

パキスタンの宝石資源

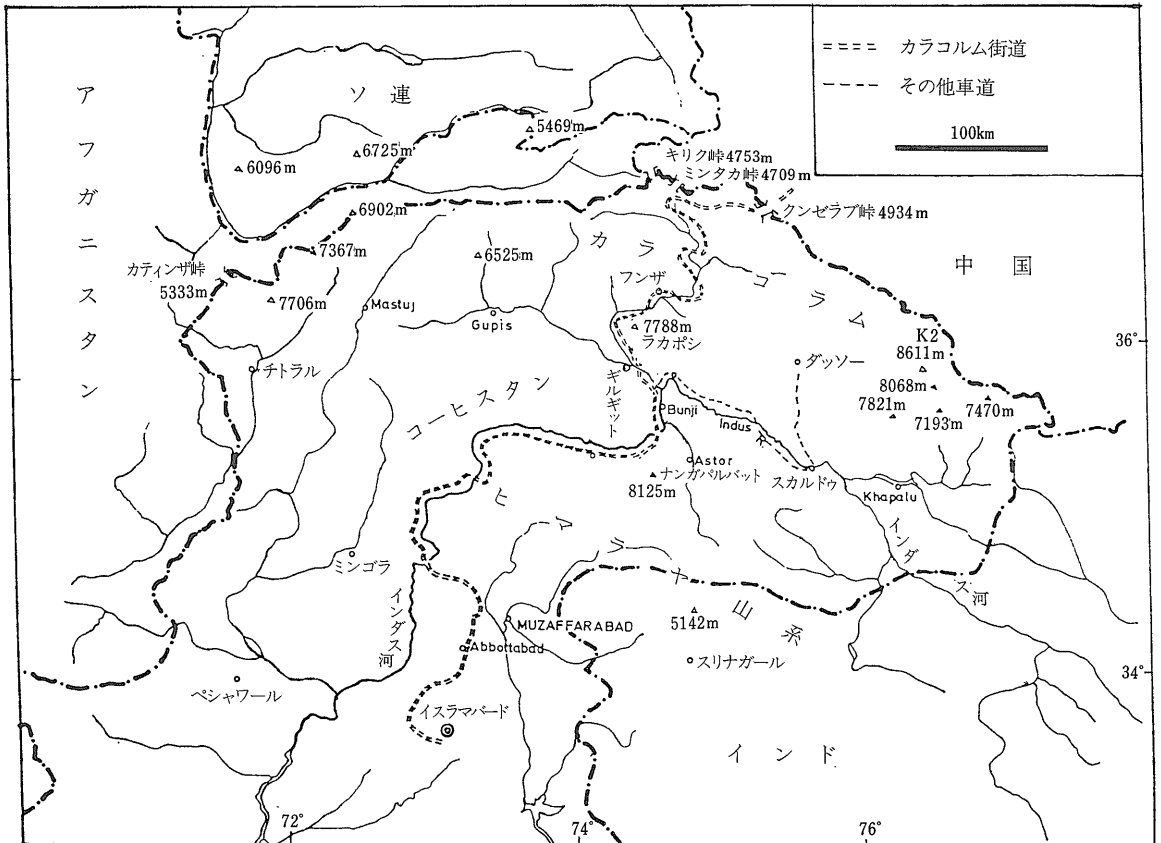
石原 舜三 (東北工業技術試験所)・小笠原 正 継 (鉱床部)
Shunso ISHIHARA Masatsugu OGASAWARA

パキスタンの北部 アジアとインド大陸のコリジョン帯にはルビー エメラルドなどの宝石が産出する。その利用の始まりはモヘンジョダロ ハラッパ ガンダーラなどの古代文明の時期へさかのぼり あるものはビルマのルビーやコロンビアのエメラルドに匹敵するほど良質であると言われている。パキスタン政府と北西国境州 (North West Frontier Province) 政府とは宝石公社 (Gemstone Corporation of Pakistan, Ltd) を1979年に設立し その開発・加工・販売に力を入れている。ここではカラコルム街道すじで垣間みただものを紹介してみよう (口絵も参照)。

カラコルム-ヒマラヤの広域地質

パキスタンの宝石資源は北西国境州に多産するもののエメラルド・ピンクトパズは ペンジャワールに近いその南部 ミンゴラ付近に ルビー・アクアマリンなどは最北部の山岳地帯 カラコルム-ヒマラヤ山系のダッソーシングス フンザなどに産出する (第1図)。宝石の原石としては2種類あり エメラルド・アクアマリンなどの緑柱石系の宝石 トパズ 三色電気石などはペグマタイトに ルビー スピネルなどは結晶質石灰岩に産出する。

フンザに至るには首都イスラマバードからギルギットおよびスカルドゥーへ一日一便の小型航空便があるが 夏



第1図 パキスタン最北部の地勢図

期でも天候が不安定で飛ばないことが多い。陸路カラコルム街道をインダス河沿いに北上するのが無難であるが、ギルギットまで約600km、13時間を要する。

カラコルム地域は世界で最もダイナミックな構造運動をうけた所の一つで、アジア大陸にインド大陸が衝突して縫合した部分に相当する。衝突によって大陸地殻の

肥大化がおこり、K2を含むカラコルム山系、ナンガパルバットのヒマラヤ山系など8,000m級の“世界の屋根”を生じた。両大陸の押し合いによる隆起は現在でも続いており、インダス河流域には著しい河岸段丘の発達をみることができる(写真1、2、表紙写真など参照)。

この地域は北から南へ3つの衝上断層により4つのブ

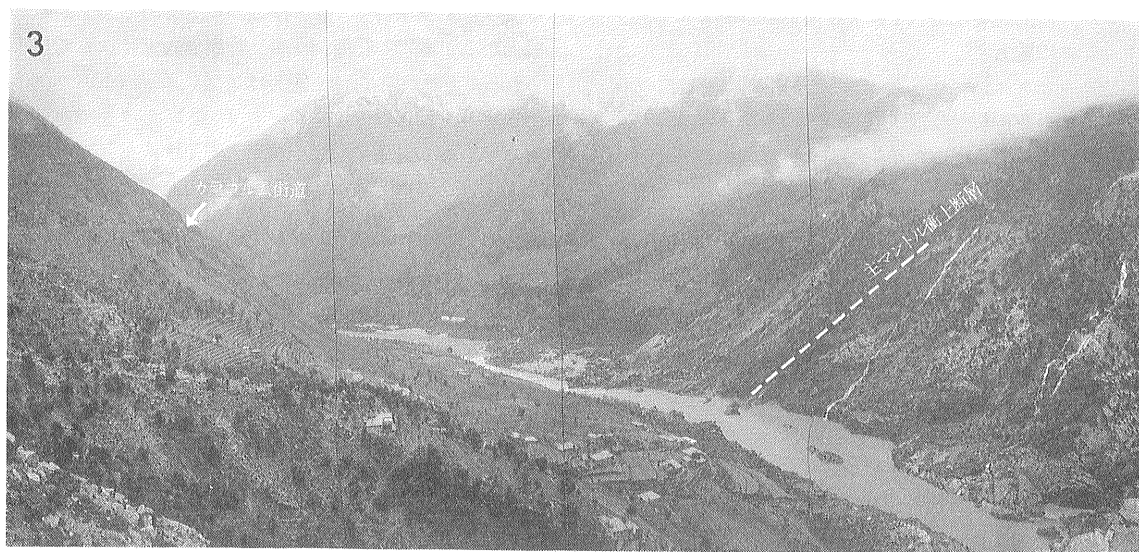
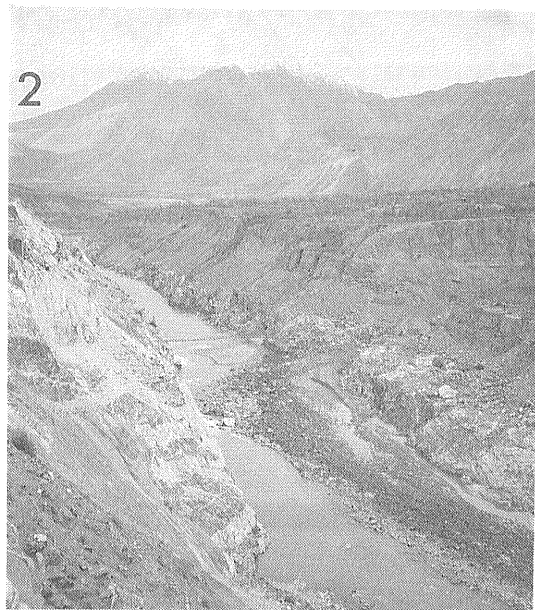
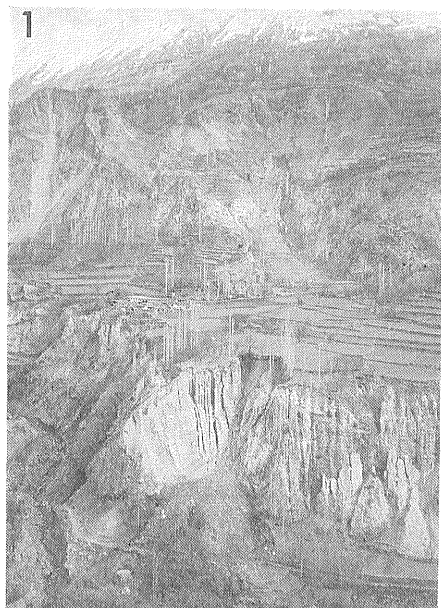
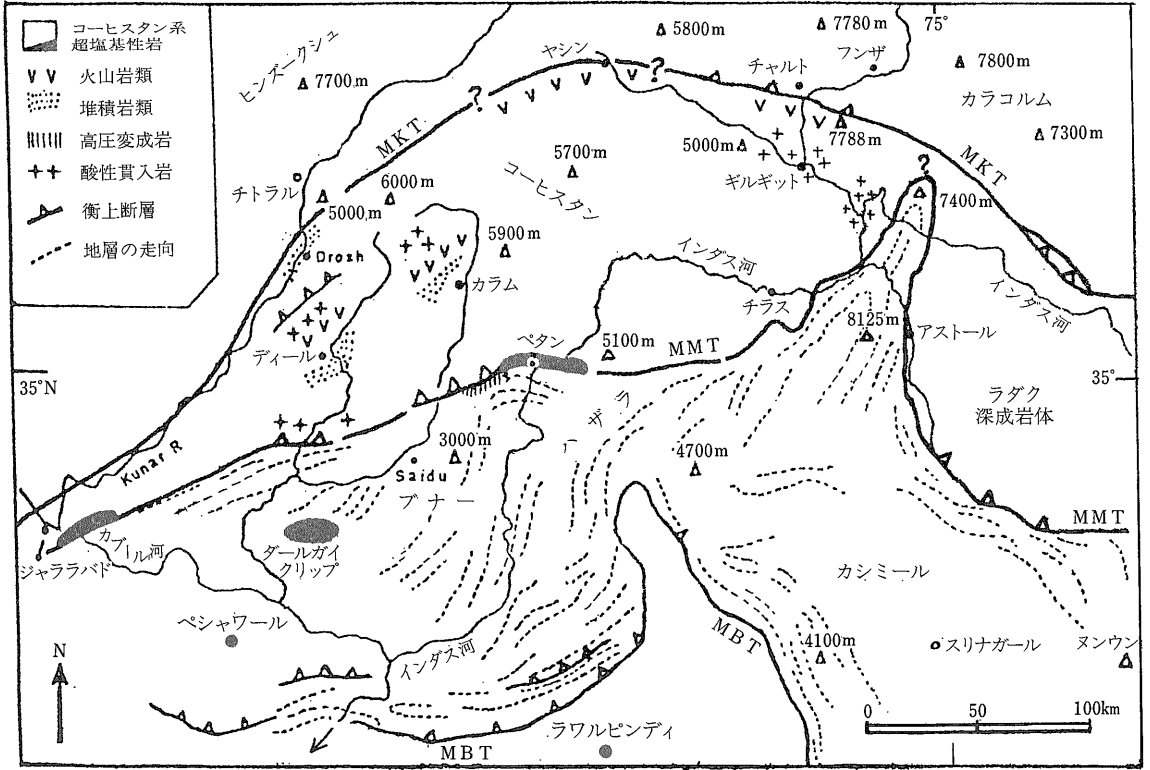


写真1～3 カラコルム街道筋の地勢。カラコルム街道は上流部、ギルギット付近(写真2)でむしろ広い谷間をゆったりと走り、出口のジャール付近で急崖の斜面(写真3)に設定されている。上流部には何段かの河岸段丘(写真1、2)が発達し、カラコルム-ヒマラヤ山系が今なお激しく隆起していることを物語っている。写真3には主マントル衝上断層が走り、それに沿って超塩基性岩が露出している(第2図参照)。



第2図 パキスタン最北部の構造区分図

ロックに分けられる(第2図)。

- 1) 最北部はアジアプレートの南端部でこれは主カラコルム衝上断層(MKT)により南側のコーヒスタンプロックに衝上する。
- 2) コーヒスタンプロックは閃緑岩-花崗閃緑岩質の深成岩体が多産し 島弧火成岩のルーツからなると考えられるもので 東方へインドのラダク深成岩体 更にチベットのトランスヒマラヤ深成岩体へと連続するものである。
- 3) コーヒスタン島弧ブロックの南限は主マントル衝上断層(MMT 写真3)と呼ばれ これに沿ってオフィオライトや高圧型変成岩類(第2図)が見られるのでかつてのサブダクション帯と考えられる。この構造線はインダス-ツェンポ スーチャ(石原 1985)の西方延長である。
- 4) MMTの南側は褶曲したインドプレートの被覆層であり イスラマバード北方で主周辺衝上断層(MBT)で切られ 更に南方へ安定した大陸棚堆積物が続く。

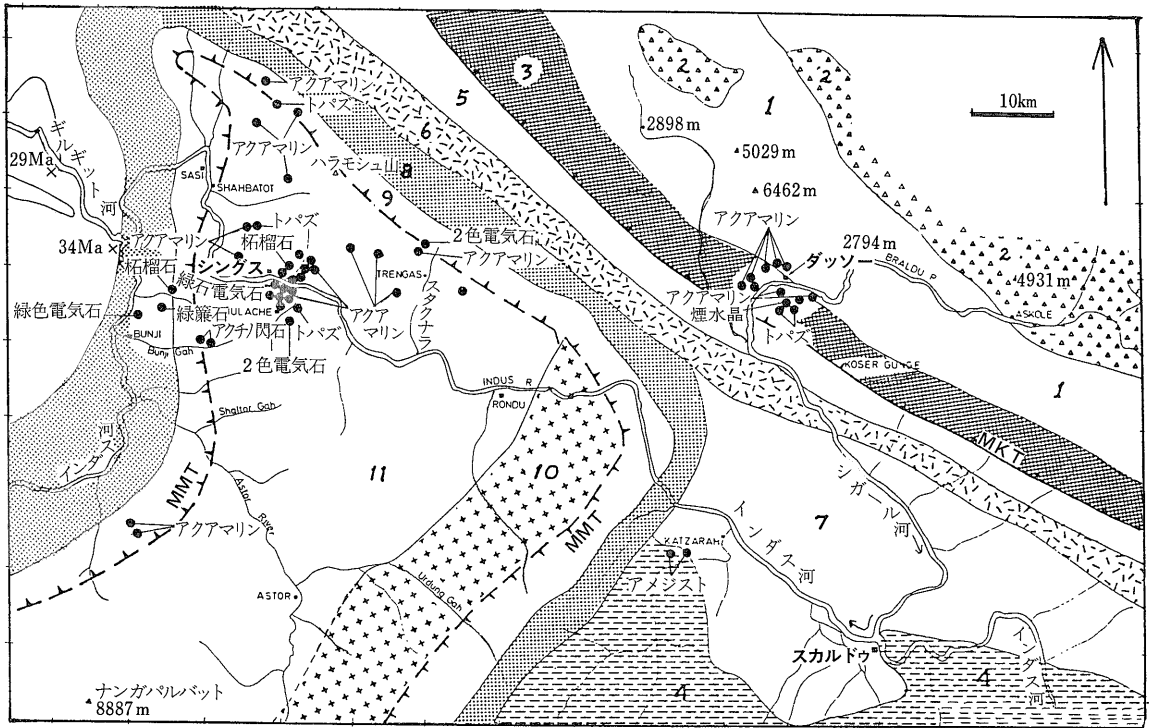
含宝石ペグマタイトはコーヒスタン島弧の深成活動の一部として見られる。この深成岩類は3時期に分けられ 第一期(白亜紀)のものは全体の%を占める片状岩

であり これは斑輝岩-閃緑岩とトロニウム岩のパイモータルな組成を示す。第二期(古第三紀)のものは変形を受けない塊状岩で より酸性の組成を有し 早期の斑輝岩がトナル岩 花崗閃緑岩 花崗岩などによって貫入される。最末期(古第三紀)はアプライト-ペグマタイト層状貫入岩体のネットワーク(口絵1 6-7)であり上記の早期深成岩類や周辺の被貫入岩類中に貫入する。

ペグマタイトに伴う宝石

カラコルム-ヒマラヤ山系にはペグマタイトが岩床岩脈状に多数見られ 多い所では全山塊の30%以上を占めている。これらペグマタイトが場所によって稀産鉱物を伴い 宝石の原石を構成する。ブルーがきれいなアクアマリンや 三色電気石で著名な鉱床がギルギット東方のシングス(Shingus)やダッソー(Daso または Dusso)に分布する(第3図)。

ここはインドプレートの片麻岩類が北に突出し ナンガパルバット-ハラモシュ シンタクシスと呼ばれる特殊な構造が見られる所であり コーヒスタン島弧は著しくくびれている。この地域の構成岩類は北から南へ次の通りである(第3図も参照)。



第3図 シングス-ダグン地域の地質概略図と含宝石ベグマタイトの位置 (Kazmi et al, 1985)

アジアプレート (番号は第3図の番号と一致)

1. 主カラコルム底盤：中新世—鮮新世
花崗岩-花崗閃緑岩 一部に苦鉄質岩
 2. ドゥモルド層：三疊紀—白亜紀
大理石が主体 含柘榴石片岩・片麻岩を挟む
 3. ミナピン層：先カンブリア代—古生代初期
粘板岩 千枚岩 片岩 變成礫岩 大理石
- ~~~~~主カラコルム衝上断層 (MK T) ~~~~~

コーヒスタン島弧

4. ラダク底盤：漸新世最末期—中新世初期
花崗岩 花崗閃緑岩-閃緑岩
 5. ヤシン層群：上部白亜系
含化石粘板岩 珪岩 變成礫岩 石灰岩 火山岩など
 6. ラカボン火山岩類：下部白亜系
變成玄武岩-安山岩-デイサイト-流紋デイサイト。
珪岩 大理石を挟む。
 7. カタザラ層：上部漸新世—下部中新世
粘板岩 千枚岩 珪岩 含柘榴石片岩
 8. パーレイン輝石グラニュライト：白亜紀初期
 9. カミラ角閃岩：ジュラ紀—白亜紀初期
- ~~~~~主マントル衝上断層 (MMT) ~~~~~

インドプレート

10. 花崗岩類：漸新世後期—中新世初期

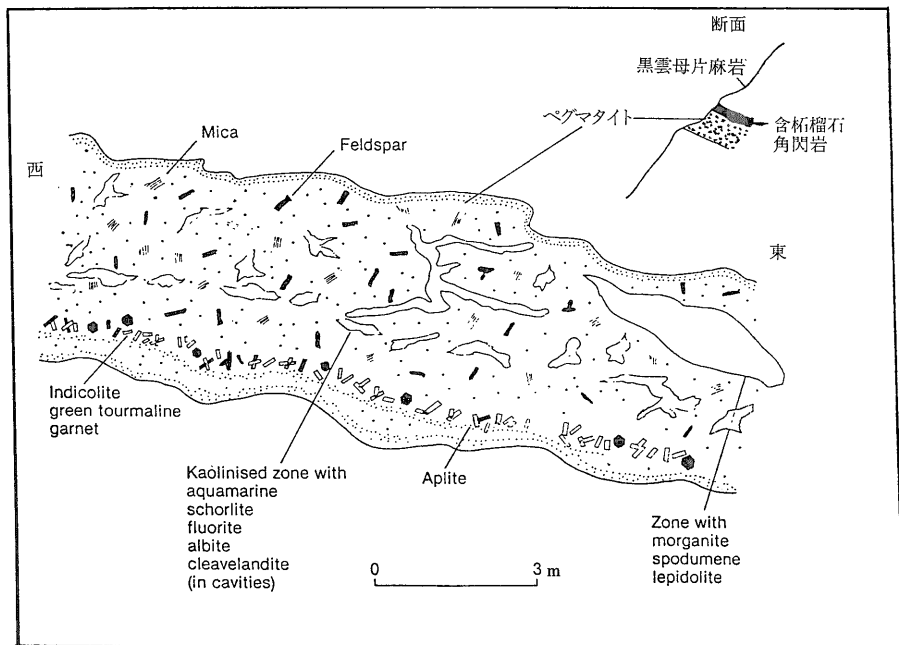
11. ナンガパルバット片麻岩類：白亜紀後期
サルカラ層堆積岩類の变成相

シングスの鉱床 (Kazmi et al, 1985)

ナンガパルバット-ハラモシュ シンタクシスを構成するナンガルパルバット片麻岩類にはハラモシュ (7,399 m) 山頂付近 インダス河北岸のシングス村 同南岸のブレチ村 パラバー山 (6,323 m) 陰のゴーラパ村などにおいて 多数の含宝石ベグマタイト鉱床が知られている (第3図)。シングス村の鉱床が最も著名で ここでは母岩の片麻岩類は 優白色黒雲母-白雲母片麻岩 (一部に珪岩を挟む) 黒雲母片麻岩 (一部に角閃岩薄層を挟む) 花崗岩質片麻岩からなる。

ベグマタイトは幅数cmから数m 延長数kmに達する脈状で 形も平行脈からレンズに至るまで様々である。母岩の片麻面に対して一般には非整合 一部で整合的である。シングスでは東北東系と西北西系の節理規制が明らかに認められる。ベグマタイトには褶曲したもののミロナイト化を受けるものがある。しばしば断層でずらされている。長石のカオリナイト化や褐鉄鉱汚染は一般的である。

ベグマタイトの多くは累帯構造を示すタイプであり 外側が細粒黒雲母花崗岩かアプライト質花崗岩 内側が



第4図 シングスペグマタイトの模式的走向方向断面図 (Kazmi et al., 1985)

粗粒のペグマタイトで晶洞(径 5-100cm)を伴う(第4図)。中心部がカオリナイト化を受ける。

ペグマタイトはおおよそ次の鉱物容量比を持つ。

長石(主にアルバイト)	60%
石英	10-15%
黒雲母と白雲母	5-10%
電気石(schorl)	1-5%

アルマンディン柘榴石も何ヶ所かで見られる。緑柱石は一般に石基中の斑晶鉱物として産する。宝石価値があるアクアマリンは全て晶洞に産する。淡青色長軸に2.5~10cmである。緑柱石の他の変種である goshenite と morganite も少量産出する。鉱床によっては無色トパズ 緑色 あるいは2色(茶色と無色)の電気石(elbaite)が得られる。二色または三色電気石は シングス東方 スタクナラ支流 海拔3,050m 付近のスタクナラ他のペグマタイトで最も著名である(口絵 参照)。

ダッソー鉱床 (Kazmi et al., 1985)

この鉱床はカラコルム主山系の南麓に位置し 主カラコルム衝上断層の上盤側を構成するミナピン層の変成岩類を母岩とする(第3図)。ペグマタイトはダッソー村を中心として その北東8kmのニットブルグ 東方8kmのゴン 南西に5kmのツィトングなどに集中して分布する。

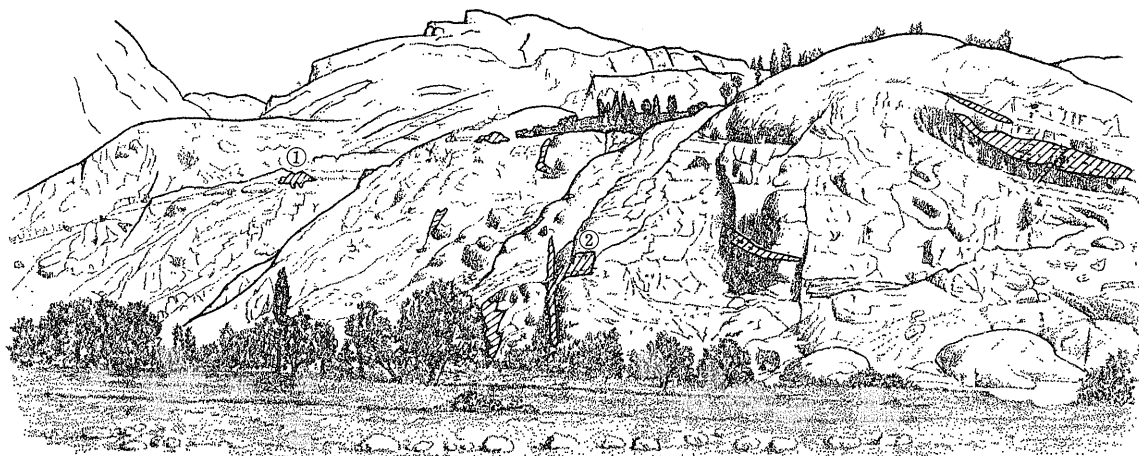
ダッソーペグマタイト(第5図)は 岩脈 レンズ 不規則形状で黒雲母片麻岩に貫入する。幅は8m以下

延長は45m以下である。ペグマタイトの周辺は細粒のアプライト 中心が粗粒のペグマタイト部で晶洞も伴う。構成鉱物は斜長石 石英 白雲母 黒雲母 緑柱石 黒色電気石である。晶洞が宝石品質の淡青色アクアマリンを石英 長石 雲母などと共に伴う。一部ではローズ石英も産出する。所によってはペグマタイトが破碎され 割目に沿って方鉛鉱 黄鉄鉱が見られる。

ニットブルグペグマタイトは河川面より1,740m 高い 海拔4,270m の高所にある。母岩は黒雲母片麻岩である。自形 透明な宝石品質の褐色トパズの産出がこの鉱床を著名にしたが 重要なものは一つで それは幅40-70cm 走向延長42m NE-35°Nの脈状鉱体である。最外縁のアプライトリム(3-8cm) 中間帯の粗粒ペグマタイト(18-23cm) そしてカオリン化が著しい中心部(25-30cm) からなるゾーニングを示す。

構成鉱物は斜長石 石英 電気石 白雲母である。トパズは鉱体中心の晶洞に産し 透明~褐色の自形結晶で 5~200gの大きさである。一般に石英 長石 ロゼット様集合体の白色アルバイトと共生する。

ゴンの鉱床はカラコルム花崗閃緑岩に貫入する脈状鉱体であり 同様にゾーニングをしている。宝石品質のトパズとアクアマリンが脈中心の晶洞に 斜長石 カリ長石 石英 白雲母 黒色電気石と共存する。蛍石は稀で しかも晶洞でなく石基に産する。



第5図 ダッソーベグマタイト産地のスケッチ。

斜線部が採掘場。①と②は第一鉱山と第二鉱山 (Middlemiss & Parshad, 1918)

成因的考察

カラコルム-ヒマラヤ山系には無数のベグマタイトが産出する。その多くは4,000m前後の急崖に分布するために十分に観察されていない。筆者らがカラコルム街道で観察したものを口絵と写真4-5に示した。フンザ-キルギット河沿いに今回観察した限りではベグマタイトは一般に(1)花崗岩体内かその周辺に多産しかつ(2)緩傾斜脈であることが多く(3)晶洞は少ない。

シングス-ダッソー地域における含宝石ベグマタイトは既述のように主として堆積岩源の変成岩類中に産出しかつ晶洞に富む。晶洞は宝石鉱物生長の場であり最末期の熱水変質や硫化物鉱化作用を受けている。

これらの事実は含宝石ベグマタイトの成因に関して以下のことを想起させる。

- (1) 含宝石ベグマタイトは母岩から物質の供給を受けたのではないか。かつての花崗岩化説はともかく B Be F などは母岩からマグマへ移動濃集した可能性がある。
- (2) 晶洞と熱水変質の存在から 浅所 (2 km ±) 形成のベグマタイトにおいてのみ、揮発性成分の濃集を得て宝石鉱物を生成した可能性が考えられる。すなわち含宝石ベグマタイトの成因にはその形成深度も重要であった。

一般の珪酸塩鉱物 長石 石英 雲母類は潜在する花崗岩体からメルトとして運ばれてきたものと考えられるが花崗岩とベグマタイトの同位体比較研究などはまだ行われておらず今後の研究課題が多く残っている。

含宝石ベグマタイトの生成年代は非常に若いらしい。シングス地域ではその東南方に漸新世-中新世岩体ヤラ

ダク底盤 (39-45 Ma) がある。また西方わずか10kmにも花崗閃緑岩体があり (第3図には示していない) それに貫入する酸性岩脈類 (写真4-5) について全岩 Rb-Sr 法で $34 \pm 14 \text{Ma}$ (0.7045) と $29 \pm 8 \text{Ma}$ (0.7052) の年代と Sr 初生値 (Pettersson & Windley 1985) が得られている。

一方カラコルム山系のダッソーでは上記とはほぼ同様な 27Ma (ベグマタイト) と 30Ma (優白色花崗岩) が報告 (Matsushita & Huzita 1965) されており その一つはベグマタイト産鉱物について得られた。したがって含宝石ベグマタイトはアジア・インド両プレートが衝突後の 30Ma 以降に生じた。恐らく衝突に伴う構造運動の摩擦熱により 珪長質マグマ (ネパールヒマラヤの両雲母花崗岩に相当 石原 1985参照) が生じこれがそのままあるいは上昇途中で母岩から若干の物質の供給を受けて含宝石ベグマタイトを形成したものと考えられる。

フンザのルビー鉱床

パキスタンの宝石産地のもう一つの中心であるフンザは主カラコルム衝上断層の北側 アジাপレートの南端部に位置する。ここはルビーの産地として著名でその他にスピネル クロム透輝石などを産出する。

ルビーおよびスピネルは結晶質石灰岩に含まれる。結晶質石灰岩は珪線石-柘榴石-黒雲母片麻岩 雲母片岩中に整合的に挟まれておりこの地域の大局的な構造方向である西北西方向へと伸びる (第6図)。北方約7 km には主カラコルム底盤の花崗岩類が幅 10-15 km 延長数百 km にわたって パキスタン北部のコリジョン帯



写真4 シングス西方 花崗閃緑岩体に貫入するアプライト-ベグマタイト岩脈 (年代 29Ma Sr 初生値 0.7045). 岩脈は無数に走り 多い所では露頭面積の30%以上を占める.



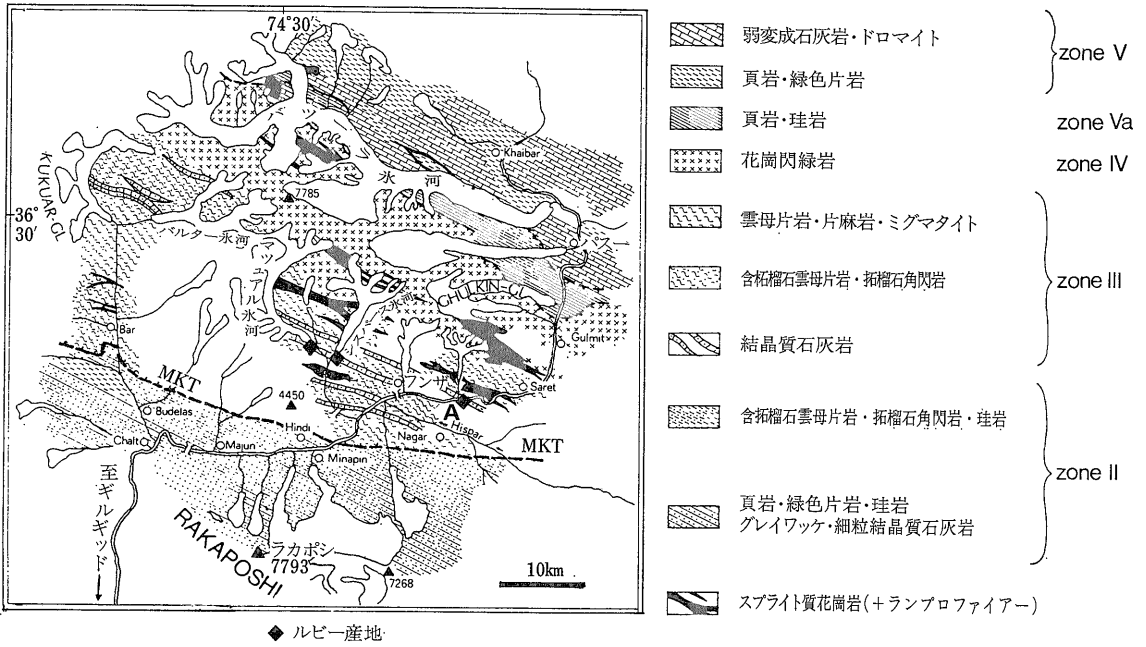
写真5 写真4のベグマタイト脈 (白色部) のクローズアップ. 脈中の黒色鉱物は黒雲母. スケールの長さは13cm.

を取り囲むように分布する。第6図にはアプライト質花崗岩が示されているが それ以外にも 変成岩類 花崗岩類を切っておびたしい数の アプライト-ベグマタイト脈が見られる。

結晶質石灰岩層の中の 少なくとも3ヶ所でルビーの産出が知られている (Okrusch et al., 1976). フンザ東方のカラコルム街道沿いの鉱床 (第6図のA) シスペース氷河下流 マツェル渓谷の3ヶ所である。筆者らはこのうち カラコルム街道沿いのA鉱床を見学したがすでに廃坑となっていた。写真6は鉱床の坑口周辺の写真で カラコルム街道沿いの崖で小規模に採掘されたことを示している。

結晶質石灰岩は白色から淡灰色を呈し 色調の違いにより示される縞状構造が顕著である (写真7)。またこの露頭にはアプライト-ベグマタイト レンズ (写真8) があり 宝石鉱床の成因との関連で興味深い。結晶質石灰岩中の方解石の結晶は平均で約1cmの長さで 最大3cmの長さのものも見られる。結晶質石灰岩中にドロマイトは認められず わずかに方解石中の離溶相として確認されているだけである。

結晶質石灰岩の随伴鉱物として 赤色コランダム (すなわちルビー) ピンク 紫または青色のスピネルが含まれるが その他に珪酸塩鉱物 (フログパイト 灰長石など) も見られる。これら随伴鉱物の中でフログパイトが最



第6図 フンザ ルビー産地付近の地質図 (Okrusch et al., 1976). MKT: 主カラコラム衝上断層 Aは見学地

も普遍的に産出する(口絵 参照).

コランダム (Al_2O_3) はクロムを少量含むことにより赤色を呈し そのような変種はルビーと称されて宝石価値が生ずる. フンザ産ルビーの Cr_2O_3 量は 0.14~0.17% であって 他地域のルビーと比較して低い値を示す (Okrusch et al. 1976). 肉眼的にもフンザ産ルビーはビルマ・タイ産のものに比べて 色がやや淡く ピンクがかっている (口絵 参照).

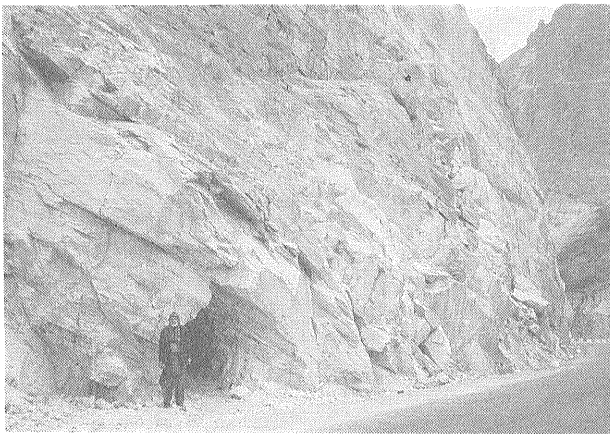


写真6 フンザ東方のカラコラム街道沿いのルビー鉱床. 結晶質石灰岩とルビー鉱床採掘の跡.

成因的考察

世界的に著名なビルマのルビーは石灰岩が接触交代変成作用を受けて生じたものと考えられている. ルビーの生成には熱と Al_2O_3 とが必要であるが フンザではまず熱について 母岩が受けた広域変成作用の熱とアプライト花崗岩体の貫入によるものが考えられ 双方が共に貢献した可能性もある.

フンザ地域のアプライト-ペグマタイトの K-Ar 年代 (Debon et al., 1987) は 2.7-16.9Ma とかなりばらつくが 15Ma 付近に比較的集中している. この値は既述のダッソーのペグマタイト年代より小さい ヒマラヤ山系で最も若い深成活動の年代であり これら珪長質岩がサブダクションには関係せずプレート衝突後に大陸地殻内の非難溶性物質の部分溶融により生じたことを示している.

一方 Okrusch et al. (1976) は 変成鉱物の共生関係から この地域の広域変成作用の温度を 600-620°C 圧力を約 6 Kb と推定し また離溶したドロマイトを含む方解石の化学分析値から ほぼ同様なソルパス温度 680°C (1 Kb)~660°C (9 Kb) を求めている. これらの温度は アプライト-ペグマタイトの溶融温度に近いほど高温であり ルビーが極めて高温で晶出したことを示している.

過剰の Al_2O_3 が得られた原因としては (1)石灰岩

中の Al_2O_3 に富む不純物層の存在 (2)パーアルミナスマグマの供給などが考えられるが 観察した範囲では 石英を欠くアプライト-ペグマタイトの存在やアプライトレンズの周辺にルビーが得られるなどの(2)を支持する証拠は得られなかった. したがって(1)の原因によるものと考えられ その場合に熱帯の石灰岩カルストによく見られるラテライト風化により Al_2O_3 に富む不純物が生じ それが広域変成作用にプラスする花崗岩マグマからの熱により 充分な高温を得てルビーは生成したものと思われる.

む す び

パキスタンのコリジョン帯には 大陸プレートや島弧が衝突によって持ち上げられ それらの深部が露出しており したがって比較的深い所で生成する鉱物資源が現れる可能性がある. ルビーはその様な一例であり ペグマタイト脈も一般の熱水性鉱床よりも深所で生成する.

カラコルム-ヒマラヤ山系には ネットワーク状ペグマタイト-アプライトの発達著しいが これは 衝突後にも引続く著しい構造運動により緩傾斜割目が無数に発達したためであり 同時に深所では摩擦熱により地殻溶融型の低融点マグマが発生 上昇し上記割目を満たしたことによる. 深所形成のペグマタイトが現在地表に見られることは衝突後の急速な隆起運動の結果である.

カラコルム-ヒマラヤ山系に見られる 宝石資源は コリジョン帯に必然的な一つの地質現象として捕えることができる.

文 献

Debon F., Le Fort P., Dautel D., Sonet J. and Zimmermann J. L. (1987) Granites of western Karakorum and northern Kohistan (Pakistan) : A composite Mid-Cretaceous to Upper Cenozoic magmatism. *Lithos*, v. 20, p. 19-40.

石原舜三 (1985) チベットヒマラヤ衝突帯の花崗岩類. *地質ニュース* 374号 p. 6-17.

Kazmi A. H., Peters J. J. and Obodda H. P. (1985) Gem pegmatites of the Shingus-Dusso area. *Mineral Record*, v. 16, p. 393-411.

Matsushita S. and Huzita K. (1965) *Geology of the Karakorum and Hindu Kush*. Kyoto Univ., Japan,



写真7 縞状構造を示す結晶質石岩. 中央 人物の手で示した部分はレンズ状のアプライトペグマタイト脈.



写真8 アプライトペグマタイト-レンズのクローズアップ. スケールの白色部は11cm.

151 p.

Middlemiss C. S. and Parshad L. G. (1918) Note on the aquamarine mines of Daso on the Braldu River, Shigar Valley, Baltistan. *Rec. Geol. Surv. India*, v. 45, p. 160-172.

Okrusch M., Bunch T. E. and Bank H. (1976) Paragenesis of a corundum-bearing marble at Hunza (Kashmir). *Mineral. Deposita*, v. 11, p. 278-297.

Petterson M. G. and Windley B. F. (1985) Rb-Sr dating of the Kohistan arc-batholith in the Trans-Himalaya of north Pakistan, and tectonic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 74, p. 45-57.