

78

**МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ
КРИТЕРИИ СВЯЗИ
КИСЛОГО МАГМАТИЗМА
С РУДНОЙ
МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ**

**MINERALOGIC CRITERIA
FOR THE RELATIONSHIP
BETWEEN MAGMATISM
AND ORE MINERALIZATION**



С. А. Г.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
МЕЖДУНАРОДНАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СВЯЗИ КИСЛОГО МАГМАТИЗМА С РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ

МАТЕРИАЛЫ XI СЪЕЗДА ММА,
Новосибирск, 4—10 сентября 1978 г.

18935

MINERALOGIC CRITERIA FOR THE RELATIONSHIP BETWEEN MAGMATISM AND ORE MINERALIZATION

PROCEEDINGS OF THE XI GENERAL MEETING
OF IMA

Novosibirsk, 4—10 September, 1978



ЛЕНИНГРАД
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1982



Рассматриваются минералого-геохимические критерии связи оловянно-вольфрамового, молибденового и редкометального оруденения с гранитоидными интрузиями и возможные индикаторы их рудоносности. Особое внимание уделено анализу состава магматических флюидов как главного фактора, определяющего элементный состав постмагматического оруденения. Анализируются особенности минерального состава гранитоидов и связанных с ними месторождений в зависимости от физико-химических и геологических условий их формирования.

There are mineralogical-geochemical connection criteria of Sn-W-Mo and rare metal mineralization with granitoid intrusions and also their possible ore-bearing indicators. A particular attention is given to the composition analysis of magmatic fluids as a main factor defining the element composition of the postmagmatic mineralization. Analysed are the particularities of the mineral composition of granitoids and their deposits depending upon the physico-chemical and geological formation conditions.

Редакционная коллегия

Акад. А. В. Сидоренко — гл. редактор, акад. В. С. Соболев, проф. Д. В. Рунд-квист, акад. Л. В. Таусон — отв. редактор

Editorial board:

acad. A. V. Sidorenko — Principal Editor, acad. V. S. Sobolev, prof. D. V. Rundquist, acad. L. V. Tauson — editor

И. Д. Рябчиков (СССР)

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДОВ

I. D. Ryabchikov (USSR)

PHYSICO-CHEMICAL ANALYSIS OF THE ORE-BEARING CAPACITY
OF GRANITIC ROCKS

High temperature mobilization of the ore metals by magmatic fluids is principally controlled by the presence of halogene compounds. It is proved by thermodynamic calculations and experimental data for Zn, Fe, Pb, Sn and Au.

The analysis of mineral assemblages of many rare-metallic granites testify to high fluoric and rather dry character of the parent magmas. The possible ways of the generation of such magma lie either in progressive melting of biotite-containing rocks of the sialic crust, or in the crystallization differentiation of more basic trachybasaltic (lattice, monzonitic) melts. The equilibria with hydrous minerals (biotite, amphibole) result in the parallelism in the behaviour of fluorine and a number of the ore elements during these processes.

Chlorine behaviour at magmatic stage is primarily controlled by its transfer to the separating fluid and to a lesser extent by the crystallization of hydroxyl-bearing minerals.

The data on halogen distribution coefficients between the melt, fluid and solid phases of the acid magmatic systems show that in the case of the fractionation of the phases separating from the cooling magma the major part of chlorine compounds would be mobilized at relatively early stage of the process of magmatic distillation while the solutions with maximum fluorine content should be evolved by the end of the process. Probably it is one of the causes of the separation of lithophile (fluorophile) and chalcophile (chlorophile) elements in space and time.

Тесная пространственная и временная связь некоторых рудных месторождений (прежде всего грейзеного типа) с кислыми изверженными породами является установленным фактом. Однако причины такой связи и особенно источник рудного вещества остаются предметом весьма острых дискуссий. Среди различных подходов, применяемых для решения этой проблемы, вполне применимы методы экспериментальной и физико-химической петрологии.

При рассмотрении физико-химических аспектов проблемы связи гидротермального рудообразования с магматизмом возник-

кает необходимость оценки максимальной рудогенерирующей способности магматических систем, т. е. установления количеств металлов, переходящих в надкритический флюид во время или после затвердевания кислой магмы. Отсюда вытекает один из необходимых, но далеко недостаточных критериев для решения вопроса о принципиальной возможности формирования гидротермальных месторождений в связи с магматическим источником рудного вещества. Кроме того, получаемая при оценке рудогенерирующей способности магм физико-химическая информация может быть использована для выявления признаков потенциально рудоносных магматических систем и для установления условий генерации потенциально рудоносных магматических расплавов.

Состав флюидной фазы, сосуществующей с кристаллизующейся магмой, отношение летучих и солеобразующих компонентов в значительной мере определяют способность флюида экстрагировать из магмы рудные металлы. В связи с этим обсуждению поведения рудных металлов в ходе дистилляции магматического флюида должно предшествовать выяснение пределов колебаний концентраций в нем различных летучих соединений.

Для решения этой задачи имеются различные источники информации. К их числу относятся: данные по равновесиям между минералами и флюидом с участием летучих компонентов; оценки температур кристаллизации минералов, а также учет порядка выделения минералов из магмы в сравнении с данными по ликвидусным равновесиям в системах гранит—летучие; результаты изучения микровключений в минералах гранитоидов; данные по содержаниям летучих компонентов в кислых вулканических стеклах.

На основе обобщения этих данных устанавливается, что главными летучими компонентами кислых магм являются вода, а также соединения углерода, хлора, серы, причем вода резко преобладает, а остальные компоненты присутствуют в количестве нескольких мольных процентов от общей суммы летучих составляющих [Рябчиков, 1975]. Эти соотношения определяют средний состав магматического флюида гранитоидов, но содержания в нем отдельных летучих компонентов могут весьма заметно варьировать в ходе магматической дистилляции вследствие их неодинаковой растворимости в гранитном расплаве.

Соединения фтора в отличие от перечисленных летучих составляющих в большей степени удерживаются силикатным расплавом, а во флюид и кристаллические минералы они входят в меньшем количестве. В гранитных магмах с нормальным содержанием фтора его концентрация в раннемагматическом флюиде составляет величину порядка $n \cdot 10^{-3}$ мольн.%. В ходе фракционной кристаллизации химический потенциал фтора растет, и в поздней магматической газовой фазе его содержание может достичь значения $n \cdot 10^{-1}$ мольн. %.

Растворимость большинства рудных минералов в чистом водном паре даже при параметрах магматического процесса очень низка.

В связи с этим необходимо рассмотреть влияние присутствующих в магматическом флюиде аниогенных компонентов на его экстрагирующую способность в отношении рудных металлов.

Изучение растворимости рудных сульфидов и окислов при параметрах низкотемпературного гидротермального процесса показало, что перенос рудных металлов в этих условиях может осуществляться в форме разнообразных комплексных и молекулярных соединений — хлоридных, фторидных, гидрокарбонатных, гидросульфидных, гидрооксидных и т. д., а также в форме простых ионов. Анализ доступной физико-химической информации для высокотемпературных условий, приближающихся к параметрам магматического процесса, показывает, что с переходом в надкритическую область набор соединений рудных металлов с аниогенными компонентами более ограниченный.

Термодинамический анализ экспериментальных данных и расчеты равновесий между минеральными ассоциациями гранитоидов и компонентами высокотемпературных водных растворов свидетельствуют, что при температурах, близких к концу магматической кристаллизации, водная фаза, равновесная с гранитоидами, содержит молекулы CO_2 и H_2S , а не ионы HCO_3^- и HS^- , способные образовывать устойчивые комплексы со многими рудными элементами [Рябчиков, 1975; Рябчиков, Орлова, 1975]. Отсюда следует, что в качестве важнейших агентов переноса флюидом рудных металлов в магматическом процессе и в высокотемпературных гидротермальных условиях могут выступать только соединения хлора и фтора.

Этот вывод подтверждается имеющимся экспериментальным материалом, который показывает, что Zn, Mn, Fe, Cu, Pb и Au достаточно интенсивно экстрагируются хлоридными растворами умеренной концентрации из кислых силикатных расплавов или из твердофазовых минеральных ассоциаций гранитного состава при температурах, близких к концу кристаллизации силикатного расплава в системе гранит—вода [Holland, 1972; Рябчиков, Уолл, Бернэм, 1974; Рябчиков, 1970, 1975; Рябчиков и др., 1977]. По-видимому, и другие халькофильные металлы ведут себя аналогичным образом.

Для рудных металлов литофильного семейства более характерна связь не с хлором, а с фтором [Барсуков, 1957, 1973; Беус, Диков, 1967]. Олово, являющееся наиболее характерным рудным элементом месторождений, тесно связанных с кислым магматизмом, проявляет как литофильные, так и халькофильные тенденции. В соответствии с изложенным можно предполагать, что в его мобилизации и переносе активную роль могут играть соединения как фтора, так и хлора. Эти предположения подтверждаются экспериментальным изучением межфазового распределения олова в системах гранит—галогениды—вода [Рябчиков, Дурасова, Барсуков, 1976; Ryabchikov e. a., 1977]. При этом выяснилось, что при равных содержаниях во флюиде фтор мобилизует олово гораздо

более интенсивно, чем хлор. Так, при 750 °С и $p_{H_2O}=1.5$ кбар коэффициент распределения олова между одномолярным хлоридным флюидом и гранитным расплавом в присутствии силлиманита и кварца равен 0.1, в то время как в случае хлоридного раствора той же концентрации, но при наличии в системе фтора, активность соединений которого контролировалась присутствием топаза и флюорита (что отвечает содержанию во флюиде порядка $n \cdot 10^{-1}$ мольн. %), коэффициент распределения возрастает приблизительно до 0.4. Расчеты баланса масс олова в ходе кристаллизации гранитной магмы и сопряженного с ней ретроградного кипения, проведенные с учетом полученных экспериментальных данных и в предположении, что активность фтора в системе возрастает к концу процесса фракционной кристаллизации магмы вплоть до максимальных значений, показали, что после завершения фракционной кристаллизации 1000 км³ гранитной магмы, что отвечает среднему размеру гранитных батолитов [Fyfe, 1973], в водный флюид должно перейти $2 \cdot 10^6$ — $3 \cdot 10^6$ т олова. Концентрированная фиксация даже 1 % этого количества приведет к формированию крупного промышленного месторождения.

Важная роль фтора в переносе магматическими флюидами олова и ряда других рудных металлов, выявленная экспериментальными исследованиями, позволяет поставить вопрос об условиях генезиса гранитных магм, обеспечивающих оптимальные условия мобилизации рассматриваемых компонентов. Самые общие соображения позволяют заключить, что такие магмы должны характеризоваться повышенными содержаниями фтора, носить высокоглиноземистый и относительно маловодный характер. Низкие содержания воды в родоначальных магмах ограничивают возможность кристаллизации водных минералов (биотитов и амфиболов), приводящей к захвату и рассеянию фтора на магматической стадии. Высокоглиноземистый характер системы обеспечивает минимальные активности извести и щелочей и, как следствие, максимальный гидролиз фторсодержащих минералов с выходом HF во флюид.

Данные по простым силикатным системам и результаты плавления естественных горных пород показывают, что системы с равными эквивалентными соотношениями глинозема и суммы щелочей и извести (т. е. разрезы, включающие фигуративные точки полевых шпатов и безглиноземистых минералов) являются эффективными температурными барьерами, препятствующими генерации расплавов с $CaO + Na_2O + K_2O < Al_2O_3$ за счет кристаллизационной дифференциации или частичного плавления составов с $CaO + Na_2O + K_2O > Al_2O_3$.* Отсюда вытекает, что наиболее вероятным механизмом генерации высокоглиноземистых исходных расплавов, которые в ходе фракционной кристаллизации могли давать магмы типа онгонитов — литий-фтористых гранитов, является

* Исключение составляют высокофтористые системы, где такой переход может осуществляться в результате интенсивного выделения флюорита.

частичное плавление в условиях земной коры метапелитового материала. Этот вывод находится в согласии со взглядами Л. В. Таусона (1977) о корово-анатектическом происхождении «плюмазитовых редкометалльных» гранитоидов.

Анализ условий плавления метапелитового материала в свете имеющихся экспериментальных данных позволяет уточнить представления о путях формирования потенциально рудоносных гранитов и объяснить их петрохимические характеристики. Одним из ведущих факторов корового анатексиса является химический потенциал воды. В условиях, когда состояние системы близко к насыщению в отношении чистового водного флюида, полевой шпат должен вступать в реакцию с гранатом или кордиеритом метапелитов, образуя биотит. В связи с этим для обычно наблюдаемых фазовых ассоциаций метапелитов амфиболитовой фации, включающих, например, биотит, гранат, кианит, кварц, плагиоклаз (но не калиевый полевой шпат), активность ортоклазового компонента при высокой летучести H_2O будет заметно меньше единицы. Так, использование данных М. Холдэуэя и С. Ли [Holdaway, Lee, 1977] позволяет рассчитать активность $KAlSi_3O_8$ для ассоциации, богатой алмандином + гранат + кианит + биотит + кварц, которая при давлении 10 кбар и при температуре начала выплавления гранитной жидкости ($\sim 620^\circ C$) в присутствии водного флюида оказывается равной ~ 0.1 . В случае, если частичное плавление той же минеральной ассоциации происходит в условиях более низких значений химического потенциала воды и, следовательно, при более высоких температурах, активность ортоклазового компонента возрастает и может достичь значений, близких к единице. Соответственно и величины K/Na отношений в генерируемых расплавах в зависимости от летучести H_2O могут варьировать почти на порядок, возрастая параллельно недосыщенности системы водой.

В ходе анатексиса метапелитового материала химический потенциал воды будет контролировать поведение не только калия, но и других компонентов, концентрируемых биотитом. К их числу относится такой важный агент транспортировки полезных металлов в эндогенных условиях, как фтор, а также ряд рудных компонентов, включая олово.

На основании изложенного можно предполагать, что на начальных стадиях частичного плавления метапелитовых пород, протекающих в условиях относительно низких температур и повышенных давлений воды, обеспечивающих значительную устойчивость биотита, будут возникать низкокалиевые магмы, обедненные фтором, оловом и другими рудными компонентами. При дальнейшем повышении температуры и фракционном удалении низкоплавких высоководных расплавов плавление будет происходить с параллельным разложением биотита, в результате чего содержания калия, фтора и рудных металлов в расплаве возрастут. Возможно, что гранитные расплавы, с которыми связано редкометалльное ору-

денение, появляются в ходе дальнейшей эволюции подобных низко-водных и высокофтористых магм, возникающих на поздних стадиях анатексиса пород континентальной коры.

Несомненно, что процессы селективного плавления метаосадочного вещества в связи с металлогеническими характеристиками возникающих магм требуют дальнейшего углубленного изучения. Приведенные в настоящей работе соображения позволяют объяснить в самом общем виде отмечаемую многими исследователями корреляцию редкометальной рудоносности гранитных расплавов с повышенными содержаниями в них калия.

Л и т е р а т у р а

- Барсуков В. Л. К геохимии олова. — Геохимия, 1957, № 1.
- Барсуков В. Л. Основные черты геохимии олова. М., Наука, 1973.
- Беус А. А., Диков Ю. П. Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования (на основе гидротермального эксперимента). М., Недра, 1967.
- Рябчиков И. Д. Содержания цинка в хлоридных растворах, равновесных с минералами гранитоидов в условиях повышенных температур и давлений. — Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 6.
- Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., Наука, 1975.
- Рябчиков И. Д. Физико-химический анализ условий отделения рудосных растворов из гранитных магм. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., Наука, 1977.
- Рябчиков И. Д., Дурасова Н. А., Барсуков В. Л. Факторы миграционной способности олова в кислых магматических системах. — В кн.: Геохимия. Минералогия. Петрология. М., Наука, 1976.
- Рябчиков И. Д., Ефимов А. С., Кулигин В. М., Шилин Н. Л. Физико-химический анализ поведения золота в процессе дегазации кислых магм. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, Наука, 1977.
- Рябчиков И. Д., Орлова Г. П. Фазовые взаимоотношения в гранитных магмах при $P_{H_2O} < P_{общ}$. — В кн.: Гранитообразование и летучие. Свердловск, 1975.
- Рябчиков И. Д., Уолл В. Дж., Бернэм К. У. Равновесия рудосных флюидов с кислыми изверженными породами. — Геология рудных месторождений, 1974, т. 14, № 3.
- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977.
- Fyfe W. S. The generation of batholiths. — Tectonophysics, 1973, v. 17, N 3.
- Holdaway M. J., Lee S. M. Fe—Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. — Contrib. Miner. Petr., 1977, v. 63.
- Holland H. D. Granites, solutions and base metal deposits. — Econ. Geol., 1972, v. 82, N 6.
- Ryabchikov I. D., Durasova N. A., Barsukov V. L., Laputina I. P., Efimov A. S. Role of volatiles for the mobilisation of tin from granitic magmas. — In: Metallization associated with acid magmatism, v. 3. Praha, Academia, 1977.

MINERAL ASSOCIATIONS IN THE VEINS OF THE METALLOGENETIC ZONES IN CENTRAL EUROPE

Л. Бауман (ГДР)

ЖИЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРОПЫ

Трем главным геотектоническим эпохам Центральной Европы — доварисской, варисской геосинклинально-орогенной и постварисской платформенной — соответствуют три металлогенические эпохи, характеризующиеся частью общим, а частью специфическим элементарным составом минерализации.

Жильное оруденение связано с двумя периодами минерализации — варисским и постварисским. Непосредственные связи оруденения устанавливаются с варисским гранитным магматизмом субсеквентного типа. С увеличением степени консолидации коры возрастает термическое и вещественное влияние верхней мантии. Постварисская минерализация, напротив, непосредственно связана с тафrogenическим и германотипным процессами активизации Центрально-Европейской платформы и сопровождающим их щелочным магматизмом.

1. The metallogenetic situation of Central Europe. The metallogenetic development of Central Europe and, connected with that, the formation and range of its deposits are the immediate result of the geologic-tectonic, the petrologic-lithologic and the metamorphic development. Therefore, the metallogenetic regional division of Central Europe is deduced above all from the position and development of its geologic-tectonic units.

The following geotectonic units can be distinguished in Central Europe:

- a pre-Variscan basement complex (from Proterozoic to Ordovician period) with a mainly geosynclinal development;
- a Variscan geosynclinal (=orogene)-stage (from Devonian to Permian period) and
- a post-Variscan platform-stage (from Mesozoic to Caenozoic).

Resulting from the tectonic scheme of the Variscan stage of Central and Western Europe by Kossmat [1927] and Stille [1951] and referring to the latest tectonic theories a new tectonic zonation for Central Europe was made up. Based upon this new tectonic zonation the general metallogenetic regional division can be established (fig. 1).

The Moldanubian zone represents within the Variscan zone a central massif predominantly consisting of pre-Variscan units. It is chiefly characterized by pre-Cambrian orogenies and intensive metamorphic superimpositions (to granulite facies) and anatexis.

The Saxothuringian zone extends as a stripe which is nearly 150 km wide in SW direction across the G.D.R. and the F.R.G. towards France. In the E direction it stretches into

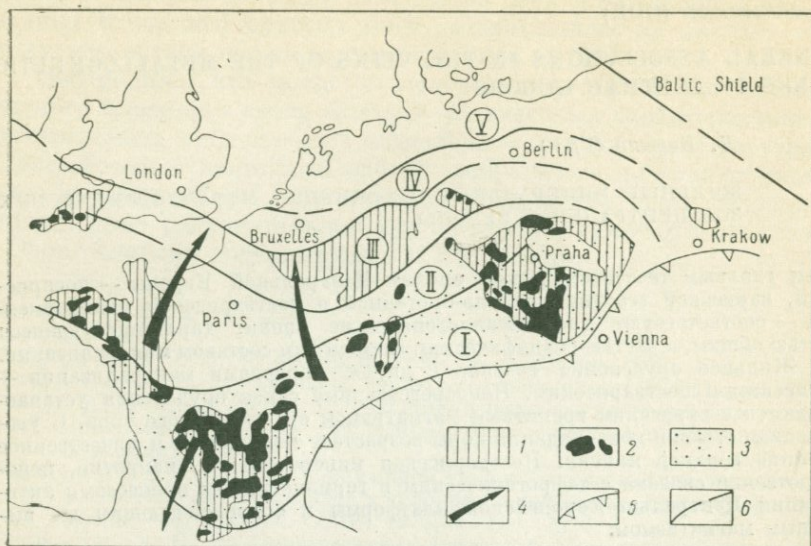


Fig. 1. Geotectonic division of the Variscides of Central Europe [from Baumann e. a., 1976].

1 — Paleozoically consolidated basement rock; 2 — Variscan granites; 3 — areas with Variscan metamorphosis, 4 — orogenic direction of movement; 5 — alpidic upthrust; 6 — delimiting lines of the Variscan geotectonic and metallogenetic zones; I — Moldanubian zone; II — Saxothuringian zone; III — Rhenohercynian zone; IV — Sub-Variscan zone; V — Foreland.

the Sudetes (Lugikum). The Saxothuringian zone is composed of pre-Cambrian and Paleozoic rocks which were together deformed in the course of Variscan tectogenesis. Its position as transitional area between the stable Moldanubian zone and the highly mobile eugeosynclinal Rhenohercynian zone involves a lot of specific properties of its geological and metallogenetic development.

The Rhenohercynian zone follows the crystalline zone of the Central-German ridge, originating from an intrageoanticline between the Thuringian and the Rhenish trough. The Rhenohercynian zone consists of thick sequences of Devonian and Carboniferous rocks which were intensively folded in the Variscan. This zone expands regionally from SW-England by the Ardenish-Rhinish-slate mountains to the Hartz Mountains (G.D.R.). In the farther eastern continuation we can observe a link by the Paleozoic of the subsudeten area to the Moravosilesicum. Great parts are superposed by younger, post-Variscan platform sediments.

The Subvariscan zone (foredeep) forms the northern border of the Variscan orogene area. Here it is the question of a foredeep-like external zone of the Variscan period partly including paralicly developed Upper Carboniferous. This external zone stretches from S-England (Bristol—Kent) by N-France, Belgium (Calais—Namur—Liège) to the F.R.G. (Aachen, Ruhrdistrict). In the nor-

thern direction it passes into a wide, nearly undeformed foreland basin. In the farther NE direction we find this Subvariscan zone also at the territory of the G.D.R. And it can be traced back even farther, namely to some districts of Poland (districts of Gorny Slask and Krakow/Poland).

The Foreland of the Central European Variscan zone is composed of complexes which were consolidated already in the Caledonian and pre-Cambrian. Because of an intensive lapping caused by the North German—Polish depression as an integral part of the younger Central-European syncline the geotectonic division of the northern part of Central Europe couldn't be clarified finally and is still under discussion.

Besides this zonal division following from the position of the Variscan syncline and anticline, the tectonic structure of Central Europe is decisively influenced by large tectonic faults, lineaments and depth fractures. Partly in contrast to the Variscan and pre-Variscan zones, the latter represent tectonic elements, which can be traced back to a deeper, subcrustal foundation. Specific processes of the Variscan magmatism and its formations of deposits are controlled by these faults.

Whereas the acid syn- to postorogenic magmatism is still controlled doubtlessly by the zoning of the Variscan geosynclinal (orogene)-development and the subsequent magmatism of the orogenic transition stage makes still allowance for this zoning, at least in respect to the spacious arrangement, the Triassic period (Zechstein subdivision) in Central Europe does begin with the post-Variscan platform development (in the northern part of outer-Variscan Central Europe already in Devonian). After that we can observe the beginning of an intensive fracture tectonic stress, which represents a specific tectonic development interstratifying the basement- and platform stage (=tectonic activation by Ščeglov [1968]).

Table 1

The main elements and structures (postmagmatic) of the three metallogenetic epochs of Central Europe

Epoch	Main elements (cations) forming deposits	Prevailing deposit-forming structures
Post-Variscan (Mesozoic—Caenozoic)	Fe, Mn; F, Ba, Ca, Mg; Cu, (Pb, Zn, U); Co, Ni, Bi, Ag; As, Sb, Hg	Veins
Variscan (Upper Paleozoic)	Au; Sn, W, Mo, Bi, Li, Be, F; Fe, As, (Mn, Ba, Cu); Zn, Pb, U; Sb, Ag	Veins, impregnations (greisen), metasomatites (skarns)
Pre-Variscan (Proterozoic—Lower Pa- leozoic)	Fe; Cu, (Zn, Pb); Sn, (W); (Ni, Au, Mo)	Stratiform lentils and bodies

By reason of new research results [Baumann, Tischendorf, 1976; Baumann, Tischendorf, Schmidt, Jubitz, 1976, e. a.] we can group the three geologic structural stages respectively the three main tectonic epochs in Central Europe in correspondance to also three adequate metallogenetic epochs. First of all these metallogenetic epochs are characterized by structural differences. So the pre-Variscan mineralizations occur as above all stratiform, massively to disseminatedly mineralized lentils and beds, whereas the Variscan and post-Variscan formations of deposits do occur predominantly as epigenetic vein structures. In respect to the material composition the three epochs are partly characterised by specific element enrichments but also by a corresponding element characteristic, which might be explained as a so-called «metallogenetic heredity» (table 1). The fixation and formation of these elements within the distinct mineral associations respectively paragenetic units are influenced by quite a lot of general and specific (local) aspects of formation (for instance the origin of the solution, the composition of the solution, the character of the country rock, the structural type of the deposits and the topomineral influence as well as other factors).

These different aspects of formation and the differences referring to the afore-mentioned geotectonic position of the geologic structural zones of Central Europe cause a heterogeneous characterization of the individual mineral associations respectively — parageneses. The zonation of the ore parageneses is in part relatively difficult because it often doesn't depend only on the above-mentioned aspects but also on the genetic conceptions of the workers analysing the deposit. But nevertheless, it was tried to work out a regional arrangement of the various vein mineralizations [Bernard, Baumann, 1978; Baumann, Leeder, 1978; Bernard, 1979]. This classification gets especially complicated in the case of an overlapping of older (pre-Variscan, Variscan) mineralizations and younger (post-Variscan) ones. The cation composition was used because it is the most settled basis of comparison. In contrast to that the anions respectively the anion complexes of the mineral associations are subjected to a very strong alternation due to the afore-mentioned source-aspects.

2. The zonation of the Variscan and post-Variscan mineral associations in Central Europe. The postmagmatic deposits of Central Europe are extensively analysed and explored in respect to their structures and mineral compositions by a lot of new scientific papers. According to these publications most of the vein deposits appear as mineral associations, which can be grouped into the following paragenetic units (ore formations) — in relative age sequence:

a. V a r i s c a n m i n e r a l i z a t i o n s

1) quartz-Au-association (Au; au): * quartz, native gold, pyrite, arsenopyrite; scheelite, molybdenite, various Bi- and Te-minerals;

* The data in brackets are abbreviations for mineral associations respectively ore formations of the classical deposit districts of the Bohemian Massif (Ore Mountains etc.) by Bernard and Baumann [1978].

2) W-Mo-(Sn)-association (W; wsn): quartz, wolframite, pyrite, orthoclase, molybdenite, scheelite, (pyrrhotine, marcasite, chalcopyrite, sphalerite, galena, arsenopyrite, bismuthine, emlectite);

3) Sn-W-association (SnW; Li-snw): quartz, cassiterite, wolframite, molybdenite, arsenopyrite, löllingite, pyrite, hematite; topaz, zinnwaldite, fluorite; (native bismuth, bismuthine, chalcopyrite, sphalerite etc.);

4) quartz-polymetal-association (kb-formation; k-pol): quartz, pyrite, arsenopyrite, pyrrhotine, marcasite, (native gold); sphalerite (rich in Fe), chalcopyrite, tetrahedrite, stannite, bornite, chalcosine; galena (schapbachite);

5) uranium-quartz-carbonate-association (uqk-formation; u): hornstone-quartz, fluorite, calcite, hematite, pitchblende, (coffinite);

6) carbonatic-polymetal Sb-Ag-association (eb-formation, dse; pol+sb+se-ca): Fe-Mn-Mg-Ca-carbonates, galena, sphalerite (rich in Ag), pyrite, marcasite; tetrahedrite (freibergite), selenides; miarogyrte, pyrargyrite, stephanite, argentite, native silver; (jamesonite, berthierite, antimonite etc.)

b. Post-Variscan mineralizations

7) quartz-bearing iron-baryte-association (eba-formation; femn): quartz, chalcedony, baryte; hematite, manganese oxides (pyrolusite), Fe-Mn-Mg-Ca-carbonates, (fluorite);

8) fluorite-baryte-association (fba-formation, partly polymetallic; p-pol): baryte, fluorite, quartz, carbonate; galena, chalcopyrite, sphalerite, schalenblende, melnikowitpyrite, marcasite;

9) Bi-Co-Ni-As-Ag (-U)-association (BiCoNiAg-formation; asconi): quartz (chalcedony), baryte, fluorite, carbonates; skutterudite, niccolite, rammelsbergite, safflorite, native bismuth, native arsenic, pitchblende, coffinite; (gersdorffite, cobaltite, millerite etc.); Pb-Zn-sulfides, proustite, argentite, native silver, (argyrodite, cinnabar);

10) quartz-bearing Fe-Mn-association (Fe-Mn-formation): quartz (chalcedony), hematite, manganese oxides (baryte, fluorite, carbonates).

These mineral associations (paragenetic units) can be found in most of the vein districts of Central Europe, but the maximum of intensity can vary regionally for the individual parageneses and elements (cations) (table 2). Thus the Moldanubian zone is characterized above all by ore veins of the Au-association and also by Pb-Zn, Ag and Sb. Sn-W- and U-associations besides constant Zn-Pb-Sb-Ag-mineralizations are typical for the northern marginal regions of the Bohemian Massif and the Saxothuringian zone. In the Rhenohercynian zone one can observe an increasing Fe-Cu-mineralization and a further growth of Pb within the Zn-Pb-Ag-association (fig. 2).

In comparison to these relatively clearly developed regional differences within the Variscan mineralization epoch, the post-

Variscan mineral parageneses, predominantly bound to great fault zones, show a by far greater regional uniformism. Especially the F-Ba-association is distributed in NW-structures within the Moldanubian zone as well as in the Saxothuringian, Rhenohercynian and partly also in the Subhercynian zone. For this the intersection areas of the NW-structures with NNW- and NNE-fault zones are of fundamental significance for the local fixation of these mineralizations. The Fe-Mn-baryte-associations are also represented with more or less the same intensity in the Moldanubian, the Saxothuringian and Rhenohercynian zone. In contrast to that the BiCoNiAg (U)-association, partly with As and Hg, occurs in effect only in the veins of the NW-marginal zones of the Moldanubian zone and above all in the Saxothuringian zone (table 2).

3. On the genetic position of ore parageneses. Whereas one can observe quite a uniform point of view among the workers concerning the relative age sequence, various specialists weren't able to clarify the absolute age sequence and in connection with that also the pro-

Table 2

The distribution of mineral associations (main cations) in the metallogenic zones of Central Europe

Geotectonic stage	Geological-metallogenetic structural zone	Main mineralization		Typical regional units
		Variscan	Post-Variscan	
Platform stage (Post-Variscan)	Mesozoic-Cenozoic platform regions		F-Ba, Pb-Cu	Germanotype fault structures (especially NW, NNW, NNE) in the Hartz, Thuringia, Schwarzwald, Sudetes, Central Massif, Bohemian Massif et al.
Variscan geosyncline (-orogene)-stage	Foreland Subhercynian zone	Fe, Pb	F-Ba, (Pb-Cu)	In Central Europe under platform cover Hartz, Rhinish Slate Mts., Devonshire Sudetes, Ore Mountains, Thuringia, N-Bretagne, Cornwall
	Rhenohercynian zone	<u>Fe-Cu</u> ; <u>Pb-Zn-Ag</u>	Fe-Mn, F-Ba, Cu, (Pb-Zn)	
	Saxothuringian zone	<u>Sn, W; Fe</u> ; <u>U, Zn-Pb</u> , <u>Sb, Ag</u>	Fe-Mn, F-Ba, Cu-Pb-Zn, BiCoNiAg, U, (As, Hg)	
Basement complex (Pre-Variscan)	Moldanubian zone	<u>Au, Fe</u> ; <u>Zn-Pb</u> ; U, <u>Sb, Ag</u>	Fe-Mn, Fe-Ba, (Pb-Zn-Cu), (BiCoNiAg, U), As, Hg	Bohemian Massif (core), Schwarzwald, Vosges, French Central Massif, Armorican Massif (SW-region)

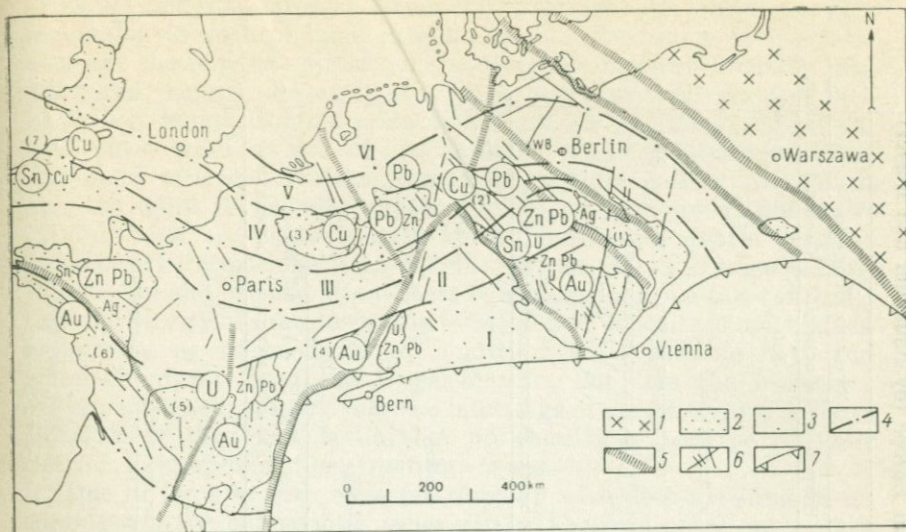


Fig. 2. The metallogenetic zoning within the Central European Variscan period.

1 — East European platform; 2 — basement complex; 3 — Variscan anticlines (with palinogenetic magmatism); 4 — limits of geotectonic and metallogenetic zones; 5 — Lineaments, 6 — main faults; 7 — delimiting line of the Alpidic orogene; I — Moldanubian zone; II; III — Saxothuringian zone (II — Thuringian trough, III — Central-German ridge); IV — Rhenohercynian zone (Rhenian trough); V — Sub-Variscan zone; VI — Foreland. Geotectonic units: (1) — Bohemian Massif (with Sudetes, Ore Mountains, Thuringian Forest); (2) — Hartz Mts.; (3) — Ardenish-Rhinish slate mountains; (4) — Vosges-Schwarzwald-Massif; (5) — French Central Massif; (6) — Armorican Massif; (7) — Cornwall Massif.

blem of the origin of the mineralizations satisfactorily. Not long ago mineral associations were regarded as a genetic unit and as differentiation products of the granitic magmas which intruded during the Variscan orogenesis (Pošerný, Beck, Schneiderhohn et al.). But a lot of new investigations of the last few years led to such results which refer in a great conformity to a temporal and genetic subdivision of the postmagmatic mineralizations in at least two mineralization phases. Geologic-tectonic, petrologic as well as paragenetic-geochemical and isotope-geochemical research papers [Vinogradov, Tugarinov et al., 1959; Baumann, 1965, 1968; Borchert, 1967; Sattran, Čadek, 1967; Legierski, Sattran, 1967; Baumann, Rösler, 1967; Baumann, krs, 1967; Schrön, 1967; Bernard, Baumann, 1978; Baumann, Leeder, 1978; Sattran, 1978, and others] were important pre-conditions for that.

In a great conformity the results of these methodically very different research papers prove the temporal division of mineral associations for Central Europe in a Variscan mineralization phase (Upper-Carboniferous—Permian period) and in a post-Variscan (Mesozoic-Cenozoic) mineralization phase (Triassic—Tertiary) (table 3).

Both mineralization periods are spread over the whole Variscan region of Central Europe, but the intensity maximums of the main

Table 3

Criteria of the Variscan and Post-Variscan Mineralizations in Central Europe (by Baumann and Rösler)

Criteria	Post-Variscan deposits				Variscan deposits			
	Tertiary	Cretaceous	Jurassic	Triassic	Permian	Carbonif.	Devon.	Silur.
	20	100		200		300		400 Ma
1) Absolute age determinations								
U-Pb-method	xx	xxx	xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx		x	xxxxxxxxxxx		
K-Ar-method						xxxxxxxxxxxxxxxxxxx	xxx	xx
a) granite						xxxxxxxxxxxxxxxxxxx		
b) postmagmatic deposits		xxx	xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx			xxxxxxxxxxxxxxxxxxx		
2) Isotope geochemical criteria								
Pb-Pb-method	xxxxxxxxxxx		xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx		xx			
$^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ -ratio	1.200			1.170				1.140
a) magmatic sulphides					xxx			$\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{207}$
b) postmagmatic sulphides	xx				xx			
3) Geochemical criteria								
$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -ratio (quartz)	-30	-20	-10		0	+10	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$	
			xxxxxxxxxxxxxxx		xxxxxxxxxxxxxxx	xxxxxxxxxxxxxxx	xxxxxxxxxxxxxxx	
			20	14	10			$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$
Ge-contents of quartz from rocks and postmagmatic deposits			xx		xxxxxxxxxxxxxxx			Ge, ppm
			10	5	0			
Characteristic succession of elements			Fe, Mn, Cu, Co, Ni; F, Ba; (Bi, Ag, As, Ge, Hg)					Au; Sn, W, Mo, Li; Fe, Zn-Cu-Pb; U-Se; Sb-Ag

elements and the external forms of the paragenetic units can vary regionally to quite a large extent (fig. 2). The last metallogenetic analyses showed that direct genetic relations between Variscan granites and deposits do exist only in connection with granites rich in fluids, bound to fault zones and which are sparsely very limited. These granites are of the so-called «minor intrusion type». The more intensive the ore formations of these «minor intrusions» are, the more intensively appear typical parageneses of those elements which are characteristic for differentiated mantle magmas (alkali rock formations with F, Nb, Ta, Zr, Be, Li, trace earths, Th—U, Cu and others). From these considerations one can conclude, that the ability of granites to the formation of deposits is determined essentially by thermodynamic conditions of a possible heat and material supply from the Upper-Mantle. For this the intrusives of the subsequent respectively the late stage of orogeny [by Smirnov, 1970] have the most favourable pre-conditions because of their control to deep-reaching structural zones.

5688
Due to the also very close relationship with deep-reaching structural zones the paragenetic zones of the Variscan epoch are partly overlapped by mineral associations of the Mesozoic-Cenozoic metallogenetic epoch. These mineralizations are connected especially with the taphrogenic and germanotype activation processes of the post-Variscan platform development of Central Europe [according to Ščeglov, 1968, 1970]. In respect to the material composition these formation processes of deposits are characterized above all by the following elements: Fe, Mn, Ba, F, Cu, (Pb, Zn) as well as Bi, Co, Ni, Ag, As and Hg. This multistage in the metallogenetic development explains the diversity and complexity of the element parageneses in most of the vein deposits of Central Europe.

4. **Summary.** The metallogenetic development of Central Europe is determined essentially by its geotectonic evolution. Due to the last research results one can set in order to the three geological structural stages respectively the three geotectonic main epochs in Central Europe (pre-Variscan basement complex, Variscan geosyncline-orogeny-epoch, post-Variscan platform epoch) also three corresponding metallogenetic epochs. Paragenetically all the three epochs are characterized partly by a specific elementary enrichment partly by an identical element characterization (table 1). The different source aspects and the differences in the geotectonic position cause a different formation of mineral associations respectively paragenetic units in the various metallogenetic zones of Central Europe. It is tried to work out a regional zonation of vein mineralizations. Referring to individual parageneses and elements (cations) different intensity maximums can be proved for the main structural zones (table 2 and fig. 2).

In view of the genesis of mineral associations we can not longer postulate the only formation within the framework of a Variscan granitoid magmatism, a theory which was supposed till now.

In the vein structures we can prove at least two mineralization periods (Variscan and post-Variscan). Direct relations between the Variscan granites and deposits can only be established in case of the tectonically controlled subsequent magmatic rocks of the «minor intrusion» type. But with the growing consolidation of the crust we can suppose an increasing influence of the Upper-Mantle (thermal and material). In contrast to that post-Variscan mineralizations are to be seen in direct relationship with taphrogenic and germano-type activation processes of the Central European platform development and the corresponding platform magmatism (alkali rock formations).

References

- B a u m a n n L. Die Erzlagerstätten der Freiburger Randgebiete. — Freib. Forsch.-H. C 188. Leipzig, VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 1965. 268 S.
- B a u m a n n L. Die Mineralparagenesen des Erzgebirges — Charakteristik und Genese. — Freib. Forsch.-H. C 230. Leipzig, VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 1968, S. 217—233.
- B a u m a n n L., K r s M. Paläomagnetische Altersbestimmungen an einigen Mineralparagenesen des Freiburger Lagerstättenbezirkes. — Geologie, Berlin, 1967, v. 16, N 7, S. 765—780.
- B a u m a n n L., L e e d e r O. On the genesis of mineral associations in the N Marginal zone of the Bohemian Massif (Saxothuringicum). — Freib. Forsch.-H. (Topical Report of IAGOD, Vol. VIII). Leipzig, VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 1978.
- B a u m a n n L., R ö s l e r H. J. Zur genetischen Einstufung varistischer und postvaristischer Mineralisationen in Mitteleuropa. — Bergakademie, Leipzig, 1967, 16, N 11, S. 660—664.
- B a u m a n n L., T i s c h e n d o r f G. Einführung in die Metallogenie-Minerogenie. Leipzig, VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 1976. 364 S.
- B a u m a n n L., T i s c h e n d o r f G., S c h m i d t K., J u b i t z K.-B. Zur minerogenetischen Rayonierung des Territoriums der Deutschen Demokratischen Republik. — Z. geol. Wiss., Berlin, 1976, 4, N 7, S. 955—973.
- B e r n a r d J. H. Paragenetic units of the European Variscan megazone. — Freib. Forsch.-H. (Topical Report of IAGOD, Vol. IX). Leipzig, VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 1979.
- B e r n a r d J. H., B a u m a n n L. Variscan paragenetic units of the mineralizations in the Bohemian Massif. — Freib. Forsch.-H. (Topical Report of IAGOD, Vol. VIII). Leipzig, VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 1978.
- B o r c h e r t H. Genetische Unterschiede zwischen varistischen und saxonischen Lagerstätten Westdeutschlands und deren Ursachen. — Freib. Forsch.-H. C 209. Leipzig, VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 1967, S. 47—63.
- K o s s m a t F. Gliederung des variszischen Gebirgsbaues. — Abh. Sächs. Geol. Landesamt, Leipzig, 1927, H.1.
- L e g i e r s k i J., S a t t r a n V. Blei-Isotope in Galeniten des Böhmisches Massivs. — Freib. Forsch.-H. C 209. Leipzig, VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 1967, S. 73—80.
- S a t t r a n V. Potential metal resources of the deeper levels of the Bohemian Massif. — Sbor. geol. Věd. Ř. G. 31, Praha, 1978, S. 21—32.
- S a t t r a n V., Č a d e k J. Zur räumlichen Verbreitung varistischer, saxonischer und noch jüngerer Mineralisationen im Böhmisches Massiv. —

- Freib. Forsch.-H. C 209. Leipzig, VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 1967, S. 65—71.
- Š e g l o v A. D. Endogenous deposits of the regions of autonomous activation. — Internat. Geol. Congr., Rep. of XXIII. Session Czechosl., Proc. Sect. 7, Endogen ore dep., Praha, 1968, p. 43—55.
- Š e g l o v A. D. Die Haupttypen der Gebiete der tektonisch-magmatischen Aktivierung. — Sov. geol., No. 3, Moskva, 1970, p. 26—36 (russ.).
- S c h r ö n W. Der Germaniumgehalt von Mineralen als Mittel zur Deutung der Lagerstättengenese. — Freib. Forsch.-H. C 209. Leipzig, VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 1967, S. 125—135.
- S m i r n o v V. I. Geologie der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe. Moskva, Izd. Nedra, 1965; Leipzig, VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 1970.
- S t i l l e H. Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. — Geol. Jb., Beih. 2, Hannover, 1951. 138 S.
- V i n o g r a d o v A. P., T u g a r i n o v A. I. u. Mitarb. Über das Alter der Granite und Erzvorkommen in Sachsen. — Freib. Forsch.-H. C 57. Berlin, Akademie-Verlag, 1959, S. 73—85.

*В. Е. Денисенко, С. Н. Изнаирский,
А. Н. Мельгунов, Д. В. Рундквист (СССР)*

О ДВУХ ТИПАХ РУДНЫХ РАЙОНОВ, СВЯЗАННЫХ С ГРАНИТНЫМ МАГМАТИЗМОМ

*V. K. Denisenko, S. N. Isnairsky,
A. N. Melgunov, D. V. Rundquist (USSR)*

ABOUT TWO TYPES OF ORE REGIONS RELATED TO GRANITIC MAGMATISM

Based on the statistical processing of geochemical information on 393 deposits within the USSR and the analysis of geological-geophysical data on the localization peculiarities of 49 ore fields in Kazakhstan and Transbaikal region the presence of two contrasted types of ore regions characterized by Mo—W and Sn—W metallogenic profile in the mineralization associated with acid magmatism has been substantiated. The determining role of the deep structure peculiarities of the enclosing earth's crust blocks in the generation of such regions is shown, as well as that of the evolution of the composition of orebearing magmatism.

Характерная особенность оруденения, связанная с кислым гранитоидным магматизмом, — широкое распространение оловянных, вольфрамовых и молибденовых месторождений и рудопроявлений. Несмотря на тесную пространственную и генетическую связь с гранитами, подобное оруденение отчетливо разделяется на две группы, контрастные по особенностям состава, строения и геологической обстановке проявления, характеризующиеся молибден-вольфрамовым и оловянно-вольфрамовым металлогеническим профилем, на что ранее обращалось внимание Н. А. Хрущовым и В. Г. Покаловым [1960], Д. В. Рундквистом и др. [1971], Б. С. Черновым, Ф. Р. Апельциным и др. [Условия образования. . ., 1979] и др.

Существование таких групп, выявляющееся при анализе месторождений, рудных районов, металлогенических зон и провинций, основывается на известном антагонизме Mo и Sn в рудном процессе. При этом вольфрам оказывается как бы связующим звеном между Mo и Sn, являющимися по отношению к нему ближайшими «соседями» в последовательном ряду убывающих значений кларков и кларков концентраций элементов [Денисенко, 1978] Zn—Cu—Pb—Be—Sn—W—Mo—Sb—Hg—Bi—Au.

В качестве типовых примеров областей развития Sn—W минерализации на территории СССР могут быть указаны Верхояно-Колымский, Восточно-Забайкальский, Калба-Нарымский регионы, а Mo—W минерализации — Центральный Казахстан, Урал, Западное Забайкалье. Значительно реже устанавливаются «промежуточные» по составу месторождения и рудные районы с промышленными концентрациями Sn, W, Mo.

При региональном металлогеническом анализе устанавливается, что провинции и рудные районы с месторождениями Sn—W группы приурочены к геосинклинальным зонам миогеосинклинального типа, а с Mo—W месторождениями — к зонам, характеризующимся эвгеосинклинальным режимом развития, или к пограничным частям сопредельных с ними миогеосинклинальных зон. В соответствии со сказанным в районах проявления Mo—W оруденения широко распространены гранитоиды повышенной основности диорит-гранодиорит-лейкогранитового ряда интрузивных формаций, а в областях с Sn—W минерализацией — интрузии гранит-аляскит-щелочногранитного ряда.

Различаются рудоносные зоны и по длительности временного интервала после завершения собственно геосинклинальной стадии их развития, и периодом проявления рудоносного магматизма. Для рудных районов с Sn—W минерализацией такой перерыв, как правило, меньше 30—50 млн. лет, тогда как в районах Mo—W группы этот интервал превышает 50—100 млн. лет.

Специфичность рассматриваемых групп оруденения подчеркивается многими особенностями состава и строения самих месторождений: последовательностью и длительностью проявления этапов и стадий минералообразования, характером метасоматически измененных пород, экстенсивностью и интенсивностью оруденения, ассоциацией сопутствующих элементов руд и др. Так, в месторождениях Mo—W группы наблюдается следующий устойчивый ряд последовательности проявления минерализации [Рундквист и др., 1971]: молибденитовая → вольфрамитовая → комплексная редкометалльная (W, Bi, Mo, Be) → сульфидная → безрудная кварц-флюорит-карбонатная. Этапность и стадийность в группе Sn—W месторождений проявлена менее отчетливо. Для месторождений устанавливается несколько различных случаев, не укладывающихся в единую типовую схему. Условно может быть намечен такой ряд последовательности проявления этапов или стадий минерализации: вольфрамитовый → касситеритовый → ком-

плексный редкометальный (Sn, W, Be, Li) → сульфидный → кварц-флюоритовый → кварц-карбонатный. При этом для Sn—W месторождений характерны грейзены и турмалин-хлоритовые, альбитовые метасоматиты, а в Mo—W месторождениях наряду с грейзенами широкое развитие получают гумбеиты и березиты.

С целью дальнейшего выяснения различий месторождений двух рассматриваемых групп по особенностям состава, строения и геологическим обстановкам проявления были собраны соответствующие данные по большинству отечественных Sn—W и Mo—W месторождений и рудопроявлений и проведена их статистическая обработка. Основные полученные результаты этой работы могут быть резюмированы следующим образом.

1. **Различие руд месторождений по геохимическим данным.** Исходными для анализа являлись данные по 393 месторождениям и рудопроявлениям — 240 оловянно-вольфрамовым и 153 молибден-вольфрамовым. Каждое из месторождений было охарактеризовано примерно 80 признаками, которые могут быть объединены в следующие основные структурные и вещественные группы признаков: минеральный состав рудных тел, окolorудно-измененные породы, ассоциации ведущих рудных элементов, морфология рудных тел, состав вмещающих пород и рудоносных массивов гранитоидов, особенности расположения месторождений по отношению к контакту массивов. Статистический анализ собранных данных производился на ЭВМ БЭСМ-4 парагрупповым методом кластерного анализа с использованием комплекса программ автоматизированной системы обработки геологической информации, разработанной в ИВЦ ВСЕГЕИ В. И. Мишиным и др. Полученные данные сводятся к следующим выводам:

а) молибден-вольфрамовые и оловянно-вольфрамовые месторождения существенно различаются по ассоциациям сопутствующих рудных элементов. Из рис. 1 видно, что для молибден-вольфрамовых месторождений характерны (помимо ведущего W) Mo, Bi, Be, Au, Cu, Sb, Hg, а для оловянно-вольфрамовых (исключая Sn) — Pb, Zn, Be, Bi, Cu, Li, Nb, Ta, W (Mo, Au, Co). Три последних из указанных элементов не следует считать характерными сопутствующими, поскольку они зафиксированы в единичных месторождениях: Mo — в двух, Au, Co — в одном из 240 учетных месторождений;

б) намечается специфика месторождений и по силе геохимической связи элементов друг с другом. В рудах молибден-вольфрамовых месторождений устанавливается наиболее тесная связь вольфрама с Mo, Be, Bi, Cu, а для оловянно-вольфрамовых месторождений характерна геохимическая связь олова с Be, Ta, Nb, Li, W, Bi, Cu, Pb, Zn (см. врезки на рис. 1);

в) при анализе выделенных ассоциаций элементов парагрупповым методом кластерного анализа в Mo—W и Sn—W месторождениях намечаются по две группы элементов: I — литофильная, включающая фельсифилы (W, Sn, Be, Nb, Ta, Li и др.), т. е. элементы,

Mo-W

		Группы элементов											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII			0	
1	I	H							Be		Bi	+0.25-0.5	He
2	II	Li	Be (74)	B	C	N	O	F	Au		Mo	+0.1-0.25	Ne
3	III	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl	Sb-Hg		Cu	<0.1	Ar
4	IV	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni		
	V	(4) Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br					Kr
5	VI	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo (29)	Tc	Ru	Rh	Pd		
	VII	Ag	Cd	In	Sn (3)	Sb	Te	I					Xe
6	VIII	Cs	Ba	La	Hf	Ta	W (14)	Re	Os	Ir	Pt		
	IX	(77) Au	(3) Hg	Tl	Pb	(25) Bi	Po	At					Rn
7	X	Fr	Ra	Ac									

Sn-W

		Группы элементов											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII			0	
1	I	H							Au	Be	Ta, Nb	>+0.7	He
2	II	Li	(5) Be (77)	B	C	N	O	F	Cu		Li	>+0.7	Ne
3	III	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl	Pb-Zn		W	<+0.4-0.7	Ar
4	IV	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	(25) Ni		
	V	(5) Cu	(73) Zn	Ga	Ge	As	Se	Br					Kr
5	VI	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	(4) Mo	Tc	Ru	Rh	Pd		
	VII	Ag	Cd	In	(78) Sn	Sb	(7) Te	I					Xe
6	VIII	Cs	Ba	La	Hf	Ta	(4) W	(3.5) Re	Os	Ir	Pt		
	IX	(25) Au	Hg	Tl	(73) Pb	(7) Bi	Po	At					Rn
7	X	Fr	Ra	As	Ku								

Рис. 1. Характерные элементы руд месторождений Mo-W и Sn-W групп.

Цифры в кружках — частота встречаемости элемента в рудах месторождений (%); интенсивность линий, соединяющих элементы, соответствует силе их связи друг с другом. На врезках — схемы линейных корреляционных связей и значения коэффициентов корреляций между элементами.

обладающие тенденцией увеличивать концентрации в ряду базиты—граниты; II — халькофильная, включающая в основном гомофилы, частично фемафилы (Mo, Au, Pb, Zn, Sb, Hg и др.), т. е. элементы без отчетливой связи с определенными по составу магматическими породами или обнаруживающие тенденцию к ас-

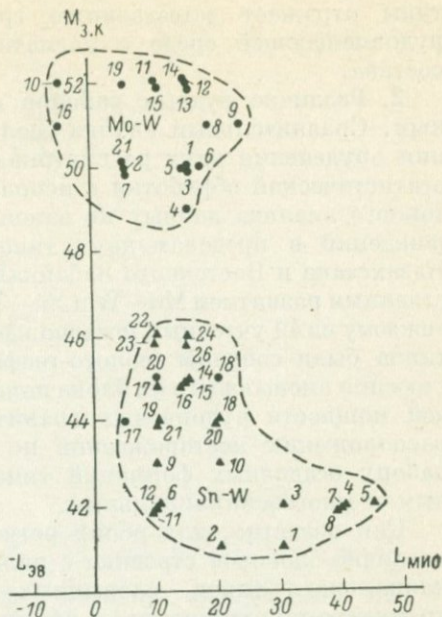
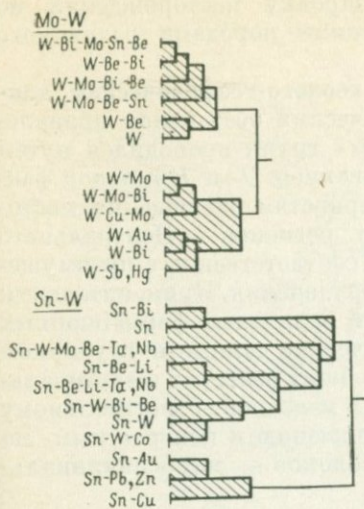


Рис. 2. Дендрограммы месторождений Мо—W и Sn—W групп по ассоциациям элементов литофильной и халькофильной групп.

Рис. 3. Диаграмма, иллюстрирующая положение месторождений Мо—W и Sn—W групп в зависимости от мощности земной коры ($M_{з.к}$) и контакта блоков эв- и миогеосинклиналильных типов.

Здесь и на рис. 4—6, в табл. 1 цифрами обозначены месторождения Восточного Забайкалья (черные треугольнички) и Центрального Казахстана (черные точки).

социации со среднеосновными интрузиями (рис. 2). При этом литофильная группа элементов более широко (по числу объектов) представлена в Sn—W месторождениях, а халькофильная — в Мо—W месторождениях. Кроме того, в последнем случае наблюдается и более полный спектр типично халькофильных элементов;

г) на основании анализа данных свыше 200 определений элементов-примесей вольфрамитов, приведенных в работах Г. Н. Щербы, И. И. Четырбоцкой, Д. О. Онтоева и др., может быть сделан вывод о характерности Nb и Ta для вольфрамитов из Sn—W месторождений и Sc для вольфрамитов из Мо—W месторождений.

Таким образом, Sn—W месторождения характеризуются набором элементов, кларки которых максимальны в осадочных и интрузивных породах алюмосиликатного состава. Мо—W месторождениям, напротив, свойственны элементы с максимальными кларками в породах повышенной основности. Иными словами, разделение вольфрамовых месторождений на Sn—W и Мо—W

типы отражает естественную группировку месторождений по рудовмещающей среде с магматическими породами различного состава.

2. Различие рудных районов по геолого-геофизическим данным. Сравнительный анализ геологических обстановок проявления оруденения двух рассматриваемых групп проводился путем статистической обработки с использованием Q - и R -методов факторного анализа данных по закономерностям размещения месторождений в пределах двух типовых регионов — Центрального Казахстана и Восточного Забайкалья соответственно с преимущественным развитием $Mo-W$ и $Sn-W$ оруденения. Применительно к каждому из 49 учтенных месторождений различных формационных типов были собраны геолого-геофизические данные о глубинном строении вмещающего их блока пород, общих размерах и вертикальной мощности рудоносных гранитных массивов, относительному расположению месторождений по отношению к контрастным по набору осадочных формаций типам блоков — эвгеосинклинальным и миогеосинклинальным.

Как известно, для обоих регионов характерно неоднородное мозаично-блоковое строение с наличием блоков эв- и миогеосинклинального типов, сложенных соответственно вулканогенно-кремнисто-терригенными и флишоидными терригенными формациями. Указанные блоки различаются интенсивностью гравитационного и магнитного полей, что позволяет достаточно четко их оконтуривать. При анализе закономерностей размещения месторождений по отношению к разнотипным рудовмещающим блокам были использованы схемы блокового строения регионов, составленные А. А. Духовским для Центрального Казахстана [Духовский и др., 1968], Г. И. Менакером [1968] для территории Восточного Забайкалья, а также геофизические данные А. П. Андреева и других о глубинном строении земной коры Казахстана. Получены следующие основные результаты.

1. В первую очередь, как видно из рис. 3, устанавливается отчетливая приуроченность $Mo-W$ месторождений к блокам с более мощной земной корой — в среднем 50 км. Кроме того, можно заключить, что $Sn-W$ месторождения локализуются исключительно в миогеосинклинальных блоках, а месторождения $Mo-W$ группы отчетливо тяготеют к контакту блоков эв- и миогеосинклинального типов, не удаляясь от него далее 15–20 км.

2. При анализе соотношения мощностей гранитного и базальтового слоев рудовмещающих блоков выявляется интересная закономерность, заключающаяся в двойственности геологического положения $Sn-W$ месторождений, которые оказываются приурочены либо к блокам с повышенной, либо с сокращенной мощностью базальтового слоя земной коры (рис. 4). Аналогичная зависимость наблюдается и при сопоставлении мощностей гранитно-осадочной и диоритовой оболочек (рис. 5). Отмеченная закономерность может служить подтверждением существующей точки зрения

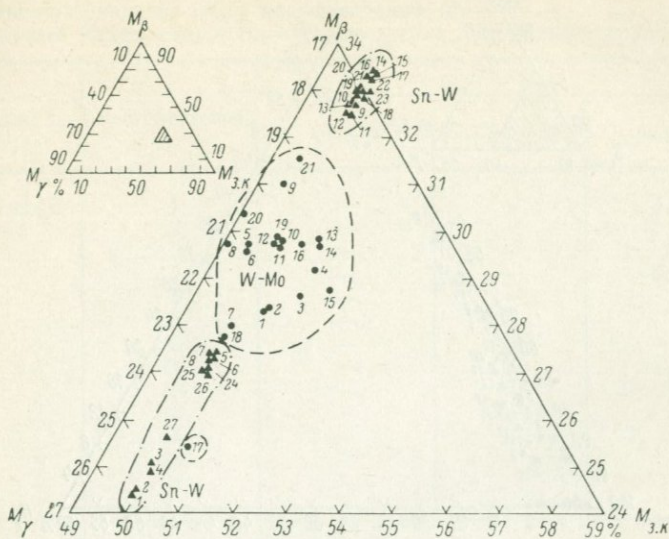


Рис. 4. Диаграмма, характеризующая размещение месторождений Mo—W и Sn—W групп по соотношению мощностей гранитного (M_γ) и базальтового (M_β) слоев.

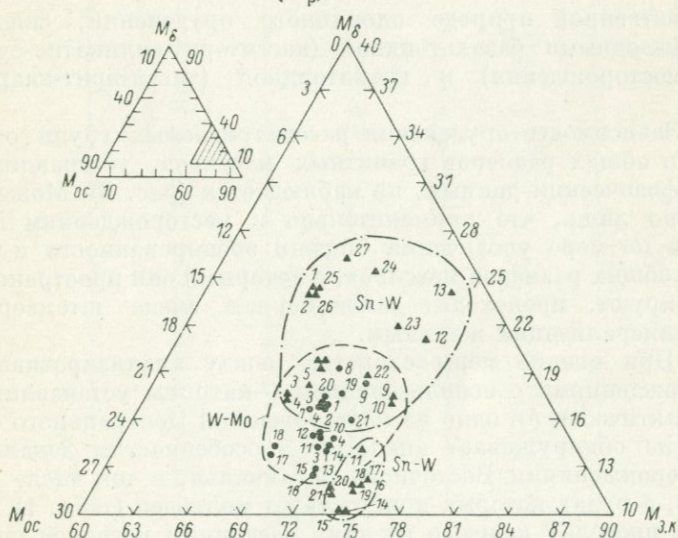


Рис. 5. Диаграмма, характеризующая размещение месторождений Mo—W и Sn—W групп по соотношению мощностей диоритового (M_δ) и гранито-осадочного (M_{oc}) слоев.

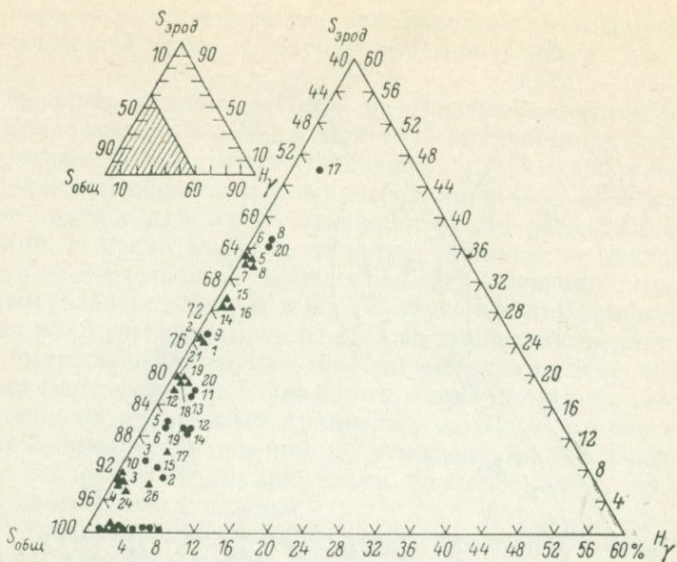


Рис. 6. Диаграмма, характеризующая размещение месторождений Mo—W и Sn—W групп в зависимости от мощности (H_{γ}), общих размеров ($S_{общ}$) и степени эрозии ($S_{эрод}$) гранитных массивов.

о двойственной природе оловянного оруденения, связанного с производными базальтоидной (касситерит-силикатно-сульфидные месторождения) и гранитоидной (касситерит-кварцевые) магм.

3. Зависимости оруденения рассматриваемых групп от мощности и общих размеров гранитных массивов, устанавливаемых по геофизическим данным, не наблюдается (рис. 6). Может быть отмечено лишь, что применительно к месторождениям Mo—W группы по мере увеличения степени эродированности и уменьшения общих размеров массивов, с которыми они пространственно ассоциируют, происходит закономерная смена штокверкового типа минерализации жильным.

4. При оценке меры сходства между анализировавшимися месторождениями с использованием Q-матрицы устанавливается, что практически ни одно из месторождений Центрального Казахстана не обнаруживает аналогии в особенностях локализации с месторождениями Восточного Забайкалья, в том числе с теми из них, в рудах которых присутствует молибден (табл. 1). Кроме того, в пределах каждого из двух названных регионов по положительным значениям коэффициентов корреляции выделяются родственные группы месторождений, не только относящиеся к одному формационному типу, но и характеризующиеся сходством многих других черт строения и условий размещения, не являющихся определяющими при отнесении месторождения к той или иной рудной формации.

Таблица 1

Коэффициенты сходства ($K_{сх}$) месторождений Mo—W
(Центральный Казахстан) и Sn—W (Восточное Забайкалье) групп

Регион	Месторождения	$K_{сх}$		
		+0.8—1	+0.6—0.8	+0.4—0.6
Центральный Казахстан	1	—	—	2, 5
	2	—	—	18, 1
	3	—	—	14
	5	—	—	6, 1
	6	—	—	5
	7	—	21	
	10	—	12	
	11	—	13	12, 14
	12	—	10	13, 14, 11
	13	—	10, 14	12
	14	—	13	3, 12, 11
	18	—	—	2
	21	—	7	—
	Восточное Забайкалье	1	—	—
2		—	—	1
3		—	4	—
4		—	3	—
5		—	—	6, 7, 8
6		—	7, 8	5
7		8	6	5
8		7	6	—
9		10	—	—
10		9	—	—
11		—	12	—
12		—	11	—
14		15, 16	17	—
15		16, 17, 14	—	—
16		15, 17, 14	—	—
17		16, 15	14	—
18		20	21	—
19		—	—	21, 20
20		21, 18	—	19
21		20	18	19
22		23	—	—
23		22	—	—
24		26	—	25
25		—	26	24
26		24	25	—

Так, например, четко коррелируются друг с другом штокверково-грейзеновые Mo—W месторождения Саран, Июльское, Акмая, Джанет, локализованные в породах кровли над близко расположенными от поверхности слепыми куполами гранитов (штокверки «надкупольного» типа). Другую группу образуют штокверковые Mo—W месторождения (Батыстау, Верхнее Кайракты и др.),

Таблица 2

Связь вольфрамового оруденения с глубинным строением вмещающего блока земной коры

Формация	Мощности: земной коры ($M_{\alpha, \kappa}$), гранитного (M_{γ}) и базальтового (M_{β}) слоев, км	Коэффициент корреляции ($+r$)
Шеелит-гранат-пироксеновая скарновая	$M_{\gamma} = 20$	0.30
	$M_{\beta} = 21$	0.56
	$M_{\alpha, \kappa} = 41$	0.56
Вольфрамит-кварцевая грейзеновая	$M_{\gamma} = 20$	0.15
	$M_{\beta} = 23$	0.19
	$M_{\alpha, \kappa} = 45$	0.21
Шеелит-кварц-полевошпатовая гумбентовая	$M_{\gamma} = 21$	0.31
	$M_{\beta} = 20$	1.00
	$M_{\alpha, \kappa} = 41$	0.81
Гюбнерит-сульфидно-кварцевая березитовая	$M_{\gamma} = 15$	0.24
	$M_{\beta} = 29$	0.43
	$M_{\alpha, \kappa} = 44$	0.43
Ферберит-антимонит-халцедоновая аргиллизитовая	$M_{\gamma} = 15$	0.24
	$M_{\beta} = 28$	0.27
	$M_{\alpha, \kappa} = 43$	0.57

для которых связь с рудоносными гранитами достоверно не установлена (штокверки «внекупольного» типа). Как было показано ранее [Денисенко, 1978], такие месторождения могут быть выделены в самостоятельную шеелит-кварц-полевошпатовую гумбентовую формацию. Аналогично в пределах Восточного Забайкалья также выделяются группы месторождений, сходные по многим особенностям строения и условий залегания, например Зун-Ундурское, Барун-Ундурское, Урда-Таптанайское, Дульдургинское (табл. 1).

Обращает внимание, что Mo—W месторождения Центрального Казахстана, судя по относительно низким положительным значениям коэффициентов корреляции, оказываются более индивидуализированными по особенностям строения и геологических условий проявлениями по сравнению с Sn—W месторождения Восточного Забайкалья. Последние нередко практически полностью идентичны друг другу по анализируемым признакам, имея коэффициент сходства 0.8—1.

5. При анализе на основе *R*-матрицы меры связи различных признаков месторождений с особенностями строения земной коры (табл. 2) фиксируется прямая зависимость между типом месторождения и мощностью базальтовой составляющей земной коры

для трех формаций — шеелит-кварц-полевошпатовой гумбентовой, шеелит-гранат-пироксеновой скарновой и гюбнерит-сульфидно-кварцевой березитовой. При этом последовательность перечисления формаций отвечает постепенному возрастанию мощности базальтового слоя блока пород, в котором они проявляются.

Отмеченная закономерность хорошо согласуется с наблюдающимся геологическим фактором пространственной связи месторождений указанных формаций с гранитоидами все более повышенной основности.

Судя по значению коэффициентов корреляции, наиболее «безразличны» к особенностям глубинного строения рудовмещающего блока земной коры в рассматриваемых примерах грейзеновые месторождения, что отражает широкое проявление процессов грейзенизации как в группе Mo—W, так и Sn—W оруденения.

Таким образом, проведенный статистический анализ позволяет заключить, что различия в металлогении районов с Sn—W и W—Mo оруденением, связанным с кислыми гранитоидами, находятся в определенной связи с особенностями глубинного строения рудовмещающих блоков земной коры и эволюцией состава рудоносного магматизма.

Л и т е р а т у р а

- А н д р е е в А. П., Б р о д о в о в В. В., Г о л ь д ш м и д т В. И., К у з ь м и н Ю. И., М о р о з о в И. Д., Э й д л и н Р. А. Глубинное строение земной коры Казахстана и методика его изучения. — Изв. АН КазССР, сер. геол., 1964, № 4, с. 3—15.
- Д е н и с е н к о В. К. Месторождения вольфрама. М., Недра, 1978. 143 с.
- Д у х о в с к о й А. А., Н и к о л ь с к а я Д. Ж., Р о ж д е с т в е н с к и й Ю. П. О расчленении гранитных интрузивов акчатауского комплекса Центрального Казахстана в связи с их рудоносностью. — Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 6, с. 1435—1438.
- М е н а к е р Г. И. Региональная металлогеническая зональность юга Забайкалья как отражение вертикальной металлогенической зональности в «гранитном» слое. — В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Вып. 4. Чита, изд. Забайкальск. фил. геогр. о-ва СССР, 1968, с. 3—12.
- Р у н д к в и с т Д. В., Д е н и с е н к о В. К., П а в л о в а И. Г. Грейзеновые месторождения. М., Недра, 1971. 328 с.
- У с л о в и я о б р а з о в а н и я и критерии поисков промышленных вольфрамовых месторождений Забайкалья. — В кн.: Научные труды ВИМС. М., 1976. 173 с.
- Х р у щ о в Н. А., П о к а л о в В. Г. Некоторые закономерности размещения месторождений молибдена в связи с другими полезными ископаемыми. — В кн.: Генетические проблемы руд. М., Недра, 1960, с. 108—117.

**МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СВЯЗИ
РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ С КИСЛЫМ МАГМАТИЗМОМ**

*V. I. Kovalenko, V. S. Antipin, V. B. Naumov,
G. F. Ivanova, N. V. Vladykin (USSR)*

MINERALOGICAL EVIDENCE ON THE RARE-METAL ORES CONNECTION
WITH THE ACID MAGMATISM

The problem of the connection of the rare-metal ores with acid magmas is considered on the base of: a) studying of the distribution coefficient of the elements between phenocrysts and matrix (glass) of acid effusives and ongonites; b) studying of melt and fluid inclusions; c) studying of the composition and structure of typomorphic minerals.

The increase of concentrations of Li, F, Sn, W, Ta, Nb up to economic values in the residual acid melt is shown. Be, Li, F, W can be extracted by the fluid and can be precipitated during the hydrothermal stage (greizens and quartz veins).

Inclusion studies of the mineral show that the temperatures of the rare-metal ores (rare-metal granites, pegmatites, greizens, quartz veins) varies from 1000 to 50 °C. The temperature interval of the coexistence of the melts and solutions is 750—550 °C.

В проблеме связи рудных месторождений с кислым магматизмом, несмотря на многочисленные исследования, остается еще много спорных и неясных вопросов. Для решения их, по-видимому, наряду с традиционными геолого-минералогическими направлениями целесообразно привлекать новые подходы и новые методы. Одним из путей решения этой проблемы является исследование коэффициентов распределения различных элементов между минералами и магматическими расплавами, минералами и сосуществующими флюидами, которые отражают закономерности концентрации и рассеяния элементов в природных процессах [Рябчиков, 1975].

Анализ коэффициентов распределения усложняется в связи с влиянием на их значения температуры, давления, состава системы, агрегатного состояния флюида и т. п. Поэтому значимость коэффициентов распределения элементов возрастает при наличии данных о важнейших физико-химических параметрах минералообразования в системе гранитный расплав—гидротермальный раствор, которые могут быть получены, например, при изучении микровключений в минералах. Наличие такой информации позволит использовать состав минералов в качестве критерия связи оруденения с магматизмом.

В настоящей работе главными объектами такого комплексного изучения явились граниты литий-фтористого и в меньшей степени стандартного геохимических типов, для которых имеются данные по коэффициентам распределения элементов, включениям

минералообразующих сред и другим минералогическим и геохимическим характеристикам.

Коэффициенты распределения редких элементов и потенциальная рудоносность кислых пород. В литературе имеются данные по коэффициентам распределения элементов в кислых магматических породах [Рябчиков, 1975]. Особый интерес в отношении связи редкометалльного оруденения представляют коэффициенты распределения элементов в рудных магматических расплавах, закаленными эквивалентами которых являются, например, онгониты [В. Коваленко, Н. Коваленко, 1976]. Обобщенные результаты по коэффициентам распределения редких элементов в онгонитах представлены в таблице. Необходимо отметить, что по усредненным данным комбинированные коэффициенты распределения таких редких элементов, как литий, цезий, бериллий, цинк, фтор, ниобий, тантал, вольфрам и олово, значительно меньше единицы. В связи с этим фракционирование онгонитовых расплавов должно приводить к последовательному накоплению этих элементов в остаточных расплавах или поздних фазах массивов редкометалльных литий-фтористых гранитов, что в действительности и наблюдается в большинстве упомянутых массивов [Коваленко, 1977]. Из-за низких значений комбинированных коэффициентов распределения указанных элементов наиболее высоких концентраций их в магматических породах следует ожидать среди эффузивов. В частности, известные бертрандитовые туфы, богатые редкими элементами фтористые риолиты, цезиевые стекла и перлиты, возможно, являются примерами таких эффузивных пород.

Таким образом, факт наличия величины коэффициентов распределения редких элементов меньше единицы является показателем возможности появления рудных концентраций редких элементов на магматическом этапе. По-видимому, таким путем могли образоваться месторождения тантала и ниобия в редкометалльных литий-фтористых гранитах, поскольку содержания их в последних выше или близки к содержаниям в расплавах (онгонитах). Концентрация фтора, лития, бериллия, вольфрама и иногда олова в расплавах (онгонитах) выше, чем в раскристаллизованных их аналогах [Коваленко, 1977]. Поскольку для указанных элементов характерны низкие величины комбинированных коэффициентов распределения, значительное количество их должно переходить во флюид, отделяющийся при раскристаллизации онгонитовых магм. По-видимому, не случайно перечисленные элементы концентрируются в постмагматических грейзенах и рудных жилах, образовавшихся под воздействием флюидов и генетически связанных с редкометалльными (богатыми редкими элементами) литий-фтористыми гранитами.

Для конкретизации этого положения кратко рассмотрим некоторые предлагавшиеся различными исследователями эмпирические критерии потенциальной рудоносности кислых магма-

Коэффициенты распределения * редких элементов в онгонитах
[Коваленко и др., 1977 а, б, 1978; Антипин и др., 1978]

Элемент	$K_1 = \frac{Кпш}{расплав}$	$K_2 = \frac{Аб}{расплав}$	$K_3 = \frac{Сл}{расплав}$	$K_{комб}$
K	$\frac{3.19-9.72}{5.43}$	He опр.	$\frac{2.96-4.55}{3.79}$	He опр.
Na	$\frac{0.31-1.49}{0.57}$	$\frac{1.44-2.89}{1.93}$	He опр.	$\frac{0.86-1.60}{1.19}$
Li	$\frac{0.04-0.21}{0.09}$	$\frac{0.18-0.42}{0.28}$	$\frac{4.39-15.1}{9.84}$	$\frac{0.14-0.28}{0.20}$
Rb	$\frac{1.02-7.19}{3.06}$		$\frac{2.9-8.6}{5.5}$	$\frac{0.36-1.43}{0.87}$
Cs	$\frac{0.79-3.16}{1.93}$		$\frac{4.9-13.4}{6.9}$	$\frac{0.30-1.07}{0.59}$
Be	$\frac{0.05-0.72}{0.33}$	$\frac{0.10-4.77}{0.89}$	$\frac{0.63-8.06}{2.74}$	$\frac{0.08-2.68}{0.55}$
F	$\frac{\sim 0}{\sim 0}$	$\frac{0.22-0.47}{0.31}$	$\frac{1.58-3.24}{2.10}$	$\frac{0.02-0.31}{0.18}$
Nb	$\frac{\sim 0}{\sim 0}$	$\frac{\sim 0}{\sim 0}$	$\frac{2.68-5.84}{4.10}$	$\frac{0.05-0.09}{0.07}$
Ta	$\frac{\sim 0}{\sim 0}$	$\frac{\sim 0}{\sim 0}$	$\frac{0.84-2.85}{1.73}$	$\frac{0.02-0.04}{0.03}$
W	$\frac{0.06-0.73}{0.35}$	$\frac{0.25-1.35}{0.62}$	$\frac{0.25-33.1}{5.69}$	$\frac{0.01-0.80}{0.37}$
Sn	$\frac{0.02-0.31}{0.09}$	$\frac{0.09-0.45}{0.23}$	$\frac{0.45-30.4}{9.7}$	$\frac{0.02-0.89}{0.18}$
Pb	$\frac{0.44-1.54}{1.06}$	$\frac{0.79-2.05}{1.44}$	$\frac{0.17-3.39}{1.69}$	$\frac{0.51-1.80}{1.11}$
Zn	$\frac{0.10-0.72}{0.40}$	$\frac{0.15-0.80}{0.37}$	$\frac{1.16-22.0}{8.44}$	$\frac{0.20-0.81}{0.40}$

* В числителе — интервал колебаний, в знаменателе — среднее значение. Кпш, Аб, Сл, расплав — концентрации элементов соответственно во вкрапленниках калиевого полевого шпата, альбита, слюды и в расплаве. $K_{комб}$ — комбинированный коэффициент распределения [Рябчиков, 1975].

тических пород. Одним из них считается повышенная концентрация рудного элемента в породе («металлогеническая специализация»). Следует отметить, что для всех рудных элементов этот критерий не выдержал проверки временем, но для оловяносных литий-фтористых гранитов его можно обосновать зависимостью комбинированного коэффициента распределения олова от содержания этого элемента в породе (рис. 1, а). Чем выше

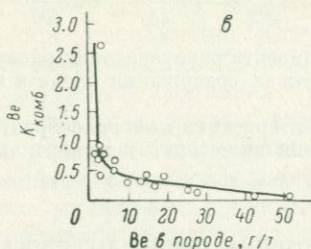
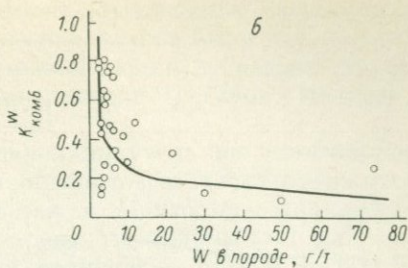
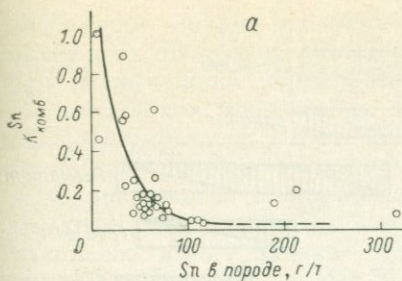


Рис. 1. Зависимость комбинированных коэффициентов распределения олова (а), вольфрама (б) и бериллия (в) от содержания элементов в онгнитах.

содержание олова, тем ниже значение его комбинированного коэффициента распределения и тем в большей степени происходит концентрирование олова в остаточном расплаве. Видимо, этот критерий может быть использован для оценки потенциальной вольфрамоносности и бериллиеносности кислых пород (рис. 1, б, в), хотя повышенные концентрации W и Be могут сохраниться только в вулканических породах, а из раскристаллизованных plutonic фаций они удаляются с флюидной фазой.

Другим критерием потенциальной рудоносности может быть накопление элементов в поздних фазах интрузивных массивов. Если допустить, что такие массивы образовались в результате кристаллизационной дифференциации, то этот критерий является следствием низких (менее 1) значений комбинированных коэффициентов распределения рудных элементов. Поэтому вполне понятно, что концентрации лития, бериллия, цинка, фтора, ниобия, тантала, олова (см. таблицу) увеличиваются в породах поздних фаз рудоносных массивов литий-фтористых гранитов [Коваленко, 1977].

Коэффициенты распределения многих редких элементов (бериллия, лития, рубидия, олова и др.) зависят от концентрации фтора в системе [Коваленко и др., 1977а, 1978]. Отсюда становится понятной положительная роль фтора в генерации редкометального оруденения, которая является еще одним из эмпи-

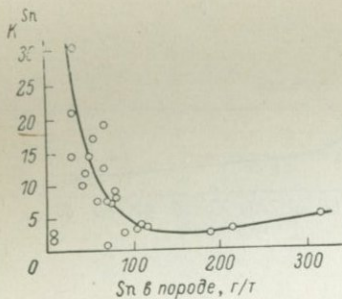


Рис. 2. Зависимость коэффициента распределения олова между слюдой и расплавом онгонита от содержания олова в онгоните.

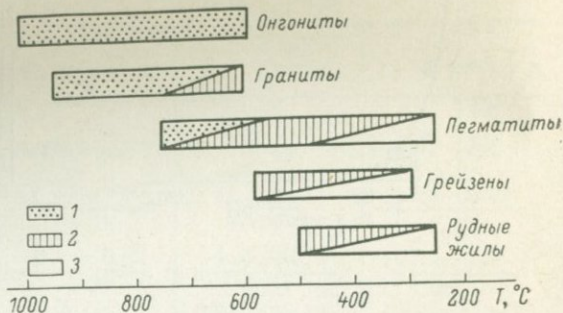


Рис. 3. Температура и характеристика минералообразующих сред по данным изучения включений в минералах.

1 — расплав; 2 — рассол; 3 — раствор.

рических критериев потенциальной рудоносности кислых магматических пород [Таусон, 1977].

Необходимо также указать на разные величины коэффициентов распределения редких элементов для альбита, калиевого полевого шпата и слюды. Как правило, наибольшее значение (более 1) они имеют для слюды. Поэтому способность слюд концентрировать редкие элементы используют в качестве эмпирического критерия потенциальной рудоносности. В области составов расплавов с содержанием олова выше 100 г/т (рис. 2) коэффициент распределения олова между слюдой и расплавом достаточно постоянен, в связи с чем в таких рудоносных магмах слюды будут последовательно обогащаться оловом по мере накопления его в магме. В то же время, как следует из рис. 2, способность накапливать (рассеивать) олово характерна для слюд из относительно бедных оловом пород и, следовательно, не может служить надежным критерием потенциальной рудоносности.

Калиевые полевые шпаты и альбиты из-за слабой способности концентрировать большинство редких элементов (см. таблицу) являются менее четкими, чем слюды, показателями потенциальной рудоносности кислых магматических пород.

Таким образом, величина комбинированного коэффициента распределения элементов, отражающая геохимическую роль минералов как концентраторов этих элементов, является очень важным минералогическим критерием связи редкометалльного оруденения (магматического и постмагматического) с кислым магматизмом.

Характеристика минералообразующих сред в системе гранитный расплав—рудоносный флюид. При анализе коэффициентов распределения элементов в системах расплав—флюид—минералы

необходимо знание важнейших физико-химических параметров изучаемых процессов. Некоторые из параметров были определены при исследовании первичных микровключений, образовавшихся в минералах в процессе их кристаллизации [Наумов, Иванова, 1975; Наумов и др., 1971, 1977].

Характеристика кислых расплавов получена по включениям в кварце, топазе и флюорите из онгонитов и литий-фтористых и стандартных гранитов Забайкалья и Монголии. Включения расплавов имеют близкие температуры гомогенизации: для онгонитов — от 1020 до 580 °С, для гранитов — от 950 до 600 °С (рис. 3). Все включения при закалке после гомогенизации образуют стекло. В экспериментах по термометрии этих включений отчетливо фиксируется уменьшение вязкости при понижении температуры, что обусловлено накоплением летучих компонентов в более низкотемпературных расплавах.

Следует отметить новый и весьма важный, на наш взгляд, факт обнаружения в раскристаллизованных включениях в кварце и флюорите из гранитов самостоятельной высокоплотной фазы воды. Такого же типа включения в кварце камерных пегматитов и вмещающих их гранитов Казахстана и Забайкалья одновременно с нами исследовал О. Н. Косухин [1978]. Водная фаза во включениях занимает 7—15 об. %. По температурам частичной гомогенизации газовой-жидкой составляющей включений оценена плотность воды и ее концентрация в магматическом расплаве (от 1.5 до 7.5 вес. % в различных образцах). В ряде случаев наблюдались сингенетичные первичные расплавные и первичные газовой-жидкие включения, что свидетельствует о вскипании расплавов и отделении от них высокоплотных водных растворов.

Для пегматитов на основе наших и многочисленных литературных данных по исследованию микровключений в кварце, топазе, берилле, флюорите, сподумене установлен различный характер минералообразующих сред (расплав—рассол—раствор) и максимальный температурный диапазон кристаллизации минералов — от 750 до 250 °С. От 750 вплоть до 550 °С кристаллизация может происходить из расплавов, обогащенных водой, фтором и другими летучими; для температур 650—400 °С характерны высококонцентрированные растворы (рассолы) с концентрацией солей от 80 до 30 вес. %.

Аналогичный характер эволюции физико-химических параметров обнаружен нами для грейзеновых образований различного состава (кварц-топазовых, кварц-лепидолит-топазовых, кварц-топаз-циннвальдитовых, кварц-берилловых, флюорит-мусковитовых и др.), несущих вольфрамную, оловянную, молибденовую и бериллиевую минерализацию. Диапазон температур гомогенизации микровключений в минералах грейзенов достигает почти 300 °С (от 570 до 280 °С), а характер минералообразующих сред при этом меняется от высококонцентрированных рассолов до растворов относительно низкой концентрации.

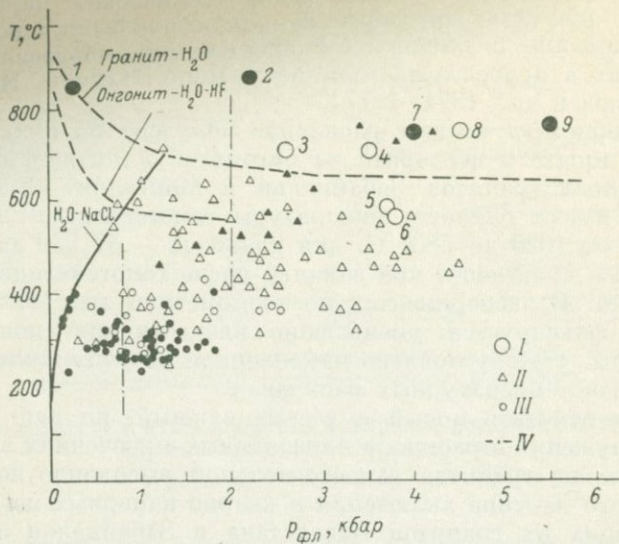


Рис. 4. pT -данные, полученные при изучении включений в минералах.

I — магматические расплавы; II — постмагматические флюиды в гранитах и их метасоматических фазах; III — растворы, формирующие месторождения олова, вольфрама и молибдена; IV — давления, отвечающие литостатической нагрузке при глубине 3 и 7 км.

Светлые обозначения — литературные данные, черные — данные авторов.

1 — кварц, липариты Тырынаузского района, Северный Кавказ [Наумов, Учмейшвили, 1977]; 2 — кварц, гранит Югодаырского массива, Монголия; 3 — топаз, пегматиты Вольны [Леммлейн и др., 1962]; 4 — берилл, пегматиты Изумрудных Копей, Урал [Базаров и др., 1974]; 5 — кварц, пегматиты Кыринского массива, Восточное Забайкалье [Бакуменко, Косухин, 1977]; 6 — кварц, пегматиты Джельтауского массива, Казахстан [Косухин, 1978]; 7 — кварц, гранит Заурулюнгуевского массива, Восточное Забайкалье; 8 — берилл, редкоземельные граниты, Восточная Сибирь [Базаров, 1974]; 9 — кварц, гранит Цаган-Дабинского массива, Монголия.

Минеральные ассоциации рудных жил, обычно сопровождающие редкометалльные граниты и содержащие в различных соотношениях вольфрамит, касситерит, молибденит, берилл, флюорит, топаз и другие минералы, также формируются в широком интервале температур (от 500 до 250°C) и концентраций солевых компонентов (от 50 до 5 вес. %). Как правило, высокотемпературные (500—350°C) редкометалльные ассоциации образуются из высококонцентрированных хлоридных растворов, более низкотемпературные (350—250°C) — из менее концентрированных. Нередко при температурах 400—250°C минералообразование происходит из растворов со столь высокой концентрацией углекислоты (от 100 до 400 г CO_2 на 1000 г H_2O), что при комнатной температуре в микровключениях наблюдается фаза жидкого CO_2 .

Исследования микровключений позволили определить еще один важный параметр — давление минералообразующих сред. На рис. 4 сведены все имеющиеся данные по температурам и давлениям для магматических расплавов, постмагматических флюидов, фиксируемых в кварце гранитов и их метасоматических фа-

ций, и рудоносных растворов на месторождениях вольфрама, молибдена и олова. Из представленных данных видно, что давление в магматических расплавах при формировании гранитных массивов и пегматитов может достигать весьма больших значений — нескольких (до 5.5) кбар. Необходимо отметить, что гомогенизацию без нарушения герметичности удается осуществить только в очень мелких (не более 3—7 мкм) включениях, а иногда лишь с применением аппаратуры с избыточным внешним давлением.

Ранее при изучении рудных месторождений был установлен факт превышения давления рудоносных растворов по сравнению с литостатической нагрузкой, оцененной по реконструкции геологических разрезов [Тугаринов, Наумов, 1969; Наумов Г., Наумов В., 1977], но источник повышенного градиента давления оставался неясным. На рис. 4 видно, что избыточное давление характерно во многих случаях не только для рудоносных растворов, но и для постмагматических флюидов и магматических расплавов. Следовательно, намечается закономерная связь повышения градиентов давления между магматическими расплавами и рудоносными растворами.

Таким образом, на основании результатов изучения микровключений в минералах различного генезиса (рис. 3, 4) установлены области существования силикатных расплавов кислого состава (температура 1000—550 °С, давление 5.5—0.3 кбар) и гидротермальных растворов, формирующих редкометальное оруденение (температура 500—250 °С, давление 2.5—0.1 кбар). При температурах 750—550 °С возможно существование как расплавов, так и гидротермальных растворов, при этом первые обогащены летучими компонентами, а вторые — солевыми. Характерно, что нижняя температура кристаллизации рудоносных (например, танталоносных) кислых магматических расплавов, по этим данным, близка к 550—600 °С, что соответствует температуре экспериментально изученной «эвтектики» в системах гранит— H_2O — HF и онгонит— H_2O — HF [Коваленко, 1977]. Видно, наличие таких низкотемпературных расплавов включений в минералах кислых магматических пород является еще одним критерием связи с ними редкометального оруденения.

Итак, выявленные закономерности при исследовании включений в минералах: наличие низкотемпературных расплавов, обогащенных летучими компонентами, и сосуществующих с ними высококонцентрированных растворов, повышенные градиенты давлений как в расплавах, так и в растворах — можно рассматривать в качестве возможных критериев связи редкометального оруденения с кислыми магматическими расплавами.

Л и т е р а т у р а

Антипин В. С., Коваленко В. И., Костюкова Е. С., Сомина Л. А. Коэффициенты распределения свинца и цинка в онгонитах в связи с вопросами поведения рудных элементов в гранитоидах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 6.

- База́ров Л. Ш. Генетические особенности кристаллизации берилла в зональном массиве редкометалльных гранитов (апогранитов). — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 4.
- База́ров Л. Ш., Кля́хин В. А., Сени́на В. А. Первичные включения растворов-расплавов в изумрудах Урала. — В кн.: Минералогия эндогенных образований. Новосибирск, Наука, 1974.
- Бакуме́нко И. Т., Косу́хин О. Н. Вода во включениях силикатных расплавов кислого состава. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 1.
- Ковале́нко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск, Наука, 1977.
- Ковале́нко В. И., Анти́пин В. С., Ковале́нко Н. И., Черная Л. И. Коэффициенты распределения лития, рубидия, цезия в онгонитах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 5.
- Ковале́нко В. И., Анти́пин В. С., Конусова В. В., Смирнова Е. В., Петров Л. Л., Влады́кин Н. В., Кузнецова А. И., Костю́кова Е. С., Писарская В. А. Коэффициенты распределения фтора, ниобия, тантала, иттербия, иттрия, олова и вольфрама в онгонитах. — Докл. АН СССР, 1977а, т. 233, № 5.
- Ковале́нко В. И., Анти́пин В. С., Петров Л. Л. Коэффициенты распределения бериллия в онгонитах и некоторые вопросы его поведения в редкометалльных литий-фтористых гранитах. — Геохимия, 1977б, № 8.
- Ковале́нко В. И., Ковале́нко Н. И. Онгониты — субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М., Наука, 1976.
- Косу́хин О. Н. О давлении флюида при пегматитообразовании. — Геология и геофизика, 1978, № 2.
- Леммлейн Г. Г., Кля́ин М. О., Островский И. А. Об условиях образования минералов в пегматитах по данным изучения первичных включений в топазе. — Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 1.
- Наумов В. Б., Иванова Г. Ф. Термобарические условия образования флюорита вольфрамитовых месторождений. — Геохимия, 1975, № 3.
- Наумов В. Б., Ковале́нко В. И., Иванова Г. Ф., Влады́кин Н. В. Генезис топазов по данным изучения микровключений. — Геохимия, 1977, № 3.
- Наумов В. Б., Ковале́нко В. И., Кузьмин М. И., Влады́кин Н. В., Иванова Г. Ф. Термометрическое исследование включений расплава в топазах из топазосодержащих кварцевых кераатофиров (онгонитов). — Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 3.
- Наумов Г. Б., Наумов В. Б. Влияние температуры и давления на кислотность эндогенных растворов и стадийность рудообразования. — Геология рудных месторождений, 1977, № 1.
- Наумов В. Б., Учайейшвили Н. Е. Термометрическое исследование включений в минералах магматических пород Тырнаузского района (Северный Кавказ). — Геохимия, 1977, № 3.
- Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., Наука, 1975.
- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977.
- Тугаринов А. И., Наумов В. Б. Термобарические условия формирования гидротермальных урановых месторождений. — Геохимия, 1969, № 2.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СВЯЗИ
РЕДКОЗЕМЕЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ С ГРАНИТОИДАМИ
(ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)

R. A. Nekrasova, I. Ya. Nekrasov (USSR)

MINERALOGICAL AND PHYSICO-CHEMICAL EVIDENCE FOR THE
RELATION BETWEEN RARE-EARTH MINERALIZATION AND
GRANITOIDS

TR and Y abundances in granitoids depend rather on the proportions of rock-forming components in magmas rather than on TR and Y original concentrations in them. That is why TR minerals, rich in cerium earths occur with granitoids of increased basicity, while granitoids of enhanced alkalinity are found with Y and yttrium TR minerals.

Type of TR mineralization depends on the composition of a fluid in equilibrium with magmas.

Experiments show that most of TR minerals (brithclite, yttrialite, thalénite, Y-fluoride) may be deposited at 800–300 °C, i. e. directly in granitoids and low-temperature metasomatites. This accounts for similar compositions of rare-earths in accessory minerals in granitoids and TR minerals in ore bodies. The stability of TR minerals in univariant equilibria may be said to depend only on concentration of well-soluble components of the system, such as B^{3-} , Cl^- , PO_4^{3-} , CO_2 and others.

Редкоземельные месторождения, генетическая связь которых с магматическими породами выражена достаточно определено, могут ассоциировать с тремя группами пород: габброидами, щелочными породами и гранитоидами. С породами габброидного ряда связаны месторождения редких земель преимущественно церового состава, концентрирующихся в ортите, давидите или рассеянных в сфене, апатите, перовските при отчетливой роли Ca и Ti в геохимическом процессе. С щелочными породами (ийолитуртитами, нефелиновыми сиенитами) ассоциируют месторождения с селективно церовым составом редкоземельных элементов (р. з. э.), образующие специфический комплекс минералов: ниобатов и титано-ниобатов (ферсмит, лопарит), цирконосиликатов, титаносиликатов и ниботитаносиликатов (эвдиалит, ловозерит, эльпидит, лампрофиллит, тундрит, ринколит, юкспорит, ферсманит и др.). В их формировании значительная роль принадлежит Na, Nb, Zr и Ti. Однако наиболее разнообразны по форме проявления и минералогическому составу месторождения р. з. э., связанные с гранитоидами.

Редкометалльные гранитоиды обычно приурочены к активизированным участкам платформ и срединных массивов или к зонам их сочленения со складчатыми областями. Они широко развиты в США (Маунтин-Пасс в Калифорнии, Пай-Пикс в Колорадо), Африке (Руанда), Швеции (Иттерби и Фалун), Австралии (Кучлегонга), Монголии (Каранге), Японии (Исика), Индии (Куллампатта) и СССР (Кольский полуостров, Приазовье, Средняя Азия, Восточная Тува, Северо-Восток). Можно выделить

две группы гранитоидов, с которыми связаны редкоземельные месторождения: 1) андезиновые граниты и другие породы повышенной основности (от гранодиоритов до кварцевых диоритов) и 2) гранитоиды повышенной щелочности (аляскиты, эгириновые граниты, граносиениты). С каждой из названных групп связаны редкоземельные месторождения со специфическим минеральным составом и спектром р. з. э.

Минералого-геохимическое изучение редкометалльных гранитоидов и связанной с ними редкоземельной минерализации в ряде рудных районов СССР (Приазовье, Тувинская АССР, Киргизия и Северо-Восток) позволило прийти к выводу, что важнейшим фактором, влияющим на характер редкоземельной минерализации и соотношение легких и тяжелых лантаноидов, является состав материнских гранитоидов, точнее, количественное соотношение в них породообразующих компонентов. Известно, что сравнительно небольшое изменение относительного количества щелочей и щелочных земель по сравнению с кремнием или алюминием резко меняет состав породообразующих минералов и соответственно петрологический тип породы. Эти же изменения в составе гранитоидов оказываются ответственными за состав редкоземельной минерализации и спектр р. з. э. В табл. 1 приведены главнейшие типы пород в рядах гранитоидов повышенной основности и щелочности, с которыми ассоциируют месторождения редких земель.

Наиболее отчетливым признаком, характерным для приведенных типов гранитоидов повышенной основности, является селективно щелочный состав редкоземельных руд основного ряда в отличие от гранитоидов повышенной щелочности. В ряду дифференциатов от монцонитов к андезиновым гранитам также несколько повышается содержание иттровых земель, хотя в целом для этой группы характерна ортит-монацитовая минерализация.

Эгириновые и эгирин-арфведсонит-рибекитовые граниты, граносиениты и сиениты представляют собой другую петрохимическую ветвь гранитоидов. Они образуются либо путем анатексиса метаморфических пород, либо в ходе дифференциации сложных габбро-сиенитовых или диорит-сиенитовых магматических серий. С ними генетически ассоциирует комплексная иттрово-щелочная (бритолит, чевкинит, приорит, монацит, Y-синхизит, гадолинит, фергусонит, циртолит) или селективно-иттровая (иттриалит, таленит, Y-флюорит, Y-синхизит и т. д.) минерализация.

Фракционирование TR при кристаллизационной дифференциации гранитоидных магм находится в соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия компонентов [Коржинский, 1959], что предполагает при изменении активности породообразующих окислов закономерное изменение активности примесных компонентов, в том числе редких земель. Так, увеличение активности главных оснований (CaO, MgO, FeO) в гранитоидном расплаве приведет к увеличению активности и других оснований (примес-

Таблица 1

Зависимость минерального состава ряда редкоземельных месторождений от состава гранитоидов

Группа пород	Тип пород *	Пределы изменения соотношений компонентов **				$\frac{TR(Ce)}{TR(Y)}$	Минеральный состав руд
		$\frac{MeO}{SiO_2}$	$\frac{Me_2O}{SiO_2 + Al_2O_3}$	$\frac{Me_2O}{MeO}$	$\frac{Na_2O}{K_2O}$		
Гранитоиды повышенной основности	Диориты и монцониты (6)	0.24—0.30	0.05—0.06	0.15—0.38	1.7—2.5	85—95	Ортит, давидит, сфен, циркон, апатит, перовскит, Се-флюорит, паризит
	Гранодиориты (18)	0.18—0.20	0.06—0.08	0.35—0.45	0.8—1.2	80—90	Ортит, чевкинит, сфен, апатит, циркон, монацит, Се-флюорит, паризит
	Адамеллиты (5)	0.16—0.18	0.07—0.09	0.48—0.58	0.6—1.0	80—90	Ортит, сфен, монацит, циркон, Се-флюорит, паризит
	Граниты андезитовые (52)	0.08—0.14	0.09—0.11	0.60—0.80	0.4—0.7	80—90	Ортит, монацит, Се-флюорит, пирохлор, апатит, паризит, бастнезит
Гранитоиды повышенной щелочности	Граносиениты и сиениты эгирип-рибекит-арфведсонитовые (27)	0.04—0.07	0.13—0.15	2.2—5.0	1.3—1.8	40—50	Чевкинит, бритолит, приорит, стилуэллит, монацит, синхизит, бастнезит, циртолит, ксенотим
	Граниты эгириновые (19)	0.03—0.04	0.11—0.13	2.2—2.8	1.2—1.4	20—30	Бритолит, иттриалит, таленит, Y-флюорит, гадолинит, фергюсонит, циртолит
	Аляскинты (12)	0.01—0.06	0.10—0.12	1.0—3.0	0.2—0.4	30—40	Y-флюорит, ксенотим, гадолинит, фергюсонит, Y-синхизит, черчит

* В скобках показано число использованных анализов гранитоидов.

** Величины взяты в весовых процентах.

ных окислов), прежде всего La, Ce и элементов первой группы. Снижение в расплаве активности сильных оснований и увеличение активности кислотных компонентов (SiO_2 , TiO_2 , и др.) приводит к возрастанию активности Y и редких земель итровой группы (от Sm до Lu), являющихся более слабыми основаниями, чем La, Ce, Nd, Pr.

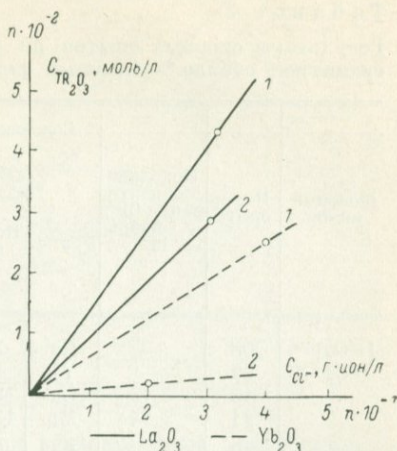
В ходе кристаллизации гранитоидных магм значительная часть редких земель изоморфно или эндокрипно входит в породообразующие минералы Ca, Zr, Th, Fe и др. В распределении TR на этой стадии магматического процесса основная роль принадлежит кристаллохимическому фактору. Вследствие близости ионных радиусов редкоземельных элементов и ионных радиусов Ca, Th, Zr, Fe в гранитоидных магмах, богатых этими элементами, TR в значительной степени рассеиваются в породообразующих минералах (амфиболах, пироксенах, плагноклазах и др.). Следовательно, высокое содержание Ca, Fe, Th и Zr в магмах препятствует образованию самостоятельных минералов. При этом кальцийсодержащие минералы будут обогащены TR как первой, так и итровой групп вследствие сравнительно близости r_i Ca (1.14 \AA), с одной стороны, La^{3+} Ce^{3+} (1.15 и 1.19 \AA), с другой — Yb^{3+} , Lu^{3+} (1.01 и 1.00 \AA) и других элементов итровой группы.* Ионные радиусы четырехзарядных TR ($\text{Ce}^{4+} = 0.94 \text{ \AA}$, $\text{Pr}^{4+} = 0.92 \text{ \AA}$ и др.) очень близки к r_i для Th^{4+} (1.14 \AA) и U^{4+} (1.12 \AA), и поэтому они концентрируются в торите и некоторых урановых минералах. Иттрий и TR итровой группы склонны накапливаться в щелочных амфиболах и пироксенах (рибеките, арфведсоните, эгирине), где они изоморфно замещают Fe^{2+} . Упомянутые здесь схемы изоморфизма TR в породообразующих минералах гранитоидов выгодны и энергетически, о чем можно судить, сопоставляя потенциалы ионизации TR и замещаемых ими элементов [Наумов, Учайейшвили, 1977].

Таким образом, уже на ранней стадии развития гранитоидных магматических очагов действуют факторы, определяющие рассеяние редких земель в породообразующих минералах или их накопление в минералообразующих флюидах, а также разделение лантаноидов на легкую и тяжелую группы. Известно большое количество геохимических данных, показывающих, что подобный процесс дифференциации редких земель имеет место и в осадочном цикле [Некрасова, 1976], и при метаморфическом преобразовании осадков [Некрасов, 1962]. Общая его направленность указывает на большую подвижность тяжелых лантаноидов по сравнению с легкими. Важная роль в направлении и скорости этого природного технологического процесса — разделение TR между распла-

* Размеры абсолютных ионных радиусов элементов с координационным числом 6, а для U^{4+} — с координационным числом 7 приведены по данным R. D. Shannon, C. T. Prewitt [1970].

Рис. 1. Зависимость содержания TR_2O_3 во флюидах, равновесных с модельным гранитным расплавом, от концентрации Cl^- при 850°C и 1000 атм при фоновом содержании дополнительных анионов в растворах.

1 — $[\text{PO}_4]^{3-}$; 2 — F^- .



вом и флюидом принадлежит анионным радикалам, накапливающимся вместе с H_2O в постмагматических флюидах.

Судя по анализам газожидких включений из минералов гранитоидов, пегматитов и различных редкометалльных жил

(кварца, полевых шпатов, флюорита и др.), состав флюидов варьировал в широких пределах. В равновесии с гранитоидными магмами повышенной основности преобладающими являются Са-фосфатные или Са-фторидные флюиды, а с гранитоидными магмами повышенной щелочности Na-хлоридно-углекислые или Na-фтор-кремнекислые. С большинством упомянутых радикалов (PO_4^{3-} , F^- , CO_3^{2-} , BO_3^{3-} , OH^-) редкие земли образуют в водной среде практически нерастворимые соединения [Некрасов, Каширцева, 1976]. Исключение составляют лишь растворимые хлоридные и бикарбонатные комплексы, характеризующиеся определенными значениями констант нестойкости. С их явным различием для церовых и иттровых р. з. э. и связана большая миграционная способность тяжелых лантаноидов.

Особая роль в минералообразующих флюидах принадлежит хлор-иону, дающему хорошо растворимые формы для подавляющего большинства металлов [Рейф, Бажеев, 1977; Ронов и др., 1967]. Эта роль тем более значительна, что сам хлор практически не удерживается в гранитных расплавах, накапливаясь во флюидной фазе совместно с водой [Ронов и др., 1977]. Особенно важным обстоятельством является способность хлор-иона переводить в растворимое состояние вышеперечисленные «инертные» анионы (PO_4^{3-} , F^- , CO_3^{2-} и др.) и удерживать их во флюиде в виде сложных комплексных лигандов, способных, в свою очередь, к активному накоплению и переносу металлов.

На рис. 1 и в табл. 2 показаны экспериментальные данные о влиянии концентрации Cl^- на распределение компонентов между флюидной фазой и модельным гранитным расплавом, содержащим примеси La и Yb. При рассмотрении этих данных можно сделать вывод, что рассеяние р. з. э. в гранитном расплаве или их концентрация в постмагматических флюидах зависит от соотношения между хлор-ионом и другими анионами. На ранних этапах развития гранитоидных очагов, пока концентрация хлоридов отно-

Таблица 2

Результаты опорных опытов по распределению TR в системе модельное гранитное стекло *—сложный раствор ** при 850 °С и $P_{H_2O} = 1$ кбар

Фоновый анион	Номер опыта	Исходная концентрация Cl^- , г · ион/л 10^{-1}	Содержание TR_2O_3 в системе, мг				Распределение TR_2O_3 между стеклом и раствором, моль/1000 г		
			Р. з. э.	Исходное	После опыта		в растворе 10^{-2}	в стекле 10^{-1}	$K_p \frac{ст}{р-р}$
					в растворе ***	в стекле (по разности)			
$[PO_4]^{3-}$ 0.01 N	08	—	La	2.25	Не обн.	2.25	—	1.38	—
	09	—	Yb	4.74	»	4.74	—	2.40	—
	10	3.19	La	8.67	7.04	1.63	4.32	1.00	2.3
	11	3.94	Yb	12.94	4.92	8.02	2.50	4.07	16.3
F^- 0.01 N	16	—	La	5.00	Не обн.	5.00	—	3.07	—
	22	—	Yb	5.00	»	5.00	—	3.07	—
	05	3.04	La	8.24	6.36	1.88	2.85	1.15	4.0
	07	1.34	Yb	4.41	0.40	4.01	0.20	2.04	102.0

* Состав стекла, вес. %: альбит — 53.1, SiO_2 — 36.9, TR_2O_3 — 10; навеска — 0.05 г.

** Объем раствора во всех случаях 0.5 мл.

*** Анализ выполнен объемным методом, чувствительность 0.01 мг/об.

сительно мала, TR могут образовывать аксессуарную минерализацию (ортит, монацит, TR-содержащие циркон и апатит), по достижении определенной критической активности хлора образование этих минералов должно прекратиться. Более того, оно может смениться растворением ранее образованных редкоземельных минералов в зонах действия постмагматических растворов. Естественной причиной постепенного обогащения хлор-ионом отделяющихся водных фаз является изменение коэффициента распределения этого компонента между флюидом и расплавом в ходе эволюции магматических очагов [Ронов и др., 1977]. Пока нет надежных данных о величине критических концентраций Cl^- , хотя анализы газово-жидких и расплавных включений в минералах показывают, что содержание хлоридов щелочей в маточных растворах может достигать 70 вес. % [Рыженко и др., 1977; Рябчиков, 1975].

Присутствие во флюиде ионов щелочных металлов увеличивает возможности комплексообразования. Например, доказано существование гексафторкомплексов типа $NaLnF_6$ [Энергия разрыва. . ., 1971]. Однако в гипогенных условиях более вероятны фтор-карбонатные формы, а не изолированные фторидные и бикарбонатные, поскольку чистые фториды (флюоцерит, гагаринит) сравнительно редки, как и чистые карбонаты (тенгерит, лантанит),

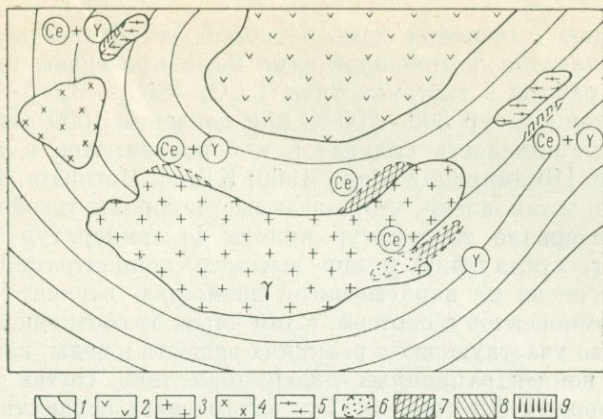


Рис. 2. Схематический план размещения редкоземельной минерализации, приуроченной к массиву эгириновых гранитов (Северо-Восток СССР).

1 — биотит-роговообманковые и пироксен-биотит-роговообманковые кристаллические сланцы протерозоя; 2 — габбро-диориты и горнблендиты; 3 — эгирин-рибекит-арфведсонитовые граниты; 4 — кварцевые сиениты; 5 — биотитовые аплитовидные граниты; 6—9 — минералогические типы руд: 6 — селективно-церовые фосфатные (монацит); 7 — силикатные селективно-церовые (чевкинит) и селективно-иттровые (иттриалит, гадолинит), 8 — комплексные фтор-силикатные (бритолит), 9 — комплексные фтор-бор-силикатные (борсодержащий бритолит, меланоцерит).

в то время как фтор-карбонаты (бастнезит, паризит, синхизит) обычны и образуют крупные скопления.

Важное значение в состоянии постмагматических растворов, генерируемых гранитоидной магмой, принадлежит SiO_2 . Эволюция гидротермального флюида в направлении обогащения хлором одновременно означает снижение концентрации SiO_2 в растворе. При последующей реакции флюида с вмещающими породами и снижении активности хлора концентрация SiO_2 может вновь нарастать. Возможно, именно этим объясняется существование двух поколений редкоземельных силикатов: ранних акцессорных (ортит, торит, TR-циркон) и поздних пегматитовых и гидротермальных (гадолинит, малакон, иттриалит, таленит, бритолит), которые разделены во времени, а иногда и в пространстве фосфатами или фтор-карбонатами.

На рис. 2 в качестве примера приводится схема редкоземельной минерализации, генетически связанной с одним из массивов эгирин-арфведсонитовых гранитов Северо-Востока СССР. Здесь отчетливо выражено пространственное обособление участков с фосфатными минералами (монацит), с силикатами существенно церового состава (чевкинит) и существенно иттрового (иттриалит, гадолинит), сменяющимися фтор-силикатами (бритолит) и боросиликатами (меланоцерит, бритолит). Минералогическая зональность на месторождениях подобного типа обусловлена дифференциацией TR на иттровую и церовую подгруппы в постмагматический этап формирования щелочных гранитоидов.

С целью выяснения температурной устойчивости силикатов и боросиликатов лантаноидов нами были проведены экспериментальные работы в системах типа $\text{La}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—B}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O}$ в интервале температур 300—700 °С при давлении 1000 атм, а также изучена устойчивость силикатов и боросиликатов в хлоридных растворах [Яцимирский и др., 1966; Kilinc, Burnham, 1972]. При этом было установлено, что названные минералы устойчивы в широком интервале температур вплоть до температур плавления (бритолит, стиллуэлит) и при высоких концентрациях NaCl и NH_4Cl , а смена их парагенезисов полностью зависит от соотношения компонентов в системе, в том числе от соотношения общего количества участвующих в реакциях веществ и воды, как это показано на концентрационных диаграммах типа состав системы—состав твердых фаз (рис. 3). Эта взаимосвязь осуществляется через растворимости фаз в равновесном растворе, которые также меняются в зависимости от соотношения основных (La , Y) и кислотных (SiO_2 , B_2O_3) компонентов. При этом избыток оснований над стехиометрией силикатов вызывает высаживание SiO_2 из растворов, а избыток над стехиометрией боратов ведет к осаждению из растворов также бора. Логично заключить, что формирование значительных скоплений силикатов и боросиликатов может происходить при реакции кремнекислых и бор-кремнекислых растворов со щелочноземельными компонентами (Ca , Mn , Fe) вмещающих пород, что вызывает увеличение общей активности оснований. Это подтверждается и парагенезисами редкоземельных силикатов и боросиликатов с пирофанитом, эгирином, сфеном и другими минералами.

Из краткого рассмотрения геологических и экспериментальных данных об условиях образования редкоземельной минерализации, ассоциирующей с гранитоидами, можно сделать некоторые выводы о критериях связи TR-месторождений с этой группой пород.

1. Редкоземельная минерализация существенно церового состава, как правило, генетически связана с нормальными гранитами или гранитоидами повышенной основности, а итрового или комплексного состава — с гранитоидами повышенной щелочности. При этом редкоземельная минерализация пегматитового и раннего гидротермального этапа обнаруживает минералогическое сходство с акцессорной минерализацией самих гранитов.

2. На характер редкометальной специализации большое влияние оказывает соотношение главных компонентов гранитоидов, действующее на дифференциацию лантаноидов через кристаллохимический фактор.

3. Степень экстракции TR из кристаллизующейся гранитной магмы и форма миграции этих элементов зависят от анионного состава постмагматических растворов и соотношения в них концентраций Cl , P_2O_5 , CO_2 , F , B_2O_3 , SiO_2 .

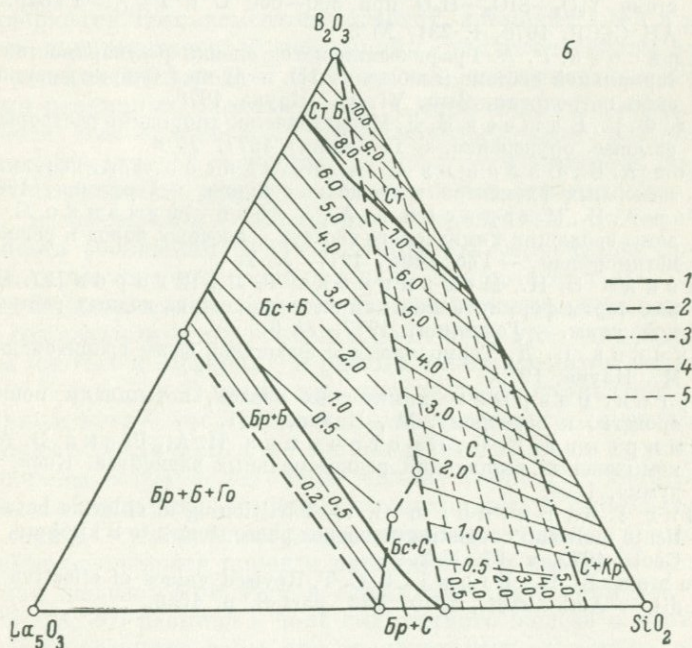
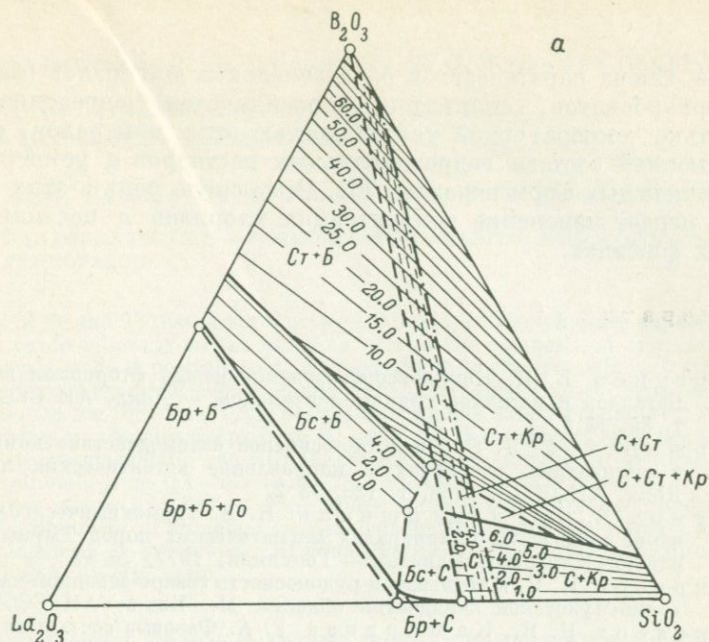


Рис. 3. Фазовые соотношения в системе $\text{La}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—B}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O}$ при $500\text{ }^\circ\text{C}$ и 1000 атм.

а — отношение массы воды к сумме масс прочих компонентов $\eta' = m_{\text{H}_2\text{O}} : m_{\text{к}} = 11.4$; б — $\eta'' = 79.5$. Жирные линии — границы полей устойчивости: 1 — фазовых реакций, 2 — осаднения, 3 — насыщения; тонкие — изоконцентрацы равновесных растворов, мг/мл, в конденсированном растворе: 4 — B_2O_3 , 5 — SiO_2 . Обозначения фаз: Го — $\text{La}(\text{OH})_3$; Б — LaBO_3 ; Бр — бритолит $7\text{La}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{SiO}_2$; Бс — $2\text{La}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot \text{B}_2\text{O}_3$; С — $\text{La}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$; Ст — стилуэллит $\text{La}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot \text{B}_2\text{O}_3$; Кр — α -кристобалит.

4. Смена парагенезисов редкоземельных минералов (фосфатов, фторкарбонатов, силикатов, боросиликатов) определяется не столько температурной устойчивостью этих минералов, сколько эволюцией состава гидротермальных растворов и устойчивостью комплексных форм переноса TR. Решающую роль в этих процессах играет изменение концентрации хлоридов в постмагматических флюидах.

Л и т е р а т у р а

- Д е р г у н о в Е. П. Комплексообразование между фторидами щелочных металлов и металлов группы лантанидов. — Докл. АН СССР, 1952, т. 85, № 5.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий. — Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 2.
- Н а у м о в В. Б., У ч а м е й ш в и л и Н. Е. Термохимическое исследование включений в минералах магматических пород Тырныаузского района (Северный Кавказ). — Геохимия, 1977, № 4.
- Н е к р а с о в И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Н е к р а с о в И. Я., К а ш и р ц е в а Г. А. Фазовые соотношения в системе $Y_2O_3-SiO_2-H_2O$ при 300–650 °С и $P_{H_2O} = 1$ кбар. — Докл. АН СССР, 1976, т. 234, № 3.
- Н е к р а с о в Р. А. Графический метод оценки растворимостей в гидротермальной системе (сообщение II). — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. VI. М., Наука, 1976.
- Р е й ф Ф. Г., Б а ж е е в Е. Д. Магматические хлоридные растворы и вольфрамовое оруденение. — Геохимия, 1977, № 6.
- Р о н о в А. Б., Б а л а ш о в Ю. А., М и г д и с о в А. А. Геохимия редкоземельных элементов в осадочном цикле. — Геохимия, 1967, № 1.
- Р о н о в А. Б., М и г д и с о в А. А., Л о б а ч - Ж у ч е н к о С. Б. Проблемы эволюции химического состава осадочных пород и региональный метаморфизм. — Геохимия, 1977, № 2.
- Р ы ж е н к о Б. Н., М е л ь н и к о в а Г. Л., Ш в а р о в Ю. В. Основные черты формирования химического состава водных растворов земной коры. — Геохимия, 1977, № 6.
- Р я б ч и к о в И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., Наука, 1975.
- Э н е р г и я р а з р ы в а х и м и ч е с к и х с в я з е й, п о т е н ц и а л ы и о н и з а ц и и и с р о д с т в о к э л е к т р о н у. М., Наука, 1971.
- Я ц и м и р с к и й К. Б., К о с т р о м и н а Н. А., Ш е к а З. А. Химия комплексных соединений редкоземельных элементов. Киев, Наукова думка, 1966.
- K i l i n s I. A., B u r n h a m C. W. Partitioning of chlorine between a silicate melt and coexisting aqueous phase from 2 to 8 kilobars. — Econ. Geol., 1972, v. 67, N 2.
- S h a n n o n R. D., P r e w i t t C. T. Revised values of effective ionic radii. — Acta Cryst., 1970, B26, part 8, p. 1046.

ФЕРРОФАЦИИ ГРАНИТОИДОВ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ
ЖЕЛЕЗО-ТИТАНОВЫХ МИНЕРАЛОВ

G. B. Fershtater, V. A. Tchastchukhina, N. S. Borodina (USSR)

PARAGENESSES OF Fe—Ti MINERALS IN GRANITIC ROCKS OF VARIOUS FERROFACIES

The study of Fe and Ti distribution between biotites and amphiboles on the one hand and oxide minerals on the other as well as the composition of rock-forming minerals made it possible to distinguish the following granitic rock types: magnetite-free, magnetitic and titanomagnetitic corresponding to facies of the same name. On the first three types possessing the same bulk Fe content its fraction following on silicates drops from 80—90% in the magnetite-free facies to 10—15% in the magnetitic one with the corresponding increase in the quantity of oxide minerals from 0.1—0.3 to 1—2%. Paragenesis is represented by the low-titanium magnetite ($\text{TiO}_2 < 3\%$) whose amount is correlated inversely to Fe/(Fe+Mg) ratio in silicates. In titanomagnetitic facies the primary magmatic paragenesis is preserved: titanomagnetite ($\text{TiO}_2 > 4\%$) and silicates with high Fe/(Fe+Mg) ratio.

Распределение железа и титана между силикатами и собственными минералами этих элементов (магнетит, ильменит, сфен и др.), как и тип парагенетической ассоциации, является четким индикатором режима кислорода и кислотности—щелочности при формировании различных магматических и метаморфических пород. Особенности минерального состава, обусловленные различным распределением железа и титана, предлагается называть феррофациями. Феррофации различных типов пород—гранитоидов, эффузивов, метаморфитов — обладают определенной спецификой. В настоящем сообщении будут рассмотрены феррофации гранитоидов, которые изучены более детально [Ферштатер и др., 1978]. Изучение баланса железа в гранитах показало, что при близком валовом содержании этого элемента доля его, приходящаяся на силикаты (биотит и амфибол), в разных типах гранитов меняется от 10 до 90% (рис. 1). В гранитах с низкой долей силикатного железа главным носителем железа является магнетит. По распределению железа различаются не только граниты, но и другие по составу породы, образующие с ними единые серии. Главная закономерность, общая для всех типов гранитоидных и габбро-гранитоидных серий, — уменьшение доли силикатного железа с возрастанием кремнекислотности пород и параллельным падением общего содержания железа. При этом в одних случаях (серии 14, 16—18, 24, 25, 28, 30) разница в доле силикатного железа в крайних членах серии невелика даже при значительных вариациях валового состава, индикатором которого на диаграмме (рис. 1) служит общее содержание железа, а в других (серии 19—23, 10, 11) она значительно больше. В сериях первого типа вместе с уменьшением доли силикатного железа падает и абсолютное содержание

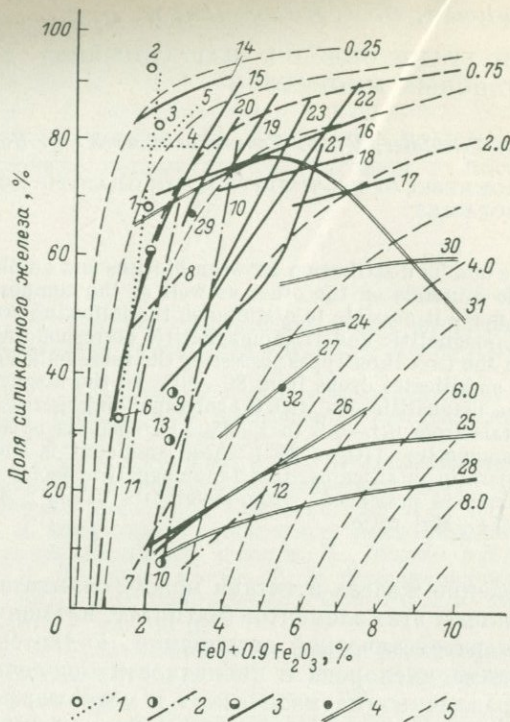


Рис. 1. Распределение железа в гранитоидах.

Серии (линии) и отдельные разновидности гранитоидов (кружки) разных формационных типов [Ферштатер, Бородина, 1975]: 1 — гранитного, 2 — адамеллит-гранитного, 3 — тоналит-гранодиоритового, 4 — габбро-гранитного; 5 — изолинии абсолютного содержания железистоокисных минералов (рудного железа).

Цифрами обозначены массивы: 1 — Джабык-Карагайский; 2 — Чесменский; 3 — Адуыйский (по данным А. И. Грабежева); 4 — Аксаутский; Северный Кавказ; 5 — Калбинский, Алтай; 6 — Сабанайский; 7 — Султаевский; 8 — Кайрактинский; 9 — Акбулакский; 10 — Степнинский; 11 — Ильязский (по данным Е. П. Калинина и В. П. Давыдова); 12 — Баянаульский, Северный Казахстан; 13 — Сосновский; 14 — Платовский; 15 — Шарташский (по данным Р. С. Куруленко); 16 — Верхисетский; 17 — Владимирско-Кулевчинский; 18 — Краснинский; 19 — Ново-Бурановский; 20 — Лапчавожский; 21 — массивы Арминского района, Центральный Сихотэ-Алинь (по данным А. А. Стрижковой); 22 — Южно-Калифорнийский [Larsen, 1948, Larsen, Draisin, 1950]; 23 — Сьерра-Невадский [Dodge e. a., 1968, 1969]; 24 — Тагильский (по данным Л. В. Малаховой); 25 — Магнитогорский; 26 — Карабулакский; 27 — Верхнеуральский; 28 — Кассельский; 29 — Ирگزский; 30 — Ауэрбахский; 31 — Гваделупский, Калифорния [Best, 1963; Best, Mergu, 1967]; 32 — Дашкесанский, Малый Кавказ (по данным Г. В. Мустафаева). Массивы, для которых не указан район, расположены на Урале. Там, где не указаны источники анализов, массивы охарактеризованы анализами из коллекции авторов.

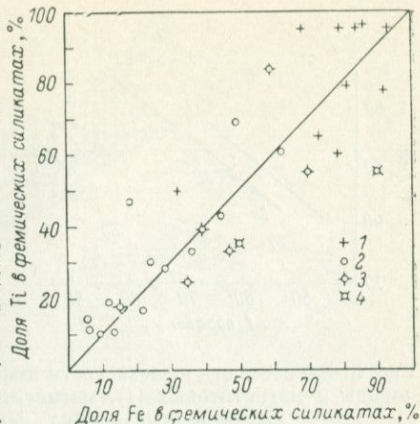
железорудных минералов, а в сериях второго типа, как правило, более поздние и кремнекислые члены серий содержат больше железистоокисных минералов, чем более ранние и основные.

Подобным образом ведет себя и титан; доля титана, приходящаяся на биотит и амфибол, хорошо коррелируется с долей силикатного железа (рис. 2).

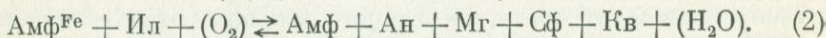
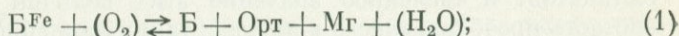
Выявленные вариации в распределении железа и титана позволяют выделить три типа гранитоидных серий: магнетитовые,

Рис. 2. Зависимость между долями силикатного железа и титана в гранитоидах.

1 — безмагнетитовые граниты; 2—4 — породы магнетитовых и магнетитсодержащих серий: 2 — граниты, 3 — адамеллиты, 4 — гранитоиды повышенной основности.



все породы которых содержат более 2% железа в рудной форме, магнетитсодержащие (2—0.75%) и безмагнетитовые, содержащие менее 0.75% рудного железа. Для каждого типа серий характерно строго соответствие между количеством главного железорудного минерала — магнетита — и составом сосуществующих с ним биотитов и амфиболов. Это соответствие обусловлено тем, что большая часть магнетита в гранитоидах обособляется после затвердения пород в постмагматическую стадию в результате окисления первичных фермических силикатов.*



Такой «вторичный» магнетит характеризуется низким содержанием титана, соответствующим низкой температуре отмеченных выше преобразований.

В магнетитовых сериях, в которых большая часть железа обособляется в рудной форме, развиты биотиты и амфиболы с низкой и постоянной по величине железистостью в различных по составу породах (рис. 3). Железистость амфибола обычно не превышает 0.4, биотита — 0.45. Чем эта величина меньше, тем выше содержание магнетита. Например, породы магнитогорской габбро-гранитной серии на Южном Урале (рис. 1, 4, серия 25) содержат низкожелезистый амфибол ($f=0.0 \div 0.35$) и наиболее высокое количество магнетита. В близких по содержанию железа породах ауэрбаховской серии (№ 30) железистость амфибола возрастает до 0.45—0.48 и соответственно значительно сокращается количество магнетита (рис. 1).

В магнетитсодержащих сериях величина железистости силикатов выше, чем в магнетитовых, и увеличивается с ростом кремнекислотности пород и их железистости (рис. 3).

* Принятые сокращения: Б — биотит, Амф — амфибол, Гр — алмадиновый гранат, Мг — магнетит, Ил — ильменит, Сф — сфен, Рут — рутил, Пи — пирит, Гем — гематит, Орт — ортоклаз, Ан — анортит, Кв — кварц, f — железистость Fe: (Fe + Mg).

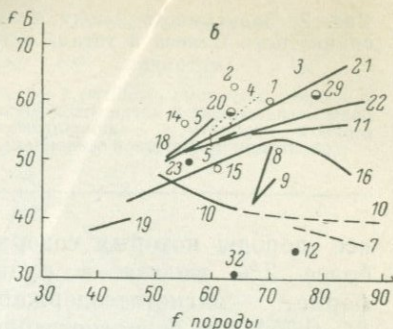
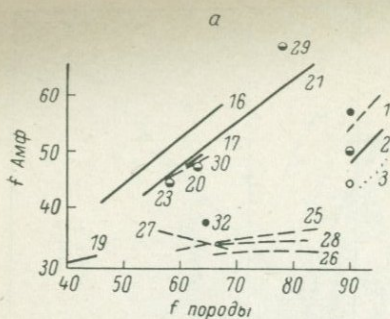


Рис. 3. Зависимость железистости амфибола (а) и биотита (б) от железистости породы в магнетитовых (1), магнетитсодержащих (2) и безмагнетитовых (3) гранитоидных сериях. Номера серий см. на рис. 1.

Величина этого параметра у биотита достигает 0.6, в отдельных случаях 0.8, а у роговой обманки обычно не превышает 0.5.

В безмагнетитовых сериях, естественно, также происходит параллельное изменение железистости пород и фемических силикатов, и численное значение этих величин близко. Железистость преобладающего в породах таких серий биотита определяется составом субстрата, из которого выплавляются гранитоиды.

Изложенные соотношения между железистостью силикатов и количеством магнетита, как и состав самого магнетита, подтверждают тезис об образовании большей части его в результате реакций (1) и (2). Равновесие (1) было экспериментально изучено Д. Уонсом и Х. Югстером [Wones, Eugster, 1965], равновесие (2) — Р. Поппом с соавторами [Poppe a., 1977]. Результаты этих исследований в совокупности с приведенными выше данными по железистости силикатов в сериях с разным содержанием магнетита позволяют на диаграмме $f_{O_2}-T$ (рис. 4) выделить поля устойчивости биотита и амфибола разной железистости, равновесных с магнетитом, отвечающие соответствующим феррофациям — магнетитовой, магнетитсодержащей и безмагнетитовой.

В соответствии с природными данными за нижнюю границу магнетитовой фации принята железистость биотита 0.5. Это означает, что более высокожелезистые биотиты и тем более амфиболы в этой фации неустойчивы и разлагаются с выделением магнетита. Первичное значение f биотита и амфибола в породах разного состава было неодинаковым — более высоким в породах, богатых кремнеземом. Однако в процессе охлаждения в условиях магнетитовой феррофации железистость этих минералов в различных породах выравнивается, приближаясь к составу, стабильному при $f_{O_2}-T$ условиях данной фации. При этом возрастание доли рудного железа в более кремнекислых породах серий хорошо согласуется с обычно повышенной железистостью их фемических силикатов.

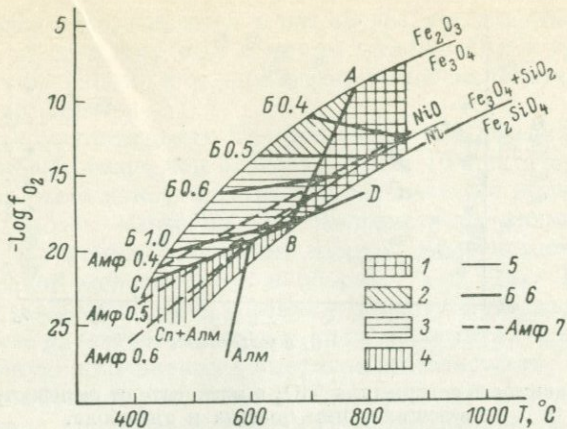


Рис. 4. Схема феррофаций гранитоидов.

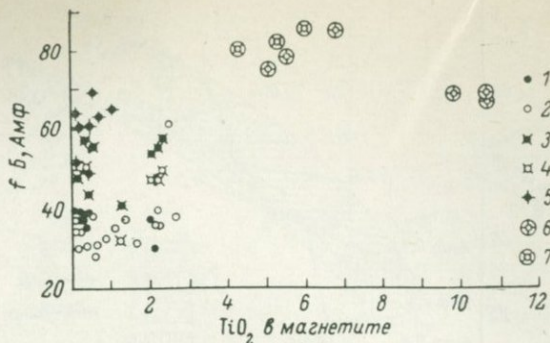
Поля феррофаций: 1 — титаномагнетитовая, 2 — магнетитовая, 3 — магнетитсодержащая, 4 — безмагнетитовая; 5 — моновариантные «буферные» равновесия [Eugster, Wones, 1962]; 6 — поля устойчивости биотита разной железистости [Wones, Eugster, 1965]; 7 — то же, амфибола [Popp e. a., 1977]. Цифры у индексов минералов — железистость. АВ — линия гранитного солидуса, CD — граница поля устойчивости спессартин-альмадинового граната [Hsu, 1968].

Развитие более высокожелезистых силикатов в магнетитсодержащей фации означает, что область составов феррических минералов, которые могут служить источником магнетита, сокращается. Этим объясняется меньшее содержание магнетита в данной фации по сравнению с магнетитовой.

В безмагнетитовой фации «ресурсы» феррических силикатов как источников магнетита практически оказываются исчерпанными, и этот минерал в данной фации не образуется. Принадлежащие к ней породы являются изначально безмагнетитовыми. большей частью это палингенные граниты водной плутонической ассоциации [Ферштатер, Бородина, 1975].

Для гранитоидов остальных фаций было важно выяснить, сохраняются ли в них реликты первичного парагенезиса. Несомненно, что часть магнетита выделяется в магматическую стадию, о чем свидетельствует, например, наличие этого минерала во вкрапленниках кислых эффузивов. Однако магматический магнетит резко отличается от того, который наблюдается в гранитоидах, повышенным содержанием титана. Следовательно, задача сводится к выявлению в гранитоидах высокотитанистого магнетита.

В результате исследований на микроанализаторе JXA-5 (аналитик Б. Л. Вигоров) реликты первичного титаномагнетита были обнаружены во многих гранитоидах магнетитовой и магнетитсодержащей фаций. Так, в граносиените из Карабулакского массива (Южный Урал), принадлежащего магнетитовой фации, был определен состав продуктов последовательного преобразования



парагенезиса обеспечивается в том случае, когда постмагматическая эволюция происходит при быстром охлаждении в условиях безмагнетитовой фации, в которой вторичный малотитанистый магнетит не образуется.

В титаномагнетитовых гранитоидах, как правило, железистость амфибола выше, чем биотита. Ранее [Ферштатер, Бородина, 1975] нами было показано, что в парагенезисе с магнетитом в ассоциации биотит—амфибол при железистости примерно 0.6 отмечается экстремум: в области низкой железистости $f_B > f_{\text{Амф}}$, а при высокой железистости, наоборот, $f_B < f_{\text{Амф}}$. Как следует из рис. 4, амфибол менее устойчив к росту фугитивности кислорода и легче разлагается с выделением магнетита, приобретая при этом меньшую в сравнении с биотитом железистость. Этим обстоятельством обусловлена пониженная железистость амфибола по сравнению с биотитом в условиях магнетитовой и магнетитосодержащей фаций. В титаномагнетитовой фации, т. е. при магматической кристаллизации, повышенная железистость амфибола обеспечивается его большей феррофильностью, как это показано в ряде работ Д. С. Коржинского.

Описанные выше феррофации не вполне отвечают строгим требованиям парагенетического анализа, так как выделены (за исключением титаномагнетитовой фации) на основании геохимических признаков, а именно различного распределения железа между силикатами и окислами. Однако физико-химические условия, свойственные выделенным феррофациям, определяют специфику их минерального состава не только в отношении магнетита и сосуществующих фемических силикатов, но и парагенезис всех других железо-титановых минералов. Это позволяет в рамках магнетитовой и магнетитосодержащей фаций, с одной стороны, и безмагнетитовой — с другой, выделить минеральные субфации.

Характерным минералом безмагнетитовой феррофации является альмандиновый гранат, сосуществующий с биотитом, ильменитом или пиритом. Поле устойчивости альмандинового и спессартин-альмандинового граната [Hsu, 1968] практически совпадает с полем безмагнетитовой фации, намеченным нами [Ферштатер и др., 1978] по составу фемических силикатов без полного анализа всего парагенезиса. На рис. 4 верхняя граница безмагнетитовой фации проведена с учетом экспериментальных данных Л. Хсу. В этой фации выделяются две субфации — ильменитовая Б—Гр—Ил (рис. 6) и пиритовая Б—Гр—Пи (рис. 6, б), а в безгранатовых разностях Б—Сф—Пи (рис. 6, в). В обеих субфациях неустойчив магнетит, а в пиритовой субфации и ильменит, который в условиях повышенной кислотности замещается пиритом в ассоциации с рутилом или сфеном. Такой парагенезис характерен для многих метаморфизованных гранитоидов, в особенности натрового профіля.

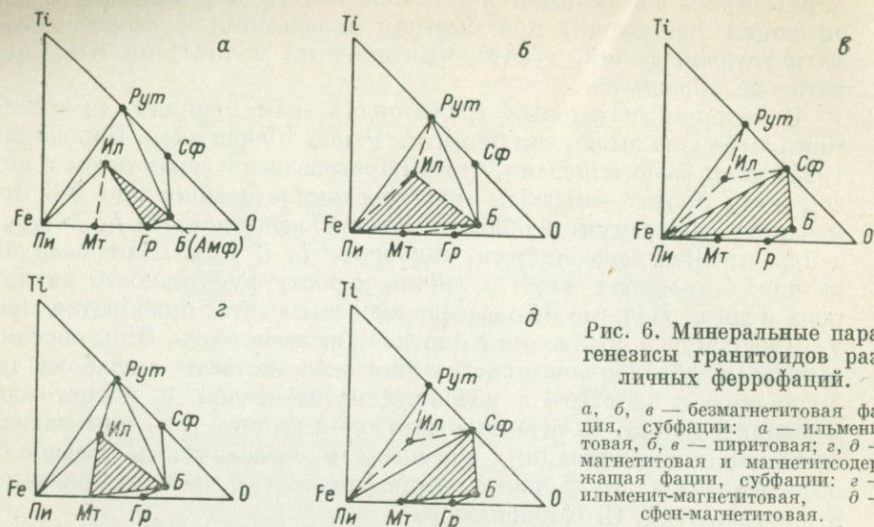
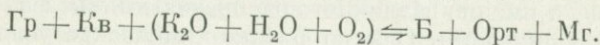


Рис. 6. Минеральные парагенезисы гранитоидов различных феррофаций.

а, б, в — безмагнетитовая фация, субфации: а — ильменитовая, б, в — пиритовая; г, д — магнетитовая и магнетитсодержащая фации, субфации: г — ильменит-магнетитовая, д — сфен-магнетитовая.

Основной реакцией, связывающей парагенезисы безмагнетитовой и магнетитовой фаций, является следующая:



Гранат для последней не характерен и появляется только в ультракислых лейкократовых разностях типа аплитов.

В рамках магнетитовой и магнетитсодержащей фаций также могут быть выделены две субфации: ильменит-магнетитовая и сфен-магнетитовая. Для первой характерен парагенезис Б—Амф—Мг—Ил (рис. 6, г). Судя по набору вкрапленников в эффузивах, этот парагенезис является ведущим и на магматической стадии формирования. Парагенезис сфен-магнетитовой субфации Б—Амф—Мг—Сф (рис. 6, д) является вторичным по отношению к ильменит-магнетитовому. Сфен замещает ильменит или ильменитовую составляющую титаномagnetита и сосуществует только с малотитанистым магнетитом. Для титаномagnetитовой феррофации сфен не характерен, и ее парагенезис отвечает ильменит-магнетитовой субфации.

Выделенные субфации являются чуткими индикаторами изменений условий кислотности—щелочности на разных стадиях формирования пород. В порядке возрастания щелочности они образуют следующий ряд: пиритовая, ильменитовая, ильменит-магнетитовая, сфен-магнетитовая.

Здесь не будут рассмотрены составы всех железо-титановых минералов. Только кратко остановимся на одном из них — ильмените, по составу которого накоплен большой аналитический материал. В гранитоидах этот минерал отличается повышенной марганцовистостью по сравнению с ильменитом из близких по со-

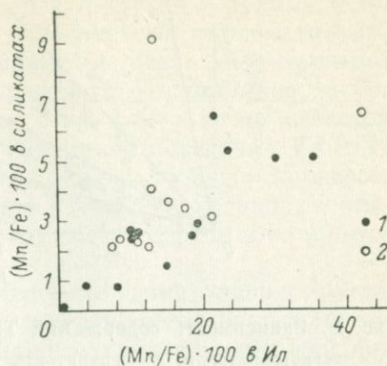
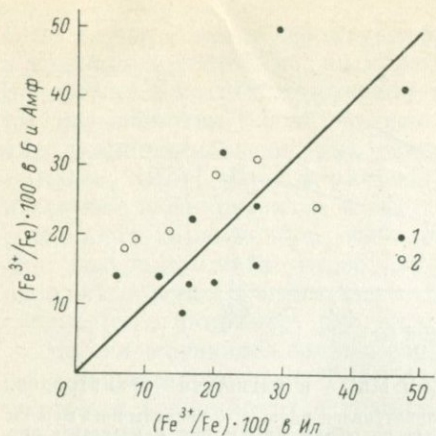


Рис. 7. Зависимость между степенью окисления железа в ильмените и существующих биотите (1) и амфиболе (2).

Рис. 8. Зависимость отношения Mn/Fe в ильмените и сосуществующих с ним биотите (1) и амфиболе (2).

ставу эффузивных и метаморфических пород. Содержание марганца в ильмените сильно варьирует, коррелируясь с составом пород. В гомодромном ряду от габбро до гранита количество Mn в ильмените возрастает в 5—10 раз. Исключение составляют некоторые плагииграниты, для которых характерны ильмениты с низким содержанием Mn.

Степень окисления железа в ильмените Fe^{3+}/Fe , а также отношение Mn/Fe коррелируются с аналогичными параметрами в сосуществующих биотитах и амфиболах (рис. 7, 8). Распределение Mn между этими минералами отвечает коэффициенту распределения $K_D = (Mn/Fe)_{Ил} : (Mn/Fe)_B$, равному примерно 6 ± 2 , без каких-либо закономерных вариаций в различных типах гранитоидов. На этом основании можно заключить, что распределение Mn контролируется в первую очередь кристаллохимическими факторами.

Большое значение для понимания природы равновесий, фиксируемых в железо-титановых минералах, имеют данные по составу ильменита, обособленного в виде отдельных зерен и ламелл в распавшемся титаномагнетите. Наши исследования показали, что содержание Mn в разных по форме выделениях ильменита из одного и того же образца близко [Ферштатер, Чащухина, 1979]. В тех случаях, когда обособленные зерна ильменита имеют зональное строение (содержание Mn к краю зерна повышается на 1—2%), концентрация Mn в ламеллях такая же, как в краевых частях этих зерен.

В магнетите, сосуществующем с ильменитом, наблюдается прямая корреляция между содержаниями Mn и Ti (рис. 9). В тех случаях, когда в породе отмечается титаномагнетит с разным содер-

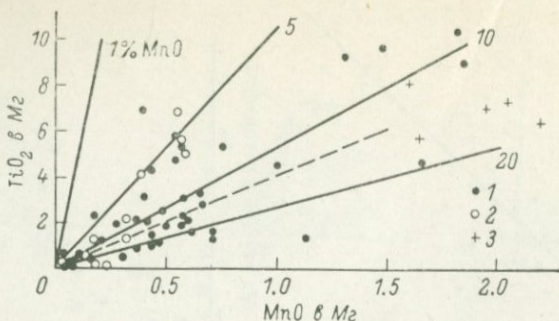


Рис. 9. Зависимость содержаний TiO_2 и MnO в магнетите гранитоидов.

1 — плагногранитоиды; 2 — гранитоиды калинатрового ряда; 3 — граниты повышенной щелочности. Сплошными линиями показано соотношение MnO и TiO_2 в магнетите при растворении в нем ильменита с разным содержанием MnO .

жанием Ti и ильменит, фигуративные точки составов минералов в координатах $\text{Ti}-\text{Mn}$ лежат на одной линии. Из имеющихся многочисленных данных сошлемся на уже упоминавшийся граносиенит из Карабулакского массива, в котором ильменит содержит от 15 до 16% MnO (количество MnO в сосуществующих с ильменитом различных магнетитах приведено выше). С учетом отсутствия ульвошпинели в структурах распада титаномагнетита из гранитоидов эти данные, по-видимому, указывают на то, что в гранитоидах в отличие от более основных по составу пород титаномагнетит первоначально представлял собой твердый раствор магнетита и марганцовистого ильменита, а не ульвошпинели. В этом случае прямая корреляция содержаний Mn и Ti в титаномагнетите объясняется просто: чем больше в нем растворено ильменита, тем выше содержание Mn . Вероятно, что вхождению титана в магнетит в виде ильменита способствует повышенный кислородный потенциал, при котором формируются гранитоиды.

Разработка учения о феррофациях гранитоидов и метаморфических пород представляет собой попытку связать петрологические исследования с изучением металлогенической специализации и потенциальной рудоносности соответствующих комплексов пород. По существу, в основе анализа феррофаций лежит изучение рудного процесса, продукты которого (магнетит, ильменит и другие железо-титановые минералы) рассеяны в породах. Изложенные выше представления позволяют глубже понять связь скарпово-магнетитовых месторождений с магнетитовыми сериями гранитоидов, которая надежно установлена на Урале и в других регионах СССР [Овчинников, 1960; Штейнберг, 1955; Хамрабаев, 1970]. Внедрение интрузива создает в ореоле его влияния физико-химическую обстановку магнетитовой феррофации, что приводит к массовому магнетитообразованию за счет фемических силикатов как в самом интрузиве, так и во вмещающих его породах.

В тех случаях, когда реализуются условия для перехода магнетита в подвижное состояние, он может переотлагаться в рудные тела. Зоны выноса магнетита фиксируются щелочными метасоматитами, так называемыми «осветленными» породами, столь характерными для скарново-магнетитовых месторождений [Овчинников, 1960; Баклаев, 1973]. При формировании этих пород титан остается инертным и фиксируется в сфене. Различное поведение Fe и Ti составляет характерную особенность начала рудного процесса. При рассеянном магнетитообразовании в самих гранитоидах и вмещающих породах оба этих элемента ведут себя инертно и во многом сходно (см., например, рис. 2).

Не менее очевидна связь с феррофациями гранитоидов и других рудных месторождений. Так, большая часть золоторудных месторождений ассоциирует с гранитоидами магнетитсодержащей фации, оловорудных и некоторых типов редкометальных месторождений — с гранитоидами безмагнетитовой фации. В последнем случае особое значение приобретает совместное рассмотрение геохимии Fe и Ti, так как многие минералы последнего являются концентраторами редких элементов.

Металлогенетические приложения результатов изучения феррофаций требуют специальных исследований. Трудности на этом пути очевидны. Авторы надеются, что избранное ими направление исследований окажется продуктивным.

Л и т е р а т у р а

- Б а к л а е в Я. П. Контактково-метасоматические месторождения железа и меди на Урале. М., Недра, 1973.
- О в ч и н н и к о в Л. Н. Контактково-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Свердловск, 1960.
- Ф е р ш т а т е р Г. Б., Б о р о д и н а Н. О. Петрология магматических гранитоидов. М., Наука, 1975.
- Ф е р ш т а т е р Г. Б., Б о р о д и н а Н. С., Ч а щ у х и н а В. А. Феррофация гранитоидов. — Геохимия, 1978, № 2.
- Ф е р ш т а т е р Г. Б., Ч а щ у х и н а В. А. Минеральные парагенезисы гранитоидов различных феррофаций. — Геохимия, 1979, № 3.
- Х а м р а б а е в И. Х. Фемические минералы как критерий потенциальной металлоносности магматических формаций и некоторые аспекты полярности их составов и парагенезисов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 9.
- Ш т е й н б е р г Д. С. Некоторые закономерности локализации Уральских эндогенных месторождений железа и меди, генетически связанных с интрузиями. Свердловск, 1955.
- В e s t M. G. Petrology of the Quadaulpe igneous complex Southwestern Sierra Fothhiles California. — J. Petrol., 1963, v. 4, N 2.
- В e s t M. G., М e r c y E. L. P. Composition and crystallization of mafic minerals in the Quadaulpe igneous complex, California. — Amer. mineralogist, 1967, v. 52, N 3—4.
- D o d g e F. C. W., Р a p i k e L. L., М a y s R. E. Hornblendes from granitic rocks of the central Sierra Nevada batholith, California. — J. Petrol., 1968, v. 9, N 3.
- D o d g e F. C. W., S m i t h V. G., М a y s R. E. Biotites from granitic rocks of the central Sierra Nevada batholith, California. — J. Petrol., 1969, v. 10, N 2.

- Eugster H. P., Wones D. R. Stability relations of the ferruginous biotite, Annite. — J. Petrol., 1962, v. 3, N 1.
- Hsu L. C. Selected phase relationships in the system Al—Mn—Fe—Si—O—H: A model for garnet equilibria. — J. Petrol., 1968, v. 9, N 1.
- Larsen E. S. Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore and San Luis Rly quadrangles, southern California. — Geol. Soc. Amer., 1948, N 29.
- Larsen E. S., Draisin W. M. Composition of the minerals in the rocks of the Southern California batholith. Intern. Geol. Congr. 18-th session, Great Britain, pt. 2, 1950.
- Popp R. K., Gilbert M. C., Graig I. R. The identification of Fe²⁺ in the M site of amphiboles. — Amer. Mineral. 1977, v. 62, N 3.
- Wones D. R., Eugster H. P. Stability of biotite experiment, theory and application. — Amer. Mineral., 1965, v. 50, N 9.

P. R. Simpson, G. C. Brown, J. Plant (GREAT BRITAIN)

ORIGIN OF URANIUM MINERALIZATION ASSOCIATED WITH SOME GRANITES IN THE BRITISH ISLES

П. Р. Симпсон, Г. С. Броуэн, Д. Плэнт (Великобритания)

УРАНОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И ГРАНИТНЫЙ МАГМАТИЗМ
В ВЕЛИКОБРИТАНИИ

Распределение урана в гранитах каледонской, герцинской и третичной провинций Великобритании рассматривается в связи с минерализацией, возрастом и структурным положением. Содержание урана положительно коррелируется с интрузиями, характеризующимися высокими концентрациями некогерентных элементов, низким отношением K/Rb, низким общим содержанием Sr, низким начальным отношением Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ и внедрением в условиях высоких геотермических градиентов. Изучение следов распада показывает, что высокое «фоновое» содержание урана в гранитах вне зон минерализации вызвано ураном, присутствующим в устойчивых начальных фазах.

Обсуждается значение разрушения флогопита ураноносных гранитов при формировании магм путем частичного плавления океанической коры и верхней мантии в вариантах открытых и закрытых систем. Предполагается, что обогащение ураном достигалось за счет выноса его из субконтинентальной литосферы, а влияние процессов ассимиляции из вмещающих пород было незначительным.

1. Introduction. In recent years models for ore genesis have been developed on the basis of plate tectonic theories for several types of mineralization associated with acid igneous rocks, which include porphyry copper-molybdenum deposits and tin-tungsten-fluorite mineralization [Mitchell, Garson, 1972; Sillitoe, 1972, 1974]. This type of study has recently been extended to uranium mineralization by Simpson, Brown, Plant and Ostle [1979] as the association with granites is very strong. A large number of detailed studies on uranium mineralization, particularly in the Hercynian provinces of Central Europe and France have shown that uranium enrichment is associated with 'two mica granites'. Characteristically such intrusives contain unusually high concentrations of uranium thought to be predominantly in uraninite, tend toward soda enrichment

and are accompanied by aureoles of tin-tungsten veins. Uranium mineralization is generally 50 Ma younger (250 Ma) than related granite intrusives (300 Ma) and occurs in veins or fractures within a few hundred meters of the weathering surface [Gangloff, 1970; Geffroy, 1974; Sarcia e. a., 1958].

The genesis of 'two mica' granites is attributed to palingenesis/anatexis in areas of thickened sial in geosynclines by continental authors such as Tischendorf [1973] and Moreau [1976] who distinguish them from calc alkaline granites which are attributed to melting beneath destructive continental plate margins [Moreau, 1976]. A model for uranium mineralization in the two mica granites as 'per descensum' whereby primary uraninite is oxidised on weathering to give highly soluble uranyl complexes which are carried down by percolating groundwaters to form pitchblende in veins is favoured by some authors [Moreau, 1976; Barbier, 1974], although others advocate a hydrothermal magmatic model [Gangloff, 1970; Geffroy, 1971]. Moreau [1976] has suggested that mineralising fluids originate along with the two mica granite magma from crustal anatexis. Several difficulties are encountered in applying these concepts to uraniferous granites in a more general way. For example the Hercynian granites occur in areas of high temperature—low pressure metamorphism [Lorenz, Nicholls, 1976; Lorenz, 1976; Zwart, 1969] indicating an unusually high geothermal gradient in a thin crust, and outside the Hercynian province there is little association between areas of thickened sialic crust in 'geosynclines' and tin, tungsten, fluorine and uranium mineralization.

In the British Isles, late Precambrian, Caledonian, Hercynian and Tertiary granites occur and the association between uranium and granite in several tectonic settings has been studied by Simpson e. a. [1979], Simpson, Plant and Cope [1976] and Brown and Hennesy [1978] indicating variations in uranium concentration related to differences in tectonic, structural setting and age distribution within each province. The relative ages and structural relations of the granites studied are as follows:

1) Late Precambrian or Caledonian precursor intrusive suites of Southern Britain whose origin is thought to be related to subduction of oceanic lithosphere at an Andean-type destructive plate margin.

2) Caledonian granites generated during an early Paleozoic orogenic episode in Northern Scotland by partial melting of existing sialic material.

3) Caledonian granites of Lower Devonian age with a dominantly sub-crustal origin as in (1).

4) Hercynian granites emplaced in conditions of high geothermal gradients in a continent (microplate)—continent collision setting.

5) Tertiary granites of the Western British igneous provinces thought to be related to a constructive plate margin initiated beneath continental crust.

2. British granites, uranium contents and mineralization.

a. *Caledonian Granites*. These intrusions were divided by Read [1961] into two groups: the older granites and the newer, post tectonic granites consisting of a suite of forceful intrusions, and a later suite of permitted granites. Watson and Plant [1979] have suggested that in northern Scotland the principal geochemical and geophysical distinction is between older and newer forceful Pre-Devonian granites on the one hand, and newer permitted Devonian granites on the other. Granites were allocated by Simpson e. a. [1969] to the Pre-Devonian and to the Devonian on the basis of reliable Rb-Sr dates whereas possible [O'Connor, Brown, Max, 1979], the division being placed at about 410 Ma. Where Rb-Sr data are lacking, intrusions are classified on the basis of structural, geophysical and petrographic criteria. An important feature of the British Caledonian is the contrast in metamorphic style between northern Scotland and regions to the south. In the northern province magmas were emplaced in Moinian or Dalradian meta-sediments of greenschist or higher metamorphic grade over a presumed northerly dipping subduction zone whereas, in the southern province, magmas were emplaced into slightly metamorphosed Lower Paleozoic sequence of the southern Uplands, Lake District, Wales and southern Ireland. A southerly dipping subduction zone under the southern Caledonian is inferred [for example Phillips e. a., 1976] and a major structural break between the two provinces has been identified seismically at Moho depths [Bamford, Prodehl, 1977]. This has been correlated with a continent suturing event as the Proto-Atlantic or Iapetus ocean closed [Dewey, 1974; Phillips e. a., 1976]. Paleomagnetic data suggest little post-Ordovician closure [Morris, 1976] so that this suturing event apparently preceded newer granite formation.

1. *Pre-Devonian Granites*. Simpson e. a. [1979] summarised the Pre-Devonian granites of the Northern Province as having background uranium values and characteristics of derivation by crustal ultra metamorphism and partial melting.

Recent studies by Pidgeon and Aftalion [1978] of U—Pb systems in Caledonian granites have demonstrated that 13 of the 15 granites they studied, classified as Pre-Devonian by Simpson et al. have significant amounts of inherited 'old' zircon. The exceptions are Strontian and the Distinkhovn granites where inherited 'old' zircon was not detected. This lends further support to the suggestion by Simpson e. a. that this suite of granites, with low uranium contents has a crustal source.

2. *Lower Devonian Granites*. The Lower Devonian (permitted) intrusions are post tectonic, of batholithic proportions, and in the Northern Province the Cairngorm—Aberdeen line of granites are anomalously enriched in uranium and other incompatible elements [Simpson e. a., 1979]. In the Lake District, significant uranium anomalies occur (e. g. Shap, Skiddaw) whereas in southern Ireland little uranium enrichment has been noted in the poorly

exposed Leinster granite [Bruck, O'Connor, 1977; Brown, Cassidy, Hennessy, 1977]. Nine of the granites studied by Pidgeon and Aftalion [1978] are in the Lower Devonian suite of Simpson *et al.* [1979] and inherited 'old' zircon occurred as a trace in only 4 of these granites (Ben Cruachan, Lochnagar, Hill of Jane, and Eskdale). This new evidence gives further weight to the suggestion of Simpson *et al.* [1979] that the Lower Devonian suite of granites is derived from sub-crustal levels at active or recently active margins where metal-enriched juvenile crust formed beneath refractory basement as a result of dehydration reactions during subduction of oceanic crust involving breakdown of phlogopite.

b. *Hercynian granites*. The Permian post-tectonic two mica granites of south-west England and their associated tin-tungsten-fluorite uranium mineralization are characteristic of the Hercynian province which extends through the Erzgebirge to central Europe. A model for the granites and metalliferous mineralization must be generally applicable to the European Hercynian province.

The model used by Simpson *et al.* [1979] is based on those of Dewey *et al.* [1973], Badham and Halls [1975], and Badham [1976]. During the Lower Paleozoic, south-west England was part of the stabilised South Europe plate. Subduction of Tethyan oceanic crust probably began in the Lower Devonian following closure of the 'Caledonian seaway' [Badham, Halls, 1975]. Various major strike slip faults were initiated at this time which divided the south Europe Brioverian-Cadomian craton into a series of independent microplates. As the ocean between the North America—Europe plate and the South Europe plate was consumed along a southerly dipping Benioff zone the microplates were rotated and displaced, perhaps partly as a result of a component of lateral movement between the two major plates [Badham, Halls, 1975; Badham, 1976].

The microplates are thought to have impacted with the North American craton, an event which had a similar style and timing from Cornwall to Spain and Bohemia and was followed by emplacement of closely similar granites and their associated mineralization. The general dependence of the distribution of the late Variscan tin-tungsten (uranium) bearing granites on Pre-Cambrian structures of the European Variscides has been indicated by Zoubek [1977].

Mean uranium contents for the granite plutons (Table) range between 11.3 and 24.2 ppm. The overall mean for the Cornubian batholith is 14.0 ppm. These values are high compared with published values of the average concentration of uranium in granite [Peterman, 1963].

The mineralization is spatially associated with the granites [Dines, 1956; Dangerfield, Hawkes, 1969] and includes tin and copper with arsenic, tungsten, molybdenum and fluorite in east-west veins and cobalt-nickel-uranium mineralization in younger north-south veins. Uranium mineralization is sporadic and pitchblende

Age	Intrusion	No of samples	Method of analysis	References	Arithmetic				Logbase 10		
					Mean	Std. error	Range	Std. dev.	Mean	Std. dev.	
Caledonian Pre-Devonian	Foyers	65	dnm	[3]	1.49	0.07	3.50—0.50	0.54	1.41	1.41	
	Skene Complex *	32	»	[4, 5]	2.89	0.22	6.60—1.50	1.22	2.69	1.48	
	Threlkeld	4	»	[5]	3.16	0.62	4.63—1.89	1.08	2.95	1.48	
	Peterhead	10	»	[4, 5]	3.97	0.48	6.40—1.40	1.73	3.63	1.62	
	Ballachulish	10	»	[5]	4.76	0.63	9.12—2.82	1.87	4.46	1.45	
Devonian	Helmsdale	29	»	[1]	7.54	0.67	18.1—3.60	3.61	6.92	1.55	
	Strontian	17	»	[5]	8.72	1.00	15.5—2.4	4.14	7.59	1.74	
	Leinster	42	»	[5]	3.70	0.29	9.19—1.24	1.83	3.31	1.59	
	Ardara	9	»	[5]	4.56	0.60	8.0—2.0	1.70	4.27	1.51	
	Fleet	29	»	[5]	4.87	0.37	9.74—2.14	1.97	4.57	1.48	
	Loch Doon	36	»	[5]	5.04	0.37	12.00—0.20	2.22	4.36	1.95	
	Balmoral	11	»	[5]	5.23	1.01	12.1—2.42	3.30	4.79	1.70	
	Rosses	4	»	[5]	5.75	1.42	12.0—1.0	2.43	3.98	2.95	
	Skiddaw	6	»	[5]	8.70	2.19	15.54—1.15	4.90	6.61	2.57	
	Shap	17	»	[5]	9.68	0.74	16.94—5.90	2.96	9.33	1.38	
	Cairngorm	24	»	[2]	12.66	1.22	32.9—6.3	5.98	11.75	1.48	
	Weardale	6	»	[5]	12.89	1.65	20.05—8.24	3.69	12.30	1.35	
	Etive	3	»	[5]	17.29	5.55	24.0—6.28	7.85	14.80	2.09	
	Hercynian	Dartmoor	56	»	[1]	11.33	0.81	35.5—3.2	6.08	10.00	1.62
		Carn Brea	34	»	[2]	13.86	0.89	32.2—6.5	5.18	13.18	1.41
Lands End		52	»	[2]	16.62	1.04	38.2—2.6	7.49	14.45	1.78	
St Austell		9	»	[2]	24.16	5.89	66.6—9.50	17.67	20.40	1.82	
St Austell (all samples)		30	»	[2]	16.93	2.66	66.6—0.60	14.95	10.96	2.95	
Tertiary	Cligga	14	»	[2]	24.98	2.12	35.8—8.0	7.92	23.4	1.48	
	Skye [1]	9	-ray	[6]	1.1	0.08	1.3—0.5	0.23	—	—	
	Skye [2]	13	dnm	[7]	1.43	0.11	2.14—1.08	0.39	1.26	1.35	
	Lundy	2	-ray	[6]	8.2	0.2	8.4—8.0	0.2	—	—	
	Mourne Mts	10	»	[6]	11.2	1.55	21.4—5.2	4.65	10.23	1.55	

N. B.* All of the specimens, except one, are from the Pre-Lower Devonian intrusive phase. The Hill of Fare granite mapped by Bisset [1933, p. 83] consists of an 'earlier Caledonian' Skene complex of dominantly grey granites and a 'later Caledonian' permitted red granite which forms the Hill of Fare. One sample of this granite was obtained from Craigton quarry and contains the highest value (6.6 ppm U) obtained from all the Hill of Fare granites studied by Bowie, Simpson and Rice [1973].

References: [1]—Simpson, Plant, Cope [1976]; [2]—Simpson, Plant, Green [1977]; [3]—Simpson, Plant, Williams [1977]; [4]—Bowie, Simpson, Rice [1973]; [5]—Brown, Cassidy, Hennessy [1977]; [6]—Tammemagi [1976]; [7]—Moorba^{tt} Welke [1969].

Table r ied from Simpson, Brown, Plant and Ostle [1979].

is found with secondary minerals such as autunite, torbernite and zippeite in lenses principally at the intersections of cross fractures [Dines, 1956]. At least three periods of uranium mineralization have been proposed on the basis of the U-Pb method; at 290 Ma contemporaneous with emplacement of the granites, at 225 Ma, and at 50 Ma coinciding with emplacement of the Tertiary Lundy Island granite [Darnley e. a., 1965]. Although interpretation of the isotopic data is controversial, field and other evidence indicate several phases of introduction of mineralization and there is some indication that this continued after unroofing of the granites in Permian times [Dangerfield, Hawkes, 1969].

c. **Tertiary granites.** Tertiary intrusive activity in NW Britain was initiated in the preliminary stages of sea floor spreading as America rifted from Europe, commencing some 70 Ma ago, and took place within the outer margin of sialic continental crust.

Two principal possibilities for the production of granitic liquids in the Tertiary have been considered: fractional crystallization of large volumes of basic magma, or partial melting of sialic continental crust due to high heat flow from the mantle [Gass, Thorpe, 1976].

The Mourne granite is enriched in uranium compared with the Lundy granite where the uranium content is background and Skye where the uranium content is very low (table). Rare earth data for Skye and the Mourne [Meighan, Gamble, 1974; Thorpe, Potts, Sarre, 1977] suggest that both acid magma suites originated by fractional crystallization of basic magma which might have been contaminated by crustal material.

3. Source of uranium in granites. Simpson e. a. [1979] cited evidence from three localities (Cairngorm, Loch Doon and the Lands End granite) which indicated that uranium is held in zircon as a primary magmatic phase. U-rich granites, such as Cairngorm and the Cornubian batholith appear to have been intruded rapidly along deep faults during brittle fractures late in the orogenic cycle suggesting that the U comes from depth. The U is therefore probably derived from a lower crustal/upper mantle source region and not by contamination from sediments intruded by the granites, since high initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios would also occur.

Furthermore, the studies of Pidgeon and Aftalion [1978] indicate that zircon and its contained uranium, in the Pre-Devonian granites, is derived from crystal rocks formed 1600 Ma ago, probably Scourian crust completely reworked during Laxfordian times. In the Lower Devonian granites cogenetic zircon is probably derived from sub-crustally accreted 'new' mantle derived granitic material. Traces of 'old' inherited zircons occur in only four of these granites.

It is most likely therefore that the uranium is pre-concentrated at the base of the crust prior to its incorporation in 'new' cogenetic zircons and is not subsequently introduced. The relative homogeneity

of the uranium content of zircon in individual plutons [cf. Pidgeon, Aftalion, 1978] further testifies to this.

Simpson *et al.* [1979] proposed that a metal enriched juvenile crust is formed as the result of dehydration reactions in the mantle involving breakdown of phlogopite in subducted oceanic crust in the vicinity of a destructive plate margin. The formation of this crust is most favoured during the compressive phases of orogenesis and subsequently released during a tensional phase to form metal enriched granites.

The concentration of Sn, U and the low K/Rb ratios in the granite magmas are attributed to scavenging during the ascent of fluorine-rich volatiles following the breakdown of phlogopite. This occurs in the range 1000–1200 °C [Kushiro, 1969] and at a maximum thermal gradient of 10 °C/km [Oxburgh, Turcotte, 1970] implies a minimum distance of 100 km from the margin for a 45° subduction zone.

4. Uranium redistribution and mineralization. In the crust, Simpson *et al.* [1979] proposed that mineralization occurs by the interaction of epizonal meteoric water with uranium and volatile (fluorine)-rich magma; petrographical changes also occur to produce large quantities of 'two mica' granite. The high concentrations of uranium, thorium and potassium which produce hot rock regions may maintain hydrothermal mineralizing systems whereby groundwaters leach metals and volatiles from granite after emplacement and unroofing particularly during periods of higher average heat flow from the mantle such as the Tertiary. An extensive system of channels for heating and circulating water is required and faults in the granite would be particularly favourable.

5. Conclusions. This model for uranium mineralization associated with granites has considerable application to exploration at a regional and a local scale. For example, using geochemical maps, subcrustal subduction-related granites can be readily distinguished from barren granites by their contents of uranium, incompatible elements, or K/Rb, Rb/Sr ratios or total Sr contents. Alternatively analysis of fresh granite samples can distinguish between relatively barren crustal granites and subcrustal granites which may be associated with mineralization. Preliminary data from Scotland (Rachel Williams, *pers. comm.* to JAP) suggests that the simple and inexpensive determination of fluorine in water using a specific ion electrode could be used by exploration field workers to distinguish these two types of granite.

At a more local level whole rock uranium analysis or gamma spectrometry may provide genetic information. Where this is complemented by mineralogical studies using fission track methods for uranium it should be possible to identify from mineralogical changes the precise position of the sample in respect to the hydrothermal system. In this way a high degree of control of drilling for mineralisation is possible.

The complex inter-relationship between ancient geotherm, modern geothermal systems, and uranium enrichment and mineralization is apparent. The most significant features of the model for uranium mineralization associated with granites are, firstly, that it explains the association of mineralization with tectonism and magnetism over a long period of time in the same area, and secondary why in an area containing uraniferous granite, local geothermal anomalies may be capable of maintaining hydrothermal convective systems which can produce mineralization long after initial emplacement of the magma.

Acknowledgement. Published by permission of the Director Institute of Geological Sciences, London.

References

- Badham J. P. N. — Proc. Ussher Soc., 1976, v. 3, N 3, p. 448—454.
 Badham J. P. N., Halls C. — Geology, 1975, v. 3, N 7, p. 373—376.
 Bamford D., Prodehl C. — J. Geol. Soc. Lond., 1977, v. 134, N 2, p. 139—151.
 Barbier J. — Mineralium Deposita, 1974, v. 9, p. 271—288.
 Bisset C. B. — Trans. Edin. Geol. Soc., 1933, v. 13, N 1, p. 72—88.
 Bowie S. H. U., Simpson P. R., Rice C. M. — In: Geochemical Exploration 1972. Ed. M. J. Jones (London, IMM), 1973, p. 359—372 (Proc. 4th Int. Geochem. Exploration Symp. London 1972).
 Brown G. C., Cassidy J., Hennessy J. Unpublished uranium data on British granites. 1977.
 Brown G. C., Hennessy J. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1978, A, 287, p. 249—261.
 Bruck P. M., O'Connor P. J. — Geol. Surv. Ireland Bull. 2, 1977, p. 107—141.
 Dangerfield J., Hawkes J. R. — Ussher Soc. Proc., 1969, v. 2, N 2, p. 122—131.
 Darnley A. G., English T. H., Sprake O., Preece E. R., Avery D. — Mineral. Mag., 1965, Tilley Volume, p. 159—176.
 Dewey J. F. — In: Ocean Basins and Margins. Vol. 2. The North Atlantic (eds. A. E. M. Nairn & G. F. Stehli). New-York, Plenum, 1974, p. 205—231.
 Dewey J. F., Pitman W. C., III, Ryan W. B. F., Bonnin J. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, p. 3137—3180.
 Dines H. G. The metalliferous mining region of south-west England. Vol. 1. Mem. Geol. Surv. Gr. Br. (London, HMSO). 1956. 508 p.
 Gangloff A. — In: Uranium Exploration Geology. Int. Atomic Energy Agency, Vienna, 1970, p. 77—105.
 Gass I. G., Thorpe R. S. The tertiary rocks of Skye. N. W. Scotland Open University press, 1976. 88 p.
 Geffroy J. — In: Symposium Jean Jung: Geology, Geomorphologie et structure profonde du Massif Central Francais, 1971, p. 541—579.
 Kishiro I. — Carnegie Inst. Washington Yearbook 68, 1969, p. 245—247.
 Lorenz V. — Nature Phys. Sci., 1976, v. 262, p. 374—377.
 Lorenz V., Nichols I. A. — In: The Continental Permian in Central, West and South Europe (ed. H. Falke, N. A. T. O., A. S. I. Series) C. 22, 1976, p. 313—342 (Reidel, Dordrecht Holland).
 Meighan I. G., Gamble J. A. — J. Geol. Soc. Lond., 1974, v. 130, p. 181.
 Mitchell A. H. G., Garson M. S. — Trans. Instn. Min. Metall., 1972, v. 81, p. 810—825.

- Moorbath S., Welke H. — Earth Plan. Sci. Lett., 1969, v. 5, p. 217—230.
- Moreau M. — In: Special Volume IMM. Geology, mining and extractive processing of uranium (ed. M. J. Jones), 1976, p. 83—102.
- Morris W. A. — Can. J. Earth Sci., 1976, v. 13, p. 1236—1243.
- O'Connor P. J., Brown G. C., Max M. D. Earth Plan. Sci. Lett., 1979.
- Oxburgh E. R., Turcotte D. L. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, v. 81, p. 1665—1688.
- Peterman Z. E. — In: Handbook of Geochemistry. Ed. K. H. Wedepohl. Springer-Verlag, Berlin, 1963.
- Phillips W. E., Stillman C. J., Murphy T. — J. Geol. Soc. Lond., 1976, v. 132, p. 579—609.
- Pidgeon R. T., Aftalion M. Cogenetic and inherited zircon U-Pb systems in granites: Palaeozoic granites of Scotland and England in Crustal Evolution in Northwestern Britain and Adjacent Regions, ed. D. R. Bowes & B. E. Leake, Seel House Press, 1978.
- Read H. H. L'pool and Manchr. — Geol. J., 1961, N 2, p. 653—683.
- Sarcia J. A., Carrat H., Poughon A., Sanselme H. — In: 2nd International Conference on Peaceful Uses of Atomic Energy (Geneva, United Nations), 1958, v. 2, p. 592—611.
- Sillitoe R. H. — Econ. Geol., 1972, v. 67, p. 184—197.
- Sillitoe R. H. — Nature Phys. Sci., 1974, v. 250, p. 542—545.
- Simpson P. R., Brown G. C., Plant J. A., Ostle D. — Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., 1979.
- Simpson P. R., Plant J., Cope M. J. — In: Special Volume IMM. Geology, Mining and Extractive Processing of Uranium (ed. M. J. Jones), 1976, p. 126—139.
- Simpson P. R., Plant J., Green P. Unpublished uranium data for selected British granites. 1977.
- Simpson P. R., Plant J., Williams R. Unpublished uranium data for Foyers granite. 1977.
- Tammemagi H. V. — Geol. Mag., 1976, v. 113, p. 271—276.
- Thorpe R. S., Potts P. J., Sarre M. B. — Earth. Plan. Sci. Lett., 1977, v. 36, p. 111—120.
- Tischendorf G. — Trans. Instn. Min. Metall., 1973, v. 82, B 9—24.
- Watson J. V., Plant J. A. — Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., 1979.
- Zoubek V. — In: International Geological Correlation Programme (I. G. C. P.), 1977, N 5.
- Zwart H. J. — Geol. Assoc. Canada, Special Paper, 1969, N 5, p. 7—16.

J. Saavedra (SPAIN)

SOME MINERALOGICAL AND GEOLOGICAL ASPECTS OF BIOTITIC AND TWO MICA GRANITES OF CENTRAL EXTREMADURA (WESTERN SPAIN)

X. Сааведра (Испания)

НЕКОТОРЫЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ БИОТИТОВЫХ И ДВУСЛЮДЯНЫХ ГРАНИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЭСТРЕМАДУРЫ (ЗАПАДНАЯ ИСПАНИЯ)

Рассматриваемые плутоны сложены пересыщенными глиноземом, субщелочными двуслюдяными гранитами герцинского (285—335 млн. лет) возраста. В составе интрузий преобладают гранитоиды, обедненные Fe, Mg, Ti, Ca и обогащенные Na, K ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8\%$), Rb, Cs, Sn, W, Nb. Граниты содер-

жат аксессуарные кордиерит, андалузит, альмандин, силлиманит, турмалин, топаз. Формирование плутонов с признаками куполообразования происходило в поздние фазы герцинского орогенеза под влиянием глубинных процессов. Расположение более молодых фаций обусловлено мощными процессами «выжимания» или кальдерного опускания.

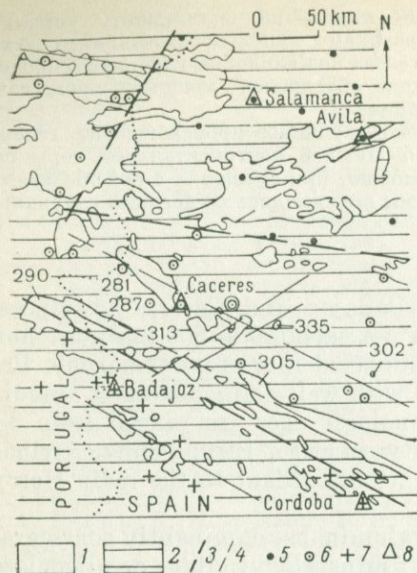
Предполагается, что граниты имеют глубинное происхождение, генерация их происходила путем плавления нижней континентальной коры под влиянием подкорковых процессов, возможно, при смешении с небольшим количеством мантийного материала. Магмы поднимались по древним глубинным разломам.

The considered granites (in Badajoz and Cáceres provinces), with a surface of more than 30 km² for each (40 to 800 km²), are non-oriented, Hercynian, shallowly emplaced into epimetamorphic Precambrian or Paleozoic sediment, with well defined contact aureoles surrounding them. Their geochronologic ages are ranged from 335 to 285 m. y. [Mendes, 1968; Leutwein e. a., 1970; Penha, Arribas, 1974; Rossi, 1975], figure. They are discordant to the main Hercynian folds.

The granitic plutons are hyperaluminous, dominantly coarsegrained or porphyritic, with a typical mineralogy: albite or oligoclase, biotite (rich in Fe), muscovite, K-feldspar, and quartz. The main accessory minerals are: cordierite (at times, it is an essential mineral), andalusite, sillimanite, almandine (sporadically), apatite, zircon and, often, turmaline and topaz. Chemically, the main varieties are alkaline granodiorites, poor in Fe, Mg, Ti, Ca and rich in Na, K, Rb, Cs, Sn, Nb. Summaries and features of the mineralogy, petrology and geology of these massifs have been given by Corretgé [1971], Penha [1973], Bea [1975] and Saavedra, García Sánchez [1976]. The plutons do not appear to have a clear place in the proposed schemes [Capdevila e. a., 1973].

The regional gravity data, compiled by the Institutos Geográficos y Catastrales de Espana y Portugal [1972] are few. Nevertheless, they allow coherently to characterize the area, figure. Northwards, a block of accused negative gravity anomalies is defined, whereas Southwards the anomalies are positive.

The N-block boundary with the considered zone of Extremadura have a E—W, ESE—WNW direction and a geologic significance. Over it runs the 'Macizo Cristalino de Toledo' [Aparicio, 1971], a complex unit of migmatites and plutonic rocks, around a E—W direction. According to Tamain [1975], this edge is a geosuture (Tagus geosuture) limiting distinct Hercynian structures; to N of this line there is a development of granites and metamorphic rocks (with regional metamorphism of medium) to high-grade, appear, but these are absent in the Central Extremadura. About along the boundary with Portugal, this N-block has a limit (direction NNW—SSW, NE—SE) going through the Tormes metamorphic dome [Martínez, 1974], whose elongation is subparallel to it. The block, defined in this way, has features that are characteristic. Their borders



are marked out by diverse batholiths and they separate zones with the higher gravity values. Also, geologic changes are evident.

Southwards, the boundary of the zone is the Badajoz—Córdoba axis, a Hercynian fault superimposed to an older accident; on both sides, the Paleozoic sedimentation is different [in: Bladier, 1974; Laurent, 1974]. Therefore, geophysical and geological arguments are superposed. In this zone Tamain [1975] points out a geosutural character on the basis of geological informations.

To the E there is a defined limit for this area [Rossi, 1975]: it is a fault

(direction NE—SW), contemporary with the one that was mentioned above. It goes through the Logrosan granite (335 m. y.) and it flanks the 'La Serena' plain. Along this accident, there are some intrusions; its prolongation towards the NE is parallel to the boundary of the big granitoid-metamorphic rocks body of the 'Sistema Central', in the N-block (in its NE—SW, approximately, lengthened batholiths are placed, figure). Therefore, a geological limit NE—SW exists for the considered zone of Central Extremadura; then, we believe that the prolonged directions of the massifs (or cluster of massifs) are parallel to some of these accidents, whose age is earlier than the granites.

Generally, the batholiths expose features of doming more or less accused: deformations in the wall rocks, apparent absence of big fractures as access way for the magma, and Hercynian direction [Corretgé, 1971; García de Figuerola e. a., 1971]. On the other hand, nevertheless, the following observations may be noted:

- they have sharp and straight contacts, indeed polygonal;
- a zonation of the batholiths, with sharp contacts of facies and xenoliths within these, exists;
- by times, enclaves of wall rocks (tens of metres!) appear within the last facies, far from the contact (more than 3 km).

This whole of data suggests that the plutons began their emplacement during the last phases of the Hercynian compression in favour of deep-seated accidents, with some characteristics of doming mechanism; the younger facies, without the late granites post-emplacment, were seated by large-scale stopping or cauldron subsidence,

as it was argued by Oen [1960, 1970] for granites of Northern Portugal. It is interesting to show that towards the NE of this area Mendes and others [1972] marked granites with 278, 271, and 251 m. y.; this last is within the age of Permian distension.

This mechanism is, genetically, feasible. As Skvor [1970] has shown for the Bohemian massif, deep-seated faults allow that the thermal gradient increases by easy thermic transporting (across rocks disturbed), whereas the heat transmitted crossways the blocks that they delimit is weak (little thermal conductivity). The melting is accelerated by cataclasis of rocks in these weakened zones, which are also possible channels for mantelic melt; in this way, the granitic magma can appear. It may be that some hybridization happens, because there are very few basic xenoliths, but, overall, a magma acid, relatively dry, arises. If there is available water during the rise of magma, the viscosity and melting point come down and the ascent is greater. This explains the typical mineralogical associations of high thermic gradient in precocious facies and the relict paragenesis formed in environment of undersaturation that are with saturated mineralogical associations.

If this origin is valid, the granites might be very evolved, which is true. The loss of total pressure and the increase in water saturation has been shown by the following crystallization of almandine, cordierite and andalusite [Saavedra, 1978].

The final consolidation of the batholiths allows to release the dissolved water, arising an overpressure [Burnham, 1975; Kadik e. a., 1975] that deforms the wall rocks (then hot and, therefore, more flexible), with emphasis over the dome character. The fluids are dispersed about the batholith, carrying the elements taken off from the granite (Sn, W, U, Pb, As, S, etc) as volatile complexes, which are deposited around the massif, according to their stability, giving an endo- and exobatholithic zonation.

In conclusion, it is proposed that the granites are of deep origin, generated by fusion of lower continental crust under the infracrustal influence and, perhaps, melange with a little of mantle material. The magma rises across older deepseated fault by a doming mechanism which ended by large-scale stopping. Their specific characteristics can be derived from the heterogeneous lower crust (as it has been proposed by Soviet scientists and explained by Smithson and Brown [1977], which, may be distinct at neighbouring blocks. If this model is valid, it will be suitable in other Hercynian areas, with regard to the aspects here emphasized.

References

- Aparicio A. Estudio geológico del macizo cristalino de Toledo. — Est. Geol., 1971, № 27, p. 339—414.
Bea F. Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área Salamanca—Cáceres. Thesis, Uni. of Salamanca, 1975.

- Bladier Y.** Structure et pétrologie de la bande blastomylonitique de Badajoz-Córdoba (chaîne hercynienne sud ibérique) à l'W d'Azuaga, Espagne. Les roches cataclastiques-classification-interpretation. Thesis, Univ. of Sciences and Techniques of Languedoc, Montpellier, 1974.
- Burnham C. W.** Water and magmas: a mixing model. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1975, v. 39, p. 1077—1084.
- Capdevila R., Corretgé G., Floor P.** Les granitoides varisques de la Meseta ibérique. — *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1973, t. 15, p. 209—228.
- Corretgé G.** Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres). Thesis, Univ. of Salamanca, 1971.
- García de Figuerola L. C., Corretgé L. G., Suarez O.** Estudio petrológico de la formación plutónica de Zarza la Mayor Provincia de Cáceres. — *Bol. Geol. Min.*, 1971, v. 82, p. 217—233.
- Institutos Geograficos y Catastrales de Espana y Portugal.** Avance del mapa gravimétrico de la Península Irérica, 1972.
- Kadik A. A., Ostapenko G. T., Frenkel' M. Ya.** The steam pressure in a magma crystallizing in a constant-volume chamber. — *Geochem. Internat.*, 1975, v. 12, p. 130—138.
- Laurent Ph.** Structure et pétrologie de la bande blastomylonitique de Badajoz—Córdoba (chaîne hercynienne sud-ibérique) à l'E d'Azuaga, Espagne. Description et interprétation de la déformation dans les blastomylonites. Thesis, Univ. of Sciences and Techniques of Languedoc, Montpellier, 1974.
- Leutwein F., Saupe F., Sonet J., Bouyx E.** Première mesure géochronologique en Sierra Morena. La granodiorite de Fontanosa (Province de Ciudad Real, Espagne). — *Geol. en Mijnb.*, 1970, v. 49, p. 297—304.
- Martínez F.** Données sur le métamorphisme regional hercynien dans le dôme du Tormes (provinces de Salamanca et Zamora, Espagne). — *Geol. Rundschau*, 1977, Bd 66, S. 91—98.
- Mendes F.** Contribution à l'étude géochronologique, par la methode au strontium, des formations cristallines du Portugal. — *Bol. Mus. Lab. Miner. Geol. Univ. Lisboa*, 1968, v. 41, p. 1—150.
- Mendes F., Fuster J. M., Ibarrola E., Fernandez-Santín S. L.** Âge de quelques granites de la Sierra de Guadarrama 'Système Central' (Espagnol). — *Rev. Fac. Cién. Lisboa*, 1972, v. 17, p. 345—365.
- Oen I. S.** The intrusion mechanism of late Hercynian post-tectonic granite plutons of northern Portugal. — *Geol. en Mijnb.*, 1960, v. 22, p. 257—296.
- Oen I. S.** Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. — *Bol. Geol. Min.*, 1970, v. 81, p. 271—298.
- Penha H.** Caracteres metalogenéticos de los yacimientos intragraniticos espanoles de Uranio. Thesis, Univ. of Salamanca, 1973.
- Penha H., Arribas A.** Datación geocronológica de algunos granitos uraniferos espanoles. — *Bol. Geol. Min.*, 1974, v. 85, p. 271—273.
- Rossi Ph.** Géologie et gitologie du Cerro de San Cristóbal, Logrosán (Cáceres, Espagne). Thesis, Univ. of Paris XI (Orsay), 1975.
- Saavedra J.** Sobre la presencia de silicatos aluminicos (cordierita, andalucita, sillimanita y granate) en granitos de Extremadura Central. — *Acta Geol. Hisp.*, 1978.
- Saavedra J., García Sánchez A.** Geología del granito de Albalá (Extremadura Central, Espana). — *Tecniterrae*, 1976, v. 14, p. 10—23.
- Skvor V.** Metamorphic processes in the Bohemian Massif. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1970, v. 81, p. 955—960.
- Smithson S. B., Brown S. K.** A model for lower continental crust. — *Earth. Plan. Sci. Lett.*, 1977, v. 35, p. 134—144.
- Tamain G.** Mégatectonique, linéaments et fracturation profonde dans la Meseta ibérique. — *Gev. Géog. Phys. Geol. Dyn.*, 1975, v. 17, p. 375—392.

**СОСТАВ БИОТИТОВ, РУДОНОСНОСТЬ И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА
ГРАНИТОИДОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ**

V. D. Kozlov, L. N. Svadkovskaya, L. N. Matveeva (USSR)

BIOTITE COMPOSITION AND ORE-BEARING CAPACITY
OF TRANSBAIKALIAN GRANITOIDS

The compositions of about 250 biotites are considered of the main granitoid formations in the tin-tungsten Transbaikalian belt. These granitoids are divided into four genetic series: granite batholith, gneiss-granite, monzonite-granodiorite, and leucogranite (rare-metal) which are of a great metallogenic importance.

The comparative potential ore-bearing capacity of granitoids is reflected in the concentrations of granitophile rare elements in biotites. The most informative for estimating intrusions with tin-tungsten-rare metal mineralization are the concentration levels of lithium and tin in biotites (the latter is 60 ppm and more).

There is no strong correlation between the chemical composition and rare-element content in biotites. This is directly connected with the genesis of initial melts of rare-metal intrusions melting in local parts of deep-seated fault zones under the influence of deep fluid flows.

Биотит является характерным минералом поздней стадии кристаллизации гранитных интрузий, время образования которого должно совпадать с началом отделения остаточных флюидов, непосредственно определяющих интенсивность связанного с интрузиями постмагматического рудообразования.

Биотит относится к наиболее интенсивным породообразующим минералам-концентраторам ряда гранитофильных редких элементов [Таусон, 1961], редкоэлементный состав которого отражает степень потенциальной рудоносности интрузий [Козлов, Воловикова, Свядковская, 1965; Козлов, 1969; Таусон, Анфилов и др., 1970; Апельдин, Гинзбург и др. 1970; Говоров, Недашковский и др., 1970; Руб и др., 1975].

Материалы, накопленные авторами по составу более 250 биотитов гранитоидов Забайкалья, в совокупности с литературными данными [Коваль, Кузьмин и др., 1972] позволяют рассмотреть следующие вопросы: 1) отражение в составе биотитов генетических особенностей гранитоидов Забайкалья; 2) степень информативности химического и редкоэлементного состава биотитов в отношении рудоносности; 3) соотношение (степень зависимости) химического и редкоэлементного состава биотитов.

Гранитоиды Забайкалья могут быть подразделены на четыре генетические формационные серии:

1) батолитовая формационная серия (ундинский верхнепалеозойский комплекс Восточного Забайкалья, кыринский нижнемезозойский комплекс Центрального Забайкалья);

2) гнейсо-гранитная формационная серия (урулунгуевский нижнепалеозойский, цаган-олуевский среднепалеозойский, борцевочный мезозойский комплексы);

Таблица 1

Средний состав (в %) биотитов главных гранитоидных формаций Централь-

Формационная серия	Комплекс	Возраст	Фаза, порода	SiO ₂
Батолитовая	Ундинский	C ₃ —P	Главная: тоналиты, гранодиориты роговообманково-биотитовые	35.56
	Кыринский	T—J ₂	Главная: гранодиориты и граниты роговообманково-биотитовые Заключительная: граниты биотитовые и лейкократовые	35.41 35.50
Монцонитовая	Акатуевский *	J ₂ —J ₃	Главная: монцогаббро, монцодиориты, монцониты	37.00
	Амуджикано-Сретенский *	J ₂ —J ₃	Главная: гранодиориты и граниты роговообманково-биотитовые	36.50
	Шахтаминский	J ₂ —J ₃	Главная: монцогаббро, монцониты, гранодиориты	36.77
	Сохондинский	J ₁ —J ₂	Главная: дациты Заключительная: граниты биотитовые	35.75 34.00
Гнейсо-гранитная	Урулюнгуевский	PZ ₁	Главная: граниты биотитовые, огнейсованные	35.51
	Борщевочный	J ₂ —J ₃	То же	34.90
Редкометалльная лейкогранитная	Асакан-Шумиловский **	J ₁ —J ₂ ?	Главная: граниты биотитовые и лейкократовые	35.04
	Кукульбейский	J ₂ —J ₃	Главная: граниты биотитовые	35.55
	Харалгинский	J ₂ —J ₃	Главная: граниты лейкократовые	33.24

* По данным П. В. Коваля, М. И. Кузьмина и др. [1972].

** По работе В. Д. Козлова, Е. М. Шеремета, В. М. Яновского [1974].

3) габбро-монцонит-гранодиоритовая (монцонитовая) формационная серия трещинных интрузий этапа мезозойской тектономагматической активизации (сохондинский комплекс Центрального Забайкалья, шахтаминский комплекс Центрального и Восточного Забайкалья, амуджикано-сретенский и акатуевский комплексы Восточного Забайкалья);

4) формационная серия редкометалльных лейкогранитов, представляющих собой трещинные интрузии зон глубинных разломов заключительного этапа мезозойской тектономагматической активизации (асакан-шумиловский и харалгинский комплексы Центрального Забайкалья, кукульбейский комплекс Центрального и Восточного Забайкалья). Интрузии редкометалльных лейкогранитов определяют размещение в Забайкалье главной части профилирующего оловянно-вольфрамового и редкометалльного оруденения.

ного и Восточного Забайкалья

TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	H ₂ O	Число проб
3.48	15.09	3.61	15.54	0.41	12.21	1.21	0.62	8.08	0.94	2.88	10
3.92	13.55	3.73	19.38	0.40	8.78	1.28	0.18	8.69	0.43	2.75	18
3.33	13.97	5.37	21.72	0.77	6.13	0.95	0.22	7.45	0.90	2.82	20
4.82	12.32	3.97	13.00	0.16	14.50	0.88	0.37	8.87	0.87	3.56	37
3.25	12.33	5.80	12.30	0.47	12.38	1.37	0.24	8.76	1.04	5.52	12
4.15	14.34	2.25	16.90	0.31	11.13	1.48	0.31	8.25	0.48	2.38	16
4.58	13.41	3.61	18.81	0.32	9.28	0.80	0.21	9.14	0.80	2.74	4
4.00	14.04	5.30	19.88	0.51	7.12	0.84	0.23	6.92	0.57	4.40	11
2.92	18.87	2.37	22.27	0.43	2.92	1.60	0.53	7.98	1.33	2.91	3
3.31	18.50	2.86	20.85	0.51	5.14	0.37	0.45	8.42	1.06	3.10	16
2.78	17.08	7.08	18.74	0.93	4.13	0.76	0.16	7.36	0.98	3.31	14
3.17	17.30	2.49	20.05	0.53	6.02	0.76	0.18	8.44	1.30	2.76	29
2.97	17.20	7.45	22.66	0.65	2.70	0.92	0.51	4.87	1.11	5.00	6

Химический состав биотитов гранитоидов названных формационных серий приведен в табл. 1. Основные особенности химического состава биотитов иллюстрируются треугольной диаграммой соотношения главных катионов — алюминия, железа и магния (рис. 1, а, б). Наибольшей магнезиальностью и низкой глиноземистостью выделяются биотиты монцогаббро и монцонитов акатуевского комплекса монцонитовой формационной серии, связанного со щелочно-базальтоидными магмами [Таусон, Захаров, 1974]. Повышенной магнезиальностью характеризуются также биотиты амуджикано-сретенского и шахтаминского комплексов монцонитовой серии, отличающиеся от биотитов акатуевского комплекса несколько большей глиноземистостью.

Биотиты батолитовой формационной серии характеризуются переменными соотношениями магния и железа при низком и мало

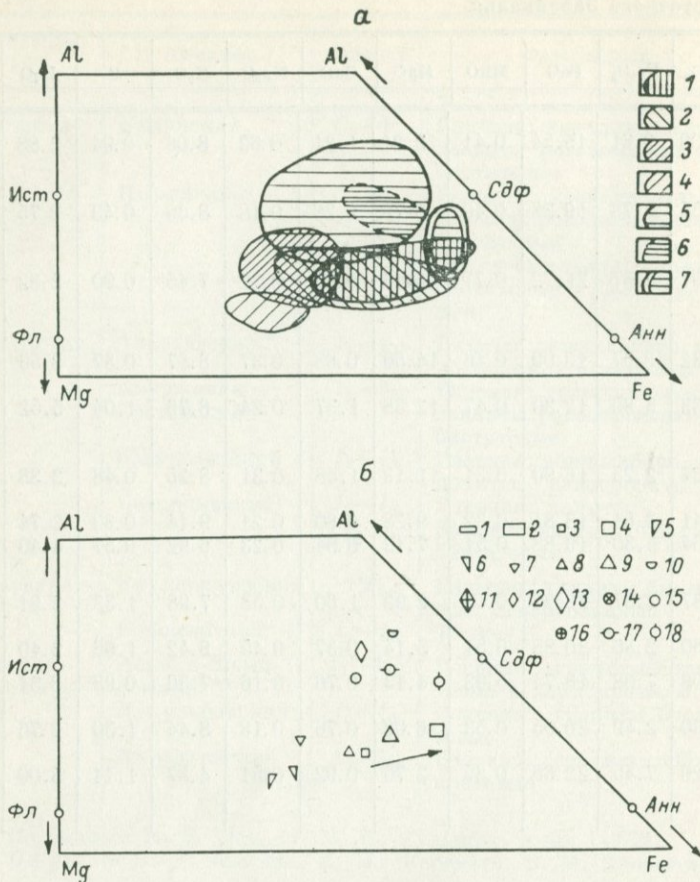


Рис. 1. Минимальный (а) и средний (б) составы биотитов (фрагмент треугольной диаграммы Al—Fe—Mg).

ФЛ — флогопит, Ист — истонит, Анн — аннит, Сдф — сидерофиллит.

а — ареалы фигуративных точек биотитов разных формаций: 1 — батолитовая формационная серия (комплексы ундинский и кыринский); 2—4 — монзонитовая серия (комплексы: 2 — сохондинский, 3 — шахтаминский и амуджикано-сретенский, 4 — акатуевский); 5—7 — гнейсо-гранитная и редкометалльная формационные серии [комплексы: 5 — урулонгуевский, борщевочный (гнейсо-гранитные), кукульбейский (редкометалльный), 6 — асакан-шумиловский (редкометалльный), 7 — харалгинский (редкометалльный)]; б — 1—4 — батолитовая серия: 1, 2 — ундинский комплекс (1 — граниты и гранодиориты главной фазы, 2 — граниты и лейкограниты заключительной фазы); 3, 4 — кыринский комплекс (3 — гранодиориты и граниты главной фазы, 4 — лейкограниты заключительной фазы); 5—9 — монзонитовая серия [5 — акатуевский комплекс, 6 — амуджикано-сретенский комплекс, 7 — шахтаминский комплекс, 8, 9 — сохондинский комплекс (8 — дациты главной фазы, 9 — граниты заключительной фазы)]; 10—13 — гнейсо-гранитная серия [10 — урулонгуевский комплекс, 11—13 — борщевочный комплекс (11 — гранодиориты андиоконтактных зон, 12 — граниты главной фазы, 13 — лейкограниты заключительной фазы)]; 14—18 — редкометалльная лейкогранитная серия [14—16 — кукульбейский комплекс (14 — гранодиориты, 15 — граниты биотитовые главной фазы, 16 — граниты амазонитовые заключительной фазы), 17 — асакан-шумиловский комплекс, 18 — харалгинский комплекс].

Рис. 2. Соотношение магнезиальности биотитов и кремнекислотности гранитов. Условные обозначения см. на рис. 1, б.

меняющемся содержании глиноземистой составляющей. Более магнезиальные биотиты характерны для диорит-гранодиоритовых разновидностей гранитоидов серии, железистые биотиты с резким преобладанием доли аннитового минала представляют собой поздние лейкогранитные дифференциаты. Наиболее характерной особенностью последних является отсутствие в них высокоглиноземистых биотитов, что видно из рис. 1, б (дифференциация указана стрелкой). Подобное же возрастание железистости биотитов поздних дифференциатов наблюдается в сохондинском комплексе монцонитовой серии.

Гранитоиды гнейсо-гранитной и редкометальной формационных серий характеризуются, напротив, высокоглиноземистыми биотитами, в которых преобладают сидерофиллитовая и в меньшей степени истонитовая составляющие. Средние составы биотитов этих серий очень сходны (рис. 1, б). Вместе с тем среди биотитов названных серий встречаются и более магнезиальные разновидности, о чем можно судить по широкому ареалу точек биотитов редкометальной серий, частично перекрывающему ареалы монцонитовой и батолитовой серий (рис. 1, а).

Более отчетливо эта особенность составов биотитов редкометальной и гнейсо-гранитной серий проявляется на диаграмме соотношения магнезиальности биотитов и кремнекислотности гранитов. Большинство биотитов батолитовой и монцонитовой серий характеризуются сходными значениями магнезиальности, в пределах 0.45—0.60, независимо от содержания кремнекислоты, изменяющегося от 55—60 (диориты) до 65—68% (гранодиориты—граниты) (рис. 2). Магнезиальность биотитов поздних дифференциатов батолитовых формаций (биотитовые граниты и лейкограниты с содержанием SiO_2 70—75%) снижается до 0.4—0.2.

Из графика видно, что в отличие от батолитовой и монцонитовой серий гнейсо-гранитная и редкометальная серии представлены почти исключительно биотитовыми и лейкократовыми гранитами и ряд дифференциации этих гранитных систем по кремнекислоте резко сужен (содержание SiO_2 — 70—77%). Несмотря на эту особенность, наблюдается резкий разброс значений магнезиальности биотитов (от 0.55 до 0.2), практически не зависящий от содержания кремнекислоты, за исключением поздних дифферен-

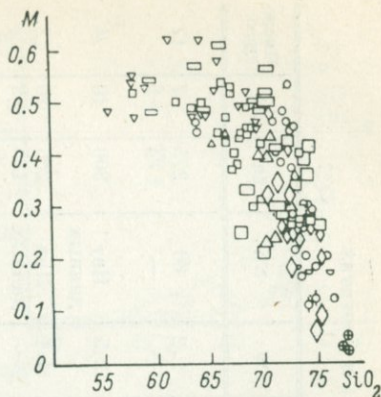


Таблица 2

Средние содержания редких элементов (г/т) и средние квадратичные отклонения (\pm) в биотитах гранитоидных формаций Центрального Забайкалья

Формационная серия	Комплекс	Порода (фаза)	Li	Rb	Cs	Be	Sn	W	Nb	Zn	Pb	Число проб
Монцонитовая	Шахтаминский	Монцонаббро, монцониты, гранодиориты (главная фаза)	270 ± 104	520 ± 160	33 ± 29	1.7 ± 0.7	12 ± 0.7	1.2 —	60 —	275 ± 93	7 ± 6	17
		Сохондинский	Дациты (главная фаза)	540	740	70	6.5	35	2.5	Нет данных	300	10
		Граниты биотитовые (заключительная фаза)	750 ± 175	660 ± 145	60 ± 68	2.8 ± 0.8	44 ± 20	4.1 —	Нет данных	285 ± 125	20 ± 9	12
Батолитовая	Кыринский	Граниты и гранодиориты (главная фаза)	520 ± 144	735 ± 150	76 ± 27	1.3 ± 0.4	43 ± 25	1 —	100 —	380 ± 132	15 ± 7	27
		Граниты биотитовые и лейкократовые (заключительная фаза)	920 ± 365	1040 ± 315	145 ± 68	3.6 ± 1.6	130 ± 66	4 —	120 —	560 ± 250	38 ± 29	17
Гнейсо-гранитная	Борщевочный	Граниты биотитовые (в целом)	600 ± 184	850 ± 350	58 ± 27	1.7 ± 1.6	24 ± 9	2.0 —	120 —	540 ± 175	5 ± 4	11
Редкометалльная	Кукульбейский	Граниты биотитовые (главная фаза)	1950 ± 570	1420 ± 410	230 ± 140	5.8 ± 3.0	100 ± 57	7 —	200 —	735 ± 226	19 ± 12	18
Лейкогранитная	Харалгинский	Граниты лейкократовые (главная фаза)	1690 ± 670	1040 ± 560	160 ± 48	20 ± 18	160 ± 122	40 —	Нет данных	720 ± 145	92 ± 48	9

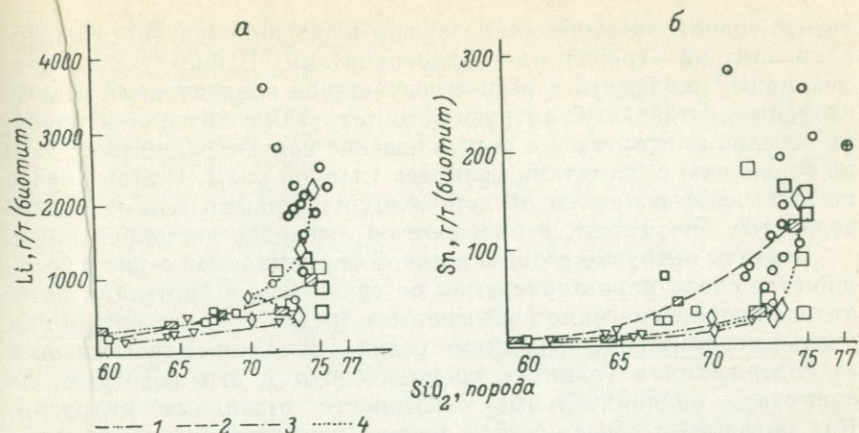


Рис. 3. Соотношение содержаний лития (а) и олова (б) в биотитах и кремнекислотности гранитов (средние данные по массивам; заштрихованные знаки — средние содержания по комплексам; знаки, обведенные жирным контуром, — точки рудоносных массивов).

1—4 — линии дифференциации, комплексы: 1 — ундинский, 2 — кыринский, 3 — шахтаминский, 4 — борщевочный. Остальные условные обозначения см. на рис. 1, б.

циатов редкометальной серии (амазонитовые граниты, содержание SiO_2 — 76—77%), магнезиальность слюд в которых сокращается до 0.05.

Редкоэлементный состав биотитов главных гранитоидных комплексов Центрального Забайкалья приведен в табл. 2 (средние данные).

Наиболее низкими концентрациями редких элементов выделяются биотиты монцонитовой серии (шахтаминский и сохондинский комплексы). Наиболее высокими концентрациями всех редких и рудных элементов характеризуются биотиты редкометальной серии — кукульбейского и харалгинского комплексов, что полностью согласуется с высокой реальной рудоносностью интрузий этих гранитов [Козлов, 1969].

Концентрирование редких элементов по сравнению с биотитами гранитов главных фаз фиксируется в биотитах поздних дифференциатов батолитовой (кыринский комплекс) и монцонитовой (сохондинский комплекс) формационных серий. Закономерное умеренное возрастание содержаний редких элементов наблюдается также в биотитах главных фаз этих серий по мере уменьшения основности гранитоидов и возрастания содержания в них кремнекислоты (рис. 3). Из графиков также видно, что степень накопления редких элементов в биотитах, представляющих собой идентичные по составу дифференциаты разных комплексов одной формационной серии, существенно различна.

Как отмечалось выше, по сравнению с батолитовой и монцонитовой формационными сериями ряд дифференциации интрузий

гнейсо-гранитной серии резко сужен и представлен биотитовыми адамеллитами—гранитами—лейкогранитами. В биотитах последних может наблюдаться резкое возрастание концентраций редких элементов (отдельные интрузивные тела заключительной фазы), но нередко фиксируется и резкое падение концентраций (рис. 3, а) по сравнению с биотитами гранитов главной фазы. В этом случае поздние дифференциаты представлены пластовыми телами мелкозернистых биотитовых лейкогранитов, очевидно дегазированных.

Биотиты интрузий редкометальной формационной серии в большинстве своем характеризуются по сравнению с биотитами батолитовой серии умеренно повышенными (редко), повышенными или очень высокими концентрациями редких элементов, не зависящими от содержания в гранитах кремнекислоты и отражающими, по существу, индивидуальные особенности отдельных интрузий. Как показывает сопоставление уровня концентраций редких элементов в биотитах с конкретной рудоносностью массивов, наиболее информативными в отношении редкометально-вольфрам-оловяного оруденения являются содержания в биотитах олова и лития. Практически рудоносными являются интрузии со средним содержанием в биотитах олова 60 г/т и выше, лития — 1300—1500 г/т и выше (рис. 3). Часть массивов гранитов заключительной фазы кыринского комплекса батолитовой серии, в биотитах которых концентрации олова и лития достигают названных пределов, являются рудоносными (на рис. 3 показаны жирным контуром). То же самое относится и к отдельным телам заключительной фазы борщевочного комплекса гнейсо-гранитной серии, с которыми связаны пегматиты с бедной редкометальной минерализацией.

Вопросы генезиса гранитов. Из предыдущего рассмотрения (рис. 2 и 3) очевидно, что существуют две генетические группы биотитовых и лейкократовых гранитов. Первая из них представляет собой поздние дифференциаты интенсивно дифференцированных по кремнекислоте интрузий батолитовой и в меньшей степени монзонитовой формационных серий.

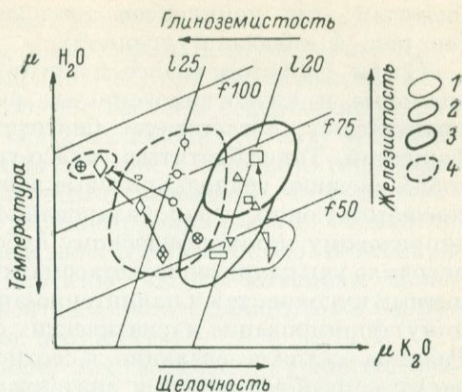
Другая группа адамеллитов-лейкогранитов представляет собой главные фазы интрузий, в которых более основные разновидности гранитоидов (гранодиориты, диориты) практически отсутствуют или развиты незначительно (гнейсо-гранитная и редкометальная гранитная формационные серии).

Возникновение гнейсо-гранитных серий связано с процессами реоморфизма, заключающимися, по Н. Г. Судовикову, в прогрессивной гранитизации древнего гнейсового субстрата, завершившейся частичным плавлением. Хорошо известно, что гранитизация обеспечивается привнесением кремнекислоты, калия и выносом ряда оснований. Интенсивная калишпатизация является характерной чертой массивов борщевочного комплекса. Широко проявленные в них гнейсовые текстуры, полосчатость, разная степень гомогенизации указывают на частичное плавление гранитов. Таким образом, породам комплекса свойственны основные

Рис. 4. Условия кристаллизации биотитов по соотношению их общей железистости

$f = \Sigma Fe \cdot 100 / (\Sigma Fe + Mg)$ и глиноземистости $l = Al \cdot 100 / (Si + Al + \Sigma Fe + Mg)$ [по В. С. Иванову, 1970], средние данные.

Стрелками указано изменение состава биотитов в процессе дифференциации. 1 — монцонитовая формационная серия (акатуевский и амуджикано-сретенский комплексы); 2, 3 — монцонитовая (шахтаминский и сохондинский комплексы) и батолитовая серии (2 — главные фазы, 3 — лейкограниты заключительных фаз); 4 — гнейсо-гранитная и редкометальная лейкогранитные серии. Остальные условные обозначения см. на рис. 1, б.



черты реоморфических гранитоидов [см. Геологический словарь, 1973, «Реоморфизм»]. Происхождение подобных гранитных систем характеризуется как палингенно-метасоматическое при активной роли летучих компонентов (В. А. Рудник).

На основе данных о составе биотитов условия формирования гранитов разных формационных серий могут быть проанализированы с помощью диаграммы В. С. Иванова [1970]. На диаграмме (рис. 4, средние данные) биотиты гнейсо-гранитных серий попадают в поле наиболее глиноземистых разновидностей, кристаллизовавшихся при высокой активности воды и наиболее низких для гранитных систем температурах. Вследствие высокой активности кислотных компонентов щелочность (активность калия) при кристаллизации таких биотитов была низкой.

Наиболее высокими температурами кристаллизации (низкой активностью воды, высокой щелочностью) характеризовались биотиты акатуевского комплекса монцонитовой серии, непосредственно связанного со щелочно-базальтоидными расплавами. По условиям кристаллизации к ним близки биотиты амуджикано-сретенского комплекса той же серии. Биотиты батолитовых формаций кристаллизовались также при высоких температурах, но более низкой активности калия. По мере уменьшения основности пород температура кристаллизации биотитов снижается и они становятся все более железистыми (кыринский комплекс). Наиболее низкими температурами кристаллизации при сохраняющемся уровне щелочности (глиноземистости) характеризуются высокожелезистые биотиты лейкогранитов батолитовых интрузий. Таким образом, в процессе дифференциации батолитовых интрузий высокоглиноземистые биотиты не образуются.

Биотиты части интрузий монцонитовой серии (шахтаминский и сохондинский комплексы) попадают в поле батолитовой серии, что может свидетельствовать о гибридном характере исходных расплавов. В процессе дифференциации интрузий изменение составов

биотитов этих комплексов аналогично батолитовым интрузиям (на рис. 4 показано стрелкой).

Среди биотитов гнейсо-гранитной серии встречаются магнезиальные и низкоглиноземистые разновидности, состав которых практически соответствует биотитам главных фаз батолитовых формаций. Такие биотиты в гнейсо-гранитной серии представляют собой внешние гранодиоритовые зоны гнейсо-гранитных куполов, соответствующих гранитизированному древнему диорит-гранодиоритовому метаморфическому субстрату, за счет которого происходило как палингенно-метасоматическое образование гнейсо-гранитных куполов, так и палингенно-анатектическое (по В. А. Руднику) формирование магматических очагов батолитовых интрузий. Разница состояла, очевидно, в соотношении процессов метасоматического преобразования и анатектического плавления субстрата. При ведущей роли метасоматических процессов под воздействием глубинных флюидных потоков формировались гнейсо-гранитные купольные структуры с высокоглиноземистыми биотитами. Их последующее частичное плавление и дифференциация приводили к возникновению локальных очагов наиболее низкотемпературных расплавов (пегматоидные лейкограниты) с высокоглиноземистыми биотитами (рис. 4, указано стрелками).

Изменение состава биотитов редкометальной формационной серии происходит точно по такой же схеме, как и изменение состава биотитов гнейсо-гранитных формаций (рис. 4). Среди биотитов редкометальной серии также присутствуют магнезиальные разновидности, а состав биотитов поздних дифференциатов серии (амазонитовые граниты) фиксирует их наиболее низкотемпературный характер и соответствует составу биотитов поздних дифференциатов гнейсо-гранитной серии. Очевидно, наблюдающаяся аналогия является следствием сходного генезиса гранитоидов. Интрузии редкометальных лейкогранитов формировались в зонах тектоно-магматической активизации под воздействием потоков летучих глубинного происхождения. От гнейсо-гранитных массивов они отличаются прежде всего практически полной гомогенизацией слагающих гранитов, а также более ограниченными размерами. Геологические данные показывают, что процесс формирования гнейсо-гранитных массивов был длительным, а возникновение интрузий редкометальных лейкогранитов укладывается в узкий временной интервал мезозойской тектоно-магматической активизации (средняя—поздняя юра). Можно поэтому полагать, что выплавление расплавов этих интрузий носило убыстренный характер и происходило под воздействием локальных усиленных потоков летучих. Согласно Ф. А. Летникову [1975], в тех случаях, когда благодаря высокой концентрации летучих давление водной фазы в формирующихся расплавах достигает уровня внешнего давления, возможен переход в расплавы биотитов субстрата без их расплавления и существенного изменения состава. Именно такие магнезиальные биотиты характерны для части редкометаль-

ных интрузий. Состав этих биотитов неравновесен с кислым составом самих гранитов, и их ксеногенная природа несомненна. Другим следствием усиленного потока летучих при формировании редкометальных лейкогранитов является высокое содержание в гранитах и биотитах переносившихся в соединениях с летучими редких элементов. Поскольку потоки летучих в период активизации были локальными и неравномерными, отдельные интрузии заметно различаются степенью концентрации редких элементов в гранитах, биотитах и, как следствие, рудоносностью. Благодаря ксеногенной природе части биотитов непосредственная связь между химическим и редкоэлементным составом биотитов в интрузиях редкометальных гранитов отсутствует.

Диаграмма рис. 4 однозначно подтверждает существование двух генетических групп лейкогранитов. Одна из них может быть названа условно реоморфической и представлена большинством интрузий гнейсо-гранитной и редкометальной формационных серий, с высокоглиноземистыми биотитами, другая представлена лейкогранитами — поздними дифференциатами батолитовой и монцонитовой серий с высокожелезистыми, умеренно глиноземистыми биотитами.

Состав биотитов и рудоносность интрузий. В разной степени рудоносными могут быть интрузии обеих генетических групп лейкогранитов. Небогатое оловянное оруденение сопровождается отдельные массивы поздних лейкогранитов батолитовой (кыринский комплекс) и реже монцонитовой формационных серий. Большинство лейкогранитов этих серий безрудны. Признаком рудоносности таких лейкогранитов является не химический (высокая железистость), а редкоэлементный состав биотитов, в особенности достижение среднего уровня концентрации олова 60 г/т и выше.

Подавляющее большинство интрузий редкометальных лейкогранитов рудоносны, их биотиты резко выделяются повышенной глиноземистостью. Но так как высокоглиноземистые биотиты не менее характерны для широко распространенных, но в большинстве своем безрудных или ограниченно-рудоносных интрузий гнейсо-гранитной формационной серии, химический состав биотитов следует рассматривать, как сугубо вспомогательный признак при оценке степени рудоносности гранитных интрузий.

Прямым индикатором рудоносности является уровень концентрации в биотитах гранитофильных редких элементов, в первую очередь олова и лития, наиболее высокий в биотитах наиболее рудоносных интрузий.

Л и т е р а т у р а

Апельцин Ф. Р., Гинзбург А. И., Архангельская В. В., Заболотная Н. П., Караева З. Г., Макеев Б. В., Ставров О. Д. Потенциальная рудоносность магматических образований на примерах эндогенных месторождений (олова, бериллия,

- лития, цезия, тантала, ниобия), генетически связанных с гранитоидами. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Вып. 1. Иркутск, 1970.
- Геологический словарь. Т. 2. М., Недра, 1973.
- Говоров И. Н., Недашковский П. Г., Левашев Г. Б., Полевский Р. И., Стрижкова А. А., Мушенко Л. В., Иванов В. С., Никифорова И. К. Признаки и факторы геохимической специализации гранитоидов Дальнего Востока. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Вып. 1. Иркутск, 1970.
- Иванов В. С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах (на примере Западного и Восточно-Иульгинского интрузивов Центральной Чукотки). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 7.
- Коваль П. В., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Захаров М. Н., Знаменский Е. Б., Гормашева Г. С., Юрченко С. А. Состав биотитов гранитоидов Восточного Забайкалья. — Геохимия, 1972, № 8.
- Козлов В. Д. К оценке степени концентрации редких элементов в дифференциатах гранитоидных интрузий по минералам — концентратам. — Геохимия, 1969, № 3.
- Козлов В. Д., Воловикова З. Н., Свадковская Л. Н. Распределение щелочных элементов, свинца, цинка и фтора в биотитах палеозойских гранитоидов Восточного Забайкалья. — В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М., Наука, 1965.
- Козлов В. Д., Шеремет Е. М., Яновский В. М. Геохимическая характеристика мезозойских плюмазитовых лейкократовых гранитов оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья. — Геохимия, 1974, № 10.
- Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск, Наука, 1975.
- Руб М. Г., Руб А. К., Павлов В. А. Слюды как индикаторы условий формирования и рудоносности гранитоидов. — В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М., Недра, 1975.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Таусон Л. В., Анфилогов В. Н., Коваленко В. И., Козлов В. Д., Кузьмин М. И., Трошин Ю. П. Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Вып. 1. Иркутск, 1970.
- Таусон Л. В., Захаров М. Н. Геохимические особенности калчевых щелочных базальтоидов Приаргуны. — Геохимия, 1974, № 3.

ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ И ЭНДОГЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ
(НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

V. M. Datsenko (USSR)

OXIDATION-REDUCTION CONDITION FORMING GRANITOIDS AND
ENDOGENIC MINERALIZATION (ON THE S. W. SIBERIAN PLATFORM
FRAMING)

Oxidation-reduction conditions are determined by the relative quantity of PO_2 . Oxigenous pressure affected the correlation of oxidized and reduced forms in fluid and appearance of the magnetite and unmagnetite granites, which formed the long, conservative belts with the various mineralization.

Минералого-геохимическое изучение магматизма юго-западного обрамления Сибирской платформы позволило выделить здесь две протяженные зоны, отличающиеся условиями гранитообразования [Даценко, 1977]. В Приплатформенной зоне, включающей Бирюсинскую глыбу Восточного Саяна, восточную часть Ангаро-Канской глыбы и миогеосинклинальную часть Енисейского кряжа (рис. 1), в течение двух тектоно-магматических циклов формировались безмагнетитовые граниты с биотитом и амфиболом, по минеральному и химическому составу соответствующие гранитам водных плутонических фаций, понятие о которых было введено Д. С. Штейнбергом и Г. Б. Ферштатером [1968 и др.], а из зарубежных петрологов — А. Ритманом [1975]. Вторая зона протягивается западнее и отстоит от Приплатформенной на 20—60 км. В общих чертах она совпадает с зоной Байкало-Енисейского глубинного разлома. С ней связано развитие разновозрастных и разнофациальных гранитоидов, отличающихся повышенным содержанием магнетита среди аксессуаров.

Сведения о формационной принадлежности и петрохимических особенностях выделенных комплексов приведены в таблице. Впервые здесь выделяются гаревский и осиновский комплексы, необходимость чего обосновывается в отдельной работе. Характеристика остальных содержится в статьях и монографиях Ю. А. Кузнецова [1941], О. А. Глико [1957], С. Г. Петрова и др., [1971], автора [Даценко, 1974; Даценко Л. М., Даценко В. М., 1971; Корнев, Даценко, Вазин, 1974] и др. Остановимся на краткой характеристике и основных этапах развития гранитоидного магматизма.

В архее в связи с метаморфизмом гранулитовой фации и селективным анатексисом в условиях низкого парциального давления воды происходило формирование мигматитов фации гиперстеновых гнейсов и связанных с ними складчатых чарнокитоидов богуняевского комплекса. Последние слагают

Средние составы гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы

Возраст	Формация (комплекс)	Механизм формирования плутонов	Химический					
			число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Зона Байкало-Енисейского								
AR ₁	Соскладчатых чарнокит-мигматитов (богунаевский)	Анатектический	32	64.91	0.79	14.83	1.90	5.06
AR ₂	Позднескладчатых чарнокитов (кузеевский)	Интрузивно-анатектический	3	69.17	0.89	13.56	2.56	3.02
PR ₃ ¹	Автохтонных мигматитов и гнейсо-гранитов (посольненский)	Метасоматический	39	70.10	0.31	14.15	1.62	2.02
PR ₃ ³	Гранитных батолитов (нижнеканский)	Магматический	11 **	72.77	0.23	13.88	0.70	1.89
PR ₄ ³	Позднескладчатых калиевых гранитов (гаревский)	Реоморфический	22 **	73.57	0.20	13.02	0.96	1.95
PR ₃ ⁵	Постороженных аляскинских гранитов (глушихинский)	Магматический интрузивный	161	73.98	0.21	13.31	1.11	1.44
PR ₃ ⁶	То же (осиновский)	То же	4	73.27	0.40	13.27	0.92	1.38
D ₁	Внегеосинклинальных гранитов (огнитский)	» »	52	73.41	0.35	13.36	1.97	1.39
Приплатфор								
PR ₁	Сининверсионных гранитных батолитов (таракский)	Магматическое замещение и внедрение	14 **	71.46	0.32	13.88	0.96	2.58
PR ₃ ²	То же (татарско-аяхтинский)	То же	78 **	71.58	0.30	14.20	0.74	2.07

* ΣFeO = FeO + 0.9Fe₂O₃.

** Учтены породы только собственно гранитного состава главной интрузивной фации.

относительно мелкие (до 300 м в поперечнике) согласные тела среди архейских гнейсов и кристаллических сланцев в западной и центральной частях Ангаро-Канской глыбы. Минеральный состав чарнокитоидов не отличается от состава вмещающих пород: антипертитовый плагиоклаз, кварц, гиперстен, ортоклаз, гранат (альмандин с высоким содержанием пироповой молекулы), биотит;

состав, вес. %								Содержание аксессуарных минералов Fe и Ti, г/т			
ΣFeO *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	число проб	магнетит мартит	титано-магнетит сфен	ильменит лимонит

глубинного разлома

6.79	0.06	2.59	3.23	2.11	3.56	0.14	0.41	7	14514	—	3450
5.32	0.04	0.46	1.97	2.08	6.96	0.12	0.17	1	21000	—	2500
3.48	0.05	0.61	1.60	3.61	4.58	0.13	0.54	6	13094	—	448
2.52	0.05	0.50	1.67	3.49	4.37	0.16	0.42	3 **	4600	13	150
2.81	0.03	0.46	0.75	3.26	5.06	0.15	0.60	8	2040	—	52
2.44	0.03	0.51	0.93	2.77	4.47	0.08	0.69	17	12	—	18
2.21	0.05	0.63	1.04	3.29	4.70	0.07	0.60	2	6460	—	855
3.16	0.07	0.36	0.50	3.72	4.57	0.06	0.53	8	1463	3н.	9
									787	83	3

менная зона

3.44	0.04	0.69	1.20	2.93	5.06	0.10	0.56	3 **	3н.	—	8
2.74	0.06	0.57	1.66	3.44	4.29	0.08	0.50	21 **	6	—	2
									3н.	86	3н.

аксессуарные представлены магнетитом (0.4—2%), ильменитом (до 8 кг/т), цирконом и апатитом.

Более молодые являются позднескладчатые интрузивные чарнокиты кузеевского комплекса, образующие как согласные, так и секущие тела мощностью до 20 м среди кристаллических сланцев и соскладчатых чарнокитоидов. По минераль-

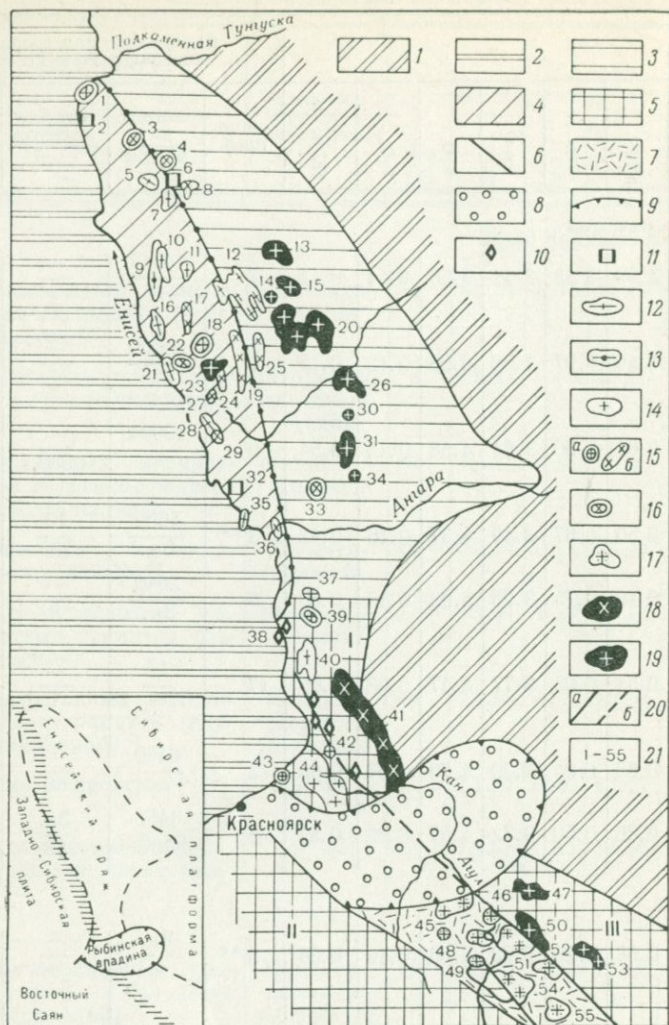


Рис 1. Размещение гранитоидов водных и маловодных серий в структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы.

1 — Сибирская платформа; 2 — Западно-Сибирская плита; 3 — выступы архейско-протерозойского фундамента (I — Ангаро-Канская глыба, II — Канская глыба, III — Бирюсинская глыба); 4, 5 — область байкальской складчатости Енисейского кряжа (4 — эвгеосинклинальная, 5 — многоэсинклинальная); 6 — граница мио- и эвгеосинклиналей; 7 — вулканогенные отложения среднепалеозойского этапа активизации региона; 8 — красноцветно-терригенные отложения наложенной Рыбинской впадины; 9 — граница Байкало-Енисейского глубинного разлома; 10 — поля развития архейских чарнокитов, 11 — гранитоиды габбро-диорит-плагриогранитовой серии байкалид (приенисейский комплекс), 12 — мигматит-плутоны рифейского посылонского комплекса, 13 — рифейские реоморфические граниты (гаревский комплекс), 14 — рифейские параавтохтонные палингено-анатектические граниты нижнеканского комплекса, 15 — рифейские посторогенные интрузивно-анатектические граниты глушихинского и осинового комплексов (а — штоки, б — трещинные тела), 16 — позднпротерозойские и палеозойские комплексы

ному составу они близки к вышеописанным, отличаясь повышенным содержанием ортоклаз-пертита, кварца и появлением мирмекита. Химические анализы показывают резко возросшую в них роль калия (см. таблицу).

На границе среднего и раннего протерозоя в связи с карельским тектогенезом произошла мобилизация архейского субстрата. Образовавшиеся при этом палингенные гранитоиды слагают Таракский плутон одноименного комплекса, расположенный в Приплатформенной зоне Ангаро-Канской глыбы. Формирование его происходило в условиях высокого общего и водного давления на абиссальном уровне [Даденко, 1976а]. Центральная часть его сложена порфиридовидными биотитовыми плагиомикроклиновыми гранитами с мирмекитом и практически полным отсутствием магнетита. Акцессорные минералы в них представлены апатитом, цирконом, монацитом, гранатом, анатазом, ильменитом, рутилом и флюоритом (весовые количества), а также пиритом, халькопиритом, муассонитом и др. (единичные зерна). По химизму это умеренно кислые (SiO_2 — 71.5%) граниты известково-щелочного ряда, чрезвычайно близкие к наиболее распространенному типу глубинных гранитов Урала [по Д. С. Штейнбергу и др., 1968]. В эндоконтактных зонах они сменяются гибридными магнетитосодержащими гранатовыми гранитами и гранодиоритами. Жильная фация представлена малоощными аплитами и пегматитами (преимущественно внутри массива) и более мощными ветвящимися жилами белых аплитопегматитов с крупными (до 4—6 см) выделениями альмандина. Радиометрический возраст комплекса составляет 1.8—1.9 млрд. лет; он хорошо сопоставляется с кировоград-житомирским комплексом Украинского кристаллического массива как по возрасту, так и по составу, особенно в части акцессорных минералов.

Значительно больше сведений имеется о позднепротерозойском этапе развития региона и байкальском тектогенезе. В отличие от фанерозойских геосинклиналей байкалиды Енисейского края почти не имеют доорогенных габбро-гранитных

сиенитов объединенные, 17 — внегеосинклинальные среднепалеозойские граниты огнисто-го комплекса; 18, 19 — безмагнетитовые водные гранитоиды Приплатформенной зоны; 18 — раннепротерозойские таракского комплекса, 19 — рифейские татарско-аяхтинского комплекса Енисейского края и саянского (?) — Восточного Саяна; 20 — разломы (а), в том числе перекрытые палеозойскими отложениями (б); 21 — номера массивов и их групп на карте: 1 — Осинювский, 2 — Усть-Порожнинский, 3 — Средневороговский, 4 — Захребтинский, 5 — Кутукаские, 6 — Верхневороговский, 7 — Исаковские, 8 — Тырадинский, 9 — Гаревский, 10 — Полюйский, 11 — Троиусовский, 12 — Тейские, 13 — Каламинский, 14 — Верхненашиминский, 15 — Гурахтинский, 16 — Нижнететский, 17 — Куликовско-Вятский, 18 — Савинский, 19 — Гремчихинский, 20 — Чиримбинский, 21 — Колмогоровский, 22 — Кийский, 23 — Рязановский, 24 — Килинейский, 25 — Лендахский, 26 — Аяхтинский, 27 — Глушихинский, 28 — Чернореченский, 29 — Чернинский, 30 — Пенчегинский (Томловский), 31 — Татарский, 32 — Каменский, 33 — Среднетатарский, 34 — Подголецкий, 35 — Абалаковский, 36 — Стрелковский, 37 — Ягоднинский, 38 — чарнокитовые тела Казачинского порога, 39 — Чистопольский, 40 — Посольненский, 41 — Таракский, 42 — Порожнинский, 43 — Атомановский, 44 — Нижнеканский, 45 — Уланчинский, 46 — Ахтарминский, 47 — Нижнетуманшетский, 48 — Тайбинский, 49 — Телегацкий, 50 — Тагульский-Туманшетский, 51 — Минусинский, 52 — Верхне-Бельский, 53 — Тагульский, 54 — Верхне-Краснинский, 55 — Мало-Тагульский. На врезке — зона Байкало-Енисейского глубинного разлома.

формаций. Незначительным развитием пользуются лишь диориты и плагиограниты приенисейского комплекса, становление которых связано со спилито-кератофировой группой формаций собственно геосинклинального этапа.

Шире развиты складчатые мигматиты и гнейсо-граниты по сольненского комплекса, формировавшиеся в условиях амфиболитовой фации, массивы которых образуют своеобразные «масляные пятна», унаследовавшие структуры вмещающих толщ. Становление их происходило на участках проявления ультраметаморфизма в результате метасоматической гранитизации, размещение контролировалось Байкало-Енисейским глубинным разломом. Мигматиты и порфиробластические гнейсо-граниты являются наиболее характерным компонентом продуктов Приенисейской зоны смятия. Щелочность гранитизирующих растворов возрастала при переходе зоны из эвгеосинклинали Заангарья в область архейской стабилизации Енисейского кряжа, и в составе, например, Посольненского массива наряду с породами гранитного состава широко развиты метасоматические сиенитоиды. Для пород комплекса характерны широкие вариации минерального и химического состава, во многом определяющиеся особенностями подвергшихся гранитизации вмещающих толщ. К типоморфным признакам следует отнести порфиробластическое развитие микроклина высокой триклинности, постоянное присутствие больших количеств магнетита, а также сфена, ильменита, рутила, апатита, ортита и детритового циркона [Даценко и др., 1975]. Жильная фаза комплекса представлена слюдоносными пегматитами.

Наибольшее развитие в позднем протерозое имеют преимущественно конформные массивы сининверсионных гранитов татарско-аяхтинского комплекса, приуроченные к антиклинорным структурам байкалид Приплатформенной зоны. Центральные части их сложены порфировидными биотитовыми ($f' = 54 \div 68$, реже до 76%) плагиомикроклиновыми гранитами, аналогичными вышеописанным таракским. Более основные фации появляются на контакте гранитов с карбонатными породами; габбро-диориты и диориты Татарского массива имеют гибридное происхождение [Даценко, 1976б]. Дополнительная фаза интрузии представлена равномернозернистыми лейкогранитами, иногда с аксессуарным альмандином, жильная — аплитами и редкометальными пегматитами. Несмотря на значительные размеры, достигающие 1200 км², массивы имеют уплощенную форму: глубина залегания их нижних кромок по геофизическим данным не превышает 3—6 км. Возраст комплекса составляет 850 ± 60 млн. лет.

В зоне Байкало-Енисейского глубинного разлома, вероятно, синхронно происходило становление Нижнеканского плутона, граниты которого отличаются от татарско-аяхтинских высоким содержанием магнетита (до 5.2 кг/т) и ильменита (до 240 г/т).

С орогенным этапом байкалид в зоне Байкало-Енисейского разлома связано внедрение калиевых аляскитовых магнетитсодержащих гранитов гаревского, глушихинского и осиновского комплексов, отличающихся разным уровнем становления. Гаревские граниты являются мезоабиссальными, осиновские и глушихинские — гипабиссальными. Характерные черты их — магматическая природа и интрузивный характер, широкое развитие порфировых структур и микрографических микроструктур, резко пониженное содержание плагиоклаза, пертитовый характер бесструктурного калишпата, повышенное содержание кремнезема, окиси калия и редких щелочей. Железистость биотита в них составляет 59—78%. Независимо от глубины становления все они относятся к вулканическому типу гранитов, формирующихся за счет сухих и маловодных гранитных расплавов. По геофизическим данным нижние кромки массивов глушихинского комплекса фиксируются на глубине до 10—12 км. Время внедрения их относится к самому позднему протерозою, после чего область складчатого обрамления Сибирской платформы была консолидирована.

В среднем палеозое южная часть рассматриваемой территории была активизирована, широкое развитие получила контрастная вулканоплутоническая формация, интрузивные члены которой в Восточном Саяне представлены гранитами огнинского комплекса, а в Енисейском кряже — порожнинскими сиенитами. Внегеосинклинальные граниты весьма своеобразны, представлены они гиперсольвус-гранитами — ультракислыми однополевошпатовыми породами порфировой структуры и миароловой текстуры с высоким содержанием магнетита и соответственно высокой намагниченностью. Формирование их связано с девонской активизацией Байкало-Енисейского разлома.

Таким образом, независимо от времени и механизма образования гранитоидные плутоны выделенных зон отличаются типом слагающих их гранитоидов: в Приплатформенной зоне в раннем и верхнем протерозое получили развитие плутонические граниты, в зоне Байкало-Енисейского глубинного разлома в архее, позднем протерозое и среднем палеозое — вулканические. По предложенной Г. Б. Ферштатером и др. [1978] схеме феррофаций гранитоидов первые относятся к безмагнетитовой, вторые — к магнетитсодержащей и магнетитовой фациям.

Содержания магнетита были определены в протолочках из 161 пробы гранитоидов весом 5—10 кг, отобранных из 46 гранитных массивов региона в полосе протяженностью более 700 км. Анализы их произведены в минералого-геохимической лаборатории СНИИГГиМСа Л. И. Орловой и Т. Н. Винокуровой по методике Н. Н. Амшинского [1967]. Относительные количества магнетита и биотита в гранитоидах использовались нами для приближенной оценки парциального давления кислорода, которая может служить показателем окислительно-восстановительных условий минера-

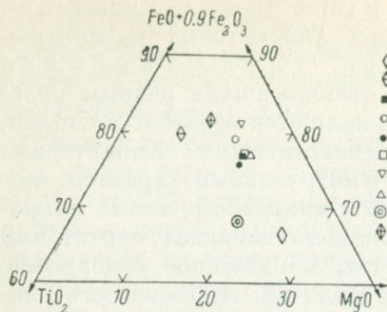


Рис. 2. Диаграмма $\text{FeO}+0.9\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{MgO}$ состава чарнокитов (1—2) и гранитоидов (3—10) различных комплексов.

Комплексы: 1 — богунаевский, 2 — кузевский, 3 — таракский, 4 — посольненский, 5 — татарско-аяхтинский, 6 — нижнеканский, 7 — гаревский, 8 — глушихинский, 9 — осиновский, 10 — огнитский.

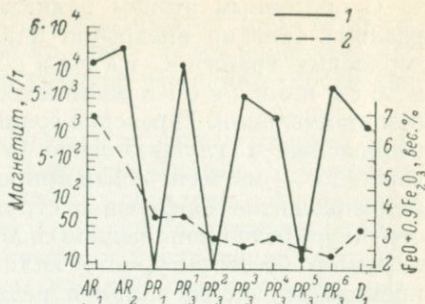


Рис. 3. Соотношение содержаний аксессуарного магнетита (1) и валового железа (2) в разновозрастных гранитоидах юго-западного обрамления Сибирской платформы.

лообразования, поскольку речь идет о породах примерно одной щелочности.

Для магматических гранитов окислительно-восстановительные условия становления определяют эволюцию магмы, порядок ее раскристаллизации и характер минералов переменного состава. Высокое кислородное давление в вулканическом типе (условия растяжения) предопределяют связь большей части железа с кислородом еще до образования $\text{Fe}-\text{Mg}$ -силикатов, что приводит к накоплению кремния в остаточном расплаве и кристаллизации мало-водных высокотемпературных гранитов. В случае, когда гранитообразование происходит в более восстановительных условиях при высоком общем и водном давлении (плутонический тип, условия сжатия), раньше магнетита кристаллизуются силикатные минералы, в том числе такие гидратные фемические минералы, как слюда, а в остаточном расплаве накапливаются окислы железа. На восстановительные условия формирования плутонических гранитов в исследованном районе указывает присутствие в них иногда алмадина магматического генезиса, муассонита, пирита и др. Анализ $p_{\text{H}_2\text{O}}-T-p_{\text{O}_2}$ условий нахождения сосуществующих биотита и магнетита, а также становления безмагнетитовых гранитов содержится в работах Д. Уонза и Х. Эйгстера [Wones e. a., 1965], Д. М. Печерского и др. [Магматизм. . . , 1975], И. Д. Рябчикова [1975], Г. Б. Ферштатера [1975], А. А. Маракушева [1976] и подтверждается аналитическими исследованиями и расчетами Ф. А. Летникова и др. [Флюидный режим. . . , 1977].

В исследованном районе вулканический и плутонический типы гранитов различаются не только по содержанию магнетита.

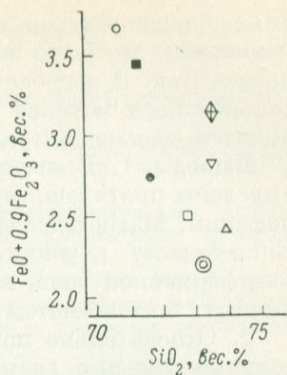
Рис. 4. Особенности распределения SiO_2 в гранитоидах водных (черные знаки) и маловодных серий.

Условные обозначения см. на рис. 2.

На рис. 2 показано распределение в них железа, титана и магния. Содержание магнетита совершенно не коррелируется с валовым содержанием в них железа (рис. 3). В то же время подтверждается более кислый характер маловодных гранитов вулканического типа (рис. 4). На диаграмме Аб—Орт—Кв граниты плутонического типа занимают поле более высокого водного давления по сравнению с вулканическими [Белянкина, 1969]. И наконец, различия между этими типами касаются (а по всей вероятности, определяют) металлогенической специализации гранитоидов. Зона Байкало-Енисейского разлома представляет собой полиметаллический пояс (Pb, Zn, Cu, Mo), а с Приенисейской связана редкочисленная и золотородная минерализация.

Впервые на металлогеническую специализацию гранитоидов в связи с эмпирически установленными закономерностями распределения в них магнетита обратил внимание И. Х. Хамрабаев [1970 и др.]. Полученные нами материалы заставляют с особым вниманием отнестись к этому вопросу, требующему самого пристального изучения. Окислительно-восстановительные условия определяют состав флюидной фазы гранитных магм, имеющий пределеяющее значение в формировании гидротермального оруденения. Новые данные по этому вопросу содержатся в работах Л. В. Таусона [1977], Ф. А. Летникова и др. [Флюидный режим. . . 1977] и др.

В заключение следует остановиться еще на одном аспекте, вытекающем из анализа распределения магнетита в гранитоидах региона. По данным В. В. Ляховича [1967], повышенные содержания магнетита (превышающие некоторые «предельные», равные 7.5 кг/т) являются характерным признаком железосодержащих гранитов. В исследованном районе содержания магнетита, превышающие предельные, присущи чарнокитам и гранитам Посольненского массива. Первые из-за ограниченного распространения, малой мощности тел и особенностей формирования не могут представлять особого интереса, тогда как Посольненский массив, содержание магнетита в котором составляет 13 кг/т, а в отдельных пробах достигает 28 кг/т, заслуживает специального изучения. Несмотря на то что обогащение посольненских гранитоидов железом происходило в результате замещения ими железосодержащих пород субстрата, дальнейшие процессы щелочного метасоматоза могли привести к выносу значительных количеств железа и отложению



его в благоприятной тектонической и термодинамической обстановке, как это было показано Р. М. Слободским [1963] для Горного Алтая. В последнее время в связи с открытием в ареале По- сольненского массива рудопроявлений железа вопрос этот становится весьма актуальным.

Выводы. 1. В юго-западном обрамлении Сибирской платформы выделены протяженные зоны гранитообразования различных феррофаций. Магнетитсодержащие граниты приурочены к Байкало-Енисейскому глубинному разлому, безмагнетитовые — к При- платформенной зоне, включающей инверсионные структуры различных тектоно-магматических циклов.

2. Относительно повышенные окислительные или восстановительные условия гранитообразования, фиксируемые по распределению магнетита, сохранялись на протяжении 2 млрд. лет и контролировали разнотипное оруденение.

Л и т е р а т у р а

- А м ш и н с к и й Н. Н. Минералого-геохимические исследования гранитоидных комплексов. — В кн.: Вопросы геологии, методики поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Новосибирск, 1967, с. 70—80.
- Б е л я н к и н а М. Н. Связь гранитоидных формаций со складчатыми структурами в байкалидах Енисейского кряжа. — Геотектоника, 1969, № 3, с. 62—74.
- Г л и к о О. А. Магматизм Енисейского кряжа. — В кн.: Сб. науч.-техн. информ. МГиОН СССР, № 4. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 36—44.
- Д а ц е н к о В. М. Среднепалеозойский внегеосинклинальный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. — В кн.: Минералогия и петрография рудных формаций Красноярского края. Красноярск, 1974, с. 109—129.
- Д а ц е н к о В. М. Относительная глубина становления гранитоидов Енисейского кряжа по петрогеохимическим данным. — В кн.: Материалы по магматизму и металлогении Красноярского края. Красноярск, 1976а, с. 105—109.
- Д а ц е н к о В. М. Комплементарные ряды гранитоидов батолитовой формации Енисейского кряжа (к вопросу о первой фазе татарско-аяхтинского комплекса). — В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Средней Сибири. Красноярск, 1976, с. 66—72.
- Д а ц е н к о В. М. Распределение магнетита и некоторые вопросы петрогенезиса гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы. — В кн.: Минералы и горные породы Красноярского края. Красноярск, 1977, с. 4—19.
- Д а ц е н к о Л. М., Д а ц е н к о В. М. Аксессуары элементы и минералы как критерии глубины формирования и эрозийного среза гранитоидных массивов Енисейского кряжа. — В кн.: Рудоносность и геология Средней Сибири. Красноярск, 1971, с. 48—59.
- Д а ц е н к о В. М., Орлова Л. И., Винокурова Т. Н., Горб А. М. Распределение и морфология цирконов в гранитоидах юго-западного обрамления Сибирской платформы. — В кн.: Вопросы минералогии, петрографии и геохимии Красноярского края. Красноярск, 1975, с. 28—40.
- К о р н е в Т. Я., Д а ц е н к о В. М., Б о з и н А. В. Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. М., Недра, 1974. 132 с.

- Кузнецов Ю. А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. — В кн.: Материалы по геологии Западной Сибири, 15 (57). Томск, изд. ЗСГУ, 1941. 240 с.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., Наука, 1967. 448 с.
- Магматизм и условия образования изверженных горных пород. /Д. М. Печерский, В. И. Брагин, С. Ю. Бродская и др. М., Наука, 1975. 288 с.
- Маракушев А. А. Анализ окислительно-восстановительных условий глубинного минералообразования. — В кн.: Современные методики петрологических исследований. М., Наука, 1976, с. 11—29.
- Петров С. Г., Решетова С. А. Геология и петрография татарско-аяхтинского и глушихинского интрузивных комплексов Енисейского кряжа. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибири. Л., Недра, 1971, с. 108—139.
- Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. М., Мир, 1975. 288 с.
- Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., Наука, 1975. 230 с.
- Слободской Р. М. О мобилизации рудного вещества при процессах автотоморфизма гранитоидов. — Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 4, с. 944—945.
- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977. 280 с.
- Ферштатер Г. В. Гранитоидные серии разной водонасыщенности и условия их формирования. — В кн.: Гранитообразование и летучие. Свердловск, 1975, с. 47—54.
- Ферштатер Г. В., Бородина Н. С., Чашухина В. А. Феррофации гранитоидов. — Геохимия, 1978, № 2, с. 147—160.
- Флюидный режим земной коры и верхней мантии /Ф. А. Летников, И. К. Карпов, А. И. Киселев, В. О. Шкандрий. М., Наука, 1977. 214 с.
- Хамрабаев И. Х. Фемические минералы как критерий потенциальной металлоносности магматических формаций и некоторые аспекты полярности их составов и парагенезисов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 3, с. 3—16.
- Штейнбергер Д. С., Ферштатер Г. В., Фоминих В. Г. Фации глубинности гранитоидов Урала. — Зап. ВМО, 1968, ч. 97, вып. 4, с. 385—393.
- Wones D. R., Eugster H. P. Stability of biotite: experiment, theory and application. — Amer. mineral., 1965, v. 50, N 9.

S. K. Bose, M. L. Deshpande (INDIA)

MINERALOGICAL ASSOCIATION WITH CASSITERITE BEARING PEGMATITES, BASTAR DISTRICT

S. K. Bose, M. L. Deshpande (Индия)

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ КАССИТЕРИТСОДЕРЖАЩИХ ПЕГМАТИТОВ РАЙОНА БАСТАР

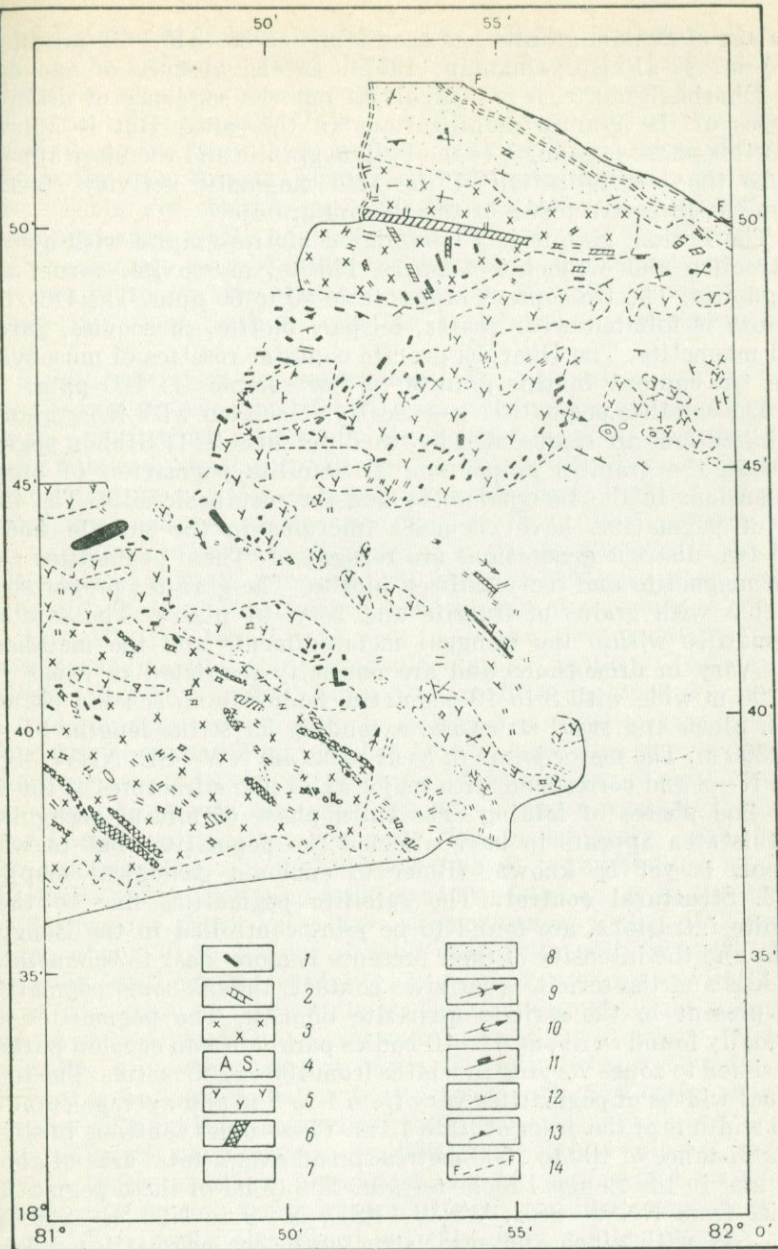
Пегматиты района связаны с палиамскими анатектоническими гранитами (1340 млн. лет, К/Аг датирование) и приурочены к осевой части зоны трещиноватости в образованиях, представленных деформированными метаосновными силами среди серицитовых кварцитов, андалузитовых сланцев и гнейсов бенгальской протерозойской группы.

Пегматиты зональные и незональные образуют кулисообразные зоны протяженностью от 50 до 2500 м и шириной от 100 до 200 м. Зональные пегматиты (в центре кварцевая зона и далее лепидолит-альбит-кварцевая, клеветандит-берилловая, полевошпатовая и другие зоны) относятся к редкометаллоному типу. Касситерит, колумбит, танталит образуются в две последовательные фазы. Минерализация первой пегматитовой фазы, представленная касситеритом, колумбитом—танталитом, псевдоморфозами касситерита по колумбиту—танталиту, станнином и рутилом (?), проявлена в кварцевой, лепидолит-альбитовой и клеветандитовой зонах. Вторая — автопегматитовая, или гидротермальная, фаза представлена касситеритом в «виде сухих швов» в лепидолит-альбитовой зоне, по трещинкам в грейзеновых зонах с лепидолитом, циннвальдитом, флюоритом, амазонитом, бериллом и, возможно, корундом.

1. Introduction. The presence of lepidolite bearing pegmatites was recorded in the Bastar granitic complex intruding the Bengal metasediments, as early as 1938. But the occurrence of cassiterite in them was discovered only recently in 1973. The area forming the southern portion of Bastar is a hilly terrain covered by dense forests with varied wild life. The area is under exploration by the Geological Survey of India since December, 1975 and also by the Mines and Geology department of Madhya Pradesh.

The exploration by the Geological Survey of India includes, regional mapping for tectonic and structural set up, location of pegmatite outcrops etc., geochemical evaluation by stream sediment, soil and bed rock sampling; pitting/trenching across pegmatites and recovery of cassiterite concentrates for grade evaluation in pegmatites, colluvial and alluvial placers, preceded by geophysical surveys for locating subsurface pegmatites, abandoned and buried channels in the head water region of the streams. The initial results are very encouraging and appear to indicate that this area would be potential for resources of tin in India. Preliminary research work in this project under IGCP-26 (MAWAM), has led to important findings.

2. Geological set up. The oldest metasediments comprising sericite quartzites and schists, andalusite gneisses and schists and quartzites belong to the Bengal group of metasediments in which metabasic sills are intrusive (figure). The basic sills are now mostly in the form of plagioclase amphibolites, metadolerite and metagabbro. This sequence is affected by at least two to three phases of folding accompanied by intrusions and mobilizations of the granites designated as the Paliam, and Dharbha granites. Both these granites have developed a thermal aureole along the intrusive contacts with the Bengal metasediments and wider zones of andalusite schists have formed up to at least 1 to 5 km away from the contact. A zone of migmatites with presence of aplitic veins is found along the Dharbha granite which is exposed at higher elevations in the hills. The Paliam granites exposed in the valley at lower elevations appear to have been denuded and from field evidences it is possible that strata of about 1.5 to 2 km thickness have been eroded off. The bio-



Baster cassiterite prospect geological set up (Geological survey of India). Scale 1"=4 miles.

1 — pegmatite/with eluvial cassiterite; 2 — quartz reef/with sulfide mineralization; 3 — granite; 4 — andalusite schist; 5 — basic rock (sills); 6 — basic rock (dyke); 7 — Bengpals quartz sericite schist; 8 — Precambrian sandstone; 9 — antiform; 10 — synform; 11 — toints; 12 — bedding strike and dip; 13 — foliation strike and dip; 14 — fault.

tite age of Paliam granite has been found to be 1345 ± 40 (minimum age) m. y. [Balsubramanian, 1977]. In the absence of age data for Dharbha granite, it is difficult to put the sequence of different phases of the granite mobilizations in this area. But it appears that this phase is younger to the Paliam granite and therefore appears to be the remobilization of the acid magmatic activity starting from the intrusive phase of the Paliam granite.

The Paliam granite is a nonfoliated biotite granite with quartz, microcline and orthoclase feldspars, biotite, muscovite, garnet and magnetite. The tin content ranges from 10 to 60 ppm. The Dharbha granite is foliated with quartz, feldspar, biotite, muscovite, garnet and magnetite. The Dharbha granite contains rosettes of muscovite. The tin content in this granite in few samples is 120 ppm.

The satellite pegmatites genetically associated with these granite mobilizations are represented by two different sets: 1) Ribbon pegmatites in the granites proper and 2) Satellite pegmatites of bigger dimensions in the Bengpal rocks and the metabasic sills. The first set of pegmatites have occupied fractures in the granite bodies and two distinct generations are recognised. These pegmatites contain magnetite and recrystallised biotite. The granites proper show patches with grains of fluorite and beryl at places. The satellite pegmatites within the Bengpal metasediments and the metabasic sills vary in dimensions and are normally restricted to zones 100 to 200 m wide with 8 to 10 pegmatite bodies in an echelon pattern with pinch and swell structure, extending for strike lengths of 100 to 2500 m. The major joints in basic rocks are NW—SE, NNW—SSE and N—S and correspond with major axial plane fractures of the 1st and 2nd phases of folding. The third phase of folding recognised in this area appears to have affected the pegmatites but to what extent, is yet to be known. (Refer to enclosed geological map).

3. Structural control. The satellite pegmatites due to these granite intrusions, are found to be joint controlled in the Bengpal rocks and the intensity of their presence is more near to the metabasic sills and the sericite quartzites contact, though some pegmatites are present in the sericite quartzite domain. The pegmatites are normally found in about 8 to 10 bodies parallel in an echelon pattern restricted to zones varying in widths from 100 to 200 metres. The individual widths of pegmatites vary from 1 to 8 m and average cumulative width is of the order of 10 to 12 m. These zones continue in strike for a distance of 100 to 2500 metres spread over a total area of about 100 km² in the Bengpal rocks terrain. The trend of these pegmatites varies from NNW—SSE, WNW—ESE, N—S to N20 °E—S20 °W, NE—SW with pinch and swell structures. The pegmatites exposed in Govindapal, Chiurwada, Chitalnar, Mundval, Bedhanpal, Munduguda, Kudripal, Marjun and Madkamiras areas are cassiterite bearing. More areas containing tin pegmatites appear to be soil covered. The pegmatites present incipient zoning but some appear on the surface to be unzoned.

4. Nature of mineralization. The cassiterite mineralization is yet to be located in the Paliyam or Dharbha granite proper though both these granites contain pockets of fluorite and beryl at places, indicative of pneumatolytic action. The ribbon pegmatites of two generations traversing these granites contain a lot of magnetite which contain tin up to 80 ppm. The mapping of these terrains is under progress. There are certain zones of greisenization in Kudripal and Bedhanpal areas which have analysed 30 to 50 ppm tin. These zones of greisenization may be either the pegmatites or the tongues of granite nearer to granite contacts with the Bengpal metasediments. Cassiterite mineralization is yet to be located in these greisenized zones.

5. Mineralization in pegmatites. The pegmatites can be classified as rare metal pegmatites with cassiterite mineralization appearing in two distinct phases viz. the pegmatite phase and the autopegmatitic or hydrothermal phase. The pegmatitic phase is represented by discrete crystals of cassiterite with stunted pyramidal faces grown, twinned cassiterite crystals (101 twin plane predominant) and as grains in the zoned pegmatites, in the quartz core, in the lepidolite-felspar-fluorite zone and in the cleavelandite zone, which are incipient. At places there are small pockets of greisen with crystals of cassiterite and tantalite as seen in Chiurwada pegmatites. Cassiterite pseudomorphs after tantalite-columbite, rutile (?) and stannite are seen in the Mundval area. Varlamoffite development is seen in Madkamiras area and may be detected in other pegmatites also after they are exposed by trenches. Some pegmatites show secondary silicification at depths in the form of formation of multi quartz core pegmatites with rare development of bigger crystals of cassiterite. Certain pegmatites are very rich in lepidolite and beryl. The autopegmatitic or hydrothermal phase is represented by solid cassiterite veins occupying fractures in quartz core or in the nearby lepidolite zone. Such veins have dimensions of $1 \times 0.3 \times 0.2$ metres giving about 50 to 100 kg of solid cassiterite with 60% tin, with inclusions of ilmenite, lepidolite, zinnwaldite and muscovite. These veins also contain columbite-tantalite in appreciable amounts. Fractures in pegmatite at Chiurwada contain amazonstone, fluorite, lepidolite, zinnwaldite and stringers of cassiterite and corundum (?). Beryl of green to white colour is associated with most of the pegmatites and also in thin pegmatites in appreciable amounts.

6. Mineral assemblage in pegmatites. The total mineral assemblage in these raremetal pegmatites can be summarised as quartz-smoky and white, lepidolite-pink, green, violet, cookeite-green, zinnwaldite, beryl, cleavelandite, orthoclase, albite, graphic intergrowths of feldspars, fluorite, amblygonite, muscovite, garnet (mostly near contacts), cassiterite, varlamoffite, tantalite-columbite, ilmenite, magnetite Fe-Mn phosphates (triplite) etc. Beryl crystals are found to have strained in cleavelandite zones. Black tourmaline is reported from pegmatites nearer to Dharbha granite area.

7. Paragenetic sequence. Preliminary mineragraphic studies along with observations in the field have indicated the following sequence in element replacements and alterations: Si—K—Na—Li—Be—Na—F—Ta—Nb—Sn. The complete paragenetic sequence in the pegmatites would be revealed shortly after the detailed data is available. The mineralization appears to be hypo to mesothermal from pegmatitic to hydrothermal alterations. The sulphide minerals like chalcopyrite and pyrite appear to be present in a few, later pegmatite veins that cut across these zoned pegmatites as observed in Berycupli area. The later quartz reefs that occupy some of the fractures in the Bengpal rocks have been found to contain specks of chalcopyrite, chalcocite, covellite, pyrite etc.

8. Tin content in host rocks. The tin content in the pegmatites and the host rocks and certain minerals in pegmatites and granites have the following ranges, ppm:

- I) Pegmatites — 50—3000,
- II) Basic rocks near pegmatites — 30—100,
- III) Basic rocks (more than 50 to 100 m from pegmatites — Nil,
- IV) Biotite schists (near pegmatites) — 1000,
- V) Sericite quartzite — 500,
- VI) Lepidolite zone and greisen — 50—2500,
- VII) Garnet — 30—120.

The basic rocks appear to have formed a favourable environment for deposition of tin which has been deposited in the pegmatitic phase by pneumatolysis. The primary dispersion of tin is not found to penetrate in basic rocks, beyond a distance of 50 to 100 m from the tin bearing pegmatites. The cassiterite in 'solid cassiterite veins' during the last stage of hydrothermal activity (autopegmatitic) appears to be a concentration stage of the pegmatitic tin with Nb—Ta in solid solution. Individual crystallization of columbite-tantalite in orthorhombic crystals is also seen in Chiurwada and Mundval areas.

The initial AAS/spectrographic analysis of the cassiterite crystals and veins had indicated the contents of some important constituents as follows:

Nb/Ta more than 1000 ppm; B — 10 ppm; Be — 300 to 600 ppm; W — 10 ppm and Li — 10 to 50 ppm while As, Bi and Mo were found to be almost absent or undetectable. Presence of rubidium and certain rare earths in cassiterite and lepidolite samples has also been indicated in some samples.

9. X-ray diffraction studies. The X-ray diffraction analysis of a number of samples have indicated independent existence of cassiterite, varlamoffite, tantalite-columbite in the pegmatites and eluvial concentrates from this area. Some minerals which have been identified from these concentrates include Pandaite (hydrated barium-strontium niobium oxide), tantalite-stannon (manganese-tantalum-niobium tin oxide), sterryite (lead antimony arsenic sulphide arsenopyrite; kerst rite (copper zinc tin sulphide), fersmite (calcium

niobium oxide) and triplite (Fe, Mn phosphate). Zoning of the tin and rare metal minerals with respect to distance from the granite contacts is presently also under examination.

References

- Deshpande M. L. A note of the prospects and exploration of the cassiterite lepidolite bearing pegmatites in Sukna Tahsil, Bastar district. M. P. GSI, unpublished report. 1975.
- Deshpande M. L. The cassiterite-lepidolite bearing pegmatites, Bastar dist. — M. P. Indian Minerals, 1976.
- Deshpande M. L. e. a. A report on geologic mapping and regional assessment of cassiterite resources, in a part of Bastar district. M. P. (GSI, unpublished report F. S. 1975—1976). 1976.
- Deshpande M. L. e. a. Tin content in host rocks of cassiterite bearing pegmatites, Bastar district M. P. — Symposium on Archaeans of Central India. Nov.—Dec. 1976, GSI. Cr. Nagpur, 1976.
- Deshpande M. L. Tin ores. Geology, resources and exploration. — M. P. Indian Minerals, 1978.
- Ramaswamy C., Deshpande M. L. e. a. Tin pegmatites, Bastar district M. P. — Symposium on Archaeans of Central India. Nov.—Dec. 1976. GSI. CR. Nagpur, 1976.

*В. И. Сотников, А. П. Берзина, Е. И. Никитина,
В. Н. Королюк (СССР)*

СОДЕРЖАНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХЛОРА И ФТОРА В МИНЕРАЛАХ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ОСОБЕННОСТЕЙ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩЕГО ПРОЦЕССА

*V. I. Sotnikov, A. P. Berzina, E. I. Nikitina,
V. N. Korolyuk (USSR)*

CHLORINE AND FLUORINE CONTENTS AND THEIR DISTRIBUTION
IN MINERALS FROM COPPER-MOLYBDENUM DEPOSITS WITH REFER-
ENCE TO THE PECULIARITIES OF MINERAL-FORMING PROCESS

Biotite, apatite, amphibole from a number of copper-molybdenum deposits in the USSR and Mongolia have been analyzed for chlorine and fluorine by electron microprobe methods.

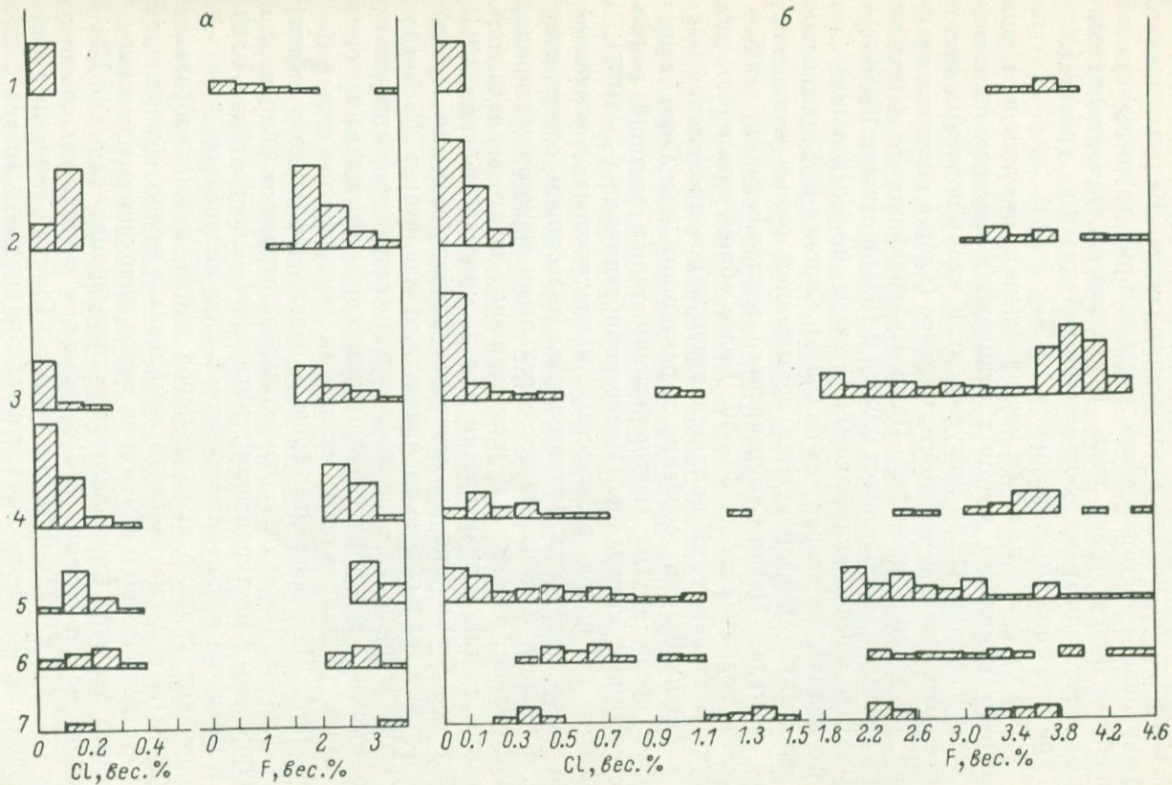
Maximum concentration of chlorine and low F/Cl ratio are noted in minerals which are formed from gaseous fluids during early high-temperature processes (explosive brecciation; emanation effect in intrusion contact and so on). These processes might have formed chlorine halos, where later endogenous alteration took place. Respectively high content of chlorine has been noted in certain cases in minerals from granitoids of ore-bearing magmatic complexes. Enhanced fluorine contents and high F/Cl ratios are typical of minerals observed from K-feldsparthitic rocks and near-vein metasomatites. On the whole, comparatively high F/Cl ratios in minerals above are characteristic of deposits with intense K-feldsparthization and higher molybdenum amount. When F/Cl ratios are low, K-feldsparthization exhibits weakly but sericitization and silicification show the intense development and copper prevails over molybdenum.

При изучении генезиса месторождений медно-молибденовой формации большое внимание уделяется хлору и фтору, являющимся одними из ведущих летучих компонентов минералообразующих растворов [Берзина и др., 1976; Kesler e. a., 1975; Parry, Jacobs, 1975; Olades, 1977]. Участие хлора и фтора во многом определяло общий характер эндогенного процесса и находило отражение в формировании определенных типов пород и минеральных ассоциаций.

На медно-молибденовых месторождениях практически единственными минералами-концентраторами хлора и во многих случаях фтора являются биотит, апатит и реже амфибол. Авторы с помощью рентгеноспектрального микрозондирования изучали содержание и распределение хлора и фтора в этих минералах из различных эндогенных образований большинства медно-молибденовых месторождений СССР и МНР (Каджаран — Кавказ; Кальмакыр, Дальнее, Сары-Чеку, Коунрад — Средняя Азия и Казахстан; Сора, Киялых-Узень, Ипчул — Кузнецкий Алатау; Жирекен, Бугдая, Давенда, Шахтама, Обкоронда — Восточное Забайкалье; Эрдэнтуйн-Обо, Цаган-Субурга, Хунгут, Хармагтай, Наран-Булак — Монголия и др.). Были проанализированы минералы из пород рудоносных магматических комплексов, сопровождающих их эксплозивных брекчий и метасоматитов (от ранних наиболее высокотемпературных калищатовых метасоматитов до более поздних серицитизированных и окварцованных пород, наиболее приближенных к процессу основного рудоотложения, а также аргиллизированных и хлоритизированных образований). Чувствительность определения: Cl — 0.01, F — 0.12%. Результаты анализов апатитов и биотитов из различных эндогенных образований по некоторым месторождениям приведены на рисунке.

Апатиты во всех изученных образованиях представлены фтористыми разновидностями с содержанием хлора от 1.5% до менее, чем чувствительность анализа.

Исследованные апатиты из интрузивных пород рудоносных магматических комплексов, представленных преимущественно штоко- и дайкообразными телами мелкозернистых гранитов, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, граносиенит-порфиров и реже диоритовых порфиров, относятся к позднемагматическим образованиям. Фиксируется некоторое сокращение содержания хлора в апатите от ранних более основных пород к поздним более кислым. Так, например, на Шахтаминском месторождении в апатите из диоритовых порфиров зафиксировано в среднем 0.34% Cl, а в апатите из расположенных рядом дайкообразных тел среднее содержание хлора снижается до 0.29 и 0.21% соответственно. В этом же направлении отмечается относительное возрастание содержания фтора. В апатите из кварцевых порфиров района Шахтаминского месторождения, проявляющихся также в виде даек, но являющихся, очевидно, менее глубинными образованиями, среднее содержание хлора возрастает до 0.47% (по отдельным



Гистограммы содержания хлора и фтора в апатитах (а) и биотитах (б).

Минимальная высота колонки соответствует одному анализу. 1 — Сора; 2 — Жирекен; 3 — Цаган-Субурга; 4 — Эрдэнитуйин-Обо; 5 — Шахтама; 6 — Кальмакыр; 7 — Каджаран.

анализам содержание хлора колеблется от 0.27 до 0.67%). Для Шахтамы отмечается также увеличение содержания хлора в апатите из дайкообразных тел относительно штоков.

Еще более высокое содержание хлора устанавливается в апатитах из порфировых пород гранитоидного состава Кальмакырского и Каджаранского месторождений, руды которых характеризуются повышенным присутствием меди. В апатите из гранодиорит-порфировых даек Каджарана хлор обычно находится на уровне 1.2—1.5% при содержании фтора около 1.9%.

С другой стороны, имеются месторождения, апатиты из пород рудоносного комплекса которых отличаются заметно пониженными содержаниями хлора (рисунок, а). К числу подобных месторождений относятся, в частности, Сорское (хлор в апатитах практически не устанавливается), Чаган-Субургинское (содержание хлора в апатитах колеблется от 0.02 до 0.16%) и отчасти Жирекенское (apatиты обычно включают 0.0% хлора, но в отдельных случаях его количество возрастает до 0.3%). Сорское и Жирекенское месторождения характеризуются повышенной ролью молибдена. Однако в рудах Чаган-Субургинского месторождения отношение Cu/Mo поднимается до 30—40. Более общим признаком для всех этих месторождений является интенсивное проявление процесса калишпатизации, особенно характерного для Соры, выделяющейся среди других месторождений также высокой ролью фторсодержащих минералов [Медно-молибденовая . . ., 1977].

Апатиты из пород рудоносных магматических комплексов обычно характеризуются значительным колебанием содержания хлора, а отчасти и фтора между отдельными зернами минерала, что обусловлено, очевидно, формированием апатита в позднемагматическую стадию в практически уже раскристаллизованной породе. Эти колебания наиболее отчетливо фиксируются для апатита дайкообразных тел и слабее проявлены в случае штоков. Распределение хлора в пределах отдельных зерен апатита часто неравномерное, иногда с некоторым сокращением его количества к периферии зерна (в направлении снижения температуры минералообразования). Периферийные зоны в отдельных случаях обогащаются фтором. Последнее, по-видимому, отражает общую для рассматриваемых месторождений тенденцию — возрастание роли фтора в процессе позднемагматической калишпатизации.

Содержание хлора в апатите пород дайко- и штокообразных тел рудоносного магматического комплекса в целом обычно превышает его количество в апатите из пород интрузивных массивов, вмещающих эти тела (при близости состава пород). Так, для Каджаранского месторождения эти содержания составляют соответственно 1.2—1.5 и 0.22—0.52 (рисунок, а). Вместе с тем в пределах месторождений во вмещающих породах появляется апатит с заметно повышенным содержанием хлора. Чаще всего подобный апатит устанавливается в экзоконтактных зонах дайко- и штокообразных тел рудоносного комплекса. В частности, на Шахта-

минском месторождении в экзоконтакте «сложной» дайки (с преобладанием гранит-порфиров) среди вмещающих шахтаминских гранитоидов установлен новообразованный апатит с содержанием 0.46 % хлора (встречающийся здесь же акцессорный апатит гранитоидов содержит хлора только 0.21 %). На северо-восточном фланге месторождения в поле широкого развития даек шахтаминские гранитоиды наряду с апатитом, количество хлора в котором колеблется в пределах 0.10—0.25 %, часто содержат наложенный апатит с 0.40—0.56 % хлора. На Цагансубургинском месторождении в экзоконтакте штока порфировых пород среди вмещающих цагансубургинских сиенито-диоритов иногда появляется апатит с содержанием хлора до 0.20 % (акцессорный апатит сиенито-диоритов содержит его обычно 0.02—0.05 %). В аналогичной ситуации на месторождении Эрдэнитуин-Обо новообразованный апатит имеет 0.36 % хлора (акцессорный апатит вмещающих гранодиоритов — в среднем около 0.15 %). Появление подобного высокохлористого апатита обусловлено, очевидно, «эманационным пропариванием» в процессе дегазации магматических масс.

Для рассматриваемых месторождений высокое содержание хлора обычно устанавливается в апатитах из тел брекчий, фиксирующих наиболее активные зоны брекчирования, связанные с крупными близкорасположенными магматическими массами. Таковым, в частности, является штокообразное тело брекчий Шахтаминского месторождения, пространственно с которым ассоциируют крупный шток гранит-порфиров и многочисленные дайки. Содержание хлора в апатите из цемента этих брекчий возрастает до 1.10 % (фтор находится в пределах 1.9—2.2 %). В то время как в апатитах пород рудоносного комплекса F/Cl-отношение колеблется от 5 до 16. Вместе с тем на том же Шахтаминском месторождении в апатите из жильных брекчиевых тел, удаленных на 1—1.2 км от штокообразного тела, содержание хлора резко понижено, а количество фтора увеличивается до 3.8—4.3 %. Здесь отмечается апатит с максимальными для месторождения F/Cl-отношениями.

На рудопроявлении Хутул-Нуур (Эрдэнетский рудный узел) в калишпатизированных гранодиоритах с редкой вкрапленностью халькопирита и пирита зафиксирован апатит с содержанием 3.04—3.38 % фтора и 0.14—0.18 хлора, а акцессорный апатит неизменных гранодиоритов содержит 2.36—2.51 % фтора и 0.60—1.43 % хлора. Природа такого высокого содержания хлора пока остается не ясной, однако следует отметить широкое развитие на Хутул-Нууре эксплозивных брекчий.

Выявленные при исследовании апатита особенности распределения хлора и фтора в зависимости от условий минералообразования характерны и для биотита. Содержание хлора в исследованных биотитах колеблется от 0.4 % до ниже, чем чувствительность анализа, а фтора — от 3.5 до 0.2 % (рисунок, б).

В биотитах неизменных пород рудоносных магматических комплексов большинства медно-молибденовых месторождений

F/Cl-отношения обычно находятся в пределах 2—10. Содержание хлора составляет 0.08—0.28, а фтора — от 0.22 до 1% (редко 1.7). В биотите из лейкократовых гранитов Сорского месторождения содержание фтора увеличивается до 3.5%, а хлор часто не обнаруживается (иногда фиксируется до 0.1% хлора). F/Cl-отношение для биотита Соры возрастает до 40. Относительное понижение содержания фтора и некоторое возрастание количества хлора (минимальное среди биотитов пород F/Cl-отношение) характерны для месторождений (Кальмакыр, Каджаран, Эрдэнутуин-Обо) с интенсивным проявлением процессов площадной серицитизации (рисунок, б). Несколько повышенным содержанием хлора характеризуются и биотиты пород Шахтаминского месторождения [Сотников и др., 1976].

В биотите, обычно обильно образующемся в зонах эксплозивных брекчий Шахтамы, хлор часто доминирует над фтором (среднее количество хлора 0.22, фтора — 0.18%), а среднее F/Cl-отношение составляет всего 0.8. Еще ниже F/Cl-отношение (0.5) в новообразованном биотите в экзоконтактной зоне уже упоминавшейся «сложной» дайки, где был отмечен и высокохлористый новообразованный апатит. Содержание хлора в последнем биотите возрастает до 0.35%.

Максимальное содержание фтора (при высоких F/Cl-отношениях — до 50) установлено в биотите калишпатизированных пород. Так, среднее содержание фтора в биотите калишпатизированных мелкозернистых гранитов Жирекенского месторождения составляет 2.47, а хлора — всего 0.05% (биотит неизменных мелкозернистых гранитов, являющихся образованиями рудоносного магматического комплекса, содержит в среднем 0.93% фтора и 0.14% хлора). Биотиты из калишпатизированных метасоматитов месторождений Кальмакыр и Дальнее содержат от 0.31 до 1.24% фтора (среднее 0.72%) и 0.06—0.26% хлора (среднее 0.19%), тогда как в биотитах гранодиорит-порфирового штока рудоносного комплекса определено соответственно 0.46—0.60 (0.53) и 0.18—0.28 (0.24). Повышено F/Cl-отношение и для биотита (10.8) зоны кварц-слюдистого изменения в контакте кварц-молибденитовых жил Шахтамы (содержание фтора 1.19, хлора 0.11%).

Роговая обманка на содержание хлора и фтора наиболее детально исследована для Цаган-Субургинского месторождения, вмещающие породы которого представлены роговообманковыми гранитоидами, прорванными штокообразными телами мелкозернистых гранитов и порфиров. Эта роговая обманка в целом характеризуется заметно повышенной ролью фтора, содержание которого колеблется от 0.9 до 1.75%. Хлор содержится в незначительных количествах (до 0.08%). Следует подчеркнуть, что в пределах всего рудного поля (и особенно месторождения) гранитоиды в той или иной степени калишпатизированы.

Относительно повышенные содержания хлора зафиксированы в роговой обманке из мелкозернистых гранитов и порфиров рудо-

носного магматического комплекса. Максимальное же количество хлора (0.24%) при довольно низком содержании фтора (0.25%) было установлено в роговой обманке из гранитоидов экзоконтактной зоны штока граносиенит-порфиров. Характерно, что в биотите из этих граносиенит-порфиров определено максимальное для темноцветных минералов пород Цаган-Субурги содержание хлора (0.61%).

В процессе гидротермальной хлоритизации и серицитизации биотита и роговой обманки отмечается резкий вынос фтора и особенно хлора. При интенсивном и широком преобразовании вмещающих пород, обычно характерном для месторождений медно-молибденовой формации, количество высвобождающихся из темноцветных минералов хлора и фтора может быть значительным, что оказывает существенное влияние на состав минералообразующих растворов. Процессы серицитизации и особенно окварцевания приводят также к резкому сокращению количества апатита в породах.

Суммируя в целом полученные результаты, можно отметить, что на медно-молибденовых месторождениях формирование минералов с относительно повышенным содержанием хлора (при низких F/Cl-отношениях) связано преимущественно с процессами дегазации магматических масс (эксплозивное брекчирование, эманационное воздействие в контактовых зонах интрузий и т. д.). Эти процессы могли приводить к образованию в пределах месторождений ореолов рассеяния хлора, в контурах которых проходили последующие эндогенные преобразования. Подобное эманационное концентрирование [по Таусону, 1977] и транспортировавшихся (очевидно, в форме оксохлоридных комплексов) рудных компонентов могло оказывать существенное влияние на весь ход рудообразующего процесса, в том числе на формирование рудных концентраций.

Следует отметить, что повышенная роль хлора в газовой составляющей минералообразующих растворов в начальный высокотемпературный период эндогенного процесса устанавливается для медно-молибденовых месторождений и по результатам изучения газовой-жидких включений [Берзина и др., 1976].

В отдельных случаях повышенное содержание хлора фиксируется в темноцветных минералах и апатите гранитоидов рудоносных магматических комплексов. Практически постоянное присутствие хлора (и обычно в заметных количествах) в этих минералах является характерной чертой указанных гранитоидов в отличие от гранитов, с которыми связана молибденовая минерализация грейзенового типа.

Исходя из зафиксированных концентраций хлора в темноцветных минералах и апатите и учитывая преимущественный переход его во флюидную фазу [Барнем, 1970; Рябчиков, 1975; Таусон, 1977, и др.], можно предполагать, что для интрузий, сопровождающихся медно-молибденовым оруденением, концентра-

ция хлора в исходном расплаве в целом была достаточно высокой.

Максимальное содержание фтора характерно для рассматриваемых минералов в калишпатизированных породах (апатит в них присутствует редко) и в зонах околожильных метасоматитов (кварц-сланцевые породы).

Содержание хлора и фтора в темноцветных минералах и апатите в определенной степени увязывается с характером проявленных на медно-молибденовых месторождениях рудно-метасоматических образований. Повышенные F/Cl-отношения в этих минералах в целом более характерны для месторождений с широко и интенсивно проявленной калишпатизацией и часто относительно повышенной ролью молибдена. Наоборот, в случае низких F/Cl-отношений калишпатизация на месторождениях проявляется слабо, а интенсивное развитие получают процессы серитизации и окварцевания; медь часто заметно преобладает над молибденом.

Л и т е р а т у р а

- Барнем К. В. Гидротермальные флюиды магматической стадии. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., Мир, 1970, с. 40—73.
- Берзина А. П., Шугурова Н. А., Сотников В. И. О газовом составе минералообразующих растворов медно-молибденовых месторождений. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 1, с. 188—191.
- Медно-молибденовая рудная формация / В. И. Сотников, А. П. Берзина, Е. И. Никитина, А. А. Проскуряков, В. А. Скуридин. Новосибирск, Наука, 1977. 422 с.
- Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных масс. М., Наука 1975. 230 с.
- Сотников В. И., Берзина А. П., Королюк В. Н., Никитина Е. И., Скуридин В. А. Об одном из возможных источников хлора в минералообразующих растворах. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 3, с. 705—708.
- Сотников В. И., Никитина Е. И., Лаврентьев Ю. Г., Семенов В. И. Хлор и фтор в эндогенном процессе. — Геохимия, 1971, № 2, с. 168—179.
- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977. 279 с.
- Kesler S. E., Issigonies M. J., Brownlow A. H., Damon P. E., Moore W. J., Northcote K. E., Preto V. A. Geochemistry of biotites from mineralized and barren intrusive systems. — Econ. Geol., 1975, v. 70, N 3, p. 559—567.
- Olade M. A. Nature of volatile element anomalies at porphyry copper deposits, Highland valley, B. C., Canada. — Chemical Geology, 1977, v. 20, p. 235—252.
- Parry W. T., Jacobs W. T. Fluorine and chlorine in biotite from Basin and Range plutons. — Econ. Geol., 1975, v. 70, N 3, p. 554—558.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ СВЯЗЬ С ГРАНИТОИДНЫМ МАГМАТИЗМОМ

V. K. Denisenko, G. T. Skublov (USSR)

GEOCHEMICAL TYPES OF TUNGSTEN DEPOSITS AND THEIR CONNECTION WITH GRANITOID MAGMATISM

Based on the statistical processing of data on the accompanying ore elements in 200 tungsten deposits throughout the world the element associations characteristic of the deposits of various ore formations and geochemical types have been distinguished. The similarity between the geochemical associations of different ore formations and definite geochemical types of granitoids distinguished by L. V. Tauson has been established. The correlation between the size of deposits and their geochemical types is shown which can be used in the prognostic evaluation of the mineralization scale.

Вольфрамовые месторождения представляют собой широко распространенный и промышленно важный тип эндогенного оруденения, тесно ассоциирующий с гранитоидным магматизмом. Наряду с оловянными месторождениями они являются основными объектами исследований, проводимых в рамках международной программы геологической корреляции по проекту «Минерализация, связанная с кислым магматизмом» (MAWAM).

Общезвестно наличие в вольфрамовых месторождениях различных устойчивых геохимических ассоциаций рудных элементов, обуславливающих существование разнотипных по составу руд комплексных вольфрамовых месторождений. Количественное соотношение таких разнометальных типов представлено в табл. 1, в которой учтено 115 вольфрамовых и вольфрамсодержащих месторождений, показанных на «Карте полезных ископаемых континентов мира», изданной в СССР в 1970 г.

Определенную информацию о геохимических связях вольфрама можно получить из анализа кларков и кларков концентраций элементов, наиболее часто встречающихся в вольфрамовых месторождениях и образующих в совокупности следующий ряд, построенный в последовательности убывающих значений их кларков в земной коре:

Кларки (по А. П. Виноградову, 1962 г.)	$8.3 \cdot 10^{-3}$	$4.7 \cdot 10^{-3}$	$1.6 \cdot 10^{-3}$	$3.8 \cdot 10^{-4}$	$2.5 \cdot 10^{-4}$	
	Zn	Cu	Pb	Be	Sn	
Кларки концентрации в рудах	891	320	935	1316	2800	
Кларки (по А. П. Виноградову, 1962 г.)	$1.3 \cdot 10^{-4}$	$1.1 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$8.3 \cdot 10^{-6}$	$9 \cdot 10^{-7}$	$4.3 \cdot 10^{-7}$
	W	Mo	Sb	Hg	Bi	Au
Кларки концентрации в рудах	6153	6368	6400	96 385	1 700 000	1628

Сопоставление приведенного ряда с распространенностью различных ассоциаций рудных элементов вольфрамовых месторождений (табл. 1) позволяет сделать вывод, что чем ближе по значению кларки элементов к кларку вольфрама, тем чаще они встречаются совместно в рудах месторождений. При этом соседние с вольфрамом элементы в указанном ряду (Sn и Mo) определяют наличие двух наиболее широко распространенных типов вольфрамовых месторождений, выделенных [Рундквист, Денисенко, 1970] в две самостоятельные группы — оловянно-вольфрамовую и молибден-вольфрамовую.

Таблица 1

Рудные элементы вольфрамовых месторождений

Рудные элементы	Количество месторождений	% от общего числа учтенных месторождений
W	36	32.0
W—Sn	43	38.0
W—Mo	16	14.0
W—Bi	5	4.0
W—Sn—Ti	3	2.4
W—Sb	3	2.4
W—Au	2	1.6
W—Sn—Bi	2	1.6
W—Bi—Mo	1	0.8
W—Sn—Mo	1	0.8
W—Sn—Sb	1	0.8
W—Pb—Zn—Mo	1	0.8
W—Pb—Zn—Sn	1	0.8
Всего	115	100

Для конкретизации отмеченной особенности, свидетельствующей о зависимости разнометальных типов вольфрамовых месторождений от степени геохимического родства вольфрама с различными элементами, и установления связи типов руд с геохимическими особенностями рудоносных гранитоидов была проведена статистическая обработка данных по ассоциациям сопутствующих рудных элементов 200 вольфрамовых месторождений мира (100 отечественных и 100 зарубежных). Характеристика месторождений включала жильные минералы, ведущие рудные элементы, тип околорудноизмененных пород и интрузивные формации гранитоидов, с которыми пространственно ассоциируются месторождения. Учитывался также размер месторождений по трем категориям — крупные, средние и мелкие.

Указанные признаки были закодированы в двоичном виде и по ним рассчитывались частоты встречаемости элементов и корреляционные матрицы. Анализ структуры корреляционной матрицы

проводился методом ветвящихся связей. При этом все элементы располагались на плоскости по принципу: чем сильнее связь, тем ближе они расположены. В ряде случаев использовался метод главных компонентов факторного анализа.

Рассматриваемые месторождения относятся к шести вольфраморудным формациям, выделенным в классификации одного из авторов предлагаемой статьи [Денисенко, 1975]. Рудная формация понимается как группа месторождений с устойчивым набором однотипных минеральных парагенезисов и гидротермально-измененных пород, закономерно проявляющихся во времени и пространстве. В названии формации отражены ведущий рудный минерал, жильный парагенезис и тип околорудноизмененных пород, отнесенных к одной из метасоматических формаций.

Учтенные 200 месторождений распределяются по типам рудных формаций следующим образом, %: вольфрамит-кварцевая грейзеновая — 49, шеелит-гранат-пироксеновая скарновая — 13, шеелит-золото-кварцевая турмалин-хлоритовая — 4, шеелит-кварц-полевошпатовая гумбеитовая — 3.7, гюбнерит-сульфидно-кварцевая березитовая — 3.3. Остальные 14% приходятся на долю сложных полиформационных месторождений, обладающих чертами строения нескольких простых рудных формаций. Статистический анализ закономерностей распределения сопутствующих рудных элементов позволяет разделить их по частоте встречаемости в месторождениях различных формаций на 4 группы: I — Mo, Sn, Bi, Cu — часто встречающиеся (35—55%) в месторождениях; II — Be, Pb, Zn — обычно встречающиеся (15—35%); III — Au, Ag — редко встречающиеся (5—15%); IV — Sb, Hg, Nb, Ta — очень редко встречающиеся (< 5%). По структуре корреляционных связей, отраженной на рис. 1, а, элементы образуют последовательный ряд: Sn—Nb—Be—Mo—Bi—Cu—Zn—Pb—Ag—Au—Sb—Hg. В этом ряду соседние члены имеют сильные положительные коэффициенты корреляции, т. е. встречаются совместно, а крайние члены характеризуются сильными отрицательными коррелятивными связями, являются антагонистами и в рудах совместно не фиксируются.

Приведенный ряд элементов в целом соответствует смене температурных условий рудоотложения от элементов, встречающихся в рудах высокотемпературных (Sn, Nb, Be, Mo, Bi), к средне- (Cu, Pb, Zn, Ag, Au) и низкотемпературным (Au, Sb, Hg) месторождениям. Одновременно наблюдается все менее тесная пространственная связь месторождений с массивами материнских гранитоидов, которая выражается в локализации оруднения по отношению к массивам вначале в непосредственном эндо- и экзоконтакте, затем в надынтрузивной зоне и, наконец, в удаленной зоне вне видимой связи с гранитоидами в полях развития даек пестрого состава. В первом приближении указанная тенденция соответствует и увеличению глубинности становления массивов рудоносных гранитоидов.

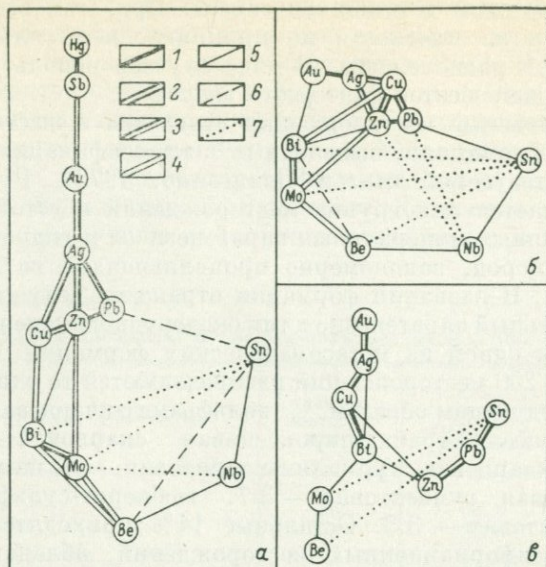


Схема ветвящихся связей сопутствующих рудных элементов вольфрамовых месторождений.

Месторождения: *a* — различных формационных типов, *б* — грейзеновые, *в* — скарновые. Коэффициенты корреляции: 1 — 0.50; 2 — 0.40; 3 — 0.30; 4 — 0.20; 5 — 0.10; 6 — 0; 7 — 0.

Анализ корреляционных связей между формационным типом месторождений и сопутствующими рудными элементами позволяет наметить геохимические ассоциации сопутствующих элементов вольфрамоворудных формаций, отраженные в табл. 2. Из таблицы видно, что выделенные ассоциации хорошо коррелируются как с рядами интрузивных формаций, с которыми ассоциируют вольфрамовые месторождения, так и с геохимическими типами гранитоидов, выделенных Л. В. Таусоном [1977]. В частности, месторождения грейзеновой и березитовой формаций * повсеместно обнаруживают тесную пространственную и, по-видимому, генетическую связь с массивами лейкократовых и аляскитовых гранитов, образующих в совокупности гранит-лейкогранит-аляскитовый ряд интрузивных формаций. По геохимической специализации рудоносные граниты, с которыми ассоциирует оруденение грейзеновой формации, соответствуют геохимическому типу плюмазитовых лейкогранитов, а оруденение березитовой формации — типу редкометальных гранитов щелочного ряда (по Л. В. Таусону). Указанные типы гранитов при общей редкоте-

* Здесь и далее в тексте, а также в таблицах и на рисунках названия рудных формаций для краткости даны по типу рудоносных метасоматических формаций.

Таблица 2

Геохимические ряды вольфрамоворудных формаций и их связь с магматизмом

Геохимический ряд элементов	Рудные формации и их геохимические ассоциации	Ряды интрузивных формаций и их геохимическая специализация	Геохимические типы гранитоидов [по Таусону, 1977]
Hg			
Sb			
Au			
Ag			
Pb	Березитовая		γ латитового ряда
Zn	Гумбенитовая	δ - $\gamma\delta$ - γ	γ андезитового ряда
Cu	Скарновая	γ γ - γ - $\alpha\gamma$	γ известково-щелочного ряда
Bi	Турмалин-хлоритовая		γ щелочного ряда
Mo	Аргиллизитовая		Редкометалльные γ щелочного ряда
Be			Плюмазитовые γ
Nb			
Sn			

Примечание. ν — габбро, δ — диориты, γ — граниты, γ — лейкограниты, $\alpha\gamma$ — аляскиты, ε — сиениты, $\gamma\varepsilon$ — граносиениты.

тальной геохимической специализации отличаются более высокими содержаниями Zn, Nb, Ta, Be в плюмазитовых лейкогранитах и Mo, Pb, Zn в редкометалльных гранитах щелочного ряда. Эта же особенность является отличительной чертой геохимических ассоциаций сопутствующих элементов месторождений грейзеновой и березитовой рудных формаций.

Аналогично гранитоиды диорит-гранодиорит-гранитового ряда интрузивных формаций, с которыми ассоциируют месторождения гумбеитовой и скарновой вольфраморудных формаций, по сходству их геохимической специализации с ассоциациями сопутствующих элементов руд могут быть сопоставлены с палингенными гранитоидами щелочного и известково-щелочного геохимических рядов. Рудоносными в отношении вольфрамовой минерализации турмалин-хлоритовой и аргиллизитовой рудных формаций с известной долей условности могут рассматриваться гранитоиды андезитового и латитового рядов, представляющие собой конечные члены эволюционной серии пород базальтоидного ряда, отнесенных в табл. 2 к габбро-диорит-монзонит-граносиенитовому ряду интрузивных формаций.

Намеченные связи вольфраморудных формаций с определенными геохимическими типами гранитоидов требуют дальнейшего уточнения и конкретизации, однако сам факт существования такой взаимосвязи не вызывает сомнения. Это имеет важное практическое значение, поскольку позволяет решать проблему связи оруденения с магматизмом по геохимическим особенностям как гранитоидов, так и ассоциирующих с ними месторождений.

Установленные корреляционным анализом ассоциации сопутствующих рудных элементов являются основой для выделения геохимических типов месторождений. В это понятие вкладывается представление об устойчивых ассоциациях рудных элементов, присутствующих в значительных или промышленных концентрациях в месторождениях конкретного формационного типа. В качестве примера рассмотрим месторождения двух наиболее распространенных вольфраморудных формаций — грейзеновой и скарновой.

Грейзеновая формация характеризуется большой частотой встречаемости редкометалльных элементов (Sn, Nb, Be, Mo, Bi) и редкостью элементов сульфидной группы (Pb, Zn, Cu, Ag, Au). Особенностью структуры корреляционных связей сопутствующих рудных элементов формации является четкий антагонизм Mo+Bi по отношению к Sn и наличие геохимического ряда Sn—Nb—Be—Mo—Bi. Другая особенность заключается в жесткости структуры связей элементов сульфидной группы, образующих единую геохимическую ассоциацию (рисунок, б). С учетом сказанного геохимические типы грейзеновых месторождений целесообразно объединить в две группы — малосульфидную и сульфидную, в которой присутствует хотя бы один из пяти элементов — Pb, Zn, Cu, Ag, Au.

Основные различия между месторождениями определяются сопутствующими элементами редкометалльной группы, по соотношению которых могут быть выделены 4 геохимических типа грейзеновых месторождений (табл. 3). В зависимости от наличия или отсутствия в них элементов сульфидной группы указанные типы подразделяются на 8 подтипов. Из таблицы видно, что место-

Таблица 3

Геохимические типы грейзеновых месторождений вольфрама

Геохимический тип	Геохимические подтипы и примеры месторождений	
	сульфидная группа	малосульфидная группа
I (W, Bi, Mo, Be)	Ia (27—41) Коктенколь, Калгуты, Джида, Букука, Лянь- хуашань	Iб (22—23) Нура-Талды, Джанет, Ак- чатау, Куналей, Вольф- рам-Кэмп
II (W, Bi, Sn)	IIa (7—43) Спокойнинское, Маунт- Бишоф, Садисдорф	IIб (12—67) Караоба, Иультин, Югод- зырь, Сихуашань
III (W, Mo, Be, Sn)	IIIa (12—41) Торговское, Маунт-Пле- зант, Караколес, Эшасьер	IIIб (21—14) Карасьевское, Эжуг, Забы- тое, Лост-Ривер, Шантен
IV (W, Sn)	IVa (9—22) Лево-Ингодинское, Маучи, Панашкёйра, Модето	IVб (25—0) Чердомяк, Полярное, Та- ненберг, Монтбеле

Примечание. В скобках у номеров геохимических подтипов указано число учетных месторождений и процентное количество из них крупных и средних месторождений.

рождения сульфидной группы по сравнению с малосульфидными чаще представлены крупными и средними по запасам рудными объектами (38 и 20% соответственно). Среди малосульфидных месторождений наибольший интерес представляет II геохимический тип, большинство рудных объектов которого обладают значительными запасами.

Скарновая формация характеризуется высокой частотой встречаемости Mo, Au, меньшей встречаемости Be, Nb, Sn, Pb, Zn и антагонизмом Sn, Pb, Zn по отношению к Mo, Be. Связующим звеном этих ассоциаций является Bi, который коррелирует также с Cu, Ag, Au (рисунок б). Для формации может быть выделено два геохимических ряда: 1 — Sn, Pb, Zn, Bi, Cu, Ag, Au; 2 — Be, Mo, Bi, Cu, Ag, Au. Наличие двух рядов элементов объясняется тем, что в выборку из 35 месторождений включены как собственно скарноворудные объекты, так и полиформационные скарново-грейзеновые месторождения.

По характеру корреляционных связей сопутствующих рудных элементов могут быть намечены 4 геохимических типа скарновых месторождений (табл. 4). Между размером месторождений и геохимическим типом устанавливается сильная корреляционная зависимость (табл. 5): величина критерия X^2 равна 16.2, т. е. эта зависимость устанавливается при 1%-ном уровне значимости. Наибольшую промышленную ценность имеют первые два наиболее контрастных геохимических типа.

Таблица 4

Геохимические типы скарновых месторождений вольфрама

Месторождение	Геохимический тип	Сопутствующие элементы								
		Be	Sn	Pb	Zn	Mo	Bi	Cu	Ag	Au
Восток-2	I — W, Sn, Pb, Zn	—	+	—	+	—	+	+	+	+
Ингичке		—	+	+	—	—	+	+	—	—
Майхура		—	+	—	—	—	+	—	—	—
Улудаг		—	+	+	—	—	—	—	—	—
Кивадо		—	+	—	—	—	—	+	—	—
Чен-Чан		—	—	+	+	+	+	+	—	—
Чорух-Дайрон		—	—	+	+	+	+	+	—	—
Яогансен		—	—	+	+	+	—	—	—	—
Флат-Ривер		—	—	—	+	—	+	+	—	—
Агылка		—	—	—	—	—	+	+	+	+
Брежу		II — W, Be, Mo, Bi	—	—	—	—	+	+	—	—
Баянское			—	—	—	—	+	+	—	—
Угат	—		—	—	—	+	+	+	—	
Куихаба	—		—	—	—	+	+	+	—	
Койташ	—		—	—	—	+	+	+	—	
Котпар	—		—	—	—	+	+	+	—	
Кинг-Айленд	—		—	—	—	+	+	+	—	
Сандонг	—		—	—	—	+	+	+	—	
Тырныауз	—		—	—	—	+	+	+	+	
Белореченское	—		—	—	—	+	—	—	—	
Илю	+		—	—	—	+	—	—	—	
Хуанподи	+		—	—	—	+	+	—	—	
Балканское	III — W, Mo, Cu, Au	—	—	—	—	—	+	—	+	
Кумбельское		—	—	—	—	+	—	—	+	
Стипович		—	—	—	—	+	—	—	+	
Буранское		—	—	—	—	+	—	—	+	
Яхтон		—	—	—	—	+	—	+	—	
Азегур		—	—	—	—	+	—	+	—	
Пайн-Крик		—	—	—	—	+	—	+	+	
Арыкское		—	—	—	—	+	—	+	—	
Лянгар		—	—	—	—	+	—	—	—	
Телекюй		—	—	—	—	+	—	—	—	
Маганат		IV — W	—	—	—	—	—	—	—	—
Коваш			—	—	—	—	—	—	—	—
Эмеральд—Финн	—		—	—	—	—	—	—	—	

Примечание. (+) — наличие, (—) — отсутствие сопутствующих рудных элементов.

Определенный практический интерес представляет введение таких понятий, как полнота и прерывистость рядов сопутствующих элементов рудных формаций, поскольку между ними и масштабами месторождений выявляется корреляционная зависимость. Под полнотой подразумевается количество сопутствующих элементов, а под прерывистостью — число отсутствующих элементов между двумя крайними членами геохимического ряда.

Таблица 5

Связь размеров и геохимических типов
скарновых месторождений вольфрама

Геохимический тип	Размер месторождений		
	крупные	средние	мелкие
I (W, Sn, Pb, Zn)	6	3	1
II (W, Be, Mo, Bi)	4	4	4
III (W, Mo, Cu, Au)	0	2	8
IV (W)	0	0	3

Применительно к скарновым месторождениям средние значения параметра полноты ряда сопутствующих рудных элементов закономерно уменьшаются от I к IV типу и составляют соответственно 3.6 (I тип), 2.9 (II), 2.1 (III) и 0 (IV). Эта зависимость подтверждается значением X^2 , который статистически обоснован при 1%-ном уровне значимости. Для параметра прерывистости отмечается более сложная зависимость: для II и IV геохимических типов он равен 0, а для III и IV варьирует от 0 до 3. При этом для крупных месторождений параметр прерывистости всегда меньше 2. Таким образом, по значениям полноты и прерывистости геохимических рядов рудных формаций можно делать вывод о возможных масштабах вольфрамового оруденения.

Из изложенного следует:

1) месторождения разных вольфрамоворудных формаций характеризуются различными рядами сопутствующих рудных элементов, которые по корреляционным связям разделяются, в свою очередь, на геохимические типы месторождений;

2) устанавливается соответствие между вольфрамоворудными формациями, их геохимическими типами месторождений и геохимическими типами гранитоидов, выделенных Л. В. Тау-соном;

3) наблюдается корреляционная зависимость между размерами месторождений, их геохимическими типами, параметрами полноты и прерывистости рядов сопутствующих рудных элементов, что может быть использовано при прогнозной оценке масштабов оруденения.

Л и т е р а т у р а

- Денисенко В. К. Классификация вольфрамовых месторождений для целей прогнозирования. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1975, вып. 5, с. 526—538.
- Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения (оптогенез и филогенез). М., Недра, 1970. 328 с.

- Скублов Г. Т., Денисенко В. К. Ассоциации сопутствующих рудных элементов вольфрамовых месторождений. — Вестн. Ленингр. гос. ун-та, 1978, вып. 1, № 6, с. 30—41.
- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977. 280 с.

*М. П. Глебов, О. К. Кожевников, В. И. Переляев,
Г. И. Урумова, Н. В. Кухринкова (СССР)*

**МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СВЯЗИ
ОЛОВЯННО-ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ
С РЕДКОМЕТАЛЬНЫМИ ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫМИ ГРАНИТАМИ**

*M. P. Glebov, O. K. Kojevnicov, V. I. Pereleyev,
G. I. Urumova, N. V. Kuchrincova (USSR)*

MINERALOGIC CRITERIA FOR THE RELATIONSHIP OF Sn-W ORES
WITH THE RARE-METAL LITHIUM-FLUOR GRANITES

Granites of the Li—F geochemical type are intermediate products in the compound evolutionary series of long developing special brunch of the acidic magmatism, beginning from the standard granites to the dike series represented by Li—F granite-porphyrries (LFGP) and ongonites with accompanying greisens and hydrothermal ore veins. This chain of subsequent formations in equal conditions of geological environment repeats in many ore-bearing provinces all round the world.

On the different qualitative ratio of the quartz, albite, K-feldspar, topaz, lithium mica, fluorite but common likeness of mineral associations in granites, LFGP, ongonites and ore veins it is clearly seen that the later inherited all mineral-geochemical characteristics of composition from the first one. In addition, the same sequence of deposition of the rock-forming, accessory and ore minerals, proximity of their composition and properties in each group of the examining chain show simply that they are all members of the single genetic row the origin of which is connected with raremetal granites of Li-F-type.

Среди пород гранитоидного ряда литий-фтористые граниты выделяются как глубоко специализированные и высокорудносные образования, привлекающие все большее внимание исследователей. Их особо контрастное геохимическое «лицо» и нередко сопутствующие им рудопроявления широкого спектра металлов (Ta, Nb, Be, Sn, Ag, Au и др.) ставят этот тип гранитов в разряд исключительно благоприятных объектов для изучения связи магматизма и рудоносности.

Литий-фтористые граниты могут рассматриваться как промежуточный продукт в сложном эволюционном ряду длительно развивающейся ветви кислого магматизма, начинающейся со стандартных гранитов и заканчивающейся дайковой серией, представленной литий-фтористыми гранит-порфирами (ЛФГП) и онгонитами с сопутствующими им грейзенами и гидротермальными рудными жилами.

Указанная цепь последовательных образований в условиях сходной геологической обстановки отмечается в Монголии и Забайкалье. Ее наличие, по опубликованным данным, может предполагаться на Северо-Востоке СССР, в Средней Азии, Рудных горах и Корнуэлле. Недавно чрезвычайно интересная серия пород этого ряда обнаружена авторами в юго-западном Прибайкалье. Здесь одновременно развиты литий-фтористые граниты, их дайковые и субвулканические аналоги, а также гидротермальные кварцевые жилы с оловянно-вольфрамовым оруднением, на примере которых и рассматривается вопрос о критериях связи оруденения с редкометалльными гранитами.

Перечисленный комплекс пород приурочен к субширотной зоне тектонического расщепления и диафтореза, развившейся по сланцам и гнейсам протерозойского возраста. Наиболее широко распространены дайковые образования, представленные ЛФГП, онгонитами и всеми промежуточными между ними разностями, образующими в целом дайковый пояс протяженностью более 40 км. Для большинства дайковых тел характерны отчетливые зоны закалки и зональное строение по мощности и падению, что выражается в закономерной смене минеральных ассоциаций, структур, текстур и направленном изменении химического состава.

Дайки ЛФГП при мощности от 4 до 30 м прослеживаются на несколько километров и имеют следующий минеральный состав: кварц — 15—30, калиевый полевой шпат (Кпш) — 30—50, олигоклаз — 5—15, альбит — 1—10, топаз — 0—10, литиевая слюда — до 3, флюорит — 1—2. Все перечисленные минералы участвуют в образовании как мелкозернистой основной массы, так и вкрапленников. Из аксессуарных минералов в ЛФГП установлены касситерит, шеелит, сфалерит, галенит, пирит, циркон, сфен, апатит.

От периферии к центру даек параллельно со сменой афировых фельзитоподобных структур на порфиоровые и полосчатых текстур на однородные массивные возрастает количество Кпш и слюд и уменьшается количество альбита и топаза. В этом же направлении увеличиваются содержания Si, Ti, Fe, Ca, K, Rb, Zn, La, Y, Yb, Zr, Nb, Cr, V и уменьшаются содержания Al, F, Na, Li, Sn, Bi, Ag, Ga, Ge. По восставию даек и ближе к их выклиниванию породы все более приобретают «онгонитовый» характер, т. е. обогащаются альбитом и топазом и по облику приближаются к фельзитам. Одновременно фиксируется их постепенное обогащение литием, фтором, оловом и вольфрамом.

Дайки онгонитов характеризуются меньшей мощностью и длиной, сопровождая в виде сателлитов тела ЛФГП, а иногда и пересекая их. Минеральный состав эндоконтактных зон этих даек такой, %: кварц — до 20, Кпш+альбит — до 70, топаз — от 10—20 до 40, флюорит+криолит — до 6, литиевая слюда — 1. Центральные части по составу приближаются к краевым зонам даек ЛФГП. Из аксессуарных минералов в дайках онгонитов отмечаются касситерит, танталит-колумбит, шеелит, пирит, халькопирит,

магнетит, ильменит, турмалин, циркон, апатит. Об особой роли фтора на протяжении всего периода образования этих даек свидетельствует не только его высокое общее содержание в породе (до 8%), но и закономерная смена во времени и пространстве одних фторсодержащих минералов другими в последовательности топаз—флюорит—криолит. Кроме того, на заключительных стадиях по криолиту развивается редкая гамма алюмофторидов, представленная пахнолитом, томсенолитом и беггильдитом, не отмечавшаяся ранее в подобных образованиях.

С центром максимального насыщения тектонической зоны дайковыми телами совпадает выход на поверхность апикального выступа литий-фтористых гранитов. В плане это овальное тело размером 200×200 м, с глубиной, судя по характеру гравитационного поля, расширяющееся. Оно сложено однородными лейкократовыми мелкозернистыми гранитами, которые состоят из амазонита (40—45%), кварца (25—30%), альбита (15—20%), литиевой слюды (2—4%), топаза (до 2%) и содержат в аксессуарных количествах касситерит, вольфрамит, пирит, халькопирит, пирротин, магнетит, флюорит, турмалин, апатит, циркон, монацит, ильменит. Состав слюды из гранитов, для которой особо характерны повышенные содержания Li, Rb и F, приведен в табл. 1.

В контактовых ореолах гранитов и дайковых тел отмечаются процессы окварцевания, грейзенизации, флюоритизации, пиритизации и турмалинизации, сопровождающиеся увеличением содержания во вмещающих породах Li, Be, Sn, W, Ag, B и др.

Из описаний минерального состава рассматриваемой серии пород и установленных закономерных тенденций в изменении их химического состава от ранних членов к конечным (табл. 2) при наличии между ними постепенных структурно-текстурных и минеральных переходов и одинакового характера контактовых преобразований следует, что это связанные звенья одного генетического ряда.

Оловянно-вольфрамовое оруденение локализовано в экзоконтактной зоне массива литий-фтористых гранитов и представлено рудными свалами и коренными выходами рудных прожилков, которые прослеживаются от контакта апикального выступа вниз по крутому склону горы на сотни метров. В верхней части шлейфа преобладают обломки кварцевых жил с вольфрамитом. Жилы мощностью до 60 см сложены в основном массивным крупнокристаллическим серовато-белым кварцем с немногочисленными друзовидными пустотами, на стенках которых иногда вырастают мелкие кристаллы флюорита и вольфрамита. В небольшом количестве (1—2%) присутствует топаз с размером зерен от 0.02 до 0.05 мм. Спорадически отмечается касситерит с размером зерен от 0.03 до 0.2 мм. Еще реже в жилах встречаются пирит, халькопирит, молибденит, магнетит, турмалин.

Основным рудным минералом этих жил является вольфрамит, концентрирующийся главным образом в призальбандовых частях.

Таблица 1

Состав слюд из литий-фтористых гранитов и рудных прожилков, вес. %

Слюда	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	H ₂ O+	F	Σ
Цинвальдит из топаз-содержащего лейкогранита	42.9	0.52	25.8	0.47	14.3	0.88	0.22	Не обн.	0.59	9.27	2.15	0.14	0.02	1.01	2.75	101.02
Литиевый мусковит из рудного прожилка	48.6	0.26	28.3	0.82	4.25	0.11	2.16	0.24	0.67	10.17	0.44	0.11	0.01	2.44	1.75	100.33

Таблица 2

Изменение химического состава пород в ряду литий-фтористый гранит—онгонит (вес. %)

Порода	Среднее из числа проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O	F
Литий-фтористые граниты	4	74.9	0.02	13.7	0.46	0.57	0.03	0.70	0.20	4.37	4.49	0.10	0.24
Литий-фтористые гранит-порфиры	10	72.0	0.20	14.3	1.10	1.30	0.05	1.03	0.24	4.39	4.32	0.03	0.42
Онгониты	7	71.5	0.03	17.9	0.12	0.26	0.04	0.64	0.26	1.98	6.52	0.24	1.60

Примечание. Все анализы, приводимые в работе, выполнены в лабораториях ЦХЛ ИТГУ и ВостСибНИИГГиМСа.

Его кристаллы удлиненно-призматической или пластинчатой формы размером до $30 \times 20 \times 5$ мм часто образуют сростки и скопления, причем мелкие кристаллы прорастают более крупные. Цвет вольфрамит черный, реже коричневато-серый. По данным рентгеноструктурного анализа крупнокристаллический вольфрамит относится к железистой разновидности, содержащей 22% гюбнеритовой и 78% ферберитовой составляющих.

Кроме того, встречаются небольшие просечки мелкозернистого кварца с тонкокристаллическим вольфрамитом второй генерации. Чаще эти просечки формируются по зальбандам жил и иногда проявлены настолько интенсивно, что жилы приобретают полосчатую текстуру. Насыщенность кварцевых жил вольфрамитом сильно варьирует: от незначительной до 10—12%, но чаще находится в пределах 0.3—5%.

По одной из жил этого типа была определена температура гомогенизации газовой-жидких включений в друзовидном кристалле кварца размером 3×1.5 см. Было установлено, что включения в основании кристалла гомогенизируются при температуре 322—305 °С, из средней его части — при 265—230 °С, из вершины кристалла — при 222—180 °С.

В средней части рудного шлейфа наряду с вольфрамит-кварцевыми жилами встречаются прожилки с равным соотношением касситерита и вольфрамита, а также чисто касситерит-кварцевые. Такие прожилки имеют мощность до 2—3, иногда до 6 см и отличаются от вольфрамит-кварцевых жил присутствием большего количества топаза. Прожилки с касситеритом и вольфрамитом имеют следующий минеральный состав, %: кварц — 85—90, топаз — 5—10, литиевая слюда — 1—2, флюорит, криолит, апатит, турмалин, касситерит, вольфрамит, арсенопирит со скородитом, халькопирит, пирит, ильменит, стрюверит, гематит. Кварц в прожилках обычно мелкозернистый, светло-серого цвета. Топаз в виде агрегата мельчайших кристаллов окаймляет зерна кварца или обособляется в прерывистые цепочки, концентрируясь преимущественно в зоне эндоконтакта. Касситерит распределен неравномерно и часто образует скопления вместе с топазом, слюдой и вольфрамитом.

В нижней части рудных свалов касситерит-кварцевые прожилки преобладают. Следует отметить их особенность — возросшее содержание флюорита, литиевой слюды и появление криофиллита, ассоциирующего с топазом и кварцем. Как и в вышеописанных жилах, в аксессуарных количествах здесь имеются вольфрамит, ильменит, стрюверит, халькопирит, апатит, турмалин.

Основной рудный минерал в этих прожилках — касситерит, количество которого может достигать нескольких процентов. Он образует в прожилках у контактов сплошные или прерывистые мелкозернистые оторочки мощностью от долей до 3 мм, порой дает рассеянную вкрапленность или мелкую сыпь и щеточки по трещинам в центральных частях прожилков.

Форма кристаллов касситерита преимущественно изометричная, дипирамидальная, образованная гранями (111), иногда в комбинации с подчиненными (110) и (101), реже с пинакоидом (001). Размер кристаллов по оси c от 0.25 до 0.7 мм. Удлинение дипирамид (отношение $c : a$) меньше 1, призмочек — 1.5. Окраска касситерита в зернах черная, темно-коричневая, коричневая. Для нее характерна зональность, подчеркиваемая ритмичной сменой участков, различных по густоте цветов. Касситерит довольно сильно плексурно обрывает от красно-бурого, бурого по Ne до желтовато-зеленоватого по No . Угол $2V$ близок к нулю.

Интересна в этих прожилках и морфология кристаллов топаза. Обычно они образованы гранями ромбической призмы (120), (110), (021). Преобладают кристаллы с небольшим удлинением (не более 2.5); часты почти изометричные конвертообразные кристаллы. Иногда двустороннее огранение кристаллов отсутствует и тогда они имеют облик, близкий к скипетровидному на очень короткой ножке. Размеры кристаллов не превышают 1 мм.

Температура гомогенизации газовой-жидких включений в кварце из этого типа прожилков в пределах 300—365 °С.

В нижней части рудного шлейфа широко распространены касситеритсодержащие прожилки топаз-полевошпатово-кварцевого состава мощностью от нескольких миллиметров до 5 см. Количественные соотношения минералов в прожилках варьируют в широких пределах, %: кварц — от 50 до 90, альбит — 5—50, Кпш — 5—10, топаз — 1—10, литиевая слюда — 1—5, флюорит и касситерит — до 1. Кварц вместе с Кпш слагают преимущественно центральные части прожилков. Топаз приурочен к полевошпатовым участкам или в ассоциации с мелкочешуйчатой слюдой и флюоритом слагает приконтактные оторочки. В слюде из этих прожилков, так же как и из гранитов, фиксируются повышенные концентрации Li , Rb и F (табл. 1).

Все рассмотренные рудные образования сопровождаются околожильными маломощными (до 15—20 см) зонами измененных пород. По направлению к жилам слюдисто-кварцевые и слюдисто-флюоритовые грейзены сменяются флюорит-слюдисто-топазными. Кроме того, повсеместно отмечаются слабая турмалинизация и сульфидизация. В конечном итоге все процессы приводят к появлению первичных ореолов F , Li , Sn , W , Ag и Bi .

Таким образом, из приведенной характеристики рудных образований следует, что они относятся к высокотемпературной касситерит-вольфрамит-кварцевой формации, наиболее обычной для оловянно-вольфрамового оруденения, связанного с литий-фтористыми гранитами.

Наблюдавшиеся геологические взаимоотношения, определения абсолютного возраста, четкая зональность в расположении различных типов руд относительно тела гранитов, геохимические характеристики не оставляют сомнения в том, что руды и описанные выше породы являются членами единого генетического ряда,

в основе происхождения которого лежат редкометалльные граниты литий-фтористого геохимического типа. Об этом же свидетельствуют и минералогические особенности пород и руд. Наибольшее внимание в этом плане привлекает «сквозное» развитие минеральных ассоциаций, определяющих геохимическую специализацию магматических пород и рудную специализацию постмагматических образований и доказывающих унаследованность рудами характерных черт состава материнского магматического комплекса. К первой из них относятся литиевые слюды и минералы фтора — топаз, флюорит, криолит. Эти минералы прослеживаются во всех звеньях генетического ряда, подчеркивая его главную геохимическую особенность — литий-фтористую специализацию. Вторая ассоциация включает касситерит и вольфрамит, которые наряду с высокими концентрациями в рудах обязательно присутствуют в виде аксессуаров как в самих литий-фтористых гранитах, так и в дайковых породах — ЛФГП и онгонитах. В известной мере сюда могут быть включены и шеелит, халькопирит, галенит, сфалерит, также характерные при небольшом содержании для всех членов генетического ряда.

Важной особенностью, указывающей на связь оруденения с комплексом литий-фтористых пород, является зональность размещения указанных типоморфных минералов относительно гранитного массива. Она выражается в том, что по мере удаления от кровли массива в рудных образованиях происходит последовательное уменьшение количества литиевых слюд, топаза, флюорита, касситерита и увеличение содержания вольфрамита. Интересно, что эта зональность совпадает с температурной зональностью оруденения, устанавливаемой путем гомогенизации газовой-жидких включений в кварце.

Отмеченные минералогические особенности проявляются весьма отчетливо не только в описанном случае, но и в других районах развития подобных комплексов пород и руд. Благодаря этому они могут служить надежными критериями связи оловянного и оловянно-вольфрамового оруденения с редкометалльными гранитами литий-фтористого типа.

При более детальном изучении, по-видимому, могут быть определены и другие, более «тонкие», минералогические критерии связи литий-фтористых гранитов и оруденения, такие, например, как состав и форма одноименных минералов в магматических и рудных образованиях, последовательность выделения минералов и т. д. Однако описанные выше критерии останутся главными, так как вытекают из основных особенностей состава и процесса формирования комплекса литий-фтористых гранитоидов, которые определяют саму возможность выделения этого комплекса в качестве самостоятельной ветви кислого магматизма.

SOLUBILITY OF TIN DIOXIDE IN DRY SODIUM RICH GRANITE MELTS

М. Штемпрок, Я. Волдан (ЧССР)

РАСТВОРИМОСТЬ ДВУОКИСИ ОЛОВА В БОГАТЫХ НАТРИЕМ
ГРАНИТНЫХ РАСПЛАВАХ

Растворимость двуокиси олова в природных и синтетических гранитных расплавах изучалась при атмосферном давлении и 1600 °С. Олово добавлялось в форме стеклообразного дисиликата натрия, содержащего до 20 вес.% SnO₂. Расплавы кристаллизовались при температурах 800—1300 °С градиентным методом.

Установлено, что расплав, содержащий 69.9% SiO₂, 11.7% Al₂O₃, 6.0% Na₂O и 3.9% K₂O, растворяет приблизительно 10% SnO₂. С повышением содержания натрия растворимость SnO₂ увеличивается приблизительно до 20 вес.%. Единственной фазой, кристаллизующейся при концентрациях, превышающих эти пределы растворимости, является касситерит, который осаждается из гомогенных стекол в температурном интервале 1000—1300 °С.

Поле первичной кристаллизации касситерита занимает большую часть фазовой диаграммы системы гранитная эвтектика—SnO₂—дисиликат натрия. Относительно высокая растворимость SnO₂ при повышенных температурах показывает, что вхождение олова в силикатные расплавы не зависит от присутствия глинозема или небольших количеств FeO, Fe₂O₃ и CaO.

При нагревании расплавов синтетического гранита, содержащего SnO₂ и избыток воды, при давлении 1 кбар и температурах 600—680 °С кристаллизуется Na₂O·3SnO₂·9SiO₂, а касситерит в этих случаях отсутствует.

Полученные результаты показали, что прежние предположения о незначительной растворимости двуокиси олова в силикатных расплавах неверны, поскольку были основаны на наблюдениях, не учитывающих низкую скорость растворения двуокиси олова.

Introduction. The purpose of experimental studies carried out in cooperation between the Geological Survey of Czechoslovakia and the State glass research institute in Hradec Králové was to establish the solubility of SnO₂ in high silica melts corresponding to granite-rhyolite compositions. This study was preceded by a study of simple system Na₂O—SnO₂—SiO₂ [Štemprok, Voldán, 1975] which proved relatively large solubility of tin dioxide at 1400 °C in silicate melts.

We consider this study as prerequisite to the investigation of more complex granite systems containing water and other volatile constituents at various pressures. We chose relatively high-temperature range in order to attain equilibria in shorter time.

Geological postulate of this study is the question of the origin of primary magmatic cassiterite in ore-bearing granitoids and its separation in the sequence of crystallization of main rock-forming minerals. It is possible that the actual source of the ore-bearing constituents contains ore elements in larger concentrations than the granitoids cropping out to the surface. Thus the possible limits of tin dioxide solubility in such a source represent a geological problem which could have been solved by experimental studies.

The ways of tin concentration into lodes and replacement types of deposits [Hesp, 1971; Hesp, Rigby, 1973] suggest the possibility of the origin of cassiterite by magmatic crystallization as well as by its transport in postmagmatic solutions. Postmagmatic ore-bearing solutions may be primarily enriched in tin or they may gain its tin content in the course of the decomposition of biotite.

Previous experimental studies. No such a system was examined to our knowledge previously. The existing data concern simple silicate systems and disagree widely. Tin dioxide is commonly used as a opacifier in the production of white glazes [Stuckert, 1939, 1941]. Cassiterite is also mentioned among those phases which remain undissolved from the raw materials used in glass production. Thus the opinion prevailed that the solubility of tin dioxide in silicate melts is very low at most temperatures used in glass-making.

Weyl [1954] indicated that this low solubility is not given by the actual equilibrium solubility limits but by the low rate of SnO_2 dissolution in silicate melts.

Vakhrameev and Estropev [1969] studied simple systems of the alkali oxides-silica-tin dioxide and showed that tin dioxide can be homogeneously dissolved in 12.5% mol. in dry silicate melts. Rogozhin e. a. [1971] confirmed this by finding glasses with about 20 wt.% of tin dioxide.

The studies by Štemprok and Voldán [1975] of the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{SnO}_2$ found that the solubility range of tin dioxide increases with raising silica content being 16% at about 40% SiO_2 and up to 20% of SnO_2 at 60% SiO_2 at 1400 °C. No metastannate was found in these ranges of silica contents as the products of crystallization of glasses.

Ryabchikov e. a. [1978] reported the solubility of tin in silicate matrix in equilibrium with cassiterite, fluorite and topaz and with 4 modal chloride solution at 750 °C and 1500 kg/cm² to be 0.09 ± 0.04 wt.% while tin concentration in the worm-like segregations, presumably representing the second liquid phase are an order of magnitude higher.

Experimental procedure. Experiments using the pure granite mixtures with tin dioxide showed numerous difficulties in attaining equilibria in the runs. The products of experiments consisted of relics of non-dissolved tin dioxide with rare crystals of newly formed tin dioxide and abundant air bubbles which remained in the melt due to its very high viscosity. Thus we used sodium disilicate glass $\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2$ as a third component in dissolving SnO_2 in the melts.

Melting of granites. The first runs were prepared of granite powders and sodium disilicate glass containing 25% SnO_2 . The composition of the glasses was as follows:

50 wt. % granite Krásno + 50% glass D-25 ($=\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2 + 25 \text{SnO}_2$);
50 wt. % granite Přebuz + 50% glass D-25 ($=\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2 + 25 \text{SnO}_2$).

Chemical composition of granites used in melting experiments and of resulting silicate glasses

Oxide	Granite Krásno	Granite Přebuz	D-25	K + D-25	P + D-25
SiO ₂	75.56	75.18	52.77	64.55	64.48
TiO ₂	0.04	0.10	—	0.02	0.05
SnO ₂	—	—	20.00	10.06	10.08
Al ₂ O ₃	13.63	12.93	—	6.86	6.52
Fe ₂ O ₃	0.07	0.24	—	0.03	0.12
FeO	0.28	1.27	—	0.14	0.64
MnO	0.01	0.04	—	0.01	0.02
MgO	0.095	0.14	—	0.05	0.07
CaO	0.59	0.57	—	0.30	0.29
Li ₂ O	0.05	0.05	—	0.02	0.02
Na ₂ O	4.10	2.96	27.23	15.76	15.21
K ₂ O	4.00	4.72	—	2.01	2.38
P ₂ O ₅	0.38	0.24	—	0.19	0.12
CO ₂	0.08	0.10	—	—	—
H ₂ O ⁺	0.69	0.78	—	—	—
H ₂ O ⁻	0.06	0.10	—	—	—
Σ	99.635	99.42	100.00	100.00	100.00

The chemical composition of the granites used in the melting experiments and of the resulting glasses are given in the table.

¶ **Melting of synthetic granites.** Phase equilibria in the granite system containing the excess of sodium and tin dioxide were examined in the melts of synthetic granites to which sodium disilicate and tin dioxide were added. We used the synthetic granite of the following composition:

	wt. %	mol. %
SiO ₂	77.05	83.64
Al ₂ O ₃	14.67	9.38
Na ₂ O	3.46	3.64
K ₂ O	4.82	3.34
	100.00	100.00

The system was examined in four compositional sections which were prepared by mixing the granite glass, sodium disilicate glass and tin dioxide powder. The following composition series of the melting experiments were tested:

- 80 granite—(20-x)D-xSnO₂ (given in weight %);
- 60 granite—(40-x)D-xSnO₂;
- 40 granite—(60-x)D-xSnO₂;
- 20 granite—(80-x)D-xSnO₂.

The procedure proposed by Schairer [1959] which starts with the glasses of the sodium or potash compositions (Na₂O·6SiO₂ and K₂O·6SiO₂) mixed silica and alumina showed to be very lengthy

and the glass contained abundant air bubbles. Thus we employed the common glass-making technique to prepare silicate melts containing increased contents of tin dioxide.

The following starting materials were used:

SiO_2 — ground quartz sand Dörentrupp (99.89% SiO_2);

Al_2O_3 — aluminium hydroxide supplied by ZSNP Žiar nad Hronom ON 651585;

Na_2O — sodium carbonate technical supplied: Spolek pro chemickou a hutní výrobu, Neštětice;

K_2O — potassium carbonate technical supplied: Spolek pro chemickou a hutní výrobu, Ústí nad Labem, ON 652520;

SnO_2 — chemically powdered tin dioxide, chemically pure.

The starting materials of the series b and c were melted in PtRh crucibles in the amount of 1 kg at the temperature of 1600 °C. This type of melts however showed a very high viscosity which prevented efficient stirring.

On this ground we employed the technique of melting in flat PtRh dishes of 6 cm diameter with a prolonged melting during 36 to 60 hours.

The granite ground, powdered sodium disilicate or sodium disilicate enriched in SnO_2 , and tin dioxide were sieved (grain size No 30 Mesh) and the mixture after a careful mixing was pelletized. Pellets were sintered at 850 °C during 3 hours. Most of the experiments were carried out in mixtures of synthetic granite powder + ground sodium disilicate glass and powdered SnO_2 .

Mixtures were melted in a supercanthalum furnace at temperatures of 1600 or 1300 °C. The melts with increased sodium contents were stirred in a crucible in the course of 90 minutes. After melting the melts were casted on a metallic plate forming thus small plates which were annealed at 650 °C during 1 hour. After this cooling the furnace was turned off and its temperature was gradually lowered to 30 °C during 18 hours.

The products of the runs were examined optically in the polarizing microscope, by X ray diffraction and chemical analyses, and by electron microscopic studies.

Transparent glasses were tested in a gradient furnace and crystallization was followed in platinum envelopes in a vertical Pt quenching furnace.

Results of the experiments. The experimental research of the system granite—sodium disilicate—tin dioxide showed that the solubility of tin dioxide in this silicate melt at 1600 °C depends on the chemical composition and it may be as high as 20 wt. % SnO_2 . At 1300 °C it is in the range between 5—7.5 wt. %.

After the runs we obtained transparent, slightly brown coloured glasses and milk white or rose-white semitransparent or non transparent glasses. Optical determination found tetragonal tin dioxide to be the only phase causing the crystallization. Electron microscopic studies of the glasses (fig. 1 and 2) found the prints of tin dioxide

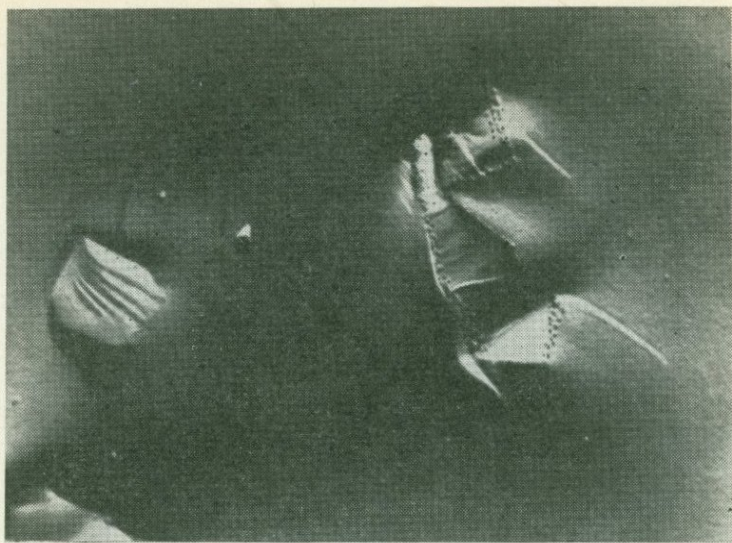


Fig. 1. The electron microscopic image of the silicate melt of the composition 60 wt. % granite + 23.8% sodium disilicate + 16.2% SnO_2 showing the prints of cassiterite crystals. The silicate melts does not show liquid immiscibility. Magnified 7000 \times .

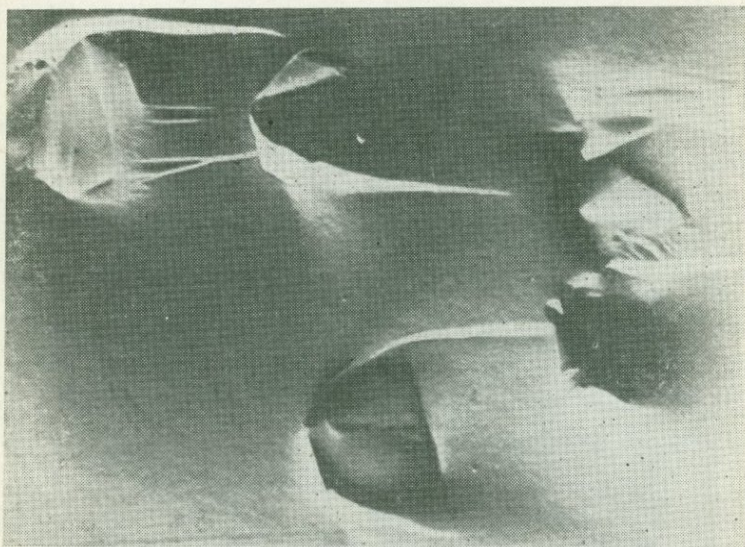


Fig. 2. The electron microscopic image of the silicate melt of the some composition as fig. 1 with distinct prints of cassiterite crystal faces. Magnified 7000 \times .

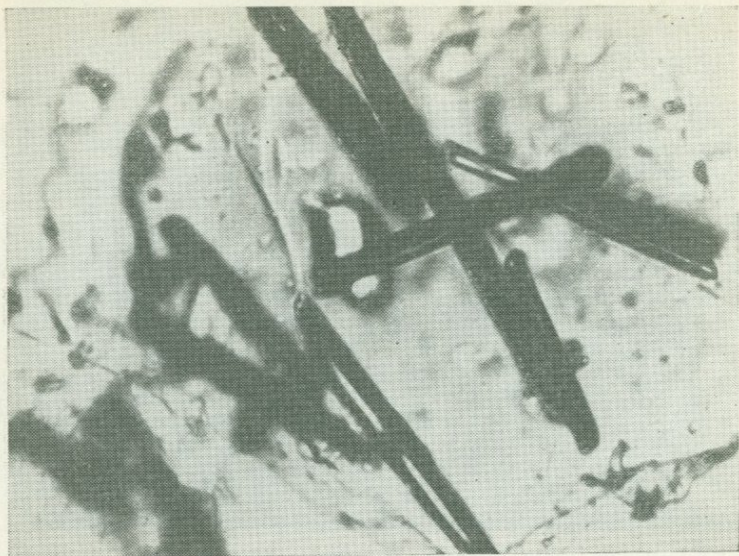


Fig. 3. Cassiterite grown from the silicate melt of the composition 60 wt.% + 27.4% sodium disilicate + 12.6% SnO_2 at 1289°C (gradient method). Magnified 440 \times .

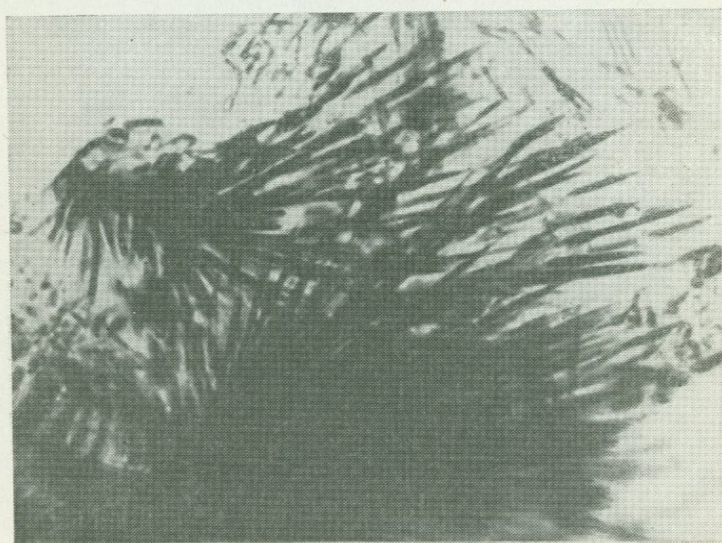


Fig. 4. Crystals of cassiterite growing from the silicate melt of the composition 40.0 wt.% granite, 42.9% sodium disilicate + 17.1% SnO_2 at 1050°C (gradient method). Magnified 440 \times .

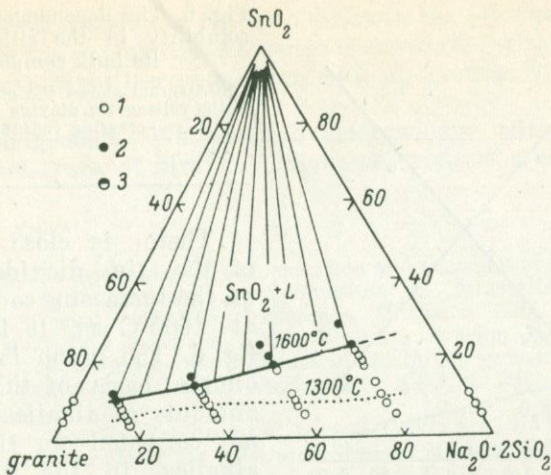


Fig. 5. The isothermal section of the system granite (eutectic)—tin dioxide—sodium disilicate at 1600°C.

The diagram shows high solubility of tin dioxide in granite melts with elevated sodium contents. The 1300°C solubility isotherm is marked by dotted line showing a decrease in tin dioxide solubility with lowering the temperature. 1 — clear glasses at 1600°C; 2 — semi-transparent; 3 — white glasses.

crystals and no signs of liquid immiscibility in the glass matrix. The form of the crystals is short prismatic, occasionally twinned. They form clusters of whiskers or long prismatic crystals arranged in a dense network. The width of prismatic crystals is from about 0.001 to 0.013 mm (fig. 3 and 4). This form considerably differs from that of the original powdered tin dioxide which was used as the starting material. The same type of crystals was obtained in the runs producing the crystallization of tin dioxide in gradient furnace or in platinum enveloped suspended in the quenching furnace.

Experimental results are shown in the isothermal section of the system granite—tin dioxide—sodium disilicate (fig. 5). The field of cassiterite primary crystallization occupies the most part of the diagram and there is a narrow field of melts enriched in tin dioxide near the granite—sodium disilicate side of the diagram. The results of chemical analyses in the sodium rich part of the diagram showed losses of Na attaining to 1.0 wt.%. Thus the position of the solubility curve is uncertain between the *d*-section and the pure sodium disilicate and SnO₂ side of the diagram, as indicated by the dotted line. The temperature of the granite eutectic (975°C) and the melting temperature of the sodium disilicate is 874°C are far below the temperatures used in our experiments.

The crystallization in gradient furnace showed distinctly that the solubility of tin dioxide is decreasing with lowering the temperature. The limit of the tin dioxide solubility at 1300°C is shown in fig. 5 by a dotted line.

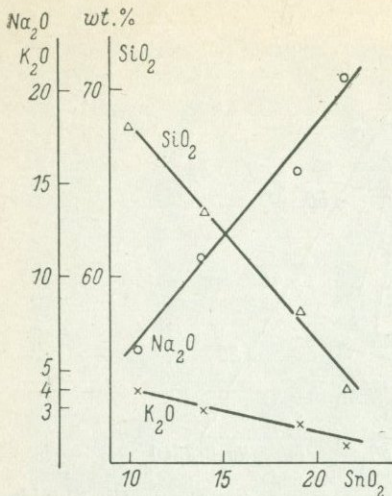


Fig. 6. The dependence of tin dioxide solubility in the silicate melts on its bulk composition.

The diagram shows the closest dependence of the raising tin dioxide solubility on increasing sodium content.

There is close dependence of the tin dioxide solubility on the increasing sodium content at 1600°C as it is shown in fig. 6. The graph is constructed on the basis of the calculated amounts of alkalis in the runs, not corrected for the losses of alkalis in the high sodium part of the diagram.

The runs using natural granites of Krásno and Přebuz produced light green transparent glasses which did not show any crystallization of tin dioxide by crystallization in the gradient furnace in the interval 800–1500°C.

Geological application. Our results show that tin dioxide can enter into silicate melts of granite composition at elevated temperatures in far larger amounts than are the contents of tin in normal (3 ppm) and in ore-specialized (about 30 ppm) granites. Alumina which is the most abundant oxide in granite-rhyolite systems as compared with the simple ones far examined does not influence substantially the entering of tin dioxide into the melts. Similarly small amounts of iron present in natural granites do not influence the solubility of tin dioxide.

If there exists any mechanism of concentration of tin into the dry silicate melts of high silica composition sodium rich melts of granite or near-granite composition are capable to dissolve large amounts of tin at high temperatures.

This might explain the fact that the origin of tin deposits is associated with the latest phases of magmatic activity derived probably from the deepest sources of magmatic melts. These are in many cases accompanied by late stage albitization.

The effect of water and of other volatile constituents will change the character of the diagram. Data which we have so far indicate that tin will be also combined with silicon and sodium to produce more complex compounds of the type $\text{Na}_2\text{O} \cdot 3\text{SnO}_2 \cdot 9\text{SiO}_2$ as found recently by Nekrasov e. a. [1977] in hydrothermal systems.

We conclude from the present study that the primary crystallization of cassiterite starts at very high temperatures at relatively high tin dioxide concentration. No stannates were found to be the phases precipitating from the system.

Evident combination of tin with silica in the presence of alkalis may be one of the explanations that tin is associated with acid igneous rock of granite-rhyolite composition with an average value of about 73% SiO_2 .

Acknowledgement. We wish to acknowledge with thanks the technical assistance of Mrs V. Urbanová in these studies.

References

- Hesp W. R. The mechanism of concentration and transport of tin acid igneous rocks. — Paper presented at Symposium on 'Mineralization in Acid Igneous Rocks', ANZAAS Conference, Brisbane, 1971.
- Nekrasov I. Ja., Dadze T. P., Boronichin V. A., Rudnickaja E. S. About new silicates of tin in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{SnO}_2-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, 1977, t. 232, N 4, 909—912 (in Russian).
- Rogozhin Yu. K., Zaients L. A., Robina D. V. Glassmaking systems. Materials of the All-Union Session, Moskva, 1971 (in Russian).
- Ryabchikov I. D., Durasova N. A., Barsukov V. I., Laputina I. P., Efimov A. S. Role of volatiles for the mobilization of tin from granitic magmas. — MAWAM, v. 3. 1978.
- Schairer J. E. Phase equilibria with particular reference to silicate systems. — Reprint from Physico-Chemical Measurements at High Temperatures. London, Chichester, 1959.
- Stuckert L. Kachelglasuren mit verschiedenen Trübungsmitteln. — Ber. Dtsch. Keram. Ges., 1939, Bd 20, N 5.
- Stuckert L. Emailfabrikation. Verlag J. Springer, Berlin, 1941.
- Štemprok M., Voldán J. The solubility of tin dioxide in sodium silicate glasses. — Silikáty, 1975, v. 19, N 3 (in Czech.).
- Vakhrameev V. I., Estropev K. S. Glassformation and the properties of glasses in the system $\text{SiO}_2-\text{R}_2\text{O}-\text{SnO}_2$. — Izv. AN SSSR. Neorg. mater., 1969, v. 5, p. 101—104; 1563—1565.
- Weyl W. A. Coloured glasses. — The Soc. of Glass Technology, Sheffield, 1954.

E. E. Horn, G. H. Moh (FRG)

NATURALLY OCCURRING $\text{SiO}_2-\text{GeO}_2-\text{SnO}_2$ SOLID SOLUTIONS AND THEIR EXSOLUTIONS

E. E. Хорн, Г. Х. Мох (ФРГ)

РАСПРОСТРАНЕНИЕ В ПРИРОДЕ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ $\text{SiO}_2-\text{GeO}_2-\text{SnO}_2$ И ПРОДУКТОВ ИХ РАСПАДА

Проведенные минералогические и геохимические исследования показали, что элементы группы 4-A — германий, олово и свинец — могут встречаться вместе в различных типах рудных отложений. Простые окислы и сульфиды свинца и олова встречаются как природные минералы, тогда как для германия соответствующих минералов установлено не было. Спектрографическое изучение руд олова из месторождений всех континентов показало, что концентрации германия нередко составляют несколько тысяч граммов на тонну, достигая в отдельных случаях 1%. Изучение касситеритов проб древеснистого олова и варламовита с самыми высокими содержаниями Ge показало присутствие минеральной фазы GeO_2 , отделившейся от касситерита и варламовита. Харак-

терное рентгеновское отражение GeO_2 наблюдалось в рудах олова из различных месторождений, например Хомр Акарам (Египет), Бангка (Индонезия) и оловянного рудника Квинслэнд (Австралия). В свинцово-цинковых рудах возможно присутствие GeS_2 как вторичного продукта распада сфалерита в результате повышения активности серы в ходе охлаждения после рудоотложения.

Introduction and previous studies. The 4A-group elements, germanium, tin, and lead are believed to occur paragenetically separated. There are only a few exceptions known, for instance:

a) Germanium and tin may occur together as members of the mixed-crystal series argyrodite-canfieldite (Ag_8GeS_6 — Ag_8SnS_6);

b) Cassiterite and galena coexist in some of the complex and hybride type of Bolivian ore deposits, and occasionally the mineral teallite, PbSnS_2 , has been mined. Hochschildite, $\text{PbSnO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, a weathering product of teallite, is a mineralogical curiosity of some Bolivian localities;

c) Germanium and lead were only once reported as a rarity from Poland; morozewiczite, Pb_3GeS_4 , an endmember of the mixed-crystal series morozewiczite-polkowicite (Pb_3GeS_4 — Pb_3FeS_4).

However, the characteristic chemical properties of these elements show many similarities and their coexistence in nature could actually be expected more frequently. As far as lead and tin are concerned, all simple oxides and sulfides are known as naturally occurring minerals, whereas for germanium neither the stable sulfides GeS and GeS_2 nor the dioxide GeO_2 have been reported.

With regard to the distribution of trace elements and impurities in cassiterites and in other tin minerals, it has been undertaken to compare geochemical investigations of various tin ores in order to distinguish the individual tin provinces and single occurrences, and special attention was paid to the element germanium [Moh e. a., 1978]. Approximately 800 specimens were selected for analytical purposes from localities of all continents with respect to the various types of ore formation, e. g., pegmatites, quartz veins, greisens, hydrothermal and sulfide-bearing occurrences, placers, etc.

In the course of recent research work distinct germanium concentrations were recognized in the circum-Pacific tin provinces, e. g., in deposits of Japan, Mexico, Bolivia, Argentina, and partly in Western Australia and Tasmania. On the other hand, of the various types of analysed minerals, wood tin and varlamoffite (soxite) are commonly characterized by the highest Ge enrichments showing amounts from several hundred up to 10 000 ppm and more.

Solid solutions and exsolutions. Because of these findings a systematic research program was initiated and besides the routinely performed spectrochemical investigations [Öztunali, Traub, 1977] microscopical and X-ray studies were undertaken of all those minerals which showed Ge contents of more than 3000 ppm. This tedious and laborious work proved quite successful; as published in a short preliminary communication [Öztunali, Horn, 1977] some evidence

was found for naturally occurring GeO_2 . In the meantime much more material has been collected (by Moh) or ore samples have been made available from museum collections for analytical purposes, and the occurrence of GeO_2 could be proved in germanium-rich varlamoffites from a few localities given below. All these varlamoffite specimens are characterized by varying Ge contents ranging from several hundred ppm up to more than one per cent.

1. Numerous samples from the Sardin Tin Mine, Ewan, Kangaroo Hills/Queensland, were carefully investigated and a few of them showed X-ray reflections of GeO_2 .

2. A white tin ore from a museum collection, labelled: Mine No. 5, near Kampong Brang, Bangka/Indonesia, definitely contains small amounts of exsolved GeO_2 .

3. Varlamoffite from Homr Akarem, Egypt, also contains finely distributed GeO_2 exsolution bodies, nearly at the limit of perceptibility.

4. Similarly arduous was the proof of exsolved GeO_2 in the varlamoffite matrix in specimens from Salukwango, Kalima/Zaire, which partly showed Ge contents exceeding 10 000 ppm.

Still to prove is GeO_2 as an independent natural occurrence in samples from a Cornish locality (England), from Perak (Malaysia), and from some varlamoffites of Bolivian origin.

The greatest problem resides in the compositional inhomogeneity of varlamoffites and consequently their varying germanium contents within distances of a few millimeters or centimeters. The X-ray identification of the GeO_2 traces also becomes difficult due to coincidence with, e. g. SiO_2 and SnO_2 reflections. Often the gel-like or earth-textured varlamoffites appear even not yet completely crystallized and show only a few but very weak reflections, although the high Ge concentrations analysed give hope a proof of GeO_2 . Reactions and possible formations of varlamoffites were discussed in some detail by Russell and Vincent [1952], Hosking [1969], Kato e. a. [1970], and Moh and Hutchison [1977].

Depending on the environments, varying concentrations of hydrated metasilica and metagermanium acid, as well as metal hydroxides, can be dissolved in metastannic acid during ore formation; they are common features of varlamoffite. As an alteration product of other tin minerals, e. g., stannite, malayaite, cassiterite, initially formed colloidal metastannic acid coagulates and converts, due to loss of water, into supergene cassiterite or varlamoffite, respectively. With regard to the degree of (re)crystallization the ochreous and earth-textured, still partly hydrated colloidal precipitates will separate into mixtures of, e. g., cassiterite, quartz, and even GeO_2 .

As a matter of experience, approximately 1% is the maximum solid solubility of GeO_2 in varlamoffite, whereas higher contents may exsolve and become more easily detectable.

A name for the new mineral as not suggested, unless in future more visible GeO_2 amounts can be found.

A number of wood tin specimens with high germanium contents were also carefully investigated, but so far the minerals were found to consist of cassiterite-quartz intergrowths [cf. Moh, Hutchison, 1977]. Since no GeO_2 exsolution bodies have been recognized yet, the germanium content seems to be dissolved in the cassiterite and/or in the quartz matrix of the wood tin specimens.

Naturally occurring germanium sulfide could not be reported yet. In some lead-zinc deposits GeS_2 might be found as a secondary exsolution product of sphalerite, due to increased sulfur activity during the cooling stages after ore deposition. However, as previous spectrochemical analyses show, also other metals are detectable such as Cu, Fe, Sn, etc. That means that the sphalerites have dissolved small amounts of briartite ($\text{Cu}_2\text{FeGeS}_4$) or stannite ($\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$), and under these circumstances an exsolution of GeS_2 is impossible.

This research work was supported by the Deutsche Forschungsgemeinschaft which is greatly acknowledged.

References

- Hosking K. F. G. The nature of the primary tin ores of the South-West of England. — 2nd Techn. Conference on Tin of the I. T. C. 1969, Bangkok. Vol. 3, p. 1155—1243.
- Kato A., Shimizu T., Matsuo G. The occurrence of varlamoffite from Mt. Gyoja, Kyoto Prefecture, Japan. — Bull. Nat. Sc. Museum, Tokyo, 1970, v. 13, N 2, p. 331—336.
- Moh G. H., Hutchison C. S. Hydrocassiterites. — N. Jb. Miner. Abh., 1977, Bd 131, H. 1, S. 13—17.
- Moh G. H., Öztunalı Ö., Traub I., Horn E. E. The distribution of trace elements in tin ores with special consideration of germanium. — Simposio Internat. Del Estano, La Paz, Bolivia, 1978; Proceedings.
- Öztunalı Ö., Horn E. E. Some evidence for naturally occurring GeO_2 . — N. Jb. Miner. Abh., 1977, Bd 131, H. 1, S. 17—19.
- Öztunalı Ö., Traub I. Spectrochemical investigations of germanium concentrations in tin ores. — N. Jb. Miner. Abh., 1977, Bd 131, H. 1, S. 7—13.
- Russell A., Vincent E. A. On the occurrence of varlamoffite (partly hydrated stannic oxide) in Cornwall. — Mineral. Mag., 1952, v. 29, p. 817—826.

УДК 550.41 : 553.21 : 552.32

Физико-химический анализ потенциальной рудоносности гранитоидов. Р я б ч и - к о в И. Д. — В кн.: Минералогические критерии связи кислого магматизма с рудной минерализацией. Л., «Наука», 1982, с. 3—8.

Высокотемпературная мобилизация рудных металлов магматическими флюидами определяется присутствием в последних галоидных соединений. Исходные магмы многих редкометалльных гранитов имели высокофтористый и маловодный характер и возникли либо путем прогрессивного плавления биотитсодержащих пород земной коры, либо в результате дифференциации трахибазальтовых расплавов. Основная масса хлористых соединений мобилизуется на ранней стадии процесса магматической дистилляции, высокофтористые растворы генерируются к концу процесса, что является, очевидно, одной из причин разделения халькофильных (хлорофильных) и литофильных (фторофильных) элементов. Лит. — 15 назв.

УДК 549.01 : 553.065 (4)

Жильные минеральные ассоциации металлогенических зон Центральной Европы. Б а у - м а н Л. — В кн.: Минералогические критерии связи кислого магматизма с рудной минерализацией. Л., «Наука», 1982, с. 9—19.

Трем главным тектоническим эпохам Центральной Европы: доварисской, варисской геосинклинально-орогенной и постварисской платформенной — соответствуют три металлогенические эпохи. Варисское жильное оруденение связано с гранитным магматизмом субсеквентного типа. Постварисская минерализация непосредственно связана с трафогеническим и германотипным процессами активизации Центрально-Европейской платформы и сопровождающим их щелочным магматизмом. Лит. — 20 назв., ил. — 2, табл. — 3.

УДК 553.06 : 552.32

О двух типах рудных районов, связанных с гранитным магматизмом. Д е н и с е н к о В. К., И з н а и р с к и й С. И., М е л ь г у н о в А. Н., Р у н д к в и с т Д. В. — В кн.: Минералогические критерии связи кислого магматизма с рудной минерализацией. Л., «Наука», 1982, с. 19—29.

На основе статистического обобщения геохимических данных по примерно 400 месторождениям СССР установлено существование двух типов рудных регионов, характеризующихся соответственно молибден-вольфрамовым и оловянно-вольфрамовым оруденением, связанным с кислым магматизмом и определяющим металлогенический профиль регионов. В формировании регионов определяющую роль играли особенности глубинного строения рудовмещающих блоков земной коры и эволюции рудоносного магматизма. Лит. — 7 назв., ил. — 6, табл. — 2.

УДК 553.22 : 553.4 : 552.32

Минералогические критерии связи редкометалльного оруденения с кислым магматизмом. К о в а л е н к о В. И., А н т и п и н В. С., Н а у м о в В. Б., И в а н о в а Г. Ф., В л а д ь к и н Н. В. — В кн.: Минералогические критерии связи кислого магматизма с рудной минерализацией. Л., «Наука», 1982, с. 30—38.

Комбинированные коэффициенты распределения лития, фтора, олова, вольфрама, тантала, ниобия между вкрапленниками и основной массой субвулканических аналогов редкометалльных гранитов — онгонитов меньше единицы, что свидетельствует о возможности генезиса редкометалльного оруденения непосредственно в магматических стеклах и других породах. Бериллий, литий, фтор, вольфрам переходят во флюид и осаждаются в гидротермальную стадию. По микровключениям температурный интервал формирования редкометалльных месторождений — от 1000 до 50°C, с изменением характера минерало-

образующих сред от расплавов через рассолы до растворов; область совместного существования расплавов и растворов — 750—550°C. Лит. — 19 назв., ил. — 4, табл. — 1.

УДК 553.21 : 553.4 : 552.32

Минералогические и физико-химические критерии связи редкоземельного оруденения с гранитоидами (по геологическим и экспериментальным данным). Некрасова Р. А., Некрасов И. Я. — В кн.: Минералогические критерии связи кислого магматизма с рудной минерализацией. Л., «Наука», 1982, с. 39—48.

Геохимическая специализация гранитоидов в отношении TR и Y в большей степени определяется их общим химизмом, чем концентрациями TR и Y в магме. В связи с гранитоидами повышенной основности отмечаются минералы группы церия, с гранитоидами повышенной щелочности минералы иттриевой группы. Масштаб оруденения определяется степенью экстракции TR из магмы, которая зависит от состава флюида. Степень экстракции уменьшается в ряду от хлоридных флюидов к углекислым, фторным, борным и водным. Лит. — 15 назв., ил. — 3, табл. — 2.

УДК 552.18 : 552.32

Феррофации гранитоидов и парагенезисы железо-титановых минералов. Ферштатер Г. Б., Чащухина В. А., Бородин Н. С. — В кн.: Минералогические критерии связи кислого магматизма с рудной минерализацией. Л., «Наука», 1982, с. 49—60.

По данным изучения распределения железа и титана между биотитами—амфиболами и окисными минералами выделены безмагнетитовый, магнетитсодержащий, магнетитовый и титаномагнетитовый типы гранитоидов, соответствующие одноименным феррофациям. В первых трех фациях большая часть магнетита образуется в результате разложения феррических силикатов. В титаномагнетитовых гранитоидах парагенезис титаномагнетита и феррических минералов первичен. Построена система феррофаций гранитоидов в координатах pO_2 — T. Лит. — 17 назв., ил. — 9.

УДК 553.4 : 552.32 (410)

Урановая минерализация и гранитный магматизм в Великобритании. Симпсон П. Р., Броуэн Г. С., Плэнт Д. — В кн.: Минералогические критерии связи кислого магматизма с рудной минерализацией. Л., «Наука», 1982, с. 60—68.

Повышенные содержания урана свойственны гранитам, характеризующимся повышенными концентрациями некогерентных элементов, низким значением K/Rb отношения, низким содержанием стронция и внедрившимся в условиях высоких геотермических градиентов. Уран в гранитах связан в устойчивых первичных минеральных фазах. Предполагается, что обогащение гранитов ураном достигалось за счет его выноса из субконтинентальной литосферы в период субдукции океанической коры. Лит. — 44 назв., табл. — 1.

УДК 552.18 : 550.85(46)

Некоторые минералогические и геологические черты биотитовых и двуслюдяных гранитов Центральной Эстремадуры (Западная Испания). Сааведра Х. — В кн.: Минералогические критерии связи кислого магматизма с рудной минерализацией. Л., «Наука», 1982, с. 68—72.

Рассматриваемые гипабиссальные массивы сложены пересыщенными глиноземом субщелочными гранитами и характеризуются несогласным залеганием в эпиметаморфизованных породах. Граниты содержат железистый биотит, мусковит, циркон, кордиерит, андалузит, алмаунит, силлиманит, турмалин и топаз, обогащены Na, K, Rb, Cs, Sn, W, Nb. Формирование интрузий с признаками куполообразования связано с поздними фазами герцинского орогенеза и происходило под влиянием глубинных процессов путем плавления нижней континентальной коры и последующего подъема расплавов по зонам глубинных разломов. Лит. — 24 назв., ил. — 4.

Состав биотитов, рудоносность и вопросы генезиса гранитоидов Забайкалья. Ко-лов В. Д., Свядковская Л. И., Матвеева Л. Н. — В кн.: Минералогические критерии связи кислого магматизма с рудной минерализацией. — Л., «Наука», 1982, с. 73—84.

Рассмотрены особенности минерального состава, рассчитаны средние химические и редкоземельные составы биотитов гранитоидных формаций оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья. Жесткая зависимость между химическим и редкоземельным составом биотитов отсутствует. Их химический состав в значительной мере определяется составом гнейсо-гранитного субстрата, подвергавшегося палингено-анатектическому плавлению, редкоземельный состав биотитов отражает достигнутый уровень концентрации летучих и редких элементов в остаточных расплавах и флюидах, участвовавших в формировании постмагматического оруденения. Для целей оценки сравнительной потенциальной рудоносности гранитоидов в отношении олово-вольфрам-редкометалльного оруденения наиболее информативны уровни концентраций в биотитах лития и олова. Лит. — 13 назв., ил. — 4, табл. — 2.

УДК 549.731.13 : 552.11 (571.51/52)

Окислительно-восстановительные условия формирования гранитоидов и эндогенное оруденение (на примере юго-западного обрамления Сибирской платформы). Дацико В. М. — В кн.: Минералогические критерии связи кислого магматизма с рудной минерализацией. Л., «Наука», 1982, с. 85—95.

В пределах Енисейского кряжа и Восточного Саяна выделено две трансрегиональные зоны гранитообразования: Приплатформенная восточная и Приенисейская западная. В первой формировались безмагнетитовые граниты, производные водно-анатектических магм, и сопровождающее их редкометалльное оруденение, во второй, Приенисейской, зоне развиты более кислые магнетитосодержащие гранитоиды — производные сухих и маловодных магм. Окислительный режим гранитообразования в Приенисейской зоне предопределил развитие полиметаллического оруденения. Даются петролого-минералогические критерии принадлежности гранитоидов соответственно и водным, и маловодным сериям. Лит. — 25 назв., ил. — 4, табл. — 1.

УДК 549.01 : 553.45 (540)

Минеральные ассоциации касситеритосодержащих пегматитов района Бастар. Бозе С. К., Дешпаиде М. Л. — В кн.: Минералогические критерии связи кислого магматизма с рудной минерализацией. Л., «Наука», 1982, с. 95—101.

Формирование пегматитов связывается с завершающей стадией становления древних (1340 млн. лет) анатектических гранитов. Редкометалльные пегматиты, зональные и не-зональные, образуют кулисообразные зоны протяженностью от 50 до 2500 м и шириной от 100 до 200 м в протерозойских кристаллических породах. Минерализация пегматитовой фазы представлена касситеритом, колумбит-танталитом, станнином и рутилом и проявлена в кварцевой, лепидолит-альбитовой и клеветандитовой зонах. Минерализация автопегматитовой (гидротермальной) фазы представлена тонкими касситеритовыми прожилками в лепидолит-альбитовой зоне и грейзеновых зонах с лепидолитом, цинвальдитом, флюоритом, амазонитом, бериллом. Лит. — 6 назв., ил. — 1.

УДК 553.462+549.623.5

Содержание и распределение хлора и фтора в минералах медно-молибденовых месторождений в зависимости от особенностей минералообразующего процесса. Сотников В. И., Берзина А. П., Никитина Е. И., Королюк В. Н. — В кн.: Минералогические критерии связи кислого магматизма с рудной минерализацией. Л., «Наука», 1982, с. 101—108.

При формировании медно-молибденовых месторождений ведущими летучими компонентами минералообразующих растворов являлись хлор и фтор, концентрирующиеся в биотитах и апатитах. Установлено, что содержание хлора от высокотемпературных к гид-

ротермальным апатитам резко снижается, вследствие чего гидротермальные апатиты характеризуются низким значением F/Cl-отношения. В сосуществующих с апатитами биотитах концентрации хлора и особенно фтора заметно ниже. В биотитах также наблюдается снижение F/Cl-отношения от высокотемпературных к более низкотемпературным генерациям. Повышенные значения отношения являются признаком гранитоидных комплексов, продуктивных на медно-молибденовое оруденение. Лит. — 10 назв., ил. — 1.

УДК 550.42 : 553.463 : 552.32

Геохимические типы вольфрамовых месторождений и их связь с гранитоидным магматизмом. Денисенко В. К., Скублов Г. Т. — В кн.: Минералогические критерии связи кислого магматизма с рудной минерализацией. Л., «Наука», 1982, с. 109—118.

Установлен единый ряд элементов, образующих в вольфрамовых месторождениях устойчивые рудные ассоциации: Sn—Nb—W—Mo—Bi—Cu—Zn—Pb—Ag—Au—Sb—Hg. Ряд подразделяется на часто, обычно, редко и очень редко встречающиеся элементы, отдельные группы которых характерны для определенных температурных условий рудоотложения. Существует зависимость геохимического типа вольфрамовых месторождений от состава гранитоидных интрузий, с которыми месторождения связаны пространственно и, очевидно, генетически. Лит. — 4 назв., ил. — 1, табл. — 5.

УДК 552.18 : 553.4 : 552.32

Минералогические критерии связи оловянно-вольфрамового оруденения с редкометалльными литий-фтористыми гранитами. Глебов М. П., Рожевников О. К., Переляев В. И., Урумова Г. И., Кухринкова Н. В. — В кн.: Минералогические критерии связи кислого магматизма с рудной минерализацией. Л., «Наука», 1982, с. 118 — 124.

Граниты литий-фтористого геохимического типа являются промежуточным продуктом длительно развивающихся гранитоидных образований, представленных рядом, начинающимся стандартными гранитами и заканчивающимся дайковой серией литий-фтористых гранит-порфиров и онгонитов с сопутствующими грейзенами и гидротермалитами. Характерными минералами дайкового комплекса являются альбит, калишпат, кварц, топаз, литиевая слюда, флюорит, криолит, касситерит, танталит-колумбит, вольфрамит, халькопирит; на самой заключительной стадии кристаллизации появляется группа алломофторидов, представленная пахнолитом, томсенолитом и беггидитом, отмеченных в подобных породах впервые. Табл. — 2.

УДК 550.84 : 552.11

Растворимость двуокиси олова в богатых натрием гранитных расплавах. Штемпрок М., Волдан Я. — В кн.: Минералогические критерии связи кислого магматизма с рудной минерализацией. Л., «Наука», 1982, с. 125—133.

Растворимость двуокиси олова в природных и искусственных гранитных расплавах изучалась в условиях атмосферного давления при 1600°C с кристаллизацией при температурах 800—1300°C градиентным методом. Расплав, содержащий 69.9% SiO₂, 11.7% Al₂O₃, 6.0% Na₂O и 3.9% K₂O растворяет около 10% SnO₂; при повышении концентрации натрия растворимость двуокиси олова достигает 20%. Естественной кристаллизующей фазой является касситерит, осаждающийся из гомогенных стекол в температурном интервале 1500—1300°C. Из расплавов искусственного гранита при давлении 1 кбар и температурах 660—680°C кристаллизуется Na₂O·3SnO₂·9SiO₂, касситерит отсутствует. Прежние предположения о незначительной растворимости двуокиси олова в силикатных расплавах, не учитывавшие низкую скорость растворения, неверны. Лит. — 10 назв., ил. — 6, табл. — 1.

Распространение в природе твердых растворов $\text{SiO}_2\text{—GeO}_2\text{—SnO}_2$ и продуктов их распада. Хорн Е. Е., Мох Г. Х. — В кн.: Минералогические критерии связи кислого магматизма с рудной минерализацией. Л., «Наука», 1982, с. 133—136.

Установлены повышенные и высокие (до 1%) концентрации германия в касситеритах, деревянистом олове и варламовите ряда месторождений мира. Показано, что при содержании германия в этих минералах свыше 3000 г/т он связан в самостоятельной фазе двуокиси германия, обнаруживаемой с помощью рентгеновского анализа. Лит. — 7 назв.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>И. Д. Рябчиков</i> (СССР). Физико-химический анализ потенциальной рудоносности гранитоидов	3
<i>Л. Бауман</i> (ГДР). Жильные минеральные ассоциации металлогенических зон Центральной Европы	9
<i>В. К. Денисенко, С. Н. Изнаурский, А. Н. Мельзунов, Д. В. Рундквист</i> (СССР). О двух типах рудных районов, связанных с гранитным магматизмом	19
<i>В. И. Коваленко, В. С. Антипин, В. Б. Наумов, Г. Ф. Иванова, Н. В. Владыкин</i> (СССР). Минералогические критерии связи редкометалльного оруденения с кислым магматизмом	30
<i>Р. А. Некрасова, И. Я. Некрасов</i> (СССР). Минералогические и физико-химические критерии связи редкоземельного оруденения с гранитоидами (по геологическим и экспериментальным данным)	39
<i>Г. Б. Ферштатер, В. А. Чацухина, Н. С. Бородина</i> (СССР). Феррофаци гранитоидов и парагенезисы железо-титановых минералов	49
<i>П. Р. Симпсон, Г. С. Броуэн, Д. Пэллт</i> (Великобритания). Урановая минерализация и гранитный магматизм в Великобритании	60
<i>Х. Сааведра</i> (Испания). Некоторые минералогические и геологические черты биотитовых и двуслюдяных гранитов Центральной Эстремадуры (Западная Испания)	68
<i>В. Д. Козлов, Л. Н. Свадковская, Л. Н. Матвеева</i> (СССР). Состав биотитов, рудоносность и вопросы генезиса гранитоидов Забайкалья	73
<i>В. М. Даценко</i> (СССР). Окислительно-восстановительные условия формирования гранитоидов и эндогенное оруденение (на примере юго-западного обрамления Сибирской платформы)	85
<i>С. К. Бозе, М. Л. Дешпанде</i> (Индия). Минеральные ассоциации касситеритсодержащих пегматитов района Бастар	95
<i>В. И. Сотников, А. П. Берзина, Е. И. Никитина, В. Н. Королюк</i> (СССР). Содержание и распределение хлора и фтора в минералах медно-молибденовых месторождений в зависимости от особенностей минералообразующего процесса	101
<i>В. К. Денисенко, Г. Т. Скублов</i> (СССР). Геохимические типы вольфрамовых месторождений и их связь с гранитоидным магматизмом	109
<i>М. П. Глебов, О. К. Кожевников, В. И. Переяев, Г. И. Урумова, Н. В. Кухринкова</i> (СССР). Минералогические критерии связи оловянно-вольфрамового оруденения с редкометалльными литий-фтористыми гранитами	118
<i>М. Штемпрок, Я. Волдан</i> (ЧССР). Растворимость двуокиси олова в богатых натрием гранитных расплавах	125
<i>Е. Е. Хорн, Г. Х. Мох</i> (ФРГ). Распространение в природе твердых растворов $\text{SiO}_2\text{—GeO}_2\text{—SnO}_2$ и продуктов их распада	133

CONTENTS

<i>I. D. Ryabchikov</i> (USSR). Physico-chemical analysis of the ore-bearing capacity of granitic rocks	3
<i>L. Baumann</i> (GDR). Mineral associations in the veins of the metallogenetic zones in Central Europe	9
<i>V. K. Denisenko, S. N. Isnairsky, A. N. Melgunov, D. V. Rundquist</i> (USSR). About two types of ore regions related to granitic magmatism	19
<i>V. I. Kovalenko, V. S. Antipin, V. B. Naumov, G. F. Ivanova, N. V. Vlado-dykin</i> (USSR). Mineralogical evidence on the rare-metal ores connection with the acid magmatism	30
<i>R. A. Nekrasova, I. Ya. Nekrasov</i> (USSR). Mineralogical and physico-chemical evidence for the relation between rare-earth mineralization and granitoids	39
<i>G. B. Fershtater, V. A. Tchastchukhina, N. S. Borodina</i> (USSR). Parageneses of Fe—Ti minerals in granitic rocks of various ferrofacies	49
<i>P. R. Simpson, G. G. Brown, J. Plant</i> (Great Britain). Origin of uranium mineralization associated with some granites in the British Isles	60
<i>J. Saavedra</i> (Spain). Some mineralogical and geological aspects of biotitic and two mica granites of Central Extremadura (Western Spain)	68
<i>V. D. Kozlov, L. N. Svadkovskaya, L. N. Matveeva</i> (USSR). Biotite composition and ore-bearing capacity of Transbaikalian granitoids	73
<i>V. M. Datsenko</i> (USSR). Oxidation-reduction condition forming granitoids and endogenic mineralization (on the S. W. Siberian platform framing)	85
<i>S. K. Bose, M. L. Deshpande</i> (India). Mineralogical association with cassiterite bearing pegmatites, Bastar district	95
<i>V. I. Sotnikov, A. P. Berzina, E. I. Nikitina, V. N. Korolyuk</i> (USSR). Chlorine and fluorine contents and their distribution in minerals from copper-molybdenum deposits with reference to the peculiarities of mineral-forming process	101
<i>V. K. Denisenko, G. T. Skublov</i> (USSR). Geochemical types of tungsten deposits and their connection with granitoid magmatism	109
<i>M. P. Glebov, O. K. Kojevnicov, V. I. Perelyaev, G. I. Urumova, N. V. Kuch-rincova</i> (USSR). Mineralogic criteria for the relationship of Sn—W ores with the rare-metal lithium-fluor granites	118
<i>M. Štemprok, J. Voldán</i> (ČSSR). Solubility of tin dioxide in dry sodium rich granite melts	125
<i>E. E. Horn, G. H. Moh</i> (FRG). Naturally occurring SiO_2 — GeO_2 — SnO_2 solid solutions and their exsolutions	133

**МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СВЯЗИ
КИСЛОГО МАГМАТИЗМА
С РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ**

***Материалы XI съезда Международной
минералогической ассоциации***

*Утверждено к печати
Всесоюзным минералогическим обществом*

Редактор издательства *Л. А. Рейхерт*
Технический редактор *И. М. Кацегарова*
Корректор *С. В. Добрянская*

ИБ № 20506

Сдано в набор 14.10.81. Подписано к печати
16.12.82. М-24692. Формат 60×90 ¹/₁₆. Бумага
типографская № 2. Гарнитура обыкновенная.
Печать высокая. Печ. л. 9. Усл. печ. л. 9. Усл.
кр. отт. 9.25. Уч.-изд. л. 10.9. Тираж 1400.
Изд. № 8214. Тип. зак. № 789. Цена 1 р. 70 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука»
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лн., 1
Ордена Трудового Красного Знамени
Первая типография издательства «Наука»
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

80 3P

1 р. 70 к.

18935



«НАУКА»

Ленинградское отделение