岩石礦物礦床學會誌

第二十七卷 第一號

(昭和十七年一月一日)

研究報文

弓長嶺産柘榴石の研究 (III)

産出状態 (1)

Studies of garnet from Kyûchôrei, Manchoukuo (III)

Modes of occurrence (1)

理學士 待 場 勇 (I. Matiba)

目 次

I 緒 言	ト岩及び柘榴石直閃石岩
II 弓長嶺礦山の岩石の産出状態及び其性質	1 産出状態
A 綠色片岩類	2 岩石學的性質
B 雲母片岩類	3 柘榴石
C 含鐵礦層	4 カンニングトナイト
D 石英片岩類	5 直閃石
E 花崗岩類	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
III 弓長嶺礦山産柘榴石の産出状態及び其性質	C 柘榴石石英岩
A 柘榴石綠泥石岩	1 産出状態
1 産出状態	2 柘榴石
2 岩石學的性質	3 石 英
3 柘榴石	4 綠泥石
4 綠泥石	5 柘榴石石英岩の成因
5 柘榴石綠泥石岩の成因	D 含柘榴石優白質花崗岩
B 柘榴石カンニングトナイト	IV 柘榴石と富礦體との關係
	V 總 括

I 緒 言

弓長嶺礦山産柘榴石の物理恒數¹⁾及び化學性質²⁾に就ては既に報告した
のではあるが、その後同礦山を實地調査する機會を得て其産状を知る事が

出來た。前報告に於ては同礦山産の二種類の柘榴石に就て研究したのであつたが、その産出状態が明らかでなかつたので、假に大形結晶及び小形結晶と名づけて區別したのであつた。然るに今回の調査により大形結晶と名づけたものは本報告に於ける柘榴石緑泥石岩中の柘榴石であり、小形結晶は柘榴石カンニングトナイト岩中の柘榴石であることが明らかとなつた。弓長嶺礦山には猶この外に産出状態を異にする三種の柘榴石が見られる。本報告に於ては此等數種の柘榴石の産出状態並びに成因に就て述べ、又柘榴石の生成と關係する含鐵礦層の富化作用に就て述べたいと思ふ。

本稿を草するに當り本研究中終始御懇篤なる御指導と御鞭撻を賜り且つ拙稿の御校閲の勞をとられた神津先生に對し、衷心より感謝の意を表する次第である。化學分析は神津先生の御好意により河野博士及び八木健三學士に依頼したものであつて、こゝに兩氏に對し感謝の意を表する。弓長嶺礦山調査並びに研究の機會を與へられた前大陸科學院地質調査所長福田連博士及び現同所長事務取扱中野長俊博士に對し、又同礦山調査中種々の便宜を與へられ且つ又有益なる御教示を賜つた弓長嶺礦山採礦所長小數賀淳學士を始め同礦山職員に對し感謝の意を表する次第である。

II 弓長嶺礦山の岩石の産出状態及び其性質

弓長嶺礦山の岩石及び礦床に就ては既に市村博士³⁾及び故都留學士⁴⁾により詳細に報告せられてゐる。同礦山は第一、第二及び第三礦區に分れ、礦山事務所は第二礦區の蘇家堡子部落にあつて、同部落から遼陽までは鐵道の便がある。第二礦區は現在最も盛んに採掘してゐるもので、柘榴石も亦

1) 待場 勇；弓長嶺柘榴石の研究(I)，物理恒數，岩礦，第24卷，總251～270頁，昭和15。

2) 神津叔祐，待場 勇，八木健三，家本幸雄；弓長嶺産柘榴石の研究(II)，化學性質，岩礦，第25卷，總51～57頁，昭和16。

3) 市村 毅；南滿洲弓長嶺の含鐵層と夫れに伴ふ富鐵體に就て，朝鮮礦業會誌，第5卷，397～421頁，大正11。

4) 都留一雄；弓長嶺礦山並びに類似鐵礦々床に就きて，旅順工大彙報，第99號，昭和10。

第 壹 圖

柘榴石の産出個處

1 後砬溝産柘榴石カンニングトナイト岩	6 後臺溝産柘榴石綠泥石岩及び柘榴石カンニングトナイト岩
2 含柘榴石優白質花崗岩	7 楊木山産柘榴石綠泥石岩及び柘榴石石英岩
3 後砬溝産柘榴石綠泥石岩	8 楊木溝産柘榴石直閃石岩
4 龜石溝産柘榴石綠泥石岩	9 茨兒山北西側中腹産柘榴石直閃石岩
5 磨石溝産柘榴石カンニングトナイト岩	

最も多く産する所である。筆者が以下柘榴石の産狀に就て述べる地域は第二礦區である。

第二礦區は陳家堡子部落から弓長嶺に至る延長約5 軒にわたり、幅500 米乃至1000 米の狹長なる帶狀の地域である。この地域は地質的に二つの岩石に分けられる。即ち含鐵礦層を含む鞍山統と、その周圍に廣く發達する所謂弓長嶺花崗岩とである。

鞍山統をなす岩石は角閃片岩及び綠泥片岩等の綠色片岩類、柘榴石を含む雲母片岩類、石英片岩及び含鐵礦層であつて總て變成岩類である。鞍山統は本地域の北西端陳家堡子に始まり、南東に細長く延び、大砬子山^{ターラヅ}の南の斷層によつて略々垂直にその方向を變へてゐる。この斷層から北西の地域では走向は北西-南東であつて、約 60° 北東へ傾斜してゐる。又この斷層の南東の地域では走向は北東-南西であつて、約 60° 南東に傾斜してゐる。

鞍山統の内含鐵礦層は本地域では數層見られるが、大部分互に並行してゐる。この内最も北東側にあつて殆んど花崗岩と接して長く延びた鐵礦層は現在最も盛んに礦石を採掘してゐるもので、又柘榴石も主としてこの鐵礦層に沿ふて處々に産出するのである。以下本報文に於てはこの鐵礦層を便宜上主鐵礦層と名づけることにする。鐵礦層と互層する岩石即ち角閃片岩及び綠泥片岩の層位は明かであるが、これに對し雲母片岩の層位關係は明らかにすることが出来なかつた。恐らく同じ層位にあるものと考へられ、主として變質作用の相違によつてかゝる異つた岩石を生じたものと思はれるが、猶將來の研究を要することである。此等變成岩中には局部的に發達した特種な變成岩も存在するのであつて、柘榴石も主としてかゝる部分に多く見られる。

本地域に於ては鞍山統と弓長嶺花崗岩とは一般に斷層を以て接する所は少なく、鞍山統は恰も弓長嶺花崗岩中に roof pendant となつてゐた様に思はれ、鞍山統は著しく接觸變質作用を蒙つてゐる。鞍山統をなす變成岩類はその變質の程度は著しく、變質以前の元の礦石が水成源のものである

か、或は火成源のものであるかは、本地域のみの調査では詳かにすることは出来ないが、鞍山統が現在見られる様に花崗岩中に挟まれる以前に既に廣區域變質作用を或程度まで受け、弓長嶺花崗岩によつては主として接觸變質作用を強く受けたものと思はれる。

A 緑色片岩類

緑色片岩類は本地域の變成岩中最も廣く發達するものであつて、成分礦物の種類によつて角閃片岩及び綠泥片岩に大別することが出来る。併し此等は何れも相互に移り變り、又局部的に他の岩石中に産することもあつて、判然とその分布區域を確定することは困難である。此等の岩石は暗綠色又は草綠色を呈し緻密で、片理も比較的明らかなもの多く、縞狀を呈してゐるが、肉眼的には角閃片岩と綠泥片岩とを區別することは困難な場合が多い。

角閃片岩 角閃片岩は緑色片岩の大部分を占めるものであつて、一般に暗綠色で緻密であるが、角閃石の結晶粒の大なる場合には光澤があり綠泥片岩とは比較的容易に區別出来る。中には又片理構造が著しくなく角閃石の多量に存在する角閃岩とも稱すべきものも存在する。角閃片岩は産出個處によつて著しくその顯微鏡的組織を異にしてゐるが、組成礦物には著しい變化はなく、角閃石、石英及び曹長石が主なるものである。角閃石は略々一定の面内に排列し並行構造を示してをり、又結晶粒の大なるものが、變質斑晶的に存在する場合がある。石英及び曹長石は細粒であつて角閃石の間を充して全體として縞狀を呈してゐる。第貳圖はかゝる角閃片岩の代表的なものを示したものである。角閃石は長さ $15 \sim 0.1$ 耗の種々の大きさのものがあつて、多色性は $X = \text{淡黄色}$ 、 $Y = \text{黄綠色}$ 、 $Z = \text{綠青色}$ であつて、最大消光角は 20° 位のものが最も多い。屈折率もある範圍内で變動するものゝ様であるが、一例として第貳圖に示した角閃片岩中の角閃石では

$$\alpha = 1.659, \quad \beta = 1.666, \quad \gamma = 1.678$$

であつた。

石英と曹長石は直徑 0.1 耗程度のもので、曹長石は殆んど常に多少分解して汚濁してゐる。以上の外に副成分礦物として黒雲母、綠簾石、綠泥石、榴石及び磁鐵礦が存在する場合がある。副成分礦物として黒雲母を含むものの即ち角閃雲母片岩は主鐵礦層に沿ふて特に花崗岩との接觸部に多く見られる。

綠泥片岩 綠泥片岩は角閃片岩中に局部的に見られるが、特に主鐵礦層に沿ふてよく發達してゐる。顯微鏡下では第參圖に示す如く並行構造がよく發達し、綠泥石の縞と、石英及び曹長石からなる縞とが交互に重つてゐて縞狀を呈してゐる。

綠泥石は個々の結晶の輪廓が明らかでなく、連續した縞をなしてゐて、劈開面と岩石の片理とは略々平行してゐる。多色性は $X=$ 淡黃色、 $Y=Z=$ 黃綠色であつて光學符號は負である。複屈折は非常に弱く古銅色の異常干涉色を示してゐる。屈折率は $\beta=1.616$ であつて、Winchell の分類に従へば diabantite に屬するものゝ様である。副成分礦物としては黒雲母、榴石及び磁鐵礦があるが何れも極めて僅かである。

後に述べる如く綠泥片岩が更に接觸變質作用により殆んど綠泥石のみからなる綠泥石岩に變つてゐるものが主鐵礦層に沿ふて屢々見られ、かゝる場所には柘榴石が多量見られるのである。

B 雲母片岩類

雲母片岩類は主として大粒山嶺の南方より弓長嶺にかけて産出し、大部分は柘榴石絹雲母片岩であるが、西部に於て綠色片岩類に接近した部分では柘榴石黒雲母綠泥片岩となつてゐる。柘榴石黒雲母綠泥片岩はその西方に於て漸變的に綠色片岩類に移り變るものゝ如く、この種の片岩は綠色片岩類と柘榴石絹雲母片岩との中間相に相當するものと思はれる。

柘榴石黒雲母綠泥片岩 本岩は灰黑色微粒の石基中に直徑 1~2 耗の柘榴石が變質斑晶的に多數散在した岩石で、片理は著しく容易に剝げ易い。柘榴石の分布は必ずしも一樣ではなく、特に多數集合したレンズ狀の部分が

第 貳 圖

角閃片岩 $\times 25$
Q 石英 A 曹長石 H 角閃石

第 參 圖

綠泥片岩 $\times 83$
Q 石英 A 曹長石 C 綠泥石

第 四 圖

柘榴石黑雲母綠泥片岩 $25\times$
Q 石英 B 黑雲母
G 柘榴石 C 綠泥石

第 五 圖

柘榴石絹雲母片岩中の
石英-曹長石質レンズ $\times 25$
Q 石英 A 曹長石
B 黑雲母 G 柘榴石

第 六 圖

G 柘榴石 T 電気石 ×25

第 七 圖

G 柘榴石 C 綠泥石 ×25
Q 石英

第 八 圖

綠 泥 石 ×83

第 九 圖

G 柘榴石 ×25
C カンニングトナイトより
變化した綠泥石

片理に沿ふて多數存在し縞狀をなしてゐる。柎榴石は赤褐色を呈し龜裂多く表面及び内部の龜裂に沿ふて著しく分解し、酸化鐵の皮膜を生じてゐる。結晶形は (110) の面のみからなる斜方十二面體式である。分散浸液法によつて測定した屈折率は

$$n_D = 1.811$$

であつて、弓長嶺礦山に産する柎榴石の屈折率の内最も小なるものゝ一つである。石基は石英及び曹長石からなり、此等の結晶粒の間隙に綠泥石及び黑雲母が片理に略々平行に排列してゐる。第四圖は本岩石の顯微鏡寫眞である。綠泥石は顯微鏡的に無色であつて、多色性殆んどなく、葉片狀或は短冊狀をなし、屢々黑雲母と平行連晶的に存在し、黑雲母より變質して生じたものと思はれる。複屈折は非常に弱く、古銅色の異常干涉色を示し、光學符號は負である。平均屈折率は $\beta = 1.624$ であつて、Winchell の分類に従へば diabantite に相當するものではないかと思はれる。

柎榴石絹雲母片岩 本岩は白色の絹雲母及び石英からなる石基中に直徑 1~2 耗の柎榴石を多數散在せしめた岩石であつて、特に多數の柎榴石、黑雲母、石英、曹長石等の集合した黑褐色の薄層又はレンズが片理に沿ふて縞狀に排列してゐる。かゝる薄層又はレンズは第五圖の如くであつて、片狀構造は餘り著しくはない。絹雲母は屢々肉眼的に false cleavage を示す部分があつて、かゝる部分には十字石の見られることがある。柎榴石は前述の柎榴石黑雲母綠泥片岩中のものと同様で、著しく分解してゐるが、かゝる分解作用は單なる風化作用に依るものではなく、接觸變質作用の末期に於ける熱水溶液或は溫泉作用によつて行はれたものではないかと思ふ。

C 含鐵礦層

第壹圖に示す様に含鐵礦層群はこの地域の變成岩類と同じ走向及び傾斜を持ち北西から南東に向つて並走してゐる。長短種々あるけれども主鐵礦層は最も長く延長約 4 軒に達し、多數の小規模な斷層があるけれども殆んど連續してゐる。層の厚さは一定でなく一般に 30 米以下で處々特に厚い

部分がある。本鐵礦層は南滿各地に見られる含鐵礦層と同じく赤鐵磁鐵石英片岩であつて、一般に石英多く貧礦と稱せられるものであるが、場所によつて赤鐵礦又は磁鐵礦の特に多い部分があり、かゝる部分は富礦と稱せられてゐる。貧礦即ち赤鐵磁鐵石英片岩は赤鐵礦又は磁鐵礦と石英とが夫々薄層をなし、交互に重り縞狀をなしてゐるもので、各薄層の面は鐵礦層の一般の走向及び傾斜と一致する場合が多いが、中には無關係な場合もある。富礦ではかゝる縞狀が不鮮明となり石英の量が減少し、赤鐵礦又は磁鐵礦の塊狀集合物となつてゐる。富礦體は多くはレンズ狀であるが又不規則な形態をなして貧鐵礦層中に局部的に見られるもので、殆んど總て主鐵礦層中に限られ、他の鐵礦層中にはあまり見られず、或は見られてもその富礦部の品位は低く、且つ小規模である。主鐵礦層中の富礦の性質は茨兒山を界として大體二種類に分けられる様で、北西部の主鐵礦層中の富礦は磁鐵礦に富むもの多く、南東部の主鐵礦層中では赤鐵礦に富むものが多い。これは花崗岩類の接觸變質作用にも關係のあることゝ思はれる。

D 石英片岩類

石英片岩類は主として主鐵礦層の上盤側に於て、綠色片岩類又は鐵礦層と花崗岩との接觸部に見られ、白雲母石英片岩と絹雲母石英片岩とに大別される。

白雲母石英片岩は茨兒山より北西の部分に於て、綠色片岩類と花崗岩との接觸部に於て薄層をなして見られるもので、片麻岩狀を呈し、殆んど石英と白雲母からなり、多少の黑雲母及び電氣石を混へるものである。電氣石は小柱狀で多數集合して存在し、多色性は外部よりも内部に於て著しく、 $X(E)$ ＝殆んど無色、 $Z(O)$ ＝淡青色である。

絹雲母石英片岩は茨兒山より南東の部分に於て主鐵礦層と花崗岩との接觸部に見られ、片理は比較的明瞭で殆んど石英よりなり、片理に沿ふて絹雲母の薄層が縞狀に排列してゐる。

E 花崗岩類

花崗岩類は弓長嶺礦山の周圍に廣く發達するものであつて、上に述べた礦床地域の變成岩類に接觸變質作用を與へてゐる。變成岩に接近した部分では片麻狀構造著しく、これを遠ざかるに従つて片麻狀構造は不鮮明となる。成分礦物には石英、正長石、微斜長石、斜長石、黒雲母、白雲母、角閃石等が存在し、夫々黒雲母花崗岩及び角閃花崗岩を構成してゐるが、境界は判然たらしめることは困難である。以上の外に達石溝附近には白雲母の大なる結晶を多數含有する粗粒の白雲母花崗岩が見られるが、これは變成岩内にも支脈を出して、上記の花崗岩類とは多少趣きを異にし、恐らくはより後期の貫入によるものと思はれる。又礦山地域内の變成岩中には多數の優白質花崗岩脈が見られ、礦山地域全體が著しい花崗岩の影響を受けた事を示してゐるが、此等岩脈は何れも小規模のものである。此等是有色礦物を殆んど含まず、石英及び長石よりなり、少量の白雲母を含むものである。長石は正長石、微斜長石、灰曹長石等であるが、特に灰曹長石が多い。

上記の達石溝の白雲母花崗岩及び優白質花崗岩脈はこの地域の周圍に廣く發達する花崗岩類の結晶作用の末期に貫入、それに伴ふ接觸變質作用によつてこの礦床地域の變成岩類に局部的な變質作用を與へてゐる。

III 弓長嶺礦山産柘榴石の産出狀態及び其性質

弓長嶺礦山に産する柘榴石は前に述べた柘榴石黒雲母綠泥片岩中にも存するが、最も人の注意を惹くものは次の A 及び B である。

- A 柘榴石綠泥石岩
- B 柘榴石カンニングトナイト岩及び柘榴石直閃石岩
- C 柘榴石石英岩
- D 含柘榴石優白質花崗岩

以上の岩石の内含柘榴石優白質花崗岩を除いて他は主鐵礦層に沿ふて局部的に發達する變成岩である。

A 柘榴石綠泥石岩

- 1 産出狀態 前に述べた綠色片岩類の内主鐵礦層に沿ふた部分では角閃

綠泥片岩及び綠泥片岩がよく發達し、此等の岩石の内特に綠泥石の多い部分が處々に見られ、且つかゝる所には柘榴石、カンニングトナイト、直閃石等が多數集合した部分があり、こゝに云ふ柘榴石綠泥石岩もかゝる部分の一つである。

主鐵礦層に沿ふて見られる綠泥石岩は茨兒山より北西の部分では主鐵礦層の上下兩盤側に見られ、その内下盤側は一般に厚く上盤側は薄いのが常である。然るに茨兒山より南東部では上盤側には綠泥石岩は見られなくてその代りに絹雲母石英片岩が發達してゐる。又下盤側も角閃片岩或は角閃綠泥片岩で綠泥片岩はまれである。

柘榴石綠泥石岩は綠泥石岩の内特に柘榴石の密集した部分であるが、綠泥石岩の分布と同様に總て主鐵礦層に沿ひ、然も茨兒山より北西の部分に限られる様である。柘榴石綠泥石岩の分布は後砦溝 (3)、龜石溝 (4)、^{ホーラーコー} ^{クエイシーコー} ^{ホータイコー} ^{ヤンムシヤン} 後臺溝 (6)、楊木山 (7) 等であつて總て富礦體の存在する場所と一致する (括弧内の番號は第壹圖に示した番號に相當する)。

柘榴石綠泥石岩は主鐵礦層に沿ふて兩盤側に見られることもあるが、時には主鐵礦層中に層狀になつて挟まれてゐる場合がある。柘榴石は綠泥石岩中に礦染狀に散布せられ、密集してゐる所、疎な所などがあるが、一般には鐵礦層に近づく程密集してゐる。一つの露頭に於ける本岩石の存在區域は鐵礦層に沿ふ走向の方向には 100 米以下の場合が多く、鐵礦層に垂直の方向の厚さは 10 米以下で、鐵礦層の傾斜に沿ふ方向即ち深さは不明であるが、露頭或は坑内に於て筆者はその下端を見る事が出来なかつたから現在見られる深さより一層深く産するものと思はれる。

柘榴石綠泥石岩と鐵礦層との境は一般に明瞭で、その接觸面は滑かであり、容易に兩岩石を剥ぎ分ける事が出来る。柘榴石カンニングトナイト岩が本岩と接して産する場合があるが、その場合は柘榴石カンニングトナイト岩の方が鐵礦層と直接に接し、本岩は前者の周圍をとり巻いてゐるのが普通である。本岩が主鐵礦層の上盤側にある場合には柘榴石は鐵礦層を遠

さかるに従つて少くなり、遂に綠泥石岩となり、白雲母石英片岩、片麻岩狀を呈する白雲母花崗岩、或は黒雲母花崗岩があつて花崗岩に移り變る。主鐵礦層と花崗岩との距離は一般に 20 米以内である。

2 岩石學的性質 以上は本岩石の產出狀態に就て述べたのであるが、今回調査した各露頭に就て其岩石學的性質を以下述べることにする。

後碓溝産柘榴石綠泥石岩 (3)¹⁾ 本岩の露頭附近は著しい氣成作用を受けたものゝ如く、長さ 10 耗以下の電氣石が多數存在し、その外 5 耗位の磁鐵礦、白雲母、黝麻石、石英等が見られる。柘榴石は包裹物として電氣石、石英、黝麻石等を含み、無數の龜裂が發達してゐる。第六圖は龜裂の著しく發達した柘榴石の中に電氣石が包裹されてゐるのを示す。綠泥石は比較的分解著しく、複屈折折は他のものに比して大であつて、屈折率は第貳表に示す如くである。多色性は $X = \text{淡黃色}$ 、 $Y = Z = \text{草綠色}$ である。

龜石溝産柘榴石綠泥石岩 (4) 本岩の内には石英脈の貫入を受けてゐる部分があつて、又電氣石及び白雲母が少量ながら散在する。柘榴石の屈折率は第壹表に示す如くで、綠泥石は複屈折弱く、屈折率は第貳表に示す如くである。綠泥石の多色性は $X = Y = \text{草綠色}$ 、 $Z = \text{淡黃色}$ である。本岩中に見られる石英質脈は殆んど石英からなり、多數の磁鐵礦を散在し、石英粒間には綠泥石を挟み、又圓味を帯びた柘榴石の小粒が見られる、第七圖はかかる石英質脈の顯微鏡寫眞である。

後臺溝産柘榴石綠泥石岩 (6) 本岩の露頭では柘榴石カンニングナイト岩も共に産し、後に述べる如く本岩は柘榴石カンニングナイト岩より變化したものである。柘榴石の屈折率は第壹表に示す如くで、又綠泥石は第八圖に示す如き細かい鱗片狀の結晶片よりなり、複屈折弱く、屈折率は第貳表に示す如くである。多色性は $X = \text{淡黃色}$ 、 $Y = Z = \text{草綠色}$ である。柘榴石を含まずカンニングナイトと綠泥石或は直閃石のみからなる部分では綠泥石

1) 括弧内の番號は第壹圖の番號と對應する。以下同じ。

は小さい短冊狀結晶の集合から出來てゐるが、この部分では明らかにカンミングトナイトから變化した事が判るが、かゝる部分の屈折率は第貳表に示す如くである。

楊木山産柘榴石綠泥石岩 (7) 本岩の柘榴石は比較的小さく、直徑 1 糎位のもの多く、直閃石の長針狀の結晶束が散在してゐる。綠泥石は多少葉片狀になつてゐて複屈折は比較的高く、屈折率は第貳表に示す如くである。多色性は $X = \text{淡黃色}$, $Y = Z = \text{草綠色}$ である。

3 柘榴石 上記の各々露頭に産する柘榴石綠泥石岩中の柘榴石に就て總括して述べて見よう。

肉眼的觀察 柘榴石は鐵礦層に近い所の柘榴石綠泥石岩に於てはその大半を占める場合があり、鐵礦層を遠ざかるに従つて少くなる。この種の柘榴石はすべて淡紅色を呈し、その大きさは最も大なるもので直徑 5 糎、普通のもののは 3~2 糎、小なるもののは 5 糎位である。結晶形は既に淺野及び岡田¹⁾の兩學士の報文に記載された如く (110) の面のみからなる斜方十二面體で、正形を示すもの、歪形を示すもの、三回對稱軸の方向に伸びたもの、或は四回對稱軸の方向に伸びたもの等がある。又完全な個々の結晶として存在するものと、數個の結晶が嚙み合つて集合してゐるものとがある。柘榴石の表面は常に綠泥石の薄膜で蔽はれたものと、然らざるものとがあるが、前者の薄膜は柘榴石の分解によつて生じたものである。

顯微鏡的觀察 柘榴石を顯微鏡下に觀察すると柘榴石の周圍は放射狀に綠泥石が排列してケリフアイト構造 (kelyphitic structure) を呈してゐる。内部には第六圖に示す如く無數に多くの龜裂があり、その龜裂に沿ふて綠泥石が出來てゐる。包裹物としては磁鐵礦最も多く、大きさは一般に 1 糎以下であつて、(111) 面のみからなると思はれる正八面體式の結晶形を示してゐる。第九圖は後臺溝産の柘榴石であるが圖に於ける無數の條線は柘

1) 淺野五郎、岡田重光；滿洲地質調査所報告、第 98 號、51 頁、康德 7。

榴石の龜裂であり、又菱形をなして散在する綠泥石がある。この菱形は角閃石族の主軸に垂直の斷面に見られるものに類似であること、又後に述べる如く柘榴石カンニングトナイト岩中の柘榴石にカンニングトナイトの包裹物が見られることから考へて、この菱形はもとカンニングトナイトであつたものと考へられる。この種の假像は他の露頭に産するものには見られなかつた。柘榴石綠泥石岩中に石英、白雲母、電氣石、黝簾石等の散在するものでは柘榴石中にも石英粒、自形を示す電氣石、不規則な形をなした黝簾石等を包裹するが、白雲母は包裹物としては見られない。

第 壹 表

柘榴石綠泥石岩中の柘榴石の屈折率			
	測 定 法	測定回数	屈 折 率
後臺溝産柘榴石綠泥石岩中の柘榴石	プリズム法	7	1.8248
龜石溝産柘榴石綠泥石岩中の柘榴石	プリズム法	7	1.8128
大形結晶 (柘榴石綠泥石岩中の柘榴石) ¹⁾	プリズム法	3	1.8215

1) 前報文に記載せるもの

物理恒數及び化學成分 柘榴石綠泥石岩中の柘榴石の物理恒數及び化學成分に就ては前報文に於て記載した。前報文に於て大形結晶と名づけたものがこの種の柘榴石に相當する。今回更に數種の異つた露頭のものに就て屈折率を測定して見た。その結果は第壹表の如くである。後臺溝産の柘榴石は $n_D = 1.8248$ (p) であり、龜石溝産のものは $n_D = 1.8128$ (p) であつて、兩者の間には可成りの相違が見られる。 $n_D = 1.8248$ なる値は第七表に示す如く柘榴石カンニングトナイト岩中の柘榴石の屈折率と略々一致し後臺溝産柘榴石綠泥石岩がもと柘榴石カンニングトナイト岩であつた一つの證據となる。前報文に於て大形結晶として記載したものは後臺溝産の柘榴石

と同種のものと考へられる。龜石溝産柘榴石の屈折率は前述の柘榴石黒雲母綠泥岩及び含柘榴石優白質花崗岩中の柘榴石の屈折率に極めて近い。

4 綠泥石 肉眼的觀察 柘榴石綠泥石岩の石基をなす綠泥石は暗青色を呈し、結晶の細かいものでは比較的堅く緻密で均質な感じを與へるが、結晶の大きいものでは片狀に剝け易くなつてゐる。綠泥石間に散在する礦物は磁鐵礦が最も普通で、外に石英、電氣石、白雲母、黝簾石等がある。

顯微鏡的觀察 綠泥石は露頭の異なるに従つて、或は同一の露頭でも部分によつて外觀が多少異つてゐる。この相違は化學成分上では甚だしい差異

第 貳 表

柘榴石綠泥石岩中の綠泥石の屈折率					
	α	β	γ	$\gamma-\alpha$	光學符號
後位溝産柘榴石綠泥石岩中の綠泥石 (3)	1.645		1.647	0.002	—
龜石溝産柘榴石綠泥石岩中の綠泥石 (4)		1.636		<0.001	+
後臺溝産柘榴石綠泥石岩中の綠泥石 (6)	1.641		1.642	0.001	—
後臺溝産カンニングトナイト綠泥石岩中の綠泥石		1.653		<0.001	+
楊木山産柘榴石綠泥石岩中の綠泥石 (7)	1.635		1.638	0.003	—

はないと思はれるが、光學的性質は多少異つてゐる。綠泥石は鱗片狀乃至葉片狀をなし、長さ5耗位のものから十分の一耗以下のものまで種々あるが、一般に石英質細脈の附近、磁鐵礦、石英、電氣石、白雲母等の生じてゐる附近のものでは、各片が大きく葉片狀をなしてゐる。多くの場合劈開面に沿ふて變質し、複屈折の大きい綠泥石に變つてゐる。

光學的性質 この種の綠泥石は總て多色性を有し、略々c軸の方向には淡黄色を呈し、略々a及びb軸の方向には草綠色を呈す。屈折率及び光學符號は第貳表に示す如くで、この測定は浸液法によつた。複屈折が非常に弱

く $\gamma-\alpha$ の値が確かに測定出来ないものではa軸或はb軸の方向の屈折率を β として表はした。光學符號は劈開面に垂直なる方向即ちc軸と略々平行なる方向に Z' が来るか、或は X' が来るかによつて正號或は負號とした。

此等の測定値を A. N. Winchell の Ferroantigorite-Antigorite-Amesite-Daphnite の四成分系の圖上¹⁾に投影すると比較的狭い範圍内に落ちるから、此等の綠泥石は何れも近似した化學成分のものであることが豫想される。勿論これらの綠泥石の如く鐵含有量の多いものでは Fe'' が酸化されて一部 Fe''' となる場合に屈折率及び複屈折が著しく増加することは周知の事であつて、光學恒數から直ちに化學成分を求めることは出来ない。Winchell は光學的性質からの分類として、aphrosiderite には光學符號負、 $\beta=1.63\sim 1.65$, $\gamma-\alpha=0.000\sim 0.004$ を與へてゐる。若しこの分類法に従へば茲に述べる綠泥石は aphrosiderite 或は aphrosiderite に近い ripidolite に相當することとなる。

化學成分 弓長嶺產綠泥石の化學成分に就ては既に須藤學士²⁾の報文がある。同學士によれば弓長嶺產綠泥石は aphrosiderite に屬すると記載されてゐる。前述の如く弓長嶺礦山に於ける綠泥石は處々にその露頭を有し、又同じ露頭の岩石でも部分によつて多少異つてゐるのが常である。故に化學成分も試料を採集した場所によつて多少異なる筈である。併し光學的性質から豫想するといづれも著しい差異はないものと考へられる。

弓長嶺礦山に於て筆者が採集した試料の内、後臺溝產のものが最も新鮮であつたので綠泥石の化學分析の試料にあつることとした。本岩は後臺溝坑内に於て直接鐵礦層と接する部分の柘榴石綠泥石岩であつて、筆者はこの岩石は柘榴石カンニングトナイト岩から變化して生じたものと考へてゐる。

1) Winchell, A. N.; A Third Study of Chlorite, Am. Min., **21**, pp. 642~651, 1936.

2) 須藤俊男; 鐵綠泥石 chamosite, thuringite, aphrosiderite に就て, 岩礦, 第24卷, 總110頁, 昭和15.

る。本岩の綠泥石の部分は不純物として唯磁鐵礦のみであるから、試料の精選には綠泥石を粉末となし、磁石を以て磁鐵礦を除去した。精選された試料は顯微鏡下に於て殆んど磁鐵礦を認め得ない程に純粹にすることが出来た。分析に際しては神津先生の御好意により八木健三學士にお願ひする事が出来た。

本綠泥石は鹽酸によつて容易に溶解し得るのであるが、本分析では普通のアルカリ炭酸鹽熔融法に従つて溶解した。その分析の結果は第參表の如くである。

第 參 表

後臺溝產柘榴石綠泥石岩中の綠泥石の化學成分(八木學士分析)					
	Wt %	Mol %		Atom. Ratio	Atom. Ratio when O=1800
SiO ₂	23.57	393	Si	393	254
Al ₂ O ₃	20.20	198	Al	396	256
Fe ₃ O ₃	3.94	25	Fe'''	50	32
FeO	28.59	397	Fe''	397	256
MgO	10.78	269	Mg	267	174
CaO	0.37	7	Ca	7	4
Na ₂ O	0.18	3	Na	6	4
K ₂ O	0.08	1	K	2	1
H ₂ O ₊	11.57	643	H	1286	830
H ₂ O ₋	1.09	61	Ti	4	2
TiO ₂	0.35	4	Mn	3	2
MnO	0.10	3	O	2786	1800
Total	100.91				

一般に綠泥石にはアルカリは存しないものと考へられてゐるから、表に見られる少量のアルカリは不純物として除去する。MnはFe''を、又Ca及TiはMgを置換するものと考へて化學式を作ると、

となる。この原子比は簡単な整数比を示さないが、之は後述する様に本綠泥石が $\text{H}_8\text{R}_6''\text{Si}_4\text{O}_{18}$ と $\text{H}_8\text{R}_4''\text{R}_4'''\text{Si}_2\text{O}_{18}$ との如く互に異にた化學式を有する端成分の混晶であるためと考へられる。

H. Berman¹⁾ は結晶構造の研究より leptochlorite 族の化學式として

を與へてゐる。之を先の化學式と比較すれば $n-p=4.38$, $2p=2.88$, $S=0$ となり, 結局 $n=5.82$ 及び $p=1.44$ を得る。之を Berman の化學式に代入すれば

となる。即ち Berman の理論的化學式は本綠泥石に適合すると言ひ得る。

J. Orcel²⁾ の分類法に従つて各酸化物の分子比を求めれば

$$s = \frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3} = 1.77, \quad h = \frac{\text{H}_2\text{O}}{\text{R}_2\text{O}_3} = 2.89,$$

$$a = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3} = 0.13, \quad \gamma = \frac{\text{RO}}{\text{R}_2\text{O}_3} = 3.03, \quad f = \frac{\text{FeO}}{\text{MgO}} = 1.48$$

となり prochlorite ($s=1.66 \sim 2.33$) 中の ripidolite ($f=0.2 \sim 1.5$) に屬する。然しこの f の値は ripidolite と aphrosiderite ($f > 1.5$) との境界値 $f=1.5$ に近いから本綠泥石を aphrosiderite と稱しても誤ではないであらう。Orcel は又分子比から綠泥石の化學式を算出してゐるが, その方法を試みると第四表の如くなり

$7\text{SiO}_2 \cdot 4(\text{Al}_2\text{O}_3, \text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 12(\text{FeO, MgO, CaO, MnO, TiO}_2) \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
なる化學式を得る。

A. N. Winchell³⁾ は綠泥石を次の如き端成分の混晶と考へてゐる。即ち

$\text{H}_4\text{NiSi}_2\text{O}_9$	nepouite	Nep
$\text{H}_4\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_9$	antigorite	Ant
$\text{H}_4\text{Fe}_3\text{Si}_2\text{O}_9$	ferro-antigorite	FeAnt

1) Berman, H.; Constitution and classification of the Natural silicates, Am. Min., **22**, p. 380, 1937.

2) Orcel, T.; Recherches sur la composition chimique des chlorites; Bull. Soc. Fr. Min., **50**, pp. 324~328, 1927.

3) Winchell, A. N.; Chlorite as a polycomponent system, Am. J. Sci, **11**, pp. 283~300, 1926.

$H_4Mg_2Al_2SiO_9$	amesite	At
$H_4Fe_2Al_2SiO_9$	daphnite	Dn
$H_4Fe_2''Fe_2'''SiO_9$	cronstedtite	Cr
$H_4Mg_2Fe_2'''SiO_9$	magnesio-cronstedtite	MgCr
$H_4Mg_2Cr_2SiO_9$	kammerite	Kr

本綠泥石には NiO 及び Cr_2O_3 は存在しないから Nep 及び Kr は含まれない。 Fe_2O_3 は存在するから Cr 及び $MgCr$ 或は兩者いづれかの存在を

第 四 表

	Mol. Prop.	Mol. Ratio.
SiO_2	393	7×56
Al_2O_3	198	4×56
Fe_2O_3	25	
FeO	397	12×57
MnO	3	
MgO	269	
CaO	7	
TiO_2	4	
H_2O	643	12×54

考へねばならぬが、少量であるため Winchell の分類法に従つて $FeAnt$, Ant , Dn 及び At の四端成分を含むものとして計算すると

となり Si_{15} , H_{85} , 及び O_{74} の過剰を見る。この過剰は重量百分率で表せば SiO_2 0.90 % 及び H_2O 0.77 % に相當するから實驗誤差の範圍内に入るもの見做して差支へない。故に上記の値から端成分の分子百分率を求めると

$$FeAnt = 15.58\%, \quad Ant = 10.81\%, \quad Dn = 44.92\%, \quad At = 28.69\%$$

となる。

更に上記の分子百分率から Winchell の新しい分類法¹⁾に従つて計算すると

$$\begin{cases} 2 \text{ FeAnt} + 2 \text{ Ant} = 34.99\% \\ 3 \text{ Dn} + 3 \text{ At} = 65.01 \end{cases} \quad \text{及び} \quad \begin{cases} 2 \text{ FeAnt} + 3 \text{ Dn} = 60.32\% \\ 2 \text{ Ant} + 3 \text{ At} = 39.68 \end{cases}$$

となる。Winchellは化學成分上の分類としてaphrosiderite 及び ripidolite に次の如き値を與へてゐる。

aphrosiderite

$$\begin{cases} 2 \text{ FeAnt} + 2 \text{ Ant} = 40 \sim 20\% \\ 3 \text{ Dn} + 3 \text{ At} = 60 \sim 80 \end{cases} \quad \text{及び} \quad \begin{cases} 2 \text{ FeAnt} + 3 \text{ Dn} = 60 \sim 80\% \\ 2 \text{ Ant} + 3 \text{ At} = 40 \sim 20 \end{cases}$$

ripidolite

$$\begin{cases} 2 \text{ FeAnt} + 2 \text{ Ant} = 40 \sim 20 \\ 3 \text{ Dn} + 3 \text{ At} = 60 \sim 80 \end{cases} \quad \text{及び} \quad \begin{cases} 2 \text{ FeAnt} + 3 \text{ Dn} = 40 \sim 60 \\ 2 \text{ Ant} + 3 \text{ At} = 60 \sim 40 \end{cases}$$

上記の値と本緑泥石の値とを比較して見ると、本緑泥石は aphrosiderite に屬することを知る。然して本緑泥石の $2 \text{ FeAnt} + 3 \text{ Dn} = 60.32\%$ なる値は aphrosiderite と ripidolite との境界値 $2 \text{ FeAnt} + 3 \text{ Dn} = 60\%$ に極めて近く、本緑泥石は Winchell の分類法によれば ripidolite に極めて近い aphrosiderite と云ふことが出来る。Orcel の分類法では aphrosiderite に極めて近い ripidolite に屬することを知つたが、Winchell 及び Orcel の兩分類によつて本緑泥石は aphrosidetite と ripidolite との境界値附近のものである事が知られる。

更に上記の分析に使用した緑泥石の元の岩石である柘榴石緑泥石岩から柘榴石のみを除去した部分の分析を試みた。この部分は殆んど緑泥石及び磁鐵礦からなつてゐる。その分析の結果は第五表 2 の如くである。同表の I は前に掲げた純粹の緑泥石の分析値であるが、この兩分析値から前者の磁鐵礦の含有量を計算すると約 8.4 wt% となる。同表 3 は須藤學士の分

1) Winchell, A. N.; Am. Min., 21, pp. 642~651, 1936.

析値である。本綠泥石とはやゝ著しい差異はあるが、これは試料の採集地點が異つてゐるためであらうと思はれる。尙参考のため、Orcel の論文中に引用してゐる多數の分析値の内本綠泥石と近似してゐる成分のものを同表に掲げた。同表に於て 4 及び 5 は Orcel の分類法によれば ripidolite に屬し、6 は aphrosiderite に屬する。

第 五 表

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	23.57	21.72	23.13	23.52	25.72	23.47
Al ₂ O ₃	20.20	17.48	24.78	22.35	20.69	21.03
Fe ₂ O ₃	3.94	11.11	9.84	1.92	4.01	1.86
FeO	28.59	26.98	24.74	28.78	27.79	35.14
MgO	10.78	9.67	6.41	10.79	11.70	6.72
CaO	0.37	0.06	0.35	0.39		0.40
Na ₂ O	0.18	0.25	n.d.			
K ₂ O	0.08	0.11	n.d.			
H ₂ O ⁺	11.57	10.63	9.48	11.28	10.05	11.23
H ₂ O ⁻	1.09	1.60	0.92			0.80
TiO ₂	0.35	0.69	n.d.			
MnO	0.19	0.15		0.32		0.05
Total	100.91	100.45	99.65	99.35	99.96	100.70
分析者	八 木	八 木	須 藤	Bird	Erlenmeyer	Orcel

- 1 弓長嶺礦山後臺溝産柘榴石綠泥石岩中の綠泥石
- 2 弓長嶺礦山後臺溝産柘榴石綠泥石岩より柘榴石のみを除去したるもの
- 3 弓長嶺 aphrosiderite, 須藤俊男; 岩礦, 第 24 卷, 總 110 頁, 昭和 15.
- 4 Bastesvill 産 ripidolite, Orcel, J.; Bull. Soc. Min. Fr., 50, p. 357, 1927.
- 5 Bonscheuer 産 aphrosiderite, Orcel, J.; op. cit, p. 360.
- 6 Weilburg 産 aphrosiderite, Orcel, J.; op. cit, 367.

比 重 本綠泥石を細粒となし、磁鐵礦を充分除去して後に比重壘法によつて比重を測定した。五回の測定の結果を平均すれば次の値を得た。

$$G_{4^{\circ}C} = 3.045$$

綠泥石は從來化學分析が多く行はれてゐるに比して比重の測定は比較的少ない様である。從來の文獻によれば綠泥石の比重は 2.6 から 3.2 位までの種々の値を示し、一般に鐵の含有量の増加と共に比重も大となる様であ

る。従來の測定値は Dana¹⁾ 及び Doelter²⁾ の著書に多數記載されてゐるが何れも相當古い文獻によつたものばかりであるから、Orcel の論文中に記載されてゐるものを光學性と共に第六表に掲げた。同表に示す如く弓長嶺綠泥石の比重及び光學性は Masoala 産 ripidolite と Weilburg 産 aphrosiderite の中間の値を示してゐる。Messina 産 thuringite の比重は表に示した aphrosiderite よりも小であるが、一般には更に大であると考へ

第 六 表

	比 重	光 學 的 性 質
1 Ripidolite	2.883	$\alpha = \beta = 1.618, \gamma = 1.621$
2 Ripidolite	2.901	$\alpha = \beta = 1.616, \gamma = 1.620$
3 Ripidolite	2.94	$\alpha = \beta = 1.633, \gamma = 1.634$
4 Aphrosiderite	3.045	$\alpha = 1.641, \gamma = 1.642$
5 Aphrosiderite	3.100	$\alpha = 1.648, \beta = \gamma = 1.651$
6 Thuringite	2.960	$\beta = 1.685$

- 1 Ripidolite from Andrata (Madagascar), Orcel, J.; Bull. Soc. Min. Fr., 50, p. 227, 1927.
- 2 Ripidolite from Croix (Isère), Orcel, J.; op. cit., p. 230.
- 3 Ripidolite from Masoala (Madagascar), Orcel, J.; op. cit., p. 237.
- 4 弓長嶺産 Aphrosiderite.
- 5 Aphrosiderite from Weilburg (Nassau), Orcel, J.; op. cit., p. 250.
- 6 Thuringite from Messina (Transvaal), Orcel, J.; op. cit., p. 262.

られ Dana の著書には thuringite の比重として 3.177, 3.184, 3.191 等が掲げられてゐる。現在に於ては綠泥石族の比重、光學性及び化學成分の間の關係は、唯鐵の増加に伴つて比重及び屈折率の増大を來すといふ一般的傾向が知られてゐるに過ぎない。

以上の光學的性質からの分類、化學成分上からの分類並びに比重等から考へると後臺溝産柘榴石綠泥石岩中の綠泥石は ripidolite に近い aphrosiderite であるといふことが出来る。又同礦山の他の露頭に於ける柘榴石綠泥石岩中の綠泥石も略々類似したものであると考へられる。

1) Dana's A System of Mineralogy, p. 1917.

2) Doelter, C.; Handbuch der Mineralchemie, Bd. II, 2 Teil, p. 635, 1917.

5 柘榴石綠泥石岩の成因 本岩石は既に述べた様に茨兒山より北西部の主鐵礦層に沿ひ、上盤或は下盤側に接し、又は鐵礦層中に層狀に挟まれて産するのであるが、主鐵礦層に沿ふて連續して産するのではなくてその内特に綠泥石岩の發達した部分の内、主鐵礦層の富礦體の存する所に見られるのである。この事は後に述べ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も全く同様である。換言すれば綠泥石片岩類は主鐵礦層に沿ふて甚しき變質を受け所々に綠泥石岩を生じ、其中に柘榴石、カンニングトナイト、直閃石等を産するものであつて、これ等礦物の生成は鐵礦層の富化作用と關係したものではないかと思はれる。

かゝる事實を説明するために、花崗岩岩漿中の揮發成分が急傾斜をなしてゐる鐵礦層に沿ふて上昇し、鐵礦層中の鐵及び珪酸を溶解或は再沈澱せしめ、同時に鐵礦層の周圍の岩石を變質し、柘榴石、カンニングトナイト或は直閃石等を生ぜしめたものと考へたい。

綠泥石、柘榴石、カンニングナイト及び直閃石の化學成分の間の關係は後に述べるが、綠泥石と柘榴石及びカンニングトナイトとは化學成分上共通の成分を有し、綠泥石から柘榴石或はカンニングトナイトに變化するためには新たな成分の浸入を餘り必要としない。綠泥石の如き多量の水分を含有するものから柘榴石の如き無水鹽、或はカンニングトナイトの如き揮發成分の少ないものを生ずるためには相當に高温を必要とし、又分子結合の改變を行ふためには充分なる揮發成分の導かれる事が必要である。即ち氣成作用の如きものが必要と考へられる。實際に後稜溝及び龜石溝に於ては氣成礦物と考へられる電氣石が見られる。若しかゝる氣成作用を認めるならば鐵礦層の富化作用の一つである珪酸の除去及び磁鐵礦の沈澱も容易に考へられることである。

氣成作用の後に當然來るべきものは熱水作用であつて、この時期に於ては溫度に比して水蒸氣壓は大となり、無水鹽類は分解されて含水鹽類となり易く、又石英の沈澱も行はれる。かゝる熱水作用の行はれたと思はれる

第 拾 圖

×25

第 拾 壹 圖

×25

C 綠泥石

Cu カンニングトナイト

第 拾 參 圖¹⁾

×25

Q 石英 G 柘榴石

Cu ガンニングトナイト

第 拾 四 圖

×25

G 柘榴石

Cu カンニングトナイト

1) 第拾參圖及第拾四圖は第拾貳圖と共に次號に屬すべきも圖版の都合上本號に加へたり。

例は柘榴石が分解して綠泥石となる場合及びカンニングトナイトが變質して綠泥石となる場合に於て見られる。實際に後臺溝産柘榴石綠泥石岩の柘榴石はその周圍のみならず多數の龜裂に沿ふて綠泥石が生じてをり、又結晶の稜の附近は特に著しく顯微鏡下で觀察するとき柘榴石はもとの輪廓を保ちながら柘榴石の實質は圓味を帶びてゐる場合が屢々見られる。又本岩石の綠泥石はカンニングトナイトから變つたものであるが、第九圖に示した柘榴石中の菱形包裹物は元カンニングナイトであつたと考へられ、又第拾圖及び第拾壹圖はカンニングトナイトが綠泥石に變質する過程を示したもので、第拾圖に於ける針狀結晶は元のカンニングトナイトの形態を示したもので、第拾壹圖は同一の場所を十字ニコルにしたのであるが、白色の部分のみが現在のカンニングトナイトで、其他の部分は綠泥石である。即ちカンニングトナイトの劈開面及び結晶の周圍から綠泥石に變化したものである。第拾壹圖の暗色の部分は總て綠泥石であるが、複屈折弱きため同圖にはよく現はれてゐないけれども、實際に顯微鏡下で見るとき綠泥石はすべて針狀乃至棒狀をなし、カンニングトナイトから變化した事が良く見られる。

熱水作用の時期に於ては石英の沈澱が行はれるが、龜石溝及び後臺溝等にて圓味を帶びた柘榴石及び綠泥石を含んだ石英質脈が見られる。又この時期に於ては鐵礦層中に石英を沈澱し、鐵礦を貧礦化することを考へられる。

以上述べた如く柘榴石綠泥石岩の柘榴石が主として揮發成分による接觸變質作用によつて生じたものとすれば柘榴石綠泥石岩は成因上二種に分けられる。

(I) 綠泥石が氣成作用を受けて柘榴石を生じ柘榴石綠泥石岩となつたもの。この種のものは電氣石、白雲母、磁鐵礦を伴ひ、柘榴石の屈折率は柘榴石カンニングトナイト岩中の柘榴石よりも小である。龜石溝のものはこ

れに相當する。

(2) 綠泥石が氣成作用を著しく受け一旦柘榴石カンニングトナイト岩を生じ、更に熱水作用を受けてカンニングトナイトが綠泥石となつたもの。この種のものの柘榴石は柘榴石カンニングトナイト岩中に柘榴石と同じ屈折率を持つ。後臺溝産のものはこれに相當する。(未完)

二上山産柘榴石の研究(I)

Studies of garnets in the andesites forming the volcano Nijô-san (I)

理學士 大 森 啓 一 (K. Ohmori)

ABSTRACT. The volcano Nijô-san, distant about 25 km south-east from the city of Osaka, is a small dissected cone with two isolated peaks (Fig. 1), from which the name was originated. The volcano is formed of 4 different andesitic rocks, among which the biotite andesite contains especially abundant crystals of garnet, less than 2 mm in diameter. The number of these crystals is measured about 5 in 1 cc of the rock, while in other andesites this mineral is seen only sparingly. The occurrence of the placer garnet in this district was noticed and recorded at such an early time as A.D. 743. It occurs in the recent deposits in the eastern foot of the mountain, in the vicinity of a village called Anamushi. From their occurrences, the garnet crystals are conveniently divided into two groups: one kind appears as the porphyritic crystals, markedly corroded in the groundmass of the biotite andesite, and also as idiomorphic enclosures in the phenocrystic plagioclases in the same andesite. The other occurs as one of the mineral constituents of xenoliths included in the andesite. The metamorphic minerals in the xenoliths are garnet, plagioclase, quartz, biotite, sillimanite, andalusite, cordierite, staurolite, spinel, magnetite, glass etc. The modes of assemblage of these minerals are shown in Tabs. 2 and 4.

The occurrence of garnets as the enclosures in phenocrystic plagioclases, as stated above, may be taken as an important factor to indicate that the garnet crystallized primarily in the melts of the pieces of argillaceous sediments caught up into the andesite magma in its reservoir. It is conceivable that the magma in the reservoir was agitated strongly and repeatedly by violent activities of volatile components, by which the capture of the wall rocks into the magma was naturally increased and the garnet