値であることは第五表に見る様で、若しこれ等が混交すれば區別は困難であると思ふ。かく性質の近似するは其成因が似て居るからで、花崗岩中に礫土質水成岩が捕獲されて其中に柘榴石が形成されたからであらう。

11 捕獲岩中の柘榴石の n と a_0 とに他の地域の變成岩中の柘榴石の n と a_0 を比較して見る爲めに、竹貫産所謂領家片麻岩中の柘榴石の n と a_0 を測定した。第五表に見る様に後者は捕獲岩中の黒雲母粘板岩中の柘榴石と一層變質作用の進んだ雲母片岩中の柘榴石との中間性を示す。

12 ペグマタイト中の柘榴石の物理性質は安山岩、捕獲岩、片麻岩質花崗岩中の物理性質と明かに區判されるものである。

最後に本研究に對し終始變らざる御熱心を以て御指導を賜へる神津先生に再び謝意を捧げる。

本研究に要した費用の一部は文部省科學研究費及び日本學術振興會から神津先生に支給されたものである。茲に出所を明かにして文部省、學術振興會及び神津先生に對し深謝の意を表する。

弓長嶺産柘榴石の研究 (III)

産 出 状 態 (2)

Studies of garnet from Kyûchôrei, Manchoukuo (III)

Modes of occurrence (2)

理 學 士 待 場 勇 (I. Matiba)

B 柘榴石カンニングトナイト岩及び柘榴石直閃石岩

1 産出状態 柘榴石カンニングトナイト岩と柘榴石直閃石岩とは肉眼的には殆んど區別出来ない程よく類似し、唯顯微鏡的にカンニングトナイト (cummingtonite) と直閃石 (anthophyllite) とを區別し得るもので、岩石の産状及び性質は全く類似するものである。本地域に於て柘榴石カンニングトナイト岩及び柘榴石直閃石岩が見られるのは次に示す個處である。

柘榴石カンニングトナイト岩...^{ホーラーコー}後碇溝 (I), ^{モーシーコー}磨石溝 (5), ^{ホータイコー}後臺溝 (6)
 柘榴石直閃石岩.....^{ターヤムコー}大楊木溝 (8), ^{ツールシャン}茨兒山北西側中腹 (9)

本岩の分布状態, 存在区域, 主鐵礦層に對する關係等は前に述べた柘榴石
 綠泥石岩の場合と全く同様である。本岩石が鐵礦層に接觸した附近では斑
 晶をなす柘榴石と石基をなすカンニングトナイト或は直閃石のみからな
 り, この接觸部を離れるに従つて柘榴石は段々減少し, 反對にカンニングト
 ナイト或は直閃石が増加し, 更に遠ざかるに従つて綠泥石が混じ始め, 終に
 綠泥石岩中にカンニングトナイト或は直閃石が散在する様になり純粹なる
 綠泥石岩に移り變るのである。本岩と鐵礦層とは一般に密着し, その境は
 比較的明瞭であるが, 柘榴石綠泥石岩の場合の如く容易に兩岩石を剝ぐ事
 は出来ない。兩岩石の境は細かい凹凸があり, カンニングトナイト或は直
 閃石が鐵礦層中に礦染狀に散在し, 又かゝる部分に柘榴石の見られること
 がある。

柘榴石綠泥石岩の場合と同様に本岩石と接する鐵礦層は磁鐵礦多く, 富
 化されてゐるのが普通で, 前に柘榴石綠泥石岩の成因のところで述べた如
 く本岩の生成は柘榴石綠泥石岩の成因のところで述べた如く本岩の生成は
 柘榴石綠泥石岩及び鐵礦層中の富礦體とも成因的に關係あるものである。

2 岩石學的性質 以上柘榴石カンニングトナイト岩及び柘榴石直閃石岩
 の産狀を述べたが, 以下各露頭に産する本岩石の岩石學的性質に就て述
 べる。

後碇溝北方産柘榴石カンニングトナイト岩 (1) 本岩の産出状態は露頭にて
 充分に觀察することが出来なかつたが, その發達はあまり著しくはない様
 である。本岩を構成する礦物は石英, カンニングトナイト及び柘榴石であ
 つて, それに少量の磁鐵礦及び黃鐵礦が散在してゐる。縞狀を呈し, 主とし
 て柘榴石からなる縞と, 石英及びカンニングトナイトからなる縞とが交互
 に重なり合つてをり, 又石英の細脈も見られる。第拾貳圖はかゝる縞狀組
 織を示したものである。柘榴石からなる縞の厚さは3~30 耗で一定せず,

柘榴石は自形を示さずして直径 2~10 耗程度の粒が密集して全體として縞狀を呈してゐる。各柘榴石粒の間隙は石英及びカンニングトナイトによつて充され、石英及びカンニングトナイトの縞では約 0.5 耗の石英粒からなる石基に長さ約 3 耗以下のカンニングトナイトの針狀品が縞の面に略々平行に多數散在してゐる。第拾參圖は柘榴石の縞と、石英及びカンニングトナイトの縞の境界附近を示すものである。柘榴石は石英及びカンニングトナイトを包裹し、石英はカンニングトナイトを包裹し、又カンニングトナイトは柘榴石の晶出後も結晶作用を續けた様に見られる所もあつて、此等三種の礦物は殆んど同時に結晶したものと考へられる。

龜石溝産柘榴石カンニングトナイト岩 (5) 本岩石の柘榴石は斜方十二面體の自形を示すものと、多數の結晶が集合して結晶面の見られないものとがある。柘榴石を顯微鏡下で觀察すると非常に多くの龜裂があり、

第拾四圖に見られる如く、自形のカンニングトナイト、磁鐵礦等を包裹物として含んでゐる。プリズム法により測定した柘榴石の屈折率は第七表の如くである。石基をなすカンニングトナイトは淡黃色を呈し、1~2 耗或はそれ以下の長さの纖維をなし第拾五圖に示す如き放射狀構造を示す。カンニングトナイトの纖維束の一部分は柘榴石の内部に侵入し、他の部分は石基中にあるものがあり、又カンニングトナイトの成長が柘榴石によつて妨げられる場合もあつて、此等の兩礦物が同時に結晶した事を示してゐる。本岩石の露頭に於ける諸種岩石の排列順序は鐵礦層-柘榴石カンニングトナイト-石英質岩-綠泥石岩-花崗岩であつて、石英質岩の產出狀態は明らかに

第 拾 貳 圖

することが出来なかつたが、柘榴石カンニングトナイト岩の生成と關係して生じたものゝ如く思はれる。然して第拾六圖に示す如く殆んど石英粒からなり短冊狀の綠泥石、周圍の溶蝕された黝簾石、黝簾石の周圍に白雲母等が存在する。

後臺溝産柘榴石カンニングナイト岩 (6) 本岩の性狀は前に述べた磨石溝産のものと全く同様で柘榴石の屈折率は第七表に示す如くである。本岩の露

第 七 表

柘榴石カンニングトナイト岩及び柘榴石直閃石岩中の柘榴石の屈折率			
	測定方法	測定回数	屈折率
磨石溝産柘榴石カンニングトナイト岩中の柘榴石	プリズム法	7	1.8247
後臺溝産柘榴石カンニングトナイト岩中の柘榴石	プリズム法	7	1.8226
小形結晶 (柘榴石カンニングトナイト岩中の柘榴石) ¹⁾	プリズム法	8	1.8242
大楊木溝産柘榴石直閃石岩中の柘榴石	分散浸液法	2	1.822
英兒山北西側中腹産柘榴石直閃石岩中の柘榴石	分散浸液法	2	1.822

1) 前報文に記載せるもの。

頭では柘榴石綠泥石岩も産するのであつて、兩岩とも鐵礦層に接する場合があるが又本岩の周圍に柘榴石綠泥石岩が取り卷いた形になつてゐる場合がある。この場合の諸種岩石の排列は鐵礦層-柘榴石カンニングトナイト岩-柘榴石綠泥石岩-石英質岩-綠泥石岩-花崗岩であつて、この場合の石英質岩は前述の磨石溝産の石英質岩と略同様のもので、殆んど石英よりなり、綠泥石、圓味を帯びた柘榴石等が見られるものである。

大楊木溝産柘榴石直閃石岩 (8) 本岩石は前述の柘榴石カンニングトナイト岩のカンニングトナイトの代りに直閃石が石基をなしてゐるものでその性狀は柘榴石カンニングトナイト岩と同様である。柘榴石は龜裂が多くブ

第 拾 五 圖

G 柎榴石 Cu カンミソグトナイト ×25

第 拾 六 圖

Q 石英 Z 黝簾石 ×25
C 綠泥石 M 白雲母

リズムを作ることが困難であつたので、分散浸液法によつて屈折率を測定した。その値は第七表に示す如くである。直閃石は淡黄綠色で長さ5耗位の纖維束となり放射狀構造を示してゐる。浸液法によつて測定した屈折率は第八表の如くである。

茨兒山北西側中腹産柘榴石直閃石岩 (9) 本岩石の柘榴石は自形を示すもの少なく、多くは多數の結晶が集合して扁平なレンズ狀の集合物となり、直閃

第 八 表

カンニングトナイト及び直閃石の屈折率			
	屈 折 率		
	α	β	γ
1 磨石溝産柘榴石カンニングトナイト岩中のカンニングトナイト	1.665	1.674	1.695
2 後臺溝産鐵礦石中のカンニングトナイト	1.677		1.715
3 後臺溝産綠泥石岩中の直閃石	1.661	1.664	1.685
4 大楊木溝産柘榴石直閃石岩中の直閃石	1.676		1.715
5 茨兒山北西側中腹産柘榴石直閃石岩中の直閃石	1.677		1.715

石の石基中に縞狀に排列してゐる。柘榴石は龜裂多くプリズムを作ること困難なるため分散浸液法によつて屈折率を測定した。その結果は第七表の如くである。直閃石は大楊木溝産のものと同様であつて、浸液法による屈折率の値は第八表の如くである。本岩石と接する綠泥石岩中には電氣石の多數見られる部分があり、電氣石、綠泥石、白雲母、石英、長石等が縞狀に排列してゐる。電氣石は直徑1耗、長さ5耗位のもので、多色性は内部よりも周邊部に於て著しく $X(E)$ = 殆んど無色、 $Z(O)$ = 淡青色である。

以上主鐵礦層に沿ふて存在する柘榴石カンニングトナイト岩及び柘榴石直閃石岩に就て述べたのであるが、主鐵礦層以外の鐵礦層にもカンニング

トナイトが見られる。例へば龜石溝に於て主鐵礦層と平行して存在する鐵礦層中にはカンニングトナイトが見られ、大碓子山に於ける主鐵礦層に沿ふてカンニングトナイト岩が見られる。

3 柘榴石 柘榴石カンニングトナイト岩中の柘榴石は前の報文に於て小形結晶として記載したものに相當する。柘榴石カンニングトナイト岩及び柘榴石直閃石岩の柘榴石は殆んど區別され得ないもので以下各露頭に産する此等兩岩石の柘榴石を總括して述べる。

肉眼的觀察 柘榴石は一般に鐵礦層に近づくに従つて本岩石の大半以上を占めることがあるが、鐵礦層から遠かるに従つて少なくなる。表面は一般に綠泥石に變化し草綠色を呈し、内部には龜裂多く、粉碎しても眞の色は現れ難いものである。岩石中に單獨に自形を呈してある場合と、多數の結晶が集合して縞狀乃至は薄いレンズ狀をなして石基中にある場合とがある。單一結晶は普通直徑3榧以下であつて、斜方十二面體に結晶し、晶癖は柘榴石綠泥石岩中のものと同様である。

顯微鏡的觀察 柘榴石は第拾四圖に示した如く無數の龜裂があるが、この龜裂に沿ふて分解し綠泥石を生じてゐる。併し柘榴石綠泥石岩の場合ほど著しくはない。包裹物としてはカンニングトナイト及び直閃石が主で自形を呈し、磁鐵礦は正八面體式の結晶形を示すもの、或は不規則な外形を示すもの等がある。

物理恒數及び化學成分 本柘榴石の物理恒數及び化學成分に就ては前報文に於て小形結晶として報告した。今回新に數種の露頭の異つたものに就てプリズム法及び分散浸液法によつて屈折率を測定した。その値は第七表に掲げた。表に於て見られる如く柘榴石カンニングトナイト岩の柘榴石と柘榴石直閃石岩のそれとは屈折率が略々等しく、兩柘榴石は同種のものと考えられる。又この測定値を他の種類の柘榴石と比較すると、後臺溝産のものは大略同値であるが、他の何れよりも稍々高い。

4 カンニングトナイト カンニングトナイトは柘榴石中に包裹物として

存在する場合は單一結晶である場合があるが、石基中のものは細長い纖維束となつてをり、稀に長さ5 厘に達する場合があるが一般には1~2 厘以下である。壓碎すれば容易に壊れ綿狀の纖維となる。

顯微鏡的觀察 柘榴石中に包裹された單一結晶では (110) 面よく發達し、稀に (010) 面の見られるものがある。それ故主軸に略々垂直な断面では菱形を示す。(110) 面に平行な劈開は著しく、又主軸に略々垂直な方向に裂開が發達する。雙晶をなすもの多く、(100) を雙晶面とする聚片雙晶である。多くの場合結晶の周圍は多少とも分解して草綠色を呈す。

光學的性質 カンニングトナイトの光學性は同じ露頭に於ても部分によつて多少異なる様であるが、今分析に使用した磨石溝産のものに就てその光學性を述べることにする。

光學方位は $Y=b$ であつて、光軸面は (010) に平行である。(110) に平行なる劈開面で測定した消光角 $Z' \wedge c$ は 13.5° であつた。經緯鏡臺によつて測定した光軸角の値は $86^\circ \sim 88^\circ$ であつて光學符號は正號である。(110) 面に於ける消光角 $Z' \wedge c$ の値と光軸角から (010) 面に於ける消光角 $Z' \wedge c$ を計算すると約 18° となる。又別にカンニングトナイトの最大消光角を測定したところ 17.5° なる値を得たが、上記の計算から求めた値とよく一致する。

浸液法によつて測定した屈折率は第八表 I の如くである。又後臺溝の鐵礦層中に礦染狀に散在するカンニングトナイトの屈折率を測定したが、その値は第八表 2 の如くであつて磨石溝産のものより大である。

多色性は非常に弱く普通の薄片に於ては全く認められないが、厚い薄片にて觀察するときは僅かに認められ、X 及び Y の方向には殆んど無色或は淡黃色で、Z の方向には淡褐色である。

化學成分 磨石溝産の柘榴石カンニングトナイト岩は比較的新鮮でカンニングトナイトも精選すれば充分分析に適すると思はれたのでこれに就て分析を行ふことにした。カンニングトナイト中には可成り多くの磁鐵礦が

散在してゐるので、これを除去するため豫め適當な細粒となし、磁石を用ひて磁鐵礦を除き、更に選礦顯微鏡にて磁鐵礦を含むもの及び結晶の周圍に綠泥石の附着したものを除き純粹なもののみを採集した。化學分析に際しては神津教授の御好意により河野義禮博士にお願ひし分析を行つていただいた。その結果は第九表に掲げた如くである。

第 九 表

カンニングトナイトの化學成分(河野博士分析)					
	wt %	mol %		atom. ratio	atom. ratio when O=2200
SiO ₂	49.84	830.7	Si	830.7	798.8
Al ₂ O ₃	0.29	2.8	Al	5.6	5.4
Fe ₂ O ₃	3.60	22.5	Fe'''	45.0	43.3
FeO	35.07	487.1	Fe''	487.1	468.4
MgO	8.10	202.5	Mg	202.5	194.7
CaO	0.10	1.8	Ca	1.8	1.7
TiO ₂	0.07	0.9	Ti	0.9	0.9
MnO	0.07	1.0	Mn	1.0	1.0
H ₂ O ₊	2.58	143.3	OH	286.6	275.6
H ₂ O ₋	0.59	—	O	2288.2	2200.0
Total	100.30				

この分析値より化學式を算出すると次の如くなる。

理論的には (OH) : (Fe, Mg) : Si : O の比は 2 : 7 : 8 : 22 となるべきものと思はれるが、上の化學式では OH が少しく過剰であるが、この過剰は H₂O の重量百分率では約 0.6% であつて、かゝる含水礦物の分析では實驗誤差の範圍内に入れてよいものである。

次にこのカンニングトナイトを二つの端成分 grünerite (H₂Fe₇Si₈O₂₄) と kupfferite (H₂Mg₇Si₈O₂₄) とに分け、各々の分子百分率を求めるために、先づ分析値に於て Al 及び Ti を Si に加へ、Fe''' 及び Mn を Fe'' に加へ、又 Ca を Mg に加へて計算すれば次の如くなる。

計算に於て上記の値を得るためには SiO_2 は 0.30 wt % の不足を示し、 H_2O は 0.63 wt % の過剰を示すが、これも前に述べた如く實驗誤差の範圍内に這入るものである。

比重 比重の測定には上の述べた化學分析の場合と同様に磨石溝産のカンニングトナイトの純粹なるものゝみを集め試料とした。比重蠟法によつて測定した値は次の如くで五回測定せるものゝ平均値である。

$$G_{4^\circ\text{C}} = 3.428$$

以上述べたカンニングトナイトの光學的性質、化學成分及び比重等を A. N. Winchell¹⁾ の與へた Kupfferite-Grunerite 系の圖と比較して見ると、此等の諸性質間の關係はよく一致し、鐵に富んだカンニングトナイトと云ふ事が出来る。

5 直閃石 カンニングトナイトは單斜晶系に屬し、直閃石は斜方晶系に屬するのであるが、何れも纖維狀結晶で晶癖も類似してゐるため肉眼的には區別困難で、又顯微鏡下に於ても直閃石は直消光を示すのであるが、カンニングトナイトも直消光を示す場合があり、屈折率も兩者略々等しいために明瞭に區別することは困難である。併し光軸角を測定し得る場合には直閃石の方がより小なるため區別し得られる。石基をなす直閃石は放射狀の纖維束をなすため、結晶形は判らないが、柘榴石の包裹物としては存する場合、或は第拾七圖に示す様に綠泥石岩中に存する場合では結晶形が認められ、(110)面の發達著しく、主軸に垂直な斷面では菱形を示す。劈開は(110)面に平行に著しく、裂開は主軸に略々垂直な方向に發達する。雙晶はカンニングトナイトの場合と同様に(100)面を雙晶面とする聚片雙晶をなすが、一般にはカンニングトナイト程著しくはない様である。

光學的性質 後臺溝に於て鐵礦層から少しく離れた所にある綠泥石岩中の直閃石は最も新鮮であるため光學的性質の觀察に使用した。光學方位は

1) Winchell, A. N.; The anthophyllite and cummingtonite-grunerite series, Am. Min., 23, p. 332, 1938.

第 拾 七 圖 A

C 綠泥石 A 直閃石 ×25

第 拾 七 圖 B

C 綠泥石 A 直閃石 ×83

第 拾 九 圖

M 白雲母 ×83

P 角閃石より變した輝石

第 貳 拾 圖

G 柎榴石 M 白雲母 ×83

$$X=a, Y=b, Z=c$$

であつて光軸面は (010) に平行であり、経緯鏡臺にて測定した光軸角は $2V=62^\circ$ であつて光學符號は正號である。多色性は厚い薄片で觀察したのであつたが認めることは出来なかつた。浸液法によつて測定した屈折率は第八表に示す如くである。

大楊木溝及び茨兒山西側中腹産の柘榴石直閃石岩の直閃石の屈折率は第八表に示す如くで、後臺溝の綠泥石岩中の直閃石よりも大であり、後臺溝の鐵礦層中にあるカンニングトナイトの屈折率と一致してゐる。直閃石は屢々カンニングトナイトと共存し、そのため直閃石のみを集めることが困難なものと、又新鮮なものを採集する事が出来なかつたので化學分析は行ひ得なかつた。第八表に掲げた屈折率と Winchell¹⁾ の直閃石系の圖とを對照すると、大楊木溝及び茨兒山北西側産のものは可成り鐵に富んだものであつて、その化學成分も弓長嶺産カンニングトナイトと略等しいことが考へられ、又前述の綠泥石岩中の直閃石は前者よりも鐵含有量の小なるものであると考へられる。

6 柘榴石カンニングトナイト岩及び柘榴石直閃石岩の成因 此等兩岩石は殆んど茨兒山より北西部の主鐵礦層に沿ふて産出し、その産狀は全く柘榴石綠泥石岩と同様であつて、主鐵礦層に對する關係は後者よりもより密接である。即ちカンニングトナイトは鐵礦層中に礦染狀に存する場合があり、屢々かゝる部分には柘榴石も見られるのである。露頭に於ては電氣石の多數見られる事があり、又熱水作用のあつたと思はれる石英質岩石も見られ、その成因は柘榴石綠泥石岩の場合と同様に綠泥石岩が含鐵礦層に沿ふて上昇した揮發成分のために氣成作用或は熱水作用を受け、柘榴石、カンニングトナイト、直閃石等を生じたものであると思はれる。然して柘榴石綠泥石岩、柘榴石カンニングトナイト岩、柘榴石直閃石岩は成因的には同一種類の

1) Winchell, A. N.; Am. Min., **23**, p. 331, 1938

作用によつて生じたもので、唯變質作用の程度が異なり、柘榴石カンニングナイト岩及び柘榴石直閃石岩の方が變質の程度がより高いものと思はれる。

若しかゝる變質作用を認めるならば、綠泥石から柘榴石、カンニングトナイト、直閃石等を生ずるためには、化學成分上のみからいへば比較的單純で、 SiO_2 及び FeO の増加があれば充分である。今水以外の主要化學成分を考へると、綠泥石は SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO であり、柘榴石は SiO_2 , Al_2O_3 , FeO であり、カンニングトナイト及び直閃石は SiO_2 , FeO , MgO であつて、綠泥石から柘榴石、カンニングナイト、直閃石等を生ずるためには SiO_2 と FeO とを更に添加すればよいことになる。この關係は柘榴石¹⁾、綠泥石²⁾ 及びカンニングトナイト³⁾ の化學分析の結果を對照すれば考へ得られることと思ふ。この SiO_2 及び FeO の供給は氣成作用或は熱水作用によつて鐵礦層から運ばれ得るものと考へられ、實際に鐵礦層に接して、或は一部分鐵礦層中に柘榴石、カンニングトナイト、直閃石等が生成されてゐる事實ともよく調和するのである。

カンニングトナイトと直閃石とは同質二像群(isodimorphism)の關係にあるものと考へられてゐるが、屈折率の測定結果から豫想するとカンニングトナイトと直閃石とは略々同じ化學組成を有するものゝ如く考へられ、此等兩礦物の生成される條件に如何なる相違があるものかは興味ある問題である。Winchell⁴⁾ はこの同質二像群に於て MgO の多い成分の方は斜方晶系(直閃石)に於てより安定であり、 FeO の多い成分の方は單斜晶系(カンニングトナイト)に於てより安定であると考へてゐる様であるが、若しこの考へに従ふと上記の如く同じ化學組成を持つてゐる然も FeO に多い方

1) 神津俊祐, 待場勇, 八木健三, 家木幸雄: 岩礦, 第 25 卷, 總 51~57 頁, 昭和 16.

2) 第 參 表

3) 第 九 表

4) Winchell, A. N.: Further studies in the amphibole group, Am. Min., 16, p. 255, 1931.

の成分である場合には、カンニングトナイトの方は安定であるが、直閃石の方は不安定となり、言ひ換へれば直閃石の方がより高度の變質作用によつて生じたものと思はれる。又若し同程度の變質作用で FeO の多い場合にはカンニングトナイトを生じ、FeO の少ない場合には直閃石を生ずることになるが、後臺溝に於て鐵礦

層中にあるカンニングトナイトは第八表に示した屈折率を持ち、FeO の多いものであるが、鐵礦層を少し離れた綠泥石岩中に見られる直閃石の屈折率は第八表の如く前者より小であり、FeO の含有量も少ないものである。然しながら

カンニングトナイトと直閃石とは共存する場合も屢々あつてこの問題は簡單には解決出来ないものと思ふ。

第 拾 八 圖

C 柘榴石石英岩

1 産出狀態 本岩石は部分によつて相違はあるが、乳白色の塊狀石英の石基に柘榴石が單獨或は數個集つたものが斑點狀に存するもので、葉片狀の綠泥石が少量散在してゐる。此の種の岩石は筆者は唯一個處楊木山の第壹圖番號7の所に於て見たのみであつて、本礦山地域には稀なものゝ様である。同じ個處には前に述べた柘榴石綠泥石岩も見られ、此等兩岩石は主鐵礦を挾んで上下兩盤に相對して産する。第拾八圖は露頭附近の断面圖で、同圖に示した通り本岩石は主鐵礦層の上盤側にあつて、鐵礦層との間には幅約10米の優白質花崗岩がある。本岩石は優白質花崗岩に近づくにつれて石英の量は増加し、柘榴石の結晶は大となる様であつて、優白質花崗岩及び綠泥石岩との境は比較的明瞭である。

2 柘榴石 結晶の大なるものでは直徑約5厘に及ぶものもあるが、一般

には5~10耗の大きさで、結晶面は比較的明瞭で結晶形は本礦山に産する他の柘榴石のそれとは異なり、斜方十二面體(110)と菱形二十四面體(211)との聚形を示してゐる。外觀は常に赤褐色の被膜によつて蔽はれ、内部には無數の龜裂があり、且つその龜裂に沿ふて分解してゐるため、粉碎すれば黒褐色の粉末となり、柘榴石そのものゝ色を見ることは困難である。

プリズム法によつて測定した屈折率は $n_D = 1.8173$ (p) であつて、前に述べた柘榴石カンニングナイト岩及び柘榴石直閃石岩中の柘榴石よりも小であり、龜溝産柘榴石綠泥石岩中の柘榴石よりも大である。

3 石 英 石英は本岩の石基をなすものであるが、普通に石英脈に見られる乳白色の塊狀石英とは異なり、結晶粒の大きさは餘程大なるものと思はれ、普通の薄片では一様に消光し、結晶粒の大きさをきめる事は出来なかつた。かゝる種類の石英は結晶作用が餘程徐々に行はれたものゝ如く、丁度ペグマタイトの中央部によく發達する塊狀石英¹⁾に類似してゐる。

4 綠泥石 柘榴石及び石英の間の散在してゐる綠泥石は葉片狀を呈し波狀に彎曲してゐる場合がある。劈開面に沿ふて變質し、その部分は特に褐色を呈してゐる。本綠泥石の屈折率を浸液法によつて測定した値は

$$\alpha = 1.664, \quad \gamma = 1.671, \quad \gamma - \alpha = 0.007$$

であつて、光學符號は負である。かゝる高い屈折率及び複屈折を有するものは本礦山には見られなかつたが、これは恐らく酸化作用に基くものではないかと思ふ。

柘榴石石英岩と特に關係ある優白質花崗岩に就て一言したい。本岩石はこの地域に多數見られる優白質花崗岩脈と同種のもので、白色、細粒で、石英、長石、白雲母よりなるものである。顯微鏡的に本岩石の裂罅に沿ふて後に生成された石英及び長石からなる細脈が多數存する。白雲母は一般には非常に少なく、且つ疎に分布してゐるに過ぎないが、特に多數集合した部分

1) 神津御祐, 待場勇; 石川産ペグマタイト中の石英の研究, 岩礦, 第19卷, 總13頁, 昭和13.

が所々に見られる。かゝる部分には黝礫石が見られることがあり、これらは花崗岩脈本來のものではなく、本岩脈の貫入の途中に於て周囲の綠泥石岩を捕獲して生じたものと考へられる。

5 柘榴石石英岩の成因 本岩石の成因はその産出状態から二つの考へ方が出来る。即ち本岩石が柘榴石綠泥石の生成及び鐵礦層の富化と同時に出来たものであるか、或は優白質花崗岩の貫入により綠泥石岩が變質され、その接觸部に出来たものであるかといふ事である。然しながら若し本岩石が柘榴石綠泥石岩と同時に生成されたものとする、同種の綠泥石岩中にかくも異つた岩石が生成されるのは説明に困難である。

優白質花崗岩中には綠泥石岩の捕獲されたと思はれる形跡はあるけれども柘榴石石英岩の捕獲されたものは見られない。この事は優白質花崗岩の貫入と同時に或はそれ以後に柘榴石石英岩が生成された事を示すものである。優白質花崗岩は灰曹長石の多いものであつて、かゝる花崗岩の結晶作用の末期に屬する岩石では、その貫入に伴ふ熱水溶液の上昇を考へることも出来ると思ふ。

柘榴石は前に述べた如く著しく分解してゐるが、その分解の仕方は柘榴石綠泥石岩及び柘榴石カンニングトナイト岩の柘榴石の分解とは異なり、柘榴石は酸化鐵等に分解してゐるのであつて、風化による分解作用と類似した點があり、柘榴石綠泥石岩等の場合よりも低温低壓の熱水作用によつて行はれたものと考へられる。この事は本岩の石基をなす石英が低温低壓の熱水溶液から生成される種類のものである事とも一致するのである。

要するに本岩石は柘榴石綠泥石岩の生成及び鐵礦層の富化と同時に生成されたものではなく恐らく此等の變質作用があつた後に優白質花崗岩の貫入があり、それに伴つて上昇した熱水溶液のために綠泥石岩が變質し、柘榴石を生じ、その後熱水作用の末期に至つて石英の沈澱が行はれたものと考へられる。

D 含柘榴石優白質花崗岩

本礦山地域には優白質花崗岩脈が多數見られることは既に述べたが、此等の内に柘榴石の見られるもの即ちこゝに云ふ含柘榴石優白質花崗岩は非常に稀であつて、筆者は唯一ヶ所後稜溝の北部、第壹圖番號2の所で見ることが出来た。本岩脈は主鐵礦層と綠泥片岩との境に近く貫入したもので、幅約1米位の極小規模のものである。本岩は石英、長石、白雲母よりなり本地域に見られる他の優白質花崗岩と同様であるが、白雲母は肉眼的に淡綠青色を呈し、本岩石中に一樣に疎に見られるものと、特に多數集合し群をなして散點するものがある。

柘榴石は直径2耗以下の小粒であつてその量も少なく、岩石中に於ける分布の状態には著しい不同がある。即ち比較的一様に散布する所、大小種々の結晶がある面に沿ふて多數集合してゐる所、或は柘榴石の殆んど見られない所等が極小さい露頭に於て見られるのである。柘榴石の色は淡紅色で新鮮であるが、結晶の周圍は融蝕によつて圓味を帶び結晶形は判然としない。結晶の小なるため分散浸液法によつてその屈折率を測定したが、その値は $n_D = 1.811$ であつて前に述べた柘榴石黑雲母綠泥片岩及び柘榴石絹雲母片岩中の柘榴石と全く一致した。

前に述べた如く白雲母の特に多數集合してゐる部分では石英及び長石は何れも小粒であつて、柘榴石も圓味を帶びてゐる。第貳拾圖はかゝる部分に於ける柘榴石を示す。又この部分には第拾九圖に示した如く元角閃石であつたものと思はれ、現在は輝石らしいものゝ細粒の礦物の集合體となつてゐるものが見られる。上述の如く白雲母の特に集合した部分は優白質花崗岩本來のものではなく、貫入の途中に於て周圍の岩石を捕獲し變質せしめた部分と思はれる。

以上の事からして本岩中に於ける柘榴石は優白質花崗岩岩石から晶出したものではなく、本岩石の貫入の途中に於て捕獲された周圍の岩石に基因するものと思はれる。この際捕獲された岩石中に既に柘榴石が存在してゐたものであるか否かは判然としないけれども、本岩石中の柘榴石と雲母片

岩中の柘榴石とは屈折率相等しく、成因的近似を示すものと考へられる。

IV 柘榴石と富礦體との關係

弓長嶺礦山に於ける含鐵礦層は南滿各地に於けるものと略々同様に赤鐵磁鐵石英片岩であつて、綠色片岩類及び雲母片岩類と互層してゐる。かゝる變成岩類が如何なる岩石より變質したものであるかは詳かにすることは出来ないが、含鐵礦層は花崗岩の侵入以前に生成されてゐたものであることは一般に認められてゐることである。本礦山に於て特に著しく注意を惹く事は鐵礦に沿ふて柘榴石が斷續的に多量に産することであつて、柘榴石の産する個處に於ける鐵礦層は常に富化され富礦體となつてゐる。一般にかゝる貧鐵礦層中の富礦體が貧鐵礦層と同時に生成されたものであるか、或は貧鐵礦層から二次的に生成されたものであるかに就ては從來より種々の議論がなされてゐるが、本礦山の場合に就ては既に都留學士によつて次の如く述べられてゐる。即ち“この種の富礦體は花崗岩質岩體の貫入により顯著なる接觸變質作用を蒙りたる箇所に、之に次ぎて上昇し來りし含鐵水溶液によりて多量の鐵分を供給せられ、その部分の岩石を一部交代して生成せし一種の接觸變質交代礦床と看做すを妥當なりと意推す”と。筆者は前に柘榴石綠泥石岩の成因のところにて、柘榴石、カンニングトナイト、直閃石等が鐵礦層に沿ふて上昇した揮發成分の變質作用によりて生じ得るものと考へ、かゝる作用を認めるならば鐵礦層の富礦化も同様の作用によりて生じ得るものと考へられる事を述べたのであるが、この考へは上に記した都留學士の考へと同様のものである。併しながら總ての富礦體がかゝる推論によつて説明し得るか否かに就ては、筆者は現在十分なる論據を持たない。この事に就ては今後鐵礦層そのものの研究を行つてから報告することとしたい。

V 總 括

弓長嶺礦山第二礦區は鞍山統に屬する變成岩類即ち綠色片岩類、雲母片岩類、含鐵礦層、石英片岩類等が、この地域に廣く發達する花崗岩中に roof

pendant となつて存在したものと推考され、花崗岩による接觸變質作用を著しく蒙つてゐる。

本地域に産する柘榴石は次の如き岩石中に見られる。

(1) 柘榴石雲母片岩類 本雲母片岩類は柘榴石黒雲母綠泥片岩及び柘榴石絹雲母片岩であつて、何れも本柘榴石を含み綠色片岩類の變質作用によつて生じたものと思はれる。本柘榴石の屈折率は $n_D = 1.811$ である。

(2) 柘榴石綠泥石岩 本岩は含鐵礦層に沿ふて上昇した高温の揮發成分の作用により、含鐵礦層に沿ふ綠泥石岩中に柘榴石を生じたものと、又同様な作用により一旦柘榴石カンニングトナイト岩を生じ、更に同岩が熱水作用を受けカンニングトナイトが變化して綠泥石となり本岩を生じたものと二種類あり、前者の柘榴石の屈折率は $n_D = 1.8128$ で後者のそれは $n_D = 1.8248$ である。

(3) 柘榴石カンニングトナイト岩及び柘榴石直閃石岩 本岩石は上の場合と同様に高温の揮發成分の作用により鐵礦層と綠泥石岩との接觸部附近に於て綠泥石岩中に柘榴石、カンニングトナイト、直閃石等を生成せしめたものである。これ等柘榴石の屈折率は $n_D = 1.822 \sim 1.824$ の間であつて著しい變化はない。

(4) 柘榴石石英岩 本岩石は綠泥石岩中に優白質花崗岩が貫入し、それに伴ふ接觸變質作用によつて柘榴石を生じ、更に熱水作用の末期に於て石英を沈澱せしめたものと思はれる。本岩の柘榴石の屈折率は $n_D = 1.811$ である。

(5) 含柘榴石優白質花崗岩 本地域に多數見られる如き優白質花崗岩が、その貫入の途中に於て周圍の岩石を捕獲して生じたもので、捕獲された岩石は不明であるが、柘榴石を含む雲母片岩類の如きものではないかと思はれる。本柘榴石の屈折率は $n_D = 1.811$ で、雲母片岩中の柘榴石の屈折率と同値であることは成因的近似を示すものである。

以上の柘榴石の内、弓長嶺産柘榴石として少も著名なるものは柘榴石綠

泥石岩, 柘榴石カンニングトナイト岩, 柘榴石直閃石岩等の柘榴石であつて, この種の柘榴石の産する個處には含鐵礦層中にも富礦體が存するのが常であつて, 柘榴石の生成と富礦體の生成との間に密接なる關係があるのではないかと思はれる。

擱筆するにあたり本研究に對し終始變らざる御熱心を以つて御指導を賜つた神津先生に對し重ねて深謝の意を表する。

矢越礦山及び其四近の礦物及び岩石の研究 (VI)

柘 榴 石

Studies of minerals and rocks occurring in the Yagoshi mine and its environs (VI) Garnet

理 學 士 竹 内 常 彦 (T. Takéuti)

ABSTRACT. In the Yagoshi mine, a small lenticular mass of garnet rock is found in beerbachite which was formed from the sediments of tuffaceous rock by the contact action of dioritic magma. The garnet rock consists essentially of garnet with a small quantity of hedenbergite. The refractive index of the garnet is 1.824 and its cell constant is 11.907 Å. The content of MnO measured by a quantitative method is 0.17%. The refractive indices of hedenbergite measured on (110) are $\alpha' = 1.726$ and $\gamma' = 1.747$; and $2V = (+) 61^\circ$, $c \wedge Z = 41^\circ \sim 43^\circ$. The chemical composition of garnet can be estimated, from the refractive index, the cell-dimension and the MnO content given above, as follows; Gr = 30~40%, And = 50~60%, Alm = 0~10%, Py = 0~10% and Sp = 0.38%. The present studies were carried out under the guidance of Prof. S. Kôzu, to whom the author's hearty thanks are due.

目 次

1 緒 言	4 柘榴石の物理性質
2 産出状態	屈折率
3 柘榴石岩	格子恒數
肉眼的觀察	5 物理恒數より算出した
顯微鏡的觀察	化學成分
成因的考察	6 總 括