

地質調査所報告 第200号

本邦クロム鉱床の成因的研究

北海道・中国・四国地方の

超塩基性岩類とクロム鉱床を中心として

地質調査所

昭和38年8月

553.461 : 553.2 (52)

地質調査所報告

所長 齋藤正次

本邦クロム鉱床の成因的研究

北海道・中国・四国地方の超塩基性岩類とクロム鉱床を中心として

通商産業技官 番場 猛夫

目 次

要 旨	1
I. 結 論	1
II. クロム鉱床研究史	3
II. 1 変成分化説	4
II. 2 岩漿分化説	4
II. 3 熱水説	5
II. 4 再生説	6
II. 5 捕獲説	6
III. 本邦超塩基性岩における Cr の配分量	6
III. 1 橄欖岩の場合	8
III. 2 蛇紋岩の場合	19
IV. 本邦クロム鉱床の特性	26
IV. 1 クロム鉱床の型および規模	26
IV. 2 クロム鉱床の形態	29
IV. 3 クロム鉄鉱石	34
IV. 4 クロム鉱床の母岩とその変質	43
V. 北海道および中国地方のクロム鉱床の比較	49
V. 1 問題点	49
V. 2 北海道のクロム鉱床概説	50
V. 3 中国地方のクロム鉱床概説	52
V. 4 比較検討	54
V. 5 問題点に対する考察	55
VI. 本邦クロム鉱床の成因	56
VII. 総 括	57
文 献	58
Abstract	
Plates I~XXIV	

本邦クロム鉍床の成因的研究

北海道・中国・四国地方の超塩基性岩類とクロム鉍床を中心として

通商産業技官 番場 猛夫

要 旨

本邦のクロム鉍床を 2, 3 の型に類別し, それらを鉍化作用の進展段階で捉え, 鉍床の生成過程を説明した。また鉍床の母体をなす超塩基性岩類に関しては, 鉍床胚胎母岩と不毛岩体との岩質の比較を行ない, とくに Cr の含有量を検討した。

研究対象として北海道・中国および四国地方の超塩基性岩類とクロム鉍床を主としてとりあげた。それは当該地方が本邦におけるクロム鉍の特産地であることによる。Cr の定量には光电比色計による比色法, 過マンガン酸カリ滴定法による容量法を併用した。

I. 緒 論

従来クロム鉍床と称せられているものはすべてクロム鉄鉍の集合体で, 本鉍物以外の含クロム鉍物が主体となって鉍床を形成している例はない。したがってクロム鉍床とクロム鉄鉍床とは現在では同義語とみてさしつかえない。

日本のクロム鉍床は産状あるいは鉍石の組織などから 2, 3 の型に類別されているが, それは鉍化作用の進展段階を反映した系列的なものとしてみることができる。本論は上記の観点に基づいて, 日本のクロム鉍床の特性をとりまとめたものであるが, はじめに超塩基性岩における Cr の配分量について検討し, その結果をクロム鉍床の成因考察のうえで活用した。この点が本論の一つの特徴である。

クロム鉍床が橄欖岩や蛇紋岩のような超塩基性岩のみを母体として存在することは古くから周知のことで, 本鉍床の研究にあたってはその母体である超塩基性岩に対する検討がきわめて重要であることは論をまたない。本邦における超塩基性岩の分布は第 1 図に示したようにほとんどすべての構造帯にみとめられるが, これらには橄欖岩もあれば, それからみちびかれて蛇紋岩に変質したものもある。またこれらの超塩基性岩にはクロム鉍床を胚胎しているものもあれば全く不毛のものもある。

本邦のクロム鉍床には母岩の流理構造の支配をうけて縞状を呈して賦存している場合と, 節理系構造の支配をうけて脈状, レンズ状, 芋状または板状を呈して賦存している場合とがある。さらにこれらが偏圧をうけて二次的に変形され, 不規則塊状を示す場合もある。また特殊な例ではあるが, 造岩鉍物として存在していたクロム鉄鉍の結晶が母体とともに崩壊流出して砂クロム鉍床を生成している場合もある。

著者は過去 12 年間にわたり, 本邦各地の超塩基性岩とそれに付随するクロム鉍床について岩石学的ならびに鉍床学的研究に従事してきたが, 規模および型として重要, かつ代表的なものを重点的にえらび, 研究対象としてとりあげてきた。著者が研究対象とした超塩基性岩のなかにはクロム鉍床を全然胚胎しておらない不毛の超塩基性岩もあるが, それは上記の観点によっているのであり, 鉍床を胚胎している岩体と不毛の岩体とはどういう点で違っているのかを, 岩石学的ならびに地球化学的見地から明らかにしたい意図からであった。

地球化学の進歩に伴って, 地殻における諸元素の配分と, それらの存在形式についての大綱が明らかにされてからすでに久しく, 最近では火成岩体における元素の配分に関する具体的な研究が進められ, 興味あ



- | | | |
|-------------------------|----------------------|-----------------------|
| 1 Onishibetsu | 23 Hatta | 45 Hinokami |
| 2 Hamatombetsu | 24 Tōto | 46 Wakamatsu |
| 3 Shimotombetsu | 25 Usappu, Okashumbe | 47 Hirose |
| 4 Nakatombetsu | 26 Mitsuichiro | 48 Nekoyama |
| 5 Matsuneshiri | 27 Nukabira | 49 Mochimaru |
| 6 Toikambetsu-hōshin | 28 Shin nittoh | 50 Onuka |
| 7 Toikambetsu-nobukanai | 29 Shizunai | 51 Kamiichi |
| 8 Shosambetsu | 30 Dainichi | 52 Mizuta |
| 9 Onnebetsu | 31 Asahina, Aohane | 53 Suehiro |
| 10 Kembuchi | 32 Hironaga | 54 Akaishi |
| 11 Wassamu | 33 Oshima | 55 Tosayama |
| 12 Soeshina | 34 Wada | 56 Nippō |
| 13 Nittoh seiwa | 35 Kawamori | 57 Yokohata |
| 14 Mitsui horokanai | 36 Ozaki | 58 Futaiwa (Sigiyama) |
| 15 Numata | 37 Yabu | 59 Usagiyama |
| 16 Shimpō | 38 Sekinomiya | 60 Yagiyama |
| 17 Tōhō | 39 Deal, Todoroki | 61 Dondonyama |
| 18 Ninyū | 40 Yoshii | 62 Kiuragi |
| 19 Gambi | 41 Sasao, Yosekura | 63 Tatsuki |
| 20 Hattayahata | 42 Imobara | 64 Washidani |
| 21 Niitaka | 43 Takase | 65 Ouchi |
| 22 Nittoh | 44 Oe | |

第 1 図 本邦超塩基性岩およびクロム鉄床分布図

る結果がえられている。その成果は多くの場合鉍床の成因的考察に寄与してきた。

著者は資料の蓄積するに及んで、本邦超塩基性岩における Cr の配分に関する問題に興味をもち、とくにクロム鉍床が岩体のどういう場所をえらんで賦存しているのかという「鉍床胚胎の場」を究明したい意図から、野外調査にあたっては、できうるかぎり岩体の構造解析と岩相の区分を行ない、侵入体としての深さの関係を明らかにすることにつとめた。さらにこの点に関連して、岩体の削剝がどの程度進んでいるかという点にも注意をはらってきた。試料の採集は上記の観点に基づいて、岩体の深部から上部にわたって行ない、そのうち 244 個の試料については Cr の配分量の定量を試みた。

その結果、Cr の配分は一般に超塩基性岩体の深部には乏しく、上部になるに従って累進的にその量を増大していることがわかってきた。さらにクロム鉍床は Cr の配分量が比較的高い岩体に賦存しており、しかも岩体の深部よりはむしろ上部に賦存している場合の多いこともわかってきた。この関係はきわめて興味があり、あわせて重要な問題を含んでいるように考えられる。

日本のクロム鉍床にみられるさまざまな変化を著者が系列的なものとしてみるに至ったことは上記の方法によっているところが大きいのであるが、これはひとえに北海道大学教授鈴木醇博士の御指導によるものである。教授は久しい以前から超塩基性岩とそれに付随する諸鉍床の研究に従事されたが、その間に集積された莫大な資料を著者に提供され、研究上の便宜を与えられたとともに、長年にわたって親しく御指導を賜った。ここに同教授に対して衷心より感謝の意を表する。

本研究の推進にあたっては、実に多くの人々から御援助をうけた。

石川俊夫教授からは本州各地のクロム鉍床に関する調査資料の提供をうけ、あわせて有益な助言を頂いた。北海道の超塩基性岩の研究に際しては舟橋三男教授から野外・室内両作業にわたって懇切な指導を頂いた。鉍石の反射顕微鏡的検討にあたっては渡辺武男教授から教を乞うことができた。原田準平教授は含クロム鉍物についていろいろと知見を述べて下さった。また北海道地下資源調査所の齋藤昌之課長は北海道のクロム鉍床とともに研究され、討論を重ねられた。とくにクロム鉍床の構造支配に関する問題については教えられるところが少なくなかった。またこの研究は日高研究グループの一つのテーマとされ、北海道のクロム鉍床地帯の地質上の諸問題ならびに口高造山運動の一面としての検討をうけた。終戦後鈴木醇教授を中心として超塩基性岩研究グループの発足をみた。石川俊夫・舟橋三男・橋本誠二・齋藤昌之・小関幸治・浅井宏・猪木幸男および著者らが研究グループの構成員で、本研究グループにおいては本邦超塩基性岩の岩質、侵入時期、蛇紋岩化作用、付随する諸鉍床の問題などについて論議された。本研究はその時期の資料に負うところが大きい。

X線回折ならびに化学分析などの諸実験は鈴木淑夫・大津秀夫・稲田武・狛武各技官によって行なわれ、さらに分析結果の吟味については橋本誠二教授、高橋浩技官から御教示を賜った。

著者が北海道大学から地質調査所へ転出後もなお本研究継続の機会が与えられたことは根本忠寛前北海道支所長の御厚意によるものである。

また現地調査にあたっては、日東鉍山・八田鉍山・三井幌加内鉍山・広瀬鉍山・若松鉍山・日野上鉍山その他多くの鉍山の方々から御高配をうけることができた。

今回日本のクロム鉍床に関する研究成果を述べるに至ったことは上記の方々の御指導、御協力に負うところが少なくない。ここに御芳名を明記して深甚の謝意を表する次第である。

なお小論は 7 章 11 節から構成されているが、2, 3 の点で内容の若干重複していることがある。それは各章各節に独立性をもたせ、読者に便利ようと意を配った結果である。御諒承を願いたい。

II. クロム鉍床研究史

日本においてはじめて発見採行されたクロム鉍床は大分県大野郡三重町鷺谷の鉍床で、これは 1868 年である。最近では世界各地でクロム鉍床が開発され、1951 年の統計資料によれば日本は 40,407 t の生産量

示し、世界の第8位を記録している。

クロム鉱床の研究はその発見にややおくれで開始され、鉱床の成因論が述べられるに至ったのは1893年である。

以来現在まで65年間にクロム鉱床に関する資料は著しく蓄積され、その成因に関する考察は内外の諸学者によって行なわれ、クロム鉱床の生成過程を説明するための多数の仮説が提出されている。著者はかつてこれらの仮説の変遷を年代順に概説したことがあるが、ここではそれぞれの仮説の時間的關係よりも、むしろ論理的な關係に基づいて、現在なお重要と思われる仮説をえらび、それらの相互關係を重点にして述べることとする。したがってここでは仮説に対する著者の評価が若干加えられている。

II. 1 変成分化説

フランスの De Launay (1893) によって提出された仮説で、クロム鉱床の成因論としてはもっとも古い。この仮説は蛇紋岩に胚胎する不規則塊状のクロム鉱床を対象として、その生成過程に説明を与えたものである。De Launay はクロム鉱床がとくに蛇紋岩に付随する場合の多いことに注意し、鉱床は橄欖岩が蛇紋岩化する過程において、橄欖岩中に含有していたクロム成分が一部に集積したものであろうと述べた。当時超塩基性岩に関する知識は乏しく、dunite, picrite, saxonite などの分類は行なわれているが、これらはいずれも一種の結晶片岩として考えられていた時期である。しかるにすでに蛇紋岩化作用を認め、さらに変成分化論の立場からクロム鉱床を論じていることは注目に値する。

この仮説は当時のクロム鉱床成因論としては支配的な役割を示したようにみうけられる。わが国のクロム鉱床に対する最初の成因説はこの考え方を基礎にしており、石川貞治 (1896) は北海道胆振地方のクロム鉱床の露頭について“鉱床は母岩の進入におくれ、橄欖岩が蛇紋岩に変質するに際して、母岩中からクロム成分を分離して二次的生成物として亀裂を充填したものである”と記述している。これはその後日高地方の鉱床に対しても岡村要蔵 (1911) によってふたたび同じ見解が述べられている。この仮説は後年岩漿分化論者によってしりぞけられるが、それは主として珪酸塩の熔融実験の結果に基づくのであって、上記の変成分化論の欠陥をとくに指摘しているわけではない。

P. Eskola (1933) は、Outokumpu の含クロム鉱物に関する研究に基づいて、クロムに二次的移動の可能性のあることを指摘した。この研究の概要は次のように要約される。“クロム鉄鉱・鉄尖晶石・クロム石榴石・堇泥石・クロム透輝石・クロム透角閃石・クロム雲母などが蛇紋岩体をはなれて、ドロマイトの岩体中あるいは銅鉱床中にあり、これらは従来熱水性鉱物とみられていたものであるが、このクロム成分は初成的には蛇紋岩中に鉱色素 (ore pigment) として 0.3% 内外含まれていたもので、交代作用の結果、これが蛇紋岩体の外側に排出されたものである。”この研究はクロム鉱床を対象としたものではないが、近代的な変成分化論の立場から、クロムの移動の可能性を説明した点でクロム鉱床の考え方に対しても重大な暗示を与えたものである。この種の研究は Lundegårdh (1949) らによって継承され、スウェーデンの変成岩・堆積岩中におけるクロム成分の二次的移動の問題も検討された。

上記のように地球化学的見地から検討された結果では、De Launay によるクロム鉱床の変成分化説は古典として興味があるばかりでなく、現在なお仮説として重要な意義を有するものと考えられる。

II. 2 岩漿分化説

クロム鉄鉱が橄欖石・輝石などの珪酸塩鉱物より早期あるいはそれと相前後して晶出し、岩体の一部に集積して鉱床を形成したと説明するもので、この仮説は J.H.L. Vogt (1894) によってはじめて提唱された。Vogt が取り扱ったノルウェーのクロム鉱床は縞状鉱床あるいは細粒斑状鉱を主体とする鉱床のようにみうけられるが、この考え方は当時としてはきわめて進歩的なものとして、かなり論議されたようである。Vogt の仮説は岩石の熔融実験を基礎にしたものであったが、この仮説は B. Baumgärtel (1904) その他によって否定され、ふたたび前記の変成分化説に戻ってしまった。この時期の変成分化説では、クロム成分は

初成的にはクロム透輝石のような珪酸塩鉱物として存在していたものと考えられている。ところが1907年、アメリカのカーネギー地球物理学実験所が開設されて以来、N.L. Bowen による徹底的な珪酸塩の熔融実験が行なわれた結果、超塩基性岩に対する考え方に一大変革をみた。Bowen (1917) は、超塩基性岩は一種の火成岩ではあるが、橄欖石の晶出温度のきわめて高い点を重視し、橄欖岩漿が液体であるためには、非常に高温を必要とするので、このような貫入相は考えられず、橄欖岩の進入機構は一般の火成岩の場合と区別し、玄武岩質岩漿または斑禰岩質岩漿から早期に晶出した橄欖石が一部に蓄積され、結晶集合体 (crystal mush) ともいうべき粥状物質となったものが地殻変動によって絞り出されたものと解釈した。そして超塩基性岩に付随するクロム鉄鉱は橄欖石と基性斜長石との交互反応によって生じた尖晶石が、温度の低下に従って逐次クロム成分に富むに至ったものと解した。

以上の仮説に対して Vogt (1918) は超塩基性岩を普通の火成岩と同様に液体岩漿としての進入機構によるものと主張した。それは橄欖岩中にやや多量の鉄成分があるので、融点が低いのであろうということであった。しかし Vogt の死後、Bowen と Schairer (1935) は $MgO-FeO-SiO_2$ 系の熔融実験を行ない、Vogt の説は否定されてしまった。

一方、W.N. Benson (1918) は蛇紋岩化作用について見解を述べ、板温石や温石綿を主体とする蛇紋岩は輝石橄欖岩が岩漿水によって変質をうけたものであり、これは輝石橄欖岩活動の一環として行なわれた自家変質作用であると考察している。この時期には蛇紋岩化に対してもクロム鉄床と同様に、正岩漿期の所産であるという見解が述べられていた。

後年、蛇紋岩化作用ならびにクロム鉄床の鉱化作用には熱水期に属するものもあるとの主張が容れられるようになるが、いわゆる縞状クロム鉄床に対しては、最近においてもなお正岩漿期の所産としての考え方が行なわれている。A.M. Bateman (1951), C.H. Smith (1953) らにより南アフリカの Bushveld 火成岩複合体やニューフォンドランドのアイランド湾火成岩複合体中のクロム鉄床の成因が述べられている。橄欖岩・斑禰岩・斜長岩などの岩類が互いに屑状となり大きい複合岩体をなしているものは、おそらく *in situ* の結晶作用によるもので、そのなかの特定の層準の部分 (斑禰岩と橄欖岩の接触部) にのみクロム鉄鉱の濃集する機構は、Al, Mg, Ca の量比が適当であるときに尖晶石族鉱物の格子の骨組みを生じ易く、この格子の欠陥 (trap) にクロムが入り込むであろうと推論している。縞状クロム鉄床の成因については、すでに加藤武夫 (1921), 木下亀城 (1945), A.L. Hall (1932), E. Sampson (1932) その他によって正岩漿期の岩漿分化鉄床としての説明が与えられて以来、大綱においてはほとんど変化をみない。

II. 3 熱水説

E. Sampson (1929, 1932) は、塊状クロム鉄床に対して正岩漿期に生成されたもののほか、熱水時代に生成されたもののあることを認め、重要なクロム鉄床はむしろ熱水性鉄床に属するのであろうという見解を述べた。Sampson はクロム鉄鉱は橄欖石よりも早期またはこれと同時に晶出しているが、橄欖石の晶出よりもおくれて、古銅輝石や斜長石とともに晶出する場合がある。しかしこれですべてのクロム成分の晶出が完了したわけではなく、残液中にはなお多量のクロム成分の移動が行なわれ、熱水液から直接クロム鉄床が形成されるのであり、この場合にははげしい蛇紋岩化作用を伴なう。この新学説は C.S. Ross (1929), J.T. Singewald (1929) などによって論議されたが、結局 Ross (1931) はこれを認め、クロム透輝石・クロム陽起石・クロム雲母・堇泥石のような含クロム珪酸塩鉱物は熱水溶液によって形成されたものであり、これと共存するクロム鉄鉱は熱水溶液起源とみるほかはないと述べている。

クロム鉄床の熱水説は日本の主要なクロム鉄床の成因にも適用され、中国地方のクロム鉄床に伴なう特殊な粘土は石川俊夫 (1939) により、静岡県朝比奈鉄山のクロム鉄床に伴なう方解石脈は木下亀城 (1939) により、それぞれ熱水性鉄床の性質を示すものとして説明が与えられた。

Sampson によって示されたこの画期的な成因論はクロム鉄床の問題にとどまらず、蛇紋岩化作用の問題においても画期的なことであった。

蛇紋岩化作用の問題については、古くは前述の W.N. Benson (1918) の説があり、また、後年 Du Rietz (1935), A.II. Philips (1936), H.H. Hess (1933, 1936, 1938), N.L. Bowen, O.F. Tuttle (1949) などにより論じられてはいるが、そのいずれもクロム鉍床の問題と切りはなして考察された。この点についての詳細は拙論 (1957) に述べておいたので、本篇では省略する。

鈴木醇 (1943) は、本邦各地のクロム鉍床について成因考察上重要な範例を数多く収集し、クロム鉍床の成因を次のように述べた。“クロム鉍床の重要なものは蛇紋岩中に不規則大塊を示すものであるが、これを構成するクロム鉄鉍は例外なく自形性を失ない破砕されていることが普通である。これは岩漿侵入の時期にはすでにクロム鉄鉍は晶出しており、それが侵入運動に当って相互に磨滅し合って自形性を失なったとみるべきで、クロム鉄鉍の晶出期は正岩漿時代に属するものと考えられるが、侵入の時期は種々の兆候からみて熱水時代とみることが適当である。”そしてさらに分化脈岩とクロム鉄鉍の関係を論じ、鉍床は分化脈岩におくられて生成されていることを明らかにした。この仮説は従来岩漿分化説と熱水説とを統一した点が注目される。

II. 4 再生説

橄欖岩あるいは蛇紋岩の造岩鉍物として存在していたクロム鉄鉍が、なんらかの作用によって再融、再沈殿、再配列し鉍床を形成するに至ったとする仮説であり、L.W. Fisher (1929) によって始めて提唱された。Fisher はこの再生作用は熱水溶液の媒介によって行なわれたものと考えている。斎藤昌之 (1956) は北海道のクロム鉍床について、鉍床が母岩の節理系の支配をうけている点を重視し、熱水溶液の媒介を否定し、母岩の固結期とクロム鉍床の生成時期は同一であり、既存のクロム鉄鉍が物理的あるいは機械的運動によって集積するに至ったものと述べた。著者 (1950) は鉍石組織の観察によってクロム鉍床には再生される場合のあることを認め、再生された部分は単にクロム鉄鉍が濃集するだけでなく、粗粒化し、かつ品位を向上していることを明らかにした。

II. 5 捕獲説

W.C. Stoll (1958) はフィリッピンのマシノロック鉍山のクロム鉍床について研究し、結論として塊状鉍体はゼノリスとして深部から saxonite の侵入によって上部へ運ばれたものとしている。また塊状鉍体の周辺にある斑状鉍部は塊状鉍がその生成後において地殻変動をうけ分断されて生じたものと考察している。さらに本鉍床を構成するクロム鉄鉍は $\text{Cr}_{41}\text{Al}_5(\text{Mg}_{74})$ の形式をとるが、Al, Mg の組成に富むことは橄欖石斑瀾岩と橄欖岩の反応で、温度の低下するにしたがって尖晶石の中に Cr 成分が混入し、逐次クロム鉄鉍に改変されたものと解した。

以上のようにクロム鉍床とくに蛇紋岩中に大塊をなして産する塊状鉍床に対して、その成因を説明した仮説はきわめて多くの観点から行なわれてきた。これらの仮説を概観するに、鉍床の示すいろいろの特性のなかの一面のみを捉えていることのために、仮説は多岐にわたり、その変遷には一貫性を欠いたものと思われる。

著者はクロム鉍床に関連のある種々の現象を、鉍床の生成発展の見地から検討し、おのおのの現象を生成段階に応じて系統的に体系化して説明することを試みたが、この試みは本論のおわりに詳述した。もとよりクロム鉍床の成因が近い将来解明されるとは考えていない。というのはクロム鉍床の生成過程は地殻深部の構成物質の物理化学的性質に関する知識なしには理解できないし、しかもこの点に関しての知識が不十分だからである。

III. 本邦超塩基性岩における Cr の配分量

Cr が橄欖岩あるいは蛇紋岩のような超塩基性岩中に卓越して存在することは古くから周知のことで、そ

の多くは含クロム尖晶石として母岩中に拡散または濃集して存在する。まれにはクロム透輝石・クロム雲母・クロム緑泥石(堇泥石)・クロム石榴石・クロム緑簾石のように珪酸塩鉱物として存在することもあるが、量的にみてもっとも重要なものは、クロム鉄鉱——ピコタイト系の含クロム尖晶石族鉱物と、橄欖石や輝石などの主要造岩鉱物中に微量成分として含まれている Cr であるといわれる。

V.M. Goldschmidt (1937) の計算によれば、Lapland において橄欖岩に含有されている Cr の量は平均 3,400 g/t であり、Th.G. Sahama (1945) の計算では 2,000 g/t 以上である。しかるにその主成分である橄欖石に含有されている Cr の量はわずかに 800 g/t ということであるから、Goldschmidt の値を基礎にした場合は約 2,600 g/t の Cr が尖晶石族鉱物の形で橄欖岩中に存在することになる。

現在までに計算された各種岩石中の Cr 量を第 1 表に、各種鉱物中の Cr 量を第 2 表に示す。また参考までに隕石中の Cr 量を第 3 表に示す。

第 1 表 Lapland における各種岩石中の Cr 配分量

	V.M. Goldschmidt (1937) の値	Th.G. Sahama (1945) の値
dunite	3,400 g/t	> 2,000 g/t
gabbro	340 g/t	410 g/t
diorite	68 g/t	nd
granite	2 g/t	2~6.8 g/t
nepheline syenite	0.7 g/t	200 g/t
quartzite	nd	68~200 g/t
phyllite	140 g/t	nd

第 2 表 Lapland における各種鉱物中の Cr 配分量

olivine	800 g/t (Wager & Mitchell, 1945)
augite	400 g/t (")
titaniferous magnetite	5,500 g/t (Landergren 1943-48)
magnetite	3,500 g/t (")
biotite	1,100 g/t (Bray, 1942)
muscovite	500 g/t (")

第 3 表 隕石中の Cr 配分量

troilite nodule (鉄隕石)	20,000 g/t (V.M. Goldschmidt, 1933)
troilite nodule (石質隕石)	1,000 g/t (" 1937)
silicate phase (石質隕石)	3,900 g/t (Merrill, 1916)
metal phase (石質隕石)	300 g/t (V.M. Goldschmidt & Peters, 1933)

量的にみてもっとも卓越しているのは鉄隕石中の単磁硫鉄鉱で、しかも Cr の存在形式が地球上では未知の sulfo-spinel (FeCr_2S_4) である。それはともかくとして、地殻における諸岩石中 Cr の配分がもっとも高いものは橄欖岩であり、斑禰岩・閃緑岩・花崗岩の順に配分率の低下を示している。これは岩漿の分化過程において Cr が早期に分離したことを示すものとして説明されている。

著者は本邦各地における種々の超塩基性岩について Cr の配分量と、その存在形式について検討したが、検討に当っては Cr の定量分析と鉱物の容量比測定とを併用した。分析は比色分析法および容量分析法による。分析精度の検定に当っては繰り返し分析法を用いた。その結果は次のとおりである。

n	Cr (%)	d	d^2
1	0.251	0.003	0.000009
2	0.247	0.001	0.000001
3	0.242	0.006	0.000036
4	0.260	0.012	0.000144
5	0.242	0.006	0.000036

$$S = \sqrt{\frac{\sum d^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{0.000226}{4}} = 0.0075$$

$$C = \frac{S}{\bar{x}} \times 100 = \frac{0.0075}{0.248} \times 100 = 3.0 (\%)$$

$$E = \frac{C}{\sqrt{n}} = \frac{3.0}{2.23} = 1.3 (\%)$$

n : 分析の回数

\bar{x} : 算術平均

d : 算術平均 (\bar{x}) と測定値 (x_n) との偏差

S : Standard deviation (標準偏差)

C : relative deviation (変動が測定値の何%になるか)

E : 算術平均の変動

以上のように、とくに $C=10\%$ 以内になるので、分析精度は良好と考え、桁数としては $0.0n\%$ までを用いることにした。

III. 1 橄欖岩の場合

III. 1. 1 幌満橄欖岩

幌満橄欖岩は日高変成帯の南端部に位置し、径 8 km にわたる大岩体である。この橄欖岩体は岩質が多様で、ダニ橄欖岩質のものから斑靄岩質のものに至る各種の岩相から構成されている。この地域の図幅調査に従事した舟橋三男・猪木幸男 (1956) は、本岩体を 4 岩相に区分しているが、ここでは便宜上、ダニ橄欖岩・輝石橄欖岩・斜長石含有橄欖岩 (斑靄岩) の 3 岩相に区別して、それらの亜相は上記 3 岩相に含めることにした。

本岩体は全域にわたって流理構造 (Plate 1-(1)(2)) が明らかで、岩石の構成鉱物の配列に方向性があり、上記の諸岩相が層状に交互に存在していることが特徴となっている。節理系構造の発達もよく、岩体の中央部にはドーム状構造の存在することが推定されている。

以下に各岩相の岩質について略述する。

ダニ橄欖岩相 (Plate 2-(3)) はほとんどが橄欖石からなり、少量の尖晶石・輝石類を伴っている。橄欖石は $0.1\sim 0.5\text{ mm}$ の不定形粒状で、 $2V=(+)86^\circ$ 内外で、波状消光を示す。尖晶石は褐色を呈し、ピコタイトの性質を示す。

輝石橄欖岩相 (Plate 2-(4)) は橄欖石を主とし、それにやや多量の斜方輝石・単斜輝石を伴ない、少量の尖晶石・斜長石を随伴する。橄欖石は $0.1\sim 0.5\text{ mm}$ の粒状ないし半自形で、 $2\Omega=80\sim 97^\circ$ の範囲で変化するが、 93° 内外の場合が多い。斜方輝石は全体の 25% を占め、 $0.5\sim 1.0\text{ mm}$ の半自形のものが多く $2V=(-)88^\circ$ 内外である。単斜輝石はおよそ 20% を占め、 $2V=(+)62^\circ$ 、 $C\wedge Z=39^\circ$ で、多色性を示さず無色である。斜長石はほとんど他形で、 0.1 mm 以下の微晶の集合で An_{55} 内外である。尖晶石は 0.1 mm 以下の他形結晶の集合で線状をなし、鏡下では褐色でピコタイトの性質を示している。

斑靄岩相 (Plate 2-(5)) は灰紫色をおびた岩石で、斜長石の溜りが帯状あるいは縞状をなしてその部分が優白質になっている。その幅は $5\sim 10\text{ mm}$ である。ここに $2\sim 3\text{ cm}$ に及ぶ巨晶の斜方輝石が含まれる場合

がある。組成鉱物は、橄欖石・斜長石・斜方輝石・単斜輝石・尖晶石および褐色角閃石で、橄欖石の量は全体のほぼ 50% である。その 2Ω は 102° 内外である。斜長石は一般に大形で $0.1\sim 0.5\text{ mm}$ を示し、An 65 内外である。斜方輝石は $2\Omega=104^\circ$ 内外と $2\Omega=82^\circ$ 内外の 2 種のものが認められる。前者は大体大形の結晶である。この結晶の中に尖晶石が入りこみ、ミルメカイト構造を示すことがある。単斜輝石は、ほとんど他の岩相の場合と区別なく、 $2V=(+)55^\circ$ 内外、 $CAZ=41^\circ$ である。尖晶石は斜長石の溜りの部分に含まれることが多く、 $0.1\sim 0.5\text{ mm}$ の大きさで、暗緑色ないし帯褐緑色でヘルシナイト質のものである。

上記の各岩相の総化学成分と、それぞれの岩相に伴なわれる尖晶石の化学成分を第 4 表、第 5 表に示す。

第 4 表 梶満橄欖岩の化学成分

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
SiO ₂	41.20	40.86	42.16	43.28	45.56
Al ₂ O ₃	1.31	1.89	3.69	5.69	15.68
Fe ₂ O ₃	0.86	2.59	2.72	1.72	4.89
TiO	tr.	tr.	tr.	0.08	0.56
CaO	1.96	2.72	5.38	9.56	13.40
MgO	48.81	45.15	38.69	32.80	7.46
Cr ₂ O ₃	0.43	0.17	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	tr.	0.07	—
Na ₂ O	—	—	0.58	0.50	2.11
K ₂ O	—	—	0.16	0.14	0.96
S	0.21	0.20	0.22	0.27	0.23
H ₂ O(+)	0.18	0.27	0.21	0.25	0.06
H ₂ O(-)	0.26	0.34	0.54	0.41	0.70
Total	99.73	99.73	99.91	99.91	99.88

分析：伊藤聰・山本利男

- (1) dunite (2) pyroxene bearing dunite (3) peridotite
(4) plagioclase bearing peridotite (5) gabbro

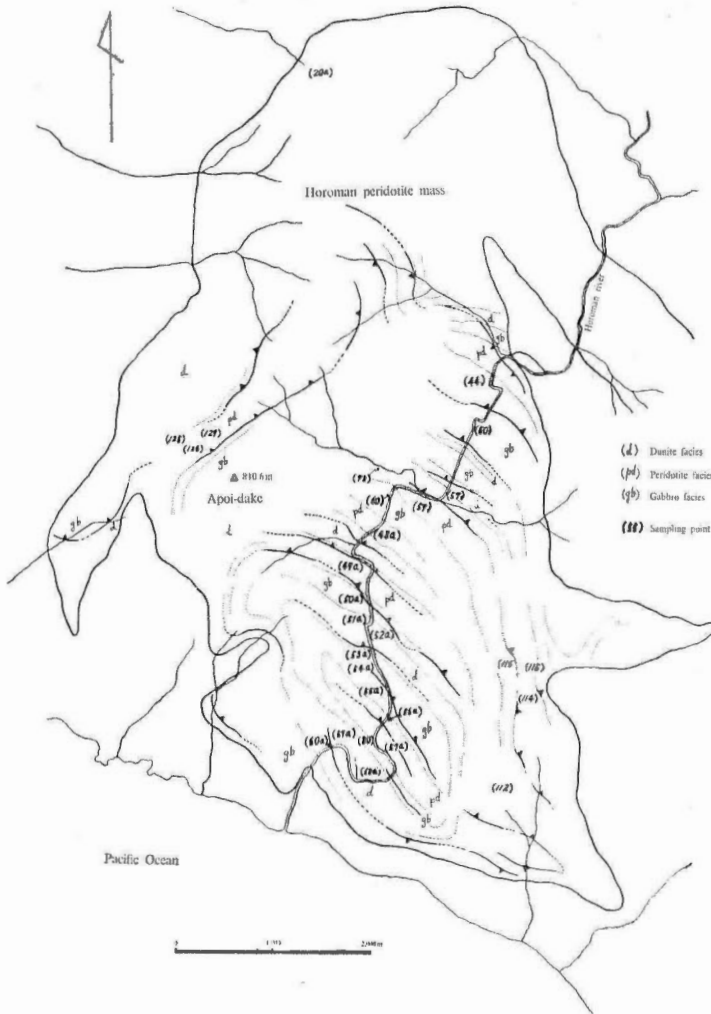
第 5 表 梶満橄欖岩に伴なう尖晶石の化学成分

	(1)	(2)
MgO	10.39	15.98
CaO	1.12	1.53
FeO	17.53	45.10
Al ₂ O ₃	44.95	16.53
Cr ₂ O ₃	25.47	19.92
Total	99.46	99.06

分析：番場和江

- (1) dunite に伴なう尖晶石
(2) plagioclase bearing peridotite に伴なう尖晶石

第 5 表に示してあるように、ダン橄欖岩相に伴なう尖晶石には 25.47% の Cr₂O₃ を、斑禰岩相に伴なう尖晶石には 19.92% の Cr₂O₃ を含有している。尖晶石の容量比測定からみちびいた本岩の Cr 配分量は上記の数値に基づいている。



第 2 図 幌満橄欖岩の構造、岩質ならびに試料採取地点見取図

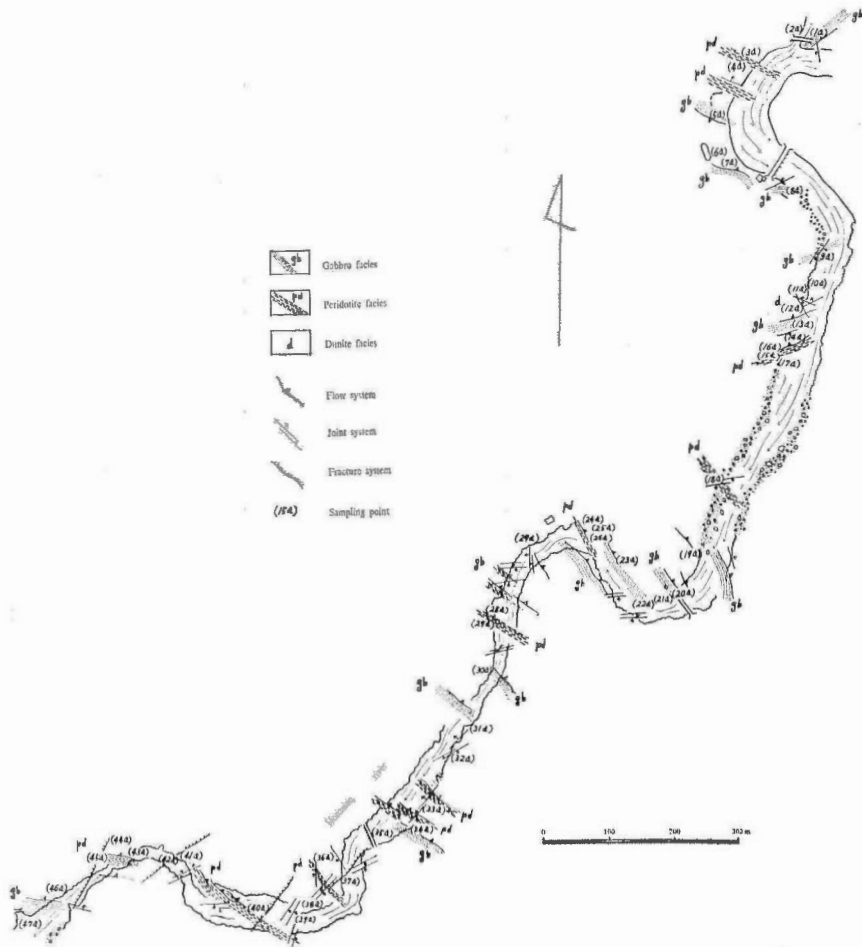
今回検討した幌満橄欖岩体における Cr の配分量は、第 2 図、第 3 図、第 6 表および第 7 表に示した。

上記のように、幌満橄欖岩における Cr の配分量は総平均として 2,000 g/t である。この数値はさきに述べた Goldschmidt の値 (3,600 g/t) を下回る値であり、本邦橄欖岩としても最小の数値である。本橄欖岩にはクロム鉱床を全然胚胎していない点はあわせて興味がある。

一方尖晶石の容量比測定から求めた数値は第 7 表に示したように、平均 2,500 g/t で分析結果と大差がない。したがって本橄欖岩の場合は珪酸塩鉱物中に含まれる Cr はきわめて微量と考えることができる。

III. 1. 2 岩内岳橄欖岩

北海道の日高・胆振地方に、クロム鉱床を胚胎し帯状に発達する蛇紋岩があるが、本蛇紋岩は沙流川中流の岩内岳付近で岩株状となり、蛇紋岩の分布の中心になっている。さらに岩株状蛇紋岩の中心には、蛇紋岩化をまぬかれた橄欖岩が露出している。これが岩内岳橄欖岩である。橄欖岩の分布範囲は長径約 1 km であ



第 3 図 概瀬川本流における構造・岩質ならびに試料採取点見取図

り、橄欖岩の周りは順次蛇紋岩化し、蛇紋岩に移行する。この橄欖岩体の一部には斜方輝石の規則正しく配列している部分があり、一種の流理構造が示されている。構造解析の結果、本岩体には $N20^{\circ}E$ 方向を軸とするゆるいドーム構造の存在することが考えられる。したがって、ここは層位的には周りの蛇紋岩化部分よりも深部と解することができる。岩質は輝石橄欖岩とダニ橄欖岩とが複雑に入組んだものである。そのいずれにも少量の尖晶石が伴なわれている。

橄欖石は粗粒 (5 mm)、中粒 (1 mm)、細粒 (0.1 mm) のものが区別される。いずれも他形粒状で、波状消光が著しい。一般に粗粒、中粒のものがモザイク状に集合したものであるが、橄欖石の波状消光のとくに著しいものに細粒の橄欖石が伴われる。この場合粗粒の橄欖石の周りに滑石化が行なわれている。細粒の橄欖石は粗粒のものが二次的に粒状化したものと解することが適当である。粗粒の橄欖石は $2V=90^{\circ}$ 前後であり、中粒の橄欖石は $2V=(-)84^{\circ}$ 前後を示している。

輝石はいずれも斜方輝石で、橄欖石のモザイク状集合の中に 5~8 mm の大きさで斑状となり、自形を示すものはない。結晶主軸にそって劈開が明らかで、複屈折低く、橄欖石とは容易に区別される。斜方輝石晶出の時期は粗粒橄欖石と区別しがたい。橄欖石に波状消光の著しいもののあることを述べたが、そこに伴

第 6 表 幌満橄欖岩における Cr 配分量

試料番号	Cr (%)	試料番号	Cr (%)	試料番号	Cr (%)	試料番号	Cr (%)
1 a	0.04	16 a	0.35	31 a	0.19	46 a	0.19
2 a	0.69	17 a	0.14	32 a	0.17	47 a	0.17
3 a	0.50	18 a	0.23	33 a	0.21	48 a	0.23
4 a	0.22	19 a	0.16	34 a	tr.	49 a	0.30
5 a	0.44	20 a	0.48	35 a	0.06	50 a	0.24
6 a	tr.	21 a	0.19	36 a	0.26	51 a	0.38
7 a	0.22	22 a	0.16	37 a	0.26	52 a	0.16
8 a	0.05	23 a	0.21	38 a	0.23	53 a	0.17
9 a	0.40	24 a	0.16	39 a	0.57	54 a	0.12
10 a	0.40	25 a	0.21	40 a	0.09	55 a	0.17
11 a	0.64	26 a	0.15	41 a	0.13	56 a	0.25
12 a	0.12	27 a	0.16	42 a	0.14	57 a	0.22
13 a	0.02	28 a	0.16	43 a	0.17	58 a	0.14
14 a	0.22	29 a	0.29	44 a	0.12	59 a	0.03
15 a	0.18	30 a	0.17	45 a	0.06	60 a	0.14

平均 0.215%

分析：稲田 武

第 7 表 幌満橄欖岩の鉱物容量比から求めた Cr 配分量

試料番号	尖晶石の容量比	尖晶石の重量比	Cr (%)
20	1.77	2.53	0.44
42	0.82	1.18	0.20
45	2.98	4.27	0.58*
50	2.30	3.26	0.44*
57	0.62	0.89	0.15
59	0.48	0.69	0.12
60	0.94	1.35	0.23
74	4.00	5.72	0.99
80	0.60	0.87	0.15
112	0.30	0.44	0.07
114	1.48	2.12	0.36
115	0.98	1.40	0.24*
116A	1.21	1.73	0.23*
116B	0.41	0.59	0.10
125	0.60	0.86	0.15
126	0.62	0.89	0.15
129	1.68	2.41	0.32*

平均 0.25%

* 尖晶石中の Cr_2O_3 : 19.92% その他 : 25.46%

測定：番場猛夫

第 8 表 岩内岳橄欖岩の化学成分

	(1)	(2)	(3)
SiO ₂	39.82	42.16	43.12
Al ₂ O ₃	2.50	3.58	4.06
Fe ₂ O ₃	8.52	9.48	9.35
MgO	46.65	40.25	40.01
CaO	0.20	0.50	0.96
H ₂ O(+)	0.62	0.36	—
H ₂ O(-)	0.45	1.95	0.96
CO ₂	—	—	0.41
Cr ₂ O ₃	0.78	0.72	0.82
NiO	0.35	0.38	0.30
Total	99.89	99.38	99.99

(1), (2), (3) いずれも試みの一塊

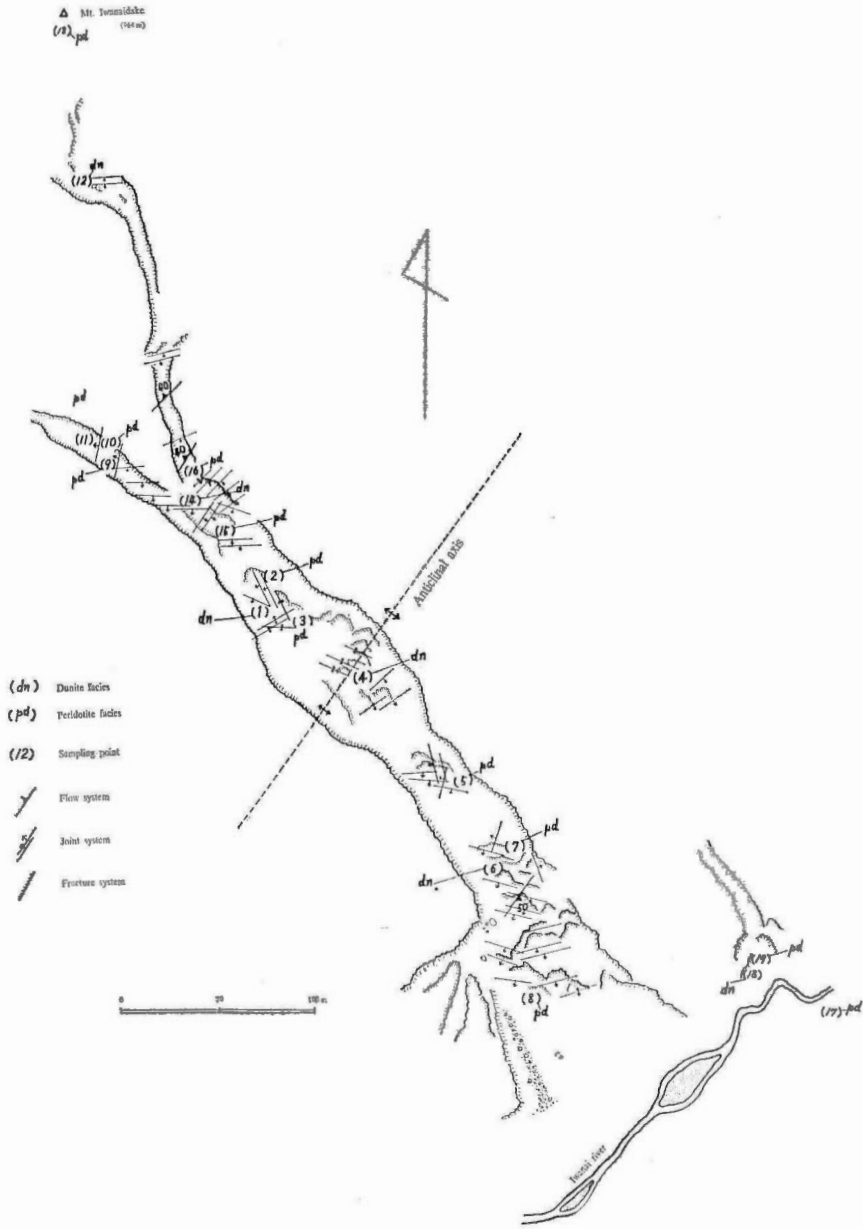
分析：明治鋳業株式会社

第 9 表 岩内岳橄欖岩における Cr 配分量

試料番号	尖晶石の容量比 (重量比)	重量比から求めた Cr (%)	分析による Cr (%)
1	0.50 (0.70)	0.21	0.69
2	1.18 (1.70)	0.52	0.55
3	1.14 (1.62)	0.52	0.55
4	1.14 (1.62)	0.52	0.52
5	1.14 (1.62)	0.52	0.79
6	0.12 (0.17)	0.05	0.10
7	0.69 (0.98)	0.31	0.62
8	1.79 (2.49)	1.00	0.97
9	1.22 (1.70)	0.56	0.41
10	1.54 (2.19)	0.70	0.95
11	1.10 (1.54)	0.47	0.41
12	1.10 (1.54)	0.47	0.45
13	0.91 (1.28)	0.41	0.48
14	1.10 (1.54)	0.47	0.55
15	1.10 (1.54)	0.47	0.45
16	1.14 (1.62)	0.52	0.90
17	1.10 (1.56)	0.50	0.59
18	0.77 (1.10)	0.35	0.31
19	0.58 (0.82)	0.26	0.45
平均		0.47	0.51

* 尖晶石中の Cr₂O₃ : 45.71%
 その他 : 47.11%

測定：番場猛夫
 分析：稲田 武



第 4 図 岩内岳橄欖岩の構造・岩質ならびに試料採取点見取図

なわれる斜方輝石は著しく撓曲し、主軸にそった劈開がS字状を呈している場合がある。

尖晶石には完全白形のものと同規則他形をなすものがある。もちろん例外はあるが、一般に白形尖晶石はダグ橄欖岩質の部分に伴うことが多い。結晶の大きさは0.1~0.5 mmである。白形尖晶石(Plate 3-(7))には約45%の Cr_2O_3 が、他形尖晶石には約47%の Cr_2O_3 が検出されている。本橄欖岩に関する分析値を第8表に示す。

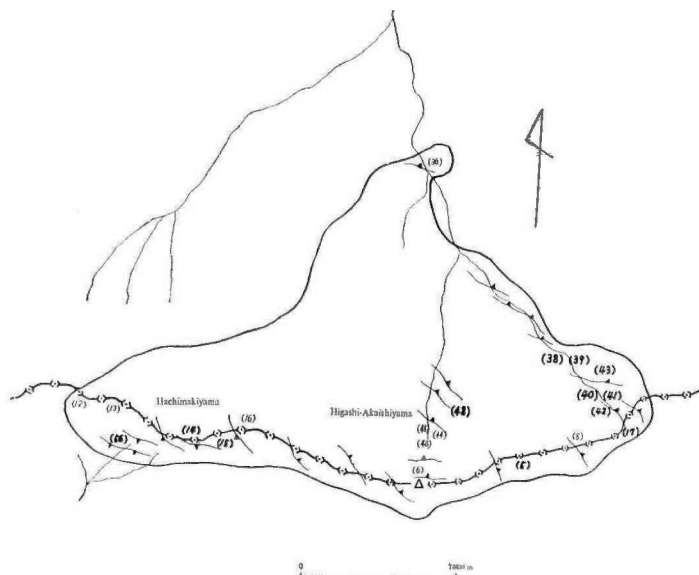
上記の尖晶石の容量比、それからみちびかれたCr量を第9表に示す。本表には化学分析の結果もあわせて付した。

表示してあるようにこの橄欖岩体には約5,000 g/tのCrが配分されていることになる。

第4図は分析試料の採取地点ならびに構造とを示したものである。

III. 1. 3 東赤石山橄欖岩

東赤石山は愛媛県宇摩郡関川村に存し、海拔1706.9 mの高峰である。ここには稜線にそって東西2.5 km、北方斜面に向けて約2 kmの範囲に橄欖岩が露出している。産状は第5図のように扇形を示す。



第5図 東赤石山橄欖岩の構造、試料採取点見取図

この岩体の侵入位置は三波川帯で点紋千枚岩質片岩と角閃岩との境界付近である。この付近の地質構造は小島丈児・秀敬(1953)らによって詳しく検討され、南方におしかぶさる褶曲構造の中に橄欖岩がたたみ込まれたものと考えられている。この考えに従えば、この橄欖岩体は初めの侵入位置からはげしく移動し、その結果現在みられるような産状を呈するに至ったもので、進入体としての上下関係を解析することは困難である。

しかしながらこの岩体には、ほとんどいたるところに明瞭な流理構造が示されており、造岩鉱物の配列にみごとな規則性を認めることができる。流理面の測定結果は第5図のように、岩体の東部では角閃岩の片理に平行して $\text{N}45^\circ\text{W} \cdot 50 \sim 60^\circ\text{NE}$ の走向傾斜を示しているが、西部では $\text{EW} \sim \text{N}30^\circ\text{W} \cdot 50^\circ\text{SW}$ の走向傾斜を示している。しかし鉢巻山と東赤石山との中間の位置に走向南北、垂直に傾斜する流理面が発達しているため、全体をドーム構造とみるよりは2つの岩体がここに集結しているとみた方が適当で、東部の岩体を赤石岩体、西部のものを鉢巻山岩体と命名して、両者を岩体の単元として区別した。

(1) 赤石岩体

ここには橄欖岩・輝石橄欖岩・角閃石橄欖岩のほか、榴輝岩や輝岩と互層状に発達する特殊な橄欖岩があり、また縞状クロム鉱床を胚胎している部分もあり、岩質の変化は著しい。ダン橄欖岩は東赤石山の山頂付近からこの岩体の中央をへて、その北東方にわたり、広く分布し縞状クロム鉱床の母体となっている。流理面とそれを垂直に切る節理 (cross joint) の発達が顕著である。この岩相には尖晶石がほぼ均等に含有されている。尖晶石は不定形で 1 mm 内外の大きさを示し、薄片ではチョコレート色を呈する。橄欖石は 0.3 mm で等粒粒状組織を示し $2V = (+)70^\circ$ の値を示している。

輝石橄欖岩は 2 mm 前後の単斜輝石を伴ない、野外では緑色の斑晶となっているが、鏡下では無色、 $CAZ = 40^\circ$ である。橄欖石は 0.3 mm 内外の粒状他形で $2V = (-)75^\circ$ を示す。

角閃石橄欖岩は前記 2 種の岩石が角閃石化をうけ、1~2 mm の針状角閃石 (cummingtonite) が橄欖石・輝石の一部を交代したもので東部に発達する。これは一種の蛇紋岩化とみることが適当である (Plate 3-(10))。この付近には榴輝岩 (Plate 12-(43)) が露出し、しばしば橄欖岩と縞状に互層する。

(2) 鉢巻山岩体

ここでは輝石橄欖岩が主体となり、ダン橄欖岩は比較的乏しい。

ダン橄欖岩には尖晶石が少量伴なわれ、流理構造が明らかである。橄欖石は鏡下で 0.1~0.3 mm の粒状不定形で $2V = 90^\circ$ である。

輝石橄欖岩は鉢巻山の頂上付近から西方一帯を占め、露出ではやや剝理性が著しい。輝石は緑色で 2 mm 内外である。ここでも岩体の西縁部は角閃石化を蒙っている。

(3) 両岩体の岩質の比較

以上に両岩体について概略を記載したが、とくに化学的性質について比較すると、赤石岩体と鉢巻山岩体とでは、後者が珪酸にとみアルミナに乏しい。また両岩体に付随している造岩鉱物の尖晶石は第 11 表のような組成を示している。赤石岩体の尖晶石はいずれも Cr に富み、Al, Fe に乏しいが、鉢巻山岩体の尖晶石は Cr に乏しい。さらに尖晶石の配分量は赤石岩体が鉢巻山岩体よりも卓越しているのであるから (第 12 表)、Cr の配分は赤石岩体に著しいと考えることができる。また縞状鉱床はほとんどが赤石岩体に胚胎しているのであるから、赤石岩体はその分だけさらに Cr 量にとむとみることができる。

岩体の各部より採取した試料について尖晶石の容量比、化学分析によって決定した Cr 量は第 12 表に示すとおりで、赤石岩体の場合が平均 9,000 g/t、鉢巻山岩体の場合が 3,000 g/t である。

第 10 表 東赤石山橄欖岩の化学成分

	(1)	(2)
SiO ₂	41.34	45.31
TiO ₂	0.11	0.22
Al ₂ O ₃	7.21	3.71
Fe ₂ O ₃	1.11	0.61
FeO	4.89	6.62
MgO	43.42	41.48
CaO	1.51	0.99
H ₂ O(+)	1.06	1.49
H ₂ O(-)	0.08	0.14
Total	100.73	100.57

分析：山下淑江

(1) 赤石岩体 (2) 鉢巻山岩体

第 11 表 東赤石山橄欖岩に伴なう尖晶石の化学成分

	(1)	(2)	(3)
MgO	3.51	7.51	5.18
FeC	28.76	40.73	28.96
Al ₂ O ₃	21.16	31.04	14.79
Cr ₂ O ₃	44.62	16.29	47.96
Total	98.05	95.57	96.89

分析：番場猛夫

- (1) 砂岩岩体に伴なうもの (2) 鉢巻山岩体に伴なうもの
 (3) 縞状鉄鉱石を構成するもの

第 12 表 東赤石山橄欖岩における Cr 配分量

試料番号	尖晶石の容量比 (重量比)	重量比から求めた Cr (%)	分析で求めた Cr (%)
5	1.17 (1.65)	0.41	nd
14*	1.68 (2.82)	0.32	nd
15*	1.30 (1.85)	0.21	nd
17	2.31 (3.30)	1.01	0.94
38	2.46 (3.52)	1.07	nd
39	2.32 (3.32)	1.01	1.26
40	1.75 (3.10)	0.80	0.57
41	4.77 (6.97)	2.13	nd
42	2.88 (4.14)	1.26	0.82
43	3.70 (5.36)	1.63	nd
48	2.88 (4.14)	1.26	1.07
56*	2.88 (4.14)	0.46	nd
平均		0.90	0.93

* 尖晶石中の Cr₂O₃ : 16.29% 他は 44.62%測定：番場猛夫
分析：稲田 武

(4) 縞状クロム鉄鉱石における Cr の配分上の特徴

いわゆる赤石鉄山のクロム鉄鉱石は、上記の橄欖岩の一部にクロム鉄鉱石が縞状に濃集したもので、鉄鉱石の構造は母岩の流理構造と一致している。濃集部分は 1mm の厚さのものから 0.5m に及ぶものまであり、それらが幾重にも互層状となって、黒色の部分 (クロム鉄鉱石濃集部) と褐色部 (橄欖岩) の縞をつくっている (Plate 17-(57))。

クロム鉄鉱石の濃集している部分は例外なく蛇紋岩化し、そこに介在しているクロム鉄鉱石は 0.1mm の細粒のものと、1mm の粗粒のものから構成されている (Plate 7-(23)(24))。この部分のクロム鉄鉱石には 47.96% の Cr₂O₃ が含有されている。

一方褐色部は蛇紋岩化をほとんど蒙らず、そこに少量のクロム鉄鉱石を介在している。このクロム鉄鉱石は 40.56% の Cr₂O₃ を含有し、前記の濃集部分を構成するクロム鉄鉱石よりも Cr の含有量が低い。

III. 1. 4 水田橄欖岩

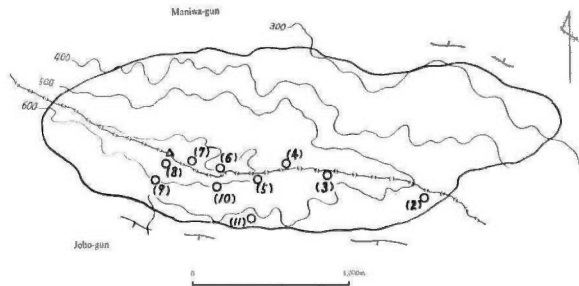
水田橄欖岩体は岡山県上房郡と 同県真庭郡の分水嶺の一部を構成するレンズ状の小岩体で長径わずかに 3 km である。被侵入岩は緑色片岩でこれは角閃石・絹雲母・石英を主成分としている。橄欖岩体はこの緑色片岩に対して整合的に東西方向に伸長している。緑色片岩は本橄欖岩体の北側においても南側においても上盤となっているので、本橄欖岩体を中心にして背斜構造の存在を考えることができる。したがってここでは、山頂付近が構造的には最深部と解せられる。

この橄欖岩体は北側で蛇紋岩化を強くうけ、ここには小規模ではあるが塊状のクロム鉱床が 2, 3 賦存している。一方南側においては新鮮な橄欖岩としての状態をとどめ (Plate 3-(9)), ここでは小規模な細粒斑状鉱あるいは縞状鉱 (Plate 17-(58)) からなるクロム鉱床を胚胎しており、分水嶺の両側 (北東方および南西方) に、それぞれ異型のクロム鉱床が賦存している。

本岩体の各部から採取した試料について Cr の含有量を測定した結果、第 13 表に示したように平均 7,000 g/t の Cr を含有していることが明らかになった。

鉱床から離れ、山頂付近とくに海拔 600 m を超えた部分では Cr の含有量が激減していることは興味がある。

中国地方の鳥取・岡山・広島三県地区のクロム鉱床地帯の南端部にかような岩質ならびに鉱床型式を示すものがあることは注目すべきであり、いわゆる中国地方の蛇紋岩ならびに鉱床の原型ともいべきものをここに窺い求めることができる。



第 6 図 水田橄欖岩と周辺母岩の構造および試料採取点見取図

第 13 表 水田橄欖岩における Cr 配分量

試料番号	Cr (%)
2	0.72
3	1.80
4	0.97
5	0.24
6	0.52
7	0.55
8	0.06
9	0.72
10	0.69
11	0.65
平均	0.69

分析：稲田 武

III. 2 蛇紋岩の場合

III. 2. 1 北海道日高・胆振地方の蛇紋岩

北海道の塊状クロム鉱床の母体をなすもので、日高国沙流川・胆振国鶴川の中流流域に広大な面積を占めてU字状に発達する。本岩体の中心部に岩内岳橄欖岩があり、その部分は本岩体の深部相を示すものであることはすでに述べたとおりである。

この橄欖岩体は岩質上、ダン橄欖岩起源 (dunite serpentinite) のものと輝石橄欖岩起源 (peridotite-serpentinite) のものと2大別される。前者には造岩鉱物として少量のクロム鉄鉱が含有されていることが普通であるが、後者にはクロム鉄鉱の認められることが少ない。前記の岩内岳橄欖岩の場合にはいずれの岩相にも、少量ではあるが均等な割合をもってクロム鉄鉱の含有されていることを述べておいたが、その周りの蛇紋岩化部分においてはクロム鉄鉱の配分状態が上記のように変化している。

岩内岳橄欖岩がその周りで漸次蛇紋岩に移化してゆく状態は Plate 4-(11, 12, 13, 14) などに示したが、低度に蛇紋岩化をうけている段階では橄欖岩は網状に交代され (Plate 4-(11)), つぎの段階ではわずかに橄欖石の残品をとどめる程度 (Plate 4-(12)) になり、さらに橄欖石の消失する段階 (Plate 4-(13)) に進み、いわゆる節状構造 (mesh-structure) を形成する。この段階においても岩質が塊状である場合には、判然と粒状の石理を保存している。しかしこの石理は橄欖岩本来の石理とみるよりは、網状に蛇紋岩化された時期の石理とみた方がよい。というのはこの石理に示される粒度は橄欖石の粒度よりはるかに微細で、前述の網状に交代された段階の石理と一致している点が多いからである。したがって蛇紋岩化には少なくとも2時期があって、ある部分は重複して蛇紋岩化をうけたものと考えることができる。

著者は便宜上、一般の蛇紋石を α 型^{注1)} とよび、重複して蛇紋岩化をうけ、繊維状あるいは超微粒となった特殊な蛇紋石を一括して β 型^{注1)} とよぶことにする。両者についての検討結果の詳細は後章において述べるが、これらはその結晶構造を異にし、前者は二次元格子、後者は三次元格子を構成している。

いずれにしても蛇紋岩化が完全に行なわれ、橄欖石が消失する段階では、造岩鉱物として付随するクロム鉄鉱はしばしば微結晶に分解して結晶個体が散乱し、鉱物容量比を求めることが不可能である。これらがさらに片状化している場合は測定がますます困難になることは論をまたない。したがって蛇紋岩中の Cr の配分量の測定にあたっては鉱物容量比の測定は行なわず、もっぱら化学分析を用いた。

今回岩体各部から採集した岩片について Cr の含有率を検討した結果は第14表に示すように、平均 8,500 g/t の数値がえられた。ここで興味あることは、ダン橄欖岩起源の場合は Cr の含有がとくに高く、輝石橄欖岩起源の場合には Cr に乏しく、その比率はほぼ 3~4 倍となっていることである。

第14表 北海道日高・胆振地方の蛇紋岩における Cr 配分量

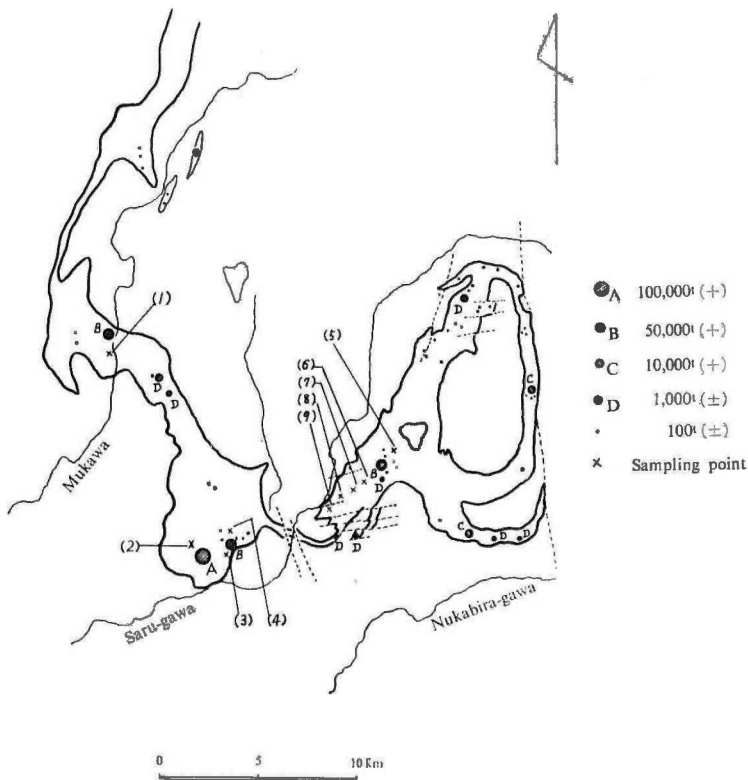
試料番号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	平均
Cr (%)	0.38	0.31	0.57	0.38	1.44	1.25	0.57	1.52	0.76	1.37	0.859

分析：稲田 武

同一岩体における Cr の不均等な配分が初生的なものかあるいは二次的なものかいまのところわからないが、一般に Cr は橄欖岩体ではほぼ均等の割合をもって配分され、蛇紋岩体では不均等である場合が多いことは注目すべきである。

本蛇紋岩体の深部を構成する岩内岳橄欖岩では Cr の含有量は平均 5,000 g/t であり、両者の間には著しい Cr の配分差が認められた。同一岩体でありながら、中央部の岩内岳には重要なクロム鉱床を賦存せず、周囲の蛇紋岩化部分が鉱床の賦存圏となっていることはあわせて興味があるというべきである。

注1) 蛇紋石を α 型、 β 型などに分類することは古くから試みられており、日本では石川俊夫が兵庫県関の宮地方のクロム鉱床に付随するものを β 型あるいは γ 型とし、一般の蛇紋石を α 型とし、これらを区別したが、石川は鉱物の屈折率の差について検討している。



第 7 図 北海道日高・胆振地区蛇紋岩およびクロム鉄鉱の分布ならびに試料採取点見取図

III. 2. 2 北海道石狩・天塩・北見地方の蛇紋岩

すでに述べたように、北海道中央北部には砂クロム鉄鉱が賦存するが、本鉄鉱の分布は石狩・天塩・北見の三国にまたがり、重要な鉄鉱は石狩国雨竜郡と天塩国上川郡との分水嶺をとりまく範囲と、北見国枝幸郡と天塩国天塩郡との分水嶺をとりまく範囲の2地区に賦存している。

上記の分水嶺はいずれも蛇紋岩で構成され、これに源を発する河川の流域が鉄鉱賦存地帯となっている。

鉄鉱は沖積層中または洪積層中にあり、とくに砂礫層中に良好な部分がある。富鉄部は重量比にして約2~3%のクロム鉄鉱を含有する。このクロム鉄鉱は一般に1mmの細粒で、やや円磨されてはいるが、八面体の結晶形を保存している場合が多い。このクロム鉄鉱は背後の蛇紋岩から供給をうけたものと信じられているが、鉄鉱の背後に現在露出している蛇紋岩には鉄鉱の根源と目されるような岩質のものを広くみることはできない。

幌加内村沼牛地区・士別市温根別地区・間寒別地区・中頓別地区などの砂クロム鉄鉱の背後に露出する蛇紋岩にはあまりクロム鉄鉱が含有されていない。しかしながら幌加内村政和地区では砂クロム鉄鉱背後の蛇紋岩に造岩鉄物としてかなり多量の自形クロム鉄鉱が含有されているが、ここは海拔500~600mの稜線に近い高所である。政和地区の山麓に発達する洪積層中の蛇紋岩礫は岩質が脆弱で、すでにかかなり風化しているが、この礫中には多量の自形クロム鉄鉱が介在しており、砂クロム鉄鉱の根源となった蛇紋岩の特質を示している。また沼牛地区の砂クロム鉄鉱は山麓部に扇状に広がる崩壊堆積層中にあるが、本層を構成する礫は閃緑岩の角礫のみで、蛇紋岩の礫は認められない。この角礫層のマトリックスは粘土状の蛇紋岩で構成され、その中に2~5%の自形クロム鉄鉱が介在している。このクロム鉄鉱は上記マトリックス中に均等に含有され、二次的に淘汰選別された形跡が認められない。したがってこのマトリックスは片状ないしは粘土

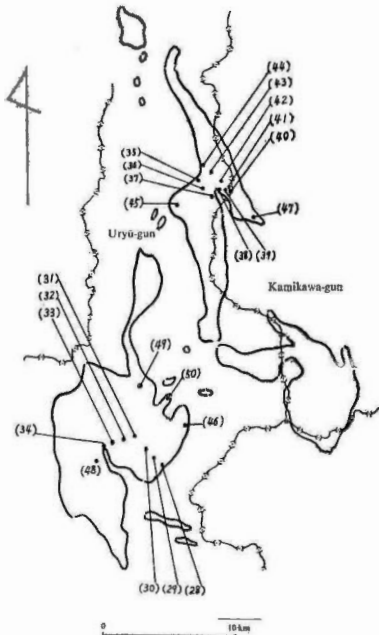
化した蛇紋岩とみることが適当である。一方この扇状崩壊物層の末端部は逐次流水の影響をうけた形跡が認められ、重鉱物が二次的に綫状に配列したり、基盤近くに濃集する状態が認められる。

砂クロム鉄鉱の成因を、単に背後の蛇紋岩の風化分解と淘汰選別によるとみるよりは、クロム鉄鉱がかなり多量に含有する特殊な相がその根源となったと考えることが適当で、現在露出している蛇紋岩の上位にはかつて細粒自形のクロム鉄鉱にとんだ特殊な蛇紋岩が存在していたとみるほかはない。蛇紋岩の周りに発達する洪積層または沖積層中にほとんどクロム鉄鉱を含有していない場合のしばしばあることは、上記の問題とあわせて興味がある。

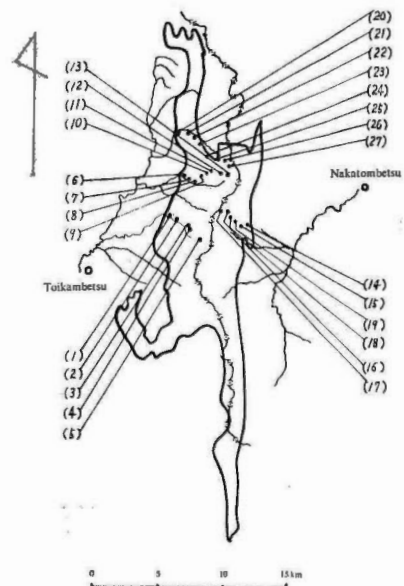
つぎに天塩・北見の国境付近の砂クロム鉄鉱床は段丘礫層中のみ良好の砂クロムを産し、蛇紋岩に源を発する河川の流域の沖積地には漂砂磁鉄鉱が濃集するが、そこには砂クロムはほとんどみられない。以上のように本地区の第四系堆積物中の重鉱物は堆積の段階に応じて内容を異にし、古い時代の崩壊堆積物にはクロム鉄鉱を含有するが、より新しい崩壊堆積物には前者を欠き、磁鉄鉱が卓越するようになる。これは明らかに背後の蛇紋岩は崩壊以前において最上部がクロム鉄鉱を含有した岩相であり、その下部に磁鉄鉱を含有した岩相が存在していたことを示すものである。現在露出している蛇紋岩はほとんど重鉱物を含有していない。著者はこれを不毛蛇紋岩 (barren serpentinite) と命名した。さきに述べた雨竜・上川地方の砂クロム鉄鉱床地帯では和寒地区背後の蛇紋岩中にかなり多量の磁鉄鉱が含有されているので、あわせて興味があるといわなければならない。

石狩・天塩・北見地方の蛇紋岩の岩質は一般に塊状で、片状化または粘土化したものに乏しい。しかし蛇紋岩化作用はほぼ完全で、橄欖石や輝石の残晶は少量である。斜方輝石から変化したとみられる絹布石の量比はさまざまで、天北地区には多量の絹布石を伴ないその量が 90% 以上に及ぶことがある (Plate 5-(15)(16))。また和寒地区には蛇紋岩の一部に綫状を呈して斑瀾岩質の部分の伴ない流理構造を示している場合がある (Plate 6-(22))。

今回上記岩体の各部より採取したものについて Cr の含有量を検討したところ、天北地区の蛇紋岩には平均 4,400 g/t の Cr を、雨竜上川地区の蛇紋岩には、浅羽山では平均 2,300 g/t、政和地区では平均 5,200



第8図 北海道上川・雨竜地区蛇紋岩の分布ならびに試料採取点見取図



第9図 北海道天塩・枝幸地区蛇紋岩の分布ならびに試料採取点見取図

g/t, その他の地区では平均 3,800 g/t の Cr をそれぞれ含有することが明らかになった。このうち政和地区の場合は山頂部において Cr 量が飛躍的に増大し, 11,000 g/t を示したことは注目すべきである。

試料の採取地点を第 8・9 図に, 分析結果を第 15 表に示すが, 一般にクロム鉱床を胚胎している蛇紋岩・橄欖岩の場合に較べて Cr 含有量が乏しくなっている。

第 15 表 石狩・天塩・北見地方の蛇紋岩における Cr 配分量

(A) 枝幸・天塩地区		(B) 上川・両竜地区	
試料番号	Cr (%)	試料番号	Cr (%)
1	0.76	28	0.12
2	0.53	29	0.21
3	0.49	30	0
4	0.40	31	0.25
5	0.83	32	0.77
6	0.23	33	0.12
7	0.36	34	0.12
8	0.58	35	0.04
9	0.55	36	0.21
10	0.68	37	0.25
11	0.23	38	0.77
12	0.31	39	0.47
13	0.31	40	1.16
14	0.18	41	1.12
15	0.31	42	0.42
16	0.56	43	0.12
17	0.43	44	0.60
18	0.58	45	0.38
19	0.49	46	0.38
20	0.54	47	0.21
21	0.45	48	0.25
22	0.34		
23	0.23		
24	0.36		
25	0.33		
26	0.58		
27	0.40		
平均	0.447		0.386

分析: 稲田 武

北海道中央地帯の北部は南部の石狩炭田地区に比較して, 第三紀以降の擾乱が弱く, 地層の褶曲にもあまり著しいものが認められていない。したがって現在の蛇紋岩の上下関係はほぼ岩体生成当時の上下関係をあらかずものと解されるので, 構造解析の結論として蛇紋岩体における Cr の配分は上部で著しかったとみることができる。

砂クロム鉱床の生成ならびに砂鉄の介在はかような過去の地球化学的背景によってもたらされたものと考えることができる。

III. 2. 3 鳥取・岡山・広島三県地区の蛇紋岩

第 17 図に示してあるように、上記三県の県境付近には古生層粘板岩を貫くレンズ状の蛇紋岩が多数発達する。この岩体には規模の大小、質の良否はあるが、いずれにもクロム鉱床を胚胎している。とくに多里付近の蛇紋岩体には広瀬・若松・日野上各鉱山があり、本邦屈指のクロム鉱床が賦存している。また地域の中央部の蛇紋岩体には高瀬鉱山があり、本鉱山のクロム鉱床は小規模ながら比較的高品位で、鉱石は Cr_2O_3 で 40% またはそれ以上を示し、本地方としては最高品位を示すものとして注目されている。

本地方の蛇紋岩はダン橄欖岩起源 (dunite-serpentinite) のものと、輝石橄欖岩起源 (peridotite-serpentinite) のもののほか、しばしば直閃石の針状結晶を伴うものがある (Plate 6-(19))。蛇紋岩化の程度はいろいろで、橄欖石の残晶を 50% 残存している程度のものから、橄欖石を完全に消失しているものまでがある。橄欖石は $2V=80\sim 90^\circ$ で、ほとんど苦土橄欖石の性質を示している。クロム尖晶石ないしはクロム鉄鉱が造岩鉱物として付随する場合が多いが、微結晶が墨流し状となり、あるいは鉱色素 (ore pigments) 状となっており、本鉱物の容量比の測定はほとんど不可能である。二次的に片状化したものは少なく、ほとんど塊状

第 16 表 中国地方 3 県地区の蛇紋岩における Cr 配分量

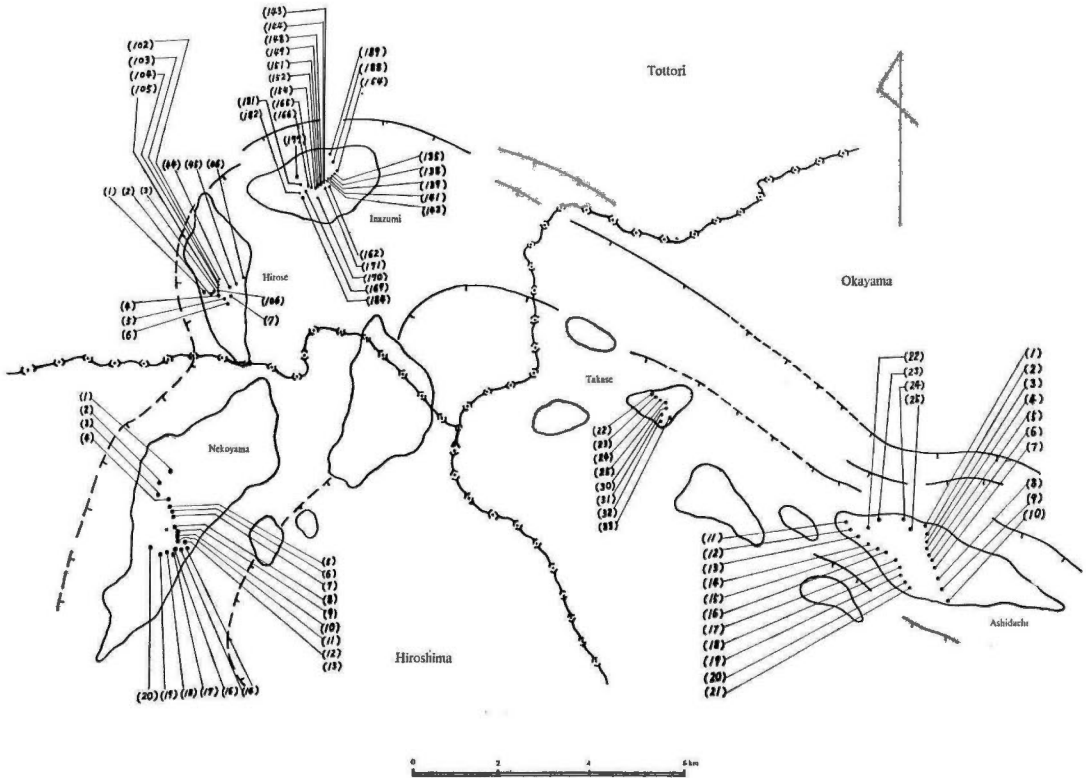
多 里 地 区				猫 山 地 区		足 立 地 区		高 瀬 地 区	
試料番号	Cr (%)	試料番号	Cr (%)	試料番号	Cr (%)	試料番号	Cr (%)	試料番号	Cr (%)
1	0.52	138	0.38	1	0.41	1	1.06	1	0.48
2	0.86	139	0.86	2	0.38	2	nd	2	0.45
3	0.45	141	0.41	3	0.41	3	tr.	3	0.97
5	0.83	142	1.14	4	0.38	4	0.69	4	nd
6	0.39	143	0.48	5	0.85	5	0.55	5	nd
7	0.24	144	0.41	6	0.48	6	0.86	6	nd
44	0.52	148	1.42	7	0.52	7	0.13	7	0.86
45	0.41	149	1.59	8	nd	8	0.10	8	0.38
46	0.24	151	1.14	9	1.02	9	0.10	9	0.93
102	0.10	152	2.39	10	nd	10	nd		
103	tr.	153	1.35	11	0.65	11	0.69		
104	0.20	154	0.55	12	nd	12	0.45		
105	0.48	162	2.60	13	0.91	13	0.62		
106	0.45	164	1.59	14	nd	14	0.31		
119	0.83	168	2.49	15	nd	15	0.69		
120	3.13	169	0.55	16	0.83	16	nd		
121	0.79	171	0.83	17	1.94	17	0.81		
122	2.32	181	0.93	18	0.58	18	0.93		
124	0.62	182	1.90	19	0.41	19	0.34		
125	1.00	184	1.73	20	0.41	20	0.93		
126	1.17	186	0.62			21	nd		
127	0.38	188	0.79			22	0.52		
135	0.52	189	0.20			23	0.17		
						24	0.31		
平均			0.935		0.655		0.516		0.682

分析: 稲田 武

の岩質を示している。

本地区蛇紋岩は基盤の古生層に対して整合的に侵入し、基盤の構造に従って配列している。基盤がセミベーズン構造を示すために、このベーズンの外側にある岩体は深部で、中心にあるものはそれより上部層に属するものと考えることができる。

今回数岩体から採取した蛇紋岩 95 個について Cr の含有量を検討したところ、岩体によってその値は異なり、多里地区では平均 9,300 g/t、猫山岩体では平均 6,500 g/t、高瀬岩体では平均 6,800 g/t、足立岩体（油野岩体）では平均 5,100 g/t という数値がえられた。本地方の総平均としては 7,200 g/t である。試料の採取地点ならびに個々の分析結果は第 16 表および第 10 図に示す。



第 10 図 中国地方鳥取・岡山・広島三県地区の蛇紋岩の分布ならびに試料採取点見取図

上記分析値の解釈にあたっては、各岩体における岩石学的ならびに鉱床学的特性を考慮しなければならない。その点については第 V 章において詳述してあるが、本地区クロム鉱床には細粒斑状鉱 (Plate 7-(25) (26), 18-(60)) から緻密塊状鉱 (Plate 10-(36), 19-(63)) にいたるまで、クロム鉄鉱の濃集程度にはきわめて変化があり、緻密塊状鉱ないし粗粒斑状鉱 (Plate 18-(61) (62)) を賦存する岩体では Cr の配分量に乏しく、細粒斑状鉱を賦存する岩体においては Cr の配分量が高くなっているということが特徴的に示されている。

多里地区の蛇紋岩には平均 9,300 g/t の Cr が配分されていることを述べたが、厳密には本地区蛇紋岩のうち南部の岩体は Cr 量に乏しく、北部の岩体に Cr 量が高く配分されている。南部の岩体には広瀬鉱山の塊状鉱床、若松鉱山の塊状鉱ならびに粗粒斑状鉱を主とする鉱床があり、北部の岩体には日野上鉱山の細粒ないし粗粒斑状鉱を主体とする鉱床があるわけで、さらにベーズン中央の高瀬岩体には小規模ながら比較的高品位の塊状鉱床が賦存している。猫山・足立両岩体には重要なクロム鉱床はまだ知られておらず、Cr 配

分量もまた比較的乏しい。

以上のように本地区蛇紋岩は Cr の配分量が本邦超塩基性岩としては比較的高い値を示している点と、クロム鉄鉱を構成するクロム鉄鉱の濃集程度によってその母岩中の Cr 配分量が変化するという興味ある結果をうることができた。すなわち塊状鉄鉱を胚胎する母岩は斑状鉄鉱を胚胎する母岩よりも、Cr 配分量に乏しいということで、この点は他の諸地方では検討することのできなかつたところである。

III. 2. 4 浜頓別エボト地区の蛇紋岩

この岩体は長径 500 m そこそこの小岩体で、枝幸郡浜頓別町地内にある。ここは地質構造区分上日高帯とよばれ、神居古潭帯とは白堊紀層をへだててはるか東方に位置を占める。この蛇紋岩体に付随してクロム鉄鉱石の転石が山腹に知られているが、北見・天塩地方に砂クロム鉄床ならざる塊状鉄鉱石の認められたことは注目に値する。その意味で本蛇紋岩体は小規模ではあるが、検討の要があると思われる。

蛇紋岩体は珪岩と粘板岩との境界部に N 45° W 方向にレンズ状をなして侵入し、その内部に微閃緑岩岩脈を伴っている。また岩体の付近には輝緑岩の侵入をみる。

本岩体は東西性の断層により寸断され、同方向に片理面の発達が著しく、片状蛇紋岩が主体となっている。橄欖石あるいは輝石類の残晶は全く消滅して、蛇紋岩化の完全に行なわれたものである。いわゆる筒状構造あるいはリボン構造をなすもので、少量の絹布石、クロム鉄鉱および不透明鉄物を含有する。クロム鉄鉱は半透明赤褐色を呈し、0.3~0.5 mm の不定形のものである。結晶の周縁に不透明のリムを生じている。

本岩中に含有される Cr は次表のとおりであって、本邦超塩基性岩に含有される Cr の平均よりもはるかに低い。

第 17 表 浜頓別エボト蛇紋岩体における Cr 配分量*

試料番号	Cr×10 ppm	試料番号	Cr×10 ppm
1	233	18	362
2	268	19	169
3	276	20	270
4	205	22	245
5	314	26	131
6	118	27	234
7	193	28	425
13	194	30	430
14	76	32	404
17	235	平均	251

* 岩 質 分析ならびに検討

本岩体に付随してクロム鉄鉱石の転石が存在することをのべたが³⁾、これは残留式のもので、現在露出している蛇紋岩は鉄床賦存圏のはるか下部に相当する不毛部とみてよいであろう。

本分析値の信頼性を検討するため試料番号 18 を繰り返し 10 回定量し、平均値、標準偏差、標準誤差を算出した。

n	X	$\bar{x}(X-\bar{x})$	$\bar{x}^2(X-\bar{x})^2$
1	355	- 7.4	54.76
2	375	+12.6	158.76
3	350	-12.4	153.76
4	372	+ 8.6	73.96
5	350	-12.4	153.76
6	350	-12.4	153.76
7	360	- 2.4	5.76
8	380	+17.6	309.76
9	372	+ 9.6	92.16
10	360	- 2.4	5.76
計	3624	0	1162.2

$$S = \sqrt{\frac{\sum (X-\bar{x})^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{1162.2}{10-1}} = 11.4$$

$$S\bar{x} = \frac{S}{\sqrt{n}} = \frac{11.4}{\sqrt{10}} = 3.7$$

$$E = \bar{x} \pm S\bar{x} = 362.4 \pm 3.7$$

- n : 定量回数 S : 標準偏差
 X : 定量値 $S\bar{x}$: 標準誤差
 \bar{x} : 定量値の平均 E : もっとも確からしい値

IV. 本邦クロム鉱床の特性

IV. 1 クロム鉱床の型および規模

クロム鉱床は一般に大きく2つの型に類別することが行なわれている。1つは縞状鉱床であり、他は塊状鉱床である。両者は産状がちがうばかりでなく、鉱石の性状もかなりちがっているために、成因的にも区別されていることが普通である。いずれも広義の火成鉱床であることに問題はないが、前者は正岩漿期における岩漿分化鉱床として説明され、後者は熱水溶液の作用によって生成されたものとして説明されている場合が多い。西部ニューファンドランドにおけるアイランド湾あるいは南阿のトランスヴェール地方のクロム鉱床はいずれも前者に属し、フィリッピンのマシソック鉱山をはじめ世界の重要なクロム鉱床は後者に属するものようである。日本では典型的な縞状鉱床を愛媛県東赤石山にみることもできるし、塊状鉱床は北海道・中国地方その他の各地区でみることもできる。

IV. 1. 1 縞状鉱床

縞状鉱床と称せられているものは愛媛県赤石鉱山 (Plate 17-(57)) をはじめ、岡山県水田鉱山 (Plate 17-(58))、北海道糠平鉱山 (Plate 18-(59))、静岡県朝比奈鉱山などに知られているが、この種のものは本邦では産出が比較的まれであり、かつ鉱床としての価値に乏しいことが多い。この鉱床の特徴はクロム鉄鉱の結晶が母岩の流理構造 (flow structure) に従って墨流し状を呈し、判然とした縞模様を示していることで、この縞模様は岩石の風化面において一層鮮明である。

縞状鉱床の場合には、クロム鉄鉱がもっともよく濃集している部分でも濃集の程度には限界があり、斑状鉄の段階をでない。そしてかなり多量の脈石を付随することが普通である。そのためこの種の鉱床を構成するクロム鉄鉱は造岩鉱物の性質を示すものとして考えられている。つまり橄欖岩漿から早期に分離したクロム鉄鉱が岩漿の流動に従って一部に集結したもので、いわゆる正岩漿期の鉱床と考えられているのであ

る。ところが縞状鉍床を形成しているクロム鉄鉍には細粒白形の結晶もあれば、やや粗粒の不定形の結晶もある。一般には両者が密接に伴ない合って黒縞を生じている。この種の鉍床の母体は橄欖岩である場合もあれば、蛇紋岩である場合もある。この点は縞状鉍床の1つの特質である。赤石鉍山の場合は母体は橄欖岩であり、糠平鉍山の場合は蛇紋岩である。また水田鉍山の場合はやや蛇紋岩化した橄欖岩であり、鉍床の母体の岩質はいろいろである。しかしたとえ母体が橄欖岩であっても、クロム鉄鉍の濃集部分に粗粒不定形のクロム鉄鉍を交えている場合には脈石は例外なく蛇紋石であり、橄欖石は消失していることが普通である。赤石鉍山の縞状鉍床は母体が橄欖岩であるが、黒縞の部分に橄欖石は残存していないという特徴がある。

縞状鉍床の母岩は一般に流理構造が発達しているので、岩体の構造解析に有利である。構造解析の結果についてはすでに述べたが、縞状鉍床は岩体の深部に存在する場合もあれば上部に存在する場合もある。しかし稼行にたえうる程度の規模に濃集しているものは深部よりもむしろ上部に偏在するという分布上の特徴がある。これは超塩基性岩における Cr の配分状態と調和している。

水田鉍山のクロム鉍床は母岩体の南西端と北東端付近にあり、岩体の中央部には鉍床を賦存しない。南西部の鉍床は細粒斑状鉍を主としその一部に縞状を呈する部分があるが、この付近の鉍床母岩は比較的新鮮な橄欖岩である。北東部のものはこれとは異なりいわゆる塊状鉍床である。ここでは母岩は蛇紋岩化し、橄欖石はほとんど消失している。同一の岩体の中にあつて鉍床の型がかように変化することは興味があるが、さらに母体の岩質の変化と相まっている点は注目すべきである。ところで水田岩体は構造解析の結果、岩体の中央部が深部相に、周辺部が上部相に相当しており、クロム鉍床はその型式のいかんにかかわらず比較的上部に賦存している。

北海道においては糠平鉍山大王坑に蛇紋岩を母体とする縞状鉍床がある。これは微粒の半自形クロム鉄鉍(0.3 mm)の結晶が密に集結し、しかも規則正しく縞状を示して配列するもので、ここには粗粒のクロム鉄鉍を全く付随しないという特徴がある。この付近はいわゆる糠平鉍山の塊状鉍床が多数知られているところであり、両者は同一の賦存圏に属する。この縞状鉍床の脈石をなす蛇紋石は橄欖石を交代しつくしてはいるが橄欖岩の組織をとどめる α 型蛇紋石である点の特徴である。一方この付近の塊状鉍床あるいは粗粒斑状鉍に伴なわれる蛇紋石は繊維状を示す β 型蛇紋石でありその質を異にしている。

岩内岳橄欖岩の一部にきわめて小規模ではあるが、クロム鉄鉍がやや濃集し、縞状を示す部分がある(Plate 16-(55) (56))。これは細粒のクロム鉄鉍が線状に配列したもので、粗粒あるいは不定形のクロム鉄鉍を含有せず、脈石はすべて橄欖石である。岩内岳橄欖岩は上記の糠平鉍山の蛇紋岩とは同一の岩体で、橄欖岩質の部分がかここでは深部相となっている。

上記のようにクロム鉄鉍が縞状に配列している例は橄欖岩にも蛇紋岩にも認められるし、超塩基性岩体の深部にも上部にもみることができる。しかし規模が大きく品位の高いものは母岩体の深部よりはむしろ上部に偏在している。またクロム鉄鉍が細粒白形を示している場合は、脈石は橄欖石ないしは α 型蛇紋石から構成されるが、クロム鉄鉍が粗粒不定形である場合、あるいはかようなものが混在する場合には脈石は繊維状の β 型蛇紋石から構成されていることが普通である。

縞状鉍床の規模は日本の場合は一般に小さい。本邦で最大の縞状鉍床は赤石鉍山の鉍床であるが、この場合でも幅がりは東西に 160 m、南北に 90 m、厚さは最大 2 m 前後である。赤石鉍山にはこのほかにも 2、3 の縞状鉍床が賦存するが、規模はいずれも上記のものよりも小さい。水田鉍山の場合は細粒斑状鉍部を合わせても走向延長に 30 m、傾斜延長に 24 m、厚さ最大 1.6 m である。また糠平鉍山大王坑では厚さ 2 m、延長わずかに 10 m という小鉍体である。

IV. 1. 2 塊状鉍床

日本の重要なクロム鉍床はほとんどすべて塊状鉍床で、北海道の日高・胆振地方、中国地方の鳥取・岡山・広島三県地区の鉍床をはじめ、兵庫・京都・福井および九州諸県のクロム鉍床はいずれもこの型に属する。

塊状鉍床は一般に蛇紋岩を母体とし、脈状、板状あるいは不規則塊状となって賦存し、これを構成するクロム鉄鉍は特殊なものをのぞき例外なく不定形粗粒である。クロム鉄鉍の濃集程度はいろいろであるが、上鉍と称せられるものはクロム鉄鉍の密集塊となり、ほとんど脈石を介しない。しかも一鉍体から 10~20 万 t という驚くべき鉍量を示すことがある。これらの点で上記の縞状鉍床とはきわめて対蹠的である。ところが塊状鉍床は塊鉍 (dense ore) のほかに各種の斑状鉍 (disseminated ore) を随伴していることが普通である。それには粗粒斑状鉍・細粒斑状鉍およびそれらの中間の性質を示すものなど、その種類はいろいろである。ここではそれらを一括して塊状鉍床と称するのであるが、この種の鉍床の周りには滑石質、緑泥石質の蛇紋岩が伴なわれたり、粘土化した蛇紋岩が伴なわれたりすることが多い。さらに鉍床の付近には蛇紋岩の分化脈岩と考えられる斑縞岩・閃緑岩その他各種の優白岩の岩脈が発達することがある。また場合によっては方解石脈や水爆石脈が鉍体付近に認められ、鉍体の内部にはクロム柘榴石・重晶石などが生成されたりすることがある。上記のような特性に基づいて、この種の鉍床は一種の熱水性鉍床であると説明される場合が多い。この型の鉍床については成因上の論議がきわめて多く、すでに詳しく述べたように変成分化説、岩漿分化説、熱水説をへて最近では蛇紋岩の進入にあたってクロム鉄鉍の鉍塊が深部で捕獲されたという解釈が行なわれるなど、いまだに定説のない現状であることは縞状鉍床の場合に比較して著しいちがいである。

塊状鉍床については、これを鉍床の賦存圏、鉍石組織などの点から検討した場合にはさらに重要な特質をみいだすことができる。まずこの種の鉍床は超塩基性岩の深部にはあまり賦存せず、もっぱら上部の比較的蛇紋岩化の進んだ部分に賦存することである。この点は縞状鉍床の場合と同様に、超塩基性岩における Cr の配分則とよく調和している。北海道口高胆振地方の場合には岩体の深部は橄欖岩で、そこには重要なクロム鉍床が知られていない。しかるに岩体の上部にはきわめて多数の、しかも重要なクロム鉍床が賦存し、さらにこの部分はほぼ完全に近く蛇紋岩化されているという特徴がある。一方中国地方の場合には、広瀬・若松・日野上・高瀬などの主要鉍山を概観するに、広瀬鉍山は塊状鉍を主体とし、若松鉍山は粗粒斑状鉍を主体とし、日野上鉍山は下部に細粒斑状鉍を、上部に粗粒斑状鉍を賦存し、塊状鉍はほとんどみることができない。この三山は蛇紋岩体によって南方より順次配列しているが、蛇紋岩の被進入母岩の解析に基づいて、北部の岩体がより深部相をあらわすものとみることができるので、鉍床の性状の変化は母岩体の深さと密接に関係するものとみられる。

もっとも深部に属する日野上鉍山の一部には地表に洗い出された残留鉍床の存在することが知られているが、これはすべて緻密塊状鉍 (dense ore) から構成されており、現在採掘中の斑状鉍床の上部にはかつて塊状鉍の存在していたことを暗示している。さらに北部の岩体は蛇紋岩化の程度が弱く、南部の広瀬鉍山地区では蛇紋岩化の程度がこれより強い。この点は前述の北海道の場合ときわめて類似している。また高瀬鉍山の鉍床は全然斑状鉍を伴わず、緻密塊状鉍のみから構成されているが、ここは蛇紋岩化が一層強く行なわれており、蛇紋岩の構造的位置も前記三山に比較すれば層位的にはるかに上部に相当するのである。

塊状鉍床が超塩基性岩体の中でとくに蛇紋岩化のつよく行なわれた部分に賦存する例は、九州地方のものについては木下亀城により、兵庫県関の宮地方のものについては石川俊夫により報告されており、前記の岡山県水田鉍山の鉍床の如きは代表的な好例とみることができる。

上記のように大局的にみた場合には、塊状鉍と斑状鉍とは単に鉍石組織がちがっているというばかりでなく、鉍体の深さをあらわすとともに蛇紋岩化の強弱ときり離すことのできない密接な相互関係を示している。

つぎに鉍石について概観すると、細粒斑状鉍は一般には細粒 (0.3~1.0 mm) 白形のクロム鉄鉍が均質に濃集し、約 50% の脈石を付随しているものである。この脈石は橄欖石もしくは α 型蛇紋石で構成される。脈石が蛇紋石で構成される場合でも橄欖岩の石理をよく保存しているという特徴がある。ところが細粒斑状鉍は必ずしも均質ではなく、しばしばクロム鉄鉍の結晶が集結し溜状をなす場合がある。これは集粒斑状鉍と称せられているもので、このようなものは脈石が繊維状の β 型蛇紋石で構成されていることが普通である。クロム鉄鉍の集粒部は小豆大の規模に達することが多いが、この部分には細粒白形のクロム鉄鉍のほ

かに粗粒不定形のクロム鉄鉱を生じている。この粗粒結晶は産状からみて細粒のものが再生され、粗粒化したとみることが適当で、いわゆる粗粒斑状鉄の萌芽をここにみることができる。粗粒斑状鉄がさらに集結し、粗粒化したものは“ボタンメッチャ”あるいは集粒塊状鉄と称され、径 1~2 cm の不定形粗粒のクロム鉄鉱溜を形成するもので、鳥取県日野上鉱山にその好例をみることができる。これは粗粒斑状鉄と緻密塊状鉄の中間の性質を示すものとみることができる。

緻密塊状鉄は粗粒不定形のクロム鉄鉱がもっとも密に集結したものであるが、この中には“白くも鉄”(Plate 20-(65) (66)) と称するものがある。これは塊状鉄石の中に 1~10 cm の規模で細粒斑状鉄を包有するもので、産状からは斑状鉄部を一種のレリクトとみることができる。この例は北海道の日東鉱山・新日東鉱山・鳥取県の広瀬鉱山・若松鉱山などでしばしば認められるが、塊状鉄石を厳密に観察すれば多くの場合、各種の斑状鉄のレリクトが存在することをみとめることができる。

塊状鉄石は上記のように累進的な再生作用がもたらした終末の相として考えることができる。

以上に塊状鉄床を構成する鉄石にはいろいろの鉄石相のあることと、それぞれの相が互いに関連する系列的なものであることを鉄石組織の上から述べたが、鉄石鉱物ならびに脈鉄物の質的变化については後章において逐次詳述する。

縞状鉄床を構成する鉄石相を、塊状鉄床における細粒斑状鉄ないし集粒斑状鉄の異相とみるならば、前者を鉄化作用の初期的な相として、後者を終末的な相として対比することができる。

IV. 1. 3 その他

日本のクロム鉄床には前記 2 型のほかに、残留鉄床あるいは漂砂鉄床に属するものがある。これはかつて蛇紋岩中に胚胎した塊状鉄床が母岩の削剝に伴って、鉄石のみ地表に残留したもので、蛇紋岩と表土の間に鉄石塊が比較的密集するに至ったもので、規模の大きい場合は 1,000~2,000 t の鉄床を形成する。この種のものは北海道のチロロ鉱山付近、中国地方の日野上鉱山・三阪鉱山などに認められる。

漂砂鉄床として知られているものは、北部北海道におけるいわゆる砂クロム鉄床であり、これはかつて蛇紋岩に造岩鉄物として付随していたクロム鉄鉱の自形結晶が母岩の崩壊とともに洗出されて自然に淘汰選別され、蛇紋岩体の周辺に発達する洪積層または沖積層中に砂鉄床を形成するに至ったもので、とくに礫層中に良好部を生じている。よく濃集したところでは砂礫中に 2% 以上のクロム鉄鉱を含有している。著者の算定では原鉄品位 1% 以上の砂クロム鉄床は北海道に約 10 万 t が賦存しており、もっとも規模の大きいものは沼津地区の鉄床で約 3 万 t である。

上記の鉄床はいずれも母体をすでに離れて二次的に生成されたものであり、これらを火成鉄床の範ちゅうに属せしめることは適当でないので、本論では縞状鉄床と塊状鉄床との 2 型式のものについて重点的に記述した。しかし上記の残留あるいは漂砂鉄床に関する資料は縞状・塊状両鉄床の深度分布の考察にあたって充分活用することができた。

IV. 2 クロム鉄床の形態

IV. 2. 1 流理構造の支配をうけている場合

クロム鉄床が母岩の流理構造の支配をうけている場合は、さきに述べた縞状鉄床を形成する。日本で最大の規模を示す縞状鉄床は愛媛県赤石鉱山に産することはすでに述べたとおりである。本鉄床は走向 N 70° W、北方へ 50° 内外の傾斜で、走向延長に 160 m、傾斜延長に 90 m の規模をもって、母岩の流理構造にしたがって層状に賦存している。鉄床はときに層内褶曲を示し、局所的には変形するが、全体の形を乱すようなことはない。またまれに断層によって変位することがあるが、これもまたきわめて小規模である。鉄床は層状鉄体の重なりで、2, 3 枚の鉄体から構成されることがあるが、これらは相互に連絡しないことが普通である。富鉄部は 1 m の厚さを示し、かような肥厚部分は N 10~20° W の方向に向かい、北方へゆるく落している。この富鉄部は鉄体のほぼ中心部を構成している。

北海道糠平鉱山の縞状鉍床は、露頭部分で $N 60^{\circ} E \cdot 50^{\circ} NW$ の走向・傾斜を示し、厚さ 2 m、延長わずかに 10 m である。これは前記の赤石鉍山の縞状鉍床に較べ、鉍体の拡がりや厚さの比ははるかに小さく、形態的には玉状と称することが適当で層状とはいえない。岡山県水田鉍山の場合は鉍床の拡がりが $30 \text{ m} \times 24 \text{ m}$ で、その厚さが最大 1.6 m であるから、前記 2 鉍床の中間的なレンズ状鉍床である。しかしこの場合は鉍床の傾斜は南西へ $60 \sim 80^{\circ}$ という急傾斜である。

縞状鉍床の形態は上記のように、層状と称することが適当である場合もあれば、玉状と称することが適当な場合もある。またその傾斜は緩傾斜を示す場合も、急傾斜を示す場合もあり、鉍床の形態に示される変化は概観したところでは塊状鉍床の場合と共通するところが多い。しかしこの鉍床には塊状鉍床に普通にみられるような主鉍脈に垂直に分岐する支脈の存在が知られず、また母岩の節理系構造とは無関係である。この点はつぎに述べる塊状鉍床と較べて本質的なちがいである。

IV. 2. 2 節理系構造の支配をうけている場合

塊状鉍床の基本的な形態は母岩の節理系構造の支配をうけている。これはクロム鉍床が母岩の節理あるいは裂かを充填しているという意味ではない。斑状鉍体の中に節理が発達している場合、しばしばこの割れ目にそって、その両側に塊状鉍石が形成されているということである。著者は以前に母岩の節理がクロム鉍体内部にまで延長しているということ述べたことがあるが、これは上記の現象について述べたのである。一般に斑状鉍部は塊状鉍石のようにまとまらず、拡散して広い拡がりを示すことが多いのである。つまりクロム鉍床が節理系構造の支配をうけている例は塊状鉍石を主体とする鉍床の場合に限られるので、斑状鉍部は必ずしも節理系構造の支配をうけてはいないのである。

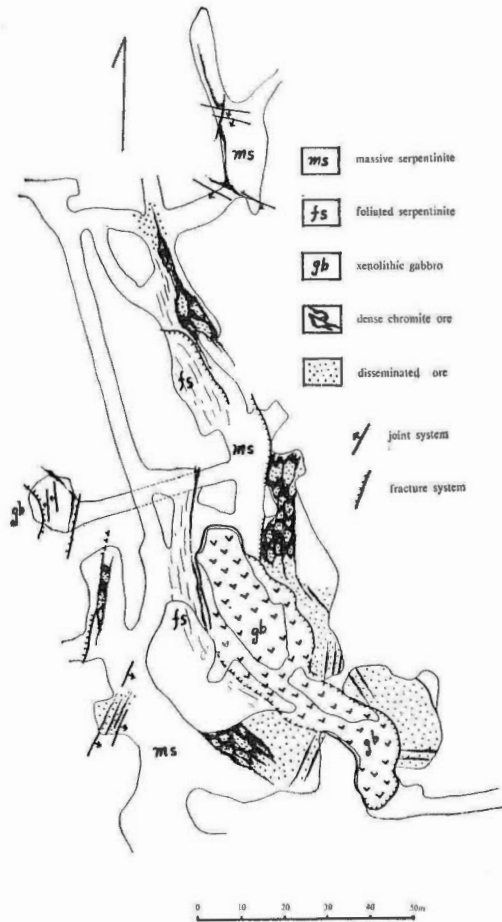
塊状鉍体が大規模に発達している場合には富鉍体の内部で、節理系支配の状態を観察することはできないが、鉍体の末端や、小鉍体の場合には例外なく、その状況を認めることができる。ただしこれは母岩が節理系のよく発達した塊状の蛇紋岩である場合に限って観察しうるところで、蛇紋岩が片状あるいは粘土化している場合には、母岩も鉍床も二次的に変形し、クロム鉍床の基本形態の観察には不適當である。しかしかように変形した鉍床もはじめは節理系の支配をうけていたであろうことは容易に想像しうるところである。二次の変形鉍床の形態については次章において詳述することとし、ここでは塊状鉍床の基本的な形態について述べる。

塊状蛇紋岩を母体として賦存するクロム鉍床は、急傾斜を示す場合には脈状を、緩傾斜を示す場合には板状を呈している。しかしその形態はいわゆる浅熱水性賤金属鉍脈にみられるような扁平なものばかりではなく、しばしば瘤状の肥厚部を有したり、脈状のものが上部で板状に発達したりすることがある。いずれの場合も主脈に対してほぼ直角に支脈を分岐していることが普通である。そのために主脈が何枚かの平行脈である場合には、これらが支脈によって相互に連絡されていることもある。そのほか鉍体付近に分化脈岩が発達する場合には鉍床の形態は蛇紋岩の節理系のほか分化脈岩の影響をうけて複雑化することがある。

一般には塊状クロム鉍床は二次的に変形している場合が多く、基本形態について観察しうる機会に乏しいが北海道では八田八幡鉍山において、中国地方では広瀬鉍山・高瀬鉍山の一部などにおいてみる事ができる。八田八幡鉍山では鉍体の分岐状態がよく示されているし、高瀬鉍山では富鉍部の配列状態（雁行性配列）が認められる。また広瀬鉍山ではそのほか斑状鉍部と塊状鉍部との関係ならびに分化脈岩と鉍床との関係などをみる事ができる。

以下にそれぞれの場合について述べることにするが、はじめに斑状鉍を伴う塊状鉍床の例を引用する。

広瀬鉍山大切坑東端部の鉍床は第 11 図に示したように $N 10 \sim 20^{\circ} W$ に方向をとり、西側に傾斜して発達するが、南部には細粒ないし粗粒の斑状鉍が卓越し、ここでは鉍体は緩傾斜を示している。この部分に $N 10^{\circ} E \cdot 60^{\circ} SE$, $N 10^{\circ} W \cdot 70^{\circ} SW$ の方向に節理の発達が顕著で、この節理にそって脈幅 10 cm 前後の塊状鉍を数ヶ所に生じている。北部では緻密塊状鉍が主体をなし鉍体は西側に 70° の急傾斜となり厚さは 5 m に達し、概観したところ脈状を呈する。この鉍脈は鉤状に撓曲することがしばしばあるが、これは 2 方



第 11 図 鳥取県広瀬鉱山大切坑東端部におけるクロム鉱床の産状

向の節理の交差する場所で節理にそって鉱体が肥大した結果である。

本鉱床は北部で収斂し急傾斜となり脈状を示すが、南部では幅広く拡散して斑状鉱を主体とするようになる。図示してあるように、鉱体南部には分化脈岩とみられる斑礫岩塊があり、鉱床はここではこの岩塊を上盤として賦存し、北部では母岩は蛇紋岩のみから構成されている。鉱床の形態ならびに鉱石相の変化が母岩の岩質の変化と相まっている点は興味がある。

つぎに主として塊状鉱石のみからなるクロム鉱床の形態について述べる。

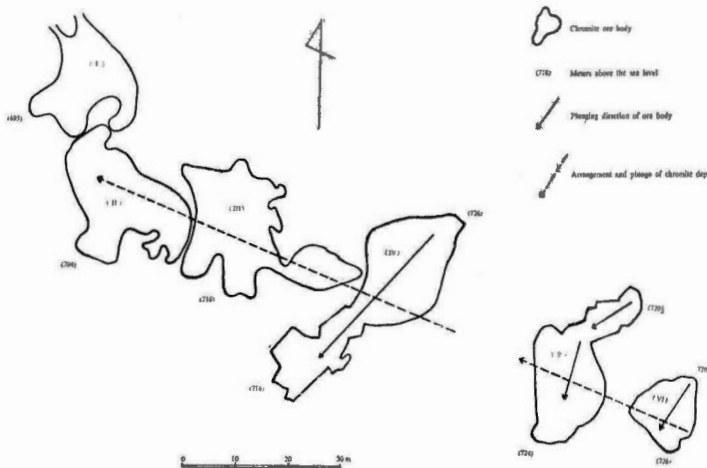
北海道の八幡八幡鉱山のクロム鉱床はほとんど斑状鉱部を付随せず、塊状鉱を主体としている。母岩は節理系のよく発達した塊状蛇紋岩で、鉱床は母岩の節理に従って南北方向に脈状を呈して賦存している。これが本鉱床の主脈であり、各所に支脈を派生しているが、支脈が主脈に対する角度は直角に近い。これは節理系の発達型式とよく一致している。鉱体の内部にも節理の発達が認められるが、この節理は母岩の節理の連続であって鉱体に独特の節理ではない。かような状態は塊状鉱床には一般に認められるところで、母岩と鉱体との境界が階段状となり、2方向の節理の支配をうけていることが明らかな場合もある。この好例を高瀬鉱山・日東鉱山などにみることができる。

八幡八幡鉱山の鉱床にはもちろん膨縮があり、厚いところで脈幅は 2~3 m に及ぶが、この状態はあまり続かず、20~30 cm の厚さを示すことがむしろ普通である。現在 1 号坑から 6 号坑まであり、その間約 100

m の高距があるが、鉾床は上部で肥大し、下部で次第に細脈化する傾向を示す。富鉾部の落しは北方上部から南方下部にむけてゆるく傾く。現在かような富鉾部の存在が 2, 3 知られているが、富鉾部は北部のものほど下方に沈む傾向がある。

この種の鉾床の富鉾部の配列についてさらに詳しく説明するために岡山県高瀬鉾山の場合を引用する。

本鉾床はほとんど斑状鉾部を付随しない上鉾（緻密塊状鉾）を主体とするもので、鉾床は蛇紋岩体の中心部にあり、N 75° W の方向に 6 個の富鉾部が配列している。その間 135 m である。西端の富鉾部は海拔 692 m にあり、それより東の富鉾部は順次上方に位置を占め、現在採掘中の東端部の富鉾部は海拔 724 m 以上にある。それぞれの富鉾部は N 20~30° E の走向を示し、落しは東方上部から西方下部に向かって急傾斜を示す。富鉾部の規模は中央のもの（海拔 720 m）が最大で長径 40 m、厚い部分は 10 m を超える。本富鉾部は北部では母岩の片状化とともに鉾体も破碎質で、その形は芋状を示すが、富鉾部の南端部は第 12 図に示してあるように母岩の節理に従って階段状となり漸次小規模となって消滅する。この部分は鉾床の内部にも明瞭な節理の発達することが認められるが、同時にこれは母岩の節理の延長である。



第 12 図 岡山県高瀬鉾山におけるクロム鉾体の配列と各鉾体の構造

上記のように鉾床は数個の富鉾体の雁行するものとしてとらえることができる。このような鉾床の配置および富鉾部の形態は熱水性鉾脈の場合によくみられる特徴である。しかし母岩の節理系構造の支配を受けて、鉾床の周辺が特殊な形状を示している点と、主脈に対して直角に支脈を多く派生している点はクロム鉾床とくに蛇紋岩を母体とする塊状鉾床に限って認められる重要な特性と考えることができる。

IV. 2. 3 破碎構造の支配を受けている場合

クロム鉾床が生成後において地殻変動の影響を受けた場合には、前述の基本形態が失われて不規則な形態を示すに至ることは周知のことで、クロム鉾床の形態は一般的にはむしろ複雑な形態を示すことが普通である。したがってクロム鉾床の形態は不規則塊状のものと信じられてきたのである。

鉾床の二次的変形には褶曲性のものや断層性のものなどがある。ここではこれらを一括し、かような鉾床形態にみちびいた構造を破碎構造と呼ぶことにした。鉾床の二次的変形は前記の縞状鉾床にも塊状鉾床にも認められるが、縞状鉾床の場合には母岩の岩質が堅硬であるためか、擾乱の規模が小さく、ほとんど問題にならない。一方塊状鉾床の場合には基本形態がほとんど失われて全く新しい形態を示すに至ることさえある。ここでは主として塊状鉾床の二次的変形について述べることにする。

著者は以前に、北海道日東鉾山の鉾床形態について述べたことがあるが、これはクロム鉾床が二次的変形

を行なった代表的なものである。変形の程度の強いものは北海道の日高胆振地方にのみ知られており、その他の地域においては二次的変形の形跡を認めることができてもその程度はきわめて軽微である。変形の程度は鉱床母岩の変化と軌を一にして行なわれることが普通で、鉱床がはげしく変形しているときは母岩も片状化したり粘土化したりする。蛇紋岩の周囲の地質状態もあわせてひどく擾乱を受けていることが普通である。

北海道日高・胆振地方の場合には、蛇紋岩を覆って新第三系中新統の堆積層（川端層）が小規模に分布するが、本層は日高造山運動の影響をうけてはげしく擾乱されている。本地区の蛇紋岩の進入期は白堊紀末ないし第三紀初期と考えられているわけで、蛇紋岩は当然上記の川端層とともに地殻変動の影響下にあったものと考えられる。蛇紋岩の片状化、粘土化の原因はここに求めることが適当であろう。しかるに本蛇紋岩体の中央部を構成する岩内岳礫岩をはじめ、岩体が大きく岩株状を示している場合、その中心部は片状化せず、節理系がよく発達した塊状蛇紋岩が主体となっている。ここでは片状化は岩体の東側で著しく、西側は一般に塊状の岩質を保存しており、その上盤である先白堊系の輝緑凝灰岩とともになんら破碎や擾乱のあとが示されていない。岩体の片側のみがかように乱されて非対称の形を示していることは日高造山運動が東から西に向かう衝上の性質であったことに起因しているものと考えられる。

クロム鉱床が二次的変形を蒙らず、基本形態をよく残存している例は中国地方の鳥取県下の諸鉱床ならびに兵庫県関の宮地方の諸鉱床などであるが、この場合は母岩の蛇紋岩化が比較的弱く、その周りの地質状態とくに蛇紋岩進入後の地層はさしたる擾乱のあとをとどめていない。

以上のように、クロム鉱床の二次的変形は蛇紋岩の特殊な岩質に起因するばかりでなく、むしろその周りの地質環境に支配されるところが大きい。

日東鉱山のクロム鉱床は、母岩の大半が片状蛇紋岩で、断層やすべり面が多く発達し、鉱床はいくつかの富鉱部に分かれ、その間は鉱石がピリ鍾となって相互を連結している。ピリ鍾は片状蛇紋岩の片理の方向にそって発達していることが普通で、母岩の二次的変形と同時にひきずられた様子がよく示されている。概観したところ、緩く拗曲していることが特徴で、ベーズン構造あるいはドーム構造を示し、全体として波状に連続している。鉱床の賦存範囲は南北に 200 m、東西に 50 m で、その間に 3,000 t 以上の富鉱部が 11 ヲ所に知られているが、この富鉱部はほぼ 50 m の間隔をへだてて存在し、4 坑道地並にその大半が発見されている。富鉱部は前述の波状構造の山または谷の位置に賦存することが多い。そしてドーム状の鉱床ではその上盤が片状蛇紋岩、下盤が角礫状蛇紋岩となっていることが多い。また逆にベーズン状を呈する富鉱部は上盤が角礫状蛇紋岩で、下盤が片状蛇紋岩である場合が多い。片状蛇紋岩と角礫状蛇紋岩との関係は必ずしもクロム鉱床とは関係せず、もっぱら構造と関係しており、ベーズンの上部、ドームの下部には角礫質の部分を生じている。富鉱部の形態の 1 例を第 13 図(注2)に示す

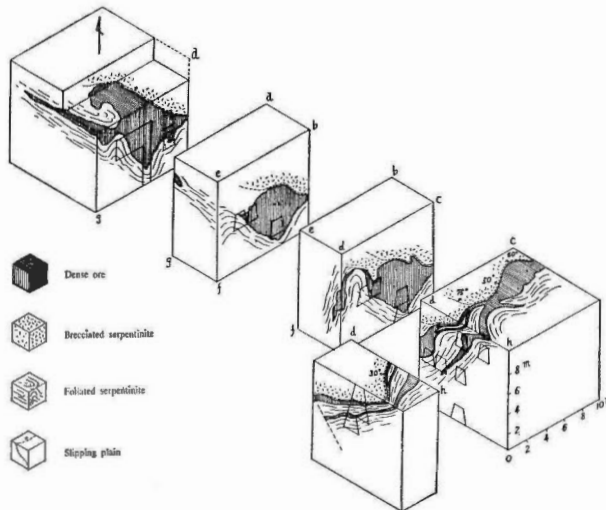
上記の資料にもとづいて、本鉱床の初成形態を考察すると、基本的には扁平な板状の鉱床で、適当な間隔をおいて、富鉱部が存在していたものと推察される。変形はかなりひどく行なわれているが、鉱床の変位はそれほどひどいものではなかったように考えられる。

この種の鉱床は北海道になお多くの例が知られている。八田鉱山・糠平鉱山・八田右左府鉱山・八田岩美鉱山・八田千早鉱山・八田幌内鉱山・三井千呂露鉱山・八田岡春部鉱山・東都鉱山・大和鉱山のクロム鉱床はすべて二次的に変形したものである。このほかに断層によって階段式に鉱体が切断され変位したものがある。これは日東鉱山新坑（新日東鉱山）に代表的なものが知られている。

以上のように、破碎構造の支配をうけて二次的に変形した鉱床は、探鉱がきわめて困難であることは論をまたないものであるが、かような鉱床はほとんど例外なく緻密塊状鉱石を主体とする品質の良いもので、斑状鉱部をほとんど伴わないことが普通である。著者はさきに鉱石の質的变化は蛇紋岩化の強弱に関係するこ

注2) 本図は著者が日東鉱山において、6 カ月の長期にわたって、連日の探鉱を迫いつつ作製したもので、二次的変形を行なったクロム鉱床の形態の詳細を明らかにしたはじめてのものである。この作業は日東鉱山奥原宗忠課長、金井良夫係長の援助によって完成をみた。本鉱床の総鉱量は約 8,000 t である。

とを指摘したが、良質のクロム鉄鉱床の母岩は例外なく強く蛇紋岩化をうけており、鉄鉱形態を乱す場合の多いことは宿命的な因果関係であると考えている。



第 13 図 北海道日東鉄山における 2 次変形をうけたクロム鉄鉱床富鉄部と地質構造との関係

IV. 3 クロム鉄鉄鉱石

クロム鉄鉱石は、クロム鉄鉱の密集塊である場合が多いが、濃集の程度によって緻密塊状鉄鉱 (dense ore) と斑状鉄鉱 (disseminated ore) とに 2 大別され、さらに濃集の状態によって数種類の鉄鉱石に類別することが行なわれている。いずれにしても鉄鉱石の主成分はクロム鉄鉱である。

含クロム鉄鉱物は多数存在するが、クロム鉄鉱以外の含クロム鉄鉱物が濃集して鉄鉱石をつくっている例のないことは本論の冒頭において述べたとおりである。

脈石鉄鉱物として鉄鉱石に付随するものに、橄欖石・輝石・緑泥石・蛇紋石・滑石・陽起石・透角閃石・絹布石・ブドー石・水燻石・方解石・霏石・水滑石・堇泥石・クロム柘榴石・クロム透輝石などがある。またきわめてまれに、磁鉄鉱・赤鉄鉱・黄銅鉄・黄鉄鉄を付随することがある。鉄鉱石の記載にあたって、はじめに鉄鉱石の主要構成鉄鉱物についてその鉄鉱物学的性質を述べる。

IV. 3. 1 鉄鉱石鉄鉱物および脈石鉄鉱物

クロム鉄鉱 (chromite)

クロム鉄鉱は尖晶石族鉄鉱物に属し、等軸晶系・完面像晶族・正八面体の結晶形を示す。亜金属光沢を有する黒色あるいは光沢のない黒褐色を示し、条痕褐色、劈開なく、断口不平滑である。比重は 4.5、硬度は 5.5、磁性をもたない。組成は FeCr_2O_4 と考えられているが、天然に産する場合は、かように純粋なものは少ないので、本邦の場合、比重は 4.03~4.75 の範囲で変化し、 Cr_2O_3 が Al_2O_3 あるいは Fe_2O_3 で一部置換され、 FeO が MgO で一部置換されていることが普通で、磁性をおびることもしばしばある。

正八面体の自形結晶として産する例は、超塩基性岩の造岩鉄鉱物として存在する場合や、砂鉄を構成する場合のほか細粒斑状鉄のごく一部に限られている。自形結晶をなして産するものは、径 0.3~3 mm、平均 1 mm で一般に小形である。

クロム鉄鉱が他形結晶をなして産することはむしろ普通で、岩石の造岩鉄鉱物として産するほか、鉄鉱石を構成しているものはほとんど他形である。とくに緻密塊状鉄を構成する場合は、個々の鉄鉱物粒を識別することが困難で、多数緻密に集合して塊状をなし、鏡下では亀裂が多く発達し、1 個体の大きさ・形態を明らかに

することができない場合が多い。

クロム鉄鉱は鏡下で、赤褐・褐・暗褐半透明である。光学的等方体で十字ニコルの下では暗黒となるが、しばしば微弱な複屈折を示すことがある。北海道産の鉱石は薄片で赤褐色系統のものが多いが、本州各地のものには褐色系統のものが多い。また四国の赤石鉱山に産するものは赤褐色のものほかに不透明のものがある。

クロム鉄鉱の鉱物粒の周縁にそい、あるいはこれを貫く細脈状に暗黒不透明帯の伴なわれることがある。この部分は磁鉄鉱成分にとむ場合や、赤鉄鉱である場合などがあるが、この点についてはあとで詳述する。

鉱石の化学成分はそれを構成するクロム鉄鉱自身の化学成分に左右されることがもっとも多い。クロム鉄鉱 ($\text{FeO} \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3$) の化学成分は理論的には Cr_2O_3 68%, FeO 32% であるが、さきに述べたように天然に産するものは MgO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 などによって一部成分の置換が行なわれており、一般に $(\text{Fe} \cdot \text{Mg})\text{O} \cdot (\text{Cr} \cdot \text{Al} \cdot \text{Fe})_2\text{O}_3$ の形で示される。

北原順一 (1947, 1949) は本邦産のクロム鉄鉱を多数分析し、従来クロム鉄鉱と称せられていたものに種

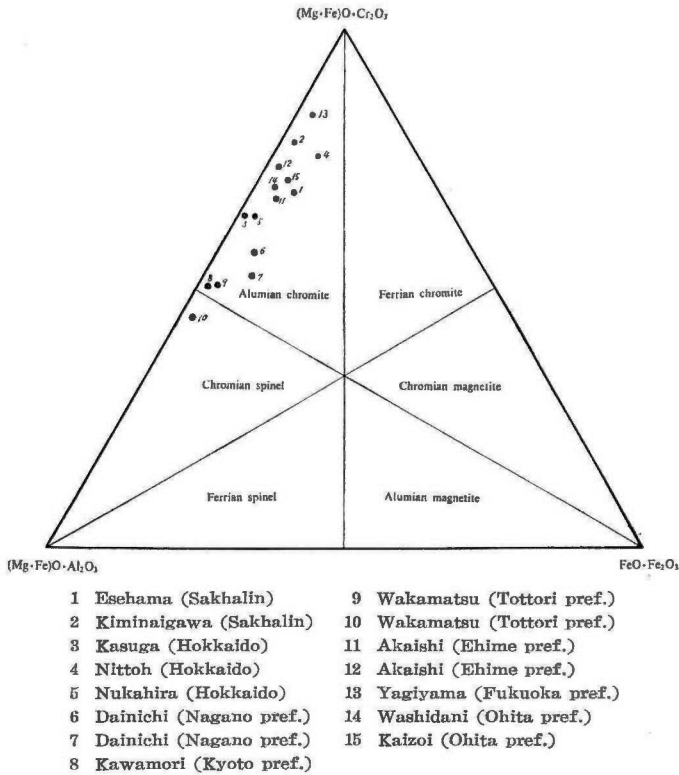
第 18 表 本邦産クロム鉄鉱の化学成分

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
MgO	14.85	14.32	11.38	11.34	8.58	14.56	4.03	15.94
FeO	14.15	16.61	15.41	19.38	21.34	14.10	8.87	18.25
MnO	nd	nd	nd	nd	nd	0.42	0.55	nd
CaO	0.50	1.06	1.97	nd	tr.	1.65	nd	nd
Fe_2O_3	nd	nd	nd	2.57	nd	nd	1.09	nd
Al_2O_3	9.24	9.35	18.45	15.36	7.99	26.47	31.61	28.77
Cr_2O_3	58.28	57.79	51.83	51.21	55.31	31.35	37.71	34.86
H_2O	0.06	0.90	1.34	nd	tr.	3.11	nd	nd
SiO_2	2.72	nd	nd	0.55	6.50	6.63	0.94	1.46
Total	99.80	100.03	100.38	100.41	99.72	98.29	100.30	99.28
分析者	日本化学	地 調	地 調	北 原	電気冶金	品川白	北 原	地 調

	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)
MgO	4.52	13.07	8.63	14.45	4.63	4.41	14.02	15.70
FeO	22.87	16.36	21.21	18.76	25.10	13.80	13.46	14.61
MnO	0.82	nd	nd	0.24	nd	nd	nd	nd
CaO	nd	nd	nd	1.32	nd	nd	1.64	tr.
Fe_2O_3	4.10	1.50	4.39	nd	2.04	1.12	nd	nd
Al_2O_3	12.08	26.80	19.14	22.24	6.19	14.91	8.16	8.97
Cr_2O_3	51.91	41.63	44.61	40.21	60.60	57.09	56.36	57.20
H_2O	nd	nd	nd	0.14	nd	nd	nd	nd
SiO_2	0.42	0.85	0.98	2.79	1.02	0.21	3.24	3.80
Total	99.90	100.27	99.96	100.15	100.43	99.87	97.78	100.28
分析者	北 原	北 原	北 原	品川白	北 原	北 原	明治鉱業	電気冶金

(1) 北海道日東鉱山 (2) 北海道八幡鉱山 (3) 同 (楢鉱) (4) 北海道榎平鉱山 (5) 北海道観加内鉱山
 (6) 鳥取県広瀬鉱山 (7) 鳥取県若松鉱山 (8) 鳥取県日野上鉱山 (9) 愛媛県赤石鉱山 (10) 京都府河守鉱山
 (11) 長野県大日鉱山 (12) 岡山県高瀬鉱山 (13) 福岡県八木山鉱山 (14) 大分県鷲谷鉱山 (15) 佐賀県厳木鉱山
 (16) 北海道浜頓別大島鉱山

種の成分のものが存することを明らかにした。北原はこの結果を R. E. Stevens 三角図に投影し、その大部分が Aluminian chromite に属していることを示した。



第 14 図 Stevens の三角図に投影された本邦各地産クロム鉄鉱石の化学成分 (北原原図)

著者 (1953) は北海道の超塩基性岩に伴う各種の尖晶石族鉱物について検討し、化学成分のうえにかなり著しい変化のあることを認めた。この数値を地球化学的見地から検討したところでは、超塩基性岩の構造的深部に付随するものは一般に Cr に乏しく、上部に産するものは Cr に富むという興味ある結果をえた。この研究が萌芽的段階にあったとき、著者は、橄欖岩に付随する尖晶石は一般に薄片で淡褐色ないし淡緑で、ピコタイトーヘルシナイト系統で、蛇紋岩に付随するものは赤褐色でクロム鉄鉱に近い組成を有していると述べたが、进入体の構造解析の結果、岩体の深部が橄欖岩質の状態をとどめ、上部において蛇紋岩化がよよく行なわれている点が明らかとなり、上述のような結果をみちびくことができた。この点についてはすでに第 III 章において個々の場合について述べておいた。ここでは今回検討した各種鉄鉱石相を構成するクロム鉄鉱の成分変化の特徴を総括し、第 19 表および第 15 図に示した。

また著者 (1953 a), (1953 b), (1958) は同一地域においてはクロム鉄鉱が濃集し、かつ粗粒なほど Cr の含有率の高い傾向のあることを指摘した。四国の赤石鉱山の場合は、濃集した部分のクロム鉄鉱が Cr_2O_3 47.96 % を含有するのに対し、その母岩中に散点するものは Cr_2O_3 40.56 % の値を示している。また北海道の砂クロム鉄鉱の場合は、粗粒 (3 mm) のものは Cr_2O_3 64.66 % に達するが、中粒ないし細粒のものは 50 % 内外である。

磁鉄鉱 (magnetite) ・ 赤鉄鉱 (hematite)

上記の両鉄鉱物は相互にきわめて密接な共生関係を示してクロム鉄鉱石中に産するので、両鉄物を分けず一括して述べることにする。

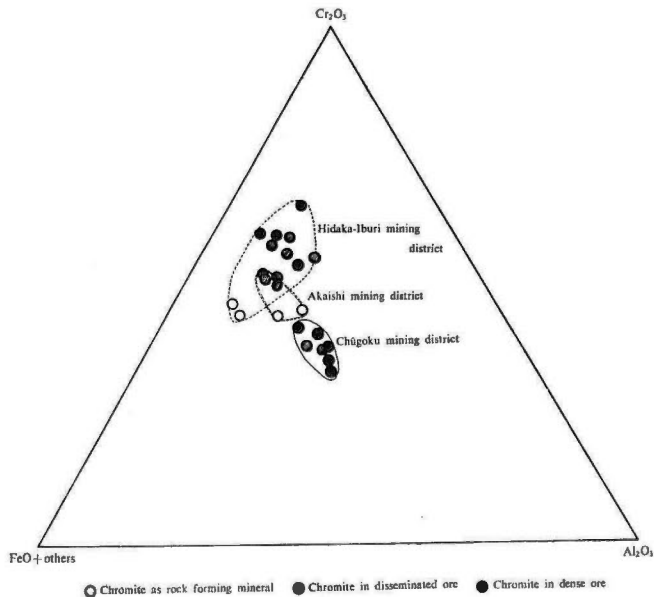
第 19 表 (A) 各種鉍石相を構成するクロム鉄鉍の化学成分

中国地方の場合					
	(1) 若松鉍山 細粒斑状鉍	(2) 日野上鉍山 粗粒斑状鉍	(3) 同	(4) 広瀬鉍山 塊状鉍	(5) 高瀬鉍山 塊状鉍
MgO	16.69	16.53	15.94	13.28	14.27
FeO	18.65	19.37	18.25	18.25	19.24
Al ₂ O ₃	27.32	26.49	28.77	30.64	20.46
Cr ₂ O ₃	32.36	35.68	34.86	34.12	43.16
SiO ₂	3.11	1.16	1.46	1.64	2.04
Total	98.13	99.23	99.28	97.93	99.17

第 19 表 (B) 各種鉍石相を構成するクロム鉄鉍の化学成分

北海道の場合					
	(1) 浅羽山 造岩鉍物	(2) 政和 造岩鉍物	(3) 和寒 造岩鉍物	(4) 糠平 細粒斑状鉍	(5) 日東 粗粒斑状鉍
MgO	28.63	9.11	21.36	11.55	9.84
FeO	20.83	17.35	20.49	16.62	17.60
Al ₂ O ₃	17.98	11.75	13.74	13.67	12.79
Cr ₂ O ₃	25.62	59.94	37.73	52.29	56.51
SiO ₂	5.54	2.42	5.99	2.94	2.14
Total	98.60	100.27	99.31	97.07	98.88

分析: 稲田 武



第 15 図 各種鉍石相を構成するクロム鉄鉍の化学成分 (地域別)

さきにクロム鉄鉱の結晶粒の周縁または割れ目によって、鏡下で黒色不透明の物質を伴う場合の多いことを述べておいた。この種のもは北海道には乏しく、本州各地のクロム鉄鉱にしばしば認められている。中国地方の若松・日野上鉱山においてその代表的なものがえられる。本地区では、蛇紋岩に造岩鉱物として付随するクロム鉄鉱にもこの被膜を生じており、これらが連結または集結して斑状鉄鉱を形成している場合には、被膜を伴った結晶個体が多数集合している状態をみる事ができる。以上のように、この被膜の形成は少なくとも連鎖斑状鉄鉱または集粒斑状鉄鉱形成以前のものであることは明らかである。この被膜について反射顕微鏡を用いて観察した結果では、クロム鉄鉱の場合、磁鉄鉱の場合および赤鉄鉱の場合などのあることが判明した。その結果を第 20 表に示す。

第 20 表 クロム鉄鉱・磁鉄鉱・赤鉄鉱の検定表

	(1) chromite	(2) magnetite	(3) hematite
反 射 率*	14~15%	20%	24.5%
(浸油の場合)	(nd)	(nd)	変化を認めない
腐 食	HCl (1:1) に (-) HNO ₃ (1:1) に (-)	HCl (1:1) に (+) HCl を黄変 HNO ₃ (1:1) に (-)	HCl (1:1) に (-) HNO ₃ (1:1) に (-)
磁 性	な し	強	な し
反 射 色	灰 白	白	帯緑白—帯紅白
光 学 性	等 方 性	等 方 性	異方性 (強)
組 織	平 滑	chromite との境界明瞭, 海綿状, 多孔質	平 滑

*いずれのフィルターの下でも反射率の変化を認めない。

J. C. Maxwell (1949) は、ニューカレドニアの鉄鉱についてこの被膜部分を検討し、その主成分は、 $\text{FeO} \cdot (\text{Fe}, \text{Cr})_2\text{O}_3$ で、 Fe_2O_3 と Cr_2O_3 の数値は種々に変化すると結論している。

磁鉄鉱はクロム鉄鉱の結晶粒の周縁に付着している場合もあれば、塊状鉄鉱の割れ目にそって生じていることもある。一方赤鉄鉱は、いまのところその産出が塊状鉄鉱石中に限られ、母岩中に散点するクロム鉄鉱や斑状鉄鉱を構成するクロム鉄鉱には付随する例をみない。

3 鉄物の共生状態については鉄鉱組織の章において後述するが、赤鉄鉱は塊状鉄鉱石中であって、必ず磁鉄鉱と共存している。クロム鉄鉱中に磁鉄鉱の細脈が発達している場合、その一部を交代して赤鉄鉱が生成せられている (Plate 10-(36))。この細脈は 0.1 mm 以下で網状に発達する。

クロム柘榴石 (uvarovite)

塊状鉄鉱の表面または割れ目にそって簇生している場合が多い。とくに Cr 含有量の高い鉄鉱に付随し、低品位鉄鉱には付随することが少ない。北海道日高・胆振地方、四国、九州地方の鉄鉱には普通にみられる。美麗な翠緑色を呈し、一般に細粒で結晶が 1 mm に達するものは少ない。また完全自形 ($d(110)$ よりなる) をなすものは珍しく、多くの場合鉄鉱の鏡面に緑色の条線となって付着している。完全自形を示すものは北海道大和鉱山産鉄鉱 (Plate 22-(67)) 糠平鉱山伴慶坑、赤石鉄山旧 5 号坑付近などに知られている。

薄片ではクロム鉄鉱の粒間または割れ目にそって蛇紋石中に粒状となって産する場合と、クロム鉄鉱と直

注3) 反射率の測定にあたっては、青・橙・赤の 3 色のフィルター (Merek の装置) を使用し、ニコルの廻転角は 32° とした。基準にした galena の反射率は青色フィルターで 48.26%、橙で 41.61%、赤では 40.10% である。また赤鉄鉱を伴う部分の分光分析の結果では Cr, Fe が最強を示し、Ca, Mg, Al がこれに次いでおり、本地区の一般鉄鉱の場合と異なり、Al が低下している点は注目すべきで、赤鉄鉱の組成によって影響された結果と考えられる。

接している場合とがある。四国の末広鉱山産のものには、クロム柘榴石を多量に含み、鉍石の過半が本鉍物で占められている場合がある。いずれの場合にも両鉍物の共生関係からはクロム鉄鉍がクロム柘榴石の生成よりも早期であることを思わしめる (Plate 15-(54))。クロム柘榴石は鏡下においても淡緑色を示し、十字ニコルの下では暗黒となる。反射顕微鏡下では淡灰色を示し、反射率はクロム鉄鉍よりやや弱い程度である (Plate 10-(35))。

一般に $\text{Ca}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ の組成を有するものと考えられているが、北原順一 (1951) は赤石鉍山産のものを検討し、含クロム灰礬柘榴石と称すべきもののあることを明らかにした。クロム柘榴石に関する分析値は、本鉍物の分離が困難である関係上、明らかにされたものが少ない。フィンランドの Outokumpu の銅鉍床中に uvarovite-tawmawite-tremolite-pyrrhotite 脈をなして産するクロム柘榴石が P. Eskola (1933) によって報告されているが、この場合はクロム柘榴石は 0.5 cm の大きい自形結晶として産し、Cr の含有量が本邦赤石鉍山産のものに較べてはるかに高い。また九州地方にはクロム鉍床に付随する灰礬柘榴石のあることが知られている。

いずれも SiO_2 , CaO の量はほぼ一定であるが、 Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Cr_2O_3 の量が大きく変化を示している。ここでは本邦産のものフィンランド産のものとを比較し、それらの分析値を第 21 表に示す。

第 21 表 クロム柘榴石 (uvarovite) の化学成分

	赤石鉍山	高知県越智	Outokumpu (フィンランド)
SiO_2	37.43	28.35	35.88
TiO_2	0.00	nd	nd
FeO	0.51	nd	nd
MnO	0.00	nd	0.03
MgO	3.50	1.89	0.04
CaO	30.48	32.64	33.31
Fe_2O_3	9.29	14.22	2.46
Al_2O_3	13.69	1.97	1.13
Cr_2O_3	4.35	11.83	27.04
H_2O	0.87		
CO_2		} 9.10	} 0.18
Total	100.12	100.00	100.87

分析: 北原順一 (1951) (原田準平, 1943 より引用) Lokka, L. (1901)

本鉍物と類似し、やや土状を呈し淡色のものがクロム鉍石に付随する場合、これをクロム華 (Cr の酸化物) と称する習慣がある。若者は今回かようなものと典型的なクロム柘榴石とを X 線注4) によって比較検討し、両者は多くの場合、同一鉍物であり、すでに原田準平 (1943) が指摘しているように、従来クロム華と称せられているものは、ほとんどクロム柘榴石が粉末化したものであることが明らかになった。ただし鳥取県広瀬鉍山産のクロム鉄鉍石に付着している淡緑色被膜は Ni を含有する緑泥石であることが今回判明した。

萇泥石 (kämmererite)

萇泥石は苦土緑泥石 (penninite) のクロムを含む一変種で、ほとんど常にクロム鉄鉍に付随して産する。原田準平 (1940) によれば、本邦に産する萇泥石は大分県鷲谷に産するものが始めて発見記載され、佐藤滋

注4) 本鉍物の X 線回折は北海道産のものについては北大理学部鈴木淑夫博士により、広瀬鉍山産のものについては地質調査所大津秀夫によって行なわれた。ここに明記して両氏に対し深甚の謝意を表す。また後述の萇泥石の X 線解析は鈴木淑夫博士により行なわれた。あわせて感謝の意を表す。

によりこの堇泥石は新鉱物紅礬土鉍 (bungonite) として命名され、後年篠本二郎によって堇泥石と訂正せられたものといわれる。

本邦においては北海道・四国・九州各地のクロム鉍床に伴なわれて産し、クロム鉄鉱粒間を蛇紋石とともに充填するほか、前記のようにクロム柘榴石と共生する場合もある。紫紅色を呈し、結晶形を示すことはほとんどなく、微細な鱗片状または薄皮殻状の集合体をなすことが普通である。赤石鉍山ではクロム鉍石の割れ目にそって皮膜状を呈し、あるいは鉍石と母岩との境界にそって産する (Plate 23-(72))。また北海道日東鉍山においてはクロム鉍床の下盤側の母岩をなす^{おんじやく}温石の一部が紅紫色を呈し、2~3 cm の大品をなしている場合があるが、風化した部分は灰白ないし銀白色を呈する。

堇泥石は鏡下において、鉍石中に細脈あるいは網状を呈し、微細な短柵状結晶の集合となり、その産状はクロム柘榴石の場合と類似するところが多い。平行ニコル下では無色であるが、干渉色は青紫色を示す (Plate 15-(53))。

本邦産堇泥石に関する研究はきわめて乏しく、原田準平・石橋正夫 (1940) による光学恒数の測定結果のほか 2, 3 の分析値が知られているにすぎない。これらの数値を第 22 表、および第 23 表に示す。また本鉱物を X 線によって構造解析した結果では、 β 型蛇紋石と同様のものであることが判明した。

第 22 表 堇泥石 (kämmererite) の光学恒数

産地	屈折率 (α, β, γ)	2V
大分県鷲谷	$\beta = \gamma = 1.587 - 1.588$	0°
愛媛県赤石鉍山	$\alpha = \beta = 1.586$	(+) 0-30°
〃	$\beta = \gamma = 1.587 - 1.588$	(-) 0-30°
北海道岩美鉍山	$\gamma = 1.591$	
北海道八田鉍山	$\beta = \gamma = 1.590 - 1.592$	0°
〃	$\beta = \gamma = 1.586 - 1.589$	

(原田準平・石橋正夫測定による)

第 23 表 堇泥石 (kämmererite) の化学成分

	大分県鷲谷産	愛媛県赤石鉍山産		大分県鷲谷産	愛媛県赤石鉍山産
SiO ₂	31.25	31.10	MgO	33.70	35.43
Al ₂ O ₃	9.43	11.30	CaO	1.94	1.40
Fe ₂ O ₃	nd	1.73	NiO	nd	0.25
Cr ₂ O ₃	7.99	4.40	H ₂ O (+)	} 13.01	12.41
FeO	3.04	0.49	H ₂ O (-)		1.45
			Total	100.36	99.96

分析：篠本二郎

明治鉱業 K.K.

クロム透輝石 (chrome-diopside)

緑色短柱状結晶を示し、0.3~2 mm まれに 1 cm に達するものがある。本邦では東赤石山の西方 500 m の地点にクロム鉄鉱・堇泥石とともに脈状を呈するものが知られている (Plate 23-(72))。本鉱物は鏡下で無色、劈開は顕著である。肉眼では黝色を呈する中心部とそれと漸移するあざやかな緑色を呈する部分とからなる。原田準平(1943)によれば緑色の部分は $\alpha = 1.614$, $\beta = 1.685$, $\gamma = 1.706$ の屈折率を示し、一般の透輝石よりはやや高い屈折率を示す。フィンランドの Outokumpu に産するものは P. Eskola (1946) によって研究されたが、これはドロマイト中のスカルン鉍物として産するものである。本鉱物に関する分析値を本邦赤石鉍山産のものとおわせて第 23 表に示す。両者の組成は産状がちがうにかかわらずほとんど変わら

ていない。

第 24 表 クロム透輝石 (chrome-diopside) の化学成分

	愛媛県赤石鉍山産	Outokumpu (フィンランド)		愛媛県赤石鉍山産	Outokumpu (フィンランド)
SiO ₂	52.38	52.84	NiO	0.13	nd
Al ₂ O ₃	3.42	1.04	CaO	23.10	25.44
Fe ₂ O ₃	1.06	nd	H ₂ O (+)	0.93	} 0.88
Cr ₂ O ₃	0.98	0.44	H ₂ O (-)	0.31	
FeO	0.21	2.52			
MgO	17.38	17.26	Total	99.90	100.42

分析: 明治鉍業 K.K. (1948),
Frosterus & Wilkman (1916)

その他

上記諸鉍物のほかにクロム鉍石に付随する蛇紋石・滑石・水滑石・ブドー石などがあるが、これらについては「鉍床母岩の変質」の章において詳論することとし、ここでは省略する。

IV. 3. 2 鉍石の種類と鉍石組織の特徴

本邦クロム鉄鉍鉍石には鉍石組織上、著しい多様性がある。これらはかつて鈴木醇 (1942) により 10 種が類別記載されている。すなわち塊状鉍として、(1) 緻密塊状鉍, (2) 集粒塊状鉍, (3) 角礫質塊状鉍, 斑状鉍として、(1) 粗粒斑状鉍, (2) 細粒斑状鉍, (3) 微粒斑状鉍, さらに特殊斑状鉍として、(1) 縞状鉍, (2) 集粒斑状鉍(球顆斑状鉍), (3) 連鎖斑状鉍, (4) 融蝕粗粒斑状鉍がそれである。

本論では試みにクロム鉄鉍鉍石を生成の段階に従って類別し、それぞれの鉍石組織の特質と、相互関係について述べることにした。

(A) 正岩漿期の生成によると思われるもの

- (1) 微粒(細粒)斑状鉍
- (2) 縞状鉍

(B) 正岩漿期以後にクロム鉄鉍が低度に濃集粗粒化したと思われるもの

- (1) 縞状鉍
- (2) 連鎖斑状鉍
- (3) 集粒斑状鉍(球顆斑状鉍)
- (4) 粗粒斑状鉍

(C) クロム鉄鉍がさらに高度に濃集・粗粒化したと思われるもの

- (1) 集粒塊状鉍(斑状鉍の残晶を保有)
- (2) 白くも鉍(斑状鉍の残晶を保有)
- (3) 緻密塊状鉍

(D) 鉍床生成後破碎され、鉍石組織が改変されたと考えられるもの

- (1) 角礫質塊状鉍
- (2) 粉状鉍(茶鉍)

まず (A) 正岩漿期の生成と考えられるものは岩内岳橄欖岩の一部 (Plate 16-(55, 56)) および糠平鉍山大王坑 (Plate 18-(59)) に産出するものをあげることができる。これらは図版に示したように、クロム鉄鉍は細粒自形で、橄欖石よりも早期またはこれとほとんど同時に晶出した形跡を示している。Plate 18-(59) に示した縞状鉍は造岩鉍物として晶出したクロム鉄鉍が岩漿の流動に応じて単に集粒し縞状をなしたとみるべきで、鉍物の質的变化が行なわれているとは考えられない。この場合母岩が蛇紋岩であっても、これは α

型蛇紋石によって構成されている点が特徴で、 β 型蛇紋石を生じていない。

つぎに(B)正岩漿期以後にクロム鉄鉱が低度に濃集・粗粒化したと考えられるものとして縞状鉱(Plate 17-(57, 58))・連鎖斑状鉱(Plate 18-(60))・集粒斑状鉱(Plate 18-(61))および粗粒斑状鉱(Plate 18-(62))を示した。

ここに示した縞状鉱は赤石鉱山・水田鉱山に産するもので、これらは母岩が橄欖岩であるにもかかわらず、クロム鉄鉱の濃集部分は脈石が蛇紋石化しており、鉱石鉱物には細粒のものほか粗粒他形のものを混じり、粗粒のものはCrの含有率が一段と高いのである。この種の鉱石は前述の岩内岳あるいは糠平鉱山産の縞状鉱に較べ、鉱石組織が異なっているので区別することが必要である。

連鎖斑状鉱は一般に細粒(0.3~1mm)のクロム鉄鉱が多数連結して鉱石を構成するもので、鳥取県日野上鉱山にその好例をみる。これは一部は正岩漿期の生成によるものと考えられるが、集粒したものの中にはクロム鉄鉱がやや粗粒化している場合があるので、これは赤石・水田両鉱山の縞状鉱と同様に、単に集粒したとみるよりは、そこに新たな作用が加わり、クロム鉄鉱の再生が小規模に行なわれたとみる方が適当である。

集粒斑状鉱は連鎖斑状鉱に較べて、クロム鉄鉱の粗粒化がはげしく、小豆大球状のものを多量に生じているものをいう。したがって本鉱石は球顆斑状鉱と称することもできる。この好例は鳥取県稲積鉱山・兵庫県関の宮鉱山などに認められるが、塊状鉱体の末端部にしばしば生成されている。この種鉱石の脈石は蛇紋石の性状に特徴があり、繊維状細粒で屈折率のやや高いことを特徴とし、すでに石川俊夫(1941)により β 型蛇紋石として記載され、正岩漿期生成のクロム鉄鉱の脈石(α 型蛇紋石)とは区別されている。また蛇紋石に付随して多量のプドー石(prehnite)を生じており、熱水性鉱物との共生という特徴を示している場合が多い。

粗粒斑状鉱は鳥取県稲積鉱山西端部に存し、クロム鉄鉱が径1~2cmの球状となったものである。本鉱石は粒度に基づいて一応類別はしたが、前記の球顆斑状鉱と全く同質である。

(C)塊状鉱には集粒塊状鉱(Plate 19-(63))、白くも鉱(Plate 19-(64)~(68), 9-(33))および緻密塊状鉱(Plate 10-(34, 36, 37))などがある。

集粒塊状鉱は粗粒斑状鉱の異相とみるべきもので、クロム鉄鉱の濃集程度が高く、緻密塊状鉱に近い鉱石組織を示している場合をいう。緻密には粗粒の斑状鉱部といわれる緻密塊状鉱部との複合で、両鉱部の境界は一般に判然とせず漸移関係を示している。その状態はPlate 19-(63)に示したとおりである。これは粗粒斑状鉱が緻密塊状鉱化する過程のもので、斑状鉱部は一種の残晶とみることが適当である。この種の鉱石は本邦各地に、しかも鉱体のどの部分にも広く認めることができる。つまり普通のクロム鉄鉱はほとんどがこれに属するものとみることができる。

白くも鉱は緻密塊状鉱の中に斑紋状に細粒斑状鉱を保有しているもので、北海道日高胆振地方の鉱床に多く認められ、日東鉱山・新日東鉱山および八幡鉱山などに産する。さらに緻密に観察した場合には北海道の各クロム鉱山にこの種鉱石の発見される可能性がある。斑状鉱部は細粒自形のクロム鉄鉱と α 型蛇紋石からなり、塊状鉱部とは組織も鉱物の性質もちがっている。両鉱部の境界は図版(Plate 21-(67, 68))に示したように漸移関係を示し、その付近には負結晶(negative crystals)を多量に生じている。この負結晶は α 型蛇紋石によって充填されている。負結晶の性質、産状からみて、この部分は斑状鉱部と同様早期鉱石相の残晶とみるべきで、負結晶は細粒自形クロム鉄鉱が集粒した際、(111)面につつまれて生じた部分とみることがもっとも適当である。この場合残晶が細粒斑状鉱であるために、塊状鉱部との境界が一見したところでは判然としており、前記の集粒塊状鉱の場合とは異なった特徴ある鉱石組織を示すのである。

緻密塊状鉱は斑状鉱部をほとんど含有していないものをいう。著者は鉱化作用が完全に行なわれ、早期鉱石相の残晶を消失するに至ったものと考えている。この場合クロム鉄鉱は例外なく結晶個体の大きさ、形ともに不明である。またわずかに共生する脈石鉱物は β 型蛇紋石・クロム柘榴石・堇泥石などであり、まれに共生するものとして黄銅鉱・黄鉄鉱などがあるが、いずれも熱水性鉱物と考えられるもので、この段階で

は鉍化作用が熱水作用の影響をつよくうけていることを特徴としている。

また中国地方の緻密塊状鉍には、磁鉄鉍・赤鉄鉍の細脈が網状に発達している場合が多いが、これは斑状鉍の段階においてすでにクロム鉄鉍の結晶粒の周縁に生じていた磁鉄鉍が濃集後にもなお残存したことを示すものであろう。そして磁鉄鉍の一部が赤鉄鉍化していることは、クロム鉄鉍の再生作用と同時にこなわれたものと考えられることができる。

(D) 鉍床生成後に破碎され、鉍石組織が改変されたと考えられるものに、角礫質塊状鉍 (Plate 10-(35))・粉状鉍 (茶鉍) がある。

角礫質塊状鉍は概して地質状態のモメている部分に生じていることが多いが、茶鉍は必ずしもそうではない。前者は北海道糠平鉍山に好例をみるが、図版 (Plate 10-(35)) に示したように鉍石が破碎され細片に分裂し、その間をクロム柘榴石や方解石が充填したり、あるいは粉状のクロム鉄鉍によって充填されている。これは破碎作用とともに熱水作用のはげしく行なわれたことを示すものであろう。

粉状鉍は緻密塊状鉍中に脈状に生じている例が多い。これはクロム鉄鉍に特有の茶褐色の条痕色を呈するので茶鉍と称される。鉍石が単に粉末化したものか、あるいは後生的に脈状に侵入してきたものか、現在のところなお問題として残されている。これは周囲の塊状鉍部よりもはるかに Al 組成が高いために、また周りの地質状態の点などからみて、単に粉末化したものと結論するわけにはゆかない。

IV. 4 クロム鉍床の母岩とその変質

IV. 4. 1 鉍体際に認められる蛇紋岩の変質

蛇紋岩中に不規則塊状を呈して賦存するクロム鉍床においては、鉍体の周りに粘土あるいは特殊な蛇紋岩を生じている場合が多く、この部分は一般の蛇紋岩と明確に区別することができる。かような例は縮状鉍あるいは細粒斑状鉍を主体とする鉍床ではほとんど認められないが、粗粒斑状鉍・塊状鉍を主体とする鉍床の場合には普通に認められるところである。

上記の点はすでに内外の諸学者によって認められ、多くの場合、クロム鉍床を熱水性鉍床として説明するための有力な根拠として取り扱われている。少なくともこの特殊な蛇紋岩がクロム鉍床の鉍化作用と密接に関係して生じたものであることには疑いを容れない。

本邦でもっとも顕著な例は、鳥取県広瀬鉍山のクロム鉍床で、この場合は鉍体を広く包囲して、淡緑色半透明の特殊な蛇紋岩が付随している。その厚さは鉍体の規模に応じていろいろであるが、厚い部分では 0.5 m に及び、その外側の蛇紋岩とは明らかな境界を画している。著者はこれをクロム鉍床に伴う変質暈 (metamorphic aureole) と呼び、クロム鉍床の鉍化作用と関係する蛇紋岩の変質作用と考えている。鉍体の中石または鉍石の脈石も一般に淡緑色半透明で、変質暈を形成しているものと同種であることが多い。

これは鏡下で、繊維状微細の蛇紋石の集合である場合と、不定形微粒蛇紋石の集合である場合とがある。いずれにしても一般の蛇紋岩にみられるような粗粒の板温石を主体とする石理の判然としたものではない。石川俊夫 (1941) は一般の蛇紋岩を構成する蛇紋石を α 型とし、鉍体を取りまくこの特殊な蛇紋石を β 型として区別し、兵庫県関の宮地方のものについてそれぞれの屈折率を測定し、両者のちがいを明らかにした。

著者は鳥取県広瀬鉍山のクロム鉍床に関するものに対して両蛇紋石の結晶構造の解析を試み、2, 3 の試料についてノレルコおよびガイガーフレックスを用いて X 線的に検討したところ、第 25 表に示すような結果をえた。

つまり α 型蛇紋石は結晶度が低く、(001) の d は 14\AA で示され、二次元格子をつくっているのに対し、 β 型は結晶度が高く、(001) の d は $7.1\sim 7.3\text{\AA}$ で示され、三次元格子をつくることを特徴としている。そしてこれらは電子顕微鏡下で、Plate 24-(74)~(77)に示すように判然と異質のものであることを明らかにすることができた。

両者の化学組成に関しては同県日野上鉍山産のものを検討した結果、両者のちがいのうちで、とくに著し

第 25 表 本邦クロム鉱床に付随する各種鉱物の X 線解析結果*

(1) 北海道新日東鉱山付近蛇紋石			(2) 同鉱体際の粘土状蛇紋石			(3) 同 堇 泥 石		
CuK $\alpha_1 2\theta$	$d(\text{\AA})$	I/I_0	CuK $\alpha_1 2\theta$	$d(\text{\AA})$	I/I_0	CuK $\alpha_1 2\theta$	$d(\text{\AA})$	I/I_0
12.1	7.31	35	12.1	7.31	100	6.2	14.2	25
19.4	4.57	30	18.9	4.69	20	12.35	7.16	100
19.75	4.49	30	20.6	4.31	20	18.5	4.79	70
24.4	3.64	100	21.9	4.06	20	24.75	3.59	80
30.4	2.94	10	22.75	3.90	30	30.5	2.93	
31.8	2.81	15	24.2	3.67	70	31.0	2.88	10
33.75	2.65	20	28.2	3.16	20	35.8	2.51	5
34.35	2.61	30	29.55	3.02	20	43.8	2.07	
34.75	2.58	30	31.1	2.87	30	57.7	1.60	5
35.8	2.51	40	32.3	2.77	30			
36.7	2.45	50	34.7	2.58	40			
39.4	2.29	15	35.6	2.52	70			
60.3	1.53	40	36.4	2.47	50			
			42.0	2.15	20			
			45.9	1.98	20			
			52.1	1.75	20			
			59.6	1.55	20			
			60.3	1.53	30			
			61.15	1.51	20			
(4) 鳥取県多里地方の蛇紋石			(5) 同			(6) 鳥取県広瀬鉱山鉱体際蛇紋石		
CuK $\alpha_1 2\theta$	$d(\text{\AA})$	I/I_0	CuK $\alpha_1 2\theta$	$d(\text{\AA})$	I/I_0	CuK $\alpha_1 2\theta$	$d(\text{\AA})$	I/I_0
9.5	9.30	35	9.25	9.55	5	12.5	7.08	90
12.0	7.37	100	11.95	7.40	100	18.7	4.74	75
17.4	5.09	10	19.00	4.67	10	19.4	4.57	20
18.65	4.75	25	24.20	3.67	45	24.3	3.66	20
19.0	4.67	15	34.00	2.63	5	25.2	3.53	100
19.4	4.57	15	35.60	2.52	20	31.5	2.84	20
22.8	3.90	10	36.70	2.45	10	34.7	2.58	15
24.4	3.64	50	38.15	2.36	5	35.3	2.53	30
28.6	3.12	30	2.15	41.95	10	36.8	2.44	20
32.3	2.77	15	60.05	1.54	10	37.7	2.38	10
35.8	2.51	35	61.20	1.51	10	39.6	2.27	5
36.5	2.46	20	62.50	1.48	5	40.0	2.25	5
37.8	2.38	15	63.60	1.46	5	41.9	2.15	5
38.3	2.35	15				45.3	2.00	20
39.8	2.26	15				48.4	1.88	10
40.0	2.25	15				49.7	1.83	10
41.8	2.16	10				58.5	1.58	10
52.25	1.75	15				58.8	1.57	15
54.6	1.68	10				60.1	1.54	20
60.0	1.54	10				65.7	1.42	10
61.6	1.50	10				66.9	1.40	10
62.8	1.48	10						

(7) 鳥取県広瀬鉾山鉍体際蛇紋石			(8) 広瀬鉾山塊状鉍石に 付着する綠色鉍物			(9) 同		
CuK $\alpha_1 2\theta$	$d(\text{\AA})$	I/I_0	CuK $\alpha_1 2\theta$	$d(\text{\AA})$	I/I_0	CuK $\alpha_1 2\theta$	$d(\text{\AA})$	I/I_0
6.08	14.5	60	12.05	7.37	100	12.15	7.28	100
12.25	7.21	100	19.40	4.57	25	19.3	4.60	20
18.60	4.77	75	24.35	3.65	60	19.75	4.49	15
19.20	4.62	10	34.00	2.63	10	22.8	3.90	10
24.90	3.57	75	35.15	2.55	20	24.15	3.68	30
31.30	2.86	40	38.85	2.50	25	24.6	3.62	40
33.60	2.66	5	36.65	2.45	30	30.65	2.91	10
34.65	2.59	10	38.40	2.34	5	33.3	2.69	15
35.15	2.55	25	41.90	2.15	5	33.7	2.66	20
36.65	2.45	20	43.30	2.00	5	34.7	2.66	20
37.60	2.39	10	46.20	1.95	5	36.0	2.49	60
39.80	2.26	10	60.30	1.53	20	36.6	2.45	20
43.65	2.07	5	61.60	1.50	10	37.3	2.47	20
44.45	2.04	5				39.5	2.28	10
45.05	2.01	20				41.4	2.18	20
48.15	1.89	10				42.4	2.13	20
49.80	1.83	10				53.3	1.72	10
52.50	1.74	5				60.2	1.54	25
55.05	1.67	5				61.8	1.50	10
58.70	1.57	8				63.9	1.46	10
60.05	1.54	15						
61.60	1.50	5						
66.80	1.40	15						

(10) 北海道大和鉍山産クロム柘榴石(結晶質)			(11) 北海道日東鉍山産綠色土状鉍物		
CuK $\alpha_1 2\theta$	$d(\text{\AA})$	I/I_0	CuK $\alpha_1 2\theta$	$d(\text{\AA})$	I/I_0
12.0	7.37	15	12.3	7.19	40
13.8	6.41	10	18.5	4.79	50
14.5	6.15	10	24.8	3.59	30
18.4	4.82	15	29.7	3.01	50
20.85	4.26	20	30.5	2.93	30
29.7	3.01	60	33.35	2.68	90
33.4	2.68	100	35.85	2.50	100
35.8	2.51	45	36.6	2.45	40
36.6	2.45	60	43.6	2.07	40
38.25	2.35	20	46.5	1.95	20
41.1	2.19	20	55.2	1.66	30
43.5	2.08	20	57.4	1.60	50
46.6	1.95	30	57.8	1.59	30
47.75	1.90	10	63.4	1.47	40
55.0	1.67	30			
57.3	1.61	60			
63.15	1.47	20			
64.7	1.44	10			

* (1) (2) (3) (4) (6) (9) (10) (11) は北大鈴木淑夫博士の解析により、(5) (7) (8) は地質調査所大津秀夫の解析による。
 (1) (2) (4) (5) (8) (9) は著者のいう α 型蛇紋石、(3) (6) (7) は著者のいう β 型蛇紋石に属すること。(10) (11) はいずれもクロム柘榴石であることなどが結晶構造上から判明した。さらに (8) にはやや多量の Ni が検出された。

第 26 表 α 型蛇紋石, β 型蛇紋石の化学成分の 1 例

	日野上鉾山特探坑内			日野上鉾山特探坑内	
	(α 型)	(β 型)		(α 型)	(β 型)
SiO ₂	33.40	31.58	CaO	0.03	4.0
FeO	5.88	6.21	MgO	39.12	15.54
Fe ₂ O ₃	4.92	7.42	Cr ₂ O ₃	0.40	0.21
Al ₂ O ₃	2.01	27.40	Ig. loss	14.12	7.30
			Total	99.88	99.66

分析: 日鉄鉱業 K.K.

い点は β 型蛇紋石が α 型に較べて Al に富み、緑泥石の性質を示すことであった。

兵庫県関の宮地方あるいは中国地方の諸クロム鉾床の場合は、鉾床生成後の擾乱が軽微であるために、変質量の発達状態がきわめてよく観察されるが、一方北海道のクロム鉾床の場合には、一般に蛇紋岩化が強烈であるとともに鉾床生成後の擾乱が著しいために、変質量の有無が判然としない。

今回試みに日東鉾山における鉾体際の粘土と、それよりやや離れた蛇紋岩の両者について X 線を用いて構造解析を行なった結果では、いずれも前記の α 型蛇紋石としての特徴を示した。したがって北海道においてはクロム鉾床の周りにしばしば発達する粘土を母岩の変質産物とみることが危険であり、単に蛇紋岩の粘土化した場合のあることを考える必要がある。

北海道糠平鉾山の斑状鉾の脈石は、針状蛇紋石の集合で、 α 型蛇紋石に非ざることは著者 (1957) がかつて指摘しておいたとおりであり、また北海道産クロム鉾石に脈石として付随する重泥石が β 型蛇紋石と同じ結晶構造を示すことはさきに述べたとおりで、北海道のクロム鉾床にも当然 β 型蛇紋石の付随することは明らかである。ただし前述のように鉾床生成後の擾乱をうけて、正規の変質量が鉾体とともに分断され、両者の相互関係が判然としない場合が多いということにほかならない。

以上にクロム鉾床をとりまく変質量の一例を述べたが、この変質量は蛇紋岩に限られたわけではなく、鉾体に接触して分化脈岩が存在する場合には、この分化脈岩も同時に強い変質作用を蒙り、変質量の一員となっていることが普通である。この点については次章において詳述する。

IV. 4. 2 分化脈岩

一般に超塩基性岩類には、それに付随して優白岩類 (leucocrates) または優黒岩類 (melanocrates) といわれる脈岩の発達することが多い。これらの脈岩類は超塩基性岩体の内部または岩体の周辺に発達することを特徴とするもので、超塩基性岩漿の分化脈岩 (differentiated dike rocks) と解されているのである。

以下に北海道・中国・四国地方のものについて概説する。

北海道の蛇紋岩分布地域には、きわめて多量、かつ多種類の分化脈岩の発達することが知られている。これらの分化脈岩のうち、優白岩についてはすでに鈴木醇 (1940) によって分類が行なわれ、それぞれの岩質が詳しく記載されている。鈴木醇によれば北海道における優白岩類の種類は次のとおりである。

- (A) 曹長岩 (albite)
- (B) 石英曹長岩 (quartz albite)
- (C) 曹長斑岩 (albitephyre)
- (D) 角閃石曹長岩 (hornblende albite)
- (E) 曹長石アプライト (albite aplite)
- (F) トロンエム岩 (trondhjemite)
- (G) ペグマタイト (pegmatite)
- (H) 閃緑岩質アプライト (diorite aplite)
- (I) 閃緑斑岩質アプライト (diorite gabbro aplite)

- (J) 斑縞岩質アプライト (gabbro aplite)
- (K) ロヂン岩 (rodingite)
- (L) 各種白色鉱物脈 (white vein)

以上のうちロヂン岩のみは産状、岩質が特殊であるために、分化脈岩として取り扱うことが適当であるかどうかという問題が残されている。

ところで北海道における優白岩類の分布と岩質との関係を見ると、石狩・天塩・北見地方の砂クロム鉱床地帯の蛇紋岩には斑縞岩質ないし閃緑岩質の脈岩類が多く、日高・胆振地方の塊状クロム鉱床地帯の蛇紋岩には曹長岩ないし角閃石曹長岩のような比較的酸性の岩質を示すものが多い。しかしここにも例外として、シキシャナイ川流域に斑縞岩質のものが知られている。

これらの分化脈岩の大きさは普通脈幅 1~5m であるが、八田鉱山の狸岩のように 30m に及ぶものもみられる。

塊状蛇紋岩に伴なう優白岩は蛇紋岩の節理にそって侵入するが多いが、片状蛇紋岩あるいは粘土化した蛇紋岩中に産するものは、本来の火成岩としての構造を失ない、一部が再結晶し、石英片岩とみまがうばかりの性状を呈するものがある。

優白岩類の産状や性状は以上のようなようであるが、これらの分布を見ると、糠平鉱山・新日東鉱山・八田右左府鉱山地区に著しく、沙流川以西においては八田鉱山・新入鉱山地区に 2, 3 のものが知られている程度で、蛇紋岩体の東部が主要産地となっている。

本岩が直接クロム鉱床と接している例は、糠平鉱山西神坑・八田右左府鉱山旧坑・新日東鉱山 (Plate 22-(70))・八田鉱山など数ヶ所に知られており、鉱床付近に優白岩を伴なう例はさらに多く、鉱床母岩として重要なものと考えられている。

次に優黒岩と称せられているもので、現在までに知られたものは異剝石 (diallage) の密集したものが、脈岩状を呈して蛇紋岩中にある程度で、その規模・量においては優白岩に較べてはるかに僅少である。日東鉱山本坑の第三立坑と、新日東鉱山四号坑内にその産出が知られている。これらは俗に「温石」と称せられ、1cm に及ぶ比較的巨晶の輝石類から構成され、おもなものは異剝石で、脈幅数 cm から 1m のものまでが普通である。日東鉱山の場合は鉱床の下盤となり、鉱床と密接な関係を示して産するが、粘土化が著しいために、両者の関係を充分明らかにすることができない。本岩の一部はしばしば紅紫色を呈し、重晶石におきかえられている。本岩を蛇紋岩の分化脈岩とすべきか、あるいは蛇紋岩の岩相の一部とみなすべきかについては、なお疑問が残されている現状である。

中国地方背梁山地の蛇紋岩に付随するものは主として斑縞岩質岩 (Plate 13-(45, 46)) で、蛇紋岩中に根なしの岩塊として産する場合が多い。本岩は見掛けの上では蛇紋岩の捕獲岩と考えられるが、一般に認められているように、蛇紋岩を貫く分化脈岩がその後の造構運動によって分断された可能性も考えられるので、現在では本岩の生成過程を述べるにはなお一抹の不安がある。

本岩はレンズ状・球状を呈し、岩塊の規模は 2, 3m のものから 30m に及ぶものがある。岩質には細粒斑縞岩と粗粒斑縞岩とがあるが、量的には前者が卓越する。

細粒斑縞岩は普通輝石・斜長石・チタン鉄鉱からなり、多くの場合それが少しく変質して普通輝石の結晶の周縁が褐色ないし緑色角閃石あるいは緑泥石にかわっている。

普通輝石は $2V = (+)48^\circ$, $C^1Z = 43^\circ$, ほとんど無色である。これに伴なう斜長石は An 56 で汚染したものが多く、ほとんどアルバイト式双晶を示している。緑色角閃石は $2V = (-)58 \sim 70^\circ$, $C^1Z = 31^\circ$, 軸色は X=黄緑, Y=濃緑, Z=黄で、これに伴なう斜長石はやや酸性で An 45 の組成を示す。

上記の岩石は本地区の蛇紋岩のほとんどすべてに伴なわれているが、南西部の猫山岩体にはきわめて乏しい。一般にクロム鉱床の賦存する付近においてその産出がおびただしい。クロム鉱床の上盤をなす場合もあれば、下盤となって産する場合もある。また鉱体内部に岩塊となって含まれたり、クロム鉱脈によって切られたりする。その産状からみて、本岩がクロム鉱床の生成よりも早期であることは明らかである。さきに述

べたように、鉍体付近にあるものは、蛇紋岩とともに強度の変質作用を蒙り、特殊な岩相を示す場合がしばしばある。

愛媛県東赤石山橄欖岩には岩体内部に榴輝岩 (eclogite) を産する。本岩はすでに堀越義一 (1937)・坪谷幸六 (1958) その他によって詳しく研究されている。本岩は東赤石山橄欖岩体の東端部、権現谷の谷頭に産するものと、火薬庫の沢に産するものがある。前者は橄欖岩と互層状をなして産するが、後者は橄欖岩中にレンズ状をなして産する。権現谷においては橄欖岩が顕著な流理構造を示し、その構造に従って輝石が縞状に濃集する部分を生じている。この輝石縞の中に、1~5 cm に及ぶ巨晶の斜方輝石や紅色の柘榴石を生じていることがある。かような輝石縞が幾重にも層状に発達するが、岩体の構造的深部においては、輝石と柘榴石とが斑糲岩構造 (Plate 12-(43)) を示して組合い、いわゆる榴輝岩としての性質を示す。堀越義一 (1937) によれば巨晶の斜方輝石は $\gamma_D=1.672$, $2\Omega=80^\circ$ で頑火輝石 (enstatite) に相応し、榴輝岩中の輝石は肉眼で淡緑、薄片では無色あるいはわずかに淡緑で、 $\alpha_D=1.672$, $\beta_D=1.680$, $\gamma_D=1.699$, $C^A Z=42^\circ$, $\rho > \nu$, $2V=(+)62^\circ$ で、omphacite に属するものと考えられている。また本柘榴石は坪谷幸六 (1958) により、 $n=1.737$ (15°C), 比重は 3.47 (5°C) を示すものであることが明らかにされている。本柘榴石の化学成分の一例を示せば第 27 表のとおりである。

第 27 表

SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total
40.50	21.17	0.10	2.14	11.55	14.56	0.26	9.23	0.26	0.13	0.15	—	100.05

分析: 地質調査所

榴輝岩の成因については、P. Eskola (1939) が各種の産状のものについて考察しているが、橄欖岩中に互層状をなして産する場合は、橄欖岩漿に由来する進入性のものであろうという見解を述べている。一方坪谷幸六 (1958) は東赤石山榴輝岩に対して、これを構成する柘榴石の組成からみて、本岩は橄欖岩中の石灰質部分に変質して特殊な岩相を示すに至ったものと解している。

上記のように、榴輝岩の成因に関しては諸説があるが、著者は少なくとも本岩が橄欖岩漿と関係するものとみて、ここに記述することが適当と考えている。

IV. 4. 3 鉍体際に認められる分化脈岩の変質

中国地方のクロム鉍床には鉍体を包囲して変質暈を生じていることは前に述べたとおりであるが、これは蛇紋岩のほか、鉍床付近の分化脈岩にもかなり強度の影響を与えている。さきに述べた斑糲岩質岩石はこの変質暈の中では尖晶石パルガス石緑泥石岩となり、さらにその中に網状あるいは脈状に柘榴石・透輝石・緑簾石・磁鉄鉍・黄銅鉍を生じていることがしばしばある。この変質作用がもっとも著しい例は岡山県高瀬鉍山、鳥取県広瀬・若松両鉍山で認められる。これはいずれも鉍体が塊状鉍を主体とする場合で、クロム鉍床の鉍化作用の段階が進んでいるほど変質暈における変成度も高い傾向がある。

この変質岩の中に前述の正規斑糲岩が残晶として保存されている場合があるので、これらが斑糲岩から変質した系列的なものであることは疑う余地がない。

尖晶石パルガス石緑泥石岩 (Plate 13-(47, 48, 49), 22-(71)) においては、パルガス石の結晶の周縁は緑色角閃石から構成される。パルガス石 (pargasite) は $2V=(+)47^\circ$, $C^A Z=28^\circ$, $N_a=1.654$, 伸長正で無色である。尖晶石は淡緑色細粒で、多数が粒状に集合し溜り状を呈する。本鉍物はおそらく鉄尖晶石 (hercynite) に相応するものと考えられる。尖晶石がとくに多量生じている場合にはここに透輝石の共生することがある (Plate 13-(48))。

本岩は概観したところ、濃緑色細粒緻密で、比重の大であることを特徴とする。本岩の主要化学成分は第 28 表に示したが、これを原岩と比較するとき、Ca, Al, Mg の増大と、Si の減少が特徴となっている。

上記のような化学成分上の特徴が、同一変質帯における蛇紋岩の場合とよく同調していることはきわめて興味がある。

第 28 表 中国地方の蛇紋岩に伴なう斑縞岩の主要化学成分

	正規斑縞岩	変斑縞岩		正規斑縞岩	変斑縞岩
SiO ₂	50.05	36.28	CaO	8.81	14.30
TiO ₂	1.49	1.55	Na ₂ O	nd	nd
Al ₂ O ₃	16.26	17.77	K ₂ O		
Fe ₂ O ₃	0.90	4.06	H ₂ O(+)	1.44	3.02
P ₂ O ₅	10.67	11.67	H ₂ O(-)	0.50	0.52
MgO	4.73	8.89	Total	94.85	98.06

分析: 香場猛夫

つぎに柘榴石透輝石脈 (Plate 14-(50, 52), 11-(40)) について述べる。

本脈は前記の変斑縞岩ないしはこれに類似の緑泥石化斑縞岩中のみ生じている。淡褐色を呈し、幅 1~2 cm のものが網状に発達する場合と、10~20 cm の脈幅のものが不規則に発達する場合などがある。いずれも柘榴石・透輝石・斜長石を主成分とし、副成分として緑簾石・磁鉄鉱・黄銅鉱などを付随している。柘榴石は脈の中心に濃集することが多く、褐色のものと黝色のものがある。鏡下では 0.2~0.3 mm 不定形粒状の結晶の集合で、いずれも強い光学異常を示し、累帯構造が著しい。本鉱物の比重は褐色のものが 3.54、黝色のものが 3.59 であり、やや苦土にとむ灰礬柘榴石に相応するものとみられる。

透輝石は $2V = (+)52 \sim 60^\circ$ で鏡下で無色または淡緑である。斜長石は比較的粗粒新鮮である。磁鉄鉱は 0.5~1 mm で黄銅鉱とは文象状の共生を示す。

いずれにしても本岩石は Ca にきわめて富むもので、その鉱物組合せ、石理からみて一種のスカルンと考えることができる。本岩に伴なわれる磁鉄鉱や黄銅鉱はスカルン化の一環として生成されたと考えなければならない。

斑縞岩は変成されて上記のように種々な相を生じているが、柘榴石透輝石脈はその終末の相と考えられる。また著者はいわゆるロゼン岩がかような経過によって生成された産物ではなかろうかとあわせて考えている。

V. 北海道および中国地方のクロム鉄鉱床の比較

V. 1 問題点

本邦のクロム鉄鉱石のほとんどすべては、これまで上記の 2 地方から産出した。

1925 年から 1956 年までに本邦から産したクロム鉄鉱の総量は 93 万 t にのぼっているが、そのうち北海道における鉱産額は 38 万 t、中国地方における鉱産額は 53 万 t、他の 2 万 t が京都・兵庫・福井・愛媛その他の諸県から産したと報じられている。

上記のように北海道と中国地方とは本邦の二大クロム鉄鉱産地であるが、北部北海道の砂クロム鉄鉱床をのぞけば、両地方の鉄鉱床はいずれも蛇紋岩中に脈状または不規則塊状となって賦存し、鉄鉱床の規模は大きいものは 10 万 t 内外に及び、鉄石には塊状鉄のほかに各種の斑状鉄があり、また鉄床付近には分化脈岩の発達が著しいことなど、概観したところでは大差がない。しかし鉄石の品位、母岩の岩質などの点に立入って検討すれば、両者は下記に示すようになりに対照的な性状を示している。

北海道の場合	中国地方の場合
(1) 鉍床は主として蛇紋岩体の周辺にある。	(1) 鉍床は蛇紋岩体の中心部にあることが多い。
(2) 鉍石は Cr_2O_3 50% またはそれ以上の高品位鉍で、 Al_2O_3 は 10% 前後である。	(2) 鉍石 (精鉍にしても) は Cr_2O_3 20~40% の低品位鉍で、 Al_2O_3 は 20% 以上である。
(3) 母岩の蛇紋岩化はほぼ完全である。ただし岩体の中央部には橄欖岩がある。	(3) 母岩の蛇紋岩化は一般に不完全で、橄欖石の残晶にとむ。
(4) 分化脈岩は曹長岩ないし閃緑岩質で比較的酸性である。	(4) 分化脈岩は斑禰岩質のものが主で、一般に塩基性である。
(5) 鉍床生成後の擾乱がはげしく、鉍床の二次的変形が著しい。	(5) 鉍床は二次的に変形したものが少ない。

北海道と中国地方クロム鉍床には、あらかし以上のような対立点と共通点とがあるが、これを地質構造解析の立場から比較検討すると、それぞれの特性のもつ意義についてある程度統一的な説明を与えることができる。ここではかような観点からこの問題をとりあげ、結論として両地方の鉍石品位、鉍石組織、分化脈岩および蛇紋岩の岩質に認められる差異は塩基性岩漿の分化作用とその後の変成作用によるものとみた。

V. 2 北海道のクロム鉍床概説

北海道のクロム鉍床は、日高・胆振地方の塊状鉍床と、石狩・天塩・北見地方の砂クロム鉍床とに大別されることは前に述べたとおりである。現在までの探鉍量は前者が 345,800 t、後者はその 1 割にもみたくない。鉍産額の大半は日高・胆振地方の塊状鉍床とくに八田・日東・新日東・八幡・千露呂・岩美各鉍山などの大鉍床から得られたものであるが、いまは鉍体をほりつくしたものが多く、最近では年間わずかに 6,000 t の生産にとどまっている。しかるに近年、石狩・天塩・北見地方の砂クロム鉍床が各方面から重視され、開発の機運が醸成されつつあり、昭和 32 年における鉍産額が 1,500 t を示したことは注目すべきである。

北海道のクロム鉍石が高品位であることは前に述べたとおりで、主として重クロム酸塩類の製造に向けられている。

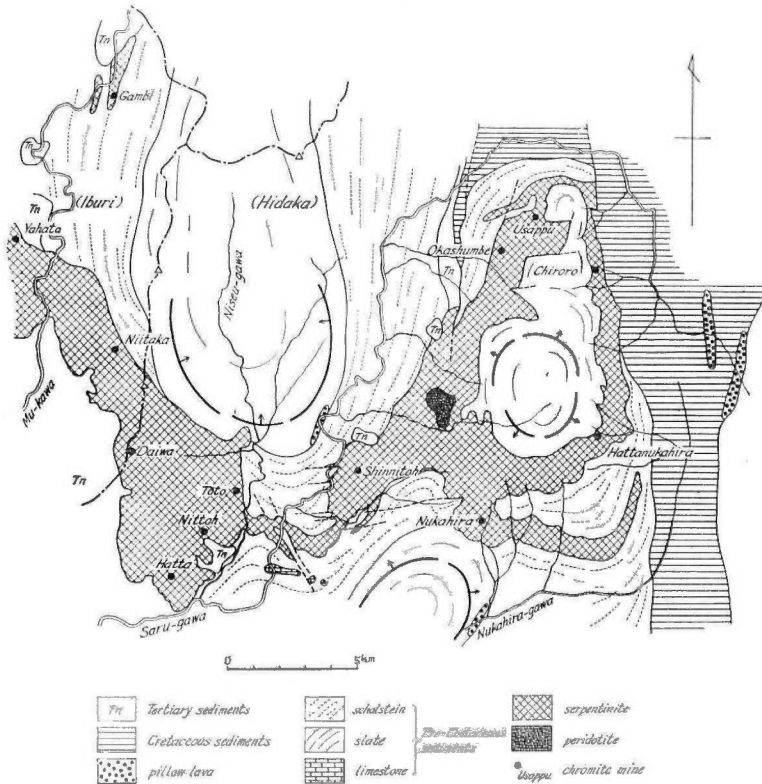
V. 2. 1 日高・胆振地方のクロム鉍床

上記の鉍床は沙流川・鶴川の中流部にほとんどのものが集中している。鉍床地帯の地質は第 16 図に示すように、先白堊紀の粘板岩層・輝緑凝灰岩層を基盤とし、これを貫く蛇紋岩、さらにこれらを覆う新第三系川端統などによって構成される。地質図には表現されていないが、このほかに蛇紋岩の分化脈岩が発達する。これは糠平・新日東・右左府鉍山地区にとくに著しく、岩体の周辺に発達する場合が多い。

蛇紋岩は粘板岩層と輝緑凝灰岩層との境界付近に分布し、基盤がドーム・ペーズン構造を呈するために、岩床状の蛇紋岩は基盤の構造にしたがって三方に分岐している。分布の中心は岩内岳付近で、ここには橄欖岩が露出している。この橄欖岩体にはドーム構造が認められ、層位的には橄欖岩質の部分が深部となり、その周辺の蛇紋岩化部分が上部に相当している。クロム鉍床は橄欖岩質部分にはほとんど認められず、そこからややなれた蛇紋岩化の著しい部分に多く賦存している。また造岩鉍物として伴なわれるクロム鉄鉍は橄欖岩に伴なわれる場合は Cr に乏しく、 Cr_2O_3 で 45% である。一方蛇紋岩に伴なわれる場合は Cr 成分にとみ Cr_2O_3 で 60% に近い値を示している。したがって日高・胆振地方においては超塩基性岩における Cr の配分は均等ではなく、岩体の上部に著しく、深部では乏しいとみるのが適当である。岩内岳橄欖岩における Cr の配分量は平均 5,000 g/t、その周りの蛇紋岩における Cr の配分量は平均 8,500 g/t であること

は前に述べたとおりである。

鉱床は蛇紋岩の節理に従って脈状または板状となって賦存する場合と、それが擾乱をうけて鉱床生成後二次的に変形し、かつ分断されて不規則な球状・芋状・レンズ状を呈する場合とがある。八幡鉱山において脈状鉱床の典型を、日東鉱山において後者の好例をみることができる。



第 16 図 北海道日高・胆振地区クロム鉱床区の地質構造ならびに主要鉱山位置図

このほかに一種の残留鉱床に属するものがある。これは蛇紋岩の露出面にクロム鉄鉱の大塊が洗い出されているもので、一般に表土と基盤の間にあり、1,000 t 級の鉱床を形成する場合もある。この種の鉱床は千呂露鉱山付近に特殊な鉱床区をつくっており、そこには蛇紋岩に胚胎する正規の鉱床がほとんど知られていない。たとえそこに正規の鉱床があったにしても、それは地表近くで終わっていることが特徴である。

V. 2. 2 石狩・天塩・北見地方の砂クロム鉱床

北海道における砂クロム鉱床の分布は中央部北海道の北半を占め、石狩・天塩・北見の三国にまたがっている。主要な鉱床は石狩国雨竜郡と同国上川郡の分水嶺をとりまく範囲と、天塩国天塩郡と北見国枝幸郡との分水嶺をとりまく範囲との2地区に賦存している。上記の分水嶺にはいずれも蛇紋岩が分布し、これに源を発する河川の流域が鉱床地帯となっている。

鉱床は沖積層または洪積層中にあり、とくに砂礫層の中に良好な部分がある。富鉄部は重量比にして約 2 ~ 3 % のクロム鉄鉱を含有する。このクロム鉄鉱は一般に 1 mm の細粒で、やや円味をおびてはいるが、正八面体の結晶形を保存している場合が多い。このクロム鉄鉱は背後の蛇紋岩から供給をうけたものと信じられているが、鉱床の背後に現在露出している蛇紋岩には鉱床の根源と目されるような岩質のものをあまりみ

ることができない。

帆加内村沼牛地区、土別市温根別地区、天塩・北見地区などの砂クロム鉄鉱床の背後に露出する蛇紋岩には、あまりクロム鉄鉱が含有されていない。また帆加内村政和地区、和寒町福原地区などでは砂クロム鉄鉱床背後の蛇紋岩に造岩鉱物としてクロム鉄鉱がやや多量伴なわれてはいるが、これらはいずれも海拔 500 m 以上の山頂部であり、山麓部にはクロム鉄鉱がほとんど認められない。したがって現在露出している蛇紋岩の上位には細粒自形のクロム鉄鉱にとんだ特殊な蛇紋岩が存在していたとみるほかはない。

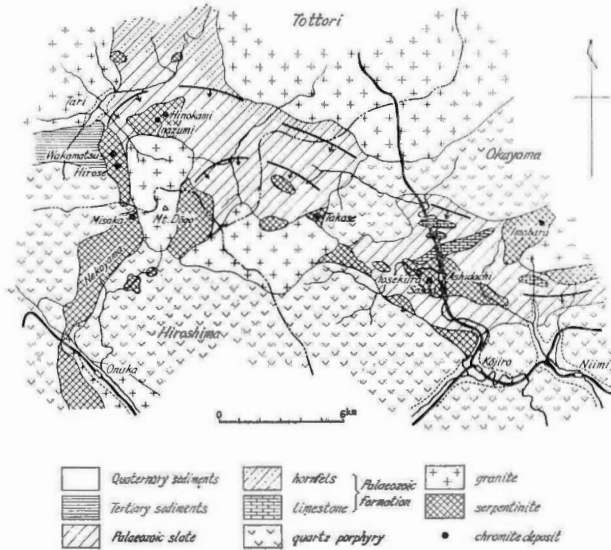
北海道中央地帯の北部は、南部の石狩炭田地区に比較して、第三紀以降の擾乱が軽微で、地層の褶曲にもあまり著しいものが認められていない。したがって現在の地形的上下関係がほぼ地質的上下をあらわすものと解されるので、構造解析の結論として、蛇紋岩体における Cr の配分は前述の日高・胆振地方の場合と同様にここでも岩体の深部よりも上部で著しかったとみるのが適当である。

V. 3 中国地方のクロム鉄鉱床概説

中国地方のクロム鉄鉱床は、岡山・鳥取・広島三県の県境付近にあり、主要なものは鳥取県の広瀬・若松・日野上各鉄山、岡山県の高瀬鉄山である。1925 年から 1956 年までの出鉱量は 527,731 t で、現在なお年産 2 万余 t の生産をあげつつある。

中国地方のクロム鉄鉱石は低品位鉄といわれ、20% 以上の Al_2O_3 を含有する。そのために主として耐火煉瓦用に供せられており、北海道産のものとは用途を異にしている。

鉄床地帯の地質は第 17 図に示すとおり、古生層粘板岩を基盤とし、花崗岩・石英斑岩・蛇紋岩などの火成岩類によって構成される。これを覆って一部に新第三系の砂岩が分布する。この砂岩にはクロム鉄鉱の円礫が介在している。



第 17 図 中国地方三県地区クロム鉄鉱床区の地質構造ならびに主要鉄山位置図

蛇紋岩は 10 数個体に分かれ、古生層の層理にほぼ平行にレンズ状に進入し、古生層の構造に従って配列している。古生層が不完全ではあるが、ベーズン構造を呈するため、蛇紋岩体群は馬蹄型に配列している。したがって馬蹄型の外側が層位的には深部であり、中心部は前者に比較して上部層とみることができる。一群の蛇紋岩体のうち、西部の白滝山・猫山・広瀬・稲穂各岩体は、中央部の高瀬岩体ならびにその周辺の岩体よりも地質構造上からみただけの場合には深部である。

つぎに岩体の規模・岩質について検討すると、一般に外側の岩体は延長数 km に及ぶ大きさを示し、その岩質は一般に塊状で、片状化したものは少ない。これを鏡下で検すれば、やや多量の橄欖石の残晶が認められる。しかるに中央部の岩体は 1 km 内外の小岩体の集りで、岩質は片状化しているものが多く、塊状の部分でも橄欖石の残晶はあまり認められない。

鉱床は一般に蛇紋岩体のほぼ中心部にあり、岩体の延長方向にそって賦存している。外側の岩体に賦存するものと、中央部の岩体に賦存するものとは産状・品位・母岩の岩質などかなりちがう。以下に両者について説明する。

V. 3. 1 猫山・広瀬・若松・日野上各鉱山

上記 4 鉱山はいずれもベーズンの外側に位置し、南方より順次猫山・広瀬・若松・日野上の諸鉱山が存在する。このうち広瀬・若松両鉱山は同一の蛇紋岩体中に、800 m を距てて存在する。鉱床はいずれも走向 N 10~30° W、傾斜 30~70° SW であるが、両鉱床を結ぶ方向はほぼ南北で、鉱床は雁行配列を示している。いずれも本邦最大級の鉱床である。

広瀬鉱山がかって採掘した富鉱部は延長 200 m、厚さ 30 m、傾斜延長 50 m あるいはそれ以上といわれ、本富鉱部よりすでに 20 万 t を採掘したといわれている。本鉱床の周辺とくに南西側には衛星のように多数の小鉱体が存在し、現在はこれらが採掘されている。

上記 4 鉱山を通じて認められる著しい特徴は、中央の広瀬・若松両鉱山は鉱床の質・量ともにめざまれており、とくに広瀬鉱山の鉱床はほとんど緻密塊状鉱から構成され、深部で若干の斑状鉱を伴うにすぎない。また若松鉱山では粗粒斑状鉱が卓越するが、それでもなお多量の塊状鉱を付随している。一方南北両端にある猫山・日野上両鉱山は質・量ともに低下し、日野上鉱山では深部が細粒斑状鉱、上部が粗粒斑状鉱で、塊状鉱はほとんどみることができないし、猫山鉱山ではピリ鍾程度のものが認められているにすぎない。しかるに猫山鉱山にも日野上鉱山にも残留鉱床として付近の表土中に塊状鉱を多く賦存し、本鉱床の上部にはかつて良質の塊状鉱が存在していたことを示している。したがってこれらの諸鉱床は深部に斑状鉱を上部に塊状鉱を賦存したものであろうことが推察される。

上記諸鉱山はいずれも海拔 700 m 内外にあり、地形的に高距があるわけではないから、クロム鉱床の賦存圏が広瀬・若松鉱山地区を中心としてその両端において上昇しているとみることもできる。

ところで坑内には小断層が多いが、そのために鉱床が消滅したり著しく変形したりすることはない。

鉱石は上記のように塊状鉱のほか各種の斑状鉱があり、両者は互いに漸移する場合もあるが、判然とした境界を示す場合がむしろ多い。鉱石品位は塊状鉱で Cr₂O₃ 31% 前後である。

鉱床の母岩は一般に塊状で、片状となったものや粘土化したものは少ない。しかし鉱体との接触部には半透明の特殊な蛇紋岩やひどく粘土化した部分を生じている。岩質は輝石橄欖岩起源のものと、ダニ橄欖岩起源のものとがあるが、いずれも蛇紋岩化を蒙っており、橄欖石の残晶の量は 20% 前後である。猫山・日野上両鉱山地区においてはさらに橄欖石の量が多いことはあわせて興味がある。

分化脈岩は鉱床付近にとくに多く、大部分は細粒緻密の斑縞岩であるが、これが角閃石化・緑泥石化・曹長石化していることがむしろ普通である。鉱体付近では柘榴石・透輝石を伴ってロゼン岩質部分を生じている場合があり、これらが鉱床中に塊状となってとりこまれている場合がある。

V. 3. 2 高瀬鉱山

高瀬鉱山の鉱床は、高瀬岩体の中央部にあり、海拔 700 m 付近である。主として片状の蛇紋岩を母岩とし、6つの芋状あるいはレンズ状鉱体からなっている。鉱体は粘土を伴ないピリ鍾状となることもあるが、富鉱部は N 70° W の方向にならんでいる。しかしおのおのの鉱体は N 30~40° E 方向に伸長しており、判然とした雁行配列をしめしている。

上記 6 個の鉱体群は東部にあるものが高位置に、西部にあるものが低位置にあり、その高距は約 35 m で

ある。さらにおのおのの鉍床は北から南へ沈んでいる。鉍床は周辺部で母岩の節理の支配をうけ階段状を呈する場合もあるが、一般には母岩が片状化している場合が多く、かような例の認められることは少ない。

鉍床の大きさは延長 10~20 m, 径 5~10 m である。鉍石品位は当地方では最高で Cr_2O_3 で 40% またはそれ以上を示し、塊状鉍石を主体とし、クロム柘榴石や堇泥石も一部に認められる。

鉍床に付随する分化脈岩にはきわめて特殊なものがしられている。これは細粒斑輝岩の一部を構成し、尖晶石・緑泥石を含有し、珪酸量に乏しい点特徴である。このほかに斑輝岩ペグマタイトがある。これは異剝石を主成分とし、本岩の一部にも尖晶石が伴われる。これら特殊な岩石はいずれも鉍床と接触あるいは至近距離にあり、鉍床から離れた場合には認められない。

以上のように高瀬鉍山の鉍床は、北海道日高・胆振地方の変形した鉍床に較べて、品位がやや低い点と、分化脈岩の岩質が特殊である点をのぞけば、産状や鉍石組織はきわめて類似している。高瀬鉍山の鉍床は中国地方においてはむしろ特異なものである。

高瀬鉍山と広瀬・若松・日野上各鉍山の鉍床は以上のように、かなり性状を異にしているが、後者は岩体の層位的深部に賦存する鉍床であり、前者はその上位に賦存する鉍床であるから、両者の特性は蛇紋岩の構造の深さと密接な関係があるものと解せざるをえない。

V. 4 比較検討

V. 4. 1 鉍床の賦存圏

地質構造の解析の結果、北海道ではクロム鉍床が蛇紋岩体の比較的上部に賦存し、中国地方では岩体の深部に低品位鉍床があり、それより上部に高品位鉍床が賦存しているの、蛇紋岩体における Cr の配分はいずれの場合も岩体の上部で著しいということになる。また蛇紋岩化が岩体の上部では強く行なわれ、深部では不完全であるということも両地方に共通している。

V. 4. 2 鉍床の形態と規模

鉍床の形態は両地方とも初成的にはいずれも脈状であり、規模においても大差がない。北海道における最大の鉍床は一鉍床から 14 万 t 余を出鉍した八田鉍山の鉍床であるが、中国地方の広瀬鉍山の如きは、一鉍床から 20 万 t を出鉍し、さらに終戦後の 10 年間に別の鉍床から 12 万余 t を出鉍しており、現在なお残鉍を有しているのであるから、第 1 級の鉍床は両地方とも 15 万 t 前後とみてよいであろう。そのほか 5 万 t 級、1 万 t 級、1 千 t 級の鉍床は両地方にはほぼ同数のものが知られている。

二次的に変形した不規則塊状鉍床は北海道日高・胆振地方に多く、中国地方に少ないが、これは鉍床生成後の地殻変動によるものであるから鉍床のタイプが本質的にちがうということにはならない。

V. 4. 3 鉍石

鉍石は両地方に塊状鉍と斑状鉍とがあるが、北海道では塊状鉍を主としている。両者は漸移する場合もあれば、境界がはっきりしている場合もある。斑状鉍には粗粒斑状鉍と細粒斑状鉍とがあり、前者は不定形粗粒のクロム鉄鉍がやや密集したものであり、塊状鉍の異相とみることが適当であるが、後者は細粒自形または半自形の結晶が不規則あるいは連鎖状に集合したもので、鉍石の成因論的分類上、粗粒斑状鉍または塊状鉍とは区別すべきである。そのいずれもが両地方から産し、鉍石の外観はよく類似している。しかし鉍石の化学組成上の著しいちがいは問題である。第 17 表に示したように、中国地方のものは北海道の鉍石に比較して Cr に乏しく Al に富んでいることを特徴としている。

V. 4. 4 母岩の岩質

鉍床母岩がいずれも蛇紋岩であることはいまさらいうまでもないが、蛇紋岩の原岩には輝石橄欖岩質のものとダニ橄欖岩質のものがあることは両地方に共通である。中国地方では橄欖石の残晶が比較的多いこと

は前に述べたとおりである。残晶の橄欖石は両地方とも $2V = (-)84 \sim 90^\circ$ で大差はない。したがって Mg, Fe 成分の比率はきわめて類似するものとみられる。いくつかの分析値をあたってみてもこの点では大差はない。Al 成分は一般に蛇紋岩類には乏しいのであるが、既知の分析値を検討すると、中国地方の蛇紋岩における Al_2O_3 含有率が 1~2% であるのに対して、北海道では 3~4% の場合が多く、数量的には僅差であるが、比率が約 2 倍であることは重要である。中国地方では鉍石が Al に富み、母岩はそれに乏しいが、北海道では反対に鉍石は Al に乏しく、母岩は若干 Al に富む。かような Al の配分はきわめて興味がある。

V. 4. 5 分化脈岩

前に述べたように、北海道では曹長岩・石英曹長岩・曹長斑岩・角閃石曹長岩・トロンエム岩・ペグマタイトのほか各種のアプライトが知られている。一般に石狩・天塩・北見地方では閃緑岩質ないし斑礫岩質アプライトが主であるが、日高・胆振地方には曹長岩のような酸性岩が多い。このほかにいわゆるロゼン岩があるが、これは日高・胆振地方にも石狩・天塩・北見地方にも産する。蛇紋岩中に塊状となって産する場合が多く、本岩は比較的塩基性の分化脈岩が Ca 交代作用をうけた結果、柘榴石や透輝石を伴う特殊な岩石に変化したものとみられている。

中国地方では斑礫岩質のものが主であるが、それがウラル石化して角閃石緑泥石曹長石岩になっている場合が多い。ウラル石化のつよく行なわれているものには一部に柘榴石を伴うロゼン岩質の部分を生じている。したがってここではロゼン岩は斑礫岩の変質系の末期の相と考えることが適当である。またすでに述べたが高瀬鉍山の鉍床付近に産するものは本岩の一部が尖晶石・パルガス石・緑泥石を伴う特殊なものに変化しており、鉍化作用に関連する二次的変質作用を蒙っている。中国地方の分化脈岩はロゼン岩に限らず、蛇紋岩中または鉍体中に塊状となって産する場合が多い。

以上のように分化脈岩の種類、産状、二次的変質の程度などの点において両地方にはそれぞれ特徴がある。

V. 4. 6 鉍床の成因

北海道と中国地方のクロム鉍床に対する成因の考察は、明治の末年頃から試みられている。De Launay による変成分化説が支配的であった 1910 年前後には、橄欖岩が蛇紋岩化をうけるにあたって、橄欖岩中に微量存在したクロム成分が裂かに濃集して鉍床を形成するに至ったと述べられている。その後鉍床学の進歩に伴って、両地方の鉍床は岩漿分化鉍床として説明されるようになったが、1930 年前後には E. Sampson による熱水性鉍床成因論が両地方の鉍床の説明に適用された。1943 年鈴木醇は蛇紋岩中に賦存する不規則塊状の大鉍床は、これを構成するクロム鉄鉍が例外なく自形性を失ない、破碎されているので、これは侵入の時期にはすでにクロム鉄鉍として晶出していたものが、侵入運動に際して相互に磨滅し合って自形性を失なうに至ったとみるべきで、クロム鉄鉍の晶出期は正岩漿時代に属するものと考えられるが、侵入の時期は種々の兆候からみて熱水時代とみるのが適当であるとした。

いずれにしても両地方の鉍床は、従来成因的差別をつけられたことはない。この点は両地方の鉍床が本質的には大差ないことをよく示すものであろう。

V. 5 問題点に対する考察

以上に概括的ではあるが、北海道と中国地方のクロム鉍床に関する現在までの知見をとりまとめた。

両鉍床地帯に対する地域的調査の結果判明したことのなかで、もっとも興味ある点は、クロム鉍床が超塩基性岩体の特定の場所に賦存するという傾向を認めえたことである。構造解析の結論として、クロム鉍床が蛇紋岩体の比較的上部に賦存していること、蛇紋岩化は岩体の深部よりも上部で著しいことは両地方に共通の傾向として認めることができた。

しかるに両者の特性を比較検討した結果、大綱においては同種の鉍床でありながら、鉍石品位、母岩の岩

質、分化脈岩の性状にはかなりの差異のあることを認めないわけにはゆかなかつた。

クロム鉍床、蛇紋岩、分化脈岩の三者が互いに密接な関係を示しながら発達していることは両地方に共通しており、両鉍床には系統的類似が認められるのであるが、北海道においては分化脈岩が酸性ないし超酸性で、クロム鉄鉍はきわめて高品位であり、三者間の化学成分上の差異が著しい。しかるに中国地方においては分化脈岩が斑礫岩質であり、クロム鉄鉍は低品位で相互間の化学成分上の差異は比較的小さい。

この点について著者は次のように考えている。

クロム鉄鉍・蛇紋岩・分化脈岩は同一の母岩漿からみちびかれたとみることが適当で、母岩漿の分化作用ならびにその後の変質作用に関する。分化過程やその機構には未解決の問題があるが、分化が不完全に行なわれた場合には、分化物質相互間にあまり著しい差異は生じないものと考えられる。北海道のクロム鉍石が高品位を示し、中国地方では低品位を示すこと、および両地方の分化脈岩の岩質における著しいちがいは母岩漿の分化作用の完全、不完全によるもので、鉍石組織における濃集度のちがいはその後の蛇紋岩化作用の強弱によるものと考察した。

VI. 本邦クロム鉍床の成因

クロム鉍床の成因を説明する諸説がどのように変遷してきたかについては、すでに本論の第二章において詳述したし、日本のクロム鉍床の成因説がそれに支配されてきた事情についてもあわせて述べておいたので、ここではそのことにはふれない。

著者はやや久しい以前から日本のクロム鉍床に対して、その成因を体系化してみたいと考えていたが、このほど予定していた諸実験ならびに資料の蒐集を終了したので、この機会に著者の試論を述べ、大方の御批判を仰ぐことにした。

クロム鉍床が基本的にはつねに超塩基性岩を母体として賦存し、それ以外の岩石中においては、たとえ超塩基性岩と隣接する場合であってもそれにはクロム鉍床は存在しない。この点は本鉍床の重要な特性である。したがって Cr の鉍化作用の原因は主として超塩基性岩自身の中にあるとみなければならぬ。この点についてはおそらく異論がないであろう。

緒論において述べたように、著者はまず本邦超塩基性岩における Cr の配分量を検討し、その結果、クロム鉍床を賦存している岩体は Cr 含有量が高く、6,000~9,000 g/t ないしそれ以上で、不毛の場合はわずかに 2,000~5,000 g/t を示していることを認めた。さらに Cr は岩体の深部には乏しく、上部において多量に配分されていることも明らかになった。ところで既知のクロム鉍床の賦存の場は一般に超塩基性岩の上部であり、深部は不毛であることが普通である。したがって上記の地球化学的検討の結果では、クロム鉍床は元来 Cr 組成に富んだ超塩基性岩中とくに Cr の多量に配分されている場所のみ生ずる必然性のあることが明らかにされたといつてよい。

著者の計算では、超塩基性岩における Cr の存在形式は主として尖晶石ないしクロム鉄鉍の形をとっているが、とくに Cr の含有量の高い岩体においては珪酸塩鉍物中に混在している Cr を考慮することができるとする。

超塩基性岩が侵入した時期にすでに岩体の一部にクロム鉄鉍がある程度濃集することは当然考えられるが、顕著な流理構造を示す岩体の場合には、いわゆる縞状鉍床が、無方位塊状の岩体である場合にはいわゆる細粒斑状鉍が生成されるとみるべきである。この種の鉍床がいわゆる正岩漿期のクロム鉍床に属し、クロム鉍床としては最も初期の状態を示すものであると同時に、鉍床の基本をなすものであると著者は考えている。

つぎに重要なことは、いわゆる塊状クロム鉍床は蛇紋岩化の強く行なわれた部分に形成されている点である。この種の鉍床は、E. Sampson の仮説が提出されて以来、熱水性鉍床として説明されてきたが、鉍床の形態が脈状でしかもそれらが雁行配列を示し、鉍床の周りに多くの二次的鉍物を伴ったり、たしかに熱水

性鉱床としての特徴を種々の点で示している。著者も塊状クロム鉱床の形態や、鉱体の周りに生じている各種二次的鉱物の種類や性状からみて、これは明らかに熱水作用の影響を受けたものと信じている。しかしクロム成分が熱水溶液によって深部から上昇してきたという考え方には、重大な矛盾を内蔵している。この仮説に従えば、クロム鉱床は分化脈岩と同様に超塩基性岩体の外側にも分布することになる。

ここで前記の縞状鉱床または細粒斑状鉱を主体とする正岩漿期の鉱床が、熱水作用の影響を受けて再生され、脈状あるいは芋状のいわゆる塊状鉱床を生成したものと考える場合はこの矛盾は解決される。

この熱水作用は分化脈岩の活動にひきつづき、蛇紋岩の節理構造にそって上昇したとみることがもっとも適当である。この場合、熱水液中にクロムを混在している必要はない。

上記の仮説について著者には次のような根拠がある。

まず塊状鉱床の産状が、脈状あるいは芋状のものが雁行配列を示し、かつ母岩の節理構造に従って垂直に支脈を派生し、その周りはしばしば斑状鉱を付随して両者は密接な関係を有することをあげたい。雁行配列は熱水性鉱床における一つの特徴であるが、一方芋状の形態あるいは垂直の支脈は一般の熱水性鉱床にはみることのできない別の特質である。

第2に塊状鉱を構成するクロム鉄鉱が一般に粗粒不定形であるが、本鉱石の内部に早期鉱石相としての特質を有する斑状鉱の残晶あるいは負結晶を保有していること。

第3に鉱床の賦存する位置にはしばしば多量の分化脈岩があり、鉱床はこれを貫いたり、包有したりすること。

第4に鉱床は周りの母岩（蛇紋岩および分化脈岩）に変質作用を与え、変質帯を形成していること。

第5にこの変質作用は鉱床の周りに生じているほか、一般の節理構造にそって認められることがある。

第6に鉱石組織に認められる相互関係をあげたい。これは巻末の図版に示されているように、種々のものがあるが早期鉱石相と晚期鉱石相とは相互に関係し鉱石相の変化は系列的なものとなっていること。

第7にクロム鉄鉱の組成の変化である。再生され粗粒化したものは、それ以前のものよりもCrの含有率が高く、異質のものになっていること。

第8に現在知られている縞状鉱床あるいは細粒斑状鉱を主体とする正岩漿期の鉱床がすでに芋状あるいはレンズ状、屑状の形態をとっており、いわゆる塊状鉱床と形態的には大差のないことなどをあげることができ。

本邦クロム鉱床には種々の型式のものが類別されているが、上記の観点からみた場合には、これらは鉱床の生成段階、すなわち再生的な鉱化作用の程度によるもので、それぞれが全く別の成因によるものと解するわけにはゆかない。

従来述べられてきたクロム鉱床の岩漿分化説・変成分化説・熱水説などはそれぞれに意味があり、いずれも否定することのできない内容と重要さをもっている。それらは鉱床の一面のみを説明したものとして理解することができる。今回著者が試論として述べた仮説はそのすべてを重視し、これらを統一的に述べたような結果になったが、現在のところではこの仮説に反する不都合なデータを著者は認めていない。ただしクロム鉄鉱の再生作用がどの程度のPT条件下において行なわれたかという点と、その条件が鉱体の周りの珪酸塩鉱物の示す鉱物相と、はたして平衡を保ちうるかどうかという点について、著者にはなお一抹の不安が残されている。

VII. 総 括

小論は本邦のクロム鉱床について、地球化学的見地から検討した結果を概説し、型式の異なるクロム鉱床の相互関係を論じたもので、クロム鉱床の鉱化作用の体系化をねらった試論である。著者が調査研究の対象としてとりあげたものは主として北海道・中国・四国地方の超塩基性岩ならびにクロム鉱床であるがなお九州諸県、福井・兵庫その他の各県下の資料も引用することができた。

著者はまず 244 個の分析結果に基づいて、上記各地の超塩基性岩における Cr の配分量とその存在型式を論じ、あわせて岩石学的性質を述べた。Cr の配分量は最高 9,000 g/t (東赤石山橄欖岩の場合)、最低 2,000 g/t (幌満橄欖岩の場合)、平均 5,400 g/t で、一般にクロム鉱床を胚胎する岩体は Cr の配分量が高く、不毛の岩体は Cr に乏しいこと、さらに岩体の深部には Cr が乏しく、上部にその配分の高いことなど興味ある配分則のあることを認めた。

本邦のクロム鉱床は型式のいかんをとわず、概して超塩基性岩の構造的上部に賦存し、岩体における Cr の配分量の変化と同調している。著者はこの関係を重視し、クロム鉱床の鉱化作用を述べるにあたって、鉱化作用の原因は主としてその母体である超塩基性岩自身の中にあることを指摘した。

つぎに著者は本邦クロム鉱床の型式を縞状鉱床と塊状鉱床とに分け、それぞれについて規模、構造支配、形態などについて述べ、前者は正岩漿期に生成されたものであり、後者は正岩漿期に生成された鉱床が、熱水作用の影響をうけて再生されたものと考察した。著者の考えでは、両者は全く別の成因によるのではなく、鉱化作用の段階を反映し、相互に系列的な関係を示すものとして説明することができる。

第 3 に著者は上記の観点から本邦産クロム鉱石をつぎのように類別し、それぞれの鉱石組織の特徴を述べた。

(A) 正岩漿期の生成によるものとして、(1) 微粒斑状鉱、(2) 縞状鉱がある。

(B) 正岩漿期以後にクロム鉄鉱が低度に濃集粗粒化したものとして、(1) 一種の縞状鉱、(2) 連鎖斑状鉱、(3) 集粒斑状鉱、(4) 粗粒斑状鉱などがある。

(C) クロム鉄鉱がさらに高度に濃集粗粒化したものとして、(1) 集粒塊状鉱、(2) 白くも鉱、(3) 緻密塊状鉱がある。

(D) 鉱床生成後に破砕され、鉱石組織のかえられたものとして、(1) 角礫質塊状鉱、(2) 粉状鉱(茶鉱)がある。

以上のほかクロム鉱石に付随する含クロム鉱物について現在までの知見をとりまとめ、あわせてクロム鉄鉱と直接共生する磁鉄鉱・赤鉄鉱・硫化鉱物の性状と共生の意義などについて述べた。

第 4 に著者はクロム鉱床の母岩に認められる変質を述べ、鉱体際の蛇紋岩が一般のものとはしばしば異質であることを指摘し、とくに両者の結晶構造にちがいのあることを明らかにした。また分化脈岩については鉱床との関係を述べ、さらにその種類と鉱体際に認められる特殊な変質作用を検討し、分化脈岩が塊状鉱床の形成よりも早期に貫入していることと、熱水作用を伴う晩期の再生的鉱化作用の影響をうけて種々の岩相に変化する場合のあることを述べた。

第 5 に本邦で最も規模の大きい重要な鉱床として、北海道および中国地方の塊状鉱床をあげ、両者の特性を比較検討し、鉱床の分布状態、鉱石組織および品位、分化脈岩および蛇紋岩の岩質などに著しい相違のあることを指摘し、それぞれの特性の示す意義について考察した結果を述べた。

おわりに本邦クロム鉱床の成因について著者の考えをまとめ、その論拠としたところを述べた。ここでは従来の成因説すなわち変成分化説、岩漿分化説、熱水説その他の諸説についてそれぞれの果たした役割とあわせて上記各説が内蔵している矛盾についてもふれておいた。

著者の考えはすでに述べたが、超塩基性岩における Cr の配分に認められる特性を基礎とし、クロム鉱床の産状、鉱石組織の変化とくに晩期鉱石相中に認められる早期鉱石相の残晶、鉱石鉱物の変化と脈石鉱物の変化、鉱体の周りの変質量、蛇紋岩化作用など種々のデータからなりたっている。そしてこれらを統一的に説明するためには、凶らずも上記の諸説をことごとくとり入れなければならなかった。

小論を終わるにあたり、文献として参照させて頂いたものはもとより、クロム鉱床の記載ならびにその成因究明につくされた内外の諸学者に対して厚く感謝の意を表する。

文 献

- 1) 番場猛夫：中国地方脊梁の超塩基性火成岩に就いて、北海道地質要報，No. 14, 1951

- 2) Bamba, T.: Ultra-basic rocks of the Chūgoku district, south-western part of Japan, Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV, Vol. VIII, No. 2, 1952
- 3) 番場猛夫: 中国地方脊梁の超塩基性岩およびクロム鉄鉱々床について, 地質学雑誌, Vol. 58, No. 678, 1952
- 4) 番場猛夫: 北海道の超塩基性岩に伴われる尖晶石について, 地質学雑誌, Vol. 59, No. 691, 1953
- 5) 番場猛夫: 東赤石山橄欖岩体, 地質学雑誌, Vol. 59, No. 696, 1953
- 6) 番場猛夫: 沙流川中流の蛇紋岩地域の表土, 新生代の研究, No. 18, 1953
- 7) 番場猛夫: 岩内岳橄欖岩体, 北海道地質要報, No. 29, 1955
- 8) 番場猛夫: 口東鉾山の地質構造と富鉍部との関係, 北海道鉍山学会誌, Vol. 11, No. 4, 1955
- 9) 番場猛夫: 北海道のクロム鉍床 (I. 日高・胆振地方のクロム鉍床), 地質調査所報告, No. 176, 1957
- 10) 番場猛夫: 石狩国雨竜郡, 天塩国上川郡の砂クロム鉍床調査報告, 北海道地下資源調査資料, No. 43, 1958
- 11) 番場猛夫: 北海道および中国地方のクロム鉍床の特性, 鈴木醇教授選歴記念論文集, 1958
- 12) 番場猛夫: 北見国頓別川, 天塩国問寒別川流域の砂クロム鉍床調査報告, 北海道地下資源調査資料, No. 45, 1959
- 13) Bartholomew, N.: The textural pattern of the serpentines, Econ. Geol., Vol. 48, 1953
- 14) Bateman, A.M.: The formation of late magmatic oxide ores, Econ. Geol., Vol. 46, 1951
- 15) Baumgärtel, B.: Das Nebengestein der Chromeisenerzlagertstätten bei Dubostica in Bosnien und das Auftreten von sekundär gebildetem Chromit in demselben, T. Min. Petr. Mitt. 23, 1904
- 16) Benson, W.N.: The origin of serpentine, a historical and comparative study, Amer. Jour. Sci., Ser. 4, Vol. 46, 1918
- 17) Bowen, N.L.: The origin of ultra-basic and related rocks, Amer. Jour. Sci., Vol. 16, 1927
- 18) Bowen, N.L. & Schairer, J.F.: The problem of the intrusion of dunite in the light of the olivine diagram, Geoph. Lab. Car. Inst., No. 886, 1933
- 19) Bowen, N.L. & Schairer, J.F.: The system, MgO-FeO-SiO₂, Amer. Jour. Sci., Vol. 29, 1935
- 20) Bowen, N.L. & Tuttle, O.F.: The system, MgO-SiO₂-H₂O, Bull. Geol. Soc. America, Vol. 60, 1949
- 21) 地質調査所: 日本鉍産誌, 1-C, 1954
- 22) De Launay, L.: Traité des gîtes minéraux et métallifères Paris, T. II, 1893
- 23) Du Rietz, T.: Peridotites, serpentines and soapstones of Northern Sweden, Academical Dissertation, Stockholm, 1935
- 24) Eskola, P.: On the chrome minerals of Outokumpu, Bull. Comm. Geol. Finlande, Nio. 7, 1933
- 25) Eskola, P.: Die Entstehung der Gesteine, 1939
- 26) Fisher, L.W.: Origin of chromite deposits, Econ. Geol., Vol. 24, 1929
- 27) Goldschmidt, V.M.: The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks, J. Chem. Soc., 1937
- 28) Hall, A.L.: The Bushveld igneous complex of the central Transvaal, Geol. Surv. Memo., No. 28, 1932
- 29) 原田準平: 北海道における蛇紋岩の進入に関する1新事実, 地質学雑誌, Vol. 46, 1939
- 30) 原田準平・石橋正夫: 本邦産含クロム鉍物について (I), 岩石鉍物鉍床学会誌, Vol. 24, No. 4, 1940
- 31) 原田準平: 本邦産含クロム鉍物について (II), 岩石鉍物鉍床学会誌, Vol. 29, No. 1, 1943
- 32) Harada, Z.: Chemical analysis of Japanese minerals (II), Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser.

IV, Vol. VII, No. 2, 1948

- 33) Hess, H.H.: Steatitization, *Econ. Geol.*, Vol. 28, 1933
- 34) Hess, H.H.: Serpentinization, *Econ. Geol.*, Vol. 28, 1933
- 35) Hess, H.H.: A primary peridotite magma, *Amer. Jour. Sci.*, Vol. 35, 1938
- 36) Hess, H.H.: World distribution of serpentinized peridotites and its geologic significance, *Amer. Min.*, Vol. 24, 1939
- 37) 堀越義一: 伊予東赤石附近産の榴輝岩 (eclogite) について, *地質学雑誌*, Vol. 44, No. 521, 1937
- 38) 舟橋三男・橋本誠二: 日高帯の地質, *地団研専報*, No. 6, 1951
- 39) 舟橋三男・猪木幸男: 幌泉図幅, *地質調査所*, 1956
- 40) Hunahashi, M.: Alpine orogenic movement in Hokkaido, Japan, *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. IV, Vol. IX, No. 4, 1957
- 41) 猪木幸男: 幌満輝石橄欖岩体, *地質学雑誌*, Vol. 59, No. 691, 1953
- 42) 石川貞治: 北海道庁地質調査鉍物調査第二報文, *北海道庁*, 1896
- 43) 石川俊夫: 鳥取県多里附近のクロム鉍床について, *地質学雑誌*, Vol. 47, No. 562, 1940
- 44) 石川俊夫: 兵庫県関の宮附近のクロム鉍床について, *岩石鉍物鉍床学会誌*, Vol. 25, 1941
- 45) 石川俊夫: 京都府および福井県下のクロム鉍床について, *岩石鉍物鉍床学会誌*, Vol. 26, 1941
- 46) 石川俊夫: 広瀬鉍山, *鉍床学の進歩*, 1957
- 47) Katō, T.: Notes on the banded chromite ore from the Akaishi mine in the province of Iyo, Japan, *地質学雑誌*, Vol. 28, 1921
- 48) Keep, F.E.: Origin of chromite, *Econ. Geol.*, Vol. 25, 1930
- 49) 菊池 徹・松村 明: 北海道八幡鉍山のクロム鉄鉍々床調査報告, *地質調査所月報*, Vol. 5, No. 9, 1953
- 50) 菊池 安: クロム鉄鉍, *地学雑誌*, Vol. 4, 1892
- 51) 木下亀城: 愛媛県赤石クロム鉍山のヅン橄欖岩, 我等の鉍物, No. 5, 1936
- 52) 木下亀城: 静岡県朝比奈鉍山の縞状クロム鉄鉍と角礫状クロム鉄鉍, *地学雑誌*, Vol. 52, 1940
- 53) 木下亀城・宮久三千年: 九州の金属鉍物, *九州鉍山学会誌*, Vol. 26, 1958
- 54) 北原順一: 尖晶石族の化学的研究, 鉍物と地質, Vol. 1, No. 6, No. 13, 1947
- 55) 北原順一: 愛媛県赤石鉍山産クロム柘榴石, 鉍物と地質, Vol. 4, No. 3, 1951
- 56) 北原順一: 鳥取県多里地方のクロム鉄鉍と産状に関する研究 (I) (II) (III), *岩石鉍物鉍床学会誌*, Vol. 42, No. 1, 1958; Vol. 42, No. 2, 1958; Vol. 43, No. 1, 1959
- 57) 小林儀一郎: 胆振国勇払郡鵝川流域調査報告, 鉍物調査報告, No. 5, 1911
- 58) Maxwell, J.C.: Some occurrences of chromite in New Caledonia, *Econ. Geol.*, Vol. 40, 1949
- 59) 中本 明: クロム鉄鉍々床の種類, *地質学雑誌*, Vol. 39, No. 461, 1931
- 60) 根本忠寛・三本杉巳代治・水口文作: 登川図幅, *北海道工業試験場*, 1942
- 61) 西和田久学: 肥後産のクロム鉄鉍, *地質学雑誌*, Vol. 2, 1895
- 62) 岡村要藏: 日高国沙流川流域調査報告, 鉍物調査報告, No. 4, 1911
- 63) 奥原宗忠・金井良夫: 地質構造からみた日東鉍山のクロム鉄鉍床, *北海道鉍山学会誌*, Vol. 10, No. 4, 1953
- 64) 大立日謙一郎: 夕張炭田富内地方の地質構造とくにその推し被せ構造について, *地質学雑誌*, Vol. 50, No. 598, 1943
- 65) 小関幸治: 日高国樺平鉍山附近のクロム鉍床調査報告, *地質調査所月報*, Vol. 1, No. 5, 1950
- 66) 小関幸治: 北海道八田右左府鉍山附近のクロム鉄鉍々床調査報告, *地質調査所月報*, Vol. 4, No. 6, 1952
- 67) Rankama, K.: *Isotope geology*, p. 317, 1954

- 68) Ross, C. S. : Is chromite always a magmatic segregation product ? *Econ. Geol.*, Vol. 24, 1929
- 69) Sahama, Th. G. : Spurenelemente der Gesteine im südlichen Finnisch-Lapland, *Bull. Comm. Geol. Finlande*, No. 135, 1945
- 70) Schneiderhöhn, H. : *Die Erzlagerstätten der Erde*, Bd. I, 1958
- 71) 篠本二郎 : クロム鉄鉱発見, *地質学雑誌*, Vol. 2, 1895
- 72) 篠本二郎 : クロム鉄鉱, *地質学雑誌*, Vol. 7, 1900
- 73) 斎藤昌之 : 神居古潭変成岩帯に発達する超塩基性岩体の構造と, それに伴う鉄床の賦存形態, *地質学雑誌*, Vol. 57, No. 670, 1951
- 74) 斎藤昌之・番場猛夫 : 北海道沙流川鶴川中流々域の蛇紋岩とクロム鉄床について, *地質学雑誌*, Vol. 58, No. 680, 1952
- 75) 斎藤昌之・番場猛夫 : 北海道日東クロム鉄山の鉄床形態, *鉄山地質*, Vol. 3, No. 7, 1953
- 76) 斎藤昌之 : 沙流川・鶴川流域のクロム鉄鉄床, *北海道地下資源調査資料*, No. 11, 1953
- 77) 斎藤昌之 : クロム鉄鉄床の形態とその探査, *地球科学*, No. 30, 1956
- 78) Sampson, E. : May chromite crystallize late ? *Econ. Geol.*, Vol. 24, 1929
- 79) Sampson, E. : The Origin of chromite, *Econ. Geol.*, Vol. 26, 1931
- 80) Sampson, E. : Varieties of chromite deposits, *Econ. Geol.*, Vol. 26, 1931
- 81) Sampson, E. : Magmatic chromite deposits in Africa, *Econ. Geol.*, Vol. 27, 1932
- 82) Singewald, Jr. & Joseph, T. : Discussion (of the papers of E. Sampson and C. S. Ross), *Econ. Geol.*, Vol. 24, 1929
- 83) Smith, C. H. : Origin of the chromite deposits of the Bay of Islands igneous complex, western Newfoundland, *Econ. Geol.*, Vol. 48, 1953
- 84) Stoll, W. C. : Geology and petrology of the Masinloc chromite deposits Zambales, Luzon, Philippine islands, *Geol. Soc. America*, Vol. 69, No. 4, 1958
- 85) 須藤俊男 : 蛇紋石に就て, *地質学雑誌*, Vol. 49, 1942
- 86) 鈴木 敏 : 八木山のクロム鉄鉄, *地学雑誌*, Vol. 9, 1897
- 87) 鈴木 醇・三本杉巳代治 : 北海道におけるクロム鉄床について, *地質学雑誌*, Vol. 46, 1933
- 88) 鈴木 醇 : 北海道における蛇紋岩に附随する優白岩類について, *岩石鉄物鉄床学会誌*, Vol. 23, No. 2~3, 1940
- 89) 鈴木 醇 : 本邦産クロム鉄鉄々石について, *岩石鉄物鉄床学会誌*, Vol. 27, No. 3~4, 1942
- 90) 鈴木 醇 : 北海道および樺太の砂クロム鉄床について, *岩石鉄物鉄床学会誌*, Vol. 27, 1942
- 91) 鈴木 醇 : 本邦クロム鉄床調査概報, *学振 58 小委総合報告*, 1946
- 92) 鈴木 醇 : クロム鉄鉄々床生成に関する一考察, *岩石鉄物鉄床学会誌*, Vol. 29, No. 2, 1943
- 93) 鈴木 醇・石川俊夫 : 北海道および中国クロム鉄床の比較, *学振 58 小委報告*, No. 81, 1946
- 94) Suzuki, J. : Ultra-basic rocks and associated natural resources in Hokkaido, *Pacific. Sci. Cong. C. R.*, 1949
- 95) 鈴木 醇 : 本邦超塩基性岩類に附随する諸鉄床の生成型式, *科学*, Vol. 20, No. 1, 1950
- 96) Suzuki, J. : Ultra-basic rocks and associated ore deposits of Hokkaido, *Japan. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. IV, Vol. 8, No. 2, 1952
- 97) Suzuki, J. : The hypabyssal rocks associated with the ultrabasic rocks in Hokkaido, *Japan. Cong. Geol. Inter.*, Ser. VI, 1953
- 98) 鈴木 醇 : クロム鉄鉄々床の成因, *鉄床学の進歩*, 1957
- 99) 鈴木 醇 : 北海道のクロム鉄鉄床, *鉄床学の進歩*, 1957
- 100) 高橋哲也 : 主として北海道におけるクロム鉄鉄々床, *北海道石炭鉄業会々報*, No. 259, 1935

- 101) 内田義信：愛媛県赤石鉱山産クロム鉄鉱中の緑色透輝石と母岩中の緑色透輝石との関係，鉱物と地質，No. 5, 1947
- 102) 内田義信：愛媛県赤石鉱山のクロム鉄鉱々床について，鉱物と地質，No. 12, 1949
- 103) 内田義信：縞状クロム鉄鉱々床について，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 33, 1949
- 104) 山田正春：愛媛県赤石鉱山のゾン岩・クロム鉄鉱々床調査報告，地質調査所月報，Vol. 4, No. 12, 1951
- 105) Vogt, J. H. L.: Magmas and igneous ore deposits, Econ. Geol., Vol. 21, 1926

GENETIC STUDY ON THE CHROMITE DEPOSITS OF JAPAN

—Based on Ultra-Basic Rocks and Chromite Deposits
of Hokkaido, Chugoku and Shikoku Districts—

by
Takeo Bamba

Abstract

1 Introduction

Since 1946, the present author has been undertaking petrological and economic geological study on the ultra-basic rocks and the associated chromite deposits of Japan, under the kind guidances of Dr. J. Suzuki, Dr. Z. Harada, Dr. T. Nemoto, Dr. T. Ishikawa and Dr. M. Hunahashi.

In the Japanese island arc, various kinds of ultra-basic rocks such as peridotites, half-serpentinized peridotites and serpentinites are found. Most of them germinate chromite deposits, but some of them are barren.

With the advance of investigations, the present author has taken geochemical interest in the abundance and distribution of chromium in the ultra-basic rocks, and he investigated on the share of chromium in each type of ultra-basic rocks, and the results have been applied to systematize the several types of chromite deposits of Japan. In conclusion, he advocates to explain that each type of chromite deposits is theoretically closely related and they show a serial relation to each other.

2 Geochemical study on the abundance and distribution of chromium in the ultra-basic rocks of Japan

The present author attempts to calculate the abundance of chromium in the ultra-basic rocks in the next several regions with 244 chemical analyses.

- (1) Peridotite in Horoman region, belonging to Hidaka metamorphic zone, southern end of central Hokkaido
- (2) Peridotite in Mt. Iwanai-dake, belonging to Kamuikotan metamorphic zone, central Hokkaido
- (3) Peridotite in Mt. Higashiakaishi-yama, belonging to Sambagawa metamorphic zone, Outer Zone of Southwest Japan
- (4) Peridotite in Mizuta region, belonging to Sangun metamorphic zone, Inner Zone of Southwest Japan
- (5) Serpentinite in Hidaka district, belonging to Kamuikotan metamorphic zone, surrounding Mt. Iwanai-dake, central Hokkaido
- (6) Serpentinite in Ishikari-Teshio-Kitami district, belonging to Kamuikotan metamorphic zone, northern part of central Hokkaido
- (7) Serpentinite in tri-prefectural province of Tottori-Okayama-Hiroshima, belonging to Sangun metamorphic zone, Inner Zone of Southwest Japan

In the other several regions, ultra-basic rocks and the associated chromite deposits are known, but they are so similar to those described above that they are not touched upon. Tectonic characters of each pluton are investigated in the fields, and the depth relation is clarified. Occasionally, rock facies are divided into several subfacies. As the results of such investigations, it is found that chromium is most poor in the Horoman region and the highest value is recognized in the Higashiakaishi-yama peridotite. The abundance of chromium in each district is given in Table 1.

It is interesting that chromium is generally more concentrated in the upper part of pluton than in deeper core, and the chromite deposits are generally found only in the special parts of ultra-basic mass containing abundant chromium.

There are chromite placers in the surroundings of serpentinite mass at the Ishikari-Teshio-Kitami district, northern Hokkaido. The chromite crystals in the alluvial or diluvial deposits are believed to be derived from the serpentinite behind, but such chromite crystals are hardly found at the present outcrops of serpentinite. It is considered that the special rock facies containing chromite crystals in the older time are now entirely eroded out, and the barren serpentinite of deep facies remains. Chromium in the serpentinite is calculated only 4,000 g/t in average. On the other hand, at the peak of the mountain composed of serpentinite, the value is more than 10,000 g/t in the same region. It is believed to be remnant of the upper special rock facies.

Table 1

Peridotite of Horoman region*	2,900 g/t
Peridotite of Mt. Iwanai-dake*	5,000 "
Peridotite of Mt. Higashiakaishi-yama**	9,400 "
Peridotite of Mizuta region** (***)	7,000 "
Serpentinite of Teshio-Kitami district*	4,000 "
Serpentinite of Ishikari-Teshio district*	4,900 "
Serpentinite of Hidaka district*** (**)	8,600 "
Serpentinite of tri-prefectural province of Chugoku district***	9,000 "

*: Barren mass

** : Banded chromite deposits are germinated.

***: Massive chromite deposits are germinated.

3 Theoretical classification of chromite deposits of Japan

Chromite deposits of Japan have been theoretically classified into two or three types; (a) banded chromite deposits composed of fine-disseminated ores believed to be formed in the orthomagmatic stage, (b) massive chromite deposits composed of dense- or coarse-disseminated ores in serpentinites believed to be formed in the hydrothermal stage, (c) residual chromite deposits derived from the former type, (d) placer chromite deposits eroded out from the serpentinite behind, the chromite crystals are believed to have existed as rock forming minerals in the older time.

“(b) type” is the most important as chromite resources among them, and its genesis has been continuously discussed since the later 19th century, and now the origin of the

deposits is explained with several different hypothesis. In this report, the present author advocated that the irregular massive deposits (b type) were regarded to be the end members derived from "(a) type", therefore, each type of chromite deposits is systematized by the process of serial mineralization and the regeneration is supposed to be caused by hydrothermal effect.

4 Ores and their significance

Chromite ores from Japan have been classified into ten types by Dr. J. Suzuki (1942) on account of the ore facies. The present author attempts to systematize them theoretically as follows:

- (A) Ore generated in the orthomagmatic stage
 - (1) fine-disseminated ore
 - (2) banded ore composed of fine chromite crystals
- (B) Regenerated ore (low grade) in the hydrothermal stage
 - (1) banded ore composed of coarse chromite crystals
 - (2) coarse-disseminated ore showing chain structure
 - (3) coarse-disseminated ore showing cone structure
- (C) Regenerated ore (high grade) in the hydrothermal stage
 - (1) dense ore including serpentinite
 - (2) dense ore including remnants of disseminated ore
 - (3) dense ore
- (D) Crushed ore after mineralization
 - (1) brecciated dense ore
 - (2) brown ore

Dense- and coarse-disseminated ores resemble to each other in their components and they are composed of anhedral coarse crystals of chromite. Therefore, dense ore is regarded as a variety of coarse-disseminated ore and they show comparatively higher grade than fine-disseminated ore after dressing.

The fine-disseminated ore is quite different from the formers in crystal form. Chromite crystals in the last one are mostly euhedral and they never concentrate beyond a limit.

Gangue minerals associated with dense- or coarse-disseminated ores are mainly α serpentine*, but in fine-disseminated ores they are composed mainly of β serpentine*, and in some dense ores, unaltered olivines or patches of fine-disseminated ores are often included. It is reasonable that the fine-disseminated ores are formed earlier than the dense or coarse ores, though they are closely related to each other.

Magnetite rim is often found surrounding fine chromite crystals, but in dense ore, we can recognize hematite instead of magnetite. Chalcopyrite and other sulphide minerals are rarely found in dense ore. Such events are suitable to illustrate the process of mineralization.

5 Metamorphic aureoles surrounding the chromite deposits

Metamorphic aureoles are often found surrounding the chromite ore body, especially in

* Difference between α type and β one is illustrated in the next chapter.

Chugoku district. It is common phenomena that the serpentinite and differentiated rocks (gabbros) are both metasomatized and special rock facies are caused in the contact zone of chromite ore body.

Serpentinite surrounding chromite ore is usually effected and altered to light greenish transparent tint. The altered parts are easily distinguished from the normal facies. The former is composed of β type serpentine and the latter is constituted from α serpentine. Each type of serpentine has been analysed under X ray. They are quite different in their crystalline state. The α type one is constructed in two-dimensional crystalline state. The β type one is constructed in three-dimensional lattice. Kämmererite associated with dense ore usually belongs to the latter type in the crystalline state.

Another remarkable difference between them is recognized in their chemical components. The β type serpentine usually contains 11~25% of Al_2O_3 , while the α type one contains only 1~5% of Al_2O_3 .

Many irregular xenolithic patches of gabbroic rocks, ranging from 1 to 30 meters in size, are contained in serpentinite body. The constituents of these gabbros are commonly brown hornblende with a core of augite, plagioclase and ilmenite. Occasionally, spinel pargasite and chlorite associations, which are regarded to be caused by Mg metasomatism, are observed in them.

The typical spinel pargasite chlorite rock facies are found in the Takase mine surrounding the chromite ore mass. Similar rock facies are seen in other mines surrounding the chromite ore mass, but the proportion of these minerals are different at every mine. The variation of proportions and components of the minerals in the metasomatised parts are confined within narrow limits and they show a serial relation to each other. Such metasomatised rock facies occur only in the surroundings of the chromite deposits and this is characteristic of addition of Mg, Ca and decrease of Si compared with nonmetasomatised part. Veinlets composed of garnet, diopside, magnetite and sulphide are often formed in the spinel pargasite chlorite rocks. They are regarded to be the end members of metasomatism.

6 Comparison of the chromite deposits of Hokkaido and Chugoku district

Central Hokkaido and the tri-prefectural (Tottori-Okayama-Hiroshima) province of the Chugoku district are both very important chromite fields of Japan. At present, the Chugoku district, including the Hirose, Wakamatsu, Hinogami and Takase mines, and Hokkaido including the Hatta-Yahata, Nittoh and Horokanai mines, account for most of the domestic production.

During the past thirty years, chromite production of all Japan totals 930,000 tons. The production of 380,000 tons has been attained from Hokkaido and that of 530,000 tons has been attained from Chugoku district. The remaining 20,000 tons come from several other prefectures. In Hokkaido, the main ore bodies are located in the marginal part of serpentinite; they show high grade (Cr_2O_3 50% or more) and have been used for chemical industries. Occasionally somewhat low grade ore is found in the Iwanaidake peridotite mass, located in the central part of the serpentinite showing dome structure. It is believed that stratigraphically the Iwanaidake peridotite is deeper than the serpentinitized marginal

part.

Ores from Chugoku district are generally of low grade (Cr_2O_3 31.35%). In this area, chromite is usually richer in alumina and poorer in chromium oxide than the ores in Hokkaido. They have been used for fire brick. In the Takase mine, comparatively high grade ores (Cr_2O_3 40% or more) occur; they are found in the central portion of serpentinite showing the basin structure. On account of the geological environments, chromite deposit of the Takase mine is correlated to be in the upper part of serpentinite. In this mine, serpentinitization is more complete than in other mines. The other low grade ores from the Hirose, Wakamatsu and Hinogami mines occur in the deeper zone of the serpentinite string.

In Hokkaido, the differentiated dyke rocks of serpentinite are mostly extreme acidic, while in Chugoku district they are usually gabbroic. The author's view upon the problem can be summarized as below.

Chromite deposits, serpentinites and the associated leucocratic dyke rocks are closely related to each other; it is believed that they show family relation derived from ultra-mafic magma. The extreme contrasting characters among them observed in Hokkaido are regarded to be caused by "complete differentiation" of the parent magma. On the other hand, in Chugoku district, chromite ore is low grade and differentiated dyke rocks are very basic. Such relation will be explained by "incomplete differentiation" of ultra-mafic magma.

7 Origin of chromite deposits in Japan

It is the most important character that chromite deposits are always germinated in ultra-basic rocks and never found in other rocks.

The present author calculated the abundance of chromium in various kinds of ultra-basic rocks and he concluded that chromium is usually more abundant in upper zone than in deeper zone in either peridotite or serpentinite. The upper zone of the ultra-basic pluton is often overwhelmed with serpentinitization. In addition, chromite deposits are respectively found in the special part of ultra-basic rocks containing chromium highly. It is interesting that the ultra-basic rocks which germinated chromite deposits usually contain more than 6,000 g/t of chromium and barren ultra-basic rocks contain only 2,000~5,000 g/t of chromium. In general, chromium distributes highly in the upper part of the ultra-basic pluton, and the chromite deposits develop in the upper part of the pluton, while in deeper zone it is barren. It is regarded that there exists inevitable relation between distribution of chromite deposits and degree of chromium contents. Banded ore or fine-disseminated ore is regarded to be caused in the orthomagmatic stage, which forms the primary and fundamental chromite deposits. It is considered that the banded deposits are only caused in ultra-basic rocks showing flow layer and fine-disseminated ore deposits are caused in massive facies.

Irregular massive chromite deposits found in serpentinite have been regarded to be formed by hydrothermal solution since E. Sampson's hypothesis (1932). It is true that the deposits are often controlled by echelon structure and various kinds of hydrothermal minerals are found surrounding ore bodies. On the other hand, the ores usually include disseminated ore regarded to be remnant of ore caused in the orthomagmatic stage, and we can easily find other characters showing sufficient regenerated evidences in the mode of

occurrence of the deposit and in the characters of the country rocks, especially in surroundings of ore mass.

Massive chromite ore deposits are usually controlled by joint system of serpentinite in their original forms, and differentiated dyke rocks are closely related to the deposits. Metamorphic aureoles surrounding massive chromite deposits are usually composed of special serpentine (β type). It is also interesting that in the complex ore composed of fine-disseminated and dense ore, negative crystals develop respectively. The negative crystals will be illustrated to be besieged by (111) of octahedral crystals of chromite, that must be a kind of relict showing earlier ore character.

Characteristics of massive chromite deposits described above must be caused by hydrothermal effect.

The present author concluded that the chromite deposits characterized by banded or fine-disseminated ores are formed in the orthomagmatic stage and the regenerated deposits, from the former type represented by dense ore or coarse-disseminated ore are formed in the hydrothermal stage coming after activity of leucocrates, being controlled by the joint system of serpentinite.

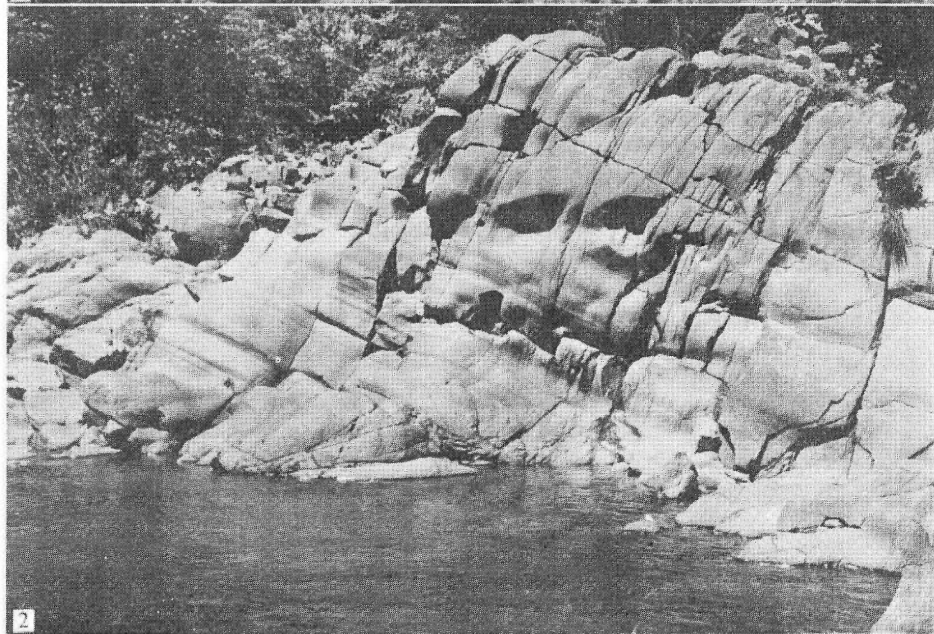
Several hypotheses illustrated the genesis of chromite deposit have played an important part. In this report, the present author illustrates the serial relation between banded and massive chromite deposits. The view is based on every hypothesis advocated during past 60 years.

The present author wishes to express his gratitude to Professor Dr. J. Suzuki and other scholars both at home and abroad touched upon the chromite problems.

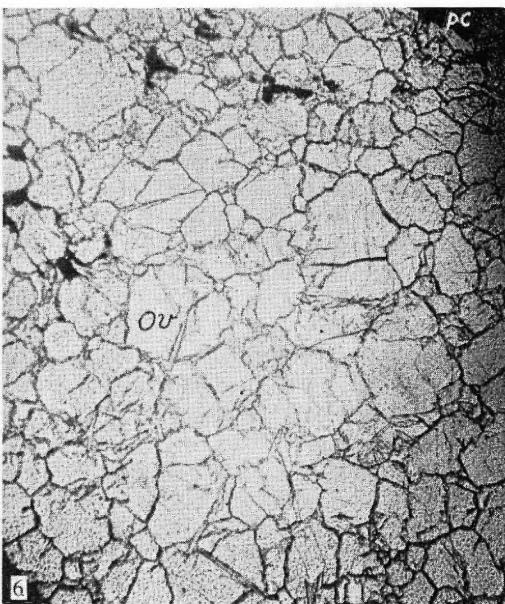
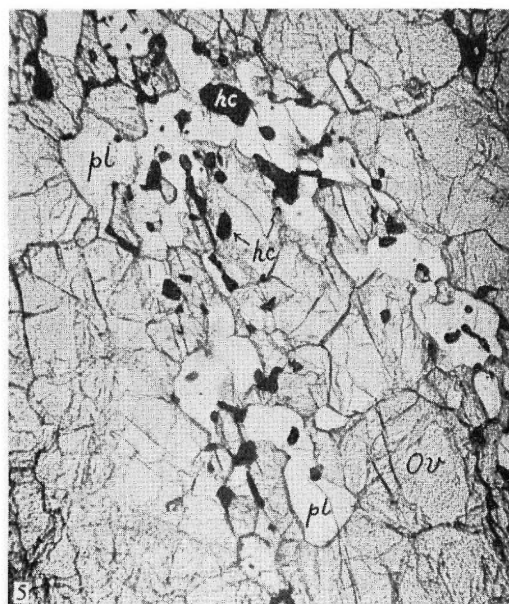
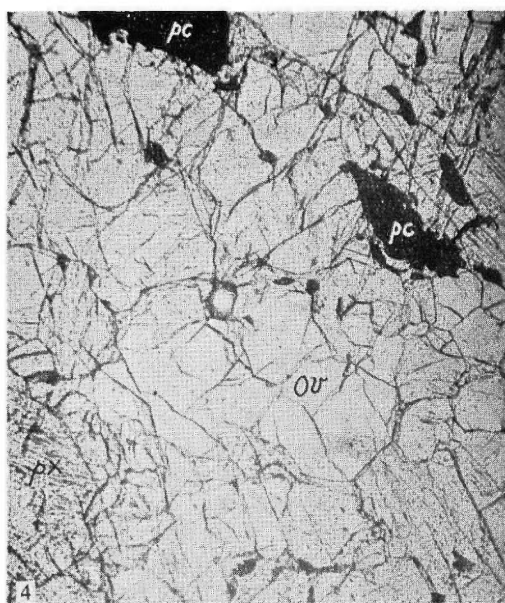
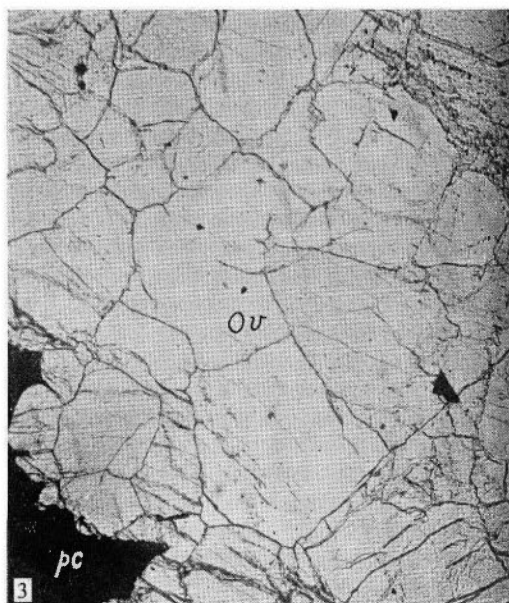
(June, 1959 in Sapporo, Japan)

PLATES
AND
EXPLANATIONS

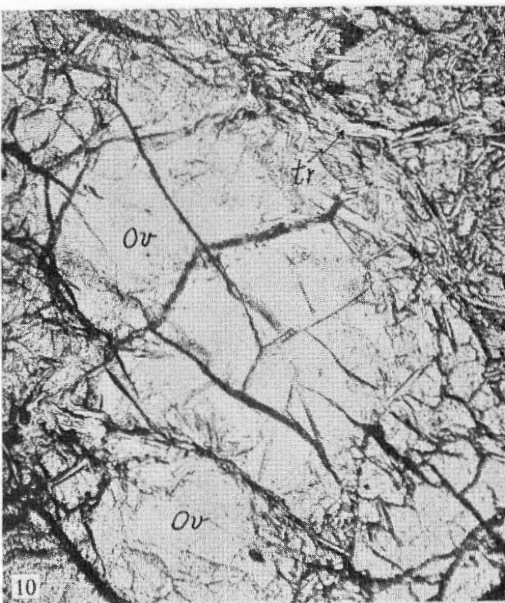
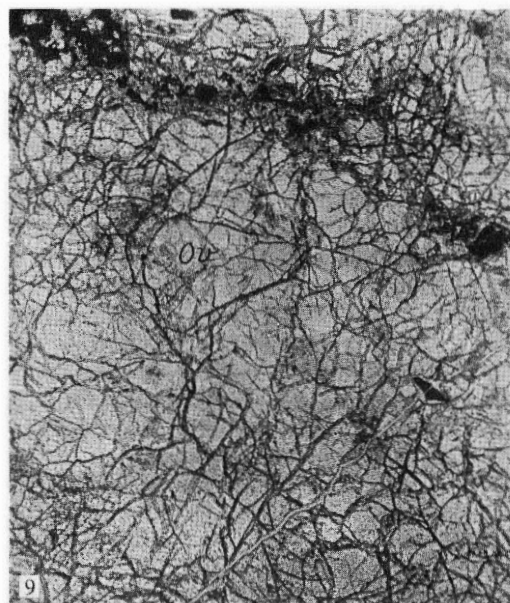
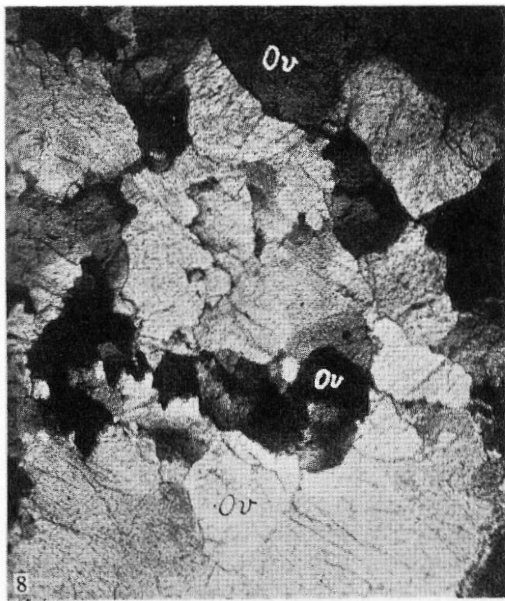
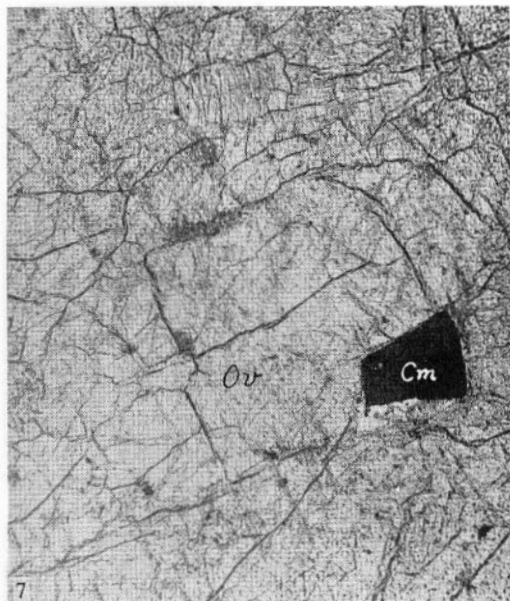
(With 24 Plates)



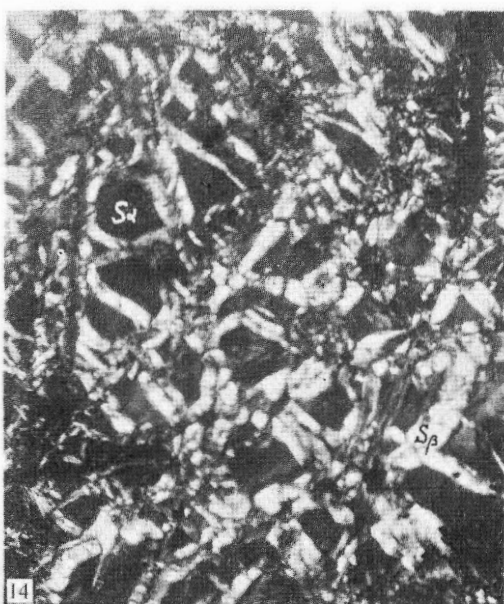
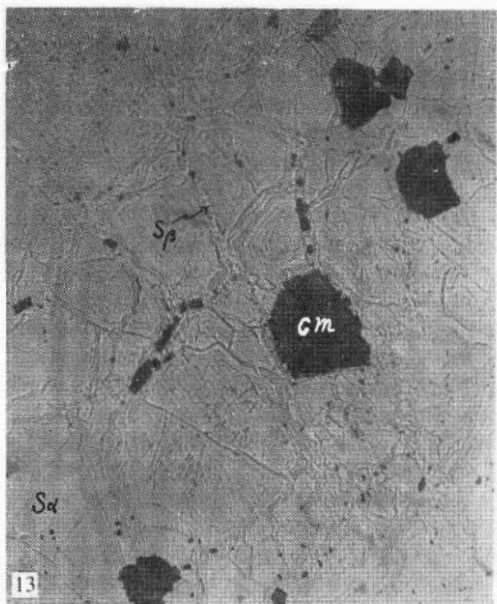
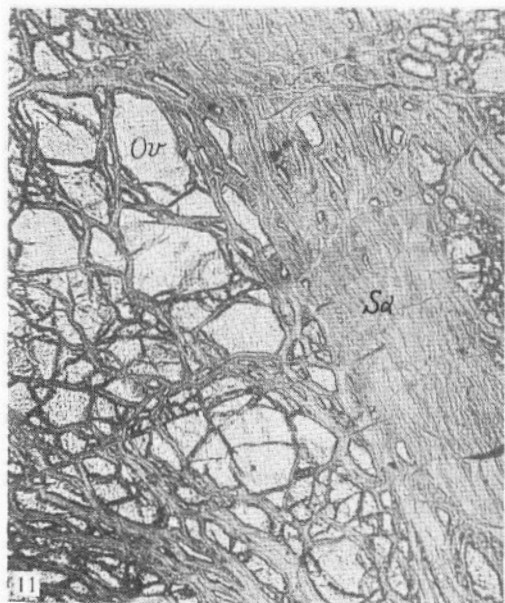
(1) 嵯崎橄欖岩の露出 (アボイ岳付近)
(2) 嵯崎橄欖岩の露出 (嵯崎川本流、河口より 4km の地点)
流理面と、それに直交する節理 (cross joint) が顕著である。



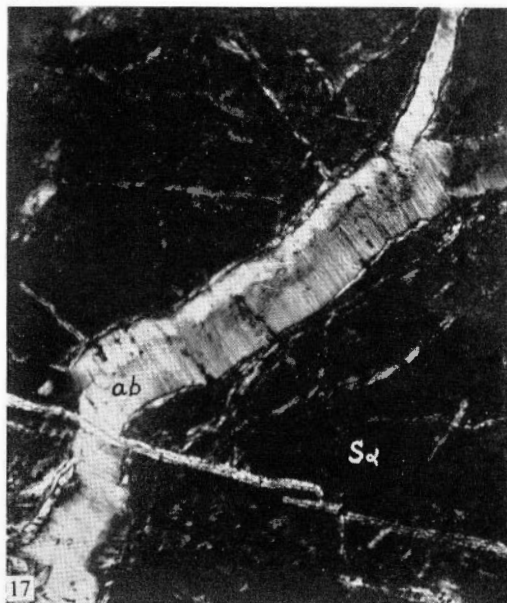
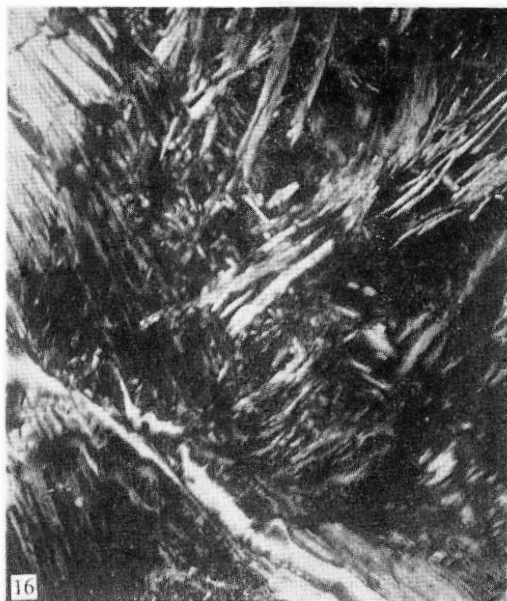
- (3) 蛭嵩橄欖岩 (dunite facies) ×70, 平行ニコル
 Ov: 橄欖石, pc: ピコタイト (クロム尖晶石)
- (4) 同 (peridotite facies) ×70, 平行ニコル
 Ov: 橄欖石, px: 斜方輝石, pc: ピコタイト
- (5) 同 (gabbro facies) ×70, 平行ニコル
 Ov: 橄欖石, pl: 斜長石, hc: ヘルシナイト (鉄尖晶石)
- (6) 蛭尻岳橄欖岩 ×70, 平行ニコル
 Ov: 橄欖石, pc: ピコタイト



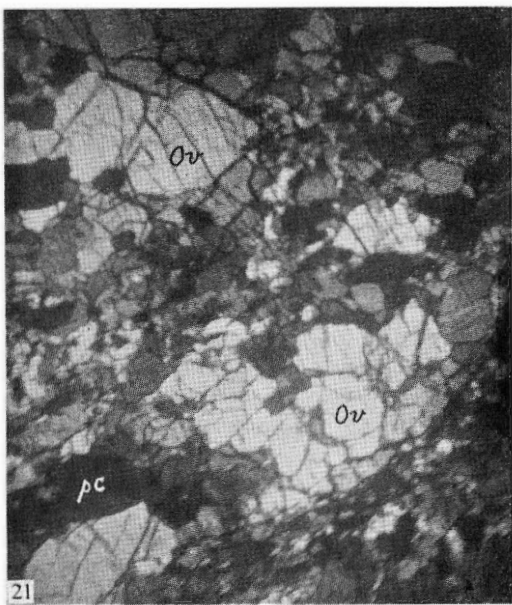
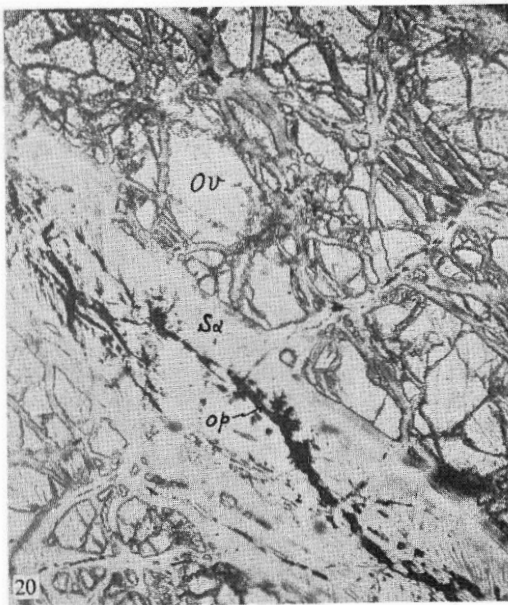
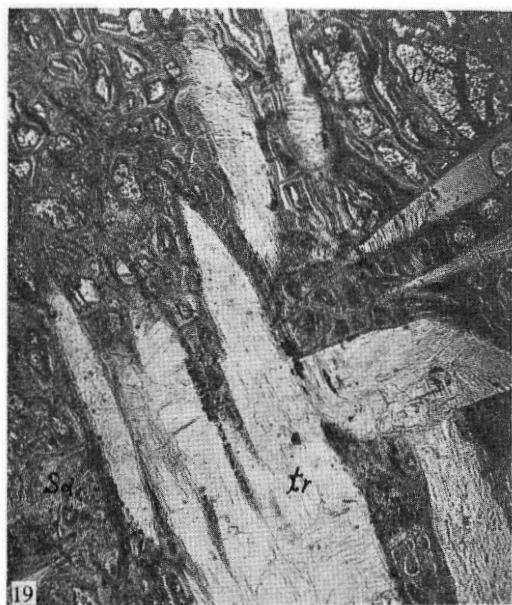
- (7) 岩内岳橄欖岩 ×70, 平行ニコル
 Ov: 橄欖石, Cm: クロム鉄鉱
- (8) 同 ×70, 十字ニコル
 Ov: 橄欖石
- (9) 水田橄欖岩 ×70, 平行ニコル
 Ov: 橄欖石
- (10) 東赤石山橄欖岩 ×70, 平行ニコル
 Ov: 橄欖石, tr: 透角閃石



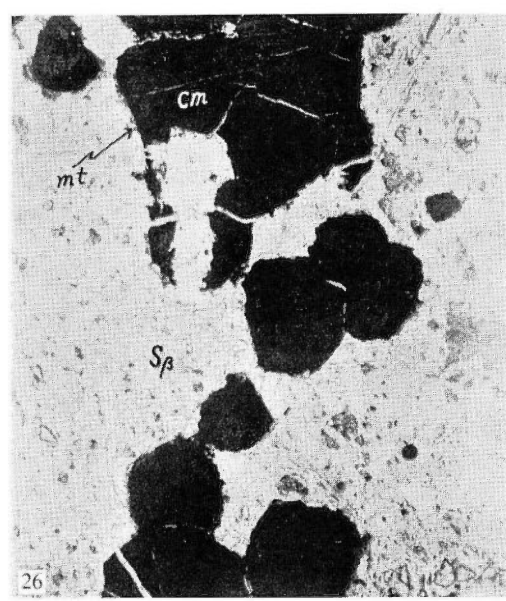
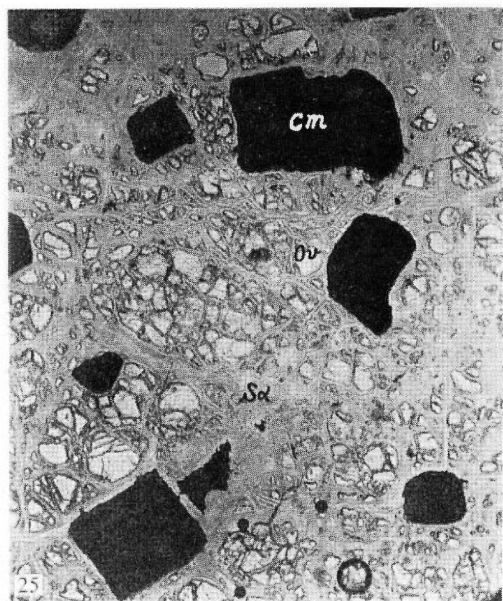
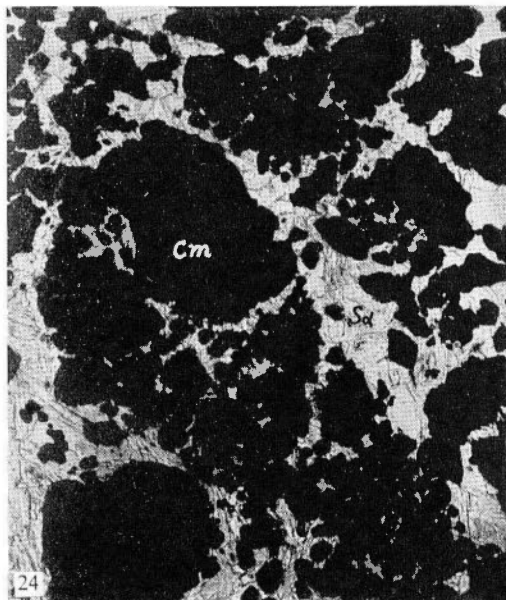
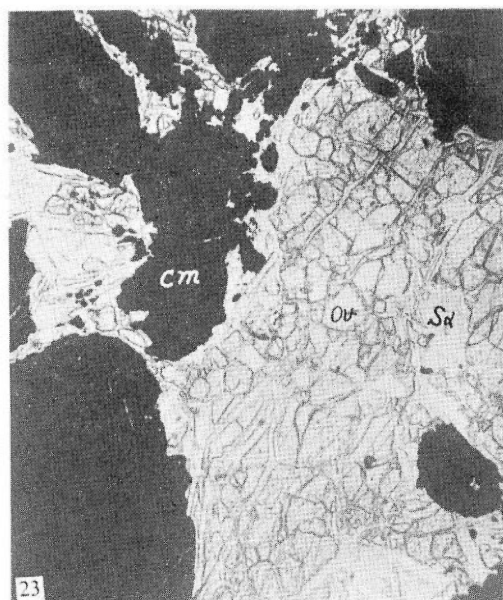
- (11) 半蛇紋岩化する岩内岳橄欖岩 ×70, 平行ニコル
Ov: 橄欖石, *Sα*: 蛇紋石
- (12) 橄欖石の残品を保有する蛇紋岩 ×70, 平行ニコル
Ov: 橄欖石, *Sα*: α型蛇紋石, *Sβ*: β型蛇紋石
- (13) 完全に蛇紋岩化するもの ×70, 平行ニコル
Sα: α型蛇紋石, *Sβ*: β型蛇紋石, *Cm*: クロム鉄鉱
- (14) 同 ×70, 十字ニコル
Sα: α型蛇紋石, *Sβ*: β型蛇紋石
 この構造を篩状構造 (mesh structure) と称する。



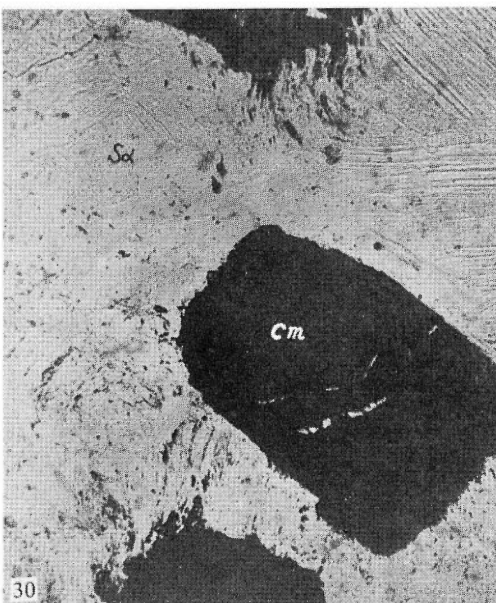
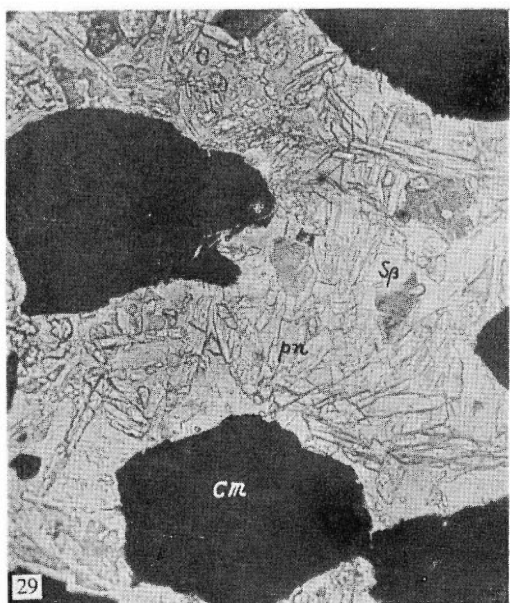
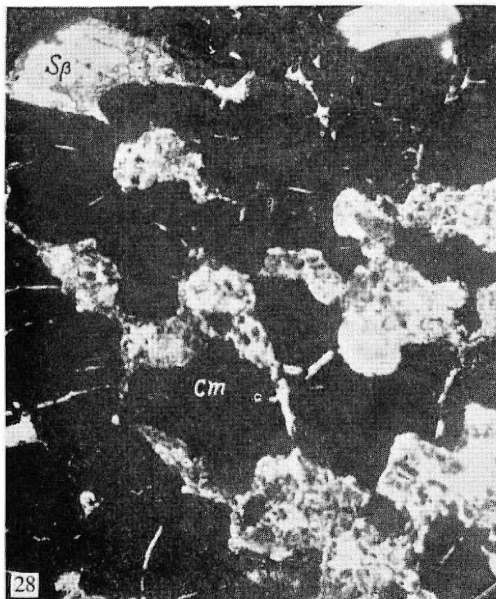
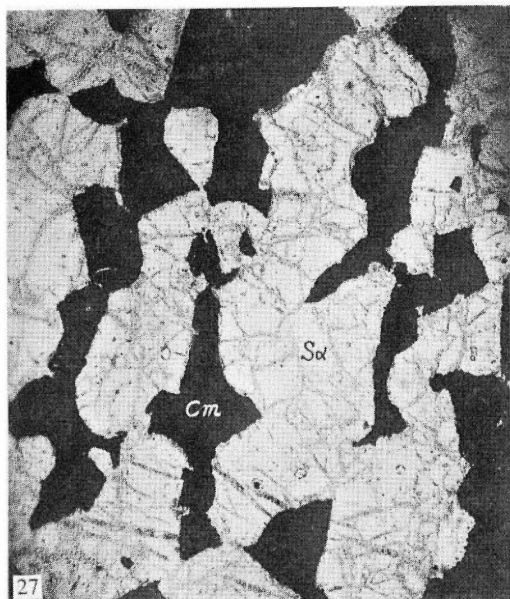
- (15) 輝岩の蛇紋岩化せるもの ×70, 十字ニ科尔
 北海道北見・天塩国境産, すべて絹布石 (Bastite) から構成される。
- (16) 同上の岩石が片状化した状態を示す ×70, 十字ニ科尔
- (17) 温石棉を伴う蛇紋岩 ×70, 十字ニ科尔
 ab: 温石棉, Sα: 蛇紋石
- (18) クロム鉱床の盤際が生じている特殊な蛇紋岩 ×70, 十字ニ科尔
 岡山県高瀬鉱山産



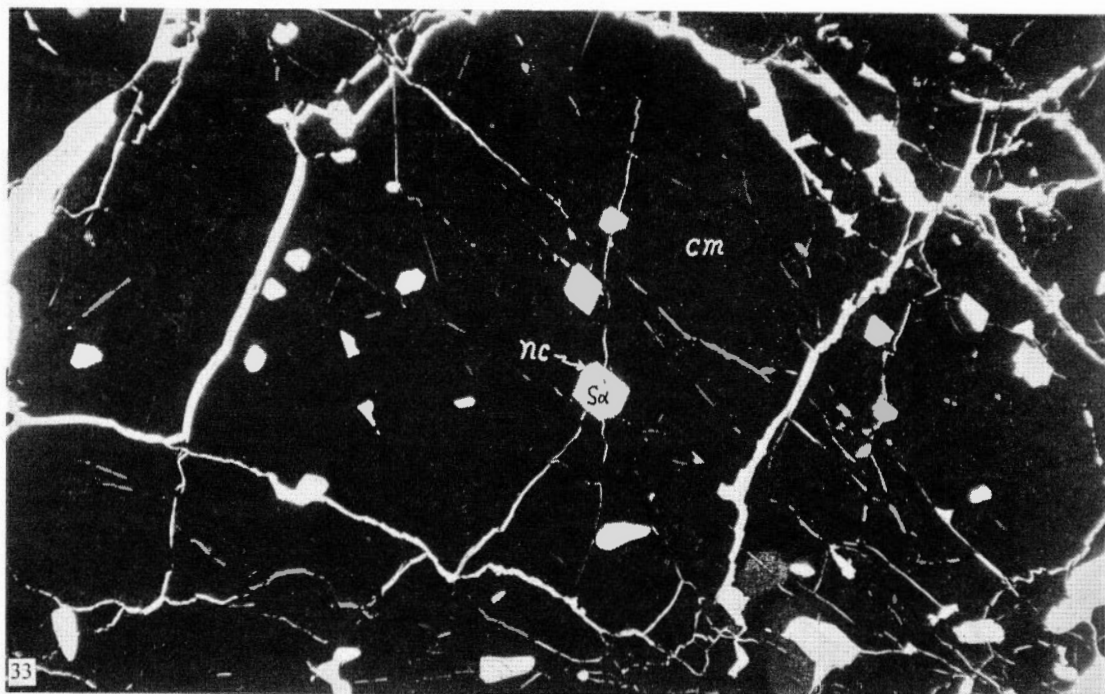
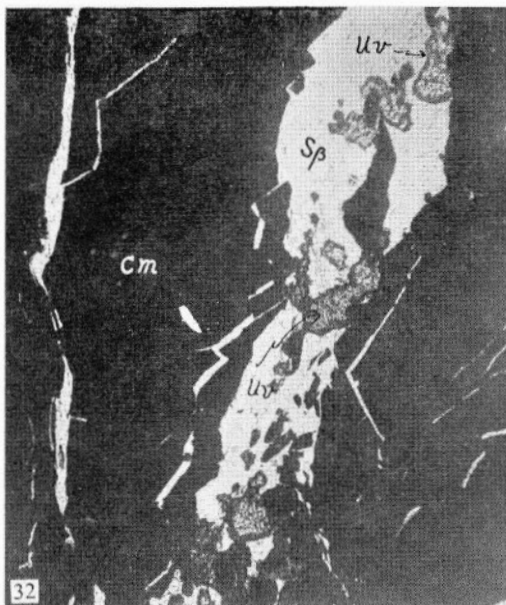
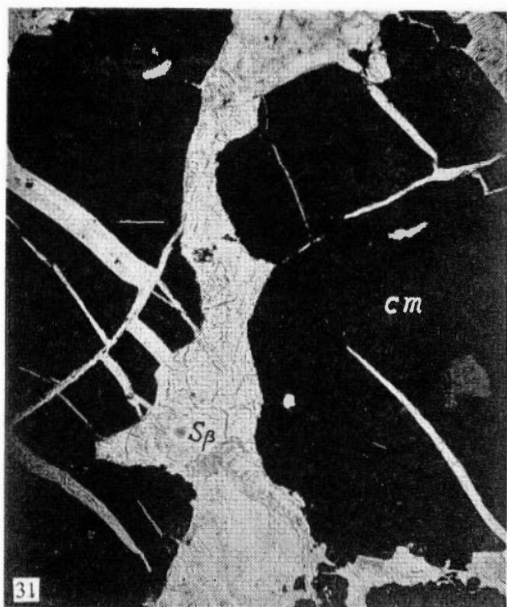
- (19) 透角閃石含有蛇紋岩 ×70, 平行ニコル
Ov: 橄欖石, *Sa*: 蛇紋石, *tr*: 透角閃石
 岡山県高瀬蛇紋岩体産
- (20) 半蛇紋岩化する東赤石山橄欖岩 ×70, 平行ニコル
Ov: 橄欖石, *Sa*: α 型蛇紋石, *op*: 鉍色素
 鉍色素 (*ores pigment*) を生じているものは極して岩行中に *Cr* が多量である。
- (21) 北海道山部地方の蛇紋岩中に残存する橄欖岩球 ×70, 十字ニコル
Ov: 橄欖石, *pc*: ピコタイト
- (22) 和寒・沼津峠付近の蛇紋岩中に残存する新鮮な斑輝岩質部分 ×70, 平行ニコル
dp: 透輝石, *pl*: 斜長石, *es*: 斜方輝石



- (23) 赤石鉄山綺状鉄と母岩との接触部 ×70, 平行ニコル
Cm: クロム鉄鉄, *Ov*: 橄欖石, *Sa*: 蛇紋石
- (24) 赤石鉄山綺状鉄床宮鉄部 ×70, 平行ニコル
Cm: クロム鉄鉄, *Sa*: 蛇紋石
- (25) 岡山県水田鉄山の鉄床母岩 ×70, 平行ニコル
Ov: 橄欖石の残晶, *Sa*: 蛇紋石, *Cm*: クロム鉄鉄
- (26) 同上集粒部分 ×70, 平行ニコル
Cm: クロム鉄鉄, *mt*: 磁鉄鉄, *Sβ*: 蛇紋石



- (27) 縮状集粒斑状鉄鉱 ×70, 平行ニコル
Cm: クロム鉄鉱, *Sα*: 蛇紋石, 北海道纏平鉱山大王坑産 (Plate 18-(59))
- (28) 集粒斑状鉄鉱 ×70, 平行ニコル
Cm: クロム鉄鉱, *Sβ*: 蛇紋石, 鳥取県口野上鉱山産
- (29) 粗粒斑状鉄鉱 ×70, 平行ニコル
Cm: クロム鉄鉱, *Pn*: プドー石, *Sβ*: β型蛇紋石, 岡山県高瀬鉱山産
- (30) やや片状化せる蛇紋岩中のクロム鉄鉱 ×150, 平行ニコル
Cm: クロム鉄鉱, *Sα*: 蛇紋石, 天塩国問別川上流東八瀬沢産



(81) 粗粒斑状鉻 $\times 70$, 平行ニコル

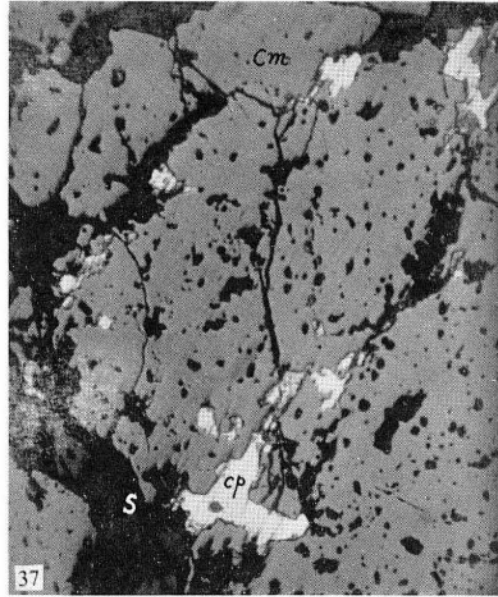
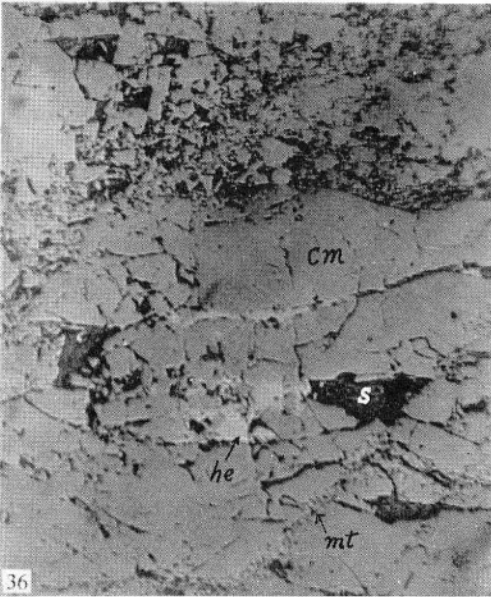
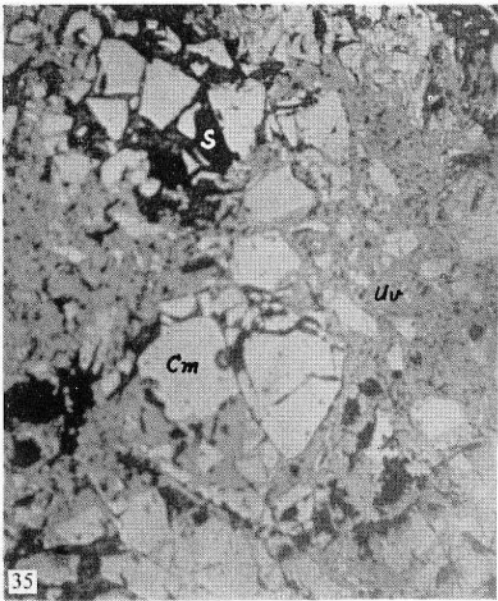
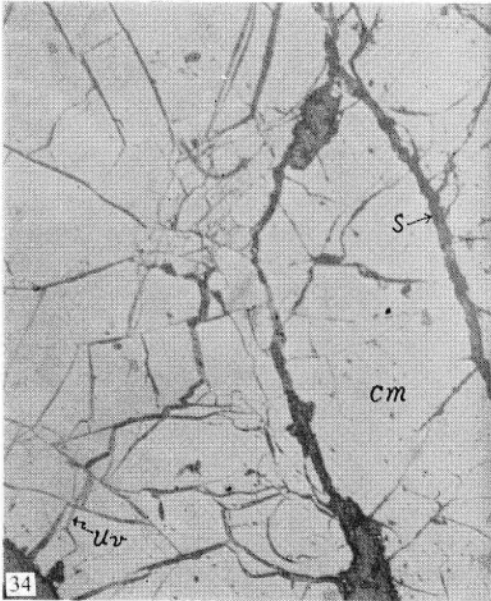
Cm: クロム鉄鉻, *Sp*: β 型蛇紋石, 北海道日東鉻山四号坑産

(82) 塊状鉻 $\times 70$, 平行ニコル

Cm: クロム鉄鉻, *Uv*: クロム柘榴石, *Sp*: β 型蛇紋石

(83) 負結晶 (negative crystal) を伴なう塊状鉻 $\times 120$, 平行ニコル

Cm: クロム鉄鉻, *Sa*: 蛇紋石, *nc*: 負結晶 (この部分は α 型蛇紋石によって充填されている)。日東鉻山本坑産

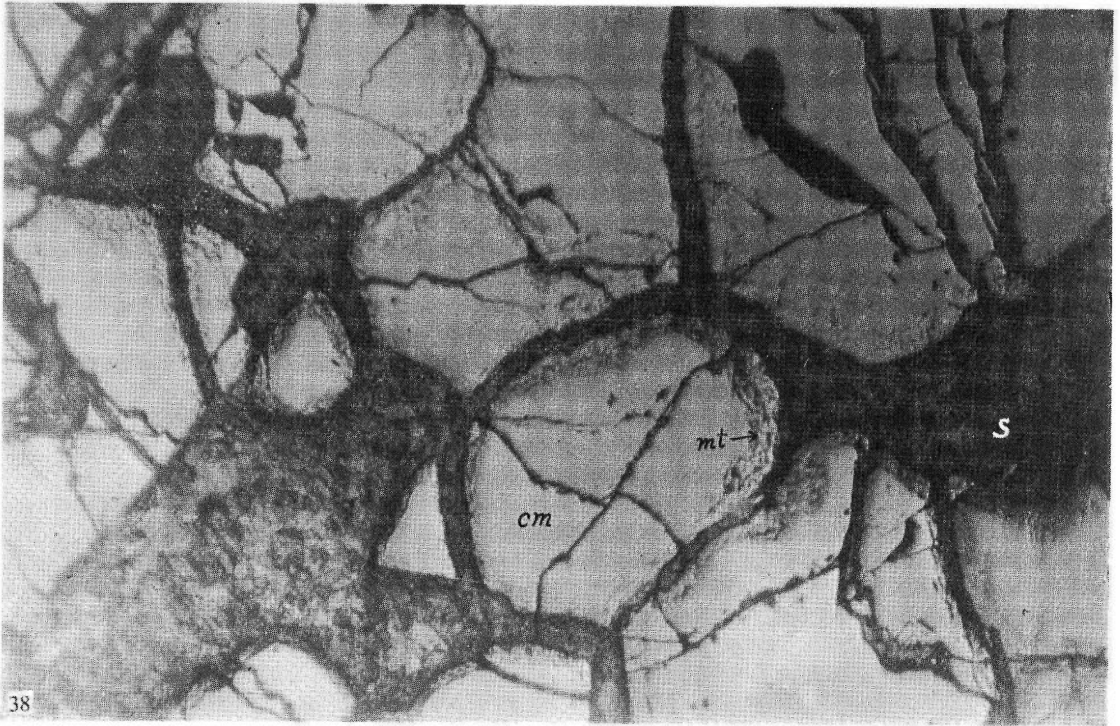


(34) 塊状鉄鈷 ×40, 平行ニコル (反射)
Cm: クロム鉄鈷, *S*: 蛇紋石, *Uv*: クロム柘榴石。北海道八田鉄山産

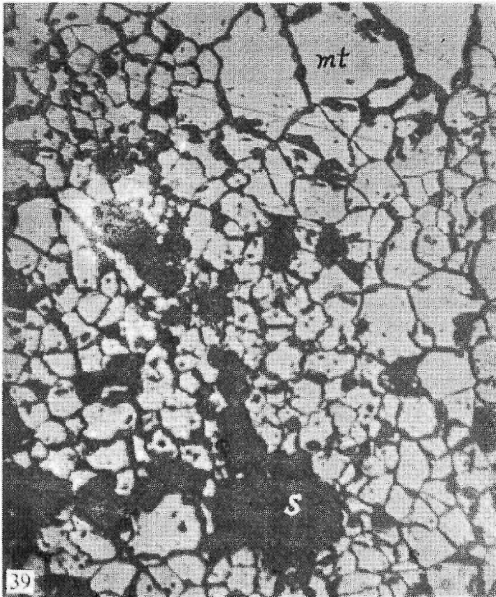
(35) 破碎塊状鉄鈷 ×40, 平行ニコル (反射)
Cm: クロム鉄鈷, *S*: 蛇紋石, *Uv*: クロム柘榴石。北海道樺平鉄山産

(36) 磁鉄鈷, 赤鉄鈷, 含有塊状鉄鈷 ×40, 平行ニコル (反射)
Cm: クロム鉄鈷, *he*: 赤鉄鈷, *mt*: 磁鉄鈷, *S*: 蛇紋石。鳥取県若松鉄山産

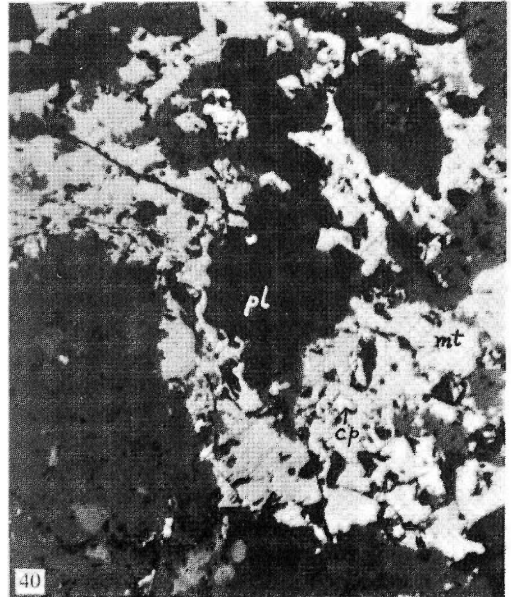
(37) 黄銅鉄鈷含有塊状鉄鈷 ×40, 平行ニコル (反射)
cp: 黄銅鉄鈷, *Cm*: クロム鉄鈷, *S*: 蛇紋石。北海道日東鉄山本坑産



38

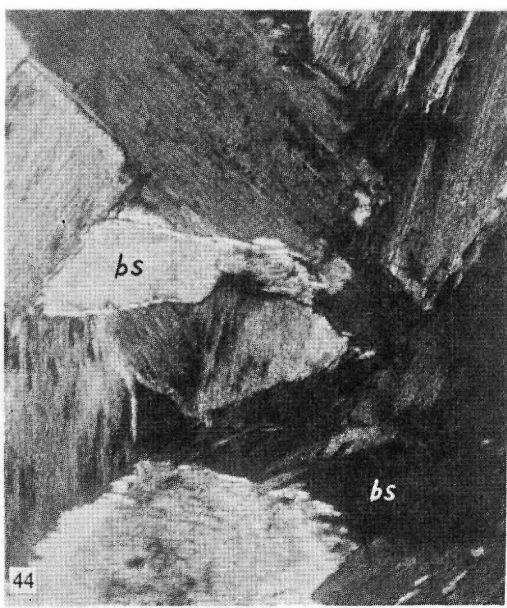
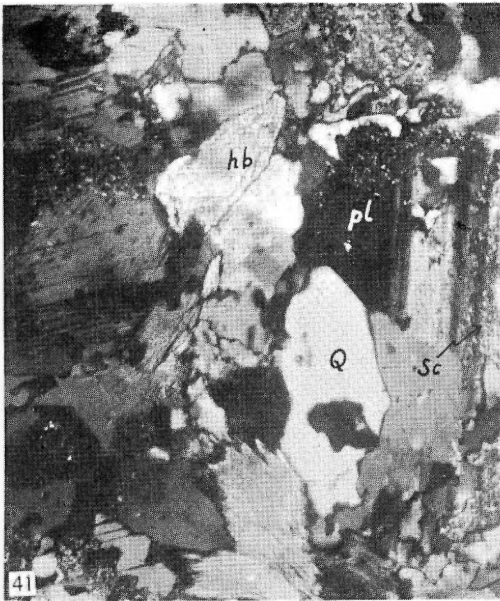


39

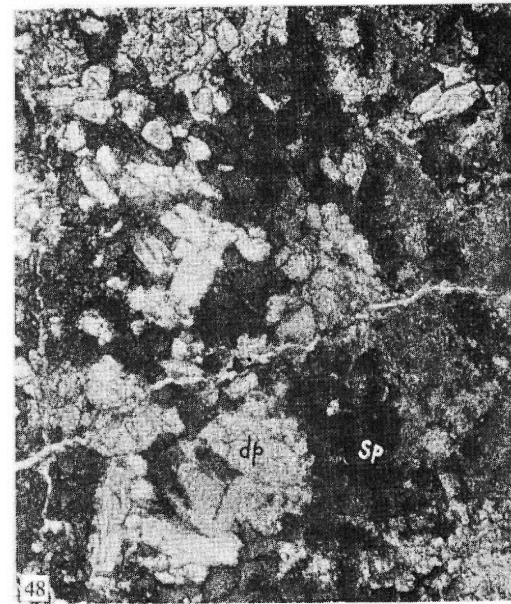
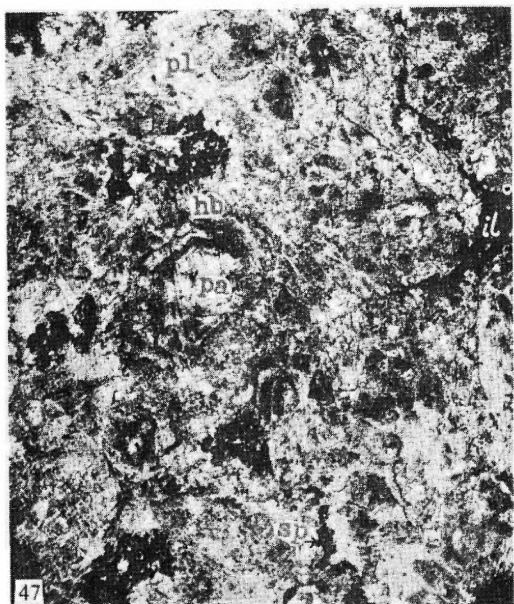
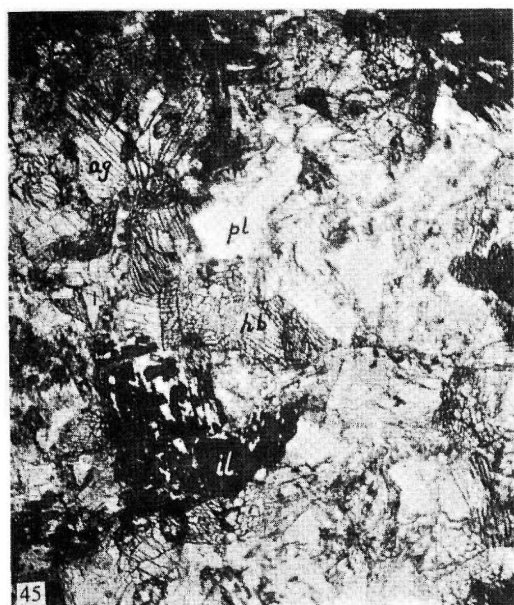


40

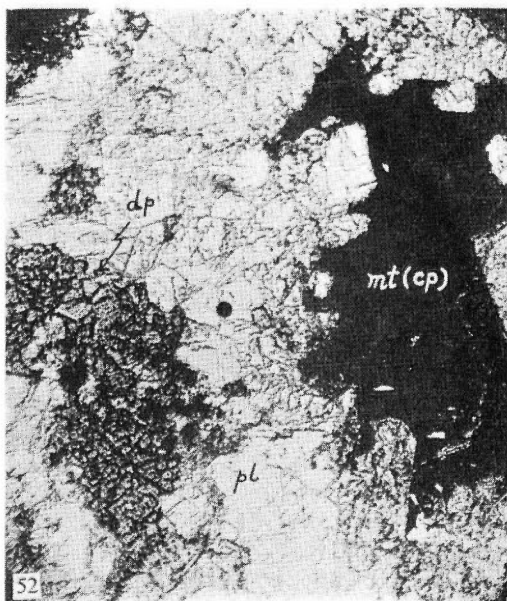
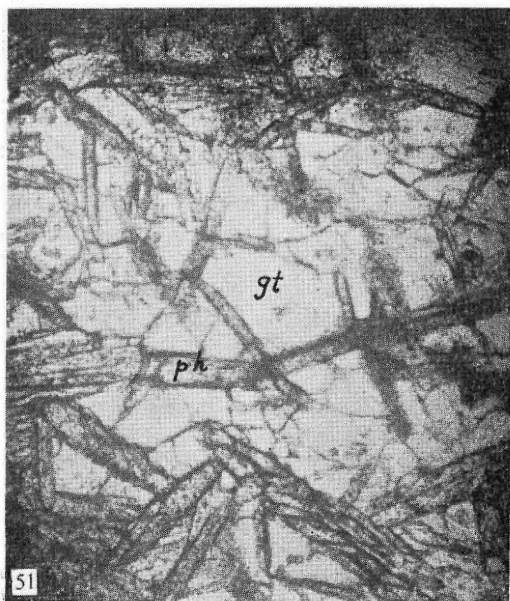
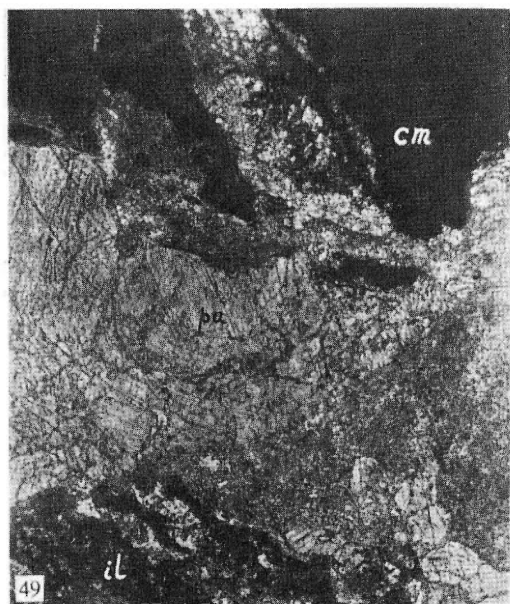
- (88) 細粒斑状鉄 $\times 120$, 平行ニコル (反射)
Cm: クロム鉄鉄, *mt*: 磁鉄鉄, *S*: 蛇紋行。鳥取県日野上鉦山産 (Plate 18-(60))
- (89) 磁鉄鉄の細粒斑状鉄 $\times 40$, 平行ニコル (反射)
mt: 磁鉄鉄, *S*: 蛇紋行。鳥取県猪山鉦山産
- (40) 分化脈岩に附随する磁鉄鉄黄銅鉄鉄脈 $\times 100$, 平行ニコル (反射)
cp: 黄銅鉄, *mt*: 磁鉄鉄, *pl*: 斜長行。岡山県高瀬鉦山産



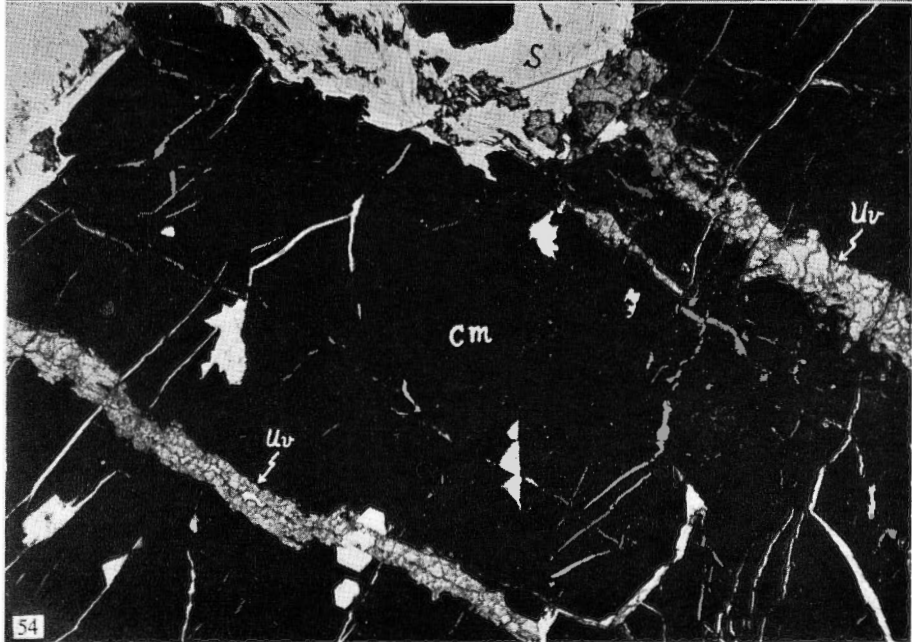
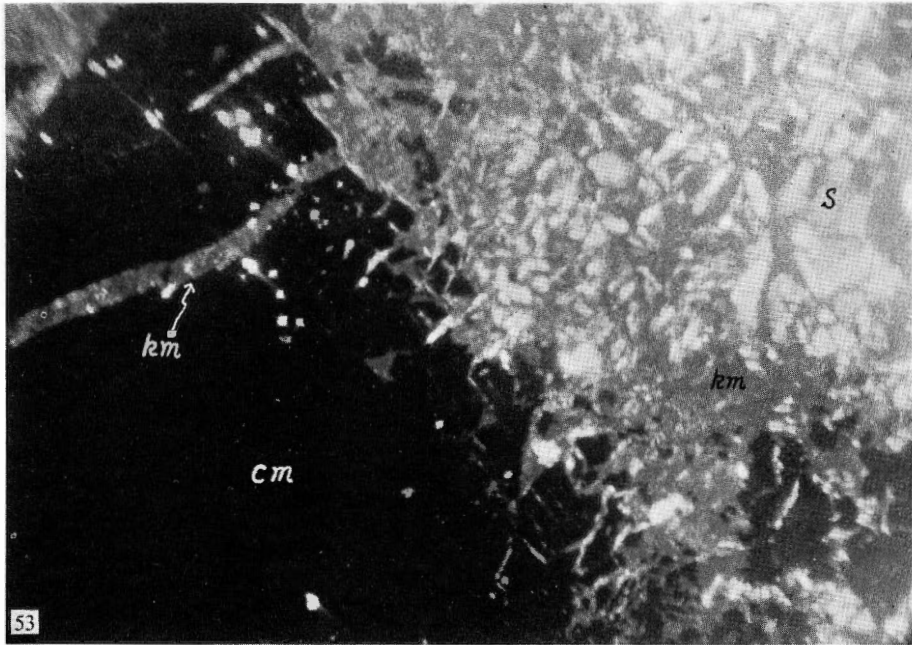
- (41) 蛇紋岩に附随する角閃石石英曹長岩 ×70, 十字ニコル
 Q: 石英, hb: 角閃石, pl: 斜長石, Sc: 絹雲母。 北海道樺平鉱山産
- (42) 蛇紋岩に附随する微閃綠岩 ×70, 平行ニコル
 hb: 綠色角閃石, pl: 斜長石。 北海道雨竜郡幌加内村産
- (43) 橄欖岩に附随する榴輝岩 (eclogite) ×70, 平行ニコル
 op: 綠輝石 (omphacite), pp: 紅榴石 (pyrope)。 愛媛県赤石鉱山産
- (44) 絹布石化せる輝岩 (いわゆる温石) ×70, 十字ニコル
 bs: 絹布石 (bastite)。 北海道新日東鉱山東4号坑産



- (45) 蛇紋岩に附随する斑銅岩 ×50, 平行ニコル
ag: 普通輝石, *hb*: 褐色角閃石, *il*: チタン鉄鈹, *pl*: 斜長石。中国地方脊梁山地帯
 本頁にみられる系列的な変質過程を(46)(47)(48)(49)(50)(51)(52)に示す。(45)
 は基本的な岩質である。
- (46) 同 緑泥石化岩 ×50, 平行ニコル
cl: 緑泥石, *il*: チタン鉄鈹, *pl*: 斜長石, *hb*: 緑色角閃石
- (47) 同 緑泥石鉄尖晶石(パルガス石)化岩 ×50, 平行ニコル
hb: 緑色角閃石, *pa*: パルガス石(*pargasite*), *il*: チタン鉄鈹, *sp*: 鉄尖晶石,
pl: 斜長石。岡山県高瀬鈹山産
- (48) 同 変斑銅岩中に形成された鉄尖晶石透輝石脈 ×70, 平行ニコル
dp: 透輝石, *Sp*: 緑色尖晶石。岡山県高瀬鈹山産



- (49) クロム鉄鉱石と分化脈岩(変斑瀝岩)との接触 ×70, 平行ニコル
cm: クロム鉄鉱, *pa*: パルガス石, *il*: チタン鉄鉱。
 岡山県高瀬鉱山産 (Plate 22-(71))
- (50) 上記岩石中に形成された柘榴石透輝石脈 ×100, 平行ニコル
pl: 斜長石, *dp*: 透輝石, *gt*: 柘榴石。岡山県高瀬鉱山産
- (51) ロチン岩 (rodingite) ×70, 平行ニコル
gt: 柘榴石, *ph*: プドー石 (prehnite)。岡山県高瀬鉱山産, 柘榴石の光学異常は著しい。
- (52) 上記岩石中に生じた柘榴石透輝石磁鉄鉱硫化物脈 ×50, 平行ニコル
pl: 斜長石, *dp*: 透輝石柘榴石, *mt(cp)*: 磁鉄鉱中に黄銅鉱を含む。
 鳥取県広瀬鉱山産

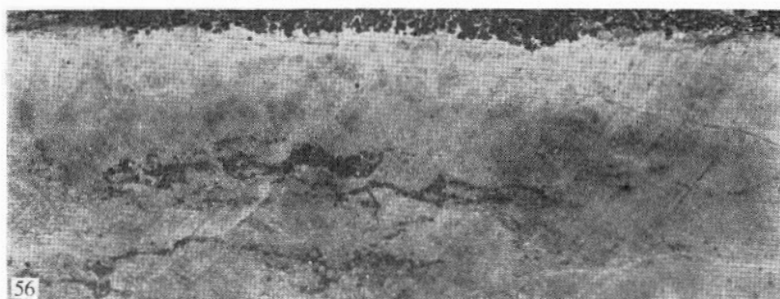
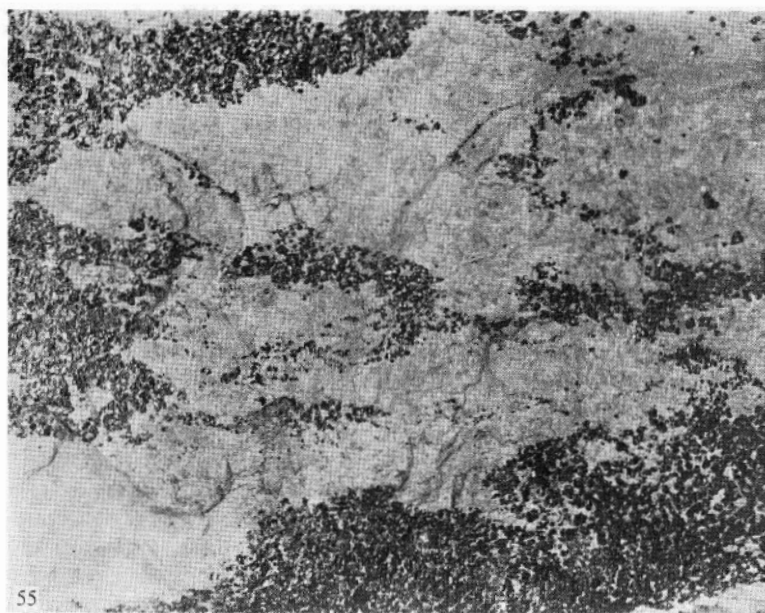


(53) クロム鉄鉱と董泥石 (Kämmererite) の共生 ×120, 十字ニコル
 cm: クロム鉄鉱, km: 董泥石, S: 蛇紋石。

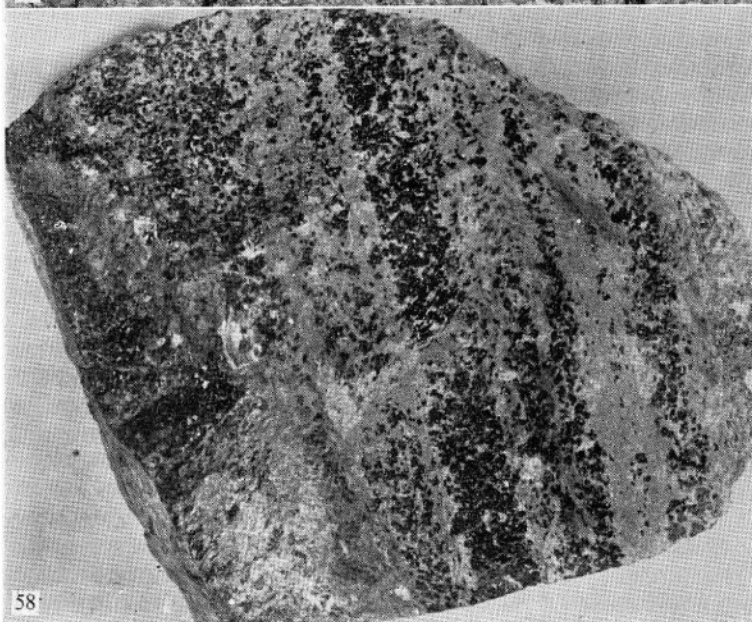
愛媛県赤石鉱山産

(54) クロム鉄鉱とクロム柘榴石 (uvarovite) の共生 ×120, 平行ニコル
 cm: クロム鉄鉱, Uv: クロム柘榴石, S: 蛇紋石。

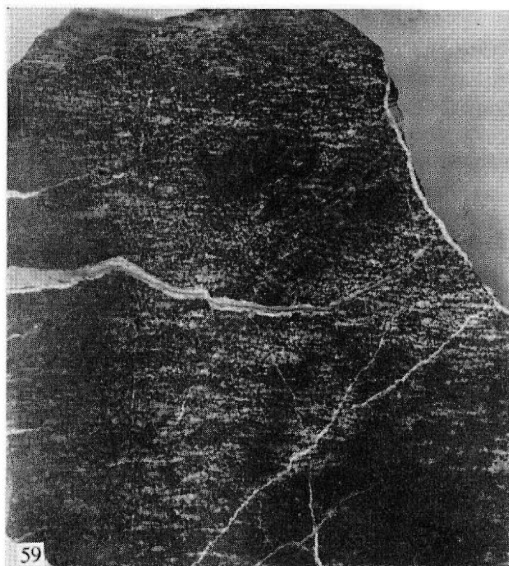
徳島県木広鉱山産



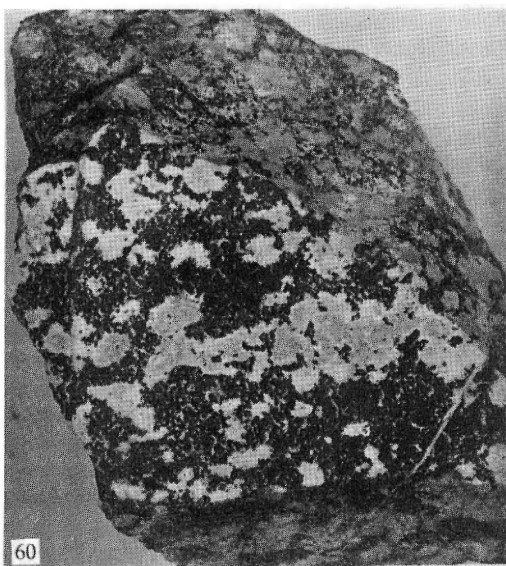
- (55) 岩内岳橄欖岩に附随するクロム鉄鉱(微粒斑状鉄) ×1
黒: クロム鉄鉱, 白: 橄欖石
- (56) 同上 (断面を示す)
縞状構造が示されている



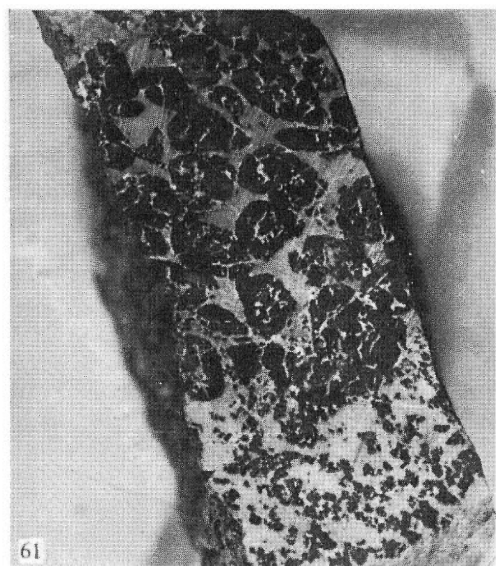
- (57) 赤石鉱山産縮状鉄石 ×1.2
黒: クロム鉄鉱, 白: 橄欖石
- (58) 岡山県水田鉱山産縮状鉄石 ×1.2
黒: クロム鉄鉱, 白: 橄欖石, 蛇紋石



59



60

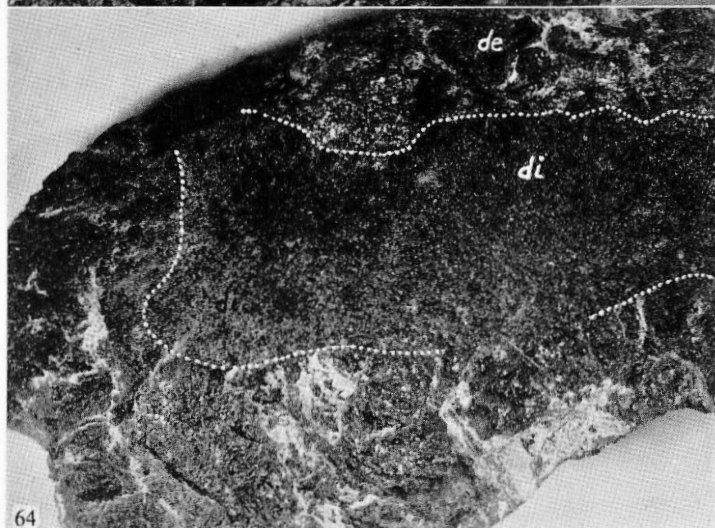


61



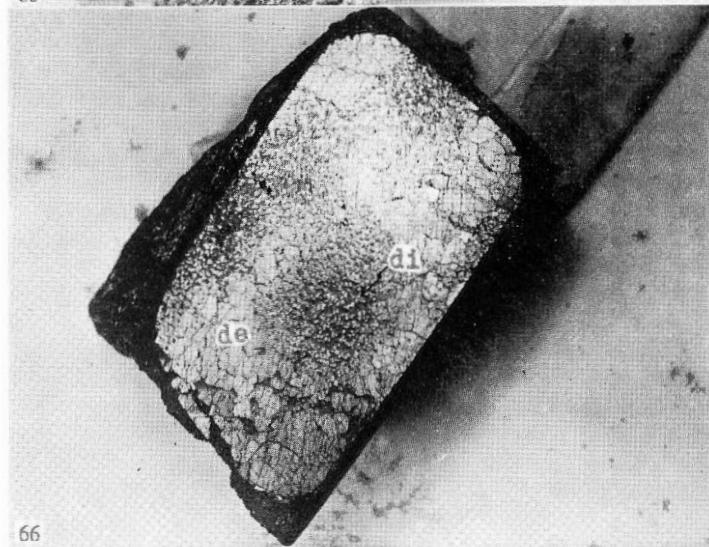
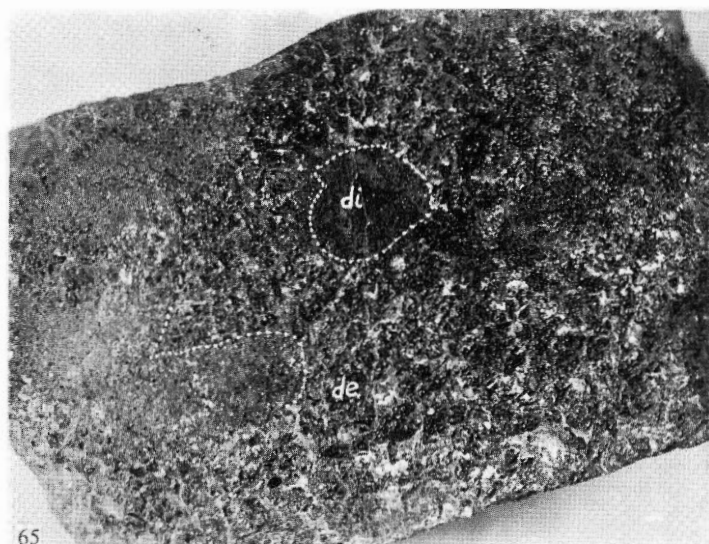
62

- (59) 北海道樺平鉱山産網状鉄石 ×1
 黒: クロム鉄鉱。 白: 蛇紋岩 **Plate 8-(27) を参照**
- (60) 鳥取県日野上鉱山産連鎖状鉄石 ×1
 黒: クロム鉄鉱。 白: 蛇紋石
- (61) 鳥取県稲積鉱山産集粒斑状鉄石 ×1
 黒: クロム鉄鉱。 白: 蛇紋石
- (62) 鳥取県稲積鉱山産粗粒斑状鉄石 (ボタンメツチャ) ×1
 黒: クロム鉄鉱。 白: 蛇紋石

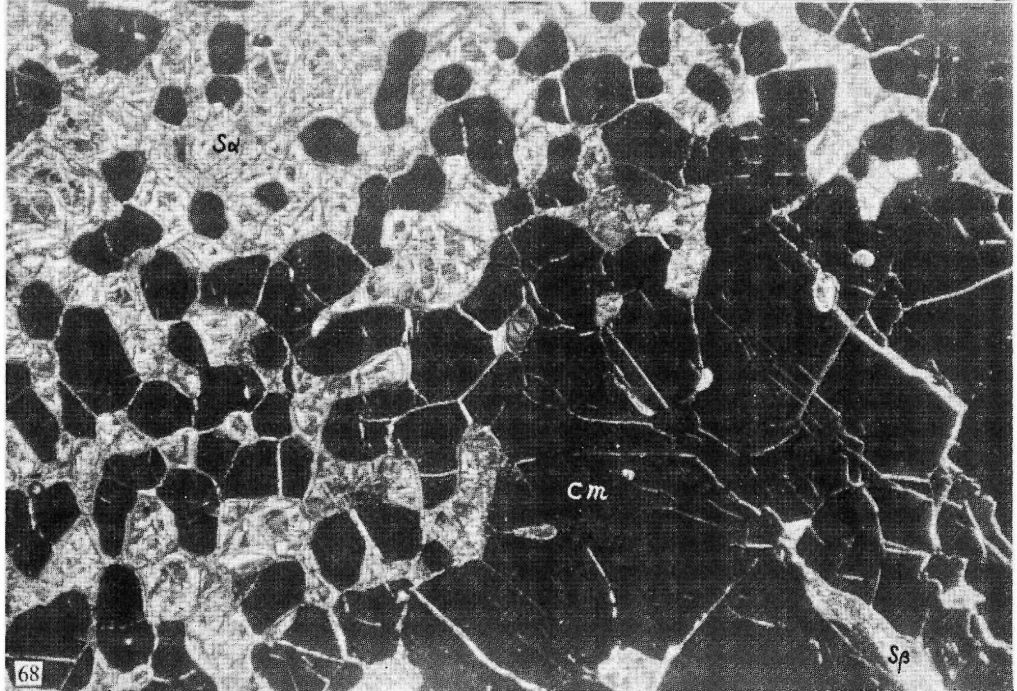
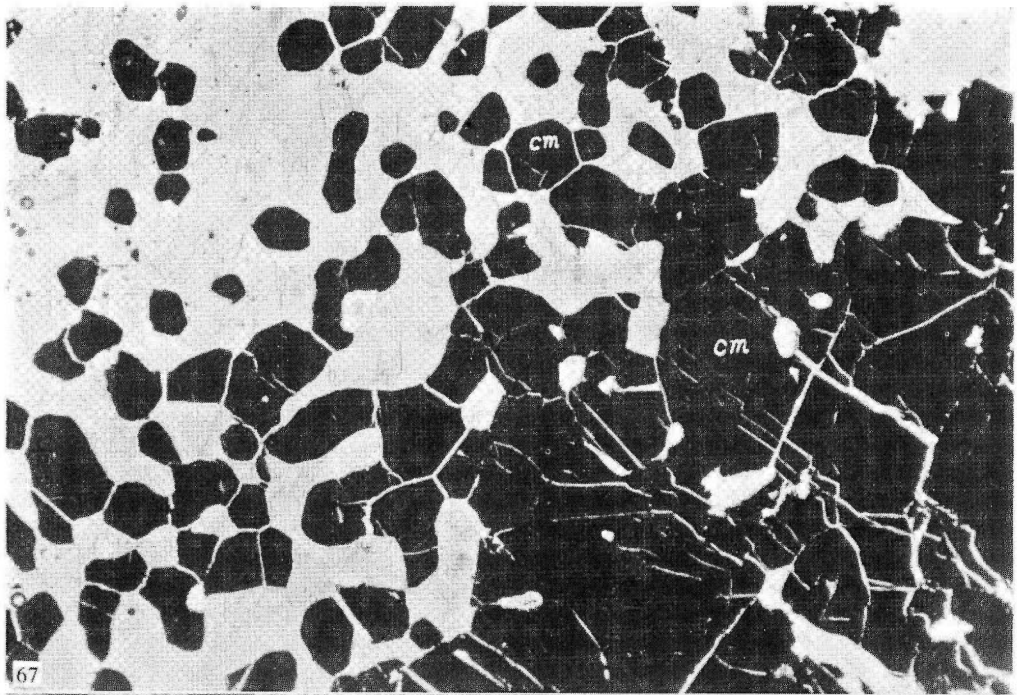


(63) 集粒塊狀鉍石 ×1
de: 塊狀鉍部, di: 斑狀鉍部
鳥取県広瀬鉍山産

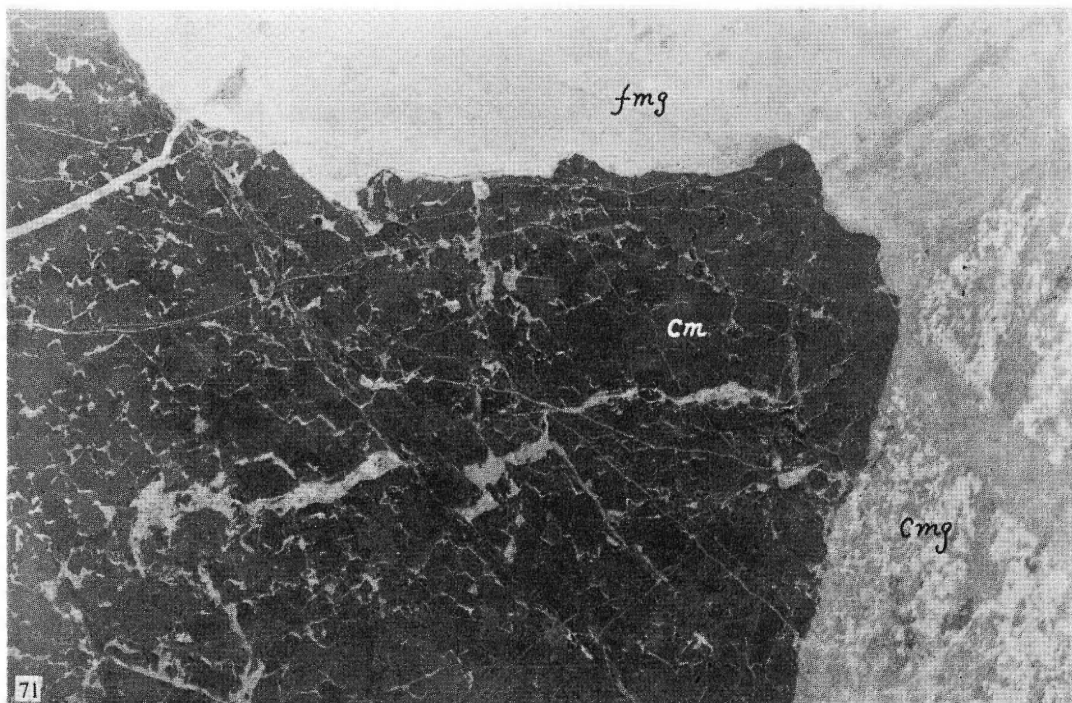
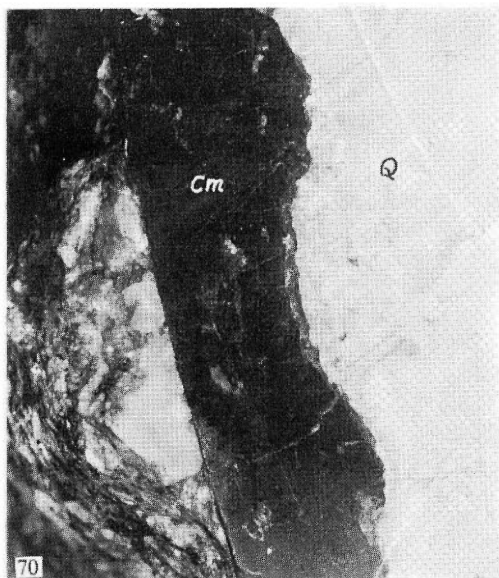
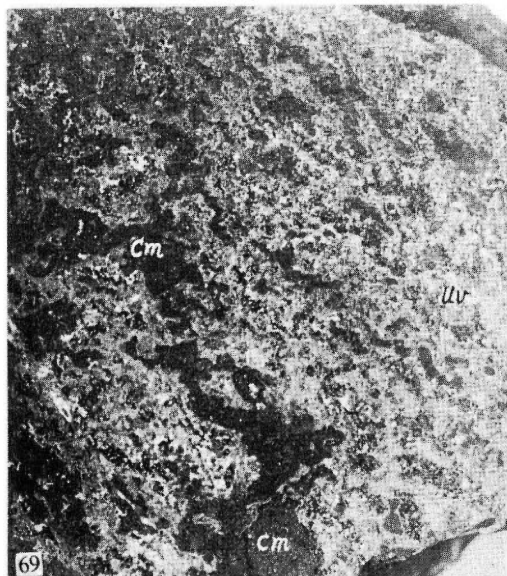
(64) 白くも鉍石 ×1
de: 塊狀鉍部, di: 斑狀鉍部
日東鉍山産



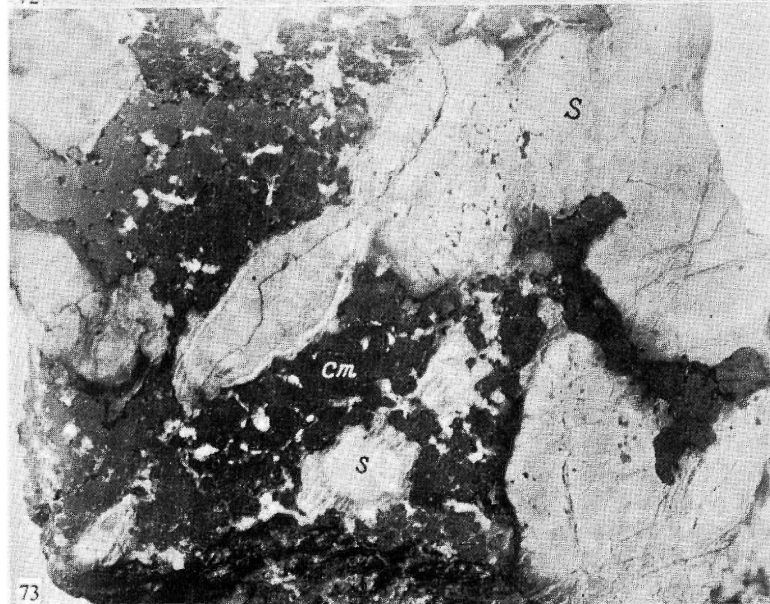
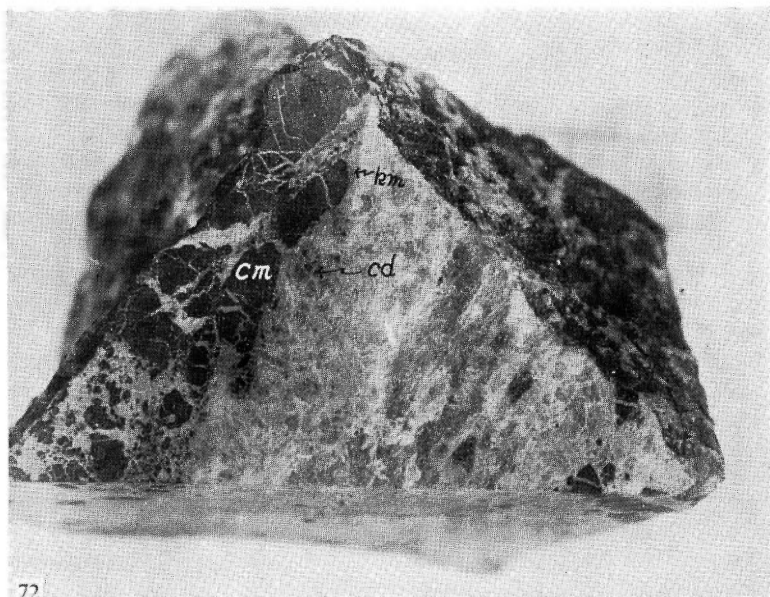
(65) 白くも鉛石 ×1, 日東鉛山産
(66) 同 ×1 (反射), 日東鉛山産



- (67) 白くも鉄石 ×20, 平行ニコル
 黒: タロム鉄鉱, 白: 蛇紋石。 日東鉄山本坑産 (斑状鉄部と塊状鉄部の境界を示した)
- (68) 同 ×20, 十字ニコル
 cm: クロム鉄鉱, Sa: α型蛇紋石, Sβ: β型蛇紋石

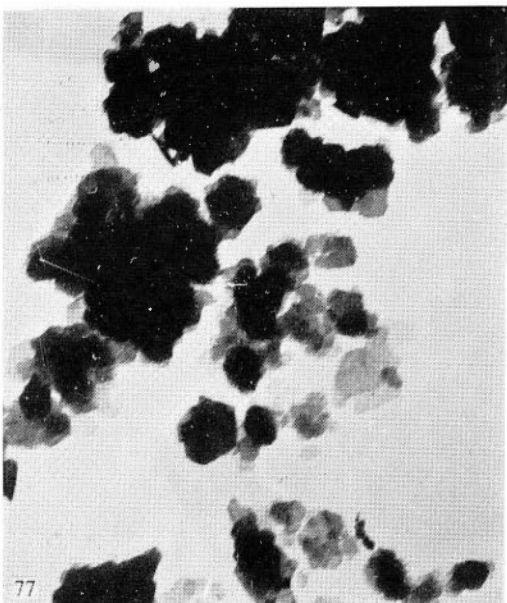
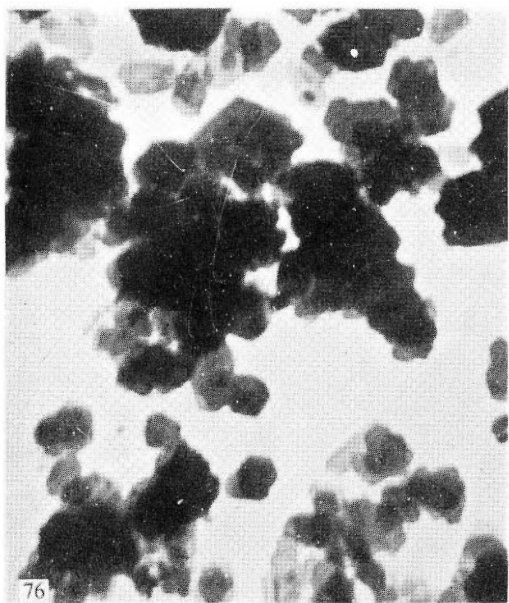
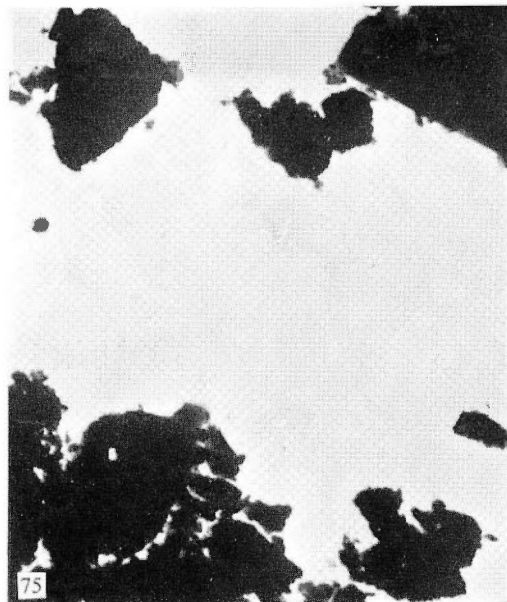
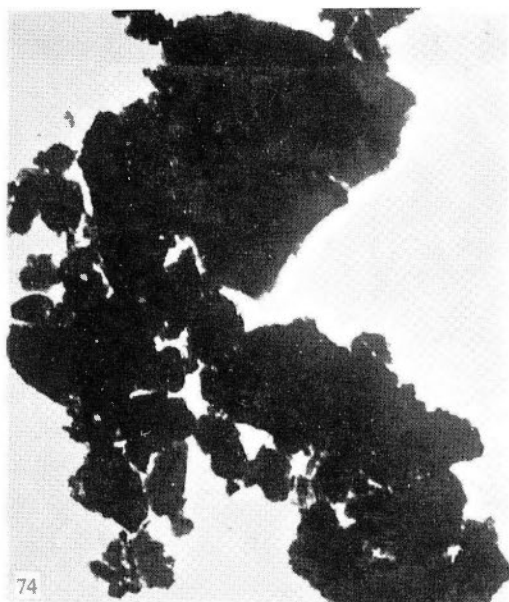


- (69) クロム鉄鉱(塊状鉄)に附着するクロム柘榴石 ×1
Uv: クロム柘榴石, *cm*: クロム鉄鉱。北海道大和鉱山産
- (70) 分化脈岩(石英角長岩)を貫くクロム鉄鉱鉄脈 ×1
cm: クロム鉄鉱, *Q*: 石英・斜長石。北海道新日東鉱山産(鈴木醇教授の採集による)
- (71) 分化脈岩(変斑輝岩)と接触するクロム鉄鉱 ×1
fmq: 細粒の変斑輝岩, *Cmg*: 粗粒の変斑輝岩, *cm*: クロム鉄鉱。岡山県高瀬鉱山産



(72) 堇泥石, クロム透輝石, クロム鉄鈦 ×1.5
 em: クロム鉄鈦, km: 堇泥石, cd: クロム透輝石
 赤石鉱山産

(73) 果粒斑状鈦 ×1.5
 em: クロム鉄鈦, S: 蛇紋石
 兵庫県養父郡関ノ宮鉱山産



(74) α 型蛇紋石の電子顕微鏡写真
鳥取県広瀬鉱山産 $\times 10,500$

(75) β 型蛇紋石の電子顕微鏡写真
鳥取県広瀬鉱山産 $\times 15,000$

β 型蛇紋石は六角板状を示すが、 α 型は不規則である。X 線解析の結果では α 型が 2 次元格子、 β 型が 3 次元格子をつくり、両者は結晶度の上で著しいちがいがいることが判明した。化学分析の結果では β 型は AI にとみ、緑泥石の組成を示している。

地質調査所報告は1報文につき報告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附ける。

- A. 地質およびその基礎科学に関するもの
 - 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
 - a. 鉱床
 - b. 石炭
 - c. 石油・天然ガス
 - d. 地下水
 - e. 農林地質・土木地質
 - 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. Geology & allied sciences
 - a. Geology
 - b. Petrology and Mineralogy
 - c. Paleontology
 - d. Volcanology and Hot spring
 - e. Geophysics
 - f. Geochemistry
- B. Applied geology
 - a. Ore deposits
 - b. Coal
 - c. Petroleum and Natural gas
 - d. Underground water
 - e. Agricultural geology, Engineering geology
 - f. Physical prospecting, Chemical prospecting & Boring
- C. Miscellaneous
- D. Annual Report of Progress

地質調査所報告

第 195 号

河田学夫：地質調査所化学分析成果表 I (岩石・鉱物 1954~1960), 1962

第 196 号

蔵田延男：地質調査所化学分析成果表 II (地下水 1951~1961), 1962

第 197 号

Tanaka, K.: A study on the Cretaceous sedimentation in Hokkaido, Japan, 1963

第 198 号

Kambe, N.: On the boundary between the Permian and Triassic systems in Japan, with the description of the Permo-Triassic formations at Takachiho-cho, Miyazaki prefecture in Kyushu and the skytic fossils contained, 1963

第 199 号

高橋 清：硫化鉱物の微量元素の地球化学的研究, 1963

REPORT, GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

No. 195

Kawada, G.: Table of Chemical Analyses by Geological Survey of Japan I (Rocks and Minerals, 1954~1960), 1962 (in Japanese and English)

No. 196

Kurata, N.: Table of Chemical analyses by Geological Survey of Japan II (Underground Water, 1951~1961), 1962 (in Japanese)

No. 197

Tanaka, K.: A study on the Cretaceous sedimentation in Hokkaido, Japan, 1963 (in English)

No. 198

Kambe, N.: On the boundary between the Permian and Triassic systems in Japan, with the description of the Permo-Triassic formations at Takachiho-cho, Miyazaki prefecture in Kyushu and the skytic fossils contained, 1963 (in English)

No. 199

Takahashi, K.: Geochemical study on minor elements in sulfide minerals, sulfide minerals from Inner Northeast Japan Province, 1963 (in Japanese)

本邦クロム鉱床の成因的研究

北海道・中国・四国地方の超塩基性岩類とクロム鉱床を中心として

番場 猛夫

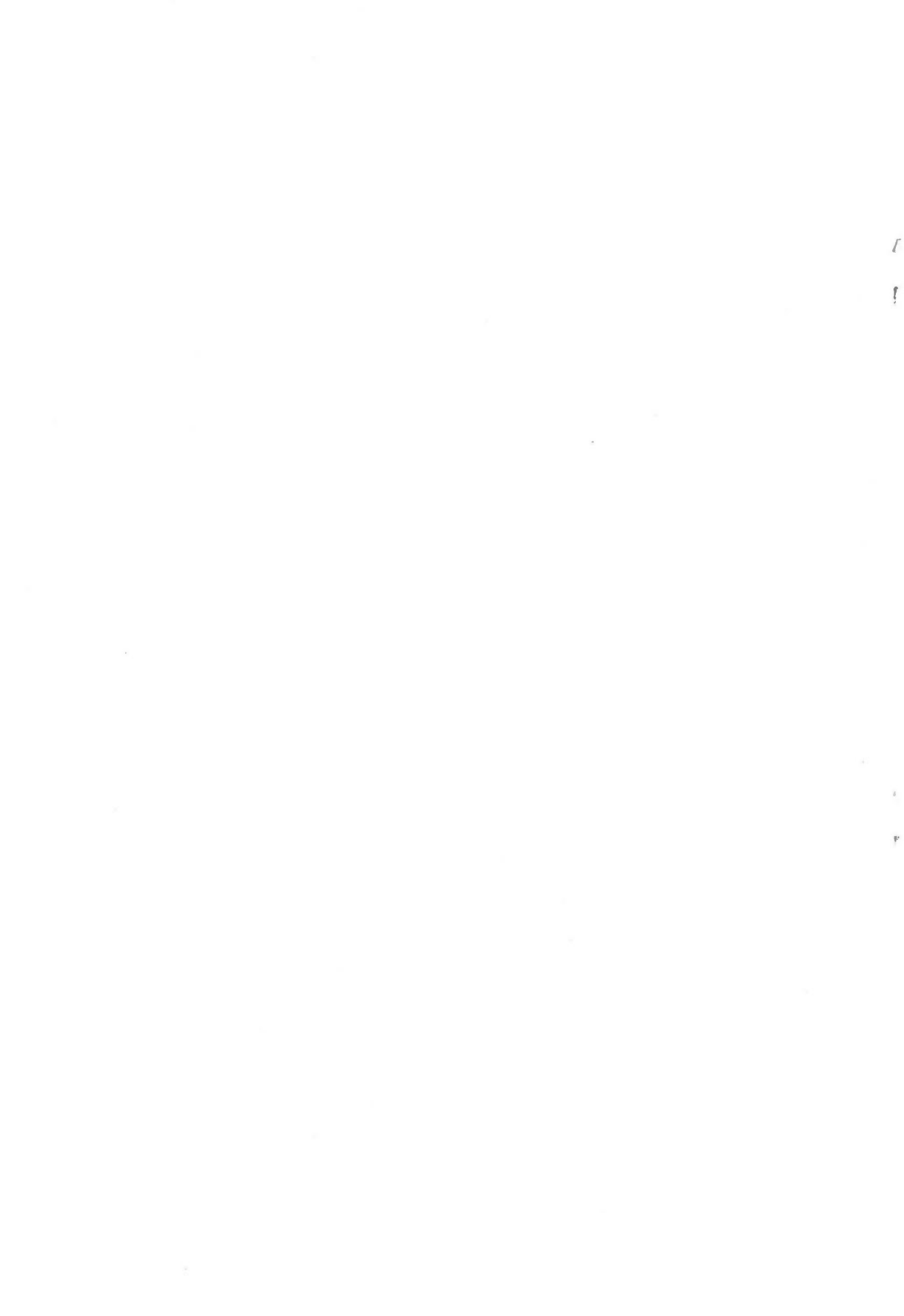
地質調査所報告, No. 200, p. 1~68, 1963

17 illus., 24 pls., 28 tab.

本邦のクロム鉱床を 2, 3 の型に類別し, それらを鉱化作用の進展段階で捉え, 鉱床の生成過程を説明した。また鉱床の母体をなす超塩基性岩類に関しては, 鉱床胚胎母岩と不毛岩体との岩質の比較を行ない, とくに Cr の含有量を検討した。

研究対象として北海道・中国および四国地方の超塩基性岩類とクロム鉱床を主としてとりあげた。それは当該地方が本邦におけるクロム鉱の特産地であることによる。Cr の定量には光電比色計による比色法, 過マンガン酸カリ滴定法による容量法を併用した。

553.461:553.2(52)



昭和 38 年 8 月 24 日印刷

昭和 38 年 8 月 30 日発行

工業技術院地質調査所

印刷者 笠 井 朝 義

印刷所 株式会社笠井出版印刷社

© 1963 Geological Survey of Japan

REPORT No. 200

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Masatsugu Saro, Director

**GENETIC STUDY ON THE CHROMITE
DEPOSITS OF JAPAN**

**Based on Ultra-Basic Rocks and Chromite Deposits
of Hokkaido, Chugoku and Shikoku Districts**

By

Takeo Bamba

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1963

**地質調報
Rept. Geol. Surv. J.
No. 200, 1963**