輝石・菱マンガン鉱であり、これらは細粒のモザイク状の石英と竊状構造を作っている。鉱体周辺の珪岩は白雲石・石英の細脈で汚染されている。

VI. 4 新第三紀の鉱床

新第三紀の鉱床には、次の3つがある。

1. 含マンガン・鉛・亜鉛脈
2. 含金・銀・石英脈
3. 層状マンガン鉱床



1. 珪灰石・陽起石・絹雲母スカルン
2. 董青石ホルンフェルス
3. 石英脈部
4. 黄銅鉱・磁硫鉄鉱体
第6図 中種川鉱山北部鉱床露頭図(山田, 1962)

第2表 鉍 脈 鉍 床 (新第三紀)

	変 質 相	鉍 石 相	母 岩
今 金 鉍 山	(1)緑泥石・カオリン・曹長石 (2)緑泥石・曹長石 (3)氷長石・石英 (3)'(緑泥石)・絹雲母・石英	(1)バラ輝石 <u>Mn·Cu·Pb·Zn</u> (2)鉛・亜鉛 <u>Cu·Pb·Zn·As·Sb·Au·Ag</u> (3)石 英 Cu·Pb	変朽安山岩, 花崗閃 緑岩, 凝灰岩
三 恵 鉍 山	(1)緑泥石・カオリン曹長石 (2)緑泥石・曹長石 (3)氷長石・石英 (3)'(緑泥石)・絹雲母・石英	(1)バラ輝石 <u>Mn·Cu·Pb·Zn</u> (2)鉛・亜鉛 <u>Mn·Cu·Pb·Zn·As·Sb·Au·Ag</u> (3)石 英 Cu·Pb	変朽安山岩, 凝灰岩
長万部鉍山	(1)緑泥石・カオリン・曹長石 (2)緑泥石・曹長石 (3)絹雲母・石英 (3)'(緑泥石)・絹雲母・石英	(1)黄鉄鉍・石英 (2)磁硫鉄鉍・黄鉄鉍 <u>Mn·Cu·Pb·Zn·Au·Ag·FeS·FeS₂</u>	凝灰岩, 花崗閃緑岩
種 川 鉍 山	(1)緑泥石・カオリン・曹長石 (2)緑泥石・曹長石 (3)絹雲母・石英 (氷長石・石英細脈を伴う)	i 石 英 <u>Au·Ag</u> ii 絹雲母 <u>Au·Ag</u>	ホルンフェルス, 礫 岩, 凝灰岩
忠志別鉍山	(1)緑泥石・カオリン・曹長石 (2)緑泥石・曹長石 (3)絹雲母・石英	硫砒鉄鉍・石英 <u>Au·Ag·As</u>	粗粒型花崗閃緑岩, ホルンフェルス
茶屋川鉍山	(1)緑泥石・カオリン・曹長石 (2)緑泥石・曹長石 (3)絹雲母・石英	i 石 英 <u>Au·Ag</u> ii 絹雲母 <u>Au·Ag</u>	斑状花崗閃緑岩
層 状 マ ン ガ ン 鉍 床			
山 宝 鉍 山	(1)菱鉄鉍・モンモリロン石 (2)紅簾石・モンモリロン石	酸化マンガン鉍 紅簾石・ <u>ブラウン鉍</u> ・パーネス鉍	凝灰岩, 砂岩
その他のマ ンガン鉍山	モンモリロン石	酸化マンガン鉍 <u>パイロルース鉍</u>	泥岩, 凝灰岩

このうち脈型鉍床の鉍化帯は、目名川上流地域から北東方向の長万部鉍山へのびる。幅 7km, 延長 20km の鉍化帯をなしている。また層状マンガン鉍床は、本地域の山宝鉍山のような例外はあるが、鉍脈型鉍化帯の外側を占め、八雲層堆積盆の周辺地域に分布する。鉍脈型の鉍化帯は、大きく 2 帯に分かれ北部、西部では含マンガン・鉛・亜鉛帯となり、南部、東部では金・銀帯を作っている。両鉍化帯は、南西部地域では今金鉍山(含マンガン・鉛・亜鉛脈)と種川鉍山(含金・銀・石英脈)とのように 4 km もはなれているが、北東部地域では長万部鉍山の鉍脈のように同一地区に両鉍石種の鉍脈がみられる。すなわち両鉍化帯は南西地域から北東地域に収れんするような形で発達している。上記両種の鉍脈はそれぞれ胚胎母岩を異にし、構造的にも明らかな相異のあることを示している。

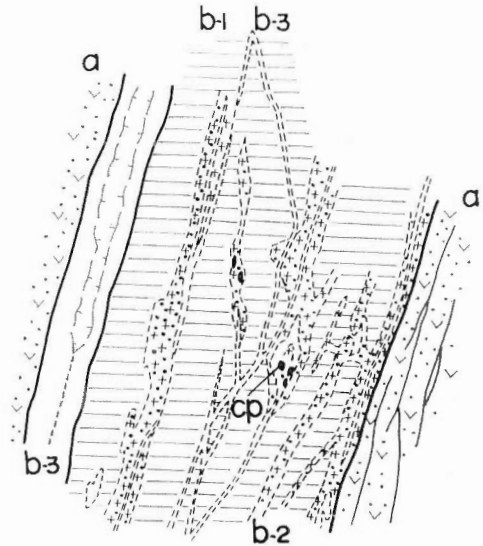
本地域の新第三紀鉍脈型鉍床には次のようなものがある。

1. 含マンガン・鉛・亜鉛鉱脈
 - 1) パラ輝石・磁鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱脈
 - 2) パラ輝石・赤鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱脈
 - 3) パラ輝石・緑簾石・硫砒鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱脈
 - 4) 菱マンガン鉱・重晶石・方鉛鉱・閃亜鉛鉱脈
 - 5) 酸化マンガン鉱脈
 - 6) 磁硫鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱脈
2. 含金・銀・石英脈
 - 1) 含金・銀・石英脈
 - 2) 含金・銀・硫砒鉄鉱・石英脈
3. 層状マンガン鉱床
 - 1) 紅簾石・ブラウン鉱床
 - 2) 酸化マンガン鉱床

VI. 4. 1 含マンガン・鉛・亜鉛鉱脈

1) パラ輝石・磁鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱脈

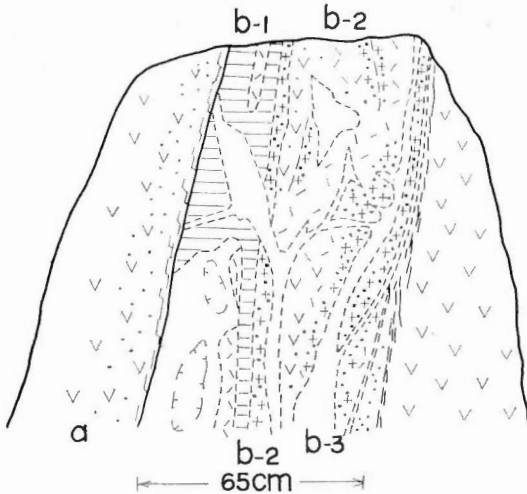
この鉱脈は含マンガン・鉛・亜鉛鉱化帯の西縁部、今金一奥種川鉱脈群にみられるものである。この鉱脈群は30条に近い鉱脈で構成される。これらの鉱脈を胚胎する母岩は、変朽安山岩を主とするが、第三紀花



第7図 今金鉱山15号鍾露頭スケッチ (成田, 1964)

- a: 氷長石・石英岩
- b-1: パラ輝石相
- b-2: Pb・Zn・石英相
- b-3: 石英相 (少量の黄銅鉱(Cp)を随伴する)

崗岩、火山碎屑岩などの場合もある。この鉱脈群中の鉱脈は南北系のものが主で、西側のものは北東系、東側のものは東西系を示すものが多い。鉱石相は(1)パラ輝石、(2)緑泥石・鉛・亜鉛、(3)石英の3相に分かれ、比較的明りような前後関係を示している(第7図、第8図)。これらの鉱脈はおもに鉛、亜鉛を対象として稼行されていた。出鉱実績のあるものは15号鍾のみであるが、大豊鍾、1号鍾、2号鍾、4号鍾は坑道探鉱が行なわれている。鉱石鉱物には黄銅鉱・閃亜鉛鉱・四面銅鉱・方鉛鉱・黄鉄鉱・赤鉄鉱・磁鉄鉱・パラ輝石・菱マンガン鉱が認められ、脈石鉱物には緑簾石・緑泥石・絹雲母・カオリン・氷長石・石英がある。



第8図 今金鉱山15号鍾北押引立スケッチ (成田, 1964)

- a: 氷長石・石英岩
- b-1: パラ輝石相
- b-2: Pb・Zn石英相 (母岩を交代し、部分的に母岩を残す)
- b-3: 石英相

2) パラ輝石・赤鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱脈
この鉱脈は含マンガン鉛・亜鉛鉱化帯の中央部、すなわち泊川上流地域の三恵鉱脈群にみられるものである。この鉱脈群は10数条の鉱脈から構成される。これらの鉱脈を胚胎する母岩は火山碎屑岩類で、鉱脈はしばしば変朽安山岩の構造に支配されている。この鉱脈は奥種川鉱脈群東側のものと似て東西系、北東系のものが多い。鉱石鉱物組成は多様であり、とくにこの型は西側の鉱脈に目立ち、南斜面地区西側の廻り沢鉱脈、炭マン大露頭以西の鉱脈の多くはこの型の鉱脈に含まれる。この鉱脈はパラ輝石を主とし、その他、散点状の方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱・硫砒銅鉱・菱マンガン鉱を伴っている。

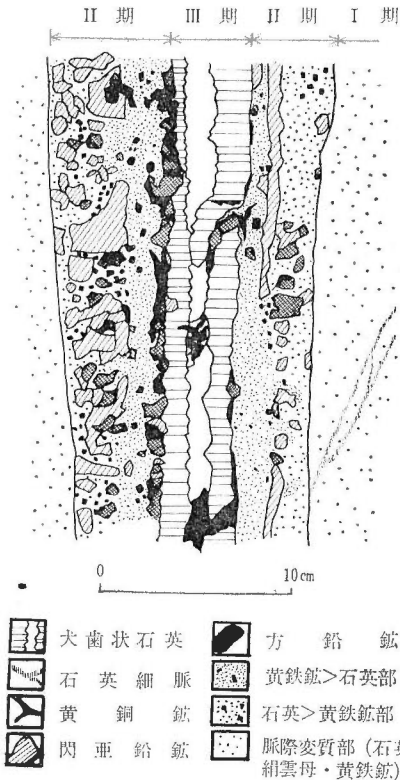
3) パラ輝石・緑簾石・硫砒鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱脈

三恵鉱脈群の中央部にみられるもので、西側地区および滝の沢付近の鉱脈で、緑簾石・硫砒鉄鉱を特徴的に伴う。鉱石の主要構成鉱物はパラ輝石・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄鉄鉱である。菱マンガン鉱はやや多く、パラ輝石の相を交代してパラ輝石の仮晶を作っている。その他、硫マンガン鉱・重晶石を伴う場合がある。

4) 菱マンガン鉱・重晶石・方鉛鉱・閃亜鉛鉱脈

三恵鉱山の鉱脈群中北東側の鉱化帯中に発達する。金鉱の沢以西の鉱脈はほぼ東西に延長するが、それ以東の鉱脈は北東系の走向を示す。南側では南斜面地区の鉱脈群として1つになっている。鉱石は方鉛鉱、閃亜鉛鉱を主とし、菱マンガン鉱はわずか伴われる。鉱石鉱物は閃亜鉛鉱・方鉛鉱を主とし、黄鉄鉱・菱マンガン鉱・重晶石・四面銅鉱・硫砒銅鉱を伴っている。

1), 2), 3) の鉱床は全体としてみると今金鉱山の鉱石にみられるように、鉱石鉱物の生成順位の上から3つの相に分けられる。すなわち初期のものから(1)パラ輝石相, (2)緑泥石・鉛・亜鉛相 (第9図), (3)石英相が認められ、きわめて類似の鉱化作用が行なわれている。しかし全体としてみると、西側地区三恵鉱山の鉱脈ではパラ輝石はその仮晶を残して菱マンガン鉱に交代されている場合が多く、パラ



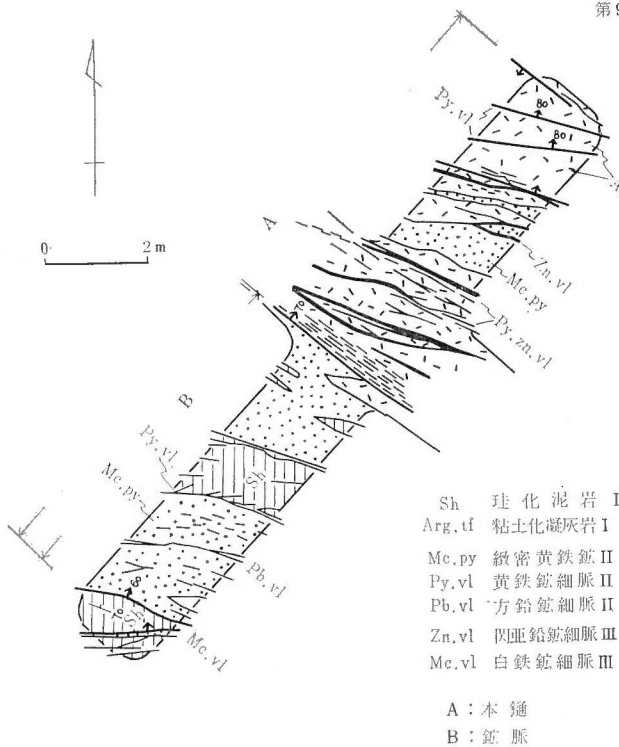
第9図 三恵鉱山鉛脈の沢露頭スケッチ (五十嵐, 1962)

輝石を伴うよりは菱マンガン鉱を多く伴っている。

5) 酸化マンガン鉱脈 この鉱脈は長万部鉱山鉱脈群中北側の鉱脈で、訓縫層の砂岩・角礫岩中に胚胎する。鉱脈は酸化マンガン鉱を主とする東西系の鉱脈であるが少量の鉛・亜鉛・破砕状の菱マンガン鉱を伴っていて、初生的には菱マンガン鉱脈だったろうと推定されている(松村, 1961, 1962)。ここには1番坑から番外坑を含めて8本の坑道が掘進されている。鉱石鉱物はブシロメレーン鉱とパイロルース鉱が主体となり少量の閃亜鉛鉱・方鉛鉱を伴っている。

6) 磁硫鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱脈

この種鉱脈は長万部鉱山にみとめられ、前記マンガン鉱脈の南側に存する。本鍾, 前鍾などがそれぞれほぼ東西系 (N70°~80°W)



第10図 長万部鉱山本鍾通洞坑地並1号坑 (沢, 未公表)

の方向を示し、延長約900m、脈幅最大5mを示す含金・銀・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・硫化鉄鉱脈である。本脈は黄鉄鉱を主とする鉱脈で、前脈は黄鉄鉱に乏しい石英脈である。鉱石相は大きく2つの相、(1)角礫鉱相、(2)黄鉄鉱相に分けられ、両者に黄鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱・磁硫鉄鉱・斑銅鉱・菱マンガン鉱を伴うが、前者は低品位の珪質鉱で鉱石鉱物は細脈状、鉱染状に含有される。

VI. 4. 2 含金・銀・石英脈

含金・銀石英脈は、種川鉱脈群、忠志別鉱脈群、茶屋川鉱脈群からなる鉱化帯を作り、北東方向に配列する。含マンガン・方鉛鉱・閃亜鉛鉱鉱化帯の南東側に位置を占め、鉱床の分布する地域は新第三紀層と基盤岩類との境界地域に当たり、両者を母岩としている。

これらの含金・銀石英脈は次のような興味深い、特徴ある鉱物組合せを作っている。

- 1) 含金・氷長石・石英脈
- 2) 含金・硫砒鉄鉱・石英脈
- 3) 含金・石英脈
- 4) 含金・銀・硫化鉄鉱・石英脈
- 5) 含金粘土脈
- 6) 含金鉱染鉱床

1) **含金・氷長石・石英脈** 含金・銀鉱化帯西端の種川鉱山にみられる。鉱脈は井戸堀地区に分布する訓縫層の礫岩、砂岩を母岩として胚胎する。この地区の訓縫層は広く鉱化作用を受け、各所に鉱染地帯を作っている。鉱脈はこの鉱染地帯に微脈として発達する。鉱脈の走向は一般にN10°~30°Eの方向で、基盤岩の走向方向と一致するものが多い。この地区には、下沢2号坑、初沢上流地区の鉱脈がある。これらの鉱脈は採掘済みのものが多く、坑道は崩壊し、鉱脈の性質は不明の点が多い。しかし、報告(秋葉, 1954a, 1955a)では、きわめて粗粒な自然金を産出したといわれている。

2) **含金・銀・硫砒鉄鉱・石英脈** 忠志別鉱脈群にみとめられる。鉱脈は花崗岩を母岩として胚胎し、6条あり、うち1つは、ほぼ南北の走向を示すが、他の鉱脈はほぼ東西の走向を示す。鉱脈は灰黒色の石英脈で、四面銅鉱・硫砒鉄鉱・黄鉄鉱を伴っている。

3) **含金・石英脈** カニカン岳、茶屋川地域の鉱化帯にみられる。茶屋川付近には基盤花崗岩を母岩として、石英細脈が比較的多くみられる。規模の大きいものは脈幅60cmに達する。またカニカン岳山麓には、幅数cmの石英脈がみとめられ、ベタノ沢には石英細脈が基盤花崗岩を母岩として胚胎している。カニカン岳、茶屋川地域の鉱床は、ふるくに稼行され、花崗岩中の石英脈を石臼ですりつぶし、種川金山と同様粗粒の金を産出したといわれているが実情は明らかでない(矢島, 陸川, 1936)。

4) **含金・銀・硫化鉄鉱・石英脈** 長万部鉱山地区鉱化帯の東端を占める。この鉱脈は西北西系の走向で、本脈、前脈が現在探鉱されている。これらの鉱脈は訓縫期の緑色凝灰岩、砂岩などを母岩として胚胎し、上述1), 2), 3)の各石英脈と異なり、硫化鉄鉱を主とする鉱脈で、ときに少量の閃亜鉛鉱・方鉛鉱を随伴し、むしろ前述VI. 4. 1グループの鉱脈に近い脈質を有する。長万部鉱山本脈の場合にはAu最高46.5g/t, Ag最高362.5g/tを示し、Pb平均6.83%, Zn平均1.54%を示す。

鉱石鉱物は閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱・磁硫鉄鉱・菱マンガン鉱と2次的な白鉄鉱・斑銅鉱・藍銅鉱・二酸化マンガン鉱などから構成されている。

5) **含金粘土脈** 種川鉱山大沢2号坑や、カニカン岳中腹にみられる。鉱脈は基盤の花崗閃緑岩とホルンフェルスの境界部に発達し、前者はレンズ状の形態を示す。この粘土脈は絹雲母を主とし、これを水洗すると紫水晶・自然金・黄鉄鉱・鋭錐石・ジルコンがみられる。自然金は長径2~7mmに達するといわれている(秋葉, 1954a)。

6) **含金鉱染鉱床** 種川鉱山露天掘地区、井戸堀地区にみられるもので、訓縫期の礫岩、緑色凝灰岩層を母岩とする鉱染鉱床で、鉱化変質を受けて脱色され、曹長石化、絹雲母化、緑泥石化、珪化がいちじるしく、氷長石・石英の細脈を伴っている。自然金は硫化鉄の酸化した部分に高く0.1mm以下の微細な結晶が認められている。この含金鉱化帯は幅約500m、延長1km以上でほぼ東西に延長し、基盤の走向方向と一致しているといわれている(秋葉, 1954a)。

VI. 4. 3 層状マンガン鉱床

層状マンガン鉱床は、西島牧地区、奥種川地区、美利河およびメツブ鉱山地区の3つの新第三紀堆積盆の発達する地域にみられる。

第1のものは、訓縫期から八雲期、黒松内期にかけての沈降地域であり、第2のものは、福山期から訓縫期にかけての沈降地域であり、第3のものは、訓縫期あるいは八雲期から黒松内期、瀬棚期にかけての沈降地域である。第1、第3のものは、比較的類似した時期の堆積盆であり、堆積盆の内容も類似している。一方第2のものは、正規堆積物は少なく、火山性のものが多い。このような堆積盆の性格の違いを反映して、そこに賦存する層状マンガン鉱床には2つの型のものが認められる。

1) 紅簾石・ブラウン鉄鉱床 奥種川地域の山宝鉱山にみられる型のもので福山期から訓縫期にかけての堆積盆に発達する。下盤は基盤岩の基質で作られる砂岩礫岩層で、上盤は訓縫期の安山岩質緑色角礫凝灰岩である。鉄体は上盤の粘土化した緑色凝灰角礫岩とは明瞭な境界をもち、下盤の砂岩、礫岩にはしみ込み状をなす。全体に鉄床は濃いアヅキ色を呈する。鉄床はN10°~40°W, 20~30°SWの走向、傾斜を示し、延長約25m, 厚さ1.5m程度の鉄体からなる。鉄体は鉄質から3つの帯に分けられ、層状鉄床の上部20cm程度は暗赤黒色を示し鉄体中の高品位部を作っている。この部分のうちとくに高品位鉄石はレンズ状(5~20cm)をなす(第11図)。この部分はほとんどブラウン鉄・パーネス鉄・紅簾石で構成され、少量の石英を伴っている。その下部は、砂岩にしみ込み状に、パーネス鉄・紅簾石を伴っている低品位な砂質マンガン鉄層に変わっている。さらに下部は多量の礫を伴う低品位な礫質鉄石となつている。両低品位部は、高品位部と鉄石鉄物は同じであるが、この鉄床の上盤粘土化変質部や凝灰角礫岩中には、紅簾石の形成、水マンガン鉄の鉄染や、礫石・菱マンガン鉄の細脈を伴っている。

2) 酸化マンガン鉄床 この型の鉄床は、北部の島牧地区西島牧、今井島牧・永豊鉱山や、南部の下ハカイマツブ地域や上ハカイマツブ地域の鉄床にみられるもので、いずれも八雲層の泥岩を上盤としている。下盤には2つの場合があり、1つは訓縫層の緑色凝灰角礫岩で、他は基盤花崗岩の上に不整合にのる八雲層の礫岩である。前者の例は島牧地域の鉄床で、後者の例は下ハカイマツブ川、上ハカイマツブ川の鉄床である。

永豊鉱山の鉄床はN30°~60°E, 30~50°NWの走向、傾斜をもち、第1鉄床は走向延長120m, 傾斜延長160m, 第2鉄床は走向延長200m, 傾斜延長100m, 厚さはそれぞれ0.5~2.5mである。鉄床は暗赤色~黒色粘土中に芋状をなして産する。

今井島牧鉱山の鉄床はN30°E, 70°NWの走向、傾斜を示し、上、下盤ともに粘土化が著しい。鉄床の延長はほぼ120mで、幅はほぼ35cmあり、永豊鉱山と同様粘土中に芋状をなして産出する(第12図)。鉄床の産状にはその他塊状、脈状、扁平状のものがあり、堆積性とも見わけ難い場合がある。今井島牧鉱山の鉄石には、パイロルース鉄(β -MnO₂)・プシロメレーン鉄(α -MnO₂)ともに多く、永豊鉱山のはプシロメレーン鉄を主体とするがパイロルース鉄を細脈状に伴い、ときに玉髄質石英をプール状に随伴する。下ハカイマツブ地区のものはパイロルース鉄で構成されている。



第11図 山宝鉱山露頭スケッチ

- ①: 上盤際および節理に沿ってみられる粘土質変質岩
紅簾石・モンモリロン石帯
- ②: 菱鉄鉱・モンモリロン石帯
- ③: 鉄層高品位部
- ④: 高品位部中の紅簾石・パーネス鉄・ブラウン鉄
塊状鉄石
- ⑤: 鉄層低品位部
- ⑥: 緑色凝灰角礫岩

新第三紀の層状マンガン鉱床は上述のように、構造規制、鉱床の形態は脈型鉱床とまったく異なる。しかしその鉱化作用の過程は、上盤、下盤に特徴ある変質帯を伴い、鉱脈形成の過程と類似した性格をもつていて、筆者らが山宝鉱山（成田・五十嵐他、1967）で指摘したように、その成因的な過程はさらに充分な検討を必要とする。

VI. 5 第四紀の鉱床

第四紀の鉱床は、前述諸鉱床と異なつて、堆積性の鉱床を主とするが、岩田新島牧鉱山のような火山性堆積鉱床もある。これらの鉱床には、

1. 火山性堆積マンガン鉱床
2. 漂砂マンガン鉱床
3. 砂金鉱床
4. 露天化残留型鉱床

などがある。

VI. 5. 1 火山堆積性マンガン鉱床

この型の鉱床には、泊川上流の岩田新島牧鉱山がある。この鉱床は崖錐堆積物を上盤とし、基盤石灰岩を不整合に覆う緑色凝灰岩層を下盤とし、西部、南部では崖錐堆積物中に胚胎した層状のマンガン鉱床である。鉱床の規模は85×35mが予想され、厚さは最大1.5m、平均0.5mを示す。

鉱石はほとんど土状の粉鉱からなり、この中に塊状のものが部分的にみられる。とくに東部では粉鉱が多く、塊状のものは西部の下盤ぎわにみられるにすぎない。鉱石はマンガン土としては一般に品位が高く、非晶質の二酸化マンガン鉱を主とするが、塊鉱にはパーネス石を伴っている。

VI. 5. 2 漂砂マンガン鉱床

この型の鉱床は、旧美利河鉱床にみられ、下ハカイマツ川上流地域の河川には1~3cm程度の芋マンガが認められる。しかし稼行の対象になるようなものは認められない。

VI. 5. 3 砂金鉱床

この型の鉱床は、金・銀・石英脈鉱化帯の下流付近に知られ、種川金山周辺のメツ川中流中の沢や忠志別金山の下流地域に当たる泊川上流地域、忠志別川上流地域、カニカン岳金・銀鉱化帯の下流地域に当たる茶屋川流域は古く著名な砂金地帯としてしばしば稼行されていたといわれている。しかし現在では、これらの地域では微量の砂金採集も困難である。

VI. 5. 4 露天化残留型マンガン鉱床

この型の鉱床は、新第三紀層状マンガン鉱床の地表部にみられる鉱床であり、永豊鉱山、今井島牧鉱山、下ハカイマツ鉱山などがある。永豊鉱山では、1坑坑口付近、選鉱場の沢上流付近、稜線付近などに芋状の鉱石が少量あり、かつて稼行された。今井島牧、下ハカイマツ鉱山では、このような芋状鉱は鉱床の上部あるいは地表近くにみられる。これらは全体として規模は少なく鉱床の主体は新第三紀の層状マンガン鉱床で占められ、それらが稼行の主対象となつていた。

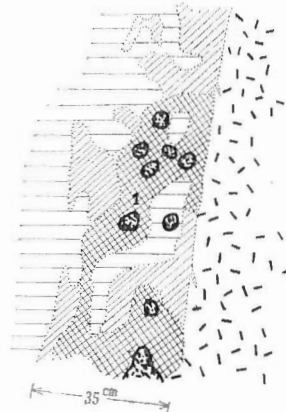
VI. 6 鉱床母岩の変質

鉱石沈殿の先駆的な作用として、上にのべてきた各鉱床には特徴的な母岩の変質作用が認められる。

VI. 6. 1 高温交代鉱床に伴われる変質

いわゆるスカルン組成を示す変質帯が認められるほか、次のような鉱物組成を示す特徴ある帯を作っている。

- (1) 揮発性鉱物組成帯



- | | | |
|-------|-----------|-----|
| 頁岩 | 流紋岩質凝灰角礫岩 | 芋状鉱 |
| 黒色粘土化 | 暗赤色粘土化 | |

1 分析試料採取箇所

第12図 今井島牧鉱山鉱床露頭見取図（五十嵐，1957）

- (2) 石灰珪酸塩鉱物組成帯
- (3) 石灰珪酸塩鉱物・熱水鉱物組成帯
- (4) 熱水鉱物組成帯
- (5) 細脈

これらの帯はすべての鉱床にみられる訳ではなく、鉱床ごとに特徴あるもののみが認められる(第1表)。

中種川の加藤鉱山露頭の場合では、これらの変質作用のすべてがみられ、花崗岩と接する石灰岩付近では山田(1962)の報告(第5図)にみられるように、花崗岩側から花崗岩の組織を残す(4)緑泥石・絹雲母・石英帯や、石灰岩を交代した(1)電気石・透輝石・柘榴石、(2)透輝石・柘榴石、(3)透輝石・角閃石・緑泥石・石英などの帯がみられ、(1)~(3)帯までは花崗岩の接触部から石灰岩側にやや帯状の発達をするが、(3)のほか熱水鉱物を伴う変質帯は(1)~(2)帯と斜交し、あるいは正常の変質帯順位をつくらず最内帯に形成されていることもある。(3)~(5)帯には、しばしば鉱石鉱物を伴う。(1)~(2)帯は鉱石元素濃集の時期よりも若干以前に形成された先駆的なものとみられる。

中種川鉱山では、加藤鉱山の場合のような先駆的な(1)、(2)の変質帯を欠き、(3)帯に相応する珪灰石・陽起石・絹雲母・緑泥石・石英帯を伴い、これに接する董青石・黒雲母ホルンフェルス帯は(4)に相当する緑泥石・絹雲母・石英の組合せをもつ熱水性の変質作用をこうむっている。またオープンセサミ鉱山の場合は(2)から(5)までの帯がたがいに重複し、分帯することはできない。

忠志別川や種川林道、バタノ沢などのスカルン帯は(2)に相応するもののみで鉱石鉱物を欠く。この先駆的なスカルン鉱物組成の変質帯は一般に東西方向にのびる分布をするが、鉱石を伴う加藤鉱山の場合には、南北方向の帯を作っている。

各鉱床の変質帯と鉱化作用の関係を表に示した(第1表)。

スカルン帯中に同帯を切って現出する細脈は高温交代鉱床の末期のものとして想定される。その例は加藤鉱山、中種川鉱山などのスカルン型鉱床にみとめられ、花崗岩中のあるいはスカルン鉱体中に、また外側の石灰岩中の鉱体にこれと斜交するNE方向の(第5図)細脈が発達している。細脈群をとりかこんで形成されている変質は(4)と同一のもので、緑泥石・絹雲母・石英の組合せをもっている。

オープンセサミ鉱山の鉛・亜鉛鉱床は一見脈型鉱床で、幅平均20cmに達し、肥大部では40~60cmに達しているものがある。しかしながら変質型式はスカルンに伴う細脈周辺の変質と軌を一にし輝緑岩を母岩とする場合には緑泥石・絹雲母・石英・炭酸塩鉱物、珪岩の場合には白雲石・絹雲母・石英の組合せを示している。したがって本鉱体はスカルン型鉱床に由来するものと考えることができる。

層状珪酸マンガン鉱床は変質基盤岩中にみられ、これは泊川下流付近(神威鉱山)と、種川下流付近(加藤鉱山)とに示されている。両鉱床ともに珪酸マンガン鉱を主とする鉱体を作っているが、胚胎母岩と、鉱体周辺の変質母岩を異にしている。すなわち神威鉱山では母岩は珪岩であり、変質鉱物組合せは鉱体周辺は上下盤ともに珪化し、陽起石・絹雲母・石英である。種川下流加藤鉱山では母岩は粘板岩、石灰岩で、鉱体周辺の石灰岩はスカルン化作用を受けて大理石化し、その一部にバラ輝石・バスタム石などが形成され、菱マンガン鉱の細脈を伴っている。

VI. 6. 2 新第三紀鉱化作用に伴われる変質

本地区における新第三紀の鉱床には、すでにのべたように脈型のものと層状のものがある。

1) 脈型鉱床にともなう変質 この鉱床の母岩には第三紀花崗岩、変朽安山岩、凝灰角礫岩などがあるが、脈付付近に特徴的な熱水変質作用を伴っている。この変質は各脈に沿って発達し、特有な変質鉱物の組合せからなり、脈側から次のような変質帯を作っている(第2表および第13図)。

1. i (緑泥石)・氷長石・石英帯
1. ii 絹雲母・石英帯
2. 曹長石・緑泥石帯
3. カオリン・曹長石・緑泥石帯

この変質帯は母岩種や脈脈の性格によって若干異なる場合がある。上記変質作用は長万部鉱山から今金鉱山にかけての地域の金・銀脈やマンガン・鉛・亜鉛脈に広くみとめられ、母岩種による変質の違いは次の

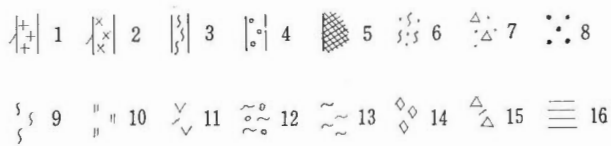
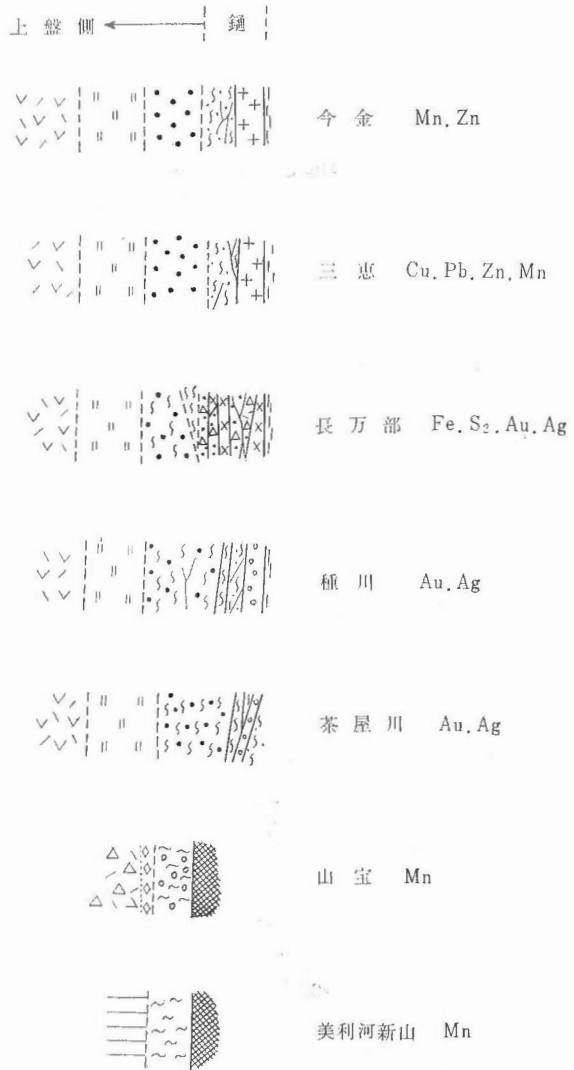
ようである。すなわち、花崗岩の場合に変質は比較的広くおこなわれるが、変質の程度は弱い。変朽安山岩の場合には変質範囲がせまく、変質の程度は強い。また凝灰角礫岩の場合には変質の範囲が広く、改変の程度も強い。この違いは岩石の粒度と孔隙率、すなわち反応する表面エネルギーの大きさによるものと考えられる。

すなわち、孔隙率の大きい花崗岩や、凝灰角礫岩では滲透した熱水液は広い範囲に及び、粒度の粗い花崗岩では反応する表面エネルギーは弱く、粒度の細かい変朽安山岩や、ルーズな凝灰角礫岩では反応する表面エネルギーは大きく、最外帯の変質帯を除いて原鉱物を残さないまでに強い変質を受けている。

一般的な脈際変質を第13図および第2表に示した。

(1) カオリン・曹長石・緑泥石帯
 変質帯中の最外側部を占める。今金鉱山15号鍾立入では鉱脈から10m以遠に、三恵鉱山本山鍾では7m以遠に形成され、その幅員は3~10mである。一般に原岩石の組成鉱物をよくのこし、主要な組成鉱物はカオリン・曹長石・緑泥石であり、その他石英・絹雲母・緑簾石・炭酸塩鉱物を含み、ときに斜長石や輝石の残晶が認められる。緑泥石は淡緑色から鮮緑色で、やや強い多色性を示す。カオリンは斜長石斑晶の一部、あるいは石基鉱物粒間をうずめて形成され、曹長石は斜長石斑晶、石基の斜長石、その他鉱物粒間を交代して形成されている場合が多い。炭酸塩鉱物は(2)、(3)帯のものとやや異なり、淡褐色で菱鉄鉱質の性格を示す。緑簾石は淡黄褐色で弱い多色性を示す。

(2) 曹長石-緑泥石帯



第13図 新第三紀各鉱床の上盤変質模式図

- | | |
|---------------------|-------------------|
| 1: マンガン・銅・鉛・亜鉛鉱脈 | 9: 絹雲母・石英岩 (鉱脈際) |
| 2: 硫化鉄鉱脈 | 10: 緑泥石・曹長石岩 |
| 3: 粘土脈 (絹雲母) | 11: 緑泥石・カオリン・曹長石岩 |
| 4: 石英脈 | 12: 紅簾石・モンモリロン石岩 |
| 5: マンガン鉱 | 13: モンモリロン石岩 |
| 6: 絹雲母・石英岩 (鍾の内) | 14: 菱鉄鉱化帯 |
| 7: 角礫質絹雲母・珪化岩 (鍾の内) | 15: 凝灰岩 |
| 8: 水長石・石英岩 | 16: 泥岩 |

変質帯の中間部を占め、今金鉱山15号鍾立入坑道では鉱脈から8~10mの範囲を占めている。三恵鉱山本山坑の場合では鉱脈より2~3mから(1)帯までの間の範囲にみられる。

この変質岩はまだ原岩石の組織・組成鉱物を残しているが、多量の緑泥石が形成されている。主要な組成鉱物は上記のようであるが石英・絹雲母・カオリン・緑簾石・不透明鉱物を伴っている。緑泥石は今金鉱山地域でも三恵鉱山地域でも、変質帯中最大の量を示し、今金鉱山15号鍾立入では容量比60%を超える場合がある(第14図)。この緑泥石は(1)帯のものに較べて淡色になり、淡緑色を示し、多色性も若干弱くなる。曹長石は外帯のものと同様に斜長石斑晶、石基を交代して形成されているが、部分的に氷長石の形成がみとめられる。とくに三恵鉱山本山鍾の場合にはこの帯で氷長石が比較的多く、曹長石は相対的に少なくなっている。さらにここでは、炭酸塩鉱物はいちじるしく減少する。

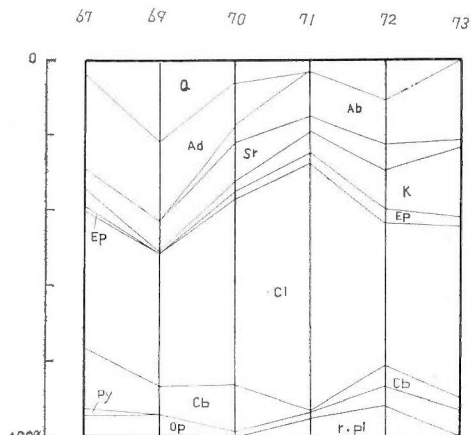
(3) 氷長石-石英帯

変質帯中の最内側を占め、今金鉱山15号鍾の立入坑では鉱脈から8mまで、三恵鉱山の場合は鉱脈から80cm程度の規模である。この変質帯はしばしば石英の細脈を伴うことを特徴とする。この岩石の主要な構成鉱物は氷長石・石英・緑泥石であり、炭酸塩鉱物と少量の絹雲母・カオリン・緑簾石・不透明鉱物などを伴っている。今金鉱山15号鍾には典型的な変質帯を伴っているが、同鉱山地域の西部鉱床、あるいは南部にみられる鉱床のように貧鉱化した鉱脈あるいは不毛石英脈、金・銀・石英脈の場合には、緑泥石は非常に少なくなり、しばしば原岩の組織をまったく失うほど強い変質を受けていて絹雲母・石英の組成をもつ場合が多い。氷長石は変質帯中の細脈のみに伴っているだけでなく、斜長石の斑晶を交代し、あるいは石基中に石英・氷長石溜を形成している。種川鉱山のように絹雲母・石英の組合せを作るものでは、変質岩中に細脈を作ってみられる場合がある。緑泥石は溜状に集合し、無色ないし淡緑色となり、多色性は著しく弱くなっている。さらに緑泥石の量は著しく減少している。炭酸塩鉱物は(1)帯のものとは異なり、無色で屈折率も若干低くなつて来る。少量の黄鉄鉱はこの変質帯の特徴的な組成となつている。

上にのべてきた変質は、本地域の鉱脈に伴われるごく一般的なものであるが、鉱脈の上下、あるいは単位脈の末端には特殊な変質相がみとめられる。

鉱脈、不毛脈、あるいは母岩種による変質の違いは上にのべた。単位脈の末端部では脈脈一般にみられる変質と異なつて、原岩の組織を残さないまでに改変された珪化岩となつている。これは一般に絹雲母・石英で特徴づけられる変質鉱物組成を作っている。ここでは幅広い脈は集れんしかりに多くの細脈を伴っている。これは裂力形成の際の偏圧は、裂力が形成されると同時に裂力中に解消されるが、末端部では張力(Tension)のはたらきが小さいので偏圧方向に斜交する細かな多数の割目ができる結果となり、液が多数の割目を通して交代していくため原岩の組織を残さないような変質岩を作っていくものと考えられる。従来鍾の内の変質帯と呼ばれている鉱脈中の特殊な変質相は熱水性の鉱脈鉱床では鉱石の比較的濃集しにくい場所の性格を示している。

この変質相はまた鉱床上部の変質相とも類似した性格を示している。今金鉱山や細倉鉱山(E. NARITA, 1963)の場合には、鉱脈の上部は下部に比較し岩圧が低く相対的に多孔質であることと併せて、単位脈体の場合と同様に裂力形成の際、この偏圧が不均衡になつて起きる多数の細脈の形成によるものと考えられる。このため鉱脈の上部付近の変質岩は広くまた強く改変され、脱色されている場合が多い。しかし鉱脈の中深部から下部では、変質の幅もせまくなり、その位置の脈やその位置に伴われる変質に緑泥石を比較的多量に



第14図 今金鉱山15号鍾脈際変質岩の鉱物容量比(成田, 1964)

Q: 石英, Ad: 氷長石, Ab: 曹長石, Sr: 絹雲母,
K: カオリン, Ep: 緑簾石, Cl: 緑泥石, Cb: 炭酸
塩鉱物, Py: 黄鉄鉱, Op: 不透明鉱物, r, Pl: 残留
斜長石
67, 69. 氷長石・石英岩, 70, 71. 曹長石・緑泥石岩,
72, 73. カオリン・曹長石・泥緑岩

含むようになる。

今金鉱山から長万部鉱山にのびる鉱化帯にみられる鉱脈露頭は、一般に変質の幅はせまく緑泥石にとんでいるものが多い。これらの鉱脈は、上の変質の状態から推論すると、すでにかなり削剝をうけ、中深程度以下の部分が現在あらわれているように思われる。また不毛石英脈でも大豊鍾などにみられるように変質の幅はせまい。これは鉱脈の上部相を示すものでなく、鉱脈露頭と同様に中深程度以下の深さを示すものと思われる。このようにこの地域の新第三紀鉱脈型鉱床は上部が比較的削剝されているものと考えられる。

2) 層状マンガングル床にみられる変質 新第三紀層状マンガングル床は、すでにのべたように2とおりの型のものがある。これらの型によつて、鉱石鉱物はもちろん、変質相の鉱物組成をも異にしている。

第1のものは訓縫層中の凝灰質砂岩を下盤とし、凝灰角礫岩を上盤としてその間に胚胎する山宝鉱山タイプのものである。この鉱床の変質帯は鉱体上盤の凝灰角礫岩に発達する直交節理、斜交節理をとうして形成され、その前縁帯には環状、点滴状の菱鉄鉱の帯を作っている。鉱体とその前縁帯の間は20~80cm前後の淡紅色、淡緑色の粘土帯を作っている。この帯にはしばしば鉱体に平行する二酸化マンガングル、礫石の鉱染を伴っている(第11図)。

淡紅色、淡緑色の粘土帯は、凝灰角礫岩の組織を残しているが大量にモンモリロン石が生成されている。これには、しばしば放射状、束状の紅簾石を伴い、紅簾石・モンモリロン石の特徴ある変質鉱物組合せを作っている。下盤の砂岩は低品位部より下のもは淡紅褐色で、変質は弱く、黒雲母の加水雲母化が稀にみられる程度で、ときに砂粒と隙間のもまれた部分に上盤と同様に放射状、束状の紅簾石・石英をともなっている。

第2のものは八雲層の頁岩層を上盤とし、訓縫層の凝灰角礫岩を下盤とするものである。上盤の頁岩は全体に粘土化している。これは一般に灰色-灰白色で、いわゆるソープストーンと呼ばれるもので、モンモリロン石化したものである。鉱石層準中の緑色モンモリロン石・粉状赤鉄鉱は上盤中に分歧脈状に発達する。下盤も同様に粘土化して軟質になり、モンモリロン石・粉状赤鉄鉱・二酸化マンガングルの鉱染を伴っている。頁岩を上盤する場合には一般に層状の形態をとるが、上盤中にはしばしば分歧脈が、下盤には粉状赤鉄鉱、二酸化マンガングルが鉱染しており、単純な堆積性鉱床は考えられない複雑な要素を有している。

VII. 鉱化作用と微量元素の挙動

本地区の鉱化作用とくに新第三紀の鉱化作用は、火成活動と関連するもので、変朽安山岩の活動と強くむすびつくものと考えられてきた。しかし最近の調査研究の結果では、変朽安山岩よりはむしろその後活動した第三紀花崗岩類が鉱化作用とより深い関係を示すものと考えられるようになった。従来、新第三紀の鉱化作用に関係する火成岩の活動は、多くの人達によつて論議され、多くの考察がおこなわれてきた。古くは流紋岩、安山岩、玄武岩質岩石が鉱化作用と関係づけられ、鉱化作用の多様性(秋葉, 1958)は関係火成活動の多様性を反映したものと考えられてきた。しかし最近、新第三紀のいわゆる Xenothermal 型鉱床の研究と関連して、第三紀花崗岩が関根良弘、大町北一郎他(1958)、折本左千夫(1954 a, b, c, d, 1965)などによつて重要な役割をはたすものと考察されるようになった。最近細倉-鬼首鉱化帯(E. NARITA, 1963)、積丹半島(成田, 1962, 1965)の鉱化帯における鉱化作用の研究で、この火成活動の重要性がとりあげられてきた。しかし、第三紀花崗岩は、新第三紀グリーンタフ構造帯の鉱化作用に比較して小規模であり、単位岩体の占める範囲もせまい。したがつて大規模な新第三紀鉱化作用を説明するには他の要因も併せて考察する必要が痛感された。

すなわち、鉱化作用は第三紀花崗岩の後火成作用のみによるのではなく、以前から活動した新第三紀の各種火成岩や堆積岩および基盤岩類に含有する微量成分、およびそれらに関係して重要な役割を果たすと考えられる地下水の作用を考えざるを得なくなつた。再生鉱化作用の可能性はすでに SCHNEIDERHÖHN, H. (1958)によつて説明された。また熱水性鉱化作用に関係する地下水の作用は KORZHINSKII (1963, 1965)によつて指摘されている。筆者の1人(成田, 1967)は北海道の新第三紀の浅熱水性の鉱化作用にみられる多様性は必ずしも火成活動の多様性のみによるものでないことを指摘した。さらに鉱化作用の性格は、そ

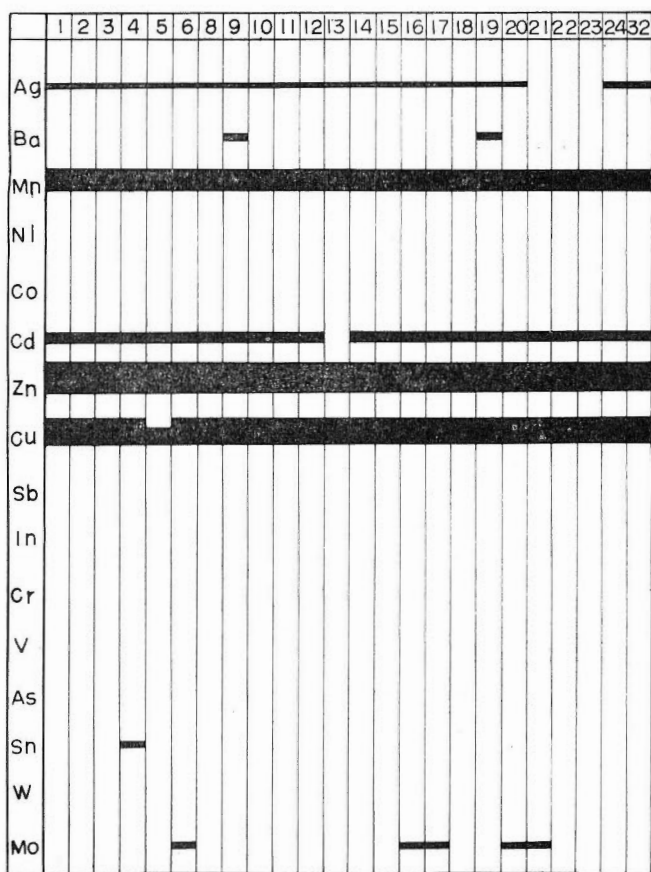
の地域の主要な構造に規制されるとはいえ、遠岩漿性的な鉍液の性質と地下水の作用とによるところが大きいことを指摘してきた。また最近 (Geol. Surv. Czechoslovakia, 1963, 1969) 国際地球化学会の中心テーマの一つとして、鉍石元素の濃集機構の問題が国際的に討議されつつある (本島, 1966)。

微量成分の検討は、これらの問題を実験的に明らかにするために行なわれたもので、次の3点に要点がおかれている。

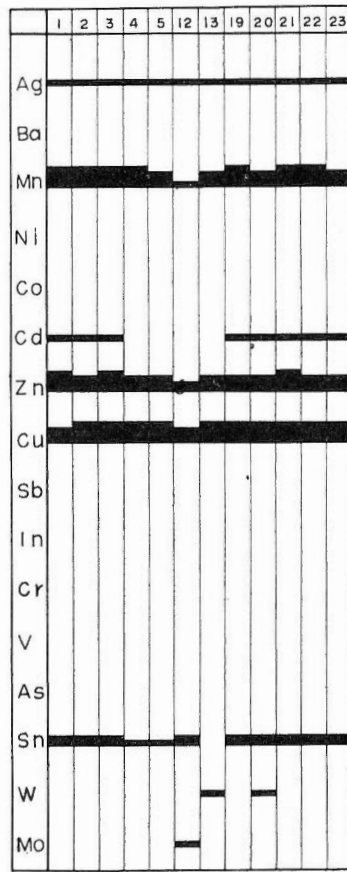
1. 鉍石鉍物中の微量成分
2. 新第三紀火成岩類中の微量成分
3. 基盤岩の微量成分

このような観点から筆者は次のような試料 211 個について Ba, Ni, Co, V, Cr, Mn, Cu, In, Sn, Ag, W, Mo, Zn, Cd, As, Sb, 16成分の微量成分の検討を行なった。

1. 鉍石鉍物中の微量成分
 - 1) 閃亜鉛鉍
 - 2) 方鉛鉍
 - 3) 黄銅鉍
 - 4) 黄鉄鉍
 - 5) パラ輝石
 - 6) 石英
2. 新第三紀火成岩中の微量成分
 - 1) 変朽安山岩



第15図 今金鉍山15号錳閃亜鉛鉍中の微量成分

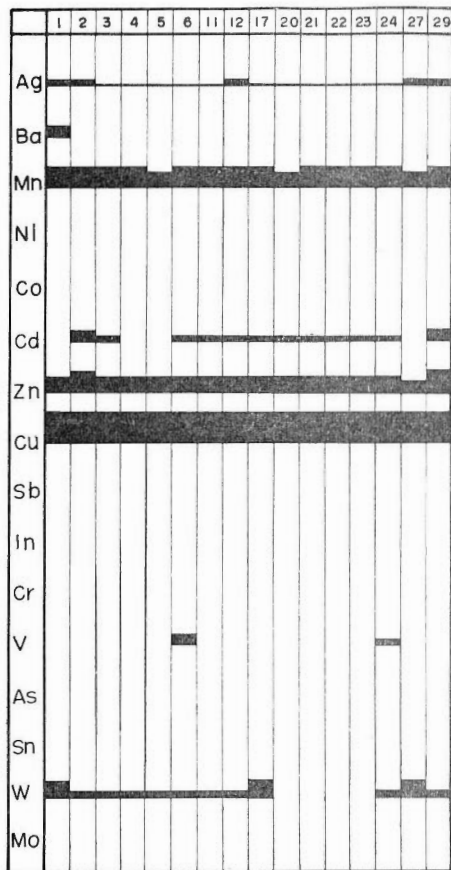


第16図 今金鉍山15号錳方鉛鉍中の微量成分

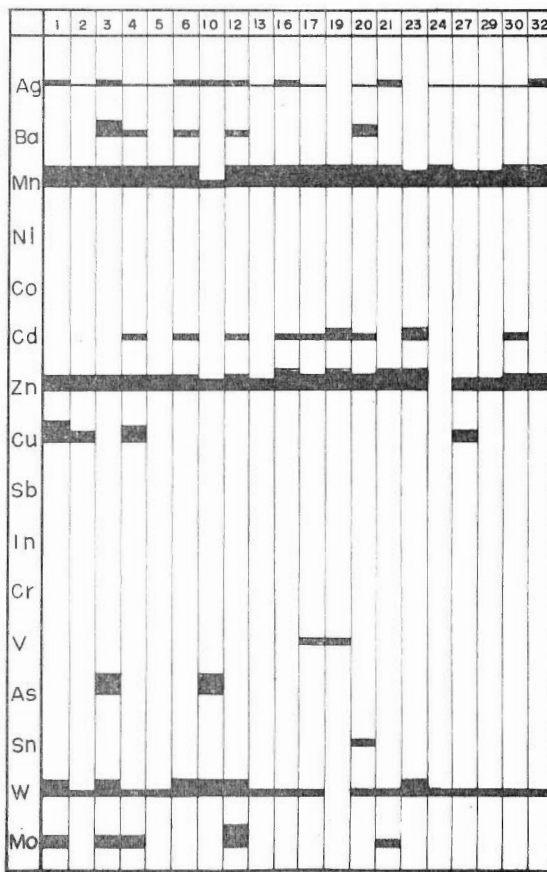
- 2) 石英閃緑岩
- 3) 玄武岩
- 4) 変安山岩類
- 3. 基盤岩の微量成分
 - 1) 粘板岩
 - 2) 石英閃緑岩
 - 3) ホルンフェルス
 - 4) スカルン
 - 5) 基盤岩中の鉱物
 - (1) 花崗閃緑岩中の石英
 - (2) 花崗閃緑岩中の正長石
 - (3) 花崗閃緑岩中の黒雲母
 - (4) スカルン中の角閃石
 - (5) スカルン中の緑簾石
 - (6) スカルン中の正長石

VII. 1 鉍石鉍物中の微量成分

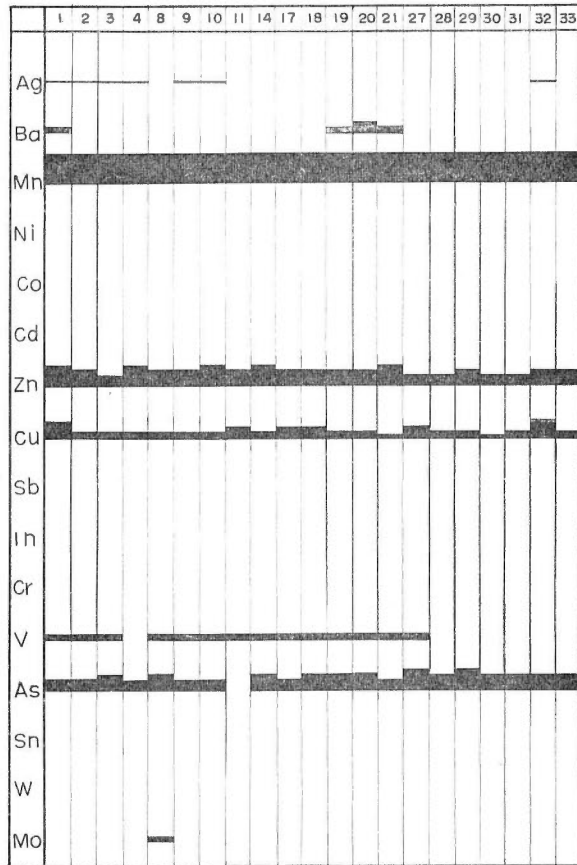
対象とした鉍物は、今金鉍山、奥種川鉍化帯、忠志別鉍化帯、茶屋川鉍化帯の鉍脈に含まれる閃亜鉛鉍・方鉛鉍・黄銅鉍・黄鉄鉍・菱マンガン鉍・パラ輝石・石英である。とくに鉍石鉍物は鉍脈の貧鉍部から富鉍



第17図 今金鉍山15号銅黄銅鉍中の微量成分



第18図 今金鉍山15号錳黄鉄鉍中の微量成分



第19図 今金鉱山15号鍾バラ輝石中の微量成分

部にわたる試料をもちい貧鉱部、富鉱部間の微量成分の検討を行なった。

1) 閃亜鉛鉱 今金鉱山15号鍾北鍾押坑道の鉱脈から得られた試料24個について行なった(第15図)。微量成分は Mn (200ppm \ll), Cu*, Ag (1~6ppm), Cd (19~32ppm) が普遍的にみられ, Ag を除いてとくに富鉱部, 貧鉱部の差はみられない。Cu は閃亜鉛鉱中にきわめて微小な粒子として共存するものと推定される。また Mn はバラ輝石, 菱マンガン鉱として入るものは少なく, 鉱物の表面に付着した酸化マンガン鉱として混入されたもののほか閃亜鉛鉱中に Fe と同様に固溶体の形で入る場合が多いと考えられる。しかしこれは定量的な分析が必要で Mn の入り方は今後の検討にまたねばならない。

Ag は立入付近50mから90mくらいの範囲にみられる。これは貧鉱部, 富鉱部の閃亜鉛鉱中にも10g/t程度に普遍的にみられる。しかし90m以北の鉱石には含まれない場合が多くなる。

富鉱部にみられる特徴的な元素は痕跡程度であるが Mo が認められる。

2) 方鉛鉱 上記と同じ今金鉱山15号鍾北鍾押坑道から得られた12個の試料によつた(第16図)。

普遍的に認められる成分として Mn (159~200ppm), Cu (106~1,000ppm), Sn (tr~35ppm), Ag (2~10ppm), Zn(tr~3,900ppm \ll)がある。このうちCu, Zn はときに黄銅鉱, 閃亜鉛鉱の片刃状の混入が考えられるので十分な検討を必要とする。Mn, Sn, Ag, Zn は富鉱部におけるより, 貧鉱部にむしろ多い。Sn は閃亜鉛鉱中の Mo と同様に検出されたことの意義は大きい。Cd もやや一般的にみられるが, Zn(閃亜鉛鉱)の混入と併せて考える必要がある。

とくに W, Mo は稀れであるが, 富鉱部の方鉛鉱にのみみられることは興味深い。

3) 黄銅鉱 前述の場合と同様今金鉱山15号鍾北鍾押坑道から得られた16個の試料である(第17図)。普遍的にみられる微量成分には Mn (152~200ppm \ll), Ag (tr~7ppm), W (tr~250ppm), Zn (210~

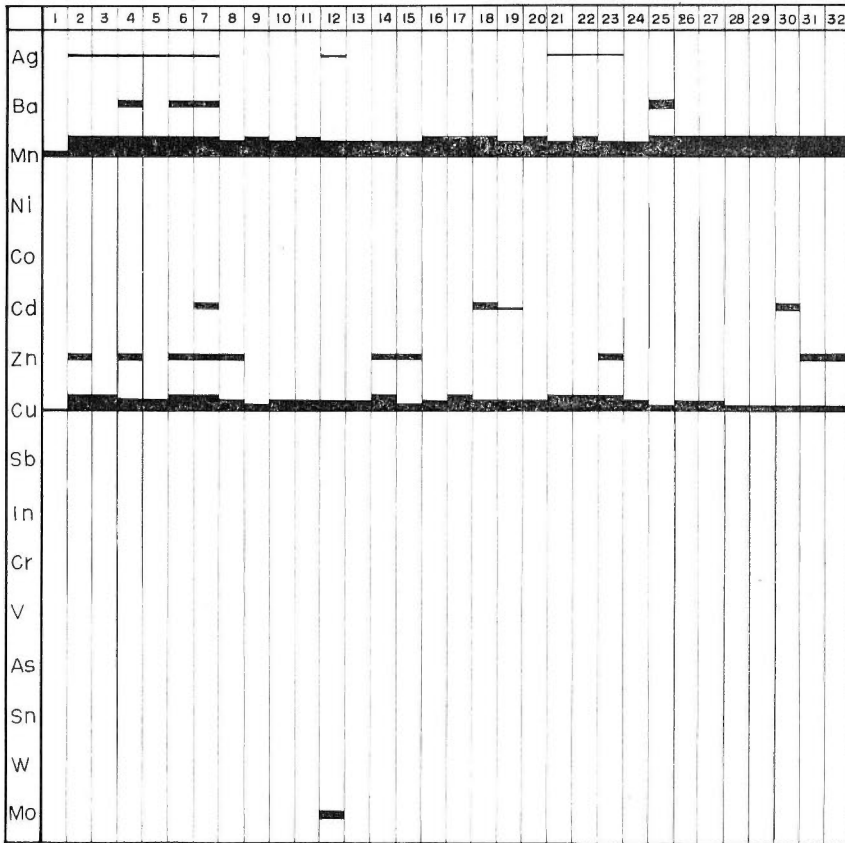
1,660ppm), Cd (tr~32ppm) が認められる。このうち, Zn は黄銅鉱中に閃亜鉛鉱の点滴含有物として付随しているものが考えられる。また Cd はこれらの閃亜鉛鉱に関係している可能性がある。Mn はこの鉱脈の主成分の1つであるが, 菱マンガン鉱, パラ輝石として混入するものはほとんどなく, 一部は酸化マンガンの汚染の結果とみられるが, Mn の多くは黄銅鉱中の Fe と同様に固溶体として入ってくるものと考えられる。また W, Ag は量的に少ないが, 黄銅鉱に含有される一般的な微量成分を指示している。

Wは全体として微量であるが, 富鉱部の黄銅鉱では頻度は少なく, 貧鉱部のものには例外なく認められる。また, V, Ba も貧鉱部のもの一部にみられるのみである。

4) 黄鉄鉱 今金鉱山15号鍾北鍾押坑道からの20個の試料によつた。この黄鉄鉱は今までの鉱石鉱物と同様に鉱脈中のものとくに鉱石相中, 緑泥石・鉛・亜鉛相のものである(第18図)。一般に1~2mm 前後の半自形立方体結晶のものが多く, 微細粒状集合のものが一部にある。晶洞期の比較的大形の結晶は使用していない。

この鉱物に普遍的にみられるものには, Mn (150~2,000ppm<<<), Ag (tr~8ppm), W (tr~340ppm), Zn (tr~1,640ppm) が認められる。Mn, Zn は, 黄鉄鉱中の Fe を交代して若干入り得る成分と思われるが, とくに富鉱部の1%以上に達する Zn は, 閃亜鉛鉱として若干混入したものと考えられる。これは, 富鉱部の黄鉄鉱に Cd の含有が多いことと併せて考えられる。Ag, W は普遍的な微量元素があるが, 富鉱部より貧鉱部にやや多い。

Ba, Cu が若干入ってくるが, これらは, いずれも貧鉱部に多い。As 鉱物には四面砒銅鉱, 硫砒鉄鉱などが今金鉱山, 三恵鉱山の鉱脈に入ってくるが, しかし四面砒銅鉱は富鉱部の鉱石鉱物中に多く, 貧鉱部に高い As はおそらく硫砒鉄鉱の形で入るものと思われる。Cu の濃集の仕方は, 末期の石英相にみられる黄銅鉱や



第20図 今金鉱山15号鍾石英中の微量元素

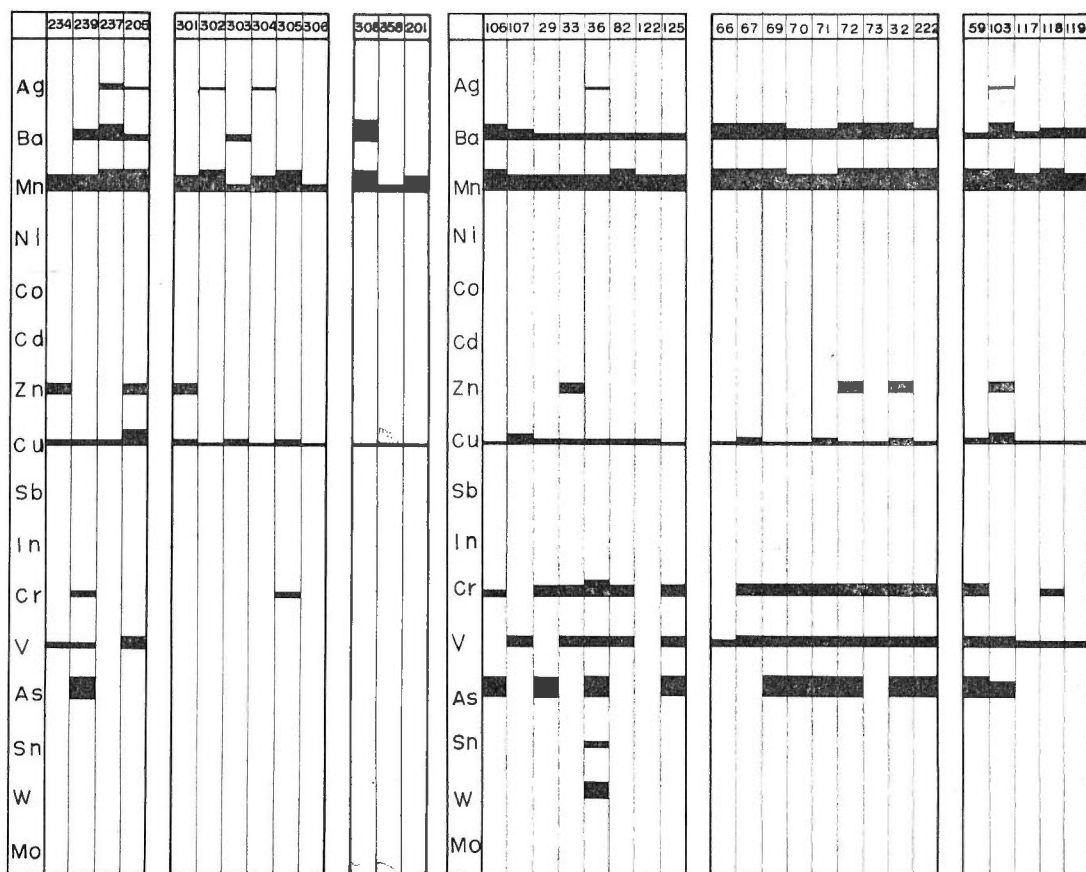
貧鉍部の主要鉱物である石英中にみられる Cu の含有と併せて興味深い。

5) パラ輝石 今金鉱山15号鍾北鍾押坑道からの21個の試料である(第19図)。

かなり普遍的にみられるものはV (tr~21ppm), Cu (tr~400ppm), Zn (tr~1,400ppm), As (tr~1,010 ppm) などがある。淡紅色のパラ輝石のみからなるものであるにもかかわらずこれらの元素が含有されているのは興味深い。Vは全体として微量であり、北鍾押し50mから100m付近の富鉍部にも貧鉍部にもみられるが、さらに北部のものにはまったくみられなくなる。Cuは全体にみられるが、南側の貧鉍部のものは1.3~400ppm、北側の貧鉍部のものはtr~400ppmを示し、富鉍部のものは3.2~60ppmで、全体として貧鉍部のものに濃集する傾向がやや強い。Znは、北側の貧鉍部で若干減少(tr~2,100ppm)しているが、南部では富鉍部、貧鉍部でやや高くなっている。AsはVやZnと逆に富鉍部、貧鉍部の関係なく全体として鉍脈の南部から北部にかけて増加している。

Ag, Ba, Moはまれにみられるが、Ag, Moはとくに貧鉍部に、Baは北鍾押坑道150m付近の富鉍部の鉍石中に多い。

6) 石英 今金鉱山15号鍾北鍾押坑道のマンガン・鉛・亜鉛脈から32個(第20図)、金・銀脈からは種川鉍山のもの1個、忠志別鉍山のもの2個、茶屋川鉍化帯のもの3個(第22図)、鉍石を伴わないかあるいは貧鉍石英脈として今金鉱山地域1号鍾、2号鍾、8号鍾、大豊鍾のもの各1個計4個(第21図)、珪質岩のもの3個(第23図)計45個の試料である。鉍石を伴う脈、伴わない脈、鉛・亜鉛脈、石英脈、珪化岩の違いにもかかわらずこれらの石英の一般的な微量元素としてMn, Cuの特徴的な含有が認められる。



第21図
不毛石英脈石英
中の微量元素

第22図
含金・銀石英脈石
英中の微量元素

第23図
珪質岩中の
微量元素

第24図
変朽安山岩および玄
武岩中の微量元素

第25図
今金鉱山15号鍾脈際
変質岩中の微量元素

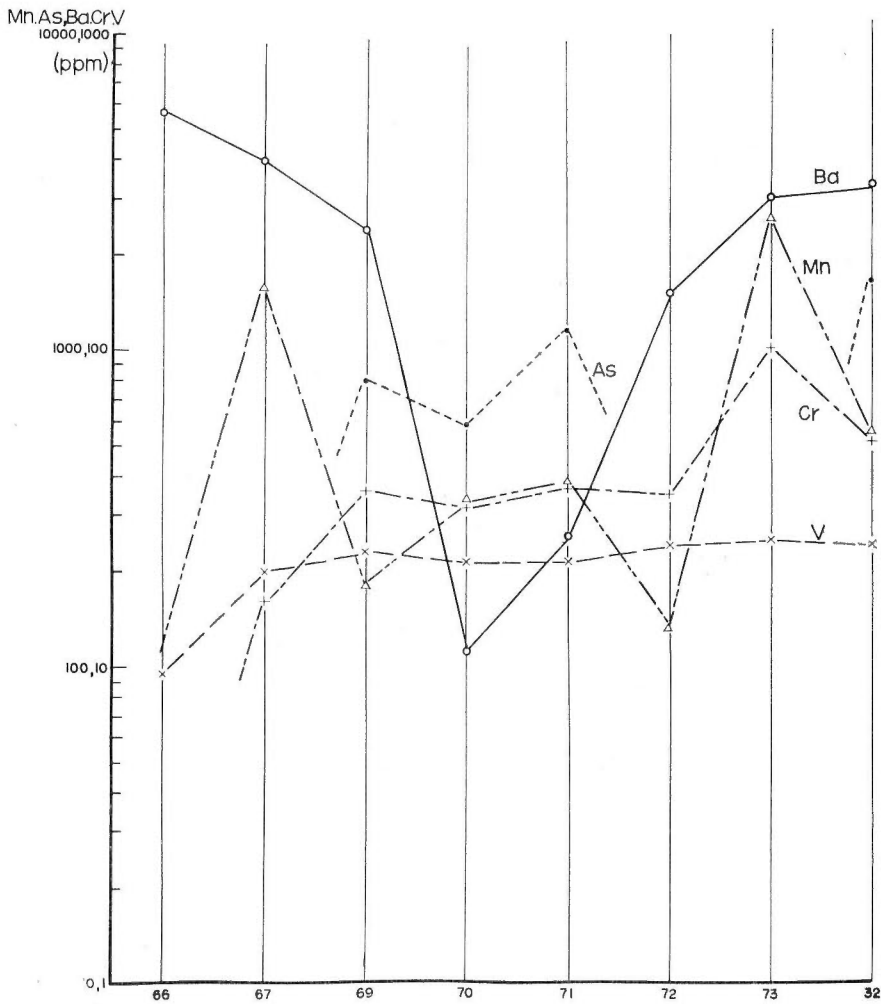
第26図
変安山岩中の微
量成分

しかしマンガン・鉛・亜鉛鉱脈中のものと金・銀鉱脈中のものとは比較的特徴ある差異が認められる。Mn, Zn, Cu, Ag, Ba, V は前者に相対的に多く、後者に比較的少ない。Cu については鉱石を伴ってくる脈と不毛脈とでは比較的明瞭な差異がみられ、前者に多く (tr~560ppm)、後者に少ない (tr~120ppm)。珪化岩の Mn, Cu は、とくに Cu (tr) はきわめて少ない。またマンガン・鉛・亜鉛鉱脈と貧鉱脈、金・銀鉱脈の2つの特徴的の違いに Ba があり、前者には少なく (tr)、後者には多い (tr~540ppm)、また Ag, As, Zn は鉱脈のものにときおり伴われているが、珪化岩にはまったく伴われていない。

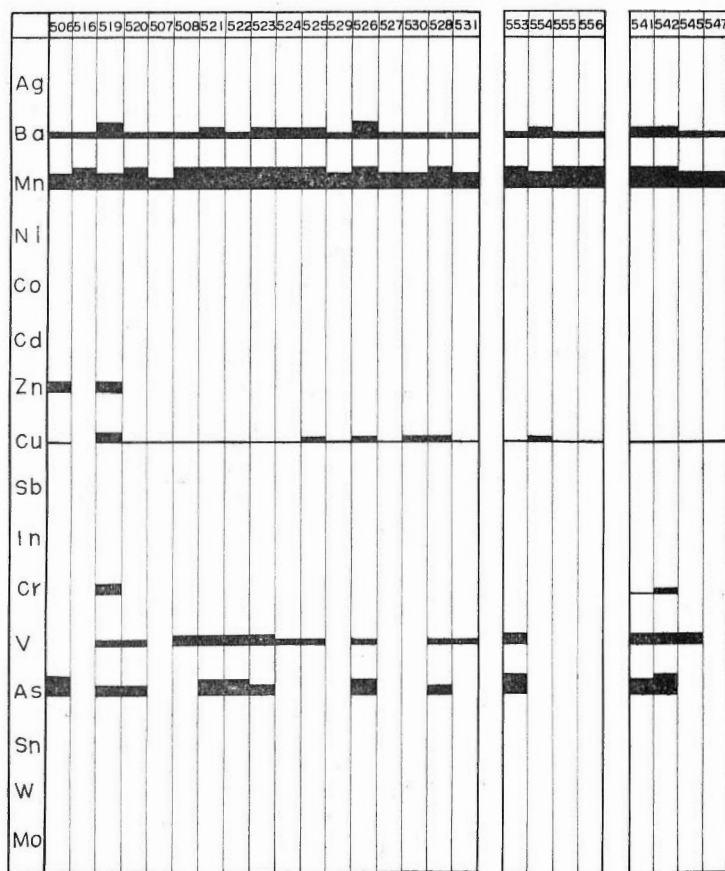
Ⅶ. 2 新第三紀火成岩中にみられる微量元素

1) 変朽安山岩 すでに報告 (成田, 1964) したように、大きく3つの組合せをもつ型のものがある。しかしこれらの3つの型には微量元素の規則的な変化が必ずしもみられるわけではない。全体として Ba (tr~540ppm), V (0~23ppm), Cr (0~150ppm), Mn (150~2,000ppm<<<), Cu (tr~15.4ppm) などが普遍的にみられ、ときに As (1,620~3,500ppm), Ag (tr~4ppm), Zn (0~tr), W (0~190ppm) が認められる。全体として変質度の強いものでは微量元素の量も少なくなる場合が多い。

しかし変朽安山岩の中で変質の一番進んだⅢの型 (第24図 122) のものには、変朽安山岩に一般的にみられる V, Cr, As は完全に溶脱されていて、次の変質岩にみられる微量元素の移動、離散の傾向と併せて



第27図 今金鉱山15号鍾脈際変質岩中の微量元素変化図



第28図
鉍化変質を受けた石英閃緑岩中の微量元素

第29図
鉍化変質を受けた花崗閃緑岩中の微量元素

第30図
石英閃緑岩の微量元素

興味深い性格を示している（第24図）。

2) 玄武岩(第24図, 125) 微量元素は前者の場合と同様に, Ba (23ppm), V (21ppm), Cr (50ppm), Mn (200ppm<<), Cu (tr), As (1,460ppm) が認められる。

3) 新第三紀花崗閃緑岩(第30図541, 542) Ba (24~42ppm), V (20~24ppm), Cr (tr~2ppm), Mn (200ppm<<), Cu (tr), As (540~2,500ppm) が認められる。新第三紀石英閃緑岩に伴われる半花崗岩質岩脈(第30図, 545, 547)は Ba (tr), V (21ppm), Mn (192~200ppm), Cu (tr) が認められ, 石英閃緑岩(第30図, 541), 閃緑岩(第30図, 542)に比較して, 伴われる成分は少なく Cr, As は認められず, V は伴わない場合がある。また Ba は減少を示している。

このような性格は, 基盤花崗岩にも認められ, 微量元素の濃集がある特定の造岩鉱物に規制されていることを示し, 石英, 長石類には比較的濃集しがたい。

VII. 3 変成, 熱水変質を受けた新第三紀火成岩中の微量元素

1) 変安山岩 新第三紀花崗閃緑岩による熱変成の際にみられる微量元素の移動について検討した(第26図)。これは原岩の変朽安山岩と同様に Ba (tr~270ppm), V (tr~23ppm), Cr (0~25ppm), Mn (188~200ppm<<<), Cu (tr~7ppm), Zn (tr) が認められる。しかし原岩と比較すると Ba, Mn の若干の増加, V, Cr, Cu, As の若干の減少が認められる。とくに興味深い点は Ba, Mn など原子価に対してイオン半径の大きなものが相対的に増加し, 小さなものは減少していることである。

2) 鈹化変質を受けた変朽安山岩 今金鉱山15号鍾上盤20mの範囲に8個の試料をもちいた(第25図66~32)。この作用を受けない変朽安山岩(第24図)と同様な微量元素 Ba (12~580ppm), V (tr~24ppm), Cr (0~100ppm), Mn (200<~200ppm), Cu (tr~1.7ppm), As (0~5,700ppm) を含有するが、相対的に Ba, Mn, As は増加し, V, Cr, Cu は減少し 変安山岩の微量元素の2次の移動とほぼ同様の傾向を示している。

とくに鈹脈際にみられる変質は比較的規則的な移動集散の傾向を示している。15号鍾の脈際変質岩では、変質相に相応した元素の特徴ある増減を示し, Baは鈹脈周辺の氷長石・石英相では鈹脈側に240ppm, 400ppm, 570ppm と増加し(第27図66, 67, 69), 中間帯の曹長石・緑泥石相では25ppm, 12ppm と極端な減少を示し(第27図70, 71), 最外側のカオリン・曹長石・緑泥石相では外側に向かって150ppm, 300ppm, 330ppm と増加している(第27図72, 73)。一般に塩基性岩では, Ba, Cu, Cr, V などの濃集が行なわれている。とくに熱水変質に伴って再編成された緑泥石を60%以上含む曹長石・緑泥石相にみられるBaの減少は興味深い(第27図, 70, 71)。また氷長石・石英相へのBaの濃集は上述Baの減少とともに熱水変質に伴って行なわれた2次配分作用の結果と推定される。V, Crもまたきわめて規則的な配分を示している。Vは鈹脈近くではほぼ一定の量(20~25ppm)を示すが, 鈹脈と接する付近では急激な減少(tr)を示している。Crは鈹脈と接する付近ではVより一層急激な減少を示すが, 外側部では逆に濃集(50~100ppm)し, 中間帯ではほぼ一定の量(32~36ppm)を示している。V, Crの移動, 集散の機構はそれらを含有する磁鉄鈹の分解と反応する熱水液との平衡状態によって規制されて行くものと思われる。

これらは鈹脈の外側に向かって反応溶液のpHの上昇と定量された微量元素の関係であり興味深い性質を示している。

3) 鈹化変質を受けた石英閃緑岩 試料は今金鉱山道路途中約50mの範囲にわたって26個と目名川上流の4個の試料である。この変質は15号鍾付近の変朽安山岩の場合と異なつて5本の石英脈(第28図, 506, 507, 529, 527, 530)と, その他の細脈が伴われている。このため変質相の分帯も, 微量元素の移動集散も複雑になつている。しかし全体には, 原石英閃緑岩にみられる微量元素に比較して減少しているものが多い。Baは第28図の試料519, 526のものを除き, tr~21ppmと減少している。Vも同様に0~25ppmで減少している場合が多い。Crにいたつては519の試料(20ppm)を除いてまったく消失している。Mnも同様に64~200ppm<とやや減少している。一方Cuは他のものと異なつて, tr~23ppmとやや増加している。その他変質岩中, その中の石英脈にZn(tr), As(tr~1,210ppm)を伴う場合がある。

このように同様な熱水変質岩でありながら, 変朽安山岩と石英閃緑岩との間には, 若干異なつた様式の微量元素の移動と濃集が行なわれている。この違いを下にあげておく。

	変 朽 安 山 岩	石 英 閃 緑 岩
Ba	増加	減少(一部増加)
V	鈹脈ぎわでやや減少	全体に減少
Cr	鈹脈ぎわでいちじるしい減少	全体に消失
Mn	やや減少	やや減少
Cu	やや減少	やや増加
Zn	稀	稀
As	やや減少	やや減少

このうち, V, Crなどの減少については, 石英閃緑岩地域のものに石英脈および細脈の多い変質帯の産状のためと理解されるが, Ba, Cuの移動はまったく逆で, これについては反応した溶液の性格を検討して見る必要がある。

VII. 4 基盤岩の微量元素

基盤岩の試料には, 大豊川の粘板岩(310)1個, 左股川(311), 中の沢(315), 種川(312), 忠志別(313), 利別川(371)のホルンフェルス各1個, 黒雲母花崗岩は目名川支流(394)1個, 左股川(395, 328)

2個, 日名川 (431), 利別川の閃緑岩 (432) 各2個, 利別川 (423), 目名川支流の巨晶花崗岩 (422) 2個, 左股川 (424), 忠志別川花崗岩 (421) の黒雲母各1個, 忠志別花崗岩中の長石 (476), 石英 (419) 各1個, および忠志別川のスカルン (441) 1個, スカルン中の角閃石 (442), 正長石 (443) 各1個計20個の試料を使用した (第31図)。

1) 泥岩・ホルンフェルス 泥岩 (第31図, 310) は, Ba (17ppm), V (29ppm), Cr (32ppm), Cu (14.6ppm), Mn (200ppm<<<), As (120ppm) を含有する。ホルンフェルス (第31図 311, 315, 312, 313) は, 全体として Ba (0~31ppm), V (tr~39ppm), Cr (tr~90ppm), Mn (tr~200ppm), Cu (tr~3.1ppm), As (0~1,620ppm) を示し, 泥岩に較べ含有量は一般に少ない。とくに粗粒化した片状ホルンフェルス (第31図, 371) では, さらに Ba (tr), V (0), Cr (0), Mn (200ppm<<), Cu (0), As (0) とほとんどの微量元素は消失している。

2) 深成岩中黒雲母花崗岩 (第31図, 394, 375, 432)・巨晶花崗岩 (第31図, 431, 419) 全体に似た傾向を示し, 微量元素は少なく, Ba (tr), V (0~tr), Cr (0~tr), Mn (60~194ppm), Cu (tr~1.2ppm) の随伴を示す。

3) 閃緑岩質岩 (第31図, 428, 476) 花崗岩質岩石に較べて, 成分もやや多くなり, 含有量も Cu, Mnなどは若干増加し, Ba (tr~47ppm), Cu (tr~1.5ppm), Mn (200ppm<<), Zn (0~tr), As (0~tr)などを伴っている。

4) 花崗岩中の造岩鉱物 微量元素含有の上できわめて興味ある性質をもっている。

黒雲母 (第31図, 421, 424) はとくに多くの成分, 量含有し, Ba (116~1,210ppm), V (29~55ppm), Cr (25ppm+), Cu (tr~51ppm), Ag (0~tr), W (tr~190ppm), Mn (200<<~200ppm<<<), As (1,460ppm)などを伴っている。

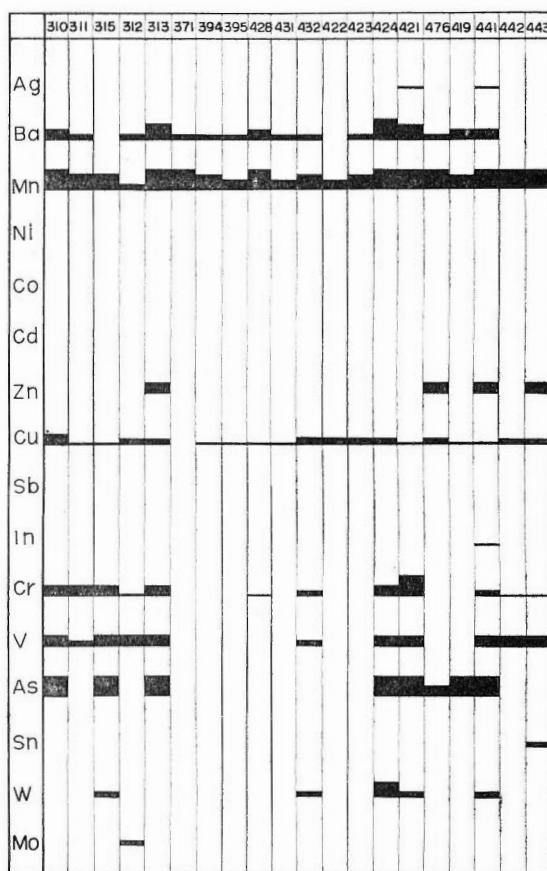
長石 (第31図, 423), 石英 (第31図, 422) には全体に微量元素は伴われ難い。長石には Ba (tr), Mn (178ppm), Cu (7.4ppm), 石英には Mn (22ppm), Cu (1.9ppm) が伴われる程度である。

5) スカルン鉱石 興味深い成分を含有している。

それらの含有成分と量を次に示した。

	Ba	V	Cr	In	Cu	Sn	Ag	W	Zn	As	Mn
緑色スカルン (441)	40	21	2	tr	tr		tr	tr	tr	1,620	200<<
角閃石 (443)		36	tr		2.1	tr			tr		200<<
正長石 (442)		20	tr		5.5						200<<

これでは, 緑色スカルン中に多種の元素が含有されていて, 鉱物中には特定の元素のみの濃集がみられる。正長石には, 深成岩の場合のように成分の量は少ない。しかし深成岩の場合と異なつて, V, Crの含有



第31図 基盤岩類中の微量元素

とやや多量の Cu を含有している。

VII. 5 微量成分のまとめ

1) 鉱石中の微量成分 第15~31図に示したようにパラ輝石には、一般的に V, Cu, Zn, As などが随伴され、V, As は微量であるがこの鉱物に特徴的な成分である。

閃亜鉛鉱には、Mn, Cu, Ag, Cd がかなり普遍的に随伴していて、Cd は比較的量も多く、この鉱物に特徴的に伴われる成分である。

方鉛鉱には、Mn, Cu, Sn, Zn, Cd, Ag がかなり普遍的に随伴され、Sn はこの鉱物に特徴的な成分である。これに随伴する Sn は同族 (IV B) の元素として興味深い。

黄銅鉱には、Mn, Cu, Ag, W, Zn が普遍的に随伴され、W はこの鉱物に特徴的な元素として随伴する。

黄鉄鉱には、Mn, Cu, Ag, W, Mo, Zn を伴い、W, Mo はこの鉱物に特徴的な随伴を示す微量成分である。この鉱物や黄銅鉱に伴われる W やまた Mo は Fe 族に近い VI B 族のもので、その親縁性は Pb に対すると同様にきわめて興味深い。

石英は他の鉱石鉱物と比較して含有される成分は比較的小さいが、例外なしに Mn, Cu の随伴を認めることが出来る。

Mn, Cu, Ag, Zn は、鉱石鉱物中にいずれも例外なく認められ、マンガン・銅・鉛・亜鉛鉱床の特性を表示している。

2) 鉱石相の微量成分

I パラ輝石相 Mn, Cu, Zn, V, As, Ba

II 鉛・亜鉛相 Cu, Pb, Zn, Mn, Ag, Sn, W, Mo, Cd

III 石英相 Mn, Cu, Ag

などが随伴され、それぞれの相に特徴的な成分には、パラ輝石相に V, As, Ba, 鉛・亜鉛相に Ag, Sn, W, Mo, Cd, 石英相には Ag などが特徴ある微量成分としてあげられる。

3) 富鉱部と貧鉱部にみられる微量成分

	パラ輝石	閃亜鉛鉱	方鉛鉱	黄銅鉱	黄鉄鉱	石英
富鉱部	(Ba, V, Cu, As)	(Mo)	(Cu, Sn, W, Mo)	(Mn)	(Zn, Cd)	
貧鉱部	(Ag, Zn, As)		(Mn, Cu, Ag)	(Ba, V, W, Zn)	(Ba, Mn, Cu, Ag, W)	(Ba, Ag, Zn, Ca, Mn, Cu)

富鉱部では V, As, Sn, Mo, (W) などが一般的に増加し、貧鉱部では Ag, Mn, W などが増加し、微量成分は全体として貧鉱部に集まっている。

4) 北西地域第三紀花崗岩体からの距離による微量成分の配分の仕方 パラ輝石相では V, 鉛, 亜鉛相では Mn, Cu, Mo, Sn が岩体からはなれる方向にそれぞれ増加し、Cu は石英相でも、また Zn, Ag は 3 相でもともに同方向に増加している。すなわち北側から南側に向かつて、平面的に第三紀花崗岩体から離れる方向に向かつて増加し、一部パラ輝石相の Cu, As は逆に減少している。これは、この型の鉱脈の主成分である Mn, Pb, Zn, Cu や微量成分の多くが第三紀花崗岩体から漸移的分散の傾向を示しているとは言えない。

5) 各型の脈にみられる石英の微量成分 次のような若干の差異を示している。

	Mn	Cu	Ag	Ba
マンガン・鉛・亜鉛脈中の石英	5+ <<	3+	tr	0~tr
金・銀脈の石英	3+	1+	1+	2+
不毛石英脈中の石英	4+	2+	tr	tr
珪化岩中の石英	2+	tr	0	0~2+

マンガン・鉛・亜鉛脈では、Mn, Cuが多く、Ag, Baは少ない。金・銀脈ではAg, Baが他の鉱脈型のものに較べて多く、Mn, Cuは不毛石英脈よりも低い。不毛石英脈は、マンガン・鉛・亜鉛脈と同様にMn, Cuを主とするが、後者にくらべて少ない。珪化岩も不毛石英脈と同様にMn, Cuを主としているが、後者よりさらに少ない。このように、マンガン・鉛・亜鉛脈と金・銀脈とでは、同種の微量元素をもちながら配分様式をこととしている。

6) **第三紀火成岩の微量元素** 新第三紀の火成岩類には、普遍的にBa, V, Cr, Mn, Cuなどを含有しているが、岩種に応じて、若干の差異が認められ、玄武岩にはBa, V, Cr, Mnが多い。変朽安山岩はV, Cr, Cu, Asが相対的に多く含有される他、微量であるがSn, W, Mo, Zn, Agなどを時に伴っている。閃緑岩は、V, Mn, Asが相対的に多く、半花崗岩質岩には全体に少なく、少量のBa, V, Mnが伴われているのみである。

SMITH (1963) によって示されている火成岩の成分と比較すると変朽安山岩、閃緑岩ではV, Cr, Cuは前者に比較して $1/10$ 程度で、Sn, Znとともにこれらの成分は非常に少ない。一方Mn, W, Mo, Asなどは多く特異な性格をもっている。これらの性格は、基盤の鉱床区の性格をよく反映している。

一方鉱化作用にもつとも近い火成活動と考えられた新第三紀閃緑岩系岩石の微量元素は、含有する成分からは必ずしも鉱化作用に直接関係あるものとは考えられない。この火成岩より以前に活動したと考えられる変朽安山岩の方がむしろ、その含有する成分の上では閃緑岩よりも近親性の強い性格を示している。しかしこれとても、火成活動の時期や、それがもつ微量元素などから鉱化作用に直接関係ある親縁な性格をもつものとは考えられない。

とくに、第三紀花崗岩類中半花崗岩質岩は鉱床中の石英、基盤花崗岩中の石英や長石などと同様、微量元素に乏しい。

7) **基盤岩の微量元素** 基盤岩中不変成の頁岩は、新第三紀の火成岩類と同様な微量元素をもつが、それに比較して一般に含有量が高くむしろ新第三紀火成岩より親縁性をもっている。ホルンフェルス類は、新第三紀の変安山岩と同様に、その成分量は変成しないものに比較して若干溶脱されていてBa, Mn, Cu, Asなどはより少ない値を示している。

閃緑岩、花崗岩、巨晶花崗岩は、堆積岩、変成岩に較べて同様な成分をもちながらその含有量は少なく、V, Cr, Cuはきわめて低い。とくに、巨晶花崗岩は、新第三紀の半花崗岩と同様に、その含有量はきわめて少ない。基盤深成岩中の造岩鉱物中石英、長石類は、巨晶花崗岩と同様に堆積岩類に比較してV, Cr, Cuはきわめて低い。しかし黒雲母は、他のものと異なつて、Ba, V, Cr, Mn, Cu, Sn, W, Asなどの成分を伴い、含有量も多く、これらの微量元素の受動体となつている。

スカルン鉱石も、黒雲母と同様にBa, V, Cr, Mn, In, Cu, Ag, W, Mo, Zn, Asなど、量はきわめて少ないが多成分の元素を含有している。

8) **鉱化変質岩の微量元素にみられる変化** 鉱化作用による変質岩には、主要なものに変朽安山岩と石英閃緑岩があるが、この両変質岩の微量元素はいずれも比較的容易に離合、集散が行なわれている。

変朽安山岩が鉱化変質を受けたものでは、全体としてBa, Mn, Crの増加と、V, Cu, Asの減少がみられ、単位鉱脈からの変質帯の配置に対応して規則的な変化が認められる。とくにCuは比較的多く、第三紀閃緑岩では増加しているのに反し、鉱液の反応に際して溶脱されている。Cr, Vは、鉱脈際で急激な減少を示し、Crは鉱脈からの最外側では急激な増加を示している。一方Mn, Baは、中間の帯で比較的急激な減少を示しているが、鉱脈際と最外帯では増加を示している。

VIII 鉱化作用の総括

VIII. 1 鉱床と地質構造

本地区の鉱床には、1)-(1)先第三紀の花崗岩に関係するスカルン鉱床1)-(2)、鉱脈型鉱床や1)-(3)先第三紀の層状珪酸マンガン鉱床、新第三紀の2)-(1)含マンガン・鉛・亜鉛鉱床、2)-(2)金・銀鉱床、2)-(3)層状マンガン鉱床、第四紀の堆積性鉱床や火山沈殿性のマンガン鉱床などがある。

基盤岩の構造は、全体としてNNE系の走向を示し、東部および南部の大部分はNNEあるいはEW系の方向の花崗岩質深成岩体の進入構造を作っている。先第三紀の鉱化作用は、この深成岩の接触交代、あるいは裂カ充填鉱床として、花崗岩の西縁部に点在した鉱床を作っている。

高温型の鉱床は、花崗岩の進入方向と基盤堆積岩中に挟在する石灰岩の走向に支配され、NNE方向の帯状スカルン鉱床を作っているが、鉱体の延長方向は、南部の種川、忠志別、ベタノ沢ではEW系断裂、北部のオープンセサミ鉱山ではNE系の断裂に支配されて延長する鉱体を作っている。

この型の鉱床は一般に角閃石・緑簾石の鉱物組合せを示すが、珪灰石・ベスブ石・透輝石、柘榴石・透輝石などのスカルンが伴われる場合もある。鉱石鉱物は全体に少なく磁鉄鉱・磁硫鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱を主とする。とくに輝石スカルンと共生するものには少なく、角閃石・緑簾石・スカルンや緑泥石・絹雲母・石英と共生して濃集する場合が多い。

脈型鉱床は、とくにスカルン帯中にみられ、スカルン鉱床末期の鉱化作用として行なわれている。これは母岩の粘板岩に絹雲母・石英、白雲石・石英化の変質をあたえ、NE系裂カに規制された白雲石・石英・鉛・亜鉛脈を作っている。この脈は、以上のような特徴的な鉱物組合せで新第三紀の脈型鉱床と異なっている。

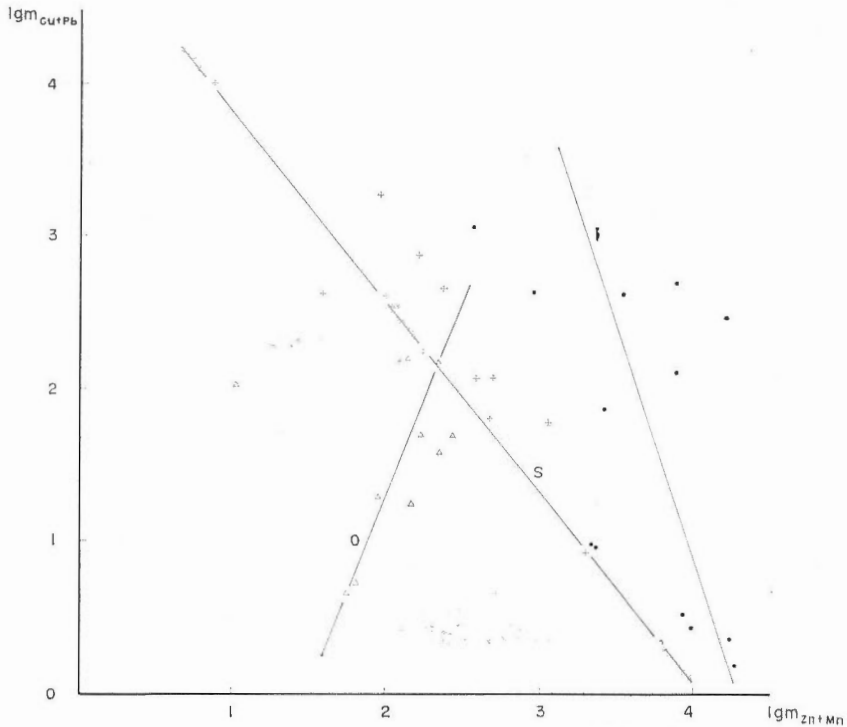
この鉱床の鉱石は、スカルン型のものでは、塩基度の比較的低い鉱石のみが認められ、脈型鉱床になつて塩基度の低い元素も高い元素も濃集している。このような性格についてはスカルン型の鉱液がより酸性の溶液であり、後期の脈型の鉱液に移つてより塩基度の高い鉱液に変わつていることを示している。このことはKORZHINSKII (1963, 1965)らによつてのべられており、高温型鉱液の一般性を良く示している。

層状珪酸マンガン鉱床は、粘板岩の堆積構造に支配された層状の鉱床を作っている。しかし加藤鉱山の鉱床も神威鉱山の鉱床もいずれもスカルン鉱化帯中に局在化し、渡辺(1957)のいう堆積性変成鉱床の性格を示し、バラ輝石・柘榴石の鉱物組合せを有する。しかし、その周辺部の粘板岩や石灰石中には菱マンガン鉱、バラ輝石の細脈を伴つていて末期の熱水性的な性格をもち、スカルン型と類似した鉱化作用が行なわれ単純な堆積性変成鉱床と考えるより、吉村(1952)が考えているようにマンガンを中心とするスカルン鉱床と考える方が妥当のように思われる。

新第三紀の鉱床は大きく3つの型に分けられる。第1はマンガン・鉛・亜鉛鉱床であり、第2は金・銀鉱床であり、第3は層状マンガン鉱床である。第1、第2の型の鉱床は、目名川上流から長万部岳北部にのびるNE系断裂帯中に集中して局在する。層状のマンガン鉱床は、堆積岩の褶曲構造に規制されて局在する。これらは3つの堆積盆にわかれ、第1は北部島牧地域の八雲期の堆積盆であり、第2は南部の美利河地域の八雲期の堆積盆であり、第3は中央部の奥種川地域の訓縫期の堆積盆である。これらの層状鉱床は大局的にみると脈型鉱床の外帯の位置を占めている。

VIII. 2 新第三紀の鉱床帯状配列と鉱石成分の理論化学的考察

脈型鉱床は中～浅熱水性鉱化作用によるもので金・銀・銅・鉛・亜鉛・硫化鉄・マンガン鉱石を主としているが、三恵鉱山や忠志別金山のように砒素(硫砒鉄鉱)を伴う場合がある。またこの型の鉱床は新第三紀火成岩(第三紀花崗岩、変朽安山岩)の活動地域から北東側にマンガン・鉛・亜鉛を主とする鉱化帯、金・銀を主とする鉱化帯の2列の帯状配列を作っている。含マンガン・鉛・亜鉛脈型鉱床帯でも今金鉱山、三恵鉱山、長万部鉱山などの各地域の鉱床では、鉱床中に含まれる主要元素はそれぞれ異なつた濃集の仕方を示している(第32図)。新第三紀火成活動の中心地域に一番近い今金鉱山地域の鉱床では亜鉛・マンガンを富んだ鉱石を沈殿しており(第32図I)、三恵鉱山地域の鉱床では、第32図Sにみられるように今金地域のものより銅・鉛に富み全体として銅・鉛・亜鉛・マンガン品位の高い鉱石を沈殿している。長万部鉱山(第32図O)の場合には、マンガン・亜鉛に乏しくなり、相対的に銅・鉛が多くなる。またこの脈脈は多量の硫化鉄と金・銀品位が全体として高くなつている。このように同一の銅・鉛・亜鉛・マンガン鉱化帯でも地域的には鉱石濃集の特徴的な差が認められる。またこれらの鉱床は、同一鉱山のものでも三恵鉱山のように、南部地域ではマンガン・鉛・亜鉛脈を作っている。長万部鉱山では北部地域ではマンガン脈を、南部地域では硫化鉄脈を作っている。また各脈では各鉱石の沈殿過程でマンガンを中心とする鉱石相、鉛・亜鉛を



第32図 今金鉱山・三恵鉱山・長万部鉱山鉱石中の強塩基・弱塩基ダイアグラム

- I : 今金鉱山産鉱石
- S : 三恵鉱山産鉱石
- O : 長万部鉱山産鉱石

主とする鉱石相，硫化鉄を主とする相，不毛石英を主とする相を作っている。鉱化作用・沈殿過程にみられるこのような各地域・各鉱脈・各相の差異は，関連ある鉱液の系統的な進化の過程を示している。このような鉱液の系統的進化を考えるために鉱液の性質を理論化学的に考察してみることにする。

各地域の鉱液中の鉱石成分の濃度が，連続的に変わるものとするれば，GIBBS によつてあたえられた反応系の熱力学的ポテンシャルの変化は，

$$dG = -SdT + UdP + \sum \mu_i dn_i$$

すなわち，

$$dG = -SdT + VdP + \mu_{Cu}dn_{Cu} + \mu_{Pb}dn_{Pb} + \mu_{Zn}dn_{Zn} + \mu_{Mn}dn_{Mn} + \dots$$

であたえられる。

濃度積の対数偏微分を，

$$\partial_{\ln} m_{Cu} \cdot m_{Pb} = \partial_{\ln} m_{Cu} + \partial_{\ln} m_{Pb} = \partial_{\ln} m_{Cu+Pb}$$

$$\partial_{\ln} m_{Zn} \cdot m_{Mn} = \partial_{\ln} m_{Zn} + \partial_{\ln} m_{Mn} = \partial_{\ln} m_{Zn+Mn}$$

の記号でおく。

次の式とその微分

$$\frac{\alpha^2 n}{(1-\alpha)} = K' \quad n : \text{モル分率}$$

$$d\alpha = -\frac{\alpha^2}{2\alpha n + K'} dn \quad n = \frac{K'}{K} C$$

と次式とその微分

$$m = (1-\alpha)C = (1-\alpha)\frac{K}{K'}n$$

$$dm = (1-\alpha)\frac{K}{K'} dn - n\frac{K}{K'}d\alpha$$

から

$$\partial \ln m_i = m_i^{-1} \partial m_i = \frac{1}{(1-\alpha_i) n_i} \left\{ (1-\alpha_i) + n_i \frac{\alpha_i^2}{2n_i \alpha_i + K'} \right\} dn_i \doteq \frac{2}{n_i} \left(\frac{2\alpha_i - 1}{\alpha_i} \right) dn_i$$

が近似的に得られる。それ故第32図の直線の勾配は $\frac{\partial m_{H^+}}{\partial n_i} = 2\alpha$ を代入して得られる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial \ln m_{Cu+Pb}}{\partial \ln m_{Zn+Mn}} &= \frac{m_{Cu}^{-1} \partial m_{Cu} + m_{Pb}^{-1} \partial m_{Pb}}{m_{Zn}^{-1} \partial m_{Zn} + m_{Mn} \partial m_{Mn}} = \frac{n_{Cu}^{-1} \left(\frac{\partial n_{H^+}}{\partial n_{Cu}} \right)^{-1} + n_{Pb}^{-1} \left(\frac{\partial n_{H^+}}{\partial n_{Pb}} \right)^{-1}}{n_{Zn}^{-1} \left(\frac{\partial n_{H^+}}{\partial n_{Zn}} \right)^{-1} + n_{Mn}^{-1} \left(\frac{\partial n_{H^+}}{\partial n_{Mn}} \right)^{-1}} \\ &\doteq \frac{(1-2\alpha_{Cu})/n_{Cu} \alpha_{Cu} + (1-2\alpha_{Pb})/n_{Pb} \alpha_{Pb}}{(1-2\alpha_{Zn})/n_{Zn} \alpha_{Zn} + (1-2\alpha_{Mn})/n_{Mn} \alpha_{Mn}} \end{aligned}$$

すなわち、この勾配は、強塩基成分と弱塩基成分のモル分率と金属イオンの解離度で決められる。

このように各鉱山の鉱石を沈殿した溶液は第32図の直線の勾配がその性格の違いを良く示している。

今金鉱山の場合は第32図 I で示されているように $\frac{\partial \ln m_{Cu+Pb}}{\partial \ln m_{Zn+Mn}} = -3$ で、他の鉱山のものに比較してきわめて小さな値を示している。これは上の式で示されているように Cu, Pb の解離が大きな値を示し、Zn, Mn の解離はほとんどおこなわれず、Zn, Mn を主とする鉱石の沈殿をおこなっている。一方三恵鉱山の場合は同図 S に示されているように $\frac{\partial \ln m_{Cu+Pb}}{\partial \ln m_{Zn+Mn}} = -1.2$ で、Cu, Pb の解離度は小さくなり、鉱石中には Cu, Pb, Zn, Mn がともに高品位で沈殿が行なわれている。長万部鉱山の場合は前記両鉱山の場合と異なり $\frac{\partial \ln m_{Cu+Pb}}{\partial \ln m_{Zn+Mn}} = +2$ となり、 $n_{Zn+Mn} \cdot \alpha_{Zn+Mn}$ の値は相対的に大きくなり、より塩基度の弱い Fe, Au, Ag が主な沈殿をしていて、長万部鉱山の場合は Au, Ag が稼行の主対象となっている。

このようにマンガン・銅・鉛・亜鉛鉱化帯にみられる各金属の帯状配列や金・銀帯の帯の性格は、この地域に作用した溶液それ自体の性格によって決められている。この鉱石の分化と帯状配列の問題は、錯イオンの問題と稀薄化作用の項で若干くわしくふれたい。

VIII. 3 鉱液の性質

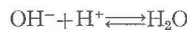
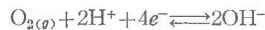
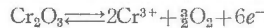
各地域にみられる鉱石鉱物の濃集の違いを作りだした鉱液の性格を決めることは必ずしも容易なことではない。しかし鉱液が母岩と反応して形成した新しい変質相の化学成分が、反応した溶液と平衡を保つものであると仮定するならば、溶液の性格は反応にあずかつた系と反応以前の成分によって決められる。

いま母岩成分中のある酸化物が、溶液と反応して解離する反応式は、



で表わされる。

母岩中の金属の酸化物は、複雑な錯塩形成の場合を除いて、鉱液の作用により $2m$ 個の陽子の作用で解離していく。例えば鉱液で作用した母岩中の Cr_2O_3 の解離、



を考えてみよう。今鉱液の反応によつて母岩中の Cr_2O_3 が解離した電解質の解離度を α 、全電解質の濃度を c とすれば OSTWALD の式から、

$$\frac{(2\alpha c)^2 \cdot (3\alpha c)^3}{(1-\alpha)c \cdot (6\alpha c)^6} = K \doteq 10^{13.5}$$

$$c = 10^{-7.8} \left[\frac{1}{(1-\alpha)\alpha} \right]^{\frac{1}{2}}$$

$$[H^+] = 6\alpha c = 6 \times 10^{-7.8} \left[\frac{\alpha}{(1-\alpha)} \right]^{\frac{1}{2}}$$

$$pH = -1g^5 + 7.8 - \frac{1}{2}1g \left(\frac{\alpha}{1-\alpha} \right)$$

$$pH = 7.0 - \frac{1}{2} \lg \left(\frac{\alpha}{1 - \alpha} \right)$$

となる。いまほとんど不変質の変質安山岩 (p-36) を原岩として、今金鉱山15号鉱立入の脈際変質岩のCr₂O₃の量から Cr³⁺ イオンが解離するために必要な pH を上の式から計算して第3表に示した。

第3表 変質岩中の解離した Cr³⁺ と pH

試料	66	67	69	70	71	72	73	32	36
Cr ³⁺ (ppm)	—	16	36	32	36	34	100	50	150
α	(1)	0.89	0.70	0.71	0.70	0.71	0.33	0.66	(0)
pH ₂₉₈	<6.55	6.55	6.82	6.83	6.82	6.83	7.15	6.85	

試料67から32までのものは、母岩中の酸化物と電離したイオンが、平衡状態にある場合の pH を示し、脈にごく近い試料 67では pH=6.55 とほぼ中性に近い弱酸性を示す。

鉱脈と直接する試料66では、鉱液の作用による反応は一方方向に進行する状態になり pH<6.55 のものであることを示している。この値は Cr₂O₃ 1成分の解離で、鉱液の成分はその他の多成分とその錯化合物を含有し、それらの反応の式で補正されねばならないが、鉱液の性格は中性に近い弱酸性のものであつたことを物語っている。

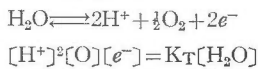
H. HELGSON (1964) のまとめによれば、熱水溶液の pH は BARTON (1957, 1959), ELLIS & WILSON (1960), GARRELS (1944) その他によつて、ほぼ中性の溶液であるとのべられている。又標準温度 (25°C) で pH 7 なる溶液の温度変化による pH と logK の関係は実験で、次のような結果が示されている。

T °C	25 °C	100 °C	250 °C	300 °C
pH(T)	7	6.1	5.6	6.3

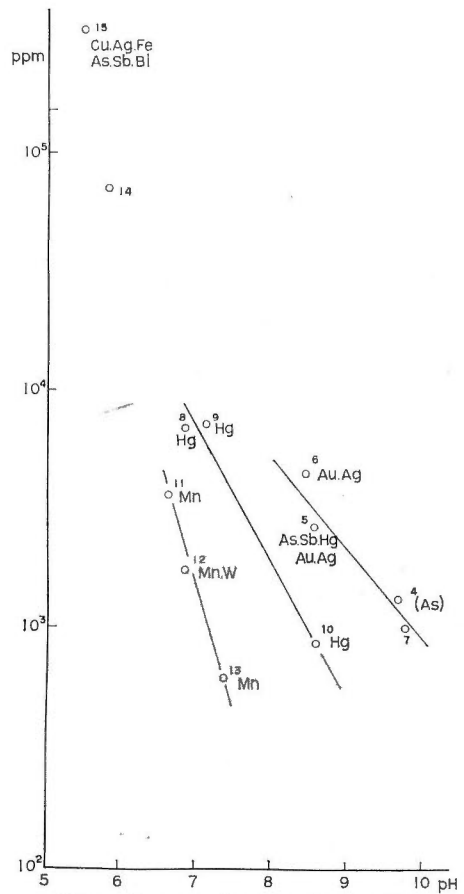
浅-中熱水性鉱床の場合には 200°C 前後と考えていいから pH は 5.6 から 6 くらいの間になる。今金鉱山の母岩中 (試料67) Cr₂O₃ を解離するために必要な pH を上と同じように近似的に補正すると若干 pH は低くなり 5 から 5.5 前後の値になる。

VIII. 4 鉱液の性質と地熱溶液

最近の細孔溶液の研究 (WHITE 1965, HELGSON 1964, その他) や地下水を混入したと考えられる熱水溶液の研究はきわめて興味深い。KORZHINSKII (1965) は、



の反応で、地表近くの鉱液は大気中の酸素が過剰であるために、[O] は常数となり、一方地下深くの鉱液では溶液の流れが充分であるとき、[O] の活動度は小さくなり、逆に [e⁻] の活動度は増加し、溶液は緩衝状態になることを指摘



第33図 地熱地域の温泉中の金属含有量と pH 図 (WHITE, 1965)

4: Upper Basin, Yellow stone Park, Wyo., 5: Steamboat N.T. No. 2, well, Washoe Co., Nev., 6: Bore 27 Wairakei New Zealand, 7: Haukadalur, Iceland, 8: Sulphur Bank Hg hot spring ore deposit, Lake Co., Calif., 9: Abbott Hg mine Colusa Co., Calif., 10: Amedee Hot spring, Lassen Co., Calif., 11: Abraham hot spring ore deposit, Juab Co., Utah, 12: Ouray hot spring ore deposit, Ouray Co., Colo., 13: Hot Lake, Yellow stone Park, Wyo., 14: Arima, Japan., 15: Geothermal brine well, Imperial Co., Calif.

している。このため火山性の蒸気はいちじるしく酸性となり、深成岩に関係する鉱液は、ほとんど $[H^+]$ すなわち陽子の活動度でその性格が決められていく。したがって浅熱水性溶液に混合する地下水は、その溶液の性格と進化を決める上で大きな役割を果たす。

WHITE (1965) の報告は15の地域の地熱地帯の資料をまとめて、熱水溶液の性格を論じている。第33図はこのうち pH の測定値のないものを除き、縦軸を溶液中に溶存する金属元素の総含有量、横軸に pH をとつて、資料 4~15の12の溶液についてプロットした。点の下に書いてある元素は、沈殿している元素の成分である。この図表はきわめて興味深い結果を示している。すなわち、pH (溶液中の $\mu_{H^+} = -KpH$, $pH = -lg [H^+]$) の値で、5.8前後では、金属の (basemetal) 総含有量が33万ppm付近にならなければ Cu, FeS_2 の沈殿が形成されない。また pH が 6.7~7.4 の範囲では、金属の総含有量が 700~4,000ppm の範囲で MnO_2 の沈殿が形成され、pH が 6.8~8.6 の範囲では 900~8,900ppm の範囲で HgS_2 の沈殿が、pH 8.5~9.6 の範囲では、溶液中の金属総含有量が 1,300~2,500ppm の範囲で As_2S_3 の沈殿が行なわれ、pH 8.7 で 2,500 ppm の金属の総含有量を含む溶液は Au, Ag と Sb, Hg の硫化物の沈殿を作っている。pH, 8.6 で金属総含有量 4,700ppm 含む溶液は自然金、自然銀の沈殿を作っている。すなわち pH, 金属の総含有量とともに小さい場合には、Mn の沈殿、pH も金属の総含有量も若干高い場合に Hg の沈殿が行なわれている。As, Sb はさらに pH の高い状態で、Au, Ag はさらに pH の高い状態で沈殿している。Cu は、pH が低くても非常に高い金属含有量の状態で Ag, Sb, Bi などとも伴って沈殿が行なわれている。このことは pH (すなわち陽子の化学エネルギー) と金属総含有量すなわち活動度係数の間の関連性 (KORZHINSKII, 1965),

$$\frac{\partial \ln f_i}{\partial \ln a^{H^+}} = -2\alpha_i$$

f_i : i 成分の全活動度係数
 a^{H^+} : 陽子の化学ポテンシャル
 α_i : i 成分の解離常数

をよく示している。地下水を混入した溶液は、溶液の性格を変え、地下の割目の多い開放系で、HELGSON (1964) が指摘しているようによりガス状となりガス質元素 (酸性成分) の移動によつて溶液の分化に大きな役割をはたしていつたものと考えられる。このように鉱液の進化の過程を反映する鉱石の帯状配列に果たした地下水の役割は大きく、また火成岩の多様性と鉱石の多様性とが必ずしも一致しないということの理解にもきわめて大きな役割を果たしている。

VIII. 5 日本の温泉および沈殿物と鉱石の微量成分の比較

UZUMASA, Y, (1965) の報告から、日本の温泉水、温泉沈殿物の微量成分と今金鉱山の鉱石中にみられる微量成分を第4表に併記しよう。

この温泉中の微量成分は Ba, V, Cr, Mn, Cu, As, Sb, Zn などの成分を溶存し、沈殿物には、Ba, V, Mn, Cu, Sn, Mo, As, Zn などが認められている。このうち多量の沈殿を作っているものは、第4表の④や④/②+④×100 で示したように Ba, Cu, Pb, Sn, Mo, As, Zn で、とくに As は多量の沈殿をつくっている。今金鉱山の鉱石中には Ba, Mn, Cu, (Sn), W, Mo, As, Zn, Cd, Ag などが認められ、Mn, Zn, Cu などは鉱石の主成分となつているものである。温泉沈殿物と鉱石の微量成分の性格は比較的類似する。しかし、それらが占める主成分元素には明らかな差が認められ、温泉沈殿物では As を鉱石では Mn, Zn, Pb, Cu をそれぞれ主成分としている。この差異は作用した火成活動の原岩漿の成分は依存するところが大きいものと思われるが、温泉水に伴われる弱塩基と熱水鉱床に伴われる強塩基性成分の差異は明らかに地下水の稀薄化作用による分化の産物である。

VIII. 6 希薄化作用

すでにのべてきたようにやや $pH(-K\mu_{H^+})$ の低い鉱液中の鉱石成分の沈殿と鉱液の分化は、HELGSON (1964), KORZHINSKII (1965, a, b) その他によつてのべられてきたように単に温度低下によつて行なわれるものではない。

今金一島牧地区の新第三紀鉱化作用でのべてきた、各鉱山の鉱石成分にみられる帯状配列や鉱液の進化の問題は、この点を無視して論ずることはできない。筆者らは、西部北海道地区の新第三紀の鉱化作用について

第4表 日本の温泉水, 沈澱物, 今金鉱山鉱石中の微量成分

	温泉水			温泉沈澱物		今金鉱山鉱石					
	①	②	③	④	④/②+④×100	①Rn	②Gn	③Cp	④Sp	⑤Py	Σ/5
Ag	0	0.4	0	0	0	tr	4.5	0.8	2.9	1.6	2.0
Ba	12	0	820	65	100	3	—	2.4	—	9	2.9
Pb	34	26	5	19	42	—	※	—	—	—	—
Mn	990	120	582	10	7.7	※	>100	>200	>200	>200	>200
Co	—	—	0.01	—	—	0	0	0	0	0	0
Ni	—	—	0.01	—	—	0	0	0	0	0	0
Ca	0	0	0	0.1	100	0	3.5	3.9	2.5	2.1	6.9
Zn	29	51	2.5	6.3	11	453	855	650	※	580	※
Cu	8	10	1.8	57	85	45.6	>1000	※	※	29	※
Sb	2500	1100	600	0	0	0	0	0	0	0	0
In	—	0	0	1	700	0	0	0	0	0	0
As	0	680	0	48100	98	320	0	0	0	325	190
Cr	2.9	1.6	1.2	0.3	12	tr	0	0	0	0	tr
V	110	190	79	10	5	1	0	1.5	0	tr	0.5
Mo	0.8	0.3	0.8	2.9	91	tr	0	0	tr	89	18
Sn	0	0.1	0	5	99	0	15	0	0	tr	0.3
W	—	—	—	—	—	0	tr	43	0	74	23

① Gongenyu, Yunohanazawa, Spring, Hakone ② Motoyu, Yumoto Spring, Nasu ③ Tenmangunoyu, Arima Spring, Hyo ④ Sinter of Yumoto Spring (UZUMASA, 1965)

Rn: パラ輝石 Gn: 方鉛鉱 Cp: 黄銅鉱 Sp: 閃亜鉛鉱 Py: 黄鉄鉱

て、鉱床の多様性がその地域の火成活動の多様性に必ずしも結びつかないことを指摘してきた(成田, 1967)。今金地区の場合でも同様で、作られた鉱化帯は新第三紀火成活動にあらわれる構造とはいちじるしく斜交し、新第三紀中新世の堆積盆を規制する断裂構造の規制を受けている。また前述した新第三紀火成岩類中の微量成分は、Mnを除いて鉱石中にみられる微量成分といちじるしく異なつた性格を示している。このように各地域における鉱化作用について火成活動との非対応性は、鉱液が火成活動の根源から遠くはなれて運搬されたことに起因するものであろう。そしてこの原因には大きく3つの問題が考えられる。第1は鉱液の運搬過程における母岩との反応による鉱液の変化であり、第2は温度降下による鉱石の沈殿と鉱液の分化であり、第3は運搬の途中における地下水の混入によつて起こる鉱液の稀薄化作用である。熱水性変質作用にみられる微量成分の移動はきわめていちじるしい。しかし基盤岩類にみられる微量成分は不変質泥岩、花崗岩中の黒雲母、スカルン鉱石を除いて、新第三紀火成岩中にみられるものとほとんど変わりなく、含有される微量成分はきわめて少ない。このように前章で指摘してきた新第三紀火成岩類と基盤岩類中の微量成分は鉱化作用との関連の上で親縁性にきわめて乏しい。今金地域の鉱化作用の過程で作られた鉱液は、火成岩から分離したものであろうが、その性格を強く規定したものは、いたるところに存在する種々の性質を有する地下水によると考えざるを得ない。

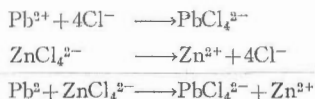
このように母岩との反応による金属の溶脱は、変質岩の微量成分の変化にみられるように鉱液の性質にも変化をもたらし、鉱石沈殿の際に重要な役割を果たすけれども、これは局所的な現象であつて広域的な鉱化作用に認められる鉱液の進化の問題にはさほど重要な役割をはたしていない。広域的に影響を与えるものはむしろ鉱液の稀薄化作用である。鉱液の性格は HELGSON (1964) (第5表, 第6表) その他によつて指摘されているように Pore 溶液の研究から塩化アルカリ溶液と推定されている。今この問題を考えるために鉱液を単純な塩基性度のやや弱い Pb 錯塩と塩基性度のやや強い Zn 錯塩の二成分系を考えよう。この成分系では HELGSON (1964) の実験 (第34図) にみられるように稀薄の状態では Pb^{2+} は急激に増加し $PbCl_4^{2-}$ は急激な減少が生じている。すなわち稀薄状態では Pb^{2+} のいちじるしい濃集が行なわれていくことである。一方 Pb^{2+} と酸化還元電位を異にする Zn^{2+} は、電位が一定に達するまで NaCl 溶液中で、

第5表 各地域の溶液含有流体の分析値

Alps の脈石英中の 流体含有物の分析値 (NEWHOUSE, W. H., 1932)			Grass Valley 地域, California の6つの 金-石英脈からの石英中の 流体含有物の 分析値 (ROEDDER, E., 1958)						Siberiaの脈方解石中 の流体含有物の分析 値 (KHITAROV, et al, 1958)			Creedo, Colorado からの閃亜鉛鉱中 の流体含有物の平 均成分 (ROEDDER, E, 1960, 1961)
Na	21.0	34.3	42.4	38.3	36.7	36.9	38.0	43.9	9.3	5.3	19.4	34.3
K	4.4	10.4	26.2	22.5	21.3	24.5	26.9	29.7	nil			3.9
Li	7.1	10.4	1.0	1.5	0.7	1.0	1.3	1.8				
Ca	1.7	2.2							27.6	30.6	19.4	6.7
Cl	11.0	13.2	26.7	35.0	39.3	31.8	25.1	16.1	62.1	64.0	61.1	49.5
SO ₄	1.2	2.2	3.5	2.6	2.1	5.7	8.5	8.4	nil	nil	nil	<3.6
CO ₃	0.7	1.9										
HCO ₃									0.1	nil	nil	
CO ₂	52.7	39.8										
Rb			0.1	trace	trace	trace	0.1	0.1				
Cs			trace	trace	trace	trace	0.2	trace				
Mg												1.1
B												9.9

第6表 火山性温泉の分析値 (WHITE, 1957)

	Steamboat Spring, Nevada	Morris Basin, Yellowstone	Wairakei, New Zealand	Frying Pan Lake, New Zealand
Temp. °C.	89.2	84	100	59
pH	7.9	9.45	8.6	3.0
SiO ₂	6.80	16.20	5.35	10.63
Fe				0.08
Al				0.22
Ca	0.17	0.26	0.54	0.63
Mg	0.05	0.01	trace	0.24
Sr	trace			
Na	39.70	35.14	40.94	39.40
K	2.53	3.48	3.11	2.67
Li	1.52	2.22	1.46	
NH ₄	trace	trace	0.04	
As	0.05	0.07		
Sb	trace	trace		
CO ₃	0	0		
HCO ₃	6.98	0.81	0.47	nil
SO ₄	1.45	0.73	0.30	4.07
Cl	34.07	38.61	45.26	40.11
F	0.13	0.47	0.27	
Br	trace	trace		
I	trace	trace		
B	6.32	1.95	2.00	1.92
H ₂ S	0.19	0	0.03	nil
CO ₂			0.21	



の一方の反応を継続し、

$$\begin{aligned} E^1 &= E_0^1 + \frac{RT}{nf} \ln \frac{[\text{PbCl}_4^{2-}]}{[\text{Pb}^{2+}][\text{Cl}^-]^4} \\ E^2 &= E_0^2 + \frac{RT}{nf} \ln \frac{[\text{Zn}^{2+}][\text{Cl}^-]^4}{[\text{ZnCl}_4^{2-}]} \\ E &= \frac{E^1 + E^2}{2} = E_0' + \frac{RT}{nf} \ln \frac{[\text{PbCl}_4^{2-}] \cdot [\text{Zn}^{2+}]}{[\text{Pb}^{2+}][\text{ZnCl}_4^{2-}]} \end{aligned}$$

となる。その結果、鉱液中の標準電位の高い Pb^{2+} , Cu^{2+} は相対的に増加し、低い Zn^{2+} , Mn^{2+} は減少する。OSTWALD の式から、この E_1 , E_2 の電位の差は、稀薄の度合によつて大きく左右され、 Pb^{2+} , Cu^{2+} の濃度を大きく変えていく。これが、今金、三恵、長万部の鉱化帯の鉱石成分の濃集差異として表わされていて、広域的な鉱化作用にみられる鉱液の進化を規定していく大きな鍵になっている。このような作用を稀薄分化作用 (dilution differentiation) と呼ぶことにする。

新第三紀の火成作用から比較的遠く離れた鉱液は上のような重要な作用で、今金、三恵、長万部の各鉱化地域に分化し、さらには種川、志志別、茶屋川などのように Au, Ag 鉱化帯にまで進化している。これは各鉱山の鉱石の分析値の違いによく表われている。

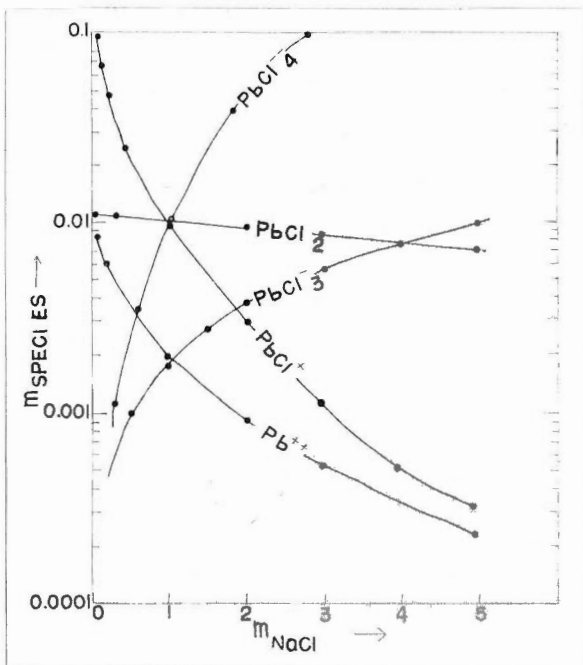
VIII. 7 鉱石沈殿にみられる理論化学的特徴

このような鉱液の進化の過程には、鉱石鉱物形成の上でもきわめて興味深いものが認められる。その1つは三恵—志志別鉱化帯にみられる硫砒鉄鉱である。第2は今金、三恵鉱化帯にみられる磁鉄鉱であり、第3は長万部鉱山の磁硫鉄鉱の形成である。三恵—志志別鉱化帯にみられる As のふるまいは、他の主要な鉱石元素

第7表 標準酸化還元電位

	Eo volt	鉱化帯
$\text{Mn}^{2+} + 2e \rightleftharpoons \text{Mn} \downarrow$	-1.18	今金 ↓ 三恵 ↓ 長万部
$\text{Zn}^{2+} + 2e \rightleftharpoons \text{Zn} \downarrow$	-0.76	
$\text{Pb}^{2+} + 2e \rightleftharpoons \text{Pb} \downarrow$	-0.13	
$\text{As}^{3+} + 3e \rightleftharpoons \text{As} \downarrow$	+0.3	種川 ↓ 志志別 ↓ 長万部
$\text{Cu}^{2+} + 2e \rightleftharpoons \text{Cu} \downarrow$	+0.34	
$\text{Ag}^+ + e \rightleftharpoons \text{Ag} \downarrow$	+0.80	
$\text{Au} + e \rightleftharpoons \text{Au} \downarrow$	+1.68	

E_0 がきわめて高い場合、すなわち成分の化学ポテンシャルがきわめて高い場合には活動度係数 λ は小さな値にならざるを得ない。このような元素がある特定の鉱化帯 (三恵) に表われていることは、KORZHINSKII (1965) がのべているように、その鉱化帯に作用した鉱液の性格が塩基性元素の全活動度係数 λ^* のきわめて高いものだったことを示している。このような状態でこそ As のような E_0 , μ の高い元素が沈殿できたこ



第34図 NaCl-H₂O 溶液中の Pb 錯塩 (HELGESON, C. N., 1964)

素 (Mn, Zn, Pb, Cu, Au, Ag) の進化と同様にきわめて重要な意味をもっている。今この As のふるまいを知るために、各金属の標準酸化還元電位をみてみよう。この表は鉱石の帯状配列、すなわち鉱液の進化の過程が明らかに、酸化—還元エネルギー、各イオンの化学ポテンシャルで大きく規制されていることを意味している。As³⁺ の場合、このイオンは Cu²⁺ イオンと同様に比較的高い化学ポテンシャルを示している。これは次の式で示されるように、

$$\begin{aligned} \lambda &= \exp\left(-\frac{nf}{RT} E_0\right) \\ \lambda &= \exp\left(-\frac{1}{RT} \mu_0\right) \end{aligned}$$

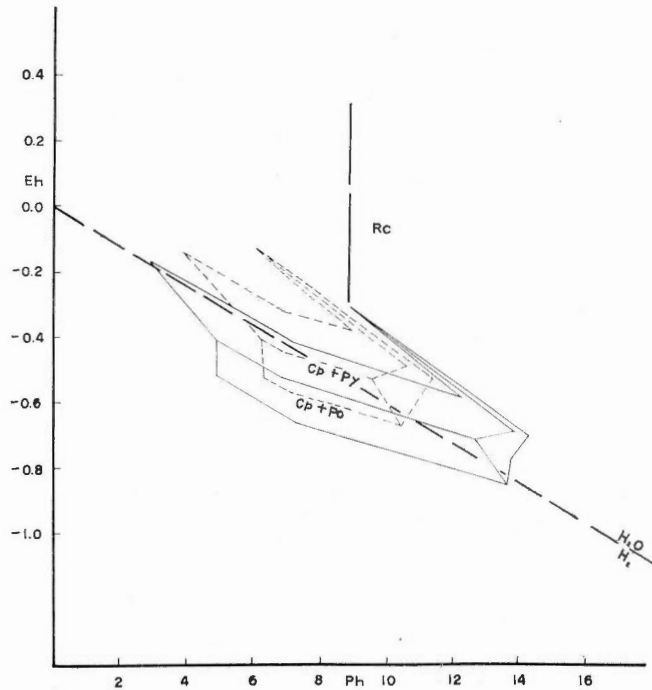
とを示している。これはすでにのべてきたように第32図三恵鉱山の鉱石濃度をみれば明らかである。

第2, 第3の磁鉄鉱, 磁硫鉄鉱形成の問題については MARAKUSHEV (1960) の図表や KORZHINSKII の理論から鉱化作用の上できわめて興味深い結論をひきだし得る。MARAKUSHEV (1960) は 1) 赤鉄鉱-磁鉄鉱-黄鉄鉱, 2) 磁鉄鉱-黄鉄鉱-磁硫鉄鉱の三成分系から,

$$\left(\frac{\partial Eh}{\partial pH}\right)_{I_{gAs_2-}}, \left(\frac{\partial Eh}{\partial I_{gAs_2-}}\right)_{pH}, \left(\frac{\partial pH}{\partial I_{gAs_2-}}\right)_{Eh}$$

の値を計算し, "Eh-pH-I_{gAs₂₋}" 図表を作っている。この図表は, 磁鉄鉱の形式がほぼ一定の Eh 状態で, H⁺ イオン活動度の大きな場合に赤鉄鉱と平衡して共存する。また S²⁻ イオン活動度, H⁺ イオン活動度がともに低い場合から, H⁺ の活動度が一定の状態まで形成されることを意味している。今金鉱山の磁鉄鉱は, 硫化鉱物形成の初期に赤鉄鉱として形成されたものが, その仮晶をとつて磁鉄鉱化している。これは比較的 S²⁻ イオンの活動度の高い初期には赤鉄鉱として沈殿した鉄鉱物が, 他の硫化鉱物の沈殿に伴って起こる S²⁻ イオン活動度の低下によつて磁鉄鉱化していく過程を示している。三恵鉱山, 長万部鉱山に磁鉄鉱を伴っていない理由は, 前述ダイアグラムや, 鉱石鉱物の成分の活動度などから読まれるように, 三恵鉱山では S²⁻ イオン活動度のとくに高いこと

である。長万部鉱山では, H⁺ イオン活動度は比較的高く, S²⁻ イオン活動度は塩基性金属の硫化物沈殿を行なつた残液のな性格を示すこと, すなわち H⁺ イオンの増加, S²⁻ の減少を示し, 磁硫鉄鉱を形成している。第32図はこのように島牧-今金鉱化帯の H₂O の稀薄による鉱液の進化の系列と, その特殊な鉱石鉱物の形成を, 理論的に明らかにしている。この過程は, また, GARREL の図表 (第35図) からも読みとれる。すなわち今金鉱山地域は鉱液の Eh, P_{S₂₋} がやや大きい Cp+Mt フィールドであり, 三恵鉱山地域は P_{S₂₋} はまだ大きく, 稀薄作用により μ_{H+} は急げきに大きくなつた Cp+Py フィールドで, 長万部はいつそう稀薄作用により Eh, P_{S₂₋} が低く, μ_{H+} はさらに大きな状態で鉱石の沈殿が行なわれていつたものと考えられる。



第35図 Eh-pHダイアグラム (GARRELS, R. M., 1965)
Cu-Fe-S-O-H系 (29°C, 1atm)
——P_{S₂₋}=1 - - - - -P_{S₂₋}=4

VIII. 8 鉱化過程の考察

このような稀薄分化作用による進化の過程をたどつた鉱液は, 今金-一種川, 三恵-忠志別および長万部の3構造地帯にわかれて沈殿した。この過程でとくに重要な作用は母岩の変質である。この進化過程で分別された鉱液は, 母岩と反応して初めて鉱石の沈殿を行なう。

三恵鉱山地域, 長万部鉱山地域, あるいは今金鉱山地域の鉱化作用は, いずれも3つの時期にわたつて行なわれている。第1期はマンガンをもつするバラ輝石相であり, 第2期は緑泥石・鉛・亜鉛相であり, 第3期は石英相の分化過程を形成する。

いま系の熱力学的ポテンシアル (KORZHINSKII, 1965),

$$dG_0 = -SdT + VdP + \sum \mu_j dn_j - \sum n_i d\mu_i$$

の式から,

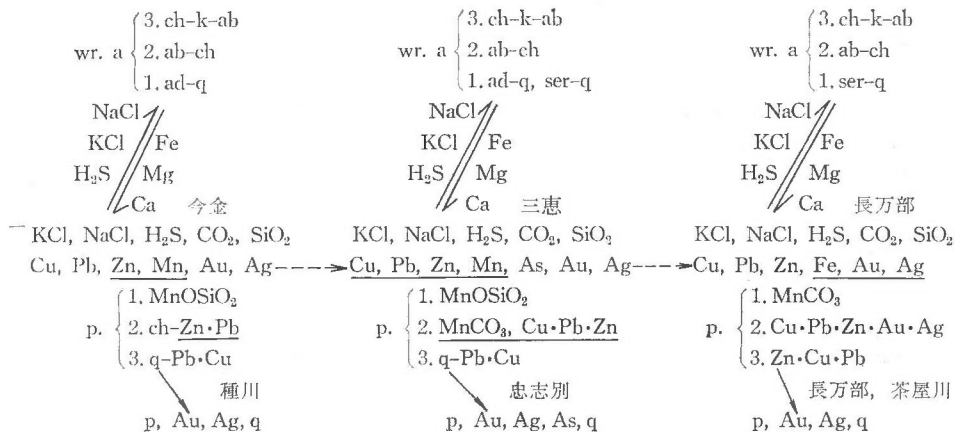
$$\left(\frac{\partial \mu_j}{\partial \mu_{H^+}} \right) n_j = - \left(\frac{\partial \ln \lambda_i}{\partial \ln [H^+]} \right) n_j = - \left(\frac{\partial n_{H^+}}{\partial n_j} \right) \mu_{H^+} = -2\alpha_j$$

が得られる。この式から明らかなように、水溶液の酸性度が高いとき、塩基の全活動度係数は低下し、酸のすべての全活動度係数は増加させられる。すなわち陽子の化学ポテンシアル(μ_{H^+})のやや高い鉱液が母岩と反応する場合、塩基の全活動度係数 λ_j は低下し、主成分の Mg, Ca, Fe, Na, K をはじめ Mn, Cr, V その他のものは溶脱され、溶液中の塩基の全活動度係数は逆に増大していく。今金鉱山15号鍾にみられる母岩の変質や微量成分の変化はこの様子を明瞭に示している。鉱脈際にみられる。石英-氷長石相、緑泥石-曹長石相、緑泥石・カオリン-曹長石相などにみられる変質は、この鉱液が酸性から弱アルカリの性格に変わっていくことと同時に、溶液に対する各塩基の振舞を明らかに示している。鉱液中の揮発性成分がとくに浸透していくような裂力の先端やバラツキ部あるいは上部ではとくに著しい母岩中の塩基が溶脱され、絹雲母・石英岩、絹雲母・カオリン化粘土帯、カオリン・モンモリロン石化帯の変質帯を作っている。このような帯は鉱脈の上部で広く拡がっている。この変質に伴う鉱脈には反応した溶液の性格から想定されるように一般に塩基性鉱石の濃集は弱い。鉱脈の中部から下部にかけての変質帯は比較的せまく、今金鉱山15号鍾通洞立入にみられるような氷長石・石英岩、緑泥石・曹長石岩、緑泥石・カオリン・曹長石岩の帯を作っていて、この付近の鉱脈には一般に多量の塩基性鉱石の濃集が行なわれている。このような場所で反応した鉱液の性格は上部に逸散した酸性成分のすなわちとくに H^+ イオン活動度の低下した Cu, Pb, Mn, Zn 塩基性成分を多量に含む溶液である。この溶液は母岩との反応で Mg, Ca, Fe 成分を富化し、そのため塩基性成分の全活動係数は著しく高められ、そのような場所に鉱石の濃集(富鉱部の形成)が行なわれている。鉱石相中の緑泥石・鉛・亜鉛相については、すでに細倉鉱山の例 (NARITA, 1961) でのべたが、このような相は一般に下部に濃集して形成されていて、これらは重力交代分化作用 (KORZHINSKII, 1961) の問題を併せて考える必要がある。これはとくに鉱脈中の緑泥石の随伴が、このような場所に限って伴われ、上部や先端部あるいは鉱脈のばらつき部などにほとんど伴われていないことから推定される。

VIII. 9 新第三紀鉱床のまとめ

新第三紀の鉱脈型鉱床は、従来変朽安山岩の後作用として形成され、あるいは鉱床にもつとも近い時期に活動した新第三紀花崗岩の後作用として分離した熱水溶液が、形成された裂力を充填して成生したものと考えられてきた。しかし新第三紀の浅熱水性鉱化作用はこのような単純なものでなく、はげしく活動した変朽安山岩や新第三紀完晶質岩などから分離された鉱液が基盤地帯の上昇の時期(後黒松内)までの長い変遷の過

第8表 島牧・今金地域鉱脈型鉱化作用の模式図



程で母岩中の移動成分を濃集していくが、この鉱液進化の主要な役割を果たしたものは、この過程の中で鉱液の稀薄作用によるといわざるをえない。これが他の地区でも一般にみられるように鉱石の多様性がその地区の火成岩の多様性と必ずしも一致しないことをうらづけている。この稀薄作用は、同じマンガ・鉛・亜鉛鉱脈でありながら、今金、三恵、長万部などのようなそれぞれに特徴ある鉱脈鉱床を作つたし、一方、種川、忠志別、茶屋川などの金・銀鉱脈を作つた主要な原因となつている。

各鉱化地区にセットされたこのような鉱液は、母岩との反応の過程で鉱石沈殿を行なつていく。この反応には大きくみて2つの形がある。すなわち H^+ をふくめて揮発性成分にとむものと塩基性成分に富むものの反応がみられ、それらは変質帯の性格と対応した貧鉄部、富鉄部の形成を行なつている。

すなわち全体の過程を通して鉄石を沈殿するまで、電解質鉱液の酸化-還元反応は重要な役割を果している。

層状マンガ・鉄床は、先きのべたように、大きく3つの堆積盆の構造に規制された配列をなしている。島牧地区の堆積盆、美利河地区の堆積盆は地質構成が類似し、そのいずれにも二酸化マンガ・鉄床を胚胎している。一方奥種川の堆積盆は、上記のものとは異なつた鉄脈型鉄化帯に含まれる堆積盆にみられ、熱水交代鉄床(成田、五十嵐他、1967)の性格を示している。

鉄脈型鉄床の Mn については、バラ輝石、炭酸マンガ・鉄など二価の Mn^{2+} のふるまいについてのべてきたが、ブラウン鉄、二酸化マンガ・鉄など三価や四価の Mn^{3+} 、 Mn^{4+} のふるまいは、 Mn^{2+} といちじるしく異なつている。これらは比較的酸性度の高いイオンで、O の活動度の高い溶液中では容易に MnO_2 の沈殿を作るが、熱水液の形成されるようなOの活動度の低い溶液では沈殿を作り難い。それゆえ、二酸化マンガ・鉄床を作る要件としては、Oの高い活動度が必要である。すなわち地表に、より近い地下水によるはげしい稀薄作用が必要となる。このように鉄脈鉄床と異なつた形態を示す層状鉄床でも、鉄脈鉄床の進化と同一過程すなわち稀薄作用で大きく新第三紀の鉄化作用の帯状配列の一員に含められる。この鉄床も脈型鉄床と同様に、比較的広範囲の変質を伴い、とくに鉄石の濃集する付近には蛋白石質石英、赤鉄鉄、鉄モンモリロン石(サポナイト)質粘土を随伴し、組成鉄物こそ異なるが鉄脈型鉄床と類似の脈石鉄物を共生している。この鉄床は従来から、現世の沈殿マンガ・鉄床とあわせて堆積性鉄床と多くの人によつて考えられてきているが、その成因については今後も、鉄床周辺の変質、鉄脈形鉄床との関連から検討していく必要があると思われる。

また、先第三紀の鉄床については充分な検討ができなかつたが、今後とも多くの資料の収集とあわせて検討してゆきたい。

文 献

- 秋葉 力 (1954a) : 北海道後志国種川鉄山の地質並びに鉄床, 北海道地要, 25号, p. 1~10
- 秋葉 力 (1954b) : 後志国種川鉄山付近のホルンフェルス (短報), 北海道地要, 27号, p. 32~35
- 秋葉 力 (1955a) : 北海道後志国今金町東北部地域地質鉄床調査報告—I 種川鉄山, 今金町, p. 26~32
- 秋葉 力 (1955b) : 北海道後志国今金町東北部地域地質鉄床調査報告—II 今金鉄山, 今金町, p. 32~37
- 秋葉 力 (1958) : 北海道西南部における鉄床区, 新生代, no. 27, p. 623~632
- ALLEN, E. T. (1935) : Geyser basin and igneous emanation. *Econ. Geol.*, vol. 30, p. 1~13.
- BERRY, L. G. & THOMPSON, R. M. (1962) : X ray powder data for ore minerals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Memoir 85.
- ВЛАСОВ, Т. М. & БАСИЛЕВСКИЙ, М. М. (1964) : Гидротермально измененные породы центральной Камчатки, их рудность и закономерности пространственного размещения, Издат Недр Москва
- 土居繁夫 (1955) : 北海道後志国今金町東北部地域地質鉄床調査報告—V 北日本美利河鉄山, 今金町 p. 37~42.
- 土居繁夫 (1958) : 今金地域のマンガ・鉄床, 地下資源調査所報告, no. 20, p. 1~16

- DOI, S., (1961) : On the stratigraphical situation and Sharpes of Pirika type Neogene Tertiary manganese deposits, southwestern Hokkaido, 地下資源調査所報告, no. 25, p. 45~55
- 土居繁夫・針谷有他 2名 (1961) : 今金地域のマンガン鉱床, 北海道地下資源調査資料, no. 64, p. 1~14
- 土居繁夫・針谷有他 3名 (1961) : 大魯地域のマンガン鉱床, 北海道地下資源調査資料, no. 65, p. 1~24
- GARRELS, R, M, & CHRIST, C. L. (1965) : Solution, minerals and equilibria, HARPER. INTER. STUD. REPRINT
- GRATON, L. C. (1940) : Nature of the ore-forming fluid. *Econ. Geol.*, vol. 35, p. 197~358.
- 原田準平 (1934) : 北海道産スカレン鉱物 (珪灰石及び柘榴石) について, 地質雑, vol. 41, no. 494, p. 697~698
- 針谷 宥・原田準平 (1957) : 北海道内二, 三の産地のマンガン土について—酸化マンガン鉱の研究 (第1報), 鉱物雑, vol. 3, p. 300~313
- 針谷 宥 (1961a) : 北海道轟鉱山産轟石とパーネス石, 岩鉱, vol. 45, p. 219~230
- 針谷 宥 (1961b) : 北海道産マンガン鉱床とその鉱物, 北海道地要, no. 64, p. 40~52
- HELGESON, C. N. (1964) : Complexing and hydrothermal ore deposition. PERGAMON PRESS.
- 五十嵐昭明・小松直蔵 (1957) : 後志国島牧地内の銅・鉛・亜鉛・マンガン鉱床調査報告—II 永豊・今井島牧付近のマンガン鉱床, 北海道地下資源調査資料, no. 32, p. 48~56
- 五十嵐昭明・松村 明 (1961) : 北海道長万部・島牧地区の地質鉱床について (演旨), 鉱山地質, vol. 11, p. 627.
- 五十嵐昭明 (1962) : 長万部岳周辺地区金・銀・銅・鉛・亜鉛・硫化鉄・マンガン鉱床調査報告—II 島牧郡島牧村三恵鉱山の金・銀・銅・鉛・亜鉛・硫化鉄・マンガン鉱床調査, —III 島牧郡島牧村岩田新島牧鉱山のマンガン鉱床調査報告, 北海道地下資源調査資料, no. 74, p. 17~35, p. 35~41
- IVANOV, V. V. (1959) : Present day hydrothermal activity within the Kurile—Kamchatka Island Area and its relation to volcanicity. *Bull. Volcanologique*, Ser. II, Tome XX, p.137~154.
- KHITAROV, N. I., RENGARTEN, E. V. & LEBEDEVVA, N. E. (1958) : Chemical composition of liquid inclusions in Iceland Spar and genetic Problems. *Geochemistry*, no. 3, p. 269~279.
- KORZHINSKII, D. S. (1963) : General regularities of postmagmatic process. *Symposium Problem of post-magmatic ore deposition*, vol. II, p. 95~103.
- KORZHINSKII, D. S. (1965) : The theory of systems with perfectly mobile components and processes of mineral formation. *Amer. Jour. Sci.* vol. 263, p. 193~205.
- LINDGREN, W. (1927) : Hot springs and magmatic emanation. *Econ. Geol.* vol. 22, p. 189~202.
- MARAKUSHEV, A. A. (1960) : Oxidation-reduction process and the acidity of postmagmatic solution. *Geochemistry*. no. 3, p. 253~261.
- 松井 愈・土居繁夫・他 8名 (1955) : 北海道後志国今金町東北部地域地質鉱床調査報告, 今金町
- 松村 明 (1957) : 後志国島牧村地内の銅・鉛・亜鉛・マンガン鉱床調査報告—I オープンセサミ鉱山の銅・鉛・亜鉛鉱床, 北海道地下資源調査資料, no. 32, p. 38~46
- 松村 明 (1961) : 北海道長万部鉱山付近の金・銀・銅・鉛・亜鉛・硫化鉄・マンガン鉱床, 地調月報, vol. 12, p. 930~946
- 松村 明 (1962) : 長万部岳周辺地区金・銀・銅・鉛・亜鉛・硫化鉄・マンガン鉱床調査報告—I 山越郡長万部町長万部鉱山の金・銀・銅・鉛・亜鉛・硫化鉄・マンガン鉱床調査報告, 北海道地下資源調査資料, no. 74, p. 1~16
- 盛谷智之・上村不二雄 (1964) : 青森県深浦地方マンガン鉱床の地質, 地調月報, vol. 15, p. 219~234

- 盛谷智之 (1964) : 中新世層状マンガン鉱床の層準について, 地球科学, no. 72, p. 17~32
- 本島公司 (1966) : 金属鉱床に対する地球化学探鉱の最近の状況 (資料), 鉱山地質, vol. 16, p. 272~282
- 南部松夫・石井康夫・他1名 (1964) : 秋田県相内鉱山のブラウン鉱について, 選鉱製錬研究所報告, no. 426, p. 101~108
- NARITA, E. (1961) : Wall rock alteration in the Kanoko vein swarm, Hosokura mine, Miyagi Prefecture, Northeast Japan. *Jour. Facul. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. IV, vol. XI, no. 1, p. 59~75.
- 成田英吉 (1962) : 余市郡大江村余市川上流地区下然別沢周辺地質鉱床調査 概報, 特殊地帯地下資源調査資料, no. 10, p. 35~42
- NARITA, E. (1963) : Geology and ore deposits of the Onikobe—Hosokura district, Northeastern Honshu, Japan. *Jour. Facul. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. IV, vol. XI, no. 4, p. 651~681.
- 成田英吉 (1964) : 今金鉱山地域の地質と鉱床, 地調月報, vol. 16, p. 463~476
- 成田英吉・岡部賢二・他1名 (1965) : 北海道積丹半島の地質と鉱床 (I, II), 岩鉱, vol. 54, p. 151~161, p. 208~215
- 成田英吉・五十嵐昭明・他7名 (1965) : 後志国島牧村—今金町地区の金・銀・銅・鉛・亜鉛・マンガン・硫化鉄鉱床, 北海道地下資源調査資料, no. 98, p. 1~31
- 成田英吉・五十嵐昭明・他1名 (1967) : 北海道瀬棚郡今金町山宝鉱山のマンガン鉱床, 岩鉱, vol. 57, p. 57~67
- 成田英吉 (1967) : 新第三紀の鉱化作用, 北海道金属非金属鉱床総覧, p. 32~42
- 根本忠寛 (1960) : 北海道南西の新第三紀層状鉱床, 北海道鉱山学会誌, no. 16, p. 1~4
- NEWHOUSE, W. H. (1932) : The composition of vein solutions as shown by liquid inclusions in minerals. *Econ. Geol.*, vol. 27, p. 419~436.
- 折本左千夫 (1964a) : 山形県日正鉱山付近の地質とくに第三紀花崗岩について, 鉱山地質, vol. 14, p. 248~260
- 折本左千夫 (1964b) : 山形県日正鉱床の成因, とくに新第三紀花崗岩質岩石類について, 鉱山地質, vol. 14, p. 299~307
- 折本左千夫 (1964c) : 山形県阿仁鉱山付近の新第三紀花崗岩類との関係について, 岩鉱, vol. 51, p. 200~209
- 折本左千夫 (1964d) : 山形県中の股鉱山付近の地質および鉱床—第1報—, 岩鉱, vol. 52, p. 1~10
- 折本左千夫 (1965) : 東北地方“新第三紀花崗岩”岩体の2・3の特徴について, 岩鉱, vol. 53, p. 55~66
- RAMBERG, H. (1922) : Chemical bonds and distribution of cations in silicates, *Jour. Geol.*, vol. 60, p. 331~355.
- ROEDDER, E. (1958) : Technique for the extraction and limited chemical analysis of fluid inclusions from minerals, *Econ. Geol.*, vol. 53, p. 235~269.
- ROEDDER, E. (1960) : Primary fluid inclusions in sphalerite crystals from the OH vein, Creede, Colorado. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 71, p. 1958.
- ROSS, C. S. (1933) : Differentiation as a source of vein and ore-formation materials, A. I. M. E., Lindgren volume, p. 128~144.
- SCHALLER, W. T. (1933) : Pegmatite. A. I. M. E., Lindgren volume, p. 144~151.
- SCHMITT, H. (1950) : Origin of the “Epithermal mineral deposits”, *Econ. Geol.*, vol. 45, p. 191~200
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1952) : Genetische Lager-stättengliederung auf geotectonischer Grundlage. *Neues Jb. Mineral., Mh., Bd. 2 u 3*, 47~89.

- 関根良弘・大町北一郎・他1名 (1958) : 日本の Subvolcanic Deposits における鉍化作用の特性, とくに東北日本の Miocene 完晶質岩類との関係 (要旨), 鉍山地質, vol. 8, p. 49
- 関根良弘 (1956) : 我が国の鉍床成生期と生成区とそれらの2~3の問題(1)―(2), 地球科学, ncs, 26, 27, 28
- SMITH, F. G. (1963) : *Physical geochemistry*. LONDON.
- STEIN, A. (1953) : Hydrothermal rock alteration at Wairakei, New Zealand. *Econ. Geol.*, vol. 48, p. 1~13.
- 鈴木 醇・原田準平 (1951) : 北海道における鉍床成生期, 地質雑, vol. 58, p. 342~343
- 高島 彰 (1949) : 今金鉍山の銅・鉛・亜鉛鉍床調査報告, 地調月報, vol. 1, p. 199~204
- UDODOV, P. A. & PARILOV, YU. S. (1961) : Certain regularities of migration of metals in natural waters. *Geochemistry*, no. 8, p. 763~771.
- UZUMASA, Y. (1965) : *Chemical investigations of hot spring in Japan*. Tsukiji Shokan.
- 渡辺武男 (1957) : 日本の層状含銅硫化鉄鉍床ならびに層状マンガン鉍床の成因について, 鉍山地質, vol. 7, no. 24, p. 87~97
- WHITE, D. E. (1955) : Thermal springs and epithermal ore deposits. *Econ. Geol.*, 50th. Anniv. vol., p. 99~154.
- WHITE, D. E. (1957a) : Thermal waters of volcanic origin. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 68, p. 1638~1658.
- WHITE, D. E. (1957b) : Magmatic, connate and metamorphic water. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 68, p. 1659~1682.
- WHITE, D. E. (1965) : Metal contents some geothermal fluids, (Symposium problems of post-magmatic ore deposition), vol. II, p. 432~443.
- 矢島澄策・陸川正明 (1936) : 北海道有用鉍産物調査報文 (第7報山起郡中部および瀬棚郡南部), 北工試報, no. 66, p. 1~44
- 矢島澄策・陸川正明 (1939) : 10万分の1 "長万部" 図幅および説明書, 北工試, no. 3
- 山田敬一 (1962) : 長万部岳周辺地区金・銀・銅・鉛・亜鉛・硫化鉄・マンガン鉍床調査報告—IV 瀬棚郡今金町メツブ川中流域の銅・磁硫鉄鉍・マンガン鉍床調査報告, 北海道地下資源調査資料, no. 74, p. 43~51
- 吉村豊文・佐々保雄 (1935) : 北海道渡島半島におけるマンガン鉍床の1型式, 地質雑, vol. 42, p. 615~633
- 吉村豊文 (1952) : 日本のマンガン鉍床

Geochemical Considerations on the Mineralizations in the Oshamambe-dake District, Oshima Peninsula, Hokkaido

By

Eikichi NARITA & Teruaki IGARASHI

Abstract

General geology

The pre-Tertiary pelitic formations with intercalated sandstone, chert, limestone, and schalstein are intruded by the Neocomian granitic rocks. These intrusive rocks are coarse-grained diorite~granite, medium-grained diorite~granite, porphyritic granite, aplite, pegmatite and diabase.

Pyroclastics and normal sediments of the Neogene Tertiary consisting of five units, Fukuyama, Kunnui, Yakumo, Kuromatsunai and Setana formations, in ascending order are distributed vastly in the district. Igneous rocks of the Neogene epoch are dolerite~granodiorite, rhyolite, propylite, pyroxene andesite and basalt.

Around these Neocomian and Neogene granitic rocks, distinct contact metamorphic rocks develop. Hornfels, lime-silicate hornfels, meta-sandstone, amphibolite and crystalline limestone develop around Neocomian granites.

Metamorphic facies such as tourmaline-andalusite-cordierite-biotite facies, andalusite-cordierite-biotite facies, cordierite-biotite facies and biotite facies are distributed zonally to the western part of the older granite mass. Meta-andesite which shows actinolite-epidote-biotite association seems to be caused by the effect of the Neogene granite, and epidote-chlorite-oligoclase association is recognized in shear zones related to this younger granite.

Geologically and tectonically the district is divided into three blocks.

Tectonic units and their geologic constitutions

- A-1 Northeastern block.....pre-Tertiary sediments
- A-2 Eastern blockpre-Tertiary intrusive rocks
- B-1 Western block.....Middle Miocene pyroclastic sediments and Neogene granitic rocks
- B-2 Central blockLower to Middle Miocene pyroclastic sediments
- C-1 Northern block.....Upper Miocene to Pliocene pyroclastic and normal sediments
- C-2 Southern block.....ditto

Geologic structures

The basement rocks constitute the mountain ridge in the A block, that runs in NS or NE trend. Near the Tanekawa fault, this block shows monoclinic formations dipping to east. Intrusive rocks of the A-2 block are huge granitic mass that extends to NS trend.

Pyroclastic sediments, belonging to the Lower-Middle Miocene, occupy a vast area in the B block. Normal sediments of Upper Miocene to Pliocene age develop in the northern part (C-1 block) and also in the southeastern part (C-2 block). Facies change may have been caused by up-liftings of the B block.

Generally the sediments of the Neogene period are characterized by synclinorium structure running in the NS~NE trend.

Among the igneous activities settled in the Kunnui stage, propylite is most predominant and develops

extending in NS trend, but is limited in the western part of the B block.

Several faults are observed in the region. Tanekawa fault and Otoyoto fault belong to EW system, Tomarikawa fault belongs to NNW system, Toshibetsu fault belongs to NNE system, and Imagane-Oshamambe shear zone runs in NE direction. The continuations of these faults are traced for 12~15km.

All of those faults may have been formed in relation to differential uplift of the basement block, because the shear zone of NE trend in the Kunnui sedimentary basin might be caused by sinking down relating to uplift of the neighbouring basement blocks and propylite mass. Numerous fractures showing NS, EW and NE trends may be derived from movement of the NE shear zone described above, and a plenty number of epithermal veins occur in these fissures. The resultant mineralized zone covers a area of 7 km wide and 20 km long.

Mineralizations

In this district the following types of ore deposits are discriminated.

- A. Ore deposits of the pre-Tertiary period
 - 1) Copper deposit (skarn type)
 - 2) Iron deposit (skarn type)
 - 3) Lead-zinc deposit (vein type)
 - 4) Bedded manganese silicate deposit
- B. Ore deposits of the Neogene period
 - 1) Manganese-bearing lead-zinc-iron sulphide veins
 - (a) Rhodonite-magnetite-galena-zinblend vein
 - (b) Rhodonite-hematite-galena-zinblend vein
 - (c) Rhodonite-epidote-arsenopyrite-galena-zinblend vein
 - (d) Rhodochrosite-barite-galena-zinblend vein
 - (e) Manganese dioxide vein (derived from lead-zinc-bearing rhodochrosite vein)
 - (f) Pyrrhotite-pyrite vein
 - 2) Gold-silver-bearing quartz veins
 - (a) Gold-silver-bearing quartz vein
 - (b) Gold-silver-bearing arsenopyrite-quartz vein
 - 3) Bedded manganese deposits
 - (a) Piedmontite-braunite deposit
 - (b) Manganese dioxide deposit
- C. Ore deposits of the Quaternary period
 - 1) Manganese wad
 - 2) Residual manganese deposit
 - 3) Manganese placer
 - 4) Gold placer

Ore deposits of the pre-Tertiary period are found in the western margin of the coarse-grained granite. Copper deposits develop in limestone or in diabasic rocks intruded by pegmatitic granodiorite.

Mineralizations are regarded to be controlled both by elongating direction of calcic rocks and by shear texture running in EW trend. Ore bodies are usually small. Four representative mineral associations of the skarn are observed. They are ; 1) tourmaline-diopside-garnet, 2) diopside-garnet, 3) actinolite-epidote-chlorite, and 4) chlorite-sericite-quartz. Most of the chlorite-sericite-quartz association are observed in veinlets. In general, ore minerals occur in the actinolite-epidote-chlorite zone or in the chlorite-sericite-quartz zone. Lead-zinc ore deposits may be formed in the later stage of skarnization, and ore minerals are associated intimately with minerals such as dolomite and quartz.

Bedded manganese silicate deposits that lie conformably in the basement pelitic and silicious sedimentary rocks may be formed in a sequence of the skarn mineralization. As compared with other skarn deposits, bedded manganese silicate deposits occur very far from the granite contact. Hanging wall of the deposits is characterized by tremolite-sericite-quartz association. Mineral assemblages of ore bodies characterized by spessartite and rhodonite show a high temperature condition of formation.

A small amount of gold, silver, copper, lead, zinc and manganese occur in the bedded manganese silicate deposits and in the associated veins, but they are not workable.

Mineralized zone found in the Neogene formations has no intimate relation to the distribution of igneous rocks as above described. It is true that the mineralized zone extends across the extrusion of propylite. Therefore, the Neogene mineralizations seem to be controlled by the folding structure of the Upper Kunnui—Lower Yakumo formations.

Ore deposits of the vein type developing in the NE shear zone show a regular zonal arrangement of ores. Mn, Cu, Pb and Zn are predominant on the north side, and Au and Ag are characteristic on the south side of the mineralized zone.

Manganese-bearing lead-zinc-iron-sulphide veins (B-1-a) listed above develop at the Imagane mine in the western part of the area. The vein listed in B-1-b occurs at the Imagane-Sankei mines in the west-central part of the area. The veins listed in B-1-c, B-1-d occur at the Sankei mine, and the veins listed in B-1-d, B-1-e and B-1-f are known at the Oshamambe mine both in the eastern edge of the area. On the other hand, at the Chushibetsu mine, gold-silver-bearing arsenopyrite quartz vein listed in B-2-b and rhodonite-epidote-arsenopyrite-lead-zinc vein listed in B-1-c are noticed.

Behaviour of Mn, Zn, Pb, Cu, Fe, Ag, Au and other elements in the ores and in the wall rock suggests a regular change in the process of ore mineralizations. Thus the comparison between them is very interesting.

Bedded manganese ore deposits are distributed in basic pyroclastic formations of the late Kunnui—early Yakumo stage. Two types of manganese ores, piemontite-braunite ore (B-3-a) and manganese dioxide ore (B-3-b), are noticed. The former occurs in the Sampo deposit which was formed in a basin of the Kunnui stage in the central part of the B block, and the latter is known in the Tomari, Chihase, Pirika and Meppu mines. These mines are in the basin of the late Kunnui—Yakumo stage in the north and southeastern areas of the C block.

Geochemistry

Behaviours of the minor elements in a variety of rocks and minerals were studied.

(1) Mn and Cu are ubiquitous not only in the rocks but also in minerals, however, other minor elements show a irregular concentration, especially Sn, W, Ag, Cd and As are contained only in ore minerals.

(2) Minor elements of the basement rocks of the pre-Tertiary age and some igneous rocks of the Neogene period may have no relation to the Neogene mineralization.

(3) Contrarily, minor elements in propylite play an important role in the mineralizations, because Cu shows higher concentration in propylite than in the Neogene granite.

(4) Mn, Ba, Cu, Cr, V and As in the metamorphic rocks and altered rocks decrease as compared with those in the original rock.

Consideration

For the genetic consideration of the epithermal deposits of the Neogene age, chemistry of the electrolyte solution seems to be very important.

The equation of thermodynamic potential of each component is

$$dG = -SdT + VdP + \sum \mu_i dn_i .$$

The coefficient μ_i introduced by GIBBS is indicated by the chemical potential.

$$\mu_i = \left(\frac{\partial G}{\partial n_i} \right)_{T, P, n_j}$$

The oxidation-reduction and the dilution of ore forming solution play a very important role in the process of ore formation in a wide region. The variation of ore solution related to the wall-rock alteration is represented by the process of ore facies during oxidation-reduction interaction of base metals in the electrolyte solution.

The first, the law of dilution that play a very important role for the concentration of metals are well presented from the quantitative values of the components. Ratio of partial differential concentration of weak base metals, Cu and Pb, to that of strong base metals, Zn and Mn, which are statistically obtained from analyzed values of the ores in each mine, is shown by equation,

$$\frac{\partial \ln m_{\text{Cu+Pb}}}{\partial \ln m_{\text{Zn+Mn}}} = \frac{(1-2\alpha_{\text{Cu}})/n_{\text{Cu}}\alpha_{\text{Cu}} + (1-2\alpha_{\text{Pb}})/n_{\text{Pb}}\alpha_{\text{Pb}}}{(1-2\alpha_{\text{Zn}})/n_{\text{Zn}}\alpha_{\text{Zn}} + (1-2\alpha_{\text{Mn}})/n_{\text{Mn}}\alpha_{\text{Mn}}}$$

The ratio is about -3 in the ores of the Imagane mine, about -1.2 in the Sankei mine, and $+2.5$ in the Oshamambe mine. It is inferable from those figures that the dissociation constant α_{Cu} and α_{Pb} for the Imagane mine are very high. Values of $\ln m_{\text{Zn+Mn}}$ and $\ln m_{\text{Cu+Pb}}$ of the Sankei mine are high in both cases, and the value of $\ln m_{\text{Cu+Pb}}$ is higher than that of the Imagane mine. However, dissociation constant α_{Cu} and α_{Pb} decreases as compared with that of the Imagane mine. Consequently, the ore solution is precipitation of Cu and Pb at higher rate in the Sankei mine. In the case of the Oshamambe mine, $\ln m_{\text{Zn+Mn}}$ is very low, and amount of FeS_2 , Cu and Pb shows relatively higher value. So, in the Oshamambe mine, FeS_2 , Au and Ag were precipitated more easily than Zn and Mn from the ore solution containing main ore components.

Process of dilution conducts the ore solution of the Imagane mine to more acidic one, and concentration of metal arrives at very high value as seen in the Sankei mine. Bulk activities of base metals such as Cu, Pb, Zn and Mn in the ore solution are very high, and high grade ores were formed in this mine. Consequently, activities of base metals dissolved in the residual solution decrease, and weak basic components such as silver and gold increase. Bulk activity of weak basic component is further more enhanced by means of acidulation in repeated dilution process. This may explain the chemical nature of ore solution in the formation of Oshamambe deposits.

Dilution seems to be very important in a consideration of regional variation of ore solutions. When the solution become acid, deposition of ores cannot be realized only by the decrease of temperature. For the deposition of ores, bulk concentration of base metals must be enhanced over the solubility products. Thus, wall rock alteration plays a very important role in the process of precipitation of ores.

Magnetite in veins of the Imagane mine, arsenopyrite in veins of the Sankei and Chushibetsu mines, and pyrrhotite in a vein of the Oshamambe mine are well explained by the physico-chemical consideration.

Ore solution of the epithermal mineralization, indicates telemagmatic properties, thus the process of regional variation of solutions and the precipitation of ores are regarded by agencies of dilution and of wall rock alteration.



地質調査所報告は1報文について報告1冊を原則とし、その分類の便宜のために、次のようにアルファベットによる略号をつける。

- | | | |
|----------------------|---|---|
| A. 地質およびその基礎科学に関するもの | { | <ul style="list-style-type: none"> a. 地質 b. 岩石・鉱物 c. 古生物 d. 火山・温泉 e. 地球物理 f. 地球化学 |
| B. 応用地質に関するもの | { | <ul style="list-style-type: none"> a. 鉱床 b. 石炭 c. 石油・天然ガス d. 地下水 e. 農林地質・土地地質 f. 物理探鉱・化学探鉱および試錐 |
| C. その他 | | |
| D. 事業報告 | | |

As a general rule, each issue of the Report, Geological Survey of Japan will have one number, and for convenience's sake, the following classification according to the field of interest will be indicated on each Report.

- | | | |
|---------------------------------|---|---|
| A. Geological & allied sciences | { | <ul style="list-style-type: none"> a. Geology b. Petrology and Mineralogy c. Paleontology d. Volcanology and Hot spring e. Geophysics f. Geochemistry |
| B. Applied geology | { | <ul style="list-style-type: none"> a. Ore deposits b. Coal c. Petroleum and Natural gas d. Underground water e. Agricultural geology and Engineering geology f. Physical prospecting, Chemical prospecting & Boring |
| C. Miscellaneous | | |
| D. Annual Report of Progress | | |

地質調査所報告

第 229 号

HATTORI, H. : Late Mesozoic to Recent tectogenesis and its bearing on the metamorphism in New Zealand and in Japan, 1968

第 230 号

FUJII, N. : Genesis of the fireclay deposits in Tajimi-Toki district, Gifu prefecture, central Japan, 1968

第 231 号

近藤善教 : 伊賀構造盆地の構造地質学的研究, 1968

第 232 号

地質調査所 : 日本におけるウランの産状 その 2, 1969

第 233 号

森 和雄 : 武蔵野台地および多摩丘陵北部の地下地質構造——とくにさく井検層記録による研究

REPORT, GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

No. 229

HATTORI, H. : Late Mesozoic to Recent tectogenesis and its bearing on the metamorphism in New Zealand and in Japan, 1968 (in English)

No. 230

FUJII, N. : Genesis of the fireclay deposits in Tajimi-Toki district, Gifu prefecture, central Japan, 1968 (in English)

No. 231

KONDO, Y. : Studies on structural geology of the Iga tectonic basin, 1968 (in Japanese with English abstract)

No. 232

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN : Natural occurrence of uranium in Japan, Part 2, 1969 (in Japanese with English abstract)

No. 233

MORI, K. : Study on the subsurface geology of Musashino upland and northern part of Tama hilly land—Especially through water well logs, 1969 (in Japanese with English abstract)

西部北海道長万部岳西方地域の鉍化作用

NARITA, E
IGARASHI, T.

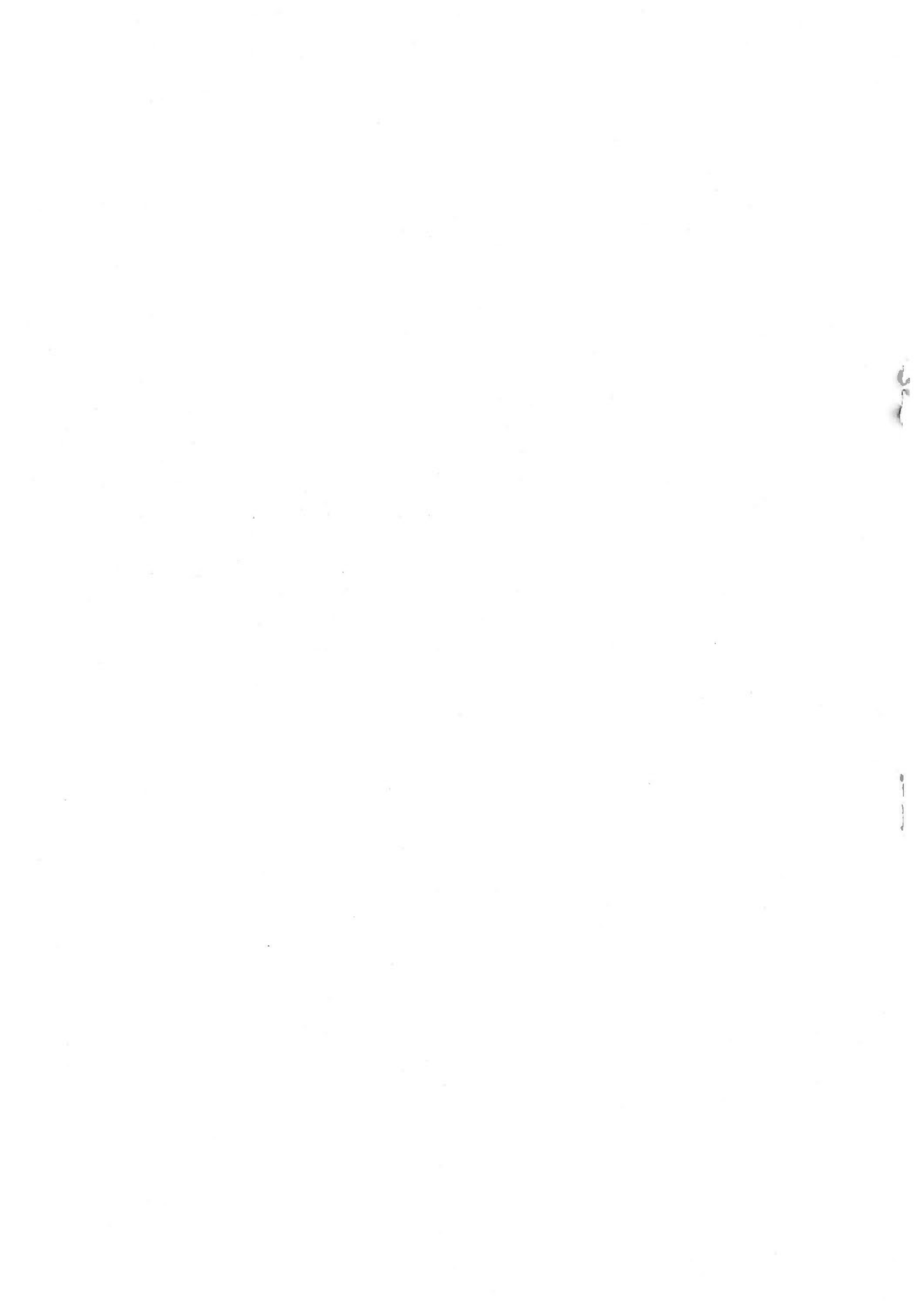
成田英吉・五十嵐昭明

地質調査所報告, No. 234, p. 1~51, 1969

35 illus., 8 tab.

長万部岳西方地域には金, 銀, 銅, 鉛, 亜鉛, マンガンからなる雑鉍型鉍床が古生層中の交代鉍床として, あるいは新第三系中の鉍脈型鉍床として, 数多く知られている。これらの金属元素の濃集は必ずしも均質には行なわれておらず, 特定金属が偏在することがしばしばある。筆者らはその点に興味をもち, とくに三恵, 今金, 長万部鉍山の鉍化作用をとりあげ, 地球化学的検討を加えた。その結果鉍液が地下水によつて希薄化作用をうけ, その性格が種々にかえられた過程が重要であることを指摘し, 熱力学的にその過程を定量化することを試みた。

553. 2 : 550. 4 : 553. 32+553. 41/. 44 (524. 11/. 12)



昭和 44 年 8 月 13 日 印刷

昭和 44 年 8 月 18 日 発行

工業技術院地質調査所

印刷者 坂 根 謙 吉

東京都中央区西八丁堀 1 の 8

印刷所 株式会社 坂 根 商 店

B.a. XX.

REPORT No. 234

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Konosuke SATO, Director

**GEOCHEMICAL CONSIDERATIONS ON
THE MINERALIZATIONS IN THE
OSHAMAMBE-DAKE DISTRICT,
OSHIMA PENINSULA, HOKKAIDO**

By

Eikichi NARITA & Teruaki IGARASHI

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1969

地質調報
Rept. Geol. Surv. J.
No. 234, 1969