

# ソ連のウラン鉱床 (1)

岸本文男 (鉱床部)

## はじめに

ソ連が最初にウランを用いて核爆発実験を行なったのは1949年8月のことで、アメリカに遅れること4年と1ヶ月であった。このソ連の核爆発実験に使われたウランは、確かな証拠があるわけではないが、チェコスロバキアのヤヒモフ鉱床田(旧ヨアヒムスタール鉱床田)のウラン鉱石から抽出されたものと伝えられている。

一方、世界初の原子力発電所が発電を開始したのは1954年6月、所はソ連のオプニンスク市、発電能力は5メガワットであった(第1図)。この発電に使用された燃料棒はすでに国産のウランで作られていた。ソ連は戦後復興の経済再建計画の中で、正式には1946年からウラン鉱床の探査を始めていたのである。だが、調査結果が公表されず、今もって鉱床名も事業所もまたその位置も、いわんや鉱石の品位や鉱量もすべて発表されていない。ただ1959年からウラン鉱床の成因論を中心に、した研究成果が発表されるようになっただけである。

しかしスパイ衛星が高空をかけ回っている現在、その衛星をとばしている国に、たとえばアメリカにソ連のウラン鉱山やウラン精製工場の位置が知られずにすむとは考えられないのに、鉱物資源に関する発表が相つぐ中でウラン鉱床については口が固い。ともかくも、鉱床の位置でさえ全てノーコメントだから、この稿も話が固苦しくなって、読者諸士の中には眠り薬とされる向があるかも知れない。だが、筆者は資料を集め、ひもといた結果を書き遺したいのである。本邦初紹介でもあり、内容の固苦しさは事情に免じてお許し願いたい。

本稿は1974年にV. I. カザンスキーらが提起したソ連のウラン鉱床の分類を基礎にしてまとめてみたものだが、使用した文献はすべて地質調査所資料室所蔵のものである。

## 鉱床の分類

上記カザンスキーらの分類は次の通り。

### A) 古期卓状地の変成源鉱床

- 1型) ナトリウム交代岩・炭酸塩交代岩と関係した鉄-ウラン鉱床
- 2型) ナトリウム交代岩と関係したウラン鉱床

### B) 褶曲区の内因性鉱床

- I) 安山岩-閃緑岩系と関係した熱水鉱床
  - 3型) 岩脈帯中のウラン鉱床
  - 4型) 古火山中および小貫入岩外接触帯中のモリブデン-ウラン鉱床
  - 5型) 古火山および炭酸塩層-陸源層中の燐灰石-ウラン鉱床
- II) 石英粗面岩-花崗岩系と関係した熱水鉱床
  - 6型) 火山構造的陥没凹地中のウラン鉱床
  - 7型) 火山底貫入岩中のモリブデン-ウラン鉱床
  - 8型) 爆裂岩筒および岩頸中のモリブデン-ウラン鉱床

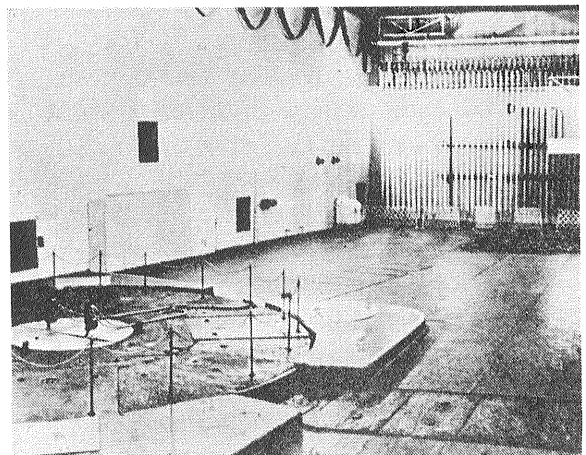
### C) アクチビゼーション区の内因性鉱床

- III) 粗面岩-閃長岩系と関係した熱水鉱床
  - 9型) 火山底岩体中のトリウム-ウラン鉱床
  - 10型) 基盤層中のチタン-ウラン鉱床
- IV) 安山岩-石英粗面岩系と関係した熱水鉱床
  - 11型) 積載火山性陥没凹地中の螢石-ウラン鉱床
  - 12型) 剝離構造凹地中の砒素-ウラン鉱床

### D) 新期卓状地の外因性鉱床

- V) 後生滲透鉱床
  - 13型) 炭酸塩層中のバナジウム-ウラン鉱床
  - 14型) 陸源層中のセレン-ウラン鉱床
  - 15型) 挾炭層中のウラン鉱床
- VI) 堆積-統成鉱床
  - 16型) 魚類化石を伴った粘土中の稀土類-ウラン鉱床

以上のほか、燐灰土やいわゆる黒色頁岩、油頁岩、ア



第1図 オプニンスク原子力発電所の内部(世界最初の原子力発電所)  
(“今日のソ連邦”より)

ルカリ岩 アポ花崗岩（アルビタイト） カーボナタイト中に多量のウランが含まれている場合もあるが アルビタイトの一部を除いていずれも低品位で ソ連ではまだ開発の対象となっていない。

上記の可採ウラン鉱床群の主な生成期には

- 1) 原生代前期 (18—16億年)
- 2) 古生代前期 (3.8—3.6億年)
- 3) 古生代後期 (2.7—2.4億年)
- 4) 中生代後期 (1.5—1.3億年)
- 5) 新生代 (2,000万年—現世)

の計5期がある。

原生代前期のウラン鉱床は前記分類の1型と2型に該当する。

古生代の前期と後期および中生代後期の場合には多数・多量の熱水ウラン鉱床の生成を特徴とし この生成期に生じた既知ウラン鉱床の全部が陸成の中性・酸性・アルカリ各マグマ岩岩系に關係している。その中でも古生代前期の場合の特徴はウラン鉱床が安山岩—閃緑岩岩系と古生代後期では石英粗面岩—花崗岩岩系と共存することである。また中生代後期の古期卓状地のアクチビゼーション期には粗面岩—閃長岩岩系 褶曲区のアクチビゼーション期には粗面安山岩—流紋岩岩系にそれぞれ關係あるウラン鉱床が生成している。

新生代の場合には 新期卓状地と山間盆地の被覆堆積層中に外因性ウラン鉱床が生成している。そのほかに新期卓状地の被覆堆積層中には 分布は限られているが堆積—統成稀土類—ウラン鉱床も知られている。また現世活火山帯の火山底酸性貫入体中に賦存する小規模な浅熱水性タリウム—ウラン鉱脈もこの生成期のものであるが 稼行価値が小さいということで詳しい研究は行なわれていない。

### 古期卓状地の変成源鉱床

ソ連の先カンブリア紀卓状地では その基盤の変成岩中にペグマタイト型 高温石英—長石交代岩型 被変成礫岩型の各ウラン鉱床が さらに卓状被覆層中に油頁岩型と褐炭層型の各ウラン鉱床が分布している。しかし ソ連の古期卓状地で稼行価値がもっとも大きいウラン鉱床はアルカリ交代岩帯中の変成源鉱床である。この鉱床群は原生代の基盤岩層中であって 原生代前期の褶曲—断裂構造に規制され 超変成作用域から鉱液が上昇して上部にウラン鉱物を沈殿したものと解されている。当該大型断層帯中にはナトリウム交代岩が数10kmにわたって延びているが この交代岩は顕生代褶曲区のアルカリ貫入岩岩系に相当する特殊な生成体と言われている。

ソ連の先カンブリア紀卓状地の変成源大型ウラン鉱床には 以下2つのタイプのものがある。

#### 1型) ナトリウム交代岩・炭酸塩交代岩と關係した鉄—ウラン鉱床

**地質と母岩** ソ連の含ウラン鉄鉱が発達する地域の先カンブリア系柱状断面は黒雲母片麻岩と角閃石—黒雲母片麻岩に始まり それを石英閃緑岩と花崗閃緑岩が貫ぬき その上位に鉄鉱層系と変塩基性—超塩基性岩岩系が さらにその上位にレプタイト・中粒質片麻岩・珪岩と微斜長石花崗岩貫入体が分布して終っている。この柱状断面はクリヴォイ—ログ地方の場合とそっくりであるが 文献に地名は全く記されていない。ウラン鉱床の胚胎層準は上記の鉄鉱層系で 3累層に分けられている。

**下部累層** すなわち結晶片岩—珪岩累層は雲母片岩 変アルコース砂岩 被変成礫岩 黒雲母—長石片岩 角閃石—黒雲母レプタイトからなり ウラン鉱体は含ウラン礫岩と同じ取り扱いになっている。

**中部累層** すなわちタコナイト累層は走向方向に安定したカミングトン角閃石片岩 カミングトン角閃石—黒雲母片岩 黒雲母片岩 磁鉄鉱ジャスピライト 磁鉄鉱—赤鉄鉱ジャスピライト 赤鉄鉱ジャスピライト イタピライト タコナイトからなり レプタイト 微結晶片岩およびそれらと互層した苦灰岩質大理石・透輝石珪岩が認められることもある。ウラン鉱は本累層上部の黒雲母片岩と各カミングトン角閃石片岩中に分布し これが一般に1型鉱床群の主鉱体となっている。

**上部累層** すなわち苦灰岩—レプタイト累層はレプタイト 微結晶片岩 石墨片岩からなり 苦灰岩質大理石 苦灰石珪岩 透輝石珪岩の間層を伴っている。ウラン鉱はレプタイトと苦灰岩質大理石に胚胎されている。

**地質構造と鉱体の形態** ウラン鉱体を胚胎するソ連の含鉄珪岩類の一つの特徴は曳裂断層に切られて形の乱れた急斜褶曲が発達していることで この褶曲構造がウラン鉱体の配列と形態に大きく影響している。その構造型式によって当該ウラン鉱体は次の3種に分類されている。

- (1) 等斜褶曲ヒンジ部分のウラン鉱体 (a群)
- (2) 褶曲翼部撓曲部分のウラン鉱体 (b群)
- (3) 単斜部縦走断層・斜交断層帯のウラン鉱体 (c群)

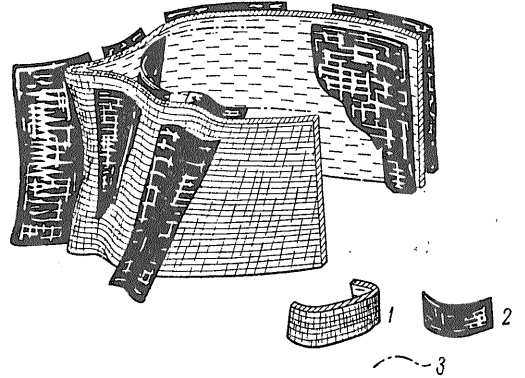
a群の鉱体の場合は褶曲構造の軸面とヒンジが垂直に近く 高次褶曲部の非調和性がいちじるしいという特

微を備え 炭酸塩岩と珪岩—結晶片岩は緩やかに褶曲し  
 イタビライトとタコナイトは鋭角的な褶曲を繰り返して  
 いる。 主な物質注入帯は細かな褶曲のヒンジ部に相当し  
 通常その部分に鉱体が生じている (第2図)。

そしてa群のウラン鉱体は一般に数層準に分布し 1  
 層準だけの鉱床は稀である。 主褶曲体のヒンジ部では  
 ウラン鉱化帯は鞍状を呈し 富鉱体は急斜した鉱筒ない  
 しレンズを形作っている。 このヒンジ部から遠ざかる  
 につれ 鉱体は整合曳裂・斜交曳裂・褶曲構造の組合せ  
 に規制されて 鉱株状 レンズ状 脈状のものに変わっ  
 ている。

b群の鉱体は多数の角礫化帯を伴った大型向斜翼部  
 の単斜部に分布し a群の場合ほど褶曲の非調和性と物  
 質の再配分はいちじるしくない。 鉱化帯は走向・傾斜  
 両方向とも規模が大きく その中に板状 レンズ状 鉱  
 筒状の富鉱体が胚胎され とくに整合曳裂と斜交曳裂の  
 交叉部に富鉱体を形成することが特徴といえる(第3図)。

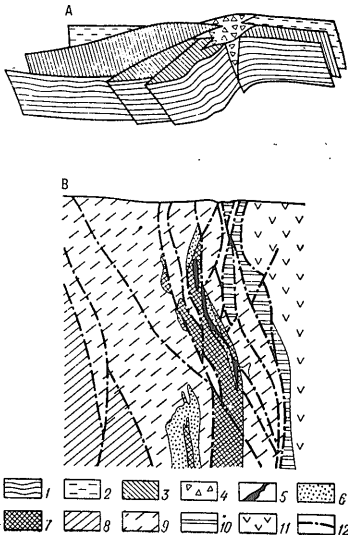
c群の鉱体は片麻岩とミグマタイト中に分布する連  
 続性に乏しい鉄鉱層に胚胎されているもので それほど  
 重要なものではない。 断層圧砕帯を伴い 同帯は幅25  
 —30mのマイロナイトとカタクレーサイトからなるが  
 母岩である磁鉄鉱タコナイトないし赤鉄鉱—磁鉄鉱タ  
 コナイトよりも傾斜は小さい。 ウランに富んだ交代鉱化  
 作用が最大に発達しているのは平面的にも垂直的にも曳  
 裂断層が湾曲した所であり 各方向の断層が交叉した部  
 分である。 富鉱体は鉱筒状 レンズ状 鉱のう状を呈  
 する (第4図)。



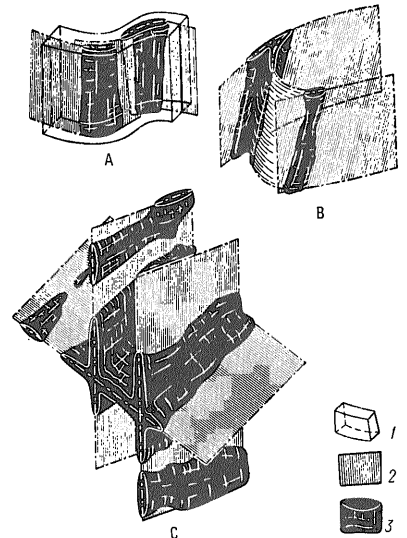
第2図 等斜褶曲核部の鉄—ウラン 鉱床  
 (P. П. Петров, В. С. Карпенко, Ю. А. Мещерский; 1969 原図)  
 1—タコナイト累層の地層 2—鉱化帯 3—断層  
 ⑤ 図にはすべてと言ってよいほど縮尺 距離尺 方位あ  
 るいは地名が示されていない。 ウラン鉱床に関する  
 発表論文にこれらを求めることはまず不可能である。

母岩の変質と鉱石の鉱物組成 ソ連のこの  
 型のウラン鉱床を代表する現象は強い交代過程で 同過  
 程は4段階に分けられている。 その第1段階はタコニ  
 イト中の鉄鉱体生成段階に該当する。 その鉄鉱体は関  
 係広域変成作用の末期に生成し 一般に母岩の縞状構造  
 を残しているが ときには塊状構造を示すこともある。  
 またこの鉄鉱体は“鉄鉱交代岩”とも呼ばれ 磁鉄鉱・  
 赤鉄鉱・カミングトン角閃石・鉄閃石・石英・黒雲母か  
 らなり その交代作用の後期にウラン鉱物の鉱染を受け  
 ている。

第2段階はアルカリ珪酸塩交代岩の生成段階で アル  
 ビタイト エジリン輝岩 アルカリ角閃岩 雲母—加水雲



第3図  
 向斜褶曲翼部拗曲状複雑化部に胚胎される鉄—  
 ウラン 鉱床  
 A—曳裂断層と拗曲の関係 (P. П. Петров,  
 В. С. Карпенко, Ю. А. Мещерский;  
 1968 原図)  
 B—鉱床断面図 (Я. Н. Белевцев, Н. П.  
 Гречишников, О. А. Крамар; 1968  
 原図)  
 1—苦灰岩—レプタイト累層基底接触面  
 2—タコナイト累層基底接触面  
 3—曳裂断層面  
 4—構造角礫岩  
 5—ウラン 鉱体  
 6—磁鉄鉱—曹閃石岩と磁鉄鉱—エジリン輝  
 石岩  
 7—鉄 鉱体  
 8—上部累層岩層  
 9—中部累層岩層  
 10—下部累層岩層  
 11—角閃岩  
 12—断層



第4図 鉄—ウラン 鉱床中の曳裂断層の拗曲(A) 共  
 役(B) 交叉(C)による鉱体の形態  
 (P. П. Петров, В. С. Карпенко, Ю. А.  
 Мещерский; 1969 原図)  
 1—タコナイト累層の岩層

母交代岩の生成がそれに当る。アルビタイトは主に石英—黒雲母片岩を原岩とし 走向延長も傾斜延長も大きく 主としてアルビタイトからなり プラストマイロナイト構造をとどめ 含ウラン燐灰石と含ウラン軟風信子鉱 ウラン珪酸塩鉱物と酸化ウラン鉱物の鉱染を受けて可採ウラン鉱体となっている部分が多い。当該ウラン鉱物は暗色鉱物濃集部に集中・分布する傾向がみられる。

さらにエジリン輝岩は主としてタコナイト 角閃石—磁鉄鉱片岩 第1段階の前記鉄鉱交代岩を原岩とし 含ウラン軟風信子鉱・含ウラン燐灰石・閃ウラン鉱・ネナドケバイトに鉱染されている場合が少なくない。

第3段階は炭酸塩交代岩の生成段階で 主に層面断層帯に形成されているが 交叉曳裂帯に沿って発達していることもある。この交代岩は主として角閃石—磁鉄鉱片岩とタコナイト それに第1段階に生じた鉄鉱交代岩を原岩とし 主要構成鉱物は磁鉄鉱とマータイト 菱苦土石・ピストメサイト・シドロプレーサイト型の炭酸塩鉱物である。ウラン鉱体となっている部分の主な炭酸塩鉱物は苦灰石で 燐灰石 ジルコン 黄鉄鉱 軟風信子鉱なども随伴されているが この場合の燐灰石や軟風信子鉱はほとんどウランを含まず ウランは閃ウラン鉱として主に苦灰石中に高い含有率でもって鉱染している。

第4段階は石英交代岩(いわゆる二次珪岩)の生成段階であるが ウランの鉱化作用は全然行なわれていない。以上の3連の1型ウラン鉱床では

- 1) 含ウラン燐灰石—含ウラン軟風信子鉱
- 2) 閃ウラン鉱—ネナドケバイト
- 3) 閃ウラン鉱
- 4) 瀝青ウラン鉱

の4種のウラン鉱物組合せによる鉱物共生が認められている。

含ウラン燐灰石—含ウラン軟風信子鉱組合せはアルカリ交代岩および同岩に接する炭酸塩交代岩中にみられ しばしばチタン石とネナドケバイト ときにはブラネライト 稀にはモナズ石と共生している。とくにアルビタイト中では両含ウラン鉱物がアルカリ暗色鉱物 磁鉄鉱 赤鉄鉱と共生し 炭酸塩交代岩中では方解石 苦灰石 滑石と共生する。

閃ウラン鉱—ネナドケバイト組合せはアルカリ交代作用帯のアルビタイト 稀にはエジリン輝岩中にも認められ 曹長石 エジリン輝石 アルカリ角閃石 加水雲母 磁鉄鉱 赤鉄鉱 燐灰石 チタン石と共生し 硫化物は微量である。ときにはブラネライトが加わり 瀝青ウラン鉱の存在が報告されている例もある。

閃ウラン鉱共生は鉄に富んだ岩石を原岩とする炭酸塩交代岩の場合の特徴で 閃ウラン鉱が鉄—炭酸塩質ウラン鉱石では唯一のウラン鉱物である。角礫化している炭酸塩交代作用を受けたマータイト化鉄鉱石の膠結物中もしくは縞状の鉄—炭酸塩質鉄鉱石の苦灰石縞ないしエジリン輝石縞中に閃ウラン鉱は濃集している。

瀝青ウラン鉱共生はそれほど重要なものではない。この場合の共生鉱物は緑泥石 加水雲母 石英 方解石 黄鉄鉱だが ときには銅硫化物 鉛硫化物 コバルト・ニッケル・ビスマスの各複砒化物が加わることもある。

## 2型) ナトリウム交代岩と関係したウラン鉱床

地質と母岩 この型のウラン鉱床は含ウラン—ナトリウム交代岩というべきもので 超変成岩中であって 基盤の褶曲体や 大型半深成花崗岩類(数100—数1,000 km<sup>2</sup>)山塊の外接触部に発達した 延長の大きい 厚い断層帯に胚胎されている。その断層帯の場所によってナトリウム交代作用とウラン鉱化作用の強さはさまざまだが 斜交曳裂断層を伴う鋭角的な湾曲部もしくは割れ目ごとくに発達した部分に強く現われている。

大型花崗岩類山塊の外接触部に南北性ウラン鉱化帯が分布する例でみると 第5図に示したように同山塊は主として斑状カリ花崗岩からなり 外接触部は小規模な中粒質花崗岩体(斑状カリ花崗岩の後期分化岩体) 多数のペグマタイト そして圧砕・マイロナイト化帯で構成され 圧砕・マイロナイト化帯に含ウラン—アルビタイトが分布している。その中でも大規模な含ウラン アルビタイトが賦存しているのは当該マイロナイト化帯が走向方向・傾斜方向ともに湾曲する部分およびNW—SE性曳裂断層と交叉する部分であるが さらにその中でも片麻岩類・花崗岩類・ペグマタイトが繰り返り重なり合った形の構造部分である。

そのほかの2型ウラン鉱床の例として挙げ得るものに 多数の花崗岩とペグマタイトの層々注入を受けた楔状片麻岩地塊中の鉱床がある。この鉱床は上盤側にヴァストーチュヌイ断層と呼ばれる断層で境されている。

“ヴァストーチュヌイ”とは“東の”の意で 地名とは全く関係がない。鉱床付近の片麻岩類はS—EおよびNW—SE 走向で東に傾斜し 北に向って扇状に拡がり ところどころで鋭く折れ曲っているが その屈曲は褶曲変形の現われと解されている。

多くの場合 花崗岩類は調和岩体を形作り その規模と片麻岩類中での分布密度はさまざまだが 例示した鉱床の中央部では厚さ1—30mの花崗岩体と片麻岩層が互層状分布を示し 両者の量比はほぼ1:1である。鉱

床の下盤には厚い層状花崗岩体が分布する。ペグマタイトの数は数100本に達し花崗岩類と片麻岩類を切る幅1km前後のペグマタイト帯を形作っている。

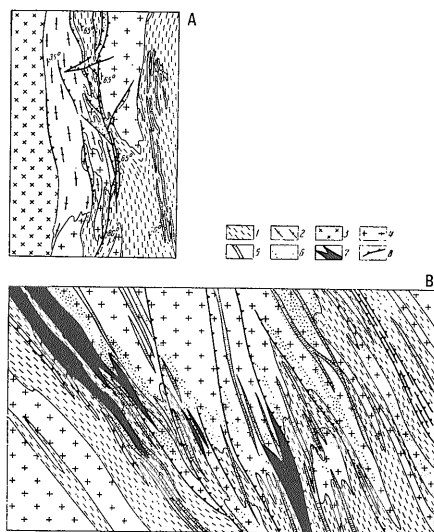
**地質構造と鉱体の形態** 花崗岩体とペグマタイト岩体の形と分布状況から 主な曳裂断層系(N—S系 NW—SE系 NE—SW系)は超変成作用時にすでにほぼ形成されていたと解されている。花崗岩化作用時に大きな役割を果たしたのはN—S系とNW—SE系の曳裂断層でそれがブラストマイロナイトとブラストカタクレーサイトに満たされた地縫の分布位置を規制している。

ブラストマイロナイトとブラストカタクレーサイトは鉱物組成からいえば出発超変成岩に酷似し 石英・黒雲母・微斜長石・正長石からなる。その構造と組織の特徴からすると 両岩はいずれも強い側圧圧縮条件下での岩石の再結晶作用によって生成したものであり 微斜長石・正長石と黒雲母が共生することは変形作用がアルマンディン—角閃岩相の変成環境下で進行したことを示唆している。さらにマイロナイトとカタクレーサイトは超変成岩の浅所脆性変形条件および緑色岩化条件下で生成し 石英・微斜長石・曹長石・緑泥石・緑簾石が安定共生することを特徴とする。

花崗岩・ペグマタイトと互層状に分布する片麻岩類にブラストマイロナイト・ブラストカタクレーサイト帯が重なるとむしろ花崗岩物質の方が変形作用を受け 特有の眼球状構造や石英粒の一定方向への再配列化がもたらされている。この花崗岩類の選択変形は超変成岩特有の物理的・力学的な物質の不均等性のため 花崗岩がカタクラシスを受けるとその孔隙率が急激に高くなるという実験結果から 孔隙率の上昇が強い交代変成作用を助けたものと解されている。

2型鉱床の含ウラン—ナトリウム交代岩は上記すべての岩石(片麻岩 花崗岩 混成岩 ブラストマイロナイト マイロナイト カタクレーサイト)から発達したもので 含ウラン アルビタイトの分布はペグマタイトとマイロナイト・カタクレーサイト帯を伴った花崗岩体の形態に規制されている。ナトリウム交代岩の主体(ウラン富鉱体)は 花崗岩の小岩脈に切られながら上下を大規模な花崗岩体に夾まれた片麻岩ブロックに胚胎されている。前記のヴァスト—チュヌイ断層の下盤側で片麻岩岩層が薄くなっている鉱床南部では ナトリウム交代作用が下位の花崗岩にも及んでいる。

同鉱床の北部では含ウラン—アルビタイトが花崗岩の楔状ブロックを下部からとりまき 上向きに数10mばかりペグマタイト脈に沿いながら花崗岩中に入りこみ そ



第5図 アルビタイト中のウラン鉱床 (В. И. Казанский, Н. П. Лаверов; 1975)  
 А—含ウラン—ソジウム交代岩帯の構造 (平面) (В. С. Казаков, А. В. Кузьменко, И. С. Руткевич; 1968)  
 В—鉱床断面 (В. И. Казанский, В. А. Крупеников, Б. И. Омеляненко, А. К. Пдусс; 1968)  
 1—片麻岩類  
 2—混成岩類  
 3—斑状カリ花崗岩  
 4—中粒質花崗岩  
 5—ペグマタイト  
 6—ナトリウム交代岩類  
 7—鉱体  
 8—ブラストマイロナイトとマイロナイト

して消えている(第5図b)。同時に 交代岩そのものはこの楔状ブロックの東側急傾斜境界面と南西側緩傾斜境界面に沿ってさらに上位まで広がっているが 含ウラン—ナトリウム交代岩全体としてはその大部分はヴァスト—チュヌイ断層の下盤に賦存し 同断層は一種の帽岩的な存在となっている。

以上のように ソ連の2型ウラン鉱床には 1) 片麻岩中に分布する曹長石化された花崗岩(アルビタイト)と同ペグマタイトの層々注入岩体に胚胎されるものと 2) 変質花崗岩(ナトリウム交代岩)の大型岩体中に胚胎されるものの2種がある といえよう(第6図)。

**側岩の変質と鉱石の鉱物組成** 当該ナトリウム交代岩は一般に原岩の組織と構造の特徴をとどめ特徴的な鉱物共生から 1) エジリン輝石—曹閃石型と 2) 緑簾石—緑泥石型の2タイプに分けられている。

エジリン輝石—曹閃石型ナトリウム交代岩は累帯性を備え その特徴は外帯に黒雲母を交代したアルカリ角閃石が発達し 長石が赤色化し 石英が部分的に再結晶し

ていること 中央帯で石英がすべて曹長石に完全に交代されていること 内帯で微斜長石が曹長石に 曹閃石がエジリン輝石に交代されて完全なアルビタイトに変っていることなどである。

緑簾石—緑泥石型ナトリウム交代岩の特徴の一つは全体を通じてアルカリ角閃石を欠き 緑簾石と緑泥石が安定していることである。以上のほか 上記2者の混合型として外帯に緑簾石と緑泥石 内帯に曹閃石とエジリン輝石が発達しているものもある。

ウラン鉱物としてはウランチタン塩鉱物 瀝青ウラン 閃ウラン 鈷 コフィナイト 加水瀝青ウラン 鈷 ウラノフェーン ベータウラノタイル ウランブラックその他未詳鉱物がある。これらのウラン鉱物はナトリウム交代岩の暗色鉱物と密接な関係を有し 完全に仮像を作っている場合が多い。この事実は鈷石鉱物の主体をなすウランチタン塩鉱物が主として含ウラン鈷液と含チタン暗色鉱物(チタン石・金紅石・チタン鉄鈷・エジリン輝石・角閃石)との相互反応によって生じたとする一つの根拠とされ またその反応に当っては含チタン暗色鉱物中の2価のFeが6価のUを4価に変える促進剤になったと解されている。

絶対地質年代測定の結果によると 含ウラン—ナトリウム交代岩はおよそ18—20億年という値を示し その中の含ウラン—アルビタイトはあまり深くない環境下で超変成岩の緑色岩化後に生じた中温熱水生成体の一種と見なされている。

### 褶曲区の内因性鈷床

ソ連の褶曲区における地質発展過程の中でウラン鈷化作用が占める位置については多数の研究報告が発表され

ている。それらの報告によると 現在ソ連で確認済みの褶曲区内因性ウラン鈷床としては含ウラン—稀土類ペグマタイト 含ウラン—稀金属ペグマタイト カーボナタイト アルビタイト 白雲母—黄玉グライゼン スカルの各鈷床があるが いずれもウラン鈷石としては品位が低く 鈷量も比較的小さく 開発への関心は持たれていない。ただ 地角斜形成後の造山期に生じた陸成火山—貫入岩コンプレックスに關係する熱水鈷床だけは稼行価値があるとされ 多面的な研究が行なわれている。この熱水ウラン鈷床群は地質の觀察と瀝青ウラン鈷の絶対地質年代測定の結果からすると 最末期の火成岩体中およびその近くに分布し 後火山性の熱水活動によって生成したものと解される。

褶曲区この可採ウラン鈷床群は すでに述べたように2大別されている。以下 その分類にしたがって紹介する。

#### 1) 安山岩—閃緑岩系と關係した熱水鈷床

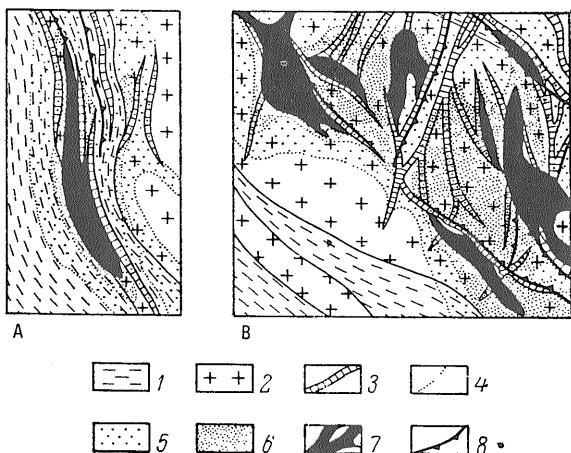
この種のウラン鈷床は中程度の深度条件下で中温および低温鈷液から生じたものであり 主体は細脈—鈷染状と鈷染状のウラン鈷および同モリブデン—ウラン鈷の鈷染鈷床 それに磷灰石—ウラン鈷の交代鈷床である。

鈷床はいずれも中央山塊縁部の深部裂か帯に位置し 地角斜生成体である主として下部構造階の岩体中に分布する。上部構造階を構成する火山源堆積岩層中に胚胎されているウラン鈷床の場合は品位が低い。

絶対地質年代がウラン鈷にもっとも近いのはマグマ活動の最終生成体であるはんれい岩質輝緑岩の岩脈とランプロファイアの岩脈で ルーフおよびシルを形作る安山岩と粗面石英安山岩 閃緑岩とモンズナイトの半深成貫入岩体と岩脈も時代的にはウラン鈷の生成期に近い。これらの火成岩の生成は造山期における火山作用の末期を飾るもので その生成後に熱水活動が始まったと考えられている。

当該ウラン鈷床はそれぞれの賦存位置と鈷石組成を基礎に前述の3型・4型・5型の3種に分類されている。

第6図  
ナトリウム交代岩中のウラン鈷体の形態  
(B. И. Казанский, В. А. Крупеников, Б. И. Омеляненко, А. К. Прусс; 1968 原図)  
A—片麻岩・花崗岩・ペグマタイト繰り返し配列帯中の鈷体  
B—花崗岩中の鈷体  
1—片麻岩類 2—中粒質花崗岩  
3—ペグマタイト 4—交代作用帯の境界  
5—ナトリウム交代岩外帯 6—ナトリウム交代岩内帯(アルビタイト)  
7—鈷体 8—ブラストマイロナイトとマイロナイト



### 3型) 岩脈帯中のウラン鉱床

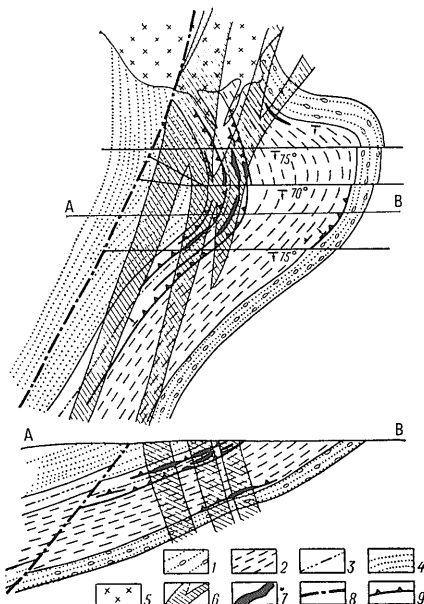
地質と母岩 ソ連の3型ウラン鉱床は古火山の大規模な侵蝕斜面の岩脈帯中に分布する(第7図)。

鉱体の母岩となっている岩脈はその岩種と相対的な生成時代から数群に分けられているが 閃緑岩の岩脈が多く 花崗閃緑斑岩 斜長花崗斑岩 モンズナイト斑岩の岩脈は少ない。これらの岩脈は閃長閃緑岩の岩株状貫入体 安山岩・同角礫岩の古火山構成岩体とともに造山期末期に生成した単一の火山岩—貫入岩コンプレックスを形作っている。当該ウラン鉱床の主要鉱体はいずれも下部構造階に位置し 下部構造階の上記コンプレックスを不整合に蔽った陸成堆積層中には鉱物組成・元素組成がともに岩脈帯中のウラン鉱体とよく似た小規模な「層状ウラン鉱体」がみられるだけである。

当該鉱床地区の岩脈に切られた下部構造階陸源岩層は礫岩・砂岩・シルト岩・泥岩からなり 一つの非対称性背斜構造を形作って 翼部がそれぞれ10—40°と50—60°傾斜している。上部構造階を構成する堆積層はほとんど水平である。

3系の断層系があつて 1は岩脈帯の方向と同じ急斜縦走断層系 1は岩脈帯を横断する急斜横断断層系 1は層間緩斜断層系であるが 一般に転位量は小さい。後2者と褶曲構造の組合せ 岩相と生成期を異にする岩脈の密集分布によって 鉱床の構造はきわめて複雑なものとなっている。

鉱体の形態と構造 当該鉱床の主要鉱体は層間緩斜断層中に分布し 接近し合つて配列する急斜岩脈群を切っている(第8図)。層間緩斜断層の構造は母岩に規制され 堆積層中では緻密な地縫となり 急斜岩脈を切る部分では角礫を伴った複雑な割れ目系を生じ この角礫化した岩石部分は厚さが非角礫化部分の場合の数倍に肥大して可採ウラン鉱体を胚胎している。

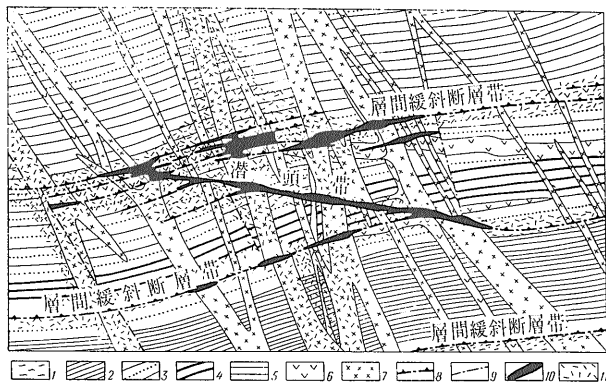


第7図 岩脈帯中のウラン鉱床の地質構造模式図 (B. И. Казанский, Н. П. Лавров; 1974)

- 1—砂岩・礫岩
- 2—シルト岩・泥岩
- 3—砂岩・シルト岩互層
- 4—砂岩
- 5—閃緑岩 はんれい岩質閃緑岩 閃長岩質閃緑岩
- 6—岩脈群
- 7—鉱体
- 8—調和断層

鉱体は層状を呈し 厚さはそれほど厚いものではないが 層間緩斜断層面に帯状に長く延長し 鉱体の幅は岩脈の幅に左右されている。層間緩斜断層が多くのレベルに発達するため それに応じて鉱体の数も多い。

鉱石の鉱物組成と側岩の変質 当該鉱床の鉱体は硫化物の少ないウラン鉱型のもので 主として細脈構造 角礫構造 細脈—鉱染構造を示し 鉱化作用は3段階に分かれている。



第8図 岩脈帯中のウラン鉱体の形態と構造 (B. И. Казанский, Н. П. Лавров; 1974)

- 1—中粒質・粗成層砂岩
- 2—粗粒質砂岩・シルト岩互層
- 3—シルト岩間層を挟在中粒質砂岩
- 4—細粒質砂岩・シルト岩の厚い互層
- 5—泥岩・シルト岩
- 6—閃緑岩岩脈
- 7—斜長煌斑岩(斜長ランプロファイアー)
- 8—調和断層
- 9—交叉断層
- 10—鉱体
- 11—ベレザイト化帯

まず第1段階は鉍石鉍物の沈殿に先行したペレザイト化作用期で 鉍体はペレザイト化範囲外には形成されていない。

第2段階は瀝青ウラン鉍の主な沈殿期に相当し 瀝青ウラン鉍は少量の方鉛鉍・黄鉄鉍・閃亜鉛鉍・黄銅鉍・白鉄鉍・輝水鉛鉍と共生し 脈石鉍物としてはアンケライト・方解石・蛋白石・緑泥石・絹雲母が多い。また瀝青ウラン鉍の微脈が緑泥石化部の外縁が形作っていることが少なくない。瀝青ウラン鉍には3種の共生関係がみられるが 富鉍のほとんどは瀝青ウラン鉍—硫化物共生と瀝青ウラン鉍—炭酸塩共生のものである。

第3段階は炭酸塩鉍物脈と角礫膠結炭酸塩鉍物の沈殿期で 少量の螢石・重晶石・石英・方鉛鉍・純閃亜鉛鉍・黄鉄鉍・四面銅鉍もこの段階で沈殿している。2・3の炭酸塩鉍物脈中には 瀝青ウラン鉍が再沈殿している。地質観察と瀝青ウラン鉍・岩脈の絶対年代測定結果によると ウラン鉍体と岩脈の生成期に大きなギャップがあり その中で鉍体に生成期がもっとも近いのはマグマ活動最末期のはんれい輝緑岩岩脈である。

当該ウラン鉍床は比較的浅い所で熱水溶液から沈殿したもので 瀝青ウラン鉍の沈殿温度は210—120°Cである。

#### 4型) 古火山中および小貫入岩外接触部中のモリブデン—ウラン 鉍床

地質と母岩 この型のウラン鉍床は中央山塊周縁の古生代褶曲区に分布する。

鉍石はモリブデン—ウラン複合鉍で ほとんどが細脈—鉍染構造と角礫構造を示し 中程度の深さの所で 350—200°C前後の熱水鉍液から生じたものである。

この型のウラン鉍床例として A. P. ザチェルニェク(1970)が発表している中性岩—塩基性岩の火山底貫入岩付近に胚胎された鉍床を挙げて まずこの型の説明としたい。

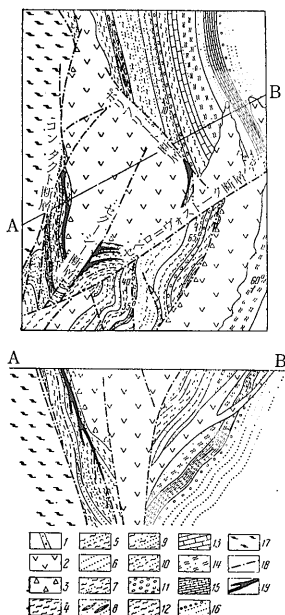
当該鉍床は中央山塊周縁帯の大型断層集中部分に位置し(第9図) ウラン鉍体は古生代後期の安山岩と閃緑岩の火山底岩体および中性岩・塩基性岩岩脈に切られた古生代前期の凝灰質堆積岩層中に分布している。

本鉍床地区の地質には下部層群と上部層群があつて前者はカンブリア紀のスピライトと輝緑岩 後者はオルドビス紀の褶曲・擾乱した凝灰質砂岩・凝灰質シルト岩・凝灰質泥岩・石灰岩の互層からなっている。

後地向斜側に生じた火山底貫入岩が上記2層群に貫入して複雑な形態を呈するが その形態は2層群中の層間断層に規制されている。この貫入岩体の中心部は安山岩質玄武岩 安山岩 安山岩質石英閃緑岩 縁部は同岩質噴出角礫からなっている。鉍床付近の安山岩および安山岩質玄武岩は半深成花崗岩の 鉍床部分では微閃緑岩とランプロファイアーの岩脈に切られている。

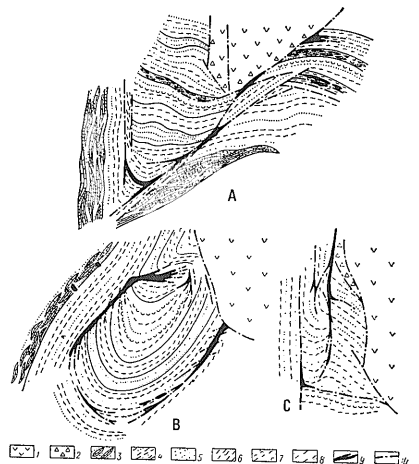
鉍体と鉍石 本鉍床の構造は断層・褶曲転位と火山構造との組合せに支配されている。

鉍体は火山底貫入安山岩の外接触帯に集中し(第10図) 当該安山岩体を縁どる形の上記凝灰質岩層中に分布する。



第9図  
モリブデン—ウラン 鉍床地質概図  
(A. И. Зачернок, Б. С. Кап, Л. В. Хорошилов; 1970)

- 1—中性岩岩脈 火山源岩
- 2—安山岩質玢岩 安山岩質玄武岩 安山岩質石英安山岩
- 3—安山岩質玢岩の熔岩・角礫岩・凝灰岩
- 4—成層凝灰質シルト岩
- 4~14—上部層の凝灰質—堆積岩
- 5—シルト岩・砂岩・微砕屑凝灰岩互層
- 6—凝灰質砂岩
- 7—凝灰質砂岩・凝灰質シルト岩・凝灰質泥岩微細互層
- 8—レンズ状石灰岩 レンズ状凝灰質砂岩
- 9—凝灰シルト岩間層を挟む凝灰質砂岩
- 10—凝灰質砂岩・凝灰質シルト岩互層
- 11—微砕屑凝灰質礫岩
- 12—凝灰質シルト岩・凝灰質シルト質砂岩互層
- 13—成層石灰岩
- 14—凝灰質砂岩・凝灰質シルト岩互層
- 15—細成層石灰岩
- 16—砂岩と細砕屑礫岩
- 17—下部層の岩層 カンブリア紀の輝緑岩 スピライト
- 18—断層
- 19—鉍体



第10図 モリブデン—ウラン 鉍床の鉍体の産状と形態  
(A. П. Зачернок, Б. С. Кап, Л. В. Хорошилов; 1970)

- |                            |                         |        |
|----------------------------|-------------------------|--------|
| A—脈状鉍体                     | B—調和鉍体                  | C—混合鉍体 |
| 1—安山岩質玢岩 安山岩質玄武岩 安山岩質石英安山岩 | 2—同熔岩角礫岩と同凝灰岩           |        |
| 3—レンズ状石灰岩・凝灰質砂岩            | 4—凝灰質砂岩・凝灰質シルト岩・凝灰質泥岩互層 |        |
| 5—凝灰質砂岩                    | 6—凝灰質シルト岩               |        |
| 7—凝灰質シルト岩・凝灰質砂岩・凝灰岩互層      | 8—凝灰質砂岩・凝灰質シルト岩互層       |        |
| 9—鉍体                       | 10—断層                   |        |



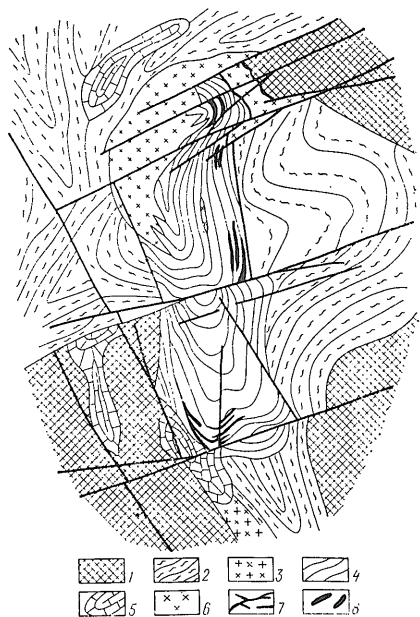
鉱体の直接胚胎場所は交叉断層帯と褶曲の急湾曲部に生じた層間割れ目帯である。 鉱体はその賦存位置と構造から羽状割れ目とその軸に当る断層に胚胎された交叉鉱体と層間割れ目 とくに褶曲翼部湾曲部の層間割れ目に胚胎された整合鉱体の2種に分けられる。

本鉱床では整合鉱体の方が多く 一般的には凝灰質のシルト岩と砂岩が互層した地層中に分布している。 整合鉱体の形態は鞍状鉱脈ないしレンズ状鉱体に酷似し背斜頂部では断続した環状鉱体を形作るものもある(第10図)。 交叉鉱体は複雑な脈状およびレンズ状を呈し安山岩貫入体と凝灰質堆積岩との接触帯に分布する。

本鉱床の鉱化過程には3段階あって 第1段階では凝灰質の砂岩とシルト岩 安山岩 安山岩質角礫岩 微閃緑岩岩脈を原岩としてナトリウム交代岩が生成し 断層沿いに幅数 cm から1 m前後の岩帯を形作っている。 第2段階でモリブデン—ウラン鉱体が生成し 瀝青ウラン鉱と輝水鉛鉱が黄鉄鉱 白鉄鉱 方鉛鉱 黄銅鉱 炭酸塩鉱物などとともに沈殿して角礫膠結物中に鉱染し或は細脈を形作っている。 第3段階では再沈殿した瀝青ウラン鉱を伴う多数の炭酸塩鉱物細脈が生じている。

次にソ連の4型ウラン鉱床を代表するもう一つの例として 小貫入岩の外接触部に賦存するモリブデン—ウラン鉱床について述べる。

この鉱床は上記の鉱床と同じように 古生代褶曲区中の中央山塊周縁部に分布する。 そして 本鉱床は基盤隆起体と帯状凹地とを境する大型断層の共役部に位置している(第11図)。

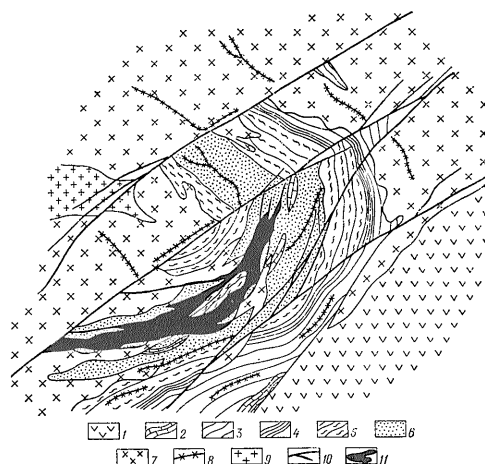


第11図  
鉱床田の地質とモリブデン—ウラン鉱床の配列  
(В. И. Казанский, Н. П. Лаверов; 1974)  
1—中央山塊変成基盤隆起体  
2—下部階—下部層地向斜堆積—火山源岩層  
3—花崗岩類貫入岩体  
4—下部階—上部層火山源—陸源岩層  
5—残存凹地炭酸塩—陸源岩層  
6—後期閃緑岩—花崗岩貫入体・岩脈  
7—断層  
8—鉱体

地質と母岩 鉱床付近の地質断面は上下2つの構造階からなり 下部構造階はカンブリア紀の頁岩・スピライト・変成凝灰岩・中性熔岩 そして上部構造階はオルドビス系の安山岩質凝灰岩薄層を伴った下部噴出岩—堆積岩層とそれを不整合に蔽う上部砂岩・シルト岩・泥岩・泥灰岩・石灰岩からなっている。 そのうちの下部噴出岩—堆積岩層は花崗岩質半深成岩に貫入され 上部岩層は局部的な大陸性凹地に残っているにすぎない。 さらに上記オルドビス系を切って 本鉱床地区の造山期最末期のマグマ生成体である微閃緑岩と花崗岩質の半深成貫入岩・火山底貫入岩およびランプロファイアーの岩脈が分布している。

鉱床の母岩は主としてオルドビス系凝灰質堆積岩で 同岩層は縦走断層と横断隆起帯によって擾乱された狭長な向斜褶曲を形成し 当該縦走断層は長期にわたる発達歴史と深在性を備え 下部構造階中にもはっきりと延びており 閃緑岩の岩枝と岩脈がこの断層近辺に分布する。 この断層と閃緑岩貫入体に接する部分では凝灰質砂岩・凝灰岩・層灰岩層が強く破碎されていて その中に走向割れ目と交叉割れ目が広く発達し この部分に主として熱水変質生成体が賦存する。

鉱体と鉱石 モリブデン—ウラン鉱体の分布範囲は2つの地縫間の地塊に限定され 褶曲の湾曲部に生じた主として調和断裂に分布している(第12図)。 鉱体の形は母岩と同傾斜のレンズ状および平板状を呈し 当該調和断裂が中央の断層と接する深部で消滅する。



第12図 モリブデン—ウラン鉱床模式地質図  
(В. И. Казанский, Н. П. Лаверов; 1974)  
1—安山岩 2—石灰岩  
3—砂岩 凝灰質砂岩 4—シルト岩  
5—泥岩 6—凝灰岩と砂岩  
7—閃緑岩 8—後期花崗岩  
9—後期花崗岩 10—断層  
11—鉱体

本鉱床では小貫入岩形成前に生じた褶曲構造の鉱体分布規制が明白で 鉱体は先ウラン鉱化段階の石英-絹雲母化岩やナトリウム交代岩の拡がり範囲を出ていない、そして 鉱床上部では鉱体が交叉割れ目に接した構造角礫帯中に集中して複雑な形の鉱脈や帯状の網状鉱体を形作り 傾斜方向にこれを追うと整合板状(レンズ状) 鉱体に移り変わる。

鉱石は Mo と U のほかに多量の Zr (コロホーム状ジルコンであるアルシノバイト) そして多量の燐灰石を伴うことが特徴である。ウランの主要鉱物は瀝青ウラン鉱で 硫化物 とくに輝水鉛鉱・黄鉄鉱・方鉛鉱と共生し また炭酸塩鉱物・絹雲母・緑泥石とも共生する。鉱石は主として細脈-鉱染構造 細脈構造 角礫構造を示し 鉱染構造も細脈の周辺と角礫中に発達している。後ウラン鉱化段階の鉱化作用はいちじるしく 炭酸塩鉱物脈と同細脈の形で広く分布し 含ウラン角礫を膠結した炭酸塩鉱物を生成している場合も少なくない。鉱体の後ウラン鉱化段階の鉱化作用が加ってウランを溶脱し方解石細脈中に瀝青ウラン鉱が再沈殿している場合も多い。

5型) 古火山および炭酸塩層-陸源層中の燐灰石-ウラン 鉱床

ソ連の5型ウラン鉱床は4型モリブデン-ウラン鉱床が発達する地域に分布している。 燐灰石とウランの可

採濃集体はさまざまな組成と地質時代の岩層中に認められるが そのうちでももっとも規模が大きいのはシルト岩・砂岩間層を伴った炭酸塩岩層中の鉱体である。

主な稼行対象になっているのは母岩と整合的に接する交代性鉱体群および細脈-鉱染鉱からなる網状鉱体群である。 前者の分岐脈である交叉脈状鉱体はそれほど重要ではない。

ソ連のすべての5型ウラン鉱床で燐灰石-ウラン鉱石は後生成体の明瞭な特徴を備え 研究者の多くがこれを熱水鉱床の範疇に入れているが 少数ながら堆積続生成体あるいは火山源堆積生成体とする研究者もいる。

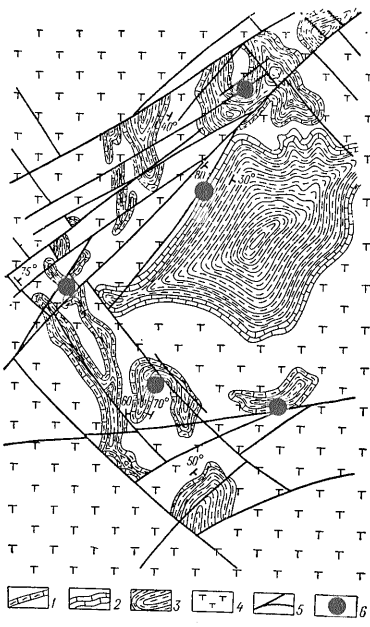
例として 第13図に掲げた鉱床をとり上げてみる。 鉱床名も位置も全く定かでない。

地質と母岩 この代表的な鉱床は激しく転位した炭酸塩岩層・陸源岩層中の広い断層帯に分布する。

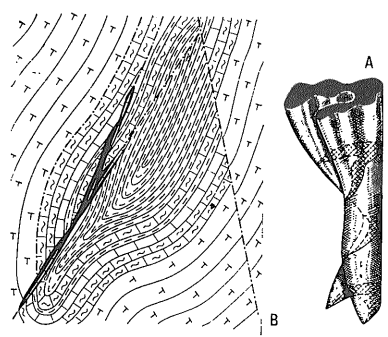
地質断面は2つの構造階に分れ 下部地向斜構造階はオルドビス系の陸源岩-炭酸塩岩層と火山源岩層からなり 短向斜褶曲を形成し シルル紀後期-デボン紀前期に生成したはんれい岩質閃緑岩と斜長花崗斑岩の半深成貫入岩および安山岩類の噴出岩体に切られている。

上部構造階は半卓状地条件下で形成された部分的な凹地のデボン紀中-後期赤色火山源堆積岩層からなる。

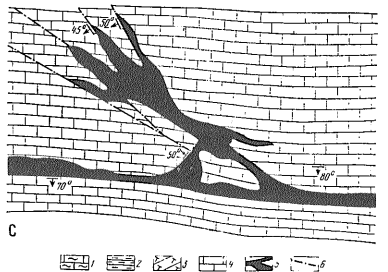
この凹地堆積岩層は古生代前期の岩層を不整合 緩傾斜で蔽い 中性-塩基性岩岩脈に切られている。



第13図  
鉱床田の地質と燐灰石-ウラン鉱床の位置  
1-泥質 層灰岩質 礫質石灰岩  
2-泥質岩状石灰岩  
3-シルト岩 泥岩 砂岩  
4-安山岩岩質・輝綠岩岩質凝灰岩  
5-断層  
6-燐灰石-ウラン鉱床



第14図  
石灰岩および陸源-火山岩層中に胚胎された燐灰石-ウラン鉱体  
(B. И. Казанский, Н. П. Лаверов; 1974)  
A-脈状鉱体  
B-褶曲閉合部の鉱筒状鉱体(破線は鉱体の横断面を示す)  
C-石灰岩中の断層に胚胎された含ウラン燐灰石板状鉱体  
1-泥質岩間層を挟む泥質石灰岩  
2-シルト岩 泥岩 砂岩  
3-安山岩岩質・輝綠岩岩質凝灰岩  
4-石灰岩  
5-鉱体  
6-断層



**鉍体と鉍石** 鉍体は上記凹地の赤色堆積岩層だけでなく 上記の半深成貫入岩も切っている断層中に胚胎されて 側岩である炭酸塩岩層と全体的には調和したレンズ状もしくは脈状を呈する。また 鉍体は側岩だけでなく 半深成貫入岩も切った多数の分岐脈を伴っている。なお この型の別の鉍床では鉍体が層間割れ目や褶曲湾曲部に胚胎され 鞍状脈・鉍筒・板状鉍体を形作っていることが少なくない (第14図b)。

鉍石は緻密塊状鉍と細脈一鉍染鉍の2種に分けられる。前者は微晶質含ウラン弗素磷灰石からなるが ときにはこの種の鉍石が角礫構造を呈することもある。含ウラン弗素磷灰石の緻密集合のほか その中に瀝青ウラン鉍を含んだ炭素質の微脈が存在し 少量の微細な瀝青ウラン鉍と硫化物も認められる。

細脈一鉍染鉍は当該鉍床には少なく 古火山の火道周縁帯 (噴出岩ないし陸源岩—火山源岩層) 中に賦存する磷灰石—ウラン鉍床に多く賦存し その鉍体は一般に火山起源の構造と調和断層の接合部に規則された複雑な形態を示す。このような鉍床の地質構造の特徴は第15図に示す通りである。

主要ウラン鉍物は弗素磷灰石で 磷酸塩資源としても稼行価値がある。ソ連のこの型の鉍床には Zr の含有量の多いもの (アルシノバイトの濃集) 稀には Th と Sr それに Yt 族の稀土類元素に富むものもある。一般に少量ながら黄鉄鉍 方鉛鉍 純閃亜鉛鉍 黄銅鉍 硫砒鉄鉍 白鉄鉍が存在し 脈石鉍物としては方解石と苦灰石がもっとも多い。

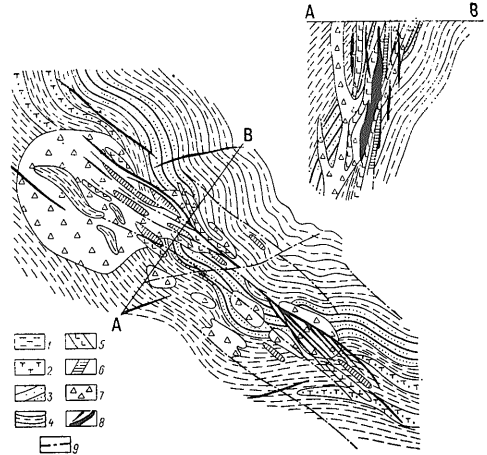
非変質弗素磷灰石にはウランが均一に分布するが 変質した弗素磷灰石中では斑状ないし縞状に分布している。この弗素磷灰石中のウランの状態については ウランが Ca を類質同像置換しているという説 微細に分散して酸化物と結合しているとする説 当該磷灰石に吸着されているという説がある。

なお 炭酸塩交代作用が強く働いた所では弗素磷灰石が再沈殿し 瀝青ウラン鉍が細かに分離している。

**側岩の変質** 凝灰岩および堆積岩中にみられる側岩の変質は珪化と強い曹長石化である。磷灰石—ウラン鉍体に接する石灰岩は通常再結晶し 苦灰石化している。

## II) 石英粗面岩—花崗岩岩系と関係した熱水鉍床

この種のウラン鉍床のうち主なものはウラン鉍およびモリブデン—ウラン鉍の網状鉍床で 同様な鉍石構成の



第15図 古火山中に胚胎された磷灰石—ウラン鉍床の地質模式図 (B. И. Казанский, Н. П. Лаверов; 1974)

- 1—泥岩・砂岩互層
- 2—凝灰質砂岩
- 3—礫岩・ポリミクト砂岩・シルト岩・泥岩の周期的互層
- 4—泥岩・シルト岩・細粒砂岩の薄層・レンズ層互層
- 5—中粒輝緑岩脈
- 6—細粒輝緑岩脈
- 7—熔岩角礫岩
- 8—ウラン鉍体
- 9—断層

脈状鉍床がそれに次ぐ。その大部分は火山構造的陥没凹地に分布し 一部は古火山火道相岩石が積載した上記陥没凹地の基盤の大型断層中に賦存する。これらすべての鉍床は主として石英粗面岩—花崗岩構成の火山岩—貫入岩コンプレックスと密接な関係を有し その生成は半卓状地条件下で行なわれ 烈しい噴火活動が終り かつ半深成岩と岩脈が貫入した後の後火山性熱水的作用によるものである。

鉍床の賦存位置は熱水系に対する積載圧力が減少する場に規制され その場合は噴出岩中の断層と割れ目帯 爆裂岩筒 岩頸 被覆岩層中の高透水性層などである。

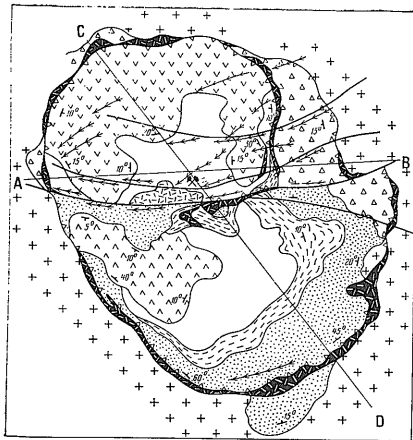
当該熱水作用の強さはさまざまだが 常に側岩の変質がいちじるしく この種のウラン鉍床特有の変質側岩は粘土化岩とペレザイトである。

鉍石は多くが細脈一鉍染構造 細脈構造 角礫構造を呈し それぞれ鉍物組成・元素組成・賦存条件を異にする。その相違点によって3つの型に分類されている。

### 6型) 火山構造的陥没凹地中のウラン鉍床

この型の鉍床の例としては 酸性火砕岩層中のウラン鉍床がある。

**地質と母岩** 例にあげたウラン鉍床は中央山塊縁辺帯のドーム状隆起頂部に生じた陥没カルデラ凹地に賦存する(第16図)。同陥没凹地の基盤は古生代前期の花崗岩と安山岩質熔岩・同集塊岩層ルーフで構成され 古



第16図 火山性陥没凹地の地質とウラン鉱床の位置  
(B. И. Казанский, Н. П. Лаверов;  
1—花崗斑岩・輝緑岩・ランプロファイアの岩脈  
2—石英粗面岩・花崗斑岩噴出岩  
3—石英粗面岩組成の凝灰岩・イグニンプライトのルーフ  
4—珪長岩キューボラ  
5—火砕岩層の石英粗面岩質角礫岩・凝灰岩  
6—石英斑岩キューボラ  
7—石英粗面岩質凝灰岩・イグニンプライト  
8—石英安山岩組成の凝灰岩・層灰岩・凝灰質砂岩  
9—安山岩・玄武岩の熔岩集塊岩  
10—花崗岩類  
11—基盤の變成岩類  
12—直線状正断層  
13—カルデラ孤状断層  
14—ウラン鉱山  
15—ウラン鉱体(脈状 帯状網状鉱体 “層状”鉱体)

生代後期の火山源岩層（石英粗面岩質のイグニンプライト・凝灰岩・凝灰角礫岩）に蔽われ、その上を石英斑岩がドーム状に蔽い、さらにそれを層灰岩・凝灰質砂岩・集塊岩などの火山源堆積岩が被覆している。鉱床の母岩は古生代後期の火山源岩層である。

鉱床付近には花崗閃緑斑岩 石英粗面岩 花崗斑岩の火山底岩脈が認められ、さらに延びて陥没カルデラ外に直線・帯状に走り、一部は潜頭餅盤に移り変ることもある。そしてマグマ作用最末期のランプロファイアと輝緑岩の岩脈が東西性岩脈帯を形作っている。

この鉱床の場合、諸岩石の物理的・力学的な性質が系統的によく調べられている。たとえば陥没カルデラの岩石は有効孔隙率が高く（ $>10\%$ ）透水性が大きく（ $>0.05\text{mD}$ ）圧縮強度が低く（ $<2,000\text{kg/cm}^2$ ）弾性率が  $5 \times 10^5\text{kg/cm}^2$  以下でポアソン値が0.2以下のものと圧縮強度が高く孔隙率が低く透水性の小さいもの

に2大別されている。

この物理的・力学的性質を出発点として、熱水溶液の循環条件がいちじるしく異なる岩層の分類が行なわれ、被循環層としては凝灰岩・角礫岩・イグニンプライトからなる5層準、非被循環層としては熔岩層・熔岩集塊岩層の層準が挙げられている。とくに緻密・低透水性の岩層は陥没カルデラの基盤の花崗岩と安山岩質熔岩で、その孔隙率はいずれも0.5—1%、透水性は0.005mD以下、割れ目比も上位の酸性火山岩類の $1/5$ — $1/7$ にすぎない。鉱床の構造は多くの点で断層と割れ目に規制され、断層でも早期に形成されたものは急斜岩脈群の分布を支配している。この早期の断層はほとんどが潜頭性で、走向方向の延長が大きいものだったと解されている。

この早期断層形成後に生じた断層と割れ目が鉱床に関係し、その大部分は熱水鉱化期に生成したものと推定されている。すなわち、当該断層・割れ目がウラン鉱体の主要部分を胚胎し、網状鉱床と鉱脈群を形作っている。

この鉱化作用を受けた割れ目・断層を統計的に処理した結果によると、それは上・中・下の3レベルに分けられる。上部レベルでは当該割れ目の約70%が強く破砕された物質を伴う厚さ8—10cmの割れ目群を形作って、主に粘土化凝灰岩・同角礫岩中に発達し、中部レベルでは石英斑岩質凝灰岩中に網状に発達し、その割れ目の70%前後が幅1.5—2.5cmである。下部レベルでは含鉱割れ目がイグニンプライトと熔結凝灰岩中に発達し、水平方向に拡がり、垂直方向には数mmと薄く、断層粘土をほとんど伴っていない。

本鉱床の構造にもっとも大きな影響を与えたのは緩傾斜断層、それもとくに堆積層中で熱水溶液の高浸透帯を作った緩傾斜断層である。多くの場合、この種の断層と割れ目がウラン富鉱体を形作っている。

鉱体の形態と構造 上述の含鉱割れ目の垂直累帯も被鉱化性を本質的に異にした地質が重なり合うことも、本鉱床独特な鉱体配列に大きな役割を果たしたと思われる。すべての鉱床が上述の高透水性層内に賦存し、同層はそれぞれ一つの「可採」層準となっている。そして、どの鉱体も火山底性潜頭珪長岩岩脈の近くに位置し、レベル的には同岩脈の上位に分布する。

鉱体には3種の形態（脈状 網状 層状）のものがあられ、脈状鉱体は前記上部レベルに、網状鉱体は中部レベルに、層状鉱体は下部レベルに発達している（第17図）。

側岩の変質と鉱石の鉱物組成 鉱石は鉱物組成から2種に分けられている。すなわち、1は硫化

物に乏しい瀝青ウラン鉍鉱石 1は多量の方鉛鉍・輝水鉛鉍を伴った硫化物—瀝青ウラン鉍鉱石である。前者は主に脈状鉍体 後者は主に層状鉍体中に発達し 両者で網状鉍体を構成している。本鉍床では酸化帯がほとんど形成されていない。

本鉍床の鉍体は3段階の熱水作用で生成したものとされている。まず第1段階で酸性噴出岩再結晶化区域に分布する石英—赤鉄鉍—長石組成の少数の脈・微脈・レンズが生じ 第2段階で曹長石—方解石脈と同微脈が生成し 脈中に螢石・燐灰石・石英・黄鉄鉍 稀には重晶石も沈殿している。もっとも強く鉍化作用が働いたのが第3段階で その前期には瀝青ウラン鉍 コッフィナイト 方解石 針鉄鉍 黄鉄鉍などが 後期には瀝青ウラン鉍 輝水鉛鉍(ヨルジサイト) 方鉛鉍 閃亜鉛鉍 絹雲母が沈殿している。

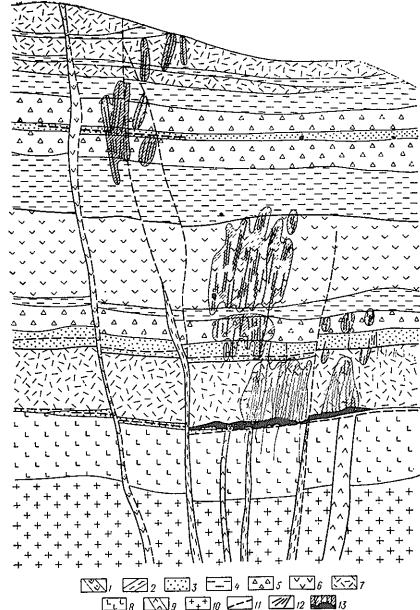
本鉍床には側岩の変質現象がはっきり現われており 変質作用は上記鉍化各段階で働いている。すなわち第1段階には酸性噴出岩の幅広い再結晶化変質帯が形成され 同帯内では再結晶晶洞や晶簇を生成しながら造岩鉍物粒が大型化している。さらに第2段階では酸性噴出岩の曹長石化作用が行なわれ そして第3段階では瀝青ウラン鉍鉍脈と硫化物—瀝青ウラン鉍鉍脈の周辺に複雑な熱水変質帯が生成している。この第3段階の変質帯は鉍脈に接する部分から外方に

- 1) 絹雲母化—鉍石鉍物鉍染帯(瀝青ウラン鉍・輝水鉛鉍・方鉛鉍・黄鉄鉍・大型鱗状絹雲母が緑泥石を交代)
- 2) 緑泥石化—炭酸塩化帯(緑泥石と方解石が新生粘土鉍物の一部を交代)
- 3) 粘土化帯(カオリナイト+モンモリロナイトが50%以上を占め 長石と石英を交代)
- 4) 着色帯(針鉄鉍・水針鉄鉍 稀に赤鉄鉍が微細に分散・生成)

の4帯に分帯している。

さらに上位から下位に脈状→網状→層状の各鉍体に変化するに伴って鉍石鉍物の分布にもはっきりした累帯配列が認められる。すなわち 脈状鉍体には瀝青ウラン鉍が卓越し その量は1小脈の構成鉍物総量の80%前後を占めていることもある。深さを増すにしたがって 鉍体中の瀝青ウラン鉍の量は減り 代って方解石が多くなって層状鉍体で90%に達する。また方解石量が増すと同時に硫化物 とくに輝水鉛鉍の量も増大し 酸性噴出岩の曹長石化強度も急増する。

第3鉍化段階に生じた側岩変質帯の垂直累帯現象も明瞭で 側岩の最強の変質がみられるのは本鉍床の下部で そこでは変質の4帯が揃っているが 上部に向かって弱ま



第17図 火山性陥没凹地中に賦存するウラン鉍床鉍体の位置と構造(横断面)

(B. И. Казанский, Н. П. Лавров : 1974)

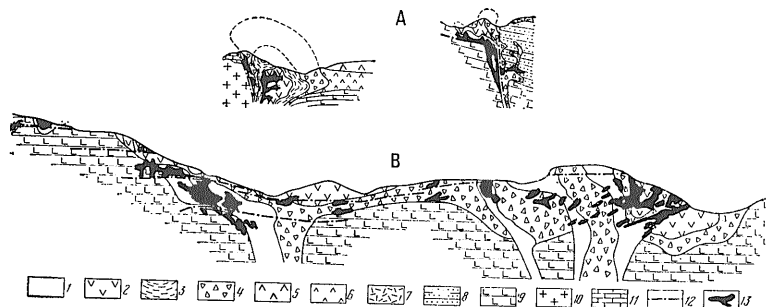
- 1—石英斑岩脈
- 2—珪長岩脈
- 3—層灰岩 凝灰質砂岩 集塊岩
- 4—石英粗面岩組成のイグニプリイトと石英斑岩質熔岩ルーフ
- 5—石英粗面岩質凝灰岩隣層
- 6—石英斑岩質クリスタロクラスティック凝灰岩
- 7—イグニプリイト薄層を挟む石英斑岩質凝灰岩
- 8—安山岩組成の熔岩集塊岩
- 9—花崗閃緑斑岩・安山岩の岩脈
- 10—花崗岩
- 11—構造断層
- 12—瀝青ウラン鉍鉍脈・同細脈
- 13—鉍体(脈状 網状 “層状”)

り 上位では小規模な着色帯だけとなっている。

以上 本鉍床の鉍化過程を追ってみると 鉍石構成物の沈殿強度が熱水溶液の上昇方向に すなわち陥没凹地(カルデラ)の基盤から地表に向かって小さくなっているといえる。

当該陥没凹地のマグマ岩とウラン鉍体の生成時代 マグマ岩の絶対地質年代と瀝青ウラン鉍および同鉍物と共生する絹雲母の絶対地質年代の測定結果は 火山活動と後期岩脈の貫入と造熱熱水作用との間にわずかながら時間的なずれがあることを示している。また 鉍床生成時の古地理環境を詳細に検討した結果として本鉍床の生成深度はそれほど深くはなく 上限が古地表下300—500 m 下限が1,000—1,200 mとされている。

なお第1鉍化段階では造鉍溶液の温度が 310—340°C 曹長石化段階で 190—250°C であり 大部分の瀝青ウラ



第18図  
火山底貫入岩体の地質構造とモリブデン-ウラン  
鉱床の位置  
(B. И. Казанский, Н. П. Лаверов; 1974)  
1—花崗斑岩 花崗閃緑斑岩  
2—石英斑岩 珪長岩様石英斑岩  
3—流状珪長斑岩 4—クラスティック石英斑岩  
5—早期石英斑岩 6—早期珪長岩  
7—石英粗面岩質凝灰岩  
8—層灰岩 凝灰質砂岩  
9—安山岩・石英安山岩ルーフ  
10—基盤花崗岩類 11—石灰岩  
12—断層 13—網状鉱体  
a—横断面 b—縦断面

ン鉱とその随伴鉱物の主体が沈殿したのは180—90°Cである。

7型) 火山底貫入岩中のモリブデン-ウラン 鉱床

本タイプの例として ソ連には古生代後期の火山性陥没凹地のカルデラ成断層を充填した火山底複合貫入岩類中に胚胎されている幾つかの鉱床がある。

地質と母岩 ソ連のすべての7型可採ウラン鉱床は上記火山底貫入岩の「根」に近い部分に分布する(第18図)。とくに大規模な鉱体を胚胎している貫入岩の場合 同貫入岩は基盤の局部的隆起の縁部に位置し 断層にきられ 割れ目にいちじるしく富んでいる。

含鉱体貫入岩は地表近く 薄い噴出岩層の下に分布し 餅盤類似の形態を示すが 場合によってはより早期の石英粗面岩部分が地表に露出して 帯状の噴出ドームを形作っていることもある。より後期の石英斑岩・花崗斑岩

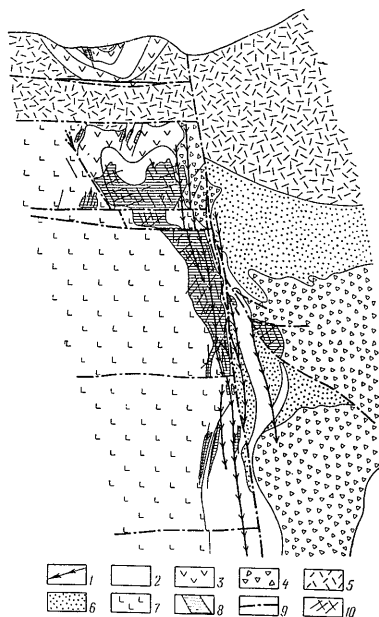
・花崗閃緑斑岩岩体は一般に火山底貫入岩類の中心部を構成するか 火砕岩層下に分布している。

組成からすれば含鉱体貫入岩は大部分がアラスカイトに 一部が花崗岩 花崗閃緑岩 石英閃緑岩に相当する。そして貫入岩構成各岩体はほとんどが絶対地質年代・相対地質年代とも似かよっており 不毛貫入岩の場合と違って副成鉱物は組合せが類似し U・Yt・Be と稀土類元素の含有率がいちじるしく高い。

この複合貫入岩を構成した各岩種の構造と組成 有効孔隙率と力学的性質は異なり さらに各岩体の接触部に近づくにつれてそれぞれ物理的・力学的性質は規則的に変化するが この現象が富鉱体の形成を前もって規制したものである。すなわち 含鉱体貫入岩中にはとくに強く小割れ目が発達して それが網状鉱床の生成に適するよい条件となっていた と解されている。

鉱体の形態と構造 鉱体の形態は一般に含鉱体貫入岩の形に規制されている。第19図に示したのは安山岩・層灰岩層をきる複合餅盤中に胚胎されたソ連の7型網状モリブデン-ウラン鉱床の断面図である。この図の餅盤のうちもっとも早期に形成されたのが石英斑岩で 上部では緩傾斜のシルだが 下部では小規模な岩筒状垂直岩体に変る。当該シルの下位に後期の石英斑岩があつて これも深部で複雑な形の岩筒に変る。最末期の花崗閃緑斑岩は上部では主として石英斑岩の下位に緩斜・分布し 深部では断層に接して岩脈状からさらに岩株状を呈するようになる。

含鉱体貫入岩の位置は全体として断層 とくに急斜断



第19図  
火山底花崗閃緑斑岩貫入岩中のウラン網状鉱体(横断面)  
(B. И. Казанский, Н. П. Лаверов; 1974)  
1—ランプロファイアー・輝緑岩の岩脈 2—花崗閃緑斑岩  
3—石英斑岩 4—クラスティック石英斑岩  
5—石英粗面岩質凝灰岩 6—凝灰質砂岩  
7—安山岩ルーフ 8—網状鉱床  
9—大型断層 10—含鉱割れ目

層に左右され 同断層に沿って「根」の部分が伸びている。また層間断層系には餅盤岩体の位置が規制される。

貫入岩の断層規制は断層運動が繰り返されたために当該岩石の破碎をもたらす。層間断層系上の餅盤にも網状割れ目が生じ いずれも網状鉱体の生成場所となっている。しかし上位に分布する凝灰岩・層灰岩も下位の安山岩も大きな鉱体は伴っていない。鉱体の形態は深さとともに変化し 餅盤部分では緩斜層状「根」の部分では不規則鉱筒状の各網状鉱体からなり さらに深部の岩株部分では急激に縮小している。さらに鉱体中のウラン分布は均一でなく 最大に濃集しているのは緩斜層状の網状鉱体部分であり 下部に向ってウラン含有率が漸減し 鉱石の質は低下している。

ソ連の別の7型鉱床では網状鉱床の形態がさらに複雑で 鉱体も前例の場合のような花崗閃緑斑岩だけでなく 早期に形成された他の岩石中にも胚胎されている(第20図)。とくに複雑な7型鉱床では さまざまな方向の断層に胚胎された 数帯の「根」を有する多相溢流キューポラにも鉱化作用が及んでいる。

第20図の鉱床の含鉱体火山底岩体は形態が複雑で 広く発達する急斜断層と緩斜断層が組合って鉱体の形態と賦存位置を多種多様に規制している。その形態と位置から当該鉱体は主として次の2群に分けられている。

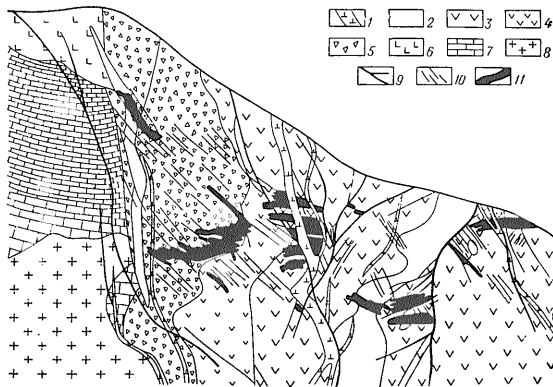
1は緩斜層状網状鉱体群で 稼行価値が大きい。賦存位置は複合貫入岩各岩体の接触面付近 とくに接触面が湾曲し かつ大きな断層に切られている部分である。

また1は急斜レンズ状と鉱筒状の細脈—鉱染体群で 主に最末期の花崗斑岩脈状岩体中に分布し ときには鉱体の外形が安山岩をきる母岩の外形と完全に一致することもあるが 多くは母岩の内接触帯を占めるだけで 接触面の形が湾曲・複雑化した所に賦存している。

なおこの鉱床の場合 溢流キューポラ内に網状鉱体が数レベルに分れて分布することも稀でない。その分布位置は3りの大きい断層近くであるが 地表に露出せずしたがって確認は容易でない。

鉱石の鉱物組成と側岩の変質 上記諸鉱床の鉱石は一般にモリブデン—ウラン鉱の範疇に属し 大部分は角礫状構造を備えた細脈—鉱染体と細脈鉱で 滲青ウラン鉱と随伴鉱物の変質岩もしくは早期の熱水生成体の岩片を膠結しているものである。

当該鉱脈・細脈・鉱のう・鉱染体の鉱化段階は4段階に分けられている。まず第1段階は岩石のペレザイト化期で 鉱体よりも広く広がっている。第2段階はア



第20図 複合火山底貫入岩中のウラン網状鉱体(横断面)  
(H. П. Лавров, А. А. Запарожет, А. В. Канцелы  
ほか; 1966)  
1—輝緑岩脈 2—花崗閃緑斑岩 花崗斑岩  
3—石英斑岩 4—珪長岩緑石英斑岩  
5—クラスティック石英斑岩 6—安山岩ルーフ  
7—石灰岩 8—基盤花崗岩類  
9—大型断層 10—小割れ目  
11—鉱体

ンケライトと黒色閃亜鉛鉱を主とする細脈と鉱脈を生成したウラン鉱生成前の段階で 黄鉄鉱 硫砒鉄鉱 方鉛鉱 黄銅鉱 磁硫鉄鉱 赤鉄鉱 磁鉄鉱 四面銅鉱 絹雲母 緑泥石 苦灰石も沈殿している。第3段階はウラン鉱の生成段階で 滲青ウラン鉱 輝水鉛鉱(ヨルジサイト) 石英 炭酸塩鉱物 絹雲母 緑泥石 さらに方鉛鉱 車骨鉱 純閃亜鉛鉱 四面銅鉱 黄銅鉱が生成し 最後の第4段階には赤鉄鉱 方鉛鉱 純閃亜鉛鉱 黄鉄鉱 濃紅銀鉱 磁鉄鉱 白鉄鉱 辰砂 緑泥石 デイッカイトを伴って石英脈・方解石脈・重晶石脈・螢石脈と同細脈が生じている。

鉱物群の配列に明瞭な垂直・水平の累帯性がみられ 幅広いペレザイト化変質帯を伴った早期鉱化段階の熱水生成体の量が深さとともに相対的かつ規則的に増し 網状鉱床の上部と翼部では第4 鉱化段階の生成体が大部分を占めるとともに 一般に第3段階のウラン共生鉱物が多くなる。また上部ではウラン細脈群周辺の酸性岩は曹長石化と炭酸塩化の2作用を受け 下部では石英—絹雲母質交代岩を伴うとも報告されている。

鉛と硫黄の同位体組成 岩石と鉱石の地球化学的な研究の結果は造鉱元素(U・Fや重金属元素)の起源がマグマにあることを示唆している。また 造鉱熱水溶液は第3段階(主要鉱石鉱物沈殿段階)では温度が200—120°C前後 鉱石生成深度は古地表下500—3,000mであったと解されている。