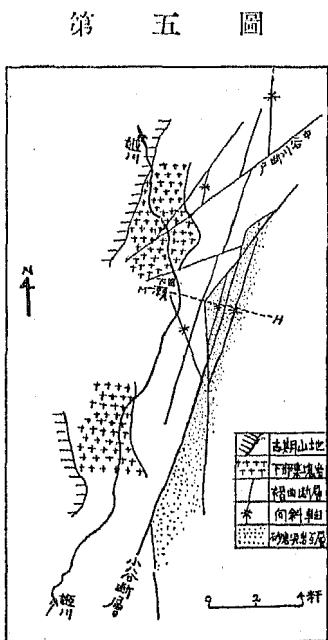


姫川上流沿岸の地質概報 (二)

笹 倉 正 夫

二、第三紀層褶曲狀況

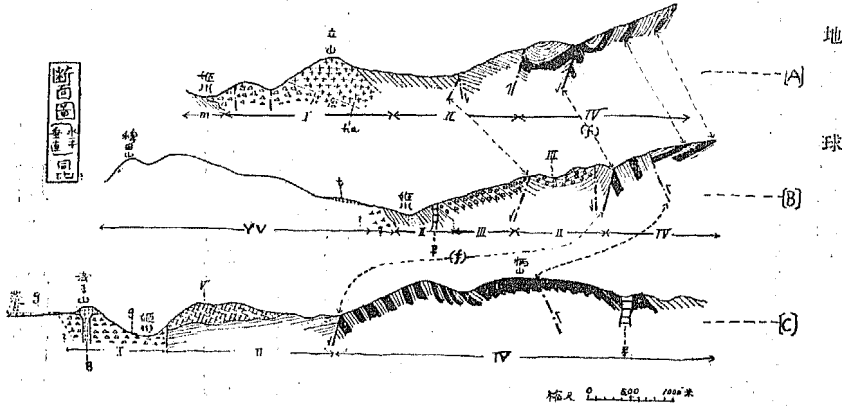
(I)から(IV)迄の地層は同一の褶曲作用に屈して著しく褶曲し、上部集塊岩帯はその狀況を稍異にする
 (イ)褶曲の特徴 (第五圖参照)



(1) 下部集塊岩帯から礫岩帯への連続層と砂岩泥岩互層帯とは著しく褶曲狀況を異にし、兩者は小谷斷層で境せられる。

(2) (I) — (III)の連續層は土谷川以南の地域では、南小谷村虫尾から東南に向ふ向斜軸を挟んで東北乃至西南に傾斜し、地層の分布は東南に向つて開く。中谷川以北では二つの向斜軸を挟んで地層の分布は東北に開き、兩者の接觸地は南小谷村下り瀬の南虫尾から東30°南へ引いた線(MH線)附近であつて、MH線附近では地層は

第 六 圖



- (A)……立山頂上ヲ通りテ「南64度東」ヘノ断面(姫川ノ河床海拔45)米)
 (B)……南小谷村土倉ヲ通りテ「南50度東」ヘノ断面(〃 約510米)
 (C)……浅間山頂上ヲ通りテ「南56度東」ヘノ断面(〃 約600米)

- | | | | |
|-----|----------------------|----|--------|
| m | 中生層 | ○ | 輝石玢岩 |
| I | 下部集塊岩帶(ha 八角閃石輝石安山岩) | B | 黒雲母安山岩 |
| II | 泥岩砂岩帶(細點ヲ付セル部分ハ泥岩) | YV | 新火山岩 |
| III | 礫岩岩帶 | t | 崖 堆 |
| IV | 砂岩泥岩互層帶(黒色部ハ砂岩) | f | 小谷斷層 |
| V | 上部集塊岩帶 | | |
| g | 礫 | | |

地 球

第十七卷

第二號

公

一一

著しく騒亂してゐる。

(3) (IV) は上記の様に、北 30° 乃至 40° 東の走向を持つて整然と並び、全體の分布區域は西北に凸面を向け、他の地層との境界線は斷層であつて、MH線附近で二向斜軸(北 30° 東—南 30° 西)を持ち、向斜軸の西翼は 70° 以上の急斜をなすに反し、東翼は 30° 内外の緩斜をなす。向斜軸を有する地域と他地域との境界は斷層であるがMH線に對して對稱的であつて西北へ凸部を向ける。

(○) 褶田斷層(褶曲作用で成生せられた斷層)

第三紀層褶曲の際に成生せられた斷層を第四紀初葉の地塊運動の際に成生せられたものと區別するために次の方法を用ゐる。即(1)地質的には確定し得る

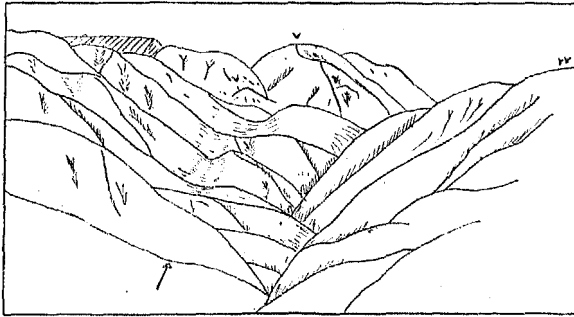
もので地形的に全く認められないものを褶曲斷層とする。(2)地形的にも地質的にも認識せられる斷層の中、地層の轉位量と斷層兩側地塊の高距差とが全然一致しないで第四紀成生層を切らないものは褶曲斷層とする。かく定めることは本地域では地殼運動が褶曲、地塊の二つであつたこと及び中部信州で廣く見出される隆起準平原遺物が本地域の南方にも處々に存在することから、本地域にも中部信州と同じく、褶曲、地塊兩運動期に侵蝕時代があつて、土地はその終末に起伏の大きくない地貌に還元せられ、その後、地塊運動を受けたこと、及び第四紀に入つてからの地塊運動の痕跡はその後の侵蝕作用で破壊せられてゐないといふ三つの假定に基く。

此くして定めた處によれば小谷斷層を除くものは大部分褶曲斷層である。例へだ現在地形的に認識せられる中谷川、土谷川等に沿ふ斷層も褶曲斷層に屬し、この二つの河谷は斷層谷でなくて、斷層線谷であることを知るのである。小谷斷層についても特に別言する通り、一度褶曲斷層として働いたと考へねばならない。即褶曲斷層系は第五圖に示す通りであつて、この中小谷斷層及びその西に之に平行する斷層は走向斷層、その他は斜交斷層である。斜交斷層も地層とは三十度内外の小角度で交り、何れの斷層もM H線を越えて北又は南に延長しない。走向斷層は明に逆斷層で斷層面は西北へ七十度許り傾斜し、斜交斷層の中M H線の北にあつて礫岩帯と砂岩頁岩互層帯の境界をなすものは逆斷層で同じく西北へ傾く。その他については不明であるが、中谷川、土谷川等の斷層は曳裂斷層らしく、斷層を境としてその南の地層が北の地層に比し西へ移動してゐる。

(八)小谷斷層 神城村堀の内から南小谷村眞木、穴當を経て小谷温泉附近に達する走向北 30° 東の

大斷層で、現在地形的にも立派な痕跡を止め、地質的にも明瞭に指的し得るものである。地形的には斷層に沿つて明瞭な小河谷が發達し、小河谷の峠をなす部分は東山山脈の山脚と姫川盆地内の丘陵間との間の鞍部であつて、一直線上に排列し、又南方に於ては斷層線に沿つてケルンコールを、その西側にケルンバットを並べ、更に東山山脈から派出せる山脚は急斜して斷層崖を形成する（第

第七圖



岩戸山西戸山西方鞍部より南望
(ケルンコールとケルンバット)

v 高戸山 → 斷層線
vv 岩戸山

七圖)

地質的には(I)―(III)帯と(IV)帯とを確然と區別する外、斷層の東側を占める(IV)帯は斷層に並行する走向を以て縞狀に整列するに反し、(I)―(III)帯の褶曲要素はすべて本斷層によつて斷ち切られる。本斷層による地層の轉位量は層位上から(I)―(III)帯が(IV)帯の上位に來らざるものとして、(IV)帯の下降一千米に達する。而して層位的には東方地塊が一千米下降せるに拘らず、現今の地形は東方山地が西側丘陵よりも五百以上高いのである。この事實から(I)本斷層は純粹の舊斷層であつて地形上認められる斷層崖は第四紀地殻運動に關與せず、その後の浸蝕作用によつて舊斷層面を暴露した斷層線崖で

あるとするか、(2)又は褶曲斷層として一度働いた斷層が第四紀地殻運動に關與し、その新しい痕跡が現今地表に認められる斷層崖を形成したと考へるか何れかである。而るに本斷層は他の總ての褶曲斷層を切り、斷層崖やケルンコール、ケルンバット列は地形的に極めて明瞭に指示せられるから後者の考察を妥當とし得る。尙地形上から最も標式的に指示せられる部分は南方であり、北方では地形上消失してゐるから、地塊運動に關與した斷層作用は南方に顯著であつたと言ひ得よう。

要するに小谷斷層は第三紀褶曲作用の際に走向斷層として成生せられ、著しい東方地層の降下を生ぜしめた(多分逆斷層として)斷層であつて、第三紀末に山地が老年性地形に還元せられた後、第四紀初葉の地殻作用に再び作用して現在の地形の基を作つたと考へられる。但し第四紀の際に働いた斷層は正斷層で、又必ずしも第三紀褶曲期と同一面を利用して第四紀に再活動したのでなく、略同一方向に生じたのである事は勿論である。従つて第六圖に示した斷層は第四紀初葉の活動面を表してゐる。

三、第四紀地殻遺物

(イ)準平原遺物 中部信州一帯に第三紀層が著しい褶曲作用を受けた後に平靜な浸蝕時期があり第三紀末葉には準平原地貌が達成せられたことは既に本間助教授の説かれた處である。本地域堀の内南方、主として本間助教授の小川層の分布する北安曇郡美麻村、神城村の南方、上水内郡北小川村等の山頂には幅は極めて狭いが實に平坦な隆起準平原の遺物を残してゐる。その續きは南方地域

の様に明瞭に連續してはゐないが本地域の處々にも發見せられる。尙隆起準平原遺物は北小川村、美麻村では海拔高度一千米であるが、それから北及び西するに従ひ徐々に高さを増し、本地域では一千二百米附近に散在する。東山山脈から派出する山脚上及び中谷川土尻川間の山頂がその主なもので小谷斷層以西には之を見ない。地形圖上にも追跡することが出来るが正鶴を期するには西或は東の一千數百米山頂から望見せねばならない。

尙此に附言せねばならないのは東山山脈の地形である。同山脈は最高一千八百米であつて方向は北三十度東を指す一連の簡單な地貌を具へ南端は神城村を通り美麻村青具附近に終る。裾花川と姫川の分水界をなし兩側に山脚を派出する。地質は下部に砂岩泥岩帶を持ち、物見山以北では一千三百米以上には複輝石安山岩が露出する。安山岩は東方戸隠山と同じく本間助教の柵層に該當するものなるべく、第四紀火山岩とは異なる。而して柄山以南の同山頂及び東方西方山脚上一千二百米附近には準平原遺物が安山岩地域を圍んでゐることを望見出来る。従つて筆者は東山山連の中、物見山以北一千三百米以上の高さの處を第三紀末葉準平原時代のモナドノックと考へんとするものである。

(口) 第四紀地殼運動 その一は小谷斷層による西方地塊の數百米内外の比較下降である。小谷斷層の東側に存する準平原遺物が西側地塊に存在しないのは西側地塊が比較下降を起したため、既に侵蝕され終つたものと思はれる。尙準平原遺物の海拔高度が犀川から西北部に至るに従ひ高さを増し東山山連の西側即小谷斷層東邊部で最高に達する事實は準平原化時代の原地形が西北程高かつた

ことにもよるであらうが、少くとも一因として第三紀層より成る地塊が小谷斷層をその西限として傾動したことをも考へねばならない。

その二は黒雲母安山岩の噴出である。同安山岩の噴出は大峰熔岩臺地から南小谷村下り瀬附近迄にトロトデ、熔岩臺地岩脈の一連を起す *Fissure eruption* で、第三紀層山地の西邊に沿ひて南北に長く現出した。

その三は蓮華火山及び雨飾火山の噴出で、この噴出は最新の事變である。姫川上流の流路が蓮華火山噴出物でおしやられ著しく東偏してゐることは地質圖を見て明である。

その四は現今の地盤の動きである。姫川が處々に急傾斜の谷壁を持つこと（時には四十五度にも及ぶ）河床礫が現河床より數十米も高處に見出されること等は姫川の著しく若返つてゐることを示すもので、地盤が上昇作用を續けてゐることを教へる。

四、糸魚川静岡地構線の北部について — 結論として —

一般には本地構線は鹽尻以北では松本平及び姫川溪谷によつて代表せられてゐる。然し青木湖以北では松本平と同性質のものとして北城盆地があるのみである。強ひて求むれば小谷斷層西側の土地がそれで、今數百米の沈下を求めねばならない。北小谷村來馬附近から下流では地形上にも來地形上にも又地質上にも古期山地と第三紀地層の完全な分割がないから、姫川自身を以て地質構造線とすることは出来ない。然し姫川上流部小谷斷層以西地が南北の地質構造線の伏在を教示する事實

多く、此に一括すれば

(1) 第三紀下部集塊岩帯が姫川に沿つて分布する。即第三紀層沈積の最初に、海底火山を噴出せしめた地弱線であること。

(2) 第三紀上部集塊岩の分布。

(3) 輝石玢岩脈が特に姫川沿岸に多い事實。即玢岩が特にこの地弱線を撰んで噴出したこと。

(4) 黒雲母安山岩の裂隙噴出。即第四紀に入つてからも岩漿の通路としてこの地弱線が活動した

こと。
(5) 小谷斷層の活動。等であつてこの地帯は第三紀層沈積の當初から最近に至る迄、地弱線としての働きを繰返してゐるのである。

五、火 成 岩

本文では簡単な顯微鏡下の記述に止める。

(1) 變朽安山岩 肉眼では淡緑乃至淡橄欖色細粒岩石で稀に長石の斑晶を認める。鏡下では斜長石及び多くの角閃石の細粒斑晶（概ね〇・二粒内外）が、流狀構造を呈する斜長石の針狀結晶と脱離せる玻璃質から成る石基中に散點し、時に間隙中に又は斜長石結晶中に二次方解石が成生してゐる。

斜長石斑晶は殆んど現形を認めない程に腐蝕する。角閃石は一般に卓狀で多色性の著しいものは淡黄色―綠色で褐綠色のもの及び赤褐色のものには多色性少し。周邊は腐蝕し鱗片狀に消失する。一

次の角閃石ならずして二次的(但し原鑛物は全く不明)のものである。

(2)下部集塊岩帯中の安山岩 黒色緻密な岩石で肉眼的に多くの二乃至四耗卓狀長石の斑晶を認む鏡下では多數の斜長石、若干の紫蘇輝石、普通輝石の斑晶と、之を取かこむ石基(流狀構造を呈する斜長石又は紫蘇輝石の針狀微晶、磁鐵礦の微晶及び玻璃質)から形成せられる。斜長石の斑晶はc又はb軸の方向に發達した自形三耗内外の大晶で、(010)(001)の劈開完全、カールスバード、アルバイトベリクリン等の双晶もよく發達する。晶帶構造は一般に顯著で、屢々外邊に近く結晶輪廓と平行して玻璃質物が包裹せられ、この硝子質物の内外兩側は時に著しくAnの%を異にする。或は結晶輪廓は岩漿蝕磨による亞自形を示すか、石基中の針狀結晶が斑晶中に進入して、火山岩に普通見られる斑晶再融解現象を呈する。甚だしき特例として原斑晶が平行光線では石基中に併吞せられて認められず、直交ニコルで初めて存在の知られる様なものも一二ある。一般に紫蘇輝石、普通輝石の斷片を包裹するか或は自形の輝石と平行成長をなすが、稀に輝石より早期結晶を示す斷面もある。オリエンテータードセクションの消光方位により推測せられるAnの%は72で、累帶構造の外側部では66のものが多い。普通輝石は○・一耗乃至○・三耗の自形乃亞至自形、淡綠色で多色性無く、(100)の双晶發達し、時に反覆してゐる。劈開(110)、光學的に負、 Nm/b 消光角 $Ng/c = 48^\circ$ 。時計硝子狀構造は全く認めず。紫蘇輝石は長軸一耗内外の柱狀自形結晶。 $Ng =$ 紫赤褐色 $Np =$ 紫藍色、輝石特有の約直角に交る(110)劈開完全、時に貫入双晶がある。光學的に負、 Ng/c Nm/a Np/b $2E = 890$ ($2V + 48^\circ 40'$)。普通

輝石と平行連晶をなす事があり、その場合は柱狀紫蘇輝石を圍んでその周邊に普通輝石が成長してゐる。兩輝石とも周邊は岩漿融蝕を受け、細粒磁鐵礦が周邊に成生せられてゐるが、この現象は紫蘇輝石に特に著しい。包裹物は一般に磁鐵礦、時に斜長石の斷片である。二次的に變化してクロライト、バスタイトになる。石基は一般に上述の通りであるが、時には紫蘇輝石の針狀微晶の極めて多いことがあり、又石基斜長石が正方形斷面を示して結晶度の高いものもある。石基中の斜長石は極めて小さい。(010)帯の最大消光角は 37° で、ウルフィングの曲線からAn⁵⁵と推測した。尙此等石基中の間隙には二次的方解石の成長があり、斜長石に代れる方解石も見られる。副成分として極少量の燐灰石風信子礦の微晶を認む。

(3) 角閃石紫蘇輝石安山岩 石理は前者と大差なきも、斑晶として角閃石を有し、石基は硝子質極めて多く、一般に脱璃作用を行つてゐる。角閃石には褐色のものと綠色のものがあつて共に自形柱狀、褐色角閃石はC軸一耗。(110)劈開完全、(100)を双晶面とする双晶發達する。多色性强く(淡黄色—褐色 Ng/Nm/Np) 光學的に負、光軸面は(010)に一致し、 $Nm = bNg \setminus C = 9^\circ$ である。著しオバサイト周邊を有する。即玄武角閃石である。褐色角閃石の數は少量であるが、綠色のものは肉眼的にも極めて多く認められ、C軸の方向に七耗内外の板狀大晶である。(110)劈開は完全であるが、双晶無く、たゞ大結晶の(110)面に斜交して小結晶が附隨成長せるのを見る。多色性强く $Ng \parallel 紫蘇輝石 \setminus Nm \parallel 黄綠色 \setminus Np \parallel 淡黄色 \setminus Ng \setminus Nm \setminus Np$ と光學的に負、 $Nm \parallel b \setminus Ng \setminus C = 15.4^\circ$ オバサイト周邊を有し、

二次的にウラライト、クロライトに變つてゐる。

(4) 流紋岩(石英斑岩) 肉眼的に白色乃至桃色の微密な岩石で、兩錐の明らかな數耗の石英、及び長石の大斑晶と六角の黒雲斑晶を有する。鏡下では石英、玻璃長石、斜長石、黒雲母の斑晶と淡褐色の硝子とが半々に認められる。石英は本岩石斑晶中最も多數存在し、屢々岩漿融蝕による丸い輪廓を持つ。玻璃長石の數も相當多く、三耗内外の亞自形卓狀結晶で、(001) 劈開面は完全で互に直角に交る。双晶は稀にカールスバード式を見るのみ。屈折率はカナダブルサムのそれよりも低い。光學的に負、 $2V$ は極めて小で殆んど 0° に近す。 N_{m}/b 消光角は $N_p \setminus (001) = 5^\circ$, $N_g \setminus (100) = 25^\circ$ 。斜長石はその數極めて少く、他形で微細なアルバイト式双晶を有し、酸性の大きいオリゴリリースである。黒雲母は一般に暗色で周邊に多くの磁鐵鑛粒が附隨する。

(5) 輝石 玢岩

(イ) 複輝石玢岩 石理に従つて二分する。

(a) 三耗内外の斜長石斑晶($An_{74}-An_{70}$)と之を埋める石英とから成り、斜長石斑晶は時に著しく腐蝕す。石英は長軸 $O \cdot$ 二耗以内の柱狀ラブラドライトが輝綠岩石理を呈して有色鑛物と共生するものから成る。有色鑛物は主として淡綠色普通輝石と輝石の變化せるウラライト又は二次的に變成せる綠がかつた雲母片から成る。斑晶と石英中の針長石は大きさが著しく相違する。

(b) 完晶質で結晶の大きい二耗内外のものから $O \cdot$ 五耗の長軸、 $O \cdot O$ 六耗の短軸を持つ小さいもの

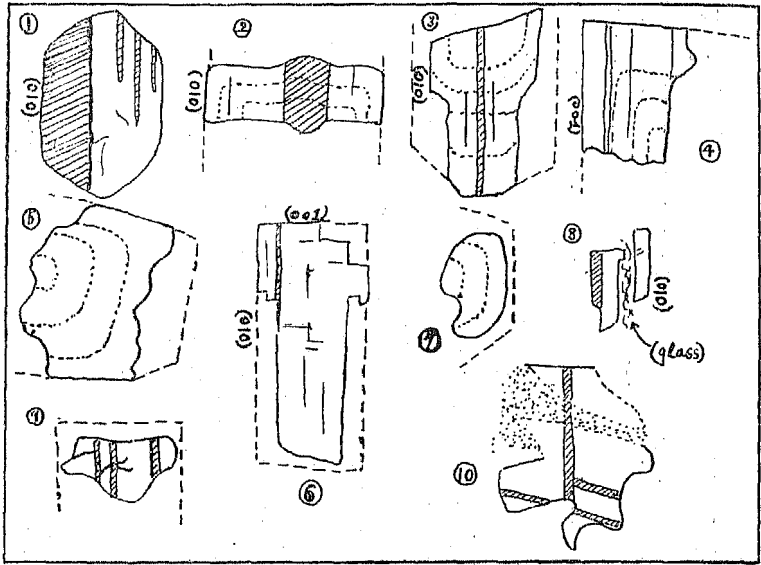
に順次變化し比較的大きい結晶が斑晶、小さい結晶が石基を形成する。結晶は一般に新鮮、斑晶は累帶構造のある斜長石(大結晶は *Ante* 中結晶は *Angs*)淡綠色普通輝石、多色性を示す紫蘇輝石で何れも自形。石基の斜長石は針狀結晶で綠色の輝石から變化したと思はれるウラライト狀の綠色物中に輝綠岩石理を呈して共生し、尙多くの普通輝石、磁鐵鑛の微晶を持つ。かゝる石理は珩石よりもドレライトに類してゐる。斜長石は大晶から小晶へ漸次酸性を増加する傾向があり。輝石と斜長石との關係は大晶即ち結晶の早期に於いては斜長石が輝石より早期晶出でないこと、小晶即ち結晶後期では斜長石と輝石は輝綠岩石理を呈して固結してゐる。

(ロ)中土村沖に産する小岩脈は上述の二者と異り、斜長石の大結晶及び、紫蘇輝石を有しない。鏡下では完晶質で、大小無數の柱狀斜長石(最大長軸〇・七耗短軸その七分六一)が流狀構造を呈して並び、その中に自形の普通輝石斑晶がある。輝石の大きさは一耗内外のものから石基中に散點する微晶まであつて、淡綠色で大きい斑晶は時計硝子構造を呈する。

(ハ)微晶質玄武岩狀安山岩脈。中土村白岩の西に於て下部集塊岩帶を貫く岩脈。黑色(風化すれば變色する)緻密な岩石で斷面は極めて平滑であるため二十萬分之一の幅には古生層岩石として誤り塗られてゐる。鏡下では微細な拍子木狀斜長石(〇・四耗)と、更に細粒の柱狀斜長石及び細粒普通輝石から成り、磁鐵鑛も混在する。石基中の斜長石、輝石は流狀構造を呈し、斑晶中に侵入してゐる事がある。方解石が數耗の脈をなして岩石を貫通するを見る。

脈岩中の諸結晶晶出順序は石理で暗示せられてゐる。尙結晶粒の大きさ、成分の變化と晶出順序に

第八圖
 黒雲母安山岩中の斜長石の形



1. 岩漿融蝕ヲ受ケタ自形結晶
- 2—6 破壊ニヨツテ亞自形ニナレル結晶
6. 劈開ニ沿ツテ破壊セル例
8. 熔岩ノ流動ニヨリ劈開面カラ破壊セル例
- 7及9 岩漿融蝕ニヨツテデキタ他形結晶
10. 岩漿融蝕ガ岩石固結ノ最後マデ連續シタコトヲ示ス結晶

つては興味ある問題が餘つてゐるが、後日の検討に俟つ。

(6) 第三紀上部複輝石安山

岩 多數の自形卓狀斜長石 (An75 Ab25) 及び少數の紫蘇輝石と更に少許の普通輝石が斑晶を、玻璃質及びその中に美しい流狀構造を呈する針狀斜長石、紫輝石及び細粒磁鐵鑛が石基を形成する。下部の安山岩とは輝石の量の遙に少い事、斜長石斑晶粒が一般に大きい事、斑晶と石基中の結晶に於て結晶粒の大きさが著しく異なる事、斜長石の二次的

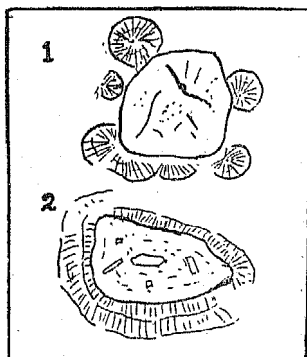
變化が割合に少い事等に於て相違する。

(7) 黒雲母安山岩(特異の岩相を持つから、やゝ詳述する) 暗灰色又は淡紅色の緻密な、然し割合に脆い岩石で、風化すれば一見凝灰岩と見誤られ易い。肉眼的には六角の黒雲母、斜長石斑晶、及び多數の捕獲物(Xenolith)を認め硝子質が極めて多い。鏡下でこれらの面積を比較した處によれば石基に對する斜長石斑晶、黒雲母斑晶、捕獲物、斑晶全部、斑晶と捕獲物との比は夫々 $\frac{1}{33}$ 、 $\frac{1}{16}$ 、 $\frac{1}{21}$ 、 $\frac{1}{10}$ である。即過玻璃質の岩石である。

斑晶の主なるものは斜長石で、極めて新鮮。大小一耗乃至〇・五耗。主として亞自形又は他形、自形結晶は少い。他形又は亞自形は岩漿中に於て自形結晶が破壊又は岩漿融蝕を受けて成生せられたもので、自形、他形共に一般に周邊が丸められてゐる(第八圖)。破壊せられたものの中には熔岩流動の際に破壊せられた状況も見られる。破壊は必ずしも劈開面に沿つてゐない。極めて粘性の大きい熔岩が狭小な導管から押し出されるとき、かかる形を作るのではないかと思はれる。劈開は(001)が稍々顯著で、双晶はアルバイト式最も多く、カールスバード式之に次ぎ、ペリクリン式も相當多い。アルバイト式双晶の繰返しはあまり多からず、又アルバイト式、カールスバード式の一結晶に相伴つて出るものも少い。

Ngに直角な斷面の消光角は(010)又は(001)に對して2°乃至0°、Npに直角な斷面の消光角は(001)に對して64°(010)に對して17°で光學的に負。従つて $An_{30}H_{2}$ と推定する。黒雲母は對角線の方向に一乃至二耗。自形新鮮。多色性强く淡黄(色—黒褐色)、2Vは殆ど0°に近い。殆ど全ての結晶は岩漿融蝕成生物で

第九圖
コロナ構造



1. 石英(捕獲物)の周長に
2. 安山岩(捕獲物)の成潜せる

ある微細な磁鐵礦を周邊又は劈開に沿つて成長せしめる。時に斜長石中に包裹せられる。その他の斑晶は再融解を指示する丸い輪廓を持つ石英(○・五耗乃至○・一耗)及び紫蘇輝石(○・五耗の長軸を持つ亞自形結晶)で、その數極めて少なく石英は一薄片中に一二ヶ、輝石は數薄片中に一二ヶを見るに過ぎぬ。

石基は淡褐色又は暗灰色で玻璃質、流狀又は渦狀構造を呈し、屈折率の甚だ低い殆んど複屈折を認められない程の Zeolite(?) を有することがあり、處々に潜晶をもつ。潜晶は(1)微細な小無色礦物(多分石英と長石)の集合(2)樹枝狀に成長した鱗片狀結晶(3)球果狀集合(Spherulite)の三種からなる。(2)又は(3)は直交ニコル下で僅に複屈折を起す程度のもので、一般に石基と同色、平行ニコルの下では毛狀の集合體として認められ、(3)の直徑は○・五耗以下。

捕獲物は極めて多く、著しく腐蝕してゐることと、不規則な輪廓とに依つて斑晶と區別せられる數種の大なるものから一耗以下の小さいもの等種々あり、種類は石英、長石(正長石、ペルト長石、微斜長石、斜長石)、花崗岩、玢岩、石英安山岩、凝灰岩、複輝石安山岩等の斷片である。石英、長石等は花崗岩の斷片で花崗岩と共に著しく風化作用を受けてゐる。此等は基盤を作る第三紀層礫岩、凝灰岩、輝石安山岩等の捕獲されたもので、輪廓は不規則で

角ばり、岩漿融蝕作用を受けず、融解點の低い石英すら、斑晶の石英とは異なり著しく角ばつてゐる。たゞ極めて少量の物は直交ニコールで始めて認めらるゝ程融蝕してゐるがその量は取るに足らぬ時に捕獲物の周圍にコロナ狀の潜晶が成生する。これは高温熔岩中に侵入した冷い異物が周圍の熔岩中に急激な温度の低下を起したものである(第九圖)。かゝる潜晶物は完全に異物を取かこむ。要するに以上の狀況は捕獲物の融解によつては岩漿成分の變化が殆ど考察に容るゝに足らない程小さかつた事を教へる。

尙母岩の斷片が石基中に存在し、黒く焼けた周邊で見分けられる。これは熔岩が地表で冷却する途中に上層の早く冷却した部分が熔岩内の間隙中に落下し、未だ凝固せざる熔岩中に閉ぢ込められたものと考へられる。

小岩脈を成す岩石は更に結晶度低く、玻璃質物が角礫狀に散點し、捕獲物は少い。

本岩石は組成礦物より想像せられる通り石英安山岩に類似した成分の岩漿から固結したもので、又結晶度の低いことから粘性の大きい熔岩が流動した事が知られる。一連の火山岩中に成分礦物の變化のないことは本岩漿自體が分化作用を營んでゐないことを示す。尙捕獲物は岩漿成分を變化せしめてゐない事も認知できる。従つて本岩石の成生に關して次の様に考へられる。即第三紀の末頃復輝石安山岩、玢岩等の鹽基性岩石を噴出した岩漿は、第四紀當初迄の靜穩時期に分化作用を行ひ岩漿溜上層に石英安山岩質岩漿を集中せしめ、第四紀最初の地殼運動の際、地弱線に沿ひ裂罅噴出をなしたのである。