

山東省棲霞縣唐山地方の霞石玄武岩について (予報)

春 本 篤 夫

霞石玄武岩の産出は東亞の地域に於て極めて稀である。滿洲英領門に於けるこの岩石の産出は1912年小藤博士¹⁾によつて初めて報告され、東亞に於ける霞石玄武岩の岩石學的性質の詳細にされた唯一のものである。山東省濰縣の西方 Yang-shan (陽山?) に於ける産出は Lanick²⁾ によつて報告されている。島根縣長濱はこの種岩石の我國に於ける唯一の産地として古くから知られ、市川理學士³⁾の報告があり化學分析の發表されたもの^{4) 5)}が數個あるが未だ詳細の岩石學的性質の公表されたものがない。

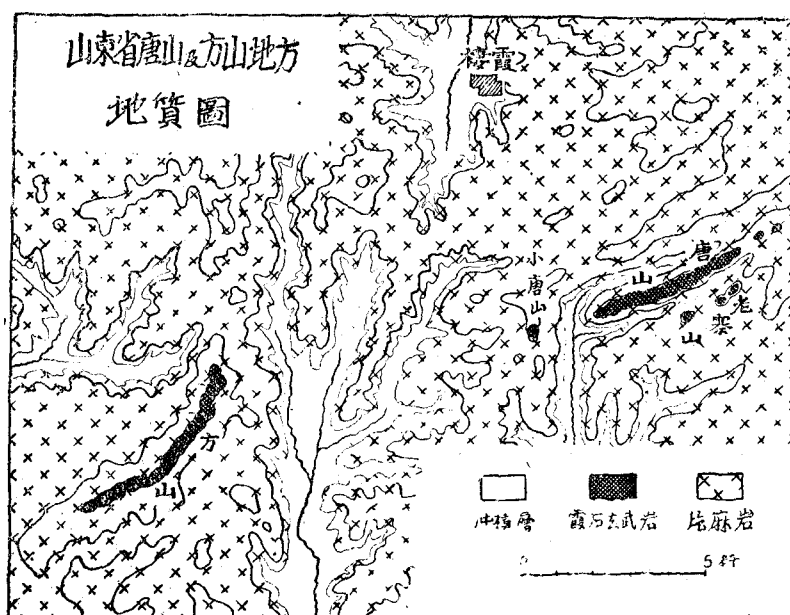
ここに述べる山東省唐山地方の霞石玄武岩は恐らく東亞に於て新しく知られた第4番目の産出であらう。この岩石について其の岩石學的本質を明かにしたものは從來文献に現はれたものを見ない。Fong⁶⁾のこの地方の砂金鑛床の研究論文に於ては一應この熔岩の地質に觸れているが普通の斜長石玄武岩として取扱はれている。東亞に稀な霞石玄武岩に1新産地が附け加はつたことはアルカリ岩地質にとつて興味あることと思ふ。

棲霞縣は青島、芝罘の間にあり、芝罘の西南約60km (120.8°E, 37.3°N) に當る。この地域は主として泰山系の片麻岩から成り、一帯は海拔200m内外の開析准平原にして平原面は深さ50m内外の開潤な谷に刻まれ波狀の丘陵が連亘した地形を呈し、稀に所々に殘丘を見る。一般に片理の細かい黒雲母片麻岩が廣く分布し、時に角閃片岩を厚く層狀に介在し、屢々花崗岩、花崗斑岩等の小迸入を見る。片理は北々西—南々東に走り北又は南に急斜する。

霞石玄武岩の産狀

霞石玄武岩は棲霞縣城の東南8kmの唐山及び縣城の西南8~15kmの方山の兩地區に、何れも海拔約350mの顯著なメサを成して分布する(第1圖)。これ等のメサは緩かな波狀の起伏を持つた片麻岩丘陵の上に聳えその特異の地形は遠近から特に目を引き易い。

唐山は四近の河床から180mの高距を有し、東北東から西南西に延長約4kmに亘り、平均幅300mを有するテーブルで表面は極めて平坦である。山體は基部から9合目までが黒雲母片麻岩から成り(片理N 20°—70°W, 傾斜NE又はSW 50°—70°), 山頂部は厚さ約20mの霞石玄武岩の熔岩で被はれ兩者の間に厚さ5~6mの含金砂礫層を挟む。砂礫層は熔岩で保護された部分にのみ水平に分布し、主として水磨されて丸味を帯びた拳大の片麻岩礫と少量の珪岩礫の他に酸化鐵で汚染された粗粒砂を交へ半ば固結の状態を呈する。下底の片麻岩との境は多少の凹凸はあるも大體水平に近い。



第 1 圖

熔岩流は下底の礫層に對して略水平の境を有し、徑 1~2m の粗大な柱狀節理がよく發達し節理は屢々熔岩の下底にまで達するが故に巨岩塊が崩壊して頂上熔岩部分の側面は殆ど直立 20m の崖で取り巻かれている。時として熔岩の基部 2~3m の間には水平節理がよく發達することがある。熔岩の基部が鑛滓狀を成し、灰白色粘土質物質で充された孔隙に富む部分がある。

唐山の東北延長上には黒頭棚、二棚、三棚と名けられる小ピウトが一線上に斷續し略同水準の山頂部は同種の熔岩を冠むる。唐山の西南延長上に谷を隔てゝ孤立する小唐山も同様のピウトである。こゝでは熔岩の下底に礫層を有する他に熔岩の一局部に厚さ 1m の礫層を頂く部があり、熔岩流出後に一時水流に被はれた時期のあつたことを物語る。唐山の東南側に谷を隔てゝ之に並走する老寨山の台地があり、延長 2 km の間に數個の小ピウトが並び略同一水準に浸蝕のために分たれた熔岩流の殘片を戴く。こゝでは熔岩の下底に片麻岩、閃綠岩、珪岩等の水磨されない角礫の層が片麻岩との間にある。

方山のメサは附近の平地から 200m の高距を有し唐山と同様の著しい地形を呈し、山頂の霞石玄武岩は東北—西南に延長約 5 km に亘り、熔岩の厚さは 15~20m、最厚 40m に及ぶ。こゝでは觀察の範圍では熔岩は下底に礫層を伴はずして直接、片理の著しい (N40° W, SW 40°—70°) 片麻岩の平坦面を被ふ。

熔岩の分布は上の如く數個に分離し、或は一連のメサを成し或は點々小ピウトを成すが何れも殆ど同一水準を占め岩質も殆ど各部均質であり、後に記す如く顯微鏡的の構造に於て部分的に僅かの差違を示すものがあるに過ぎない。これ等の點から見て恐らく一連の熔

岩流が浸蝕のために個々に分たれたものの如くである。分布の形状と下底に含砂金砂礫層を有する點から熔岩は往時の河床を充てして流出したかの如くであるが、現地堆積物と思はれる角礫層に乗る部があり、片麻岩の平坦面を直接に被ふ部がある點から見るに熔岩流は必ずしも河床のみを占めたものでなく、噴出時の地形が現今よりも更に平坦な准平原を成し、噴出が現在の隆起が起る前に行はれたことが推測し得られる。

霞石玄武岩の岩石學的性質

唐山、老寨山及び方山の地域に數個に分離して分布する熔岩は斜長石を全く含まない標式的霞石玄武岩である。これ等各部から採集した標品から作った十數枚の薄片を顯微鏡下に觀察した結果何れも同種類の岩石で、斜長石玄武岩は一も見出されない。老寨山頂上産の標品 (No. 8) は最も新鮮で代表的の岩質を有するが故に化學分析に附した。以下主としてこの標品について岩石學的の記載をする。

肉眼的性質： 帶青暗灰色、緻密、徑 1~2 mm の橄欖石の斑晶を極めて稀 (1 標品に 1~2 個) に見る。ルーベによりて橄欖石、輝石の微斑晶、及び微小の孔隙が認められる。

顯微鏡的性質： 求積台によつて測定した成分礦物の略近的含有比は次の如くである (容量比)：輝石 53.6, 霞石 27.3, 橄欖石 9.2, 磁鐵礦 8.9, 沸石 0.7, グラス 0.3, 他に微量の磷灰石、稀に黑雲母。

殆ど完晶質、斑狀、斑晶とし橄欖石及び少量の輝石が見られる。主として輝石と霞石と

第 1 表 成分礦物の光學性質

斑 晶	
橄 欖 石	$\beta=1.700$ $2V(-)=85.4^\circ$ 無色
輝 石	$a=1.708$ $\beta=1.715$ $2V(+)=48.5^\circ$ $c\wedge Z=50^\circ$ (核部), 40° (砂時計構造の側方區域) X, Y=淡灰綠褐色
石 基	
輝 石	$a=1.700$ $c\wedge Z=54^\circ$ オリ ーブ綠色, 多色性殆ど無
霞 石	$w=1.5475$ (No. 7) 1.5481 (No. 8)
方 沸 石	$n=1.4859$
灰 十 字 石	$a=1.496$ $c\wedge Z=18^\circ$ 複屈折弱
グ ラ ス	$n=1.5116$

の集合の仕方によつて生ずる石基の構造は極めて特徴的である。成分礦物の光學性質は第 1 表に示す如くである。

橄欖石 徑 0.5mm 以下、大なるものは屢々短柱狀半自形、小なるもの屢々等邊狀又は破片狀。110 を雙晶面とする透入雙晶を稍頻繁に見る。極めて新鮮にして包有物は稀、結晶周邊部に磁鐵礦の集中するものが多く、前者は一部後者で囲まれ、一部後者を包含する。光學性から推定される成分は $Fe_{77}Fe_{23}$ である。

斑晶輝石 0.5~0.2 mm の短柱狀自形

又は半自形、斑晶として稍々稀に含まれる (1 薄片 3~4 個)。砂時計構造が普通に見られ屢々壘帶構造を示し中心部と外縁部の屈折率が低く中帶のそれが高いものがある。この輝石は第 1 表の光學的性質から見て普通輝石と稍性質を異にし、含チタン輝石に近い成分を有するものと認められる。方山の標品 (No. 10) に於ては斑晶輝石の量が多く (第 3 圖)、その周邊帶が鋸齒狀に發達して石基中に延び霞石結晶を包み込み、石基時期まで生長を續

けたことを示すものがある。この周縁帯は石基輝石と同一の色調を帯びる。

石基輝石 長さ 0.06mm 内外の柱状結晶。この種の微晶には砂時計構造、壘帯構造がない。正軸卓面による双晶を見る。屢々霞石結晶中に貫入するものがあり反對に霞石によつて輪廓を犯されたものもあり、兩者の晶出時期の重複を示す。沸石類に接する場合端面のよく發達した結晶がある。石基輝石は斑晶輝石に比して消光角が大、色調著しく緑を帯びソーダに富む種類であることを知る。稀な例として小唐山の標品 (No. 12) に於て、霞石の結晶が微ペグマタイト状に發達せる部分がありこの中に濃綠色の輝石微晶が交る。結晶作用の後期に至り次第に輝石成分がエヂリン分子に富んで來ることが覗はれる。

霞石 徑 0.04~0.06mm の不規則等邊狀の結晶を成し、時に斷面に於て矩形又は六角形の自形輪廓を有する。孔隙を填の沸石類に接する場合霞石は美しい自形を示す。新鮮無色透明。粒狀又は桿狀の輝石微晶及び磷灰石を包有し、包有物は時として霞石結晶の輪廓に多少平行の配列を示す傾向がある。磁鐵礦粒は霞石結晶の中央部分に包有されることがない。

黑雲母 0.01mm 内外の微晶片が霞石、輝石の結晶間隙を充して稀に (1 薄片 3~4 個) 産する。濃赤褐色。

磁鐵礦 微斑晶狀乃至石基成分として稍多量に含まれる。

磷灰石 微針狀結晶が少量見られる。

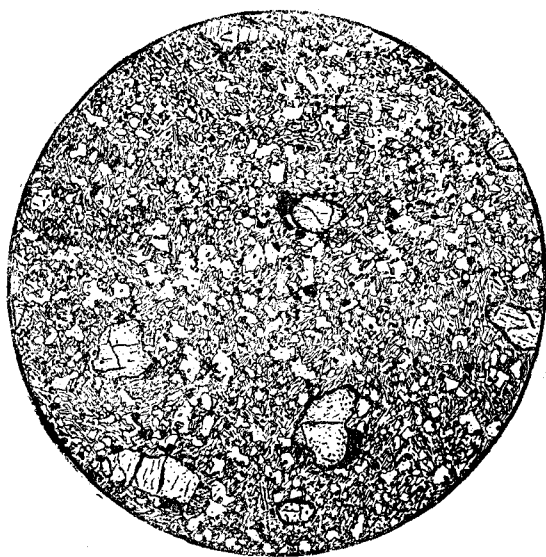
方沸石 微細脈狀又は不規則孔隙を充たして産する。霞石、磷灰石の自形晶を包有し、霞石は時に骸晶として含まれる。方沸石は霞石の變質によるものでなく、一次成生のものである。

灰十字石 長さ 0.1mm の柱狀乃至纖維狀結晶の放射狀集合體として孔隙内を充たす。複雑な透入双晶を成し、霞石、輝石、磷灰石の小晶を包有する。

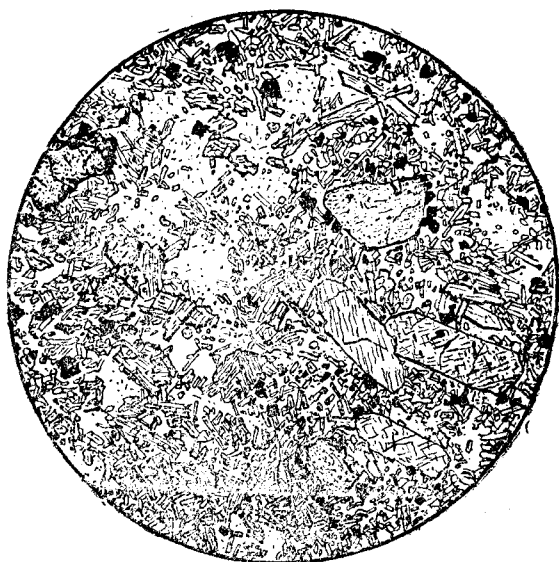
ガラス 霞石、輝石の結晶間隙を充たして極めて少量が見出される。無色、細かい割目を有する。屈折率は粗面岩質ガラスに匹敵する。

霞石、輝石の集合の仕方による特殊の霞石玄武岩構造

熔岩は各部分に於て成分礦物の種類に變化を示さないが、それ等の含有比率と結晶度には多少の差異が認められる。霞石と輝石との量的關係は石基の顯微鏡的構造にかなり著しい差違を現はす。第 2 圖に示す構造に於ては輝石は霞石よりも結晶作用の開始時期が早く前者の極く微小の結晶が後者中に多量に包有されることが一般である。霞石は輝石よりも結晶作用の終結時期は遅いが、石基を構成する通常の大さの輝石桿狀晶は霞石結晶中に著しく貫入するものがない。即ち輝石桿狀晶は霞石結晶の接線方向に配列するものが多く、桿狀輝石の配列によつて作られた網の目の空間を霞石の 1 又は數個の結晶が埋めた構造が屢々現はれる。この構造は、恰かも白榴石岩に特有の "Olivine-texture" と呼ばれるものに類する。この構造は霞石結晶の生長の際の表面力によつて輝石が驅逐される結果と説明し得る。一方に於ては輝石の配列が極めて不規則でその結晶間隙を霞石が充して發達す



第2圖 霞石玄武岩 (老寨山 No. 8), $\times 60$. 斑晶: 橄欖石; 石基: 霞石 (白色部), 輝石, 磁鐵礦を示す.



第3圖 霞石玄武岩 (方山 No. 11), $\times 60$. 斑晶: 橄欖石; 輝石; 石基: 霞石 (白色部), 輝石, 磁鐵礦, 磷灰石を示す.

る場合がある。

第2圖に示した場合は輝石の結晶作用の終結後に霞石の結晶作用はかなり長く続き、後者は著しく大晶として發達し時に直径 0.4mm 以上、稀に 0.8mm に達し、通常の大きさの石基輝石の柱状自形結晶によつて頻繁に貫かれ、多少ボイキリテイツク構造を示す。この場合も霞石結晶の中央部分には輝石の極く微小の結晶が包含されるに過ぎず、稍大形の自形石基輝石は多く霞石の周邊帯に貫入する。

これ等の構造は勿論霞石、輝石の量の比に關係があり、之が或る一定の値に近く、結晶作用終結時期の距りが著しく大きくない時に霞石に對して輝石が接線的配列の傾向を有する構造が現はれるものと思はれる。Holler⁷⁾は Odenwald の霞石玄武岩に入れる“霞石ドレライト”がペグマタイト構造を有し、霞石と輝石とが恰かも石英、長石の共晶に類する成長を示して共融晶を思はしめるものがあり、この場合兩礦物の比は略 1:1 であることを記載してゐる。

霞石玄武岩の化學成分

唐山地方老寨山頂上に於て採集

した標品 (No. 8) の化學分析の結果は第2表に示す通りである。東亞に於ける他の2産地、長濱(I)及び英額門(II)の岩石の化學分析値、世界各地の霞石玄武岩の平均化學成分(III)を比較のために掲げた。

唐山霞石玄武岩の化學成分はこの種岩石の平均化學成分に比して SiO_2 が少々多く MgO ,

CaO が僅かに少く、Na₂O, K₂O がかなり多いが、他の2産地のものに比して最も平均成分に近く、正常の霞石玄武岩の性質を有するものである。唐山霞石玄武岩のノルム計算は

第 2 表

	I	II	III	IV	Norm	
SiO ₂	41.13	34.98	44.98	39.87		Ia
Al ₂ O ₃	12.00	11.18	15.56	13.58	Or	3.06
Fe ₂ O ₃	4.27	5.99	5.15	6.71	An	2.67
FeO	9.94	8.83	7.30	6.43	Lc	7.98
MgO	9.42	8.36	3.31	10.46	Ne	23.92
CaO	10.97	13.52	9.20	12.36	Fs	5.27
Na ₂ O	5.22	4.22	5.34	3.85	En	11.57
K ₂ O	2.24	3.99	1.29	1.87	Wo	18.05
H ₂ O+	0.68	2.49	3.77	2.22*	Fa	4.20
H ₂ O--	0.27	1.14	—	—	Fo	8.39
TiO ₂	2.62	2.39	2.89	1.50	Mt	6.19
P ₂ O ₅	1.32	2.53	0.43	0.94	Il	4.97
MnO	0.17	0.26	0.23	0.21	Ap	3.04
S	—	0.10	0.04	—		
Total	100.25	100.00	99.49			

* Includes 0.29 percent CO₂.

I. 霞石玄武岩。山東省棲霞縣唐山地方老寨山。
分析春本篤夫 (1948)

II. 霞石玄武岩。島根縣濱田市長濱。K. Sugawara,
S. Oana and T. Koyama: Proc. Imp. Acad. Tokyo Vol.
XX, 1945, P. 722.

III. 霞石玄武岩。滿洲英額門。分析 S. Shimidzu and
T. Ohashi. B. Koto: Jour. Col. Sci., Univ. Tokyo,
XXXII, 1912. Art. 6, P. 11.

IV. 霞石玄武岩 26 分析平均値。R. A. Daly: Igneous
Rocks and the Depths of the Earth. 1933, P. 25.

Ia は I の ノルム計算値。

長濱の岩石は SiO₂ が異常に低く、CaO が著しく高い。第2表 II については分析に附せられた標品の岩石學的性質が述べられていないため詳細な鑛物成分は明らかでない。

Becker⁸⁾ によれば霞石玄武岩は SiO₂ 39% 以下になることは稀である。Washington の火成岩化學分析表に集録された世界各地の霞石玄武岩 27 個中に SiO₂ 34.98% 以下のものは一も見出されない。上記 II の化學成分は黄長石霞石玄武岩のそれに極めて近い値である。最近私は長濱の岩石中に黄長石を含有し、黄長石霞石玄武岩と呼ぶべき岩型が存在することを発見した (これについては近く詳細を發表する予定である)。

英額門の岩石は小藤博士⁹⁾ によれば、チタン輝石、霞石 (30%)、橄欖石 (15%)、磁鐵鑛、チタン磁鐵鑛、クロム尖晶石、ガラスから成り、第2表 III に見る如く SiO₂ が極めて高くノルム長石が多量にある。前記の Washington の表に於て英額門岩石よりも SiO₂ の僅かに高い霞石玄武岩は他に1個あるに過ぎない。稍々異常な性質を有するものである。Lacroix¹⁰⁾ は特殊の化學成分を有するものとして之に Mandchourite なる名稱を與へた。唐

第2表 Ia に示す如くである。こ

の岩石のモード鑛物の容量比は前に述べた如くであるが、今各成分鑛物の比重を適宜に推定して之を重量比に換算すれば略近的に、輝石 55.6, 霞石 21.0, 磁鐵鑛 13.7, 橄欖石 9.0, 沸石 0.4, グラス 0.2 となり、これ等をノルムと比較すれば主要モード鑛物に於て霞石が少く輝石が著しく多い。このことは唐山岩石に於て石基の大半を占める輝石がその色から推定される如く、かなりソーダに富むものであること、Al, Fe⁺⁺⁺ の一部及び分析に於て相當量現はれる Ti の一部が輝石成分に入ることなどによるものと思はれる。ノルムに現はれる加里長石、白榴石は一部沸石類に、一部は霞石に混晶として入るものと思はれる。

山の岩石は獨り東亞に於て最も正常の岩石學的性質を有する霞石玄武岩である。

唐山霞石玄武岩の噴出時期

噴出の時期を決定するに足る地質的の確證は得られない。熔岩の下底を成し一部河床堆積物と思はれる砂礫層は膠結が充分でなく、かなり新しい時期の堆積物の如くに見える點から熔岩流出の時期は恐らく洪積世以後であらう。Fong¹¹⁾はYoung¹²⁾の研究を引用して、この熔岩が山東省臨朐 (Linchü) 地方の玄武岩熔岩流に岩質、産状及び層序學的位置がよく對比し得られるが故に、唐山熔岩は後者と同時期の噴出にかゝり、恐らく下部鮮新統に屬するものであらうと云ふ。果して兩者の岩質が類似するものとすれば臨朐地方の所謂玄武岩が霞石玄武岩であることの疑ひが濃厚である。

霞石玄武岩の成因

霞石玄武岩の成因については今まで種々の觀點から論せられたものがある。Daly¹³⁾は火道内を充たした玄武岩漿が石灰岩類を同化することによつて稍々脱珪酸作用を受けた部分に、ガス運搬作用により適當量のアルカリが集中するならば霞石玄武岩、黃長石玄武岩の類が生じ得るとする。Bowen¹⁴⁾は玄武岩漿中に角閃岩が浸漬されるとき、角閃岩中のアルカリ長石、霞石、透輝石各分子に相當する成分が撰擇的に熔け込み易く同化される結果、かゝる液から霞石玄武岩の生成が可能であると論じた。Shand¹⁵⁾は玄武岩と響岩との共伴關係を論ずるに當り玄武岩漿内に於て、 $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Mg}_2\text{SiO}_4 \rightleftharpoons \text{NaAlSi}_2\text{O}_6 + 2\text{MgSiO}_3$ の反應により、同一成分の液から條件の如何によつて曹長石+橄欖石の組合せと、霞石+輝石の組合せとの何れかゝ生じ得るとした。但しこれは玄武岩漿中の或る一部分の成分に於ける反應であるが、玄武岩漿からこの種の成分が分れて反應を起し得る機構については論じなかつた。

天然の岩石の中で或る成分のものが或る比率で玄武岩漿中に同化されるとき、霞石玄武岩を生じ得るが如きものを求めるならばその幾通りかが見出され、それ等の或るものは物理化學的に説明に有利なものがあるかも知れない。而しそれ等は野外の證據を伴ふ場合にのみ有力な成因と考へ得る。Tilley 及び Harwood¹⁶⁾は Scawt Hill の粗粒玄武岩とチョークの接觸變質帯に含霞石黃長石岩類の成生せるものを觀察した。かくの如きは玄武岩漿による異物同化のためにこの種の岩石が生成し得るという局所的の有力な證據と云うことが出来る。Shand の説の如く玄武岩漿自體內に起る化學反應の結果この種の岩石が生ずるとする考へ方は、岩漿分化を支配する特殊の環境を適當に説明し得るならば、霞石玄武岩成生の更に一般の場合を包括するものと見る事が出来る。

地質的に著しい事實としてこの種の岩石はその産出が比較的稀で、極めて突發的の分布を示し且つその岩體が常に狭小なることを擧げることが出来る。試みに太平洋地域に限つて之を見るも其の西部大陸縁邊地域に於ては前記の如く唐山、陽山 (?), 英額門、長濱を擧げ得るに過ぎない (尤もこの種の岩石の産出が稀なることについては常にその岩體が小

さいこと、野外に於ける肉眼的識別の困難なことなどのために、その産出が看過され易い事實も考へられる)。太平洋中南部區域では Truk¹⁷⁾, Ponape¹⁸⁾, Samoa¹⁹⁾, Maui²⁰⁾, Oahu²⁰⁾, Tasmania²¹⁾, 濠洲 New South Wales²²⁾ 等に於てその産出が報ぜられているが、他種のアルカリ岩類に比べて遙かに分布は限られている。

地質的關係の比較的に詳らかにされたものでは何れもこの種岩石の岩體は極めて狭小なるものゝ様である。長濱の熔岩は分布面積 1.6km^2 、火山地形から見て著しく剝削作用を受けていないものと思はれる。唐山熔岩は 3.5km^2 、これは前述の如く浸蝕を免れた部分が高所にのみ残るもので、噴出時に於ては稍々廣い面積を占めたに相違ない。英額門の熔岩は分布面積 80km^2 (小藤博士論文の地質圖上で測定)、之は例外的に分布の大なるものであるが産状については正確を期し難いとされている²³⁾。Hawaii²⁴⁾ に於けるものは小規模の岩脈として産するものゝ如くである。他の地域に於ても北米 Texas²⁵⁾ に於て約 3km^2 、獨逸 Wartenberg²⁶⁾ に於けるもの 0.01km^2 (地質圖で推定) 等の如く記載や地質圖上で推測し得る分布面積は狭小なるものが多い。

東亞地域に於けるこの種岩石の3産地のみについて見れば、それ等の何れもが廣い意味で環日本海アルカリ岩區、又は東亞アルカリ岩區に包含されるとしても、他に著しいアルカリ岩を伴はない地域に孤立的に突然現はれていることも地質的に著しいことである。

これ等の事柄はこの種の岩石の成因が岩漿分化のコースに於て正常的に起る條件に支配されるものでなく、その中途で時々偶發する條件に支配されるものであることを思はしめる。即ち岩漿がこの種の岩石を生ずる地質的及び物理化學的條件の下に入る機會が極めて少いことを物語るものと見る事が出来る。そして岩漿による特殊成分の岩石同化は、これ等偶發的事件中の更に稀な偶發事件であり得る。

霞石玄武岩が玄武岩漿から分化して出來たものであると考へることは、この岩石と玄武岩との共伴關係から見ても極めて自然なことである。Daly²⁷⁾ が掲げた世界各地のアルカリ岩類とカルクアルカリ岩類及び石灰岩類との野外共伴關係を示す表中に、霞石玄武岩類(霞岩、黃長石玄武岩、ジャクピランガ岩をも含む)を産する地方が29挙げられて居りこの中、霞石玄武岩類が斜長石玄武岩と共伴することの明らかにされたものが18個所ある。上掲の東亞の3産地についても玄武岩漿との關係を求めることは困難でない。即ち英額門に於ては玄武岩熔岩流は霞石玄武岩のそれに接近してあり、山東省に於ては北部海岸地帯に玄武岩の流出がある。長濱に於ける場合も山陰玄武岩地帯を外れない。何れの場合でも地下の玄武岩漿に關係がないと斷じ得る場合はない。

いま、玄武岩漿中から大量の灰長石成分が除去され、曹長石分に富んだ殘液中で早期晶出の橄欖石が輝石に轉化するならば液中の珪酸の大量が消費されて、液は珪酸に極めて不飽和のものとなる。このため斜長石を全く含まない霞石玄武岩の如きを生ずるには殘液と交りて存する鐵苦土珪酸塩の量がかかなり大なることが必要である。唐山霞石玄武岩はモードに於て輝石及橄欖石の量を合せて64%に達し、霞石は21%である。この種の岩石は一

般に玄武岩に比して有色礦物の量が優れている。世界各地の多くの霞石玄武岩についてモード礦物の含有比を知り得る資料は極めて少いが、Washington の火成岩分析表に掲げられた 27 個の霞石玄武岩のノルム成分から橄欖石、輝石分子と准長石、長石分子との比を求めて見るに di+ol は大體 40~70% の間にある。かゝる大量の鐵苦土珪酸塩が初め大量の橄欖石として晶出し残液中で輝石に轉化するならば斜長石を伴はないで、霞石、輝石と一部殘存の橄欖石を伴ふ霞石玄武岩を生ずることは極めて可能のことである。

而らばこのために早期晶出の灰長石分に富む斜長石が如何にして其他の成分から除去され得るか。火成岩に於ける單礦物岩の成因は岩漿中に於ける早期晶の集積によると説明される。Balk²⁸⁾ は Adirondack の火成岩體の研究に於て斜長岩 (anorthosite) は岩漿中に於ける早期晶出の基性斜長石が岩漿槽の上表部に浮んで集積し、岩漿の移動に際して周圍岩との摩擦のために残液と分離することによつて生じたと説明した。Eckermann²⁹⁾ は Nor-dlinger³⁰⁾ 地域に於て斑禰岩漿中に斜長石が浮上して斜長岩を生じたと説明した。岩漿槽の一部に集積した斜長石が岩漿の移動、周壁の摩擦等の關係により絞り出し作用によらないで橄欖石、輝石を含めた残液から分離されることは考へ得る。この分離の仕方に於て橄欖石、輝石の集積に伴ふ液の量の如何によつてバサン岩が生じ又リンブルグ岩が生じ得る場合も考へられる。

この場合、鐵苦土礦物の量に比してアルカリに富んだ残液の量が一層少いならば霞石玄武岩を生ずる代りにリンブルグ岩を生ずるであらう。リンブルグ岩は霞石玄武岩と成因的關係を有するものゝ如く兩者は屢々共伴する。長濱霞石玄武岩の場合、その南西約 10km の井野村野山岳 (一名大糞山) にリンブルグ岩を産し我國に於ける稀な岩石として知られるところである (この種の岩石が津山盆地の西方加地子山にも産することが報告されてゐる³⁰⁾)。霞石玄武岩とリンブルグ岩との共伴は外國にも其の例が多く報告されている。

霞石玄武岩の成因を上述の如くに考へるならば、この岩石と斜長岩との共伴の野外的證據が期待されるところである。而し後者は小岩體として地下で固結し、霞石玄武岩と伴つて地表に露はれる機會は比較的少いことが考へられる。Holland³¹⁾ は印度 Madras の南方地域の玄武岩質岩漿の活動地帯に於て、橄欖飛白岩に密接の關係あるリンブルグ岩質の岩石 ("Magma basalt") が斜長岩を貫いている事實を記載した。これは間接的には、玄武岩漿から一方に斜長岩が分れ他方に霞石玄武岩が生じ得る野外的證據の一と見ることか出来る。

文 献

- 1) B. Koto, On Nepheline-basalt from Yingemên, Manchuria. Jour. Col. Sci., Univ. Tokyo, Vol. 32, 1912, Art. 6, 1-14.
- 2) A. Lanick, Beiträge zur Petrographie von West-Shantung. Inaugural-Dissertation, Leipzig, 1908, 32. —Ref. B. Koto, idem. 5.
- 3) 市川渡, 石見濱田の霞石玄武岩に就いて. 岩礦, Vol. 11, 1934, 76-80.
- 4) H. S. Washington, Chemical Analyses of Igneous Rocks. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper

99, 1917, 699.

5) K. Sugawara, S. Oana and T. Koyama, Chemistry of the Aqueous Inclusion in Nepheline-basalt from Nagahama, Hamada-si, Simane Prefecture. (I). Proc. Imp. Acad. Tokyo, Vol. 20, 1945, 722.

6) K. L. Fong, Notes on the Lava-covered Gold Placer Deposits of Tanshan, Shihsia, Shantung. Bull. Geol. Soc. China, Vol. 17, 1937, 33-39.

7) K. Holler, Das Basaltgebiet des nördlichen Odenwaldes. Centralbl. f. Min., Geol., Paläont. Abt. A. 1932, 385.

8) E. Becker, Die Basalte des Wartenbergs bei Geisingen in Baden. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 59, 1907, 247.

9) B. Koto, Op. cit., 8.

10) A. Lacroix, La Composition mineralogique et chimique des Roches eruptives et particulièrement des Laves mesozoïques et plus recentes de la Chine orientale. Bull. Geol. Soc. China, Vol. 7, 1928, 57.

11) K. L. Fong, Op. cit., 35.

12) C. C. Young, On the cenozoic Geology of Itu, Changlo, and Linchü Districts (Shantung). Bull. Geol. Soc. China, Vol. 15, 1936, 179.

13) R. A. Daly, Igneous Rocks and their Origin. 1914, 432.

14) N. L. Bowen, The Evolusion of the Igneous Rocks. 1928, 371.

15) S. J. Shand, The Lavas of Mauritius. Q. J. G. S., Vol 89, 1933, 1-13.

16) C. E. Tilley and H. F. Harwood, The Dolerite-Chalk Contact of Sawt Hill, Co. Antrim. Min. Mag. Vol. 22, 1931, 439-468.

17) K. Kinoshita, Preliminary Notes on Nepheline Basalt and some associated Rocks from Truck, Caroline Islands. Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 33, 1936, 1-8.

吉井正敏, 南洋諸島非石灰岩畧記. 東北大學地質學古生物學教室研究邦文報告. 22號, 1936, 34.

18) E. Kaiser, Beiträge zur Geologie und Petrographie der deutschen Südsee-Inseln. Jahrb. K. pr. Geol. Landesanstalt für 1903, 91. (Berlin 1904).—Ref. H. Rosenbusch, Physiographie Bd. II, 1908, 1447.

19) F. Möhle, Beiträge zur Petrographie der Sandwich- und Samoa-Inseln. N. J.B.B-Bd. 15, 1902, 66.

20) W. Cross, Lavas of Hawaii and their Relations. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 88, 1915, 16 and 21.

21) F. P. Paul, Beiträge zur petrographischen Kenntnis einiger foyaitisch-theralitischer Gesteine aus Tasmanien. T. M. P. M. Bd. 25, 1906, 269.

22) Geo. W. Card, Nepheline-Basalt from the Capertree Valley. Records Geol. Surv. New South Wales, Vol. 7, 1902, Pt. 2, 40.—Ref. H. Rosenbusch, Physiographie Bd. II, 1903, 1447.

23) B. Koto, Op. cit., 7.

- 24) W. Cross, *Op. cit.*, 16 and 21.
- 25) R. A. Daly, *Igneous Rocks and the Depths of the Earth*, 1933, 36.
- 26) E. Becker, *Op. cit.*, 244-274. Taf. IX.
- 27) A. Daly, *Origin of the Alkaline Rocks*, *Bull. Geol. Soc. Amer.* Vol. 21, 1910, 92-107.
- 28) R. Balk, *Structural Geology of Adirondack Anorthosite*, *T. M. P. M. Bd.* 41, 1931, 308-434.
- 29) H. v. Eckermann, *The Anorthosite and Kenningite of the Nordingra-Rödö Region*, *Geol. Fören. Förh.* Stockholm, 1938.-Ref. T. F. W. Barth, etc., *Die Entstehung der Gesteine*, 1939, 95.
- 30) 竹山俊雄, 津山盆地の地質概報. 地球, Vol. 14, 1930, 95.
- 31) Th. H. Holland, *On some Norite and associated basic Dykes and Lava-flows in Southern India*, *Records Geol. Surv. India*, Vol. 30, 1897. pt. 1, 16-Ref. H. Rosenbusch, *Physiographie*, II, 1908, 1464.