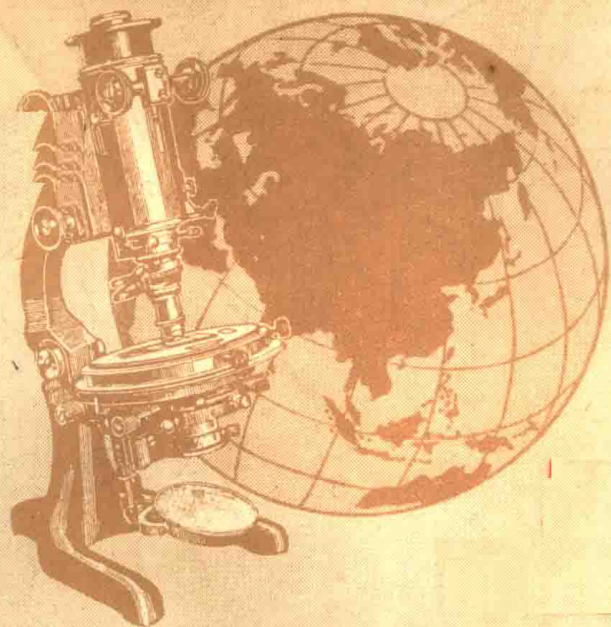




地球化学專輯

第 3 輯

地質出版社

地球化学專輯

第 3 輯

地质出版社

1958年·北京

这本專輯共包括九篇文章，主要是討論关于稀有元素在地壳中的分佈規律以及控制着此种規律之因素。内容是很丰富的。对于实际工作，具有指导之意义，对于研究工作，亦有参考之价值。可供大專院校师生、科学工作者及实际工作者之用。

地球化学專輯 第 3 輯

出版者 地 質 出 版 社

北京宣武門外永光寺西街3号

北京市書刊出版登記證出字第050号

發行者 新 華 書 店

印刷者 北 京 市 印 刷 一 厂

印数(京)1—2,200

开本31''×43'' $\frac{1}{2}$

字数140,000字

定价(10)0.85元

1958年8月北京第1版

1958年8月第1次印刷

印張6 $\frac{1}{2}$ 插頁

目 录

表生作用帶中化学元素的迁移和絡合物·····	B. B. 謝尔宾納(4)
論侵入岩內鉬的分佈問題·····	
·····	З. В. 斯圖捷尼柯娃、М. И. 格林金娜、Л. И. 帕甫連柯(13)
論表生帶中鉬的迁移·····	В. И. 維諾格拉多夫(22)
論花崗岩中鈦的分佈·····	Е. Б. 茲拉門斯基(30)
論某些矿物中稀土元素分佈的規律性·····	
·····	Э. Е. 华英什杰英、А. И. 圖加里諾夫、Н. В. 圖蘭斯卡娅(36)
岩漿結晶过程中控制微跡元素分佈的原理·····	А. Е. 云烏德(62)
岩漿結晶过程中控制微跡元素行为的原理·····	А. Е. 云烏德(80)
海水中十三种稀有金屬的濃度的控制因素·····	К. В. 克勞斯科普夫(96)
鈾、鏷和鐳在江河、海洋以及海洋沉积物中的迁移和沉积·····	
·····	Н. D. 霍蘭德、J. L. 丘尔普(137)

表生作用帶中化学元素的迁移和絡合物^①

B. B. 謝尔宾納

全苏矿物原料研究所(莫斯科)

在表生作用帶中，絡合物对化学元素的迁移起着重要的作用。由于这种迁移的結果，产生了一些元素的富集（有时达到工业矿床的規模），和另一些元素的离散。这些絡合物包括有机組合物（土壤酸），和無机物（碳酸鹽、磷酸鹽等）。

絡合物中許多元素之迁移能力很高，但是絡合物中化学元素大大地扩展了本身地球化学現象，这些絡合物到目前为止还研究得很不够。

在1944年B.C. 索博列夫[6]正确地批評濫用絡合物概念的同时，曾根据与晶体有关的电价应力值，在絡合物和复鹽間作了明确的區別，并且預先說明，对于溶液具有另一些標誌。对于基本离子，我們利用絡陰离子与化学性質的变化，作为这种絡合物存在的標誌。

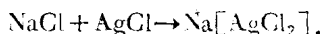
許多化学元素如氧化鉄、鈦、鋳、鈾、錫、釷、銀、金以及其他等元素在地表帶的中性水溶液中呈不活潑的簡單陽离子。同时若沒有其他的迁移形式，那末这些元素也就不参与地球化学的迁移。原因是这些元素的鹽类容易水解，同时沉淀出氢氧化物（褐鉄矿、斜鋳石、深黄鈾矿等矿物）或难溶的鹽类。而如金和銀則轉变为天然状态，因此不再迁移。

如果仍是这些陽离子形成复杂的絡离子，这时通常轉变为陰离子，那末它們的化学性質即起剧烈的变化。具有很大迁移能力的[10]

① 在墨西哥第二十次国际地質代表大会上所作的报告。

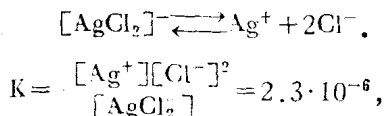
元素，在大多数情况下，溶解度较高，氧化还原能力变化剧烈。

在形成络阴离子的同时，许多阳离子不再沉淀出与其一起形成难溶沉淀物的离子。例如：在氯化钠浓溶液作用于难溶的AgCl(角银矿)时，银即产生溶解：



在这些溶液中，银既不为 CO_3^{2-} 离子也不为 PO_4^{3-} 离子所沉淀出来。但是有些阴离子，甚至能从构造牢固的络合物中沉淀出阳离子，在此种情况下，对 $[\text{AgCl}_2]^-$ 络合物来说其沉淀剂乃是硫的阴离子 S^{2-} 。

这作用是因为无论络离子如何稳定，它总能在某种程度上按下式离解成简单的离子：



式中 K ——名为“不稳定常数”之固定值，在该式中 K 等于 $2.3 \cdot 10^{-6}$ 。不稳定常数愈小，络合物也就愈稳定；常数值值的增加意味着由络合物的转向复盐(例如：光卤石 $\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$)。

因而，除络合物外，在溶液中经常有为数不多的基本离子存在。如果基本离子的浓度高于由难溶化合物溶度乘积所得出的浓度 (Ag_2S 溶度积非常小，等于 $5.5 \cdot 10^{-51}$)，则此时即起沉淀，亦即银-氯络合物为硫离子所解并沉淀出辉银矿 (Ag_2S)。

银的钠-氯络合物甚易离解，这就使我们作出了这样的判断，即在表生作用带中银迁移时主要同有机化合物呈络合物。

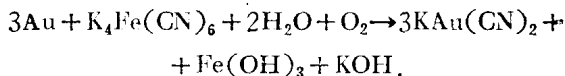
但是同一硫离子并非是与土壤酸化合为稳定络合物的铁的沉淀剂，因为由离解该络合物而生成的铁的阳离子浓度小于同溶度积 $\text{FeS} = 3.7 \cdot 10^{-19}$ 相符的铁离子浓度。

这有力地说明了，为什么在富含有机化合物的北部沼泽带中，尽管有强烈的还原介质能使硫酸盐还原为硫化物，但仍然不能形成亚硫酸铁(如果铁呈呈腐殖酸盐处于溶解状态)。

若这时形成的新络合物之离解能力小于原先的络合物时，则原先

的絡合物就起着特殊的溶剂作用。

因此，在酸中稳定的金屬全溶于亞鐵氰化鉀 $[K_4Fe(CN)_6]$ 的中性溶液时，稳定的亞鐵氰化鉀絡合物即随之破坏，并从中沉淀出鉄的氢氧化物。



根据这一原則进行的此种反应可能在自然界中比目前所知的要广泛得多。

例如：若溶解氢氧化鉄需有足够的酸性介質（根据我們的資料，pH 值是开始水解十分之一的 $Fe_2(SO_4)_3 = 2.48$ 溶液），則此种氢氧化鉄就能溶于鹼金屬檸檬酸鹽的中性溶液中，并形成絡合物。鉄同腐殖酸形成絡陰离子而鹼起陽离子的作用时，褐鉄矿經土壤有机酸鹼性鹽的作用，并可能起类似的溶解。

研究証明，鋁、鈦、鋯、鈾、銅（可能还包括鉛、鈳、及其他元

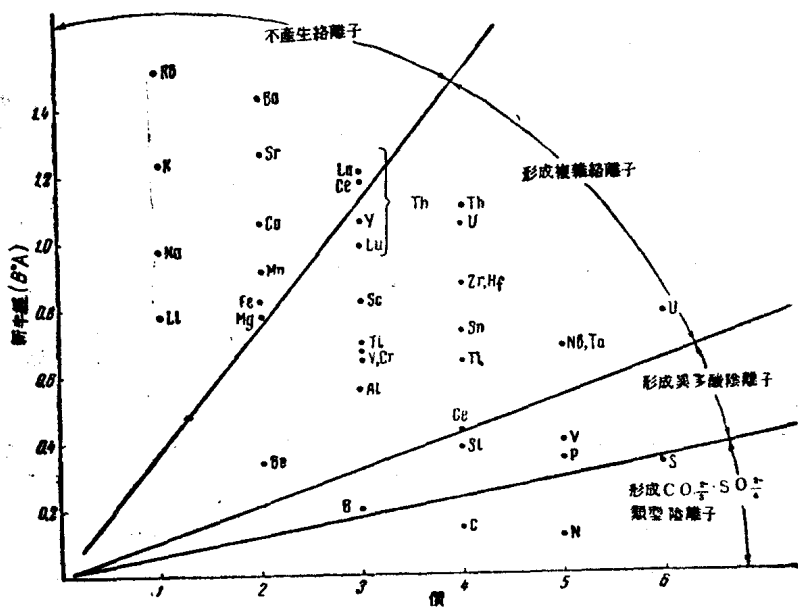


圖 1. 在离子电位坐标圖中形成复合物的元素位置

素)等的氢氧化物亦具有类似的反应,这些氢氧化物能于积聚于含有机物的沉积岩中。

络合物对阐明土壤中细小杂质和稀有元素的分佈和迁移具有極大的意义。A. П. 維諾格拉多夫等人对其品位和分佈情况曾作过研究[2]。

在1949年T. 史奈德洪[17]曾描述过德国沉积岩中鈦、釩、鉻、鋇、鎳和其他一些元素的增高品位;然而鈦的轉移成 $Ti(OH)_4$ 溶膠不一定說明其品位的增高。若將这些元素的富集解釋为是由可溶性腐殖酸絡合物的分解和可溶性化合物为沉积岩中有机物吸收所造成,則对于許多含有机物的岩石說来可能性就更大。

这样,由于絡合体的产生而使得表生帶化学作用的範圍大大地扩展了。且在矿物溶解和沉积的过程中許多看来难以理解的現象也由絡合物的化学現象获得了各自的解釋。

化学元素之能否形成絡合物是取决于各該原子的电子壳層的構造、原子价数、离子半徑的大小及其極化强度和鍵合的性質。

外層具18个电子的亲銅元素离子比同样具18个电子的亲石元素离子在形成絡合体时能量更大。

原子价的增加和原子半徑数值的減小(兩者都能加强陽离子的極化作用)有利于絡合体的形成,并首先影响化学鍵的性質。

原子价和离子半徑的关系表示于离子电位坐标圖中(圖1)。

A. E. 費尔斯曼[7]曾从晶架的能量观点研究过絡离子形成的現象。

如果不將 SO_4^{2-} 、 PO_4^{3-} 、 SiO_4^{4-} 等陰离子除开不計,則有如下的特殊的絡合物生成剂: Be, Al, Fe^{3+} , Ti, Zr, Sn^{4+} , V^{4+} , U^{6+} 和某些能級較差的 Cr^{3+} 、 V^{3+} 、 Sc^{3+} , 稀有元素 U^{4+} 、 W^{6+} 、 Mo^{6+} , 另外还可能包括在这方面几乎未經研究的 Nb 和 Ta[14]。

不难看出,这些元素一絡合物形成剂居于表中的中部并具有中等的离子电位数值。

离子电位極高的离子形成 SO_4^{2-} 、 PO_4^{3-} 类型的陰离子,而低电位的鹼金屬及鹼土元素則不形成絡合物。

亲銅元素的極化性相当强烈，極化性随元素原子序数的增加而增加，且其形成絡合物的能力亦随之提高： $\text{Au} > \text{Ag} > \text{Cu}$ ； $\text{Hg} > \text{Cd} > \text{Zn}$ 。

在鋁和鎘的化学性質很为相近时，鎘形成絡合物的能力要显得更强些。具 $18+2$ 电子壳層的离子即 Tl^+ 、 Pb^{2+} 和 Bi^{3+} 离子的能力較弱，其中电子能力依次遞增。这使鉍在地球化学迁移中起着良好的作用。正如化学家們[3]在元素周期表“展开”式周期表中正确所指：元素距零类愈远，則生成絡合物的能力愈强。

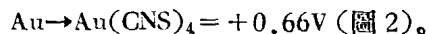
絡离子愈稳定，則其对地表的中性或弱鹼性水的水解性就愈弱，随之元素的迁移能力也就愈高。

絡离子愈稳定，則含絡陰离子的游离离子的濃度就愈低，而对氧化程度不同的元素來說，这即意味着氧化还原电位的降低。

由于各种元素[9]的絡合体之稳定性不一，氧化还原的电位同样亦随之剧烈变化；氧化还原反应常依相反方向进行，而与介質的 pH 值关系不大。

絡合体愈是稳定，氧化还原电位就愈低，如金的化合物即是一例。

若金的氧化还原电位等于 $+1.5\text{V}$ ① 即符合于反应式 $\text{Au} \rightarrow \text{Au}^{3+} + 3\text{e}^- = 1.50\text{V}$ ，則对氯金酸鹽絡合物金的氧化还原电位等于： $\text{Au} \rightarrow \text{AuCl}_4^- = +1.0\text{V}$ ，相应地对溴化物等于 $+0.82\text{V}$ ，对硫氰化物等于：



金还可能由土壤層之任何有机酸形成，非稳定常数尚小的絡合物，在这些絡合物中金的氧化还原电位將更低，这种絡合物在表生作用帶完全是有可能存在的。

廢棄的含金砂矿之所以能富集金是由于土壤酸溶液搬运金的結果，还在 1930 和 1931 年此种現象已由 Ф. 費列依謝(Ф. Фрейзе)[12, 13]所叙述。关于对这些文章的批評意見[11]未必能得到支持，因为在烏拉尔的某些含金砂矿里滾圓的天然金中晶稜(八面体)增大的已知事实，充分地証明了金有可能被腐殖酸溶液所搬运。

① 摘自 В. 拉齐美尔数据 (В. Латимер)。

若金-腐殖酸絡合物的常数值不稳定时，即近于金硫氰化物的常数时，金甚至能被三价鉄的自由离子氧化并呈腐殖酸鹽轉入溶液中。

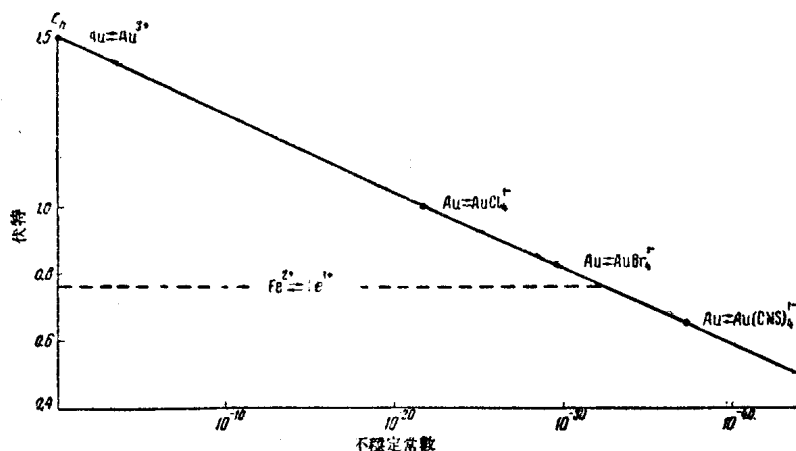


圖 2. 金的氧化还原电位随其絡合体稳定性的降低而降低

由于土壤酸成分的繁多和不固定，因而無法說明金的相应絡合物的一定常数值。

某些下石炭紀砂岩銀富集达 20 克/吨，在該砂岩之灰質粘土膠結質中含有有机化合物殘渣，此种現象同样可解釋为是由于銀轉移入易溶的有机絡合物以及該絡合物进一步的分解所致。

在苏联北部的許多湖泊底部，由腐殖酸鉄（在灰化土形成时由土壤酸淋濾成）分解积聚成了大片褐鉄矿（沼澤矿），在古俄罗斯这些沼澤矿曾經是开采的对象[4]。

地質人員在油頁岩中觀察到的滾圓的鉛石顆粒晶面之增加过程，不难理解为是由于鉛呈腐殖酸絡合物的再沉积和迁移所致。

仅仅由腐殖酸絡合物即可說明鈦在某些煤中的含量增高的情况。該含量为琼斯 (J. H. Jones) 和密勒 (Miller, J. M.) [15] 对此已作过描述(在煤灰中 TiO_2 达 16—19%)，而 H. B. 廉特加尔田[5] 已对苏联的某些煤作过描述。除了在煤中能促使积聚許多稀有元素范围甚广的吸收作用外，不可否認，亦还有可能形成难溶腐殖酸鹽或起鈣及

其他易溶的腐殖酸絡合物。

除了有机絡合物以外，無机絡合物对地面風化的迁移也具有不小的意义。首先这类絡合物应当包括复合碱-碳酸鹽絡合物，这尤其是可作为錳系和銅系元素的特征。在某些磷鈣土及其他沉积岩中鈳含量的增高以及在富含鈳稀土的稀土元素的碳酸鹽水中的化学迁移，必須將它們解釋为呈 $\text{Na}_3[\text{Sc}(\text{CO}_3)_3]$ 类型之絡合物而迁移。

在自然界中存在有許多六价鈾的絡合碳酸鹽，它們呈水碳鈣鎂鈾矿、水碳鈉鈣鈾矿、菱鎂鈾矿及板菱鈾矿等矿物出現，这說明鈾是呈 $\text{Na}_4[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]$ 并沉淀出难溶絡合物 $\text{MgCa}[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ （水碳鈣鎂鈾矿）或呈水碳鈉鈣鈾矿 $\text{Na}_2\text{Ca}[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ 而作地面風化迁移的确鑿証据。在水碳鈉鈣鈾矿內鈣仅能取代易溶鈉鈾碳酸鹽絡合物中的一半鈉。

銅离子和鈾碳酸鹽絡合物則起另一种反应，当銅离子在夺取碳酸根离子而形成孔雀石的同时，即破坏了鈾碳酸鹽絡合物，并导至鈾呈某种同孔雀石紧密共生的表生矿物而沉淀出来。

鈷之可溶碳酸鹽組合物的形成比六价鈾要困难；它們不甚穩定，但是只有通过它們才解釋鈷在表生作用帶內化学变化的过程。

根据 X. T. 勃里湯的資料看来，尽管 0.1N 的銅鹽溶液在 pH 为 5.4 时已开始水解，可是某些銅矿物，例如，矽孔雀石—— $\text{CuSiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ 是由鹼性介質形成的，因而常产出呈銅的化合物而溶于鹼性介質中。

如所周知，这些化合物在化学上多呈銅-氨絡合物 $[\text{Cu}(4\text{NH}_3)]^{2+}$ 或在銅的酒石酸絡合物（非林試液）鹼性介質中呈易溶物，这种絡合物是解釋銅与土壤有机酸在弱鹼性介質条件下迁移原因的模型化合物。

这些銅的易溶絡合物应当包括重碳酸鈉（ $\text{NaHCO}_3 = 8-9$ 克/升）溶液和磷酸鈉溶液中的碳酸鹽溶液，以及 Na_2CO_3 溶液中的磷酸銅溶液。作者与 Л. И. 伊格納托娃 [8] 所获得的这类溶液具有比一般銅鹽的顏色更深，而儼似四价鈳鹽的顏色。在銅含量为 $\text{Cu}^{2+} = 1.1326$ 克/升时，其溶液的 pH 为 10.51。若 pH 很高时，溶液的顏色及銅的高含量可能仅仅是由于銅的磷酸鹽-碳酸鹽絡合物的形成所致。虽然我

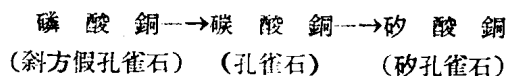
們已知絡合物(或称复鹽)化学成分为 $\text{Na}_3\text{PO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3$ 或 $\text{Na}_3\text{PO}_4 \cdot 2\text{Na}_2\text{CO}_3$, 但是从該溶液中沉淀出的并不是磷酸鹽-碳酸鹽而是淺藍色的碳酸銅-藍銅矿(?) $2\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$ 。

我們从磷鈉鎂石 $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{PO}_4)\text{CO}_3$ 矿物成分中, 証实有磷酸鹽-碳酸鹽絡合物的存在。若以碳酸直接作用于碳酸銅, 我們未获得藍銅矿, 但是藍銅矿銅的磷酸鹽-碳酸鹽的絡鹽中取得。

由此可見, 对藍銅矿的形成, 亦即对較孔雀石更富含碳酸的化合物而言, 显然要求有某些“媒介物”来作干預, 这种媒介物也就是銅的磷酸鹽-碳酸鹽的化合物。

該淺藍色藍銅矿沉淀物經水解作用后, 即轉入綠色孔雀石沉淀物中。类似作用亦見于自然界中, 但其反作用就不得而知。

仅仅由鹼性介質的作用, 不能使銅的基本离子溶解, 但是如上述反应那样, 可使銅的絡合物溶解, 这很容易由許多銅矿物在自然界中所进行的交替反应解釋之:



我們由銀鹽所作的类似反应沒有获得为二价銅鹽那样的效果。

鉛較之銅具有絡化能力更差, 但到鉍亲和力又复增長, 关于鉍在表生作用帶中迁移的情况还几乎未予研究。

由上述資料証明, 絡合物对化学元素在表生帶的迁移起着十分重要的作用, 由于有絡合物之故, 致使迁移能力大为增强。其迁移的所以終止或者是由于难溶鹽(水碳鈣鎂鈾矿类型—— $\text{MgCa}[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$)或不溶解的腐殖酸鹽絡合物鈣鹽形成所致, 或者是由于个别离子作用使絡合物破坏所致(如 Cu^{2+} 之对于含鈾碳酸鹽絡合物), 或由于腐殖酸絡合物被大气中氧所氧化使絡合物破坏所致。在北部地区沼澤水面所形成的特殊的氫氧化鉄(在鉄的腐殖酸絡合物中生成的褐鉄矿)“銹”膜乃是此种作用的鮮明例証。

(譯自 Геохимия 1956 . 5 .)

董家瑜 譯 楊伯勳 校

参 考 文 献

1. Бриттон Х. Т. С., Водородные ионы, Госхимиздат, Л., 1936.
2. Виноградов А. П., Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. Изд. АН СССР, М., 1950.
3. Гринберг А. А. и Яцимирский К. Б., Периодический закон Д. И. Менделеева и устойчивость комплексных соединений, Изв. АН СССР Отд. хим. наук, № 2, 211 (1952).
4. Труды почвенного Института АН СССР, 23, Материалы по изучению органического вещества почв, Изд. АН СССР, 1940.
5. Ренгартен Н. В., Новообразования минералов титана в песчаных породах угленосных свит. Совещание по минералогии осадочных образований. Тезисы докладов. Изд. Львовского университета, 1955, стр. 69.
6. Соболев В. С., Кристаллохимия двойных солей и их роль в петрологии и минералогии. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 69 (1944).
7. Ферсман А. Е., Геохимия, III, Л., 1937, стр. 57, 126—129, 297.
8. Щербина В. В. и Игнатова Л. И., Новые данные по геохимии меди в зоне гипергенеза. Зап. Всерос. минералогич. о-ва **84**, 3, 353 (1955).
9. Яцимирский К. Б., Термохимия комплексных соединений. Изд. АН СССР, М., 1951.
10. Яцимирский К. Б., Устойчивость комплексных соединений в водных растворах, Успехи химии **22**, 4, 410 (1953).
11. Fetzner W. G. Transportation of gold by organic solutions, *Economic Geology* **29**, 6, 599 (1934).
12. Freise F., Verfrachtung von Lagerstättenbestandteilen durch Huminsäuren, *Metall und Erz.* **27**, 17, 442 (1930).
13. Freise F., Transportation of gold by organic underground solutions, *Economic Geology* **26**, 4, 421 (1931).
14. Hein Fr., *Chemische Koordinationslehre* Leipzig, XVII, 1954.
15. Jones J. H. & Miller J. M., The occurrence of Ti and Ni in the ash from some special coals, *Chem. & Ind.* **53**, 11, 237 (1939).
16. Latimer W. M., The oxidation states of the elements and their potentials in aqueous solutions, New York, 1952.
17. Schneiderhöhn H., Das Vorkommen von Ti, V, Cr, Mo, N und einigen anderen Spurenelementen in deutschen Sedimentgesteine. *N. Jahrb. f. Min. Geol. etc. Abt. A. Monatshefte*, h. 1—3, 50 (1949).

論侵入岩內鉬的分佈問題

З.В.斯圖捷尼柯娃、М.И.格林金娜、Л.И.帕甫連柯

苏联科学院 В.И. 維爾納茨基地球化学和分析化学研究所（莫斯科）

关于岩石中鉬分佈的最完整的資料載于庫洛达 (Kuroda P. K.) 和桑杰尔 (Sandel E. B.) 于 1954 年發表的論文中[1]。在現有資料的範圍內，文中相當全面地闡明了鉬在各種地質體中的分佈；並且對許多礦物——含鉬礦物——也作了概述。我們在測定微量鉬的工作中所採用的方法是以比色法測定鉬的硫氰酸絡合物為基礎的。此方法之靈敏度為 $2 \times 10^{-5} \%$ ，當鉬的含量等於 $1 \times 10^{-4} \%$ 時，測定誤差為 $\pm 10 \%$ 。

雖然有關鉬的含量的資料比較豐富，但是鉬在岩石中存在形式的問題，以及與這有連系的關於它在各地質體內集中的條件，仍未弄清楚。

為此，我們研究了提爾內-阿烏茲區 (Тырны-Аузский) 的花崗岩，並且為了比較而研究了薩頓 (Садон) 和達利亞爾 (Дарьял) 岩體。這些岩石屬於不同年代的層系，而皆發育在北高加索前進嶺 (Передовой хребет) 的範圍內。

提爾內-阿烏茲侵入岩體是指中生代的岩體。岩體中又劃分出兩類花崗岩的異種：淺色花崗岩和黑雲母花崗岩；它們都發育在提爾內-阿烏茲礦床的礦田範圍內。兩類異種的化學成分相近。不久以前有人認為，其中最古老的是黑雲母花崗岩，即所謂的埃利德茹爾亭 (Эльд-журтин——地名) 花崗岩。較近期的是淺色花崗岩。也曾有過與此相反的观点。而且認為在後一種情況下，淺色花崗岩與礦床中發育的鉬和鎢礦體有關係。最近獲得的資料証明埃利德茹爾亭花崗岩生成於成礦後期，淺色花崗岩在年代上與其差不多。

在所有露头上和地下深处，埃利德茹尔亭花崗岩在化学成分和矿物成分上都非常一致；下面的資料可以說明其特点：

(1) 埃利德茹尔亭花崗岩的平均化学成分以百分比表示如下：

SiO ₂ —72.58	K ₂ O—4.37
TiO ₂ — 0.35	P ₂ O ₅ —0.11
Al ₂ O ₃ —14.11	S—0.03
Fe ₂ O ₃ — 0.57	F—0.06
FeO— 1.53	其他—0.49
MnO— 0.04	H ₂ O—0.08
MgO— 0.65	CO ₂ —0.02
CaO— 1.72	Σ=99.88%
Na ₂ O— 3.17	

(2) 矿物成分用百分比表示如下：

石 英——30.95	黑云母——6.74
歪長石——31.66	其 它——0.37
斜長石——30.28	

主要的副矿物是：磷灰石和鋳英石；在个别情况下可見到磁鉄矿、金紅石、螢石和褐帘石。

浅色花崗岩在矿床中以岩牆和不規則岩株的形式存在；其中又可划分为：(1) 花崗斑岩(分佈最广的異种)；(2) 花崗細晶岩；(3) 拉長石細晶岩。拉長石細晶岩在与其圍岩接触之处常常轉变成斜長石岩。浅色花崗岩在地表上最大的露头位于 3.057 公尺高之处，向深部延伸到 2607 公尺。典型花崗細晶岩的个别小岩体見于深达 2312 公尺的鑽井中。北高加索有一位研究岩漿作用的老学者 Л. А. 伐尔丹揚茨(Валданьяц)認為：浅色花崗岩的上述一些異种的存在是由于此花崗岩順序地从岩漿源內析出的結果。另外有些人把这些異种存在的原因解釋为薄岩牆对圍岩花崗岩同化作用的結果[例如 В. В. 梁霍維奇(Ляхович)]。为了証实这一假定而引用的实例是：浅色花崗岩(花崗斑岩)在其与大理岩接触处变成拉長石細晶岩，甚至轉变成純斜長石岩。在化学成分方面，上述所有異种都彼此相近(表 1)。

淺色花崗岩的特点为其矽化作用强烈; 这表现在花崗岩中存在着大量的石英細脉。石英細脉可划分为: (1)較早期的蛆虫狀無矿石英脉; (2)較晚期的、呈直綫式的、穿割前者的含鉬矿体的石英脉。

薩頓花崗岩屬於較早期的岩漿旋迴。根据地質資料, 它屬於 Pz 的最底部。这种类型的花崗岩在前述的提尔內-阿烏茲岩体之东南部沿阿尔頓河(Ардон)的峽谷斜坡, 以及烏納尔河(Унал)、阿尔杭

表 1

氧 化 物	花崗斑岩 (%)	花崗細晶岩 (%)	拉長石細晶岩 (%)
SiO ₂	75.92	71.32	78.13
TiO ₂	0.04	0.04	0.03
Al ₂ O ₃	13.45	13.37	13.47
Fe ₂ O ₃	0.23	0.33	0.15
FeO	0.34	0.22	1.13
MnO	0.03	0.03	痕 跡
MgO	痕 跡	0.03	痕 跡
CaO	0.74	2.59	4.06
Na ₂ O	3.91	3.06	3.07
K ₂ O	4.90	3.34	0.41
P ₂ O ₅	0.02	0.08	0.02
S	0.03	0.03	痕 跡
CO ₂	0.01	0.39	痕 跡
H ₂ O	0.06	0.10	0.11
其 它	0.11	0.04	0.18

河(Архон)、巴德河(Бад)、薩頓河(Садон)、采亞河(Цея)——北奧塞齊亞——的峽谷中广泛地發育着。薩頓花崗岩常常是等粒狀的, 有时为斑狀的淡灰色岩石。其矿物成分之特点为含斜長石(更長石-中長石)达40%, 含石英达30%, 微斜長石25%, 云母(白云母和黑云母)5—8%。副矿物有磷灰石和鋁英石。

我們曾在薩頓——茲吉德河(Згид)中流地帶的深鑽井和矿坑內对花崗岩进行了取样。

达利亞尔花崗岩在捷列克河(Терек)上游地区發育, 在中生代沉积岩層內形成两个岩体。根据其成分, 达利亞尔花崗岩为更老的岩石, 屬於主嶺花崗岩的岩类(Cm-Pz? 以前)。花崗岩的样品是沿着軍用——格魯吉亞道(Военно-Грузинская дорога)的露天采矿場搜集的。按此种岩体的成分, 乃是黑云母-角閃石花崗岩; 在个别情况下过渡到花崗閃長岩。最常見的副矿物为褐帘石和榍石。

鉬在花崗岩中的分佈

为了鑑定鉬，我們曾选取了未受岩漿期后作用的最标准的岩石标本；随后又对其加以分析。

对鉬的所有鑑定基本上都是采用光譜法。此法为苏联科学院B.И. 維尔納茨基地球化学和分析化学研究所光譜研究實驗室拟訂的[2]。其灵敏度为 $1 \times 10^{-4}\%$ 。准确度为 $\pm 10\%$ 。

鑑定檢查試样和重点試样时所采用的化学方法也是我們研究所拟訂的。

我們应用的化学方法的基础乃是測量鉬在高氯酸钠溶液和硫酸溶液中产生的接触电流[4]。此法之灵敏度为0.1 μ 1毫升；当数量級为 $n \times 10^{-4}\%$ 时，此法的准确度为 $\pm 5\%$ ；当数量級为 $n \times 10^{-5}\%$ 时，准确度为 $\pm 10\%$ 。

用光譜法和化学法鑑定鉬的資料

表 2

試 样	Mo 的 含 量(%)	
	光 譜 法	化 学 法
T-175	2.3×10^{-3}	2.7×10^{-3}
T-195	6.3×10^{-4}	7.3×10^{-4}
T-197	1.6×10^{-2}	1.78×10^{-2}
T-200	3.4×10^{-4}	3.1×10^{-4}
T-204	2.3×10^{-4}	2.8×10^{-4}
080	3.0×10^{-4}	2.5×10^{-4}
T-6	2.0×10^{-4}	2.5×10^{-4}
T-12	2.2×10^{-4}	2.53×10^{-4}
T-24	1.0×10^{-4}	0.95×10^{-4}
T-202	3.9×10^{-4}	2.25×10^{-4}

用上述两种方法鑑定鉬，在大多数情况下所获得的结果都非常相近（表2）。

所获得的有关埃利德茹尔亭花崗岩的資料表明：随着深度的变化，岩石中鉬的含量略有差異（表2a）。

从風化岩石表面取出的試样中，鉬的含量非常低，等于 $1.22 \times 10^{-4}\%$ 。

正如我們所估計的，这显然是在上部層位里的鉬受到風化作用的淋濾，并發生迁移。2100和2000公尺的層位中，情况也是特殊的。在此鉬也發生强烈的淋濾作用；可見这是由于地下水和部分地表水呈較急速的循环的原故。

如果从所得的資料中取其平均数字，那么埃利德茹尔亭花崗岩